



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

**EVIDENCIAS DE INYECCIÓN DE MAGMA EN EL COMPLEJO
VOLCÁNICO CORDÓN CAULLE ENTRE LOS AÑOS 2014-2021: ESTUDIO
DE DEFORMACIÓN CON INSAR**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

SOFÍA ALEJANDRA PARRA GONZÁLEZ

PROFESOR GUÍA:
FRANCISCO DELGADO DE LA PUENTE

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ANGELO CASTRUCCIO ÁLVAREZ
PATRICIA LARREA MARQUEZ

SANTIAGO DE CHILE
2022

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGA
POR: SOFÍA ALEJANDRA PARRA GONZÁLEZ
FECHA: 2022
PROF. GUÍA: FRANCISCO DELGADO DE LA PUENTE

EVIDENCIAS DE INYECCIÓN DE MAGMA EN EL COMPLEJO VOLCÁNICO CORDÓN CAULLE ENTRE LOS AÑOS 2014-2021: ESTUDIO DE DEFORMACIÓN CON INSAR

El Cordón Caulle es un volcán que se encuentra en la Zona Volcánica Sur (SVZ) de Chile. Este ha tenido 3 erupciones en los últimos 100 años de tipo Subplinianas a Plinianas (IEV 2-5) expulsando material de composición riolítica-dacítica. Debido a la alta peligrosidad de estas erupciones, este volcán ha sido intensamente estudiado. En particular, el movimiento de fluidos bajo el volcán ha producido cambios geodésicos de alzamiento y subsidencia de la superficie que ha tenido por su última erupción el 2011-2012. Estos cambios se pueden observar con interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) satelital, una herramienta capaz de detectar cambios geodésicos en la superficie de la Tierra.

En este trabajo se estudió una serie de pulsos de alzamiento ocurridos entre el 2014 y el 2021 con imágenes de radar de las misiones radar de apertura sintética (SAR) Sentinel-1, RADARSAT-2 y COSMO-SkyMed. Con estos datos se obtuvo la deformación acumulada en el tiempo mediante series de tiempo para observar el alzamiento que ha tenido el Cordón Caulle entre el 2014-2021 y particularmente del último pulso de alzamiento entre el 2020-2021. Inmediatamente después de la erupción del 2011-2012, el volcán se ha alzado de 1.1 metros en 4 pulsos de alzamiento que han disminuido su velocidad con el paso del tiempo. El cuarto pulso se inició en mayo - noviembre del 2020 y terminado en mayo del 2021, con un desplazamiento total de 8 cm con una velocidad promedio de 7.5 cm/año. Se utilizó un modelo matemático correspondiente al modelo de Okada (1992) para modelar la fuente que produce la señal de deformación en forma de sill subhorizontal y así obtener la profundidad en la que se encuentra y su cambio de volumen entre el 2020-2021. A partir de este, se calculó que este reservorio tiene una profundidad de 6.2 km y donde el cuarto pulso de alzamiento tuvo un cambio volumétrico de 0.0125 km^3 dando un total de 0.178 km^3 entre el 2012-2021.

Debido a la similitud de la señal de deformación con aquellas observadas durante otros períodos de tiempo, este alzamiento sería producto de la inyección de material basáltico a un reservorio somero. Los pulsos episódicos serían evidencia del crecimiento de este cuerpo bajo el Cordón Caulle. Finalmente, si esta inyección continúa en esta misma escala, se podría dar origen a una erupción volcánica de 4 a 6 décadas.

*A mi familia y amigos,
por el apoyo en todos estos años.*

Muchas gracias

Agradecimientos

A los profesores Pablo Sanchez y Daniele Tardani de la U Austral y a la profesora Fernanda Álvarez de la U de Concepción por el trabajo en terreno en enero del 2022. A los fondos del Departamento de Geología que financiaron el trabajo en terreno de F. Delgado y S. Parra. A Carolina Muñoz (U. Nevada Reno) por discusiones. A la European Space Agency (ESA) por adquirir y distribuir los datos de Sentinel-1. A la compañía privada MacDonald Dettwiler y Asociados de Richmond (MDA) por entregar los datos de RADARSAT-2 mediante una extensión sin costo del proyecto SOAR-EI 5437 de Canadian Space Agency (CSA). A Juan Carlos Baez (Centro Sismológico Nacional) por haber procesado los datos de GNSS de la red de monitoreo del Observatorio Volcanológico de los Andes del Sur (OVDAS).

Quiero agradecer a todas las personas que me han acompañado en toda mi educación que me ha llevado a la realización de este trabajo. A mis padres, mi hermana, mis abuelos y Noemi que me han apoyado en todas mis decisiones y me acompañaron en mi crecimiento. A mis amigos del colegio Pamela, Valentina, Josefa, Daniela y Matías. A mis amigos de bachillerato Vannesa, Franco, Macarena, Gian, Braulio y Sergio A mis amigos y compañeros de geología, Denisse, Valeria, Camila, Joaquín, Tomás, Nicolás, Luis, Alejandro y Alonso por todas las risas, horas de estudio y terrenos juntos. A Carlos por estar acompañándome y darme su cariño todos estos años. A mi grupo de trabajo InSAR, Joaquín, Gabriela y Milton por toda la ayuda en el proceso de esta memoria y finalmente a mi profesor guía Francisco Delgado por su alta disponibilidad para contestar cualquier duda que tuviera.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Formulación del estudio propuesto	1
1.2. Objetivos	3
1.2.1. Objetivos Generales	3
1.2.2. Objetivos Específicos	3
1.3. Hipótesis de Trabajo	3
2. Antecedentes	4
2.1. Contexto Geológico	4
2.2. Control estructural de la zona	6
2.3. Actividad Volcánica en el Siglo XX	6
2.4. Sistema Geotérmico	11
2.5. Almacenamiento del magma	13
2.5.1. Enfoque desde InSAR	14
2.5.1.1. Deformación pre-eruptiva 2003-2011	14
2.5.1.2. Deformación co-eruptiva 2011-2012	15
2.5.1.3. Deformación post-eruptiva 2012-2020	15
3. Metodología	18
3.1. Obtención de imágenes SAR	18
4. Resultados	21
4.1. Procesamiento interferogramas InSAR	21
4.1.1. Sentinel-1	21
4.1.2. RADARSAT-2, COSMO-SkyMed	24
4.2. Series de tiempo	24
4.3. Desplazamiento acumulado	28
4.4. Modelo de fuente de deformación volcánica	30
5. Discusiones	35
5.1. Incertidumbre en las mediciones de deformación	35
5.2. Almacenamiento y ascenso magmático	36
5.3. Origen de la deformación	37
5.4. Tasa de alzamiento, eruptiva y futuras erupciones	45
5.5. Estudios futuros	47
6. Conclusiones	48

8. Bibliografía	49
7. Anexo	55

Índice de Tablas

4.1.	Pulsos de alzamiento con sus respectivos desplazamientos y velocidades.	29
4.2.	Pulsos de alzamiento con sus respectivos variaciones volumétricas. Volumen calculado entre 2012/03-2015/05 por Delgado (2016) y 2015/06-2017/02 por Delgado (2018).	34

Índice de Ilustraciones

2.1.	Mapa geológico y estructural simplificado de la zona de estudio a partir de una imagen satelital de topografía sombreada de la misión TanDEM-X con resolución de 12 metros/pixel, donde se muestra el Cordón Caulle y los volcanes (Cordillera Nevada y Volcán Puyehue) a su alrededor que se simbolizan con los triángulos rojos. El polígono morado corresponde a la lava de 1921-1922, el polígono verde a la lava de 1960 y el naranja a la lava de 2011-2012 con sus respectivos cráteres con rombos azules. Los puntos amarillos corresponden a dos estaciones de GPS instaladas en la zona. Los polígonos celestes corresponden a masas lacustres y los trazos rojos corresponden a fallas activas y potencialmente activas (Maldonado, 2021). Las principales fallas corresponden a la Falla Río Iculpe y al sistema de falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ).	5
2.2.	Fotografía tomada en dirección sur de la lava del 2011-2012 a la izquierda de la imagen y la lava de 1960 a la derecha donde intersectan en el centro. La lava de 2011-2012 se detiene donde la pendiente aumenta.	8
2.3.	Fotografía colada de lava del 2011-2012, persona en el centro como escala en el centro de la imagen de rojo, donde la colada tiene una altura de unos 40 metros.	9
2.4.	(a) Fotografía de un enclave máfico con textura fanerítica encontrado en la colada de lava del 2011-2012. (b) Fotografía de un enclave máfico con textura porfídica encontrado en la colada de lava del 2011-2012. (c) Fotografía enclaves máficos con textura fanerítica y marcas de flujo a sus alrededores.	10
2.5.	Fotografía tomada en dirección norte de la zona Las Sopas donde se observa un suelo de tonalidades amarillas, grises y anaranjadas por alteraciones y la presencia de fumarolas.	12
2.6.	Fotografía tomada en dirección norte de una de las mudpools que se encuentra en la zona de Las Sopas.	12
2.7.	Mapa del Cordón Caulle con topografía sombreada tomada con el satélite TanDEM-X con resolución de 12 metros/pixel donde los rombos verdes oscuros corresponden a las fumarolas y manantiales encontrados en la zona de estudio, el rombo verde claro muestra el géiser de Trahuilco (Sepúlveda et al., 2004). Los rombos azules corresponden a los cráteres de las erupciones de 1921-1922, 1960 y 2011-2012 y las trazos rojos corresponden a fallas activas y potencialmente activas (Maldonado, Melnick, et al., 2021).	13

2.8.	(a) Gráfico de desplazamiento acumulado (desplazamiento de la línea de visión (LOS displacement) versus tiempo) del Cordón Caulle entre los años 2003-2011. En los inicios la serie se identificó con datos del satélite ENVISAT IM2 hasta el 2007, que luego fue medido principalmente con datos de ALOS-1 hasta inicios del 2011 donde se volvió a incorporar datos de ENVISAT IM6. (b) Gráfico de desplazamiento acumulado (desplazamiento de la línea de visión (LOS displacement) versus tiempo) del Cordón Caulle entre los años 2012-2020 donde se muestran 3 pulsos entre marzo 2012- mayo 2015, julio 2016- febrero 2017 y mayo 2017- mayo 2020 a partir de datos de los satélites COSMO-SkyMed, RADARSAT-2 y Sentinel-1 de imágenes descendentes y una línea de base horizontal de GPS (Delgado, 2021).	16
2.9.	Recopilación de series de tiempo InSAR de la deformación del Cordón Caulle desde inicios del 2003 hasta mayo 2020 de diferentes satélites (Gráfico de desplazamiento de la línea de visión (LOS displacement) versus tiempo). Entre el 2003 al 2012 la frecuencia de adquisición de ENVISAT y ALOS era mucho más baja que la de CSK, RS2 y Sentinel-1. En el 2012 se termina la misión ENVISAT y comienzan las misiones ALOS-1, COSMO-SkyMed, RADARSAT-2 y Sentinel-1 con un mayor monitoreo. Los huecos indican períodos donde la cobertura de nieve resulta en pérdida de coherencia y no es posible usar InSAR para medir deformación en el volcán. Se observan dos alzamientos entre el 2003-2011 y 2012-2021 y una subsidencia por la erupción del 2011-2012 (Delgado, 2021). . .	17
3.1.	Figura de la antena de radar en su trayectoria, donde indica la dirección de azimuth y range (paralela y perpendicular al vuelo del satélite) y el pulso que se dirige a la superficie. Figura extraída de Simons y Rosen, 2015.	19
3.2.	Figura representativa de la generación de un interferograma enrollado. El satélite sigue una trayectoria definida, t_1 corresponde al tiempo en que se toma la primera imagen y t_2 . Cada fringe corresponde a $\lambda/2$ de la diferencia de las dos imágenes tomadas (Dzurisin, 2007).	20
4.1.	Esquema de adquisición de datos de InSAR que utiliza dos aperturas separadas por una línea de base (\vec{B}). Con esta diferencia de fase de cada punto de la imagen, el rango y la línea de base se utilizan para obtener la altura topográfica de cada punto de la imagen. A la izquierda, existe una diferencia de rango porque la escena se ve desde dos puntos de vista diferentes. Esto se describe mediante un cambio en la respuesta del objetivo puntual como se presenta en el texto. r_1 y r_2 corresponden a la distancia del satélite al punto tomada de la primera y segunda imagen respectivamente. La línea punteada indica que el satélite es sensible a la topografía. A la derecha, se genera una diferencia de rango, correspondiente a la distancia entre el satélite y la superficie de la Tierra. Esta diferencia de rango se describe mediante un cambio de escena, no un cambio de respuesta de objetivo puntual; las matemáticas son las mismas pero por un cambio de signo. t_1 y t_2 corresponden a la líneas de vuelo del satélite para tomar las dos imágenes. La fecha entre r_1 y r_2 indica que el satélite es sensible a la deformación. Figura extraída de Simons y Rosen (2015).	22

4.2.	Gráfico de la base perpendicular (Bperp) para imágenes satelitales descendentes del satélite Sentinel-1 track 83. Cuadrados rojos corresponden a imágenes en verano del satélite Sentinel-1A (S1A) y los azules a las tomadas en invierno (S1A winter), lo mismo ocurre con los puntos rojos (S1B) y azules (S1B winter) y los rombos morados, corresponden a imágenes del satélite S1B, pero que fueron descartados. Sólo las imágenes S1A y S1B se encuentran conectadas para poder realizar la serie de tiempo debido a la poca coherencia de las imágenes en invierno. Figura modificada de Delgado (2021), agregando datos del 2020-2021.	23
4.3.	(a) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de Sentinel-1 del 2020/01/19-2021/05/25 enrollado, donde se ve un total de 3 fringes. (b) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de Sentinel-1 del 2020/01/19-2021/05/25 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado.	25
4.4.	(a) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de Sentinel-1 del 2014/10/23-2021/05/25 enrollado, donde se ve un total de aproximadamente 13 fringes. (b) Interferograma dirección descendente calculado desde la serie de tiempo de Sentinel-1 del 2014/10/23-2021/05/25 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado.	25
4.5.	(a) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de RADARSAT-2 del 2020/02/09-2021/02/03 enrollado, donde se ve un total de 2 fringes. (b) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de RADARSAT-2 del 2020/02/09-2021/02/03 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado. En contorno se ve un movimiento post-eruptivo de la lava del 2011 que no se considera en este estudio.	26
4.6.	(a) Interferograma individual descendente Sentinel-1 del 2021/03/26-2021/12/15 enrollado, donde se ve un total de 1 fringe y medio. (b) Interferograma individual descendente Sentinel-1 del 2021/03/26-2021/12/15 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado.	26
4.7.	(a) Interferograma individual ascendente Sentinel-1 del 2021/03/25-2021/12/14 enrollado, donde se ve un total de 1 fringe y medio. (b) Interferograma individual descendente Sentinel-1 del 2021/03/25-2021/12/14 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado.	27
4.8.	Gráfico de desplazamiento acumulado del Cordón Caulle entre los años 2012-2021 donde se muestran 4 pulsos entre marzo 2012- mayo 2015, julio 2016-febrero 2017, mayo 2017- mayo 2020 y mayo 2020- febrero 2021 a partir de datos de los satélites COSMO-SkyMed, RADARSAT-2 y Sentinel-1 de imágenes descendentes y una línea de base horizontal con GPS entre las estaciones de la figura con el mapa topográfico (datos analizados por Juan Carlos Baez del Centro Sismológico Nacional). Figura modificada de Delgado (2021). El último punto que se encuentra a fines del 2021 detectado por Sentinel-1 fue incorporado manualmente a partir del interferograma 2021/12/15-2021/03/26 sin utilizar el algoritmo SBAS.	29
4.9.	Modelo de Okada (1992), apertura de un plano de largo L, ancho W. Se encuentra en coordenadas X,Y, a una profundidad Z= -d, en direcciones U_1 , U_2 y U_3 y con un ángulo δ .	30

4.10.	Comparación de la serie de tiempo que registra el desplazamiento acumulado entre 2020 y 2021 desde la serie de tiempo de Sentinel-1 descendente (gráfico izquierdo) con el modelo sintético de Okada en forma de sill alargado (gráfico central) . El rectángulo negro muestra la extensión lateral del sill y la diferencia/residuo entre ambos (gráfico derecho).	31
4.11.	Comparación de la serie de tiempo que registra el desplazamiento acumulado entre 2017/05-2019/04 de RADARSAT-2 ascendente, descendente y COSMO-SkyMed descendente (columna izquierda) con el modelo sintético de Okada en forma de sill generada (columna central). El rectángulo negro muestra la extensión lateral del sill y la diferencia/residuo entre ambos (columna derecha). . . .	32
4.12.	Modelo sintético de Okada mostrando la apertura total del sill entre el 2020/01/09 y el 2021/05/25 de Sentinel-1 descendente.	33
4.13.	Modelo sintético de Okada mostrando la apertura total del sill entre el 2017/12 y 2019/04 a partir de los datos de RADARSAT-2 ascendente y descendente y COSMO-SkyMed descendente.	33
5.1.	Patrones temporales de la deformación volcánica donde las estrellas representan erupciones volcánicas. (A) Modelo simple de un ciclo eruptivo, donde el vaciamiento del reservorio magmático en una erupción causa subsidencia y el relleno de este reservorio a una tasa constante causa un alzamiento a tasa constante entre erupciones. (B) Ciclo eruptivo modificado, donde la tasa de relleno entre erupciones decae exponencialmente a medida de que el flujo de magma y el gradiente de presión de un reservorio profundo también lo hagan. (C) El magma asciende rápidamente y entra en erupción inmediatamente, de modo que la deformación es rápida, recuperable y es comúnmente indetectable. (D) Suministro de magma pulsado, se introducen pulsos de magma que provocan un alzamiento hasta que se alcanza un umbral, desencadenando una erupción. (E) Agitación continua sin erupción, causado por cambios de fase y mezcla dentro del almacenamiento de magma poco profundo o por un sistema hidrotermal sobre este. (F) Ascenso o subsidencia de velocidad constante que puede continuar durante varias décadas debido al crecimiento o enfriamiento de cuerpos de magma profundos. Figura extraída de Biggs y Pritchard (2017).	39

5.2.	Sección transversal del Cordón Caulle basada en Figura de Delgado (2021). Se entrega un resumen de la fuente y origen de la deformación entre el 2003 al 2021, determinado por los modelamientos realizados por InSAR. Se infirieron la procedencia del magma de la erupciones de 1921-1922 y 1960 y de la erupción del 2011–2012 determinada por geobarometría Lara et al. (2006), Singer et al. (2008), Castro et al. (2013), Jay et al. (2014) y Seropian et al. (2021). Se observa una zona hipotética del mush cristalino con profundidades de entre 4 a 6 km, la cual se separa en dos capas, la zona roja se encontraría la riolita pobre en cristales y la zona burdeo se encuentra el mush cristalino donde el fondo se compone principalmente de cristales. Las zonas azules y celestes corresponden a las inyecciones basálticas inferidas provenientes de una fuente profunda en la zona de MASH, representado por un color morado, las cuales al entrar a la cámara magmática generan una convección interna donde los componentes más densos se depositan en la parte inferior y las menos densas suben al techo de la cámara donde en esta zona, se detectaría el alzamiento que se observa luego en superficie. De color verde se representa el sistema hidrotermal del Cordón Caulle, y la línea punteada se encontraría la falla LOFZ.	41
5.3.	Modelo hidrotermal del sistema Puyehue - Cordón Caulle donde se mencionan las expresiones del sistema hidrotermal en superficie. Basado en el modelo conceptual de Sepúlveda (2004).	43
5.4.	Serie de tiempo de los eventos sísmicos detectados en el Cordón Caulle por la red de monitoreo OVDAS. (a) Abarca los eventos sísmicos entre el 2010-2018. (b) Abarca los eventos sísmicos entre el 2018-2021. VT son terremotos Volcano Tectónicos, dados por fracturamiento de roca y LP o Long Period, dados por movimiento de fluidos dentro del volcán entre enero de 2010 hasta enero de 2021.	44
5.5.	Series de tiempo de la deformación de diferentes volcanes (a) Serie de tiempo de la deformación de la caldera a partir del cambio de longitud de línea de Mediciones Electrónicas de Distancia (EDM), nivelación (levelling) y GPS en Long Valley, USA. (b) Serie de tiempo de la deformación vertical de Campo Flegri, Italia a través de levelling y GPS. (c) Serie de tiempo de la deformación vertical de Yellowstone, USA en dos lugares a través de levelling y GPS. (d) Serie de tiempo de la deformación en la línea de visión (LOS) de InSAR en la caldera de Aluto (e) Serie de tiempo de Santorini que muestra la sismicidad, el flujo de desgasificación de CO ₂ cerca de la cumbre de Nea Kameni, la deformación (del GPS) y un modelo numérico. Las líneas verticales etiquetadas como t0, t1, t2 y t3 son los períodos de tiempo en los que el modelo numérico tiene un cambio en la función de presión. Figura extraída de Pritchard et al. (2019).	46

1. Introducción

1.1. Formulación del estudio propuesto

Las erupciones volcánicas son fenómenos complejos que ocurren debido a la presurización de reservorios magmáticos/mush cristalinos y ascenso de magmas (Caricchi et al., 2021; Maldonado et al., 2021). Entender los procesos asociados a estos fenómenos es el gran desafío que tiene la volcanología, donde se intenta contestar cómo y cuándo volcanes podrían entrar en fase de intranquilidad y producir erupciones inminentes (Acocella, 2014). Hoy en día se piensa que el desencadenamiento de una erupción se daría por la inyección en el interior de una zona de almacenamiento de magma bajo un volcán (Caricchi et al., 2021; Tait et al., 1989; Jaupart y Tait, 1990). Para esto es necesario poder medir y cuantificar cómo el magma se almacena, qué señales pueden ser evidencia de una inminente erupción (National Academies of Sciences, Engineering and Medicine, 2017; Wilson, 2017) y si es posible visualizar los cambios de manera espacial y temporal. Estos procesos se han estudiado mediante los cambios físicos, geodésicos y geoquímicos que pueden ser detectados en la superficie, los cuales son apoyados e interpretados con modelos determinísticos y modelos experimentales (Dzurisin, 2007; Sparks et al., 2012).

El movimiento de fluidos a reservorios bajo volcanes activos puede producir deformación de la superficie de la Tierra (Sparks et al., 2012). En las últimas décadas, las mejoras de los sistemas de monitoreo volcánico han permitido detectar cambios en el comportamiento geológico antes, durante y después de las erupciones (Acocella, 2014; Pinel, Poland, y Hooper, 2014; Dzurisin, Lu, Poland, y Wicks, 2019). Esta deformación se puede medir con una herramienta conocida como InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar) (Simons y Rosen, 2015) para extraer información cuantitativa sobre la localización de estos reservorios, y los mecanismos dinámicos que producen variación de presión y volumen (Lengliné et al., 2008; Delgado y Grandin, 2021). Este método utiliza satélites que viajan a la Tierra en órbitas polares, los cuales envían ondas de microondas que rebotan en la superficie y el satélite es capaz de recibir para de la energía de vuelta. El componente de la señal recibida por el satélite corresponde a la fase de ondas electromagnéticas obteniéndose una imagen satelital con la información de la distancia que tiene la superficie con el satélites. Al procesar 2 imágenes tomadas en diferentes momentos en el tiempo, se obtiene como producto final un interferograma, correspondiente a una figura de la diferencia/resta de la información de fase de los píxeles de dos ondas electromagnéticas que permiten medir la deformación (Dzurisin, 2007). Gracias a este análisis de interferogramas, puede aplicarse al estudio de geodesia volcánica (que es el cambio en la forma de los volcanes producto de procesos internos o externos) (Dzurisin, 2007; Pinel et al., 2014). Una gran ventaja del uso de esta herramienta es que no se necesita trabajos en terreno ni la instalación de instrumentos en

la zona de estudio, en particular en zonas peligrosas o de difícil acceso. Permite obtener un registro de alta resolución espacial (píxeles de 30-90 m) y temporal (1-12 días) y solo se necesita el acceso a las imágenes satélites y el programa de análisis para el procesamiento de éstas.

Dada la geología de Chile de tipo margen continental y subducción, posee alrededor de 2 mil volcanes, donde hoy en día, 90 de estos se encuentran activos (Stern, 2004; SERNAGEOMIN, 2018). Debido a los riesgos inherentes de las erupciones, es de importancia que estos sean monitoreados, dado que configuran un peligro geológico para la población, y también para entender los procesos de transferencia de masa en el interior de la Tierra que pueden resultar en erupciones futuras (Brown, 2017). Uno de los volcanes que se ha analizado para el estudio de esta problemática es el Cordón Caulle. Éste se encuentra en la Zona Volcánica Sur (SVZ), una de las zonas volcánicas más activas de la Cordillera de los Andes (Stern, 2004), en el cual se han registrado erupciones en los años 1960, probablemente gatillado por el terremoto de Mw 9.5 de Valdivia (L. Lara et al., 2004) y otra entre los años 2011-2012, el cual tuvo una composición riolítica expulsando unos 1.2 km³ de lava, 1.45 km³ de un lacolito emplazado (Delgado, Kubanek, Anderson, Lundgren, y Pritchard, 2019) y 1 km³ de tefra (Bonadonna et al., 2015; Castro et al., 2013, 2016; Jay et al., 2014). Este es un volcán de composición riolítica y la erupción del 2011-2012, corresponde uno de los eventos eruptivos mejor monitoreado a nivel mundial (Delgado, 2021). Con observaciones de InSAR, se ha detectado que inmediatamente después de su última erupción se ha alzado en forma periódica (Delgado et al., 2016, 2018). Con el uso de modelos numéricos y analíticos, que relacionan la deformación con la presurización de una zona de almacenamiento de magma, entre los años 2003 al 2020 han determinado que la zona común de almacenamiento del magma ocurre a 4-6 km de profundidad correspondiente a la zona ideal de almacenamiento de magma a nivel global (Huber et al., 2019). El volcán ha tenido durante las ventanas de observación una fuente principal de almacenamiento de magma y por lo tanto, una fuente de deformación estable en el tiempo, que se recarga y descarga desde inicios de junio del 2011 hasta el día de hoy (Delgado, 2021; Novoa et al., 2022). Por lo tanto, se ha propuesto un sistema de almacenamiento somero de tipo mush cristalino con inyecciones de magmas basálticas en forma de pulsos discretos, una geometría alargada a profundidades entre los 4.5-6.2 km (Delgado et al., 2016; Jay et al., 2014; Novoa et al., 2022).

Este trabajo se enfocará en el análisis de imágenes satelitales en el Cordón Caulle entre octubre 2014- diciembre 2021, donde se presume que dado el llenado y aumento de presión del reservorio bajo el volcán sería el responsable del alzamiento que ha tenido el volcán después de la erupción del 2011.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos Generales

Determinar los mecanismos que producen deformación en el Volcán Cordón Caulle a escala temporal de años entre octubre 2014-mayo 2021.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Calcular series de deformación en el tiempo en el Cordón Caulle con el uso de datos de InSAR de las misiones de Sentinel-1, COSMO-SkyMed y RADARSAT-2.
- Modelar los datos de deformación.
- Determinar el volumen total de magma de composición basáltica inyectado bajo el volcán.
- Comparar eventos de deformación anterior con la deformación actual del volcán.
- Analizar las escalas temporales de inyección de magma.

1.3. Hipótesis de Trabajo

La deformación volcánica observada a través de datos de InSAR es producto de la inyección de magma a la cámara magmática y los pulsos episódicos son evidencia del crecimiento transiente de un cuerpo intrusivo bajo el volcán (Biggs y Pritchard, 2017). A escala de décadas, esto podría dar origen a una erupción volcánica.

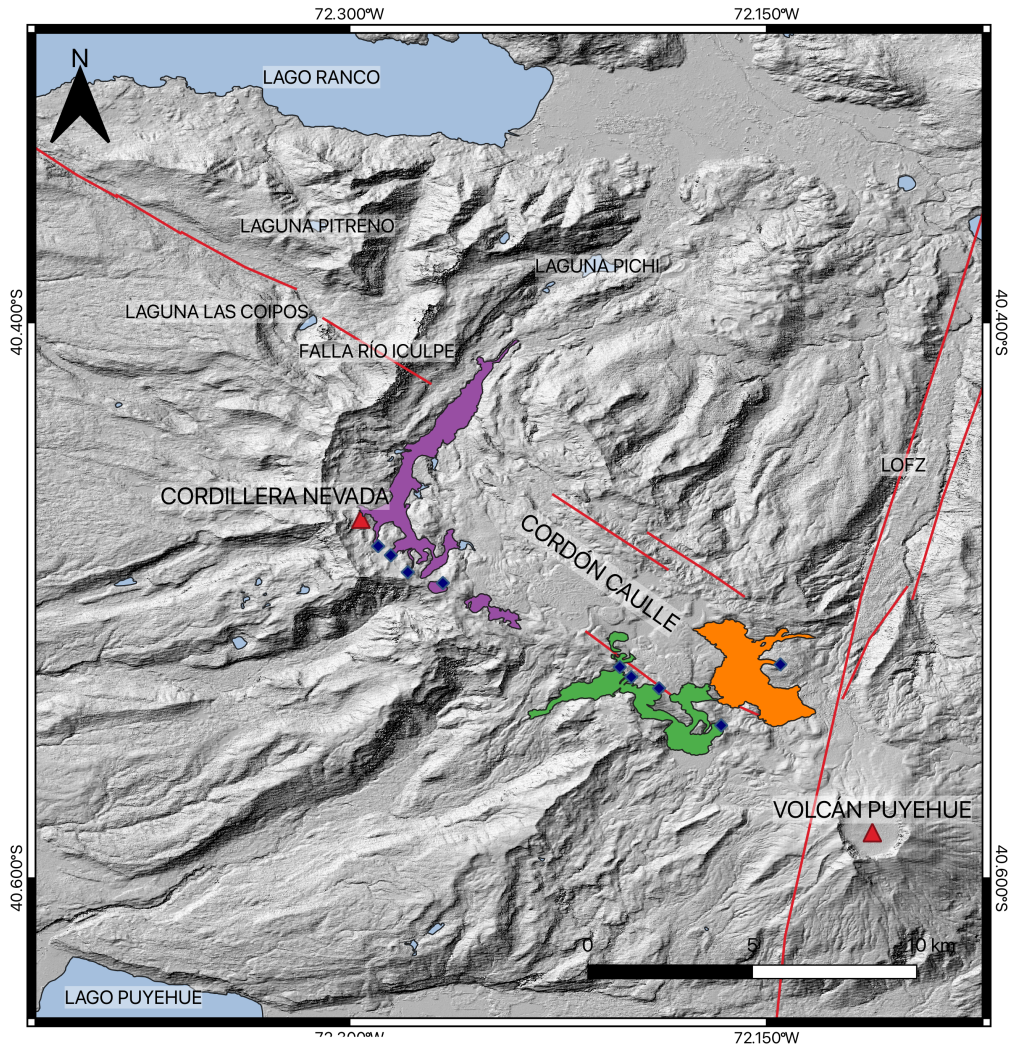
2. Antecedentes

2.1. Contexto Geológico

La Zona Volcánica Sur (SVZ) consiste en un conjunto de volcanes con variaciones de erupciones de tipo Plinianas a Subplinianas (IEV 2-5) (Stern, 2004), siendo esta zona, una de las más activas en toda Suramérica con 0.5 eventos por año. Debido a la gran cantidad de erupciones, constituye una zona interesante para comprender el proceso de transporte, almacenamiento de magma y el desencadenamiento de una erupción (Delgado, 2021).

El complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle, se encuentra en la SVZ entre los 40°40'-40°30' S y 72°30'-72°00' W con una edad geológica del Pleistoceno Superior-Holoceno (Singer et al., 2008). Este se compone por dos grandes estructuras: El estratovolcán llamado el Volcán Puyehue, y el volcán fisural Cordón Caulle, un sistema de cadena volcánica compuesto de un graben delimitado por dos conjuntos de fisuras con tendencia NW-SE de unos 15 km de longitud delimitado entre la Cordillera Nevada al NW y el volcán Puyehue al SE (Delgado, 2021; Roa y Petit-Breuilh, 1998; L. E. Lara, Lavenu, Cembrano, y Rodríguez, 2006). Esta zona se ve representada en el Figura 2.1 donde se pueden observar el Complejo Puyehue-Cordón Caulle y la Cordillera Nevada, las estructuras de falla mapeadas e inferidas, las coladas de lavas de los últimos 100 años y los cráteres de las erupciones.

La composición de las erupciones volcánicas del Cordón Caulle ha cambiando con el tiempo. Singer et al. (2008) realizó dataciones con el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con el objetivo de obtener una relación entre la edad de los productos magmáticos eruptados y su evolución magmática. Entre 173-73 ka, presentan composiciones basálticas a andesíticas en diques, flujos de lava y sills. A partir de los 54 ka al prehistórico se identificaron diferentes unidades, en las cuales se encuentran: unidades de composición de tipo intermedia andesítica (60.7 % - 55.7 % SiO_2) datando 54.0 ± 6.2 ka y 32.2 ± 2.2 ka en lavas y tefra, unidades de dacitas a riodacitas en ignimbritas y depósitos de lahar y unidades riolíticas (70.2 %-71.1 % SiO_2) en domos, coladas de lava y conos de pómez datando 16.5 ± 3.8 ka. En el Holoceno son principalmente de tipo riolítica y riodacítica (65 % - 72 % SiO_2), donde se observan depósitos de lavas, domos, cada de ceniza, flujos piroclásticos y conos de tefra (Singer et al., 2008) que ocurrieron entre las fases de última glaciación y post-glaciación (Roa y Petit-Breuilh, 1998). Por lo tanto, las composiciones de los elementos eruptados del volcán van evolucionando a tener mayor contenido de sílice en el tiempo. Estas composiciones también son muy diferentes a la de los volcanes adyacentes, donde el volcán Puyehue ha presentado productos volcánicos con composiciones de tipo más basálticas (Singer et al., 2008) y la Cordillera Nevada de tipo basáltica-andesítica (L. E. Lara et al., 2006).



Leyenda

- Colada de lava, erupción 2011-2012
- Colada de lava, erupción 1960
- Colada de lava, erupción 1921-1922
- Masas Lacustres
- ◆ Cráteres de la erupción
- ▲ Volcanes
- Estructuras de Falla

Figura 2.1: Mapa geológico y estructural simplificado de la zona de estudio a partir de una imagen satelital de topografía sombreada de la misión TanDEM-X con resolución de 12 metros/píxel, donde se muestra el Cordón Caulle y los volcanes (Cordillera Nevada y Volcán Puyehue) a su alrededor que se simbolizan con los triángulos rojos. El polígono morado corresponde a la lava de 1921-1922, el polígono verde a la lava de 1960 y el naranja a la lava de 2011-2012 con sus respectivos cráteres con rombos azules. Los puntos amarillos corresponden a dos estaciones de GPS instaladas en la zona. Los polígonos celestes corresponden a masas lacustres y los trazos rojos corresponden a fallas activas y potencialmente activas (Maldonado, 2021). Las principales fallas corresponden a la Falla Río Iculpe y al sistema de falla Liquiñe-Ofqui (LOFZ).

2.2. Control estructural de la zona

Entre las placas de Nazca y Sudamérica se tiene una convergencia oblicua N78°E, la cual promueve un régimen transpresional regional con el eje de acortamiento máximo con tendencia N64°E (Cembrano y Lara, 2009). L. E. Lara et al. (2006) sugieren que en el SVZ posee patrones estructurales de primer orden lineamientos o fallamientos del basamento con tendencia NW y lineamientos del cuaternario con tendencia NE.

Particularmente el Cordón Caulle se encuentra emplazado a la largo de la Falla Río Iculpe (L. Lara et al., 2004; L. E. Lara et al., 2006). Esta tiene una tendencia NW-SE y 20 km de largo, correspondiente a parte de un set de fallas oblicuas de basamento transversales al orógeno andino (L. Lara et al., 2004), pero la principal estructura de los Andes Sur y que se observa en el Cordón Caulle es el sistema de falla NNE Liquiñe-Ofqui. Este sistema tiene una extensión de 1200 km de largo en dirección N-S entre 36-46°S como una falla de deslizamiento de rumbo dextral, acomodando en la actualidad de 1-7 mm/año (Stanton-Yonge et al., 2016; Cembrano y Lara, 2009). Pero dado este contexto tectónico, se encuentra en discusión si existe un control estructural del volcanismo de la zona (Cembrano y Lara, 2009; L. Lara et al., 2004; L. E. Lara et al., 2006; Wendt et al., 2016). Algunos centros eruptivos de tipo monogenéticos se ubican a lo largo de la falla maestra del sistema Liquiñe-Ofqui y se ha sugerido que las alineaciones con tendencia NE corresponden a dominios transtensionales asociados con la configuración transpresional dextral del arco (Novoa et al., 2022). Sin embargo, para el caso de los complejos volcánicos con orientación NW estarían controlados por sistemas de fallas preandinas transversales por tener la misma dirección de la cadena volcánica (Delgado et al., 2016).

2.3. Actividad Volcánica en el Siglo XX

En el último siglo el Cordón Caulle ha tenido 3 erupciones volcánicas que se encuentran separadas temporalmente cada 40-50 años. Estas fueron determinadas por las columnas eruptivas a los alrededores del volcán. En la Figura 2.1 se observa un mapa geológico de la zona de estudio en el cual presenta las coladas de lava, identificadas en la leyenda por la edad de la erupción. A continuación se presentan descripciones de estas erupciones por múltiples autores, las cuales ocurrieron en 1921-1922, 1960 y 2011-2012, donde esta última es la erupción mejor estudiada en Chile.

La primera erupción tuvo inicio el 12 de diciembre de 1921 y terminó en febrero de 1922. Tuvo una fase explosiva y una efusiva de tipo riodacítica (68.5–70 wt % SiO₂, (Gerlach et al., 1988)), identificada en la zona sur del Cordón Caulle en una fisura de 10 km, donde se activaron múltiples cráteres al extremo NE del volcán donde tuvo una pluma estimada de 6-9 km de altura (Hantke, 1940; Katsui y Katz, 1967). Esta erupción produjo ceniza volcánica, material piroclástico y coladas de lava de bloque de tipo riolítica-dacítica como sus productos volcánicos y se estimó un volumen DRE de 0.4 km³ (Seropian et al., 2021). La colada de lava de esta erupción se representa en la Figura 2.1 como el polígono de color morado y los cráteres se encuentran a su cercanía al NW del Cordón Caulle.

La segunda erupción en 1960 se inició el 24 de mayo y fue una erupción fisural al S del volcán (Roa y Petit-Breuilh, 1998). Esta produjo múltiples puntos eruptivos al NW del volcán Puyehue, 38 horas después del terremoto de Valdivia de M_w 9.5 (Castro et al., 2013), con IEV 4 donde se observó erupción de fase explosiva con una columna de ceniza de 8 km de alto (Roa y Petit-Breuilh, 1998; L. Lara et al., 2004). Se produjo ceniza, fragmentos pómez, piroclastos eyectados por una fisura de 5.3 km formando conos piroclásticos (Roa y Petit-Breuilh, 1998). Fue seguido por una fase eruptiva que produjo lavas viscosas de bloques de color negro donde finalmente se produjo una nueva erupción de cenizas y pómez (L. Lara, Naranjo, y Moreno, 2004; Seropian et al., 2021). Seropian et al. (2021) plantea que el ascenso de fluido magmáticos favoreció la reactivación de estructuras y que este terremoto sería un factor secundario que desencadenó la erupción volcánica. La colada de lava de esta erupción se representa en la Figura 2.1 como el polígono de color verde y los cráteres se encuentran a su cercanía al S del Cordón Caulle.

La última erupción tuvo inicio el 4 de junio de de 2011 hasta marzo de 2012, seguido por 2 meses de alta sismicidad. Dos días antes de la erupción se detectó intensa sismicidad a 2-6 km de profundidad al SE del volcán, en donde se producirá la futura caldera (Castro et al., 2013). Los primeros dos días tuvo un estilo eruptivo pliniano con un IEV 4-5, su fase explosiva que duró 27 horas, la cual generó una columna eruptiva de 9 a 12 km de altura y columnas piroclásticas de 3-10 km de altura en los siguientes 7-9 días (Castro et al., 2013; Delgado, 2021). Después de otros 10 días de actividad piroclástica y expulsión de gases, comenzó la efusión de lava desde los mismos respiraderos que continuaron alimentando las fuentes piroclásticas (Castro et al., 2013). La lava emergió con flujos iniciales de $\sim 30-80$ m³/s (Parejas et al., 2012) y 10^7 kg/s. La colada de lava de esta erupción se representa en la Figura 2.1 como el polígono de color naranja con un único cráter de la erupción al SE del Cordón Caulle. Un lacolito de 0.8 km³ en volumen fue emplazado a 0.2-0.4 km de profundidad (Castro et al., 2016; Delgado et al., 2019). La erupción transicionó a un estilo explosivo-eruptivo, con un volumen eruptado de 0.6 km³ de lava (Coppola et al., 2017) y con un flujo de masa para la columna eruptiva de hasta 10^6 kg/s. La tasa de efusión disminuyó hasta que en octubre del 2011 se elevó por un segundo pulso de efusión (Bonadonna et al., 2015; Cooper, 2017; Coppola et al., 2017). El volumen eruptado fue un total de ~ 1.2 km³ bulk de tefra (Pistolesi et al., 2015) y 1.45 km³ de DRE correspondientes de la colada de lava y el lacolito (Delgado et al., 2019). El material eruptado tuvo una composición riolítica (69.5 % de SiO₂ en pómez y 71 a 72 % en lavas) (Castro et al., 2013; Jay et al., 2014).

A continuación se presentan algunas características petrográficas observadas, particularmente de los enclaves máficos en la colada de lava de 2011 definidos por Winslow et al. (2022) en la colada de lava del 2011-2012 ya que estos son evidencia geológica de la inyección de basaltos bajo el edificio volcánico.

La Figura 2.2 muestra una fotografía tomada de la colada de lava del 2011-2012 (izquierda de la fotografía) en contacto con la lava de 1960 (a la derecha). Se observa que la lava se detuvo principalmente un zonas donde hay cambio de pendiente en la topografía, es decir, la velocidad disminuye drásticamente en estas y la lava no es capaz de subir la pendiente y se detiene probablemente debido a su alta viscosidad.

En la Figura 2.3 se observa un borde de la colada de lava de la erupción del 2011-2012. Esta posee una extensión de 5 km y una altura 50 m al término de la colada y 250 metros en donde se emplazó el lacolito (Delgado, 2021) y se compone de fragmentos de roca donde en la base esta se disponían en forma de bloques 1 a 5 metros. La lava tiene un 70% de SiO_2 , es decir, corresponde a una riolita (Winslow et al., 2022), es de color negro y compuesta principalmente de obsidiana. Posee una textura porfídica donde la masa fundamental es principalmente vítrea e inmersos en esta se observan cristales de plagioclasa de hasta 0.5 mm debido a una lenta nucleación de los cristales por el alto contenido de sílice, siendo estos un 5 a 10% de la roca total. También se pudieron encontrar evidencias de exsolución de gases por el contenido de vesículas, aproximadamente un 10% en todo el depósito la cual debió haber ocurrido en la fase más explosiva de la erupción. Algunas de estas vesículas se encuentran rellenas de vidrio.



Figura 2.2: Fotografía tomada en dirección sur de la lava del 2011-2012 a la izquierda de la imagen y la lava de 1960 a la derecha donde intersectan en el centro. La lava de 2011-2012 se detiene donde la pendiente aumenta.



Figura 2.3: Fotografía colada de lava del 2011-2012, persona en el centro como escala en el centro de la imagen de rojo, donde la colada tiene una altura de unos 40 metros.

Dentro de la lava del 2011-2012 se encontraron los enclaves máficos definidos por Winslow et al. (2022), donde se pueden ver ejemplos de estos en la Figura 2.4. Son principalmente de color verdoso, que varían entre 18 a 3 cm de largo; están compuestos por plagioclasa, piroxenos y olivinos, tienen forma angulares y redondeadas y se observaron texturas faneríticas y porfídicas. Otra observación dentro los enclaves es que en la Figura 2.4.c se observan líneas de flujo de la lava que rodean los enclaves, esto nos indica que estos ya se encontraban solidificados al momento de que la lava ascendió desde su zona de almacenamiento y se emplazó.

Al comparar las lavas observadas en de Figura 2.2, la colada lava de 1960 es visualmente similar a la lava del 2011-2012, debido a esto, podría indicar que ambas provienen de una misma fuente de almacenamiento (Castro et al., 2013). La diferencia de las lavas de 1960, a pesar de que no se han podido medir la altura de estas, se observaron de menor altura que la del 2011-2012. Esto puede ser debido a que este último solo tuvo un cráter de erupción, por lo tanto, todo el volumen eruptado habría sido acumulado en una zona, a diferencia de las lavas de 1960, las cuales se distribuyen en múltiples cráteres impidiendo una gran acumulación de volumen en una misma zona o también se puede dar a que tasa de efusión de 1960 fuese menor que la de 2011. Para esto es necesario realizar estudios geoquímicos y petrológicos. Tampoco se pudieron observar los enclaves máficos que se sí se pueden encontrar en la lava del 2011-2012.



(a)



(b)



(c)

Figura 2.4: (a) Fotografía de un enclave máfico con textura fanerítica encontrado en la colada de lava del 2011-2012. (b) Fotografía de un enclave máfico con textura porfídica encontrado en la colada de lava del 2011-2012. (c) Fotografía enclaves máficos con textura fanerítica y marcas de flujo a sus alrededores.

2.4. Sistema Geotérmico

En el Cordón Caulle se encuentra el sistema hidrotermal activo más grande de todo la SVZ (Sepúlveda, 2006), dominado por fumarolas en las localidades de Los Venados y Las Sopas correspondientes a las zonas más altas del volcán (mayores a 1400 msnm). Llega a alturas de hasta 1500 m y manantiales en ebullición o fuentes termales al noroeste de 1000 m de alto, depósitos de azufre y el geiser de Trahuilco (Sepúlveda et al., 2004; Roa y Petit-Breuilh, 1998). Este es de tipo superficial que se encontraría a solo unos cientos de metros de profundidad, entre 100 a 200 metros.

La Sopas, Los Venados, El Azufra, Trahuilco y Los Baños corresponden a las 5 manifestaciones superficiales en el Cordón Caulle, que principalmente siguen la tendencia NW-SE de la cadena volcánica y 2 de estas se encuentran sobre una de las fallas normales inferidas (según la carta geológica) en la zona como se ve en la Figura 2.7. Las Sopas y Los Venados corresponden a fumarolas en ebullición con intensa alteración de ácido-sulfato y argílica avanzada, las cuales presentan piscinas ácidas con un pH de 2-3, piscinas de barro de color grisáceos o mudpools se observan manantiales con agua transparentes (Sepúlveda et al., 2004). El Azufra se compone de fumarolas que liberan gases y solfataras, situadas en un cono de ceniza formado en el principal centro eruptivo de 1960 (Sepúlveda et al., 2004; L. Lara et al., 2000; Moreno, 1997). Sepúlveda et al. generó diferentes estudios geoquímicos, los cuales incluyen, isótopos de Cl, $^3\text{He}/^4\text{He}$, $\delta^{18}\text{O}$ - δD , generados en las manifestaciones superficiales de esta indican que el agua de Las Sopas tendrían un origen magmático y los Venados más bien meteórico. Esto ya que Los Venados tiene bajos contenidos de Cl (<60 mg/l) y Mg (<0.06 mg/l), alto contenido de sílice ($\sim 400\text{mg/l}$) y valores de $\delta^{18}\text{O}$ - δD similares a la línea de agua meteórica a diferencia de Las Sopas, indicando la existencia de un acuífero secundario calentado por vapor en el Cordón Caulle (Sepúlveda et al., 2004; Sepúlveda et al., 2005).

En terreno, se observan manifestaciones superficiales de la zona de Las Sopas y como se puede ver en las Figuras 2.5 y 2.6. Se comprueba la presencia de fumarolas, mudpools y suelos con tonalidades amarillentas pocos consolidados producto de una alteración argílica avanzada. Esto demuestra la presencia de un sistema hidrotermal a poca profundidad que posee una fuente de calor bajo de esta que probablemente responde a las variaciones en el sistema magmático.



Figura 2.5: Fotografía tomada en dirección norte de la zona Las Sopas donde se observa un suelo de tonalidades amarillas, grises y anaranjadas por alteraciones y la presencia de fumarolas.

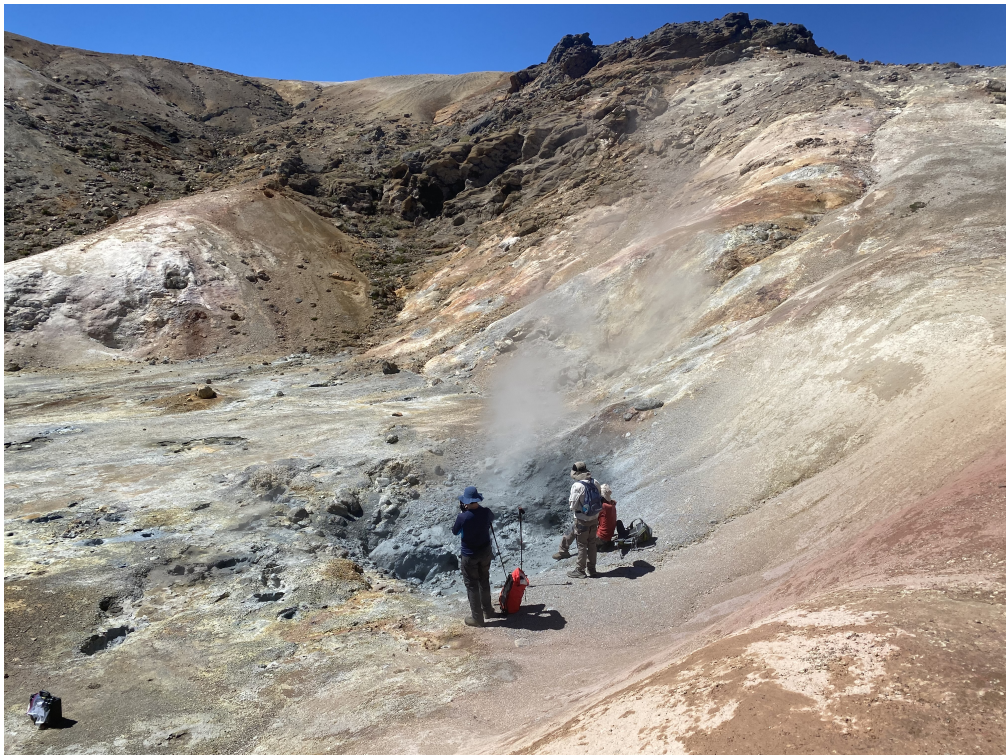


Figura 2.6: Fotografía tomada en dirección norte de una de las mudpools que se encuentra en la zona de Las Sopas.

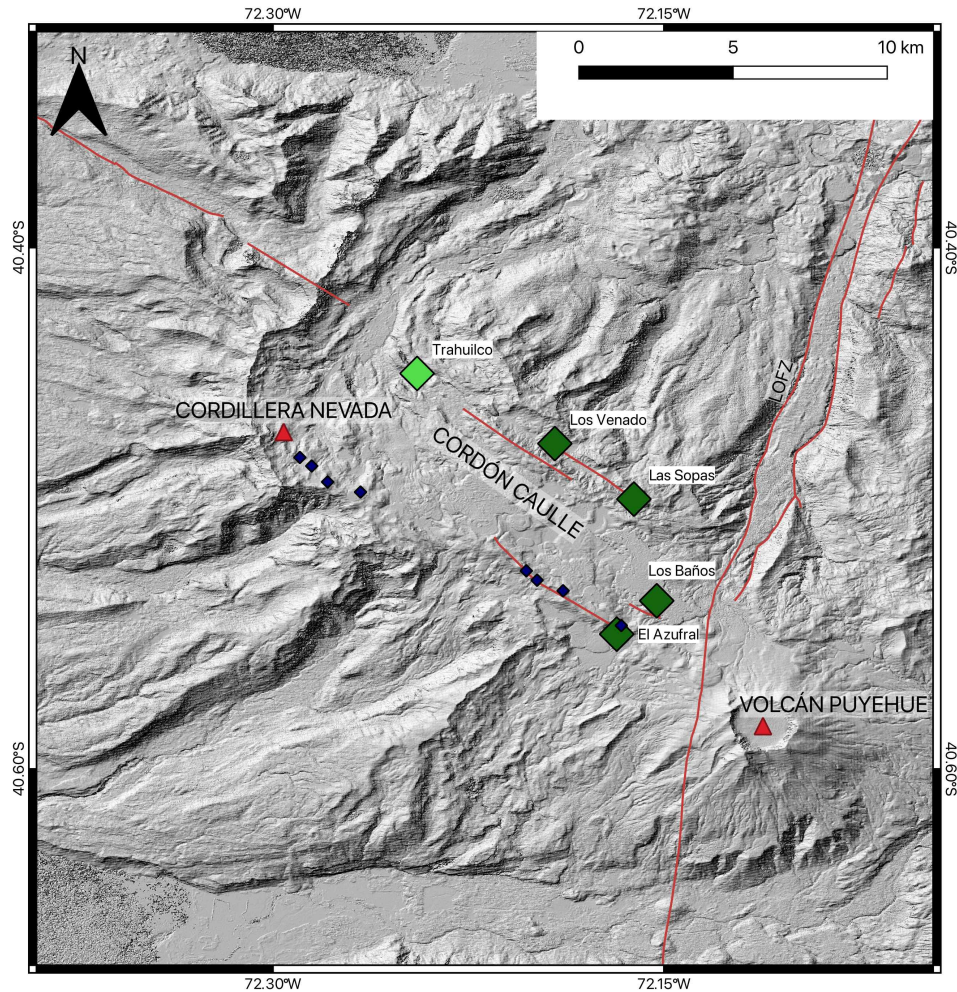


Figura 2.7: Mapa del Cordón Caulle con topografía sombreada tomada con el satélite TanDEM-X con resolución de 12 metros/píxel donde los rombos verdes oscuros corresponden a las fumarolas y manantiales encontrados en la zona de estudio, el rombo verde claro muestra el géiser de Trahuilco (Sepúlveda et al., 2004). Los rombos azules corresponden a los cráteres de las erupciones de 1921-1922, 1960 y 2011-2012 y las trazos rojos corresponden a fallas activas y potencialmente activas (Maldonado, Melnick, et al., 2021).

2.5. Almacenamiento del magma

Dado que los cráteres de las 3 erupciones en los últimos 100 años del Cordón Caulle generaron productos que poseen composiciones muy similares de tipo riolíticas-dacíticas, se concluyen que provienen de una misma gran fuente de almacenamiento la cual se encontraría entre los 4-6 km de profundidad (Delgado, 2021; Seropian et al., 2021; Castro et al., 2013).

Para explicar el almacenamiento de magmas de composición silíceo, se utiliza un modelo de tipo mush cristalino, donde la masa fundida se segrega y acumula en reservorios menos profundos. Seropian et al. (2021) utilizó herramientas geobarométricas y concluyó que el magma fue almacenado a una presión de 80–150 MPa para las 3 erupciones y considerando

una densidad de 2300 kg m^{-3} , se calcula una profundidad de almacenamiento de 3.5 a 6.6 km. Castro et al. (2013) indicó una profundidad de 2.5 a 5.0 km y una temperatura del magma de $\sim 870\text{--}920^\circ\text{C}$ con estudios de geotermometría mineral de óxido de Fe-Ti. A partir del modelamiento de datos de deformación de InSAR en forma de sill sub-horizontal, Delgado et al. (2016) calculó una profundidad del reservorio de 6.2 km.

2.5.1. Enfoque desde InSAR

La aplicación principal de InSAR en volcanología es para el estudio de zonas de almacenamiento de magma. El primer estudio de InSAR en la SVZ analizó datos de la década de 1990s (Pritchard y Simons, 2004). Los primeros datos que pudieron ser analizados con una alta resolución temporal (2-4 imágenes por año que resultaban en interferogramas coherentes) y accesibles de manera pública son de la misión ALOS, la cual activa entre 2006 y 2011. Por lo cual, a través de este método, solo recientemente se ha obtenido información de deformación del Cordón Caulle. Entre los años 1993-1996 se detectó una subsidencia de 8 cm con un promedio de 3 cm/año por Pritchard y Simons (2004) con las misiones ERS y ENVISAT. En la Figura 2.9 se observa una serie de tiempo compuesta por observaciones de múltiples satélites la cual entrega el desplazamiento del Cordón Caulle desde inicios del 2003 hasta mediados del 2020, donde se puede ver el aumento de imágenes de obtenidas sobre el volcán a partir del 2012. Esta muestra el ciclo completo de alzamiento pre-eruptivo, subsidencia co-eruptiva y alzamiento post-eruptivo.

2.5.1.1. Deformación pre-eruptiva 2003-2011

Durante el 2003-2011 se han detectado múltiples pulsos de alzamiento del volcán a partir de los datos de las misiones ENVISAT y ALOS-1, donde se habría desplazado un total de ~ 0.5 m como se ve en la Figura 2.8.a. El primer pulso ocurrió entre el 2003-2007. Fournier, Pritchard, y Riddick (2010) identifica un alzamiento de 1 cm/año con datos del satélite ENVISAT entre los años 2003-2005, que luego aumentó a 3 cm/año hasta el 2006. El segundo pulso ocurrió durante 2007-2008; con datos del satélite ALOS-2 se detectó un mayor alzamiento de 19.8 cm/año y un alzamiento total de 30 cm. También con un modelo de inversión de determinó la fuente de deformación calculando una profundidad entre 2.8 a 4.1 km de la fuente de deformación con el modelo de cámara esférica y un cambio de volumen de 0.023 km^3 (Jay et al., 2014). Esta deformación también fue detectada en la caldera de la Cordillera Nevada (Delgado, 2021). Entre junio del 2007 y enero del 2008 el Observatorio Volcánico de los Andes del Sur (OVDAS) detectaron un incremento en la actividad sísmica por el monitoreo de estaciones sísmicas en la zona, lo que fue detectado como deformación el volcán por datos en InSAR (Wendt et al., 2016). Y con el uso de un modelo cinemático de un sill, se calculó una profundidad de 5.2 km y una variación de volumen de 0.013 km^3 entre el 2003-2007 (Delgado, 2021). El tercer pulso se detecta a mediados del 2008 y terminando a inicios de 2011 en el flanco Oeste del Cordón Caulle, con un máximo alzamiento de 15 cm y un cambio volumétrico de 0.03 km^3 (Jay et al., 2014). Entre el 2007-2011 se utilizó un modelo analítico de fuente magmática en forma de una pequeña esfera o cámara puntual (Mogi, 1958; McTigue, 1987) en dos zonas donde se determinó una profundidad de 4-9 km de la fuente de deformación, con un cambio de volumen de 0.06 km^3 , el cual pudo resultar en la activación de un sistema hidrotermal o la inyección de magma a una cámara (Delgado, 2021).

Finalmente el cuarto y último pulso comenzó a inicios del 2011 y se detectó un alzamiento de unos 5 cm hasta junio de este mismo año. Con un modelo de cámara en forma de sill, se calculó una profundidad de 4 km y un cambio de volumen de 0.003 km^3 (Jay et al., 2014). Sin embargo, Euillades et al. (2017) menciona que este último pulso puede corresponder a una señal atmosférica.

2.5.1.2. Deformación co-eruptiva 2011-2012

Toda esta secuencia de alzamiento pre-eruptivo fue seguido por una subsidencia a inicios del 2011 hasta el 2012 de un total de ~ 4.5 metros debido a la extracción de magma desde el sistema magmático. Desde entonces se ha observado un nuevo alzamiento con los satélites ALOS-2, COSMO-SkyMed, RADARSAT-2 y Sentinel-1 separado también por diferentes pulsos de inyección magmático como muestra la Figura 2.9.

Entre 4–7 junio del 2011, siendo los primeros 3 días de la erupción fue detectada una subsidencia en la Cordillera Nevada de 1.3 m y el volcán Puyehue de 0.3 m a profundidades de 3.8 y 6.1 km respectivamente, con un cambio volumétrico de 0.11 km^3 . Esta deformación fue detectada a unos 10-15 km de distancia de la apertura eruptiva, por un transporte lateral a partir de la fuente magmática (Delgado, 2021).

En la primera semana de la erupción se detectaron 3 fuentes de subsidencia dado la extracción de magma desde 3 lugares distintos del volcán, donde se determinaron fuentes profundidades de las fuentes entre 4 a 6 km con estudios de datos InSAR, barometría y estudios de fases mineralógicas (Delgado, 2021; Jay et al., 2014; Castro et al., 2013). Con el calculo de una serie de tiempo y un modelo esferoide se calculó una despresurización de la cámara de $\sim 20\text{-}50 \text{ MPa}$ y un cambio de volumen de 0.5 km^3 con una subsidencia total de 3.7 a 4.2 km en todo el periodo de la erupción (Delgado, 2021). Con respecto al material expulsado, se calculó un volumen de estas lavas y de la intrusión de un lacolito de $\sim 1.45 \text{ km}^3$ DRE en el total de la erupción y $\sim 1.2 \text{ km}^3$ en la fase efusiva de la erupción (Delgado, Kubanek, Anderson, Lundgren, y Pritchard, 2019).

2.5.1.3. Deformación post-eruptiva 2012-2020

Al término de la erupción a mediados del 2012, inició de forma inmediata una nueva fase de alzamiento que fue detectada con datos InSAR. La serie sigue una tendencia exponencial, como se muestra en las Figuras 2.8.b y 2.9. Al igual que la deformación de antes de la erupción, es posible diferenciar múltiples pulsos de alzamiento discretos. Desde marzo del 2012 hasta mayo del 2021 se han detectado 4 pulsos y con este trabajo se pretende recopilar información del último pulso d alzamiento que en la Figura 2.9 no se encuentra representado.

En primer pulso se pudo calcular una velocidad promedio de 45 cm/año entre marzo 2012 y enero 2013 que luego disminuyó a 17 cm/año hasta mayo del 2015 siendo esta última fecha el fin de este pulso. Con un modelo de sill subhorizontal se obtuvo una profundidad de 6.2 km de la fuente de deformación y un cambio de volumen de 0.125 km^3 (Delgado, Kubanek, Anderson, Lundgren, y Pritchard, 2019). El siguiente pulso inicia en julio del 2016, un año después del fin del primer pulso, se detectó un alzamiento de 24 cm/año hasta el fin del

pulso en febrero del 2017 y un total de volumen de 0.147 km^3 entre el 2012-2017 (Delgado, Pritchard, Samsonov, y Córdova, 2018; Delgado, 2021). Finalmente el tercer pulso se detectó entre mayo 2017 a mayo 2019, donde entre el 2017-2019 tuvo una velocidad promedio de $\sim 5\text{-}6 \text{ cm/año}$ (Delgado et al., 2018; Delgado, 2021).

Jay et al. (2014) explicó estas señales de deformación como una inyección de magma desde profundidades de 4 a 7 km en diferentes puntos hacia un mush cristalino que se encontraría bajo el volcán. Los diferentes puntos de inyección explicarían la presencia de señales de deformación en diferentes puntos del volcán por variación lateral de la zona de inyección, en forma análoga a como se infiere que ocurre en Yellowstone (Wicks et al., 2020).

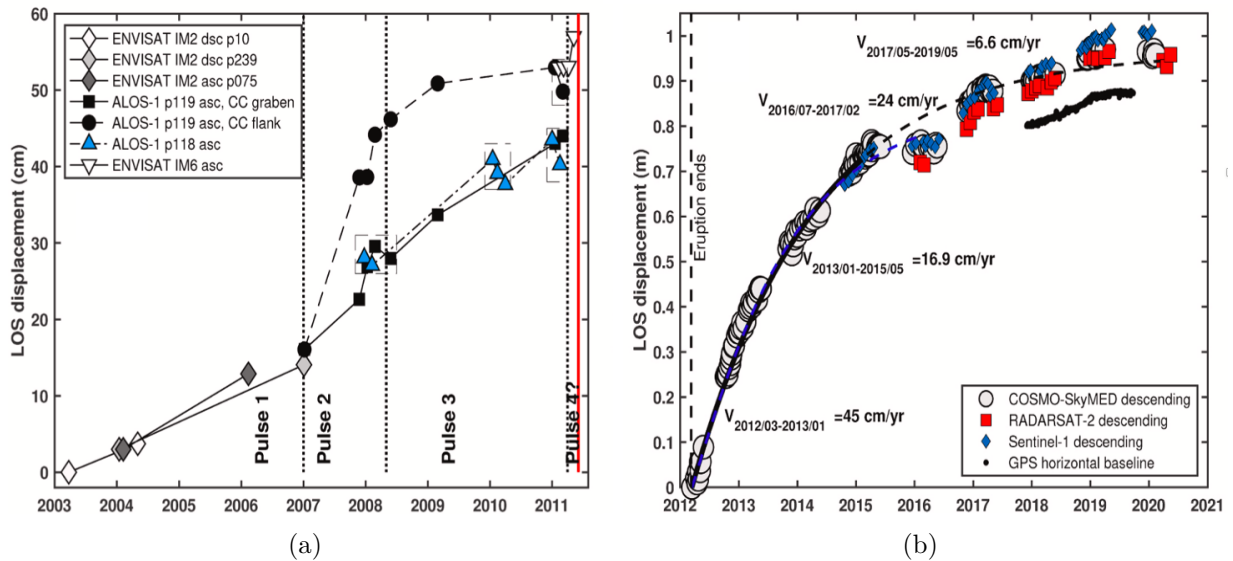


Figura 2.8: (a) Gráfico de desplazamiento acumulado (desplazamiento de la línea de visión (LOS displacement) versus tiempo) del Cordón Caulle entre los años 2003-2011. En los inicios la serie se identificó con datos del satélite ENVISAT IM2 hasta el 2007, que luego fue medido principalmente con datos de ALOS-1 hasta inicios del 2011 donde se volvió a incorporar datos de ENVISAT IM6. (b) Gráfico de desplazamiento acumulado (desplazamiento de la línea de visión (LOS displacement) versus tiempo) del Cordón Caulle entre los años 2012-2020 donde se muestran 3 pulsos entre marzo 2012- mayo 2015, julio 2016- febrero 2017 y mayo 2017- mayo 2020 a partir de datos de los satélites COSMO-SkyMed, RADARSAT-2 y Sentinel-1 de imágenes descendentes y una línea de base horizontal de GPS (Delgado, 2021).

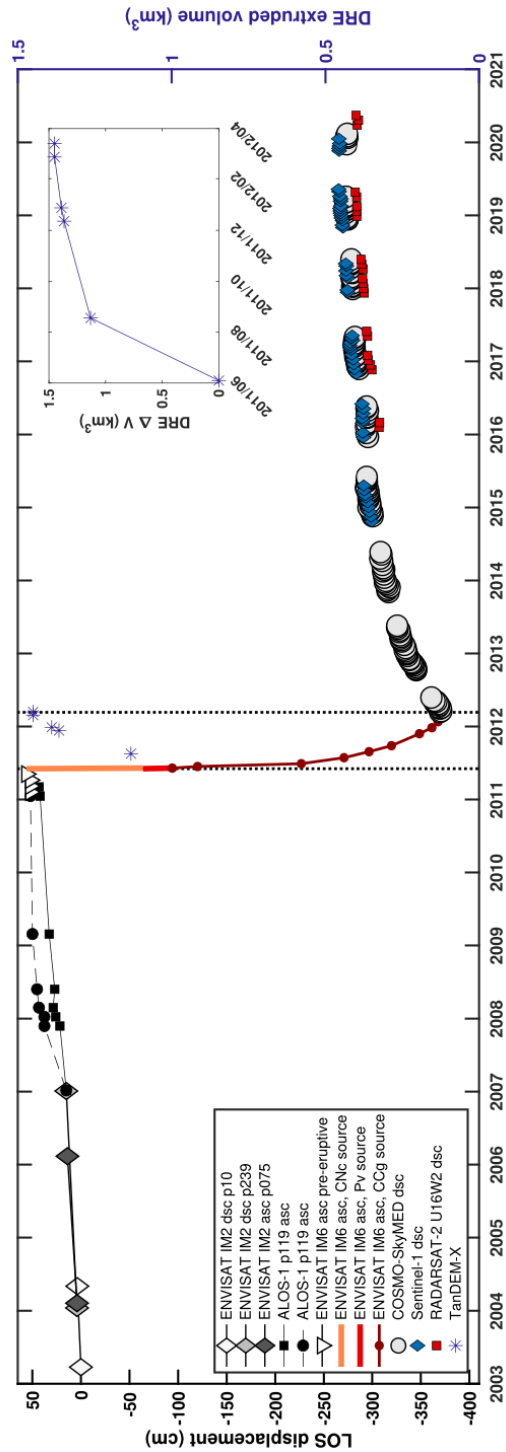


Figura 2.9: Recopilación de series de tiempo InSAR de la deformación del Cordón Caulle desde inicios del 2003 hasta mayo 2020 de diferentes satélites (Gráfico de desplazamiento de la línea de visión (LOS displacement) versus tiempo). Entre el 2003 al 2012 la frecuencia de adquisición de ENVISAT y ALOS era mucho más baja que la de CSK, RS2 y Sentinel-1. En el 2012 se termina la misión ENVISAT y comienzan las misiones ALOS-1, COSMO-SkyMed, RADARSAT-2 y Sentinel-1 con un mayor monitoreo. Los huecos indican períodos donde la cobertura de nieve resulta en pérdida de coherencia y no es posible usar InSAR para medir deformación en el volcán. Se observan dos alzamientos entre el 2003-2011 y 2012-2021 y una subsidencia por la erupción del 2011-2012 (Delgado, 2021).

3. Metodología

A continuación se presentan los pasos realizados para la obtención de resultados, discusiones y conclusiones realizadas más adelante:

- **Procesamiento y selección de interferogramas:** Se obtuvieron imágenes entre los años 2014 y 2021, aproximadamente 240 fechas en dirección descendente y 2 dirección ascendente tomadas de la misión Sentinel-1 y 8 imágenes descendentes de RADARSAT-2. Estas se procesaron para obtener unos 600 interferogramas y de estos se seleccionaron 130 de Sentinel-1 y 10 de RADARSAT-2, los cuales tenían una mejor calidad.
- **Obtención de series de tiempo y modelamiento:** Con un código de modelación realizados en Matlab, los interferogramas se utilizaron para realizar series de tiempo de InSAR con el método Small Baseline (SBAS) para obtener el desplazamiento acumulativo. Luego modelamos el mapa de velocidad promedio con un modelo cinemático simple de un sill subhorizontal (Okada, 1985) con sus dimensiones, profundidad y variaciones de volumen con los datos de Sentinel-1. Algunos datos de RADARSAT-2 y COSMO-SkyMed fueron tomados de Delgado.
- **Interpretación de los datos:** Finalmente a partir de las series de tiempo y modelos se generaron interpretaciones del origen de la deformación bajo el volcán y el mecanismo de transferencia de masa responsable de este fenómeno.

3.1. Obtención de imágenes SAR

Las imágenes satelitales se obtienen a partir de un sistema de radar llamado radar de apertura sintética (SAR). Este utiliza técnicas de procesamiento de imágenes para sintetizar una gran antena virtual. Para esto se ilumina cada punto a lo largo de la franja terrestre durante un período de tiempo mientras el haz del radar (Lu y Dzurisin, 2014).

Los sistemas de radar se conforman por un transmisor de radio, el cual envía un haz de microondas de forma continua o en forma de pulsos, un receptor, una antena y un sistema de almacenamiento de datos (Dzurisin, 2007). En la Figura 3.1 representa una simplificación de la dirección que toma el radar (esta puede ser ascendente, es decir, el satélite viaja hacia el norte o descendente, hacia el sur), cómo dirige las ondas de microondas y llegan a la superficie. El transmisor genera sucesión de pulsos orientados por la antena, el receptor recibe una porción de la energía transmitida que ha sido reflejada por la superficie dentro del haz de luz iluminado. De esta manera, las señales emitidas con una amplitud fija desde el satélite son adquiridas por el receptor en dos tiempos distintos, midiendo así el retardo temporal entre la transmisión de un pulso y la recepción de la señal que rebota. Luego de

alinear dos imágenes de radar, la fase de estas se puede restar para dar a un interferograma. La fase interferométrica que contiene la variación de la superficie en un tiempo determinado, el cambio de fase producido por la curvatura aproximada esférica de la Tierra ($\Delta\phi_{orb}$), el cambio de la fase atmosférica generado por cambios en la humedad, vegetación, cambios de temperatura y el cambio de ruido generado por la diferencia temporal entre las imágenes, el ángulo de vista del satélite, cambios de reflectancia de la superficie (Dzurisin, 2007). Esto se representa en la ecuación 3.1 de los componentes del interferograma ($\Delta\phi_{int}$) (Simons y Rosen, 2015).

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

$\Delta\phi_{orb}$ = Curvatura terrestre

$\Delta\phi_{topo}$ = Fase topográfica

$\Delta\phi_{atm}$ = Fase atmosférica

$\Delta\phi_{noise}$ = Ruido

$\Delta\phi_{def}$ = Deformación

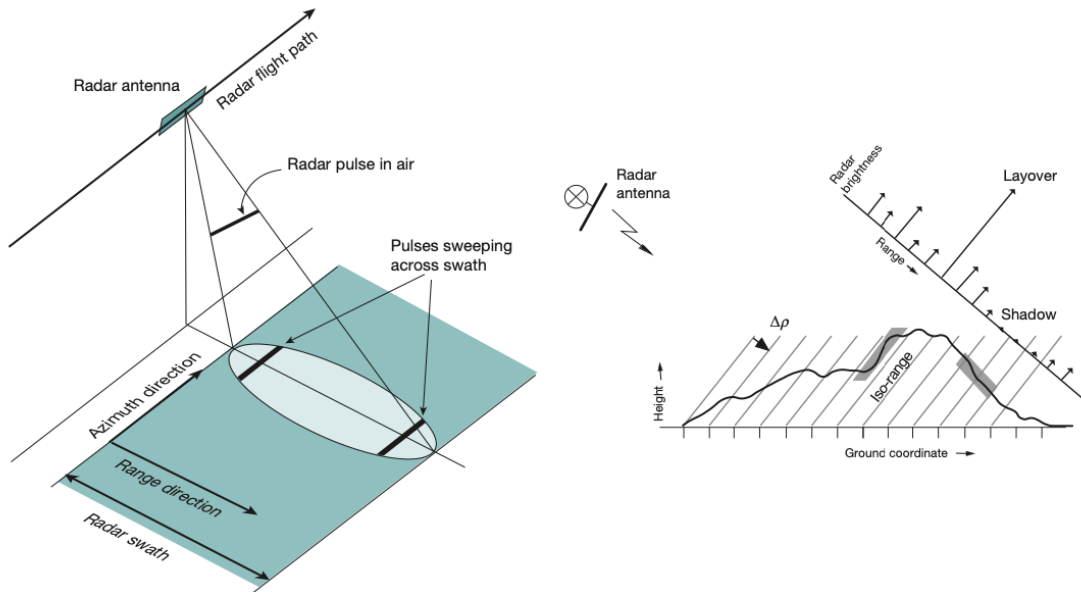


Figura 3.1: Figura de la antena de radar en su trayectoria, donde indica la dirección de azimuth y range (paralela y perpendicular al vuelo del satélite) y el pulso que se dirige a la superficie. Figura extraída de Simons y Rosen, 2015.

A partir de un interferograma será posible analizar e identificar si la zona de estudio presentó deformaciones en un cierto periodo de tiempo. Para un interferograma enrollado, si el cambio de fase es mayor a 2π entonces aparece una fringe por la ciclicidad de la fase, la cual se visualiza como la repetición de colores. Estos corresponden a la diferencia en la visualización de la geometría entre 2 imágenes SAR adquiridas, y la distancia entre cada una

de ellas es del largo de la mitad de la longitud de onda ($\lambda/2$), la cual varía con la banda utilizada por el satélite (Dzurisin, 2007). Un interferograma desenrollado se obtiene al momento que se aumento el cambio de fase a un factor mayor a 2π y se observa como una sola fringe, con mayor valor a $\lambda/2$. Con esto se tiene una relación entre la penetración del área de estudio versus la resolución de su superficie. También la ligera diferencia en la posición del satélite genera distorsiones causada por la topografía, generando un efecto llamado altitud de ambigüedad (estereoscópica) que es aprovechada para producir DEM's a partir del cálculo de alturas (Dzurisin, 2007). Finalmente a partir de dos imágenes y un DEM de la zona de estudio, se puede obtener un interferograma.

En la Figura 3.2, se presenta un ejemplo de como a partir de dos imágenes satelitales tomadas en dos momentos diferentes, se obtiene un interferograma enrollado. En este caso, la zona de estudio en la segunda imagen (t_2) se habría elevado en comparación a la primera imagen (t_1) y a cada $\lambda/2$ detectada se genera una fringe.

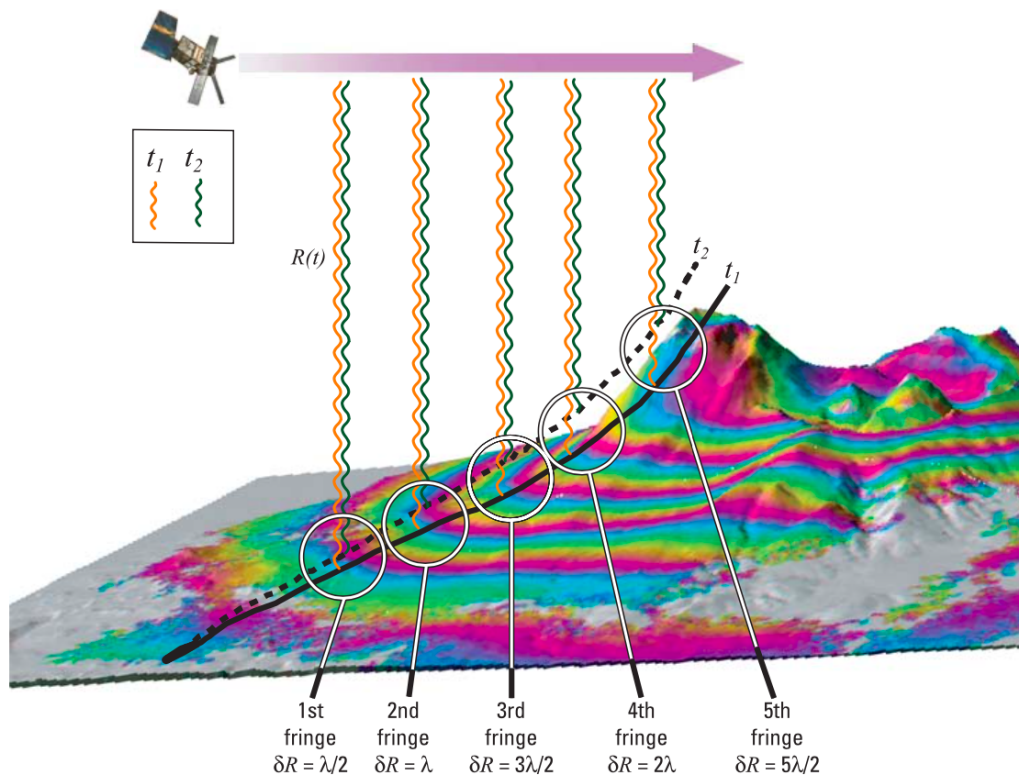


Figura 3.2: Figura representativa de la generación de un interferograma enrollado. El satélite sigue una trayectoria definida, t_1 corresponde al tiempo en que se toma la primera imagen y t_2 . Cada fringe corresponde a $\lambda/2$ de la diferencia de las dos imágenes tomadas (Dzurisin, 2007).

4. Resultados

4.1. Procesamiento interferogramas InSAR

4.1.1. Sentinel-1

Se descargaron aproximadamente 240 imágenes disponibles entre el 23 de octubre del 2014 hasta el 25 de mayo del 2021 a partir página web Vertex de Alaska Satellite Facility *ASF* en dirección descendente del path 83 del satélite Sentinel-1. Se decidió el procesamiento en esta dirección debido a que hubo un periodo de 2 años en dirección ascendente entre las fechas estudiadas donde Sentinel-1 no obtuvo imágenes, y por lo tanto, hay un vacío de información. Las imágenes fueron procesadas con el software ISCE y el módulo TOPS Stack Processor para el coregistrado de todos los SLCs y una resolución de pixel de 90m/pixel, 19 looks de range y 5 looks de azimuth. Con este procesamiento, se obtuvieron un total de 600 interferogramas y se utilizó un DEM de TanDEM-X de 30 m/pixel del área de estudio. Los interferogramas se generaron a partir de dos imágenes separadas por un periodo de hasta 45 días y algunos de hasta 1 año de separación en periodos de verano. También se procesaron 2 interferogramas individuales de marzo-diciembre del 2021, para identificar si se observa un nuevo pulso de alzamiento luego del fin del periodo de interés.

Para que los interferogramas fueran seleccionados, era necesario que cumplieran ciertos criterios. Se eligieron los cuales poseían la menor incoherencia posible o decorrelación. Esto se ve más presente en interferogramas que cubren fechas en invierno, debido a las lluvias o nieve que generen cambios en las propiedades del suelo muy abruptamente generando problemas en las mediciones. Con esto se seleccionaron un total de 130 interferogramas utilizables, estos se encuentran mencionados en la Tabla Anexo.

Otra forma de verificar si los interferogramas seleccionados son útiles para las mediciones es verificar la línea de base perpendicular entre las tomas de imágenes (Perpendicular Baseline). Se sabe que las misiones de los satélites siguen una trayectoria definida para la toma de imágenes y cada satélite tiene un periodo de repetición, donde para la misión Sentinel-1 es en este caso de 12 días. Sin embargo, existe una discrepancia en distancia entre los puntos de adquisición de las imágenes en diferentes momentos ya que el satélite no es capaz de medir un punto en exactamente el mismo lugar en el espacio. Esta distancia se puede representar como la línea de base perpendicular a visualización del satélite o B_{perp} que se encuentra representado en la Figura 4.1. Si esta diferencia en distancia es significativa, esto podría producir una baja en la calidad de las imágenes y dificultan la generación de interferogramas. En la Figura 4.2 se observa la diferencia en distancia en metros (indicado en el eje Y como B_{perp}) con respecto a donde se encontraba el satélite cuando tomó la primera imagen tomada para

este trabajo, correspondiente el día 2014/10/23, en esta se puede visualizar que para el caso del satélite Sentinel-1, este está programado para desviarse hasta máximo un tubo orbital de 150 metros sin un patrón específico, lo que indicaría que estas imágenes tienen un margen de error bastante pequeño y evitando señales topográficas indeseadas. El B_{perp} es principalmente un problema para misiones ERS, ENVISAT, CKS y ALOS, no para el caso de Sentinel-1, ALOS-2, TerraSAR-X y RADARSAT-2.

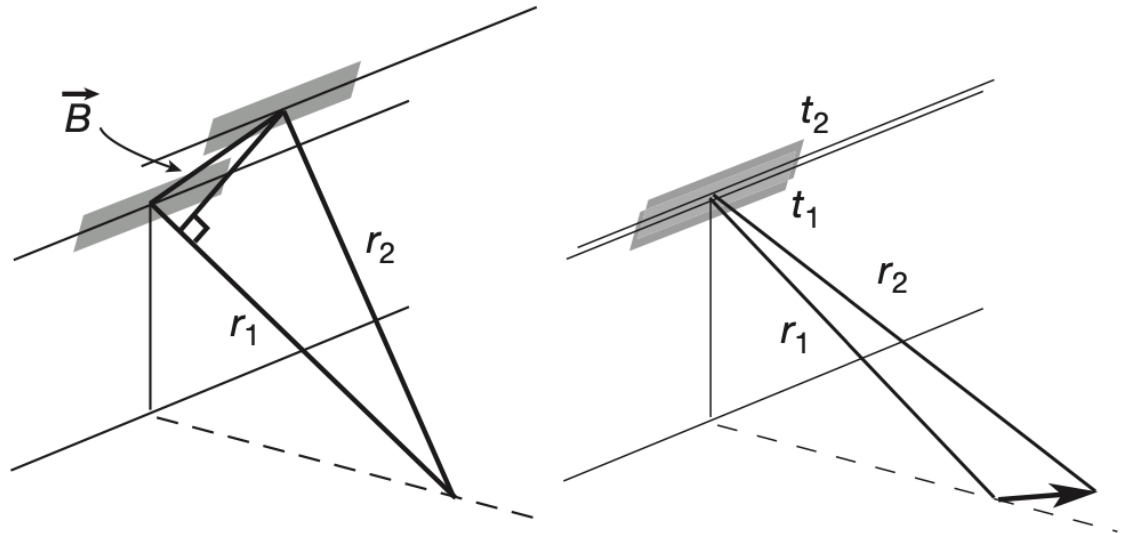


Figura 4.1: Esquema de adquisición de datos de InSAR que utiliza dos aperturas separadas por una línea de base (\vec{B}). Con esta diferencia de fase de cada punto de la imagen, el rango y la línea de base se utilizan para obtener la altura topográfica de cada punto de la imagen. A la izquierda, existe una diferencia de rango porque la escena se ve desde dos puntos de vista diferentes. Esto se describe mediante un cambio en la respuesta del objetivo puntual como se presenta en el texto. r_1 y r_2 corresponden a la distancia del satélite al punto tomada de la primera y segunda imagen respectivamente. La línea punteada indica que el satélite es sensible a la topografía. A la derecha, se genera una diferencia de rango, correspondiente a la distancia entre el satélite y la superficie de la Tierra. Esta diferencia de rango se describe mediante un cambio de escena, no un cambio de respuesta de objetivo puntual; las matemáticas son las mismas pero por un cambio de signo. t_1 y t_2 corresponden a la líneas de vuelo del satélite para tomar las dos imágenes. La fecha entre r_1 y r_2 indica que el satélite es sensible a la deformación. Figura extraída de Simons y Rosen (2015).

Este gráfico también muestra las imágenes que no pudieron conectarse mediante interferogramas con otras imágenes para la realización de la serie de tiempo, y por lo tanto se descartaron. Esto fue debido principalmente a que imágenes fueron tomadas épocas con condiciones invernales, que la distancia de B_{perp} entre dos imágenes era muy grande. Esta distancia B_{perp} se puede visualizar en la Figura 4.1 correspondiente a la perpendicular entre la distancia de r_1 y r_2 de la imagen de la izquierda.

En la Figura 4.2 también es posible ver las conexiones posibles entre imágenes, indicando que imágenes de color rojo se pueden conectar entre máximo 1 año de separación. Esto es necesario para la generación de la serie de tiempo y poder calcular el desplazamiento acumulado y así no tener conjuntos desconectados. Los puntos de color azul corresponden a imágenes tomadas en invierno que debido a la poca coherencia no se pueden calcular interferogramas coherentes entre ellos, y los puntos morados son imágenes descartadas, estas son tomadas en épocas inicios de años (épocas teóricamente secas) pero debido a lluvias constantes en la zona, estas afectan las mediciones.

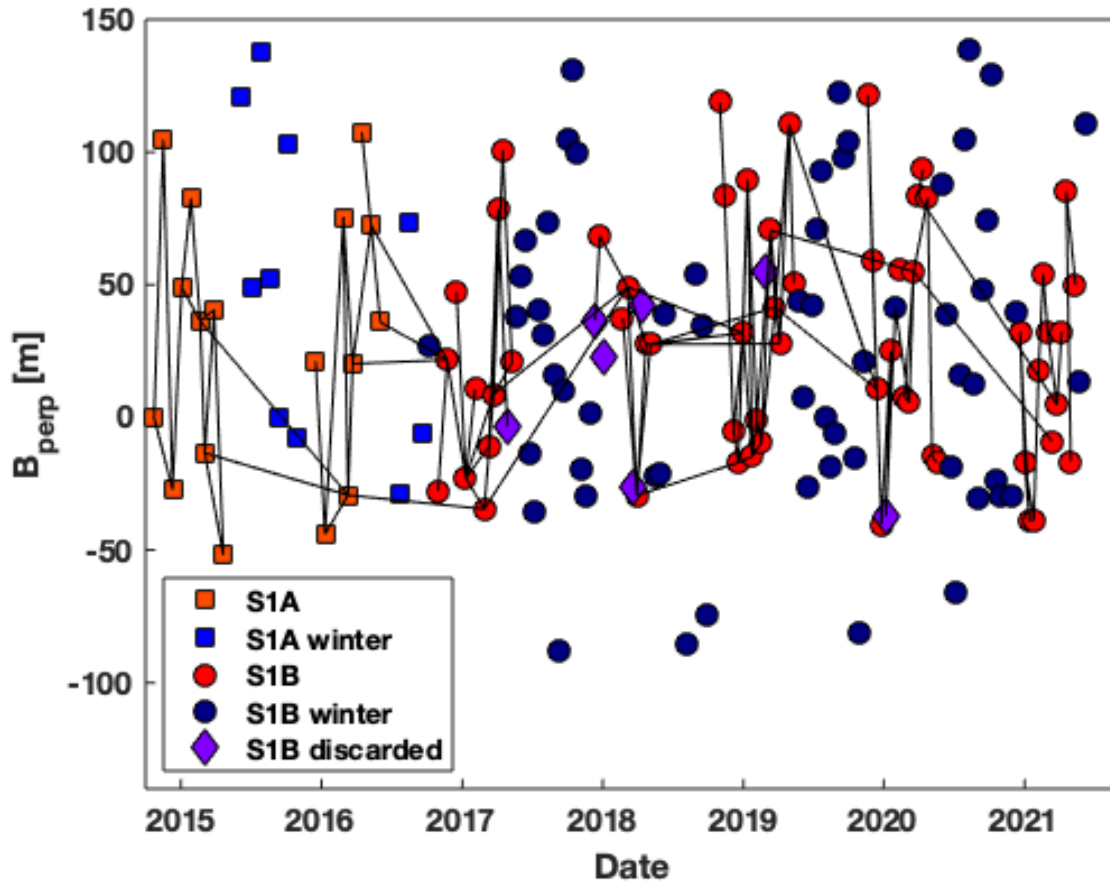


Figura 4.2: Gráfico de la base perpendicular (B_{perp}) para imágenes satelitales descendentes del satélite Sentinel-1 track 83. Cuadrados rojos corresponden a imágenes en verano del satélite Sentinel-1A (S1A) y los azules a las tomadas en invierno (S1A winter), lo mismo ocurre con los puntos rojos (S1B) y azules (S1B winter) y los rombos morados, corresponden a imágenes del satélite S1B, pero que fueron descartadas. Sólo las imágenes S1A y S1B se encuentran conectadas para poder realizar la serie de tiempo debido a la poca coherencia de las imágenes en invierno. Figura modificada de Delgado (2021), agregando datos del 2020-2021.

4.1.2. RADARSAT-2, COSMO-SkyMed

También se analizaron interferogramas del satélite RADARSAT-2 en dirección descendente entre febrero del 2020 y febrero del 2021, para la realización de una serie de tiempo. Estos datos fueron una continuación de la serie de tiempo procesada por Delgado y se obtuvieron un total de 10 interferogramas. En el caso de Sentinel-1 no se tienen interferogramas en fechas de invierno dado la pérdida de resolución. El análisis de estos interferogramas se realizó para poder comparar los resultados de dos satélites diferentes en un rango de tiempo similar y que poseen diversos contenidos de ruido atmosférico dado que las fechas de las imágenes son distintas. Si se tienen conjuntos de datos completamente distintos y con ruido distintos y ambos muestran lo mismo dentro de sus incertidumbres, se puede comprobar que la señal observada es real.

Finalmente se utilizaron mapas de velocidad promedio calculados por Delgado (2021), entre el 2017-2019 de la misión COSMO-SkyMed en dirección descendente, e interferogramas entre febrero 2017-abril 2019 en dirección descendente y ascendente de la misión RADARSAT-2 para generar un modelo de la fuente de deformación y compararla con el modelo generado por Sentinel-1.

4.2. Series de tiempo

A partir de los interferogramas seleccionados del satélite Sentinel-1, estos se utilizaron para generar series de tiempo desde el 2014 al 2021 y en el último pulso de alzamiento correspondiente al periodo del 2020-2021, del cual se obtuvieron las Figuras 4.3.a y 4.3.b, 4.4.a y 4.4.b. Las Figuras (a) corresponden a los interferogramas enrollados y (b) desenrollados, donde Sentinel-1 utiliza la banda-C y la longitud de onda corresponde a 5.6 cm, por lo tanto cada fringe en un interferograma enrollado detecta aproximadamente 3 cm de desplazamiento. También se obtuvieron dos interferogramas individuales de los años 2021/12/15-2021/03/26 y 2021/03/31-2021/12/20 obteniendo las Figuras 4.6 y 4.7 para observar la deformación después del invierno del 2021.

Para el caso del satélite RADARSAT-2, los interferogramas se utilizaron también para observar el último pulso de alzamiento y poder compararlo con los de Sentinel-1, donde se obtuvieron las Figura 4.5.a y 4.5.b. RADARSAT-2 también utiliza la banda-C y por lo tanto cada fringe en un interferograma enrollado detecta aproximadamente 3 cm de desplazamiento con una longitud de onda de 5.5 cm. La diferencia que tienen estos satélites es que RADARSAT-2 tiene una mejor resolución y una diferencia en la dirección de propagación de la onda con respecto a la vegetación y en ciertas temporadas ha resultado en interferogramas de mejor calidad que los de Sentinel-1.

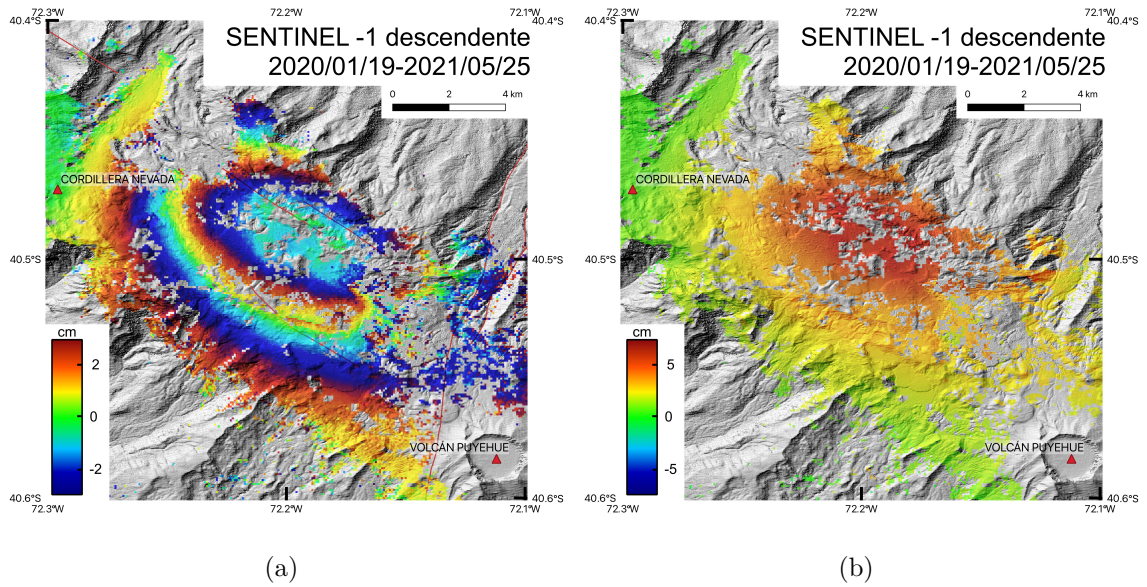


Figura 4.3: (a) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de Sentinel-1 del 2020/01/19-2021/05/25 enrollado, donde se ve un total de 3 fringes. (b) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de Sentinel-1 del 2020/01/19-2021/05/25 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado.

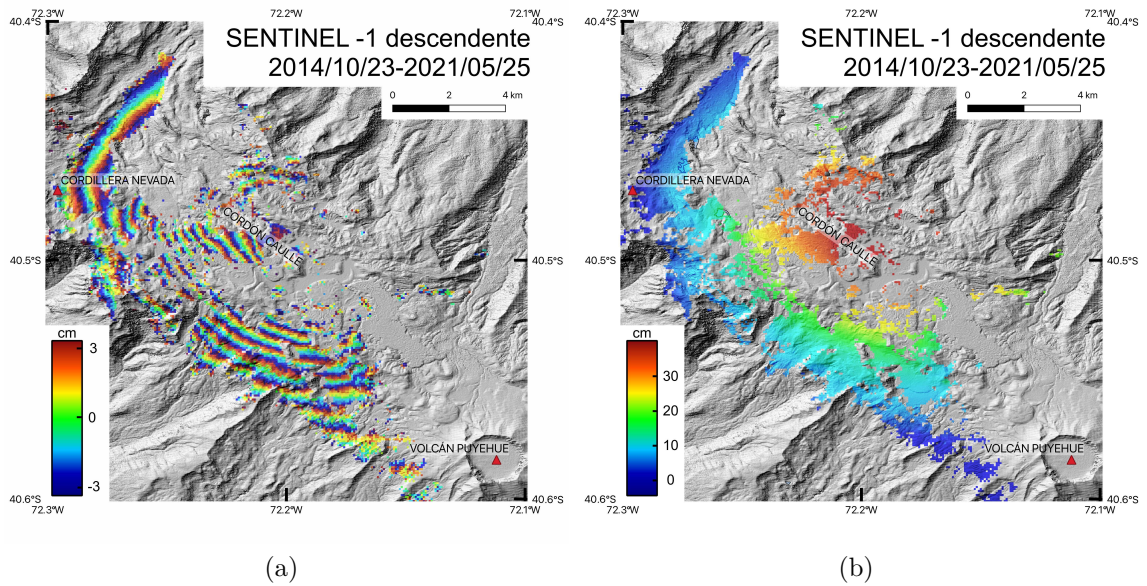


Figura 4.4: (a) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de Sentinel-1 del 2014/10/23-2021/05/25 enrollado, donde se ve un total de aproximadamente 13 fringes. (b) Interferograma dirección descendente calculado desde la serie de tiempo de Sentinel-1 del 2014/10/23-2021/05/25 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado.

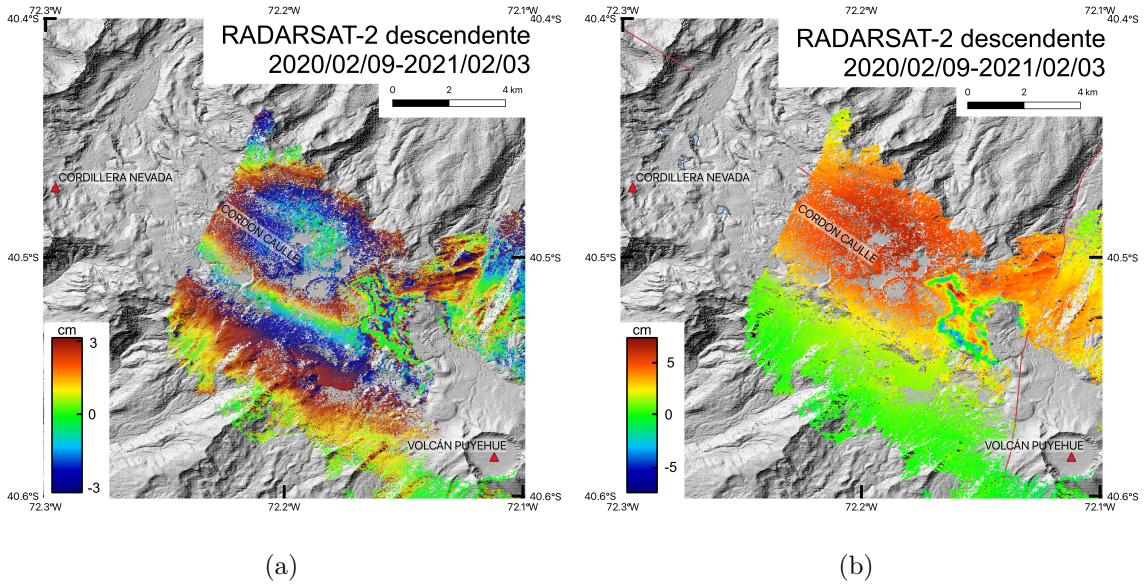


Figura 4.5: (a) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de RADARSAT-2 del 2020/02/09-2021/02/03 enrollado, donde se ve un total de 2 fringes. (b) Interferograma descendente calculado desde la serie de tiempo de RADARSAT-2 del 2020/02/09-2021/02/03 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado. En contorno se ve un movimiento post-eruptivo de la lava del 2011 que no se considera en este estudio.

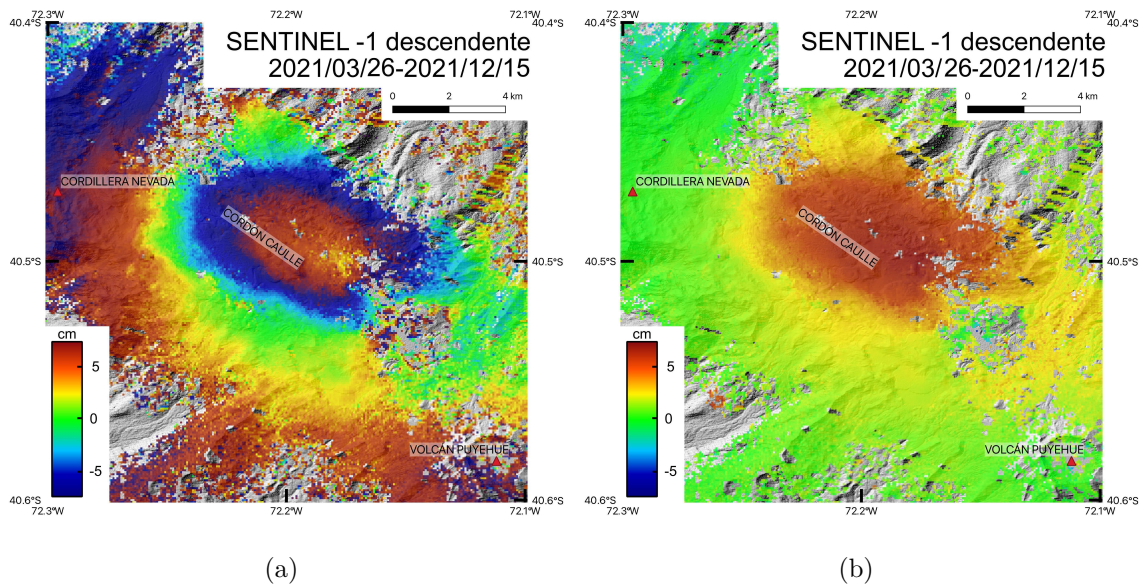


Figura 4.6: (a) Interferograma individual descendente Sentinel-1 del 2021/03/26-2021/12/15 enrollado, donde se ve un total de 1 fringe y medio. (b) Interferograma individual descendente Sentinel-1 del 2021/03/26-2021/12/15 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado.

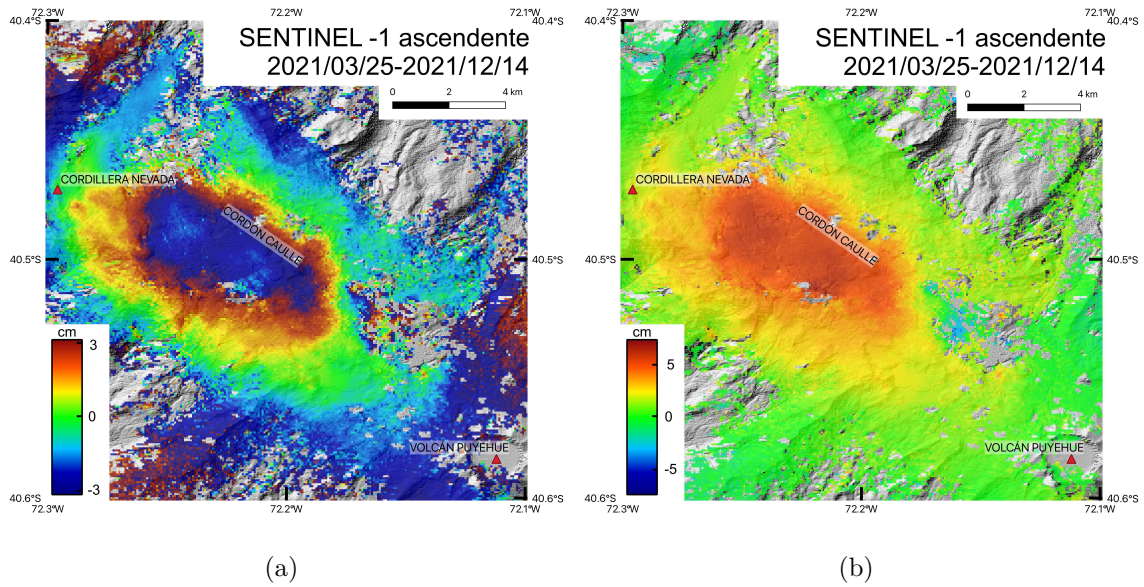


Figura 4.7: (a) Interferograma individual ascendente Sentinel-1 del 2021/03/25-2021/12/14 enrollado, donde se ve un total de 1 fringe y medio. (b) Interferograma individual descendente Sentinel-1 del 2021/03/25-2021/12/14 desenrollado, donde se observa el desplazamiento acumulado.

Analizando los interferogramas de Sentinel-1 y RADARSAT-2, se puede observar que hay una deformación sobre el alzamiento principal, la cual correspondería a la colada de lava de la erupción del 2011-2012. Esto corresponde a una señal asociada al emplazamiento de la lava y que no será analizada en este trabajo.

Las imágenes muestran un claro alzamiento cercano al graben del Cordón Caulle donde su centro se encontraría cerca de las coordenadas 40.5°S, 72.2°W. Sin embargo, se puede observar que el centro de la deformación es diferente entre los interferogramas ascendentes y descendentes, Figura 4.6 y 4.7 respectivamente. Esto es debido al cambio de dirección de vuelo del satélite la cual genera la discrepancia. Esta zona se habría levantado aproximadamente unos 8 cm entre los años 2020 hasta mediados del 2021. Esto se puede observar en ambos interferogramas de Sentinel-1 y RADARSAT-2, indicándonos que la señal es real. Con esto también se pudo obtener la velocidad promedio en estos periodos. Durante el 2020-2021 se tiene velocidad de 7.5 cm/año, y entre el 2014-2021 de 5.1 cm/año, pero este último no representa el desplazamiento promedio real. En estos 7 años la velocidad cambia y ocurre en pulsos que se puede visualizar en el gráfico de desplazamiento acumulado en la Figura 4.8 que se presenta a continuación.

4.3. Desplazamiento acumulado

A partir de las series de tiempo generadas fueron luego utilizadas para obtener la deformación acumulada desde el 2012, al término de la última erupción del Cordón Caulle, donde se obtiene la Figura 4.8. Esta corresponde a una actualización del gráfico de la Figura 2.8.b realizada por Delgado (2021).

Primero se puede ver que todas las series de tiempo registradas por los distintos satélites muestran una deformación muy similar entre si, es decir, registran la misma tendencia de alzamiento, con algunos centímetros de diferencia, todos los satélites son capaces de calcular correctamente la deformación del Cordón Caulle. También a partir del gráfico se puede ver que al igual que las imágenes de Sentinel-1, las otras misiones satelitales, no son capaces de medir la deformación en los meses de invierno debido a los problemas con la coherencia por la nieve.

Con el gráfico de la Figura 4.8 se observa que el desplazamiento luego de la erupción del 2011-2012, se detecta un pulso entre el 2012/03-2015/05 que se puede aproximar como una exponencial. Luego habrían ocurrido 3 pulsos de alzamiento, los cuales corresponderían a eventos separados y la velocidad va constantemente disminuyendo entre los periodos 2016/07-2017/02, 2017/05-2019/05 y 2020/06-2021/05. Finalmente se detecta un quinto pulso de alzamiento en diciembre del 2021 con la información obtenida de los interferogramas individuales que se agregaron manualmente al gráfico de desplazamiento acumulado. Pero para obtener más información de este pulso es necesario realizar interferogramas hasta al menos invierno del 2022. También se puede determinar que el alzamiento total inmediatamente al fin de la erupción del 2011-2012 de 1.1 metros hasta diciembre del 2021 y las velocidades promedio de estos pulsos de alzamiento donde se puede ver que disminuye de 45 cm/año a 6 cm/año.

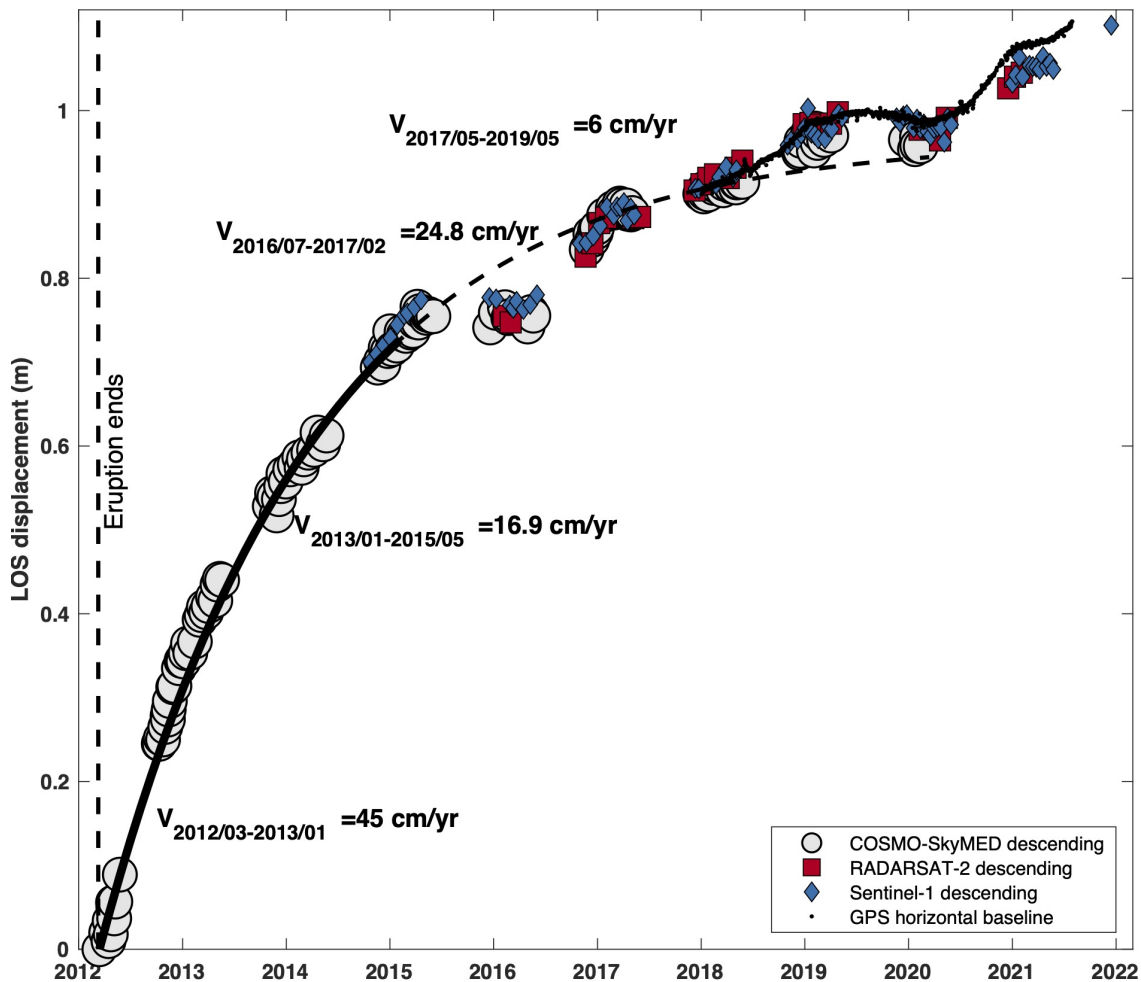


Figura 4.8: Gráfico de desplazamiento acumulado del Cordón Caulle entre los años 2012-2021 donde se muestran 4 pulsos entre marzo 2012- mayo 2015, julio 2016- febrero 2017, mayo 2017- mayo 2020 y mayo 2020- febrero 2021 a partir de datos de los satélites COSMO-SkyMed, RADARSAT-2 y Sentinel-1 de imágenes descendentes y una línea de base horizontal con GPS entre las estaciones de la figura con el mapa topográfico (datos analizados por Juan Carlos Baez del Centro Sismológico Nacional). Figura modificada de Delgado (2021). El último punto que se encuentra a fines del 2021 detectado por Sentinel-1 fue incorporado manualmente a partir del interferograma 2021/12/15-2021/03/26 sin utilizar el algoritmo SBAS.

Tabla 4.1: Pulsos de alzamiento con sus respectivos desplazamientos y velocidades.

Pulsos de Alzamiento	Desplazamiento Total	Velocidad Promedio
2012/03-2015/05	76 cm	45-17 cm/año
2016/07-2017/02	11 cm	18.9 cm/año
2017/05-2019/05	13 cm	8 cm/año
2020/06-2021/05	7.5 cm	5.6 cm/año
2021/03-2021/12	5 cm	6 cm/año

Otra observación importante es que las velocidades calculadas entre las fechas 2016/07-2017/02 y 2017/05-2019/05 de la Figura 4.8 son un poco diferentes a las que fueron calculadas por Delgado (2021) en la Figura 2.8.b y esto sería debido a algunos cambios en los algoritmos utilizados para el cálculo y el uso de diferentes software para el procesamiento. Por ejemplo, cambios por el uso del software ISCE usado en este estudio, a diferencia del uso del software NSBAS utilizado por Delgado (2021). También puede darse por cambios en la alineación de los interferogramas a coordenadas geográficas a las coordenadas del radar y cambios en las correcciones atmosféricas y remoción de rampas. A pesar de estos cambios las diferencias son de segundo orden ya que el desplazamiento acumulado sigue siendo el mismo y por lo tanto, no cambian las conclusiones geológicas.

4.4. Modelo de fuente de deformación volcánica

Finalmente se utilizaron las series de tiempo de Sentinel-1 del último pulso de alzamiento (inicios del 2020 a mediados del 2021) y de RADARSAT-2 y COSMO-SkyMed entre el 2017 y el 2019, para realizar un modelo de la fuente de deformación. Para esto se utilizó el modelo matemático y analítico de Okada (1992), el cual utiliza una fractura cuadrada o rectangular para modelar el desplazamiento en superficie dado por la apertura o deslizamiento de una de una falla, sill y/o dique, donde se asume un espacio homogéneo e isotrópico y no presenta topografía. En la Figura 4.9 se presenta la geometría del plano de apertura para este modelo, donde es necesario entregar parámetros de coordenadas X, Y, profundidad, largo (W), ancho (L), ángulo de rumbo, manteo δ y su apertura o desplazamiento (U_1 , U_2 y U_3) (Okada, 1985, 1992). Particularmente para este caso se determinó un modelo con geometría distribuida, lo cual significa, que el plano de desplazamiento se subdivide y distribuye en cuadrículas de manera uniforme. Cada cuadrícula se desplazará por lo tanto, con una magnitud diferente y así, se obtiene un modelo más realista geológicamente.

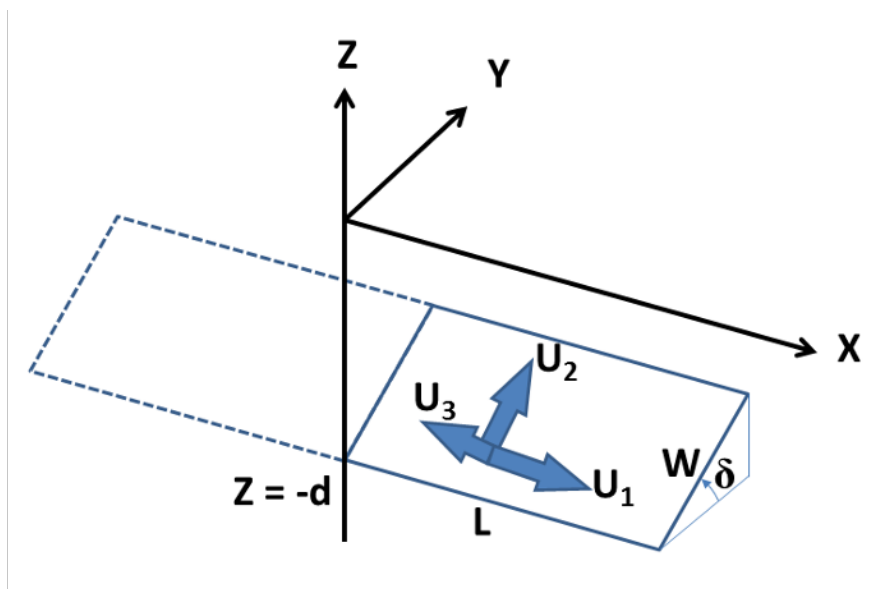


Figura 4.9: Modelo de Okada (1992), apertura de un plano de largo L , ancho W . Se encuentra en coordenadas X, Y , a una profundidad $Z = -d$, en direcciones U_1 , U_2 y U_3 y con un ángulo δ .

Delgado et al. (2016) realizó múltiples simulaciones de modelo de Okada y el modelo de Mogi con diferentes geometrías de la fuente de deformación, ya sean de fuente puntual, esfera finita, esferoide alargado, entre otros. Concluyó que el mejor modelo que describía el movimiento que tiene el Cordón Caulle es a través de un sill, es decir, esta geometría es la que mejor explica los datos dadas las limitaciones geológicas que tienen estos modelos y la incertidumbre en los datos. Se observa que la deformación tiene una forma alargada, por lo que cualquier modelo con forma esférica no concordaría con la señal observada. Por lo tanto, para este estudio se determinó una fuente de deformación es una zona de almacenamiento de magma, esta se modeló como una sill alargado mediante una dislocación o fractura como se ve en la Figura 4.9, el cual se abre debido a partir de un cambio volumétrico. Este se encuentra inmerso en un semi-espacio finito de 30 km de largo, 15 km de ancho, con dirección NW-SE, posee un ángulo de manteo de 12° o subhorizontal, el cual se encuentra a 6.2 km de profundidad.

A partir de las series de tiempo obtenidas anteriormente, es posible generar un modelo sintético, el cual busca simular la deformación obtenida y así entregar la variación de volumen en un determinado periodo de tiempo, el cual correspondería con el volumen emplazado en el sill a la fuente de deformación, entregándonos las Figuras 4.10 y 4.12 de Sentinel-1 entre el 2020-2021 y las Figuras 4.11 y 4.13 de RADARSAT-2 y COSMO-SkyMed entre el 2017-2019.

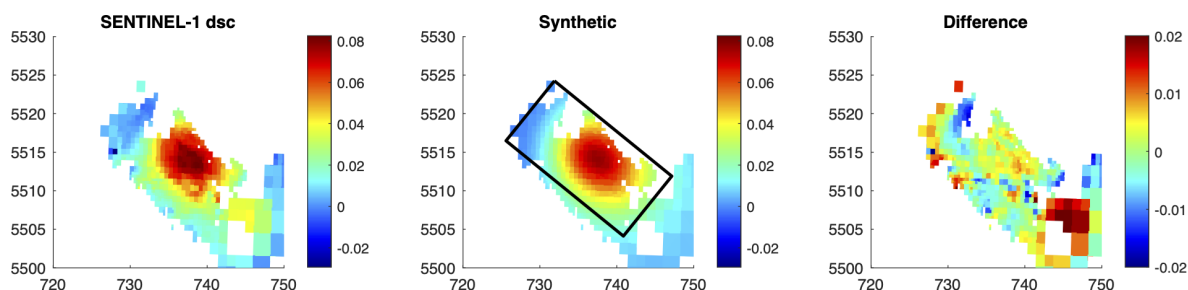


Figura 4.10: Comparación de la serie de tiempo que registra el desplazamiento acumulado entre 2020 y 2021 desde la serie de tiempo de Sentinel-1 descendente (gráfico izquierdo) con el modelo sintético de Okada en forma de sill alargado (gráfico central) . El rectángulo negro muestra la extensión lateral del sill y la diferencia/residuo entre ambos (gráfico derecho).

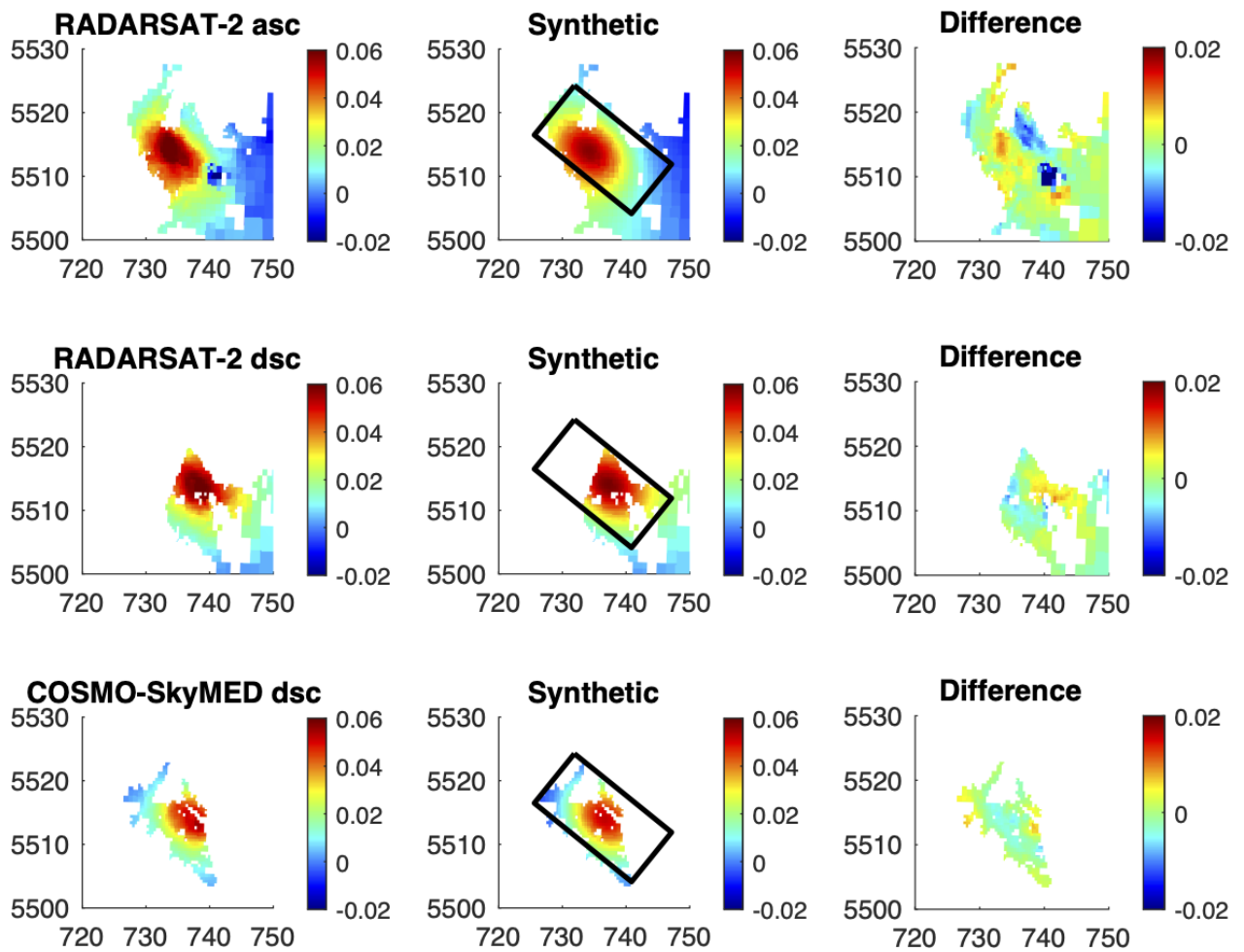


Figura 4.11: Comparación de la serie de tiempo que registra el desplazamiento acumulado entre 2017/05-2019/04 de RADARSAT-2 ascendente, descendente y COSMO-SkyMed descendente (columna izquierda) con el modelo sintético de Okada en forma de sill generada (columna central). El rectángulo negro muestra la extensión lateral del sill y la diferencia/residuo entre ambos (columna derecha).

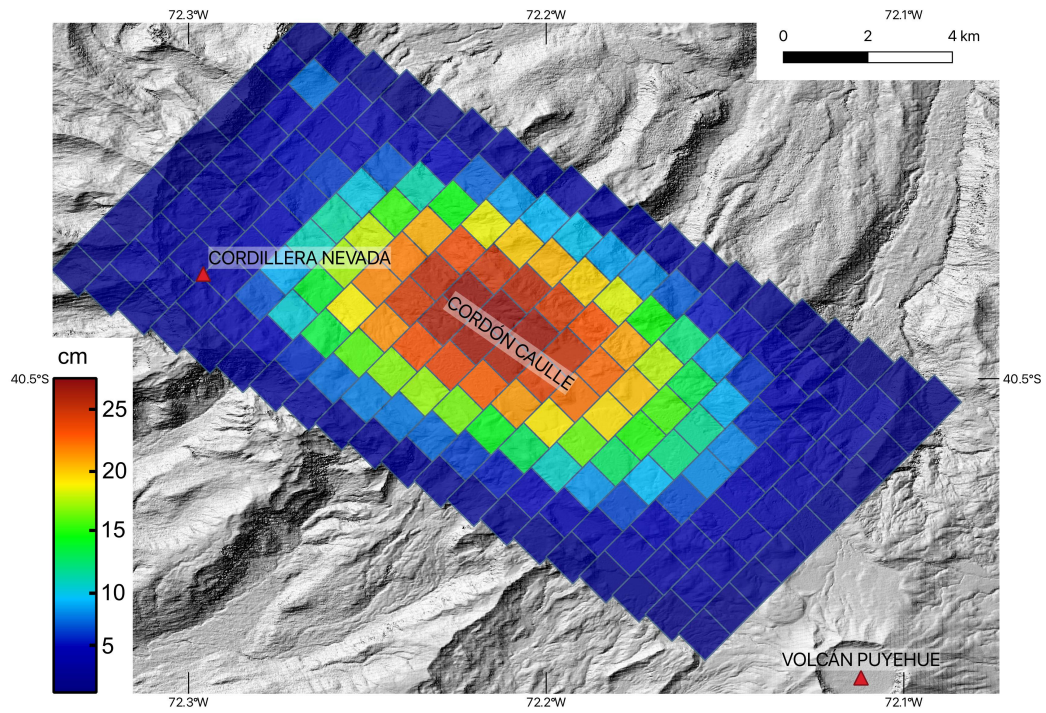


Figura 4.12: Modelo sintético de Okada mostrando la apertura total del sill entre el 2020/01/09 y el 2021/05/25 de Sentinel-1 descendente.

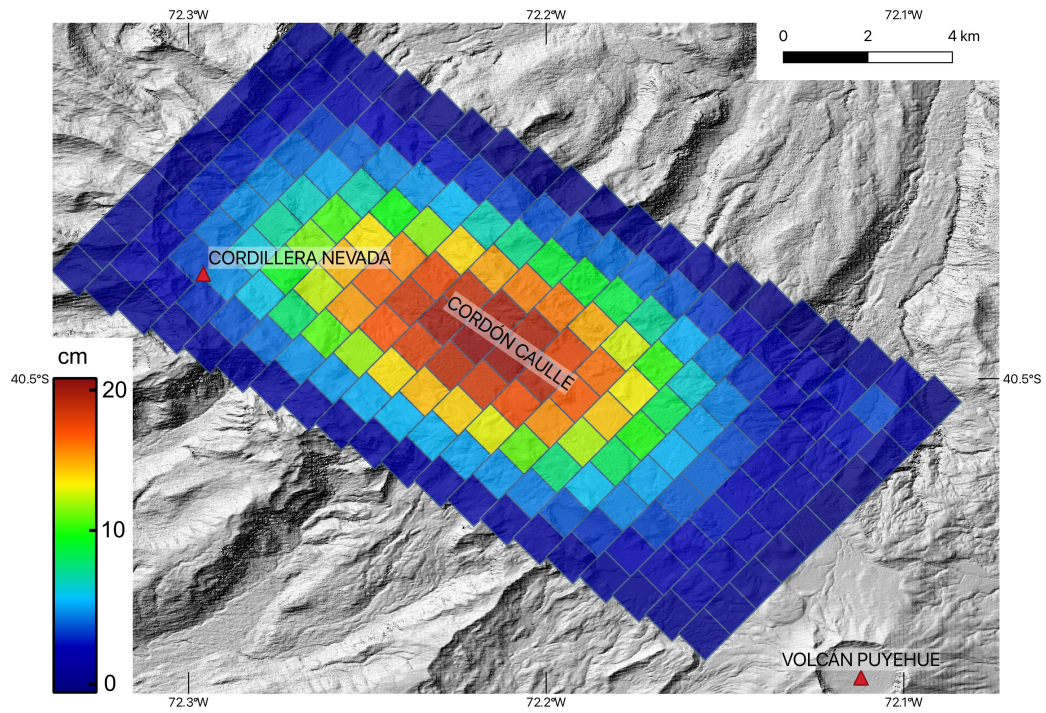


Figura 4.13: Modelo sintético de Okada mostrando la apertura total del sill entre el 2017/12 y 2019/04 a partir de los datos de RADARSAT-2 ascendente y descendente y COSMO-SkyMed descendente.

Como se ve en las Figuras 4.10 y 4.11, se generaron 3 imágenes, primero muestra la deformación detectada por los interferogramas, la segunda muestra el modelo sintético del sill generado, donde muestra las dimensiones de éste y la deformación desde la fuente, y la tercera muestra la resta o la diferencia entre el modelo sintético y la señal observada.

Finalmente el modelo calculó un volumen inyectado a la fuente de deformación de 0.0125 km^3 entre 2020/01-2021/05 y 0.0172 km^3 entre 2017/12-2019/04 y si sumamos este resultado con los volúmenes calculados entre el 2012 al 2017 por Delgado (2021), donde se obtiene en total 0.178 km^3 , este siendo el total de cambio volumétrico después del término de la erupción del 2011.

Tabla 4.2: Pulsos de alzamiento con sus respectivos variaciones volumétricas. Volumen calculado entre 2012/03-2015/05 por Delgado (2016) y 2015/06-2017/02 por Delgado (2018).

Pulsos de Alzamiento	Volumen Inyectado km^3
2012/03-2015/05	0.125
2015/06-2017/02	0.022
2017/05-2019/05	0.018
2020/01-2021/05	0.0125

5. Discusiones

5.1. Incertidumbre en las mediciones de deformación

Luego de la erupción de 2011-2012, el alzamiento del Cordón Caulle se puede detectar por diferentes misiones satelitales, las cuales tienen diferentes resoluciones espaciales y temporales. Pero a pesar de esto, la diferencia detectada del alzamiento en este periodo de tiempo entre estos satélites es bastante pequeña y por lo tanto despreciable. Esto se puede comprobar en el gráfico de desplazamiento acumulado y en las series de tiempo obtenidas.

La selección de interferogramas útiles fue realizada de tal manera que entregue series de tiempo con el menor decorrelación posible, lo cual da como resultado la eliminación de unos 470 interferogramas entre el 2014-2021 del satélite Sentinel-1 y dejando espacios vacíos sin información en el gráfico de desplazamiento acumulado en fechas de invierno (Figura 4.8). De igual manera, es posible determinar cuando inician y terminan los diferentes pulsos de alzamiento a pesar de este descarte y por lo tanto, las series de tiempo generadas entregan la deformación en el tiempo de manera más cercana a la realidad.

Se observan diferencias con la calidad y tamaño de la señal observada de las series de tiempo de la Figura 4.3 que abarcan los años 2020 al 2021 con el que abarca los años 2014 al 2021 de Sentinel-1, correspondiente a la Figura 4.4. La serie que abarca un menor periodo de tiempo, cubre una mayor área de la zona de estudio y por lo tanto, es capaz de medir la deformación en más puntos. Esto es debido a que un interferograma siempre tendrá algún grado de decorrelación. La pérdida de coherencia no es homogénea entre todos los interferogramas y si estos se suman ocurre que hay puntos los cuales no tienen una transición coherente o esperada y por lo cual, son descartados. Como la serie de tiempo entre el 2020-2021 posee menos interferogramas, son menos los puntos eliminados, indicándonos que, para las observaciones generadas con satélites, existe una pérdida de la resolución espacial. Por lo tanto, todo lo anterior indica que los datos obtenidos a partir de InSAR de los diferentes satélites y así también las series de tiempo son confiables para ser utilizados en el Cordón Caulle.

Con respecto a los modelos analíticos utilizados, se sabe que estos son acercamientos a la realidad y por lo tanto, el modelo de Okada dejará residuos debido a que son correctos matemáticamente pero no geológicamente, debido a que se basan en modelos numéricos y matemáticos y estos no consideran la complejidad de los procesos geológicos. El modelo asume una cavidad a la cual se le aplica una presión y en un contexto geológico correspondería a un reservorio donde el volumen inyectado en la fuente es un líquido, pero en la realidad, contiene gases y cristales. Además, los interferogramas utilizados también presentan una cantidad de ruido atmosférico, la cual es pequeña pero puede contribuir a un residuo no nulo. El modelo

simplista es una sobresimplificación y no es el único ciclo que ocurre en la realidad. También se sabe que el modelo de cámara simple, largo y relleno de líquido ya no es compatible con estas observaciones geológicas más modernas (Putirka, 2017). Finalmente, el procesamiento de los interferogramas y los modelos pueden tener diferentes incertidumbres dependiendo de la zona en la que se utilizan, sin embargo, el cálculo porcentual de la incertidumbre que tendrían esos resultados no fue realizado para este trabajo.

Todo esto mencionado se ve reflejado en la Figura 4.10 y 4.11, donde en la segunda imagen (modelo sintético) se puede ver que el modelo es similar a lo que entregan los datos, dejando un pequeño residuo de su diferencia, correspondiente en la tercera imagen. Para el caso del modelo de Sentinel-1, se puede ver un mayor residuo al SE del modelo. El modelo se construye de manera simétrica desde el centro de la deformación siguiendo la geometría del sill a diferencia de lo que ocurre en la vida real. Dado que la diferencia entre el modelo y la realidad se mantiene cerca de la línea base, donde no se detecta la deformación, se puede decir que este modelo permite ajustar los datos.

5.2. Almacenamiento y ascenso magmático

El ascenso y almacenamiento de magma en una fuente de somera, serían los principales factores que generarían deformación y desplazamiento en superficie, por lo tanto, es necesario entender los procesos geológicos que lo generan. Hildreth y Moorbath (1988) definieron la hipótesis de la zona de génesis del magma en profundidades llamado MASH, acrónimo de melting-assimilation-storage-homogenization. Esta zona se encuentra en el límite inferior de la corteza y el manto y en esta ocurre la fusión de un magma de composición basáltica o más primitiva que luego asciende a la corteza camino al reservorio somero por procesos de diferencias de presiones y densidades (Hildreth y Moorbath, 1988; Putirka et al., 2014). En el proceso de ascenso, el magma se asimila con la roca de las paredes adyacentes, se almacena por procesos de cristalización fraccionada y finalmente se homogeniza generando mezclas de magmas y diferenciación magmática (Hildreth y Moorbath, 1988; Putirka, 2017). Luego Marsh (1996) definió el mush cristalino como la forma de describir fuentes volcánicas someras de grandes sistemas sílicos. Corresponden a un magma con un 25-55 % de cristales en volumen, el cual tiene una gran viscosidad y por lo tanto, su comportamiento reológico asemeja al de un cuerpo sólido (Cashman et al., 2017). Más adelante Bachmann (2004) utilizan este término para referirse a sistemas magmáticos con comportamiento sólido (>50 %), donde el flujo de los fluidos se ve impedido por la red cristalina presente, con poca presencia de fenocristales en las lavas expulsadas y con antecristales, correspondientes a cúmulos cristalinos (Bachmann y Bergantz, 2004, 2008). La recarga e inyección de material basáltico debajo de una sección del mush fraccionada de composición félsica puede ser esencial para revitalizar estos sistemas (Wiebe, 2016) y tal vez, para dar inicio a una erupción (Bachmann y Bergantz, 2004).

El ascenso de magma desde una fuente profunda en la zona de MASH hasta un reservorio somero, se explica por la Ley de Flujo de Poiseuille en el cual el magma se comporta como un flujo laminar, la diferencia de densidad (buoyancia), el gradiente de presión entre el magma y la roca de caja (Jaupart y Tait, 1990). Al momento en el que la cámara se sobrepresuriza, esto genera una erupción y fracturas de tensión en las paredes del reservorio (Tait et al., 1989),

mediante estas el magma asciende mediante la misma diferencia de presión y/o buoyancia por medio de un dique o conducto a la superficie. Luego, se genera una despresurización por la expulsión de material magmático, lo cual desencadena una inyección magmática basáltica desde una fuente profunda en la zona del MASH al mush cristalino. Dentro del reservorio ocurre un proceso de segregación del líquido intersticial dadas las condiciones de almacenamiento más frías que la temperaturas del magma basáltico del manto (Cooper, 2017), que luego se concentra en el techo una capa rica de líquido de la cámara magmática hasta la hora de una nueva erupción y en el fondo se concentra un líquido rico en cristales (Brahm et al., 2015; Huber et al., 2010, 2011).

Los enclaves encontrados en las lavas del 2011-2012, también serían evidencias geológicas de los pulsos de inyección de magma basáltico y de la composición del fondo del cristal mush. Winslow et al. (2022) menciona que existen 2 tipos de enclaves, que se dividen dada su textura. Los que poseen una textura fanerítica (Figura 2.4.a, 2.4.c), se interpretan como el fondo de la cámara magmática que se comporta como un sólido y es más denso que el techo. Por lo tanto, estos son evidencia de un sistema magmático dividido en dos capas, una correspondiente a un magma riolítico pobre en cristales llamada el melt y bajo esta una compuesta de un magma riolítico rica en cristales llamado el mush cristalino (Winslow et al., 2022). También, las líneas de flujo observadas alrededor de los enclaves máficos en la Figura 2.4.c, confirman que al momento de la erupción de esta riolita, debido a la despresurización de la cámara, esta tomó parte del fondo de la cámara, la cual ya se encontraba cristalizada. El segundo tipo con textura porfídica (Figura 2.4.b), poseen una química mineral restringida y vesículas esféricas. Según Winslow et al., los enclaves con textura porfídica se componen de un 9.3 wt % de MgO y 50-53 wt % de SiO₂, correspondiente a una de las brechas de composición más grandes registradas entre enclaves máficos y el magma huésped en una lava riolítica (>70 wt % de SiO₂). Por lo tanto, estos representarían inyecciones de pequeños volúmenes de magma basáltico en el fondo del reservorio y serían el principal gatillante de la erupción del 2011-2012 en el Cordón Caulle (Jay et al., 2014; Delgado, 2021), lo cual también es análogo al fenómeno que vemos con InSAR luego de la erupción.

5.3. Origen de la deformación

La deformación detectada en superficie puede darse por múltiples fuentes o procesos geológicos. Estos pueden ser desplazamiento de fallas, presurización de sistemas hidrotermales, movimientos magmáticos (diques, flujos de lava, presurización de un reservorio magmático), deslizamientos, entre otros. Debido a la presencia de un sistema hidrotermal y zonas de falla en el Cordón Caulle, se ha discutido cual sería el origen de la deformación detectada. Sin embargo, existen múltiples evidencias de que la señal observada es de tipo magmática. Para el caso de las señales de deformación en zonas volcánicas, se ha determinado que existen ciertos patrones los fenómenos físicos son detectados por InSAR (Biggs y Pritchard, 2017). En primer lugar, al comparar la señal detectada entre el 2003-2011 con la obtenida entre el 2012-2021, la fuente de deformación se mantiene en el mismo lugar, indicando que para ambos eventos se tiene una sola zona de alzamiento de magma que se ha mantenido inmóvil y estable en el tiempo (Delgado, 2021; Novoa et al., 2022), donde esto solo ocurriría para un reservorio que se estaría cargando y descargando de material magmático.

Bajo un volcán, se ha determinado un modelo hipotético de un ciclo de presurización que

resulta en señales de deformación. La cámara magmática se inflaría debido a un aumento de presión, hasta alcanzar un punto de ruptura generando una erupción volcánica, luego la cámara se vaciaría y desinflaría rápidamente por la expulsión de lava en superficie (Dzurisin, 2006). Esto pareciera verse en el caso del Cordón Caulle, donde este fenómeno puede causar alzamientos (intereruptivo) y subsidencias (co-eruptivo) en la superficie (Biggs y Pritchard, 2017; Dzurisin, 2006; Fournier et al., 2010).

A continuación en la Figura 5.1 se presentan un grupo de patrones temporales de deformación volcánica que se han observado con InSAR el cual muestra que el modelo más simple (A) no es el único que se observa en sistemas magmáticos y no todos los ciclos llevan a una erupción.

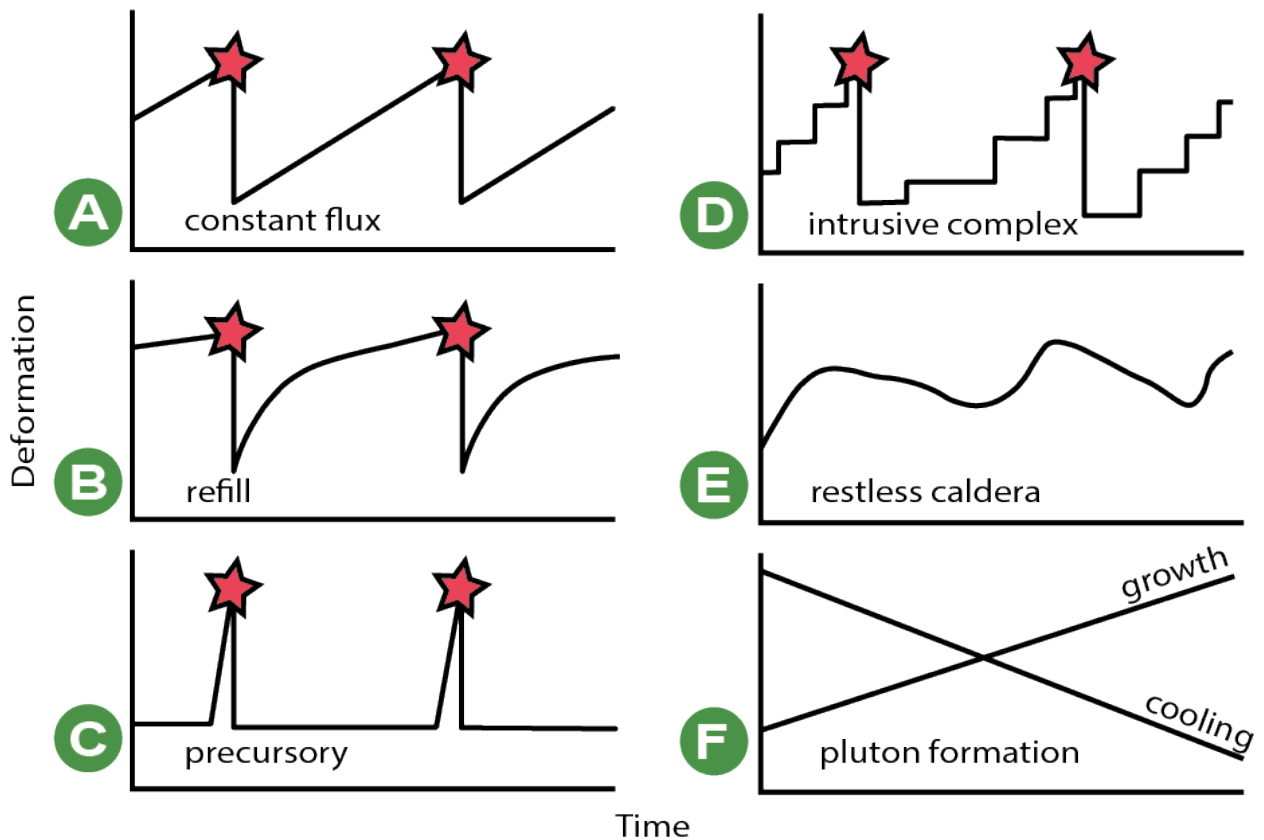


Figura 5.1: Patrones temporales de la deformación volcánica donde las estrellas representan erupciones volcánicas. (A) Modelo simple de un ciclo eruptivo, donde el vaciamiento del reservorio magmático en una erupción causa subsidencia y el relleno de este reservorio a una tasa constante causa un alzamiento a tasa constante entre erupciones. (B) Ciclo eruptivo modificado, donde la tasa de relleno entre erupciones decae exponencialmente a medida de que el flujo de magma y el gradiente de presión de un reservorio profundo también lo hagan. (C) El magma asciende rápidamente y entra en erupción inmediatamente, de modo que la deformación es rápida, recuperable y es comúnmente indetectable. (D) Suministro de magma pulsado, se introducen pulsos de magma que provocan un alzamiento hasta que se alcanza un umbral, desencadenando una erupción. (E) Agitación continua sin erupción, causado por cambios de fase y mezcla dentro del almacenamiento de magma poco profundo o por un sistema hidrotermal sobre este. (F) Ascenso o subsidencia de velocidad constante que puede continuar durante varias décadas debido al crecimiento o enfriamiento de cuerpos de magma profundos. Figura extraída de Biggs y Pritchard (2017).

Con respecto a la forma de la señal de deformación de las Figuras 2.9 y 4.8, se observa una subsidencia al momento de ocurrir una erupción e inmediatamente después, un alzamiento de forma exponencial entre los años 2012-2015. Esto asimilaría a patrón temporal (B), pero al encontrarnos en un sistema de diferentes pulsos de inyección en el tiempo, también se presentaría como el modelo de suministro de magma (D). La recarga de material magmático en el reservorio, sería el origen de deformación observada en superficie. Este alzamiento ocurriría inmediatamente después de la expulsión de material magmático en la zona de almacenamiento, y para el último caso en el Cordón Caulle esto sería al término de la erupción del 2011-2012. En este momento se tendría la mayor diferencia de presión entre el reservorio y su entorno. Esto desencadenaría la inyección de magma basáltico desde una fuente profunda en la cuña mantélica a un reservorio somero (Delgado et al., 2016), debido al ingreso de este material con una sobrepresión ascendente. Este ingreso de material más denso al reservorio genera una convección en su interior donde se depositan cristales de mayor densidad en la base del mush y asciende un líquido pobre en cristales y probablemente fraccionado respecto a un fundido basáltico, el cual produce un aumento de la presión en el techo y así una apertura de la cámara y alzamiento en superficie. A medida de que la diferencia de presión disminuye, el alzamiento también lo hace, donde cada pulso discreto tendrá una menor velocidad y alzamiento total, obteniéndose la señal observada entre el 2012-2015. Para el caso pulsos individuales entre el 2015-2021 puede que se producen debido a una reconexión de transporte de material magmático entre el reservorio y el manto se reinicia. Finalmente, la deformación que se observa en superficie con InSAR se estaría dando principalmente por una presurización en el techo de reservorio, por el ascenso de la riolita pobre en cristales.

A partir de la información anterior se realizó la Figura 5.2, la cual representa un modelo del reservorio somero del Cordón Caulle que se encontraría a 4-6 km y como sería el proceso de inyección de magma lo que llevaría a la detección de alzamiento.

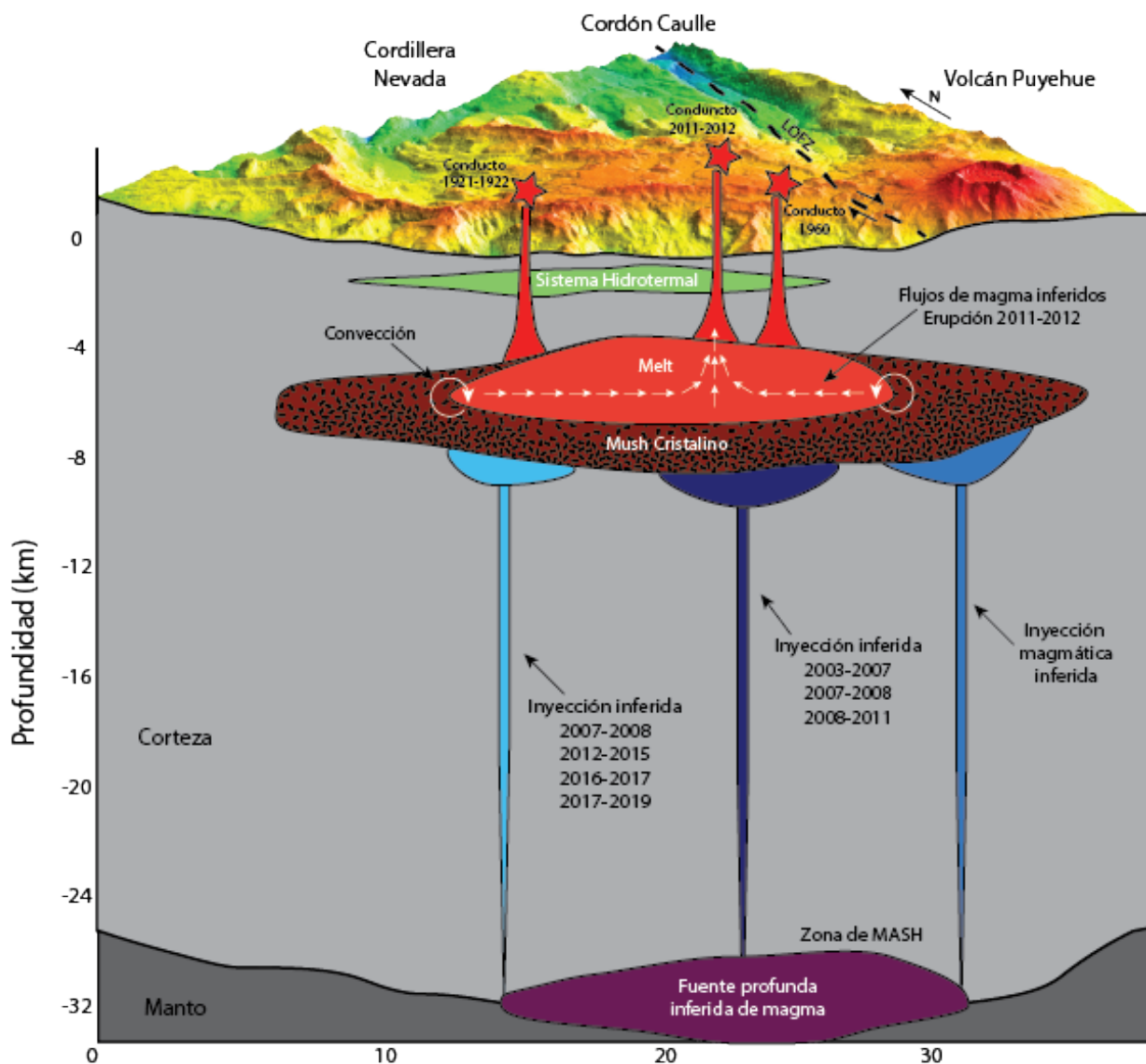


Figura 5.2: Sección transversal del Cordón Caulle basada en Figura de Delgado (2021). Se entrega un resumen de la fuente y origen de la deformación entre el 2003 al 2021, determinado por los modelamientos realizados por InSAR. Se infirieron la procedencia del magma de la erupciones de 1921-1922 y 1960 y de la erupción del 2011-2012 determinada por geobarometría Lara et al. (2006), Singer et al. (2008), Castro et al. (2013), Jay et al. (2014) y Seropian et al. (2021). Se observa una zona hipotética del mush cristalino con profundidades de entre 4 a 6 km, la cual se separa en dos capas, la zona roja se encontraría la riolita pobre en cristales y la zona burdeo se encuentra el mush cristalino donde el fondo se compone principalmente de cristales. Las zonas azules y celestes corresponden a las inyecciones basálticas inferidas provenientes de una fuente profunda en la zona de MASH, representado por un color morado, las cuales al entrar a la cámara magmática generan una convección interna donde los componentes más densos se depositan en la parte inferior y las menos densas suben al techo de la cámara donde en esta zona, se detectaría el alzamiento que se observa luego en superficie. De color verde se representa el sistema hidrotermal del Cordón Caulle, y la línea punteada se encontraría la falla LOFZ.

Con respecto a las velocidades calculadas en los gráficos de desplazamiento acumulado en las Figuras 2.8.b y 4.8 en cada pulso de erupción, estas van disminuyendo exponencialmente en el tiempo, lo cual concuerda con el desplazamiento acumulado observado y la disminución de la diferencia de presión de la cámara magmática. Pero esto no se cumple para las velocidades del 2013/01-2015/05 y 2016/07-2017/02, donde pareciera que la velocidad volvería a aumentar. Esto se daría a la acumulación de una fase más cristalina en el fondo de la cámara magmática. El conducto que genera la inyección de magma podría taparse o bloquearse, donde se asume una presión constante, a medida de que el basalto se solidifica, por lo tanto este aumento de velocidad deberse a diferentes conductividades entre estos periodos (Anderson y Segall, 2013). Otra interpretación se debería a que ocurran cambios de presión provenientes del manto dado múltiples inyecciones pero esto no es consistente con lo observado ya que se tendrían velocidades de alzamiento muy distintas entre sí, sin ningún tipo de patrón o relación entre ellas. Además, esto no puede comprobarse, dado que las tecnologías existentes no permiten obtener información sobre estos cambios hipotéticos en el manto.

Dadas las iteraciones del modelo de Okada realizadas determinaron que la fuente de deformación se encuentra a una profundidad de 6.2 km y debió abrirse unos 30 cm para poder detectar en superficie un alzamiento de 7 cm. No es posible que la señal provenga del sistema hidrotermal, ya que estos se encuentran a solos unos cientos de metros de profundidad y tendrían que generar grandes alteraciones para que estos puedan detectarse en superficie. Sin embargo, a fin del 2018 en el gráfico de la Figura 4.8, donde pareciera haber un periodo estacionario, los satélites y la línea de base horizontal del GPS muestra cierta sinuosidad de algunos centímetros. Esto podría deberse a algún proceso adicional a la inyección basáltica, como que el sistema hidrotermal genere exsolución de gases por aumentos de temperaturas por la carga y descarga estacional de los acuíferos. El reservorio por lo tanto, correspondería a la fuente de calor del sistema hidrotermal en el Cordón Caulle y la inyección de material caliente llevaría a un aumento de la temperatura del sistema o se podría dar por una recarga de aguas en los acuíferos, pero para esto es necesario tener más estudios geoquímicos que comprueben esta teoría o más mediciones de terreno.

El modelo de la Figura 5.3 indica de forma conceptual como el calor y vapor de agua proveniente de la fuente de calor el reservorio se transportaría hacia el sistema hidrotermal. Las manifestaciones superficiales que poseen un mayor contenido de Cl y Mg tienen principalmente un origen magmático, pero también son influenciadas por aguas meteóricas.

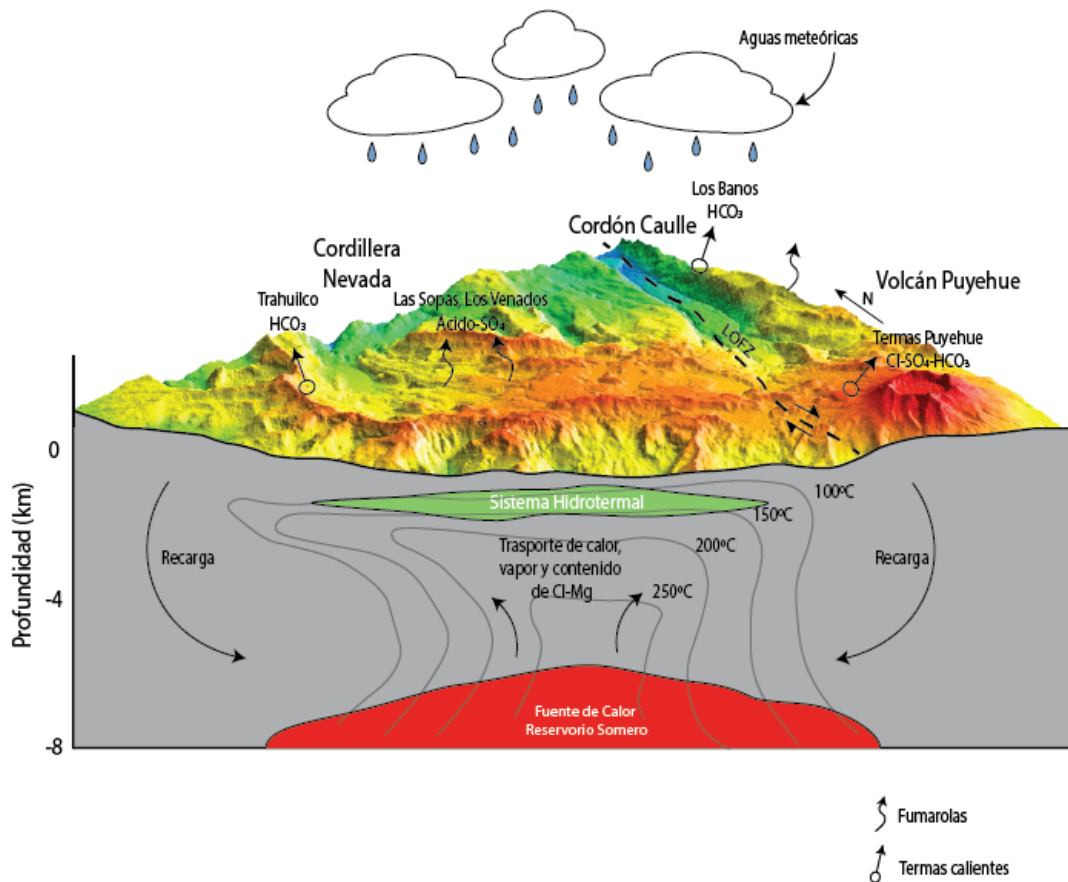


Figura 5.3: Modelo hidrotermal del sistema Puyehue - Cordón Caulle donde se mencionan las expresiones del sistema hidrotermal en superficie. Basado en el modelo conceptual de Sepúlveda (2004).

Como se explicó en la sección 2.4, Las Sopas tienen un origen magmático a diferencia de los Venados. Hasta el momento no hay estudios que tengan una respuesta definitiva a esta diferencia de origen. Podría deberse a diferentes permeabilidades en los suelos donde se encuentran estas manifestaciones. También puede existir entre el sistema hidrotermal y el reservorio somero de 6.2 km otra pequeña acumulación de material magmático debajo de Las Sopas que pueda estar inactivo pero pueda interactuar con estos sistemas, y así, dando un mayor aporte en contenidos de Cl y Mg o puede haber una transferencia de masa desde el reservorio.

A partir de la Figura 5.4, se puede identificar terremotos de la red de monitoreo del volcán del OVDAS (Wendt et al., 2016) de la fuente volcánica ocurridos entre el 2010 al 2021 donde 5.4.a muestra terremotos generados por un origen volcánico (VT) en el gráfico de color rojo. Este sería generado al inicio de la erupción el 2011 al igual que en el gráfico de color amarillo que se genera debido al movimiento de fluidos dentro del volcán (LP). Luego de la erupción, no ocurren mayores terremotos importantes generados por el volcán o por otras fuentes, sólo algunos eventos aislados que no logran tener la magnitud que tuvo el 2011. Por lo tanto, estos datos no reflejarían los pulsos de alzamiento que se observan con InSAR excepto para la erupción del 2011.

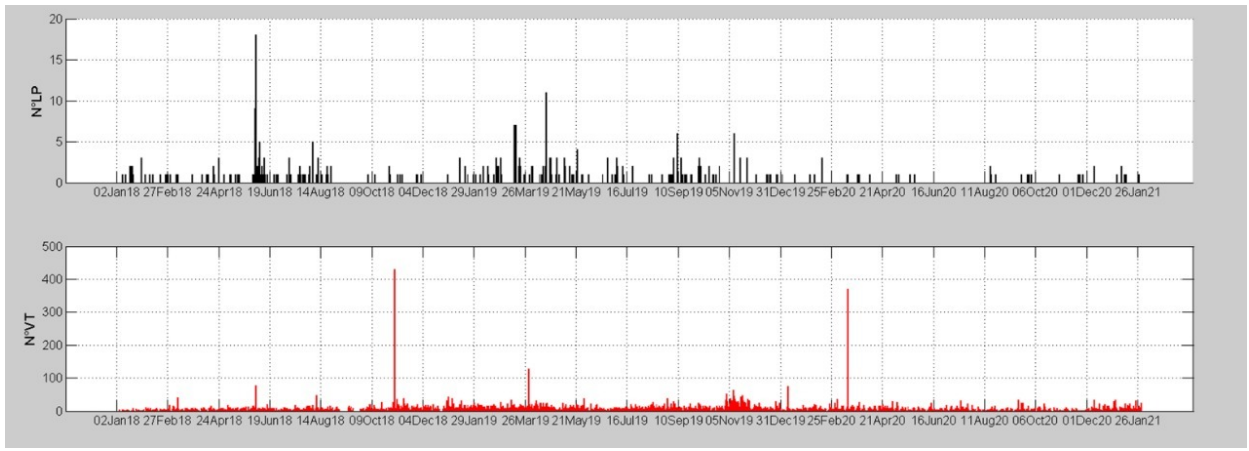
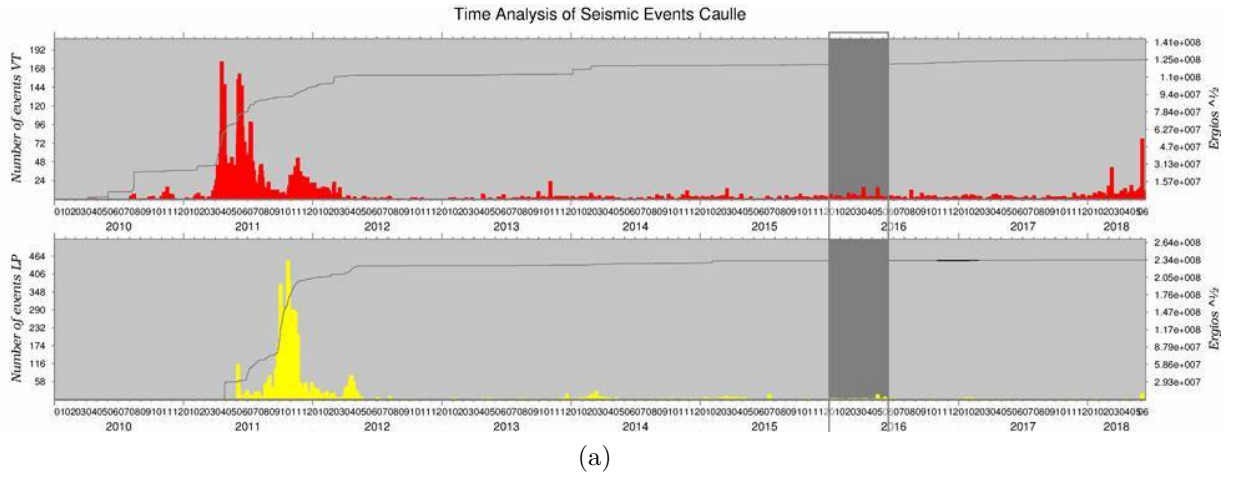


Figura 5.4: Serie de tiempo de los eventos sísmicos detectados en el Cordón Cauile por la red de monitoreo OVDAS. (a) Abarca los eventos sísmicos entre el 2010-2018. (b) Abarca los eventos sísmicos entre el 2018-2021. VT son terremotos Volcano Tectónicos, dados por fracturamiento de roca y LP o Long Period, dados por movimiento de fluidos dentro del volcán entre enero de 2010 hasta enero de 2021.

5.4. Tasa de alzamiento, eruptiva y futuras erupciones

Como se mencionó en los resultados en la sección 4.4, el volumen total inyectado entre los años 2014-2021 fue de aproximadamente 0.178 km^3 , donde en el último año (2020-2021) tuvo una tasa de $0.0125 \text{ km}^3/\text{año}$. En la erupción del 2011-2012 se expulsaron aproximadamente 2.45 km^3 que incluyeron el flujo de lava y el emplazamiento del lacolito (Castro et al., 2016),(Delgado, Kubanek, Anderson, Lundgren, y Pritchard, 2019). Por lo tanto, se necesitarían inyectar al reservorio al menos otros 2.2 km^3 para así llegar a los 2.45 km^3 que se expulsaron el 2011 y así generar otra erupción. Esto ocurriría solo si el reservorio se rompe de acuerdo misma cantidad de masa inyectada y únicamente si el magma es incompresible lo que en la realidad, no ocurre.

A partir de esto y el periodo de tiempo en el cual ocurrieron las erupciones anteriores entre 40-50 años, estas inyecciones de material basáltico llevarían a una futura erupción volcánica en varias décadas para que pueda llegar al mismo punto de la erupción el 2011-2012. El criterio de ruptura menciona que un dique se puede propagar a partir del reservorio a la superficie cuando el esfuerzo de compresión mínimo en el reservorio es mayor a la resistencia a la tensión de la roca que rodea a este reservorio (Tait et al., 1989; Pinel y Jaupart, 2003; Albino et al., 2010; Delgado, 2021). Para esto se considera que el material eruptado generó un aumento de volumen por la exsolución de H_2O al momento de salir a la superficie, por lo tanto, el cambio de volumen contenido en la cámara magmática siempre sería menor al material expulsado. También esto sería correcto si la tasa de inyección se mantiene constante observada entre el 2012-2021 en los próximos años, aunque esto sólo es válido si las condiciones del sistema se mantienen, donde se sabe que en realidad esto puede cambiar en el tiempo.

Al comparar el alzamiento detectado con otros volcanes activos, se puede ver en la Figura 5.5, realizada por Pritchard, Mather, McNutt, Delgado, y Reath (2019) la mayoría de los ejemplos no ha alcanzado la misma velocidad de alzamiento del Cordón Caulle. El único que ha alcanzado un alzamiento similar ha Campi Fleigrei donde en 40 años (1945-1985) tuvo un alzamiento de 6 metros y Long Valley que se alzó 1 metro en un periodo de 40 años. Estos volcanes parecieran tener una forma similar de pulsos discretos o con una baja subsidencia, a diferencia del caso de Yellowstone que tiene un importante factor hidrotermal que genera grandes subsidencias. Por lo tanto, el Cordón Caulle durante el 2012-2021 posee una tasa de alzamiento rápida en comparación de otros volcanes en el mundo y un tamaño de señal detectada más grande.

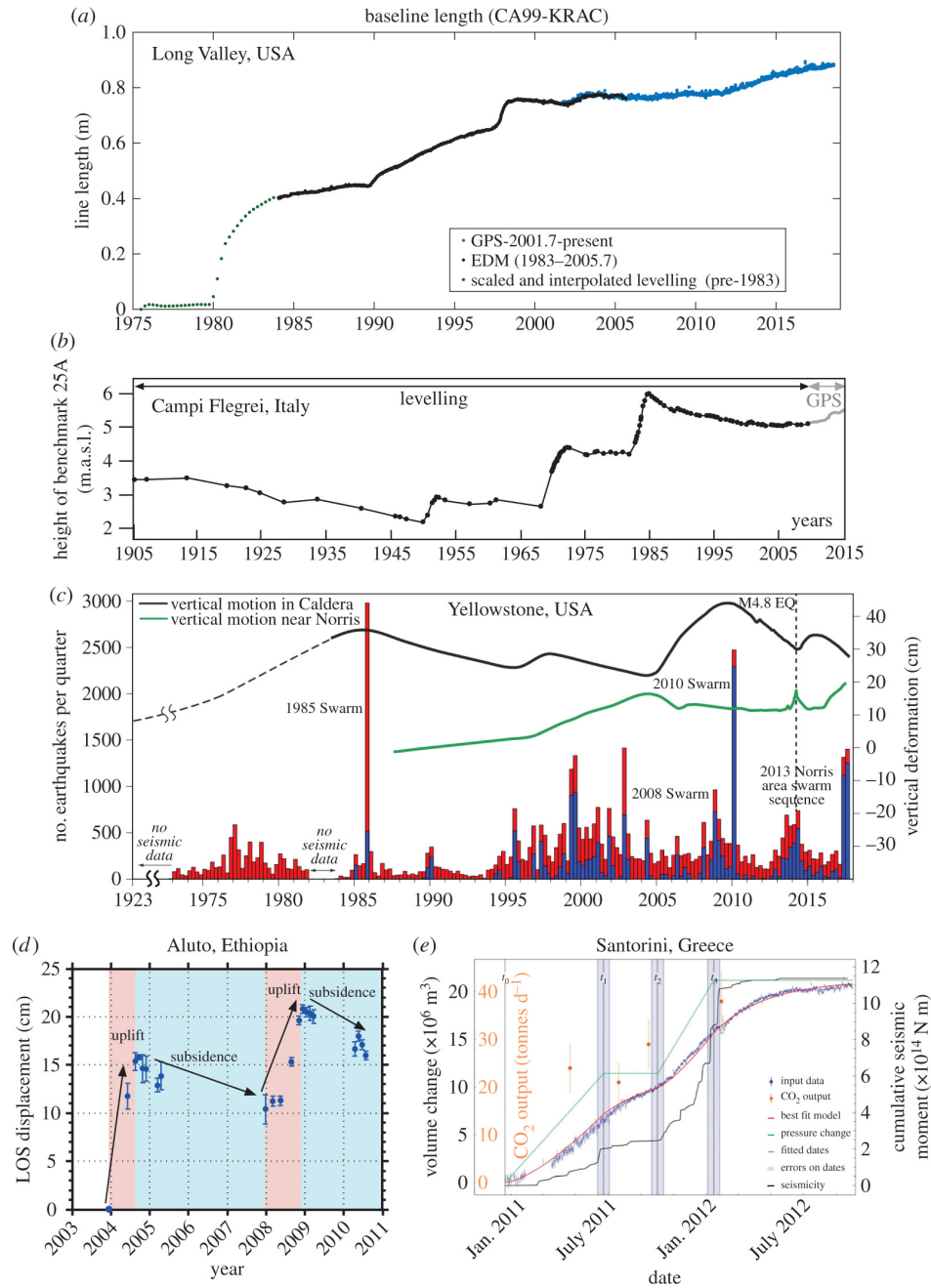


Figura 5.5: Series de tiempo de la deformación de diferentes volcanes (a) Serie de tiempo de la deformación de la caldera a partir del cambio de longitud de línea de Mediciones Electrónicas de Distancia (EDM), nivelación (levelling) y GPS en Long Valley, USA. (b) Serie de tiempo de la deformación vertical de Campo Flegri, Italia a través de levelling y GPS. (c) Serie de tiempo de la deformación vertical de Yellowstone, USA en dos lugares a través de levelling y GPS. (d) Serie de tiempo de la deformación en la línea de visión (LOS) de InSAR en la caldera de Aluto (e) Serie de tiempo de Santorini que muestra la sismicidad, el flujo de desgasificación de CO_2 cerca de la cumbre de Nea Kameni, la deformación (del GPS) y un modelo numérico. Las líneas verticales etiquetadas como t_0 , t_1 , t_2 y t_3 son los períodos de tiempo en los que el modelo numérico tiene un cambio en la función de presión. Figura extraída de Pritchard et al. (2019).

5.5. Estudios futuros

Uno de los problemas que posee el Cordón Caulle es que al día de hoy no se encuentran datos disponibles de estudios con otros enfoques geológicos y/o geofísicos para comparar con los datos de deformación obtenidos con InSAR. Debido a la poca accesibilidad que tiene el Cordón Caulle, existen dos estaciones de GPS (Figura 2.8.b y 4.8), que son ventajosos en invierno cuando InSAR no puede realizar mediciones, pero como son sólo dos estaciones, estos datos no se pueden modelar. Por lo tanto, son útiles como instrumento de monitoreo únicamente. Al momento no existen análisis de la química de las fuentes termales después del 2005 que pueda confirmar que exista un efecto volcánico en el sistema hidrotermal. Tampoco se tienen datos estructurales en detalle del graben que conforma el volcán que puedan determinar una relación con el ascenso magmático. Para el caso de la erupción del 1960, no existe información ni observaciones físicas que indicaran que el terremoto de Valdivia haya sido el gatillante de la erupción, sólo correlaciones temporales. En el caso del terremoto del Maule de 2010 no se observaron anomalías ni antes ni después de este evento con InSAR, solo se localizó cierta deformación en el geiser de Trahuilco a inicios del 2010, que se interpretó como una respuesta hidrotermal al terremoto (Delgado, 2021; Jay et al., 2014). Dado que la erupción ocurrió un año después del terremoto, esto sería un gran periodo de tiempo para este evento haya sido el gatillante.

La instalación de redes de monitoreo densas puede ser provechosa para la comparación de datos pero para esto es necesario una gran inversión y estos nunca llegarán a la cobertura espacial que posee InSAR. Por lo tanto, este método corresponde a una buena herramienta para conocer el comportamiento de volcanes activos y determinar patrones para finalmente poder determinar cuándo podría ocurrir una erupción. Se recomienda para futuro continuar el análisis de datos InSAR del Cordón Caulle para observar que el alzamiento continúe hasta que ocurra una erupción y así comprobar que el desplazamiento sea debido a la inyección de magmas de composición basáltica en el reservorio somero. De todas formas, se recomienda el uso de múltiples herramientas para el monitoreo de la zona, ya que múltiples datos son sensibles a distintos procesos geológicos y se complementan entre sí.

6. Conclusiones

A partir del trabajo realizado, fue posible obtener el desplazamiento del Cordón Caulle después del término de la erupción del 2011-2012 por medio imágenes de diferentes satélites. Debido a la forma de esta señal se puede concluir que la deformación volcánica proviene de una inyección de magma de composición basáltica en el fondo de un reservorio somero y los pulsos episódicos son evidencia del crecimiento transciente de un cuerpo intrusivo bajo el volcán que se encontraría a 6.2 km de profundidad, y por lo tanto, la hipótesis de este trabajo fue respondida positivamente. Se identificaron 4 pulsos de inyección luego de la erupción del 2011-2012 y un volumen inyectado de magma basáltico entre el 2020-2021 de 0.0125 km^3 por medio de la modelación de un reservorio a 6.2 km de profundidad. Este resultado se pudo sumar y comparar con el volumen obtenido anteriormente entre el 2012 al 2020 de 0.165 km^3 para finalmente determinar cuando podría ocurrir una próxima erupción entre 4-6 décadas, por lo tanto, los objetivos de esta investigación se cumplieron.

Para estudios futuros en esta zona, se recomienda continuar con el análisis de la señal de alzamiento del volcán después de diciembre del 2021. También invertir en la instalación de herramientas y la realización de estudios para obtener datos con otros enfoques geológicos, ya sean geoquímicos, geofísicos, entre otros. A pesar de que el uso de InSAR da bastante información de cómo se estaría alzando el volcán, es necesario comparar estos resultados geodésicos con otros datos y obtener conclusiones más certeras de lo que ocurre con la fuente magmática y como esta afecta al sistema hidrotermal y el alzamiento de la superficie.

Desde un punto de vista metodológico, el análisis de imágenes de radar satelitales son una gran herramienta para obtener información de eventos que estén ocurriendo en la actualidad. Han sido útiles para el monitoreo de volcanes activos en todo el planeta, especialmente zonas de difícil acceso como lo son el Cordón Caulle, lo cual genera complicaciones para la instalación herramientas o la realización de estudios constantes para su monitoreo. El uso de nuevas tecnologías y la creación de nuevas misiones como TanDEM-X o NISAR serán capaces de detectar cambios geodésicos que ocurren en la Tierra con mayor detalle y resolución en el futuro cercano. Las principales ventajas que tienen el uso de estas herramientas es que gran parte de estas imágenes están abiertas al público general (el uso de imágenes de la misión Sentinel-1 para este trabajo) y cualquiera puede realizar análisis en alguna zona de estudio sin embargo, es importante mencionar también las desventajas que pueda tener InSAR. Las condiciones de la zona de estudio deben ser óptimas para obtener imágenes coherentes, como zonas con alta humedad o con cambios climáticos muy drásticos. También el uso de modelos analíticos tiene desventajas, a pesar de sintetizar la señal observada de manera matemática, es importante recordar que son una simplificación extrema de la realidad.

8. Bibliografía

- Acocella, V. (2014). Great challenges in volcanology: how does the volcano factory work? *Frontier in Earth Science*, 2, 1-10. doi: 10.3389/feart.2014.00004
- Albino, F., Pinel, V., y Sigmundsson, F. (2010, abril). Influence of surface load variations on eruption likelihood: application to two icelandic subglacial volcanoes, grímsvötn and katla. *Geophysical Journal International*. doi: 10.1111/j.1365-246x.2010.04603.x
- Anderson, K., y Segall, P. (2013, mayo). Bayesian inversion of data from effusive volcanic eruptions using physics-based models: Application to mount st. helens 2004-2008. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(5), 2017–2037. doi: 10.1002/jgrb.50169
- Bachmann, O. (2004, julio). On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45(8), 1565–1582. doi: 10.1093/petrology/egh019
- Bachmann, O., y Bergantz, G. (2004, julio). On the origin of crystal-poor rhyolites: Extracted from batholithic crystal mushes. *Journal of Petrology*, 45(8), 1565–1582. doi: 10.1093/petrology/egh019
- Bachmann, O., y Bergantz, G. W. (2008, diciembre). Rhyolites and their source mushes across tectonic settings. *Journal of Petrology*, 49(12), 2277–2285. doi: 10.1093/petrology/egn068
- Biggs, J., y Pritchard, M. E. (2017, febrero). Global volcano monitoring: What does it mean when volcanoes deform? *Elements*, 13(1), 17–22. doi: 10.2113/gselements.13.1.17
- Bonadonna, C., Pistolesi, M., Cioni, R., Degruyter, W., Elissondo, M., y Baumann, V. (2015, abril). Dynamics of wind-affected volcanic plumes: The example of the 2011 cordón caulle eruption, chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 120(4), 2242–2261. doi: 10.1002/2014jb011478
- Brahm, R., Parada, M. A., Morgado, E., y Contreras, C. (2015, october). Volcanismo traquidacítico en la zona volcánica sur de los andes: caso del vn. quetrupillán (39°30' lat. s). En *Congreso geológico chileno* (p. 410-413).
- Brown, G. E. (2017, febrero). VOLCANIC ERUPTIONS AND WHAT TRIGGERS THEM. *Elements*, 13(1), 3–4. doi: 10.2113/gselements.13.1.3
- Caricchi, L., Townsend, M., Rivalta, E., y Namiki, A. (2021, junio). The build-up and triggers of volcanic eruptions. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2(7), 458–476. doi: 10.1038/s43017-021-00174-8
- Cashman, K. V., Sparks, R. S. J., y Blundy, J. D. (2017, marzo). Vertically extensive and

- unstable magmatic systems: A unified view of igneous processes. *Science*, *355*(6331). doi: 10.1126/science.aag3055
- Castro, J. M., Cordonnier, B., Schipper, C. I., Tuffen, H., Baumann, T. S., y Feisel, Y. (2016). Rapid laccolith intrusion driven by explosive volcanic eruption. *Nature Communications*, *7*, 891–921. doi: 10.1038/ncomms13585
- Castro, J. M., Schipper, C. I., Mueller, S. P., Militzer, A. S., Amigo, A., Parejas, C. S., y Jacob, D. (2013). Storage and eruption of near-liquidus rhyolite magma at cordón caulle, Chile. *Bulletin of Volcanology*, *75*(4). doi: 10.1007/s00445-013-0702-9
- Cembrano, J., y Lara, L. (2009, junio). The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: A review. *Tectonophysics*, *471*(1-2), 96–113. doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.038
- Cooper, K. M. (2017, febrero). What does a magma reservoir look like? the “crystal's-eye” view. *Elements*, *13*(1), 23–28. doi: 10.2113/gselements.13.1.23
- Coppola, D., Laiolo, M., Franchi, A., Massimetti, F., Cigolini, C., y Lara, L. (2017). Measuring effusion rates of obsidian lava flows by means of satellite thermal data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, *347*, 82–90. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.09.003>
- Delgado, F. (2021). Rhyolitic volcano dynamics in the southern Andes: Contributions from 17 years of InSAR observations at cordón caulle volcano from 2003 to 2020. *Journal of South American Earth Sciences*, *106*, 102841. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102841>
- Delgado, F., y Grandin, R. (2021, julio). Dynamics of episodic magma injection and migration at Yellowstone caldera: Revisiting the 2004–2009 episode of caldera uplift with InSAR and GPS data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *126*(8). doi: 10.1029/2021jb022341
- Delgado, F., Kubanek, J., Anderson, K., Lundgren, P., y Pritchard, M. (2019). Physico-chemical models of effusive rhyolitic eruptions constrained with InSAR and DEM data: A case study of the 2011–2012 cordón caulle eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, *524*, 115736. doi: <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.115736>
- Delgado, F., Pritchard, M., Samsonov, S., y Córdova, L. (2018). Renewed post-eruptive uplift following the 2011–2012 rhyolitic eruption of cordón caulle (southern Andes, Chile): Evidence for transient episodes of magma reservoir recharge during 2012–2018. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *123*(11), 9407–9429. doi: 10.1029/2018jb016240
- Delgado, F., Pritchard, M. E., Basualto, D., Lazo, J., Córdova, L., y Lara, L. E. (2016). Rapid reinflation following the 2011–2012 rhyolite eruption at cordón caulle volcano (southern Andes) imaged by InSAR: Evidence for magma reservoir refill. *Geophysical Research Letters*, *43*(18), 9552–9562. doi: 10.1002/2016gl070066
- Dzurisin, D. (2006). *Volcano deformation*. Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-540-49302-0
- Dzurisin, D. (2007). *Volcano deformation: Geodetic monitoring techniques*. Berlin, Germany: Springer-Verlag Berlin and Heidelberg GmbH & Co. KG.
- Dzurisin, D., Lu, Z., Poland, M. P., y Wicks, C. W. (2019, febrero). Space-based imaging radar

- studies of u.s. volcanoes. *Frontiers in Earth Science*, 6. doi: 10.3389/feart.2018.00249
- Euillades, P. A., Euillades, L. D., Blanco, M. H., Velez, M. L., Grosse, P., y Sosa, G. J. (2017, septiembre). Co-eruptive subsidence and post-eruptive uplift associated with the 2011–2012 eruption of puyehue-cordón caulle, chile, revealed by DInSAR. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344, 257–269. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2017.06.023
- Fournier, T. J., Pritchard, M. E., y Riddick, S. N. (2010, enero). Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from latin america using InSAR and a global synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(1), n/a–n/a. doi: 10.1029/2009gc002558
- Gerlach, D. C., Frey, F. A., Moreno-Roa, H., y López-Escobar, L. (1988, abril). Recent volcanism in the puyehue–cordon caulle region, southern andes, chile (40 5 s): Petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology*, 29(2), 333–382. doi: 10.1093/petrology/29.2.333
- Hantke, G. (1940, diciembre). Das vulkangebiet zwischen den seen ranco und puyéhue in süd-chile. *Bulletin of Volcanology*, 7(1), 75–83. doi: 10.1007/bf02994894
- Hildreth, W., y Moorbath, S. (1988, abril). Crustal contributions to arc magmatism in the andes of central chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(4), 455–489. doi: 10.1007/bf00372365
- Huber, C., Bachmann, O., y Dufek, J. (2010, agosto). The limitations of melting on the reactivation of silicic mushes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 195(2–4), 97–105. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.06.006
- Huber, C., Bachmann, O., y Dufek, J. (2011, abril). Thermo-mechanical reactivation of locked crystal mushes: Melting-induced internal fracturing and assimilation processes in magmas. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(3–4), 443–454. doi: 10.1016/j.epsl.2011.02.022
- Huber, C., Townsend, M., Degruyter, W., y Bachmann, O. (2019). Optimal depth of sub-volcanic magma chamber growth controlled by volatiles and crust rheology. *Nature Geoscience*, 12(9), 762–768. doi: 10.1038/s41561-019-0415-6
- Jaupart, C., y Tait, S. (1990). CHAPTER 8. DYNAMICS OF ERUPTIVE PHENOMENA. En J. Nicholls y K. Russell (Eds.), *Modern methods of igneous petrology* (pp. 213–238). De Gruyter. doi: 10.1515/9781501508769-012
- Jay, J., Costa, F., Pritchard, M., Lara, L., Singer, B., y Herrin, J. (2014, junio). Locating magma reservoirs using InSAR and petrology before and during the 2011–2012 cordón caulle silicic eruption. *Earth and Planetary Science Letters*, 395, 254–266. doi: 10.1016/j.epsl.2014.03.046
- Katsui, Y., y Katz, H. (1967, diciembre). Lateral fissure eruptions in the southern andes of chile. *Journal of the Faculty of Science*, 13(4), 433–448.
- Lara, L., Moreno, H., y Naranjo, J. (2000, july). Análisis estructural de la erupción fisural de 1960 en el cordón caulle (40.5°S) y su relación con el sismo de valdivia (1960; mw:9.5). En *Congreso geológico chileno* (p. 40–43).
- Lara, L., Naranjo, J., y Moreno, H. (2004). Rhyodacitic fissure eruption in Southern Andes (Cordón Caulle; 40.5°S) after the 1960 (Mw:9.5) Chilean earthquake: a structural

- interpretation. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 138(1-2), 127–138. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2004.06.009
- Lara, L. E., Lavenu, A., Cembrano, J., y Rodríguez, C. (2006). Structural controls of volcanism in transversal chains: Resheared faults and neotectonics in the cordón caulle–puyehue area (40.5°S), southern andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1), 70-86. (Interaction between volcanoes and their basement) doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017>
- Lengliné, O., Marsan, D., Got, J.-L., Pinel, V., Ferrazzini, V., y Okubo, P. G. (2008, diciembre). Seismicity and deformation induced by magma accumulation at three basaltic volcanoes. *Journal of Geophysical Research*, 113(B12). doi: 10.1029/2008jb005937
- Lu, Z., y Dzurisin, D. (2014). *InSAR imaging of aleutian volcanoes*. Springer Berlin Heidelberg. doi: 10.1007/978-3-642-00348-6
- Maldonado, V., Contreras, M., y Melnick, D. (2021, enero). A comprehensive database of active and potentially-active continental faults in chile at 1:25, 000 scale. *Scientific Data*, 8(1). doi: 10.1038/s41597-021-00802-4
- Marsh, B. D. (1996, febrero). Solidification fronts and magmatic evolution. *Mineralogical Magazine*, 60(398), 5–40. doi: 10.1180/minmag.1996.060.398.03
- 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. doi: 10.1029/jb092ib12p12931
- Mogi, K. (1958). Relations between the eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them: Bulletin of the earthquake research institute, v. 36.
- Moreno, H. (1997). *Geología del área volcánica de puyehue-carrán en los andes del sur de chile* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad de Chile.
- National Academies of Sciences, Engineering and Medicine. (2017). *Volcanic eruptions and their repose, unrest, precursors, and timing*. Washington, DC: The National Academies Press. doi: 10.17226/24650
- Novoa, C., Gerbault, M., Remy, D., Cembrano, J., Lara, L., Ruz-Ginouves, J., ... Contreras-Arratia, R. (2022, abril). The 2011 cordón caulle eruption triggered by slip on the liquiñe-ofqui fault system. *Earth and Planetary Science Letters*, 583, 117386. doi: 10.1016/j.epsl.2022.117386
- Okada, Y. (1985, 08). Surface deformation to shear and tensile faults in a halfspace. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 75.
- Okada, Y. (1992, 04). Internal deformation due to shear and tensile fault in a half space. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92, 1018-1040.
- Parejas, C., Lara, L., Bertin, D., Amigo, A., y Orozco, G. (2012, 04). The 2011-2012 eruption of cordón caulle volcano (southern andes): Evolution, crisis management and current hazards. , 9382-.
- Pinel, V., y Jaupart, C. (2003, febrero). Magma chamber behavior beneath a volcanic edifice. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 108(B2). doi: 10.1029/2002jb001751

- Pinel, V., Poland, M., y Hooper, A. (2014, diciembre). Volcanology: Lessons learned from synthetic aperture radar imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 81–113. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.10.010
- Pistolesi, M., Cioni, R., Bonadonna, C., Elissondo, M., Baumann, V., Bertagnini, A., ... Francalanci, L. (2015, enero). Complex dynamics of small-moderate volcanic events: the example of the 2011 rhyolitic cordón caulle eruption, Chile. *Bulletin of Volcanology*, 77(1). doi: 10.1007/s00445-014-0898-3
- Pritchard, M. E., Mather, T. A., McNutt, S. R., Delgado, F. J., y Reath, K. (2019, enero). Thoughts on the criteria to determine the origin of volcanic unrest as magmatic or non-magmatic. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 377(2139), 20180008. doi: 10.1098/rsta.2018.0008
- Pritchard, M. E., y Simons, M. (2004). An InSAR-based survey of volcanic deformation in the southern Andes. *Geophysical Research Letters*, 31(15). doi: 10.1029/2004gl020545
- Putirka, K. D. (2017, febrero). Down the crater: Where magmas are stored and why they erupt. *Elements*, 13(1), 11–16. doi: 10.2113/gselements.13.1.11
- Putirka, K. D., Canchola, J., Rash, J., Smith, O., Torrez, G., Paterson, S. R., y Ducea, M. N. (2014, julio). Pluton assembly and the genesis of granitic magmas: Insights from the GIC pluton in cross section, Sierra Nevada batholith, California. *American Mineralogist*, 99(7), 1284–1303. doi: 10.2138/am.2014.4564
- Roa, H., y Petit-Breuilh, M. (1998). El complejo volcánico Puyehue-Cordón Caulle, Andes del Sur (40.5° S): Características geológicas y erupciones históricas. 5º Congreso de Ciencias de la Tierra, Actas de la Conferencia Internacional “Sistemas modernos de preparación y respuesta ante riesgos sísmicos, volcánicos y tsunamis”. Abril de 1998. IGM-UIGG, IASPEI-IAVCEI, Santiago de Chile..
- Sepúlveda, F. (2006). *El sistema geotérmico del cordón caulle, sur de Chile: Caracterización geológica y geoquímica* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad de Chile.
- Sepúlveda, F., Dorsch, K., Lahsen, A., Bender, S., y Palacios, C. (2004, octubre). Chemical and isotopic composition of geothermal discharges from the Puyehue-Cordón Caulle area (40.5°S), Southern Chile. *Geothermics*, 33(5), 655–673. doi: 10.1016/j.geothermics.2003.10.005
- Sepúlveda, F., Lahsen, A., Bonvalot, S., Cembrano, J., Alvarado, A., y Letelier, P. (2005). Morpho-structural evolution of the Cordón Caulle geothermal region, Southern volcanic zone, Chile: Insights from gravity and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 148(1), 165–189. (Structures in the Continental Crust and Geothermal Resources) doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.03.020>
- SERNAGEOMIN. (2018). *Chile: Territorio volcánico*. Santiago, Chile: Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Seropian, G., Schipper, C. I., Harmon, L. J., Smithies, S. L., Kennedy, B. M., Castro, J. M., ... Forte, P. (2021). A century of ongoing silicic volcanism at Cordón Caulle, Chile: New constraints on the magmatic system involved in the 1921–1922, 1960 and 2011–2012 eruptions. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107406. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107406>

- Simons, M., y Rosen, P. (2015). Interferometric synthetic aperture radar geodesy. En *Treatise on geophysics* (pp. 339–385). Elsevier. doi: 10.1016/b978-0-444-53802-4.00061-0
- Singer, B., Jicha, B., Naranjo, J., Lara, L., Roa, H., y Harper, M. (2008, 04). Eruptive history, geochronology, and magmatic evolution of the puyehue-cordón caulle volcanic complex, chile. *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, 120, 599 – 618. doi: 10.1130/B26276.1
- Sparks, R. S. J., Biggs, J., y Neuberg, J. W. (2012, marzo). Monitoring volcanoes. *Science*, 335(6074), 1310–1311. doi: 10.1126/science.1219485
- Stanton-Yonge, A., Griffith, W. A., Cembrano, J., Julien, R. S., y Iturrieta, P. (2016, septiembre). Tectonic role of margin-parallel and margin-transverse faults during oblique subduction in the southern volcanic zone of the andes: Insights from boundary element modeling. *Tectonics*, 35(9), 1990–2013. doi: 10.1002/2016tc004226
- Stern, C. R. (2004). Active andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2). doi: 10.4067/s0716-02082004000200001
- Tait, M., Padgett, M. Y., y Baldwin, T. T. (1989). Job and life satisfaction: A reevaluation of the strength of the relationship and gender effects as a function of the date of the study. *Journal of Applied Psychology*, 74(3), 502–507. doi: 10.1037/0021-9010.74.3.502
- Wendt, A., Tassara, A., Báez, J. C., Basualto, D., Lara, L. E., y García, F. (2016). Possible structural control on the 2011 eruption of Puyehue-Cordón Caulle Volcanic Complex (southern Chile) determined by InSAR, GPS and seismicity. *Geophysical Journal International*, 208(1), 134-147. doi: 10.1093/gji/ggw355
- Wicks, C. W., Dzurisin, D., Lowenstern, J. B., y Svarc, J. (2020, febrero). Magma intrusion and volatile ascent beneath norris geyser basin, yellowstone national park. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 125(2). doi: 10.1029/2019jb018208
- Wiebe, R. A. (2016, febrero). Mafic replenishments into floored silicic magma chambers. *American Mineralogist*, 101(2), 297–310. doi: 10.2138/am-2016-5429
- Wilson, C. J. (2017). Volcanoes: Characteristics, Tipping Points, and those Pesky Unknown Unknowns. *Elements*, 13(1), 41-46. doi: 10.2113/gselements.13.1.41
- Winslow, H., Ruprecht, P., Gonnermann, H., Phelps, P., Muñoz-Saez, C., Delgado, F., ... Amigo, A. (2022, febrero). Insights for crystal mush storage utilizing mafic enclaves from the 2011-12 cordón caulle eruption. doi: 10.21203/rs.3.rs-1366483/v1

