



**Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid**

**MÁSTER UNIVERSITARIO EN
GEOLOGÍA AMBIENTAL**

Curso 2020-2021

**Análisis de la deformación volcánica en
el sector central de El Salvador
mediante técnicas geodésicas (InSAR y
GNSS)**

*Analysis of volcanic deformation in the central sector of El
Salvador using geodetic techniques (InSAR and GNSS)*

ALBA MARÍA CARVAJAL DE LAGO

TUTOR/ES DEL TRABAJO: JOSÉ ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ

MARTA BÉJAR PIZARRO (IGME)

ALEJANDRA STALLER VÁZQUEZ (UPM)



Facultad de Ciencias Geológicas
Universidad Complutense de Madrid

MÁSTER UNIVERSITARIO EN
GEOLOGÍA AMBIENTAL

Curso 2019-2020

**Análisis de la deformación volcánica en el
sector central de El Salvador mediante
técnicas geodésicas (InSAR y GNSS).**

*Analysis of volcanic deformation in the central sector of El Salvador
using geodetic techniques (InSAR and GNSS)*

ALBA MARÍA CARVAJAL DE LAGO

TUTOR/ES DEL TRABAJO: JOSÉ ANTONIO ÁLVAREZ GÓMEZ

MARTA BÉJAR PIZARRO (IGME)

ALEJANDRA STALLER VÁZQUEZ (UPM)

Fdo.:

| | |
|---|----------------|
| ÍNDICE..... | I |
| RESUMEN..... | II |
| AGRADECIMIENTOS..... | III |
| ÍNDICE DE ACRÓNIMOS Y SIGLAS COMUNES..... | IV |
| ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS..... | V |
| | |
| CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN..... | PÁG. 1 |
| <u>1.1. Motivación</u> | pág. 1 |
| <u>1.2. Antecedentes</u> | pág. 3 |
| <u>1.3. Objetivos</u> | pág. 7 |
| | |
| CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO | PÁG. 9 |
| <u>2.1. Marco sismo-tectónico</u> | pág. 9 |
| <u>2.2. Características de los volcanes estudiados</u> | pág. 12 |
| 2.2.1. Santa Ana e Izalco..... | pág.12 |
| 2.2.2. San Salvador..... | pág. 14 |
| | |
| CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA..... | PÁG 16 |
| <u>3.1. Desplazamientos mediante InSAR</u> | pág. 16 |
| 3.1.1. Conceptos básicos de la técnica InSAR..... | pág. 16 |
| 3.1.2. Estrategia de procesado InSAR..... | pág. 19 |
| <u>3.2. Desplazamientos GNSS</u> | pág. 20 |
| <u>3.3. Otros datos</u> | pág. 22 |
| <u>3.4 Modelos de la fuente volcánica</u> | pág. 23 |
| | |
| CAPÍTULO 4. RESULTADOS..... | PÁG. 24 |
| <u>4.1. Actividad volcánica registrada en la zona de estudio</u> | pág. 24 |
| <u>4.2. Evaluación de la estabilidad de la señal interferométrica</u> | pág. 24 |
| <u>4.3. Resultados InSAR</u> | pág. 26 |
| 4.3.1. Resultados A-DInSAR (2017-2020)..... | pág. 26 |
| 4.3.2. Resultados InSAR para el evento de 2018..... | pág. 28 |
| <u>4.4. Modelos de deformación volcánica</u> | pág. 30 |
| | |
| CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN..... | PÁG. 33 |
| <u>5.1. Deformación detectada</u> | pág. 33 |
| <u>5.2. Comparación de los resultados InSAR con la sismicidad</u> | pág.34 |
| <u>5.3. Comparación de los resultados InSAR con los datos GNSS</u> | pág.35 |
| <u>5.4. Fuente volcánica</u> | pág. 36 |
| | |
| CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES..... | PÁG. 38 |
| | |
| CAPÍTULO 7. REFERENCIAS..... | PÁG. 40 |
| | |
| ANEXO I..... | PÁG. 47 |

RESUMEN.

Los volcanes Izalco, Santa Ana y San Salvador se encuentran en El Salvador y forman parte del Arco Volcánico Centroamericano (CAVA, *Central American Volcanic Arc*) que está condicionado a la subducción de la placa del Coco bajo el bloque Chortís, parte de la placa del Caribe.

Debido a que el país se encuentra en una zona de subducción, el vulcanismo está muy presente en toda la región y supone un riesgo para la población. La monitorización y vigilancia de los volcanes es importante y por ello se realizan estudios de deformación de volcanes con diversas técnicas para controlarlos y poder anticiparse a una erupción.

Para poder realizar un análisis de la deformación de los volcanes de la zona de estudio se han utilizado técnicas de la geodesia espacial como InSAR y GNSS. En el caso de la técnica InSAR se han utilizado datos SAR en banda C (Sentinel-1 IW y SLC) que se han procesado con herramientas de la plataforma GEP (*Geohazard Exploitation Platform*) de la Agencia Espacial Europea. Se han realizado interferogramas diferenciales y series temporales de deformación para estudiar la deformación en los volcanes, lo que ha permitido identificar deformación en el volcán Izalco en el periodo julio – octubre de 2018. Para explicar los resultados obtenidos, se han realizado una serie de modelos directos que han permitido explorar la localización y cambio de volumen de la fuente magmática responsable de la señal de deformación en el volcán Izalco.

Palabras clave: Geodesia espacial, InSAR, GNSS, CAVA, volcán Izalco, volcán Santa Ana, volcán San Salvador, deformación volcánica, El Salvador.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo se ha realizado bajo la supervisión del profesor José Antonio Alvarez (UCM), Marta Béjar (IGME) y la profesora Alejandra Staller (UPM). Quiero agradecerles su apoyo, sus revisiones y todo lo que me han enseñado con este proyecto.

También quiero darles las gracias a José Jesús Martínez por sugerirme este tema, que me ha encandilado y presentarme a Marta y a Alejandra.

Gracias a Juan Portela, por ayudarme con los programas usados en este trabajo. A Isabel, soportando mis inseguridades con la memoria y leyéndola a pesar de no saber del tema. A Judith, por aguantarme durante todos estos meses y ayudándome a organizarme; y a mi familia, por apoyarme y permitirme que haya podido hacer este trabajo.

ÍNDICE DE ACRÓNIMOS Y SIGLAS COMUNES

ZFES: Zona de Falla de El Salvador.

GNSS: *Global Navigation Satellite System*, Sistema Global de Navegación por Satélite.

InSAR: *Interferometric Synthetic Aperture Radar*, interferometría de radar de apertura sintética.

CAVA: *Central American Volcanic Arc*, Arco volcánico Centroamericano.

COMET: *The Centre for the Observation and Modelling of Earthquakes Volcanoes and Tectonics*, El Centro de Observación y Modelización de Terremotos, Volcanes y Tectónica.

GEP: *Geohazard Exploitation Platform*. Plataforma online de procesado InSAR, perteneciente a la ESA (Agencia Espacial Europea).

MARN: Ministerio de Medioambiente y Recursos Naturales.

SAR: *Synthetic Aperture Radar*, radar de apertura sintética.

IW: *Interferometric Wide*.

SLC: *Single Look Complex*.

LOS: *Line-of-Sight*, dirección de la línea satélite-suelo.

Radar: *Radio Detection and Ranging*.

TOPS: *Terrain Observation with Progressive Scans*.

DInSAR: *Differential InSAR*, interferometría diferencial.

A-DInSAR: *Advanced Differential InSAR*, interferometría diferencial avanzada.

PS: *Persistent scatterer InSAR*.

SBAS: *Small baseline InSAR*.

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

| | |
|---|----------------|
| Figura 1. Imagen satelital de El Salvador. El rectángulo amarillo indica el sector volcánico central con los volcanes Santa Ana, Izalco y San Salvador..... | pág. 2 |
| Figura 2. Algunas de las herramientas utilizadas para vigilar y estudiar los volcanes. DOAS: espectrómetro de absorción óptica diferencial óptico diferencial; FTIR, espectroscopia infrarroja por transformada de Fourier; GPS, Sistema de Posicionamiento Global. La imagen de fondo es la concentración de SO ₂ medida con una cámara ultravioleta (National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017) | pág. 4 |
| Figura 3. A) Mapa de localización de El Salvador en Centroamérica. El punto amarillo representa el área de estudio. B) Mapa de localización del área de estudio con los tres volcanes más importantes de la zona..... | pág. 9 |
| Figura 4. Marco tectónico del norte de Centroamérica donde se observan las diferentes placas tectónicas y el bloque Chortís, y un esquema de la Zona de Falla de El Salvador a lo largo del arco volcánico salvadoreño. Las flechas rojas son las velocidades GPS de la placa del Caribe. La zona sombreada representa la astilla del antearco. Los triangulos verdes representan los volcanes con actividad en el Holoceno (Siebert <i>et al.</i> , 2020). GF: Falla de Guayaoc; IG: Graben de Ipala; SG: Graben de Sula; CG: Graben de Comayagüa; ESFZ (ZFES): Zona de Falla El Salvador (Modificado de Martínez-Díaz <i>et al.</i> , 2021)..... | pág. 10 |
| Figura 5. Mapa de distribución de terremotos en el periodo 2017-2020, con un filtrado de profundidad menor a 20 km para discernir los terremotos corticales de los terremotos en la zona de subducción. Datos del catálogo sísmico del MARN..... | pág. 11 |
| Figura 6. A) Foto área del volcán de Santa Ana donde se observan los cráteres semicirculares. Foto de Mike Carr,1982 (Rutgers University). B) Foto de la laguna de color turquesa dentro del cráter principal. Foto de MARN, 2018..... | pág. 12 |
| Figura 7. Foto del volcán Izalco con sus laderas carentes de vegetación. Su morfología se corresponde a la de un estratovolcán. Foto de Stephen O'Meara..... | pág.13 |
| Figura 8. Imagen satelital del volcán San Salvador y la ciudad al sur. Fuente: Planet Labs, 2019..... | pág.14 |
| Figura 9. Esquema de las órbitas del satélite, en ascendente y descendente. En ascendente, el satélite mira hacia el este, y en descendente; al oeste (Modificado de Tre Altamira, 2021). | pág. 16 |
| Figura 10. La imagen de la izquierda representa la toma de datos de un satélite con un solo eco, donde la resolución en la dirección de vuelo del satélite es proporcional al tamaño de la antena. En la derecha, representa el método de apertura sintética que permite aumentar la resolución de acimut a través de la sintetización de una antena más larga. (Tomado de Rosen, 2014) | pág. 17 |
| Figura 11. Representación del método de adquisición TOPS para recoger los datos Sentinel-1 IW. El haz de la antena se orienta cíclicamente a lo largo de la dirección de acimut para adquirir datos de diferentes barridos (<i>swath</i>). Para adquirir cada serie de datos acimutales de duración temporal TS (TS1 TS2 TS3), el sistema dirige electrónicamente la antena hacia atrás y hacia delante a lo largo de la dirección de azimut con una frecuencia angular ω_s (ω_{s1} , ω_{s2} , ω_{s3}). (Tomado de Manunta <i>et al.</i> , 2019) | pág. 18 |
| Figura 12. Comparación entre los métodos DInSAR y A-DInSAR. El método DInSAR solo usa dos imágenes SAR (t_1 y t_2) para realizar el interferograma. Mientras que A-DInSAR utiliza muchas imágenes tomadas en diferentes momentos (t_1, t_2, \dots, t_n), que permite el cálculo de series temporales de deformación para diferentes puntos. (Tomado de Portela, 2020). | pág. 19 |
| Figura 13. Serie de los datos registrados por la estación SNJE en tres direcciones, este, norte y la componente <i>up</i> | pág. 21 |
| Figura 14. Serie de los datos registrados por la estación CNR1 en tres direcciones, este, norte y la componente <i>up</i> | pág. 21 |
| Figura 15. Mapa de localización de sismómetros en El Salvador..... | pág. 22 |

| | |
|---|----------------|
| Figura 16. Representación esquemática del modelo Mogi con los principales parámetros. α : radio de la fuente esférica; d : profundidad de la fuente; ΔP : variación de presión; R : distancia radial del centro de la fuente a un punto de superficie; (u,v,w) : desplazamientos en superficie (Tomado de Portela, 2020)..... | pág. 23 |
| Figura 17. Mapas de coherencia. El rectángulo rojo indica la zona de detalle; los triángulos rojos son los volcanes, los rombos naranjas las estaciones GNSS continuas y las líneas negras las fallas. En esta figura se representan todas las imágenes de coherencia interferométrica en geometría ascendente en diferentes intervalos de tiempo para estudiar su continuidad en el tiempo. La zona con mayor coherencia es en el volcán Izalco..... | pág. 25 |
| Figura 18. A. Mapas de coherencia. El rectángulo rojo indica la zona de detalle; los triángulos rojos son los volcanes, los rombos naranjas las estaciones GNSS continuas y las líneas negras las fallas. En esta figura se representan todas las imágenes de coherencia interferométrica en geometría descendente en diferentes intervalos de tiempo para estudiar su continuidad en el tiempo. La zona con mayor coherencia es en el volcán Izalco..... | pág. 26 |
| Figura 19. A y B) Mapas de velocidad de deformación media en la zona de estudio con el procesado P-SBAS en geometría ascendente. Las zonas con datos se corresponden, en su mayoría, a las áreas con coherencia que son zonas urbanas y con poca vegetación. C) Serie temporal que muestra la posición del terreno respecto al satélite (LOS) en el punto de mayor deformación que es en la cima del volcán Izalco. En el gráfico se observa que al principio se mantiene una tendencia estable hasta octubre de 2018 que cambia a una tendencia descendente, que se interpreta como subsidencia o un episodio de deflación del volcán..... | pág. 27 |
| Figura 20. A y B) Mapas de velocidad de deformación media en la zona de estudio con el procesado P-SBAS en geometría descendente. Las zonas con datos se corresponden, en su mayoría, a las áreas con coherencia que son zonas urbanas y con poca vegetación. C) Serie temporal que muestra la posición del terreno respecto al satélite (LOS) en el punto de mayor deformación que es en la cima del volcán Izalco. En el gráfico se observa que al principio se mantiene una tendencia estable hasta octubre de 2018 que cambia a una tendencia descendente, que se interpreta como subsidencia o un episodio de deflación del volcán..... | pág. 28 |
| Figura 21. Interferogramas diferenciales con una señal interpretable. El rectángulo rojo representa la zona ampliada, los triángulos son los volcanes, los rectángulos las estaciones GNSS y las líneas negras, las fallas..... | pág. 30 |
| Figura 22. Modelo de deformación volcánica con demasiado gradiente. Profundidad de 3 km de la cámara magmática y una variación de volumen de $-0,5 \cdot 10^7 \text{ m}^3$. A) modelo entero. B) modelo con una máscara de la señal observada. C) el interferograma diferencial a modelizar..... | pág. 31 |
| Figura 23. Modelo de deformación volcánica con poco gradiente. Profundidad de 3 km de la cámara magmática y una variación de volumen de $-0,5 \cdot 10^7 \text{ m}^3$. A) modelo entero. B) modelo con una máscara de la señal observada. C) el interferograma diferencial a modelizar..... | pág. 31 |
| Figura 24. Modelo de deformación óptimo. Profundidad de 6 km de la cámara magmática y una variación de volumen de $-0,85 \cdot 10^7 \text{ m}^3$. A) modelo entero. B) modelo con una máscara de la señal observada. C) el interferograma diferencial a modelizar..... | pág. 32 |
| Figura 25. A) Alrededores de los volcanes Santa Ana e Izalco. Se puede observar que ambos volcanes están rodeados de vegetación y el Santa Ana tiene vegetación en gran parte de sus laderas. Foto de Lie Siebert, 2002 (Smithsonian Institution. B) Interferograma diferencial 09/07/2018-26/08/2018 donde se puede observar la señal que se obtiene con la interferencia atmosférica, mostrando muchas franjas dificultando su interpretación..... | pág. 34 |
| Figura 26. A). Mapa de terremotos con profundidades menores a 20 km en la zona de los volcanes Santa Ana e Izalco. No se realizó filtro por magnitud de terremoto. B) Histograma sísmico por meses con la serie temporal en geometría ascendente durante 2017-2019. C) Histograma sísmico por meses con la serie temporal en geometría descendente durante 2017-2019..... | pág. 35 |

Figura 27. Serie de los datos registrados por la estación SNJE interpretados en las tres direcciones, este, norte y la componente up. Se muestra mucha dispersión y ruido en los datos, por lo tanto, es difícil de contrastar con la señal obtenida en InSAR. La zona blanca representa el intervalo de estudio con InSAR que abarca desde 2018 y 2019. La línea roja representa la fecha donde cambia la tendencia en la serie temporal.....**pág. 36**

Tabla 1. Estaciones GNSS en la zona de estudio con su nombre completo y el periodo de las series temporales.....**pág. 20**

Tabla 2. Técnicas de monitoreo utilizadas en los volcanes activos por la Dirección General de Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales de El Salvador. Fuente: MARN, 2021.....**pág. 21**

Tabla 3. Recopilación de las combinaciones de imágenes (interferogramas diferenciales) realizados para analizar la señal de octubre de 2018. Los datos recogidos son la orientación de la órbita del satélite; las fechas de las dos imágenes usadas en cada interferograma (la primera fecha se corresponde a la imagen de referencia, y la segunda fecha, a la imagen secundaria); y el intervalo de días entre una imagen y otra.....**pág. 29**

Tabla 4. Datos de entrada para la modelización con las fórmulas de Mogi (1958).....**pág. 31**

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Este estudio se realiza en el contexto del Trabajo de Fin de Máster del Máster Universitario en Geología Ambiental de la Universidad Complutense de Madrid.

1.1. Motivación

Los volcanes han sido observados durante la historia de la humanidad. Comenzado en la Antigua Grecia con los filósofos naturalistas, sus observaciones del Etna y del Stromboli desarrollaron las bases del conocimiento de los procesos volcánicos hasta el siglo XVII y, en parte hasta finales del XVIII. (Schmincke, 2004). Las erupciones volcánicas han provocado miedo y temor a la humanidad, ya que alrededor de 800 millones de personas viven a menos de 100 km de un volcán con potencial de entrar en erupción en la actualidad (Loughlin *et al.* 2015). Durante 2020, se confirmaron 73 erupciones de 67 volcanes diferentes, y hasta el 24 de junio de 2021; 58 erupciones confirmadas de 57 volcanes diferentes (Global Volcanism Program, 2013a). Las erupciones pueden provocar consecuencias económicas y sociales catastróficas a pesar de estar a grandes distancias del volcán (National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017). El número de víctimas mortales a causa de las erupciones volcánicas es de aproximadamente de 280.000 desde el año 1600 (Auker *et al.* 2013) siendo un bajo número de erupciones el responsable de una gran proporción de las víctimas mortales. Esto demuestra el potencial de causar víctimas en un solo evento.

Los volcanes y los terremotos están correlacionados espacialmente, ya que la mayoría de los volcanes se encuentran adyacentes a zonas de subducción, que son los causantes de los grandes terremotos. Al comparar los catálogos de terremotos y erupciones recientes se puede observar un aumento de erupciones volcánicas tiempo después de un terremoto de gran magnitud ($M > 8$) (e.g. Manga y Brodsky, 2006; Walter y Amelung, 2007), por ejemplo, en los Andes, donde la tasa de erupción aumentó después de algunos grandes terremotos (Watt *et al.*, 2009). Aunque, los grandes terremotos no siempre tienen que desencadenar erupciones volcánicas (National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017).

Los terremotos pueden desencadenar episodios de activación (*unrest*) en los volcanes, como sismicidad, emisiones de gas y cambios en los sistemas hidrotermales que son especialmente sensibles a los terremotos (e.g. West *et al.*, 2005, Ingebritsen *et al.*, 2015).

La disponibilidad de series temporales por observaciones satelitales ha facilitado el estudio de la correlación entre episodios de activación (*unrest*) y la ocurrencia de terremotos (National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017). Estos datos han mostrado una serie de respuestas volcánicas no eruptivas a los terremotos, como deformación del suelo, cambios en el flujo de calor superficial, sismicidad volcánica inducida y cambios hidrológicos (e.g. Delle Donne *et al.*, 2010; Harris y Ripepe, 2007).

La capacidad de predecir y explicar las respuestas volcánicas a los terremotos y a la actividad de otros volcanes significaría un avance en la interpretación de los episodios de activación (*unrest*) (National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017).

En El Salvador hay un total de 225 edificios volcánicos, de los cuales 23 son volcanes activos individuales y 5 son campos volcánicos (Global Volcanism Program, 2013a; MARN, 2021). La mayoría de los volcanes activos se encuentran entorno a la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), zona de falla de cizalla dextral de orientación N90-100° y buzamiento sur con más de 150 km de longitud y 20 km de anchura que cruza El Salvador desde el Golfo de Fonseca hasta aproximadamente la frontera con Guatemala (Martínez-Díaz et al., 2004). Se han descrito algunas relaciones volcano-tectónicas en la ZFES, como la relación entre la actividad cíclica de la caldera de Ilopango al NE de la ciudad de San Salvador y la falla de San Vicente en el sector central de la ZFES (Garibaldi et al., 2016).

El 60% de los volcanes activos salvadoreños no están monitorizados y solo el 10% de ellos tienen monitorización de deformación y sismología (Loughlin et al. 2015). La baja monitorización junto a la baja densidad de estudios de los volcanes salvadoreños hace que el comportamiento de los volcanes sea poco conocido. Las investigaciones de la deformación volcánica en El Salvador con técnicas de la geodesia espacial, como el GNSS e InSAR también son escasos. Esto puede ser debido en parte a la abundante vegetación y dificultad de operar con radar en banda C, que son los más comunes en los satélites y más utilizados por archivo disponible, aunque tampoco se han obtenido resultados utilizando datos radar de banda L, que son los más adecuados en zonas con vegetación densa (Ebmeier et al., 2013a).

El sector volcánico central del Salvador, al que se hace referencia en este estudio, comprende el complejo volcánico Santa Ana y el complejo volcánico San Salvador (Figura 1). El complejo volcánico de Santa Ana está formado principalmente por la caldera de Coatepeque, los volcanes Santa Ana e Izalco y otros edificios (Pullinger, 1998). El complejo volcánico San Salvador está constituido por un estratovolcán central compuesto, el volcán activo Boquerón en el interior del antiguo volcán San Salvador y por varios edificios monogenéticos en sus flancos (Sofield, 1998; Ferrés, 2014). Los dos complejos se localizan en una zona densamente



Figura 1. Imagen satelital de El Salvador. El rectángulo amarillo indica el sector volcánico central con los volcanes Santa Ana, Izalco y San Salvador.

poblada: el complejo Santa Ana se encuentra a menos de 20 km de las ciudades de Santa Ana (560.522 habitantes) y Sonsonate (502.727); y el área metropolitana de San Salvador (1.733.576) (Digestyc, 2021) se encuentra a las faldas del volcán San Salvador. Respecto a la ZFES, ambos complejos se localizan en el sector oeste (Martínez-Díaz *et al.*, 2020), lo que provoca un ambiente complejo de estudiar con zonas de extensión entre diferentes edificios volcánicos y con dificultades a la hora de determinar el origen de la sismicidad, como ocurre en el volcán San Salvador y los enjambres sísmicos de 2017 (Legrand *et al.* 2020).

Por lo tanto, es fundamental estudiar y conocer mejor el comportamiento de estos dos complejos volcánicos para prevenir el riesgo volcánico asociado y, así, atenuar los daños en las poblaciones amenazadas.

La principal motivación de este trabajo es caracterizar la deformación volcánica en el sector central de El Salvador, para así contribuir al conocimiento del comportamiento de los complejos volcánicos en esta zona a lo largo de su ciclo volcánico y su interacción con las estructuras de la Zona de Falla de El Salvador.

1.2. Antecedentes

Los volcanes activos se pueden encontrar en 86 países y otros territorios de ultramar (Loughlin *et al.*, 2015). Las erupciones volcánicas en estos territorios pueden ocasionar la pérdida de vidas humanas, dañar las infraestructuras, desplazar a la población y tener consecuencias económicas en la región (Blong, 1984; National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017), de ahí la importancia del estudio y la monitorización de los volcanes.

El comienzo de la monitorización de los volcanes fue en 1841 con la creación del observatorio vulcanológico del Vesubio, seguido del observatorio de Hawaii en 1912. Estos observatorios solo vigilaban la sismicidad y observaban los eventos del volcán (Francis y Oppenheim, 2004). Ahora pueden recopilar datos geofísicos y geoquímicos. A estos datos también hay que añadir las investigaciones científicas sobre volcanes activos que llevan a cabo universidades e institutos (Francis y Oppenheim, 2004).

Las erupciones volcánicas casi siempre van precedidas de un periodo de activación (*unrest*) durante el cual se producen terremotos volcánicos y/o movimientos del suelo (Philipson *et al.*, 2013). Por lo tanto, una buena red de vigilancia y un buen conocimiento de la historia eruptiva del volcán permite evaluar el riesgo volcánico y planificar un programa de actuación para la población (Loughlin *et al.*, 2015; National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017). Aun así, muchos volcanes no cuentan con un sistema de monitorización o no lo suficientemente vigilados para que la mitigación del riesgo sea eficaz (Loughlin *et al.*, 2015).

La vigilancia de volcanes requiere la observación de varios parámetros y las metodologías empleadas se pueden dividir en dos grupos: vigilancia terrestre y espacial. La vigilancia terrestre engloba la vigilancia sísmica mediante los sismómetros; la deformación terrestre mediante los inclinómetros o técnicas GNSS (*Global Navigation Satellite System*, Sistema Global de Navegación por Satélite); la monitorización de gases con sensores o muestreo directo; y el control térmico con cámaras infrarrojas. La vigilancia espacial permite la recogida de datos durante las erupciones volcánicas o cuando los volcanes están demasiado lejos de su observación regular. Algunos satélites son capaces de medir la temperatura o el SO_2 que es emitido durante las erupciones. La interferometría de radar de apertura sintética (InSAR, *Interferometric Synthetic Aperture Radar*) permite la monitorización de la deformación volcánica en una resolución espacial mayor que el GNSS, pero con menor resolución y precisión temporal, lo que irá mejorando a medida que se lancen más misiones InSAR (National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017). En la figura 2 están representados varias herramientas utilizada para la monitorización volcánica.

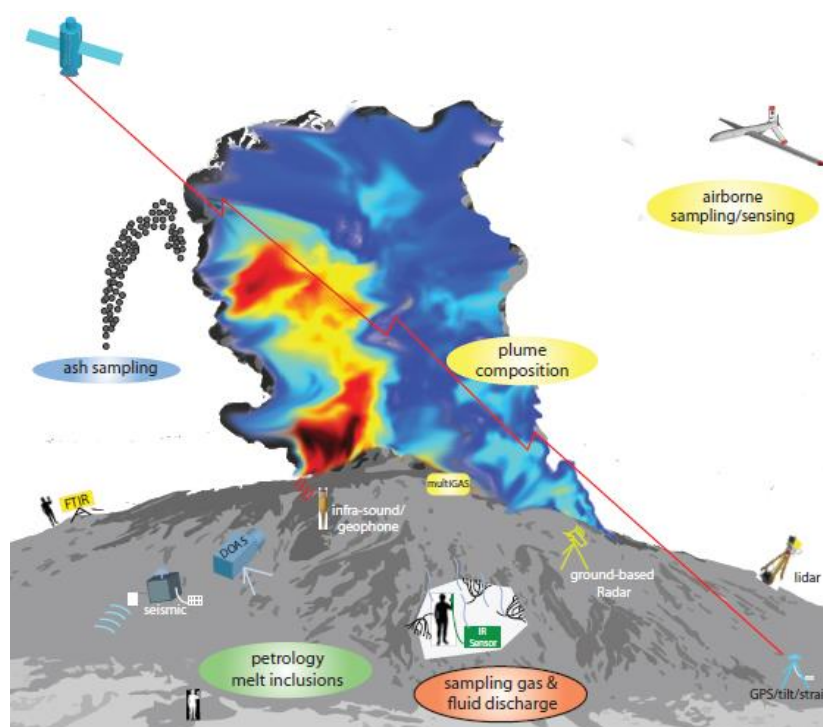


Figura 2. Algunas de las herramientas utilizadas para vigilar y estudiar los volcanes. DOAS: espectrómetro de absorción óptica diferencial óptico diferencial; FTIR, espectroscopia infrarroja por transformada de Fourier; GPS, Sistema de Posicionamiento Global. La imagen de fondo es la concentración de SO_2 medida con una cámara ultravioleta (Tomado de National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine, 2017).

El estudio de la deformación de la superficie terrestre en los volcanes permite caracterizar la estructura y funcionamiento de estos sistemas, al conocerse los diferentes periodos eruptivos y de activación, y al poder diferenciar entre mecanismos de deformación tectónicos y magmáticos para así detallar el tipo de actividad volcánica. Esta información es necesaria

para la evaluación de la peligrosidad volcánica (Ebmeier *et al.*, 2018). El ciclo de deformación volcánica consiste en una fase de inflación en la que el magma llega a la cámara magmática, provocando la elevación del suelo y muchos terremotos pequeños (sismicidad volcano-tectónica) hasta que la cámara llega a un punto que entra en fase de erupción- deflación, donde se vacía la cámara por la erupción y el terreno subsidie rápidamente (Biggs y Pritchard, 2017).

Aunque no todos los volcanes siguen la misma dinámica de deformación, ya que de 540 volcanes estudiados por Biggs *et al.* (2014), 25 se deformaron y entraron en erupción, 29 se deformaron y no entraron en erupción, y 9 no se deformaron y si entraron en erupción. Por lo tanto, el modelo anterior es simplificado y no todos los volcanes se comportan así, pero es un modelo útil del que partir.

El uso de la técnica InSAR ha permitido el aumento del catálogo de volcanes que sufren deformación en los últimos 20 años, de 118 en 2010 (Fournier *et al.*, 2010) a 220 en 2017 (Biggs y Pritchard, 2017), además de captar procesos magmáticos, hidrotermales, la deformación durante la agitación pre-eruptiva y durante las erupciones (Ebmeier *et al.*, 2018).

La técnica InSAR es una técnica geodésica que se basa en la observación de la superficie terrestre a través de imágenes captadas por satélites. Su uso abarca investigaciones sobre la deformación del terreno causada por diferentes fenómenos, como terremotos, movimientos de ladera y subsidencia del terreno (e.g. Rosen *et al.* 2000, Ezquerro *et al.* 2014, Béjar-Pizarro *et al.* 2018, López-Vinielles *et al.* 2020). También se utiliza para el estudio de volcanes, ya que pueden captar los cambios topográficos y las deformaciones superficiales producidas por diferentes procesos volcánicos (Ebmeier *et al.*, 2018).

Algunos ejemplos de investigaciones que han incluido la técnica InSAR para el estudio de volcanes son Astort *et al.* (2019), que la usan para comprender y conocer el origen de la actividad volcánica en el volcán Domuyo (Argentina) junto a otros datos como los sísmicos o Ebmeier *et al.* (2013a) que hace un estudio sistemático del Arco volcánico Centroamericano (CAVA, *Central American Volcanic Arc*) para investigar la aplicabilidad de InSAR en los volcanes que se encuentran en esta zona.

La técnica GNSS es muy usada para las investigaciones de la deformación de la corteza terrestre, tanto de fallas activas como volcanes, debido a la cantidad y precisión de los datos obtenidos (Staller *et al.*, 2016, Vigny *et al.*, 2011, Dzurisin, 2003). El GNSS permite obtener los desplazamientos en puntos concretos distribuidos por el terreno con una alta frecuencia de adquisición de datos y una precisión milimétrica. El GNSS se ha utilizado para el cálculo

de las deformaciones del ciclo sísmico como las deformaciones intersísmicas (e.g. Staller *et al.*, 2016), cosísmicas (e.g. Béjar-Pizarro *et al.*, 2010) y post-sísmicas (e.g. Daout *et al.*, 2019). La técnica GNSS es adecuada combinarla con la InSAR, ya que la primera ofrece una buena resolución temporal pero con una distribución espacial puntual, mientras que la segunda proporciona una distribución espacial continua pero con una resolución temporal baja en comparación con las estaciones GNSS, por lo tanto la integración de ambas técnicas ayuda a una mejor interpretación de los datos (Béjar-Pizarro *et al.*, 2013)

La modelización de volcanes permite interpretar los datos que se obtienen de las observaciones del volcán para comprender mejor su funcionamiento y su actividad.

Hay varios modelos de deformación volcánica. Los modelos que ajustan la deformación de la superficie según el flujo de magma son los modelos mecánicos simples que asumen unas propiedades uniformes con geometrías idealizadas en la roca encajante en un medio homogéneo e isotrópico (Sigmundsson *et al.*, 2018). Algunos ejemplos del tipo de fuentes que se pueden modelizar con este tipo de enfoques son fuentes puntuales (Mogi, 1958), elipsoidales (Yang *et al.*, 1988), tipo *sill* (Fialko *et al.*, 2001) o uno o varios diques o *sills* rectangulares (Okada, 1985; Sigmundsson *et al.*, 2010).

Otro tipo de enfoque son los modelos basados en la física, que simulan el comportamiento de un cuerpo magmático y la erupción para poder comprender la dinámica de los volcanes (Anderson y Segall, 2011, 2013; Anderson y Poland, 2016). Este tipo de modelos pueden relacionar las observaciones de deformación, gas, sismicidad y las tasas de erupción para inferir información sobre el almacenamiento del magma.

Un tipo de modelización más completa es el método numérico de elementos finitos que permite tener modelos realistas e incluir información estructural, geológica, geofísica, etc. Sin embargo, la desventaja del modelo numérico es computacionalmente exigente y en algunos casos no es viable (Sigmundsson *et al.*, 2018).

El Salvador es un país con una gran actividad sísmica y volcánica al encontrarse en un margen de subducción. La deformación cortical y la caracterización de fallas de la ZFES se estudia desde hace tiempo (e.g. Martínez-Díaz *et al.* 2004; Staller, 2014; Alonso-Henar *et al.* 2015; Martínez-Díaz *et al.*, 2021). En relación con los volcanes y las técnicas GNSS e InSAR, la literatura es escasa.

Ebmeier *et al.* (2013b) realiza un estudio de deformación con la técnica InSAR donde la mayoría de los volcanes estudiados no se estaban deformando en el periodo 2007-2010 y

están incluidos varios volcanes salvadoreños; Lechner (2010) caracteriza la actividad inter-eruptiva del volcán Santa Ana y la caldera de Coatepeque a través de una red de estaciones GPS; Bonforte *et al.* (2016) explica la instalación de una red de monitorización y la observación de la deformación del volcán San Miguel; Legrand *et al.* (2020) estudia la secuencia de terremotos de 2017 que ocurrieron cerca del complejo volcánico de San Salvador.

El Centro de Observación y Modelización de Terremotos, Volcanes y Tectónica (*The Centre for the Observation and Modelling of Earthquakes Volcanoes and Tectonics*; COMET) utiliza la técnica InSAR para la monitorización de los volcanes en la actualidad. Respecto a la deformación de los volcanes Santa Ana, Izalco y San Salvador ninguno ha sufrido deformación durante el estudio ALOS entre 2007 y 2010 (Lechner, 2010; Ebmeier *et al.*, 2013; COMET, 2021).

La monitorización de los volcanes en El Salvador está a cargo del Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN). Dependiendo del volcán, la monitorización abarca la sismicidad, la deformación y la medición de gases (Loughlin *et al.*, 2015).

La lejanía de las estaciones GNSS en algunos volcanes salvadoreños, como por ejemplo el Izalco, unido a la falta de estudios InSAR en la zona dificulta el análisis de la deformación volcánica, necesaria para comprender la dinámica del volcán y poder mitigar el riesgo volcánico. Este trabajo pretende contribuir al estudio de los volcanes de la zona central de El Salvador mediante datos InSAR y GNSS.

1.3. Objetivos

El objetivo principal de este estudio es analizar la deformación volcánica asociada a los volcanes del sector central de el Salvador, que incluye el complejo volcánico Santa Ana y el complejo volcánico San Salvador. Las preguntas específicas que se pretenden responder mediante este estudio, con relación a los volcanes estudiados, son las siguientes:

- ¿Se produce deformación volcánica (medible con InSAR y con datos Sentinel-1) en la zona de estudio? ¿Es compatible con las deformaciones medidas con GNSS?
- ¿Qué tipo de proceso magmático puede ser responsable de esa deformación? ¿Se puede caracterizar la fuente magmática (localización, profundidad, variación de volumen)? ¿Es compatible con la información existente sobre las cámaras magmáticas de los volcanes de la zona de estudio?

Además, referente a la metodología empleada, es interesante dar respuesta a las siguientes cuestiones:

- ¿Es apropiada la banda C (Sentinel-1) para estudiar la deformación volcánica en El Salvador? ¿Qué limitaciones tiene?

- ¿Es apropiada la red GNSS en este sector de El Salvador para estudiar la deformación volcánica en El Salvador? ¿Qué limitaciones tiene?
- ¿Se puede utilizar un procesamiento no supervisado (plataforma GEP) para estudiar deformaciones volcánicas? ¿Qué limitaciones presenta?

Para responder a estas cuestiones se ha medido la deformación del terreno en la zona de estudio mediante datos SAR y datos GNSS adquiridos en el periodo 2017-2020 y se han construido modelos elásticos de la fuente volcánica, para caracterizar y conocer mejor el comportamiento de los volcanes de la zona de estudio.

CAPÍTULO 2. ÁREA DE ESTUDIO

Los volcanes Santa Ana e Izalco se sitúan entre las provincias de Santa Ana y Sonsonate, a 66 km de San Salvador (El Salvador). El volcán San Salvador se encuentra entre las provincias de La Libertad y San Salvador (Figura 3). El Salvador es un país de América Central que tiene frontera política al oeste con Guatemala y al noreste con Honduras; al sur se encuentra el océano Pacífico y al sureste el golfo de Fonseca. En 2021, cuenta con una población de 6,325 millones de personas (Digestyc, 2021), y las ciudades más pobladas son la capital, San Salvador; San Miguel, y Santa Ana. Esta última localidad está a 15 km del volcán de mismo nombre, y la ciudad de San Salvador está a escasos kilómetros del volcán San Salvador.

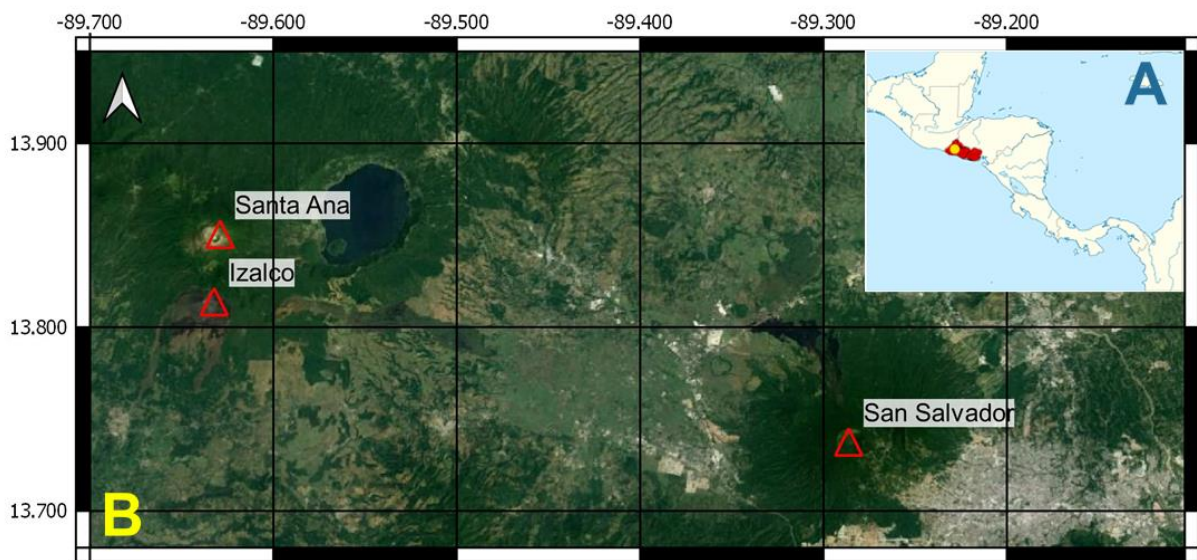


Figura 3. A) Mapa de localización de El Salvador en Centroamérica. El punto amarillo representa el área de estudio. B) Mapa de localización del área de estudio con los tres volcanes más importantes de la zona.

2.1 Marco sismo-tectónico

El Salvador se sitúa en Centroamérica, cuya geología se caracteriza por la interacción de las placas Norteamericana, Coco y Caribe. Las tres placas forman un punto triple difuso que distribuye la deformación tectónica en una amplia zona (Figura 1) (Plafker, 1976; Guzmán-Speziale *et al.*, 1989; Guzmán-Speziale y Meneses-Rocha, 2000; Lyon-Caen *et al.*, 2006).

Al sur de El Salvador, la placa del Coco subduce bajo el bloque Chortís que forma parte de la placa Caribe, casi ortogonal a la Fosa Mesoamericana y a una velocidad de 70-80 mm/año (DeMets, 2001; DeMets *et al.*, 2010).

Este proceso de subducción tiene como resultado el Arco Volcánico Centroamericano (CAVA) (Carr y Stoiber, 1990; Ferrés, 2014), con una intensa actividad sísmica y volcánica.

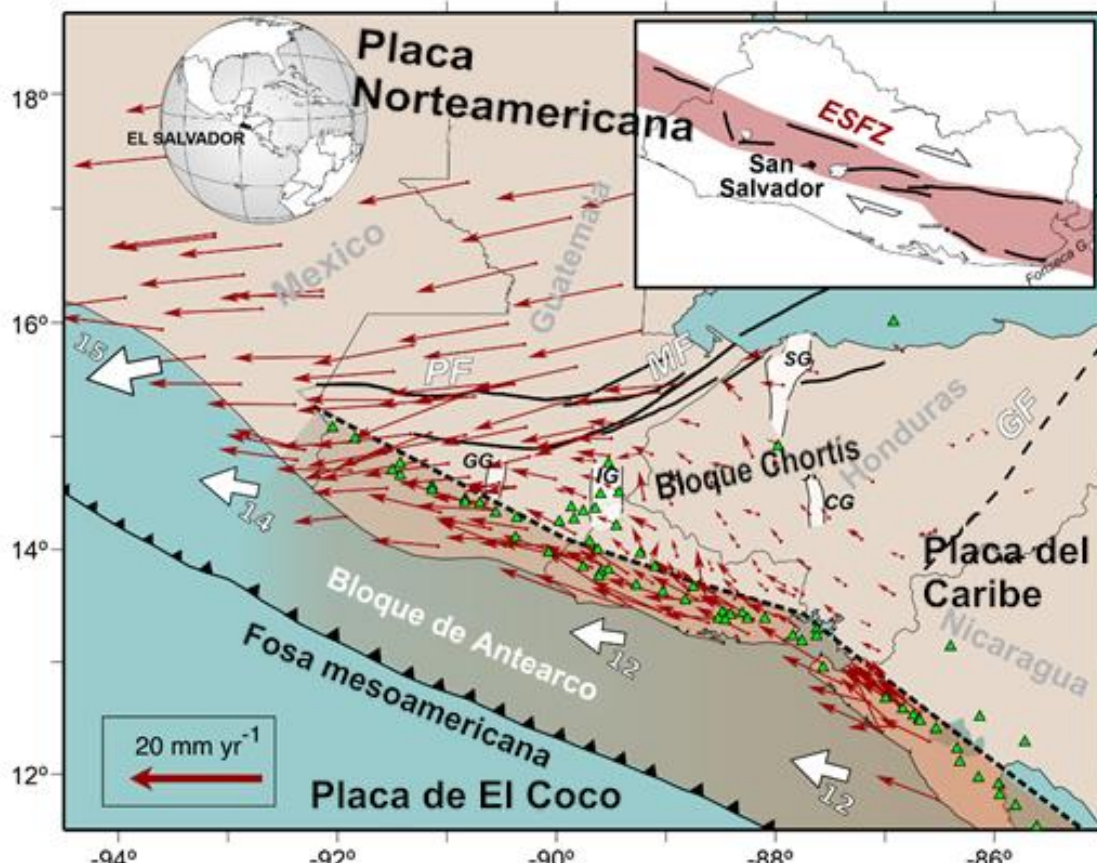


Figura 4. Marco tectónico del norte de Centroamérica donde se observan las diferentes placas tectónicas y el bloque Chortís, y un esquema de la Zona de Falla de El Salvador a lo largo del arco volcánico salvadoreño. Las flechas rojas son las velocidades GPS de la placa del Caribe. La zona sombreada representa la astilla del antearco. Los triángulos verdes representan los volcanes con actividad en el Holoceno (Siebert et al. 2020). GF: Falla de Guayaoe; IG: Graben de Ipala; SG: Graben de Sula; CG: Graben de Comayagua; ESFZ (ZFES): Zona de Falla El Salvador (Modificado de Martínez-Díaz et al. 2021).

El Salvador se encuentra sobre la parte occidental del bloque Chortís (Figura 4) que está compuesto principalmente por corteza continental. El bloque Chortís está limitado por el sistema de fallas transformantes de Motagua-Polochic-Islas de Swan al norte, por el arco volcánico centroamericano al suroeste y por el escarpe de Hess al sureste (Plafker, 1976).

El CAVA se extiende en dirección NW-SE unos 1100 km, desde el sur de México hasta el norte de Panamá entre 150-175 km al NE de la fosa mesoamericana. Está formado por 75 volcanes de composiciones desde basálticas a andesíticas (Ferrés, 2014), de los que forman parte el Izalco, el Santa Ana y el San Salvador. Tectónicamente, Centroamérica se puede dividir en tres zonas según la geomorfología y estructura que de SE a NW son (Álvarez-Gómez, 2009): la depresión de Nicaragua que es un graben que se extiende desde el norte de Costa Rica hasta el golfo de Fonseca (McBirney y Williams, 1965; Van Wyk de Vries y Matela, 1998); la Zona de Falla de El Salvador (ZFES), que es una zona de cizalla dextral de orientación N90-100° y buzamiento sur con más de 150 km de longitud y 20 km de anchura (Martínez-Díaz et al., 2004) y que cruza El Salvador desde el Golfo de Fonseca hasta aproximadamente la frontera con Guatemala (Martínez-Díaz et al., 2004); y la Falla

Jalpatagua, que es una estructura subparalela a la fosa que absorbe el movimiento del bloque anterarco (Lyon-Caen et al., 2006; DeMets et al., 2007; Franco et al., 2012) y desaparece hacia el noreste en Guatemala (Muehlberger y Ritchie, 1975; Carr, 1976).

El modelo de Alonso Henar et al. (2015) explica la estructura de graben escalonados y depresiones de dirección E-W sobre la ZFES, que condiciona el emplazamiento de volcanes activos a lo largo del CAVA. El volcán Izalco y Santa Ana se encontrarían en uno de los grábenes.

Respecto a la sismicidad en la zona de estudio en el periodo 2017-2020 (Figura 5) con los datos del catálogo sísmico del Ministerio de Medioambiente y recursos naturales (MARN), la mayoría de los terremotos se concentra en el volcán San Salvador y en la ciudad homónima, y al NW, en el conjunto de fallas donde se sitúan los volcanes Santa Ana e Izalco. En la zona de la ciudad de San Salvador y el volcán, la magnitud varía entre 0,3 de mínima y 4,3 de máxima en la escala de Richter, mientras que en la zona Santa Ana -Izalco, la magnitud varía entre 0,4 y 2,5 en la escala de Richter.

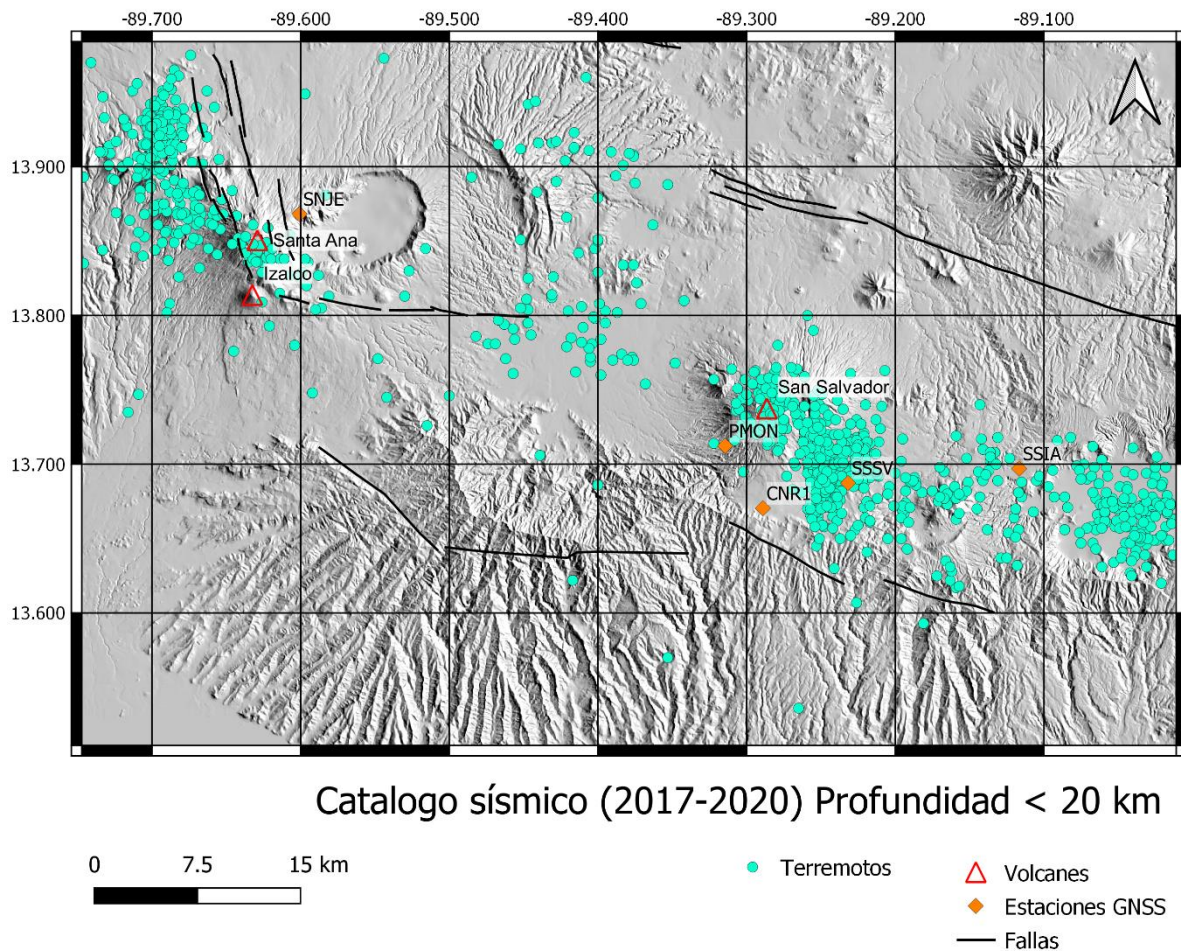


Figura 5. Mapa de distribución de epicentro de terremotos en el periodo 2017-2020, con un filtrado de profundidad menor a 20 km para discernir los terremotos corticales de los terremotos en la zona de subducción. Datos del catálogo sísmico del MARN.

2.2 Características de los volcanes estudiados

2.2.1. Santa Ana e Izalco

El complejo volcánico Santa Ana, a 40 km al oeste de la capital San Salvador, está compuesto por la caldera de colapso de Coatepeque, los volcanes Santa Ana, Izalco, Cerro Verde, San Marcelino, Chino, El Astillero y el cono de escoria El Conejal, además de varios conos de escoria de menor importancia y cráteres freatomagmáticos (Pullinger, 1998).

El Santa Ana es un estratovolcán del Pleistoceno (Siebert *et al.*, 2004) en el que predominan las composiciones de andesíticas a traquiandesíticas (Pullinger, 1998). Tiene una altura de 2381 m, que lo convierte en el volcán más alto de El Salvador (Global Vulcanism Program, 2013b). La forma del Santa Ana no es la típica de un estratovolcán, ya que en la base tiene suaves pendientes, que se vuelven más acusadas hacia la cima. La cumbre es una zona casi plana de 1,5 km de diámetro, limitada por cuatro cráteres semicirculares que forman tres

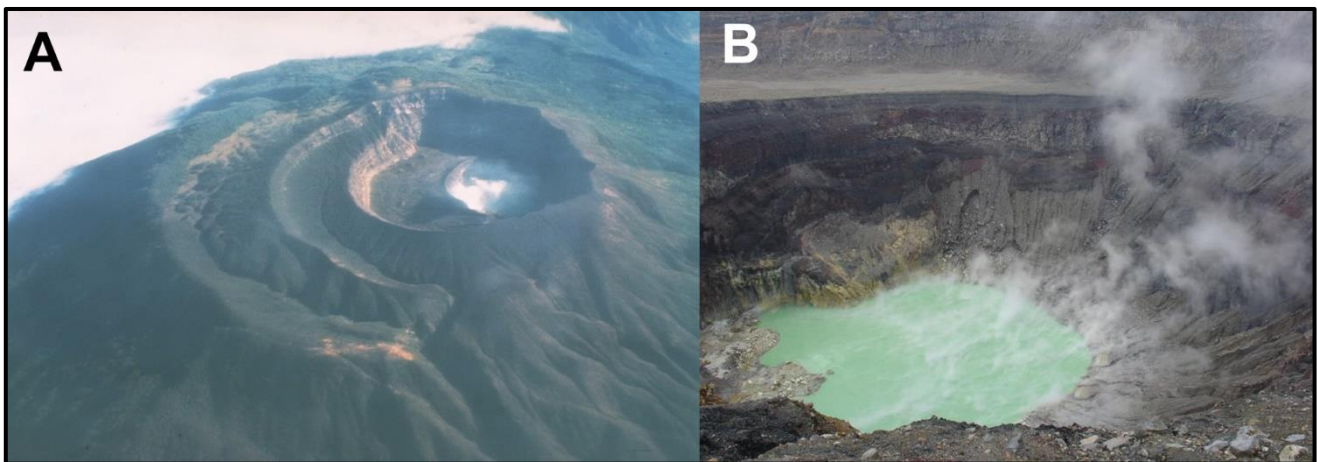


Figura 6. A) Foto área del volcán de Santa Ana donde se observan los cráteres semicirculares. Foto de Mike Carr, 1982 (Rutgers University). B) Foto de la laguna de color turquesa dentro del cráter principal. Foto de MARN, 2018.

bancos. En el cráter principal se localizan una laguna de color turquesa y de composición ácida, y las fumarolas (Figura 6) (Pullinger, 1998).

Los depósitos eruptivos generalmente son de composición de andesítica a basáltica, y el tipo de depósito más destacado es una colada de lava que llega a extenderse hasta 20 km desde la cima (Pullinger, 1998). La actividad volcánica típica del Santa Ana es freatomagmática y freática (MARN, 2021; Pullinger, 1998), es decir, en sus erupciones el agua interacciona con el magma, produciendo erupciones violentas y explosivas. También tiene actividad estromboliana y freatomagmática debido a las fisuras de sus flancos, que producen conos de escorias, coladas de lava y *maars* (Pullinger, 1998).

La historia del Santa Ana parte del edificio antiguo de Coatepeque. Debido a dos erupciones plinianas importantes que se relacionan con el colapso de la caldera, se forma el actual lago de Coatepeque. Después de estos eventos el centro eruptivo migró al occidente, formando un

volcán primigenio de Santa Ana y comenzó a depositar coladas de lava dentro de la caldera. Debido a movimientos tectónicos se produjo el colapso del sector Acajutla del edificio Santa Ana, con un volumen de 6 km³. Aunque se desconoce la edad exacta, se data posterior a las grandes erupciones de la caldera de Coatepeque (Pullinger, 1998). La actividad volcánica del Santa Ana rellenó el vacío del colapso del sector y formó las actuales laderas del sur. Esta actividad constructiva se asemejaba más a la de un volcán en escudo. A medida que la actividad continuó, las coladas de lava fluyeron hacia la caldera de Coatepeque reconstruyendo lentamente las paredes del cráter (Pullinger, 1998). Según Meyer-Abich (1956), el colapso alrededor de las cuatro fallas anulares que formaron la forma actual de la cima de Santa Ana se produjo entre el periodo 1525-1575. Sin embargo, según Pullinger (1998), el colapso pudo suceder cuando el volcán entró en erupción a lo largo de las fisuras NW y SE debido un movimiento de migración de magma a esas fisuras que creó un vacío que causó el colapso del cono.

El Santa Ana es un volcán que hasta ahora había entrado en erupción aproximadamente una vez cada 70 años (MARN, 2018). La primera erupción de la que se tiene constancia se produjo alrededor del año 1520 a 1521 (Meyer-Abich, 1956; Global Vulcanism Program, 2013b) y su última erupción fue en junio de 2005 de tipo freática (MARN, 2021).

El Izalco es un estratovolcán y las composiciones que predominan son de basalto olivínico a andesitas (Pullinger, 1998). Tiene una altura de 1950 m (MARN, 2021) y se localiza en el flanco sur del volcán Santa Ana. Tiene una estructura típica de estratovolcán: un cono truncado con un cráter que mide alrededor de 250 m de diámetro (Pullinger, 1998). Sus laderas están desprovistas de vegetación a diferencia de las de volcanes vecinos como puede ser el Santa Ana (Global Vulcanism Program, 2013c) (Figura 7). El Izalco expulsa coladas de lava de composición basáltica a andesítica (Carr y Rose, 1987) que se extienden desde su base hasta 5 km al sur (Pullinger, 1998). Otros depósitos son las cenizas y el *lapilli* que se acumulan hasta un espesor de 1,3

m al oeste del cráter y unos pocos centímetros al norte del cráter, en los flancos de Santa Ana. Estos espesores indican que la dirección de dispersión predominante es hacia el oeste (Pullinger, 1998). La actividad típica del Izalco es del tipo estromboliana y efusiva (MARN, 2021), que se caracteriza por ráfagas explosivas e



Figura 7. Foto del volcán Izalco con sus laderas carentes de vegetación. Su morfología se corresponde a la de un estratovolcán. Foto de Stephen O'Meara

intermitentes que arrojan piroclastos a decenas de metros. Al Izalco se le conoció como “el faro del Pacífico” pues su alta actividad desde su nacimiento en 1770 hasta 1966, que fue su última erupción, ayudaba a los barcos a establecer su posición (Pullinger, 1998). Respecto a la evolución del Izalco, la diferencia de composición de los productos del Izalco y el Santa Ana evidencia una migración de la fuente magmática principal, lo que sugiere que el Izalco no forma parte del sistema Santa Ana y de sus centros eruptivos del eje NW-SE (Pullinger, 1998).

2.2.2. San Salvador

El San Salvador es un estratovolcán compuesto donde predominan las composiciones andesíticas, basálticas y dacíticas (Global Vulcanism Program, 2013d). Tiene una altura de 1890 m (MARN; 2021) y se localiza al oeste de la capital de El Salvador, entre la Caldera Coatepeque y la Caldera de Ilopango. Está formado por el volcán activo Boquerón que está dentro de la caldera del antiguo volcán San Salvador con los cerros El Jabalí al W y El Picacho al E. También tiene veinticinco edificios monogenéticos que se encuentran en sus flancos y planicies al SE, NW y N del edificio principal (Sofield, 1998; Ferrés, 2014) (Figura 8). El cráter del volcán Boquerón tiene paredes escarpadas y un diámetro de 1,6 km y una profundidad media de 498 m (Global Vulcanism Program, 2013d; Ferrés, 2014). El tipo de actividad de

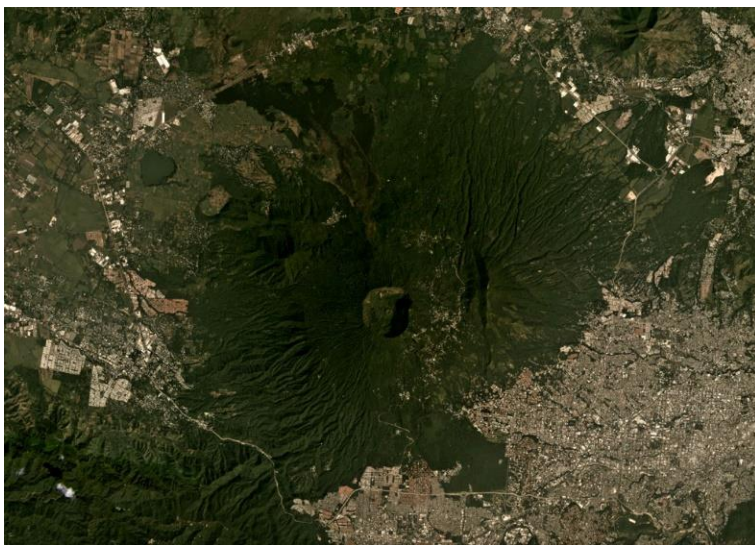


Figura 7. Imagen satelital del volcán San Salvador y la ciudad al sur.
Fuente: Planet Labs, 2019.

este volcán es freatomagmática y efusiva (Ferrés, 2014; MARN, 2021). Ferrés (2014) determina tres etapas para la evolución del complejo volcánico San Salvador. La etapa I corresponde a la formación del antiguo volcán San Salvador hace 72.000 años (Sofield, 1998, Major *et al.*, 2001). Los cerros El Jabalí y el Picacho son restos de esta antigua estructura. La morfología y la estratigrafía indican que el antiguo edificio de San Salvador podría tener forma cónica y una altura cercana a los 3000 m de altura (Ferrés, 2014). La etapa I acaba con la destrucción parcial del antiguo edificio, debido a una erupción freatoplíniana y se considera la causante de la formación del volcán Boquerón (Meyer-Abich, 1956; Italtেকna Italconult, 1988; Sofield 1998). La etapa II corresponde a la construcción del edificio del Boquerón y comienza su actividad explosiva entre los 36.000 y 3.000 años, produciéndose después una pausa en su actividad eruptiva. La etapa III son las erupciones de los últimos 3.000 años. Las erupciones del Boquerón se reinician alrededor de los 1000 años, registrándose tres erupciones en el cráter central de tipo explosivo. Con el estudio de las erupciones del complejo volcánico San

Salvador ocurridas durante los últimos 1.500 años, se ha podido determinar que ha entrado en erupción una vez cada 133 años en el flanco norte del volcán a través de una fractura (Ferrés, 2014). La última erupción ocurrió en 1917 que incluyó una fase efusiva y evaporó el lago existente en el cráter, formando el Boqueroncito (Meyer-Abich, 1956).

CAPÍTULO 3. METODOLOGÍA

3.1. Desplazamientos mediante InSAR

3.1.1. Conceptos básicos de la técnica InSAR

Los datos principales utilizados en este estudio han sido imágenes radar de apertura sintética (SAR, *Synthetic Aperture Radar*) de los satélites Sentinel-1 IW (*Interferometric Wide*) y SLC (*Single Look Complex*), en geometría ascendente y descendente. Estos archivos están alojados en la plataforma GEP (*Geohazard Exploitation Platform*).

Estas imágenes son recogidas por los satélites de la misión Sentinel-1 del programa Copérnico de la Agencia Espacial Europea (ESA) (Sentinel Online, 2021). La misión está compuesta de una constelación de dos satélites (Sentinel-1A y Sentinel-B) con órbita polar con una frecuencia de revisitado global de 6 días. Estos satélites tienen dos trayectorias de captura de imágenes: órbita ascendente y descendente (Figura 9). La órbita ascendente va del polo sur al norte y el satélite mira hacia el este; y el descendente, del polo norte al polo

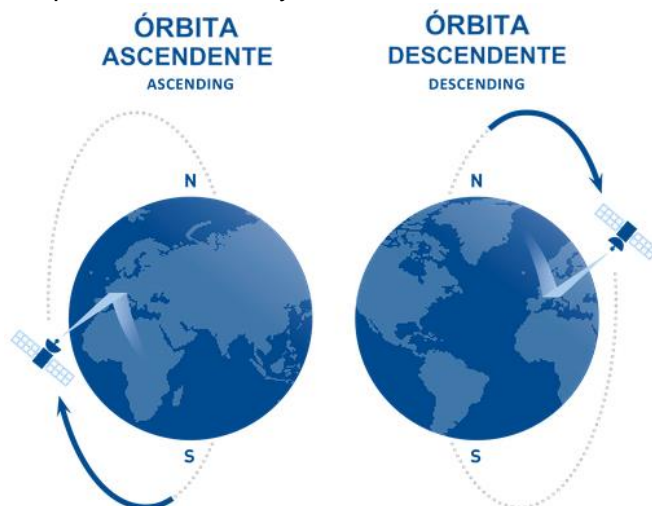


Figura 9. Esquema de las órbitas del satélite, en ascendente y descendente. En ascendente, el satélite mira hacia el este, y en descendente; al oeste (Modificado de Tre Altamira, 2021).

sur, y mira hacia el oeste. Esto se corresponde a la dirección de la línea satélite-suelo (LOS, *Line-of-Sight*). El satélite Sentinel-1A fue lanzado en abril de 2014 y el 1B dos años después. Se espera que realicen observaciones durante 7 años y tengan combustible para 12 años (Sentinel Online, 2021).

Los satélites llevan incorporado un SAR de banda C (Sentinel Online, 2021).

El radar (*Radio Detection and Ranging*) es un instrumento que emite

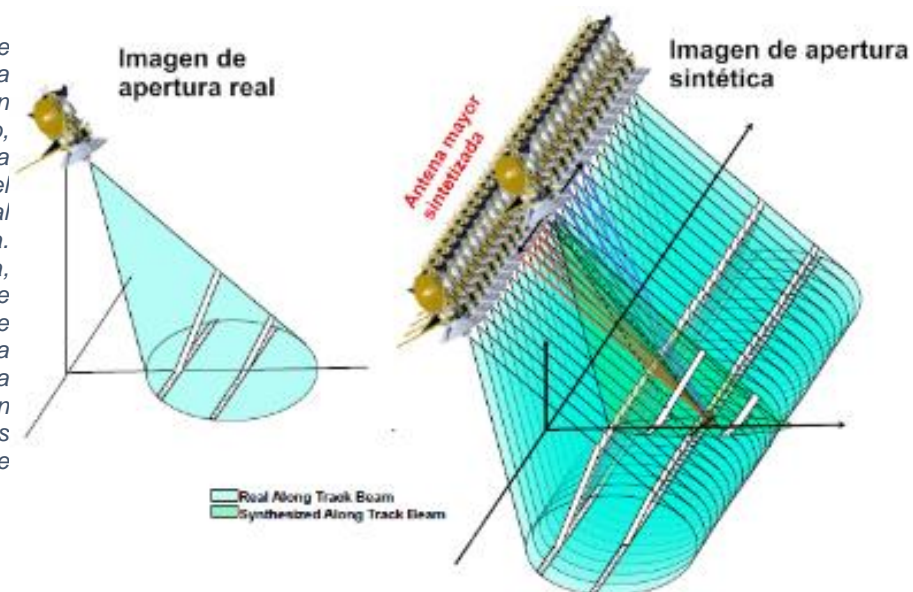
ondas electromagnéticas en frecuencias microondas que se reflejan en el terreno y vuelven al satélite, registrando la señal. Conociendo el tiempo transcurrido entre la emisión de la señal y la recepción del eco (Δt), es posible calcular la distancia del satélite al elemento del terreno (Massonet y Feigl, 1998):

$$d = \frac{c \cdot \Delta t}{2} \quad (1)$$

donde d es la distancia, c es la velocidad de la luz, Δt es el tiempo transcurrido entre la emisión de la señal y la recepción.

Como el radar trabaja en longitudes de onda (λ) en el rango mm-m, le permite penetrar las nubes fácilmente, captar imágenes en casi todas las condiciones meteorológicas y adquirir imágenes tanto de día como de noche (Simons y Rosen, 2007). El SAR emite las ondas electromagnéticas en tres bandas principales: X, L y C; y cada una trabaja mejor en diferentes tipos de terreno y condiciona el máximo gradiente de deformación que se puede medir. Los satélites Sentinel-1 trabajan en banda C, que tiene $\lambda = \sim 6$ cm y la radiación se refleja en el suelo y en la vegetación (Massonet y Feigl, 1998). La apertura sintética se refiere al proceso de combinar múltiples ecos sucesivos de radar orientados a la misma zona del terreno para formar una antena de mayor longitud (Figura 10). Así se mejora la resolución de acimut de las imágenes, que es la dirección de vuelo del satélite (Rosen *et al.*, 2000).

Figura 10. La imagen de la izquierda representa la toma de datos de un satélite con un solo eco, donde la resolución en la dirección de vuelo del satélite es proporcional al tamaño de la antena. En la derecha, representa el método de apertura sintética que permite aumentar la resolución de acimut a través de la simulación de una antena más larga. (Tomado de Rosen, 2014).



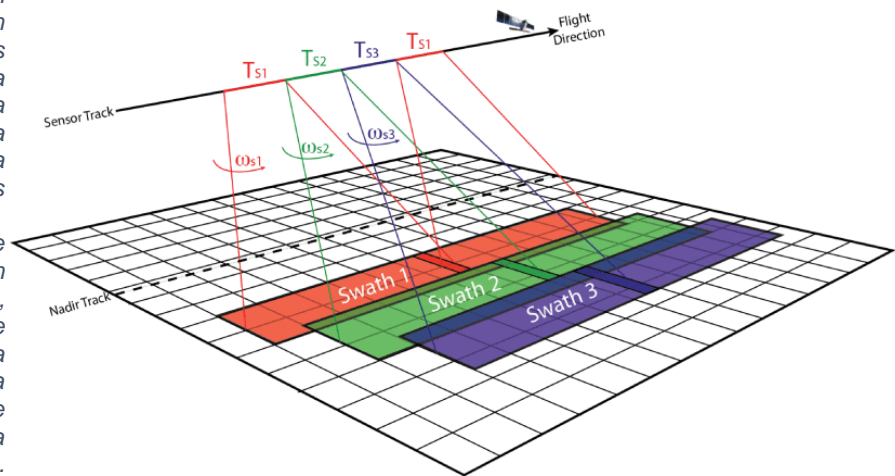
Los ecos del radar registrados en el sensor del satélite proporcionan dos tipos de información en la dirección de la línea satélite-suelo (LOS): amplitud y fase. La amplitud registra la reflectividad de la superficie terrestre, es decir, la capacidad del terreno en devolver la energía incidente al radar. Los elementos que tienen mayor reflectividad son las zonas urbanas y el terreno rocoso, y los que menor reflectividad son zonas rurales o vegetadas. La fase registra varios efectos diferentes, por lo que, una única imagen de fase no da información sobre desplazamiento del terreno. Las fases se pueden interpretar comparando imágenes de radar, para así poder aislar algunos de estos efectos (Massonet y Feigl, 1998).

El procesado interferométrico se puede realizar a partir de imágenes complejas de alta resolución (SLC) o con datos brutos. En este estudio se van a utilizar los datos SLC. Además, las imágenes SLC incluyen información de fase y de amplitud después de ser procesada (Massonet y Feigl, 1998). También se usan las imágenes con el modo IW (*Interferometric Wide*) donde se obtienen con una sola pasada datos con un ancho de barrido de 250 km y una resolución espacial de 5 x 20m. La anchura de barrido se logra con el método de

adquisición TOPS (*Terrain Observation with Progressive Scans*), que “escanea” la superficie terrestre a través de ráfagas más largas debido a la rotación de las antenas del SAR a lo largo de la dirección de acimut (Figura 11) (Manunta *et al.*, 2019).

Figura 11. Representación del método de adquisición TOPS para recoger los datos Sentinel-1 IW. El haz de la antena se orienta cíclicamente a lo largo de la dirección de acimut para adquirir datos de diferentes barridos (swath).

Para adquirir cada serie de datos acimutales de duración temporal TS (TS_1 TS_2 TS_3), el sistema dirige electrónicamente la antena hacia atrás y hacia delante a lo largo de la dirección de azimut con una frecuencia angular ω_s (ω_{s1} , ω_{s2} , ω_{s3}). (Tomado de Manunta *et al.* 2019)



La interferometría de radar (InSAR, *Interferometric Synthetic Aperture Radar*) permite medir deformaciones del terreno a partir de la combinación de las fases de dos o más imágenes SAR realizadas desde el mismo lugar pero en momentos diferentes (Rosen, 2014). A partir de la diferencia de fases de dos imágenes SAR se obtiene un interferograma, que contiene la información sobre la geometría relativa de las dos imágenes originales (Massonet y Feigl, 1998). Esta diferencia de fase está formada por varias contribuciones:

$$\Delta\phi = \phi_{def} + \phi_{topo} + \phi_{atm} + \phi_{orb} + \phi_{ruido} \quad (2)$$

donde $\Delta\phi$ representa la diferencia de fase registrada entre dos adquisiciones; ϕ_{def} es la contribución de los desplazamientos en el terreno, si se producen, entre las dos tomas en diferentes tiempos; ϕ_{topo} , la contribución de la topografía por el efecto estereoscópico producido por la variación en el punto de vista del satélite entre las dos adquisiciones; ϕ_{orb} , la contribución de las trayectorias orbitales que se produce por la variación en la posición del satélite entre dos tomas y ϕ_{ruido} , el ruido instrumental y otras contribuciones (Hanssen, 2001). Para medir desplazamientos del terreno mediante datos InSAR, se pueden utilizar dos enfoques diferentes:

1. Interferometría diferencial o DInSAR, que consiste en la combinación de 2 imágenes SAR y permite el desplazamiento del terreno que se ha producido entre la adquisición de ambas imágenes (Simons y Rosen, 2007). Los productos que se obtienen normalmente de esta combinación son: (i) el interferograma, que contiene la diferencia de fase y puede estar enrollado (interferograma con franjas, valores entre 0 y 2π), el interferograma desenrollado (con valores totales de diferencias de fase) (ii) un mapa de amplitud, que contiene información sobre la reflectividad del terreno; (ii) un mapa de coherencia, que permite estimar la estabilidad

y fiabilidad de la señal en los interferogramas. La coherencia es un parámetro que toma valores entre 0 y 1, y permite identificar: (a) Zonas de baja coherencia, por ejemplo en zonas cubiertas por agua (donde es cero) o en zonas en las que cambian las propiedades reflectivas del terreno entre las fechas de adquisición de las dos imágenes (por ejemplo, zonas con vegetación densa, como es el caso de muchas zonas de El Salvador) y (b) Zonas de elevada coherencia (cercana a 1), que son zonas del terreno en las que las propiedades reflectivas entre las fechas de adquisición de las dos imágenes se mantienen estables (por ejemplo, zonas urbanas, zonas rocosas sin vegetación o cubiertas por lavas).

2. Interferometría diferencial avanzada o A-DInSAR (*Advanced Differential InSAR*), que utiliza múltiples imágenes de la misma zona adquiridas en momentos diferentes y permite observar la evolución temporal de la deformación para cada punto de observación (Figura 12). Dentro de esta metodología hay dos grandes grupos de técnicas: (i) la técnica PS (*Persistent scatterer InSAR*), que está mejor adaptada a terrenos con un reflector dominante, como zonas urbanas (ii) la técnica SBAS (*Small baseline InSAR*), que permite medir deformación en terrenos que no contienen un reflector dominante y que se utilizará en este trabajo (Hooper *et al.*, 2012). Los productos principales que se obtienen son: el mapa de velocidad media de desplazamiento del terreno y las series temporales de desplazamiento. Los desplazamientos, al igual que en el caso de DInSAR, siempre están referidos a la dirección satélite – suelo o LOS (*line-of-sight*).

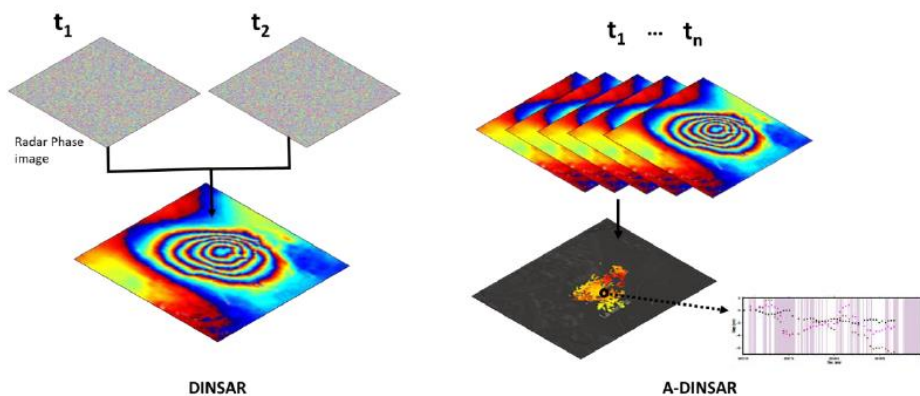


Figura 12. Comparación entre los métodos DInSAR y A-DInSAR. El método DInSAR solo usa dos imágenes SAR (t_1 y t_2) para realizar el interferograma. Mientras que A-DInSAR utiliza múltiples imágenes tomadas en diferentes momentos (t_1, t_2, \dots, t_n), que permite el cálculo de series temporales de deformación para diferentes puntos. (Tomado de Portela, 2020).

3.1.2. Estrategia de procesado InSAR

Con el objetivo de identificar desplazamientos del terreno asociados a la actividad volcánica en la zona de estudio, se ha aplicado tanto la técnica DInSAR como la técnica A-DInSAR, al catálogo de imágenes Sentinel-1 (IW SLC) en el periodo 2017-2020. Los datos han sido procesados con la plataforma en línea GEP (*Geohazard Exploitation Platform*; <https://geohazards-tep.eu/>) de la Agencia Espacial Europea (ESA), que permite hacer uso de

herramientas de procesado InSAR a usuarios no especializados (Galve *et al.*, 2017). A continuación, se detallan los pasos y los servicios de procesado InSAR utilizados.

En primer lugar, se ha llevado a cabo una evaluación de la coherencia y su evolución temporal en la zona de estudio, utilizando la técnica DInSAR. Se ha realizado con una imagen SAR de referencia y una imagen secundaria, que se va espaciando en el tiempo con un intervalo de días creciente. Se realizó el estudio tanto en geometría ascendente como en descendente. Para este estudio se utilizó el servicio Diapason desarrollado por la Agencia Espacial Francesa y mantenido por TRE Altamira (Geohazards, 2021a). Diapason permite generar interferogramas, mapas de amplitud y de coherencia interferométrica.

En segundo lugar, se llevó a cabo un análisis A-DInSAR, utilizando para ello el servicio P-SBAS (*Parallel Small Baseline Subset*), que aplica la técnica SBAS para la generación de series temporales de deformación terrestre y mapas de velocidad de deformación media (Manunta *et al.* 2019; Geohazards, 2021b). Este servicio se ha utilizado para procesar datos SAR sobre los volcanes Santa Ana, Izalco y San Salvador, tanto en geometría ascendente como descendente en el periodo 2017-2020.

No se abarcaron años anteriores a 2017 debido a la falta de constancia de los datos, que se homogenizan después de la entrada en servicio del satélite Sentinel-1B. Se lanzaron dos procesados P-SBAS: uno en trayectoria ascendente entre 03/01/2017 y 31/12/2019; y otro en descendente entre 13/01/2017 y 11/12/2019. El objetivo de este análisis es identificar eventos de deformación que se hayan producido en el periodo de estudio y acotar su localización e intervalo temporal.

Por último, se llevó a cabo un procesado DInSAR mediante Diapason centrado en la localización y periodo en el que se había identificado un posible evento de deformación volcánica en el paso anterior. El objetivo era: (i) confirmar la señal de deformación detectada mediante un análisis DInSAR, mediante diferentes combinaciones de imágenes SAR en geometría ascendente y descendente; (ii) obtener el campo de deformación del evento identificado para la modelización posterior de la fuente magmática.

3.2. Desplazamientos GNSS

Con el objetivo de comparar la señal obtenida con los datos InSAR con medidas de deformación independientes, se han utilizado las series temporales de las estaciones GNSS (*Global Navigation Satellite System*, Sistema Global de Navegación por Satélite) de la zona de estudio, procesadas por la Universidad Politécnica de Madrid.

Las estaciones GNSS que están dentro de la zona de estudio son SNJE, PMON, CNR1 y SSSV (Tabla 1 y Figura 5). Las series temporales utilizadas han sido la de las estaciones SNJE y CNR1 (Figura 13 y 14), ambas estaciones de observación continuas. Las series temporales de las otras estaciones se encuentran en el Anexo I.

| Estación | Nombre completo | Periodo | |
|----------|---|--------------|----------------|
| | | Inicio | Fin |
| SNJE | San José. Finca San José, Volcán Santa Ana | Marzo 2017 | Diciembre 2020 |
| PMON | Piamonte. Finca Piamonte, Volcán de San Salvador | Marzo 2019 | Diciembre 2020 |
| CNR1 | Centro Nacional de Registro, Santa Tecla | Enero 2016 | Diciembre 2020 |
| SSSV | San Salvador. Laboratorio de calidad del agua, MARN | Febrero 2020 | Diciembre 2020 |

Tabla 1. Estaciones GNSS en la zona de estudio con su nombre completo y el periodo de las series temporales.

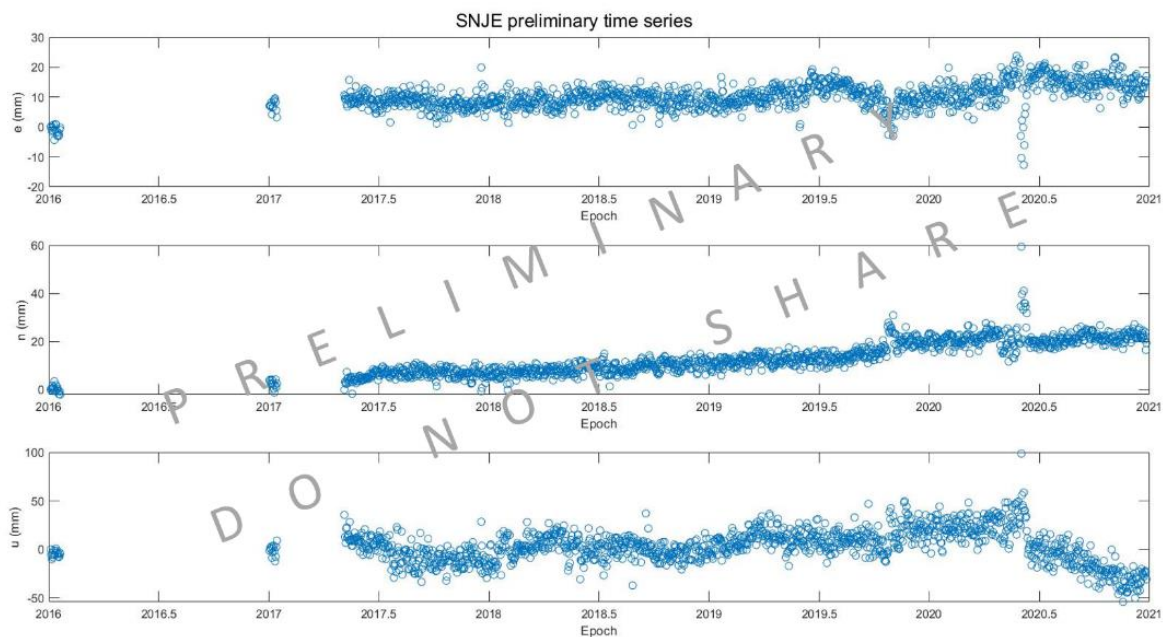


Figura 13. Serie de los datos registrados por la estación SNJE en tres direcciones, este, norte y la componente up.

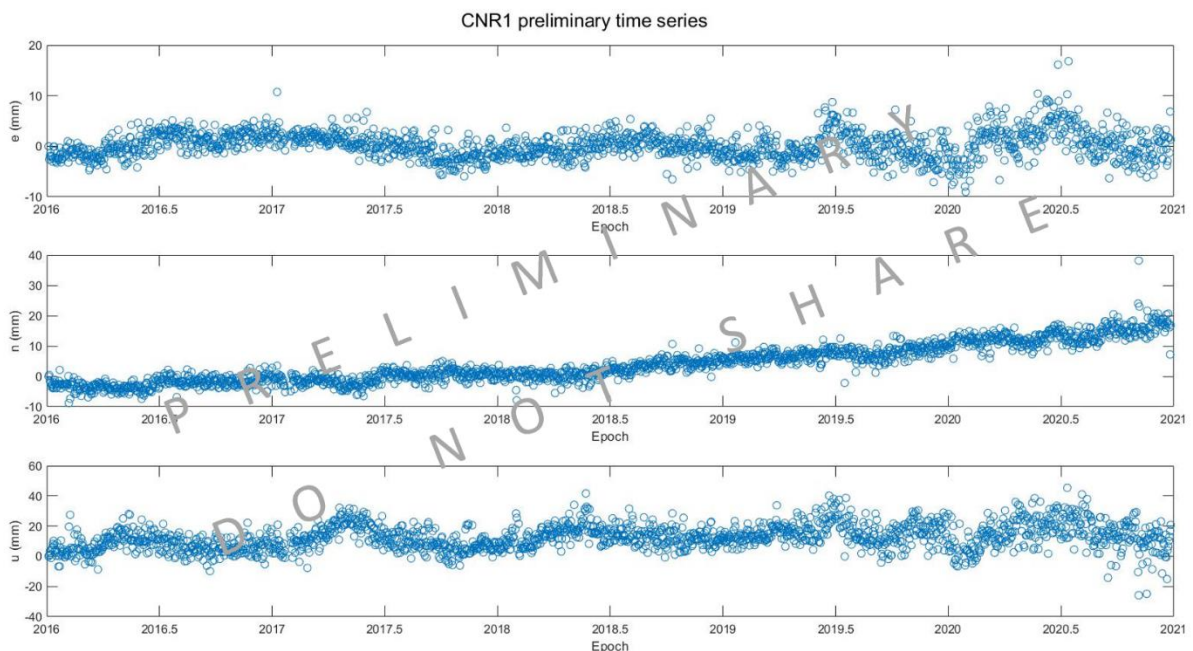
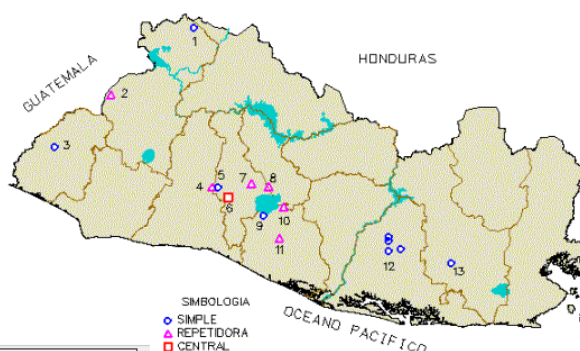


Figura 14. Serie de los datos registrados por la estación CNR1 en tres direcciones, este, norte y la componente up.

3.3. Otros datos

Los parámetros que se registran para la monitorización de la actividad volcánica en El Salvador son la actividad sísmica (Figura 15), los gases que se desprenden a través del terreno, la química de las aguas en lagos, lagunas, manantiales y pozos; las fumarolas con temperatura y composición, la geomorfología del cono y la emisión de nubes de ceniza y/u otras manifestaciones volcánicas (MARN, 2021).



| No. | Código | Ubicación |
|-----|--------|--------------------------------------|
| 1 | MTO2 | Cerro Montecristo, Santa Ana |
| 2 | YPE | Candelaria de la Frontera, Santa Ana |
| 3 | CUS | Tecuba, Ahuachapán |
| 4 | BOQ6 | El Boquerón, Volcán de San Salvador |
| 5 | PIC4 | El Picacho, Volcán de San Salvador |
| 6 | CIG | Estación Central, San Salvador |
| 7 | LFU | San Martín, San Salvador |
| 8 | LBR3 | San Martín, San Salvador |
| 9 | LFR1 | San Miguel Tepezontes, San Salvador |
| 10 | LCB2 | San Emigdio Tepezontes, Cuscatlán |
| 11 | OZA | El Rosario, La Paz |
| 12 | LALZ | Berlín, Usulután |
| 12 | SJUZ | Berlín, Usulután |
| 12 | LPAZ | Berlín, Usulután |
| 12 | SDMVZ | Santiago de María, Usulután |
| 13 | VSM | Volcán de San Miguel |

Figura 15. Mapa de localización de sismómetros en El Salvador. Fuente: MARN, 2021.

En la tabla 2 se recopila las técnicas de monitoreo que se aplica en cada volcán activo de El Salvador.

| TECNICAS DE MONITOREO UTILIZADAS POR SNET EN LOS PRINCIPALES VOLCANES ACTIVOS DE EL SALVADOR | | | | | | |
|--|-----------|------------|--------------|--------|-------------|----------|
| TECNICA | SANTA ANA | SAN MIGUEL | SAN SALVADOR | IZALCO | SAN VICENTE | ILOPANGO |
| SISMICO | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ |
| GASES (SCANDOAS SO2) | ■ | ■ | | | | |
| HIDROGEOQUIMICO | ■ | ■ | ■ | | ■ | |
| TEMPERATURA | | | | | | |
| IN-SITU | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | |
| SENSORES | ■ | | | | | |
| TERMOGRAFIA (IR) | ■ | ■ | ■ | | | |
| VISUAL | | | | | | |
| OBSERVACIONES DE CAMPO | ■ | ■ | ■ | ■ | ■ | |
| CAMARA WEB | ■ | ■ | ■ | | | |
| DEFORMACION GPS (PLAN PILOTO) | ■ | ■ | ■ | | | |

Tabla 2. Técnicas de monitoreo utilizadas en los volcanes activos por la Dirección General de Observatorio de Amenazas y Recursos Naturales de El Salvador. Fuente: MARN, 2021.

Se ha recopilado información sobre la actividad volcánica de los volcanes San Salvador, Santa Ana e Izalco extraídos de los boletines mensuales proporcionados por el MARN (MARN, 2021; comunicación personal). También se han utilizado los datos del catálogo sísmico de El Salvador del MARN en el periodo de 2017 hasta agosto de 2020 (Figura 5).

3.4. Modelos de la fuente volcánica

Para explicar la deformación observada en los datos InSAR se han realizado modelos directos, que permiten caracterizar la fuente de la deformación. Solo se han realizado modelos del volcán Izalco al ser el único volcán con buena coherencia de la zona de estudio.

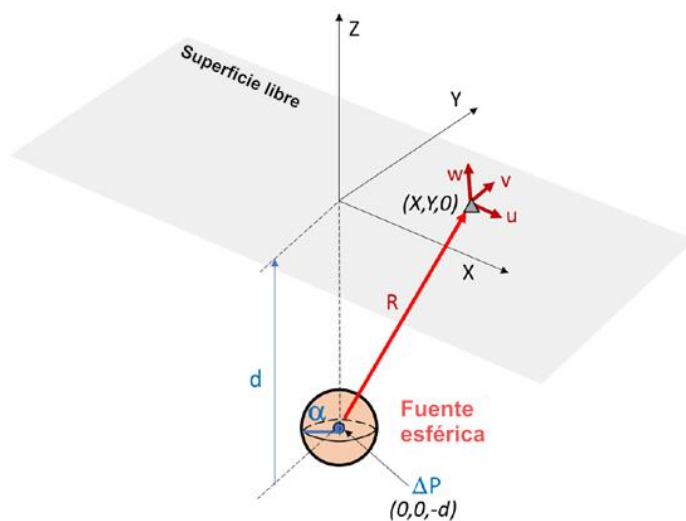
Para realizar los modelos directos de la fuente volcánica se han utilizado las fórmulas de Mogi (1958), que modeliza una fuente puntual como una cámara magmática. Hay otras ecuaciones que permiten modelizar otro tipo de fuentes, como diques o *sills* (Okada, 1985) o fuentes de morfología elipsoidal (Yang *et al.*, 1988).

El modelo Mogi permite predecir la deformación superficial producida por un cambio en la presión en profundidad (Figura 16). La variación de presión puede ser positiva debido a una intrusión de magma en la cámara magmática, o negativa debido a una salida de magma de la cámara magmática. Para llevar a cabo este modelo, Mogi (1958) asume ciertas condiciones para simplificarlo: fuente puntual esférica donde se produce el cambio de presión, semi-espacio elástico isótropo y homogéneo; y magma incompresible. Al no considerarse fuerzas actuando sobre la fuente volcánica, esta puede contraerse y expandirse sin limitaciones. Dzurisin (2007) formula que la variación de presión (ΔP) en la cámara magmática puede equipararse a la variación de volumen (ΔV):

$$\Delta V \approx \frac{\Delta P}{\mu} \pi \alpha^3 \quad (3)$$

donde μ es el módulo de rigidez y α , el radio de la fuente magmática.

Por lo tanto, el modelo representa un campo de desplazamiento radial simétrico desde la fuente. La extensión depende directamente de la profundidad de la fuente, pero su magnitud es inversamente proporcional a la profundidad.



Los modelos se han realizado con el programa *Matlab* R2020b y los resultados de la deformación se han representado en QGIS 3.10.

Figura 16. Representación esquemática del modelo Mogi con los principales parámetros. α : radio de la fuente esférica; d : profundidad de la fuente; ΔP : variación de presión; R : distancia radial del centro de la fuente a un punto de superficie; (u,v,w) : desplazamientos en superficie (Tomado de Portela, 2020).

CAPÍTULO 4. RESULTADOS

4.1. Actividad volcánica registrada en la zona de estudio

Las tablas en las que se ha compilado la información disponible sobre la actividad volcánica de los volcanes Santa Ana, Izalco y San Salvador durante el periodo enero 2014 - octubre de 2020 se encuentra disponible en el [siguiente enlace](#). A continuación, se hace una síntesis de esta información.

El volcán Santa Ana en el periodo 2014-2020 no ha sufrido variación en su actividad normal. Respecto a la sismicidad, la mayoría de los terremotos tenían una magnitud inferior a 3 en la escala de Richter. También se catalogan los sismos si están relacionados con movimientos de fluidos dentro del sistema volcánico o relacionados con fracturas de rocas. Los datos sobre la laguna reflejan un descenso del nivel del agua y un escape de gases, pero los valores son normales para un sistema volcánico de conducto abierto con desgasificación constante (MARN, comunicación personal).

La actividad volcánica del Izalco ha consistido en actividad hidrotermal en forma de fumarolas con una composición principal de vapor de agua que se localizan en el cráter y en las laderas occidental y norte. La temperatura oscila entre 40 y 83° C (MARN, 2019). En los boletines mensuales del Izalco solo se hace mención en algunos meses a la presencia de terremotos que no suelen superar los 10 km de profundidad y con una magnitud inferior a 3 en la escala de Rithcer.

El volcán San Salvador se mantiene con una actividad normal dentro del umbral establecido. Respecto a la sismicidad, se conoce la localización de algunos terremotos, y no superan la magnitud 4 en la escala de Richter y con una profundidad menor a 20 km. El comportamiento de las fumarolas no tuvo cambios, su temperatura se mantuvo por debajo de los 75°C y su composición era principalmente agua y dióxido de carbono. Los parámetros físicos del agua se encontraban dentro de los valores normales, sin evidenciar ninguna actividad anómala del volcán San Salvador.

4.2. Evaluación de la estabilidad de la señal interferométrica

Para estudiar la deformación del terreno en la zona de interés, primero se realizó una evaluación de la coherencia interferométrica.

El análisis de la coherencia a lo largo del tiempo es necesario para conocer la fiabilidad de los datos obtenidos con la técnica InSAR (Simons y Rosen, 2007). La coherencia interferométrica en la zona es generalmente baja (valores cercanos a cero, zonas oscuras en las figuras 17 y 18). Las zonas en las que se mantiene la coherencia (zonas claras en las figuras 17 y 18), se localizan en regiones pequeñas aisladas entre ellas, que coinciden con las zonas urbanas y

las cimas de los volcanes Santa Ana e Izalco. La zona con mayor coherencia para estudiar la deformación volcánica es el Izalco con las lavas a su alrededor debido a la falta de vegetación. En torno a este volcán se mantiene buena coherencia, tanto en geometría ascendente como descendente, incluso con una separación temporal de más de 4 meses entre las dos imágenes (Figura 17 C2 y Figura 18 C2), lo que permite usar técnicas DInSAR y A-DInSAR en la zona.

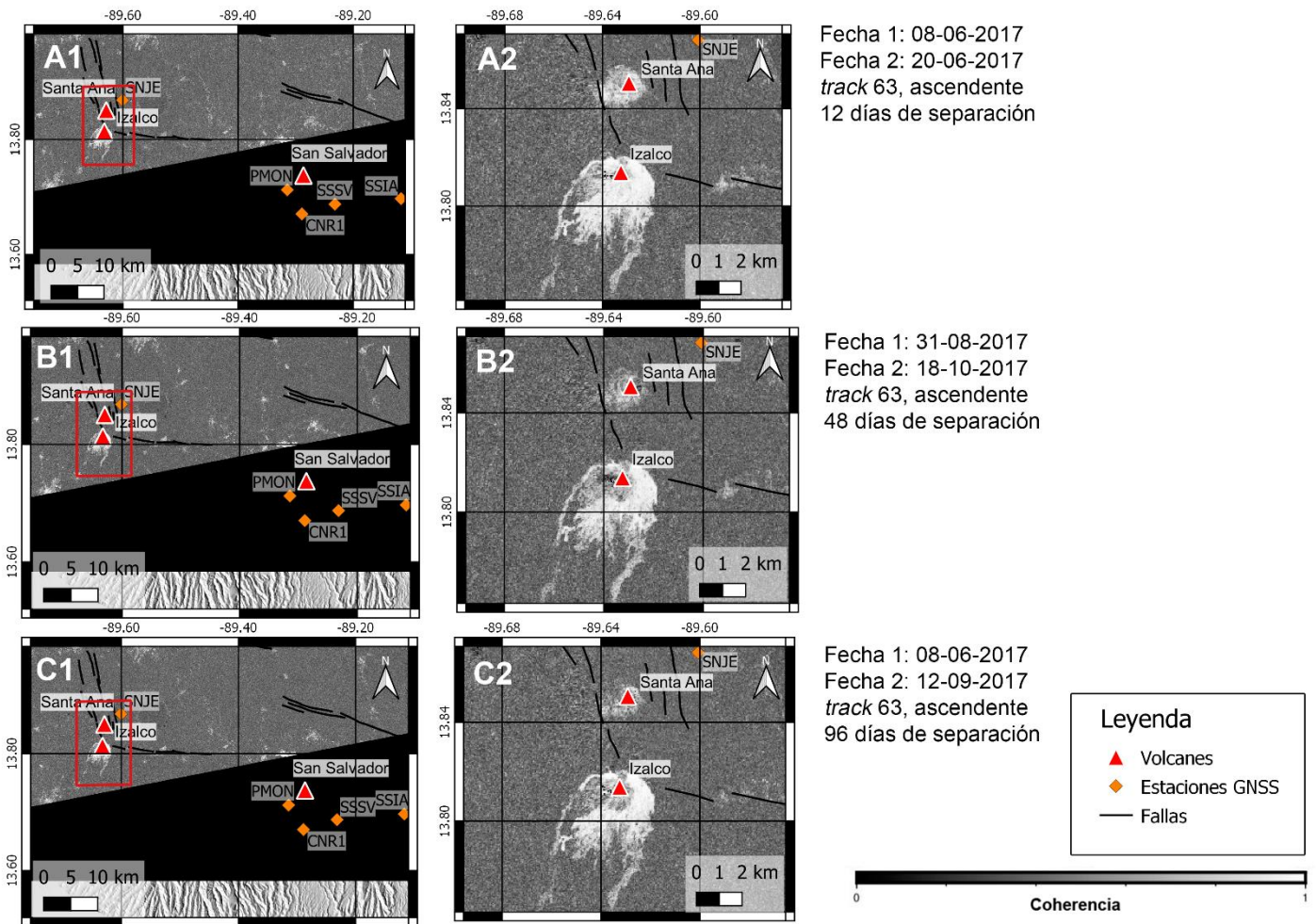


Figura 17. Mapas de coherencia. El rectángulo rojo indica la zona de detalle; los triángulos rojos son los volcanes, los rombos naranjas las estaciones GNSS continuas y las líneas negras las fallas. En esta figura se representan todas las imágenes de coherencia interferométrica en geometría ascendente en diferentes intervalos de tiempo para estudiar su continuidad en el tiempo. La zona con mayor coherencia es en el volcán Izalco.

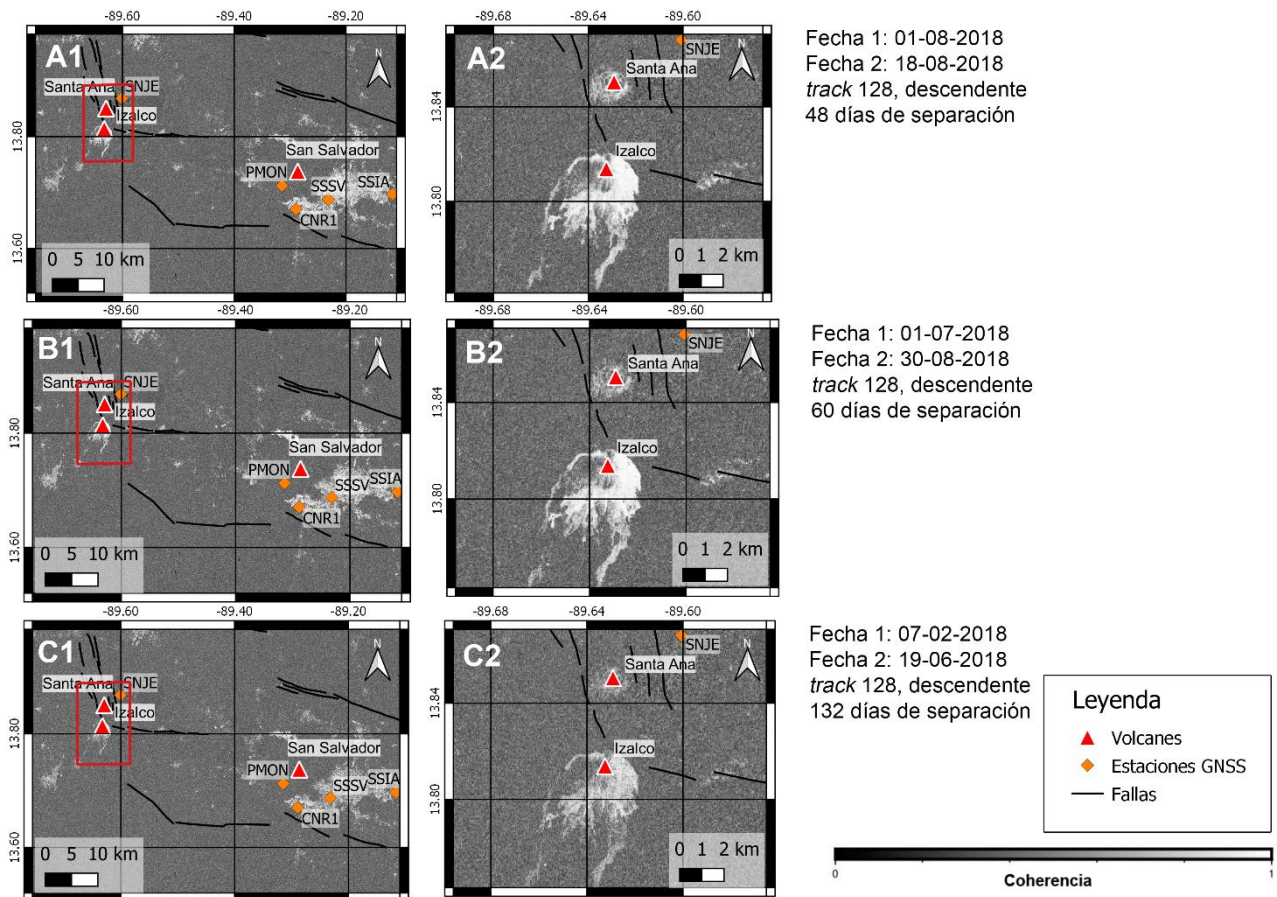


Figura 18. A. Mapas de coherencia. El rectángulo rojo indica la zona de detalle; los triángulos rojos son los volcanes, los rombos naranjas las estaciones GNSS continuas y las líneas negras las fallas. En esta figura se representan todas las imágenes de coherencia interferométrica en geometría descendente en diferentes intervalos de tiempo para estudiar su continuidad en el tiempo. La zona con mayor coherencia es en el volcán Izalco.

4.3. Resultados InSAR

4.3.1. Resultados A-DInSAR (2017-2020)

Los mapas de velocidad de deformación media del terreno, en geometría ascendente y descendente, y las series temporales se muestran en las figuras 19 y 20. Las velocidades máximas de desplazamiento del terreno respecto a la posición del satélite (dirección LOS o *Line-of-Sight*) se concentran en el volcán Izalco. El signo negativo de estas velocidades indica un desplazamiento del terreno alejándose del satélite.

Las series temporales se extraen en un punto elegido, en este caso en la zona de máxima velocidad de deformación del Izalco, y muestran la posición del terreno respecto a LOS.

Las series temporales en ambas geometrías, aunque son muy ruidosas, muestran la misma evolución, con un tramo inicial estable y un cambio en la tendencia a partir del verano de 2018, lo que indica que el terreno se aleja del satélite en la dirección LOS (Figuras 19 C y 20 C). La similitud entre el campo de deformación observado sobre el volcán Izalco en geometría

ascendente y descendente indica que la deformación es principalmente vertical, con un desplazamiento de alrededor de 3 cm.

Los resultados del análisis A-DInSAR solo han permitido identificar señal de deformación en el volcán Izalco, que es el único que mantiene buena coherencia en el periodo de estudio. Para analizar más en detalle la señal observada en este volcán, se ha realizado el estudio DInSAR que se muestra en el apartado 4.3.2.

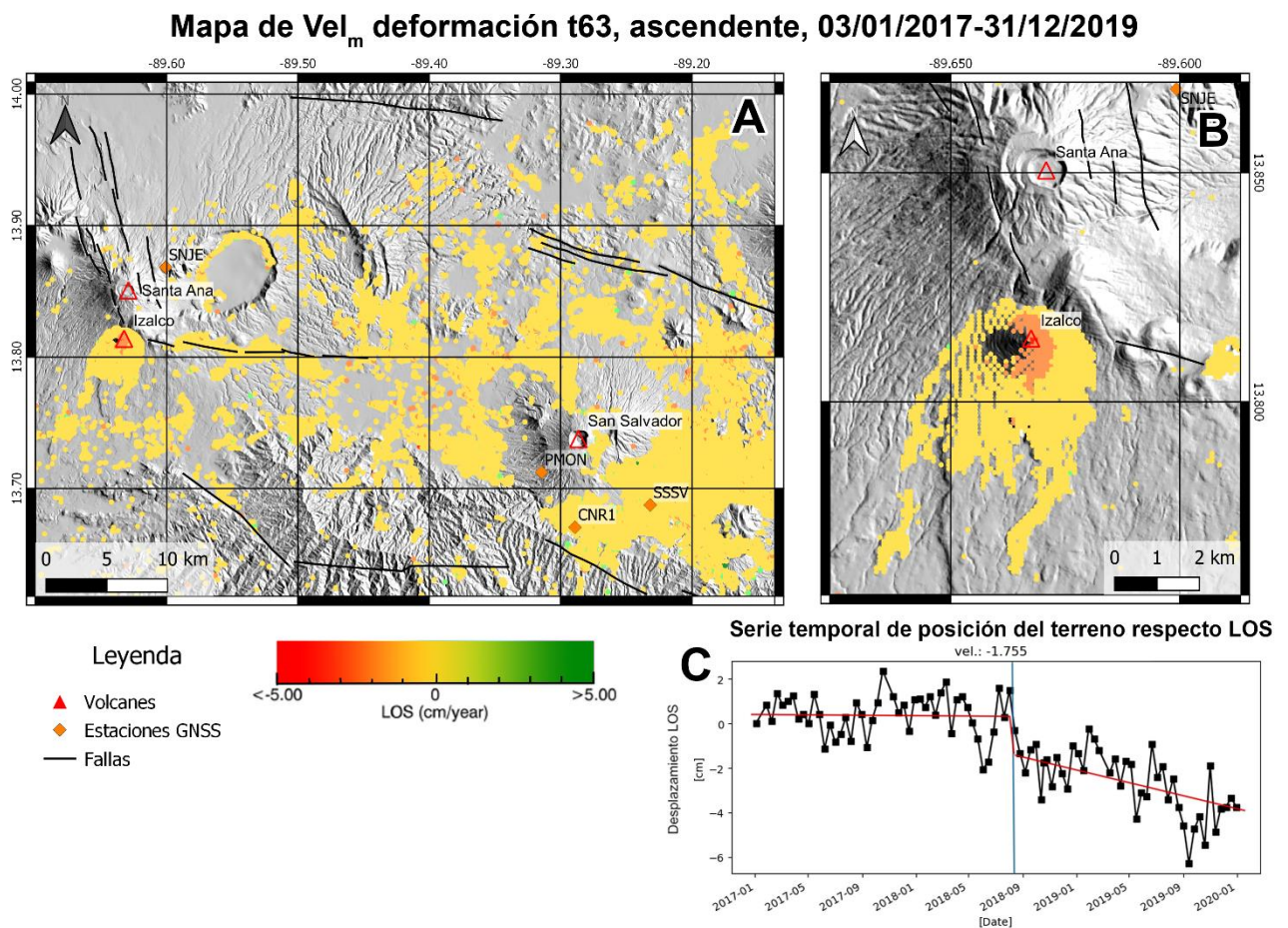


Figura 19. A y B) Mapas de velocidad de deformación media en la zona de estudio con el procesado P-SBAS en geometría ascendente. Las zonas con datos se corresponden, en su mayoría, a las áreas con coherencia que son zonas urbanas y con poca vegetación. C) Serie temporal que muestra la posición del terreno respecto al satélite (LOS) en el punto de mayor deformación que es en la cima del volcán Izalco. En el gráfico se observa que al principio se mantiene una tendencia estable hasta julio de 2018, cuando cambia a una tendencia descendente, que se interpreta como subsidencia o un episodio de deflación del volcán.

Mapa de Vel_m deformación t128, descendente, 13/01/2017-11/12/2019

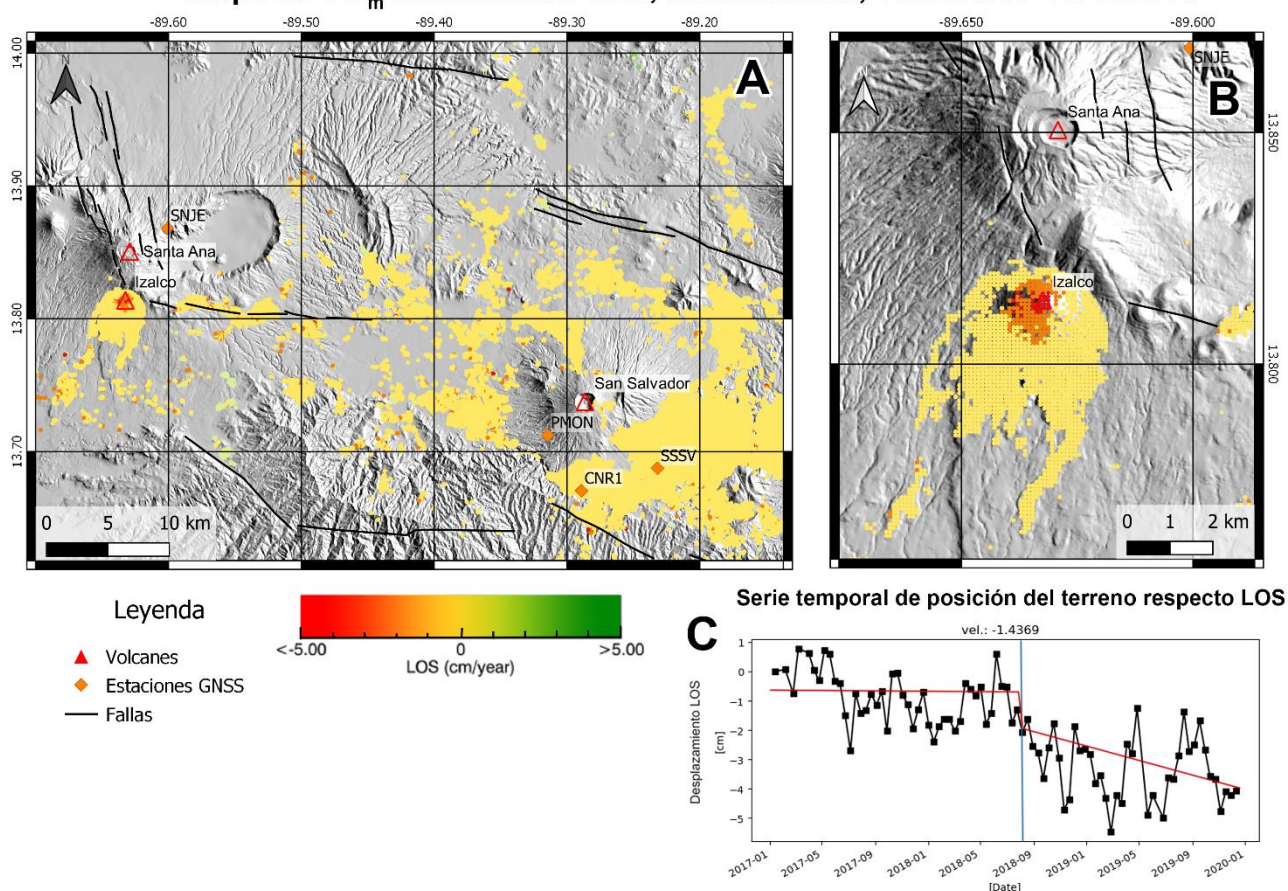


Figura 20. A y B) Mapas de velocidad de deformación media en la zona de estudio con el procesado P-SBAS en geometría descendente. Las zonas con datos se corresponden, en su mayoría, a las áreas con coherencia que son zonas urbanas y con poca vegetación. C) Serie temporal que muestra la posición del terreno respecto al satélite (LOS) en el punto de mayor deformación que es en la cima del volcán Izalco. En el gráfico se observa que al principio se mantiene una tendencia estable hasta julio de 2018, cuando cambia a una tendencia descendente, que se interpreta como subsidencia o un episodio de deflación del volcán.

4.3.2. Resultados InSAR para el evento de 2018

A partir de los resultados del análisis A-DInSAR se han realizado interferogramas diferenciales (mediante la herramienta de procesamiento Diapason) para confirmar la señal de deformación detectada en la serie temporal y obtener el campo de deformación del evento identificado para su modelización posterior.

Se realizaron un total de 17 interferogramas diferenciales con fechas que cubrían el verano de 2018, cuando se observa el cambio de tendencia en las series temporales, en geometría ascendente y descendente con diferentes intervalos temporales (Tabla 3). De todos los interferogramas, solo tres muestran una señal clara que se pueda interpretar como deformación volcánica durante los meses de julio a octubre de 2018 (Figura 21) y que además es coherente con lo que se observa en la serie temporal, es decir, un alejamiento del terreno del satélite.

Debido a la baja coherencia de las zonas que rodean al volcán, solo se registra señal de fase en el Izalco y en sus lavas, por lo que solo se observan parcialmente las franjas en los interferogramas enrollados de la figura 21 A2 y B2.

Este análisis DInSAR permite confirmar la señal de deformación detectada mediante el análisis A-DInSAR (en el periodo julio-octubre 2018).

De los tres interferogramas que mejor registran este evento, se ha seleccionado el interferograma 01/07/2018-29/10/2018 (Figura 21 B1-B2) para modelizar la fuente magmática que puede haber producido el campo de deformación observado, por ser el que tiene un gradiente de franjas más claro.

| Fechas | Geometría | Fechas imágenes interferogramas | Intervalo días |
|-------------------------------------|-------------|---------------------------------|----------------|
| Enero 2018 – Julio 2018 | Ascendente | 21/01/2018-21/07/2018 | 192 días |
| | Descendente | 02/01/2018-25/07/2018 | 204 días |
| Febrero 2018 – Junio 2018 | Ascendente | 03/02/2018-27/06/2018 | 144 días |
| | Descendente | 07/02/2018-19/06/2018 | 129 días |
| Febrero 2018- Julio 2018 | Descendente | 07/02/2018-01/07/2018 | 144 días |
| Enero 2018- Octubre 2018 | Ascendente | 10/01/2018-25/10/2018 | 288 días |
| | Descendente | 02/01/2018-29/10/2018 | 300 días |
| Enero 2018- Abril 2018 | Ascendente | 10/01/2018-28/04/2018 | 108 días |
| | Descendente | 02/01/2018-20/04/2018 | 108 días |
| Julio 2018- Agosto 2018 | Ascendente | 09/07/2018-14/08/2018 | 48 días |
| | Descendente | 01/07/2018-18/08/2018 | 36 días |
| | Ascendente | 09/07/2018-26/08/2018 | 60 días |
| | Descendente | 01/07/2018-30/08/2018 | 60 días |
| Julio 2018 – Septiembre 2018 | Ascendente | 09/07/2018-19/09/2018 | 72 días |
| | Descendente | 01/07/2018-23/09/2018 | 84 días |
| Julio 2018 – Octubre 2018 | Ascendente | 09/07/2018-25/10/2018 | 108 días |
| | Descendente | 01/07/2018-29/10/2018 | 120 días |

Tabla 3. Recopilación de las combinaciones de imágenes (interferogramas diferenciales) realizados para analizar la señal de julio - octubre de 2018. Los datos recogidos son la orientación de la órbita del satélite; las fechas de las dos imágenes usadas en cada interferograma (la primera

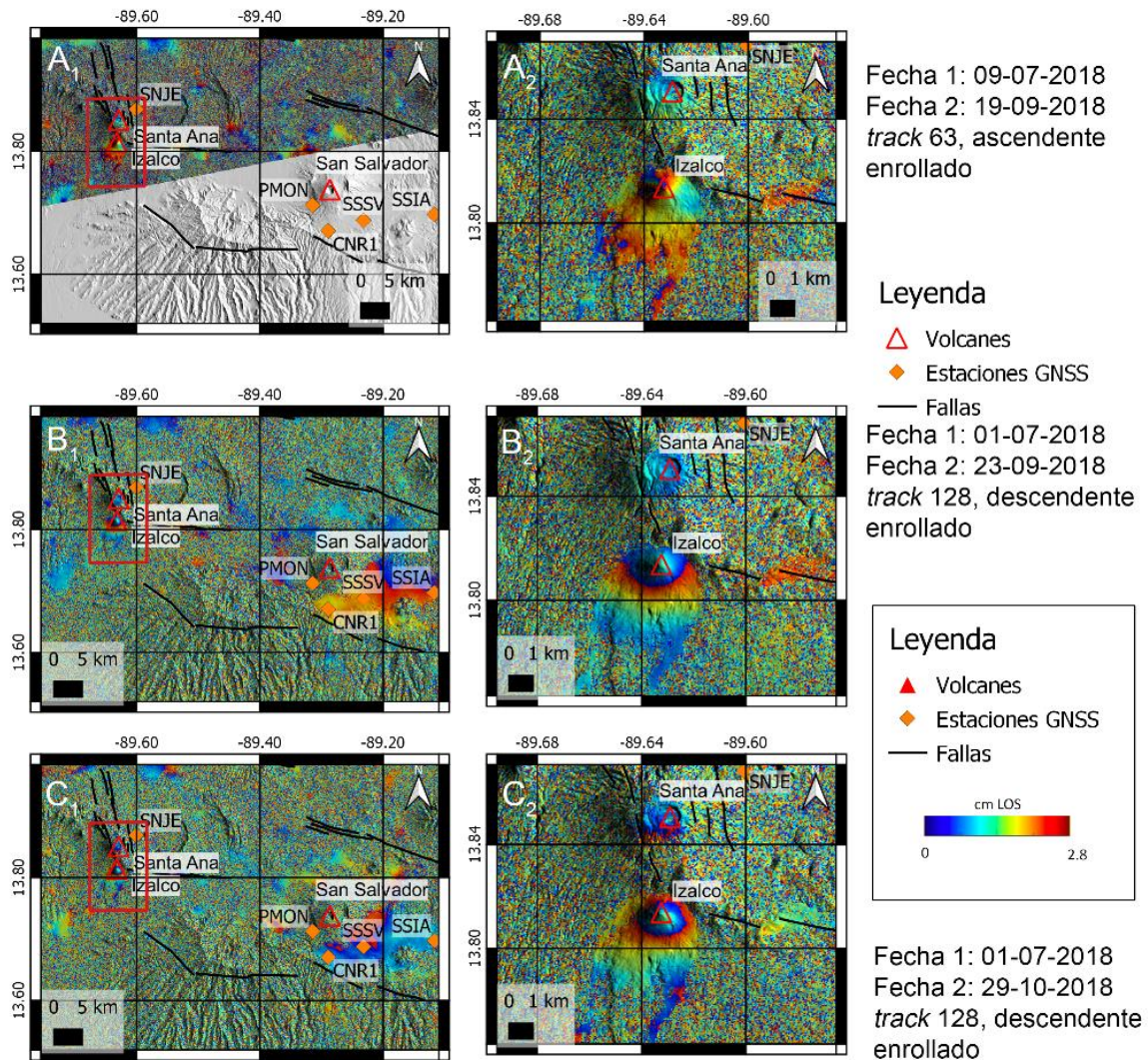


Figura 21. Interferogramas diferenciales con una señal interpretable. El rectángulo rojo representa la zona ampliada, los triángulos son los volcanes, los rectángulos las estaciones GNSS y las líneas negras, las fallas.

4.4. Modelos de deformación volcánica

Se ha realizado una exploración de modelos directos para acotar los parámetros de la fuente magmática que puede haber generado el campo de deformación medido con InSAR en el volcán Izalco. Para ello se asume una fuente puntual esférica (Mogi), se varía la localización espacial de la fuente (coordenadas X, Y, profundidad) y el cambio de volumen requerido, buscando reproducir el campo de deformación observado.

Para modelizar el gradiente de franjas se seleccionó el interferograma diferencial entre julio y octubre (01/07/2018-29/10/2018, Figura 21 B1-B2) en geometría descendente.

Para acotar los valores de la profundidad de la cámara magmática y a falta de información sobre la cámara del Izalco en la bibliografía, se han escogido como referencia la profundidad de la cámara magmática de Santa Ana, que oscila entre los 3-7 km según los modelos conceptuales de Colvin (2008).

Los datos introducidos en los modelos están recogidos en la tabla 4.

| | |
|--|----------------------------|
| Lugar | Izalco |
| Longitud | -89,6435 |
| Latitud | 13,8138 |
| Profundidad (km) | 3 – 7 km (Colvin, 2008) |
| ΔV (m³) | $[-0,2; -1,5] \times 10^7$ |

Tabla 4. Datos de entrada para la modelización con las fórmulas de Mogi (1958).

En las figuras 22, 23 y 24 se muestran algunos de los modelos realizados. Se realizaron modelos con las profundidades límite de la cámara magmática de Santa Ana, con 3 y 7 km (Colvin, 2008) y con otras profundidades intermedias, variando en cada caso el cambio de volumen para reproducir la señal observada. La figura 24 muestra la combinación de parámetros (profundidad – volumen) explorada que mejor explica la señal observada en el interferograma.

Modelo de Mogi del Izalco Profundidad: 3km

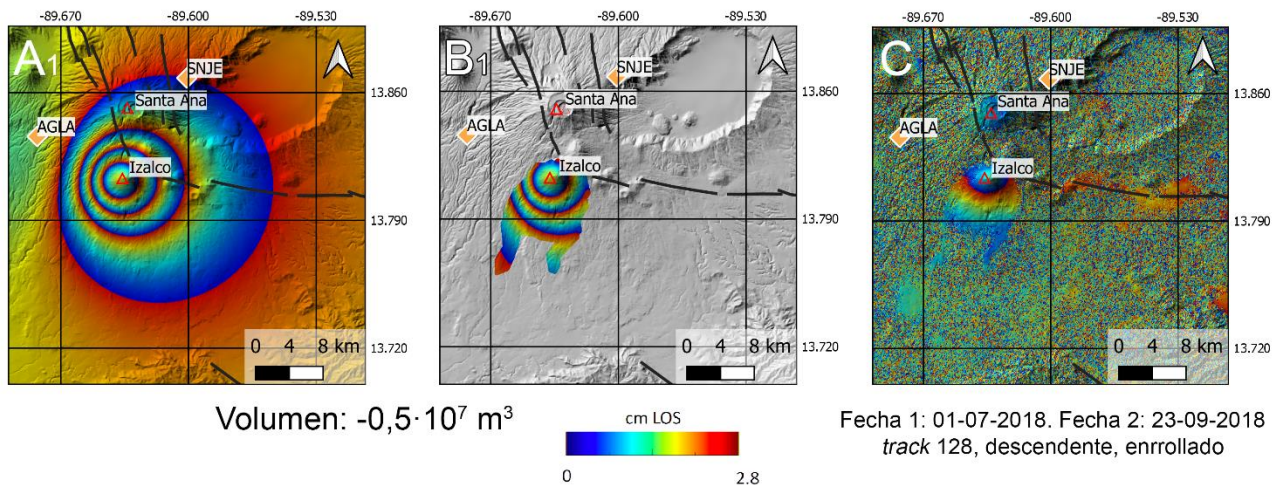


Figura 22. Modelo de deformación volcánica con demasiado gradiente. Profundidad de 3 km de la cámara magmática y una variación de volumen de $-0,5 \cdot 10^7 \text{ m}^3$. A) modelo entero. B) modelo con una máscara de la señal observada. C) el interferograma diferencial a modelizar.

Modelo de Mogi del Izalco Profundidad: 7 km

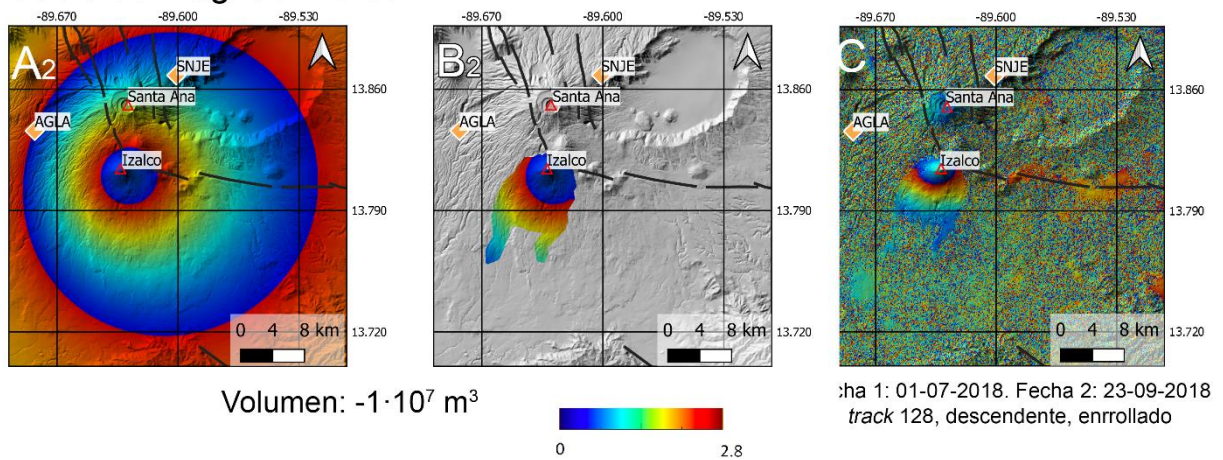


Figura 23. Modelo de deformación volcánica con poco gradiente. Profundidad de 7 km de la cámara magmática y una variación de volumen de $-1 \cdot 10^7 \text{ m}^3$. A) modelo entero. B) modelo con una máscara de la señal observada. C) el interferograma diferencial a modelizar.

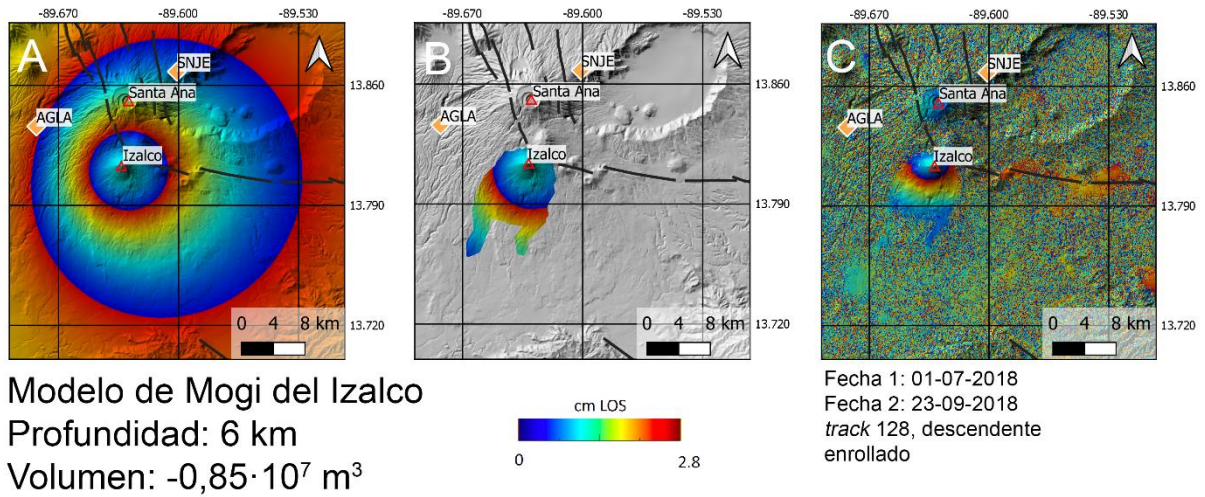


Figura 24. Modelo de deformación óptimo. Profundidad de 6 km de la cámara magmática y una variación de volumen de $-0,85 \cdot 10^7 \text{ m}^3$. A) modelo entero. B) modelo con una máscara de la señal observada. C) el interferograma diferencial a modelizar.

CAPÍTULO 5. DISCUSIÓN.

5.1. Deformación detectada

El análisis de deformación volcánica en el sector central de El Salvador ha sido inconcluyente en algunas zonas objetivo del estudio debido a la vegetación densa que las cubre, lo que lleva una pérdida de la coherencia interferométrica incluso en intervalos temporales de pocos días, como se había señalado en trabajos previos con InSAR en esta zona (Ebmeir *et al.*, 2013a). Este es el caso de los volcanes Santa Ana y San Salvador, donde no se ha podido obtener señal InSAR debido a la vegetación que se encuentra en las laderas de estos volcanes.

Solo se ha podido analizar la deformación del volcán Izalco, donde se mantiene buena coherencia en el tiempo gracias a la ausencia de vegetación en este volcán, lo que ha permitido realizar mapas de velocidad de deformación media y series temporales InSAR. Aunque las series temporales de deformación InSAR son muy ruidosas, se puede diferenciar en ambas geometrías, ascendente y descendente, un primer periodo estable (hasta julio 2018) seguido de un periodo en el que se produce un cambio de tendencia con una pendiente negativa, lo que significa que el terreno se está alejando del satélite (Figuras 19 y 20 C). Este cambio de tendencia del terreno no está relacionado con ningún tipo de actividad volcánica registrada en el volcán Izalco.

En la primera parte del segundo periodo (julio-octubre de 2018) se observa una tendencia similar en geometría ascendente y descendente, lo que indica que la componente vertical es importante, como se esperaría en un periodo de deflación del volcán. En el periodo posterior, en cambio, las series son muy ruidosas y muestran tendencias diferentes en ambas geometrías, lo que puede deberse a mayor nivel de ruido o a que se está produciendo una deformación con mayor componente horizontal, haciendo difícil su interpretación. Por lo tanto, el estudio posterior DInSAR y la modelización se han focalizado en el periodo julio- octubre de 2018.

Para confirmar la señal de deformación detectada en la serie temporal en el periodo julio-octubre 2018 y obtener el campo de deformación para su modelización posterior, se realizaron los interferogramas diferenciales que cubren ese periodo. De los 17 interferogramas diferenciales, solo tres presentan una señal clara para interpretar (Tabla 3). Los tres interferogramas cubren fechas similares.

La dificultad para obtener una señal clara en el resto de interferogramas se debe a que en los países Centroamericanos la técnica InSAR presenta dos factores limitantes: el vapor de agua en la atmósfera y la pérdida de coherencia debido a la vegetación (Embeier *et al.*, 2013a). Este último factor es el motivo de que haya zonas aisladas de coherencia (Figuras 17 y 18) y

que no se registre una señal en el Santa Ana y en el San Salvador con la técnica InSAR. Además, el vapor de agua que se encuentra en la atmósfera dificulta la interpretación de los interferogramas produciendo señales que pueden enmascarar por completo la señal de deformación (ejemplo Figura 25).

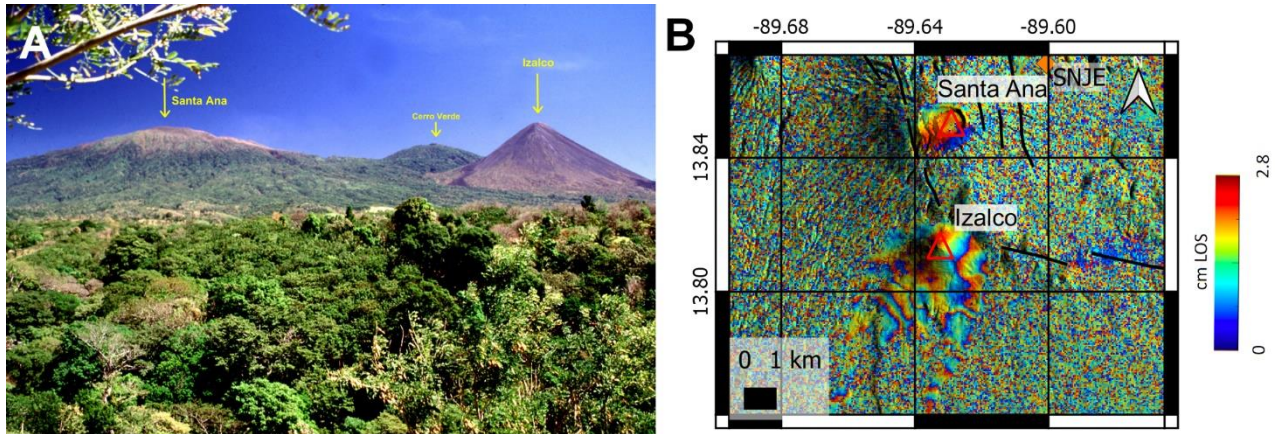


Figura 25. A) Alrededores de los volcanes Santa Ana e Izalco. Se puede observar que ambos volcanes están rodeados de vegetación y el Santa Ana tiene vegetación en gran parte de sus laderas. Foto de Lie Siebert, 2002 (Smithsonian Institution). B) Interferograma diferencial 09/07/2018-26/08/2018 donde se puede observar la señal que se obtiene con la interferencia atmosférica, mostrando muchas franjas dificultando su interpretación.

5.2. Comparación de los resultados InSAR con la sismicidad

Es interesante comprar la deformación obtenida con la sismicidad, pues en ocasiones se ha observado una clara correlación entre la deformación a lo largo del ciclo de deformación de algunos volcanes y el aumento o disminución de la sismicidad. Por ejemplo, Heimisson *et al.* (2015) comparó la sismicidad con el ciclo de inflación-deflacción del volcán Krafla y observó que en las etapas de inflación aumentaba la sismicidad, y en las etapas de deflación disminuía.

En el caso de este estudio, se han comparado las series temporales de deformación obtenidas en el volcán Izalco con el histograma sísmico de los terremotos ocurridos en el mismo periodo (Figura 26).

El histograma sísmico refleja los terremotos con una profundidad menor de 20 km de la zona seleccionada (Figura 26A) para discernir los terremotos corticales de los terremotos en la zona de subducción. No se realizó filtrado de los datos por magnitud, ya que las magnitudes de los sismos oscilan entre los 0,4 y 2,5 en la escala de Richter.

En el periodo correspondiente al evento de deformación de julio-octubre de 2018 no se observa ningún cambio significativo en la cantidad de terremotos mensuales. Se observa un aumento de terremotos en abril de 2019, que no se corresponde con ningún cambio de tendencia claro en las series temporales InSAR sobre el volcán Izalco. Se debe tener en cuenta que la mayoría de los terremotos se encuentran alrededor del volcán Santa Ana, como

se observa en la figura 26, por lo que ese aumento registrado puede ser sismicidad asociada al volcán Santa Ana y no al Izalco.

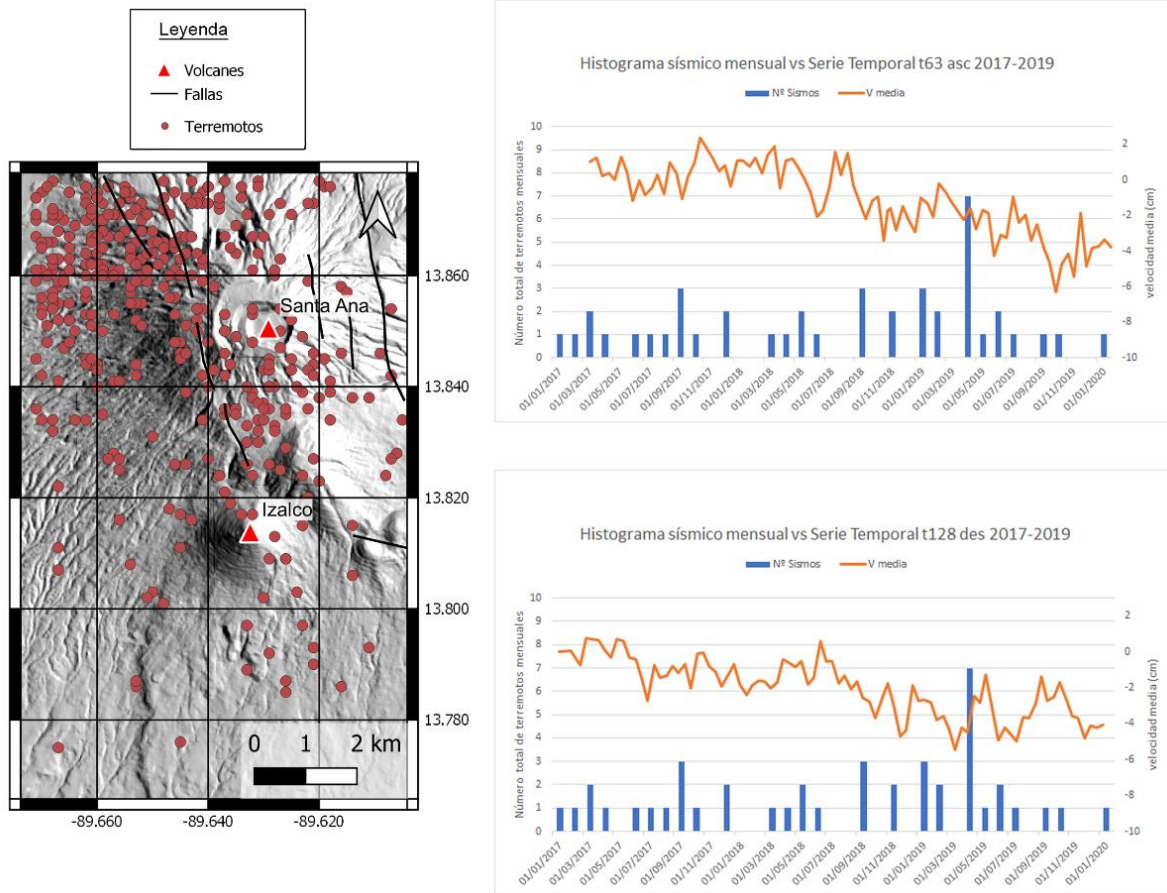


Figura 26. A). Mapa de terremotos con profundidades menores a 20 km en la zona de los volcanes Santa Ana e Izalco. No se realizó filtro por magnitud de terremoto. B) Histograma sísmico por meses con la serie temporal en geometría ascendente durante 2017-2019. C) Histograma sísmico por meses con la serie temporal en geometría descendente durante 2017-2019.

5.3. Comparación de los resultados InSAR con los datos GNSS

Para validar los datos observados con InSAR se correlacionó el valor de descenso del terreno de la serie temporal con los datos recogidos de la estación GNSS más cercana al volcán Izalco que es SNJE (Figura 27). En esta, se observa gráficamente que en el periodo julio-octubre de 2018, cuando se produce el cambio de tendencia en las series temporales InSAR no hay un cambio significativo. Sin embargo, esta ausencia de una deformación clara en las series temporales de SNJE es compatible con las observaciones InSAR, teniendo en cuenta:

- Que el valor de desplazamiento en las series temporales InSAR en el periodo julio-octubre de 2018 (2 a 4 cm) puede estar dentro de la incertidumbre o repetibilidad en la componente vertical de la serie vertical GNSS.

- Que la estación SNJE se encuentra a una distancia considerablemente lejos del volcán Izalco (70 km de distancia), por lo que es difícil que pueda estar registrando estos cambios (Figuras 19 y 20).

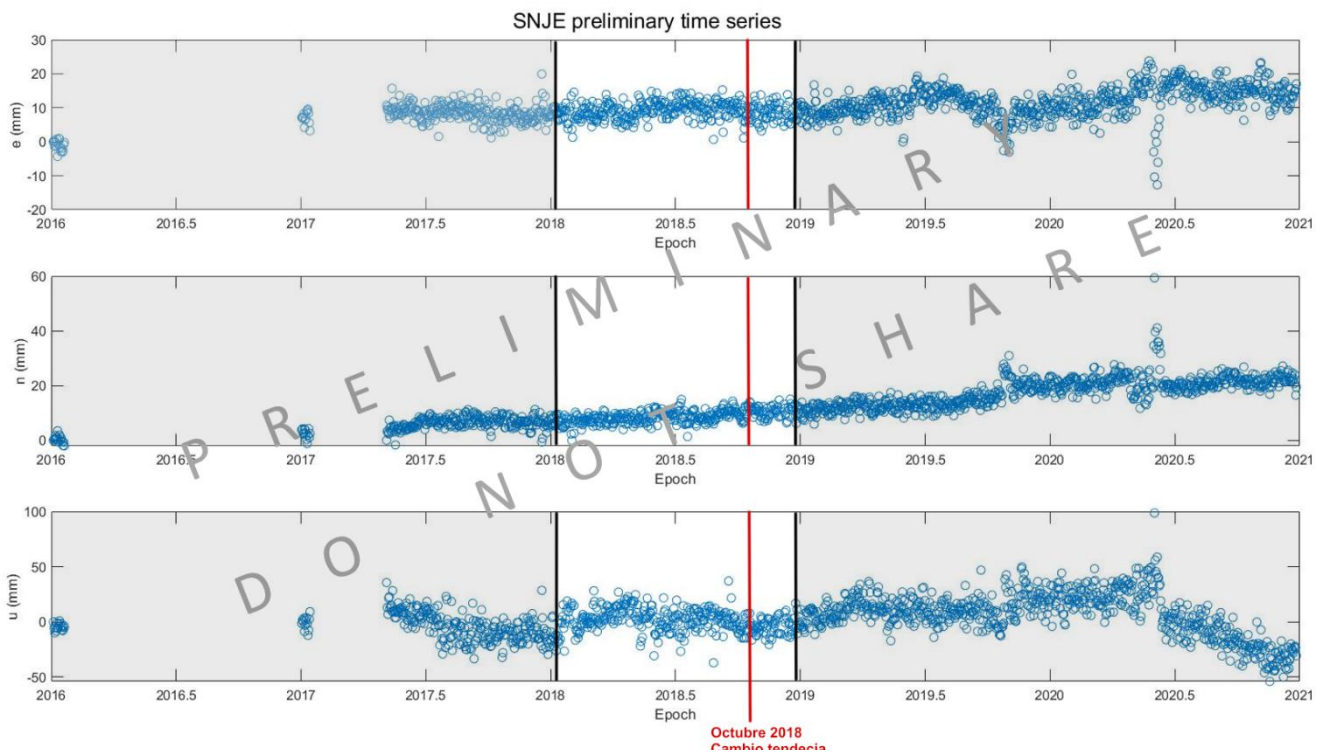


Figura 27. Serie de los datos registrados por la estación SNJE interpretados en las tres direcciones, este, norte y la componente up. Se muestra mucha dispersión y ruido en los datos, por lo tanto, es difícil de contrastar con la señal obtenida en InSAR. La zona blanca representa el intervalo de estudio con InSAR que abarca desde 2018 y 2019. La línea roja representa la fecha donde cambia la tendencia en la serie temporal.

5.4. Fuente volcánica

Para tener una idea de la fuente magmática que ha producido la señal medida con InSAR en el volcán Izalco, se ha realizado una exploración con modelos directos tipo Mogi. El modelo de Mogi simplifica el entorno con unas condiciones concretas (fuente esférica, magma incompresible, ...). Se eligió para la modelización el interferograma con fecha 01-07-2018 y 23-09-2018 (Figura 21 B), por ser el interferograma en el que se observa de forma más clara la señal de deformación.

En este caso, se ha podido ajustar el modelo con la señal observada utilizando los siguientes valores para definir los parámetros de la fuente Mogi:

- Posición de la fuente puntual Mogi: longitud: -89,6435 latitud: 13,8138.
- Profundidad de 6 km.
- Cambio de volumen de $-0,85 \cdot 10^7 \text{ m}^3$.

La deformación horizontal que predice este modelo en la estación GNSS es de -0,94 cm, lo que es compatible con la información registrada en esta estación.

Aunque el enfoque que se ha utilizado para hacer los modelos da una primera aproximación a la fuente que puede estar generando la señal observada, es importante destacar que otras combinaciones de profundidad y cambio de volumen también serían compatibles. Por ejemplo, no se puede descartar que la fuente magmática se pueda situar a mayor profundidad con una variación de volumen mayor, ya que los modelos de profundidades mayores también son compatibles con la señal interferométrica y la estación SNJE.

Para reducir la incertidumbre en la modelización de la fuente, como continuación a este trabajo:

- Se llevará a cabo la corrección de los efectos atmosféricos, utilizando la herramienta libre GACOS (*Generic Atmospheric Correction Online Service for InSAR*. Yu *et al.*, 2018).
- Se llevarán a cabo inversiones con el *software* libre GBIS (*Geodetic Bayesian Inversión Software*, Bagnardi y Hooper, 2018) que permite explorar diferentes geometrías de cámaras magmáticas y encontrar los parámetros del modelo óptimo con un enfoque Bayesiano.

CAPÍTULO 6. CONCLUSIONES.

Los estudios de deformación de la superficie en zonas volcánicas son muy útiles para entender el comportamiento de los sistemas magmáticos a lo largo de su ciclo eruptivo. Las técnicas geodésicas como InSAR y GNSS forman una herramienta eficaz para su determinación.

El número de estaciones continuas GNSS en la zona de estudio es poco denso y no permite hacer estudios de detalle del campo de deformación volcánico, por lo que estos datos solo se han utilizado para validar las deformaciones obtenidas con los datos InSAR.

En la zona de estudio se ha podido medir la deformación volcánica, mediante la aplicación de la técnica InSAR a datos Sentinel-1 en el volcán Izalco que mantiene la coherencia en el tiempo gracias a la ausencia de vegetación en su superficie. En los volcanes Santa Ana y San Salvador no ha sido posible obtener señal InSAR debido a la vegetación en sus laderas.

En el volcán Izalco se ha detectado un desplazamiento del terreno alejándose del satélite, tanto en geometría ascendente como descendente, en el periodo julio – octubre 2018, de alrededor de 3 cm. Respecto a la deformación medida con GNSS en la estación más cercana al Izalco (SNJE, a ~ 70 km de distancia), es compatible con la señal InSAR obtenida en el volcán.

La exploración con modelos directos que se ha llevado a cabo en este estudio ha permitido hacer una primera aproximación a la caracterización de la fuente responsable de la deformación observada en el Izalco, que se puede explicar con una fuente puntual tipo Mogi, localizada a 6 km de profundidad, con una pérdida de volumen de $0,85 \cdot 10^7 \text{ m}^3$.

Estudiar la deformación volcánica en El Salvador con banda C (Sentinel-1) tiene sus limitaciones, ya que no penetra en la vegetación y solo se puede obtener señal en zonas pequeñas y estables. En un país como El Salvador que tiene vegetación densa, lo más recomendable sería utilizar la banda L que no interacciona con la vegetación. Los satélites ALOS-1 y ALOS-2 de la JAXA (Agencia Espacial Japonesa) disponen de radar en banda L, pero la plataforma GEP aún no está adaptada para este tipo de datos. Y aun usando este tipo de datos, habría cierta pérdida de coherencia en algunas zonas por la vegetación y estaría el factor limitante del vapor de agua en la atmósfera (Embeier *et al.*, 2013a).

La plataforma GEP permite realizar análisis DInSAR y A-DInSAR de manera sencilla, sin tener un conocimiento amplio de estas técnicas InSAR. Pero la plataforma tiene sus limitaciones, ya que al ser un procesado no supervisado, algunos resultados no son fiables, como los interferogramas desenrollados en zonas de baja coherencia. Además, en algunos casos sería necesario aplicar correcciones a los datos, para mejorar la señal de interferograma, como correcciones atmosféricas, que aún no están disponibles en la plataforma.

CAPÍTULO 7. REFERENCIAS.

- Alonso-Henar, J., Chreurs, G., Martínez-Díaz, J.J., Álvarez-Gómez, J.A., Villamor, P. (2015). Neotectonic development of the El Salvador Fault Zone and implications for deformation in the Central America Volcanic Arc. Insights from 4D analogue modeling experiments. *Tectonics* 34: 133-151.
- Álvarez-Gómez, J. A. (2009). *Téctonica activa y Geodinámica en el norte de Centroamérica*. Tesis doctoral, Universidad Complutense de Madrid. 277p.
- Anderson, K.R. y Poland, M.P. (2016). Bayesian estimation of magma supply, storage, and eruption rates using a multiphysical volcano model: Kīlauea Volcano, 2000–2012. *Earth Planet. Sci. Lett.* 447, 161–171.
- Anderson, K. y Segall, P. (2011). Physics-based models of ground deformation and extrusion rate at effusively erupting volcanoes. *J. Geophys. Res.* 116, B07204.
- Anderson, K. y Segall, P. (2013). Bayesian inversion of data from effusive volcanic eruptions using physics-based models: application to Mount St. Helens 2004–2008. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 118 (5), 2017–2037.
- Astort, A., Walter, T.R., Ruiz, F., Sagripanti, L., Nacif, A., Acosta, G., Folguera, A. (2019). Unrest at Domuyo Volcano, Argentina, Detected by Geophysical and Geodetic Data and Morphometric Analysis. *Remote Sens*, 11, 2175, doi:10.3390/rs11182175
- Auken, M. R., Sparks, R. S. J., Siebert, L., Croweller, H. S., Ewert, J. (2013). A statistical analysis of the global historical volcanic fatalities record. *Journal of Applied Volcanology* 2, 1-24.
- Bagnardi M. & Hooper A, (2018). Inversion of surface deformation data for rapid estimates of source parameters and uncertainties: A Bayesian approach. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 19 (7), 2194-2211.
- Béjar-Pizarro, M., Carrizo, D., Socquet, A., Armijo, R., S. Barrientos, F. Bondoux, S. Bonvalot, J. Campos, D. Comte, J. B. de Chabalier, O. Charade, A. Delorme, G. Gabalda, J. Galetzka, J. Genrich, A. Necessian, M. Olcay, F. Ortega, I. Ortega, D. Remy, J. C. Ruegg, M. Simons, C. Valderas, C. Vigny (2010). Asperities, barriers and transition zone in the North Chile seismic gap: State of the art after the 2007 Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. *Geophysical Journal International* 183, 390-406, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04748.x
- Béjar-Pizarro, M., Álvarez Gómez, J.A., Staller, A., Luna, M.P., Pérez-López, R., Monserrat, O., Chunga, K., Lima, A., Galve, J.P., Martínez Díaz, J.P., Mateos, R.M., Herrera, G. (2018). InSAR-based mapping to support decision-making after an earthquake. *Remote Sensing*, 10, 899; doi:10.3390/rs10060899
- Béjar-Pizarro, M., Socquet, A., Armijo, R., Carrizo, D., Genrich, J., Simons, M. (2013). Andean structural control on interseismic coupling in the North Chile subduction zone, *Nat. Geosci.*, 6(6), 462–467, doi:10.1038/ngeo1802.
- Biggs, J., Ebmeier, S.K., Aspinall, W.P., Lu, Z., Pritchard, M.E., Sparks, R.S.J., Mather, T.A. (2014). Global link between deformation and volcanic eruption quantified by satellite imagery. *Nature Communications*, 5, 3471. <https://doi.org/10.1038/ncomms4471>
- Biggs, J. y Pritchard, M.E. (2017). Global Volcano Monitoring: What does it mean when volcanoes Deform? *Elements*, vol. 13, 17-22.
- Blong, R. J. (1984). *Volcanic hazards. A sourcebook on the effects of eruptions*. Australia: Academic Press.
- Bonforte, A., Hernandez, D. A., Gutiérrez, E., Handal, L., Polío, C., Rapisarda, S., Scarlato, P. (2016). The unrest of the San Miguel volcano (El Salvador, Central America): installation of

the monitoring network and observed volcano-tectonic ground deformation. *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.*, 16, 1755–1769. <https://doi.org/10.5194/nhess-16-1755-2016>

- Carr, M. J. (1976). Underthrusting and quaternary faulting in northern Central America, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 87, 825– 829.

Carr, M.J. y Rose, W.I. (1987). CENTAM-a data base of analyses of Central American volcanic rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 33, pp. 239-240.

- Carr, M.J. y Stoiber, R.E. (1990). Volcanism. En: Dengo, G., Case, J.E. (Eds.), *The Geology of North America. The Caribbean region* (pp. 375-391). Geological Society of America, Boulder, CO, USA.

- Colvin, A.S. (2008). *Crater lake evolution during volcanic unrest: case study of the 2005 phreatic eruption at Santa Ana volcano, El Salvador*. MS thesis, Mich. Technol. Univ., Houghton. 195 pp.

- COMET (2021). *Volcano Database: Mexico and Central America*: <https://comet.nerc.ac.uk/location/mexico-and-central-america/>

- Daout, S., Sudhaus, H., Kausch, T., Steinberg, A., Dini, B. (2019). Interseismic and postseismic shallow creep of the North Qaidam Thrust faults detected with a multitemporal InSAR analysis. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 124, 7259–7279. <https://doi.org/10.1029/2019JB017692>

- Delle Donne, D.D., Harris, A.J.L., Ripepe, M., Wright, R. (2010). Earthquake-induced thermal anomalies at active volcanoes. *Geology* 38(9):771-774; doi:10.1130/G30984.1.

- DeMets, C. (2001). A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: Implications for slip along the Central American volcanic arc. *Geophysical Research Letters*, 28: 4043-4046.

- DeMets, C., Mattioli, G., Jansma, P., Rogers, R., Tenorio, C, Turner, H.L. (2007). Present motion and deformation of the Caribbean plate: constraints from new GPS geodetic measurements from Honduras and Nicaragua. En ed. Mann, P., *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate in Northern Central America*, 21-36 pp, Geol. Soc. Am. Spec. Paper 428. Geological Society of America, Boulder.

- DeMets, C., Gordon, R.G., y Argus, D.F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1): 1-80.

- Digestyc (2021). *El Salvador: Estimaciones y Proyecciones Nacionales de Población, Nacional 2005-2050 y Departamental 2005-2035*. Dirección General de Estadística y Censos (Digestyc) del Ministerio de Economía (El Salvador); Fondo de población de las Naciones Unidas (UNFPA) y Centro Latinoamericano y Caribeño de Demografía (CELADE). San Salvador, El Salvador, 328 p.

- Dzurisin, D. (2003). A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle. *Reviews of Geophysics*, 41, 1 / 1001 2003. doi:10.1029/2001RG000107

- Ebmeier, S.K., Biggs, J., Mather, T.A., Amelung, F. (2013a). Applicability of InSAR to tropical volcanoes: insights from Central America. Geological Society, London, Special Publications, 380, doi: <https://doi.org/10.1144/SP380.2>

- Ebmeier, S. K., J. Biggs, T. A. Mather y F. Amelung (2013b). On the lack of InSAR observations of magmatic deformation at Central American volcanoes, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 118, 2571–2585, doi:10.1002/jgrb.50195.

- Ebmeier, S.K., Andrews, B.J., Araya, M.C., Arnold, D.W.D., Biggs, J., Cooper, C., Cottrell, E., Furtney, M., Hickey, J., Jay, J., Lloyd, R., Parker, A.L., Pritchard, M.E., Robertson, E., Venzke, E., Williamson, J.L. (2018). Synthesis of global satellite observation of magmatic and volcanic deformation: implications for volcano monitoring & the lateral extent of magmatic domains. *Journal of Applied Volcanology* (2018), 7:2. doi 10.1186/s13617-018-0071-3
- Ezquerro, P., Herrera, G., Marchamalo, M., Tomas, R., Béjar-Pizarro, M., Martínez, R. (2014). A quasi-elastic aquifer deformational behavior: Madrid aquifer case study. *Journal of Hydrology* 519, 1192–1204, doi:10.1016/j.jhydrol.2014.08.040
- Ferrés, M.D. (2014). *Estratigrafía, geología y evaluación de peligros volcánicos del complejo volcánico de San Salvador (El Salvador)*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geofísica, Vulcanología. 316 pp.
- Fialko, Y., Khazan, Y., Simons, M. (2001). Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophys. J. Int.* 146, 181–190.
- Fournier, T.J., Pritchard, M.E. y Riddick, S.N. (2010). Duration, magnitude, and frequency of subaerial volcano deformation events: New results from Latin America using InSAR and a global synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, vol. 11 (1), <https://doi.org/10.1029/2009GC002558>.
- Francis, P. y Oppenheimer, C. (2004). *Volcanoes. Second Edition*. Londres: Oxford University Press.
- Franco, A., Lasserre, C., Lyon-Caen, H., Kostoglodov, V., Molina, E., Guzman-Speziale, M.m Monterosso, D., Robles, V., Figueroa, C., Amaya, W., Barrier, E., Chiquin, L., Moran, S., Flores, O., Romero, J., Santiago, J.A., Manea, M. y Manea, V.C. (2012). Fault kinematics in northern Central America and coupling along the subduction interface of the Cocos Plate, from GPS data in Chiapas (Mexico), Guatemala and El Salvador, *Geophysical Journal International*, 189, 1223– 1236.
- Galve, J.P.; Pérez-Peña, J.V.; Azañón, J.M.; Closson, D.; Caló, F.; Reyes-Carmona, C.; Jabaloy, A.; Ruano, P.; Mateos, R.M.; Notti, D.; Herrera, G.; Béjar-Pizarro, M.; Monserrat, O.; Bally, P. (2017). Evaluation of the SBAS InSAR Service of the European Space Agency's Geohazard Exploitation Platform (GEP). *Remote Sens*, 9 (12), 1291. <https://doi.org/10.3390/rs912129>
- Garibaldi, N., Tikoff, B. y Hernandez, W. (2016). Neotectonic deformation within an extensional stepover in El Salvador magmatic arc, Central America: implication for the interaction of arc magmatism and deformation. *Tectonophysics* 693, 327–339.
- Geohazards (2021a). *DIAPASON InSAR Sentinel-1 TOPSAR (IW, EW)*. <https://docs.terradue.com/geohazards-tep/tutorials/diapason-iw.html> (Consultado en Mayo 2021).
- Geohazards (2021b). *P-SBAS Sentinel-1 processing on-demand by CNR-IREA*. <https://docs.terradue.com/geohazards-tep/tutorials/gep-sbas-s1.html> (Consultado en Mayo 2021).
- Global Volcanism Program, (2013a). Volcanoes of the World, v. 4.10.2 (24 Aug 2021). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 23 Aug 2021. <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>.
- Global Volcanism Program (2013b). Santa Ana (343020) in Volcanoes of the World, v. 4.9.2 (15 Dec 2020). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 22 Jan 2021 (<https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=343020>) <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>

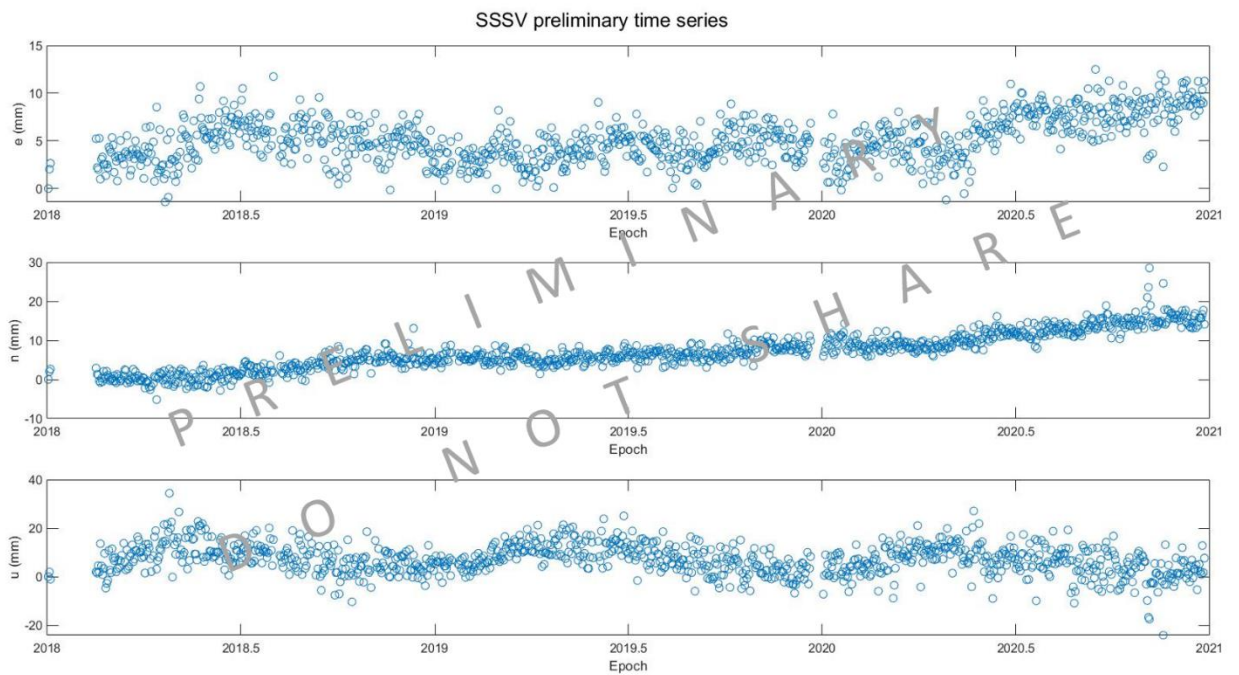
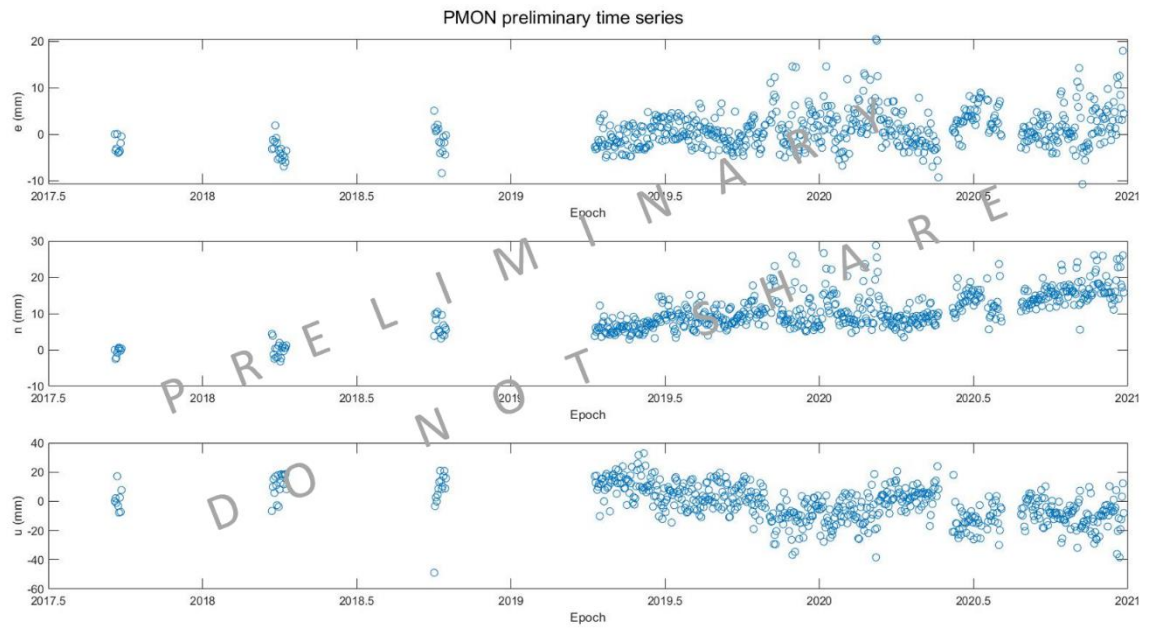
- Global Volcanism Program (2013c). Izalco (343030) *in* Volcanoes of the World, v. 4.9.2 (15 Dec 2020). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 23 Jan 2021 (<https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=343030>). <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>
- Global Volcanism Program (2013d). San Salvador (343050) *in* Volcanoes of the World, v. 4.10.2 (24 Aug 2021). Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 25 Aug 2021 (<https://volcano.si.edu/volcano.cfm?vn=343050>). <https://doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>
- Guzmán-Speziale, M., Pennington, W. D. y Matumoto T. (1989). The triple junction of the North America, Cocos, and Caribbean plates: seismicity and tectonics, *Tectonics*,8(5): 981–997.
- Guzmán-Speziale, M., y J. J. Meneses-Rocha, (2000). The North America-Caribbean plate boundary west of the Motagua-Polochic fault system: A fault jog in southeastern Mexico, *J. S. Am. Earth Sci.*, 13, 459 –468.
- Hanssen, R.F. (2001). *Radar interferometry: Data interpretation and error analysis*. Springer Netherlands, doi: 10.1007/0-306-47633-9
- Harris, A.J.L. y Ripepe, M (2007). Regional earthquake as a trigger for enhanced volcanic activity: Evidence from MODIS thermal data. *Geophysical Research Letters* 34(2):L02304.
- Heimisson, E.R., Einarsson, P., Sigmundsson, F. y Brandsdóttir, B. (2015). Kilometer-scale Kaiser effect identified in Krafla volcano, Iceland. *Geophys. Res. Lett.*, 42, 7958–7965, doi:10.1002/2015GL065680.
- Hooper, A., Bekaert, D., Spaans, K. y Arikan, M. (2012). Recent advances in SAR interferometry time series analysis for measuring crustal deformation. *Tectonophysics* 514-517 (2012) 1–13 doi:10.1016/j.tecto.2011.10.013
- Ingebritsen, S.E., Shelly, D.R., Hsieh, P.A., Clor, L.E., Seward, P.H., y. Evans, W.C (2015). Hydrothermal response to a volcanotectonic earthquake swarm, Lassen, California. *Geophysical Research Letters* 42(21):9223-9230; doi:10.1002/2015GL065826
- Italtেকna Italtconsult, Consorzio Salvador (1988). *San Salvador, programa di ricostruzione: Informe Vulcanológico*. Direzione Generale per la Cooperazione allo Sviluppo. Repubblica Italiana. Servicio Nacional de Estudios Territoriales. San Salvador, El Salvador, 1-88.
- Lechner, H. N. (2010). *Differential GPS as a monitoring tool on Volcano Santa Ana (Iamatepec) and the Coatepeque Caldera, El Salvador*, MSci. Thesis, Michigan Technological University.
- Legrand, D., Marroquín, G., DeMets, C., Mixco, L., García, A., Villalobos, M., Ferrés, D., Gutiérrez, E., Escobar, D., Torres, R. y Hernández, D. (2020). Active deformation in the San Salvador extensional stepover, El Salvador from an analysis of the April-May 2017 earthquake sequence and GPS data. *Journal of South American Earth Sciences* 104 (2020) 102854. doi: 10.1016/j.jsames.2020.102854
- López-Vinielles, J., Ezquerro, P., Fernández-Merodo, J.A., Béjar-Pizarro, M., Monserrat, O., Barra, A., Blanco, P., García-Robles, J., Filatov, A., García-Davalillo, J.C., Sarro, R., Mulas, J., Mateos, R.M., Azañón, J.M., Galve, J.P., Herrera, G. (2020). Remote analysis of an open-pit slope failure: Las Cruces case study, Spain. *Landslides*. doi: 10.1007/s10346-020-01413-7
- Loughlin, S.C., Vye-Brown, C., Sparks, R.S.J. y Brown, S.K. (2015). *Global volcanic hazards and risk: Summary background paper for the Global Assessment Report on Disaster Risk Reduction 2015*. Global Volcano Model and IAVCEI.

- Lyon-Caen, H., Barrier, E., Lasserre, C., Franco, A., Arzu, I., Chiquin, L., Chiquin, M., Duquesnoy, T., Flores, O., Galicia, O., Luna, J., Molina, E., Porras, O., Requena, J., Robles, V., Romero, J. y Wolf, R. (2006). Kinematics of the North American–Caribbean–Cocos plates in Central America from new GPS measurements across the Polochic–Motagua fault system, *Geophysical Research Letters.*, 33: <https://doi.org/10.1029/2006GL027694>
- Major, J.J., Schilling, S.P., Sofield, D., Escobar, C.D., Pullinger, C.R. (2001). *Volcano Hazards in the San Salvador Region, El Salvador*. U.S. Geological Survey Open-File Report 01-366.
- Manga, M. y Brodsky, E. (2006). Seismic triggering of eruptions in the far field: Volcanoes and geysers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 34:263-291; doi:10.1146/annurev.earth.34.031405.125125
- Manunta, M.; Luca, C.; Zinno, I.; Casu, F.; Manzo, M.; Bonano, M.; Fusco, A.; Pepe, A.; Onorato, G.; Berardino, P.; De Martino, P.; Lanari, R. (2019). The Parallel SBAS Approach for Sentinel-1 Interferometric Wide Swath Deformation Time-Series Generation: Algorithm Description and Products Quality Assessment. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol 57, nº9: doi: 10.1109/TGRS.2019.2904912
- Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) (2018). *Caracterización Geológica: Complejo Volcánico Santa Ana, Junio 2018*. Dirección General del Servicio Nacional de Estudios Territoriales, Servicio Geológico Nacional, Área de Vulcanología. El Salvador. 10 pp.
- Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) (2019). *Actividad del volcán de Izalco durante el año 2019*. Dirección de Amenazas Naturales, Gerencia de Geología, Área de Vulcanología. El Salvador. 4 pp.
- Ministerio de Medio Ambiente y Recursos Naturales (MARN) (2021) *Vulcanología*. <https://www.snet.gob.sv/ver/vulcanologia/> (Consultado en Enero 2021).
- Massonet, D. y Feigl, K.L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36,4, 441-500.
- Martínez-Díaz, J., Álvarez-Gómez, J., Benito, B., y Hernández, D. (2004). Triggering of destructive earthquakes in El Salvador, *Geology*, 32(1), 65– 68.
- Martínez-Díaz, J. J., Álvarez-Gómez, J. A., Staller, S., Alonso-Henar, J., Canora-Catalán, C., Insúa-Arévalo, J. M., Tsige, M., Villamor, P., Herrero-Barbero, P., Hernández-Moreno, C., Hernández, W., Hernández, D. , Marroquín, G. y Mixco, L. (2020). Active faults of El Salvador. *Journal of South American Earth Sciences*, volume 105 (2021) 103038: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.103038>
- McBirney, A. R., y Williams, H. (1965). *Volcanic History of Nicaragua*. *Geol. Sci., Univ. of Calif, Berkeley*, vol. 55, 73 pp.
- Meyer-Abich, H. (1956). Los Volcanes activos de Guatemala y El Salvador, (America Central). *Anales del Servicio Geológico Nacional de El Salvador*, pp. 3-129, Ministerio de Obras Públicas. República de El Salvador.
- Mogi, K. (1958). Relations between eruptions of various volcanoes and the deformation of the ground surfaces around them. *Bull. Earthquake Res. Inst.*, 36, 99–134.
- Muehlberger, W. R., y Ritchie, A. W. (1975). Caribbean-Americas plate boundary in Guatemala and southern Mexico as seen on Skylab IV orbital photography, *Geology*, 3, 232–235.

- National Academies of Sciences, Engineering, and Medicine (2017). *Volcanic Eruptions and Their Repose, Unrest, Precursors, and Timing*. Washington, DC: The National Academies Press. <https://doi.org/10.17226/24650>
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 75, 1135-1154.
- Phillipson, G., Sobradelo, R. y Gottsmann, J. (2013). Global volcanic unrest in the 21st century: an analysis of the first decade. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 264, 183-196.
- Plafker, G. (1976). Tectonic aspects of the Guatemala earthquake of 4 February 1976, *Science*, 193(4259), 1201 – 1208.
- Portela, J.J. (2020). *Deformación cortical en el sistema de fallas Aguacaliente-Navarro (Valle central, Costa Rica) mediante técnicas geodésicas (GNSS e InSAR)*. Aplicaciones en peligrosidad y riesgo sísmico. Trabajo de Fin de Master, Universidad Politécnica de Madrid, 288 pp.
- Pullinger, C. (1998). *Evolution of the Santa Ana volcanic complex, El Salvador*. Tesis doctoral, Michigan Technological University. 133 pp.
- Rosen, P.A. (2014). *Principles and Theory of Radar Interferometry*, 4 de Agosto, 2014 UNAVCO Short Course.
- Rosen, P., Hensley, S., Joughin, I.R., Li, F.K., Madsen, S., Rodriguez, E. y Goldstein, R.M. (2000). Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Proceedings of the IEEE*, Vol.88, nº3, 333-382.
- Schmincke, H.U. (2004). *Volcanism*. Berlin: Springer.
- Sentinel Online (2021). *Sentinel Missions*. <https://sentinels.copernicus.eu/web/sentinel/missions> (Consultado en Marzo 2021).
- Siebert, L., Kimberly, P., Pullinger, C. R. (2004). The voluminous Acajutla debris avalanche from Santa Ana volcano, western El Salvador, and comparison with other Central American edifice-failure events. In: Rose W I, Bommer J J, Lopez D L, Carr M J, Major J J (eds), *Natural Hazards in El Salvador, Geol Soc Amer Spec Pap*, 375: 5-23.
- Siebert, L. Simkin, T. (2002–present). *Volcanoes of the World: an Illustrated Catalog of Holocene Volcanoes and their Eruptions*. Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3 (<http://www.volcano.si.edu>).
- Sigmundsson, F., Hreinsdóttir, S., Hooper, A., Árnadóttir, Th., Pedersen, R., Roberts, M.J., Óskarsson, N., Auriac, A., Decriem, J., Einarsson, P., Geirsson, H., Hensch, M., Ófeigsson, B.G., Sturkell, E., Sveinbjörnsson, H., Feigl, K.L. (2010). Intrusion triggering of the 2010 Eyjafjallajökull explosive eruption. *Nature* 468, 426–430. doi: 10.1038/nature09558.
- Sigmundsson, F., Parks, M., Pedersen, R., Jónsdóttir, K., Ófeigsson, B.G., Ófeigsson, B., Grapenthin, R., Dumont, S., Einarsson, P., Drouin, V., Heimisson, E.R., Hjartaóttir, A.R., Guðmundsson, M., Geirsson, H., Hreinsdóttir, S., Sturkell, E., Hooper, A., Högnadóttir, Þ., Vogfjörð, K., Barnie, T., Roberts, M. (2018). Chapter 11. Magma Movements in Volcanic Plumbing Systems and their Associated Ground Deformation and Seismic Patterns. In Buchart, S. (Ed.), *Volcanic and Igneous Plumbing Systems* (pp. 285-322). Elsevier.
- Simons, M. y Rosen, P.A. (2007). Interferometric Synthetic Aperture Radar Geodesy. *Treatise on Geophysics*, vol. 3, 391-446.
- Sofield, D.J. (1998). *History and Hazards of San Salvador Volcano, El Salvador*. Thesis of Master of Science in Geology. Michigan Technological University.

- Staller, A. (2014). *Modelización de las deformaciones corticales en El Salvador (Centroamérica) mediante la integración de datos geodésicos (GPS), geológicos y sísmológicos*. Tesis Doctoral, Universidad Politécnica de Madrid. 222 p.
- Staller, A., Martínez-Díaz, J. J., Benito, B., Alonso-Henar, J., Hernández, D., Hernández-Rey, R., Díaz, M. (2016). Present-day crustal deformation along the El Salvador Fault Zone from ZFESNet GPS network. *Tectonophysics*, 670, 66-81.
- Tre Altamira (2021). *InSAR at a glance*. <https://site.tre-altamira.com/insar/> (Consultado en Marzo 2021)
- Van Wyk de Vries, B. y R. Matela (1998). Extension induced by volcanic loading in regional strike-slip zones, *Geology*, 26(11), 983– 986.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.C, Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Béjar-Pizarro, M., Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J.P., Bevis, M., Brooks, B. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule Megathrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science* 332, 1417-1421, doi: 10.1126/science.1204132
- Walter, T.R. y Amelung, F. (2007). Volcanic eruptions following $M \geq 9$ megathrust earthquakes: Implications for the Sumatra-Andaman volcanoes. *Geology* 35(6):539-542; doi:10.1130/G23429A.1
- Watt, S.F.L., Pyle, D.M. y Mather, T.A. (2009) The influence of great earthquakes on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone. *Earth and Planetary Science Letters* 277(3-4):399-407; doi:10.1016/j.epsl.2008.11.005
- West, M., Sánchez, J.J. y McNutt, S.R. (2005). Periodically triggered seismicity at Mount Wrangell, Alaska, after the Sumatra earthquake. *Science* 308 (5725):1144-1146; doi:10.1126/science. 1112462.
- Yang, X. M., Davis, P. M. y Dieterich, J. H. (1988). Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half- space as a model for volcanic stressing. *J. Geophys. Res.* 93, 4249–4257.
- Yu, C., Li, Z., Penna, N. T., y Crippa, P. (2018). Generic atmospheric correction model for Interferometric Synthetic Aperture Radar observations. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(10), 9202-9222.

ANEXO I. SERIES GNSS





Instituto Geológico
y Minero de España



POLITÉCNICA