



ESCUELA SUPERIOR POLITÉCNICA DEL LITORAL

Facultad de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**“ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN DEL VOLCÁN “LA CUMBRE” A PARTIR DE
IMÁGENES SATÉLITALES SAR”**

PROYECTO DE GRADO

Previo a la obtención del Título de:

INGENIERA EN GEOLOGÍA

Presentada por:

ZEILA ZILIÚ CAJAS VALLE

GUAYAQUIL - ECUADOR

2018

DEDICATORIA

A mi familia, por darme el apoyo en mi vida.

A mis gatos, por darme una sonrisa cada día.

AGRADECIMIENTO

A Ph.D. Christophe Fatras, por su incondicional apoyo durante la realización de este proyecto.

A David Altamirano, por su gran comprensión, apoyo y motivación durante mi carrera profesional.

A Diego Delgado, por su gran amistad.

A la computadora "Prometeo", por agilizar el proceso de las imágenes.

TRIBUNAL DE GRADUACIÓN

PhD. Christophe
FavrasTUTOR
PRINCIPAL

PhD. Eddy
Sanclemente
PRIMER VOCAL

MSc. Fernanda
Calderón
SEGUNDO VOCAL

DECLARACIÓN EXPRESA

“Los derechos de titularidad y explotación, me corresponde conforme al reglamento de propiedad intelectual de la institución; *Zeila Cajas* y doy mi consentimiento para que la ESPOC realice la comunicación pública de la obra por cualquier medio con el fin de promover la consulta, difusión y uso público de la producción intelectual”

ZEILA ZILIÚ CAJAS VALLE

RESUMEN

En el presente trabajo, se estudia la deformación del volcán “La Cumbre” ocurrido el 4 de septiembre de 2017 mediante una fisura circunferencial al suroeste de la caldera. Se usaron datos de diferencial apertura sintética interferométrica (DinSAR) a partir de imágenes SAR del satélite SENTINEL-1A para analizar la deformación de la superficie de este evento volcánico. Para hacer esto, se obtuvieron imágenes del volcán durante diciembre 2014 hasta enero 2018. En particular, se analiza los patrones de deformación relacionados con la erupción de 2017. La deformación observada en el día de la erupción tuvo una inflación de 47 cm al suroeste de la caldera inducido por un dique alimentado de un sill ~ 1 km de profundidad; y una deflación de 15 cm centrado en la caldera debido al retiro de magma.

Este trabajo proporciona nuevos conocimientos sobre la dinámica de la caldera del volcán La Cumbre y confirma la importancia de la aplicación de la teledetección radar en el estudio, monitorio y evolución que ocurre en la deformación del terreno y su relación con la actividad volcánica.

Palabras clave: SAR, DinSAR, sill y teledetección radar.

ABSTRACT

In the present work, the deformation of the volcano "La Cumbre" occurred on September 4, 2017 through a circumferential crack southwest of the caldera. Synthetic interferometric aperture differential (DinSAR) data were used from SAR images of the SENTINEL-1A satellite to analyze the deformation of the surface of this volcanic event. To do this, images of the volcano were obtained during December 2014 until January 2018. In particular, it analyzes the deformation patterns related to the eruption of 2017. The deformation observed on the day of the eruption had an inflation of 47 cm to the south- west of the boiler induced by a dike fed by a chair 1 km deep; and a deflation of 15 cm centered on the boiler due to the removal of magma.

This work provides new knowledge on the dynamics of the La Cumbre volcano caldera and confirms the importance of the application of radar remote sensing in the study, monitoring and evolution that occurs in the deformation of the terrain and its relationship with volcanic activity.

Keywords: SAR, DinSAR, sill and radar remote sensing.

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	VI
ABSTRACT	VII
ÍNDICE GENERAL	VIII
ABREVIATURAS.....	XI
SIMBOLOGÍA	XII
ÍNDICE DE FIGURAS	XIII
ÍNDICE DE TABLAS.....	XVI
CAPÍTULO 1.....	1
1. GENERALIDADES Y ANTECEDENTES	1
1.1. Planteamiento del Problema	4
1.2. Zona de estudio	5
1.3. Objetivos	6
1.3.1. Objetivo general	6
1.3.2. Objetivos específicos.....	6
CAPÍTULO 2.....	1
2. BÁSES DE TELEDETECCIÓN	1
2.1. Sensores activos y pasivos.....	1
2.2. Órbitas satelitales	2
2.3. Radiación electromagnética.....	2
2.4. Espectro electromagnético.....	3
2.5. Imagen satelital.....	3
2.5.1. Tipos de resolución.....	3
2.5.2. RADAR	4
2.5.3. SAR	6
2.6. Satélite SENTINEL-1	9

2.7. Interferometría diferencial de radar de apertura sintética (DInSAR)	12
CAPÍTULO 3.....	13
3. MARCO GEOLÓGICO	13
3.1. Características de los volcanes de Galápagos	16
3.2. El Volcán La Cumbre	17
3.2.1. Historia volcánica	18
3.2.2. Modelo volcánico.....	20
3.2.3. Riesgos geológicos.....	23
CAPÍTULO 3.....	26
4. DATOS Y METODOLOGÍA	26
4.1. Imágenes SAR	26
4.2. Imágenes ópticas	28
4.3. Software.....	28
4.4. Metodología	28
4.4.1. Recopilación bibliográfica	28
4.4.2. Obtención de imagen SAR	29
4.4.3. Generación de interferogramas	29
4.4.4. Generación de los desplazamientos.....	32
CAPÍTULO 5.....	34
5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	34
5.1. Interferograma general.....	34
5.2. Análisis temporal cada seis meses	36
5.3. Análisis temporal del evento eruptivo del 2017	41
5.3.1. Evento pre-eruptivo	41
5.3.2. Evento co-eruptivo.....	43
5.3.3. Evento post-eruptivo.....	45
5.3.4. Síntesis de la deformación	48
5.4. Fisura Circunferencial	49

CAPÍTULO 6.....	52
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	52
6.1.CONCLUSIONES	52
6.2.RECOMENDACIONES.....	53
REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS	54
ANEXOS.....	61

ABREVIATURAS

AA	Tipo de lava
DEM	Modelo Digital de Elevaciones
DCN	Dorsal Cocos-Nazca
EPR	East Pacific Rise
ERS	European Remote Sensing
ESA	Agencia Espacial Europea
GSC	Galápagos Spreading Center
IG	Instituto Geofísico de Ecuador
IW	Interferometric Wide
msnm	Metros sobre el nivel del mar
NASA	Administración Aeronáutica y del Espacio de EEUU
O	Oeste
SE	Sureste
PCG	Punto Caliente Galápagos
SAR	Radar de Apertura Sintética
SLC	Single Look Complex
SRTM	Misión topográfica Radar Shuttle
RADAR	Detección y medición de distancias por radio
UNESCO	Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura
VV	Doble polarización vertical

SIMBOLOGÍA

°	Grados
'	Minutos
°C	Grados centígrados
am	Antes del meridiano
cm	Centímetros
GHz	Giga Hertz
g/cm ³	Gramos/centímetros cúbicos
km	Kilómetros
m	Metros
Ma	Millones de años

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Mapa batimétrico del archipiélago de Galápagos.....	2
Figura 1.2 Topografía de la isla Fernandina y su patrón de fisuras eruptivas.	3
Figura 1.3 Ubicación general del archipiélago de Galápagos.....	5
Figura 2.1 Sensores activos y pasivos	2
Figura 2.2 Sistema RADAR	5
Figura 2.3 Espectro electromagnetico	5
Figura 2.4 Principios bsicos de SAR	6
Figura 2.5 Imagen SAR de la misión RADARSAT-2	7
Figura 2.6 Distorsiones Geométricas	9
Figura 2.7 SENTINEL-1.....	9
Figura 2.8 Orbitas polares	10
Figura 2.9 Modos operacionales de SENTINEL-1.....	11
Figura 3.1 Evolución tectónica.....	14
Figura 3.2 Lineamientos tectónicos al oeste de Galápagos	16
Figura 3.3 Historia eruptiva.....	19

Figura 3.4 Modelo conceptual del sistema de plomería magmática de Fernandina.....	21
Figura 3.5 Representación tridimensional del sistema magmático subcaldera que alimentó la erupción de 2005 en Fernandina.....	22
Figura 3.6 Modelo tridimensional.....	23
Figura 3.7 Algunos lugares de interés turístico de la isla Fernandina	24
Figura 4.1 Portal principal de la descargas de imagen SAR.....	26
Figura 4.2 Interferogramas cada: 12 días, 24 días, 3 meses, 6 meses y 2 años con 9 meses a través de la línea de tiempo (2014-2018).....	27
Figura 4.3 Procedimiento para obtener un interferograma.	30
Figura 4.4 Procedimiento para obtener un interferograma final.....	31
Figura 4.5 Procedimiento para obtener un gráfico de desplazamiento.....	32
Figura 5.1 Interferograma general	35
Figura 5.2 A:Interferograma,B: Desplazamiento; entre 13 de diciembre de 2014 y 4 de septiembre del 2017 con una deformación de 18 cm.	37
Figura 5.3 Interferograma entre el 19 de marzo del 2015 y el 4 de septiembre del 2017 con una deformación de la caldera de 17 cm	37
Figura 5.4 Interferograma cada seis meses.	38
Figura 5.5 Grafico de desplazamiento cada seis meses.	39
Figura 5.6 Imagen de satélite ASTER multiespectral.	40

Figura 5.7 Interferogramas pre-eruptivo con un intervalo de 24 días por cada órbita (ascendente y descendente).	42
Figura 5.8 Gráficos de desplazamientos pre-eruptivo con un intervalo de 24 días por cada órbita (ascendente y descendente).....	43
Figura 5.9 Interferogramas y gráfico de desplazamiento co-eruptivo con un intervalo de 12 días por cada órbita (ascendente y descendente).....	44
Figura 5.10 Interferogramas post-eruptivo con un intervalo de 28 días (A y B) y de 3 meses (C y D), por cada órbita (ascendente y descendente).....	46
Figura 5.11 Gráficos de desplazamiento post-eruptivo con un intervalo de 28 días (A y B) y de 3 meses (C y D), por cada órbita (ascendente y descendente).	47
Figura 5.12 Imagen óptica de SENTINEL-2 del volcán La Cumbre.....	50
Figura 5.13 A: Ubicación del flujo de lava relacionado al evento eruptivo del 2017 en la isla Fernandina.	51

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1 Información básica de una imagen SAR.....	26
---	----

CAPÍTULO 1

1. GENERALIDADES Y ANTECEDENTES

El archipiélago de Galápagos pertenece a la República del Ecuador, está conformado por 19 islas mayores y más de 200 islotes. Se ubica en el Océano Pacífico a 972 km del Ecuador continental. En 1978, el archipiélago de Galápagos fue declarado como Patrimonio Natural de la Humanidad por parte de la UNESCO por su gran biodiversidad y endemismo. Actualmente, es un lugar turístico de gran importancia a nivel mundial.

El archipiélago de Galápagos es el resultado de la interacción entre el punto caliente Galápagos (**PCG**) y la Dorsal Cocos-Nazca (**DCN**) durante los últimos 20 Ma (Sallarès et al., 2005)(Figura 1.1). Este sistema ha dado origen a la formación de 13 volcanes, de las cuales 9 presentan una historia volcánica actual (La Cumbre, Cerro Azul, Wolf, Sierra Negra, Alcedo, Darwin, Ecuador, Marchena y Genovesa). Sin embargo, se considera también a otros 4 volcanes (San Cristóbal, Baltra, Floreana y Española) debido a que han tenido actividad volcánica durante Holoceno (White, McBirney, & Duncan, 1993).

Al oeste de Galápagos, los volcanes presentan características morfológicas similares, es decir, calderas grandes y profundas con pendientes inusualmente pronunciadas, fisuras eruptivas circunferenciales en las partes superiores, y fisuras radiales en las partes inferiores. Estas características reflejan un sistema de pluma magmática superficial (McBirney & Williams, 1969).

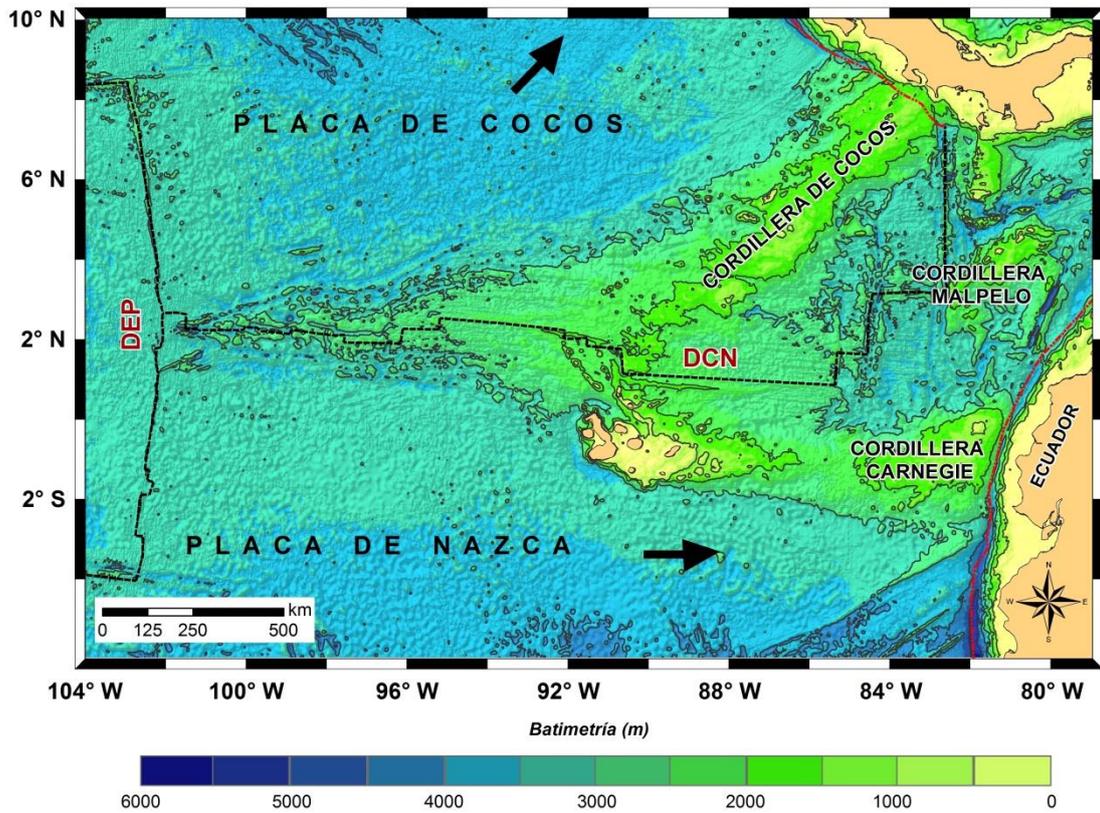


Figura 1.1 Mapa batimétrico del archipiélago de Galápagos.

Se muestra las principales características tectónicas y geológicas del área. Las flechas grandes muestran movimientos de placa relativos al cratón sudamericano estable. DCN: Dorsal Cocos-Nazca; DEP: Dorsal Este del Pacífico.

El volcán “La Cumbre” situada en la isla Fernandina, es el volcán más occidental y activo del archipiélago Galápagos. Está conectado al sistema de pluma magmática de Galápagos (Allan & Simkin, 2000). En sí, posee fisuras circunferenciales a pocos km de los márgenes de la caldera y fisuras radiales en la parte inferior de los flancos (Figura 1.2) (Chadwick & Howard, 1991; McBirney & Williams, 1969). Según (Chadwick et al., 2011) posee un cuerpo de magma poco profundo similar a un *sill*, aproximadamente a 1 km, y además un depósito magmático de forma desconocida a ~ 5 km.

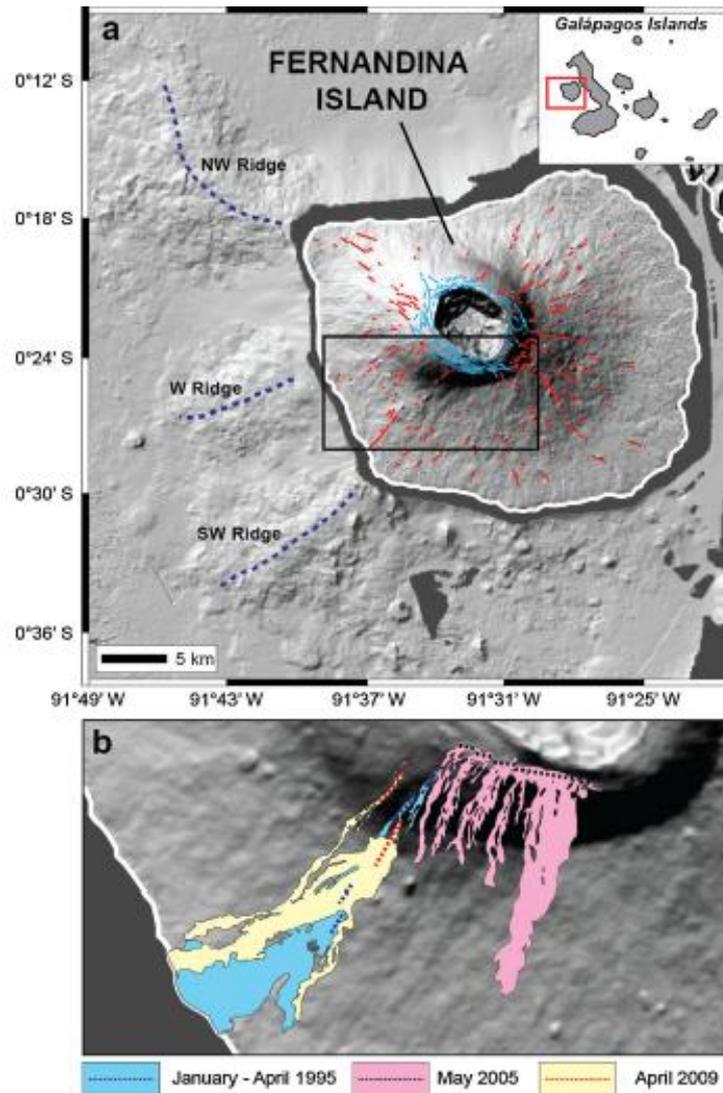


Figura 1.2 Topografía de la isla Fernandina y su patrón de fisuras eruptivas.

Las líneas continuas representan fisuras eruptivas circunferenciales (en azul) y radiales (en rojo). Las líneas de trazos morados marcan las cordilleras submarinas.

Fuente: (Bagnardi, Amelung, & Poland, 2013)

Se ha reportado por lo menos 25 erupciones entre 1813 y 2009. En general, las erupciones han provocado deslizamientos de bloques rocosos, erupciones radiales y circunferenciales. Entre las erupciones más importantes se destacan:

- Erupción de 1968, ocurrió el colapso de 350 m del sureste de la caldera, durante un período de doce días (Simkin & Howard, 1970).
- En 1988, un gran bloque al oeste de la caldera se deslizó dentro de la misma.

- Año 1995, hubo una erupción radial en el flanco suroeste (Jónsson et al., 1999; Rowland et al., 2003).
- Mayo de 2005, ocurrió una erupción circunferencial en el suroeste de la cumbre.
- Abril del 2009, erupción mediante una fisura radial en el flanco suroeste (Bagnardi, Amelung, & Poland, 2013).

Desde entonces, el volcán “La Cumbre” ha estado en un periodo de inactividad hasta el 4 de septiembre del 2017, iniciando una nueva fase eruptiva. Es importante mencionar que en los alrededores del volcán “La Cumbre” no existe población, pero cabe destacar que es un lugar turístico por los cruceros.

1.1. Planteamiento del Problema

La reciente fase eruptiva del 4 de septiembre del 2017 ocurre después de 8 años sin una mayor actividad superficial. De acuerdo con el informe especial N° 02-2017 del IG-EPN, entre marzo 2015 y septiembre 2017, se detectó una inflación de 17 cm en la caldera del volcán asociada al ingreso de un nuevo pulso magmático.

Según los datos sísmicos y satelitales, la intensidad de la erupción disminuyó significativamente con respecto a su inicio el 4 de septiembre del 2017, pero hasta la noche del 5 de septiembre 2017 se podían observar flujos de lava activos. Es importante indicar que durante una erupción existe la posibilidad de otros fenómenos como el colapso del fondo de la caldera asociado a erupciones explosivas (erupción de 1968) o el deslizamiento de las paredes de la caldera (erupción de 1988).

El archipiélago de Galápagos es de interés científico, no solo a nivel nacional sino también a nivel mundial, por ser un laboratorio científico natural. En el presente trabajo, se estudia la nueva fase eruptiva del volcán “La Cumbre”

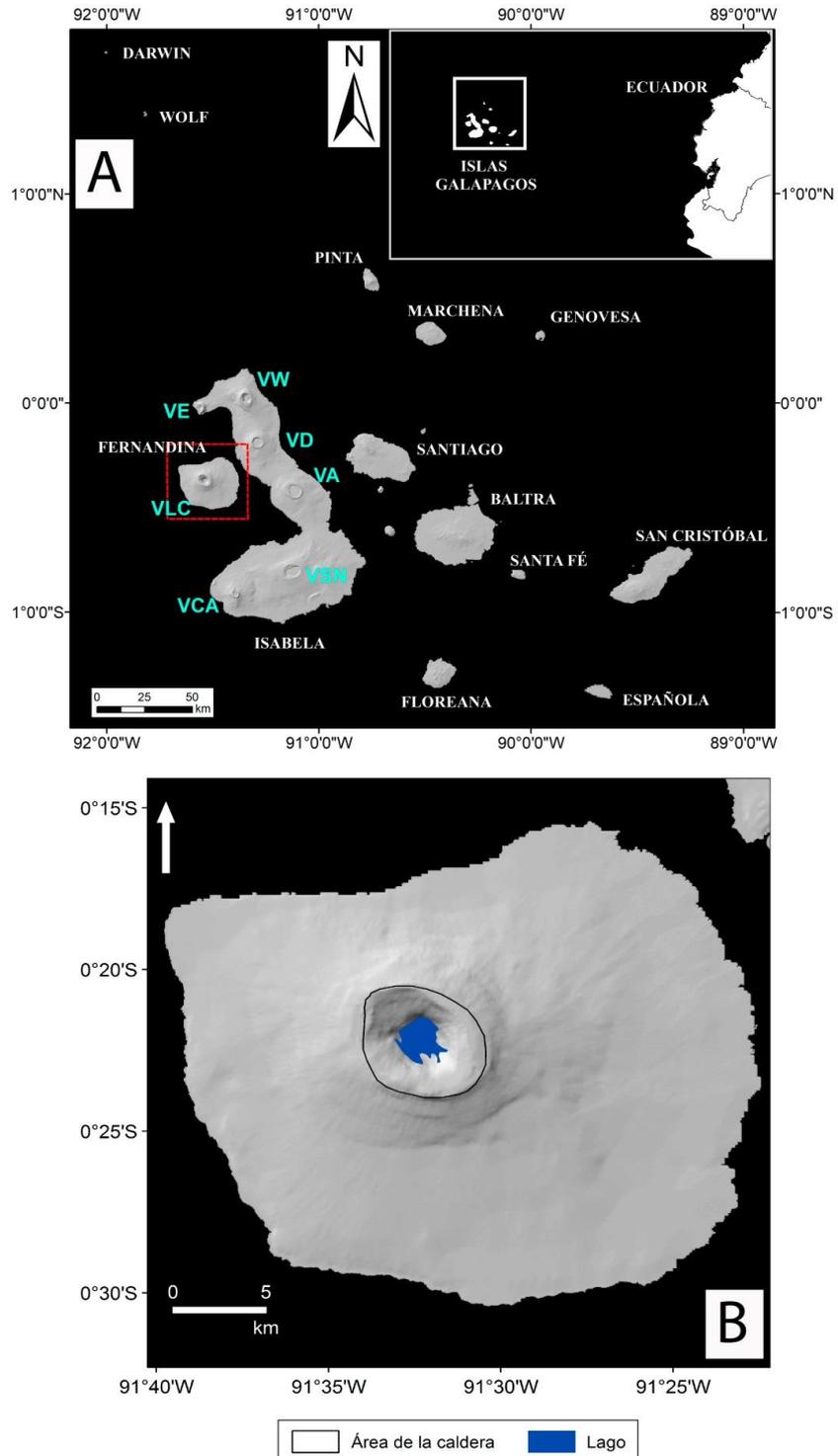


Figura 1.3 Ubicación general del archipiélago de Galápagos.

El recuadro rojo indica el área de estudio. VLC: Volcán La Cumbre; VE: Volcán Ecuador; VW: Volcán Wolf; VD: Volcán Darwin; VA: Volcán Alcedo; VSN: Volcán Sierra Negra; VCA: Volcán Cerro Azul.

como aporte al conocimiento del desarrollo histórico y comportamiento del volcán de la misma isla Fernandina. Por otro lado, es importante mencionar

que el monitoreo de los volcanes es de gran aporte para el país, ya que permite mantener informada a la sociedad ante nuevos eventos volcánicos.

1.2. Zona de estudio

El archipiélago de Galápagos está ubicado sobre la plataforma de Galápagos en el Océano Pacífico aproximadamente a 972 km de la costa ecuatoriana continental. Conformado por 13 islas grandes con una superficie mayor a 10 km², 6 islas medianas con una superficie de 1 km² a 10 km² y otros 215 islotes de tamaño pequeño.

El volcán “La Cumbre” está situada al Oeste del archipiélago de Galápagos perteneciente a la Isla Fernandina, cantón Isabela. Está entre 1°40’ y 1°36’ de latitud sur; y, 89° y 92° de longitud occidental. Además, presenta una altura de ~1476 msnm y una extensión de 642 km² en la caldera conteniendo un lago en todo el centro, ver Figura 1.3.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

- Analizar los movimientos de superficie del volcán “La Cumbre” antes y después de la erupción del 4 de septiembre del 2017 mediante la utilización de interferometría a partir de imágenes satelitales SAR.

1.3.2. Objetivos específicos

- Determinar el inicio de la fase pre-eruptiva por medio de interferogramas como inicio del análisis temporal.
- Cuantificar la deformación y su evolución temporal entre 2014 y 2017.
- Analizar y cuantificar la deformación antes del evento eruptivo.

- Analizar y cuantificar la deformación mediante el evento eruptivo.
- Analizar y cuantificar la deformación después del evento eruptivo.

CAPÍTULO 2

2. BÁSES DE TELEDETECCIÓN

Actualmente, el impacto tecnológico ha avanzado de una forma vertiginosa. Investigación, técnicas e instrumentos han sido mejorados para poder explorar y monitorear a la Tierra. Una de las técnicas de exploración que ha adquirido una gran acogida en el mundo, es la percepción remota.

La percepción remota o teledetección, se refiere al estudio de un objeto de forma distante mediante el uso de instrumentos (sensor), contenido en una plataforma (avión o satélite). La información captada por el instrumento es la energía emitida y/o reflejada por una superficie u objeto de interés. La energía viene de una fuente de radiación natural o artificial (Purkis & Klemas, 2011; Santos, 2015).

La teledetección se utiliza en numerosos campos, por ejemplo, geografía, topografía, hidrología, ecología, oceanografía, glaciología, geología; también, en aplicaciones militares, comerciales, económicas, entre otras.

2.1. Sensores activos y pasivos

Los sensores pueden ser clasificados de la fuente de energía que registran, los cuales son:

- **Sensores activos:** Generan ellos mismos la radiación electromagnética que miden tras ser reflejada. Esta radiación atraviesa las nubes y la lluvia, dependiendo de la longitud de la onda que utilice el satélite; y, opera durante el día y la noche.
- **Sensores pasivos:** Registran la radiación electromagnética de una fuente de energía externa (sol); la cual es reflejada o emitida por la superficie terrestre.

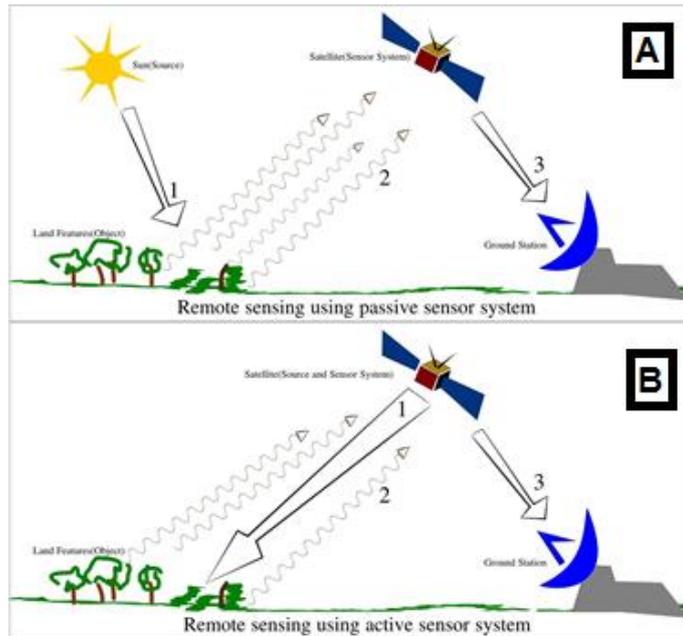


Figura 2.1 Sensores activos y pasivos
A: Sistema de sensores pasivo. **B:** Sistema de sensores activos.
 Fuente: (Purkis & Klemas, 2011; Santos, 2015)

2.2. Órbitas satelitales

La órbita de un satélite describe la trayectoria y la ubicación de este, respecto a la Tierra de forma relativa. En este proyecto, se utilizan las órbitas polares tanto descendente y ascendente.

- Órbita ascendente: Toma la imagen moviéndose desde el hemisferio sur al hemisferio norte
- Órbita descendente: Toma la imagen moviéndose desde el hemisferio norte al hemisferio sur.

2.3. Radiación electromagnética

Está formada por la combinación de campos eléctricos y magnéticos oscilantes donde se propagan a través del espacio de un lugar a otro, en forma de ondas portadoras de energía, y, no necesitan de un medio material

para propagarse. Una de las fuentes más importantes, es el Sol, provee energía en casi todas las longitudes de onda (Malacara & Servin, 2016) .

2.4. Espectro electromagnético

Es la distribución energética de un conjunto de ondas electromagnéticas que se extiende desde la radiación de menor longitud de onda (rayos gamma, rayos X) hasta la mayor longitud de onda (ondas de radio). Estas ondas son caracterizadas por el campo eléctrico y el campo magnético, ambas son perpendiculares a la dirección de propagación de la onda y perpendiculares una de otra (Malacara & Servin, 2016).

2.5. Imagen satelital

Una imagen satelital es la representación visual de la información (radiación de la energía) capturada por un sensor montado en un satélite. Estos sensores reciben información reflejada por la superficie de la Tierra que luego es enviada y procesada.

Una imagen satelital está conformada por una matriz de números reales (imagen óptica); o, por una matriz de números complejos (imagen radar). La matriz está representada por pixeles que contiene un valor de radiación reflejada en un área determinada denominada *raster*.

2.5.1. Tipos de resolución

Existen diferentes tipos de resoluciones de cómo se adquiere una imagen mediante sensores remotos, las cuales son:

- **Resolución espacial:** Se refiere al área que representa cada pixel, esto depende del ángulo de visión del sensor, velocidad en órbita,

rampa de frecuencia, banda de frecuencia, entre otras. Para los sensores ópticos el pixel será cuadrado; mientras que, el sensor radar será rectangular (Chuvienco, 2002).

- **Resolución espectral:** Se refiere al número y ancho de bandas espectrales que registra un sensor. Para el sensor radar, en nuestro caso, puede haber una o más bandas (VV,HV,HH); mientras que, los sensores ópticos consideran el número de bandas y el ancho de banda (Chuvienco, 2002).
- **Resolución radiométrica:** Se refiere a la capacidad del sensor para discriminar niveles de intensidad de radiancia espectral, definida por valor digital o nivel digital. Es decir, describe el rango y número discernible de valores discretos de brillo (Chuvienco, 2002).
- **Resolución temporal:** Se refiere a la capacidad de la frecuencia del paso del sistema por un mismo punto de la superficie terrestre sufridos por la superficie en estudio (Chuvienco, 2002).

2.5.2. RADAR

RADAR viene del acrónimo inglés “**RA**dio **D**etection **A**nd **R**anging” significando “detección y medición de distancias por radio”. Es un sistema de sensor activo que usa ondas electromagnéticas para medir distancias, altitudes, direcciones y velocidades de objetos estáticos o móviles. Se basa en emitir un pulso de radio desde la fuente (emisor), la cual se refleja un eco en el objeto; y, es recibida por la misma fuente (receptor). Al momento de llegar al receptor (eco) se puede extraer una gran cantidad de información (González, 2010; Santos, 2015).

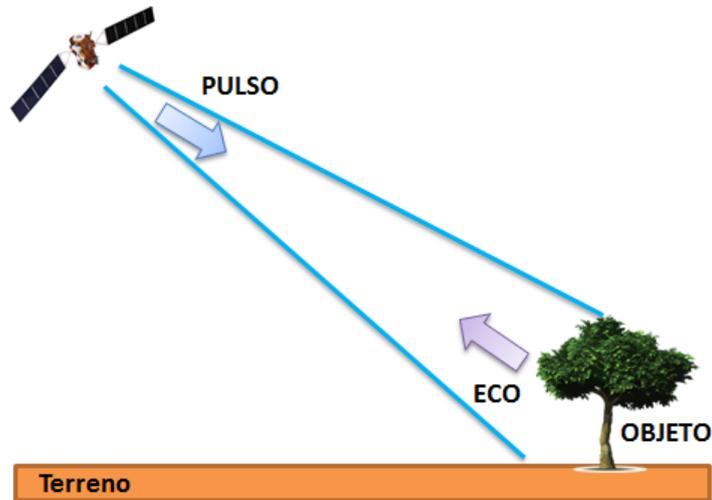


Figura 2.2 Sistema RADAR

Sistema radar donde emite un pulso y luego es receptado por un eco.

Por lo tanto, RADAR mide el tiempo que tarda el tren de pulsos en impactar al objeto y su regreso al receptor. Además, cuantifica la energía de retrodispersión debido a la señal electromagnética con la escena.

Los sistemas radar operan en el espectro electromagnético que corresponde a las microondas. Su longitud de onda (λ) va de 1 m a mm, respectivamente (Chuvieco, 2002).

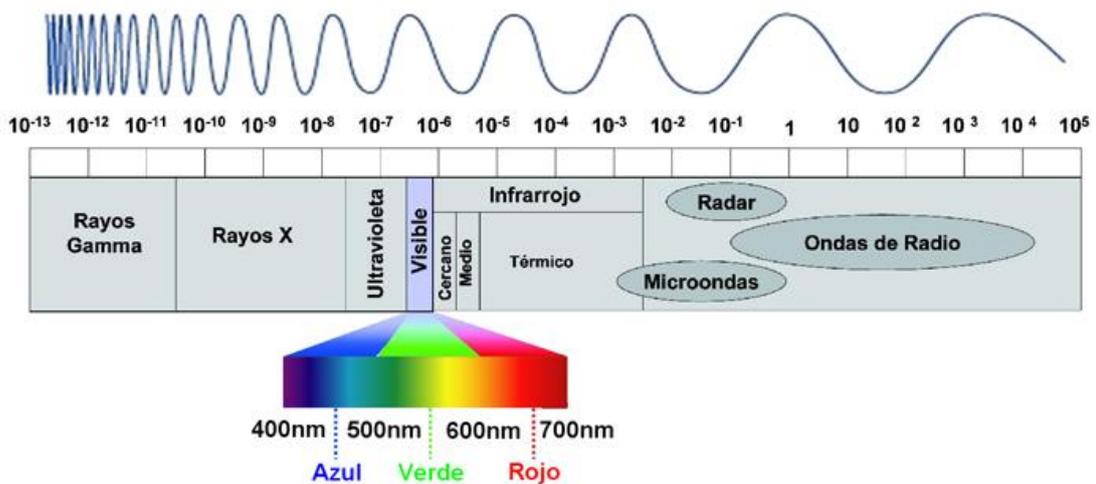


Figura 2.3 Espectro electromagnético

Valores de longitud de onda para los sensores multiespectrales y radar.

Fuente: (Santos, 2015)

2.5.3. SAR

SAR viene del acrónimo inglés “**S**ynthetic **A**pertura **R**adar” significando “radar de apertura sintética”. Este sistema usa el efecto Doppler para sintetizar una antena real (RAR) de grandes dimensiones. Se basa en un punto del terreno (P_o) donde recibe pulsos en la trayectoria orbital del satélite desde P_1 a P_2 en dirección (v). Dado que la frecuencia emitida varía dependiendo de su posición relativa (emisor y receptor) debida al movimiento, por lo tanto, separa los pulsos (efecto Doppler) reflejados por P_o durante el trayecto de P_1 a P_2 ; y, obtiene una imagen con resolución espacial equivalente a la de una antena real (RAR) de dimensión en azimut L_s . El sistema SAR es capaz de obtener imágenes con una mayor resolución en azimut (Sansosti, Berardino, Manunta, Serafino, & Fornaro, 2006).

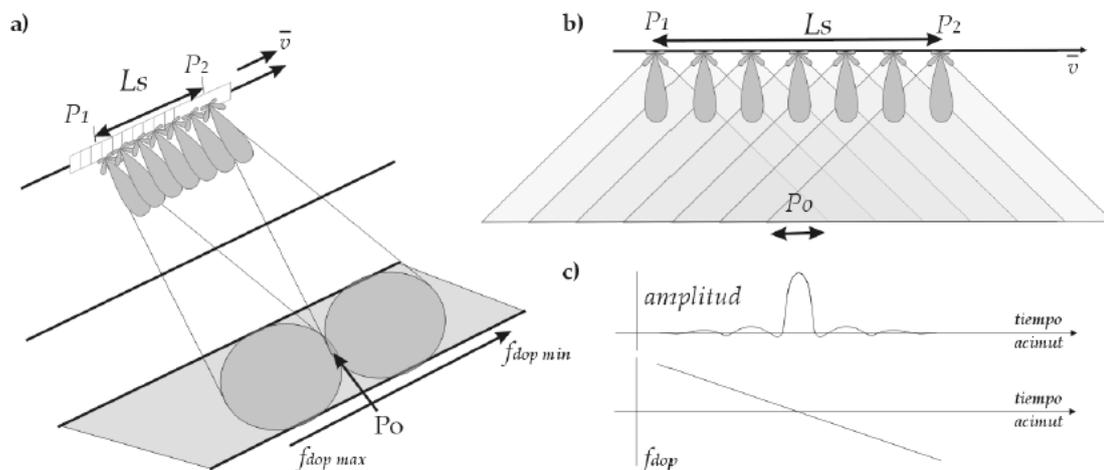


Figura 2.4 Principios bsicos de SAR

A: Concepto de un SAR. **B:** Principio del SAR en la dirección azimut cuando avanza el satélite. **C:** Relación de amplitud normalizada.

Fuente:(González, 2010)

2.5.3.1. Imagen SAR

Una vez receptada la información del objeto, se obtiene:

- **Amplitud:** Intensidad de energía de retrodispersada por la señal al impactar sobre la superficie terrestre. Estos valores dependerán de:
 - Rugosidad del terreno
 - Propiedades dieléctricas
- **Tiempo y fase:** Dirección en que viaja la onda electromagnética.
- **Frecuencia:** Número de longitudes de onda que tomó el pulso en impactar al objeto y retornar al receptor (Kampes, 2006).

Por lo tanto, una imagen SAR está conformada por:

- **Longitud de onda que opera el sensor:** La penetración es el factor clave para la selección de la longitud de onda: cuanto más larga es la longitud de onda (más corta es la frecuencia), más fuerte es la penetración en la vegetación y el suelo.
- **La polarización que es emitida y recibida por la señal:** Las señales de radar pueden transmitir vectores de campos eléctricos horizontales (H) o verticales (V); y, recibir señales de retorno horizontales (H) o verticales (V), o ambas.

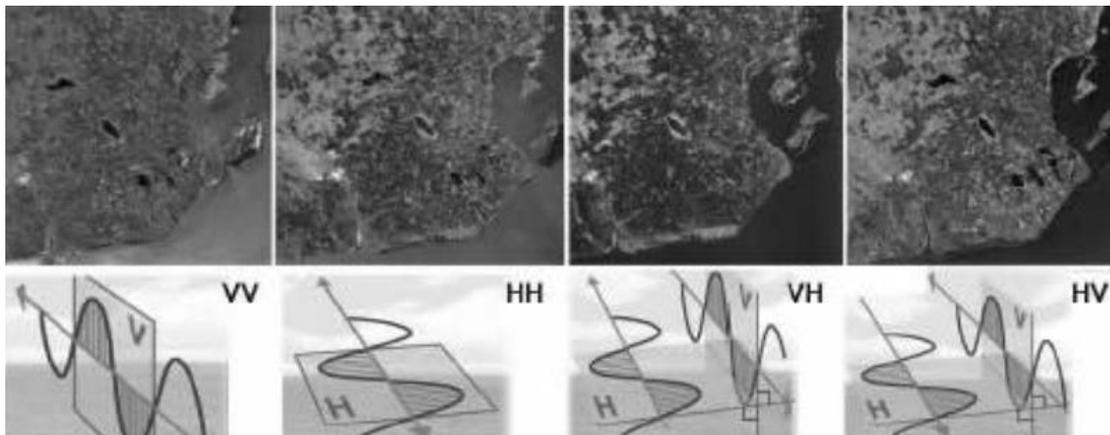


Figura 2.5 Imagen SAR de la misión RADARSAT-2

Muestra las diferentes polarizaciones y la intensidad de la energía de la señal para cada tipo de polarización.

Fuente:(Santos, 2015)

- **Ángulo de incidencia:** Es el ángulo formado por el haz del radar y una línea perpendicular a la superficie. pueden producirse diferentes

reflejos en diferentes regiones angulares. Los retornos son normalmente fuertes en ángulos de incidencia bajos y disminuyen al aumentar el ángulo de incidencia

2.5.3.2. Geometría y sus distorsiones

La representación de la superficie terrestre en una imagen SAR está influenciada por las pendientes del terreno (dirección del rango y de azimut). La dirección azimut no sufre deformaciones mientras que en la dirección del rango presenta distorsiones como:

- **Relieve (layover):** Al enviar los pulsos electromagnéticos impactan sobre dicho objeto de gran tamaño (montaña) con pendiente, la señal de retorno que primero llegará será la cima de este objeto; mientras que, la señal de retorno es la base de dicho objeto regresará después.
- **Escorzo o acortamiento (foreshortenig):** Cuando la topografía tiene pendientes positivas, la distorsión se verá acortada en el pixel, excepto cuando el ángulo de incidencia local es igual a 90° .
- **Sombreado (shadowing):** Cuando envía los pulsos electromagnéticos a un objeto (montaña) donde la pendiente positiva se ilumina mientras que la pendiente negativa no será capaz de iluminarlo por lo que no habrá información que retorne al sensor. Es decir, en la imagen se observará una sombra donde no habrá información (Zebker, Member, & Villasenor, 1992; Zebker, Rosen, & Hensley, 1997) .

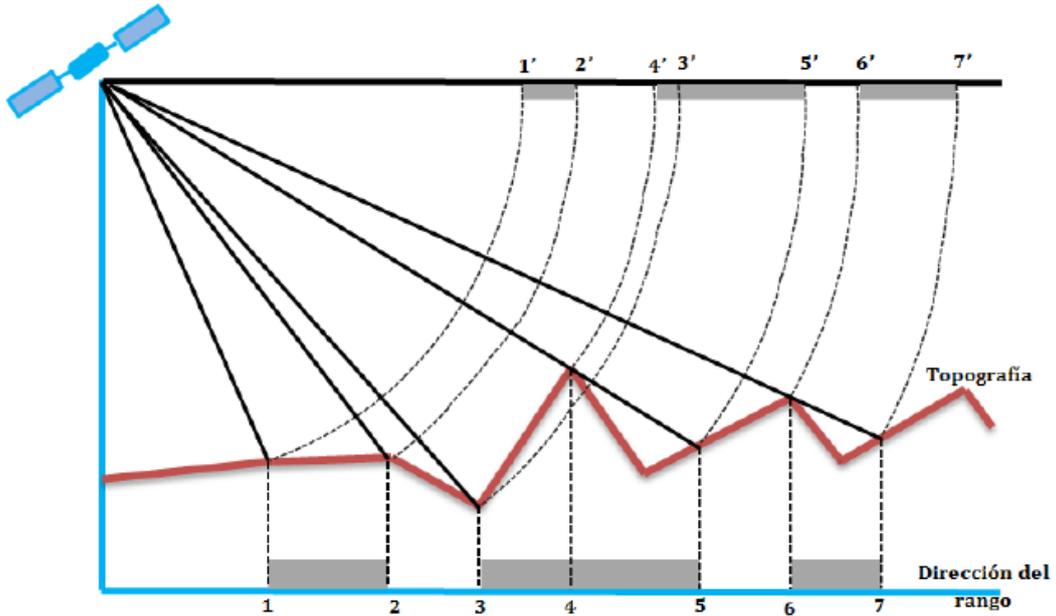


Figura 2.6 Distorsiones Geométricas

Gráfico que presenta las distorsiones geométricas en una imagen radar satelital en función a la topografía.
Fuente: (Santos, 2015)

2.6. Satélite SENTINEL-1



Figura 2.7 SENTINEL-1

Satélite SENTINEL-1 en órbita.
Fuente: Agencia Espacial Europea

SENTINEL 1, es un satélite radar de apertura sintética avanzada (SAR), que opera con un instrumento de banda C (5.8 cm) a 5,405 GHz (Torres et al., 2012). Actualmente está compuesto por dos unidades SENTINEL-1A (S1-A)

y SENTINEL-1B (S1-B), lanzados en abril de 2014 y abril del 2016, respectivamente. Entre las principales ventajas de este instrumento es que puede obtener imágenes de la superficie terrestre a través de la lluvia y las nubes, independientemente si es de día o de noche (sistema activo).

El satélite SENTINEL-1 se desplaza en órbitas polares, con un ciclo de repetición de 12 días (actual). Ambos satélites comparten el mismo plano orbital, con una diferencia de fase de 180°. Debido a esta diferencia se ha establecido dos órbitas: ascendente y descendente.

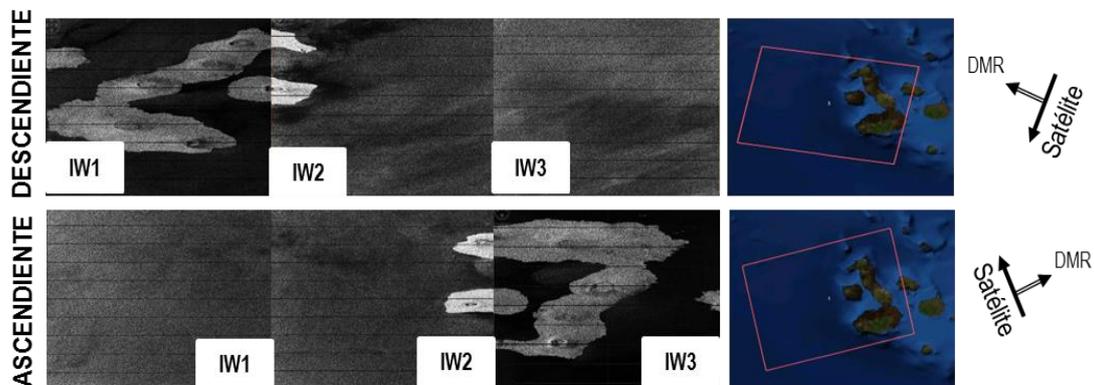


Figura 2.8 Órbitas polares
Imágenes SAR en las diferentes órbitas.

En este satélite, el instrumento SAR admite 4 modos de adquisición de imágenes, cada una proporciona una diferente resolución y cobertura (Figura 2.9):

- Modo de franja ancha interferométrica (IW: *Interferometric Wide*)
- Modo de franja extra ancha (EW: *Extra Wide Swath*)
- Modo de onda (W: *wave*)
- Modo de mapeo por franjas (SM: *StripMap*).

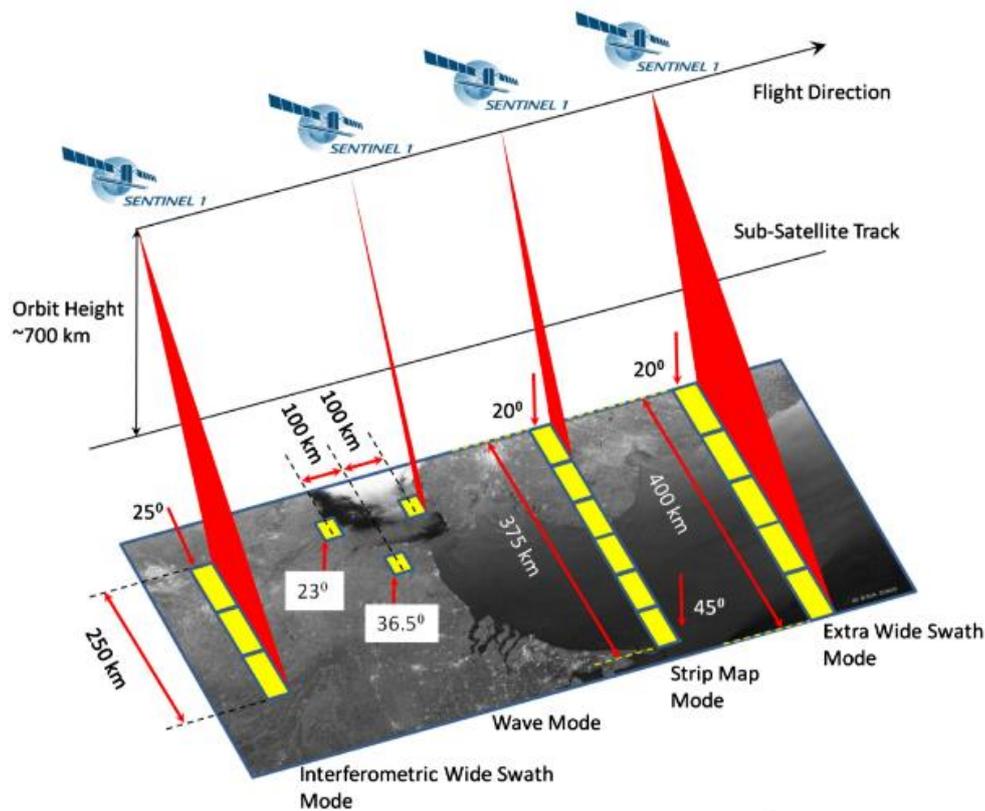


Figura 2.9 Modos operacionales de SENTINEL-1.

Fuente:(Torres et al., 2012)

Los productos se distribuyen en polarización única (VV: vertical o HH: horizontal) para el modo W y doble polarización (VV+VH o HH+HV) para los demás modos (SM, IW y EW).

En este trabajo, se consideró las imágenes en el modo de franja ancha interferométrica (IW), ya que, es el principal modo de operaciones para el monitoreo de grandes áreas terrestres y costeras. El modo IW tiene un ancho de franja de 250 km con una resolución espacial de 5 x 20 m (Torres et al., 2012). Este modo captura tres franjas secundarias: IW1, IW2 y IW3, utilizando la observación del terreno con escaneos progresivos SAR o TOPSAR (Zan & Guarnieri, 2006). Con esta técnica, el rayo escanea hacia atrás y hacia adelante tres veces en una franja única (sub-mallas), y se obtiene como resultado una imagen homogénea y de mayor calidad en toda la franja.

Para sintetizar y obtener la imagen SAR, es necesario realizar un procesamiento digital de los datos adquiridos. Para esto se debe tomar el producto (SLC: Single Look Complex) que consiste en datos georreferenciados a partir de la información de la órbita y la altitud del satélite.

2.7. Interferometría diferencial de radar de apertura sintética (DInSAR)

Es una técnica de proceso de imagen que permite la generación de mapas de desplazamiento del terreno y el cálculo de la coherencia relativa, a partir de n pasos del sensor SAR por una misma zona de estudio (Sillerico, Marchamalo, Rejas, & Martínez, 2010).

El análisis es multitemporal, es decir, que se adquieren los pares de imágenes a lo largo del tiempo, para seguir los movimientos de varios meses o años. Esta técnica es de gran utilidad para obtener desplazamientos de zonas donde producen cambios en el subsuelo (volcán, falla, deslizamiento; entre otras) (Sillerico et al., 2010).

CAPÍTULO 3

3. MARCO GEOLÓGICO

Los estudios de la dinámica física y química de los volcanes activos llevan a una mejor comprensión de la generación, evolución y recolección de magma dentro de la corteza. La fuerza principal que impulsa el ascenso del magma es la flotabilidad acompañado del estrés tectónico (Walker, 1993; Watanabe, Koyaguchi, & Seno, 1999). La fusión parcial en el manto superior produce magmas basálticos que se eleva a través de la litosfera donde se embalsa en una serie de conductos y grietas (Marsh, 2007). Estas grietas se crean a partir de la hidrofracturación (Tilling & Dvorak, 1993), lo que impulsa la actividad volcánica (Hildreth, 1981).

No toda lava en erupción son basaltos; debido a procesos físicos y químicos, como por ejemplo la cristalización y la vesiculación, alteran el magma basáltico a medida que se transporta (ascenso) desde la fuente, dando lugar a diferentes composiciones de lava, estilos de erupción y tipos de sistemas de tuberías volcánicas poco profundas (Hildreth, 1981; Marsh, 2007; Wright & Fiske, 1969). D. Geist, Naumann, & Larson (1998) mostró que la morfología oriental y occidental en los volcanes del archipiélago de Galápagos se deben a la cristalización fraccionada a diferentes profundidades en la corteza y el manto.

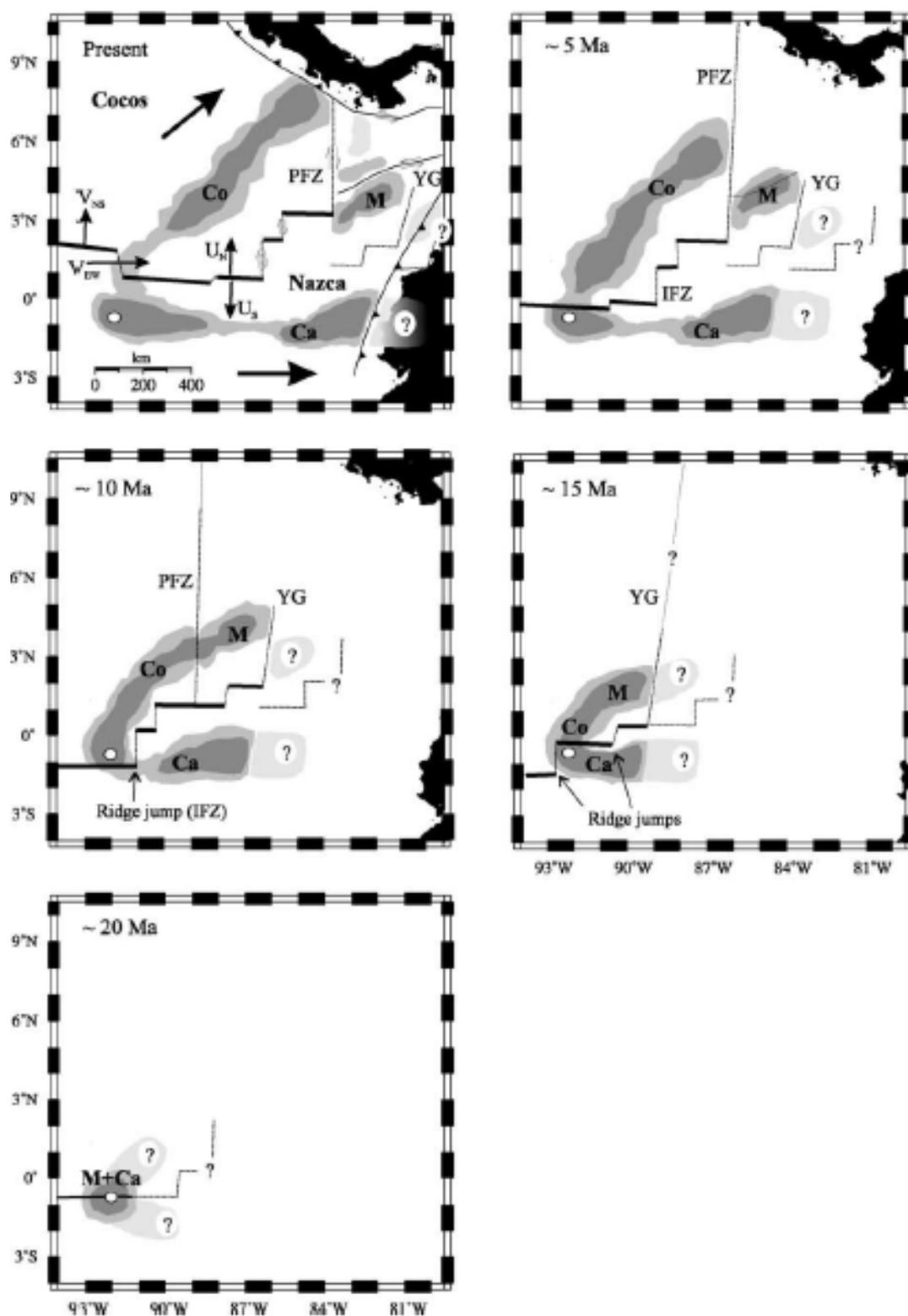


Figura 3.1 Evolución tectónica

Evolución tectónica del archipiélago de Galápagos durante los últimos ~20 Ma
Fuente: (Sallarès, 2003)

El archipiélago de Galápagos es la expresión superficial de un punto caliente o penacho de manto de larga duración cuya interacción con DCN durante el Neógeno ha dado lugar a la formación de dos cordilleras: Cordillera de Cocos y de Carnegie; y los montes submarinos asociados en las placas de Cocos y Nazca (Holden, J. C. & Dietz, 1972; Lonsdale & Klitgord, 1978; Wilson & Hey, 1995). También se cree que las cordilleras de Coiba y Malpelo son productos del PCG.

La evolución tectónica comenzó a los ~ 23 Ma, cuando la migración de una zona de fractura preexistente sobre el PCG causó la ruptura de la Placa de Farallón en las placas de Cocos y Nazca (Handschumacher, 1976). La mayor parte del registro tectónico de la apertura del DCN ya ha sido subducido debajo de América Central y América del Sur, respectivamente. El modelo más antiguo de la evolución del DCN (Holden, J. C. & Dietz, 1972), sugirió que las cordilleras de Cocos y de Carnegie se formaron simultáneamente; mientras que, la DCN estaba en una posición estacionaria sobre el PCG. Sin embargo, ha quedado claro que el sistema central se ha estado moviendo constantemente en relación con el PCG desde su apertura (Barckhausen, Ranero, von Huene, Cande, & Roeser, 2001; Johnson, Vogt, Hey, Campsie, & Lowrie, 1976; Lonsdale & Klitgord, 1978; Wilson & Hey, 1995).

Es por eso, que por la proximidad del PCG y la DCN crea una interacción geoquímica compleja que afecta fuertemente la composición de las lavas. Por lo tanto, el material erupcionado en el archipiélago de Galápagos se puede clasificar como basalto de baja viscosidad (McBirney & Williams, 1969). Actualmente, se considera que la posición del PCG está definida por la concentración de la actividad eruptiva reciente en las dos islas: Isabela y Fernandina (Rowland & Munro, 1992).

Por otra parte, existen dos importantes lineamientos estructurales que controlan la alineación y el espaciado de los volcanes que se elevan desde la plataforma de Galápagos. Una tendencia NE-SO, y un segundo sistema NO-SE, incluidos los

grandes volcanes de escudo de Isabela y el lineamiento Wolf-Darwin (Chadwick & Howard, 1991; McBirney & Williams, 1969).

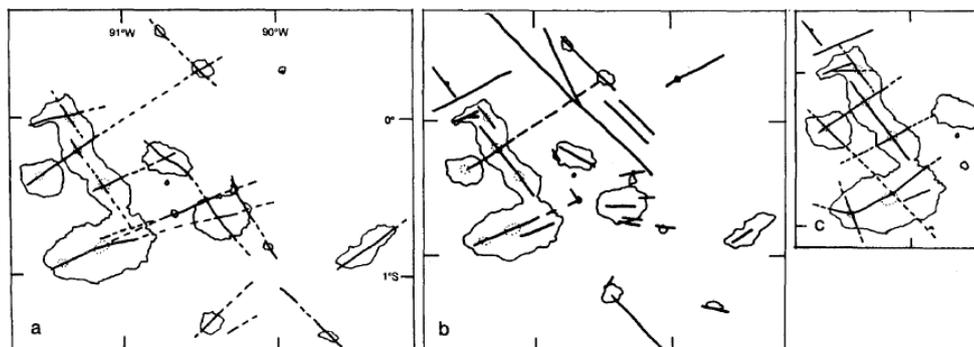


Figura 3.2 Lineamientos tectónicos al oeste de Galápagos

a) Propuesto por Banfield et al. (1956); b) McBirney and Williams (1969); y, c) Nordlie (1973).

Fuente: (Chadwick & Howard, 1991)

Estos volcanes de escudo carecen de zonas de grietas bien desarrolladas. Se caracterizan por desarrollar fisuras circunferenciales y radiales que se comunican con los de cuerpos de magma, debajo de sus calderas, a través de diques subverticales (D. J. Geist, Bergantz, & Chadwick, 2014). La inestabilidad de los flancos de los volcanes no es generalizada, tal vez porque la corteza oceánica sobre la cual crecen es joven y carece de la cubierta de sedimentos, que puede actuar para promover el movimiento del flanco en otros lugares (Acocella, 2007; Nakamura, 1977).

3.1. Características de los volcanes de Galápagos

A continuación, se describe brevemente cada volcán escudo activo que existe al oeste del archipiélago de Galápagos:

- **Ecuador:** Comprende dos elementos morfológicamente: una caldera muy erosionada y una amplia cresta topográfica. Presenta la superficie más pequeña de todos los volcanes y no ha erupcionado históricamente (McBirney & Williams, 1969).

- **Wolf:** Presenta una caldera de ~ 700 m de profundidad que mide 6 por 5 km. Ha entrado en erupción 10 veces desde 1797. La mayor parte de esta actividad eruptiva se produjo en los flancos sureste y este del volcán. Produjo fisuras eruptivas circunferenciales cerca del borde de la caldera o fisuras radiales en el flanco del volcán (De Novellis et al., 2016). La última erupción fue el año 2015 a partir de una fisura circunferencial al sur este de la cumbre de la caldera (Xu, Jónsson, Ruch, & Aoki, 2016).
- **Darwin:** Se ha registrado 2 erupciones desde 1813 (Rowland & Munro, 1992).
- **Sierra Negra:** Presenta una elevación 1100 msnm, un área de caldera de 60 km por 40 km (Reynolds, Geist, & Kurz, 1995). La actividad volcánica se ha concentrado en el volcán pequeño ubicado en el borde norte de la caldera. Se han registrado 10 erupciones desde 1813 (Rowland & Munro, 1992).
- **Cerro Azul:** Presenta una altura de 1640 msnm. Es más pequeño que el volcán La Cumbre, ha entrado 10 erupciones entre 1932 y 1998. La última erupción registrada esta entre mayo del 2008 (Naumann & Geist, 2000).
- **Alcedo:** Ha tenido erupciones tanto de riolita como de basalto. La última erupción conocida ocurrió a fines de 1993 desde la pared de la caldera sur (Hooper, Segall, & Zebker, 2007).
- **La Cumbre:** Es un volcán escudo que presenta un historial eruptivo activo.

3.2. El Volcán La Cumbre

La isla Fernandina posee un único volcán llamado “La Cumbre”, el más joven y a la vez más activo. Su caldera es de forma elíptica (4 x 5 km), de paredes empinadas (18° - 35°) y de profundidad entre 762- 838 m. Sus

paredes empinadas se formaron por distensión lateral del volcán cuando se inyectaron diques de anillo en el enjambre de fisuras concéntricas que rodean la caldera. Laderas reflejan flujos delgados y extensos de basaltos toleíticos, acompañados de pequeñas filas de escoria y conos de salpicaduras; construidas a lo largo de las fisuras presentes.

3.2.1. Historia volcánica

El volcán “La Cumbre” han reportado 26 eventos eruptivos desde 1813 hasta la actualidad (incluida erupción del 2017). La mayoría de las erupciones históricas ocurrieron dentro de la caldera. Los eventos eruptivos más importantes se detallan a continuación:

- **1958:** Un grupo de noruegos informó que el piso de la caldera estaba demasiado caliente e incluso había desaparecido el lago. Se estima que hubo una erupción donde la lava cubrió 15 km² pero no fue presenciada por el hombre.
- **1961:** Fluyo lava desde una fisura radial a una elevación de aproximadamente 400 m en el flanco sureste.
- **1968:** El piso de la caldera colapsó de repente (300 m), al mismo tiempo, una breve erupción a una altura de 700 m en el flanco suroeste del volcán I (Simkin & Howard, 1970).
- **1972, 1973, 1978 y 1986:** Se ha registrado erupciones leves y efusivas; colapso de la caldera en leve actividad (Rowland & Munro, 1992).
- **1988:** Colapsó una parte de la caldera al sur-este después de la erupción (Rowland & Munro, 1992).
- **1991:** Se registró una nube de ceniza precedida de una erupción(Chadwick & Howard, 1991).

- **1995:** Entró en erupción efusiva por una fisura radial en el flanco suroeste alrededor de 10 semanas activa (Chadwick & Howard, 1991; McCosker, Merlen, Long, Gilmore, & Villon, 1997).
- **2005:** Se registró una erupción a partir de una fisura circunferencial en el borde de la caldera al sur-oeste, duro tres días consecutivos (Chadwick et al., 2011).
- **2009:** Esta erupción, se caracterizó por tres fisuras escalonadas, orientadas radialmente hacia la cumbre. Ha sido en el mismo sector de las erupciones de 1995 y 2005 (Bagnardi et al., 2013)
- **2017:** A las 12:25 am (hora local) comenzó una nueva erupción. La lava emergió de una fisura circunferencial cerca del borde suroeste de la caldera, fluyó hacia los flancos sur y suroeste. Incluso, una columna eruptiva con bajo contenido de cenizas se elevó 4 km por encima del borde del cráter y se desplazó al oeste. Al día siguiente, continuaron los flujos, pero en la noche se había debilitado (Geofísico, 2017).

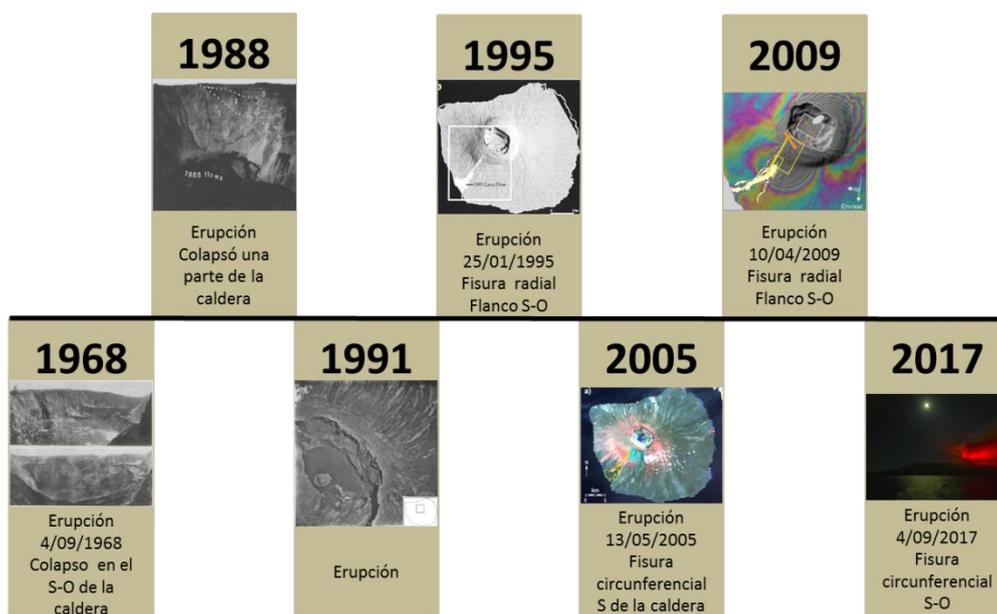


Figura 3.3 Historia eruptiva

Eventos eruptivos destacados en los últimos 50 años en la isla Fernandina.

3.2.2. Modelo volcánico

A partir de los datos geofísicos, petrológicos y volcanológicos han permitido sintetizar el modelo de la cámara magmática de Galápagos (D. J. Geist et al., 2014). Existen diferentes modelos que han sido modificados mediante investigaciones que se han realizado a partir de los últimos eventos eruptivos producidos por una fisura circunferencial o radial que se ajustan al volcán La Cumbre.

3.2.2.1. Modelo de Geist

En base a estas características de Geist et al (2004), estableció tres etapas para el modelo evolutivo de la cámara magmática: juvenil, madura y senil. A continuación, se detalla las características del modelo del volcán La Cumbre:

- Es un volcán en fase madura, también se lo presenta en Wolf y Darwin
- Presenta un gran volumen de magma cristalizado dentro de la corteza, junto a un sistema de túneles magmáticas que alcanza un estado térmico estable alrededor de 1150 °C
- Los magmas se cristalizan parcialmente en cámaras dentro la corteza, para luego terminar la cristalización en un *sill* a unos 1-3 km debajo de la caldera
- Este sill sirve como filtro de densidad ya que pocos cristales máficos lo atraviesa, a diferencia de las plagioclasas.
- La masa de olivino-gabro existe debajo del sill a por al menos 2 km e inclusive puede haber reservas de magma a mayor profundidad, que son indetectables por deformación en la superficie.

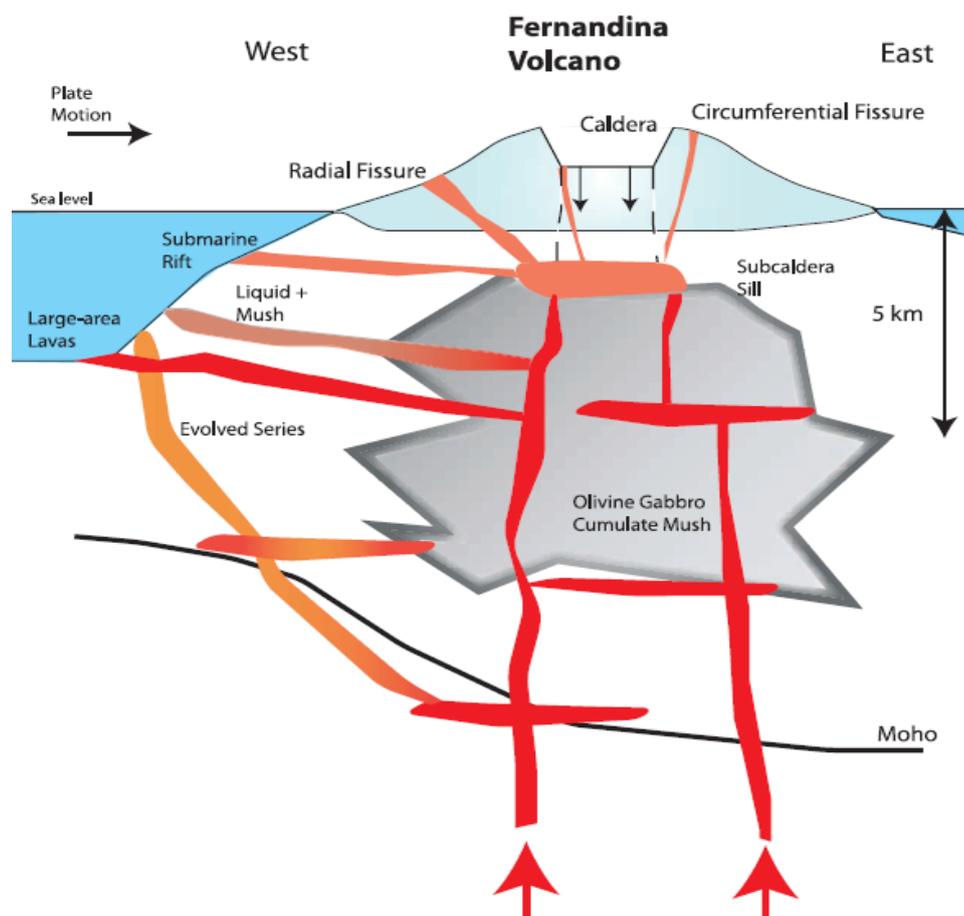


Figura 3.4 Modelo conceptual del sistema de plomería magmática de Fernandina.

Fuente: (D. J. Geist et al., 2006)

3.2.2.2. Modelo de Chadwick

Este modelo incorpora tres posibles fuentes en base al evento eruptivo del 2005, de deformación idealizadas: alféizares, diques y fuentes puntuales. Una fuente poco profunda de inflación o deflación centrada debajo de la caldera se modela como un umbral horizontal (una dislocación plana con apertura uniforme). Existe una evidencia de fuente separada y más profunda de inflación / deflación en Fernandina cuya geometría exacta está pobremente restringida, también incorpora una fuente puntual debajo del umbral de la caldera (Chadwick et al., 2011).

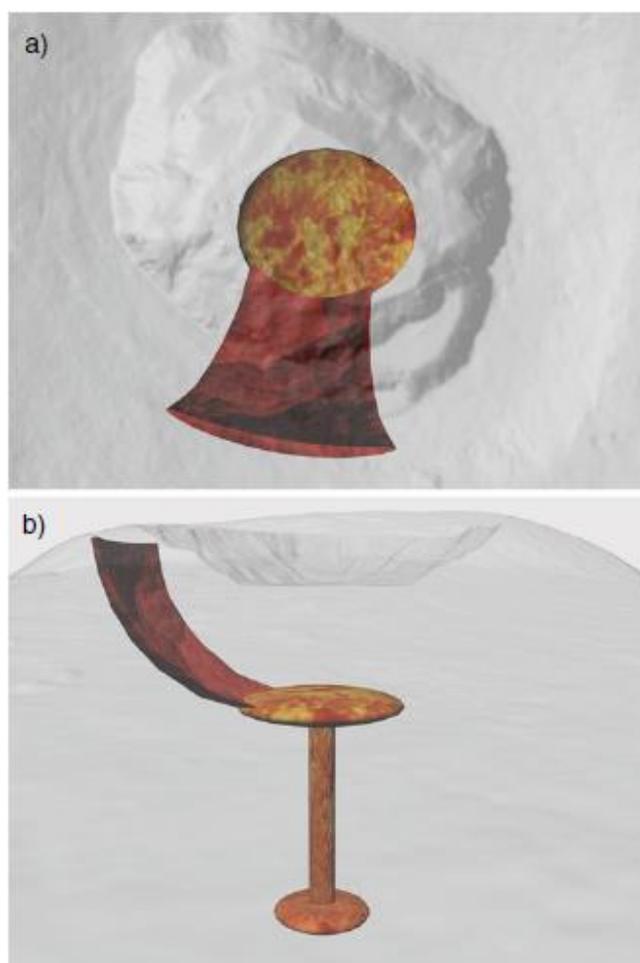


Figura 3.5 Representación tridimensional del sistema magmático subcaldera que alimentó la erupción de 2005 en Fernandina.

a) Vista desde arriba. b) Vista oblicua desde el lado, mirando hacia el nor-este. Un dique circunferencial con la forma de una concha cóncava se introduce en la superficie desde la subcaldera un depósito horizontal a 1 km de profundidad, que a su vez está cubierto por un depósito de magma más profundo a 5 km.

Fuente: (Chadwick et al., 2011)

3.2.2.3. Modelo de Bagnardi

Este modelo se basa a la investigación del evento eruptivo 1995 y 2009 (Amelung, Jonsson, Zebker, & Segall, 2000; Chadwick et al., 2011), revela el sorprendente resultado de que fueron alimentados por las fisuras poco profundas que se iniciaron desde, o justo debajo, del ~ 1 km bsnm (Bagnardi et al., 2013).

De acuerdo a los resultados e interpretaciones de (Bagnardi et al., 2013) son consistentes con el modelado numérico de Grosfils (2007), quien demostró que los modelos elásticos de la ruptura del yacimiento de magma no pueden producir diques subverticales de propagación lateral bajo ninguna condición geológica y geométrica. También se ha reconocido el transporte de magma por fisuras subhorizontales como un elemento importante que controla el crecimiento y la evolución de los volcanes escudo (Staudigel, Feraud, & Giannerini, 1986). Nuestro modelo para el transporte de magma en las Galápagos puede por lo tanto ser ampliamente aplicable a otros volcanes subaéreos, submarinos y extraterrestres, y proporciona una alternativa a las interpretaciones basadas en el ejemplo de Hawai.

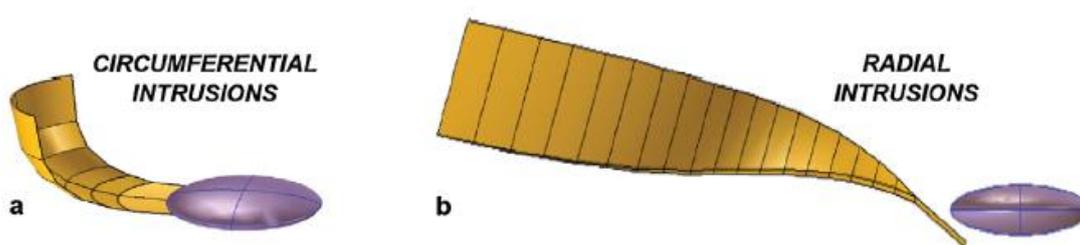


Figura 3.6 Modelo tridimensional

A: Fisura circunferencial. B: Fisura radial; el color morado representa un reservorio de magma ~ 1 km.

Fuente: (Bagnardi et al., 2013)

3.2.3. Riesgos geológicos

El archipiélago de Galápagos es considerado como uno de los centros volcánicos más activos del mundo presente en la isla Isabela y Fernandina. Por la ubicación geográfica, Galápagos no tiene una fuente cercana de generación de sismo-tsunamis, pero se encuentra expuesta a los eventos que ocurren en el océano Pacífico. Sin embargo, enfrenta fenómenos naturales como erupciones volcánicas y sismos que conllevan grandes impactos ambientales o socioeconómicos.

Las erupciones volcánicas es uno de los espectáculos naturales más fascinantes, pero conlleva peligros potenciales, ya que implican cambios drásticos que pueden alterar tanto suelo y agua a decenas de kilómetros alrededor de un volcán; incluso, provocar cambios en el clima por la liberación de gases tóxicos o ceniza, lo que supone un riesgo para la población entre las proximidades de las islas, así como para la flora y fauna presente en el archipiélago.



Figura 3.7 Algunos lugares de interés turístico de la isla Fernandina

Fuente: (Bagnardi, Amelung, & Poland, 2013)

Lugar turístico de Fernandina es Punta Espinoza, localizada al sureste de la isla. Es famosa por la colonia de iguanas marinas por tomar sol en las rocas de lava, además, de las aves endémicas únicas en el mundo, pingüinos y lobos marinos. La vida silvestre de la isla predomina la vegetación a pesar de las recientes actividades volcánicas que reducen la vida de las plantas. Si el volcán “La Cumbre”, se detecta con tiempo una

actividad, permite el anticipo de las erupciones y así alertar a las comunidades próximas y a los cruceros turísticos.

CAPÍTULO 3

4. DATOS Y METODOLOGÍA

4.1. Imágenes SAR

Se obtuvieron imágenes SAR del satélite SENTINEL-1A mediante la página de la Agencia Espacial Europea (ESA) de la zona occidental del archipiélago de Galápagos. Esta página es de acceso libre, es decir, se pueden obtener imágenes satelitales de forma gratuita, solo se necesita registrarse.



Figura 4.1 Portal principal de la descargas de imagen SAR.

Fuente: (ESA)

Para la búsqueda de la imagen SAR, se toma en cuenta algunos parámetros para poder hacer la aplicación de interferometría, como se muestra en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Información básica de una imagen SAR

PARÁMETROS	SENTINEL-1
Plataforma satélite	S1-A
Modo operacional	IW
Polarización	VV
Tipo de producto	SLC
Órbita	Ascendente Descendente

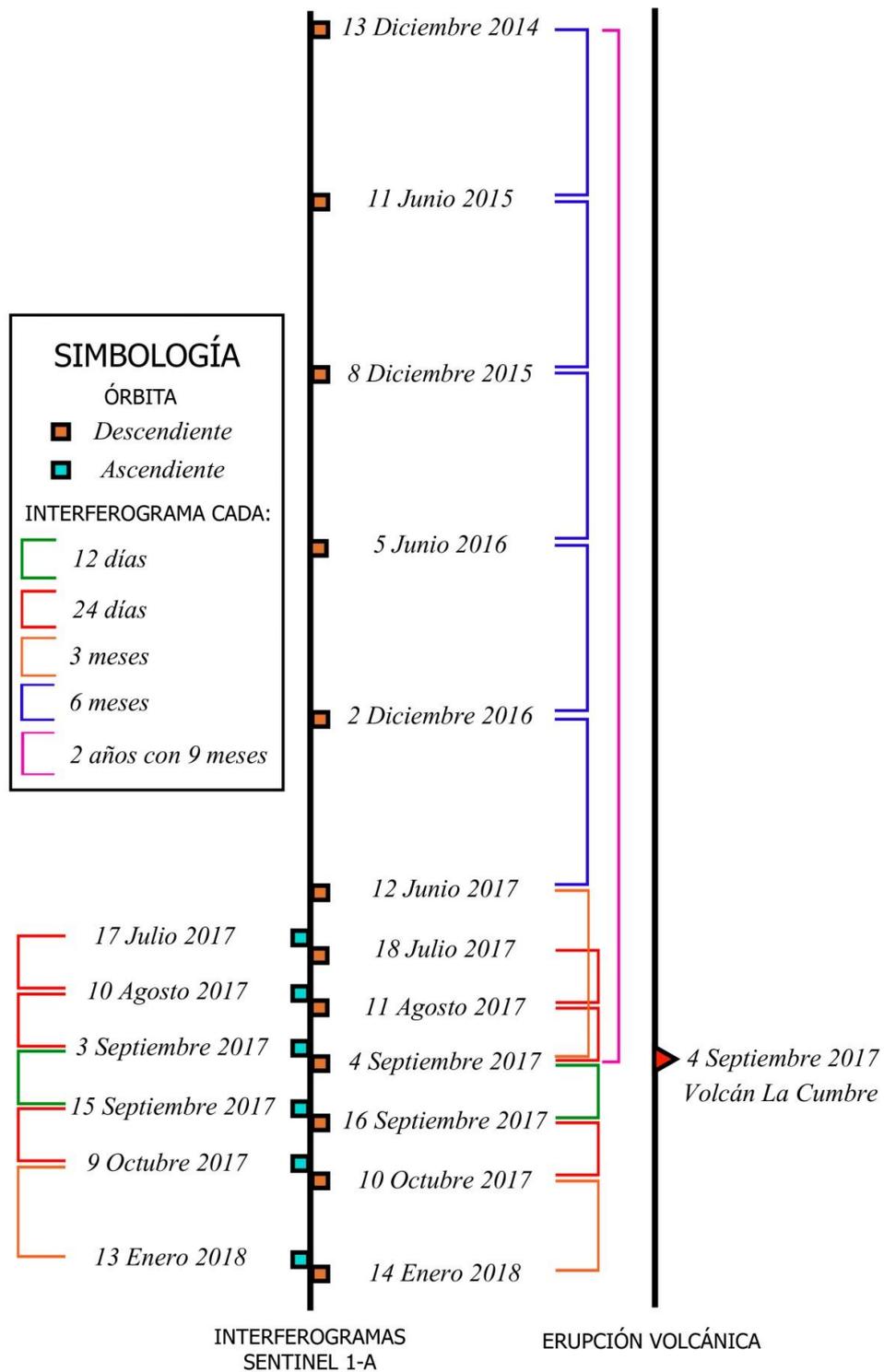


Figura 4.2 Interferogramas cada: 12 días, 24 días, 3 meses, 6 meses y 2 años con 9 meses a través de la línea de tiempo (2014-2018).

Recuadro naranja indica imágenes satelitales de la órbita descendente y recuadro turquesa indica imágenes satelitales de la órbita ascendente.

Debido a que el satélite SENTINEL 1A fue lanzado en abril de 2014, se dispone imágenes SAR a partir de diciembre de 2014. Por otro lado, la órbita descendente dispone imágenes desde esa fecha; mientras que, en la órbita ascendente, dispone imágenes SAR a partir de diciembre de 2016. Considerando la disponibilidad de imágenes, se obtuvo un total de 18 imágenes SAR, 12 en órbita descendente y 6 en ascendente, ver la Figura 4.2.

4.2. Imágenes ópticas

Se obtuvieron imágenes ópticas del satélite SENTINEL-2B (Figura 4.2) mediante la página de la Agencia Espacial Europea (ESA) de la zona occidental del archipiélago de Galápagos, además, es de acceso libre.

4.3. Software

El software que se utilizó fue **SNAP-Versión 6.0**. Este software es de acceso libre mediante la página ESA. Además, se trabaja en conjunto con la herramienta **SNAPHU Versión 1.4.2** (disponible en Linux) para determinar los desplazamientos verticales que existe en la deformación del terreno (Chen & Zebker, 2001). Con la ayuda del sistema operativo **UBUNTU 16.04 LTS**, se pudo agilizar en el tratamiento de imágenes SAR debido a que tiene mayor capacidad en la memoria, es decir, permite ahorrar tiempo.

4.4. Metodología

4.4.1. Recopilación bibliográfica

Se realizó una investigación sobre:

- Teledetección básica y RADAR
- Interferometría y sus aplicaciones
- Área de estudio: geología, petrología, tectónica, historia volcánica, entre otros.

Donde se hizo un análisis y síntesis de cada tópico para su mejor entendimiento.

4.4.2. Obtención de imagen SAR

Se obtuvieron imágenes SAR de acceso libre en la página ESA. Cabe destacar, se obtuvieron imágenes desde el 2014 (3 y 6 meses) hasta el septiembre 2017 para un análisis general. Luego, se obtuvieron imágenes SAR (12 días) en todo el año 2017 y el mes de enero 2018 para un mejor análisis y comprensión del comportamiento de la superficie terrestre de la isla Fernandina. En total, se obtuvieron más de 50 imágenes SAR siendo 18 imágenes SAR destacadas por su optimización de intervalo de tiempo.

Nota: Las imágenes SAR pesan un alrededor de 4 GB c/u y su descarga es de media hora c/u empleada en el sistema Ubuntu.

4.4.3. Generación de interferogramas

Primero, se obtuvieron interferogramas desde el 2014 hasta el 4 septiembre 2017 (intervalo de 3 y 6 meses), para un análisis general. En total, se obtuvieron más de 25 interferogramas siendo 17 interferogramas destacadas por su optimización de intervalo de tiempo.

4.4.3.1. Procedimiento de interferograma

Se realizaron 6 etapas para la obtención de un interferograma, como se muestra en la Figura 4.3. A continuación, se detalla las etapas.

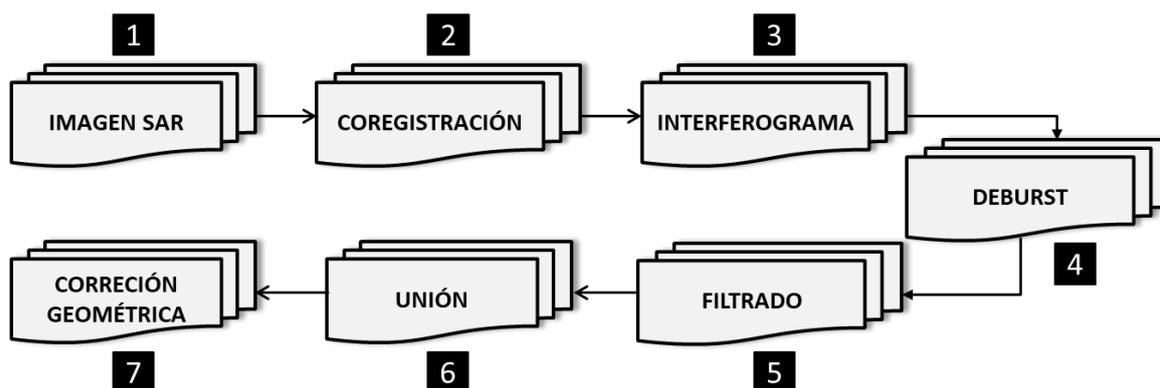


Figura 4.3 Procedimiento para obtener un interferograma.

Etapa 1: Se ingresa dos imágenes SAR, estos deben ser de la misma órbita (ascendente o descendente). La primera imagen que se selecciona es la más antigua (fecha) y se la denomina como *master* (principal), mientras la segunda corresponde a la más reciente (fecha) y se lo denomina como *slave* (secundaria).

Etapa 2: El coregistro consiste en un gráfico que lee dos productos SLC (imagen SAR), selecciona una sub-malla única (IW, IW2 o IW3) (Figura 2.8) y aplica una corrección de órbita precisa de 5 cm (Yague-martinez et al., 2016) con un DEM (SRTM) que elimina la contribución topográfica a la fase interferométrica (Farr et al., 2007).

Etapa 3: Al momento de generar un interferograma, se realiza una sustracción de la fase topográfica la cual simulará un interferograma basado en un DEM de referencia y lo restara del interferograma procesado. Por lo tanto, el producto resultante se tiene un interferograma con fase topográfica eliminada.

Etapa 4: En el deburst, una sin problemas todos los datos de ráfaga en una sola imagen.

Etapa 5: La fase interferométrica puede estropearse debido al ruido: térmico, temporal, geométrico, centroide Doppler y error de

procesamiento (Baran, Stewart, Kampes, Perski, & Lilly, 2003) donde hay una pérdida de coherencia. Por lo tanto, el filtrado de fase **Goldstein** depende de la coherencia, de modo que las áreas incoherentes (baja coherencia) se filtran más que las áreas coherentes (alta coherencia).

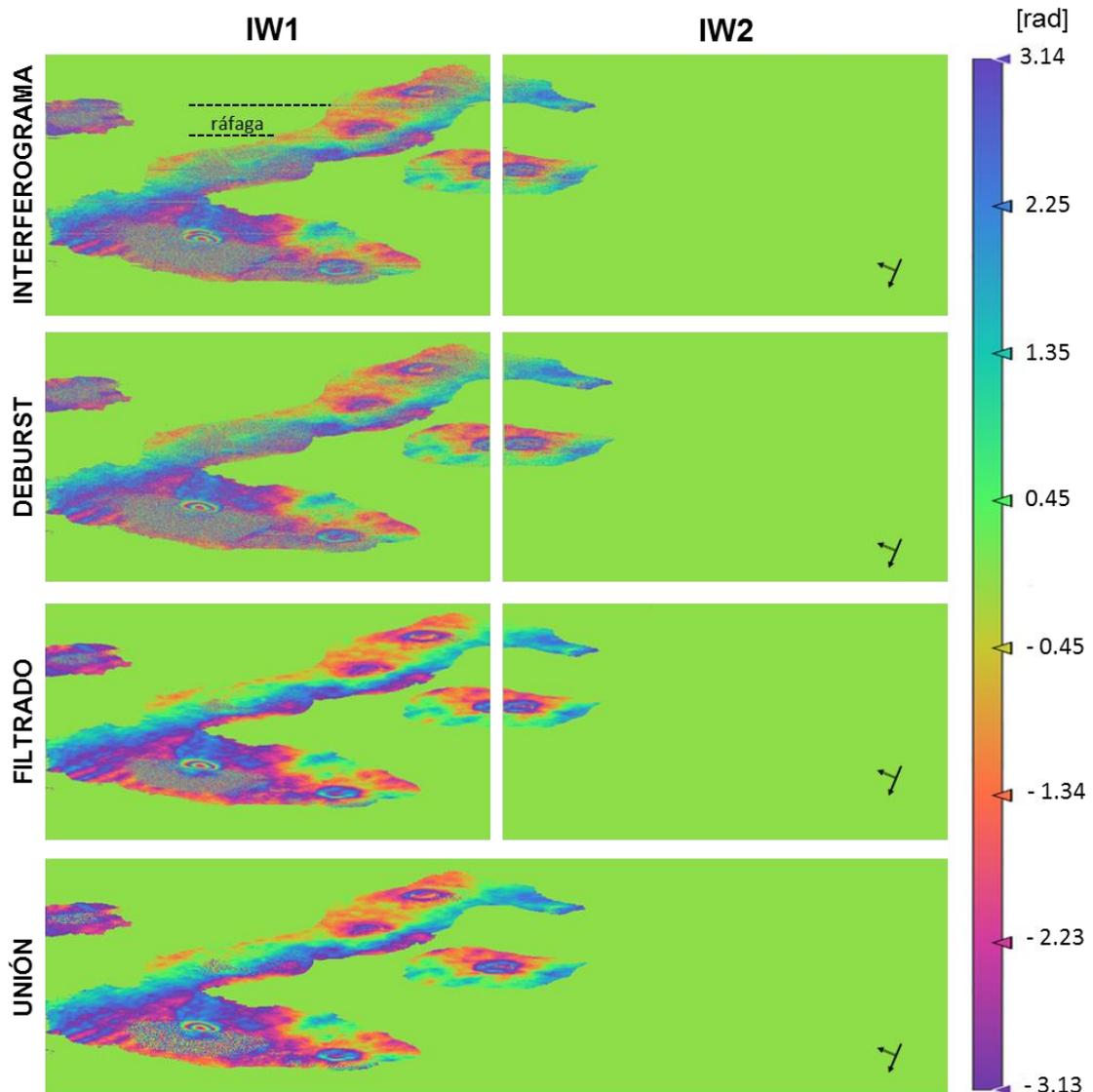


Figura 4.4 Procedimiento para obtener un interferograma final
Interferograma, deburst, filtrado y union; con sus respectivas submallas (IW1-IW2),
órbita descendente.

Etapa 6: Por último, une las dos sub-mallas IW1 - IW2 (descendiente) o IW2 – IW3 (ascendente) para crear una sola imagen completa de la isla Fernandina.

4.4.4. Generación de los desplazamientos

A partir de los 17 interferogramas seleccionados, se procedió realizar 17 gráficos de desplazamientos. Los gráficos de desplazamientos muestran la cuantificación de la deformación en centímetros.

4.4.4.1. Procedimiento de los desplazamientos

Se realizaron 4 etapas para la obtención de los gráficos de desplazamientos, como se muestra en la Figura 4.5. A continuación, se detalla las etapas.

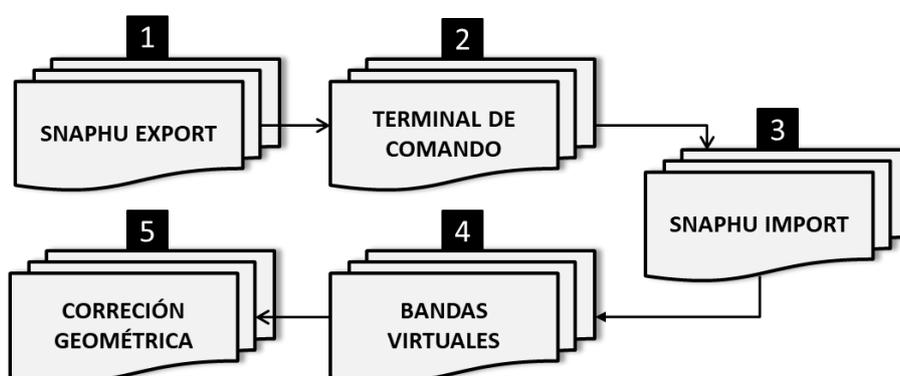


Figura 4.5 Procedimiento para obtener un gráfico de desplazamiento.

En el interferograma, se conoce su fase interferométrica que está dentro de 2π . Para poder relacionar la fase interferométrica con la altura topográfica debe desenvolverse la fase (Unwrapping). A continuación, se detalla cómo obtener un gráfico de desplazamiento.

Etapa 1: Se exporta el interferograma, obtenido en el tópico anterior. Este interferograma debe ser recortada solo de la zona de interés para

agilizar el procesamiento, en caso contrario, sí es las dos islas el procesamiento se demoraría con mayor tiempo. Se utiliza el modo de costo estadístico DEFO y el método inicial MCF. Por lo tanto, se obtiene una fase envuelta.

Etapa 2: Ahora se desenvuelve la fase con SNAPHU. Se abre un terminal de comando (Linux). En la carpeta donde se guardó la salida de la fase envuelta se abre el archivo **.conf**; se copia el comando y se pega en el terminal de comando; luego, se ejecuta. SNAPHU utiliza un procedimiento de optimización iterativo; su tiempo de ejecución depende de la dificultad del interferograma. Desenvolver puede usar mucha memoria. Sí el desenvolvimiento falla debido a que no hay suficiente memoria, puede crear un subconjunto de su área de interés y probar con SNAPHU nuevamente.

Etapa 3: En la importación de SNAPHU, lee dos formatos de imagen: primero, la fase envuelta, es decir, el interferograma recortada; y, segundo, la fase desenvuelta en formato **.hdr**. Se procesa y muestra la fase desenvuelta total.

Etapa 4: Obteniendo la fase desenvuelta, se crea bandas virtuales para obtener el desplazamiento relativo con respecto a un punto de referencia. Las bandas virtuales que se crean se muestran en el Anexo 1.

Etapa 5: Se realiza una corrección geométrica. Consiste en que la imagen corrige las distorsiones geométricas SAR (escorzo, escala y sombra); utilizando un DEM en este caso SRTM 3 sec y se obtiene un producto proyectado (latitud y longitud geográfica) en mapa.

CAPÍTULO 5

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Se utilizó datos SAR del satélite SENTINEL-1A de ESA para construir interferogramas; luego, se realizó los gráficos de desplazamiento que da a conocer la cuantificación de la deformación del volcán “La Cumbre” en la isla Fernandina. Se utilizaron datos de las dos órbitas, una ascendente y descendente. En la Figura 4.2, se muestra los diferentes interferogramas realizados de acuerdo con los intervalos que se detalla en la línea del tiempo antes y después del evento eruptivo.

A continuación, se muestra los resultados con respecto a los objetivos planteados. Mediante el procesamiento de imágenes y la obtención de los resultados, se obtuvieron resultados adicionales para su mejor comprensión del lugar.

5.1. Interferograma general

Se realizó un interferograma antes de la erupción la cual comprende la isla Isabela y Fernandina; con el propósito de ver el comportamiento de los diferentes volcanes activos incluido el de interés. El intervalo va de 2 años con 9 meses. Este intervalo abarca porque las imágenes SAR de SENTINEL-1A están disponibles a partir del mes de diciembre del 2014. Por lo tanto, el análisis temporal va desde ese mes hasta unas horas antes del evento eruptivo.

Como resultado, se obtuvo un interferograma (Figura 5.1) donde muestra deformación (franjas interferométricas) en los volcanes de La Cumbre (interés), Wolf, Alcedo, Sierra Negra y Cerro Azul; sin embargo, en los volcanes Darwin y Ecuador no se evidencia deformación. Es importante mencionar, que este resultado se sintetiza a partir de un interferograma, más no, del gráfico de cuantificación de desplazamiento.

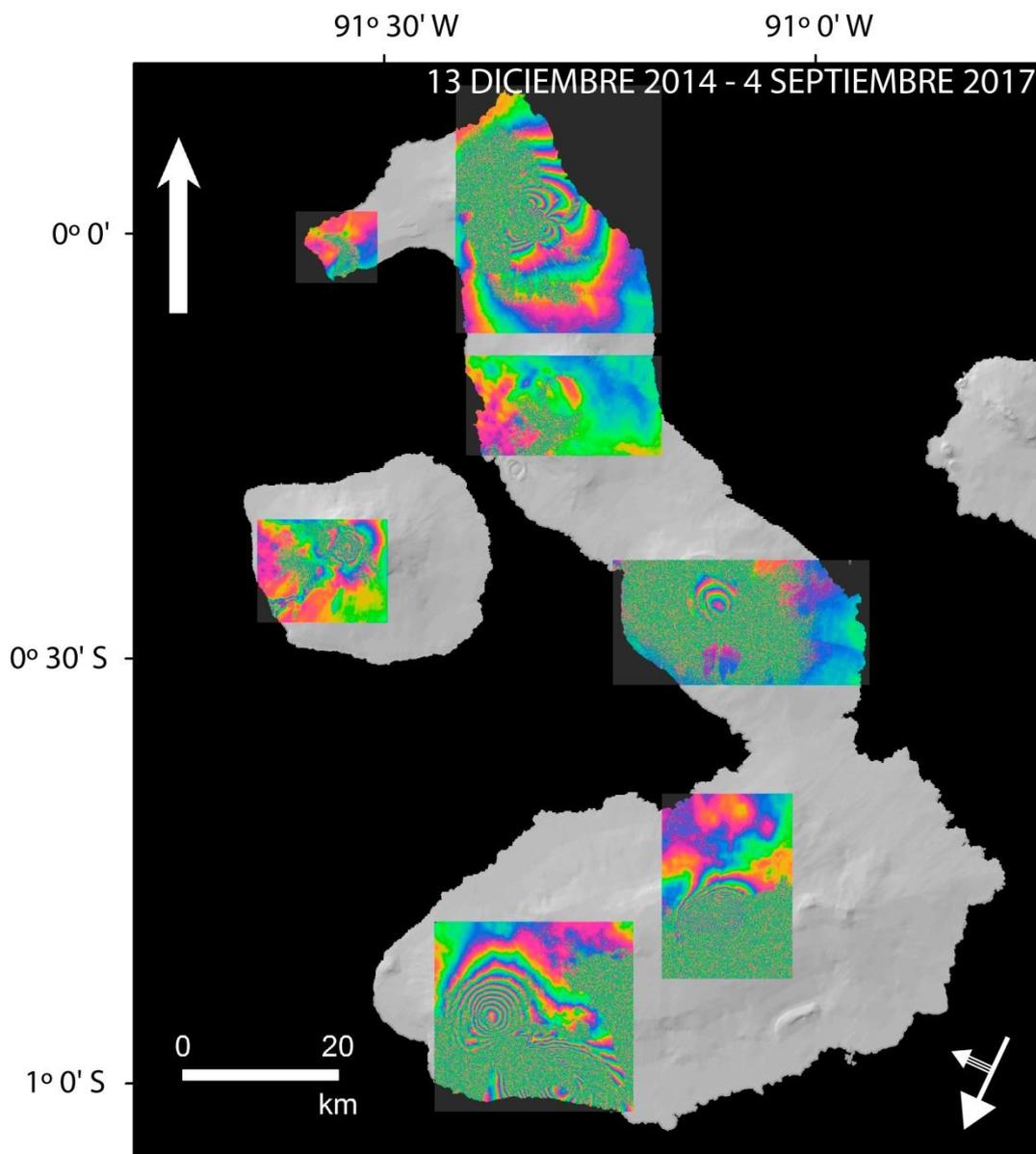


Figura 5.1 Interferograma general

Interferograma de la isla Isabela y Fernandina donde se muestra deformaciones en los volcanes Wolf, Alcedo, Sierra Negra y Cerro Azul; sin embargo, en los volcanes Darwin y Ecuador no se puede apreciar una deformación.

En este proyecto, se enfoca en el volcán “La Cumbre”. En este intervalo, se obtuvo un interferograma y gráfico de desplazamiento para determinar una fecha aproximada de la subida del magma a la superficie (Figura 5.2). En la Figura 5.2 A, muestra 6 franjas interferométricas lo cual indica una inflación, es decir, un valor de desplazamiento ~ 18 cm al sur-este de la caldera (Figura 5.2 B) y una deflación de ~ 5 cm al nor-oeste de la caldera. De igual

manera, en el informe Especial del Volcán Fernandina N° 2 realizaron un estudio mediante un interferograma (Figura 5.3) con una deformación de ~ 17 cm entre marzo 2015 y septiembre 2017. Comparando con los resultados se tiene desplazamientos aproximados, si bien es cierto, el interferograma obtenido tiene una diferencia de 3 meses con los del informe.

Además, en el interferograma se observa algo peculiar en el flanco suroeste de la caldera que está relacionado con el evento eruptivo del 2005, el cual se detallará en el siguiente subcapítulo.

5.2. Análisis temporal cada seis meses

Luego de haber analizado el interferograma general, se procedió a realizar interferogramas dentro de este intervalo cada 6 meses, excepto el 12 de junio del 2017 y 4 de septiembre del 2017 que es de 3 meses. En los 6 interferogramas antes de la erupción (Figura 5.4) los más importantes son la Figura 5.4 C, D, E y F, donde muestran (en toda la ubicación de la caldera) una franja interferométrica, razón por el cual existe una deformación pequeña y constante. Relacionando con los gráficos de desplazamientos (Figura 5.5 C, D, E y F) se evidencia que hay una inflación al sur-este del lago de ~ 4 cm, sin embargo, solo en la Figura 5.5 E y F al Nor-Oeste se evidencia una deflación ~ 2 cm.

En la Figura 5.4 A y B; los interferogramas no se aprecia una deformación como tal; pero en los gráficos de desplazamiento (Figura 5.5 A) sí refleja una inflación de ~ 4 cm al Sur-Este del lago mientras que, en Figura 5.5 B no muestra un movimiento de inflación sino de deflación de ~ 4 cm en todo el flanco Sur-Oeste de la caldera.

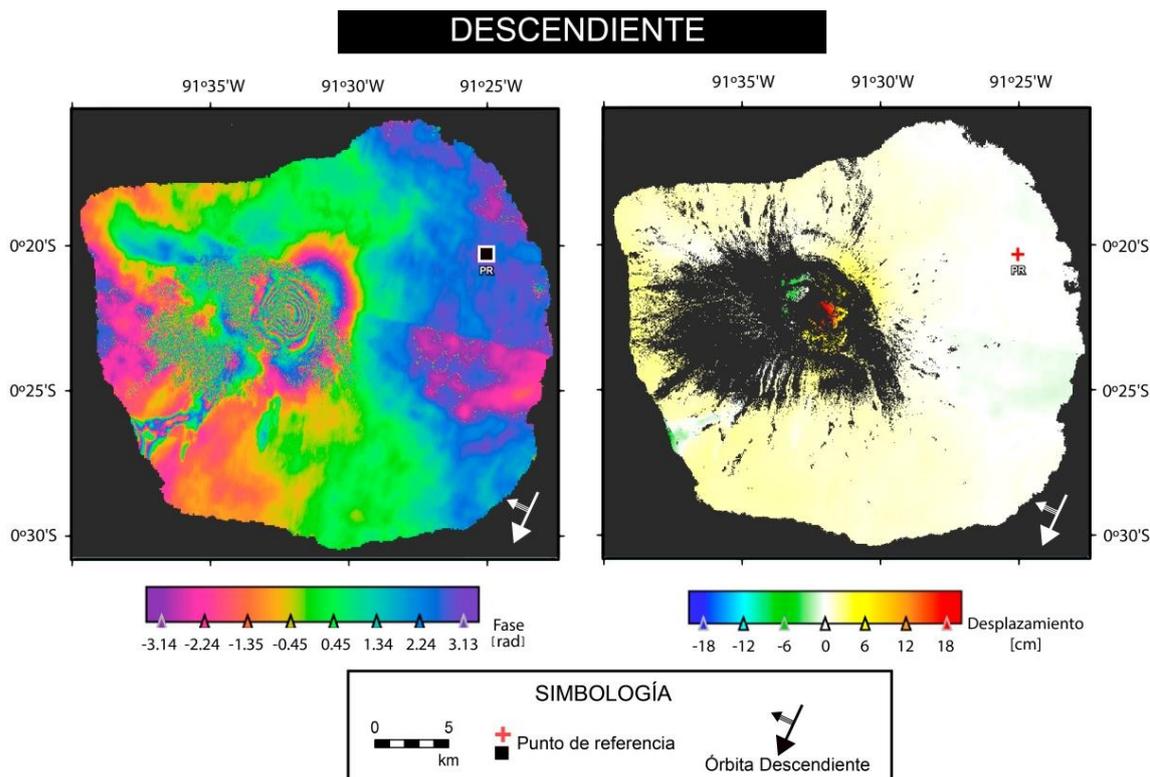


Figura 5.2 A: Interferograma, B: Desplazamiento; entre 13 de diciembre de 2014 y 4 de septiembre del 2017 con una deformación de 18 cm.

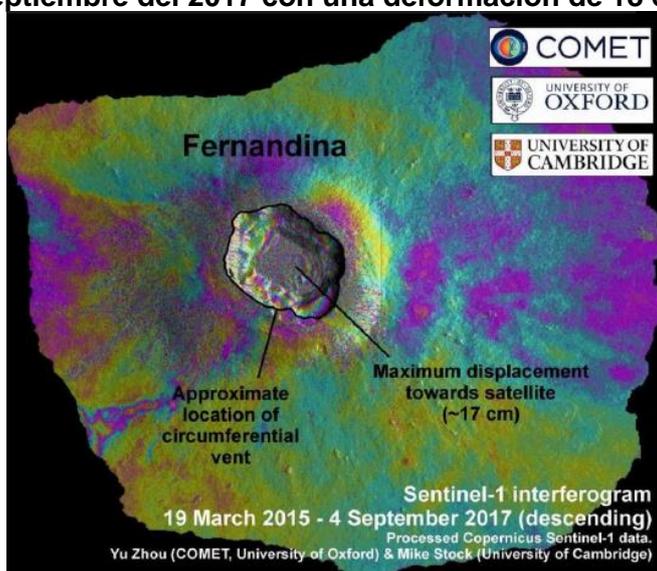


Figura 5.3 Interferograma entre el 19 de marzo del 2015 y el 4 de septiembre del 2017 con una deformación de la caldera de 17 cm

Fuente: Instituto geofísico proporcionado por Yu Zhou y Mike Stock

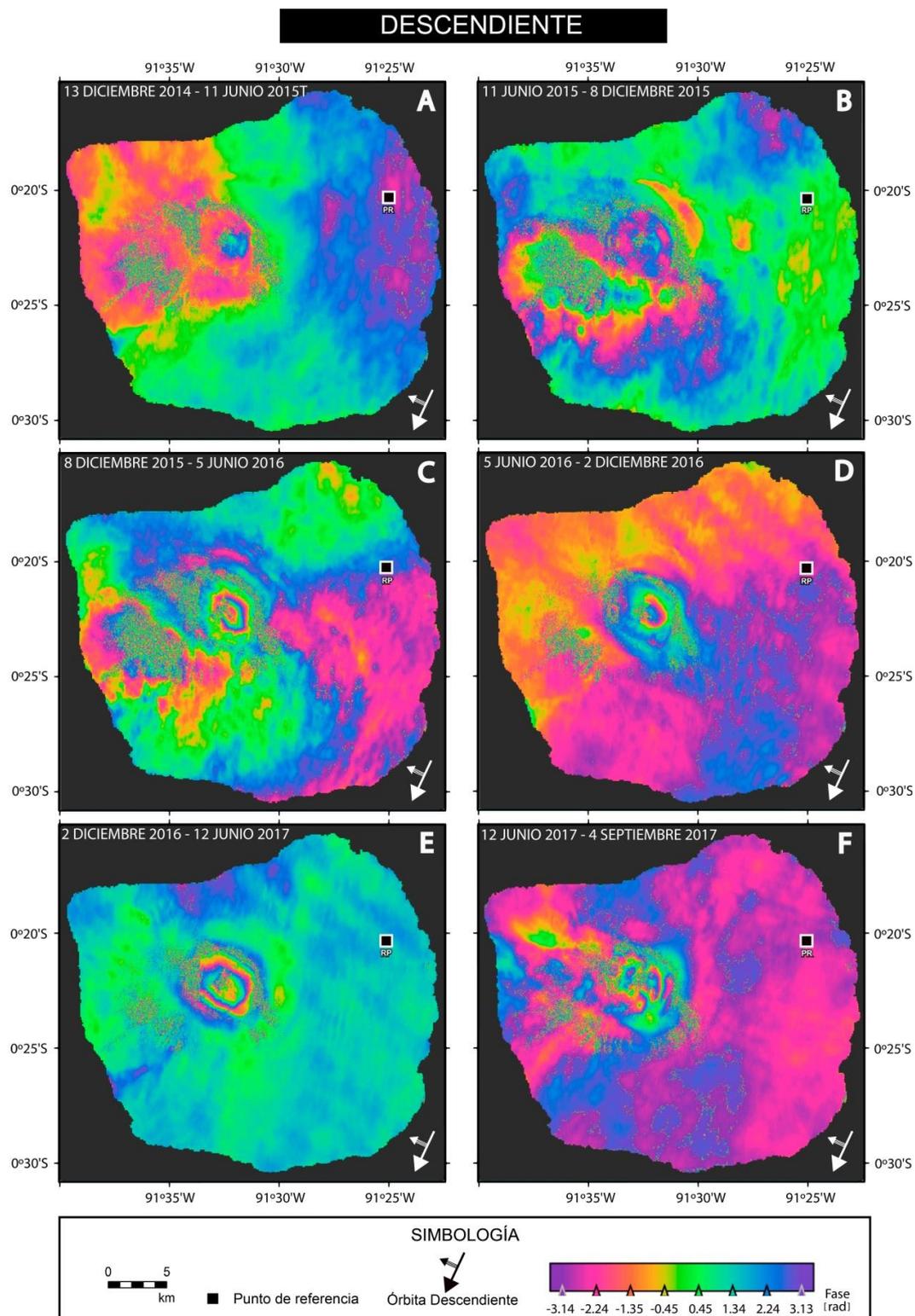


Figura 5.4 Interferograma cada seis meses.

Excepto el de 12 de junio del 2017 al 4 de septiembre del 2017 que es de un intervalo de 3 meses. Todas son orbitas descendente con su respectivo punto de referencia.

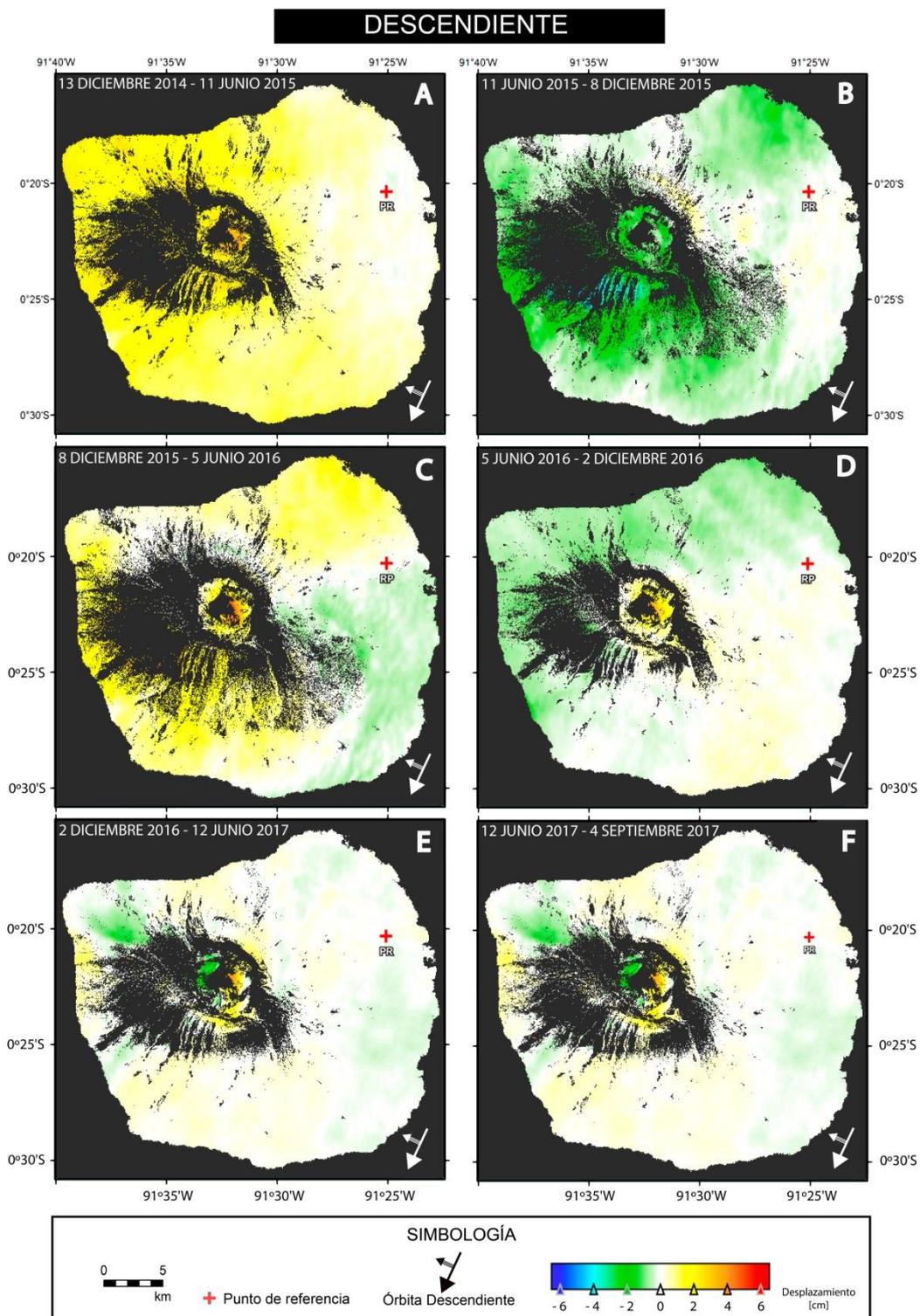


Figura 5.5 Grafico de desplazamiento cada seis meses.
 Excepto el de 12 de junio del 2017 al 4 de septiembre del 2017 que es de un intervalo de 3 meses. Todas son orbitas descendente con su respectivo punto de referencia.

Por otra parte, se observa una anomalía (forma de una línea) de deformación en el flanco sur-oeste (Figura 5.2 A) desde el flanco superior hasta en dirección de pendiente abajo. Algo semejante se aprecia en los interferogramas de cada 6 meses con el de 3 meses (Figura 5.4). Llama la atención los interferogramas de la Figura 5.4 D y E donde se aprecia en el flanco sur-oeste (borde blanco) un pequeño lineamiento en dirección de pendiente hacia abajo. Este lineamiento, tiene semejanza con el evento eruptivo del año 1995 (Figura 5.6 B) (Bagnardi et al., 2013; Chadwick et al., 2011), la ubicación está dentro del área del flujo del lava (1995) y en el gráfico de desplazamiento Figura 5.2 B tiene una deflación de ~ 5 cm.

En la isla Fernandina, los flujos de lava son de tipo pahoehoe y AA. Para que ocurra este evento de deflación es porque en esa zona están localizadas lavas AA. Si bien es cierto, las lavas AA son lavas basálticas más viscosa que se enfría, formando fragmentos y bloques irregulares y ásperos (decimétricos a métricos). Al momento de tener un evento sísmico de baja magnitud a los alrededores de la isla, estas lavas AA se acomodan dándose una estabilidad del terreno.

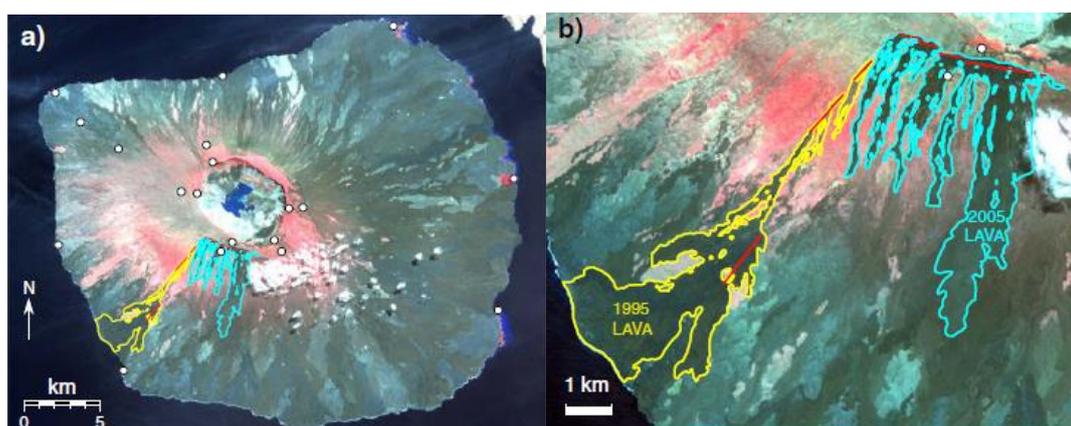


Figura 5.6 Imagen de satélite ASTER multiespectral.

Se utiliza para mapear los flujos de lava de 1995 y 2005 (1995 = amarillo; 2005 = azul) y las fisuras eruptivas (rojo) SO de la caldera de la cumbre. La imagen tiene una resolución espacial de 15 m y se adquirió el 21 de junio de 2007.

Fuente: (Chadwick et al., 2011)

5.3. Análisis temporal del evento eruptivo del 2017

5.3.1. Evento pre-eruptivo

Se analiza los interferogramas antes del evento eruptivo del 4 de septiembre del 2017. En esta situación, se tiene informaciones de las dos órbitas (ascendente y descendente) para lograr una mejor comprensión de la deformación de dicho volcán. Se realizaron 2 interferogramas con un intervalo de 24 días y los gráficos de desplazamientos (Figura 5.7 y Figura 5.8) con su respectiva órbita.

Los interferogramas de la Figura 5.7 A, B, C y D muestran en sus flancos, los efectos y errores atmosféricos. No es evidente una franja interferométrica, excepto en la Figura 5.7 C donde refleja una pequeña variación de color (de acuerdo a la escala de colores) al sur-este dentro de la caldera en forma irregular.

Al comparar con los gráficos de desplazamiento destacan un mayor desplazamiento ~ 6 cm en la Figura 5.8 C, sin embargo, en la Figura 5.8 D, se observa lo contrario, una deflación ~ 2 cm. Esto corresponde, de cómo toma la dirección de la línea de mira (*line-of-sight*) entre el satélite y el suelo, difieren en sus ángulos de mira y azimut (Zebker et al., 2000). Con respecto a la Figura 5.8 B, se nota un desplazamiento en el borde de la caldera de ~ 3 cm aunque en la Figura 5.8 A se nota una mancha plasmada sobre toda la caldera no es tan relevante el desplazamiento.

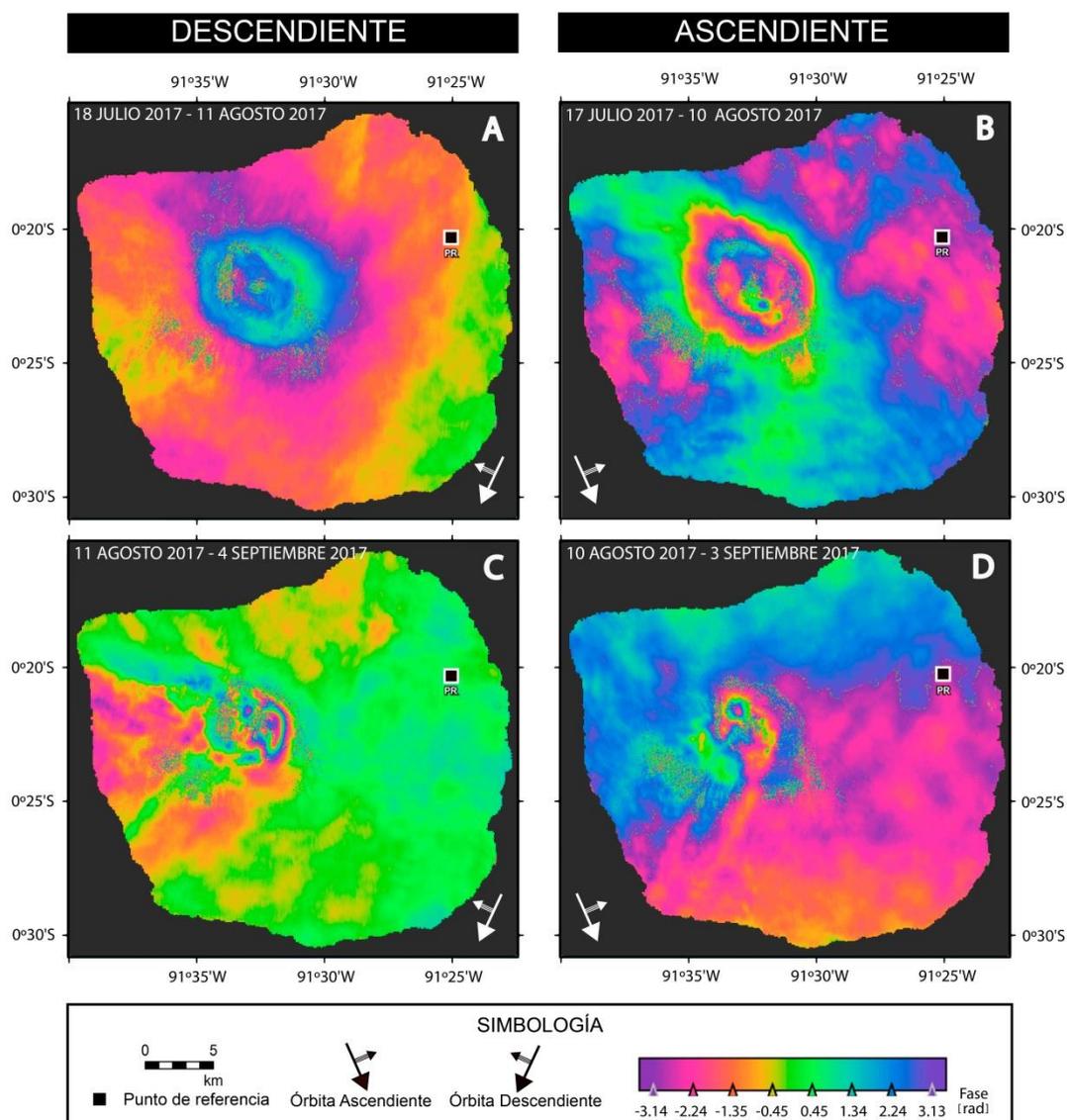


Figura 5.7 Interferogramas pre-eruptivo con un intervalo de 24 días por cada órbita (ascendente y descendente).

En síntesis, su mayor desplazamiento está en el intervalo de 24 días antes del evento eruptivo con una inflación de ~ 5 cm, lo cual indica, un aumento de magma previa a la erupción.

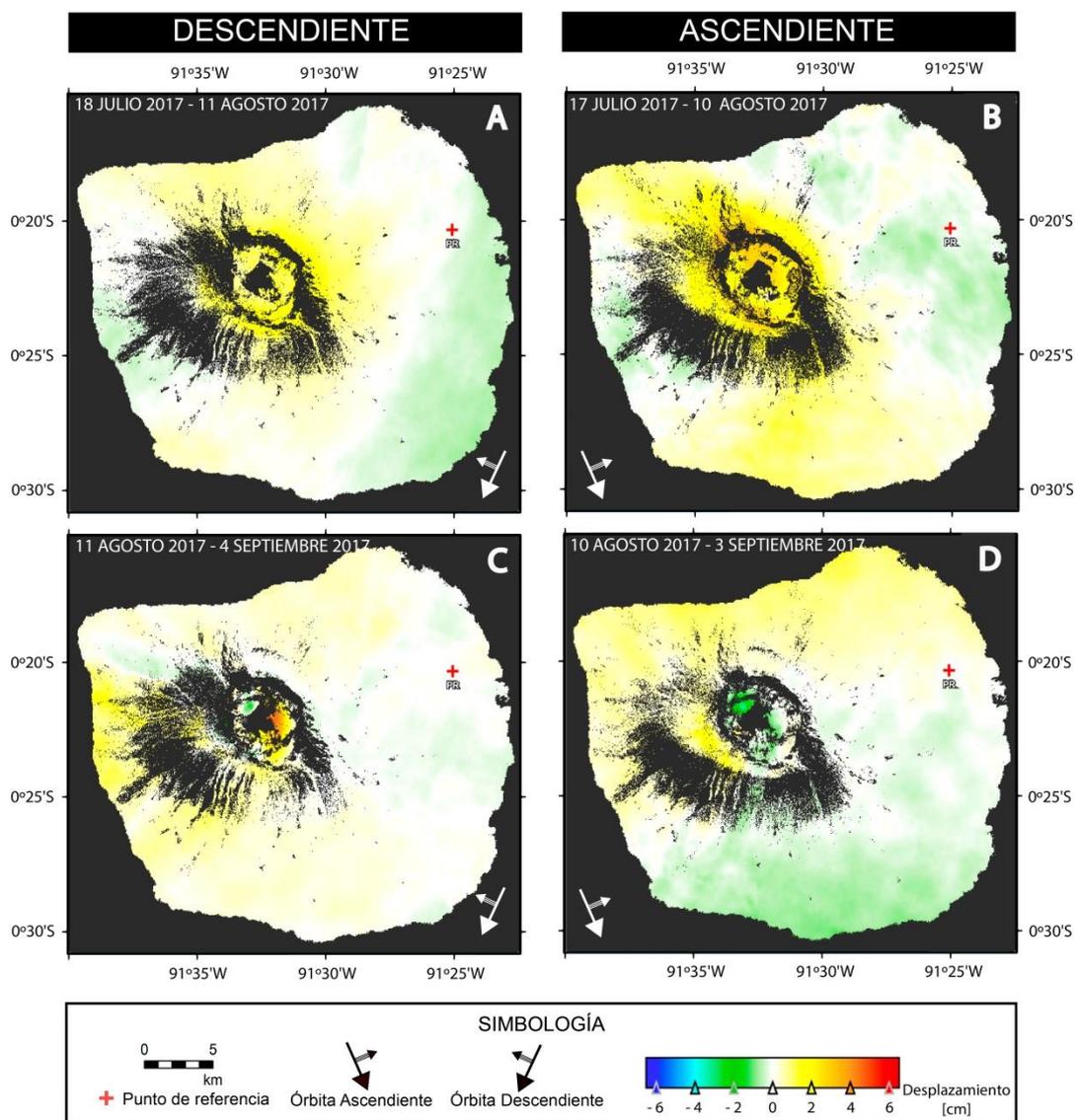


Figura 5.8 Gráficos de desplazamientos pre-eruptivo con un intervalo de 24 días por cada órbita (ascendente y descendente).

5.3.2. Evento co-eruptivo

El evento eruptivo se dio el 4 de septiembre del 2017 a las 12:25 (hora local). Se obtuvo una imagen SAR antes del evento eruptivo (~ 6 horas - descendente). Se realizó un interferograma por cada órbita de un intervalo

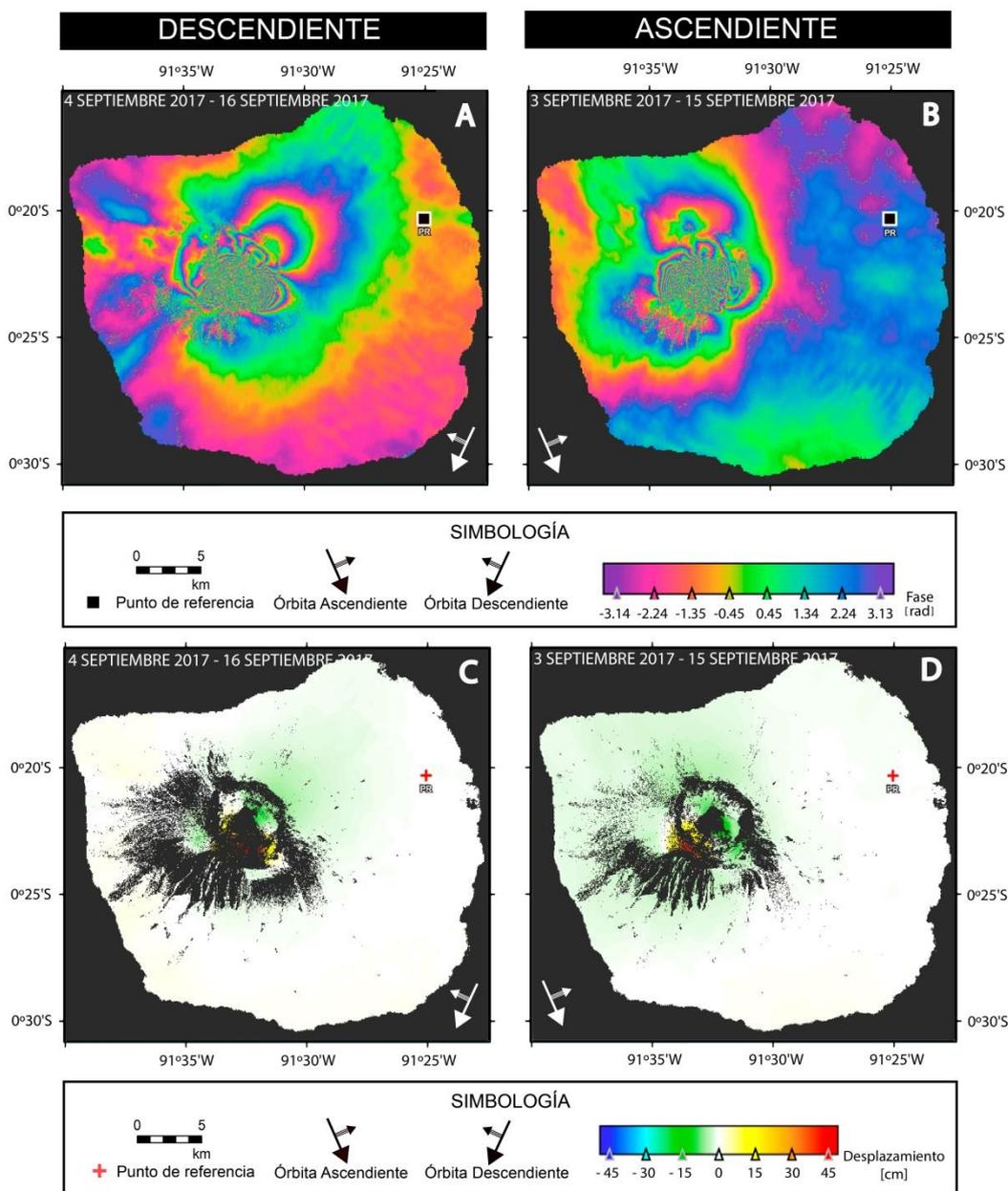


Figura 5.9 Interferogramas y gráfico de desplazamiento co-eruptivo con un intervalo de 12 días por cada órbita (ascendente y descendente).

de 12 días (Figura 5.9). El mayor evento eruptivo se aprecia en los interferogramas de la Figura 5.9 A y B donde se observa varias franjas interferométricas indicando una gran deformación del terreno a causa del evento eruptivo. Su mayor movimiento de inflación es ~ 45 cm (Figura 5.9 C), localizada en toda la fisura circunferencial donde emergió lava (0); y

su deflación ~ 15 cm (Figura 5.9 D) en toda la caldera debido a que el magma emigró hacia la fisura circunferencial.

5.3.3. Evento post-eruptivo

Se analiza después del evento eruptivo con el fin de ver el comportamiento del volcán, si existe una deformación actual o no. Se realizaron dos interferogramas donde:

1. Primer interferograma con un intervalo de 24 días después del evento eruptivo.
2. Segundo interferograma con un intervalo de 3 meses después del primer interferograma.

por cada órbita.

En la Figura 5.10 A y B, no se aprecia franjas interferométricas debido que luego de un evento eruptivo, el depósito de magma se vacía y, lo cual hace que se estableció la superficie de terreno y conlleve a una deflación ~ 5 cm. Mientras que, en la Figura 5.10 C y D, se aprecia franjas interferométricas en toda la caldera (en C), en cambio en la D se ve distorsionado pero no quiere decir que hay una deformación.

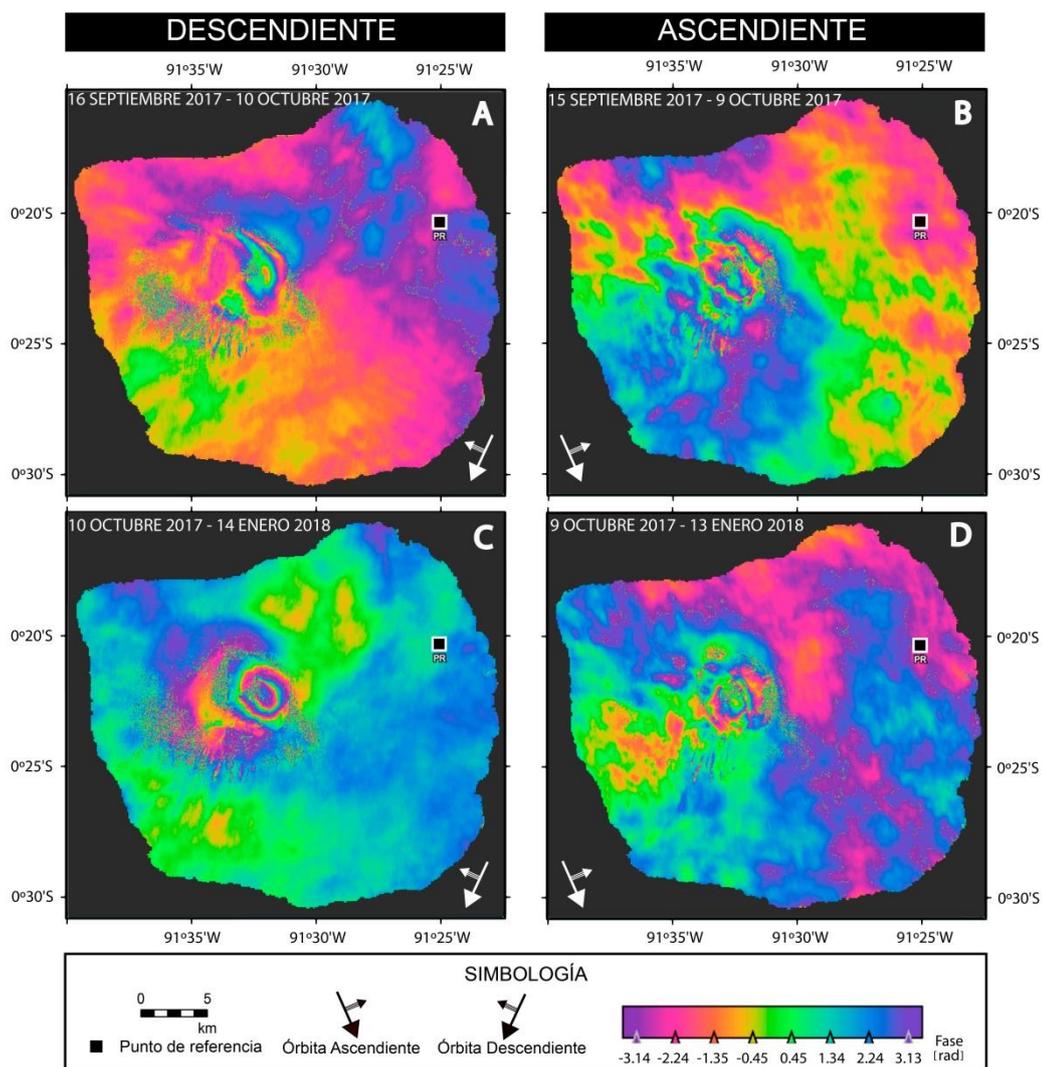


Figura 5.10 Interferogramas post-eruptivo con un intervalo de 28 días (A y B) y de 3 meses (C y D), por cada órbita (ascendente y descendiente).

A diferencia de, los gráficos de desplazamiento, se relaciona con inusual movimiento de ~ 2 cm de deflación en el centro de la caldera (Figura 5.11 A y B). Mientras que, Figura 5.11 C y D, tienen un desplazamiento en todo al sur-este y al sur-oeste de la caldera de ~ 5 cm durante 3 meses), si bien es cierto, estaría asociado con el ingreso de nuevo magma.

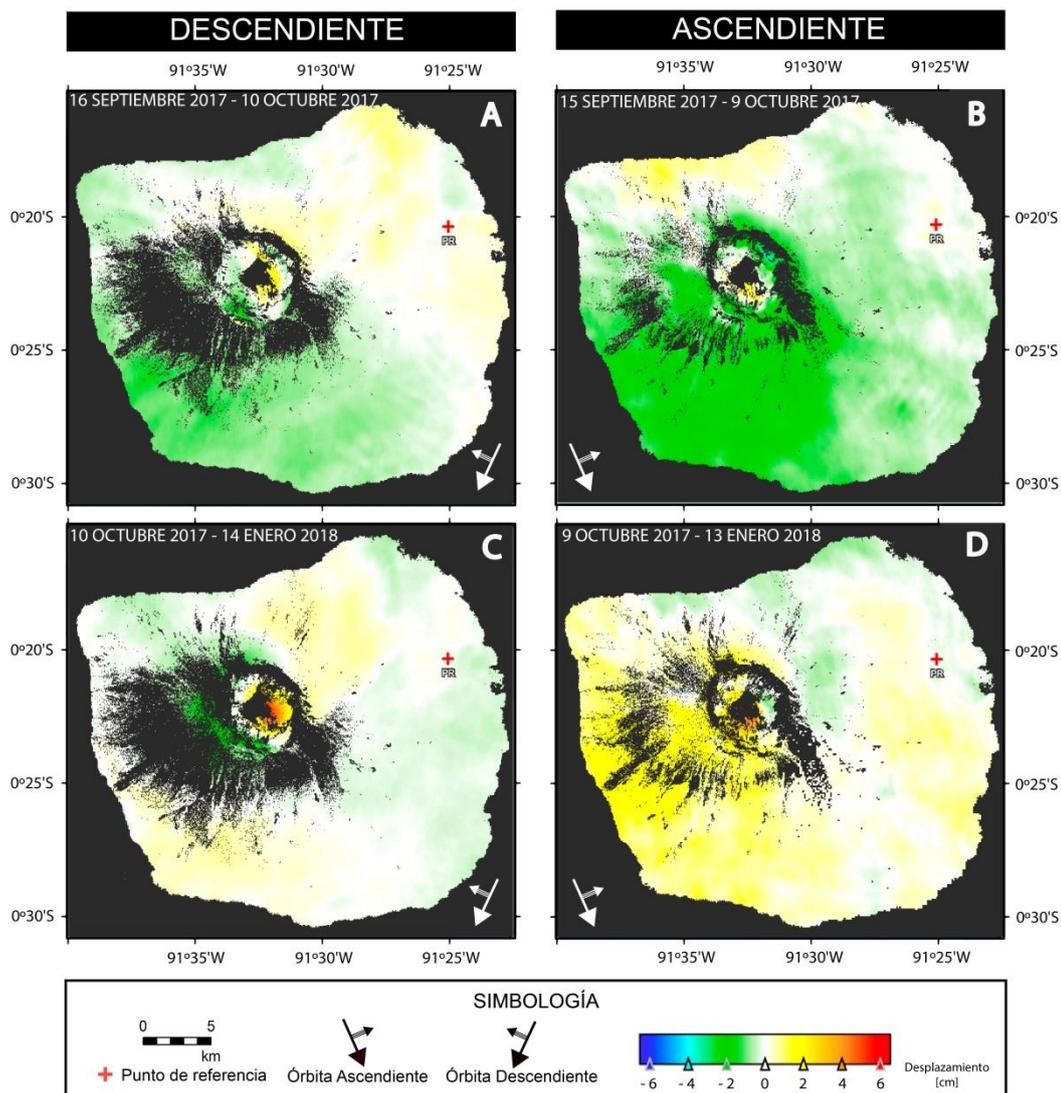


Figura 5.11 Gráficos de desplazamiento post-eruptivo con un intervalo de 28 días (A y B) y de 3 meses (C y D), por cada órbita (ascendente y descendente).

En síntesis, después del evento eruptivo (intervalo de 28 días) tuvo una deflación debido al retiro de lava mediante la fisura circunferencial. Seguido de un evento de inflación (intervalo de 3 meses) debido al ingreso de nuevo magma que se estaría depositando para un nuevo evento eruptivo.

5.3.4. Síntesis de la deformación

A partir de los interferogramas y los gráficos de desplazamiento, se extraen varias interpretaciones sobre la deformación asociada con la intrusión y la erupción del 2017 en Fernandina. El patrón de levantamiento durante los intervalos de tiempo pre y co al evento eruptivo, muestra claramente que la inflación magmática se produjo de un depósito poco profundo ~ 1 km (Chadwick et al., 2011) (similar al evento eruptivo del 2005). Sin embargo, el patrón de subsidencia en el intervalo de tiempo de co y post al evento eruptivo es debido a la migración de magma hacia fisura circunferencial donde también debe existir una fuente magmática más profunda de ~ 5 km. La geometría del depósito magmático se lo ilustra en Figura 3.5 de acuerdo a los estudios (Chadwick et al., 2011) de la erupción de 2005 en Fernandina donde se lo relaciona con el evento eruptivo del 2017, por estar asociados con la ubicación del flujo de lava.

La deformación de co-erupción de 2017 está dominada por un gran levantamiento inducido por un dique centrado en el piso y el borde de la caldera sur-oeste, y se superpone a un hundimiento más amplio centrado en la caldera que es de menor magnitud (desplazamiento) pero cubre gran parte de la isla (Figura 5.9 C y D). Para tal efecto, el magma sale de los depósitos de almacenamiento más profundo, alimenta la intrusión y a la erupción del dique circunferencial. Se observan fisuras eruptivas circunferenciales curvadas en la mayoría de los volcanes activos de Galápagos, aunque comúnmente romper en segmentos de escalón en la superficie (Chadwick & Howard, 1991), como se dio en la fisura eruptiva del 2017.

El registro de erupciones recientes en el flanco sur-oeste de Fernandina se tiene erupciones circunferenciales y radiales alternas en 1982 (circunferencial), 1995 (radial), 2005 (circunferencial), 2009 (radial) y la

más recientemente, erupción circunferencial en septiembre de 2017. Tanto (Chadwick et al., 2011) y (Bagnardi et al., 2013) estimaron el próximo evento eruptivo, sería mediante una fisura circunferencial interpuesto sur-oeste de la caldera, más que todo (Bagnardi et al., 2013) proyectó que sería cerca del borde de la caldera y al nor-oeste del sitio de la erupción del 2005. Por lo tanto, el evento se dio en una fisura circunferencial asociado a la ubicación del evento eruptivo del 2005 que se extendió la fisura eruptiva más al nor-oeste.

5.4. Fisura Circunferencial

El evento eruptivo comenzó el 4 de septiembre del 2017 a las 12:25 pm (hora local) a partir de una fisura circunferencial al sur-sur oeste en la cumbre de la caldera. La ubicación exacta de la fisura está relacionada con la fisura de la erupción del 2005 (). Se obtuvieron dos imágenes satelitales ópticas, una del 26 de julio del 2017 (40 días antes del evento eruptivo) y otra del 29 de septiembre del 2017 (25 días después del evento eruptivo).

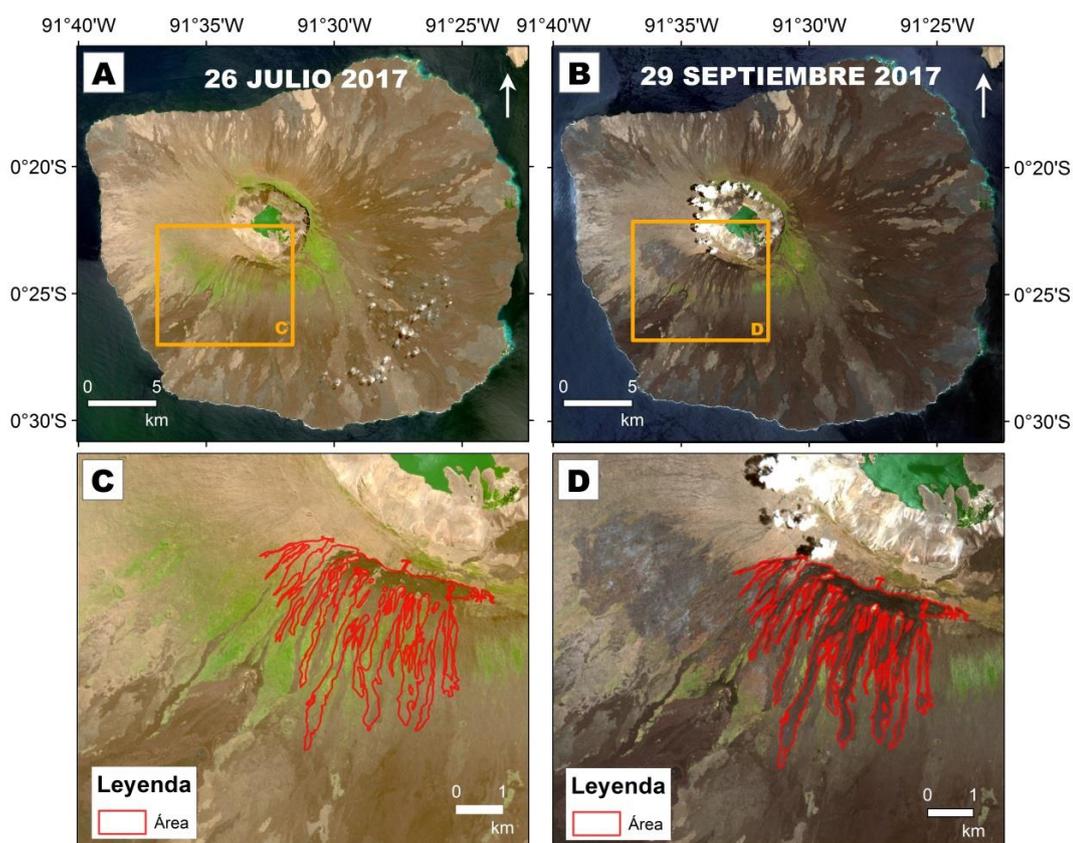


Figura 5.12 Imagen óptica de SENTINEL-2 del volcán La Cumbre.

A y B: Isla Fernandina, el recuadro naranja muestra la ubicación del flujo de lava. C y D: El área roja indica el flujo de lava del evento eruptivo del 2017 ocurrieron en la cumbre de la caldera suroeste.

La Figura 5.12 C y D muestra el área (rojo) del flujo de lava después del evento eruptivo. Se trata de visualizar las diferencias entre los flujos de lava en las dos imágenes, sin duda, en la Figura 5.12 C presenta el flujo de lava del evento eruptivo del 2005 mientras que Figura 5.12 D presenta el flujo de lava del evento eruptivo del 2017. También se evidencia (Figura 5.12 D), en la dirección Oeste del flujo de lava, una mancha de gran extensión comparando con la Figura 5.12 C no se lo aprecia (se observa áreas verdes). Por consiguiente, esto es efecto por la columna eruptiva donde (el primer día se elevó ~4 km y el segundo día disminuyó a ~2,5 km, el agente que intervino para que se desplace fue la corriente de aire.

En síntesis, el evento eruptivo del 2017 se dio a partir de una fisura circunferencial (Figura 5.13) en la cumbre de la caldera donde su flujo de lava cayo en la dirección sur y sur-oeste. Además, se tiene que el flujo de lava del 2017 fue más abundante y ocupó más área que el flujo de lava del 2005 (comparación entre Figura 5.12 C y D); y con respecto a la fisura del 2017 se extendió más en la dirección oeste que en la fisura del 2005.

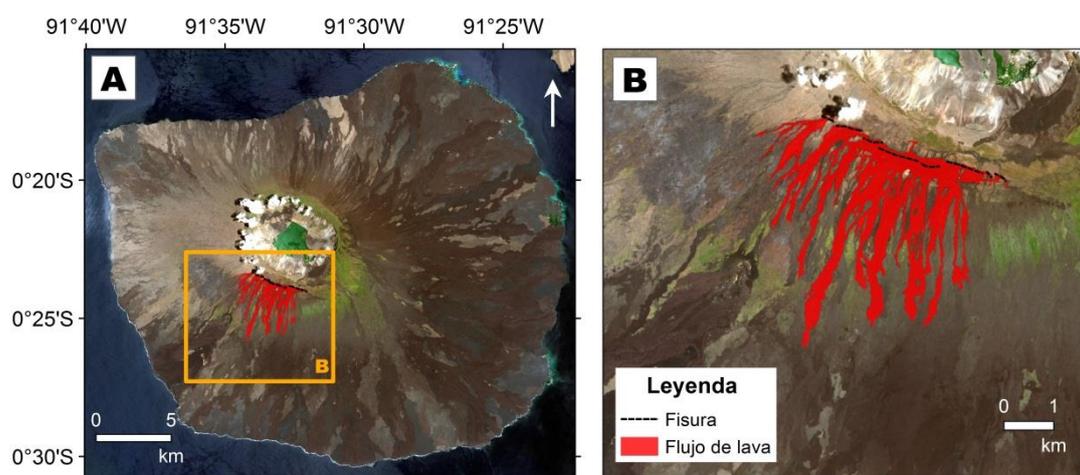


Figura 5.13 A: Ubicación del flujo de lava relacionado al evento eruptivo del 2017 en la isla Fernandina.

El recuadro naranja pertenece al acercamiento de la figura B. B: El área roja significa la ubicación del flujo de lava y las líneas discontinuas negras son la fisura circunferencial inferida.

CAPÍTULO 6

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

6.1. CONCLUSIONES

1. Se realizó el análisis de deformación a partir de diciembre de 2014, y se observó una deformación constante de inflación en el centro de la caldera hasta el evento eruptivo en septiembre de 2017. Es difícil establecer el inicio de la fase eruptiva a partir de la deformación del terreno, pero se estima que debió empezar mucho antes de diciembre del 2014.
2. De acuerdo con el interferograma entre diciembre del 2014 al 4 de septiembre de 2017 (Figura 5.1), la deformación de inflación total fue de ~ 18 cm en todo el centro de la caldera y en el flanco sureste se obtuvo una deflación de ~ 5 cm.
3. Se analizó los movimientos de superficie 48 días antes del evento eruptivo. Se observó que la mayor deformación se da en el interferograma 24 días antes del evento (Figura 5.7 y Figura 5.8,C y D), con una inflación de ~ 5 cm en todo el centro de la caldera.
4. Se analizó los movimientos durante el evento eruptivo. De acuerdo con los interferogramas (Figura 5.9), la inflación total es de ~ 45 cm en el borde sureste de la caldera y está relacionado con una fisura circunferencial; mientras que, en el centro de la caldera hubo una deflación de ~ 15 cm debido a la migración de magma a la superficie que pasaría ser lava.
5. Se analizó los movimientos después del evento eruptivo (28 días después). De acuerdo con el interferograma de 28 días después del evento eruptivo (Figura 5.10 y Figura 5.11, A y B), se observa una deformación de deflación de ~ 2 cm en el borde sureste de la caldera y una inflación de ~ 2 cm en el centro de la caldera. Sin embargo, en el interferograma de 3 meses (Figura 5.10 y Figura 5.11, C y D) resalta una

deformación de inflación ~ 5 cm en todo el centro de la caldera, comenzando un incremento de magma en el volcán La Cumbre.

6.2. RECOMENDACIONES

1. Analizar datos de actividad sísmica en la isla Fernandina para determinar si pueden aportar información con respecto a la actividad volcánica presente en el volcán la Cumbre.
2. Comparar la información con trabajos de campo para convalidar los resultados como, por ejemplo, topografía y geodesia.
3. Continuar con el monitoreo de los volcanes de Galápagos por medio de imágenes SAR, ya que existen más volcanes activos como por ejemplo el volcán Sierra Negra.
4. A partir del interferograma general, se recomienda realizar estudios en los volcanes Wolf, Cerro Azul, Sierra Negra y Alcedo presenta deformaciones. El volcán Ecuador y Darwin no se observó deformación y no han tenido actividad eruptiva.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Acocella, V. (2007). Understanding caldera structure and development: An overview of analogue models compared to natural calderas. *Earth-Science Reviews*, 85(3–4), 125–160. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.004>
- Allan, J. F., & Simkin, T. (2000). Fernandina Volcano's evolved, well-mixed basalts: Mineralogical and petrological constraints on the nature of the Galapagos plume. *Journal of Geophysical Research*, 105(B3), 6017. <https://doi.org/10.1029/1999JB900417>
- Amelung, F., Jonsson, S., Zebker, H., & Segall, P. (2000). Widespread uplift and “trapdoor” faulting on Galapagos volcanoes observed with radar interferometry. *Nature*, 407(6807), 993–996. <https://doi.org/10.1038/35039604>
- Bagnardi, M., Amelung, F., & Poland, M. P. (2013). A new model for the growth of basaltic shields based on deformation of Fernandina volcano, Galápagos Islands. *Earth and Planetary Science Letters*, 377–378, 358–366. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.07.016>
- Baran, I., Stewart, M. P., Kampes, B. M., Perski, Z., & Lilly, P. (2003). A Modification to the Goldstein Radar Interferogram Filter, 41(9), 2114–2118.
- Barckhausen, U., Ranero, C. R., von Huene, R., Cande, S. C., & Roeser, H. A. (2001). Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: Implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models. *Journal of Geophysical Research*, 106(B9), 207–220. <https://doi.org/10.1029/2001JB000238>
- Chadwick, W. W., & Howard, K. A. (1991). The pattern of circumferential and radial eruptive fissures on the volcanoes of Fernandina and Isabela islands, Galapagos. *Bulletin of Volcanology*, 53(4), 259–275. <https://doi.org/10.1007/BF00414523>
- Chadwick, W. W., Jónsson, S., Geist, D. J., Poland, M., Johnson, D. J., Batt, S., ... Ruiz, A. (2011). The May 2005 eruption of Fernandina volcano, Galápagos: The

- first circumferential dike intrusion observed by GPS and InSAR. *Bulletin of Volcanology*, 73(6), 679–697. <https://doi.org/10.1007/s00445-010-0433-0>
- Chen, C. W., & Zebker, H. A. (2001). Two-dimensional phase unwrapping with use of statistical models for cost functions in nonlinear optimization. *Journal of the Optical Society of America A*, 18(2), 338. <https://doi.org/10.1364/JOSAA.18.000338>
- Chuvieco, E. (2002). *Teledetección ambiental: La observación de la Tierra desde el espacio*. (Ariel, Ed.) (Ilustrada).
- De Novellis, V., Castaldo, R., De Luca, C., Pepe, S., Zinno, I., Casu, F., ... Solaro, G. (2016). Source modelling of the 2015 Wolf volcano (Galápagos) eruption inferred from Sentinel 1-A DInSAR deformation maps and pre-eruptive ENVISAT time series. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344, 246–256. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.05.013>
- Farr, T., Rosen, P., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., ... Alsdorf, D. (2007). The shuttle radar topography mission. *Reviews of Geophysics*, 45(2005), 1–33. <https://doi.org/10.1029/2005RG000183.1.INTRODUCTION>
- Geist, D. J., Bergantz, G., & Chadwick, W. W. (2014). Galapagos Magma Chambers, *The Galapa*(First edition), 55–69.
- Geist, D. J., Fornari, D. J., Kurz, M. D., Harpp, K. S., Soule, S. A., Perfit, M. R., & Koleszar, A. M. (2006). Submarine Fernandina: Magmatism at the leading edge of the Galápagos hot spot. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7(12). <https://doi.org/10.1029/2006GC001290>
- Geist, D., Naumann, T., & Larson, P. (1998). Evolution of Galápagos magmas: Mantle and crustal fractionation without assimilation. *Journal of Petrology*, 39(5), 953–971. <https://doi.org/10.1093/petrology/39.5.953>

Geofísico, I. (2017). *Informe Especial del Volcán Fernandina – 2017 - N° 2*. Quito.

González, P. J. (2010). *Medida y caracterización de deformaciones usando técnicas geodésicas y de teledetección. Aplicación en volcanología y sismotectónica*. Complutense Madrid.

Grosfils, E. . (2007). Magma reservoir failure on the terrestrial planets: Assessing the importance of gravitational loading in simple elastic models. *J.Volcanol.Geotherm.*, 47–75.

Handschumacher, D. W. (1976). Post-Eocene Plate Tectonics of the Eastern Pacific. *American Geophysical Union*, 177–202.

Hildreth, W. (1981). *Gradients in Silicic Magma Chambers – Implications for Lithospheric Magmatism of the processes and paths by which magmas originate and (with or without some residue) and to have been emplaced Sampling of igneous rocks from the lunar surface and (st (Vol. 86).*

Holden, J. C. & Dietz, R. S. (1972). © 1972 Nature Publishing Group. *Nature*, 238, 37. <https://doi.org/10.1038/239137a0>

Hooper, A., Segall, P., & Zebker, H. (2007). Persistent scatterer interferometric synthetic aperture radar for crustal deformation analysis, with application to Volcán Alcedo, Galápagos. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(7), 1–21. <https://doi.org/10.1029/2006JB004763>

Johnson, G. L., Vogt, P. R., Hey, R., Campsie, J., & Lowrie, A. (1976). Morphology and structure of the Galapagos Rise. *Marine Geology*, 21(2). [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(76\)90052-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(76)90052-9)

Jónsson, S., Zebker, H., Cervelli, P., Segall, P., Garbeil, H., Mougini-Mark, P., & Rowland, S. (1999). A shallow-dipping dike fed the 1995 flank eruption at

- Fernandina Volcano, Galápagos, observed by satellite radar interferometry. *Geophysical Research Letters*, 26(8), 1077–1080. <https://doi.org/10.1029/1999GL900108>
- Kampes, B. M. (2006). *Radar interferometry: Persistent scatterer technique*. *Radar Interferometry: Persistent Scatterer Technique* (Vol. 12). <https://doi.org/10.1007/978-1-4020-4723-7>
- Lonsdale, P., & Klitgord, K. D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geological Society of America Bulletin*. *Geological Society of America Bulletin*, 89(80703), 981–999. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1978\)89<981:SATHOT>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1978)89<981:SATHOT>2.0.CO;2)
- Malacara, Z., & Servin, M. (2016). *Interferogram analysis for optical testing* (2da ed.). CRC press.
- Marsh, B. D. (2007). Magmatism, Magma, and Magma Chambers. *Treatise on Geophysics*, 6, 275–333. <https://doi.org/10.1016/B978-044452748-6.00106-1>
- McBirney, A. R., & Williams, H. (1969). Geology and Petrology of the Galápagos Islands. *Geology of Galápagos Islands*, 1–197. <https://doi.org/10.1130/MEM118-p1>
- McCosker, J. E., Merlen, G., Long, D. J., Gilmore, R. G., & Villon, C. (1997). Deepslope fishes collected during the 1995 eruption of Isla Fernandina, Galapagos. *Noticias de Galapagos*, 58(58), 22–26.
- Nakamura, K. (1977). Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation — principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 2(1), 1–16. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(77\)90012-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(77)90012-9)
- Naumann, T., & Geist, D. J. (2000). Volcano , Isabela Island , Galapagos : implications for the development. *Bulletin of Volcanology*, 61, 497–514.

<https://doi.org/10.1007/s004450050001>

Purkis, S. J., & Klemas, V. V. (2011). *Remote sensing and global environmental change* (Jhon Wiley).

Reynolds, R. W., Geist, D., & Kurz, M. D. (1995). Physical Volcanology and Structural Development of Sierra-Negra Volcano, Isabela-Island, Galapagos Archipelago. *Geological Society of America Bulletin*, 107(12), 1398–1410. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<1398:PVASDO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<1398:PVASDO>2.3.CO;2)

Rowland, S. K., Harris, A. J. L., Wooster, M. J., Amelung, F., Garbeil, H., Wilson, L., & Mougini-Mark, P. J. (2003). Volumetric characteristics of lava flows from interferometric radar and multispectral satellite data: The 1995 Fernandina and 1998 Cerro Azul eruptions in the western Galápagos. *Bulletin of Volcanology*, 65(5), 311–330. <https://doi.org/10.1007/s00445-002-0262-x>

Rowland, S. K., & Munro, D. C. (1992). The caldera of Volcan Fernandina: a remote sensing study of its structure and recent activity. *Bulletin of Volcanology*, 55(1–2), 97–109. <https://doi.org/10.1007/BF00301123>

Sallarès, V. (2003). Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction. *Journal of Geophysical Research*, 108(B12), 2564. <https://doi.org/10.1029/2003JB002431>

Sallarès, V., Charvis, P., Flueh, E. R., Bialas, J., Agudelo, W., Anglade, A., ... Yates, B. (2005). Seismic structure of the Carnegie ridge and the nature of the Galápagos hotspot. *Geophysical Journal International*, 161(3), 763–788. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02592.x>

Sansosti, E., Berardino, P., Manunta, M., Serafino, F., & Fornaro, G. (2006). Geometrical SAR image registration. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(10), 2861–2870. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2006.875787>

- Santos, R. (2015). *Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR) aplicada a una caldera volcánica: Los Humeros Puebla-México*. Autónoma de México.
- Sillerico, E., Marchamalo, M., Rejas, J. G., & Martínez, R. (2010). La técnica DInSAR: bases y aplicación a la medición de subsidencias del terreno en la construcción. *Informes de La Construcción*, 62(519), 47–53. <https://doi.org/10.3989/ic.09.063>
- Simkin, T., & Howard, K. A. (1970). Caldera Collapse in the Galapagos Islands , 1968. *Science*, 169(3944), 429–437. <https://doi.org/10.1126/science.169.3944.429>
- Staudigel, H., Feraud, G., & Giannerini, G. (1986). The history of intrusive activity on the island of La Palma(Canary Islands). *J. Volcanol. Geotherm.*, 299–322.
- Tilling, R. I., & Dvorak, J. J. (1993). Anatomy of a basaltic volcano. *Nature*. <https://doi.org/10.1038/363125a0>
- Torres, R., Snoeij, P., Geudtner, D., Bibby, D., Davidson, M., Attema, E., ... Rostan, F. (2012). Remote Sensing of Environment GMES Sentinel-1 mission. *Remote Sensing of Environment*, 120, 9–24. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2011.05.028>
- Walker, G. P. L. (1993). Basaltic-volcano systems. *Geological Society, London, Special Publications*, 76(1), 3–38. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1993.076.01.01>
- Watanabe, T., Koyaguchi, T., & Seno, T. (1999). Tectonic stress controls on ascent and emplacement of magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91(1–2), 65–78. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(99\)00054-2](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(99)00054-2)
- White, W. M., McBirney, A. R., & Duncan, R. a. (1993). Petrology and geochemistry of the Galápagos Islands: Portrait of a pathological mantle plume. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B11), 19533–19563. <https://doi.org/10.1029/93JB02018>

- Wilson, D. S., & Hey, R. N. (1995). History of rift propagation and magnetization intensity for the Cocos-Nazca sspreading Center. *Journal of Geophysical Research*, *100*(95), 10041. <https://doi.org/10.1029/95JB00762>
- Wright, T. L., & Fiske, R. S. (1969). Origin of the differentiated lavas of Kilauea Volcano, Hawaii [abs.]. *Volume of Abstracts*, *12*(January), 279–281.
- Xu, W., Jónsson, S., Ruch, J., & Aoki, Y. (2016). The 2015 Wolf volcano (Galápagos) eruption studied using Sentinel-1 and ALOS-2 data. *Geophysical Research Letters*, *43*(18), 9573–9580. <https://doi.org/10.1002/2016GL069820>
- Yague-martinez, N., Prats-iraola, P., Member, S., Gonzalez, F. R., Brcic, R., Shau, R., ... S-, A. S.-. (2016). Interferometric Processing of Sentinel-1 TOPS Data, *54*(4), 2220–2234.
- Zan, F. De, & Guarnieri, A. M. (2006). TOPSAR : Terrain Observation by Progressive Scans, *44*(9), 2352–2360.
- Zebker, H. A., Member, S., & Villasenor, J. (1992). Decorrelation in Interferometric Radar Echoes, *30*(5), 950–959.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A., & Hensley, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, *102*(B4), 7547–7563. <https://doi.org/10.1029/96JB03804>

ANEXOS

Anexo 1 Descripción de los pasos de las creaciones de las bandas virtuales para la generación de los desplazamientos.

BANDAS VIRTUALES	FÓRMULA	DESCRIPCIÓN
Desplazamiento no relativo	$des = \frac{\phi_{unw} * \lambda}{-4\pi}$	λ : Longitud de onda ϕ_{unw} : Fase desenvuelta
Desplazamiento relativo	$des_{ref}: des \mp \text{punto de referencia}$	punto de referencia X: 91,41751; Y: 0,338784
Máscara de coherencia	$mask = IF (coherencia \geq 0.6) THEN 1 ELSE NaN$	coherencia ya viene dada en la formación del interferograma
Gráfico de desplazamiento	$Gráfico_{des} = des_{ref} * mask$	

