

**Evaluación de las técnicas InSAR y
GNSS para el monitoreo de la
deformación volcánica.
Caso de estudio: volcán Nevado del Ruiz,
Colombia**

Rosa Liliana Alpala Aguilar

Universidad de Manizales
Facultad de Ciencias e Ingeniería
Maestría en Tecnologías de la Información Geográfica
Manizales, 2022

**Evaluación de las técnicas InSAR y
GNSS para el monitoreo de la
deformación volcánica.
Caso de estudio: volcán Nevado del Ruiz,
Colombia**

Rosa Liliana Alpala Aguilar

Informe final de trabajo de grado presentado como requisito parcial para optar al título de
Magíster en Tecnologías de la Información Geográfica

Director:
Ingeniero MSc, PhD Héctor Mora Páez
Codirector
Ingeniero MSc Fredy Díaz Mila

Línea de Investigación:
Análisis y Modelamiento Espacial
Grupo de Investigación y Desarrollo en Informática y Telecomunicaciones

Universidad de Manizales
Facultad de Ciencias e Ingeniería
Maestría en Tecnologías de la Información Geográfica
Manizales, 2022

Agradecimientos

A Dios, por guiarme en cada paso y darme la fortaleza necesaria para luchar por mis sueños y ser feliz en este camino.

Agradezco infinitamente todo el apoyo recibido del director de tesis el PhD. Héctor Mora, por su constante y riguroso apoyo en cada una de las etapas de este proyecto, el aporte desde su amplio conocimiento y experiencia permitió alcanzar los objetivos de esta investigación. Igualmente, mi mayor gratitud con el codirector el MSc. Fredy Díaz, por su aporte que fue fundamental en el desarrollo de este trabajo.

Este trabajo está enmarcado dentro del proyecto de Investigación y Monitoreo de la actividad Volcánica del Servicio Geológico Colombiano, por lo cual agradezco a la institución por brindarme todos los recursos necesarios para la culminación de esta investigación.

A Jorge Alpala, Karime Escobar y Milton Ordoñez quienes me apoyaron y contribuyeron con su vasto conocimiento durante el desarrollo de esta investigación.

A mis padres Leovigildo y Rosario, por su constante apoyo, confianza y ejemplo. A mis hermanos Vanessa y Jorge por ser mi apoyo y también motivo de felicidad. A William por todo su apoyo y paciencia durante el desarrollo de este proyecto.

Resumen

Desde 2011 el Servicio Geológico Colombiano empezó a instrumentar los volcanes activos del país con estaciones GNSS (Global Navigation Satellite System), con el fin de realizar monitoreo continuo e investigación de la deformación de la corteza en zonas volcánicas. En los años más recientes para el estudio de la deformación volcánica en Colombia se ha empezado a usar la técnica de Interferometría de Radar de Apertura Sintética, InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar). InSAR provee al usuario información discreta en el tiempo y continua espacialmente; en cambio las estaciones GNSS proporcionan información continua en el tiempo de los sitios puntuales donde están localizadas estas estaciones, de modo que estas dos técnicas son complementarias para el análisis del fenómeno de la deformación de la corteza. En este trabajo se analizó y validó la respuesta de las dos técnicas ante un fenómeno de deformación volcánica. Para lo cual, se aplicó una metodología adecuada a las condiciones de disponibilidad de datos SAR y al rango de deformaciones registradas hasta la fecha por el volcán evaluado. El análisis se realizó en el Volcán Nevado del Ruiz (VNR), ubicado en el denominado Segmento volcánico Norte de la Cordillera Central de Colombia, de su actividad más reciente se destaca la erupción del 13 de noviembre de 1985, la cual causó la muerte de al menos 20.000 personas. Posteriormente, aunque tuvieron lugar algunas crisis volcánicas, el VNR presentó un largo periodo de baja actividad hasta el año 2010, cuando nuevamente empezó a mostrar una nueva fase de reactivación.

El periodo de análisis está comprendido entre 2014 y 2018, los datos de las estaciones GNSS se procesaron con el software GAMIT/GLOBK V. 7.0, el cual permitió obtener las series temporales de posición diaria y las velocidades relativas de deformación. Para el procesamiento interferométrico, se usó el software SNAP V. 6.0 y se procesaron las imágenes de los satélites Sentinel 1A y 1B, posteriormente se generaron series de tiempo InSAR del desplazamiento vertical en la misma ubicación de las estaciones GNSS. Finalmente, del procesamiento de datos con la técnica InSAR y de las estaciones GNSS se encontró un claro proceso de inflación localizado al S y SW del VNR, el cual se mantuvo constante hasta mediados de 2017, posterior a este suceso la deformación medida con las

dos técnicas fue muy baja. Así mismo, se pudo evidenciar que las técnicas InSAR y GNSS son complementarias y en conjunto ayudan a mejorar la interpretación de la deformación de una amplia área del VNR con una resolución temporal y espacial muy fina.

Palabras clave: Nevado del Ruiz, GNSS, InSAR, Deformación.

Abstract

Since 2011, the Colombian Geological Survey began to instrument the country's active volcanoes with GNSS (Global Navigation Satellite System) stations, in order to perform continuous monitoring and research of crustal deformation in volcanic areas. In recent years, for the study of volcanic deformation in Colombia, the technique of Interferometric Synthetic Aperture Radar, InSAR (Interferometric Synthetic Aperture Radar), has begun to be used. InSAR provides the user with discrete information in time and spatially continuous; On the other hand, the stations GNSS provide continuous information in time of the specific sites where the GNSS stations are located, so that these two techniques are complementary for the analysis of the crustal deformation phenomenon. In this work, the response of the two techniques to a volcanic deformation phenomenon was analyzed and validated. For this purpose, an appropriate methodology was applied to the conditions of SAR data availability and to the range of deformations recorded to date by the volcano evaluated. The analysis was carried out on the Nevado del Ruiz Volcano (VNR), located in the so-called Northern Volcanic Segment of the Central Cordillera of Colombia. Its most recent activity included the eruption of November 13, 1985, which caused the death of at least 20,000 people. Subsequently, although there were some volcanic crises, the VNR had a long period of low activity until 2010, when it again began to show a new reactivation phase.

The analysis period is between 2014 and 2018, the data from the GNSS stations were processed with the GAMIT/GLOBK V. 7.0 software, which allowed obtaining the daily position time series and the relative deformation velocities. For the interferometric processing, the SNAP V. 6.0 software was used and the images from the Sentinel 1A and 1B satellites were processed, then InSAR time series of the vertical displacement at the same location of the GNSS stations were generated. Finally, from the data processing with the InSAR technique and the GNSS stations, a clear inflation process was found located to the S and SW of the VNR, which remained constant until mid-2017, after this event the deformation measured with the two techniques was very low. Likewise, it could be evidenced that the InSAR and GNSS techniques are complementary and together help to

improve the interpretation of the deformation of a wide area of the VNR with a very fine temporal and spatial resolution.

Contenido

	Pág.
1. Planteamiento del problema de investigación y su justificación	5
1.1. Descripción del área problemática	5
1.2. Formulación del problema	7
1.3. Justificación.....	7
2. Antecedentes	9
3. Objetivos	13
3.1. Objetivo general	13
3.2. Objetivos específicos.....	13
4. Referente Contextual	14
4.1. Localización del VNR.....	14
4.2. Entorno Geológico del VNR.....	15
4.3. Actividad Reciente del VNR.....	19
4.4. Geodesia en Colombia	20
4.4.1. Geodesia para monitoreo Volcánico.....	22
4.4.2. Red GNSS del VNR y Área de Estudio.....	24
5. Referente Teórico.....	27
5.1. Tecnología GNSS/GPS	27
5.1.1. Segmentos del GPS.....	28
5.1.2. Funcionamiento del GPS	29
5.1.3. Observables GPS	30
5.1.4. Mensaje de difusión del GPS.....	31
5.1.5. Errores en el GPS.....	32
5.1.6. Técnicas de Posicionamiento Preciso	34
5.2. Conceptos Teóricos de Radar.....	35
5.2.1. Radar de Visión Lateral	36
5.2.2. Resolución de Azimut y Rango	37
5.2.3. Geometría de Adquisición	38
5.2.4. Radar de Apertura Sintética SAR	39
5.2.5. Distorsiones Geométricas	41
5.2.6. Distorsiones Radiométricas	41

5.2.7.	Modos de adquisición	42
5.2.8.	Sistema SAR Sentinel 1	42
5.3.	Interferometría de Radar de Apertura Sintética InSAR	45
5.4.	Interferometría de Radar Diferencial (DInSAR).....	48
6.	Hipótesis de investigación	52
7.	Metodología	53
7.1.	Procesamiento de los datos de las estaciones GNSS.....	55
7.1.1.	Datos	56
7.1.2.	GAMIT/GLOBK.....	56
7.1.3.	Marco de Referencia	57
7.1.4.	Cálculo de series temporales y velocidades de deformación.....	62
7.2.	Procesamiento de imágenes interferométricas SAR	65
7.2.1.	Formación del interferograma diferencial en el software SNAP	68
7.2.2.	Desenrollado de la Fase interferométrica	71
7.2.3.	Conversión de Fase desenrollada a desplazamiento Vertical	73
7.2.4.	Geocodificación	75
7.2.5.	Generación de series de tiempo	76
8.	Resultados.....	78
8.1.	Series temporales GPS	78
8.2.	Velocidades de deformación	81
8.3.	Series temporales derivadas de datos InSAR.....	84
8.4.	Evaluación de los resultados obtenidos con las técnicas InSAR y GNSS	91
8.5.	Mapa de Desplazamiento con datos InSAR y GNSS.....	95
8.6.	Análisis de la deformación del VNR y otros parámetros de monitoreo.....	99
9.	Conclusiones.....	104
10.	Recomendaciones	110
11.	Referencias bibliográficas.....	111
12.	Anexos	120
	Anexo A. Series de tiempo GPS del VNR.....	120
	Anexo B. Interferogramas diferenciales	132
	Anexo C. Mapas de desplazamiento vertical derivados de InSAR	134
	Anexo D. Parámetros de configuración para procesamiento de las imágenes SAR.	136

Lista de figuras

Figura 1 Observaciones InSAR del VNR a partir de imágenes de RADARSAT-2.	11
Figura 2 Localización del VNR.....	14
Figura 3 Mapa geológico regional que enmarca el área proximal y distal del CVNR.	16
Figura 4 Red de estaciones GNSS de los volcanes monitoreados por el SGC.	23
Figura 5 Principales componentes de una estación GNSS.....	24
Figura 6 Red de Monitoreo GNSS del VNR, Volcán Santa Isabel y Volcán Santa Rosa. ..	25
Figura 7 Geometría del Radar de barrido lateral	37
Figura 8 Modos de adquisición de Sentinel -1	44
Figura 9 Modo de adquisición franja ancha interferométrico IW del satélite Sentinel 1 .	45
Figura 10 Configuración interferométrica SAR.....	46
Figura 11 Interferogramas SAR del desierto de Atacama (Chile) realizado con datos TanDEM-X.....	51
Figura 12 Flujo de trabajo para el procesamiento de los datos de las estaciones GNSS en GAMIT/GLOBK V.7.0.....	55
Figura 13 Marco regional y local para el procesamiento de los datos GPS.....	59
Figura 14 Diagrama de flujo del procesamiento interferométrico diferencial de imágenes SAR.....	66
Figura 15 Verificación de parámetros en SNAP.....	69
Figura 16 Graph Builder para el preprocesamiento del par de imágenes SLC	69
Figura 17 Graph Builder para la formación del interferograma	70
Figura 18 Graph Builder para la generación del interferograma diferencial y filtrado ..	71
Figura 19 Desenrollado de la fase interferométrica diferencial	73
Figura 20 Cálculo del desplazamiento vertical en SNAP	74
Figura 21 Mapa de coherencia sin geocodificar.	75
Figura 22 Extracción de los desplazamientos en la ubicación de las estaciones GNSS ...	77
Figura 23 Velocidades horizontales relativas al Bloque de los Andes del Norte del VNR y área de influencia	83
Figura 24 Desplazamiento vertical InSAR y GNSS en las estaciones NERE, SINN y GUAL	86

Figura 25 <i>Desplazamiento vertical InSAR y GNSS en las estaciones OLLE, OTUN y RUBI</i>	87
Figura 26 <i>Desplazamiento vertical InSAR y GNSS en las estaciones PIRA, BLLR y AGUI</i>	88
Figura 27 <i>Desplazamiento vertical InSAR y GNSS en las estaciones BIS0, LVER y PARM</i>	89
Figura 28 <i>Interpolación Kriging con los datos de desplazamiento Vertical derivados de la técnica InSAR y desplazamiento Vertical de las estaciones GNSS.</i>	97
Figura 29 <i>Modelo conceptual para el transporte lateral de magma hacia la superficie ..</i>	99
Figura 30 <i>Algunos de los parámetros de monitoreo tomados por el SGC-OVSM del VNR</i>	103

Lista de tablas

	Pág.
Tabla 1 Estaciones GNSS del VNR y del área de estudio	26
Tabla 2 Bandas y frecuencias comúnmente usadas en imágenes SAR.	40
Tabla 3 Características de Sentinel -1 C-SAR.	43
Tabla 4 Características principales de los modos de adquisición de Sentinel -1.....	43
Tabla 5 Desplazamiento total de las estaciones GNSS del área de estudio para el periodo evaluado.....	81
Tabla 6 Velocidad de deformación en las estaciones GNSS del área de estudio	82
Tabla 7 Desplazamientos verticales acumulados derivados de InSAR en la ubicación de las estaciones GNSS.	90
Tabla 8 Diferencia del desplazamiento en la dirección vertical calculado con datos derivados de InSAR y GNSS.	92
Tabla 9 Diferencia de las velocidades verticales obtenidas con datos derivados de InSAR y GNSS.	94

Lista de abreviaturas

Abreviatura	Término
<i>CASA</i>	Central And South América GPS Project - Proyecto GPS de América Central y del Sur
<i>CDDIS</i>	Crustal Dynamics Data Information System - Archivo de datos de geodesia espacial de la NASA
<i>CDPs</i>	Depósitos de Corrientes de Densidad Piroclástica
<i>CVNR</i>	Complejo Volcánico Nevado del Ruiz
<i>DEM</i>	Modelo digital de elevación
<i>DoD</i>	Departamento de Defensa de Estados Unidos
<i>EDM</i>	Electronic Distance Measurement - Mediciones electrónicas de distancia
<i>ESA</i>	Agencia Espacial Europea
<i>EE. UU.</i>	United States – Estados Unidos
<i>EW</i>	Extra wide - Extra ancho
<i>GeoRED</i>	Geodesia: Red de Estudios de Deformación
<i>GLONASS</i>	Sistema Global de Navegación por Satélites - GNSS Ruso
<i>GNSS</i>	Global Navigation Satellite Systems - sistemas de navegación global por satélite
<i>GPF</i>	Graph Processing Framework – Marco de procesamiento de gráficos
<i>GPS</i>	Sistema de Posicionamiento Global
<i>IGS</i>	International GNSS Service - Servicio GNSS Internacional
<i>INGEOMINAS</i>	Antiguo Instituto de Geociencias, Minería y Química de Investigación de Colombia
<i>InSAR</i>	Interferometría SAR
<i>IW</i>	Interferometric wide swath - Franja ancha interferométrica
<i>LOS</i>	Line Of Sight - Línea de visión
<i>NAB</i>	Bloque Andino del Norte

<i>NASA</i>	National Aeronautics and Space Administration - Administración Nacional de Aeronáutica y el Espacio de EE. UU.
<i>NavIC</i>	Navigation Indian Constellation - Sistema de navegación regional de la India
<i>NAVSTAR</i>	NAVigation System with Timing And Ranging - Sistema de navegación con distancias y tiempos –
<i>N</i>	Norte
<i>PVT</i>	Posición, velocidad y tiempo
<i>QZSS</i>	Quasi-Zenith Satellite System - Sistema de navegación regional de Japón
<i>RADARSAT</i>	Satélite canadiense de observación de la Tierra
<i>RAR</i>	Radar de apertura real - Real Aperture Radar
<i>RINEX</i>	Receiver Independent Exchange Format - Formato de Intercambio Independiente del receptor
<i>S</i>	Sur
<i>SAR</i>	Radar de apertura sintética -Synthetic Aperture Radar
<i>SBAS</i>	Small BAseLine Subset - Técnica de procesamiento avanzado interferométrico
<i>SE</i>	Sur Este
<i>SGC</i>	Servicio Geológico Colombiano
<i>SGC-OVSM</i>	Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales del Servicio Geológico Colombiano
<i>SLC</i>	Imagen compleja de un sólo look – Single Look Complex
<i>SNAP</i>	Plataforma de aplicaciones Sentinel - Sentinel application platform
<i>SNAPHU</i>	Statistical-cost, network-flow algorithm for phase unwrapping - Algoritmo de flujo de red y costo estadístico para desarrollar fases
<i>SNS</i>	Sistema de Navegación por Satélite
<i>SO</i>	Sur oriente
<i>SW</i>	Sur Occidente

<i>USGS</i>	Servicio Geológico de los Estados Unidos
<i>VEI</i>	Índice de Explosividad Volcánica
<i>VNR</i>	Volcán Nevado del Ruiz
<i>VDAP - USGS</i>	Programa de asistencia para desastres volcánicos del Servicio Geológico de EE. UU.
<i>ZTD</i>	Zenit total delay - Retraso cenital atmosférico total

Glosario

Coherencia interferométrica: coeficiente de correlación compleja de dos imágenes SAR, que permite evaluar la calidad del interferograma (Bamler & Hartl, 1998).

Domo: estructura volcánica originada a partir de la emisión de lava muy viscosa que prácticamente no fluye cuando alcanza la superficie. Puede alcanzar varios cientos de metros de altura y algunos kilómetros de diámetro basal (SERNAGEOMIN, 2021).

Deflación volcánica: consiste en la reducción de las dimensiones del edificio volcánico como resultado del desalojo o descenso de magma (SGC, 2017).

Deformación volcánica: es la variación que experimentan las dimensiones de un volcán, causadas por la acumulación y ascenso de magma, lo cual ejerce presión y empuje sobre la estructura interna del volcán, este fenómeno se manifiesta con levantamientos o hundimientos, que se conocen como inflación o deflación volcánica (SGC, 2017).

Geodinámica: es el término general para los modelos del comportamiento a gran escala de la Tierra. Por lo general, se definen matemáticamente y se resuelven mediante cálculo, aunque es posible realizar experimentos "análogicos" (Wheeler & Cheadle, 2014).

Inflación volcánica: consiste en el levantamiento o hinchamiento de la superficie del volcán, producido por la acumulación y ascenso de magma (SGC, 2017).

InSAR: El SAR interferométrico (InSAR) es una técnica de teledetección de RADAR, que mide las diferencias de fase de las ondas electromagnéticas de al menos dos imágenes SAR de valor complejo, adquiridas desde diferentes posiciones orbitales y/o en diferentes momentos (Bamler & Hartl, 1998).

Interferograma: es la combinación de dos imágenes SAR, se genera multiplicando de forma cruzada píxel a píxel la matriz compleja de la primera imagen SAR (imagen de referencia o Máster) por el conjugado de la matriz compleja de la segunda imagen (Slave) (Bamler & Hartl, 1998; Ferretti et al., 2007a).

Fase interferométrica: la fase interferométrica es la diferencia de fase entre dos imágenes SAR y está altamente correlacionada con la topografía del terreno (Ferretti et al., 2007a).

Lahar: son flujos compuestos de sedimentos volcánicos con una gran cantidad de agua. Se puede formar por fusión repentina de hielo nieve durante una erupción o por el arrastre de material no consolidado en las laderas de un volcán durante lluvias. Estos flujos se

desplazan por los cauces que descienden de un edificio volcánico y son altamente destructivos (SERNAGEOMIN, 2021).

Línea de base crítica: es la separación de la apertura perpendicular a la dirección de la mirada en la que la correlación interferométrica se hace cero (Fielding, 2016).

LOS: Línea de mirada del sensor perpendicular a la línea de vuelo (Seppi, 2016).

SAR: Es un radar de barrido lateral que registra los ecos recibidos de forma coherente y separa en ecos individuales dependiendo del pulso transmitido. El resultado es una matriz de datos brutos de valor complejo en la que cada muestra consta de una parte real (en fase) y otra imaginaria (Bamler, 2000).

Serie Temporal: Una serie temporal es una secuencia de n observaciones ordenadas y equidistantes cronológicamente sobre una característica o sobre varias características de una unidad observable en diferentes momentos (Mauricio, 2007).

Stack: Apilamiento o agrupamiento en la misma trama geográfica de dos o más imágenes que se superponen espacialmente.

Volcán Activo: Un volcán es geológicamente activo cuando ha tenido, al menos, una erupción en los últimos 11.700 años o bien cuando, sin certeza de esto último, presenta signos de actividad como desgasificación, sismicidad o deformación del terreno (SERNAGEOMIN, 2021).

Introducción

En Colombia, el Servicio Geológico Colombiano (SGC) antiguamente INGEOMINAS, inició desde 1988 bajo el programa CASA (Central And South América GPS Project) el uso del Sistema de Posicionamiento Global (GPS) con propósitos geodinámicos (Kellogg & Dixon, 1990). En 1998, como continuación del proyecto CASA, se puso en marcha el proyecto Levantamiento de Información Geodinámica del Territorio Colombiano, y en el año 2007, se inició la “Implementación de la Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámicos”, más conocido como GeoRED (Mora, 2006). Actualmente GeoRED es un proyecto de investigación y desarrollo del SGC ejecutado por el Grupo de Investigaciones Geodésicas Espaciales de la Dirección Técnica de Geoamenazas, que bajo el concepto de geodesia tectónica ha logrado avanzar en el comprensión de la dinámica de la corteza terrestre y generar un modelo de velocidades geodésicas para el país (Mora, 2020). De igual manera, dado que uno de los objetivos estratégicos del SGC es Realizar Investigación, Seguimiento y Monitoreo de las Amenazas Geológicas, desde 1985 después de la devastadora erupción del Volcán Nevado del Ruiz (VNR), en la que al menos 23.000 personas perdieron la vida (Hall, 1990; Pierson et al., 1990), el SGC bajo la dirección de Geoamenazas viene realizando el monitoreo permanente de los volcanes activos del territorio colombiano. Actualmente el monitoreo de los volcanes colombianos se hace utilizando varias técnicas geofísicas, geoquímicas y geodésicas a través de los Observatorios Vulcanológicos y Sismológicos que están distribuidos y realizan el monitoreo permanente y la investigación de los volcanes así: Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales, encargado de los volcanes del Segmento Norte de la Cordillera Central; Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán, que tiene a su cargo los volcanes del segmento Centro de la Cordillera Central; y finalmente el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Pasto que realiza el seguimiento de la actividad de los volcanes del Segmento Sur de la Cordillera Central.

El SGC, a través del Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales (OVSM) ha desplegado en el VNR una amplia red instrumental de monitoreo en el área de

geofísica con sismómetros, magnetómetros, sensores de infrasonido, autopotencial, cámaras IP, termocuplas, y estaciones meteorológicas; en el área de geoquímica con equipos de ScanDoas, Trampas de Radón, CO₂, y Alcalina, y realiza mediciones periódicas en las fuentes termales y fumarolas; y en el área de deformación, cuenta con inclinómetros electrónicos y estaciones GNSS (Acevedo et al., 2020). Del seguimiento continuo a través de todas estas técnicas se ha visto que la actividad del VNR en los últimos años ha presentado diversos cambios, principalmente a partir de 2010 cuando el volcán comenzó un nuevo ciclo de actividad volcánica (Londono, 2016). Desde entonces, se han observado cambios en la sismicidad, la deformación, la geoquímica, grandes emisiones de ceniza y erupciones explosivas moderadas (Ordóñez et al., 2017). En ese sentido, a partir de 2010 el SGC-OVSM estableció el Nivel de Actividad del VNR en III o Nivel Amarillo, que implica que el volcán presenta variaciones en los niveles de los parámetros derivados de la vigilancia, y por tanto está por encima del estado base y el sistema es inestable, pudiendo evolucionar aumentando o disminuyendo esos niveles (Acevedo et al., 2020). En mayo de 2012 el VNR entró en una fase de mayor actividad, presentando cambios importantes en los parámetros de monitoreo, lo cual conllevó a cambiar el Nivel de Actividad a Naranja o II, en este Nivel se puede esperar una erupción probable en términos de días o semanas (SGC, 2021). Posteriormente el 30 de Junio de 2012 se produjo una erupción freatomagmática, razón por la cual el SGC-OVSM cambió el Nivel de Actividad a Rojo o I, en este Nivel el volcán se encuentra en una erupción inminente o en curso (Castaño et al., 2020; SGC, 2012). Actualmente el VNR permanece en Nivel de Actividad III o Nivel Amarillo, de manera que por la actividad eruptiva pasada y la actividad actual es necesario estudiar desde todos los ámbitos el estado de actividad del VNR, y aplicar las nuevas técnicas y tecnologías disponibles para su monitoreo e investigación.

Es de saber, que las erupciones así como los procesos de deformación volcánica, son manifestaciones superficiales de los procesos dinámicos que ocurren dentro de la tierra. La experiencia en volcanes ha demostrado que casi todas las erupciones van precedidas y acompañadas de cambios medibles en el sistema volcánico. En este campo las técnicas geodésicas han sido una de las herramientas más utilizadas y han demostrado

ser robustas y fiables en el diagnóstico de la actividad volcánica. De manera que es necesario realizar un adecuado monitoreo de la deformación volcánica para comprender los procesos magmáticos y así mitigar los riesgos volcánicos (Dzurisin, 2007).

En la actualidad, las nuevas tecnologías y técnicas están mejorando la comprensión del comportamiento de los volcanes. Por un lado, si bien se sigue aprovechando las ventajas de los inclinómetros electrónicos y Mediciones Electrónicas de Distancias (EDM), las mediciones de deformación también se vienen realizando con estaciones permanentes de operación continua del Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) y paralelamente, en la medida que se cuente con la disponibilidad de datos SAR, se deben realizar estudios derivados de la técnica de Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR), para complementar el análisis de la deformación.

Los datos de las estaciones GNSS permanentes permiten evaluar los procesos asociados a deformación volcánica en sitios puntuales de forma continua y remota; por su parte, los datos derivados de InSAR permiten evaluar el comportamiento de una amplia zona frente a un proceso de deformación volcánica, de manera continua en el espacio cada cierto periodo de tiempo. Este estudio está enfocado en determinar el estado de la deformación del VNR, mediante el uso de datos obtenidos con la técnica InSAR y datos GNSS de las estaciones permanentes del VNR, con el fin de evaluar y relacionar los resultados, y de esta manera ampliar y mejorar el estudio de la deformación del VNR. Así, este trabajo pretende brindar un planteamiento metodológico y servir de guía para el uso de este tipo de técnicas y datos, dependiendo de las condiciones de disponibilidad de datos SAR, densidad de estaciones GNSS y las tasas de deformación registradas por los volcanes monitoreados hasta la fecha; así mismo, suministrar las herramientas de automatización de procesos que en el desarrollo de este trabajo se creen.

Para el procesamiento de los datos de las estaciones GNSS se usó el software GAMIT/GLOBK V.7.0 (Herring et al., 2018c), que es un conjunto integral de programas desarrollados para el procesamiento de los datos GNSS y permite estimar posiciones y velocidades relativas de las estaciones GNSS, con el fin de estudiar la deformación de la corteza. Para el procesamiento de las imágenes del satélite Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea (ESA) se usó el software libre SNAP V.6.0 (ESA, 2020). La

metodología seguida en este trabajo fue la recomendada en Battaglia & Floyd (2020) y consistió en calcular los desplazamientos tridimensionales de las estaciones GNSS con respecto al Marco de Referencia Internacional ITRF2014 (Altamimi et al., 2016), en este proceso para eliminar la deformación tectónica de las series de tiempo se usaron los datos de las estaciones GNSS del proyecto GeoRED. Por otro lado, en el entorno de SNAP se generaron los mapas de desplazamiento en la dirección vertical del área de influencia del VNR, para cada par de escenas procesadas. En este paso también se generaron herramientas que permitieron automatizar los procesos, las cuales quedaron creadas con la configuración de parámetros más adecuada para el procesamiento de las imágenes en zonas volcánicas. El siguiente paso consistió en generar las series de tiempo de los desplazamientos en la dirección vertical a partir de los mapas de desplazamientos obtenidos con InSAR, en la ubicación de las estaciones GNSS del VNR, para poder finalmente evaluar la correspondencia de los desplazamientos obtenidos mediante las dos técnicas.

1. Planteamiento del problema de investigación y su justificación

1.1. Descripción del área problemática

El Servicio Geológico Colombiano (SGC) tiene a su cargo la investigación, evaluación y monitoreo de las amenazas de origen geológico del país, por lo cual a través de los observatorios vulcanológicos y sismológicos hace monitoreo e investigación de la actividad de los volcanes del territorio colombiano de manera continua y en tiempo real. En el desarrollo de la vigilancia volcánica se emplean diferentes métodos de la geofísica, geodesia y geoquímica. El uso de estas técnicas ha evolucionado al ritmo de la tecnología y otras nuevas han aparecido con el uso de tecnología espacial, así como la técnica GNSS aplicada para geodesia volcánica, que se ha convertido en una de las metodologías más usadas para el monitoreo volcánico y de mayor éxito a nivel mundial (Battaglia et al., 2021; Dzurisin, 2007). En ese sentido el SGC ha conseguido amplia experiencia y buenos resultados en el monitoreo de la deformación de la corteza terrestre y de la superficie de los volcanes del territorio colombiano. Recientemente otros métodos como InSAR que también utilizan tecnología espacial han surgido y a nivel mundial se han visto exitosas aplicaciones en el monitoreo de la deformación de los volcanes, es el caso de los volcanes: Cordón Caulle (Delgado, 2021) y complejo volcánico Copahue - Caviahue (Velez et al., 2011) en Chile, Sabancaya (Boixart et al., 2020) en Perú, Tungurahua (Hickey et al., 2020; Muller et al., 2018) en Ecuador, Popocatepetl y Colima (Pinel et al., 2011) en México, Pacaya (Wnuk & Wauthier, 2017) en Guatemala, Kilauea (Bemelmans et al., 2021) y Mauna Loa (Poland & Dalfsen, 2021) en Hawái, solo por mencionar algunos ejemplos, en los cuales la técnica InSAR permitió detectar con efectividad procesos de deformación volcánica a escalas cortas y largas de tiempo, muchos de ellos generados por episodios de recarga de magma, así mismo, esta técnica logró pronosticar el final de periodos de inactividad volcánica (Dzurisin, 2003).

La técnica GNSS permite realizar el monitoreo continuo y cuasi real de la deformación tridimensional en un punto de estudio específico, con precisión de unos pocos milímetros (Dzurisin, 2007); mientras que la técnica InSAR proporciona información de una gran cobertura espacial, cada cierto periodo de tiempo, con precisión cercana al centímetro/milímetro (Peltier et al., 2017), por lo cual las técnicas InSAR y GNSS son complementarias. Con respecto a la resolución temporal, los datos GNSS son continuos y los datos de InSAR son periódicos en el tiempo; en cuanto a la resolución espacial, GNSS genera información en un punto específico, en tanto que InSAR proporciona información de grandes extensiones de superficie terrestre. En relación al uso de la técnica InSAR los Observatorios vulcanológicos del SGC han tenido avances en el marco del apoyo de instituciones externas, debido al uso de software y disponibilidad de imágenes, en ese mismo sentido, aunque si bien existen servicios en línea como HYP3 (ASF, 2021) que permite el procesamiento de pares de imágenes SAR o sitios web como el Portal de Deformación de Volcanes COMET (COMET, 2019) y el Laboratorio de Geodesia de la Universidad de Miami (Terrero & Zishi, 2021), que proporcionan información de desplazamiento obtenidos con la técnica InSAR, únicamente permiten visualizar la información de los volcanes que estén contenidos en estas plataformas y en el caso de HYP3 no permite al usuario interactuar con los parámetros de procesamiento y optimizar los resultados obtenidos. De manera que existe la necesidad de implementar una metodología con software libre, que pueda convertirse en una herramienta de análisis rutinario y permita obtener resultados comparables entre las dos técnicas InSAR y GNSS, con el fin de evaluar la correspondencia de estos resultados y verificar como podrían ser usados estos datos para ampliar y complementar el estudio de la deformación de los volcanes y particularmente para el caso de la deformación del VNR.

1.2. Formulación del problema

Los datos de las estaciones GNSS permanentes permiten evaluar los procesos asociados a deformación volcánica de manera precisa y continua en el tiempo, pero discreto espacialmente (sitios donde se encuentran instaladas las estaciones GNSS), mientras que los datos de la técnica InSAR permiten evaluar un proceso de deformación volcánica con una gran cobertura espacial cada cierto periodo de tiempo, es decir que los datos de InSAR son discretos en el tiempo.

¿Los resultados obtenidos por las técnicas InSAR y GNSS son consistentes, y complementarios para ampliar y mejorar el estudio de la deformación volcánica en Colombia?

1.3. Justificación

El VNR actualmente es considerado uno de los volcanes más activos de Colombia y asociado a su actividad se encuentra uno de los sucesos más trágicos en la historia del país, debido a la erupción ocurrida el 13 de noviembre de 1985 (Banks et al., 1990; Calvache, 1990; Herd, 1986; Thouret et al., 1990). Durante los años siguientes a este proceso eruptivo, en el VNR se presentaron pequeñas variaciones en su actividad, que comprendieron desde emisiones de ceniza menores hasta un episodio eruptivo el 1 de septiembre de 1989 (Méndez & Valencia, 1991). En los años más recientes el VNR ha vuelto a presentar importante actividad, destacándose dos pequeñas erupciones freáticas el 29 de mayo y el 30 de junio de 2012 (Martinez et al., 2012). La actividad eruptiva más reciente de este volcán está asociada a una erupción efusiva en octubre de 2015, que generó el emplazamiento de un domo de lava en el fondo del cráter activo (Castaño et al., 2020). Adicionalmente el VNR en los últimos años ha presentado cambios en los parámetros obtenidos de las diferentes técnicas de monitoreo, entre ellas se destacan variaciones en las series temporales de las estaciones GNSS permanentes (Ordóñez et al., 2017) y los desplazamientos encontrados con imágenes de RADAR, que evidenciaron un proceso de inflación que inició en 2012 y un modelo de fuente profunda para el periodo 2012-2014 (Lundgren et al., 2015). Por esta importante actividad que ha tenido el VNR en

el pasado y en los últimos años de monitoreo, es necesario continuar haciendo seguimiento continuo de su actividad y además usar las técnicas nuevas más robustas que complementen el monitoreo.

Las técnicas geodésicas espaciales actuales como InSAR y GNSS poseen grandes ventajas, a partir de las cuales se ha facilitado la toma y análisis de datos asociados a la deformación de la superficie; sin embargo, al usar estas técnicas de manera independiente se pueden tener algunas limitaciones en cuanto a la resolución temporal y espacial de cada una de ellas. Por un lado, las estaciones GNSS permiten obtener mediciones de cambios de coordenadas tridimensionales en un punto de estudio, de manera continua y cuasi real en el tiempo, por el otro, la técnica InSAR proporciona información densa en una escala espacial grande periódicamente. La complementariedad de las dos técnicas es la razón principal de establecer una metodología dadas las condiciones de tasa deformación, disponibilidad de imágenes interferométricas SAR, densificación de estaciones GNSS y uso de software libre, que permita correlacionar y analizar la información de las técnicas InSAR y GNSS en el VNR, para poder realizar un monitoreo integral de la deformación en el tiempo y con gran cobertura espacial. En esta tarea es indispensable cuantificar las discrepancias de los resultados en las dos técnicas, para volverlas comparables y que la interpretación del fenómeno sea confiable. La confiabilidad de los resultados se traduce en una adecuada interpretación de los datos para el manejo de los riesgos volcánicos. Así mismo una vez se tenga el planteamiento metodológico y la verificación de la correspondencia será posible replicar el análisis a otros volcanes del territorio colombiano.

2. Antecedentes

Los estudios de deformación en el VNR se iniciaron 23 días antes de la catastrófica erupción del 13 de noviembre de 1985, hasta esa fecha ya habían pasado al menos 12 meses después del inicio de la intensa actividad sísmica y actividad fumarólica que fueron precursoras a la erupción. Los datos observados de la red de previa a la erupción fueron limitados por el inicio tardío en el monitoreo geodésico, el número limitado de estaciones y los patrones inconsistentes en la deformación observada; sin embargo, los datos sugerían que la fuente de magma de la devastadora erupción estaba a más de 7 km de profundidad (Banks et al., 1990). Una semana después de la erupción el grupo de trabajo retomó el monitoreo geodésico, y ya en abril de 1986 la red de deformación del VNR incluía 11 estaciones de nivelación, cuatro inclinómetros telemétricos, 38 líneas EDM (Electronic Distance Measurement) y 7 líneas de nivelación cortas, esta se convirtió en una red robusta capaz de detectar el emplazamiento o el movimiento de pequeños volúmenes de magma hacia la superficie. Los datos recogidos por las redes geodésicas desde octubre de 1985 hasta marzo de 1988 demostraron que poca o ninguna deformación acumulada del VNR ocurrió en ese periodo. Por lo tanto, concluyeron que poco o ningún cuerpo de magma instruyó por encima de los 5 km bajo la cumbre del VNR después de la erupción del 13 de noviembre de 1985. Estos resultados estuvieron de acuerdo con la baja liberación de energía sísmica presentada por el VNR en ese periodo (Banks et al., 1990).

En Colombia en el desarrollo de la disciplina de geodesia se han empleado diferentes técnicas, algunas de estas siguen vigentes y otras han sido reemplazadas por nuevas tecnologías más precisas y eficientes. Técnicas como Vectores de Nivelación e Inclinometría seca dejaron de usarse para el monitoreo volcánico debido al grado de incertidumbre, inherente a la misma técnica y a las difíciles condiciones climáticas que se presentan en las zonas de influencia volcánica. En la actualidad se utilizan otras técnicas como Inclinometría Electrónica, EDM, GNSS e InSAR (Battaglia et al., 2021).

La red de deformación del VNR que se había ampliado principalmente desde la creación del Observatorio Vulcanológico Nacional en 1986 como dependencia del INGEOMINAS (Banks et al., 1990; Herd, 1986), fue mejorada a partir de 2007 con la

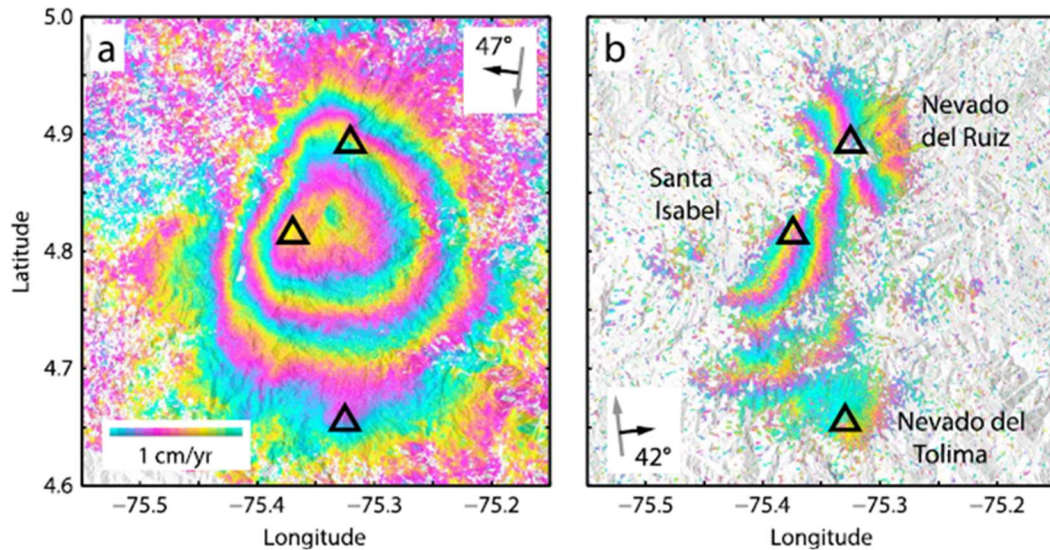
instalación de inclinómetros electrónicos y en 2011 con la puesta en marcha de tres estaciones GNSS (Ordoñez et al., 2015). Paulatinamente esta red ha ido creciendo hasta tener monitoreado la mayor parte de los flancos del VNR, tanto para las zonas distales como cercanas. Desde la instalación de las primeras estaciones GNSS en el VNR se empezaron a observar procesos de deformación, entre enero de 2012 a noviembre del mismo año la estación NERE en la componente vertical mostró una marcada deformación que indicaba un proceso de inflación de la superficie del volcán (Ordoñez, et al., 2015). Lo cual era consistente con los cambios que habían detectado desde 2010 en otras técnicas de monitoreo y que se denominó como el inicio de un nuevo ciclo de actividad del volcán (Londoño & Kumagai, 2018).

Posteriormente, Lundgren et al. (2015), con el fin de conocer las ubicaciones, las profundidades, los volúmenes de los depósitos de magma que alimentan el VNR y calcular los mapas de deformación relativa aplicaron la técnica Interferometría de Radar de Apertura Sintética, usaron datos SAR del satélite RADARSAT-2 (RSAT2) de la Agencia Espacial Canadiense (longitud de onda de 5,6 cm) y procesaron las imágenes en el Centro Canadiense de Teleobservación utilizando el paquete de procesamiento Gamma (Wegmuller y Werner, 1997), haciendo uso tanto de los datos de las trayectorias ascendentes como descendentes de los satélites (Figura 1). Debido al número suficiente de adquisiciones en la dirección descendente lograron realizar una serie temporal InSAR, mediante el uso de un código informático escrito en C, que usa una técnica de inversión lineal por mínimos cuadrados basada en el algoritmo del subconjunto de línea de base pequeña (SBAS) (Samsonov et al., 2011).

Del procesamiento estimaron una inflación constante del volcán desde 2012 a una tasa de 3-4 cm/año. El amplio patrón de deformación observado indicaba modelos de las fuentes puntuales o esferoidales, situadas a profundidades mayores de 14 km bajo la superficie y a 10 km al SO del Nevado del Ruiz, debajo del volcán Santa Isabel.

Figura 1

Observaciones InSAR del VNR a partir de imágenes de RADARSAT-2.



Nota. La figura muestra a) velocidad lineal (*LOS*) de la serie de tiempo InSAR en la trayectoria descendente. b) interferograma del 6 de marzo de 2012 al 26 de enero de 2015 en trayectoria ascendente. Fuente: Lundgren et al. (2015).

Estos procesos han sido muy coherentes con los cambios temporales observados en la actividad sísmica, el registro de grandes emisiones de gases y cenizas, erupciones explosivas moderadas (VEI=2) de mayo y junio de 2012 (Ordóñez et al., 2017). Posteriormente con un set de datos más amplio de las estaciones GNSS permanentes del VNR, Ordóñez et al. (2017) procesaron los datos de las estaciones GNSS para el periodo 2010-2016, encontrando una tendencia de inflación constante. Como resultado de la inversión de los datos GNSS entre 2012 y 2015 para interpretar la causa de la deformación del suelo, encontraron una fuente esférica a 8 km al SW del VNR, a una profundidad de 7 km; concluyeron que la fuente de magma encontrada por Lundgren et al., (2015) pudo haberse desplazado desde la profundidad de 15 km a una profundidad de 7 km entre 2012 y 2015. Posteriormente Adamo (2018), procesó los datos de las estaciones GNSS para el periodo 2010-2017; sus resultados mostraron que una tendencia de inflación comenzó en 2012 y se detuvo a principios de 2017, particularmente cuando el volcán entró en una fase

de actividad de bajo nivel, el modelamiento de la inversión de las velocidades de deformación totales calculadas de 2012 a 2017 identificó una fuente esferoidal situada a ~7 km al SW del VNR a 14 km de profundidad bajo el volcán Nevado de Santa Isabel, evidenciando que la fuente encontrada en este estudio seguía siendo la misma encontrada en el modelamiento realizado con los datos de InSAR en Lundgren et al. (2015).

3. Objetivos

3.1. Objetivo general

Determinar el estado de la deformación en el volcán Nevado del Ruiz mediante la evaluación de resultados a partir de datos de estaciones GNSS y datos derivados de InSAR de los satélites Sentinel 1A y 1B para el período de octubre de 2014 a diciembre de 2018.

3.2. Objetivos específicos

- Generar las series de tiempo de las estaciones permanentes de operación continua GNSS del VNR para el período de observación.
- Generar interferogramas diferenciales con imágenes de los satélites Sentinel 1A y 1B para el período de análisis.
- Establecer la metodología más apropiada para el análisis de la deformación volcánica a través de la evaluación de las técnicas de InSAR y GNSS para los volcanes colombianos.
- Analizar los períodos de probable deformación volcánica a partir de resultados de geodesia de posicionamiento y geodesia de imágenes y su correspondencia con los estados de actividad volcánica experimentada en el VNR para el período de estudio.

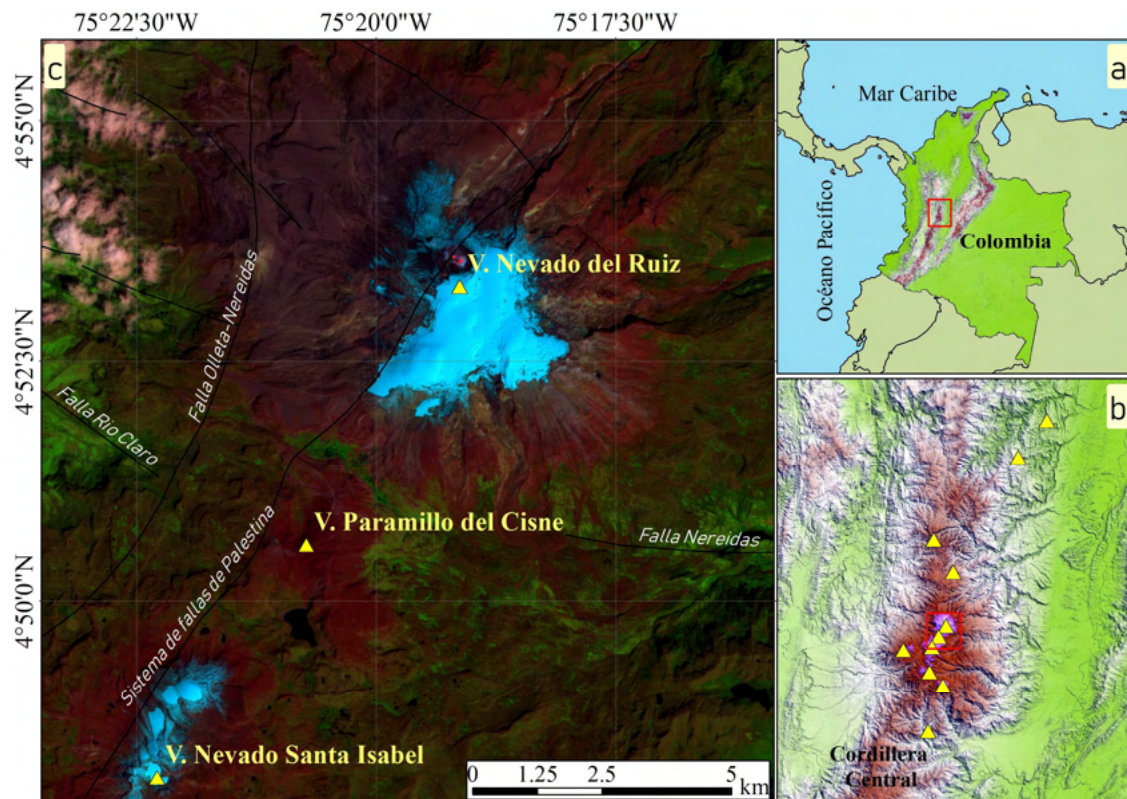
4. Referente Contextual

4.1. Localización del VNR

El VNR está localizado en el denominado Segmento Norte de la Cordillera Central de Colombia, al SE de la ciudad de Manizales, en los límites de los departamentos de Caldas y Tolima en las coordenadas $4^{\circ}53'43''\text{N}$, $75^{\circ}19'21''\text{W}$ (Figura 2), a 140 km al noroeste de Bogotá D.C., su cumbre está cubierta por superficie glaciaria y el punto más alto del volcán alcanza los 5321 m.s.n.m (Martínez et al., 2014).

Figura 2

Localización del VNR



Nota. La figura muestra a) Localización del VNR en el territorio colombiano. b) Segmento Volcánico Norte de la Cordillera Central de Colombia. c) VNR y área de estudio, imagen del 28 de enero de 2018 del satélite Sentinel 2B, usando la combinación de bandas 12, 8, 2, el color cian corresponde a superficie glaciaria. Fuente: elaboración propia

El VNR hace parte de un grupo de once volcanes alineados N-S, que se extiende en el Segmento Norte de la Cordillera Central de Colombia (Figura 2b), los cuales son: San Diego, El Escondido, Romeral, Cerro Bravo, Nevado del Ruiz, Paramillo del Cisne, Nevado de Santa Isabel, Paramillo del Quindío, Paramillo de Santa Rosa, Nevado del Tolima y Cerro Machín.

4.2. Entorno Geológico del VNR

El ambiente tectónico de los volcanes del segmento Norte de la Cordillera Central Colombiana es el resultado de la convergencia de las placas Suramérica, Caribe y Nazca y las microplacas de Coiba y Panamá (Taboada et al., 2000, Bohórquez et al, 2005). En ese sentido, el volcanismo característico de la zona del VNR es típico de un ambiente geodinámico de margen continental activo, dominado regionalmente por una tectónica transcurrente, la cual da origen a fallas de carácter regional que sirven como canales alimentadores de los focos volcánicos (CHEC, 1983; Calvache y Monsalve, 1983; citados en Mejía et al., 2012). Litológicamente, esta zona de la Cordillera Central Colombiana se encuentra dominada por la presencia de unidades metamórficas e ígneas con diferentes grados de deformación, como lo son el Complejo Cajamarca, que constituye el núcleo de la Cordillera Central (González, 1993), el Complejo Quebradagrande (Maya y González, 1995), la Milonita Granítica del Guacaica (Cuéllar et al., 2003, López et al., 2007), el Batolito del Bosque (Barrero y Vesga, 1976) y Tonalita Granodiorita de Manizales (López y Aguirre, 2005). Estas rocas se encuentran cubiertas en forma discordante por depósitos piroclásticos y flujos de lava producidos principalmente por la actividad de los volcanes Cerro Bravo, Santa Isabel y Nevado del Ruiz (Mejía, 2012).

La historia evolutiva del VNR y el conjunto de estructuras relacionadas ha sido estudiada por diversos autores. Herd (1974) incluyó al VNR dentro del “Complejo Volcánico Ruiz-Tolima”, conformado por una línea arqueada de siete volcanes (Nevado del Tolima, Nevado del Quindío, Paramillo de Santa Rosa, Nevado de Santa Isabel, Nevado del Cisne, Nevado del Ruiz y Cerro Bravo), el autor propuso dos períodos de actividad para el Complejo Volcánico Ruiz-Tolima: el primero, caracterizado por

evolución de lo que hoy conocemos como VNR. De acuerdo a Martínez et al. (2014), el CVNR está conformado por 14 estructuras volcánicas: *volcán PRE-Ruiz*, *volcán Nevado del Ruiz (Períodos eruptivos PER y SER)*, *volcán Piraña*, *volcán La Olleta*, *volcán Nereidas*, y *ocho estructuras dómicas; Alfombrales, Arenales, La Laguna, El Plato, Plazuelas, Recio, San Luis y Santana*, y finalmente *la Lava Fisural La Esperanza*, además de varios domos alineados en sentido NW-SE, localizados en las partes bajas, al norte del volcán Nevado del Ruiz (VNR) y asociados al Sistema de Fallas Villamaría-Termalés (Figura 3). Estas fuentes eruptivas dieron lugar a depósitos efusivos, (flujos de lava y domos), distribuidos a lo largo de toda la secuencia estratigráfica del pre-Holoceno; y a depósitos piroclásticos que indican la formación y colapso de columnas eruptivas, que generaron depósitos de caída y de corrientes de densidad piroclásticas, desde hace aproximadamente 200.000 años.

Con base en los aspectos geomorfológicos, Martínez et al. (2014) definieron cuatro periodos eruptivos para el CVNR, los cuales de igual manera están sustentados con estudios estratigráficos, petrográficos y geoquímicos. El primer periodo corresponde a la actividad más antigua del complejo y lo denominaron *Periodo Eruptivo PRE-Ruiz*, este periodo se caracterizó por presentar amplias zonas de flujos de lava, que se extienden principalmente hacia el noroeste, norte, noreste y este del actual centro de emisión del VNR. Los productos generados durante el PRE-Ruiz constituyen el basamento de las cuencas de los ríos Azufrado, Molinos y Claro, y quebrada Nereidas; el segundo periodo se denominó *Primer Período Eruptivo Ruiz (PER)*, y constituye el primer periodo de construcción de lo que hoy se conoce como VNR, el PER se puede dividir en una primera etapa de construcción y una segunda etapa de destrucción. La construcción está representada por una serie de flujos de lava, los cuales cubren un área aproximada de 120 km²; la destrucción del PER, está representada por una serie de depósitos de flujos piroclásticos que, a manera de remanentes, se observan en las cuencas de los ríos Claro y Recio. El siguiente es el *Periodo Eruptivo Intermedio Ruiz (INTER)*, corresponde a un vulcanismo intracalderico resurgente, que generó geoformas dómicas y pequeños volcanes adventicios, tales como: los volcanes La Olleta, Nereidas y Piraña; los domos colada Alfombrales y Arenales; y los domos Recio y Plazuelas, así mismo en este periodo se

emplazó de manera aislada, en la parte norte del CVNR, la Lava Fisural La Esperanza. Estos procesos parecen haber estado controlados estructuralmente, por el cruce de los sistemas de fallas Nereidas y Palestina. El segundo periodo de construcción del actual VNR se denominó *Segundo Periodo Eruptivo Ruiz (SER)*, este periodo presenta una extensión menor que los de los periodos anteriores y está conformado principalmente por pulsos de flujos de lava depositados de forma radial e irregular a partir del actual cráter Arenas, aunque según las direcciones de los flujos, algunos de estos pueden haber salido de otros posibles centros de emisión diferentes al Arenas. La construcción del actual VNR inicia con la generación de flujos de lava, que exhiben baja erosión glaciaria, interestratificados con depósitos de CDPs y depósitos de lahares, seguidos por depósitos de CDPs concentradas (flujos de bloques y ceniza), que indican la formación previa de domos.

En cuanto a la geología estructural local, en el área de influencia del VNR, se destacan tres sistemas de fallas, uno de dirección longitudinal N-S a NNE que coincide con la orientación de la Cadena Andina (Fallas de Palestina y San Jerónimo), los otros dos sistemas son transversales al anterior y tienen direcciones NW y E-W a ENE (Fallas de Villamaría-Termal, Río Claro, San Eugenio, Campoalegrito, Campoalegre, Nereidas y San Ramón). La orientación N-S es más continua y consta de varios ramales subparalelos. En dirección WNW-ESE y ENE-WSW se presentan rasgos discontinuos y más cortos (Falla de Santa Rosa) (Mejía et al., 2012), (López, 2010). De acuerdo a Mejía et al. (2012) la distribución actual de los esfuerzos principales en el área del VNR está relacionada con un ambiente transcurrente, donde la mayor parte de las fallas orientadas de manera oblicua a la compresión, adquieren un componente de desplazamiento a lo largo del rumbo, así: San Jerónimo inversa con deslizamiento lateral izquierdo, Santa Rosa inversa con rumbo lateral derecho, Palestina inversa con leve desplazamiento derecho y fallas transversales NW como fallas normales con componente lateral izquierdo, en su mayoría.

Por su parte Toro et al. (2010), describen los rasgos más destacados del VNR de la siguiente manera: la parte más alta del VNR está definida por tres cimas principales, el cráter activo Arenas y dos centros de emisión inactivos, La Olleta y Piraña. La parte Noroeste y Norte está compuesta de grandes anfiteatros en la parte alta del volcán con

forma de herradura en los cañones de los ríos Azufrado y Lagunillas. La parte Este y Sureste en los alrededores del cañón del Río Recio, se presenta una pendiente moderada a fuerte y un espesor importante de depósitos glaciales. La parte Sur y Suroeste marcada por pendientes regulares muy fuertes, con cañones alineados radialmente que corresponden a los ríos Gualí y Molinos y la quebrada Nereidas.

4.3. Actividad Reciente del VNR

El VNR se ha clasificado como un estratovolcán, con actividad explosiva y muy inestable gravitacionalmente; en su actividad más reciente ha presentado erupciones explosivas y depósitos de lahares (Martinez et al., 2014). El VNR empezó a mostrar señales de importante actividad en 1984, que posteriormente desencadenaron la catastrófica erupción del 13 de noviembre de 1985, dado que la erupción derritió parte de la capa de hielo, y se generaron lahares que destruyeron la ciudad de Armero y otras localidades de los municipios de Tolima y Caldas, dejando un saldo de alrededor de 20.000 personas fallecidas (Calvache, 1990; Voight, 1990; Naranjo *et al.*, 1986; Pierson *et al.*, 1990, Thouret, 1990; Hall, 1990).

Después de la erupción de 1985, en 1986 y 1988 se produjeron frecuentes erupciones menores, y en 1989 tuvo lugar una nueva erupción freatomagmática. De 1990 a 2002 se presentaron pequeñas crisis volcánicas, entre 2002 a 2006 se observó que la actividad del VNR mostro una disminución (Castaño et al., 2020). A partir de 2007 se observaron nuevamente cambios importantes en la actividad del VNR (Londono, 2016) y a finales de 2010 se empezaron a observar manifestaciones en superficie y desde entonces se han presentado cambios temporales en la sismicidad, deformación y geoquímica (principalmente liberación de SO₂) (Castaño et al., 2020). El análisis de la deformación registrada con inclinómetros electrónicos entre 2007 y 2012 sugirió la acumulación de magma en un reservorio superficial que habría alimentado la liberación de gas y emisiones de Ceniza (Ordoñez et al., 2014).

En 2012 el VNR presentó nuevamente dos episodios eruptivos: el 29 de mayo y 30 de junio, acompañados de esporádicos pulsos de ceniza (Martínez *et al.*, 2012). Posteriormente como se mencionó en la sección de antecedentes en Lungren et al. (2015),

encontraron al suroccidente del VNR una fuente de deformación a una profundidad mayor de 14 km debajo del volcán Santa Isabel, la cual fue confirmada con la inversión de datos GNSS realizada por Adamo (2017). Por su parte Londoño, (2016) describe un marcado aumento de la sismicidad en 2010-2012 y propone que un magma profundo fue suministrado al VNR y a los volcanes cercanos entre 2007 y 2016. En la tomografía sísmica tridimensional repetida para las velocidades P y S realizadas en Londoño et al. (2018) encontraron claros cambios en la estructura de la velocidad sísmica interna del VNR en los periodos 2013-2014 y 2015-2016, los cuales eran periodos de importante actividad volcánica después de los disturbios de 2010, los resultados evidenciaron que el sistema del VNR presentó cambios asociados a la entrada de nuevo magma, que ascendió e interactuó con cuerpos de magma preexistentes y condujo en 2015 a la colocación de un pequeño domo en el fondo del cráter activo Arenas.

4.4. Geodesia en Colombia

La implementación de la tecnología GPS para el estudio de la geodinámica en Colombia, se dio por iniciativa del SGC antiguamente INGEOMINAS. Este proceso inició en 1988 con el proyecto CASA, el cual fue patrocinado por la NASA, NSF (National Science Foundation) y algunas instituciones individuales de los países participantes del proyecto. El primer esfuerzo civil que puso en marcha una red global de rastreo satelital GPS se denominó CASA UNO, para entonces este proyecto logró poner operativa la campaña de GPS más grande del mundo, empleando 43 receptores para obtener aproximadamente 590 estaciones-día de datos, en Samoa Americana, Australia, Canadá, Colombia, Costa Rica, Ecuador, Nueva Zelandia, Noruega, Panamá, Suecia, Estados Unidos, Alemania Occidental y Venezuela. Entre los objetivos de este gran proyecto se destacan: medir la tensión en los Andes del norte, la medición de las tasas de subducción de las placas de Cocos y Nazca bajo América Central y del Sur, y la medición del movimiento relativo entre la placa del Caribe y América del Sur (Kellogg and Dixon, 1990). Posterior a este proyecto se pusieron en marcha las campañas CASA-90 realizadas en Ecuador, Panamá y Costa Rica, y CASA-91 en Costa Rica, Panamá, Colombia,

Venezuela y Ecuador, lo cual ayudó a establecer un marco de referencia global, así como al primer análisis de vectores de velocidad GPS (GeoRED, 2021).

Seguidamente, en trabajo articulado con el Instituto Geográfico “Agustín Codazzi” – IGAC se logró desarrollar la campaña CASA-94, la cual permitió la realizar mediciones en la mayoría de las estaciones ocupadas en las campañas de 1988, 1990 y 1991, así como iniciar un proceso de densificación en Colombia, con lo cual Mora (1995), y Mora y Kellogg (1996) encontraron valores de subducción de la placa de Nazca por debajo de la Placa Suramericana, colisión de la microplaca Panamá-Costa Rica con el Bloque Norte de los Andes, y desplazamiento del Bloque Norte de los Andes con relación a la estable Suramérica. En octubre de 1994, bajo el convenio de cooperación suscrito entre la NASA y el INGEOMINAS, se instaló la primera estación permanente GPS en Colombia, la cual fue instalada en cooperación con el IGAC; sin embargo, la operación y mantenimiento siempre ha sido responsabilidad del SGC. En 1998, como continuación del proyecto CASA se inició con el proyecto denominado “Levantamiento de Información Geodinámica del territorio colombiano”, el cual consistía en densificar sistemáticamente con una red pasiva de estaciones GPS, con el propósito de medir el campo de esfuerzos corticales en Colombia (GeoRED, 2021).

En enero de 2007, GeoRED como proyecto de INGEOMINAS puso en marcha la “Implementación de la Red Nacional de Estaciones Geodésicas Satelitales GPS con propósitos geodinámico” apoyado por el estado colombiano, pensada como la aplicación específica en el estudio y análisis de la deformación de la corteza terrestre en Colombia (Mora, 2006). GeoRED es un proyecto de investigación y desarrollo del Servicio Geológico Colombiano bajo la dirección técnica de Geoamenazas, hasta el momento ha desplegado por todo el país una amplia red de estaciones Permanentes Geodésicas Satelitales GPS y GNSS, al instalar estaciones que permiten la recepción de señales de las constelaciones: GPS, GLONASS, y Beidou, con transmisión de datos a un centro de acopio de información. Así mismo cuenta con una red de estaciones de campo de ocupación episódica, y una red instrumental móvil de adquisición de datos geodésicos satelitales bajo la modalidad de campañas de campo, con el fin de estudiar fallas activas, realizar evaluación post-sismo, atención de crisis volcánicas y monitoreo de movimientos

en masa. Del análisis de los datos obtenidos ha logrado establecer la dinámica tectónica y ha generado un modelo de velocidades geodésicas del territorio colombiano. Finalmente, esta información también es un insumo esencial para los estudios de deformación tectónica, volcánica y sísmica; en este sentido, los datos de las estaciones GNSS de GeoRED son usados en el presente estudio para definir el marco de referencia de los estudios geodésicos de deformación volcánica, y en este caso particular, de referencia local del VNR, con el fin de analizar únicamente los procesos asociados a deformación volcánica.

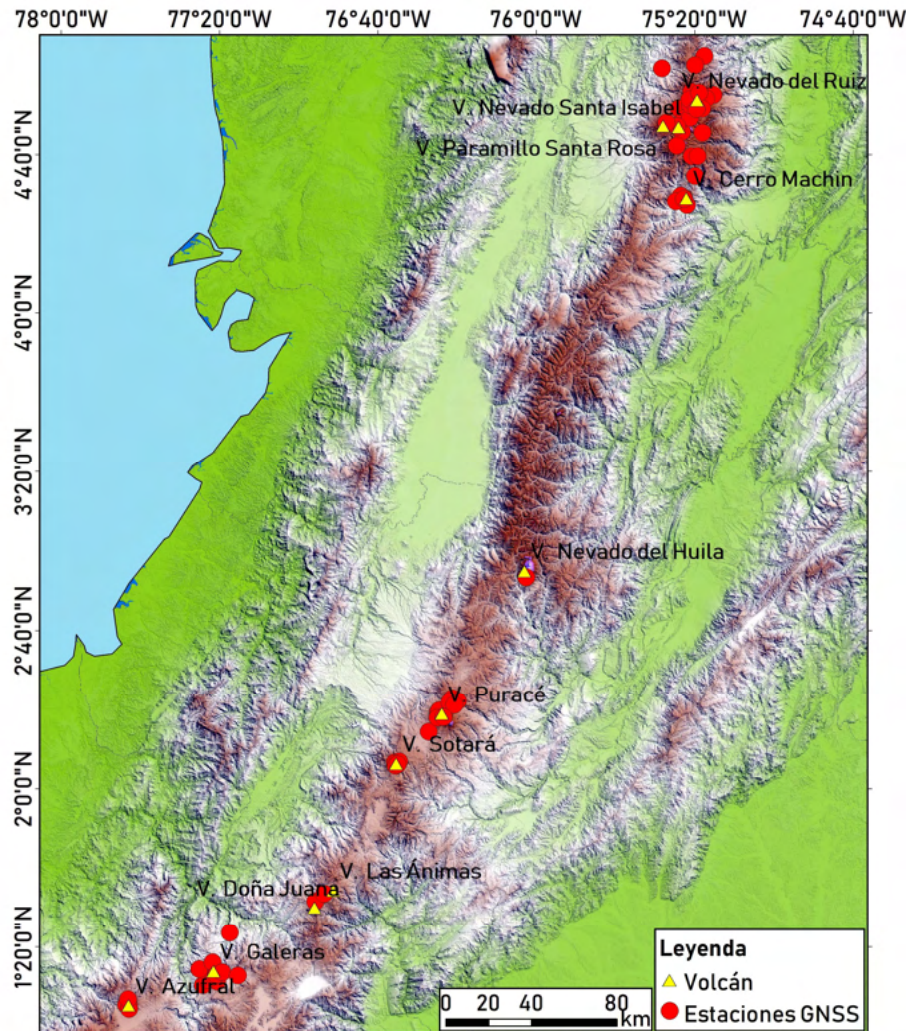
4.4.1. Geodesia para monitoreo Volcánico

En 2009, con el asesoramiento del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) y el consorcio de investigación en geodesia UNAVCO, el SGC comenzó a ubicar estaciones GNSS para monitorear la deformación volcánica. En 2010 el SGC inició la adquisición de equipos GNSS para complementar la red de deformación clásica que se tenía en los volcanes colombianos. En 2010 se instaló una estación GNSS piloto en el volcán Cerro Machín y a finales de 2012 ya se habían instalado 12 estaciones distribuidas en los VNR, Cerro Machín, Puracé y Galeras (Ordoñez et al., 2015). A la fecha, los observatorios cuentan con una red de 66 estaciones GNSS distribuidas en los tres segmentos volcánicos de la Cordillera Central (Figura 4).

En campo una estación GNSS del SGC usada para monitorear la deformación de los volcanes (Figura 5) posee los siguientes componentes: antena GNSS y el monumento que la soporta (pilar en concreto y varillas de acero inoxidable emplazadas a 0,8 m de profundidad en formaciones rocosas estables), receptor, sistema de alimentación (panel solar, baterías, reguladores), sistema de transmisión de datos (radios, antenas de telemetría), sistema de protección contra descargas (pararrayo, pozo de descarga) y gabinete de almacenamiento.

Figura 4

Red de estaciones GNSS de los volcanes monitoreados por el SGC.



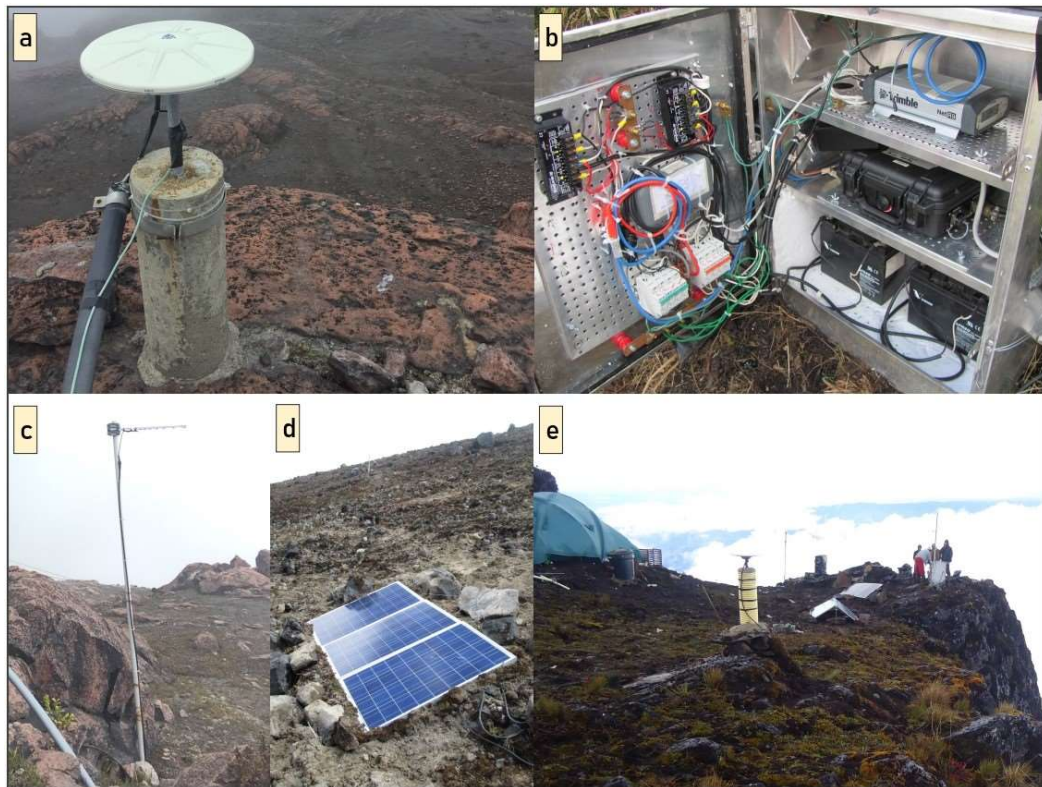
Nota. El mapa base de fondo corresponde a una imagen generada a partir del DEM STRM 3-NASA, base de datos del SGC - Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán. Fuente: Elaboración propia.

En la selección del sitio para la instalación de las estaciones GNSS, se tienen en cuenta los factores que puedan generar el efecto de multipath o multitrayecto, así mismo se insta la antena donde se pueda garantizar en lo posible, que tenga una vista limpia (libre de obstáculos tales como árboles, montañas, taludes, edificaciones) del cielo al horizonte en

todas las direcciones (360°), para garantizar una línea de visión directa con la mayor cantidad de satélites posibles (SGC, 2017). La transmisión de datos de las estaciones GNSS en campo a los observatorios se realiza en tiempo real por radio enlace, para el posterior procesamiento de los datos en oficina.

Figura 5

Principales componentes de una estación GNSS



Nota. La figura muestra a) Antena GNSS. b) Receptor GNSS, sistema eléctrico, accesorios y gabinete. c) Antena Yagi. d) Paneles solares. e) esquema general de la instalación. Fuente: Catalogo de imágenes del SGC-Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán.

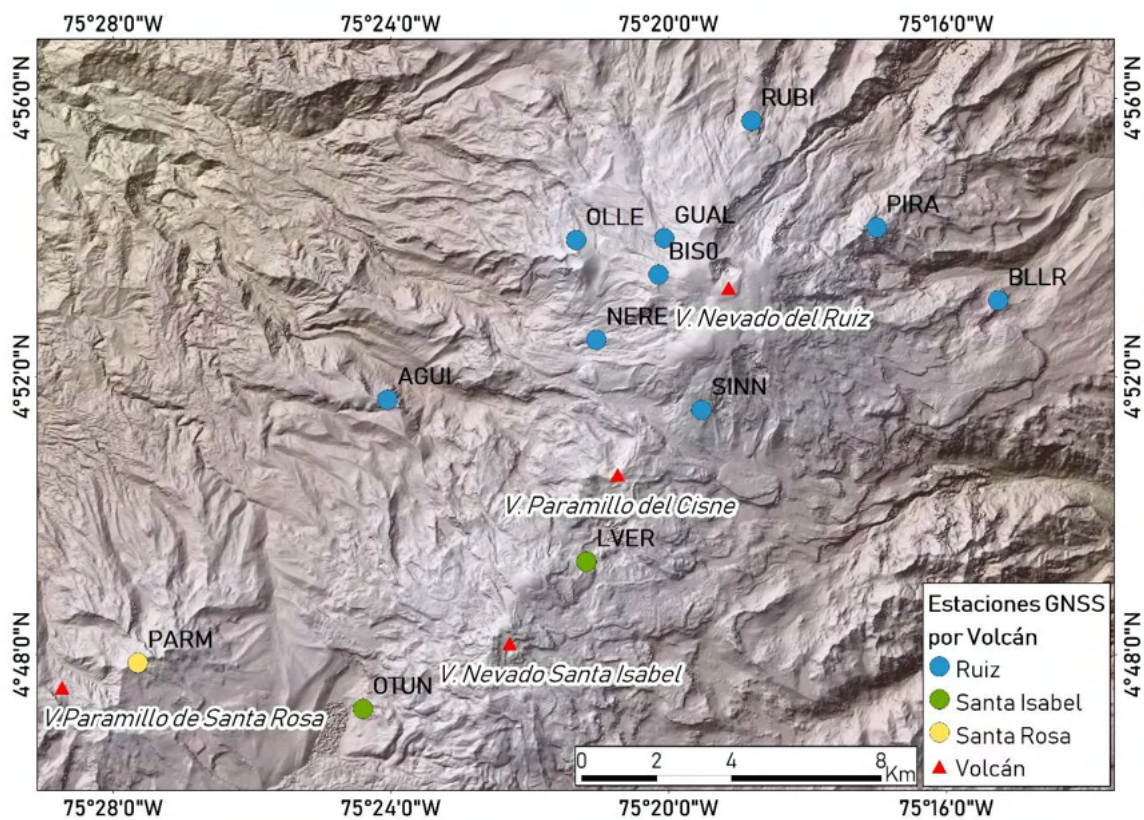
4.4.2. Red GNSS del VNR y Área de Estudio

La red de estaciones GNSS para el monitoreo de la deformación del VNR está compuesta por 9 estaciones como se detalla en la Figura 6. Las estaciones GNSS OLLE, GUAL y NERE, fueron las primeras estaciones instaladas en 2011; desde entonces esta red

se ha densificado y se han instalado equipos en todos los flancos del VNR. Para este estudio también se incluyeron los datos de las estaciones GNSS del volcán Santa Isabel y volcán Santa Rosa (Tabla 1 y Figura 6), debido al hallazgo en estudios anteriores de una fuente de deformación asociadas al VNR localizada por fuera del edificio volcánico, afectando otras estructuras cercanas (Lundgren et al., 2015).

Figura 6

Red de Monitoreo GNSS del VNR, Volcán Santa Isabel y Volcán Santa Rosa.



Nota. El mapa base de fondo corresponde al hillsshade del DEM del sistema de radar TanDEM-X – base de datos del SGC cortesía de VDAP-USGS en 2021. Fuente: elaboración propia.

Tabla 1

Estaciones GNSS del VNR y del área de estudio

ID	Volcán	Latitud	Longitud	Fecha de Instalación
OLLE	VNR	4,899	-75,356	24/11/2011
RUBI	VNR	4,928	-75,313	3/12/2012
SINN	VNR	4,859	-75,326	13/12/2012
AGUI	VNR	4,861	-75,401	5/12/2016
BIS0	VNR	4,891	-75,336	8/05/2017
PIRA	VNR	4,902	-75,283	2/26/2013
GUAL	VNR	4,900	-75,334	5/19/2011
BLLR	VNR	4,885	-75,254	6/21/2013
NERE	VNR	4,875	-75,351	8/24/2011
PARM	Santa Rosa	4,798	-75,461	8/04/2017
OTUN	Santa Isabel	4,787	-75,407	8/05/2015
LVER	Santa Isabel	4,822	-75,353	08/15/2017

Nota. Fuente: Datos del SGC - OVSM

5. Referente Teórico

5.1. Tecnología GNSS/GPS

En 1973 el Departamento de Defensa de Estados Unidos (DoD) comenzó a desarrollar el sistema NAVSTAR-GPS (Navigation System with Timing and Ranging – Global Positioning System), como un sistema de posicionamiento fundamentado en técnicas espaciales para obtener de manera precisa información de posición, velocidad y tiempo. Este sistema de radionavegación basado en el espacio, se conocería más adelante simplemente como *Sistema de Posicionamiento Global* (GPS) (S. Kumar et al., 2002). Con el tiempo otros países empezaron la construcción y desarrollo de satélites de navegación y equipos asociados, se denominó Sistema de Navegación por Satélite (SNS) al sistema que ofrece un servicio de localización muy precisa y en tiempo real mediante el uso de satélites de navegación. Por su parte el GNSS (*Sistema Global de Navegación por Satélite*) es la colección combinada de sistemas de satélites, que dirige a todos los SNSs predominantes en el mundo, así como a los sistemas de navegación regionales y avanzados (A. Kumar et al., 2021). En una definición más completa, el Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) es un sistema de posicionamiento espacial por radio, que incluye una o más constelaciones de satélites, necesariamente incrementada para apoyar su operatividad deseada, y que proporciona información tridimensional de posición, velocidad y tiempo, las 24 horas del día a usuarios adecuadamente equipados, en cualquier lugar de la superficie de la tierra o cerca de ella (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

A nivel mundial tres países y la Unión Europea albergan sistemas de navegación: *GPS* (EE. UU), *Sistema Global de Navegación por Satélite - GLONASS* (Rusia), *Galileo* (Unión Europea) y *BeiDou* (República Popular de China). Además es de mencionar que existen dos sistemas de navegación regionales: *Quasi-Zenith Satellite System* (QZSS de Japón) e *Indian Regional Navigation Satellite System* (IRNSS) o *Navigation Indian Constellation* (NavIC de India) (A. Kumar et al., 2021).

Actualmente el GNSS trabaja principalmente con dos constelaciones GPS y GLONASS; sin embargo, el GPS funciona de forma independiente y es el SNS más

importante y utilizado por usuarios civiles, militares y comerciales de todo el mundo, debido a su fiabilidad, popularidad y continuidad (completó su capacidad operativa inicial -IOC en 1993). Por lo que es la técnica más usada en múltiples industrias y los sistemas de monitoreo de geodinámica y vigilancia volcánica. En el presente trabajo a pesar de que las estaciones usadas para el monitoreo de la deformación volcánica son estaciones GNSS, únicamente se va a trabajar con los datos de la constelación GPS, por ello, en adelante se detallará los principios básicos del GPS.

5.1.1. Segmentos del GPS

5.1.1.1. Segmento Espacial

El segmento espacial del GPS consiste en una constelación de al menos 24 satélites operativos, dispuestos en seis planos orbitales igualmente espaciados, con 4 satélites por plano. Cada satélite orbita la tierra con un periodo de 12 horas, transmitiendo señales codificadas con ruido pseudoaleatorio (PRN) y están equipados con relojes atómicos (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). De esta manera, desde cualquier punto de la Tierra, cada satélite es visible durante unas 5 de cada 12 horas, y en cualquier momento hay entre 4 y 10 satélites sobre el horizonte (Dzurisin, 2007). A la fecha NAVSTAR cuenta con cuatro generaciones de constelaciones de satélites, cada uno de los nuevos bloques sustituye a los más antiguos tras completar su periodo de servicio activo (A. Kumar et al., 2021).

5.1.1.2. Segmento de Control

El Segmento Espacial de las constelaciones de satélites GPS son monitorizados y controlados por el Segmento Control, mediante la resolución de las anomalías del satélite y la recopilación de mediciones de pseudodistancia y fase portadora en las estaciones de control, para determinar y renovar la rectificación del reloj del satélite, el almanaque y las efemérides al menos una vez al día (A. Kumar et al., 2021). Anteriormente el Segmento Control contaba con 5 estaciones, una designada como Estación de Control Principal (MCS) y cuatro de seguimiento, a la fecha se cuenta con 12 estaciones, que envían sus

datos al centro de control y luego son enviados a cada satélite (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

5.1.1.3. Segmento de Usuario

El segmento de usuarios está formado por los receptores, procesadores y antenas que permiten a todos los usuarios terrestres, marítimos o aéreos usar la señal GPS para diversos fines. Cada receptor GPS procesa las señales recibidas de los satélites para determinar la localización del receptor en términos de posición, velocidad y tiempo preciso en cualquier parte del mundo (A. Kumar et al., 2021).

5.1.2. Funcionamiento del GPS

El concepto de GPS se basa en la distancia entre satélites o trilateración, mediante la combinación de varios grupos de satélites funcionales en el espacio como puntos de referencia (Kaplan & Hegarty, 2006). El GPS proporciona información de posicionamiento mediante el código de ruido pseudoaleatorio (PRN), que es una secuencia de marcas de tiempo muy precisas, que permiten a los receptores estimar el retardo de transmisión entre el satélite y la estación de control. El código PRN a la vez incluye tres códigos binarios básicos: el código de precisión (P), el código *Coarse Acquisition* (C/A) y el código de navegación. Así los satélites GPS emiten dos ondas sinusoidales o portadoras, y dos códigos modulados sobre ellas para el posicionamiento (A. Kumar et al., 2021):

1. **Portadora L1**, se emite a 1575,42 MHz y es modulada por la señal de información codificada que transmiten los satélites para comunicarse con los receptores, con el código C/A a 1,023 MHz, el código P a 10,23 MHz.
2. **Portadora L2**, se emite a 1227,60 MHz, y se modula únicamente con el código P a 10,23 MHz.

Estas señales codificadas se utilizan para calcular el tiempo de transmisión de las señales de radio del satélite a los receptores en la Tierra, que luego se multiplica por la velocidad de la señal para estimar la distancia del satélite al receptor. Adicionalmente la

señal GPS contiene un mensaje de navegación de muy baja frecuencia (50 Hz), que se modula en las portadoras L1 y L2, para apoyar el proceso de determinación de PVT (posición, velocidad y tiempo) de los receptores GPS (A. Kumar et al., 2021).

5.1.3. Observables GPS

5.1.3.1. Pseudodistancia

La pseudodistancia es la medida del tiempo de propagación aparente de la señal desde el satélite hasta el receptor GPS en la Tierra. Se calcula dividiendo la distancia entre el satélite y la antena receptora, con la velocidad de la luz, que se denotara con c . El tiempo de propagación aparente es el retardo entre los relojes de los receptores GPS y los satélites en la Tierra, calculados a partir de dos códigos binarios (P y C/A). Se denomina pseudodistancia porque los relojes del receptor GPS y del satélite no están sincronizados, y en ella influyen los errores orbitales del satélite, el error del reloj del usuario y el retardo ionosférico (A. Kumar et al., 2021). El observable de pseudodistancia para cada instante t se puede describir así:

$$R_r^s(t) = r_r^s(t) + c \cdot [dt_r(t) - dt^s(t - \tau, t)] + \rho_{trop}(t) + \rho_{ion}(t) + \rho_{mp}(t) + \rho_{rel}(t) + \varepsilon_p \quad (1)$$

Donde, R_r^s es el observable de pseudodistancia, r_r^s es la distancia geométrica entre la posición del receptor en el momento t y la posición del satélite, dt_r y dt^s , son los tiempos de sincronización entre el instante t del reloj del receptor y el instante $t - \tau$ del reloj del satélite, ρ_{trop} y ρ_{ion} son los retrasos expresados como rangos equivalentes, asociados a la transmisión de la señal a través de la troposfera y ionosfera, respectivamente, ρ_{mp} representa los errores de *multipath* (multitrayectoria), ρ_{rel} comprende los efectos relativistas. Dependiendo de la aplicación, algunos o todos los términos de retardo, multipath y relativismo pueden agruparse con el término de error no modelado ε_p (Dzurisin, 2007).

5.1.3.2. Medición de la fase de la portadora

Las señales portadoras L1 y L2 ofrecen la posibilidad de medir distancias aparentes, que pueden relacionarse con alcances reales, y por tanto, permiten determinar la posición de un receptor (Dzurisin, 2007). Los rangos calculados con las portadoras son observables mucho más precisos que los calculados con los códigos de pseudodistancia (A. Kumar et al., 2021), y son los que se utiliza realmente para las aplicaciones de alta precisión en estudios geodinámicos. El proceso consiste en multiplicar el número de ciclos completos y fraccionados de una de las señales portadoras entre un satélite y un receptor, por la longitud de onda de la señal portadora; sin embargo, no existe una manera práctica de medir instantáneamente el número de ciclos completos de la señal portadora entre un satélite y un receptor, debido a que los receptores GPS no pueden distinguir un ciclo de onda portadora de cualquier otro ciclo, si no que únicamente miden la fase y sus cambios en el tiempo. Por lo cual, el rango satélite-receptor medido de esta manera es ambiguo en una cantidad $N \cdot \lambda$, donde λ es la longitud de onda de la señal portadora y el número N es la ambigüedad entera de ciclos. De manera que el observable de la fase portadora ϕ_r^s en el momento t , puede describirse como (Dzurisin, 2007):

$$\phi_r^s(t) \cdot \lambda = r_r^s(t) + c \cdot [dt_r(t) - dt^s(t - \tau, t)] + \phi_{trop}(t) - \phi_{ion}(t) + \phi_{mp}(t) + \phi_{rel}(t) + N \cdot \lambda + \epsilon_\phi \quad (2)$$

Donde, r_r^s es el rango geométrico entre la posición del receptor en el momento t y la posición del satélite, ϕ_{trop} , ϕ_{ion} , ϕ_{mp} y ϕ_{rel} son los retrasos de propagación expresados en metros, y ϕ_r^s está en unidades de ciclos (Dzurisin, 2007).

5.1.4. Mensaje de difusión del GPS

Los mensajes de navegación que emiten los satélites GPS incluyen tres tipos de componentes: (a) la fecha y hora de transmisión y el estado actual del satélite; (b) información orbital (*efemérides*) y (c) el estado de todos los satélites del programa GPS (*almanaque*). El mensaje de navegación transmitido por el satélite contiene las posiciones previstas de los satélites en tiempo real, denominadas *efemérides predichas*. Las

posiciones más precisas de los satélites se obtienen mediante el postprocesamiento de los datos reales de seguimiento de los satélites GPS, denominados *efemérides precisas*, y están disponibles a posteriori.

Los datos del almanaque se transmiten desde el satélite a los receptores y básicamente contiene los datos sobre la posición de los satélites en el espacio en un momento dado, incluyendo la órbita gruesa, la información sobre el estado de la constelación de satélites, un modelo ionosférico y la información para relacionar el tiempo derivado del GPS con el Tiempo Universal Coordinado (UTM) (A. Kumar et al., 2021).

5.1.5. Errores en el GPS

Las mediciones de pseudodistancia y la fase portadora del GPS se ven afectadas por diversos tipos de errores aleatorios y sistemáticos (Mosavi et al., 2013), basándose en la fuente de origen se pueden clasificar de la siguiente manera:

5.1.5.1. Errores Orbitales

Para un posicionamiento preciso de tipo geodésico, los centros de análisis IGS (International GNSS Service) proporcionan soluciones de órbita satelital al CDDIS (Crustal Dynamics Data Information System- Archivo de datos de geodesia espacial de la NASA) de tres formas: *ultrarrápida*, *rápida* y *final*. El producto ultrarrápido es útil para aplicaciones en tiempo real y cuasi-real, e incluye dos soluciones; la primera usando una combinación basada en predicciones (*predicted half*), con precisión de ≈ 5 cm en posición; la segunda ultrarrápida (*observed half*) está basada en observaciones y alcanza una precisión de ≈ 3 cm en posición, las dos soluciones están disponibles a intervalos regulares de cuatro veces al día. La combinación de órbita rápida es una solución diaria disponible entre 17 a 41 horas después del final del día anterior UTC, con una precisión de ≈ 2.5 en posición. Las soluciones IGS finales, más consistentes y de la más alta calidad, constan de archivos de órbita diarios, generados semanalmente aproximadamente entre 12 y 18 días después del final de la semana de solución, con precisión de ≈ 2 cm en posición (Teunissen & Montenbruck, 2017).

5.1.5.2. Errores de los receptores

Los errores en el receptor en general están asociados a: ruido del receptor, reloj del receptor y el efecto de multipath. El ruido en el receptor está relacionado tanto al ruido en la electrónica del mismo equipo, como a la falta de sincronización entre las señales generadas por el receptor y las recibidas del satélite (J. González, 2010). Los errores del reloj del receptor se presentan principalmente por la calidad de los mismos, estos errores se pueden rectificar mediante la aplicación de diferentes combinaciones observacionales, la diferenciación entre los satélites o estimando el error como un parámetro adicional en el proceso de la estimación de la posición, adicionalmente también se puede hacer uso de relojes externos precisos, generalmente de cesio o rubio (Karaim et al., 2018; A. Kumar et al., 2021).

Con respecto al efecto de multipath, este error está asociado a la reflexión de las señales GPS con diversas superficies, incluyendo grandes edificios, arboles, superficies de agua u otros elementos que rodeen la antena del receptor antes de ser captadas por éste, provocando un error de múltiple trayecto en las señales GPS. Este error afecta tanto a las mediciones de fase de la portadora como de la pseudodistancia (A. Kumar et al., 2021; Wells et al., 1999). El error multitrayectoria se puede reducir a varios metros con la ayuda de nuevas tecnologías, como el correlacionador estroboscópico (Ashtech Inc.), el MEDLL (NovAtel Inc.), y métodos de mitigación de la multitrayectoria (Weill, 1997). Así mismo con el uso de antenas con diseños especiales como ground plane, choke ring, entre otras, que ya están dispuestas en el mercado (J. González, 2010).

5.1.5.3. Errores de Propagación de la señal

Cuando la señal penetra la *ionosfera*, esta capa actúa como un medio dispersivo, lo que implica que el retardo ionosférico depende de la frecuencia (Karaim et al., 2018). En el caso de los receptores de doble frecuencia, este error puede eliminarse utilizando combinaciones de observables libres de ionosfera (Juan et al., 2012); en cambio, para los receptores de frecuencia única, el retardo ionosférico debe estimarse o modelarse, y posteriormente transmitirse como parte del mensaje de navegación del satélite (Klobuchar, 1987).

El siguiente paso de la señal es a través de la *troposfera* que actúa como un medio no dispersivo para las radiofrecuencias por debajo de 15 GHz (Hay & Wong, 2000), generando que se presente un mayor alcance entre el satélite y el receptor, que el alcance geométrico real (A. Kumar et al., 2021). Para aplicaciones que necesitan un alto nivel de precisión en la estimación del error troposférico, se modela el componente seco (dependiente de la presión y la temperatura), mientras que el componente húmedo cenital (dependiente de la presión parcial de agua o contenido de vapor de agua) se estima como una incógnita adicional en el filtro de navegación (Karaim et al., 2018).

5.1.6. Técnicas de Posicionamiento Preciso

En el ámbito geodésico se requieren precisiones por debajo del centímetro, dos métodos que pueden garantizar estas soluciones son el *Posicionamiento Puntual Preciso PPP* y el *Posicionamiento Relativo Diferencial*.

5.1.6.1. GPS Precise Point Positioning

El PPP para el posicionamiento geodésico autónomo de puntos estáticos o cinemáticos con precisión centimétrica, utiliza observaciones no diferenciadas de doble frecuencia, de pseudodistancia y de fase portadora, junto con productos precisos de la órbita y el reloj del satélite. Dado que en el PPP se utilizan observaciones de fase portadora, este método debe estimar las ambigüedades de fase inicial para todos los satélites, la posición de la estación, los desfases del reloj de la estación y los retrasos de la trayectoria cenital troposférico (ZTD) (Juan et al., 2012). En otras palabras, el PPP elimina o modela los errores del sistema GPS o GNSS para proporcionar un alto nivel de precisión en la posición desde un solo receptor (Zumberge et al., 1997, Gonzales, 2010).

5.1.6.2. GPS Relativo o Diferencial

El GPS relativo o diferencial es una forma avanzada en el que el GPS proporciona servicios de localización muy precisos, consiste en el uso de al menos dos receptores que están relativamente cerca (10-15 km) y reciben la señal de aproximadamente los mismos satélites GPS durante un cierto periodo de tiempo, de manera que experimentan errores

atmosféricos similares. En este método uno de los dos receptores se considera fijo y se denomina receptor base de coordenadas conocidas y el segundo de coordenadas desconocidas se conoce como receptor rover, se estima la diferencia entre las coordenadas simultáneas con respecto a las coordenadas conocidas (receptor base) y se aplica esta corrección para fijar las coordenadas simultáneas de ubicaciones desconocidas (receptor rover). La información corregida se puede aplicar al receptor rover en tiempo real, sobre el terreno mediante señales de radio o mediante el postprocesamiento después de la captura de datos utilizando un software especial de procesamiento (Hofmann-Wellenhof et al., 2001).

5.2. Conceptos Teóricos de Radar

El RADAR (Radio Detection and Ranging) es un sistema de teledetección activo, considerándose la teledetección espacial como aquella técnica que permite adquirir imágenes de la superficie de la tierra desde sensores instalados en plataformas espaciales (Chuvieco, 2002). El Radar al ser un sistema de teledetección activo, es decir, que proporciona su propia iluminación, es independiente de la iluminación solar, logrando funcionar tanto en el día como en la noche, adicionalmente los impulsos electromagnéticos de los sistemas de Radar utilizan longitudes de onda larga o microondas, lo cual le da la capacidad de penetrar las nubes, la vegetación, la nieve y son casi independientes de las condiciones meteorológicas (Bamler, 2000; Bamler & Hartl, 1998). A diferencia de los sensores ópticos e infrarrojos, que son sensores pasivos, por lo cual dependen de la energía emitida por el sol y funcionan únicamente mientras haya luz (Podest, 2018).

A finales de la década de 1970, los radares de imágenes espaciales comenzaron a desempeñar un papel importante en la teledetección, su uso científico inició con el satélite *Seasat* de la NASA en 1978 (Massonnet & Feigl, 1998). Actualmente han entrado en una edad de oro, debido a la capacidad de proporcionar imágenes bidimensionales de alta resolución independientes del día y la noche, las nubes y las condiciones meteorológicas, están predestinados a monitorear los procesos dinámicos en la superficie de la tierra de manera confiable, continua y global (Moreira et al., 2013).

Las primeras misiones del Radar demostraron su capacidad de mapear de manera confiable la superficie de la tierra y adquirir información sobre sus propiedades físicas, como la topografía, la morfología, la rugosidad y las características dieléctricas de la capa de retrodispersión (Bamler & Hartl, 1998). Hoy en día el Radar está siendo ampliamente utilizado para la teledetección, en una gran cantidad de aplicaciones que van desde la geociencia y la investigación del cambio climático, la vigilancia del medio ambiente y del sistema terrestre, la cartografía en 2-D y 3-D y la detección de cambios, el mapeo 4-D (espacio tiempo), aplicaciones relacionadas con la seguridad y hasta la exploración planetaria (Moreira et al., 2013).

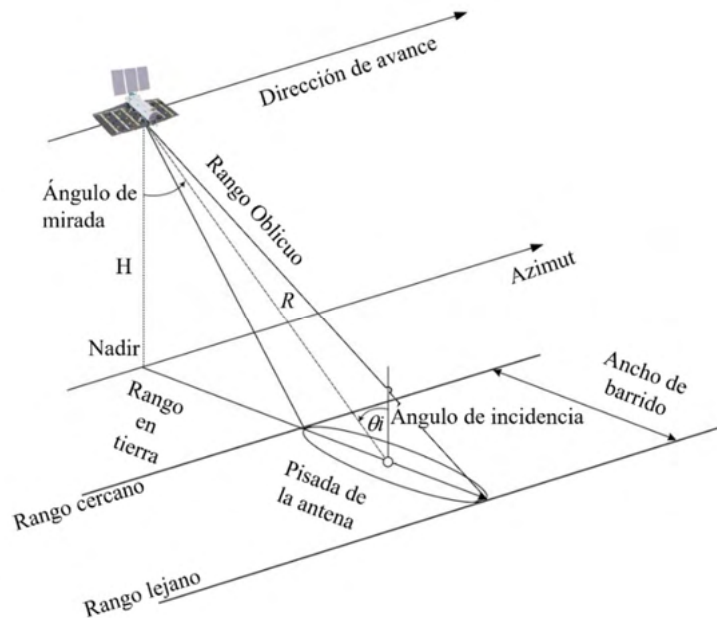
Un Radar consiste esencialmente en un transmisor, un receptor, una antena y un sistema electrónico para grabar y procesar los datos capturados. De manera general el funcionamiento se desarrolla de la siguiente manera: el transmisor genera pulsos de microondas en intervalos regulares, los cuales son proyectados por la antena del satélite en forma de abanicos, el Radar ilumina la superficie oblicuamente en relación a la dirección de desplazamiento de la plataforma, y una vez que la onda choca con los objetos, parte de su energía se dispersa, y otra porción de la energía reflejada o eco de varios objetos dentro del área iluminada es recibida de regreso por la antena (Podest, 2018), el eco es una réplica atenuada de la onda transmitida, retrasada por el tiempo de viaje de ida y vuelta (Bamler, 2000).

5.2.1. Radar de Visión Lateral

Para obtener un mapa bidimensional de la reflectividad de las microondas en la superficie de la Tierra, se puede hacer uso de un Radar de barrido lateral, es decir que apunta el haz de la antena hacia los lados, con el fin de escanear una escena a lo largo de una trayectoria del vuelo o de una órbita (Figura 7), de modo que a medida que el sensor se mueve hacia adelante, se crea una imagen de dos dimensiones (Bamler, 2000).

Figura 7

Geometría del Radar de barrido lateral



Nota. Figura modificada de Bamler (2000).

5.2.2. Resolución de Azimut y Rango

Para formar una imagen bidimensional se emplean dos mecanismos de escaneo:

-**Rango R**, en este caso el escaneo se hace por la velocidad de la luz, y su resolución depende del ancho de banda de la frecuencia del pulso transmitido (Bamler, 2000). Esta resolución está definida por la siguiente ecuación:

$$\rho_R = \frac{c\tau}{2} = \frac{c}{2B} \quad (3)$$

Donde, C es la velocidad de la luz, y τ es la duración del pulso para un determinado ancho de banda B (Nagler, 1996). De la ecuación (3) se puede detallar que la resolución en rango es mejor si se logra tener un pulso de menor duración, o un mayor ancho de banda.

-**Azimut** x o la dirección del vuelo, en este caso la escena es escaneada por el haz de la antena en movimiento continuo. Por lo tanto, la resolución acimutal de un *Radar de Apertura Real* (RAR) de ancho acimutal β es (Bamler, 2000):

$$\rho_{x,RAR} = R\beta \quad (4)$$

Donde $\beta=\lambda/L$, λ la longitud de la onda, L la longitud de la antena y R , la distancia en rango inclinado. De lo anterior, se observa que la resolución en la dirección del movimiento es determinada por el ancho de haz del instrumento, el cual es inversamente proporcional al largo de la antena o también referida como *Apertura de la Antena*, es decir que una antena más larga produce un ancho de iluminación más angosto y una resolución más alta, debido a las dificultades que representa tener una antena muy larga en el espacio, han logrado sintetizar antenas largas, utilizando el movimiento de la plataforma para simular una antena muy larga, por eso a los instrumentos que usan estos principios se les llama *Radar de Apertura Sintética* (SAR) (Podest, 2018) y la resolución acimutal para este caso viene definida como:

$$\rho_{x,SAR} = \frac{L}{2} \quad (5)$$

Por lo tanto, la resolución máxima de un SAR es siempre la mitad de la longitud física de la antena y es independiente del Rango y la longitud de onda.

5.2.3. Geometría de Adquisición

Siendo el *Azimut* la dirección de avance del satélite y el *Rango Oblicuo* la dirección de observación, que principalmente representa la distancia entre el sensor y el blanco (Rango), perpendicular a la línea del vuelo (Messina, 1996; Seppi, 2016) (Figura 7), esta línea de mirada perpendicular es conocida como *Line of Sight* (LOS) o *línea de mirada del sensor* (Ferretti et al., 2007a). La proyección del Rango Oblicuo sobre un plano de referencia horizontal se denomina *Rango en tierra*, esta proyección se obtiene mediante la división del rango oblicuo por el seno del *ángulo de incidencia* Θ_i , el cual se define como

el ángulo entre la normal a la superficie que pasa por el blanco y el rango oblicuo del mismo (Panozzo, 2013). El ángulo de incidencia varía dependiendo de la altura del sensor, de manera que los valores de ángulo más pequeños se presentan en el rango cercano; mientras que los valores más grandes se dan en el campo lejano (Palubinskas et al., 2007; Podest, 2018). Finalmente, el ancho de la superficie que es iluminada por el SAR se conoce como *Ancho de barrido* o *Swath Width* (Panozzo, 2013).

5.2.4. Radar de Apertura Sintética SAR

Con un sistema de Radar convencional no es posible obtener altas resoluciones en la dirección azimutal (L. González, 2018). Por lo cual, el SAR (Radar de Apertura Sintética) utiliza el movimiento de avance de la plataforma del satélite, para simular antenas muy largas y con ello mejorar la resolución en la dirección azimutal. El SAR siendo un tipo de Radar, de igual manera es un sistema de obtención de imágenes por microondas, con la ventaja de alcanzar mayores resoluciones, algunas de las principales características se mencionan a continuación (Bamler, 2000):

- El SAR proporciona su propia iluminación (activo)
- EL SAR utiliza microondas que penetran las nubes y (parcialmente) el dosel, el suelo y la nieve.
- El SAR es un método de imagen coherente. Siendo este el requisito previo para la interferometría SAR.
- El SAR tiene la geometría de un Radar de visión lateral y está predestinado a vigilar los procesos dinámicos de la superficie terrestre de manera confiable, continua y global (Ferretti et al., 2007a).

Las longitudes de onda y las bandas de frecuencia típicas del SAR se presentan en la Tabla 2. Las imágenes en la banda P y L, son adecuadas para analizar la penetración del follaje y estimación de la Biomasa; las imágenes en banda L-C-S y X, comúnmente se usan para el seguimiento de la agricultura, los océanos, el hielo y monitoreo de las subsidencias; para el monitoreo de la nieve se puede usar imágenes de banda X y Ku;

finalmente para proyectos con imágenes de alta resolución pueden usarse las bandas X y Ka (Ferretti et al., 2007).

Tabla 2

Bandas y frecuencias comúnmente usadas en imágenes SAR.

Banda de Frecuencia	Ka	Ku	X	C	S	L	P
Frecuencia [GHz]	40–25	17,6–12	12–7,5	7,5–3,75	3,75–2	2–1	0,5–0,25
Longitud de onda [cm]	0,75–1,2	1,7–2,5	2,5–4	4–8	8–15	15–30	60–120

Nota. Datos tomados de Ferretti et al. (2007a).

Por otro lado, los sistemas SAR pueden enviar y recibir ondas electromagnéticas con una polarización definida. Al variar la polarización de la señal transmitida y recibir varias imágenes polarizadas diferentes de la misma serie de pulsos, los sistemas SAR pueden derivar información que permita revelar la estructura, orientación y condiciones ambientales de los elementos de la superficie (Moreira et al., 2013). Básicamente, la polarización en los sistemas SAR se refiere a la dirección de viaje de la punta de un vector de ondas electromagnéticas: vertical V (hacia arriba y hacia abajo); horizontal H (de izquierda a derecha) o circular (girando en un plano constante hacia la izquierda o hacia la derecha) (NASA, 2020). Las combinaciones de polarizaciones de transmisión y recepción son (Podest, 2018):

- HH - para transmisión y recepción horizontales
- VV - para transmisión y recepción verticales
- HV - para transmisión horizontal y recepción vertical
- VH - para transmisión vertical y recepción horizontal.

5.2.5. Distorsiones Geométricas

En los sistemas de Radar de medición de distancias con orientación lateral se pueden presentar varias distorsiones geométricas (Mansourpour et al., 2008). Entre los efectos geométricos más comunes se encuentran (Bamler, 2000):

- *El Escorzo o Foreshortening*, se presenta cuando el terreno inclinado hacia el sensor, aparece apretado en la imagen SAR; mientras que, en las pendientes inclinadas en dirección contraria al sensor, se presenta un efecto de estiramiento.
- *Superposición de diferentes áreas*, ocurre cuando la pendiente del terreno supera el ángulo de incidencia del SAR, de modo que el mapeo desde el Rango del terreno o *Ground Range* y el rango de inclinado R se invierten, generando que se superpongan diferentes áreas.
- *Sombra del Radar*, este fenómeno puede presentarse detrás de las montañas escarpadas en ángulos de incidencia poco profundos.

Con base en lo anterior, se han creado los siguientes algoritmos para realizar la corrección geométrica: *Método de Inclinación del suelo*, *Método Polinómico* y el *Método radargramétrico* (Mansourpour et al., 2008):

5.2.6. Distorsiones Radiométricas

Un sistema SAR ilumina una escena con microondas y registra tanto la Amplitud como la Fase de la radiación dispersada, lo que lo convierte en un proceso de imagen coherente. Desafortunadamente la variación de la retrodispersión de las celdas no homogéneas, contaminan esta sección por el ruido de moteado o *speckle*. El ruido de moteado produce un aspecto granulado a las imágenes de Radar, reduciendo el contraste de la imagen y degradando la calidad radiométrica. Adicionalmente el ruido de moteado puede cambiar las estadísticas espaciales de la retrodispersión de la escena (Mansourpour et al., 2008). Es difícil eliminar por completo el ruido de moteado, pero existen algunos filtros que permiten reducir sustancialmente este efecto, estos filtros se clasifican en dos grupos: (Mansourpour et al., 2008):

- *Adaptativos*, son aquellos que se adaptan a los cambios en las propiedades locales de la retrodispersión del terreno, así como a la naturaleza del sensor. Algunos de los filtros usados en este proceso son: Signa, Lee, Gamma MAP y Frost.
- *No Adaptativos*, estos filtros tienen en cuenta los parámetros de toda la señal de la imagen y dejan de lado las propiedades locales de la retrodispersión del terreno o la naturaleza del sensor. De este tipo de filtros el más común es la transformada rápida de Fourier (FFT).

5.2.7. Modos de adquisición

Los sistemas SAR actuales son capaces de operar en diferentes modos de imagen, el modo más importante es la operación *Strip-map*, en el cual el patrón se fija en una franja, obteniéndose una imagen de única franja. Para obtener una franja más amplia, el sistema puede operar en modo *ScanSAR*, para lo cual es necesario orientar sucesivamente el patrón de elevación de la antena a diferentes ángulos correspondientes a múltiples sub-trayectorias (*sub-swaths*). Aunque en el modo ScanSAR se obtiene una imagen de gran amplitud, la resolución azimutal se degrada, por esta razón cuando se requiere una mejor resolución acimutal, se utiliza el modo *Spotlight*, en este caso, el patrón de antena se dirige en azimut hacia un punto fijo para iluminar una región determinada (Moreira et al., 2013). En los últimos años se produjo un nuevo modo de adquisición, con el fin de obtener imágenes de barrido amplio, que reduzcan los inconvenientes del modo ScanSAR, a este nuevo modo se le denominó TOPSAR (Observación del terreno con escaneos progresivos SAR). TOPSAR está siendo utilizado por el sensor SAR Sentinel -1 de la ESA (Agencia Espacial Europea), proporcionando grandes anchos de franja y un rendimiento radiométrico mejorado (De Zan & Monti Guarnieri, 2006).

5.2.8. Sistema SAR Sentinel 1

Sentinel -1 comprende una constelación de dos satélites, Sentinel-1A (lanzado el 3 de abril de 2014) y Sentinel-1B (lanzado el 25 de abril de 2016), que comparten el mismo plano polar y adquieren imágenes SAR de banda C. Sentinel-1 proporciona un barrido rápido en elevación (para cubrir una amplia gama de ángulos de incidencia) y en acimut

(para el uso de la técnica TOPSAR) (ESA, 2021b). Los parámetros más destacados del instrumento Sentinel -1 C-SAR se muestran en la Tabla 3.

Tabla 3

Características de Sentinel -1 C-SAR.

Frecuencia central	5,405 GHz (correspondiente a una longitud de onda de ~ 5,5465763 cm)
Polarización	HH + HV, VV + VH, VV, HH
Rango de ángulo de incidencia	20 ° - 46 °
Dirección de la mirada	derecho
Ancho del haz de acimut	0,23 °
Rango de dirección del haz de azimut	-0,9 ° a + 0,9 °
Ancho de la viga de elevación	3,43 °
Rango de dirección del haz de elevación	-13,0 ° a + 12,3 °

Nota. Datos tomados de ESA (2021b).

Sentinel -1 opera en cuatro modos de adquisiciones: *Stripmap (SM)*, *Interferometric Wide swath (IW)*, *Extra-Wide swath (EW)* y *Wave mode (WV)* como se presenta en la Figura 8. Las características principales de cada modo se resumen en la Tabla 4. No obstante, es de destacar que la resolución espacial depende tanto del modo de adquisición como del nivel de procesamiento (Bourbigot et al., 2016).

Tabla 4

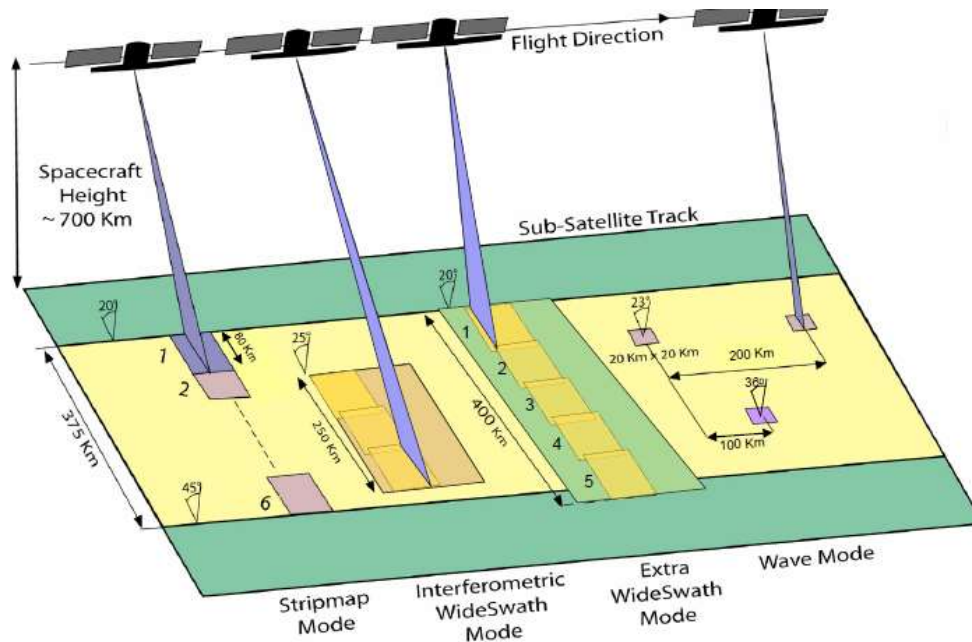
Características principales de los modos de adquisición de Sentinel -1.

Modo	Angulo de incidencia	Resolución	Ancho de Franja	Polarización (H= Horizontal, V = Vertical)
Stripmap	20 - 45	5 x 5 m	80 km	HH+HV, VH+VV, HH, VV
Interferometric Wide swath	29 - 46	5 x 20 m	250 km	HH+HV, VH+VV, HH, VV
Extra Wide swath	19 - 47	20 x 40 m	400 km	HH+HV, VH+VV, HH, VV
Wave	22-35 35-38	5 x 5 m	20 x 20 km	HH, VV

Nota. Datos tomados de ESA (2021b)

Figura 8

Modos de adquisición de Sentinel -1



Nota. Figura tomada de Bourbigot et al. (2016).

En cuanto a los niveles de procesamientos, los productos de Sentinel -1 distribuidos por la ESA tienen las siguientes características (ESA, 2021b):

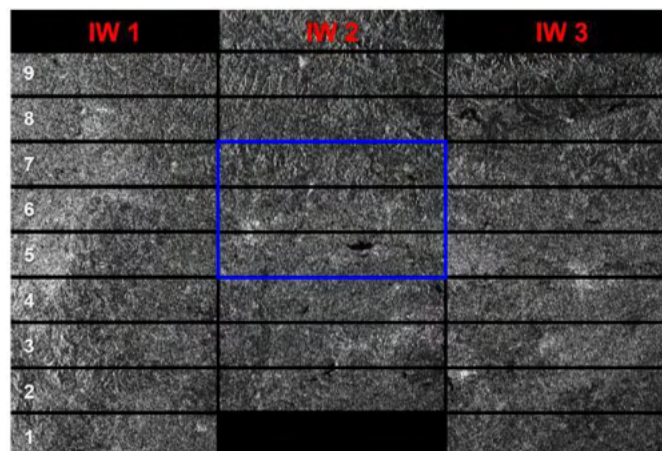
- Datos sin procesar de nivel 0 (para uso específico).
- Datos procesados de nivel 1 **Single Look Complex (SLC)**, provistos en geometría de rango inclinado, los cuales comprenden imágenes complejas con amplitud y fase.
- Datos de nivel 1 **Ground Range Detected (GRD)** con intensidad de múltiples miradas únicamente (distribuidos sistemáticamente).
- Datos oceánicos de nivel 2 (**OCN**) para los parámetros geofísicos recuperados del océano (distribuidos sistemáticamente).

5.2.8.1. Modo de franja ancha interferométrico IW

Es el modo usado para realizar el procesamiento interferométrico, principalmente en el nivel de procesamiento SLC. Los productos SLC consisten en tres *sub-swaths* (Figura 9-etiquetas rojas) por canal de polarización. Cada imagen *sub-swath* esta constituidos por una serie de rafagas o *burst* (Figura 9-etiquetas blancas), donde cada *burst* ha sido procesado como una imagen SLC separada. En este modo la constelación de satélites Sentinel 1A y B ofrecen un ciclo de repetición exacta de 6 días, y las adquisiciones se realizan en órbita ascendente y descendente (ESA, 2021a).

Figura 9

Modo de adquisición franja ancha interferométrico IW del satélite Sentinel 1



Nota. En la figura los Sub-swaths se presentan en color rojo y burst están identificados con etiquetas blancas. Fuente: Braun & Veci (2020a).

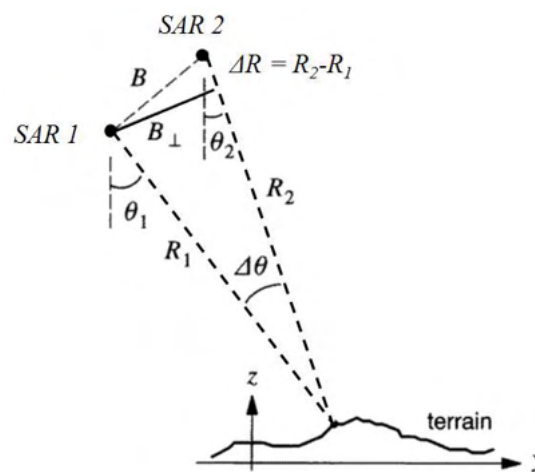
5.3. Interferometría de Radar de Apertura Sintética InSAR

La Interferometría SAR conocida como InSAR, es una técnica de teledetección que permite medir con gran precisión importantes parámetros como la topografía de la superficie, la deformación y el hundimiento del suelo, así como el movimiento de los glaciares. El fundamento de la Interferometría SAR es comparar para una escena determinada la fase de dos o más imágenes de Radar complejas (SLC), que han sido adquiridas desde posiciones ligeramente diferentes o en momentos distintos. Debido a que

la fase de cada píxel de la imagen SAR contiene información del rango con una precisión de una pequeña fracción de la longitud de onda del Radar; es posible detectar y medir pequeñas diferencias de longitud de trayectoria con una precisión centimétrica o incluso milimétrica, y esta precisión es independiente de la distancia entre el sensor y la escena (Moreira et al., 2013).

Figura 10

Configuración interferométrica SAR



Nota. Figura tomada Bamler & Hartl (1998)

Un interferograma SAR se genera multiplicando de manera cruzada, píxel a píxel, la imagen SAR de referencia (*master*) por el complejo conjugado de la segunda o esclava (*slave*), la amplitud de ambas imágenes se multiplica, mientras que las fases de las dos imágenes se restan (Ferretti et al., 2007a). De acuerdo con la configuración interferométrica presentada en la Figura 10, donde dos SAR vuelan en trayectorias paralelas y observan el terreno desde direcciones ligeramente diferentes, la separación de las trayectorias de vuelo se denomina *Línea de Base* (B) y su componente perpendicular a alguna dirección de mirada se denomina *Línea de Base Efectiva* o *Perpendicular* B_{\perp} . Dadas las ubicaciones de los sensores y los dos rangos R_1 y R_2 , cada punto de la superficie terrestre puede ser cartografiado en el espacio por triangulación, siendo así posible derivar las siguientes relaciones físicas y geométricas entre las dos observaciones

de fase de la imagen de referencia master (ϕ_1) y de la fase de la slave (ϕ_2), necesarias para medir $\Delta R = R_2 - R_1$ y así realizar las estimaciones de altura topográfica y deformación de la superficie (Bamler & Hartl, 1998; Hanssen, 2001).

$$\phi_1 = \frac{2 \cdot 2\pi}{\lambda} R_1 + \phi_{scat}, \quad \phi_2 = \frac{2 \cdot 2\pi}{\lambda} R_2 + \phi_{scat} \quad (6)$$

Donde, el factor multiplicativo 2 es debido al tiempo doble de viaje y ϕ_{scat} , es la contribución de fase debida a la interacción de la onda con el terreno. La resultante de la diferenciación de fases para el cálculo de un interferograma se denomina *Fase Interferométrica* (ψ) y no dependerá de las características de reflexión del terreno (ϕ_{scat}), ya que se suponen constantes en el tiempo o iguales en ambas imágenes. De tal manera que la fase interferométrica solo dependerá de la diferencia de distancias recorridas en las dos imágenes R_1 y R_2 (ΔR) (Bamler & Hartl, 1998; J. González, 2010).

$$\psi = \phi_2 - \phi_1 = \frac{4\pi}{\lambda} (R_2 - R_1) = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta R \quad (7)$$

La versión simplificada de representar la fase interferométrica (ψ) es la de la ecuación (7). No obstante, es necesario tener en cuenta que el interferograma computado contiene la variación de fase de varios factores contribuyentes, entre los que se destacan: la fase de tierra plana (curvatura de la tierra, ψ_{tp}), dado que las dos imágenes son adquiridas desde diferentes puntos; la fase topográfica (Superficie topográfica de la tierra, ψ_{topo}) cuando la topografía no es llana y es de destacar que si $B^\perp = 0$, la componente topográfica tiende a cero; las condiciones atmosféricas (cambio de humedad, temperatura y presión entre las dos adquisiciones, ψ_{atm}) y otros ruidos (cambio de los dispersores, decorrelación temporal, cambio en el terreno, diferente ángulo de visión y dispersión del volumen, ψ_{noise}), y por último la eventual deformación de la superficie (ψ_{def}). Estas contribuciones se pueden expresar así (Bamler & Hartl, 1998; J. González, 2010; Hanssen, 2001):

$$\psi_{tp} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{R \tan \theta - \zeta} \quad (8)$$

$$\psi_{topo} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_{\perp}}{R \sin \theta} \Delta h \quad (9)$$

$$\psi_{atm} = \frac{4\pi}{\lambda \cos \theta} \int_0^h (N_2 - N_1) dh \quad (10)$$

$$\psi_{def} = \frac{4\pi}{\lambda} \Delta u_{los} \quad (11)$$

Donde, R es la distancia entre antena y el terreno, ζ es la pendiente local del terreno, Δh es la diferencia de altitud entre los puntos, N es la estructura de refracción en la imagen máster y slave y Δu es la deformación tridimensional proyectada en la dirección del rango (línea de vista del satélite o LOS). De esta manera, la diferencia de fase tiene contribuciones de cinco fuentes como se observa en la ecuación (12) (Braun & Veci, 2020a). A través del procesamiento interferométrico se puede eliminar estos contribuyentes y dejar únicamente los factores que contengan los datos de elevación (DEM) o el desplazamiento.

$$\psi = \psi_{tp} + \psi_{topo} + \psi_{atm} + \psi_{def} + \psi_{noise} \quad (12)$$

5.4. Interferometría de Radar Diferencial (DInSAR)

Si uno de los dispersores puntuales del suelo cambia ligeramente su posición relativa en el intervalo de tiempo entre las dos adquisiciones SAR, como efecto de un terremoto, deslizamiento, inflación o deflación volcánica, es posible cuantificar los desplazamientos de la superficie terrestre, a escala de la longitud de onda utilizando la interferometría de radar (Ferretti et al., 2007a). Teniendo en cuenta que todos los términos de fase de la ecuación (12) contribuyen en las mediciones del desplazamiento, se hace necesario corregir, modelar y sustraer los efectos de la contribución de fase interferométrica debida a la topografía (ψ_{topo}), así como la de fase de tierra plana (ψ_{tp}). El proceso de modelado, substracción y cancelación de las contribuciones que se consideran iguales para ambas adquisiciones, se denomina Interferometría Radar Diferencial

(DInSAR), y φ es la *Fase Interferométrica Diferencial*, por su parte el parámetro ϵ , comprende los errores debidos al sistema y/o procesado (J. González, 2010). La Interferometría Diferencial funciona mejor cuando las contribuciones atmosféricas y otros ruidos se mantienen lo más pequeños posibles, ya que son difíciles de modelar, es por esta razón, que de ser posible es aconsejable utilizar imágenes de una temporada seca y con una pequeña línea de base perpendicular (Braun & Veci, 2020a).

$$\varphi = \cancel{\psi_{tp}} + \cancel{\psi_{topo}} + \psi_{atm} + \psi_{def} + \cancel{\psi_{noise}} + \epsilon \quad (13)$$

Existen varias maneras de construir un interferograma diferencial, en la practica el método más usado es el *Método de Dos Pasadas*, en este proceso se utiliza un modelo de elevación externo (DEM), el cual se resta al interferograma (Hanssen, 2001; Massonnet & Feigl, 1998). El uso de un DEM externo para generar un interferograma diferencial, hace posible sustraer la información topográfica y detectar cambios sutiles de la superficie del terreno entre las dos adquisiciones. Después de la eliminación de la fase topográfica, y englobando los residuos y errores (atmosféricos) en ϵ , la fase diferencial (φ_{def}) sería únicamente proporcional a los desplazamientos en la dirección del *LOS* (δu_{los}) (J. González, 2010,):

$$\varphi = \frac{4\pi}{\lambda} \delta u_{los} + \epsilon \quad (14)$$

Dado que la longitud de onda es del orden de los centímetros, esta técnica puede medir desplazamientos con una precisión milimétrica, siempre que la coherencia sea lo suficientemente alta. La coherencia entre la imagen *master* y *slave* es un indicador de la calidad de la información de la fase, e indica si las imágenes tienen fuertes similitudes y que por tanto pueden ser utilizadas en el procesamiento interferométrico. La baja coherencia puede ser causada por la temporalidad (cambios en la vegetación, congelación, descongelación, movimiento de las hojas debido al viento, actividades humanas como arado, superficies de agua), la geometría (errores o inexactitudes en los metadatos orbitales) y la decorrelación volumétrica (posibles mecanismos de dispersión de las

estructuras voluminosas, como la vegetación compleja o las superficies secas). En mismo sentido, la pérdida de coherencia por completo puede ocurrir cuando la Línea Base Perpendicular de las dos adquisiciones SAR es igual o mayor a la *Línea de Base Crítica* (Ferretti et al., 2007b), la Línea de Base Crítica representa la separación máxima admisible entre sensores para fines interferométricos, depende de la longitud de onda de la señal, el ángulo de visión, el ancho de banda del sistema la distancia del sensor suelo y de la pendiente local (Hanssen, 2001).

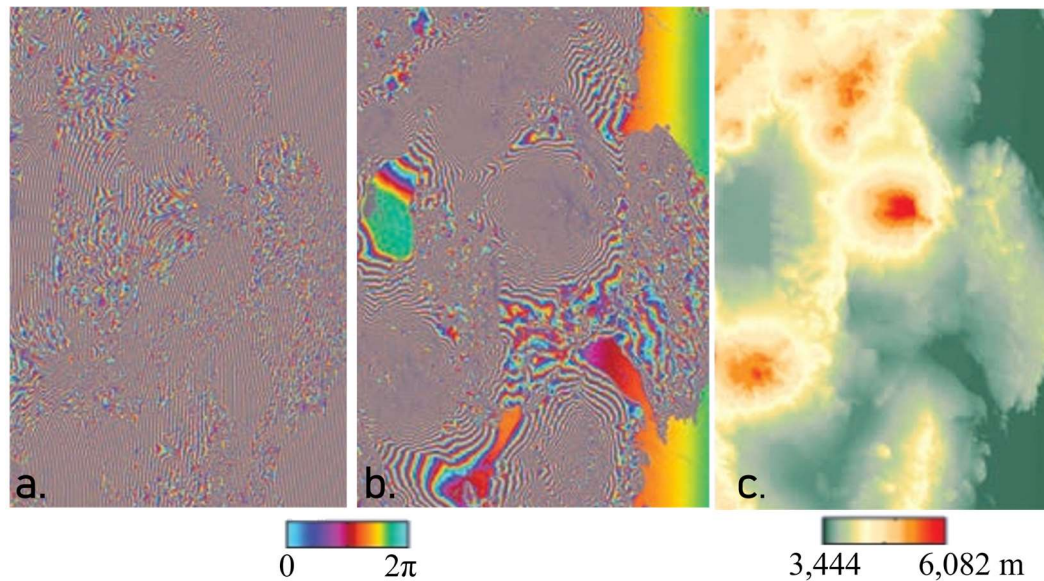
Continuando con el procesamiento, es de tener en cuenta que la fase diferencial (ϕ) sigue siendo ambigua y solo se conoce dentro de la escala cíclica de 2π , por lo tanto, en este punto el interferograma aplanado (después de la eliminación de la fase de tierra plana Figura 11a), proporciona una medida ambigua de la altitud relativa del terreno, que se genera por la diferencia de altitud debida a un cambio de fase interferométrica de 2π (Ferretti et al., 2007a). De manera gráfica en la práctica se observa que ocurre cuando se presenta un código de color cíclico, como en la barra de color de la Figura 11b, una manera rápida de conocer el desplazamiento real entre dos puntos del interferograma es usando la ecuación (14) del desplazamiento LOS, obteniendo que un ciclo completo de fase es igual a un desplazamiento de $\lambda/2$ del sensor usado, de manera que para totalizar el desplazamiento ocurrido entre dos puntos del interferograma, es necesario contar el número de ciclos completos y multiplicarlos por $\lambda/2$.

Finalmente, para poder relacionar la fase interferométrica con la altura topográfica, hay que realizar un procedimiento conocido como *Desenvolvimiento de Fase*, *Desenrollado* o *Phase Unwrapping*, el cual resuelve la altura de ambigüedad, integrando la diferencia de fase entre los píxeles vecinos (Braun & Veci, 2020a). Después de borrar cualquier número entero de altitudes de ambigüedad, un cambio de fase de 2π radianes entre dos puntos del interferograma aplanado, proporciona una medida de la variación de la altitud real (Figura 11c). Finalmente es de saber que si los desplazamientos entre un periodo evaluado no son los suficientemente grandes como para representar un cambio de fase 2π , se puede evaluar conjuntos grandes de imágenes SAR y realizar series de interferogramas diferencial o procesado multitemporal DInSAR (J. González, 2010) de a pares. Si bien los interferogramas no contienen un cambio de fase completo de 2π ,

contienen información de desplazamientos que al ser evaluada en el tiempo puede proporcionar información de la deformación lenta que se esté presentando.

Figura 11

Interferogramas SAR del desierto de Atacama (Chile) realizado con datos TanDEM-X



Nota: En la figura se presenta a) Antes de la eliminación de la fase de la Tierra plana. b) Después de eliminar la fase de la Tierra plana. c) La fase desenrollada convertida en valores de altura. Fuente: Moreira et al. (2013).

6. Hipótesis de investigación

A través de la evaluación de los resultados obtenidos a partir de datos derivados de InSAR de imágenes del satélite Sentinel 1 y datos GNSS es posible mejorar el monitoreo y analizar de manera integral el estado de la deformación del VNR. La gran ventaja del uso conjunto de las técnicas, es la complementariedad que ofrecen para el análisis físico de los procesos de deformación que se esté generando en la superficie del edificio volcánico, puesto que los datos de las estaciones GNSS se obtienen en tiempo real y son continuos en el tiempo, pero solo brindan información de un único punto en el espacio, es decir que la densidad espacial que se logra con estos datos es muy baja, mientras que los datos derivados de InSAR son continuos en el espacio, pero discretos en el tiempo, ya que están disponibles cada cierto periodo de tiempo. Por esta razón, el uso de las técnicas en conjunto permitirá estimar el campo de desplazamientos de la superficie del VNR de manera continua en el espacio y en el tiempo.

7. Metodología

Para el desarrollo de esta investigación se aplicará un enfoque cuantitativo, basado en la comparación de los resultados derivados de los datos de InSAR con imágenes de los satélites Sentinel 1A y 1B y de los datos GPS de las estaciones GNSS permanente del VNR.

Para realizar el proceso comparativo es necesario tener en cuenta que través de la información de las estaciones GNSS se puede obtener desplazamientos tridimensionales de manera continua en el tiempo. Los resultados derivados de InSAR por su parte proporcionan información de desplazamiento unidimensional (en la dirección de vista del satélite *LOS*) de manera continua espacialmente. Aunque se puede asumir que las medidas derivadas de InSAR caracterizan relativamente bien los desplazamientos en la componente vertical (J. González, 2010), puesto que en el momento que se produce un levantamiento en el terreno, o una subsidencia, esto se traduce en un acercamiento o alejamiento del terreno al sensor, generando un cambio en las distancias sensor-superficie; para el caso del levantamiento la distancia sensor-superficie decrecería y para el caso asumible como deflación o subsidencia la distancia sensor-superficie crecería. Si bien esta es una manera sencilla de interpretar un interferograma, puesto que en general los desplazamientos suelen presentarse en las tres direcciones, este argumento puede resultar válido para el caso de una deformación volcánica, debido al fenómeno que ocurre en el proceso de una intrusión, ya que se espera que el desplazamiento sea principalmente en la componente vertical, contrario a lo que se espera registrar por ejemplo en un deslizamiento de laderas.

En ese mismo sentido, teniendo en cuenta trabajos anteriores como los de Osmanoğlu et al. (2011) y Samsonov & d'Oreye, (2017), en los cuales mostraron que en InSAR el movimiento horizontal es pequeño en comparación con el movimiento vertical, es posible asumir que la componente de la deformación horizontal en InSAR es insignificante, y se puede calcular el desplazamiento vertical a partir de un interferograma de fase desenrollado usando el *coseno del ángulo de incidencia*, lo que convierte el desplazamiento de la dirección de visión *LOS* a Vertical (Chaussard et al., 2014, 2021a; Thomas, 2021), este proceso da paso a una comparación directa entre los resultados

derivados de InSAR con el desplazamiento de la componente vertical de las estaciones GNSS del VNR y el área de influencia.

Dado que el propósito de este estudio es evaluar la deformación del VNR a través de las técnicas InSAR y GNSS, en principio se generaron interferogramas diferenciales para periodos de tiempo extensos de entre 1 a 3 años, tratando de identificar franjas de fase diferencial, lo que habría representado una deformación de aproximadamente de $2,8 \text{ cm}$ ($\lambda/2$) por cada franja con las imágenes de los satélites Sentinel 1A y 1B usadas en este estudio; sin embargo, no se pudieron apreciar estas franjas o ciclo de colores, tal vez por la pérdida de coherencia debido a la decorrelación temporal y a las tasa de deformación presentada por el VNR para el periodo de evaluación. Por tal motivo, se usaron pares de imágenes de los satélites Sentinel 1A y 1B con una línea de base temporal muy corta en promedio inferior a 48 días, que permita minimizar la decorrelación entre los periodos evaluados, este proceso dio paso para construir un conjunto de interferogramas diferenciales, a partir de los cuales se pudo generar series temporales. De manera general el procedimiento final que se llevó a cabo para calcular la deformación del VNR con datos de las estaciones GNSS y con datos derivados de InSAR fue el siguiente:

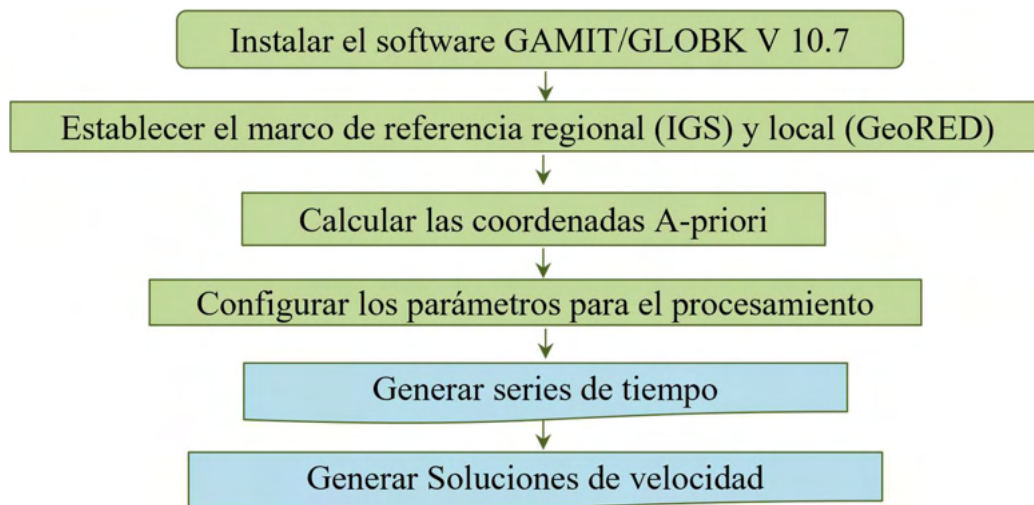
1. Generar las series temporales de las estaciones GNSS permanentes del VNR y calcular los desplazamientos tridimensionales de cada una las estaciones.
2. Calcular los desplazamientos con datos de InSAR en la dirección vertical del área de influencia del VNR, y automatizar estos procesos con herramientas dentro del entorno de SNAP.
3. Generar las series de tiempo de los desplazamientos en la dirección vertical en la ubicación exacta de las estaciones GNSS del VNR.
4. Evaluar la correspondencia de los desplazamientos obtenidos mediante las dos técnicas. Si existe correspondencia, mapear los desplazamientos de la componente vertical de las estaciones GNSS, con los desplazamientos verticales derivados de InSAR, con el fin de evaluar el comportamiento de la deformación de toda el área de influencia del VNR para el periodo 2014-2018.

7.1. Procesamiento de los datos de las estaciones GNSS

En el procesamiento de los datos de las estaciones GNSS del VNR, Volcán Santa Isabel y Volcán Santa Rosa que están dentro del área de interés de este estudio, es necesario tener en cuenta que únicamente se usaron los datos de la constelación GPS, para lo cual se empleó el software GAMIT/GLOBK V.10.7 bajo el siguiente esquema de trabajo. (Figura 12).

Figura 12

Flujo de trabajo para el procesamiento de los datos de las estaciones GNSS en GAMIT/GLOBK V.7.0



Nota. Fuente: elaboración propia.

Es de resaltar que el software GAMIT-GLOBK puede obtenerse sin acuerdo escrito ni pagos de regalías por parte de las universidades y agencias gubernamentales para fines no comerciales (<http://geoweb.mit.edu/gg/>) (Battaglia, 2020). Para este estudio el software GAMIT/GLOBK V.7.0. se instaló en el sistema operativo Ubuntu 18.04.3 con la versión de gfortran 6.0.

7.1.1. Datos

Los datos nativos de las estaciones GNSS del VNR, son recibidos por el software comercial Trimble 4D Control y son convertidos a formato RINEX (Receiver Independent Exchange Format); algunos de los datos de las estaciones GNSS del VNR fueron suministrados en formato T02, y se usó la aplicación Trimble Covert to RINEX Utility v2.1.1.0 para convertirlos al formato RINEX (UNAVCO, 2020).

Los receptores instalados en el área del VNR, Volcán Santa Isabel y Santa Rosa son de la marca Trimble Modelo NET R9, configurados para ser operados como una estación de referencia continua (CORS), con registro y almacenamiento de datos cada 30 segundos y generación de archivos diarios (Ordóñez et al., 2017). Los receptores NET R9 reciben señales de las constelaciones GPS (L1, L2, L2C y L5) y GLONASS (L1 C/A y código P sin cifrar, L2 C/A, y código P sin cifrar) (Trimble, 2010).

7.1.2. GAMIT/GLOBK

Para procesar los datos GPS de las estaciones GNSS y estudiar la deformación del VNR, se usó un conjunto integral de programas llamado GAMIT/GLOBK versión 10.7 desarrollado por el Instituto Tecnológico de Massachusetts (MIT), el Centro de Astrofísica de Harvard - Smithsonian (CFA), y el Instituto Scripps de Oceanografía de la Universidad de California en San Diego. El software está diseñado para ejecutarse bajo Unix o en sistema operativo basado en Linux y la versión (10.70) de GAMIT/GLOBK ha sido probada para muchas distribuciones diferentes de Linux (Ubuntu, CentOS) Windows y Mac (Herring et al., 2018c).

Los distintos programas de GAMIT preparan los datos para su procesamiento y solución del conjunto de ecuaciones, que permiten determinar la posición del receptor y el desplazamiento del reloj a partir de pseudo-rangos y mediciones de fase portadoras (Herring et al., 2018c). GAMIT incorpora un algoritmo de mínimos cuadrados ponderados para estimar las posiciones relativas de un conjunto de estaciones, parámetros orbitales y de rotación de la Tierra, retrasos cenitales y las ambigüedades de fase mediante el ajuste a observaciones de fase doblemente diferenciadas. Dado que el modelo funcional (matemático) que relaciona las observaciones y los parámetros no es lineal, GAMIT produce

dos soluciones; la primera para obtener las coordenadas con unos pocos decímetros y la segunda para obtener las estimaciones finales. El producto final de GAMIT son cuasi-observaciones (*archivos h*), que son estimaciones ligeramente restringidas de posiciones de estación y la matriz de covarianza asociada (Herring et al., 2018c, 2018a)

Por su parte GLOBK es un filtro de Kalman, cuyo objetivo principal es combinar varias soluciones procedentes del procesamiento de datos primarios de observaciones espaciales-geodésicas o terrestres como GPS, VLBI y SLR. GLOBK acepta como datos de entrada las soluciones ligeramente restringidas de GAMIT, conocidas como *archivos h* o "cuasi-observaciones" para estimar posiciones y velocidades de las estaciones GNSS. Las soluciones primarias deben realizarse con incertidumbres sueltas a priori asignadas a los parámetros globales, de modo que las restricciones puedan aplicarse uniformemente en la solución combinada. Es decir, en una solución ligeramente restringida, los errores absolutos grandes son asignados a los parámetros de la solución, para que las restricciones que definen el marco de referencia puedan aplicarse uniformemente en la solución combinada (Battaglia & Floyd, 2020; Herring et al., 2018c).

Finalmente, el tipo de procesamiento de los datos GPS que se realizó en GAMIT fue Procesamiento Diferencial y se realizó con efemérides finales IGS (IGSF) (Herring et al., 2018c), debido a la alta calidad de los relojes como se dijo en la sección 5.1.4. Las efemérides finales se pueden descargar desde cualquier centro de datos IGS (<http://www.igs.org/products>)

7.1.3. Marco de Referencia

El primer paso y más importante para realizar el cálculo de las series temporales de posición o velocidades de deformación usando datos GPS, corresponde a definir el marco de referencia para las soluciones finales. La aplicación de un marco de referencia regional y local permite filtrar la deformación tectónica de la deformación volcánica (Battaglia, 2020). Este marco debe estar localizado sobre el mismo bloque tectónico del volcán, pero no deben tener influencia de la deformación volcánica; así mismo una o más de las estaciones GNSS que se usaran para la definición del Marco de Referencia deben cubrir todo el periodo de procesamiento de datos. De acuerdo con Herring et al. (2018b) el

enfoque más sólido para la realización del marco de referencia es incorporar en su solución al menos seis sitios (el número ideal sería 10 o más) para aplicar tanto la traslación como la rotación.

Para el marco de referencia local del VNR se procesaron 20 estaciones de GeoRED (Mora-Páez et al., 2018) y para tener las coordenadas a priori de estas estaciones dentro del marco de referencia ITRF2014 (Sistema Internacional de Referencia Terrestre, 2014) (Altamimi et al., 2016), se usaron los datos de 9 estaciones del IGS (International GNSS Service) ubicadas en la placa estable de Sudamérica (SOAM) (Figura 13b). De las 20 estaciones procesadas de GeoRED se seleccionaron 11 estaciones para realizar la estabilización (marco de referencia local) debido a la continuidad en la serie de datos para el periodo evaluado (Figura 13a). Con la aplicación del Marco de Referencia Regional definido por las 9 estaciones GNSS del IGS y el Marco de Referencia Local en el bloque de los Andes del Norte (NAB) empleando 11 estaciones del proyecto GeoRED, se logra filtrar el movimiento del NAB que se ha estimado es de $8,6 \pm 1,0$ mm/año con respecto a la placa sudamericana (SOAM) en la dirección N60°E (Mora-Páez et al., 2019).

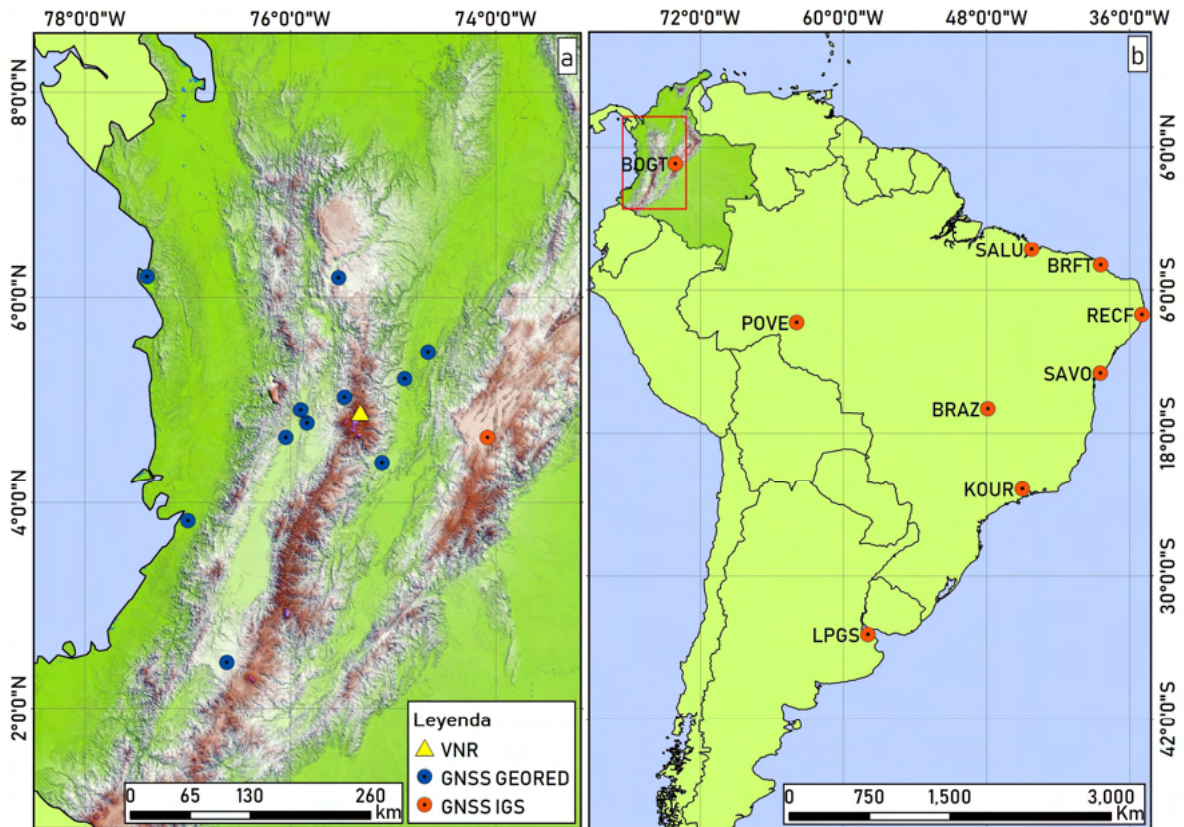
A continuación, se resume de manera general el proceso realizado para el cálculo de las coordenadas a priori para el Marco de Referencia con GAMIT/GLOBK, sin embargo, cada archivo y ejecución de comandos deben ser minuciosamente revisados para la obtención de datos confiables. El detalle de este proceso y del cálculo de las series de tiempo y velocidades relativas de las estaciones GNSS, se puede encontrar en los manuales disponibles en <http://geoweb.mit.edu/gg/docs.php>. Así mismo, el procesamiento en GAMIT tanto para el cálculo de las coordenadas a priori, como para la estimación de las series de tiempo y velocidades relativas, depende de la adecuada configuración del procesamiento automático para ejecutar el comando *sh_gamit*; este proceso está controlado por los siguientes archivos (Battaglia & Floyd, 2020; Herring et al., 2018c):

- *autcln.cmd* (archivo de comando para limpiar datos RINEX)
- *apr* (conjunto de coordenadas iniciales, GAMIT no modifica este archivo)
- *lfile*. (coordenadas iniciales, GAMIT cambia este archivo durante el procesamiento)
- *process.defaults* (lista de parámetros predeterminados para el análisis GPS)

- *sestbl.* (opciones que controlan el análisis de datos GPS)
- *sites.defaults* (lista de sitios procesados)
- *sittbl.* (sitios con restricciones precisas)
- *station.info* (información de hardware de las estaciones)

Figura 13

Marco regional y local para el procesamiento de los datos GPS.



Nota. En la figura se presenta a) Marco de referencia local definido con estaciones GNSS de GeoRED. b) Marco de referencia regional definido por 9 estaciones GNSS del IGS. El mapa base de fondo corresponde a una imagen generada a partir del DEM STRM 3-NASA, base de datos del SGC - Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Popayán. Fuente: Elaboración propia.

La estimación de las coordenadas a priori para el Marco de Referencia Local y estaciones de monitoreo se puede resumir en cuatro pasos principales: el primero, en lo posibles es la identificación de un periodo de posición estable en las estaciones GNSS, en el cual no se presenten episodios de deformación; el segundo es la preparación y ejecución del procesamiento diario automático con GAMIT, el tercero corresponde al cálculo de las series temporales de posiciones diarias utilizando un marco de referencia conocido y estable (para este caso el que se ha definido con las 9 estaciones del IGS ubicadas en la placa estable de SOAM), el último paso, es la combinación de las soluciones con GLOBK para estimar la posición de las estaciones GNSS, y la extracción de las coordenadas a priori de la solución *glorg*.

Después de la selección del periodo para el cálculo de las coordenadas a priori, el siguiente paso consiste en configurar los archivos para el procesamiento automático de GAMIT, para lo cual se debe ejecutar en el directorio o experimento a trabajar el comando *sh_setup*, este comando permite vincular y copiar las tablas, los archivos de datos y control necesarios para el procesamiento. En el archivo *Process.defaults* se especifica el entorno de cómputo, las fuentes de los datos internos y externos, los archivos de órbita, la hora de inicio, el intervalo de muestreo y las instrucciones para archivar los resultados (Herring et al., 2018a). En el archivo *Sites.defaults* se incluyen los nombres de las estaciones y la dirección de descarga, en este caso se deben incluir las estaciones del IGS que son descargadas vía *ftp* del IGS y las estaciones a las que se desea calcular las coordenadas a priori. El archivo *Station.info* es actualizado regularmente por MIT y/o SOPAC e incluye miles de sitios de GPS de diferentes partes del mundo que hacen parte de la red IGS, en el contiene la información de vigencias de estaciones, tipo de receptor, antena y altura del instrumento (Herring et al., 2018a), en este archivo también se debe incluir la información de las estaciones GNSS del área de estudio y del marco local de referencia, reportando los cambios instrumentales en la antena y el receptor que hayan tenido estas estaciones durante su funcionamiento.

Seguidamente se ejecuta comando *sh_gamit* para el procesamiento automático de al menos cuatro semanas de datos de las estaciones GNSS, que se desea calcular las coordenadas a priori y de las estaciones IGS. De este proceso se obtienen los *archivos h*

ASCII, que son soluciones vagamente restringidas (coordinadas de la estación, parámetros de orientación orbital y terrestre, retrasos atmosféricos, ambigüedades y matrices de covarianza de las propias soluciones), este proceso se debe repetir al menos dos veces para restringir mejor a las coordenadas a priori. Posteriormente se debe evaluar la calidad de los resultados del procesamiento diario bajo las siguientes consideraciones: se incluyeron todos los sitios GPS esperados, los datos se ajustan al modelo en el nivel esperado, las incertidumbres son pequeñas y aceptables. Estos tres requisitos se pueden evaluar fácilmente utilizando el resumen de GAMIT guardado como *sh_gamit_ddd.summary* en el directorio de cada día. Las incertidumbres de la solución se evalúan leyendo los residuales de RMS (raíz cuadrática media) y NRMS (raíz cuadrática media normalizada) contenidos en el archivo *sh_gamit_ddd.summary*. Normalmente un rango de residuales de RMS entre 3- 5 mm se obtiene para los mejores sitios, 7-9 mm para los sitios buenos, y un rango entre 10 y 15 mm indica niveles altos de ruido, pero aceptables, los valores superiores a 15 mm indican un receptor de rastreo deficiente, un ambiente de multipath alto, un clima severo o un problema de convergencia en los datos (Battaglia & Floyd, 2020; Herring et al., 2018c). Adicionalmente se deben evaluar los valores de *prefit postfit nrms*, los cuales proporcionan un análisis cuantitativo de las bondades del ajuste entre los datos en bruto y la solución de GAMIT. Con la ponderación actual de las observaciones de fase, todos los valores de *prefit* y *postfit nrms* deben estar alrededor de ~ 0.2 , este es parámetro que permite validar si las ambigüedades se han resuelto de una manera consistente con los datos (Battaglia & Floyd, 2020; Herring et al., 2018c).

Una vez evaluadas las soluciones vagamente restringidas, el siguiente proceso es calcular las series temporales de posiciones diarias con GLRED (los archivos h son considerados individualmente), para lo cual se ejecuta el comando *sh_glred*, en este script también se puede crear los archivos h binarios (con la opción -opt H), para que posteriormente puedan ser leídos por *GLOBK*, previamente se deben editar dos archivos de comandos *globk.cmd* y *glorg.cmd*, estos archivos contienen la transformación que se va a usar para definir el Marco de Referencia y también los parámetros libres (errores grandes) de Orientación de la Tierra (EOP) (Battaglia & Floyd, 2020). Después de este paso se deben evaluar las incertidumbres, lo que se espera en este proceso de cálculo de las

coordenadas a priori es un valor de WRMS (error cuadrático medio ponderado) entre 1-2 mm para las coordenadas horizontales y 3-5 mm en la vertical, aunque en general los errores son del orden de pocos mm para las coordenadas horizontales y de 1 cm para las alturas (Battaglia & Floyd, 2020).

Los siguientes procesos consisten en obtener el factor del error de escalado y calcular las coordenadas a priori. En esta fase se utiliza el comando GLOBK para estimar las posiciones y la incertidumbre de posición de las estaciones evaluadas, para lo cual se necesitan nuevamente *globk.cmd* y *glorg.cmd* del directorio *gsoln* original. En principio se ejecuta *globk* para determinar los pesos de los *archivos h* promediando los incrementos de chi-cuadrado, estos valores indican la consistencia de la desviación estándar de las coordenadas cuando se combinan *archivos h*, finalmente se ejecuta *globk* nuevamente para estimar las coordenadas promedio de las estaciones GNSS y los datos de estas coordenadas medias se pueden extraer desde el archivo de salida de *glorg*, que queda guardado con la extensión *.org* (Battaglia & Floyd, 2020).

7.1.4. Cálculo de series temporales y velocidades de deformación

Para el cálculo de las series temporales y velocidades de deformación se usa un flujo de trabajo en GAMIT/GLOBK similar al mostrado en la sección anterior. Igualmente, este proceso se puede resumir en cuatro grandes fases: configurar los archivos para el procesamiento diario con GAMIT de los datos GPS, identificar las estaciones que se van a usar en la configuración del Marco de Referencia Local (Estaciones GNSS de GeoRED), calcular las series temporales y finalmente combinar las soluciones con GLOBK y estimar las velocidades de deformación.

A continuación se detallan los pasos más importantes para el cálculo de las series temporales y las velocidades de deformación (Battaglia & Floyd, 2020; Herring et al., 2018c):

- Generar los *archivos h* (cuasi-observaciones o soluciones vagamente restringidas) para todos los sitios de la red de monitoreo y los marcos de referencia utilizando *sh_gamit*.

- Elegir las estaciones GNSS del proyecto GeoRED necesarias para implementar el Marco de Referencia Local.
- Transformar los *archivos h ASCII* en *archivos h binarios* con *htoglb*
- Editar los archivos de comando *globk.cmd* y *glorg.cmd*
- Ejecutar *glred* para calcular la serie temporal
- Verificar la calidad de la solución: el Post RMS y el min/max sigma NE deben ser del orden de mm.
- Ejecutar *sh_plot_pos* para trazar la serie temporal y extraer las posiciones para cada sitio.
- Ejecutar *globk* para calcular las velocidades
- Ejecutar *sh_plotvel* para trazar las velocidades

Se deben editar nuevamente los archivos *Process.defaults* y *Sites.defaults* para el procesamiento automático que necesita *sh_gamit*, teniendo en cuenta las estaciones que se va a usar, en este caso serían las estaciones GNSS del VNR, Volcán Santa Isabel y Volcán Santa Rosa. Así mismo en el archivo de coordenadas del MIT (lfile., *.apr), se deben incluir las coordenadas a priori de las estaciones de GeoRED y de las estaciones del área de estudio obtenidas en el paso anterior. Debido a que son varios años de análisis, se puede crear un archivo *batch* con la extensión *.bat* para que el *sh_gamit* lo ejecute por lotes para cada año de procesamiento en un plano de fondo. Con este primer paso, se obtienen las estimaciones de posición diaria de los datos GPS ligeramente restringidas o *archivos h - ASCII*, se evalúa la calidad de las soluciones diarias como en el procesamiento anterior, y posteriormente se transforman los *archivos h -ASCII* a *archivos h binarios* con el programa *htoglb*, para que puedan ser leídos por *globk*.

El archivo de control *globk.cmd* controla los parámetros libres de orientación de la tierra y *glorg.cmd* controla las instrucciones para eliminar la deformación tectónica, este proceso se realizó incluyendo 11 estaciones GNSS del proyecto GeoRED, con las cuales se va a realizar la estabilización y se aplicó una *Transformación de Translación y Rotación* para definir el Marco de Referencia (Battaglia, 2020). Seguidamente, de igual manera que en la sección anterior con GLRED se calcularon las series temporales de las posiciones

diarias de cada estación GNSS, esta información se puede consultar en los archivos *.pos*, los cuales contienen la información de las posiciones diarias (X, Y, Z) en el marco de referencia ITRF2014 y la diferencia de posición diaria en las componentes Norte, Este y Altura (N, E, U) de cada una de las estaciones evaluadas, con respecto a la posición inicial de referencia (Herring et al., 2018a). De tal manera, que las series temporales (N, E, U) se generan por la acumulación de soluciones de desplazamiento diario en las tres componentes. Se debe evaluar la calidad de las soluciones, los valores de NRMS para la estabilización deben estar cerca de la unidad en las tres componentes (N, E, U) y el WRMS debería variar entre 1-2 mm en las componentes horizontales y entre 3-10 mm en la componente vertical, así mismo se verifica el Post RMS y el min/max sigma NE y estos deben ser del orden de mm. (Battaglia & Floyd, 2020). Posteriormente se deben limpiar los valores atípicos (*outliers*), ya que estos valores pueden alterar y dañar las soluciones. Una manera de eliminar los valores atípicos es usando el programa *tsfit*, el cual es controlado por un archivo de comando, en el que se especifica el valor de *nsigma* para realizar el filtro, el comando *nsigma* detecta y marca los puntos que poseen un error mayor al *nsigma* establecido, el archivo de salida tiene la extensión *.eq* y se debe editar el archivo *globk.cmd* nuevamente para que tenga en cuenta los días marcados en el archivo *.eq*, posteriormente ejecutar una vez más el comando *glred* para que se eliminen los valores atípicos de la serie temporal (Battaglia, 2020; Herring et al., 2018a).

Como último paso se procedió a calcular las velocidades de deformación con el programa GLOBK, básicamente las velocidades de deformación y sus incertidumbres se derivan de las mediciones repetidas de la posición de las estaciones GNSS, ajustando una línea recta a la serie temporal de los datos GPS, la pendiente de la línea recta es la velocidad de deformación en el sitio de la estación GNSS (Battaglia, 2020). El programa GLOBK utiliza un filtro de Kalman, cuyo propósito principal es combinar las matrices de covarianza o soluciones de GAMIT (*archivos h*) (Herring et al., 2018b). Para este proceso es importante conocer el ruido de las series temporales GPS, para que se puedan asignar incertidumbres realistas a las velocidades de deformación estimadas a partir de ellas. GBLOK tiene varias herramientas para el análisis de errores, la que se utilizó en el desarrollo de este proyecto fue usando *tsfit/tssum* para limpiar los valores atípicos de las

series temporales. Dado que GLOBK asume un modelo lineal, es importante identificar los periodos que tengan comportamientos lineal o cuasi lineal antes de calcular de velocidad de deformación (Battaglia & Floyd, 2020).

Una vez se hayan identificado los periodos de deformación y limpiado las series temporales, se deben editar los archivos de comando *globk.cmd* y *glorg.cmd* habilitando el cálculo de velocidades y también seleccionando las estaciones para la estabilización. Finalmente se ejecuta el comando *globk* para la estación de las velocidades y con el comando *sh_plotvel* se realiza el ploteo de las velocidades para visualizarlas en un mapa, los datos numéricos se encuentran en un archivo de salida que queda en la carpeta de trabajo con la extensión *.org* (Battaglia, 2020; Herring et al., 2018a).

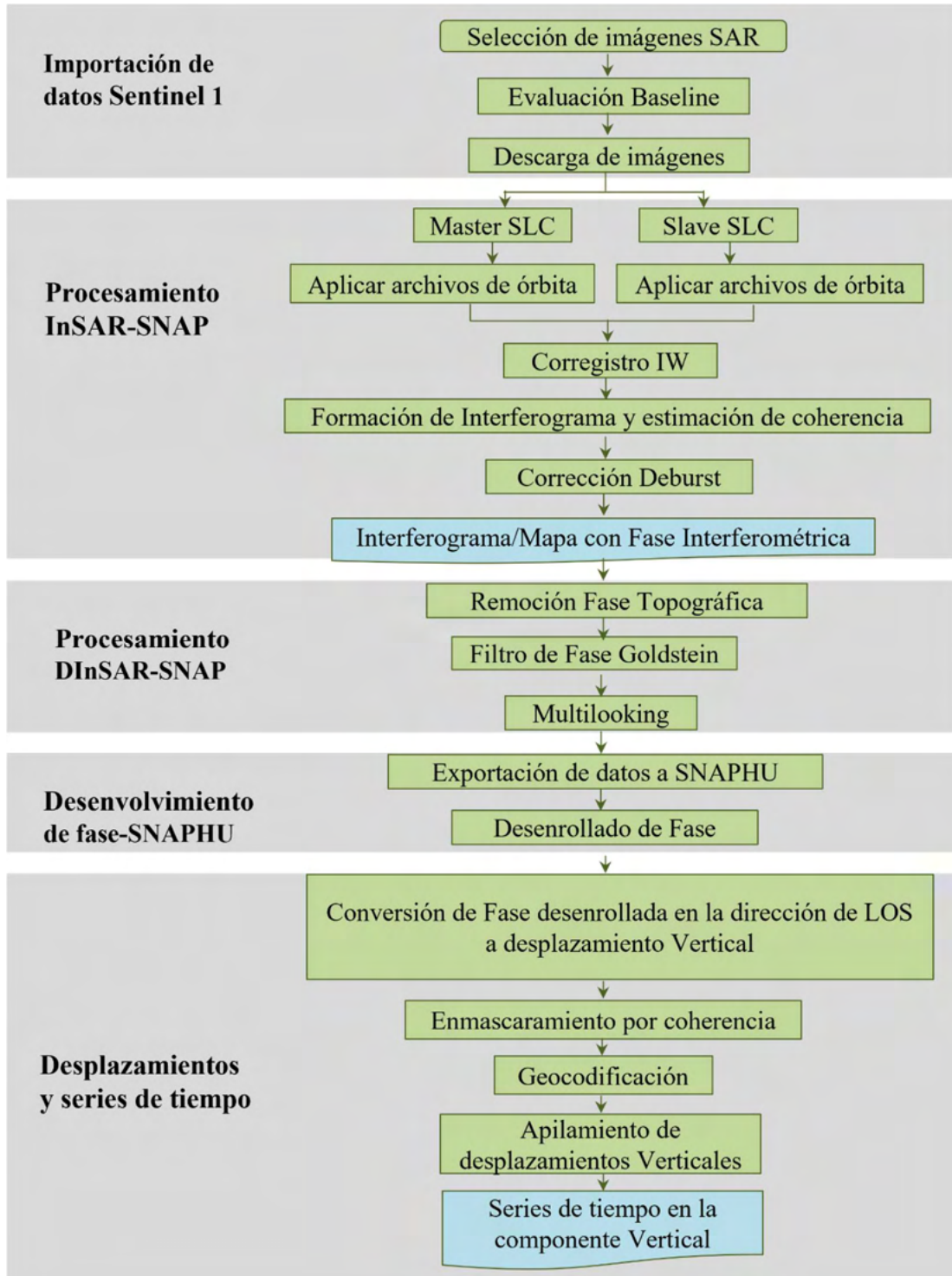
7.2. Procesamiento de imágenes interferométricas SAR

En el procesamiento se usaron dos imágenes SAR para calcular cada interferograma, usando el enfoque de *Interferometría de dos Pasadas* (Hanssen, 2001). En conjunto el procesado se puede describir en el diagrama de la Figura 14.

Las imágenes de los satélites Sentinel 1A y Sentinel 1B se pueden descargar de manera gratuita de las siguientes plataformas: Sentinels Scientific Data Hub - Centro de acceso abierto de Copernicus de la ESA (<https://scihub.copernicus.eu/dhus/#/home>) y Alaska Satellite Facility Distributed Active Archive Center (ASF DAAC) - Centro de Archivo Activo Distribuido de la Instalación de Satélites de Alaska de la NASA (<https://vertex.daac.asf.alaska.edu/>).

Figura 14

Diagrama de flujo del procesamiento interferométrico diferencial de imágenes SAR.



Nota. Fuente: elaboración propia.

Para el desarrollo de este trabajo, la búsqueda y selección de imágenes se realizó en la plataforma de ASF DAAC para el periodo de octubre de 2014 a diciembre de 2018; inicialmente se ingresaron las coordenadas del área de estudio: -75,5602 4,5719; -75,1632 4,5719; -75,1632 4,9675; -75,5602 4,9675; -75,5602 4,5719, y se verificó la disponibilidad de imágenes, tanto en dirección de orbita ascendente como descendente. La selección de imágenes SAR adecuadas para realizar interferometría incide directamente en la calidad de los resultados finales, por tal motivo, para este estudio inicialmente se tuvieron en cuenta dos criterios fundamentales, la *Línea de Base Perpendicular* y la *Línea de Base Temporal*. En cuanto a la Línea de Base Perpendicular se debe seleccionar los pares de imágenes con la menor Línea de Base Perpendicular en el rango de las fechas requeridas, ya que cuanto menor sea la línea de base, menor será la contribución de la topografía a la fase interferométrica y así mismo será mayor la coherencia entre las dos imágenes.

El límite de la longitud de la Línea de Base Perpendicular entre escenas esta dado dependiendo de la misión y el modo de imagen; pero como regla general, el umbral debe ser inferior a un tercio de la Línea Base Crítica (Battaglia et al., 2019), para el caso de Sentinel 1 la Línea de Base Crítica es de alrededor de 5 km, sin embargo de acuerdo a Pawluszek-Filipiak & Borkowski, (2020) y Yao et al. (2021) la Línea de Base perpendicular adecuada está por debajo de los 200 m. Para el caso de la línea de base temporal, se deben seleccionar las imágenes que tengan la diferencia temporal más corta posible, de igual manera con el fin de evitar la pérdida de coherencia interferométrica (Ferretti et al., 2007b).

En la medida que fue posible para este estudio se seleccionó pares de imágenes que no sobrepasaran el rango de 48 días, ya que se observó que en el área de trabajo los interferogramas con un periodo de tiempo superior a este presentaban perdida de pixeles con valores de coherencia cercanos a 1.

La plataforma ASF DAAC permite hacer una búsqueda inicial con el criterio de *Línea de Base Perpendicular* y *Línea de Base Temporal*, para la selección de imágenes a descargar se hizo uso de esta herramienta. Las escenas del área de estudio descargadas para el procesamiento corresponden al Path 150 y Frame: 1194, 1195 y 1196 en órbita ascendente, adquiridas por los satélites Sentinel 1A y 1B. Aunque también se descargaron

imágenes en órbita descendente (Path 69 y Frame: 574, 579, 578), no se procesó un periodo importante con estas escenas, ya que lamentablemente las imágenes no cubrían toda el área de estudio y para realizar el análisis completo habría requerido duplicar el tiempo de trabajo uniendo varias escenas. En total se trabajó con 38 escenas, en la mayoría de los pares de imágenes (25) procesados la línea de base temporal fue de 24 días o menos, 6 pares tuvieron una línea de base temporal de 48 días y los 4 pares restantes tuvieron líneas de base temporal entre 60 y 108 días; entre el 14 de mayo de 2017 y el 2 de junio de 2018 no se encontraron escenas disponibles, por ello en este periodo se tuvo que trabajar con una línea de base temporal de 384 días y fue la máxima incluida en el procesamiento. Al mismo tiempo, la línea de base perpendicular máxima empleada en los pares de imágenes procesados fue de 133 m.

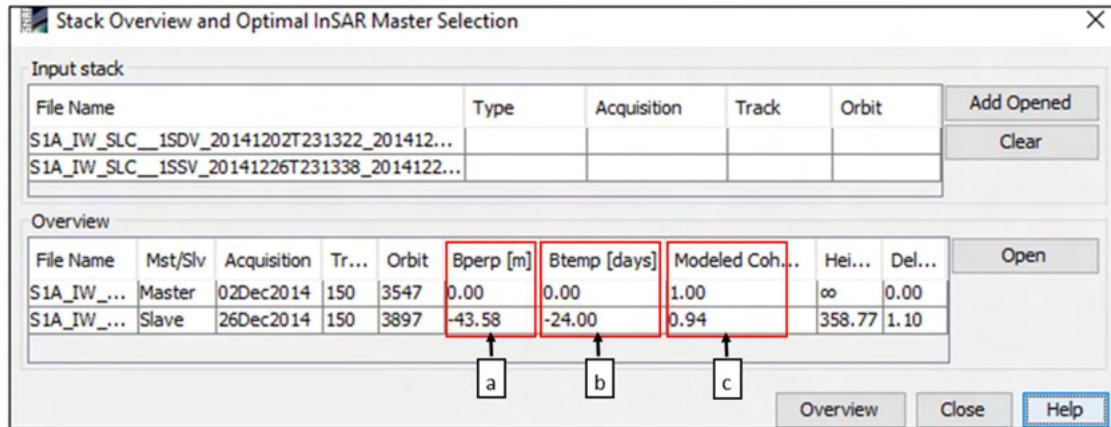
7.2.1. Formación del interferograma diferencial en el software SNAP

El procesamiento de las imágenes de los satélites Sentinel 1A y 1B se realizó con el software libre Sentinel Application Platform – SNAP bajo el entorno de Windows, siguiendo principalmente los enfoques que se encuentran en los manuales de la ESA (Braun & Veci, 2020; Papageorgiou, 2018) y (Walter, 2014). SNAP V.6.0 es una herramienta de procesamiento, lectura de datos SAR, visualización y navegación de imágenes SAR, que permite crear cadenas de procesamiento definidas por el usuario (ESA, 2020), en el desarrollo de este trabajo se hizo uso de esta herramienta (*Graph Builder*) para automatizar los diferentes operadores, una vez que se habían definido los valores óptimos de las variables en el procesamiento. El paso a paso de los procesos y la configuración de cada parámetro se detalla en el Anexo D, en esta sección únicamente se va a explicar de manera general el procesamiento de las imágenes para obtener la fase interferométrica de las imágenes procesadas.

Inicialmente se verificó los parámetros de Línea Base Perpendicular, Línea de Base Temporal y coherencia modelada (esperada) entre las dos imágenes SAR, esta tarea se realizó con el operador *InSAR Stack Overview and Master Selection* (Grunfeld, 2012) (Figura 15).

Figura 15

Verificación de parámetros en SNAP

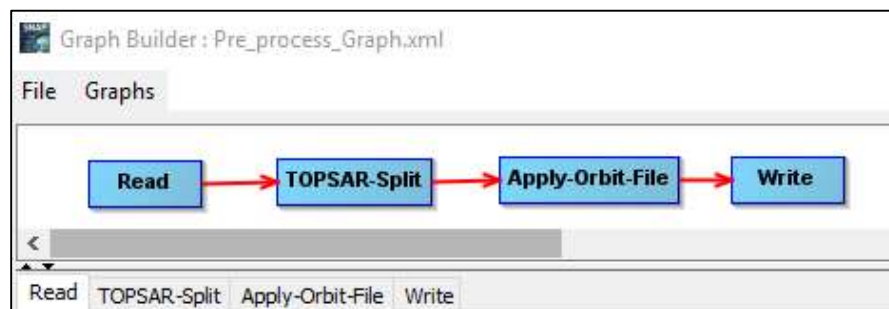


Nota. La figura muestra a) Línea Base Perpendicular. b) Línea de Base Temporal. c) Coherencia modelada. Fuente: elaboración propia.

En adelante para ejecutar una secuencia de tareas de manera automática se usó la herramienta *Graph Builder*. El primer *Graph Builder* (Figura 16) creado para el preprocesamiento de las imágenes SLC contiene dos operadores: *TOPSAR-Split* para seleccionar únicamente el área de interés y *Apply-Orbite-File* para aplicar los archivos de orbita, los cuales proporcionan información precisa sobre la posición y velocidad del satélite durante la adquisición de cada una de las imágenes (Papageorgiou, 2018).

Figura 16

Graph Builder para el preprocesamiento del par de imágenes SLC

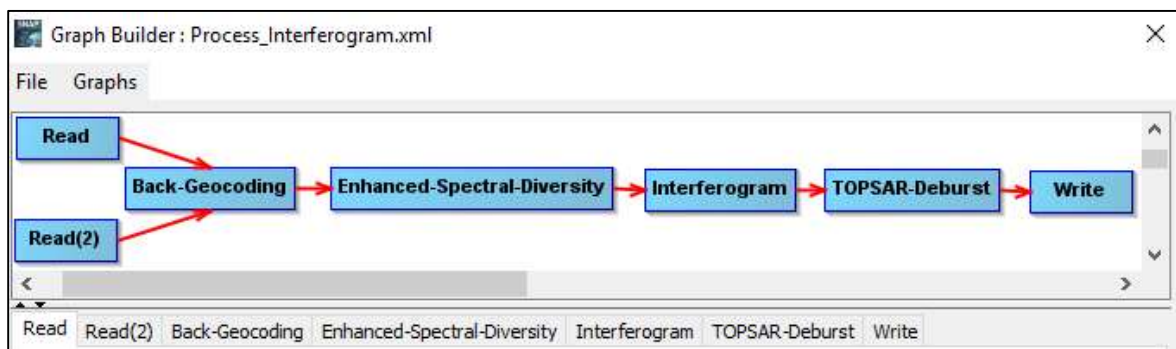


Nota. Fuente: elaboración propia.

La segunda cadena de procesamiento (Figura 17) involucró cuatro operadores: *Back Geocoding*, *Enhanced-Spectral-Diversity (ESD)*, *Interferogram Formation* y *TOPS Deburst* (Papageorgiou, 2018). *Back Geocoding* realiza el correregistro de las imágenes que contienen el área de interés, con el propósito de crear una pila que contenga ambos productos, donde la imagen más antigua es usada como *master o maestra* y la más reciente como *slave o esclava* (Braun, 2020). *Enhanced-Spectral-Diversity (ESD)* se aplicó con la finalidad de mejorar los datos en el área superpuesta de los *burst* adyacentes y realizar la corrección de rango y azimut para cada *burst* (Papageorgiou, 2018). El siguiente paso en esta cadena de procesamiento, es la formación del interferograma y la estimación de la coherencia a partir de la pila de imágenes correregistradas, para lo cual se hizo uso del operador *Interferogram Formation*, para el caso de la coherencia, los valores cercanos a 0 indican la presencia de mucho ruido, y los valores cercanos o iguales a 1 indican ausencia de ruido en la fase interferométrica, normalmente los datos con coherencia menor a 0,3 deben ser descartados (Braun & Veci, 2020; Meyer, 2020). El último paso de esta cadena de procesamiento se ejecutó con el operador *TOPS Deburst*, su función consiste en combinar todos los *bursts* remuestreados a una cuadrícula común de espaciado de pixeles en rango y azimut, con el fin de crear una imagen continua preservando la información de fase interferométrica (Braun & Veci, 2020).

Figura 17

Graph Builder para la formación del interferograma

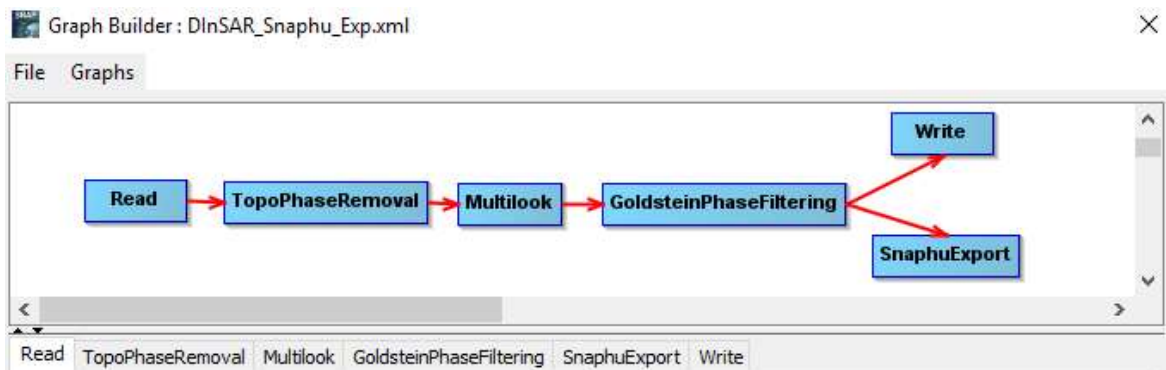


Nota. Fuente: elaboración propia.

La tercera cadena (Figura 18) de procesamiento contiene los siguientes procesos: *Topo Phase Removal*, *Multilook*, *Goldstein Phase Filtering* y *Snaphu Export*. El operador *Topo Phase Removal* realiza el aplanamiento del interferograma mediante la eliminación de la fase topográfica (Interferometría Diferencial). Seguidamente, dado que el interferograma diferencial tiene una fase bastante ruidosa con efecto de moteado se aplicó la función *Multilook*, con el fin de mejorar la interpretabilidad de la imagen reduciendo el ruido (Braun & Veci, 2020; Lee et al., 1998). Sin embargo, la fase interferométrica puede seguir siendo afectada por el ruido de la decorrelación temporal y geométrica, la dispersión de volumen y otros errores de procesamiento. Para mejorar todavía más la relación señal-ruido de la imagen se aplicó el operador *Goldstein Phase Filtering* (Goldstein & Werner, 1998). La salida de este proceso es el interferograma diferencial filtrado, donde la fase se representa en forma de franjas ($-\pi$, π). El último paso en esta cadena de procesamiento es la exportación del interferograma en un formato que pueda ser leído por un software externo para el desenrollado del interferograma diferencial, este paso se realizó a través de la herramienta *Snaphu Export* (Braun & Veci, 2020).

Figura 18

Graph Builder para la generación del interferograma diferencial y filtrado



Nota. Fuente: elaboración propia

7.2.2. Desenrollado de la Fase interferométrica

Como se había mencionado la fase interferométrica diferencial es ambigua y solo se conoce dentro de la escala de 2π , de manera que para poder relacionar la fase

interferométrica con la altura topográfica se hace necesario desenvolver la fase. El *desenrollado de fase* bidimensional es el proceso de recuperación de datos de fase no ambiguos, a partir de una matriz bidimensional de valores de fase conocidos solo en el módulo 2π . Para efectuar el desenrollado de la fase existen varios algoritmos, en este estudio se usó el algoritmo SNAPHU (*Statistical-cost, Network-Flow Algorithm for Phase Unwrapping*), esta es la implementación del algoritmo de flujo de red y costo estadístico para el desenrollado de fases propuesto por Chen y Zebker (2000). Básicamente este algoritmo plantea el desenrollado de fase como un problema de estimación de la máxima probabilidad *a posteriori*, con el objetivo de calcular la solución desenrollada más probable dados los datos observables de entrada.

Para este proceso SNAPHU incorpora tres modelos estadísticos integrados, para datos de topografía, deformación y genéricos uniformes. El software es libre y puede ser ejecutado en la mayoría de plataformas Unix/Linux (Standford University, 2020) y también en el entorno de Windows.

Para el desenrollado de la fase interferométrica con SNAPHU se necesita únicamente la carpeta que se exportó desde SNAP, y basta con copiar en la terminal de Linux el comando que se encuentra en el archivo *snaphu.conf* (Figura 19a y Figura 19b).

Figura 19

Desenrollado de la fase interferométrica diferencial

```
# CONFIG FOR SNAPHU
# -----
# Created by SNAP software on: 17:05:40 02/12/2021
#
# Command to call snaphu:
#
# snaphu -f snaphu.conf Phase_ifg_VV_18Nov2021_30Nov2021.snaphu.img 3660
#####
# Unwrapping parameters #
#####

STATCOSTMODE      DEFO
INITMETHOD        MCF
VERBOSE           TRUE

LOCAL:~/3_snaphu_expt> less snaphu.conf
LOCAL:~/3_snaphu_expt> snaphu -f snaphu.conf Phase_ifg_VV_02Dec2014_26Dec2014.snaphu.img 3480

snaphu v1.4.2
27 parameters input from file snaphu.conf (84 lines total)
only one tile--disregarding multiprocessor option
Logging run-time parameters to file snaphu.log
Reading wrapped phase from file Phase_ifg_VV_02Dec2014_26Dec2014.snaphu.img
No weight file specified. Assuming uniform weights
Reading correlation data from file coh_IW1_VV_02Dec2014_26Dec2014.snaphu.img
Calculating deformation-mode cost parameters
Building range cost arrays
Building azimuth cost arrays
Initializing flows with MCF algorithm
Setting up data structures for cs2 MCF solver
```

Nota. La figura muestra a) comando del archivo *snaphu.conf* para llamar a SNAPHU. b) proceso de desenrollado de la fase en SNAPHU. Fuente: elaboración propia

7.2.3. Conversión de Fase desenrollada a desplazamiento Vertical

El resultado del proceso anterior es la fase desenrollada que contiene una trama continua de los desplazamientos en la dirección del *LOS* en unidades de radian, teniendo en cuenta que InSAR es más sensible para los movimientos verticales que horizontales (Chaussard et al., 2014), se puede asumir que la deformación en la componente horizontal es prácticamente despreciable y es posible convertir el desplazamiento en la dirección del *LOS* en desplazamiento vertical utilizando el ángulo de incidencia θ_{inc} en radianes (Chaussard et al., 2014, 2021b; Thomas, 2021; Walter, 2014). Para este proceso se usó de la ecuación (15) (Thomas, 2021; Walter, 2014):

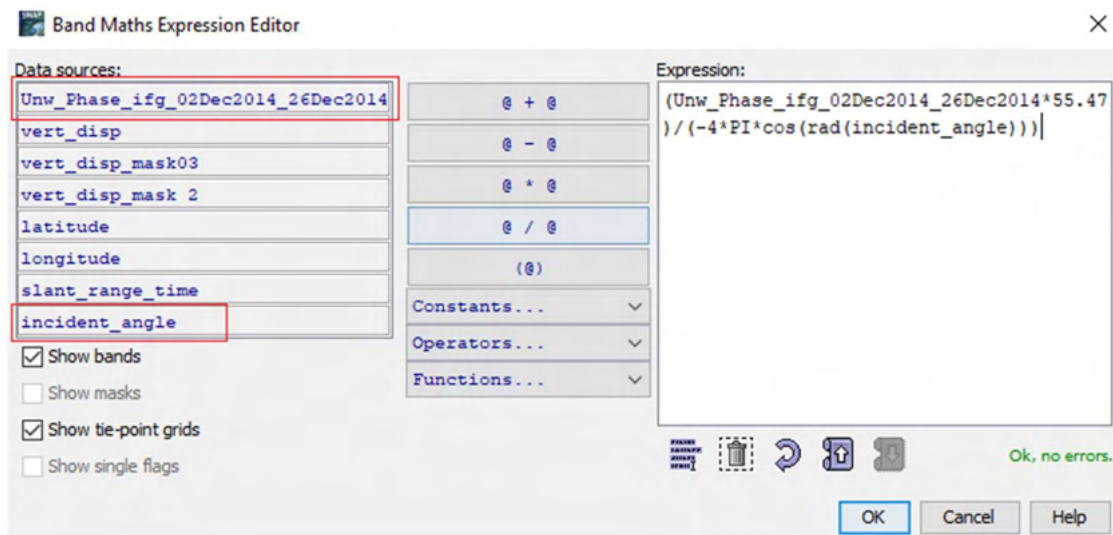
$$ver_disp = \frac{\varphi_{unw}\lambda}{-4\pi \cos \theta_{inc}} \quad (15)$$

Donde, φ_{unw} es la fase interferométrica diferencial desenrollada en unidades de radian, λ es la longitud de onda del instrumento SAR (55,47 mm, para Sentinel-1) y θ_{inc} es el ángulo de incidencia. Para efectuar este paso nuevamente se retomó el procesamiento en la plataforma de SNAP y se importó la fase interferométrica desenrollada en SNAPHU. El valor del ángulo de incidencia para las imágenes procesadas en promedio tenía un valor de 30,8 ° para el rango cercano y 36,8° para el rango lejano, para mayor detalle en este proceso se tomó el ángulo de incidencia del contenedor de SNAP *Tie Point Grids*, el cual contiene la información de los productos procesados, entre ellos, el ángulo de incidencia para cada píxel del interferograma diferencial.

Para aplicar esta formulación matemática (ecuación 15) se utilizó la herramienta *Band Maths*, aplicando la expresión “(Unw_Phase_ifg_02Dec2014_26Dec2014*55,47)/(-4*PI*cos(rad(incident_angle)))” como lo muestra la Figura 20 a la banda desenrollada.

Figura 20

Cálculo del desplazamiento vertical en SNAP



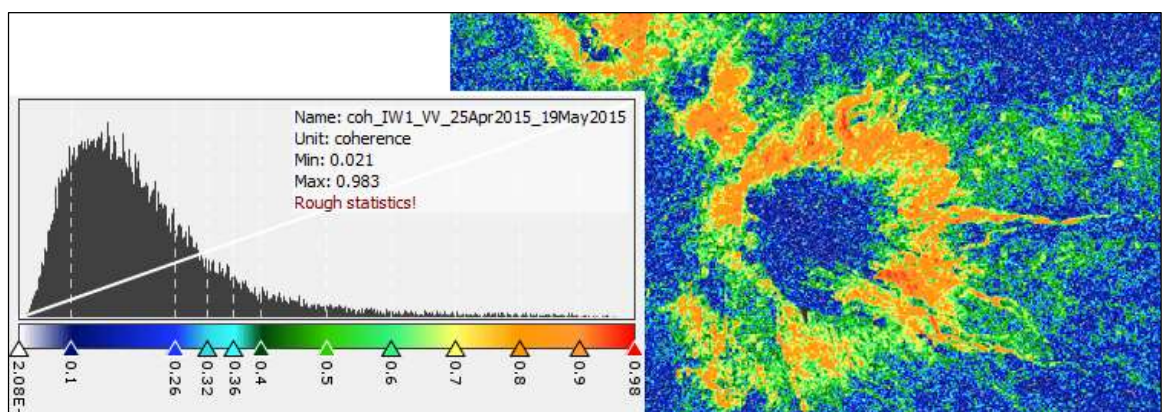
Nota. Fuente: elaboración propia

7.2.4. Geocodificación

Este proceso mediante el uso de un DEM busca compensar las distorsiones geométricas de la imagen SAR, tales como el escorzo, la escala y la sombra, debidas a las variaciones topográficas de una escena y a la inclinación del sensor del satélite. La geocodificación convierte una imagen de geometría de rango inclinado, en una imagen con un sistema de coordenadas cartográficas referidas al elipsoide WGS84 (Braun & Veci, 2020). Para realizar la geocodificación se utilizó el operador *Range Doppler Terrain Correction* y se usó el DEM *SRTM 1sec (Autodownload)* (EROS, 2018). Antes de realizar este proceso fue necesario filtrar las áreas que presentaban valores de coherencia por debajo de 0,3, con el fin de eliminar todos los valores que no son confiables, nótese en la Figura 21 que en la parte alta del VNR y en general en las partes altas de esta sección de la Cordillera Central, los valores de coherencia son superiores a 0,4, incluso se observa que la mayor parte de pixeles tienen valores de coherencia superiores a 0,6; únicamente se tomó la decisión de usar el filtro de coherencia de 0,3 para incluir los datos de algunas zonas que están por fuera de los edificios volcánicos. De este proceso se obtuvo un mapa de desplazamientos en la dirección vertical por cada par de escenas procesadas, filtrado por los valores de coherencia $\geq 0,3$ y geocodificado.

Figura 21

Mapa de coherencia sin geocodificar.



Nota. interferograma diferencial generado entre el 25 de abril de 2015 y el 19 de mayo de 2015. Fuente: elaboración propia.

7.2.5. Generación de series de tiempo

La interferometría diferencial en series temporales ayuda a evitar la pérdida de coherencia interferométrica, debido a los cambios temporales en las propiedades del terreno (cuando se usan periodos largos de tiempo) y a la existencia de líneas perpendiculares excesivamente grandes (J. González, 2010). Por esta razón, se realizó la estimación de las series temporales de deformación en la dirección vertical para el periodo comprendido entre el 15 de octubre de 2014 al 23 de diciembre de 2018, a partir de los 36 mapas de desplazamiento geocodificados y filtrados por coherencia.

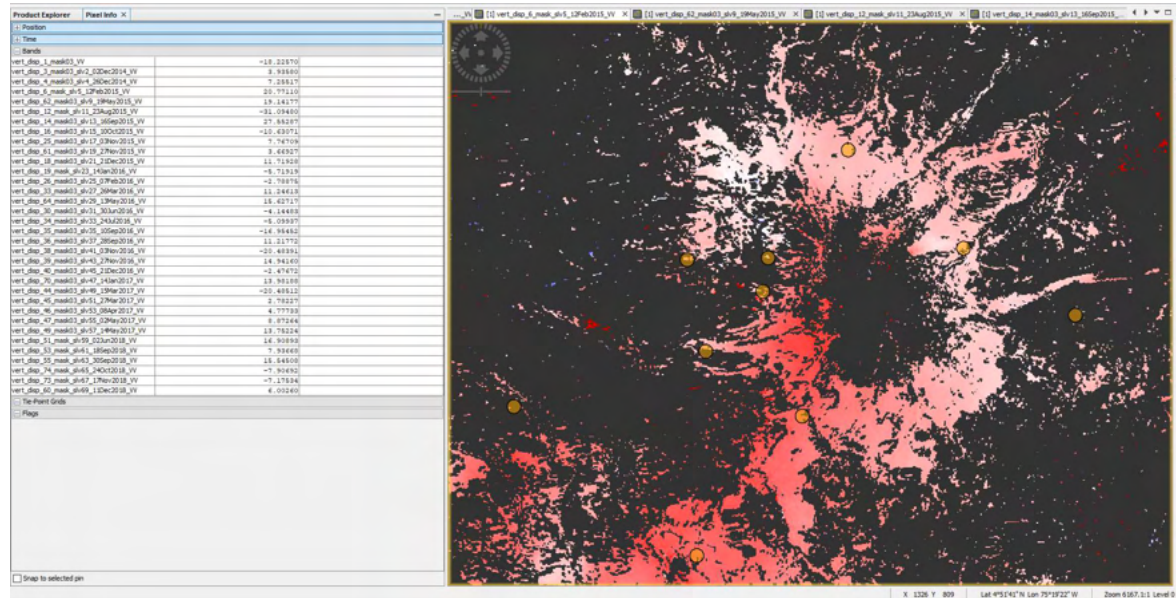
Esta tarea se realizó con el apoyo de operador *Create Stack*, este proceso permite apilar dos o más productos que se superponen espacialmente, su ejecución implica que los valores de los píxeles de un producto (esclavo) se remuestreen en la trama geográfica del otro (maestro), con el fin de establecer una correspondencia entre las muestras de los rasters maestro y esclavo, se utiliza la posición geográfica de la muestra maestra para encontrar la muestra correspondiente en el raster esclavo (Braun & Veci, 2020a). El resultado son los mapas de desplazamientos del periodo de análisis ubicados espacialmente en la trama de la banda que se seleccionó como maestra, lo que permite obtener el valor del desplazamiento de una misma coordenada en todos los mapas que se hayan apilado.

Del *stack* generado en el paso anterior se extrajo la información de los desplazamientos relativos entre cada par de imágenes procesadas, y posteriormente se calculó el desplazamiento acumulado para todo el periodo evaluado. Es importante tener en cuenta que, para poder desarrollar esta metodología es indispensable que en el procesamiento interferométrico la imagen esclava de un par, se convierta en la maestra del siguiente par evaluado. De tal forma que hay continuidad entre los pares interferométricos y en el cálculo de los desplazamientos, dando la posibilidad de generar series temporales de los desplazamientos en la componente vertical. Las series temporales se calcularon en la ubicación exacta de las estaciones GNSS del VNR, y también de las estaciones ubicadas en el volcán Santa Isabel y Santa Rosa, ya que como se vio en el capítulo 2, en trabajos anteriores encontraron un amplio campo de deformación en las zonas aledañas al VNR (Adamo, 2017; Lundgren et al., 2015; Ordóñez et al., 2017). Para este paso se generó un

shapefile con la ubicación de las estaciones GNSS a evaluar, con un área de influencia de 100 m. para el caso en el que no hubiera coherencia $\geq 0,3$ en la ubicación exacta de las estaciones GNSS (Figura 22).

Figura 22

Extracción de los desplazamientos en la ubicación de las estaciones GNSS



Nota. Interferograma diferencial del 25 de abril de 2015 y el 19 de mayo de 2015. Fuente: elaboración propia.

8. Resultados

8.1. Series temporales GPS

El resultado final del procesamiento con el software GAMIT/GLOBK son las series temporales de posición diaria de las componentes *Norte*, *Este* y *Altura* de las 12 estaciones GNSS y sus velocidades relativas, con respecto al marco de referencia internacional ITRF2014, fijado en el bloque de los Andes del Norte usando 11 estaciones GNSS del proyecto GeoRED. Es decir, los resultados están corregidos con respecto al movimiento resultado de la acción de la tectónica de placas de esta zona y el desplazamiento que se observe será únicamente como resultado de la deformación volcánica.

Las series temporales de posición diaria de las estaciones GNSS del área de estudio para el periodo 2014 a 2018 se presentan en el Anexo A, cada imagen presenta la posición de referencia para las componentes *Norte*, *Este* y *Altura* (*North*, *East*, *Up*), los valores de WRMS y NRMS, y la evolución de los desplazamientos de las estaciones GNSS a lo largo del periodo evaluado. Los valores de WRMS en las componentes horizontales para 4 de las estaciones evaluadas presentaron variaciones menores a 5 mm, los 8 restantes presentaron variaciones entre 5 y 9 mm, en las componentes verticales o de altura las variaciones fueron mayores, 8 de las estaciones evaluadas presentaron variaciones menores a 10 mm, y 4 estaciones presentaron variaciones entre 15 y 22 mm. En cuanto a los valores de NRMS el 55% de las componentes de las estaciones evaluadas presentaron valores alrededor de 1 y el 46 % presentó variaciones de NRMS entre 2 y 5. Si bien algunos de los criterios de evaluación de los resultados están por encima de los indicados en los manuales de procesamiento (Herring et al., 2018c), y aún se puede continuar trabajando en el filtrado de los valores atípicos, los resultados obtenidos en este trabajo se consideran confiables y se encuentran dentro del rango de variabilidad del manual de procesamiento usado (Battaglia & Floyd, 2020) y de otros trabajos realizados en el VNR (Adamo, 2017). En ese mismo sentido, la tendencia de las series temporales ofrece una apreciación clara del comportamiento de la deformación del VNR entre 2014 a 2018.

Las series temporales de las 9 estaciones GNSS del VNR para el periodo 2014 a 2018, evidencian un claro proceso de deformación que ocurrió en dos escalas (Anexo A). En el primer proceso comprendido entre enero de 2014 hasta julio de 2017, se observa que ocurrió el mayor desplazamiento de todo el periodo evaluado; el segundo proceso se detalla con el cambio en la pendiente de las series temporales y ocurre desde agosto de 2017 hasta diciembre de 2018, prácticamente en este periodo la deformación se vuelve muy lenta, en comparación con el primer proceso de deformación observado. De la serie temporal de la estación OTUN del volcán Santa Isabel, para el periodo de mayo de 2015 a diciembre de 2018, se aprecia de igual manera variación en la posición diaria en todas las componentes de esta estación, las cuales cambian de pendiente después de 2017, aunque lamentablemente durante la mayor parte del año de 2017 no se obtuvieron datos para el procesamiento. En el caso de las estaciones LVER (Volcán Santa Isabel) y PARM (Volcán Santa Rosa), estas estaciones solamente se instalaron a partir de agosto de 2018 y se observa un comportamiento muy estable en todas las componentes.

Una vez obtenidas las series temporales se calcularon los desplazamientos tridimensionales de las cada una de las estaciones GNSS, este proceso se realizó con los valores numéricos de los desplazamientos diarios de cada una de las componentes (esta información se encuentra en los archivos *.pos*), identificando la tendencia de las series temporales por medio del método de mínimos cuadrados. En la Tabla 5 se presenta un resumen de los desplazamientos de las componentes *Norte, Este y Altura* de las estaciones GNSS evaluadas y el margen de error para el periodo del 15 de octubre de 2014 al 23 de diciembre de 2018, con el fin de evaluar más adelante los resultados de los desplazamientos de los interferogramas diferenciales en el mismo periodo de tiempo. Se encontró que el desplazamiento en la componente vertical es muy claro y es el más alto en todas las estaciones GNSS evaluadas, siendo en el siguiente orden las estaciones del VNR que alcanzaron los mayores desplazamientos en la componente vertical: NERE, SINN, GUAL y OLLE, y que a su vez OTUN del Volcán Santa Isabel, a pesar de tener un periodo más corto de análisis también presentó una deformación significativa en la componente Vertical, la tendencia de incremento en las series temporales de la componente vertical de las estaciones GNSS, evidencian la presencia de un proceso

inflacionario en el VNR y su área de influencia. Cabe resaltar que los mayores desplazamientos en esta componente se presentaron en las estaciones GNSS ubicadas al W y SW del VNR.

En cuanto al desplazamiento de la componente Norte (Anexo A), se observó que el proceso de deformación del VNR también es detectado en esta dirección, y que acentúa notoriamente el cambio de tendencia de la deformación a partir 2017. Para esta componente los desplazamientos más grandes en las estaciones GNSS se presentaron en el siguiente orden: OLLE, GUAL, RUBI y NERE. Las cuales están ubicadas en el costado W y N del VNR.

La componente Este de las estaciones GNSS evaluadas por su parte mantienen un comportamiento más estable, y el orden de magnitud de la deformación es mucho más baja que en los dos casos anteriores. Se destaca que en las estaciones OTUN del volcán Santa Isabel y AGUI del VNR, localizadas al S y SW del VNR, respectivamente, la tendencia es contraria al comportamiento del resto de las estaciones GNSS evaluadas. La estación OLLE ubicada en el volcán La Olleta (perteneciente al *Periodo Eruptivo Intermedio Ruiz* de acuerdo a Martínez et al., (2014)); presentó un comportamiento inusual en la componente Este, que en principio fue interpretado como un error en la estabilización; sin embargo en una comunicación personal con Milton Ordoñez (Comunicación personal. 1 de julio de 2021), se pudo constatar que esta misma tendencia había sido detectada en el procesamiento de los datos que el personal del SGC-OVSM realiza en el seguimiento continuo de la actividad del VNR. Este comportamiento puede estar asociado a un proceso de deformación elástica que se presenta en esta zona en particular, para entender a detalle este proceso se puede estudiar exclusivamente los datos que se tengan en esta zona o instalar más equipos que permitan verificar este comportamiento, y validar si se trata del movimiento de algún cuerpo magmático en esta zona.

Tabla 5

Desplazamiento total de las estaciones GNSS del área de estudio para el periodo evaluado

ID	Volcán	Fecha Inicial	Fecha Final	Desp N (cm)	Desp E (cm)	Desp V (cm)
NERE	Ruiz	15/10/2014	27/11/2018	1,6 ± 0,2	0,3 ± 0,3	5,8 ± 0,6
SINN	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	1,0 ± 0,2	1,4 ± 0,3	4,3 ± 0,5
GUAL	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	1,8 ± 0,3	1,4 ± 0,2	3,7 ± 0,5
OLLE	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	2,4 ± 0,3	0,2 ± 0,4	3,1 ± 0,6
OTUN	Santa Isabel	6/08/2015	31/12/2018	-0,2 ± 0,1	-1,1 ± 0,3	3,0 ± 0,6
RUBI	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	2,0 ± 0,3	0,8 ± 0,2	2,5 ± 0,5
PIRA	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	1,5 ± 0,2	1,3 ± 0,2	2,4 ± 0,4
BLLR	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	1,7 ± 0,2	1,3 ± 0,3	1,4 ± 0,4
AGUI	Ruiz	13/05/2016	31/12/2018	0,6 ± 0,1	-0,7 ± 0,2	0,9 ± 0,4
BIS0	Ruiz	12/05/2017	24/11/2018	0,2 ± 0,2	0,2 ± 0,2	0,4 ± 0,5
LVER	Santa Isabel	15/08/2017	31/12/2018	0,1 ± 0,1	-0,2 ± 0,1	0,2 ± 0,4
PARM	Santa Rosa	4/08/2017	2/03/2018	-0,1 ± 0,1	-0,3 ± 0,1	-0,5 ± 0,3

En definitiva, se puede establecer que los mayores desplazamientos se presentaron en la componente vertical, y para el periodo comprendido entre el 15 de octubre de 2014 al 23 de diciembre de 2018, este desplazamiento estuvo por debajo de 5,8 cm aproximadamente. Adicionalmente el patrón de deformación es más grande en las estaciones localizadas en el S, W y SW del VNR.

8.2. Velocidades de deformación

Las velocidades de deformación del VNR para el periodo de análisis como se anotó anteriormente no son lineales, por lo que se seleccionó como periodo principal el de mayor deformación comprendido entre enero de 2014 a julio de 2017. En la Tabla 6 se presenta el valor de la velocidad de deformación en las tres componentes (N, E y V), relativa a un marco de referencia restringido (Bloque de los Andes del Norte) por 11 estaciones de GeoRED, estos valores se extrajeron del archivo *.org*, que se obtiene después de realizar el procesamiento con GLOBK.

Tabla 6

Velocidad de deformación en las estaciones GNSS del área de estudio

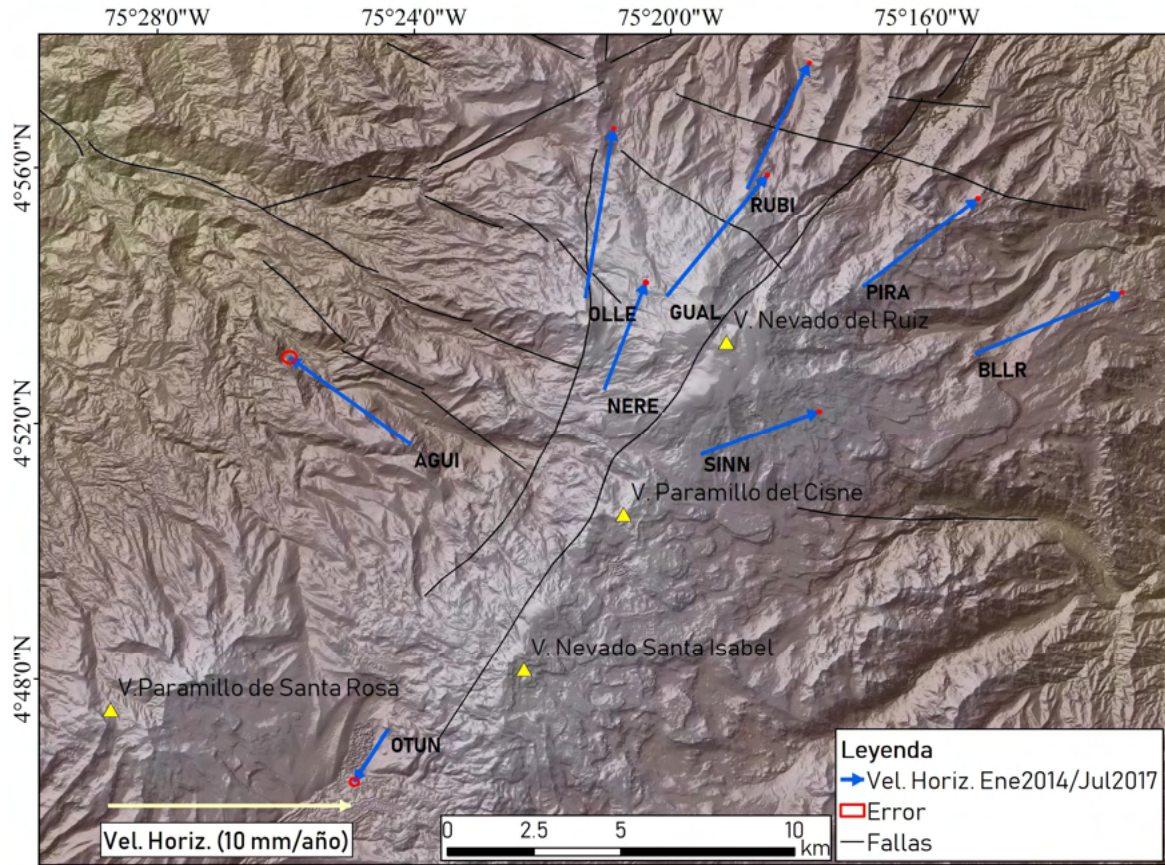
ID	Volcán	Fecha Inicial	Fecha Final	E	N	V
				(mm/año)	(mm/año)	(mm/año)
NERE	VNR	1/01/2014	31/07/2017	1,7 ± 0,08	4,4 ± 0,07	16 ± 0,33
OTUN	Santa Isabel	8/05/2015	31/07/2017	- 1,4 ± 0,18	-2,2 ± 0,65	14,4 ± 0,65
SINN	VNR	1/01/2014	31/07/2017	4,9 ± 0,06	1,8 ± 0,05	13,4 ± 0,21
OLLE	VNR	1/01/2014	31/07/2017	1,2 ± 0,05	7,0 ± 0,05	13,2 ± 0,2
AGUI	VNR	5/12/2016	31/07/2017	-5 ± 0,29	3,6 ± 0,24	11,2 ± 1,1
GUAL	VNR	1/01/2014	31/07/2017	4,2 ± 0,06	5 ± 0,05	10,9 ± 0,22
RUBI	VNR	1/01/2014	31/07/2017	2,6 ± 0,05	5,2 ± 0,04	7,3 ± 0,18
PIRA	VNR	1/01/2014	31/07/2017	4,8 ± 0,07	3,7 ± 0,07	6,2 ± 0,24
BLLR	VNR	1/01/2014	31/07/2017	6,1 ± 0,05	2,5 ± 0,04	5,8 ± 0,19

En la Figura 23 se presenta el mapa de velocidades horizontales de deformación en relación al marco de referencia local (Bloque de los Andes del Norte) para el periodo de enero de 2014 a julio de 2017. Los resultados obtenidos para las componentes horizontales de las estaciones GNSS del VNR, muestran un dominio de la deformación del VNR en la dirección NE, salvo la estación AGUI, la cual presenta deformación en dirección NW, de igual manera la estación OTUN del volcán Santa Isabel presenta una clara tendencia de deformación hacia el SW. Este comportamiento evidencia un patrón de deformación radial asociado a un área de inflación, dado que responde al modelo de Mogi (1958) de una fuente de presión puntual situada en un medio semi-infinito, homogéneo y elástico, en la que se produce una deformación radial, lo que se asemejaría de manera general a una expansión volumétrica de cavidad esférica.

El cambio de dirección de la deformación de las estaciones OTUN y AGUI, puede dar indicios de la localización de la fuente de deformación, y se podría pensar que la fuente de deformación entre 2014 hasta mediados de 2017 está localizada entre el VNR y Volcán Santa Isabel, lo cual estaría de acuerdo con los resultados encontrados en los análisis anteriores de la deformación del VNR (Adamo, 2017; Lundgren et al., 2015; Ordóñez et al., 2017).

Figura 23

Velocidades horizontales relativas al Bloque de los Andes del Norte del VNR y área de influencia



Nota. El mapa base de fondo corresponde al hillsahade del DEM del sistema de radar TanDEM-X - base de datos del SGC cortesía de VDAP-USGS en 2021.

Los resultados obtenidos para las componentes horizontales de las estaciones GNSS del VNR, muestran un dominio de la deformación del VNR en la dirección NE, salvo la estación AGUI, la cual presenta deformación en dirección NW, de igual manera la estación OTUN del volcán Santa Isabel presenta una clara tendencia de deformación hacia el SW. Este comportamiento evidencia un patrón de deformación radial asociado a un área de inflación, dado que responde al modelo de Mogi (1958) de una fuente de presión puntual situada en un medio semi-infinito, homogéneo y elástico, en la que se produce una

deformación radial, lo que se asemejaría de manera general a una expansión volumétrica de cavidad esférica. El cambio de dirección de la deformación de las estaciones OTUN y AGUI, puede dar indicios de la localización de la fuente de deformación, y se podría pensar que la fuente de deformación entre 2014 hasta mediados de 2017 está localizada entre el VNR y Volcán Santa Isabel, lo cual estaría de acuerdo con los resultados encontrados en los análisis anteriores de la deformación del VNR (Adamo, 2017; Lundgren et al., 2015; Ordóñez et al., 2017).

Para el periodo de agosto de 2017 a diciembre de 2018 como se observa en el Anexo A, únicamente 3 de las 12 estaciones evaluadas (NERE, OTUN, BLLR) presentan una leve tendencia de deformación, se realizó el procesamiento para el cálculo de las velocidades para este periodo; sin embargo los resultados presentan deformaciones por debajo de 3mm/año, con un orden de error de 2,4 mm/año, se considera que estos datos no son significativos y no implican un claro proceso de deformación para este periodo, más bien es claro ver con las 9 estaciones restantes un comportamiento estable.

8.3. Series temporales derivadas de datos InSAR

Se generaron 36 interferogramas diferenciales para el periodo de análisis, los cuales se presentan en el Anexo B, en ninguno de estos interferogramas diferenciales fue posible observar franjas interferométricas con un ciclo completo de colores, que habría representado una deformación para el caso de Sentinel 1 de aproximadamente 2,8 cm ($\lambda/2$) por cada cambio de fase, debido a que la deformación del VNR es muy lenta y al evaluar pares de imágenes para periodos de tiempo cortos no se registraba una deformación por encima de los 2,8 cm, en ese mismo sentido, al evaluar un periodo de tiempo más grande se presenta el problema de pérdida de coherencia interferométrica y decorrelación temporal por efecto de cambios en los elementos dispersores. Por lo cual, como se mencionó anteriormente se generaron series temporales con los mapas de desplazamientos derivados de los datos de InSAR. Una vez generados los mapas de desplazamientos (Anexo C) y el stack, fue posible calcular las series temporales de deformación. Las series de tiempo se calcularon en la ubicación de las estaciones GNSS del VNR, Santa Isabel y

Santa Rosa y finalmente, con estos datos se pudo calcular el desplazamiento total en la dirección vertical en estos mismos sitios para el periodo evaluado.

A manera de comparación se sobrepusieron las series de tiempo en la dirección vertical obtenidas con los datos derivados de la técnica InSAR, incluyendo su línea de tendencia calculada con el método de mínimos cuadrados, sobre las series de tiempo de la componente vertical de las estaciones GNSS y los resultados se presentan en la Figura 24, Figura 25, Figura 26 y Figura 27.

Se observa que la serie de tiempo derivada de datos InSAR muestra una tendencia ascendente, y durante los tres primeros años presentó una tasa de desplazamiento alta, en comparación con en el resto de la serie temporal, este comportamiento es muy coherente con el comportamiento de la serie de tiempo calculada con los datos GPS de las estaciones GNSS. En la Tabla 7 se presentan los desplazamientos acumulados en la dirección vertical calculados con InSAR en la ubicación de las estaciones GNSS, para el periodo de análisis en el que se cuenta con disponibilidad de datos GPS con el fin de poder realizar la comparación más adelante. Se detalla que los desplazamientos máximos calculados en la componente vertical están entre 7,5 y 4,6 cm, correspondientes a las estaciones en el siguiente orden: NERE, SINN, RUBI, GUAL, OLLE, OTUN y PIRA. La incertidumbre para las mediciones de desplazamientos obtenidos con InSAR se asignó conforme al valor reportado en Boixart et al. (2020), de acuerdo a estos autores debido a la contribución atmosférica, las anomalías de retardo, el promedio espacial utilizado, la estructura de ruido en la estimación de datos derivados de InSAR, es difícil especificar de manera rigurosa la incertidumbre en las mediciones de desplazamiento, pero en base a su experiencia y a la de sus colegas asignaron una incertidumbre de ± 1 cm a las mediciones.

Figura 24

Desplazamiento vertical InSAR y GNSS en las estaciones NERE, SINN y GUAL

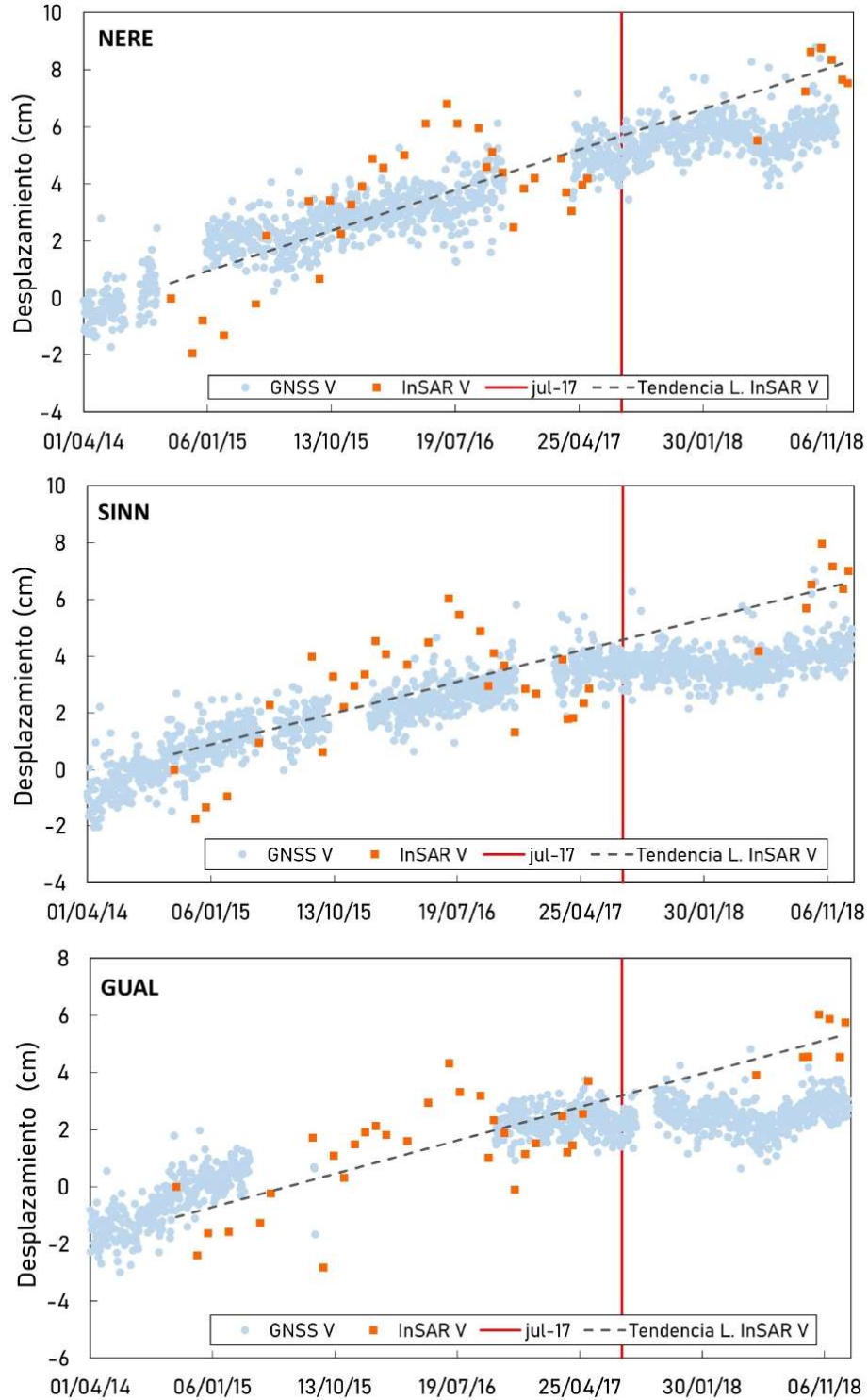


Figura 25

Desplazamiento vertical InSAR y GNSS en las estaciones OLLE, OTUN y RUBI

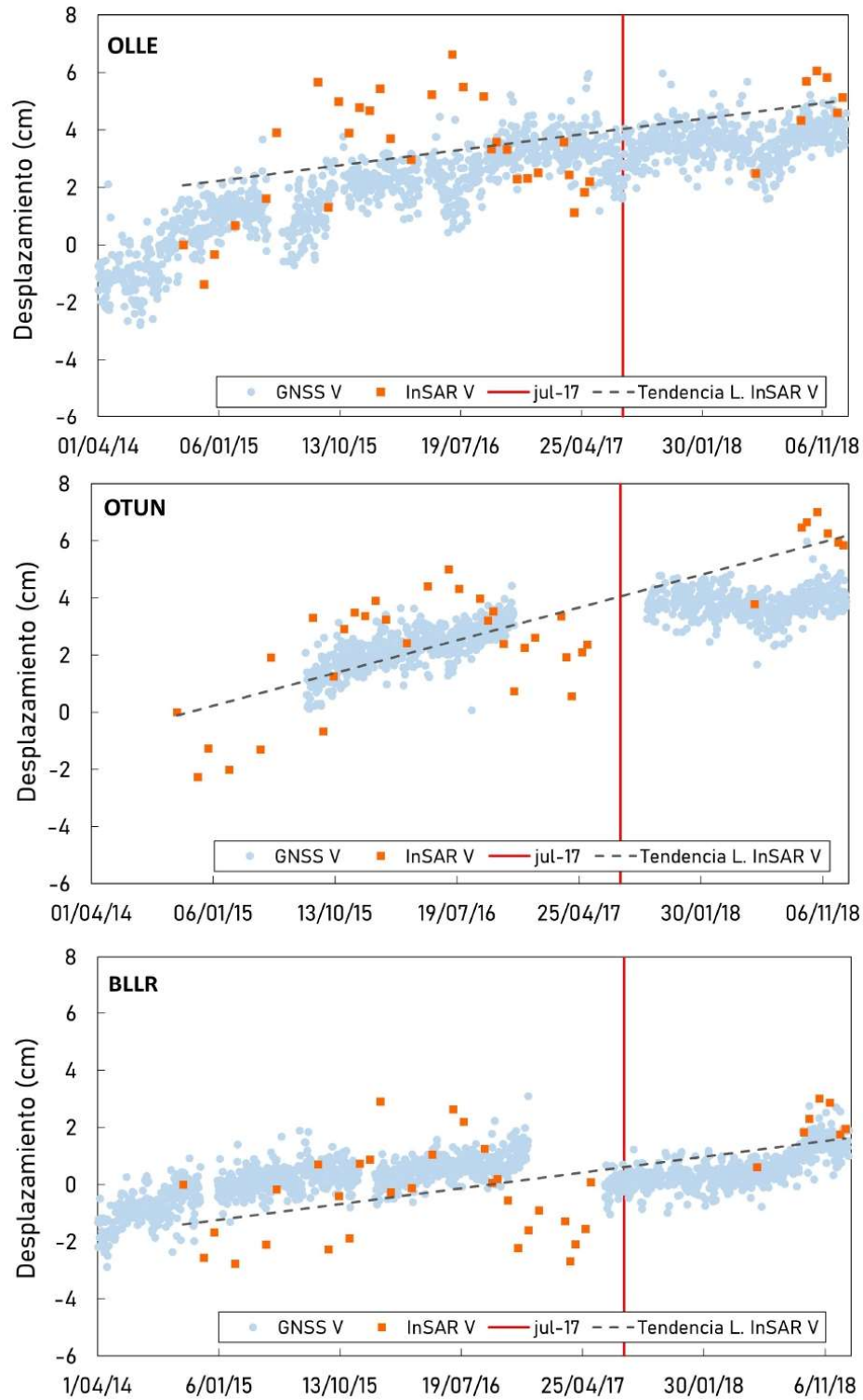


Figura 26

Desplazamiento vertical InSAR y GNSS en las estaciones PIRA, BLLR y AGUI

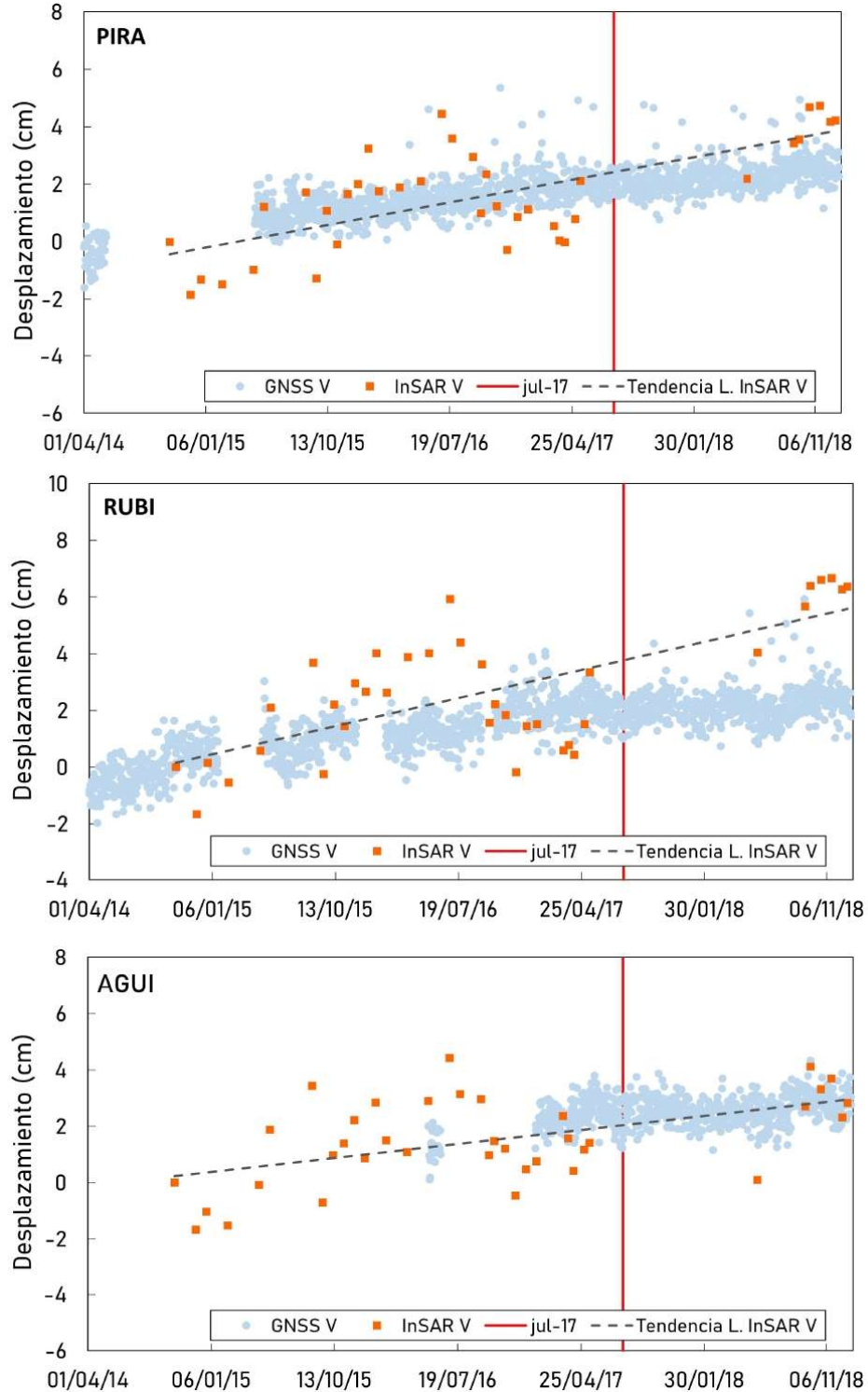
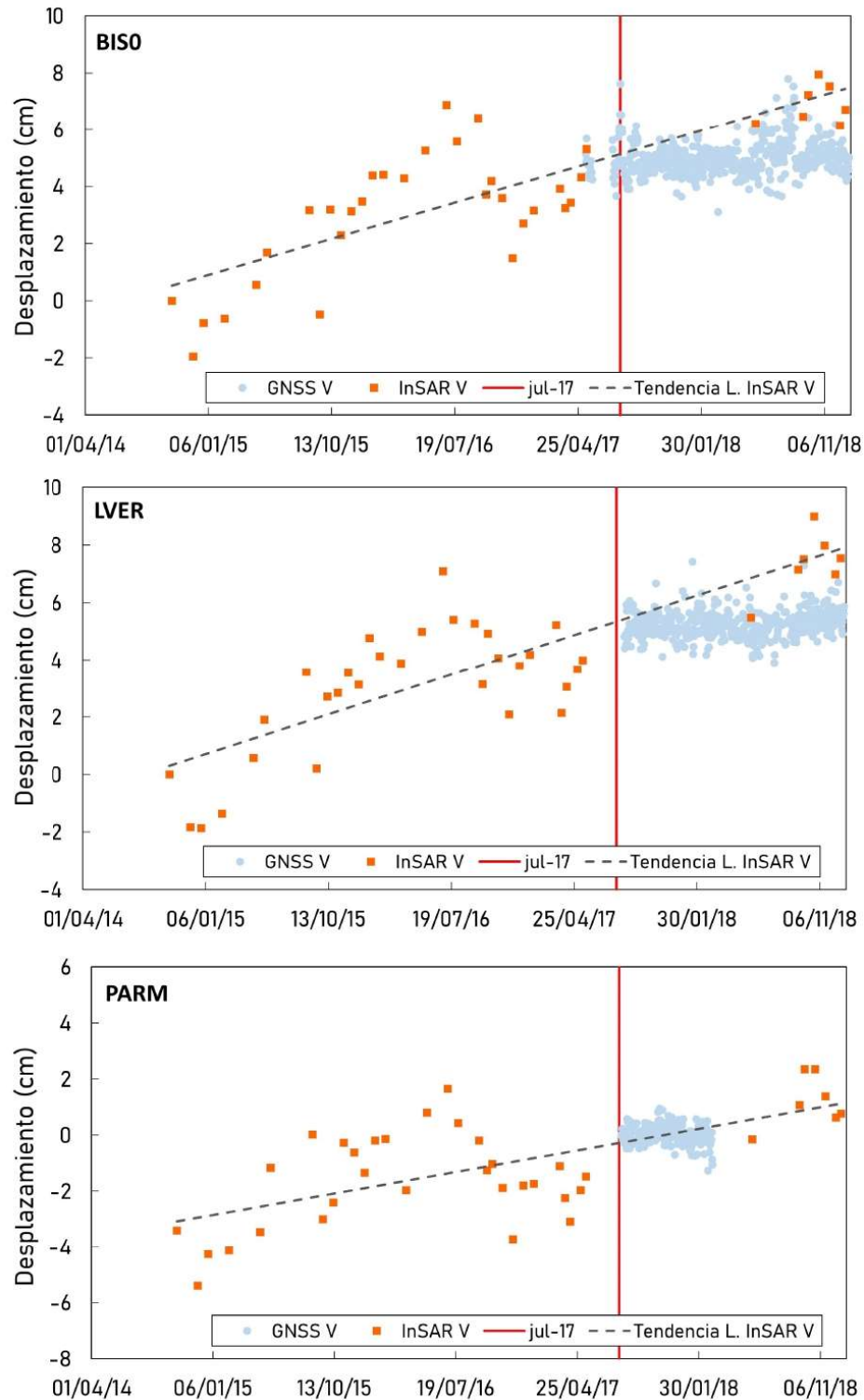


Figura 27

Desplazamiento vertical InSAR y GNSS en las estaciones BIS0, LVER y PARM



Por otro lado, aunque se observa en general un comportamiento lineal en las series de tiempo de los datos InSAR, en algunos periodos se identifican unas señales sinusoidales, que pueden ser interpretadas como inconsistencias, estas pueden ser atribuibles a un componente de fase atmosférica estratificada (Boixart et al., 2020), o a otros efectos de artefactos atmosféricos no corregidos, ya que el estado de la atmosfera no es idéntico en los dos instantes de adquisición de las imágenes, así mismo los interferogramas pueden tener sensibilidad diferente a la topografía, dependiendo de su base perpendicular, lo que también puede inducir a inconsistencias entre los interferogramas en el mismo conjunto de datos (Massonnet & Feigl, 1998; Peltier et al., 2017).

Tabla 7

Desplazamientos verticales acumulados derivados de InSAR en la ubicación de las estaciones GNSS.

ID	Volcán	Fecha Inicial	Fecha Final	Desp V InSAR (cm)
NERE	Ruiz	15/10/2014	27/11/2018	7,5 ± 1
SINN	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	7,0 ± 1
RUBI	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	6,4 ± 1
GUAL	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	5,8 ± 1
OLLE	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	5,1 ± 1
OTUN	Santa Isabel	6/08/2015	31/12/2018	5,1 ± 1
PIRA	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	4,2 ± 1
BISO	Ruiz	12/05/2017	24/11/2018	2,7 ± 1
LVER	Santa Isabel	15/08/2017	31/12/2018	2,4 ± 1
AGUI	Ruiz	13/05/2016	31/12/2018	2,3 ± 1
BLLR	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	2,0 ± 1

8.4. Evaluación de los resultados obtenidos con las técnicas InSAR y GNSS

Para evaluar la consistencia entre los conjuntos de datos InSAR y GNSS, se compararon los desplazamientos acumulados en la dirección vertical obtenidos de las series de tiempo InSAR, con los desplazamientos obtenidos de los datos GPS de las estaciones GNSS en la componente vertical, los cuales se encuentran contenidos en los archivos *.pos del procesamiento GAMIT/GLOBK (Henring et al., 2018a). La comparación de los desplazamientos totales se realizó únicamente para el periodo en el que se contaba con datos de las dos técnicas, y posteriormente se determinaron las discrepancias entre las dos medidas. Aunque únicamente 7 de las 12 estaciones GNSS evaluadas tenían datos completos para el periodo de análisis, en las gráficas de las series de tiempo de las estaciones GNSS (Figura 24 a Figura 27) se incluyeron las series de tiempo completas de los desplazamientos derivados de InSAR, con el fin de observar el comportamiento de las dos series de datos a lo largo del periodo evaluado.

Analizando el comportamiento general de las series de tiempo obtenidas con las dos técnicas, se detalla que existe una correspondencia en la mayoría de las estaciones evaluadas y los valores de desplazamientos encontrados son del mismo orden de magnitud. Al igual que los resultados obtenidos con el procesamiento de los datos GNSS, los datos derivados de la técnica InSAR muestran que durante los tres primeros años de análisis se presentó una mayor tasa de deformación, asociada a un proceso inflacionario. Así mismo se observa que para el año 2017 y 2018, la tasa de deformación disminuyó; aunque este cambio fue mucho más claro en los datos de las estaciones GNSS, debido tanto a la densidad de datos que involucra con respecto al tiempo como a la menor presencia de ruido en las series temporales.

En la Tabla 8 se presenta una comparación de los desplazamientos en la dirección vertical obtenidos con los datos de InSAR y con los datos de las estaciones GNSS, en particular, para el caso de las cuatro estaciones GNSS en las que se había encontrado el mayor desplazamiento en la componente Vertical: NERE, SINN, GUAL, OLLE y OTUN, también con los datos de InSAR evaluados en la misma ubicación, continuaron siendo las

estaciones que mayor desplazamiento vertical registraron, a excepción de la estación RUBI en la cual se observó con la técnica InSAR un desplazamiento para el periodo evaluado considerablemente más alto que el encontrado con los datos de las estaciones GNSS. En ese mismo orden, los datos evaluados en las estaciones BLLR y PIRA, que tienen el set de datos completos para realizar la evaluación, se detalló una deformación más lenta al evaluarlas con las dos técnicas.

Tabla 8

Diferencia del desplazamiento en la dirección vertical calculado con datos derivados de InSAR y GNSS.

ID	Volcán	Fecha Inicial	Fecha Final	Desp. V GNSS (cm)	Desp. V InSAR (cm)	Diferencia Desp. V InSAR-GNSS (cm)
NERE	Ruiz	15/10/2014	27/11/2018	5,8	7,5	1,8
SINN	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	4,3	7,0	2,7
GUAL	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	3,7	5,8	2,1
OLLE	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	3,1	5,1	2,1
OTUN	Santa Isabel	6/08/2015	31/12/2018	3,0	5,1	2,1
RUBI	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	2,5	6,4	3,9
PIRA	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	2,4	4,2	1,8
BLLR	Ruiz	15/10/2014	31/12/2018	1,4	2,0	0,5
AGUI	Ruiz	13/05/2016	31/12/2018	0,9	2,3	1,4
BIS0	Ruiz	12/05/2017	24/11/2018	0,4	2,7	2,2
LVER	Santa Isabel	15/08/2017	31/12/2018	0,2	2,4	2,2

En cuanto a las estaciones GNSS AGUI, BIS0, LVER y PARM, que fueron instaladas entre 2015 y 2017, aunque no contaban con un set de datos completo para analizar la correspondencia en toda la serie de tiempo, se sobrepuso la serie de datos InSAR sobre la serie de datos GNSS y se observó que en el periodo en el que las dos series de tiempo tenían datos había correspondencia en el comportamiento, con lo cual es posible decir que los datos de InSAR permitieron rescatar los valores de la deformación en esos

sitios, de esta manera también se hace visible la complementariedad de los datos InSAR con los datos de las estaciones GNSS.

Los resultados numéricos observados en el resumen de la Tabla 8 muestran que las discrepancias en la mayoría de las estaciones son aceptables. La diferencia entre los desplazamientos verticales encontrados con la técnica InSAR y GNSS en seis (SINN, BIS0, LVER, GUAL, OLLE, OTUN) de las 12 estaciones evaluadas están entre 2,1 y 2,7 cm; para cuatro de ellas (PIRA, NERE, AGUI, BLLR) la diferencia es menor a 1,8 cm, únicamente para el caso de la estación RUBI la diferencia fue de 3,9 cm, que si bien es el valor más alto, esta variación está dentro del rango encontrado en otros trabajos que también realizaron la comparación de los desplazamientos entre las dos técnicas (Peltier et al., 2017).

Finalmente, para el periodo 2014 a 2017 se compararon las velocidades obtenidas con las dos técnicas (Tabla 9), para el caso de las velocidades con los datos de las estaciones GNSS, estos valores fueron obtenidos con el software GLOBK, para el caso de los datos derivados de InSAR las velocidades se estimaron calculando la estadística de la línea de tendencia con el método de mínimos cuadrados y los errores que se presentan corresponden al error de los parámetros de la recta, estos cálculos se realizaron usando una hoja de cálculo de Microsoft Excel.

Evaluando el comportamiento de las velocidades de deformación en la dirección vertical con las dos técnicas, igualmente se observa una clara correspondencia, las estaciones que presentaron las tasas de deformación más alta con los datos de las estaciones GNSS, también presentaron las mayores tasas de desplazamiento con los datos de InSAR y el orden de magnitud de los desplazamientos es muy coherente con las dos técnicas obteniéndose diferencias menores a los 6 mm/año.

Tabla 9

Diferencia de las velocidades verticales obtenidas con datos derivados de InSAR y GNSS.

ID	Volcán	Vel V. InSAR (cm/año)	Vel V. GNSS (cm/año)	Diferencia Vel. V. InSAR-GNSS (cm/año)
NERE	Ruiz	2,1 ± 0,39	1,6 ± 0,03	0,46
SINN	Ruiz	1,3 ± 0,39	1,3 ± 0,02	-0,01
RUBI	Ruiz	0,6 ± 0,40	0,7 ± 0,02	-0,11
GUAL	Ruiz	1,5 ± 0,32	1,0 ± 0,02	0,51
OLLE	Ruiz	0,7 ± 0,45	1,3 ± 0,02	-0,63
OTUN	Santa Isabel	1,3 ± 0,40	1,4 ± 0,07	-0,06
PIRA	Ruiz	0,8 ± 0,34	0,6 ± 0,02	0,18
BIS0	Ruiz	1,9 ± 0,38	-	-
LVER	Santa Isabel	1,9 ± 0,39	-	-
AGUI	Ruiz	0,7 ± 0,33	1,1 ± 0,11	-0,40
BLLR	Ruiz	0,1 ± 0,38	0,5 ± 0,02	-0,37

En este sentido queda clara la eficiencia de la técnica InSAR y las ventajas que ofrece el uso de las imágenes de SAR para ampliar y complementar el análisis de la deformación volcánica. Por un lado, permite obtener información de manera continua en el espacio con muy buenos resultados y baja afectación por las condiciones meteorológicas en comparación con los sensores ópticos, característica que es fundamental teniendo en cuenta los datos del Proyecto Internacional de Climatología de Nubes por Satélite (ISCCP - International Satellite Cloud Climatology Project), los cuales muestran que las zonas de los trópicos son áreas que poseen una cobertura de nubosidad anual por encima del 70% en promedio (Lorentz, 2008). Adicionalmente debido a la longitud de onda en banda C de Sentinel 1, se pudo observar que las señales lograron penetrar la vegetación, y se pudo obtener información en zonas por fuera de los edificios volcánicos, así mismo sobre la parte del VNR, volcán Santa Isabel y Volcán Santa Rosa los valores de coherencia fueron muy altos por encima de 0.7.

8.5. Mapa de Desplazamiento con datos InSAR y GNSS

Una vez establecido que existe una correspondencia entre los desplazamientos derivados de la técnica InSAR y los desplazamientos calculados con los datos de las estaciones GNSS, se propuso superponer espacialmente estos resultados. Dado que la ventaja principal de la técnica InSAR es la continuidad de datos en el espacio, se buscó presentar un mapa final con los desplazamientos acumulados, como un producto de la suma algebraica de los mapas de desplazamiento vertical de cada par de imágenes SAR procesadas; sin embargo, la suma de los mapas mediante una expresión de álgebra de mapas no se ejecutó correctamente en todos los píxeles de la imagen resultante. Por total motivo se decidió realizar un mapa de interpolación con los desplazamientos verticales InSAR, este proceso se realizó a partir del stack generado con los 36 mapas de desplazamiento vertical, seleccionando 49 puntos más de control sobre toda el área de estudio en los cuales los valores de coherencia fueron superiores o iguales a 3,0 en todos los mapas, estos puntos fueron adicionales a los sitios de las 8 estaciones GNSS que ya se tenían (no se tuvo en cuenta a RUBI, OTUN y PARM) y posteriormente se calcularon las series de tiempo correspondientes.

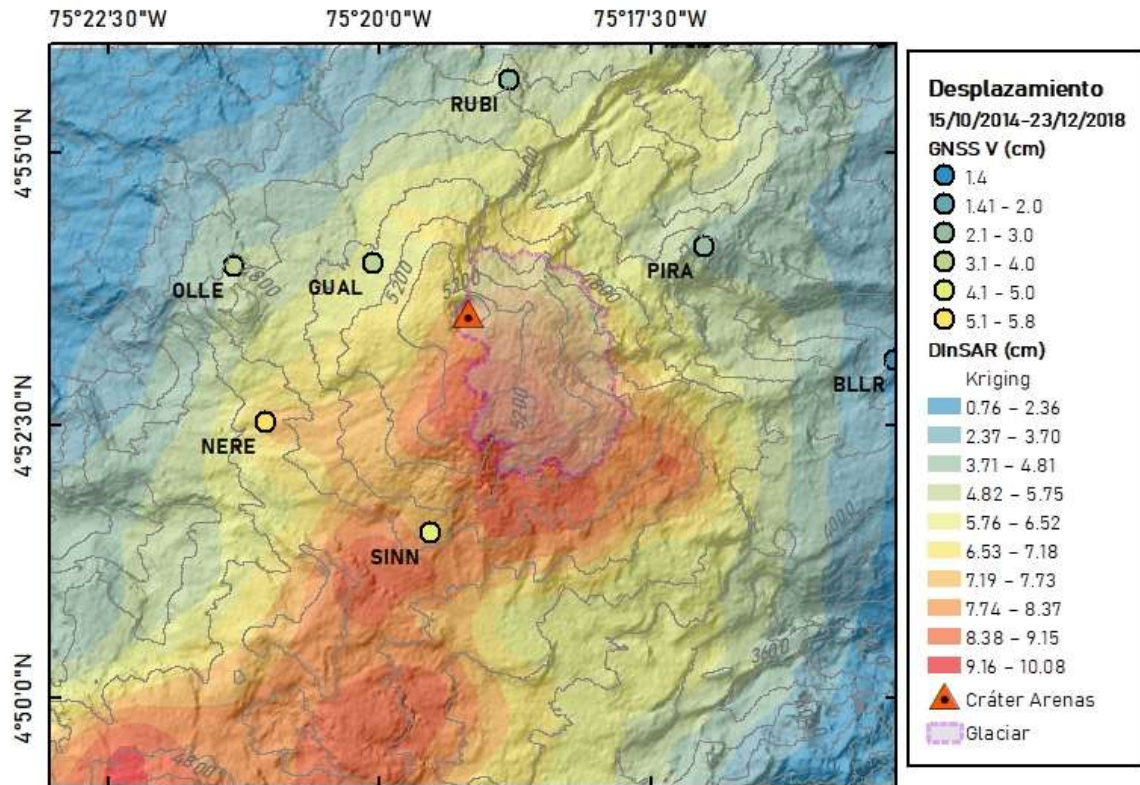
Con una muestra de 57 puntos en total y su desplazamiento vertical correspondiente, se usó la interpolación ordinaria Kriging (Laslett et al., 1987; Mueller et al., 2004) para mapear el comportamiento de la deformación vertical del VNR y su área aledaña con los datos obtenidos de InSAR para el periodo comprendido entre el 15 de octubre de 2014 al 23 de diciembre de 2018. Aunque se encontró que varios investigadores como Gudmundsson et al. (2002) y Samsonov & Tiampo (2006) realizaron este tipo de interpolación con datos de las estaciones GNSS, dada la densidad de estaciones instaladas en el VNR, no fue posible realizar la interpolación con los datos de las estaciones GNSS. Se usó la interpolación Kriging dado que usa medidas geoestadísticas para predecir los valores desconocidos a partir de datos observados en lugares conocidos, este método utiliza el semivariograma de los datos para expresar la variación espacial de los mismos y minimiza el error de los valores predichos, este tipo de interpolación requiere que el campo de movimiento sea estacionario de primer y segundo orden (independiente de la posición y orientación), y que los datos de desplazamiento se ajusten con un modelo de

semivariograma gaussiano (González, 2010; Gudmundsson et al., 2002). No se tomaron puntos en el área cercana a la estación RUBI, por las discrepancias encontradas y tampoco en el área de las estaciones OTUN y PARM, debido a la ausencia de áreas grandes con buena coherencia en esas zonas.

El proceso de interpolación con Kriging se realizó en el software ArcGis 10.4.1 (Esri, 2018), los valores de deformación vertical de los 57 puntos tomados mostraban una distribución gaussiana, no obstante, se mejoró esta distribución con una transformación Box-Cox con un parámetro de 1,2 y una tendencia de segundo grado, finalmente para expresar la variabilidad espacial de los datos observados se usó el semivariograma de los datos de desplazamiento vertical y el resultado de la interpolación se muestra en la Figura 28. Para complementar los datos de la interpolación de los desplazamientos verticales derivados de InSAR, se incluyó en el mismo mapa, los desplazamientos verticales de los datos de las estaciones GNSS para el periodo comprendido entre el 15 de octubre de 2014 al 23 de diciembre de 2018.

Figura 28

Interpolación Kriging con los datos de desplazamiento Vertical derivados de la técnica InSAR y desplazamiento Vertical de las estaciones GNSS.



Nota. Los desplazamientos acumulados se han calculado para el periodo del 15/10/2014 al 23/12/2018. Las curvas de nivel se generaron con el DEM del satélite de radar TanDEM-X cortesía de VDAP-USGS en 2021.

De la Figura 28 es imperativo que se tenga en cuenta que en el área delimitada con línea punteada magenta cerca a la parte más alta del VNR, no se pudieron tomar datos debido a la ausencia de datos con coherencia $\geq 0,3$ por la presencia de superficie glaciar, por lo tanto, lo observado dentro de esta área es el resultado puramente de la interpolación. Este mapa debe ser interpretado como una herramienta de apoyo que muestra zonas en las que se detectaron mayores y menores desplazamientos verticales, y que presenta correspondencia con los desplazamientos obtenidos de los datos de las estaciones GNSS en la componente vertical, de hecho, este sería un indicador de la efectividad de la

interpolación. La distribución de los colores en el mapa corresponde únicamente a valores positivos, lo que indica que los datos derivados de InSAR muestran un proceso de levantamiento en el área de influencia del VNR, los colores azules detallan las zonas en las que se presentaron los desplazamientos verticales más bajos, mientras que las zonas en tonos rojos representan las zonas en las que ocurrieron los desplazamientos verticales más altos, estos se presentaron hacia el costado S y SW del VNR, esta zona de mayores desplazamientos se extiende hacia el área de influencia del Volcán Santa Isabel.

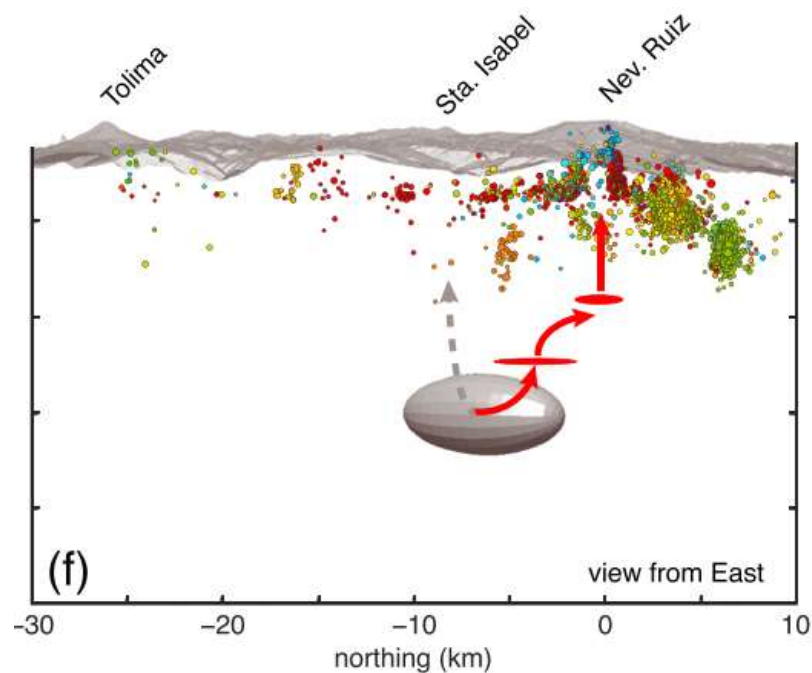
Por su parte, las estaciones GNSS ubicadas al NW del VNR, en la componente vertical presentaron desplazamientos más bajos que las que se encuentran al SW, esta tendencia también es clara en el mapa de desplazamientos interpolado con datos InSAR. Los desplazamientos verticales mapeados a través de la interpolación Kriging están de acuerdo, con los resultados obtenidos en anteriores trabajos (Adamo, 2017; Ordóñez et al., 2017), en los cuales observaron una tendencia de inflación, que era más evidente en los flancos occidental y sur, que en el flanco oriental y norte del VNR, así mismo, con la fuente de deformación que identificaron a 7 km al suroccidente del VNR, a una profundidad de 14 km bajo la cima del Nevado Santa Isabel, de igual manera con el resultado encontrado en Lundgren et al. (2015) para el periodo 2012-2014 en el que a través del procesamiento interferométrico y la modelización ubicaron un modelo de fuente esférica localizado a 10 km al SW del VNR a una profundidad mayor de 14 km (Figura 29).

Los resultados encontrados en este trabajo complementan los estudios realizados previamente, principalmente en cuanto al procesamiento de datos de interferometría, los cuales no se tenían procesados hasta la fecha y poseen la gran ventaja de ser continuos en el espacio. Con los mapas de desplazamientos calculados para cada par de imágenes y con el mapa de interpolación se puede evidenciar que desde 2014 hasta julio de 2017, el comportamiento de los desplazamientos en el VNR y su área aledaña fueron similares a los encontrados en Lundgren et al. (2015), y por lo tanto el modelo conceptual de transporte lateral de magma hacia la superficie, puede seguir siendo el mismo hasta 2017 y la fuente de deformación más importante durante los últimos ha estado ubicada por fuera del edificio del VNR (Figura 29). Adicionalmente, debido a la correspondencia encontrada

con los resultados de las dos técnicas, es posible tomar cualquier punto de las 49 series de tiempo que se generaron y analizar el comportamiento de la deformación en zonas específicas a lo largo del periodo evaluado. Así mismo se encontró que a partir de agosto de 2017 hasta diciembre 2018, el comportamiento de la deformación es muy lenta; incluso en la mayoría de las estaciones GNSS evaluadas se ve un comportamiento estable, este puede ser un indicador de un periodo de estabilidad del VNR.

Figura 29

Modelo conceptual para el transporte lateral de magma hacia la superficie



Nota. Mapa conceptual generado del análisis de los datos de interferometría y cálculo esfuerzos para el periodo 2012-2014. Fuente: Lundgren et al. (2015)

8.6. Análisis de la deformación del VNR y otros parámetros de monitoreo

Esta sección busca analizar brevemente los datos de deformación encontrados en este trabajo con la actividad del VNR registrada mediante otras técnicas de monitoreo. La Figura 30 presentada en Castaño et al. (2020) resume algunos de los parámetros obtenidos

de otras técnicas que el SGC utiliza para realizar el seguimiento de la actividad del VNR, además del cálculo de volumen de las emisiones de ceniza (Londoño & Galvis, 2018) y la estimación del volumen mínimo del domo de lava extruido en el cráter Arenas entre noviembre de 2015 y el 14 de octubre de 2018 (Castaño et al., 2020).

En Castaño et al. (2020) definieron tres etapas de actividad volcánica para el periodo de noviembre de 2014 a diciembre de 2018. La primera etapa la definieron entre noviembre de 2014 a octubre de 2015, asociada a un periodo de ascenso de magma, debido a la alta sismicidad, presencia de tremor volcánico, emisiones de ceniza, liberación de SO_2 y deformación volcánica (Londono, 2016; Lundgren et al., 2015), esta etapa finaliza con la aparición de un cuerpo de lava sobre el fondo del cráter Arenas. La segunda etapa está comprendida entre octubre de 2015 a mayo de 2017, en la cual se destaca el crecimiento del domo, acompañado de un incremento considerable en las emisiones de ceniza (SGC, 2015, 2016, 2017). La tercera etapa la definieron para mayo de 2017 a diciembre de 2018; en este periodo ocurrió el emplazamiento final del domo de lava. En otro estudio, para los periodos 2013-2014 y 2015-2016 Londoño & Kumagai (2018) encontraron cambios importantes en la estructura de la velocidad sísmica interna del VNR, y lo interpretaron como una etapa en la que el sistema del VNR experimentó cambios asociados a la entrada de nuevo magma, que interactuó con cuerpos magmáticos preexistentes y condujo al emplazamiento del domo en el fondo del cráter Arenas.

En este trabajo no se identificó un patrón asociado particularmente a la extrusión del domo, con los datos InSAR principalmente debido a la baja coherencia (menor a 0,3) que se presentó en los interferogramas de toda el área circundante al cráter Arenas, a causa de la presencia de glaciación, ceniza y erosión (Figura 2). Igualmente, con los datos de las series de tiempo y velocidades de deformación de las estaciones GNSS entre 2015 y 2018, tampoco se observa un patrón claro que pueda responder a la extrusión del cuerpo dómico en el cráter Arenas. De acuerdo con Ordoñez et al. (2014) la fuente de deformación superficial ha sido más sensible a detectarse con los datos de los inclinómetros electrónicos, el modelamiento de los datos de inclinación entre 2007 y 2012 evidenciaron migración de un pequeño volumen de magma en un rango de profundidades muy superficiales bajo el edificio del VNR. En ese mismo sentido, en Ordoñez et al. (2018)

mostraron los modelamientos realizados con los datos de los inclinómetros electrónicos (2007-2012) y con los datos de las estaciones GNSS (2012-2014, 2012-2017), los resultados con los datos de inclinación apuntaban a una fuente superficial bajo la cumbre del VNR; en cambio los datos de las estaciones GNSS evidenciaban una fuente mucho más profunda a 8 km al SW del VNR, lo que puede indicar que el magma que alimento la extrusión del cuerpo dómico, corresponde a la fuente superficial, no detectada claramente con los datos de las estaciones GNSS. La cual a su vez puede estar siendo alimentada lateralmente desde la fuente más profunda haciendo mención al modelo de transporte de magma propuesto por Lundgren et al. (2015). Por lo tanto, se puede inferir que la deformación detectada tanto con InSAR como con GNSS entre 2014 y 2017 en este trabajo estuvo asociada a la fuente profunda encontrada también por los anteriores autores.

En relación con las diferentes técnicas que el SGC usa para realizar el monitoreo del VNR, en la Figura 30 se observa que entre noviembre de 2014 a mayo de 2017 la actividad en cuanto al número de eventos, energía sísmica liberada, y salidas de ceniza, tienen un comportamiento lineal y podrían asociarse dentro de una misma etapa de muy alta actividad del VNR. En comparación con los datos de deformación encontrados en este trabajo, para este mismo periodo las tasas de deformación fueron las más altas calculadas tanto con los datos de las estaciones GNSS como con los datos derivados de InSAR. De acuerdo con Lisowski, (2007) cuando el magma asciende, desplaza e interactúa con la roca y los fluidos circundantes, a medida que crea nuevas vías, fluye a través de estos conductos, la formación de nuevas vías y los cambios de presión dentro de los conductos y reservorios, estresan y deforman la roca circundante. Este fenómeno explicaría la actividad de los últimos años en el VNR, si consideramos que la deformación encontrada en este estudio tanto con las estaciones GNSS y con los datos derivados de InSAR está relacionada todavía con el movimiento de un cuerpo de magma profundo de acuerdo a los modelamientos realizados en anteriores trabajos (Adamo, 2017; Lundgren et al., 2015; Ordóñez et al., 2017), que ha llevado a una fase de intensa actividad al VNR, que finalizó con la extrusión de un cuerpo dómico al interior del cráter Arenas.

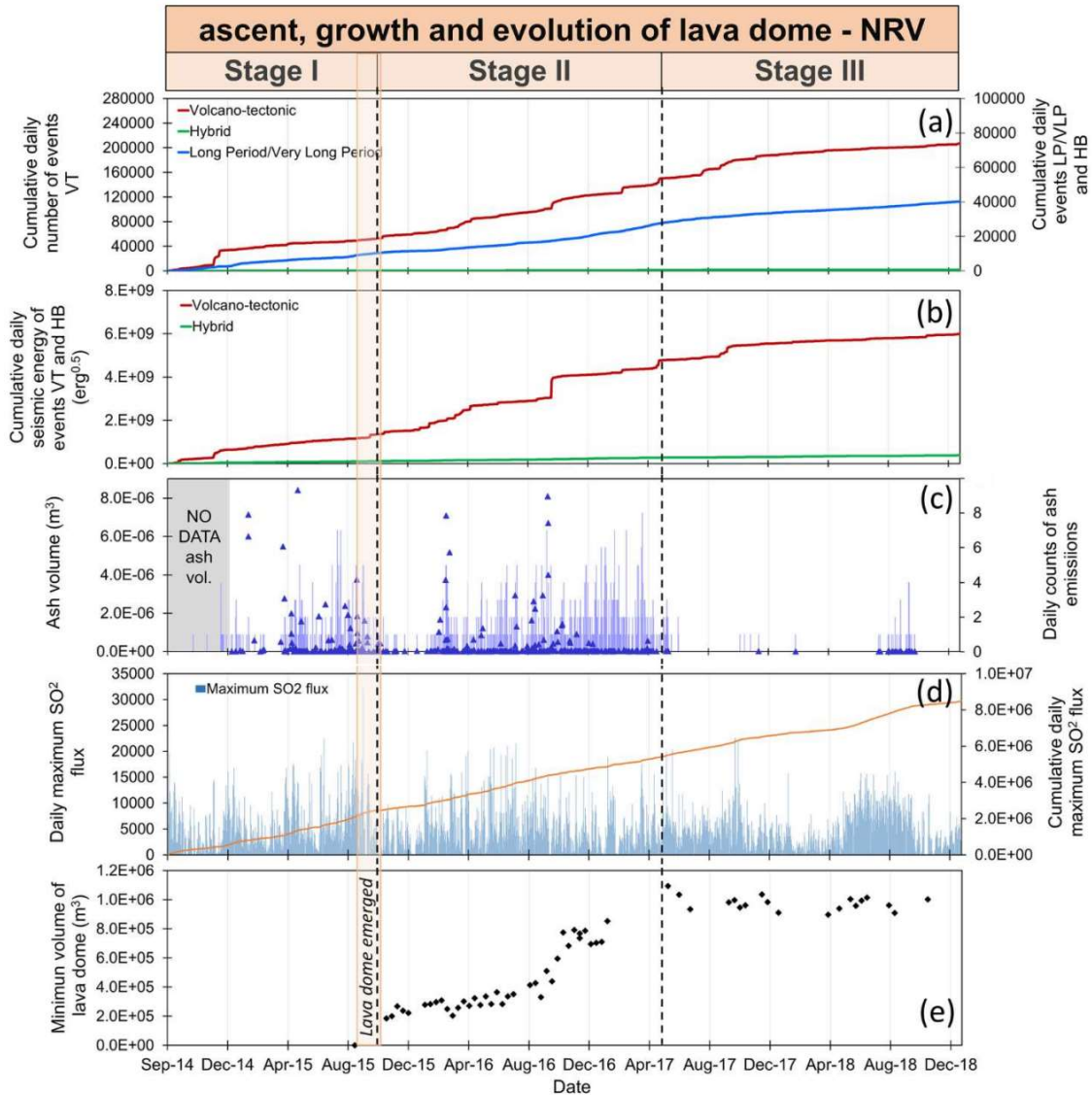
Posterior a este suceso y a la fase que en Castaño et al. (2020) denominaron etapa tres, se observa un periodo de relajación tanto en los datos de las estaciones sísmicas,

salidas de ceniza, deformación detectada con inclinómetros electrónicos y estaciones GNSS (SGC, 2019). Como se evidenció en este trabajo, con los resultados de las estaciones GNSS y procesamiento InSAR a partir de la mitad del año 2017, se observó un cambio importante en la tendencia de las series temporales, que mostraban un periodo de muy baja deformación incluso en la mayoría de las estaciones GNSS se observa un comportamiento estable en las series temporales.

Por lo tanto, se puede concluir que existe una estrecha relación entre los datos que el SGC-OVSM obtiene de las diferentes metodologías que utiliza para hacer monitoreo continuo de la actividad del VNR con los resultados de este estudio, y que a partir de julio de 2017 hasta el año 2018 la actividad el VNR ha bajado sus tasas de deformación y así mismo los demás parámetros de monitoreo, los cuales tendieron a mostrar estabilidad en las líneas base de registro.

Figura 30

Algunos de los parámetros de monitoreo tomados por el SGC-OVSM del VNR



Nota: La figura muestra a) El número acumulado de eventos volcano-tectónicos (VT) (rojo), eventos de período largo (LP) o de período muy largo (VLP) (azul) e híbridos (HB) (verde). b) Energía acumulada de los eventos VT (rojo) y HB (verde). c) Volumen de ceniza para las erupciones reportadas (triángulos) obtenido por (Londono y Galvis, 2018) y conteos diarios de eventos de emisión de cenizas (barras) del catálogo SGC-OVSM. d) flujo máximo diario de SO₂ (barras azules) y sus valores acumulativos (naranja). e) Calculo del volumen mínimo extruido entre 2014-2015. (Castaño et al., 2020).

9. Conclusiones

Este trabajo se realizó para determinar el estado de la deformación del VNR mediante la evaluación de los resultados obtenidos a partir de los datos de las estaciones GNSS y los datos derivados de InSAR de los satélites 1A y 1B para el periodo de 2014 a 2018. A continuación, se describe la manera como fueron cumplidos cada uno de los objetivos específicos.

Objetivo específico 1: *“Generar las series de tiempo de las estaciones permanentes de operación continua GNSS del VNR para el periodo de observación”.*

- Para el periodo comprendido entre enero de 2014 a diciembre de 2018 mediante el software GAMIT/GLOBK V.7.0 con los datos GPS de las estaciones GNSS del VNR y de su área de influencia, se generaron 12 series de tiempo para las componentes Norte, Este y Altura.
- Las series temporales de posición diaria obtenidas mediante el procesamiento de datos GPS de las estaciones GNSS del VNR con el software GAMIT/GLOBK V.7.0 para el periodo comprendido entre noviembre de 2014 a diciembre de 2018, mostraron un claro proceso de deformación. Se destaca que el mayor desplazamiento en las tres componentes (Norte, Este y Altura) del periodo evaluado inició en 2014 y se mantuvo hasta mediados de 2017. Con posterioridad a este suceso, la deformación fue muy baja en todas las estaciones GNSS; este mismo comportamiento se presentó en la estación GNSS OTUN localizada en el volcán Santa Isabel.
- Los datos de las estaciones GNSS mostraron que el mayor desplazamiento ocurrió en la componente vertical, lo que sugiere un proceso inflacionario en el VNR y en las áreas aledañas. Estos desplazamientos se presentaron en las estaciones que

están localizadas al S, W y SW del VNR. Por el contrario, las estaciones GNSS ubicadas al costado N del VNR evidenciaron menores desplazamientos en esta componente.

- Las velocidades de deformación horizontal de las estaciones GNSS del VNR y volcán Santa Isabel calculadas mediante el paquete GLOBK para el mayor periodo de deformación 2014-2017, mostraron un patrón de deformación radial que puede asociarse a un área de inflación entre el VNR y el volcán Santa Isabel.

Objetivo específico 2: *“Generar interferogramas diferenciales con imágenes de los satélites Sentinel 1A y 1B para el periodo de análisis”.*

- Mediante el software SNAP V.6.0 se generaron 36 interferogramas diferenciales para el área de influencia del VNR, con imágenes de los satélites Sentinel 1A y 1B para el periodo de octubre de 2014 (fecha de inicio de la disponibilidad de datos) a diciembre de 2018.
- De los datos de InSAR se obtuvieron 36 mapas de desplazamiento vertical en los cuales se pudo detallar el comportamiento de la deformación para el periodo comprendido entre cada par de imágenes SAR, en general los valores más altos de los desplazamientos se presentan al W y SW del VNR.
- La generación de series de tiempo y los mapas desplazamiento obtenidos de los interferogramas diferenciales, permitió medir la deformación del área de influencia del VNR en la dirección vertical con muy buenos resultados, evitando los problemas de pérdida de coherencia interferométrica, que se generan debido al uso de líneas de base temporales excesivamente grandes.

Objetivo específico 3: “Establecer la metodología más apropiada para el análisis de la deformación volcánica a través de la evaluación de las técnicas de InSAR y GNSS para los volcanes colombianos”.

- La metodología establecida para evaluar la deformación volcánica a través de las técnicas InSAR y GNSS, consistió en convertir los valores de desplazamiento obtenidos con InSAR en la dirección del *LOS* a desplazamiento en la componente vertical y posteriormente generar las series temporales con estos datos. De esta manera, se volvieron comparables los resultados de desplazamiento y velocidad obtenidos con estas dos técnicas, lo que permitió evaluar su correspondencia.
- La comparación de los resultados obtenidos al procesar los datos GPS de las estaciones GNSS y los datos de InSAR para el periodo comprendido entre el 15 de octubre de 2014 al 23 de diciembre de 2018, evidenciaron que existe una correspondencia en la mayoría de las estaciones evaluadas, detallando que los valores de desplazamientos y velocidad encontrados son del mismo orden de magnitud y las diferencias encontradas son muy aceptables. Así mismo, con las dos técnicas fue posible identificar dos periodos de deformación en las series temporales de desplazamientos, el primero, de octubre de 2014 a julio de 2017 fue el más importante, con un desplazamiento máximo en la componente vertical de 5,8 cm para la estación GNSS NERE y de 7,3 cm con datos derivados de InSAR calculados en la misma ubicación; el segundo periodo corresponde a una fase de muy baja deformación, incluso en algunas estaciones GNSS se observa un comportamiento estable.
- Los desplazamientos verticales mapeados a través de la interpolación Krigging en conjunto con los desplazamientos en la componente vertical de las estaciones GNSS, son coherentes con los resultados obtenidos en anteriores trabajos (Lundgren et al., 2015), en los cuales observaron una tendencia de inflación, que predominaba principalmente en los costados S y SW del VNR. Así mismo, complementan los estudios realizados anteriormente, principalmente en cuanto al

procesamiento de datos de interferometría, puesto que se pudo confirmar que entre de 2014 y mediados de 2017, el comportamiento de los desplazamientos fue similar a los encontrados para el periodo 2012-2014, por lo tanto, la fuente de deformación y el modelo de transporte de magma hacia la superficie sugiere la misma fuente para este periodo.

- A partir de agosto de 2017 no se observa un cambio importante en los datos de las estaciones GNSS, y tampoco en los datos derivados de InSAR, lo cual es consistente con los demás parámetros de monitoreo que el SGC-OVSM utiliza para hacer seguimiento continuo a la actividad de los volcanes.
- Las técnicas InSAR y GNSS son complementarias y en conjunto ayudan a mejorar la comprensión de la deformación de una amplia área del VNR, y con una resolución temporal y espacial muy fina. Los datos de las estaciones GNSS permanentes ayudaron a verificar la eficacia de los datos encontrados con InSAR, de manera que resultó un mapa con los desplazamientos totales en la dirección vertical, 49 series temporales para todo el periodo evaluado y 36 mapas de desplazamiento en la dirección vertical para cada par de escenas procesadas, que pueden ser usadas para identificar y analizar patrones espaciales y temporales de deformación en el VNR.
- Una vez evaluada la coherencia de las dos técnicas, fue posible recuperar los desplazamientos del stack generado con datos de InSAR en los sitios de las estaciones GNSS como AGUI, BIS0, LVER y PARM, que se habían instalado posteriormente al proceso más importante de deformación, así mismo es posible generar nuevas series de temporales con datos del stack, en cualquier sitio donde se desee evaluar el comportamiento de la deformación a lo largo del periodo evaluado, lo que demuestra la complementariedad de ambas técnicas para medir la deformación volcánica.

- La metodología usada en este trabajo puede ser replicada en otros volcanes sobre los cuales el SGC hace monitoreo permanente, ya que el procesamiento se realizó en software libre, tanto para los datos de las estaciones GNSS, como para el procesamiento de las imágenes del satélite Sentinel 1A y 1B, adicionalmente se crearon cadenas de procesamiento que automatizan y agilizan el procesamiento interferométrico. De modo que esta metodología se puede convertir en una herramienta de apoyo al análisis integral de la actividad de los volcanes colombianos.
- A la fecha de la elaboración de este trabajo solo fue posible realizar una comparación directa entre los desplazamientos verticales calculados con los datos de las estaciones GNSS y los datos derivados de InSAR.
- Las imágenes de Radar tienen una gran ventaja en su uso, puesto que permiten obtener información de manera continua en el espacio con muy buenos resultados y baja afectación por las condiciones meteorológicas en comparación con los sensores ópticos, esta característica es fundamental en el área de estudio, donde la mayor parte del año permanece cubierta por nubosidad.

Objetivo específico 4: *“Analizar los períodos de probable deformación volcánica a partir de resultados de geodesia de posicionamiento y geodesia de imágenes y su correspondencia con los estados de actividad volcánica experimentada en el VNR para el período de estudio”.*

- Para el periodo evaluado se determinó que el proceso más importante de deformación se presentó entre 2014 y 2017, fue posible observar una clara correspondencia con los resultados de las demás técnicas de monitoreo del SGC-OVSM, las cuales evidenciaban una etapa de alta actividad del VNR para este mismo periodo, destacándose episodios de emisión de ceniza, alta actividad sísmica y la extrusión de un domo de lava al interior del cráter Arenas.

Posteriormente se observó un periodo de relajación del sistema volcánico tanto en las dos técnicas evaluadas en este trabajo, como en las demás técnicas de monitoreo del SGC-OVSM.

10. Recomendaciones

- Se recomienda implementar la metodología usada en este trabajo para la estimación de los desplazamientos en la dirección la dirección vertical, en las tareas de monitoreo que se desarrolla en los observatorios vulcanológicos y sismológicos del SGC, para el seguimiento continuo de la actividad de los volcanes del territorio colombiano, dado que se puede realizar una comparación directa con los datos de las estaciones GNSS, y posteriormente ampliar espacialmente el análisis en las áreas de los volcanes colombianos.
- Se recomienda densificar la red de estaciones GNSS del VNR hacia el sector S y SW, y también en el área del Volcán Santa Isabel, dado que este estudio y trabajos anteriores han evidenciado que en esta zona ocurren los procesos más grandes de deformación que se han medido en el VNR.
- Para reducir los efectos atmosféricos en la serie temporal generada con los mapas de desplazamientos, se recomienda corregir cada interferograma diferencial utilizando herramientas externas como por ejemplo las correcciones zenith time delay (ZTD) proporcionadas por la Universidad de Newcastle a través del Servicio Genérico de Corrección Atmosférica en Línea (GACOS).
- Para calcular los desplazamientos tridimensionales de la superficie usando la técnica InSAR, se requiere el uso de pares de imágenes SAR obtenidas bajo diferentes geometrías de adquisición (J. González, 2010; Peltier et al., 2017; Wright et al., 2004), por lo cual se recomienda realizar la adquisición comercial de imágenes SAR de otros sensores como ALOS-2-PALSAR-2, TerraSAR-X, RADARSAT-2 entre otros.

11. Referencias bibliográficas

- Acevedo, A., Ordoñez, M., Ramirez, J., Peña, J., Chacon, Z., & R., M. (2020). *Informe técnico - operativo de la actividad volcánica, Segmento Volcánico Norte de Colombia - noviembre de 2020*. <https://www2.sgc.gov.co/Publicaciones/Paginas/informes-tecnicos.aspx>
- Adamo, R. (2017). *2010 - 2017 Geodetic Monitoring of Nevado del Ruiz , Colombia*. Sapienza Università Di Roma.
- Altamimi, Z., Rebischung, P., Métivier, L., & Collilieux, X. (2016). ITRF2014: A new release of the International Terrestrial Reference Frame modeling nonlinear station motions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(8), 6109-6131. <https://doi.org/10.1002/2016JB013098>
- ASF. (2021). *ASF HyP3*. Alaska Satellite Facility's Hybrid Pluggable Processing Pipeline. <https://hyp3-docs.asf.alaska.edu/>
- Bamler, R. (2000). Principles of synthetic aperture radar. *Surveys in Geophysics*, 21(2-3), 147-157. <https://doi.org/10.1023/A:1006790026612>
- Bamler, R., & Hartl, P. (1998). Synthetic aperture radar interferometry. *Inverse Problems*, 14, R1-R54. <http://stacks.iop.org/0266-5611/14/R1>
- Banks, N. G., Carvajal, C., Mora, H., & Tryggvason, E. (1990). Deformation monitoring at Nevado del Ruiz, Colombia - October 1985 - March 1988. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41(1-4), 269-295. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90092-T](https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90092-T)
- Battaglia, M. (2020). *Volcano Monitoring using the Global Navigational Satellite System (GNSS): a training manual on GNSS data processing using GAMIT/GLOBK and data from the January 2006 Augustine Volcano precursory unrest and eruption*.
- Battaglia, M., Alpala, J. A., Alpala, R. L., Angarita, M., Arcos, D., Euillades, L., Euillades, P., Muller, C., & Medina, L. N. (2021). Monitoring Volcanic Deformation. En D. Alderton & S. A. Elias (Eds.), *Encyclopedia of Geology* (2.^a ed., Vol. 1, pp. 774-804). Elsevier Ltd. <https://doi.org/10.1016/B978-0-08-102908-4.00132-6>
- Battaglia, M., Alpala, J., Alpala, R., Angarita, M., Arcos, D., Euillades, L., Euillades, P., Muller, C., & Narváez, L. (2019). Monitoring Volcanic Deformation. En *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-409548-9.10902-9>
- Battaglia, M., & Floyd, M. (2020). *Monitoreo de Volcanes usando el Sistema Global de Navegación por Satélite: un manual de capacitación sobre el procesamiento de datos GNSS utilizando GAMIT / GLOBK 10.70 y datos de los disturbios precursores y erupciones del Volcán Agustín de enero de 2006*. Servicio Geológico de los Estados Unidos - Programa de Asistencia a Desastres Volcánicos.
- Bemelmans, M. J. W., Dalfsen, E. D. Z.- Van, Poland, M. P., & Johanson, I. A. (2021). Insight into the May 2015 summit inflation event at Kilauea Volcano , Hawai'i. *Journal of vulcanology and Geothermal Research*, 415(May 2015), 13. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107250>
- Boixart, G., Cruz, L. F., Cruz, R. M., Euillades, P. A., Euillades, L. D., & Battaglia, M.

- (2020). Source model for sabancaya volcano constrained by DInSAR and GNSS surface deformation observation. *Remote Sensing*, 12(11), 1-11. <https://doi.org/10.3390/rs12111852>
- Bourbigot, M., Johnsen, H., & Piantanida, R. (2016). *Sentinel-1 Product definition* (S1-RS-MDA- ed., Número 2/7). ESA Publications. <https://sentinel.esa.int/documents/247904/1877131/Sentinel-1-Product-Definition>
- Braun, A., & Veci, L. (2020a). *Sentinel-1 Toolbox, TOPS Interferometry Tutorial* (pp. 1-25). ESA Publications. [https://step.esa.int/docs/tutorials/S1TBX TOPSAR Interferometry with Sentinel-1 Tutorial_v2.pdf](https://step.esa.int/docs/tutorials/S1TBX_TOPSAR_Interferometry_with_Sentinel-1_Tutorial_v2.pdf)
- Braun, A., & Veci, L. (2020b). *Sentinel-1 Toolbox Stripmap Interferometry Tutorial. August 2016*, 1-26.
- Calvache, M. L. (1990). Pyroclastic deposits of the November 13 , 1985 eruption of Nevado del Ruiz volcano , Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41, 67-78. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90083-R](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90083-R)
- Castaño, L., Ospina, C., Cadena, O., Galvis, B., Londono, M., Laverde, C., Kaneko, T., & Ichihara, M. (2020). Continuous monitoring of the 2015–2018 Nevado del Ruiz activity, Colombia, using satellite infrared images and local infrasound records. *Earth Planets Space*, 72(81). <https://doi.org/10.1186/s40623-020-01197-z>
- Chaussard, E., Havazli, E., Fattahi, H., Cabral-Cano, E., & Solano-Rojas, D. (2021a). Over a Century of Sinking in Mexico City: No Hope for Significant Elevation and Storage Capacity Recovery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(4), 1-18. <https://doi.org/10.1029/2020JB020648>
- Chaussard, E., Havazli, E., Fattahi, H., Cabral-Cano, E., & Solano-Rojas, D. (2021b). Over a Century of Sinking in Mexico City: No Hope for Significant Elevation and Storage Capacity Recovery. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 126(4), 1-18. <https://doi.org/10.1029/2020JB020648>
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Amelung, F. (2014). Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote Sensing of Environment*, 140, 94-106. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.038>
- Chen, C. W., & Zebker, H. A. (2000). Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms. *Journal of the Optical Society of America A*, 17, 401-414.
- Chuvieco, E. (2002). *Teledetección ambiental La Observación de la Tierra desde el espacio* (3era Ed). Ariel Ciencia.
- COMET. (2019). *Volcanic and Magmatic Deformation Portal COMET*. Worldwide Database of Volcanic Ground Deformation. <https://comet-volcanodb.org/>
- Delgado, F. (2021). Rhyolitic volcano dynamics in the Southern Andes: Contributions from 17 years of InSAR observations at Cordón Caulle volcano from 2004 to 2020. *Journal of South American Earth Sciences*, 106(March 2020), 22. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102841>
- Dzurisin, D. (2003). A comprehensive approach to monitoring volcano deformation as a window on the eruption cycle. *Reviews of Geophysics*, 41(1), 1-29. <https://doi.org/10.1029/2001RG000107>
- Dzurisin, D. (2007). *Volcano Deformation - Geodetic Monitoring Techniques* (S.-V. B. Heidelberg (ed.); 1.ª ed.). Springer, Berlin, Heidelberg. [112](https://doi.org/10.1007/978-3-</p></div><div data-bbox=)

- 540-49302-0
- EROS. (2018). *USGS EROS Archive - Digital Elevation - Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) 1 Arc-Second Global*.
<https://www.usgs.gov/centers/eros/science/usgs-eros-archive-digital-elevation-shuttle-radar-topography-mission-srtm-1>
- ESA. (2020). *SNAP-TOOLBOXES*. <https://step.esa.int/main/toolboxes/snap/>
- ESA. (2021a). *Instrumento SAR - Guía técnica de Sentinel-1 SAR - Sentinel Online - Sentinel*. <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/technical-guides/sentinel-1-sar/sar-instrument>
- ESA. (2021b). *Sentinel-1 SAR User Guide Introduction*. Sentinel Online.
<https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar>
- Esri. (2018). *Requisitos de sistema para ArcGIS 10.4.x for Desktop*. ArcGIS Desktop.
<https://desktop.arcgis.com/es/arcmap/10.4/get-started/setup/arcgis-desktop-system-requirements.htm>
- Ferretti, A., Monti-guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F., & Massonnet, D. (2007a). InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation. En *ESA Publications* (Número February).
- Ferretti, A., Monti-guarnieri, A., Prati, C., Rocca, F., & Massonnet, D. (2007b). *Part B InSAR processing: a practical approach* (K. Fletcher (ed.)). ESA Publications.
https://www.esa.int/esapub/tm/tm19/TM-19_ptB.pdf
- GeoRED. (2021). *Historia GeoRED*. Servicio Geológico Colombiano.
<https://geored2.sgc.gov.co/historia/Paginas/default.aspx>
- González, J. (2010). *Medida y caracterización de deformaciones usando técnicas geodésicas y de teledetección. Aplicación en volcanología y sismotectónica. técnicas geodésicas y de teledetección*. [Universidad Complutense de Madrid].
<http://hdl.handle.net/10261/39652>
- González, L. (2018). *Seguimiento y control cuantitativo del desplazamiento del terreno en una zona de la explotación minera, "El Feixolín" (León), mediante Interferometría Diferencial SAR*. [Universidad de Salamanca].
<https://gredos.usal.es/handle/10366/138637>
- Grunfeld, N. (2012). Introduction to SAR Interferometry - Generating a Digital Elevation Model (DEM). *NASA's Applied Remote Sensing Training*, 63.
<https://appliedsciences.nasa.gov/what-we-do/capacity-building/arset>
- Gudmundsson, S., Sigmundsson, F., & Carstensen, J. M. (2002). Three-dimensional surface motion maps estimated from combined interferometric synthetic aperture radar and GPS data. *Journal of Geophysical Research*, 107(B10), ETG 13-1-ETG 13-14.
<https://doi.org/10.1029/2001jb000283>
- Hall, M. L. (1990). Chronology of the principal scientific and governmental actions leading up to the November 13, 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42, 101-115.
[https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90072-N](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90072-N)
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar Interferometry. Data Interpretation and Error Analysis*. Kluwer Academic Publishers.
<https://repository.tudelft.nl/islandora/object/uuid:a83859d5-c034-427e-b6a9-114c4b008d19?collection=research>

- Herd, D. G. (1986). The 1985 Ruiz Volcano Disaster. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 67(19).
<https://doi.org/https://doi.org/10.1029/EO067i019p00457-03>
- Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A., & McClusky, S. C. (2018a). *GAMIT Reference Manual GPS Analysis at MIT Release 10.7*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
- Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A., & McClusky, S. C. (2018b). *GLOBK Reference Manual Global Kalman filter VLBI and GPS analysis program Release 10.7*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
http://geoweb.mit.edu/gg/GLOBK_Ref.pdf
- Herring, T. A., King, R. W., Floyd, M. A., & McClusky, S. C. (2018c). *Introduction to GAMIT/GLOBK Release 10.7*. Massachusetts Institute of Technology, Cambridge.
<http://www-gpsg.mit.edu>
- Hickey, J., Lloyd, R., Biggs, J., Arnold, D., Mothes, P., & Muller, C. (2020). Rapid localized flank inflation and implications for potential slope instability at Tungurahua volcano, Ecuador. *Earth and Planetary Science Letters*, 534, 116104.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116104>
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., & Collins, J. (2001). Global Positioning System-Theory and Practice, 5th edition. En *Eos, Transactions American Geophysical Union* (5.^a ed.). Springer-Verlag Wien. <https://doi.org/10.1007/978-3-7091-6199-9>
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., & Wasle, E. (2008). *GNSS - Global Navigation Satellite Systems - GPS: GLONASS, Galileo, and more*. Springer-Verlag Wien.
<https://doi.org/10.1007/978-3-211-73017-1>
- Juan, J. M., Hernández-Pajares, M., Sanz, J., Ramos-Bosch, P., Aragón-Ángel, A., Orús, R., Ochieng, W., Feng, S., Jofre, M., Coutinho, P., Samson, J., & Tossaint, M. (2012). Enhanced Precise Point Positioning for GNSS users. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 50(10 PART2), 4213-4222.
<https://doi.org/10.1109/TGRS.2012.2189888>
- Kaplan, E. D., & Hegarty, C. J. (2006). Understanding GPS: Principles and Applications. En *Better Corporate Reporting* (Edition, S). Artech House.
<https://doi.org/10.4324/9781351274845-10>
- Karaim, M., Elsheikh, M., & Noureldin, A. (2018). GNSS Error Sources. En *Multifunctional Operation and Application of GPS* (Vol. 32, Número July, pp. 137-144). IntechOpen.
<https://doi.org/10.5772/intechopen.75493>
- Kellogg, J. N., & Dixon, T. H. (1990). Central and South America GPS Geodesy - CASA UNO. *Geophysical Research Letters*, 17(3), 195-198.
<https://doi.org/10.1029/GL017i003p00195>
- Klobuchar, J. A. (1987). Ionospheric Time-Delay Algorithm for Single-Frequency GPS Users. *IEEE Transactions on Aerospace and Electronic Systems*, AES-23(3), 325-331.
<https://doi.org/10.1109/TAES.1987.310829>
- Kumar, A., Kumar, S., Lal, P., Saikia, P., Srivastava, P. K., & Petropoulos, G. P. (2021). Introduction to GPS / GNSS technology. En *GPS and GNSS Technology in Geosciences* (pp. 3-20). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818617-6.00001-9>
- Kumar, S., Moore, K. B., Kumar, S., & Moore, K. B. (2002). The Evolution of Global

- Positioning System (GPS) Technology. *Journal of Science Education and Technology*, 11(1), 59-80. <https://doi.org/10.1023/A:1013999415003>
- Laslett, G. M., McBratney, A. B., Pahl, P. J., & Hutchinson, M. F. (1987). Comparison of several spatial prediction methods for soil pH. *Journal of Soil Science*, 38(2), 325-341. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1987.tb02148.x>
- Lee, J.-S., Papathanassiou, K. P., Ainsworth, T. L., Grunes, M. R., & Reigber, A. (1998). A new technique for noise filtering of sar interferometric phase images. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5 PART 1), 1456-1465. <https://doi.org/10.1109/36.718849>
- Lisowski, M. (2007). Analytical volcano deformation source models. En *Volcano Deformation* (pp. 279-304). Springer, Berlin, Heidelberg. https://doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0_8
- Londoño, J. M. (2016). Evidence of recent deep magmatic activity at Cerro Bravo-Cerro Machín volcanic complex , central Colombia . Implications for future volcanic activity at Nevado del Ruiz , Cerro Machín and other volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 324, 156-168. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.06.003>
- Londoño, J. M., & Galvis, B. (2018). Seismic Data, Photographic Images and Physical Modeling of Volcanic Plumes as a Tool for Monitoring the Activity of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Frontiers in Earth Science*, 6, 162. <https://doi.org/10.3389/feart.2018.00162>
- Londoño, J. M., & Kumagai, H. (2018). 4D seismic tomography of Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, 2000–2016. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 358, 105-123. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.02.015>
- Lorentz, K. (2008). *Project Anniversary Shows Value of Long-Term Investment in Climate Research*. NASA. https://www.nasa.gov/topics/earth/features/ISCCP_25th.html
- Lundgren, P., Samsonov, S. V., López Velez, C. M., & Ordoñez, M. (2015). Deep source model for Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, constrained by interferometric synthetic aperture radar observations. *Geophysical Research Letters*, 42(12), 4816-4823. <https://doi.org/10.1002/2015GL063858>
- Mansourpour, M., Rajabi, M. A., & Rezaee, Z. (2008). Radiometric and Geometric Correction Methods for Active Radar and SAR Imageries. *Tehran, Iran: University of Tehran*. <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download;jsessionid=034AC01633813A03ADE656A59E59AD0D?doi=10.1.1.631.2376&rep=rep1&type=pdf>
- Martínez, L., Valencia, L. G., Ceballos, J., Narváez, B., Pulgarín, B., Correa, A. M., Navarro, S., Murcia, H., Zuluaga, I., Rueda, J., & Pardo, N. (2014). *Geología y estratigrafía del complejo volcánico nevado del ruiz*. https://www.researchgate.net/publication/310607518_Geologia_y_estratigrafia_del_c_omplejo_volcanico_nevado_del_Ruiz
- Massonnet, D., & Feigl, K. L. (1998). Radar interferometry and its application to changes in the earth's surface. *Reviews of Geophysics*, 36(4), 441-500. <https://doi.org/10.1029/97RG03139>
- Mauricio, J. (2007). Introducción al Análisis de series temporales. En *Universidad Computense de Madrid* (1.^a ed.). https://www.academia.edu/21698385/Análisis_de_Series_Temporales

- Messina, P. (1996). *SLAR System Operations*.
<http://www.geo.hunter.cuny.edu/terrain/radarii.html>
- Meyer, F. J. (2020). *Sentinel-1 InSAR Processing using the Sentinel-1 Toolbox* (Número June, p. 21). Alaska Satellite Facility. www.alaska.edu/nondiscrimination
- Mogi, K. (1958). Relations of Eruptions of Various Volcanoes and the Deformation of the Ground Surface around them. *Bulletin of the Earthquake Research Institute*, 36, 99-134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.04.016>
- Mora-Páez, H., Kellogg, J. N., Freymueller, J. T., Mencin, D., Fernandes, R. M. S., Diederix, H., LaFemina, P., Cardona-Piedrahita, L., Lizarazo, S., Peláez-Gaviria, J. R., Díaz-Mila, F., Bohórquez-Orozco, O., Giraldo-Londoño, L., & Corchuelo-Cuervo, Y. (2019). Crustal deformation in the northern Andes – A new GPS velocity field. *Journal of South American Earth Sciences*, 89, 76-91. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2018.11.002>
- Mora, P. H. (2020). *Crustal Movements in Colombia based on GPS Space Geodesy with the GeoRED Network* [Universidad de Nagoya]. [https://doi.org/Otsu No. 7300](https://doi.org/Otsu%20No.7300)
- Moreira, A., Prats-iraola, P., Younis, M., Krieger, G., Hajnsek, I., & Papathanassiou, K. P. (2013). Tutorial on Synthetic Aperture Radar. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Magazine (GRSM)*, march, 6-43. <https://doi.org/10.1109/MGRS.2013.2248301>
- Mosavi, M. R., Azad, M. S., & Emamgholipour, I. (2013). Position Estimation in Single-Frequency GPS Receivers Using Kalman Filter with Pseudo-Range and Carrier Phase Measurements. *Wireless Personal Communications*, 72(4), 2563-2576. <https://doi.org/10.1007/s11277-013-1166-0>
- Mueller, T. G., Pusuluri, N. B., Mathias, K. K., Cornelius, P. L., Barnhisel, R. I., & Shearer, S. A. (2004). Map Quality for Ordinary Kriging and Inverse Distance Weighted Interpolation. *Soil Science Society of America Journal*, 68(6), 2042-2047. <https://doi.org/10.2136/sssaj2004.2042>
- Muller, C., Biggs, J., Ebmeier, S. K., Mothes, P., Palacios, P. B., Jarrín, P., Edmonds, M., & Ruiz, M. (2018). Temporal evolution of the magmatic system at Tungurahua Volcano, Ecuador, detected by geodetic observations. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 368, 63-72. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2018.11.004>
- NASA. (2020). *Get to Know SAR - Polarimetry*. <https://nisar.jpl.nasa.gov/mission/get-to-know-sar/overview/>
- Ordóñez, M., Adamo, R., López, C. M., & Battaglia, M. (2017). 2010 - 2016 Geodetic Monitoring of Nevado del Ruiz, Colombia. *Gruppo Nazionale di Geofisica della Terra Solida*, 202-205. <http://www3.ogs.trieste.it/gngts/files/2017/S13/Riassunti/Ordonez.pdf>
- Ordoñez, M., López, C., Alpala, J., Narváez, L., Arcos, D., & Battaglia, M. (2015). Keeping Watch Over Colombia's Slumbering Volcanoes. *EOS*, 96. <https://doi.org/10.1029/2015EO025079>
- Ordóñez, M., Tapasco, A., & Battaglia, M. (2018). Deformation of Nevado del Ruiz Volcano Associated with the Actual Cycle of Activity 2010 – 2018. *Primera Reunión Operativa Asociación Latinoamericana de Geodesia Volcánica-GEOVOL*, 51.
- Osmanoğlu, B., Dixon, T. H., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., & Jiang, Y. (2011). Mexico City subsidence observed with persistent scatterer InSAR. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 13(1), 1-12.

- <https://doi.org/10.1016/j.jag.2010.05.009>
- Palubinskas, G., Müller, R., Reinartz, P., & Schroeder, M. (2007). Radiometric normalization of sensor scan angle effects in optical remote sensing imagery. *International Journal of Remote Sensing*, 28(19), 4453-4469. <https://doi.org/10.1080/01431160601050403>
- Panozzo, M. (2013). *Focalización de imágenes SAR utilizando el algoritmo Omega-K. Simulación y Validación* [Universidad Nacional de Cordoba]. <https://www.famaf.unc.edu.ar/documents/1322/15-Gulich-PanozzoZenere.pdf>
- Papageorgiou, E. (2018). *TRAINING KIT – HAZA03 LAND SUBSIDENCE WITH SENTINEL-1 using SNAP* (p. 28). RUS Copernicus.
- Pawluszek-Filipiak, K., & Borkowski, A. (2020). Integration of DInSAR and SBAS techniques to determine mining-related deformations using Sentinel-1 data: The case study of rydultowy mine in Poland. *Remote Sensing*, 12(2). <https://doi.org/10.3390/rs12020242>
- Peltier, A., Froger, J.-L., Villeneuve, N., & Catry, T. (2017). Assessing the reliability and consistency of InSAR and GNSS data for retrieving 3D displacement rapid changes, the example of the 2015 Piton de la Fournaise eruptions. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 344, 106-120. <https://doi.org/doi:10.1016/j.jvolgeores.2017.03.027>
- Pierson, T. C., Janda, R. J., Thouret, J.-C., & Borrero, C. A. (1990). Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars. *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 41, 17-66. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90082-Q](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90082-Q)
- Pinel, V., Hooper, A., De la Cruz-Reyna, S., Reyes-Davila, G., Doin, M. P., & Bascou, P. (2011). The challenging retrieval of the displacement field from InSAR data for andesitic stratovolcanoes: Case study of Popocatepetl and Colima Volcano, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 200(1-2), 49-61. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.12.002>
- Podest, E. (2018). Conceptos Básicos del Radar de Apertura Sintética. *La Teledetección por Radar y sus Aplicaciones para la Tierra, el Agua y Desastres*, 51. <https://arset.gsfc.nasa.gov/sites/default/files/disasters/SAR-17/Session1-SAR-Spanish.pdf>
- Poland, M. P., & Dalfsen, E. D. Z. (2021). Volcano geodesy: A critical tool for assessing the state of volcanoes and their potential for hazardous eruptive activity. En *Forecasting and Planning for Volcanic Hazards, Risks, and Disasters* (pp. 75-115). Elsevier Inc. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-818082-2.00003-2>
- Samsonov, S., Kooij, M. Van Der, & Tiampo, K. (2011). A simultaneous inversion for deformation rates and topographic errors of DInSAR data utilizing linear least square inversion technique. *Computers and Geosciences*, 37(8), 1083-1091. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2011.01.007>
- Samsonov, S., & Tiampo, K. (2006). Analytical optimization of a DInSAR and GPS dataset for derivation of three-dimensional surface motion. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 3(1), 107-111. <https://doi.org/10.1109/LGRS.2005.858483>
- Samsonov, S. V., & d'Oreye, N. (2017). Multidimensional Small Baseline Subset (MSBAS)

- for Two-Dimensional Deformation Analysis: Case Study Mexico City. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 43(4), 318-329. <https://doi.org/10.1080/07038992.2017.1344926>
- Seppi, S. (2016). *Uso de Interferometría Diferencial para monitorear deformaciones de terreno en la comuna de Corvara, Provincia de Bolzano, Italia*. 110.
- SERNAGEOMIN. (2021). *Glosario básico para comprender sobre erupciones volcánicas y sus peligros – SERNAGEOMIN*. Servicio Nacional de Geología y Minería-Chile. <https://www.sernageomin.cl/glosario-de-volcanes/>
- SGC. (2012). Informe de Actividad Volcánica Segmento Norte de Colombia Complejo Volcánico (Cerro Bravo-Cerro Machín) – 2012. En *Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Manizales*. <https://geored2.sgc.gov.co/investigacion/Paginas/Publicaciones.aspx>
- SGC. (2017). Instructivo - Instalación Operación Mantenimiento y Procesamiento de Datos de las Redes Deformación Volcánica. En *Servicio Geológico Colombiano* (pp. 1-10). Servicio Geológico Colombiano.
- SGC. (2021). *Niveles de actividad*. Volcanes monitoreados en Colombia. <https://www2.sgc.gov.co/Paginas/niveles-actividad-volcanes.aspx>
- Stanford University. (2020). *SNAPHU: statistical cost, network-flow algorithm for phase unwrapping*. <https://web.stanford.edu/group/radar/softwareandlinks/sw/snaphu/>
- Terrero, A., & Zishi, W. (2021). *InSAR Viewer - University of Miami*. <https://insarmaps.miami.edu/>
- Teunissen, P., & Montenbruck, O. (2017). Springer Handbook of Global Navigation Satellite Systems. En *The International GNSS Service* (1.^a ed.). Springer International Publishing. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-42928-1>
- Thomas, A. (2021). Mapping of surface deformation associated with the 5.2 magnitude Stilfontein earthquake of 3 April 2017 using radar interferometry. *Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 24(1), 85-108. <https://doi.org/10.1016/j.ejrs.2020.01.005>
- Thouret, J.-C., Salinas, R., & Murcia, A. (1990). Eruption and mass-wasting-induced processes during the late Holocene destructive phase of Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 41, 203-224. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273\(90\)90089-X](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0377-0273(90)90089-X)
- Trimble. (2010). *Receptor de referencia GNSS Trimble NetR9* (p. 124). [http://www.tiendagps.com.mx/sites/default/files/Guia de usuario Net R9 Español.pdf](http://www.tiendagps.com.mx/sites/default/files/Guia%20de%20usuario%20Net%20R9%20Espa%C3%B1ol.pdf)
- UNAVCO. (2020). *Trimble Convert to RINEX Utility v2.1.1.0*. Knowledge Base. <https://kb.unavco.org/kb/article/trimble-convert-to-rinex-utility-v2-1-1-0-164.html>
- Velez, M., Euillades, P., Caselli, A., Blanco, M., & Díaz, J. (2011). Deformation of Copahue volcano: Inversion of InSAR data using a genetic algorithm. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 202(1-2), 117-126. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2011.01.012>
- Walter, D. (2014). *Surface subsidence monitoring with NEST. Tutorial - SAR Interferometry*. Institute of Geotechnical Engineering and Mine Surveying, TU Clausthal.
- Weill, L. R. (1997). Conquering Multipath: The GPS Accuracy Battle. *GPS World*, 8(April), 59-66. <http://www2.unb.ca/gge/Resources/gpsworld.april97.pdf>

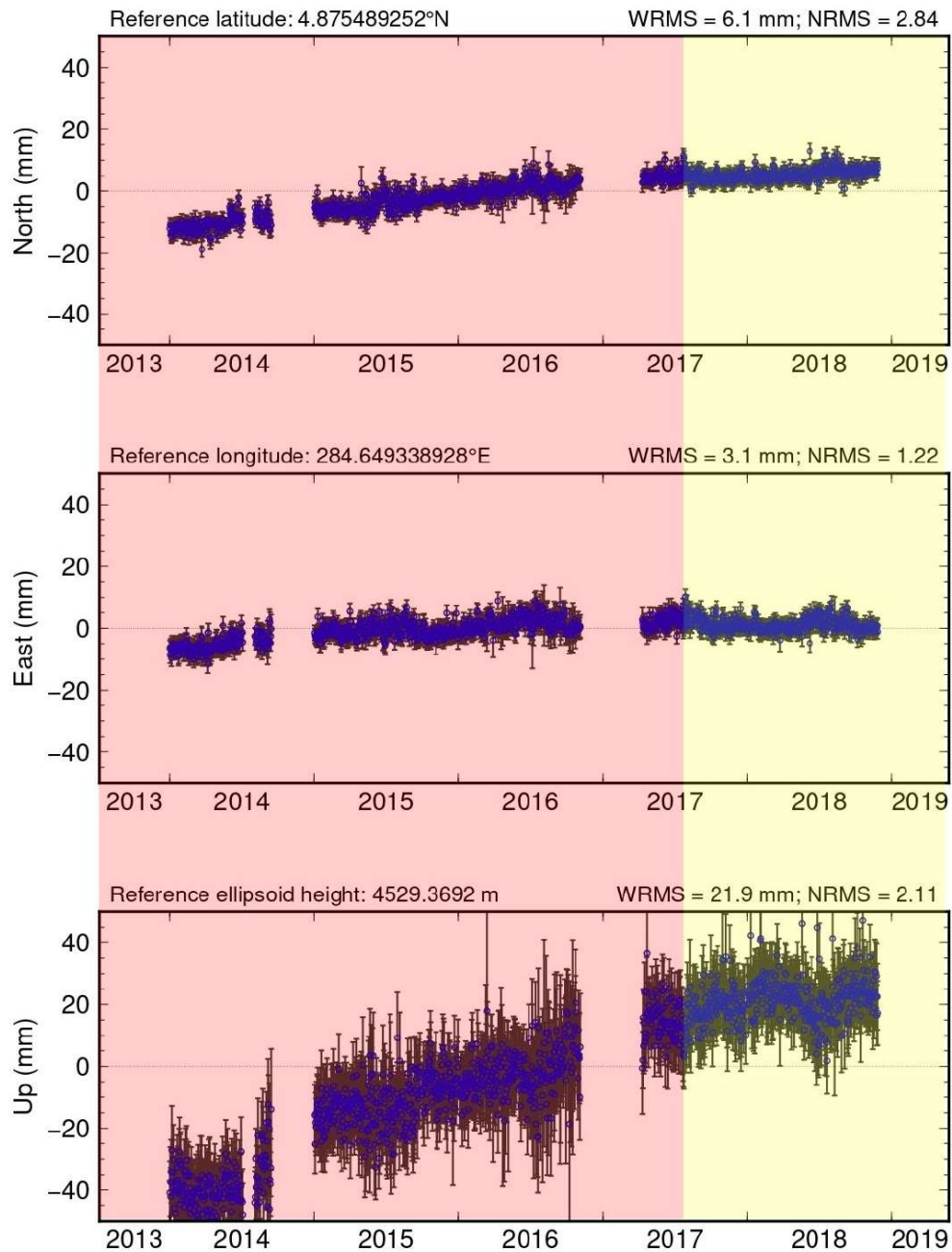
- Wells, D., Beck, N., Delikaraoglu, D., Kleusberg, A., Krakiwsky, E., Lachaëlle, G., Langley, R., Nakiboglu, M., Schwarz, K.-P., Tranquilla, J. M., & Vanicek, P. (1999). *Guide to GPS Positioning*. Department of Geodesy and Geomatics Engineering Lecture Note No. 58.
- Wheeler, J., & Cheadle, M. (2014). Geophysics. *Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences*. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09038-2>
- Wnuk, K., & Wauthier, C. (2017). Surface deformation induced by magmatic processes at Pacaya Volcano , Guatemala revealed by InSAR. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 344(April 2015), 197-211. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.024>
- Wright, T. J., Parsons, B. E., & Lu, Z. (2004). *Toward mapping surface deformation in three dimensions using InSAR*. 31(November 2003), 1-5. <https://doi.org/10.1029/2003GL018827>
- Yao, J., Yao, X., Wu, Z., & Liu, X. (2021). Research on surface deformation of ordos coal mining area by integrating multitemporal D-InSAR and offset tracking technology. *Journal of Sensors*, 2021. <https://doi.org/10.1155/2021/6660922>

12. Anexos

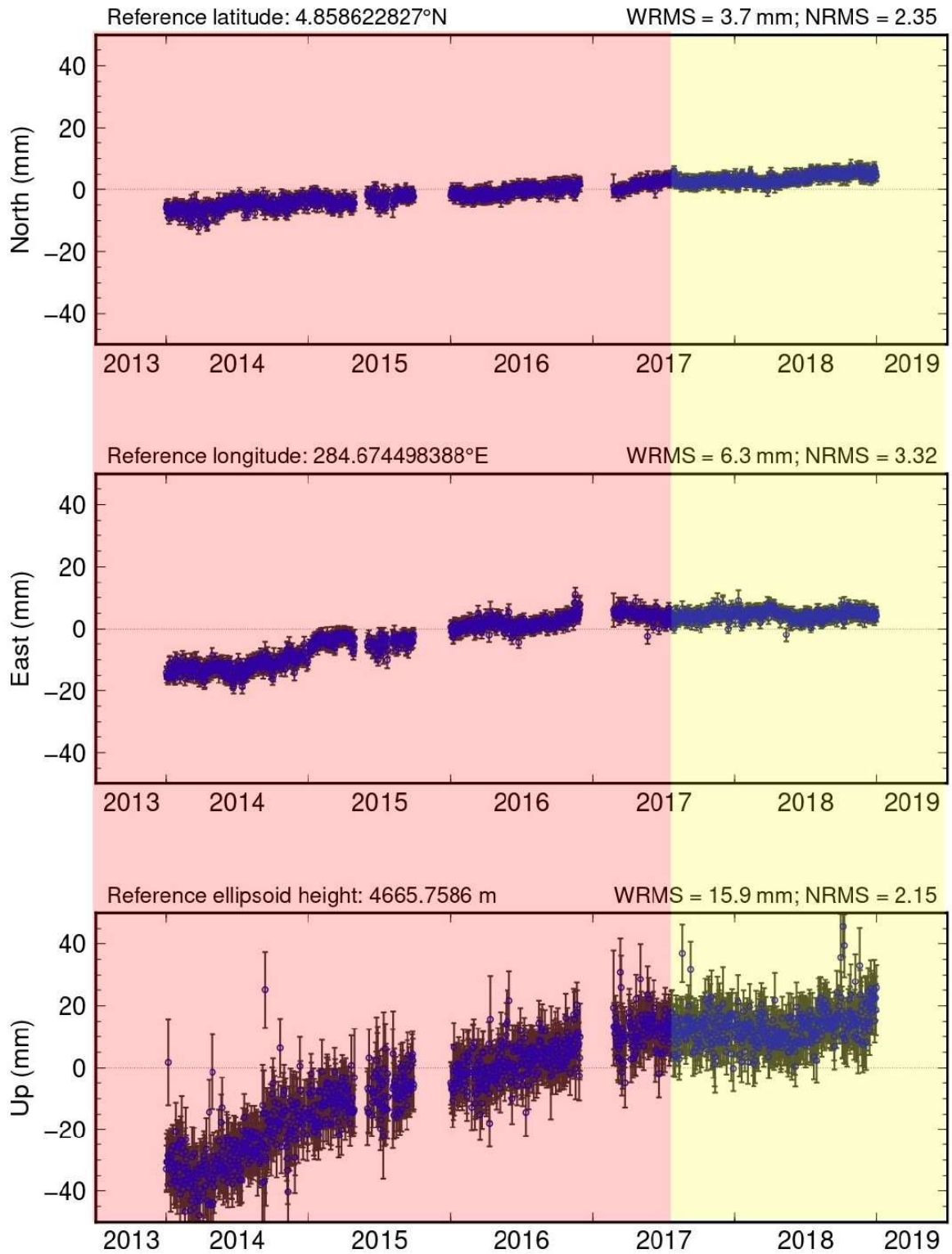
Anexo A. Series de tiempo GPS del VNR

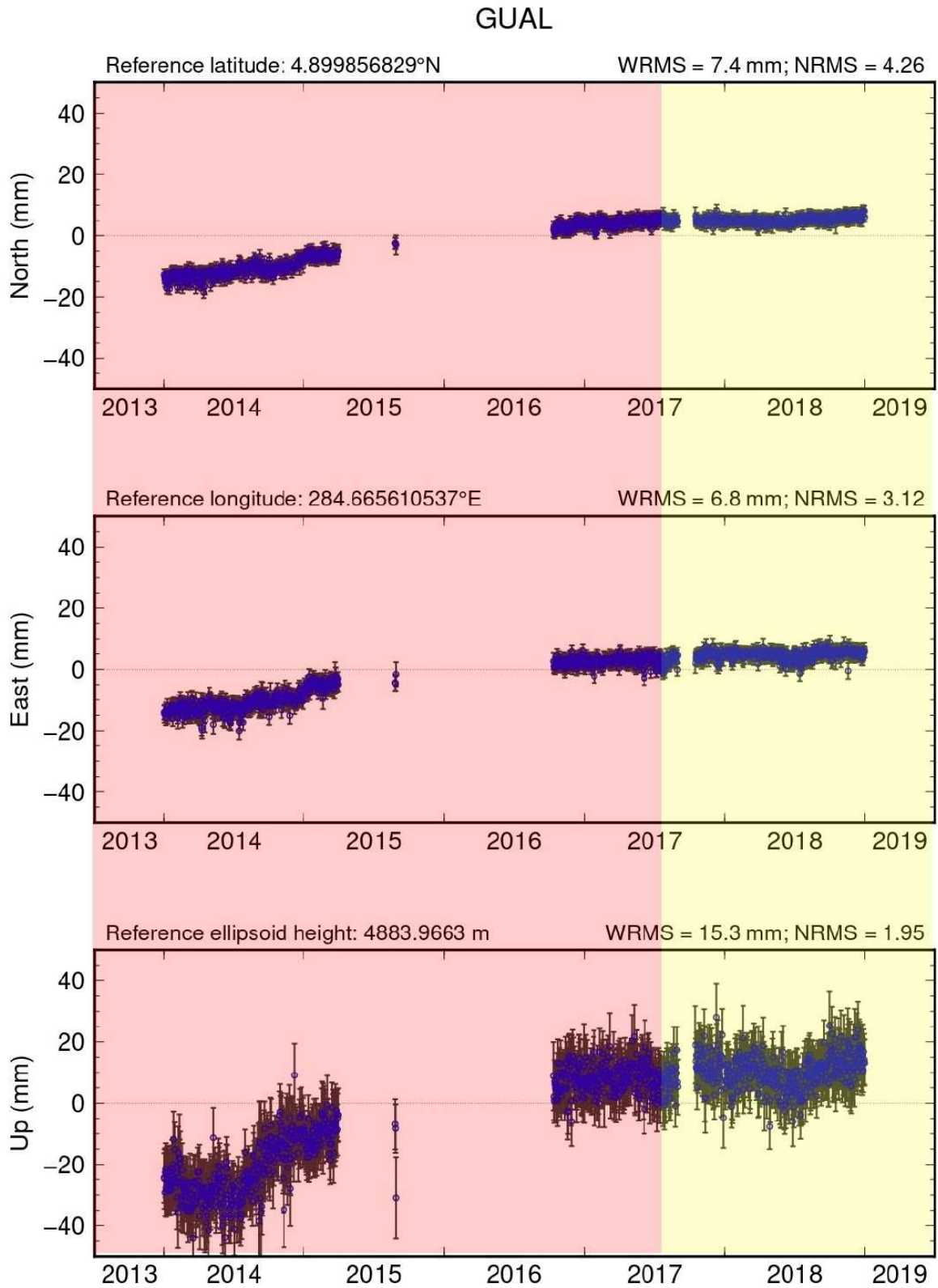
En color rojo se resalta el periodo de enero de 2014 a julio de 2017, en el cual se presentaron los mayores desplazamientos, las incertidumbres están expresadas con barras de error.

NERE

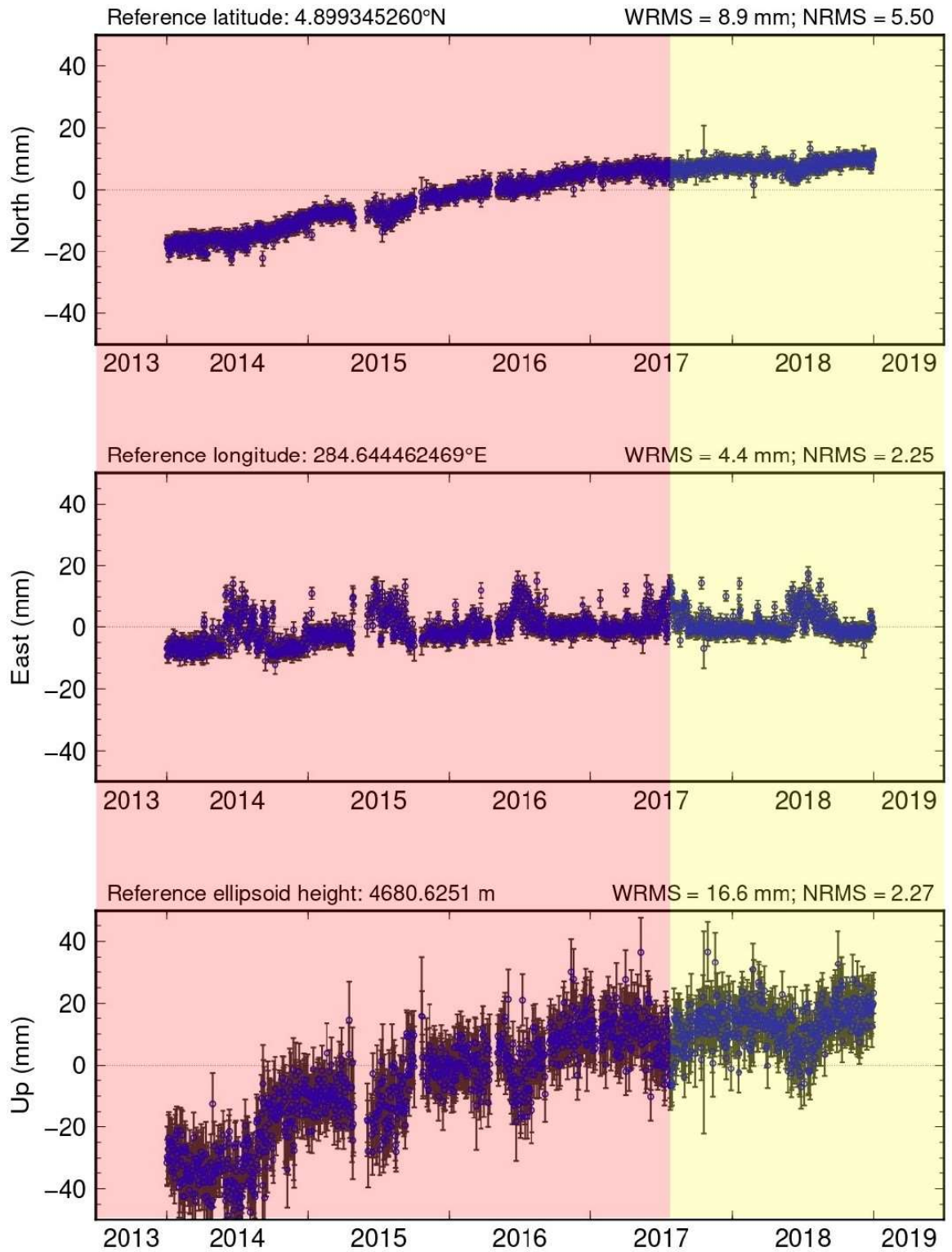


SINN

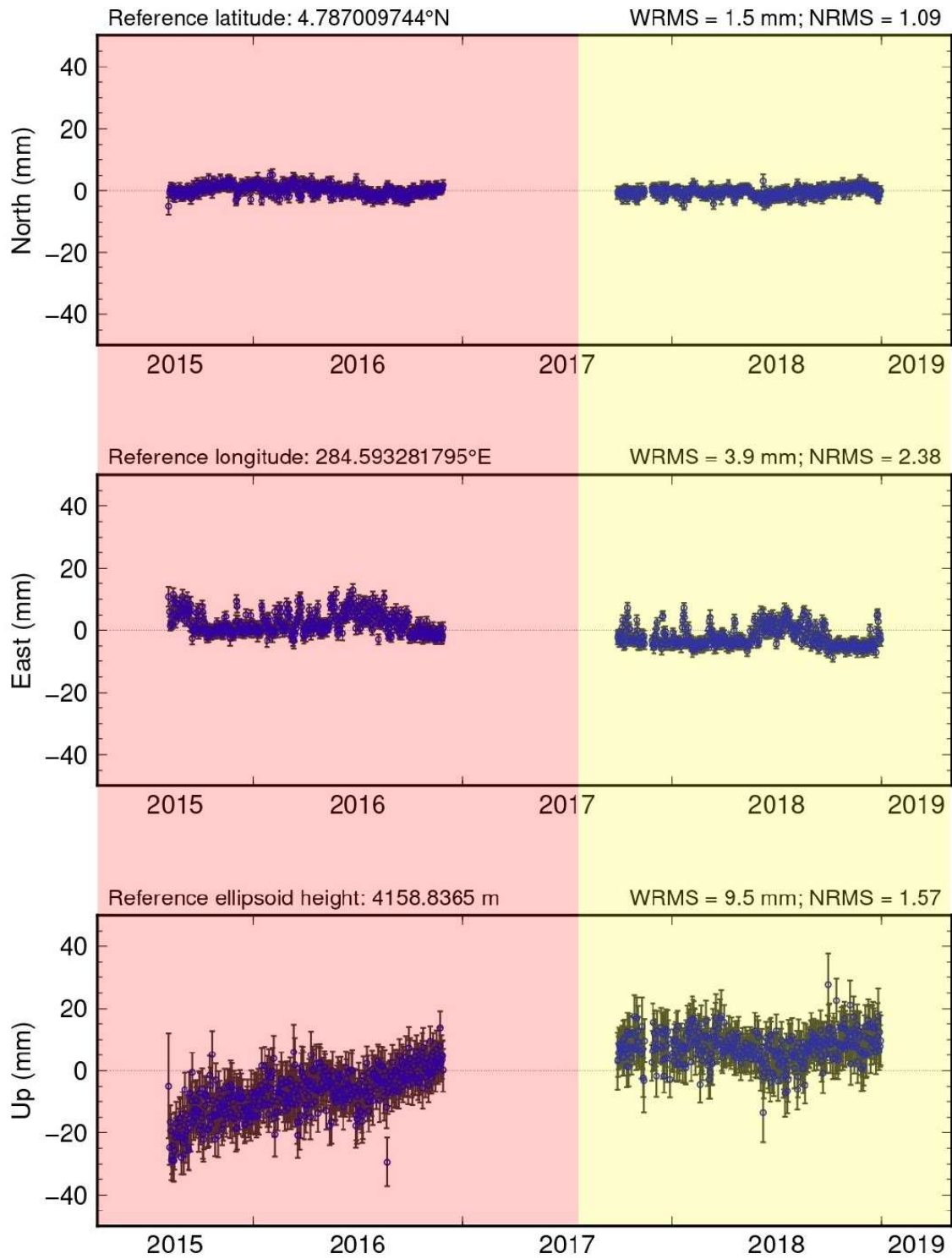




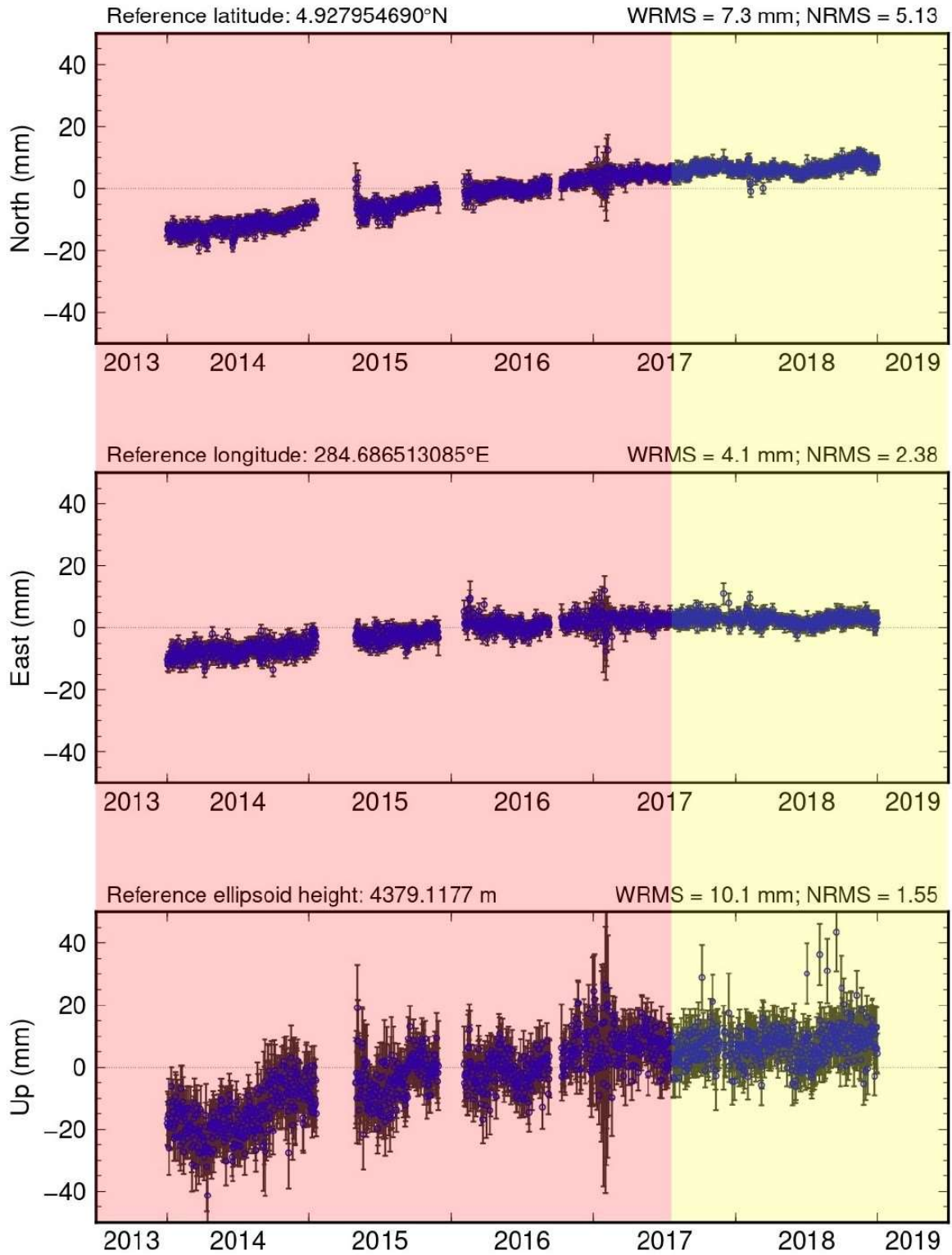
OLLE



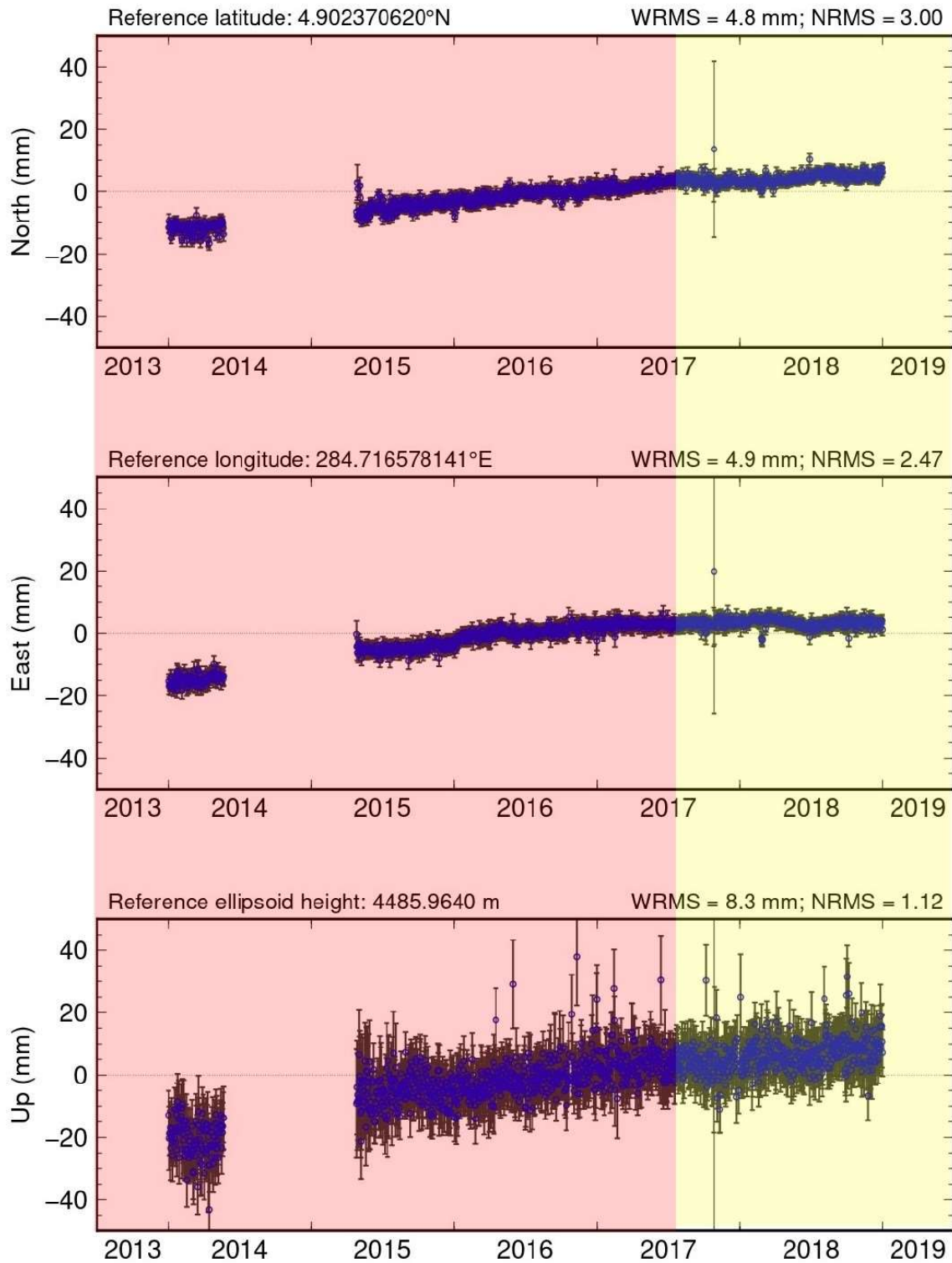
OTUN



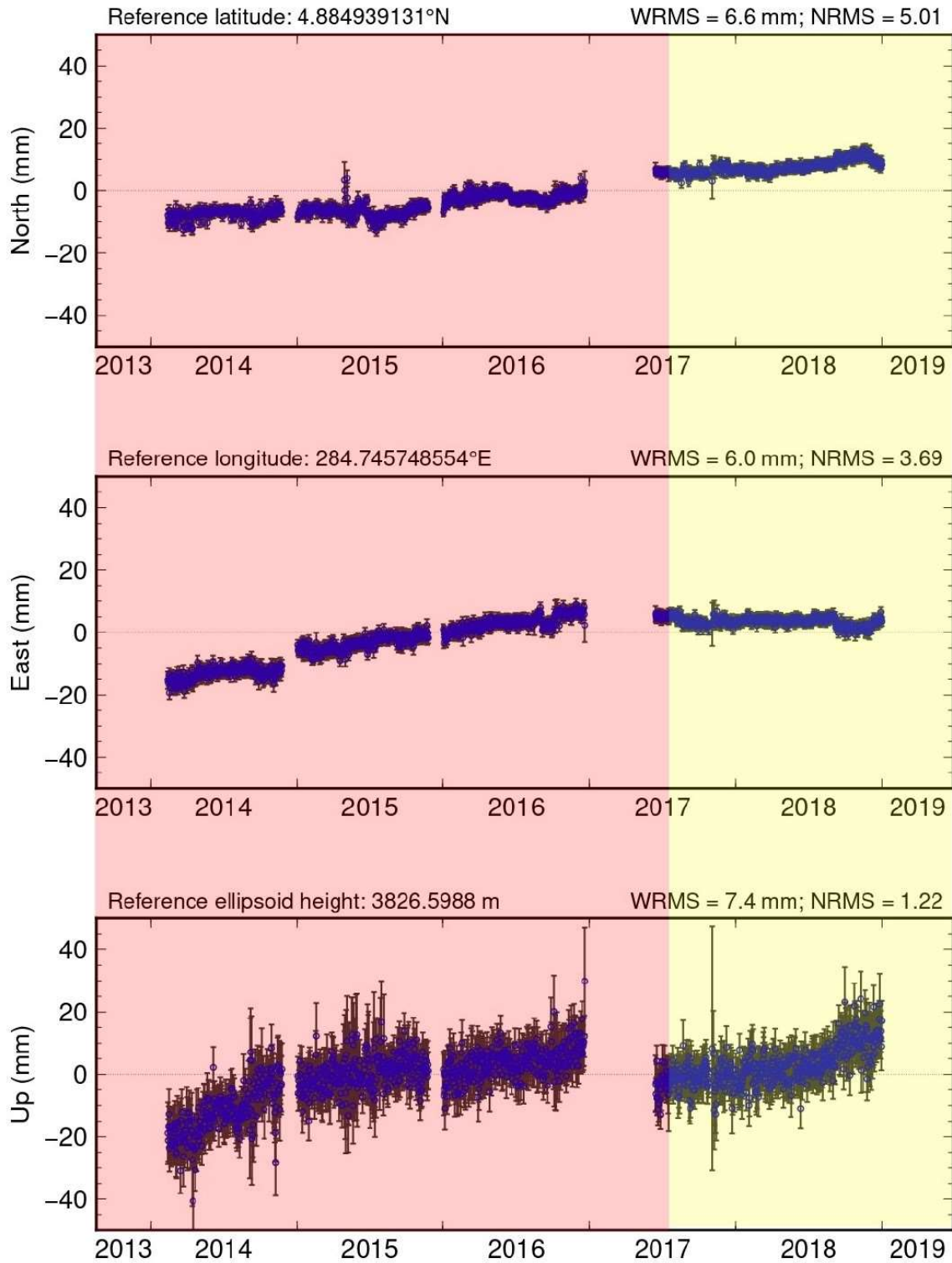
RUBI



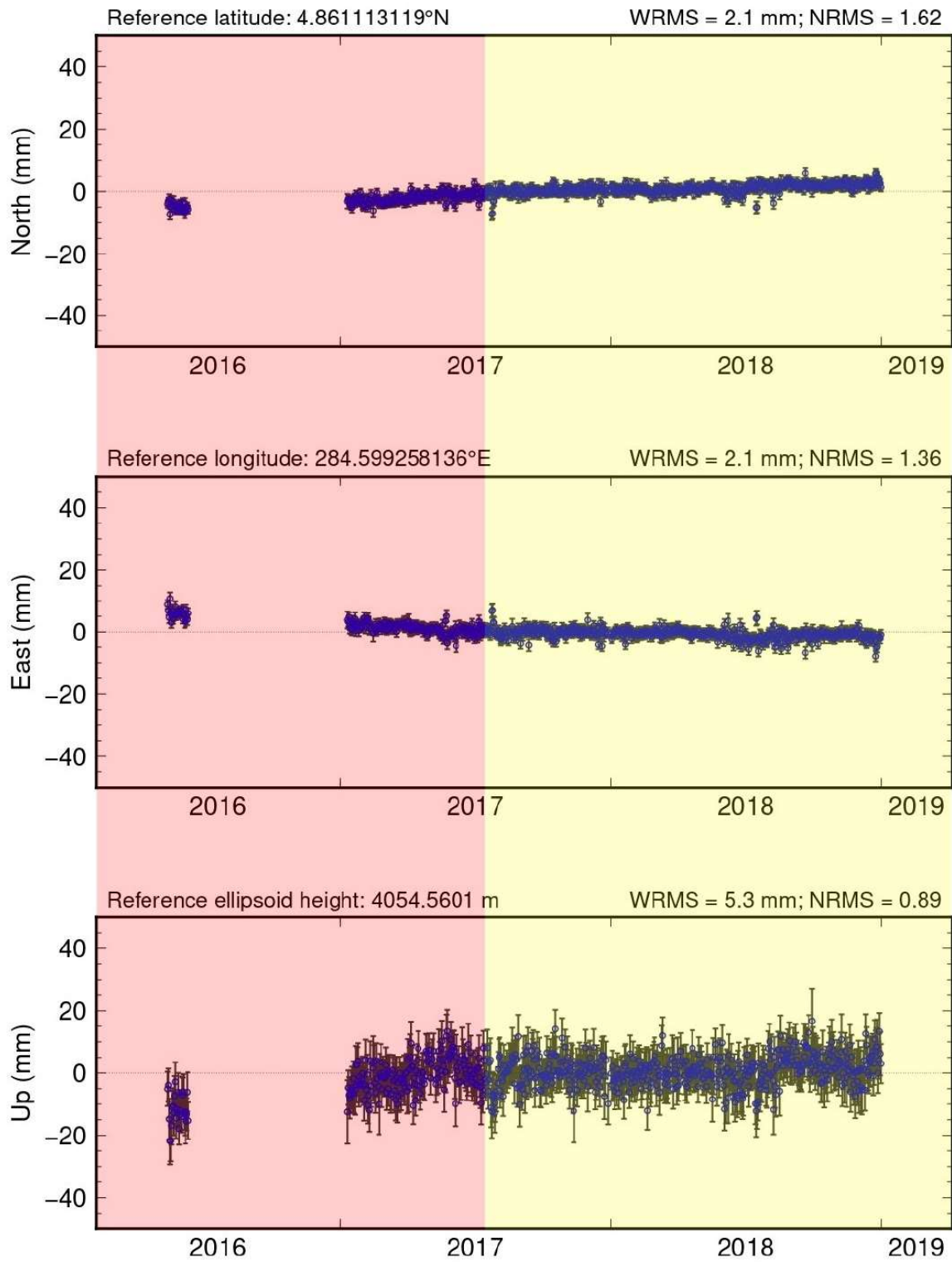
PIRA



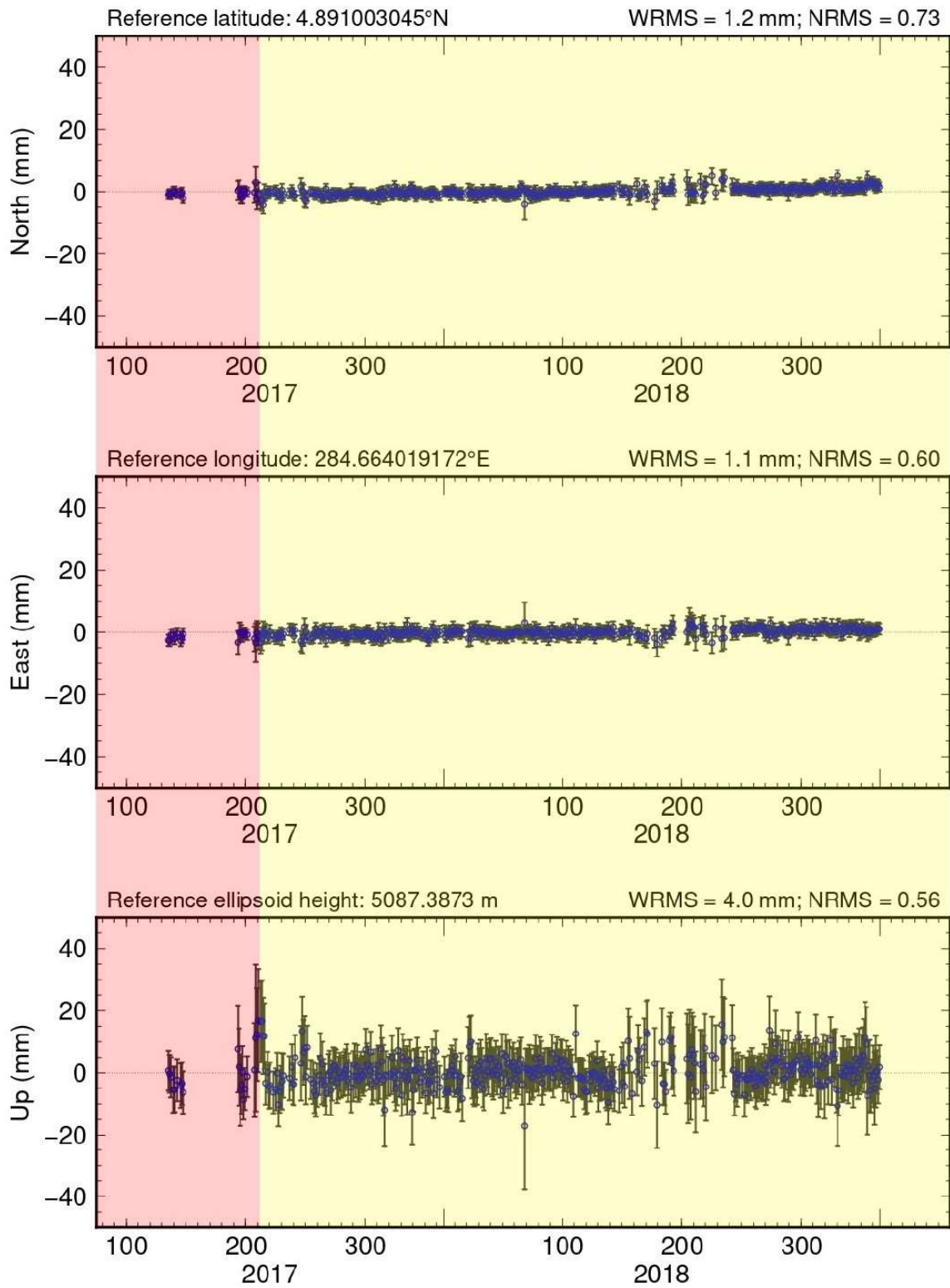
BLLR



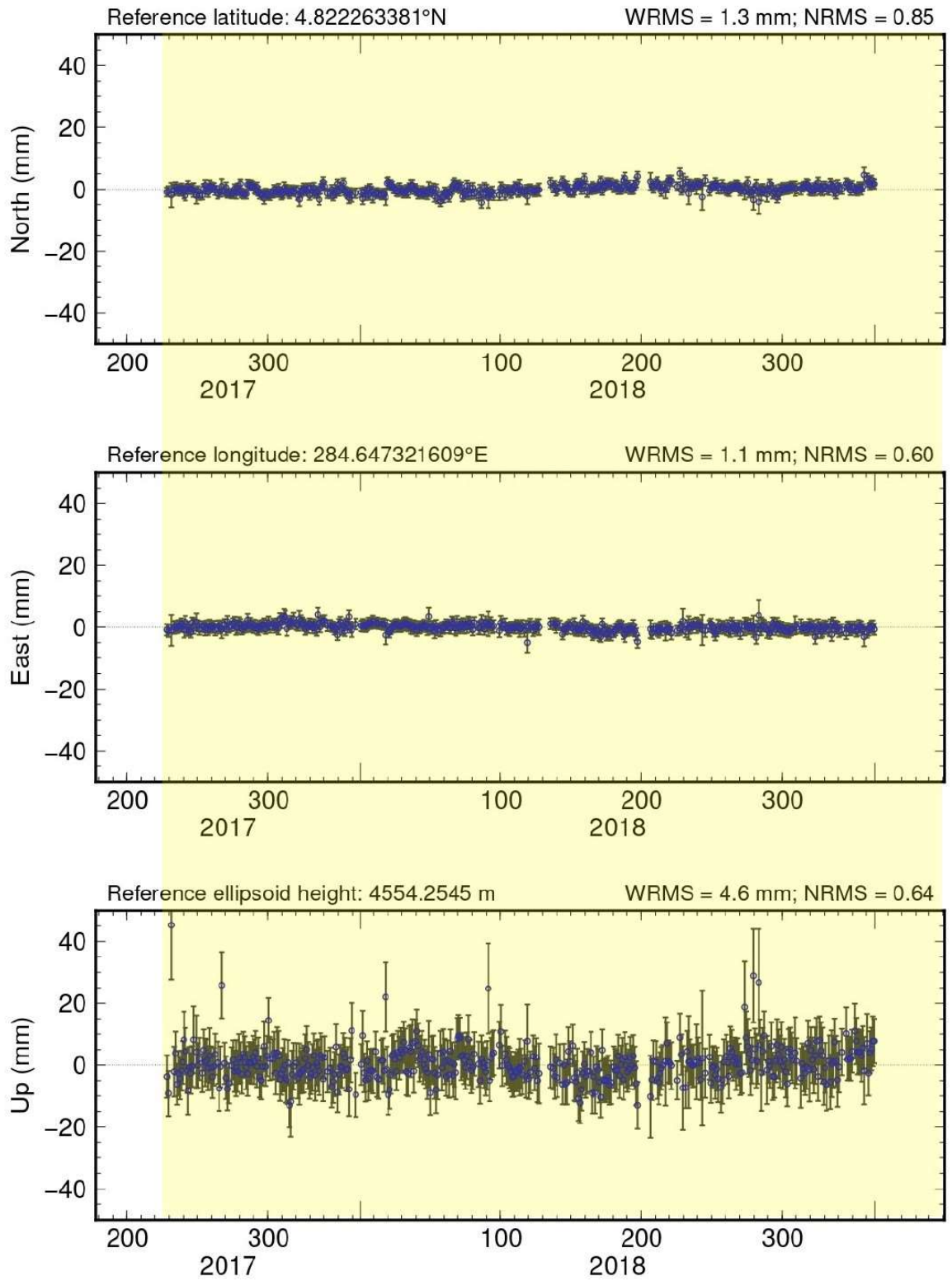
AGUI



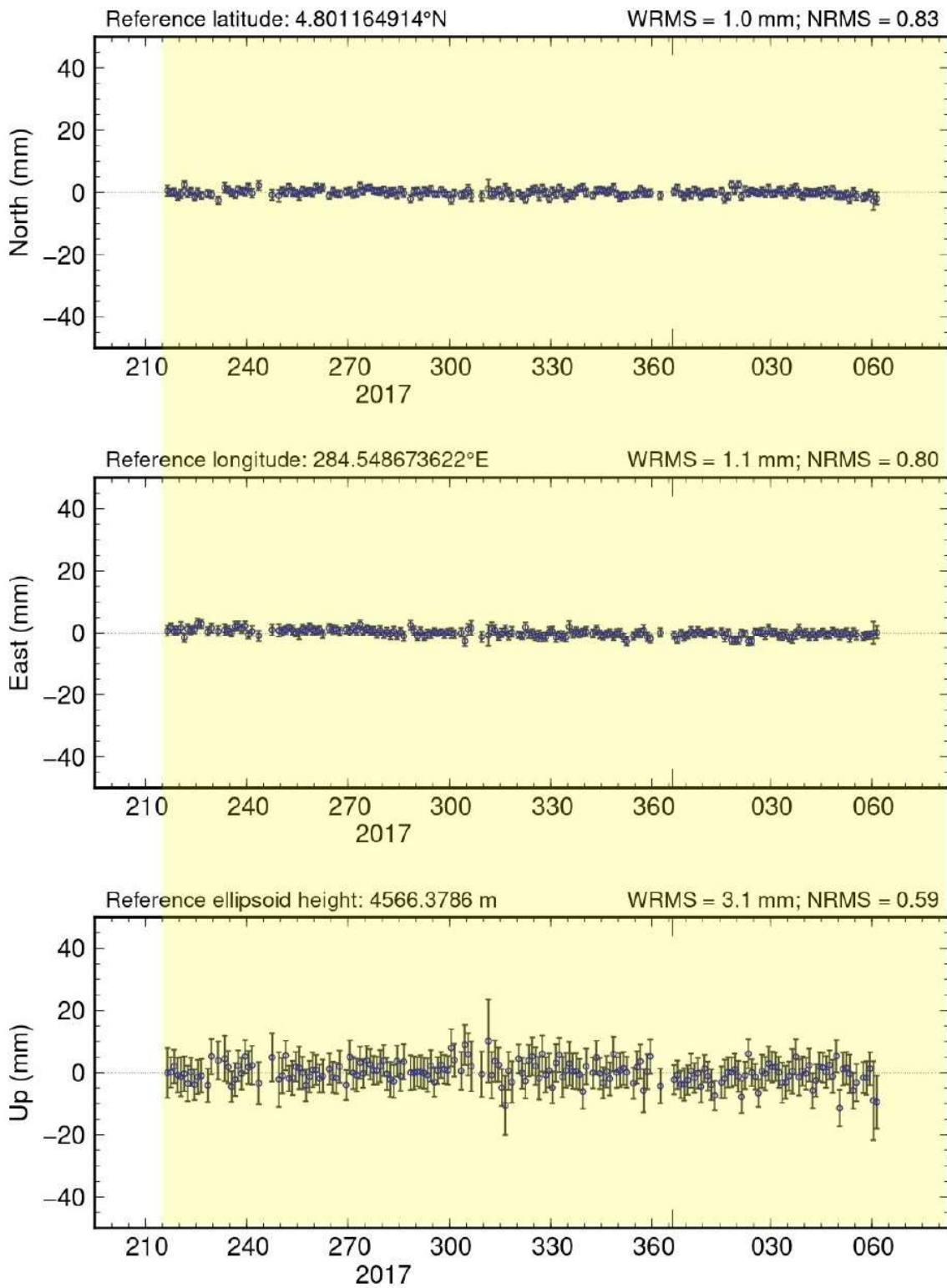
BISO



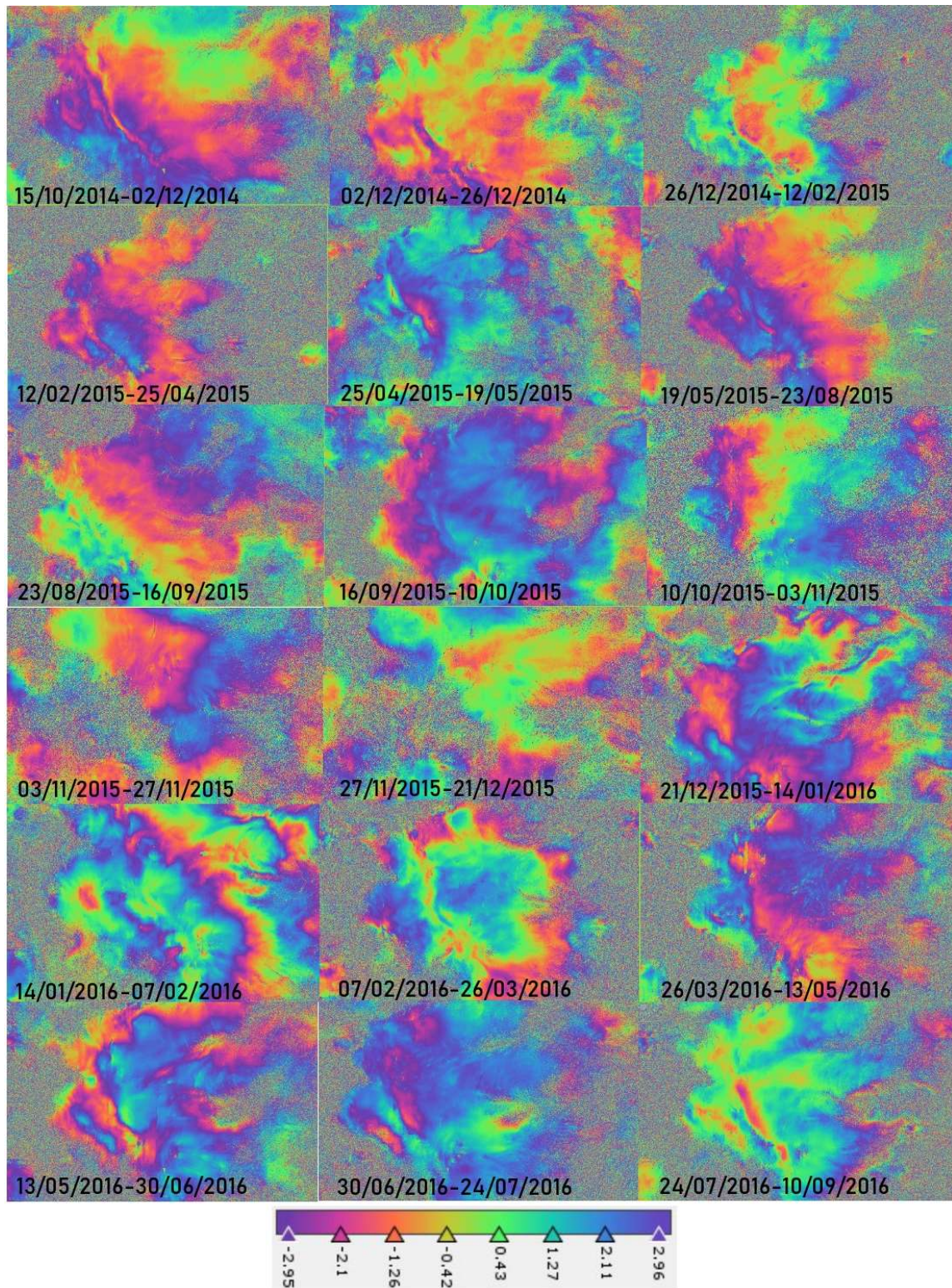
LVER

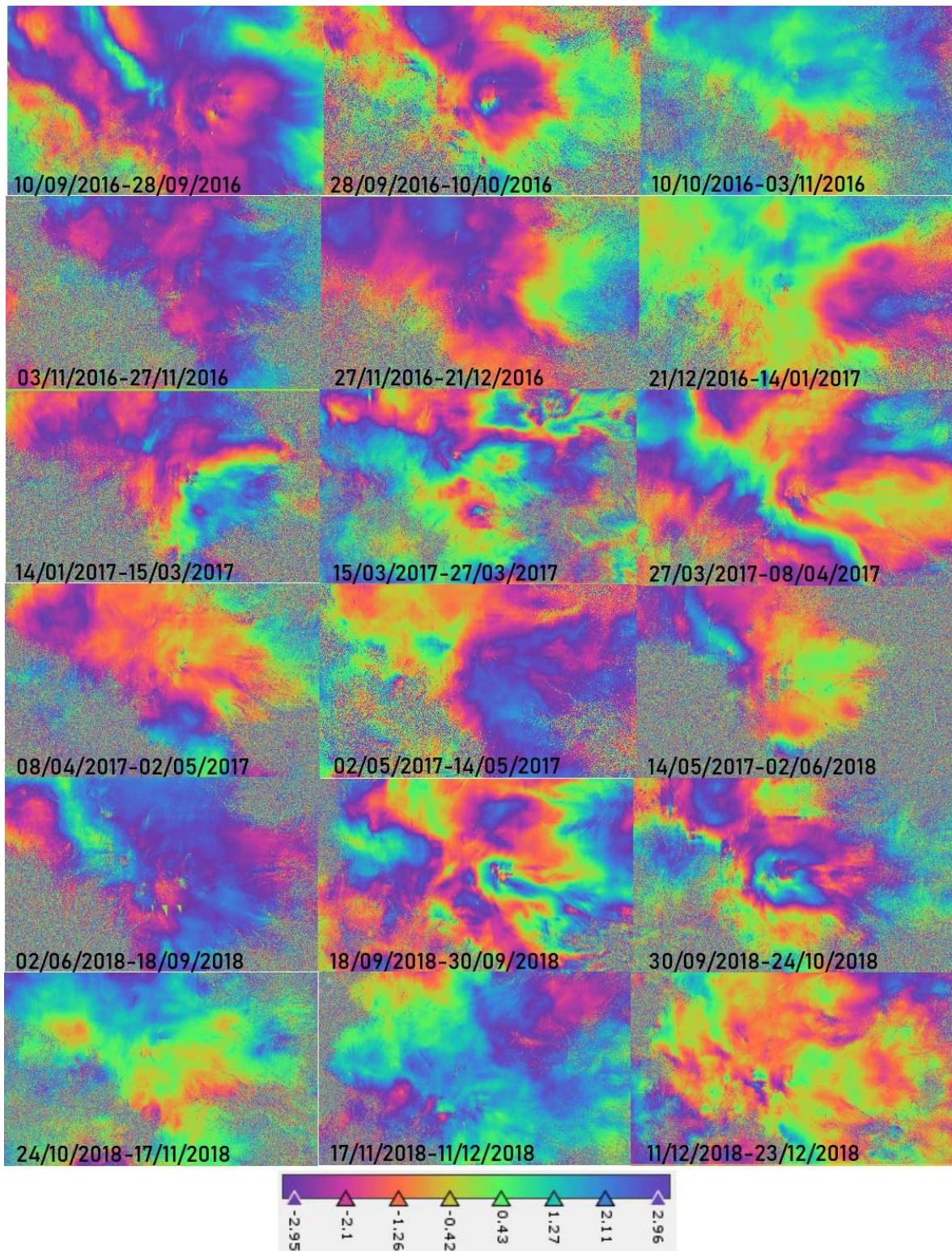


PARM

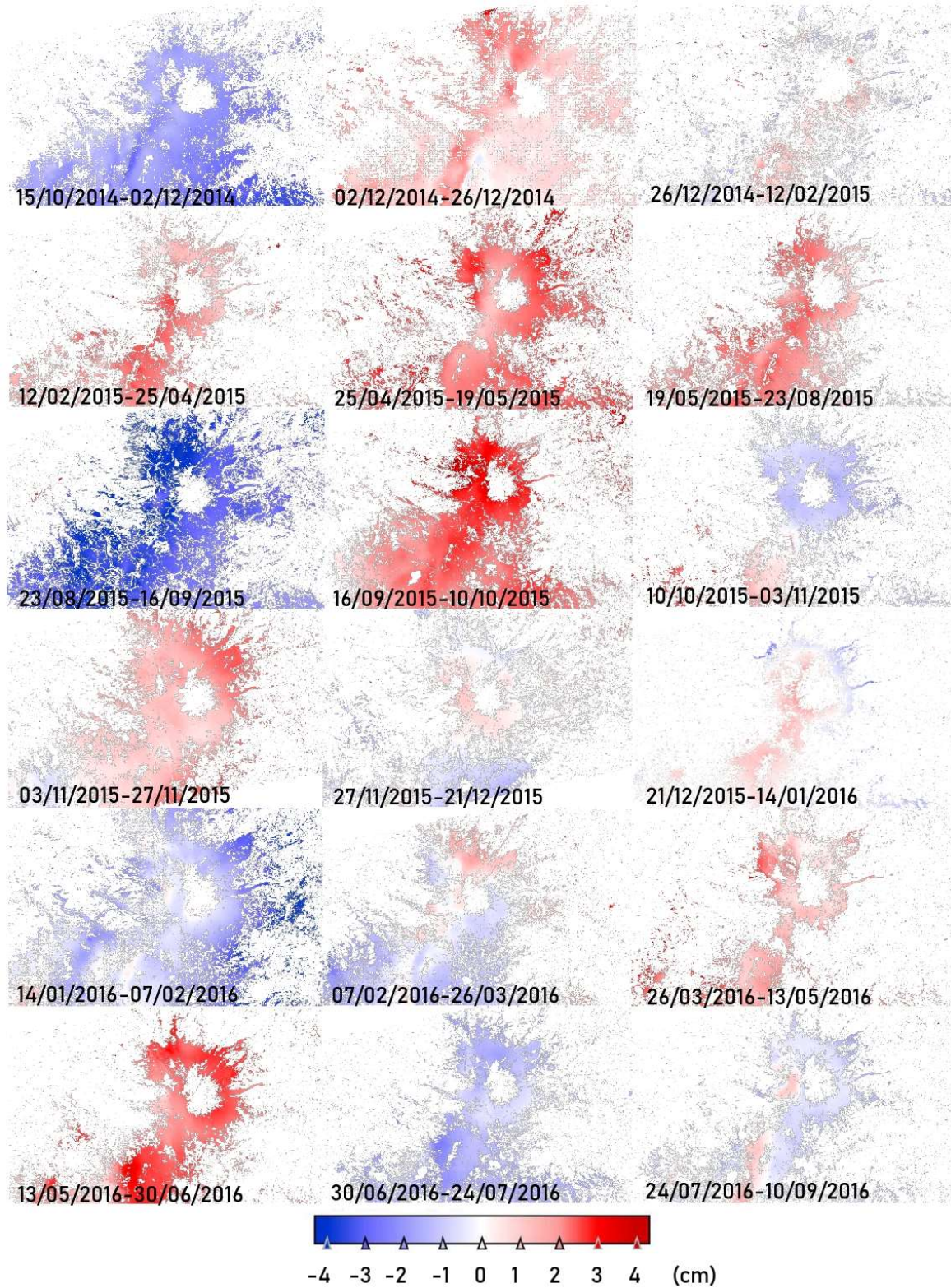


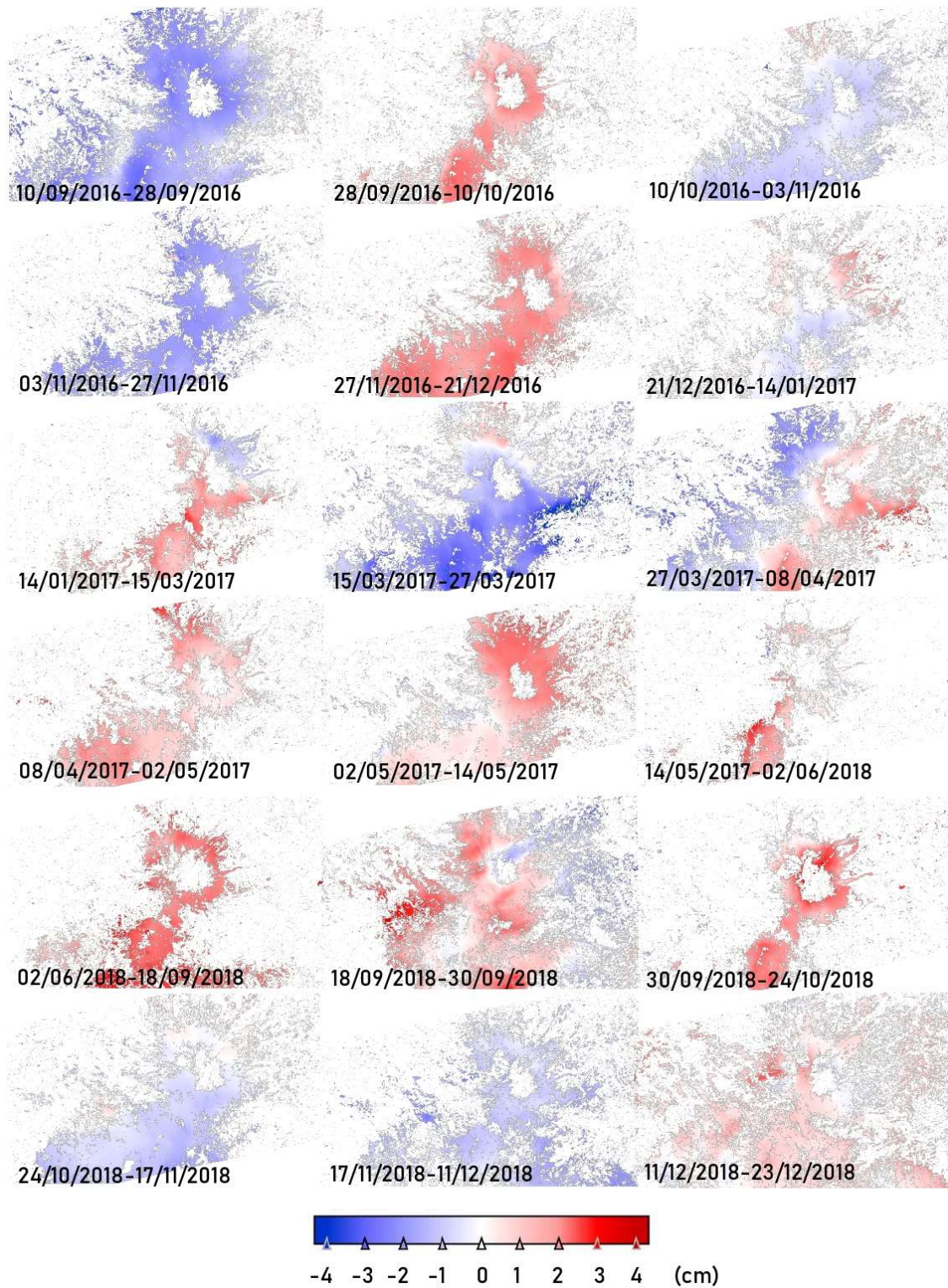
Anexo B. Interferogramas diferenciales





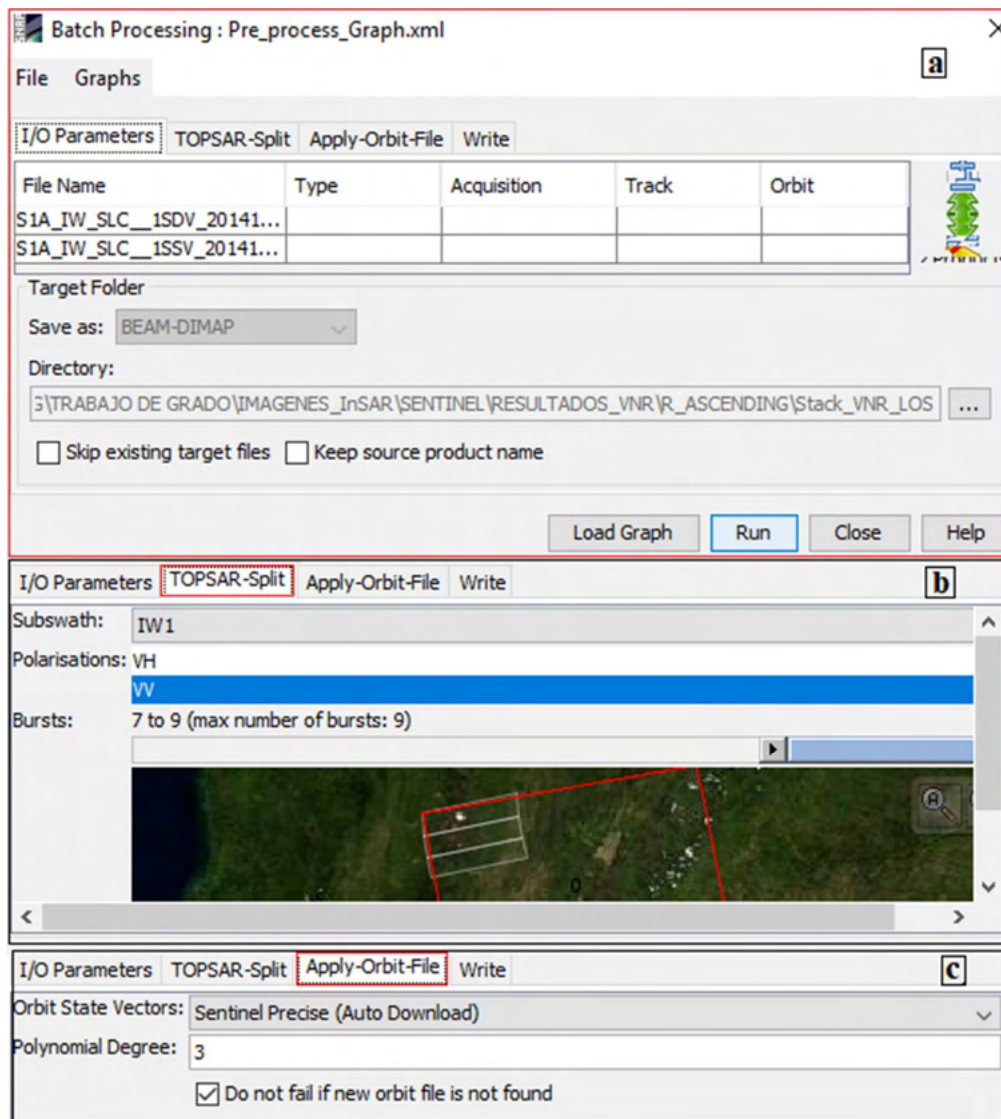
Anexo C. Mapas de desplazamiento vertical derivados de InSAR





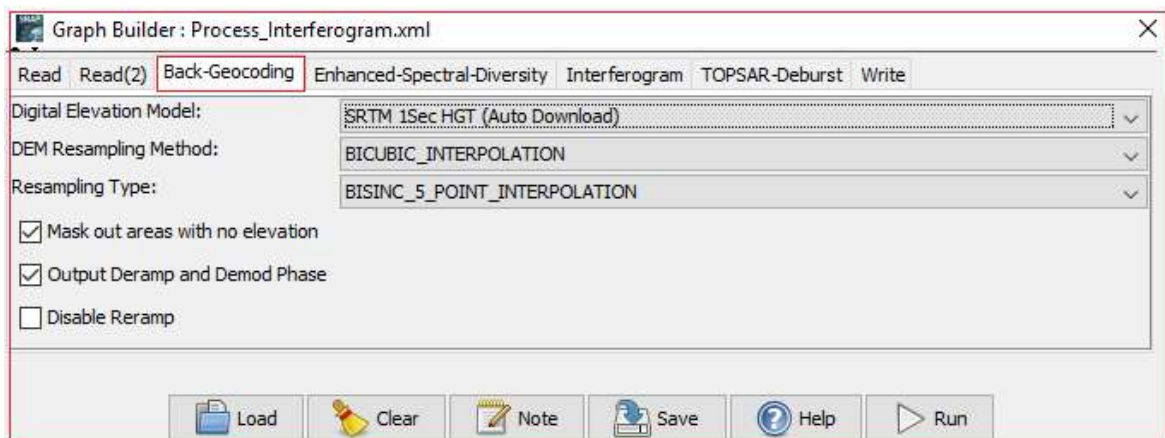
Anexo D. Parámetros de configuración para procesamiento de las imágenes SAR

El primer *Graph Builder* creado para el preprocesamiento de las imágenes contiene el operador *TOPSAR-Split* para seleccionar la sub-banda (IW1), los *burst* del área de estudio en las dos imágenes (5 a 9) y la polarización *VV*, el siguiente operador es *Apply-Orbite-File* el cual suministra los datos auxiliares de la órbita con la información precisa sobre la posición y velocidad del satélite durante la adquisición de las imágenes, en este trabajo se aplicaron los archivos de orbita precisa *Sentinel Precise (Auto Download)* (Braun & Veci, 2020b).

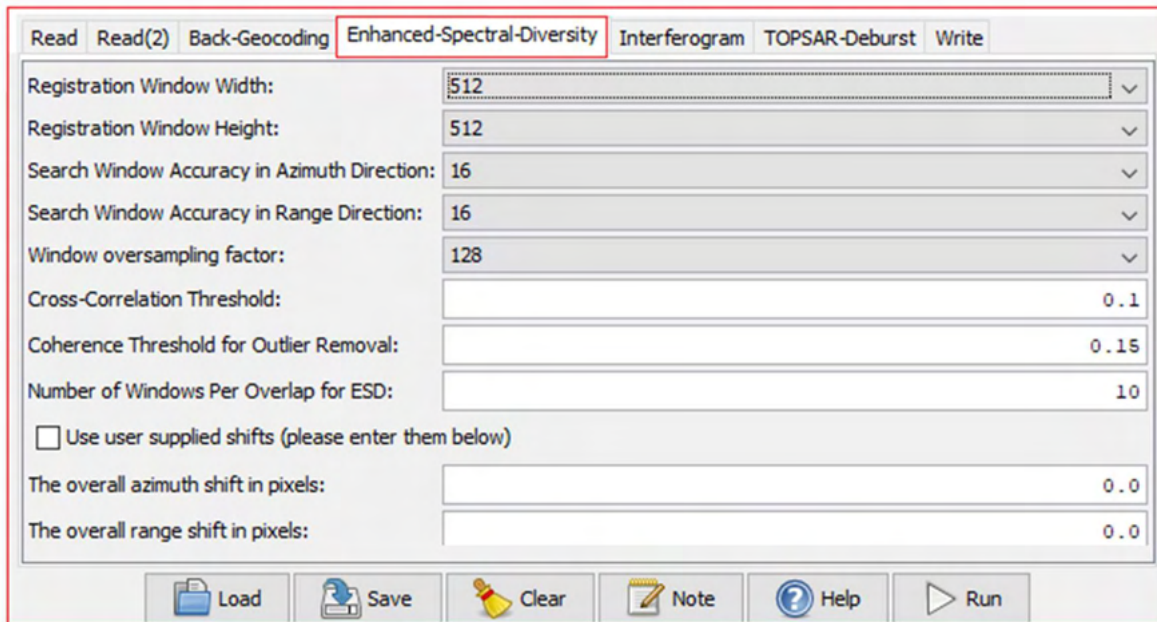


a) Selección de imágenes SAR, b) selección de área de trabajo, c) aplicación de archivos de órbita.

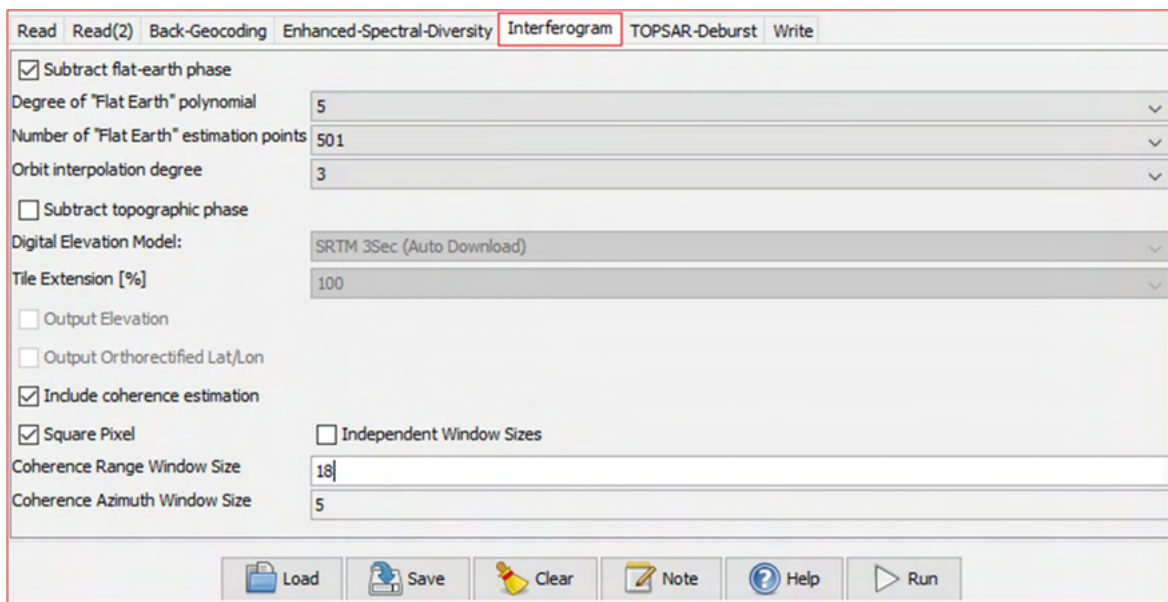
La siguiente cadena de procesamiento o *Graph Builder* involucra varios operadores para la generación de cada interferograma, el primero es *Back Geocoding* para realizar el correregistro de las imágenes, este proceso hace uso de las estadísticas de la imagen para alinear ambos productos con una precisión de sub-píxel, de esta manera se asegura que cada objetivo terrestre contribuya al mismo píxel tanto en la imagen esclava como en la master (Braun, 2020). La imagen esclava se correregistra con respecto a la maestra utilizando los datos de las órbitas de los dos productos y un DEM, para este estudio se usó el DEM *SRTM 1 Sec HGT (AutoDownload)* (EROS, 2018), los métodos de remuestreo usados para realizar el correregistro de las imágenes son los que se muestran a continuación.



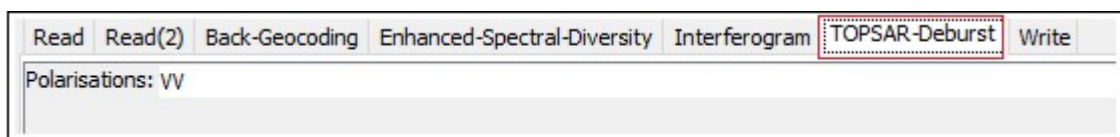
Seguidamente se aplica el operador *Enhanced-Spectral-Diversity* (ESD) para reparar los datos en el área superpuesta de los *burst* adyacentes, los parámetros de configuración se pueden dejar los que por defecto ofrece SNAP (Papageorgiou, 2018).



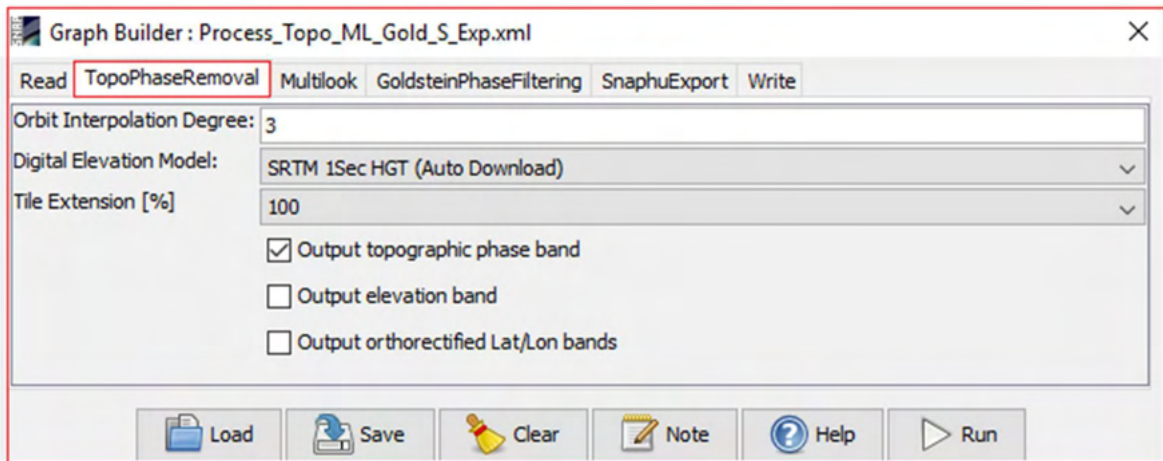
Después de aplicar el operador de diversidad espectral mejorada (ESD), el siguiente paso es la formación del interferograma y la estimación de la coherencia. En cuanto a la coherencia de la imagen *maestra* y *esclava*, esta es un indicador de la calidad de la información de la fase interferométrica y muestra si las imágenes tienen fuertes similitudes y pueden ser usadas en el procesamiento (Meyer, 2020), en este trabajo no se tuvieron en cuenta los datos con coherencia menores a 0,3. Para crear el interferograma se aplica el operador *Interferogram Formation*, en esta ventana se debe activar la opción *Subtract flat-earth phase*, para restar la Fase de Tierra Plana al interferograma complejo, que está presente en la señal interferométrica debido a la curvatura de la superficie de referencia (Braun & Veci, 2020a). Adicionalmente para estimar la coherencia se debe activar la opción *Include coherence estimation*, e ingresar los valores para el tamaño de la ventana de rango y azimut de coherencia deseados, para el caso de estudio se obtuvieron buenos resultados con una ventana de 18x5 pixeles en la dirección de rango y azimut respectivamente (Papageorgiou, 2018).



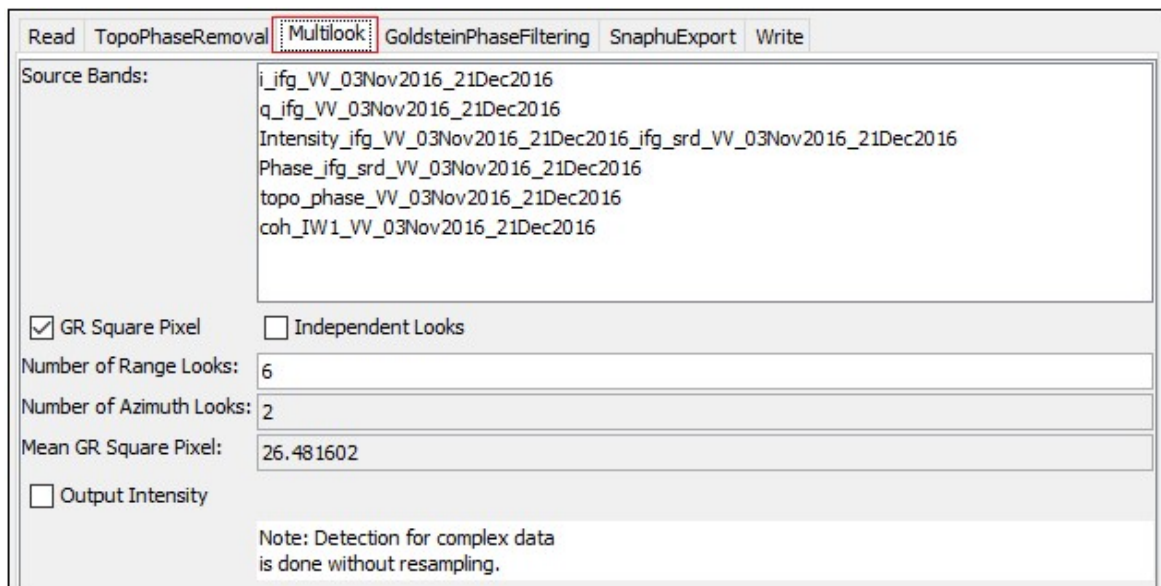
El último operador de esta cadena de procesamiento es *TOPS Deburst*, el cual tiene la finalidad de fusionar todos los *burst*, que han sido procesados como imagen SLC separada en una imagen continua, los *bursts* enfocados individualmente se incluyen en orden de azimut-tiempo, en una única imagen de sub-banda con demarcación de relleno negro entre ellas (Braun & Veci, 2020a), este proceso no necesita parámetros de configuración.



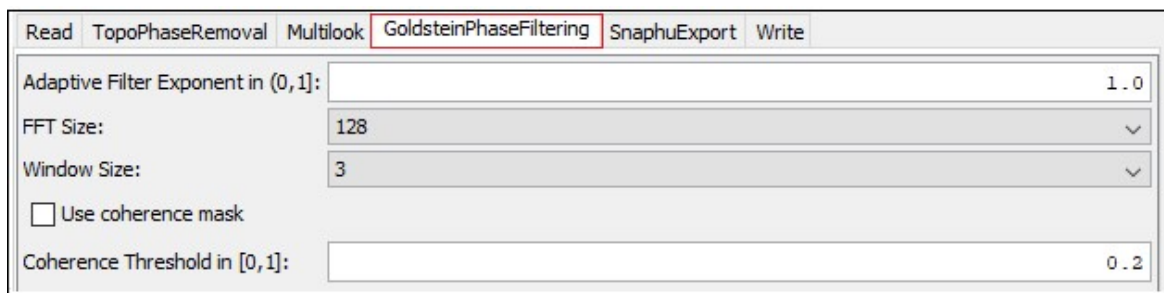
En este punto se ha generado el interferograma, el siguiente proceso para poder determinar si entre el par de imágenes evaluadas existe un cambio asociado a deformación es remover la fase topográfica (Interferometría Diferencial) a través de la herramienta *Topo Phase Removal*, este operador se organizó en una nueva cadena de procesamiento. Para este proceso se usó el *DEM SRTM 1Sec HGT (Autodownload)* y el grado de interpolación de órbita seleccionado fue de 3.



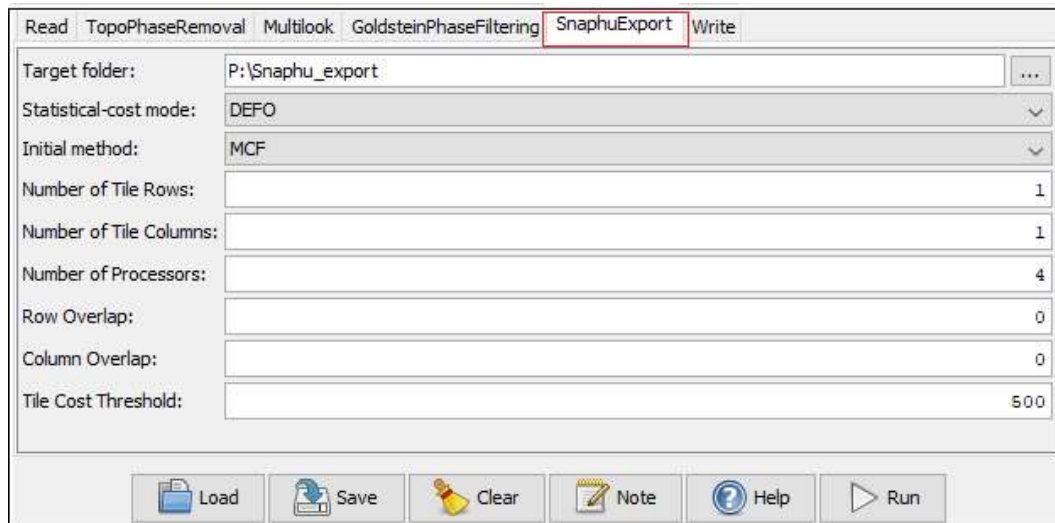
La fase del interferograma sin la fase inducida por la topografía es bastante ruidosa con efecto de moteado, por lo cual es muy útil aplicar el operador denominado *Multilook*, esta herramienta promedia los píxeles vecinos en el interferograma complejo, con lo cual se reduce el ruido de la fase y la apariencia de moteado, pero es de tener en cuenta que lo hace a expensas de la resolución espacial, es decir intercambia la resolución geométrica, por la precisión de la fase (Lee et al., 1998). En la configuración de este proceso el número de miradas de *rango* se estableció en 6 y el número de miradas de *acimut* se actualizará automáticamente, siempre que esta activada la opción de GR Square Píxel.



La calidad de las franjas existentes en el interferograma diferencial en este punto del procesamiento puede ser incrementada y el ruido minimizado aplicando filtros de fase como el filtro de *Goldstein*, el cual utiliza una Transformación Rápida de Fourier (FFT) para mejorar la relación señal-ruido de la imagen (Goldstein & Werner, 1998). El operador en SNAP para aplicar este proceso se denomina *Goldstein Phase Filtering* y se conecta al producto que resultó después del *multilook*. La salida de este proceso es el interferograma diferencial filtrado, donde la fase se representa en forma de franjas $(-\pi, \pi)$.

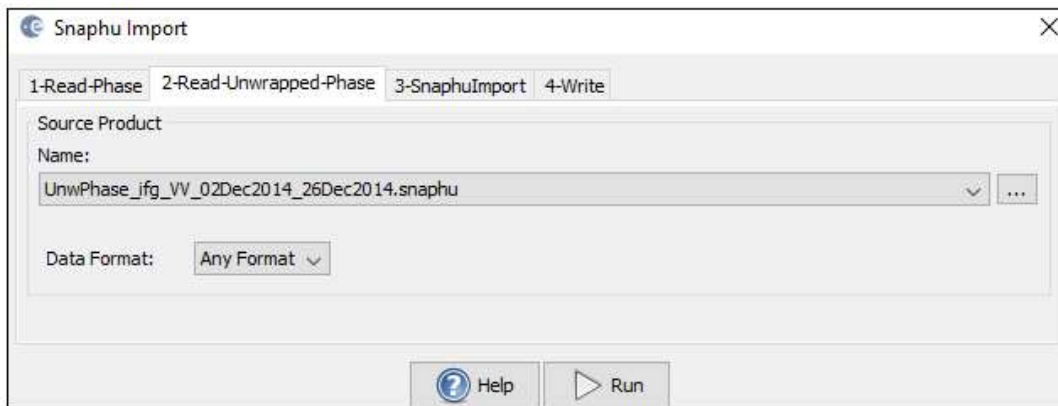


El último paso en esta cadena de procesamiento es la exportación del interferograma para ser desenrollado en un software externo, para lo cual es necesario instalar un complemento sobre SNAP. La herramienta que queda instalada sobre SNAP es *Unwrapping* y el operador que se debe conectar al interferograma filtrado es *Snaphu Export*. En la configuración de este proceso se usó el modo DEFO, como modo de costo estadístico y adicionalmente se pueden variar algunos parámetros que afectan el desenrollado, dependiendo del número de procesadores del ordenador que se disponga (Braun & Veci, 2020a).

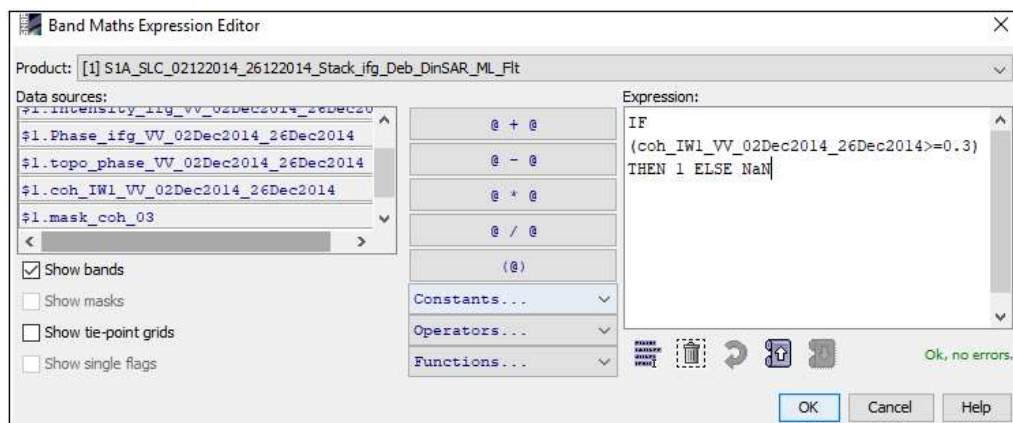


El proceso de *desenrollado de fase* bidimensional es el siguiente paso con el fin de recuperar los datos de fase no ambiguos. Para efectuar el desenrollado de la fase en este estudio se usó el algoritmo SNAPHU (Chen & Zebker, 2000) en Linux. Una vez instalado el software SNAPHU, se abre una terminal de Linux y se navega hasta la carpeta en la que se exportó la fase interferométrica, se abre el archivo *snaphu.conf* y se copia el comando para llamar a SNAPHU.

Una vez el desenrollado de la fase ha terminado, se procede a importar los resultados del procesamiento de SNAPHU nuevamente a SNAP, con el fin de construir un producto interferométrico que contenga la banda de fase desenrollada y los metadatos del producto interferométrico de origen. Para importar la fase desenrollada se hace uso del operador *Snaphu Import*, y este a su vez necesita dos datos de entrada; el primero de ellos es el interferograma diferencial original y el segundo dato de entrada es el archivo *UnwPhase_ifg* con la extensión *hdr*, que se obtuvo en SNAPHU. Este paso y los siguientes se realizaron de manera independiente sin cadenas que unan los procesos.



Como se explicó en el capítulo de la metodología para convertir las unidades de radian de la fase desarrollada a desplazamientos absolutos en la dirección vertical adicional, se debe aplicar a la fase del interferograma diferencial desenrollada una operación matemática entre bandas. Seguidamente como paso fundamental para obtener únicamente los valores de desplazamiento en la dirección vertical confiables se debe realizar un proceso de enmascaramiento, para lo cual el primer paso es crear una máscara que permita eliminar las áreas que presenten valores de coherencia por debajo de 0,3. Para obtener la máscara de coherencia se hace uso de la herramienta *Band Maths*, y se aplica la expresión “*IF coh_IW1_VV_02Dec2014_26Dec2014 >= 0.3 THEN 1 ELSE NaN*” al interferograma filtrado que posee la fase de coherencia.



Seguidamente con la misma herramienta *Band Maths* se multiplica la máscara creada anteriormente con los mapas de desplazamiento obtenidos en la dirección vertical.

Como último paso para la generación de series de tiempo se debe crear un *Stack*, el operador que realiza el apilamiento es *Create Stack*, en la configuración de parámetros se debe seleccionar como maestra a una de las bandas de desplazamiento enmascaradas por los valores de coherencia $\geq 0,3$ obtenidas en el paso anterior, como método de desplazamiento inicial se seleccionó *Product Geolocation*, y es de tener en cuenta que para el procesamiento interferométrico no se debe utilizar ningún método de remuestreo. El resultado son los desplazamientos del periodo de análisis ubicados espacialmente en la trama de la banda que se seleccionó como maestra, lo que permite leer el valor de desplazamiento de una misma coordenada al mismo tiempo en todas las bandas que se hayan apilado.

