

UNIVERSIDAD NACIONAL DE SAN AGUSTÍN DE AREQUIPA

ESCUELA DE POSGRADO

UNIDAD DE POSGRADO DE LA FACULTAD DE GEOLOGÍA, GEOFÍSICA Y MINAS



Aplicación de las técnicas DInSAR y GNSS para el análisis de la deformación en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni , Tacna, Perú (Periodo 2020-2024)

Tesis presentada por la Bachiller:  
Vargas Alva, Katherine Andrea

Para optar el Grado Académico de:  
Maestra en Ciencias de la Tierra, con  
mención en Exploración Geológica

Asesor interno:  
Dra. Chacón Arcaya, Salomé Guadalupe

Asesor externo:  
Dra. Herrera Tapia, Verónica

Arequipa – Perú  
2024

**INFORME DE SIMILITUD N° 001-2025-UPG-FGGFYMI-UNSA**

**A :**

<b>Dr. Orlando Fredi Angulo Salas</b>
<b>Director(a) de la Escuela de Posgrado</b>

**De :**

<b>Dr. Pablo Rubén Meza Aréstegui</b>
<b>Director de Unidad de Posgrado de la Facultad de Geología, Geofísica y Minas</b>

**Asunto :** Informe de Similitud

**Expediente :**

E-0018687
-----------

**Fecha :**

10 de marzo de 2025
---------------------

Mediante el presente cumplo con informar que:

Indicar nombres y apellidos de autor/es
Katherine Andrea Vargas Alva

Ha/n presentado su proyecto, según el siguiente detalle, a fin de optar el grado académico de:

Marque con una X		Indicar la denominación
Maestro(a)	<input checked="" type="checkbox"/>	Maestra en Ciencias de la Tierra, con mención en Exploración Geológica
Doctor(a)	<input type="checkbox"/>	
Marque con una X		Título de la Investigación
Tesis	<input checked="" type="checkbox"/>	Aplicación de las técnicas DInSAR y GNSS para el análisis de la deformación en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni, Tacna, Perú (Periodo 2020-2024)
Tesis Formato Artículo en Revista Indexada	<input type="checkbox"/>	

De la revisión de referido proyecto, haciendo uso del mecanismo de verificación de originalidad institucional Turnitin; se concluye que cuenta con el siguiente porcentaje de similitud:

12 %
------

Lo que hago de su conocimiento a efecto de proceder con el trámite respectivo.

Siendo todo cuando tengo que informar, me suscribo de usted



**Dr. Pablo Rubén Meza Aréstegui**  
Director de la Unidad de Posgrado  
Facultad de Geología, Geofísica y Minas

## DEDICATORIA

Dedico el presente trabajo de investigación a Dios, que sin su ayuda y fortaleza nada hubiera sido posible. A mi hijito Abdiel que es mi motor para todo proyecto que emprendo. A mi amado esposo Arturo por su amor incondicional. A mis padres y hermana que estuvieron alentándome y dándome las fuerzas que necesitaba.

## **AGRADECIMIENTO**

En primer lugar, gracias a Dios, porque sin su infinita gracia de concederme la vida, salud, familia, trabajo y entre otros muchos favores, nada en mi vida sería posible.

Con todo mi amor agradezco a mi hijito Abdiel, que siempre es el motivo por el que me esfuerzo más de mis expectativas, porque fue su existencia la que me permitió entender que no hay amor más grande que el que se siente por un hijo, y es esa carita sonriente, sus palabras y demostraciones de amor que me alientan a seguir adelante. Agradezco a mi esposo Arturo, quién siempre tiene las palabras precisas para motivarme a continuar con mis metas. Gracias a toda mi familia, en especial a mi mamá Susana, mi papá Jose, mi hermana Vanessa que siempre fueron mi inspiración para luchar y aspirar a lo más alto, porque muchas veces en que quería rendirme, ellos fueron los que me animaron a seguir adelante y me dieron las fuerzas que necesitaba.

Gracias a mi institución, el Instituto Geofísico del Perú (IGP), a través de su presidente ejecutivo, el Dr. Hernando Tavera, por brindarme las facilidades para utilizar los datos que empleo en mi trabajo cotidiano y plasmarlos en este trabajo de investigación. Del mismo modo, agradezco a mis jefes inmediatos y compañeros de trabajo. Asimismo, agradezco a mis asesoras, por su disponibilidad inmediata y experiencia, la cual fue clave para solucionar las dudas que surgieron en el desarrollo de mi tesis.

También expreso mi agradecimiento a la Universidad Nacional de San Agustín de Arequipa (UNSA), que me acogió para mis estudios de posgrado. Gracias a todos los docentes que compartieron sus conocimientos y por motivarnos (a mis compañeros maestristas y mi persona) a iniciar con el plan de tesis desde inicios de la maestría, lo cual fue importante para tener la idea de investigación e ir desarrollándola a lo largo de los estudios de posgrado.

A todos, ¡muchas gracias!

## RESUMEN

En el presente estudio se analizó la deformación en las cercanías de los volcanes Purupuruni y Casiri, la cual estuvo relacionada con la intranquilidad sísmica que tuvo lugar entre los años 2020 y 2021. La evaluación temporal de las áreas de deformación se llevó a cabo mediante la implementación de la técnica de interferometría diferencial de radar de apertura sintética (DInSAR) entre los años 2020 a 2024, complementada con medidas temporales y de estaciones permanentes recopiladas a través de equipos GNSS.

Se resalta que el primer indicio anómalo en la región de estudio se manifestó con un levantamiento del suelo (inflación) a partir de abril-mayo de 2020, coincidiendo con un sismo de magnitud 3.5ML a fines de mayo de 2020, que tuvo lugar en las cercanías del volcán Purupuruni. Posteriormente, a finales de julio de 2020, se registraron sismos que provocaron el hundimiento de aproximadamente 10 cm del bloque oeste de la Falla Pacollo. Después de un período de relativa calma sísmica, a finales de agosto de 2020 se detectó una deformación de aproximadamente 12 cm en una pequeña área del domo sur del Purupuruni. Entre diciembre de 2020 y marzo de 2021, se registraron sismos esporádicos, seguidos de nuevos episodios sísmicos en abril y mayo de 2021 (5.0ML), que provocaron hundimientos de alrededor de 3 cm en el sector noroeste del volcán Purupuruni y al oeste de la falla Pacollo, respectivamente. El proceso de inflación se mantuvo estable con una tasa de 7 cm/año hasta aproximadamente septiembre de 2021, momento en el que la tasa de inflación disminuyó a 1.5 cm/año, continuando hasta julio de 2022. De acuerdo con el modelamiento de la deformación, entre abril de 2020 y julio de 2022, la causa de este fenómeno es atribuida a un esferoide ubicado a 11 km de profundidad, con un semieje mayor de 781 m y un cambio de volumen de 59 millones de metros cúbicos. Después de julio de 2022 hasta junio de 2024, no se detectaron variaciones significativas en la deformación mediante DInSAR, ni se registraron sismos con magnitudes superiores a 3.2 ML.

El estudio plantea la hipótesis de que la inestabilidad en la zona de análisis fue desencadenada por una pequeña intrusión magmática proveniente de una cámara magmática ubicada a 8 km al sur del volcán Purupuruni y a 13 km al noroeste del volcán Casiri, evidenciada por la inflación registrada. Se sugiere que este aporte magmático desestabilizó zonas plásticas y con debilidad, como las fallas del entorno,

dando lugar a la ocurrencia de sismos y deformación en superficie. Se considera que esta actividad no fue suficiente para provocar una erupción, pero se destaca la necesidad de seguir evaluando el comportamiento de ambos volcanes, considerados como activos y susceptibles a futuras erupciones.

**Palabras clave:** DInSAR, GNSS, Purupuruni, Casiri, inflación volcánica, fallas geológicas.

## ABSTRACT

In the present study, the deformation near the Purupuruni and Casiri volcanoes was analyzed, which was related to seismic unrest that occurred between 2020 and 2021. The temporal evaluation of the deformation areas was conducted using the differential interferometry synthetic aperture radar (DInSAR) technique from 2020 to 2024, complemented by temporal and permanent station measurements collected through GNSS equipment.

The first anomalous sign in the study area was observed as ground uplift (inflation) starting in April-May 2020, coinciding with a magnitude 3.5 ML earthquake in late May 2020 near the Purupuruni volcano. Subsequently, in late July 2020, earthquakes caused the west block of the Pacollo Fault to subside by approximately 10 cm. After a period of relative seismic calm, in late August 2020, deformation of about 12 cm was detected in a small area on the southern dome of Purupuruni. Between December 2020 and March 2021, sporadic earthquakes were recorded, followed by new seismic episodes in April and May 2021 (5.0 ML), leading to subsidence of around 3 cm in the northwest sector of the Purupuruni volcano and west of the Pacollo Fault, respectively. The inflation process remained stable at a rate of 7 cm/year until approximately September 2021, after which the inflation rate decreased to 1.5 cm/year, continuing until July 2022. According to deformation modeling, from April 2020 to July 2022, this phenomenon is attributed to a spheroid located at 11 km depth, with a major semi-axis of 781 m and a volume change of 59 million cubic meters. From July 2022 to June 2024, no significant deformation changes were detected using DInSAR, nor were any earthquakes with magnitudes above 3.2 ML recorded.

The study hypothesizes that the instability in the analysis area was triggered by a minor magmatic intrusion originating from a magma chamber located 8 km south of the Purupuruni volcano and 13 km northwest of the Casiri volcano, as evidenced by the recorded inflation. It is suggested that this magmatic input destabilized weak and plastic zones, such as surrounding faults, leading to seismic activity and surface deformation. While this activity was insufficient to cause an eruption, the study emphasizes the need to continue monitoring both volcanoes, which are considered active and prone to future eruptions.

**Keywords:** DInSAR, GNSS, Purupuruni, Casiri, volcanic inflation, geological faults.

## ÍNDICE

<b>DEDICATORIA</b> .....	<b>i</b>
<b>AGRADECIMIENTO</b> .....	<b>ii</b>
<b>RESUMEN</b> .....	<b>iii</b>
<b>ABSTRACT</b> .....	<b>v</b>
<b>ÍNDICE</b> .....	<b>vi</b>
<b>LISTA DE TABLAS</b> .....	<b>xii</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>xiii</b>
<b>LISTA DE MAPAS</b> .....	<b>xvi</b>
<b>CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN</b> .....	<b>1</b>
1.1 Ubicación .....	1
1.2 Accesibilidad .....	2
1.2.1 <i>Volcán Purupuruni</i> .....	4
1.2.2 <i>Volcán Casiri</i> .....	4
1.3 Antecedentes .....	4
1.4 Formulación del problema de investigación .....	6
1.5 Justificación .....	6
1.6 Objetivos .....	7
1.6.1 <i>Objetivo General</i> .....	7
1.6.2 <i>Objetivos Específicos</i> .....	8
1.7 Hipótesis .....	8
1.8 Metodología de Investigación.....	8
1.8.1 <i>Primera etapa</i> .....	8
1.8.2 <i>Segunda etapa</i> .....	9
1.8.3 <i>Tercera etapa</i> .....	9
<b>CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO</b> .....	<b>10</b>
2.1 Contexto Vulcanológico .....	10
2.1.1 <i>Volcán Purupuruni</i> .....	10
2.1.2 <i>Volcán Casiri</i> .....	11
2.1.3 <i>Actividad volcánica actual</i> .....	11
2.2 Geomorfología .....	13
2.2.1 <i>De carácter tectónico degradacional y erosional</i> .....	13
2.2.1.1 <i>Montañas</i> .....	13

2.2.1.2 Montañas y colinas.....	13
2.2.1.3 Colinas y lomadas .....	15
2.1.2 De carácter volcánico degradacional.....	15
2.2.2.1 Volcánicas .....	15
2.2.3 De carácter deposicional o agradacional.....	17
2.2.3.1 Piedemonte .....	17
2.2.3.2 Geoformas particulares .....	17
2.3 Estratigrafía.....	18
2.3.1 Jurásico Superior.....	19
2.3.1.1 Formación Labra (Js-la).....	20
2.3.1.2 Formación Gramadal (Js-gr).....	20
2.3.2 Cretácico Inferior .....	20
2.3.2.1 Formación Hualhuani (Ki-hu).....	20
2.3.3 Paleógeno - Eoceno .....	22
2.3.3.1 Formación Tarata Inferior (P-ta_i) .....	22
2.3.3.2 Intrusivo Challaviento (Pe-cha/gd).....	22
2.3.4 Paleógeno - Oligoceno .....	22
2.3.4.1 Formación Tarata Superior (P-ta_s).....	22
2.3.5 Neógeno - Mioceno.....	23
2.3.5.1 Formación Huilacollo (Nm-hl) .....	23
2.3.6 Neógeno – Plioceno.....	23
2.3.6.1 Volcánico Antajave (N-an).....	23
2.3.6.2 Volcánico Jaruma (N-j) .....	24
2.3.6.3 Volcánico Titiri (N-t).....	24
2.3.6.4 Volcánico Barroso (N-b) .....	25
- Andesita porfírica (N-b/ap).....	25
- Domo andesítico microporfírico (N-b/dmamp) .....	25
2.3.6.5 Volcánico Buarahuarani (N-b/dmap).....	25
2.3.7 Cuaternario / Neógeno.....	26
2.3.7.1 Volcánico Barroso -Andesita Porfírica (NQ-cfb/ap) .....	26
2.3.7.2 Volcánico Barroso - Tufos y lavas de composición traquítica, andesita (NQ-ba).....	26
2.3.7.3 Volcánico Condorpico (NQ-co/ap) .....	27
2.3.7.4 Volcánico Queñuta (NQ-qu/tqap) .....	27

2.3.8 Cuaternario – Pleistoceno.....	27
2.3.8.1 Volcánico Purupuruni (Qpl-p) .....	28
2.3.8.2 Volcánico Antajave (Qpl-an/dmr).....	29
2.3.8.3 Volcánico Paucarani - Domos dacíticos gris claro (Qpl-pa/dmd).....	30
2.3.8.4 Volcánico Casiri – Andesita porfírica (Qpl-ca/ap) .....	30
<i>Se ubica en el sector sureste de la zona de estudio (Mapa 2.2), dentro del</i> <i>área de levantamiento detectada con DInSAR en órbita descendente.</i> <i>Comprende al estratovolcán joven Casiri de naturaleza andesítica (SiO<sub>2</sub> 60%–</i> <i>61% en peso) ocupando una depresión estructural (posiblemente un graben).</i> <i>Incluye dos tipos de depósitos, descritos a continuación: .....</i>	30
2.3.9 Cuaternario – Holoceno.....	32
2.3.9.1 Depósito fluvio-glaciar (Qh-fg) .....	32
2.3.9.2 Depósito de bofedal (Qh-bo) .....	32
2.3.9.3 Depósito eólico (Qh-e).....	33
2.3.9.4 Depósito aluvial (Qh-al).....	33
2.4 Sistemas Estructurales .....	33
<b>CAPÍTULO III: FUNDAMENTOS TEÓRICOS .....</b>	<b>35</b>
3.1 Volcanes .....	35
3.1.1 Definición.....	35
3.1.2 Tipos de volcanes.....	36
3.1.2.1 Estratovolcán.....	36
3.1.2.2 Domos de lava.....	38
3.2 Geodesia Espacial .....	40
3.3 Geodesia aplicada en la vulcanología.....	40
3.4 Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética (DInSAR) .....	41
3.4.1 Principio.....	42
3.4.2 Interferogramas y su interpretación .....	46
3.4.3 Limitaciones de la técnica.....	48
3.4.3.1 Coherencia: un indicador de la relación señal-ruido.....	48
3.4.3.2 Errores de desenrollado .....	49
3.4.3.3 Mitigación de artefactos atmosféricos.....	49
3.5 Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS) .....	50
3.5.1 Principio.....	51
3.5.2 Limitaciones.....	56

3.5.2.1	<i>Precisión en líneas base cortas vs. largas</i> .....	56
3.5.2.2	<i>Efectos atmosféricos</i> .....	56
3.5.2.3	<i>Dependencia de datos de referencia</i> .....	56
3.5.2.4	<i>Tiempo de procesamiento</i> .....	56
3.5.2.5	<i>Necesidad de software especializado</i> .....	57
3.6	Modelamiento matemático de la deformación.....	57
3.6.1	<i>Principio</i> .....	58
3.6.1.1	<i>Fuerza puntual</i> .....	58
3.6.1.2	<i>Carga en forma de disco</i> .....	60
3.6.1.3	<i>Carga rectangular</i> .....	61
3.6.1.4	<i>Fuentes de Deformación Interna en un Semiespacio Elástico</i> .....	62
3.6.1.5	<i>Fuente de presión puntual</i> .....	63
3.6.2	<i>Enfoques para modelar datos geodésicos</i> .....	65
3.6.2.1	<i>Modelos directos</i> .....	65
3.6.2.2	<i>Modelos inversos</i> .....	65
	<b>CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA</b> .....	<b>67</b>
4.1	Tipo y Diseño de la Investigación.....	67
4.2	Variables de la Investigación .....	68
4.2.1	<i>Variable Independiente</i> .....	68
4.2.2	<i>Variable Dependiente</i> .....	68
4.3	Diferencias e innovaciones en el trabajo de investigación respecto a estudios anteriores .....	68
4.4	Instrumentos y recolección de datos.....	71
4.4.1	<i>DInSAR</i> .....	71
4.4.1.1	<i>Imágenes en órbita ascendente</i> .....	77
4.4.1.2	<i>Imágenes en órbita descendente</i> .....	78
4.4.2	<i>GNSS</i> .....	79
4.4.3	<i>Modelamiento de la deformación</i> .....	85
4.5	Procesamiento de datos .....	86
4.5.1	<i>DInSAR</i> .....	86
4.5.1.1	<i>Series de tiempo</i> .....	86
4.5.1.2	<i>Interferogramas para evaluación de desplazamiento de fallas</i> .....	90
4.5.2	<i>GNSS</i> .....	90
4.4.3	<i>Modelamiento de la deformación</i> .....	92

4.4.3.1 Fuente esférica.....	94
4.4.3.2 Esferoide prolato.....	94
4.4.3.3 Fuente similar a un sill.....	95
4.4.3.4 Dislocación rectangular (diques y fallas) .....	95
4.4.3.5 Fallas discretizadas y operador de suavizado .....	95
<b>CAPÍTULO V: RESULTADOS.....</b>	<b>96</b>
5.1 Series de tiempo DInSAR .....	96
5.2 Zonas de deformación asociadas a desplazamiento de fallas registradas con DInSAR.....	100
5.2.1 Deformación registrada en julio de 2020 .....	100
5.2.2 Deformación registrada en agosto de 2020.....	101
5.2.3 Deformación registrada en abril de 2021 .....	103
5.2.4 Deformación registrada en mayo de 2021 .....	104
5.3 Deformación registrada con GNSS temporales .....	105
5.4 Modelado de las fuentes de deformación .....	111
5.4.1 Levantamiento registrado en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri .....	113
5.4.1.1 Modelamiento a partir de resultados DInSAR.....	113
5.4.1.2 Modelamiento a partir de resultados GNSS .....	115
5.4.2 Deformación por falla registrada en julio de 2020.....	116
5.4.3 Deformación por falla registrada en agosto de 2020 .....	117
5.4.4 Deformación por falla registrada en abril de 2021 .....	118
5.4.5 Deformación por falla registrada en mayo de 2021 .....	119
<b>CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN .....</b>	<b>120</b>
<b>CONCLUSIONES .....</b>	<b>129</b>
<b>RECOMENDACIONES .....</b>	<b>132</b>
<b>BIBLIOGRAFÍA .....</b>	<b>134</b>
<b>ANEXOS .....</b>	<b>143</b>
I. Resultados del modelamiento matemático de la zona de inflación con datos GNSS.....	143
I.A Inflación en la zona de estudio – Fuente esferoide .....	143
I.B Inflación en la zona de estudio – Fuente esfera .....	145
I.C Inflación en la zona de estudio – Fuente sill.....	147
I.D Inflación en la zona de estudio – Fuente dique rectangular .....	149

II. Resultados del modelamiento matemático con datos DInSAR .....	151
II.A Inflación en la zona de estudio – fuente esferoide .....	151
II.B Inflación en la zona de estudio – fuente esfera .....	153
II.C Inflación en la zona de estudio – fuente sill.....	155
II.D Inflación en la zona de estudio – dique rectangular .....	157
II.E Deformación asociada a desplazamiento de falla normal registrada en julio de 2020.....	159
II.F Deformación asociada a desplazamiento de falla normal registrada en agosto de 2020 .....	161
II.G Deformación asociada a desplazamiento de falla normal registrada en abril de 2021.....	163
II.H Deformación asociada a desplazamiento de falla normal registrada en mayo de 2021.....	165

## LISTA DE TABLAS

<i>Tabla 4.1. Comparativa de trabajo de Vargas et al., 2022 y este estudio.</i>	69
<i>Tabla 4.2. Imágenes SAR Sentinel-1A, empleadas para la elaboración de series de tiempo de deformación.</i>	73
<i>Tabla 4.3. Imágenes SAR Sentinel-1A y B, empleadas para la elaboración de interferogramas.</i>	76
<i>Tabla 4.4. Fechas de recolección de datos de puntos de control GNSS.</i>	82
<i>Tabla 4.5. Periodos de adquisición de datos de GNSS permanentes.</i>	83
<i>Tabla 4.6. Ubicación de datos de puntos de control GNSS.</i>	83
<i>Tabla 5.1. Velocidades en puntos de control DInSAR en órbita ascendente y descendente.</i>	97
<i>Tabla 5.2. Velocidad de deformación en puntos de control GNSS en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri.</i>	109
<i>Tabla 5.3. Parámetros de las fuentes de las zonas de deformación resultantes del modelamiento matemático de la zona de levantamiento.</i>	112
<i>Tabla 5.4. Parámetros de las fuentes de las zonas de deformación resultantes del modelamiento matemático para desplazamientos por falla.</i>	112

## LISTA DE FIGURAS

<i>Figura 1.1. Zonas de deformación identificadas y modelo matemático realizado por Vargas et al., 2022.</i> .....	5
<i>Figura 2.1, Volcán Purupuruni.</i> .....	10
<i>Figura 2.2, Volcán Casiri.</i> .....	11
<i>Figura 2.3. Combinaciones de banda de imagen Landsat 8.</i> .....	19
<i>Figura 2.4. Domos colada que conforman el volcán Purupuruni.</i> .....	28
<i>Figura 2.5. Características principales del estratovolcán Casiri.</i> .....	31
<i>Figura 3.1. Partes de un volcán y tipos de peligros volcánicos.</i> .....	36
<i>Figura 3.2. Tipos de volcanes.</i> .....	37
<i>Figura 3.3. Tipos de domos volcánicos.</i> .....	39
<i>Figura 3.4. Diagrama que ilustra un sistema volcánico simple con comportamientos de inflación y deflación.</i> .....	41
<i>Figura 3.5. Adquisición de imágenes SAR y visualización de interferogramas en órbita ascendente y descendente.</i> .....	43
<i>Figura 3.6. Función sinusoidal <math>\sin \varnothing</math> periódica con un período de <math>2\pi</math> radianes.</i> .....	44
<i>Figura 3.7. Parámetros Geométricos de un sistema SAR interferométrico satelital.</i> .	45
<i>Figura 3.8. Representación y visualización de un interferograma.</i> .....	47
<i>Figura 3.9. Comparación de correcciones atmosféricas calculadas en el volcán Agung.</i> .....	50
<i>Figura 3.10. Posiciones de los satélites GNSS.</i> .....	51
<i>Figura 3.11. Ubicación del usuario mediante la intersección de esferas en GNSS.</i> ..	52
<i>Figura 3.12. Representación del vector de posición del usuario.</i> .....	54
<i>Figura 3.13. Resultados de modelado del software GBIS, utilizando una fuente de inmersión rectangular.</i> .....	58
<i>Figura 3.14. Cargas superficiales elementales.</i> .....	59
<i>Figura 3.15. Perfiles de desplazamientos de la superficie horizontales (azul) y verticales (rojo) para una fuerza puntual y cargas circular y cuadrada.</i> .....	60
<i>Figura 3.16. Fuentes puntuales de dislocación enterradas.</i> .....	63
<i>Figura 3.17. Desplazamientos verticales y horizontales para una fuente puntual de presión en inflación.</i> .....	64
<i>Figura 4.1. Tipo y diseño de investigación.</i> .....	67
<i>Figura 4.2. Zonas de deformación modeladas en trabajo de Vargas et al. (2022) y este estudio.</i> .....	71
<i>Figura 4.3. Buscador de imágenes Sentinel-1 en plataforma ASF.</i> .....	72
<i>Figura 4.4. Subfranjas de imágenes Sentinel-1 en órbita ascendente.</i> .....	77

<i>Figura 4.5. Subfranjas de imágenes Sentinel-1 en órbita descendente.</i>	78
<i>Figura 4.6. Instalación de equipos GNSS para monitoreo de volcanes Purupuruni y Casiri.</i>	79
<i>Figura 4.7. Proceso para transformación de dato GNSS de formato nativo a RINEX.</i>	80
<i>Figura 4.8. Archivo RINEX de punto de control GNSS PU01.</i>	81
<i>Figura 4.9. Formato de archivo de entrada de datos DInSAR para modelado matemático.</i>	85
<i>Figura 4.10. Formato de archivo de entrada de datos GNSS para modelado matemático.</i>	86
<i>Figura 4.11. Parámetros para generar interferogramas para la elaboración de series de tiempo.</i>	87
<i>Figura 4.12. Red de interferogramas construida en órbita ascendente y descendente para la zona de estudio</i>	89
<i>Figura 4.13. Parámetros para generar interferograma de alta resolución.</i>	90
<i>Figura 4.14. Archivo de salida para punto de control GNSS PU01.</i>	91
<i>Figura 4.15. Portada de software dMODELS empleado para el modelamiento matemático de la deformación.</i>	92
<i>Figura 4.16. Parámetros de entrada para modelamiento matemático de la deformación de datos GNSS en software dMODELS.</i>	93
<i>Figura 4.17. Parámetros de entrada para modelamiento matemático de la deformación de datos DInSAR en software dMODELS.</i>	93
<i>Figura 5.1. Velocidades de deformación.</i>	96
<i>Figura 5.2. Series de tiempo de deformación en la zona de estudio.</i>	98
<i>Figura 5.3. Deformación registrada con DInSAR en julio de 2020.</i>	101
<i>Figura 5.4. Deformación registrada con DInSAR en agosto de 2020.</i>	102
<i>Figura 5.5. Deformación registrada con DInSAR en abril de 2021.</i>	103
<i>Figura 5.6. Deformación registrada con DInSAR en mayo de 2021.</i>	104
<i>Figura 5.7. Series de tiempo GNSS de puntos de control temporal y estaciones permanentes en los alrededores del volcán Casiri.</i>	105
<i>Figura 5.8. Series de tiempo GNSS de puntos de control temporal en los alrededores del volcán Purupuruni.</i>	107
<i>Figura 5.9. Series de tiempo GNSS de las estaciones permanentes en los alrededores del volcán Purupuruni.</i>	108
<i>Figura 5.10. Resultados del modelado de la zona de levantamiento a partir de datos DInSAR.</i>	114
<i>Figura 5.11. Resultados del modelado de la zona de levantamiento a partir de datos GNSS.</i>	115

<i>Figura 5.12. Resultados del modelado del desplazamiento de falla registrada en julio de 2020.</i>	116
<i>Figura 5.13. Resultados del modelado del desplazamiento de falla registrada en agosto de 2020.</i>	117
<i>Figura 5.14. Resultados del modelado del desplazamiento de falla registrada en abril de 2021.</i>	118
<i>Figura 5.15. Resultados del modelado del desplazamiento de falla registrada en mayo de 2021.</i>	119
<i>Figura 6.1. Correlación temporal entre sismicidad y deformación de la zona de estudio.</i>	120
<i>Figura 6.2. Representación de la fuente esferoidal obtenido con modelamiento matemático de datos DInSAR.</i>	122
<i>Figura 6.3. Ubicación de sismos, mecanismos focales y perfiles en profundidad registrados entre los años 2020 y 2024 en la zona de estudio.</i>	124
<i>Figura 6.4. Representación 3D de la evolución de la deformación y sismicidad en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri (periodo 2020-2024).</i>	126

## LISTA DE MAPAS

<i>Mapa 1.1. Ubicación de la zona de estudio.....</i>	<i>2</i>
<i>Mapa 1.2. Accesibilidad a la zona de estudio.....</i>	<i>3</i>
<i>Mapa 2.1. Geomorfología de la zona de estudio.....</i>	<i>14</i>
<i>Mapa 2.2. Geología de la zona de estudio y sistemas estructurales.....</i>	<i>21</i>
<i>Mapa 4.1. Localización de puntos de control GNSS. ....</i>	<i>84</i>
<i>Mapa 5.1. Vectores de deformación registrados con equipos GNSS.....</i>	<i>110</i>

## CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

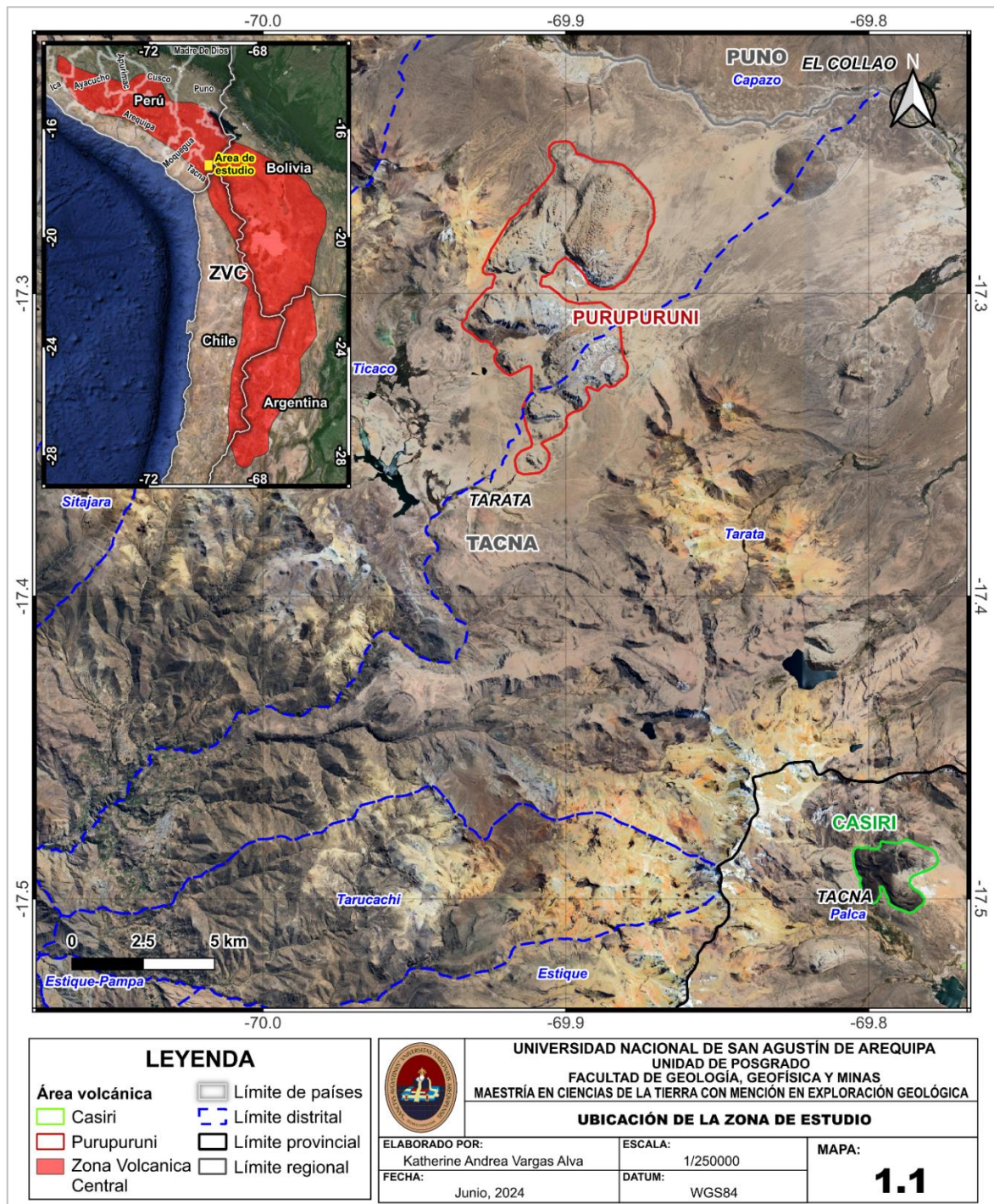
Este capítulo presenta la ubicación y accesibilidad de los volcanes Purupuruni y Casiri. Se exponen los antecedentes de la investigación, se formula el problema, y se justifica su importancia. Además, se establecen los objetivos y se describe la metodología a seguir.

### 1.1 Ubicación

Los volcanes Purupuruni (Mapa 1.1, borde rojo) y Casiri (Mapa 1.1, borde verde) se encuentran en el sur del Perú, cerca de la frontera con Chile. El volcán Purupuruni está situado en las coordenadas longitud  $69.8216^{\circ}$  O, latitud  $17.2587^{\circ}$  S, con una altitud de 4,591 m.s.n.m. (15,062 pies). Políticamente, se localiza entre los distritos de Ticaco y Tarata, provincia de Tarata, región Tacna. Por otro lado, el volcán Casiri se encuentra en las coordenadas longitud  $69.7886^{\circ}$  O, latitud  $17.4852^{\circ}$  S, con una altitud de 5,626 m.s.n.m. (18,458 pies). Está ubicado políticamente en el distrito de Palca, provincia de Tacna, región Tacna.

Ambos volcanes forman parte de la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes (Mapa 1.1, zona roja), que se extiende desde la latitud  $-15^{\circ}$  hasta la latitud  $-27.5^{\circ}$ . Esta región se caracteriza por la presencia de grandes complejos volcánicos, calderas, flujos de lava y depósitos piroclásticos. La ZVC es conocida por su intensa actividad volcánica a lo largo del tiempo geológico, influenciada significativamente por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Este proceso provoca el derretimiento parcial del manto y la formación de magma que asciende a la superficie. Las erupciones en la ZVC pueden ser explosivas o efusivas, resultando en una amplia variedad de productos volcánicos como cenizas, pómez y lavas (De Silva & Francis, 1991).

**Mapa 1.1. Ubicación de la zona de estudio.**

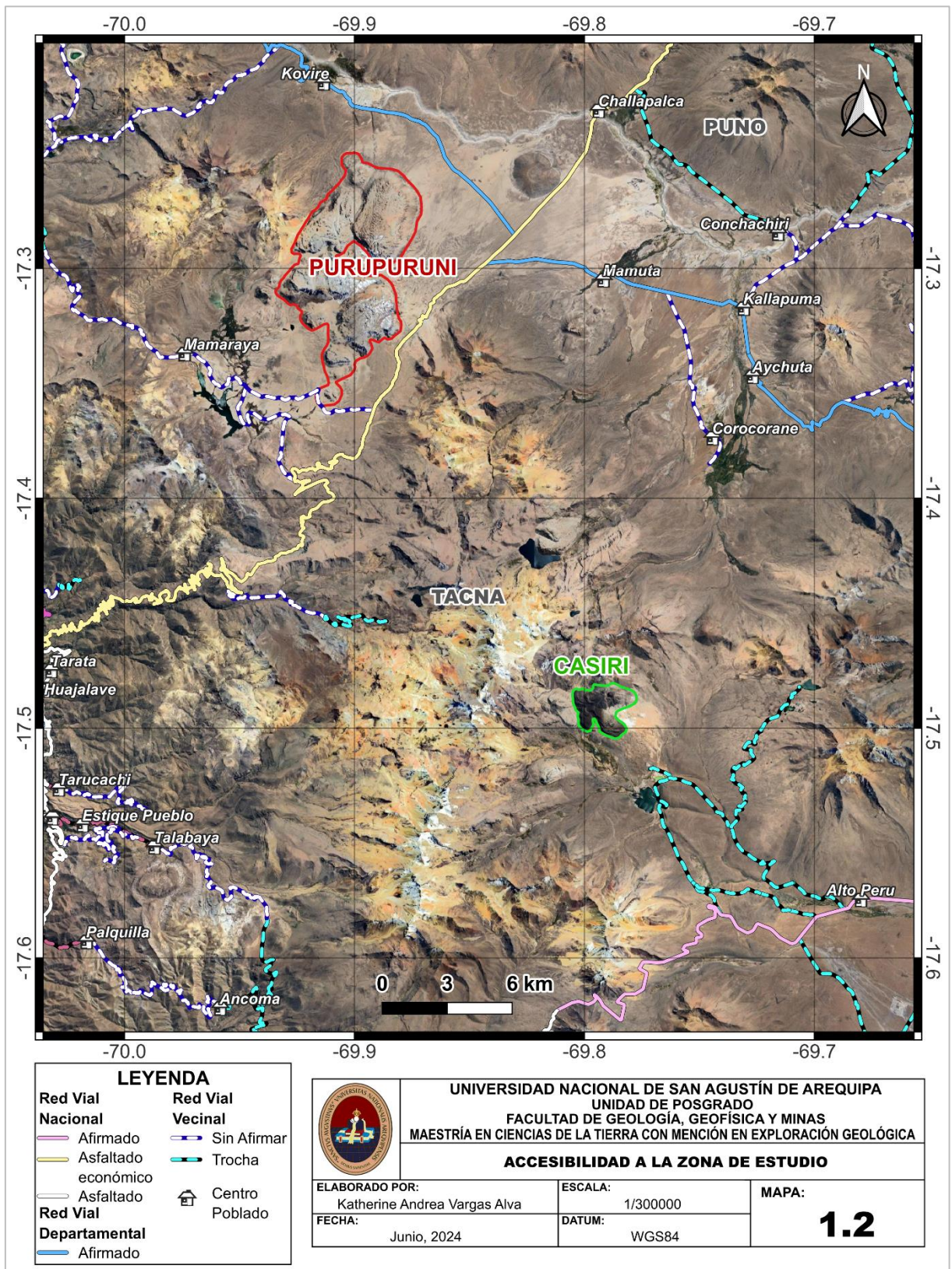


Nota. Volcanes Purupuruni (borde rojo) y Casiri (borde verde). Zona volcánica Central (zona roja). Área de estudio (rectángulo amarillo). Fuente: Elaboración propia.

## 1.2 Accesibilidad

A continuación, se describe la accesibilidad a los volcanes Purupuruni y Casiri (Mapa 1.2) desde la ciudad de Tacna:

**Mapa 1.2. Accesibilidad a la zona de estudio.**



Nota. Diferenciación de la red vial (Nacional, Departamental y Vecinal) en la Leyenda. Fuente: Ministerio de Transportes y Comunicaciones.

### **1.2.1 Volcán Purupuruni**

Acceso desde la ciudad de Tacna por la carretera asfaltada Quilla - Estique Pampa – Tarata - Abra Livini – Capazo de la red vial nacional, la cual permite un acceso directo a los domos sur del volcán Purupuruni. Para acercarse al domo central del Purupuruni, se emplea cualquiera de los desvíos de la red vial vecinal (sin afirmar), que conducen hacia la localidad de Mamaraya. Finalmente, la carretera afirmada de la red vial departamental (ruta hacia Kovire), conducen hacia los domos norte del volcán Purupuruni.

### **1.2.2 Volcán Casiri**

El acceso se realiza desde la ciudad de Tacna, por la carretera Pachía - Palca - Alto Perú – Rosaspata - Ancomarca - Tripartito (frontera con Bolivia y Chile), la cual es asfaltada en su mayoría, y en algunos sectores es afirmada (red vial nacional). Desde la carretera principal, se cuenta con tres desvíos que conducen hacia el sector sureste del volcán Casiri (trocha, red vial vecinal).

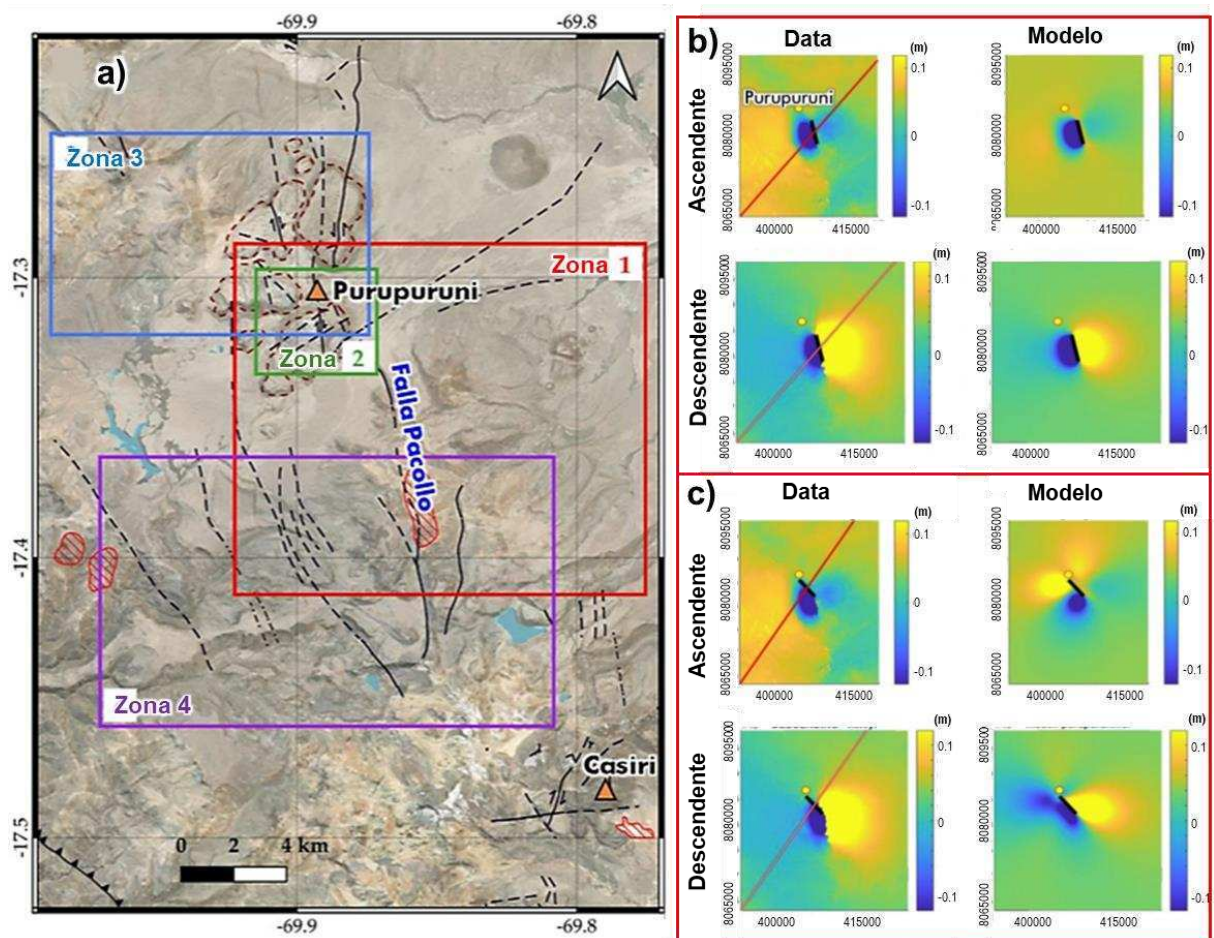
## **1.3 Antecedentes**

El Instituto Geofísico del Perú (IGP) realiza el monitoreo del comportamiento dinámico de los volcanes Purupuruni y Casiri. Previo a abril de 2020, el IGP con sus redes de monitoreo sísmico, registraba entre uno a dos sismos diarios en el entorno del volcán Casiri ([https://www.igp.gob.pe/servicios/centro-vulcanologico-nacional/sites/default/files/2020/boletin\\_casiri\\_202004.pdf](https://www.igp.gob.pe/servicios/centro-vulcanologico-nacional/sites/default/files/2020/boletin_casiri_202004.pdf)).

Desde mayo de 2020, el IGP registró el incremento paulatino de la actividad sísmica en los alrededores de ambos volcanes, desencadenando la primera crisis sísmica en julio de 2020, con la ocurrencia de 7 sismos de magnitud local moderada (3.6ML y 4.1ML) y profundidades menores a 20 km (Velarde et al., 2020). Desde julio de 2020 hasta abril de 2021, se ha presentado en la zona de ambos volcanes, dos episodios de crisis sísmicas caracterizados por la ocurrencia de sismos de magnitud local moderada y sentidos por la población. La característica más resaltante de esta sismicidad fue la ocurrencia de cuatro grupos de sismos que migraron en el tiempo de una posición a otra, evidenciando la deformación superficial a lo largo de las fallas ubicadas en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni (Antayhua et al., 2021).

Desde julio de 2020 hasta mayo de 2021, Vargas et al. (2022) identificaron cuatro zonas de deformación (Figura 1.1a): Zona 1 en la falla Pacollo (julio 2020), Zona 2 en domo sur del volcán Purupuruni (agosto 2020), Zona 3 en domos norte del Purupuruni (abril 2021) y Zona 4 a aproximadamente 10 km al sur del volcán Purupuruni y a ~15 km al noroeste del volcán Casiri (mayo 2021). En el estudio de Vargas et al. (2022) emplearon los software y metodologías disponibles en ese momento, limitándose a realizar el modelamiento matemático únicamente de la Zona 1 de deformación (Figura 1.1b y 1.1c).

**Figura 1.1. Zonas de deformación identificadas y modelo matemático realizado por Vargas et al., 2022.**



Nota. a) Ubicación de las cuatro zonas de deformación registradas en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri: Zona 1 (julio 2020, recuadro rojo); Zona 2 (agosto 2020, recuadro verde); Zona 3 (abril 2021, recuadro azul, y Zona 4 (mayo 2021, recuadro morado). Modelo de fuente del desplazamiento de la Zona 1: b) órbita ascendente y descendente con modelo de una falla normal, c) con modelo de falla

strike-slip de ruptura lateral derecha. La primera columna son los datos DInSAR de resolución completa y la segunda columna es el resultado del modelado inverso. Fuente: Tomado y modificado de Vargas et al., 2022.

En este estudio, se presenta una actualización del trabajo de Vargas et al., 2022, con mejoras en el procesamiento de interferogramas y series de tiempo de deformación DInSAR y GNSS, las cuales han sido actualizadas hasta junio de 2024 para una mejor evaluación de la deformación. Estas actualizaciones han permitido reducir el ruido atmosférico y mejorar la precisión de los resultados. Además, se ha llevado a cabo el modelamiento matemático de las cuatro zonas de deformación asociadas al desplazamiento de fallas geológicas y una zona adicional ligada a la inflación volcánica registrada, lo que ha permitido una interpretación más sólida de los procesos geológicos involucrados en la crisis sísmica y de deformación observada en los alrededores de los volcanes Purupuruni y Casiri durante los años 2020 y 2021. Estas mejoras y sus implicaciones se detallarán en los capítulos siguientes, donde se profundizará en la metodología y los resultados obtenidos.

#### **1.4 Formulación del problema de investigación**

¿Existe relación entre la evolución de la deformación superficial con la sismicidad registrada en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri y su posible relación con un proceso pre-eruptivo?

#### **1.5 Justificación**

El monitoreo de la deformación de los volcanes activos ha demostrado ser una herramienta eficiente para conocer la dinámica interna de estas estructuras geológicas. Por tal motivo, con este estudio se pretende analizar la deformación registrada en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri, correlacionándola con la sismicidad registrada entre los años 2020 y 2021. Este proceso sirve de insumo para la generación de información técnica-científica para la gestión del riesgo de desastres, que repercute en reducir el riesgo volcánico al que están expuestos los poblados de las inmediaciones.

En caso de que el volcán Purupuruni experimente una reactivación, podría presentar erupciones explosivas con la manifestación de cuatro tipos principales de peligros volcánicos: caída de tefras, emplazamiento de flujos piroclásticos, lahares

y flujos de lava (Bromley et al., 2019), encontrándose aproximadamente 5,940 personas expuestas en un radio de 30 km. Este volcán se encuentra emplazado dentro del Área de Conservación Regional Vilacota – Maure, por lo que una erupción con emisión de ceniza u otros materiales contaminantes podría afectar la flora y fauna de la zona, así como sus fuentes de agua y recursos hidrobiológicos (Vargas et al., 2023). Además, en las cercanías del volcán se encuentran ubicados 13 centros de salud, 61 instituciones educativas, la represa Jaruma, un tambo, vías de comunicación y líneas de transmisión eléctrica (Del Carpio et al., 2022).

Por otro lado, el volcán Casiri, podría experimentar tanto erupciones explosivas como efusivas en caso de una eventual reactivación. Estos eventos podrían generar cuatro tipos principales de peligros volcánicos: caídas de tefras, emplazamiento de flujos piroclásticos, formación de lahares y desplazamiento de flujos de lava. Además, la reactivación del Casiri podría provocar el crecimiento de domos de lava, aumentando así el nivel de explosividad de una erupción, afectando potencialmente a unas 5,860 personas en un radio de 30 km (Vargas et al., 2023). Además, en las cercanías del volcán Casiri se encuentran expuestos 14 centros de salud, 63 instituciones educativas, las represas Casiri, Paucarani y Condorpico, un tambo, una subestación eléctrica, el proyecto minero Atascapa, vías de comunicación, líneas de transmisión eléctrica y sitios arqueológicos (Del Carpio et al., 2022).

## **1.6 Objetivos**

El objetivo general y objetivos específicos de la investigación son presentados a continuación:

### **1.6.1 Objetivo General**

Analizar la deformación de la superficie de la corteza terrestre en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri mediante las técnicas DInSAR y GNSS, elaborando modelos de la fuente de deformación a partir de los desplazamientos, y su correlación con la sismicidad y las estructuras del entorno volcánico.

### **1.6.2 Objetivos Específicos**

- Analizar el proceso inflacionario en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri mediante el procesamiento de imágenes de radar (DInSAR) y vectores de desplazamiento a partir de datos GNSS temporales, modelando la fuente de deformación.
- Cuantificar las tasas de desplazamiento asociadas a fallas activas y realizar el modelamiento numérico para obtener los parámetros de las fuentes que causaron las zonas de deformación en el entorno de ambos volcanes.
- Comprender la dinámica que desencadenó las zonas de deformación en el entorno de ambos volcanes, mediante la correlación de resultados con otros parámetros geofísicos tales como la sismicidad.

### **1.7 Hipótesis**

La ocurrencia de sismos originaría la deformación de la corteza terrestre en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri que a mayor escala podría estar asociada a un proceso de sismicidad pre-eruptiva o a la reactivación tectónica de fallas geológicas presentes en el entorno de ambos volcanes.

### **1.8 Metodología de Investigación**

Se establecen tres etapas, planteadas para la elaboración de este estudio:

#### **1.8.1 Primera etapa**

Búsqueda de información bibliográfica sobre temas tales como geodesia aplicada a volcanes, principio y aplicaciones de los métodos interferometría diferencial de radar de apertura sintética (DInSAR) y Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS), modelamiento matemático de la deformación, aspectos geológicos y estructurales de los volcanes Casiri y Purupuruni. En esta etapa también fue necesario implementar los softwares a utilizar en la siguiente fase.

### **1.8.2 Segunda etapa**

Comprende la recolección y procesamiento de los datos de DInSAR y GNSS para recrear series de tiempo que puedan ser correlacionados con la sismicidad.

### **1.8.3 Tercera etapa**

Interpretación de los resultados, generando y proponiendo modelos teóricos de las fuentes generadoras de deformación. Además, se pretende realizar una correlación entre la deformación y la sismicidad, con el fin de tener una mejor comprensión de los mecanismos generadores de esfuerzos y geometría de la estructura interna.

## CAPÍTULO II: MARCO GEOLÓGICO

Este capítulo abarca el contexto vulcanológico, análisis geomorfológico y geológico-estructural de la región situada entre los volcanes Purupuruni y Casiri (Cordillera del Barroso).

### 2.1 Contexto Vulcanológico

Los volcanes Purupuruni y Casiri son considerados como activos por el Instituto Geofísico del Perú (IGP), entidad responsable del monitoreo volcánico en el país. A continuación, se describe la historia eruptiva y características principales de ambos volcanes.

#### 2.1.1 Volcán Purupuruni

El volcán Purupuruni es un complejo de domos de lava dispersos, que se elevan hasta 300 metros por encima de la altiplanicie (Figura 2.1), recubiertos por capas de ceniza transportada por el viento y cuya base está conformada por depósitos de flujos piroclásticos consolidados. El domo ubicado al sureste ha sido datado por Bromley et al. (2019) con  $5300 \pm 1100$  años, lo que clasifica al Purupuruni como un volcán activo de baja peligrosidad volcánica (Del Carpio et al., 2022).

**Figura 2.1, Volcán Purupuruni.**



Nota: Fotografía adquirida desde el sector sur del volcán Purupuruni. Fuente IGP.

### **2.1.2 Volcán Casiri**

El volcán Casiri es un estratovolcán joven de composición andesítica, que se encuentra sobre volcanes más antiguos del Pleistoceno Inferior (Bromley et al., 2019). Estos volcanes antiguos corresponden a un conjunto de domos dacíticos del complejo volcánico Paucarani. Este estratovolcán se emplazó entre el Pleistoceno superior y el Holoceno, presentando en su cima un domo de lava de 100 metros de altura (Figura 2.2) y 200 metros de diámetro (Vargas et al., 2023). Al sur del volcán se pueden observar depósitos de flujos piroclásticos, probablemente relacionados con el colapso de domos de lava. En el sector sur del Casiri, se encuentran flujos de lava datados entre  $6000 \pm 900$  y  $2600 \pm 400$  años antes del presente (Bromley et al., 2019), lo que evidencia que se trata de un estratovolcán activo, clasificado como de baja peligrosidad volcánica según los factores de peligro y exposición relativa (Del Carpio et al., 2022).

**Figura 2.2, Volcán Casiri.**



Nota: Fotografía adquirida desde el sector sureste del volcán Casiri. Fuente IGP.

### **2.1.3 Actividad volcánica actual**

Desde septiembre de 2019 hasta abril de 2020, la red de vigilancia del volcán Casiri registraba menos de cinco sismos diarios en sus alrededores, con

magnitudes menores a 2.0ML ([https://www.igp.gob.pe/servicios/centro-vulcanologico-nacional/sites/default/files/2020/boletin\\_casiri\\_202005.pdf](https://www.igp.gob.pe/servicios/centro-vulcanologico-nacional/sites/default/files/2020/boletin_casiri_202005.pdf)). Sin embargo, el 25 y 26 de julio de 2020, el IGP reportó siete sismos con magnitudes locales entre 3.6ML y 4.1ML, con epicentros ubicados entre 15 y 17 km al noreste del distrito de Tarata (Tacna), entre los volcanes Casiri y Purupuruni (Velarde et al., 2020). En 2021, la actividad sísmica presentó magnitudes locales entre 3.6ML y 5.0ML, mostrando una migración de la sismicidad de sur a norte, lo que sugirió la reactivación temporal de la falla Pacollo y otros lineamientos menores alrededor de los volcanes Purupuruni y Casiri (Antayhua et al., 2021). El análisis de los datos de deformación y actividad sísmica entre 2019 y 2021 permitió identificar cuatro zonas de deformación asociadas a fallas activas, principalmente la reactivación de la falla Pacollo (Vargas et al., 2022).

Tras las crisis de 2020 y 2021, la actividad sísmica del volcán Casiri volvió a sus niveles normales, registrando menos de tres sismos diarios. No obstante, entre mayo y junio de 2023, la actividad sísmica del volcán mostró un ligero incremento de sismos de tipo volcano-tectónicos (VT), asociados a procesos de ruptura de rocas en el interior del volcán, registrándose un total de 1358 sismos VT. Sin embargo, la actividad sísmica de 2023 fue menor en comparación con las crisis de 2020 y 2021, cuando se registraron sismos con mayor energía y magnitud (Vargas et al., 2023).

En 2022, se instaló una estación sísmica permanente en el domo norte del volcán Purupuruni y cinco estaciones GNSS (tres en los alrededores del Purupuruni y dos para el monitoreo del Casiri), las cuales fueron donadas por el VDAP-USGS. Desde febrero de 2024, se inició con la publicación de boletines del volcán Purupuruni, reportando hasta un máximo de cuatro sismos diarios ([https://www.igp.gob.pe/servicios/centro-vulcanologico-nacional/sites/default/files/2020/boletin\\_purupuruni\\_202402.pdf](https://www.igp.gob.pe/servicios/centro-vulcanologico-nacional/sites/default/files/2020/boletin_purupuruni_202402.pdf)). Desde 2022 hasta junio de 2024, el análisis de las diferentes técnicas geodésicas no evidencia deformación en el entorno de ambos volcanes (<https://www.igp.gob.pe/servicios/centro-vulcanologico-nacional/sites/default/files/reportes-vulcanologicos/2024/REPORTE%20VULCANOLOGICO%20DIARIO%2030%20DE%20JUNIO%20DE%202024.pdf>).

## 2.2 Geomorfología

Mendivil (1965) ha clasificado la región de estudio, de manera general, en tres unidades geomorfológicas: el flanco occidental de los Andes, el arco volcánico del Barroso y las planicies. No obstante, el Mapa 2.1 exhibe el detalle de la geomorfología de la zona, obtenido del Sistema de Información Geológico y Catastral Minero (Geocatmin-INGEMMET). Estas unidades se presentan sobre la base del mapa topográfico elaborado por el Instituto Geográfico Nacional (IGN), el cual muestra las curvas de nivel y quebradas en el área comprendida entre los volcanes Purupuruni y Casiri. A continuación, se describen las unidades geomorfológicas de la zona de estudio (Mapa 2.1):

### 2.2.1 De carácter tectónico degradacional y erosional

Comprende las unidades de montañas y colinas, con altitudes que superan los 4000 m s.n.m, las cuales son detalladas a continuación:

#### 2.2.1.1 Montañas

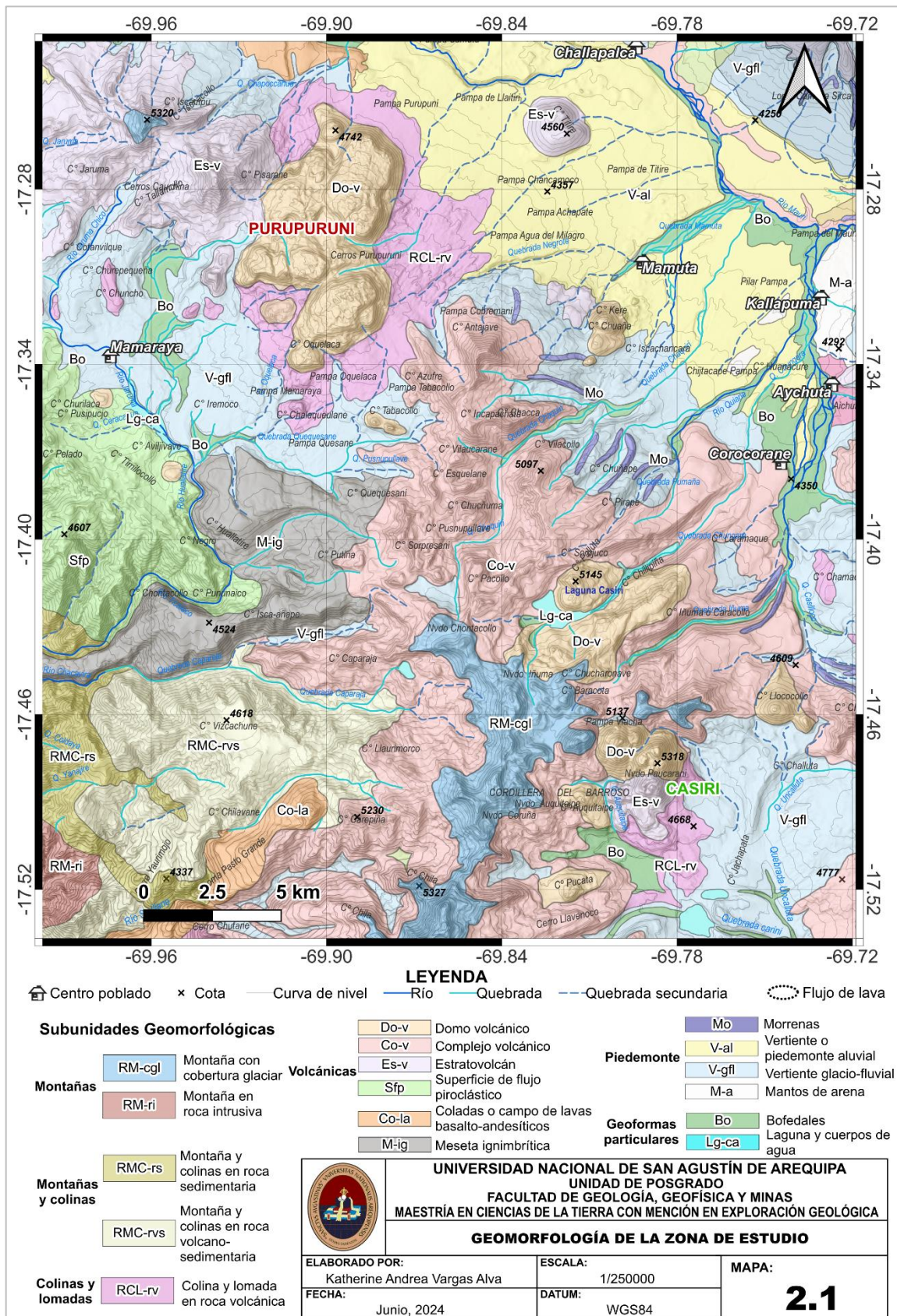
Las *montañas con cobertura glaciar (RM-cgl)* se ubican en el sector sur de la zona de estudio, en la cima de la Cordillera Barroso, abarcando los Nevados Chontacollo, Iñuma, Auquitaípe y Coruña, y se caracterizan por estar cubiertas de nieves perpetuas a altitudes superiores a 5500 m s.n.m.

Por otro lado, las *montañas en roca intrusiva (RM-ri)* se localizan en el sector suroeste del área de interés y se presentan como elevaciones alargadas con pendientes moderadas a altas de hasta 70° (Vela et al., 2020), compuestas principalmente por granodiorita, así como restos de piroclastos y limolitas.

#### 2.2.1.2 Montañas y colinas

Las *montañas y colinas en roca volcánica sedimentaria (RMC-rvs)* se localizan en el sector suroeste de la zona de estudio, entre los cerros Vizcachune, Chilavane y Llaurimorco, a altitudes de 4200 a 4600 m s.n.m. Se caracterizan por pendientes suaves de 2 a 5° y presentan subunidades volcano-sedimentarias con flujos de bloques y clastos andesíticos (Cruz et al., 2019).

**Mapa 2.1. Geomorfología de la zona de estudio.**



Nota. Fuente: Mapa topográfico del IGN (curvas de nivel, drenaje) y geomorfología modificada de Geocatmin (INGEMMET).

En contraste, las *montañas y colinas en roca sedimentaria (RMC-rs)* se encuentran en una pequeña área del sector suroeste (Mapa 2.1), donde el relieve abrupto muestra pendientes pronunciadas de 25° a 45°, erosionadas en cárcavas y con un sistema de drenaje dendrítico, formadas por cuarcitas, areniscas cuarzosas y lutitas oscuras de las formaciones Labra y Gramadal y Hualhuani (Luque et al., 2021).

#### 2.2.1.3 Colinas y lomadas

La subunidad de *colina y lomada en roca volcánica (RCL-rv)*, se localiza en los sectores noroeste y sureste de la zona de estudio, al pie de los volcanes Purupuruni y Casiri. En el noroeste, abarca áreas entre las Pampas Agua del Milagro, Oquelaca y Tabacollo, así como la pequeña lomada del Cerro Chalaqueulane (Mapa 2.1). En el sector sureste, al pie del volcán Casiri, esta subunidad se compone principalmente de rocas andesíticas porfiríticas, que presentan signos de suelos vaporizantes, evidenciados por sus tonalidades rojizas y blancas (Cruz et al., 2019).

### 2.1.2 De carácter volcánico degradacional y erosional

Comprende diversas geoformas de origen volcánico, como se detalla líneas abajo, dado su interés particular para el estudio.

#### 2.2.2.1 Volcánicas

Esta unidad comprende seis subunidades de origen volcánico, las cuales son detalladas a continuación:

- *Domo volcánico (Do-v)*: Estos domos intruyen al Grupo Barroso y superan los 5000 m de altitud con una pronunciada inclinación de 17°, compuestos por material volcánico dacítico, riolítico, andesítico y texturas que varían desde microporfiríticas hasta porfiríticas (Cruz et al., 2020). Esta subunidad la conforman los domos Purupuruni, los domos Paucarani, los domos antiguos que bordean la laguna Casiri y el domo Kere, según se ilustra en la Mapa 2.1.

- *Complejo volcánico (Co-v)*: Se extiende a manera de una cordillera conformando el arco volcánico Barroso. Se encuentra disectada por una serie de valles concurrentes en estado juvenil, en la cual también se pueden encontrar varias lagunas (Díaz et al., 2000). Es la subunidad que ocupa la mayor área de la zona de estudio. Se ubica en el sector sureste y comprende los cerros Azufre, Antajave, Chacca, Incapachata, Vilaucarane, Chucñuma, Pusnupullave, Chuñape, Pirape, Sorpresani, Caparaja, Sorojuco, Pacollo, entre otros (Mapa 2.1).
- *Estratovolcán (Es-v)*: Estructuras volcánicas que se formaron debido a erupciones explosivas y tienen una forma cónica extendida. Están compuestos por flujos de lava y en su cima suelen encontrarse bloques piroclásticos. En el área de estudio, se ubica en el sector noroeste, en los cerros Pizarane, Tallamullo y Oquelaca conformando el volcánico Jaruma (Mapa 2.1). Asimismo, se encuentra en el sector noreste, representado por el cerro Titire y al sureste, por el estratovolcán Casiri.
- *Superficie de flujo piroclástico (Sfp)*: Se encuentra en el sector oeste de la zona de estudio, entre los cerros Timilocollo, Aviljivave, Negro y Pununaico que forman parte de la formación Huilacollo, compuesta de un flujo de bloques y clastos andesíticos (Mapa 2.1).
- *Meseta ignimbrítica (M-ig)*: Esta planicie se encuentra elevada en comparación con su entorno local y muestra surcos de erosión en su superficie (Díaz et al., 2000). Incluye los cerros Huallatire, Quequesani, Isca-añape y Putina, que forman parte del complejo volcánico Barroso (Mapa 2.1).
- *Colada o campo de lava basalto-andesítica (Co-la)*: Se localiza en una zona pequeña del sector suroeste de la región de estudio (Mapa 2.1) formando parte del complejo volcánico Barroso.

### **2.2.3 De carácter deposicional o agradacional**

Incluye las geoformas de piedemonte y otras de origen particular:

#### *2.2.3.1 Piedemonte*

Incluye cuatro subunidades con características distintivas:

La *morrena (Mo)* se encuentra en el sector este de la zona de estudio (Mapa 2.1), sobre las laderas de los complejos volcánicos, a altitudes entre 4300 y 4900 m s.n.m., presentando depósitos de fragmentos volcánicos subangulares (Cruz et al., 2019).

La *vertiente o piedemonte aluvial (V-al)* abarca superficies inclinadas con pendientes de 1° a 25°, cubiertas por sedimentos aluviales cuaternarios (Luque et al., 2021), y se extiende en el sector noreste (Mapa 2.1), incluyendo las Pampas Chancamoco, Achapate, Titire y Chijtacape.

La *vertiente glacio-fluvial (V-gfl)* presenta materiales gruesos en sus partes superiores, como arenas y gravas, que se vuelven más finos hacia las partes más bajas (Díaz et al., 2000), siendo visibles al sur del volcán Purupuruni, entre la Pampa Mamaraya y Quesane; al noreste del Complejo Volcánico, a través de la Pampa Cobremani; y al este del volcán Casiri, a lo largo de la Quebrada Palcuma (Mapa 2.1).

Por último, el *manto de arena (M-a)* se localiza al sur de la Pampa Citjacape (Mapa 2.1), caracterizándose por depósitos eólicos de arenas bien clasificadas.

#### *2.2.3.2 Geoformas particulares*

Incluye subunidades geomorfológicas asociadas a cuerpos de agua y áreas pantanosas. Los *bofedales (Bo)* son zonas pantanosas hidromórficas que se desarrollan cerca de arroyos y ríos, donde el suelo se satura por la baja velocidad de escorrentía, formando una vegetación densa y compacta, como la yareta. Esta subunidad se distribuye en varias zonas del área de estudio: en el sector oeste, se extiende hacia el suroeste del volcán Purupuruni; al noreste, se localiza próximo a la quebrada Mamuta; hacia el este, se encuentra a lo largo de la quebrada

lñuma y; en el sector sureste, se ubica al sur del volcán Casiri (Mapa 2.1).

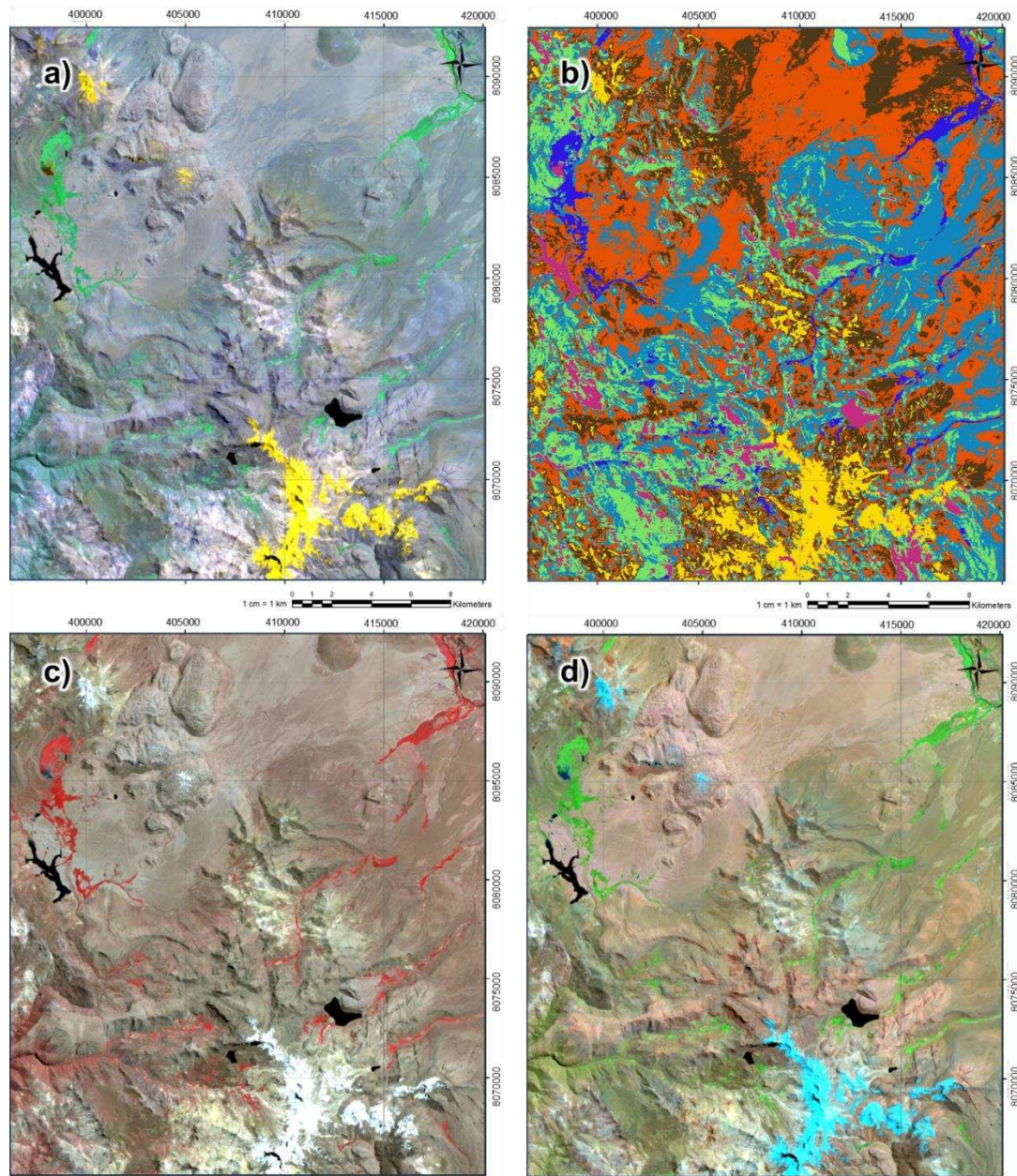
Por otro lado, la subunidad de *laguna y cuerpos de agua (Lg-ca)* se encuentra a lo largo de la Cordillera del Barroso, destacándose por sus pequeñas lagunas de origen glaciario, siendo la laguna Casiri la más grande y visualmente prominente, junto con otras como las lagunas Caparaja y Quequesane (Mapa 2.1).

### **2.3 Estratigrafía**

Mendivil (1965) detalló la geología de los cuadrángulos de Maure (35-x) y Antajave (35-y), mientras que Jaén y Ortiz (1998) y Díaz et al. (2000) elaboraron el mapa geológico de Maure a una escala de 1/100000 y 1/50000 (Mapa 2.2), respectivamente. Asimismo, Acosta et al. (2011) elaboraron el mapa geológico del cuadrángulo de Palca (36-x) a escala 1/50000, la cual abarca la zona sur del área de estudio.

Cabe mencionar que, para complementar la identificación de las unidades litoestratigráficas, se llevó a cabo combinaciones de bandas de una imagen Landsat 8 con fecha del 16 de abril de 2021. Entre las distintas combinaciones ensayadas, aquellas que generaron contrastes más notables fueron obtenidas mediante la aplicación de la técnica MNF - Mínima Fracción de Ruido (Figura 2.3a, combinación 456), la combinación empleando el infrarrojo NIR-R-G (Figura 2.3c, combinación 543) y compuesto de color estándar (Figura 2.3d, combinación 753). Además, se llevó a cabo la clasificación no supervisada en el software ArcGIS (Figura 2.3b) con 7 clases aplicado a la combinación 456 del Landsat 8 (Figura 2.3a), la cual exhibió el mejor contraste identificativo.

**Figura 2.3. Combinaciones de banda de imagen Landsat 8.**



Nota. a) Combinación 456, b) clasificación supervisada de combinación 456, c) Combinación 543, d) Combinación 753. Fuente: Elaboración propia.

A continuación, se describen las unidades litoestratigráficas que componen la zona de estudio (Mapa 2.2):

### **2.3.1 Jurásico Superior**

Incluye las unidades más antiguas de la zona de estudio, compuestas principalmente de rocas sedimentarias. Estas unidades, junto con la Formación

Hualhuani, se encuentran dentro del área de influencia de la zona de inflación detectada mediante DInSAR en órbita ascendente.

#### *2.3.1.1 Formación Labra (Js-la)*

Es la unidad más antigua que aparece en el mapa aflorando en el sector suroeste de la zona de estudio, a 17 km al oeste del volcán Casiri (Mapa 2.2). La formación Labra está compuesta por areniscas finas de color gris verdoso, cuarzosas y de cuarzo feldespático con laminaciones oblicuas de bajo ángulo, intercaladas con limoarcillas negras que presentan laminaciones paralelas y rizaduras orientadas hacia el sur-suroeste (Acosta et al., 2011).

#### *2.3.1.2 Formación Gramadal (Js-gr)*

Sobreyace a la formación Labra, por lo cual también se encuentra en el sector suroeste de la zona de estudio (Mapa 2.2). Se caracteriza por la presencia de algunos niveles delgados de caliza intercalados con lutitas, lo que dificulta su separación ya que los estratos están muy deformados (Díaz et al., 2000). El espesor de la Formación Gramadal varía entre 80 y más de 200 metros (Cruz et al., 2013). El contacto inferior de la Formación Gramadal con la Formación Labra es concordante y gradual, mientras que el contacto superior con la Formación Hualhuani es mayormente concordante (Acosta et al., 2011).

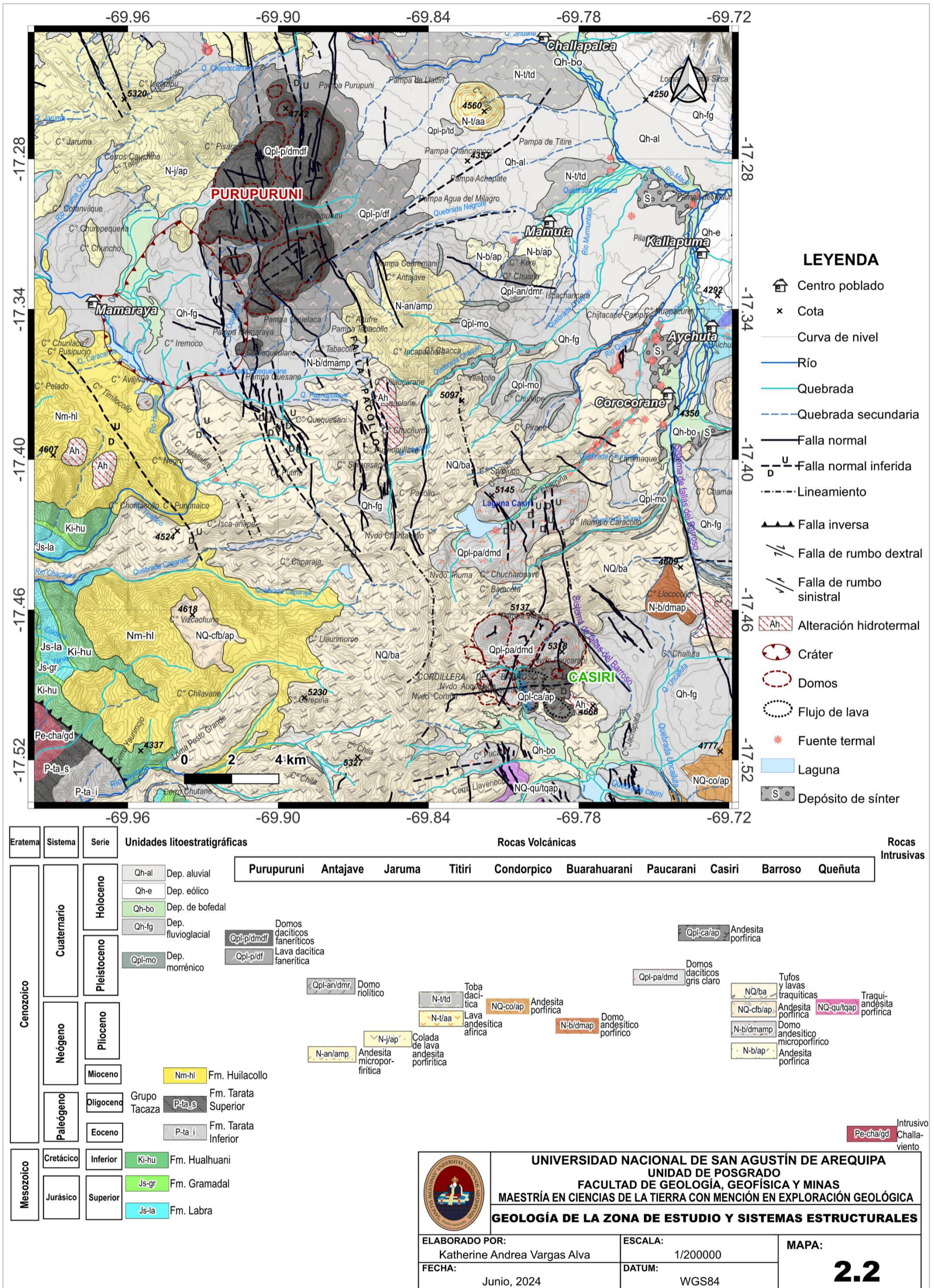
### **2.3.2 Cretácico Inferior**

Incluye a la Formación Hualhuani, descrita a continuación:

#### *2.3.2.1 Formación Hualhuani (Ki-hu)*

Se ubica en el sector suroeste de la zona de estudio (Mapa 2.2). Litológicamente, está constituida principalmente por cuarcitas blancas y grises, con algunas intercalaciones de lutitas y limolitas oscuras, que afloran en las partes más altas de los cerros, formando crestas que expresan topografías muy agrestes. Estas rocas se encuentran en pliegues asimétricos, y sus flancos están muy fracturados y fallados. (Díaz et al., 2000).

Mapa 2.2. Geología de la zona de estudio y sistemas estructurales.



Nota. Fuente: Modificado de Díaz et al. (2000), Acosta et al. (2011), Bromley et al. (2019) y Benavente et al. (2021).

### **2.3.3 Paleógeno - Eoceno**

Incluye la formación Tarata Inferior, predominantemente compuesta por rocas volcánicas, que se formaron casi simultáneamente con las rocas intrusivas de la unidad Challaviento. Estas unidades, junto con la formación Tarata Superior, también se ven afectadas, aunque de manera marginal, por el borde suroeste del área de deformación registrada por DInSAR en órbita ascendente.

#### **2.3.3.1 Formación Tarata Inferior (P-ta\_i)**

Esta secuencia volcánica comienza con una intercalación de piroclastos gris verdoso y violáceos alterados, sobre estratos conglomerádicos con clastos de cuarcita subredondeados. Incluye flujos de toba de pómez y ceniza blanquecina con biotitas y cuarzo, y secuencias litoclásticas. La base de los flujos lávicos y piroclásticos yace discordantemente sobre la Formación Hualhuani (De La Cruz B. & De La Cruz M., 2001). Se ubica en el sector suroeste del área de estudio, a 20 km al suroeste del volcán Casiri (Mapa 2.2).

#### **2.3.3.2 Intrusivo Challaviento (Pe-cha/gd)**

La superunidad Challaviento aflora en el suroeste de la zona de estudio (Mapa 2.2). Está compuesta principalmente por granodioritas con textura porfírica a granular, además de monzodioritas y rocas intermedias asociadas en forma de diques. Esta unidad se asocia siempre con las fallas inversas del sistema Incapuquio (Acosta et al., 2011), aunque este sistema de fallas no aparece en la zona de estudio, ya que se encuentra a unos 10 km al sur.

### **2.3.4 Paleógeno - Oligoceno**

Comprende únicamente la formación Tarata Superior:

#### **2.3.4.1 Formación Tarata Superior (P-ta\_s)**

Esta unidad ocupa una pequeña extensión en el sector suroeste del área de estudio, sobreyaciendo la Formación Tarata Inferior (Mapa 2.2). Su secuencia volcánico-sedimentaria incluye sineritas finas,

piroclastos verdosos, plagioclasa, y piroclastos estratificados de tonalidades violetas a rojas. En los niveles superiores, se observan clastos volcánicos subredondeados, flujos líticos y estratos con intemperismo esferoidal. También presenta intercalaciones de limolitas, calizas laminadas gris oscuras y niveles de chert, con un espesor superior a 150 metros (De La Cruz B. & De La Cruz M., 2001).

### **2.3.5 Neógeno - Mioceno**

Incluye la formación Huilacollo de carácter principalmente volcánico, abarcando gran área de la zona de inflación detectada por DInSAR en órbita ascendente.

#### *2.3.5.1 Formación Huilacollo (Nm-hl)*

En la zona de estudio, se ubica específicamente en el sector oeste, a 9 km al suroeste del volcán Purupuruni, abarcando los cerros Negro y Pununaico, así como al suroeste, a 10 km al oeste del volcán Casiri, donde se extiende por los cerros Llaurimoco y Chilavane (ver Mapa 2.2). Predomina la presencia de rocas volcánicas de flujo litoclástico con variaciones en el tamaño de los clastos, la matriz y el grado de alteración, mayormente de origen explosivo, junto con aglomerados, piroclastos, derrames lávicos y brechas de colores rojizos, violáceos, morados y verdosos (De La Cruz B. & De La Cruz M., 2001). La secuencia volcánica está plegada, formando un sinclinal con dirección NO-SE y un anticlinal de menor extensión (Díaz et al., 2000).

### **2.3.6 Neógeno – Plioceno**

Incluye cinco unidades, descritas a continuación:

#### *2.3.6.1 Volcánico Antajave (N-an)*

El área está compuesta principalmente por andesita microporfirica (N-an/amp), con una tonalidad rojiza en la imagen satelital posiblemente por alteración hidrotermal. Se extiende sobre los cerros Antajave, Incapachata y Chacca, a 3 km al sureste de los domos Purupuruni, en la zona de levantamiento detectada por DInSAR en órbita descendente.

Según Cruz et al. (2020), esta secuencia corresponde a la fase volcánica más antigua, originada por lavas del cerro Antajave, y presenta un sistema hidrotermal zonado, mayormente cubierto por flujos volcánicos post-hidrotermales y depósitos coluviales. Además, Quispe (2004) menciona que las alteraciones hidrotermales y mineralizaciones menores están vinculadas a fallas asociadas a un pulso hidrotermal tardío. Los flujos lávicos y las rocas piroclásticas incluyen fragmentos angulosos a subredondeados en una matriz rosácea a gris.

#### *2.3.6.2 Volcánico Jaruma (N-j)*

Esta unidad está formada por coladas de lava de composición andesítica porfírica (Nj-ap) y se localiza en el sector noroeste de la zona de estudio, abarcando los cerros Jaruma, Incampu, Cauचना, Tallamullo y Pizarane, a 1 km al noroeste del volcán Purupuruni (Mapa 2.2) y dentro del área de inflación detectada con DInSAR en órbita ascendente. Según De La Cruz B. & De La Cruz M., (2001), en el cerro Jaruma se distinguen algunos plegamientos suaves de reducida extensión, manifestados como ondulaciones o inclinaciones debido a la depositación por gravedad.

#### *2.3.6.3 Volcánico Titiri (N-t)*

Las lavas andesíticas afíricas (N-t/aa) se encuentran en el Cerro Titire, a 5 km al noreste del volcán Purupuruni, en el borde marginal noreste del área de inflación detectada por DInSAR en órbita descendente. Se caracterizan por su tonalidad oscura en la pampa de Titire y están compuestas por plagioclasas (26 %), piroxenos (9 %) y una matriz microcristalina con plagioclasas (38 %), piroxenos (8 %) y vidrio (6 %), presentando un alto contenido de potasio (Onuma et al., 1982; Díaz et al., 2000).

La unidad de depósito de toba dacítica rosada (N-t/td) se sitúa a 5 km al noreste y 9 km al este de los domos Purupuruni, en la Pampa de Titire, al norte de la localidad de Mamuta (Mapa 2.2). Presenta variaciones en su coloración; al norte, se manifiestan como tobas gruesas de tonalidad más oscura, mientras que al sur aparecen como

tobas finas de color más claro, cubiertas por depósitos aluviales. Aunque estos depósitos han sido asociados a una actividad explosiva del volcán Purupuruni, que ocurrió antes de la formación de los domos que rellenaron antiguas depresiones (Díaz et al., 2000), su localización distante indica que estas ignimbritas son considerablemente más antiguas que la actividad del volcán, que datan del Pleistoceno-Holoceno. Por lo tanto, se postula que las ignimbritas deben tener otra fuente, y, en función de su ubicación y edad, han sido consideradas como parte del volcánico Titire.

#### 2.3.6.4 Volcánico Barroso (N-b)

Se divide en dos tipos de rocas:

- *Andesita porfírica (N-b/ap)*

Se ubica en los sectores noroeste y noreste del cerro Kere, a 7 km al este del volcán Purupuruni (Mapa 2.2), dentro del área de influencia de la inflación registrada con DInSAR en órbita descendente. Las andesitas porfíricas del grupo Barroso, se caracterizan por tener alrededor del 50% de plagioclasas y porcentajes menores al 5% de piroxenos, hornblenda, magnetita y trazas de biotita (Díaz et al., 2000).

- *Domo andesítico microporfírico (N-b/dmamp)*

Este domo se ubica a 4 km al sur de los domos Purupuruni, por el Cerro Tabacollo (Mapa 2.2), dentro del área de hundimiento del bloque oeste de la falla Pacollo, registrado en julio de 2020 con la técnica DInSAR. La morfología de las estructuras dómicas depende de la viscosidad del fluido lávico, por lo que el análisis petrográfico de una muestra recolectada en el cerro Tabacollo por Díaz et al. (2000), evidencia una andesita microporfírica constituida de plagioclasas, biotita y hornblenda, con un porcentaje de sílice (SiO<sub>2</sub>) del 59.6%.

#### 2.3.6.5 Volcánico Buarahuarani (N-b/dmap)

Esta unidad se ubica en el sector sureste del área de estudio, a 5 km al noreste del volcán Casiri, sobre el Cerro Llococollo (Mapa 2.2),

dentro del área de inflación detectada con DInSAR en órbita descendente. Se trata de un domo andesítico porfirítico, de cuerpo alargado en forma de cúpula emplazado en dirección noroeste-sureste (Luque et al., 2021).

### **2.3.7 Cuaternario / Neógeno**

Incluye dos unidades del volcánico Barroso, así como los volcánicos Condorpico y Queñuta:

#### *2.3.7.1 Volcánico Barroso -Andesita Porfírica (NQ-cfb/ap)*

Se encuentra en el sector suroeste de la región de investigación, abarcando el Cerro Vizcachune (Mapa 2.2), a 15 km al noroeste del volcán Casiri, sobre la Formación Hualhuani, por lo que también se encuentran dentro de la zona de inflación detectada mediante DInSAR en órbita ascendente. La andesita porfírica en esta área presenta una litología uniforme, compuesta por bloques y clastos, junto con algunos horizontes de lavas de color gris a gris verdoso (Arcos, 2016).

#### *2.3.7.2 Volcánico Barroso - Tufos y lavas de composición traquítica, andesita (NQ-ba)*

Esta unidad cubre aproximadamente el 40% del área de estudio (Mapa 2.2). Se localiza a 5 km al sur del volcán Purupuruni y rodea al volcán Casiri. En esta unidad se registraron los hundimientos por el bloque oeste de la falla Pacollo en julio de 2020 y mayo de 2021, detectados mediante la técnica DInSAR. También abarca las zonas de inflación observadas en órbita ascendente y descendente. Los centros y complejos volcánicos de la región se han clasificado en etapas de Arcos Volcánicos (Mamani et al., 2010), y los depósitos volcánicos del Arco Barroso, que datan del Mioceno-Plioceno, fueron afectados por la tectónica Quechua IV (Benavente et al., 2021). Estas rocas, compuestas por tufos y lavas de composición andesítica y traquiandesítica, se encuentran en las partes altas de la cordillera Occidental, y presentan una tendencia calco-alcalina (Arcos, 2016; Díaz et al., 2000). Las secuencias volcánicas, alineadas en dirección noroeste-sureste, tienen

edades entre 10 y 3 millones de años para las más antiguas (Roperch et al., 2006), y entre 3.3 y 0.3 millones de años para las más recientes (Tosdal et al., 1981; Organización Latinoamericana de Energía & Aquater, 1980).

#### *2.3.7.3 Volcánico Condorpico (NQ-co/ap)*

Esta unidad se localiza en una pequeña área del sector sureste del área de estudio, a 7 km al sureste del Casiri, por lo que solo el área más próxima al volcán se encuentra dentro del área de inflación detectada en órbita descendente con DInSAR. Está conformada por flujos lávicos gris oscuro, estratificados en capas delgadas y paralelas, inclinadas hacia el oeste, este y sur. Estos flujos intercalan cenizas y tobas, compuestos por andesitas y latitas porfídicas con fenocristales de plagioclasa, hornblenda, biotita y cuarzo. Las muestras del cerro Ququisana, fechadas en  $2.7 \pm 0.1$  Ma y  $2.6 \pm 0.1$  Ma, pertenecen al arco volcánico del Barroso Superior (Monge & Cervantes, 2000; Martínez & Cervantes, 2003; Acosta et al., 2011).

#### *2.3.7.4 Volcánico Queñuta (NQ-qu/tqap)*

Esta unidad se localiza en el sector sur del área de estudio, al sur del cerro Pucata y a 5 km al sur del volcán Casiri, comprendiendo parte del área de inflación detectada con DInSAR en ambas órbitas. Las rocas son flujos lávicos andesíticos, traquiandesíticos y latitas, de tonos gris claro a gris, con textura porfírica y fenocristales de plagioclasa, biotita, hornblenda y cuarzo (Monge & Cervantes, 2000). Los buzamientos alcanzan hasta  $35^\circ$  cerca de los centros de emisión, disminuyendo a  $10^\circ$ - $5^\circ$  en zonas de coladas, siguiendo paleocauces preexistentes (Acosta et al., 2011). Una muestra de andesitas al este del volcán Queñuta data en  $3,1 \pm 0,2$  Ma (Martínez & Cervantes, 2003).

### **2.3.8 Cuaternario – Pleistoceno**

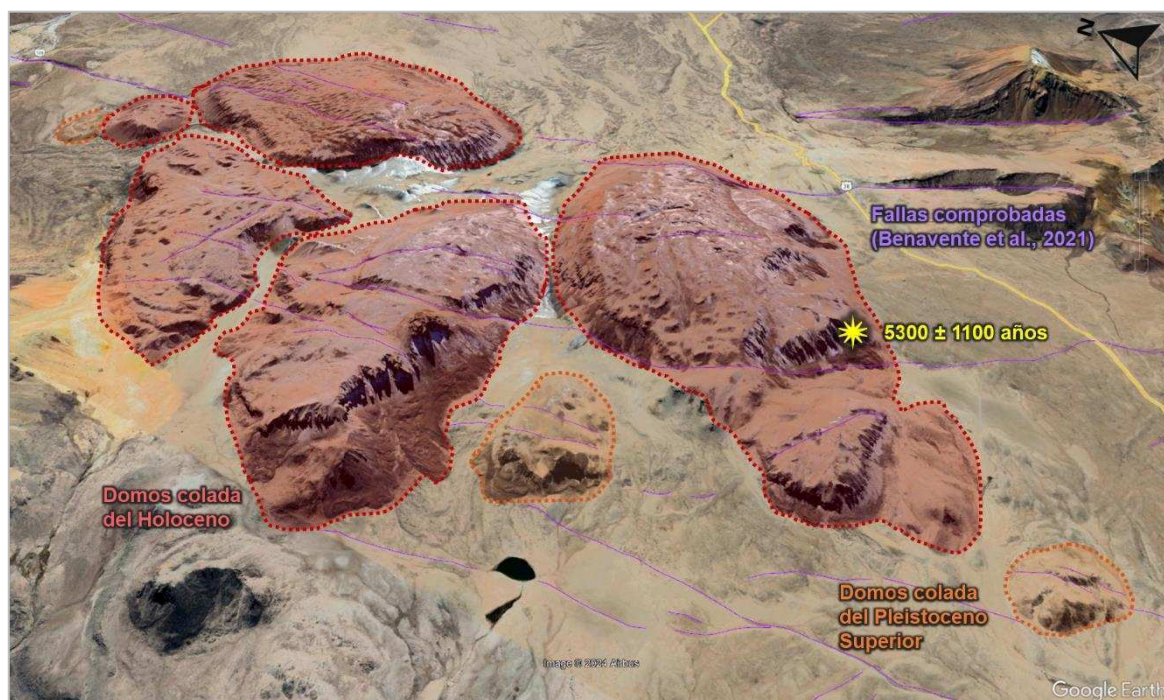
En este periodo se encuentran los volcanes Purupuruni y Casiri, de interés para el estudio; asimismo, comprende los volcánicos Antajave y Paucarani, desarrollados seguidamente:

### 2.3.8.1 Volcánico Purupuruni (Qpl-p)

Comprende dos tipos de depósitos volcánicos. Cabe mencionar que en el domo sur del volcán Purupuruni, se observó el desplazamiento por falla en agosto de 2020, registrado por DInSAR. Por otro lado, en el domo norte del Purupuruni, se detectó un hundimiento por falla en abril de 2021.

- Flujo de lava dacítica fanerítica gris claro (Qpl-p/df): Esta unidad bordea los domos Purupuruni y se caracteriza, en la imagen satelital, por su textura rugosa y un tono ligeramente más oscuro en comparación con la unidad de domos de lava. Esta lava ocupa la mayor extensión en la Pampa Agua del Milagro (Mapa 2.2). Bromley et al. (2019), describe una depresión situada al suroeste de los domos Purupuruni, la que sugiere la existencia previa de una caldera de 13 km de diámetro (estructura con simbología de cráter en Mapa 2.2) cuyo borde norte que se abre hacia el noreste, podría explicar la fuente de estos flujos.

**Figura 2.4. Domos colada que conforman el volcán Purupuruni.**



Nota: Imagen satelital obtenida de Google Earth. Se muestra la ubicación de una muestra de lava datada por Bromley et al. (2019) y la diferenciación de edades de los

domos (Holoceno de color rojo y Pleistoceno Superior de color naranja). Las fallas normales cartografiadas por el estudio de Benavente et al. (2021) se indican con líneas de color morado.

- Domos de lava dacítica fanerítica gris claro (Qpl-p/dmdf): Esta unidad abarca específicamente los domos Purupuruni (Mapa 2.2), caracterizados por radios que varían entre 700 y 1000 metros, comprende un grupo de prominentes domos de lava dacítica ( $\text{SiO}_2$  66% en peso) y domos colada (Bromley et al., 2019). Estos domos se presentan de forma aislada e intacta debido a la falta de erosión significativa. En la imagen satelital con bandas combinadas 456 (Figura 2.3a), se distinguen por un tono lila claro. El vulcanismo en esta zona ha sido predominantemente extrusivo, lo que conduce en ocasiones a la formación de estructuras volcánicas estrujadas, la cual ocurre cuando el magma asciende lentamente y se solidifica parcialmente, resultando en paredes con estrías y una apariencia general que recuerda a una torta. Algunos domos exhiben una superficie relativamente fluida. En imágenes de satélite, los techos de estas estructuras muestran formas corrugadas debido al movimiento lento de las lavas. Una datación de roca extraída de la parte alta de los domos Purupuruni, reporta 100 mil años (Díaz et al., 2000), mientras que Bromley et al. (2019) emplearon la técnica de datación cosmogénica con  $^{36}\text{Cl}$  para analizar una muestra de roca del domo sur, obteniendo como resultado una edad de  $5300 \pm 1100$  años. Asimismo, Bromley et al. (2019) señalan que los domos de menor tamaño ubicados en los extremos norte, oeste y sur podrían datar del Pleistoceno Superior, mientras que los domos más grandes probablemente sean de origen más reciente, pertenecientes al Holoceno (Figura 2.4).

#### 2.3.8.2 Volcánico Antajave (Qpl-an/dmr)

Esta unidad comprende un domo riolítico situado en el sector este de la región de estudio, entre los cerros Kere, Chuaña, Iscachancara, al suroeste del centro poblado de Mamuta, a 2 km al sureste del volcán Purupuruni (Mapa 2.2), dentro de la zona donde se registró valores

significativos de levantamiento con DInSAR en órbita descendente. Esta estructura se originó a partir de intrusiones superficiales de lava en los edificios volcánicos existentes durante la actividad volcánica postglaciar, y su relieve actual es el resultado de las últimas glaciaciones del Holoceno. Las rocas de esta unidad están compuestas principalmente por una matriz de plagioclasas (35 %), cristales de plagioclasas alterados a arcillas (28 %), biotita (13 %), anfíboles (7 %) y, en menor proporción, minerales opacos, esferas y piroxenos (Cruz et al., 2020).

#### *2.3.8.3 Volcánico Paucarani - Domo dacítico gris claro (Qpl-pa/dmd)*

Estos domos se localizan en los alrededores de la laguna Casiri y al norte, oeste y suroeste del volcán Casiri, conformando un complejo volcánico de edad más antigua que el Casiri (Mapa 2.2) correspondientes a inicios del Pleistoceno (Bromley et al., 2019). Estos afloramientos consisten en roca gris clara con textura porfirítica, que contiene fenocristales de plagioclasas (25 %), biotita euhedral (10 %) y cuarzo. La matriz, de color gris claro y con apariencia ceniza, presenta pequeñas vesículas, lo que, según sus características petrográficas y de exposición, permite identificarlos como domos dacíticos (Cruz et al., 2020), que reposan directamente sobre rocas del volcánico Barroso (Díaz et al., 2000).

#### *2.3.8.4 Volcánico Casiri – Andesita porfírica (Qpl-ca/ap)*

Se ubica en el sector sureste de la zona de estudio (Mapa 2.2), dentro del área de levantamiento detectada con DInSAR en órbita descendente. Comprende al estratovolcán joven Casiri de naturaleza andesítica ( $\text{SiO}_2$  60%–61% en peso) ocupando una depresión estructural (posiblemente un graben). Incluye dos tipos de depósitos, descritos a continuación:

- Domo tapón (Figura 2.5): El cráter del estratovolcán, presenta en su cima una caldera con forma de herradura, en el centro de la cual se encuentra un domo “tapón” reciente con un diámetro de aproximadamente 250 metros y una altura de alrededor de 100 metros, el cual está sin

meteorizar y su superficie está caracterizada por crestas de presión radiales (Bromley et al., 2019; Vargas et al., 2022). Bromley et al. (2019) describe que el cráter en sí, ha sido perforado hacia el sur, probablemente debido a colapsos de domos, como lo indica un grueso delantal de depósitos piroclásticos en las pendientes inferiores. Asimismo, presume que el domo tapón se ha formado durante la edad histórica o en el Holoceno.

**Figura 2.5. Características principales del estratovolcán Casiri.**



Nota: Imagen satelital obtenida de Google Earth. Se muestra el domo tapón en la cima del estratovolcán y la dirección de los flujos de lava principales. También se incluyen las ubicaciones de las muestras de lava datadas por Bromley et al. (2019).

- Flujos de lava: Según Bromley et al., 2019, el volcán Casiri probablemente ha emitido diversos flujos de lavas principalmente a fines del Pleistoceno y durante el Holoceno. Asimismo, al oeste del conducto, se aprecia un extenso campo de al menos tres flujos de lava en bloques

cortos. Según dataciones obtenidas mediante el método cosmogénico  $^{36}\text{Cl}$  en dos flujos de lava, se obtuvieron edades de  $2600 \pm 400$  años (flujo suroeste) y de  $6000 \pm 900$  años (flujo sur) que corresponderían al Holoceno (Figura 2.5), además es importante precisar que los tramos inferiores de la lava del sur están cubiertos por ceniza transportada por el viento, ambos flujos exhiben una topografía rugosa, incluyendo diques de 50-100 m de altura y enormes lóbulos en forma de cuerda de hasta 500 m de ancho, 130 m de largo y 50 m de alto, asimismo, en ningún lugar los flujos de lava presentan evidencia de glaciación.

### **2.3.9 Cuaternario – Holoceno**

Incluye los depósitos más recientes, ubicados en el área de levantamiento detectada con DInSAR en órbita descendente.

#### *2.3.9.1 Depósito fluvioglacial (Qh-fg)*

Este depósito, visible en color gris oscuro en el mapa de combinaciones 456 (Figura 2.3a), se localiza al oeste y sureste del volcán Purupuruni y al este del volcán Casiri (Mapa 2.2). Comprende rocas antiguas y material de los alrededores de centros volcánicos, extendiéndose hacia las pampas. Está compuesto principalmente por material volcánico sin estratificación y con escasa selección de fragmentos, variando en tamaño desde arena gruesa hasta bloques grandes, lo que indica la influencia de la erosión durante el deshielo glaciar y crisis climáticas (Cruz et al., 2020).

#### *2.3.9.2 Depósito de bofedal (Qh-bo)*

Se extiende al sur de la zona de estudio, cerca de la laguna Caparaja, y en las áreas noreste y suroeste de la laguna Casiri, así como en las proximidades de la quebrada Mamuta (Mapa 2.2). También se encuentra a 3 km al suroeste y 9 km al este de los domos Purupuruni. Se evidencia en tonos verdes en las combinaciones 456 y 753 (Figuras 2.3a y 2.3d), y en tonos rojos en la combinación 543 (Figura 2.3c). Los bofedales, suelen localizarse a lo largo de los ríos o en sus inmediaciones. En algunos casos, pueden aparecer fuentes termales y

suelos salinos, resultantes de procesos de evapotranspiración y actividad geotermal (Cruz et al., 2019).

#### *2.3.9.3 Depósito eólico (Qh-e)*

Se ubican en el sector este, cercano a la Pampa Chijtacape (Mapa 2.2), forman bloques de arenisca deleznable de color gris claro bien clasificadas (Cruz et al., 2020). Estos depósitos se encuentran situados en pequeñas depresiones al pie de algunas laderas y escarpas o, dispersas en áreas abiertas (Luque et al., 2021). En la imagen satelital de la Figura 2.3a se distingue por su coloración gris azulado.

#### *2.3.9.4 Depósito aluvial (Qh-al)*

Abarca las Pampas de Titire y Achapate, ubicadas en las proximidades de la localidad de Mamuta, en el sector noreste del área de estudio (Mapa 2.2). En la combinación 456 (Figura 2.3a), se distingue por su tonalidad gris claro. Los sedimentos aluviales (gravas, arenas y arcillas), mayormente de origen volcánico, ocupan las depresiones y zonas llanas entre las cadenas montañosas, dando lugar a amplias planicies y pampas en el altiplano. Estos depósitos forman una cubierta superficial que cubre relaciones estratigráficas y estructurales de las rocas subyacentes (Díaz et al., 2000).

## **2.4 Sistemas Estructurales**

Según Mendivil (1965), en la zona de estudio, las discontinuidades son pequeñas y de carácter extensional, manifestándose principalmente en las formaciones volcánicas de Barroso y Purupurini. La falla más significativa, conocida como Pacollo, se encuentra en la fuente del río Chaquiri, entre los cerros Pacollo y Sorpresani. Esta falla se extiende a lo largo de 6.5 km con una orientación inicial de N 5° O (Mapa 2.2). A partir del Cerro Chucñuma, su rumbo cambia a N 30° O hasta que se pierde bajo los fluvio-glaciares en la pampa de Tabacollo. Se plantea la posibilidad de que esta falla sea de tipo gravitacional y de alto ángulo, con un desplazamiento vertical mínimo, siendo el bloque oeste el que ha experimentado un descenso en relación con el bloque este, sin alteraciones notables en las capas adyacentes.

De acuerdo con Cruz et al. (2019), además se identifican sistemas de lineamientos NNO-SSE y N-S predominantemente entre el volcán Casiri y los domos Purupuruni, coincidiendo con la orientación de la Falla Pacollo. Estos lineamientos afectan las rocas volcánicas del Holoceno, y en los cerros al norte de la laguna Casiri, se alinean con escarpes o desniveles que tienen un buzamiento al oeste. La erosión moderada de estas escarpas sugiere un origen casi reciente. Por su ubicación en los flancos de la Cordillera, se asemejan a las estructuras llamadas "Escarpas de piedemonte", lo que lleva a la suposición de que son fracturas de reajuste posiblemente asociadas a reactivaciones de fallas antiguas.

Bromley et al. (2019) describen que, atravesando el conjunto de domos de Purupuruni, se encuentran tres poblaciones distintas de fallas con orientaciones de N05° E, N85° E y N175° E. La colada de domo más voluminosa se extiende a lo largo de la más reciente falla de desplazamiento lateral con orientación N00–05° E. Por otro lado, el volcán Casiri ocupa una depresión estructural, posiblemente un graben, delimitada por fallas con orientación N150° E, rodeada por volcanes compuestos erosionados al norte, domos de lava al oeste y un conjunto de domos al este.

Según Benavente et al. (2021), las fallas en los sectores de Purupuruni y Casiri son de tipo normal y afectan morrenas glaciares y depósitos aluviales (fallas de color morado en Mapa 2.2). Basándose en su longitud y desplazamiento vertical, se sugiere que estas fallas podrían generar sismos de magnitud superior a 6.0.

El Sistema de Fallas del Barroso (fallas con título de color morado en Mapa 2.2) presenta fallas normales con direcciones N-S y NO-SE y buzamientos opuestos, cortando depósitos volcánicos cuaternarios, glaciares y fluvioglaciares (Benavente et al., 2010). En la pampa Purupuruni, se observan estructuras paralelas con dirección norte-sur y buzamiento hacia el oeste. Estas fallas, que afectan depósitos aluviales holocenos y dacitas del domo, están bien conservadas y presentan escarpes de hasta 5 m. Estas fallas controlan los domos Purupuruni. Por otro lado, en el flanco este del cerro Titire, al suroeste de la laguna Suches, se observa una estructura con dirección N147° y buzamiento al noreste, mostrando actividad reciente. Esta falla afecta morrenas, depósitos fluvioglaciares y el drenaje local. En la pampa Quesane, al sur de Purupuruni, se observan estructuras paralelas con dirección norte-sur que también muestran actividad reciente y afectan depósitos fluvioglaciares y andesitas del Grupo Barroso (Benavente et al., 2021).

## **CAPÍTULO III: FUNDAMENTOS TEÓRICOS**

Este capítulo ofrece una revisión detallada de los conceptos fundamentales en vulcanología y geodesia, abordando temas clave como la clasificación y características de los volcanes, incluyendo estratovolcanes, conos de ceniza, volcanes escudo y domos de lava. Además, se exploran los principios de la geodesia espacial y su aplicación en la vulcanología, con un enfoque específico en técnicas avanzadas como la Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética (DInSAR) y el Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS). Finalmente, se analiza el modelamiento matemático de la deformación volcánica, destacando diferentes enfoques y métodos para interpretar datos geodésicos.

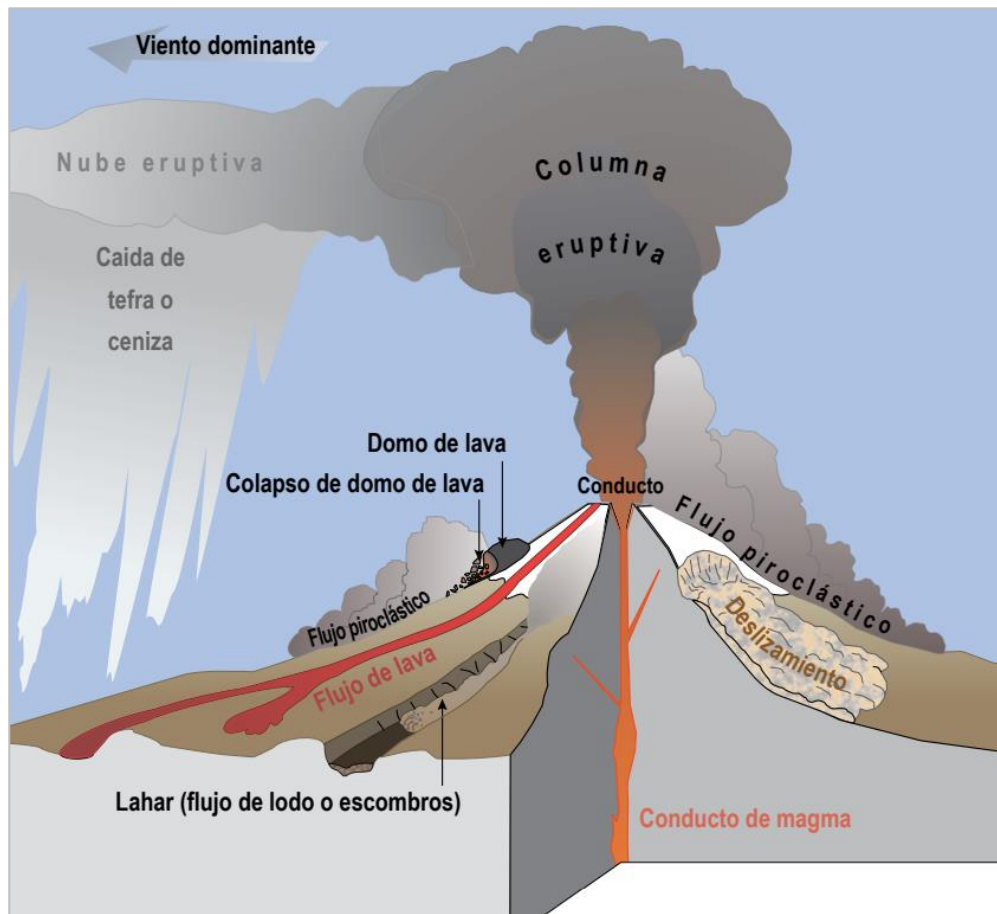
### **3.1 Volcanes**

En esta sección, se presentan los fundamentos teóricos sobre los volcanes, incluyendo su definición y los diferentes tipos que se encuentran en la naturaleza. Se detallan las características distintivas de los estratovolcanes, conos de ceniza, volcanes escudo y domos de lava, proporcionando una comprensión integral de su formación y estructura.

#### **3.1.1 Definición**

Un volcán es una abertura en la superficie terrestre por donde emerge magma. Al enfriarse, el magma genera lava o ceniza, acumulándose y formando un cono volcánico con un cráter en la cima, donde el conducto volcánico se conecta con la superficie (Figura 3.1). Los flancos del cono son capas de lava y ceniza apiladas durante una o múltiples erupciones. A veces, el magma encuentra vías alternativas y emerge por conductos laterales. En resumen, un volcán es una estructura compleja formada por procesos volcánicos que incluyen la génesis, el ascenso y la erupción del magma, dando lugar a diversas formas y relieves volcánicos (D'Elia et al., 2021).

**Figura 3.1. Partes de un volcán y tipos de peligros volcánicos.**



Nota. Extraído de infografía del USGS. Fuente: Stovall et al. (2014).

### **3.1.2 Tipos de volcanes**

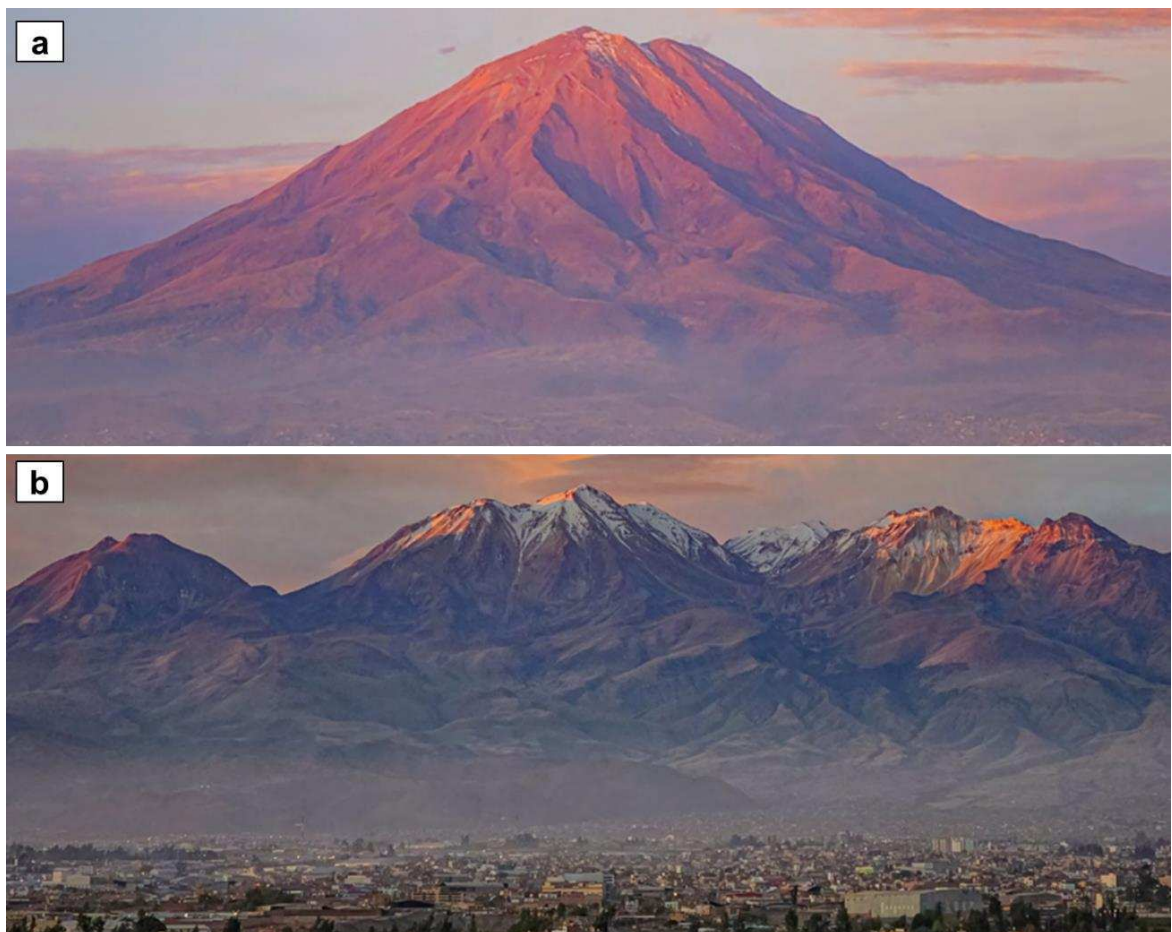
Contrario a la imagen estereotípica de imponentes gigantes cónicos y nevados, los volcanes presentan una gran diversidad de formas y tamaños. Van desde pequeños conos de ceniza, que son el tipo más común, hasta enormes acumulaciones de lava que pueden elevarse hasta 10 km sobre el fondo oceánico (Siebert et al., 2015). Debido a la gran diversidad de formas y tamaños de los volcanes, se describirán los tipos principales que son relevantes para este estudio.

#### **3.1.2.1 Estratovolcán**

Según Siebert et al. (2015) los estratovolcanes, también conocidos como volcanes compuestos, se forman cuando el magma asciende a través de fracturas verticales, creando un conducto que da lugar a un cono simétrico (Por ejemplo, el Volcán Misti, Figura 3.2a). Estos

volcanes son conocidos por sus erupciones explosivas y sus pendientes pronunciadas, formadas por la acumulación alterna de capas de lava, ceniza y rocas piroclásticas, presentando una variabilidad significativa en sus erupciones y estructuras. Si hay un cambio en el sistema de conductos durante la erupción, el volcán puede adoptar una forma compuesta asimétrica o ser salpicado por conos más pequeños (Por ejemplo, volcán Iztaccihuatl en México). El Volcán Casiri es clasificado como un estratovolcán debido a su estructura compuesta por diversos materiales emitidos, principalmente flujos de lava (Figura 2.5) y depósitos de flujos piroclásticos (Bromley et al., 2019). Además, presenta un domo de lava que corona el cráter, lo que podría aumentar su explosividad en caso de un eventual proceso eruptivo.

**Figura 3.2. Tipos de volcanes.**



Nota. a) Estratovolcanes Misti y b) Chachani en Perú (Fuente IGP).

Por otro lado, un complejo volcánico está formado por varios centros eruptivos que comprenden diversas estructuras, como conos, domos, cráteres e incluso estratovolcanes superpuestos, los cuales se desarrollan como consecuencia de una actividad magmática prolongada y variaciones en el sistema de alimentación volcánica (por ejemplo, el Complejo Volcánico Chachani, Figura 3.2b). Es relevante destacar que no todas las partes de un complejo volcánico permanecen activas de forma simultánea (SEGEMAR, Glosario Volcanológico), como ocurre en el caso del complejo volcánico Ampato-Sabancaya, donde únicamente el volcán Sabancaya está activo. En este contexto, también existen complejos volcánicos dominados por domos, los cuales se detallan en el siguiente párrafo.

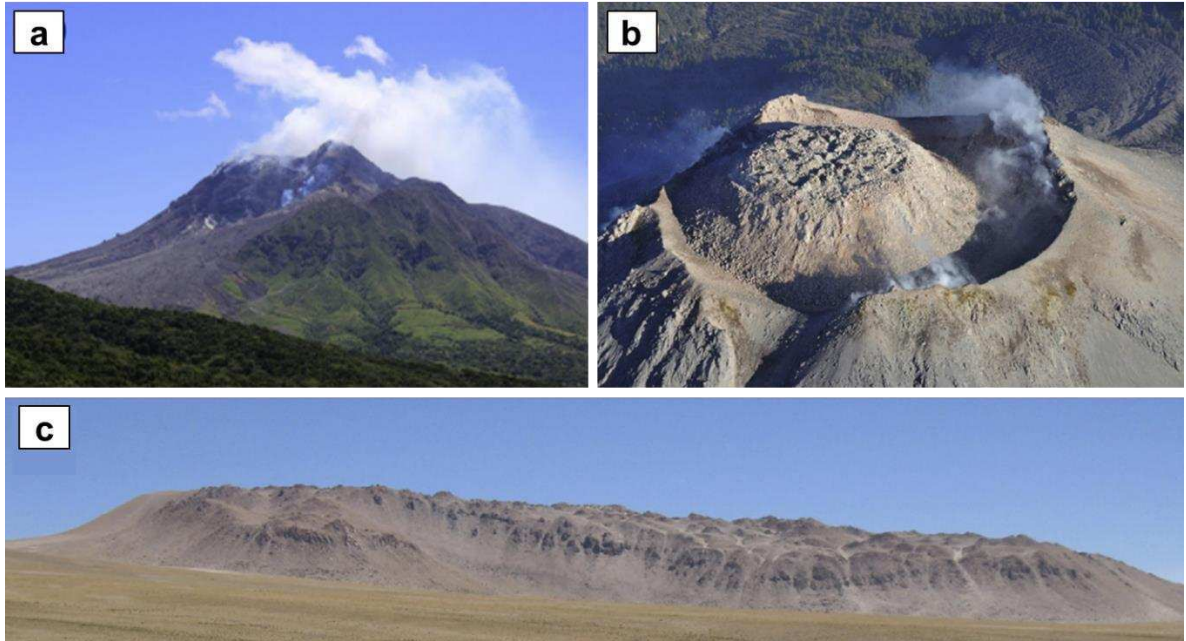
#### *3.1.2.2 Domos de lava*

Los domos de lava se forman cuando el magma de baja viscosidad y con menor contenido de gas fluye lentamente desde un respiradero, creando estructuras de pendiente suave (Siebert et al., 2015). Existen diferentes tipos de domos volcánicos que varían en composición, morfología y características distintivas. A continuación, se describen los principales tipos según Calder et al. (2015):

- Domos Peleanos: Estos domos, generalmente de composición andesítica a dacítica, forman montículos significativos rodeados por depósitos de talud. Las erupciones de estos domos suelen producir grandes volúmenes de depósitos piroclásticos en forma de flujos de bloques y cenizas, como ejemplo tenemos el complejo de domos del volcán Soufrière Hills en Montserrat (Figura 3.3a).
- Domos Tapón: Algunos domos no extruyen grandes volúmenes de lava, sino que forman tapones en forma de domo o capuchones en la cima de los conductos magmáticos dentro de un cráter. Estos domos pueden mostrar episodios de inflación y deflación, apertura y cierre de fracturas concéntricas, y cráteres de explosión debido a las variaciones en las propiedades del magma en el conducto superior. Como ejemplo, se tiene

el domo del volcán Colima en México (Figura 3.3b) e inclusive el domo tapón del volcán Casiri (Figura 2.5).

**Figura 3.3. Tipos de domos volcánicos.**



Nota. a) Complejo de domos de lava del volcán Soufrière Hills en Montserrat, b) Domo tapón del volcán Colima en Mexico, c) Domo colada Chillahuita en Chile. Fotografías extraídas de Calder et al., 2015.

- Domos Tapón: Algunos domos no extruyen grandes volúmenes de lava, sino que forman tapones en forma de domo o capuchones en la cima de los conductos magmáticos dentro de un cráter. Estos domos pueden mostrar episodios de inflación y deflación, apertura y cierre de fracturas concéntricas, y cráteres de explosión debido a las variaciones en las propiedades del magma en el conducto superior. Como ejemplo, se tiene el domo del volcán Colima en México (Figura 3.3b) e inclusive el domo tapón del volcán Casiri (Figura 2.5).
- Domos Coulées o domos colada: Los coulées son domos de lava de perfil bajo que han fluido cuesta abajo y son esencialmente transicionales a los flujos de lava. En los Andes, estos domos también se conocen como "tortas". Pueden ser extremadamente gruesos, alcanzando hasta 400 m, y son usualmente de composición dacítica a

riolítica. Un ejemplo notable es el domo Chillahuita en Chile, que tiene un volumen aproximado de 5 km<sup>3</sup> (Figura 3.3c). Los domos de obsidiana, como los domos Inyo en California y el Big Obsidian Flow en el cráter Newberry en Oregon, se incluyen en esta categoría debido a su composición similar y características morfológicas. El volcán Purupuruni se encuadra dentro de esta clasificación de domos, destacándose por su peculiar forma alargada y sus paredes estriadas, que se presentan de manera aislada (Figura 2.4).

### **3.2 Geodesia Espacial**

La geodesia se remonta a la época griega, siendo Thales de Mileto (625-547 A.C.) quién documentó las primeras ideas, describiendo a la Tierra como un cuerpo en forma de disco flotando en un océano infinito (Vaníček & Krakiwsky, 1986). Durante el siglo XIX, la definición clásica de la geodesia estipulaba: “La geodesia es la ciencia de medir y representar la superficie de la Tierra” (Helmert, 1880). Actualmente, con toda la tecnología disponible, el alcance de la geodesia es más amplio, reflejada en la siguiente definición: “La geodesia es la disciplina que se ocupa de la medición y representación de la Tierra, incluido su campo gravitatorio, en un espacio tridimensional que varía en el tiempo” (Vaníček y Krakiwsky, 1986).

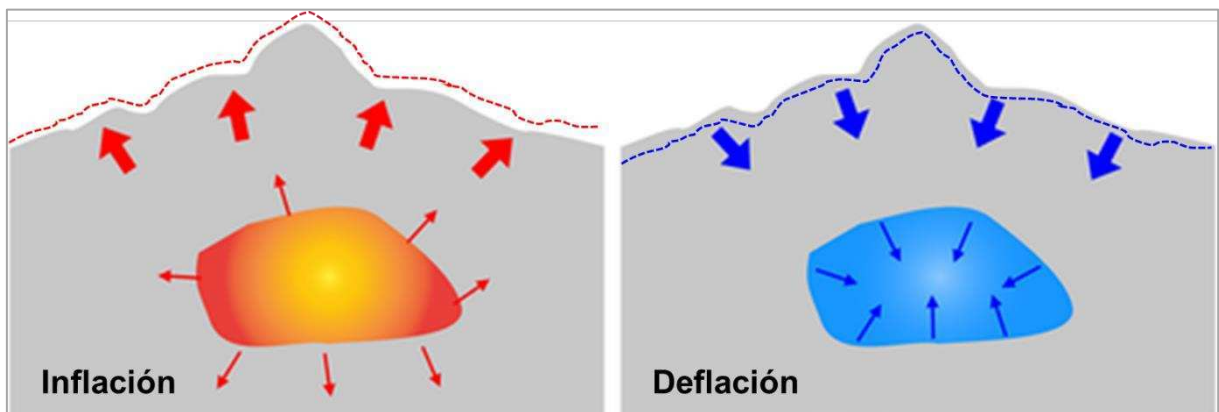
La URSS lanzó en 1957, el Sputnik, el primer satélite de la historia, lo cual marcó un hito para el lanzamiento de decenas de satélites, con múltiples objetivos. La geodesia espacial ha representado una revolución para la era espacial y la exploración de la Tierra, comprendiendo técnicas como: VLBI (Interferometría de muy larga base), SLR (Mediciones Láser por Satélites), DORIS (Determinación de órbita y radioposicionamiento integrado por satélite), GNSS (Sistema global de navegación por satélite), InSAR (Interferometría radar de apertura sintética), LiDAR (Detección y rango de luz) y altimetría láser y de radar satelital. Estas técnicas geodésicas espaciales son capaces de medir y monitorear pequeños cambios de los parámetros que observan, con alta precisión y alta resolución espacio-temporal.

### **3.3 Geodesia aplicada en la vulcanología**

En el amplio espectro de aplicaciones de la geodesia espacial, resalta el análisis de la deformación superficial en regiones de actividad volcánica, una

consideración esencial en el monitoreo y vigilancia de los volcanes. La capacidad de rastrear la migración y propagación del magma en la superficie terrestre desempeña un papel fundamental en la predicción de erupciones y la evaluación de riesgos (Battaglia et al., 2019). La deformación superficial de un volcán surge cuando la presión interna, derivada del flujo de fluidos internos, ocasiona elevaciones (inflación), subsidencias (deflación) y/o alteraciones en la estructura y superficie del volcán (Figura 3.4). Estos cambios graduales resultan en deformaciones y desplazamientos superficiales subcentimétricos, los cuales pueden ser meticulosamente medidos y cuantificados mediante instrumentación de alta precisión.

**Figura 3.4. Diagrama que ilustra un sistema volcánico simple con comportamientos de inflación y deflación.**



Nota. Inflación (izquierda) y deflación (derecha). Modificado de Zhai & Shirzaei.

### 3.4 Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética (DInSAR)

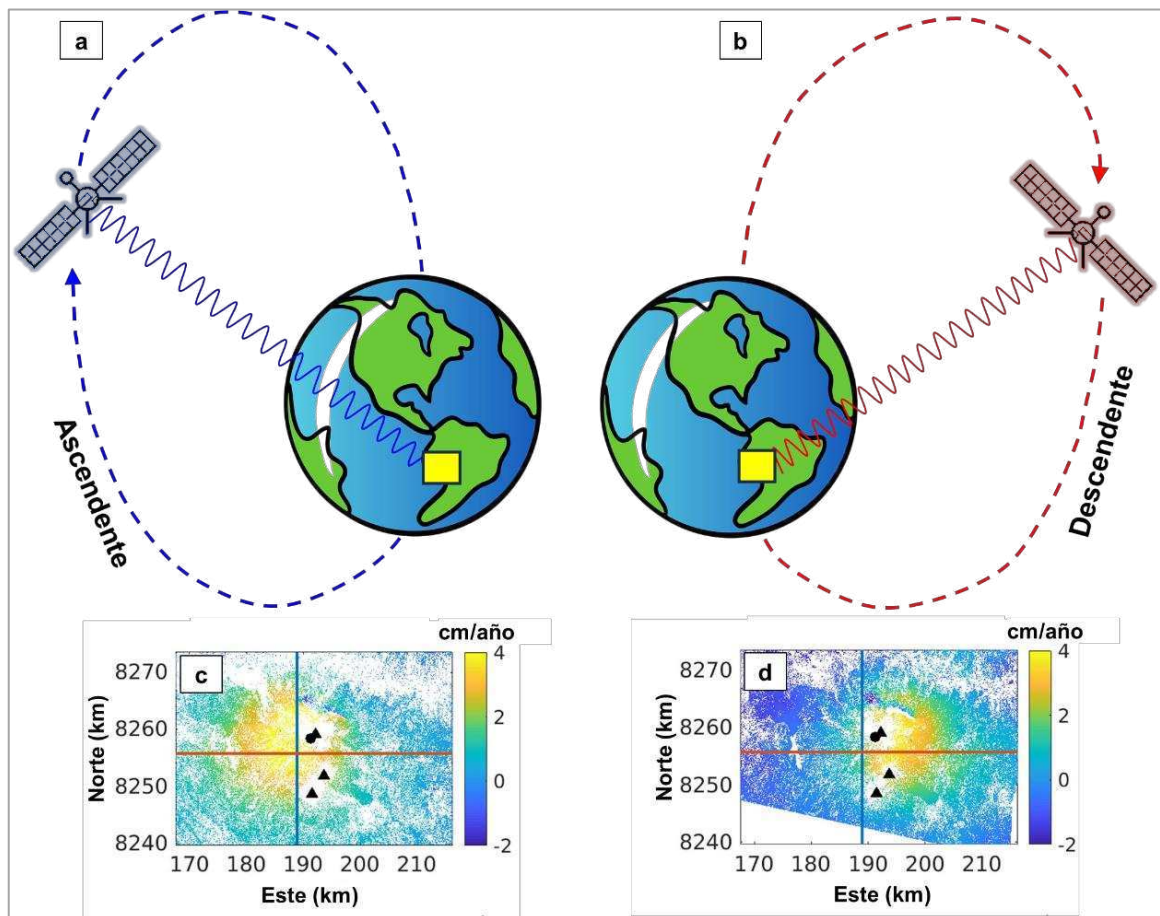
La interferometría diferencial de radar de apertura sintética (DInSAR) emerge como una herramienta eficaz para monitorizar la deformación en volcanes. En contraste con técnicas que se apoyan en mediciones puntuales, este método genera un mapa espacial de la deformación del suelo con precisión a escala centimétrica. Utilizando imágenes de dos o más satélites SAR, este enfoque geodésico permite identificar y cuantificar la deformación en la superficie. Los resultados obtenidos facilitan la aplicación de modelos matemáticos para estimar la deformación asociada a la actividad tectónica y volcánica.

### **3.4.1 Principio**

Los interferogramas son generadas a partir de la combinación o interferencia de dos imágenes provenientes de radares de apertura sintética (SAR). Así, la palabra “interferometría” alude a los términos de interferencia y medición, y por lo tanto la técnica que estudia la interferencia de ondas electromagnéticas que son transmitidas y recibidas por un SAR es llamada Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR, por sus siglas en inglés). Esta técnica envuelve el uso de dos imágenes SAR de la misma área, escogiendo una imagen principal (“master image” en inglés) y otra imagen adicional secundaria (“slave image” en inglés) para extraer tanto la topografía terrestre superficial y patrones de deformación (Lu & Dzurisin, 2014).

En la práctica, el satélite SAR realiza observaciones oblicuas hacia abajo (fuera de la posición nadir), y no directamente hacia abajo (nadir). Así, durante su órbita ascendente (hacia el norte), el satélite observa desde el oeste, y durante su órbita descendente (hacia el sur), el satélite observa desde el este (Figura 3.5). En el escenario de desplazamiento de la superficie hacia el oeste, si el satélite está en órbita ascendente (hacia el norte), la superficie se aproxima al satélite. En contraste, cuando el satélite está en órbita descendente (hacia el sur), la superficie se aleja del satélite. Esta variación es la razón por la cual las imágenes SAR ascendentes y descendentes de la misma área presentan diferencias visuales.

**Figura 3.5. Adquisición de imágenes SAR y visualización de interferogramas en órbita ascendente y descendente.**



Nota. a) Adquisición de imagen SAR en órbita ascendente, b) en órbita descendente, c) Inflación en volcán Sabancaya vista desde órbita ascendente, d) desde órbita descendente. Fuente: Figuras a) y b) modificadas de Vilardo et al. (2009), figuras c) y d) tomadas del estudio de MacQueen et al. (2020).

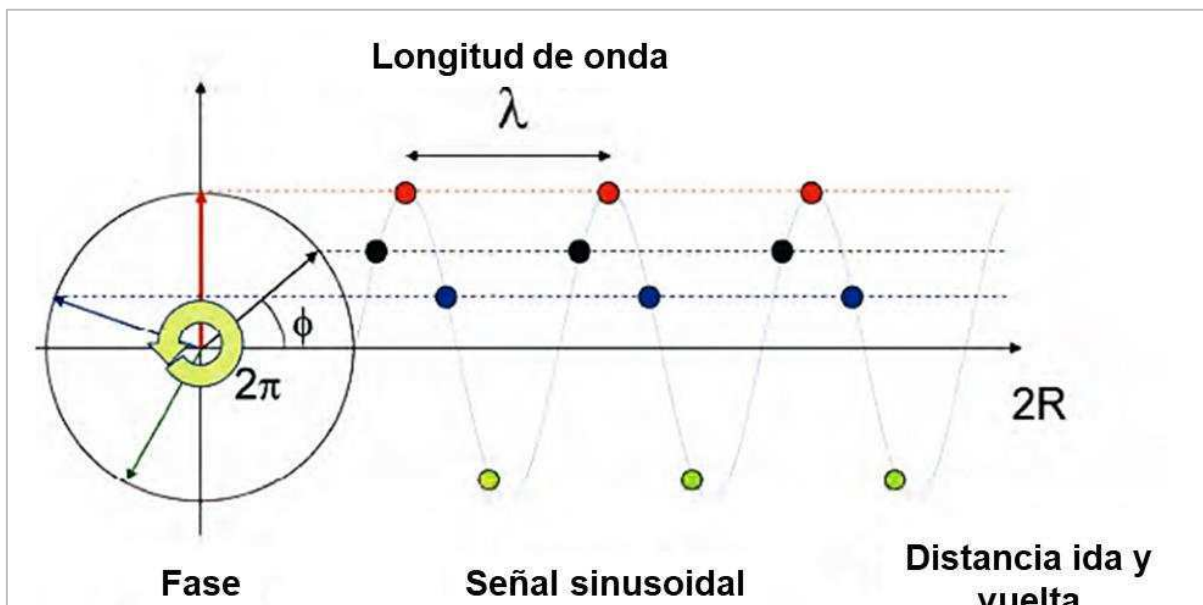
En resumen, la interferometría se basa en la comparación de las fases de las ondas reflejadas en dos imágenes tomadas en diferentes momentos. Los cambios en la fase reflejan cambios en la distancia entre el radar y la superficie, permitiendo la detección de deformaciones (Massonnet & Feigl, 1998). Los desplazamientos en la superficie causados por fenómenos como erupciones volcánicas o terremotos se traducen en patrones de interferencia que se pueden analizar para determinar la magnitud y dirección del movimiento (Hanssen, 2001; Rosen et al., 2000).

Según Ferretti et al. (2007) para explicar el principio matemático de la interferometría diferencial, debemos considerar que la radiación transmitida por

el radar debe llegar a los dispersores en el suelo y luego regresar para formar la imagen SAR. Los dispersores a diferentes distancias causan diferentes retrasos en la transmisión y recepción de la señal, lo que se traduce en un cambio de fase  $\phi$  proporcional a la distancia de ida y vuelta  $2R$  dividida por la longitud de onda  $\lambda$  (Ecuación 3.1, Figura 3.6).

$$\phi = \frac{2\pi}{\lambda} 2R = \frac{4\pi}{\lambda} R \quad (\text{Ecuación 3.1})$$

**Figura 3.6. Función sinusoidal  $\sin\phi$  periódica con un período de  $2\pi$  radianes.**



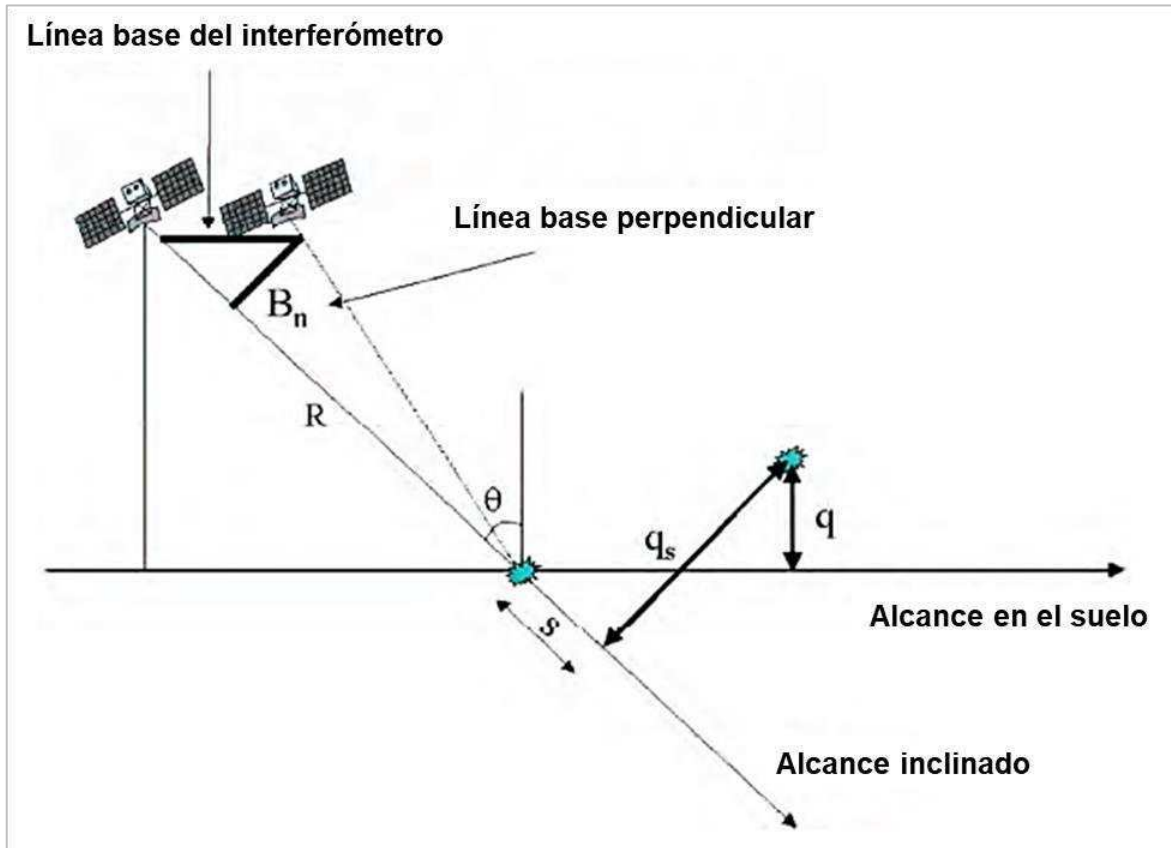
Nota: En un SAR de banda relativamente estrecha, como ERS y Envisat, la señal transmitida puede aproximarse a un sinusoidal puro. Imagen modificada de Ferretti et al. (2007).

En la práctica, la fase cambia de manera aparentemente aleatoria entre píxeles debido a la gran diferencia entre la dimensión de la celda de resolución y la longitud de onda ( $\sim 5.6$  cm para Sentinel-1).

Si se asume un único dispersor dominante en cada celda de resolución, observado por dos SARs desde ángulos ligeramente diferentes (Figura 3.7), la fase interferométrica dependerá solo de la diferencia en las trayectorias de viaje de cada SAR a la celda de resolución. La variación de la diferencia de camino de viaje  $\Delta r$  se puede calcular en función de la línea base perpendicular  $B_n$ , la distancia radar-objetivo  $R$ , y el desplazamiento entre celdas de resolución a lo largo de la perpendicular a la distancia inclinada  $q_s$  (Ecuación 3.2).

$$\Delta r = -2 \frac{B_n q_s}{R} \quad (\text{Ecuación 3.2})$$

**Figura 3.7. Parámetros Geométricos de un sistema SAR interferométrico satelital.**



Nota: Imagen modificada de Ferretti et al. (2007).

La variación de la fase interferométrica  $\Delta\phi$  es proporcional a  $\Delta r$  dividido por la longitud de onda transmitida  $\lambda$  (Ecuación 3.3).

$$\Delta\phi = \frac{2\pi\Delta r}{\lambda} = \frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q_s}{R} \quad (\text{Ecuación 3.3})$$

Finalmente, si se asume que algunos de los puntos en el suelo cambian ligeramente su posición entre dos observaciones SAR, como puede ocurrir durante un deslizamiento de tierra o un terremoto, esto añade un término adicional en la fase interferométrica que no depende de la distancia entre las dos observaciones (Ecuación 3.4).

$$\Delta\phi_d = \frac{4\pi}{\lambda} d \quad (\text{Ecuación 3.4})$$

Donde  $d$  es el desplazamiento relativo del dispersor proyectado en la dirección de la distancia inclinada. Después de ajustar el interferograma, la fase interferométrica refleja tanto las variaciones de altitud como los movimientos del terreno (Ecuación 3.5).

$$\Delta\phi = -\frac{4\pi}{\lambda} \frac{B_n q}{R \sin\theta} + \frac{4\pi}{\lambda} d \quad (\text{Ecuación 3.5})$$

Si se dispone de un modelo digital de elevación (DEM), se puede restar la contribución de altitud de la fase interferométrica para obtener el interferograma diferencial y medir el componente de movimiento del terreno (el cual es nuestro objetivo para detectar las variaciones en superficie causadas por sismos o intranquilidad volcánica). En el caso de Sentinel-1, con una longitud de onda de 5.6 cm (0.056 m) y una línea base perpendicular de 150 m (valor promedio), la expresión se resume en la Ecuación 3.6.

$$\Delta\phi = -\frac{q}{10} + 225 d \quad (\text{Ecuación 3.6})$$

Esto demuestra que la interferometría SAR es mucho más sensible al movimiento del terreno que a las diferencias de altitud. Por ejemplo, un movimiento de 2.8 cm en la dirección inclinada generaría una variación de fase de  $2\pi$ .

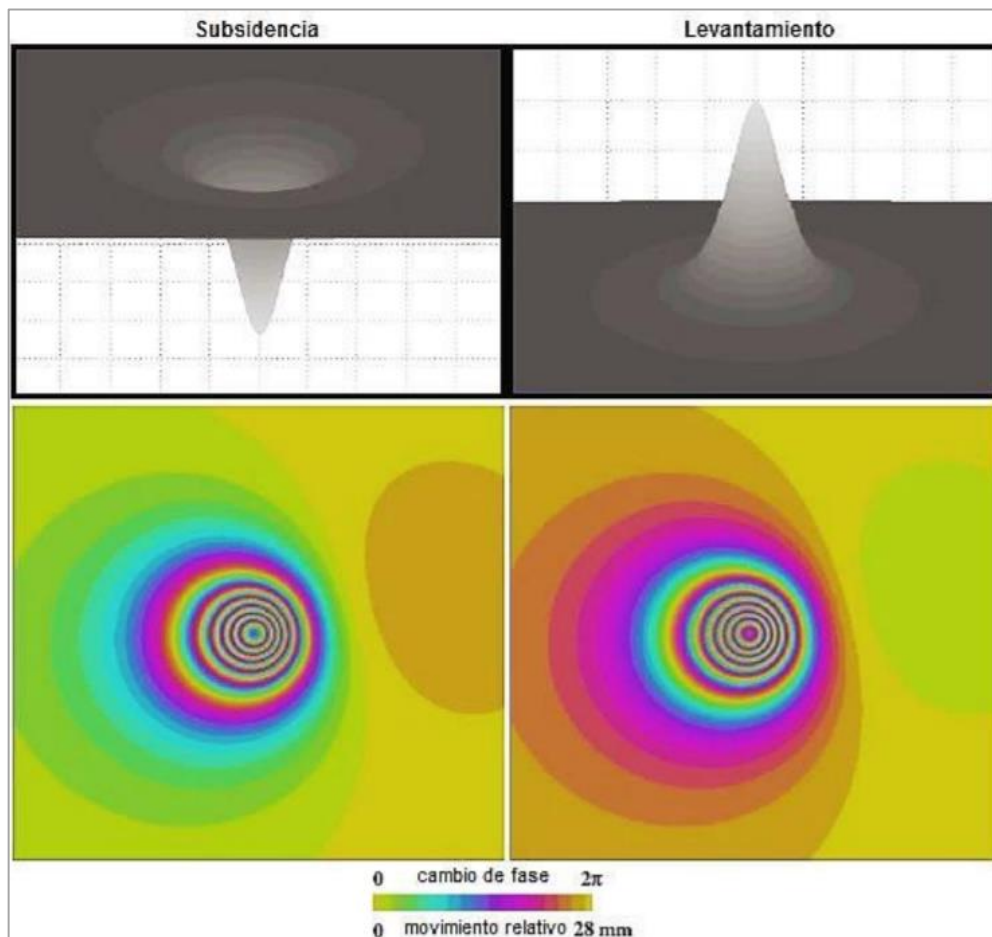
### **3.4.2 Interferogramas y su interpretación**

A diferencia de las imágenes SAR por sí solas, un interferograma se deriva de los componentes de fase entre las dos imágenes SAR superpuestas. Debido a que los sensores SAR poseen un ángulo de visión lateral, las imágenes de deformación InSAR representan desplazamientos en la dirección de línea de vista del satélite (LOS), que incluye componentes verticales y horizontales. Al igual que el Sentinel-1, la mayoría de los sensores de este tipo utilizan ángulos de elevación menores a los  $45^\circ$  desde la vertical, y por lo tanto las imágenes DInSAR enfocadas a estudiar las deformaciones de superficie son mucho más sensibles a desplazamientos verticales (levantamientos/subsidencias) que a los desplazamientos horizontales (Lu & Dzurisin, 2014). Un interferograma en donde se muestra la deformación superficial casi siempre es visualizado como un mapa con pseudo-colores (Figura 3.8). En la imagen, cada franja representada por un espectro de colores que recorre desde el azul al violeta, al rojo, amarillo y verde, o viceversa, puede

corresponder a un cambio de fase a través de un cierto rango (casi siempre el equivalente a una fase  $2\pi$ ) o a una deformación en la superficie del suelo con cierta magnitud en dirección de alcance (casi siempre la mitad del ancho de banda del SAR). En la mayoría de los casos los colores por sí mismos no representan nada, sino los cambios entre ellos son los que representan una cierta cantidad de cambio de fase relativa de deformación (Hermosilla, 2016).

Es imprescindible para la interpretación de un interferograma, observar la progresión de los colores para poder discriminar entre un movimiento ascendente (levantamiento) o descendente (subsistencia); progresión que es completamente opuesta para ambos casos (Figura 3.8).

**Figura 3.8. Representación y visualización de un interferograma.**



Nota. Cada franja representada por un ciclo de colores (amarillo, rojo, púrpura, cian, verde al amarillo) corresponde a 28 mm de cambio en dirección de alcance, que corresponde a la mitad de la longitud de onda con que trabaja el ERS de Envisat. Notar que la progresión de color para movimientos de subsistencia (columna

izquierda) es opuesta al movimiento de levantamiento (columna derecha). Tomado de Lu & Dzurisin, 2014.

También, es posible inferir que la superficie en donde la deformación es más agresiva estará representada por una mayor concentración de franjas, mientras que aquellas superficies cuya área esté representada por colores uniformes indican que no hubo cambios relativos en la línea de vista del satélite (Lu & Dzurisin, 2014). Por último, para simplificar la interpretación del interferograma, es recomendado observar el patrón de cambio de los colores desde el anillo más externo hacia el más interno; si el patrón se mueve en dirección opuesta al cambio de fase (Esto es, se acorta la fase,  $2\pi \rightarrow 0$ ) entonces puede decirse que la superficie se acerca hacia el sensor, revelando un levantamiento de la zona, mientras que si los colores se mueven en la misma dirección que el cambio de fase (Esto es, se alarga la fase  $0 \rightarrow 2\pi$ ), se infiere que la superficie se aleja del sensor, revelando un hundimiento de la zona o subsidencia (Hermosilla, 2016). Para el caso de imágenes Sentinel-1, una variación de  $2\pi$  representa 2.8 cm de alejamiento o acercamiento en dirección de línea de vista del satélite (LOS).

### **3.4.3 Limitaciones de la técnica**

Pinel & Albino (2022) compilaron información y experiencias recientes en el uso de DInSAR para el monitoreo de la deformación volcánica, para explicar las limitaciones y mitigaciones de la técnica, siendo las más importantes las siguientes:

#### *3.4.3.1 Coherencia: un indicador de la relación señal-ruído*

Además de los interferogramas, el procesamiento de DInSAR puede generar mapas de coherencia, que estiman la decorrelación de fase de los objetivos en el suelo entre dos adquisiciones SAR. La coherencia varía entre 0 (decorrelación total) y 1 (sin decorrelación), y está directamente relacionada con la calidad de la señal interferométrica. Las áreas con baja coherencia, como cuerpos de agua, dunas de arena o vegetación densa, presentan señales ruidosas y poco distinguibles. La coherencia disminuye con el tiempo, haciendo que los interferogramas

con líneas de base temporales largas sean más ruidosos que aquellos con líneas de base cortas. La longitud de onda del radar también influye: las señales de banda C son más susceptibles a la decorrelación en vegetación que las de banda L, que pueden penetrar mejor la vegetación y mantener coherencia.

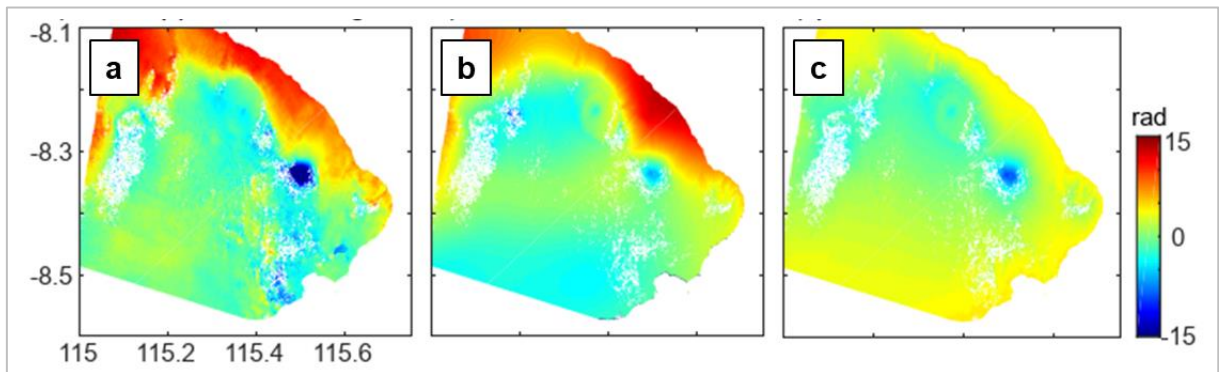
#### *3.4.3.2 Errores de desenrollado*

El desenrollado de fase es un paso crítico en el procesamiento de DInSAR y puede introducir errores, especialmente en áreas de baja coherencia o con gradientes de desplazamiento fuertes que exceden  $\pi$ . Los métodos locales necesitan caminos continuos entre píxeles, lo que no siempre es posible, y los métodos globales pueden subestimar los gradientes de desplazamiento en áreas problemáticas.

#### *3.4.3.3 Mitigación de artefactos atmosféricos*

Una limitación principal de DInSAR es la diferencia de fase inducida por variaciones atmosféricas, que puede ser malinterpretada como desplazamiento del terreno. Efectos ionosféricos y troposféricos pueden introducir ruido, siendo este último el más significativo. El retardo troposférico se puede mitigar usando datos meteorológicos locales o modelos globales como GACOS (Figura 3.9) o ERA5, aunque estos modelos no corrigen bien señales turbulentas de corta escala. La corrección atmosférica puede ser mejorada usando la correlación entre la fase y la elevación en áreas no deformantes, aunque este método tiene limitaciones en volcanes debido a la correlación esperada entre el desplazamiento del terreno y la topografía.

**Figura 3.9. Comparación de correcciones atmosféricas calculadas en el volcán Agung.**



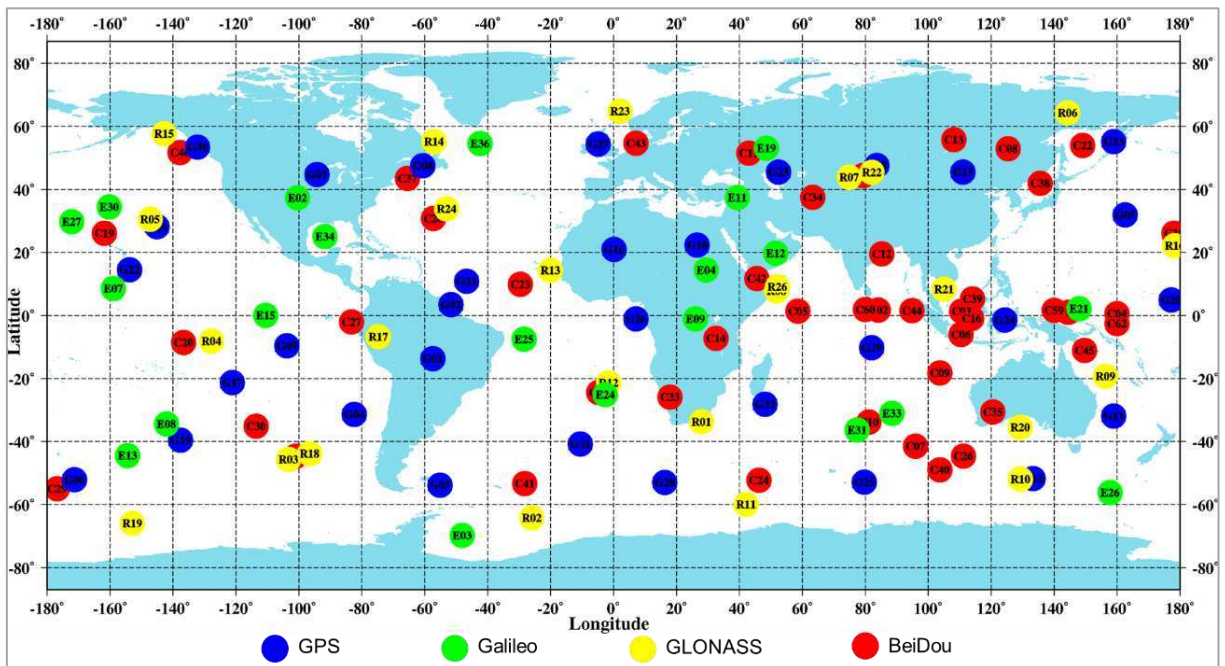
Nota. a) Interferograma desenrollado de Sentinel-1 de 12 días, b) Corrección atmosférica GACOS basada en el modelo meteorológico global; c) Corrección atmosférica empírica basada en la correlación fase-elevación. Fuente: Modificado de Albino et al. (2020). Tomado de Pinel & Albino (2022).

### 3.5 Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS)

Los sistemas GNSS, basados en el posicionamiento global por satélite, permiten determinar la posición de un receptor sobre la superficie de la Tierra en cualquier momento y lugar con un alto nivel de precisión. En el caso de los volcanes, el monitoreo geodésico, continuo y/o episódico, permite detectar desplazamientos milimétricos y monitorear tasas de deformación que sirven para evaluar y correlacionar el potencial eruptivo de un volcán.

Dentro de los sistemas GNSS más reconocidos (Figura 3.10), destacan el GPS (Global Positioning System), bajo la administración de la Fuerza Espacial de los Estados Unidos; el GLONASS (Global'naya Navigatsionnaya Sputnikovaya Sistema), propiedad de la Federación Rusa; Galileo, fruto de la colaboración financiera y de desarrollo entre la Unión Europea y la Agencia Espacial Europea (ESA); y el Beidou, (Osa Mayor en chino), creado por China.

**Figura 3.10. Posiciones de los satélites GNSS.**



Nota. Posición a las 00:00 horas del 18 de noviembre de 2023 (de <http://www.igmas.org>, recuperado el 23 de noviembre de 2023).

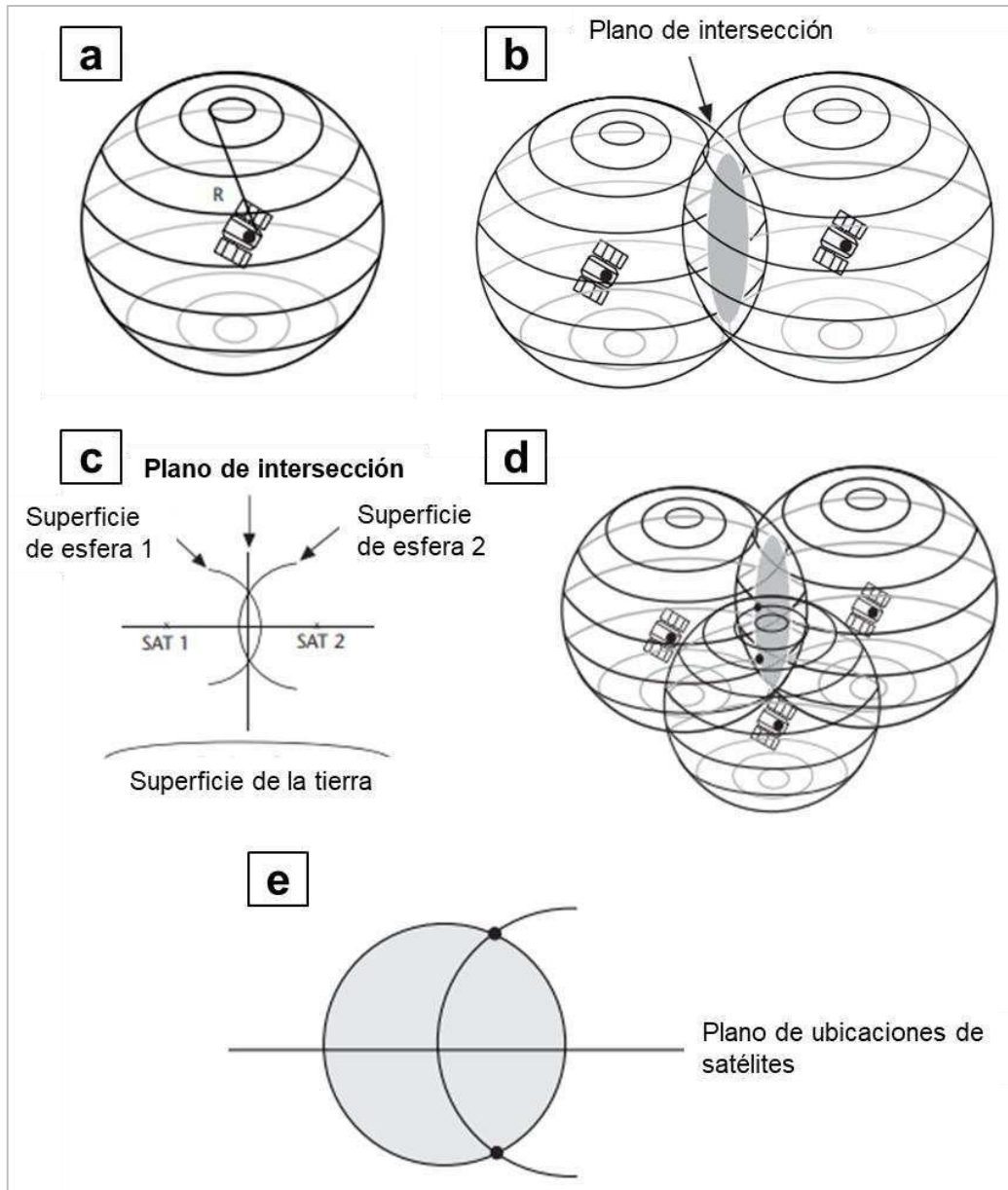
### **3.5.1 Principio**

El funcionamiento básico de los sistemas GNSS se basa en una constelación de satélites no geoestacionarios que orbitan alrededor de la Tierra. Estos satélites tienen posiciones conocidas en cada momento. Los receptores GNSS miden la distancia a los satélites utilizando varios métodos y calculan la posición. Sin embargo, la precisión de esta posición está afectada por errores que limitan su utilidad para aplicaciones topográficas, ya que la precisión está en el rango métrico (2-5 metros), lo cual es insuficiente. Por esta razón, se emplea el método diferencial para mejorar la precisión y llevarla al menos a un nivel centimétrico (1-3 centímetros).

Según Kaplan & Hegarty (2006), el GNSS determina la posición del usuario mediante la medición del tiempo de llegada de las señales de varios satélites, lo que permite lograr una ubicación tridimensional precisa. Las señales viajan a la velocidad de la luz, y se asume que las efemérides de los satélites son precisas. El proceso de ubicación tridimensional se define como:

- *Con un Satélite*: La distancia calculada desde el satélite define una esfera alrededor del mismo donde se encuentra el usuario (Figura 3.11a).

**Figura 3.11. Ubicación del usuario mediante la intersección de esferas en GNSS.**



Nota. (a) Usuario ubicado en la superficie de la esfera. (b) Usuario ubicado en el perímetro del círculo sombreado. (c) Plano de intersección. (d) Usuario ubicado en uno de los dos puntos del círculo sombreado. (e) Usuario ubicado en uno de los dos puntos en el perímetro del círculo. Imagen tomada de Kaplan & Hegarty (2006), cuyas imágenes b y c fueron modificadas de Parkinson (1995).

- *Con Dos Satélites*: La posición del usuario está en la intersección de dos esferas, formando un círculo sombreado (Figuras 3.11b y 3.11c).
- *Con Tres Satélites*: La posición del usuario se refina a dos puntos posibles en la intersección de las esferas, de los cuales solo uno es correcto (Figuras 3.11d y 3.11e).

Para usuarios en la Tierra, la solución correcta es el punto más bajo. Sin embargo, en aplicaciones aéreas o espaciales, puede ser necesario usar información adicional para resolver ambigüedades.

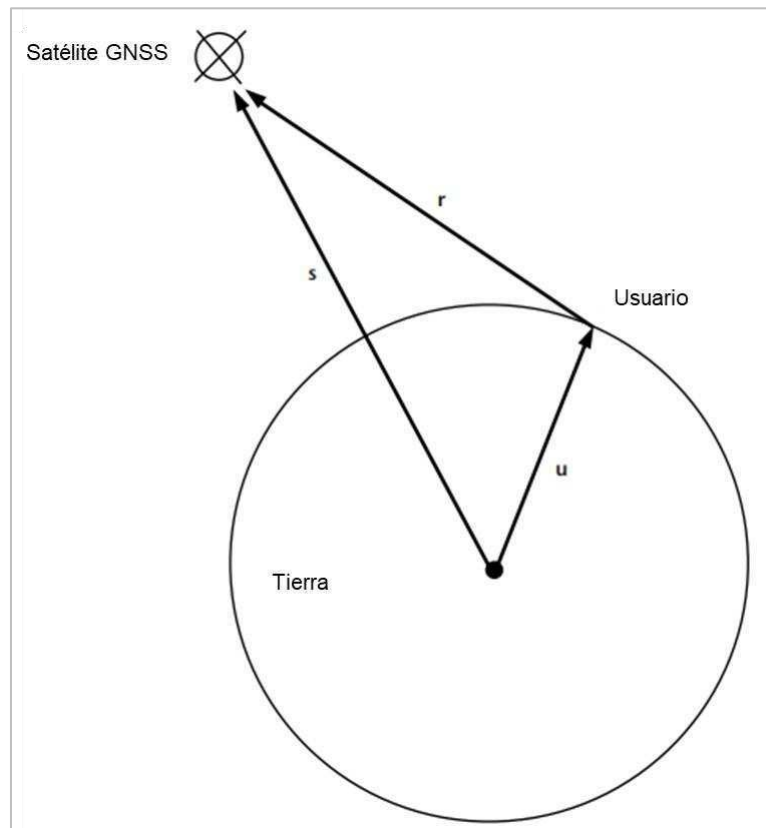
Continuando con el fundamento matemático que describen Kaplan & Hegarty (2006), para explicar la posición del receptor GNSS del usuario (vector  $\mathbf{u}$ ) con respecto al origen del sistema de coordenadas cartesianas ECEF (Earth-Centered, Earth-Fixed), consideramos que las coordenadas de la posición del usuario  $x_u, y_u, z_u$  son desconocidas.

El vector  $\mathbf{s}$  representa la posición del satélite (Figura 3.12) respecto al origen de coordenadas calculado a partir de los datos de efemérides transmitidos por el satélite, con coordenadas  $x_s, y_s, z_s$ . El vector  $\mathbf{r}$ , que describe el desplazamiento desde el usuario hasta el satélite, se define en la Ecuación 3.7.

$$\mathbf{r} = \mathbf{s} - \mathbf{u} \quad (\text{Ecuación 3.7})$$

Donde  $\mathbf{r}$  es el desplazamiento desde el usuario hasta el satélite.

**Figura 3.12. Representación del vector de posición del usuario.**



Nota. Imagen tomada de Kaplan & Hegarty (2006).

El reloj del receptor generalmente tiene un error de sesgo en relación con el tiempo del sistema. Los satélites utilizan relojes atómicos de cesio o rubidio, altamente precisos, que también pueden estar desfasados respecto al tiempo del sistema. Por lo tanto, el rango calculado mediante el proceso de correlación se denomina pseudorango. Este pseudorango se determina multiplicando la velocidad de propagación de la señal  $c$  (velocidad de la luz), por la diferencia de tiempo entre los relojes no sincronizados del satélite y el receptor.

La medición del pseudorango incluye tres componentes principales: (1) el rango geométrico entre el satélite y el usuario, (2) el desfase entre el tiempo del sistema y el reloj del usuario, y (3) el desfase entre el tiempo del sistema y el reloj del satélite. Estas relaciones de tiempo se pueden describir matemáticamente considerando:

$T_s$ : Tiempo del sistema en que la señal dejó el satélite.

$T_u$ : Tiempo del sistema en que la señal llegó al receptor del usuario.

$t$ : Desfase del reloj del satélite respecto al tiempo del sistema.

$t_u$ : Desfase del reloj del receptor respecto al tiempo del sistema.

El rango geométrico  $r$  (magnitud de  $r$ ) se calcula como la diferencia entre el tiempo en que la señal llegó al receptor y el tiempo en que salió del satélite, multiplicada por la velocidad de la luz  $c$  (Ecuación 3.8).

$$r = c (T_u - T_s) = c\Delta t \quad (\text{Ecuación 3.8})$$

El pseudorango  $\rho$  incluye además el desfase de los relojes del satélite y del receptor (Ecuación 3.9).

$$\rho = r + c(t_u - \delta t) \quad (\text{Ecuación 3.9})$$

De tal manera que la Ecuación 3.7 puede reescribirse como la Ecuación 3.10.

$$\rho - c(t_u - \delta t) = \|s - u\| \quad (\text{Ecuación 3.10})$$

Para simplificar, se considera que las correcciones de desfase del reloj del satélite han sido aplicadas, por lo tanto,  $\delta t$  sería insignificante, quedando la Ecuación 3.11 como representación del pseudorango.

$$\rho - ct_u = \|s - u\| \quad (\text{Ecuación 3.11})$$

Para determinar la posición del usuario en tres dimensiones ( $x_u, y_u, z_u$ ) y el desfase del reloj del receptor  $t_u$ , se realizan mediciones de pseudorango a cuatro satélites, lo que da lugar al siguiente sistema de ecuaciones (Ecuación 3.12 a 3.15):

$$\rho_1 = \sqrt{(x_1 - x_u)^2 + (y_1 - y_u)^2 + (z_1 - z_u)^2} + ct_u \quad (\text{Ecuación 3.12})$$

$$\rho_2 = \sqrt{(x_2 - x_u)^2 + (y_2 - y_u)^2 + (z_2 - z_u)^2} + ct_u \quad (\text{Ecuación 3.13})$$

$$\rho_3 = \sqrt{(x_3 - x_u)^2 + (y_3 - y_u)^2 + (z_3 - z_u)^2} + ct_u \quad (\text{Ecuación 3.14})$$

$$\rho_4 = \sqrt{(x_4 - x_u)^2 + (y_4 - y_u)^2 + (z_4 - z_u)^2} + ct_u \quad (\text{Ecuación 3.15})$$

Por lo que la posición del  $j$ -ésimo sería  $x_j, y_j$  y  $z_j$ . Estas ecuaciones no lineales se pueden resolver para las incógnitas utilizando (1) soluciones en forma cerrada, (2) técnicas iterativas basadas en linealización o (3) filtrado de Kalman. Finalmente, si asumimos que  $\hat{x}_u, \hat{y}_u, \hat{z}_u$  son las estimaciones aproximadas de la posición y  $\hat{t}_u$  del desfase del reloj, considerados como una componente aproximada y una componente incremental, el pseudorango aproximado queda expresado como la Ecuación 3.16.

$$\rho_j = \sqrt{(x_j - \hat{x}_u)^2 + (y_j - \hat{y}_u)^2 + (z_4 - \hat{z}_u)^2} + c\hat{t}_u \quad (\text{Ecuación 3.16})$$

### 3.5.2 Limitaciones

Existen dos métodos para procesar observaciones GNSS y obtener medidas de alta precisión: (1) la técnica DGNSS (utilizando el método de línea base/red) y PPP (Posicionamiento Puntual Preciso). A continuación, se explican las limitaciones en el procesamiento GNSS según Battaglia et al. (2019):

#### 3.5.2.1 Precisión en líneas base cortas vs. largas

Las antenas de frecuencia única pueden alcanzar precisión centimétrica solo para líneas de base cortas (<10-20 km). En líneas de base largas, se necesita antenas de doble frecuencia para mitigar los efectos atmosféricos (Hofmann-Wellenhof et al., 2001; He et al., 2014).

#### 3.5.2.2 Efectos atmosféricos

Las observaciones GNSS son afectadas por la refracción ionosférica y troposférica. Las antenas de doble frecuencia ayudan a mitigar estos efectos, pero las antenas de frecuencia única tienen limitaciones en este aspecto (He et al., 2014).

#### 3.5.2.3 Dependencia de datos de referencia

El método DGNSS requiere datos de referencia de otras antenas para determinar con precisión la línea de base 3D entre las antenas. Esto puede ser una limitación en áreas con pocas estaciones de referencia (Bisnath y Gao, 2009).

#### 3.5.2.4 Tiempo de procesamiento

El método PPP, aunque no necesita coordenadas y observaciones de otras antenas, requiere un procesamiento más largo para obtener mayor precisión, especialmente utilizando órbitas satelitales finales y muy precisas que están disponibles con un retraso de 2 semanas. Sin embargo, el procesamiento DGNSS ofrece una mayor

precisión para el procesamiento en tiempo casi real y cinemático, así como para sesiones cortas (Bisnath y Gao, 2009; Ge et al., 2008).

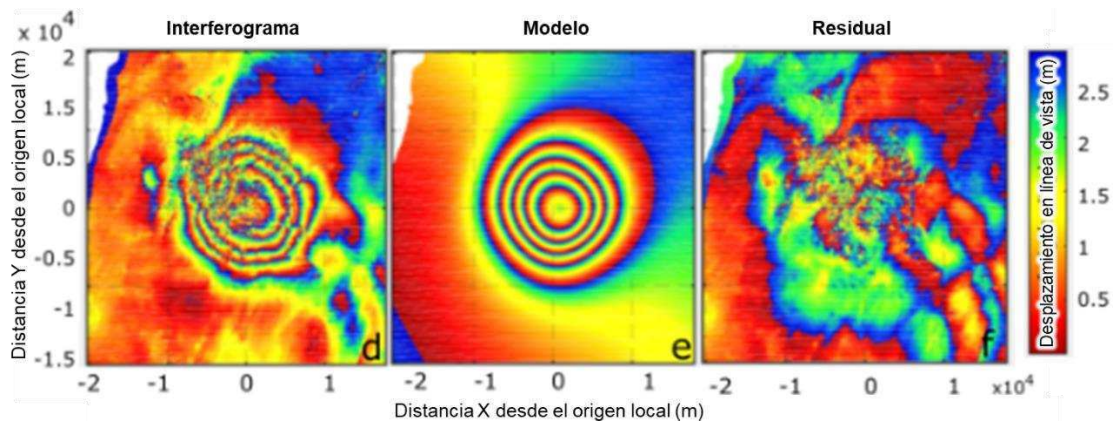
#### *3.5.2.5 Necesidad de software especializado*

El procesamiento riguroso de los datos GNSS requiere software científico especializado como GAMIT/GLOBK, Bernese y GIPSY OASIS, que no solo demanda conocimiento técnico avanzado para su uso, sino también un considerable esfuerzo computacional (Herring et al., 2018; Dach et al., 2007; Webb y Zumberge, 1995).

### **3.6 Modelamiento matemático de la deformación**

Las formas de relieve volcánico se originan principalmente por el ascenso de magma y erupciones volcánicas. A medida que el magma asciende, interactúa con las rocas circundantes y fluidos, creando nuevos conductos, fluyendo a través de grietas, vesiculándose y acumulándose en depósitos subterráneos. Estos procesos generan tensiones y deformaciones en las rocas cercanas. Además, los productos de las erupciones contribuyen al peso de la corteza terrestre, afectando su estructura. La deformación superficial alrededor de los volcanes refleja los procesos tectónicos y volcánicos, y al aplicar la mecánica de sólidos y fluidos en modelos matemáticos es posible aproximar dicha deformación (Figura 3.13). Sin embargo, el modelamiento no proporciona una descripción única de la fuente de deformación, ya que múltiples explicaciones son posibles incluso con una descripción precisa de la deformación. Las suposiciones del modelo, simplificaciones y la incertidumbre en los datos complican la interpretación, pero aun así se puede obtener información valiosa mediante la modelización de datos escasos e imprecisos (Dzurisin, 2007).

**Figura 3.13. Resultados de modelado del software GBIS, utilizando una fuente de inmersión rectangular.**



Nota. Fuente: Astort et al., 2019.

### 3.6.1 Principio

Según Lisowski (2006) las ecuaciones constitutivas para un sólido isotrópico y elástico lineal requieren dos constantes elásticas: el coeficiente de Poisson ( $\nu$ ) y el módulo de elasticidad de cizalladura ( $G$ ).  $G$  mide la rigidez del material bajo esfuerzo cortante y se expresa en unidades de presión, típicamente entre 10000 y 30000 MPa para roca intacta.  $\nu$  es la relación entre la deformación lateral y la longitudinal en un material estresado, con valores típicos de 0.15 a 0.30. Okada (1985, 1992) usa las constantes de Lamé  $\lambda$  y  $G$  (Ecuación 3.17).

$$\lambda = \frac{2G\nu}{1-2\nu} \quad (\text{Ecuación 3.16})$$

Los valores de  $G$  y  $\nu$  generalmente se asumen según la composición del área estudiada, pero pueden estimarse a partir de la velocidad de las ondas sísmicas, considerando una densidad promedio de las rocas de  $\rho$  (Ecuaciones 3.18 y 3.19).

$$G = \rho V_s^2 \quad (\text{Ecuación 3.18})$$

$$\lambda = \rho V_p^2 - 2G \quad (\text{Ecuación 3.19})$$

#### 3.6.1.1 Fuerza puntual

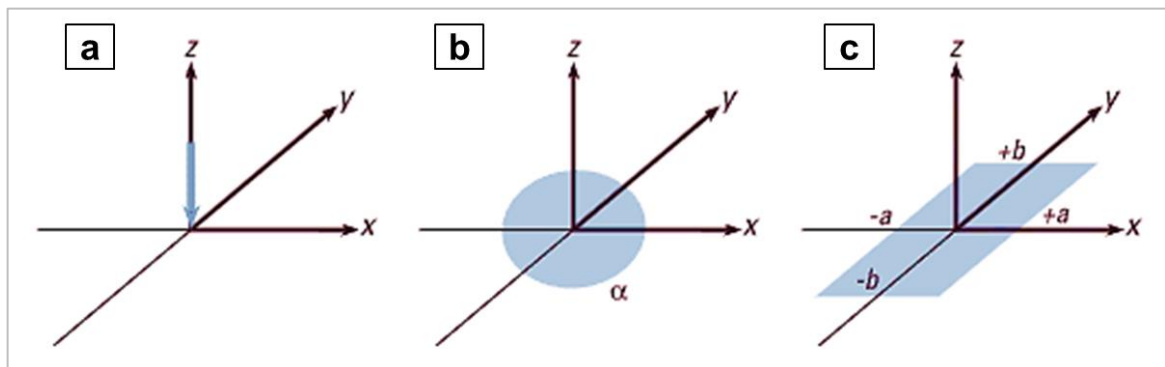
La deformación de la corteza causada por el peso de una carga superficial se estima resolviendo el problema de Boussinesq, que describe la respuesta de un semiespacio elástico sin gravedad a una

fuerza puntual normal a su superficie libre. Las componentes de deformación se calculan a partir de los componentes de tensión y luego se integran para obtener los desplazamientos. Para una fuerza normal ( $F_z = -P_z \pi \alpha^2$ ) aplicada en el origen, los desplazamientos superficiales ( $z=0$ ) son expresados por la Ecuación 3.20.

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = \frac{F_z(1-2\nu)}{4\pi G} \begin{pmatrix} \frac{x}{r^2} \\ \frac{y}{r^2} \\ \frac{2(1-\nu)}{(1-2\nu)r} \end{pmatrix} \quad (\text{Ecuación 3.20})$$

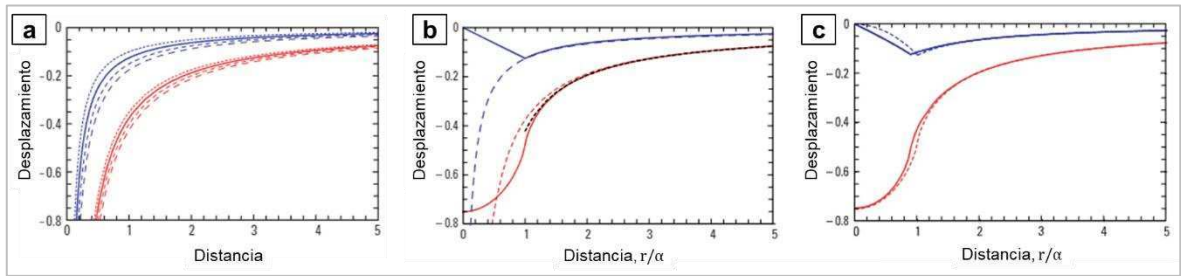
donde  $r = \sqrt{x^2 + y^2}$  es la distancia desde el origen,  $-P_z$  es la presión,  $\alpha$  es el radio de la fuente de presión,  $\nu$  es el coeficiente de Poisson, y  $G$  es el módulo de cizalladura de Lamé. La fuerza de una carga superficial se dirige en la dirección  $-z$  (Figura 3.14a). Los desplazamientos son axisimétricos, singulares cerca del origen, y escalan con  $(Pz/G)$  y con la disminución de  $\nu$  (Figura 3.15a; Farrell, 1972).

**Figura 3.14. Cargas superficiales elementales.**



Nota. a) fuerza puntual, b) disco de radio  $\alpha$ , y c) rectángulo de longitud  $a$  y ancho  $b$  con presión aplicada uniforme. Fuente: Lisowski (2006).

**Figura 3.15. Perfiles de desplazamientos de la superficie horizontales (azul) y verticales (rojo) para una fuerza puntual y cargas circular y cuadrada.**



Nota. a) Perfiles de desplazamientos horizontales (azul) y verticales (rojo) axisimétricos de una fuerza puntual aplicada a la superficie de un semiespacio elástico, normalizados por  $-P_z/G$ . Las curvas muestran cómo los desplazamientos aumentan rápidamente y se vuelven singulares cerca del origen para diferentes valores de la razón de Poisson, b) Desplazamientos de la superficie desde una carga circular de radio  $\alpha$  aplicando una presión constante  $-P_z$  a un semiespacio elástico. Se muestran soluciones aproximadas y equivalentes a una carga puntual, normalizadas por la deformación  $-P_z/G$ , y c) Comparación de desplazamientos de superficie horizontales desde una carga cuadrada uniforme de lado  $\alpha\sqrt{\pi}$  y una carga de disco de radio  $\alpha$ . Las cargas aplican una presión constante  $-P_z$  a un semiespacio elástico con una razón de Poisson  $\nu$  -0.25, normalizadas por la deformación  $-P_z/G$ . Fuente: Lisowski (2006).

### 3.6.1.2 Carga en forma de disco

Para una carga en forma de disco (Figura 3.14b) con presión constante  $-P_z = (F / \Pi\alpha^2)$ , los desplazamientos de la superficie libre se expresan por las Ecuaciones 3.21 y 3.22. Donde  $\alpha$  es el radio del disco,  $-P_z$  es la presión aplicada por la carga ( $-P_z = \rho hg$ , siendo  $\rho$  la densidad promedio,  $h$  la altura del cilindro, y  $g$  la atracción gravitacional de la Tierra sobre la carga). Los desplazamientos son axisimétricos, con una inflexión en los desplazamientos horizontal y vertical en el borde del disco (Figura 3.15b; Farrell, 1972).

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = \frac{-P_z(1-2\nu)}{4G\alpha} \begin{pmatrix} 4\alpha^2(1-\nu) {}_2F_1^{rx} \left( \frac{1}{2}, -\frac{1}{2}; 1; \frac{r^2}{\alpha^2} \right) \\ 1-2\nu \end{pmatrix} \text{ para } 0 < r < \alpha \text{ (Ecuación 3.21)}$$

$$\begin{pmatrix} u \\ v \\ w \end{pmatrix} = \frac{-P_z \alpha^2 (1-2\nu)}{4G} \begin{pmatrix} \frac{x}{r^2} \\ \frac{2(1-\nu_2) F_1 \frac{y}{r^2} \left( \frac{1}{2}, -\frac{1}{2}; 2; \frac{\alpha^2}{r^2} \right)}{(1-2\nu)r} \end{pmatrix} \text{ para } r > \alpha \text{ (Ecuación 3.22)}$$

### 3.6.1.3 Carga rectangular

Para una carga distribuida sobre un área rectangular  $-a < x < a$ ,  $-b < y < b$  (Figura 3.14c), los desplazamientos superficiales se obtienen integrando una fuerza puntual sobre un área rectangular (Ecuaciones 3.23, 3.24 y 3.25; Love, 1929):

$$\left( u = -\frac{P_z (1-2\nu)}{G} \frac{1}{8\pi} \int_{-a}^a \int_{-b}^b \frac{x-x'}{(x-x')^2 + (y-y')^2} dy' dx' \right) \text{ (Ecuación 3.23)}$$

$$\left( v = -\frac{P_z (1-2\nu)}{G} \frac{1}{8\pi} \int_{-a}^a \int_{-b}^b \frac{y-y'}{(x-x')^2 + (y-y')^2} dy' dx' \right) \text{ (Ecuación 3.24)}$$

$$\left( w = -\frac{P_z (1-\nu)}{G} \frac{1}{2\pi} \int_{-a}^a \int_{-b}^b \frac{1}{\sqrt{(x-x')^2 + (y-y')^2}} dy' dx' \right) \text{ (Ecuación 3.25)}$$

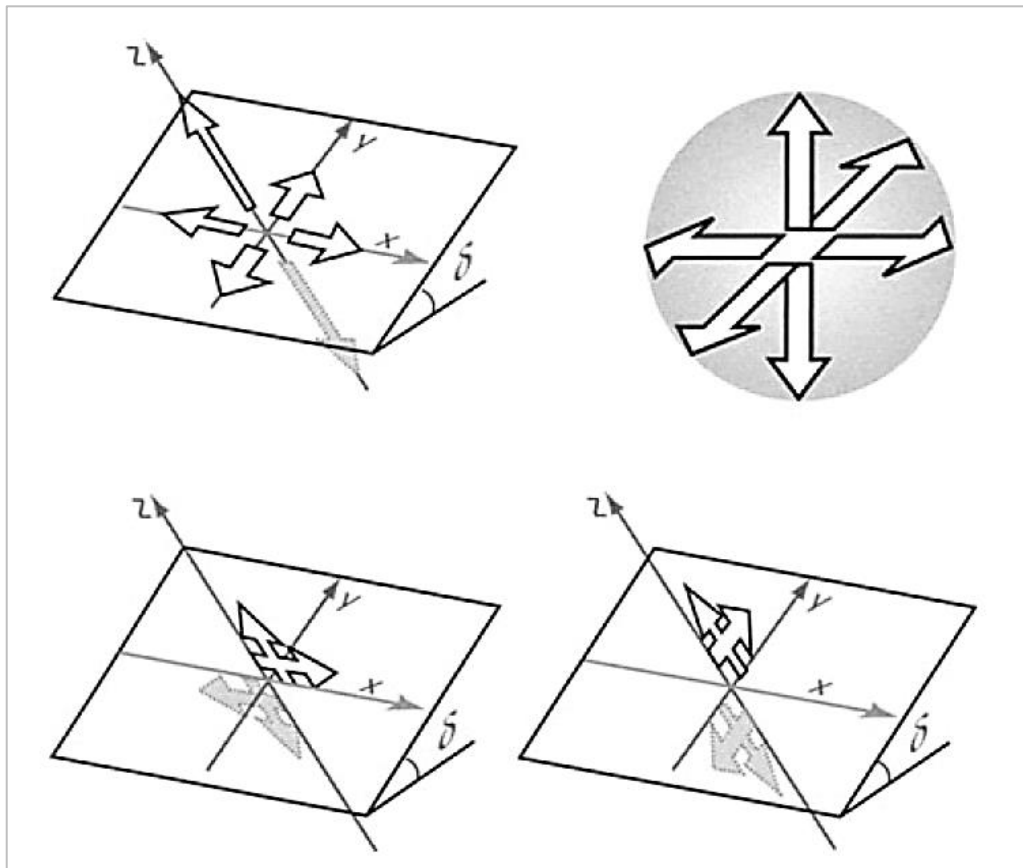
La deformación de áreas de forma irregular y cargas no uniformes se estima mediante la superposición lineal de una combinación de cargas en forma de disco o rectángulo. Comparar las cargas equivalentes de disco y rectangulares revela ligeras diferencias cerca del punto de aplicación debido a sus distintas geometrías. Sin embargo, más allá de dos radios del disco o una longitud del lado del rectángulo desde el centro de la carga, las deformaciones resultantes son prácticamente iguales (Figura 3.15c). En conclusión, la deformación causada por áreas de forma irregular y cargas no uniformes se estima mediante la superposición lineal de una combinación de cargas en forma de disco o rectangular (Lisowski, 2006).

#### 3.6.1.4 Fuentes de Deformación Interna en un Semiespacio Elástico

La respuesta de un semiespacio elástico a una fuerza incrustada se descompone en términos de desplazamiento de medio infinito, deformación superficial y variaciones con la profundidad (Okada, 1992). Las fuentes internas de deformación, representadas por dipolos de fuerza, incluyen fuerzas de tensión y de corte. Las fuerzas de tensión, que no producen fuerza neta, y las fuerzas de corte, representadas por parejas de dipolos, son fundamentales para modelar deformaciones. Para obtener desplazamientos de una fuente puntual en un semiespacio elástico, se diferencian las ecuaciones de una sola fuerza para obtener expresiones de tensión elementales. Estas se combinan usando la fórmula de Volterra (Steketee, 1965) para calcular desplazamientos teóricos. Estas fuentes puntuales se utilizan para construir modelos analíticos de fallas de tensión y cavidades presurizadas.

Las fuentes de falla de tensión consisten en dipolos ortogonales, con el dipolo normal al plano siendo más grande que los dipolos paralelos. Estas fuentes se pueden considerar como la superposición de un dipolo y una dilatación puntual (Figura 3.16). Las fallas de corte, representadas por parejas ortogonales de igual magnitud, permiten modelar movimientos de corte en cualquier dirección del plano. Un ejemplo de fuente volumétrica puntual es la inflación puntual, construida como la suma de tres fuentes puntuales de tensión ortogonales de igual magnitud.

**Figura 3.16. Fuentes puntuales de dislocación enterradas.**

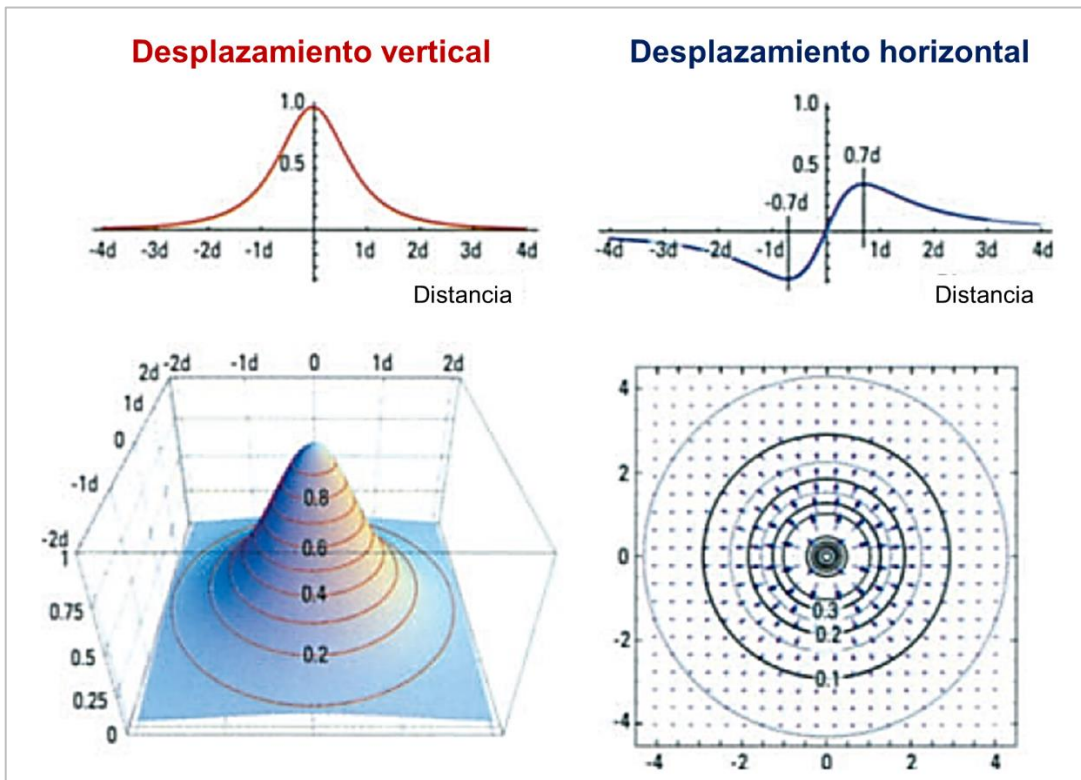


Nota. Cuatro tipos de fuentes puntuales de dislocación enterradas: de tensión, dilatacional, de deslizamiento horizontal y de deslizamiento oblicuo (fallas de corte). Fuente: Okada, 1992 y Lisowski (2006).

### 3.6.1.5 Fuente de presión puntual

Según Lisowski (2006) la deformación en la superficie de un medio elástico debido a una fuente de presión puntual se describe mediante el análisis de una cavidad esférica con un radio mucho menor que su profundidad. Los desplazamientos verticales alcanzan su máximo directamente sobre la fuente, mientras que los horizontales tienen su mayor magnitud a una distancia de aproximadamente  $0.7d$  desde la fuente. La magnitud de los desplazamientos disminuye con el cuadrado de la distancia desde el centro de la cavidad (Figura 3.17).

**Figura 3.17. Desplazamientos verticales y horizontales para una fuente puntual de presión en inflación.**



Nota. Fuente: Lisowski (2006).

El radio de la fuente se asume mucho menor que su profundidad para simplificar el análisis. Este modelo ayuda a resolver las ambigüedades entre los cambios de presión y volumen, y se utiliza para estimar las características de la fuente de deformación (Lisowski, 2006). Un aumento de presión  $\Delta P$  en la superficie interna de una cavidad esférica (con área  $4\pi\alpha^2$ ) incrementará el radio de la cavidad en  $\Delta\alpha$  calculado por la Ecuación 3.26

$$\Delta\alpha = \frac{1}{4} \frac{\Delta P}{G} \alpha \quad (\text{Ecuación 3.26})$$

El aumento en el volumen de la esfera por este incremento de radio es aproximadamente  $\Delta\alpha 4\pi\alpha^2$ . El volumen incrementado de la cavidad se estima por la Ecuación 3.27.

$$\Delta V_{cavidad} \simeq \frac{\Delta P}{G} \pi\alpha^3 \quad (\text{Ecuación 3.27})$$

Se suele considerar un radio de 1 km para estos cálculos. Este volumen adicional se basa únicamente en las propiedades mecánicas del medio circundante y no representa el volumen de inyección  $\Delta V_{magma}$  de fluidos como el magma. El  $\Delta V_{cavidad}$  refleja el trabajo realizado sobre el medio debido al aumento de presión, y cuando se ajusta por las constantes elásticas, es comparable al momento sísmico. Para aclarar la ambigüedad entre los cambios de presión y volumen, se emplea una fuente esférica finita (McTigue, 1987).

### **3.6.2 Enfoques para modelar datos geodésicos**

Según Dzurisin (2007) existen dos enfoques generales para modelar datos geodésicos y geofísicos, conocidos como métodos directos e inversos.

#### *3.6.2.1 Modelos directos*

Los modelos directos utilizan principios físicos y propiedades materiales conocidas (o supuestas) para calcular la respuesta teórica de un sistema. Por ejemplo, se puede calcular el campo de desplazamiento superficial causado por un cambio de presión en una fuente tipo Mogi, situada a una cierta ubicación y profundidad en un medio semi-infinito con propiedades elásticas dadas, utilizando un modelo directo (Dzurisin, 2007).

#### *3.6.2.2 Modelos inversos*

Un modelo inverso parte de un modelo directo generalizado y usa observaciones (datos) con sus incertidumbres asociadas, además de restricciones conocidas (o supuestas) llamadas condiciones de contorno, para determinar los parámetros que mejor se ajustan al modelo. Esto se logra minimizando algún criterio de desajuste entre el modelo y los datos. Por ejemplo, los datos GNSS pueden ser "invertidos" para determinar los parámetros de una fuente Mogi, incluyendo el cambio de presión, ubicación y profundidad óptimos, que mejor se ajusten a los datos en un sentido de mínimos cuadrados (Lisowski, 2006).

Los problemas de inversión pueden ser lineales o no lineales, dependiendo de la física involucrada. Las inversiones no lineales no son únicas y requieren restricciones más fuertes (por ejemplo, más y mejores datos, o conocimiento independiente del sistema) para lograr un resultado satisfactorio (Dzurisin, 2007).

## CAPÍTULO IV: METODOLOGÍA

Este capítulo describe la metodología empleada en la investigación, abarcando el tipo y diseño del estudio, así como las variables consideradas. Se destacan las diferencias e innovaciones en comparación con estudios previos. Se detallan los instrumentos y técnicas utilizados para la recolección de datos, incluyendo DInSAR y GNSS, y los métodos para el modelamiento de la deformación. Además, se explican los procedimientos de procesamiento de datos, con énfasis en las series de tiempo y la evaluación del desplazamiento de fallas mediante interferogramas y los desplazamientos con GNSS.

### 4.1 Tipo y Diseño de la Investigación

El estudio se basa en una investigación aplicada ya que el problema de deformación de la corteza en entornos volcánicos ya está establecido y es conocido por el investigador.

El enfoque de la investigación es cuantitativo porque se utilizan los datos de deformación para entender la dinámica de los volcanes Purupuruni y Casiri. El diseño de la investigación es de tipo no experimental (según su finalidad) porque se enfoca en observar fenómenos tal como se dan en su contexto natural (Hernández et al., 2014), en este caso, se analiza la deformación en el entorno de ambos volcanes y las variables medidas. Además, es de tipo longitudinal porque se realizará inferencias acerca de la evolución, causas y efectos (Figura 4.1).

**Figura 4.1. Tipo y diseño de investigación.**



Fuente: Elaboración propia.

## **4.2 Variables de la Investigación**

En esta sección se identifican y describen las variables de la investigación:

### **4.2.1 Variable Independiente**

- Sismicidad en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni.

### **4.2.2 Variable Dependiente**

- Deformación en el entorno de los volcanes Casiri y Purupuruni.
- La medición se realiza en desplazamiento, acercamiento y alejamiento en línea de vista del satélite (LOS). Los indicadores son en centímetros, centímetros/año.

## **4.3 Diferencias e innovaciones en el trabajo de investigación respecto a estudios anteriores**

Vargas et al. (2022) elaboraron un informe técnico titulado "Deformación superficial y secuencia sísmica en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri (Región Tacna)", publicado por el Instituto Geofísico del Perú. Este informe analiza cuatro zonas de deformación asociadas al desplazamiento de fallas y documenta un levantamiento significativo en la región que se extiende desde el sur del volcán Purupuruni hasta el sur del Casiri. El modelamiento matemático se centró exclusivamente en la Zona 1, que corresponde a la deformación de la falla Pacollo, la cual cubre la mayor área.

La Tabla 4.1 resume las mejoras incorporadas en el presente estudio, que incluyen la implementación de nuevos métodos de procesamiento, el uso de software actualizado para la elaboración de series de tiempo, la aplicación de correcciones atmosféricas a los interferogramas, entre otros. Asimismo, el periodo de análisis abarca desde enero de 2020 a junio de 2024, ya que es necesario comprender lo que ocurrió tras la crisis sísmica de los años 2020 y 2021 para evaluar el estado actual de la deformación. Estas mejoras han permitido aportar nuevas perspectivas para el análisis de la deformación en el área de estudio, contribuyendo a una interpretación más precisa del origen de la activación de fallas en el entorno de Purupuruni y Casiri y han puesto de manifiesto la necesidad de un monitoreo más exhaustivo de ambos volcanes.

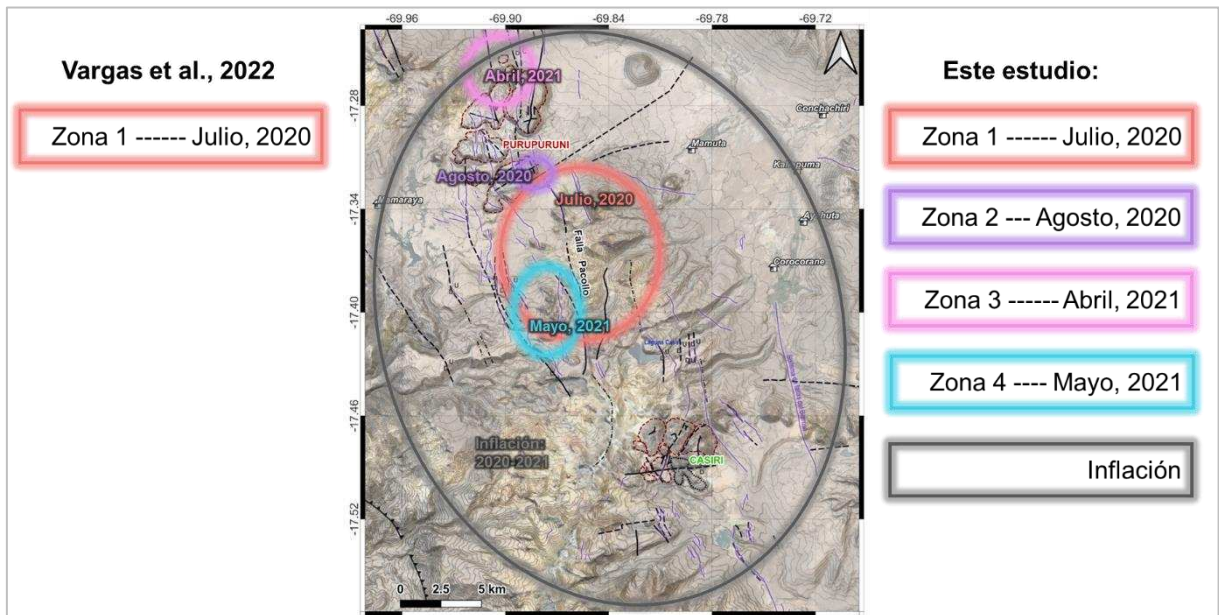
**Tabla 4.1. Comparativa de trabajo de Vargas et al., 2022 y este estudio.**

Proceso	Vargas et al., 2022	Investigación actual
Periodo de análisis	Se analizaron las series de tiempo DInSAR y GNSS desde mayo de 2019 a junio de 2021	Se amplió el periodo de análisis de datos DInSAR y GNSS, de enero de 2020 a junio de 2024. <b>Mejora:</b> El análisis de estos cuatro años de datos permite conocer a detalle lo que ocurrió previo, durante y después de la crisis sísmica de los años 2020 y 2021.
Interferogramas de las cuatro zonas de deformación asociadas al desplazamiento de fallas.	Se emplearon dos pares de imágenes de radar para la elaboración de dos interferogramas con una diferencia temporal de 12 días, para las cuatro zonas de deformación.	Se empleó un solo par de imágenes para cada zona de deformación (cuatro zonas), con una diferencia temporal de 6 días. <b>Mejora:</b> Una menor diferencia temporal entre imágenes contribuye a reducir los artefactos atmosféricos (Pinel & Albino, 2022).
Procesamiento de series de tiempo DInSAR	Se utilizó el software GMTSAR (Sandwell et al., 2011) aplicando la corrección atmosférica de Tymofyeyeva, & Fialko (2015), que estima los retrasos de fase del radar mediante el promedio de interferogramas redundantes que comparten una escena común. El suavizado puede enmascarar los desplazamientos repentinos como para el caso de fallas. Por ese motivo, en el trabajo se aplicó la corrección atmosférica a los datos antes de la crisis de julio de 2020 y posterior a la misma.	Se aplicó el software ISCE (Rosen et al., 2012) para la elaboración de interferogramas y el software Mintpy (Yunjun et al., 2019) para la construcción de series de tiempo. La corrección atmosférica se aplicó usando datos de reanálisis atmosférico ERA5 (Hersbach et al., 2020). <b>Mejora:</b> La corrección con ERA5 considera la trayectoria de la Línea de Vista (LOS) que evita errores causados por cualquier fenómeno atmosférico anisotrópico (Hu & Mallorqui, 2019).

<p>Modelamiento matemático de las zonas de deformación identificadas con DInSAR</p>	<p>Se aplicó para la zona 1 (deformación en falla Pacollo en julio de 2020) usando el software dMODELS (Battaglia et al., 2013) como muestra la Figura 4.2.</p>	<p>Se realizó el modelamiento matemático para las cuatro zonas de deformación asociadas a desplazamiento de fallas y para el área de levantamiento (inflación) entre Purupuruni y Casiri (Figura 4.2). También se utilizó el software dMODELS (Battaglia et al., 2013)</p> <p><b>Mejora:</b> Realizar el modelado de todas las zonas de deformación fortaleció la interpretación de la dinámica de la zona de estudio.</p>
<p>Modelamiento matemático de la zona de deformación identificada con GNSS</p>	<p>No se aplicó.</p>	<p>Se aplicó usando el software dMODELS (Battaglia et al., 2013) para evaluar el área de levantamiento entre Purupuruni y Casiri (Figura 4.2, inflación).</p> <p><b>Mejora:</b> El modelamiento de los datos GNSS permitió comparar los resultados del modelado de datos DInSAR y corroborar las fuentes de deformación, proporcionando una validación más robusta y precisa de las observaciones.</p>

Cabe mencionar que el estudio de Vargas et al. (2022), junto con los informes de Velarde et al. (2020) y Antayhua et al. (2021), proporcionaron una interpretación técnica de la crisis sísmica y de deformación observada en el entorno de Purupuruni y Casiri, utilizando los mejores recursos disponibles en aquel momento. Esta tesis, lejos de ser una simple repetición de esos trabajos, busca mejorar y ampliar la interpretación previa mediante la implementación de nuevas metodologías, el uso de softwares avanzados y modelamientos matemáticos más detallados, además de aplicar la experiencia y conocimientos adquiridos en estos años, con la ampliación del periodo de análisis hasta 2024.

**Figura 4.2. Zonas de deformación modeladas en trabajo de Vargas et al. (2022) y este estudio.**



Fuente: Distribución espacial de las zonas de deformación modeladas matemáticamente en este estudio y en el realizado por Vargas et al., 2022.

#### 4.4 Instrumentos y recolección de datos

Esta sección describe los instrumentos y métodos empleados para la recolección de datos en la investigación. Se detallan las técnicas de Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética (DInSAR) y el Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS), así como el modelamiento matemático de la deformación.

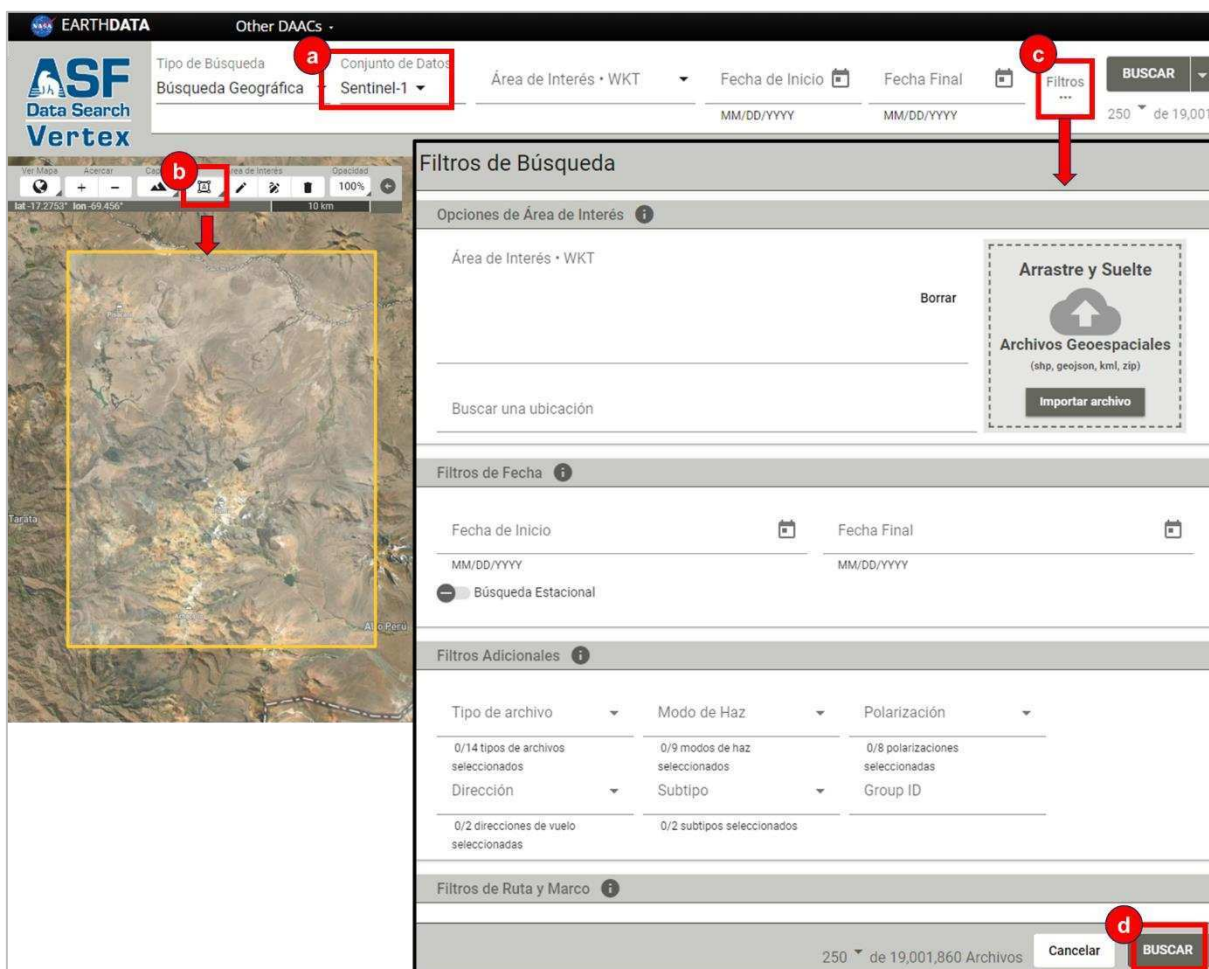
##### 4.4.1 DInSAR

En este estudio, se utilizaron imágenes de banda C provenientes del radar de apertura sintética (SAR) Sentinel-1 de la Agencia Espacial Europea (ESA). Estas imágenes, al ser capturadas por satélites activos, permiten su adquisición independientemente de las condiciones meteorológicas. Las imágenes Sentinel-1 (5,405 GHz) tienen una longitud de onda de aproximadamente ~5.6 cm. Esto implica que cada franja de colores en un interferograma corresponde a un desplazamiento de aproximadamente 2.8 cm en la línea de vista del satélite (LOS).

Todas las imágenes se descargaron del Alaska Satellite Facility (ASF, <https://search.asf.alaska.edu/>) aplicando filtros específicos para buscar imágenes de radar en la órbita, periodo y nivel de procesamiento deseado (Figura 4.2). Para la búsqueda de imágenes se pueden seguir los siguientes pasos:

- Seleccionar la opción de búsqueda para solo imágenes Sentinel-1 (Figura 4.3a).

**Figura 4.3. Buscador de imágenes Sentinel-1 en plataforma ASF.**



Nota: a) Filtrado de imágenes Sentinel-1, b) Selección del área de estudio, c) Filtros para definir el periodo, dirección de órbita y tipos de imágenes, d) Botón Buscar. Fuente: Composición propia realizada de la plataforma ASF.

- Definir el área de interés subiendo un archivo geoespacial de la zona o dibujando un polígono (representado como un cuadrado amarillo en Figura 4.3b).

- Aplicación de filtros (Figura 4.3c):
  - Periodo de estudio: Especificar las fechas de inicio y final del periodo de interés.
  - Tipo de archivo: Seleccionar imágenes complejas de una sola vista (L1-SLC).
  - Modo de haz: Elegir el modo de Interferometría de Banda Ancha (IW).
  - Dirección de órbita: Elegir entre ascendente o descendente.
  - Subtipo: Seleccionar entre Sentinel-1A o Sentinel-1B.
- Pulsar el botón Buscar para iniciar la búsqueda de imágenes del área de estudio con los filtros aplicados (Figura 4.3d).

En total, para la elaboración de series de tiempo, se emplearon 396 imágenes de Sentinel-1A: 199 en órbita ascendente y 197 en órbita descendente, ambas correspondientes a 132 fechas (Tabla 4.2). Las imágenes fueron descargadas con una resolución temporal de 12 días entre enero de 2020 y junio de 2024, con excepción de algunas pocas fechas en las que el satélite no realizó adquisiciones.

**Tabla 4.2. Imágenes SAR Sentinel-1A, empleadas para la elaboración de series de tiempo de deformación.**

N° de fechas	Fecha Ascendente	N°	Fecha Descendente	N°
1	5/01/2020	1	11/01/2020	1
2	17/01/2020	1	23/01/2020	1
3	10/02/2020	1	4/02/2020	1
4	22/02/2020	1	16/02/2020	1
5	5/03/2020	1	28/02/2020	1
6	17/03/2020	1	11/03/2020	1
7	29/03/2020	1	23/03/2020	1
8	10/04/2020	1	4/04/2020	1
9	22/04/2020	1	16/04/2020	1
10	4/05/2020	1	28/04/2020	1
11	16/05/2020	1	10/05/2020	1
12	28/05/2020	1	22/05/2020	1
13	9/06/2020	1	3/06/2020	1
14	21/06/2020	1	15/06/2020	1
15	3/07/2020	1	27/06/2020	1
16	15/07/2020	1	9/07/2020	1
17	27/07/2020	1	21/07/2020	1

18	8/08/2020	1	2/08/2020	1
19	20/08/2020	1	14/08/2020	1
20	1/09/2020	1	26/08/2020	1
21	13/09/2020	1	7/09/2020	1
22	25/09/2020	1	19/09/2020	1
23	7/10/2020	1	1/10/2020	1
24	19/10/2020	1	13/10/2020	1
25	31/10/2020	1	25/10/2020	1
26	12/11/2020	1	6/11/2020	1
27	24/11/2020	1	18/11/2020	1
28	6/12/2020	1	30/11/2020	1
29	18/12/2020	1	12/12/2020	1
30	30/12/2020	1	24/12/2020	1
31	11/01/2021	1	5/01/2021	1
32	23/01/2021	1	17/01/2021	1
33	4/02/2021	1	29/01/2021	1
34	16/02/2021	1	10/02/2021	1
35	28/02/2021	1	22/02/2021	1
36	12/03/2021	1	6/03/2021	1
37	24/03/2021	1	18/03/2021	1
38	5/04/2021	1	30/03/2021	1
39	17/04/2021	1	11/04/2021	1
40	29/04/2021	1	23/04/2021	1
41	11/05/2021	1	5/05/2021	1
42	23/05/2021	1	17/05/2021	1
43	4/06/2021	1	29/05/2021	1
44	16/06/2021	1	10/06/2021	1
45	28/06/2021	1	22/06/2021	1
46	10/07/2021	1	4/07/2021	1
47	22/07/2021	1	16/07/2021	1
48	3/08/2021	1	28/07/2021	1
49	15/08/2021	1	9/08/2021	1
50	27/08/2021	1	21/08/2021	1
51	8/09/2021	1	2/09/2021	1
52	20/09/2021	1	14/09/2021	1
53	2/10/2021	1	26/09/2021	1
54	14/10/2021	1	8/10/2021	1
55	26/10/2021	1	20/10/2021	1
56	7/11/2021	1	1/11/2021	1
57	19/11/2021	1	13/11/2021	1
58	1/12/2021	1	25/11/2021	1
59	13/12/2021	1	7/12/2021	1
60	25/12/2021	1	19/12/2021	1
61	6/01/2022	1	31/12/2021	1
62	18/01/2022	1	12/01/2022	2
63	30/01/2022	1	24/01/2022	2
64	11/02/2022	1	5/02/2022	2

65	23/02/2022	2	17/02/2022	2
66	7/03/2022	2	1/03/2022	2
67	19/03/2022	2	13/03/2022	2
68	31/03/2022	2	25/03/2022	2
69	12/04/2022	1	6/04/2022	2
70	24/04/2022	2	18/04/2022	2
71	6/05/2022	2	30/04/2022	2
72	18/05/2022	2	12/05/2022	2
73	30/05/2022	2	24/05/2022	2
74	11/06/2022	2	5/06/2022	2
75	23/06/2022	2	17/06/2022	2
76	5/07/2022	2	11/07/2022	2
77	17/07/2022	2	23/07/2022	2
78	29/07/2022	2	4/08/2022	2
79	10/08/2022	2	16/08/2022	2
80	22/08/2022	2	9/09/2022	2
81	3/09/2022	2	21/09/2022	2
82	15/09/2022	2	3/10/2022	2
83	27/09/2022	2	27/10/2022	2
84	9/10/2022	2	8/11/2022	2
85	21/10/2022	2	20/11/2022	2
86	2/11/2022	2	2/12/2022	2
87	14/11/2022	2	14/12/2022	2
88	26/11/2022	2	26/12/2022	2
89	8/12/2022	2	7/01/2023	2
90	20/12/2022	2	19/01/2023	2
91	1/01/2023	2	31/01/2023	2
92	13/01/2023	2	12/02/2023	2
92	25/01/2023	2	24/02/2023	2
94	6/02/2023	2	8/03/2023	2
95	18/02/2023	2	20/03/2023	2
96	2/03/2023	2	1/04/2023	2
97	14/03/2023	2	13/04/2023	2
98	26/03/2023	2	25/04/2023	2
99	7/04/2023	2	7/05/2023	2
100	19/04/2023	2	12/06/2023	2
101	1/05/2023	2	24/06/2023	2
102	13/05/2023	2	6/07/2023	2
103	25/05/2023	2	18/07/2023	2
104	18/06/2023	2	30/07/2023	2
105	30/06/2023	2	11/08/2023	2
106	12/07/2023	2	23/08/2023	2
107	24/07/2023	2	4/09/2023	2
108	5/08/2023	2	16/09/2023	2
109	17/08/2023	2	28/09/2023	2
110	29/08/2023	2	10/10/2023	2
111	10/09/2023	2	22/10/2023	2

112	22/09/2023	2	3/11/2023	2
113	4/10/2023	2	15/11/2023	2
114	16/10/2023	2	27/11/2023	2
115	9/11/2023	2	9/12/2023	2
116	21/11/2023	2	21/12/2023	2
117	3/12/2023	2	2/01/2024	2
118	15/12/2023	2	14/01/2024	2
119	27/12/2023	2	26/01/2024	2
120	8/01/2024	2	7/02/2024	2
121	20/01/2024	2	19/02/2024	2
122	1/02/2024	2	2/03/2024	2
123	25/02/2024	2	14/03/2024	2
124	20/03/2024	2	26/03/2024	2
125	1/04/2024	2	7/04/2024	2
126	13/04/2024	2	19/04/2024	2
127	25/04/2024	2	1/05/2024	2
128	7/05/2024	2	13/05/2024	2
129	19/05/2024	2	25/05/2024	2
130	31/05/2024	2	6/06/2024	2
131	12/06/2024	2	18/06/2024	2
132	24/06/2024	2	30/06/2024	2
<b>TOTAL</b>	<b>132 fechas</b>	<b>199 imágenes</b>	<b>132 fechas</b>	<b>197 imágenes</b>

Además, para llevar a cabo el análisis específico de las cuatro áreas de deformación relacionadas con el desplazamiento de fallas, se utilizaron imágenes con una resolución temporal de 6 días (Tabla 4.3). Una sola imagen Sentinel-1A (S1-A) abarca el área de interés (Figura 4.3a), sin embargo, en el caso de las escenas capturadas por el satélite Sentinel-1B (S1-B), fue necesario emplear dos imágenes para abarcar completamente la zona de estudio (Figura 4.3b). Se emplearon un total de 24 imágenes.

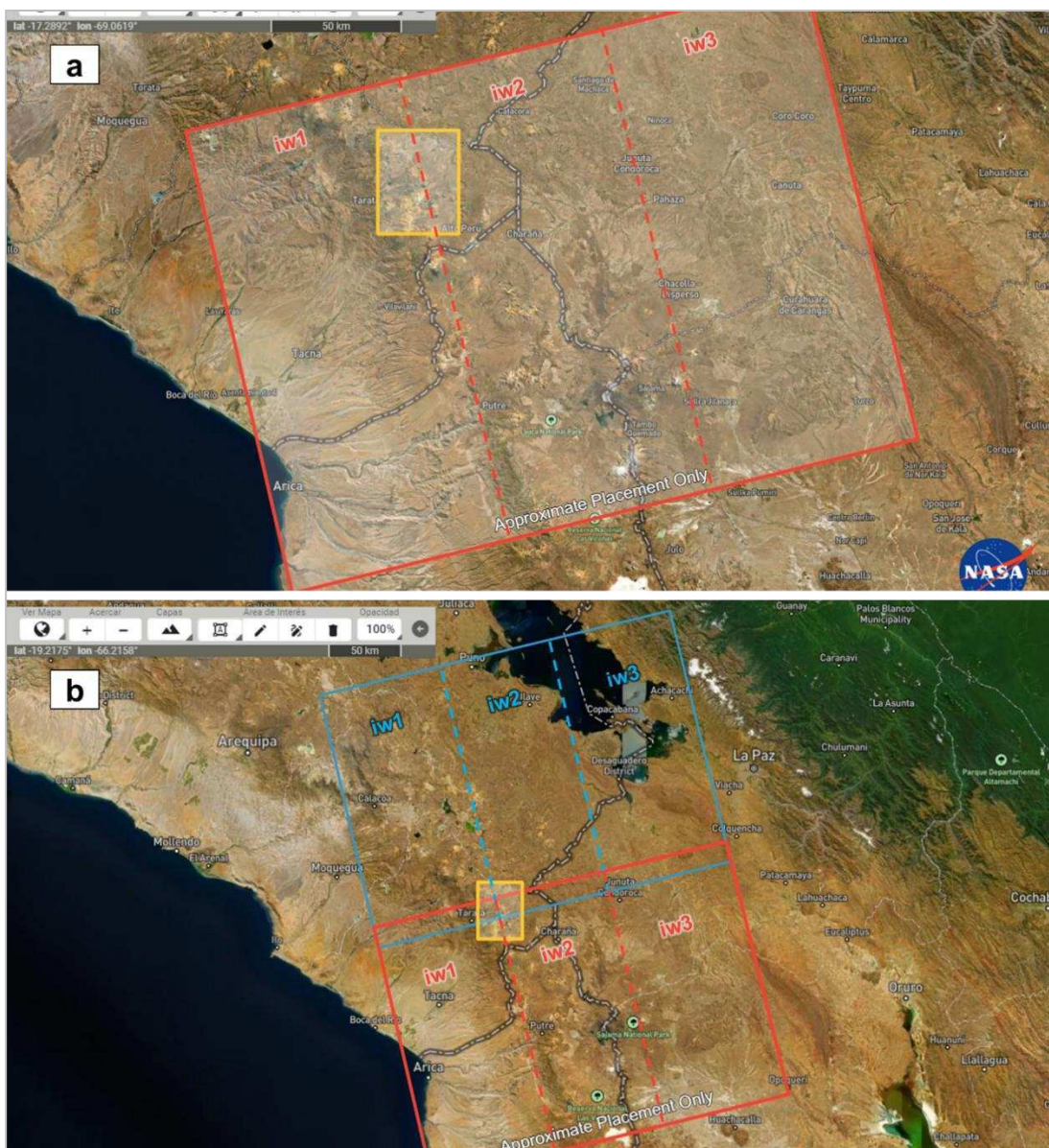
**Tabla 4.3. Imágenes SAR Sentinel-1A y B, empleadas para la elaboración de interferogramas.**

<b>Zona</b>	<b>Ascendente</b>	<b>N°</b>	<b>Descendente</b>	<b>N°</b>
<b>1</b>	21/07/2020 (S1-B) y	2	21/07/2020 (S1-A) y	1
	27/07/2020 (S1-A)	1	27/07/2020 (S1-B)	2
<b>2</b>	26/08/2020 (S1-B) y	2	26/08/2020 (S-1A) y	1
	01/09/2020 (S1-A)	1	01/09/2020 (S-1B)	2
<b>3</b>	29/05/2021 (S1-A) y	1	29/05/2021 (S-1B) y	2
	05/05/2021 (S1-B)	2	05/05/2021 (S-1A)	1
<b>4</b>	11/05/2020 (S1-A) y	1	11/05/2020 (S-1B) y	2
	17/05/2020 (S-1B)	2	17/05/2020 (S-1A)	1
<b>TOTAL</b>		<b>12</b>		<b>12</b>

#### 4.4.1.1 Imágenes en órbita ascendente

Cada imagen Sentinel-1 contiene tres subfranjas (iw1, iw2 e iw3). Para el caso de las imágenes en órbita ascendente, la zona de estudio (recuadro amarillo en Figura 4.4) comprende dos subfranjas (iw1 e iw2), lo cual incrementa los recursos computacionales necesarios para el procesamiento. Las imágenes utilizadas fueron de la ruta 149 del satélite: el marco 1120 para las imágenes S1-A, y los marcos 1119 y 1124 para las imágenes S1-B.

**Figura 4.4. Subfranjas de imágenes Sentinel-1 en órbita ascendente.**

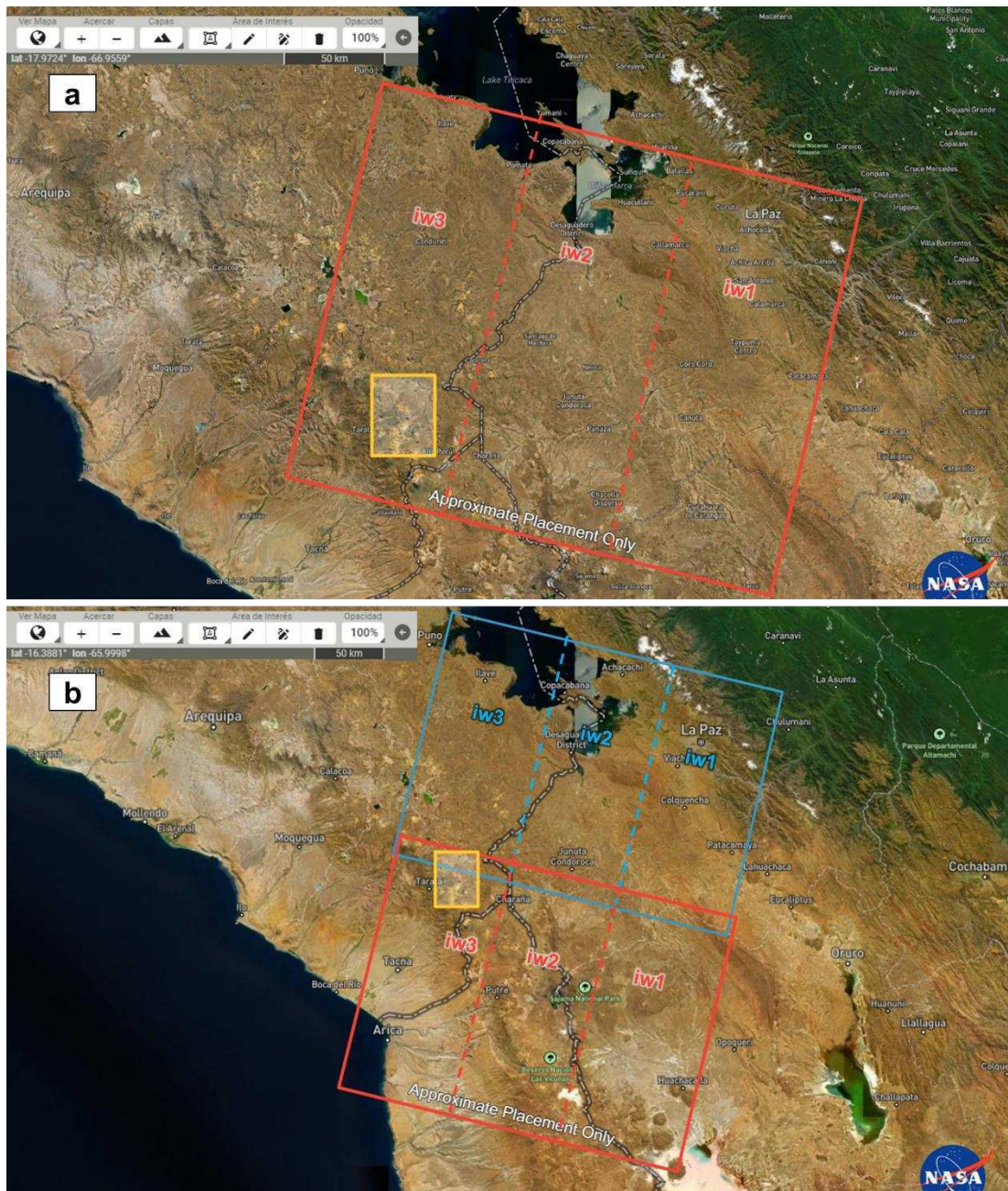


Nota: a) Imágen Sentinel-1A y b) Sentinel-1B. Zona de estudio en recuadro amarillo.  
Fuente: Composición propia realizada de la plataforma ASF.

#### 4.4.1.2 Imágenes en órbita descendente

En las imágenes en órbita descendente, la zona de estudio (indicada con un recuadro amarillo en la Figura 4.5) cubre una sola subfranja (IW3), lo que reduce los recursos computacionales requeridos para el procesamiento. Las imágenes empleadas fueron de la ruta 54: el marco 648 para las imágenes S1-A, y los marcos 647 y 654 para las imágenes S1-B.

**Figura 4.5. Subfranjas de imágenes Sentinel-1 en órbita descendente.**



Nota: a) Imagen Sentinel-1A y b) Sentinel-1B. Zona de estudio en recuadro amarillo.

Fuente: Composición propia realizada de la plataforma ASF.

#### 4.4.2 GNSS

Los datos GNSS para cuantificar la deformación en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri, fueron recolectados durante campañas temporales de monitoreo volcánico realizadas por el Instituto Geofísico del Perú. Para estas mediciones se utilizaron equipos GNSS integrados (receptor y antena en un mismo dispositivo) de la marca Trimble, específicamente los modelos R8 (Figura 4.6, izquierda) y R10 (Figura 4.6, derecha). Asimismo, el VDAP realizó la donación de 5 equipos GNSS de marca Septentrio para el monitoreo de la deformación de ambos volcanes, los cuales fueron instalados a fines del año 2022.

**Figura 4.6. Instalación de equipos GNSS para monitoreo de volcanes Purupuruni y Casiri.**



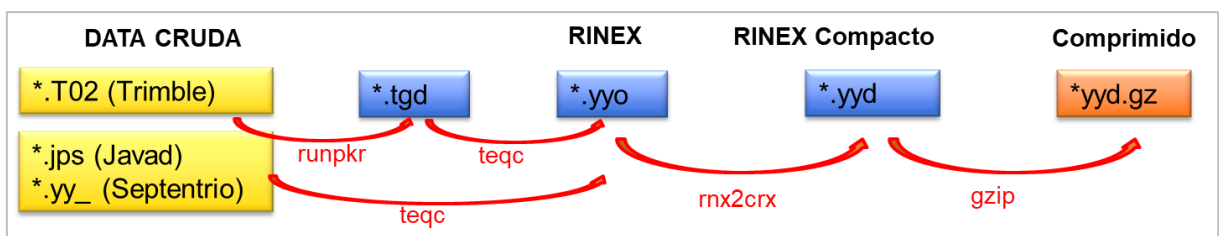
Nota: GNSS Trimble R8 en punto de control PUR-A para monitoreo de volcán Purupuruni (izquierda) y GNSS Trimble R10 en punto de control CAS-B para monitoreo de volcán Casiri (derecha). Fuente: IGP.

El GNSS diferencial es una técnica utilizada para mejorar la precisión de las mediciones GNSS al corregir diversos errores en tiempo real. Este método implica el uso de una estación base GNSS situada cerca del receptor móvil (Huang & Wang, 2023). Sin embargo, para reducir aún más los errores, se recomienda la adquisición de datos durante un mínimo de 48 horas UTC (Villegas Lanza et al., 2016) y realizar un posprocesamiento utilizando varias estaciones de referencia para restar el desplazamiento de la placa tectónica de la deformación local.

Para la instalación de un punto de control geodésico, según Vargas et al. (2020), es esencial encontrar un afloramiento rocoso o construir un monumento de concreto para asegurar la estabilidad temporal del punto. El CENVUL emplea marcadores de acero que se usan como puntos geodésicos de referencia y se incrustan en las superficies rocosas (Figura 4.6). Sobre estos marcadores se coloca una barra de acero que sirve de soporte para la antena GNSS, la cual debe estar correctamente nivelada. La antena GNSS debe orientarse hacia el norte. Una vez orientada y nivelada, se realizan las conexiones necesarias y se configura el receptor para habilitar la adquisición de datos.

En este estudio, la tasa de registro fue configurada a 15 segundos. Los datos son obtenidos en formato nativo del equipo Trimble (\*.T02), los cuales fueron transformados al formato universal de datos GNSS RINEX (Formato de Intercambio Independiente de Receptor) creado para requerir un espacio mínimo, independientemente del número de tipos de observaciones de un receptor o sistema satelital específico (Gurtner, 2007). El proceso de transformación del dato es resumido en la Figura 4.7. Entre los datos principales que contiene un archivo RINEX se encuentran el código del punto de control o estación GNSS, el número de serie y modelo de receptor y antena GNSS (en el ejemplo de la Figura 4.8 el receptor y antena es el mismo por tratarse de un GNSS integrado Trimble R8), altura de antena, fecha y hora de primera observación, entre otros (Figura 4.8).

**Figura 4.7. Proceso para transformación de dato GNSS de formato nativo a RINEX.**



Nota: Como data cruda se presenta los datos nativos de receptores de marca Trimble (\*.T02), Javad (\*.jps) y Septentrio (\*.yy\_) convertidos a formato RINEX donde \*.yy indica el año en dos dígitos (por ejemplo, 2024 se representa como 24).

Para reducir aún más el tamaño del archivo, se realiza una compactación y posteriormente una compresión. Fuente: Elaboración propia.

**Figura 4.8. Archivo RINEX de punto de control GNSS PU01.**

	1.0	COMPACT RINEX FORMAT	CRINEX VERS / TYPE
	RNX2CRX ver.4.0.8	29-Sep-21 00:40	CRINEX PROG / DATE
	2.11	OBSERVATION DATA M (MIXED)	RINEX VERSION / TYPE
	teqc 2019Feb25	IGP/AQP/K.Vargas 20210929 00:23:22UTC	PGM / RUN BY / DATE
	Linux 2.4.21-27.ELsmp Opteron gcc -static Linux 64 +=		COMMENT
	0.174 (antenna height)		COMMENT
	BIT 2 OF LLI FLAGS DATA COLLECTED UNDER A/S CONDITION		COMMENT
Código de la estación GNSS	PU01 (COGO code)		COMMENT
	PU01		MARKER NAME
	PU01		MARKER NUMBER
Modelo de receptor y antena	SCTS-Sede Arequipa IGP		OBSERVER / AGENCY
	5905R91303 TRIMBLE R8S 5.42		REC # / TYPE / VERS
	5905R91303 TRMR8S NONE		ANT # / TYPE
Altura de antena	2096492.3620 -5722435.7900 -1890956.7690		APPROX POSITION XYZ
	0.1741 0.0000 0.0000		ANTENNA: DELTA H/E/N
	1 1		WAVELENGTH FACT L1/2
	8 L1 L2 C1 C2 P2 P1 S1 S2		# / TYPES OF OBSERV
	18		LEAP SECONDS
	* * * * * DISCLAIMER * * * * * *COMMENT		
	This data is property of Instituto Geofisico del Peru - IGP.COMMENT		
	Any use requires IGP authorization and must be referenced COMMENT		
	in all technical or scientific publication COMMENT		
	To contact email to: jvillegas@igp.gob.pe COMMENT		
	a/o kvargas@igp.gob.pe COMMENT		
	* * * * * * * * * * * * * * * * *COMMENT		
	SNR is mapped to RINEX snr flag value [0-9] COMMENT		
	L1 & L2: min(max(int(snr_dBHz/6), 0), 9) COMMENT		
Fecha y hora de primer dato adquirido	2021 4 28 15 2 0.0000000 0 15G04G21G09G31G17G22G03G01R18R17G08R04R03R02R24	GPS	TIME OF FIRST OBS
			END OF HEADER
	3&108267644212 3&84364465558 3&20602648266 3&20602648500 3&49300 3&39900 1856		
	3&106197896860 3&82751606012 3&20208789500 3&20208788141 3&49400 3&41300 1856		
	3&118339440817 3&92212564814 3&22519247398 3&22519249863 3&46100 3&35200 1755		
	3&125701798058 3&97949468231 3&23920259984 3&23920259949 3&42600 3&38900 1756		
	3&122474461404 3&95434646281 3&23306114969 3&23306116164 3&41700 3&28800 1654		
	3&115258998600 3&89812189941 3&21933058992 3&21933055770 3&47000 3&36700 1756		
	3&116646921938 3&90893711320 3&22197170938 3&22197173363 3&44300 3&44900 1757		
	3&107304181175 3&83613654784 3&20419307180 3&20419309227 3&50300 3&41400 1856		
	3&113848421816 3&88549087019 3&21327645570 3&21327644895 3&47700 3&45600 1717		
	3&102286955015 3&79556526520 3&19114758555 3&19114756547 3&51000 3&47900 1817		

Nota: El punto geodésico de código PU01 es el equivalente a PUR-1 de este estudio. Fuente: IGP.

Debido a las restricciones impuestas por la pandemia de COVID-19, las adquisiciones de datos se llevaron a cabo a partir del año 2021, cuyas fechas se detallan en la Tabla 4.4. Durante la campaña 1, las mediciones en el entorno del volcán Casiri (GNSS con prefijo CAS-) fueron de tan solo algunas horas, mientras que en los alrededores del volcán Purupuruni (prefijo PUR-) se realizaron durante menos de dos días.

**Tabla 4.4. Fechas de recolección de datos de puntos de control GNSS.**

<b>GNSS</b>	<b>Campaña 1</b>	<b>Campaña 2</b>	<b>Campaña 3</b>	<b>Campaña 4</b>
<b>CAS-A</b>	27 de abril de 2021	15 al 17 de julio de 2021	10 al 11 de noviembre de 2021	03 al 05 de julio de 2022
<b>CAS-B</b>	27 de abril de 2021	15 al 17 de julio de 2021	10 al 11 de noviembre de 2021	03 al 05 de julio de 2022
<b>CAS-C</b>	29 de abril de 2021	16 al 17 de julio de 2021	12 de noviembre de 2021	03 al 05 de julio de 2022
<b>CAS-D</b>	27 de abril de 2021	15 al 17 de julio de 2021	10 y 11 de noviembre de 2021	-
<b>PUR-A</b>	28 al 29 de abril de 2021	18 al 20 de julio de 2021	11 al 12 de noviembre de 2021	02 y 06 de julio de 2022
<b>PUR-B</b>	28 al 29 de abril de 2021	17 al 19 de julio de 2021	11 al 13 de noviembre de 2021	02, 06 y 07 de julio de 2022
<b>PUR-C</b>	28 al 29 de abril de 2021	18 al 20 de julio de 2021	11 al 13 de noviembre de 2021	02 y 06 de julio de 2022
<b>PUR-D</b>	29 de abril de 2021	18 al 19 de julio de 2021	12 al 13 de noviembre de 2021	06 al 08 de julio de 2022
<b>PUR-E</b>	-	19 al 20 de julio de 2021	12 al 13 de noviembre de 2021	05 y 06 de julio de 2022
<b>PUR-F</b>	-	20 de julio de 2021	11 al 12 de noviembre de 2021	02 de julio de 2022
<b>GNSS</b>	<b>Campaña 5</b>	<b>Campaña 6</b>	<b>Campaña 7</b>	
<b>CAS-A</b>	03 y 04 de abril de 2023	1 al 3 de noviembre de 2023	11 y 12 de abril de 2024	
<b>CAS-B</b>	03 y 04 de abril de 2023	-	-	
<b>CAS-C</b>	-	-	-	
<b>CAS-D</b>	-	-	-	
<b>PUR-A</b>	02 de abril de 2023	-	-	
<b>PUR-B</b>	04 y 05 de abril de 2023	03 al 05 de noviembre de 2023	-	
<b>PUR-C</b>	04 y 05 de abril de 2023	03 al 05 de noviembre de 2023	-	
<b>PUR-D</b>	-	-	08 y 09 de abril de 2024	
<b>PUR-E</b>	31 de marzo y 01 de abril de 2023	05 y 06 de noviembre de 2023	07 y 08 de abril de 2024	
<b>PUR-F</b>	-	-	-	

A partir del año 2023, se limitó la adquisición de algunos puntos de control temporal, pues ya se contaba con 5 equipos GNSS permanentes, cuyos periodos de adquisición de datos se detallan en la Tabla 4.5. Los datos de estos GNSS no son transmitidos en tiempo real, por lo que la descarga de los mismos se realiza cada seis meses durante campañas de mantenimiento. Además, en

ciertos periodos, problemas de suministro eléctrico han impedido la adquisición continua de datos.

**Tabla 4.5. Periodos de adquisición de datos de GNSS permanentes.**

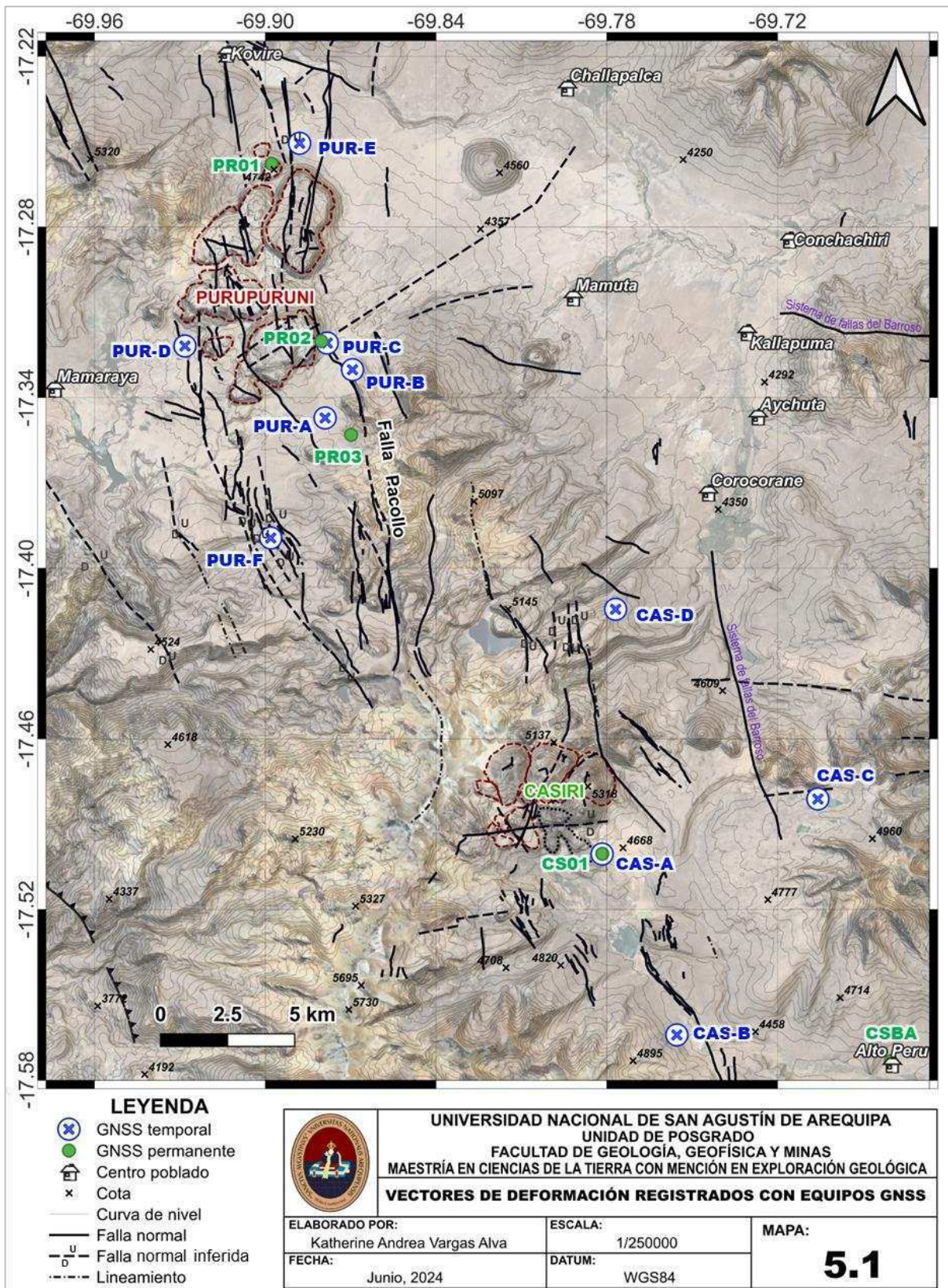
<b>GNSS</b>	<b>Descripción</b>
<b>CSBA</b>	22 de febrero de 2023 al 02 de febrero de 2024
<b>CS01</b>	06 al 20 de diciembre de 2022 y del 25 de marzo de 2023 al 24 de mayo de 2024
<b>PR01</b>	28 de febrero de 2023 al 27 de mayo de 2024
<b>PR02</b>	28 de febrero de 2023 al 25 de mayo de 2024
<b>PR03</b>	15 de marzo al 04 de noviembre de 2023

Los detalles sobre la ubicación de los 10 puntos de control temporal y 5 GNSS permanentes, se presentan en la Tabla 4.6. Una visión general de su disposición espacial y su relación con las estructuras geológicas del área se puede apreciar en el Mapa 4.1.

**Tabla 4.6. Ubicación de datos de puntos de control GNSS.**

<b>GNSS</b>	<b>Tipo</b>	<b>Longitud</b>	<b>Latitud</b>	<b>Descripción</b>
<b>CAS-A</b>	Temporal	-69.78	-17.50	Flujo de lava sureste V. Casiri
<b>CAS-B</b>	Temporal	-69.76	-17.56	Sector sureste V. Casiri
<b>CAS-C</b>	Temporal	-69.71	-17.48	Sector este V. Casiri
<b>CAS-D</b>	Temporal	-69.78	-17.41	Sector noreste V. Casiri
<b>PUR-A</b>	Temporal	-69.88	-17.35	Bloque oeste F. Pacollo.
<b>PUR-B</b>	Temporal	-69.87	-17.33	Bloque este F. Pacollo.
<b>PUR-C</b>	Temporal	-69.88	-17.32	Domo sur V. Purupuruni
<b>PUR-D</b>	Temporal	-69.93	-17.32	Sector oeste V. Purupuruni
<b>PUR-E</b>	Temporal	-69.89	-17.25	Sector norte V. Purupuruni
<b>PUR-F</b>	Temporal	-69.90	-17.39	Sector sur V. Purupuruni
<b>CSBA</b>	Permanente	-69.68	-17.57	Estación empleada como base (referencia) en la localidad de Alto Perú.
<b>CS01</b>	Permanente	-69.78	-17.50	Sector sureste V. Casiri. A 12 m del punto de control CAS-A.
<b>PR01</b>	Permanente	-69.90	-17.26	Domo norte V. Purupuruni. A 1.3 km al suroeste del punto de control PUR-E.
<b>PR02</b>	Permanente	-69.89	-17.32	Domo sur V. Purupuruni. A 230 m al noroeste del punto de control PUR-C.
<b>PR03</b>	Permanente	-69.87	-17.35	Bloque oeste F. Pacollo. A 1.2 km al sureste del punto de control PUR-A.

**Mapa 4.1. Localización de puntos de control GNSS.**



Nota: Fuente: Elaboración propia.

#### 4.4.3 Modelamiento de la deformación

En este estudio se aplicó un modelo inverso, debido a que contamos con datos de GNSS y DInSAR, a partir de los cuales se pretende estimar la(s) fuente(s) de deformación. Los interferogramas y los vectores derivados de los datos GNSS son los elementos esenciales para llevar a cabo el modelado matemático.

En relación con los datos DInSAR, la deformación se ha representado en un mapa de velocidades (en metros por año). El software requiere un archivo de texto que incluya los valores de velocidad en la línea de vista del satélite (LOS) y su error correspondiente (dLOS) para cada punto del mapa (X e Y). Además, es necesario indicar el ángulo medio de incidencia (INC) para la adquisición de la imagen y el ángulo de dirección de vuelo del satélite (HEA) para determinar si corresponde a una adquisición en órbita ascendente o descendente (Figura 4.9).

**Figura 4.9. Formato de archivo de entrada de datos DInSAR para modelado matemático.**

```
"Inflación Purupuruni-Casiri"
% Additional comment
%X[UTM] Y[UTM] LOS[m/yr] dLOS[m/yr] INC[deg] HEA[deg]
398782 8102608 0.0001399 0.003 32.05 312.56
399063 8102608 0.0001399 0.003 32.05 312.56
399343 8102608 0.0011178 0.003 32.05 312.56
399623 8102608 0.0010408 0.003 32.05 312.56
399904 8102608 0.0011498 0.003 32.05 312.56
400184 8102608 0.0010714 0.003 32.05 312.56
402988 8102608 0.0008840 0.003 32.05 312.56
403268 8102608 0.0012504 0.003 32.05 312.56
386446 8102328 0.0001198 0.003 32.05 312.56
390091 8102328 0.0002685 0.003 32.05 312.56
390371 8102328 0.0007983 0.003 32.05 312.56
398782 8102328 0.0002640 0.003 32.05 312.56
399063 8102328 0.0002640 0.003 32.05 312.56
399343 8102328 0.0011740 0.003 32.05 312.56
399623 8102328 0.0016618 0.003 32.05 312.56
```

Nota: X e Y representan las ubicaciones de cada punto en el mapa de velocidad. LOS indica el valor de la velocidad de deformación en la línea de vista del satélite, mientras que dLOS corresponde al error asociado a cada punto. INC se refiere al ángulo de incidencia y HEA al ángulo de dirección de vuelo del satélite. Fuente: IGP.

En cuanto a los datos GNSS, se ha tenido en cuenta la velocidad para las tres componentes (Este, Norte y Vertical) expresada en metros por año.

**Figura 4.10. Formato de archivo de entrada de datos GNSS para modelado matemático.**

"Datos GNSS en el entorno de los volcanes Casiri-Purupuruni"											
%SITE	X[UTM]	Y[UTM]	Altitude(m_asl)	E(m/yr)	dE(m/yr)	N(m/yr)	dN(m/yr)	U(m/yr)	dU(m/yr)		
VENT	404362	8084821	5315								
CAS-A	417018.031		8064908.148	4778.268		-0.012	0.004	-0.020	0.006	0.065	0.027
CAS-B	419832.627		8057882.609	4550.363		-0.017	0.003	-0.033	0.003	0.008	0.014
CAS-C	425056.526		8067080.902	4931.119		0.014	0.004	-0.020	0.006	0.030	0.023
CAS-D	417481.386		8074431.699	4895.119		0.050	0.005	0.014	0.005	0.009	0.029
PUR-A	406606.999		8081829.11	4758.076		-0.002	0.003	0.009	0.003	0.037	0.012
PUR-B	407622.392		8083710.21	4877.04		0.054	0.005	0.055	0.004	0.062	0.023
PUR-C	406673.07		8084741.834	4860.803		0.017	0.007	0.024	0.005	0.088	0.022

Nota: X, Y representan las ubicaciones de cada punto GNSS. Altitude indica la altitud del punto. E, N y U son los valores de velocidad GNSS en cada punto GNSS y dE, dN y dU sus errores respectivos. Fuente: IGP.

## 4.5 Procesamiento de datos

Esta sección explica los métodos y técnicas utilizados para el procesamiento de datos, incluyendo el análisis de series de tiempo y la generación de interferogramas para evaluar el desplazamiento de fallas, así como al modelamiento de la deformación.

### 4.5.1 DInSAR

En esta subsección se detalla el procesamiento de datos mediante la técnica de Interferometría Diferencial de Radar de Apertura Sintética (DInSAR).

#### 4.5.1.1 Series de tiempo

Se utilizó el software ISCE (Entorno Científico de Procesamiento InSAR) para el procesamiento de los interferogramas. ISCE es una biblioteca de procesamiento en la que se construyen flujos de trabajo de procesamiento de datos para la misión NISAR. Como biblioteca, proporciona una variedad de estructuras de datos (C++/Python) que se utilizan con frecuencia en el procesamiento de datos SAR/InSAR. Este software es de código abierto bajo los términos de la Licencia Apache (Rosen et al., 2012).

Dado que los códigos están en Python, es posible configurar el procesamiento especificando adecuadamente las rutas de las imágenes de radar (indicadas como "images" en la Figura 4.11), el modelo digital de elevación (denotado como "dem" en la Figura 4.11), las órbitas satelitales ("orbits" en la Figura 4.11), la delimitación de la zona de interés ("bbox" en la Figura 4.11).

También se puede definir la subfranja en la que se encuentra el área de estudio ("swath" en la Figura 4.11; iw3 para el caso de la órbita descendente de la zona de estudio), asimismo, la resolución en rango y azimut ("rlooks" y "alooks"), que en el ejemplo de la Figura 4.11, la resolución sería de 75 m, ya que el azimut se definió como 5 veces y el tamaño del píxel es de aproximadamente 15 m.

Se aplicaron 2 conexiones para cada imagen de radar ("connections" en la Figura 4.11) y se utilizaron 8 procesadores del computador ("nproc" en la Figura 4.11).

**Figura 4.11. Parámetros para generar interferogramas para la elaboración de series de tiempo.**

```
[default]
#Parámetros para definir el proyecto y generar el stack de interferogramas con ISCE:

prjPath = /interferometria/purupuruni/TESIS/DES/
images = /interferometria/purupuruni/TESIS/DES/data
dem = /interferometria/purupuruni/TESIS/DES/dem/
aux = /interferometria/purupuruni/TESIS/DES/aux
orbits = /interferometria/purupuruni/TESIS/DES/orbitas
bbox = -17.55 -17.17 -70.09 -69.75 # South North West East
swath = 3
rlooks = 20
alooks = 5
connections = 2
nproc = 8

[mintpy]
#Parámetros para generar las series temporales con MintPy:
waterMask = None
refLatLon = -17.372,-70.232
```

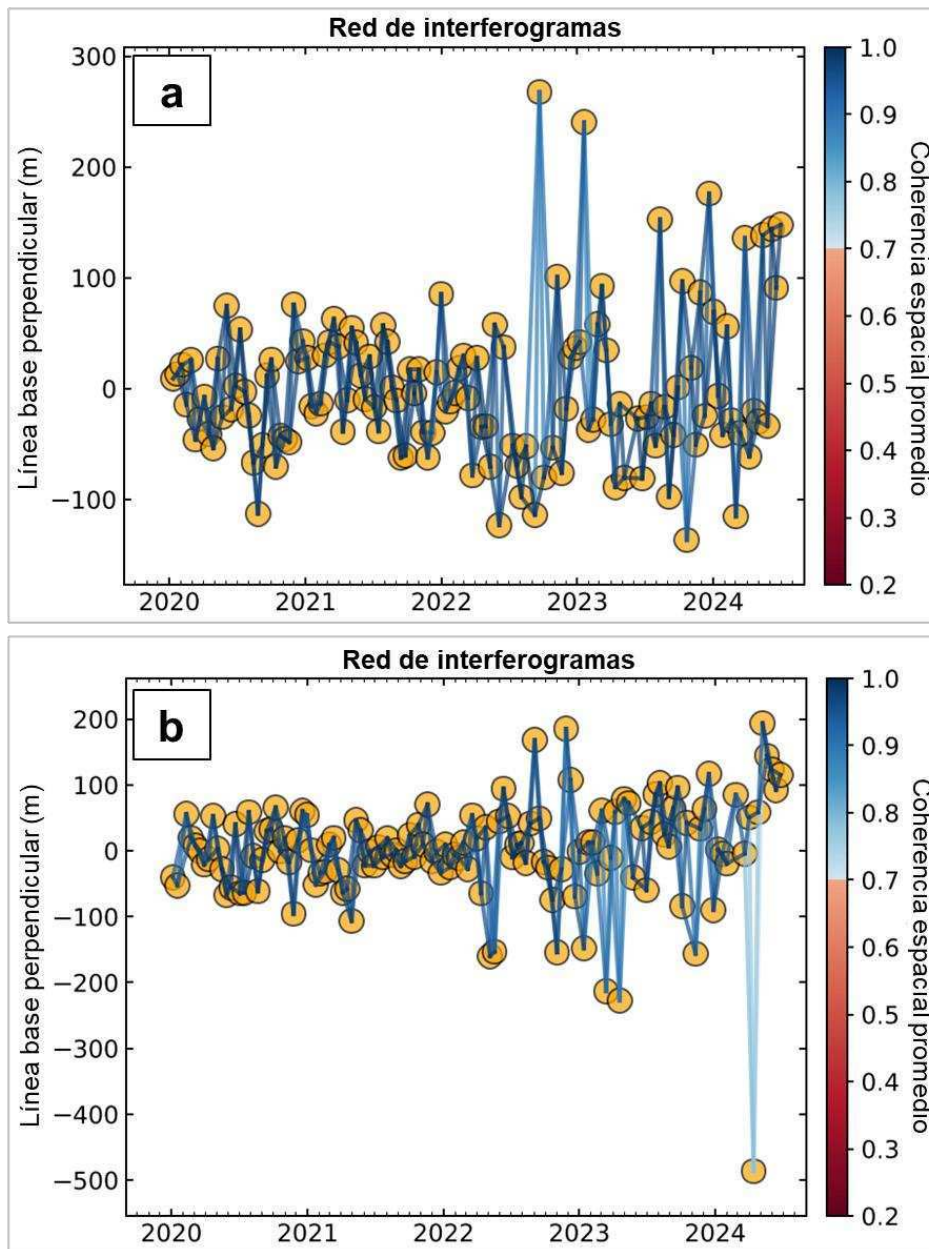
Nota: Ejemplo de configuración para imágenes en órbita descendente.

Después de generar los interferogramas, se empleó el software MintPy para construir las series temporales. MintPy (The Miami INsar Time-series software in Python), es un paquete de código abierto para el análisis de series de tiempo DInSAR.

Posteriormente, el software lee la pila de interferogramas (coregistrados y desempaquetados) en formato del software ISCE y produce un desplazamiento tridimensional (2D en espacio y 1D en tiempo) de la superficie terrestre en la dirección de la línea de vista del satélite (Yunjun et al., 2019). El parámetro que se configura es el punto de referencia, es decir, un punto alejado de la zona de deformación que tiene buena coherencia ("refLatLon" en la Figura 4.11). Asimismo, fue aplicada la corrección atmosférica a todos los interferogramas utilizando imágenes ERA5 (Hersbach et al., 2020).

Se generaron 261 interferogramas utilizando las 199 imágenes de radar descargadas en órbita ascendente (Figura 4.12a). Del mismo modo, se construyeron 261 interferogramas utilizando las 197 imágenes en órbita descendente (Figura 4.12b). Para la construcción de la red interferogramas, se seleccionaron únicamente aquellos que presentaron una coherencia superior al 70% (Figura 4.12). Es importante señalar que, en algunos casos, a partir del año 2022 hasta la actualidad, la línea base perpendicular entre imágenes presenta una mayor longitud en comparación con años anteriores. Esto se debe a que el área de estudio está siendo cubierta por dos imágenes del satélite Sentinel-1A, luego de que el satélite Sentinel-1B dejara de funcionar el 23 de diciembre de 2021.

**Figura 4.12. Red de interferogramas construida en órbita ascendente y descendente para la zona de estudio**



Nota: a) Red construida a partir de 199 imágenes en órbita ascendente, b) red a partir de 197 imágenes en descendente. Ambas redes corresponden a 132 fechas entre enero de 2020 y junio de 2024.

Como se mencionó líneas arriba, el mapa de velocidades resultante presenta un tamaño de pixel de 75 m el cual es exportado en formato TIFF. En las series temporales DInSAR, se detectó una gran área asociada a levantamiento del suelo (inflación) y cuatro zonas relacionadas con el desplazamiento causado por fallas.

#### 4.5.1.2 Interferogramas para evaluación de desplazamiento de fallas

Para estudiar detalladamente las cuatro áreas vinculadas al desplazamiento por fallas activas, se generaron interferogramas de alta resolución utilizando el software ISCE. Estos interferogramas, procesados a una resolución de 30 metros por píxel, permiten una interpretación más precisa de las zonas de deformación. En la Figura 4.13 se muestra un ejemplo del archivo de configuración para el procesamiento de interferogramas, donde se define la ruta de las imágenes de radar, la subfranja en la que se encuentra el área de estudio ("swath"), la delimitación de la región de interés y las vistas de azimut ("azimuth looks") especificadas en 2. El archivo de salida es un mapa de desplazamiento en formato TIFF.

**Figura 4.13. Parámetros para generar interferograma de alta resolución.**

```
<?xml version="1.0" encoding="UTF-8"?>
<topsApp>
  <component name="topsinsar">
    <property name="Sensor name">SENTINEL1</property>
    <component name="reference">
      <property name="safe">/interferometria/purupuruni/ZONA1/21jul-27jul/D/S1A_IW_SLC__1SDV_
20200721T100758_20200721T100827_033551_03E353_905D.zip</property>
      <property name="output
directory">/interferometria/purupuruni/ZONA1/21jul-27jul/D/referencedir</property>
      <property name="orbit directory">/interferometria/purupuruni/ZONA1/21jul-27jul/D</property>
      <!-- <property name="auxiliary data directory">/mnt/d/temp2/sabancaya/aux</property> -->
    </component>

    <component name="secondary">
      <property name="safe">[/interferometria/purupuruni/ZONA1/21jul-27jul/D/S1B_IW_SLC__1SDV_
20200727T100712_20200727T100738_022655_02B005
_D9ED.zip,/interferometria/purupuruni/ZONA1/21jul-27jul/D/S1B_IW_SLC__1SDV_20200727T100736_20200727T100804_
022655_02B005_60E5.zip]</property>
      <property name="output
directory">/interferometria/purupuruni/ZONA1/21jul-27jul/D/secondarydir</property>
      <property name="orbit directory">/interferometria/purupuruni/ZONA1/21jul-27jul/D</property>
      <property name="swaths">[3]</property>
      <property name="do unwrap">True</property>
      <property name="unwrapper name">snaphu_mcf</property>
      <property name="region of interest">[-17.561060,-17.176867,-70.092265,-69.648708]</property>
      <property name="range looks">8</property>
      <property name="azimuth looks">2</property>
    </component>
  </component>
</topsApp>
```

Nota: Ejemplo de configuración para imágenes en órbita descendente.

#### 4.5.2 GNSS

Para procesar los datos GNSS, se utilizó el software Gamit/Globk (Herring et al., 2018), una herramienta de código abierto que permite analizar mediciones GNSS, principalmente destinados al estudio de la deformación de

la corteza terrestre. El software ha sido desarrollado por el MIT, la Institución Oceanográfica Scripps y la Universidad de Harvard, con el respaldo financiero de la Fundación Nacional de Ciencias. El software Gamit/Globk permite filtrar el desplazamiento de la placa tectónica y evaluar únicamente la deformación local (enfocada a la zona de interés).

En este estudio, se utilizaron estaciones GNSS de referencia descargadas de páginas web públicas. En total se emplearon 30 estaciones GNSS ubicadas en los países de Perú, Colombia, Ecuador (Servicio Geodésico Internacional - IGS, <https://network.igs.org/>), Chile (Centro Sismológico Nacional de la Universidad de Chile - CSN, <http://gps.csn.uchile.cl/>) y Brasil (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE, <https://www.ibge.gov.br/en/>). Las velocidades de las tres componentes del GNSS: Este (E), Norte (N) y Vertical (U) que calcula el software son exportados en un archivo de texto (Figura 4.14), con sus respectivos errores.

**Figura 4.14. Archivo de salida para punto de control GNSS PU01.**

```

Station name : PU01_GPS
First Epoch : 20210428 115900
Last Epoch : 20220706 115900
Release Date : 20230811 162448
XYZ Reference position : 2096491.59680 -5722435.89281 -1890956.37853 (IGb14)
NEU Reference position : -17.3471300885 290.1209899176 4757.80045 (IGb14/WGS84)
North stats: vel= 5.49 +- 1.74 mm/yr wrms= 1.7 mm nrms= 1.00 len= -1931073.6872 +- 0.0008 m #= 9
dur= 1.19 yrs mean= 2023.09 yr
East stats: vel= -5.23 +- 2.22 mm/yr wrms= 4.8 mm nrms= 1.00 len= 30827264.2906 +- 0.0010 m #= 9
dur= 1.19 yrs mean= 2023.09 yr
Up stats: vel= 8.85 +- 8.17 mm/yr wrms= 4.8 mm nrms= 1.00 len= 4757.8006 +- 0.0035 m #= 9
dur= 1.19 yrs mean= 2023.09 yr
Parameter Estimates :
Offsets : N Sig E Sig U Sig
Rates : 1.01 +- 0.77 1.54 +- 0.95 0.15 +- 3.50 mm
5.49 +- 1.74 -5.23 +- 2.22 8.85 +- 8.17 mm/yr
#YYYYMMDD HHMNSC DecYr MJD N E U dN +- F dE +- F dU
+- F
20210428 115900 2021.3219 59332.4993 -2.7 1.0 -0.3 0.2 2.5 0.0 -1.8 2.7 0.0 -0.6
11.4 0.0
20210429 115900 2021.3247 59333.4993 -1.7 0.0 -5.3 1.2 2.2 0.0 -2.8 2.8 0.0 -5.6
10.9 0.0
20210718 115900 2021.5438 59413.4993 -2.7 3.0 5.7 -1.0 2.4 0.0 1.4 2.6 0.0 3.5
10.8 0.0
20210719 115900 2021.5466 59414.4993 -1.7 2.0 9.7 0.0 1.4 0.0 0.4 1.7 0.0 7.4
6.5 0.0
20210720 115900 2021.5493 59415.4993 -0.7 2.0 7.7 1.0 1.6 0.0 0.4 1.9 0.0 5.4
7.2 0.0
20211111 115900 2021.8616 59529.4993 -1.7 4.0 -9.3 -1.7 4.1 0.0 4.0 4.8 0.0 -14.3
15.7 0.0
20211112 115900 2021.8644 59530.4993 -0.7 1.0 6.7 -0.8 2.0 0.0 1.0 2.3 0.0 1.7
8.8 0.0
20220702 115900 2022.5000 59762.4993 2.3 -7.0 11.7 -1.2 4.1 0.0 -3.8 6.6 0.0 1.1
19.1 0.0
20220705 115900 2022.5082 59765.4993 4.3 -3.0 12.7 0.7 1.8 0.0 0.3 6.6 0.0 2.0
19.1 0.0
20220706 115900 2022.5110 59766.4993 5.3 -3.0 10.7 1.7 1.8 0.0 0.3 2.3 0.0 0.0
8.4 0.0

```

Nota: El punto GNSS de código PU01 es el equivalente a PUR-1. Fuente: IGP.

#### **4.4.3 Modelamiento de la deformación**

Se utilizó el software de código abierto en Matlab dMODELS (Battaglia et al., 2013, Figura 4.15), el cual se basa en conceptos físicos y matemáticos para modelos seleccionados utilizados en la interpretación de mediciones de deformación cerca de fallas activas y centros volcánicos. Los modelos de fuente incluyen geometrías esféricas, elipsoidales y sills en un medio elástico, homogéneo y plano. Los diques y las fallas se describen siguiendo la notación matemática para dislocaciones rectangulares en un medio elástico, homogéneo y plano basados en el modelo de Okada (Okada, 1985 & 1992).

**Figura 4.15. Portada de software dMODELS empleado para el modelamiento matemático de la deformación.**



Nota: Fuente: USGS.

Para el modelamiento de la deformación, el software dMODELS se ejecuta en MATLAB. Es necesario editar el archivo de configuración denominado `input_data_file`, que está en formato de texto. Para modelar datos GNSS (Figura 4.16), se debe especificar el nombre del archivo de entrada (Figura 4.10), el cual debe estar en la misma ruta que el ejecutable de MATLAB y el archivo de configuración. Además, se debe definir el número de búsquedas aleatorias (“random grid searches”), es necesario precisar que, a un mayor número de iteraciones, aumentará el tiempo de procesamiento y los recursos computacionales utilizados. En la parte final del archivo de configuración, se debe indicar el modelo que el software tratará de reproducir a partir de los vectores de velocidad de deformación GNSS.

**Figura 4.16. Parámetros de entrada para modelamiento matemático de la deformación de datos GNSS en software dMODELS.**

```
% INPUT DATA FILE FOR RADIALY SIMMETRIC SOURCES: SPHERE, SPHEROID & SILL
%
Inflacion2022.txt
%
% BEST FIT (OPTIMIZATION)
% number of random grid searches [64, 128, 256, 512]
64
% sphere radius [meters]
500
% search radius [meters]
5000
% MAX source depth [meters] (depth below sea level is positive)
15000
% find best-fit solution? [Y/N]
Y
% compute errors? [Y/N]
N
% GRAPHICS
% plot contour map of the volcano (map.txt)? [Y/N]
N
% vector plot scale factor
0.08
```

Nota: Ejemplo de configuración para modelamiento de zona de inflación utilizando el modelo de un esferoide.

Para el modelamiento de datos DInSAR (Figura 4.17), al igual que para el proceso de datos GNSS, se debe especificar el nombre del archivo de entrada, asegurando que esté en la misma ruta que el ejecutable de MATLAB y el archivo de configuración. Además, es necesario definir el número de búsquedas aleatorias a realizar. Al final del archivo de configuración, se debe indicar el modelo que el software intentará reproducir utilizando los datos de velocidad DInSAR, de manera similar a cómo se hace para los datos GNSS.

**Figura 4.17. Parámetros de entrada para modelamiento matemático de la deformación de datos DInSAR en software dMODELS.**

```

% input file name with extension (default is .txt)
Mayo2021.txt
% vent coordinates (UTM, altitude)
404362 8084821 5315
% LOS units
m
% *** NUMBER OF RANDOM SEARCHES (optimal number is equal or greater than 64)
% when computing the error, limit the number of random searches to 10
64
% REGULAR SUB-SAMPLING step
10
% *** SEARCH RADIUS in meters
5000
% *** Dislocation
% * dip up      : U > 0  -> inverse/thrust fault
% * dip down    : U < 0  -> normal fault
% * strike right : U > 0  -> right lateral strike slip fault
% * strike left  : U < 0  -> left lateral strike slip fault
% * tensile opening: U > 0  -> opening crack (dike)
% * tensile closing: U < 0  -> closing crack (dike)
dip down

```

Nota: Ejemplo de configuración para modelamiento de zona 4 asociado al desplazamiento de una falla, utilizando en modelo de una falla normal (dip down).

Para una mejor comprensión de las fuentes de deformación, a continuación, se describe de manera general, las geometrías que pueden ser modeladas con el software dMODELS (Battaglia et al.,2013):

#### 4.4.3.1 Fuente esférica

La deformación superficial causada por una cámara magmática en expansión o contracción se modela frecuentemente como una fuente puntual de dilatación en un espacio medio elástico (fuente de Mogi). El software dMODELS (Battaglia et al.,2013) implementa un modelo más general para una fuente esférica presurizada según McTigue (1987). Este modelo considera una fuente esférica pequeña en un espacio medio homogéneo y elástico. Depende de cuatro parámetros: cambio de presión adimensional ( $\Delta P$ ) y la ubicación y profundidad de la fuente ( $X_0$ ,  $Y_0$  y  $Z_0$ ).

#### 4.4.3.2 Esferoide prolato

Yang et al. (1988) desarrollaron una solución aproximada para un elipsoide prolato inclinado en un espacio medio elástico, usando soluciones de doble fuerza y centro de dilatación. Este modelo incluye siete parámetros: el cambio de presión adimensional ( $\Delta P$ ), la relación de aspecto geométrico ( $A=b/a$ ), la ubicación y profundidad de la fuente ( $X_0$ ,  $Y_0$  y  $Z_0$ ), y los ángulos de inclinación ( $\theta$ ) y azimut ( $\phi$ ). dMODELS (Battaglia et al., 2013) implementa este modelo con correcciones de Newman et al. (2006).

#### 4.4.3.3 Fuente similar a un sill

Un modelo de intrusión similar a un sill es una grieta horizontal en forma de moneda en un cuerpo elástico semi-infinito (Fialko et al., 2001). Este modelo depende de cinco parámetros: cambio de presión adimensional ( $\Delta P$ ), el radio de la grieta ( $b$ ), la ubicación y profundidad de la fuente ( $X_0$ ,  $Y_0$  y  $Z_0$ ).

#### 4.4.3.4 Dislocación rectangular (diques y fallas)

El software dMODELS (Battaglia et al., 2013) implementa expresiones analíticas para desplazamientos internos y superficiales debido a dislocaciones rectangulares (Okada, 1985, 1992). Estas expresiones modelan la deformación relacionada con el deslizamiento de fallas y la intrusión de diques rectangulares.

#### 4.4.3.5 Fallas discretizadas y operador de suavizado

El deslizamiento de falla no es uniforme, varía a lo largo de su extensión. La deformación superficial observada se usa para resolver el deslizamiento variable espacialmente discretizando las fallas en dislocaciones uniformes. La regularización se logra minimizando la segunda derivada bidimensional del deslizamiento de la falla usando un sistema de ecuaciones acopladas. El software dMODELS (Battaglia et al., 2013) ofrece soluciones analíticas para los desplazamientos superficiales relacionados con muchas dislocaciones rectangulares pequeñas y el correspondiente operador de suavizado.

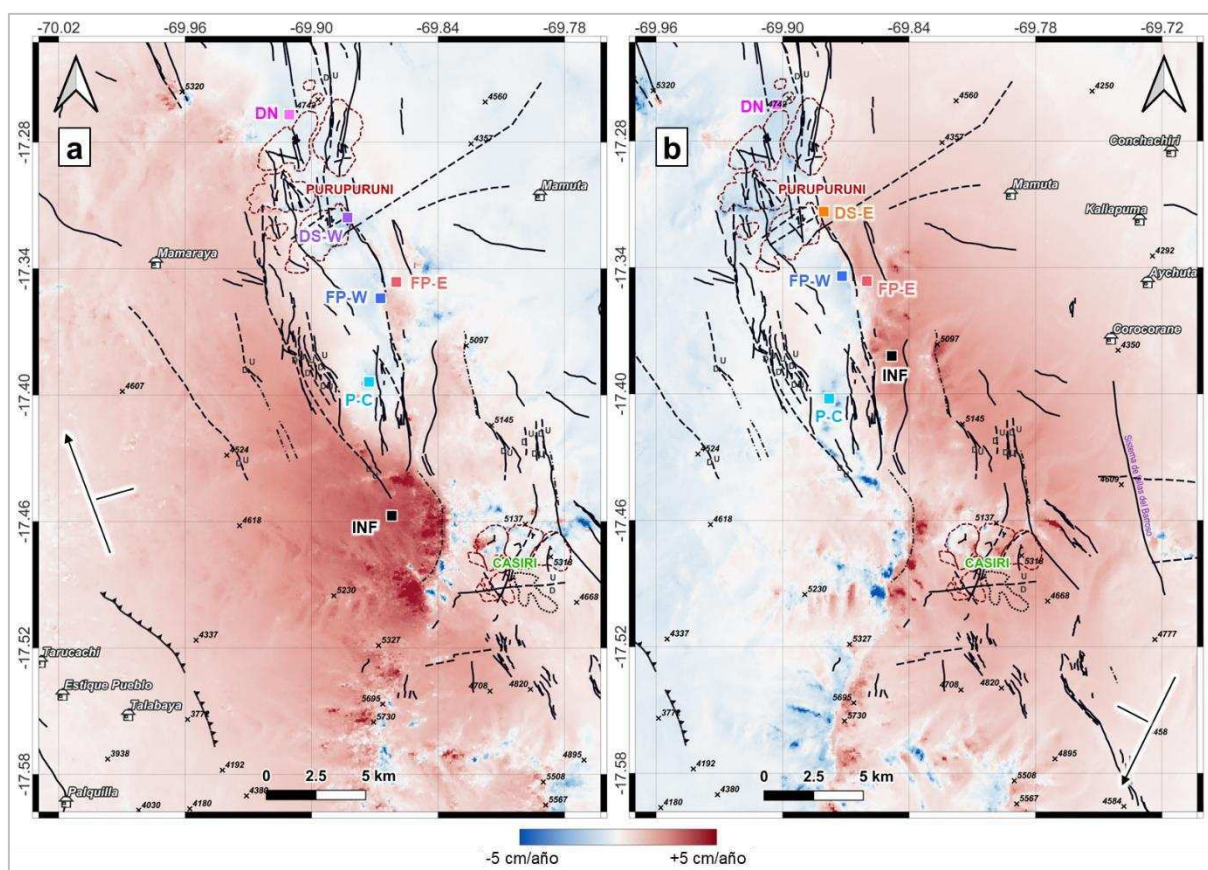
## CAPÍTULO V: RESULTADOS

En este capítulo se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis de datos DInSAR y GNSS, con la identificación de zonas de deformación asociadas a desplazamientos de fallas y el levantamiento del suelo (inflación) registrado en los alrededores de los volcanes Purupuruni y Casiri.

### 5.1 Series de tiempo DInSAR

Se calcularon las velocidades de deformación para la zona de estudio en ambas órbitas satelitales. El primero se derivó de 261 interferogramas en órbita ascendente del satélite Sentinel-1 (Figura 5.1a), al igual que el segundo que se basó en 261 interferogramas en órbita descendente (Figura 5.1b).

**Figura 5.1. Velocidades de deformación.**



Nota: a) y b) velocidades de deformación en órbita ascendente y descendente, respectivamente.

Asimismo, con el propósito de mejorar la interpretación de las series temporales de deformación, se identificaron estratégicamente puntos de control en los mapas de velocidad DInSAR (marcados con cuadrados en la Figura 5.1), cuyas velocidades correspondientes se detallan en la Tabla 5.1. Los códigos de los puntos de control DInSAR corresponden a:

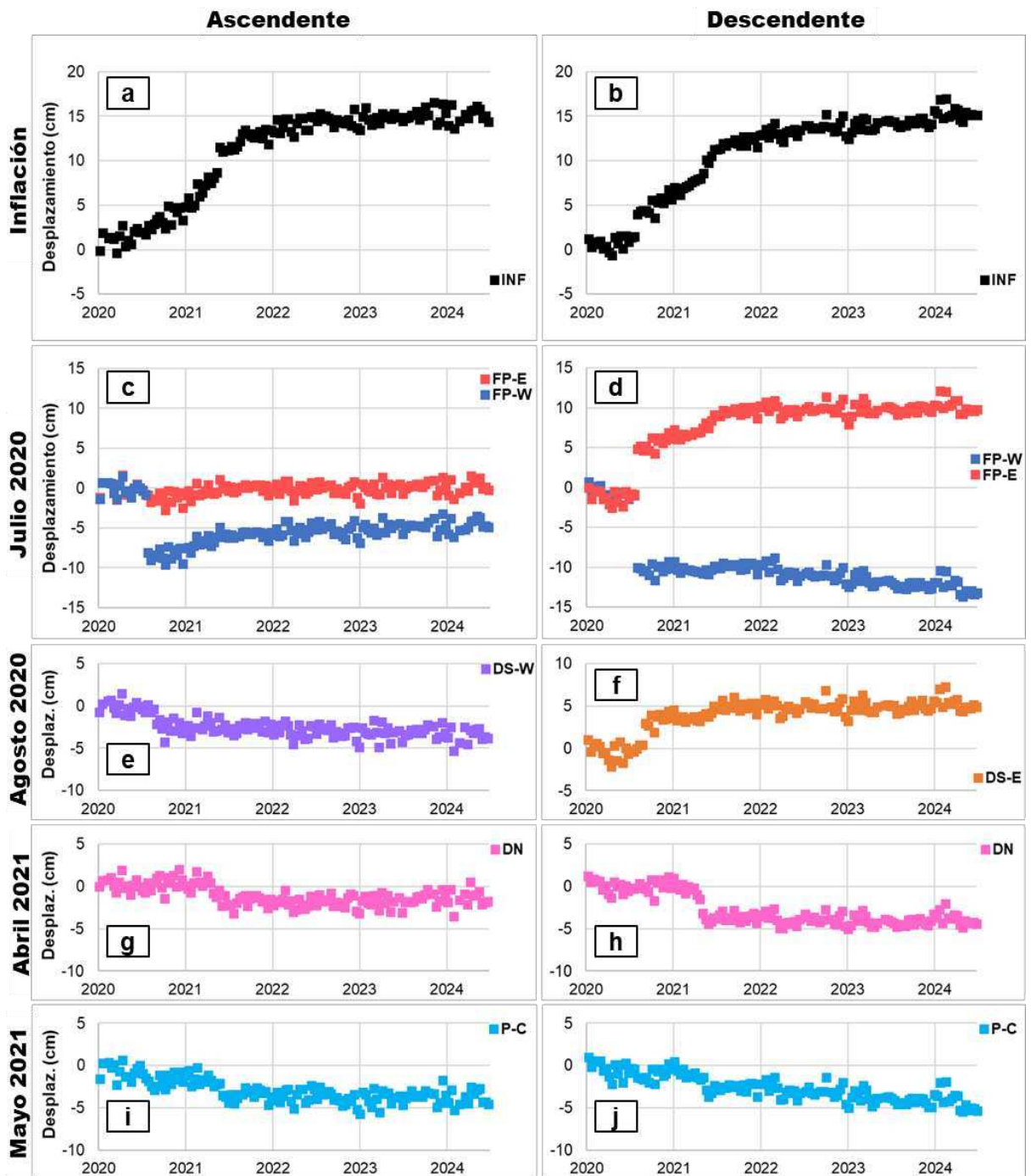
- INF: Punto de control para análisis de inflación
- FP-W: Punto en Falla Pacollo bloque Oeste (deformación en julio de 2020)
- FP-E: Punto en Falla Pacollo bloque Este (deformación en julio de 2020)
- DS-W: Punto en Domo Sur Purupuruni bloque Oeste (deformación en agosto de 2020)
- DS-E: Punto en Domo Sur Purupuruni bloque Este (deformación en agosto de 2020)
- DN: Punto en Domo Norte Purupuruni (deformación en abril de 2021)
- P-C: Punto entre Purupuruni-Casiri (deformación en mayo de 2021)

**Tabla 5.1. Velocidades en puntos de control DInSAR en órbita ascendente y descendente.**

<b>Ascendente</b>	<b>Velocidad (cm/año)</b>	<b>dV (cm/año)</b>	<b>Descendente</b>	<b>Velocidad (cm/año)</b>	<b>dV (cm/año)</b>
<b>INF</b>	+ 3.58	± 0.17	<b>INF</b>	+3.35	± 0.15
<b>FP-W</b>	- 0.19	± 0.15	<b>FP-W</b>	-2.00	± 0.16
<b>FP-E</b>	+ 0.21	± 0.05	<b>FP-E</b>	+2.19	± 0.16
<b>DS-W</b>	- 0.65	± 0.06	<b>DS-E</b>	+1.07	± 0.09
<b>DN</b>	- 0.52	± 0.07	<b>DN</b>	-1.12	± 0.08
<b>P-C</b>	- 0.75	± 0.07	<b>P-C</b>	-1.01	± 0.05

Las velocidades calculadas podrían no reflejar con precisión la tasa real de deformación, ya que, como se observa en las series temporales de la Figura 5.2, los desplazamientos no son lineales. Se han identificado desplazamientos abruptos en cortos periodos de tiempo (asociados a ruptura por fallas), así como un levantamiento (inflación) que no mantiene una velocidad constante a lo largo del periodo de estudio (2020 a 2024). Por esta razón, las velocidades presentadas en la Tabla 5.1 representan únicamente un promedio del desplazamiento acumulado dividido entre los cuatro años de datos.

**Figura 5.2. Series de tiempo de deformación en la zona de estudio.**



Nota: a), c), e), g) y h) series de tiempo en órbita ascendente, b), d), f), h) y i) series de tiempo en órbita descendente.

El punto de control DInSAR, denominado INF, localizado en las zonas resaltadas en rojo en los mapas de velocidades (representado por cuadrados negros en la Figura 5.1), exhibe un acercamiento en la línea de vista del satélite (LOS), indicando un desplazamiento positivo en ambas órbitas. Esta deformación

podría interpretarse como una posible inflación, es decir, un levantamiento del terreno, que abarca una extensión aproximada de 50 km de largo por 35 km de ancho. La velocidad registrada en ambas órbitas es en promedio 3.5 cm/año, según se detalla en la Tabla 5.1, sin embargo, el proceso inflacionario no es lineal, por lo que se registra principalmente entre abril de 2020 y mediados de 2022, llegando a desplazarse aproximadamente 15 cm tanto en órbita ascendente (Figura 5.2a) como en descendente (Figura 5.2b).

Por otro lado, se ha analizado la deformación en el bloque oeste de la Falla Pacollo, identificado con el código FP-W (cuadrados azules en Figura 5.1). En este punto se observan velocidades negativas entre -0.2 y -2 cm/año (Tabla 5.1) lo que denota un alejamiento en línea de vista del satélite (LOS). Las series de tiempo en ambas órbitas revelan un desplazamiento negativo de aproximadamente 10 cm ocurrido a fines de julio de 2020 (Figuras 5.2c y 5.2d). En órbita ascendente, se calculó una menor velocidad de desplazamiento, debido a que luego del hundimiento de julio de 2020, esa área es afectada por el levantamiento registrado en órbita ascendente (Figura 5.1a) que alcanza los 5 cm. En la misma línea, se presenta el análisis del bloque este de la Falla Pacollo, denotado con el código FP-E y representado con cuadrados rojos en la Figura 5.1. FP-E presenta diferentes magnitudes de desplazamientos en ambas órbitas. En ascendente se calculó una velocidad negativa de +0.21 cm/año, es decir que la deformación fue mínima, mientras que, en órbita descendente, se muestra una velocidad positiva de +2.19 cm/año (Tabla 5.1). La Figura 5.2 ilustra estos desplazamientos, siendo más evidente el cambio repentino de más de 5 cm en julio de 2020, en órbita ascendente (Figura 5.2d).

El análisis de la deformación en la zona del domo sur del volcán Purupuruni, muestra desplazamientos opuestos en ambas órbitas del satélite, siendo evidente el desplazamiento del bloque oeste (DS-W, cuadrados violeta) en órbita descendente (Figura 5.1) con una velocidad negativa aproximada de -0.65 cm/año (Tabla 5.1) destacándose el desplazamiento principal de -3 cm en agosto de 2020 (Figura 5.2e). Por otro lado, el desplazamiento del bloque este (DS-E, cuadrados naranjas) es claro en órbita descendente (Figura 5.1) con una velocidad aproximada de +1.07 cm/año (Tabla 5.1) y un desplazamiento positivo de 4 cm en agosto de 2020 (Figura 5.2f).

A fines de abril de 2021, se observó un alejamiento en ambas órbitas del satélite (Figura 5.1, cuadrados rosados), con velocidades negativas de -0.52 cm/año y -1.12 cm/año en órbitas ascendente y descendente, respectivamente (Tabla 5.1). Este ligero desplazamiento también se refleja en las series de tiempo de deformación (Figuras 5.2g y 5.2h) alcanzando -4 cm en órbita descendente.

Finalmente, en mayo de 2021, se registró un desplazamiento negativo en ambas órbitas del satélite con velocidades de -0.75 cm/año en ascendente y -1.01 cm/año en descendente (Tabla 5.1). Los cambios bruscos en los desplazamientos negativos durante el mes de mayo no superan los 4 cm (Figuras 5.2i y 5.2j).

## **5.2 Zonas de deformación asociadas a desplazamiento de fallas registradas con DInSAR**

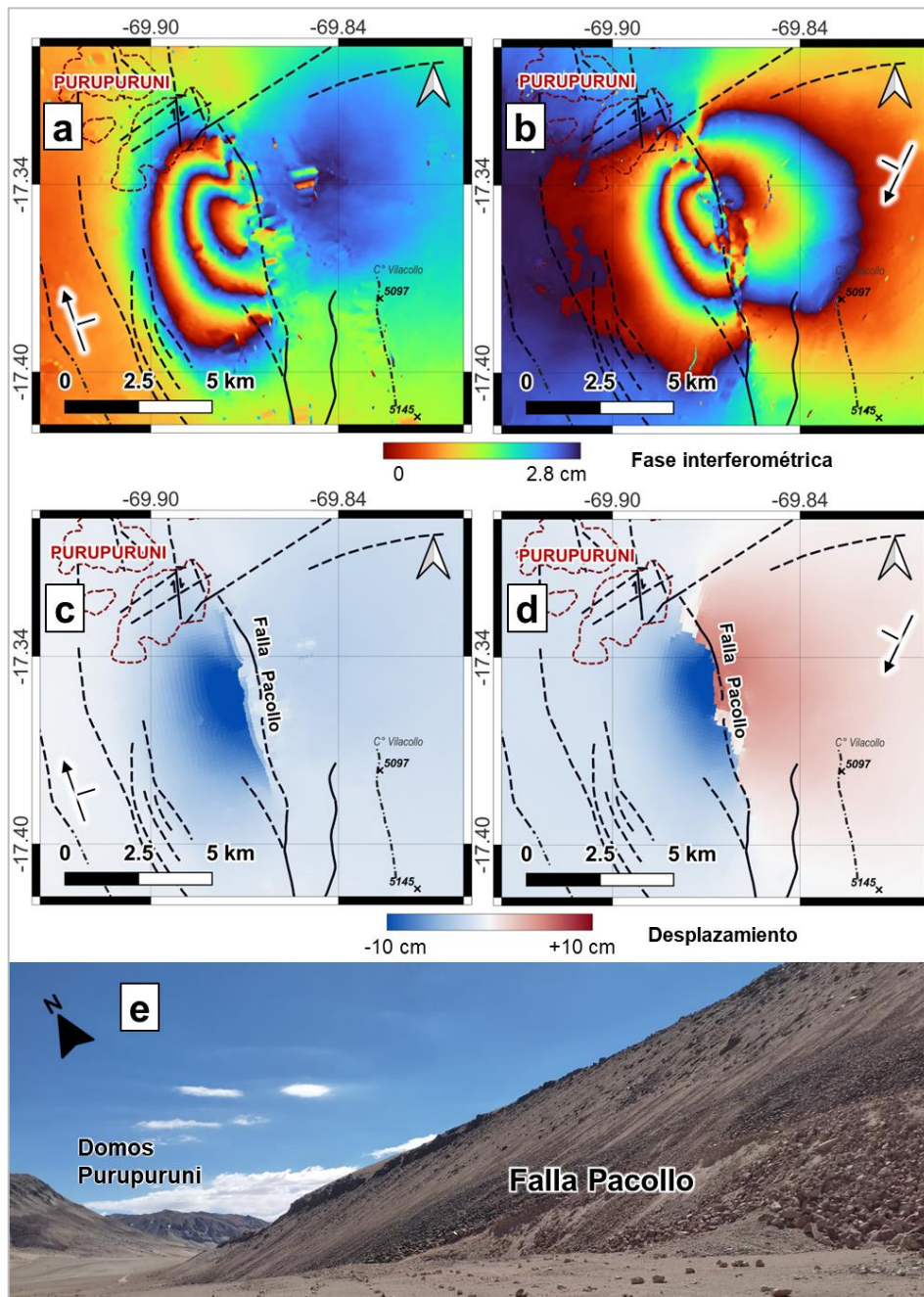
A continuación, se presentan los interferogramas de alta resolución que corresponden a las cuatro áreas de deformación asociadas al desplazamiento de fallas activas. Asimismo, se muestra la conversión de cada fase interferométrica a desplazamiento, incluyendo una fotografía de la zona de deformación.

### ***5.2.1 Deformación registrada en julio de 2020***

Se observa un desplazamiento negativo del bloque oeste de la falla, completando aproximadamente 3.5 franjas de colores en ambas órbitas (Figuras 5.3a y 5.3b). Esto sugiere un hundimiento de alrededor de 10 cm (Figuras 5.3c y 5.3d) en el bloque occidental de la Falla Pacollo (Figura 5.3e).

En cuanto al bloque este, se ha detectado un leve desplazamiento negativo en órbita ascendente (menos de una franja completa en la Figura 5.3a), mientras que se observa un desplazamiento positivo en órbita descendente (casi dos franjas completas en la Figura 5.3b). Esto indica un desplazamiento horizontal del bloque oriental con posible dirección sureste (Figuras 5.3c, 5.3d y 5.3e).

**Figura 5.3. Deformación registrada con DInSAR en julio de 2020.**



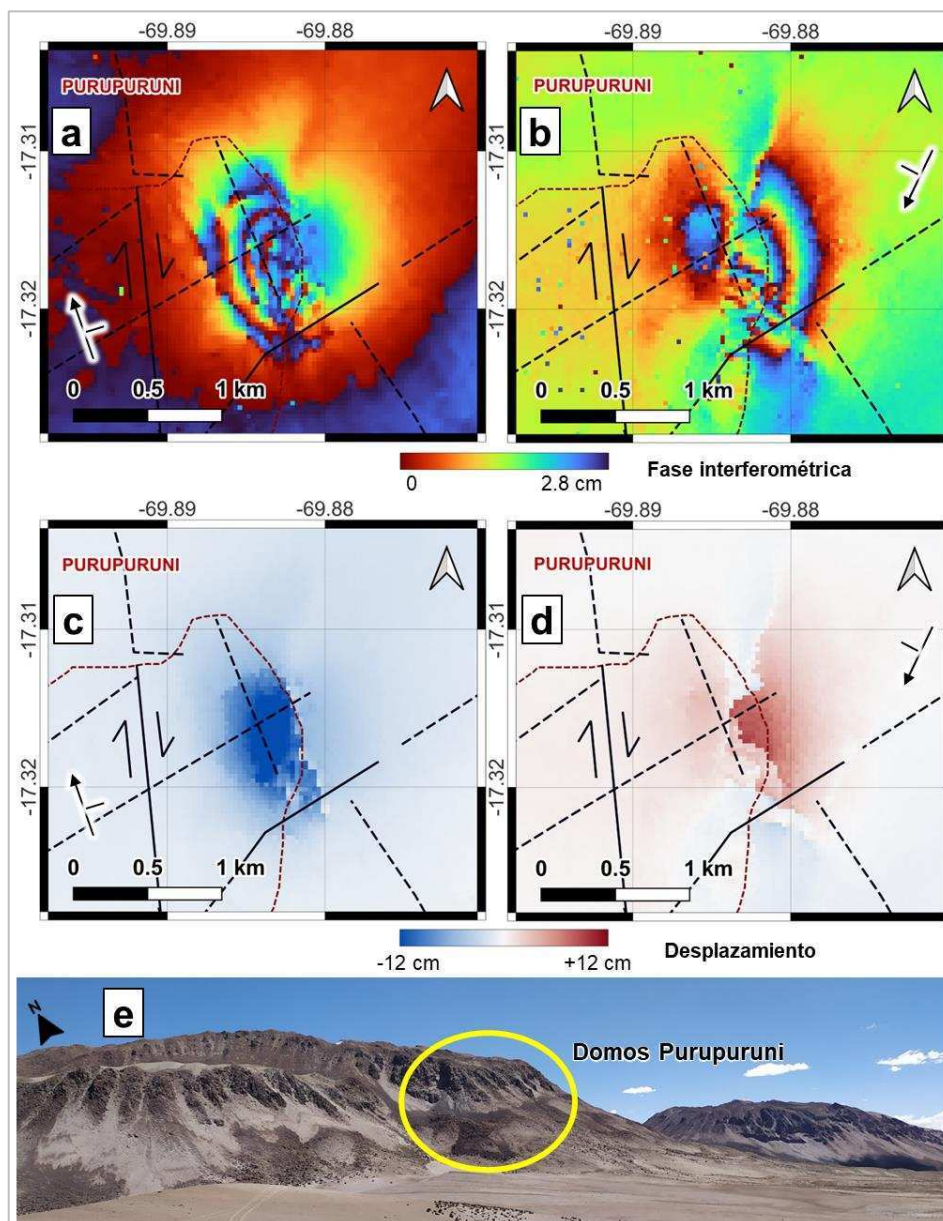
Nota: a) y b) interferogramas obtenidos a partir de imágenes de radar del 21 y 27 de julio de 2020 en órbita ascendente y descendente, c) y d) deformación expresada en centímetros, e) fotografía del sector norte de la zona de deformación (Falla Pacollo).

### **5.2.2 Deformación registrada en agosto de 2020**

Esta área de deformación está situada en el domo sur del volcán Purupuruni (Figura 5.4e) y abarca un poco más de 1 km<sup>2</sup>. El desplazamiento registrado es peculiar, ya que muestra un alejamiento en órbita ascendente de

aproximadamente 4 franjas completas (Figura 5.4a), representando más de 11 cm de desplazamiento negativo (Figura 5.4c). En el caso de la órbita descendente, se observa alrededor de 2.5 franjas (Figura 5.4b), indicando un acercamiento de aproximadamente 7 cm en la línea de vista del satélite (Figura 5.4d).

**Figura 5.4. Deformación registrada con DInSAR en agosto de 2020.**

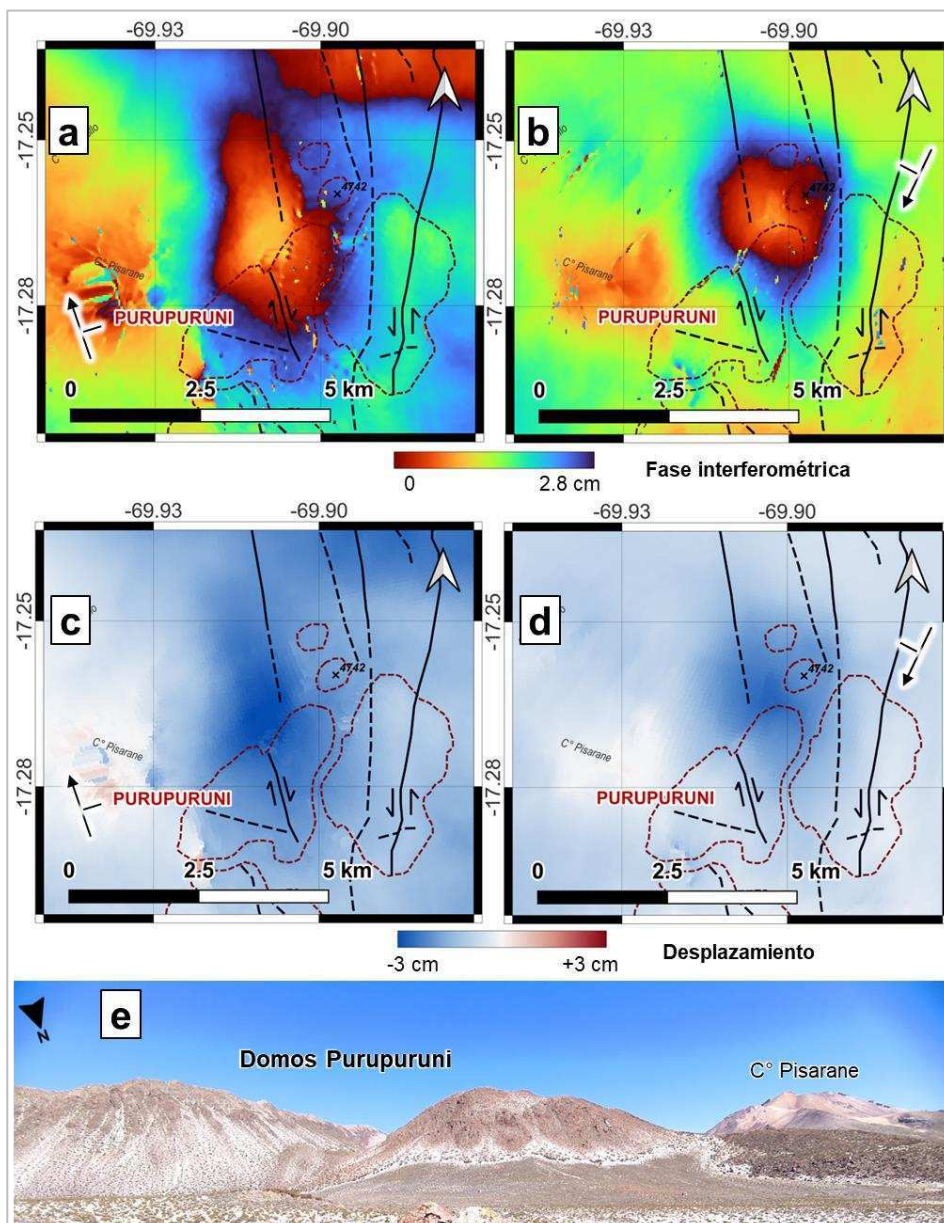


Nota: a) y b) interferogramas obtenidos a partir de imágenes de radar del 26 de agosto y 01 de septiembre de 2020 en órbita ascendente y descendente, c) y d) deformación expresada en centímetros, e) fotografía de domos Purupuruni, en amarillo la zona de deformación.

### 5.2.3 Deformación registrada en abril de 2021

Esta zona de deformación se encuentra entre los domos ubicados en el sector norte del volcán Purupuruni (Figura 5.5e). El análisis revela menos de una franja completa (Figuras 5.5a y 5.5b), y al tratarse de un alejamiento en línea de vista en ambas órbitas del satélite, se interpreta como un hundimiento con un desplazamiento menor a 3 cm (Figuras 5.5c y 5.5d).

**Figura 5.5. Deformación registrada con DInSAR en abril de 2021.**

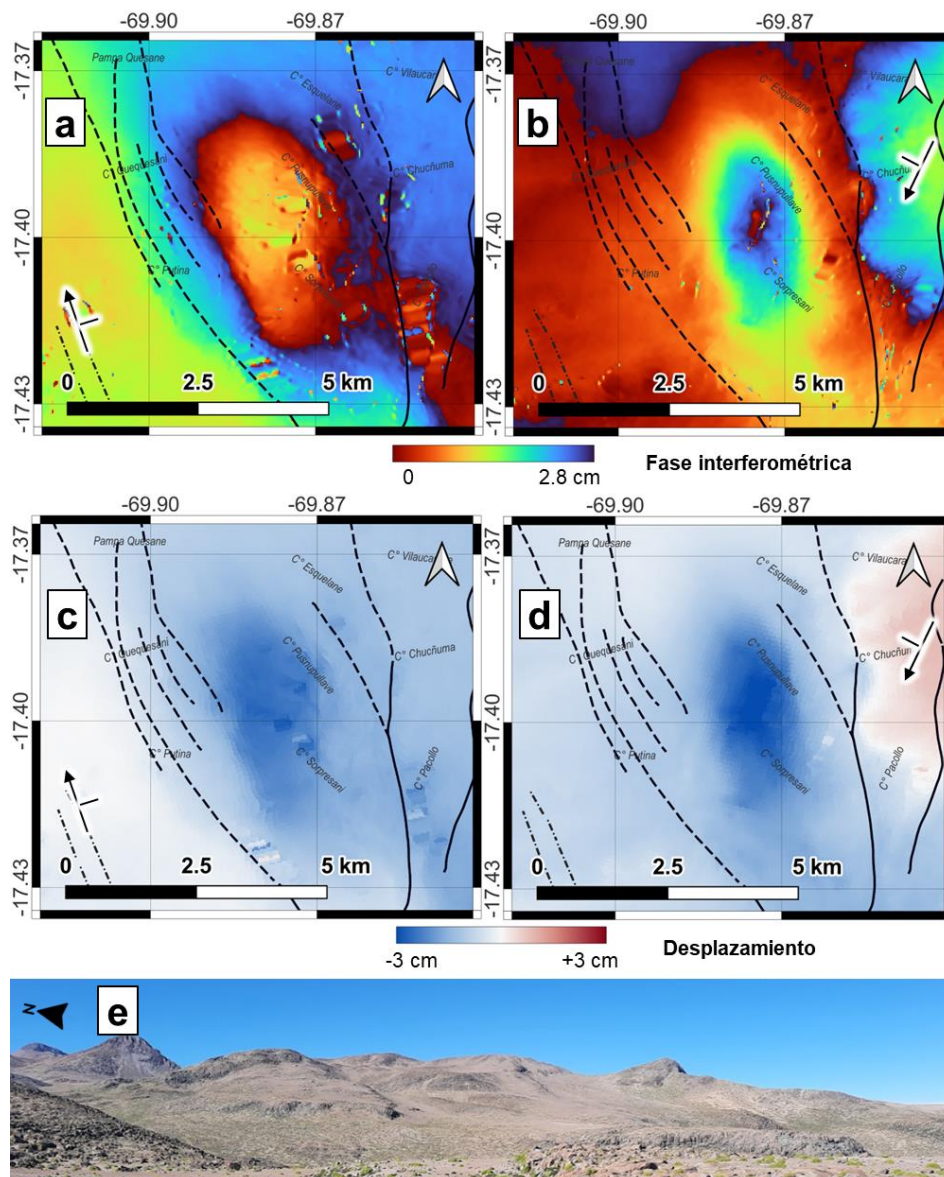


Nota: a) y b) interferogramas obtenidos a partir de imágenes de radar del 29 de abril y 05 de mayo de 2021 en órbita ascendente y descendente, c) y d) deformación expresada en centímetros, e) fotografía de domos norte del Purupuruni.

### 5.2.4 Deformación registrada en mayo de 2021

El análisis de esta región también muestra menos de una franja completa en los interferogramas (Figuras 5.6a y 5.6b). Dado que implica un alejamiento en la línea de visión del satélite, se interpreta como un hundimiento con un desplazamiento inferior a 3 cm (Figuras 5.6c y 5.6d). Esta área está situada entre los volcanes Purupuruni y Casiri, al oeste de la Falla Pacollo (Figura 5.6e).

**Figura 5.6. Deformación registrada con DInSAR en mayo de 2021.**

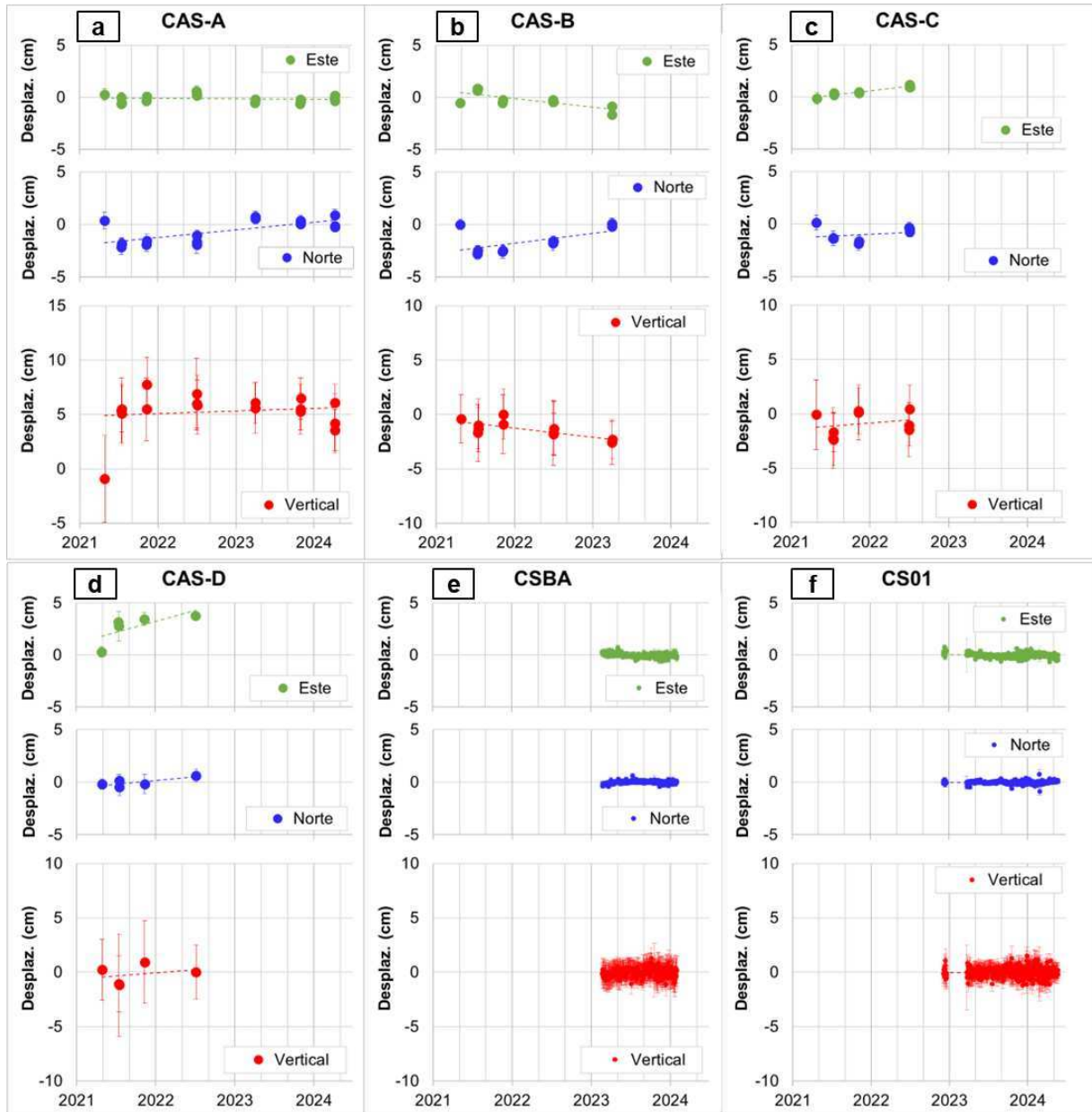


Nota: a) y b) interferogramas obtenidos a partir de imágenes de radar del 11 y 17 de mayo de 2021 en órbita ascendente y descendente, c) y d) deformación expresada en centímetros, e) fotografía de zona de deformación.

### 5.3 Deformación registrada con GNSS temporales

Las series de tiempo GNSS correspondientes a los puntos de control temporales y las estaciones permanentes situadas en las proximidades del volcán Casiri se muestran en la Figura 5.7.

**Figura 5.7. Series de tiempo GNSS de puntos de control temporal y estaciones permanentes en los alrededores del volcán Casiri.**



Nota: Los GNSS CAS-A, CAS-B, CAS-C y CAS-D corresponden a puntos de control temporal, mientras que los GNSS CSBA y CS01 son estaciones permanentes. Nota: Las líneas discontinuas representan la tendencia de una regresión lineal calculada a partir de los puntos registrados en las series de tiempo GNSS.

En el punto de control temporal GNSS CAS-A, destaca un desplazamiento positivo en la componente vertical de aproximadamente 5 cm entre los años 2021 y 2022 (Figura 5.7a). En los años posteriores, la serie temporal no muestra variaciones significativas en las direcciones este, norte y vertical, lo cual es respaldado por los datos de la estación GNSS permanente CS01 (Figura 5.7f), ubicada a 12 metros del GNSS CAS-A, que no ha registrado deformaciones notables entre diciembre de 2022 y mayo de 2024. De igual manera, la estación CSBA (Figura 5.7e) confirma la mínima deformación tanto en las componentes horizontales como en la vertical durante los años 2023 y 2024.

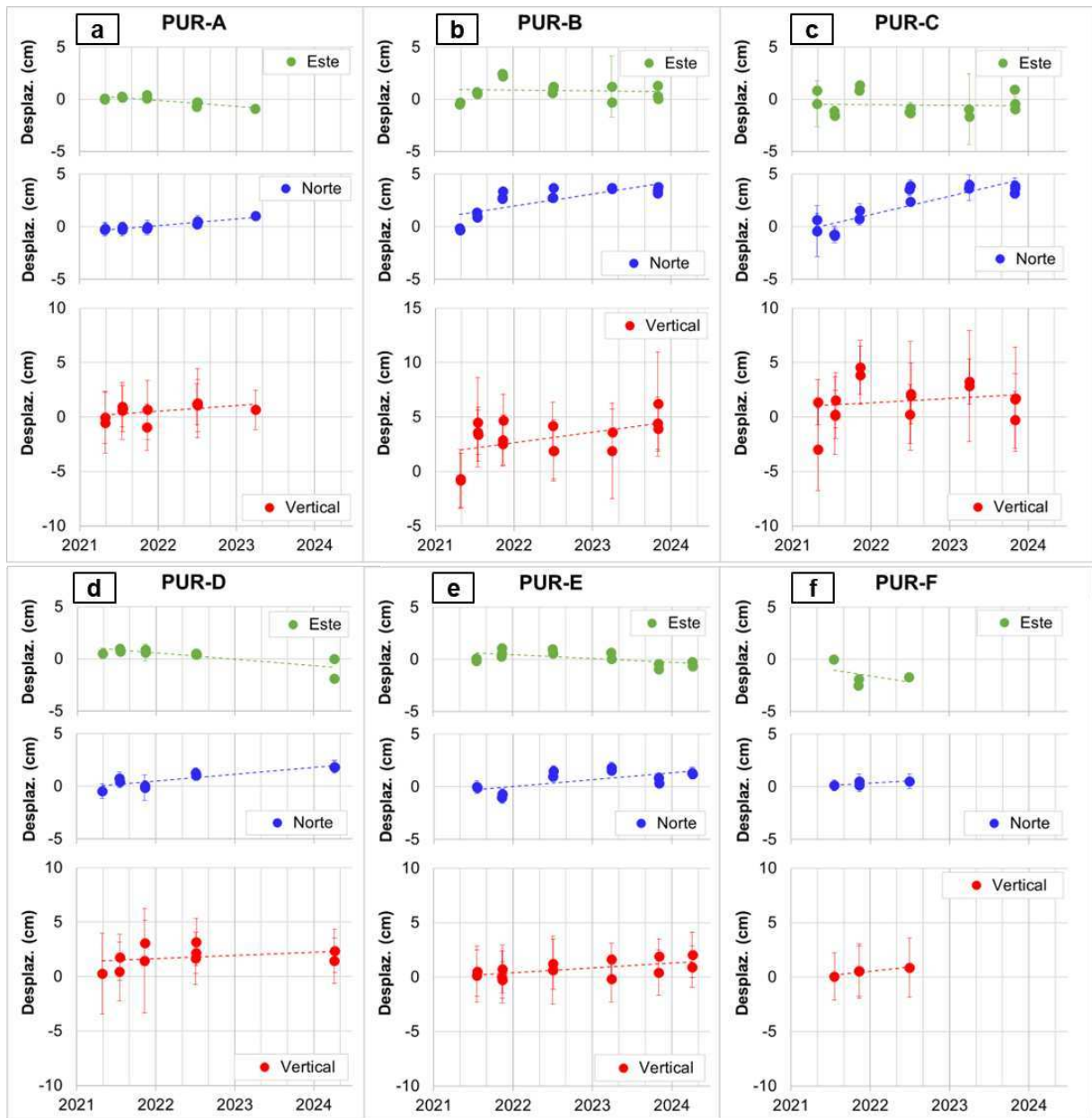
En el punto de control GNSS CAS-B (Figura 5.7b), entre 2021 y 2023 se registró un desplazamiento negativo de aproximadamente 2 cm en la componente vertical, junto con un desplazamiento horizontal hacia el noroeste. Por su parte, el punto GNSS CAS-C (Figura 5.7c) muestra un desplazamiento en dirección noreste, con un levantamiento de 0.7 cm en la componente vertical durante 2021 y 2022. Finalmente, el punto de control GNSS CAS-D (Figura 5.7d) presenta un patrón similar, con un levantamiento de 0.7 cm en la vertical y un desplazamiento horizontal hacia el noreste.

Por su parte, las series de tiempo GNSS registradas en los puntos de control temporales ubicados en las proximidades del volcán Purupuruni se presentan en la Figura 5.8, mientras que los resultados correspondientes a las estaciones permanentes se muestran en la Figura 5.9.

En el punto de control temporal GNSS PUR-A (Figura 5.8a), entre los años 2021 y 2022, se observa un desplazamiento positivo en la componente vertical de aproximadamente 1 cm y dirección horizontal al noroeste. Por su parte, la estación GNSS permanente PR03 (Figura 5.9c), situada a 1.2 km del GNSS PUR-A, no ha registrado deformaciones significativas entre marzo y noviembre de 2023.

En el punto GNSS temporal PUR-B (Figura 5.8b), se observa un desplazamiento horizontal hacia el noreste entre abril y noviembre de 2021, mientras que durante 2023 el desplazamiento se mantiene en niveles mínimos. En la componente vertical, el desplazamiento más significativo, de aproximadamente 4 cm, también se registra entre abril y noviembre de 2021, presentando variaciones dentro del margen de error entre 2022 y 2023.

**Figura 5.8. Series de tiempo GNSS de puntos de control temporal en los alrededores del volcán Purupuruni.**

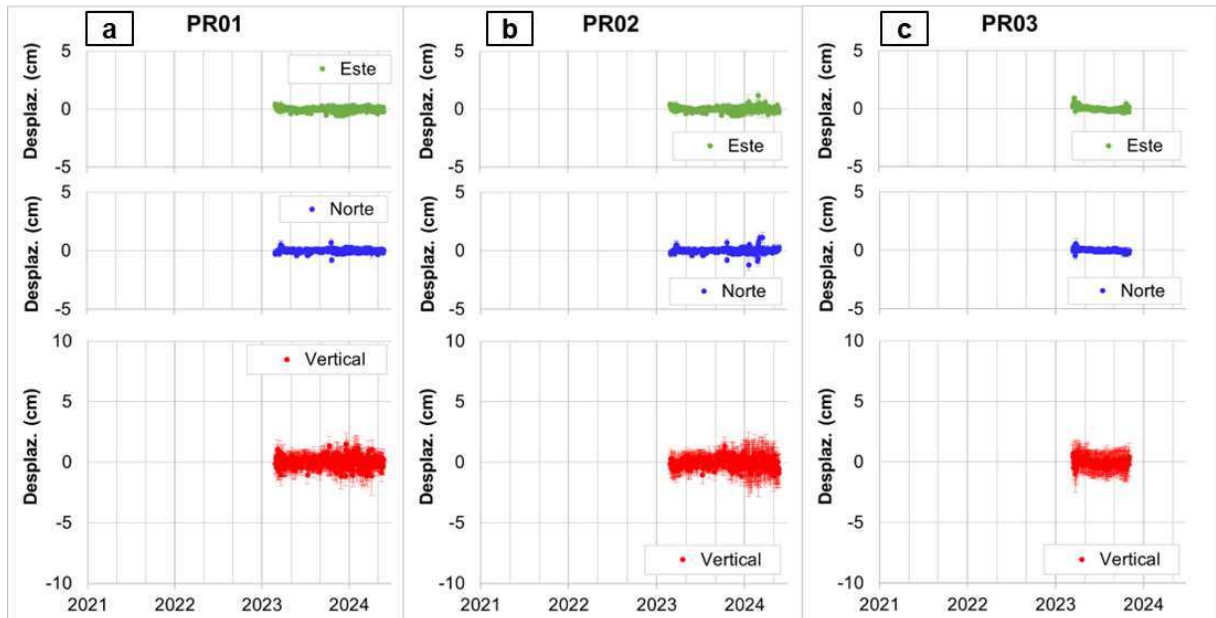


Nota: Las líneas discontinuas representan la tendencia de una regresión lineal calculada a partir de los puntos registrados en las series de tiempo GNSS.

En el punto de control temporal GNSS PUR-C (Figura 5.8c), se registra un desplazamiento positivo en la componente vertical de aproximadamente 1 cm y un desplazamiento horizontal hacia el noroeste entre los años 2021 y 2022. Sin embargo, durante el año 2023, la deformación es mínima en ambas componentes. Esta observación se ve respaldada por los datos de la estación GNSS permanente

PR02 (Figura 5.9b), ubicada a 230 m del GNSS PUR-C, la cual no muestra deformaciones significativas entre febrero de 2023 y mayo de 2024.

**Figura 5.9. Series de tiempo GNSS de las estaciones permanentes en los alrededores del volcán Purupuruni.**



Nota: Las líneas discontinuas representan la tendencia de una regresión lineal calculada a partir de los puntos registrados en las series de tiempo GNSS.

De manera similar, en el punto de control temporal GNSS PUR-E (Figura 5.8e), se ha registrado un desplazamiento positivo en la componente vertical de aproximadamente 1 cm, así como un desplazamiento horizontal hacia el noroeste entre los años 2021 y 2022. No obstante, durante el año 2023, las deformaciones son mínimas en ambas componentes. Esta tendencia se corrobora con los datos de la estación GNSS permanente PR01 (Figura 5.9a), situada a 1.3 km al suroeste del GNSS PUR-E, la cual tampoco ha evidenciado deformaciones significativas entre febrero de 2023 y mayo de 2024.

Finalmente, en los puntos temporales GNSS PUR-D (Figura 5.8d) y PUR-F (Figura 5.8f), se observó un desplazamiento horizontal hacia el noroeste, junto con un levantamiento en la componente vertical de aproximadamente 1 cm.

Dado que se han observado cambios significativos en los desplazamientos de las series de tiempo GNSS durante los años 2021 y 2022 (también reflejados en las series de tiempo DInSAR entre 2020 y 2022), y con el fin de evitar una

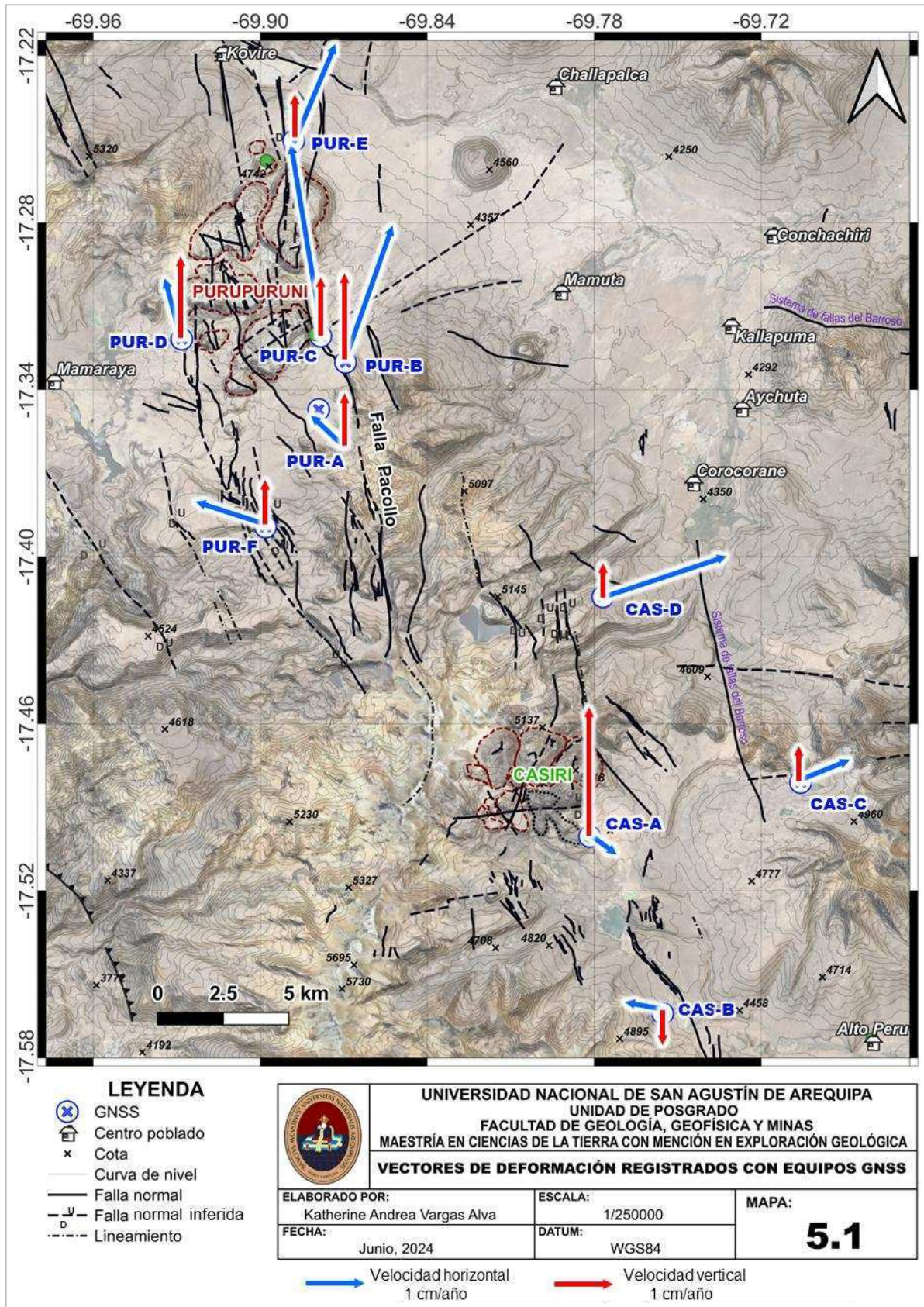
subestimación de la velocidad de deformación durante el periodo de inflación, la Tabla 5.2 presenta las velocidades calculadas específicamente para esos dos años en los diez puntos de control GNSS. Estas velocidades están expresadas en centímetros por año y se desglosan en las direcciones este, norte y vertical. Cabe mencionar que estos datos serán utilizados para el modelamiento matemático.

**Tabla 5.2. Velocidad de deformación en puntos de control GNSS en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri.**

<b>GNSS</b>	<b>Este (cm/año)</b>	<b>dE (cm/año)</b>	<b>Norte (cm/año)</b>	<b>dN (cm/año)</b>	<b>Vertical (cm/año)</b>	<b>dZ (cm/año)</b>
<b>CAS-A</b>	+0.49	±0.35	-0.36	±0.28	+2.19	±1.53
<b>CAS-B</b>	-0.65	±0.21	+0.12	±0.18	-0.60	±0.85
<b>CAS-C</b>	+0.87	±0.18	+0.35	±0.16	+0.60	±0.70
<b>CAS-D</b>	+2.11	±0.97	+0.70	±0.65	+0.59	±3.15
<b>PUR-A</b>	-0.52	±0.22	+0.55	±0.17	+0.89	±0.82
<b>PUR-B</b>	+0.80	±0.37	+2.27	±0.27	+1.47	±1.34
<b>PUR-C</b>	-0.54	±0.41	+3.30	±0.33	+1.00	±1.63
<b>PUR-D</b>	-0.27	±0.31	+1.01	±0.27	+1.39	±1.27
<b>PUR-E</b>	+0.71	±0.36	+1.69	±0.29	+0.73	±1.32
<b>PUR-F</b>	-1.23	±0.64	+0.40	±0.50	+0.76	±1.86

En el Mapa 5.1 se muestran los vectores de deformación en los alrededores de los volcanes Casiri y Purupuruni calculada entre los años 2021 y 2022. En casi todos los puntos se evidencia un levantamiento de la superficie (a excepción del punto CAS-B) con magnitudes variables (flechas de color rojo en Mapa 5.1), sugiriendo una posible conexión con la zona de inflación registrada mediante DInSAR (zonas rojas en Figura 5.1).

**Mapa 5.1. Vectores de deformación registrados con equipos GNSS.**



Nota: Los vectores de la componente horizontal se muestran en color azul, mientras que los de la componente vertical se presentan en color rojo.

Además, los vectores de la componente horizontal exhiben desplazamientos en sentidos diversos (flechas de color azul en Mapa 5.1), señalando preferentemente en dirección exterior a un óvalo distribuido en dirección noroeste a sureste.

Se presume que las magnitudes y direcciones de los vectores GNSS pueden no ser las óptimas, dado que las mediciones se llevaron a cabo en periodos cortos durante cada campaña temporal, lo que se refleja en los errores asociados a cada componente, como se indica en la Tabla 5.2. Cabe resaltar que los datos de las estaciones GNSS permanentes no se pueden emplear, ya que no se ha registrado deformación significativa desde finales de 2022 hasta mayo de 2024.

#### **5.4 Modelado de las fuentes de deformación**

En las Tablas 5.3 y 5.4 se presentan los resultados derivados del modelamiento matemático. Los parámetros detallados en las tablas incluyen:

- $X_0$  y  $Y_0$ : ubicación de la fuente (esfera, esferoide o sill)
- $Z_0$ : profundidad de la fuente (positivo hacia abajo y definido como profundidad bajo la superficie de referencia, se sumó 5 km en caso el modelo haya calculado la profundidad bajo el nivel del mar)
- $X_i$  y  $Y_i$ : Coordenadas UTM del inicio de la falla
- $X_f$  y  $Y_f$ : Coordenadas UTM del fin de la falla
- $Z_t$  y  $Z_b$ : Tope y base de la falla (positivo hacia abajo y definido como profundidad bajo la superficie de referencia)
- $a$ : corresponde al radio en caso de una esfera, al semieje mayor al tratarse de un esferoide y al radio de la grieta para un sill.
- $dP$ : presión adimensional de la fuente
- $dV$ : cambio de volumen de la fuente
- Buzamiento: Ángulo de inclinación desde la superficie de referencia horizontal ( $90^\circ$  = falla vertical)
- $X_\nu^2$ : chi-cuadrado por grados de libertad que representa los errores de medición que se codifican en la matriz de covarianza y la función de penalización. Mientras más cercano sea el valor a cero, mejor es el ajuste del modelo a los datos observados.

El modelamiento del levantamiento registrado en los alrededores de los volcanes Casiri y Purupuruni (Tabla 5.3) se ha llevado a cabo utilizando los datos

GNSS correspondientes al periodo de abril de 2021 a julio de 2022. Para los datos DInSAR, se ha realizado el modelado considerando el periodo comprendido entre abril de 2020 y julio de 2022.

**Tabla 5.3. Parámetros de las fuentes de las zonas de deformación resultantes del modelamiento matemático de la zona de levantamiento.**

<b>Geometría del modelo</b>	<b>Data</b>	$X_v^2$	<b>Xo (UTM)</b>	<b>Yo (UTM)</b>	<b>Zo (UTM)</b>	<b>a (m)</b>	<b>dP</b>	<b>dV (x10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>)</b>
<b>Esfera</b>	DInSAR	1.28	408300	8073287	12794	261	0.775	43
<b>Esfera</b>	GNSS	5.50	407218	8081067	4970	500	0.011	4.4
<b>Esferoide</b>	DInSAR	1.36	405924	8075588	11640	781	0.087	59
<b>Esferoide</b>	GNSS	7.15	406604	8079826	14005	500	0.951	27
<b>Sill</b>	DInSAR	1.37	408383	8070611	17900	1879	0.003	42
<b>Sill</b>	GNSS	6.32	405746	8080249	1643	75	0.863	0.7
<b>Deformación</b>	<b>Data</b>	$X_v^2$	<b>Xi (UTM)</b>	<b>Yi (UTM)</b>	<b>Xf (UTM)</b>	<b>Yf (UTM)</b>	<b>Zt (m b. vento)</b>	<b>Zb (m b. vento)</b>
<b>Dique rectangular</b>	DInSAR	1.26	409593	8065677	408847	8065552	15167	18909
<b>Dique rectangular</b>	GNSS	4.02	406695	8080187	407635	8080363	3343	4038

Por otra parte, se presentan los resultados del modelado basados en los datos DInSAR, correspondientes a las regiones afectadas por desplazamientos asociados a fallas durante los meses de julio y agosto de 2020, así como en abril y mayo de 2021 (Tabla 5.4). Este modelado se realizó únicamente con datos DInSAR, ya que no se disponía de datos GNSS en el año 2020 ni de suficientes vectores para modelar los desplazamientos registrados en 2021. El modelo empleado fue el de una dislocación hacia abajo, es decir, una falla normal.

**Tabla 5.4. Parámetros de las fuentes de las zonas de deformación resultantes del modelamiento matemático para desplazamientos por falla.**

<b>Deformación</b>	$X_v^2$	<b>Xi (UTM)</b>	<b>Yi (UTM)</b>	<b>Xf (UTM)</b>	<b>Yf (UTM)</b>	<b>Zt (m b. vento)</b>	<b>Zb (m b. vento)</b>	<b>Buz. (°)</b>
<b>Julio 2020</b>	0.79	406998	8084119	408375	8078672	296	3656	52
<b>Agosto 2020</b>	0.72	405945	8085117	405939	8085129	523	977	13
<b>Abril 2021</b>	0.16	402960	8089621	402191	8092598	1735	3052	69
<b>Mayo 2021</b>	0.17	408159	8072196	405295	8080027	1943	3679	9

### **5.4.1 Levantamiento registrado en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri**

Se presenta el modelado de esta inflación utilizando los resultados obtenidos de las técnicas DInSAR (abril de 2020 a julio de 2022) y GNSS (abril de 2021 a julio de 2022). Los mapas de deformación se presentan en desplazamientos expresados en metros, lo que facilita la visualización de las variaciones en la superficie terrestre. En contraste, los mapas residuales ilustran el ajuste de la desviación estándar del error (Misfit StD), siendo indicativos de la precisión del modelo de deformación. Un ajuste es considerado óptimo cuando el Misfit StD se aproxima a cero, lo que señala una mayor concordancia entre los datos observados y el modelo, y permite identificar áreas que requieren una revisión o mejora adicional.

#### **5.4.1.1 Modelamiento a partir de resultados DInSAR**

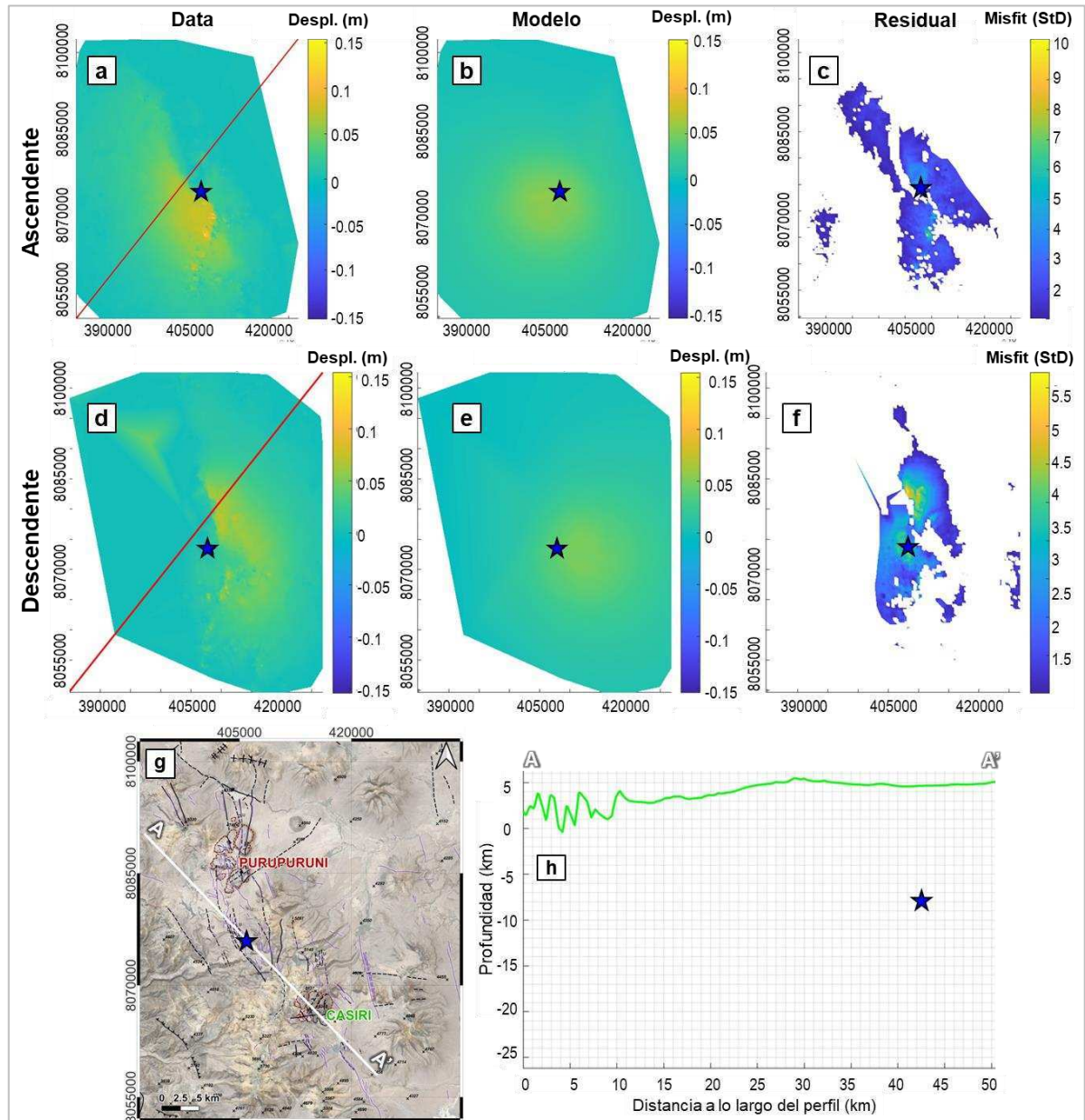
Para este modelamiento, se utilizó el mapa de velocidades convertido a desplazamiento, elaborado exclusivamente a partir de interferogramas entre abril de 2020 y julio de 2022, con el objetivo de no subestimar la deformación, dado que en fechas posteriores el desplazamiento es mínimo. Además, se filtraron los valores menores a cero, concentrándose únicamente en la zona de levantamiento (Figuras 5.10a y 5.10d), descartando así los hundimientos asociados a desplazamientos por fallas.

El modelamiento matemático se realizó considerando como fuentes una esfera, un esferoide, un sill y un dique rectangular. A continuación, se presentan los resultados obtenidos para la fuente modelada con un esferoide (mayor detalle en Anexo II.A), que aunque no sea la fuente con menor chi-cuadrado, son más acordes a lo obtenido posteriormente con GNSS (Tabla 5.3). Los resultados de las otras fuentes se incluyen en los Anexos II.B (esfera), II.C (sill) e II.D (dique rectangular).

Los resultados del modelado con un esferoide (Figuras 5.10b y 5.10e) muestran cierto ajuste con los datos reales (Figuras 5.10a y 5.10d) y un residual menor a 3 en ascendente y menor a 5 en descendente (Figuras 5.10c y 5.10f), con un semieje mayor de

aproximadamente 780 m, un cambio de presión adimensional de 0.775 y un cambio de volumen de  $59 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Esta fuente se localiza a aproximadamente 12 km por debajo de la superficie (Figuras 5.7g y 5.7h). La fuente es representada como una estrella de color azul.

**Figura 5.10. Resultados del modelado de la zona de levantamiento a partir de datos DInSAR.**

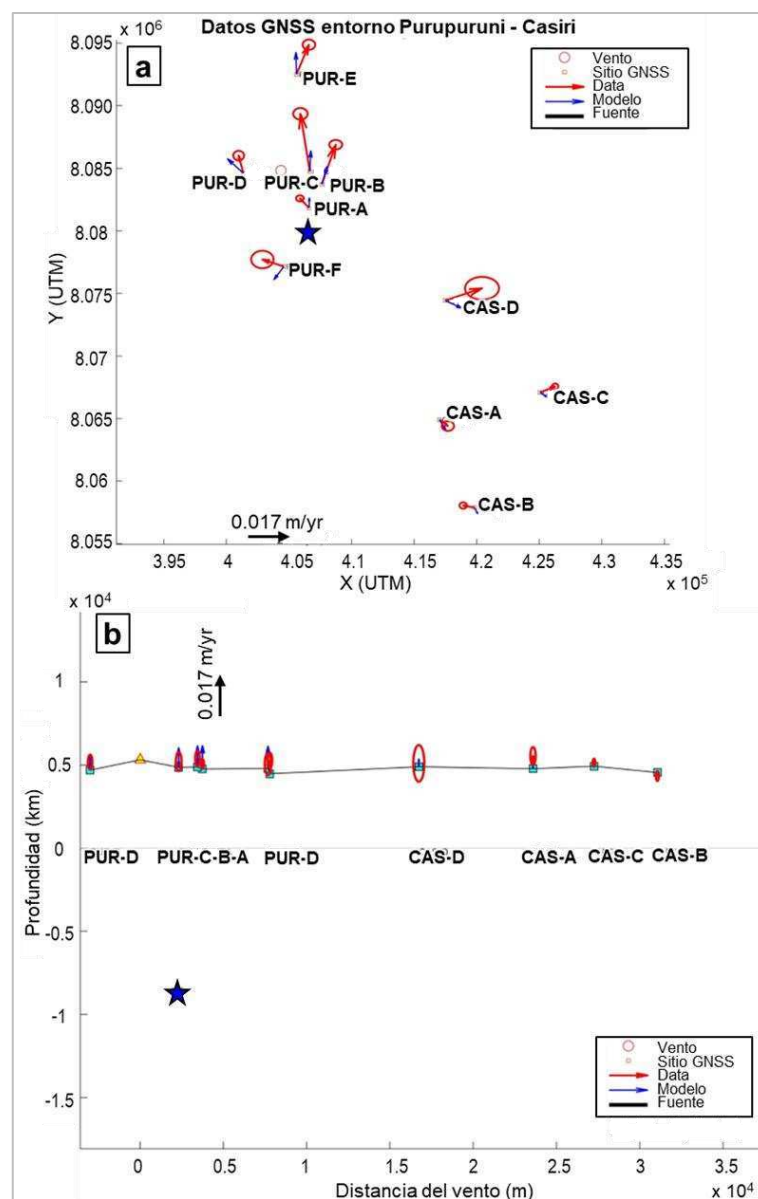


Nota: a) y d) Inflación detectada con DInSAR en órbitas ascendente y descendente, c) y e) modelamiento en ambas órbitas, c) y f) residual de los datos y modelo, g) y h) Localización la fuente de deformación. La escala de desplazamiento de figuras a), b), d) y e) es expresada en m.

### 5.4.1.2 Modelamiento a partir de resultados GNSS

El mejor ajuste, teniendo en consideración también los resultados con la técnica DInSAR, se obtuvo al considerar como fuente un esferoide (estrella azul en Figura 5.11a). En este caso, el semieje mayor de la esfera se calculó en 500 m, un cambio de presión adimensional de 0.951 y un cambio de volumen de  $27 \times 10^6 \text{ m}^3$ . Esta fuente se localiza a aproximadamente 14 km por debajo de la superficie (Figura 5.11b).

**Figura 5.11, Resultados del modelado de la zona de levantamiento a partir de datos GNSS.**



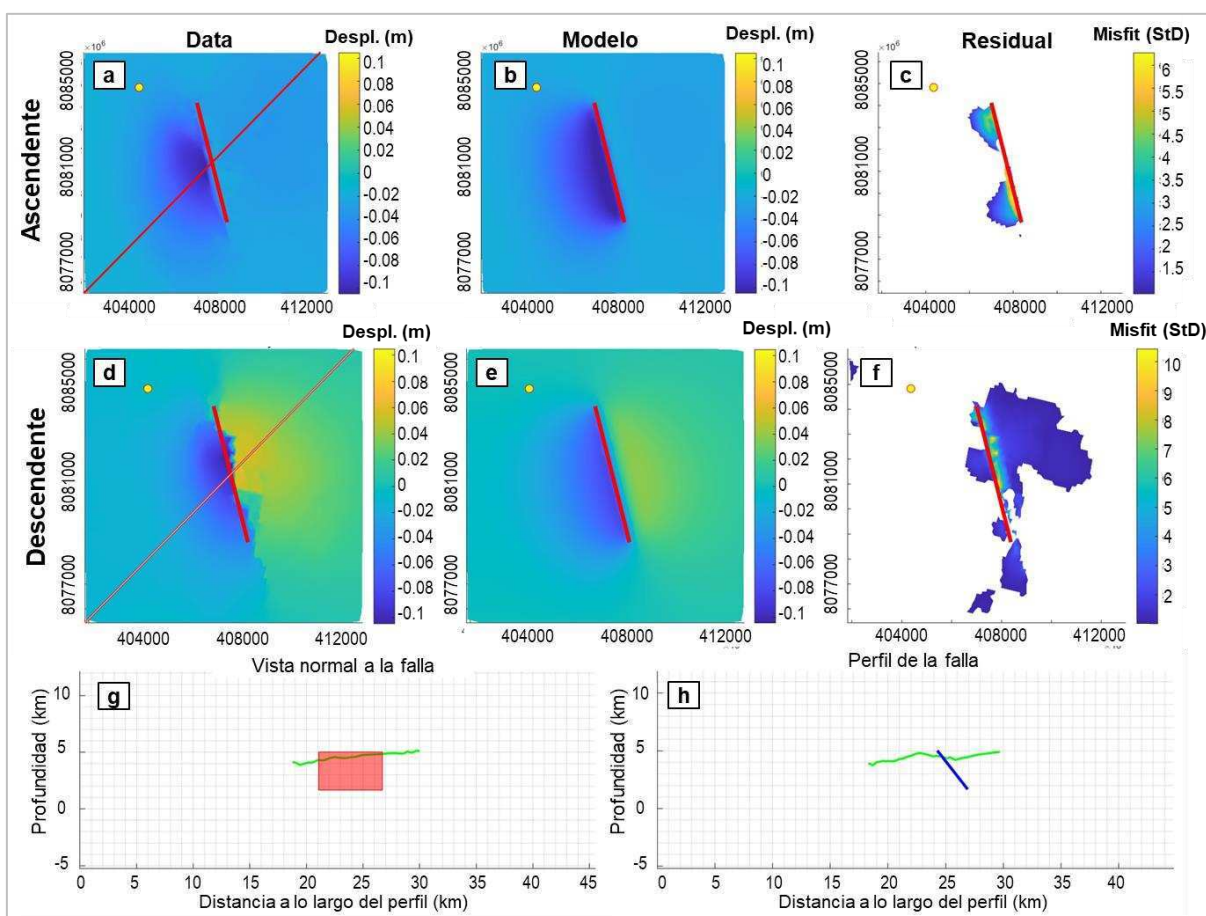
Nota: a) Vectores de deformación originales y modelados en la componente horizontal, b) perfil de fuente de deformación y vectores en la componente vertical.

Mayor detalle de los resultados del modelo con una fuente esférica se encuentra en Anexo I.A. Los resultados de las otras fuentes se incluyen en los Anexos I.B (esfera), I.C (sill) e I.D (dique rectangular).

#### 5.4.2 Deformación por falla registrada en julio de 2020

Los resultados óptimos del modelamiento (Figuras 5.12b y 5.12e) muestran una reproducción más precisa de los datos originales (Figuras 5.12a y 5.12d) y un residual menor (Figuras 5.12c y 5.12f) al considerar la dislocación de una falla normal. Esta fuente tiene un buzamiento de  $52^\circ$ , 5.6 km de longitud y se encuentra localizada en profundidad entre 300 m y 3.7 km por debajo de la superficie (Figuras 5.12g y 5.12h). Mayor detalle en Anexo II.E.

**Figura 5.12. Resultados del modelado del desplazamiento de falla registrada en julio de 2020.**

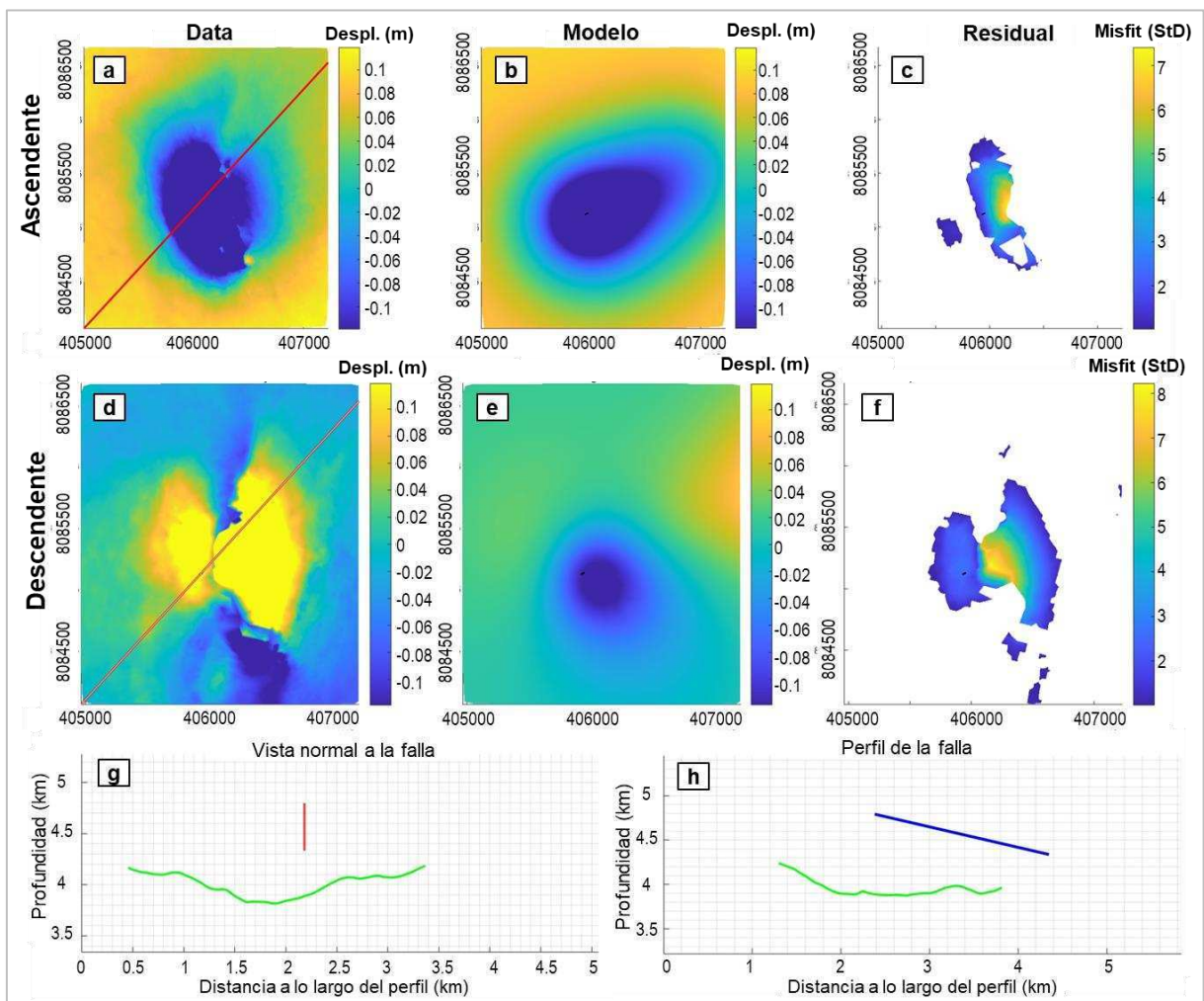


Nota: a) y d) Desplazamiento de la falla detectado con DInSAR en órbitas ascendente y descendente, c) y e) modelamiento en ambas órbitas, c) y f) residual de los datos y modelo, g) y h) vista normal y perfil de la falla. Deformación expresada en m/año.

### 5.4.3 Deformación por falla registrada en agosto de 2020

El modelamiento de esta área fue un desafío debido a su reducida extensión (Figuras 5.13b y 5.13e). Por lo tanto, los resultados no reproducen de manera óptima los datos originales en ambas órbitas del satélite (Figuras 5.13a y 5.13d), lo cual también es evidente en el residual (Figuras 5.13c y 5.13f). El mejor ajuste se logró al considerar como fuente una falla normal, con un buzamiento de  $13^\circ$  y una longitud corta de 13 m, situada a una profundidad entre 500 m y 1 km por debajo de la superficie (Figuras 5.13g y 5.13h). Mayor detalle en Anexo II.F.

**Figura 5.13. Resultados del modelado del desplazamiento de falla registrada en agosto de 2020.**

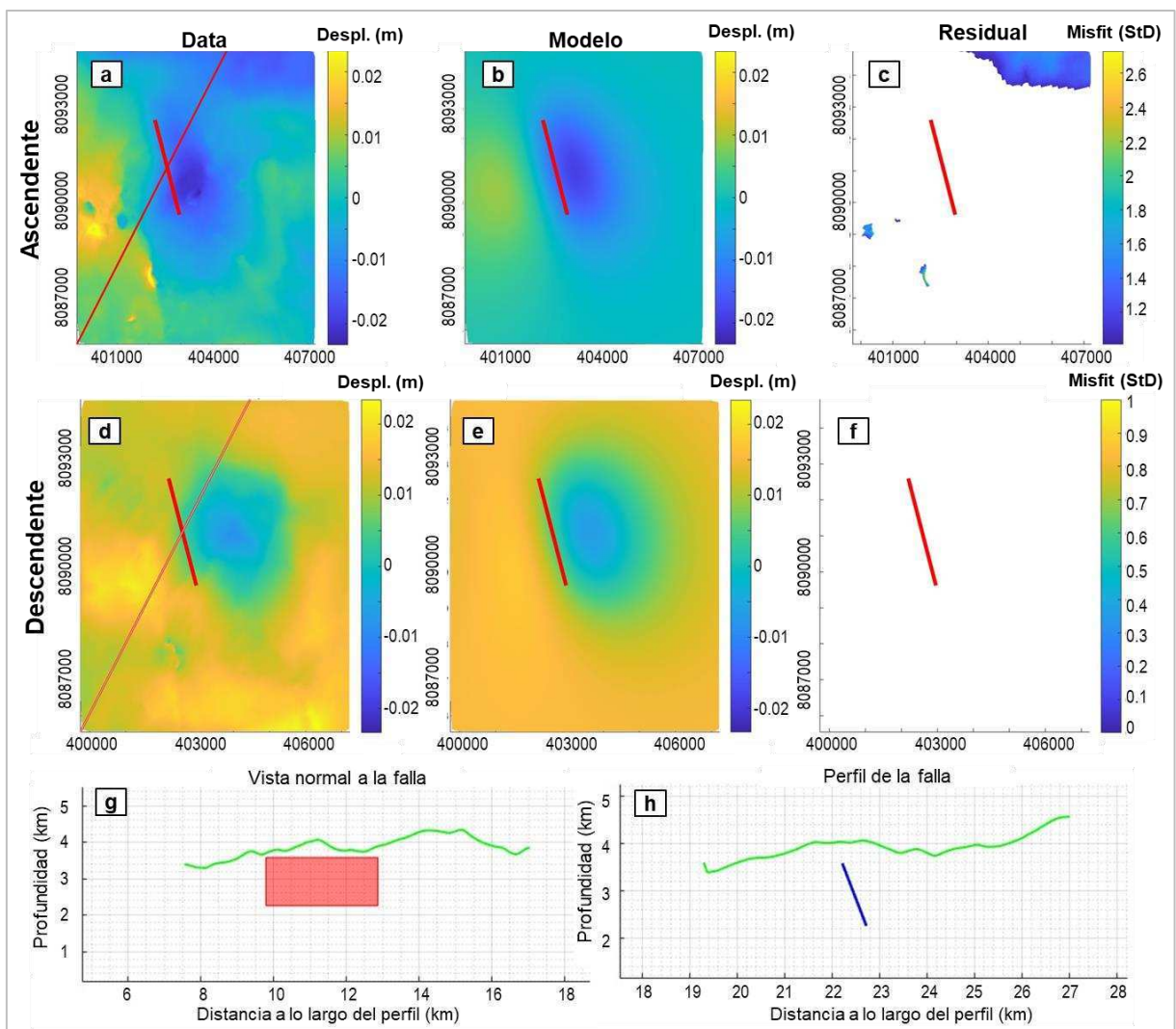


Nota: a) y d) Desplazamiento de la falla detectado con DInSAR en órbitas ascendente y descendente, c) y e) modelamiento en ambas órbitas, c) y f) residual de los datos y modelo, g) y h) vista normal y perfil de la falla. Deformación expresada en m/año.

#### 5.4.4 Deformación por falla registrada en abril de 2021

Los resultados obtenidos del modelamiento matemático (Figuras 5.14b y 5.14e) reproducen de manera adecuada los datos originales (Figuras 5.14a y 5.14d), con un residual mínimo (ver Figuras 5.14c y 5.14f). La fuente con mejor ajuste también corresponde a una falla normal, con un buzamiento de  $69^\circ$ , una longitud de 3 km y una profundidad que varía entre 1.7 y 3.1 km por debajo de la superficie (Figuras 5.14g y 5.14h). Mayor detalle en Anexo II.G.

**Figura 5.14. Resultados del modelado del desplazamiento de falla registrada en abril de 2021.**

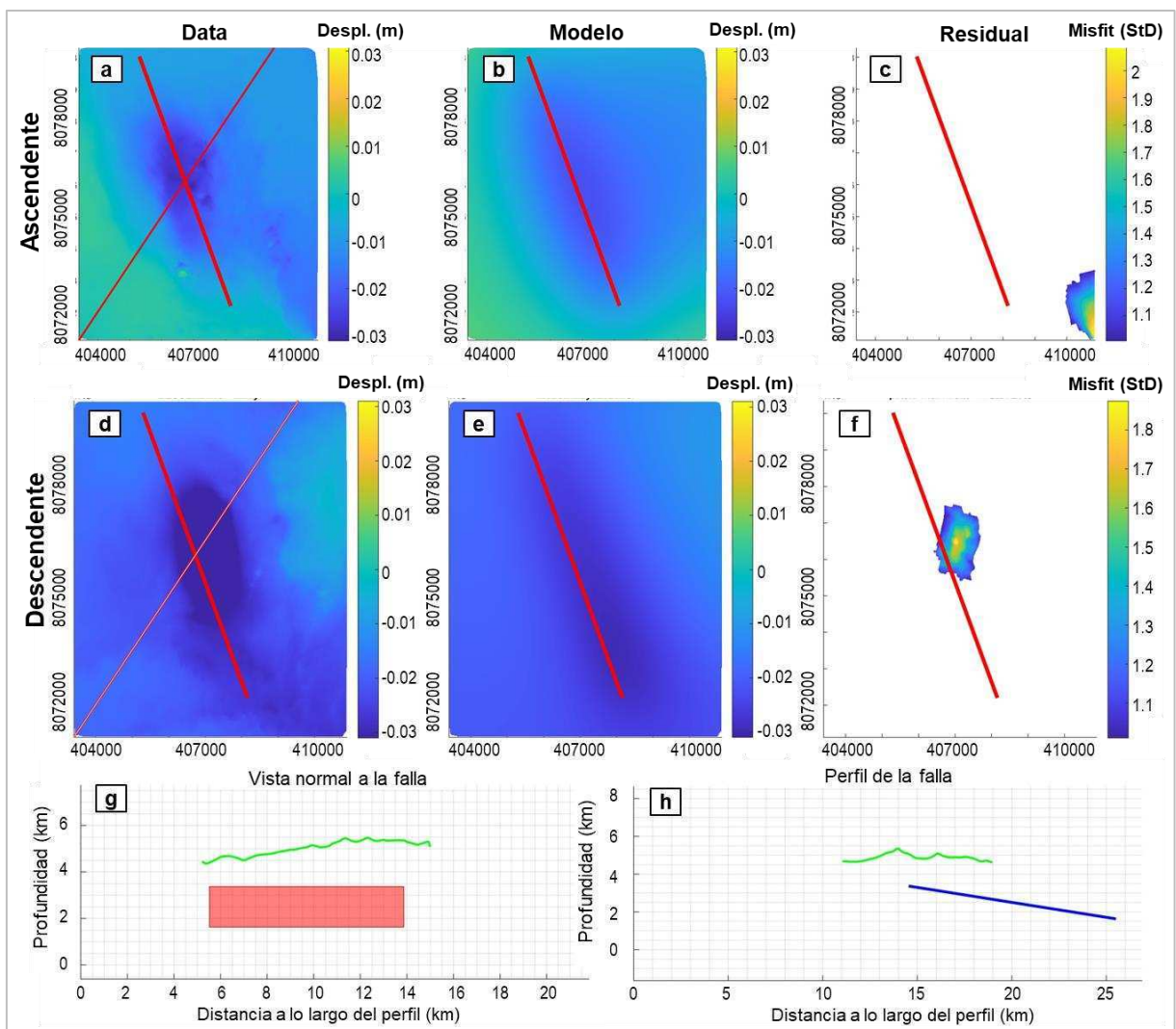


Nota: a) y d) Desplazamiento de la falla detectado con DInSAR en órbitas ascendente y descendente, c) y e) modelamiento en ambas órbitas, c) y f) residual de los datos y modelo, g) y h) vista normal y perfil de la falla. Deformación expresada en m/año.

#### 5.4.5 Deformación por falla registrada en mayo de 2021

Los resultados del modelamiento (Figuras 5.15b y 5.15e) reflejan en su mayoría los datos originales (Figuras 5.15a y 5.15d), aunque existen algunas áreas que podrían mejorarse, como se evidencia en el residual (Figuras 5.15c y 5.15f). La fuente que mejor se ajusta es una falla normal, con un buzamiento de  $9^\circ$ , una longitud de 8.3 km y profundidad comprendida entre 1.9 y 3.7 km por debajo de la superficie (Figuras 5.15g y 5.15h). Mayor detalle en Anexo II.H.

**Figura 5.15. Resultados del modelado del desplazamiento de falla registrada en mayo de 2021.**

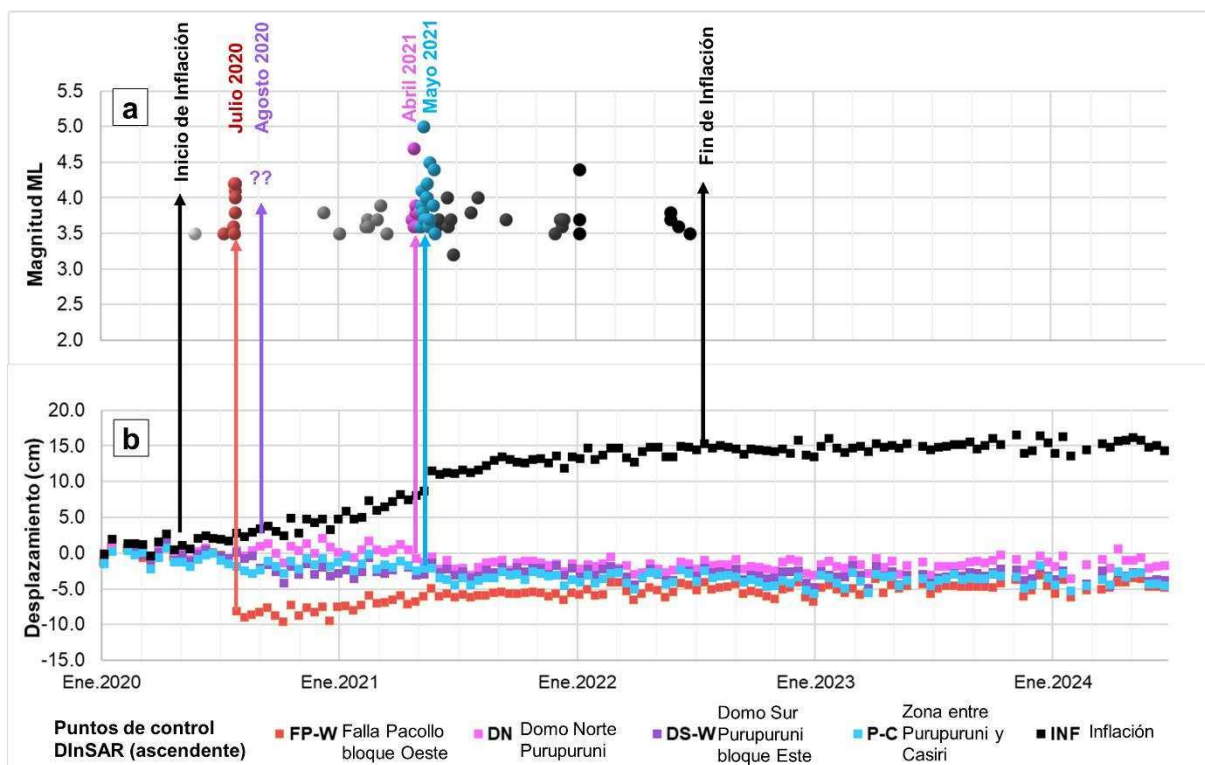


Nota: a) y d) Desplazamiento de la falla detectado con DInSAR en órbitas ascendente y descendente, c) y e) modelamiento en ambas órbitas, c) y f) residual de los datos y modelo, g) y h) vista normal y perfil de la falla. Deformación expresada en m/año.

## CAPÍTULO VI: DISCUSIÓN

El análisis de la deformación en los alrededores de los volcanes Purupuruni y Casiri está vinculado a la actividad sísmica ocurrida en dicha área, como se documenta en estudios previos (Velarde et al., 2020; Antayhua et al., 2021). Por esta razón, se ha generado un gráfico comparativo que relaciona la magnitud local de los sismos (obtenidos de <https://ultimosismo.igp.gob.pe/ultimo-sismo/sismos-reportados>) registrados entre los años 2020 y 2024, específicamente aquellos con magnitud local superior a 3.2 (Figura 6.1a), con las series de tiempo DInSAR en órbita ascendente, analizadas en el contexto de este estudio (Figura 6.1b). Asimismo, se incluye los mecanismos focales del catálogo del Global Centroid Moment Tensor (GCMT, Dziewonski et al., 1981, Figura 6.2). Estos sismos son asociados a fractura (tectónicos), debido a sus ondas P y S bien definidas que permitieron una localización precisa.

**Figura 6.1. Correlación temporal entre sismicidad y deformación de la zona de estudio.**



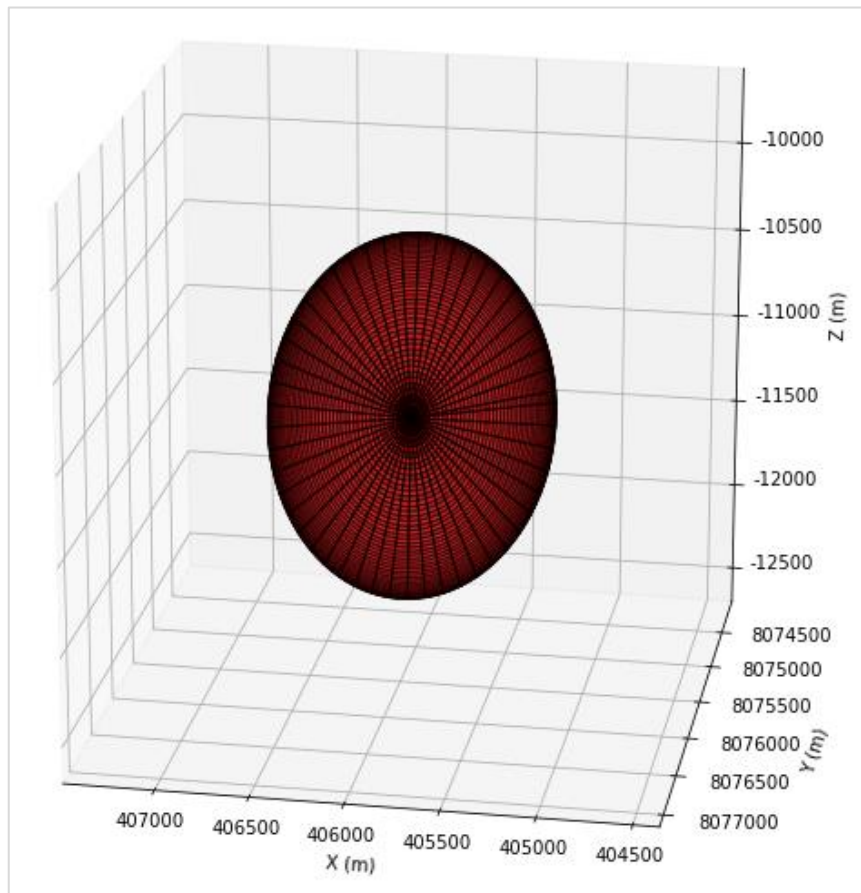
Nota: a) Magnitud (ML > 3.2) de los sismos registrados durante los años 2020 y 2021 con epicentro dentro del área de estudio. b) Series de tiempo DInSAR en órbita

ascendente, que muestran la deformación registrada en las proximidades de los volcanes Purupuruni y Casiri.

El primer cambio en la deformación de la zona de estudio se manifiesta con un levantamiento del suelo, que inicia entre fines de abril y los primeros días de mayo del año 2020 (cuadrados negros en Figura 6.1b). Esta inflación se vuelve más evidente y consistente a partir de junio de 2020. Asimismo, el 25 de mayo de 2020, se registra un sismo de magnitud local 3.5, localizado próximo al domo sur del volcán Purupuruni (círculo blanco en Figura 6.2) con una profundidad de 17 km bajo la superficie. Este evento sísmico guarda cierta correspondencia con la fuente modelada para esta inflación, un esferoide entre 11 y 14 km de profundidad, como se muestra en la Figura 6.4a. Aunque la representación de este esferoide no refleja completamente la zona de inflación, se optó por utilizarlo debido a la mayor similitud observada en los resultados en términos de ubicación y profundidad entre las técnicas DInSAR y GNSS. Además, es coherente que el cambio de volumen calculado mediante la técnica GNSS, de 27 millones de metros cúbicos entre abril de 2021 y julio de 2022, sea inferior al estimado con la técnica DInSAR, que asciende a 59 millones de metros cúbicos. Este último considera un periodo más amplio, desde abril de 2020 hasta julio de 2022, lo que proporciona una visión más global del proceso inflacionario.

De acuerdo con los resultados obtenidos mediante la técnica DInSAR (Anexo II.A), las características de este esferoide incluyen un semieje mayor de 781 m, un semieje menor de 515 m, un buzamiento de 92 grados (medido en sentido horario desde la horizontal, lo que indica una inclinación casi vertical) y un rumbo de 185 grados (en sentido horario desde el norte, apuntando hacia el sur-suroeste). Con base en estas dimensiones, se estima que el volumen del esferoide es de 865 millones de metros cúbicos. Al restar el cambio de volumen calculado mediante el modelamiento, el volumen inicial del esferoide habría sido de aproximadamente 806 millones de metros cúbicos. La Figura 6.2 presenta una representación tridimensional aproximada de esta fuente esferoidal, que podría corresponder a un reservorio magmático profundo o una cámara magmática, considerada como la responsable de la zona de inflación detectada por DInSAR. Este proceso de deformación ha registrado un desplazamiento máximo de 15 cm durante el periodo de estudio y se sitúa a aproximadamente 8 km al sur del volcán Purupuruni y 13 km al noroeste del volcán Casiri (Figura 6.4a).

**Figura 6.2. Representación de la fuente esferoidal obtenido con modelamiento matemático de datos DInSAR.**



Nota: La ubicación espacial de la fuente esferoidal es 405924 E (eje X), 8075588 N (eje Y) y -11140 en profundidad bajo la superficie de referencia (eje Z).

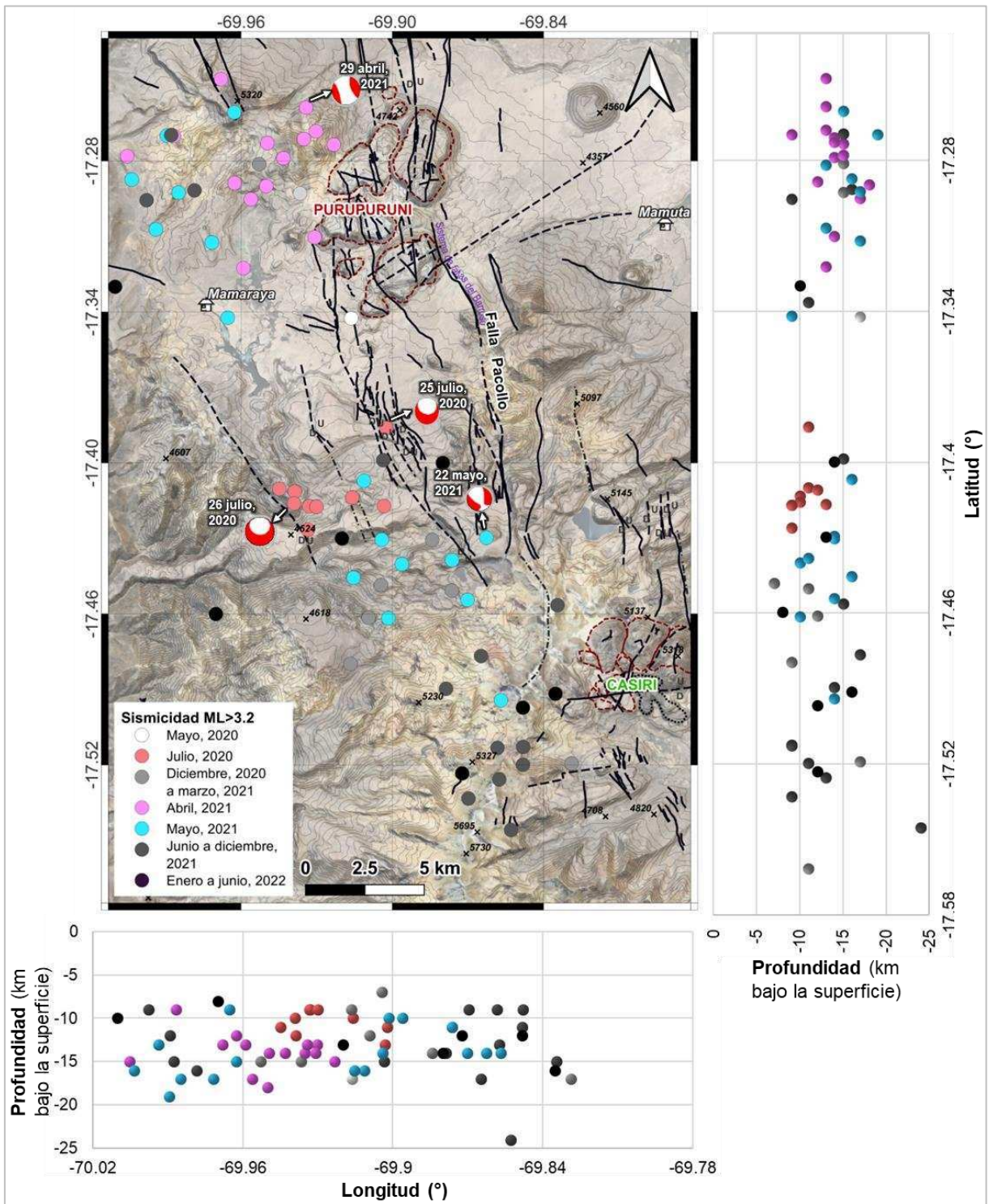
Posteriormente, se observa actividad sísmica hasta una magnitud de 4.2ML entre el 24 y el 27 de julio de 2020 (representados por círculos rojos en la Figura 6.1a). Durante ese mismo período, se registra deformación asociada al desplazamiento de una falla normal, específicamente el hundimiento de aproximadamente 10 cm del bloque oeste de la falla Pacollo (cuadrados rojos en la Figura 6.1b). Los sismos se localizaron al sur del volcán Purupuruni, en el sector oeste de la falla Pacollo, a profundidades comprendidas entre 9 y 13 km bajo la superficie (círculos rojos en la Figura 6.2). El resultado del modelamiento de la fuente de deformación concuerda con el mecanismo de una falla normal (Mendivil, 1965; Cruz et al., 2020) y se sitúa en profundidades entre 200 m y 3.6 km bajo la superficie, considerablemente más superficial que la profundidad de los sismos (Figura 6.4b). Esta discrepancia en la profundidad se atribuye al hecho de que la fuente calculada con DInSAR tiende a ser

más superficial que la del catálogo sísmico, dado que la ruptura de la corteza terrestre que origina los terremotos tiende a propagarse hacia arriba en la capa sismogénica (Weston et al., 2011). El mecanismo normal de la falla es correlacionado con los mecanismos focales de los días 25 y 26 de julio de 2020 (Figura 6.3, Dziewonski et al., 1981) que muestran al desplazamiento de una falla oblicua normal. El buzamiento de  $52^\circ$  y la profundidad entre 300 m y 3.7 km por debajo de la superficie obtenidos con el modelamiento matemático, son muy similares a los resultados obtenidos por Vargas et al. (2022), que reportaron un buzamiento de  $55^\circ$  y una profundidad entre 200 m y 3.8 km por debajo de la superficie.

A continuación, entre el 26 de agosto y el 1 de septiembre, se registró deformación en un sector reducido del domo sur del volcán Purupuruni (Figura 6.4b), que implica un desplazamiento negativo de casi 12 cm, calculado con DInSAR en línea de vista ascendente del satélite (Figura 5.4). Sin embargo, el modelamiento matemático no reproduce adecuadamente este patrón. El mejor resultado se obtuvo al considerar una falla normal localizada entre 500 m y 1 km bajo la superficie (Figura 6.4b). Es notable la ausencia de un evento sísmico significativo durante ese período (Figuras 6.1a y 6.3), lo que sugiere que podría tratarse de un sismo muy local y superficial el que desencadenó este desplazamiento en la falla. Debido al acercamiento de aproximadamente 6 cm en órbita descendente del satélite, Vargas et al. (2022) sugerían que se tratase de un posible desplazamiento lateral de una falla de rumbo sinistral. No obstante, el modelo matemático para este tipo de falla no reproduce la deformación observada. Es más plausible que se trate de una extensión de la Falla Pacollo en el sector norte, respaldada por estudios geológicos que evidencian la presencia de fallas entre los domos del Purupuruni (Bromley et al., 2019; Benavente et al., 2021).

Después de agosto de 2020, se han registrado algunos sismos entre el 9 de diciembre de 2020 y el 16 marzo de 2021, con magnitudes locales inferiores a 4.0 (Figura 6.1a), localizados en dirección noroeste a sureste y profundidades entre 7 a 17 km bajo la superficie (círculos rosados en Figura 6.3). Con relación a la deformación, se sigue observando el proceso de inflación, indicado por cuadrados negros en la Figura 6.1b.

**Figura 6.3. Ubicación de sismos, mecanismos focales y perfiles en profundidad registrados entre los años 2020 y 2024 en la zona de estudio.**



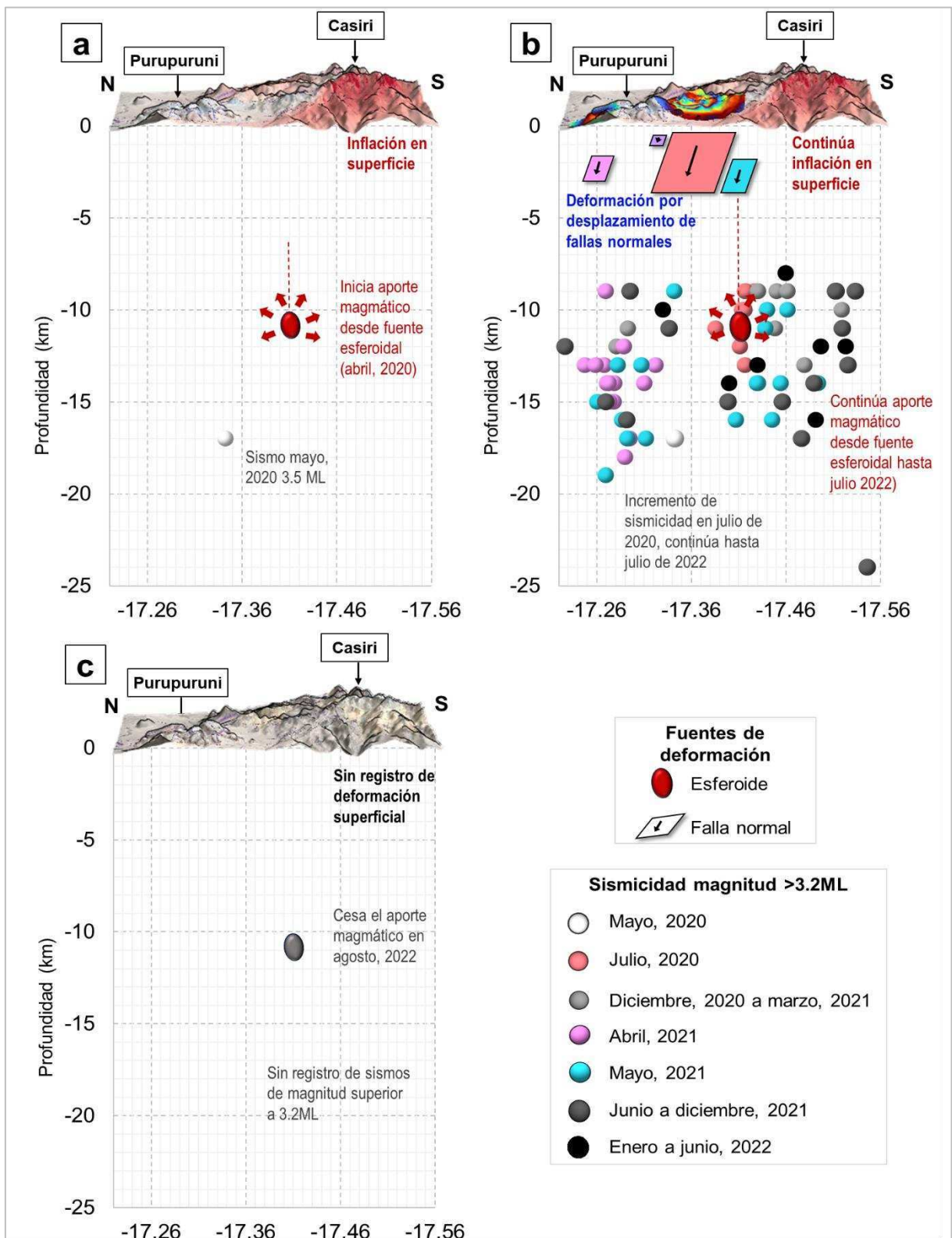
Nota: Los datos de sismicidad han sido obtenidos de la web del instituto Geofísico del Perú: <https://ultimosismo.igp.gob.pe/ultimo-sismo/sismos-reportados> y los mecanismos focales del catálogo del Global Centroid Moment Tensor (GCMT, Dziewonski et al., 1981).

En abril de 2021, se vuelve a registrar sismos en la zona de estudio, con magnitud local máxima de 4.7 entre el 24 y el 30 de abril (círculos rosados en la Figura 6.1a). Estos eventos sísmicos se localizan en el sector noroeste del volcán Purupuruni, a profundidades comprendidas entre 9 y 18 km bajo la superficie (Figura 6.3). Durante este período, se registra deformación asociada al desplazamiento de una falla normal, con un hundimiento menor a 3 cm (cuadrados rosados en la Figura 6.1b). El modelamiento matemático sitúa la fuente de esta deformación en el domo norte del volcán Purupuruni, a profundidades entre 1.7 y 3 km bajo la superficie (Figura 6.4b).

Siguiendo con la cronología, durante el periodo del 5 al 30 de mayo de 2021, se registró actividad sísmica que alcanzó magnitudes locales de 5 (círculos celestes en la Figura 6.1a). Estos sismos se localizaron en dirección noroeste a sureste de la zona de estudio, a profundidades comprendidas entre 9 y 17 km bajo la superficie (círculos celestes en la Figura 6.3). La actividad sísmica generó un hundimiento de aproximadamente 3 cm (representado por cuadrados celestes en la Figura 6.1b), asociado al desplazamiento de una falla normal. La fuente de esta deformación ha sido calculada entre 1.9 y 3.7 km bajo la superficie, como se muestra en la Figura 6.4b. Los mecanismos focales de los días 29 de abril y 22 de mayo de 2021 (Figura 6.3, Dziewonski et al., 1981), al igual que los sismos registrados durante el año 2020, también muestran el desplazamiento de fallas oblicuas de tipo normal.

A continuación, entre julio y septiembre de 2021 se registraron algunos sismos, mientras la inflación mantenía una tasa aproximada de 7 cm/año (cuadrados negros en la Figura 6.1b). Posteriormente, se detectaron dos breves episodios sísmicos: el primero, entre el 9 de diciembre de 2021 y el 7 de enero de 2022, y el segundo, entre el 28 de mayo y el 26 de junio de 2022 (representados por círculos grises oscuros y negros en la Figura 6.1a), alcanzando una magnitud máxima de 4.4 ML el 7 de enero de 2022. Durante este período, la tasa de inflación disminuyó considerablemente, estimándose en 1.5 cm/año. Después de julio de 2022, no se observaron cambios significativos en la deformación con DInSAR (Figura 6.1b) ni se registraron sismos con magnitudes superiores a 3.2ML (Figura 6.1a).

**Figura 6.4. Representación 3D de la evolución de la deformación y sismicidad en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri (periodo 2020-2024).**



Nota: Periodos representados: a) abril a mayo de 2020, b) junio de 2020 a julio de 2022 y c) agosto de 2022 a junio de 2024. La representación de las fuentes de deformación ha sido aproximada a la geometría calculada en el modelamiento

En este estudio, se plantea la hipótesis de que la inestabilidad en la zona de los volcanes Purupuruni y Casiri fue desencadenada por un pequeño aporte o intrusión magmática, evidenciada por la inflación registrada a través de DInSAR y GNSS, la cual estaría asociada a una posible fuente esferoideal (Figura 6.4a). Se postula que esta intrusión proviene de una cámara magmática profunda, localizada a 8 km al sur del volcán Purupuruni y a 13 km al noroeste del volcán Casiri, a una profundidad aproximada de 11 km bajo la superficie. Investigaciones geofísicas previas han identificado una anomalía conductiva en el sistema, vinculada a una fuente de calor, corroborada también por la presencia de fuentes termales en el área de estudio (Cruz et al., 2020) (ver Mapa 2.2).

No es inusual que una cámara magmática profunda, responsable de procesos de inflación en la superficie, no se localice directamente debajo de las estructuras volcánicas. Un ejemplo relevante es el sistema del volcán Sabancaya en Perú, donde la cámara magmática profunda que origina el proceso inflacionario en la zona se encuentra aproximadamente a 7 km al norte, a una profundidad de entre 13 y 14 km bajo el volcán Hualca Hualca (MacQueen et al., 2020). De manera similar, la cámara profunda que alimenta al volcán Nevado del Ruiz en Colombia está ubicada a 10 km al suroeste, a una profundidad de 14 km bajo el volcán Santa Isabel (Lundgren et al., 2015). En ambos casos, el aporte magmático asociado al cambio de volumen de la fuente de inflación provoca intranquilidad sísmica en el entorno volcánico.

Por tal motivo, se considera que en el área de Purupuruni y Casiri, el magma, durante su ascenso, encontró zonas plásticas con debilidad, como las fallas, y la transferencia de tensión estática desde la fuente de inflación resultó lo suficientemente significativa como para desencadenar sismos (MacQueen et al., 2020), generando deformación en la superficie asociada al desplazamiento de fallas normales (Figura 6.4b). Después de este reajuste en el sistema, no hubo mayor aporte magmático por lo que la inflación y la sismicidad cesaron, evidenciado en la serie de tiempo DInSAR (Figura 6.1b) y ningún sismo registrado superior a 3.2ML entre agosto de 2022 y junio de 2024 (Figura 6.4c). Se presume que el aporte magmático no fue suficiente para generar una erupción, especialmente considerando que los volcanes Purupuruni y Casiri no han presentado erupciones en al menos 3 mil años (dataciones del estudio de Bromley et al., 2019). Este comportamiento sugiere que este episodio podría ser otro ejemplo de una intranquilidad volcánica a gran escala que no culmina en una erupción a corto plazo (véase ejemplos en otras zonas volcánicas del mundo en

Battaglia et al., 2003; Tizzani et al., 2009; Walter y Motagh, 2014; Drouin et al., 2017; Astort et al., 2019). No obstante, no se descarta la necesidad de seguir evaluando ambos volcanes y analizar futuros periodos de intranquilidad, dado que se clasifican como volcanes activos que podrían experimentar erupciones.

Los resultados obtenidos en este estudio, proporcionan una base sólida para entender los procesos internos actuales de los volcanes Purupuruni y Casiri. La correlación entre la deformación del suelo, los eventos sísmicos y la actividad tectónica sugiere una dinámica compleja mixta (volcánica y tectónica) que incluye intrusiones magmáticas y reactivaciones de fallas. Este tipo de análisis es crucial para mejorar la vigilancia y el pronóstico de posibles eventos volcánicos, lo cual es fundamental para la gestión del riesgo en las áreas circundantes. Continuar con estudios de este tipo permitirá afinar los modelos actuales y aportar información valiosa para futuras investigaciones sobre la dinámica volcánica y tectónica en esta región.

## CONCLUSIONES

Se ha reconocido una conexión directa entre la deformación en los alrededores de los volcanes Purupuruni y Casiri y la actividad sísmica registrada entre los años 2020 y 2024. Este vínculo se fundamenta en el análisis de series temporales mediante DInSAR, interferogramas, velocidades de puntos GNSS de control temporal y modelamiento matemático de la deformación. Los resultados obtenidos correlacionan con la evolución temporal y espacial de la sismicidad en la zona de estudio, concluyendo lo siguiente:

- El análisis de las series de tiempo DInSAR ha permitido identificar un levantamiento del suelo entre los volcanes Purupuruni y Casiri, detectado a finales de abril y principios de mayo de 2020. La inflación se intensificó y se volvió más consistente después de junio de 2020, coincidiendo con un sismo de magnitud local 3.5 registrado a fines de mayo de 2020 cerca del volcán Purupuruni. Este proceso inflacionario se mantuvo constante con una tasa de 7 cm/ año hasta aproximadamente septiembre de 2021, posterior a ello, la tasa de inflación disminuye a 1.5 cm/ año hasta julio de 2022. Según el modelamiento de la deformación, para el periodo abril de 2020 a julio de 2022, la fuente de este fenómeno se atribuye a un esferoide ubicado a 11 km de profundidad con semieje mayor de 781 m, con un cambio de volumen de 59 millones de metros cúbicos. Los vectores de deformación GNSS en los alrededores de los volcanes Casiri y Purupuruni, calculados entre abril de 2021 y julio de 2022, evidencian un levantamiento de la superficie con magnitudes variables entre 0.6 cm/año y 2.2 cm/año, sugiriendo una posible conexión con la zona de inflación registrada mediante DInSAR. Los vectores de deformación horizontal exhiben desplazamientos en sentidos diversos, preferentemente en dirección exterior a un óvalo distribuido en dirección noroeste a sureste. El mejor ajuste en el modelamiento, al igual que con los datos DInSAR, se obtuvo al considerar una fuente esferoidal, ubicada a 14 km por debajo de la superficie con semieje mayor de 500 m y con un cambio de volumen de 27 millones de metros cúbicos.
- Del 24 al 27 de julio de 2020, se registró sismos de magnitud local menor a 4.2 que desencadenaron en el hundimiento de alrededor de 10 cm del bloque oeste de la

falla Pacollo, vinculado al desplazamiento de una falla normal. Los sismos se localizan al sur del volcán Purupuruni, en el sector oeste de la falla Pacollo, a profundidades de 9 a 13 km bajo la superficie, sin embargo, el modelamiento sugiere profundidades entre 200 m y 3.6 km, siendo esta discrepancia explicada por la propagación ascendente de la ruptura en la capa sismogénica. Por otro lado, entre agosto y septiembre de 2020, se detectó una deformación de aproximadamente 12 cm en el domo sur del volcán Purupuruni, sin un evento sísmico significativo asociado. Los resultados sugieren una posible falla normal muy superficial entre 500 m y 1 km bajo la superficie. La ausencia de un sismo destacado indica que el desencadenante de este desplazamiento en la falla podría haber sido un evento sísmico local y superficial, y se considera la posibilidad de que sea una extensión de la Falla Pacollo en el sector norte. En abril y mayo de 2021, se observa un resurgimiento de la sismicidad con episodios de sismos con una magnitud local máxima de 5. Los eventos sísmicos de abril se localizan en el sector noroeste del volcán Purupuruni, a profundidades de 9 a 18 km bajo la superficie. Simultáneamente, se registra una deformación relacionada con el desplazamiento de una falla normal, manifestada por un hundimiento de menos de 3 cm. El modelamiento matemático ubica la fuente de esta deformación en el domo norte del volcán Purupuruni, a profundidades entre 1.7 y 3 km bajo la superficie. Finalmente, en mayo de 2021, se registró otro episodio de sismos localizados en dirección noroeste a sureste de la zona de estudio, a profundidades de 9 a 17 km. Esta actividad sísmica provoca un hundimiento de aproximadamente 3 cm, asociado al desplazamiento de una falla normal localizada al oeste de la falla Pacollo, cuya fuente se estima en profundidad entre 1.9 y 3.7 km bajo la superficie. Es importante señalar que el modelamiento matemático de las cuatro zonas de deformación vinculadas al desplazamiento de fallas indica una orientación predominante NNO-SSE, lo cual concuerda con la distribución del sistema de fallas que define el entorno geológico de ambos volcanes.

- Con base en el análisis de la deformación, se propone como hipótesis que la inestabilidad en la zona de estudio se originó a raíz de una pequeña intrusión magmática proveniente de una cámara magmática ubicada a 8 km al sur del volcán Purupuruni y a 13 km al noroeste del volcán Casiri, a una profundidad aproximada de 11 km bajo la superficie, con un cambio de volumen registrado entre abril de

2020 y julio de 2022 de 59 millones de metros cúbicos, lo cual se evidencia mediante el registro del proceso inflacionario. Se plantea la posibilidad de que este aporte magmático haya desestabilizado áreas con propiedades plásticas y débiles, como las fallas circundantes, generando sismos y deformación en superficie ligadas al desplazamiento de fallas normales. Posterior a julio de 2022, no se observaron cambios significativos en la deformación con DInSAR ni se registraron sismos con magnitudes superiores a 3.2ML. Aunque se supone que esta actividad no fue lo suficientemente intensa como para desencadenar una erupción, se enfatiza la necesidad de continuar monitoreando la actividad de los volcanes Casiri y Purupuruni.

## RECOMENDACIONES

- **Monitoreo continuo:** Dada la actividad sísmica y de deformación en las proximidades de los volcanes Purupuruni y Casiri, es imperativo que el Instituto Geofísico del Perú, como ente rector, mantenga un monitoreo constante de ambos volcanes. Esto implica el uso continuo de técnicas avanzadas, como el DInSAR y GNSS, junto con la aplicación de otras metodologías geofísicas y geoquímicas para obtener una evaluación integral de la dinámica de ambos volcanes. Estas acciones son esenciales para salvaguardar la vida de las comunidades aledañas y proporcionar información clave para la gestión del riesgo volcánico.
- **Investigación adicional:** El estudio sugiere una hipótesis sobre la inestabilidad desencadenada por una pequeña intrusión magmática. Futuras investigaciones deberían profundizar en esta hipótesis, llevando a cabo estudios adicionales e investigaciones (como la aplicación del método magnetotelúrico) para confirmar o refinar la comprensión de los procesos geológicos en la región.
- **Medidas de seguridad pública:** Dada la actividad volcánica y el potencial de erupciones futuras, es importante implementar y comunicar medidas de seguridad a la población en las áreas circundantes. Esto incluye educar a las comunidades locales sobre los procedimientos de evacuación y la preparación para emergencias.
- **Actualizaciones regulares:** Proporcionar actualizaciones y reportes regulares sobre el estado de los volcanes a la comunidad científica, las autoridades locales y el público en general es esencial. Esto puede ayudar a mantener la transparencia y asegurar que las partes interesadas estén bien informadas.
- **Estudios geológicos a largo plazo:** Realizar estudios geológicos a largo plazo en la región para entender la historia de la actividad volcánica y deformación. Esto puede ayudar a predecir tendencias futuras y evaluar el potencial de eventos más significativos.

- **Planes de preparación:** Desarrollar y actualizar planes de preparación para eventos volcánicos potenciales. Estos planes deben tener en cuenta varios escenarios, incluidas diferentes magnitudes de erupciones y peligros asociados. Se recomienda la iniciativa de los municipios locales y el Gobierno Regional de Tacna de solicitar estos planes a las instituciones que conforman el SINAGERD (Instituto Geofísico del Perú, Defensa Civil, entre otros).
- **Colaboración internacional:** Dado el impacto potencial de la actividad volcánica en los alrededores de los volcanes Purupuruni y Casiri, se recomienda colaborar con agencias internacionales de geología y gestión del riesgo de desastres (Servicio Geológico de los Estados Unidos - USGS, Instituto de Investigación para el Desarrollo de Francia – IRD, entre otros). Esto puede llevar a una comprensión más completa y una respuesta coordinada a eventos volcánicos potenciales.

## BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, H., Alván, A., Mamani, M., Oviedo, M. & J. Rodríguez (2010). Geología de los cuadrángulos de Pachía (36-v) y Palca (36-x), escala 1:50 000. INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional, 139, 100p., 7 mapas.
- Antayhua, Y., Velarde, L., Vargas, K., Tavera, H., Villegas, J. (2021). Actividad sísmica en el entorno de la falla Pacollo y volcanes Purupuruni - Casiri (2020 – 2021). Distrito de Tarata – Región Tacna. Informe técnico n° 010- 2021/IGP. repositorio IGP: <http://hdl.handle.net/20.500.12816/4944>.
- Arcos, F. (2016). Caracterización petrográfica-geoquímica del grupo Barroso relacionada a la mineralización entre los paralelos 16°30' y 17°30' latitud sur – Perú. Tesis para optar el Título Profesional de Ingeniero Geólogo. Universidad Nacional Mayor de San Marcos. 134 p.
- Astort, A.; Walter, T.R.; Ruiz, F.; Sagripanti, L.; Nacif, A.; Acosta, G.; Folguera, A. (2019). Unrest at Domuyo Volcano, Argentina, Detected by Geophysical and Geodetic Data and Morphometric Analysis. *Remote Sens.* 11, 2175. <https://doi.org/10.3390/rs11182175>
- Battaglia, M., Segall, P., & Roberts, C.W. (2003). The mechanics of unrest at Long Valley caldera, California. 2. Constraining the nature of the source using geodetic and micro-gravity data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, 219–245, [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(03\)00171-9](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(03)00171-9).
- Battaglia, M. & Cervelli, P. & Murray, J. (2013). DMODELS: A MATLAB software package for modeling crustal deformation near active faults and volcanic centers. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 254. 1–4. [10.1016/j.jvolgeores.2012.12.018](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.12.018).
- Battaglia, M., Alpala, J., Alpala, R., Angarita, M., Arcos, D., Eullades, L., Eullades, P., Muller, C. & Narvaez, L. (2019). Monitoring volcanic deformation. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier, 2019. 9-May-19 doi: [10.1016/B978-0-12-409548-9.10902-9](https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.10902-9).
- Benavente, C.; Rosell, L.; García, B.; Palomino, A.; Aguirre, E.; Taipe, E. & Robert, X. (2021) - Neotectónica de la región Tacna. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 84, 171 p, 1 mapa.

- Bisnath, S. and Gao, Y. (2009) Current state of precise point positioning and future prospects and limitations. In: *Observing Our Changing Earth*, pp. 615–623. Springer.
- Calder, E. S., Lavallée, Y., Kendrick, J. E., & Bernstein, M. (2015). Lava Dome Eruptions. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 343–362. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00018-3.
- Cruz, V., Pajuelo, D., Velarde, Y., Flores, R., & Yupa, G. (2019), Caracterización y evaluación del potencial geotérmico en la zona de Paucarani, región Tacna. INGEMMET, Boletín serie B: Geología Económica, 63, 209p. 4 mapas.
- Cruz, V.; Flores, R. & Velarde, Y. (2020), Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la zona geotermal Casiri-Kallapuma, región Tacna. INGEMMET. Boletín, Serie B: Geología Económica, 69, 315p., 4 mapas. De Silva S.L., Francis, P.W. (1991). *Volcanoes of the Central Andes*. Springer-Verlag 216 p.
- Cruz, V.; Vargas, V. & Cacya, L. (2013) – Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la región Tacna. INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 56, 177 p.
- Dach, R., Hugentobler, U., Fridez, P., Meindl, M., et al. (2007) Bernese GPS software version 5.0, p. 640. Astronomical Institute, University of Bern.
- De La Cruz B., N., & De La Cruz M., O. (2001). Memoria explicativa de la revisión geológica: Cuadrángulo de Tarata. Instituto Geológico Minero Metalúrgico (INGEMMET). Lima, Perú.
- Del Carpio, J., Rivera, M., Torres, J., Tavera, H., & Puma, N. (2022). Evaluación del Peligro Volcánico en Perú: una herramienta para la gestión del riesgo de desastres. Informe Técnico N°029-2022/IGP, Instituto Geofísico del Perú, Ciencias de la Tierra Sólida, Lima. Repositorio IGP: <https://repositorio.igp.gob.pe/handle/20.500.12816/5276>.
- D'Elia, L.; Carrera, J.; Carrera, J.; López, L.; D'Abramo, S.; González Dobra, M.; Moyano Paz, D.; Fortunato, D.; Liotta, K.; Pompei, J.; Massenzio, A.; Morote, M.; Bilmes, A.; Redigonda, J.; Mendicino, J.; Albarrán, K.; Funes, D.; Cuevas, C (2021). Conociendo los volcanes: Guía didáctica para la enseñanza y aprendizaje del volcanismo, su relación con el ecosistema y el ser humano. La Plata: Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Humanidades y Ciencias de la Educación. (Andamios. Serie Materiales; 7). En Memoria Académica.

Disponible

en:

<https://www.memoria.fahce.unlp.edu.ar/libros/pm.4927/pm.4927.pdf>

- Díaz, G., Montoya, A. & Milla, D., (2000). Actualización y relevamiento Geológico de los cuadrángulos Maure (35x) y Antajave (35y). Mapa escala 1/50,000. Versión digital. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Universidad Nacional de Ingeniería.
- Drouin, V., Sigmundsson, F., Ófeigsson, B. G., Hreinsdóttir, S., Sturkell, E., & Einarsson, P. (2017). Deformation in the Northern Volcanic Zone of Iceland 2008-2014: An interplay of tectonic, magmatic, and glacial isostatic deformation. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(4), 3158–3178. doi:10.1002/2016jb013206.
- Dziewonski, A., Chou, T. and Woodhouse, J. (1981). Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.*, 86, 2825-2852. doi:10.1029/JB086iB04p02825.
- Dzurisin, D. (2007). *Volcano Deformation. Geodetic Monitoring Techniques*. Springer. ISBN 978-3-642-51763-1, ISBN 978-3-540-49302-0 (eBook), DOI 10.1007/978-3-540-49302-0
- Farrell, W.E. (1972). Deformation of the Earth by surface loads. *Rev. Geophys. Space Phys.* 10(3), 761-797.
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A., Prati, C., & Rocca, F. (2007). *InSAR Principles: Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation (TM-19, February 2007)*, European Space Agency, Noordwijk, Netherlands.
- Fialko, Y., Khazan, Y., Simons, M. (2001). Deformation due to a pressurized horizontal circular crack in an elastic half-space, with applications to volcano geodesy. *Geophysical Journal International* 146, 181–190.
- Ge, M., Gendt, G., Rothacher, M., Shi, C., and Liu, J. (2008) Resolution of GPS carrier-phase ambiguities in precise point positioning (PPP) with daily observations. *Journal of Geodesy* 82(7): 389–399.
- Gurtner, W. (2007). *RINEX: The Receiver Independent Exchange*. University of Berne, Astronomical Institute. Format Version 2.10
- Hanssen, R. F. (2001). *Radar Interferometry. Remote Sensing and Digital Image Processing*. doi:10.1007/0-306-47633-9.

- He, H., Li, J., Yang, Y., Xu, J., Guo, H., and Wang, A. (2014) Performance assessment of single-and dual-frequency BeiDou/GPS single-epoch kinematic positioning. *GPS Solutions* 18(3): 393–403.
- Helmert, R. (1880). *Die Mathematischen und physikalischen Theorien der höheren Geodäsie*. Leipzig: Teubner, 1880-1884.
- Hernández, R., Fernández, C., & Baptista Lucio, P. (2014). *Metodología de la investigación* (6a. ed. --.). México D.F.: McGraw-Hill.
- Herring, T.A., King, R.W., and McClusky, S.C. (2018) *GAMIT. Reference Manual. GPS Analysis at MIT*. Release 10.70. pp. 1–182. Available online at <http://geoweb.mit.edu/gg/docs.php>.
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Simmons, A. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049. <https://doi.org/10.1002/qj.3803>.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., and Collins, J. (2001) *Global Positioning System Theory and Practice*, 5th rev edn. Wien, Austria: Springer Science and Business Media.
- Hu, Z., & Mallorquí, J. J. (2019). An Accurate Method to Correct Atmospheric Phase Delay for InSAR with the ERA5 Global Atmospheric Model. *Remote Sensing*, 11(17), 1969. doi:10.3390/rs11171969.
- Huang, G., Du, S. & Wang, D. (2023). GNSS techniques for real-time monitoring of landslides: a review. *Satell Navig* 4, 5. <https://doi.org/10.1186/s43020-023-00095-5>.
- Jaén, H. & Ortiz, G. (1998). *Mapa Geológico del cuadrángulo de Maure*. Escala 1/100,000. Versión digital. Ministerio de Fomento y O.P. Dirección de Minería. Comisión Carta Geológica Nacional.
- Kaplan, E. & Hegarty, C. (2006) *Understanding GPS Principles and Applications*. 2nd Edition, Artech House Inc., Norwood, 683 p.
- Lisowski M (2006) Analytical volcano deformation source models, in: *Volcano deformation*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg, pp. 279–304. [https://doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0\\_8](https://doi.org/10.1007/978-3-540-49302-0_8).
- Love, AE. (1929). The stress produced in a semi-infinite solid by pressure on part of the boundary. *Phil. Trans. R. Soc. London A*, 667, 377-420.

- Lu, Z., & Dzurisin, D. (2014). InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes. *InSAR Imaging of Aleutian Volcanoes*, 87–345. doi:10.1007/978-3-642-00348-6\_6.
- Lundgren, P., Samsonov, S. V., López Velez, C. M. and Ordoñez, M. (2015), Deep source model for Nevado del Ruiz Volcano, Colombia, constrained by interferometric synthetic aperture radar observations, *Geophys. Res. Lett.*, 42,4816–4823, doi:10.1002/2015GL063858.
- Luque, G.; Gómez, H.; Pari, W.; Peña, F. & Huamán, M. (2021) - Peligro geológico en la región Tacna. INGEMMET, Boletín Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica, 82, 251 p., 9 mapas.
- MacQueen, P., Delgado, F., Reath, K., Pritchard, M. E., Bagnardi, M., Milillo, P., ... Miranda, R. (2020). Volcano-tectonic interactions at Sabancaya volcano, Peru: eruptions, magmatic inflation, moderate earthquakes, and fault creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. doi:10.1029/2019jb019281.
- MacQueen, P., Delgado, F., Reath, K., Pritchard, M., Bagnardi, M., Milillo, P., Lundgren, P., Macedo, O., Aguilar, V., Ortega, M., Ancasí, R., Lazarte, I., Miranda, R. (2020) Volcano-Tectonic Interactions at Sabancaya Volcano, Peru: Eruptions, Magmatic Inflation, Moderate Earthquakes, and Fault Creep. *JGR-Solid Earth*.
- Mamani, M.; Navarro, J.; Carlotto, V.; Acosta, H.; Rodríguez, J.; Jaimes, F.; Rodríguez, R. & Chavez, L. (2010) -Arcos magmáticos meso-cenozoicos del Perú. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Cusco 2010. Resúmenes extendidos. Lima: Sociedad Geológica del Perú, p. 563-566.
- Martínez, W. & Cervantes, J. (2003) - Rocas ígneas en el sur del Perú: Nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. INGEMMET, Boletín, Serie D: Estudios Regionales, 26, 140 p.
- 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. doi:10.1029/97rg03139.
- McTigue, D.F. (1987). Elastic stress and deformation near a finite spherical magma body: resolution of the point source paradox. *Journal of Geophysical Research* 92, 12931–12940.
- Monge, R. & Cervantes, J. (2000) – Memoria explicativa de la geología del cuadrángulo de Pachia y Palca, escala: 1:50,000, informe inédito. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 12 p., 8 mapas.

- Newman, A.V., Dixon, T.H., Gourmelen, N. (2006). A four-dimensional viscoelastic deformation model for Long Valley caldera, California, between 1995 and 2000. *Journal of Volcanological and Geothermal Research* 150, 244–269
- Okada, Y. (1985). Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 75, 1135-1154.
- Okada, Y., (1992). Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. *Bulletin of the Seismological Society of America* 82, 1018-1040.
- Onuma, N., Aramaki, S., Notsu, K., Kaneoka, I., Hasegawa, A., Fujii, N. (1982). Geochemical investigation the Central Andean volcanic zone southern Peru. *Mombusho Kaigai Gakujutsu Chosa* (Japan).
- Organización Latinoamericana de Energía & Aquater (1980) - Proyecto de investigación geotérmica de la República del Perú: Resultados dataciones absolutas (K-Ar), estudio de reconocimiento. [Quito]: OLADE, Aquater, 9 p.
- Parkinson, B. (1995). A History of Satellite Navigation, *NAVIGATION*. *Journal of The Institute of Navigation*, Vol. 42, No. 1, Spring, pp. 109–164.
- Pinel, V. & Albino, F. (2022). Contribution to IAVCEI Book Modern Volcano Monitoring. Update on September 24, 2022.
- Quispe, J. (2004). Petrografía, geoquímica e implicancias metalogenéticas de los volcánicos cenozoicos del sureste del Perú: Zona de Mazo Cruz. Tesis para optar el título profesional de Ingeniero Geólogo. Universidad Nacional de Ingeniería. 161 p.
- Roperch, P.; Sempere, T.; Macedo, O.; Arriagada, C.; Fornari, M.; Tapia, C.; García, M. Y Laj, C. (2006). Counterclockwise rotation of late Eocene-Oligocene fore-arc deposits in southern Peru and its significance for oroclinal bending in the central Andes, *Tectonics*, 25, TC3010, doi:10.1029/2005TC001882.
- Rosen, P. A., Hensley, S., Joughin, I. R., Li, F. K., Madsen, S. N., Rodriguez, E., & Goldstein, R. M. (2000). Synthetic aperture radar interferometry. *Proceedings of the IEEE*, 88(3), 333–382. doi:10.1109/5.838084
- Rosen, P. A., Gurrola, E., Sacco, G.F., Zebker, H. (2012). The InSAR Scientific Computing Environment. *Proceedings of the 9th European Conference on Synthetic Aperture Radar*, pp. 730-733. (<http://ieeexplore.ieee.org/stamp/stamp.jsp?arnumber=6217174>).
- Sandwell, D., Mellors, R., Tong, X., Wei, M., & Wessel, P. (2011). GMTSAR: An InSAR Processing System Based on Generic Mapping Tools. UC San Diego: Scripps

Institution of Oceanography. Retrieved from:  
<http://escholarship.org/uc/item/8zq2c02m>.

- SEGEMAR. (s.f.). *Glosario de términos de volcanología*. Recuperado de <https://oavv.segemar.gob.ar/descargas/GLOSARIO%20OAVV-SEGEMAR.pdf>.
- Siebert, L., Cottrell, E., Venzke, E., & Andrews, B. (2015). Earth's Volcanoes and Their Eruptions: An Overview. *The Encyclopedia of Volcanoes*, 239–255. doi:10.1016/b978-0-12-385938-9.00012-2
- Steketee, J.A. (1965). On Volterra's dislocation in a semi-finite elastic medium. *Can. J. Phys.*, 36, 192-205.
- Stovall, W.K., Marcaida, Mae, and Mangan, M.T., 2014, *The California Volcano Observatory—Monitoring the State's Restless Volcanoes* (ver. 1.1, June 2019): U.S. Geological Survey Fact Sheet 2014–3120, 4 p., <https://doi.org/10.3133/fs20143120>.
- Tymofeyeva, E., and Y. Fialko (2015), Mitigation of atmospheric phase delays in InSAR data, with application to the eastern California shear zone, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, doi:10.1002/2015JB011886.
- Tizzani, P., Battaglia, M., Zeni, G., Atzori, S., Bernardino, P., & Lanari, R (2009). Uplift and magma intrusion at Long Valley caldera from InSAR and gravity measurements. *Geology*, 37, 63–66. <https://doi.org/10.1130/G25318A.1>.
- Tosdal, R.; Farrar, E.; Clark, A. (1981). K-Ar geochronology of the Late Cenozoic volcanic rocks of the Cordillera Occidental, Southernmost Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, vol. 10, n. 1-3, pp. 157-173.
- Vaníček, P. and Krakiwsky, E.J. (1986). *Geodesy: The Concepts*. 2nd Edition, North-Holland, Amsterdam.
- Vargas, K., Rivera, M., Mamani, J., Soto, E., Concha Calle, J. A., Valdivia, D., & Del Carpio Calienes, J. A. (2023). Estado del conocimiento sobre la actividad de los volcanes activos de la región Tacna. Informe Técnico n° 022-2023/IGP. Repositorio IGP: <http://hdl.handle.net/20.500.12816/5457>.
- Vargas, K., Villegas, J.C., Rivera, M., Tavera, H. (2022). Deformación superficial y secuencia sísmica en el entorno de los volcanes Purupuruni y Casiri (Región Tacna). Informe Técnico n° 026-2022/IGP. Repositorio IGP: <http://hdl.handle.net/20.500.12816/5269>.

- Vargas, K., Cruz, J., Villegas, J.C. (2020). Monitoreo de la deformación volcánica con GNSS en los volcanes activos del Perú. Informe Técnico IGP/CENVUL-UBI/IV 2020-0002. Repositorio IGP: <http://hdl.handle.net/20.500.12816/4782>.
- Vela, J., Prudencio, D., Soncco, Y. (2020). Evaluación de peligros geológicos de las zonas propuestas para reubicación del Centro Poblado Borogueña. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico. Informe Técnico N° A7037.
- Velarde L., Tavera H., Vargas K., Villegas J.C. (2020). Análisis de la crisis sísmica ocurrida en julio de 2020 en el distrito de Tarata (región Tacna). Informe técnico n° 003- 2020/IGP. Repositorio IGP: <http://hdl.handle.net/20.500.12816/4832>.
- Vilardo, G., Ventura, G., Terranova, C., Matano, F., & Nardò, S. (2009). Ground deformation due to tectonic, hydrothermal, gravity, hydrogeological, and anthropic processes in the Campania Region (Southern Italy) from Permanent Scatterers Synthetic Aperture Radar Interferometry. *Remote Sensing of Environment*, 113(1), 197–212. doi: 10.1016/j.rse.2008.09.007
- Villegas-Lanza, J. C., et al (2016), Active tectonics of Peru: Heterogeneous interseismic coupling along the Nazca megathrust, rigid motion of the Peruvian Sliver, and Subandean shortening accommodation, *J. Geophys. Res.*, 121, 7371– 7394, doi:10.1002/2016JB013080.
- Walter, T. R., & Motagh, M. (2014). Deflation and inflation of a large magma body beneath Uturuncu volcano, Bolivia? Insights from InSAR data, surface lineaments and stress modelling. *Geophysical Journal International*, 198, 462– 473. <https://doi.org/10.1093/gji/ggu080>.
- Webb, F.H. and Zumberge, J.F. (1995) An introduction to GIPSY/OASIS-II rep. JPLM D 11088.
- Weston, J., A. M. G. Ferreira, and G. J. Funning (2011), Global compilation of interferometric synthetic aperture radar earthquake source models: 1. Comparisons with seismic catalogs, *J. Geophys. Res.*, 116, B08408, doi:10.1029/2010JB008131.
- Yang, X.-M., Davis, P.M., Dieterich, J.H. (1988). Deformation from inflation of a dipping finite prolate spheroid in an elastic half-space as a model for volcanic stressing. *Journal of Geophysical Research* 93, 4249–4257.
- Yunjun, Z., Fattahi, H., and Amelung, F. (2019), Small baseline InSAR time series analysis: Unwrapping error correction and noise reduction, *Computers & Geosciences*, 133, 104331.

Zhai, G., & Shirzaei, M. (2017). 3-D Modeling of Irregular Volcanic Sources Using Sparsity-Promoting Inversions of Geodetic Data and Boundary Element Method. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122(12), 10,515–10,537. doi:10.1002/2017jb014991.

## ANEXOS

### I. Resultados del modelamiento matemático de la zona de inflación con datos GNSS

#### *I.A Inflación en la zona de estudio – Fuente esferoide*

Input data file: Inflacion2022.txt

X2v: 7.15

nLoops: 64

Source parameters

X0,Y0 : location [UTM]

Z0 : depth [m b. vent]

a : semi-major axis [m]

dP : dimensionless pressure change

dV : volume change (1E6 m<sup>3</sup>/yr)

A : aspect ratio (semi-minor/semi-major axis)

phi : strike angle (deg, positive from N)

theta : dip angle (deg, 90 = vertical)

X0 Y0 Z0 b dP(-) dV A phi theta

406604 8079826 14005 500 0.9516 27.114 0.244 134 0

Units for GPS: m/yr

Site x y alt E model dE N model dN W model dW

CAS-A 417018 8064908 4778 0.005 0.004 0.004 -0.004 -0.006 0.003 0.022 0.006 0.015

CAS-B 419833 8057883 4550 -0.006 0.002 0.002 0.001 -0.003 0.002 -0.006 0.003 0.009

CAS-C 425057 8067081 4931 0.009 0.004 0.002 0.004 -0.003 0.002 0.006 0.003 0.007

CAS-D 417481 8074432 4895 0.021 0.010 0.010 0.007 -0.004 0.006 0.006 0.013 0.032

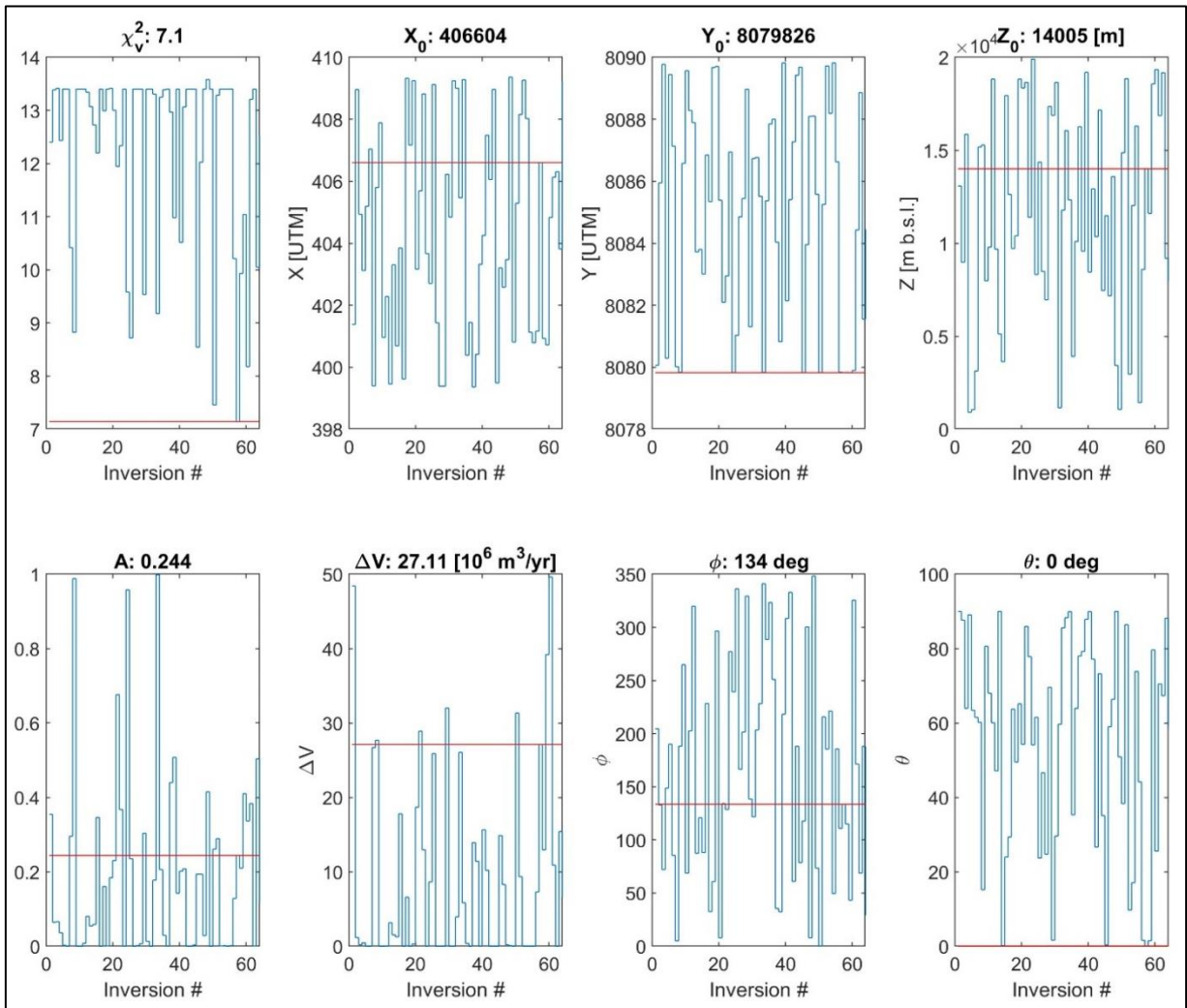
PUR-A 406607 8081829 4758 -0.005 0.000 0.002 0.005 0.006 0.002 0.009 0.040 0.008

PUR-B 407622 8083710 4877 0.008 0.003 0.004 0.023 0.010 0.003 0.015 0.036 0.013

PUR-C 406673 8084742 4861 -0.005 0.001 0.004 0.033 0.012 0.003 0.010 0.034 0.016

PUR-D	401362	8084603	4693	-0.003	-0.009	0.003	0.010	0.008	0.003	0.014	0.025	0.013
PUR-E	405606	8092509	4477	0.007	-0.000	0.004	0.017	0.012	0.003	0.023	0.014	0.013
PUR-F	404599	8077149	4790	-0.012	-0.006	0.006	0.004	-0.007	0.005	0.008	0.038	0.019

Estadísticas de la inversión conjunta de las velocidades de deformación horizontal y vertical de datos GNSS para la zona de inflación considerado como fuente una esfera. Los errores de medición se codifican en la matriz de covarianza y la función de penalización es el chi-cuadrado por grados de libertad  $\chi^2_\nu$  (Battaglia et al., 2013).



### ***I.B Inflación en la zona de estudio – Fuente esfera***

Input data file: Inflacion2022.txt

X2v: 5.50

nLoops: 64

Source parameters

X0,Y0 : location [UTM]

Z0 : depth [m b.s.l.]

dP : dimensionless pressure change

dV : volume change (1E6 m<sup>3</sup>/yr)

X0 Y0 Z0 radius dP(-) dV

407218 8081067 -30 500 0.01133 4.44940

Units for GPS: m/yr

Site x y alt E model dE N model dN W model dW

CAS-A 417018 8064908 4778 0.005 0.001 0.004 -0.004 -0.002 0.003 0.022 0.001 0.015

CAS-B 419833 8057883 4550 -0.006 0.001 0.002 0.001 -0.001 0.002 -0.006 0.000 0.009

CAS-C 425057 8067081 4931 0.009 0.002 0.002 0.004 -0.001 0.002 0.006 0.000 0.007

CAS-D 417481 8074432 4895 0.021 0.005 0.010 0.007 -0.003 0.006 0.006 0.002 0.032

PUR-A 406607 8081829 4758 -0.005 -0.006 0.002 0.005 0.007 0.002 0.009 0.045 0.008

PUR-B 407622 8083710 4877 0.008 0.003 0.004 0.023 0.017 0.003 0.015 0.030 0.013

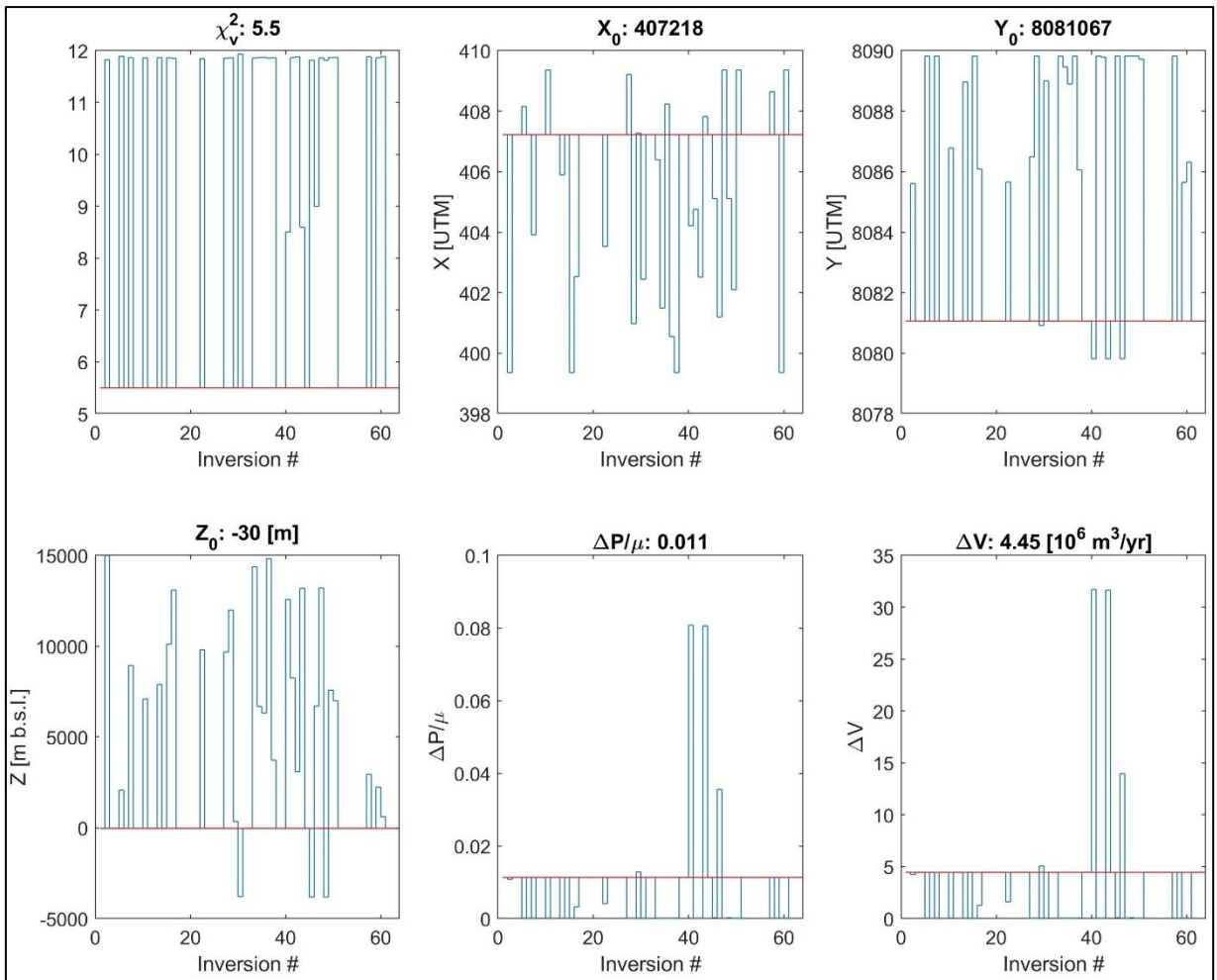
PUR-C 406673 8084742 4861 -0.005 -0.003 0.004 0.033 0.017 0.003 0.010 0.023 0.016

PUR-D 401362 8084603 4693 -0.003 -0.011 0.003 0.010 0.007 0.003 0.014 0.009 0.013

PUR-E 405606 8092509 4477 0.007 -0.001 0.004 0.017 0.006 0.003 0.023 0.002 0.013

PUR-F 404599 8077149 4790 -0.012 -0.009 0.006 0.004 -0.014 0.005 0.008 0.017 0.019

Estadísticas de la inversión conjunta de las velocidades de deformación horizontal y vertical de datos GNSS para la zona de inflación considerado como fuente una esfera. Los errores de medición se codifican en la matriz de covarianza y la función de penalización es el chi-cuadrado por grados de libertad  $X_v^2$  (Battaglia et al., 2013).



### ***I.C Inflación en la zona de estudio – Fuente sill***

Input data file: Inflacion2022.txt

X2v: 6.32

nLoops: 64

Source parameters

X0,Y0 : location [UTM]

Z0 : depth [m b. vent]

A : sill radius [m]

dP : dimensionless pressure change

dV : volume change [1E6 m<sup>3</sup>/yr]

X0 Y0 Z0 A dP(-) dV

405746 8080249 1643 75 0.863 0.73

Units for GPS: m/yr

Site x y alt E model dE N model dN W model dW

CAS-A 417018 8064908 4778 0.005 0.003 0.004 -0.004 -0.004 0.003 0.022 -0.001 0.015

CAS-B 419833 8057883 4550 -0.006 -0.001 0.002 0.001 0.001 0.002 -0.006 0.000 0.009

CAS-C 425057 8067081 4931 0.009 0.001 0.002 0.004 -0.001 0.002 0.006 -0.001 0.007

CAS-D 417481 8074432 4895 0.021 -0.001 0.010 0.007 0.001 0.006 0.006 -0.011 0.032

PUR-A 406607 8081829 4758 -0.005 0.002 0.002 0.005 0.004 0.002 0.009 0.005 0.008

PUR-B 407622 8083710 4877 0.008 0.013 0.004 0.023 0.024 0.003 0.015 0.021 0.013

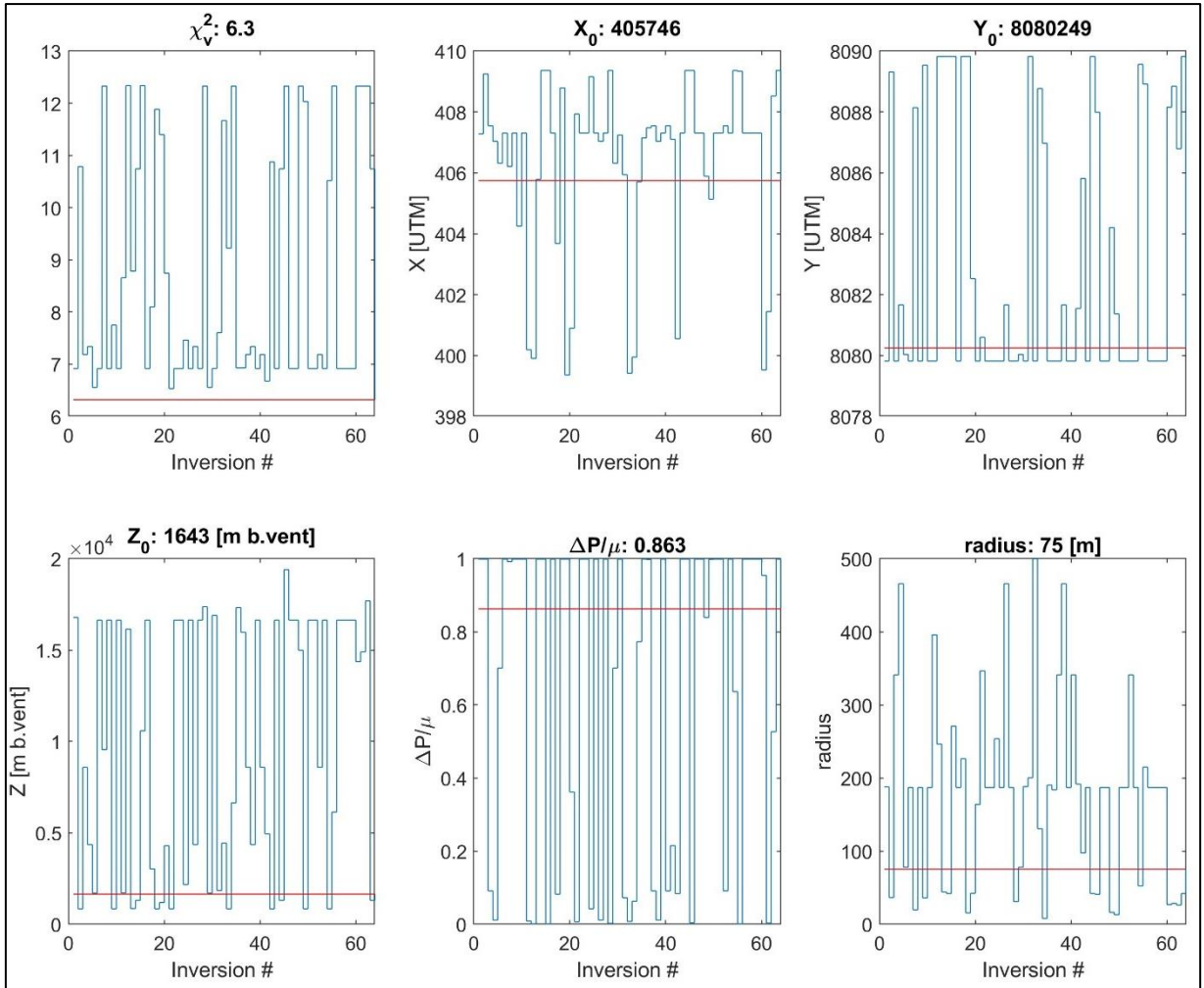
PUR-C 406673 8084742 4861 -0.005 0.003 0.004 0.033 0.012 0.003 0.010 -0.007 0.016

PUR-D 401362 8084603 4693 -0.003 -0.008 0.003 0.010 0.008 0.003 0.014 0.014 0.013

PUR-E 405606 8092509 4477 0.007 -0.000 0.004 0.017 0.001 0.003 0.023 0.002 0.013

PUR-F 404599 8077149 4790 -0.012 -0.004 0.006 0.004 -0.012 0.005 0.008 0.049 0.019

Estadísticas de la inversión conjunta de las velocidades de deformación horizontal y vertical de datos GNSS para la zona de inflación considerado como fuente un sill. Los errores de medición se codifican en la matriz de covarianza y la función de penalización es el chi-cuadrado por grados de libertad  $X_v^2$  (Battaglia et al., 2013).



## ***1.D Inflación en la zona de estudio – Fuente dique rectangular***

Input data file: Inflacion2022.txt

X2v: 4.02

nLoops: 64

Dislocation parameters

Xi,Yi : location [UTM]

Xf,Yf : location [UTM]

Zt : top depth [m b.vent]

Zb : bottom depth [m b.vent]

delta : dip angle [deg]

phi : strike angle (deg, positive from N)

U : displacement [m]

W : width [m]

L : length [m]

dV : volume change (1E6 m<sup>3</sup>/yr)

mu : shear modulus [GPa]

Mw : moment magnitude

tensile opening

Xi Yi Xf Yf Zt Zb

406695 8080187 407635 8080363 3343 4038

delta phi

89.0 79.4

U W L dV mu Mw

5.267 695 956 3.50 30.0 5.3

Units for GPS: m/yr

Site x y alt E model dE N model dN W model dW

CAS-A 417018 8064908 4778 0.005 0.002 0.004 -0.004 -0.005 0.003 0.022 0.000 0.015

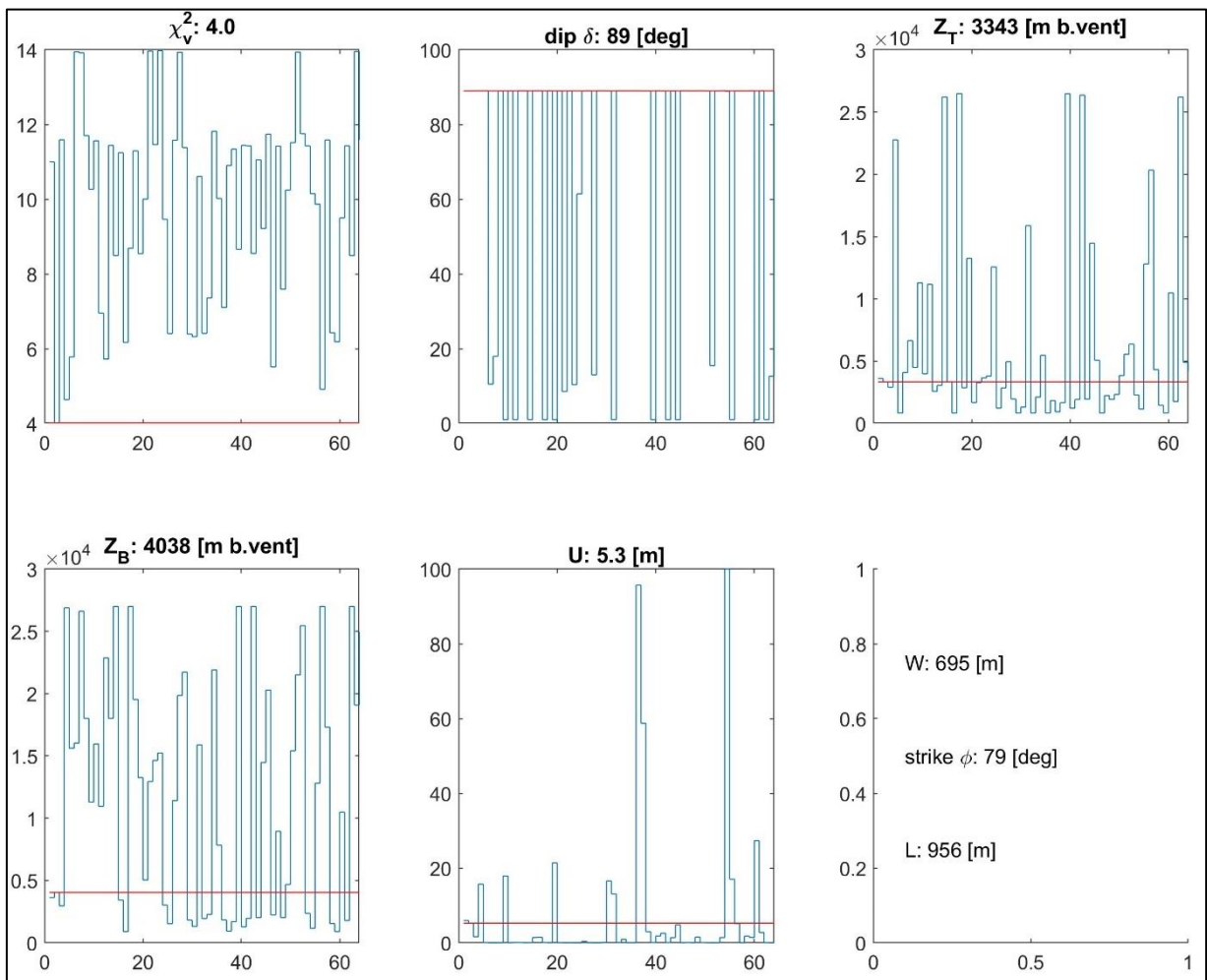
CAS-B 419833 8057883 4550 -0.006 0.001 0.002 0.001 -0.003 0.002 -0.006 0.000 0.009

CAS-C 425057 8067081 4931 0.009 0.001 0.002 0.004 -0.002 0.002 0.006 0.000 0.007

CAS-D 417481 8074432 4895 0.021 0.003 0.010 0.007 -0.004 0.006 0.006 0.002 0.032

PUR-A	406607	8081829	4758	-0.005	-0.001	0.002	0.005	0.007	0.002	0.009	0.008	0.008
PUR-B	407622	8083710	4877	0.008	0.001	0.004	0.023	0.023	0.003	0.015	0.020	0.013
PUR-C	406673	8084742	4861	-0.005	-0.004	0.004	0.033	0.029	0.003	0.010	0.019	0.016
PUR-D	401362	8084603	4693	-0.003	-0.008	0.003	0.010	0.009	0.003	0.014	0.006	0.013
PUR-E	405606	8092509	4477	0.007	-0.002	0.004	0.017	0.012	0.003	0.023	0.002	0.013
PUR-F	404599	8077149	4790	-0.012	-0.003	0.006	0.004	-0.010	0.005	0.008	0.009	0.019

Estadísticas de la inversión conjunta de las velocidades de deformación horizontal y vertical de datos GNSS para la zona de inflación considerado como fuente una fractura abierta o dique. Los errores de medición se codifican en la matriz de covarianza y la función de penalización es el chi-cuadrado por grados de libertad  $\chi^2_\nu$  (Battaglia et al., 2013).



## II. Resultados del modelamiento matemático con datos DInSAR

Para cada set de resultados se presenta los primeros veinte datos originales (“**los**”) y datos del modelo (“**LOS**”) como referencia. Asimismo, se presentan las gráficas de estadísticas de la inversión conjunta de las velocidades de deformación horizontal y vertical de datos DInSAR para las cinco zonas de deformación considerando como fuentes un esferoide, una esfera, un sill y un dique rectangular para la inflación (Anexo II.A) y dislocaciones inclinadas hacia abajo para fallas normales (Anexos II.B, II.C, II.D y II.E). Los errores de medición se codifican en la matriz de covarianza y la función de penalización es el chi-cuadrado por grados de libertad  $X_v^2$  (Battaglia et al., 2013).

### II.A Inflación en la zona de estudio – fuente esferoide

Inflación Purupuruni-Casiri  
 Input data file: Inflacion.txt  
 Number of random searches: 64  
 Number of data points in box: 31080  
 Number of sub-sampled data points modeled: 6216 ( 20%)

Table 1. Source parameters

LOS Units : m  
 $X2v$  : chi square per degrees of freedom  
 $X0, Y0, Z0$  : source location and depth [m b.s.]  
 $a, A$  : semi-major axis [m], aspect ratio  
 $dP, dV$  : source dimensionless pressure, source volume  
 $\theta, \phi$  : dip (positive clockwise from horizontal surface), strike (positive clockwise from North)  
 $Ua, Va, Wa$  : relative adjustment reference point  
 $x, y, alt$  : site coordinates  
 $los, dlos, LOS$  : line-of-sight, line-of-sight error, model

#### Spheroid source best fit parameters

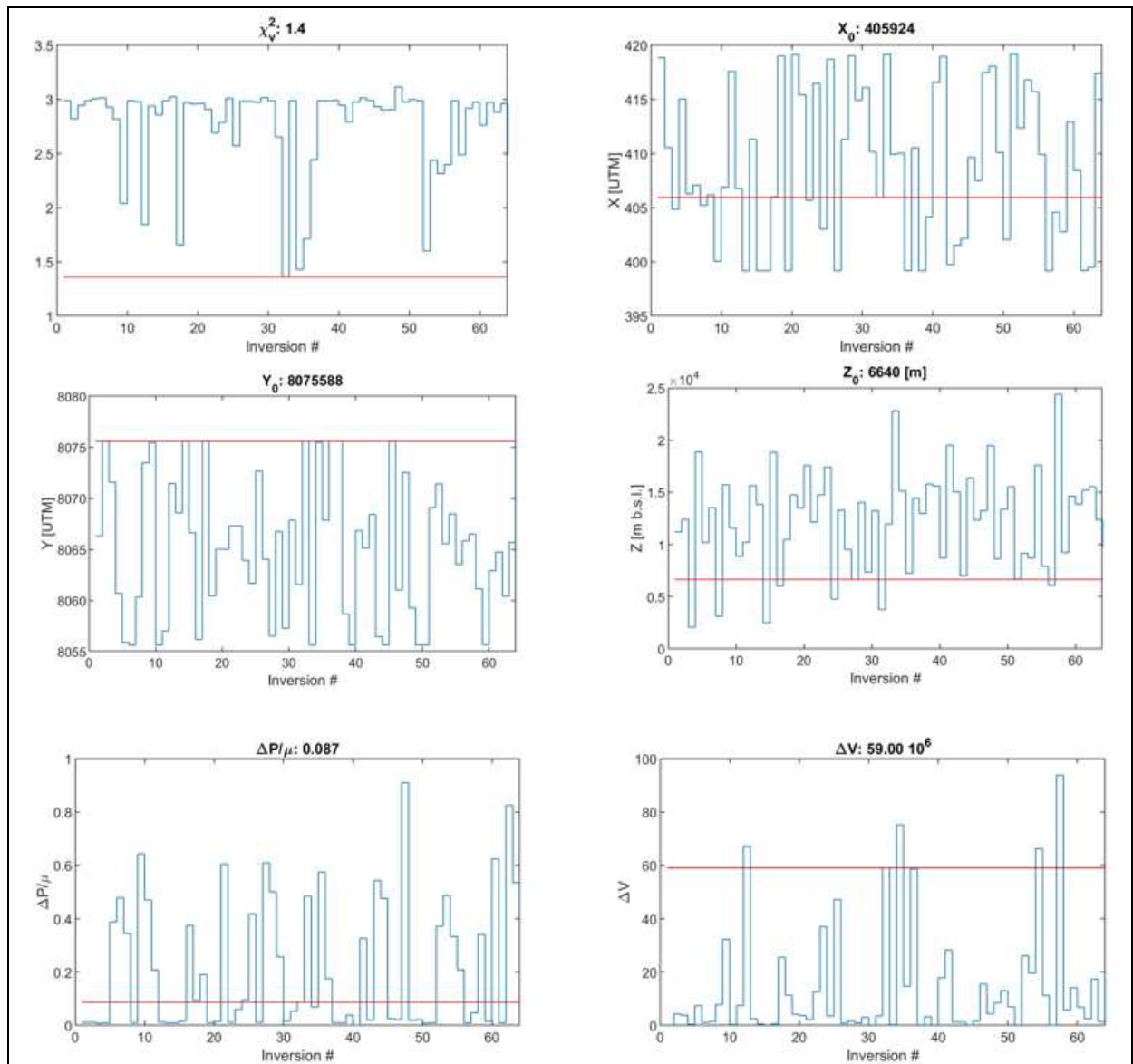
$X2v$  for sub-sampled modeled data: 1.36  
 $X2v$  for data pixels in data box: 1.39

best fit  $X0 Y0 Z0 sm\_axis dP(-) dV A \theta \phi Ua Va Wa$   
 405924 8075588 6640 781 8.72e-02 5.90e+07 0.66 92 185 -0.004 0.001 -0.005  
 standard deviation  $X0 Y0 Z0 sm\_axis dV A \theta \phi$   
 6946 6751 4756 430 2.103e+07 0.24 38 77

#### x y altitude los dlos LOS incidence heading

399343 8102608 2934 0.0011 0.0100 -0.0026 32.05 312.56  
 399623 8102608 2903 0.0010 0.0100 -0.0026 32.05 312.56  
 399904 8102608 2979 0.0011 0.0100 -0.0026 32.05 312.56  
 400184 8102608 3038 0.0011 0.0100 -0.0027 32.05 312.56  
 402988 8102608 3667 0.0009 0.0100 -0.0033 32.05 312.56

403268	8102608	3731	0.0013	0.0100	-0.0033	32.05	312.56
386446	8102328	2124	0.0001	0.0100	-0.0013	32.05	312.56
390091	8102328	2307	0.0003	0.0100	-0.0014	32.05	312.56
390371	8102328	2348	0.0008	0.0100	-0.0014	32.05	312.56
398782	8102328	3078	0.0003	0.0100	-0.0024	32.05	312.56
399063	8102328	3028	0.0003	0.0100	-0.0024	32.05	312.56
399343	8102328	3073	0.0012	0.0100	-0.0025	32.05	312.56
399623	8102328	3090	0.0017	0.0100	-0.0025	32.05	312.56
399904	8102328	3102	0.0016	0.0100	-0.0026	32.05	312.56
400184	8102328	3150	0.0006	0.0100	-0.0026	32.05	312.56
400465	8102328	3111	0.0004	0.0100	-0.0026	32.05	312.56
386446	8102048	1041	0.0014	0.0100	-0.0012	32.05	312.56
398502	8102048	3237	0.0002	0.0100	-0.0022	32.05	312.56
398782	8102048	3210	0.0007	0.0100	-0.0023	32.05	312.56
399063	8102048	3148	0.0007	0.0100	-0.0024	32.05	312.56



## II.B Inflación en la zona de estudio – fuente esfera

Inflación Purupuruni-Casiri  
 Input data file: Inflacionsphere.txt  
 Number of random searches: 64  
 Number of data points in box: 31080  
 Number of sub-sampled data points modeled: 6216 ( 20%)

Table 1. Source parameters

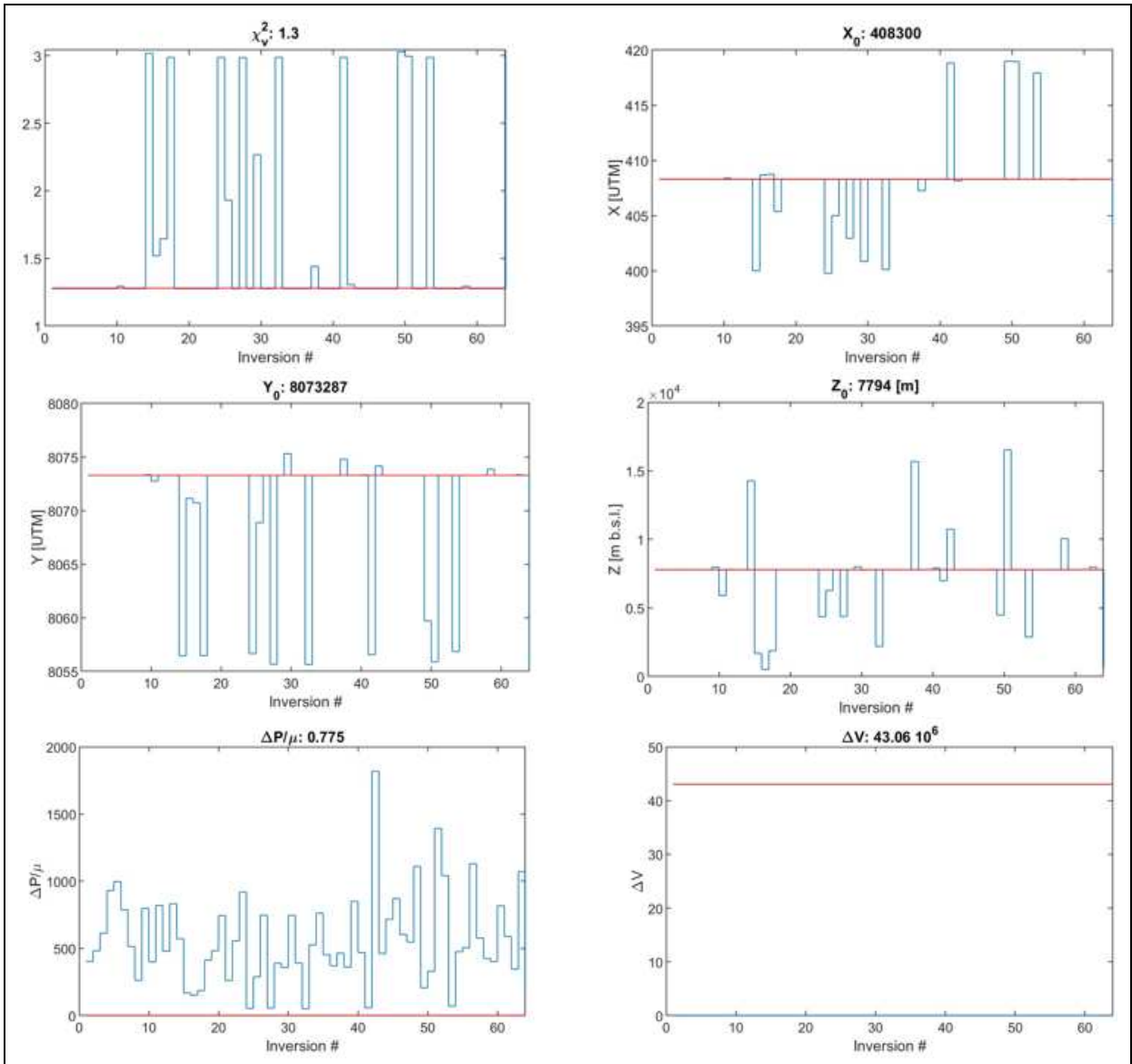
LOS Units : m  
 X2v : chi square per degrees of freedom  
 X0, Y0 : source location  
 Z0 : source depth [m b.s.l.]  
 radius : source radius  
 dP, dV : source dimensionless pressure, source volume  
 Ua, Va, Wa : relative adjustment reference point  
 x,y,alt : site coordinates  
 los,dlos,LOS : line-of-sight, line-of-sight error, model

Spherical source best fit parameters

X2v for sub-sampled modeled data: 1.28  
 X2v for data pixels in data box: 1.30

best fit value X0 Y0 Z0 radius dP(-) dV Ua Va Wa  
 408300 8073287 7794 261 0.775 4.306e+07 -0.002 0.001 -0.000  
 standard deviation X0 Y0 Z0 radius dV  
 3479 6156 2698 339 1.862e+07

x y alt los dlos LOS incidence azimuth  
 399343 8102608 2934 0.0011 0.0100 0.0006 32.05 312.56  
 399623 8102608 2903 0.0010 0.0100 0.0006 32.05 312.56  
 399904 8102608 2979 0.0011 0.0100 0.0006 32.05 312.56  
 400184 8102608 3038 0.0011 0.0100 0.0006 32.05 312.56  
 402988 8102608 3667 0.0009 0.0100 0.0004 32.05 312.56  
 403268 8102608 3731 0.0013 0.0100 0.0004 32.05 312.56  
 386446 8102328 2124 0.0001 0.0100 0.0013 32.05 312.56  
 390091 8102328 2307 0.0003 0.0100 0.0012 32.05 312.56  
 390371 8102328 2348 0.0008 0.0100 0.0012 32.05 312.56  
 398782 8102328 3078 0.0003 0.0100 0.0007 32.05 312.56  
 399063 8102328 3028 0.0003 0.0100 0.0007 32.05 312.56  
 399343 8102328 3073 0.0012 0.0100 0.0007 32.05 312.56  
 399623 8102328 3090 0.0017 0.0100 0.0007 32.05 312.56  
 399904 8102328 3102 0.0016 0.0100 0.0006 32.05 312.56  
 400184 8102328 3150 0.0006 0.0100 0.0006 32.05 312.56  
 400465 8102328 3111 0.0004 0.0100 0.0006 32.05 312.56  
 386446 8102048 1041 0.0014 0.0100 0.0012 32.05 312.56  
 398502 8102048 3237 0.0002 0.0100 0.0009 32.05 312.56  
 398782 8102048 3210 0.0007 0.0100 0.0008 32.05 312.56  
 399063 8102048 3148 0.0007 0.0100 0.0008 32.05 312.56



## II.C Inflación en la zona de estudio – fuente sill

Inflación Purupuruni-Casiri  
 Input data file: Inflacionsill.txt  
 Number of random searches: 64  
 Number of data points in box: 31080  
 Number of sub-sampled data points modeled: 3108 ( 10%)

Table 1. Source parameters

LOS Units : m  
 X2v : chi square per degrees of freedom  
 X0, Y0 : source location  
 Z0 : source depth [m b.s.l.]  
 radius : source radius  
 dP, dV : source dimensionless pressure, source volume  
 Ua, Va, Wa : relative adjustment reference point  
 x,y,alt : site coordinates  
 los,dlos,LOS : line-of-sight, line-of-sight error, model

Sill-like source best fit parameters

X2v for sub-sampled modeled data: 1.37  
 X2v for data pixels in data box: 1.37

X0 Y0 Z0 a dP(-) dV Ua Va Wa

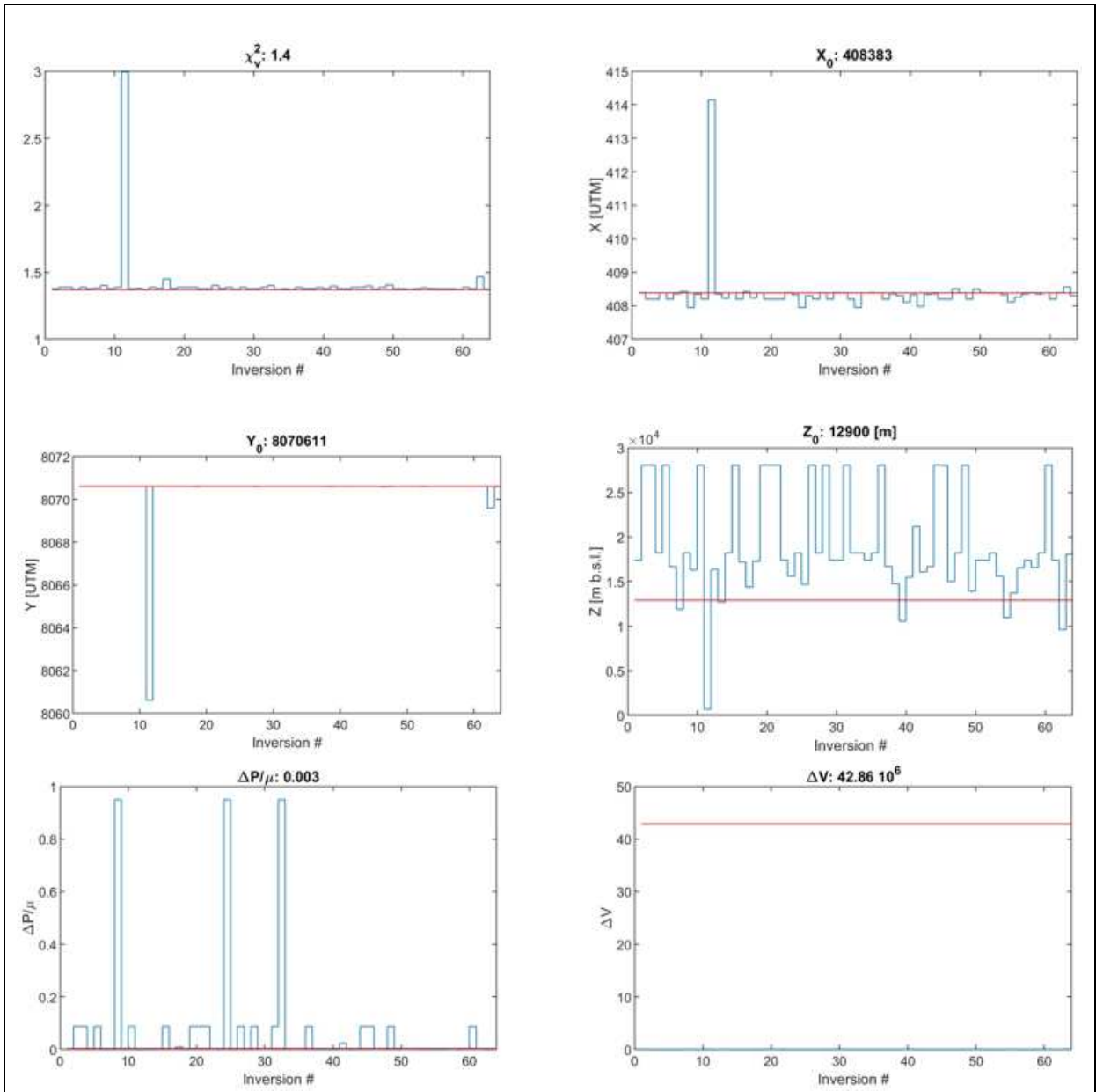
408383 8070611 12900 1879 0.0032 4.286e+07 -0.001 -0.002 0.001

standard deviation X0 Y0 Z0 radius

744 1253 5930 3627

x y alt los dlos LOS incidence heading

399343 8102608 2934 0.0011 0.0100 0.0036 32.05 312.56  
 399623 8102608 2903 0.0010 0.0100 0.0036 32.05 312.56  
 399904 8102608 2979 0.0011 0.0100 0.0037 32.05 312.56  
 400184 8102608 3038 0.0011 0.0100 0.0037 32.05 312.56  
 402988 8102608 3667 0.0009 0.0100 0.0040 32.05 312.56  
 403268 8102608 3731 0.0013 0.0100 0.0040 32.05 312.56  
 386446 8102328 2124 0.0001 0.0100 -0.0030 32.05 312.56  
 390091 8102328 2307 0.0003 0.0100 -0.0001 32.05 312.56  
 390371 8102328 2348 0.0008 0.0100 0.0001 32.05 312.56  
 398782 8102328 3078 0.0003 0.0100 0.0038 32.05 312.56  
 399063 8102328 3028 0.0003 0.0100 0.0038 32.05 312.56  
 399343 8102328 3073 0.0012 0.0100 0.0039 32.05 312.56  
 399623 8102328 3090 0.0017 0.0100 0.0039 32.05 312.56  
 399904 8102328 3102 0.0016 0.0100 0.0040 32.05 312.56  
 400184 8102328 3150 0.0006 0.0100 0.0040 32.05 312.56  
 400465 8102328 3111 0.0004 0.0100 0.0040 32.05 312.56  
 386446 8102048 1041 0.0014 0.0100 -0.0026 32.05 312.56  
 398502 8102048 3237 0.0002 0.0100 0.0040 32.05 312.56  
 398782 8102048 3210 0.0007 0.0100 0.0040 32.05 312.56  
 399063 8102048 3148 0.0007 0.0100 0.0041 32.05 312.56  
 399343 8102048 3213 0.0016 0.0100 0.0041 32.05 312.56



## II.D Inflación en la zona de estudio – dique rectangular

Inflación Purupuruni-Casiri  
 Input data file: Inflacion.txt  
 Search radius (m): 1000  
 Number of random searches: 64  
 Number of data points in image: 31080  
 Number of sub-sampled data points modeled: 3108 ( 10%)

### Table 1. Source Parameters

X2v chi square per degrees of freedom  
 fault a string that define the kind of fault: strike, dip or tensile (dike)  
 Xi, Yi fault start  
 Yf, Yf fault end  
 Zt fault top  
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 Zb fault bottom;  $z_b > z_t$   
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 U fault slip  
 strike slip fault:  $U > 0$  right lateral strike slip  
 dip slip fault :  $U > 0$  reverse slip  
 tensile fault :  $U > 0$  tensile opening fault  
 delta dip angle from horizontal reference surface ( $90^\circ =$  vertical fault)  
 delta can be between  $0^\circ$  and  $90^\circ$  but must be different from zero!  
 Ua, Va, Wa relative adjustment reference point  
 x,y pixel coordinates  
 los,dlos,LOS line-of-sight, line-of-sight error, model

### Dislocation source (Okada) best fit parameters

dislocation: tensile  
 X2v for sub-sampled modeled data: 1.26  
 X2v for data pixels in data box: 1.27

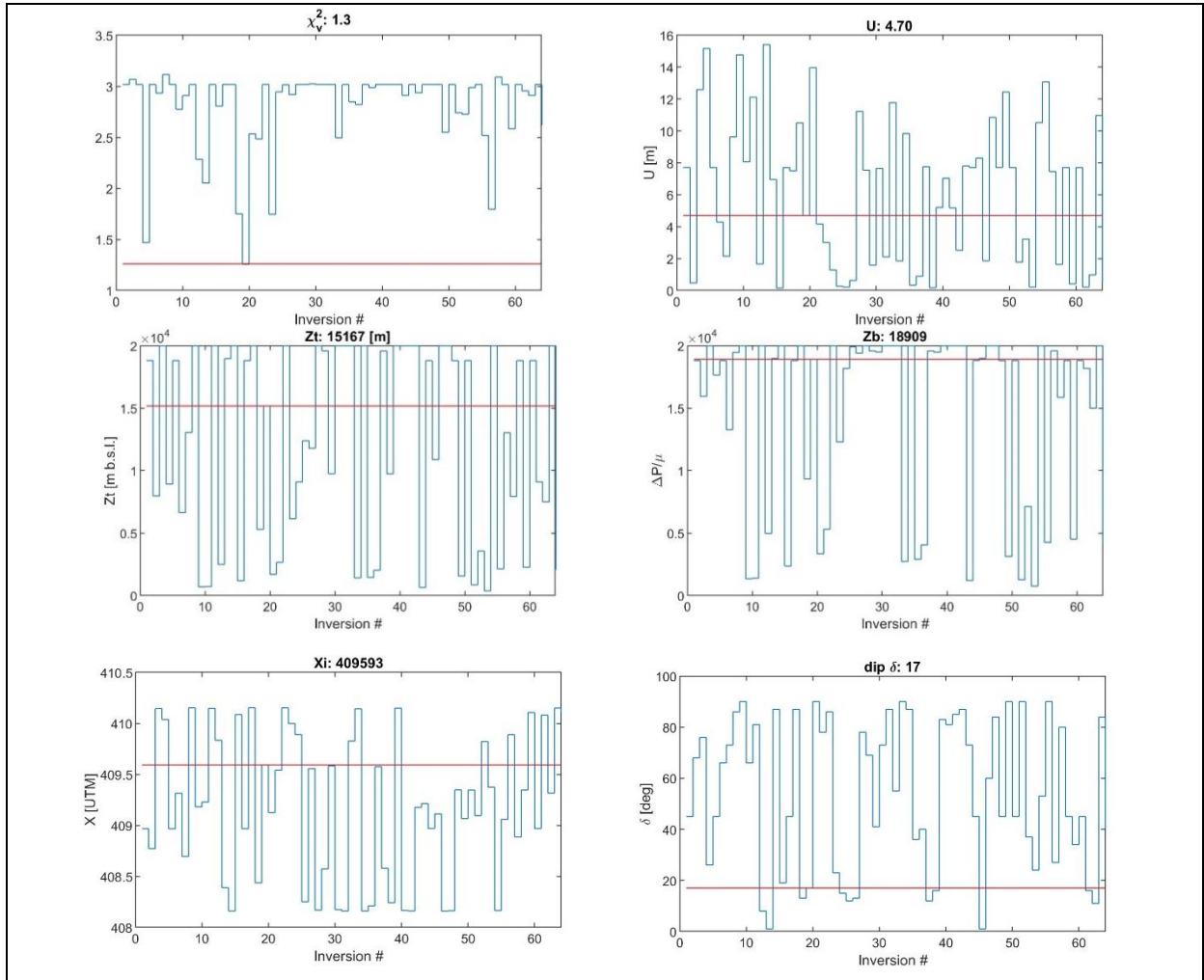
Xi Yi Xf Yf Zt Zb U delta Ua Va Wa

409593 8065677 408847 8065552 15167 18909 4.70 17 -0.002 -0.001 0.002

x y los dlos LOS incidence heading

399343 8102608 0.0011 0.0100 0.0044 32.05 312.56  
 399623 8102608 0.0010 0.0100 0.0044 32.05 312.56  
 399904 8102608 0.0011 0.0100 0.0044 32.05 312.56  
 400184 8102608 0.0011 0.0100 0.0044 32.05 312.56  
 402988 8102608 0.0009 0.0100 0.0042 32.05 312.56  
 403268 8102608 0.0013 0.0100 0.0042 32.05 312.56  
 386446 8102328 0.0001 0.0100 0.0043 32.05 312.56  
 390091 8102328 0.0003 0.0100 0.0045 32.05 312.56  
 390371 8102328 0.0008 0.0100 0.0045 32.05 312.56  
 398782 8102328 0.0003 0.0100 0.0045 32.05 312.56  
 399063 8102328 0.0003 0.0100 0.0045 32.05 312.56  
 399343 8102328 0.0012 0.0100 0.0045 32.05 312.56  
 399623 8102328 0.0017 0.0100 0.0044 32.05 312.56  
 399904 8102328 0.0016 0.0100 0.0044 32.05 312.56  
 400184 8102328 0.0006 0.0100 0.0044 32.05 312.56

400465	8102328	0.0004	0.0100	0.0044	32.05	312.56
386446	8102048	0.0014	0.0100	0.0044	32.05	312.56
398502	8102048	0.0002	0.0100	0.0046	32.05	312.56
398782	8102048	0.0007	0.0100	0.0045	32.05	312.56
399063	8102048	0.0007	0.0100	0.0045	32.05	312.56



**II.E Deformación asociada a desplazamiento de falla normal registrada en julio de 2020**

Input data file: Julio2020.txt  
 Search radius (m): 5000  
 Number of random searches: 64  
 Number of data points in image: 11889  
 Number of sub-sampled data points modeled: 1189 ( 10%)

Table 1. Source Parameters

X2v chi square per degrees of freedom  
 fault a string that define the kind of fault: strike, dip or tensile (dike)  
 Xi, Yi fault start  
 Yf, Yf fault end  
 Zt fault top  
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 Zb fault bottom;  $z_b > z_t$   
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 U fault slip  
 strike slip fault:  $U > 0$  right lateral strike slip  
 dip slip fault :  $U > 0$  reverse slip  
 tensile fault :  $U > 0$  tensile opening fault  
 delta dip angle from horizontal reference surface ( $90^\circ$  = vertical fault)  
 delta can be between  $0^\circ$  and  $90^\circ$  but must be different from zero!  
 Ua, Va, Wa relative adjustment reference point  
 x,y pixel coordinates  
 los,dlos,LOS line-of-sight, line-of-sight error, model

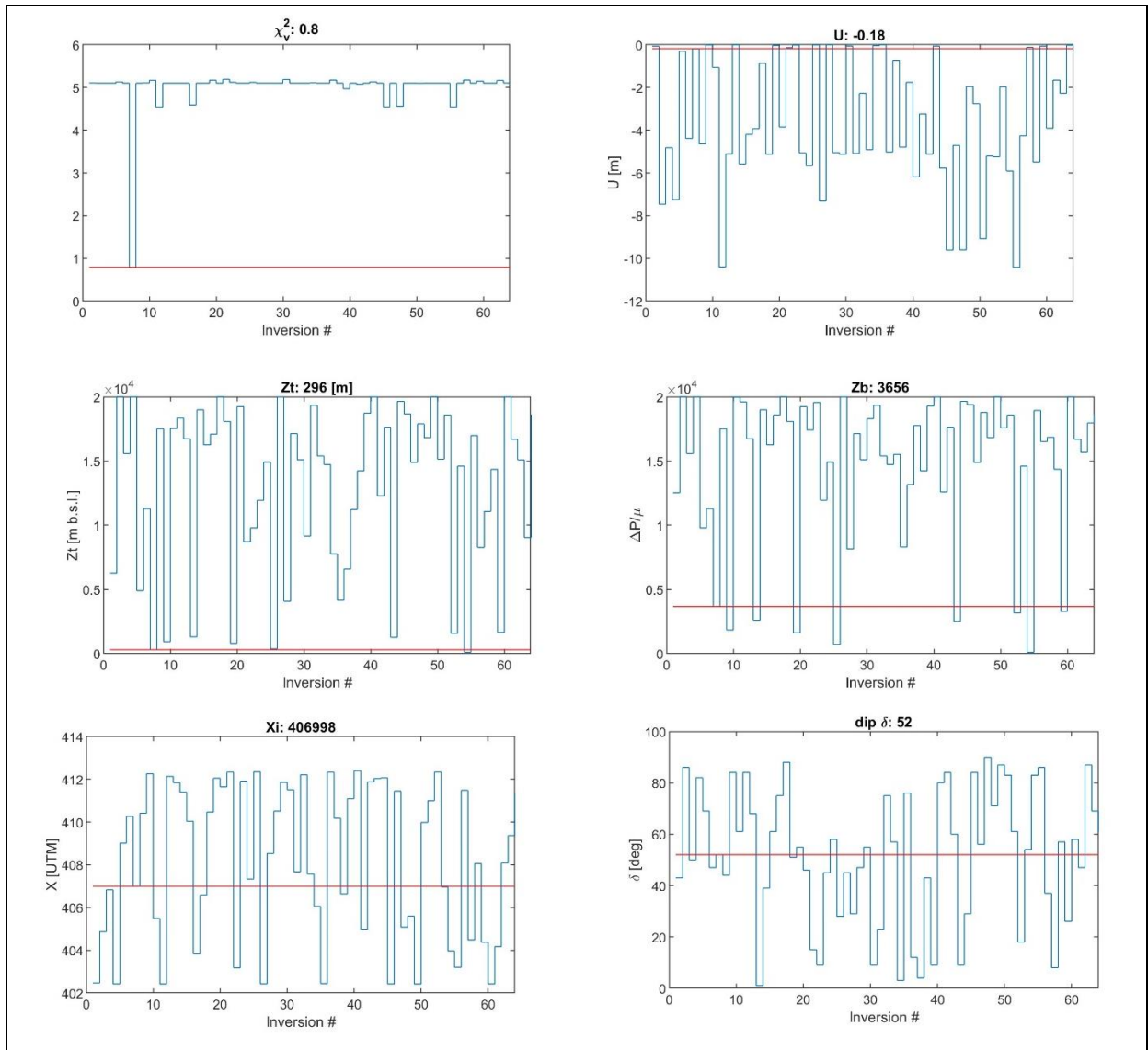
Dislocation source (Okada) best fit parameters

dislocation: dip  
 X2v for sub-sampled modeled data: 0.79  
 X2v for data pixels in data box: 0.84

Xi Yi Xf Yf Zt Zb U delta Ua Va Wa  
 406998 8084119 408375 8078672 296 3656 -0.18 52 0.017 0.013 -0.012

x y los dlos LOS incidence heading  
 412745 8075464 -0.0225 0.0100 -0.0214 32.16 314.03  
 412874 8075495 -0.0226 0.0100 -0.0214 32.16 314.03  
 412134 8075459 -0.0219 0.0100 -0.0211 32.16 314.03  
 412330 8075507 -0.0224 0.0100 -0.0212 32.16 314.03  
 412469 8075541 -0.0225 0.0100 -0.0213 32.16 314.03  
 412603 8075574 -0.0225 0.0100 -0.0213 32.16 314.03  
 412733 8075606 -0.0226 0.0100 -0.0214 32.16 314.03  
 412859 8075637 -0.0228 0.0100 -0.0215 32.16 314.03  
 412976 8075665 -0.0231 0.0100 -0.0215 32.16 314.03  
 411584 8075468 -0.0220 0.0100 -0.0209 32.16 314.03  
 411736 8075505 -0.0222 0.0100 -0.0210 32.16 314.03  
 411875 8075540 -0.0222 0.0100 -0.0211 32.16 314.03  
 412020 8075575 -0.0221 0.0100 -0.0211 32.16 314.03

412187	8075616	-0.0224	0.0100	-0.0212	32.16	314.03
412364	8075660	-0.0228	0.0100	-0.0213	32.16	314.03
412555	8075707	-0.0223	0.0100	-0.0214	32.16	314.03
412733	8075751	-0.0229	0.0100	-0.0214	32.16	314.03
412860	8075782	-0.0231	0.0100	-0.0215	32.16	314.03
412973	8075810	-0.0233	0.0100	-0.0216	32.16	314.03
410895	8075443	-0.0216	0.0100	-0.0207	32.16	314.03



**II.F Deformación asociada a desplazamiento de falla normal registrada en agosto de 2020**

Input data file: Agosto2020.txt  
 Search radius (m): 300  
 Number of random searches: 64  
 Number of data points in image: 13863  
 Number of sub-sampled data points modeled: 1387 ( 10%)

Table 1. Source Parameters

X2v chi square per degrees of freedom  
 fault a string that define the kind of fault: strike, dip or tensile (dike)  
 Xi, Yi fault start  
 Yf, Yf fault end  
 Zt fault top  
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 Zb fault bottom;  $z_b > z_t$   
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 U fault slip  
 strike slip fault:  $U > 0$  right lateral strike slip  
 dip slip fault :  $U > 0$  reverse slip  
 tensile fault :  $U > 0$  tensile opening fault  
 delta dip angle from horizontal reference surface ( $90^\circ =$  vertical fault)  
 delta can be between  $0^\circ$  and  $90^\circ$  but must be different from zero!  
 Ua, Va, Wa relative adjustment reference point  
 x,y pixel coordinates  
 los,dlos,LOS line-of-sight, line-of-sight error, model

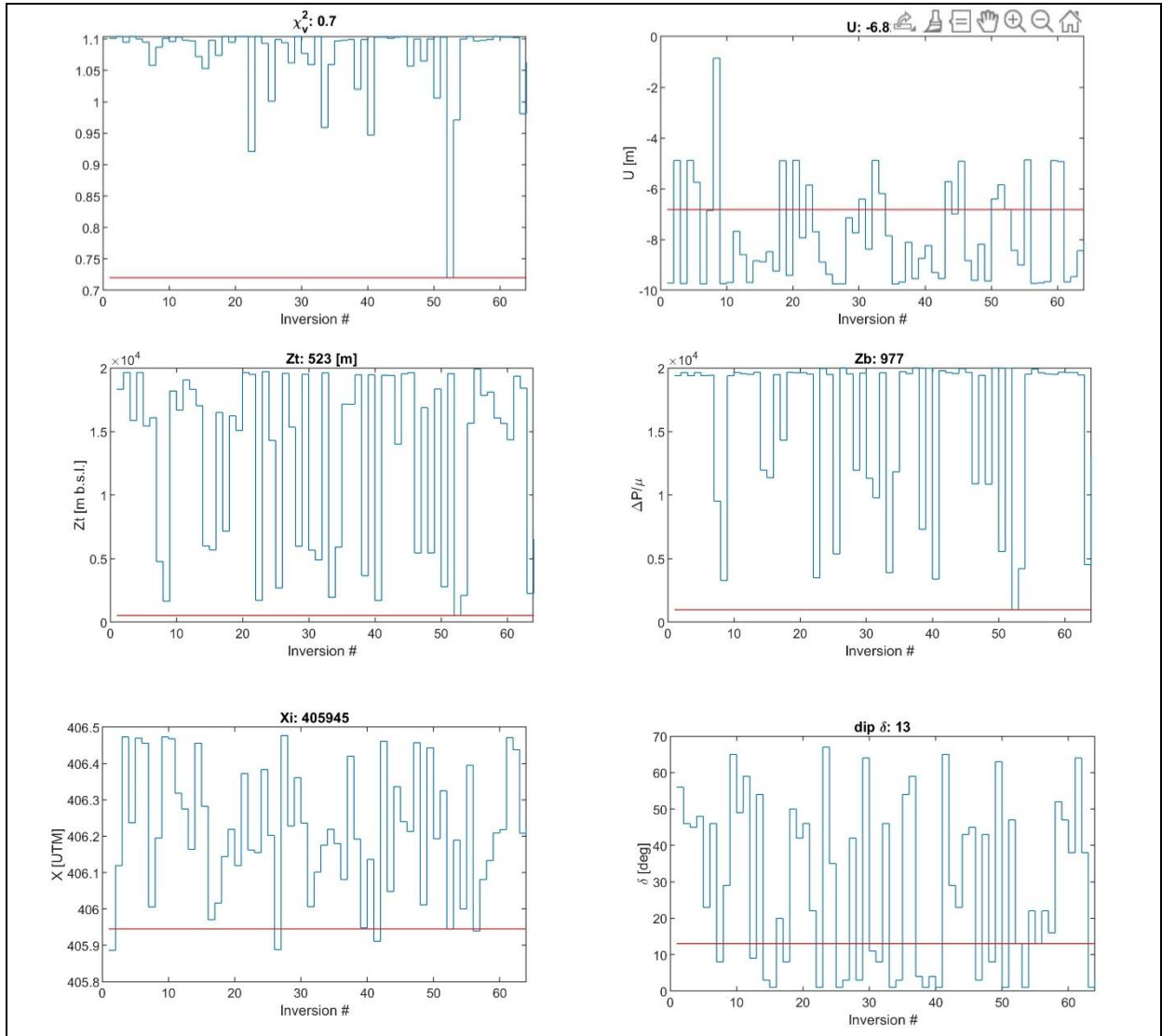
Dislocation source (Okada) best fit parameters

dislocation: dip  
 X2v for sub-sampled modeled data: 0.72  
 X2v for data pixels in data box: 0.83

Xi Yi Xf Yf Zt Zb U delta Ua Va Wa  
 405945 8085117 405939 8085129 523 977 -6.82 13 -0.008 0.004 0.010

x y los dlos LOS incidence heading  
 407172 8084073 0.0112 0.0100 0.0087 32.16 314.00  
 407206 8084081 0.0116 0.0100 0.0087 32.16 314.00  
 407023 8084065 0.0114 0.0100 0.0082 32.16 314.00  
 407054 8084073 0.0118 0.0100 0.0083 32.16 314.00  
 407081 8084079 0.0114 0.0100 0.0084 32.16 314.00  
 407109 8084086 0.0115 0.0100 0.0084 32.16 314.00  
 407137 8084093 0.0113 0.0100 0.0085 32.16 314.00  
 407165 8084100 0.0112 0.0100 0.0086 32.16 314.00  
 407197 8084108 0.0113 0.0100 0.0086 32.16 314.00  
 406909 8084066 0.0111 0.0100 0.0079 32.16 314.00  
 406947 8084075 0.0115 0.0100 0.0080 32.16 314.00  
 406985 8084085 0.0110 0.0100 0.0081 32.16 314.00  
 407019 8084093 0.0119 0.0100 0.0081 32.16 314.00

407049	8084100	0.0115	0.0100	0.0082	32.16	314.00
407076	8084107	0.0117	0.0100	0.0083	32.16	314.00
407105	8084114	0.0114	0.0100	0.0083	32.16	314.00
407134	8084121	0.0114	0.0100	0.0084	32.16	314.00
407161	8084128	0.0112	0.0100	0.0085	32.16	314.00
407190	8084135	0.0111	0.0100	0.0085	32.16	314.00
407221	8084143	0.0112	0.0100	0.0086	32.16	314.00



**II.G Deformación asociada a desplazamiento de falla normal registrada en abril de 2021**

Input data file: Abril2021.txt  
 Search radius (m): 5000  
 Number of random searches: 64  
 Number of data points in image: 18922  
 Number of sub-sampled data points modeled: 1893 ( 10%)

Table 1. Source Parameters

X2v chi square per degrees of freedom  
 fault a string that define the kind of fault: strike, dip or tensile (dike)  
 Xi, Yi fault start  
 Yf, Yf fault end  
 Zt fault top  
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 Zb fault bottom;  $z_b > z_t$   
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 U fault slip  
 strike slip fault:  $U > 0$  right lateral strike slip  
 dip slip fault :  $U > 0$  reverse slip  
 tensile fault :  $U > 0$  tensile opening fault  
 delta dip angle from horizontal reference surface ( $90^\circ$  = vertical fault)  
 delta can be between  $0^\circ$  and  $90^\circ$  but must be different from zero!  
 Ua, Va, Wa relative adjustment reference point  
 x,y pixel coordinates  
 los,dlos,LOS line-of-sight, line-of-sight error, model

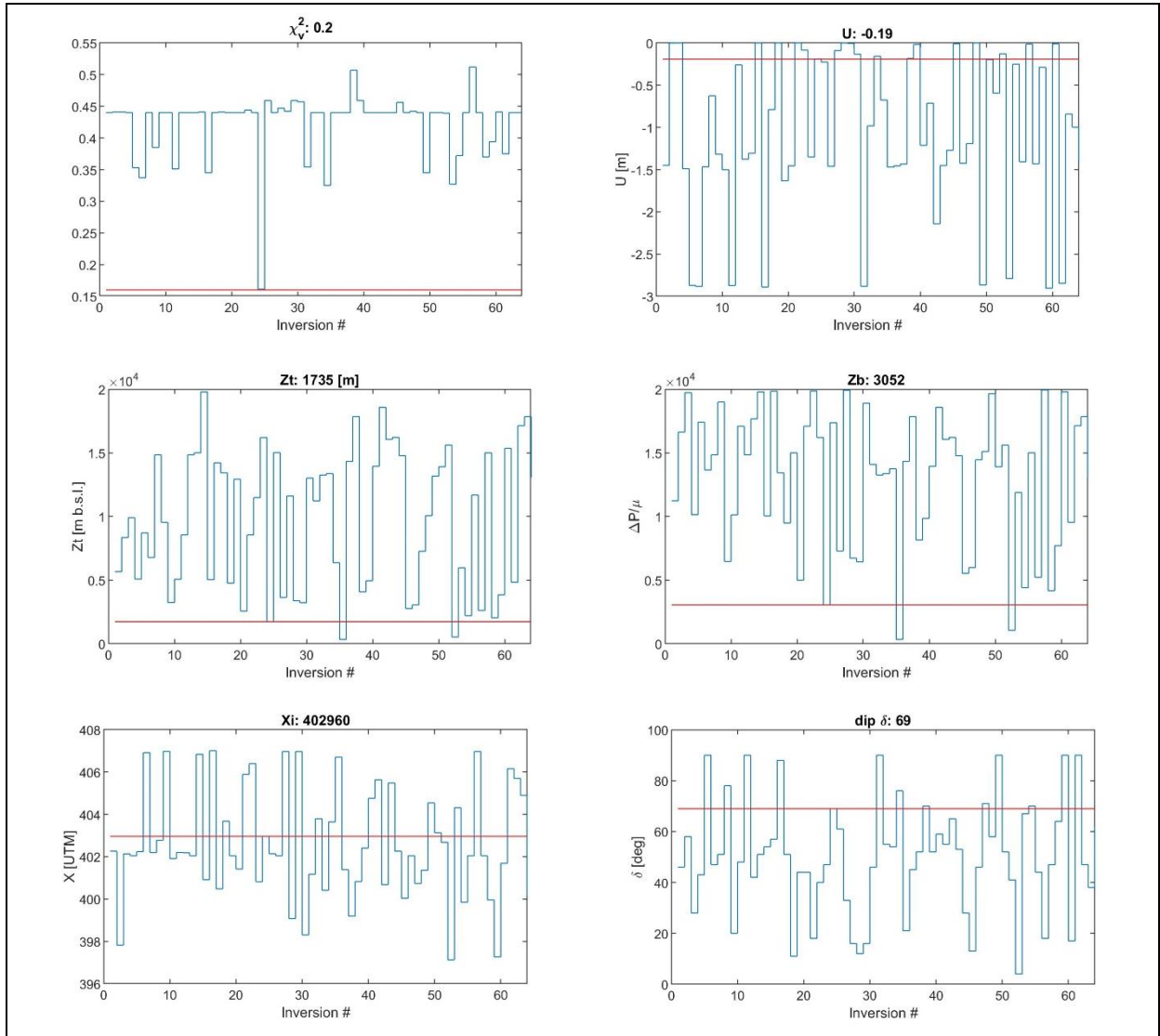
Dislocation source (Okada) best fit parameters

dislocation: dip  
 X2v for sub-sampled modeled data: 0.16  
 X2v for data pixels in data box: 0.16

Xi Yi Xf Yf Zt Zb U delta Ua Va Wa  
 402960 8089621 402191 8092598 1735 3052 -0.19 69 0.017 -0.003 0.005

x y los dlos LOS incidence heading  
 407193 8085562 -0.0023 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406799 8085553 -0.0003 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406868 8085569 -0.0004 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406938 8085587 -0.0007 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 407013 8085605 -0.0018 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 407088 8085623 -0.0020 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 407168 8085643 -0.0021 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406459 8085556 0.0002 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406516 8085570 -0.0001 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406577 8085585 -0.0001 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406640 8085601 -0.0003 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406711 8085618 -0.0005 0.0100 -0.0008 32.05 312.58  
 406784 8085636 -0.0005 0.0100 -0.0008 32.05 312.58

406848	8085651	-0.0004	0.0100	-0.0008	32.05	312.58
406919	8085669	-0.0008	0.0100	-0.0008	32.05	312.58
406987	8085686	-0.0018	0.0100	-0.0008	32.05	312.58
407068	8085705	-0.0018	0.0100	-0.0008	32.05	312.58
407148	8085725	-0.0020	0.0100	-0.0008	32.05	312.58
406113	8085558	0.0004	0.0100	-0.0009	32.05	312.58
406158	8085570	0.0004	0.0100	-0.0009	32.05	312.58



**II.H Deformación asociada a desplazamiento de falla normal registrada en mayo de 2021**

Input data file: Mayo2021.txt  
 Search radius (m): 5000  
 Number of random searches: 64  
 Number of data points in image: 18696  
 Number of sub-sampled data points modeled: 1870 ( 10%)

Table 1. Source Parameters

X2v chi square per degrees of freedom  
 fault a string that define the kind of fault: strike, dip or tensile (dike)  
 Xi, Yi fault start  
 Yf, Yf fault end  
 Zt fault top  
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 Zb fault bottom;  $z_b > z_t$   
 (positive downward and defined as depth below the reference surface)  
 U fault slip  
 strike slip fault:  $U > 0$  right lateral strike slip  
 dip slip fault :  $U > 0$  reverse slip  
 tensile fault :  $U > 0$  tensile opening fault  
 delta dip angle from horizontal reference surface ( $90^\circ =$  vertical fault)  
 delta can be between  $0^\circ$  and  $90^\circ$  but must be different from zero!  
 Ua, Va, Wa relative adjustment reference point  
 x,y pixel coordinates  
 los,dlos,LOS line-of-sight, line-of-sight error, model

Dislocation source (Okada) best fit parameters

dislocation: dip  
 X2v for sub-sampled modeled data: 0.17  
 X2v for data pixels in data box: 0.17

Xi Yi Xf Yf Zt Zb U delta Ua Va Wa  
 408159 8072196 405295 8080027 1943 3679 -0.08 9 -0.031 -0.003 -0.002

x y los dlos LOS incidence heading  
 410715 8071124 -0.0073 0.0100 0.0036 32.05 312.58  
 410783 8071140 -0.0100 0.0100 0.0036 32.05 312.58  
 410857 8071159 -0.0137 0.0100 0.0037 32.05 312.58  
 410349 8071121 -0.0040 0.0100 0.0029 32.05 312.58  
 410429 8071140 -0.0042 0.0100 0.0030 32.05 312.58  
 410508 8071160 -0.0059 0.0100 0.0031 32.05 312.58  
 410593 8071181 -0.0067 0.0100 0.0032 32.05 312.58  
 410669 8071199 -0.0081 0.0100 0.0033 32.05 312.58  
 410738 8071216 -0.0110 0.0100 0.0033 32.05 312.58  
 410808 8071233 -0.0148 0.0100 0.0034 32.05 312.58  
 410874 8071249 -0.0171 0.0100 0.0035 32.05 312.58  
 410151 8071159 -0.0027 0.0100 0.0024 32.05 312.58  
 410236 8071180 -0.0045 0.0100 0.0025 32.05 312.58

410311	8071198	-0.0043	0.0100	0.0026	32.05	312.58
410393	8071218	-0.0050	0.0100	0.0027	32.05	312.58
410473	8071238	-0.0062	0.0100	0.0028	32.05	312.58
410546	8071256	-0.0071	0.0100	0.0028	32.05	312.58
410617	8071273	-0.0081	0.0100	0.0029	32.05	312.58
410696	8071293	-0.0105	0.0100	0.0030	32.05	312.58
410761	8071309	-0.0152	0.0100	0.0031	32.05	312.58

