



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

**APLICACIÓN DE INTERFEROMETRÍA RADAR DE APERTURA SINTÉTICA (INSAR) EN
TRES EVENTOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LOS ANDES CHILENOS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA
JAVIERA IGNACIA CARRASCO GÁLVEZ

PROFESOR GUÍA:
SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

PROFESORA CO-GUÍA:
MARISOL LARA CASTILLO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
ALEJANDRO ALFARO SOTO
FRANCISCO DELGADO DE LA PUENTE

Este trabajo ha sido parcialmente financiado por:
"Landslide mechanism and controlling factors in paraglacial rock slopes in the Chilean Andes"
(Fondecyt Regular N° 1201360).

SANTIAGO DE CHILE
2022

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE GEÓLOGA
POR: JAVIERA IGNACIA CARRASCO GÁLVEZ
FECHA: 2022
PROF. GUÍA: SERGIO SEPÚLVEDA VALENZUELA

APLICACIÓN DE INTERFEROMETRÍA RADAR DE APERTURA SINTÉTICA (INSAR) EN TRES EVENTOS DE REMOCIÓN EN MASA EN LOS ANDES CHILENOS

La creciente urbanización del área cordillerana en ambientes paraglaciales, sumado al retroceso glaciar, degradación del permafrost y cambio climático, vuelven relevante identificar remociones en masa activas. El presente estudio busca detectar deformaciones mediante la Interferometría de Radar de Apertura Sintética (InSAR), apoyada por imágenes satelitales y visitas a terreno, sobre tres deslizamientos en: Paso internacional de Aguas Negras (PAN), Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL) y Villa Santa Lucía (VSL), cuyos últimos eventos ocurrieron en los años 2014, 2018 y 2017 respectivamente.

Para ello, se construyen series de tiempo SBAS con imágenes SLC de la misión Sentinel 1 (Copernicus, ESA) en GmtSAR. Sus interferogramas seleccionados se sometieron a una remoción de rampa lineal y la aplicación de un umbral de coherencia (Matlab). Considerando procesamientos ascendentes y descendentes se estima la dirección predominante del movimiento según la descomposición vectorial EW y vertical.

Se identifican contribuciones ambientales reflejadas como una falta de coherencia, mayor dispersión de datos (ruido) y errores de procesamiento (saltos de fase). Destaca la vegetación, cubierta nival, altas pendientes, velocidad de la deformación y contribuciones atmosféricas. Su efecto no es modelado ni eliminado pues escapa del alcance del estudio. Se tiene que VSL resulta ser la zona más afectada este tipo de contribuciones, impidiendo la identificación de deformación asociada al deslizamiento.

En PAN se observa una deformación continua desde 2006, identificando la ocurrencia del deslizamiento a mediados de junio de 2014, posterior a un evento anómalo de precipitaciones sólidas seguido de un rápido derretimiento de éstas. Se detecta un desplazamiento favorable a la ladera, concentrado en la porción superior del deslizamiento, cuya velocidad disminuye progresivamente desde 2014 hasta acercarse al umbral de estabilidad para 2019. Mientras que, en SYL se observa deformación dentro del depósito (ej. caída de rocas), la propagación hacia el sur del escarpe principal y la aparición de otro secundario. Se detectan desplazamientos en ambas áreas, con velocidades sobre 10 cm/año y un movimiento horizontal predominante. Se realiza el hallazgo de un área sometida a solifluxión (NE del deslizamiento) con desplazamiento y velocidad similar.

Se define PAN como una remoción en masa de baja actividad pues actualmente no se observan ni detectan deformaciones superiores a 100 m². Mientras que, SYL se encuentra activa y se propaga hacia el sur, con un aumento cercano al 50% comparado con el evento de 2018. Queda propuesto el monitoreo de las tres zonas de estudio con imágenes de alta resolución e instrumentos GPS, siendo ésta la única forma de estudiar VSL. Finalmente, se recomienda el uso de InSAR para zonas áridas a semiáridas como PAN o SYL.

A quién corresponda.

Agradecimientos

En esta sección quiero agradecer y reconocer a todos quienes me acompañaron durante la vida universitaria, más allá de las aulas; en los patios, viajes, terrenos, prácticas, docencia, proyectos y aventuras varias. A las mujeres que vinieron antes de mí. Ustedes marcaron este proceso, cada interacción o falta de ella, tiene como momento cúlmine este documento. Darle las gracias a:

Mi familia. Por su apoyo, acompañamiento y amor incondicional. Por su paciencia y comprensión. Por aceptar mis elecciones por sobre las aprensiones. Por abstenerse de cuestionamientos (o al menos intentarlo) durante el desarrollo de este documento. Por crecer conmigo. A Tobías y George.

Los profesores de la comisión. Por su guía, buena disposición, paciencia, confianza y crítica. Por aventurarse en este tema conmigo y animarme a continuarlo hasta el final. Por compartir tanto conocimiento. Gracias. También por los viajes en helicóptero.

La comunidad de geología. Desde los funcionarios, quienes estuvieron siempre dispuestos para resolver un sin fin de dudas y problemas. Hasta mis compañeros y amigos, con quienes compartí tantos momentos de aprendizaje y dispersión: los torneos de car'e caca en los Naranjos. En especial a las chiquillas, con quienes sobrevivimos a los ramos, campamentos, terrenos, centro de estudiantes, viajes, estallidos y pandemias. Por escucharme, presionarme y darme ánimos con vehemencia; espero haber hecho lo mismo.

Les cabres del Kinder, juntos desde inducción, plan común y luego en cada especialidad sin perder el contacto. Por tantas juntas en civil, anécdotas y carretes sin perder el norte. De mechones ñoños a profesionales inexpertos.

Mis amigas del colegio. Por más que pasen los años, ahí están. A mi mejor amiga, que me soporta hace más de 20 años. No hay palabras. Ustedes saben.

Mi compañero. Gracias por estar a mi lado durante estos últimos años y en un futuro. Por tu apoyo e infinita comprensión. Por llenarme de alegrías y aventuras. Por secundar hasta mis más absurdas ideas y resolver mis dilemas. Por leer este documento hasta casi aprenderlo de memoria. Pero por sobretodo, por amarme y dejarme amarte.

Es esencial agradecer a quienes deberían titularse conmigo y compartir escenario, pero que las vicisitudes de la vida impidieron. Donde quiera que estén, gracias por marcar mi vida con su amistad. Un abrazo al cielo. *Al Kin. Al Barry.*

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Objetivo general	2
1.2. Objetivos específicos	2
1.3. Hipótesis	2
1.4. Metodología	2
1.5. Localización y accesos	2
1.5.1. Paso internacional de Aguas Negras (PAN)	4
1.5.2. Santuario de la Naturaleza Yerba Loca (SYL)	5
1.5.3. Villa Santa Lucía (VSL)	5
1.6. Estructura del informe	5
2. Antecedentes	6
2.1. Contexto ambiental	6
2.1.1. Cambio climático	8
2.2. Zonas de estudio	8
2.2.1. Paso internacional de Aguas Negras (PAN)	8
2.2.2. Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL)	9
2.2.3. Villa Santa Lucía (VSL)	10
3. Marco geológico	12
3.1. Morfoestructuras	12
3.2. Paso internacional de Aguas Negras (PAN)	15
3.2.1. Rocas estratificadas	15
3.2.2. Geología estructural	15
3.2.3. Geomorfología	16
3.3. Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL)	16
3.3.1. Rocas estratificadas	16
3.3.2. Rocas plutónicas	17
3.3.3. Geología estructural	17
3.3.4. Geomorfología	17
3.4. Villa Santa Lucía (VSL)	18
3.4.1. Rocas estratificadas	18
3.4.2. Rocas plutónicas	18
3.4.3. Geología estructural	19
3.4.4. Geomorfología	19
4. Metodología	20

4.1.	Recopilación de antecedentes y base de datos	20
4.2.	Procesamiento INSAR	21
4.2.1.	Pre-procesamiento	21
4.2.2.	Selección de pares interferométricos	22
4.2.3.	Procesamiento de interferogramas	23
4.2.4.	Remoción de rampa	23
4.2.5.	Series de tiempo	25
4.2.6.	Mapas	25
4.3.	Identificación y validación de la deformación	26
4.3.1.	Identificación del evento de interés	26
4.3.2.	Validación de resultados	26
4.3.2.1.	Evolución de la deformación	26
4.3.2.2.	Visita a terreno	27
5.	Resultados	28
5.1.	Paso internacional de Aguas Negras (PAN)	28
5.1.1.	Evolución de la deformación	28
5.1.2.	Análisis de eventos meteorológicos	30
5.1.3.	Resultados de procesamientos InSAR	31
5.1.3.1.	Descripción de procesamientos	31
5.1.3.2.	Resumen de procesamientos	34
5.1.3.3.	Mapas	34
5.2.	Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL)	39
5.2.1.	Evolución de la deformación	39
5.2.2.	Observaciones de terreno	40
5.2.3.	Resultados de procesamientos InSAR	42
5.2.3.1.	Descripción de procesamientos	42
5.2.3.2.	Mapas	43
5.3.	Villa Santa Lucía (VSL)	46
5.3.1.	Evolución de la deformación	46
5.3.2.	Resultados de procesamientos InSAR	47
5.3.2.1.	Descripción de procesamientos	47
5.3.2.2.	Resumen de procesamientos	49
6.	Discusiones	51
6.1.	Metodología	51
6.1.1.	Condiciones ambientales	51
6.1.2.	Coherencia	52
6.1.3.	Sentido de la deformación	54
6.1.4.	Limitantes	57
6.2.	Deformación	60
6.2.1.	Paso internacional de Aguas Negras (PAN)	60
6.2.2.	Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL)	61
6.2.3.	Villa Santa Lucía (VSL)	66
6.3.	Condiciones climáticas futuras	67
6.4.	Alcances y recomendaciones	68
7.	Conclusiones	69

Bibliografía	71
Anexos	80
Anexo A. Marco Teórico	80
A.1. Remociones en masa	80
A.1.1. Deslizamientos	81
A.1.2. Flujos	82
A.1.3. Reptación	84
A.1.4. Solifluxión	85
A.1.5. Caídas	85
A.1.6. Factores condicionantes	86
A.1.7. Factores desencadenantes	88
A.2. Detección remota e InSAR	89
A.2.1. Radar de apertura sintética (SAR)	89
A.2.2. Imágenes SAR	91
A.2.3. InSAR	92
A.2.4. Series de tiempo	94
A.2.5. Sentinel 1	94
Anexo B. Mapas geológicos	97
Anexo C. Análisis meteorológicos PAN	103
Anexo D. Salida a Terreno SYL	105
D.1. Evolución previa	105
D.2. Zonas de interés	106
D.3. Observaciones de terreno	107
Anexo E. Procesamientos	111
E.1. Fuente de datos	111
E.2. Resumen SAR por procesamiento	111
E.2.1. Imágenes SAR	111
E.2.2. Interferogramas	112
E.2.3. Estadísticas	113
E.3. Interferogramas contruidos (SBAS)	116
E.3.1. PAN	116
E.3.2. SYL	117
E.3.3. VSL	117
Anexo F. Resultados	119
F.1. Descripción de resultados de VSL	119
F.2. Mapas	126
F.2.1. PAN	126
F.2.2. SYL	134
F.2.3. VSL	136
F.3. Sentido de la deformación	143
F.4. Desplazamiento acumulado	146

F.4.1. PAN	146
F.4.2. SYL	148
F.4.3. VSL	151

Anexo G. Código Matlab	153
-------------------------------	------------

Índice de Tablas

1.1.	Localización de eventos remociones en masa	3
5.1.	Interferogramas de PAN	34
5.2.	Interferogramas de SYL	43
5.3.	Interferogramas de VSL	49
6.1.	Sentido de la deformación en cada zona de estudio	56
6.2.	Componente de deformación	56
A.1.	Escala de velocidades para remociones en masa	81
A.2.	Tipos de flujos importantes en la zona de estudio	83
A.3.	Frecuencia y ancho de banda más utilizadas en SAR	90
A.4.	Descripción producto IW en imágenes SLC, Sentinel 1	95
C.1.	Localización de estación meteorológica El Tapado	103
D.1.	Resumen de procesamiento corto de SYL	106
D.2.	Apertura de grietas en SYL, enero 2022	109
E.1.	Fuente de datos técnicos	111
E.2.	Imágenes SAR de PAN	111
E.3.	Imágenes SAR de SYL	111
E.4.	Imágenes SAR de VSL	112
E.5.	Interferogramas de PAN	112
E.6.	Interferogramas de SYL	112
E.7.	Interferogramas de VSL	113
E.8.	Estadísticas de PAN	113
E.9.	Valores máximos y/o mínimos de PAN	113
E.10.	Estadísticas de SYL	114
E.11.	Valores máximos y/o mínimos de SYL	114
E.12.	Estadísticas de VSL	114
E.13.	Valores máximos y/o mínimos de VSL	115
F.1.	Parámetros del sentido de la deformación	144

Índice de Ilustraciones

1.1.	Ubicación geográfica y política de zonas de estudio	3
1.2.	Acceso y puntos de referencia para zonas de estudio	4
2.1.	Temperatura y precipitaciones en zonas de estudio	7
3.1.	Morfoestructuras de Chile	14
4.1.	Ejemplo de imágenes SAR alineadas	22
4.2.	Ejemplo de red de interferogramas construidos	23
4.3.	Eliminación de rampa lineal con Matlab	24
4.4.	Fase con filtro de coherencia en Matlab	25
5.1.	Evolución de PAN entre 2006 y 2019	29
5.2.	Evolución de la remoción en masa en 2014 (PAN)	29
5.3.	Temperaturas diarias de estación El Tapado	30
5.4.	Precipitaciones diarias de estación El Tapado	31
5.5.	Ejemplo de selección de interferogramas de PAN	32
5.6.	Ejemplo de remoción de rampa y selección de imágenes	33
5.7.	Resumen de mapas PAN descendentes	35
5.8.	Resumen de mapas PAN ascendentes	37
5.9.	Evolución de SYL entre 2019 y 2021	39
5.10.	Morfologías observadas en terreno (SYL)	40
5.11.	Propagación del escarpe de SYL hacia el sur	41
5.12.	Sobrevuelo NE del deslizamiento de SYL (Zona B)	41
5.13.	Identificación de remoción en masa en interferograma de SYL	42
5.14.	Desplazamiento acumulado en SYL, periodo 07/03/2019 – 20/03/2021	44
5.15.	Desplazamiento acumulado en SYL, periodo 19/04/2019 – 07/02/2021	45
5.16.	Evolución de VSL entre 2017 y 2018	46
5.17.	Evolución de VSL entre 2018 y 2021	47
5.18.	Coherencia entre periodos cálidos (VSL)	48
5.19.	Identificación de depósitos en figuras de coherencia	48
6.1.	Sensitividad de medición en LOS	55
6.2.	Zonas de mayor desplazamiento en PAN	61
6.3.	Áreas con deformación activa en SYL	62
6.4.	Propagación del deslizamiento (SYL)	63
6.5.	Desplazamiento de evento 2018 (SYL)	64
6.6.	Propagación al norte (SYL)	65

6.7.	Zonas de mayor desplazamiento posteriores al evento de 2017 (VSL)	67
A.1.	Esquema y clasificación longitudinal de un Flujo de detritos	84
A.2.	Esquema morfológico de Reptación y Soliflucción	85
A.3.	Esquema de Caída de roca	86
A.4.	Parámetros y geometría de un Radar de apertura sintética	90
A.5.	Foreshortening, Lengthening, Layover, Shadowing	91
A.6.	Corregistro y fase interferométrica en la construcción de interferogramas . .	93
A.7.	Geometría de TOPS	96
B.1.	Mapa geológico de PAN	97
B.2.	Leyenda mapa geológico de PAN	98
B.3.	Simbología mapa geológico de PAN	99
B.4.	Mapa geológico de SYL	100
B.5.	Leyenda de mapa geológico de SYL	101
B.6.	Mapa geológico de VSL	102
C.1.	Temperatura mensual promedio 2013 - 2020, estación El Tapado	103
C.2.	Temperaturas diarias 2014, estación El Tapado	104
C.3.	Temperaturas diarias 2015, estación El Tapado	104
D.1.	Evolución de SYL entre 04/01/2018 – 04/04/2019	105
D.2.	Zonas de interés en visita a terreno de SYL	106
D.3.	Fotografías del deslizamiento de SYL	107
D.4.	Morfologías observadas en terreno (SYL)	108
D.5.	Desplazamiento observado en segundo escarpe de SYL	108
D.6.	Panorámica SYL, enero 2022	109
D.7.	Imágenes SYL, enero 2022	110
E.1.	Interferogramas de procesamientos descendentes de PAN	116
E.2.	Interferogramas de procesamientos ascendentes de PAN	116
E.3.	Interferogramas de procesamientos de SYL	117
E.4.	Interferogramas de procesamientos descendentes de VSL	117
E.5.	Interferogramas de procesamientos ascendente de VSL	118
F.1.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 16/11/2014 - 23/03/2017	119
F.2.	Velocidad promedio anual en VSL, periodo 06/11/2017 - 30/03/2018	120
F.3.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 01/11/2018 - 01/03/2019	121
F.4.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 04/11/2017 - 28/03/2018	122
F.5.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 05/11/2018 - 29/03/2019	123
F.6.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 12/11/2019 - 23/03/2020	124
F.7.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 06/11/2020 - 30/03/2021	125
F.8.	Desplazamiento acumulado en PAN, periodo 23/10/2014 – 04/03/2015	126
F.9.	Desplazamiento acumulado en PAN, periodo 17/12/2015 – 15/04/2016	127
F.10.	Desplazamiento acumulado en PAN, periodo 30/10/2016 – 10/05/2017	127
F.11.	Desplazamiento acumulado en PAN, periodo 25/10/2017 – 23/04/2018	128
F.12.	Desplazamiento acumulado en PAN, periodo 13/11/2015 – 11/02/2017	128
F.13.	Desplazamiento acumulado en PAN, periodo 02/12/2017 – 25/04/2018	129
F.14.	Desplazamiento acumulado en PAN, periodo 13/11/2015 – 29/04/2016	129

F.15.	Velocidad promedio anual en PAN, periodo 23/10/2014 - 04/03/2015	130
F.16.	Velocidad promedio anual en PAN, periodo 17/12/2015 - 15/04/2016	130
F.17.	Velocidad promedio anual en PAN, periodo 30/10/2016 - 10/05/2017	131
F.18.	Velocidad promedio anual en PAN, periodo 25/10/2017 - 23/04/2018	131
F.19.	Velocidad promedio anual en PAN, periodo 13/11/2015 - 11/02/2017	132
F.20.	Velocidad promedio anual en PAN, periodo 02/12/2017 - 25/04/2018	132
F.21.	Velocidad promedio anual en PAN, periodo 13/11/2015 – 29/04/2016	133
F.22.	Desplazamiento acumulado en SYL, periodo 07/03/2019 - 20/03/2021	134
F.23.	Desplazamiento acumulado en SYL, periodo 19/04/2019 - 07/02/2021	134
F.24.	Velocidad promedio anual en SYL, periodo 07/03/2019 - 20/03/2021	135
F.25.	Velocidad promedio anual en SYL, periodo 19/04/2019 - 07/02/2021	135
F.26.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 16/11/2014 - 23/03/2017	136
F.27.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 06/11/2017 - 30/03/2018	136
F.28.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 01/11/2018 - 01/03/2019	137
F.29.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 04/11/2017 - 28/03/2018	137
F.30.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 05/11/2018 - 29/03/2019	138
F.31.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 12/11/2019 - 23/03/2020	138
F.32.	Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 06/11/2020 - 30/03/2021	139
F.33.	Velocidad promedio anual en VSL, periodo 16/11/2014 - 23/03/2017	139
F.34.	Velocidad promedio anual en VSL, periodo 06/11/2017 - 30/03/2018	140
F.35.	Velocidad promedio anual en VSL, periodo 01/11/2018 - 01/03/2019	140
F.36.	Velocidad promedio anual en VSL, periodo 04/11/2017 - 28/03/2018	141
F.37.	Velocidad promedio anual en VSL, periodo 05/11/2018 - 29/03/2019	141
F.38.	Velocidad promedio anual en VSL, periodo 12/11/2019 - 23/03/2020	142
F.39.	Velocidad promedio anual en VSL, periodo 06/11/2020 - 30/03/2021	142
F.40.	Geometría InSAR en dirección LOS	143
F.41.	Selección para descomposición	144
F.42.	Topografía de laderas en zonas de estudio	145
F.43.	Desplazamiento acumulado en PAN, ascendente	146
F.44.	Desplazamiento acumulado en PAN, descendente	147
F.45.	Desplazamiento acumulado en zona B de SYL, ambas geometrías	148
F.46.	Desplazamiento acumulado en zona sur de SYL, ambas geometrías	149
F.47.	Desplazamiento acumulado en zona norte de SYL, ambas geometrías	150
F.48.	Desplazamiento acumulado en VSL, descendente	151
F.49.	Desplazamiento acumulado en VSL, ascendente	152

1. Introducción

Las remociones en masa originadas en un ambiente paraglacial en la Cordillera de Los Andes tienden a no ser percibidos de inmediato gracias a la localización remota y la cubierta nival estacional que impide su visualización mediante imágenes satelitales. Sin embargo, la creciente urbanización y conectividad del área cordillerana, la influencia del cambio climático y el retroceso glacial vuelve de vital importancia la identificación y monitoreo de peligros geológicos. Bajo este contexto, surge la intención de estudiar la deformación durante los últimos años asociada a tres eventos de remoción en masa ubicados al norte, centro y sur de Chile, a través de la técnica InSAR con imágenes Sentinel 1, una metodología remota y continua que permite discriminar, estimar y registrar la deformación sufrida en la superficie.

Los eventos de remoción en masa a estudiar, tienen lugar en valles cercanos al Paso internacional de Aguas Negras (PAN), el Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL) y la localidad de Villa Santa Lucía (VSL); se referirá a cada caso indistintamente por la localidad o las siglas de ésta. Las tres zonas de estudio se encuentran en ubicaciones remotas (área cordillerana andina de difícil acceso). Dentro de un contexto geotectónico de subducción activa y en un ambiente paraglacial que los sitúa en una condición de transición desde condiciones glaciales a condiciones no glaciales, en donde, la evolución de los ciclos glaciares y el cambio climático provocan variaciones en la distribución de las masas de hielo glaciogénicas y criogénicas que propician las remociones en masa.

La interferometría de radar de apertura sintética (InSAR) es un método recientemente utilizado para el monitoreo y mitigación de riesgo de remociones en masa de tipo deslizamiento, por ejemplo como ocurre en Noruega (Dehls et al., 2019). Ésto gracias a la constelación de dos satélites de la misión Sentinel 1 de la Agencia Espacial Europea (ESA), que poseen una extensa cobertura de la porción continental del planeta, con bajas diferencias temporales entre adquisiciones. Convirtiéndolo en un instrumento ideal para la detección de deformación superficial a partir de la comparación entre imágenes. La información contenida en ellas dependerá de las propiedades reflectivas de la superficie, las cuales se ven modificadas bajo múltiples factores ambientales comunes en la zona cordillerana como topografía escarpada, nivel de humedad, nieves, hielo, permafrost, vegetación, etc. Además, la tasa de deformación de la superficie juega un rol fundamental en la comparación entre imágenes, donde para remociones en masa con deformaciones de algunos centímetros al año y/o deformaciones precursoras, InSAR ha sido exitoso detectando la deformación mediante la Interferometría Diferencial (DInSAR) y Series de tiempo (e.g. Sepúlveda et al., 2020; Mantovani et al., 2019; Intrieri et al., 2018).

1.1. Objetivo general

Estudiar deformaciones asociadas a deslizamientos de roca o suelo en ambiente cordillerano andino, aplicando interferometría de radar de apertura sintética.

1.2. Objetivos específicos

- Detectar deformaciones previas y/o posteriores al evento de deslizamiento, en tres casos de estudio: Norte, centro y sur de Chile.
- Establecer un registro temporal de la deformación para cada caso de estudio.
- Identificar factores ambientales influyentes sobre análisis InSAR en las tres zonas de estudio.

1.3. Hipótesis

La interferometría de radar de apertura sintética permite detectar y estimar las deformaciones superficiales previas y posteriores a un evento de deslizamiento de roca o suelo, cuyo nivel de precisión depende de las condiciones ambientales del área.

1.4. Metodología

Para cada zona de estudio se analiza la deformación a partir de series de tiempo construidas desde procesamientos InSAR y observaciones de imágenes satelitales y de terreno (esto último sólo para SYL), colocándo énfasis en variaciones morfológicas. Se definen los periodos de procesamiento según las condiciones ambientales, como cubierta nival, y la disponibilidad de imágenes SAR.

Cabe destacar que, las imágenes SAR contienen mediciones de la distancia entre la superficie y la antena del satélite, medida sobre la línea de visión del satélite (LOS) correspondiente a una línea perpendicular a la órbita del satélite en dirección de la superficie. Luego, desde una pila de imágenes en un intervalo de tiempo (periodo de procesamiento) se obtiene el desplazamiento acumulado y la velocidad promedio anual del área de interés (medida en LOS) a través de series de tiempo.

1.5. Localización y accesos

La ubicación referencial para cada zona de estudio queda definida mediante el mapa en la figura 1.1 en función de la división político - administrativa del país, mientras que la localización del área sometida a la removilización del material se describe según la siguiente tabla.

Tabla 1.1: Localización de eventos remociones en masa.

Evento	Comuna	Coordenadas		Altura [m.s.n.m.]
PAN	Vicuña	30° 8'40" S	69° 49'48" W	4500 - 4800
SYL	Lo Barnechea	33° 15'32" S	70° 16'3" W	3800 - 4100
VSL	Chaitén	43° 21'42" S	72° 25'41" W	1000 - 1400

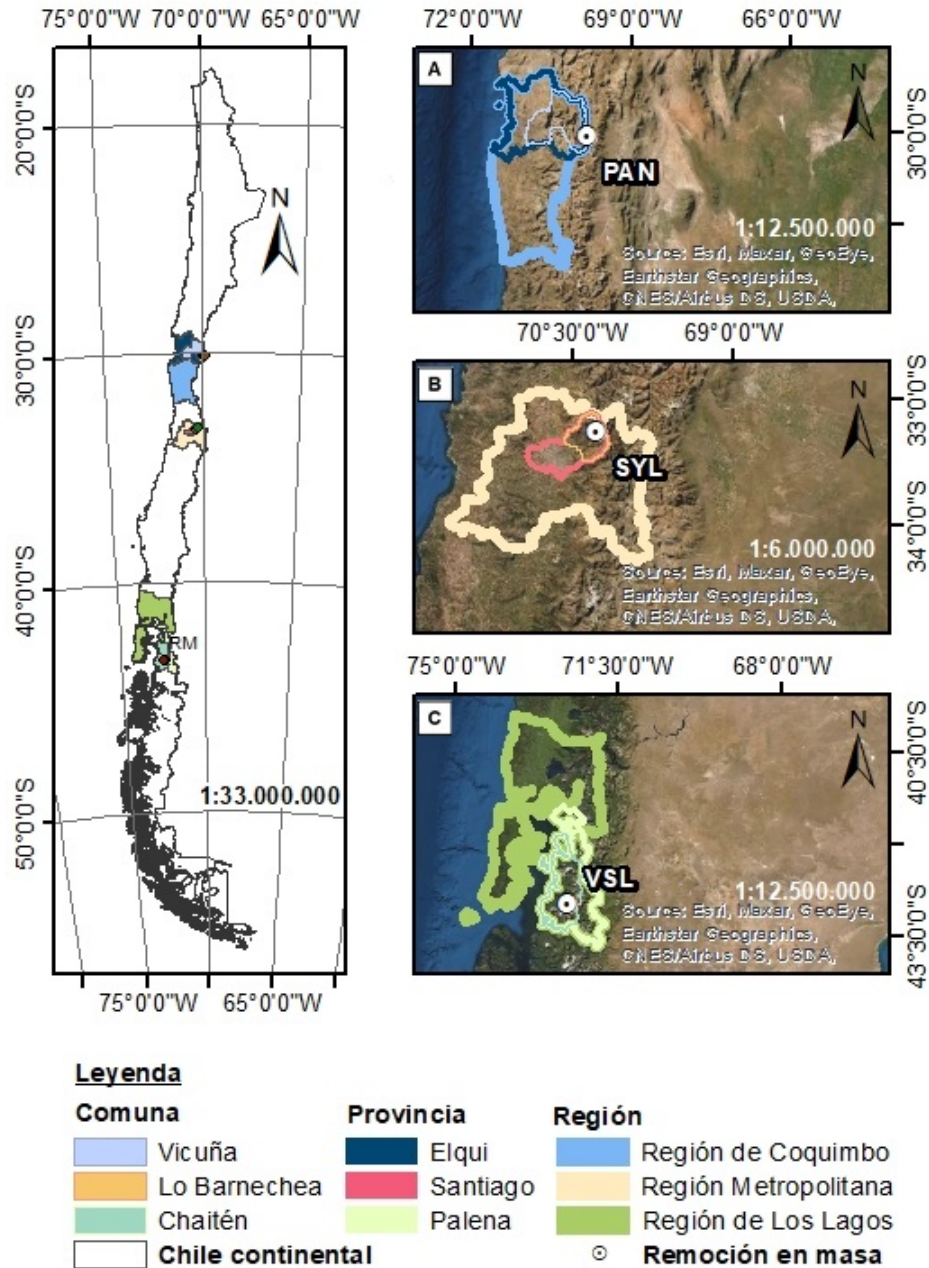


Figura 1.1: Mapa de ubicación geográfica y política de áreas de estudio: **A.** PAN, **B.** SYL, **C.** VSL.

Los tres casos de estudio se ubican en la cordillera de Los Andes, en las subsubcuencas de río Laguna (PAN), río San Francisco (SYL) y río Frío (VSL). Su acceso se resume en la figura 1.2 y se describe en detalle en las siguientes secciones.

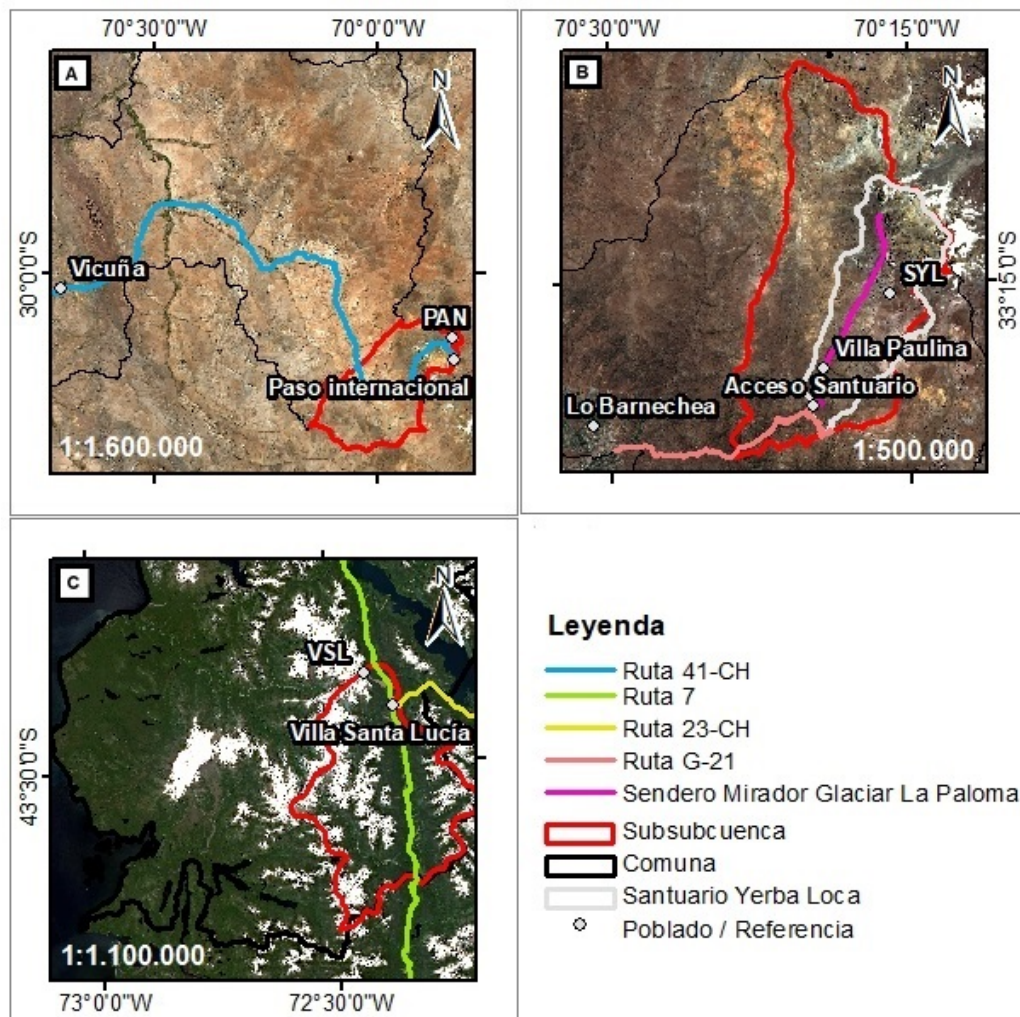


Figura 1.2: Mapa con rutas de acceso y puntos de referencia para cada zona de estudio: **A. PAN, B. SYL, C. VSL.**

1.5.1. Paso internacional de Aguas Negras (PAN)

Tomando como origen la ciudad de Vicuña, centro urbano más cercano al deslizamiento, se puede acceder en vehículo por la ruta internacional Gabriela Mistral hacia el oriente durante 160 Km, hasta alcanzar el deslizamiento que se encuentra adyacente a la ruta, en la ladera Sur. Esta ruta fue reconstruida a un costado del depósito tras el evento de remoción en masa, que tuvo como principal consecuencia el corte y destrucción del camino.

En el área del deslizamiento y toda el área zona de alta cordillera, la ruta se encuentra abierta al tránsito durante los meses cálidos, entre noviembre y abril, debido a condiciones climáticas desfavorables el resto del año.

Con la finalidad de aumentar la disponibilidad de la ruta se pretende construir un túnel binacional, que conectará la región de Coquimbo en Chile y la provincia de San Juan en Argentina, cuya zona de impacto involucra la zona afectada por el deslizamiento (Peralta, 2018; INTAL, 2016). Informes preliminares establecen que los principales riesgos asociados a la construcción y diseño del túnel involucran procesos de manifestación lenta como por ejemplo la degradación de suelos (INTAL, 2016).

1.5.2. Santuario de la Naturaleza Yerba Loca (SYL)

Por la topografía escarpada y la altitud de la zona afectada por el deslizamiento, solo es posible acceder por vía aérea (helicóptero). Por vía terrestre existe un acceso en el sector sur de las dependencias de la reserva, colindante con la Ruta G-21 Camino a Farellones, un camino pavimentado que nace desde la zona urbana de la comuna de Lo Barnechea, por lo que se puede acceder en vehículo. Una vez dentro del Santuario, se continúa a pie o en vehículo ligero, hacia la Villa Paulina y luego por el sendero Glaciar La Paloma durante 7,7 Km, siguiendo la ribera del Estero Yerba Loca, hasta alcanzar la base de la ladera afectada (esta ruta no permite llegar al deslizamiento mismo). Otra opción, es seguir senderos desde La Parva hacia cerro La Polvadera o cerro Leonera que serían sitios cercanos a la remoción que permiten su observación (Sernageomin, 2019).

1.5.3. Villa Santa Lucía (VSL)

La localidad de Santa Lucía se encuentra en la intersección de la Ruta 7 y la Ruta CH-23, al este del río Burritos. Corresponde a la zona poblada más afectada por la remoción en masa ocurrida el 16 de diciembre de 2017 originada en la parte alta del Cordón Yelcho, a 7,5 Km hacia el Noreste, a 1200 m.s.n.m. No existe ruta o sendero hacia la zona del deslizamiento, sólo se puede acceder a través de helicóptero.

1.6. Estructura del informe

El presente documento se divide en dos componentes: El informe y sus anexos. El primero expone la información relevante del estudio siguiendo una estructura estándar, mientras que el segundo consiste en un desglose de información relevante sobre el informe: presenta un marco teórico referente a remociones en masa e InSAR (sección A), antecedentes y observaciones de las zonas de estudio (secciones B, C y D), una mayor descripción de los procesamientos realizados y de los resultados de éstos (secciones E y F) y finalmente los códigos utilizados para el procesamiento (sección G).

2. Antecedentes

2.1. Contexto ambiental

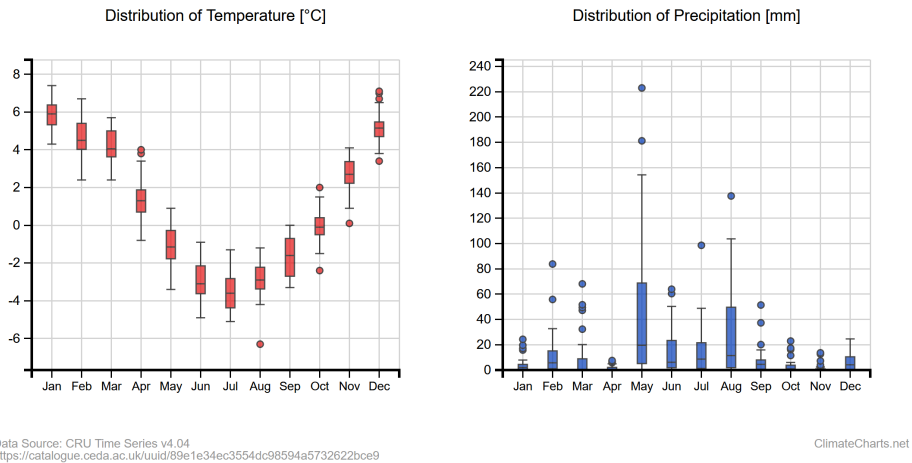
Las tres zonas de estudio se encuentran en ubicaciones remotas en un contexto cordillerano andino de difícil acceso, las cuales se encuentran en un ambiente paraglacial que los sitúa en una condición de transición desde condiciones glaciales a condiciones no glaciales (McColl, 2012). La evolución de los ciclos glaciares provoca cambios en la distribución de las masas de hielo, discontinuidades, cobertura vegetal, condiciones hidrológicas, erosión glacial, entre otros; lo que modifica localmente el régimen de esfuerzos y afecta la estabilidad de laderas. En particular, destacan los factores que propician la ocurrencia de remociones en masa, incluyendo la erosión glacial, desconfinamiento glacial (debuttressing), la redistribución de esfuerzos y discontinuidades, cambios climáticos locales o regionales, entre otros (McColl, 2012; Cossart et al., 2014).

El factor condicionante más característico de este ambiente es el desconfinamiento glacial, que consiste en la eliminación del apoyo que ejerce el glaciar adyacente a la ladera sobre ella. Ésto gracias al retroceso glacial y disminución del espesor de la capa de hielo, trayendo como consecuencia la liberación de stress (Ballantyne, 2002). También a la forma en U del Valle, dada la erosión predominante en su base, suministra laderas de altas pendientes, que al momento de quedar expuestas se encuentran en un desequilibrio generando planos de inestabilidad. (Selby, 1982; Cossart et al., 2014).

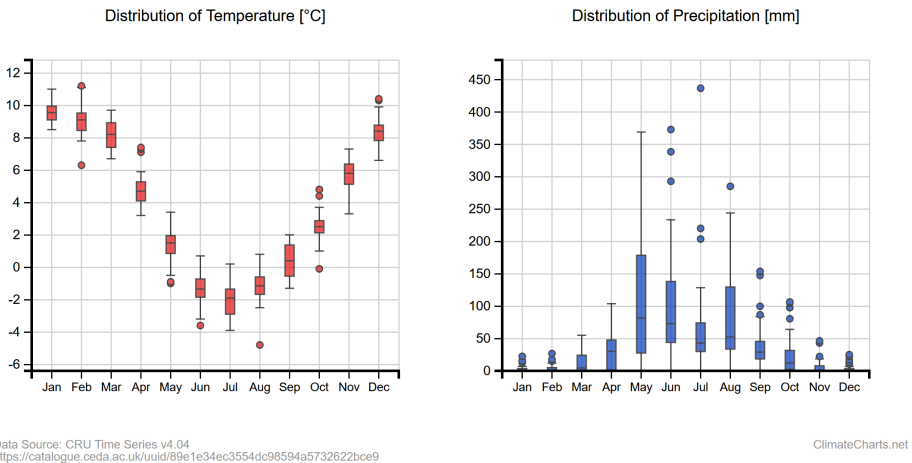
Alfaro et al. (2018) determina una interdependencia entre los procesos de remoción en masa y la desglaciación del ambiente paraglacial, para la zona cercana a PAN, en que la ocurrencia de las remociones en masa en la zona es posterior al último avance y retroceso glacial (falta de erosión glacial sobre los depósitos de remoción en masa). En general gran parte de los procesos gravitacionales se desarrollan desde la inestabilidad de laderas y la movilización de material glaciogénico.

Los regímenes históricos de temperaturas y precipitaciones para las zonas de estudio pueden ser descritos desde los datos entregados por Universidad Técnica de Dresden (figura 2.1). En ellos se evidencia la concentración de precipitaciones hacia la época invernal, el incremento de los promedios mensuales al aumentar la latitud, y el efecto del "invierno boliviano" en la zona de PAN con un máximo local de precipitaciones durante Febrero-Marzo.

Paso de Aguas Negras, Chile
 30.151S, 69.834W | Elevation: 4601 m | Climate Class: ET | Years: 1987-2016



Villa Paulina, Santiago Metropolitan, Chile
 33.232S, 70.267W | Elevation: 3470 m | Climate Class: ET | Years: 1987-2016



Villa Santa Lucía, Los Lagos Region, Chile
 43.434S, 72.387W | Elevation: 228 m | Climate Class: Cfc | Years: 1990-2019

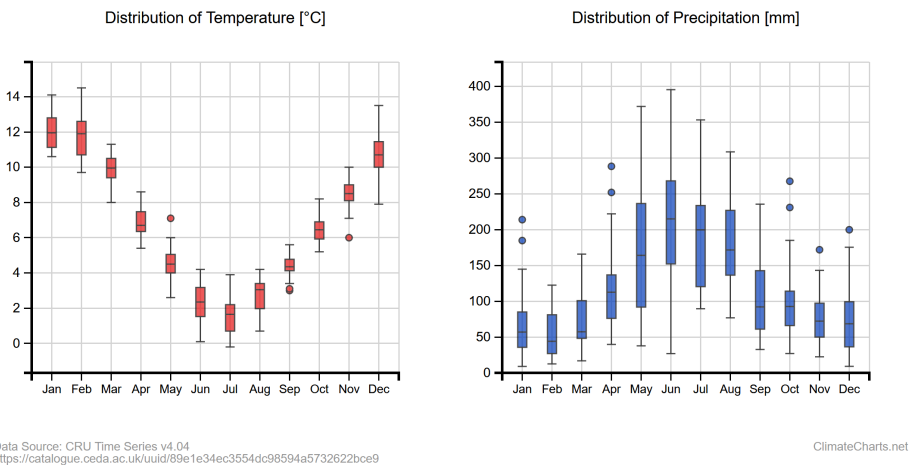


Figura 2.1: Estadísticas de temperatura y precipitaciones históricas para, en orden superior-inferior: PAN - SYL - VSL. Los gráficos se basan en diferentes conjuntos de datos interpolados con cobertura global, así como datos de la Red Global de Clima Histórico (GHCN), entregadas por la Universidad Técnica de Dresden, Alemania. Fuente: Zepner et al., 2020.

2.1.1. Cambio climático

El cambio climático global y el subsecuente aumento de las temperaturas promedio es un fenómeno actual, evidenciado sobre el territorio Chileno mediante un calentamiento troposférico. Reflejado claramente a través de un aumento aproximado de 100 m de la isoterma 0°C sobre las zonas de estudio durante los últimos 40 años (Sepúlveda, 2016; Carrasco et al., 2008). Dicho calentamiento es más intenso y abarca latitudes más altas a medida que aumenta la altura, pudiendo afectar las condiciones de equilibrio sobre la superficie en áreas cordilleranas.

Existen pocos estudios predictivos para remociones en masa en Sudamérica dada la escasez de datos. Aunque Nadim et al. (2006) establece una amenaza media para deslizamientos sobre la Cordillera de Los Andes chileno-argentina, en donde, para las latitudes medias y regiones secas sub-tropicales (como la zona sur de sudamérica), se prevé una disminución significativa de precipitaciones (IPCC, 2014; Gariano y Guzzetti, 2016). Por consiguiente, el aumento de temperaturas y el subsecuente retroceso glaciar y degradación del permafrost en ambientes paraglaciales, pueden afectar la estabilidad de laderas en alta montaña, especialmente en zonas áridas del norte de Chile (Azócar y Brenning, 2010). Caracterizadas por escasa vegetación, disponibilidad de material detrítico y altas pendientes, incentivando incluso la generación de deslizamientos y avalanchas de roca (Haeberli et al., 2017; Gariano y Guzzetti, 2016; Seneviratne et al., 2012).

2.2. Zonas de estudio

A continuación se describe, para cada zona de estudio, el evento de remoción en masa estudiado, el clima y la vegetación de la zona. Si bien la vegetación no posee influencia sobre los eventos, si lo hace sobre la interferometría de radar, por ello se procede a su descripción.

2.2.1. Paso internacional de Aguas Negras (PAN)

Descripción del evento

Las imágenes satelitales adquiridas por la misión Landsat 8 indican que la remoción en masa ocurre entre el 2 de junio y 20 de julio de 2014, provocando la obstrucción de la ruta internacional (que se encontraba cerrada durante el periodo invernal) y su posterior reconstrucción sobre el mismo depósito. En el periodo mencionado, se observa un evento de nieves estacionales, que tras su derretimiento revela el depósito de la remoción.

Clima

El régimen climático corresponde a un clima templado de frío de altura, cuyas bajas temperaturas propician nieves permanentes en cumbres y quebradas de la alta cordillera (DGA, 2008, 2004a). La zona se destaca por una alta sequedad del aire, fuertes vientos y precipitaciones principalmente en forma de nieve con lluvias muy ocasionales durante el verano (Ferrando et al., 2003). Las temperaturas varían entre los -6°C y 8°C (Zepner et al., 2021), en donde, la isoterma 0°C se ubica en torno a los 4000- 4100 m.s.n.m. según la temperatura media anual sobre la latitud de PAN (Conejo et al., 2014).

Clima durante el evento de remoción en masa

Durante la ventana de 18 días en que ocurre la remoción en masa, se observa un aumento en la precipitación acumulada de 37 mm entre el 9 y 12 de junio en la estación El Tapado, ubicada en la base del glaciar homónimo a 7,7 Km al E de la zona de estudio (4306 m.s.n.m), cuyos datos son proporcionados libremente por el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (CEAZA). Asimismo, se registró un evento de precipitaciones sobre la cuenca del Elqui los días 11 y 12 de Junio, con un máximo de intensidad durante el último día, junto con condiciones suficientes para estimar un evento de El Niño débil durante el trimestre Junio-Agosto 2014 (CEAZA, 2014). Cabe destacar que los casi 40 mm precipitados en estos dos días son cerca del doble de lo normal para el mes de junio y casi cuatro veces el promedio (figura 2.1).

Vegetación

En la zona de PAN, dada su gran altitud y bajas temperaturas, la vegetación es prácticamente nula, observándose pequeños cúmulos de ésta hacia la zona baja de quebradas (fuera de la zona de estudio).

2.2.2. Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL)

Descripción del evento

La remoción en masa se ubica en la parte alta de la ladera oriental del valle, a 1210 m sobre el curso del estero (Sernageomin, 2019) y fue reportada durante el mes de septiembre de 2018 por el Centro de Estudios Científicos. Mediante imágenes de Sentinel 2 se establece un evento principal de deformación entre los días 12 y 19 de agosto (Garcés, 2020), el cual complementado con lo encontrado por el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin) desde imágenes Planet, se establece un evento principal entre el 12 y 15 de agosto y un segundo evento entre el 21 y 23 del mismo mes que removiliza la porción baja del depósito. Además, se registra deformación continua en la zona desde el año 2015, la cual se ve acrecentada a inicios de 2018 (Sepúlveda et al., 2021). Luego, por recomendaciones de la entidad, se procedió al cierre del sendero Glaciar la Paloma, permaneciendo en esta condición desde octubre de 2018 hasta octubre de 2019 (Outlife, 2020).

Según Sernageomin corresponde a un deslizamiento compuesto, con componente rotacional y planar, que afecta a rocas volcánicas de la Formación Farellones y a material detrítico superficial de origen criogénico y cuya morfología en bloque describe la dirección W del movimiento. Se describe el depósito en un estado metaestable, pudiendo ser desestabilizado por movimientos sísmicos, precipitaciones líquidas en altura o sobrecarga de nieve superficial. Además se postulan dos escenarios probables en caso de que el material caiga hacia el fondo del valle: o bien se deposita en el lugar, represando el estero Yerba Loca, o sufre un proceso de fluidización, descendiendo valle abajo como un flujo (similar a lo ocurrido en el estero Parraguirre el año 1987) y poniendo en peligro las localidades de Villa Paulina y Corral Quemado (Sernageomin, 2019).

Clima

Al igual que en PAN, el régimen climático corresponde a un clima templado de frío de altura, el cual se emplaza en la zona centro-norte sobre los 3000 m.s.n.m. Con características de altas precipitaciones, temperaturas bajas y nieves permanentes en altas cumbres y quebradas que constituyen el principal aporte de agua para el periodo estival (DGA, 2008, 2004a, 2004b). En particular se observa un clima de tipo Templado Mediterráneo con Estación Seca Prolongada con fuertes contrastes de temperatura entre verano e invierno (DGA, 2004b).

Las temperaturas varían entre los -6°C y 12°C (Zepner et al., 2021), en donde para la zona central de Chile y la cuenca del río Maipo se presenta una isoterma 0°C en torno a los 3600 m.s.n.m. con una variación desde los 3000 m.s.n.m en invierno hasta los 4200 m.s.n.m. en verano (Carrasco et al., 2008; DGA, 2008).

Clima durante el evento de remoción en masa

No hay registro de valores anómalos de precipitaciones que sobrepasen la cantidad o intensidad promedio para un año normal, al contrario, son de carácter escaso para el año 2018. Sin embargo, semanas antes se observaron precipitaciones sólidas y un subsecuente derretimiento de éstas. El fenómeno se observa claramente mediante las imágenes de Sentinel 2, en las que la cobertura nival impide ver la zona de estudio. Al mismo tiempo, se tienen tres estaciones de la red de monitoreo de la Dirección General de Aguas cercanas¹, en donde se reportan precipitaciones muy diferenciadas entre valles colindantes, con máximos en torno a los 30 mm los primeros días del mes de agosto.

Vegetación

Se observa una escasa vegetación con una mayor presencia hacia la base de la quebrada en torno al estero Yerba Loca y tributarios de éste, incluyendo bosques esclerófilos en la base, entregando un aspecto de desierto de altitud (Anglo-American, 2018).

2.2.3. Villa Santa Lucía (VSL)

Descripción del evento

Según el Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin, 2018), se trata de un deslizamiento ocurrido el 16 de diciembre de 2017, que afectó a las rocas volcánicas estratificadas del Cordón Yelcho y derivó en un flujo de detritos y lodo tras impactar un glaciar cubierto en retroceso y su lago glacial en la base de la ladera. Éste desciende canalizado por el Río Burritos, incorporando cobertura vegetal y troncos hasta alcanzar y cubrir parcialmente el poblado de Villa Santa Lucía, situado en un valle aluvial. El deslizamiento fue gatillado por un evento hidrometeorológico de temperaturas altas anómalas los días previos y precipitaciones cálidas sobre toda el área durante el día del evento (isoterma 0°C sobre el cordón Yelcho).

La zona de generación del deslizamiento posee multiplicidad de factores condicionantes, entre los que destacan, pendientes elevadas (80°), debilidad del macizo rocoso

¹ Estaciones cercanas: Río Yerba Loca antes junta estero Yerba Loca, Estero Yerba Loca antes junta San Francisco, Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal

(asociada a una alteración hidrotermal pervasiva y fracturamiento subvertical con grietas abiertas sobre el cordón Yelcho), glaciares en retroceso y un lago glacial en la base, permitiendo disponibilidad de aguas. Por lo mismo, se determina que la remoción en masa se encuentra activa en su área de generación con la posibilidad de eventos similares, desencadenados por precipitaciones intensas con isoterma 0°C elevada, o sismos de subducción y/o superficiales relacionados a la falla Liquiñe-Ofqui (Sernageomin, 2018).

Clima

La zona posee un clima templado de tipo subpolar oceánico (Zepner et al., 2021) con una baja oscilación de temperaturas y precipitaciones abundantes y continuas durante el año. Siendo su isoterma 0°C en torno a los 2300 m.s.n.m (Carrasco et al., 2008), variando desde los 1600 m.s.n.m. en invierno a 3000 m.s.n.m. durante el verano (Sepúlveda, 2016).

Clima durante el evento de remoción en masa

La Región de Los Lagos registró un superávit de precipitaciones hacia fines del año 2017. Según la estación Villa Santa Lucía de la Dirección General de Aguas (DGA) se registraban 3650 mm al momento del evento de remoción en masa, en donde durante las últimas 24 hrs previas se reportaron 122,8 mm de precipitaciones líquidas gracias a una elevada isoterma 0°C (Sernageomin, 2018). Este último evento meteorológico, sobrepasa notablemente los promedios históricos de la zona para todo el mes de diciembre, tal como se observa desde la figura 2.1.

Vegetación

En contraste a las zonas anteriores, la vegetación dominante de la comuna de Chaitén y los alrededores del cordón Yelcho es el bosque lluvioso templado, caracterizado por una gran biodiversidad y flora nativa distribuida de forma espesa, cuyos árboles pueden alcanzar alturas sobre los 40 m a una edad adulta. Hacia los sectores altos, en zonas liberadas por el retroceso glaciar se puede encontrar vegetación incipiente a joven (BCN, 26 Julio 2021; MCH, 05 marzo 2021).

3. Marco geológico

3.1. Morfoestructuras

El territorio andino centro - sur se divide en morfoestructuras dispuestas en franjas contiguas en dirección NS, cuya continuidad y extensión depende de la latitud (figura 3.1). Se tiene que, para la latitud de cada zona de estudio se destacan las morfoestructuras de la Cordillera de la Costa, el Valle o Depresión central, la Cordillera frontal, la Cordillera Principal y la Cordillera Patagónica; siendo en estas últimas tres dónde se ubican PAN, SYL y VSL respectivamente.

La Cordillera de la Costa se extiende entre los 15°S y 47°S en el margen occidental del continente, con un ancho y altitud promedio de 39 Km y 950 m.s.n.m. , aunque alcanza altitudes de hasta 2000 msnm, cuyo eje longitudinal se orienta de forma subparalela a la fosa (Carrizo et al., 2008; Sernageomin, 2003). Se puede dividir en dos franjas NS claramente diferenciables en la zona central bajo los 33°S: un sector occidental caracterizado por secuencias marinas estratificadas y un basamento cristalino metamórfico paleozoico en las cercanías de la costa, y rocas cristalinas del Mesozoico hacia el este. El sector oriental de la cordillera presenta las mayores elevaciones y se compone por rocas estratificadas volcánicas y sedimentarias con edades que fluctúan entre el Triásico y el Cretácico Superior, junto con un cordón de cuerpos intrusivos de edad Cretácica superior que marca el borde oriental, el cual disminuye su frecuencia y tamaño al alejarse de los 33°S (Farías, 2007; Fock, 2005; Tassara y Yáñez, 2003).

El Valle o Depresión central se extiende al este de la Cordillera de la costa entre los 33-40°S, desde la comuna de Colina hasta Puerto Montt, para luego sumergirse bajo las aguas del canal de Chacao. Mientras que al norte de los 33°S se da paso a una serie de cordones montañosos de baja altitud separados por valles rectos y continuos que conectan la Cordillera Principal con la Cordillera de la Costa (Rauld, 2002; Fock, 2005). Corresponde a una cuenca activa con relleno sedimentario y volcano-sedimentario con edades que comprenden desde el Neógeno hasta la actualidad. El basamento aflora esporádicamente en forma de "cerros isla" con alturas entre 650 y 480 m.s.n.m. decrecientes de este a oeste (Fock, 2005; Farías, 2007; Tassara y Yáñez, 2003).

La Cordillera Frontal (28°-33°S) está constituida por un basamento Pre-Cámbrico, Paleozoico y Triásico. Posee un ancho del orden de 150 Km y una elevación máxima de 6.960 m.s.n.m. Su margen occidental está en contacto con la Cordillera de la Costa, que ocupa exclusivamente la zona de antearco; mientras que al este limita con la precordillera argentina, en la que se desarrollan cuencas de antepaís desde el Mioceno hasta el Ho-

loceno (Tassara y Yáñez, 2003; Fock, 2005). La región se caracteriza por una ausencia de volcanismo desde el Mioceno Superior (Kay y Mpodozis, 2002), que responde a la zona de flat slab o subducción plana consecuente de la subducción del Ridge de Juan Fernández bajo el margen continental (Garrido, 2015; Charrier et al., 2007).

La Cordillera Principal se emplaza al suroeste de la Cordillera Frontal, entre los 33,5°S y los 39°-42°S aprox. y su elevación disminuye de norte a sur desde los 4000 a 1500 m. (Tassara y Yáñez, 2003; Sernageomin, 2003). Constituye el basamento de la zona volcánica sur, que presenta estratovolcanes andesítico-dacíticos calcoalcalinos (Hildreth y Moor bath, 1988). Al norte de los 35°S es posible distinguir tres franjas (occidental, central y oriental) según sus rastros litológicos y estructurales. La franja occidental se conforma por rocas de la Fm. Abanico fuertemente deformadas y rocas de la Fm. Farellones al este con menor deformación. La franja central comprende los afloramientos basales de la Fm. Farellones. La franja oriental se constituye por unidades mesozoicas (Jurásico -Cretácico medio) fuertemente plegadas y basculadas. Finalmente, las unidades mesozoicas y cenozoicas en conjunto constituyen las franjas central y oriental de la Cordillera Principal y conforman las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe (Fock, 2005; Farías, 2007; Garcés, 2020).

La Cordillera Patagónica se extiende al sur de la Cordillera Principal y entre los 39°-47°S se encuentra en contacto por el oeste con la Depresión Central (Hasta los 42°S, luego se sumerge bajo el mar) y la Cordillera de la Costa. El antearco se limita por la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO), que habría permitido el alzamiento de la vertiente occidental de la Cordillera Patagónica (Tassara y Yáñez, 2003; Cembrano et al., 2000; Arancibia et al., 1999). Al este, el relieve desciende suavemente a elevaciones del orden de 1000 m, formando en la pampa argentina una meseta rugosa moldeada glacialmente. Está constituida por rocas intrusivas meso-cenozoicas asociadas al Batolito Norpatagónico y rocas volcánicas junto con centros eruptivos emplazados sintectónicamente con ZFLO (Cembrano et al., 2000). Al sur de los 42°S los estratos mesozoicos afloran en un ambiente de trasarco sin evidencias de deformación compresiva (Mpodozis y Ramos, 1990; Tassara y Yáñez, 2003).

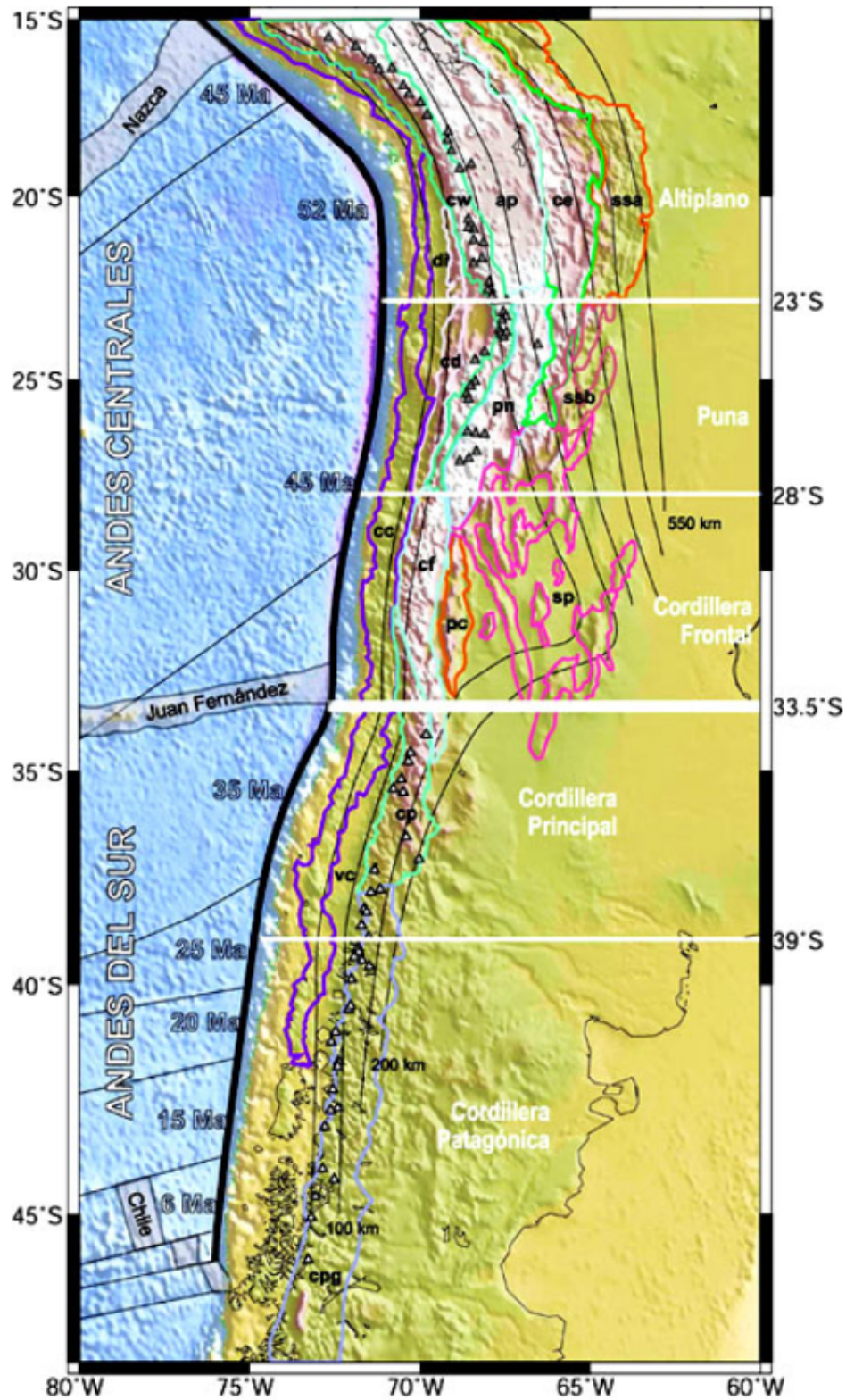


Figura 3.1: Características geotectónicas y unidades morfoestructurales: cc- Cordillera de la Costa; di- Depresión Intermedia; cw- Cordillera Occidental; ap- Altiplano; ce- Cordillera Oriental; ssa- Sierras Subandinas; cd- Cordillera Domeyko; pn- Puna; ssb- Sistema de Santa Bárbara; cf- Cordillera Frontal; sp- Sierras Pampeanas; vc- Valle Central; cp- Cordillera Principal; cpg- Cordillera Patagónica. Fuente: Tassara et al, 2003.

3.2. Paso internacional de Aguas Negras (PAN)

3.2.1. Rocas estratificadas

A continuación se describen las unidades identificadas en la zona de estudio según la Hoja Pisco Elqui 1:250.000 provista por el Servicio Nacional de Geología y Minería (Mpodozis y Cornejo, 1988), el cual se encuentra en la figura B.1 en anexos junto con los mapas geológicos de las demás zonas de estudio.

Formación Doña Ana [Oligoceno Superior - Mioceno Inferior]

Esta Formación sobreyace en forma discordante a la Fm. Baños del Toro y corresponde a la actual superficie de erosión. Se compone de un miembro inferior Tilito, formado por Ignimbritas riolíticas y dacíticas con clastos líticos de andesitas y dacitas, matriz cristalina y fragmentos de pómez; tobas dacíticas y de lapilli y escasas intercalaciones de lavas porfíricas andesítico- basálticas. Un miembro superior Escabroso, compuesto de aglomerados con bloques de andesita y dacita, junto con lavas porfíricas: Andesita de hornblenda y piroxeno, y Andesita basáltica de hiperstena. (Mpodozis y Cornejo, 1988)

En la zona de estudio y el sector del Paso internacional de Aguas negras, quebrada El tapado, Cerro Olivares, río del toro afloran, exclusivamente, lavas y tobas riolítico dacíticas del miembro Tilito, alcanzando una potencia de hasta 1000 m que disminuye hacia occidente.

Sedimentos aluviales y coluviales [Cuaternario]

Corresponde a depósitos de relleno de valles, conos de deyección torrencial y escombros de falda. Se pueden dividir en depósitos de colapso gravitacional y conos de deyección, estando ambos presentes en la zona de estudio, cubriendo la base de la quebrada con fuerte presencia sobre la mitad inferior de las laderas que componen el valle.

Sedimentos glaciales y fluvioglaciales [Cuaternario]

Depósitos morrénicos, glaciares de roca, escombros crionivales y sedimentos morrénicos retrabajados por agua. Se presentan en gran medida en torno al glaciar de roca El Tapado hacia el noroeste de la zona de estudio.

3.2.2. Geología estructural

A escala regional la zona se asocia a un estilo estructural dominado por fallas inversas de alto ángulo con rumbo norte-sur cuya actividad produjo el plegamiento sobre las rocas volcánicas terciarias de la Fm. Doña Ana (Mpodozis y Cornejo, 1988). La estructura de estas características más cercana a la zona de estudio es la Falla Río Colorado al oeste del Glaciar El Tapado.

3.2.3. Geomorfología

La subsubcuenca del Río Laguna se enmarca dentro de la cuenca del Río Elqui, con un dominio de geomorfologías glaciares y periglaciares, en la que se destacan glaciares de roca, morrenas, remociones en masa, abanicos aluviales y coluviales, conos de deyección y de talud de manto, superficies criogénicas, entre otros. Los mayores depósitos de remoción en masa no presentan erosión glacial evidente, lo que evidencia su ocurrencia posterior al último avance y retroceso glacial (Alfaro et al., 2018).

En específico, la morfología del depósito de la remoción en masa estudiada se caracteriza por presentar al menos tres escarpes, lo que hace suponer una deformación activa en diferentes pulsos, siendo el último el ocurrido en 2014.

3.3. Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL)

3.3.1. Rocas estratificadas

Formación Abanico [Eoceno Superior - Mioceno]

Secuencia constituida por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres). Se encuentra plegada y presenta un metamorfismo pervasivo de muy bajo grado. Posee un espesor estimado de 3000 m aumentado por intrusiones de filones-manto y lacolitos andesíticos. (Fock, 2005; Charrier et al., 2002; Thiele, 1980). Esta unidad aflora en la zona SW del Santuario, distinguiéndose a bajas cotas hasta la Villa Paulina.

Formación Farellones [Mioceno]

Secuencia estratificada de lavas, tobas e ignimbritas en alternancia con rocas volcánicas más finas. Existe una predominancia de lavas sobre los demás elementos en la secuencia. El espesor reportado es de 2500 m, aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno Superior – Plioceno que la intruyen. (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990). Se encuentra sobreyaciendo a la formación abanico cuyo contacto se considera transicional, aunque existen amplias variaciones entre los 32°S y 35°S, mientras que el techo corresponde a la actual superficie de erosión (Fock, 2005). La Formación Farellones aflora en prácticamente la totalidad del Santuario, destacándose en las zonas altas libres de depósitos no consolidados.

En la zona del deslizamiento, se encuentran planos de estratificación de manto favorable al valle, sobre una unidad de ignimbritas intercaladas con lavas andesíticas (Sernageomin, 2019).

Depósitos no consolidados [Cuaternario]

Se incluyen depósitos fluviales, fluvioglaciales, glaciales, aluviales, coluviales u otros gravitacionales producto de remociones en masa como deslizamientos o soliflucción. Estos depósitos están caracterizados por materiales de variado calibre, representados por clastos del tamaño de bloques a gravas, arenas, limos y arcillas (CONAF, 1984; Thiele, 1980). Se encuentran principalmente en zonas de menor pendiente y en la parte alta del Santuario.

3.3.2. Rocas plutónicas

Intrusivo estero Yerba Loca [Mioceno Medio Superior]

Monzodiorita cuarcífera de 19,4 Ma (Campos Maza, 2014). Otros intrusivos correlacionables son granodioritas, monzogranitos y monzonitas cuarcíferas. Presente en el sector occidental de la quebrada, es decir, en la ladera opuesta a la zona removida.

3.3.3. Geología estructural

La zona de estudio se encuentra libre de estructuras a escala regional documentadas, siendo las más cercanas aquellas responsables del levantamiento de la Cordillera Principal sobre la Depresión central (Fock, 2005; Thiele, 1980) . Sin embargo, el informe de la Corporación Forestal Nacional (1984), describe que la principal estructura en el Santuario de la Naturaleza Yerba Loca corresponde a un sinclinal cuyo eje ha facilitado la erosión glacial y fluvial, coincidiendo actualmente con la base del valle y el cauce del estero Yerba Loca.

3.3.4. Geomorfología

El área se encuentra en la cuenca del Río Maipo, específicamente en la zona alta de la cuenca del Río Mapocho Alto, una zona caracterizada por morfologías glaciales retrabajadas por procesos fluviales y gravitacionales debido al actual retroceso glaciar. CONAF (1984) distingue tres unidades morfológicas: Los **Cordones El Plomo - La Parva y Yerba Loca** que marcan el límite del Santuario y se caracterizan por una serie de cumbres cuya altitud aumenta hacia el norte uniéndose en el cerro La Paloma que presenta el glaciar homónimo, se caracteriza por presentar laderas aparentemente verticales con depósitos aluviales y coluviales en la zona inferior. El **Valle o Cajón glaci-fluvial** que comprende las cuencas y tributarios del Santuario, en donde, las zonas de ensanchamiento se deben a sectores de confluencia glaciar (Villa Paulina) cuyos depósitos morrénicos han sido retrabajados por la acción fluvial y gravitacional.

El deslizamiento se ubica en la parte media - alta del valle (Sernageomin, 2019), sobre la que predominan morfologías asociadas a procesos periglaciales y gravitacionales, con valles colgados y glaciares de escombros, morfologías de geliflucción y soliflucción y depósitos coluviales y aluviales. Específicamente en la zona del deslizamiento se observa una deformación superficial en forma de bloques (cubierta fragmentada) que afecta a rocas volcánicas de la Fm. Farellones en la cabecera y la base del deslizamiento, y a material detrítico superficial de origen crioclástico y coluvial (regolito tamaño grava y arena), cuya potencia alcanza hasta 10 m.

3.4. Villa Santa Lucía (VSL)

3.4.1. Rocas estratificadas

Complejo metamórfico Bahía Mansa [Devónico - Triásico]

Esquistos micáceos y Anfibolitas, en menor proporción, se tienen serpentinitas distribuidas según cuerpos pequeños a medianos. Son rocas con protolitos de edades desde el Devónico al Triásico y metamorfismo del Pérmico al Jurásico. (Sernageomin, 2018, 2003). Se extiende desde la zona de generación de la remoción en masa hacia el norte.

Formación La Silla [Mioceno]

Unidad sedimentaria lacustre conformada por una secuencia de lutitas con intercalaciones arenosas y niveles detríticos con flujos arenosos (Sernageomin, 2018). Se encuentra fuera del área afectada, en el sector norte, al este del basamento metamórfico.

Volcanitas pre-glaciales básicas [Plioceno - Pleistoceno]

Secuencias y centros volcánicos parcialmente erodados: lavas principalmente basálticas con intercalaciones de tobas y conglomerados (Sernageomin, 2003). Aflora en el valle del río Burritos y la zona de generación del deslizamiento en el Cordón Yelcho. Éste se describe más en detalle por Sernageomin (2018):

Complejo Volcánico del Cordón Yelcho [Pleistoceno Medio - Superior]

Cordón volcánico de tipo fisural y de composición andesítica-basáltica. En el área de generación del deslizamiento se observan sectores con rocas estratificadas subhorizontales difíciles de delimitar con respecto a la roca fundamental de naturaleza granítica y metamórfica debido al manto nival que las cubre.

En la mayoría de los afloramientos visibles como la naciente del río Burritos y el escarpe del deslizamiento, se observa alteración hidrotermal argílica y de óxidos de hierro, siendo éste el material fuente de la remoción en masa.

Depósitos cuaternarios [Pleistoceno - Holoceno]

Depósitos aluviales, coluviales, fluvio-glaciares y de remoción en masa, caracterizados por gravas y arenas moderadamente bien seleccionadas, redondeadas e imbricadas, con matriz de arenas gruesas y medias (Sernageomin, 2018, 2003). Se encuentran cubriendo las cotas bajas y zonas de baja pendiente de la zona de estudio y al alrededores. Los depósitos producto del evento de remoción en masa de 2017 constituyen parte de esta unidad.

3.4.2. Rocas plutónicas

Granitos y Tonalitas cretácicas [144 - 90 Ma]

Corresponde al borde oriental del Batolito Norpatagónico conformado por granitos, granodioritas y tonalitas de Hornblenda y Biotita (Sernageomin, 2003). Se encuentra al este del cordón Yelcho y el valle del río Burritos.

Tonalitas Miocenas [18 - 6 Ma]

Conforman la franja central del Batolito Norpatagónico conformada por granodioritas, dioritas y tonalitas (Sernageomin, 2003). Se extiende desde la zona de generación del deslizamiento hacia el sur del Cordón Yelcho.

3.4.3. Geología estructural

El rasgo estructural más visible lo constituye la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), cuya traza principal corresponde localmente al extremo NW del lago Yelcho y continúa sobre el valle del río Burritos sobre la Villa Santa Lucía (Sernageomin, 2018). La ZFLO es una estructura cortical de orientación NS y cinemática transpresional dextral con actividad desde el Mioceno Medio (Tassara y Yáñez, 2003; Cembrano et al., 2000; Arancibia et al., 1999).

3.4.4. Geomorfología

Según lo descrito por Sernageomin (2018), el Cordón Yelcho corresponde a una serraña de orientación NW-SE con una altitud de 2.100 m.s.n.m. en promedio. Éste limita por el flanco occidental al valle glaciar del río Burritos y Yelcho chico, en donde se emplaza la Villa Santa Lucía.

Desde la última glaciación Pleistocena el cordón ha experimentado una intensa erosión, cuyas incisiones forman valles glaciares con paredes casi verticales. Se observan principalmente morfologías glaciares y volcánicas, como cuellos volcánicos, circos glaciares o glaciares activos. Se destaca el glaciar Yelcho, el cual desliza en la parte media del cordón, desde la cumbre hacia el NE hacia el río Burritos.

Localmente, el área de generación del deslizamiento se encuentra parcialmente cubierta por el glaciar Yelcho y el manto nival de altura, se muestra en general sectores con rocas estratificadas subhorizontales difíciles de delimitar con respecto a la roca fundamental granítica y metamórfica descrita.

4. Metodología

En términos generales se plantea la construcción de series de tiempo para describir la deformación superficial en la línea de visión del satélite (LOS) de cada zona de estudio. Dentro de intervalos de tiempo acotados, determinados según la disponibilidad de imágenes SAR y las limitaciones tecnológicas, físicas o ambientales de cada zona. Para mayor detalle consultar sección de anexos.

4.1. Recopilación de antecedentes y base de datos

El conjunto de datos o productos utilizados para el posterior procesamiento SAR son de libre acceso y su fuente se detalla en la tabla E.1 en anexos. Consiste en imágenes SAR capturadas por la constelación de satélites de la misión Sentinel-1, cuyo modo de adquisición es *interferometric wide swath* (IW) y el producto utilizado es *Single Look Complex* (SLC), en el que cada pixel descrito en dirección Range y Azimuth, es el resultado de una única medición de la señal retrodispersada desde superficie. La información queda descrita en su fase y amplitud y corresponde a un producto SAR ya enfocado por la agencia espacial. Así, cada imagen SAR representa una medición acotada al instante de su obtención. Esta información requiere ser complementada por una órbita precisa del satélite al momento de la adquisición y de un modelo de elevación digital para la generación de interferogramas.

Las zonas de estudio presentan condiciones particulares que influyen sobre la interferometría de radar y en consecuencia sobre los periodos analizados. Se tiene que PAN y VSL poseen cobertura nival extendida durante los meses fríos, lo que provoca un análisis acotado a las temporadas cálidas.

También, los eventos principales de remoción en masa se caracterizan por un cambio rápido y abrupto sobre la superficie, traducido como una ausencia de información confiable para estimar la deformación en la principal área afectada; entonces, el análisis se acota a periodos previos y posteriores a este evento.

Cabe recalcar que la disponibilidad de imágenes no permite un análisis previo de deformación para PAN, cuyo evento de deformación principal tiene lugar antes de las primeras adquisiciones en el área, determinando un estudio netamente posterior.

De esta manera, las imágenes SAR consideradas para cada zona de estudio varían según sus condiciones ambientales, el evento de remoción en masa y la disponibilidad de imágenes concordantes entre sí, es decir, aquellas que posean una misma geometría y marco espacial (*Path* y *Frame*). Además, para minimizar el efecto de acercamiento o alejamiento del satélite sobre la medición de deformación en la línea de visión de éste (LOS) se utilizan imágenes ascendentes (ASC) y descendentes (DES) en cada zona. Así, se puede describir el movimiento según una componente vertical y horizontal. El detalle de las imágenes utilizadas se encuentra en la sección E.2.1 en anexos.

4.2. Procesamiento INSAR

4.2.1. Pre-procesamiento

Consiste en la definición de parámetros y el procesamiento o preparación de las imágenes seleccionadas previo a la construcción de interferogramas. Se destaca el Corregistro y el Deburst, en donde en primera instancia, se extraen los datos de interés para cada imagen en la polarización deseada (VV). Referentes al *sub-swath* en que se encuentra el área de estudio, identificado mediante el *preview* proporcionado por el sistema (el detalle de una Imagen SAR de Sentinel 1 se encuentra en la sección A.2.5).

Luego, el conjunto de imágenes seleccionadas para el análisis de una zona y periodo definido, se correlacionan con su respectiva órbita precisa con tal de corregir el cambio de patrón de elevación de la antena entre adquisiciones (Sandwell et al., 2011). De esta forma, la órbita se utiliza para alinear y remover la componente de tierra plana (descrito en anexos).

Se define la imagen maestra o referencial de la pila, la cual por defecto será la más antigua. Esto genera archivos que contienen la información necesaria para alinear una imagen SLC con la referencial, representándose esta alineación mediante la figura 4.1.

Con la imagen maestra definida, se realiza el **corregistro**, que consiste en el traslado y rotación de los píxeles de la imagen secundaria con tal de coincidir con la primera, con una precisión (fracción de pixel) en que cada punto en ambas imágenes coincida con las mismas imágenes de radar. Mientras que, mediante el **Deburst**, se corrige la superposición de límites frontal y trasero entre *burst* dentro de cada *sub-swath*, en donde GmtSAR utiliza la línea central de la zona superpuesta de cada *burst* para unirlos (Sandwell et al., 2011; Delgado, 2020).

Al mismo tiempo, se proyecta el modelo de elevación digital (DEM) a coordenadas de radar, el cual se utilizará para mejorar la alineación de imágenes SLC removiendo la fase topográfica dependiente de la línea base perpendicular (*baseline perpendicular*).

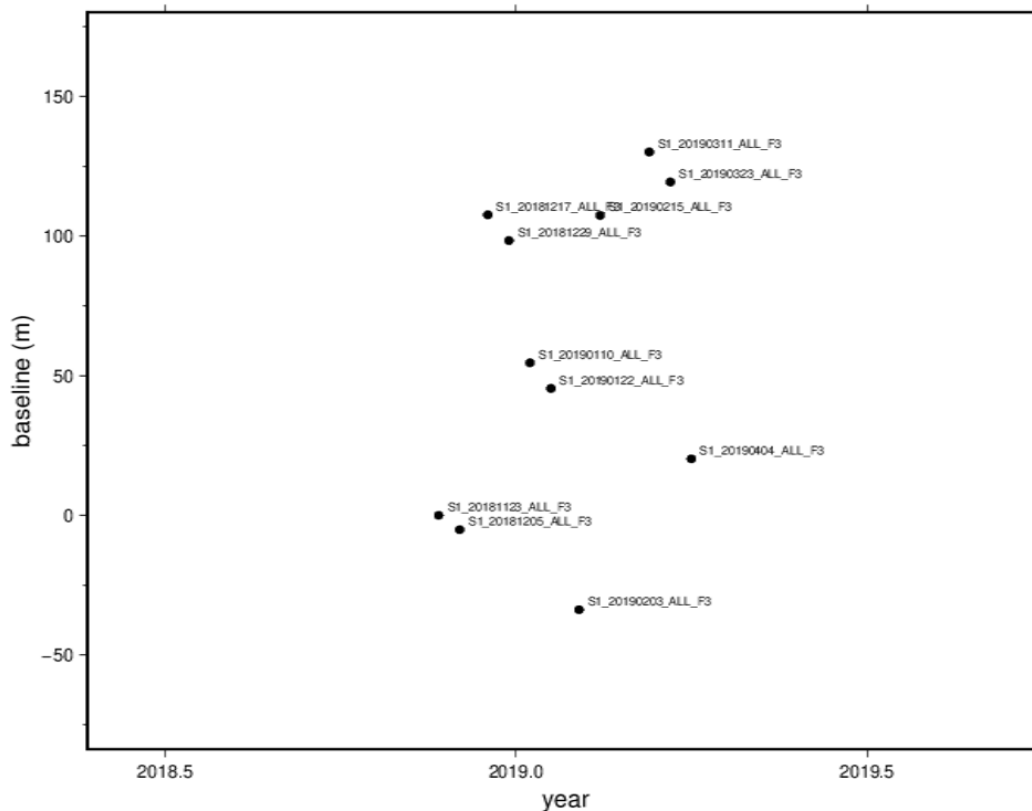


Figura 4.1: Imágenes SAR (puntos) alineadas en base a la imagen referencial capturada el 23/11/2018 (S1_20181123_ALL_F3), ordenadas según su fecha de adquisición y baseline perpendicular, es decir, la distancia entre las trayectorias de adquisición (órbitas) de cada imagen con respecto a la imagen referencial.

4.2.2. Selección de pares interferométricos

Previo a la construcción de los interferogramas, se realiza la selección automática de pares de imágenes referencial – secundaria, siguiendo la metodología de SBAS, representada mediante la figura 4.2. Ésta se determina por la definición de un valor máximo para la distancia entre satélites (baseline perpendicular) y la cantidad de días entre cada adquisición (baseline temporal).

Se combinan imágenes adquiridas por el mismo satélite, con igual polarización, órbita (path-frame) y ángulo de incidencia. De forma que todas las imágenes observen a un mismo objetivo desde la misma dirección y sean afectadas por los mismos artefactos ambientales con tal de evitar la falta de coherencia. Aun así, las anomalías atmosféricas son de carácter aleatorio en el tiempo.

Los pares interferométricos se resumen en la sección E.2.2 de anexos y se establecen según las condiciones de cada zona de estudio, equilibrando la capacidad de almacenamiento, una cantidad de interferogramas suficiente para aislar o destacar la información referente al desplazamiento con cierta confianza, y un baseline pequeño con tal de evitar decorrelaciones espaciales o geométricas producto del baseline perpendicular y errores topográficos, y temporales, consecuencia de las condiciones climáticas.

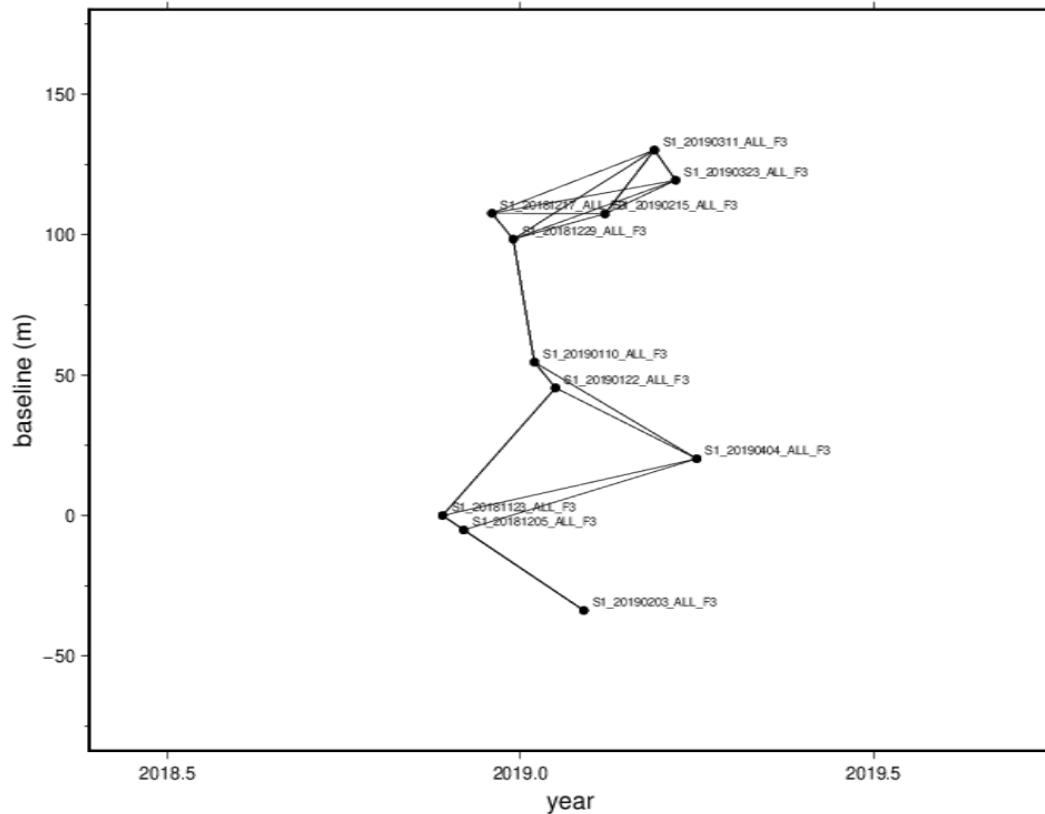


Figura 4.2: Red de interferogramas espacio-temporal de imágenes ascendentes asociada a VSL. Los interferogramas se representan mediante líneas que unen los pares interferométricos seleccionados (puntos).

Las remociones en masa tienen su ocurrencia en un área acotada, muy inferior al tamaño de la imagen SAR. Luego, tras una previsualización del material, se define la región de menor tamaño que será sometida al procesamiento. Así, se reduce el tiempo de procesamiento, la capacidad de almacenamiento requerida y el ruido topográfico inducido por la escala regional de la imagen.

4.2.3. Procesamiento de interferogramas

El procesamiento consiste en la construcción y desenrollado de interferogramas. Cada par interferométrico se traduce en dos grillas, una con la fase interferométrica y otra con la coherencia, ambas en coordenadas de radar que posteriormente serán geocodificadas (proyección del interferograma en coordenadas de radar a una grilla en coordenadas geográficas de latitud y longitud). Cabe destacar que los interferogramas se realizaron a resolución completa, es decir, 1 look en range y 4 en azimuth.

4.2.4. Remoción de rampa

En los interferogramas resultantes existe una señal que no se asocia a la deformación, sino a un conjunto de aportes externos que no fueron compensados por las correcciones determinísticas del programa (señales atmosféricas, orbitales, cosísmicas, etc.). Ésta es

identificada y sustraída del interferograma mediante un código independiente en Matlab, modificado desde Garcés (2020) y Delgado (2020). La rampa es calculada sin considerar en específico el sector sometido a desplazamiento sobre cada zona de estudio, así es posible identificar aquellos aportes externos que afectan a toda la zona, retirando la influencia de la deformación anómala (anexo G).

Además, la remoción de la rampa permite referenciar las mediciones de deformación a una o más zonas sin deformación, en donde estas últimas, a priori, tiene señales arbitrarias. El proceso de remoción de rampa se resume en la figura 4.3, en donde la deformación se refleja sobre el área azul y el resto no posee deformación.

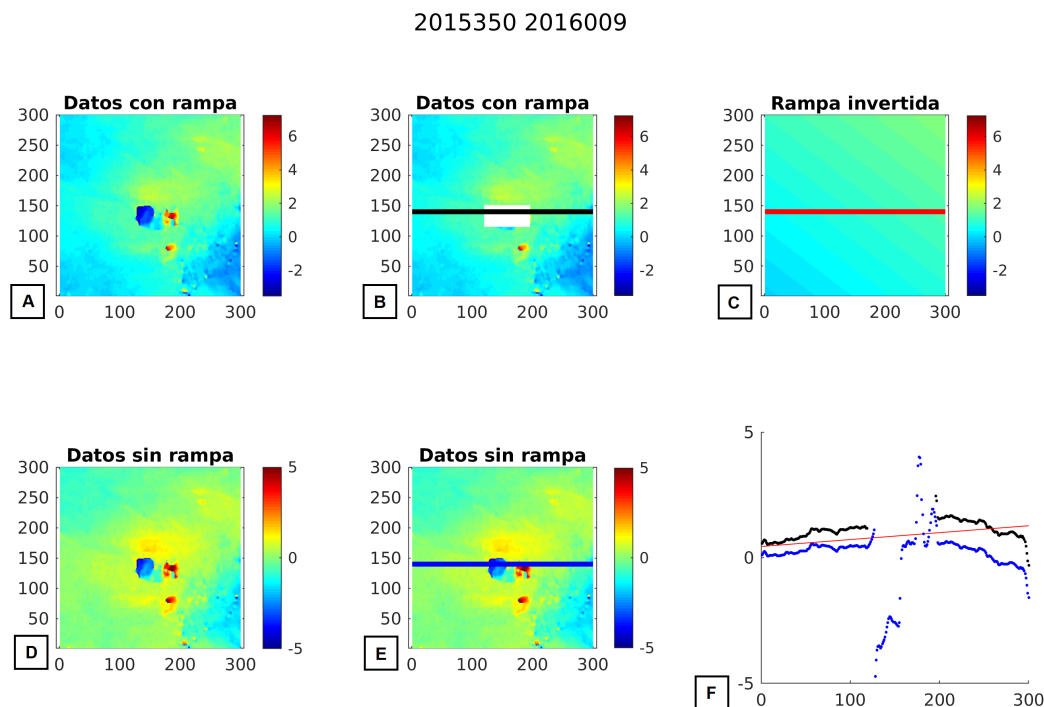


Figura 4.3: Ejemplo de eliminación de rampa de un par interferométrico perteneciente al estudio de PAN. **A.** Datos de fase interferométrica resultante tras el procesamiento. **B.** Fase interferométrica con datos de zona de estudio enmascarados. **C.** Mapa con datos de rampa obtenida. **D, E.** Fase interferométrica con rampa removida. **F.** Gráfico de valores para perfil sobre la zona de estudio expuestos en B, C y D, con fase interferométrica original (negro), rampa calculada (roja) y fase interferométrica con rampa removida (azul).

Mediante el mismo código, se establece un umbral de coherencia para cada zona con tal de eliminar los valores de baja calidad. Es decir, se identifican todos aquellos pixeles de la grilla de coherencia cuya falta de similitud entre imágenes impide garantizar su correcta valoración, y se reemplaza su valor por No Data (NaN) en la grilla de diferencia de fase con la rampa ya removida, representada en la figura 4.4 como "Datos Coherentes".

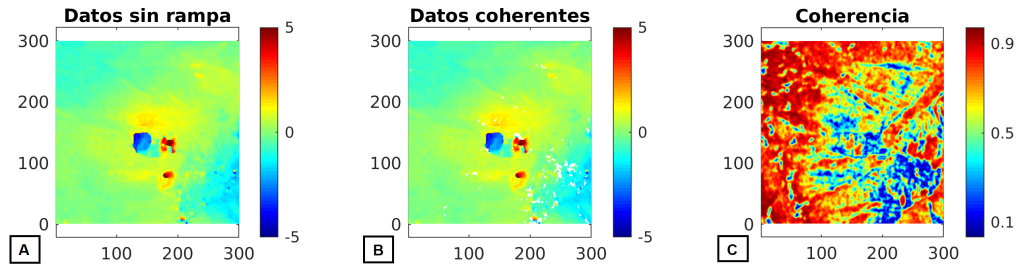


Figura 4.4: Reemplazo de datos de fase con rampa removida cuya coherencia sea menor a 0.12. **A.** Datos de fase tras la remoción de rampa. **B.** Datos de fase tras la remoción de rampa y umbral de coherencia. Los datos no coherentes corresponden a pixeles incoloros o blancos. **C.** Valor de coherencia para cada pixel.

4.2.5. Series de tiempo

La construcción de series de tiempo mediante la metodología SBAS mitiga la pérdida de coherencia, el ruido atmosférico y la decorrelación temporal y geométrica (Delgado, 2020; Berardino, Fornaro, Lanari, y Sansosti, 2002). Permite visualizar la evolución temporal de la deformación superficial sobre cada pixel coherente de la grilla que la compone, representándose mediante la velocidad promedio anual y el desplazamiento acumulado. Los valores de desplazamiento y velocidad responden a un acercamiento o alejamiento del satélite, el cual bajo una geometría descendente observa la superficie desde norte a sur con una dirección de visión a superficie hacia el oeste; y, por el contrario, una geometría ascendente observa de sur a norte con dirección de visión hacia el este. Por lo tanto, el sentido de la señal de deformación depende de la magnitud relativa del desplazamiento en dirección EW y vertical.

La red de interferogramas considerada para la construcción de series de tiempo es seleccionada a partir de una revisión de los interferogramas resultantes de la etapa anterior, en la cual se eliminan aquellos afectados por saltos de fase aleatorios asociados a factores externos no relacionados con el evento de interés (errores de desenrollado de fase) o aquellos con muy baja coherencia. Siempre teniendo en cuenta que la red no puede contener grupos aislados de interferogramas, sino que todos los interferogramas considerados deben poder interconectarse entre sí.

4.2.6. Mapas

Los archivos geocodificados en formato NetCDF son exportados a ArcMap, en donde se construyen mapas de desplazamiento acumulado y velocidad promedio sobre el área de estudio, describiendo la deformación detectada en base a un mismo código de colores. Este código se determina a partir de los valores obtenidos para todos los procesamientos de una misma zona de estudio, de manera de facilitar la comparación entre ellos; el intervalo de valores estables se presenta en color verde y se estima desde el umbral de estabilidad que varía para cada procesamiento.

El umbral de estabilidad se establece desde la metodología utilizada por Solari et al. (2020). Equivalente a la desviación estándar, representa la dispersión de los valores obtenidos en torno a cero para desplazamiento acumulado y velocidad promedio anual de cada periodo (Bianchini et al., 2012). Los pixeles que se encuentren dentro de este umbral, presentan magnitudes de deformación igual o menor a la desviación estándar del procesamiento, y corresponden a áreas que no presentan deformación suficiente para ser detectada por sobre el ruido y no son correlacionables con algún proceso modificador del paisaje en particular.

Es importante destacar, que durante todo el proceso mencionado no se realizan estimaciones del ruido atmosférico, ni tampoco se pretende eliminar de ninguna forma debido a que escapa del alcance de este estudio. Por lo tanto, los mapas finales contienen influencias atmosféricas.

4.3. Identificación y validación de la deformación

4.3.1. Identificación del evento de interés

Los eventos de remoción en masa sujetos a estudio ocurren en una fecha dada, la cual es conocida para SYL gracias a Garcés (2020) y Sepúlveda et al. (2021), al igual que para VSL gracias a lo revisado por Sernageomin (2018). Mientras que para PAN es necesario identificarla. Para ello se utilizaron imágenes satelitales de la misión Landsat 8, que permiten acotar la fecha mediante criterios morfológicos.

Para el caso de PAN, el agente desencadenante de la remoción en masa era de carácter desconocido y según las imágenes satelitales se infiere la posibilidad de que sea producto del derretimiento de nieves. Para su confirmación se revisaron las estaciones meteorológicas en torno a la zona de estudio junto con los reportes meteorológicos disponibles en CEAZA, de manera de obtener los regímenes de precipitaciones, temperatura y caudales.

4.3.2. Validación de resultados

Con la finalidad de verificar y validar los resultados de los procesamientos InSAR para cada zona de estudio, los desplazamientos obtenidos deben correlacionarse con procesos geológicos responsables de la deformación superficial, en el caso de este estudio, las remociones en masa. Para ello, es necesario secuenciar los eventos ocurridos durante el periodo de analizado a través de imágenes satelitales y/o datos obtenidos en terreno.

4.3.2.1. Evolución de la deformación

Para las tres zonas de estudio se realiza una secuenciación de la deformación a través de imágenes satelitales, cuya proveniencia dependerá de la disponibilidad que exista para los periodos analizados en cada zona de estudio. En base a una comparación entre imágenes se buscan diferencias de coloración y morfología que pudiesen sugerir deformaciones de interés u otros procesos que logren ser identificados.

Para el caso de **PAN** se utilizan imágenes satelitales de alta resolución distribuidas libremente por Google Earth y que corresponden a aquellas entre 2006 y 2019. Además, se consideran, a pesar de su menor resolución, imágenes de Landsat 8 para cubrir en mayor detalle el periodo de ocurrencia de la remoción en masa.

En **SYL**, la zona ya posee una evolución previa a los periodos estudiados publicada por Garcés (2020) entre los años 2014 y 2019 (figura D.1, anexos). Considerando que este estudio analiza desde 2019, la evolución se describe mediante imágenes satelitales adquiridas por Sentinel 2 entre 2019 y 2021.

Por último para **VSL**, también se utilizan imágenes de Sentinel 2. El área se encuentra cubierta por nubosidad o nieve la mayor parte del año. Por lo que, para describir su evolución se consideran sólo las imágenes disponibles entre los meses de febrero y marzo entre el 2018 y 2021.

4.3.2.2. Visita a terreno

En cuanto a **SYL** fue posible realizar una salida a terreno el día 5 de marzo de 2021, la cual consistió en un sobrevuelo en helicóptero y visita sobre la zona de estudio de manera de identificar cambios sobre la morfología de la ladera y el depósito.

Se realiza un procesamiento rápido y acotado para los meses entre octubre 2020 y enero 2021, cuyos resultados se muestran en la figura D.2 en anexos. Los cuales, se complementan con los resultados obtenidos por Garcés (2020) y Sepúlveda et al. (2021), para determinar los puntos de interés para la zona de estudio, identificándose uno al sector sur del deslizamiento y otro al NE de éste, ambos puntos con una deformación sobresaliente en comparación a su entorno.

5. Resultados

En esta sección se describirán los resultados obtenidos para cada una de las zonas estudiadas con un análisis de éstos. Para mayor detalle consultar sección de anexos.

5.1. Paso internacional de Aguas Negras (PAN)

5.1.1. Evolución de la deformación

Los depósitos asociados a la remoción en masa de PAN presentan una deformación continua, visible en imágenes satelitales mediante Google Earth desde el mes de diciembre de 2006. La secuencia de imágenes capturadas de la zona se resume en la figura 5.1, desde la que se desprende la afirmación anterior y se evidencian las morfologías lobulares o cónicas asociadas a remociones en masa (áreas demarcadas en rojo). Estas últimas consisten en una serie de pulsos en la parte alta y baja de la ladera, separadas por una zona de acumulación de material en la parte central, atravesada por canales de flujo que culminan en abanicos menores.

Las pendientes del depósito fluctúan entre los 18° y 30° aproximadamente. La parte alta y baja poseen pendientes en torno a los $25^\circ - 28^\circ$ y la porción media pendientes en torno a los 20° (figura F.42, anexos). Por lo tanto, se trata de una ladera de inclinaciones favorables para las remociones en masa (PMA y GCA, 2007).

En la figura 5.1, se aprecian tres escarpes principales responsables de la deformación. Un primer escarpe ubicado en la parte alta de la ladera, hacia el costado norte, el cual ya se encontraba presente en diciembre de 2006. El segundo escarpe, localizado en la parte baja de la ladera, surge entre los años 2006 y 2011, para posterior al año 2013 y posiblemente durante 2014 aumentar su extensión hacia el sur, con tal de asociarse con la remoción en masa del año 2014 que cubre la ruta CH-41. Finalmente, el tercer escarpe es visible desde el mes de marzo de 2016, ubicándose en la parte media del sector sur de la zona.

Mediante las imágenes de la misión Landsat 8, se restringe el intervalo de tiempo en que tiene lugar el evento de remoción en masa asociado al corte de la ruta, así es posible esbozar un límite para la zona cuando las condiciones de nubosidad de la imagen lo permiten (figura 5.2). A comienzos del mes de junio el depósito tenía un tamaño y morfología similar al observado durante septiembre de 2013 (figura 5.1). Sin embargo, durante el 18 de junio ya se logra interpretar un leve crecimiento hacia la parte baja de la ladera, el cual se hace evidente una vez que la nieve desaparece para el 20 de julio.

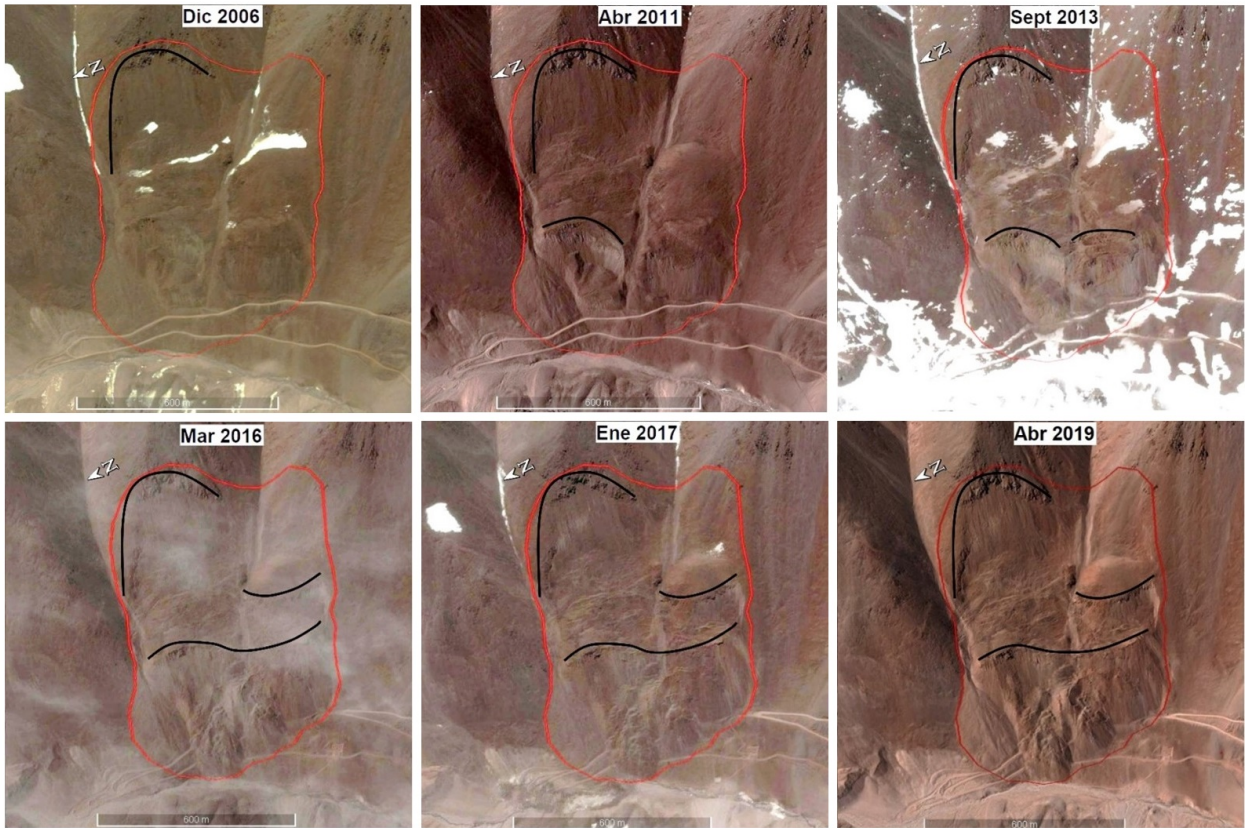


Figura 5.1: Evolución del depósito de remoción en masa representada mediante la secuencia imágenes adquiridas desde Google Earth. En rojo se muestra el área actual de material removilizado y en negro los escarpes identificados.

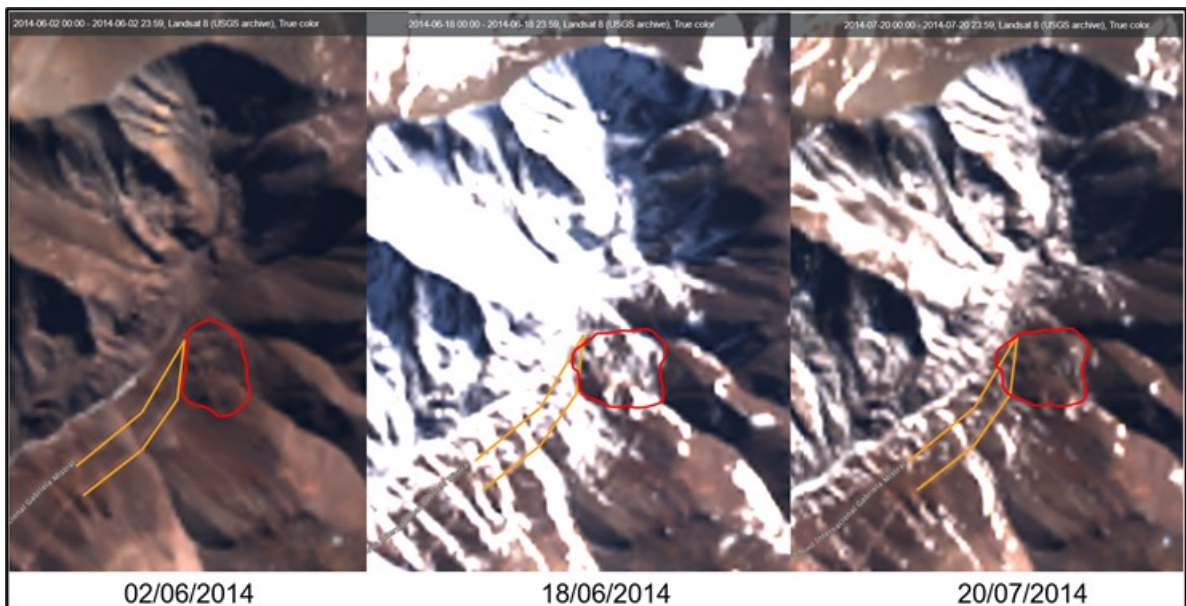


Figura 5.2: Evolución del depósito de remoción en masa PAN (rojo) y su propagación sobre la ruta CH-41 (línea naranja) sobre imágenes Landsat 8.

5.1.2. Análisis de eventos meteorológicos

La zona de estudio se encuentra en un área caracterizada por una escasez e intermitencia de datos meteorológicos. En la sección de antecedentes se mencionó que la estación más cercana corresponde a El Tapado, ubicada 7,7 Km al este de la zona y a una altitud 200 m inferior (tabla C.1, anexos), la cual para los meses de junio y julio registra las mediciones de temperatura y precipitaciones acumuladas descritas en las figuras 5.3 y 5.4.

Desde ellas se observa una fuerte fluctuación de temperaturas durante el mes de junio, para los cuatro años en los que se ha registrado temperatura en la estación. Además, se tiene que las precipitaciones durante el mes de junio y julio son generalmente escasas, se destacan dos eventos de precipitación, el primero en junio de 2014 y el segundo en julio 2015.

El Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas reportó un evento de precipitaciones anómalas para el 11 y 12 de junio de 2014, periodo en el que la estación El Tapado registró un aumento de 37 mm de precipitación acumulada con temperaturas bajo cero. Luego, la precipitación se infiere en estado sólido. En particular, para el 12 de junio se tiene una temperatura promedio de -15°C , que al cabo de 4 días se estabiliza cercana a los 0°C durante al menos cinco días. Es necesario recalcar que durante este intervalo de tiempo se alcanzaron temperaturas máximas registradas de hasta 5°C (el desglose de temperaturas anuales para 2014 y 2015 se presenta en la sección C en anexos).

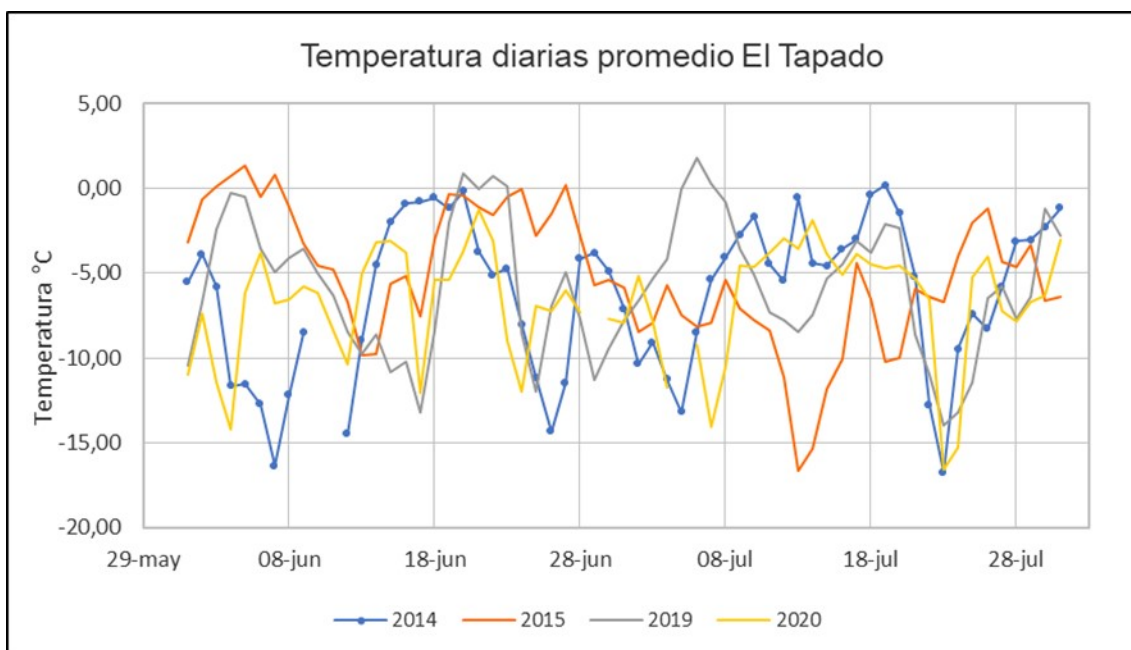


Figura 5.3: Temperaturas promedio diarias en los meses de junio y julio para los años en que se tiene registro de precipitaciones, de la estación El Tapado. Fuente de datos: CEAZA.

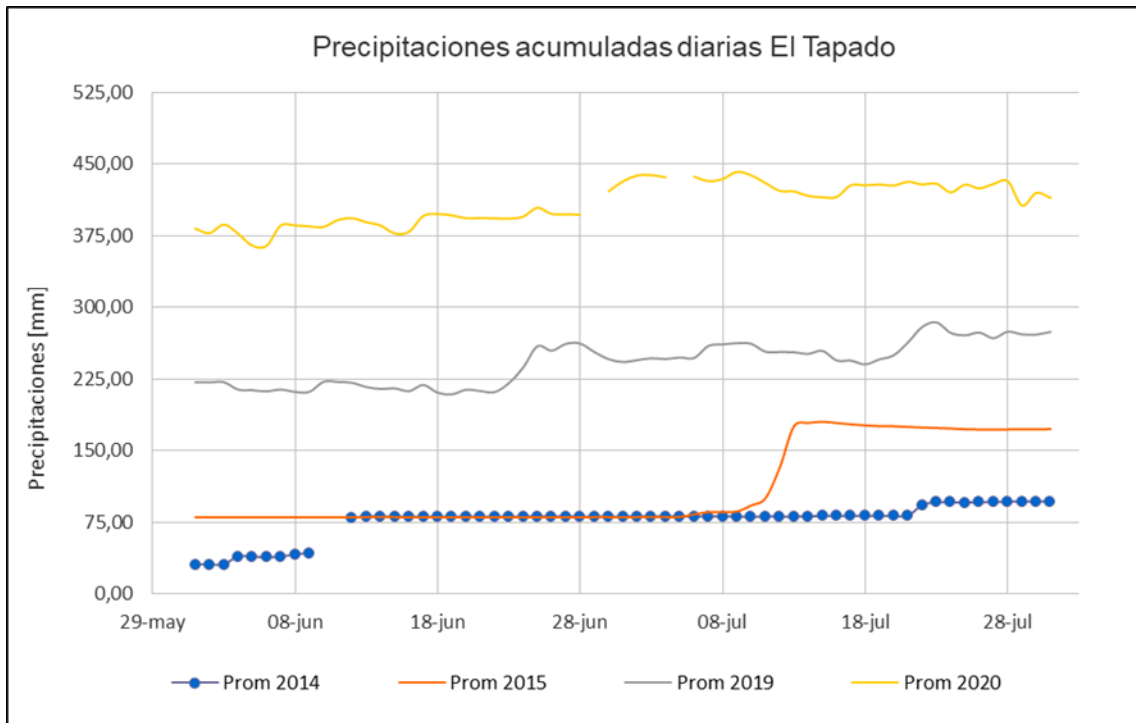


Figura 5.4: Precipitaciones acumuladas diarias para los meses de junio y julio de todos los años disponibles para la estación El Tapado. Fuente de datos: CEAZA.

La imagen satelital del día 18 de junio (figura 5.2) evidencia una cubierta nival sobre la ladera noroeste del valle mientras que la ladera sureste, con mayor exposición al sol, se presenta una cobertura nival remanente muy disminuida. Esta imagen fue adquirida tras un periodo consistente sin precipitaciones y temperaturas cercanas y sobre los 0°C. Entonces, el evento meteorológico de precipitaciones con bajas temperaturas y el posterior aumento abrupto de éstas pudo gatillar el derretimiento de nieves, fenómeno que a su vez desencadenó la remoción en masa.

El postulado anterior puede reflejarse a través de un aumento en el caudal del valle, sin embargo, no existen estaciones fluviométricas que registren datos de caudales para el periodo de interés.

5.1.3. Resultados de procesamientos InSAR

5.1.3.1. Descripción de procesamientos

Se realizaron un total de seis procesamientos; dos con geometría ascendente y cuatro con geometría descendente, considerando imágenes acotadas a la época cálida, ya que la incorporación de imágenes adquiridas entre mayo y octubre provoca una disminución en la coherencia que imposibilita el análisis. Desde las imágenes consideradas se construyeron una serie de interferogramas para cada procesamiento y se seleccionaron los más adecuados para la construcción de series de tiempo. La selección queda representada por la figura 5.5, en donde los grupos de imágenes y pares interferométricos considerados quedan representados en color rojo.

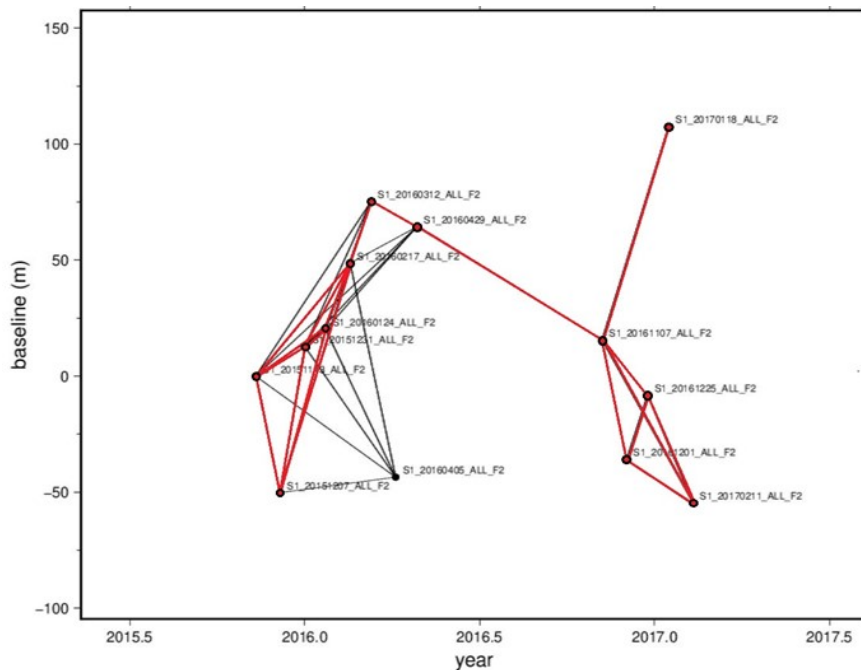


Figura 5.5: Interferogramas seleccionados para el procesamiento de PAN en el periodo 13/11/2015 – 11/02/2017. Las imágenes e interferogramas seleccionados se representan mediante círculos y líneas rojas respectivamente.

Para la selección de interferogramas se prestó especial atención a la coherencia sobre la zona de estudio y las influencias atmosféricas reflejadas en bandas que siguen la topografía, las cuales se logran observar incluso posterior a la remoción de la rampa lineal y la aplicación del filtro de coherencia (umbral de 0.12).

Con la finalidad de maximizar el periodo de estudio y mantener todas las imágenes conectadas por al menos un interferograma en la construcción de series de tiempo, no todos los interferogramas utilizados poseen una coherencia o ruido óptimo. La figura 5.6 corresponde a un ejemplo de un interferograma no considerado y otro considerado, ambos interferogramas se desarrollan con una misma imagen referencial y diferentes secundarias.

En general, la remoción de rampa permitió identificar zonas de mayor cambio de fase en LOS sin necesariamente asociarse a una tendencia topográfica, es decir, la fase interferométrica no está orientada siguiendo el relieve NW-SE preferente de laderas y es posible aislar la zona de mayor cambio de fase dentro de una misma ladera. En particular, el área de interés asociada a la remoción en masa destaca sobre el resto de la zona analizada con saltos de fase importantes comparado a su entorno.

Por otro lado, la coherencia entre pares interferométricos es variable y se ve favorecida por imágenes que se encuentren cercanas en temporalidad y distancia. En cuanto al área de interés, se observa una baja coherencia sistemática independiente de las imágenes que componen el interferograma. Lo que refleja un área sometida a movimiento continuo que impide la asociación entre iguales píxeles de diferentes imágenes.

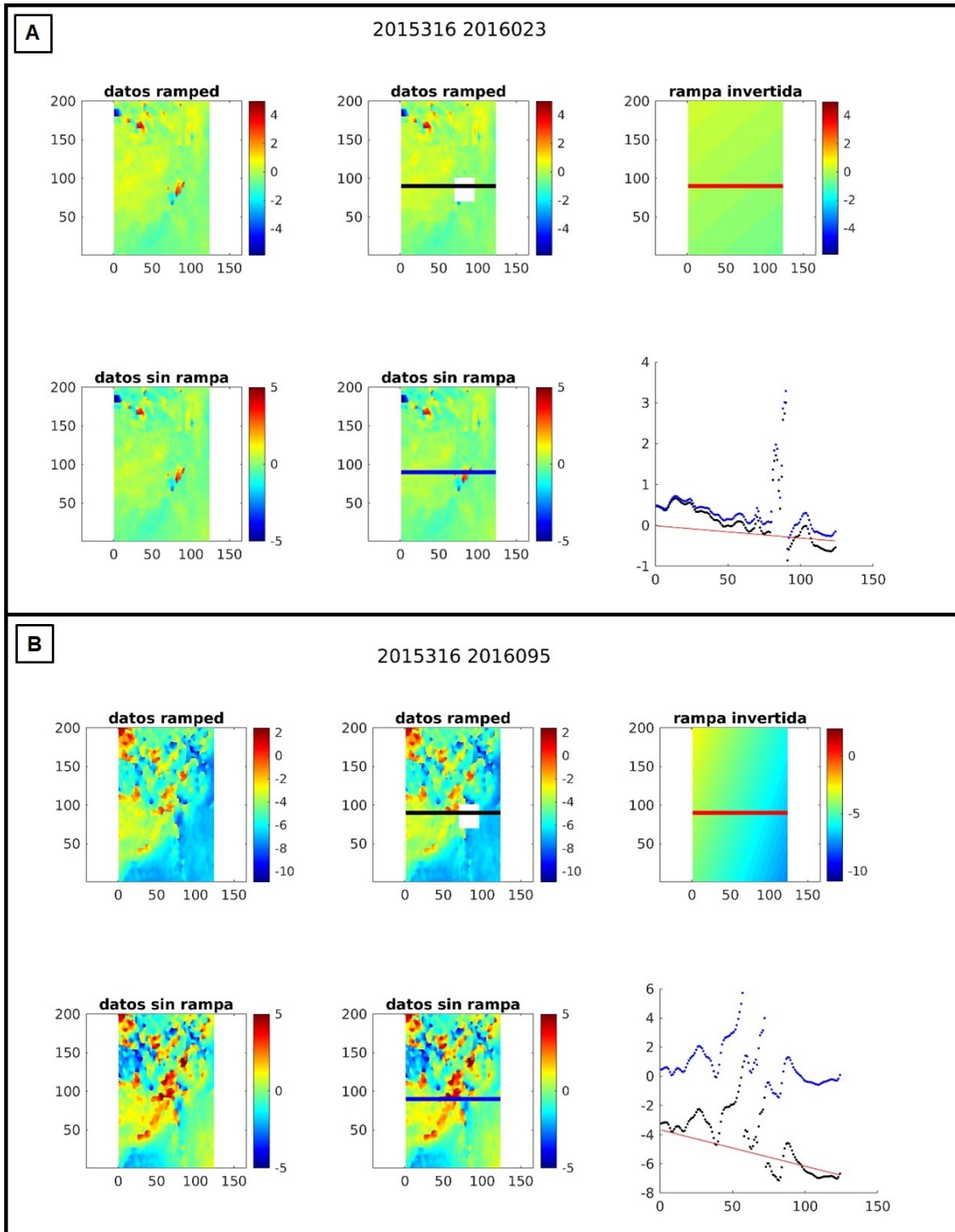


Figura 5.6: Ejemplo de un interferograma considerado (A) y uno no considerado (B). Gran cantidad de saltos de fase son indicadores de ruido o errores de procesamiento sobre el interferograma.

Tabla 5.1: Interferogramas construidos y seleccionados para cada procesamiento.

Geometría	Periodo	Intf. Total	Intf. Seleccionado
ASC	13/11/2015 - 11/02/2017	32	20
	02/12/2017 - 25/04/2018	17	17
DES	23/10/2014 - 04/03/2015	28	21
	17/12/2015 - 15/04/2016	10	10
	30/10/2016 - 10/05/2017	23	18
	25/10/2017 - 23/04/2018	29	19

5.1.3.2. Resumen de procesamientos

Procesamientos descendentes

En todos los procesamientos se observa una predominancia de valores dentro del umbral de estabilidad, es decir, la mayor parte del área de estudio no presenta desplazamientos acumulados por sobre la desviación estándar. Durante el periodo de estudio se destaca por sobre el umbral la ladera sureste del valle y el depósito de interés ubicado sobre esta última. Además, para cada periodo se observan patrones de valores que tienden a seguir la topografía del área de estudio. A cotas más altas presentan mayor magnitud (Ej. Zona NW en 2014 - 2015) o laderas con orientaciones contrarias presentan magnitudes similares y sentidos contrarios (Ej. valores positivos para laderas orientadas al este y negativos al sur). Este fenómeno se correlaciona de mejor manera con artefactos atmosféricos y no con deformaciones superficiales.

El depósito del deslizamiento se divide en dos sectores, uno al oeste asociado a la porción de menor altitud, el cual presenta una muy baja coherencia con algunos pixeles que muestran valores de desplazamiento negativos; y otro al este correspondiente a la zona media-alta, con alta coherencia y cuyos valores positivos de desplazamiento experimentan una disminución en su magnitud desde 2014 a 2018.

Procesamientos ascendentes

En ambos procesamientos, al igual que los anteriores, la ladera sureste y el mismo depósito de interés destacan con valores por sobre la desviación estándar. Este último posee desplazamientos negativos para la porción media-alta entre 2015 y 2017, mientras que luego posee valores positivos. Sin embargo, la ladera presenta una tendencia semejante a la topografía y morfologías del área, tal que el depósito de interés presenta valores muy similares sobre otros depósitos. Se estima que las magnitudes negativas podrían reflejar un desplazamiento, mientras que los positivos no responden a deformación sino a un artefacto de ruido que se ve amplificado sobre el mapa de velocidad (figura F.20, anexos).

5.1.3.3. Mapas

A continuación, se presentan y describen los mapas de desplazamiento acumulado medido en la línea de visión del satélite (LOS), obtenidos desde las series de tiempo desarrolladas para cada uno de los procesamientos. Para referenciar el área analizada, se expone sobre una imagen adquirida por la misión Sentinel-2 el 03/01/2021. Los mapas

de velocidad promedio anual y desplazamiento acumulado para cada procesamiento se encuentran en la sección F.2.1 en anexos.

Geometría descendente

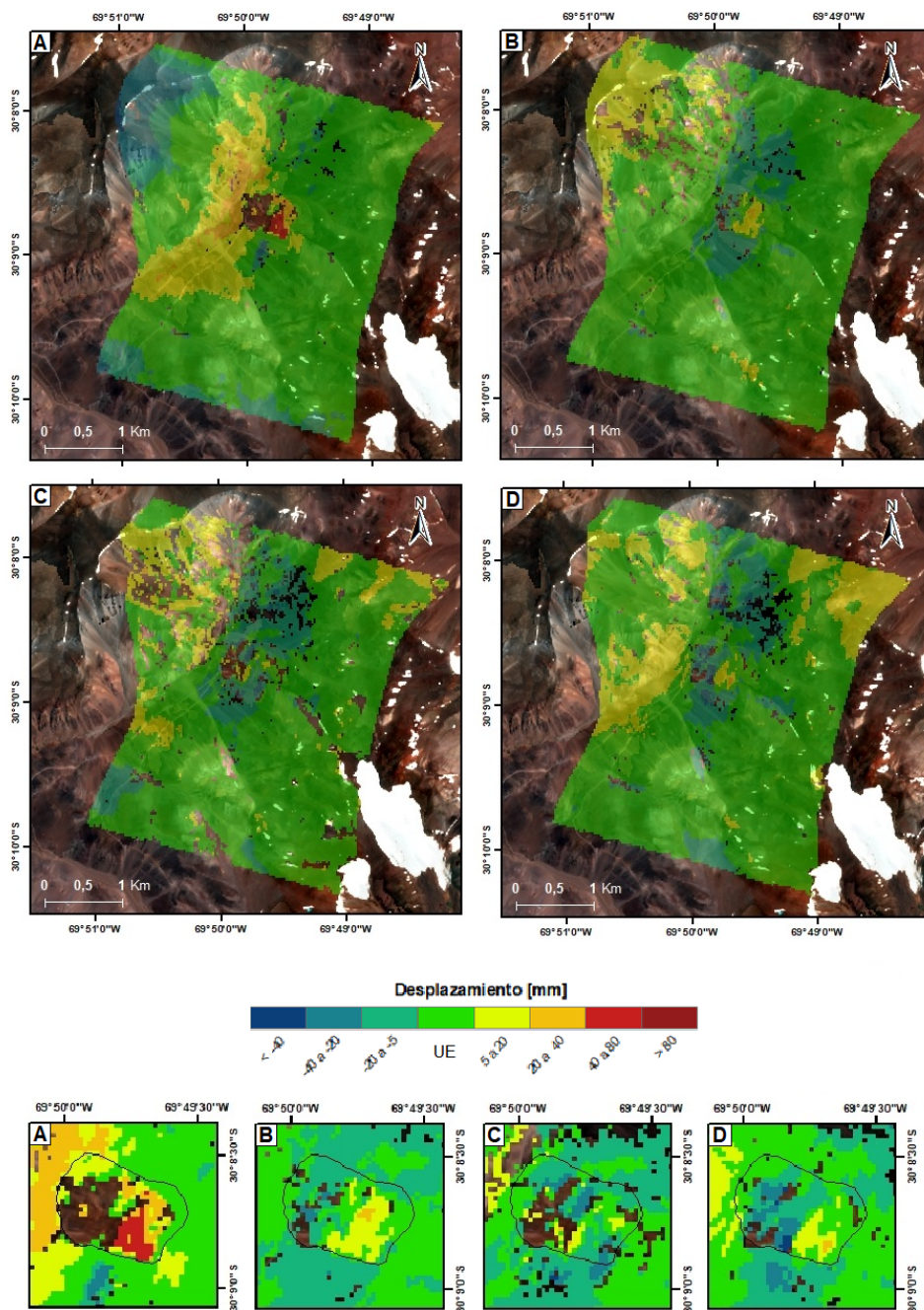


Figura 5.7: Desplazamiento acumulado [mm] en LOS para PAN. Geometría descendente. En la zona superior se observa la totalidad del área analizada y en la inferior la zona del depósito de remoción en masa (marcada en negro) y el umbral de estabilidad (UE) varía según procesamiento. **A.** 23/10/2014 – 04/03/2015, **B.** 17/12/2015 – 15/04/2016, **C.** 30/10/2016 – 10/05/2017 **D.** 25/10/2017 – 23/04/2018.

23/10/2014 – 04/03/2015

En general, desde el mapa de desplazamiento (figura F.8, anexos) se desprende que el sector oriente de la zona analizada se encuentra dentro del umbral de estabilidad; mientras que hacia la esquina NE del área se observa un patrón de colores de orientación presente NE-SW, similar a la topografía con una mayor magnitud de desplazamiento hacia zonas altas. Este fenómeno no refleja una deformación diferenciada por altitud, sino que es posiblemente una consecuencia de la componente atmosférica, cuya remoción no está contemplada en este trabajo. Sin embargo, el área está continuamente sometida a procesos de remoción en masa, como caídas de roca, flujos o solifluxión. Por lo tanto, al igual que las áreas bajo el umbral de estabilidad, no debe considerarse estable sino como un sector donde no es posible detectar deformación.

El área del depósito ubicada en la porción central del mapa de desplazamientos y velocidad (figura F.15, anexos), se divide en dos zonas: Al este una zona que concentra el mayor desplazamiento del mapa en tonos rojizos y está asociada a la parte media-alta del depósito, en donde se encuentran los escarpes y morfologías lobulares; y otra, al oeste, sin coherencia asociada a la parte baja del depósito. Esta falta de coherencia puede deberse a varios aspectos como la topografía escarpada y distante del modelo de elevación digital utilizado o a la removilización continua de material sobre ella que supera el umbral de detección. Luego, es posible considerar que el depósito presentó deformación en el periodo estudiado, correspondiente a la remoción de material desde la ladera hacia las partes bajas (que no presentan coherencia).

17/12/2015 – 15/04/2016

El área analizada presenta en gran parte de su extensión valores que no superan la desviación estándar del mapa de desplazamientos, es decir, se encuentran dentro del umbral de estabilidad (figura F.9, anexos). Existe una concentración de desplazamientos positivos en la esquina NW del área analizada, que coincide con un alto topográfico en la cabecera de la cuenca; y una predominancia en valores negativos en la ladera oriental del valle. Ninguno de los cuales posee evidencia visual de fenómenos de deformación superficial y se clasifica como producto del ruido.

El depósito de la remoción en masa, se destaca por presentar los valores máximos y mínimos del área; los cuales se dividen en dos áreas, una porción a menor altitud (al oeste) que sigue el mismo patrón de ladera y una porción superior (al este) que presenta desplazamientos en sentido contrario. Esta última zona, coincide con la encontrada en el procesamiento del verano previo y puede ser considerada como deformación superficial.

30/10/2016 – 10/05/2017

Nuevamente se experimenta el patrón del procesamiento anterior, para el cual las zonas altas y laderas orientadas al este tienden a presentar valores de desplazamiento positivos y laderas orientadas al oeste valores negativos (figura F.10, anexos). Además, para este periodo se observan resultados dentro del umbral de estabilidad, incluso sobre el área del depósito de interés. Misma situación se tiene en el caso de la velocidad, con valores mayoritariamente dentro del rango de 20 mm/año (figura F.17, anexos). Por lo tanto, durante el verano entre 2016 y 2017 el área en general se mantuvo dentro de parámetros normales.

En particular, el depósito de interés presenta una falta de coherencia en su parte baja y valores variados en la parte media y superior. Con desplazamientos positivos que varían entre valores estables a 22 mm como máximo y cuya concentración de valores mínimos no discrepa del resto de la ladera. Por lo que se estima como un sector sin mayores modificaciones.

25/10/2017 – 23/04/2018

Se mantiene el patrón sobre el sentido del desplazamiento y velocidad encontrado dependiente de la orientación de ladera y el contraste de éstos sobre el área de interés asociada al depósito de remoción en masa. Sin embargo, esta última no presenta señales que destaquen por sobre el resto de la zona analizada (figura F.11, anexos), por lo que no es posible calificar los resultados como deformación.

Geometría ascendente

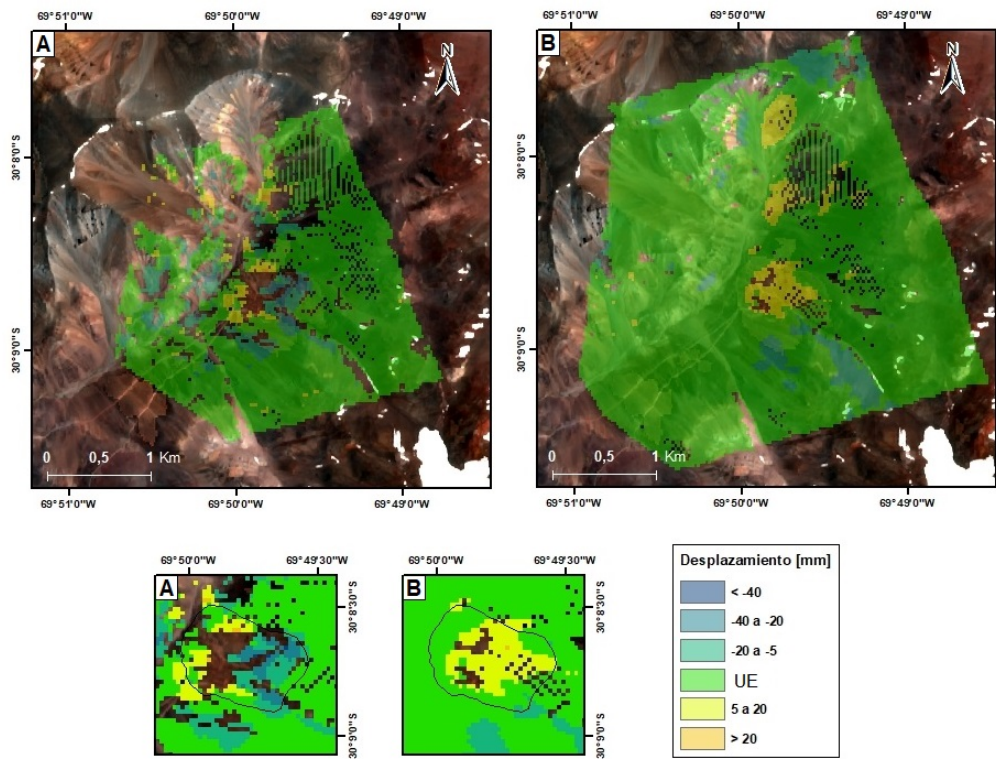


Figura 5.8: Desplazamiento acumulado [mm] en LOS para PAN. Geometría ascendente. En la zona superior se observa la totalidad del área analizada y en la inferior la zona del depósito de remoción en masa (marcada en negro) y el umbral de estabilidad (UE) varía según procesamiento. **A.** 13/11/2015 - 11/02/2017, **B.** 02/12/2017 - 25/04/2018.

13/11/2015 – 11/02/2017

Los resultados presentan una menor coherencia que los demás procesamientos realizados, lo que impide un análisis de la ladera occidental del valle, y puede deberse a una mayor decorrelación temporal dada la incorporación de dos veranos consecutivos y/o por un efecto de *shadowing* dada las altas pendientes del área de estudio.

El depósito de interés se vuelve a dividir en una porción baja con mínima coherencia y pixeles periféricos de valores positivos y una porción media-alta con valores negativos de un orden de magnitud superior al resto de la zona analizada.

02/12/2017 – 25/04/2018

La zona de estudio se encuentra en su mayoría dentro del denominado umbral de estabilidad. Determinadas áreas asociadas a morfologías lobulares y de remociones en masa alcanzan valores de magnitud sobre este umbral. En el depósito de interés no se identifican resultados que sobresalgan del resto de las morfologías mencionadas, por lo que, se define como un efecto atmosférico que no determina desplazamientos absolutos y la deformación no es lo suficientemente relevante para predominar por sobre el ruido; en donde la velocidad (figura F.20, anexos) viene a ser una amplificación del ruido ambiental.

5.2. Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL)

5.2.1. Evolución de la deformación

El depósito de remoción en masa no presenta cambios a gran escala, en general, mantiene sus márgenes. Sin embargo, se logra observar un cambio en la morfología en el sector sur, encerrado en rojo en la figura 5.9, en donde el relieve fragmentado en varios bloques se suaviza progresivamente en los últimos dos años. Esto reflejaría una removilización de uno de los bloques de material hacia el SW. Por lo tanto, la deformación se concentra hacia esa zona.

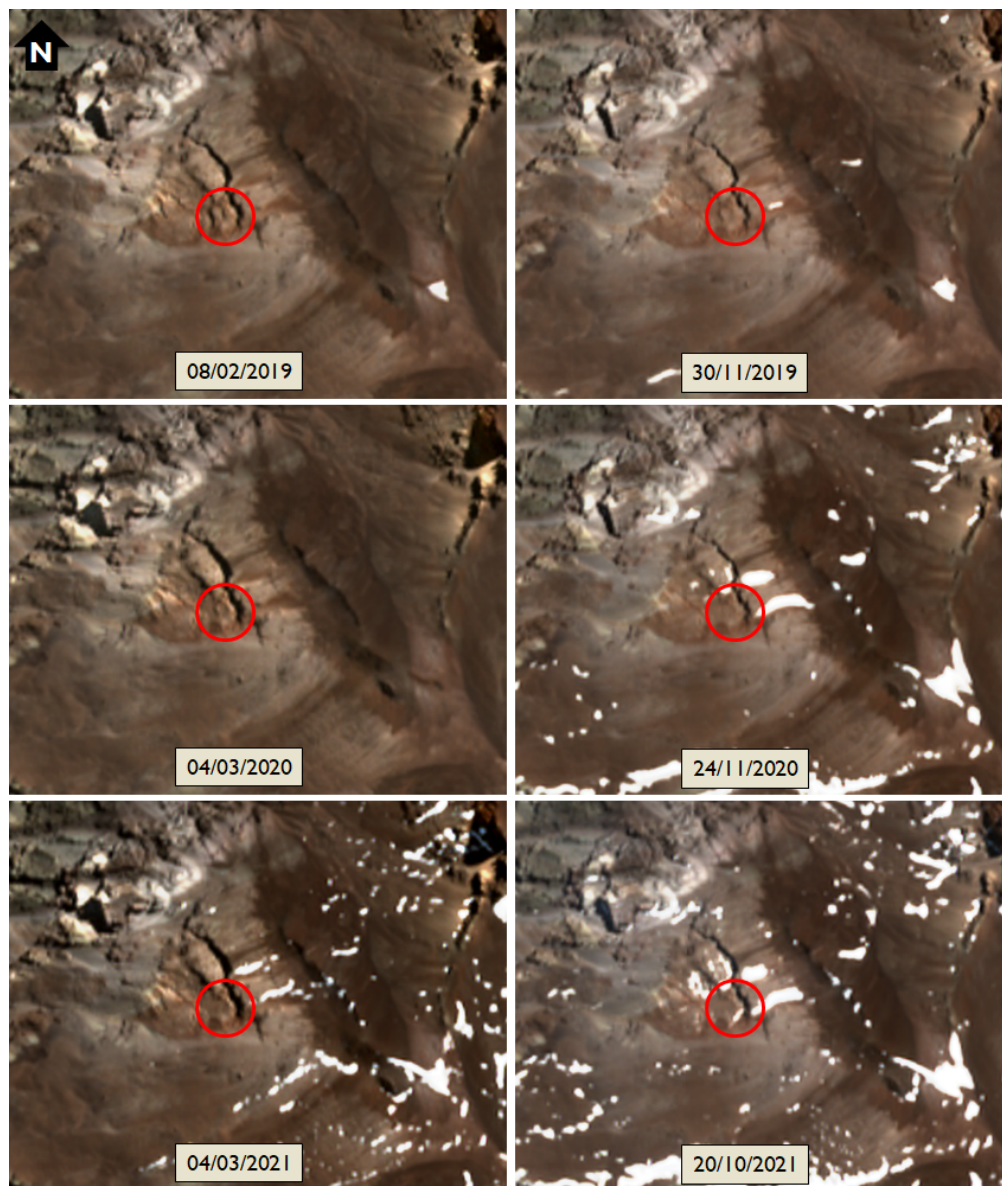


Figura 5.9: Evolución del depósito de remoción en masa de SYL entre 2019 y 2021. Los cambios en morfología reflejan deformación en la porción sur, encerrada en rojo. Imágenes adquiridas por la misión Sentinel 2 en las fechas indicadas.

5.2.2. Observaciones de terreno

El depósito del deslizamiento presenta una superficie fragmentada con morfologías de bloque (figura 5.10), tal como se esperaba desde lo descrito por Sernageomin (2019). Compuestas de roca fracturada en la parte superior y norte del depósito, y de material semi consolidado o suelo hacia la zona sur e inferior de éste. Hacia el sur del deslizamiento se tiene el mismo material semi consolidado, junto con fragmentos de rocas volcánicas locales. Dentro del depósito se presenciaron caídas de rocas durante gran parte de la visita, lo que sugiere una activa removilización del material en su interior. El detalle de la composición y morfologías del depósito se encuentra en la sección de D.3 de anexos.

En la porción sur del deslizamiento se lograron apreciar grietas relacionadas a una prolongación del escarpe principal y la formación de uno secundario (representados en color verde y naranja respectivamente en las figuras 5.10 y 5.11), los cuales presentan una traza clara y definida. Ambos tienden a unirse al encontrarse con un alto topográfico y continúan siguiendo la forma de este último.

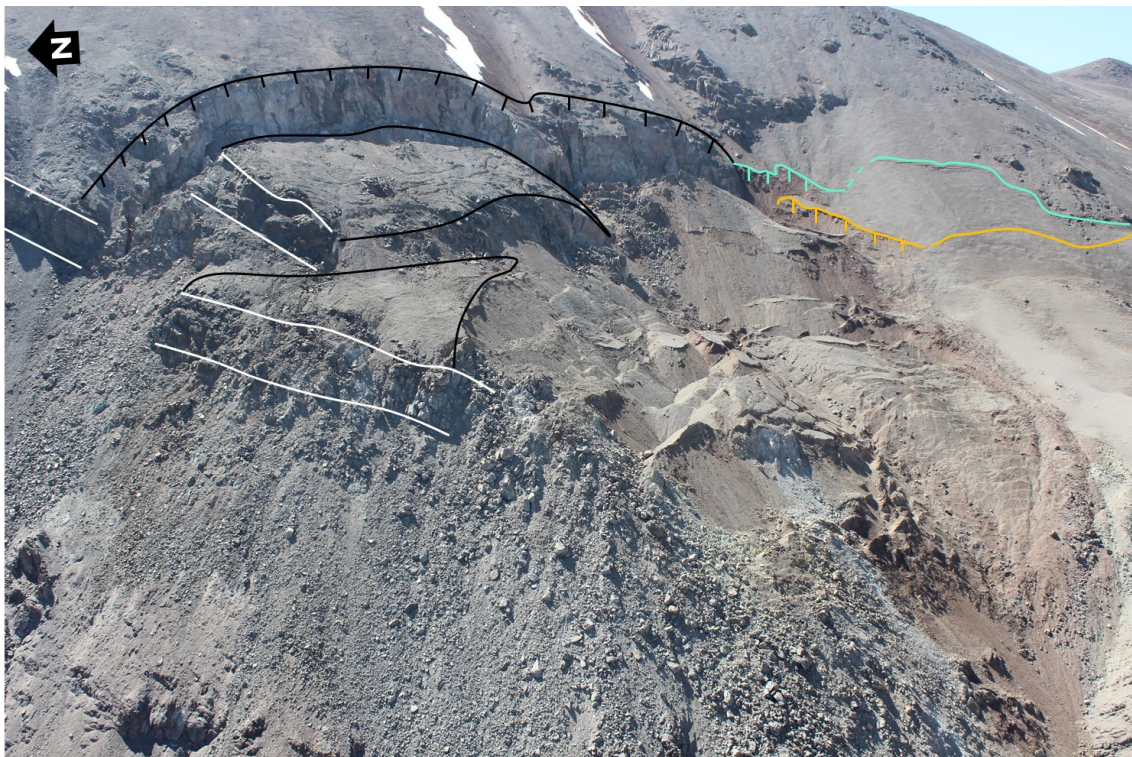


Figura 5.10: Deslizamiento observado desde el norte en donde se distingue superficie fragmentada en bloques. Los afloramientos rocosos se demarcan en líneas blancas y en negro el bloque o superficie asociada a ellos. En verde se muestra el escarpe principal y en naranja el secundario, cuya propagación carece de líneas verticales.

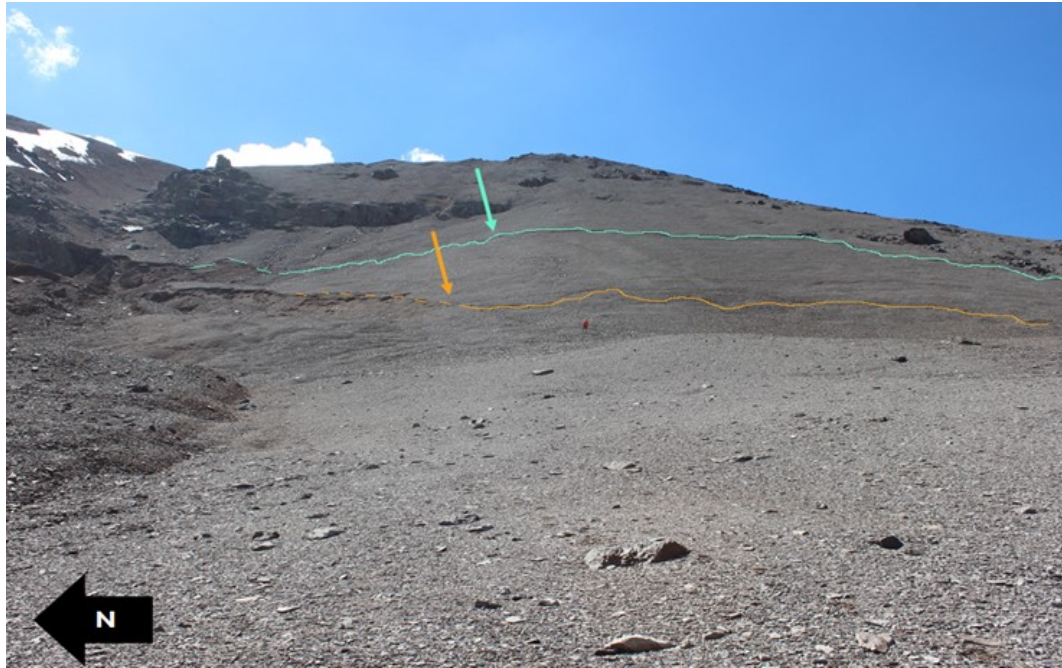


Figura 5.11: Traza de grietas que se propagan desde el escarpe del desplazamiento hacia el sur. En verde la propagación del escarpe principal y en naranja uno secundario. Imagen capturada desde la superficie de la ladera, al costado sur del deslizamiento.

En cuanto al punto de interés ubicado al NE del deslizamiento fue observado a través de un sobrevuelo. La zona corresponde a un área de confluencia desde las cumbres y se identificaron morfologías lobulares en favor de la pendiente y depósitos de caída de roca en la superficie (figura 5.12), lo que sumado a las altas pendientes y temperaturas de la zona, se sugiere un proceso activo de solifluxión.

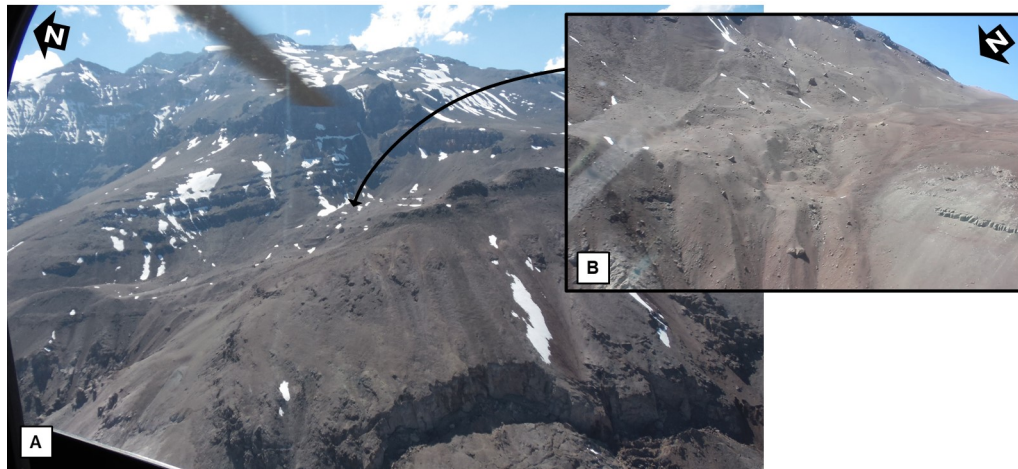


Figura 5.12: Sobrevuelo a punto de interés al NE del deslizamiento. **A.** se observa la zona con respecto al escarpe del deslizamiento (porción inferior derecha). **B.** se muestra el acercamiento al área.

5.2.3. Resultados de procesamientos InSAR

5.2.3.1. Descripción de procesamientos

Se llevaron a cabo dos procesamientos de dos años aproximadamente, uno para cada geometría con imágenes adquiridas durante todo el año. En la mayoría de los interferogramas construidos (luego de su remoción de rampa) se identifica claramente un área ubicada en la porción central (figura 5.13) con valores de fase máximos o mínimos y que se caracterizan por saltos de fase en relación con su entorno. Esta área coincide con la zona del deslizamiento ocurrido en 2018 y el área de interés del estudio.

A pesar de la identificación clara del área de interés, la selección de imágenes se vio fuertemente condicionada al ruido ambiental y la coherencia sobre los interferogramas desenvueltos, especialmente durante la época invernal. De esta manera, durante los meses de mayo a septiembre las series de tiempo se encuentran construidas (en general) con solo un interferograma capaz de unir una imagen con la otra. El cual corresponde al con menor ruido posible y/o mayor coherencia tal que permita mantener la serie de tiempo unida, mientras que en la época cálida se admiten más interferogramas (tabla 5.2).

Durante la selección de interferogramas para el procesamiento ascendente, aquellos que consideraban imágenes posteriores al 2 de febrero de 2019 presentaban una coherencia muy baja y gran ruido ambiental, por lo que el procesamiento se redujo a febrero 2021.

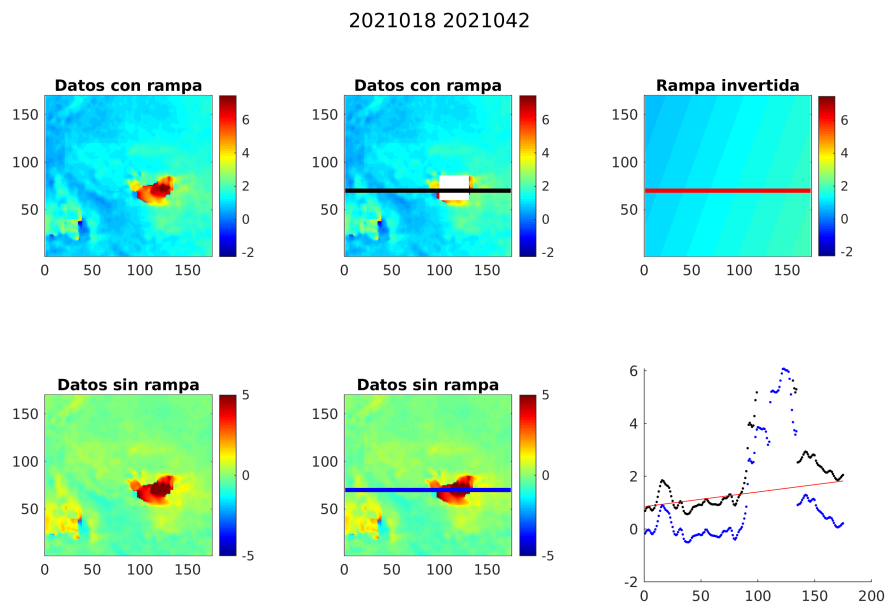


Figura 5.13: Ejemplo de remoción de rampa para un interferograma. Se identifica la zona del deslizamiento en rojo.

Tabla 5.2: Interferogramas construidos y seleccionados para cada procesamiento.

Geometría	Periodo	Intf. total	Intf. Seleccionado
ASC	07/03/2019 - 20/03/2021	111	92
DES	19/04/2019 - 07/02/2021	142	100

5.2.3.2. Mapas

A continuación, se presentan los mapas de desplazamiento acumulado medido en la línea de visión del satélite (LOS), obtenidos desde las series de tiempo desarrolladas para ambos procesamientos. Para referenciar el área analizada, se expone sobre una imagen adquirida por la misión Sentinel-2 el 04/03/2021.

Tomando en consideración lo prolongado del periodo de estudio, en comparación con la zona de estudio anterior, la escala de colores utilizada para los mapas presenta intervalos más amplios. El umbral de estabilidad se define en ± 35 mm para la geometría descendente y ± 15 mm para la ascendente, según la metodología basada en Solari et al. (2020).

Geometría descendente (07/03/2019 – 20/03/2021)

La mayor parte del área analizada se encuentra dentro del umbral de estabilidad. Sin embargo, en la zona norte se tienen velocidades y desplazamientos por sobre este umbral. En estas áreas se encuentran altas pendientes orientadas hacia el NW que se dividen entre afloramientos rocosos y morfologías lobulares concentradas hacia el centro del área analizada, lo que sugiere procesos menores de remoción de material.

En particular, existen dos áreas de mayor interés que coinciden con las identificadas durante el terreno y en los trabajos previos de Sepúlveda et al. (2021). La primera corresponde al área del deslizamiento (Zona A) cuyos valores presentan una magnitud en torno a 300 mm, concentrados hacia el interior del depósito actual (figura 5.14). Mientras que la segunda (Zona B) se encuentra al NE del deslizamiento, ubicado sobre el depósito asociado a soliflucción previamente y presenta una concentración de magnitudes similares a la Zona A centrada al norte.

La zona A se puede dividir en una porción norte y sur, separadas por un área sin coherencia, en donde la primera contempla parte del depósito actual y la segunda coincide con las grietas de tensión observadas en terreno. Incluso, en el mapa de velocidad (figura F.24) se muestra una tendencia de mayores velocidades sobre un eje al centro del área sur del deslizamiento en tonos morados, que coincide con la zona inmediatamente inferior al postulado segundo escarpe.

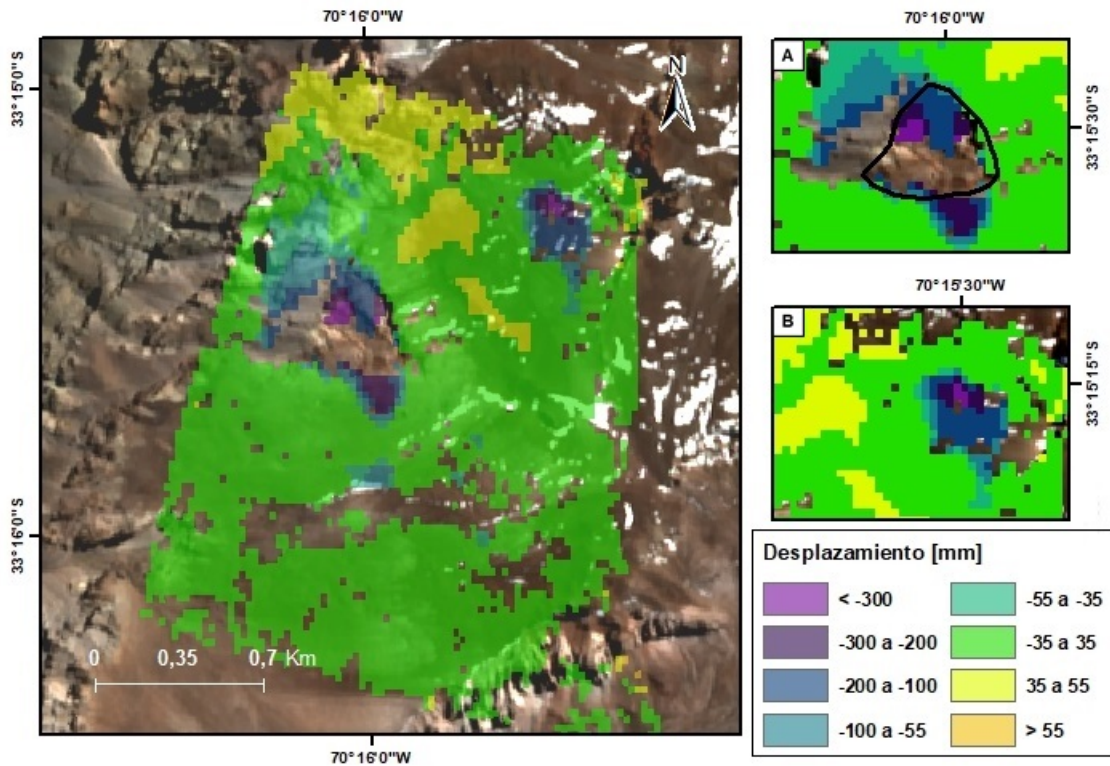


Figura 5.14: Desplazamiento acumulado [mm] en LOS para SYL, durante el periodo 07/03/2019 – 20/03/2021.

Geometría ascendente (19/04/2019 – 07/02/2021)

Se tiene una predominancia de valores dentro del umbral de estabilidad para gran parte de la zona de estudio (figura 5.15). Nuevamente destacan dos áreas, un sector al NE del deslizamiento (Zona B) y otro en los alrededores del deslizamiento (Zona A), aunque con valores de desplazamiento contrarios al procesamiento descendente anterior.

La zona A presenta la misma distribución de desplazamiento observada en el procesamiento anterior. Cuyos valores destacan por sobre las áreas con similar pendiente siendo un orden de magnitud mayores sobre el margen norte del deslizamiento y hacia el sur (sobre las grietas encontradas durante la visita a terreno). Lo que hace suponer que se trata de un proceso deformativo y sugiere una deformación continua durante el periodo.

En la zona B se observan dos concentraciones de valores colindantes, una positiva al norte y otra negativa al sur, ambas ubicadas sobre morfologías lobulares de similares características pero con pendientes contrarias: Favorable al SW y NW respectivamente. Por lo tanto, el sentido de la deformación puede guardar relación con la orientación de la ladera según un alejamiento o acercamiento del satélite.

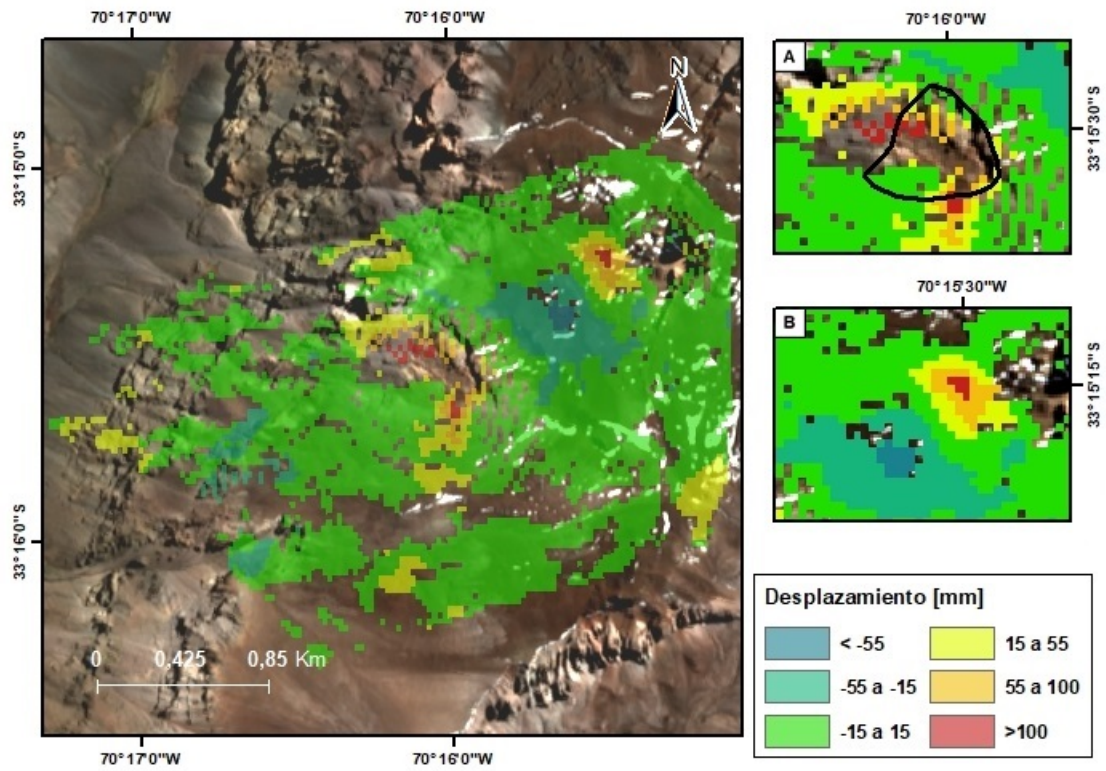


Figura 5.15: Desplazamiento acumulado [mm] en LOS para SYL, durante el periodo 19/04/2019 – 07/02/2021.

5.3. Villa Santa Lucía (VSL)

5.3.1. Evolución de la deformación

La figura 5.16 muestra el antes y después de la zona de estudio, con la delimitación del área asociada a la remoción en masa, considerando el escarpe y el depósito del deslizamiento sin incorporar el canal afectado por el flujo de detritos. Se tiene que la zona se encontraba cubierta con material glacigénico y detrítico, en donde se encuentra un glaciar cubierto, según Sernageomin (2018). El escarpe asociado al deslizamiento se encuentra en la zona noreste del área marcada, el cual provoca un retroceso de la escarpada ladera preexistente. Además, se provoca un cambio en el nacimiento del estero (sector SE del depósito). Pues se observan barreras de material detrítico desplazado.

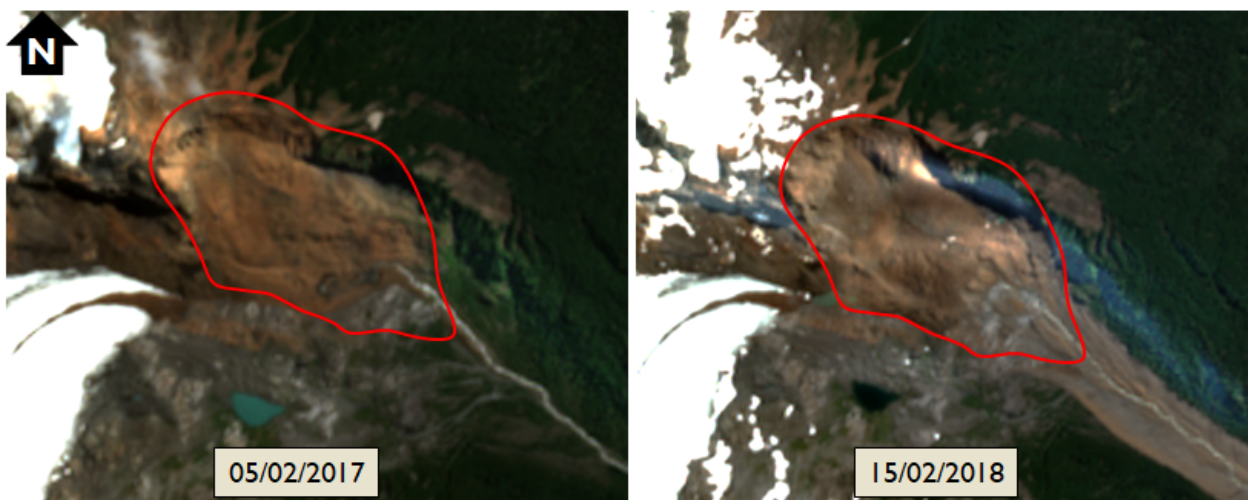


Figura 5.16: Área del deslizamiento y depósito posterior al evento. Delimitado con rojo se encuentra el área afectada. Imágenes adquiridas por la misión Sentinel 2 en las fechas indicadas.

En cuanto a la deformación posterior al evento, no se identifican grandes deformaciones o cambios morfológicos transversales sobre el depósito identificado previamente. En cambio, pequeñas áreas presentan modificaciones, las cuales no necesariamente refieren a deformaciones continuas o a largo plazo, sino que pueden tratarse de fenómenos puntuales.

La figura 5.17 evidencia las modificaciones referidas, en ella se observa que en la cabecera del depósito (amarillo) ocurre la modificación de abanicos menores en la porción inferior de la ladera, que reflejan pequeñas removilizaciones de material. En el sector intermedio (rojo) se tiene el retroceso del margen de una porción del depósito hacia el NE probablemente por flujos de agua en el área.

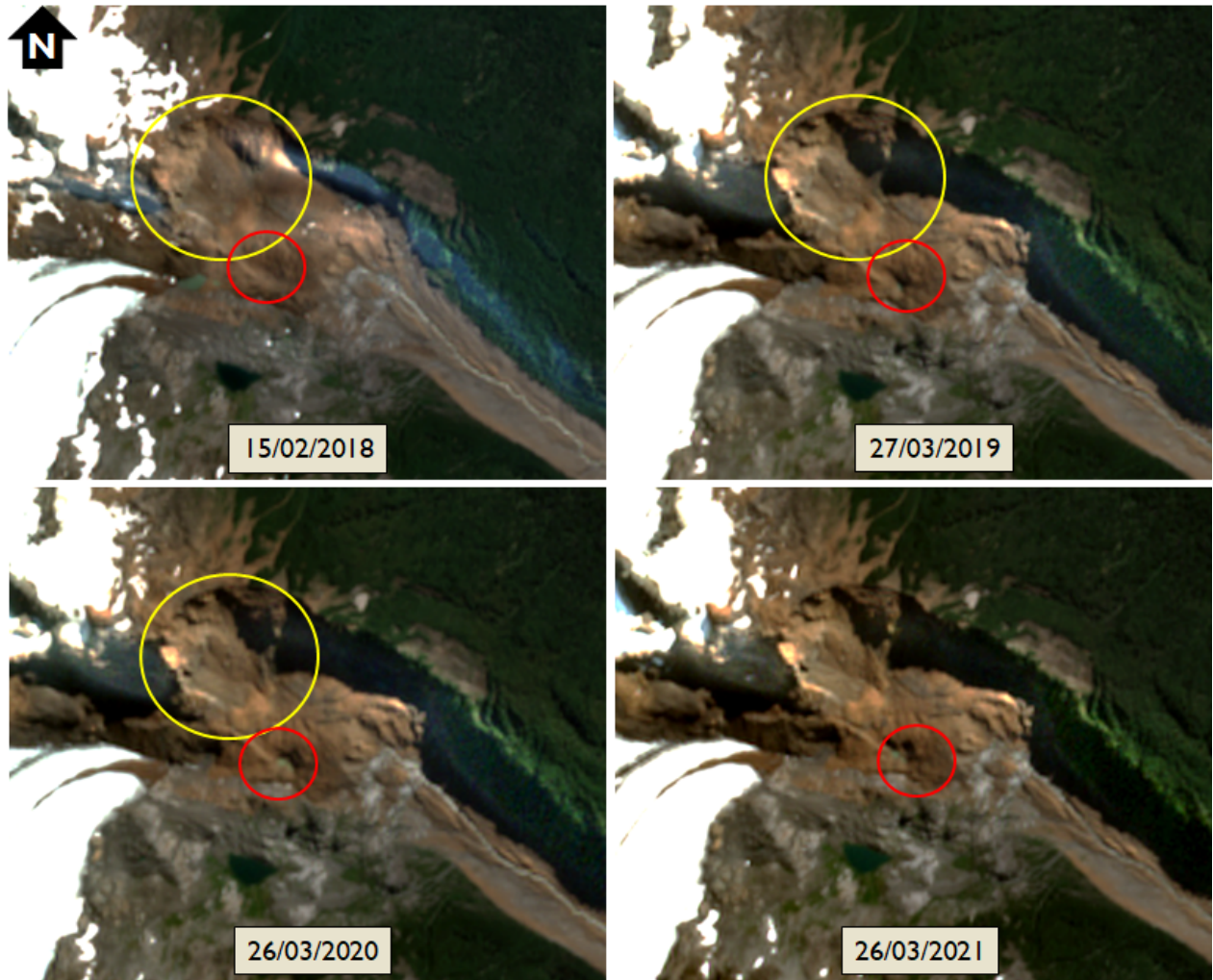


Figura 5.17: Evolución del depósito de remoción en masa representada mediante la secuencia imágenes adquiridas desde la misión Sentinel-2. En círculos amarillos y rojos se muestran las áreas con deformación observada.

5.3.2. Resultados de procesamientos InSAR

5.3.2.1. Descripción de procesamientos

Se realizó un total de siete procesamientos entre los años 2014 y 2021, tres de geometría descendente y cuatro con geometría ascendente, incorporando imágenes adquiridas durante la temporada cálida de noviembre a marzo (tabla 5.3). Se logró realizar un procesamiento largo entre 2014 y 2017 con la geometría descendente, interconectando los periodos cálidos con suficiente coherencia entre ellos. Sin embargo, tal como se distingue en la figura 5.18, para la geometría ascendente los interferogramas construidos entre épocas cálidas no lograron tener la coherencia suficiente sobre la zona de estudio.

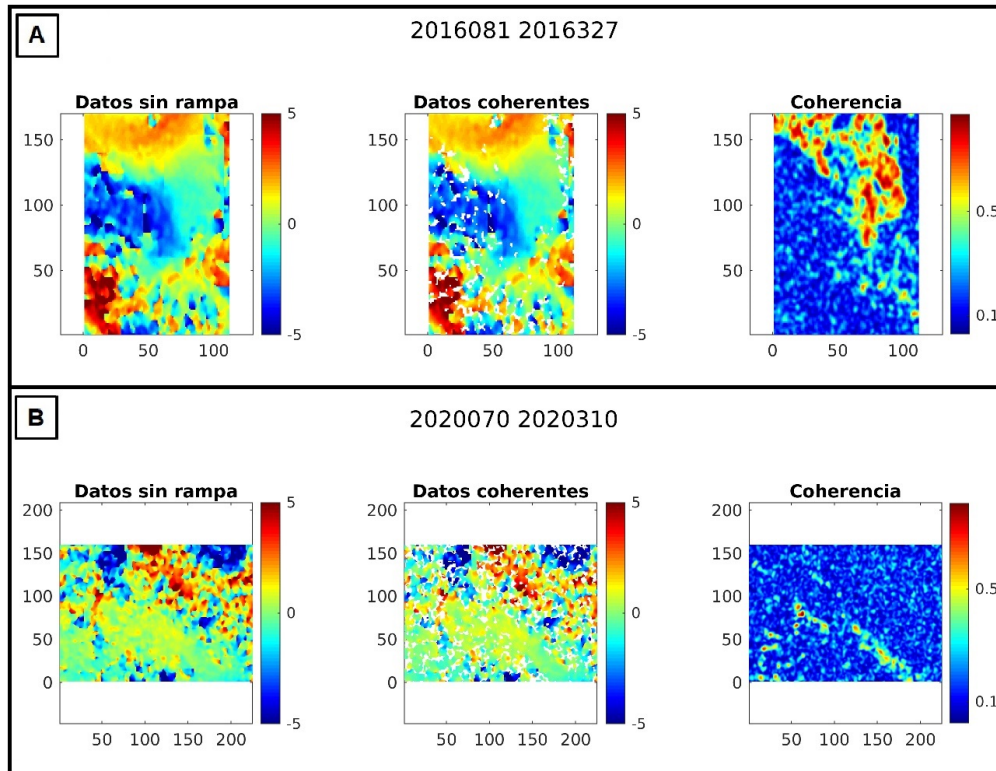


Figura 5.18: Ejemplo de interferogramas construidos entre periodos cálidos. **A.** Interferograma entre adquisiciones descendentes de 22/03/2016 y 23/11/2016. **B.** Interferograma entre adquisiciones ascendentes de 11/03/2020 y 06/11/2020.

En general, los interferogramas resultantes presentan una gran cantidad de ruido, lo que dificulta en gran medida la identificación de la zona del deslizamiento desde las figuras de fase, en donde los saltos de fase se vuelven comunes. Esto se refleja sobre la coherencia de la zona, caracterizadas por velocidades mínimas en la mayoría del área analizada. Desde éstos es posible observar claramente el depósito asociado al flujo de barro y detritos en donde se tiene una coherencia cercana a 1 (figura 5.19). Entonces, la baja coherencia se reduce a las áreas con densa vegetación y zonas altas con predominancia de nieves o relieve escarpado.

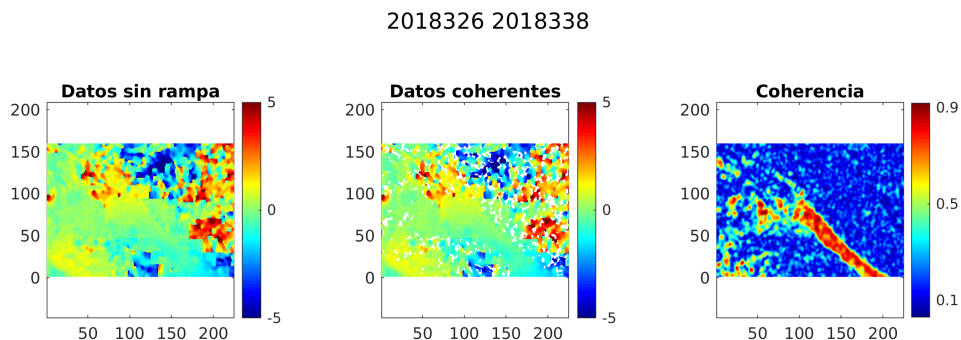


Figura 5.19: Coherencia resultante para un interferograma entre imágenes adquiridas en 23/11/2018 y 05/12/2018.

De esta forma, la selección de interferogramas se enfocó en aumentar la coherencia de las series de tiempo finales. En varias ocasiones las imágenes se conectan tan solo por un interferograma, especialmente en aquellos que consideran los meses extremos (marzo y noviembre).

Tabla 5.3: Interferogramas contruidos y seleccionados para cada procesamiento

Geometría	Periodo	Intf. total	Intf. Seleccionado
DES	16/11/2014 - 23/03/2017	28	18
DES	06/11/2017 - 30/03/2018	21	11
DES	01/11/2018 - 01/03/2019	19	14
ASC	04/11/2017 - 28/03/2018	21	13
ASC	05/11/2018 - 29/03/2019	50	26
ASC	12/11/2019 - 23/03/2020	21	14
ASC	06/11/2020 - 30/03/2021	21	17

5.3.2.2. Resumen de procesamientos

Desde los distintos procesamientos realizados, no fue posible detectar deformaciones superficiales y pueden ser catalogados como no concluyentes. Esto gracias a una constante falta de coherencia sobre el depósito de interés y valores que, en general, no destacan por sobre el umbral de estabilidad. Por lo tanto, se estima que las contribuciones externas (sin descartar la deformación) poseen una influencia relevante en la zona de estudio, ya sean componentes atmosféricas, topográficas, vegetación o errores de procesamiento derivados de las condiciones de la zona de estudio. Dada la consideración de un área menor a 5 Km² no es posible determinar en particular cada una de estas contribuciones.

Principales características

En general, se encontró que las zonas coherentes coinciden con áreas libres de vegetación como los afloramientos de Tonalitas en la cabecera del valle o el depósito asociado al flujo de barro y detritos, áreas que tienden a encontrarse bajo el umbral de estabilidad correspondiente a cada periodo. Por el contrario, las zonas de densa cubierta vegetal se componen de pixeles aislados aleatorios que no se correlacionan con ningún proceso de deformación superficial detectable.

No fue posible detectar deformaciones superficiales previas al evento de remoción en masa debido a la coherencia y valores similares en toda la zona de estudio. Mientras que para los procesamientos entre 2017 y 2018, más allá de la falta de coherencia, las contribuciones externas entregaron una variabilidad importante de los datos: el alto valor resultante de la desviación estándar enmascaró áreas en las que ocurrió deformación producto de la remoción en masa de estudio, colocando la porción sur del deslizamiento y la zona afectada por el flujo de detritos y barro dentro del umbral de estabilidad (para ambas geometrías).

Desde el año 2018 se encuentran pequeñas concentraciones de desplazamientos en la zona del depósito del deslizamiento, con velocidades aproximadamente un orden de magnitud superiores al umbral de estabilidad. Lo que podría sugerir la existencia de eventos deformativos menores que pueden estar relacionados con el movimiento glacial o removilizaciones de material similares a los observados mediante las imágenes satelitales. Sin embargo, sus reducidas dimensiones no permiten descartar una influencia atmosférica, topográfica o de procesamiento.

6. Discusiones

6.1. Metodología

6.1.1. Condiciones ambientales

Durante el presente estudio no se contempló la remoción del ruido atmosférico ni su estimación, por lo que éste se encuentra presente en todos los procesamientos realizados. Para la banda C utilizada, el efecto atmosférico corresponde principalmente a la decorrelación producto del efecto troposférico, el cual recae en dos comportamientos: Estratificación vertical y Mezcla turbulenta; la primera provoca tendencias de valores que siguen la topografía y se relacionan a cambios de humedad, presión o temperatura dentro de las capas de la atmósfera que se distribuyen verticalmente. Mientras que la turbulencia también se produce por cambios de presión, temperatura o humedad que generan corrientes locales y son patrones que no siguen la topografía (Havazli y Wdowinski, 2021).

Para el relieve escarpado en el que se encuentran las zonas de estudio, las corrientes y cambios locales de las propiedades aquí mencionadas son comunes, y se logran observar en casi todos los procesamientos realizados. En particular, en PAN se observan dos tipos de patrones en ambas geometrías, uno que sigue la topografía y otro que depende de la orientación de ladera. Según lo expuesto por Pritchard et al. (2004) es posible afirmar que ambos responden a efectos atmosféricos, los cuales se aprecian de mejor forma sobre los mapas de velocidad ya que amplifican las señales atmosféricas al proyectarlas linealmente a un año.

De esta forma, se asocian a efectos atmosféricos las tendencias o patrones sobre las áreas analizadas que no se encuentran sobre zonas propensas a la remoción de material, que se distribuyen según la topografía (figura F.8, anexos) o que se extienden transversalmente ante diferentes condiciones de terreno. Por ejemplo: En VSL se tienen bandas que cruzan nieve, vegetación y/o roca (figura F.2, anexos).

Sin embargo, la extensión menor a 5 Km² del área procesada en los tres casos no permite aislar un efecto atmosférico determinado y aquellas áreas mencionadas también pueden estar influenciadas en menor medida por errores de procesamiento, desenrollado o deformaciones menores. Estas últimas, pueden verse enmascaradas producto del ruido presente, ocultando sectores con valores de deformación menores dentro del umbral de estabilidad (definido según la desviación estándar de los valores en el área).

Por otra parte, las tres zonas de estudio se caracterizan por tener nieves estacionales en toda su extensión, a excepción de VSL que hacia la cabecera del valle presenta nieves permanentes. Dado que la banda C utilizada por Sentinel 1 no logra penetrar las capas nivales húmedas y éstas generan cambios en las propiedades de reflectividad de la superficie, se evitó considerar imágenes SAR para estos periodos. En el caso de PAN, la precipitación sólida es recurrente durante la época fría reduciendo la cantidad de imágenes disponibles en el periodo; mientras que aquellas imágenes sin cubierta nival entre eventos de precipitaciones no fueron utilizadas dada la falta de coherencia entregada, posiblemente gracias a una alta humedad sobre la superficie y/o atmósfera y la presencia de un permafrost activo (Ferrando et al., 2003). En cambio, para SYL los eventos de precipitaciones sólidas son más escasos y la orientación de la ladera permite el rápido derretimiento de la capa nival, por lo que los procesamientos con imágenes invernales si fueron posibles.

La vegetación de VSL fue un impedimento para detectar deformación fuera de la cabecera del valle o el cauce mismo de éste. se obtuvo una sistemática falta de coherencia sobre aquellas áreas. Sin embargo, se observaron tendencias generales sobre pixeles o pequeños grupos de estos que traspasaban el área con vegetación y parecían una continuación de lo observado en la cabecera del valle, por lo que se estimaron como errores en el desenrollado y/o efectos atmosféricos. Asimismo, estos pixeles aislados presentaron valores de desplazamiento de gran magnitud aparentemente aleatorios sin correlación con fenómenos de deformación identificables visualmente. Solari et al. (2020) menciona que los puntos con alta magnitud de deformación relativamente aislados, no se relacionan con procesos de remoción en masa sino más bien a ruidos. Para asignar valores altos en magnitud con remociones en masa, se requiere un conjunto de datos suficiente que sigan la misma tendencia sobre una misma área.

Finalmente, las condiciones ambientales presentes en cada zona de estudio resultaron ser problemáticas para la construcción de largos procesamientos y series de tiempo robustas, lo que se tradujo en un ruido atmosférico no reducido como se planteó en la metodología. Aun así, para SYL fue posible construir series de tiempo con cerca de 100 interferogramas, cuyos resultados arrojaron áreas de deformación definida con efectos ambientales reducidos en comparación con el procesamiento corto realizado previo a la salida a terreno (figura D.2, anexos). Por lo tanto, la construcción de largas series de tiempo permitió la mitigación de los efectos ambientales. Luego, si para las zonas de VSL y PAN se lograsen llevar a cabo procesamientos largos, con una banda de mayor longitud de onda como banda L, se podría aislar la deformación aquí encontrada y delimitar su extensión.

6.1.2. Coherencia

La disponibilidad de imágenes para cada zona de estudio y las condiciones ambientales sobre ellas condicionaron su extensión y periodos de procesamiento, los que a su vez, influyeron sobre la coherencia de los interferogramas y series de tiempo. Como se esperaba, la mayor diferencia temporal y/o espacial entre adquisiciones redujo la coherencia de los interferogramas. Situación observada durante su revisión en cada procesamiento, descartando aquellos con mayor diferencia (tablas 5.1, 5.2, 5.3).

Al mismo tiempo, las condiciones ambientales también significaron una reducción de los interferogramas útiles producto de su baja coherencia, disminuyendo el periodo de tiempo de cada procesamiento y aumentando el ruido sobre ellos, tal como se menciona en la sección anterior. En particular, en VSL la vegetación jugó un rol clave en la reducción de la coherencia en toda época del año, reflejado especialmente en el aumento de coherencia tras la remoción de la capa vegetal producto del flujo de barro y detritos (figura F.28, anexos).

Por otra parte, las zonas afectadas por remociones en masa de tipo deslizamiento mantienen una coherencia baja para todos los interferogramas, sin importar la diferencia temporal entre imágenes ni la época del año en que se encuentren (se hace la distinción en el tipo de remoción debido a la alta coherencia sobre la zona afectada por el flujo de detritos en VSL y la zona A de SYL sometida a solifluxión). Este fenómeno se explica en que la identificación de deformación mediante InSAR posee un *umbral máximo de detección* (Dzurisin y Lu, 2007); cuando se observan deformaciones importantes entre dos adquisiciones, se tiene un fuerte cambio en el arreglo de los elementos en superficie que reflejan la onda hacia el satélite, disminuyendo la coherencia en los interferogramas. Si la deformación supera el umbral máximo, la coherencia se vuelve mínima y se tiene una ausencia de datos sobre aquella zona en los productos finales.

Herrera et al. (2013) menciona que para zonas cordilleranas, los movimientos rápidos con velocidades promedio sobre los 15 cm/año presentan problemas para ser detectados, especialmente al sumar los efectos de la topografía escarpada. Esto último puede verse en SYL, en donde se observan áreas del depósito del deslizamiento sin coherencia y cuyas velocidades máximas detectadas alcanzan 18 cm/año (figura F.24, anexos).

Además, la topografía de la zona de estudio puede contribuir a la falta de coherencia. Se tiene que los márgenes de los deslizamientos y depósitos poseen pendientes cercanas al ángulo de visión del satélite, en torno a los 40° (figura F.42, anexos). Esto favorece el fenómeno de *shadowing*, es decir, que aquellas áreas de alta pendiente obstruyan la señal sobre zonas aledañas y como consecuencia éstas no sean capturadas en la imagen; o el fenómeno de *Layover*, donde la señal reflejada de zonas de alta y baja pendiente alcanzan el satélite simultáneamente (figura A.5, anexos). Para PAN se observa que zonas de alta pendiente no presentan coherencia mientras que para SYL son las zonas contiguas a altas pendientes las que no poseen coherencia (áreas con inclinación menor a 30°), pudiendo verse influenciadas por estos fenómenos.

Las zonas sin coherencia se repiten para ambas geometrías (diferente dirección y sentido de LOS). El *layover* y *shadowing* pueden contribuir sobre una misma área de forma opuesta según la órbita ascendente y descendente, lo que puede describir la situación ocurrida en PAN. Sin embargo, para SYL no se puede descartar el aporte de la velocidad de deformación gracias al nivel de deformación observado.

Tomando en cuenta los factores antes mencionados, se utilizó un umbral de coherencia muy bajo (entre 0.1 y 0.12), lo que se traduce en una amplia dispersión de los datos de fase considerados, una mayor desviación estándar de éstos y un amplio umbral de

estabilidad para cada procesamiento (Moreira et al., 2013). Por lo tanto, la deformación superficial identificada en ellos requiere altos valores de desplazamiento acumulado y velocidad promedio, tal que destaquen por sobre el umbral de estabilidad. Esto favorece que deformaciones de menor magnitud de desplazamiento o velocidad no se distingan.

Luego, desde un análisis de figuras o mapas de coherencia se podrían delimitar las zonas afectadas por deformación superficial, asociada a procesos de remoción en masa activos de gran magnitud o velocidad (una vez se hayan descartado los artefactos ambientales del área). También, se pueden identificar eventos pasados y su evolución a través de los cambios en la coherencia entre interferogramas, ya sea por la falta de coherencia o por el aumento de esta: como ocurre para VSL en donde es posible delimitar el área afectada por el flujo de barro y detritos.

6.1.3. Sentido de la deformación

El sentido contrario entre geometrías de una misma zona para el desplazamiento acumulado y velocidad promedio anual (encontrado en PAN y SYL), se traduce como un efecto entre la dirección LOS y las componentes y/o vectores de deformación sobre la superficie, el cual se puede describir a grandes rasgos de la siguiente forma:

En la geometría ascendente, la línea de visión del satélite (LOS) está orientada hacia el este con inclinación a la superficie (figura 6.1.a), por lo que, un movimiento hacia el oeste paralelo a la dirección *range* se observa como un acercamiento al satélite. Por el contrario, cuando se trata de una geometría descendente, la dirección LOS está orientada al oeste hacia la superficie (figura 6.1.b) y una deformación horizontal al oeste se observa como un alejamiento del satélite. En ambas geometrías, se tendrá un alejamiento del satélite en caso de la subsidencia vertical. Luego, el valor resultante en los procesamientos corresponde a la suma de los vectores de desplazamiento horizontal y vertical proyectados en la dirección LOS y dependerá directamente de la predominancia del movimiento horizontal o vertical de la superficie (F. Delgado, comunicación personal, 5 de julio de 2021).

De esta manera, la magnitud de la velocidad o desplazamiento resultante depende de la dirección del movimiento. El valor más cercano a la totalidad de la deformación es obtenido cuando el desplazamiento de la ladera ocurre en la misma dirección que la línea de visión del satélite (LOS), en cambio, es casi insensible cuando el movimiento es perpendicular a ella (Aslan et al., 2020). Así, dependiendo del valor, se habla de un acercamiento o alejamiento del satélite. Por ejemplo en el caso de SYL para la geometría ascendente se tiene un acercamiento entre la superficie y el satélite (valores positivos, figura 5.15), mientras que en la geometría descendente es un alejamiento (valores negativos), lo que se traduce en un desplazamiento favorable a la ladera.

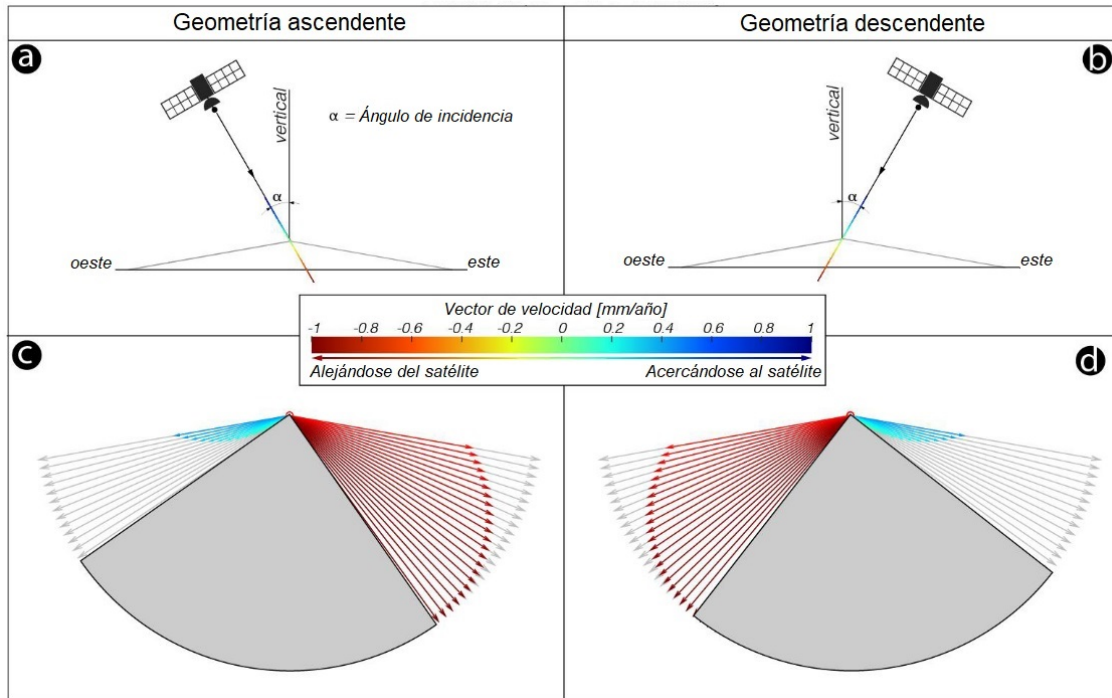


Figura 6.1: Sensitividad de medición en dirección LOS para movimiento favorable a la ladera en geometrías ascendente (A,C) y descendente (B,D). Valor de la deformación por vector unitario según sentido de ésta (C,D). Modificado de Aslan et al., 2020.

Tratándose de remociones en masa, la deformación experimentada por el terreno debe ser favorable a la pendiente en que se encuentre. Luego, se puede suponer teóricamente la descomposición del movimiento según las características de la ladera y el sentido del desplazamiento acumulado y velocidad promedio medidos. Para ello, se toman dos supuestos:

- No existe deformación vertical positiva, es decir, el terreno siempre se aleja del satélite.
- La deformación horizontal es favorable a la ladera, el material no ingresa en ella.

Se pueden analizar cualitativamente los procesamientos más representativos de cada zona de estudio, resumido en la tabla 6.1. En PAN y SYL, el deslizamiento se encuentra sobre una pendiente favorable hacia el oeste (figura F.42, anexos), por lo que un movimiento horizontal en este sentido se traduce como un acercamiento para la geometría ascendente y un alejamiento para la geometría descendente (figura 6.1). Sin embargo, la ladera de PAN está inclinada hacia el norte mientras que SYL hacia el sur, cuando la geometría sea descendente (satélite viaja de norte a sur), un movimiento favorable a la ladera se traduce como un acercamiento en PAN y un alejamiento en SYL.

Por el contrario, en VSL la pendiente es favorable al sureste. Luego, para un movimiento horizontal en dirección sur, representa un alejamiento para una geometría descendente y un acercamiento para la geometría ascendente; caso contrario cuando se trate de un movimiento hacia el este.

Tabla 6.1: Descripción cualitativa de la deformación de cada remoción en masa, según la ladera en que se encuentra, sentido del desplazamiento acumulado y velocidad promedio anual encontradas.

Zona	Ladera	Geometría	Sentido (LOS)	Movimiento		
				N-S	E-W	Vertical
PAN	NW	DES	Positivo (+)	Acerca (+)	Aleja (-)	Aleja (-)
		ASC	Negativo (-)	Aleja (-)	Acerca (+)	Aleja (-)
SYL	SW	DES	Negativo (-)	Aleja (-)	Aleja (-)	Aleja (-)
		ASC	Positivo (+)	Acerca (+)	Acerca (+)	Aleja (-)
VSL	SE	DES	Negativo (-)	Aleja (-)	Acerca (+)	Aleja (-)
		ASC	Negativo (-)	Acerca (+)	Aleja (-)	Aleja (-)

El desplazamiento acumulado y la velocidad promedio anual (vectores en dirección LOS) pueden ser descritos en base a tres componentes ortogonales: Norte, Este y Vertical (Fuhrmann y Garthwaite, 2019). La suma vectorial de éstas en la línea de visión determina el sentido y magnitud del desplazamiento y velocidad obtenidos en cada uno de los procesamientos, en donde, la predominancia de un movimiento horizontal o vertical se refleja en el valor resultante.

De esta forma, según la geometría de las imágenes utilizadas se obtienen diferentes magnitudes: por ejemplo, en SYL las magnitudes de desplazamiento y velocidad producto de procesamientos descendentes duplican aquellas del procesamiento ascendente (tabla E.10, anexos). Consecuencia del fenómeno de acercamiento y alejamiento de cada componente, cuyas magnitudes de componentes descendentes se adicionan y las ascendentes se sustraen (tabla 6.1).

Desde el ángulo de incidencia y la dirección azimuth del satélite (ángulo entre el norte y la trayectoria del satélite) es posible descomponer de manera aproximada las componentes del desplazamiento acumulado y velocidad promedio anual en dirección E-W y vertical mediante un acercamiento geométrico descrito en anexos (figura F.40). Para ello, es necesario contar con un procesamiento ascendente y otro descendente para un mismo periodo. No se consideran los datos de VSL puesto que no poseen la confianza suficiente.

Tabla 6.2: Descomposición horizontal y vertical de la velocidad promedio anual medida en dirección LOS para cada zona de estudio. En PAN se indica un movimiento hacia el este y subsidente. En SYL un movimiento hacia el oeste (predominante) y subsidente.

Zona	Componente	Desplazamiento [mm]	Velocidad [mm/año]
PAN (2015 - 2016)	Este	13,38	35,80
	Vertical	-7,83	-11,77
SYL (2019 - 2021)	Este	-135,20	-64,60
	Vertical	-53,36	-25,94

Para PAN y SYL se obtiene una componente vertical negativa que indica la subsidencia del material, tal como se esperaba para una remoción en masa desde el análisis cualitativo (tabla 6.1). Al mismo tiempo, desde la descomposición se infiere que el movimiento o deformación horizontal es predominante en SYL, cuyo valor de desplazamiento supera en un orden de magnitud a la componente vertical (tabla 6.2). Por el contrario, en PAN no se distingue una dirección preferente, dada la mínima diferencia entre la componente vertical y horizontal.

Según la orientación de ladera se esperaba que SYL y PAN reflejaran un movimiento horizontal hacia el oeste (componente Este negativa). Sin embargo, sólo en SYL se obtuvo un movimiento horizontal favorable a la ladera. Este fenómeno tiene relación con las limitaciones del método y de los procesamientos realizados, puesto que la descomposición sólo será representativa si los resultados reflejan deformación neta.

En especial en PAN (y VSL), se observa una influencia atmosférica importante no cuantificada ni removida que puede afectar la magnitud de la deformación percibida. Al mismo tiempo, el procedimiento de descomposición del vector de velocidad y desplazamiento no considera la deformación favorable al norte, lo que puede significar la omisión de datos dada la orientación de la ladera (PAN hacia el norte y SYL hacia el sur) y la sobreestimación de la componente este; considerando que de no existir otros factores, la diferencia de sentido en LOS resultante entre SYL y PAN estarían asociadas a un movimiento horizontal en dirección norte-sur (tabla 6.1).

Por lo tanto, para los casos de estudio sólo se puede establecer la predominancia entre el movimiento horizontal y vertical medido, siendo el primero en los casos de SYL, mientras que para PAN se consideran similares.

6.1.4. Limitantes

La metodología queda sujeta a una serie de condicionantes que determinan la representatividad de los resultados obtenidos y la caracterización de la deformación de la superficie en los tres casos de estudio. En general, estas limitantes o condicionantes se traducen en que las mediciones (y sus descomposiciones) deban ser consideradas como referenciales y sean descritas y analizadas desde el orden de magnitud del valor de desplazamiento o velocidad. Éstos se explican en los siguientes puntos:

1. Velocidad de deformación:

Los desplazamientos experimentados por las remociones en masa no son continuos ni homogéneos, lo que se traduce en diferentes velocidades de deformación dentro del depósito y en los márgenes de éste, reflejándose en saltos de fase en los interferogramas producto del método de procesamiento (errores de desenrollado) y falta de coherencia en los mismos y en las series de tiempo. En el último caso se establece un umbral de deformación máximo en torno a los 15-18 cm/año para ser detectado y las zonas no coherentes dentro de los depósitos no corresponden a zonas sin deformación, sino que zonas donde ésta no puede medirse.

Varios autores mencionan que los saltos de fase responden a desplazamientos mayores a media longitud de onda de la señal, para este caso deformaciones superiores a 2,8 cm entre imágenes (Banda C). Los saltos de fase, se pueden interpretar como: un contacto a lo largo de la ladera estable y del deslizamiento o un contacto entre dos áreas con desplazamiento diferente dentro del deslizamiento (Handwerger et al., 2015; Schlögel et al., 2015; Stimely, 2009). Este fenómeno ocurre en algunos interferogramas para PAN y SYL (Ej: figura 5.13), y en SYL se aprecia su rápida deformación entre adquisiciones desde un perfil de desplazamiento acumulado (figura F.47, anexos).

La mejor opción para reducir este tipo de errores, es utilizar un baseline temporal mínimo con tal de no superar los 2,8 cm de deformación entre adquisiciones. Para los casos estudiados no es posible reducir mucho más el intervalo temporal (12 - 24 días) entre imágenes utilizadas para construir interferogramas, dada la disponibilidad de imágenes. Sin embargo, se podrían llevar a cabo otros métodos: por ejemplo, Handwerger et al. (2019) realiza una incorporación de modelos de deformación al procesamiento de interferogramas, con tal de reducir los errores de desenrollado.

No obstante, no se puede descartar la influencia de errores de filtrado dada la baja coherencia obtenida en la zona. Para reducir esta influencia, se puede realizar una revisión exhaustiva de cada interferograma en búsqueda de errores y realizar su recorte manualmente. También, modificar la intensidad del filtrado o el tipo de software para el desenrollado (por ejemplo ICU en vez de SNAPHU), entre otras modificaciones técnicas al procesamiento con GmtSAR.

Por lo tanto, la magnitud de los desplazamientos no puede ser considerada como absoluta, sino como referencial; cuyos órdenes de magnitud cobran relevancia para cualquier medida, conclusión o comparativa particular dentro de cada zona.

2. Inclinación y orientación de ladera:

El desplazamiento y velocidad obtenidos mediante la metodología son medidos en la dirección de la línea de visión del satélite (LOS), correspondiente a una línea perpendicular a la trayectoria del satélite que se extiende entre éste y la superficie, y cuyo sentido positivo es hacia el satélite (figura 6.1). Por lo tanto, las zonas de estudio ideales para la metodología se ven limitadas por su topografía, según la inclinación propia de una ladera que deben ser analizadas con ambas geometrías para describir la deformación. Las pendientes no deben superar el ángulo de incidencia de la señal (35° a 40°) con tal de evitar fenómenos de Shadowing y Layover que modifiquen la coherencia de la zona de estudio.

Considerando los casos analizados en el presente trabajo, se tiene que los valores encontrados deben ser trabajados como un acercamiento o alejamiento del satélite, en cuya descomposición se requieren una serie de aproximaciones geométricas que conlleven a errores asociados. Principalmente, se asume que la deformación medida corresponde a una suma vectorial entre un movimiento vertical y horizontal este-oeste, en desmedro de la componente norte. Aun cuando por la orientación de los tres casos de estudio, esta componente puede ser relevante. Por lo que, una descomposición sólo es capaz de indicar una predominancia entre una deformación horizontal este-oeste o vertical de la

superficie. Luego, esta metodología de trabajo es ideal para deslizamientos o laderas con pendientes favorables al este u oeste, de manera de omitir con seguridad la componente norte.

3. Escala de trabajo:

Las remociones en masa estudiadas y sus depósitos abarcan áreas de entre 150.000 m² y 650.000 m² aproximadamente, mientras que los interferogramas y series de tiempo poseen una resolución en torno a los 28 m. Entonces, las deformaciones generales de los depósitos de esta envergadura se ven bien descritos en cuanto a número de pixeles considerando una falta de coherencia de cerca del 40 % de los pixeles que la cubren. Sin embargo, movimientos menores en torno a pocas centenas de metros cuadrados como las encontradas visualmente al estudiar la evolución de la deformación de PAN o VSL (~100 m²) no pueden ser caracterizadas por esta metodología. Para su descripción, se pueden utilizar imágenes de banda X que posee un pixel de menor tamaño (Tabla A.3, anexos).

Por último, es necesario destacar que la resolución de las imágenes y modelo de elevación digital (en la escala horizontal) no constituyen una problemática sobre las mediciones en la dirección LOS. Debido a que éstas dependen únicamente de la distancia entre el satélite y la superficie, en donde, cada pixel contiene un promedio de las mediciones realizadas dentro del área de éste (28 m). En cuanto a la escala vertical, el DEM de STRM presenta un error en torno a los 6 m que se traduce en una diferencia de 1,6 mm (0,36 radianes) para la banda C (Bayer et al., 2017; Lazecký et al., 2015). Teniendo en cuenta la escala de trabajo en torno a decenas o centenas de milímetros, el error asociado al DEM es despreciable.

4. Densidad de imágenes:

Las imágenes SAR para las zonas de estudio generalmente consideran un intervalo de 12 días entre adquisiciones asociadas a un solo satélite (Sentinel A o B), con diferentes *Path & Frame* que no siempre permiten un análisis ascendente y descendente para largos periodos de tiempo. Aun así, la frecuencia de imágenes consideradas para cada procesamiento es suficiente teniendo en cuenta las velocidades encontradas. Si las condiciones propias de cada área de estudio lo permiten (nieve, humedad, vegetación, etc) es posible describir la deformación asociada a ellas. Sin embargo, considerando la tasa de deformación en torno a los 180 mm/año para SYL, no es recomendable utilizar imágenes de más de 24 días de distancia dado los errores de fase o falta de coherencia que involucra.

5. Condiciones ambientales:

Las áreas cordilleranas estudiadas poseen diferentes condiciones ambientales y topográficas que condicionan los procesamientos. Principalmente se trata de la variación de estas condiciones las que conducen a limitantes sobre la metodología: cambios en la vegetación, régimen de humedad o precipitación cambian las propiedades reflectivas de la superficie, lo que se traduce en ruido y falta de coherencia, impidiendo mediciones repre-

sentativas. Por esto, para zonas húmedas de gran vegetación como VSL, la metodología empleada no es la adecuada, puesto que no se reciben datos confiables.

En el caso de climas más áridos como PAN o SYL, la metodología resulta ser una buena herramienta de descripción de la deformación. Para mejorar la precisión de las mediciones se requiere la incorporación de un modelo atmosférico capaz de sustraer la componente troposférica, éste debe ser desarrollado para cada zona y caso particular (Osmanoğlu et al., 2016). Sin embargo, para describir la deformación de PAN es necesario un análisis de escala anual, es decir, incluir épocas frías y cálidas con tal de incorporar la totalidad de la deformación, las variaciones estacionales de éstas y reducir efectos ambientales. Ésto puede lograrse utilizando imágenes de mayor longitud de onda, una banda L, la cual también puede utilizarse para SYL de manera de permitir la captura de mayores deformaciones (Bekaert et al., 2020; Handwerger et al., 2019, 2015).

6.2. Deformación

6.2.1. Paso internacional de Aguas Negras (PAN)

Desde geometría ascendente y descendente se infiere la estabilidad general del área, con magnitudes de desplazamiento dentro del umbral de estabilidad menor a 20 mm para cada época cálida entre 2014 y 2018. En cada uno, se destaca la zona de interés asociada a los depósitos de remoción en masa, en donde es posible dividir entre una porción de menor altitud con baja a nula coherencia y una de altitudes medias con alta coherencia.

La topografía de la ladera y el sentido de la deformación correspondiente a un movimiento favorable a ella, indica signos opuestos sobre los desplazamientos observados en cada geometría en cada periodo (negativo en ascendente y positivo en descendente). Esto se cumple para los primeros años estudiados, reflejando que entre 2014 y 2017 se puede asociar los resultados a una deformación favorable a la ladera y con ello a una remoción en masa. Sin embargo, para los procesamientos de 2017 a 2018 en ambas geometrías, se obtiene un mismo comportamiento a lo largo del tiempo (figuras F.43 y F.44, anexos), por lo que los resultados obtenidos no necesariamente reflejan la deformación esperada y pueden verse influenciados por artefactos atmosféricos o errores de procesamiento.

La deformación experimentada sobre la porción alta del depósito (figura 6.2), se caracteriza por ser permanente y discontinua, presentando peaks de aumento de la deformación dentro de una tendencia general al alza (figuras F.43 y F.44, anexos) La deformación tiende a concentrarse entre los meses de febrero y marzo de cada verano coincidiendo con la época de mayores temperaturas. Esta deformación cuyo desplazamiento es favorable a la ladera disminuye su magnitud progresivamente desde el evento principal hacia los años posteriores, al punto que el desplazamiento medido no logra destacar por sobre otras zonas de similares características dentro del área analizada hacia 2018. Este fenómeno sugiere una relativa estabilización de esta porción de terreno y restringe la deformación observada a procesos de acomodación posteriores al evento principal ocurrido en 2014.

La falta de coherencia sobre la porción inferior del depósito no permite conocer el desplazamiento acumulado o la velocidad promedio anual sobre ella. Tampoco fue posible distinguir la caída de un bloque colgante ni la profundización del tercer escarpe identificado en la evolución de la deformación (figura 6.2) o algún cambio morfológico mayor a 50 m. sobre el depósito desde las imágenes satelitales para el periodo de estudio. Por lo tanto, la falta de coherencia se asocia a efectos ambientales y no se detecta deformación de extensión relevante en esta área.

Finalmente, el depósito se encuentra bajo una permanente deformación, discontinua y no homogénea en la zona, detectable con InSAR al menos en la parte alta del depósito durante los periodos cálidos. La cual puede verse reactivada a mayores tasas en caso de presentarse algún evento climático similar al ocurrido en 2014.

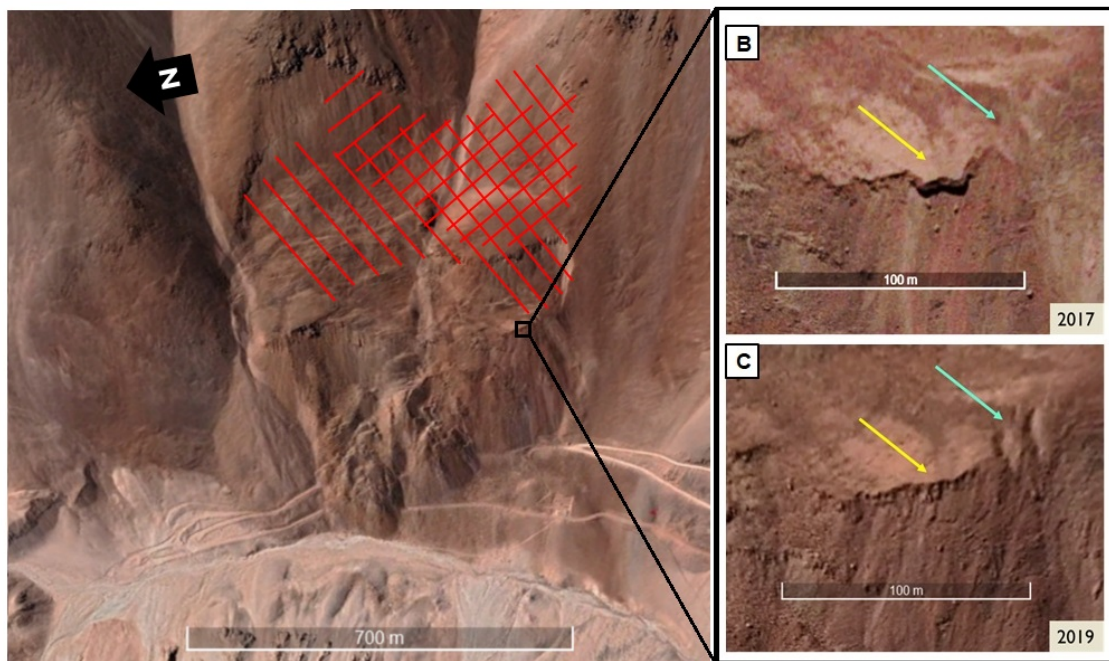


Figura 6.2: **A.** Zonas de con desplazamiento detectado según procesamientos de ambas geometrías: geometría descendente en líneas inclinadas a la derecha y ascendente las inclinadas a la izquierda. **B. y C.** Caída bloque colgante (flecha amarilla) y profundización de escarpe (flecha verde).

6.2.2. Santuario de la naturaleza Yerba Loca (SYL)

Incorporando los resultados obtenidos entre la visita a terreno y los procesamientos InSAR llevados a cabo, se identifican dos zonas de deformación sobre la zona estudiada (figura 6.3). La primera ubicada hacia el NE del deslizamiento, denominada previamente como zona B, posee un desplazamiento acumulado que sigue una tendencia general lineal en toda su extensión con variaciones menores cíclicas (figura F.45, anexos). Por lo que se asocia a un área sometida a soliflucción cuya mayor deformación se concentra hacia el norte de aquel bajo topográfico. La segunda, se compone de dos áreas que se encuentran sobre la zona de influencia del deslizamiento (Zona A) y denotan que la remoción en masa se encuentra activa y propagándose hacia el sur.

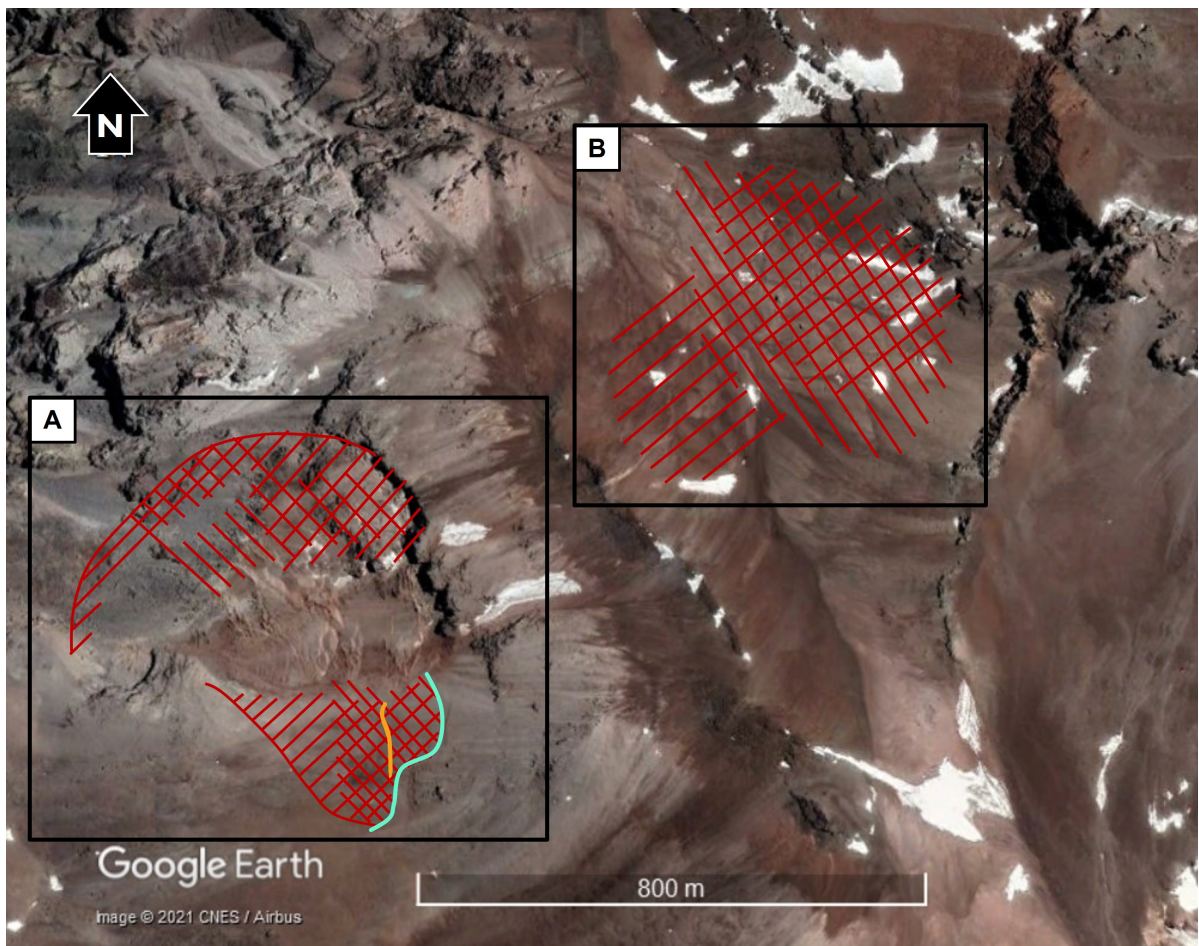


Figura 6.3: Áreas sometidas a deformación activa en SYL, zonas achuradas con líneas inclinadas hacia la izquierda se detectaron con procesamiento descendente y hacia la derecha con ascendente. **Zona A:** Área asociada al deslizamiento. La traza de la prolongación del escarpe principal y secundario se demarcan en verde y naranja. Porción interior sin deformación detectada pero sí observada (Zona sin coherencia). **Zona B:** Área sometida a solifluxión.

La porción norte y sur de la zona A poseen una deformación continua con magnitudes similares cuyo desplazamiento acumulado en el tiempo presenta un mismo comportamiento, con un aumento progresivo que tiene una leve alza en la tasa de deformación hacia los últimos meses (figuras F.46 y F.47, anexos). Esto refleja que ambas zonas responden al mismo fenómeno de deformación; el cual podría traducirse en un nuevo evento de remoción en masa de tipo deslizamiento si las condiciones desencadenantes son las adecuadas. Tomando en cuenta que las precipitaciones son el principal agente en la zona y que el movimiento se encuentra activo, no necesariamente se requiere un evento anormal de precipitaciones, sino que perfectamente puede repetirse lo ocurrido en 2018.

La deformación en la zona sur se concentra bajo el escarpe indicado en color naranja en la figura 6.4, lo que coincide con el movimiento esperado producto de dos escarpes: la deformación provocada por el escarpe secundario ocurre sobre la deformación provocada por el escarpe principal. Además, el límite sur de la zona achurada coincide con

un alzamiento en la topografía, por lo que éste, al igual como ocurre para los escarpes propuestos, corresponde a un límite natural para la deformación. Dependiendo de la evolución del movimiento, éste puede actuar de barrera para futuros eventos de deslizamiento en el área, sin embargo, es requerido un monitoreo constante para realizar tal afirmación.

A fines de enero de 2022, se realiza una visita a la zona de estudio. Se destaca el desplazamiento vertical de la propagación de escarpes hacia el sur sobre los 5 m hacia el sur (Tabla D.2, anexos) y la aparición de nuevas grietas abiertas bajo ambos escarpes (Figuras D.6 y D.7, anexos). Lo que apoya el supuesto de la deformación continua descrita anteriormente, considerando tanto su extensión como las dimensiones del escarpe.

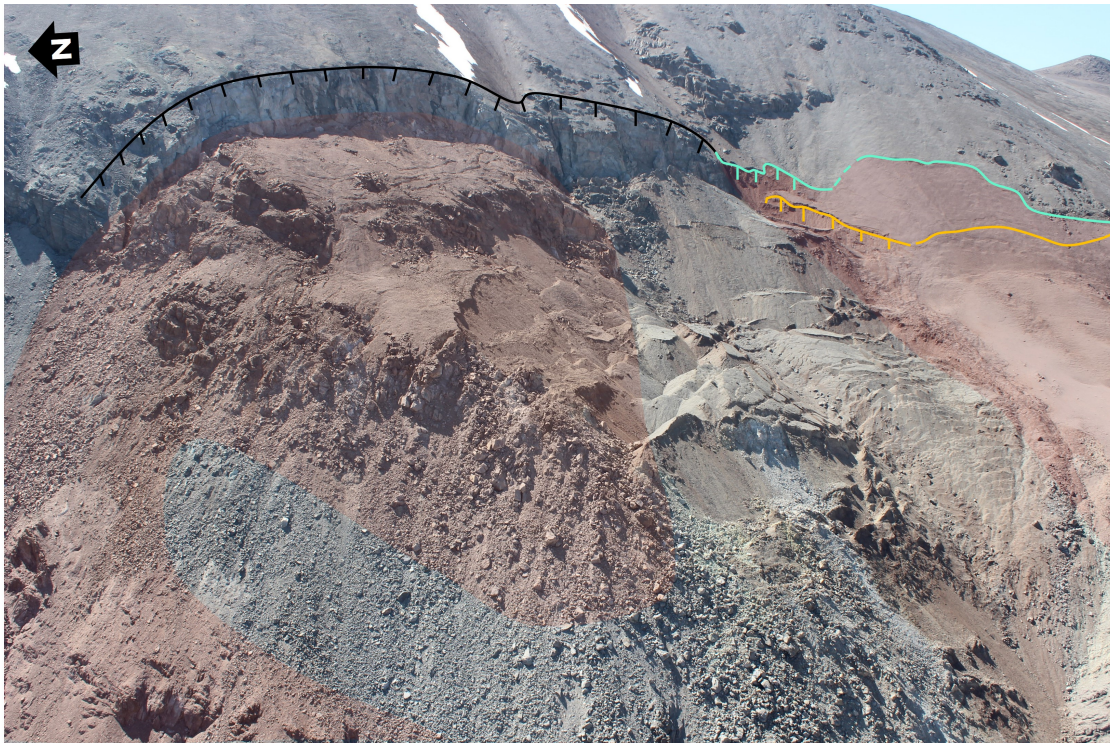


Figura 6.4: Acercamiento a zonas con deformación activa detectada en torno al deslizamiento (Áreas rojizas), porción entre ellas sin deformación detectada pero sí observada (Zonas sin coherencia). La traza de la prolongación del escarpe principal y secundario se demarcan en verde y naranja.

El área sur es aproximadamente la mitad del área ya desplazada en 2018. Por lo que, si se toma el supuesto de que toda la zona sufra un evento similar al ocurrido en 2018, se puede realizar una aproximación sencilla en que el volumen de material disponible a movilizar es la mitad del involucrado durante aquel evento, el cual sería en torno a $1.300.000 \text{ m}^3$, teniendo en cuenta que Sernageomin (2019) considera que el volumen de la remoción en 2018 es entre $2.520.000 \text{ m}^3$ y $2.850.000 \text{ m}^3$

Por otra parte, la deformación en el interior del deslizamiento se concentra en la porción norte e involucra los bloques superiores del deslizamiento y el material coluvial de cotas inferiores (figura 6.4). Esta última, parece ser el límite norte de la deformación activa del deslizamiento, lo que sugiere que existe deformación importante en la parte baja del depósito actual que no puede ser totalmente capturada por la falta de coherencia. Si bien

no es posible mediante la metodología utilizada conocer la dirección de la deformación, si es esperable que ésta siga la topografía y sea a favor de la pendiente.

Además, la deformación encontrada dentro del área del deslizamiento se correlaciona con la porción de éste con menor deformación experimentada durante el evento de 2018 (figura 6.5), lo que supone una mayor inestabilidad de la zona dado su potencial de removilización de material en comparación con la porción sur del depósito que sufrió mayor desplazamiento. Sin embargo, este supuesto no puede ser una afirmación dada la falta de coherencia experimentada en esta porción del depósito.



Figura 6.5: Vectores de desplazamiento sobre el evento ocurrido en 2018. Fuente: Sernageomin 2019.

Por último, el informe técnico de Sernageomin (2019) menciona una posible prolongación del escarpe principal en dirección norte (figura 6.6), en donde se sugiere la opción de que la traza del afloramiento se trate de una grieta o plano de debilidad capaz de producir movimiento en un futuro. Durante ambas visitas a terreno se distingue la traza mencionada, sin embargo, ésta no presenta modificaciones importantes con respecto a lo observado durante 2019.

Los procesamientos InSAR para la zona mencionada ubican el área dentro o cercana al umbral de estabilidad, con magnitudes entre diez y cien veces menores que las detectadas dentro el depósito del deslizamiento o hacia la zona sur de éste (Caso ascendente y descendente respectivamente). Si bien no es posible descartar la opción de que la remoción en masa se extienda hacia el norte, en las condiciones actuales no existen evidencias para afirmar la existencia de deformación activa o una propagación del escarpe en esa dirección.

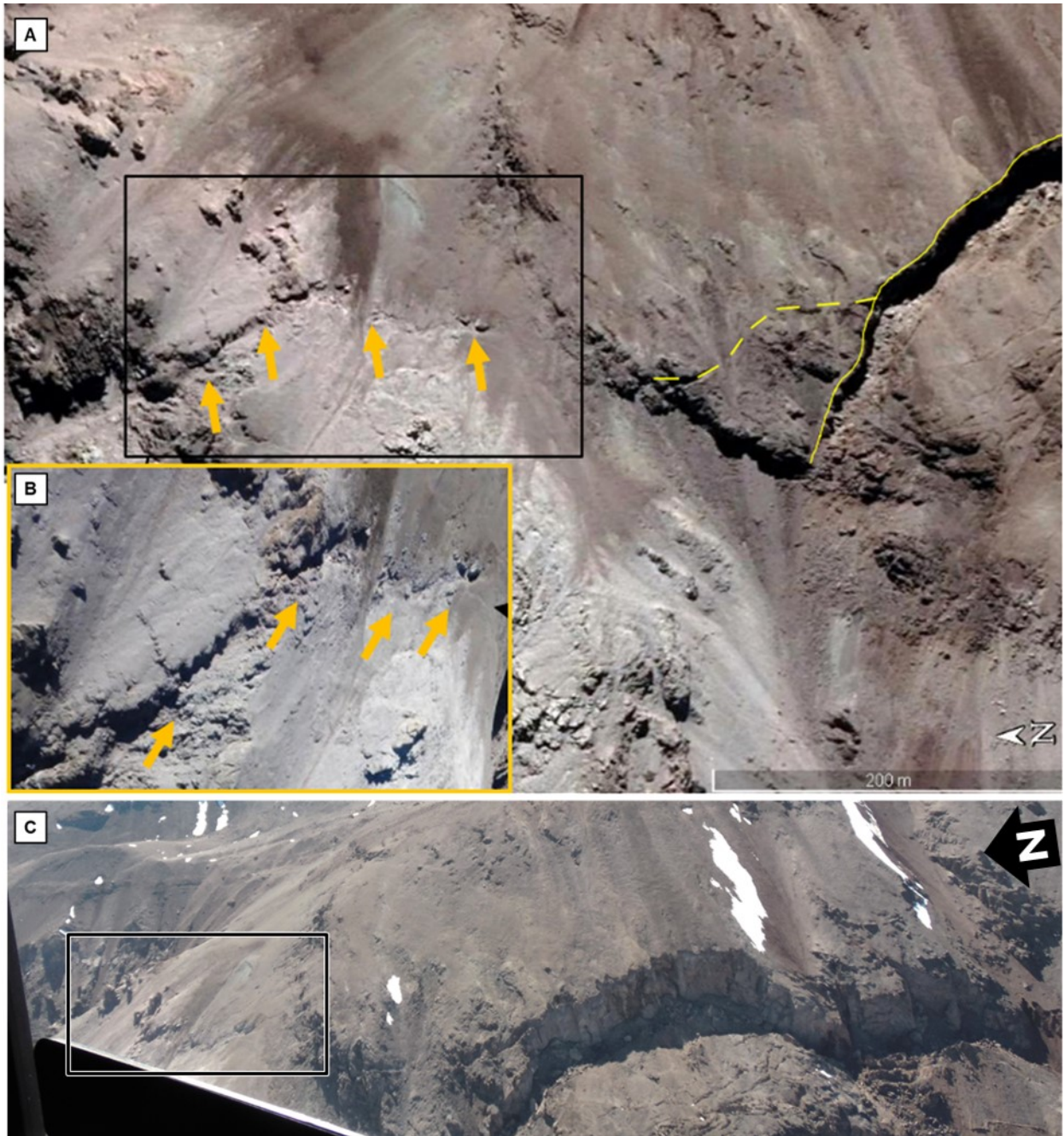


Figura 6.6: En un recuadro se encuentran las áreas de supuesta propagación hacia el norte del escarpe. **A.** Imagen obtenida desde Google Earth de enero 2019. **B.** Captura en sobrevuelo de marzo 2019. **C.** Captura propia en sobrevuelo de marzo 2021. Modificado de Sernageomin (2019).

6.2.3. Villa Santa Lucía (VSL)

Los procesamientos posteriores al evento (entre 2018 y 2021) presentan coherencia sobre la zona afectada directamente por el deslizamiento con magnitudes entre cinco a diez veces por sobre el umbral de estabilidad. En particular, sobre el escarpe oeste en donde se encuentra un bloque catalogado como inestable por Sernageomin (2018) y el depósito asociado al material removido desde el deslizamiento (figura 6.7).

Durante el verano 2018 - 2019, las mayores magnitudes para ambas geometrías se focalizan sobre el bloque inestable y la zona oeste del depósito para ambas geometrías. Teniendo en cuenta que desde la descomposición del desplazamiento se postula la predominancia de la componente vertical subsidente (tabla 6.1) y desde la evolución de la deformación se identificaron cambios morfológicos asociados a removilizaciones de material menores (figura 5.17). Es posible proponer que los resultados se asocian a procesos de acomodación de la cabecera del depósito, pero no es posible afirmar la magnitud ni la profundidad de estas deformaciones.

Para los veranos entre 2019 y 2021 no se encuentran magnitudes que destaquen notablemente sobre el depósito (magnitudes entre tres y cinco veces el umbral de estabilidad). Sin embargo, los desplazamientos negativos se concentran sobre el depósito del deslizamiento, el cual producto del evento se compone de hielo y detritos. Dado el sentido del desplazamiento para una geometría ascendente, la deformación de esta área ha de ser subsidente y/o favorable a la ladera, en donde los perfiles de desplazamiento muestran una tendencia regular al aumento de la deformación (figura F.49, anexos). Considerando que el glaciar previo se encontraba en retroceso y las imágenes satelitales no muestran un avance de éste, el desplazamiento puede responder a un colapso del depósito como consecuencia del derretimiento del hielo en su interior, favorecido además por la época cálida en la que se lleva a cabo el estudio que promueve el derretimiento superficial. Esto no descarta, la acumulación de hielo en el depósito durante los meses fríos.

Si bien desde la clasificación realizada por Sernageomin (2018) y las observaciones realizadas es posible asociar algunos desplazamientos obtenidos dentro del depósito con morfologías y elementos capaces de provocarlos. Los procesamientos realizados para la zona de estudio no logran identificar una clara deformación asociada a remociones en masa y se ven fuertemente influenciados por las condiciones ambientales adversas. Se tiene que el área de generación del deslizamiento posee grietas abiertas en la parte alta del escarpe, fracturas subverticales, rocas con alteración argílica y bloques colgantes sobre zonas de alta pendiente (Sernageomin, 2018); condiciones que por sí solas convierten el área en una zona susceptible a ser removida. Por todo esto, no se descarta la deformación activa del área, sólo se puede afirmar que no es detectable mediante InSAR.

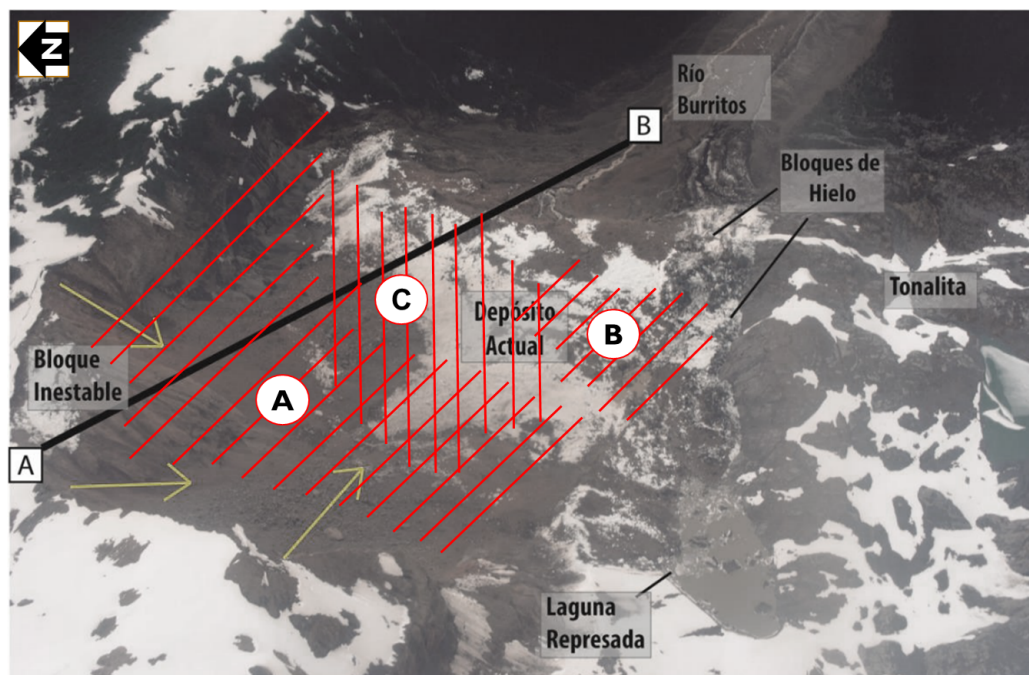


Figura 6.7: Zonas de mayor desplazamiento superpuestas en esquema de morfologías y estructuras posteriores al deslizamiento de 2017. **A.** Ambos procesamientos entre noviembre 2018 a marzo 2019. **B.** Procesamiento entre 12/11/2019 - 23/03/2020. **C.** Procesamiento entre 06/11/2020 - 30/03/2021. Modificado de Sernageomin (2018).

6.3. Condiciones climáticas futuras

Las tres zonas de estudio muestran una dependencia de las capas de nieve o hielo que se encuentren en cada una. Se tiene que el efecto más claro es sobre la Villa Santa Lucía, donde el retroceso del glaciar deja un depósito de material disponible a ser removido que luego se ve envuelto en una remoción en masa compuesta, y que actualmente el derretimiento de bloques de hielo o nieves puede ser responsable de la deformación del depósito del deslizamiento. Al mismo tiempo, para las otras dos zonas el derretimiento de nieves o hielo favorece la deformación del área, al punto de poder ser el gatillante para los deslizamientos.

Se espera que el cambio climático favorezca el alza de las temperaturas, el retroceso glaciar y el derretimiento de nieves permanentes y permafrost; lo que favorecerá la inestabilidad de zonas similares a las aquí estudiadas producto de la redistribución de los esfuerzos que eventualmente producirán un desconfinamiento glaciar (Haeberli et al., 2017). Además, expondrán pendiente, aumentará el material disponible a ser removido y se formarán lagos glaciares. Condiciones similares a las observadas en Villa Santa Lucía, en donde los deslizamientos podrán provocar flujos con mayor facilidad gracias al aumento de aguas disponibles.

La degradación del permafrost afectará principalmente zonas áridas a semiáridas (PAN o SYL), en que se estima aumente la aridez (Azócar y Brenning, 2010). Con ello aumentará el material detrítico disponible para ser removido una vez que el hielo desaparezca.

No obstante, el aumento de las temperaturas, derretimiento de nieves y disminución de las precipitaciones y humedad, favorece las condiciones ambientales para realizar procesamientos con InSAR. Por lo tanto, la metodología utilizada puede ser un gran aporte al monitoreo de las zonas cordilleranas remotas, que cobrará mayor importancia en un futuro cercano.

6.4. Alcances y recomendaciones

La metodología permite identificar deformación referente a remociones en masa sobre climas áridos a semiáridos como PAN y SYL. Para zonas cordilleranas similares a SYL, es decir, con bajo régimen de precipitaciones, escasas capas nivales y vegetación, es posible detectar y caracterizar la deformación. Mientras que, para regímenes de precipitaciones similares a PAN no es posible realizar el mismo tipo de análisis; el tiempo acotado de los procesamientos solo permite la detección de movimiento con una baja caracterización dada las influencias externas. Es necesario tener en cuenta que la precisión de los resultados dependerá de la extensión del procesamiento: periodos de tiempo anuales permiten mejores resultados.

La utilización de una banda L o de mayor longitud de onda capaz de penetrar capas nivales húmedas, permitiría procesamientos prolongados y caracterizar deformaciones en zonas áridas con mayores precipitaciones (Como PAN). También, el uso de una banda de mayor longitud de onda permitiría aumentar el rango de detección de deformación, identificando movimientos de mayores velocidades a las detectadas por la Banda C (Bayer et al., 2017). Según lo identificado en este trabajo, esta metodología detecta desplazamientos de velocidades lentas a muy lentas según de Cruden y Varnes (1996).

Este tipo de estudios permite la descripción y detección de la deformación (Orden de magnitud de desplazamiento o velocidad, dirección predominante, distribución de la deformación, etc), mas no permite la cuantificación de la deformación dada las influencias ambientales y errores de procesamiento. Se tiene que para disminuir las contribuciones atmosféricas y los saltos de fase producto de la rápida deformación algunos autores incorporan modelos atmosféricos y modelos de deformación (Ej: Handeweger et al., 2019; Osmanoglu et al., 2016; Stimely et al., 2009), los cuales se construyen específicamente para cada zona y caso de estudio.

Finalmente, no se recomienda utilizar esta metodología para la identificación y/o descripción de deformaciones sobre zonas australes o húmedas, como VSL. Si bien es posible asociar resultados con algunos procesos deformativos inferidos en algunas áreas despejadas (sin vegetación o nieve), no es factible asegurar que éstos se deban a un evento de remoción en masa o proceso geológico en específico. La falta de imágenes de alta resolución impiden reconocer cambios morfológicos o elementos en superficie que favorezcan su reconocimiento. Además, el ruido resultante en los procesamientos impide una clara distinción de zonas sometidas a cualquier tipo de proceso geológico deformativo.

7. Conclusiones

Se logró detectar deformación sobre dos de tres zonas de estudio (PAN y SYL) con diferente grado de confiabilidad y precisión. Las series de tiempo permitieron identificar con éxito la deformación asociada a procesos de remoción en masa, la escala de velocidades anuales que experimentan y sugerir una predominancia del movimiento. Siendo SYL la zona de estudio con mayor confiabilidad en los resultados gracias a su menor influencia ambiental, periodos de procesamiento más longevos y mayores evidencias fotográficas y/o físicas que aseguran una mejor descripción. De esta manera, las series de tiempo, imágenes satelitales y visitas a terreno entregan un registro temporal de la deformación de cada zona.

Las contribuciones ambientales se vieron reflejadas sobre los resultados en una falta de coherencia, mayor dispersión de datos y errores de procesamiento, siendo el área de VSL la mayor afectada, impidiendo su correcto análisis e identificación de deformación. Sobre las tres zonas de estudio existió la contribución de una componente atmosférica (variaciones de humedad y presión en la tropósfera) y una componente topográfica (altas pendientes favorecen el Shadowing y/o Layover). Las capas nivales afectaron a PAN y VSL, mientras que la vegetación sólo afectó a esta última y la velocidad de deformación de SYL superó el umbral de detección provocando una falta de coherencia.

La deformación en PAN se concentra en la porción superior del depósito asociado a la remoción en masa de 2014, con un desplazamiento estimado favorable a la ladera cuya velocidad ha disminuido progresivamente, pasando de una escala de centímetros anuales en 2014 (>40 mm/año) a milímetros anuales en 2019 (<10 mm/año). Actualmente no es posible identificar deformación mediante InSAR y no se observan evidencias morfológicas mediante imágenes satelitales de libre acceso. Lo que permite categorizar el área como de baja actividad, puesto que movimientos menores a 100 m^2 no son detectables y no deben descartarse.

La remoción en masa de SYL se encuentra activa, y se propaga hacia el sur del depósito asociado al evento de 2018. Se identificó desplazamiento continuo no homogéneo entre 2019 y 2021, con velocidades en LOS sobre los 150 mm/año y, en donde, el movimiento horizontal predomina por sobre el vertical. Con la propagación de la deformación hacia el sur, evidenciada por la extensión del escarpe principal y la aparición de uno secundario, aumenta el área actualmente movilizada en un 50% aproximadamente en comparación con el evento de 2018. Además, se realiza el hallazgo de un fenómeno de soliflucción hacia el noreste del deslizamiento.

La actividad de las zonas de estudio queda sujeta a factores gatillantes que provoquen un mayor desplazamiento al medido, pudiendo ser similar al responsable de los eventos estudiados (sin descartar otros, ej. sismos). Para PAN se postula como causa del evento de 2014 un rápido derretimiento de nieves provocado por un alza en las temperaturas inmediatamente posterior a un evento anómalo de precipitaciones sólidas. Mientras que para VSL se trata de precipitaciones con isoterma 0°C alta y en SYL un evento de precipitaciones dentro del rango normal (no existieron eventos anómalos en 2018). Se espera que el cambio climático favorezca la inestabilidad estas zonas y otras similares a las aquí estudiadas, gracias al alza de las temperaturas, el retroceso glaciar, la degradación del permafrost y aumento de precipitaciones anómalas.

Se recomienda realizar un monitoreo continuo a las tres zonas de estudio, ya sea mediante imágenes periódicas de alta resolución (<10 m) y/o instalación de instrumentos GPS, en particular para SYL dada su alta deformación y VSL que no pudo ser evaluada correctamente mediante la metodología. En cuanto a ésta, el uso de InSAR no resulta ideal en zonas australes, sino que es útil sobre zonas cordilleranas áridas o semi-áridas (como PAN o SYL). La incorporación de imágenes de banda L permitiría continuidad en áreas con mayor cubierta nival (como PAN) y la detección de mayores deformaciones. Además, para minimizar las contribuciones atmosféricas se requiere la adición de un modelo particular para cada caso de estudio.

Bibliografía

- Aleotti, P. (2004). A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering geology*, 73(3-4), 247–265.
- Alfaro, A., Brantt, C., y Merino, R. (2018). Interacción de procesos geológicos y desarrollo de geoformas como evidencias de un ambiente paraglaciar en la cordillera de Los Andes, valle del río Colorado, cuenca alta del Elqui. *Actas XV Congreso geológico chileno, Concepción*, 663–665.
- Anglo-American. (2018). *Flora y fauna Lo Barnechea*. Anglo American, Municipalidad de Lo Barnechea, Corredores biológicos de montaña. Descargado de <http://florayfaunalobarnechea.cl/libro-flora-y-fauna/>
- Arancibia, G., Cembrano, J., y Lavenu, A. (1999). Transpresión dextral y partición de la deformación en la zona de falla Liquiñe-Ofqui, Aysén, Chile (44-45°S). *Revista geológica de Chile*, 26(1), 03–22.
- Arenas, M., y Opazo, E. (2017). *Guía metodológica para la Elaboración de Mapas de Susceptibilidad a las Remociones en Masa a Escala Regional* (Inf. Téc.). Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin).
- Aslan, G., Foumelis, M., Raucoules, D., De Michele, M., Bernardie, S., y Cakir, Z. (2020). Landslide mapping and monitoring using Persistent Scatterer Interferometry (PSI) technique in the French Alps. *Remote Sensing*, 12(8), 1305.
- Azócar, G., y Brenning, A. (2010). Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27–33 S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1), 42–53.
- Ballantyne, C. K. (2002). Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews*, 21(18), 1935–2017.
- Bayer, B., Schmidt, D., y Simoni, A. (2017). The influence of external digital elevation models on PS-InSAR and SBAS results: Implications for the analysis of deformation signals caused by slow moving landslides in the northern apennines (Italy). *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(5), 2618–2631.
- BCN. (26 Julio 2021). *Clima y vegetación Región de los Lagos*. Biblioteca del congreso nacional. Descargado de <https://www.bcn.cl/siit/nuestropais/region10/clima.html>
- Bekaert, D. P., Handwerger, A. L., Agram, P., y Kirschbaum, D. B. (2020). InSAR-based detection method for mapping and monitoring slow-moving landslides in remote regions with steep and mountainous terrain: An application to Nepal. *Remote Sensing*

of Environment, 249, 111983.

- Berardino, P., Fornaro, G., Lanari, R., y Sansosti, E. (2002). A new algorithm for surface deformation monitoring based on small baseline differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 40(11), 2375–2383.
- Bianchini, S., Cigna, F., Righini, G., Proietti, C., y Casagli, N. (2012). Landslide hot-spot mapping by means of persistent scatterer interferometry. *Environmental Earth Sciences*, 67(4), 1155–1172.
- Bourbigot, M., Johnsen, H., y Piantanida, R. (2012). *Sentinel-1 Product definition* (Inf. Téc. n.º S1-RS-MDA-52-7440 S-1 MPC). European Space Agency.
- Bustos, D. (2018). *Monitoreo del Complejo Volcánico Nevados de Chillán con base en observaciones InSAR*. Universidad de Concepción.
- Bürgmann, R., Rosen, P. A., y Fielding, E. J. (2000). Synthetic Aperture Radar Interferometry to Measure Earth's Surface Topography and Its Deformation. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 28(1), 169-209.
- Campbell, J. B., y Wynne, R. H. (2011). *Introduction to remote sensing*. Guilford Press.
- Campos Maza, F. (2014). *Evaluación de la susceptibilidad de remociones en masa en la Quebrada de Los Chanchos, Región Metropolitana, Chile*. Universidad de Chile.
- Carrasco, J. F., Osorio, R., y Casassa, G. (2008). Secular trend of the equilibrium-line altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. *Journal of Glaciology*, 54(186), 538–550.
- Carrizo, D., González, G., y Dunai, T. (2008). Constricción neógena en la Cordillera de la Costa, norte de Chile: neotectónica y datación de superficies con ²¹Ne cosmogónico. *Revista geológica de Chile*, 35(1), 01–38.
- CEAZA. (2014). *Boletín Climático Julio 2014* (Inf. Téc.). Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas.
- Cembrano, J., Schermer, E., Lavenu, A., y Sanhueza, A. (2000). Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe–Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics*, 319(2), 129–149.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J., Gans, P., Kay, S. M., ... Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33–36 S). *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 117–139.
- Charrier, R., Pinto, L., y Rodríguez, M. P. (2007). Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. En *The geology of chile* (pp. 21–114).
- Chen, C. W., y Zebker, H. A. (2000). Network approaches to two-dimensional phase unwrapping: intractability and two new algorithms. *JOSA A*, 17(3), 401–414.
- Church, M., y Ryder, J. M. (1972). Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin*, 83(10), 3059–3072.
- CONAF. (1984). *Geología del Santuario de la Naturaleza Yerba Loca* (Inf. Téc.). Corpo-

ración Nacional Forestal.

- Conejo, J., Bettancourt, D., y Guillermo, C. (2014). Implantación de un modelo hidrológico distribuido nival para la gestión de cuenca, Río Elqui (Chile). En *XXVI Congreso Latinoamericano De Hidráulica Santiago, Chile* (p. 11).
- Cossart, E., Mercier, D., Decaulne, A., Feuillet, T., Jónsson, H. P., y Sæmundsson, P. (2014). Impacts of post-glacial rebound on landslide spatial distribution at a regional scale in northern Iceland (Skagafjörður). *Earth surface processes and landforms*, 39(3), 336–350.
- Cruden, D. (1991). A simple definition of a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology-Bulletin de l'Association Internationale de Géologie de l'Ingénieur*, 43, 27-29.
- Cruden, D., y Varnes, D. (1996). *Landslide types and processes. Dalam: Turner, AK Landslides Investigation and Mitigation. Special Report*. National Academy Press.
- Czikhhardt, R., Papco, J., Bakon, M., Liscak, P., Ondrejka, P., y Zlocha, M. (2017). Ground stability monitoring of undermined and landslide prone areas by means of sentinel-1 multi-temporal InSAR, case study from Slovakia. *Geosciences*, 7(3), 87.
- Dehls, J. F., Larsen, Y., Marinkovic, P., Lauknes, T. R., Stødle, D., y Moldestad, D. A. (2019). INSAR.No: A national InSAR deformation mapping/monitoring service in Norway-From concept to operations. En *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 5461–5464).
- Delgado, F. (2020). *Series de Tiempo de InSAR*. En GF7010: Interferometría de Radar de Apertura Sintética aplicada a Geociencias: Volcanes, Fallas y Acuíferos. Universidad de Chile.
- De Zan, F., y Guarnieri, A. M. (2006). TOPSAR: Terrain observation by progressive scans. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 44(9), 2352–2360.
- DGA. (2004a). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad en Cuenca del Río Elqui*. (Inf. Téc.). Dirección General de Aguas.
- DGA. (2004b). *Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad en Cuenca del Río Maipo*. (Inf. Téc.). Dirección General de Aguas.
- DGA. (2008). *Investigación de nieves y escorrentía de deshielo en la cuenca alta del río Aconcagua. Aplicación de modelos de simulación nival y de pronóstico de volúmenes de deshielo* (Inf. Téc.). Dirección General de Aguas.
- Dzurisin, D., y Lu, Z. (2007). Interferometric synthetic-aperture radar (InSAR). En *Volcano deformation, geodetic monitoring techniques* (Vol. 1, p. 153-195). Springer-Praxis.
- ESA. (2020). *SNAPHU: Statistical-cost, Network-flow algorithm for Phase Unwrapping*. Descargado de <https://step.esa.int/main/snap-supported-plugins/snaphu/>
- Farías, M. (2007). *Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central durante el Neógeno*. Universidad de Chile.
- Fattahi, Heresh and Agram, Piyush and Simons, Mark. (2016). A network-based enhanced spectral diversity approach for TOPS time-series analysis. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(2), 777–786.

- Ferrando, F., Bäuerle, M. V. S., Vieira, R., Lange, H., Mira, J. Q., y Araos, J. (2003). Permafrost en los Andes del Sur: Glaciares rocosos en la región semiárida de Chile y su importancia como recurso hídrico. *IN9 Encuentro de Geógrafos de America Latina*.
- Ferretti, A., Monti-Guarnieri, A. V., Prati, C. M., Rocca, F., y Massonnet, D. (2007). *InSAR Principles-Guidelines for SAR Interferometry Processing and Interpretation*. ESA publications.
- Fock, A. (2005). *Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Fuhrmann, T., y Garthwaite, M. C. (2019). Resolving three-dimensional surface motion with InSAR: Constraints from multi-geometry data fusion. *Remote Sensing*, 11(3), 241.
- Garcés, M. (2020). *Aplicación de interferometría de radar de apertura sintética (INSAR) y análisis de series de tiempo SBAS, para tres casos de estudio en Chile Central*. Universidad de Chile.
- Gariano, S. L., y Guzzetti, F. (2016). Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews*, 162, 227–252.
- Garrido, M. (2015). *Petrotectónica, deformación y grado de metamorfismo de las rocas del Carbonífero-Pérmico de la Cordillera de la Costa entre los 28°30' y 29°10'S, Región de Atacama y Región de Coquimbo, Chile*. Universidad de Concepción.
- Geudtner, D., Torres, R., Snoeij, P., Davidson, M., y Rommen, B. (2014). Sentinel-1 system capabilities and applications. En *IEEE Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 1457–1460).
- Goldstein, R. M., y Werner, C. L. (1998). Radar interferogram filtering for geophysical applications. *Geophysical research letters*, 25(21), 4035–4038.
- González, Pablo J and Bagnardi, Marco and Hooper, Andrew J and Larsen, Yngvar and Marinkovic, Petar and Samsonov, Sergey V and Wright, Tim J. (2015). The 2014–2015 eruption of Fogo volcano: Geodetic modeling of Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophysical research letters*, 42(21), 9239–9246.
- Grandin, R., Klein, E., Métois, M., y Vigny, C. (2016). Three-dimensional displacement field of the 2015 Mw8.3 Illapel earthquake (Chile) from across-and along-track Sentinel-1 TOPS interferometry. *Geophysical Research Letters*, 43(6), 2552–2561.
- Haeberli, W., Schaub, Y., y Huggel, C. (2017). Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. *Geomorphology*, 293, 405–417.
- Handwerger, A. L., Fielding, E. J., Huang, M.-H., Bennett, G. L., Liang, C., y Schulz, W. H. (2019). Widespread initiation, reactivation, and acceleration of landslides in the northern California Coast Ranges due to extreme rainfall. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 124(7), 1782–1797.
- Handwerger, A. L., Roering, J. J., Schmidt, D. A., y Rempel, A. W. (2015). Kinematics of earthflows in the Northern California Coast Ranges using satellite interferometry.

Geomorphology, 246, 321–333.

- Hanssen, R., y Feijt, A. (1997). A first quantitative evaluation of atmospheric effects on SAR interferometry. En *FRINGE '96 Workshop: ERS SAR Interferometry* (Vol. 406, p. 277). ESA publications.
- Hauser, A. (1993). *Remociones en masa en Chile* (n.º 45). Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin).
- Hauser, A. (1995). *Estudio de riesgos geológicos en sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo, Región Metropolitana* (Inf. Téc.). Servicio nacional de geología y minería (Sernageomin).
- Hauser, A. (1997). *El fenómeno de El Niño y los flujos aluviales en Chile: Causas, efectos, mitigación* (Inf. Téc.). Servicio nacional de geología y minería (Sernageomin).
- Hauser, H. (2000). *Remociones en masa en Chile* (Inf. Téc.). Servicio nacional de geología y minería (Sernageomin).
- Havazli, E., y Wdowinski, S. (2021). Detection threshold estimates for insar time series: A simulation of tropospheric delay approach. *Sensors*, 21(4), 1124.
- Herrera, G., Gutiérrez, F., García-Davalillo, J., Guerrero, J., Notti, D., Galve, J., ... Cooksley, G. (2013). Multi-sensor advanced DInSAR monitoring of very slow landslides: The Tena Valley case study (Central Spanish Pyrenees). *Remote Sensing of Environment*, 128, 31–43.
- Highland, L., y Bobrowsky, P. T. (2008). *The landslide handbook: a guide to understanding landslides*. US Geological Survey Reston.
- Hildreth, W., y Moorbath, S. (1988). Crustal contributions to arc magmatism in the Andes of central Chile. *Contributions to mineralogy and petrology*, 98(4), 455–489.
- Hoek, E., y Bray, J. D. (1981). *Rock slope engineering*. CRC Press.
- Hungr, O., Evans, S., Bovis, M., y Hutchinson, J. (2001). A review of the classification of Landslides of the Flow Type. *Environmental & Engineering Geoscience*, 7, 221–238.
- Hutchinson, J. (1988). Morphological and geotechnical parameters of landslides in relation to geology and hydrogeology. En *Fifth international symposium on landslides, 1988*.
- INTAL. (2016). *Túnel binacional Agua Negra*. (Inf. Téc.). Instituto para la integración de América Latina y el Caribe.
- Intrieri, E., Raspini, F., Fumagalli, A., Lu, P., Del Conte, S., Farina, P., ... Casagli, N. (2018). The Maoxian landslide as seen from space: detecting precursors of failure with Sentinel-1 data. *Landslides*, 15(1), 123–133.
- IPCC, C. C. (2014). Synthesis Report. Contribution of working groups I. II and III to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change, 151.
- Jacoby, D. (2001). *Vulnerabilidad del sector urbano de La Reina frente a desbordes de la Quebrada San Ramón*. Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad de Chile.
- Jolivet, R., Agram, P. S., Lin, N. Y., Simons, M., Doin, M.-P., Peltzer, G., y Li, Z. (2014). Improving insar geodesy using global atmospheric models. *Journal of Geophysical*

Research: Solid Earth, 119(3), 2324–2341.

- Kay, S. M., y Mpodozis, C. (2002). Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 39–57.
- Keefer, D. K. (1984). Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, 95(4), 406–421.
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., y Sharma, J. (2004). Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. *Engineering Geology*, 75(3-4), 251–262.
- Lambe, T. W., y Whitman, R. V. (1972). *Soil mechanics*. Massachusetts institute of technology. Limusa-Wiley S.A.
- Lanari, R., Casu, F., Manzo, M., Zeni, G., Berardino, P., Manunta, M., y Pepe, A. (2007). An overview of the small baseline subset algorithm: A DInSAR technique for surface deformation analysis. *Deformation and Gravity Change: Indicators of Isostasy, Tectonics, Volcanism, and Climate Change*, 637–661.
- Lanari, R., Mora, O., Manunta, M., Mallorquí, J. J., Berardino, P., y Sansosti, E. (2004). A small-baseline approach for investigating deformations on full-resolution differential SAR interferograms. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(7), 1377–1386.
- Lara, M., y Sepúlveda, S. (2008). *Remociones en masa, apunte del curso* (Inf. Téc.). Universidad de Chile.
- Lazecký, M., Bakoň, M., y Hlaváčová, I. (2015). Effect of DEM inaccuracy on precision of satellite InSAR results. En *Surface Models for Geosciences* (pp. 165–171). Springer.
- Leslie, R. (2018). Microwave Sensors. En *Comprehensive Remote Sensing* (Vol. 1, p. 435-474). Elsevier.
- Mantovani, M., Bossi, G., Marcato, G., Schenato, L., Tedesco, G., Titti, G., y Pasuto, A. (2019). New Perspectives in Landslide Displacement Detection Using Sentinel-1 Datasets. *Remote Sensing*, 11(18), 2135.
- Mardones, P. (2019). *Análisis estadístico de precipitaciones desencadenantes de flujos de detritos en la Región de Coquimbo*. Universidad de Chile.
- Masiokas, M. H., Villalba, R., Luckman, B. H., y Mauget, S. (2010). Intra-to multidecadal variations of snowpack and streamflow records in the Andes of Chile and Argentina between 30 and 37 S. *Journal of Hydrometeorology*, 11(3), 822–831.
- McColl, S. T. (2012). Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology*, 153, 1–16.
- MCH. (05 marzo 2021). *Ubicación y geografía*. Ilustre municipalidad de Chaitén. Descargado de <https://municipalidadchaiten.cl/ubicacion-y-geografia/>
- Meyer, F. J., y Nicoll, J. (2008). The impact of the ionosphere on interferometric SAR processing. En *IGARSS 2008-2008 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (Vol. 2, pp. II–391).
- Moreira, A., Prats-Iraola, P., Younis, M., Krieger, G., Hajnsek, I., y Papathanassiou, K. P.

- (2013). A tutorial on synthetic aperture radar. *IEEE Geoscience and remote sensing magazine*, 1(1), 6–43.
- Moreiras, S., Lisboa, M. S., y Mastrantonio, L. (2012). The role of snow melting upon landslides in the central Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37(10), 1106–1119.
- Mpodozis, C., y Cornejo, P. (1988). *Hoja Pisco Elqui, Región Coquimbo, Escala 1:250.000* (Vol. 68). Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin).
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (1990). *The Andes of Chile and Argentina*. Circum Pacific Council Publications.
- Nadim, F., Kjekstad, O., Peduzzi, P., Herold, C., y Jaedicke, C. (2006). Global landslide and avalanche hotspots. *Landslides*, 3(2), 159–173.
- Olarte, J. M. (2017). *Clasificación de movimiento en masa y su distribución en terrenos geológicos de Colombia*.
- Osmanoğlu, B., Sunar, F., Wdowinski, S., y Cabral-Cano, E. (2016). *Time series analysis of InSAR data: Methods and trends* (Vol. 115).
- Outlife. (2020). *Memoria anual Yerba Loca 2019* (Inf. Téc.). Outlife, Anglo-American, Municipalidad de Lo Barnechea.
- Pepe, A., y Calò, F. (2017). A review of interferometric synthetic aperture RADAR (InSAR) multi-track approaches for the retrieval of Earth's surface displacements. *Applied Sciences*, 7(12), 1264.
- Peralta, J. M. (2018). *Túnel Agua Negra y Corredor Bioceánico Central, una mirada desde la planificación y el desarrollo regional* (Inf. Téc.). División de planificación y desarrollo regional. Gobierno regional de Coquimbo.
- Petley, D. (2012). Global patterns of loss of life from landslides. *Geology*, 40(10), 927–930.
- Pinel, V., Poland, M. P., y Hooper, A. (2014). Volcanology: Lessons learned from synthetic aperture radar imagery. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 289, 81–113.
- PMA, y GCA. (2007). Movimientos en Masa en la Región Andina: Una guía para la evaluación de amenazas. *Proyecto Multinacional Andino y Geociencias para las Comunidades Andinas*.
- Popescu, M. E. (2002). Landslide causal factors and landslide remedial options. En *3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures* (pp. 61–81).
- Potin, P., Rosich, B., Miranda, N., Grimont, P., Shurmer, I., O'Connell, A., ... Gratadour, J.-B. (2019). Copernicus Sentinel-1 Constellation Mission Operations Status. En *IGARSS 2019-2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium* (pp. 5385–5388).
- Prieto, C. (1985). Inestabilidades y erosión de laderas asociadas a riadas. En *Geología y prevención de daños por inundaciones* (pp. 117–192).

- Pritchard, M., y Simons, M. (2004). An InSAR-based survey of volcanic deformation in the central Andes. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 5(2).
- Rauld, R. (2002). *Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul*. Universidad de Chile.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., y Villarroel, R. (1990). Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32-34 S). *Andean Geology*, 17(2), 205–214.
- Rocca, A., Mazzanti, P., Bozzano, F., y Perissin, D. (2015). Advanced characterization of a landslide-prone area by satellite a-DInSAR. En *Engineering geology for society and territory-volume 5* (pp. 177–181). Springer.
- Sandwell, D., Mellors, R., Tong, X., Wei, M., y Wessel, P. (2011). Gmtsar: An insar processing system based on generic mapping tools.
- Schlögel, R., Doubre, C., Malet, J.-P., y Masson, F. (2015). Landslide deformation monitoring with ALOS/PALSAR imagery: A D-InSAR geomorphological interpretation method. *Geomorphology*, 231, 314–330.
- Selby, M. J. (1982). *Hillslope materials and processes*. Oxford University Press.
- Seneviratne, S., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C., Kanae, S., Kossin, J., . . . Rahimi, M. (2012). Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment.
- Sepúlveda, N. (2016). *Variación espacial y temporal de la isoterma 0 °C en la atmósfera sobre la región Chile-Pacífico suroriental*. Universidad de Concepción.
- Sepúlveda, S. (1998). *Metodología para evaluar el peligro de flujos de detritos en ambientes montañosos: Aplicación en la quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana*. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Sepúlveda, S., Alfaro, A., Lara, M., Carrasco, J., Olea-Encina, P., Rebolledo, S., y Garcés, M. (2021). An active large rock slide in the Andean paraglacial environment: the Yerba Loca landslide, central Chile. *Landslides*, 18(2), 697–705.
- Sernageomin. (2003). *Mapa Geológico de Chile: Versión Digital. Escala 1:1.000.000* (Inf. Téc.). Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Sernageomin. (2018, Enero). *Origen y efectos de la remoción en masa del 16.12.2017 que afectó a la localidad de Villa Santa Lucía, comuna de Chaitén, Región de los Lagos* (Inf. Téc.). Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.
- Sernageomin. (2019). *Remoción en masa en Santuario de la Naturaleza Yerba Loca*. (Inf. Téc.). Unidad de Asistencias técnicas y Emergencias Geológicas. Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile.
- Slaymaker, O. (2009). Proglacial, periglacial or paraglacial?. *Geological Society, London, Special Publications*, 320(1), 71–84.
- Slaymaker, O. (2011). Criteria to distinguish between periglacial, proglacial and paraglacial environments. *Quaestiones Geographicae*, 30(1), 85–94.

- Soeters, R., y Van Westen, C. (1996). Slope instability recognition, analysis and zonation. *Landslides: investigation and mitigation*, 247, 129–180.
- Solari, L., Bianchini, S., Franceschini, R., Barra, A., Monserrat, O., Thuegaz, P., ... Catani, F. (2020). Satellite interferometric data for landslide intensity evaluation in mountainous regions. *International Journal of Applied Earth Observation and Geo-information*, 87, 102028.
- Spaans, K. H. (2016). *Near-real time volcano monitoring and modelling using radar interferometry*. University of Leeds.
- Stimely, L. L. (2009). *Characterizing Landslide Movement at the Boulder Creek Earthflow, Northern California, Using L-band InSAR*.
- Tassara, A., y Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47 S). *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159–186.
- Terzaghi, K. (1950). *Mechanism of landslides*. Geological Society of America.
- Thiele, R. (1980). *Hoja Santiago. Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile, escala 1: 250.000* (Vol. 39). Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin).
- Turner, A. K. (1996). Colluvium and talus. *Landslides investigation and mitigation. Special Report*, 247, 525–549.
- Vargas, W., y Compagnucci, R. (1985). Relaciones del régimen de precipitación entre Santiago de Chile y las series de la región Cordillerana. *Geoacta*, 13(1), 81–93.
- Varnes, D. J. (1978). Slope movement types and processes. *Special report*, 176, 9–33.
- Vassileva, M., Giulio Tonolo, F., Riccardi, P., Lecci, D., Boccardo, P., y Chiesa, G. (2017). Satellite SAR interferometric techniques in support to emergency mapping. *European journal of remote sensing*, 50(1), 464–477.
- Wegmuller, U., Werner, C., Strozzi, T., y Wiesmann, A. (2006). Ionospheric electron concentration effects on SAR and INSAR. En *IEEE International Symposium on Geoscience and Remote Sensing* (pp. 3731–3734).
- Wieczorek, G. F. (1996). Chapter 4-Landslide triggering mechanisms. En *Landslides: investigation and mitigation*. Transportation Research Board Special Report.
- Zebker, H. A., Rosen, P. A., y Hensley, S. (1997). Atmospheric effects in interferometric synthetic aperture radar surface deformation and topographic maps. *Journal of geophysical research: solid earth*, 102(B4), 7547–7563.
- Zebker, H. A., y Villasenor, J. (1992). Decorrelation in interferometric radar echoes. *IEEE Transactions on geoscience and remote sensing*, 30(5), 950–959.
- Zepner, L., Karrasch, P., Wiemann, F., y Bernard, L. (2021). ClimateCharts.net – an interactive climate analysis web platform. *International Journal of Digital Earth*, 14(3), 338-356.

Anexos

A. Marco Teórico

A.1. Remociones en masa

Las remociones en masa corresponden a todo proceso de movilización lenta o rápida de un determinado volumen de roca, suelo o ambos en diversas proporciones, generados por una serie de factores condicionantes y desencadenantes. Estos movimientos son de tipo descendente gracias al efecto de la gravedad (Hauser, 2000; Cruden, 1991).

Existen múltiples clasificaciones en la literatura y se basan, en su mayoría, en el mecanismo del movimiento, el tipo de material, el grado de deformación y de saturación del material (PMA y GCA, 2007). Dos de las más utilizadas y completas hoy en día son la clasificación de Cruden y Varnes (1996) y la de Hungr et al (2001), las cuales identifican cinco categorías principales: Desprendimientos o caídas, deslizamientos, flujos, extensiones laterales y volcamiento o toppling. Sin embargo, las remociones en masa son movimientos complejos y presentan varias fases o comportamiento a lo largo de su trayectoria. A continuación se describen los tipos de remociones en masa más comunes en las zonas de estudio, utilizando como fuente principal: "Movimientos en masa en la Región Andina, una guía para la evaluación de amenazas" (PMA y GCA, 2007).

Tabla A.1: Escala de velocidades para remociones en masa de Cruden y Varnes (1996).

Clase	Descripción	Velocidad [mm/s]	Velocidad típica
7	Extremadamente rápido	$5 \cdot 10^3$	5 [m/seg]
6	Muy rápido	$5 \cdot 10^1$	3 [m/min]
5	Rápido	$5 \cdot 10^{-1}$	1.8 [m/hr]
4	Moderado	$5 \cdot 10^{-3}$	13 [m/mes]
3	Lento	$5 \cdot 10^{-5}$	1.6 [m/año]
2	Muy lento	$5 \cdot 10^{-7}$	16 [mm/año]
1	Extremadamente lento		

A.1.1. Deslizamientos

Cruden y Varnes (1996) lo definen como un movimiento ladera abajo de una masa de suelo o roca, sobre una superficie de rupturas definidas o zonas relativamente delgadas sometidas a intensos esfuerzos de corte. Ésta no se desarrolla simultánea a lo largo de la masa desplazada sino que tiene un carácter progresivo, conformando el escarpe del deslizamiento mediante agrietamientos (Olarte, 2017). Se clasifican, según su superficie de ruptura, en rotacionales, traslacionales o compuestos.

Deslizamiento rotacional: Corresponde a una masa de material relativamente homogéneo que se desliza a lo largo de una superficie de ruptura curva y cóncava, sin necesariamente un control estructural y una deformación interna mínima (Cruden y Varnes, 1996). Sin embargo, dado que los materiales no son idealmente uniformes y homogéneos, los movimientos se orientan parcialmente por las discontinuidades y zonas de debilidad que estos presentan, asociándose con pendientes de 20°-40° (Soeters y Van Westen, 1996). Su tasa de movimiento es baja gracias a que el mecanismo rotacional es auto-estabilizante, excepto en presencia de materiales altamente frágiles como las arcillas sensitivas (PMA y GCA, 2007). Luego, su velocidad fluctúa entre lenta a rápida (Tabla A.1).

Su morfología distintiva corresponde a un escarpe principal muy pronunciado y una contra-pendiente de la superficie en la cabeza del deslizamiento en sentido del escarpe principal. Su inestabilidad favorece pequeños movimientos que genera una retrogresión del deslizamiento. Así mismo, deslizamientos sucesivos o retrogresivos generan morfologías de tipo "escalones" a contrapendiente en la cabecera de la superficie del deslizamiento.

Deslizamiento planar: El material se desplaza con una velocidad rápida a extremadamente rápida sobre una superficie de ruptura planar u ondulada (pudiendo ser escalonada), asociada a un control estructural. Esta ocurre a lo largo de discontinuidades con rumbo aproximadamente paralelo al talud y buzamiento favorable, como fallas, planos de estratificación o contacto entre roca y suelo residual sobre ella (Cruden y Varnes, 1996; Hoek y Bray, 1981; Hutchinson, 1988). En general, suelen ser más superficiales que los rotacionales y la deformación interna de la masa movilizada es muy pequeña o inexistente. El mecanismo de este deslizamiento no es auto-estabilizante, por lo que la masa desplazada puede fragmentarse si su velocidad es lo suficientemente alta para que el material se disgregue. Dicha fragmentación es frecuente si la superficie de ruptura es paralela a la ladera, haciendo la transición a un flujo de detritos (Olarte, 2017).

Si el cuerpo del deslizamiento está delimitado por dos planos de discontinuidad que se intersectan entre sí, ocurre un **deslizamiento en cuña**, en donde el cuerpo se desplaza siguiendo la dirección de la línea de intersección entre ambos planos o el buzamiento de uno de ellos.

Deslizamiento compuesto: Este tipo de movimiento posee una componente rotacional y traslacional sobre una superficie de ruptura irregular que responde a un control estructural. Se desarrollan a lo largo de planos de plegamiento, por la intersección de discontinuidades planares o la combinación de superficies de ruptura y de planos de debilidad de la roca. El movimiento a lo largo de este tipo de superficie requiere que ocurra un cizalle interno significativo en el cuerpo del deslizamiento (Hutchinson, 1988).

Las propiedades mecánicas del cuerpo del deslizamiento juegan un papel importante en los deslizamientos compuestos, en contraste con los deslizamientos rotacionales o traslacionales, que no requieren deformación interna y en los cuales la resistencia al deslizamiento radica en las propiedades de la superficie de ruptura.

En general, se caracterizan por pequeños escarpes y la formación de estructuras de “graben” o fosa, lo cual los diferencia morfológicamente de los deslizamientos rotacionales. El deslizamiento típico incluye movimiento rotacional a lo largo de un escarpe principal seguido de un desplazamiento a lo largo de una superficie de debilidad casi horizontal.

A.1.2. Flujos

Según Cruden y Varnes (Cruden y Varnes, 1996), el término flujo se refiere a movimientos en masa espacialmente continuos con superficies de corte efímeras y estrechamente espaciadas, las cuales por lo general no se preservan. Se originan producto de una pérdida de resistencia del material y aumento de los esfuerzos de corte actuantes sobre ésta, como ocurre tras la adición de agua. En muchas ocasiones pueden originarse a partir de otra remoción como deslizamientos y caídas (Varnes, 1978). Durante su desplazamiento exhibe un comportamiento semejante al de un fluido dada la reducción de viscosidad, pudiendo ser rápido o lento, saturado o seco.

Luego pueden clasificarse según el tipo de material, grado de saturación, velocidad, entre otros (Tabla A.2). Algunos autores consideran la reptación y soliflucción dentro de los procesos de flujos, sin embargo, en el presente documento se describirán por separado.

Tabla A.2: Tipos de flujos importantes para la zona de estudio. Extracto de clasificación de Hungr et al., 2001.

Nombre	Material	Contenido de agua ^a	Condición especial	Velocidad
Flujo de detritos	Detritos	Saturado	Canal establecido y un incremento en el contenido de agua	Ext. Rápida
Flujo de lodo	Barro o Lodo	Por encima o en LL ^b	Flujo de detritos de grano fino	Ext. a Muy rápida
Avalancha de detritos	Detritos	Saturado parcial o totalmente	Canal no establecido, somero y abrupto en la fuente	Ext. Rápida

^a Contenido de agua del material en la vecindad de la superficie de ruptura en el momento de la falla.

^b Límite líquido: contenido de humedad del suelo en el límite entre el estado semi-líquido y plástico.

Flujo de detritos: Es un tipo de flujo muy rápido a extremadamente rápido de detritos saturados, no plásticos (Índice de plasticidad menor a 5%), que se moviliza principalmente confinado a lo largo de un canal o cauce con pendiente pronunciada (Hungr et al., 2001). La zona de alimentación corresponde a las cabeceras o segmentos inestables del cauce de pendientes mayores (20°-45°), en donde la erosión y deslizamientos superficiales de detritos son comunes. Los flujos de detritos son a menudo de alta densidad, con más del 80% de sólidos en peso, que exceden la densidad del concreto húmedo (Hutchinson, 1988).

Durante su trayectoria el agua que escurre sobre las laderas y el material de éstas se incorpora al cuerpo del flujo, donde el material involucrado en la remoción varía su tamaño desde arcillas hasta bloques de varios metros de diámetro. Esto otorga una heterogeneidad de manera que el flujo registra una gradación inversa desde la cabecera de éste (figura A.1). Además, el contenido de agua varía temporalmente como resultado de una dilución gradual de los flujos cuando transitan por los canales de corriente (Olarte, 2017). En los flujos de detritos, el movimiento puede producirse en pulsos de descarga, debidos a la periódica movilización de los materiales que temporalmente pueden llegar a taponar cauces naturales de alta montaña.

Se presentan evidencias de socavación sobre los canales y la formación de levées o diques longitudinales en sus márgenes, cuya mayor elevación indica una mayor viscosidad o volumen (Selby, 1982). Además, a causa de una disminución de la pendiente en su zona inferior, se encuentra el depósito en forma de abanico. Este se conforma en primera instancia por el material grueso que luego es sobrepasado por el material más fino, ensanchando el lóbulo y acumulándose en el sector inferior de éste.

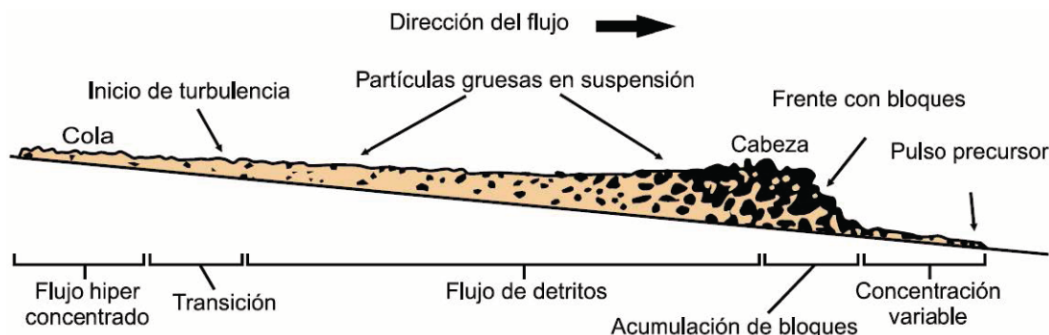


Figura A.1: Esquema y clasificación longitudinal. Fuente: Hungr et al., 2001.

Los flujos de detritos reciben diferentes denominaciones a lo largo de sudamérica, identificándose en Chile como "Aluviones" a los flujos de detritos subaéreos propios de ambientes montañosos (Sepúlveda, 1998). Mientras que, en ambientes volcánicos reciben el nombre de "Lahares" cuando el material involucrado es de origen volcánico (flujo de detritos volcánicos), siendo gatillados por procesos eruptivos o precipitaciones.

Flujo de lodo: Según Hungr et al. (2001) un flujo de lodo corresponde a un flujo canalizado de detritos saturados cohesivos (índice de plasticidad mayor a 5%), cuyo contenido de agua es considerablemente mayor que el material fuente y su velocidad es muy rápida a extremadamente rápida. Al igual que un flujo de detritos, este tipo de flujo incorpora agua superficial de forma repentina, mas se diferencia de éste debido a una mayor fracción arcillo-limosa que modifica su reología. En sudamérica también es conocido como flujo o torrente de barro (Olarde, 2017).

A.1.3. Reptación

Cruden y Varnes (1996) identifica este proceso como una deformación del terreno ante un esfuerzo constante que involucra el material no consolidado de la parte superior de las laderas. Se asocian a movimientos lentos del terreno, perceptibles solo a largo plazo, en que no se observa una superficie de falla. Se distinguen dos tipos: Estacional, en que la deformación es de caracter intermitente sobre una masa de material sometida a ciclos de congelamiento-deshielo o humedecimiento-secado; o de tipo Verdadero o Continuo, en que la deformación es continua a lo largo del tiempo. Además, la reptación incluye la solifluxión y la gelifluxión (ambiente periglacial), procesos causados por cambios estacionales del volumen en capas superficiales (1 a 2 metros de profundidad) combinados con el movimiento lento del material ladera abajo.

La reptación de roca se caracteriza por una deformación permanente, favorecida por un patrón estructural que muestra un rumbo paralelo a la ladera y manteo fuerte de capas en estratos delgados, típicos de secuencias sedimentarias expuestas en una ladera. Por otro lado, la reptación de suelos se asocia a una masa movilizada delgada sobre extensas áreas. Puede observarse como una primera capa sometida a reptación estacional cuya transición es muy gradual entre el terreno inestable al terreno estable, junto con una capa inferior de reptación continua que se separa en profundidad de la anterior a lo largo de una zona de cizalle (Cruden y Varnes, 1996; Terzaghi, 1950).

Se destaca la reptación de suelos y la solifluxión como procesos que contribuyen a la formación de delgadas capas de suelo coluvial a lo largo de laderas de alta pendiente, que pueden convertirse en la fuente de deslizamientos de detritos superficiales y de avalanchas de detritos.

A.1.4. Solifluxión

Corresponde a un flujo continuo muy lento de material inconsolidado saturado (flujo viscoso), producto de la descongelación de este, que se desplaza incluso en terrenos de pendientes de 2° a 3° (Cruden y Varnes, 1996). Es propio de latitudes altas y de regiones de alta montaña. Zonas con clima muy frío sujetas a congelamiento y deshielo de agua, lo que satura los materiales. Su carácter morfológico se destaca por la formación de lobulos y no por la rugosidad del terreno como la reptación.

El National Research Council of Canada (1988) menciona que este proceso se observa tanto en laderas naturales como taludes hechos por el hombre, en donde el congelamiento en invierno sella la superficie del terreno, impidiendo el drenaje subsuperficial y propiciando su saturación. Luego, durante la primavera y el verano, parte del hielo se derrite y se presenta el movimiento del material saturado, con velocidad mayor la reptación de suelos (Turner, 1996).

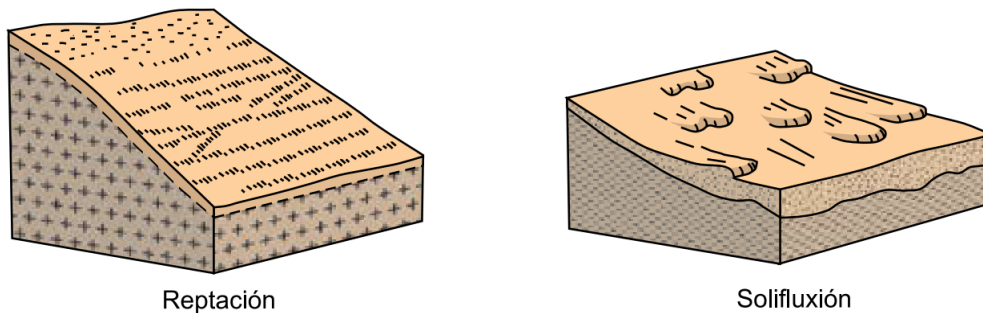


Figura A.2: Esquema morfológico de Reptación o creep y solifluxión. Fuente: PMA y GCA, 2007.

A.1.5. Caídas

Refiere a desprendimiento de uno o más bloques de suelo o roca desde un talud sin que a lo largo de esta superficie exista desplazamiento de cizalle y en cuya trayectoria no predomina una interacción entre los fragmentos en movimiento. Una vez ocurrido, el material desciende a través del aire, principalmente en caída libre, rebotando o rodando, con velocidades rápidas a extremadamente rápidas (Cruden y Varnes, 1996). Estos movimientos están controlados por la geometría y patrón de las discontinuidades, favorecidas por la eliminación de soporte inferior en la base de laderas de alta pendiente (o acantilados) y por pequeños deslizamientos o volcamientos que separan la masa desplazada del material insitu no perturbado (Olarde, 2017).

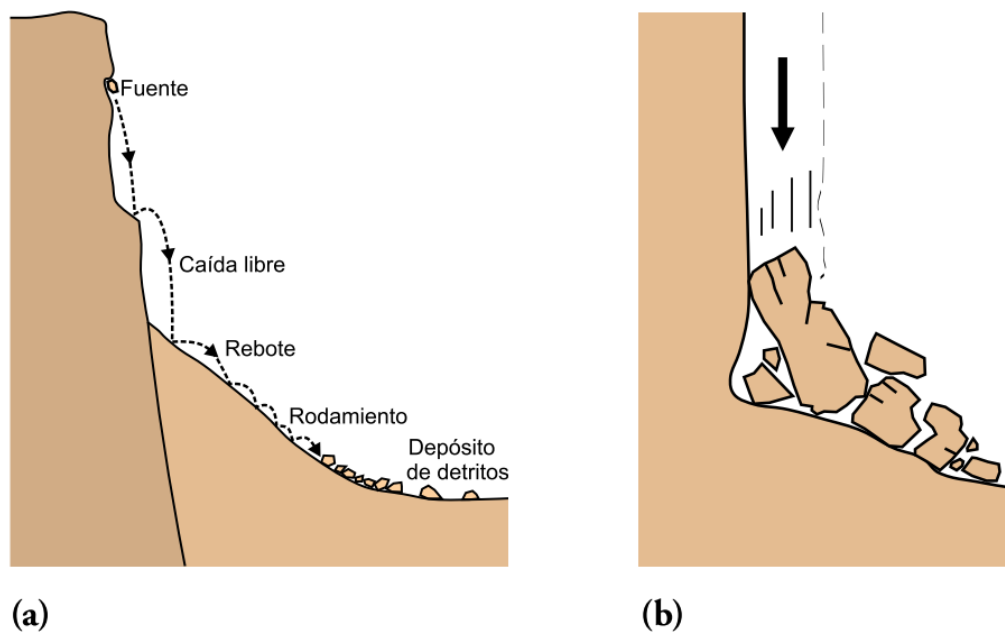


Figura A.3: Esquema de caídas de roca sobre taludes. Fuente: PMA y GCA, 2007.

A.1.6. Factores condicionantes

Son todos aquellos factores naturales o antrópicos que contribuyen o generan una potencial inestabilidad de una ladera o talud, pero no constituyen al evento detonante del movimiento. Hauser (1993) identifica los siguientes factores: Geomorfología, geología y geotecnia, hidrología e hidrogeología, vegetación y clima, y la actividad antrópica. Estos factores actúan controlando la susceptibilidad de una zona a generar fenómenos de remoción en masa, donde la susceptibilidad se define como la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada por un proceso geológico determinado (Sepúlveda, 1998).

Geología y geotecnia

Se asocian a propiedades intrínsecas de la masa de material, destacándose la litología, estructuras (planos de estratificación, fallas, grietas de tensión, etc.), alteración, meteorización, densidad, plasticidad, humedad y permeabilidad. Cabe destacar que la presencia de minerales característicos de alteraciones hidrotermales favorece la pérdida de resistencia, incorporación de agua, incremento de porosidad o expansividad (Jacoby, 2001). El tipo de depósito también juega un rol importante en el potencial comportamiento al movilizarse, en donde, los depósitos antiguos son susceptibles a ser removilizados gracias a su permeabilidad y facilidad de infiltración de aguas que facilitan una rápida saturación de material (Hauser, 1997). Esto último aplica, en particular, sobre depósitos antiguos de flujos de detritos, deslizamientos o desprendimientos, laderas con reptación lenta o solifluxión, etc. (Hauser, 1993).

Geomorfología

Los rasgos morfológicos poseen incidencia sobre la velocidad, energía y volumen de las potenciales remociones y cualquier modificación puede transformar una ladera estable en inestable (Popescu, 2002). Se destacan la topografía, pendiente, extensión y altura de laderas, en donde pendientes pronunciadas son zonas propicias a generar flujos, deslizamientos y derrumbes. También, contribuye la forma, geometría y superficie de las hoyas hidrográficas, orientación de laderas y su consecuente exposición al sol, la cual junto con acciones de deshielos influye en efectos erosivos, meteorización y reducción de vegetación (Lara y Sepúlveda, 2008). En los valles centrales andinos de Chile, existe una condición de intenso fracturamiento superficial, lo cual es propicio para la generación flujos por mecanismos gravitacionales por medio de la incorporación de lluvias (Hauser, 1995).

Hidrología e hidrogeología

Se relacionan con la incorporación de agua en macizos rocosos y suelos, infiltrando en estructuras y saturando suelos, lo que disminuye la resistencia efectiva y estabilidad de éstos al provocar una mayor presión de poros (Lambe y Whitman, 1972). Se destacan factores como la ubicación de la red de drenaje, las posiciones y variaciones del nivel freático, caudales, coeficientes de escorrentía y coeficientes de infiltración (Mardones, 2019).

Clima y vegetación

La vegetación se considera como un agente estabilizante de superficies, disminuyendo el efecto erosivo y saturación del suelo en laderas, donde las raíces tienen un efecto de anclaje de reforzamiento, al menos superficial (Selby, 1982). El escaso desarrollo de vegetación resta estabilidad sobre laderas y causa una alta sensibilidad a la erosión hídrica (Jacoby, 2001).

Sin embargo, se encuentra condicionada al clima y topografía, por ejemplo, fuertes ráfagas de viento pueden remover vegetación alta y provocar una desestabilización de la ladera (Prieto, 1985). De esta manera, el clima es uno de los principales responsables de la erosión de laderas, debido a las precipitaciones (sólidas o líquidas), viento, radiación, temperatura, entre otros.

Antrópico

Actividades e intervenciones antrópicas pueden contribuir tanto a la desestabilización de las laderas producto de la disminución artificial de la resistencia del material, como a la contribución de material para ser movilizados por futuros eventos y cambios en la escorrentía superficial y en la topografía (Lara y Sepúlveda, 2008). Además, estas actividades pueden provocar una sismicidad inducida (minería, construcción) y cambios climáticos a escala local y global (Industrias). A modo de ejemplo, se tienen: excavaciones, rellenos, urbanización, uso de suelo, faenas mineras y embalses.

A.1.7. Factores desencadenantes

También llamados factores detonantes, corresponden a un factor externo natural o antrópico que genera una respuesta inmediata (remoción en masa), mediante el rápido incremento de esfuerzos o la reducción de la resistencia del material de ladera (Wieczorek, 1996). Entre los agentes desencadenantes más comunes de remociones en masa se cuentan principalmente las lluvias de gran intensidad y los sismos; secundariamente las erupciones volcánicas, la intervención antrópica, la fusión de nieve, la erosión de canales, etc. (Lara y Sepúlveda, 2008).

En cuanto a las remociones en los Andes, éstas se deben principalmente a terremotos, precipitaciones y saturación del suelo producto del derretimiento de nieve y hielo (Moreiras et al., 2012).

Precipitaciones

El incremento de agua actúa aumentando el grado de saturación de los materiales y, temporalmente, la presión de poros, provocando la disminución temporal de resistencia y en la estabilidad de la ladera, causando la movilización de ésta. Además, las precipitaciones líquidas intensas generan un aumento sobre la escorrentía superficial, aumentando consigo la erosión de material suelto sobre laderas (Lara y Sepúlveda, 2008).

En general, distintas zonas necesitarán lluvias de intensidad y/o duración que superen un umbral característico para generar remociones en masa, esto puede verse favorecido por eventos climáticos con una alta isoterma 0° que provoca lluvias en áreas en que usualmente hay nieve, o por el fenómeno de El Niño, en el que se observan mayores niveles e intensidad de precipitaciones. Las precipitaciones cortas e intensas serían susceptibles a provocar eventos superficiales, en tanto remociones más profundas serían provocadas por eventos distribuidos en largo periodo de tiempo (Aleotti, 2004; Kim et al., 2004).

Fusión de nieve

A elevadas altitudes las precipitaciones son de carácter sólido durante gran parte del año y en particular en invierno. Consecuentemente, Moreira et al. (2012) menciona que la inestabilidad de laderas en estas regiones altas pareciera estar mayormente relacionada con la saturación del terreno producto de la fusión de nieve y hielo durante la estación más cálida. Esto último ocurre en los Andes centrales. Los deshielos se asocian a un mayor caudal registrado en las redes de drenaje, cuyo volumen se ve favorecido por la mayor acumulación de nieves producto del fenómeno de El Niño (Vargas y Compagnucci, 1985; Masiokas et al., 2010).

Sismos

Las aceleraciones sísmicas provocan un cambio temporal sobre régimen de esfuerzos (normal y de corte) de la ladera. Keefer (1984) establece que los tipos de remociones más abundantes generados por terremotos corresponderían a caídas de rocas, deslizamientos desagregados (disrupted landslides) de suelos (>15°) y deslizamientos de roca con pendientes de laderas (>40°), y secundariamente derrumbes en suelo, deslizamientos en bloques de suelo y avalanchas de tierra (Lara y Sepúlveda, 2008).

A.2. Detección remota e InSAR

La detección remota implica la adquisición de datos por radiación electromagnética de sensores montados en plataformas aéreas o espaciales, así como la interpretación de los atributos físicos de los objetos terrestres (Campbell y Wynne, 2011). En este contexto, según Leslie (2018), la teledetección activa es la transmisión de una onda electromagnética coherente a un objetivo, es decir, implica la emisión y recepción de un pulso desde la plataforma aérea o espacial. Ésta permite medir el tiempo que tarda la onda transmitida en regresar al receptor y la información de la fase de la señal. Esta característica está presente en un RADAR (Radio Detection And Ranging), el cual emite y recibe un haz de pulsos en el espectro de microondas (Bürgmann et al., 2000).

A.2.1. Radar de apertura sintética (SAR)

Los sistemas SAR proveen imágenes de alta resolución bidimensionales independiente de las condiciones climáticas, nubosidad o iluminación diurna-nocturna. Utilizan una geometría *Side-Looking* que consiste en realizar mediciones desde perspectivas laterales al objetivo, perpendicular a la dirección de movimiento, basada en un radar de impulsos (pulsed radar) instalado sobre una plataforma aérea o espacial de movimiento continuo en una dirección dada (Moreira et al., 2013). Esto consiste en emitir una serie de pulsos electromagnéticos sucesivos y cortos de frecuencia modulada de una cierta longitud de onda (Chirp), y recibir la porción de onda que fue retrodispersada desde la superficie hacia la antena receptora, la cual puede o no coincidir con la antena emisora. La distancia entre el objetivo y la antena del radar queda determinado por el tiempo que tarda la onda en viajar ida y vuelta entre ambos, y éste a su vez se refleja sobre la fase de la onda electromagnética. Al registrar cada señal retrodispersada desde cada objetivo en superficie, a medida que el sistema realiza su recorrido, se puede producir una imagen bidimensional de la superficie (Ferretti et al., 2007).

Las imágenes SAR se describen en base a dos direcciones: Azimuth y Range. La dirección azimuth o *along-track* es aquella paralela a la dirección de vuelo del satélite (órbita); mientras que la dirección range es perpendicular a ella, se compone de un *slant range* asociado a la dirección del haz de luz desde el satélite a la superficie, también denominado como *línea de visión del satélite* (LOS), y su proyección sobre la superficie *ground range* o *Across-Track*. Además, tal como se observa en la figura A.4, se tiene que el ángulo entre el haz de luz (en *slant range*) y la vertical se denomina ángulo de visión o *look angle* mientras que entre el haz y la superficie se tiene el ángulo de incidencia.

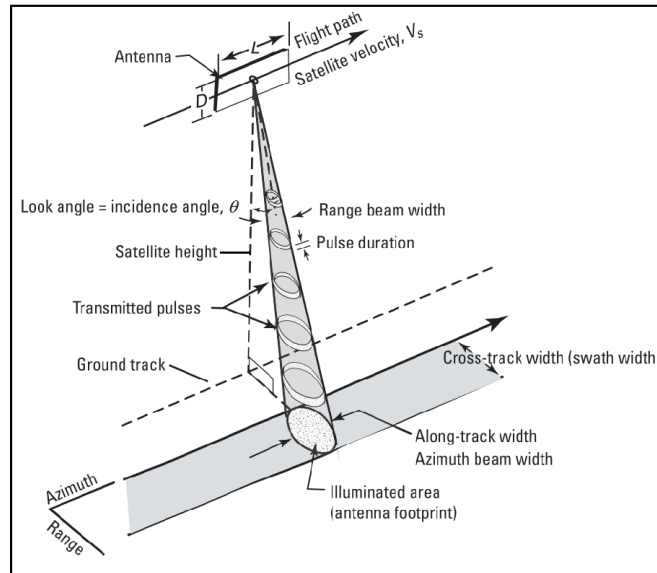


Figura A.4: Esquema de transmisión de un haz de luz compuesto de una serie de cortos pulsos electromagnéticos (beam), que iluminan una porción de superficie (footprint) de manera sucesiva hasta completar un *swath* (área gris) que será el área capturada por la imagen. Modificado de Dzurisin y Lu (2018).

Dzurisin y Lu (2007) mencionan que la dirección del haz emitido tiene efectos sobre la resolución de la imagen capturada, específicamente en la dirección range, como la diferencia temporal entre pulsos emitidos o el ángulo de incidencia de estos sobre la superficie, en donde, una menor diferencia temporal entre pulsos implica una menor distancia entre footprints, aumentando la incidencia y retrodispersión en los elementos de la superficie. Mientras que, si el haz incide sobre la superficie de forma perpendicular a ésta, todos los elementos se ven iluminados al mismo tiempo, al igual que la recepción de sus ondas reflejadas, imposibilitando la distinción de la distancia en superficie. Por lo tanto, la incidencia es oblicua para distinguir objetos a cortas distancias ya que su reflejo alcanza la antena en tiempos diferentes a pesar de haber sido emitidos juntos.

Además, la penetración sobre la superficie de la señal emitida depende del ancho de banda, definiendo la interacción onda-terreno y su retrodispersión. Mayor penetración de los pulsos electromagnéticos en el medio ocurrirá para sistemas de radar que utilizan mayores longitudes de onda, que usualmente pueden acentuar el volumen en la señal retrodispersada (Moreira et al., 2013). Las bandas más utilizadas se resumen en la siguiente tabla:

Tabla A.3: Frecuencia y ancho de banda más utilizadas en SAR.

Banda	X	C	L
Frecuencia [GHz]	12 - 7.5	7.5 - 3.75	2 - 1
Longitud de onda [cm]	2.5 - 4	4 - 8	15 - 30

A.2.2. Imágenes SAR

Cuando la señal retrodispersada desde una celda de resolución dada en superficie es recibida por la antena. Se obtiene información sobre la distancia SAR-superficie, el tránsito del haz a través de la atmósfera y su interacción con los reflectores o elementos en superficie. Cada uno de estos elementos imprime una única señal o huella en la onda reflejada. Esta huella de microondas se compone de una Amplitud (A) y una Fase (ϕ), las cuales se expresan como un número complejo: $Ae^{i\phi}$, en donde la primera se relaciona con la forma, orientación y propiedades eléctricas de los elementos reflejados, mientras que la segunda responde a la distancia antena-superficie, puesto que la fase de la onda cambia desde $-\pi$ a π para cada longitud de onda recorrida. De esta manera, la amplitud y la fase pueden ser consideradas como dos capas de una misma imagen, perfectamente alineadas (Osmanoğlu et al., 2016; Dzurisin y Lu, 2007).

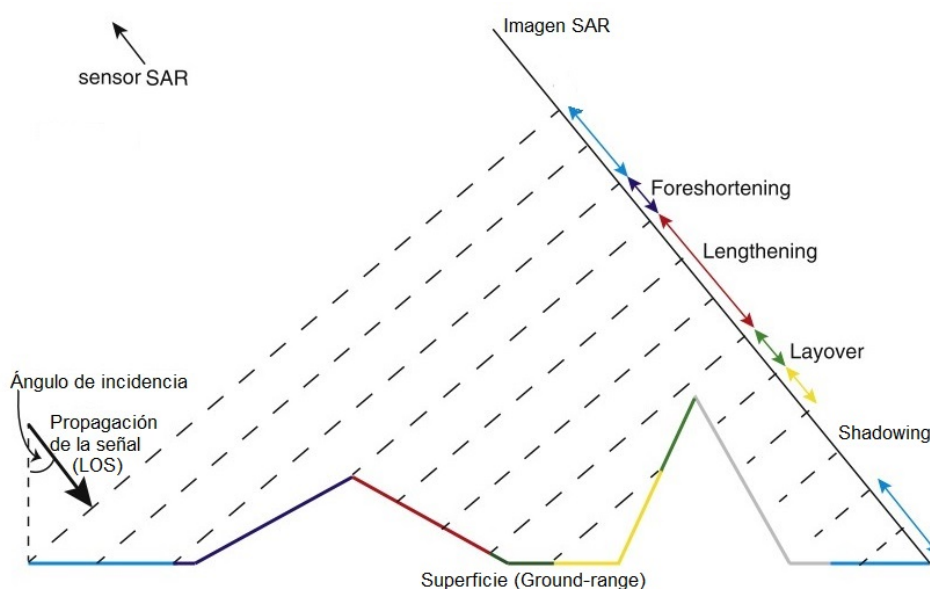


Figura A.5: Fenómenos producto de los cambios topográficos. Zona inferior es un corte en 2D de la superficie (dirección ground-range) y la línea negra a la derecha representa una franja de imagen SAR adquirida por un sensor que viaja al interior de la página. La flecha negra es la dirección de la propagación de la señal entre el sensor y la superficie (LOS), las líneas punteadas muestran frentes de ondas reflejadas separadas según la resolución espacial del sensor. **Foreshortening (Morado)**: La pendiente del terreno aumenta en sentido contrario al sensor, así, la dimensión del pixel en dirección del ground-range aumenta pues incorpora una mayor distancia dentro de un mismo pixel. La zona se ve "acortada". **Lengthening (Rojo)**: Si la pendiente es a favor de la dirección de propagación, la dimensión del pixel disminuye y la zona se ve "estirada" al distribirse en más pixeles. **Layover (Verde)**: Si la pendiente es mayor al ángulo de incidencia, los puntos a mayor altitud alcanzan primero la antena y se superponen con puntos previos (zona amarilla). **Shadowing (Gris)**: Pendiente mayor al ángulo de incidencia y favorable a la dirección de propagación impide que pulsos emitidos por el sensor alcancen superficie y ésta no es recepcionada por la antena. Extraído de Pinel et al. (2014)

Las imágenes SAR se encuentran distorsionadas producto de la topografía, cuando un haz incide sobre una pendiente, la diferencia temporal entre los choques de la onda con dos elementos contiguos se reduce, entregando una falsa corta distancia en el Ground-Range. A este fenómeno se le denomina Foreshortening (Dzurisin y Lu, 2007), en donde incluso si el ángulo de la pendiente es similar al de incidencia del satélite, los elementos se superponen en la imagen. Para suprimirlo es necesario incorporar un modelo de elevación digital (DEM) durante el procesamiento SAR.

Siguiendo en la misma línea, se tienen dos fenómenos que no pueden ser suprimidos pero si considerados: Layover y Shadowing (Moreira et al., 2013; Dzurisin y Lu, 2007). El primero ocurre cuando la pendiente es mayor al ángulo de incidencia del haz emitido y consiste en que las ondas reflejadas desde un punto en superficie a mayor altura alcanza la antena antes que uno ubicado a menor altura, por lo que se ubica en el pixel o celda incorrecta en la imagen. Por otra parte, el segundo se presenta cuando un elemento de topografía interrumpe la línea de visión (LOS) del radar, impidiendo que una zona de la superficie sea incidida por los pulsos o sus ondas retrodispersadas no alcancen la antena.

A.2.3. InSAR

La interferometría explota la alta sensibilidad de los instrumentos SAR para medir la distancia en LOS durante la detección de desplazamientos de la superficie terrestre (en una escala de longitud de onda). Para un escenario dado, InSAR compara la fase de dos o más imágenes de radar que han sido adquiridas en el mismo instante desde órbitas ligeramente desplazadas (Across-Track) o desde una misma órbita en diferentes momentos (Along-Track), con tal de caracterizar la elevación de su superficie (Moreira et al., 2013).

La comparación entre adquisiciones con cierta separación temporal se traduce en la construcción de interferogramas (figura A.6). Estos son una imagen formada por la diferencia de fase entre una imagen referencial (maestra) y secundaria (esclava), denominada fase interferométrica. Este proceso es acompañado por un corrección, el cual consiste en el alineamiento de los pixeles entre ambas imágenes, con tal de sustraer las componentes de fase aleatorias correspondientes (Dzurisin y Lu, 2007).

Los valores de fase están determinados en gran parte por las propiedades de numerosos elementos reflectantes que le dan un aspecto aleatorio. Si éstos no cambian apreciablemente entre los tiempos de captura de cada imagen, las contribuciones aleatorias desaparecen al calcular la fase interferométrica, reflejando las variaciones de la fase producto de desplazamiento en LOS (Dzurisin y Lu, 2007; Moreira et al., 2013). En la práctica, existen una serie de contribuciones a la fase interferométrica que se expresan como la sumatoria de fase de: Tierra plana, topografía, deformación, tropósfera, ionósfera, elementos reflectantes y ruido (Osmanoğlu et al., 2016).

MOUNT PEULIK VOLCANO, ALASKA

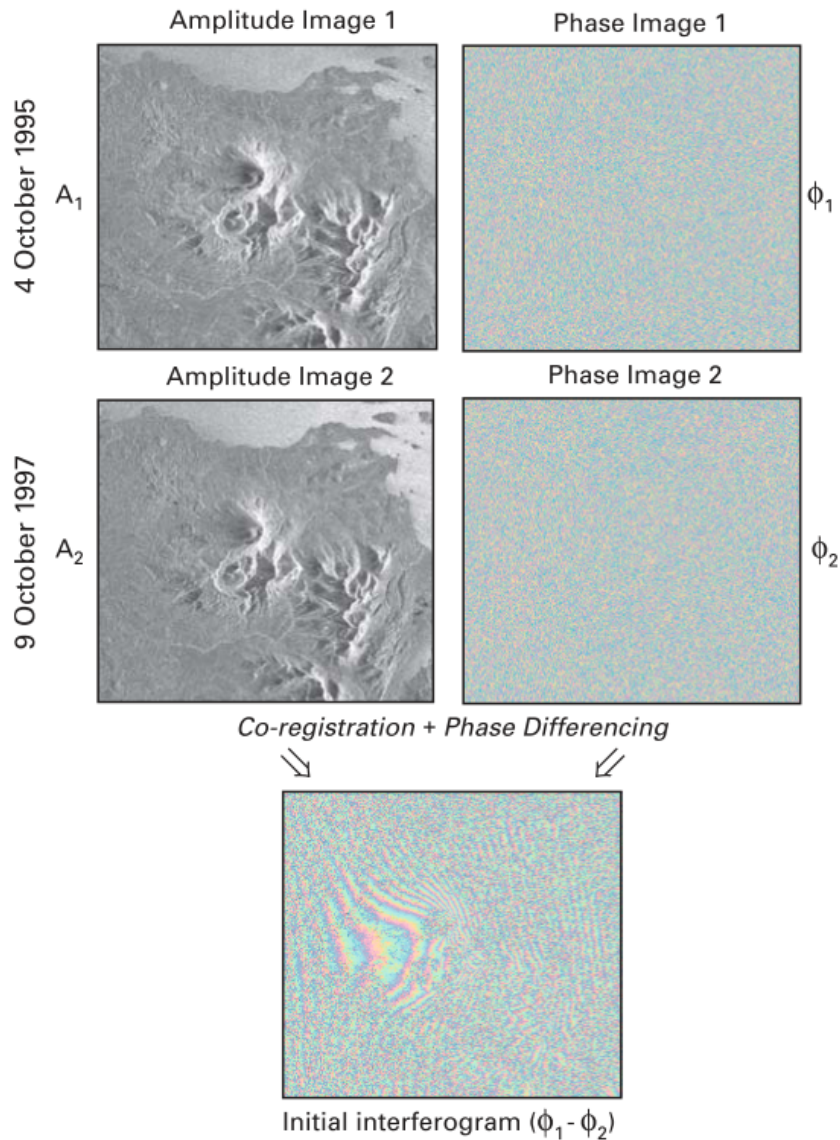


Figura A.6: Construcción de un interferograma desde dos imágenes capturadas con una diferencia de dos años, cuya amplitud y fase son alineadas mediante el corregistro y cuyas fases son sustraídas para formar un interferograma. Éste presenta bandas (fringes) de colores que representan un área afectada por movimiento superficial en LOS. Ambas imágenes fueron adquiridas por el satélite ERS-1 en las fechas indicadas con un baseline pequeño (~35m). Fuente: Dzurisin y Lu, 2018.

La separación de los puntos de adquisición de la imagen, o de la distancia entre las trayectorias de adquisición, se denomina *baseline*, en donde, grandes *baselines* pueden provocar una falta de coherencia severa causada por diferencias en la topografía o geometría de observación (Dzurisin y Lu, 2007). El *baseline espacial* entre imágenes, se traduce en una sensibilidad topográfica, éstos pueden ser corregidos utilizando un DEM externo, un Datum y las órbitas de la plataforma en cada adquisición, por lo que cualquier error sobre la información de las orbitas conllevan a una componente de fase orbital (Moreira et al., 2013; Ferretti et al., 2007). Además, las altamente variables condiciones

atmosféricas determinan una componente troposférica producto del vapor de agua (*wet delay*) y variaciones de presión (*Dry delay*); para minimizar el efecto atmosféricos se requieren modelos adecuados para cada zona de estudio que no serán considerados por el alcance de este trabajo (Hanssen y Feijt, 1997; Zebker et al., 1997; Ferretti et al., 2007; Meyer y Nicoll, 2008; Wegmuller et al., 2006; Osmanoğlu et al., 2016; Jolivet et al., 2014).

La fase interferométrica ha de ser desenvuelta (*unwrapped*) y calibrada con tal de obtener los desplazamientos absolutos, puesto que se encuentran en términos de módulo 2π , este proceso se logra relacionando la altura topográfica y la fase interferométrica integrando pixeles vecinos (Moreira et al., 2013; Garcés, 2020). Para efectos de este estudio el proceso de desenrollado se realiza mediante el software Statistical Network Approach to PHase Unwrapping (SNAPHU), que corresponde a la implementación del algoritmo de flujo de red de costo estadístico para el desenrollado de fase propuesto por Chen y Zebker (2000), utiliza un procedimiento de optimización iterativo, donde el tiempo de ejecución depende del tamaño y dificultad del interferograma y sus fases (ESA, 2020).

A.2.4. Series de tiempo

El análisis mediante series de tiempo permiten detectar la evolución temporal de las deformaciones o desplazamientos superficiales al combinar una serie de interferogramas contruidos a partir de un *stack* o pila de imágenes adquiridas en diferentes instantes con una geometría compatible (Vassileva et al., 2017; Osmanoğlu et al., 2016). Al utilizar series de tiempo se reducen las limitaciones de DInSAR, puesto que al considerar una pila de imágenes es posible aislar las contribuciones antes mencionadas, en donde cada pixel de la imagen se distingue el desplazamiento de la superficie, el efecto atmosférico y el ruido (Moreira et al., 2013). De esta forma la construcción de una serie de tiempo permite la eliminación de efectos asociados al baseline, atmosféricos y decorrelación y el aumento de la coherencia (Berardino et al., 2002; Lanari et al., 2007).

El algoritmo Small Baseline Subset (SBAS) utiliza elementos dispersores distribuidos, como vegetación, y la descomposición de valores individuales para conectar interferogramas desenvueltos independientes del tiempo, cuyos pares de imágenes (referencial-secundaria) poseen pequeños baselines con tal de minimizar la decorrelación temporal y espacial, permitiendo permite seguir la evolución del desplazamiento en el tiempo gracias a la conexión de imágenes (Vassileva et al., 2017; Berardino et al., 2002; Lanari et al., 2004; Osmanoğlu et al., 2016).

A.2.5. Sentinel 1

La misión Sentinel-1 es el Observatorio de Radar Europeo perteneciente a la iniciativa Copernicus de la Comisión Europea (EC) y la Agencia Espacial Europea (ESA), implementada por una constelación de dos satélites: Sentinel-1A y Sentinel-1B, lanzados desde el puerto espacial de Kourou en Guyana Francesa el 3 de abril de 2014 y el 16 de junio de 2016 respectivamente (Potin et al., 2019), con una vida útil de siete años y expandible a doce. Cada satélite viene equipado con un radar de apertura sintética de banda C (C-SAR), que opera con una frecuencia central de 5,405 GHz (Geudtner et al., 2014).

Ambos satélites viajan a 697 Km de altitud y poseen órbitas polares sincrónicas con el sol con repetición cada 12 días, desfasadas por 180° entre ellas, de manera que cuando Sentinel-1A se encuentre en el polo norte, Sentinel-1B se ubica al polo sur (Geudtner et al., 2014). Mantienen una misma trayectoria terrestre de ± 120 m, resultando en una separación entre órbitas o baseline pequeño convirtiéndolo en un instrumento ideal para monitoreo de deformación superficial (Potin et al., 2019). Las órbitas y su información necesaria para una precisa geolocalización y procesamientos interferométricos son publicadas por la Agencia Espacial Europea dentro de los 21 días posteriores a la fecha de recorrido.

Dentro de los modos de adquisición de imágenes SAR de la misión, destaca el interferometric wide swath (IW) con un modo de polarización simple o dual. Según el escenario de observación cubre el margen occidental de sudamérica con una frecuencia de 12 días y polarización VV o VV-VH para cada satélite (ESA, 2020). El IW utiliza la técnica TOPS (Terrain Observation by Progressive Scans), que logra la detección de múltiples franjas en dirección del range, al mismo tiempo que garantiza que todos los puntos de una escena sean iluminados por el pulso emitido (De Zan y Guarneri, 2006). Para ello, se subdivide el swath en tres sub-swath (IW1, IW2, IW3) contiguos en la dirección del range, que a su vez son subdivididos en nueve secciones contiguas en dirección del azimuth denominadas burst.

Tabla A.4: Principales características del producto IW en imágenes SLC de Sentinel-1 (Bourbigot et al, 2012).

	IW1	IW2	IW3
Ángulo de incidencia [°]	32,9	38,3	43,1
Slant Range [m]	2,3	2,3	2,3
Azimuth [m]	14,1	14,1	14,1
Ground range [m]	4,2	3,7	3,4

Para describir en general la geometría de TOPS, es necesario mencionar en primera instancia otros dos métodos de adquisición descritos en Fattahi et al (2016): El primero corresponde a *stripmap*, un método convencional en que la antena del radar ilumina la superficie con una dirección específica, es decir, fija el ángulo squint (Ángulo entre el haz de pulsos electromagnéticos y la dirección range), sobre un área de ancho determinado (swath). El segundo, *ScanSAR*, mantiene fijo el ángulo squint pero implementa una variación en el ángulo de elevación de la antena en la dirección range, de esta manera el ancho total del área iluminada se puede dividir en tres partes (sub-swath) según el valor este ángulo. Luego, para un ángulo de elevación dado se ilumina una porción de largo fijo (en dirección azimuth o along-track) y ancho fijo de un sub-swath (en dirección range o across-track) denominada burst. Así, cada sub-swath será iluminado en orden entre sucesivos burst. Este método logra aumentar el ancho del área iluminada, pero al disminuir el tiempo de iluminación de cada objetivo en superficie, disminuye la resolución de la imagen en dirección azimuth comparado con stripmap (figura A.7).

El método TOPS, utilizado por Sentinel 1, sigue el principio de ScanSAR pero incorpora una variación en el ángulo squint. Es decir, una rotación del haz en la dirección azimuth de manera que cada objetivo es iluminado por un mismo patrón de pulsos independiente de su posición en azimuth, en el burst y una resolución uniforme en la dirección de azimuth. De esta manera, una imagen de sentinel 1 está constituida por pequeñas pero ligeramente superpuestas subimágenes (burst) (González, Pablo J and Bagnardi, Marco and Hooper, Andrew J and Larsen, Yngvar and Marinkovic, Petar and Samsonov, Sergey V and Wright, Tim J, 2015).

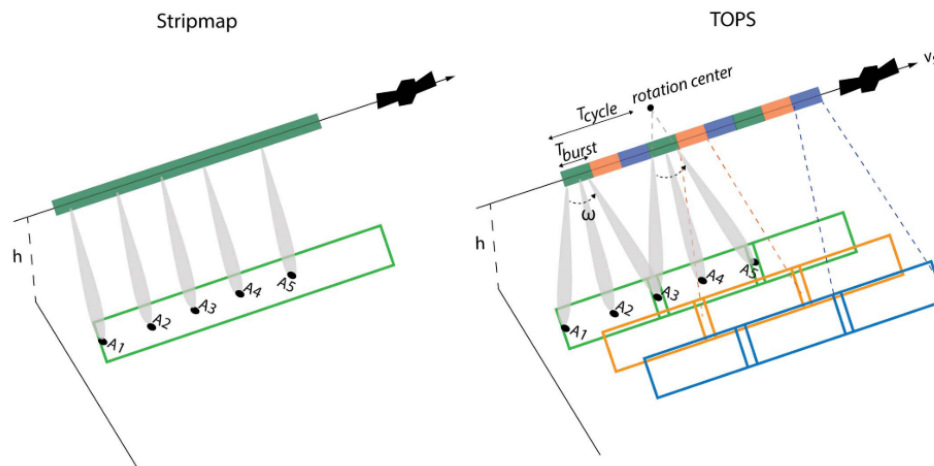


Figura A.7: Geometría de adquisición de imágenes. Izq: Stripmap con un swath (verde) y un haz fijo en azimuth y range. Der: TOPS, con tres sub-swath en colores verde, naranja y azul, iluminados en el orden de colores, en donde, cada rectángulo corresponde a un burst, los cuales se encuentran superpuestos en dirección range y azimuth. Extraído de Fattahi et al., 2016.

En resumen, cada imagen de Sentinel 1 (swath) esta compuesta de 3 subswaths, los cuales a su vez se componen de 9 a 12 burst. Cada burst equivale a una imagen stripmap, con la salvedad de que la antena rota desde backward a forward (mientras que una stripmap convencional se mantiene paralela a la dirección de vuelo del satélite). Si la observación de la superficie se realiza perpendicular a la dirección de vuelo, se conoce como geometría zero Doppler.

B. Mapas geológicos

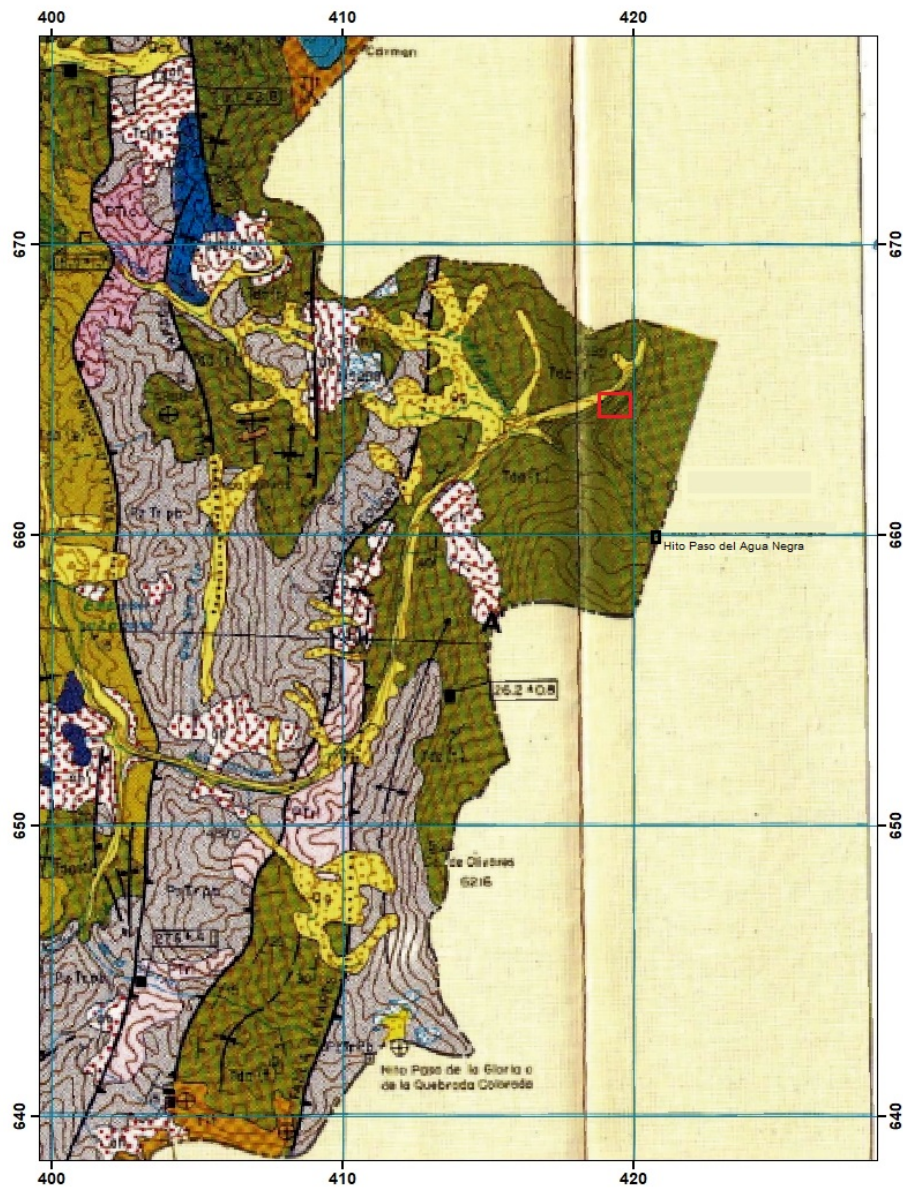


Figura B.1: Extracto de Hoja Pisco Elqui del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin). El rectángulo rojo encierra la zona de estudio de PAN. Fuente: Mpo-zois et al. (1988).

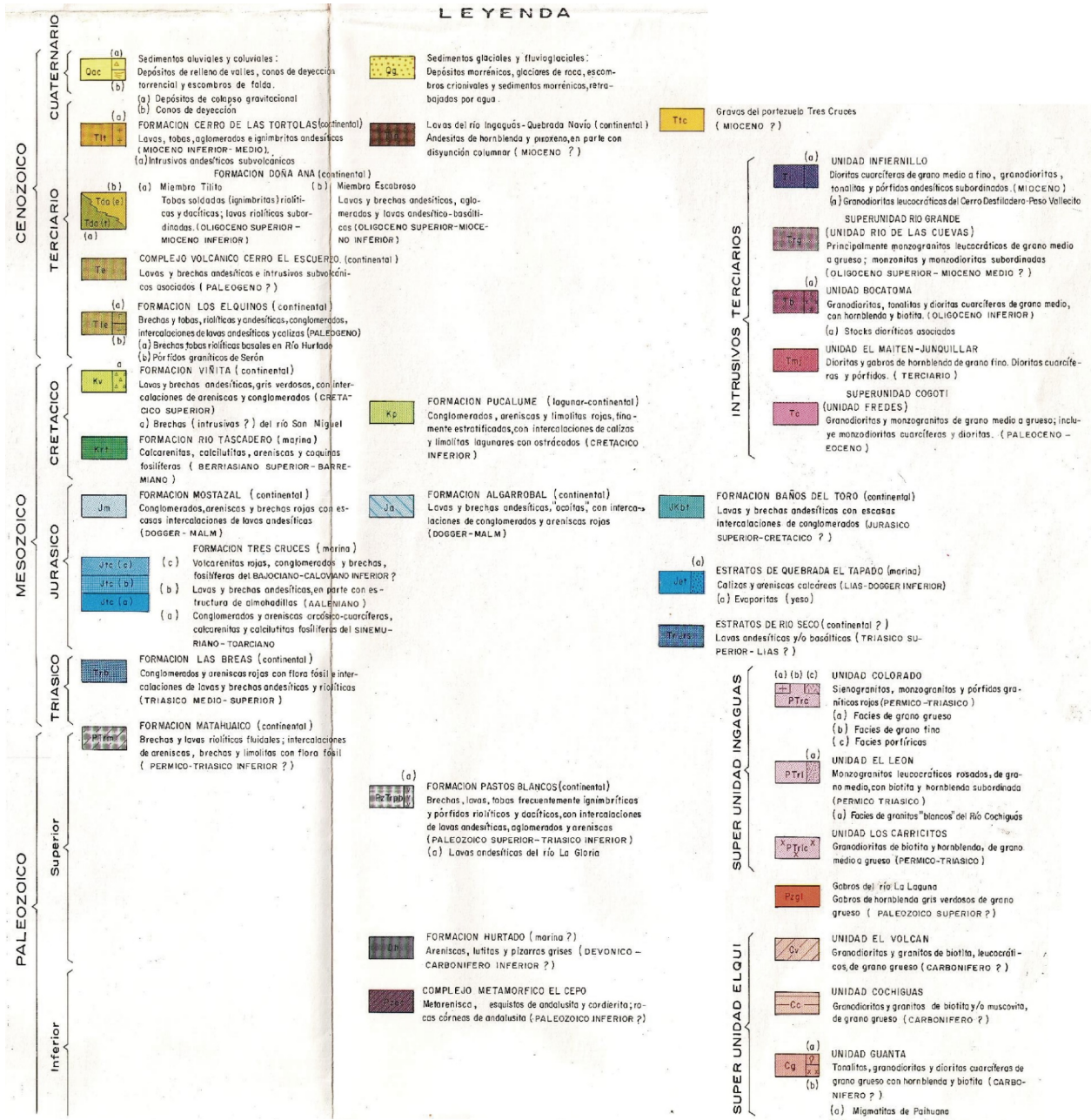


Figura B.2: Leyenda de Hoja Pisco Elqui del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin). Fuente: Mpodozis et al. (1988).

SIMBOLOGIA

	Contacto geológico, observado e inferido		Afloramiento asignado, tentativamente, a la unidad indicada
	Falla normal, indicando bloque hundido		Area con alteración hidrotermal
	Falla inversa, indicando inclinación de plano de falla		Campo de hielo
	Falla cubierta		Yacimiento vetiforme indicando dirección de la veta
	Eje de anticlinal		Yacimiento estratiforme
	Eje de anticlinal volcado, indicando buzamiento del eje		"Bolsones" mineralizados
	Eje de sinclinal, indicando buzamiento del eje		Trazado de perfil geológico
	Rumbo y manto de estratos		Límite internacional
	Estratos horizontales		Camino
	Estratos verticales		Huella
	Foliación	EDADES RADIOMETRICAS K-Ar (millones de años)	
	Granitoides con deformación proteroclastica, cataclástica y/o milonítica		Biotita
	Localidad fosilífera		Amfíbola
	Relación de intrusión entre rocas plutónicas		Plagioclasea
	Diques		Muscovita
			Roca total

Figura B.3: Simbología de Hoja Pisco Elqui del Servicio Nacional de Geología y Minería (Sernageomin). Fuente: Mpodozis et al. (1988).

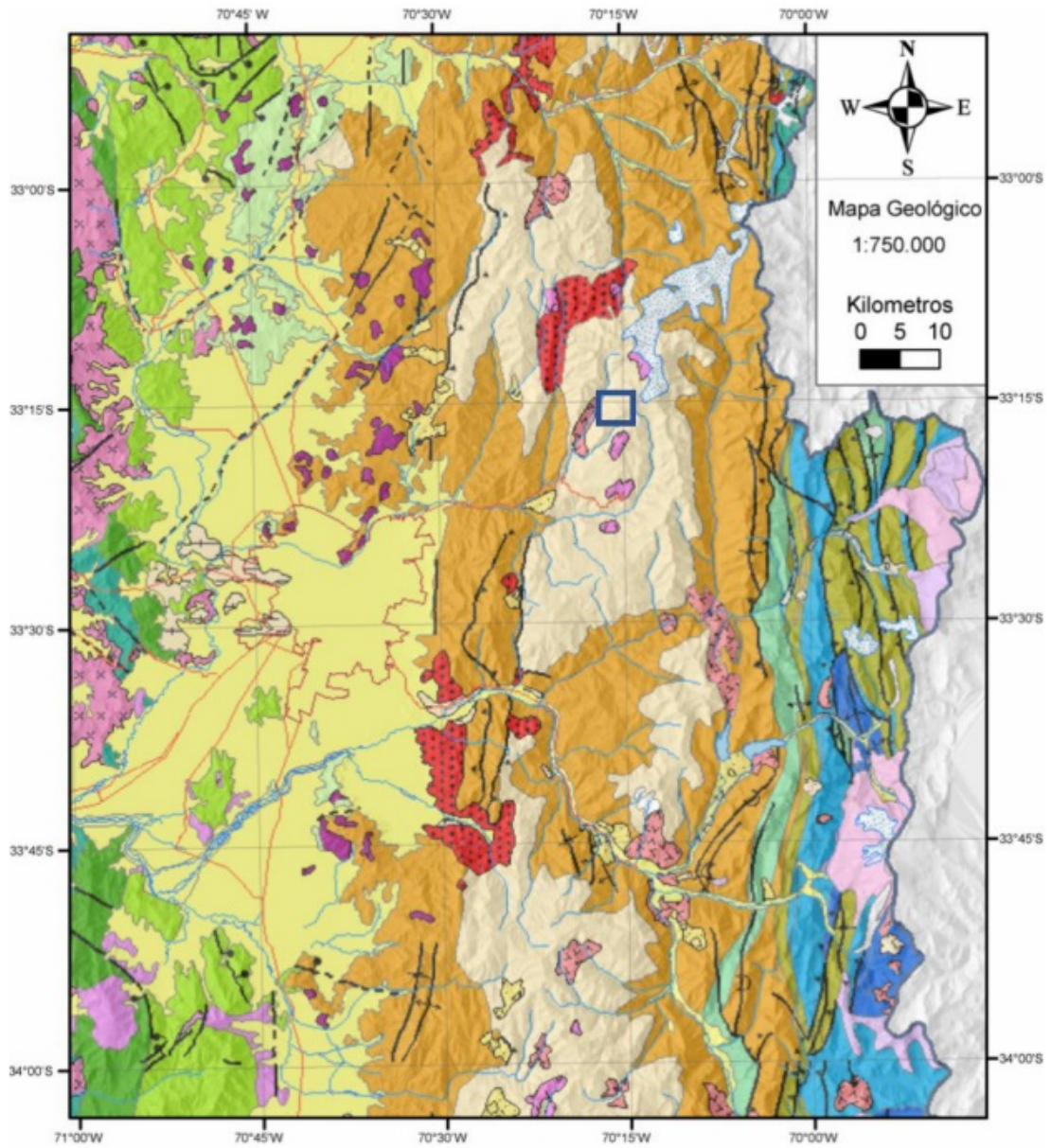


Figura B.4: Mapa geológico regional Chile central entre latitud 33° a 34°S. El rectángulo azul encierra la zona de estudio de SYL. Leyenda encontrada en la siguiente figura. Extraído de Garcés (2020), modificado de Fock (2005).

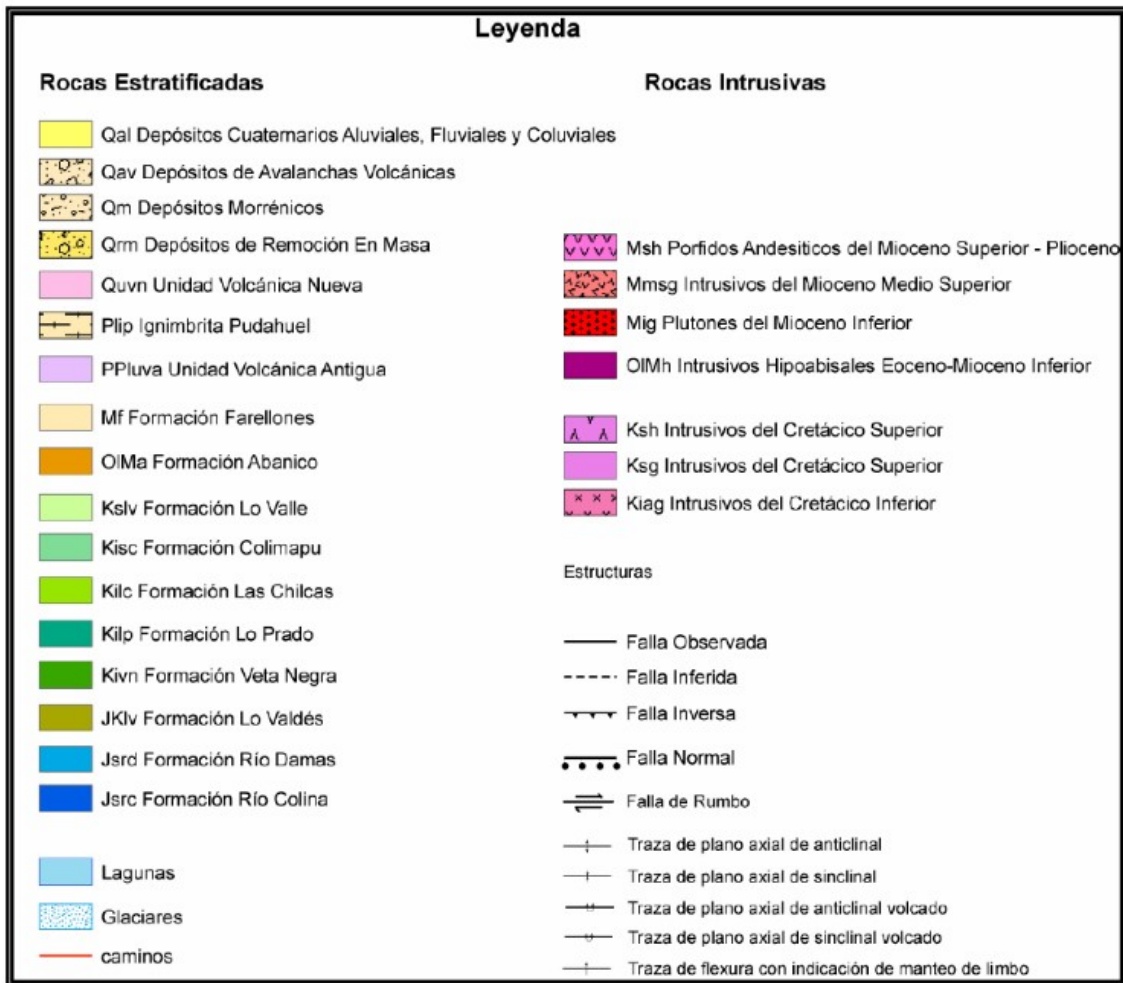


Figura B.5: Leyenda de mapa geológico regional de Chile central. Fuente: Fock (2005).

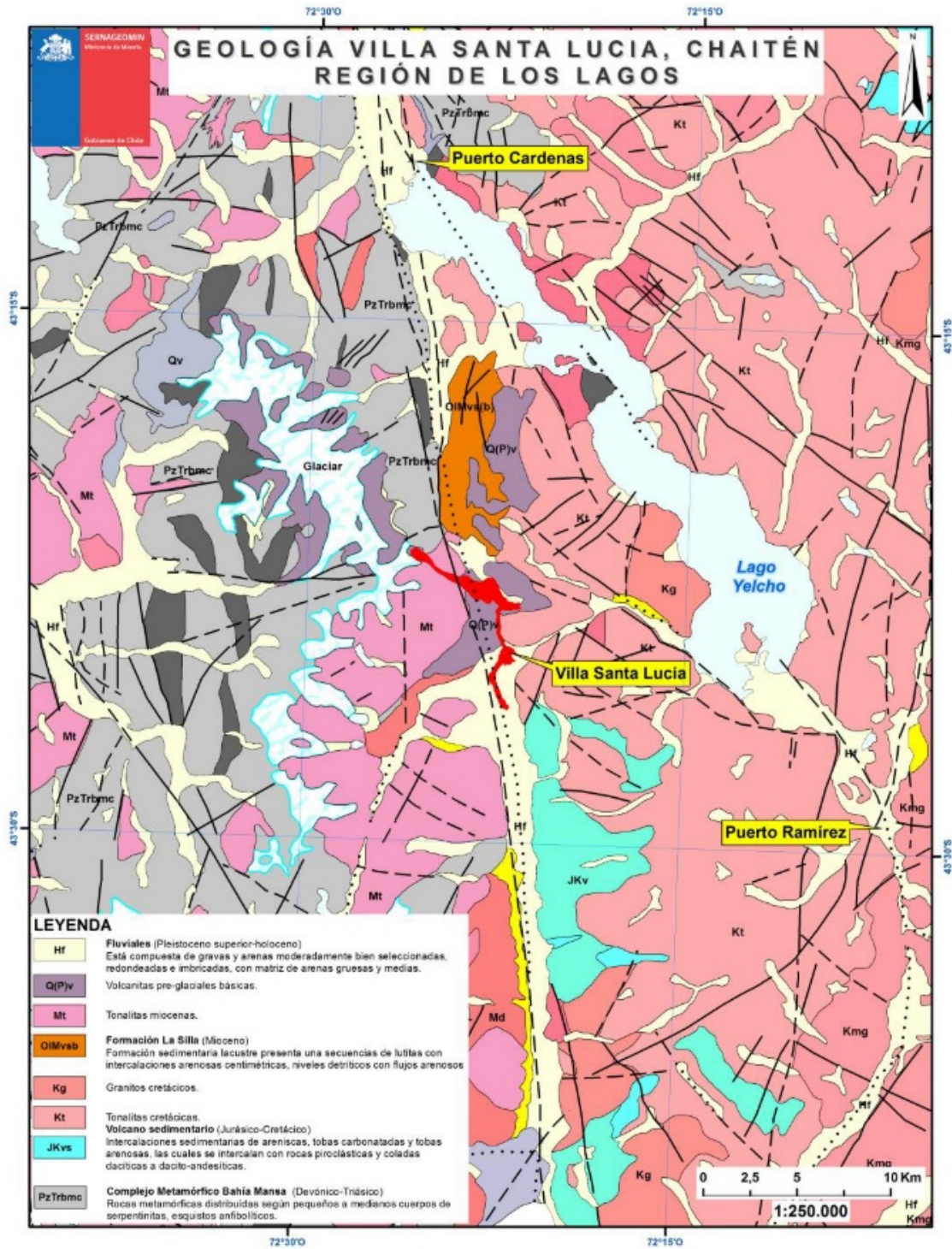


Figura B.6: Mapa geológico regional del área de Villa Santa Lucía y alrededores. En rojo se muestra el área afectada por la remoción en masa del 16 de diciembre de 2017. Fuente: Sernageomin (2018).

C. Análisis meteorológicos PAN

La estación meteorológica El Tapado (tabla C.1) registró temperaturas intermitentemente entre los años 2013 a 2020, en los siguientes gráficos se resumen las temperaturas diarias para los meses de junio y julio de 2014 y 2015, junto con las registradas para todo el año según la disponibilidad de datos.

Tabla C.1: Estación meteorológica El Tapado. Fuente: CEAZA.

Coordenadas (WGS 84)	-30°9'29.88"	-69°54'29.44"
Altitud	4306 m.s.n.m.	

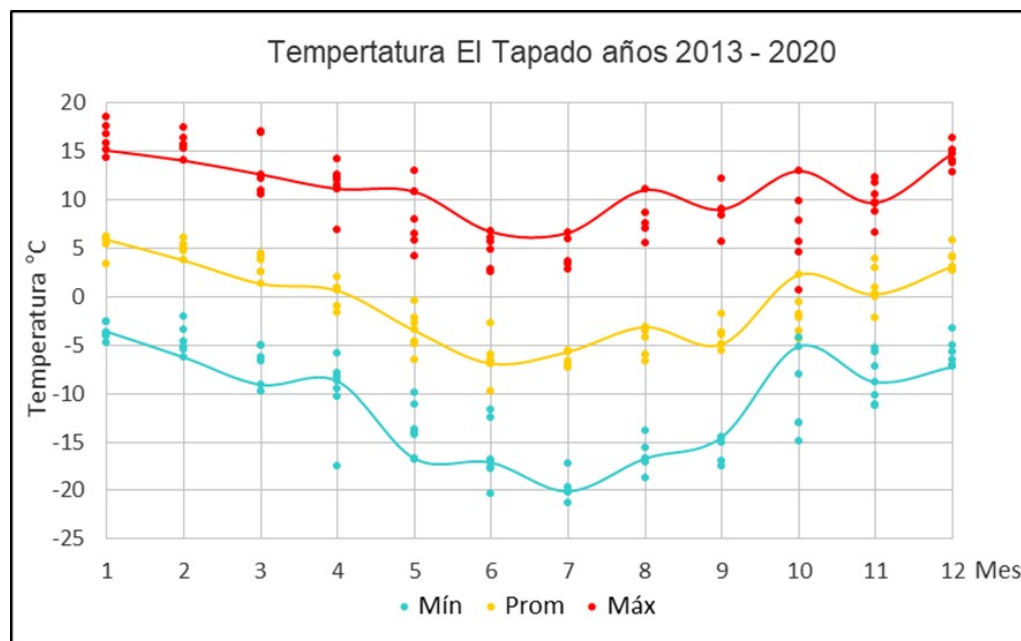


Figura C.1: Temperaturas registradas mensualmente entre los años 2013 a 2020. La línea continua une los registros del año 2014.

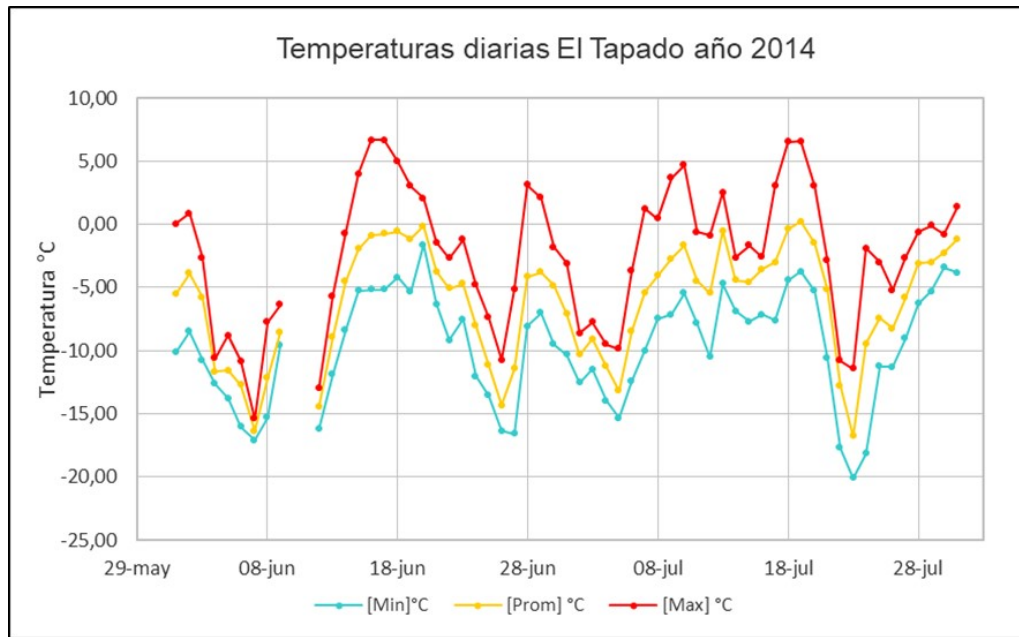


Figura C.2: Temperaturas diarias registradas entre junio y julio de 2014.

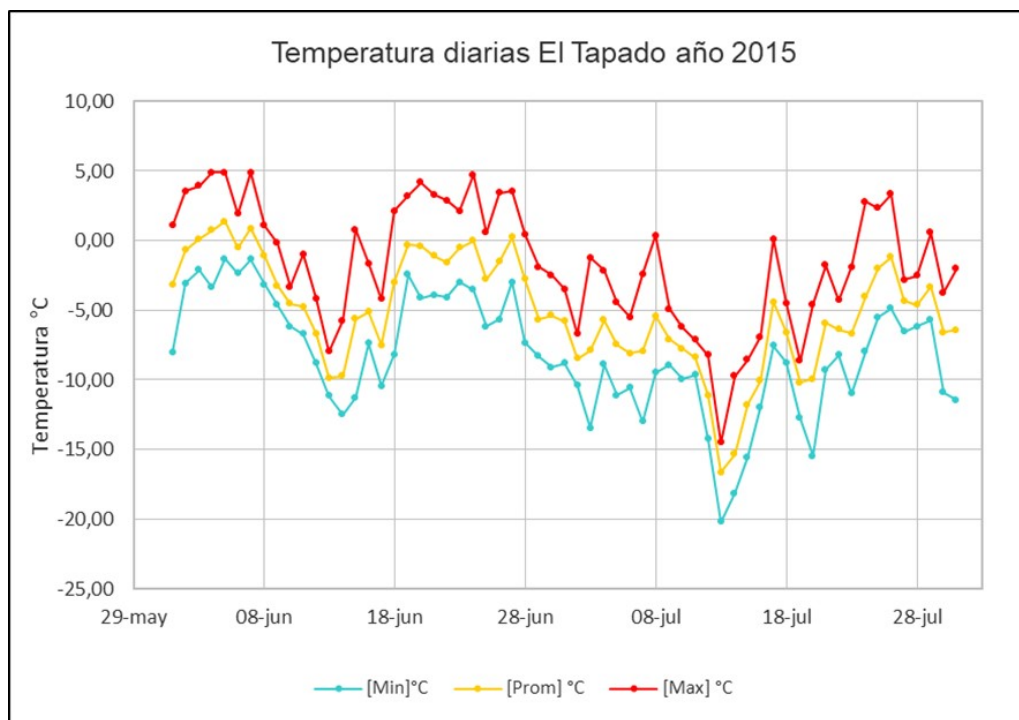


Figura C.3: Temperaturas diarias registradas entre junio y julio de 2015.

D. Salida a Terreno SYL

D.1. Evolución previa

Mediante imágenes satelitales obtenidas desde Google Earth se describe la evolución de la deformación en la zona de estudio entre los años 2014 y 2019, representada en la siguiente secuencia (figura D.1.).

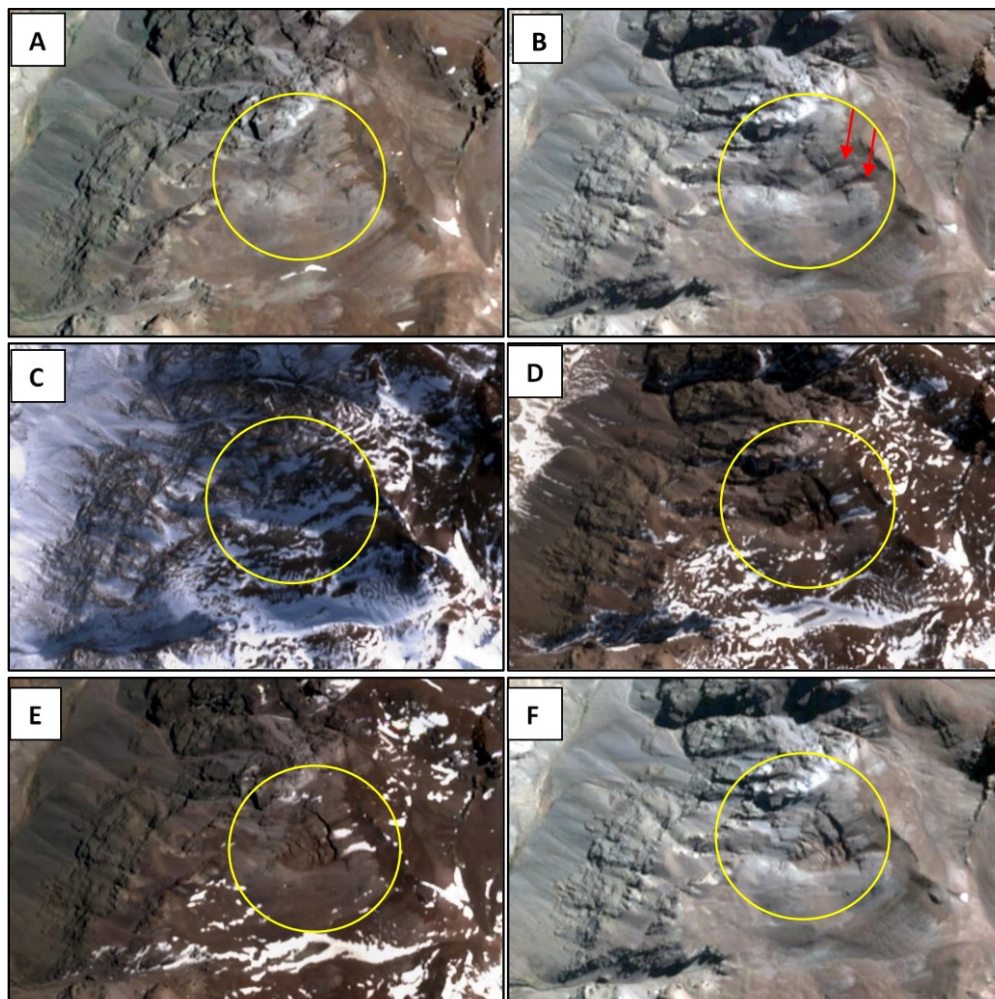


Figura D.1: Evolución de la zona de estudio. Dentro del círculo amarillo se marca la zona del deslizamiento. A (04/01/2018) y B (09/04/2018), C (02/07/2018), D (27/08/2018) E (11/01/2019) y F (04/04/2019). Extraído de Garcés et al., 2020.

D.2. Zonas de interés

Se realiza un procesamiento InSAR corto entre los meses de octubre del año 2020 y enero del año 2021, cuyos parámetros se resumen en la tabla D.1, para identificar las áreas con mayor desplazamiento en los meses previos a la salida a terreno en marzo 2021. La figura D.2 muestra la velocidad promedio obtenida para la zona de estudio, se estiman dos áreas que destacan por sobre el entorno, las cuales se encierran en círculos rojos. No se consideran las otras zonas en tonos rojizos puesto que se disponen en un patrón que sigue la topografía del área y se considera como efecto atmosférico.

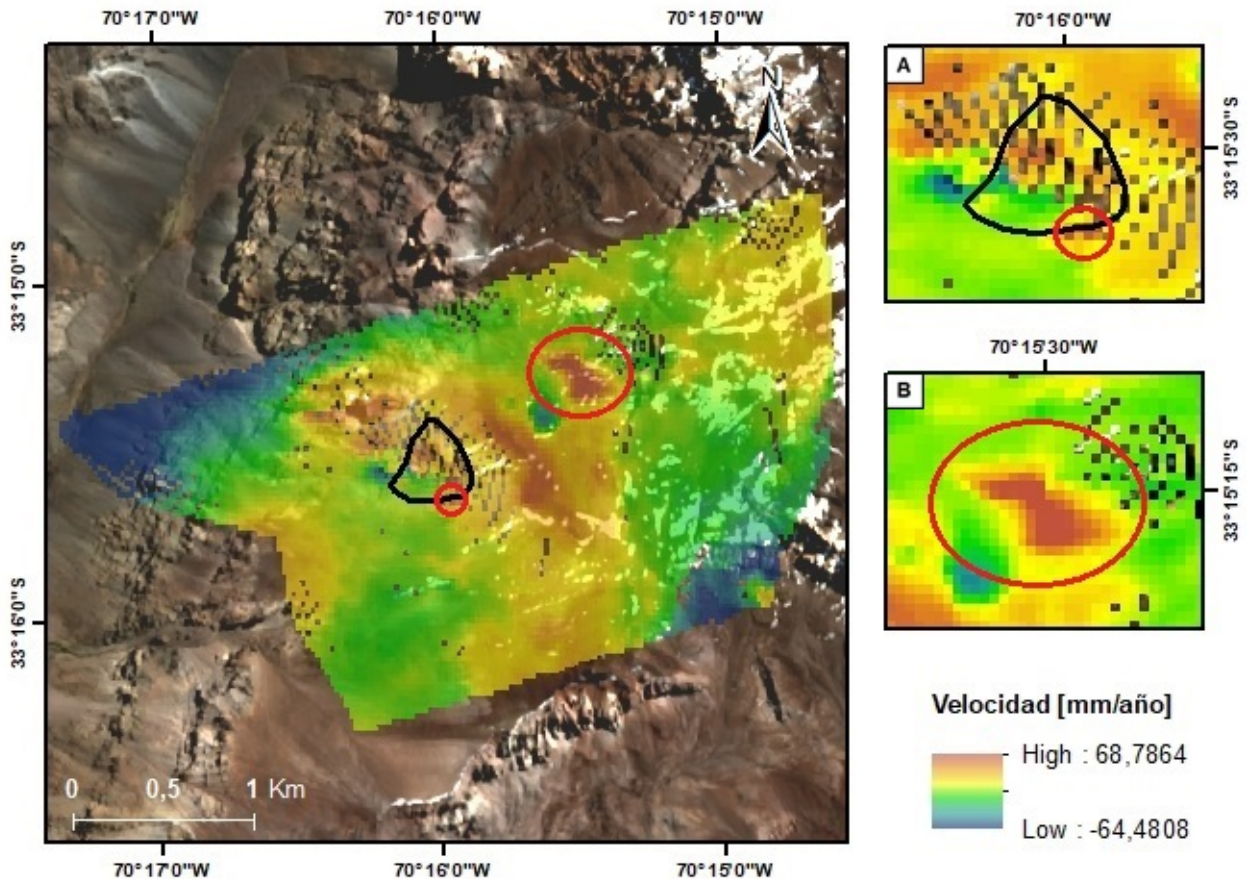


Figura D.2: Velocidad promedio para periodo 22/10/2020 - 26/01/2021. El área del deslizamiento se muestra en negro y las zonas de interés se encierran en círculos rojos.

Tabla D.1: Resumen de imágenes SAR e interferogramas construidos para procesamiento corto de SYL.

22/10/2020 - 26/01/2021							
Geometría	Path	Frame	Satélite	N° Img	Baseline		Intfs
ASC	18	1065	SA	7	50 m	50 días	11

D.3. Observaciones de terreno

El depósito asociado al deslizamiento presenta una superficie fragmentada con morfologías en bloque tal como era esperado, en donde los afloramientos rocosos se concentran hacia la zona del escarpe y hacia el norte del depósito, mientras que la porción inferior y hacia el sur aumenta la potencia y frecuencia de bloques de material detrítico (figura D.3).



Figura D.3: Izq: Porción media-inferior del deslizamiento. Der: Escarpe principal del deslizamiento. Fotografías capturadas en marzo 2021.

En la figura D.4 se muestra una clasificación simple de lo observado desde el sobrevuelo, en donde los bloques ubicados al norte y en la porción superior del depósito se componen de rocas fracturadas, mientras que hacia el sur-suroeste (porción baja del depósito) se tiene la predominancia de material semiconsolidado y fragmentos irregulares y angulosos de rocas de composición ígnea intermedia - ácida. Además, se logra distinguir la propagación del escarpe del deslizamiento sobre el material detrítico, a través del escarpe principal en la parte superior y otro secundario, en donde ambos tienden a unirse hacia el sur al encontrarse con un afloramiento de roca.

Mediante fotografías aéreas capturadas durante el sobrevuelo, se distingue una diferencia litológica sobre la ladera de interés, en donde al observar desde el norte se logra distinguir una porción inferior color gris claro que puede corresponder a un miembro ignimbrítico según lo descrito por Sernageomin (2019). Desde la figura D.4, se logra distinguir que la porción gris se extiende bajo el deslizamiento y hacia el sur.

Al acercarse a la grieta asociada al escarpe secundario, se logra observar claramente la traza de éste que surge desde el depósito del deslizamiento ocurrido en 2018 y se distingue un desplazamiento vertical que aumenta hacia el depósito (figura D.5). El escarpe se ubica sobre material detrítico anguloso e irregular de proveniencia local dada la topografía de la zona de estudio.

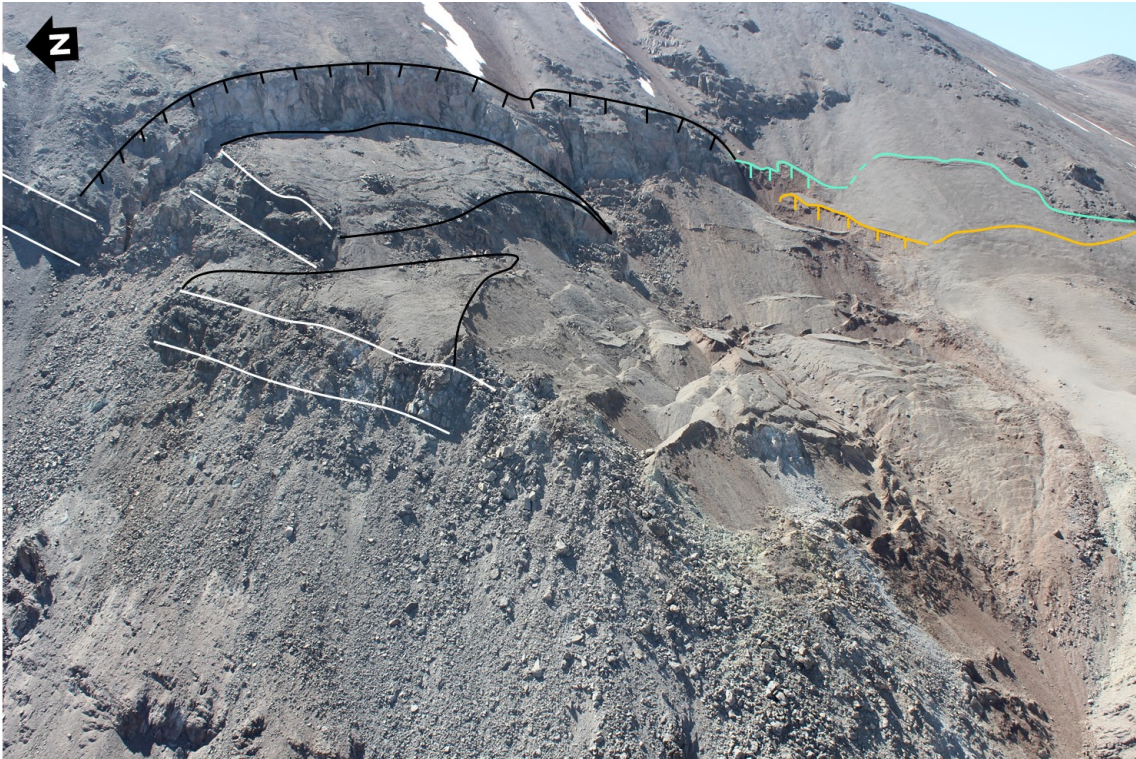


Figura D.4: Deslizamiento observado desde el norte en donde se distingue superficie fragmentada en bloques. Los afloramientos rocosos se demarcan en líneas blancas y en negro el bloque o superficie asociada a ellos. En verde se muestra el escarpe principal y en naranja el secundario, cuya propagación carece de líneas verticales.

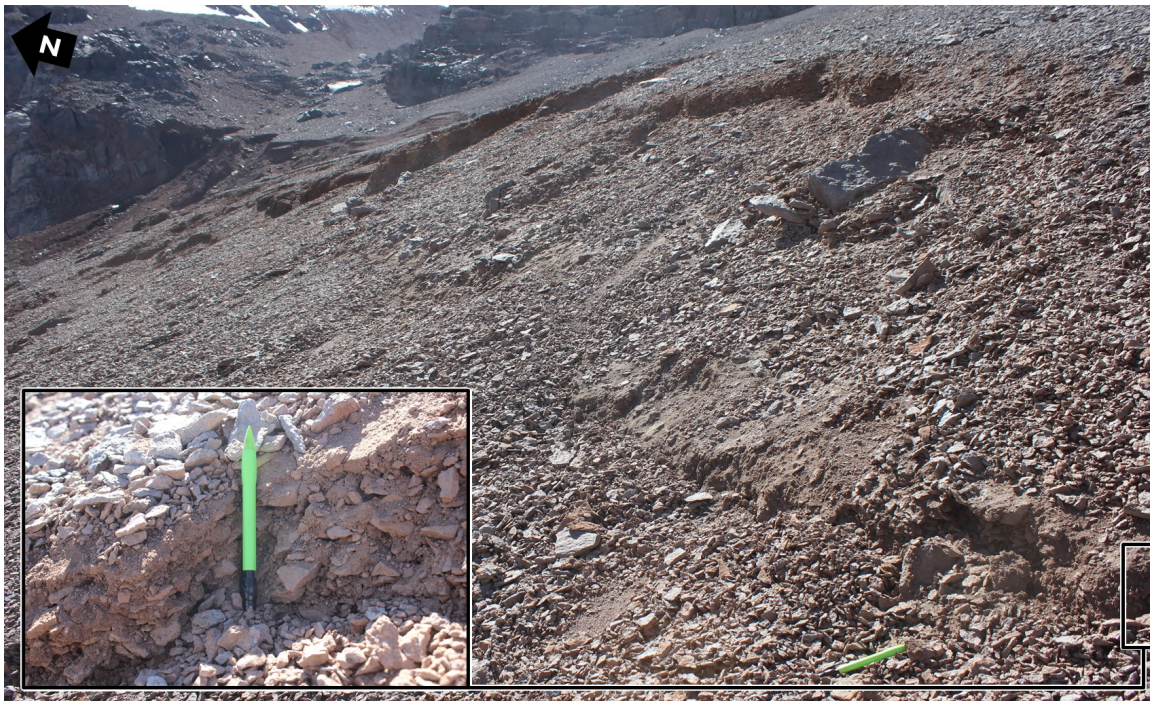


Figura D.5: Acercamiento a propagación correspondiente al segundo escarpe, se distingue un desplazamiento en torno a los 10 cm (lápiz verde). Coordenadas: $33^{\circ}15'39.60''S$, $70^{\circ}15'57.31''W$ aprox.

Durante una segunda visita a terreno realizada el día 29 de enero de 2022 se corrobora la situación antes descrita. Se distingue claramente el depósito de ignimbrita bajo el deslizamiento (Figura D.7.B). Mientras que la porción superior, asociada al escarpe y su propagación hacia el sur, corresponde a una unidad de tobas soldada con tonalidades grises a marrón altamente fragmentada en al menos 3 sets (Figura D.7.A). También, se observa la presencia de hielo en la zona sur de la propagación del escarpe (Figura D.7.C).

Además se observa deformación sobre las grietas previamente detectadas, específicamente se tiene la apertura de éstas con desplazamiento vertical (Figura D.7.D,E). Además, se observan nuevas grietas bajo los escarpes principal y secundario. Las aperturas y profundidad se resumen en la tabla D.2.

Tabla D.2: Apertura de grietas en SYL, enero 2022.

Zona	UTM	Apertura	Profundidad
Escarpe principal propagado	382117 E 6318929 N	2 - 3 m	10 m
Porción inferior a grieta de propagación	382109 E 6318894 N	10 - 23 cm	15 - 40 cm

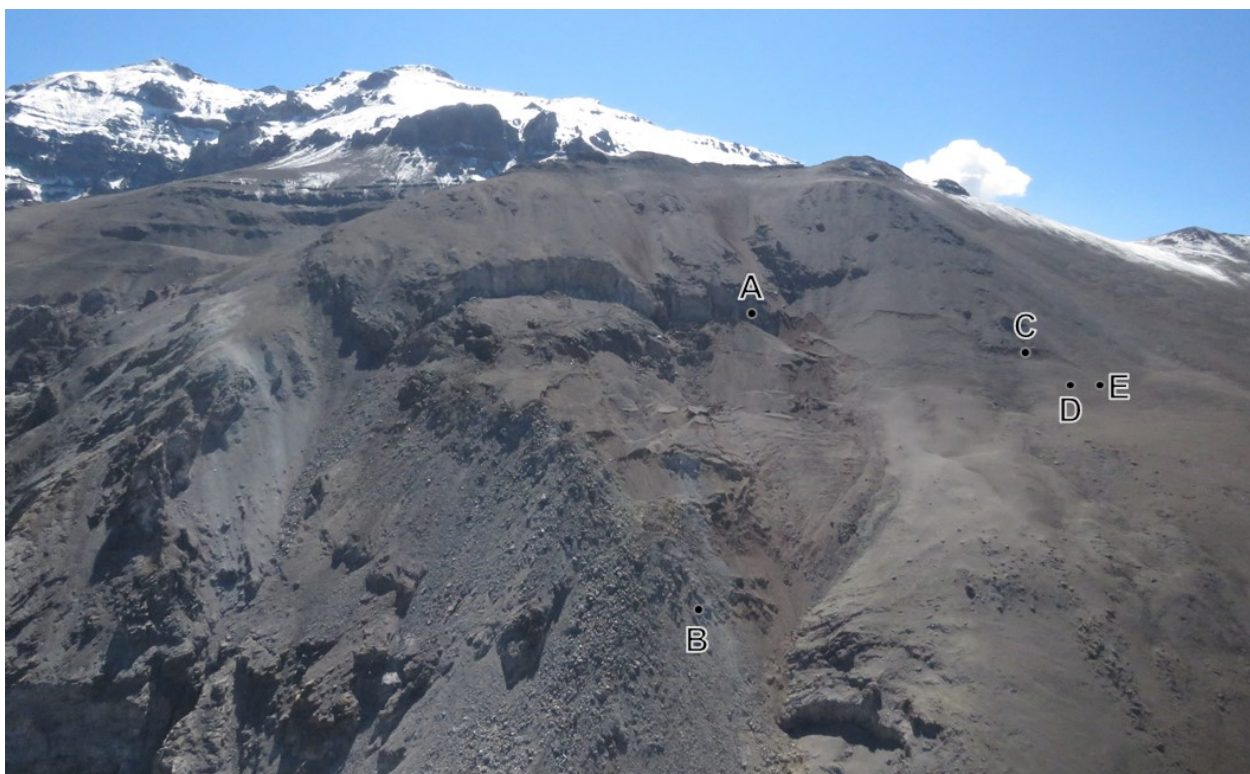


Figura D.6: Panorámica de la remoción en masa, se destaca la extensión y apertura de ambas grietas propagadas (escarpe principal y secundario). Los puntos de interés se describen en la siguiente figura.

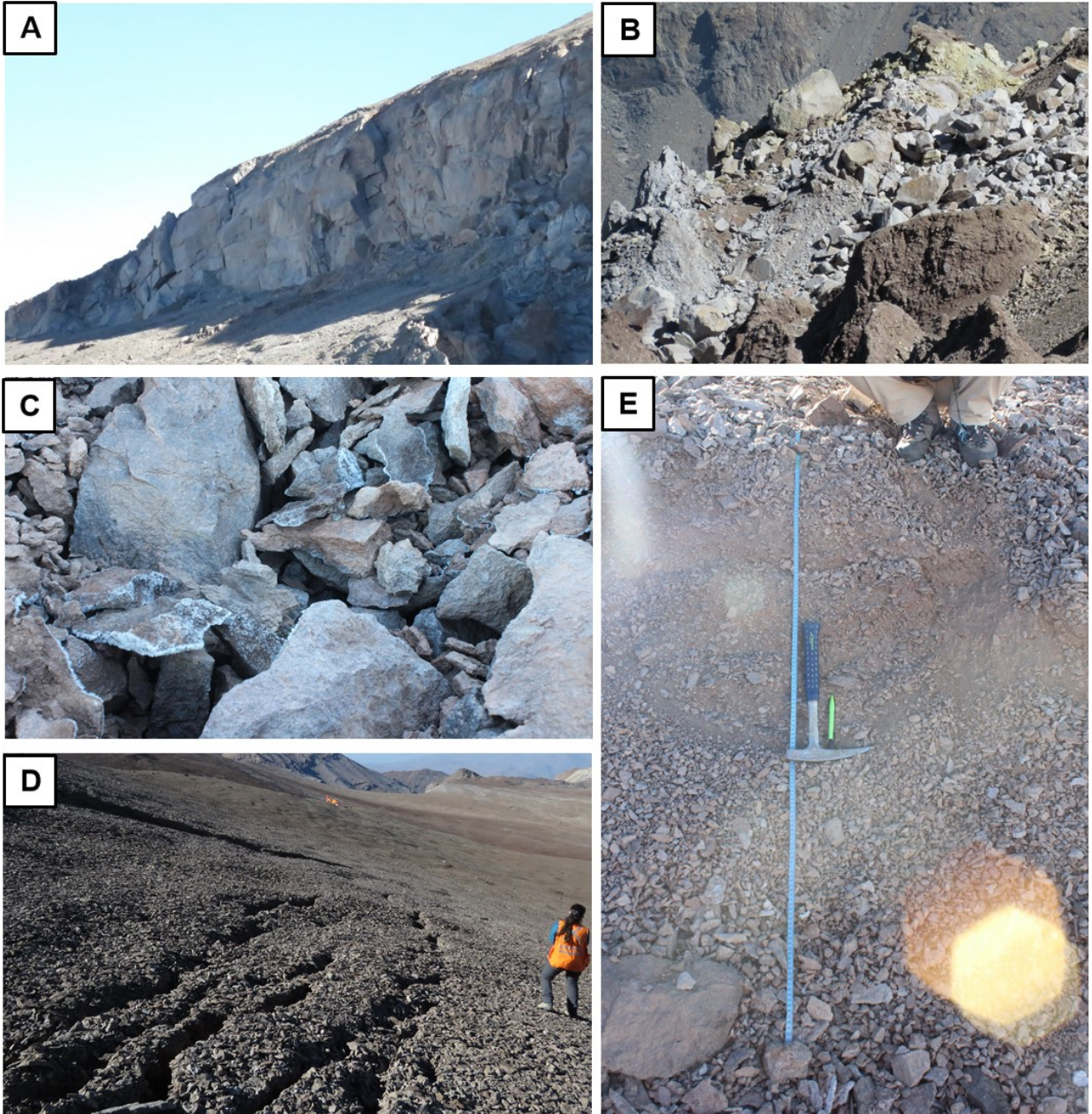


Figura D.7: **A.** Tobas fracturadas de escarpe principal. **B.** Ignimbrita en la base del deslizamiento. **C.** Hielo en márgenes de detritos y bloques. **D.** Grietas abiertas bajo propagación del escarpe. **E.** Desplazamiento vertical en zona sur de propagación (1.5 m). Imágenes capturadas en conjunto con Vannesa Rosales el 29 de enero de 2022.

E. Procesamientos

E.1. Fuente de datos

Tabla E.1: Fuente de datos técnicos.

Ítem	Descripción	Fuente
DEM	Resolución de 30 m	Shuttle Radar Topography Mission (STRM)
Imágenes	SLC	Alaska Satellite Facility (ASF) DAAC, Copernicus
Órbitas	Precise Orbit Auxiliary Files (.EOF)	Copernicus open access hub

E.2. Resumen SAR por procesamiento

E.2.1. Imágenes SAR

Tabla E.2: Resumen de imágenes SAR utilizadas para cada procesamiento de PAN.

Geometría	Path	Frame	Periodo	Satélite	N° Img
DES	83	695	23/10/2014 - 04/03/2015	SA	7
			17/12/2015 - 15/04/2016	SA	8
			30/10/2016 - 10/05/2017	SB	12
			25/10/2017 - 23/04/2018	SB	19
ASC	120	1076	13/11/2015 - 11/02/2017	SA	18
			02/12/2017 - 25/04/2018	SB	8

Tabla E.3: Resumen de imágenes SAR utilizadas para cada procesamiento de SYL.

Geometría	Path	Frame	Periodo	Satélite	N° Img
DES	83	704	07/03/2019 – 20/03/2021	SA	62
ASC	18	1065	19/04/2019 – 07/02/2021	SA	58

Tabla E.4: Resumen de imágenes SAR utilizadas para cada procesamiento de VSL.

Geometría	Path	Frame	Periodo	Satélite	N° Img
DES	83	735	16/11/2014 - 23/03/2017	SA/B	18
			06/11/2017 - 30/03/2018	SB	10
			01/11/2018 - 01/03/2019	SB	12
ASC	62	1034	04/11/2017 - 28/03/2018	SB	11
			05/11/2018 - 29/03/2019	SA/B	22
			12/11/2019 - 23/03/2020	SA	11
			06/11/2020 - 30/03/2021	SA	12

E.2.2. Interferogramas

Tabla E.5: Resumen interferogramas construidos para procesamientos de PAN.

Periodo	Baseline		Interferogramas	
	Perpendicular	Temporal	Total	Seleccionado
23/10/2014 - 04/03/2015	150	150	28	21
17/12/2015 - 15/04/2016	150	150	10	10
30/10/2016 - 10/05/2017	150	150	23	18
25/10/2017 - 23/04/2018	150	150	29	19
13/11/2015 - 11/02/2017	100	200	32	20
02/12/2017 - 25/04/2018	100	100	17	17

Tabla E.6: Resumen interferogramas construidos para procesamientos de SYL.

Periodo	Baseline		Interferogramas	
	Perpendicular	Temporal	Total	Seleccionado
07/03/2019 – 20/03/2021	100	37	142	100
19/04/2019 – 07/02/2021	100	37	111	92

Tabla E.7: Resumen interferogramas contruidos para procesamientos de VSL.

Periodo	Baseline		Interferogramas	
	Perpendicular	Temporal	Total	Seleccionado
16/11/2014 - 23/03/2017	150	50	28	18
06/11/2017 - 30/03/2018	150	50	21	11
01/11/2018 - 01/03/2019	150	28	19	14
04/11/2017 - 28/03/2018	150	37	21	13
05/11/2018 - 29/03/2019	100	28	50	26
12/11/2019 - 23/03/2020	150	28	21	14
06/11/2020 - 30/03/2021	150	28	21	17

E.2.3. Estadísticas

Tabla E.8: Desviación estándar σ y promedio \bar{x} para cada procesamiento de PAN.

Periodo	Velocidad		Desplazamiento	
	σ [mm/año]	\bar{x} [mm/año]	σ [mm]	\bar{x} [mm]
23/10/2014 - 04/03/2015	15.39	-1.19	11.12	-0.92
17/12/2015 - 15/04/2016	8.77	1.02	4.29	0.56
30/10/2016 - 10/05/2017	10.17	1.43	5.67	0.59
25/10/2017 - 23/04/2018	13.66	2.46	6.20	1.04
13/11/2015 - 11/02/2017	4.24	0.37	4.70	0.44
02/12/2017 - 25/04/2018	8.16	1.02	3.10	0.38

Tabla E.9: Valores máximos y/o mínimos de zonas de interés de PAN.

Periodo	Descripción	Valor máx/mín	
		Desplazamiento	Velocidad
23/10/2014 - 04/03/2015	Porción media - alta	70.9 mm	109.5 mm/año
17/12/2015 - 15/04/2016	Porción media - alta	23.3 mm	69.6 mm/año
	Porción baja	-35.5 mm	-89.6 mm/año
30/10/2016 - 10/05/2017	Porción media - alta	21.7 mm	35.3 mm/año
	Porción baja	-40.6 mm	-81 mm/año
25/10/2017 - 23/04/2018	Porción media - alta	24.1 mm	50.35 mm/año
	Porción baja	-47.2 mm	-95.9 mm/año
13/11/2015 - 11/02/2017	Porción media - alta	-51.2 mm	-25.4 mm/año
	Porción baja	-47.2 mm	-95.9 mm/año
02/12/2017 - 25/04/2018	Porción media - alta	20.5 mm	52.4 mm/año

Tabla E.10: Desviación estándar σ y promedio \bar{x} para cada procesamiento de SYL.

Periodo	Velocidad		Desplazamiento	
	σ [mm/año]	\bar{x} [mm/año]	σ [mm]	\bar{x} [mm]
07/03/2019 – 20/03/2021	17.11	2.87	35.59	6.42
19/04/2019 – 07/02/2021	6.76	0.48	14.14	-0.01

Tabla E.11: Valores máximos y/o mínimos de zonas de interés de SYL.

Geometría	Zona	Descripción	Valor máx/mín	
			Desplazamiento	Velocidad
DES	A	Porción norte del deslizamiento	-387 mm	-171 mm/año
		Porción sur del deslizamiento	-279 mm	-154 mm/año
	B	Única concentración	-379 mm	-174 mm/año
ASC	A	Porción norte del deslizamiento	123 mm	64 mm/año
		Porción sur del deslizamiento	110 mm	50 mm/año
	B	Porción norte	130 mm	71 mm/año
		Porción sur	-94 mm	-43 mm/año

Tabla E.12: Desviación estándar σ y promedio \bar{x} para cada procesamiento de VSL.

Periodo	Velocidad		Desplazamiento	
	σ [mm/año]	\bar{x} [mm/año]	σ [mm]	\bar{x} [mm]
16/11/2014 - 23/03/2017	8.34	-0.66	17.77	-1.60
06/11/2017 - 30/03/2018	39.17	-1.43	14.77	-0.66
01/11/2018 - 01/03/2019	27.68	1.57	11.01	1.01
04/11/2017 - 28/03/2018	45.77	-1.70	18.32	-0.94
05/11/2018 - 29/03/2019	9.35	1.09	13.36	1.07
12/11/2019 - 23/03/2020	22.07	2.02	7.85	-4.45
06/11/2020 - 30/03/2021	30.26	10.78	10.78	-1.51

Tabla E.13: Valores máximos y/o mínimos de zonas de interés de VSL.

Periodo	Descripción	Valor máx/mín	
		Desplazamiento	Velocidad
16/11/2014 - 23/03/2017	Sector inferior al es- carpe	69 mm	-31 mm/año
01/11/2018 - 01/03/2019	Depósito	-83 mm	-199 mm/año
05/11/2018 - 29/03/2019	Escarpe NE	-90.5 mm	139.5 mm/año
12/11/2019 - 23/03/2020	Depósito	-47.5 mm	-144 mm/año
06/11/2020 - 30/03/2021	Depósito	-64.9 mm	-168 mm/año

E.3. Interferogramas construidos (SBAS)

E.3.1. PAN

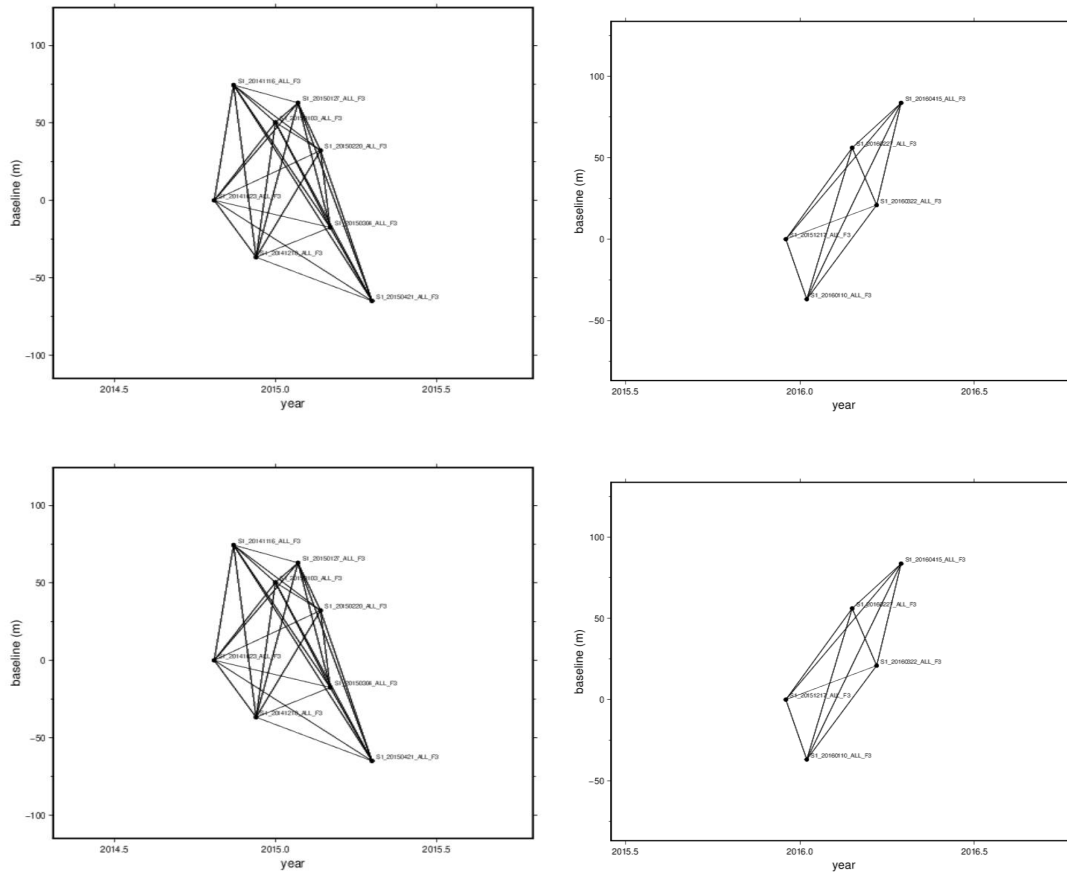


Figura E.1: Interferogramas construidos para procesamientos descendentes de PAN.

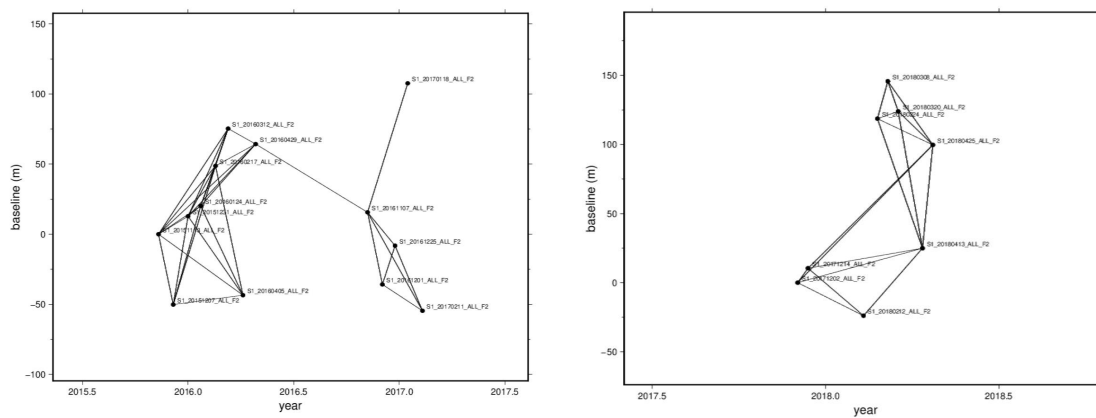


Figura E.2: Interferogramas construidos para procesamientos ascendentes de PAN.

E.3.2. SYL

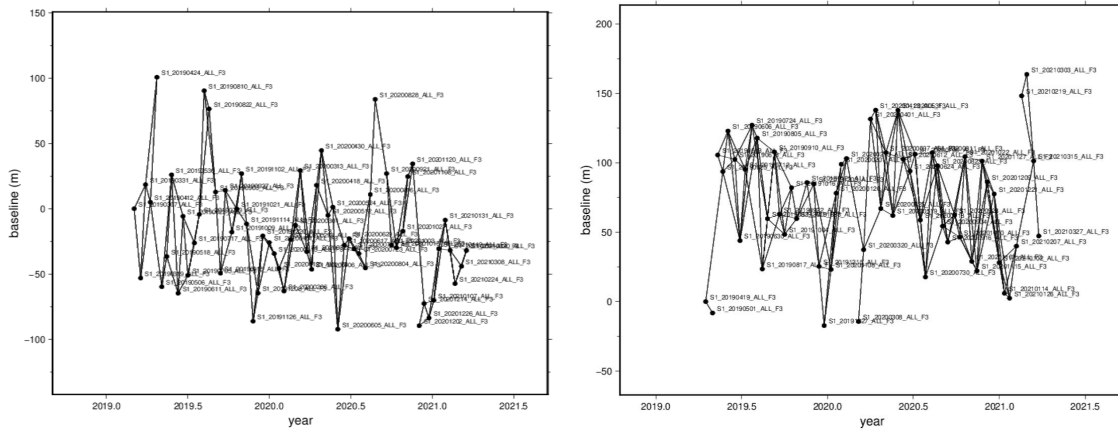


Figura E.3: Interferogramas construidos para procesamientos de SYL. Izq: Descendente. Der: Ascendente.

E.3.3. VSL

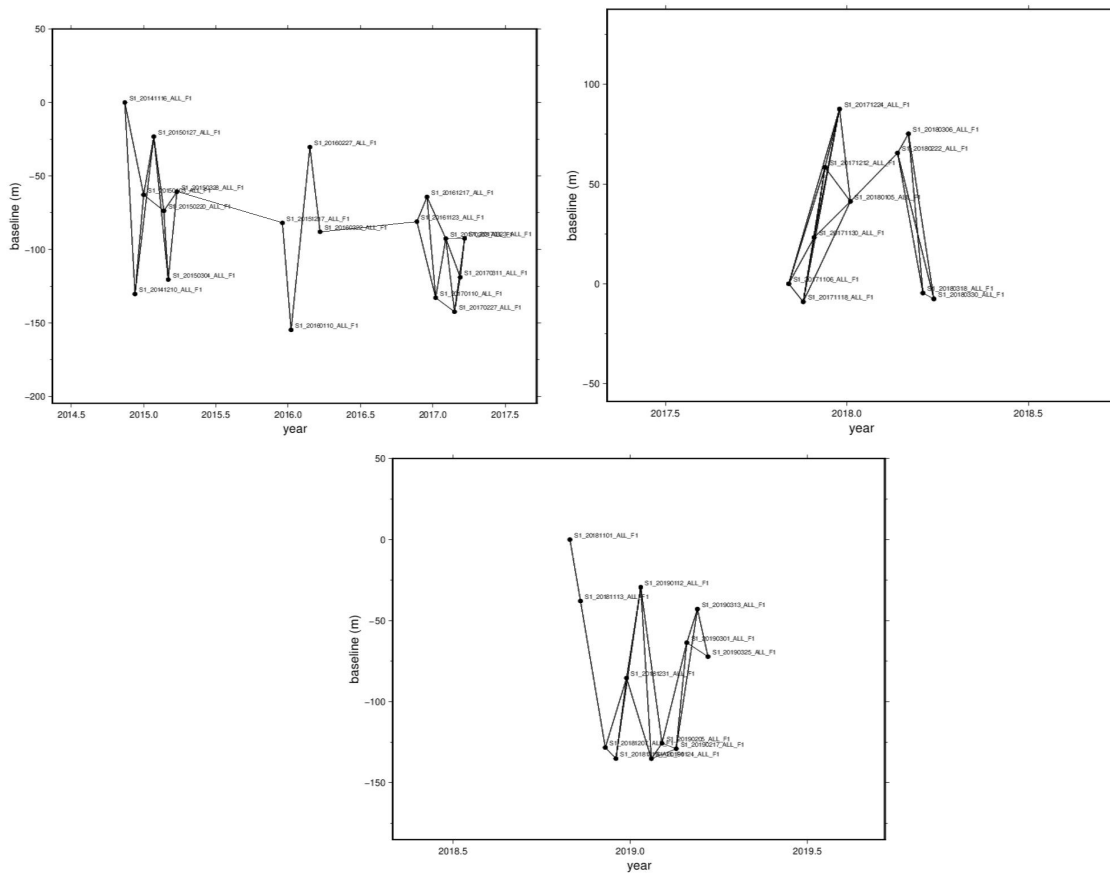


Figura E.4: Interferogramas construidos para procesamientos descendentes de VSL.

F. Resultados

F.1. Descripción de resultados de VSL

16/11/2014 - 23/03/2017

Para este periodo previo al evento de remoción en masa, se determina desde la desviación estándar, un umbral de estabilidad de 17 mm. En donde, las áreas coherentes bajo este umbral se concentran en zonas libres de vegetación, como al SW del área analizada sobre Tonalitas o en el margen NE sobre un claro dentro del área boscosa. Por el contrario, las zonas con densa cubierta vegetal no presenta coherencia suficiente y aquellos datos presentes no se correlacionan con algún proceso de deformación superficial en particular.

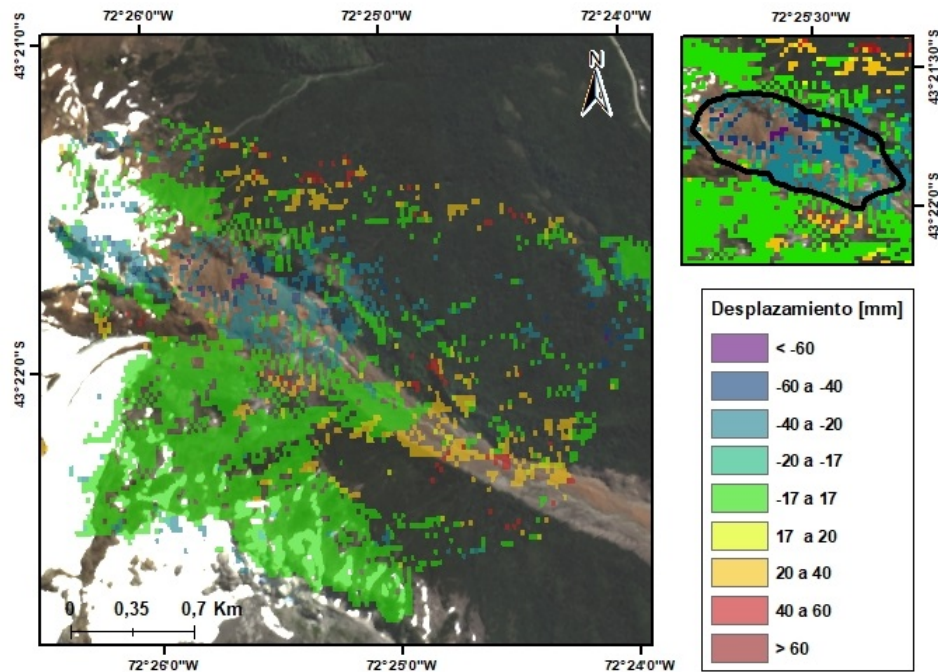


Figura F.1: Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 16/11/2014 - 23/03/2017.

Se identifican dos áreas de interés ubicadas en el eje del valle. La primera concentra los desplazamientos negativos mínimos sobre la zona que posteriormente se vería afectada por el deslizamiento de estudio. Sin embargo, no es posible definir si se trata de una deformación precursora sobre la zona de interés, dada la baja densidad de píxeles sobre

ella y la continuación de algunos valores aislados sobre el bosque, que tienden a formar una franja NE-SW. Considerando un área menor a 5 Km² no es posible determinar si se trata de la predominancia de un efecto atmosférico, de procesamiento o producto de deformación.

De la misma forma, la segunda área que concentra desplazamientos positivos sobre el eje del valle, posee dimensiones en sentido NE-SW mayores que el cauce del río Burritos durante el periodo e involucran áreas cubierta vegetal por lo que no responderían a la deposición o remoción de material sobre éste, sino más bien a una contribución atmosférica o de procesamiento.

06/11/2017 - 30/03/2018

Se muestra el mapa de velocidad (figura F.2) ya que destaca de mejor forma la deformación encontrada. Desde éste se ve que el área analizada se encuentra en su mayoría bajo el umbral de estabilidad, incluyendo el eje del valle y, con ello, la deformación producto del flujo de barro y detritos no logra destacar por sobre la desviación estándar del área. Por lo tanto, la desviación estándar no es representativa para determinar estabilidad producto de la fuerte variabilidad de los datos dada contribuciones de ruido.

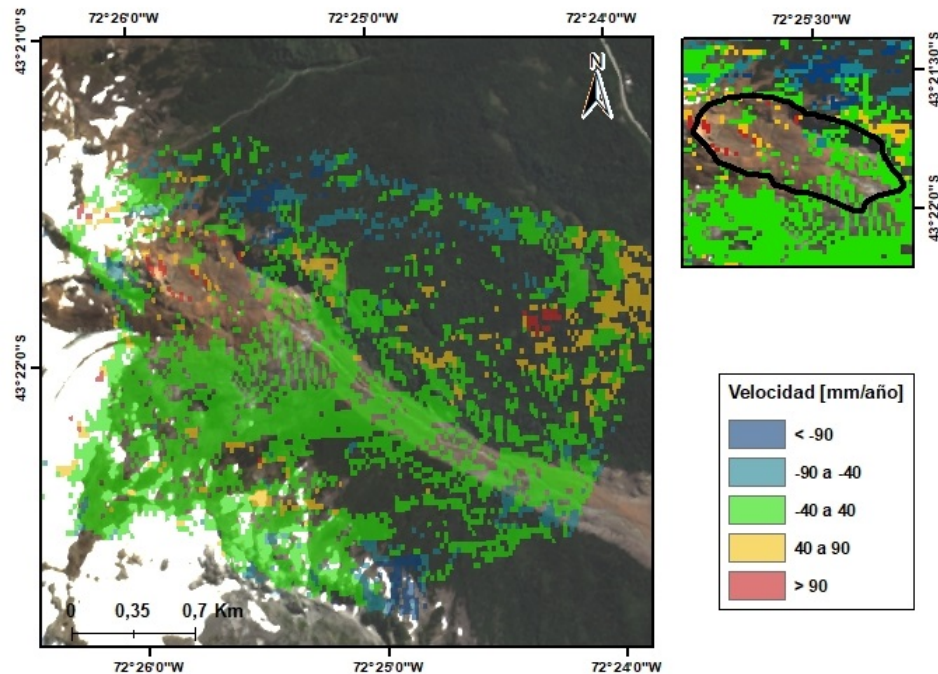


Figura F.2: Velocidad promedio anual para el periodo 06/11/2017 - 30/03/2018.

Se observan tendencias o bandas en dirección NW-SE de valores positivos y negativos (figura F.2). En particular, la zona del deslizamiento presenta valores de desplazamiento positivos que, a pesar de presentar los valores máximos de toda el área, no logra sobresalir del resto de la tendencia y a su vez no posee coherencia suficiente, posiblemente producto de la alta velocidad de deformación asociada a la remoción en masa. Por lo tanto, no es posible detectar la deformación buscada y la zona se ve fuertemente influen-

ciada por errores de procesamiento o contribuciones ambientales.

01/11/2018 - 01/03/2019

La mayor parte del área analizada se encuentra dentro del umbral de estabilidad y se asocia, al igual que en el procesamiento previo a la remoción en masa, con áreas con escasa a nula vegetación, incluyendo el depósito asociado al flujo de barro y detritos. Al mismo tiempo, se repiten las tendencias o bandas en dirección NW-SE de desplazamientos negativos y positivos que se asocian a laderas orientadas hacia el sur y norte respectivamente.

Luego, si bien la zona del deslizamiento presenta los valores de desplazamientos y velocidades mínimas, dada la similitud de los resultados con procesamientos anteriores no concluyentes, no es posible determinar si corresponde a una deformación activa y/o a contribuciones de ruido como ambientales o de procesamiento.

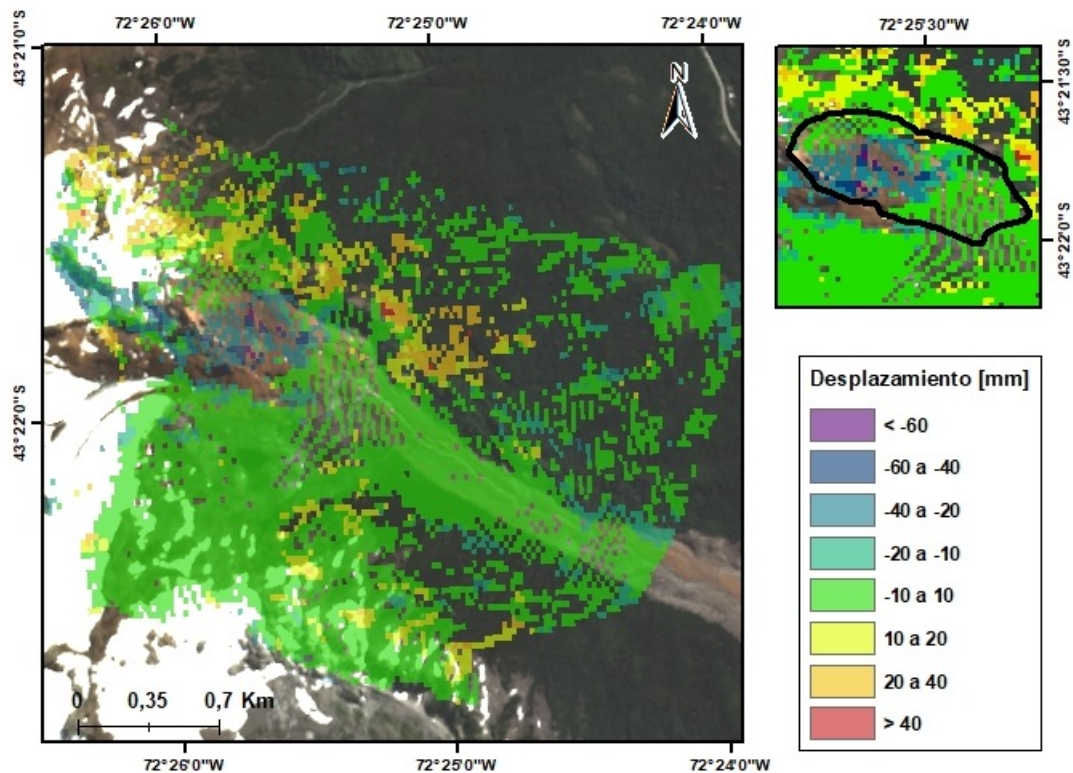


Figura F.3: Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 01/11/2018 - 01/03/2019.

04/11/2017 - 28/03/2018

El alto valor resultante de la desviación estándar si bien permite destacar los valores extremos, enmascara áreas en las que ocurrió deformación producto de la remoción en masa de estudio. Entonces, al igual que para la geometría descendente, los artefactos ambientales tienen una influencia importante sobre los resultados.

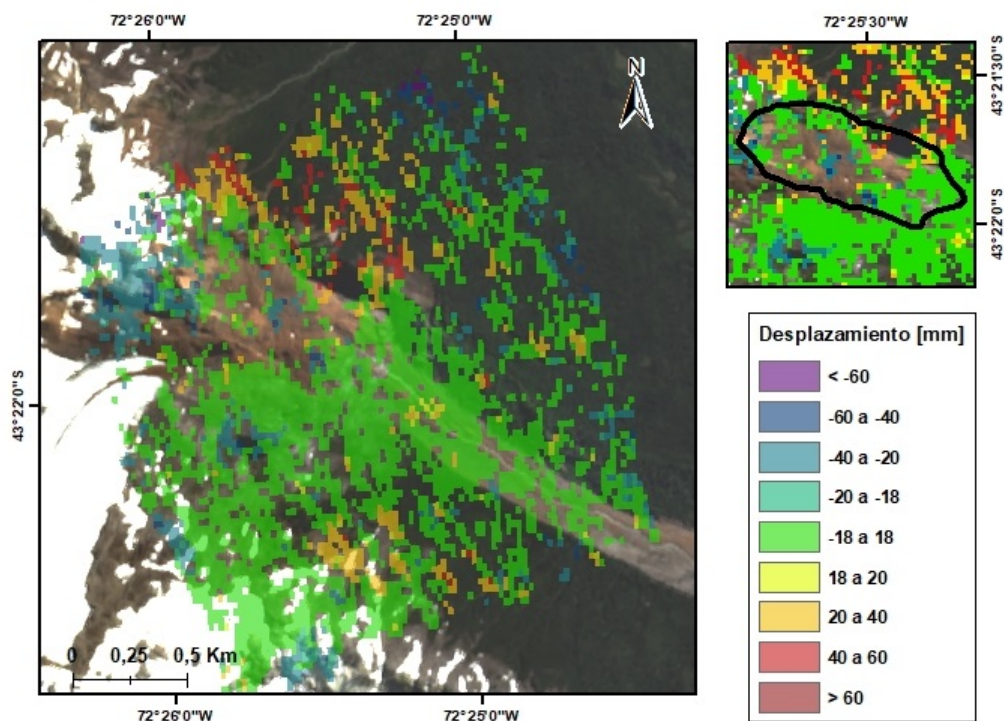


Figura F.4: Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 04/11/2017 - 28/03/2018.

05/11/2018 - 29/03/2019

La porción cubierta con densa vegetación presenta valores variados con pixeles aislados, casi nula coherencia, por lo que no representa deformación alguna. Mientras que las áreas expuestas se dividen en aquellas bajo el umbral de estabilidad concentrados al sur del área sobre el cauce del río Burritos, y dos áreas con valores que destacan por sobre la desviación estándar: la zona del deslizamiento y el área de Tonalitas. Esta última, en el mapa de velocidades se encuentra dentro de valores esperados (figura F.37), por lo que se infiere que los valores de desplazamiento positivos en el área no representan deformación sino que se trata de otra contribución, como atmosféricas, de procesamiento, etc.

En cuanto a la zona del deslizamiento, se obtienen desplazamientos y velocidades casi un orden de magnitud por sobre la desviación estándar, lo que sugiere un proceso deformativo que puede estar relacionado con el movimiento del glaciar o con removilizaciones de material.

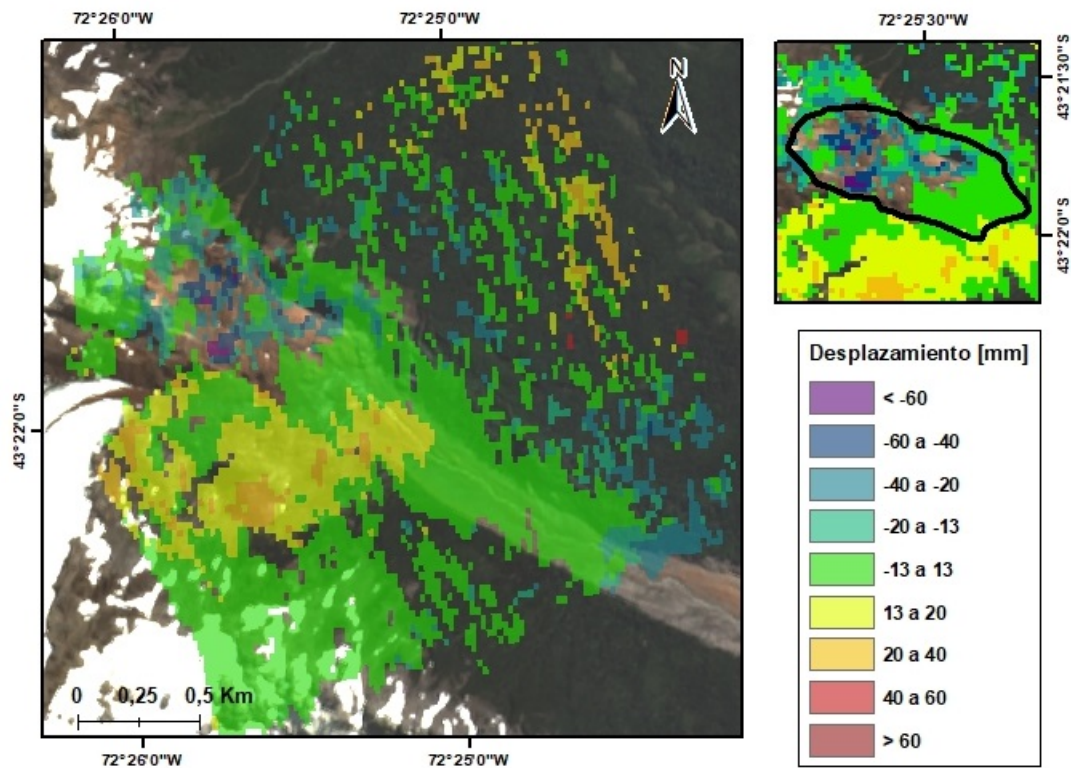


Figura F.5: Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 05/11/2018 - 29/03/2019.

12/11/2019 - 23/03/2020

Tal como se observa en procesamientos anteriores, el desplazamiento en el área de estudio se encuentra en su mayoría dentro del umbral de estabilidad y las áreas con cobertura vegetal presentan una baja coherencia, con valores aleatorios desde la que no se puede extraer información. Al mismo tiempo, el área del deslizamiento es la única zona con desplazamientos negativos coherentes y concentra los valores mínimos sobre un glaciar cubierto y parte del depósito de la remoción en masa. Sin embargo, las magnitudes no alcanzan a sobresalir en gran medida en comparación al resto de la zona de estudio y por consiguiente no es posible discernir si responden a una deformación superficial o a contribuciones externas, ya sea ambientales o propias del procesamiento.

Una situación similar ocurre en la esquina oeste del área, en donde la concentración de valores positivos sobre el flanco norte de la cabecera del valle (compuesto de un talud de pendiente en torno a los 20° con un glaciar cubierto en su base), no pueden ser descritos directamente como deformación superficial, sino que también puede tratarse de un efecto atmosférico asociado a la escarpada topografía.

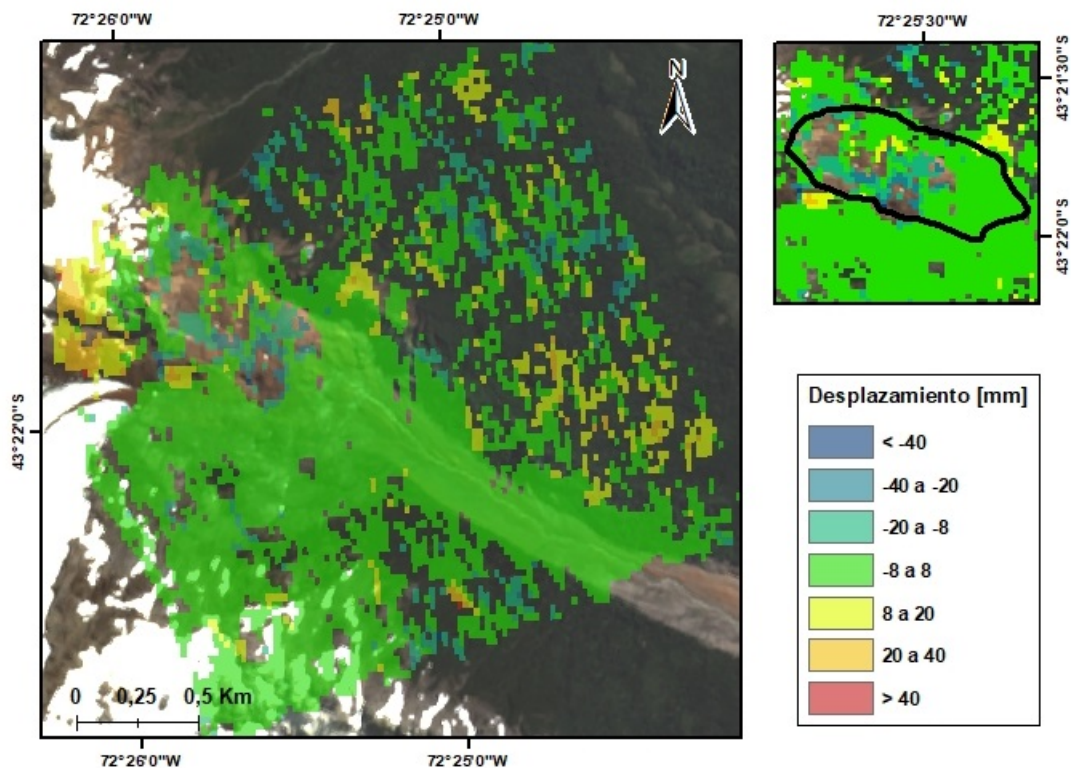


Figura F.6: Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 12/11/2019 - 23/03/2020.

06/11/2020 - 30/03/2021

En general, sobre el área analizada se tienen valores dentro del umbral de estabilidad y las áreas de mayor vegetación poseen una falta de coherencia, con valores aleatorios en pixeles diseminados.

Se observa una concentración de valores negativos sobre el área de menor pendiente en la cabecera del valle, los cuales se acoplan favorables a la topografía local e incorporan zonas cubiertas por vegetación, formando una tendencia en dirección SW-NE de desplazamientos negativos que cruza la zona del deslizamiento, cuyos valores no destacan en gran medida de la desviación estándar. Luego, esta tendencia general se relaciona a factores externos que aportan ruido. Sin embargo, la zona del deslizamiento, concentra las magnitudes de desplazamiento máximas (valores mínimos) sobre el glaciar cubierto y el depósito de la remoción en masa, lo que sugiere que el proceso de deformación puede encontrarse activo con removilización de material.

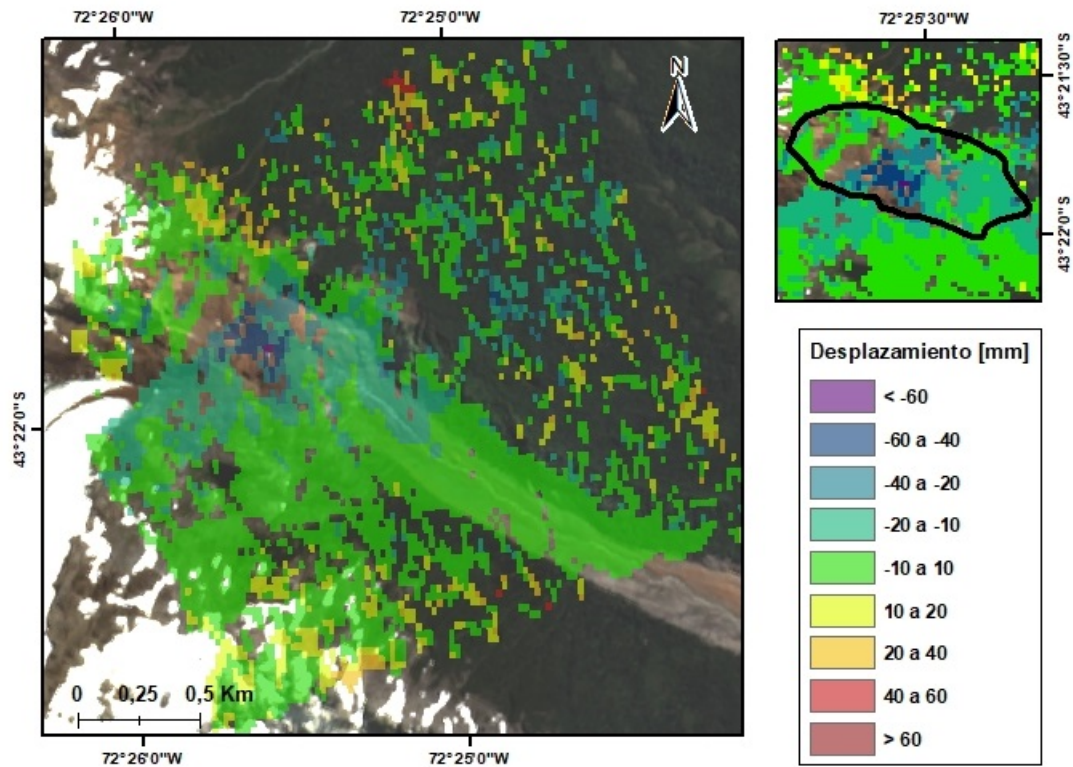


Figura F.7: Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 06/11/2020 - 30/03/2021.

F.2. Mapas

A continuación se presentan los mapas de velocidad resultantes para cada procesamiento realizado por zona de estudio y los mapas de desplazamiento para PAN y VSL en detalle.

F.2.1. PAN

Desplazamiento acumulado

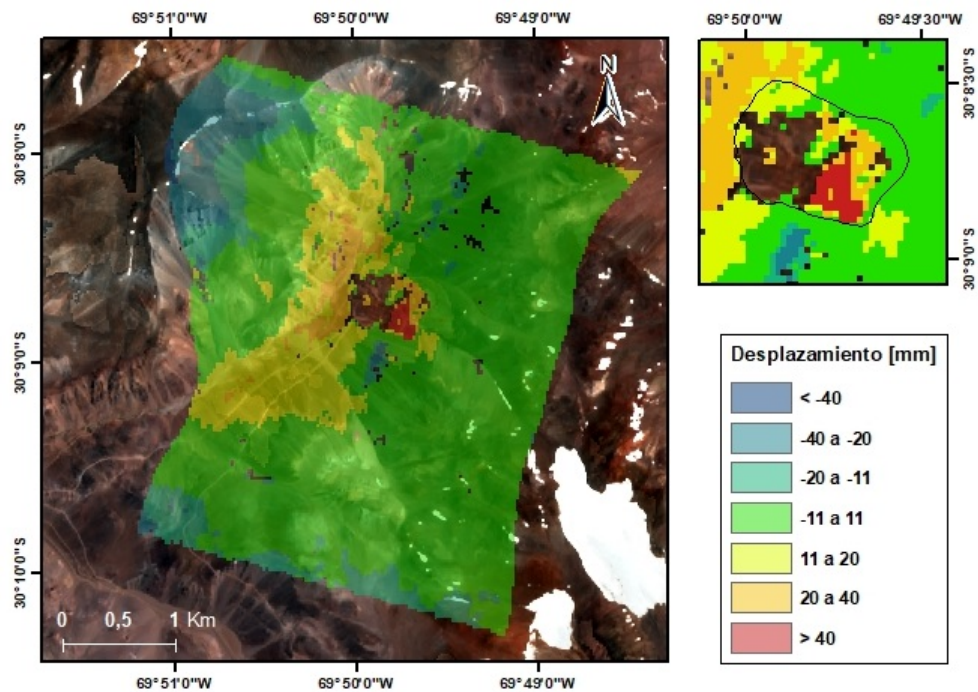


Figura F.8: Desplazamiento acumulado durante el periodo 23/10/2014 – 04/03/2015.

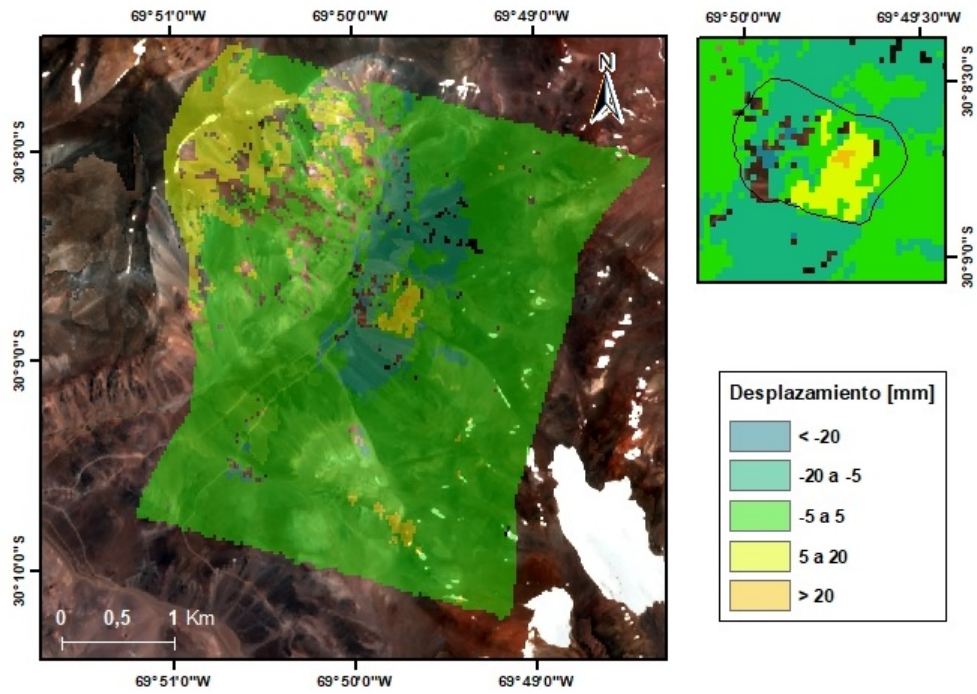


Figura F.9: Desplazamiento acumulado durante el periodo 17/12/2015 – 15/04/2016.

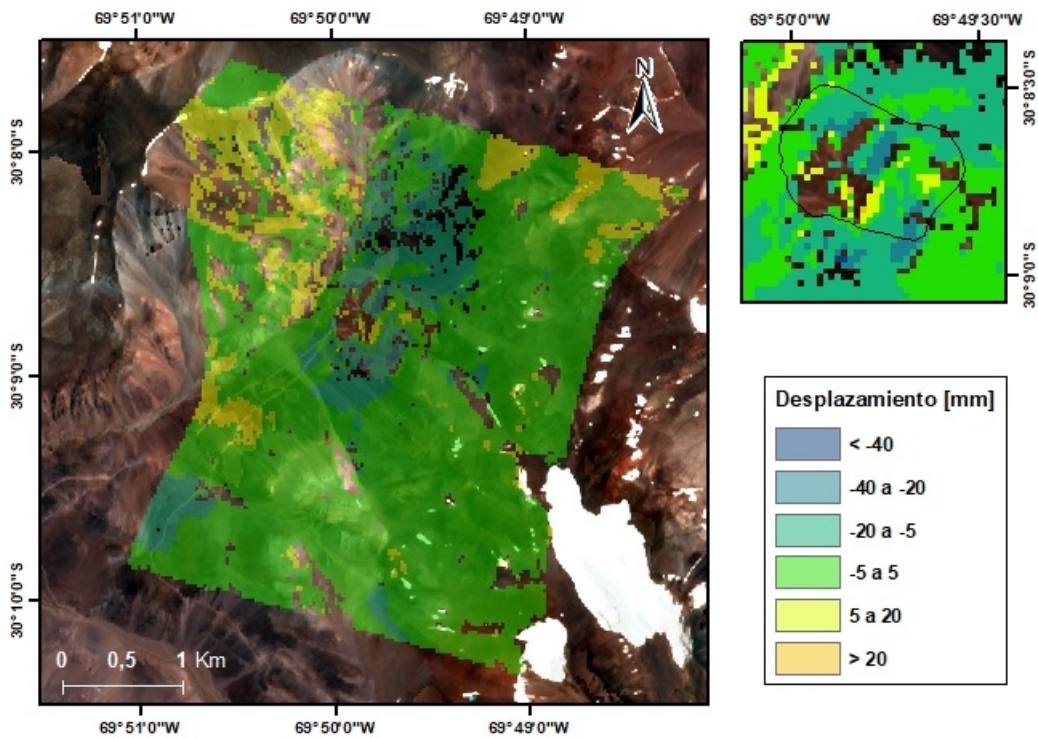


Figura F.10: Desplazamiento acumulado durante el periodo 30/10/2016 – 10/05/2017.

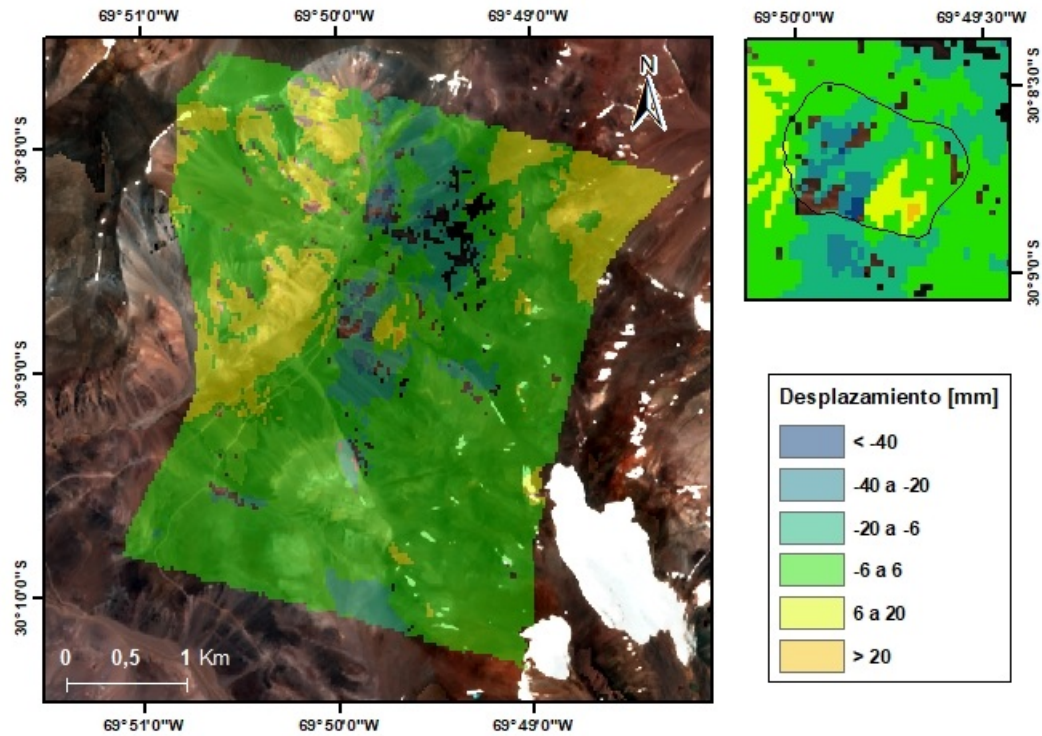


Figura F.11: Desplazamiento acumulado durante el periodo 25/10/2017 – 23/04/2018.

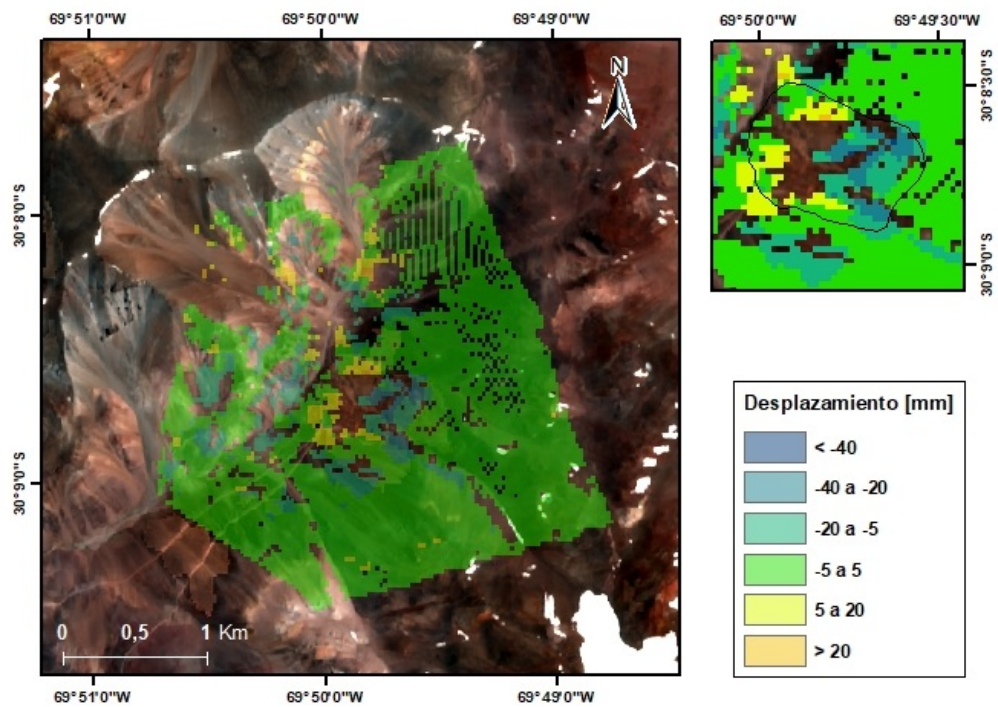


Figura F.12: Desplazamiento acumulado durante el periodo 13/11/2015 – 11/02/2017.

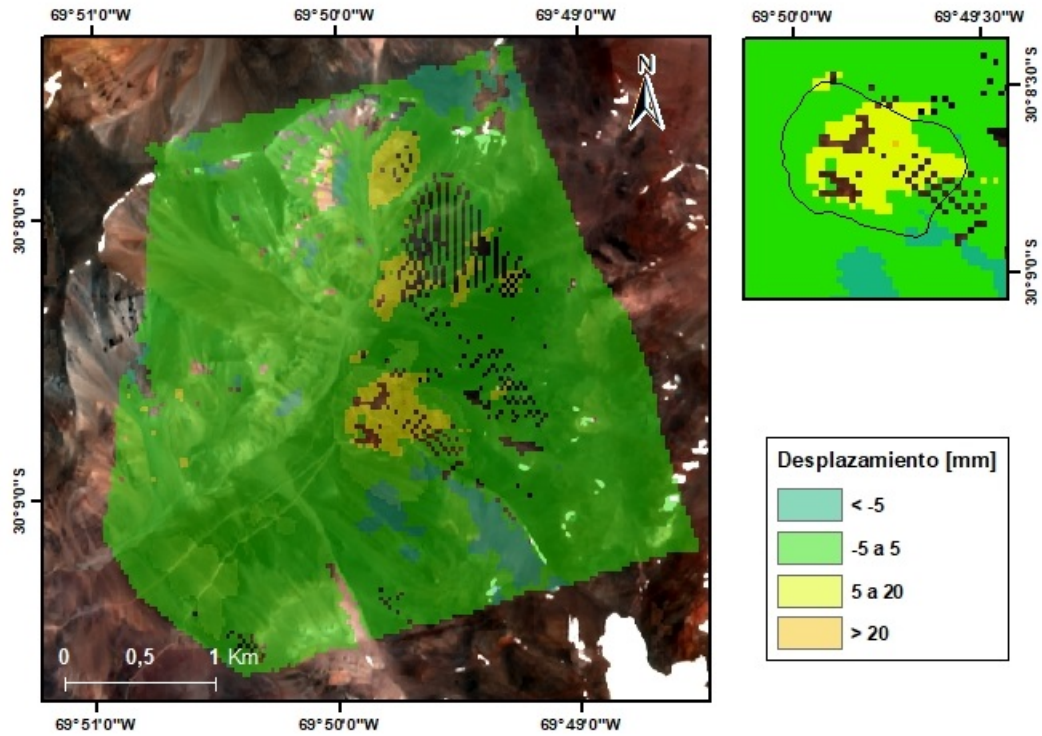


Figura F.13: Desplazamiento acumulado durante el periodo 02/12/2017 – 25/04/2018.

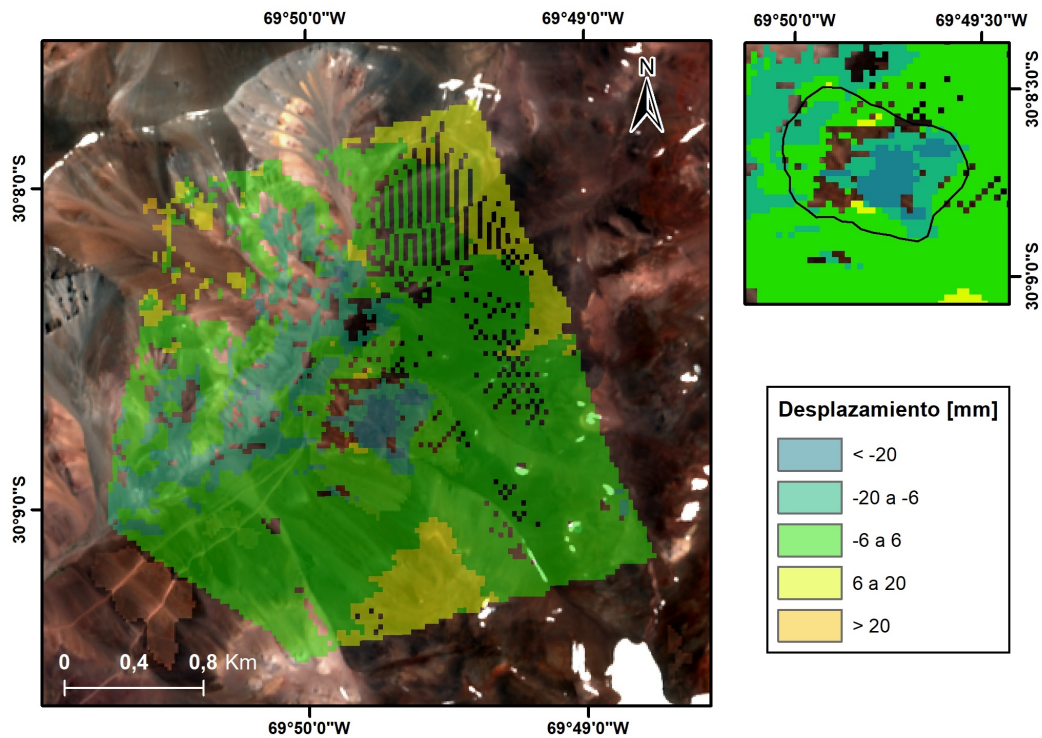


Figura F.14: Desplazamiento acumulado durante el periodo 13/11/2015 – 29/04/2016. Utilizado para la descomposición de la deformación, mapa intermedio de procesamiento entre 13/11/2015 – 11/02/2017.

Velocidad promedio anual

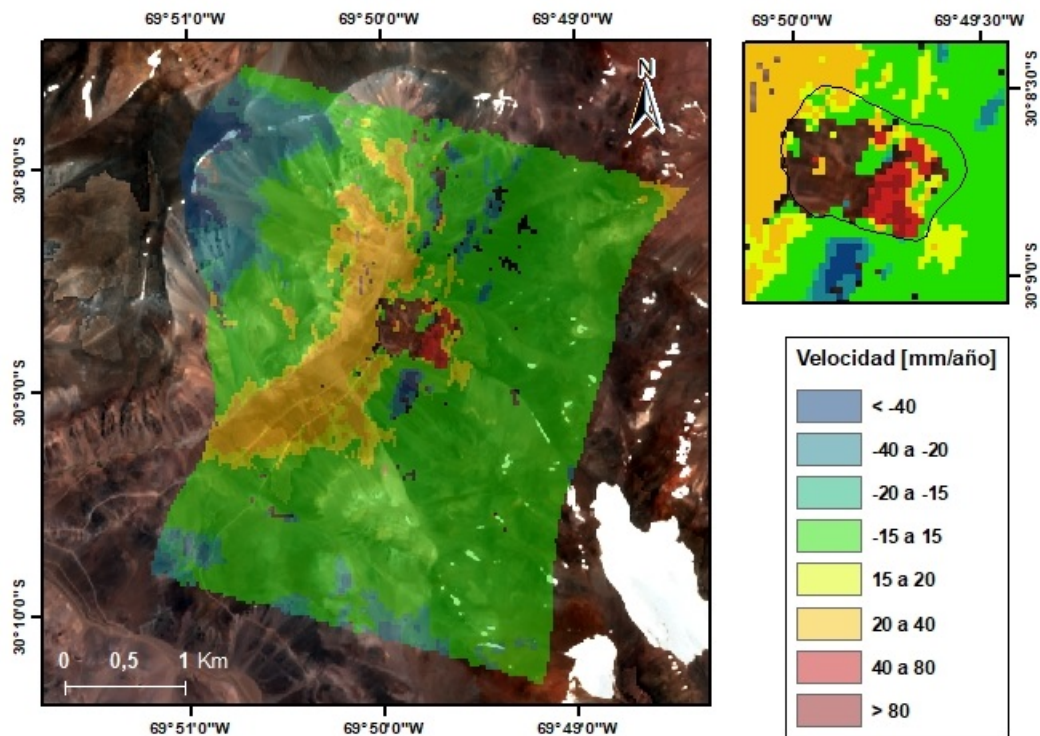


Figura F.15: Velocidad promedio anual para el periodo 23/10/2014 - 04/03/2015.

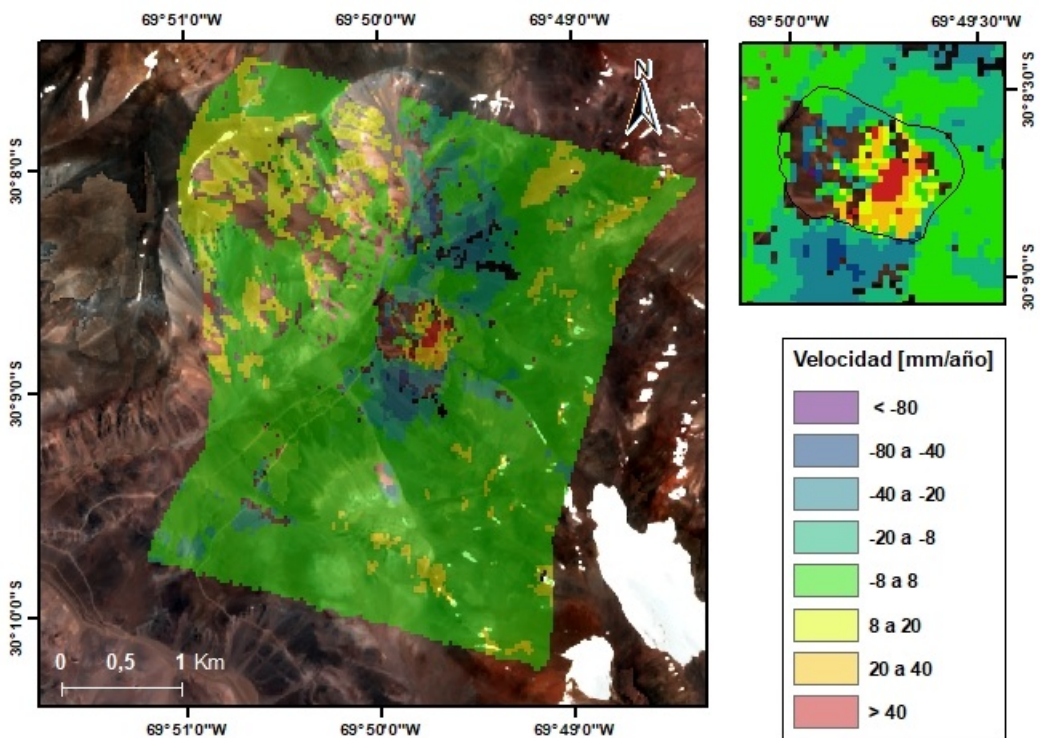


Figura F.16: Velocidad promedio anual para el periodo 17/12/2015 - 15/04/2016.

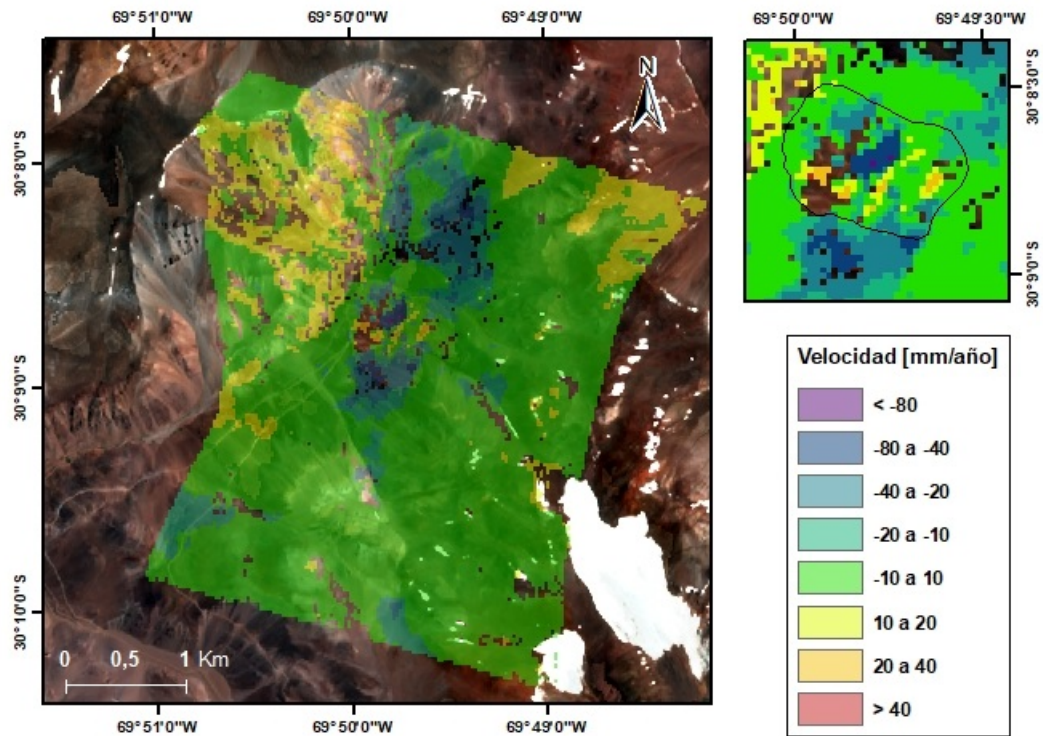


Figura F.17: Velocidad promedio anual para el periodo 30/10/2016 - 10/05/2017.

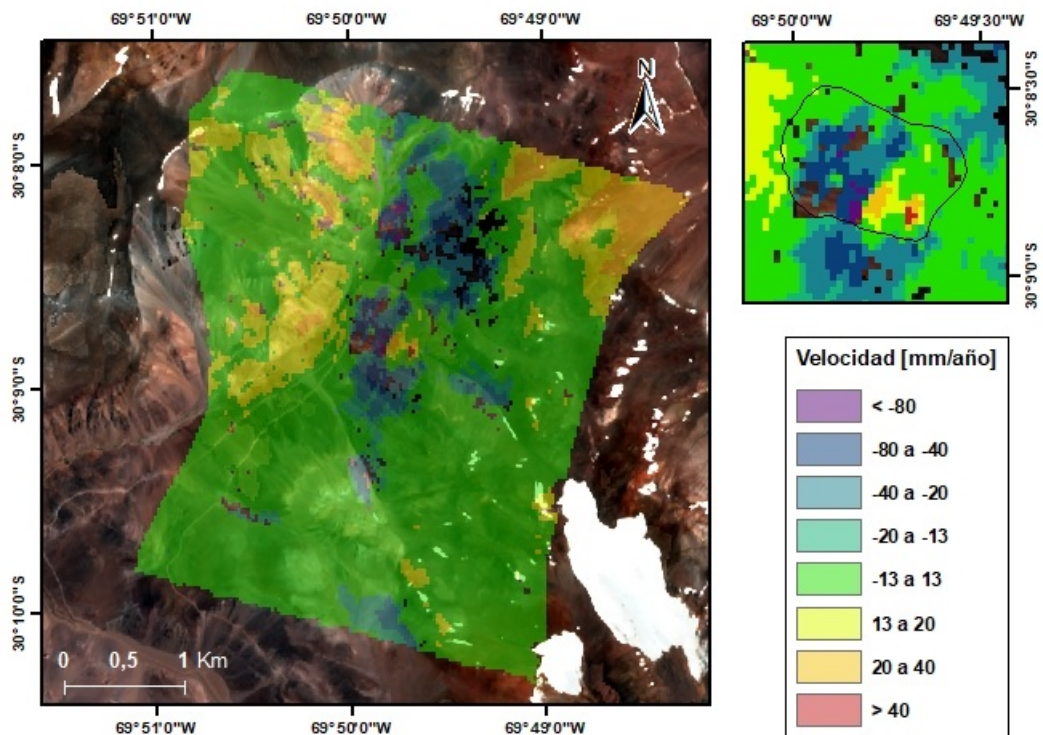


Figura F.18: Velocidad promedio anual para el periodo 25/10/2017 - 23/04/2018.

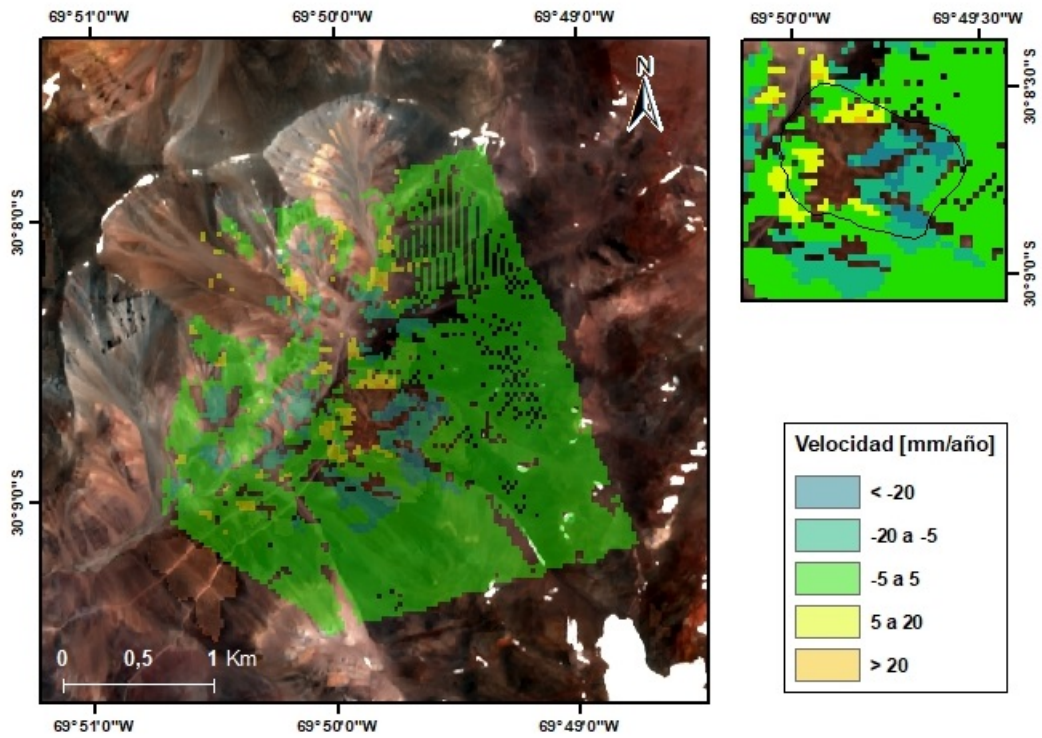


Figura F.19: Velocidad promedio anual para el periodo 13/11/2015 - 11/02/2017.

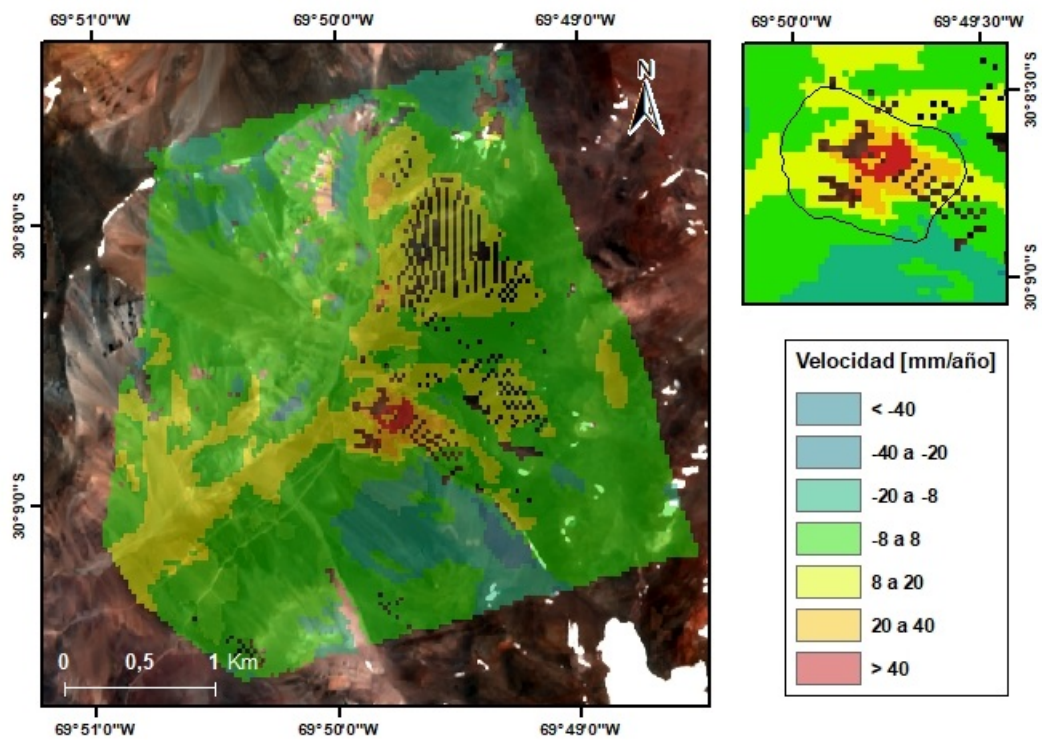


Figura F.20: Velocidad promedio anual para el periodo 02/12/2017 - 25/04/2018.

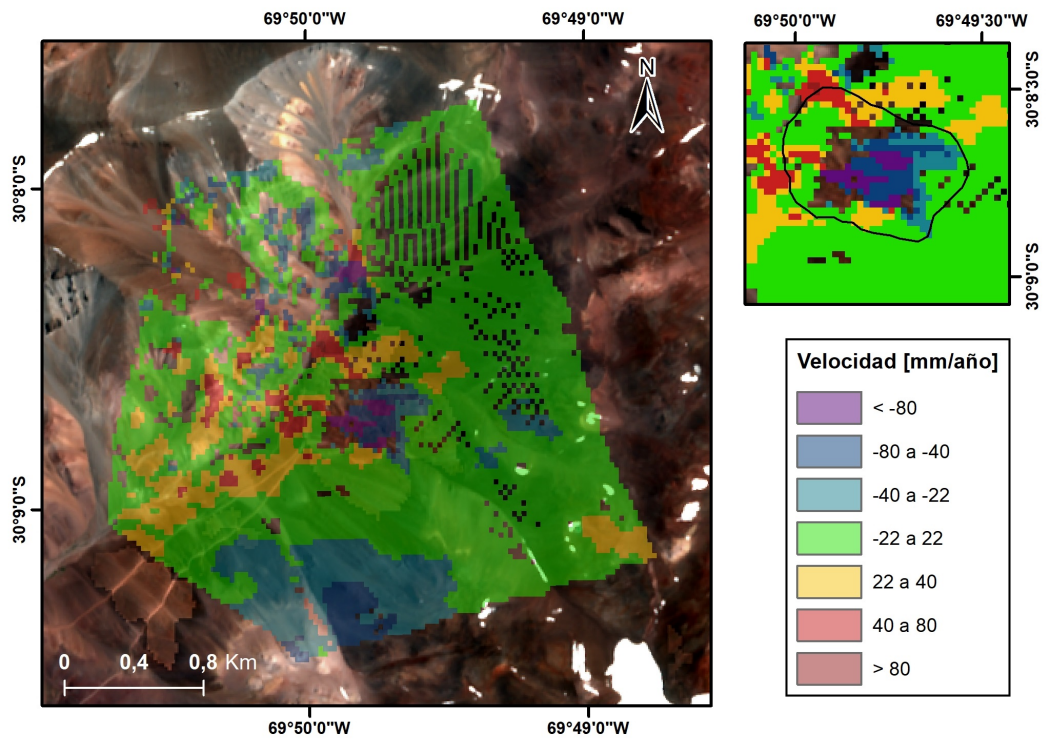


Figura F.21: Velocidad promedio anual para el periodo 13/11/2015 – 29/04/2016. Utilizado para la descomposición de la deformación, mapa intermedio de procesamiento entre 13/11/2015 – 11/02/2017.

F.2.2. SYL

Desplazamiento acumulado

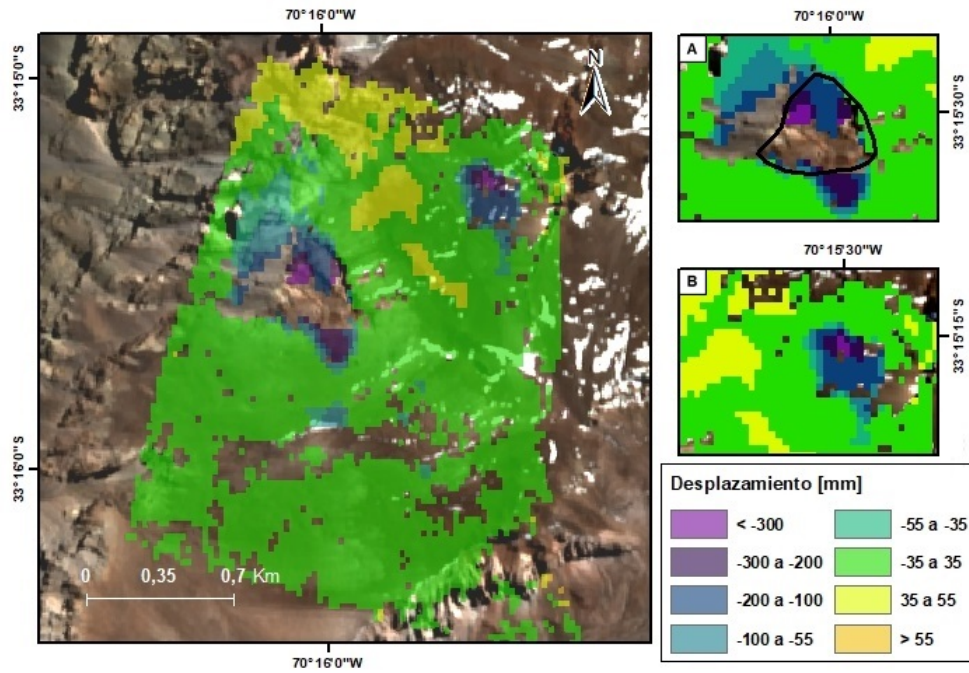


Figura F.22: Desplazamiento acumulado para el periodo 07/03/2019 - 20/03/2021.

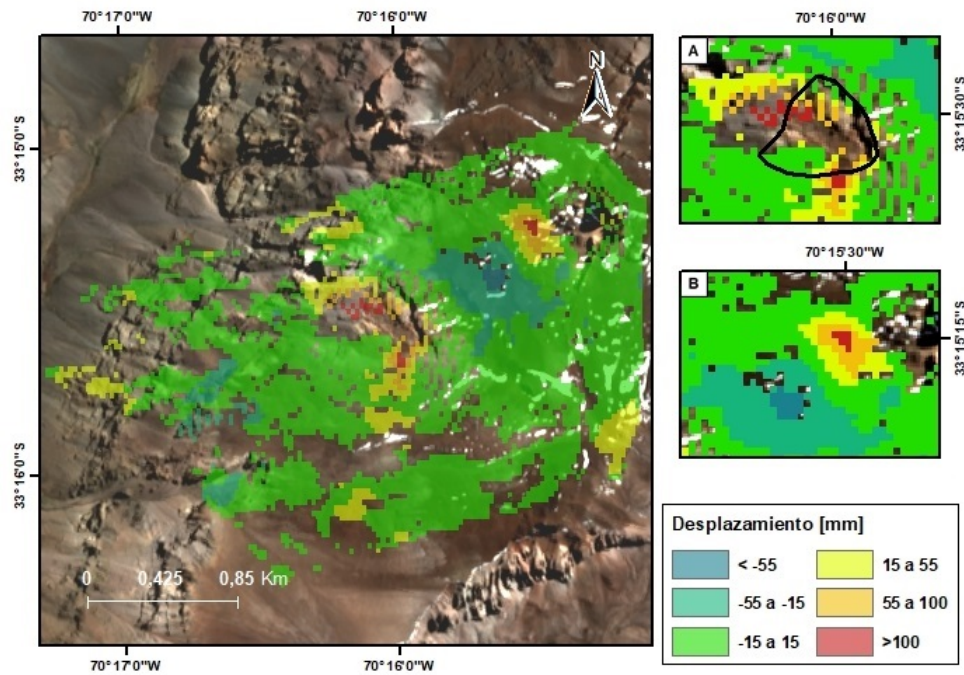


Figura F.23: Desplazamiento acumulado para el periodo 19/04/2019 - 07/02/2021.

Velocidad promedio anual

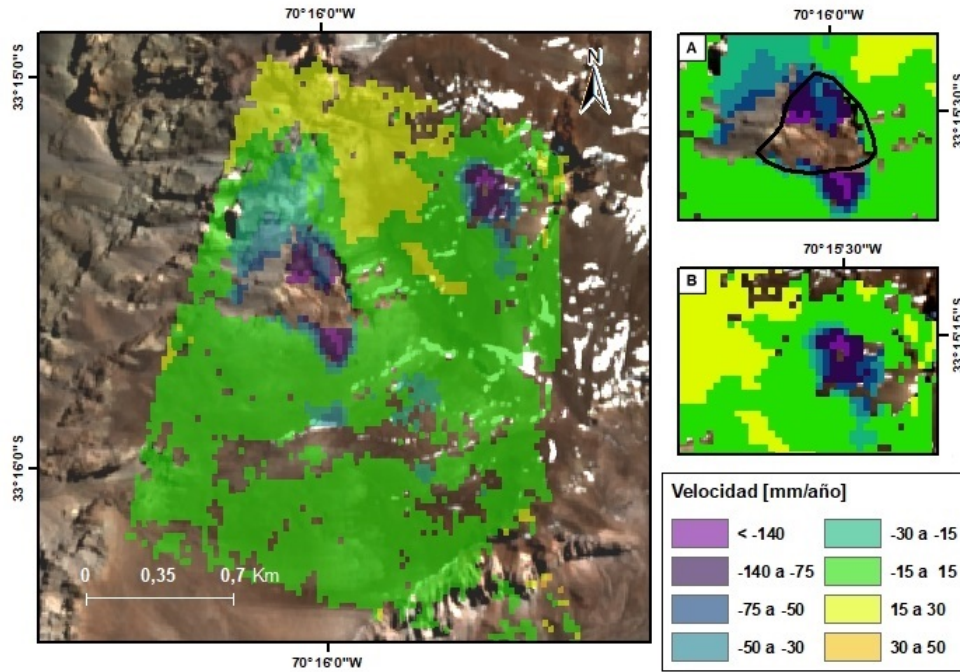


Figura F.24: Velocidad promedio anual para el periodo 07/03/2019 - 20/03/2021.

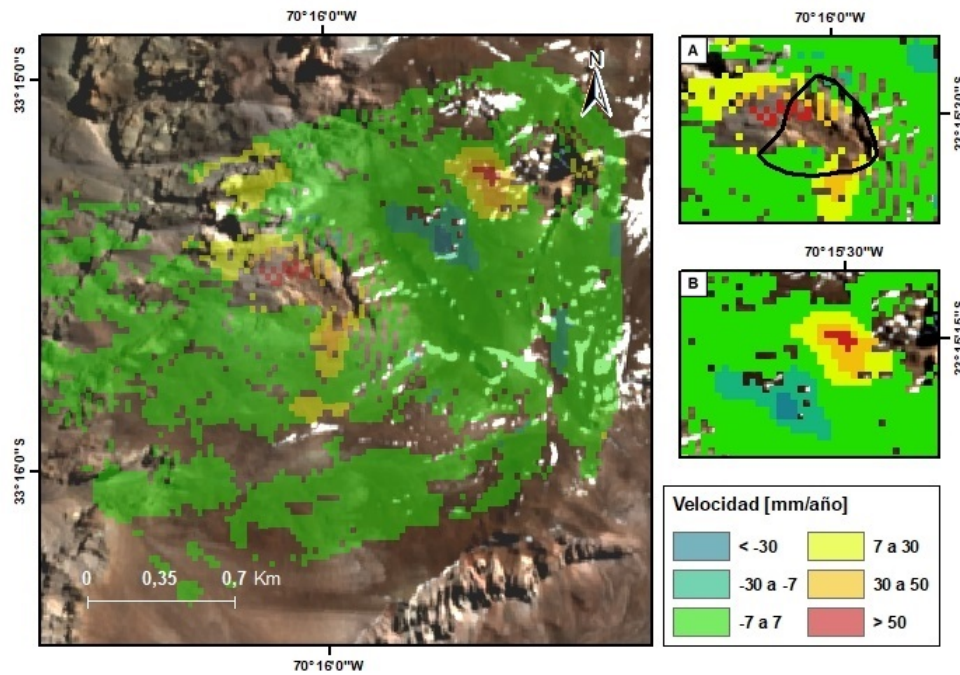


Figura F.25: Velocidad promedio anual para el periodo 19/04/2019 - 07/02/2021.

F.2.3. VSL

Desplazamiento acumulado

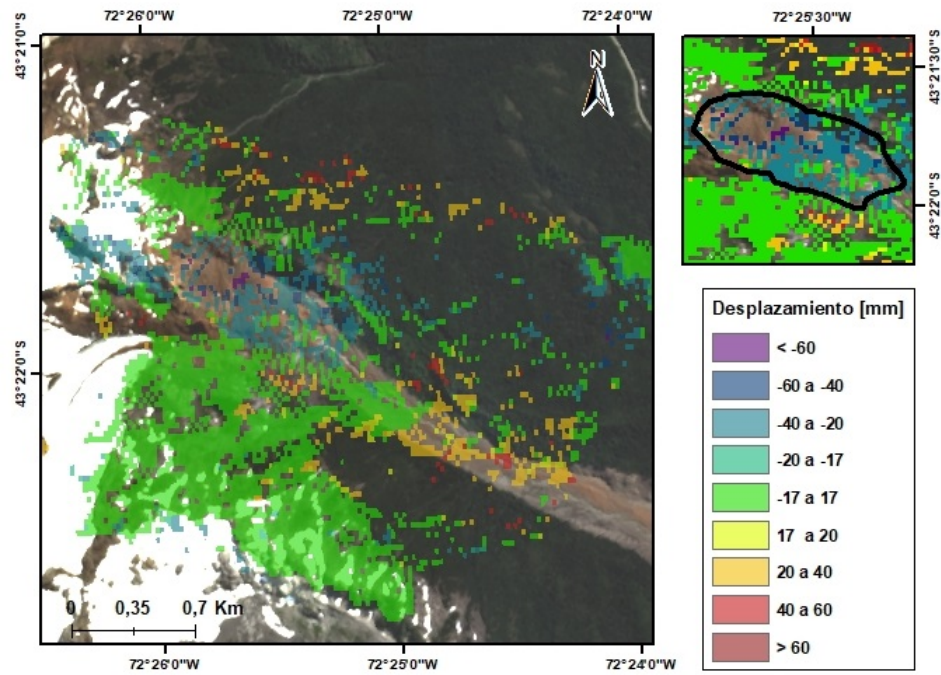


Figura F.26: Desplazamiento acumulado durante el periodo 16/11/2014 - 23/03/2017.

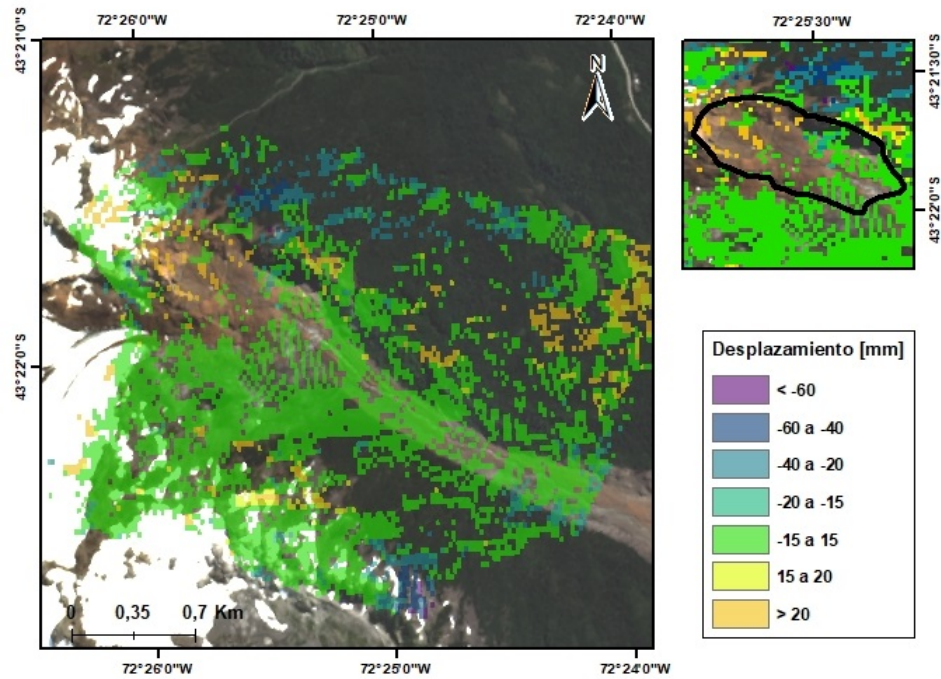


Figura F.27: Desplazamiento acumulado durante el periodo 06/11/2017 - 30/03/2018.

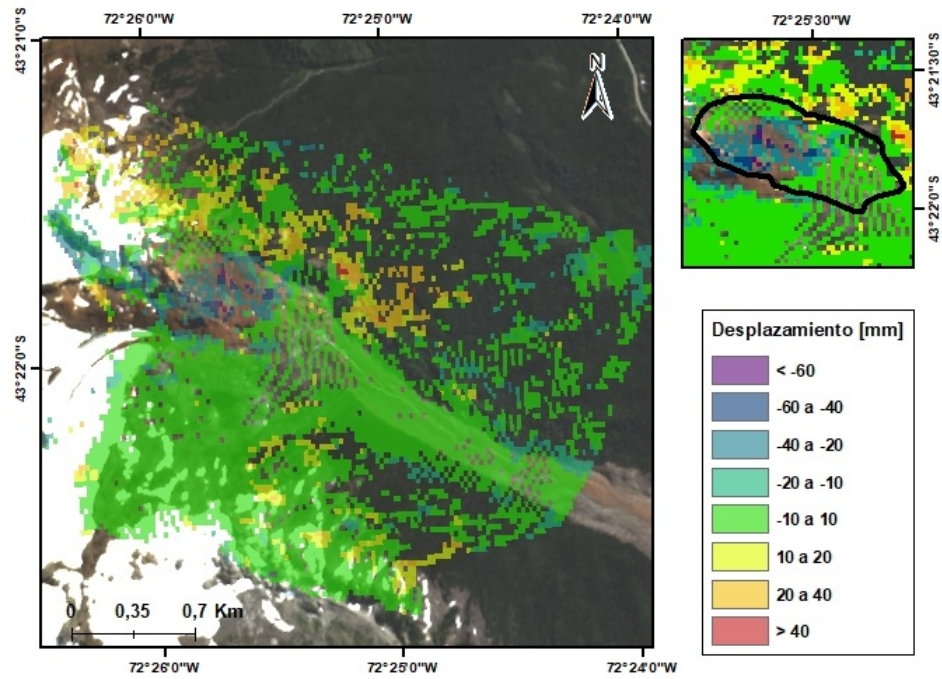


Figura F.28: Desplazamiento acumulado durante el periodo 01/11/2018 - 01/03/2019.

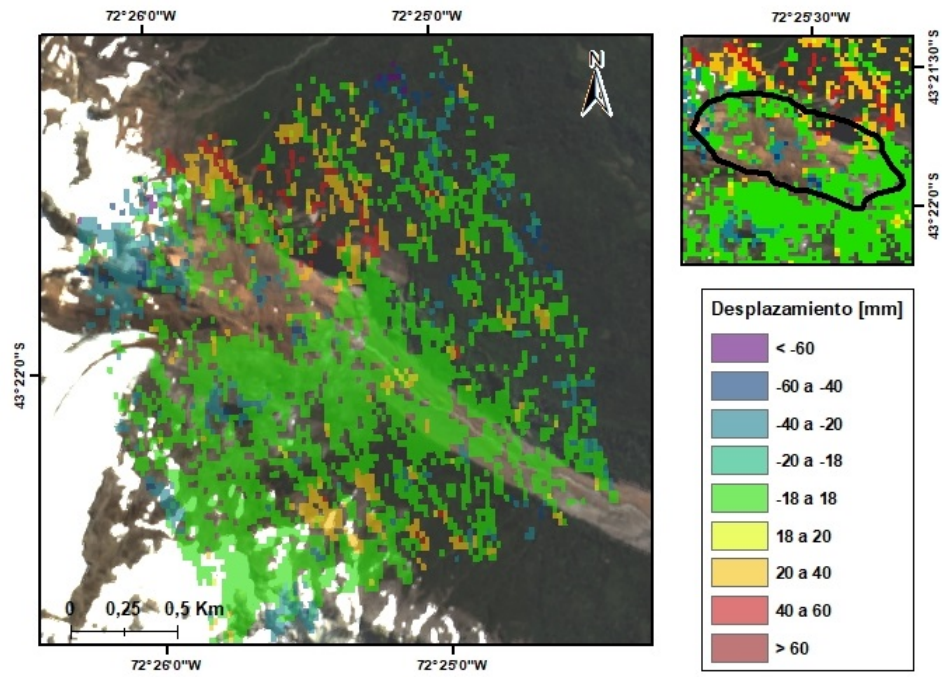


Figura F.29: Desplazamiento acumulado en VSL, periodo 04/11/2017 - 28/03/2018.

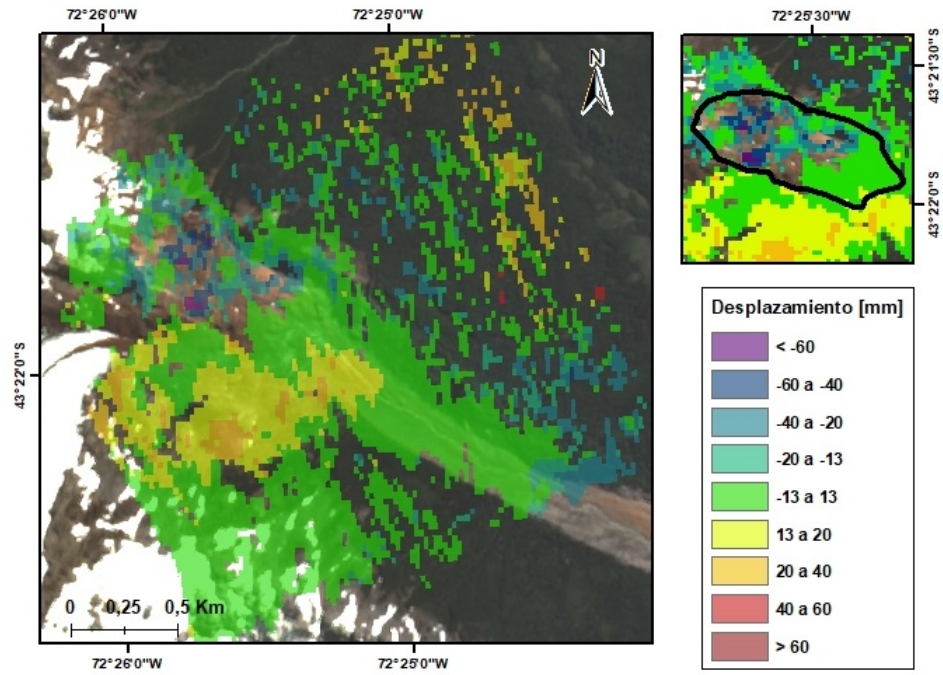


Figura F.30: Desplazamiento acumulado durante el periodo 05/11/2018 - 29/03/2019.

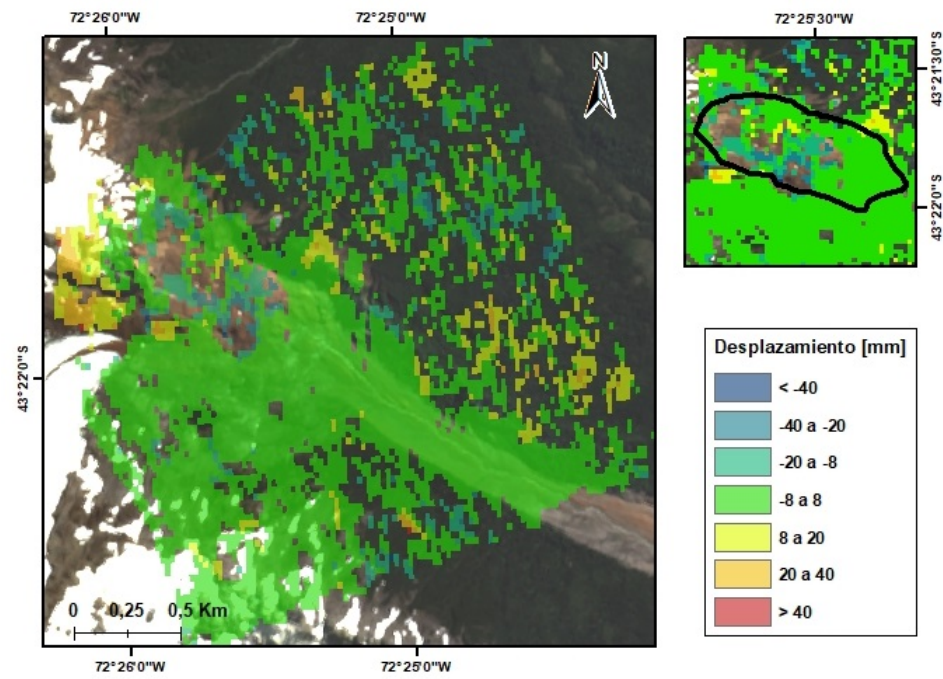


Figura F.31: Desplazamiento acumulado durante el periodo 12/11/2019 - 23/03/2020.

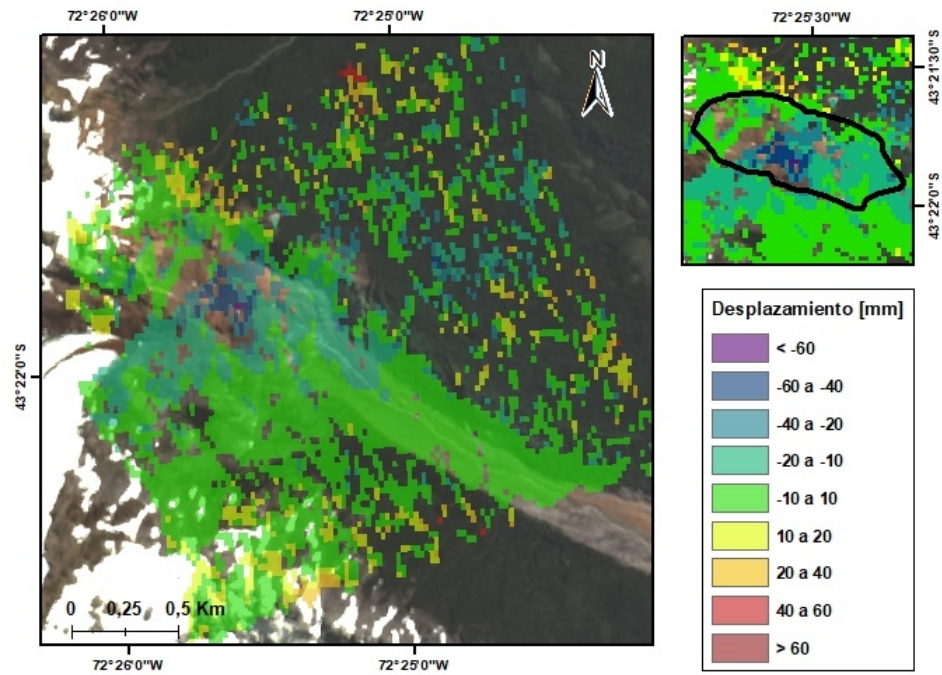


Figura F.32: Desplazamiento acumulado durante el periodo 06/11/2020 - 30/03/2021.

Velocidad promedio anual

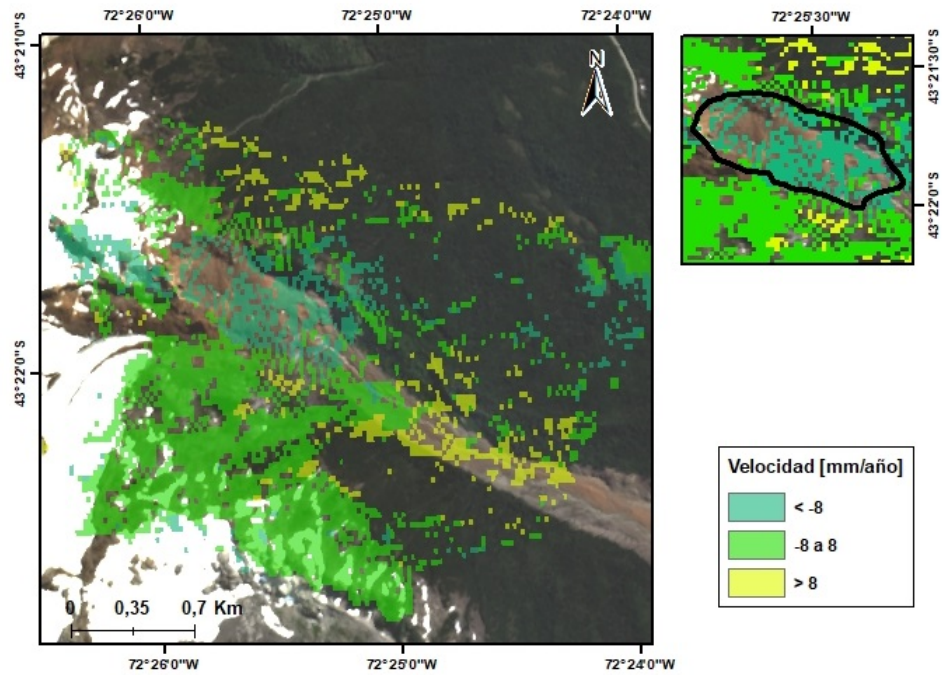


Figura F.33: Velocidad promedio anual para el periodo 13/11/2014 - 23/03/2017.

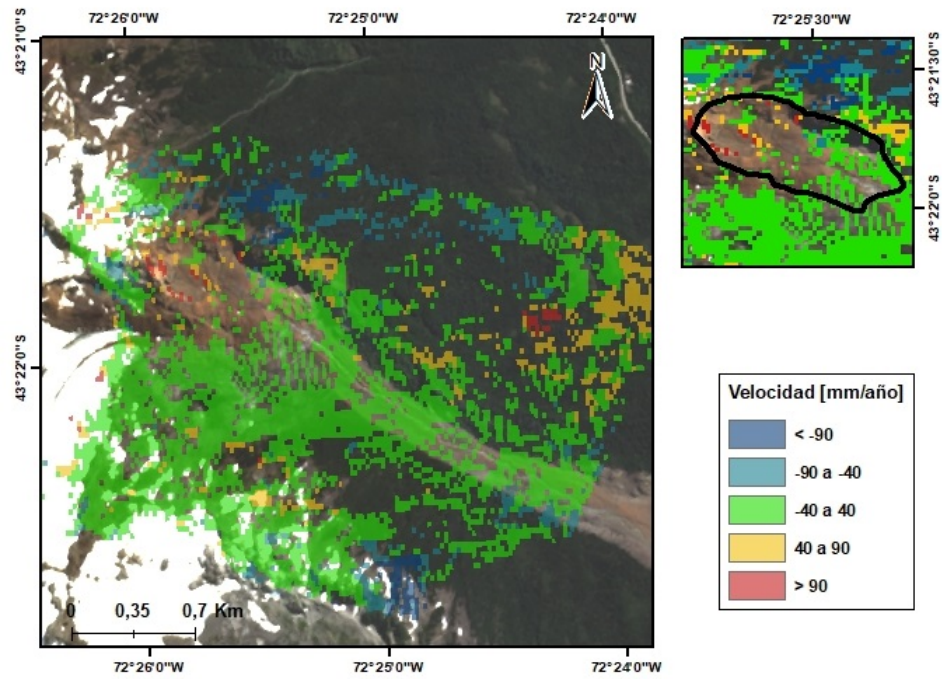


Figura F.34: Velocidad promedio anual para el periodo 06/11/2017 - 30/03/2018.

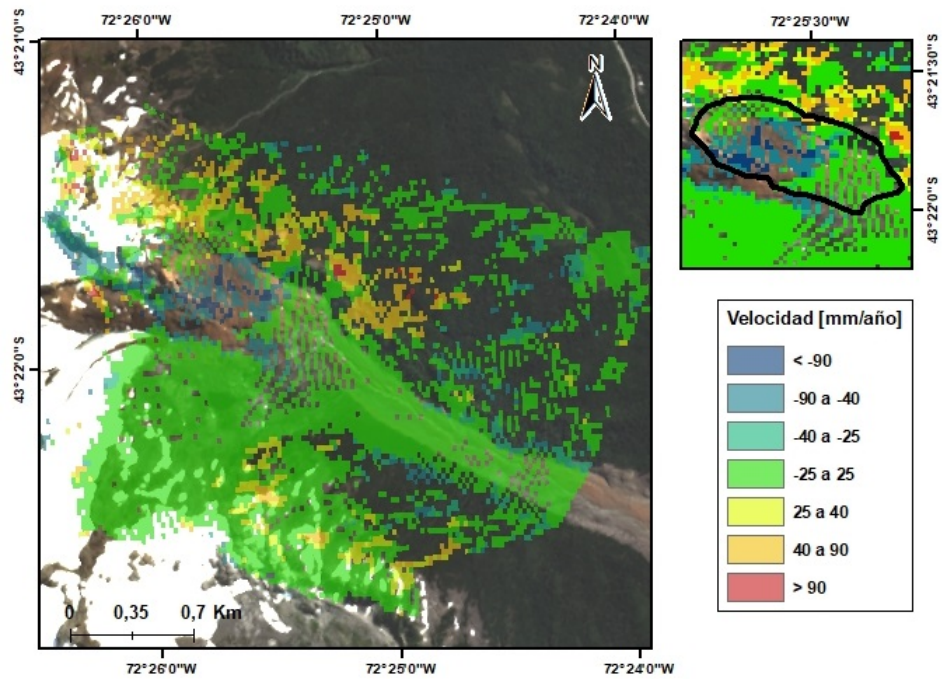


Figura F.35: Velocidad promedio anual para el periodo 01/11/2018 - 01/03/2019.

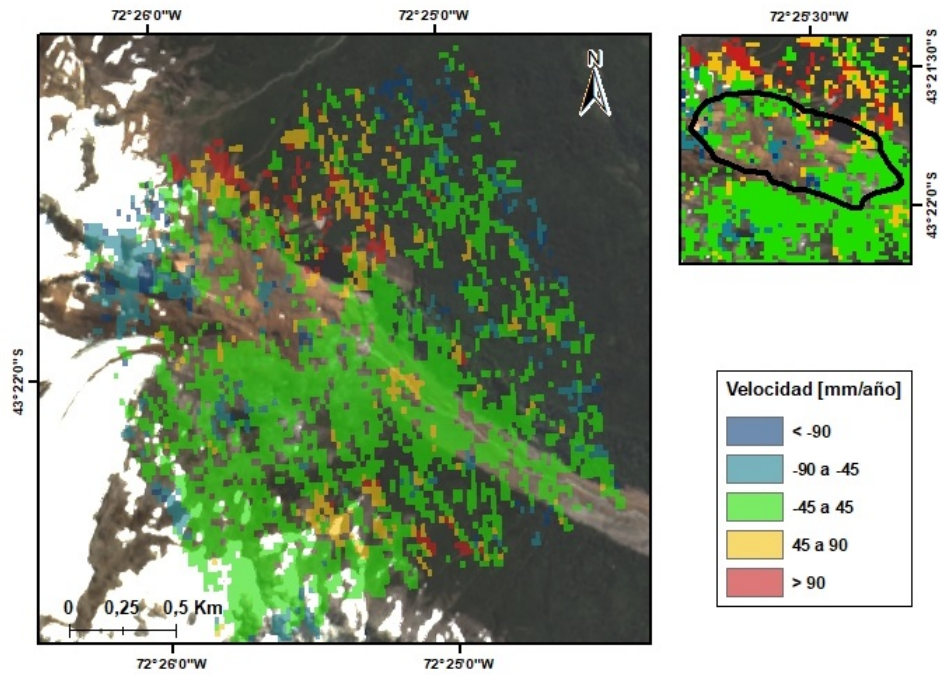


Figura F.36: Velocidad promedio anual para el periodo 04/11/2017 - 28/03/2018.

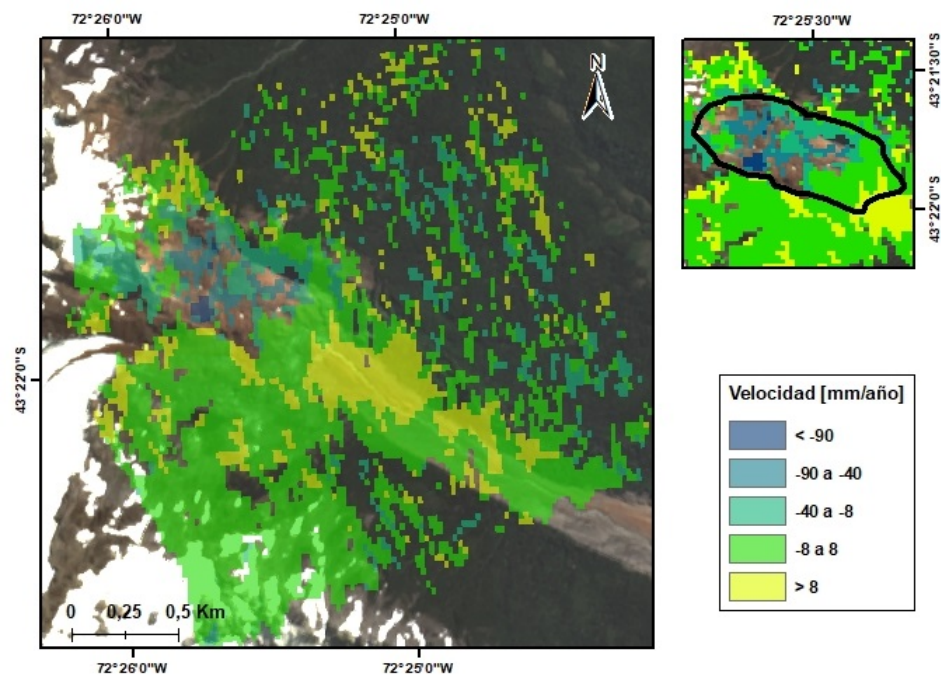


Figura F.37: Velocidad promedio anual para el periodo 05/11/2018 - 29/03/2019.

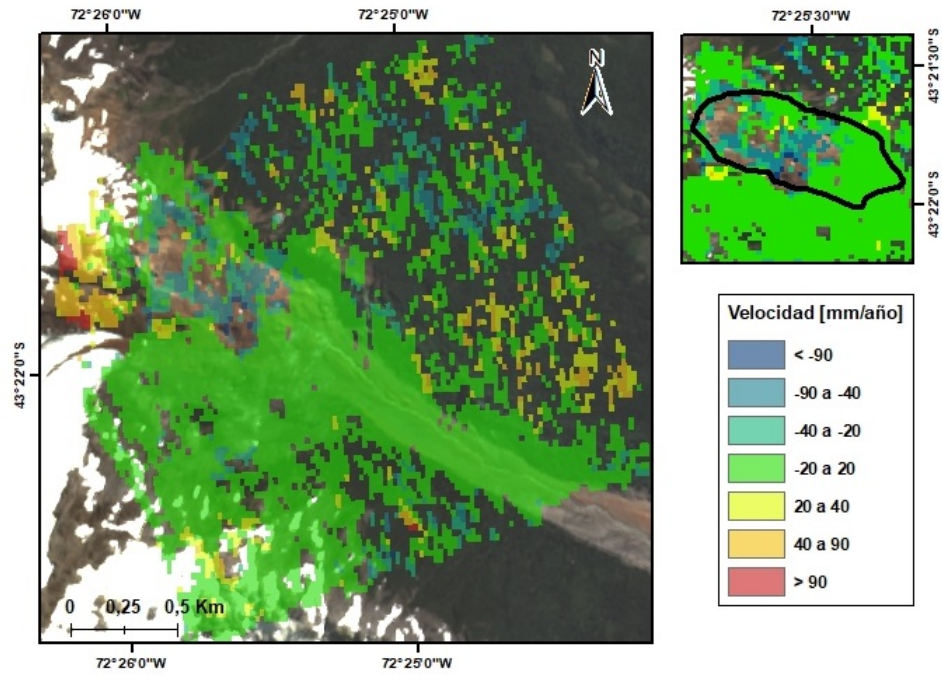


Figura F.38: Velocidad promedio anual para el periodo 12/11/2019 - 23/03/2020.

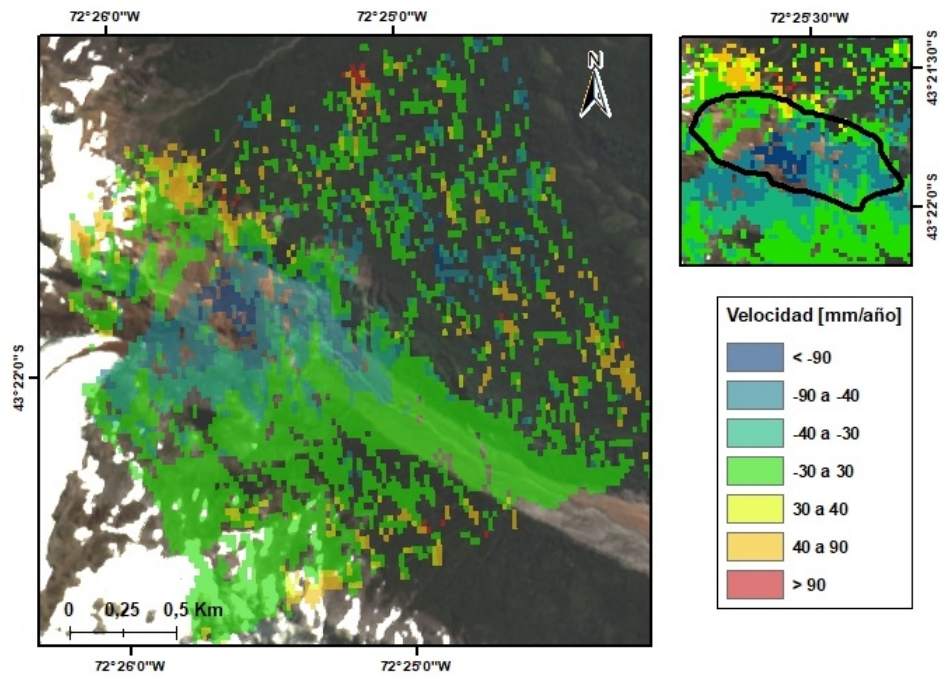


Figura F.39: Velocidad promedio anual para el periodo 06/11/2020 - 23/03/2021.

F.3. Sentido de la deformación

El vector de velocidad (V) y desplazamiento (D) en la dirección LOS se puede descomponer en las tres componentes ortogonales geográficas: norte, este y vertical, a partir de los ángulos de incidencia (θ) y de azimut (α): el primero se asume igual al ángulo de visión y el segundo es aquel medido entre el norte y el sentido de vuelo del satélite. La siguiente ecuación describe esta relación y la figura F.40 representa la geometría del sistema.

$$V_{LOS} = (-\sin(\theta)\cos(\alpha) \sin(\theta)\sin(\alpha) \cos(\theta)) \begin{pmatrix} V_E \\ V_N \\ V_v \end{pmatrix} \quad (1)$$

Es necesario tener en cuenta que la trayectoria del satélite es cercana a la dirección norte-sur, lo que disminuye la medición en la dirección norte-sur (Pepe y Calò, 2017). Por lo que, es posible omitir esta componente en la descomposición de la velocidad (Ecuación 2), y de esta forma basta con un procesamiento ascendente y uno descendente para obtener la velocidad en dirección este-oeste y vertical.

$$V_{LOS} = (-\sin(\theta)\cos(\alpha) \cos(\theta)) \begin{pmatrix} V_E \\ V_v \end{pmatrix} \quad (2)$$

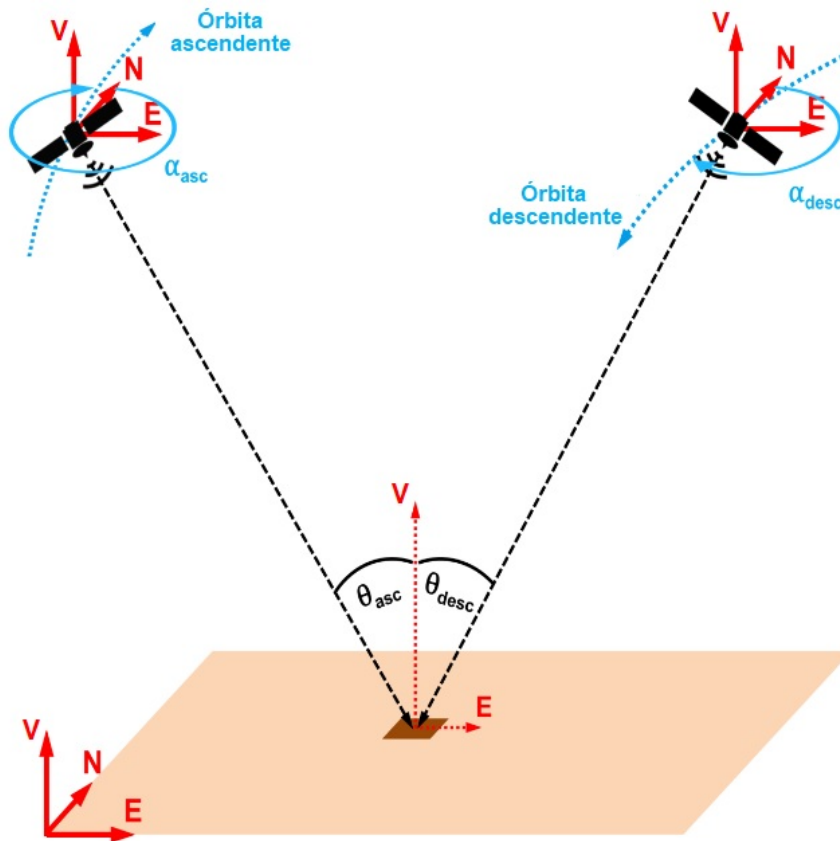


Figura F.40: Vista esquemática de la geometría espacial ascendente y descendente de un radar de apertura sintética para la dirección LOS (línea de visión del satélite). Modificado de Furhmann y Garthwaite, 2019.

Para cada uno de los marcos espaciales de PAN, SYL y VSL se obtuvieron los ángulos de incidencia y azimut, los que se detallan en la tabla F.1.

Tabla F.1: Parámetros de sentido de la deformación para la descomposición de vectores de desplazamiento acumulado y velocidad promedio anual para cada caso de estudio.

Zona	Geometría	Azimut (<i>Heading</i>) [°]	Ángulo de incidencia [°]
PAN	DES	-167.1205	43.49255
	ASC	-12.85139	39.10938
SYL	DES	-166.9096	43.48931
	ASC	-13.10074	43.55309
VSL	DES	-165.8919	32.78564
	ASC	-14.23854	43.20898

La ecuación 2 se aplicó sobre el grupo de píxeles asociado a la remoción en masa sobre cada zona de estudio (figura F.41). En detalle, mediante el software Matlab se seleccionaron y promediaron aquellos píxeles ubicados dentro del depósito de remoción en masa para la geometría ascendente y descendente de los procesamientos seleccionados; siendo aquel promedio la medición en LOS considerada para la descomposición.

Cabe destacar que para el caso de SYL se obtuvieron por separado las porciones norte y sur de la zona de estudio, resultando muy similares entre ellas (<5 mm/año), por lo que se consideraron juntas en el análisis.

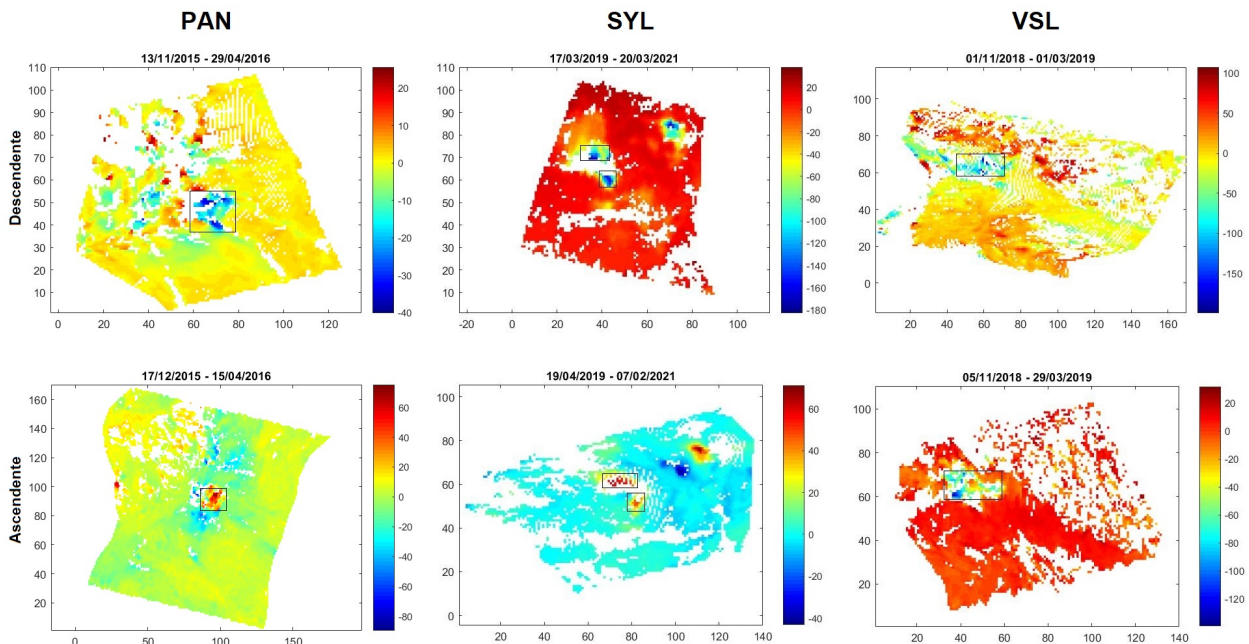


Figura F.41: Píxeles seleccionados para la descomposición del vector velocidad y desplazamiento en LOS para cada zona de estudio.

Finalmente, el sentido de la ladera es importante para la confirmación del análisis. La topografía de cada zona de estudio se resume en la siguiente figura:

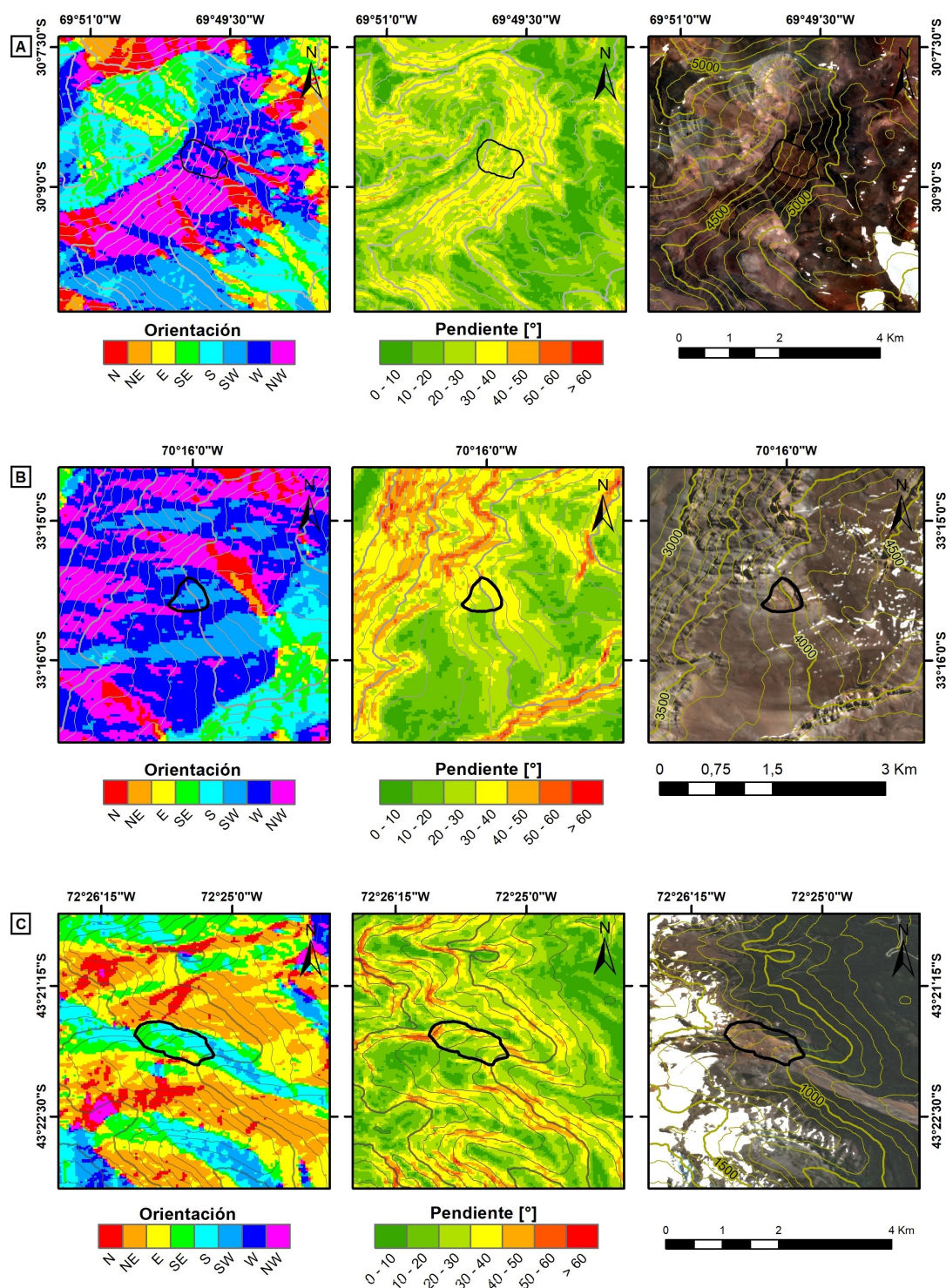


Figura F.42: Orientación de ladera, pendientes y curvas de nivel para cada zona de estudio: **A.** PAN, **B.** SYL, **C.** VSL.

F.4. Desplazamiento acumulado

Se presenta el desplazamiento en el tiempo para un punto dado dentro de la zona de interés sobre cada procesamiento. El tiempo se ve representado por la incorporación sucesiva de imágenes.

F.4.1. PAN

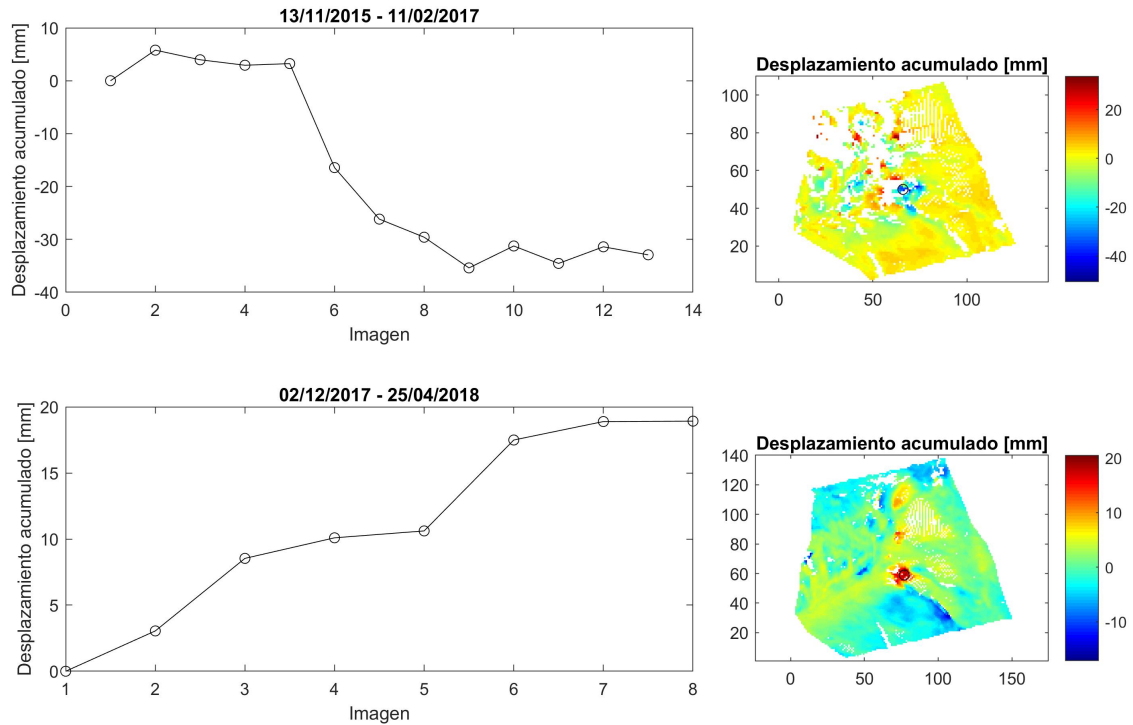


Figura F.43: **lqz.** Desplazamiento acumulado en el tiempo para un punto en zona de interés de PAN para cada procesamiento ascendente. **Der.** Ubicación del punto descrito en mapa de desplazamiento acumulado.

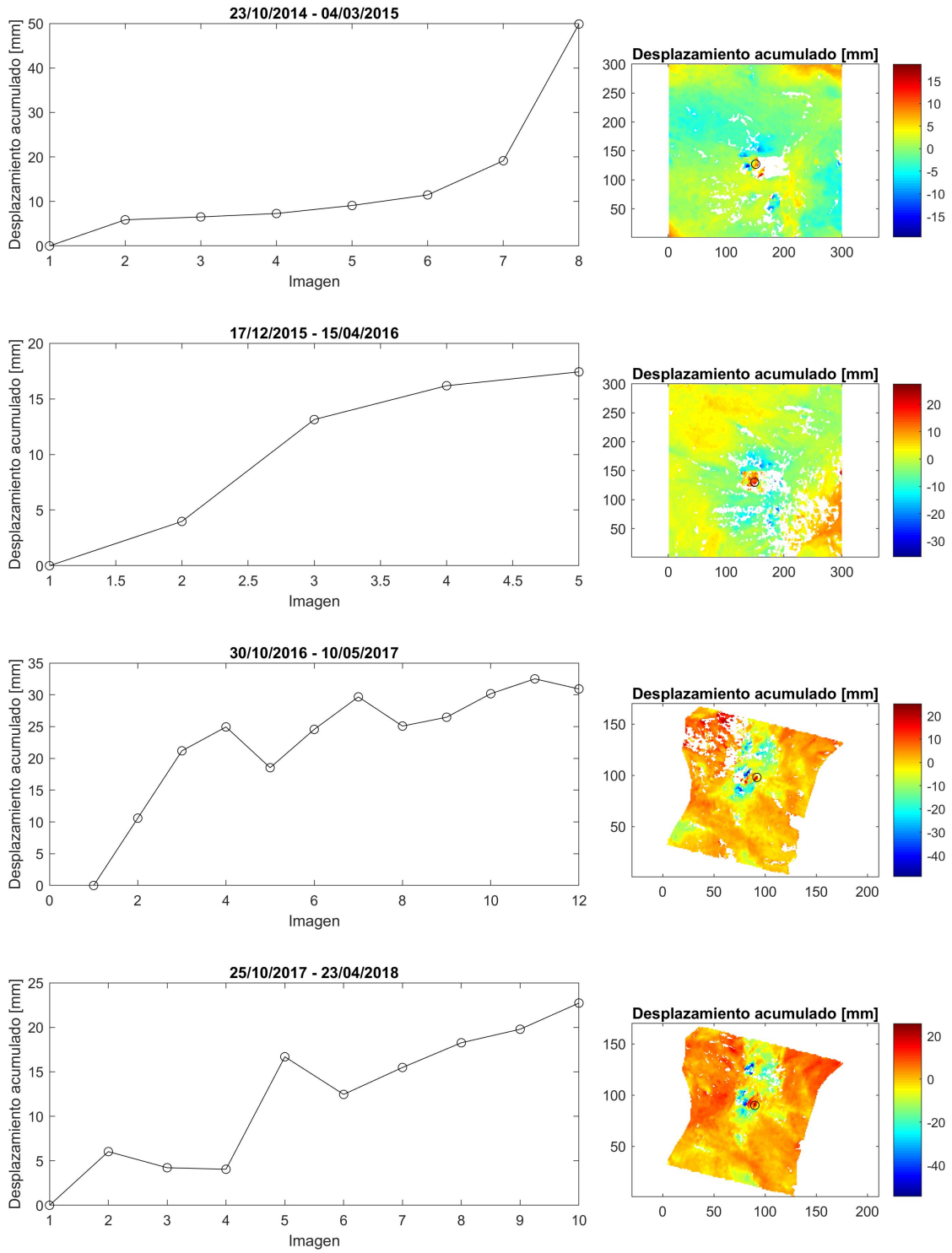


Figura F.44: **Izq.** Desplazamiento acumulado en el tiempo para un punto en zona de interés de PAN para cada procesamiento descendente. **Der.** Ubicación del punto descrito en mapa de desplazamiento acumulado.

F.4.2. SYL

Zona de interés al Noreste del deslizamiento (Zona B)

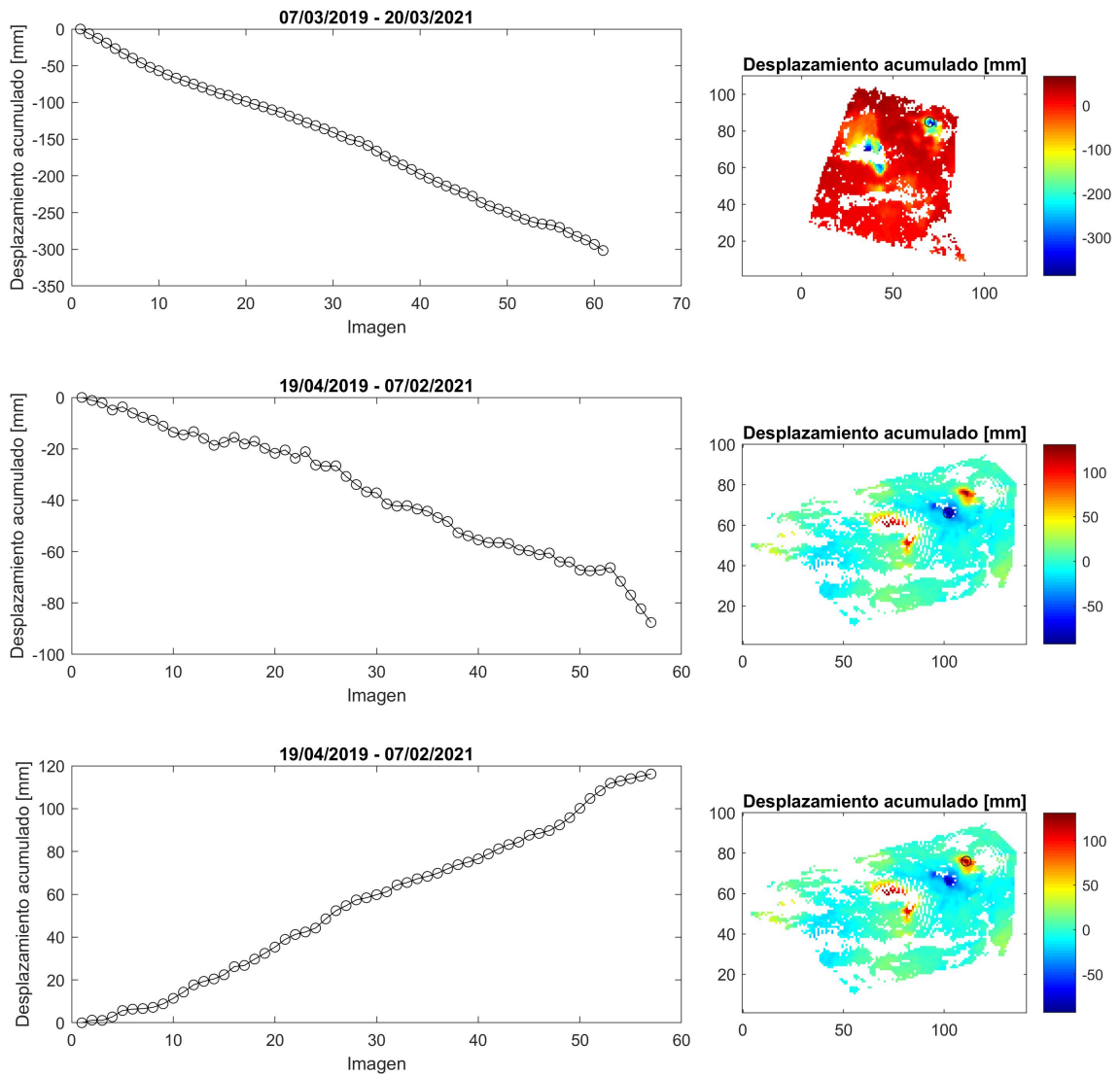


Figura F.45: **Izq.** Desplazamiento acumulado en el tiempo para un punto en la zona B, con ambas geometrías. **Der.** Ubicación del punto descrito en mapa de desplazamiento acumulado.

Zona al sur del deslizamiento (Zona A)

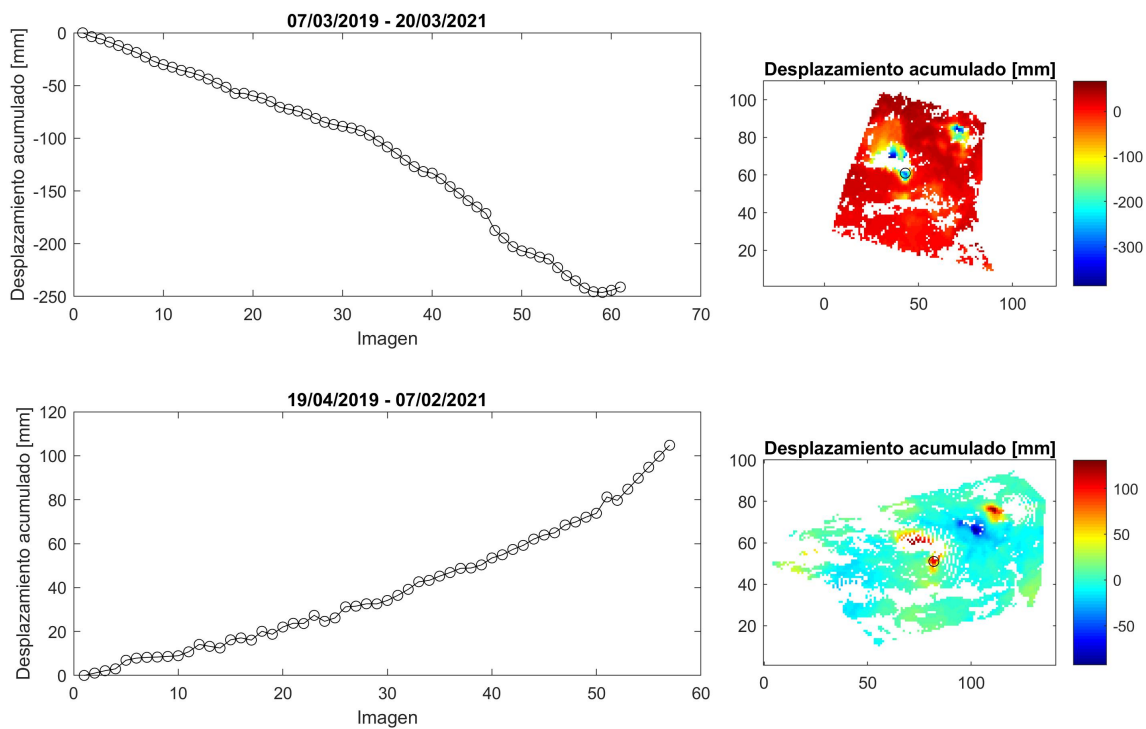


Figura F.46: **Izq.** Desplazamiento acumulado en el tiempo para un punto en la zona sur del deslizamiento de SYL, con ambas geometrías. **Der.** Ubicación del punto descrito en mapa de desplazamiento acumulado.

Zona al norte del deslizamiento (Zona A)

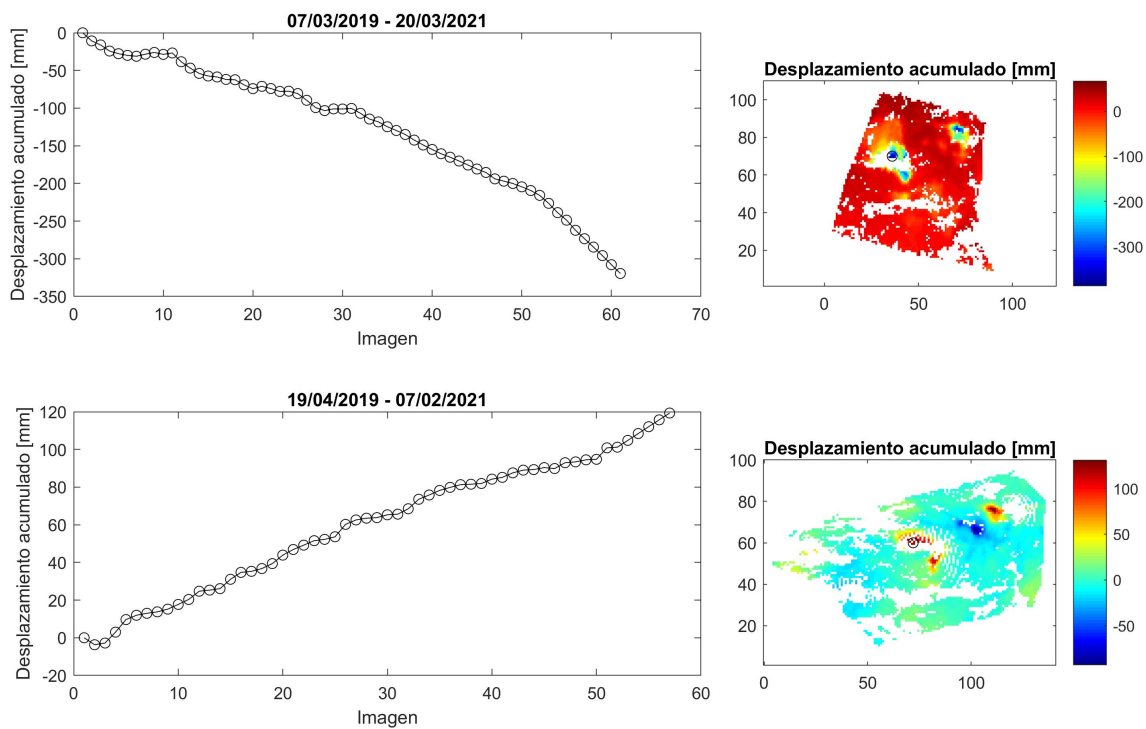


Figura F.47: **Izq.** Desplazamiento acumulado en el tiempo para un punto en la zona norte del deslizamiento de SYL, con ambas geometrías. **Der.** Ubicación del punto descrito en mapa de desplazamiento acumulado.

F.4.3. VSL

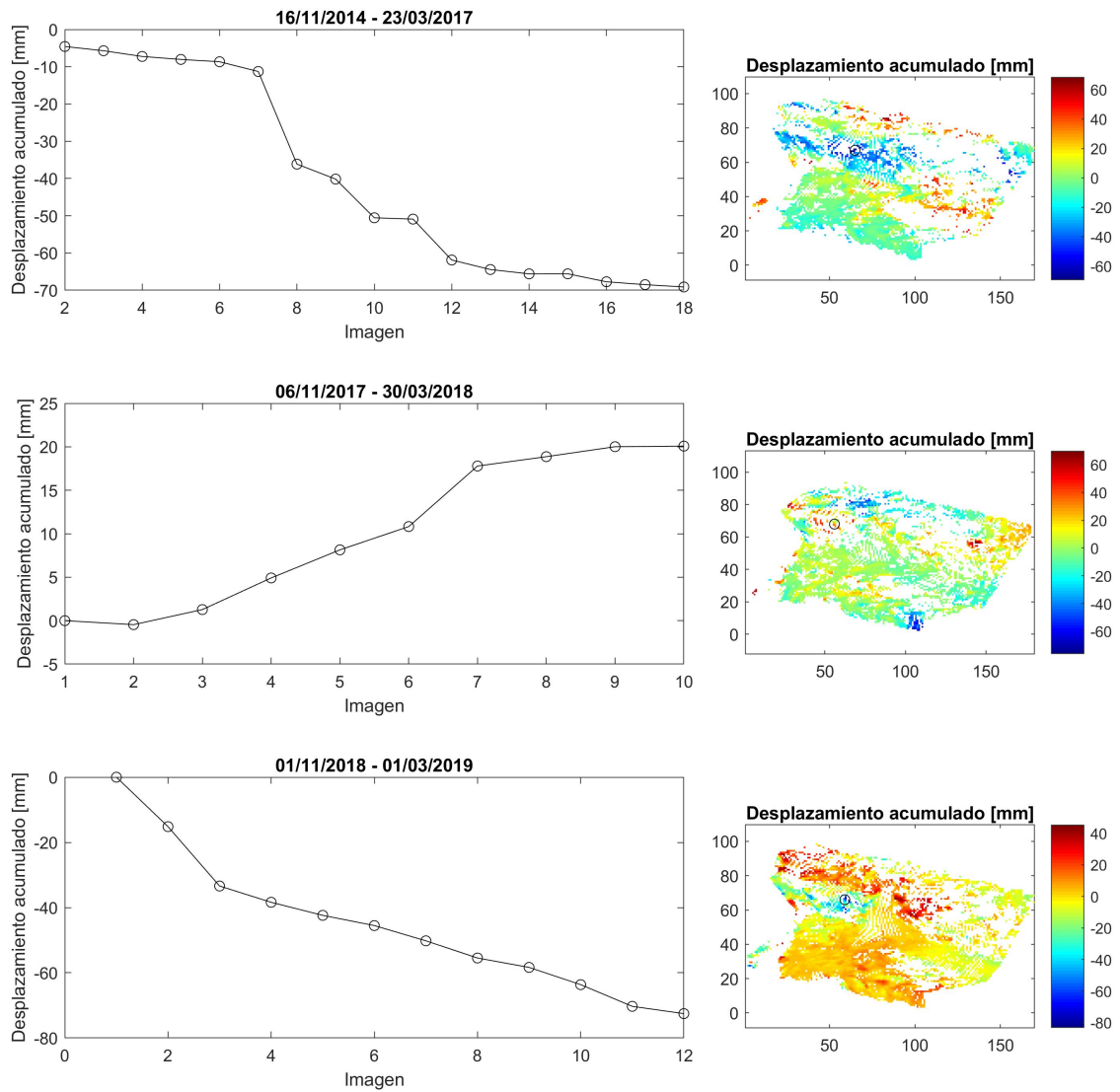


Figura F.48: **Izq.** Desplazamiento acumulado en el tiempo para un punto en zona de interés de VSL, para cada procesamiento descendente. **Der.** Ubicación del punto descrito en mapa de desplazamiento acumulado.

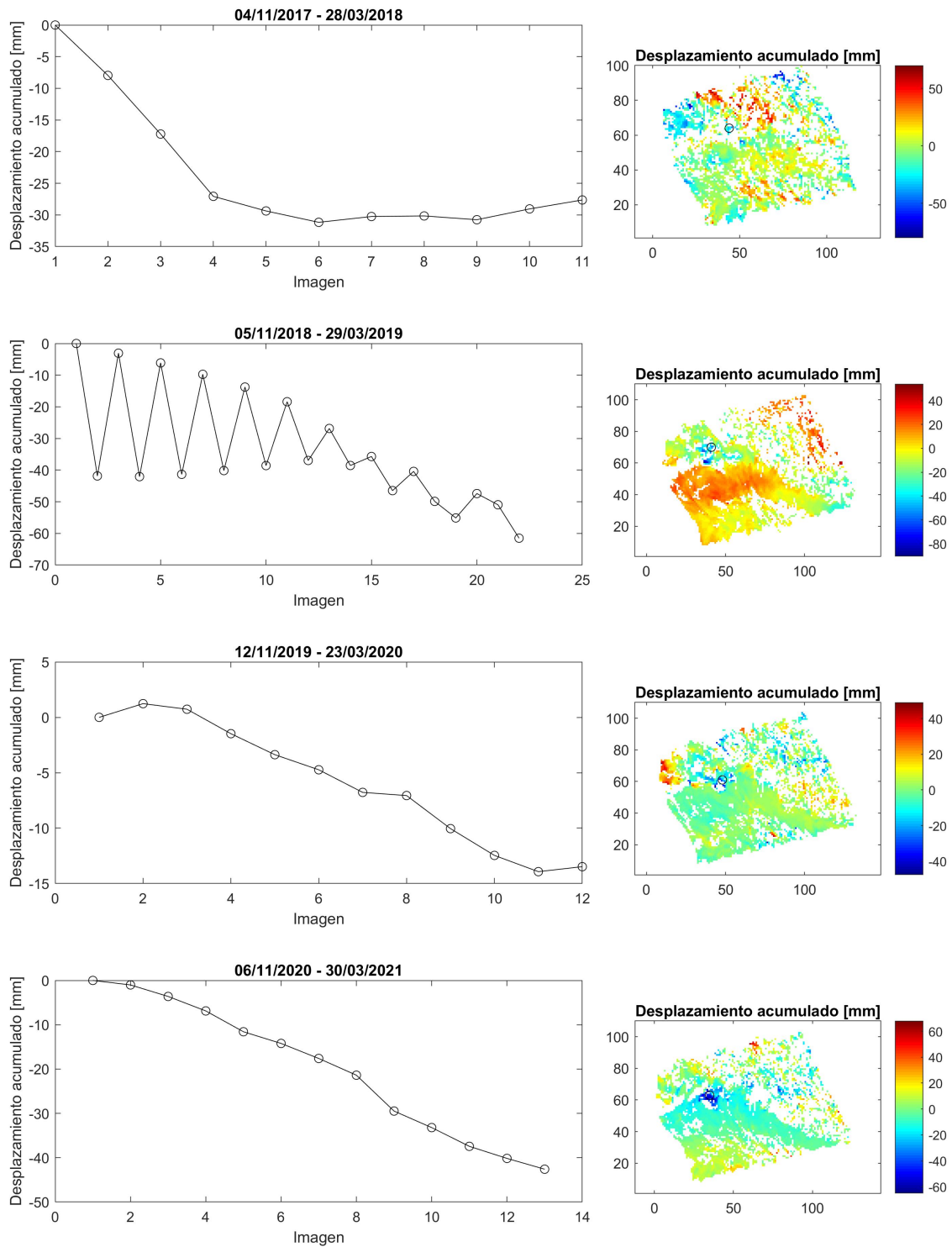


Figura F.49: **Izq.** Desplazamiento acumulado en el tiempo para un punto en zona de interés de VSL, para cada procesamiento ascendente. **Der.** Ubicación del punto descrito en mapa de desplazamiento acumulado.

G. Código Matlab

```
clear all;close all;clc
fid= fopen
('/media/Procesamiento/PAN/83_695_SA/20141023_20150304/SBAS/intf.
tab');%modificar
l=fgetl(fid)
ifg_list=[]; ind=1;
while length(l)>1
    display 'hi2'
    if exist(l(4:38))
        display 'hi'
        ifg_list=[ifg_list; str2num(l(83:end))];
[x,y,phase]=grdread2(l(4:38));
[a,b,corr]=grdread2(l(43:80));
[X,Y]=meshgrid(x,y);
phase_r=phase;

%Enmascarar la zona de interes
by1=100; %En el eje y
by2=140;
bx1=130; %En el eje x
bx2=185;
phase2=phase;
phase2(by1:by2,bx1:bx2)=NaN; %Se remueven los valores a enmascarar

%Calculo y remoción de rampa
xr=(X(:)-min(X(:)));
yr=(Y(:)-min(Y(:)));
G2=double([ones(size(Y(:))),xr,yr]);

phsr=double(phase2(:));

G3=G2;

ibs=isnan(G2(:,1))|isnan(phsr);
G2(ibs,:)=[];
phsr(ibs)=[];
m2=G2\phsr;
ramp=G3*m2; %Rampa

nx=length(x); %Definicion de coordenadas
ny=length(y);

fit=reshape(ramp,ny,nx);
```

```

ramp(isnan(phase))=NaN; %Si la fase no tiene datos entonces no se
le resta rampa
phase_r=phase; %Fase original
Phase_ifg=phase-fit; %Fase con rampa removida

%Figuras
ind2=130; %traza a graficar
figure('Position',[400 400 1000 600])
subplot(2,3,2)
pcolor(phase2);shading flat;colormap jet;axis equal;
c=caxis;colorbar;title('Datos con rampa')
hold on
plot([1 nx],[1 1]*ind2,'k','LineWidth',3)
subplot(2,3,1)
pcolor(phase_r);shading flat;colormap jet;axis equal;caxis
(c);colorbar;title('Datos con rampa')
subplot(2,3,3)
pcolor(fit);shading flat;colormap jet;axis equal;caxis(c);
colorbar;title('Rampa invertida')
hold on
plot([1 nx],[1 1]*ind2,'r','LineWidth',3)

subplot(2,3,4)
pcolor(Phase_ifg(:,:,1));shading flat;colormap jet;axis
equal;caxis([-5 5]);colorbar;title('Datos sin rampa')
subplot(2,3,5)
pcolor(Phase_ifg(:,:,1));shading flat;colormap jet;axis
equal;caxis([-5 5]);colorbar;title('Datos sin rampa')
hold on
plot([1 nx],[1 1]*ind2,'b','LineWidth',3)
subplot(2,3,6)
hold on
plot(phase2(ind2,:),'.k')
plot(fit(ind2,:),'.r')
plot(Phase_ifg(ind2,:,1),'.b.')
%Diseño de titulos para grafico y figura.
titulo=strcat(num2str(1(13:27)));
titulo2=strcat(titulo,'_SEIS_MASK');
titulo(8)=' ';
suptitle(titulo);
print(titulo2,'-dpng','-r300');

```

```

Phase_ifg2=Phase_ifg;

%Comienza filtro de coherencia
threshold=0.12; %se fija un umbral
Phase_ifg(corr<threshold) = NaN; %Se remueven los valores de
baja calidad
outname = strcat(num2str(1), '_flat.grd');

%Figura de coherencia
figure('Position',[400 400 1000 300])
subplot(1,3,1)
pcolor(Phase_ifg2(:,:,1));shading flat;colormap jet;axis
equal;caxis([-5 5]);colorbar;title('Datos sin rampa')
subplot(1,3,2)
pcolor(Phase_ifg(:,:,1));shading flat;colormap jet;axis
equal;caxis([-5 5]);colorbar;title('Datos coherentes')
subplot(1,3,3)
pcolor(corr);shading flat;colormap jet;axis equal;colorbar
('Ticks',[0.1,0.5,0.9]);title('Coherencia')

    titulo=strcat(num2str(1(13:27)));
    titulo2=strcat(titulo, '_CORR');
    titulo(8)=' ';
    suptitle(titulo);
    print(titulo2, '-dpng', '-r300');

%Guarda interferograma
grdwrite2(x,y,Phase_ifg, 'Runwrap.grd')
s1=1(4:27)
dir=fullfile('')
ruta=strcat(dir,s1)
cd(ruta)
movefile
/media/Procesamiento/PAN/83_695_SA/20141023_20150304/Runwrap.grd;
cd ../../

pause(4)
close all
l=fgetl(fid);
ind=ind+1;
end

```