



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

**ANÁLISIS DE LAS CARACTERÍSTICAS SUPERFICIALES Y
SUBSUPERFICIALES DE CAMPO DE HIELO NORTE Y SUS CAMBIOS
RECIENTES A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES Y DATOS DE
RADAR DE PENETRACIÓN TERRESTRE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

PAULINA SOPHIA FERNÁNDEZ MUÑOZ

PROFESOR GUÍA:
MICHAL PETLICKI

PROFESOR CO-GUÍA:
SERGIO ANDRÉS RIVERA IBÁÑEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
RODRIGO FERNÁNDEZ VÁSQUEZ
JAMES MCPHEE TORRES

Este trabajo se enmarca en el proyecto de Fondecyt 11170937

SANTIAGO DE CHILE
2021

ANÁLISIS DE LAS CARACTERÍSTICAS SUPERFICIALES Y SUBSUPERFICIALES DE CAMPO DE HIELO NORTE Y SUS CAMBIOS RECIENTES A PARTIR DE IMÁGENES SATELITALES Y DATOS DE RADAR DE PENETRACIÓN TERRESTRE

Una comprensión adecuada de la hidrología de Campo de Hielo Norte (CHN) proporciona información importante sobre el deshielo ocurrido en la superficie, su posterior percolación hasta el lecho rocoso y por consiguiente su relación con la dinámica glaciar. Estudiar estas variables puede ayudar a entender las respuestas de CHN a los cambios climáticos actuales y futuros.

Se estudian algunas de las variables que determinan la profundidad del nivel freático del acuífero de neviza ubicado en la zona del plateau de CHN, que consiste en un tipo de almacenamiento englacial que se forma cuando el agua de deshielo llena el espacio poroso de la neviza. Se analiza además, la posible relación de estas características hidrológicas con respecto a la dinámica glaciar.

La metodología empleada consistió en la utilización de datos de radar de penetración terrestre (GPR) combinado con imágenes satelitales y modelos de elevación para estudiar la profundidad del nivel freático y los factores determinantes de su variación en CHN. Posteriormente, se obtuvieron las velocidades superficiales de los glaciares y su relación con el suministro de agua del sistema de drenaje.

Los resultados muestran que la profundidad a la que se encuentra el nivel freático en el plateau de CHN está determinada por la topografía y pendiente superficial, así como por la distribución de la acumulación de nieve. La elevada topografía de la parte oriental de CHN determina niveles freáticos a mayor profundidad, en comparación con la parte occidental que mayormente se presenta con menor elevación, mayor deshielo y por lo tanto, niveles freáticos más superficiales. La extensión de área del acuífero con el método de interpolación es de 449 km².

El uso de imágenes Sentinel-1, para ampliar y confirmar la extensión del acuífero no funcionó adecuadamente en CHN, pero puede servir como un proxy en ausencia de datos GPR.

Se logró corroborar la ciclicidad en las series de tiempo de velocidades superficiales en los glaciares San Rafael, San Quintín, Steffen, Benito, Nef, Colonia y Leones, parte de las cuales se explican por los patrones de temperaturas y de precipitaciones que se presentan en cada periodo de tiempo, pero también por las propiedades intrínsecas de cada glaciar. Además, se encontró la existencia de una relación significativa entre la recarga del sistema hidráulico con respecto a la dinámica glaciar en periodos anuales de los glaciares nombrados.

Se concluye que las características hidrológicas del acuífero de neviza de CHN como la profundidad del nivel freático, poseen una fuerte componente espacial asociada a las características topográficas de altura y pendientes del campo de hielo, así como también al deshielo generado en la superficie. Se confirma que las características hidrológicas son importantes para una mejor comprensión de la dinámica del flujo de hielo.

La vida no es fácil, para ninguno de nosotros. Pero... ¡Qué importa! Hay que perseverar y, sobre todo, tener confianza en uno mismo. Hay que sentirse dotado para realizar alguna cosa y que esa cosa hay que alcanzarla, cueste lo que cueste.

Marie Curie

Agradecimientos

En primer lugar, darle las gracias a mi profesor guía Michal Petlicki, por haber tenido la confianza de invitarme a participar con él en este proyecto. Agradezco su orientación, tiempo, apoyo y paciencia en el desarrollo de esta investigación. Al profesor Andrés Rivera por sus consejos, recomendaciones y por su disposición a enseñar y ayudarme. A los profesores Rodrigo Fernández y James McPhee por los consejos y recomendaciones para mejorar la investigación. A Jonathan Oberreuter por la facilitación de información y requerimientos que surgieron durante el proceso. Al Centro de Estudios Científicos (CECs) por la adquisición de los datos GPR.

Agradezco a mi familia por su apoyo incondicional, a mi madre por su ejemplo de superación y esfuerzo, por apoyarme en mis decisiones, por sus palabras y estar siempre cuando la necesito, en especial en los momentos difíciles. A mi padre por su cariño y buenos consejos, por su apoyo incondicional. A mis hermanos, Eavy y Felipe por tolerarme y entenderme en tiempo de frustración, por su ayuda en momentos de dudas. A mi hermano chico, Amaro, por su buena compañía y distracción. A mi abueli María, a pesar de que ya no estés con nosotros, esta memoria te la dedico a ti, a tu ejemplo de esfuerzo, a tu compañía, a tus comidas ricas, a tu preocupación y a tu cariño. A mi prima Nicol, por las palabras de buena onda y de apoyo. A mi abuelita Margarita por su cariño y buenos deseos. A mi amiga Coni por su cariño y comprensión. A mi familia perruna y gatuna por su compañía. A todos los miembros de mi familia que directa o indirectamente me brindaron su apoyo y compañía en este proceso.

Agradezco a todas las personas que conocí durante estos 6 años, partiendo por los primeros años de Plan Común, a Gerald, Jose, Mauri, Yerko. A mis amigos de geo, Cris, por su ayuda desinteresada para resolver los problemas de programación que surgieron mientras escribía esta tesis, a Ángela, Javi, Mati, Miguel. A mis compañeras de equipo de Handball y de natación y a mis profesores de Universidad.

En fin, a todas las personas que de una y otra forma estuvieron y están en estos procesos tan importante de mi vida.

Tabla de Contenido

1. Introducción	1
1.1. Formulación del estudio	1
1.2. Hipótesis de trabajo	2
1.3. Objetivos	2
1.3.1. Objetivo general	2
1.3.2. Objetivos específicos	3
1.4. Zona de estudio	3
1.4.1. Ubicación	3
1.4.2. Características del área de estudio	4
2. Antecedentes de la zona	6
2.1. Marco geológico	6
2.1.1. Antecedentes geológicos regionales	6
2.1.2. Principales unidades geológicas	9
2.1.2.1. Rocas estratificadas	9
2.1.2.2. Rocas intrusivas	12
2.1.2.3. Depósitos no consolidados	12
2.1.3. Geomorfología	14
2.1.4. Glaciaciones del Cenozoico tardío	16
2.1.4.1. Glaciaciones del Mioceno a Pleistoceno	16
2.1.4.2. Glaciaciones del Holoceno	17
2.2. Características climatológicas de Campo de Hielo Norte	18
2.2.1. Caracterización climática de la región	18
2.2.2. Clasificación del clima en CHN	23
2.3. Actividad antrópica en la región de Aysén	26
2.4. Hidrología	26
3. Marco teórico	29
3.1. Glaciología	29
3.1.1. Definición glaciar	29
3.1.2. Formación glaciar	29
3.1.3. Sistema glaciar	30
3.1.4. Clasificación glaciar	31
3.1.4.1. Clasificación morfológica	31
3.1.4.2. Clasificación térmica	32
3.1.4.3. Tipos de zonas de acumulación	32
3.1.5. Zonas de un glaciar	33

3.1.6.	Hidrología glaciar	34
3.1.6.1.	Acuífero de neviza	36
3.1.6.2.	Características acuíferos de neviza	37
3.1.7.	Dinámica glaciar	39
3.2.	Percepción remota	41
3.2.1.	Fundamentos básicos	42
3.2.2.	Radar de apertura sintética	43
3.2.3.	Características de SAR	45
3.2.3.1.	Distorsiones geométricas	45
3.2.3.2.	Resolución	46
3.2.3.3.	Ángulo de incidencia	47
3.2.3.4.	Retrodispersión	48
3.2.3.5.	Polarización de la señal	50
3.2.3.6.	Longitud de onda de un sensor	51
3.2.4.	Satélites	52
3.2.4.1.	Misión Sentinel-1	52
3.2.4.2.	Landsat	54
3.2.4.3.	Sentinel-2	55
3.2.5.	Radar de penetración terrestre (GPR)	56
4.	Metodología	58
4.1.	Características hidrológicas	58
4.1.1.	Adquisición y procesamiento de datos de radar de penetración terrestre (GPR)	58
4.1.2.	Modelación de la profundidad del nivel freático	60
4.1.3.	Potencial hidráulico	66
4.2.	Extensión y ubicación del acuífero de neviza	66
4.2.1.	Base de datos y pre-procesamiento	66
4.2.2.	Detección y mapeo del acuífero de neviza	69
4.3.	Velocidades superficiales	70
4.3.1.	Base de datos	70
4.3.2.	Métodos y procesamiento	72
4.3.2.1.	Ajustes y filtros	74
4.3.2.2.	Selección de Datos y almacenamiento	75
4.4.	Relaciones entre velocidades superficiales e intensidades de retrodispersión S1	75
5.	Resultados	80
5.1.	Características hidrológicas	80
5.1.1.	Caracterización inicial	81
5.1.2.	Modelos de interpolación de las profundidades del nivel freático	90
5.1.2.1.	Validación con el 70 % de datos de entrenamiento	93
5.1.3.	Potencia de reflexión del nivel freático (BRP) y potencia de reflexión interna (IRP)	94
5.1.4.	Potencial hidráulico	96
5.2.	Caracterización de intensidades de retrodispersión S1 y detección del acuífero de neviza	97

5.2.1.	Patrones de intensidades de retrodispersión S1 en CHN	98
5.2.2.	Caracterización temporal de patrones de intensidades de retrodispersión de S1 en base a imágenes ópticas	100
5.2.2.1.	Octubre 2016 / Marzo 2017	101
5.2.2.2.	Agosto 2017 / Marzo 2018	103
5.2.2.3.	Octubre 2018 / Marzo 2019	103
5.2.2.4.	Agosto 2019 / Marzo 2020	103
5.2.3.	Extensión y ubicación del acuífero de neviza	106
5.3.	Velocidades superficiales	112
5.3.1.	Glaciar San Rafael	112
5.3.2.	Glaciar San Quintín	115
5.3.3.	Glaciar Steffen	117
5.3.4.	Glaciar Colonia	119
5.3.5.	Glaciar Nef	121
5.3.6.	Glaciares Gualas y Reicher	123
5.3.7.	Glaciares Acodado, Benito y HPN1	123
5.3.8.	Glaciares Grosse y Exploradores	124
5.3.9.	Glaciares Leones, Soler y Pared Norte	125
5.4.	Relaciones entre velocidades superficiales e intensidades de retrodispersión S1	128
5.4.1.	Glaciar San Rafael	128
5.4.2.	Glaciar San Quintín	132
5.4.3.	Glaciar Steffen	136
5.4.4.	Glaciar Colonia	138
5.4.5.	Glaciar Nef	140
6.	Discusiones	144
6.1.	Características hidrológicas	144
6.1.1.	Factores que determinan las profundidades del nivel freático	144
6.1.2.	Comparación de las profundidades del nivel freático con trabajo anteriores	147
6.1.3.	Potencia de reflexión del nivel freático (BRP) y potencia de reflexión interna (IRP)	150
6.2.	Caracterización y extensión de acuíferos de neviza a partir de intensidades de retrodispersión S1	152
6.2.1.	Patrones y firmas en CHN a partir de intensidades de retrodispersión	152
6.2.2.	Comparación metodología de detección del nivel freático mediante GPR respecto a metodología de Brangers et al. (2020) con imágenes S1	155
6.3.	Limitaciones y consideraciones de la metodología aplicada en el estudio de las características hidrológicas de CHN	159
6.3.1.	Datos GPR	159
6.3.2.	Imágenes satelitales S1	160
6.4.	Análisis y comparación de velocidades superficiales	160
6.4.1.	Glaciares occidentales	161
6.4.2.	Glaciares orientales	163

6.5. Metodologías para el cálculo de las velocidades superficiales y limitaciones del estudio	166
6.6. Relaciones entre velocidades superficiales e intensidades de retrodispersión S1	167
7. Conclusiones	170
Bibliografía	172
Anexo A. Características hidrológicas	188
A.1. BRP y IRP relacionado a intensidades retrodispersión S1	189
A.2. Comparaciones entre periodos para caracterización de intensidades	190
A.3. Acuíferos de neviza detectados con polarización VV	193
Anexo B. Velocidades superficiales	195
B.1. Campo de velocidades superficiales	195
Anexo C. Relaciones entre series de tiempo de intensidades de retrodispersión S1 y velocidades	198
C.1. Glaciares Gualas y Reicher	198
C.2. Glaciares Acodado, Benito y HPN1	200
C.3. Glaciares Grosse y Exploradores	203
C.4. Glaciares Leones, Soler y Pared Norte	204

Índice de Tablas

3.1.	Bandas de microondas. Tabla modificada de Meyer (2019).	51
4.1.	Interpretación de la magnitud del coeficiente de correlación de Pearson, según Hernández et al. (2018).	62
4.2.	Parámetros modificados para cuantificar la variabilidad espacial.	63
4.3.	Resumen de cantidad de imágenes descargadas para las áreas señaladas en la Figura 4.7.	71
4.4.	Ajustes y filtros aplicados a cada glaciar. El tamaño de celda, es la resolución espacial del campo de velocidades obtenido y se mide en m/píxel al igual que la imagen y ventana de búsqueda.	74
5.1.	Coeficientes de correlación lineal de Pearson (r) y p-valor entre profundidades y características topográficas.	83
5.2.	Coeficientes de correlación lineal de Pearson (r) y p-valor entre profundidades y características de intensidades de retrodispersión S1.	85
5.3.	Área porcentual de las profundidades del nivel freático respecto a cada modelo.	92
5.4.	Criterios estadísticos [m] generados de la validación cruzada de los modelos de interpolación kriging y cokriging entre las profundidades del nivel freático y las variables secundarias.	92
5.5.	Criterios estadísticos [m] generados de la validación, creados a partir del 30 % de los datos de prueba para validar las profundidades del nivel freático del set de datos completos.	93
5.6.	Resumen de las velocidades en la zona inicial, central y terminal de las lenguas glaciares y las respectivas velocidades en periodos de acumulación y derretimiento de nieve para el 2017, 2018, 2019 y 2020 (m/día). Cada valor de velocidad está acompañado por la sigla que indica la zona de la lengua glaciar en la cual se realizó la medición (1 indica mayor cercanía al frente glaciar y 4 más alejados de esa posición).	127
5.7.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar San Rafael.	129
5.8.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar San Quintín.	132
5.9.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar Steffen.	136
5.10.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar Colonia.	138
5.11.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar Nef.	140

5.12.	Resumen del análisis de ondículas de la coherencia de ondículas (WTC) para todos los glaciares, distribuidas en los periodos predominantes para las mediciones realizadas en el frente (1) hasta zonas más alejadas del frente del glaciar (3 o 4).	143
6.1.	Comparación profundidad del nivel freático de un estudio anterior con respecto al presente informe en base a mediciones de GPR directas.	148
6.2.	Comparación profundidad del nivel freático de un estudio anterior con respecto al presente informe en base a datos interpolados.	149
6.3.	Comparación de velocidades estimadas en este estudio con respecto a otros estudios en el glaciar San Rafael y San Quintín.	162
6.4.	Error del método calculado en roca, en base al promedio de velocidades de las series de tiempo de imágenes desde el 2017 a 2020.	167
6.5.	Coeficiente de correlación entre series de tiempo de intensidades de retrodispersión S1 y velocidades superficiales para mediciones realizadas en posiciones cercanas al frente del glaciar (1) hasta sectores cercanos al área de acumulación (4).	168
C.1.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 sobre los glaciares Gualas y Reicher.	198
C.2.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 sobre los glaciares Acodado, Benito y HPN1.	200
C.3.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 sobre los glaciares Grosse y Exporadores.	203
C.4.	Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 sobre los glaciares Leones, Soler y Pared Norte.	204

Índice de Figuras

1.1.	Ubicación de la zona de estudio. Las líneas negras representan las cuencas de drenaje de los glaciares de CHN. Imagen Landsat 8 02-11-2014.	4
2.1.	Mapa contexto tectónico entre los 45° a 50°S. Se muestran el punto de triple unión de las placas presentes en la región (CTJ) y los segmentos activos (SCR1 a SCR4), junto con ZFLO. También se muestran las anomalías magnéticas de las placas de Nazca y la Antártida. La región oscura representa la posición inferida de la ventana astenosférica debajo de la placa de América del Sur. El cuadrado rojo representa la zona de estudio. Modificado de Scalabrino et al. (2010).	7
2.2.	Topografía y estructuras tectónicas (líneas rojas). ZFLO: Zona de falla Liquiñe Ofqui; EF: Zona de falla Exploradores; CF: Falla Cachet. Imagen extraída de Georgieva et al. (2016).	9
2.3.	Mapa geológico de la zona de estudio entre los paralelos 46° y 48° S. Modificado de mapa geológico Sernageomin, 1:1,000,000 (Sernageomin, 2004).	13
2.4.	Continuación. Leyenda Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de mapa geológico Sernageomin, 1:1,000,000 (Sernageomin, 2004).	14
2.5.	Elementos fisiográficos a escala regional. CHN se sitúa en la cordillera Principal y Archipiélagos. Imagen extraída de Niemeyer y Cereceda (1984).	15
2.6.	Velocidad de los vientos durante el invierno (imagen de la izquierda) y verano (imagen de la derecha) a una presión de 700 hPa. lo que en altura equivale a 3000 m. Modificado de Lenaerts et al. (2014).	20
2.7.	(a) Precipitación anual simulada, se exalta la diferencia entre el oeste y este. Modificado de Lenaerts et al. (2014). (b) Precipitaciones anuales entre el 2005 y 2011 (mm/año). El relieve de fondo indica la topografía y las curvas de colores la precipitación. Modificado de Schaefer et al. (2013).	22
2.8.	Temperatura Media en las estaciones Puerto Aysén y Balmaceda entre el periodo del 2016 y 2020. Datos extraídos del explorador climático CR ²	23
2.9.	Mapa de Ecorregiones. El rectángulo rojo indica a la zona de estudio. Imagen extraída de Gobierno Regional de Aysén (2013).	25
3.1.	Zonas de un glaciar. Imagen extraída de A. Rivera et al. (2016).	34
3.2.	Elementos parte del sistema de agua glaciar. (A) Lago supraglaciar. (B) Corrientes de superficie. (C) Zona de pantano cerca de la neviza. (D) Moulins, drenaje dentro de túneles subglaciares. (E) Grietas que reciben agua. (F) Fracturas llenas de agua. (H) Escorrentía en la parte baja del glaciar. Imagen extraída de Cuffey y Paterson (2010).	36

3.3.	(a) Mecanismo de fusión por presión. (b) Mecanismo de deslizamiento por fluencia. Las curvas discontinuas representan líneas de flujo. Modificado de Paterson (1994).	40
3.4.	Se observan las variables que definen el tamaño de una cavidad formada en un lecho de “escalera inclinada”. P_i y P_w son la sobrecarga de hielo y las presiones del agua, P_b el esfuerzo de compresión normal donde el hielo descansa sobre la roca y τ_b el arrastre basal general. Modificado de Paterson (1994).	41
3.5.	Espectro electromagnético basado en el rango de la longitud de onda. Modificado de Camps-Valls et al. (2011).	43
3.6.	Geometría de observaciones para crear la apertura sintética de un objeto P en una posición x_0 , a lo largo de la trayectoria. Modificado de Meyer (2019). .	44
3.7.	Ejemplo de imagen en terreno montañoso donde es posible observar los efectos de escorzo (foreshortening), sombras (shadow) e inversión por relieve (layover). Imagen extraída de CCRS (2001).	46
3.8.	Resolución. Imagen extraída de Raney (1998).	47
3.9.	Angulo de incidencia. Imagen extraída de Dobson y Ulaby (1981).	48
3.10.	Penetración con diferentes longitudes de onda en diferentes medios. Modificado de Meyer (2019).	49
3.11.	(a) Polarización de ondas electromagnéticas, vertical y horizontal. Imagen extraída de FAO (1990). (b) Doble polarización, vertical-vertical y horizontal-horizontal. Modificado de Meyer (2019).	50
3.12.	Dispersores. Modificado de Meyer (2019).	51
3.13.	Misión Sentinel-1. Imagen extraída de ESA (2020).	52
3.14.	Órbitas ascendentes y descendentes. Modificado de Tre Altamira (2020). . .	53
3.15.	Modo de adquisición de Sentinel-1. Modificado de ESA (2020).	54
3.16.	Landsat 8. Imagen extraída de ONDA (2020)	55
3.17.	Configuración orbital Sentinel-2. Modificado de ESA (2020).	55
3.18.	Ejemplo de radargrama, muestra las trazas cada vez que se genera un pulso electromagnético, el eje x es en función de la posición y el eje y en función del tiempo y profundidad.	56
4.1.	Sistema de radar aerotransportado por helicóptero. Imagen de helicóptero despegando con antena de radar desde Lodge Terra Luna.	59
4.2.	Radargrama interpretados por el operador. La línea azul corresponde a la superficie y la línea roja a la del nivel freático.	60
4.3.	Ejemplo de proceso de validación cruzada. Imagen extraída de Johnston et al. (2001).	64
4.4.	Diagrama de flujo modelos de kriging y cokriging.	65
4.5.	Distribución espacial por píxel de la disponibilidad de datos entre inicio de las mediciones de Sentinel-1A hasta octubre 2020 en polarización VH de órbitas ascendentes y descendente. La distribución espacial para VV es la misma. .	67
4.6.	Diagrama de flujo para la detección de acuíferos de neviza con S1.	70
4.7.	Rectángulos representan las regiones glaciares delimitadas para el cálculo de las velocidades.	71

4.8.	Diagrama esquemático para mostrar los componentes involucrados en el proceso de coincidencia de plantillas o “Templatematch”. Se extraerá una única plantilla de imagen A para cada punto definida en la cuadrícula (Figura 4.9). Imagen extraída de Messerli y Grinsted (2015).	73
4.9.	Se observa cuadrícula regularmente espaciada en la imagen de la izquierda y los puntos seguidos en la imagen de la derecha. El color amarillo representa una buena coincidencia entre el par de imágenes. Imagen extraída de Messerli y Grinsted (2015).	73
4.10.	Puntos sobre las lenguas de los glaciares a partir de la cual se extrajeron las series de tiempo de intensidades de retrodispersión S1 y velocidades superficiales. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019.	77
4.11.	Ejemplo de transformada de ondículas continua para (a) el índice de oscilación del ártico (AO) y (b) extensión máxima del hielo marino del Báltico (BMI). Imagen extraída de Grinsted et al. (2004).	78
4.12.	Ejemplo de (a) transformada de ondículas cruzada (XWT) y (b) coherencias de ondículas (WTC) entre las series de tiempo AO y BMI. Imagen extraída de Grinsted et al. (2004).	79
5.1.	Distribución de las profundidades del nivel freático a lo largo de los perfiles. Los polígonos representan las zonas de acumulación del glaciar San Quintín (azul) y de la Parte oriental (negro), que involucra a la zona de acumulación del glaciar Soler y parte del glaciar Nef. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019.	81
5.2.	(a) Mapa de alturas superficiales [m]. (b) Mapa de pendientes superficiales [°]. (c) Mapa de orientaciones superficiales de CHN. El polígono de color negro hace referencia a la zona donde se aplicará la interpolación del método kriging y cokriging.	82
5.3.	Mapa de intensidades de retrodispersión S1 de (a) polarización VH órbita descendente (Imagen S1 del 19-05-2019) y (b) polarización VV órbita ascendente (Imagen S1 del 21-05-2019). El polígono de color blanco señalado en cada figura hace referencia a la zona donde se aplicó el método de kriging y cokriging.	84
5.4.	Profundidad del nivel freático, alturas y pendientes superficiales, VHDes, VVAsc, BRP y IRP vs distancia recorrida para el perfil A-A'. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019	87
5.5.	Profundidad del nivel freático, alturas y pendientes superficiales, VHDes, VVAsc, BRP y IRP vs distancia recorrida para el perfil B-B'. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019	88
5.6.	Profundidad del nivel freático, alturas y pendientes superficiales, VHDes, VVAsc, BRP y IRP vs distancia recorrida para el perfil C-C'. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019	89
5.7.	Mapa de predicción de las profundidades del nivel freático del 19 y 20 de mayo del 2019, se observan los modelos de kriging, cokriging con Alturas, VVAsc y Altura/ VVAsc. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019.	91
5.8.	Potencia de reflexión (BRP, IRP) vs características topográficas de alturas y pendientes superficiales en el perfil A-A', B-B' y C-C'.	96

5.9.	(a) Interpolación de la superficie del nivel freático [m]. (b) Contornos de potencial hidráulico [kPa] calculados en base a cota del nivel freático en m s.n.m. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019.	97
5.10.	Promedio temporal de retrodispersión de S1 para el periodo de octubre 2014 a octubre 2020 para (a) polarización VH y (b) polarización VV.	99
5.11.	Perfil A-A'. Los rectángulos representan señales mostradas en la Figura 5.12. Imagen de fondo: S1 del mes de octubre 2016 en polarización VH combinación de órbita ascendente y descendente.	100
5.12.	Gráfico perfil A-A' representa intensidad de retrodispersión de polarización VH vs distancia recorrida a lo largo del perfil (m) para el mes de octubre 2016 (figura superior) y marzo 2017 (figura inferior).	101
5.13.	Imágenes ópticas de Landsat 8 de las zonas señaladas en la Figura 5.12 del 04-09-2016.	102
5.14.	Comparación lengua glaciar San Quintín. (a) Imagen Landsat 8 16-09-2016. (b) Imagen Landsat 8 del 20-03-2018.	103
5.15.	Comparación entre los 40,000 y 70,000 m entre (a) agosto 2019 (Imagen Sentinel-2 19-08-2019.) y (b) marzo 2020 (Imagen Landsat 8 20-02-2020).	104
5.16.	Comparación lengua glaciar San Quintín. (a) Imagen Sentinel-2 19-08-2019. (b) Imagen Landsat 8 del 20-02-2020.	104
5.17.	(a) Mapa de alturas y (b) pendientes superficiales en el campo de hielo. El cuadrado azul representa la zona a inspeccionar ubicada entre los 40,000 y 70,000 m del perfil A-A'.	105
5.18.	Grafico perfil A-A', representa Intensidad de retrodispersión de polarización VH vs distancia recorrida a lo largo del perfil (m) para la sustracción de los píxeles promedio entre agosto, octubre con respecto a marzo de varios años.	106
5.19.	Mapa de promedio de píxeles de todos los años considerados en este estudio, en polarización VH para los meses de (a) agosto y octubre y para el mes de (b) marzo.	108
5.20.	Mapa acuíferos de neviza según metodología de Brangers et al. (2020): (a) Mapa para polarización VH, diferencia de píxeles entre agosto, octubre con respecto a marzo (basado en promedios mensuales de varios años). (b) Mapa final filtrado por pendientes y alturas. Sobre 9.5 en colores rojizos se detecta los potenciales acuíferos de neviza.	109
5.21.	Ubicación y extensión de acuíferos S1 según metodología de Brangers et al. (2020). Imagen de fondo: Sentinel-2 del 21-04-2019.	110
5.22.	(a) Mediciones realizadas para puntos de acuíferos (puntos rojos, P1a P2a P3a) y no acuíferos (puntos azules, P1b P2b P3b) según Brangers et al. (2020). Imagen de fondo: Sentinel-2 del 21-04-2019. (b) Series de tiempo de las mediciones señaladas en (a) de intensidades de retrodispersión S1 para polarización VH con respecto al tiempo.	111
5.23.	Campo de velocidades para el glaciar San Rafael calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita ascendente entre 02-01-2018 y 14-01-2018 a resolución de 10 m/px (a) Sin filtro alguno. (b) Filtrado de acuerdo indicaciones de la Sección 4.3. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	113

5.24.	Velocidades en la zona inicial, central y terminal de la lengua del glaciar San Rafael a lo largo del tiempo en base a mediciones con imágenes en polarización VH. Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita ascendente del 02-01-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	114
5.25.	Campo de velocidades para el glaciar San Quintín calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita descendente entre 10-01-2017 y 03-02-2017 a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	115
5.26.	Velocidades en la zona inicial, central y terminal de la lengua del glaciar San Quintín a lo largo del tiempo en base a mediciones con imágenes en polarización VV. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 10-01-2017 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	116
5.27.	Campo de velocidades para el glaciar Steffen calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita descendente entre 04-01-2020 y 28-01-2020 a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	117
5.28.	Velocidades en la zona inicial, central y terminal de la lengua del glaciar Steffen a lo largo del tiempo en base a mediciones con imágenes en polarización VH. Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita descendente del 04-01-2020 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	118
5.29.	Campo de velocidades para el glaciar Colonia calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita ascendente entre 09-02-2020 y 21-02-2020 a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	119
5.30.	Velocidades en las zonas inicial, central y terminal de la lengua del glaciar Colonia a lo largo del tiempo en base a mediciones con imágenes en polarización VV. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita ascendente del 09-02-2020 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	120
5.31.	Campo de velocidades para el glaciar Nef calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita descendente entre 17-02-2018 y 01-03-2018 a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	121
5.32.	Velocidades en la zona inicial, central y terminal de la lengua del glaciar Nef en base a mediciones con imágenes en polarización VV. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 17-02-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	122
5.33.	Ubicación de mediciones de velocidad realizadas sobre el glaciar Gualas (imagen de la izquierda) y glaciar Reicher (imagen de la derecha). Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 01-02-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	123
5.34.	Ubicación de mediciones de velocidad realizadas sobre el glaciar Acodado (imagen de la izquierda), glaciar Benito (imagen central) y glaciar HPN1 (imagen de la derecha). Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita ascendente del 17-12-2018 para Acodado y órbita descendente del 22-02-2017 para Benito y HPN1 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	124

5.35.	Ubicación de mediciones de velocidad realizadas sobre el glaciar Grosse (imagen de la izquierda) y glaciar Exploradores (imagen de la derecha). Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita ascendente del 02-01-2018 y descendente del 12-01-2019 a 10 m/px., respectivamente. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	125
5.36.	Ubicación de mediciones de velocidad realizadas sobre el glaciar Leones (imagen de la izquierda), glaciar Soler (imagen central) y glaciar Pared Norte (imagen de la derecha). Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 29-01-2017 para Leones y órbita ascendente del 05-03-2019 para Soler y Pared Norte a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	126
5.37.	Transformada de ondículas continua glaciar San Rafael. (a) SR1 (b) SR2. El contorno negro grueso designa un nivel de significancia del 5 % y el contorno negro más fino corresponde al cono de influencia en donde los efectos de borde pueden distorsionar la imagen.	129
5.38.	Continuación transformada de ondículas continua en (a) SR3. El contorno negro grueso designa un nivel de significancia del 5 % y el contorno negro más fino corresponde al cono de influencia en donde los efectos de borde pueden distorsionar la imagen. (b) Localización de SR1, SR2, y SR3 en la lengua glaciar. Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita ascendente del 02-01-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	130
5.39.	Transformada de ondículas cruzadas para el glaciar San Rafael. (a) SR1 (b) SR2 (c) SR3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. La relación de fase relativa se muestra como flechas, con la fase apuntando a la derecha y la anti-fase a la izquierda.	131
5.40.	Coherencia de ondículas para el glaciar San Rafael. (a) SR1 (b) SR2 (c) SR3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. Las flechas en las secciones significativas apuntan hacia la izquierda y en (a) algunas apuntan hacia abajo.	132
5.41.	Ubicación de mediciones de velocidad e intensidades de retrodispersión S1 realizadas sobre el glaciar San Quintín. Imagen de fondo: S1 con polarización VV órbita descendente del 10-01-2017 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	133
5.42.	Transformada de ondículas continua para el glaciar San Quintín. (a) SQ1 (b) SQ2. El contorno negro grueso designa un nivel de significancia del 5 % y el contorno negro más fino corresponde al cono de influencia en donde los efectos de borde pueden distorsionar la imagen.	133
5.43.	Continuación. Transformada de ondículas continua para el glaciar San Quintín. (a) SQ3 (b) SQ4. El contorno negro grueso designa un nivel de significancia del 5 % y el contorno negro más fino corresponde al cono de influencia en donde los efectos de borde pueden distorsionar la imagen.	134
5.44.	Transformada de ondículas cruzadas para el glaciar San Quintín. (a) SQ1 (b) SQ2 (c) SQ3 (d) SQ4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. La relación de fase relativa se muestra como flechas, con la fase apuntando a la derecha y la anti-fase a la izquierda.	135

5.45.	Coherencia de ondículas para el glaciar San Quintín. (a) SQ1 (b) SQ2 (c) SQ3 (d) SQ4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. Las flechas en las secciones significativas apuntan hacia la izquierda y en (d) algunas apuntan hacia abajo.	136
5.46.	Ubicación de mediciones de velocidad e intensidades de retrodispersión S1 realizadas sobre el glaciar Steffen. Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita descendente del 04-01-2020 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84	137
5.47.	Coherencia de ondículas para el glaciar Steffen. (a) Ste1 (b) Ste2 (c) Ste3 (d) Ste4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. La relación se señala con flechas, hacia la derecha de fase y hacia la izquierda de anti-fase	138
5.48.	Ubicación de mediciones de velocidad e intensidades de retrodispersión S1 realizadas sobre el glaciar Colonia. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita ascendente del 09-02-2020 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	139
5.49.	Coherencia de ondículas entre las series de tiempo de intensidades y velocidades glaciar Colonia. (a) Col1 (b) Col2 (c) Col3 (d) Col4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. La relación de anti-fase se señala con flechas apuntando hacia la izquierda y también existen flechas apuntando hacia arriba que indican que la fusión se adelanta a las velocidades en ángulos menores a 90°.	140
5.50.	Ubicación de mediciones de velocidad e intensidades de retrodispersión S1 realizadas sobre el glaciar Nef. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 17-02-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	141
5.51.	Coherencia de ondículas en el glaciar Nef. (a) Nef1 (b) Nef2 (c) Nef3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	141
6.1.	(a) Mapa de predicción final de las profundidades del nivel freático. (b) Mapa de predicción de error estándar.	145
6.2.	Comparación pendiente superficial vs pendiente del nivel freático del Perfil A-A'.	147
6.3.	Resultados de interpolación del nivel freático en la zona de acumulación del glaciar San Quintín. La imagen de la izquierda corresponde a lo obtenido por DGA (2014). La imagen de la derecha los resultados de este trabajo. Ambas figuras se presentan a la misma escala de colores.	150
6.4.	Distribución de (a) acumulación de nieve y (b) densidad de grano en Campo de Hielo Norte. Modificado de DGA (2014).	152
6.5.	Glaciares con presencia de escombros sobre sus lenguas. A. Glaciar Grosse; B. Glaciar Exploradores; C. Glaciar Nef; D. Glaciar Pared Norte y E Glaciar Colonia. Imagen de fondo: Landsat 8 21-04-2019.	154
6.6.	Ubicación y extensión de acuíferos de neviza según la metodología de Brangers et al. (2020) y según mediciones GPR (1= presente, 0= ausente). Imagen de fondo: Sentinel-2 del 21-04-2019.	155
6.7.	Extensión aproximada del acuífero. En rojo los perfiles de esta investigación y en azul los de DGA (2014).	159

6.8.	Temperatura media entre octubre del 2016 a agosto del 2020 en la estación Lago Cachet 2 en glaciar Colonia. Datos extraídos del Explorador Climático (CR) ² , visitado el 10 de enero del 2021.	164
6.9.	Campo de velocidades de CHN. (a) Modificado de Willis et al. (2012). (b) Modificado de Mougnot y Rignot (2015). (c) Modificado de Friedl et al. (2021)	165
6.10.	Ubicación de puntos de control sobre roca en el (a) glaciar San Quintín y (b) glaciar San Rafael.	166
6.11.	Ejemplo de relación entre intensidad de retrodispersión S1 y velocidades superficiales en el glaciar San Rafael (Punto SR3).	169
A.1.	Potencia de reflexión (BRP, IRP) vs características de intensidades de retrodispersión S1, VHDes y VVAsc en el perfil A-A', B-B' y C-C'.	189
A.2.	Gráfico perfil A-A' de intensidad de retrodispersión S1 de polarización VH vs distancia recorrida (m) para agosto 2017 (imagen superior) y marzo 2018 (imagen inferior).	190
A.3.	Gráfico perfil A-A' de intensidad de retrodispersión S1 de polarización VH vs distancia recorrida (m) para octubre 2018 (imagen superior) y marzo 2019 (imagen inferior).	191
A.4.	Gráfico perfil A-A' de intensidad de retrodispersión S1 de polarización VH vs distancia recorrida (m) para agosto 2019 (imagen superior) y marzo 2020 (imagen inferior).	192
A.5.	Mapa de promedio de píxeles de todos los años considerados en este estudio, en polarización VV para los meses de (a) agosto y octubre y para el mes de (b) marzo.	193
A.6.	(a) Mapa acuíferos de neviza en polarización VV, diferencia de píxeles entre agosto, octubre con respecto a marzo (basado en promedios mensuales de varios años). (b) Mapa de acuíferos final filtrado por pendientes y alturas. Según metodología de Brangers et al. (2020).	194
B.1.	Campo de velocidades para los glaciares (a) Acodado, calculado entre 17-12-2017 y 10-01-2018. (b) Grosse, calculado entre 12-01-2019 y 24-01-2018. En polarización VH órbita descendente a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	195
B.2.	Campo de velocidades para los glaciares (a) Gualas, calculado en base a imágenes S1 polarización VV órbita descendente entre 17-02-2018 y 06-03-2018. (b) Reicher, calculado en base a imágenes S1 polarización VH órbita descendente entre 07-01-2020 y 19-01-2020. (c) Exploradores, calculado en base a imágenes S1 polarización VH órbita ascendente entre 02-01-2018 y 15-01-2018. (d) Leones, calculado en base a imágenes S1 polarización VV órbita descendente entre 29-01-2017 y 22-02-2017. A resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	196
B.3.	Campo de velocidades para los glaciares (a) Benito, calculado entre 17-12-2017 y 10-01-2018 con polarización VV órbita descendente. (b) HPN1, calculado entre 19-01-2020 y 31-01-2020. (c) Pared Norte, calculado entre 09-01-2019 y 02-02-2019. En polarización VH órbita descendente, ambos glaciar. (d) Soler, calculado entre 12-01-2019 y 24-01-2018 con polarización VV órbita ascendente. A resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.	197

C.1.	Coherencia de ondículas en el glaciar Gualas. (a) Gua1 (b) Gua2 (c) Gua3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	199
C.2.	Coherencia de ondículas en el glaciar Reicher. (a) Rei1 (b) Rei2 (c) Rei3 (d) Rei4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	199
C.3.	Coherencia de ondículas en el glaciar Acodado. (a) Aco1 (b) Aco2 (c) Aco3 (d) Aco4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	201
C.4.	Coherencia de ondículas en el glaciar Benito. (a) Ben1 (b) Ben2 (c) Ben3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	201
C.5.	Coherencia de ondículas en el glaciar HPN1. (a) HP1 (b) HP2 (c) HP3 (d) HP4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	202
C.6.	Coherencia de ondículas en el glaciar Grosse. (a) Gro1 (b) Gro2 (c) Gro3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	203
C.7.	Coherencia de ondículas en el glaciar Exploradores. (a) Exp1 (b) Exp2 (c) Exp3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	203
C.8.	Coherencia de ondículas en el glaciar Leones. (a) Leo1 (b) Leo2 (c) Leo3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	204
C.9.	Coherencia de ondículas en el glaciar Soler. (a) Sol1 (b) Sol2 (c) Sol3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	205
C.10.	Coherencia de ondículas en el glaciar Pared Norte. (a) PN1 (b) PN2 (c) PN3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.	205

Capítulo 1

Introducción

1.1. Formulación del estudio

La criósfera es uno de los cinco componentes principales del sistema climático global y comprende las partes de la superficie donde el agua se encuentra en estado sólido, se ubica en todas las latitudes desde la extensión de elementos más locales como el suelo congelado hasta la extensión de grandes cuerpos de masa como los glaciares y casquetes de hielo. Existe una estrecha relación de retroalimentación entre clima y criósfera (Marshall, 2011), el alto albedo (reflectividad planetaria) generado por las superficies de hielo y nieve tiene un gran impacto en el balance de radiación, por lo que el cambio en la extensión de estas áreas afecta la temperatura de la tierra. En 2013, en su quinto informe el Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC) reveló un aumento de las temperaturas globales y una reducción de los glaciares y capas de hielo en las últimas décadas (IPCC, 2013). Variados autores confirman que la mayoría de los glaciares están retrocediendo a una tasa cada vez mayor (Bauder et al., 2007; Kaser et al., 2010; Zemp et al., 2009), con una contribución al aumento del nivel del mar de 0.5 mm/año entre 1961 y 2003, con un valor que aumenta a 0.77 mm/año entre 1993 y 2003 (IPCC, 2007).

En la Patagonia, la reducción de las áreas cubiertas de hielo es evidente, donde es posible encontrar a los cuerpos de hielo templado más grande del hemisferio sur, Campo de Hielo Norte (CHN), con una superficie de 4197 km² (A. Rivera et al., 2007) y Campo de Hielo Sur (CHS) de 13000 km² (Aniya et al., 2000). Dentro de CHN, se han registrado entre 1975 y 2001 tasas de adelgazamiento de -4 ± 0.97 m/año y disminuciones del área total de hielo en 2001 de $3.4 \pm 1.5\%$ (140 ± 61 km²) en comparación a 1979 (A. Rivera et al., 2007), donde parte del volumen perdido o derretido de CHN y CHS han contribuido a un aumento del nivel del mar de 0.105 ± 0.011 mm/año entre 1995 y 2000 (Rignot et al., 2003). Por lo tanto, la investigación y comprensión de las variaciones glaciares relacionada a la hidrología de Patagonia y en particular de CHN es de gran interés, para el estudio del cambio climático en el último tiempo.

Se ha reconocido que la hidrología de los glaciares juega un papel central en la glaciología (Rothlisberger y Lang, 1987; Stenborg, 1970). Una mejor comprensión de los vínculos entre ambas puede proporcionar información importante sobre el deshielo ocurrido en superficie, su posterior escurrimiento o percolación dentro de la capa de hielo hasta la base y por consiguiente afectar a la dinámica glacial y la contribución al aumento del nivel del mar. Dentro de los glaciares templados, sobre el hielo casi impermeable es común encontrar en la base de la neviza una capa de agua saturada denominada acuífe-

ro de neviza, desde una perspectiva hidrología se trata de un acuífero encaramado y no confinado que cambia continuamente (Fountain y Walder, 1998). Los principales efectos de estos reservorios son almacenar agua temporalmente, retrasar su paso al interior del glaciar y suavizar las variaciones diurnas en la entrada del agua de deshielo. Para una comprensión integral de la hidrología de CHN, es esencial un avance en la comprensión de estos sistemas de acumulación de agua en la zona del plateau.

En Chile, estudios en CHN se han centrado principalmente en la caracterización de las extensiones, espesores, dinámica glaciar, estudiando velocidades de avance y retroceso glaciar, así como también balance de masa y algunos trabajos menores sobre peligro asociado al vaciamiento de lagos proglaciares, entre otros. Trabajos asociados en estudiar la hidrología glaciar y en específico estas zonas de acumulación de agua en la base de la neviza, no se han realizado de gran manera ya sea dada la gran cantidad de tiempo que se necesita en terreno, así como los recursos necesarios para investigarlo en especial en un área tan grande como es CHN. El desafío de conocer su extensión y monitorear estas áreas es fundamental para evaluar la vulnerabilidad de la capa de hielo de CHN.

Por lo anterior, la presente investigación tiene como propósito indagar sobre las características hidrológicas del acuífero en CHN en los últimos años (2017-2020), buscando determinar los factores que determinan características como la profundidad, extensión y variación a lo largo del tiempo del nivel freático. Además, como es bien sabido, la hidrología supraglaciar, el tamaño, espaciamiento y la conectividad de las fracturas (Cuffey y Paterson, 2010) controlan la entrega de agua de deshielo superficial al lecho glaciar, el impacto posterior de la hidrología subglacial en la interfaz del lecho con el hielo, influyen inicialmente en las presiones basales del agua, el deslizamiento glaciar y por consiguiente la dinámica del hielo (Kamb et al., 1985), en base a lo anterior se busca establecer las variaciones de velocidades superficiales de los principales glaciares efluentes de CHN y la posible relación de estas variaciones con la recarga del sistema hidráulico. Para lograr estos objetivos se combinó observaciones de campo directas mediante el uso de radar de penetración terrestre con datos de teledetección de satélite SAR Sentinel-1.

1.2. Hipótesis de trabajo

En este trabajo se plantea la hipótesis de que el flujo de agua dentro del sistema englaciar posee una fuerte componente espacial condicionada por las características topográficas y climáticas que determinan el derretimiento en la superficie y el posterior ingreso de agua al sistema hidrológico. Además, se espera observar que exista una correlación entre las tasas de velocidades de los glaciares del campo de hielo y el ingreso de agua al sistema englaciar.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo general

Analizar las características hidrológicas de Campo de Hielo Norte y su relación con la dinámica glaciar.

1.3.2. Objetivos específicos

- Determinar las características subsuperficiales de la zona de acumulación en Campo de Hielo Norte a partir de imágenes de radar y datos GPR en atención a sus propiedades hidrológicas.
- Determinar los patrones de variabilidad de velocidades superficiales de los principales glaciares efluentes de Campo de Hielo Norte analizando patrones superficiales observados en imágenes satelitales.
- Evaluar la relación entre velocidades superficiales del hielo con respecto a la recarga superficial del sistema de drenaje obtenida de forma indirecta de las intensidades del satélite SAR Sentinel-1.

1.4. Zona de estudio

1.4.1. Ubicación

El área de estudio corresponde a Campo de Hielo Norte localizado en Patagonia, específicamente entre los 46°30' - 47°30' de latitud sur a lo largo de 73°30' longitud oeste (Figura 1.1). Colinda al norte con río Exploradores, hacia el este con el lago General Carrera y hacia el sur con el río Baker. Al oeste, está limitado por el Océano Pacífico, desde el Estero Elefantes, pasando por el lago San Rafael, el Istmo de Ofqui hasta el Golfo de Penas. Administrativamente se localiza en las comunas de Aysén, Tortel, Cochrane, Río Ibáñez y Chile Chico en la región de Aysén del General Carlos Ibáñez del Campo.

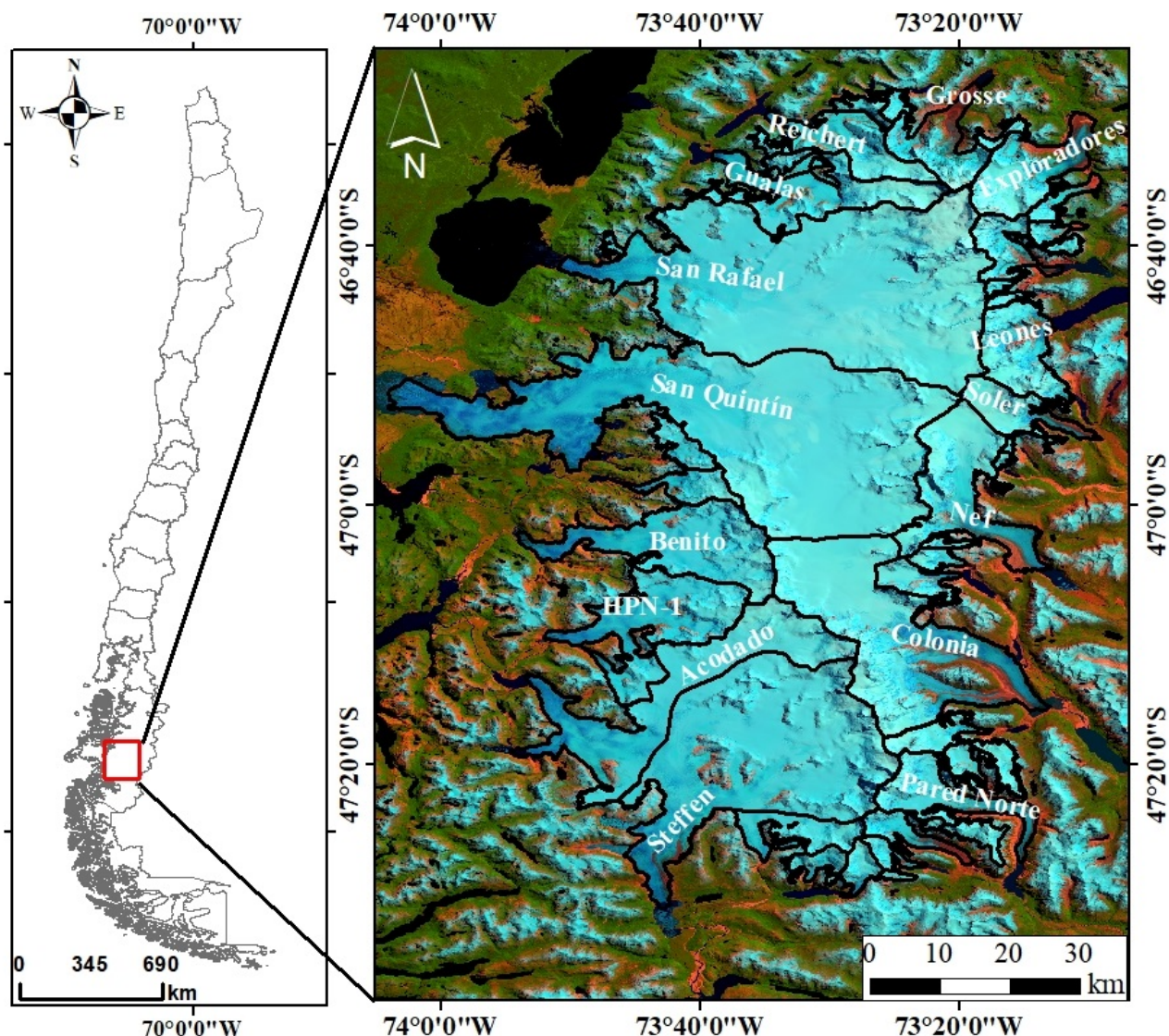


Figura 1.1: Ubicación de la zona de estudio. Las líneas negras representan las cuencas de drenaje de los glaciares de CHN. Imagen Landsat 8 02-11-2014.

1.4.2. Características del área de estudio

Campo de Hielo Norte (CHN) o conocido también como Hielo Patagónico Norte está conformado por cerca de 70 glaciares, de los cuales 20 de ellos terminan en lagos de agua dulce o en fiordos. Cubre un área total de 4200 km² se extiende cerca de 125 km en dirección norte sur entre los glaciares Groose y Steffen con un ancho de 71 km en dirección oeste-este, desde la lengua del glaciar San Quintín hasta el glaciar Soler. La mayor elevación corresponde al monte San Valentín con cerca de 4030 m sobre el nivel del mar y la mínima elevación localizado a nivel del mar es la laguna San Rafael (Lopez et al., 2010). Las líneas de equilibrio tienen una altura de 500 m más abajo en el lado occidental que en el oriental (Ohata, 1985).

CHN junto con Campo de Hielo Sur (CHS) corresponden a los glaciares templados

más grandes del hemisferio sur (Aniya et al., 1996), a excepción de la Antártica. Representando cerca del 58 % del total de la superficie de hielo a nivel nacional, constituyendo el 97.3 % del equivalente en agua del inventario nacional de glaciares (Rignot et al., 2003).

La formación de esta gran masa de hielo se debe a las abundantes precipitaciones, nubes extensas, bajas temperaturas de verano, elevación topográfica por encima del límite de nieve perenne y el impacto topográfico en la precipitación y dado el gradiente de precipitación más abundante en el oeste y la topografía oriental de CHN, los glaciares son más grandes del lado occidental (Lopez et al., 2010).

Respecto a las variaciones de la masa de hielo con los años, autores como Aniya (1988) sostienen que entre 1945 y 2005 existe un retroceso general provocando variaciones en la longitud, que se intensificó después de 1990. Otros autores que apoyan esta pérdida de masa y aumento en la contribución del aumento del nivel del mar en el último siglo es Rignot et al. (2003), calculando tasas de pérdida de $-3.2 \pm 0.4 \text{ km}^2/\text{año}$ entre 1975 y 2000. Mientras que A. Rivera et al. (2007), encontró tasas más rápidas de $-5.7 \text{ km}^3/\text{año}$ entre 1970 y 2001, contribuyendo con cerca de 0.013 mm/año al aumento global del nivel del mar durante ese tiempo. Esta rápida pérdida de masa contribuye al aumento del nivel del mar por unidad de área en el mundo.

Capítulo 2

Antecedentes de la zona

2.1. Marco geológico

2.1.1. Antecedentes geológicos regionales

El área de estudio se localiza en el dominio sur de los Andes de Chile, donde ocurre la subducción entre las placas de Nazca y Antártica bajo la placa de América del Sur (Mpodozis y Ramos, 1989). De acuerdo a la clasificación de Stern (2004), entre la Zona Volcánica Sur y el Gap Volcánico Patagónico.

La región de los Andes Patagónicos tiene una evolución geológica propia e independiente de los Andes Meridionales (al norte paralelo 39°) y se divide en dos segmentos de acuerdo a la evolución geotectónica, siendo la separación entre uno y otro de manera gradual. El primer segmento ubicado entre los 39° a 47° de latitud sur denominado Andes Patagónicos Septentrionales (Niemeyer y Cereceda, 1984), que es donde se encuentra el área de estudio. Se caracteriza por poseer sedimentos marinos depositados, sobre un sustrato continental con menor desarrollo y con una intensa actividad volcánica a partir del Cretácico medio (Cecioni y Charrier, 1974). Al oeste se encuentran flanqueados por la prolongación meridional de la fosa peruano-chileno. El segundo segmento entre los 47° a 55° de latitud sur denominado Andes Patagónicos Australes, caracterizado por poseer el desarrollo de una cuenca marginal con sedimentación marina sobre el fondo oceánico (Gansser, 1973).

La geología de los Andes Patagónicos comprende un basamento compuesto principalmente por rocas meta sedimentarias, greenstone y chert de edad Paleozoica, cuyas rocas se deforman localmente a lo largo de las zonas de cizallamiento dúctil que impactan al Noroeste de la zona (Cembrano et al., 2002). Es intruida por cuerpos pertenecientes al Batolito Patagónico, cuya extensión es cercana a los 200 km de ancho y 1000 km de largo, el cual, es posible dividirlo en tres cinturones orogénicos paralelos: cinturón granodioríticos del Jurásico occidental al Cretácico; un cinturón central del Mioceno de granodiorita con algunos granitos y un cinturón este del Cretácico medio constituido por monzogranitos y granitos (Hervé et al., 1993; Pankhurst et al., 1992). Estudios radiométricos y litológicos indican que la zonación más joven se concentra en la Zona de Falla de Liquiñe Ofqui (ZFLO), mientras que la más antigua alejado de ella (Pankhurst y Hervé, 1994).

En un contexto geotectónico, las placas de Nazca y Antártica separadas por la cordillera de expansión del sur de Chile, subducta bajo la placa de América del Sur. El punto

de unión de estas tres placas (Figura 2.1), se denomina triple unión de Chile (CTJ) y se ubica a los $46^{\circ}12'S$ frente a la Península de Taitao (Scalabrino et al., 2010), la zona de estudio está ubicado al este del CTJ, se caracteriza la región por un aumento abrupto en las elevaciones de las cumbres y el relieve (Georgieva et al., 2016). Al norte de la triple unión la placa de Nazca y la de América del Sur poseen un movimiento relativo de 84 mm/año (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Gripp y Gordon, 1990), mientras que al sur la convergencia de placas entre la Antártica y Sudamericana ocurre a una tasa de 20 mm/año (Gripp y Gordon, 1990). Además, ocurre la colisión de un centro de expansión oceánico activo que conduce a la formación de un slab window (ventana astenosférica) debajo de la placa principal, donde el manto astenosférico caliente se eleva a través del espacio creado entre las dos placas divergentes, cambiando la estructura térmica y el estado de flotabilidad de la placa superior (Thorkelson, 1996). Producto de estos cambios tectónicos las características del volcanismo en la zona son diferentes al que predomina en los Andes Centrales, prevaleciendo los basaltos olivínicos aluminosos asociadas a dacitas de olivino férrico. Entre los 46° a 49° de latitud sur se presenta el Gap Volcánico Patagónico, caracterizado por la escasa presencia de actividad volcánica (Stern, 2004).

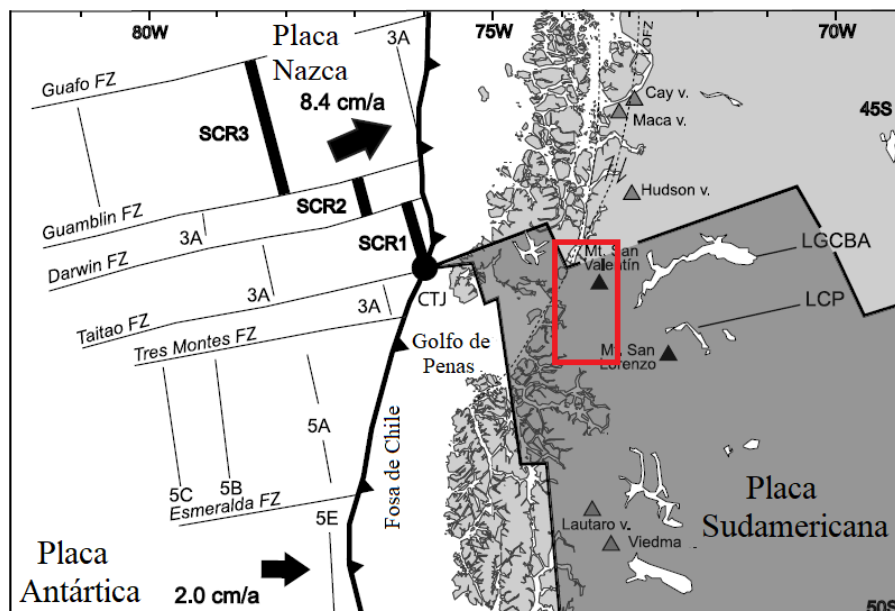


Figura 2.1: Mapa contexto tectónico entre los 45° a $50^{\circ}S$. Se muestran el punto de triple unión de las placas presentes en la región (CTJ) y los segmentos activos (SCR1 a SCR4), junto con ZFLO. También se muestran las anomalías magnéticas de las placas de Nazca y la Antártida. La región oscura representa la posición inferida de la ventana astenosférica debajo de la placa de América del Sur. El cuadrado rojo representa la zona de estudio. Modificado de Scalabrino et al. (2010).

La subducción oblicua experimentada en esta parte del país genera una deformación compleja en la cordillera que es posible dividirla respecto a la ubicación del punto triple (CTJ). Al norte del CTJ, parte de la convergencia se ha acomodado a lo largo de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui (ZFLO), la cual se extiende por más de 800 km en dirección N-S

(Niemeyer y Cereceda, 1984). A escala regional es una de las principales estructuras que atraviesa la zona de estudio, corresponde a un sistema de falla dextral - transpresional de intra arco, que se desarrolló dentro del arco magmático del Cenozoico (Cembrano et al., 2002), consiste en un arreglo de fallas y lineamientos (Cembrano et al., 2002; Pankhurst y Hervé, 1994) que desde el Pleistoceno inferior habría concentrado parte de la deformación frágil en el arco y servido de canal de ascenso para los magmas (Lara et al., 2006). Su origen se ha relacionado con la subducción oblicua debajo del margen continental (Hervé, 1976) o con el efecto de la subducción de la dorsal de Chile debajo del continente (Forsythe y Nelson, 1985). Hervé (1976), añade que la ZFLO parece ser una estructura que ha estado activa a finales del oligoceno en su extremo norte y que aún continúa activa en su extremo sur. Desde el Mioceno ha controlado la ubicación de las intrusiones plutónicas y todavía está controlando el acceso de los magmas a la superficie en la cadena actual. Estudios más recientes aseveran la hipótesis de que la ZFLO es sísmicamente activa (Lange et al., 2008) y se ha asociado con terremotos recientes de la corteza, actividad volcánica, levantamiento de rocas, exhumación y enfriamiento que se inició entre 16 y 10 Ma. (Cembrano et al., 2002). Al sur del CTJ, a los 16 Ma. se inició la subducción de la placa Antártica, cuando colisionó la dorsal de Chile con América del Sur a 54°S y producto de segmento de cresta paralelos a la fosa y de la geometría de colisión oblicua, el CTJ migró el norte y desde hace 6 Ma. permanece en la posición actual. La colisión de las crestas provocó la apertura de la ventana astenosférica que se ensancha debido a las diferencias en la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y la Antártica en relación a América del Sur (Georgieva et al., 2016).

En un contexto estructural, ya se mencionó características de la ZFLO que atraviesa parte de la laguna San Rafael y San Quintín, pero además se presentan fallas menores como Cachet, Exploradores y El Saltón, ubicadas en el este, norte y sureste respectivamente de las estribaciones de CHN (Figura 2.2) de edad Plioceno tardía a Cuaternaria. Georgieva et al. (2016) las caracterizó de la siguiente manera: Falla Cachet, es una falla de deslizamiento dextral que se extiende durante al menos 60 km por las estribaciones orientales de CHN. Un segmento continuo de falla se presenta entre los glaciares Soler y Pared Norte con presencia de diques máficos, pegmatíticos y aplíticos que se desplazan a lo largo de la falla entre los glaciares Soler, Nef y Colonia. Hacia el norte del primer glaciar, la falla pierde continuidad y se transforma en varias fallas en echelon de dirección NNW-SSE que se fusionan con la Zona de falla Exploradores. Coincide que en el cruce de la falla con los glaciares Nef, Colonia y Pared Norte se produce una deflexión dextral de los principales valles glaciares y glaciares; Zona de falla Exploradores, se extienden por las estribaciones del norte de CHN, consta de fallas inversas de pendiente moderada a pronunciada hacia el sureste (50-80°), coincide con el curso del Valle Exploradores que marca un desnivel de casi 4 km en relieve en el flanco norte de CHN; Falla El Saltón de rumbo NW-SE orientada en un ángulo alto al río Baker, que drena las salidas de los glaciares que fluyen hacia el este y el lago General Carrera hacia el Océano Pacífico, se ubica en las estribaciones sureste del CHN cerca de la terminación sur de la falla Cachet. Estas fallas serían controladores del paisaje, contribuyendo al aumento o disminución de las elevaciones. Las fallas normales en El Saltón, Georgieva et al. (2016) especula que contribuyeron al bajo relieve y elevaciones que se encuentran a lo largo de las estribaciones sur de CHN.

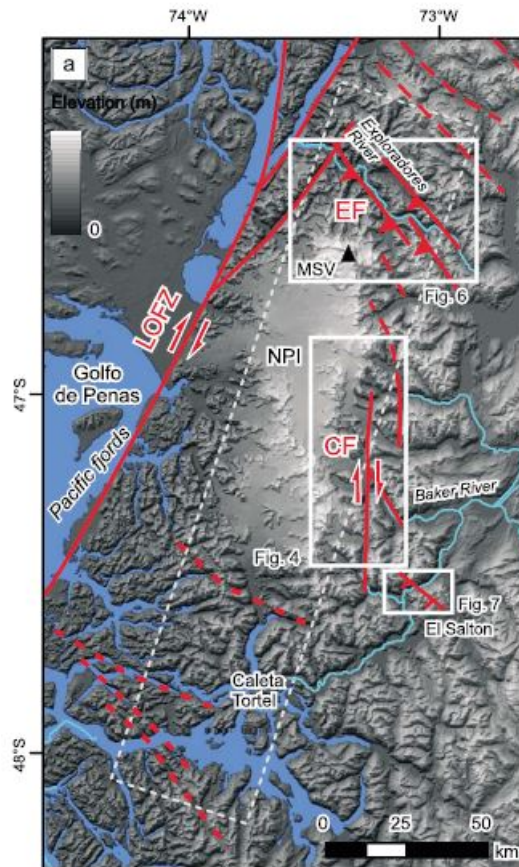


Figura 2.2: Topografía y estructuras tectónicas (líneas rojas). ZFLO: Zona de falla Liquiñe Ofqui; EF: Zona de falla Exploradores; CF: Falla Cachet. Imagen extraída de Georgieva et al. (2016).

2.1.2. Principales unidades geológicas

Campo de Hielo Norte se emplaza sobre el Batolito Patagónico y está en contacto principalmente con el basamento metamórfico de la cordillera Principal y depósitos no consolidados. Respecto al área circundante, es posible separar a las unidades que afloran en la zona en dos, de acuerdo a su ubicación respectiva con el Batolito. Hacia el este entre las principales predominan: basamento metamórfico (Devónico-Carbonífero); Formación Ibáñez (Jurásico medio a superior); Formación Guadal (Oligoceno superior-Mioceno inferior); Secuencias volcánicas del borde oriental del Batolito (Jurásico medio-superior) y secuencias sedimentarias (Pleistoceno-Holoceno). Hacia el oeste la Formación Traiguén (Cretácico superior); Secuencias volcánicas de la franja central del Batolito Norpatagónico (Mioceno); Formación Potranca y Formación Canal King (Triásico) y secuencias sedimentarias (Pleistoceno-Holoceno).

2.1.2.1. Rocas estratificadas

2.1.2.1.1 Complejo metamórfico de los Andes Orientales

- **Descripción litológica:** Comprende una sucesión principalmente turbidítica, con

grandes cuerpos de mármol en una facie de esquisto verde de mayor grado hacia el norte en la orilla occidental del Lago General Carrera. El metamorfismo es de tipo P intermedio a bajo grado (Hervé et al., 1998). Posee escasos cuerpos de metabasitas observados al este del Batolito Patagónico entre el Lago General Carrera y la Península de Brunswick. Su protolito corresponde a una secuencia sedimentaria constituida por areniscas cuarcíferas y fangolitas y en menor proporción rocas carbonatadas y chert calcáreos (Calderón y Hervé, 2000).

- **Edad:** Devónico tardío y Carbonífero temprano. Acotado según Thomson y Hervé (2002) entre 364-250 Ma.
- **Distribución espacial:** Entre los 46°S-50°30'S, aflora al este del Batolito Patagónico y llega a los canales costeros y a las islas al sur de los 48°S.
- **Relación estratigráfica y contactos:** Entre los 47-49°S esta superpuesta de manera disconforme por la Formación Ibáñez. Cubierto por riolitas de la Formación Tobicera. Es intruida por el Batolito Patagónico.

2.1.2.1.2 Formación Potranca y Formación Canal King

- **Descripción litológica:** La primera es una secuencia metaturbidíticas de protolito Triásico, afectadas por metamorfismo de bajo grado del Jurásico-Cretácico. La segunda son esquistos micáceos y filitas de protolito metasedimentario (Sernageomin, 2004).
- **Edad:** Triásico
- **Distribución espacial:** En la cordillera de la Costa, región XI.

2.1.2.1.3 Secuencias volcánicas borde oriental Batolito Norpatagónico

- **Descripción litológica:** Monzodioritas cuarcíferas, dioritas y granodioritas de biotita, piroxeno y hornblenda (Sernageomin, 2004).
- **Edad:** Jurásico medio a superior (180-142 Ma.).

2.1.2.1.4 Formación Ibáñez (Niemeyer, 1975) Secuencia de rocas volcanoclásticas y volcánicas de composición ácida a intermedia.

- **Descripción litológica:** Compuesta principalmente por tobas líticas, brechas volcánicas, tobas de cristales, tobas de lapilli y flujos andesíticos y riolíticos de colores amarillo, pardos y verde claro. Con una alteración generalizada producto de metamorfismo de bajo grado (Baker et al., 1981).
- **Edad:** Jurásico medio a superior.
- **Distribución espacial:** Aflora ampliamente en las cercanías de Puerto Ibáñez y está expuesto de manera continua en toda la Precordillera.
- **Relación estratigráfica y contactos:** Sobreyacen discordantemente al basamento metamórfico, observado al norte de río León. En contacto concordante con la Formación Ibáñez, observada en la ribera sur del Lago General Carrera.

- **Ambiente de deposición:** Continental, con algunas intercalaciones lacustres.

2.1.2.1.5 Formación Traiguén (Espinosa y Fuenzalida, 1971)

Secuencia volcano-sedimentaria.

- **Descripción litológica:** Compuesta por vulcanitas en parte brechosas de composición basáltico-andesíticas y menor proporción dacítica, con intercalaciones sedimentarias correspondiente a areniscas, lutitas y piroclásticas.
- **Edad:** Neocomiano
- **Distribución espacial:** Expuesta en el sector oriental de la Zona de los Archipiélagos. Aflora en las islas y penínsulas que circundan los canales de Moraleda y Errázuriz, hasta Fiordo Barros Arana.
- **Relación estratigráfica y contactos:** Los afloramientos occidentales en contacto por fallas con rocas del Basamento Metamórfico. Al oriente, sur y suroccidente se encuentra intruida por rocas graníticas pertenecientes al Batolito Patagónico.

2.1.2.1.6 Formación Guadal (Heim, 1940)

- **Descripción litológica:** En el techo se presentan areniscas y conglomerados rojizos, de la Formación Galera, seguido de areniscas calcáreas, limolitas, areniscas, conglomerados y brechas basales, hasta en su base encontrar tobas brechosas de la Formación Ibáñez. Su espesor máximo es de 590 m.
- **Edad:** Oligoceno superior-Mioceno inferior
- **Distribución espacial:** Aflora en la Meseta Guadal, ubicada al sureste del pueblo Guadal, en la región occidental del Lago General Carrera.
- **Relación estratigráfica y contactos:** El techo de la formación está en contacto concordante con niveles conglomerádicos de la Formación Galera. La base de la Formación Guadal aflora, en discordancia angular sobre los esquistos del Basamento Metamórfico y en discordancia de erosión, sobre los niveles superiores de la Formación Ibáñez.
- **Ambiente de deposición:** Las rocas de Formación Guadal se depositaron en un ambiente nerítico, cercano a la costa, caracterizado por una sedimentación calcárea influenciada por aportes terrígenos, en aguas relativamente cálidas para permitir la proliferación de gran cantidad de fauna.

2.1.2.1.7 Secuencias volcánicas de la franja central del Batolito Norpatagónico

- **Descripción litológica:** Granodioritas, dioritas y tonalitas.
- **Edad:** Jurásico-Mioceno (18-6 Ma.).
- **Distribución espacial:** Franja central del Batolito Norpatagónico.

2.1.2.2. Rocas intrusivas

2.1.2.2.1 Batolito Patagónico

Extensa franja de rocas graníticas que ocupan el eje central de la cordillera Patagónica, se extiende entre los 40° (latitud de Valdivia) hasta los 56°S (Cabo de Hornos) (Pankhurst y Hervé, 1994).

- **Descripción litológica:** Compuesta por granitos, granodioritas, tonalitas, dioritas cuarcíferas, dioritas, gabros y peridotitas, variando de composiciones básicas al oeste hasta composiciones ácidas en el este (Wells, 1978). Los gabros están compuestos de olivinos y piroxenos.
- **Edad:** Jurásico – Neógeno. Edades varían en un rango entre 15-157 Ma., de acuerdo con la división del Batolito en 5 complejos plutónicos. Los plutones de Jurásico de 157 a 145 Ma., los del Cretácico de 144-75 Ma., los del Paleógeno de 67-40 Ma. y del Neógeno de 25-15 Ma.
- **Distribución espacial:** En el área de estudio, Campo de Hielo Norte se emplaza sobre él y se encuentra limitado hacia el este por el Complejo Metamórfico de los Andes Orientales.
- **Relación estratigráfica y contactos:** En su flanco oriental intruye al basamento metamórfico y a la Formación Ibáñez, aflorantes en la Precordillera. En el flanco occidental, intruye a las rocas del Basamento Metamórfico y a la Formación Traiguén, expuestos en la Zona de los Archipiélagos.

2.1.2.3. Depósitos no consolidados

2.1.2.3.1 Depósitos Cuaternarios Indiferenciados

Corresponden a:

- **Conos de deyección y escombros de gravedad** Depósitos no consolidados más abundantes, dentro de la cordillera Principal. Se depositan en el curso inferior de la mayoría de las grandes quebradas y se relacionan con las fuertes crecidas de los arroyos, provocadas por lluvias excepcionales y por la fusión de las nieves durante la primavera. La formación de los escombros de gravedad se ve favorecida por la fuerte pendiente de las artesas glaciares y por el clima frío de los sectores altos del macizo montañoso.

- **Deslizamientos de suelo y roca, depósitos de avalancha, sedimentos aluviales** Los deslizamientos de suelo y roca se ven favorecidos por las abundantes precipitaciones sólidas y líquidas que generan la desestabilización del suelo en zonas de pendiente. Un gran deslizamiento es reconocido en la región del río Murta.

Los depósitos de avalancha caracterizados por una mezcla de bloques de roca angular, barro y troncos de árboles quebrados, es posible observar en los valles de la Precordillera y su formación se debe a deslizamientos de masa de nieve durante el invierno y la primavera.

Los sedimentos aluviales compuestos por arenas, gravas y limos, se extienden en el fondo de las grandes artesas glaciares de la cordillera Principal.

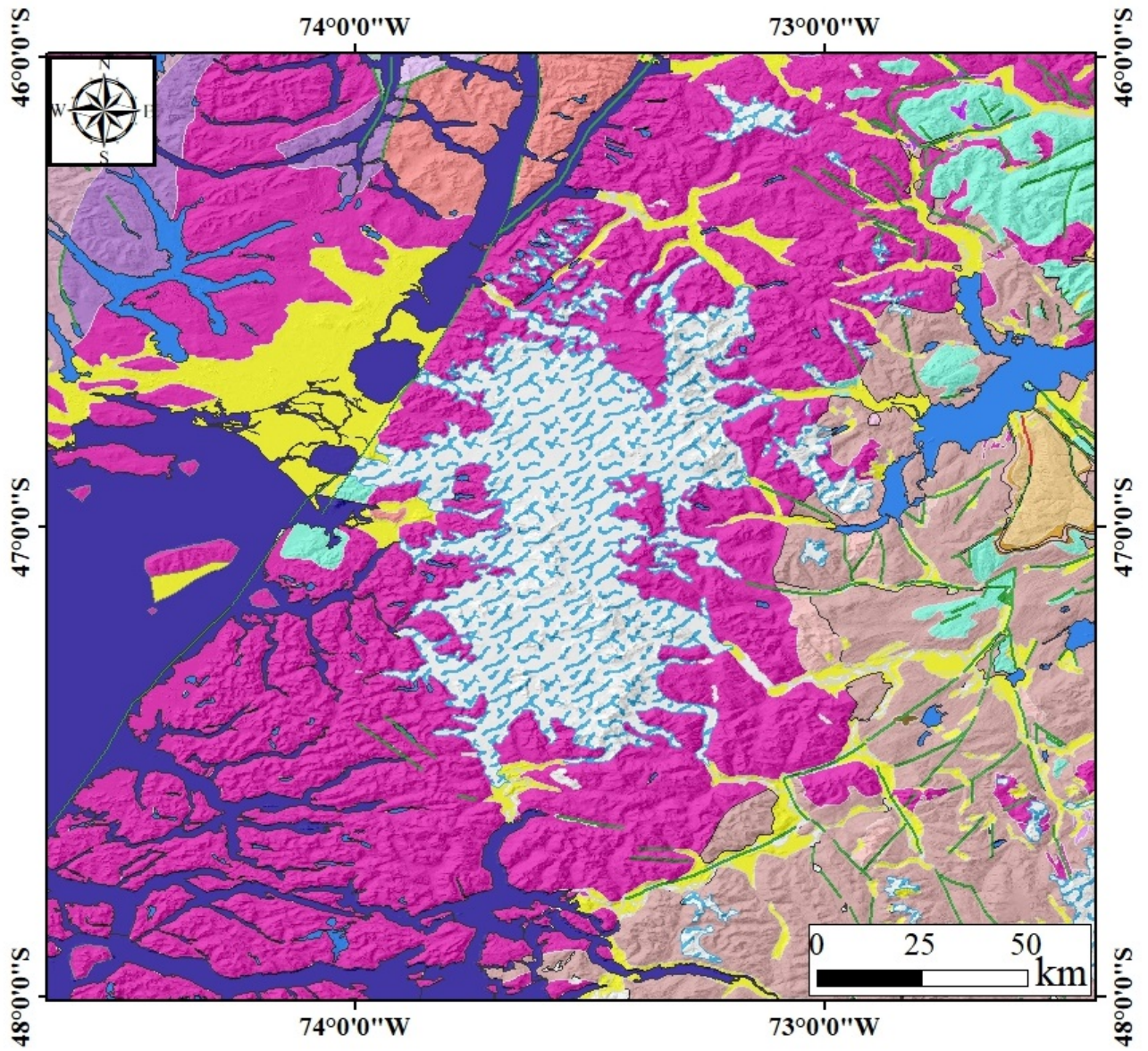


Figura 2.3: Mapa geológico de la zona de estudio entre los paralelos 46° y 48° S. Modificado de mapa geológico Sernageomin, 1:1,000,000 (Sernageomin, 2004).

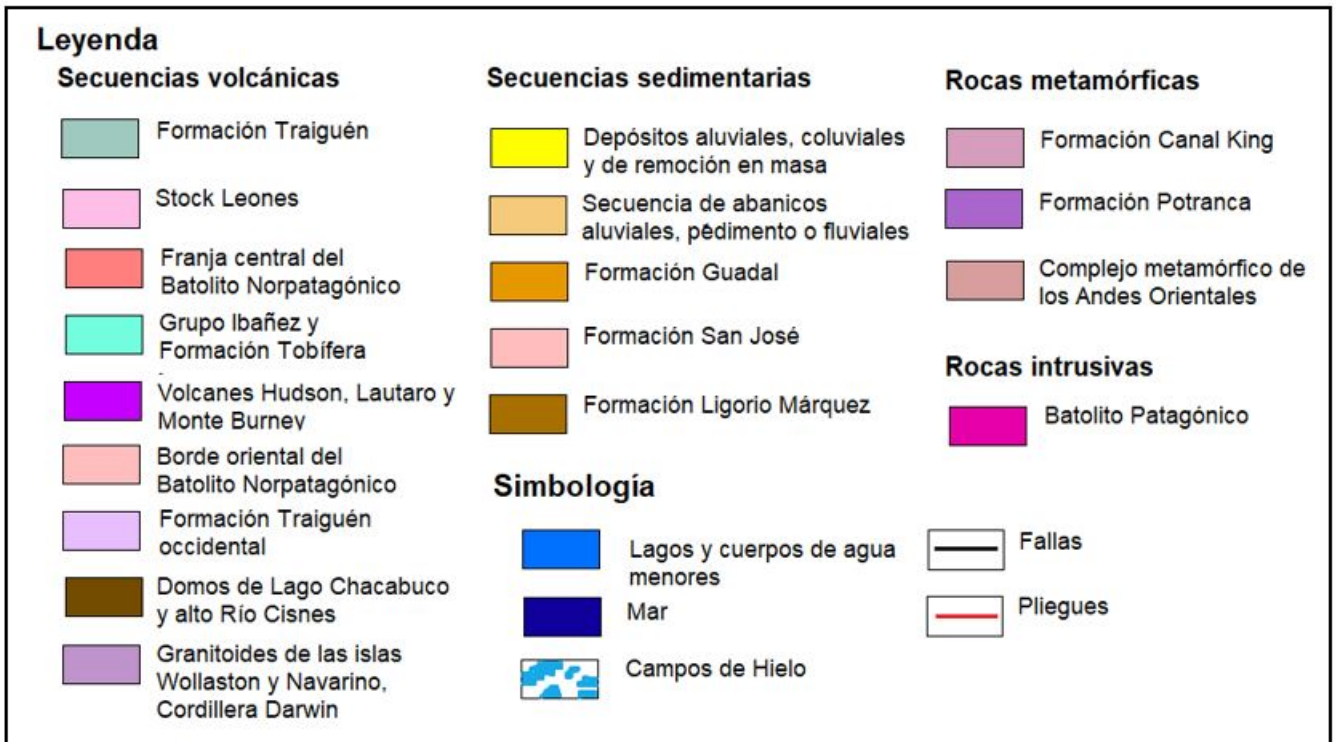


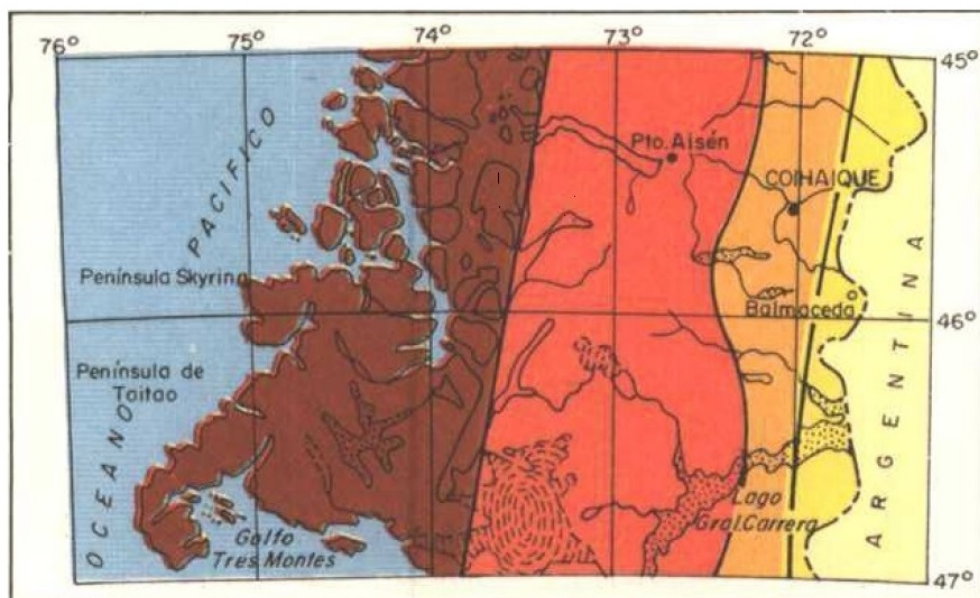
Figura 2.4: Continuación. Leyenda Mapa geológico de la zona de estudio. Modificado de mapa geológico Sernageomin, 1:1,000,000 (Sernageomin, 2004).

2.1.3. Geomorfología

Patagonia y tierra del fuego es posible dividirla en dos regiones naturalmente definidas y caracterizadas: Una occidental, extremadamente montañosa y una llanura oriental, plana. Las montañas de la zona occidental están formadas por tres rangos paralelos separados por dos valles angostos, profundos y longitudinales de origen tectónico. En la zona oriental, se combinan variadas características para romper el monótono paisaje, siendo una de ellas los valles trasversales que cruzan las llanuras patagónicas de este a oeste, estos forman los principales sistemas de drenaje de esas llanuras, constituyendo verdaderos valles de erosión (Hatcher, 1900). A lo largo del rumbo se presentan distintas variaciones, al norte de los 46°30'S las elevaciones máximas y medias se acercan a 2000 y 1000 m respectivamente. El relieve es uniforme con fluctuaciones de varios cientos de metros producto de cumbres volcánicas aisladas o fiordos glaciares profundos. Al sur, la topografía se eleva abruptamente hacia el CHN con elevaciones de 3000 a 4000 m. El relieve máximo se duplica, se vuelve más variable y excede localmente los 5000 m, con alturas máximas próximas a los fiordos glaciares profundos (Georgieva et al., 2016).

Dentro de esta caracterización y más específicamente, a escala regional la zona de estudio es dividida en cuatro elementos fisiográficos mayores (Figura 2.5) que de este a oeste consiste en: 1) Zona extra-andina, 2) Precordillera, 3) cordillera Principal y 4) Zona de los archipiélagos. Dentro de los dos últimos se encuentra CHN y son los que se describirán a continuación:

- **Cordillera Principal:** Zona de relieve más prominente, corresponde a un imponente cinturón de montaña que se extiende por más de 2000 km entre los 36°S y 55°S, posee una elevación media a los 38°S de 3800 m, disminuyendo en los 45°S a 2000 m. A los 46°S se produce un dramático incremento, destacándose el Monte San Valentín (4058 m), la cumbre más alta de los Andes Patagónicos (Singer et al., 2004). Dentro de esta unidad, se emplaza CHN que se extiende por más de 100 km alrededor de monte San Valentín. La cordillera Principal se encuentra disectada por profundos valles de origen glacial (Pangal, Mañiguales, Aisén, Exploradores, León y Baker). Por el valle del Baker escurre el río del mismo nombre, el más caudaloso de Chile. Algunos fiordos, como el Aisén, Quintralco y Estuario Francisco, penetran profundamente, desde el oeste, en la cordillera Principal.
- **Zona de archipiélagos:** Zona de unos 100-150 km de ancho, formada por islas de relieve suave, con alturas que no sobrepasan los 1000m, separados por profundos fiordos de dirección este-oeste y norte-sur que antiguamente eran valles glaciares. Los archipiélagos son separados de la cordillera Principal por el canal de Moraleda, este último se angosta progresivamente hacia el sur (Canal Costa, Canal Elefantes), hasta terminar en el Istmo de Ofqui, que conecta la península de Taitao con la cordillera Principal. Es posible encontrar los archipiélagos de las Guitecas, de los Chonos (Niemeyer y Cereceda, 1984).



Leyenda

 Archipiélagos	 Precordillera
 Cordillera Principal	 Zona Extraandina

Figura 2.5: Elementos fisiográficos a escala regional. CHN se sitúa en la cordillera Principal y Archipiélagos. Imagen extraída de Niemeyer y Cereceda (1984).

2.1.4. Glaciaciones del Cenozoico tardío

Antes de mencionar las glaciaciones ocurridas en Patagonia, es importante destacar que producto de la abertura del pasaje de Drake (resultado de la separación de América del Sur y la Antártica por causa del movimiento de la placa de Scotia al este) y la subsecuente instalación de la Corriente Circumpolar Antártica en el Mioceno temprano (23 Ma.) permitió en la región un nuevo escenario de enfriamiento rápido y definitivo de las masas de aires polares y subpolares generando la glaciación en primer lugar de la Antártica y posteriormente de los Andes Fueguinos y la Patagonia (Rabassa, 2008). Además, se deben considerar la contribución de los eventos tectónicos que elevaron la Cordillera Patagónica alrededor del Oligoceno tardío o el Mioceno temprano (Rabassa, 2008).

2.1.4.1. Glaciaciones del Mioceno a Pleistoceno

Dentro de los eventos glaciares del Cenozoico tardío más antiguos de la Patagonia, se reportan glaciaciones a partir de dataciones K/Ar en lavas con valores de 7.34 ± 0.11 a 6.75 ± 0.08 Ma., pertenecientes al Mioceno-Plioceno temprano, indicando que los Andes patagónico en ese tiempo tenía al menos casquetes polares aislados con glaciares de salida que se extendían por más de 30 km al este del frente montañoso (Rabassa, 2008). Posterior a ese evento Mercer (1976) en el lago Viedma con la identificación de depósitos glaciogénicos intercalados con flujo de basalto encontró evidencias de glaciaciones del Plioceno medio-tardío asociado a eventos climáticos fríos y sus consiguientes avances glaciares durante esas edades, con mayor seguridad registrados en las regiones de los lagos de Buenos Aires, Viedma y Argentino. A continuación, de este periodo el mismo autor dató secuencias glaciogénicas intercaladas con flujo volcánicos en Cerro del Fraile (50.56 °S) de edad 2.08 y 1.03 Ma. atribuibles al Plioceno tardío y Pleistoceno más temprano identificando 6 tipos de glaciaciones de piedemonte, mientras que Rabassa (2008) confirma haber reconocido al menos 7 tipos.

En el Pleistoceno temprano, las glaciaciones ocurridas en Patagonia son conocidas por autores como Flint y Fidalgo (1964), junto a Rabassa (2008) como fases recesivas de La última Glaciación (LG, en inglés). Se caracterizan de la siguiente manera:

- **Glaciación del Pleistoceno Temprano**, las condiciones climáticas facilitaron la formación de una capa continua de hielo montañoso que se extendía por casi 2500 km entre los 36°S hasta los 56°S, cubriendo por completo la Cordillera de los Andes y se extendía hacia la actual plataforma submarina sur del Río Gallegos en el este y el nivel del mar en el oeste (Rabassa, 2008). A este evento en el este se le conoce como la máxima expansión del hielo en la Patagonia extra-andina con las siglas GPG, con morfología glaciación de grandes lóbulos de piedemonte, de gran extensión, pero reducido grosor. Evidencia de este evento, se ha preservado a lo largo del tiempo encontrando afloramientos en el valle del río Pichilemu al este de San Carlos de Bariloche por el este y en la región de los Lagos en el Lago Llanquihue y las cuencas vecinas en el oeste, entre otras.
- **Glaciación Pleistoceno temprano-medio**, depósitos correspondientes a elevaciones más bajas en el paisaje producto de episodios de profundización del valle con

morfologías de glaciares de descarga atrincherados en sus valles. En Chile, se reportan edades de 75 Ma. en la isla de Chiloé (Rabassa, 2008).

- **Glaciación Pleistoceno Medio**, se caracteriza por arcos morrénicos muy bien conservados, de edad 57.8 ka, ubicado a 7-14 km al este de los depósitos del Pleistoceno Temprano (Porter, 1981).
- **Glaciación Pleistoceno tardío**, es en este periodo donde se formaron depósitos glaciogénicos del LG en Patagonia con edad de 85 ka., con un proceso de formación lento que tomo 30 ka. después del máximo interglaciar (Rabassa, 2008). En la región de Los Lagos se le conoce como Glaciación Llanquihue. El LGM (sigla en inglés) o Último Máximo Glaciar se alcanzó durante el último evento del Pleistoceno tardío alrededor de 25 cal ka. y termino a los 15 cal ka. En Chile este evento esta representados por las morrenas Llanquihue 2 y en Argentina por el drift de Nahuel Huapi en el norte de la Patagonia.

Los glaciares patagónicos alcanzaron su máxima expansión alrededor de los 23 ka., acompañado de retrocesos 18-17 ka. (Kaplan et al., 2004). Durante el periodo glacial tardío extendido entre los 15 y 10 ka. se reportaron avances de los glaciares de la Patagonia producto de un calentamiento uniforme y rápido que tuvo lugar entre los 13,000-14,000 años (Glasser et al., 2004).

2.1.4.2. Glaciaciones del Holoceno

Los avances del hielo Patagónico durante el Holoceno, Mercer (1965, 1968, 1970, 1976, 1982) los denominó "Neoglaciaciones". Hacia cercano a los 13 ka. BP, Mercer (1976) encontró evidencia de la deglaciación en el valle del río Baker que separo a los dos campos de hielo.

Respecto a los avances en el Holoceno inferior o más antiguo, Heusser (1974) sugirió un intervalo climático más cálido ocurrido cercano a los 8500 y 6500 14C BP cuando las temperaturas promediaban alrededor de 2°C más cálidas que ahora. Porter (2000) agregó que la expansión temprana de los glaciares de los Andes se localizó entre los 46° a 52°S, incluyendo a glaciares alpinos que terminaban en tierra, así como glaciares que desembocan en marea y lagos que drenan CHN y CHS. Ejemplo de glaciares de marea, en el lado chileno, en específico en CHN es el glaciar San Rafael, con dataciones en la morrena Témpanos (morrena más externa que bordea la laguna San Rafael) por Mercer (1982) alrededor de 4700-4200 14C AP para registrar el avance más temprano, otros autores han sugerido otros años, pero dado que es un glaciar de marea, el avance de su término puede no correlacionarse con eventos climático regionales (Warren y Sugden, 1993).

Mercer (1976) concluye que los glaciares de la región no volvieron a avanzar hasta alrededor 5 ka. BP. Durante ese periodo Mercer (1968, 1970, 1976) propone que se produjeron tres avances durante un intervalo de enfriamiento neoglacial:

- El primero fue entre 4700-4200 14C BP, con los glaciares del oeste más extensos y menos extensos los del este (Clapperton, 1993) con respecto al segundo avance.
- El segundo entre los 2700-2000 14C BP.

- El tercero tuvo lugar durante los últimos tres siglos (XVII a XX).

Estos periodos de temperaturas bajas coinciden con periodos en los que las precipitaciones eran significativamente más altas que ahora (precipitaciones anuales hasta un 150 % superiores a la media actual) (Heusser, 1984). Autores como Bertani et al. (1986) coinciden con Mercer (1976) y sostienen la ocurrencia de dos avances glaciares, además de la Pequeña Edad de Hielo (LIA, en inglés), esta última se extendió entre mediados del siglo XVII y mediados del XIX.

Estudios más recientes, como Glasser et al. (2004) presentaron evidencia de fluctuaciones glaciares durante el Holoceno en los campos de hielo Patagónicos, considerando que el Holoceno temprano (10,000-5000 14C AP), entre el 8000-6500 14C AP las temperaturas estaban alrededor de 2°C por encima de los valores modernos y en el oeste entre los 9000-6300 14C AP se presentaron condiciones más secas que las actuales. En el periodo de los 6000-3600 14C BP pareció ser más frío y húmedo que el actual, seguido de una fase árida entre los 3600-3000 14C BP. Finalmente, desde los 3000 hasta el presente existe evidencia de una fase fría con precipitaciones relativamente altas y hacia el oeste entre los 2400-1600 14C AP condiciones más secas que las actuales. Además, reportan que los avances de los glaciares de la Patagonia coinciden con un enfriamiento fuerte alrededor de los 5000 14C AP. Parte de las razones que explican esas variaciones en las fluctuaciones de los glaciares corresponden a cambios en las características internas del campo de hielo, cambios en la extensión de la capa de hielo marino Antártico, variabilidad climática inducida por acoplamiento atmosférico/oceánico, entre otras (Rabassa, 2008).

2.2. Características climatológicas de Campo de Hielo Norte

2.2.1. Caracterización climática de la región

Antes de comenzar a describir las características climatológicas en las que se encuentra inserto CHN, cabe recalcar que los contrastes meteorológicos y la alta variabilidad climática tienen un gran impacto en la glaciología de la zona. Ejemplo de estos son las tasas de ablación, las que pueden llegar a ser un 50 % más altas en el este que el oeste y variar considerablemente de un día a otro (Ohata, 1985; Warren y Sugden, 1993), igualmente las altitudes de la línea de equilibrio pueden llegar a ser más bajas en el lado occidental (Kerr y Sugden, 1994; Warren y Sugden, 1993). Los patrones de acumulación también se ven afectados temporalmente y son controlados por la topografía local.

A escala regional, Aysén se caracteriza por poseer bajas temperaturas, fuertes vientos y abundantes precipitaciones, característico de un clima templado hiperoceánico y oceánico, las cuales varían de acuerdo al relieve y continentalidad (Gobierno Regional de Aysén, 2013). La continentalidad hace referencia a la distancia de un lugar a una gran masa de agua, mientras más lejanos, más se dificulta que llegue aire húmedo a algunas regiones y por tanto se generen menos precipitaciones y una elevada amplitud térmica (diferencia entre los valores mínimos y máximos de temperatura).

Dentro de la región de Aysén se encuentra parte de la Patagonia. Se caracteriza climáticamente por un régimen occidental generado por el gradiente de presión del borde suroriental de la célula de alta presión (Romero et al., 2008) y por los sistemas frontales

que predominan la zona, lo que resulta en una alta frecuencia de días nublados (más del 70 % del tiempo) y eventos de precipitación anual que superan los 300 días (Carrasco et al., 2002). Dentro de los factores climáticos que intervienen, la oceanidad es considerada en primer lugar y corresponde a la gran influencia de las masas de agua en el clima. Ejemplo de aquello es la corriente de Humboldt, uno de los agentes termorreguladores de las temperaturas a lo largo de Chile. Dentro de la región en invierno esta corriente posee temperaturas de 8-9°C y en verano de 12°C, generando masas de aire que son transportadas hacia el continente, influyendo en la zona costera de la región (Romero et al., 2008).

En relación al comportamiento de los vientos, Patagonia se encuentra ubicada dentro del gradiente de alta presión bajo el hundimiento de la rama meridional de la circulación de Hadley a los 30°S y la banda circumpolar de baja presión alrededor de Antártica en 60°S. Los elevados gradientes de presión entre estas dos regiones generan un fuerte chorro de aire superior del oeste (Lenaerts et al., 2014). La Figura 2.6 muestra la circulación en zonas altas sobre los 3000 m s.n.m, dominada por un flujo medio zonal, con mayores velocidades de viento en la temporada de invierno a latitudes de 50°-55°S. El flujo de aire que viene del oeste recoge la humedad oceánica y la lleva hacia el continente, frente a la alta topografía (zona de barlovento) el flujo de aire es más lento, ocurre el proceso denominado precipitación orográfica y posteriormente el aire se acelera a sotavento, siendo más seco. El campo de vientos cercano a la superficie sigue la misma tendencia de los vientos de mayores altitudes (Lenaerts et al., 2014) y cercano a los glaciares de salida, los vientos se ven considerablemente reforzados por un elemento catabático (vientos que caen dentro de una atmosfera estable desde un nivel superior), de modo que los vientos experimentados sobre los glaciares y alrededor de ellos son frecuentemente extremos, con rachas de fuerza de huracán en ocasiones y a velocidades superiores a 55 m/s en los propios campos de hielo (Shipton, 1959; Warren y Sugden, 1993).

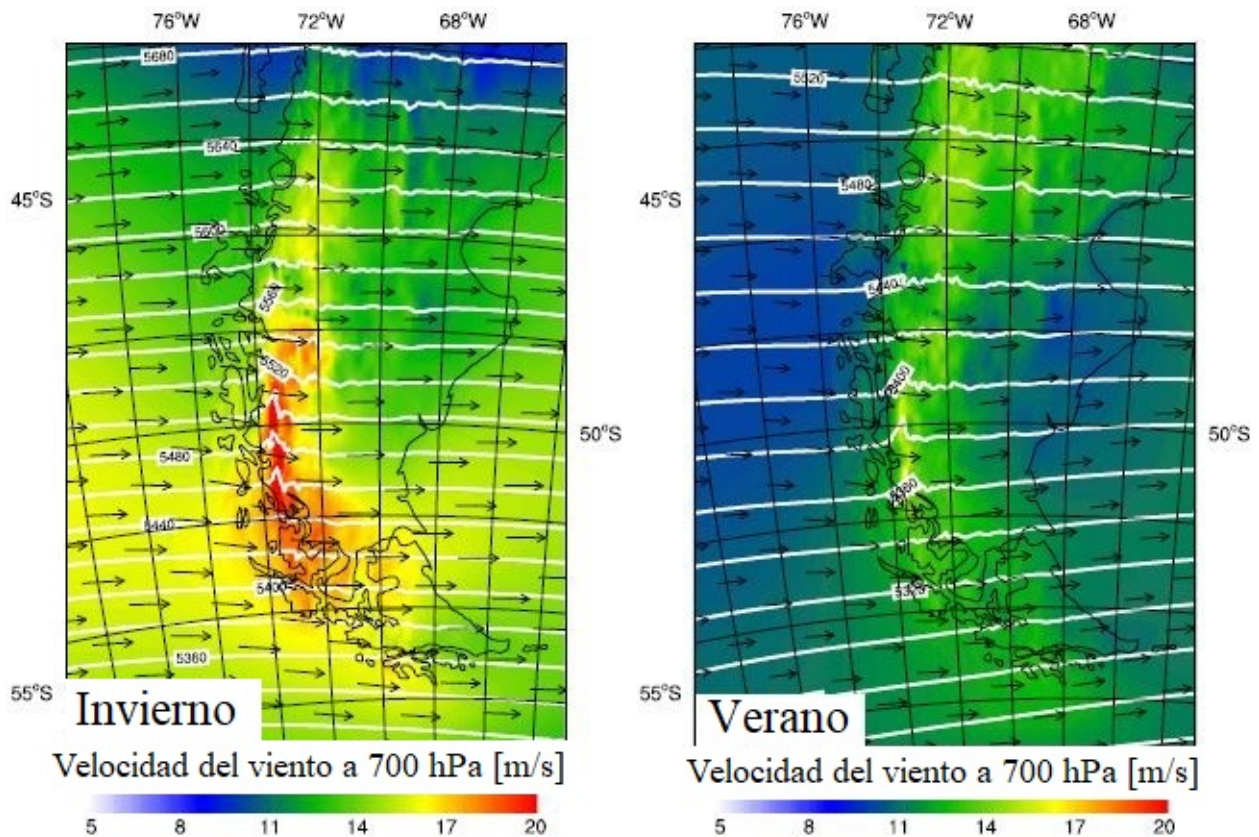


Figura 2.6: Velocidad de los vientos durante el invierno (imagen de la izquierda) y verano (imagen de la derecha) a una presión de 700 hPa. lo que en altura equivale a 3000 m. Modificado de Lenaerts et al. (2014).

Respecto al régimen de precipitación en la región, Quintana (2004) sostiene que la precipitación al sur de los 30° S, está condicionada por una fuerte variabilidad de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO, en inglés), la cual es vinculada con la Oscilación del Sur y la frecuencia de ocurrencia de los eventos de la Niña y el Niño. La PDO corresponde a un patrón de variabilidad climática del Pacífico similar a El Niño de larga duración con existencia de dos ciclos complejos de régimen frío en el pasado que prevalecieron desde 1890-1924 y nuevamente desde 1947-1976, mientras que los regímenes cálidos dominaron entre 1925-1946 y desde 1977 hasta mediados de 1990 (Mantua y Hare, 2002).

Villalba et al. (2003) menciona que, al norte de la Patagonia, los cálidos eventos de El Niño se asocian a primaveras invernales más frías y húmedas y veranos más cálidos y secos, mientras que los eventos de La Niña corresponden a primaveras invernales más cálidas secas y frías. Otro factor que influye en las precipitaciones de la zona corresponden al perfil topográfico oeste-este de América del Sur (Figura 2.7a), lo que genera un aumento de las precipitaciones en el lado oeste, alrededor de 7000 mm en la costa con un máximo de 8500 mm (Heusser, 1984; Warren y Sugden, 1993), mientras que hacia el este la precipitación anual alcanza los 400 mm (Carrasco et al., 1998; Ibarzabal y Donangelo et al., 1996). Estudios más recientes como Lenaerts et al. (2014) demuestran que la precipitación anual modelada para la Patagonia excede los 5 m w.e (equivalente de agua)

por año a lo largo de la mayoría de los flancos occidentales de los Andes del Sur y que la mayor cantidad de precipitación se encuentra en los campos de hielo con 10 m w.e hasta un máximo de 34 m w.e en el extremo sur de Campo de Hielo Sur. Esta variación topográfica puede generar diferencias de hasta tres veces entre la cantidad de lluvias registradas en las estaciones de la costa con las del interior, las estaciones ubicadas al oeste reciben más de 3 m w.e de precipitación, mientras que las ubicadas hacia el este son mucho más secas y caen con valores menores a 1 m w.e (Lenaerts et al., 2014). A escala local la cantidad de precipitación dependerá en gran medida de la exacta topografía presente en el área de estudio.

En cuanto a los días y la cantidad de lluvia siempre son mayores en invierno con eventos de duración de dos o más días, mientras que en verano son más frecuentes los eventos de un día de duración (Romero et al., 2008). Los días con precipitaciones sólidas con temperaturas igual o menor a 0 °C son mayores en Cochrane y Balmaceda que en las otras estaciones y no se registran nunca en verano.

En el caso específico del Campo de Hielo, Fujiyoshi et al. (1987) encontraron un máximo claro de lluvia de verano en el lado oeste del CHN, con precipitaciones que pueden caer en forma de nieve durante cualquier mes del año, incluso cuando la temperatura del aire está por encima de los 0 °C (Fujiyoshi et al., 1987; Warren y Sugden, 1993). Estudios más recientes sobre precipitaciones de CHN, lo realizan Schaefer et al. (2013), quienes proponen un modelo de precipitación (Figura 2.7b), el cual indica un grado considerable de variabilidad, siendo más confiable los datos hacia la parte occidental del CHN, ya que el modelo en la parte oriental sobreestima fuertemente la cantidad de precipitación y son pobres las correlaciones.

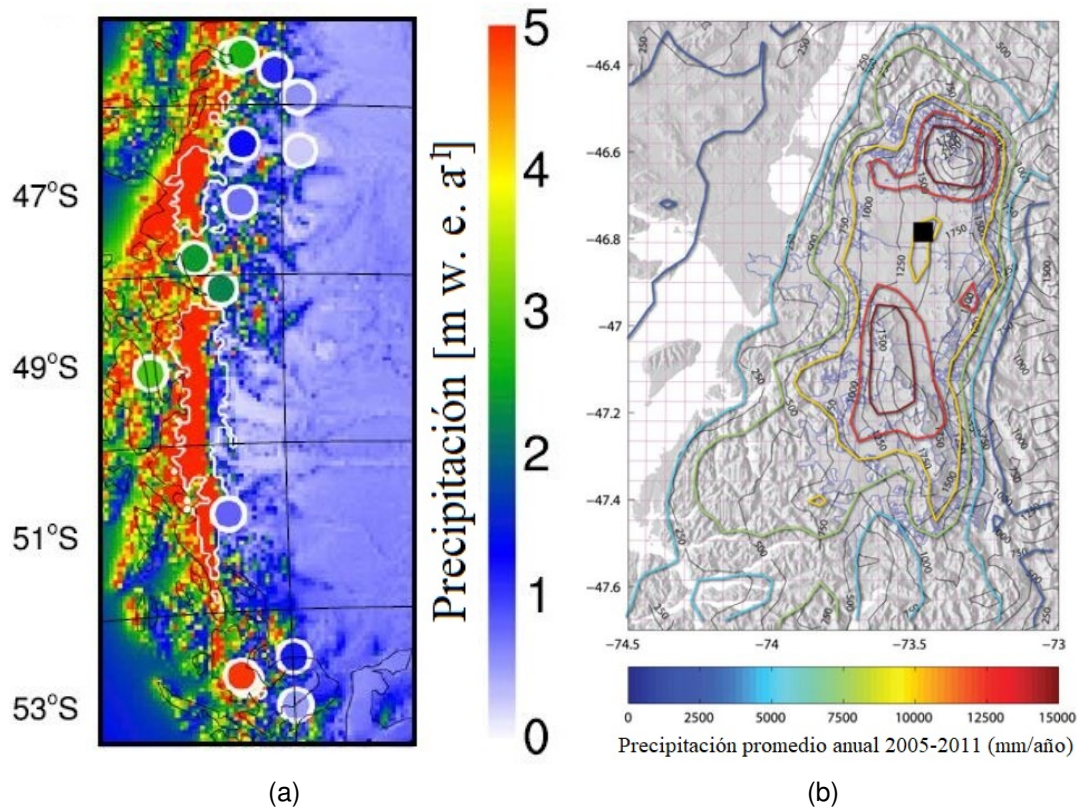


Figura 2.7: (a) Precipitación anual simulada, se exalta la diferencia entre el oeste y este. Modificado de Lenaerts et al. (2014). (b) Precipitaciones anuales entre el 2005 y 2011 (mm/año). El relieve de fondo indica la topografía y las curvas de colores la precipitación. Modificado de Schaefer et al. (2013).

En cuanto a las temperaturas en la región, la isoterma 0 °C se sitúa a los 2400 m. Las zonas costeras presentan temperaturas medias anuales de 8 °C con amplitudes anuales de 5-6 °C, mientras que, en áreas más alejadas del mar, se alcanza temperaturas de 6 °C y 10-11 °C de amplitud anual entre los años 1991-2000 (Romero et al., 2008). Ejemplo de lo anterior se observa al contrastar en la actualidad (2016-2020) las estaciones de Aysén (cercana a la costa) con las de Coyhaique y Balmaceda (más hacia el interior), la primera registra amplitudes diarias y estacionales bajas con temperatura máxima de 11.7 °C en invierno y de 21.7 °C en verano. Las otras dos estaciones presentan rango de temperatura diarios y estacionales mayores con máximos de verano más altos y mínimos de invierno más bajos que las estaciones de la costa (Figura 2.8).

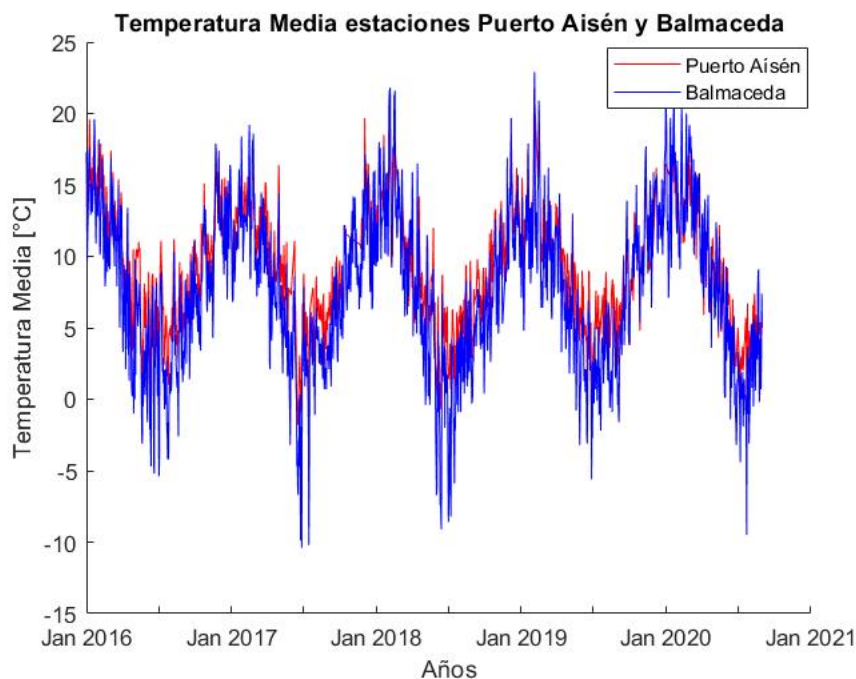


Figura 2.8: Temperatura Media en las estaciones Puerto Aysén y Balmaceda entre el periodo del 2016 y 2020. Datos extraídos del explorador climático CR²

Dentro de los factores señalados anteriormente, en CHN los glaciares con salidas hacia el oeste responden principalmente a la variabilidad de las precipitaciones mientras que los del este a la variable de la temperatura (Warren y Sugden, 1993; Lenaerts et al., 2014). Algunos autores como Caviedes (1990) y Kerr y Sugden (1994) enfatizan en la importancia de las precipitaciones, exponiendo que estas son más importantes que la temperatura media anual y que serían claves para determinar el crecimiento y descomposición de los campos de hielo durante los ciclos glaciares.

2.2.2. Clasificación del clima en CHN

Para la región, se pueden distinguir distintos tipos de climas asociados a las Ecorregiones, definidas según la clasificación de Koppen (1918). Esta clasificación es objetiva y sencilla y se define de acuerdo a tres factores, que para el caso de CHN es el siguiente: El primero de acuerdo a la latitud según temperaturas y disponibilidad de agua se clasificaría al clima con las letras C (templado), D (Frío) y E (polar); El segundo criterio es de acuerdo a la pluviometría, añadiéndole la letra “F” a la clasificación, quedando CF y DF lo que representaría sin estación seca y EF que representaría a la capa de hielo; El tercer orden es un criterio térmico que para el caso de C y D estaría seguido de una k, quedando CFk y DFk lo que indica clima frío (Sarricolea et al., 2017).

De manera general, en el Sur Austral predominan los climas polares (E) con un 52% de ocurrencia en la región, seguido de un 5% de los climas áridos (B), dado por las condiciones de sotavento y elevación de las islas occidentales y finalmente los climas templados (C) con un 44% de la región (Sarricolea et al., 2017).

La zona en la que se ubica y circunda a CHN predomina principalmente los siguientes climas. En CHN se encuentra la Ecorregión de Dominio Nival (EF); hacia la zona occidental predomina la Ecorregión Húmeda de Verano Frío (Cfc); y hacia el sur está en contacto con la Ecorregión Templada Húmeda de Verano Fresco e Invierno Riguroso (Cfk).

A continuación, se definen esas Ecorregiones y se presentan en la Figura 2.9:

- **Ecorregión Húmeda de Verano Frío (Cfc):** Debido a la influencia oceánica, que genera humedad y la cercanía a las masas de nieve, el clima es templado frío. Se caracteriza por poseer precipitaciones cercano a los 4000 mm, que se presentan a lo largo de todo el año, con verano fresco y frío. Con temperaturas medias durante el año que no superan los 10°C, siendo solo las estaciones de la parte oriental superiores a ese valor.
- **Ecorregión Templada Húmeda de Verano Fresco e Invierno Riguroso (Cfk):** Posee primaveras frescas con abundante precipitación e intensos vientos y veranos con menor precipitaciones. Existe mayor amplitud térmica por el efecto de la cordillera de la Costa que actúa como una pantalla generando cierta mediterraneidad. Los meses más fríos alcanzan los 5 a 7°C.
- **Ecorregión Dominio Nival (EF):** Se caracteriza por poseer temperaturas de todos los meses inferiores a 0°C, con acumulación de nieve, sin presencia de vegetación. Es el clima en el cual se desarrollan los glaciares, cuyo deshielo es debido a las oscilaciones diarias y no periódicas de temperatura.

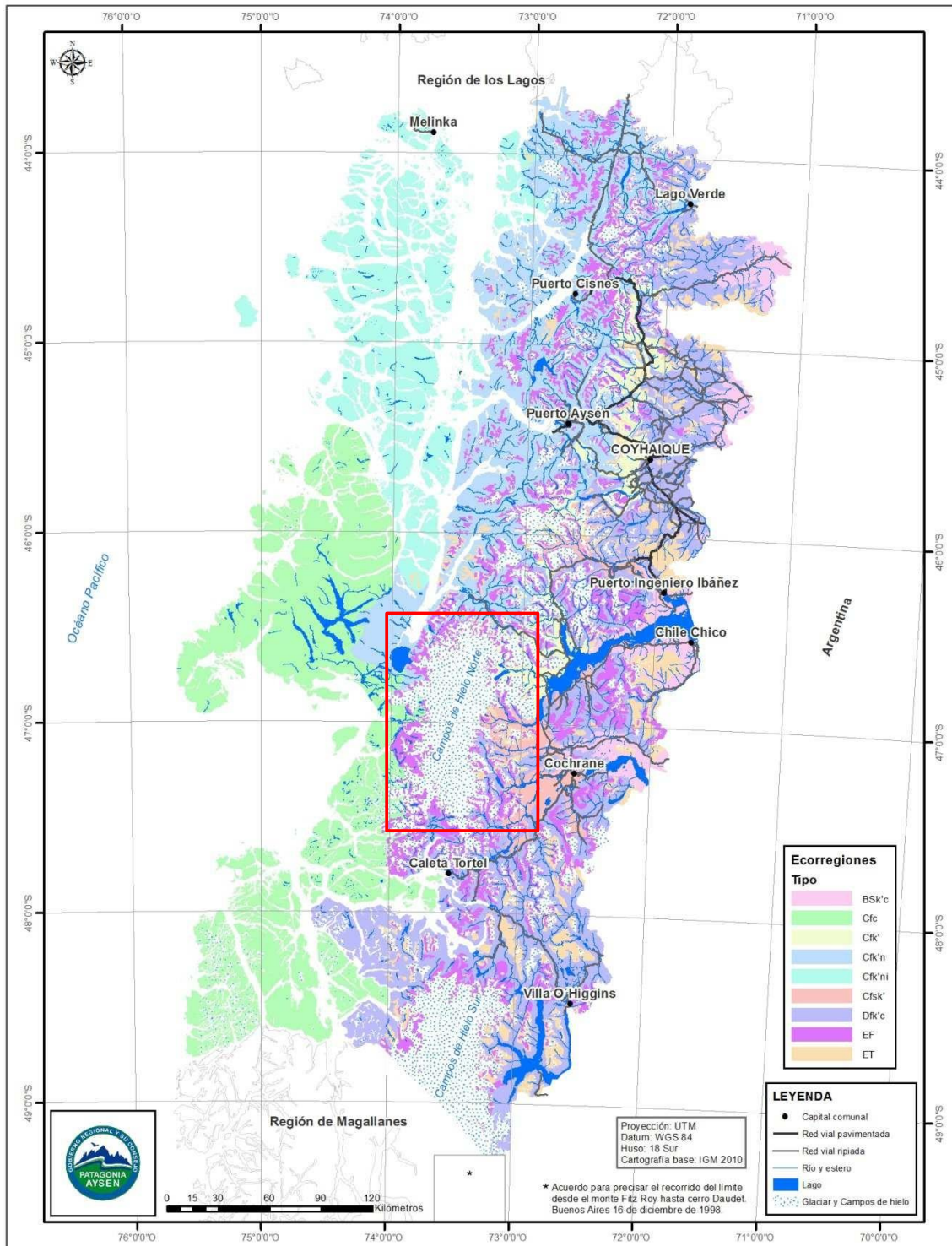


Figura 2.9: Mapa de Ecorregiones. El rectángulo rojo indica a la zona de estudio. Imagen extraída de Gobierno Regional de Aysén (2013).

2.3. Actividad antrópica en la región de Aysén

Los primeros asentamientos en la región de Aysén se consolidaron en los años 1920 y 1930 con la fundación de Puerto Aysén en 1928 y Coyhaique en 1929 (Sociedad de Historia y Geografía de Aysén (SOHIGEO), 2018). A partir de 1927 se crea el territorio de Aysén y diez años después paso a ser una provincia más de Chile. Estas primeras colonizaciones trajeron a la región un alto costo, debido a los incendios forestales que producían los mismos colonos para modificar parte de la región y permitir el desarrollo de la industria agrícola y ganadera. De acuerdo con las palabras de Martinié (2005), “fue el duro precio que ha debido pagarse para la conquista territorial de la región de Aysén”

En la actualidad de acuerdo al Instituto Nacional de Estadísticas (INE), la región de Aysén para el año 2002 contaba con un registro de 95,978 habitantes y para el 2006 de 100,417, pronosticando para el año 2020 114,252 total de habitantes. Respecto al total nacional, la región representa un 0.6 %. Las comunas que presentan más habitantes son Coyhaique con 57,818 y Aysén con 23,959 de acuerdo al Censo del 2017, realizado por la INE (2019).

Respecto al uso de suelos en la región, de acuerdo al informe de actualización del plan regional de Gobierno Regional de Aysén (2013), el uso actual de los suelos es dividido en 15 actividades principales: Agrícola, Ganadera, Silvícola, Turismo y recreación, Pesca recreativa, Acuicultura, Minería, Energía, Infraestructura, Urbano, Industrial, Militar, Patrimonial, Conservación, Preservación. Siendo el uso de suelos preservación y conservación los que predominan en la zona.

Dentro del punto de vista de contaminación a nivel atmosférico, el uso de leña tanto a nivel industrial y residencial es el que aporta con mayor cantidad de contaminantes. De acuerdo con el informe de CONAMA (2008), la calidad del aire empeora en otoño e invierno producto de la mala dispersión de los contaminantes en la cuenca y el mayor uso de leña producto de las bajas temperaturas. Según este mismo informe el nivel de emisión alcanza una tasa anual de 7600 toneladas, de las cuales un 94 % corresponde a emisiones del sector residencial por consumo de leña, un 5 % de los grandes consumidores, que ocupan, petróleo, gas y electricidad y finalmente un 1 % de las quemadas agrícolas y las fuentes móviles.

2.4. Hidrología

La región de Aysén es considerada la región con mayor cantidad de agua dulce de Chile, concentrándose su gran mayoría en los ríos, lagos, canales y glaciares. Respecto a los primeros, casi todos nacen en la vertiente oriental de los Andes, cortan la cordillera de los Andes por valles desfiladeros, que gracias a depresiones de origen tectónico presentan grandes explanadas en el interior del sistema andino (Pederson, 1967). La mayoría en su curso inferior presentan rápidos y torrenteras que entran su navegación. La red hídrica se encuentra condicionada por las características geomorfológicas y climáticas de la zona. De acuerdo al Gobierno Regional de Aysén (2013) los principales ríos que conforman la región corresponden a río Palena, Cisnes, Baker, Aysén, Bravo y Pascua. En cuanto a los cuerpos lacustres, existen numerosos lagos y lagunas en la zona, siendo los principales: el Lago General Carrera, el Lago O'Higgins, el Lago Cochrane y Lago Bertrand.

Otra fuente de agua se encuentra en los glaciares de la región correspondiente a un total aproximado de 8943 con una superficie glaciar de 10214.7 km². El equivalente en agua para la Zona austral corresponde a un 97.3 % del inventario nacional, lo que equivale a 3175 km³ (Rocha y Giering, 2017).

A continuación, se describen los principales cuerpos de agua de la región, que se ubican más cercanos al área de CHN:

- **Río Baker:** Se ubica entre los paralelos 46°05' y 47°50' de latitud sur. Corresponde al segundo río más largo de Chile. Posee una extensión de 182 km, iniciando en el Lago General Carrera y desemboca en las cercanías de Caleta Tortel (Gobierno Regional de Aysén, 2013). Se desarrolla en un 78 % del territorio chileno, entre CHN y CHS. Su alimentación es de régimen mixto, con gran aporte nival en el mes de enero (Habiterra S.A. Consultores, 2003; Ortiz y Vergara, 1979). La cuenca de este río posee una superficie de 20945 km² (DGA, 2016). Sus afluentes más importantes son los ríos Chacabuco, Cochrane, El Salto y Los Ñadis, ubicados en la parte oriental de la cuenca y los ríos Nef y Colonia los afluentes occidentales. Presenta zonas de inundación donde se produce la confluencia entre los ríos El Salto y Colonia al río Baker y en la desembocadura del río Ventisquero en el río Baker (Habiterra S.A. Consultores, 2003).
- **Río Bravo:** Nace al sur de Cerro Lorenzo y desemboca en el fiordo Mitchell, posee una extensión de 90 km, con una superficie de su cuenca de 1803 km². Su alimentación es de origen glaciar, con un caudal medio de 30 m³/s siendo sus afluentes más importantes los ríos Desplayes, Año Nuevo y del Camino (Gobierno Regional de Aysén, 2013).

Los ríos originados por derretimiento de CHN, corresponden principalmente a río Nef, Colonia, Exploradores y río Leones.

- **Río Nef** con una extensión de 35 km y un promedio de descarga de 4054 mm/año (Dussailant J. et al., 2012), nace en CHN hasta su desembocadura en el río Baker, posee un color lechoso debido a que en su recorrido es alimentado por afluentes de los ventisqueros y cerros nevados (Aysén Patagonia, 2020).
- **Río Colonia** con una extensión de 20 km, es un afluente del río Baker que nace en el lago Baker, presenta anualmente, en el mes de febrero, inmensas avenidas (crecidas), producto de que en invierno los hielos obstaculizan el drenaje de las aguas del lago Arco al lago Colonia, ubicado el primero a 7.7 km más arriba que el segundo. En verano producto de los grandes deshielos las aguas rompen el dique natural, precipitándose valle abajo, lo que por ser bastante considerable estancan al Baker, obligando a este último a correr en sentido contrario e inundar el valle grande en una extensión de 10,000 ha (Pederson, 1967).
- **Río Exploradores**, ubicado en el extremo poniente de lago Bayo, es originado producto del drenaje del glaciar del mismo nombre. Su cuenca posee una superficie de 1730 km² (Niemeyer y Cereceda, 1984) tiene una gran variabilidad y crece por la intensificación de las lluvias produciendo el aumento de los caudales y por el derretimiento del glaciar en épocas estivales.

- **Río Leones**, nace del drenaje del lago del mismo nombre, posee una extensión de 28 km hasta desembocar en el lago General Carrera. Durante su recorrido es alimentado por tributarios, entre sus principales son el río Fierro, río Claro y río Meliquita. (SERPLACXI, 2005).

Dentro de los lagos, los más cercanos y de mayor extensión corresponden al Lago General Carrera ubicado hacia la parte oriental de CHN. Lago Bertrand a la altura del glaciar Soler y Lago Cochrane hacia la parte oriental a la altura del glaciar Colonia.

- **Lago General Carrera:** Denominado también como “Chelenko” por el pueblo Tehuelche, que significa “Aguas turbulentas”. Corresponde al lago más grande de Chile y el segundo más grande de Sudamérica con una superficie de 978.12 km² y una extensión de 200 km de largo, con profundidades que alcanzan los 600 m. En su cuenca se ubican localidades como Bahía Murta, Chile Chico, Puerto Cristal, Puerto Ibáñez y Puerto río Tranquilo (Muñoz et al., 2006).
- **Lago Bertrand:** Se ubica a 137 km al occidente de Chile Chico y 270 km al sur de Coihaique, recibe aguas del lago General Carrera. Posee una superficie de 48.1 km², es de origen glaciar finalizando en forma de embudo, desaguando en el río Baker. Tiene un régimen pluvial-nival, cuyas crecidas ocurren durante los meses de verano producto del derretimiento de los glaciares de CHN. Entre sus tributarios destacan el lago El Plomo y lago Negro (Municipalidad de Chile Chico, 2020).
- **Lago Cochrane:** Posee una superficie de 173.75 km² (Muñoz et al., 2006). Recibe el desagüe de tres arroyos principales, arroyos El Tamango y Tamanguito, arroyo Huemules y arroyo la Baguala. Controla el escurriendo del río que lleva su mismo nombre. Ocupa una depresión que comienza en las mesetas patagónicas y se interna entre los cordones Chacabuco por el norte y Esmeralda por el sur. Un 53 % del lago se encuentra en territorio chileno.

Capítulo 3

Marco teórico

3.1. Glaciología

3.1.1. Definición glaciar

Existen múltiples definiciones del término glaciar. Lliboutry (1956) definió glaciar como “toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualesquiera sean sus dimensiones y su forma (...) que fluye bajo su propio peso hacia alturas inferiores”. Marangunic (1979) enuncia una definición similar añadiendo que el glaciar fluye lentamente por reptación, pero agrega algunas consideraciones, como que la nieve invernal o estacional presenta propiedades de flujo o que puede existir masas de hielo perenne de dimensiones importantes que no evidencien flujo, que glaciares activos puedan estancarse y que las acumulaciones de hielo perenne alimentado por avalanchas desde glaciares colgantes activos, presenten poco movimiento.

Por otra parte, El Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2001) define glaciar un poco más detallado como: “masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía del lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura o la descarga en el mar”.

Con estas nociones de la definición de glaciar y simplificando el concepto, la DGA (2009), define glaciar como: “toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre suelo, que sea visible por períodos de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0.01 km² (una hectárea). O cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo”. Lo cual incluye a los glaciares rocosos. Cogley et al. (2011), añade que aparte de ser una superficie de hielo y nieve posiblemente sea neviza y que muestra evidencias del pasado o presente.

3.1.2. Formación glaciar

Uno de los requisitos para la formación de un glaciar, es que la temperatura permita grandes precipitaciones de nieve con permanencia durante todo el año (A. Rivera et al.,

2016) y que la entrada en la zona de acumulación exceda las pérdidas de masa de hielo en la zona de ablación (Bennett y Glasser, 2009). En el invierno la nieve que cae y se acumula por un tiempo, cambia de una masa ligera y esponjosa a un material granular de densidad $400\text{-}830\text{ kg/m}^3$ (Cuffey y Paterson, 2010), llamado neviza. En esta transformación intervienen procesos como la sublimación, donde se escapan algunas moléculas de vapor de agua de la nieve, particularmente en los bordes y otras se unen al centro de los granos de neviza. Luego, con el tiempo y con más nevadas la neviza empieza a experimentar cambios, los gránulos que crecieron se empaquetan más estrechamente bajo la presión de la nueva capa suprayacente, dejando escapar gran parte del aire alojado entre ellos, reduciendo el espacio, hasta convertirse en hielo, que es una verdadera roca pues es un sólido que posee estructura cristalina (H. Rivera, 2005), con una densidad superior a los 830 kg/m^3 (Cuffey y Paterson, 2010) que tiene propiedades físicas y químicas características, los cristales son de forma hexagonales, generalmente opacos y toman un color azul a consecuencia del aire y polvo fino que contiene (H. Rivera, 2005). La formación del hielo mencionado puede tomar décadas en completarse (Paterson, 1994) y va a depender de la temperatura (derretimiento y congelación) (A. Rivera et al., 2016) y la compactación generada por la presión a profundidad. Este proceso es mucho más rápido en regiones templadas que en regiones frías (Paterson, 1994). Además, cabe mencionar que en la transformación de nieve a hielo no existe un único mecanismo, sino diferentes mecanismos en diferentes zonas del glaciar (Cuffey y Paterson, 2010). Una vez alcanzado el espesor crítico en la zona de acumulación, el hielo debido a la energía potencial que posee comienza a fluir por la acción de su propio peso (Benn y Evans, 2010) y ya se estaría observando un glaciar como tal.

La mantención y crecimiento de un glaciar a lo largo del tiempo estará condicionado a ciertos factores, entre ellos, las condiciones climáticas, asociado a las temperaturas, precipitaciones, factores topográficos como la hipsometría de las cuencas y a factores glaciodinámicos, como la velocidad del hielo, los ciclos de calving, entre otros (Escobar et al., 1995).

3.1.3. Sistema glaciar

A los glaciares se les puede considerar como grandes sistemas abiertos que termodinámicamente intercambian masa y energía con su entorno (Thibert et al., 2013), poseen componentes de entrada y de salida e interactúan con otros sistemas, como la atmósfera, los océanos, los ríos y el paisaje (Benn y Evans, 2010). Braithwaite (1981), menciona como una entrada de masa al sistema, la precipitación invernal que se registra en el término de la acumulación y Benn y Evans (2010) además añaden a los escombros de rocas. Estos inputs del sistema corresponden a la acumulación, que preferentemente se generan en la zona de acumulación, que se ubica hacia el interior del glaciar en las partes altas, donde la acumulación anual supera a la ablación. Las salidas del sistema, ocurren con las pérdidas de masa, ya sea por derretimiento, evaporación o la ruptura de bloques de hielo o iceberg, conocido colectivamente como ablación (Benn y Evans, 2010), esta zona de ablación se da hacia el exterior, en la parte baja de los glaciares, donde ocurre que la ablación supera a la acumulación. Estas zonas mencionadas están separadas por la línea de equilibrio (ELA), correspondiente a la zona donde la acumulación anual se iguala a la ablación anual (Benn y Evans, 2010). Las ganancias y pérdidas mencionadas en los sistemas glaciares se conocen como balance de masa y Cogley et al. (2011) lo define como

el cambio en la masa de un glaciar, o parte de un glaciar durante un período determinado.

3.1.4. Clasificación glaciar

A continuación, se describen los glaciares en base a su morfología, temperatura y zona de acumulación del hielo de acuerdo a los glaciares presentes en la zona de estudio. Estas definiciones fueron obtenidas a partir de lo propuesto por la Dirección General de Aguas, en la Estrategia Nacional de Glaciares del 2009 (DGA, 2009):

3.1.4.1. Clasificación morfológica

Diferencia a los glaciares por su naturaleza, tamaño y características. En base a los objetivos de la investigación se resaltarán:

- **Campos de Hielo:** Corresponden a una gran superficie de hielo terrestre (Kotlyakov y Komarova, 2006), que cubre un terreno montañoso, pero no lo suficientemente grueso como para oscurecer toda la topografía del subsuelo, por lo que su flujo no es predominantemente radial como el de una capa de hielo (Cogley et al., 2011). Exhiben una zona de acumulación compleja compuesta por una planicie en altura o plateau rodeado por zonas escarpadas. El hielo existente en estas zonas altas es evacuado por medio de varias lenguas efluentes las cuales son controladas por la topografía subyacente. Dichas lenguas pueden presentar cuencas medianamente definidas, pero sus zonas de alimentación presentan divisorias de hielo difíciles de delimitar en sectores planos, a menos que se hagan estudios interferómetros o mediciones con GPS de calidad geodésica, que incluyan estimaciones de velocidades y direcciones predominantes de flujo (A. Rivera et al., 2016).
- **Glaciares de Piedemonte:** Son glaciares enclavados en la cordillera, pero cuya alimentación es suficientemente abundante como para permitir que una lengua penetre el ante país o pie de monte, derramando su caudal de hielo, en forma de abanico divergente. Ejemplo de lo anterior en CHN es el glaciar San Quintín. Se distinguen las siguientes partes de estos glaciares:
 - 1. La parte superior con cuencas compuestas, las que desembocan en una cuenca o circo.
 - 2. La lengua propiamente dicha, encauzada en un valle, con distintas longitudes.
 - 3. El lóbulo (Pie expandido), que es su elemento característico, el cual sale de la montaña y forma un semi-arco similar a un gran cono de deyección.
- **Glaciares de valle:** Se caracterizan por tener una o más zonas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, las cuales confluyen en un valle, más largo que ancho, el cual permite el flujo de hielo aguas abajo. No posee lóbulo de derrame y su frente queda circunscrito al valle. Recibe el nombre de glaciar Alpino, por ser la forma típica de varios glaciares de los Alpes, a partir de los cuales se conceptualizó.
- **Glaciares de montaña** Definidos como glaciares localizados en las partes altas de la cordillera, con formas variables, y donde la evacuación desde las zonas de acu-

mulación (más anchas que largas), se da por medio de una lengua glaciaria pequeña (en comparación con un glaciar de valle). Su zona de acumulación es bien definida.

3.1.4.2. Clasificación térmica

Hace referencia a la temperatura de la masa de nieve, que controla la evolución cristalográfica de la nieve, así como los procesos de ablación.

- **Glaciares fríos:** La temperatura del hielo es muy inferior a 0°C. Los procesos de ablación son en general escasos y son debidos a ocasionales eventos cálidos afectando solo la superficie. Las pérdidas de masa importantes se generan por sublimación y deflación. Al no existir ablación superficial, la transformación de la nieve en hielo es lenta. La acumulación ocurre por precipitación nivosa, siendo de carácter seco y baja densidad. En CHN, se ha detectado hielo frío en las cercanías de la cumbre del Monte San Valentín.
- **Glaciares temperados o templados:** Posee en toda su masa la temperatura de fusión del hielo, la cual varía con la presión que a su vez depende en forma directa del espesor de hielo, su densidad y la aceleración de gravedad. En la zona Austral de Chile, es posible encontrar este tipo de glaciares, donde la acumulación se da por una variada gama de procesos depositacionales, incluyendo nieve húmeda, seca, avalanchas laterales, granizo y eventualmente recongelamiento. La ablación es principalmente por derretimiento, pero también por sublimación, calving y deflación.
- **Glaciares politermales:** Ocurre en algunos glaciares del ártico canadiense, que la temperatura del hielo está muy por debajo del punto de fusión, sin embargo, en la base de la lengua terminal, puede alcanzarse temperaturas cercanas al punto de fusión, generando cierto nivel de derretimiento estival y mayor deslizamiento basal.

3.1.4.3. Tipos de zonas de acumulación

Se describen los tipos de cuencas de alimentación, como sigue:

- **Cuencas compuestas:** Dos o más cuencas dan origen a lenguas glaciares individuales, las que se unen formando una lengua principal.
- **Cuenca compuesta:** Zona de acumulación con varias subcuencas, cuyo hielo es evacuado por una sola lengua.
- **Cuenca simple:** Cuenca de alimentación más ancha que larga, cuyo hielo es evacuado por una lengua principal.
- **Plateau:** Superficie relativamente plana, representan grandes receptáculos de nieve, la cual se transforma en hielo, que fluye aguas abajo por portezuelos, por donde salen lenguas efluentes.

3.1.5. Zonas de un glaciar

En base a las características físicas, Benson (1961) y Müller (1962) desarrollaron la idea de zonas al interior de los glaciares, distinguiéndose 5 zonas que se describen desde las elevaciones más altas (cabeza del glaciar), de la siguiente manera:

1. **Zona de nieve seca:** No se produce deshielo, ni siquiera en verano. El límite entre esta zona y la siguiente se denomina línea de nieve seca.
2. **Zona de percolación:** Ocurre cierto derretimiento en la superficie. El agua puede filtrarse a una distancia de la superficie y si se encuentra una capa impermeable, puede extenderse lateralmente. Al congelarse se forma una capa o lente de hielo y en el caso de los conductos por los que pasa el agua, formar tuberías denominadas glándulas de hielo. A medida que se desplaza por el glaciar, se llega un punto en el que al final del verano, la nieve depositada desde el final del verano anterior ha elevado su temperatura al punto de fusión, denominando a ese punto línea de nieve húmeda, correspondiente al límite con la otra zona (Paterson, 1994).
3. **Zona de aguanieve:** Toda la nieve depositada del verano anterior se ha calentado hasta los 0°C. Parte del agua de deshielo se filtra en las capas más profundas que se depositaron en los años anteriores.
4. **Zona de hielo superpuesto:** Corresponde a una masa continua originada por la cantidad de agua que se fusiona. Se sitúa en la parte baja de la zona de aguanieve. El límite entre la zona de aguanieve y hielo superpuesto se denomina línea de nieve. El límite inferior de la zona de hielo superpuesto es la línea de equilibrio.
5. **Zona de ablación:** Bajo la línea de equilibrio (ELA). La superficie del glaciar pierde masa a finales de un año normal.

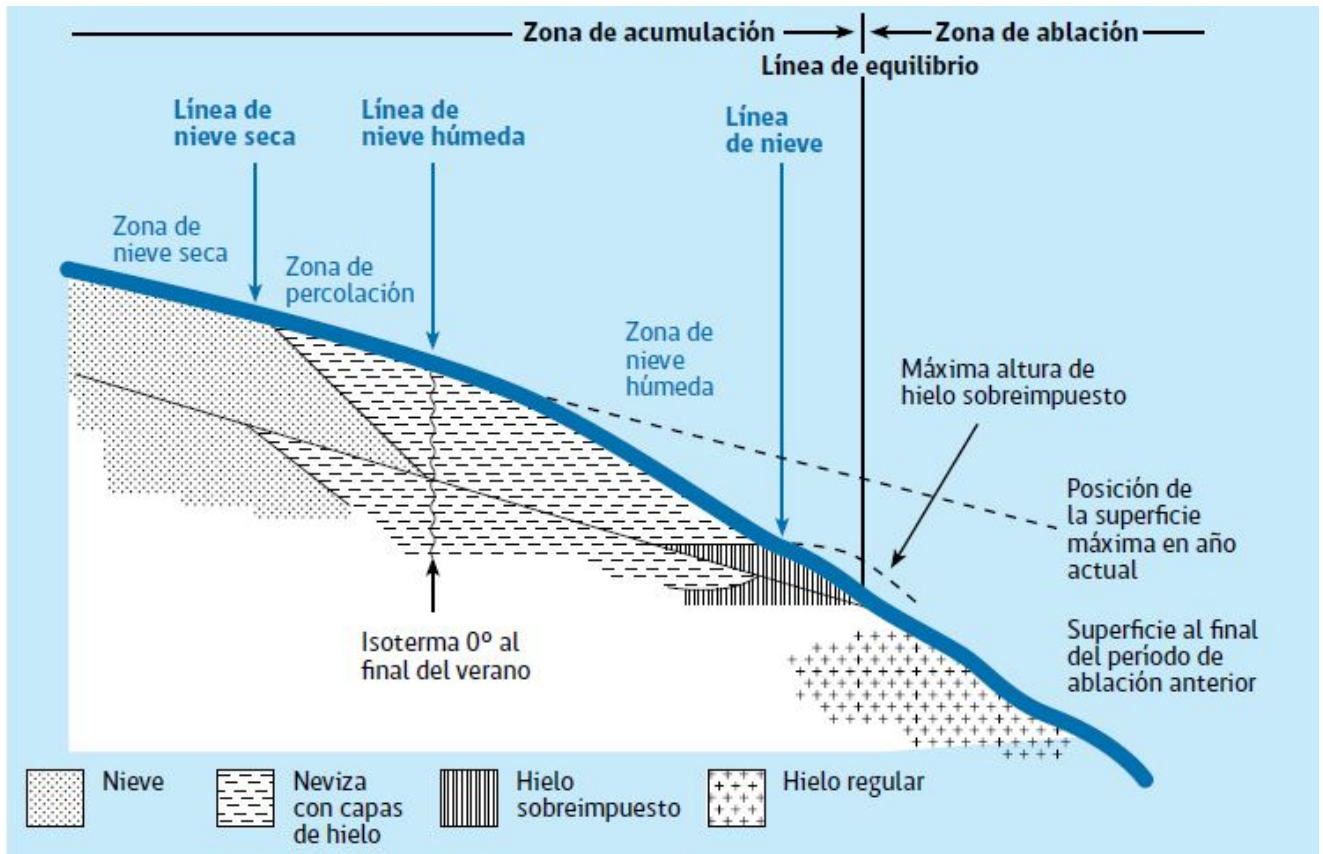


Figura 3.1: Zonas de un glaciar. Imagen extraída de A. Rivera et al. (2016).

3.1.6. Hidrología glaciar

Se define como el estudio del almacenamiento y transporte de agua en los glaciares y como los glaciares liberan esta agua a los sistemas fluviales (Cuffey y Paterson, 2010). La importancia de su conocimiento se observa en varios aspectos, siendo el principal para el estudio de los glaciares, el de comprender los mecanismos por los cuales los glaciares deslizan sobre el sustrato y las causas y mecánicas de las oleadas glaciares. Otro aspecto es el uso del flujo de agua proveniente de los glaciares, como suministro de agua para la agricultura, ya que muchos ríos son alimentados por el deshielo de los glaciares y como fuente para alimentar plantas hidroeléctricas en algunas partes del mundo. Otro fin de comprender la hidrología glaciar es la de predecir el peligro del drenaje repentino de lagos con represas por glaciares y de agua almacenada dentro de los glaciares, lo cual se vuelve cada vez más importante a medida que los glaciares responden al clima cada vez más cálido lo que genera que muchas presas de hielo se estén adelgazando y se estén formando nuevos lagos (Cuffey y Paterson, 2010)

El flujo del agua a través del glaciar dependerá de factores tales como los tamaños, espaciamientos y la conectividad de las fracturas, considerando que en los horizontes superiores ubicado en la zona de acumulación, la neviza es permeable al paso del agua

(Cuffey y Paterson, 2010).

El agua a través de los glaciares puede seguir distintos recorridos o delimitar diferentes caminos, es así como se definen los siguientes aspectos:

- **Hidrología superficial (supraglacial):** Corresponde al agua de deshielo que fluye sobre la superficie del hielo en la zona de ablación, a través de redes de canales con paredes lisas y a veces sinuosas y transportan agua a velocidades de unos pocos metros por segundo. La escorrentía se inicia cuando se forma una capa saturada en agua. Ejemplo de agua sobre la superficie de un glaciar se observa en lagos de agua de deshielo que se forman en regiones de suave pendiente. Parte del agua superficial desaparecerá a través de conductos, grietas o pasadizos verticales llamados moulins.
- **Hidrología englacial:** El agua superficial penetra en un glaciar a través de grietas abiertas, almacenándose en ellas o drenando en redes de fracturas o canales más profundos como moulins. A medida que el agua desciende, la disipación por fricción convierte la energía potencial en calor, lo que derrite las paredes del hielo, este mecanismo permitirá la conexión de un sistema de tubería, grietas o fracturas bien desarrollado (Lang et al., 1977). Dentro de glaciares templados existen numerosas bolsas de agua, canales y fracturas, parte de estos últimos explicarían el gran almacenamiento y transporte de agua dentro de estos glaciares. En particular, en la base de la neviza y sobre el hielo impermeable es común encontrar una capa saturada de agua, se trata de un acuífero no confinado conocido con el nombre de acuífero de neviza, en la siguiente sección se detallan sus características.
- **Hidrología subglacial:** Diversos pasillos almacenan y transportan agua en el lecho del glaciar. Existen conductos con paredes de hielo, hay canales incisos en roca o sedimento techados con hielo y el agua se distribuye ampliamente de manera irregular en películas delgadas, pequeños canales y cavidades de un metro, hay agua en los espacios porosos de los sedimentos y el lecho rocoso. Los canales subglaciares con una sección transversal semicircular por el que fluye el agua permaneciendo a temperatura de fusión se denominan canales Rothlisberger o R (Fountain y Walder, 1998), mientras que los canales incisos en el lecho de roca se denominan canales Nye o N.

La mayor parte del drenaje basal ocurre entre la interfaz hielo y sustrato y para que ocurra las presiones basales del agua por lo general deberán aumentar hasta casi igualar la presión de sobrecarga, es por esto que muchas veces el drenaje no es capaz de eliminar toda el agua que llega al lecho, el volumen de agua almacenada aumenta y la presión de agua se acumula, reduciendo las fuerzas de contacto entre el hielo y la roca subyacente. Existen situaciones en que el drenaje no requiere de altas presiones de agua debido a la abundante agua superficial que llega al lecho. Estos flujos concentrados derriten el hielo, agrandan los pasillos y crean un sistema de tubería eficiente para la escorrentía (Cuffey y Paterson, 2010). Es importante mencionar que el flujo de agua puede tardar varios días desde su lugar de origen en llegar hasta el final del glaciar.

Existe una retroalimentación positiva entre hidrología y deslizamiento, ya que la hidrología influye al deslizamiento y el deslizamiento a la hidrología. El sistema de agua basal afecta el movimiento de deslizamiento de un glaciar, ya que el agua lubrica la interfaz. La

lubricación surge de la separación del hielo de su sustrato y de los altos valores de presión del agua que también reducen la resistencia al cizallamiento de los sedimentos basales. A su vez, el deslizarse sobre una superficie irregular abrirá cavidades que almacenan y transportan agua influyendo en el sistema hidrológico.

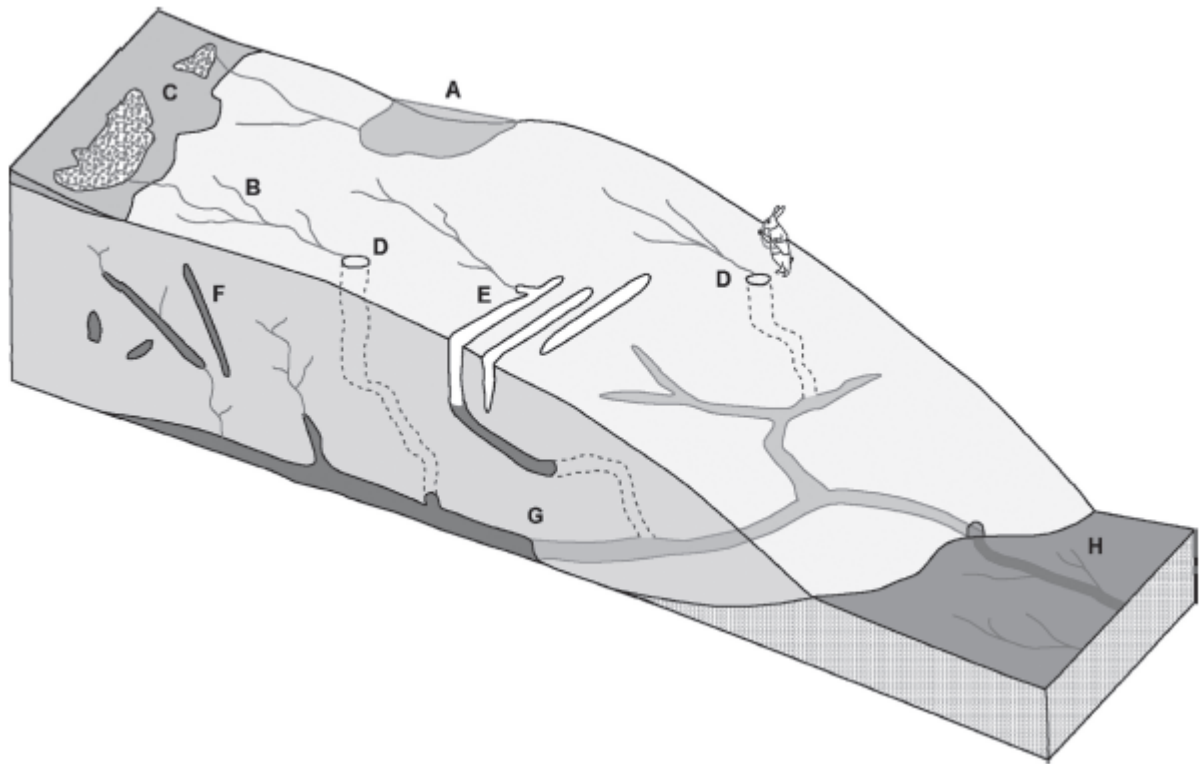


Figura 3.2: Elementos parte del sistema de agua glaciar. (A) Lago supraglaciar. (B) Corrientes de superficie. (C) Zona de pantano cerca de la neviza. (D) Moulins, drenaje dentro de túneles subglaciares. (E) Grietas que reciben agua. (F) Fracturas llenas de agua. (H) Escorrentía en la parte baja del glaciar. Imagen extraída de Cuffey y Paterson (2010).

3.1.6.1. Acuífero de neviza

La palabra acuífero según Ordoñez (2011) lo define como un volumen subterráneo de roca y arena que contiene agua, lo cual se relacionan directamente a la geología de rocas y sus características. Por otro lado, la neviza (o firn en inglés) corresponde al intermediario entre la nieve y la transformación al hielo. De acuerdo con Greve y Blatter (2009), define la neviza como la nieve que tiene más de un año, que ha sobrevivido al menos una temporada de deshielo. A medida que la presión aumenta, ocurre la densificación de la neviza y a cierta profundidad se transforma en hielo. Cogley et al. (2011), añade que el espacio poroso esta interconectado permitiendo que circule aire y agua. Además de que la capa que forma la neviza en glaciares templados tiene unas decenas de metros y hasta o más de 100 m de espesor en la zona de nieve seca.

Desde el siglo pasado, existen algunos autores que comienzan a estudiar el flujo de agua en los glaciares, tratando de comprender como este se realiza y las implicancias que tiene en las características del hielo, es ahí cuando el concepto de acuífero de neviza va tomando peso y va desarrollándose a medida que se realizan más investigaciones. Uno de estos autores es Stenborg (1970), quien estudiando el retraso de la escorrentía de una cuenca glaciar menciona que esto se debe a que se produce un almacenamiento temporal de agua en las capas de neviza profundas. Rothlisberger y Lang (1987) plantean que la capa saturada en agua que se forma por encima de la transición de neviza y hielo, es similar a los acuíferos de agua subterránea comunes. Fountain (1989), declara que, en los glaciares templados, la neviza funciona como un acuífero delgado y no confinado que almacena agua y retarda el movimiento hacia la base del glaciar. Fountain y Walder (1998), estudiando el flujo de agua de los glaciares templados, hacen referencia a que el hielo glaciar al ser casi impermeable promueve la formación de una capa saturada en agua en la base de la neviza, similar a lo enunciado por Rothlisberger y Lang (1987) y desde una perspectiva hidrológica, menciona que la neviza es un acuífero encaramado y no confinado que desemboca en hielo y que sería impermeable a no ser por las grietas existentes.

En este siglo, se continúa trabajando con el término de acuífero de neviza, hasta que Forster et al. (2014) en una campaña de terreno en Groenlandia, al perforar la capa de hielo, se encontró con agua líquida que no se congeló en la temporada de invierno, por lo que amplió el concepto denominando a este tipo de almacenamiento de agua como acuífero de neviza perenne, ya que no solo se trata de un tipo de almacenamiento temporal sino duradero a lo largo de periodos.

De acuerdo a lo anterior, un acuífero de neviza es un tipo de almacenamiento de agua englaciar que se forma cuando el agua de deshielo de la superficie llena el espacio poroso de la neviza y si el tiempo de retención supera un año, pasa a llamarse acuífero de neviza perenne (Hawrylak y Nilsson, 2019).

3.1.6.2. Características acuíferos de neviza

El proceso de formación de los acuíferos de neviza se debe al deshielo de la superficie en verano y del camino que toma la escorrentía, siendo una de las vías para el agua de deshielo la percolación vertical a través de las capas superiores del glaciar (Hawrylak y Nilsson, 2019) hasta llenar el espacio poroso disponible (Christianson et al., 2015). Tanto la cantidad de agua de deshielo producida en la superficie como el espacio poroso disponible, está controlado por la tasa de acumulación neta (Hawrylak y Nilsson, 2019), que determinará el nivel freático del acuífero (Munneke et al., 2014). De acuerdo con Benn y Evans (2010) el agua puede volver a congelarse si la temperatura de la capa de nieve está algunos grados por debajo del punto de congelación, formando lentes de hielo dentro de la neviza. El calor latente que libera este proceso calentará constantemente la capa de nieve, lo que puede conducir al calentamiento de toda la capa de nieve por encima del punto de fusión, lo que a su vez terminará el proceso de recongelación. Esto eventualmente generará la acumulación de agua en los espacios porosos y la formación de un acuífero de neviza. En cuanto a la formación de un acuífero perenne, aún no se comprende completamente el proceso, sin embargo, Forster et al. (2014) propone que la alta tasa de acumulación aísla la capa de agua de la temporada de deshielo. Esto permite que el agua líquida persista durante todo el invierno hasta la próxima temporada

de deshielo, cuando se vuelven a recargar este acuífero.

La profundidad de un acuífero de neviza depende de su ubicación a lo largo del glaciar, la tasa de infiltración, las características hidrológicas de la neviza, el espaciado de las grietas (Fountain y Walder, 1998) y de la altura de la zona de acumulación, llegando a estar algunas veces por debajo de 40 m de la superficie glaciar (Lang et al., 1977). Estudios sobre las características hidrológicas de la neviza, indican que son bastantes uniformes entre glaciares, midiendo la conductividad hidráulica en cinco glaciares de los Alpes se obtuvo un rango de $1-5 \cdot 10^{-5}$ m/s (Fountain y Walder, 1998), se ha medido también el tiempo de tránsito, siendo de 0.25 m/h. Además, dentro de los acuíferos de neviza, puede existir un 40 % de espacio ocupado por aire atrapado (Fountain, 1989).

Respecto a las dimensiones del acuífero, esta depende de las variaciones estacionales, que van desde la ausencia de agua en invierno hasta varias decenas de milímetros en verano, haciendo que el grosor pueda alcanzar varios metros (Lang et al., 1977). Si se diferencia un acuífero de neviza con un acuífero de agua subterránea, Fountain y Walder (1998) menciona que en el primero su espesor y extensión cambia continuamente y el agua existe estacionalmente, mientras que un acuífero de agua subterránea es relativamente constante en el tiempo (Kawashima et al., 1993). Los espesores de los acuíferos de neviza cambian de un año a otro dependiendo del espesor de la nieve residual al final del verano (Fountain y Walder, 1998). Si bien las propiedades indicadas anteriormente se centran en las características de los acuíferos de neviza, McNerney (2016) menciona que las propiedades para los acuíferos de neviza perenne son similares. Si se comparan ambos tipos de acuíferos Miller (2017), menciona que los acuíferos de neviza son mucho más pequeños en extensión, más empinados, pueden ser mucho más profundos o de profundidad similar y drenan anualmente total o parcialmente su contenido con respecto a los acuíferos de neviza perenne. La cantidad de agua en estos acuíferos perennes se ve afectado por la recongelación, ya que disminuye la cantidad de espacio poroso entre los granos de la neviza (Munneke et al., 2014). En relación al almacenamiento, las tasas de acumulación altas se correlacionan directamente con una mayor cantidad de agua almacenada para una temperatura media anual y un ciclo anual de temperatura determinados, hasta cierto valor de la tasa de acumulación porque más allá esa relación se invierte ya que existe además una relación proporcional entre la tasa de acumulación y el espacio poroso disponible (Munneke et al., 2014).

Los principales efectos hidrológicos de los acuíferos de neviza a la hidrología de los glaciares son de almacenar agua temporalmente, retrasando su paso hacia el interior del glaciar durante la escorrentía primaveral de los glaciares y retrasando el cese del flujo en otoño una vez que el deshielo de la superficie ya ha terminado (Fountain y Walder, 1998). Stenborg (1970), recalca que el almacenamiento de agua en estos acuíferos es la principal razón del retraso de la escorrentía de las cuencas de drenaje glaciar, por lo que Schneider (1999), enfatiza que la importancia de sus estudios permitiría calcular los volúmenes de agua almacenada en los glaciares durante el verano, este conocimiento serviría para modelar la hidráulica de los glaciares. Otro parámetro que se vería afectado sería la dinámica glaciar (Moon et al., 2014), por la descarga del acuífero a través de grietas englaciales hacia el sistema hidrológico englaciar y subglaciar (Fountain, 1989). Se piensa que esta agua de deshielo puede hidrofracturar grietas en la base de la capa de hielo (McNerney, 2016; Poinar et al., 2017) y potencialmente aumentar las tasas de flujo del hielo (Howat et al., 2007), ya que el agua actúa como un lubricante. Además, el agua almacenada a una temperatura cercana al punto de fusión, convierte a los acuíferos

en importantes depósitos de calor. Conjuntamente, al estar cerca de la superficie son una característica relativamente oscura con un albedo más bajo que la nieve circundante (Hawrylak y Nilsson, 2019).

3.1.7. Dinámica glaciar

Una de las principales características de los glaciares y casquetes de hielo es su dinámica de flujo (Benn y Evans, 2010). Los glaciares poseen tres mecanismos para hacerlo (Paterson, 1994): Deformación interna del hielo, deslizamiento del hielo sobre el lecho y deformación del propio lecho. Los dos últimos no se excluyen mutuamente.

La deformación ocurre por la acción de una fuerza gravitacional (Paterson, 1994), la que deriva del hecho de que los glaciares se inclinan hacia sus extremos como resultado del desequilibrio espacial entre acumulación y ablación (Bennett y Glasser, 2009). Este desequilibrio se debe a la pendiente superficial, principal parámetro que controla el flujo de un glaciar (A. Rivera et al., 2016). La deformación es mayor cerca del lecho rocoso y de los márgenes del glaciar, por lo que los modelos representan velocidades más altas hacia el centro. La fuerza que genera tal deformación se denomina esfuerzo de cizalle y se expresa de la siguiente forma:

$$\tau = \rho g(s - z) \sin(\alpha)$$

Siendo τ , el esfuerzo de cizalle; ρ la densidad del hielo; g la aceleración de gravedad; α la pendiente de la superficie glaciar, s la elevación en la superficie; z la elevación de un punto dentro del glaciar. En la base $s-z$ es igual al espesor del glaciar, que a mayor valor, mayor será el esfuerzo de cizalle. Se ha calculado en la mayoría de las ocasiones un esfuerzo de cizalle de 50 y 100 kPa. en la base del glaciar.

Respecto al mecanismo de deslizamiento del hielo, este se encuentra condicionado a las temperaturas basales existentes y ocurrirá cuando las temperaturas sean cercanas al punto de fusión según sea la presión. El deslizamiento se produce sobre un lecho rocoso o sedimentos (Weertman, 1964) y de acuerdo a la resistencia de estos se determinará el deslizamiento del hielo. De manera general, los glaciólogos combinan los términos deformación y deslizamiento y lo reemplazan por el término de movimiento basal (Cuffey y Paterson, 2010).

En cuanto a la deformación del lecho, el movimiento se genera por la transferencia de tensión del glaciar al lecho, mientras más fácilmente el sustrato sea deformado menores serán las fuerzas de resistencia, por lo tanto, mayor será el deslizamiento (Cuffey y Paterson, 2010). Cabe considerar que la deformación del lecho ocurrirá más rápidamente si este se encuentra formado por sedimentos saturados en agua a una alta presión. Si un glaciar descansa sobre un sustrato de este tipo la tasa de deslizamiento neta estará condicionada por el deslizamiento del hielo a lo largo de la parte superior del sustrato y de la deformación en profundidad dentro del sustrato.

Una teoría de deslizamiento de un glaciar sobre un lecho duro pero con obstáculos, la planteó Weertman (1964), explicando a través de dos mecanismos como ocurriría (Figura 3.3). El más antiguo de ellos, llamado fenómeno de fusión por presión que indica que, si se acumula presión en un lado de una protuberancia, se reduce el punto de fusión del hielo en ese lado, por tanto, en el punto de fusión, el hielo se derrite y fluye hacia el lado de baja presión donde se vuelve a congelar y así el glaciar puede entonces deslizarse. El

otro mecanismo es el deslizamiento por fluencia, expone que todo el hielo se deforma de manera viscosa, sin embargo, cuando una protuberancia interfiere con el flujo y produce un exceso de tensión, aumenta la deformación, estas deformaciones permiten que el hielo se estire y se comprima para poder moverse sobre y alrededor de la protuberancia. A mayor protuberancia mayor la región de tensión aguas arriba y por lo tanto mayor será la velocidad. Ambos mecanismos por si solo expresan velocidades insignificantes, pero en conjunto representan deslizamientos apreciables.

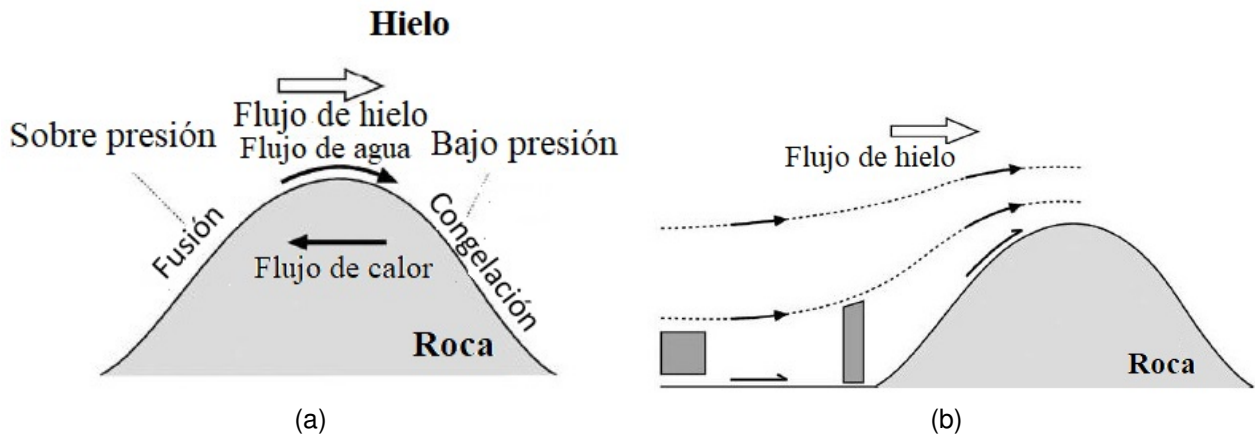


Figura 3.3: (a) Mecanismo de fusión por presión. (b) Mecanismo de deslizamiento por fluencia. Las curvas discontinuas representan líneas de flujo. Modificado de Paterson (1994).

Es importante tener en cuenta los factores que condicionan el movimiento, uno de estos es el aumento de la presión de agua en el lecho que lubrica la interfaz con el hielo, por lo que tener conocimiento acerca de la hidrología subglacial es fundamental para entender el movimiento de los glaciares. Paterson (1994), menciona que no solo la magnitud de la fuerza gravitacional controla la tasa de deslizamiento si no la naturaleza del lecho glaciar, refiriéndose a lo lubricado que se encuentre, ya que no importará si el lecho es competente o está formado de sedimentos si la presión de agua está muy por debajo de la presión ejercida por el hielo y si se consigue una presión elevada se reducirá el arrastre por fricción, teniendo una tasa de deslizamiento mayor.

El supuesto de que el agua se encuentra como una fina capa en la interfaz de hielo y roca, también se ve acompañado por la existencia de cavidades (Cuffey y Paterson, 2010), bolsas a sotavento de las protuberancias del lecho rocoso (Figura 3.4), rellenas de agua, donde las presiones son más bajas. Aumentan sus tamaños debido al exceso de agua de deshielo superficial que penetran hacia el interior y además se aumenta la separación entre hielo y roca (Paterson, 1994).

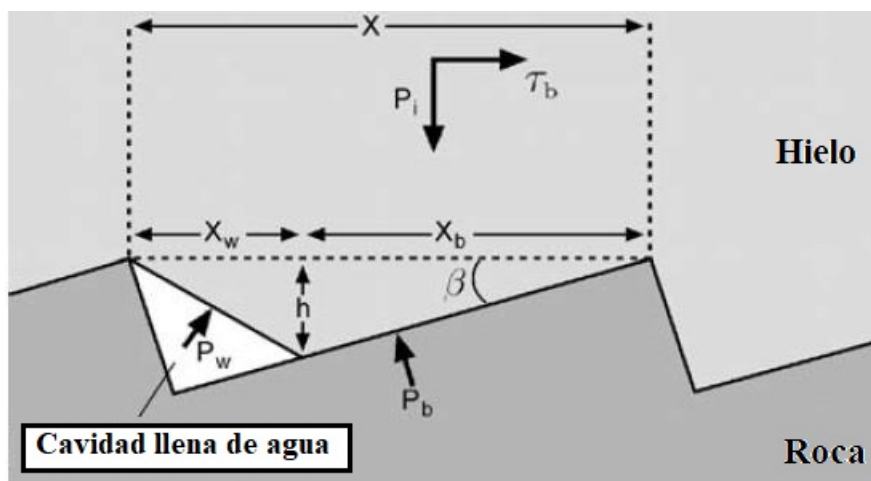


Figura 3.4: Se observan las variables que definen el tamaño de una cavidad formada en un lecho de "escalera inclinada". P_i y P_w son la sobrecarga de hielo y las presiones del agua, P_b el esfuerzo de compresión normal donde el hielo descansa sobre la roca y τ_b el arrastre basal general. Modificado de Paterson (1994).

De acuerdo a lo anterior, las velocidades de deslizamiento están directamente relacionadas con la cantidad de agua de fusión y de las precipitaciones presentes, lo que ocasionará por ejemplo que un glaciar temperado se mueva más rápido en verano que en invierno.

3.2. Percepción remota

En las últimas décadas, el avance en la tecnología de la teledetección ha revolucionado el estudio de la criósfera, ofreciendo información de lugares que antes eran inaccesibles para realizar mediciones in situ. Las técnicas de teledetección proporcionan datos valiosos sobre de la capa de nieve y glaciares permitiendo la elaboración de modelos y predicciones hidrológicas, aplicaciones climatológicas (Rott, 1984) y balances de masas de diferentes glaciares a lo largo del mundo, ampliando la cobertura global de las zonas de estudio y perfeccionando la información que ya se tenía en el siglo pasado. El desarrollo de los sensores de teledetección ha sido continuo en el tiempo y se vale de diferentes principios de adquisición, variando desde instrumentos como la fotografía aérea, altímetros láser, dispersómetros activos, radiómetros de microondas pasivos, sensores ópticos espaciales y sistemas de radar de apertura sintética (SAR), entre otros. Estos dos últimos siendo los más utilizados debido a la gran cantidad de satélites puestos en órbita que proporcionan información en tiempo real y de fácil acceso. En base a lo anterior, se hace fundamental el conocimiento de estos instrumentos, la forma de utilizarlos, sus características y usos para mejorar el acceso a la información que se pueda tener en especial, cuando no se logra mediciones en terreno.

3.2.1. Fundamentos básicos

La percepción remota (“remote sensing”) o teledetección es la ciencia o arte de adquirir información de un objeto, sin estar en contacto con él (Lindenlaub y Lube, 1976). Se orienta esencialmente al cumplimiento de un doble objetivo. El primero, es el de recoger información sobre la estructura, composición y dinámica de la superficie de la tierra mediante unos dispositivos (sensores remotos) que recogen imágenes o registros espectrales a distancia, desde vehículos aéreos o espaciales y el segundo, el de manipular información, analizar y restituir automáticamente, en forma numérica, gráfica y cartográfica (Obiols, 1973). La técnica para adquirir imágenes se basa en la interacción energética entre la tierra y el sensor (Chuvienco, 1991), donde la información es obtenida mediante la detección y el registro de la energía que es reflejada o emitida por objetos. Esta energía electromagnética viaja a través del espacio como ondas electromagnéticas, pudiendo encontrar en el rango del espectro electromagnético desde longitudes de onda corta hasta ondas de microondas (onda larga).

De acuerdo al tipo de energía electromagnética utilizada se distinguen dos tipos de sensores. Los sensores pasivos si reciben radiación emitida o reflejada por la superficie de la tierra o activos si generan su propia radiación electromagnética y captan la señal reflejada. Los sensores pasivos corresponden a instrumentos electrópticos de captación de imágenes que miden la energía electromagnética proveniente del sol que se refleja en la superficie de la tierra (Díaz et al., 2015). Dado que los datos se coleccionan en frecuencias cercanas o equivalentes al ojo humano, este tipo de sensores son incapaces de recoger información en la oscuridad o cuando no se tiene las condiciones adecuadas (libre, de nubes, neblina, polvo, granizo, humo, etc). Es posible encontrar satélites como Landsat, Terra, Ikonos y Sentinel-2. Por otro lado, los sensores activos como radar o SAR envían a la superficie terrestre señales de microondas y captan los ecos reflejados por los distintos objetos ubicados en el terreno (Díaz et al., 2015). Su utilidad radica, que a diferencia de los pasivos, las señales de microondas atraviesan obstáculos que es posible encontrar antes de que la señal llegue a la superficie de la tierra, como nubes o partículas suspendidas en el aire. Ejemplos de estos son los radar TerraSar, Radarsat, ERS y Sentinel-1.

El espectro electromagnético corresponde a una representación de la energía que se transmite a través del espacio en forma de ondas electromagnéticas, las cuales poseen cierta velocidad (c), frecuencia (f) y longitud de onda (λ), conectadas por la relación de:

$$c = f\lambda$$

Los sensores pasivos miden la energía en la región óptica del espectro que incluye el ultravioleta, el visible, infrarrojo cercano y medio y el infrarrojo térmico, mientras que los radares y SAR emplean la porción del espectro electromagnético (Figura 3.5), donde se presentan las microondas, que tienen frecuencias entre 0.3 y 300 GHz (longitudes de onda entre 1 m y 1 mm). Las ventajas de trabajar en esa parte del espectro es la independencia de la iluminación solar y de las condiciones atmosféricas, lo que permite recoger información en zonas cubiertas de nubes, como lo son la zona de estudio de esta investigación (Chuvienco, 2002).

La interacción entre la energía solar con los materiales dependerá de la longitud de onda. La trayectoria que realiza la energía desde el sol hasta la tierra y de vuelta hacia el sensor atravesando varios medios puede ser (Nasa, 2013):

- **Transmitida:** La energía atraviesa de un medio a otro con un cambio en su velocidad dependiendo del índice de refracción de los medios.
- **Absorbida:** La energía se incorpora a la estructura molecular del material.
- **Reflejada:** La energía regresa sin cambio con un ángulo de reflexión igual al ángulo de incidencia.
- **Dispersada:** La dirección de propagación de la energía cambia aleatoriamente.
- **Emitida:** En una primera instancia la energía es emitida, luego absorbida y luego re-emitida, generalmente con una longitud de onda mayor.

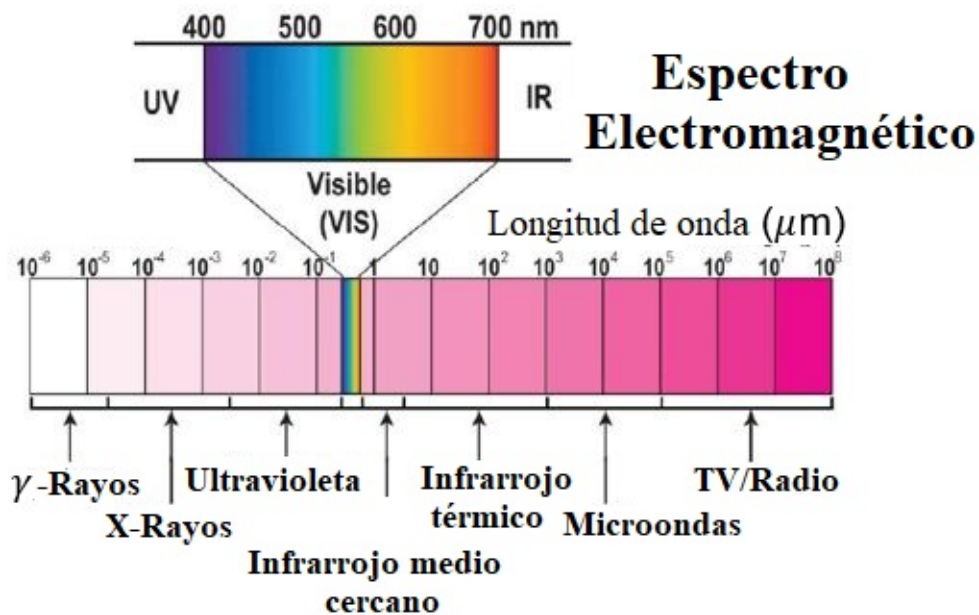


Figura 3.5: Espectro electromagnético basado en el rango de la longitud de onda. Modificado de Camps-Valls et al. (2011).

3.2.2. Radar de apertura sintética

El radar o detección de radio y alcance, consiste es un sistema eléctrico que transmite ondas electromagnéticas de radiofrecuencia hacia una región de interés y luego las detecta cuando estas son reflejadas. El proceso de detección se basa en cuatro principios fundamentales (Olmsted, 1993):

- La transmisión de una antena de pulso corto en una dirección precisa.
- La detección en una dirección precisa el eco dispersado, muy atenuado proveniente de un objetivo.
- La habilidad de medir el tiempo de retardo entre la emisión y la detección y así la distancia al objetivo.

- La habilidad de muestrear con un haz direccionado y examinar objetivo en áreas grandes.

Dentro de los tipos de sistemas de radar que existen, aparece el radar de apertura sintética (SAR) que consiste en un sistema lateral que aprovecha el movimiento hacia delante de la plataforma de radar para sintetizar una antena más larga (denominada apertura sintética) a partir de una secuencia de adquisiciones realizadas con una antena más corta, permitiendo obtener una mayor resolución terrestre que la altimetría de radar ordinaria (Cogley et al., 2011).

El mecanismo de adquisición de la imagen se realiza de la siguiente forma (Figura 3.6): Se tiene una antena de radar (rectángulo gris) de un tamaño reducido que se mueve a una velocidad V a partir de una posición x_1 a lo largo de la trayectoria de vuelo de derecha a izquierda. Mientras se mueve transmite constantemente pulsos cortos de radar y recibe ecos devueltos por objetos en el suelo, en este caso un objeto ubicado en el punto P . Cada vez que el objeto es captado por el radar se representa en la imagen por las variaciones posicionales en que se ubicaría la antena a medida que se desplaza de un lugar a otro. Una vez obtenidas todas las adquisiciones entre la posición x_1 y x_2 , se combinan en un solo conjunto de datos denominado imagen SAR, que pareciera que fue adquirida por una antena más larga (apertura sintética).

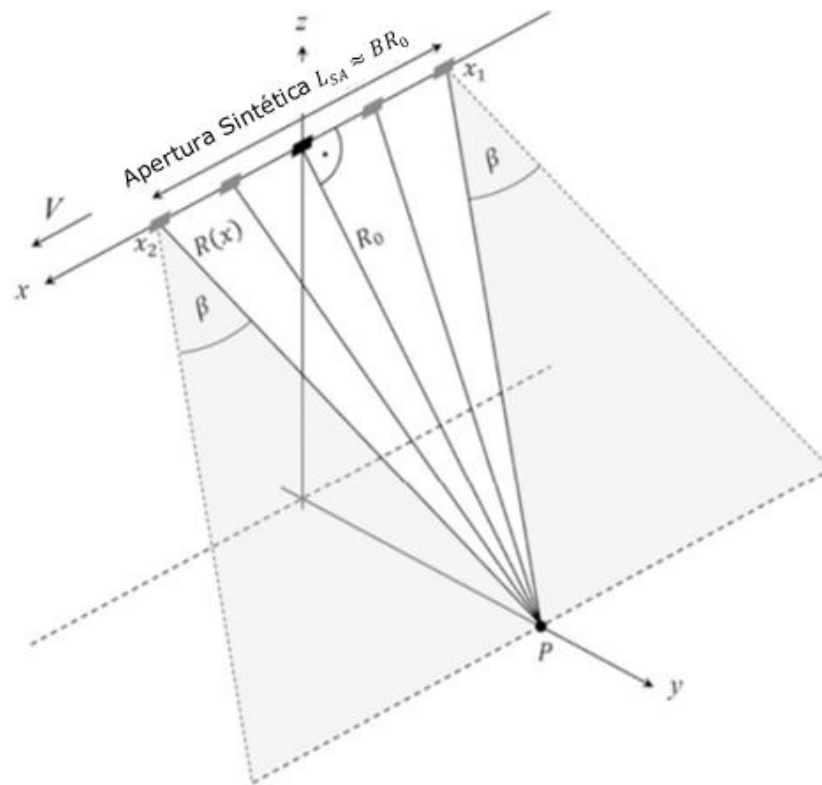


Figura 3.6: Geometría de observaciones para crear la apertura sintética de un objeto P en una posición x_0 , a lo largo de la trayectoria. Modificado de Meyer (2019).

3.2.3. Características de SAR

A continuación, se describen conceptos y características relevantes asociado a los radares de apertura sintética.

3.2.3.1. Distorsiones geométricas

Se debe tener en cuenta al momento de usar imágenes SAR, que debido a la geometría de observación oblicua inherente a los sistemas de radar, las pendientes de la superficie y las características similares de terreno, provocan distorsiones geométricas. Las más relevantes son:

- **Escorzo (foreshortening):** Efecto que ocurre en zonas de pendientes. En la imagen la cara que apunta hacia la iluminación del sensor sufre de compresión en unos pocos píxeles. La apariencia en estos sectores será más inclinada y brillante. Los efectos de escorzo disminuyen al aumentar el ángulo de visión.
- **Inversión por relieve (Layover):** Forma extrema del desplazamiento de la elevación o escorzo, en el que la parte superior de un objeto reflector (montaña) se encuentra más cerca del radar (en la dirección de alcance) de lo que se encuentra las partes inferiores del mismo objeto. Las imágenes de estos objetos parecieran estar al revés hacia el radar, es decir, la parte superior del objeto se verá desplazada o puesta por encima de su base (CCRS, 2001). Los efectos de la escala disminuyen al aumentar el ángulo de visión.
- **La sombra:** Es la región no iluminada por el radar debido a que es escondido por un rasgo elevado de una escena. Los efectos de sombra aumentan al aumentar el ángulo de visión.

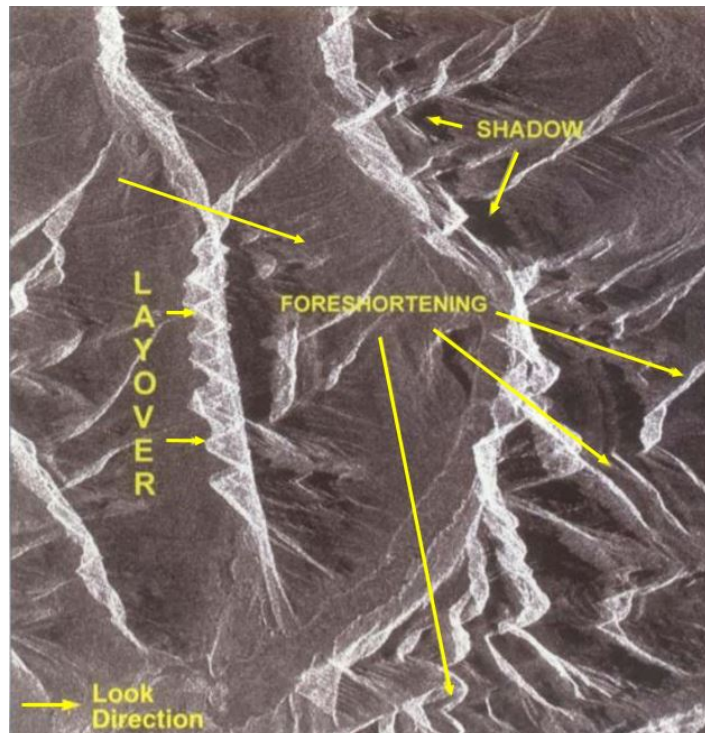


Figura 3.7: Ejemplo de imagen en terreno montañoso donde es posible observar los efectos de escorzo (foreshortening), sombras (shadow) e inversión por relieve (layover). Imagen extraída de CCRS (2001).

Tanto el escorzo como la inversión por relieve puede ser eliminada si se aumenta el ángulo de visión, sin embargo, más grande será la sombra en la imagen. Es por esto que las distorsiones de la imagen relacionadas a la topografía no se pueden eliminar por completo (Meyer, 2019).

Otra de las distorsiones que se aprecian en una imagen SAR, es la de apariencia granulada que se asemeja al ruido de “sal y pimienta” y se denomina “moteado”. Este efecto es el resultado de la interferencia de los muchos ecos dispersos dentro de una celda de resolución. Una onda incidente de radar interactúa con cada elemento de la superficie para así generar ondas reflejadas difusamente que se propagan en todas las direcciones. La señal que recibirá el radar se compone de la suma (dirección y fase) de las ondas reflejadas que logran llegar a la antena receptora. La operación de enfoque combina de manera coherente las señales recibidas siendo el resultado la suma de la fase de las ondas reflejadas difusamente, es la interferencia constructiva y destructiva de las señales individuales y modula la intensidad de la señal en cada célula de resolución. La interferencia constructiva representa un aumento de la intensidad promedio, produce pixeles más brillantes y la destructiva representa una disminución de la intensidad promedio, produce pixeles más oscuros (CCRS, 2001).

3.2.3.2. Resolución

En un sistema de SAR, la resolución tiene dos dimensiones, una en la dirección del alcance o rango y otra en la dirección del azimut. El alcance se define como la distancia

entre el radar y el objeto en la superficie en la dirección perpendicular al vuelo, mientras que al azimuth es la distancia a lo largo de la trayectoria.

- **Resolución en rango o alcance:** Corresponde a la distancia entre el sensor y el objetivo. Se determina por las características del radar y las del procesador, depende de la longitud de onda del pulso transmitido, un pulso corto proporcionará mejor resolución (CCRS, 2001).
- **Azimut:** Se determina por el ancho angular del haz. Para que dos objetos puedan ser identificados independientemente, deben estar separados en la dirección del azimuth por una distancia mayor al ancho de haz en el terreno (Figura 3.8). En un SAR, la resolución en la dirección del azimuth dependerá del largo de la antena sintética y es inversamente proporcional al tamaño de la antena real (CCRS, 2001).

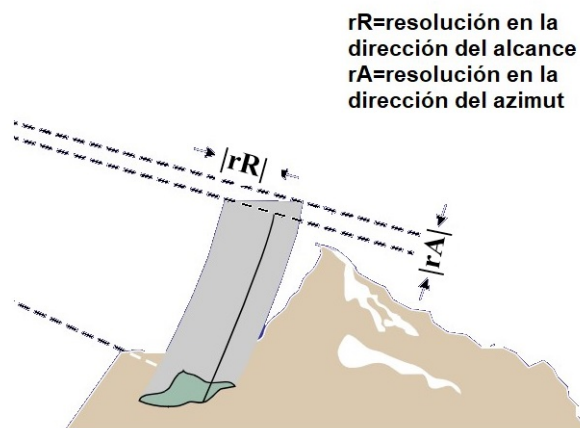


Figura 3.8: Resolución. Imagen extraída de Raney (1998).

3.2.3.3. Ángulo de incidencia

Se refiere al ángulo entre la dirección de iluminación del radar y la normal a la superficie de la tierra. El ángulo de incidencia cambiara a lo largo de la dirección del alcance de acuerdo con la altura del radar sobre la superficie de la tierra, por lo tanto, la geometría de visualización de una misma imagen es diferente de punto a punto en la dirección del alcance (CCRS, 2001).

Además, existe el concepto de ángulo de incidencia local que toma en cuenta la inclinación local de la superficie iluminada, este influirá en la brillantez de la imagen.

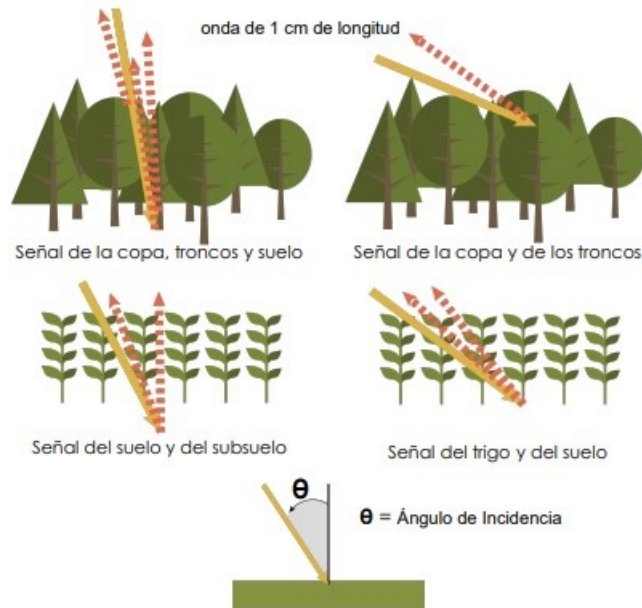


Figura 3.9: Angulo de incidencia. Imagen extraída de Dobson y Ulaby (1981).

3.2.3.4. Retrodispersión

Los SAR transmiten señales de microondas en un ángulo oblicuo y miden la potencia que recibe la antena, la cual se relaciona con el coeficiente de retrodispersión (magnitud física que contiene las propiedades del blanco). Su fórmula matemática se deriva de la siguiente manera:

A partir de la fórmula de potencia:

$$P_R = P_T \frac{GA\sigma}{(4\pi R^2)^2}$$

Donde, P_R es la potencia recibida; P_T es la potencia transmitida; G es la ganancia de la antena; R es la distancia entre el radio y el blanco; A es el área efectiva de recepción de la apertura de la antena y σ es la sección eficaz del radar. Se despeja σ y se calcula el coeficiente de retrodispersión:

$$\sigma^0 = \frac{\sum \sigma_i}{A}$$

Donde, $\sum \sigma_i$ es la suma de las secciones eficaces individuales; A es el área del blanco y σ_0 es la sección eficaz del radar por unidad de área (Coeficiente de retrodispersión, sin unidad).

Para obtener lo calculado y observado en las imágenes involucradas en este estudio, se calcula el coeficiente de retrodispersión en decibeles, de la siguiente manera:

$$\sigma_{dB}^0 = 10 \log \sigma^0$$

La sección eficaz del radar no siempre es fácil de interpretar ya que se ve influenciado por las características de la escena y de los parámetros del sensor. Dentro de la primera, son dos los parámetros más importantes que impulsan a σ :

- **Rugosidad de la superficie:** Describe cuanta energía de radar dispersa se dirige de regreso al sensor.

A medida que aumenta la rugosidad, la cantidad de retrodispersión aumenta, de modo que estas superficies poseen un σ , más alto que las lisas.

- **Las propiedades dieléctricas del objeto:** Gobiernan como una señal de microondas de longitud de onda interactúa con un medio de dispersión. Estas propiedades influyen en cuanta radiación entrante se dispersa en la superficie, cuanta señal penetra en el medio y cuanta energía se pierde en el medio mediante la absorción. La penetración de la onda va a depender de la longitud de onda del sensor. Siendo la banda L la que alcanza mayores profundidades, seguidas de la banda C y X (Figura 3.10). Esta regla se aplica de mejor manera para superficies desnudas, ya que, si existe gran densidad de un obstáculo hacia el suelo, la penetración de la señal se verá influenciado por esa densidad (Meyer, 2019).

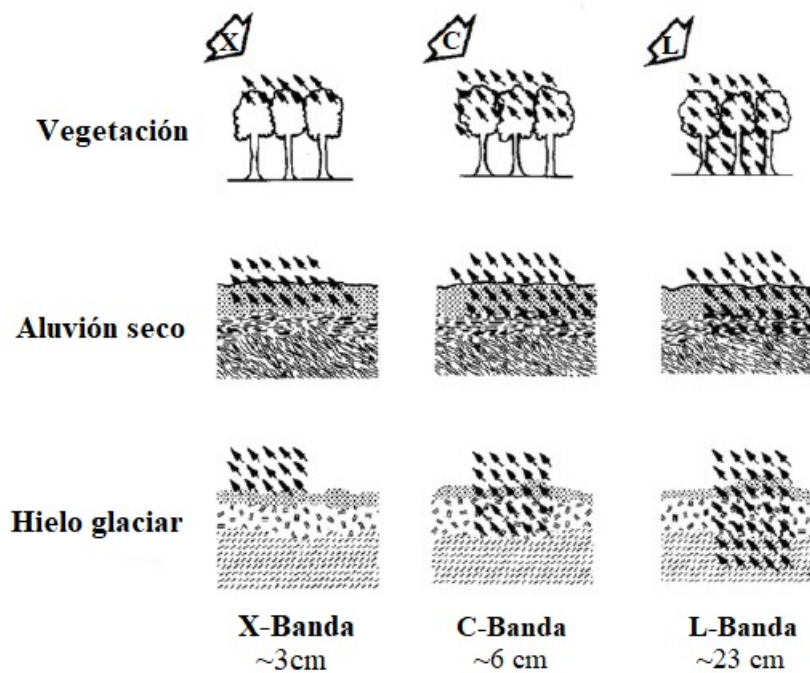


Figura 3.10: Penetración con diferentes longitudes de onda en diferentes medios. Modificado de Meyer (2019).

Otra característica que influye en la penetración de una señal, es el contenido de humedad, a mayor humedad menor será la penetración.

3.2.3.5. Polarización de la señal

Se describe como la orientación del plano de oscilación de una señal en propagación. Es importante su conocimiento ya que las señales en diferentes polarizaciones interactúan de manera diferente con los objetos del suelo, afectando el brillo de la imagen de radar registrado en un canal de polarización específica.

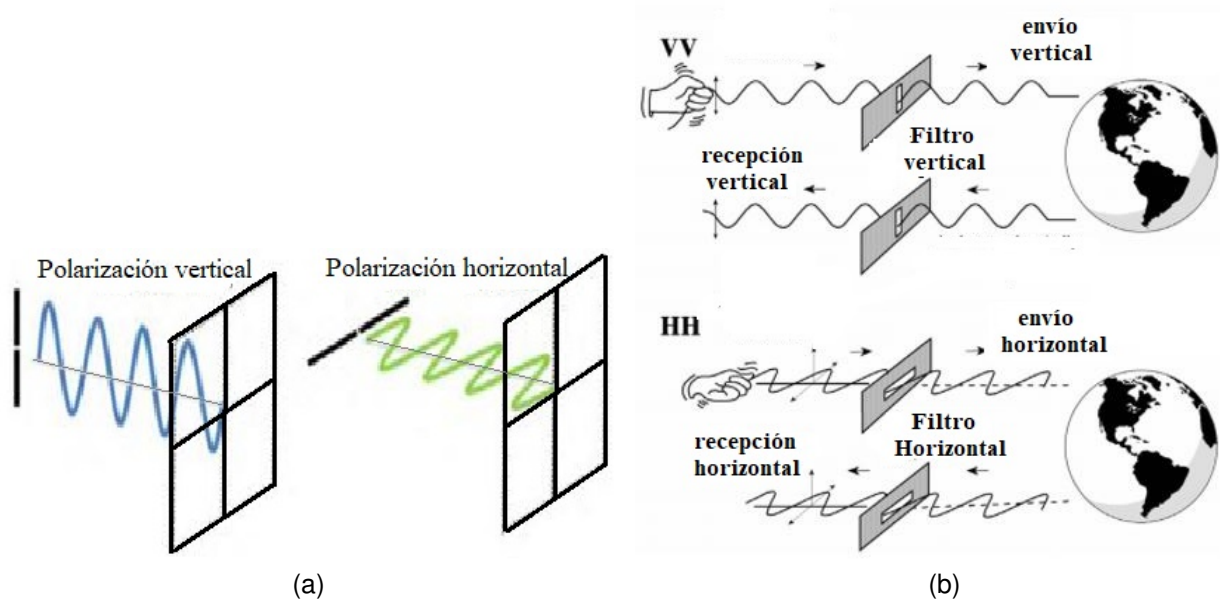


Figura 3.11: (a) Polarización de ondas electromagnéticas, vertical y horizontal. Imagen extraída de FAO (1990). (b) Doble polarización, vertical-vertical y horizontal-horizontal. Modificado de Meyer (2019).

La mayoría de los sensores de hoy en día están polarizados linealmente y transmiten formas de onda polarizadas horizontal (H) y/o vertical (V). Los sensores más recientes tienen la capacidad de polarización dual o cuádruple, esto último quiere decir, que el sensor alterna entre la transmisión de forma de onda polarizada H y V y la recepción simultánea de H y V, lo que genera imágenes polarizadas HH, HV, VH, VV (Figura 3.11).

En un SAR polarimétrico, cada canal prefiere un tipo distintivo de dispersión. De manera simplificada existen tres tipos de dispersores (Figura 3.12): (1) Dispersores de superficie rugosa, como campos de baja vegetación y suelos desnudos (2) Dispersores de doble rebote, incluye a edificios, árboles, postes de luz y (3) Dispersores de volumen, como las copas de los árboles.

Si se quiere visualizar todas las polarizaciones de una sola vez se utiliza una imagen RGB, en donde los colores rojo, azul y verde se asocian a cada polarización.

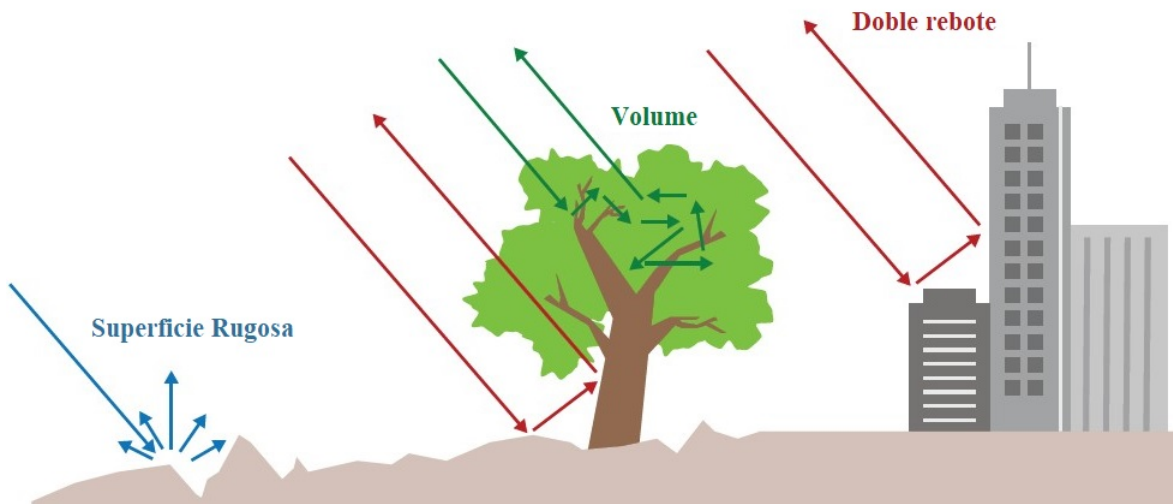


Figura 3.12: Dispersores. Modificado de Meyer (2019).

3.2.3.6. Longitud de onda de un sensor

Los sensores SAR de manera general utilizan frecuencias de 1 a 90 GHz y se subdividen de acuerdo a la Tabla 3.1 en las diferentes bandas de frecuencia. Como ya se mencionó anteriormente, la longitud de onda está directamente relacionado con la capacidad de penetración de la señal de microondas, de modo a que longitudes de onda más largas, mayor penetración se alcanzará.

Tabla 3.1: Bandas de microondas. Tabla modificada de Meyer (2019).

Bandas	Frecuencia	Longitud de onda
Ka	27-40 GHz	1.1-0.8 cm
K	18-27 GHz	1.7-1.1 cm
Ku	12-18 GHz	2.4-1.7 cm
X	8-12 GHz	3.8-2.4 cm
C	4-8 GHz	7.5-3.8 cm
S	2-4 GHz	15-7.5 cm
L	1-2 GHz	30-15 cm
P	0.3-1 GHz	100-30 cm

3.2.4. Satélites

A continuación, se describen las misiones satelitales asociada a cada imagen satelital usada para desarrollar la pertinente investigación.

3.2.4.1. Misión Sentinel-1

La misión Sentinel-1 (es un SAR) comprende una constelación de dos satélites en órbita polar (separados 180°) que operan día y noche y generan imágenes de radar de apertura sintética. Consiste en la primera de las cinco misiones que la Agencia Espacial Europea (ESA) ha desarrollado para el programa Copernicus.

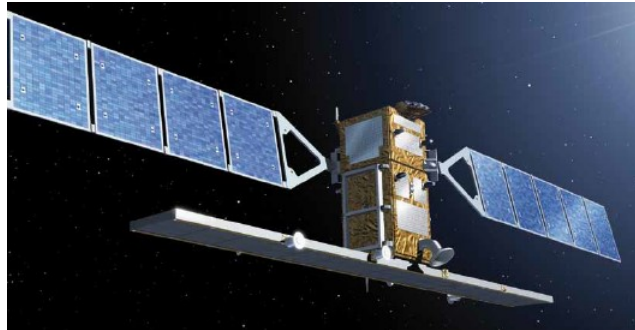


Figura 3.13: Misión Sentinel-1. Imagen extraída de ESA (2020).

El satélite Sentinel-1A se lanzó el 3 de abril de 2014 y Sentinel-1B el 25 de abril del 2016. Estos instrumentos SAR, operan en banda C (5.4 GHz), a una altura aproximada de 693 km, cada uno cuenta con un ciclo de repetición exacto de 12 días y trabajando en conjunto de 6 días. Posee ángulos de incidencia entre 31° y 46° . Admite polarización HH o VV y polarización dual (HH+HV o VV+VH). La geometría polar referida en el párrafo anterior, quiere decir que mientras uno de los satélites viaja desde el polo norte hacia el polo sur durante la mitad de su trayectoria, lo que se conoce como dirección de su órbita descendente, el otro satélite viaja en sentido contrario desde el sur hasta el norte, en lo que se conoce como órbita ascendente.

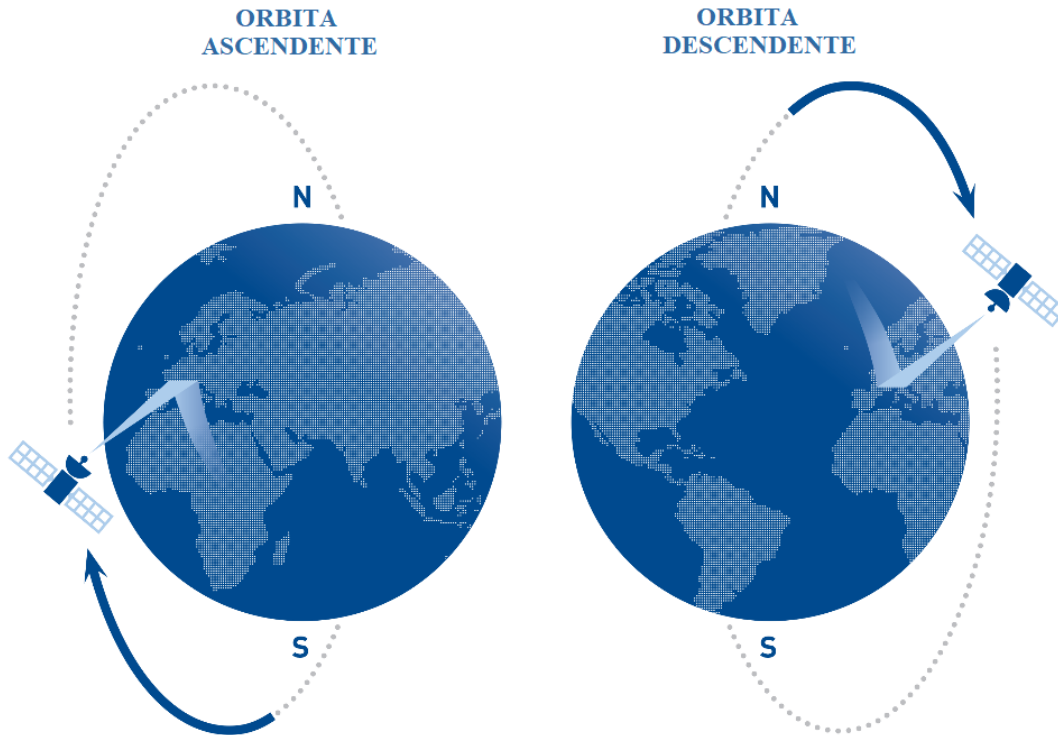


Figura 3.14: Órbitas ascendentes y descendentes. Modificado de Tre Altamira (2020).

Los productos que nos entrega Sentinel-1 se divide de acuerdo al tipo de proceso, en SLC (“Single Look Complex”), GRD (“Ground Range Detected”), OCN (“Ocean”), que para el caso de esta investigación se utilizará el segundo mencionado. GRD es un producto SAR de nivel 1 que ha sido proyectado usando un modelo helipsoidal de la tierra. El producto resultante tiene pixeles de resolución espacial cuadrados y un espaciado de pixeles cuadrados, pudiéndose encontrar en tres resoluciones: Full Resolution (FR), High Resolution (HR) y Medium Resolution (MR).

Por otra parte, se tiene que tener en cuenta el modo de adquisición de los datos, aquí se utilizó el modo de franja ancha interferométrica (IW), la cual combina un ancho de escena de 250 km con una resolución geométrica moderada de 5 metros de azimut y 20 metros de rango. Este modo adquiere las imágenes de tres sub-franjas utilizando la observación de terreno con escaneo progresivo SAR (TOPSAR) (ESA, 2020). El principio de escaneo es compartir el tiempo de operación del radar entre dos o más sub-franjas separadas para obtener una imagen completa (SARMAP, UNESCO BILKO group, y European Space Agency, 2008). De modo que los pulsos emitidos iluminaran un número distinto de veces, así la franja que está en el centro tendrá muchos más pulsos que las ubicadas en los extremos, produciendo una variación del brillo en el azimut. Considerar que cada franja se procesa en forma separada.

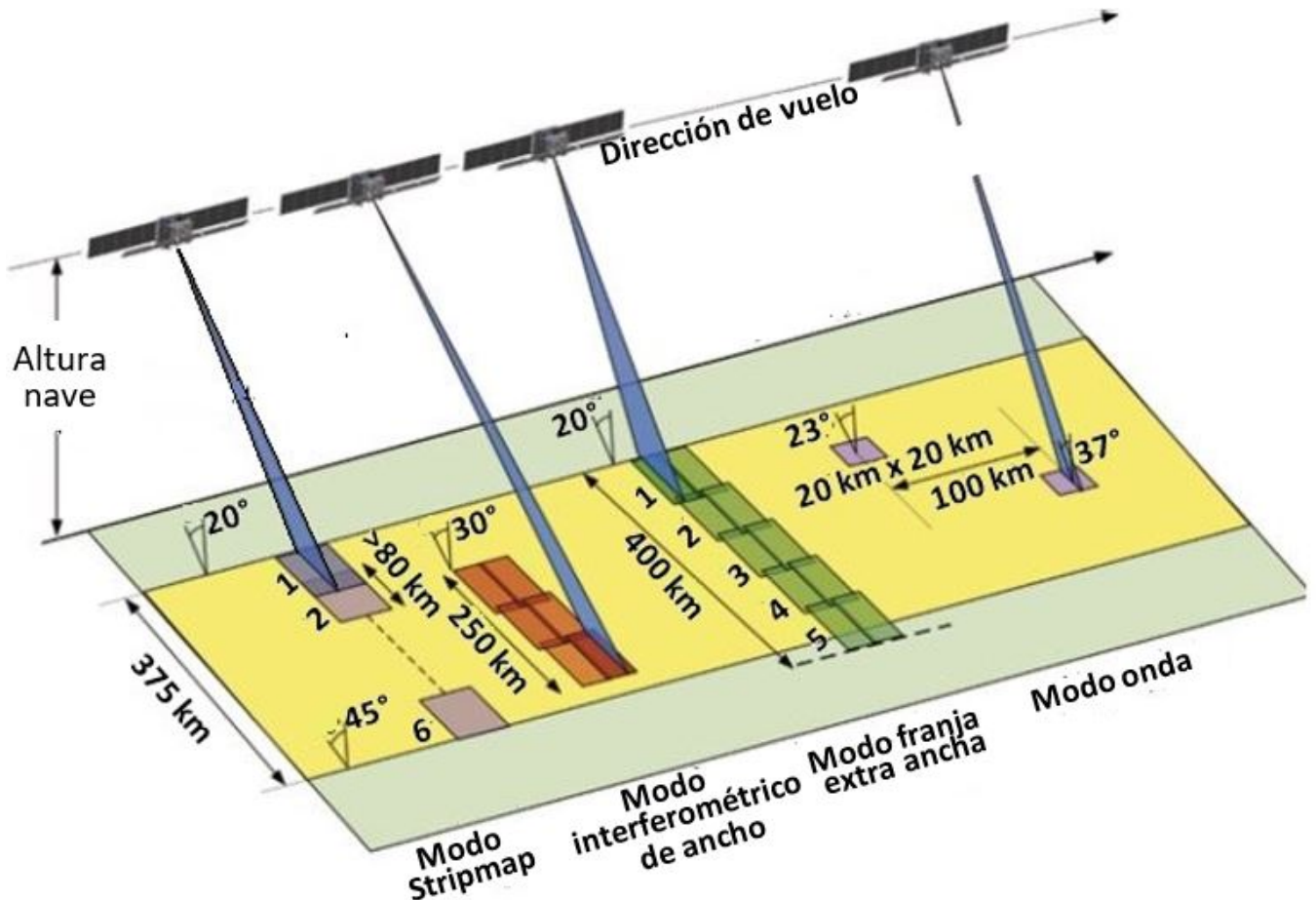


Figura 3.15: Modo de adquisición de Sentinel-1. Modificado de ESA (2020).

3.2.4.2. Landsat

El programa Landsat es una serie de satélites de observación de la tierra gestionados por la USGS y la NASA. Consta de 8 satélites puestos en órbita para la observación de la superficie terrestre. El último satélite de la serie es Landsat 8, puesto en marcha el 11 de febrero de 2013 y es el que se utiliza en esta investigación. Landsat 8 es un satélite óptico de resolución media cuyo objetivo es proporcionar información para actividades relacionadas con la agricultura, la educación, los negocios y la ciencia. Está formado de dos sensores: Sensor operacional de imágenes de tierra (OLI) y un sensor infrarrojo térmico (TIRS). OLI, que es el utilizado está formado de 9 bandas espectrales que van desde lo visible pasando por los infrarrojos hasta el espectro de radiación de bajas ondas. Las imágenes poseen resoluciones espaciales que oscilan entre los 15 y los 30 m (Geomática Ambiental, 2019).

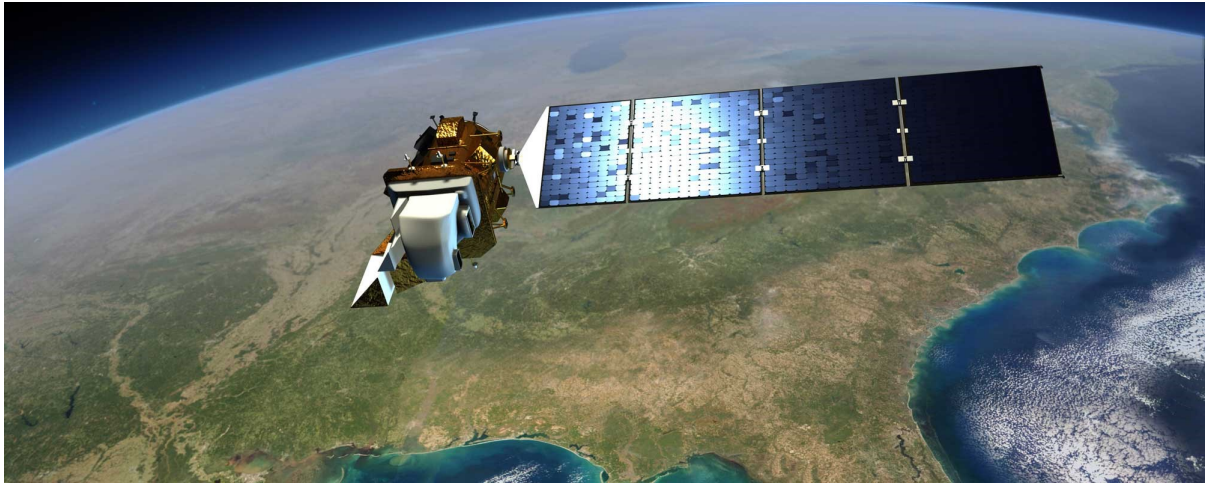


Figura 3.16: Landsat 8. Imagen extraída de ONDA (2020)

3.2.4.3. Sentinel-2

Flota de satélites diseñada como programa de vigilancia medioambiental, con el fin de monitorear la variabilidad en las condiciones de la superficie terrestre, son parte del programa Copernicus de la ESA. La misión consta de dos satélites idénticos en la misma órbita separados por 180°, con un tiempo de revisita de 5 días. Sentinel-2a fue lanzado el 23 de junio del 2015 y Sentinel-2B el 7 de marzo del 2017. Están formados por una cámara multispectral de alta resolución con 13 bandas espectrales, abarcando un campo de visión de 290 km de ancho (ESA, 2020).

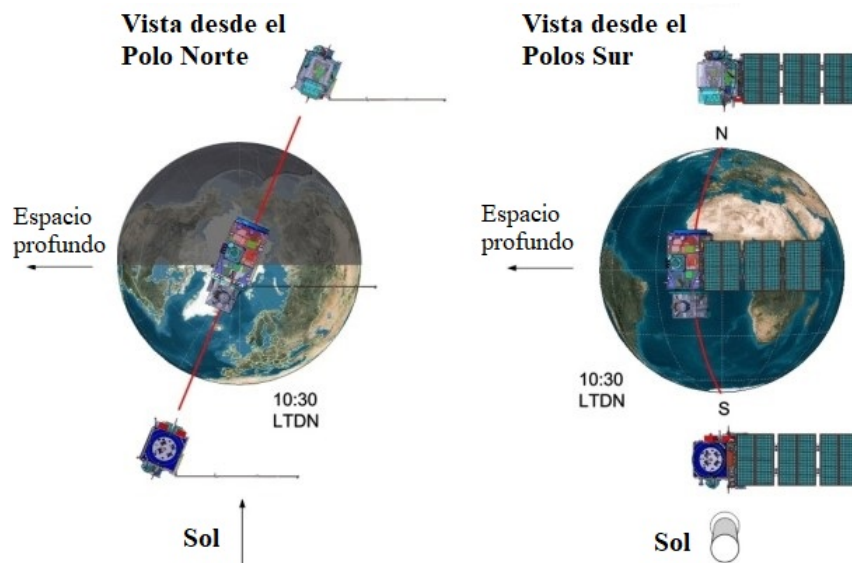


Figura 3.17: Configuración orbital Sentinel-2. Modificado de ESA (2020).

3.2.5. Radar de penetración terrestre (GPR)

Radar de penetración terrestre o sus siglas en inglés Ground Penetrating Radar (GPR), es un método de radar geofísico no destructivo que produce una imagen de la sección transversal del subsuelo poco profundo, la imagen resultante se conoce como radargrama (Figura 3.18) (Pueyo-Anchuela et al., 2009). Se diseñó para la localización de objetos y exploración del subsuelo. El principio de funcionamiento se basa en la propagación de ondas electromagnéticas de alta frecuencia (entre 2.5 y 50 MHz) emitidas a partir de una antena transmisora y la posterior recepción de la señal por una antena receptora. Las ondas electromagnéticas propagadas en el medio se difractan, dispersan y reflejan desde el subsuelo hacia la superficie, parte de estos reflejos, se producen en los límites entre elementos con propiedades dieléctricas contrastantes, como el tamaño de grano del material, la porosidad, el contenido de agua y las propiedades eléctricas de las mismas partículas (Knight y Nur, 1987).

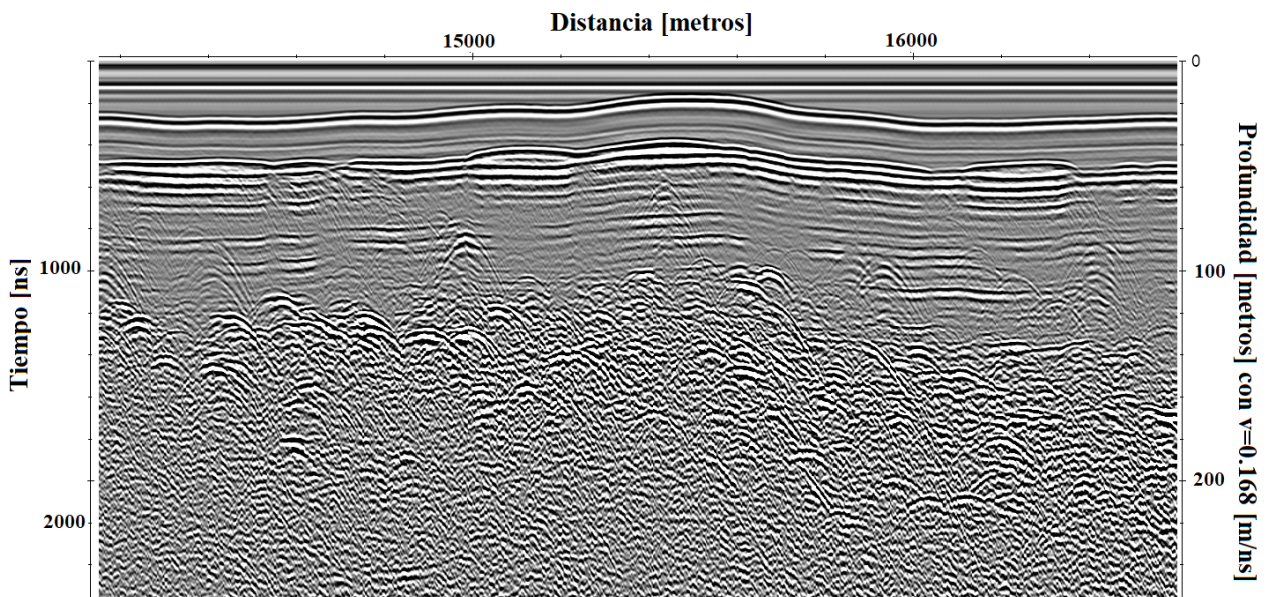


Figura 3.18: Ejemplo de radargrama, muestra las trazas cada vez que se genera un pulso electromagnético, el eje x es en función de la posición y el eje y en función del tiempo y profundidad.

A partir de las adquisiciones de GPR, es posible estudiar la reflexión en el lecho de los glaciares, dado esto Gades et. al (2000) definió la potencia devuelta en una ventana temporal como un valor de la potencia media por muestra, de la siguiente manera:

$$P = \frac{1}{2(t_2 - t_1 + 1)} \left[\sum_{i=t_1}^{t_2} A_i^2 \right]$$

Donde $t_2 - t_1$ es la ventana de tiempo de retorno y A es la amplitud de la señal.

A partir de ella, Gades et. al (2000) definió la potencia de reflexión del lecho o en su sigla en inglés Bed Reflection Power (BRP) como la potencia (P) definida en una ventana de longitud T, centrada en el pulso reflejado en el lecho. Este factor se encuentra corre-

gido por la profundidad, ya que la amplitud de la señal se reduce debido a la dispersión geométrica y la absorción de la señal dentro del hielo. Además, se definió la potencia de reflexión interna o en inglés Internal Reflection Power (IRP) como la potencia (P) en una ventana fija, que comienza tras la llegada de la onda directa y finaliza cuando comienza la ventana de BRP, a diferencia de la anterior, esta variable no se corrige por la profundidad.

Capítulo 4

Metodología

En el siguiente capítulo se presentan los pasos a seguir para desarrollar la pertinente investigación, organizándose en primer lugar las metodologías aplicadas para obtener las características hidrológicas del manto nival, seguido de las velocidades superficiales de los principales glaciares y finalmente la relación entre esas velocidades con los eventos de deshielo.

4.1. Características hidrológicas

4.1.1. Adquisición y procesamiento de datos de radar de penetración terrestre (GPR)

Para la determinación de las características hidrológicas del manto nival y en específico la profundidad del nivel freático dentro del acuífero de neviza, se hizo uso de datos GPR, los cuales fueron recolectados por el equipo del Centro de Estudios Científicos (CECs) en una campaña de terreno realizada el 19 y 20 de mayo del 2019 en CHN. El equipo utilizado consiste en una antena a bordo de helicóptero (Figura 4.1), diseñada y modelada para operar a una frecuencia central de 20 MHz, la velocidad del helicóptero en medición es de 20.5 m/s a una altura promedio de medición de 50 m. El sistema consta de un generador de impulsos de alta tensión (2.4 kV), un receptor de señales, un GPS geodésico para la georreferenciación precisa de los datos con una tasa de captura de GPR base de 1 s y de GPS de radar de 0.2 s y un altímetro láser para el control de la altitud de la antena sobre el hielo. La señal es capturada a una frecuencia de muestreo de 400 MHz (Gacitúa et al., 2015). Durante el levantamiento de la información se utilizó una frecuencia máxima de repetición de pulso del transmisor (PRF) de 3 kHz. y un apilamiento mínimo de trazas permitidas de 256.

Para procesar la información el equipo del CECs utilizó el software Reflexw 8.0.2 que considera como parámetros de entrada al momento de importar la información, lo siguiente:

- Incremento de tiempo: 2.5 ns
- Número de muestras: 8192
- BIN Canal 1

- Elevación elipsoidal

Una vez importado a Reflexw, se crea archivo .bin en carpeta Raw Data y se aplican una serie de filtros, como la corrección estática, filtro de Butterworth en una frecuencia de 5 a 45 MHz. y se coloca las trazas equidistantes cada 1 m en caso de que los perfiles realizados no se logren unir. Una vez unidos los perfiles, se realiza una migración de ellos con el método de Kirchhoff utilizando una velocidad promedio de 0.173 m/ns para espesor de neviza hasta la interfaz con la capa freática y de 0.168 m/ns para el espesor de hielo, es decir interfaz entre hielo y roca. Finalmente se acorta el perfil de acuerdo a la ubicación deseada (Oberreuter et al., 2014).

La persona encargada de procesar los datos en el CECs, identificó dentro del radargrama la superficie correspondiente al nivel freático y la superficie del campo de hielo, ejemplo de esto se puede observar en la Figura 4.2. A partir de esta figura es posible apreciar dos potentes reflectores, el primero en aparecer corresponde a la superficie del campo de hielo (línea azul), seguido del nivel freático (línea roja). La superficie se encuentra distante del nivel freático aproximadamente a 20 m en promedio y se aprecia relación entre la pendiente del nivel freático con la pendiente superficial. Además, entre el reflector de superficie y nivel freático es posible observar otros reflectores menos prominentes correspondientes a la neviza, la cual se aprecia con un tipo de estratificación correspondiente a la nieve de diferentes periodos. Abajo del reflector del nivel freático no se logran apreciar claros reflectores y todo se observa más difuso y con ruido producto de que la señal es absorbida por el agua que no permite que siga penetrando y alcance mayores profundidades, existiendo una atenuación de esta.

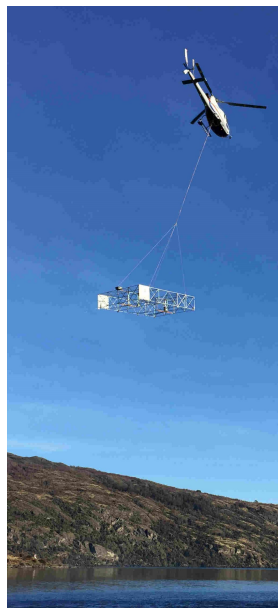


Figura 4.1: Sistema de radar aerotransportado por helicóptero. Imagen de helicóptero despegando con antena de radar desde Lodge Terra Luna.

A partir de la capa reconocida como el nivel freático, el operador cálculo BRP, correspondiente a la potencia de reflexión del lecho, que en este caso corresponde a la potencia

de reflexión del nivel freático y IRP, la potencia de reflexión interna. Este último parámetro se ha usado ampliamente en estudios sobre las propiedades del hielo y la presencia de agua en sistema glaciares (Barzycka et al., 2020; Gacitúa et al., 2015; Pattyn et al., 2009).

Finalmente, se entregó como información a analizar 3 radargrama de los perfiles realizados sobre CHN, corregidos eliminando la distancia que existe entre la cota 0 y el reflector azul de la Figura 4.2, que representan la distancia entre la antena y la superficie, para no confundir la interpretación y 3 archivos shapefile de puntos, correspondientes a los 3 perfiles realizados, cuya tabla de atributos contenía dentro de los parámetros más importantes para este estudio: Coordenada x, Coordenada y, Zsup, Zbed, espesor, BRP y IRP respectivamente para cada perfil. Zsup corresponde a la cota de la superficie del campo de hielo, Zbed a la cota del nivel freático y espesor a la resta del Zsup- Zbed, correspondiente a la profundidad del nivel freático.

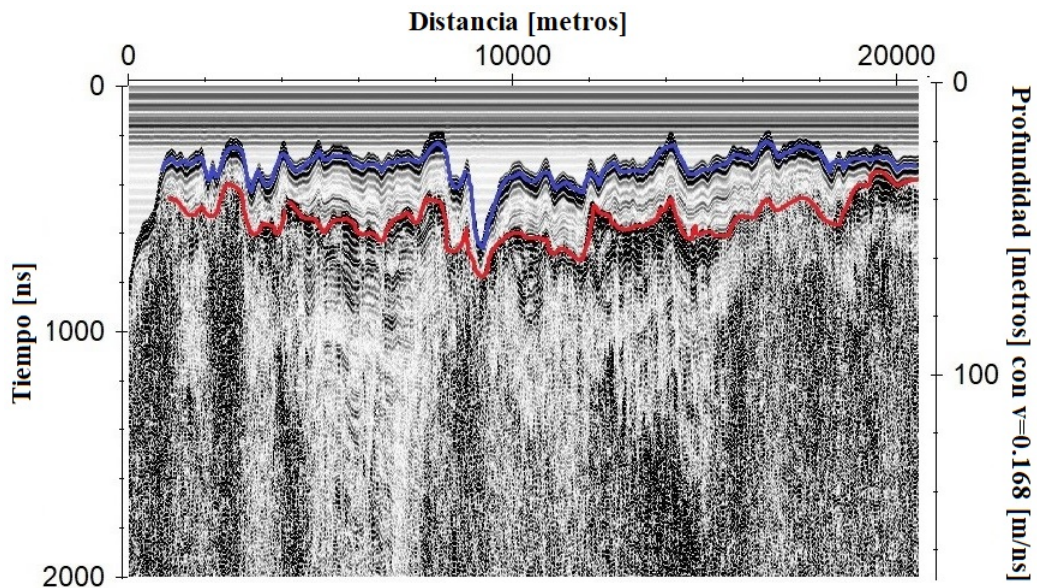


Figura 4.2: Radargrama interpretados por el operador. La línea azul corresponde a la superficie y la línea roja a la del nivel freático.

4.1.2. Modelación de la profundidad del nivel freático

A partir de los shapefile de puntos, cuyos datos están equidistantes cada 1 m, se realizó un resamplado cada 100 m de los datos de modo de eliminar los efectos individuales que se presentaban con esa mayor resolución. Posteriormente con la ayuda de los radargramas y de la imagen óptica de Sentinel-2 del 21-04-2019, se filtró los perfiles quitando los datos cuyos valores de la columna que contenía las profundidades del nivel freático no coincidían con lo observado en los radargramas o que presentarían inconsistencia producto de estar afectados por elementos superficiales como grietas. Con el producto generado se graficaron las profundidades del nivel freático con respecto a las variables topográficas y de intensidades de retrodispersión S1, cuyas características se detallarán más adelante.

A continuación, se utilizó la herramienta estadística de ArcGIS denominada “Geostatistical Analyst” para generar un modelo de la distribución de las profundidades del nivel

freático, sin antes volver a resamplear los datos mencionados anteriormente, pero esta vez a una distancia equidistante entre ellos de 1 km, para así hacer más óptimo el modelo.

El principio de la geo estadística, es que los datos geo espaciales se caracterizan por su dependencia de la posición geográfica en la que se encuentran. Su fin es la caracterización de un fenómeno natural, siendo una de sus técnicas la estimación de valores no medidos. Para conocer tales valores se utilizan métodos de interpolación que hacen la suposición de que existe una correlación espacial entre los puntos medidos y así estimar valores en localizaciones de puntos no medidos.

El método geoestadístico de interpolación seleccionado, fue el de kriging y cokriging. El método kriging pondera no solo la distancia entre puntos medidos y la localización de la predicción, sino también tiene en cuenta las relaciones espaciales existentes entre las mediciones, estas relaciones espaciales se cuantifican a través de la autocorrelación, para lo cual se utiliza el semivariograma que es la función principal que describe la variabilidad de un fenómeno en el espacio. Para realizar la mejor estimación posible, el modelo requiere como requisito de entrada que los datos presenten una distribución normal. Para esta investigación se comprobó que los datos de las profundidades del nivel freático, que corresponden al parámetro de entrada cumpliera con esa premisa. Distintos métodos de kriging han sido desarrollados, incluyen: kriging simple, ordinario, universal, probabilístico y disyuntivo. En este estudio se utilizó el kriging ordinario, dado que es uno de los métodos que se usa ampliamente en las ciencias de la tierra y es considerado como uno de los mejores estimadores lineales insesgados porque apunta a minimizar la varianza de los errores e intenta que el residuo medio o el error sea igual a 0 (Kiš, 2016; Hu et al., 2005).

La ecuación para el método general de kriging, según Johnston et al. (2001) es:

$$Z^* = \sum_{i=1}^N \lambda_{(i)} Z_{(i)}$$

Donde, Z^* corresponde al valor estimado, $\lambda_{(i)}$ son factores de ponderación para minimizar la varianza y $Z_{(i)}$ son los valores medidos. Es posible, a partir de este método obtener valores por encima o por debajo del valor real, por lo que el método se asegura que las diferencias sean lo más pequeñas posibles.

El método de cokriging, se trata de un modelo híbrido que es capaz de incorporar más de una variable para realizar la interpolación, emplea la correlación con parámetros secundarios simultáneo a la autocorrelación espacial de la variable principal. La idea tras el proceso es que al introducir variables secundarias el modelo de interpolación mejore.

La ecuación para el método general de cokriging, según Johnston et al. (2001) es:

$$Z^* = \sum_{i=1}^{N_1} \lambda_i Z_{i1} + \sum_{i=1}^{N_2} \lambda_j Z_{j2}$$

Donde, Z^* corresponde al valor estimado, N_1 y N_2 son el número de medidas de la variable primaria y secundaria, Z_{i1} y Z_{j2} valores medidos de la variable 1 en el punto i y la variable 2 en el punto j, respectivamente y los λ son factores de ponderación. Esta fórmula considera solo una variable secundaria, si se añaden más variables se le debe agregar a la ecuación otro factor que sume a los demás valores. Las variables secundarias a considerar corresponden los factores topográficos de alturas, pendientes y orientaciones

superficiales del campo de hielo y factores de intensidades de retrodispersión S1 como los datos de polarización VH y VV de órbita ascendente y descendente respectivamente. Estas variables antes de ser ingresadas al modelo de cokriging se evalúan calculando el coeficiente de correlación de Pearson entre profundidad y variable secundaria en MATLAB, a partir de la siguiente fórmula, según MathWorks (2021a):

$$\rho(A, B) = \frac{1}{N - 1} \sum_{i=1}^N \left(\frac{A_i - \mu_A}{\sigma_A} \right) \left(\frac{B_i - \mu_B}{\sigma_B} \right)$$

Donde, ρ corresponde al coeficiente de correlación lineal de Pearson, N es el número de observaciones escalares, μ_A y σ_A son la media y desviación estándar de la muestra A, respectivamente y μ_B y σ_B son la media y desviación estándar de la muestra B. La Tabla 4.1 muestra la interpretación que se puede establecer a partir de los valores del coeficiente de correlación lineal de Pearson.

Tabla 4.1: Interpretación de la magnitud del coeficiente de correlación de Pearson, según Hernández et al. (2018).

Rango de valores de ρ_{AB}	Interpretación
$0.00 \leq \rho_{AB} < 0.10$	Correlación nula
$0.10 \leq \rho_{AB} < 0.30$	Correlación débil
$0.30 \leq \rho_{AB} < 0.50$	Correlación moderada
$0.50 \leq \rho_{AB} < 1.00$	Correlación fuerte

De la misma manera, utilizando MATLAB se evalúa si esa correlación lineal es significativa utilizando el p-valor, obtenido de la prueba estadística t de Student, el cual indica lo fuerte que es la evidencia para rechazar la hipótesis nula (H_0) de que ρ sea igual a 0, es decir que las muestras no estén correlacionadas. El p-valor, es el más pequeño valor a partir del cual se rechaza H_0 y se define matemáticamente según Willett (2016) como:

$$p - \text{valor} = \inf[\alpha : t^* > \tau_\alpha]$$

Donde, t^* corresponde al estadístico de prueba de t de Student; τ_α es el umbral que minimiza la probabilidad de error de la prueba estadística y es el que contiene al p-valor. Los valores de p oscilan entre 0 y 1 y se utiliza el criterio de que para rechazar H_0 los valores de p deben ser menores a 0.05.

Los datos de las variables secundarias utilizadas se extrajeron de la plataforma de GEE, las alturas provienen directamente del DEM ALOS PALSAR y las pendientes y orientaciones se obtienen a partir de las herramientas slope y aspect incorporadas en GEE, que funcionan de la misma manera que las herramientas del mismo nombre en ArcGIS. Con respecto a las intensidades de retrodispersión S1, la adquisición de estas imágenes se detalla en la siguiente sección 4.2. Todas las variables aquí consideradas son descargados a una resolución de 100 m/px.

Dentro de estos modelos para cuantificar la dependencia espacial entre mediciones se utiliza el semivariograma, que se mencionó anteriormente y la covarianza. El semivariograma es la representación de la función de la semivarianza empírica o experimental, definida según Matheron et al. (1962) como:

$$y(h) = \frac{1}{2N(h)} \left[\sum_{i=1}^n [Z(x_i) - Z(x_i + h)]^2 \right]$$

Donde N es el número de pares de datos separados por la distancia h, $Z(x_i)$ representa el valor de la variable en la posición x_i y $Z(x_i + h)$ es el valor de la variable a la distancia $x_i + h$. A partir del semivariograma es necesario ajustar una función para cuantificar la variabilidad espacial o auto correlación conocido como semivariograma teórico. La función a modelar para parametrizar la dependencia espacial es el modelo exponencial. Además, se ajustaron otras variables como el vecindario, que limita los datos a un área específica y encierra los puntos que serán usados para la predicción de valores en localización de valores no medidos, dentro de esta área es posible establecer el máximo y mínimo de mediciones. Los parámetros antes mencionados se presentan en la Tabla 4.2.

Tabla 4.2: Parámetros modificados para cuantificar la variabilidad espacial.

Parámetros	Características
Tipo de modelo	Exponencial
Tipo de vecindario	4 sectores en 45°
Máx y min. de puntos	5 y 2

Posteriormente, para tener una idea de que tan bien el modelo predice los valores en ubicaciones desconocidas, la validación cruzada y validación ayudarán a tomar una decisión informada sobre que modelo proporciona la mejor interpolación. Las métricas estadísticas obtenidas en este proceso indicarán si el modelo y/o los valores de sus parámetros son razonables. El cálculo de ambas validaciones se realiza reteniendo una muestra de datos y realizando una posterior predicción en la misma ubicación de estos datos, de esta manera se logra comparar el valor predicho con el valor observado y a partir de eso obtener información útil sobre los modelos aplicados.

Las diferencias entre validación cruzada y validación es que la primera ocupa todos los datos para estimar el cálculo de las métricas estadísticas, un ejemplo de lo anterior se observa en la Figura 4.3, donde se observan 10 puntos de datos distribuidos aleatoriamente. La validación cruzada omite el punto rojo y utiliza a los otros 9 puntos para predecir la ubicación de ese punto. A continuación, se comparan los valores predichos con los valores reales y se repite este procedimiento para los otros puntos y así sucesivamente, las métricas estadísticas son obtenidas dentro del mismo proceso que genera los modelos de kriging y cokriging, esperando que los errores de predicción sean mínimos. Por otro lado, la validación elimina parte de los datos y tan solo ocupa la parte restante (datos de entrenamiento) para desarrollar los modelos de tendencia que se usaran para la predicción. En este estudio se eliminó el 30% de los datos utilizando la herramienta "Create Subsets o Crear Subconjunto" de ArcGIS que selecciona los puntos con los que trabajará de manera aleatoria, creando dos conjuntos de datos, uno para realizar los modelos de kriging y cokriging (datos de entrenamiento) y un segundo conjunto (datos de prueba) para compararse con los valores modelados y posterior realizar el cálculo de obtención de las métricas estadísticas. Este último paso se realiza de manera manual aplicando las respectivas fórmulas que se mencionarán a continuación.

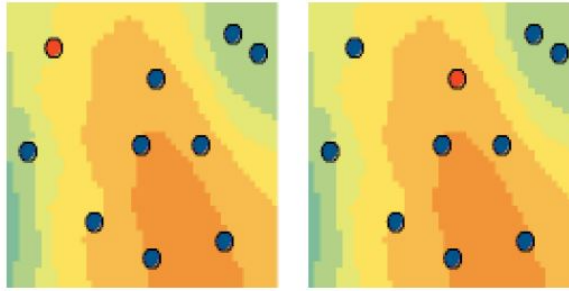


Figura 4.3: Ejemplo de proceso de validación cruzada. Imagen extraída de Johnston et al. (2001).

Ambas validaciones calculan las siguientes métricas estadísticas:

- Error estándar promedio (ASE):

$$ASE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \hat{\sigma}(s_i)}{n}}$$

- Error promedio estandarizado (MS):

$$MS = \frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i)) \hat{\sigma}(s_i)}{n}$$

- Raíz media cuadrática (RMSE):

$$RMSE = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i))^2}{n}}$$

- Raíz media cuadrática estandarizada (RMSS):

$$RMSS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(\hat{Z}(s_i) - z(s_i)) \hat{\sigma}(s_i)]^2}{n}}$$

- Diferencia absoluta entre RMSS y ASE

Donde, $\hat{\sigma}(s_i)$ es el error estándar de predicción para la ubicación s_i ; n es el número de observaciones totales; $\hat{Z}(s_i)$ es el valor predicho de la validación cruzada en s_i ; $z(s_i)$ es el valor observado en s_i .

Para la selección del mejor modelo se debe comprobar lo siguiente:

1. RMSE, indica que tan cerca el modelo predice los datos observados, mientras más pequeño más óptimo el modelo.
2. Menor diferencia entre RMSE y ASE, indica un mejor ajuste del modelo.
3. MS debe estar cerca de cero y RMSS cerca de 1 para que los errores de predicción sean válidos.

Además, de las métricas estadísticas para determinar la precisión del modelo, se generó un mapa de error estándar de predicción, para cuantificar la variación entre el valor real y el predicho. Se creó mapa de error estándar de predicción solo para el mapa final de profundidad del nivel freático.

La visualización del esquema de procesamiento de esta sección se presenta en la Figura 4.4.

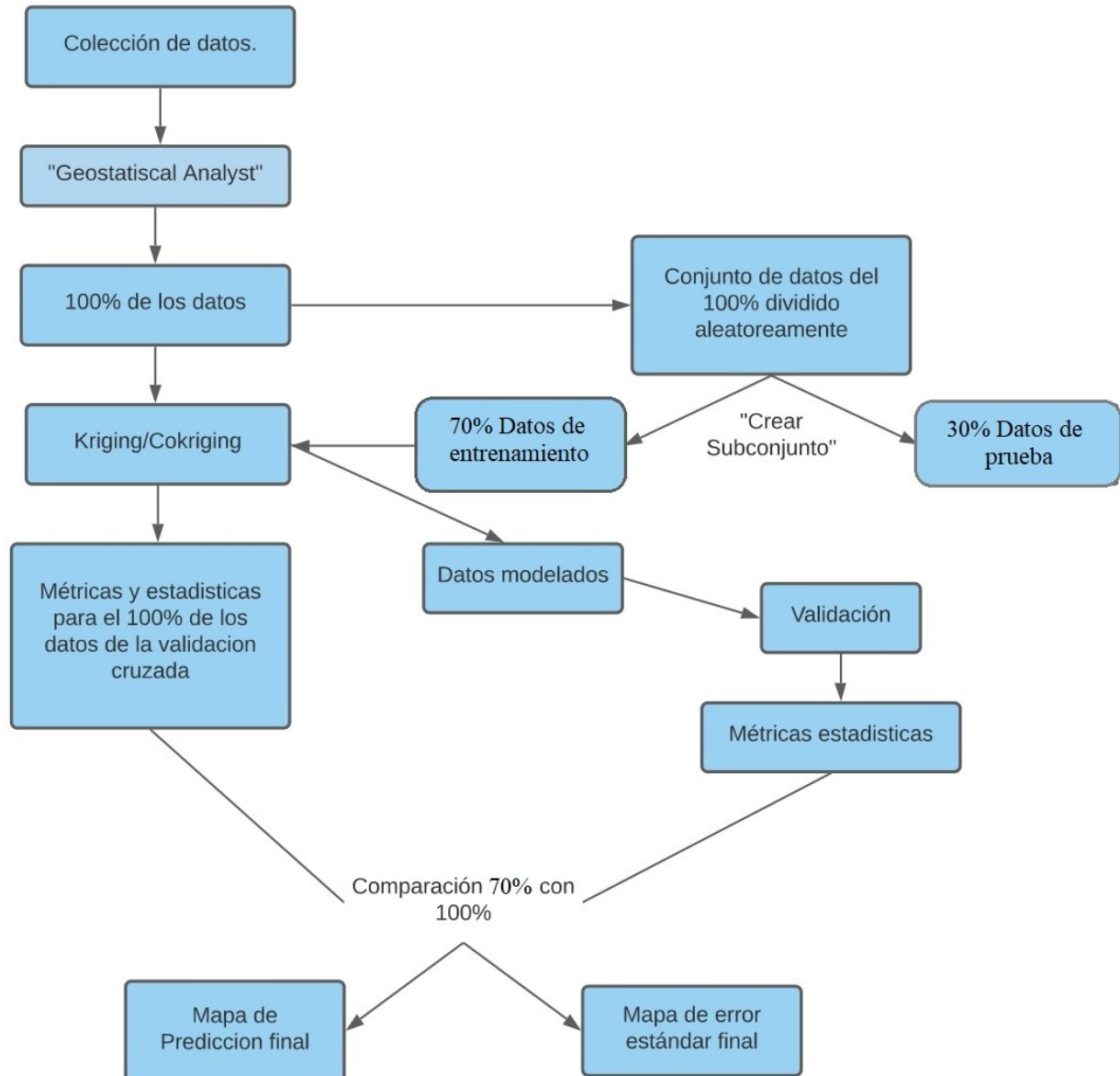


Figura 4.4: Diagrama de flujo modelos de kriging y cokriging.

Para más detalle acerca del método de interpolación de kriging y cokriging se debe consultar a Johnston et al. (2001).

4.1.3. Potencial hidráulico

Además de interpolar la profundidad del nivel freático a partir de la superficie Zbed correspondiente a la cota del nivel freático se calculó el potencial hidráulico usando la fórmula de Shreve (1972), el cual establece la siguiente relación:

$$\Phi = \rho_w g B + f \rho_i g (S - B)$$

Donde, Φ es el potencial hidráulico; ρ_w es la densidad del agua; ρ_i es la densidad del hielo; g es la gravedad; S es la superficie de elevación del glaciar; B la superficie de elevación del lecho y; f es un factor entre 1 y 0.

Puesto que esa fórmula está enfocada en calcular el agua ubicada entre el hielo y el lecho del glaciar y lo que se pretende calcular en este estudio es el flujo de agua dentro del glaciar, en específico dentro de la neviza, asumiendo que no existe variaciones de presión por causa de este material, el potencial hidráulico solo dependerá de la masa de agua y la elevación (Benn y Evans, 2010) y por lo tanto se utilizará el término de la izquierda conocido como potencial de elevación, quedando de la siguiente manera:

$$\Phi = \rho_w g B$$

donde, B es la superficie de elevación del agua.

4.2. Extensión y ubicación del acuífero de neviza

4.2.1. Base de datos y pre-procesamiento

De manera de ampliar la extensión de los perfiles GPR y proporcionar una cobertura total al área de estudio, el uso de imágenes satelitales se vuelve fundamental.

Para la determinación de la ubicación y extensión del acuífero de neviza, se utilizó como base de datos las mediciones de retrodispersión (σ^0) de las imágenes SAR, Sentinel-1 (1A y 1B) de banda C obtenidos de la interfaz de programación de Python de Google Earth Engine (GEE), en modo de franja ancha (IW) procesados en formato GRD (Ground Range Detected) con polarización dual adecuada para la zona de estudio, es decir, transmisión-recepción vertical-vertical (VV) y vertical-horizontal (VH). En total se obtuvieron dos conjuntos de datos de Sentinel-1 (S1), uno para polarización VV y otro para VH, es decir, los datos de pases ascendentes y descendentes para cada polarización se ordenaron por fecha de adquisición en una sola colección para VV y lo mismo sucedió para el caso de VH, procesándose por separado cada conjunto.

Los periodos analizados contemplan el inicio de las mediciones de Sentinel-1A (octubre 2014) hasta octubre 2020. La cantidad de imágenes obtenidas en cada periodo depende de la revisita del satélite y del recorrido específico del satélite por el área de estudio (Figura 4.5). Es posible notar que la densidad de datos aumenta a partir del 2017, con la incorporación en el año 2016 del satélite Sentinel-1B.

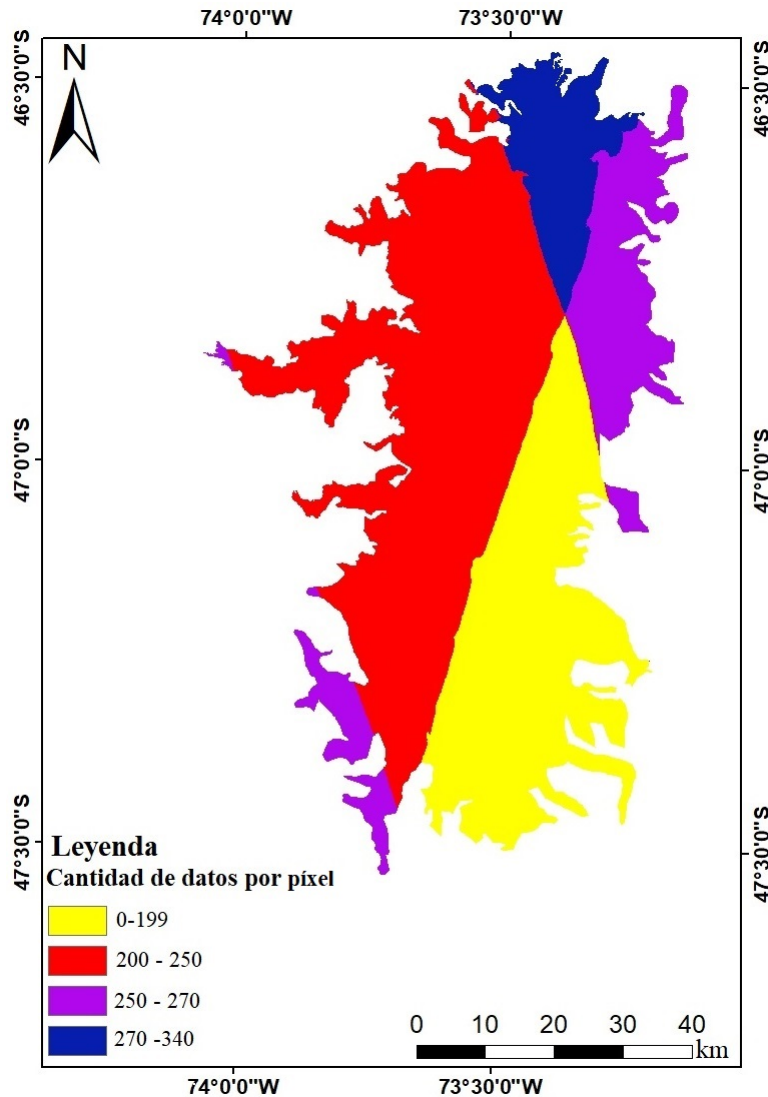


Figura 4.5: Distribución espacial por píxel de la disponibilidad de datos entre inicio de las mediciones de Sentinel-1A hasta octubre 2020 en polarización VH de órbitas ascendentes y descendente. La distribución espacial para VV es la misma.

La ventaja de utilizar GEE, es la facilidad de acceder a recursos informáticos de alto rendimiento y procesar grandes conjuntos de datos geospaciales (Di Tullio et al., 2018), es decir para el caso de este objetivo no fue necesario descargar las imágenes satelitales ya que se procesaron en la misma aplicación de Python ofrecida por GEE, almacenándose en el Drive de la cuenta de Gmail asociada a la plataforma. Además, para el caso de las imágenes Sentinel-1, GEE utiliza los siguientes pasos de pre-procesamiento para derivar el coeficiente de retrodispersión de cada píxel (GEE, 2020):

- Aplicación de archivo de órbita, actualiza los metadatos de la órbita con un archivo de órbita restituido.
- Eliminación de ruido de borde GRD, elimina el ruido de baja intensidad y los datos no válidos para los bordes de la escena.

- Eliminación del ruido térmico, elimina el ruido aditivo en las subfranjas para escenas en los modos de adquisición de múltiples franjas.
- Calibración radiométrica, calcula la intensidad de retrodispersión utilizando los parámetros de calibración del sensor en los metadatos GRD.
- Corrección del terreno (ortorectificación), convierte los datos de la geometría del rango terrestre, que no tienen en cuenta el terreno a σ^0 utilizando el DEM de 30 metros STRM o el DEM ASTER para latitudes altas (más de 60° o menos de -60°).

Además de las correcciones realizadas por GEE, Vollrath et al. (2020) sugirió una corrección adicional de pendientes radiométricas basada en ángulos para imágenes S1 de la plataforma de GEE que sirve para mejorar la señal de retrodispersión en zonas donde existen gran dispersión. Para realizar tales modificaciones propuso dos modelos, el primero optimizado para ser aplicado en zonas de alta vegetación, donde se asume una dispersión de volumen en el suelo y el segundo optimizado para la dispersión superficial y para ser utilizado en entornos urbanos o para el análisis de las características del suelo, como la humedad y rugosidad. Dado que la zona de estudio se caracteriza por gran cantidad de montañas y parte del objetivo es estudiar el agua en profundidad, el modelo de superficie es el óptimo para ser utilizado.

Para realizar las correcciones se procede de la siguiente manera:

1. La retrodispersión (σ^0) debe reconvertirse de decibeles a su escala original de potencia lineal, debido a que los datos al calibrarse por la sección transversal se ven afectados por el ángulo de incidencia:

$$\gamma^0 = \frac{\sigma^0}{\cos \theta_i}$$

Donde, γ^0 es la retrodispersión en potencia lineal; θ_i es el ángulo de incidencia, correspondiente al ángulo entre la dirección normal de la tierra plana y la dirección de retrodispersión y en GEE es posible encontrarlo como una banda auxiliar en cada imagen de S1.

2. Se calcula la relación entre la imagen y la geometría del terreno mediante la definición de los siguientes ángulos:
 - La pendiente en el rango α_r :

$$\alpha_r = \arctan(\tan(\alpha_s) \cos(\phi_r))$$

Donde, α_s es el ángulo de aspecto de la pendiente en relación al norte verdadero (se obtiene a partir de un DEM, calculando la interpolación de los valores de altura de un píxel respecto a sus vecinos, obteniendo así los ángulos de orientación); ϕ_r se define: $\phi_r = \phi_i - \phi_s$, donde ϕ_i es la dirección del rango, correspondiente al ángulo en el plano horizontal con respecto al norte verdadero, el cual se calcula a partir del mapa de orientación y ϕ_s es la inclinación de la pendiente (calculado a partir del DEM). El DEM utilizado corresponde a ALOS PALSAR con una resolución de 30 m/px.

- Aspecto de la pendiente en el azimuth α_{az} :

$$\alpha_{az} = \arctan(\tan(\alpha_s) \sin(\phi_r))$$

Por lo tanto, el segundo modelo que describe al terreno como una superficie de dispersores isotrópicos con una densidad de dispersores constante por unidad de superficie inclinada, se define:

$$\gamma_f^0 = \gamma^0 \frac{\cos(\alpha_{az}) \cos(90 - \theta_i + \alpha_r)}{\cos(90 - \theta_i)}$$

Donde, γ_f^0 corresponde a la retrodispersión en terreno plano; γ^0 al coeficiente de retrodispersión en terreno inclinado.

De ahora en adelante el coeficiente de retrodispersión se referirá como γ_f^0 y se mide en decibelios (dB).

Además de derivar un nuevo coeficiente de retrodispersión para disminuir el efecto de la intensidad de retrodispersión en zonas montañosas, se aplica un filtro morfológico eliminando de la imagen las zonas con sombras y efecto de layover a partir de un buffer circular enmascarando tales efectos a partir de un buffer derivado de Vollrath et al. (2020).

4.2.2. Detección y mapeo del acuífero de neviza

La metodología ocupada en esta sección, se basa en lo planteado por Brangers et al. (2020) los cuales proponen que la detección de acuíferos de neviza se basa en un retraso en la congelación del agua de deshielo dentro de la neviza sobre la capa freática, producto del efecto aislante de las altas tasas de acumulación de nieve.

Para mapear las ubicaciones de acuíferos de neviza, se aplica el siguiente criterio: la diferencia entre γ_f^0 a principios de otoño (marzo, cuando se retrasa la congelación) en relación con el fin del invierno (agosto, cuando la acumulación de nieve está cerca del máximo (Bravo et al., 2019) o en su defecto octubre, debe superar el umbral de diferencia de 9.4 dB. El criterio se basa en la observación de que el γ_f^0 de principios de otoño es bajo en ubicaciones donde existe agua líquida y es relativamente más alto donde estos no se ubican.

Para realizar esta detección, las imágenes agrupadas en polarización VH y VV con imágenes en órbitas ascendente y descendente respectivamente, se filtran mensualmente para cada año y se agrupan dependiendo del periodo al que correspondan para realizar la sustracción de píxeles, es decir, para el 2017 se crea el subconjunto de las imágenes que están en el mes de marzo que posteriormente se unirán al subconjunto de las imágenes que están en marzo del 2018, 2019 y 2020. De igual manera para agosto u octubre, se crea el subconjunto de imágenes de octubre 2016, que posteriormente se unirán a las imágenes de agosto 2017, octubre 2018 y agosto 2019. Finalmente, se realiza la sustracción entre los conjuntos de agostos, octubres de todos los años con respecto al conjunto de los marzos de todos los años. Es importante mencionar, que el reemplazo de imágenes de agosto por octubre ocurre por que no existe o es escasa la cobertura en el mes reemplazado.

El esquema de procesamiento se observa a continuación:

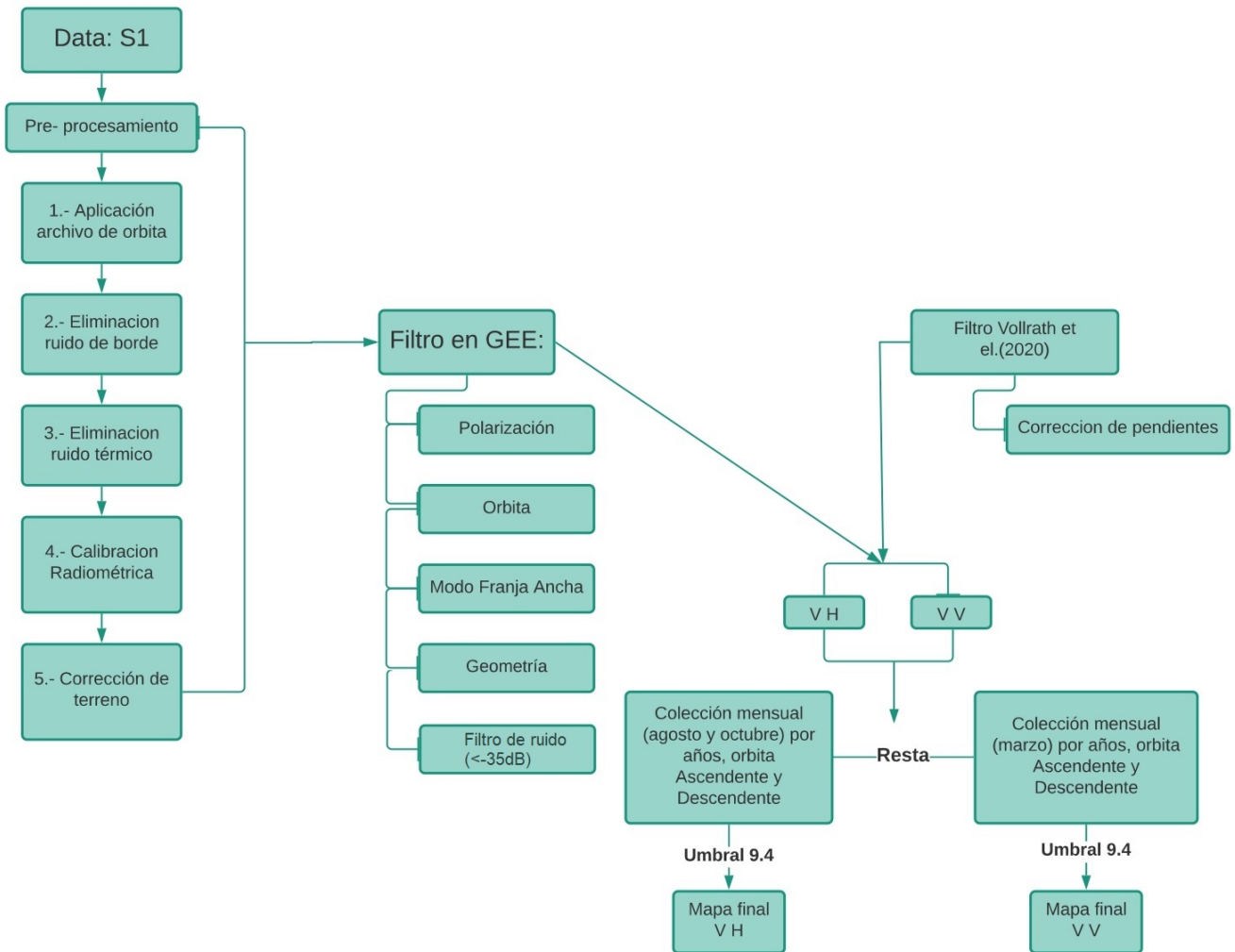


Figura 4.6: Diagrama de flujo para la detección de acuíferos de ne-
viza con S1.

4.3. Velocidades superficiales

4.3.1. Base de datos

Para el cálculo de las velocidades, se descargaron una serie de imágenes S1 en la interfaz de programación de Python de GEE, con las características nombradas en el capítulo anterior a una resolución de píxel de 10 m. Se fijaron regiones específicas en las lenguas de 15 glaciares (Figura 4.7), mencionados en la Tabla 4.3. Para el caso de los glaciares ubicados hacia el este, existen imágenes que presentan gran cantidad de ruido, es por eso que antes de descargarlas se filtró esas imágenes eliminando el ruido presente. Además, algunas imágenes en fechas determinadas cubren áreas específicas con dos escenas separadas por una línea que no posee información, es por eso que se hace necesario aplicar funciones y herramientas de programación que permita juntar estas dos escenas en una sola imagen.

Tabla 4.3: Resumen de cantidad de imágenes descargadas para las áreas señaladas en la Figura 4.7.

Glaciares	N° de imágenes órbita ascendente	N° de imágenes órbita descendente
Acodado	138	182
Benito	166	219
Colonia	248	166
Exploradores	248	220
Grosse	248	220
Gualas	104	220
HPN1	166	219
Leones	248	169
Nef	248	167
Pared Norte	109	143
Reicher	243	220
San Quintín	166	220
San Rafael	109	220
Soler	248	167
Steffen	166	218

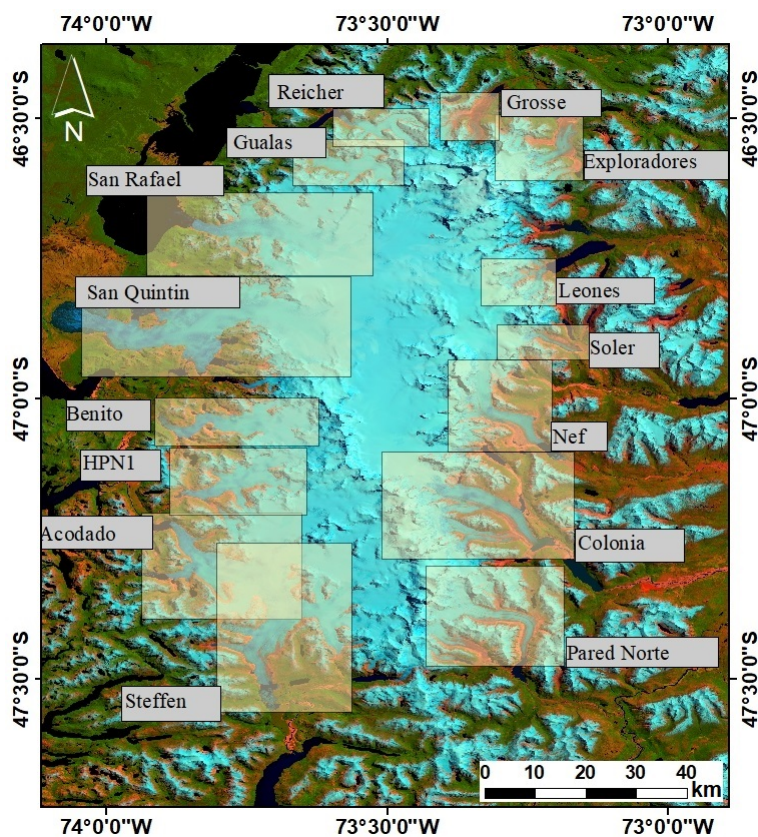


Figura 4.7: Rectángulos representan las regiones glaciares delimitadas para el cálculo de las velocidades.

4.3.2. Métodos y procesamiento

El procesamiento de las imágenes para el cálculo de las velocidades, se realizó utilizando ImGRAFT, una caja de herramientas de seguimiento de características (offset tracking) y georectificación de imágenes. ImGRAFT es un código abierto, completo y adaptable desarrollado en MATLAB, que combina la georeferenciación, georectificación y el seguimiento de características de las imágenes, para determinar en este caso las velocidades de los glaciares efluentes de CHN. Aparte de ser un método sencillo es económico y de fácil acceso, se descarga desde <http://imgraft.glaciology.net>.

La caja de herramientas se desarrolló originalmente para imágenes oblicuas terrestres, observando su aplicación en el glaciar Engabreen, Noruega por Messerli y Grinsted (2015), pero es posible adaptarlo a imágenes satelitales, como lo observado en Darvishi et al. (2018) y en Groenlandia, en cinco glaciares de salida a partir de imágenes Landsat 8 de Messerli et al. (2014).

Para determinar el desplazamiento del hielo, ImGRAFT utiliza principalmente, la función denominada "Templatematch", que corresponde a un algoritmo de correlación cruzada normalizada estándar, quien se centra en texturas y patrones visibles en la superficie del glaciar. El procedimiento se basa en rastrear características entre pares de imágenes A y B. La imagen A corresponde a una plantilla y la imagen B se refiere a la imagen de búsqueda, ambas conforman un par de imágenes, donde la imagen A es primera imagen en el tiempo y la B es la imagen posterior (Messerli y Grinsted, 2015). La imagen de búsqueda se escanea, dentro de una ventana de búsqueda definida para cada glaciar de acuerdo al tamaño que generará mayor coincidencia (Tabla 4.4), preocupándose que esta región siempre debe ser más grande que la plantilla. Posteriormente se busca la misma textura y patrón contenidos en la plantilla de la imagen B. Lo descrito en este párrafo se visualiza en la Figura 4.8.

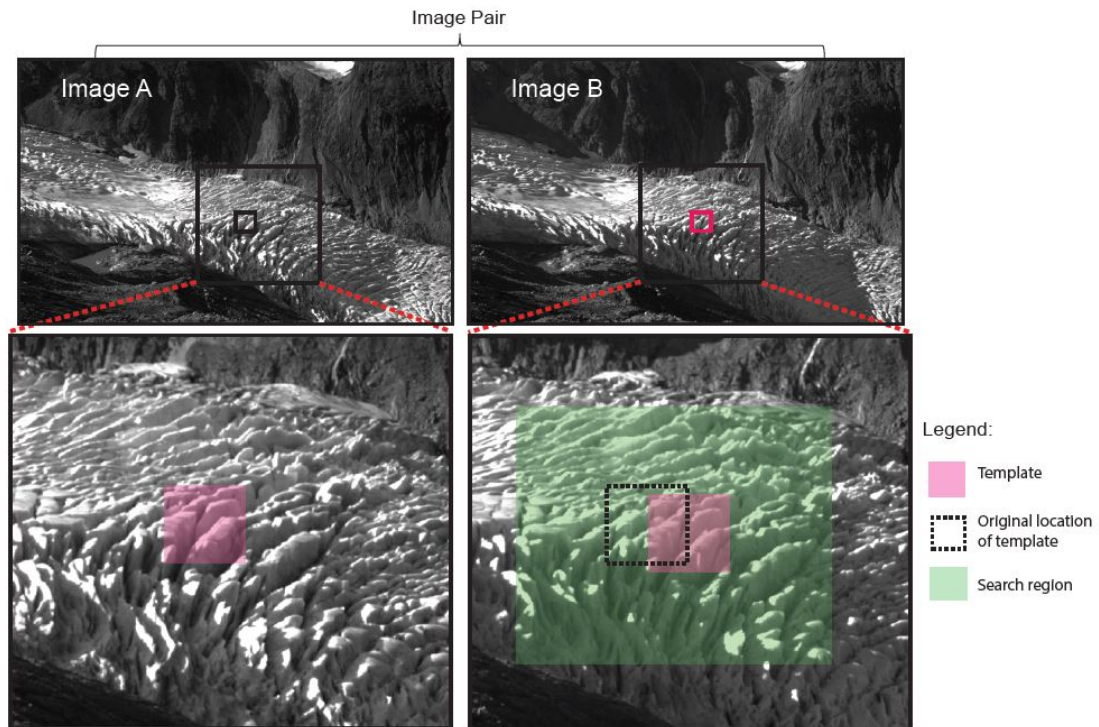


Figura 4.8: Diagrama esquemático para mostrar los componentes involucrados en el proceso de coincidencia de plantillas o “Template-match”. Se extraerá una única plantilla de imagen A para cada punto definida en la cuadrícula (Figura 4.9). Imagen extraída de Messerli y Grinsted (2015).

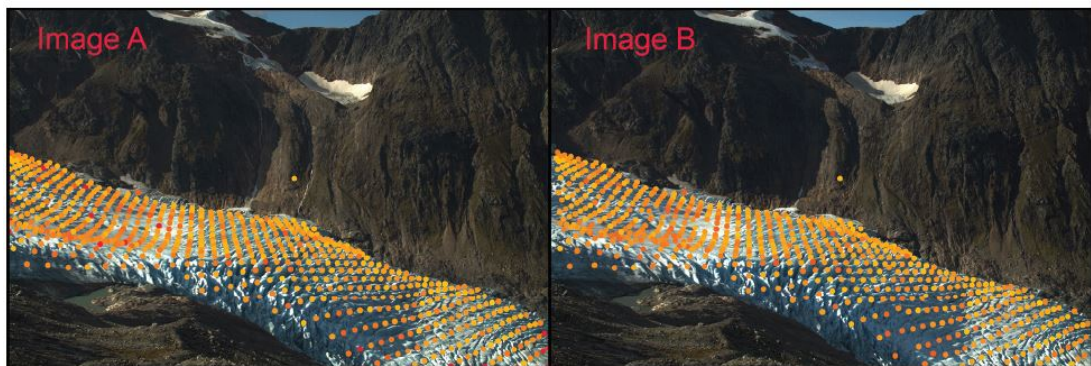


Figura 4.9: Se observa cuadrícula regularmente espaciada en la imagen de la izquierda y los puntos seguidos en la imagen de la derecha. El color amarillo representa una buena coincidencia entre el par de imágenes. Imagen extraída de Messerli y Grinsted (2015).

4.3.2.1. Ajustes y filtros

La primera modificación al programa fue hacerlo iterativo, es decir que no solo calculara las velocidades entre dos imágenes, sino que lo hiciera para todo el conjunto considerando como límites, el cálculo de velocidades en un tiempo mayor a 10 días y menor a 36 días. En segundo lugar, se modificó el coeficiente de la señal de ruido, el cual se puede hacer variar de modo que la coincidencia entre las plantillas sea la más adecuada, en este caso para todos los glaciares el valor fue de 2.5. En tercer lugar, el tamaño de la celda, se hizo variar entre 5 a 30 m de acuerdo a la mejor visualización de la información con respecto al tamaño de cada glaciar. En cuarto lugar, se mapeo las imágenes considerando solo la lengua de los glaciares, para realizar más rápido el seguimiento de características dentro de la plantilla de búsqueda. Finalmente, el tamaño de la imagen y ventana de búsqueda, inspeccionando los tamaños que mejor se ajusten al área de cada glaciar. Estos últimos parámetros se detallan en la Tabla 4.4.

Además de los ajustes ya mencionados se aplicó un filtro de dirección de flujo, el cual consiste en filtrar las direcciones de las flechas que no coinciden con la dirección del flujo del glaciar, para eso se utilizó el DEM ALOS PALSAR a una resolución de 25 m/px, suavizándolo a partir de la función "Kernel.square", que actúa como un filtro paso bajo promediando los 10 píxeles alrededor de un píxel principal. Posteriormente a partir de ese DEM y con la función "aspect" de GEE, se obtuvo el mapa de orientación de superficies. De este modo si el raster de orientación indicaba que el glaciar fluía hacia la izquierda y existían flechas apuntando en otra dirección se eliminaban cuando la diferencia entre la orientación que entregaba ImGRAFT y la que entregaba el mapa de orientación superará los ángulos (ángulo de flujo) de 50° y en el caso límite de 70° (Tabla 4.4).

Tabla 4.4: Ajustes y filtros aplicados a cada glaciar. El tamaño de celda, es la resolución espacial del campo de velocidades obtenido y se mide en m/píxel al igual que la imagen y ventana de búsqueda.

Glaciares	Tamaño de celda	Tamaño imagen de búsqueda	Tamaño ventana de búsqueda	Ángulo de flujo (°)
Acodado	30	80	90	70
Benito	10	80	100	50
Colonia	20	80	90	70
Exploradores	10	70	90	70
Grosse	10	80	100	70
Gualas	10	80	100	50
HPN1	10	80	100	50
Leones	10	80	100	50
Nef	20	90	100	70
Pared Norte	20	80	100	70
Reicher	5	70	80	50
San Quintín	20	80	100	70
San Rafael	10	70	100	50
Soler	10	80	100	50
Steffen	20	80	90	70

4.3.2.2. Selección de Datos y almacenamiento

Una vez obtenido el campo de velocidades para las distintas fechas se pasó a seleccionar puntos específicos sobre la imagen que representaran zonas características del flujo del glaciar, es decir, se generaron perfiles a lo largo de la línea de flujo de la lengua glaciar de modo de extraer en esas ubicaciones las velocidades. Los valores obtenidos se extrajeron tomando una ubicación a una resolución de píxel de acuerdo a la columna denominada "Tamaño de celda" en la Tabla 4.4 y promediando los 9 valores que rodeaban a esa selección. Posteriormente, dado que la cantidad de puntos sobre la línea central del flujo fue extensa, se filtró seleccionando los que representaran el grueso de la información, por lo que fue necesario aplicar un filtro de densidad de datos, de modo que los puntos seleccionados para el cálculo de las velocidades debían estar como mínimo en el 30% de los resultados y en el caso límite en el 10%.

Posteriormente esa información se almacenó en archivos de texto, organizados de la siguiente forma: Año, mes día, coordenada X, coordenada Y, valor absoluto de la velocidad, promedio, mediana, desviación, varianza y cantidad de puntos, siendo estos 5 últimos parámetros, obtenidos a partir de los datos que rodean al punto seleccionado. Los gráficos de velocidades que se presentan en la sección 5.3, corresponden a mediciones que se extrajeron de esta forma, seleccionando ubicaciones en el inicio, centro y término de la lengua glaciar (Figura 4.10).

4.4. Relaciones entre velocidades superficiales e intensidades de retrodispersión S1

En el estudio de glaciares, con frecuencia se intenta relacionar dos procesos o fenómenos que ocurren a lo largo del tiempo, pero estos fenómenos analizados muchas veces se comportan de manera compleja y son difíciles de relacionar con otras variables que modelan al sistema, por lo que la búsqueda de tendencias y periodicidades es de vital importancia para entender el comportamiento de los glaciares. Para estudiar estas periodicidades existen métodos como la transformada de Fourier que descompone las señales en funciones armónicas y examina las periodicidades en el dominio de las frecuencias asumiendo que los procesos subyacentes son estacionarios en el tiempo (Grinsted et al., 2004). Pero existen otras herramientas como el análisis de ondículas o Wavelet, en inglés, que expande las series de tiempo en el espacio de las frecuencias temporales de forma que logra encontrar periodicidades intermitentes localizadas. Este análisis de frecuencia de tiempo divide una señal que varía en el tiempo en intervalos de tiempo lo suficientemente cortos como para que la señal sea esencialmente estacionaria en cada sección, estima el espectro sobre ventanas deslizantes y permite visualizar como cambia el contenido de frecuencia de la señal con el tiempo (MathWorks, 2021b).

El análisis de ondículas, se utiliza para obtener representaciones de tiempo-frecuencia de una señal continua, transformando una señal en versiones escaladas, calculando de esta manera la transformada de ondículas continua (con su sigla en inglés, CWT: Continuous Wavelet Transform), definida como:

$$W(a, \tau) = \frac{1}{\sqrt{|a|}} \int_{-\infty}^{\infty} f(t) \psi\left(\frac{t - \tau}{a}\right) dt$$

Donde, ψ representa la familia de las funciones llamadas ondículas; a representa un parámetro de escala; t el tiempo y; τ la localización de la función $f(t)$. La idea detrás del CWT es aplicar la ondícula como un filtro pasa-banda a la serie temporal y de ahí derivar una unidad de energía, que despliega las características de un proceso en el plano del espacio de escala.

A partir de dos CWT se calcula la transformada de ondículas cruzadas (XWT: Cross Wavelet Transform) que exponen la potencia común entre dos series de tiempo, se deduce de la siguiente forma:

$$W^{XY}(a) = W^X(a)xW^{Y*}(a)$$

Donde, X e Y representan dos series de tiempo; W^X es el CWT de la serie X y W^{*Y} es el conjugado complejo de W^Y de la CWT de la serie tiempo de Y.

Finalmente, el método calcula la coherencia de ondículas (WTC: Wavelet Coherence) que logra encontrar una coherencia significativa aunque la potencia común de dos series de tiempo sea baja, se calcula como sigue, apreciándose que la fórmula se asemeja a la de un coeficiente de correlación tradicional:

$$R(y, x1) = \frac{\varsigma[W(y, x1)]}{\varsigma[W(y)]\varsigma[W(x1)]}$$

$$R^2(y, x1) = R(y, x1)\dot{R}(y, x1)^*$$

Donde, $R(y,x1)$ es la medida de la coherencia de ondículas entre las series de tiempo $x1$ e y ; $R^2(y,x1)$ es la medida al cuadrado de la coherencia de ondículas; $W(y,x1)$ es la transformada de ondículas cruzadas; $W()$ la transformada de ondículas continua ;y ς el operador de suavizamiento.

En el presente estudio a partir de la series de tiempo de velocidades superficiales de los glaciares obtenidas de ImGRAFT, detallada en la sección anterior, en las mismas ubicaciones de donde se seleccionaron las velocidades a graficar (zona terminal, central e inicial de la lengua glaciar), se extrajeron utilizando la plataforma de GEE, las series de tiempo de intensidades de retrodispersión S1 en polarización VH y VV de órbita ascendente y descendente respectivamente en el rango de tiempo desde el 2017 a agosto del 2020. En GEE las intensidades se calcularon a partir del promedio de los píxeles que estuvieran dentro del buffer de 50 m alrededor de la posición seleccionada, que como ya se mencionó coincide con la posición de la cual se extrajo la velocidad. Estas intensidades vienen a representar los eventos de deshielo, al observar disminuciones en la intensidad de retrodispersión, al existir presencia de agua por el deshielo ocasionado.

A continuación, a partir de las dos series de tiempo (velocidad e intensidad de retrodispersión S1), antes de realizar el análisis de ondículas, es necesario comprobar los histogramas de las series de tiempo para asegurar de que no estén los datos demasiado lejos de la distribución normal. En el caso de las series de tiempo que sí lo estaban, es necesario aplicar una transformación analítica simple que en este caso fue la transformación simple a percentiles, que aparte de realizar la transformación se asegura de no contar con valores atípicos. Una vez realizado lo anterior, se aplicó el código de MATLAB proporcionado por Grinsted et al. (2004) para calcular la transformada de ondículas continua (CWT), la transformada de ondículas cruzada (XWT) y la coherencia de ondículas (WTC).

Con los gráficos obtenidos en este proceso se le da interpretación a lo observado en cada uno de ellos.

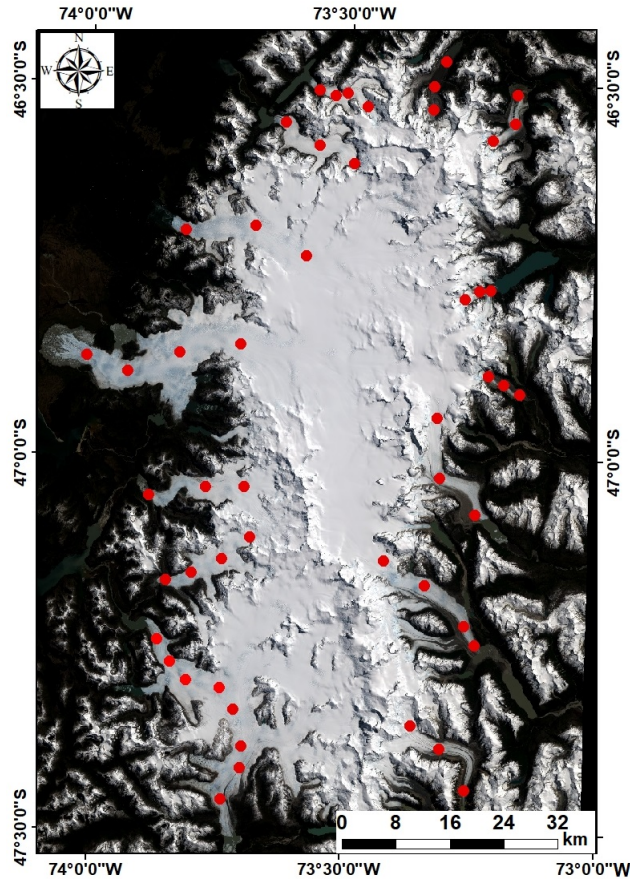


Figura 4.10: Puntos sobre las lenguas de los glaciares a partir de la cual se extrajeron las series de tiempo de intensidades de retrodispersión S1 y velocidades superficiales. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019.

Para entender la interpretación que se puede realizar a partir de estos gráficos, a continuación, se presentan las Figuras 4.11 y 4.12 utilizadas en el paper de Grinsted et al. (2004), a partir de las cuales se calcularon el CWT, XWT y WTC de las series de tiempo geofísicas del Índice de Oscilación del Ártico (AO) y la extensión máxima del hielo Marino del Báltico (BMI).

En primer lugar, es necesario saber que las transformadas y coherencias de ondículas mencionadas se grafican en un escalograma, correspondiente a una representación que en el eje horizontal muestra el tiempo y en eje vertical los ciclos de periodo (en días en potencia de 2). Dentro de este gráfico es posible observar varios colores, que representan la potencia de la señal. En el caso del color azul se representan a las bajas potencias y del color rojo a las altas. Además, cuenta con elementos como una línea gruesa de color negro que indica a la potencia con un 5% de nivel de significancia y una línea negra más fina correspondiente al cono de influencia (COI). Desde la esquina donde se ubican los ejes hasta COI, área sombreada, son las áreas potencialmente afectadas por artefactos de efecto de borde. Estos efectos surgen de áreas donde las ondículas estiradas

se extienden más allá de los bordes del intervalo de observación. Dentro de la región no sombreada, se está seguro que la información proporcionada por el escalograma es una representación precisa de la frecuencia de tiempo de los datos, fuera de este como la información debe tratarse como sospechosa debido a la posibilidad como ya se mencionó del efecto de borde (MathWorks, 2020).

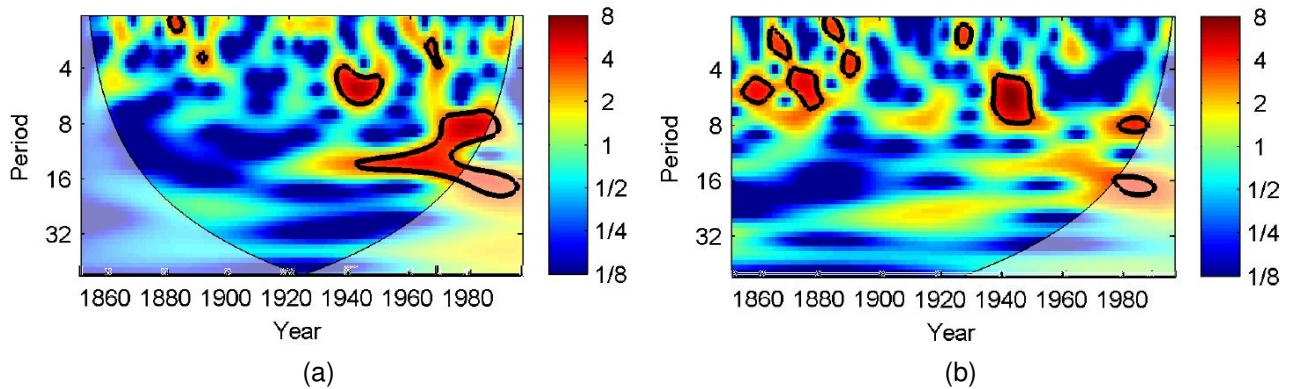


Figura 4.11: Ejemplo de transformada de ondículas continua para (a) el índice de oscilación del ártico (AO) y (b) extensión máxima del hielo marino del Báltico (BMI). Imagen extraída de Grinsted et al. (2004).

Es posible observar en la Figura 4.11 que existen potencias significativas para AO entre 8 a 16 años entre 1940 y 1980 y de 4 a 8 años en 1940, mientras que para BMI existencias potencias significativas entre 4 a 8 de 1860 a 1880 y entre 4 a 8 en 1940, esta última se aprecia también en BMI. A partir de la transformada de ondículas cruzadas se puede observar si esas potencias comunes indican causalidad. En la Figura 4.12a, resalta las zonas de potencias mencionadas anteriormente y además las flechas en ese gráfico indican si la relación entre las dos series de tiempo está en fase (flechas apuntando hacia la derecha) o anti-fase (flechas apuntando hacia la izquierda), dado que las flechas están apuntando hacia la izquierda, esto indicaría una relación de anti-fase entre los dos parámetros, es decir si uno aumenta el otro disminuye, esto señala que BMI en gran medida refleja AO. Además de flechas apuntando hacia la izquierda o la derecha, pueden existir flechas apuntando hacia arriba o hacia abajo, en el caso de la primera eso significa en este ejemplo que BMI se adelanta a AO y para el segundo caso viceversa.

En el proceso final, se determina la coherencia de ondículas (CWT), la cual se aprecia en la Figura 4.12b resaltando aún más las áreas significativas que aparecen en XWT, como zonas de alta coherencia, la relación es en anti-fase entre AO y BMI resaltando que en esos años (1920 a 1980) existe causalidad entre las series en periodos entre 4 a 16 años aproximadamente. Lo cual quiere decir que por ejemplo cuando existen bajas presiones de aire en la oscilación del Ártico (AO) extensión máxima del hielo Marino del Báltico (BMI) es mayor.

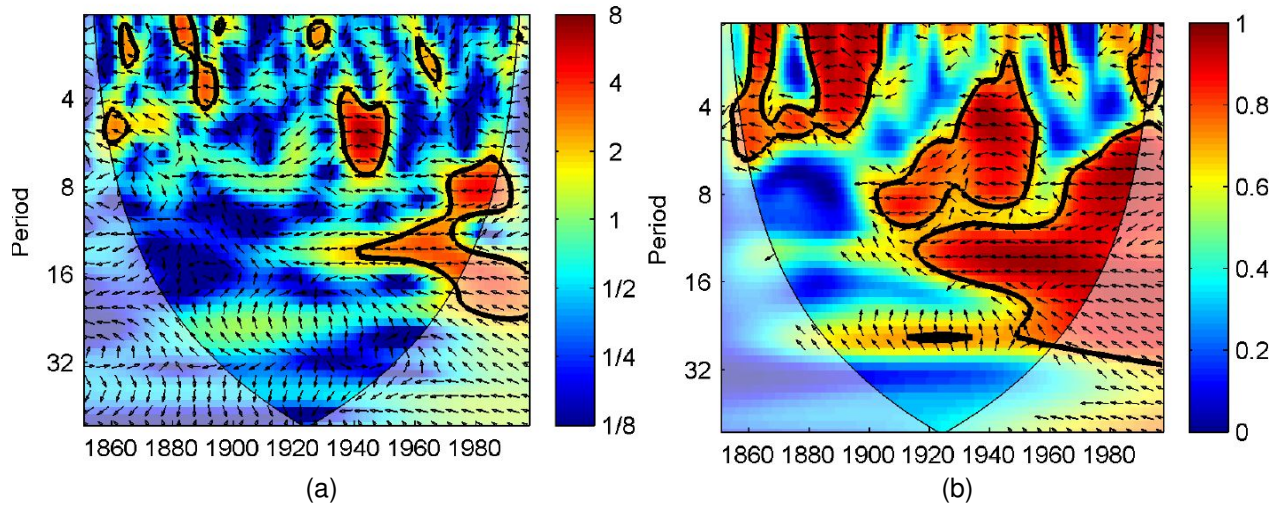


Figura 4.12: Ejemplo de (a) transformada de ondículas cruzada (XWT) y (b) coherencias de ondículas (WTC) entre las series de tiempo AO y BMI. Imagen extraída de Grinsted et al. (2004).

Capítulo 5

Resultados

En este capítulo, se presentan los resultados de la investigación, separados en secciones de la siguiente manera:

1. Características hidrológicas, se presenta una caracterización de las profundidades del nivel freático, los modelos de predicción y extensión de esta variable, los resultados de la potencia de reflexión del nivel freático (BRP) y de reflexión interna (IRP) a lo largo de los perfiles realizados y el potencial de elevación del nivel freático.
2. Caracterización de intensidades de retrodispersión S1, se expondrá las firmas o patrones distintivos sobre CHN y las variaciones de las intensidades en diferentes períodos en relación al reconocimiento de rasgos superficiales. En base al entendimiento de lo anterior, se expondrá la ubicación y extensión del acuífero de neviza detectado por algoritmo de sustracción de píxeles para todos los años del estudio.
3. Velocidades de los glaciares, se exponen las velocidades superficiales de los siguientes glaciares: San Rafael, San Quintín, Gualas, Reicher, Grosse, Exploradores, Leones, Soler, Nef, Colonia, Pared Norte, Steffen, Acodado, HPN1 y Benito, en base a las variaciones temporales y espaciales de cada glaciar.
4. Correlación entre series de tiempo de velocidades y eventos de deshielo.

5.1. Características hidrológicas

En primer lugar, a partir de los datos GPR se realiza una descripción de las profundidades del nivel freático que se presentan a lo largo de los perfiles y la relación de esta variable con las características topográficas y de intensidades de retrodispersión S1 que predominan en la zona. En segundo lugar y en base a la relación existente entre las características ya nombradas y las profundidades se plantean los modelos de predicción de la extensión de las profundidades del nivel freático a lo largo del plateau, utilizando herramientas estadísticas de ArcGIS. En tercer lugar, se presenta BRP y IRP a lo largo de perfiles realizados sobre el plateau y al igual que en el paso anterior se establece la relación existente con las características topográficas y de intensidades de retrodispersión S1. Finalmente, se presenta el potencial hidráulico o más específico la altura hidráulica calculada a partir de la elevación absoluta a la que se encuentra el nivel freático.

La adquisición de los datos GPR se realizó el 19 y 20 de mayo del 2019 por el equipo del CECs. Se trazaron 3 perfiles, el primero extendido de manera transversal al campo de hielo desde el glaciar San Quintín hasta Soler (Perfil A-A'), el segundo desde una ubicación 6 km hacia el norte del inicio del perfil A-A' realizando un recorrido con una serie de inflexiones hasta finalizar 100 m hacia el norte del punto final del perfil anterior, en el glaciar Soler (Perfil B-B') y el tercero desde el glaciar San Quintín realizando un recorrido con 2 inflexiones hasta el glaciar Nef (Perfil C-C') (Figura 5.1).

5.1.1. Caracterización inicial

Los datos GPR de las profundidades del nivel freático se presentan en la Figura 5.1, la máxima profundidad es de 37.84 m y la mínima es de 7.45 m con un promedio de 21.97 ± 5.22 m.

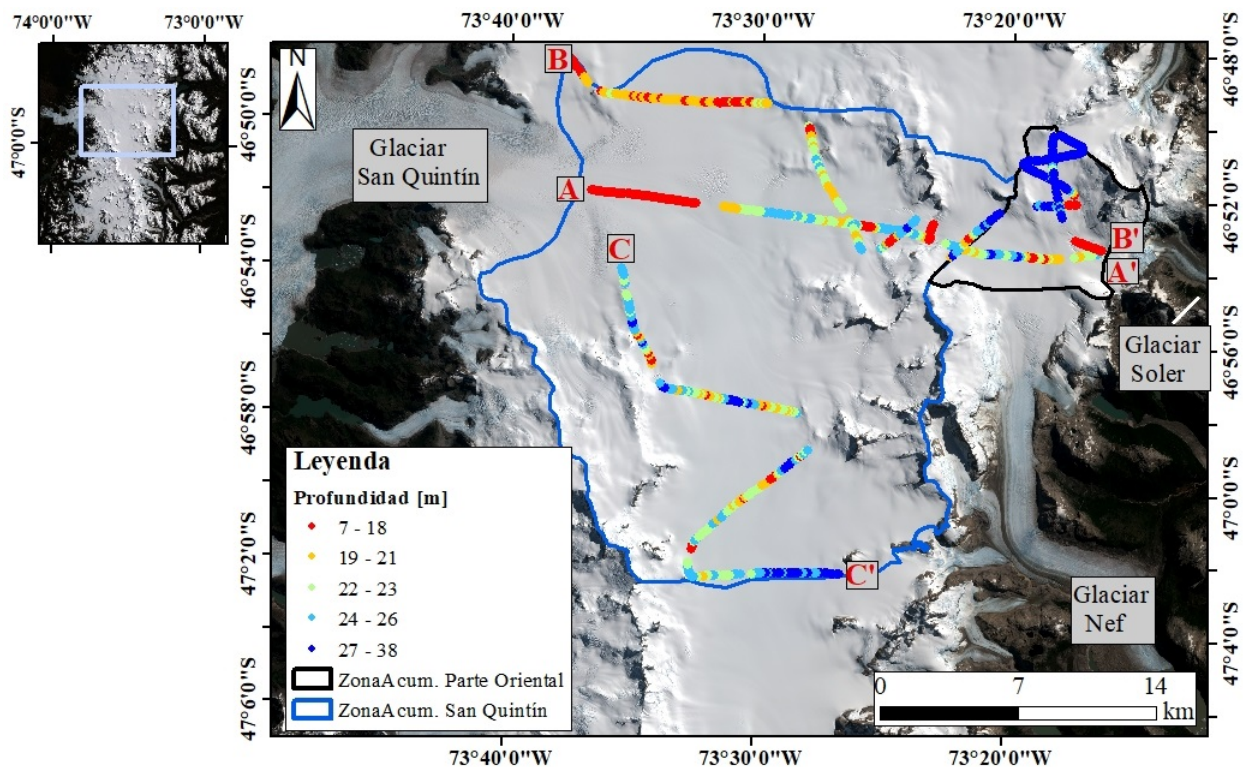


Figura 5.1: Distribución de las profundidades del nivel freático a lo largo de los perfiles. Los polígonos representan las zonas de acumulación del glaciar San Quintín (azul) y de la Parte oriental (negro), que involucra a la zona de acumulación del glaciar Soler y parte del glaciar Nef. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019.

Observando la distribución de las profundidades del nivel freático con una imagen óptica Sentinel-2 del 21 de abril del 2019 es posible apreciar que las zonas más cercanas a las áreas con presencia de hielo descubierto ubicado hacia las lenguas de los glaciares San Quintín y Soler son los que en su mayoría presentan las profundidades en el menor rango. Desde las ubicaciones anteriores, al desplazarse por los perfiles hacia el

interior del campo de hielo se presentan los valores de profundidades de 19 a 21 m correspondiente a la transición hacia el plateau. Las profundidades en el rango de 22 a 26 m muestran una distribución aleatoria a lo largo de los perfiles. En cuanto a las mayores profundidades, en el rango de 27 a 38 m se presentan predominantemente, cercanas al glaciar Nef y en la zona de acumulación de la Parte Oriental, específicamente en el área de acumulación del glaciar Soler, estas últimas además se encuentran en áreas con alturas sobre los 1800 m.

Se consideró como variables determinantes de la profundidad del nivel freático a las características topográficas y de intensidades de retrodispersión de S1, de la siguiente manera:

- Características topográficas:** Se consideran las alturas (extraída del DEM ALOS PALSAR), pendientes y orientaciones superficiales del campo de hielo (extraídas de la plataforma de GEE a partir de las funciones de slope y aspect, análogas a las herramientas convencionales de un GIS).

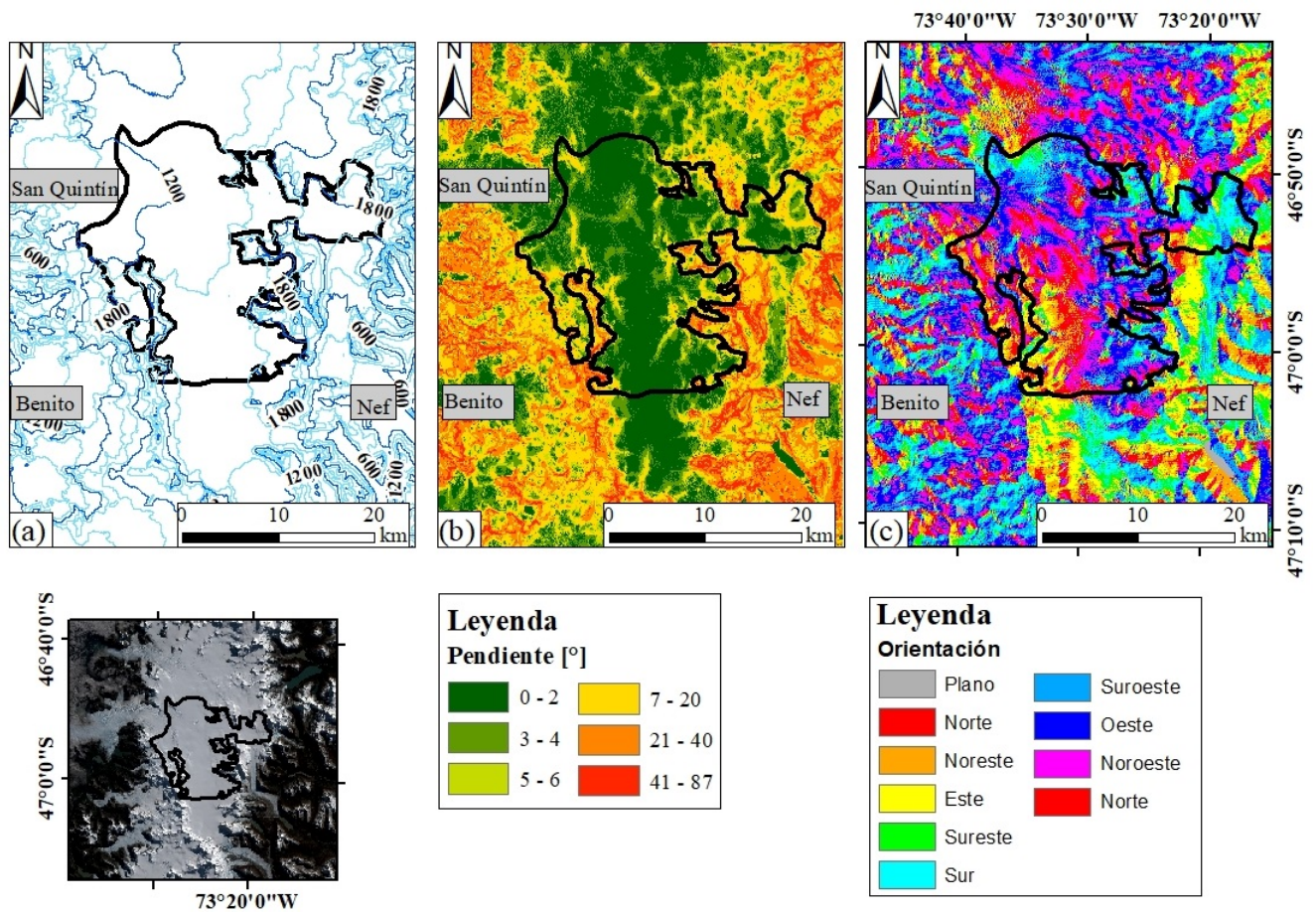


Figura 5.2: (a) Mapa de alturas superficiales [m]. (b) Mapa de pendientes superficiales [°]. (c) Mapa de orientaciones superficiales de CHN. El polígono de color negro hace referencia a la zona donde se aplicará la interpolación del método kriging y cokriging.

Para evaluar la factibilidad de que estas variables contribuyan con la distribución

de las profundidades del nivel freático en la zona de acumulación del glaciar San Quintín y de la Parte Oriental del campo de hielo, se calculó el coeficiente de correlación lineal de Pearson (r) entre las variables topográficas y las profundidades. Estos valores se presentan en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1: Coeficientes de correlación lineal de Pearson (r) y p -valor entre profundidades y características topográficas.

Coeficiente de correlación	Perfil A-A'	Perfil B-B'	Perfil C-C'	Perfiles Juntos
Altura	$r=0.68$ $p=0.00$	$r=0.75$ $p=0.00$	$r=0.21$ $p=0.31$	$r=0.66$ $p=0.00$
Pendiente	$r=0.27$ $p=0.23$	$r=-0.20$ $p=0.19$	$r=-0.19$ $p=0.31$	$r=0.19$ $p=0.08$
Orientación	$r=-0.29$ $p=0.19$	$r=-0.01$ $p=0.93$	$r=-0.21$ $p=0.31$	$r=-0.04$ $p=0.66$

El criterio utilizado para determinar si los coeficientes de correlación (r) son válidos, fue aplicar la prueba estadística p -valor, el cual determina que para $p < 0.05$ se rechaza la hipótesis nula de que $r=0$, es decir que no existe correlación entre las variables. En base a lo anterior, la variable topográfica que paso la prueba estadística fue la altura superficial del campo de hielo, con un r de 0.68 para el perfil A-A', de 0.75 para el perfil B-B' y para todo el conjunto de datos de 0.66. El perfil C-C' fue el único que no paso la prueba para la variable de altura, con un r de 0.21.

- Intensidades de retrodispersión Sentinel-1:** Corresponden a otro de los parámetros a considerar para relacionar con las profundidades del nivel freático. Las intensidades de retrodispersión S1 tienen la particularidad de detectar condiciones de humedad en glaciares, debido a la fuerte absorción de la señal de radar producto de las altas pérdidas dieléctricas del agua, la retrodispersión del satélite disminuye al aumentar en contenido del agua (Brangers et al., 2020; Nagler et al., 2016). Es por esto que para evidenciar el aporte del agua de deshielo al sistema hidrológico glaciar y así contribuir al aumento o disminución de la profundidad del nivel freático, se utilizará estas medidas.

Las intensidades a utilizar en esta sección poseen las siguientes características: Polarización VH de órbita ascendente (VHAsc) y descendente (VHDes); y Polarización VV de órbita ascendente (VVAsc) y descendente (VVDes) (extraídas de la plataforma de GEE). Para el caso de las órbitas ascendentes, las imágenes fueron extraídas el 21 de mayo del 2019 y las de órbita descendente el 19 de mayo del 2019 (Figura 5.3).

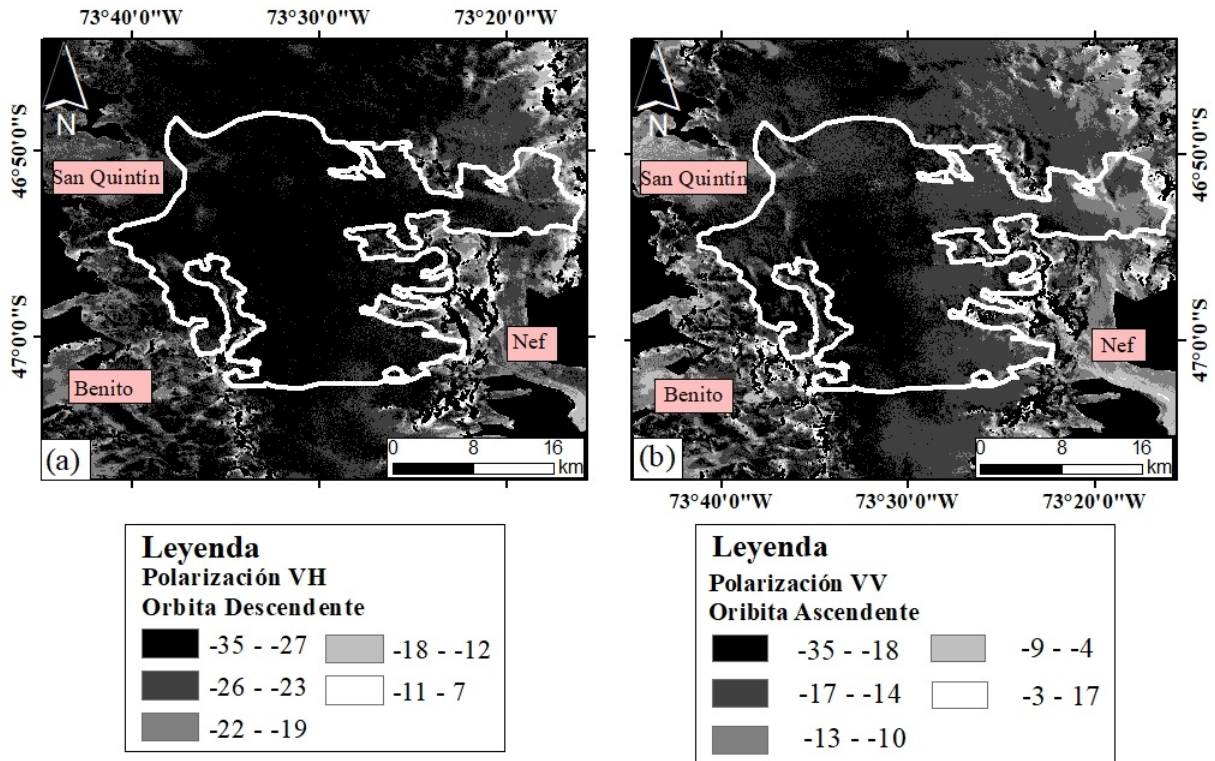


Figura 5.3: Mapa de intensidades de retrodispersión S1 de (a) polarización VH órbita descendente (Imagen S1 del 19-05-2019) y (b) polarización VV órbita ascendente (Imagen S1 del 21-05-2019). El polígono de color blanco señalado en cada figura hace referencia a la zona donde se aplicó el método de kriging y cokriging.

De la misma manera que para las variables topográficas, se calculó el coeficiente de correlación de Pearson (r) y el p -valor entre profundidades del nivel freático e intensidades de retrodispersión S1, estos valores se presentan en la Tabla 5.2, observando que la variable que cumple el criterio con p -valor menor a 0.05 es VHD_{es} en el perfil A-A' y VVAsc para el conjunto de todos los datos. Es importante mencionar que si se analiza los perfiles en forma particular existen coeficientes de correlación con valores más altos que el r de VVAsc, pero con p -valor insuficiente para ser una correlación significativa.

A diferencia de las variables topográficas, las correlaciones con las intensidades de retrodispersión de S1 y las profundidades del nivel freático son de menor magnitud, esto muchas veces se explica por el ruido y la presencia de artefactos que existen en las imágenes Sentinel-1.

Tabla 5.2: Coeficientes de correlación lineal de Pearson (r) y p-valor entre profundidades y características de intensidades de retrodispersión S1.

Coeficiente de correlación	Perfil A-A'	Perfil B-B'	Perfil C-C'	Perfiles Juntos
VHAsc	r=0.29 p=0.21	r=0.11 p=0.51	r=-0.27 p=0.21	r=0.04 p=0.67
VHDes	r=-0.47 p=0.03	r=-0.07 p=0.64	r=-0.07 p=0.74	r=-0.16 p=0.56
VVAsc	r=-0.14 p=0.53	r=-0.24 p=0.15	r=0.18 p=0.41	r=-0.26 p=0.02
VVDes	r=0.32 p=0.15	r=-0.09 p=0.58	r=-0.33 p=0.09	r=-0.08 p=0.45

Si bien el criterio expuesto anteriormente, eliminó a las variables cuyo p-valor fuese mayor a 0.05, existen correlaciones con r en el rango de débil ($0.1 \leq r < 0.3$) a moderada ($0.3 \leq r < 0.5$), que si bien no eran significativas eran indicativas de la existencia de una relación más localizada en el campo de hielo, ejemplo de lo anterior se observa en la Tabla 5.1 con $r=0.27$ para la variable de pendientes en el Perfil A-A' y de -0.33 para VVDes en el perfil C-C' y de -0.47 para VHDes en el perfil A-A' de la Tabla 5.2.

En particular, al calcular las estadísticas separando en zonas de acuerdo a como se indica en la Figura 5.1, los coeficientes de correlación para la zona de acumulación del glaciar San Quintín entre profundidades y alturas se hacen mayores alcanzando valores de $r=0.68$ para el conjunto de todos los datos de los perfiles y en específico para el perfil A-A' alcanzando un $r=0.72$. En relación a las pendientes, en el perfil A-A' se logra un $r=0.32$, correspondiendo a correlación moderada. En el perfil B-B', entre la profundidad y VHDes se registra un valor de $r=-0.54$, correspondiente a correlación fuerte ($0.5 \leq r < 1$).

En la Parte Oriental, el aumento del valor de r entre profundidad y altura es más notable siendo de 0.77 para el conjunto de todos los datos de los perfiles y en el caso del perfil B-B' alcanzando el valor de r más alto de todas las correlaciones de 0.83. Esto último sería reflejo de que si bien existen claras y altas correlaciones entre las profundidades del nivel freático y las variables al realizar la comparación en un área de estudio más amplia y general, existen otras variables que para captar una correlación mayor es necesario realizar un estudio más localizado como por ejemplo analizando cada cuenca por separado.

Las figuras, a continuación presentan las profundidades del nivel freático con las principales variables mencionadas en el párrafo anterior y los respectivos radargramas para cada perfil. Cabe recordar, que a estos perfiles se les eliminaron segmentos, en base a la observación del reflector del nivel freático en los radargrama, utilizando el criterio de que si no se observa el reflector la información registrada en ese lugar se eliminaba de los perfiles. Las zonas eliminadas se presentan con letras minúsculas en los radargrama y se señalan en las imágenes Sentinel-2 que acompañan a cada figura. Parte de estas áreas eliminadas son producto de distorsiones en la superficie como grietas, pendientes elevadas y roca expuesta, que entorpecen el viaje de la señal de radar y por tanto generan interpretaciones anómalas de las profundidades cercanas a estas zonas. Además, en los radargrama e imágenes Sentinel-2 se señala con las abreviaciones de SQ y PO a la

zona de acumulación de San Quintín y Parte Oriental, respectivamente, esta última zona involucra la zona de acumulación del glaciar Soler y parte del glaciar Nef.

La Figura 5.4, presenta el perfil A-A' con una extensión cercana a los 26 km, a partir del cual se logra apreciar que a medida que se recorre, las alturas van en aumento al igual que las profundidades del nivel freático en una proporción menos homogénea. En cuanto a las pendientes, hasta los primeros 10 km se observa una relación directa de esta característica con la profundidad, pero pasado ese valor existen zonas como a los 15 km donde se observa que las profundidades disminuyen cuando la pendiente aumenta, al igual que a los 17 km, donde además se presentan grietas en superficie. Con respecto a las características de intensidades, la simple observación es menos clara que para las características topográficas, pero a los 16 km en VHDes se observa un aumento de la profundidad cuando la intensidad disminuye, de la misma manera ocurre desde los 22 km en adelante. Las características de BRP y IRP se presentarán en la Sección 5.1.3.

La Figura 5.5, presenta el perfil B-B', cuya extensión es mayor al perfil anterior cercano a los 53 km. Al igual que para el perfil A-A' es claro observar un aumento de la profundidad con un aumento de la altura, siendo más abrupto este aumento hacia la Parte Oriental (PO) del campo de hielo. En relación a las pendientes, en particular para la cuenca de San Quintín (SQ) al disminuir la profundidad la pendiente aumenta, esto es aún más claro de notar en la parte oriental (PO). Además mucho de los valores eliminados a lo largo del perfil ocurren en zonas donde se observa un aumento de la pendiente. La relación de las profundidades con las intensidades de retrodispersión S1 no son tan claras pero en VHDes existen zonas donde es posible observar una relación inversa entre las variables, es decir, si VHDes disminuye la profundidad del nivel freático aumenta. En VVAAsc, a partir de los 32 km se presentan zonas con la relación inversa antes mencionada.

Finalmente, la Figura 5.6, presenta el perfil C-C', cuya extensión es cercana a los 33 km. Con respecto al parámetro de alturas, la relación continúa siendo directa con las profundidades, lo cual se percibe en zonas como a los 7, cercano a los 15 y en los 25 km. En general, dado que este perfil se distribuye en la zona del plateau las alturas tienden a ser más homogéneas. En relación a las pendientes, a los 3, 6, 17 y 25 km se observa un aumento de las pendientes cuando las profundidades disminuyen. En cuanto a las intensidades, tanto VHDes como VVAAsc, presentan zonas donde es posible establecer una relación inversa entre profundidades e intensidades, en el caso de VHDes, esto se observa a los 5 y 9 km y en VVAAsc a los 6, 13, 16 y cercano a los 25 km.

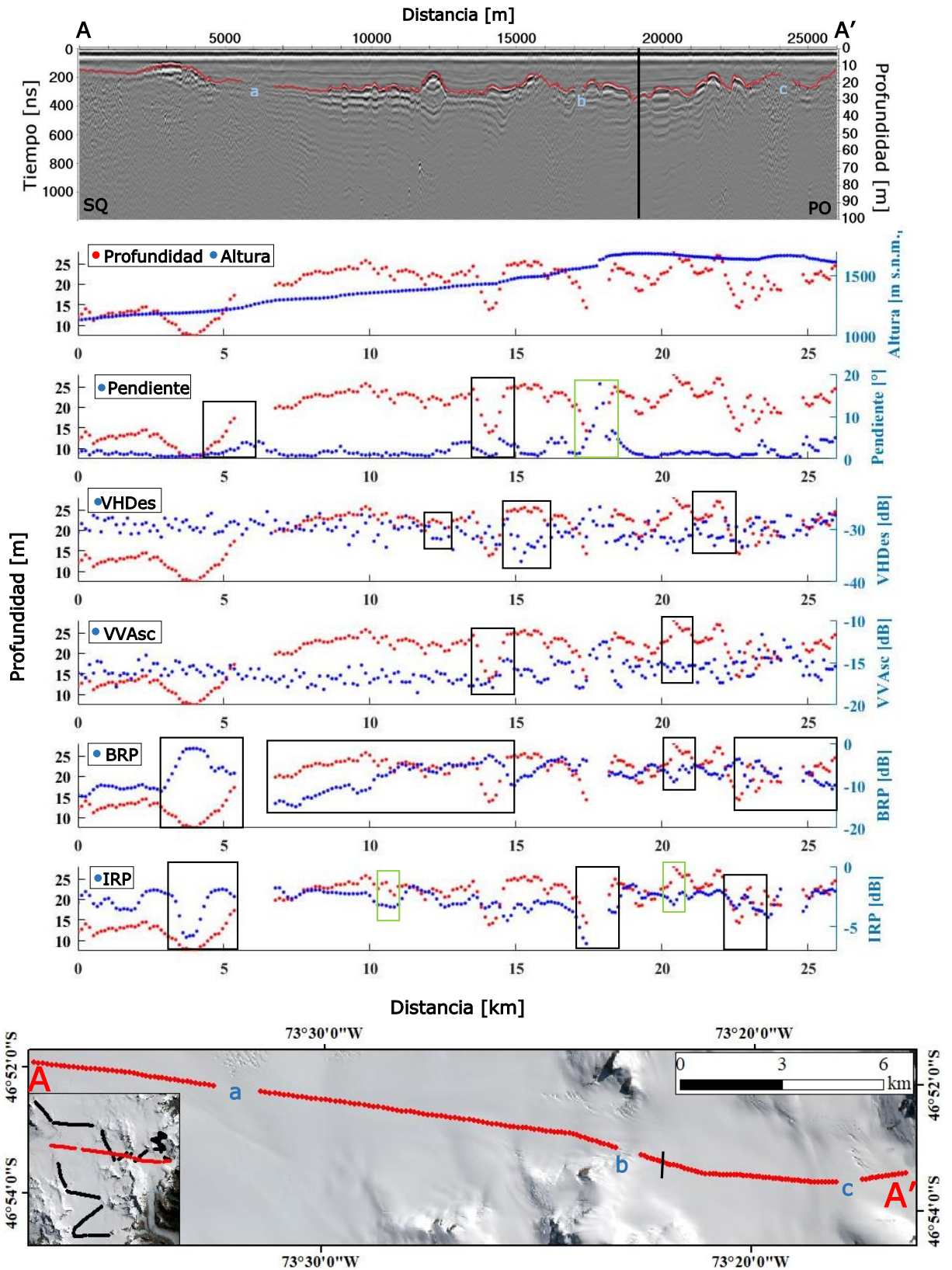


Figura 5.4: Profundidad del nivel freático, alturas y pendientes superficiales, VHDdes, VVAsc, BRP y IRP vs distancia recorrida para el perfil A-A'. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019

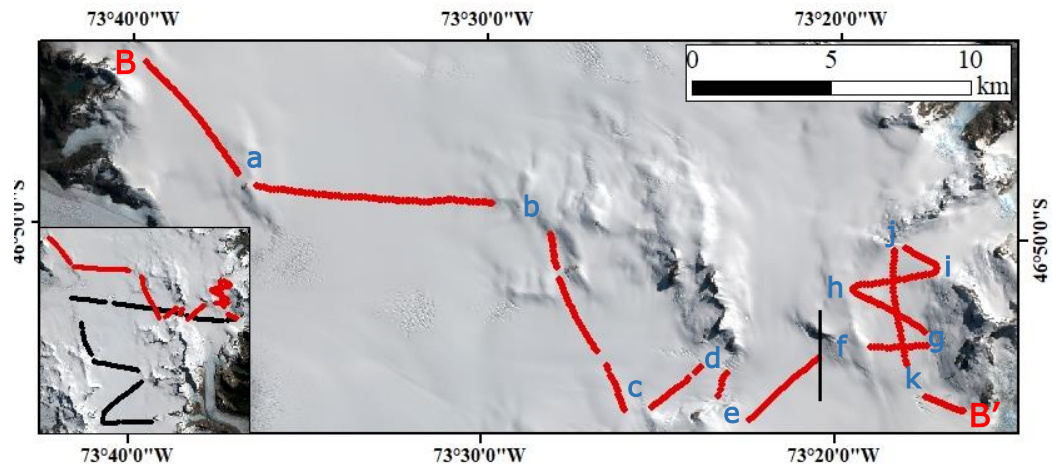
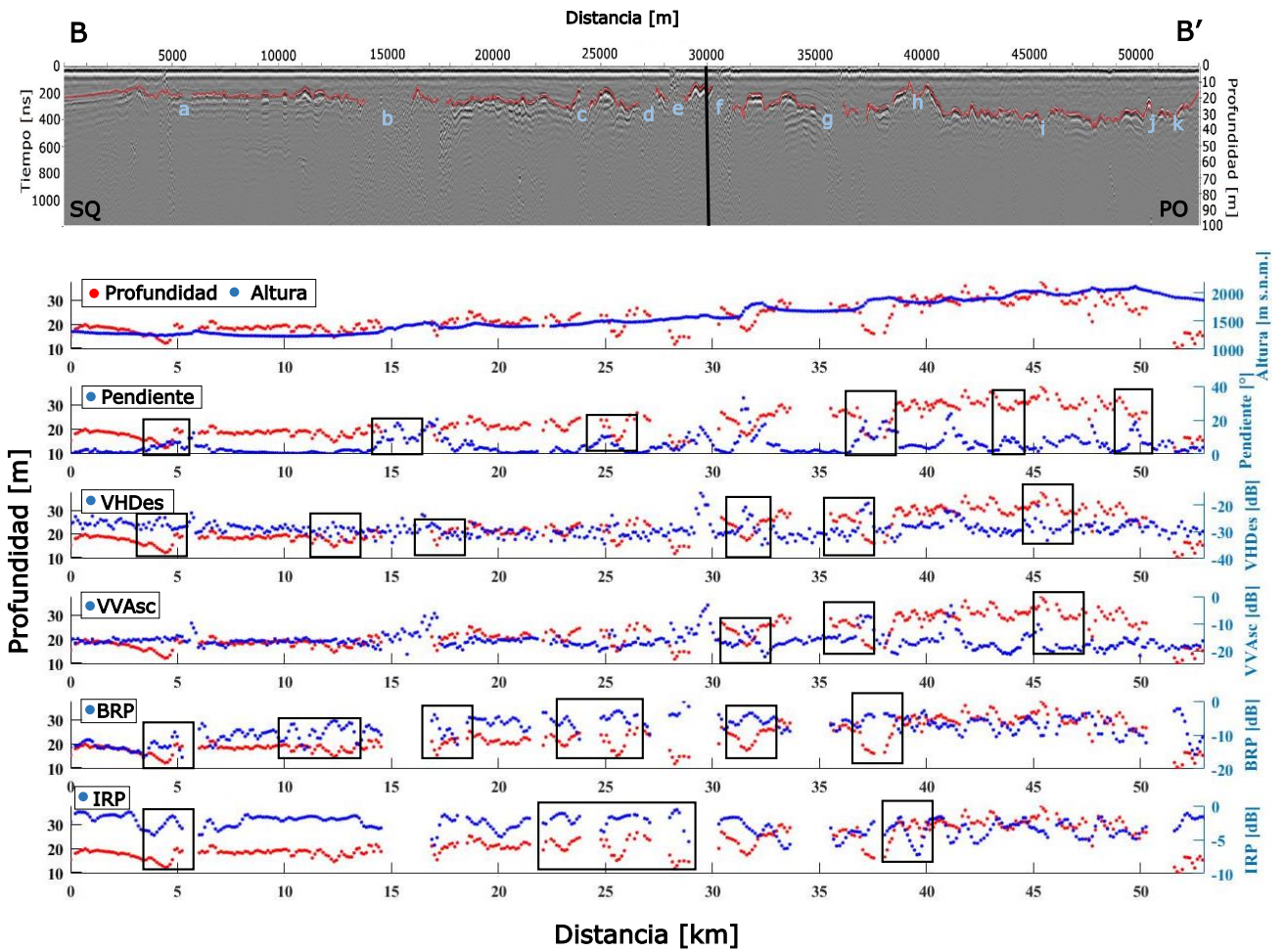


Figura 5.5: Profundidad del nivel freático, alturas y pendientes superficiales, VHDes, VVAsc, BRP y IRP vs distancia recorrida para el perfil B-B'. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019

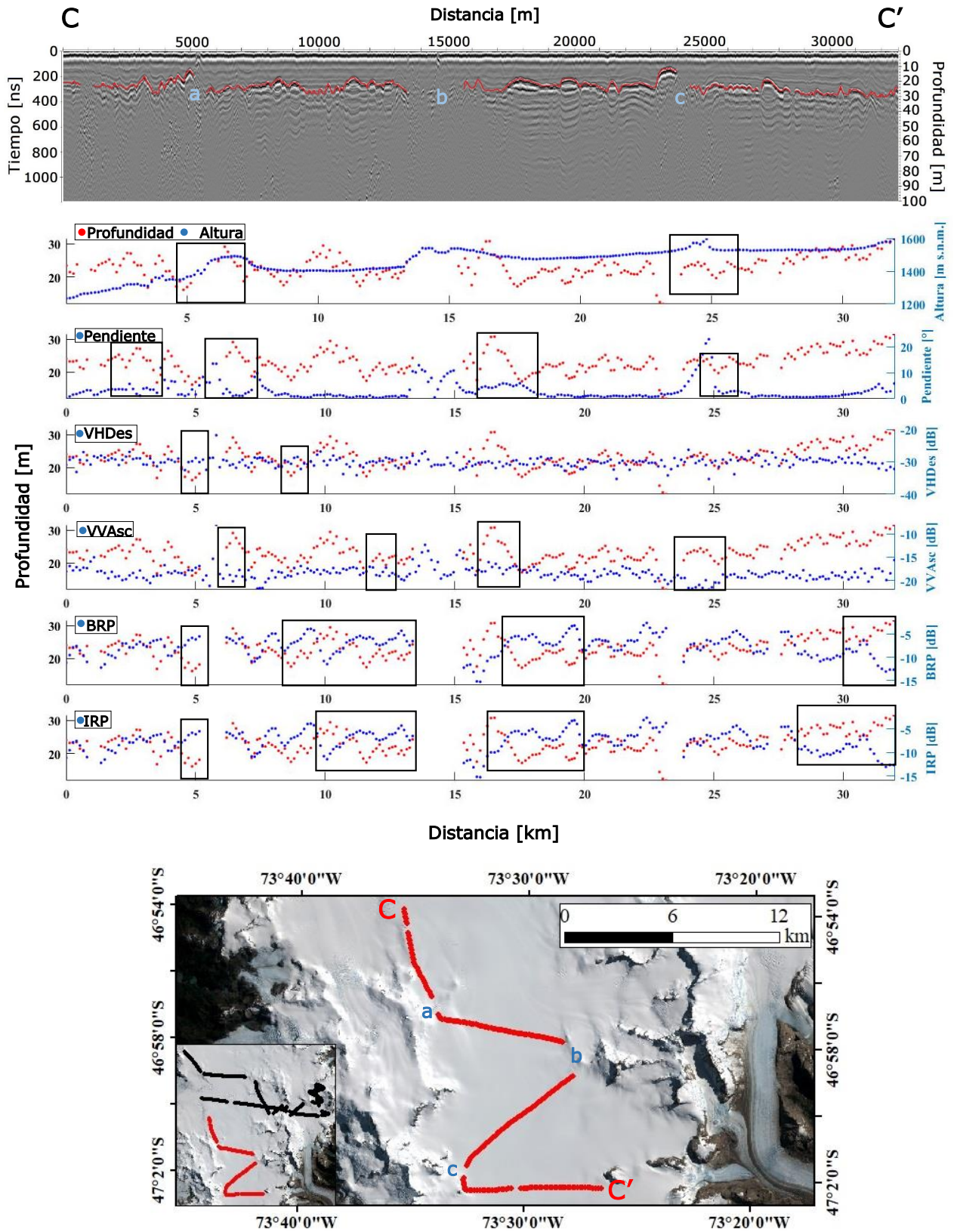


Figura 5.6: Profundidad del nivel freático, alturas y pendientes superficiales, VHDes, VVAsc, BRP y IRP vs distancia recorrida para el perfil C-C'. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019

5.1.2. Modelos de interpolación de las profundidades del nivel freático

Con los datos de profundidades resampleados cada 1 km, tal cual como se mencionó en la Sección 4.1.2, se aplicó el método de kriging a todo el conjunto de datos GPR generando un mapa de interpolación considerando como primera variable o parámetro de entrada, la profundidad del nivel freático. Para los modelos de cokriging, las variables secundarias a utilizar se determinaron a partir de los coeficientes de correlación expuestos en la sección anterior, en particular dado que para generar los modelos se requiere a los datos de todos los perfiles juntos, la información que interesa se presenta en la quinta columna de las Tablas 5.1 y 5.2, cuyas variables con correlación significativa para la características topográficas es la altura superficial del campo de hielo ($r=0.66$ y $p=0.00$) y para las características de intensidades la variable de VVAsc ($r=-0.26$ y $p=0.02$). Por lo tanto, serán estas variables las que se utilizarán como parámetros de entrada en los modelos de cokriging.

Los modelos a generar serán los siguientes:

- Kriging Ordinario: Profundidad (KO)
- Cokriging Ordinario: Profundidad/Altura (CoK-Altura)
- Cokriging Ordinario: Profundidad/VVAsc (CoK-VVAsc)
- Cokriging Ordinario: Profundidad/Altura/VVAsc (CoK-Altura-VVAsc)

La Figura 5.7 representa a los modelos antes mencionados. Es posible observar en esa figura que las profundidades que predominan se presentan en el rango de 22 a 23 m principalmente hacia el centro del plateau. Las menores profundidades coinciden hacia la salida del glaciar San Quintín, en el rango de 9 a 14 m y a la vez son las que se presentan en menor área para los modelos de CoK-Altura y CoK-Altura-VVAsc. Por otra parte, las mayores profundidades en el rango de 28 a 34 m se ubican hacia la Parte Oriental, donde se ubica la zona de acumulación del glaciar Soler.

Con respecto a las distribuciones de las profundidades entre los modelos, se aprecian cambios minúsculos que se logran notar al calcular la cobertura de área por rango de profundidades que se observa en la Tabla 5.3, donde las menores profundidades en el rango de 9-19 m, predominan en el modelo de kriging, las intermedias en el rango de 19-25 m en los modelos donde está involucrada la altura y las mayores profundidades en el modelo CoK-VVAsc. Las menores diferencias espaciales entre los modelos se presentan al comparar CoK-Altura vs CoK-Altura-VVAsc, lo cual indicaría que al introducir más de una variable en el modelo de cokriging, la variable que domina son las alturas superficiales del campo de hielo.

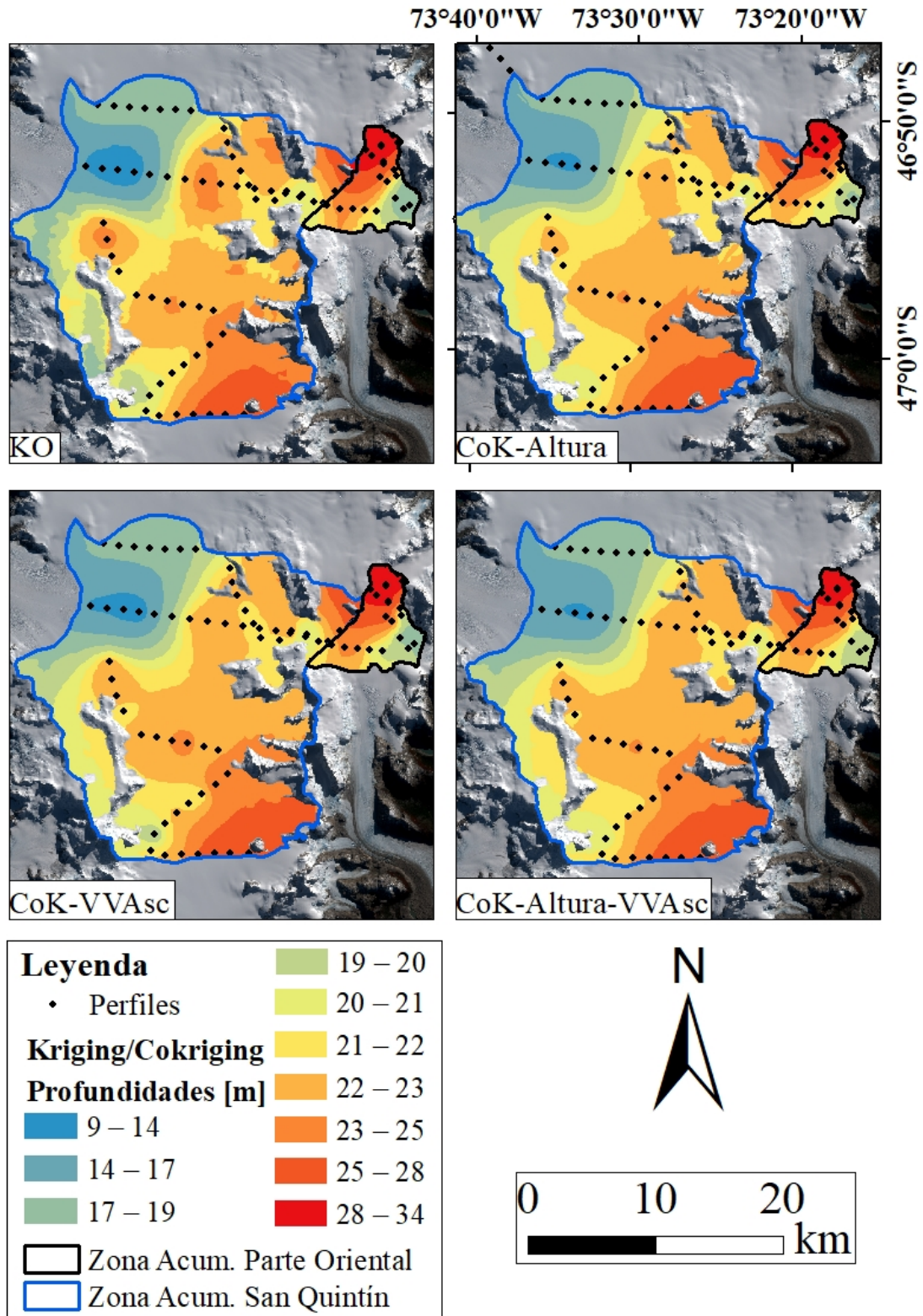


Figura 5.7: Mapa de predicción de las profundidades del nivel freático del 19 y 20 de mayo del 2019, se observan los modelos de kriging, cokriging con Alturas, VVAsc y Altura/ VVAsc. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019.

Tabla 5.3: Área porcentual de las profundidades del nivel freático respecto a cada modelo.

Rango de profundidades [m]	KO	CoK-Altura	CoK-VVAsc	CoK-Altura-VVAsc
9-14	2.58 %	0.65 %	1.77 %	0.63 %
14-19	18.45 %	18.51 %	17.70 %	18.72 %
19-24	65.91 %	67.57 %	66.63 %	66.29 %
24-29	11.62 %	12.20 %	12.59 %	13.47 %
29-34	1.45 %	1.08 %	1.32 %	0.89 %

A partir de los criterios estadísticos se determinó la exactitud de los modelos, donde el semivariograma estable y las selecciones de anisotropía produjeron el modelo óptimo para predecir la extensión de las profundidades del nivel freático (en m). La validación cruzada calculó, el RMSE, ASE, MS, RMSS y la diferencia absoluta entre RMSE y ASE de todo el conjunto de datos. Los parámetros métricos utilizados para determinar la precisión de los modelos de kriging y cokriging se resumen en la Tabla 5.4.

Tabla 5.4: Criterios estadísticos [m] generados de la validación cruzada de los modelos de interpolación kriging y cokriging entre las profundidades del nivel freático y las variables secundarias.

Kriging/Cokriging	MS	RMSE	RMSS	ASE	RMSE-ASE
KO	0.0005	2.83	0.89	3.23	0.40
CoK-Altura	-0.0075	2.87	0.81	3.56	0.69
CoK-VVAsc	-0.0048	2.74	0.84	3.34	0.36
CoK-Altura-VVAsc	-0.0075	2.87	0.81	3.57	0.69

MS: Mean Standarized (Error promedio estandarizado); RMSE: Root Mean Square (Raíz media cuadrática); RMSS: Root Mean Square Standarized (Raíz media cuadrática estandarizada); ASE: Average Standard Error (Error promedio estándar); RMSE-ASE: Diferencia absoluta entre RMSE y ASE.

Evaluando las métricas estadísticas de la Tabla 5.4, la validación cruzada produjo un MS cercano a 0 para todos los modelos y como es de esperar prácticamente no se presentó un sesgo mayor, ya que es una de las condiciones impuestas al ocupar modelos geoestadísticos. En el modelo de kriging, el MS es positivo y es el valor más cercano a 0 mientras que en los modelos de cokriging el MS es negativo. En base a esto, el mejor modelo sería KO, seguido de CoK-VVAsc.

Respecto a las medidas de RMSE, que indican la variación de los datos en relación a los valores pronosticados por el modelo, es decir, mide la magnitud de los errores, este parámetro es capaz de establecer como mejor modelo al que presente el menor valor, en base a esto, el mejor es el de CoK-VVAsc, seguido de KO y los modelos que involucran la altura. Por otro lado, el parámetro de RMSS, que categoriza como mejor modelo a los valores más cercanos a 1, indicó el siguiente orden de preferencia: KO, CoK-VVAsc y los modelos de alturas.

Finalmente, la diferencia entre RMSE y ASE, que debe ser mínima para que exista una correcta validación entre la variabilidad de los errores, coincide en preferencia con el

orden de RMSE, colocando como mejor modelo a CoK-VVAsc.

Por lo tanto, los mejores modelos en base a este análisis serían KO y CoK-VVAsc. Se debe considerar que todos los modelos tienen $RMSS < 1$ y $RMSE < ASE$, lo que indica una sobreestimación de los modelos en la variabilidad del error, así como también una sobreestimación entre el valor predicho y el valor real.

5.1.2.1. Validación con el 70 % de datos de entrenamiento

El proceso de validación se realizó sobre el 70 % del total de datos, denominando a este conjunto como datos de entrenamiento, es decir a solo el 70 % de los datos se le volvió a aplicar los modelos de interpolación. Utilizando el otro 30 % de los datos, como conjunto de prueba, a partir del cual se calcularon las métricas estadísticas (MS, RMSE, ASE y RMSE-ASE), de manera de garantizar la precisión de los modelos del conjunto de datos de entrenamiento. La Tabla 5.5 resume los criterios estadísticos utilizados en este proceso.

Tabla 5.5: Criterios estadísticos [m] generados de la validación, creados a partir del 30 % de los datos de prueba para validar las profundidades del nivel freático del set de datos completos.

Kriging/Cokriging	MS	RMSE	RMSS	ASE	RMSE-ASE
KO	-0.0079	2.44	0.67	3.60	1.16
CoK-Altura	-0.0058	2.75	0.71	3.88	1.13
CoK-VVAsc	0.0050	3.70	0.92	4.01	0.31
CoK-Altura-VVAsc	-0.0057	2.75	0.70	3.88	1.14

MS: Mean Standardized (Error promedio estandarizado); RMSE: Root Mean Square (Raíz media cuadrática); RMSS: Root Mean Square Standardized (Raíz media cuadrática estandarizada); ASE: Average Standard Error (Error promedio estándar); RMSE-ASE: Diferencia absoluta entre RMSE y ASE.

Evaluando las métricas estadísticas obtenidas del proceso de validación, al observar la Tabla 5.5, es posible precisar que se mejoró los resultados de RMSE para el modelo de kriging y la diferencia entre RMSE y ASE para los modelos de cokriging que involucran la altura. En cuanto a los criterios utilizados para designar el mejor modelo, se presentó menor valor de MS, RMSS más cercano a 1 y menor diferencia entre RMSE y ASE para el modelo CoK-VVAsc, seguido de los modelos que involucran al parámetro de altura. Por consiguiente, a partir del análisis estadístico, en particular de la validación cruzada y validación el mejor modelo de interpolación de la profundidad del nivel freático es el que introduce la variable de intensidades de polarización VV de órbita ascendente, que representa el deshielo superficial.

Es importante mencionar que el análisis que condiciona que ese modelo sea el mejor se basa en una diferencia mínima entre las métricas estadísticas obtenidas en los modelos. Lo anterior, se explica por la distribución de los datos medidos en la zona de acumulación de los glaciares San Quintín, Soler y parte de Nef, los cuales, se presentan en perfiles y no se distribuyen de forma homogénea en la zona donde se aplicó los métodos de interpolación. Por otro lado, se debe tener en cuenta, que la correlación lineal entre las profundidades y las intensidades VVAsc caen en la categoría de correlación

baja, mientras que entre profundidades y alturas superficiales del campo de hielo la correlación lineal es alta.

Por lo tanto, en base a las consideraciones realizadas, el modelo más representativo sería el de cokriging que introduce el parámetro de intensidades de retrodispersión S1 de polarización VV y órbita ascendente, pero también se debe tener en cuenta la contribución de la variable de altura, ya que aparte de tener la más alta correlación lineal con la profundidad, es el segundo mejor modelo en el proceso de validación. En base a este modelo, el área de interpolación calculada para determinar la extensión del acuífero es de 449 km².

5.1.3. Potencia de reflexión del nivel freático (BRP) y potencia de reflexión interna (IRP)

A partir de la capa identificada como el nivel freático se calculó la potencia de reflexión (BRP) y del interior del campo de hielo la potencia de reflexión interna (IRP), en las Figuras 5.4, 5.5 y 5.6 se exponen los gráficos de BRP y IRP de los 3 perfiles GPR analizados. Es posible observar que tanto BRP como IRP presentan espacios sin información a lo largo de los perfiles, que como ya se mencionó fue necesario eliminar puesto generan interpretaciones anómalas del nivel freático en profundidad ya que en superficie existen elementos que atenúan la señal, como es la presencia de grietas o roca expuesta.

Lo primero es mencionar que las intensidades de BRP no se corresponden con las del lecho, como se acostumbra a calcular en todos los estudios en donde se utiliza este parámetro (Gacitúa et al., 2015; Hubbard et al., 2004; Pattyn et al., 2009), sino más bien con la reflexión sobre lo que es considerado el nivel freático. En base a lo anterior, lo primero es notar que en los 3 perfiles realizados BRP es negativo, en el perfil A-A' (Figura 5.4) el promedio de los valores es de -7.47 ± 2.93 dB y es posible observar que a lo largo del perfil predominan las relaciones de carácter inverso con la profundidad del nivel freático lo cual, se presenta dentro de los rectángulos señalados en las figuras, a los 5 km, en torno a los 10 km a los 20 km y hacia el final del perfil. En el perfil B-B' (Figura 5.5), con un promedio de -8.1 ± 3.26 dB, al igual que para el perfil A-A' predomina la relación inversa con la profundidad del nivel freático, en la cual se observa que al aumentar los valores de BRP la profundidad del nivel freático disminuye. En el caso del perfil C-C' (Figura 5.6) con un promedio de -7.56 ± 2.33 dB, se observan relaciones con la profundidad principalmente inversas a los 5 km, en torno a los 10 km, entre los 17 y 20 km y hacia el final del perfil a los 30 km.

Con respecto a IRP, cuyos valores son negativos en todos los perfiles, en el perfil A-A' (Figura 5.4) con un promedio de -2.83 ± 0.87 dB es posible observar que en zonas donde las profundidades disminuyen el valor de IRP también lo hace o viceversa, como por ejemplo a los 5, 17 y 23 km, pero también en menor proporción existen zonas donde IRP disminuye cuando la profundidad aumenta. A lo largo del perfil existen abruptas disminuciones alcanzando valores menores a -5 dB. En el perfil B-B' (Figura 5.5), con un promedio de -2.8 ± 1.29 dB, a diferencia del perfil anterior, predominan zonas donde es posible observar que al aumentar el valor de IRP, la profundidad del nivel freático disminuye. En el perfil C-C' (Figura 5.6) con un promedio de -3.87 ± 1.25 dB ocurre similar al perfil B-B' donde predomina áreas de relación inversa con las profundidades lo cual se mantiene a lo largo de todo el perfil. En este perfil, se alcanzan las menores intensidades

cercano a los 15 km.

Al calcular el coeficiente de correlación entre profundidades del nivel freático vs BRP y IRP, se obtuvo valores de r de 0.07 y -0.24 respectivamente, para todo el conjunto de datos, siendo el valor de r para IRP una correlación significativa con un p -valor de 0.03. Lo que indicaría que predominantemente la relación entre IRP y la profundidad del nivel freático es de carácter inverso y que con BRP la correlación es insignificante.

Al igual que con las profundidades del nivel freático se evaluó la relación con variables topográficas como la altura y pendientes y variables de intensidades de retrodispersión S1 con respecto a las intensidades de BRP y IRP. En la Figura 5.8 se presentan los gráficos de las potencias de reflexión con respecto a las características topográficas.

Para el perfil A-A' y B-B' es claro observar una tendencia de que BRP aumenta con el aumento de las elevaciones, mientras que para el perfil C-C' tal relación se presenta más localizada y se observa en los primeros 5 km del perfil y los últimos 25 km, puesto que las elevaciones en el plateau, lugar donde se encuentra este perfil son más homogéneas. En el caso de IRP con respecto a la variable de alturas superficiales no se observa alguna tendencia puesto que la primera variable pareciera permanecer mayormente homogénea en torno a los -4 dB, pero al realizar el cálculo del coeficiente de correlación (perfil 2 con $r=-0.63$) la relación que predomina es que al aumentar las alturas los valores de IRP disminuyen.

Respecto a las pendientes existen gran cantidad de zonas a lo largo de los perfiles B-B' y C-C', que demuestran que al aumentar los valores de IRP estas disminuyen, en el caso de BRP la relación no se observa a simple vista y al calcular los coeficientes de correlación las relaciones son bastante bajas ($r=-0.02$ para el perfil A-A' y $r=0.12$ para el perfil B-B').

Finalmente, comparando BRP y IRP con las intensidades de S1 (Figuras en Anexos A.1), dado que las imágenes presentan mayor cantidad de ruido, se dificulta aún más observar relaciones a lo largo de los recorridos de los perfiles, pero con los coeficientes de correlación es posible apreciar que para BRP la relación que predomina es de tipo inversa ($r=-0.34$ con VHD_{es}, $r=-0.22$ con VVAsc, para todos los datos juntos), mientras que para IRP al aumentar esta variables las intensidades de retrodispersión también aumentan.

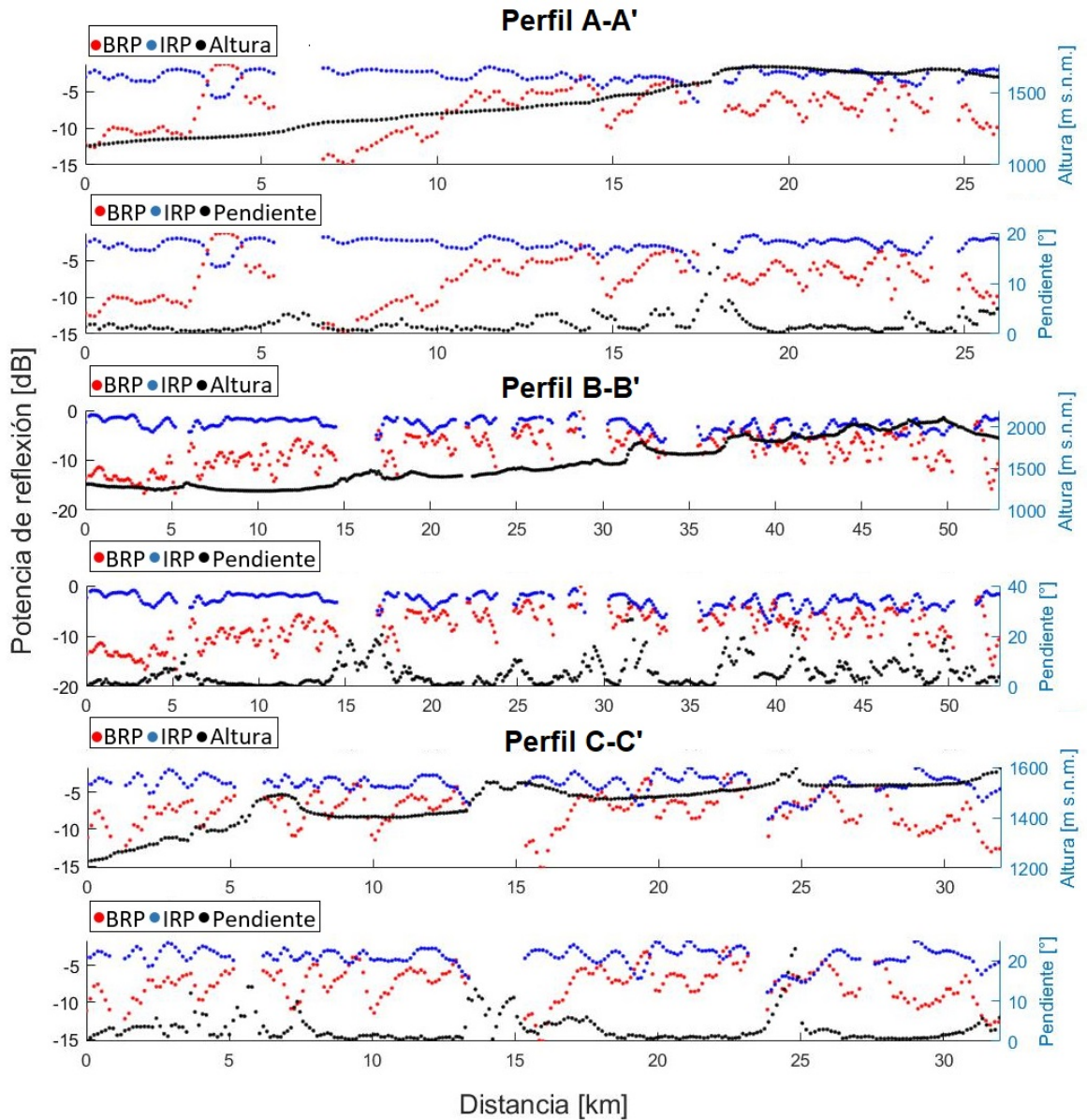


Figura 5.8: Potencia de reflexión (BRP, IRP) vs características topográficas de alturas y pendientes superficiales en el perfil A-A', B-B' y C-C'.

5.1.4. Potencial hidráulico

Una característica importante del agua presente en el campo de hielo, es saber la dirección de flujo, considerando que se realiza desde zonas de gran altura a zonas de menor. Se propone un modelo de potencial hidráulico (Figura 5.9b) realizado a partir de la aproximación a la fórmula propuesta por Shreve (1972), es decir, utilizando solo la altura hidráulica calculada en base a la cota del nivel freático. Además, la Figura 5.9a muestra el mapa de predicción de la superficie de la cota antes mencionada, a partir de la cual se calculó el potencial.

Los contornos de potencial hidráulico indican una fuerte convergencia de las vías del

agua hacia la zona de sobre hundimiento. Si el agua fluye de la zona de mayor altura potencial hacia la zona de menor altura potencial, las estribaciones de las zonas elevadas son las que poseen el mayor gradiente hidráulico. Coincide que las zonas hacia las lenguas glaciares son las de menor potencial, ya que en estas áreas la energía se pierde y disminuyen las pendientes. El fuerte control topográfico del enrutamiento del agua desde las grandes cumbres hacia las zonas de menores pendientes cercanas a las lenguas glaciares es lo que predomina sobre el cálculo del potencial.

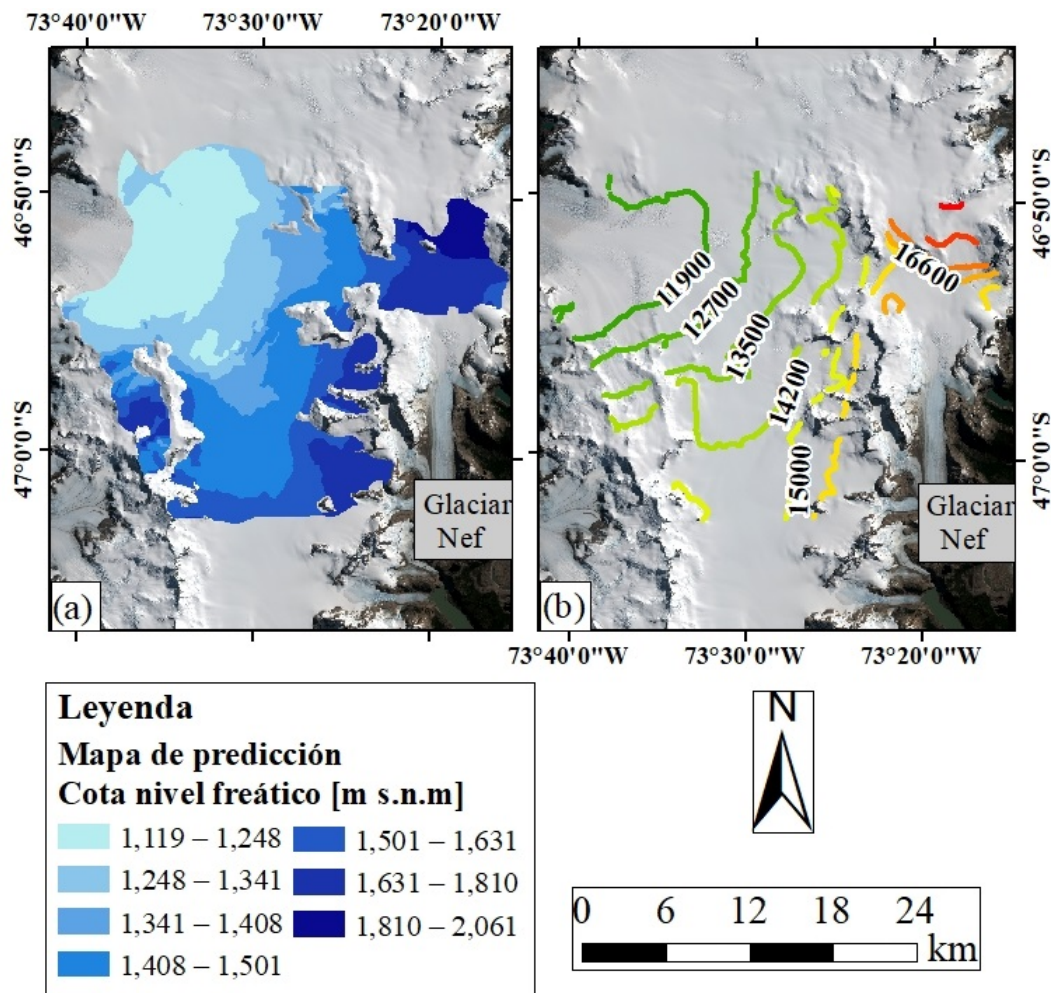


Figura 5.9: (a) Interpolación de la superficie del nivel freático [m]. (b) Contornos de potencial hidráulico [kPa] calculados en base a cota del nivel freático en m s.n.m. Imagen de fondo: Sentinel-2 21-04-2019.

5.2. Caracterización de intensidades de retrodispersión S1 y detección del acuífero de neviza

La zonificación básica de un glaciar o campo de hielo, dependiendo de las condiciones prevalecientes, puede ser identificadas a través de imágenes SAR (Fahnestock et al.,

1993; Rau et al., 2001). Cada zona presenta un patrón o firma de retrodispersión que depende de la densidad de la nieve, el contenido de agua líquida, el tamaño del grano, la estratigrafía y rugosidad de la superficie (Benson, 1961; Rau et al., 2001), comprender estas características es fundamental para interpretar los valores de retrodispersión que entrega el satélite, es por esto que en la sección 5.2.1 se presentan dos mapas de promedio de píxeles entre el 2014 y 2020 en polarización VH y VV, de manera de caracterizar la retrodispersión en las diferentes zonas del campo de hielo.

Una vez entendido lo anterior, es importante conocer que las intensidades de retrodispersión de las zonas con presencia de agua están sujetas a variaciones temporales (Nagler et al., 2016), para apreciar estos cambios en las imágenes de los periodos considerados en este estudio, se relacionó los patrones de las intensidades con los rasgos superficiales del campo de hielo y así comprender lo que representa los valores de intensidad en cada periodo de estudio, esta comparación se hizo con la ayuda de imágenes ópticas de Landsat 8 y Sentinel-2 (Sección 5.2.2).

Finalmente, a partir de las imágenes de los diferentes periodos, su procesamiento en la interfaz de Google Earth Engine y aplicando la metodología propuesta por Brangers et al. (2020) para la detección del acuífero de neviza basado en el mecanismo de la fuerte absorción de la señal de radar de S1 por el agua líquida, potencialmente en el nivel freático del acuífero, cuando este se encuentra más cercano a la superficie (menor a 10 m), siendo lo más probable que la detección se genere por encima de la capa de neviza, se propone un mapa de la ubicación del acuífero de neviza sobre Campo de Hielo Norte, generado a partir de la sustracción de píxeles, entre imágenes correspondientes a los periodos de acumulación (agosto y octubre) con respecto a imágenes obtenidas en periodos de derretimiento (marzo) (Sección 5.2.3). Es importante recalcar que la revisita del satélite por la zona de estudio es de 6 días como mínimo, pero existen meses donde este periodo no se cumple existiendo tan solo una imagen en todo un mes que muchas veces no logra cubrir el área de estudio completa. En los años en los que ocurre esto y generalmente para los periodos de acumulación de nieve, se cambió el mes de agosto por el mes de octubre.

5.2.1. Patrones de intensidades de retrodispersión S1 en CHN

Se denotan diferentes patrones espaciales dentro de las medidas de retrodispersión para γ_f^0 VH y para VV en respuesta a la dinámica de fusión del campo de hielo (Figura 5.10). Hacia el interior de la capa de hielo, no existe derretimiento estacional regular, lo que provoca que la transición de nieve a hielo sea de manera gradual, por lo tanto, se genera un bajo reflejo, observándose γ_f^0 VH por debajo de los -28 dB y γ_f^0 VV por debajo de los -20 dB. Mismas intensidades son observadas en la Figura 5.10a hacia la parte este del campo de hielo, siguiendo un patrón espacial alineado y hacia las salidas de los glaciares Colonia y de Acodado, que no tienen relación con las características de fusión de la nieve.

Hacia las áreas circundantes a la zona mencionada anteriormente, se observa un patrón de mayor intensidad, registrándose valores de γ_f^0 VH de -27 a -24 dB y de γ_f^0 VV de -20 a -15 dB, cuya extensión en ambas figuras (5.10a, 5.10b) domina el campo de hielo concentrándose sobre el plateau, siendo de manera visual más extenso para el caso de la polarización VH. Al igual como sucedió en la región anterior, se observa en la polarización VV hacia el noroeste los píxeles alineados en orientación NW a SE,

representando la separación entre esta zona con la zona con intensidades entre -17 y -15 dB.

En las lenguas glaciares, se observan para la mayoría de los glaciares valores de retrodispersión para VH de -23 a -19 dB y de sigma VV de -14 a -10 dB, además de valores de intensidades más altos hacia los límites de los glaciares con la roca de -18 a -14 dB (para VH) y de -9 a -8 dB (para VV) como por ejemplo para los glaciares Colonia, Nef y Pared Norte. En el caso del glaciar Grosse y Exploradores, la intensidad es aún más alta observándose en el rango de -13 a -12 (VH) y de -7 a -5 (VV).

Además de las zonas ya mencionadas, se observan áreas con alta reflectancia, con valor para γ_f^0 VH de -11 a 4 dB y de γ_f^0 VV de -4 a 4 dB, coincidente con las zonas de mayor altura.

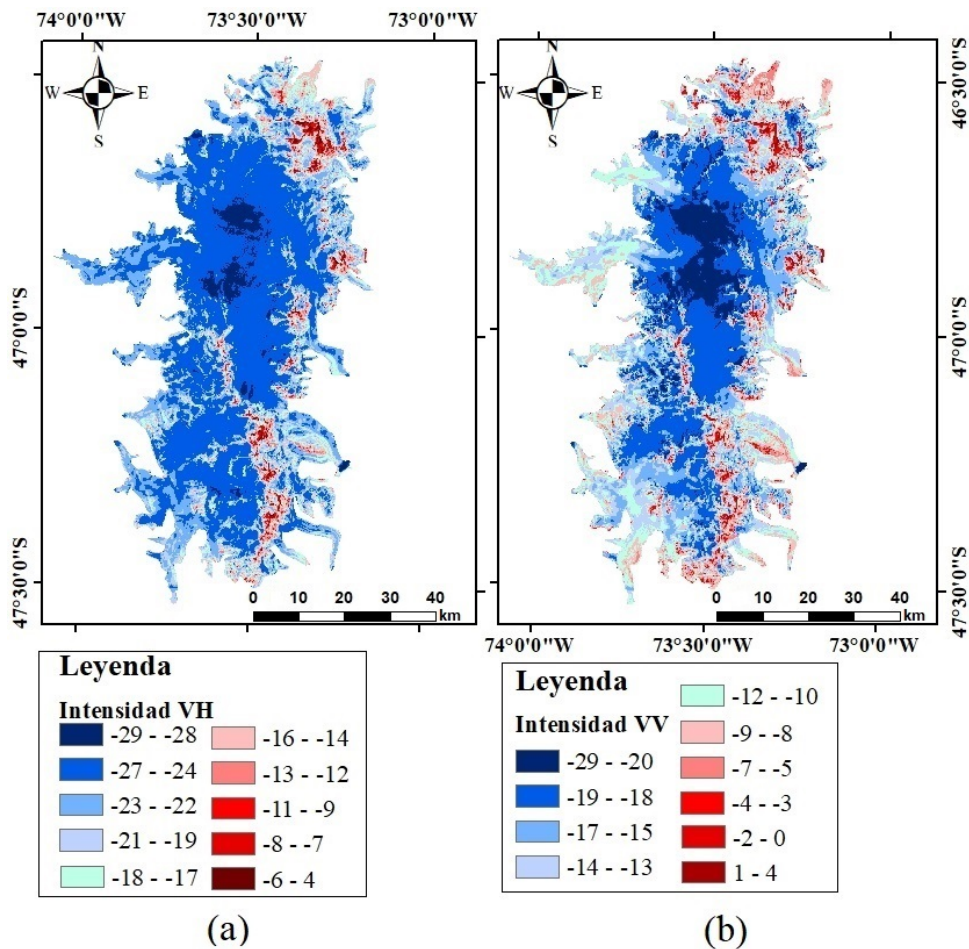


Figura 5.10: Promedio temporal de retrodispersión de S1 para el periodo de octubre 2014 a octubre 2020 para (a) polarización VH y (b) polarización VV.

5.2.2. Caracterización temporal de patrones de intensidades de retrodispersión de S1 en base a imágenes ópticas

Para caracterizar las intensidades de retrodispersión en diferentes periodos (periodos de derretimiento y acumulación de nieve) en el campo de hielo, se realizó una interpolación de línea a lo largo de un perfil predefinido utilizando como superficie de extracción las imágenes SAR de polarización VH de órbitas ascendentes y descendentes, todo esto a partir de la ayuda de la herramienta 3D Analyst en ArcGIS. Posteriormente, se compararon las señales observadas en tal perfil con las características superficiales del campo de hielo, a partir de la observación de imágenes ópticas de los satélites Landsat 8 y Sentinel-2.

El perfil se trazó de manera que atravesara la zona de interés, es decir donde se detecta el nivel freático en los datos de GPR, es decir entre el glaciar San Quintín y se extendió hasta el glaciar Colonia (A-A'). Los periodos de las imágenes SAR utilizadas corresponden a los mismos periodos que serán participe en la sustracción de píxeles (Periodo de Acumulación - Periodo de Derretimiento) (Sección 5.2.3). Los periodos a comparar son los siguientes: octubre 2016 con marzo 2017; agosto 2017 con marzo 2018; octubre 2018 con marzo 2019; y agosto 2019 con marzo 2020.

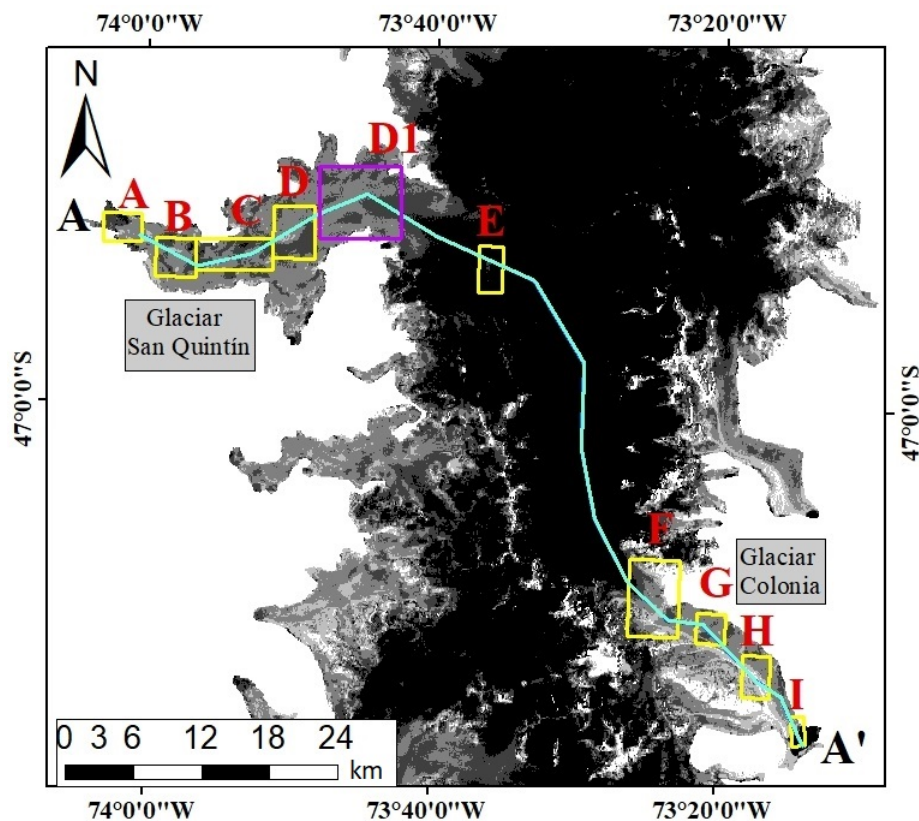


Figura 5.11: Perfil A-A'. Los rectángulos representan señales mostradas en la Figura 5.12. Imagen de fondo: S1 del mes de octubre 2016 en polarización VH combinación de órbita ascendente y descendente.

5.2.2.1. Octubre 2016 / Marzo 2017

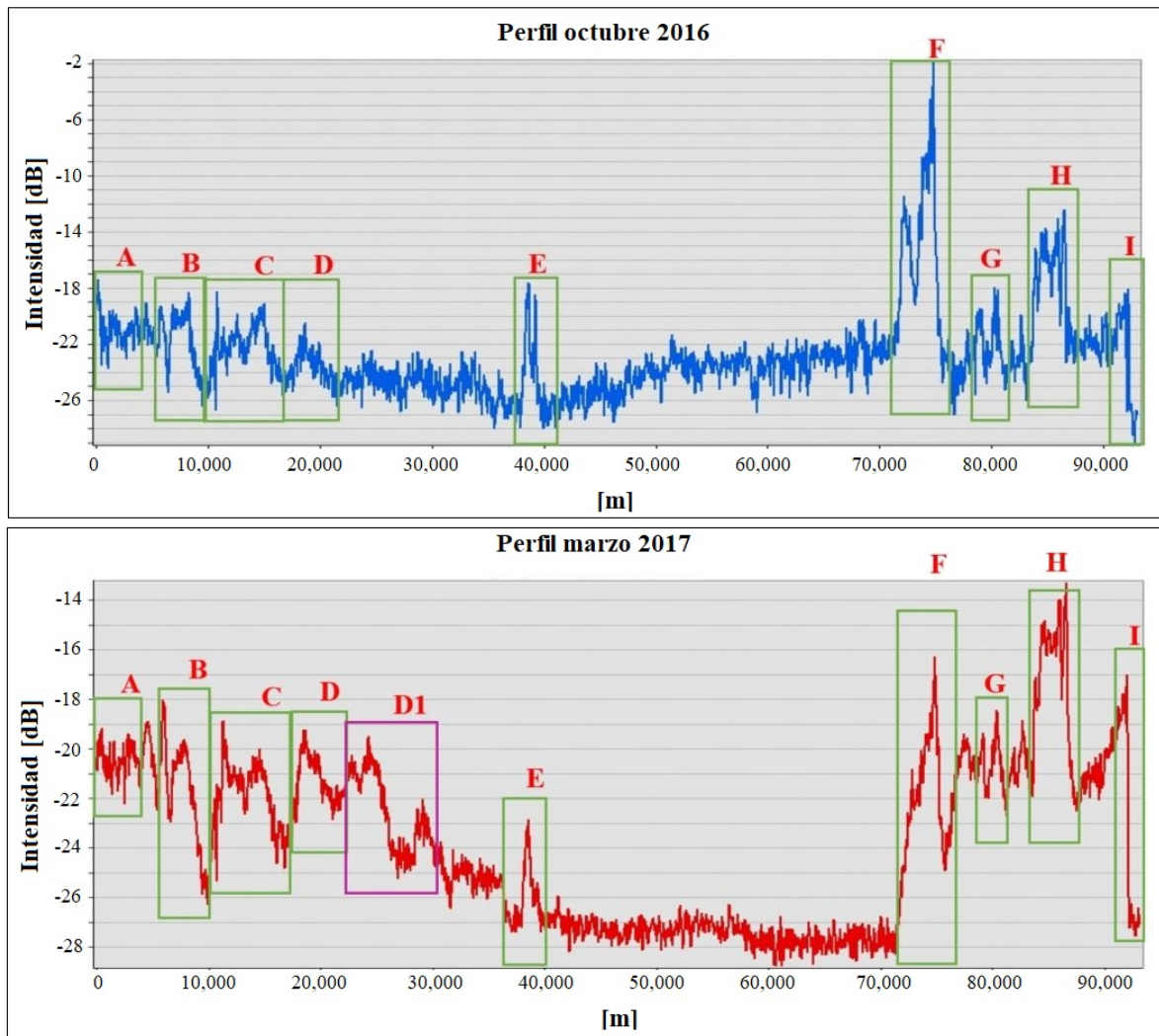


Figura 5.12: Gráfico perfil A-A' representa intensidad de retrodispersión de polarización VH vs distancia recorrida a lo largo del perfil (m) para el mes de octubre 2016 (figura superior) y marzo 2017 (figura inferior).

Se observa para el mes de octubre del 2016 y marzo 2017 peaks negativos (hacia abajo) y positivos (hacia arriba) a lo largo del perfil A-A', algunos de los cuales se pueden entender por qué corresponden a grietas, roca, o agua presente. En el caso de las grietas, los peaks positivos señalados con las letras A, B, C, D, E, F, G y parte de I representan conjuntos de grietas ubicadas a lo largo del perfil, donde se observa una variación de intensidad de retrodispersión cercana a los 5 dB al cruzar el perfil por estos campos de grietas. Notar que si bien se trata de grietas, no todas son de la misma forma o poseen condiciones similares, si se compara las grietas señaladas con la letra F con las demás, estas son las que poseen el mayor aumento de las intensidades cuando se atraviesa por ellas, esto debido a que también se produce un abrupto cambio de pendiente en esa

zona. Las grietas con la letra A vienen a ser las segundas con el mayor aumento de las intensidades y que si se observa las imágenes ópticas son las que se presentan en mayor cantidad y mucho más grandes por encontrarse hacia la parte terminal del glaciar San Quintín.

Intencionalmente, el perfil A-A' en el glaciar Colonia se hizo atravesar detritos o fragmentos de rocas para evaluar la señal en esta zona, lo cual se señala por la letra H y se observa un aumento de las intensidades. Además, el perfil se trazó sobre el lago Colonia para evaluar el efecto del agua en la señal, evidenciando que las intensidades disminuyen considerablemente a un valor cercano a los -28 dB, letra I hacia el final del perfil A-A'.

Si en la Figura 5.12, se compara el gráfico para octubre 2016 con marzo 2017, los peaks máximos son diferentes en cada figura, mientras que para octubre 2016 el máximo peak corresponde a F que son grietas en desnivel, para marzo 2017 corresponde a H que es el efecto de los fragmentos de roca presentes sobre el glaciar Colonia. Una particularidad se observa entre los 40,000 y 70,000 m, para octubre esta área aumenta desde -28 dB hasta -22 dB, mientras que para marzo 2017 se observa más homogénea y constante con valores entre -27dB y -28 dB, al observar estas variaciones en imágenes ópticas no se logra explicar tal cambio.

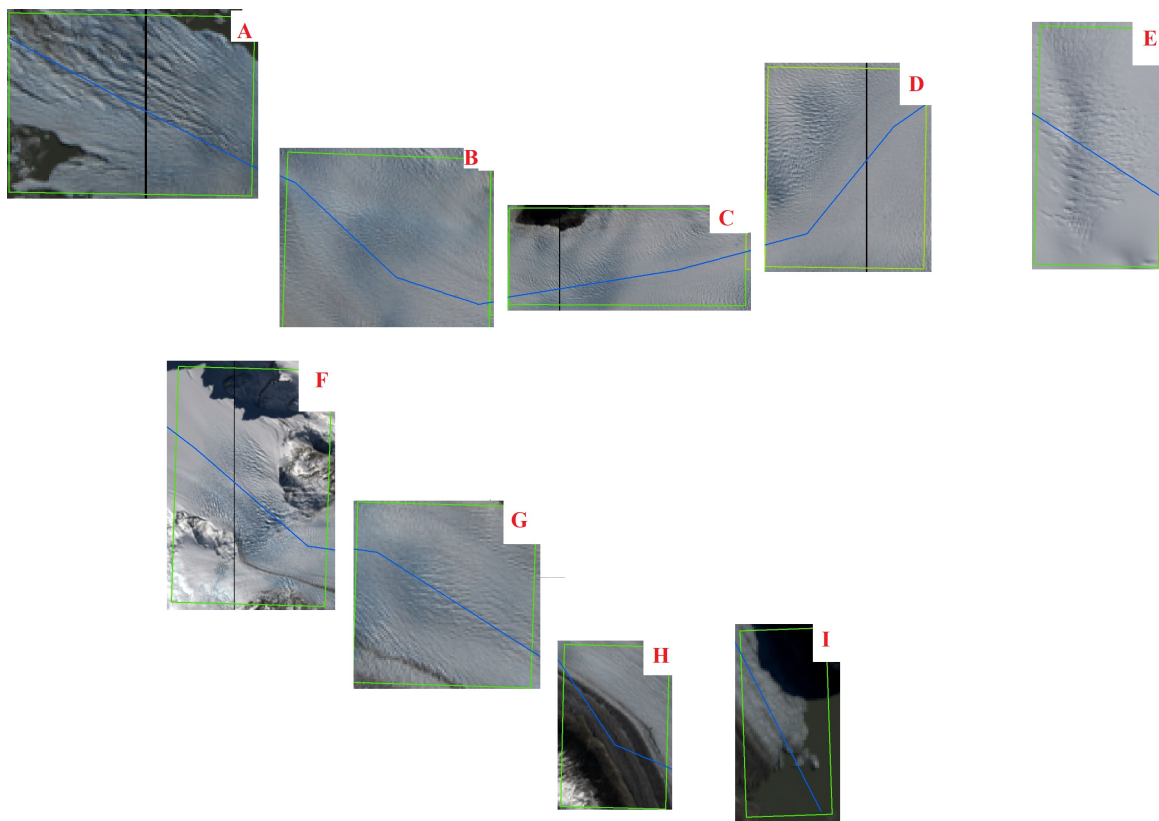


Figura 5.13: Imágenes ópticas de Landsat 8 de las zonas señaladas en la Figura 5.12 del 04-09-2016.

5.2.2.2. Agosto 2017 / Marzo 2018

Comparando ambos periodos se mantiene el rango de las intensidades entre las características de grietas, presencia de roca y agua a lo largo del perfil. La particularidad observada entre los 40,000 y 70,000 m se observa en estos periodos con una variación de 7 dB.

Una clara diferencia entre estos periodos con respecto a la comparación de la sección anterior es el retroceso del glaciar San Quintín lo cual se evidencia por una brusca disminución de las intensidades producto de que el perfil se encuentra trazado sobre agua para el caso de marzo 2018 (Figura 5.16).

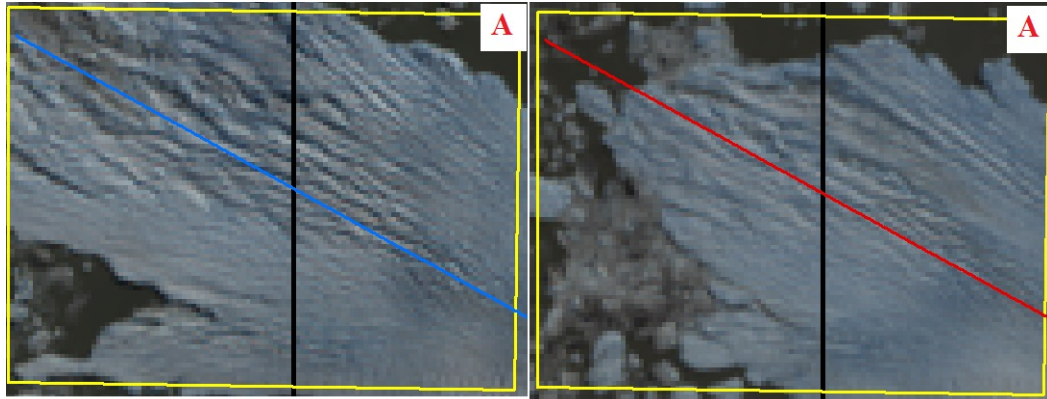


Figura 5.14: Comparación lengua glaciar San Quintín. (a) Imagen Landsat 8 16-09-2016. (b) Imagen Landsat 8 del 20-03-2018.

5.2.2.3. Octubre 2018 / Marzo 2019

Los patrones de intensidades son similares a las comparaciones anteriores para estos periodos, es importante mencionar que las imágenes utilizadas para hacer la comparación no poseían una cobertura completa. Aun así, se perciben las disminuciones de intensidades sobre el glaciar San Quintín en el inicio del perfil por el efecto del agua. Además, en estos periodos también se presenta la particularidad registrada entre los 40,000 y 70,000 solo que en este caso inicia desde los 50,000 hasta los 55,000 que es el límite del perfil en estas imágenes y la variación es mucho mayor con cerca de 10 dB de diferencia.

5.2.2.4. Agosto 2019 / Marzo 2020

Se mantienen los patrones que representan grietas, roca, y agua. La particularidad ubicada entre los 40,000 y 70,000 m, al igual como en las comparaciones anteriores no es posible explicar lo que pueda causar tales variaciones usando imágenes ópticas de la superficie (Figura 5.15).

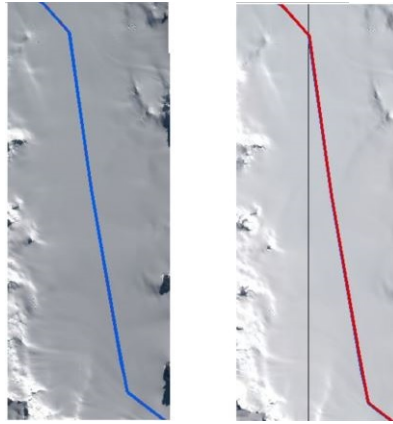


Figura 5.15: Comparación entre los 40,000 y 70,000 m entre (a) agosto 2019 (Imagen Sentinel-2 19-08-2019.) y (b) marzo 2020 (Imagen Landsat 8 20-02-2020).

Se vuelve a presentar un retroceso del San Quintín, con intensidades más altas en agosto 2019 y más bajas el 2020 por efecto del rompimiento del lóbulo frontal del glaciar.

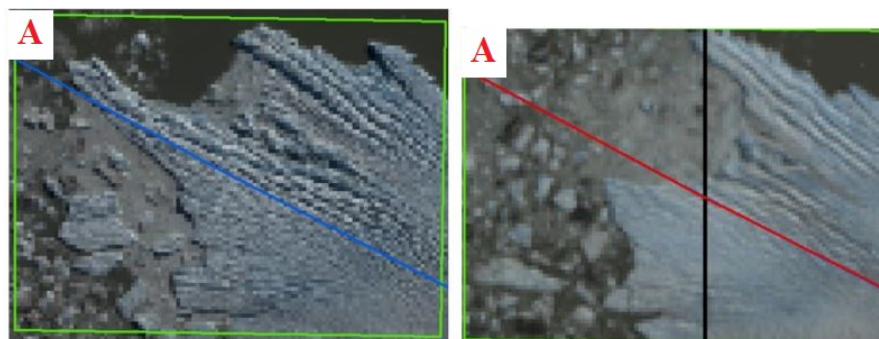


Figura 5.16: Comparación lengua glaciar San Quintín. (a) Imagen Sentinel-2 19-08-2019. (b) Imagen Landsat 8 del 20-02-2020.

Para más detalle acerca de las variaciones antes descritas entre los distintos periodos, consultar los gráficos en Anexos A.2.

■ **Inspección de diferencia de intensidades entre los 40,000-70,000 m**

Dado que las imágenes ópticas no logran explicar el cambio de intensidades que se genera entre agosto, octubre con respecto a marzo en los diferentes años para esta zona, se agregó un análisis de pendientes y de altura para ver los cambios que puedan generar estas características y si son ellas las causantes de tal variación.

A partir de la Figura 5.17a es posible apreciar que la zona a inspeccionar en el perfil A-A' atraviesa alturas entre 1256 a 1834 m, las cuales son medianamente altas, pudiendo existir un factor climático que a esas alturas pueda causar tal variación de las intensidades. A lo largo del perfil esas alturas se encuentran principalmente dentro del polígono señalado. En cuanto a la Figura 5.17b las pendientes se encuentran en

el rango de 0° a 9° y son las mismas pendientes de los sectores aledaños a la zona a inspeccionar lo que indica que el efecto de pendientes no influye en tal variación de intensidades a lo largo de los distintos periodos.

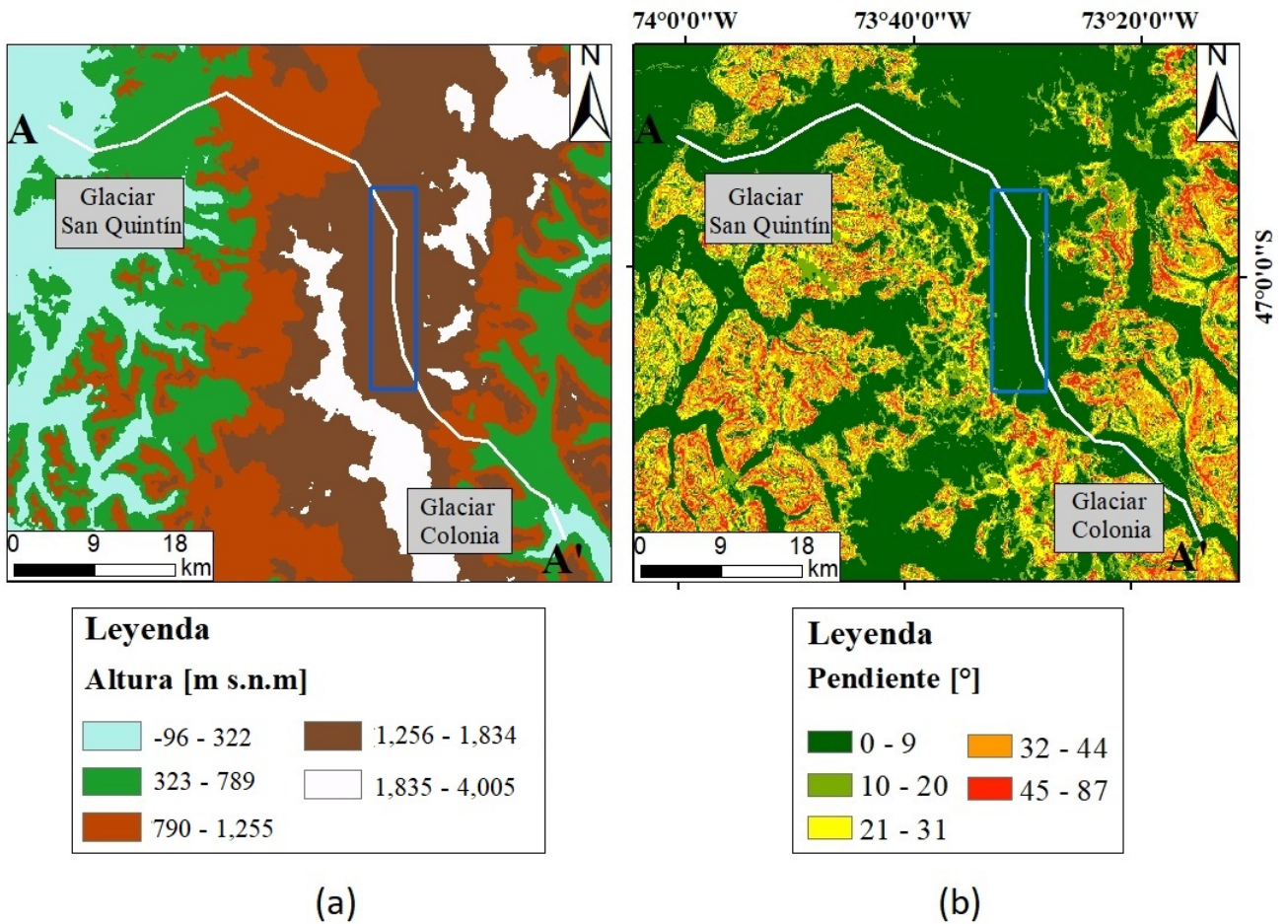


Figura 5.17: (a) Mapa de alturas y (b) pendientes superficiales en el campo de hielo. El cuadrado azul representa la zona a inspeccionar ubicada entre los 40,000 y 70,000 m del perfil A-A'.

Además, se quiso añadir el mapa de sustracción de píxeles promedios de agostos (octubres) con respecto a promedios de marzos de varios años para este perfil.

Perfil A-A' diferencia entre los promedios de Agosto(Octubre) con respecto a Marzo de todos los años

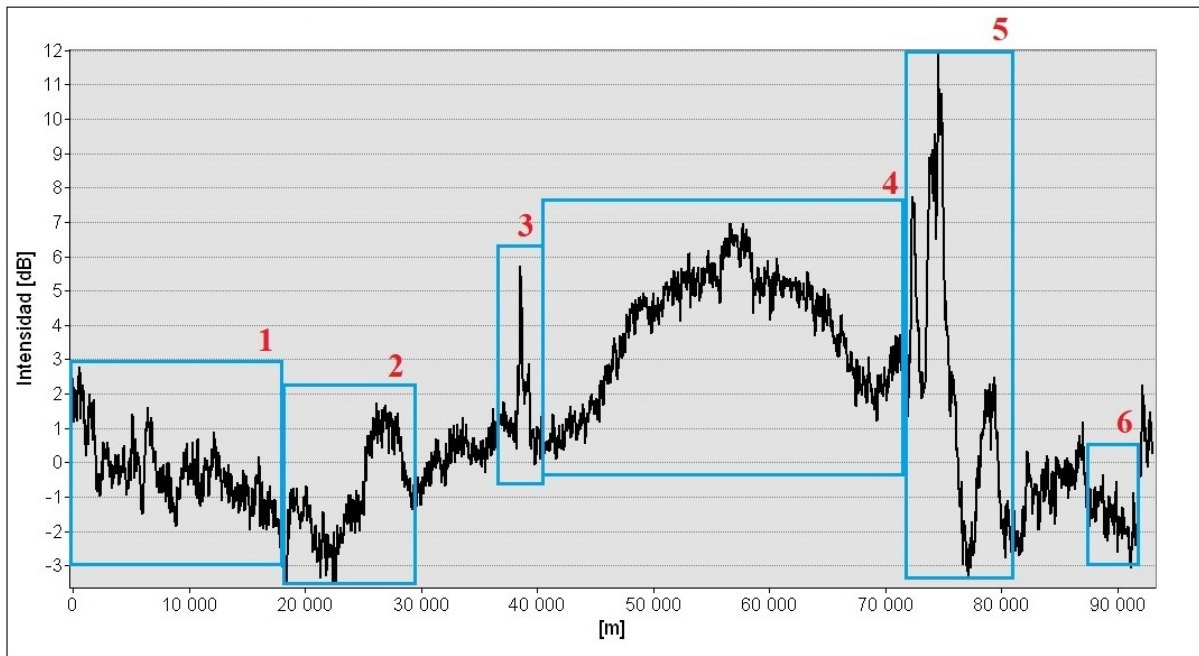


Figura 5.18: Grafico perfil A-A', representa Intensidad de retrodispersión de polarización VH vs distancia recorrida a lo largo del perfil (m) para la sustracción de los píxeles promedio entre agosto, octubre con respecto a marzo de varios años.

Se observa en la Figura 5.18, 6 grupos de intensidades que se alejan del cero (referencia). El primer y segundo grupo representa las grietas señaladas con las letras A, B, C, D y D1, respectivamente. El grupo 3 hace referencia a las grietas señaladas con la letra E. El grupo 5 representa la zona de grietas en desnivel ubicadas hacia la salida del glaciar Colonia y las del grupo 6 grietas ubicadas en la lengua del glaciar del mismo nombre. Respecto al grupo 4 corresponde a la zona inspeccionada en esta sección, con variaciones de las intensidades en el rango de 2 a un máximo de 7 dB y que como se mencionó anteriormente en la inspección realizada podría existir una leve contribución de las alturas al hacer variar las intensidades de esa forma.

En la siguiente sección se analizarán y explicará más en detalle acerca de estas diferencias de intensidades en esta zona inspeccionada para los diferentes periodos de derretimiento y acumulación de nieve.

5.2.3. Extensión y ubicación del acuífero de neviza

La ubicación del acuífero de neviza dentro del campo de hielo, se estimó en base a datos GPR y la extensión se interpoló aplicando modelos geoestadísticos a los datos anteriores, sin embargo, la cobertura de esos datos se limita a líneas o perfiles ofreciendo una vista incompleta de su extensión. De manera de proporcionar una cobertura total, el uso de observaciones satelitales es necesaria. A continuación, se presentan los resultados obtenidos a partir de la aplicación de la metodología de Brangers et al. (2020), el cual propone que la banda C de Sentinel-1 es capaz de detectar acuíferos de neviza en la capa

de hielo de Groenlandia, a partir de este momento, a los acuíferos reconocidos mediante esta metodología se les hará llamar acuíferos de neviza S1. Es importante recalcar que los acuíferos de neviza se encuentran típicamente en la zona de nieve húmeda, donde el fuerte derretimiento del verano satura las superficies con agua y provoca una baja en γ_f^0 . Para observar lo antes mencionado en primer lugar se presentará los mapas promedio de píxeles de todos los años en los meses de agosto y octubre (cuando la acumulación de nieve está cerca del máximo) y en el mes de marzo (cuando el retraso en la congelación es más fuerte) para la polarización VH, seguido del mapa de acuíferos final que corresponde a la diferencia de píxeles de los mapas mencionados anteriormente. En el caso de la polarización VV, los resultados se presentan en Anexos A.3.

A partir de la Figura 5.19b, al centrarse en el plateau correspondiente a la zona de nieve húmeda y más específico donde es posible encontrar los acuíferos, en el mes de marzo predominan las más bajas intensidades en el rango de -33 a -25 dB observado de color amarillo claro. En comparación a la Figura 5.19a correspondiente al promedio de los meses de agosto y octubre se observa el mismo patrón de intensidades para las zonas de acumulación del glaciar San Rafael y San Quintín y parte de la zona de acumulación de los glaciares Steffen, Acodado. Las diferencias se acentúan hacia el este del campo de hielo y en las zonas de mayor elevación, donde se observa un aumento desde -24 a -8 dB.

Además de observar este aumento de intensidades, en la zona entre los -24 a -21 dB de la Figura 5.19a, entre las estribaciones de la cordillera y el glaciar Nef se aprecia el efecto de un aumento de las intensidades desde -20 a -17 dB (zona de color naranja), lo cual son reflejos de artefactos y ruido propias del satélite.

Es importante mencionar que hacia la zona de las lenguas glaciares las intensidades entre periodos no varían encontrándose en el rango de -24 a -17 dB y en algunos sectores alcanzar valores hasta los -13 dB.

En base a las intensidades descritas en la Figura 5.19 se realizó la sustracción de píxeles entre promedios mensuales de varios años (2017-2020) y se obtuvo el mapa de la Figura 5.20a, el cual muestra la ubicación de los acuíferos de neviza S1 para la polarización VH, de acuerdo a la metodología de Brangers et al. (2020). El mapa indica que a partir de los 9.5 dB es posible con Sentinel-1 detectar la ubicación de los acuíferos de neviza S1 lo cual correspondería a la zona en tonos rojizos. A partir de este umbral, es posible observar que las zonas resaltadas se concentran hacia la parte este del campo de hielo, predominantemente en zonas de gran elevación. Además, al igual como se mencionó para los promedios de los meses de marzo y agosto, octubre en la Figura 5.19, en la misma zona entre las estribaciones de la cordillera y el glaciar Nef, se observa una alineación en colores rosados, lo cual corresponde a ruidos propio de Sentinel-1.

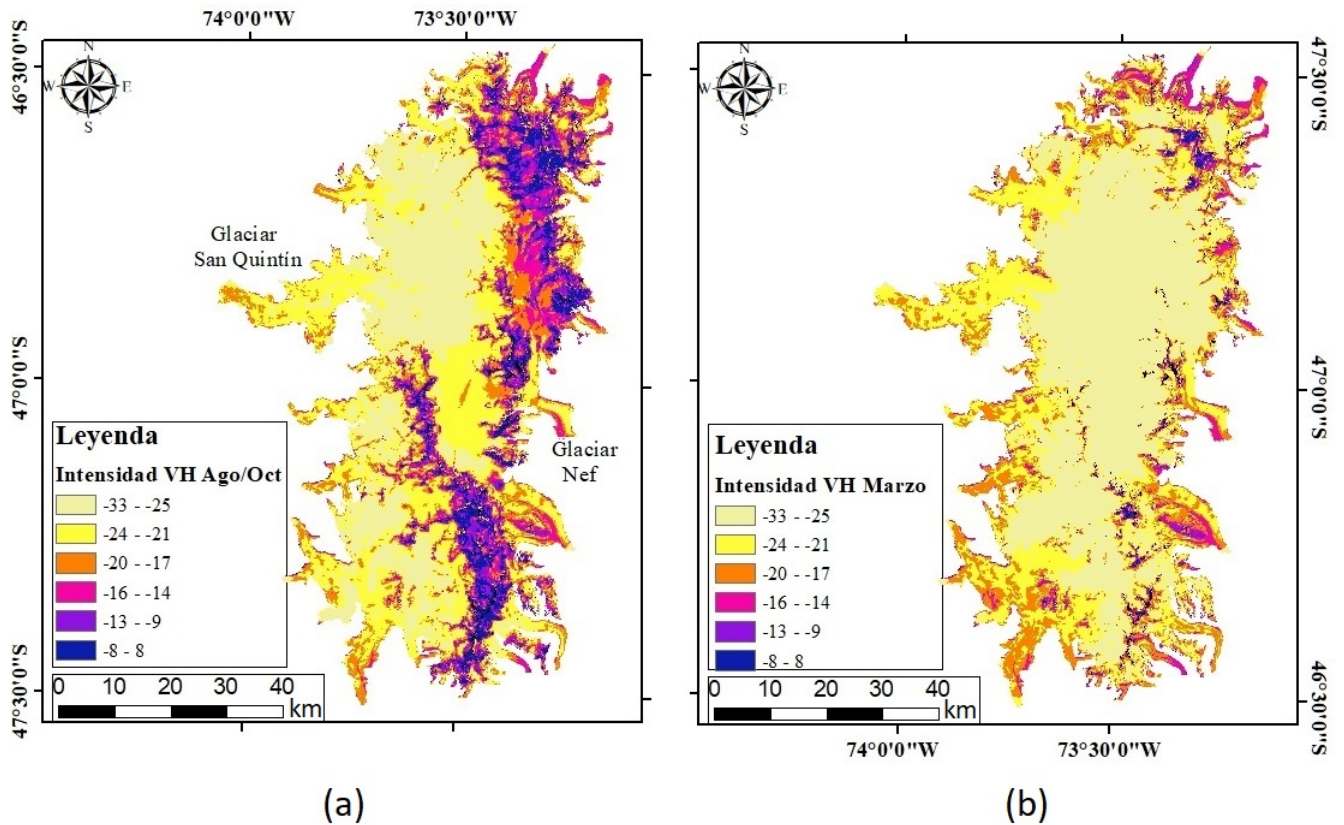


Figura 5.19: Mapa de promedio de pixeles de todos los años considerados en este estudio, en polarización VH para los meses de (a) agosto y octubre y para el mes de (b) marzo.

A partir de la sección 5.2.2 se logró corroborar que parte de las diferencias de intensidades entre marzo y agosto (octubre) de los diferentes años estudiados, es por causa del efecto de las alturas, pendientes, grietas, presencia de agua y fragmentos de roca. De las cuales, las 2 primeras son producto de las distorsiones geométricas que acompañan la señal y en el caso de las alturas, de las condiciones de temperaturas entre una temporada y otra, es decir luego de que exista derretimiento, en la época de bajas temperaturas ocurre congelación capaz de formar lentes, capas y tuberías similar a lo que ocurre en la zona de percolación (Joughin et al., 2016) lo que genera que en invierno la retrodispersión aumente y en verano disminuya a causa del derretimiento y agua presente, generando de esta manera las grandes diferencias entre periodos de acumulación y derretimiento. Con el fin de reducir tales efectos, se filtró la Figura 5.20a, seleccionando las alturas menores a los 2000 m (Filtro 1) y las pendientes menores a 20° (Filtro 2). En el caso de las grietas dado la gran extensión del campo de hielo, no se realizó una extracción de estas en el mapa final, pero a partir del análisis de la sección anterior reconociendo zonas de grietas en los diferentes periodos como diferencias de intensidades sobre los 14 dB cuando estas eran de mayor tamaño, se determinó que las zonas señaladas en el rango de 14.1 a 25 dB se encuentran grietas, por lo que no se debe prestar atención a esta zona. El mapa de lo anterior se puede observar en la Figura 5.20b.

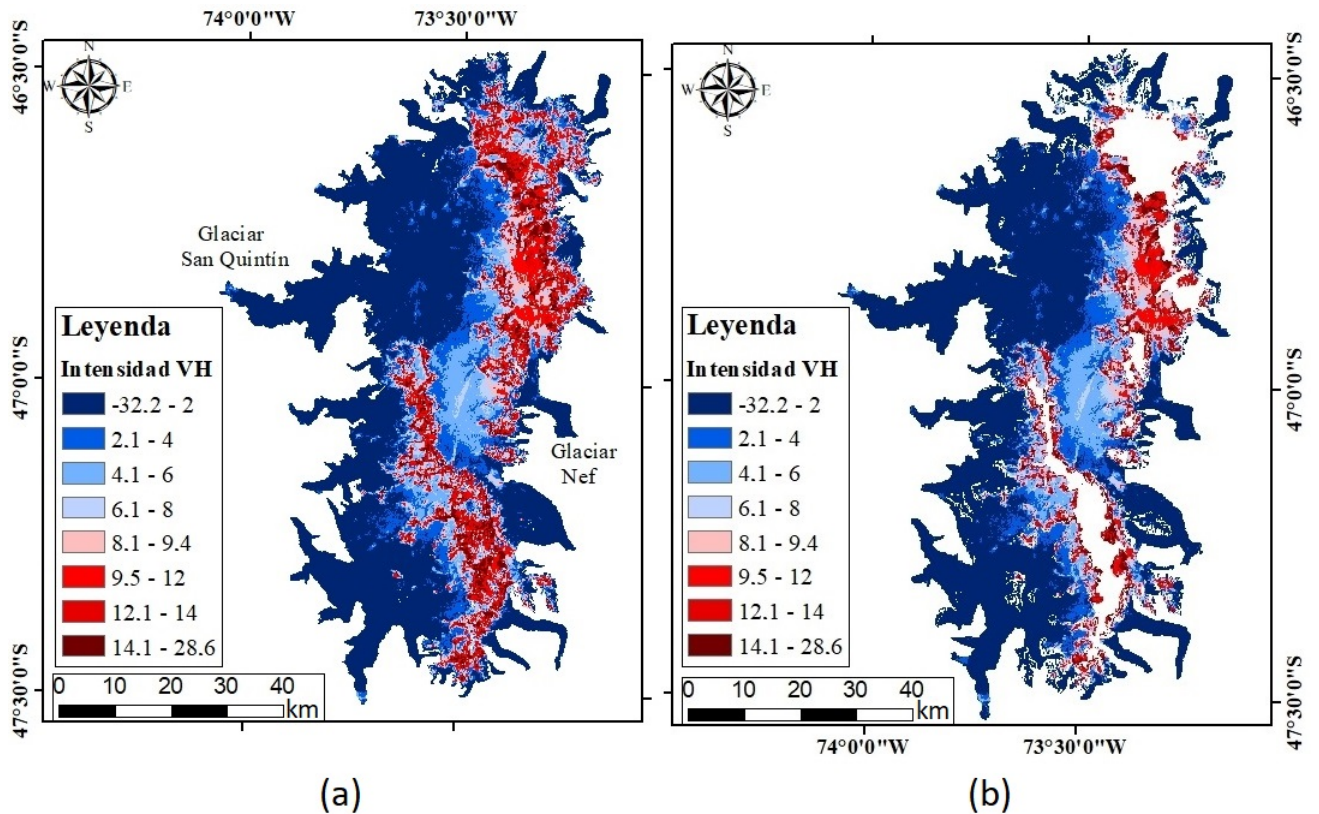


Figura 5.20: Mapa acuíferos de neviza según metodología de Brangers et al. (2020): (a) Mapa para polarización VH, diferencia de píxeles entre agosto, octubre con respecto a marzo (basado en promedios mensuales de varios años). (b) Mapa final filtrado por pendientes y alturas. Sobre 9.5 en colores rojizos se detecta los potenciales acuíferos de neviza.

Es posible apreciar en la Figura 5.20b como la cordillera, zonas de gran elevación y parte de las más altas pendientes no se encuentran presentes, quedando parte de la zona del plateau y las lenguas glaciares. Con el filtro aplicado se pierde áreas de las señales que de acuerdo al algoritmo eran catalogadas como acuíferos de neviza S1, pero prevalecen grandes zonas señaladas como tal, lo cual se observa hacia el glaciar Soler y Leones. Finalmente, las intensidades de retrodispersión S1 representadas como acuíferos S1 se presentan en la Figura 5.21, con los filtrados mencionados en el párrafo anterior, obteniendo una extensión de 132.55 km².

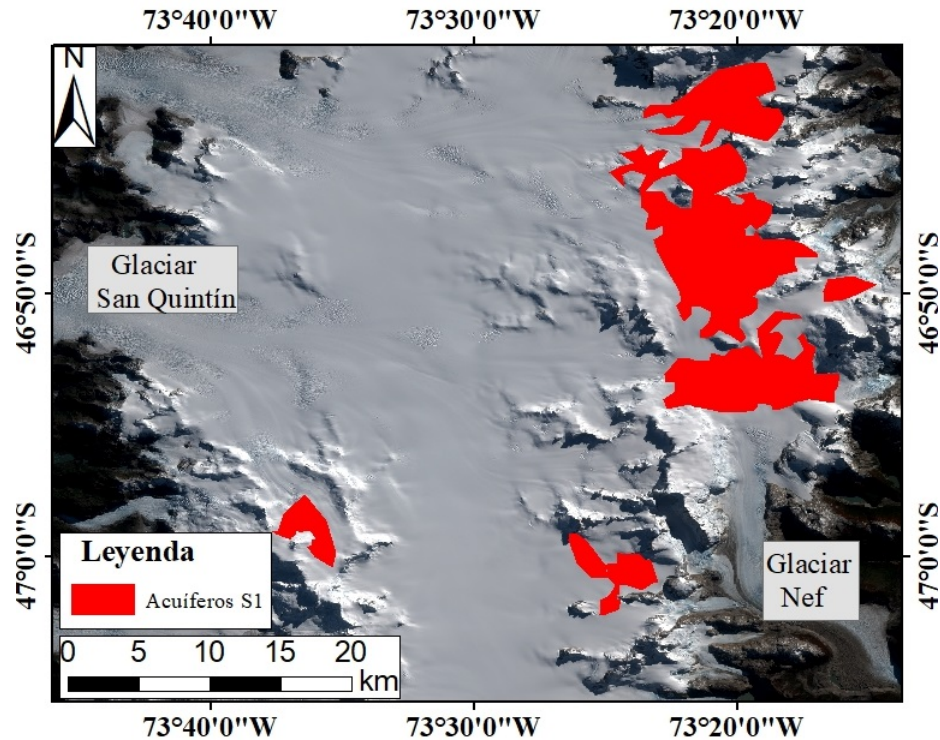


Figura 5.21: Ubicación y extensión de acuíferos S1 según metodología de Brangers et al. (2020). Imagen de fondo: Sentinel-2 del 21-04-2019.

Comparando las ubicaciones entregadas por este algoritmo con los resultados de la sección anterior (5.2.2), donde se observaban diferencias en las intensidades en diferentes periodos a lo largo del perfil realizado, es posible darse cuenta que parte de las zonas señaladas por el umbral corresponden a las zonas mencionadas como “particularidades” de la sección anterior, lo cual sería reflejo de la “firma única” que existe en zona de acuíferos de neviza S1 producto del aumento retardado de la retrodispersión a causa de la congelación retardado del agua en la neviza (Brangers et al., 2020).

Es importante señalar que gran parte de la zona considerada como nieve húmeda ubicada en la zona de acumulación de glaciares como San Quintín y San Rafael, no se aprecian grandes diferencias en las intensidades de retrodispersión S1 para mencionar la existencia de los acuíferos de neviza S1 en esa zona utilizando imágenes SAR y tan solo los patrones se concentran hacia la parte oriental del campo de hielo.

Al igual como Brangers et al. (2020) se midieron series de tiempo de intensidades para detectar los eventos de fusión representados como fuertes disminuciones en γ_f^0 VH (Figura 5.22). Es posible observar que tanto en los puntos de acuíferos y no acuíferos detectados por S1 se producen grandes diferencias entre periodos donde ocurre fusión con respecto a donde ocurre acumulación de nieve, existe un patrón de ciclicidad a lo largo de la serie de tiempo, que indica una disminución de las intensidades en verano y un aumento en invierno. La diferencia con puntos de no acuíferos S1 es de 1 a 2 dB. De manera general, a lo largo de los años los puntos de acuíferos son mayores en intensidades cuando ocurre acumulación de nieve, pero no menores cuando ocurre derretimiento.

Es importante considerar en la figura mencionada anteriormente, que de acuerdo a la

ubicación de la medición realizada, la disponibilidad de imágenes y en concreto la información de intensidades de retrodispersión S1, puede variar, ejemplo de esto, se observa en P2 y P3 con falta de información entre los meses de junio a agosto, lo que conlleva a que la línea de tendencia media en esa zona no represente adecuadamente los máximos locales que deberían existir.

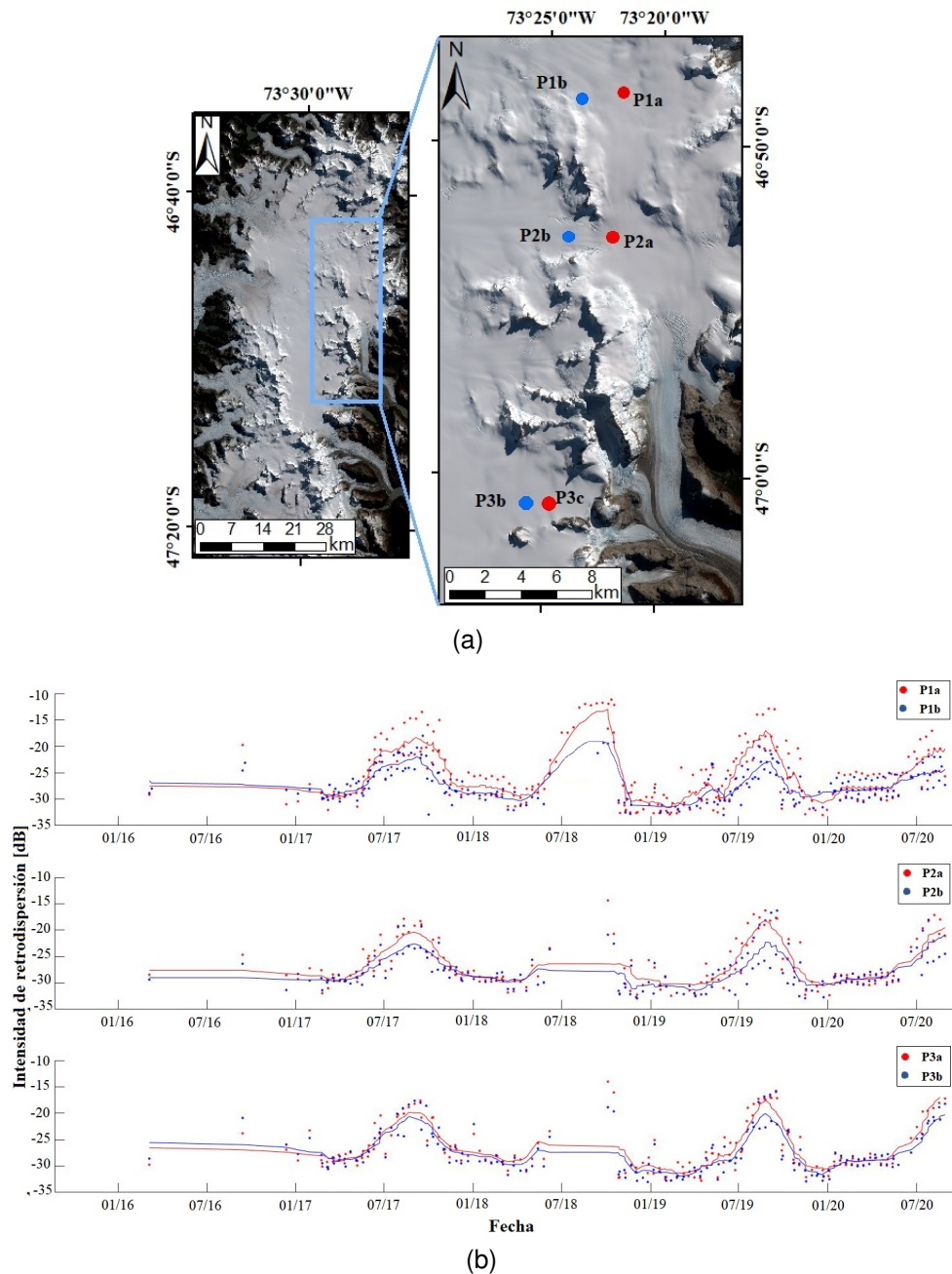


Figura 5.22: (a) Mediciones realizadas para puntos de acuíferos (puntos rojos, P1a P2a P3a) y no acuíferos (puntos azules, P1b P2b P3b) según Brangers et al. (2020). Imagen de fondo: Sentinel-2 del 21-04-2019. (b) Series de tiempo de las mediciones señaladas en (a) de intensidades de retrodispersión S1 para polarización VH con respecto al tiempo.

5.3. Velocidades superficiales

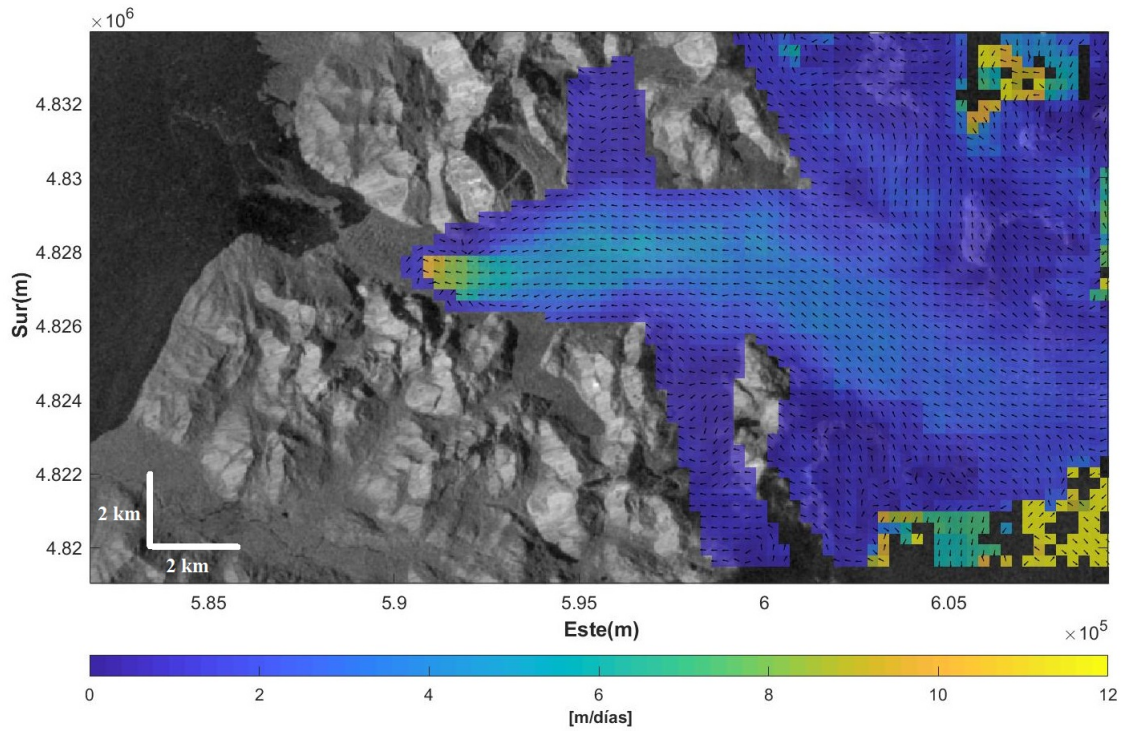
En la siguiente sección se presentan los resultados de las velocidades superficiales de 15 glaciares de CHN. Se muestran en primer lugar los glaciares más estudiados y de mayor tamaño, descritos de manera individual correspondientes a San Rafael, San Quintín, Steffen, Colonia y Nef, seguido de los demás glaciares agrupados y organizados de acuerdo a la cercanía entre un glaciar y otro. Para realizar el cálculo de las velocidades se contó con un conjunto de imágenes de Sentinel-1 de octubre del 2016 a agosto del 2020, en polarización VH y VV con órbita ascendente y descendente para cada polarización en cada glaciar y a través de paquete de procesamiento ImGRAFT detallado en la sección 4.3 se calculó el campo de velocidades de los glaciares antes mencionados. Importante recalcar que el tipo de procesamiento utilizado no logra detectar adecuadamente desplazamientos cuya diferencia de tiempo sea menor a 10 días, es por esto que las velocidades se calcularon en un rango mayor a ese valor y menor a 36 días, de modo de comparar las imágenes que cumplieran ese rango de fechas.

Para cada glaciar investigado se proporcionan figuras que contienen los campos de velocidades superficiales y para los glaciares de mayor tamaño el gráfico de las variaciones de velocidades a lo largo del tiempo, ya que se busca en esta sección examinar la ciclicidad de las velocidades a lo largo del tiempo. Esta última medición se centra en cálculos tomados en la zona inicial, central y terminal de la lengua glaciar. Además, se agrega una tabla resumen donde se detalla las velocidades promedio, máxima y mínima de las zonas antes mencionadas y las velocidades por temporada, es decir, periodos donde ocurre derretimiento (noviembre y diciembre año anterior a enero a marzo año siguiente) y acumulación (junio a agosto de cada año) para todos los glaciares estudiados.

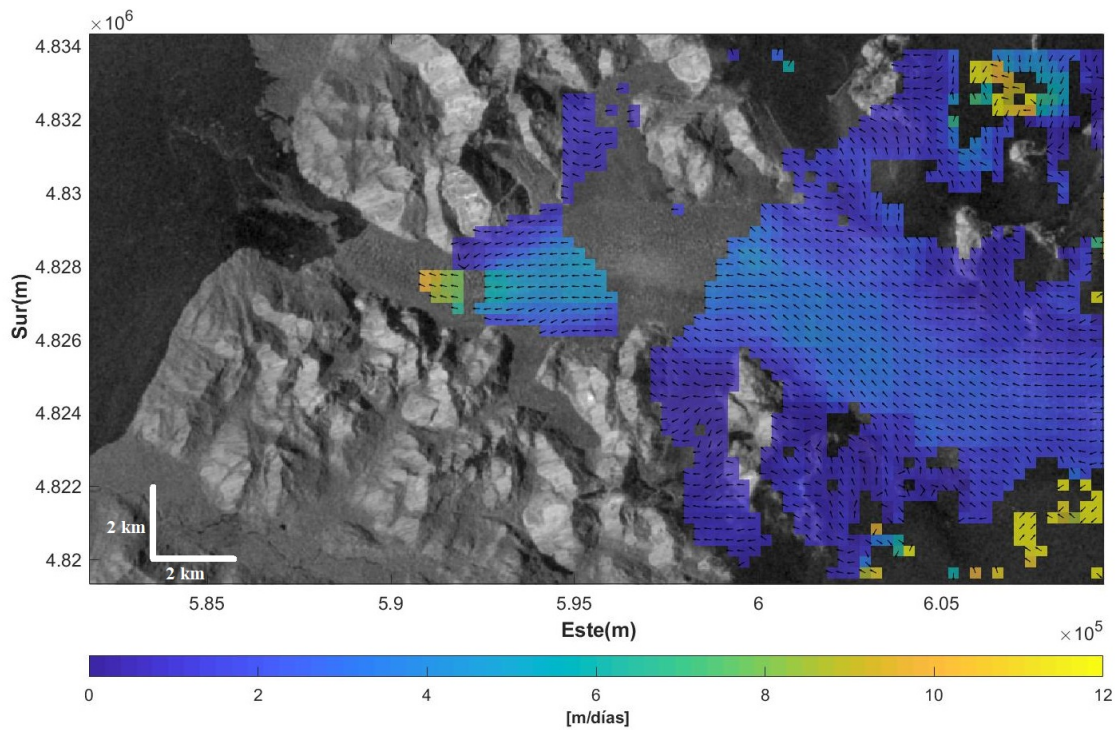
5.3.1. Glaciar San Rafael

El glaciar de marea de latitud más baja del mundo, ubicado a los $46^{\circ}41'S$ y $73^{\circ}51'W$, es el segundo glaciar más grande en CHN, pero es el que posee la mayor área de acumulación (Aniya y Enomoto, 1986). Presenta un campo de velocidades observado en la Figura 5.23, donde se aprecian que las de mayor magnitud se presentan en el frente del glaciar. En esta zona existen pares de imágenes que registran velocidades máximas de 19.57 ± 2.21 m/día, medidas en temporada de altas temperaturas.

Se realizaron mediciones a lo largo de la línea de flujo central, en tres zonas específicas señaladas en la Figura 5.24, con el nombre de zona inicial, central y terminal de la lengua glaciar. Obteniendo como promedio durante todas las fechas utilizadas velocidades de 0.73 ± 0.16 , 5.35 ± 0.3 y 11.14 ± 0.21 m/día, respectivamente.



(a)



(b)

Figura 5.23: Campo de velocidades para el glaciar San Rafael calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita ascendente entre 02-01-2018 y 14-01-2018 a resolución de 10 m/px (a) Sin filtro alguno. (b) Filtrado de acuerdo indicaciones de la Sección 4.3. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

Observando la Figura 5.24 es posible notar como a lo largo del tiempo las menores velocidades se mantienen para la zona inicial de la lengua glaciar, seguido por las velocidades en la zona central y finalmente en el término de la lengua o frente glaciar.

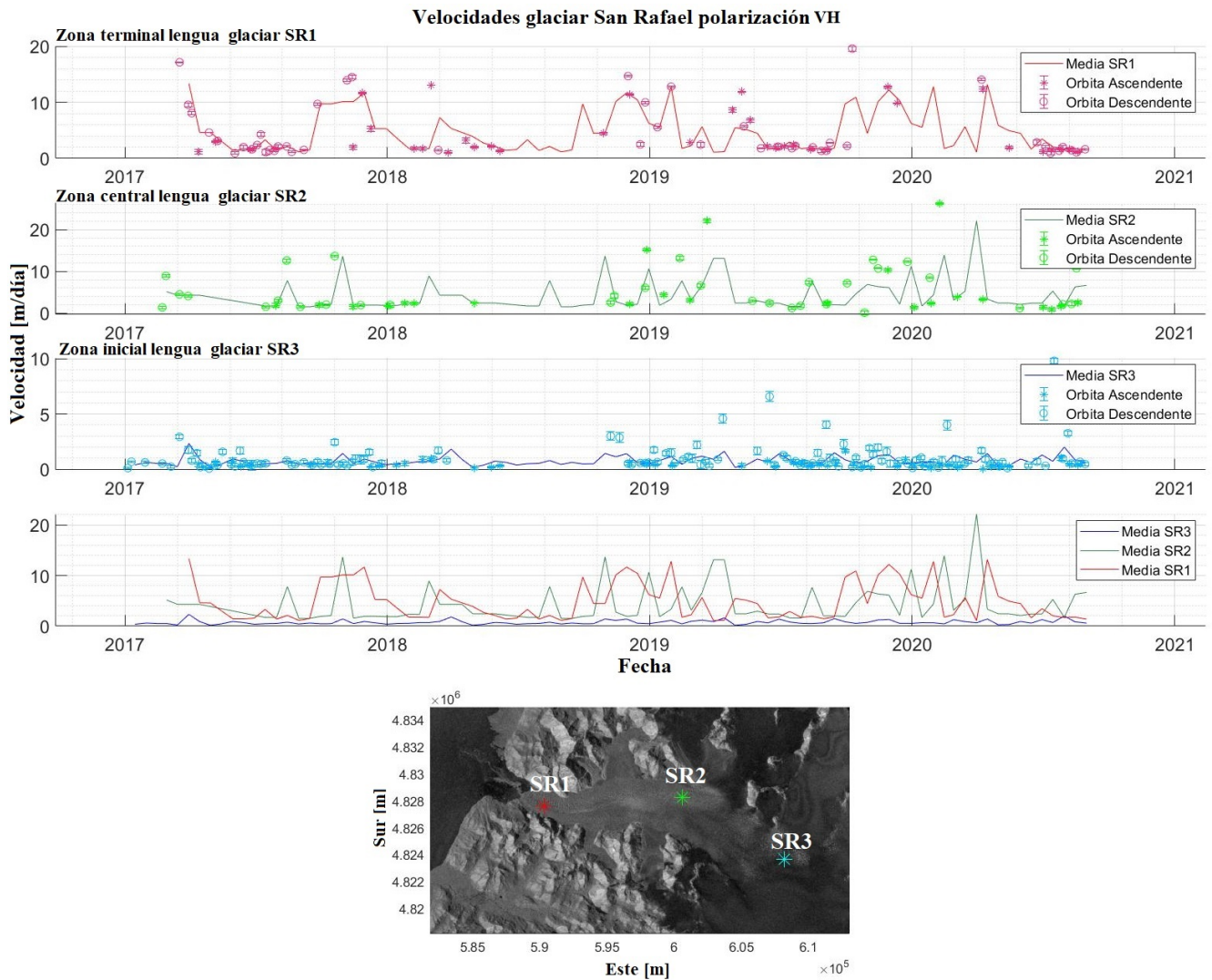


Figura 5.24: Velocidades en la zona inicial, central y terminal de la lengua del glaciar San Rafael a lo largo del tiempo en base a mediciones con imágenes en polarización VH. Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita ascendente del 02-01-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

De manera general en la Figura 5.24, para las mediciones realizadas cercanas a la zona terminal (frente) glaciar, se observa una cierta periodicidad de aumento de velocidades en los meses del año donde las temperaturas son más elevadas (noviembre del año anterior a febrero del año siguiente), mientras que las más bajas velocidades se dan a mitad de año en los meses de julio y agosto. Respecto a la zona central del glaciar San Rafael no es tan clara esta variación de velocidad en los diferentes periodos, pero coincide en que en los meses de noviembre del 2017, diciembre del 2018 y enero del 2019 y

2020 se presenten las más altas velocidades superiores a 10 m/día. En el caso de la zona inicial de la lengua glaciar no es posible observar las variaciones antes mencionada. El detalle de las variaciones de velocidad en diferentes periodos para cada año de estudio se muestra en la Tabla 5.6, donde coincide que las velocidades son más altas para las temporadas donde ocurre mayor derretimiento.

5.3.2. Glaciar San Quintín

Glaciar San Quintín o conocido también como glaciar San Tadeo es el glaciar más grande de CHN, junto con el glaciar San Rafael, drenan el 37% de CHN (Mouginot y Rignot, 2015). Se encuentra a 46°50' S y 74°5' W cuyo frente se ubica en el istmo de Ofqui a unos pocos kilómetros del Golfo de Penas.

Las mayores velocidades medidas en este glaciar alcanzan valores de 4.94 ± 0.5 m/día hacia la parte donde se produce la primera curvatura recorriendo el glaciar desde su zona de acumulación hasta el frente. A lo largo de las zonas señaladas en la Figura 5.26, desde la zona terminal (frente) del glaciar hacia su zona de acumulación, las velocidades van en aumento registrando rangos entre 1.53 ± 0.31 m/día a 2.24 ± 0.22 m/día.

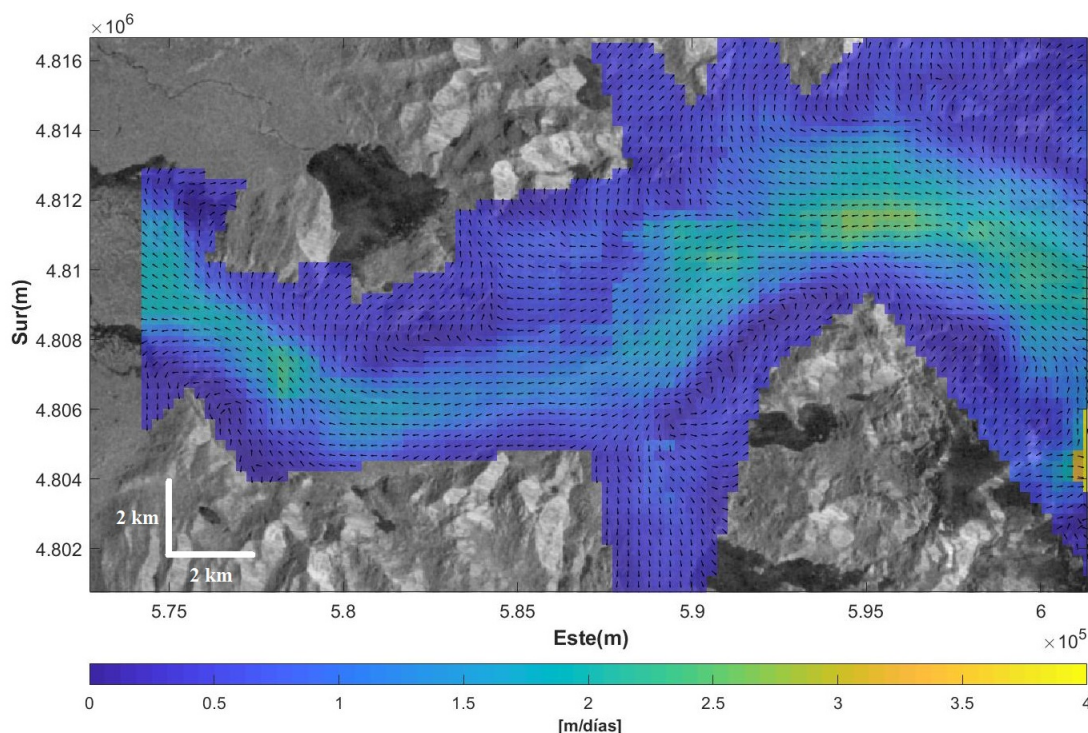


Figura 5.25: Campo de velocidades para el glaciar San Quintín calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita descendente entre 10-01-2017 y 03-02-2017 a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

Al igual que para el glaciar anterior, la Figura 5.25 ilustra el campo de velocidades del glaciar San Quintín, se observa en la zona central (línea de flujo) del glaciar a lo largo de su extensión que se concentran las velocidades de mayor magnitud y que en la zona de la curvatura antes mencionada es más alta las velocidades.

Con relación a las variaciones de velocidades a lo largo de las series de tiempo (Figura 5.26), de manera general las registradas en la zona terminal (color rojo) y central (color verde) son las que presentan las menores magnitudes, seguida de las velocidades en la zona central (color azul) y en la zona inicial (color rosa) de la lengua glaciar. Al contrario, como ocurrió con las velocidades observadas en el glaciar San Rafael, en el caso de este glaciar no se logra apreciar patrones temporales de aumento o disminución de las velocidades en temporadas específicas, salvo por algunas generalidades observadas en la zona terminal, en el cual se aprecian velocidades más altas en los inicios de cada año y más bajas hacia la mitad del año. Los movimientos superficiales promedio en cada periodo (derretimiento-acumulación) superan los 2 m/día desde el 2017 al 2019, ya en el 2020 se produce una disminución de las velocidades a 1.54 m/día en periodo de derretimiento.

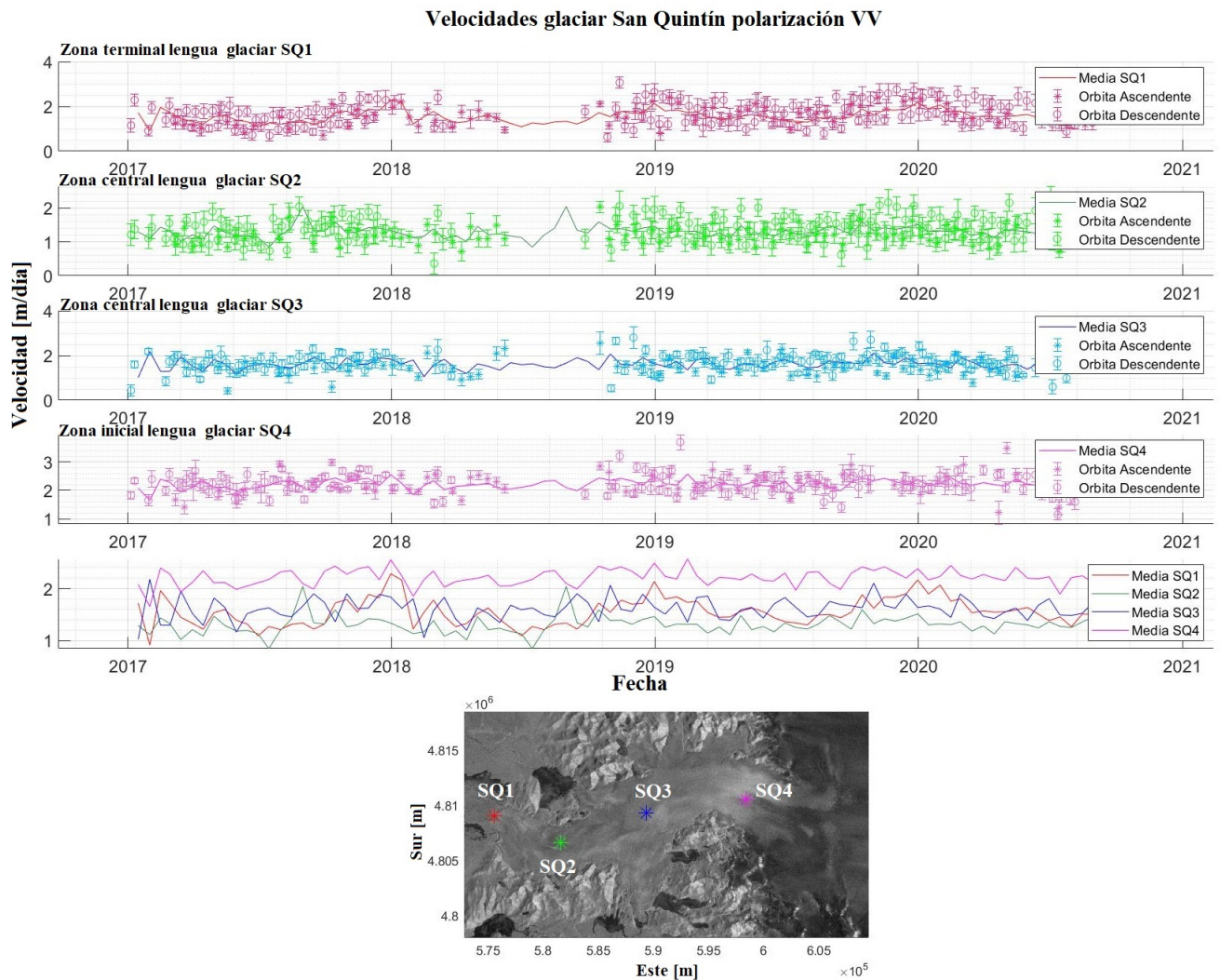


Figura 5.26: Velocidades en la zona inicial, central y terminal de la lengua del glaciar San Quintín a lo largo del tiempo en base a mediciones con imágenes en polarización VV. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 10-01-2017 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

5.3.3. Glaciar Steffen

Glaciar Steffen ubicado al lado oeste de CHN, es el tercer glaciar más grande, posee dos lagos hacia la parte este, laguna Témpanos (inferior) y laguna Bolson (superior) (Aniya, 2017).

El campo de velocidades superficiales para el glaciar Steffen se presenta en la Figura 5.27, se puede notar que las velocidades en la línea de flujo central, es decir en la zona central del glaciar a lo largo de su extensión son mayores que hacia los bordes de la lengua glaciar.

El glaciar Steffen presenta velocidades máximas 2.96 ± 0.56 m/día hacia la zona central de la lengua glaciar (Ste3), la cual se ubica a 25 km del frente del glaciar. En relación a las variaciones de velocidad con respecto a la ubicación de las mediciones sobre la lengua glaciar, los valores promedios en el rango de tiempo de este estudio fueron de 1.23 ± 0.18 a 1.42 ± 0.15 m/día desde la zona inicial (Ste4) hasta la zona central (Ste2) para luego disminuir en la zona terminal (frente) de la lengua glaciar a 1.34 ± 0.11 m/día. Esta variación se puede visualizar en la Figura 5.28, donde las menores velocidades se presentan la mayoría del tiempo en la zona Ste4, seguido de la zona Ste2 y Ste1 mientras que Ste3 presenta varios incrementos de las velocidades donde supera a las velocidades de las otras zonas.

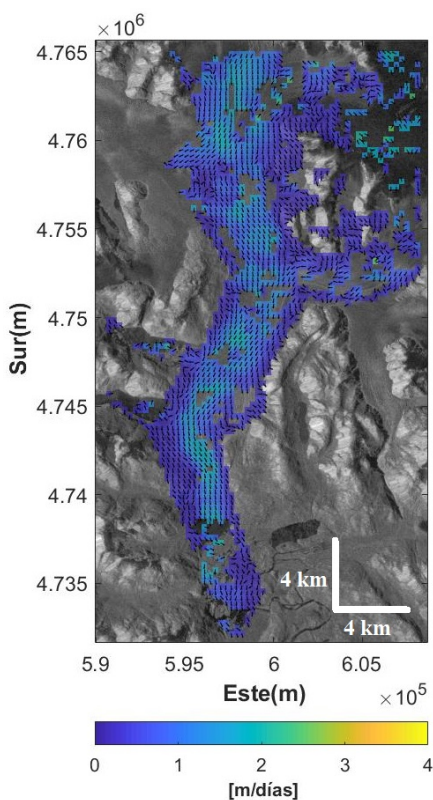


Figura 5.27: Campo de velocidades para el glaciar Steffen calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita descendente entre 04-01-2020 y 28-01-2020 a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

En cuanto a las variaciones de velocidades en periodos (derretimiento-acumulación), en el año 2019 las velocidades son más altas cuando ocurre derretimiento, llegando a ser en ese año un 1 m/día más altas que el periodo de acumulación. En 2020 también se presentan esas mayores velocidades hacia el periodo de derretimiento pero con respecto al periodo de acumulación las variaciones son menores. En la Figura 5.28, en la zona Ste3 se pueden apreciar que hacia los inicios de los años se presenta un leve aumento de las velocidades.

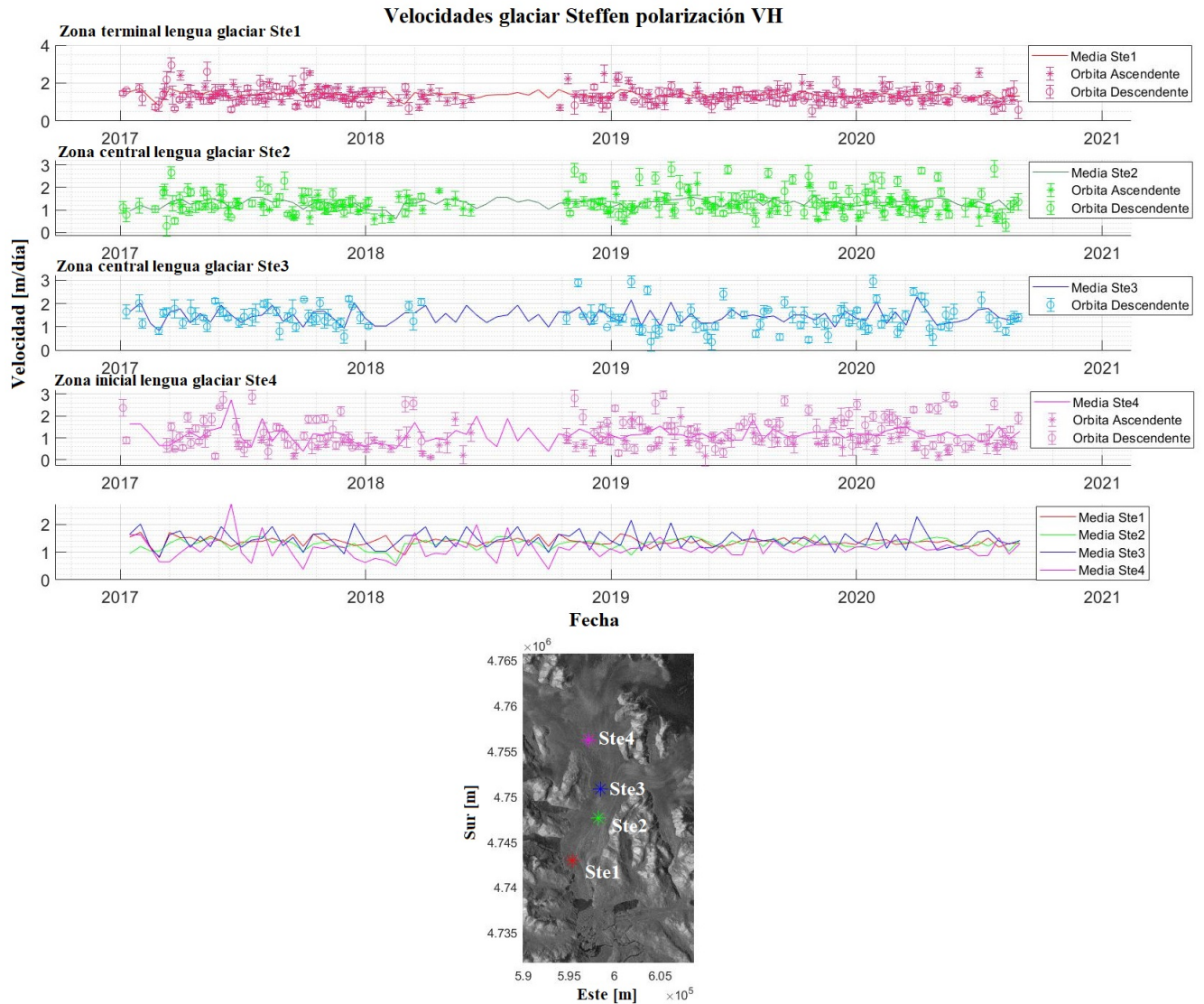


Figura 5.28: Velocidades en la zona inicial, central y terminal de la lengua del glaciar Steffen a lo largo del tiempo en base a mediciones con imágenes en polarización VH. Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita descendente del 04-01-2020 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

5.3.4. Glaciar Colonia

Glaciar Colonia, corresponde al glaciar más grande en el lado este, junto con Steffen vienen a ser los siguientes después de San Rafael y San Quintín con el área de acumulación más grande (Aniya, 1988).

El campo de velocidades del glaciar Colonia se presenta en la Figura 5.29 que al igual que los glaciares ya analizados, la línea central del flujo es la que posee las más altas velocidades y en específico son de mayor magnitud hacia posiciones más alejadas del frente. En estos lugares, se registran velocidades en el orden de 4 m/día para un área que presenta un cambio abrupto de pendientes con grietas que se visualizan con el apoyo de imágenes ópticas.

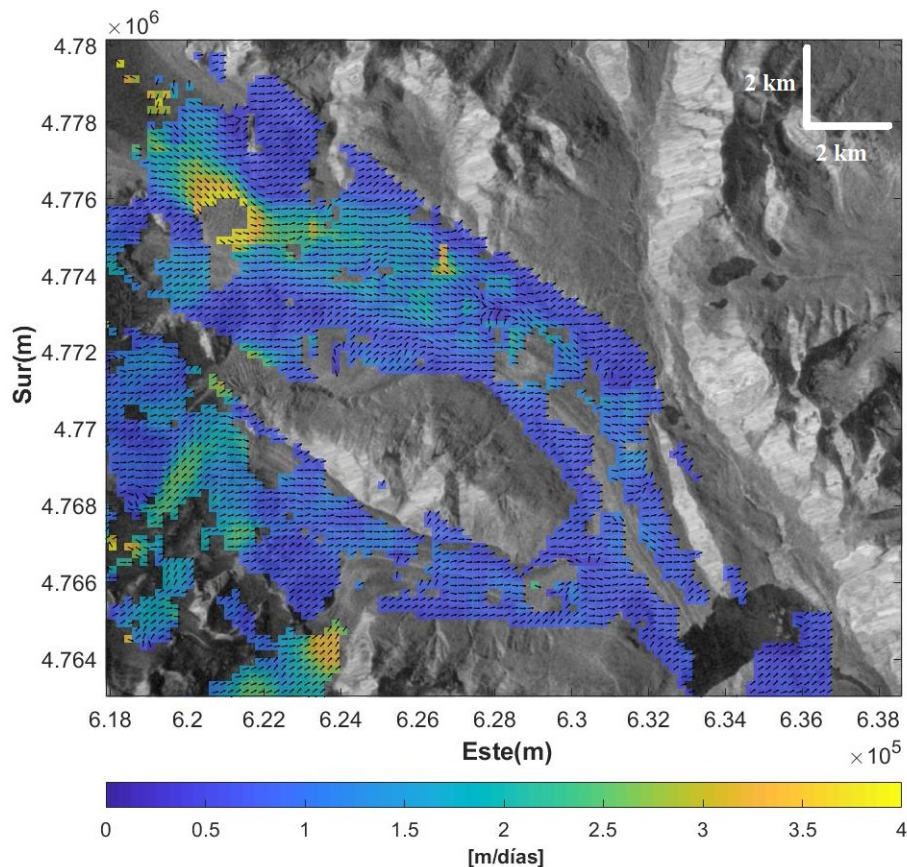


Figura 5.29: Campo de velocidades para el glaciar Colonia calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita ascendente entre 09-02-2020 y 21-02-2020 a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

El glaciar Colonia registra velocidades máximas de 2.86 ± 0.44 m/día a 13 km del frente del glaciar (Col3). Las velocidades promedio en los años de estudio registran variaciones desde la zona terminal del glaciar (frente) hasta la zona inicial de 0.45 ± 0.14 para variar a 1.26 ± 0.23 m/día, lo cual se puede visualizar en la Figura 5.30, cuyas menores velocidades la mayoría del tiempo ocurren hacia la zona terminal y las mayores se presentan o en la zona Col3 o zona Col4.

Con respecto a la variación de velocidad en periodos de acumulación y derretimiento de nieve, al observar la Figura 5.30, para las zonas en el 2018 y 2019 se presentan más altas las velocidades en periodos de derretimiento (noviembre a enero del año siguiente). Al tomar como referencia Col2 (Tabla 5.6) para el año 2019 y 2020 se presentan velocidades promedio de 1.32 m/día y 1.47 m/día, respectivamente en periodos de derretimiento, consideradas más altas a las de periodo de acumulación.

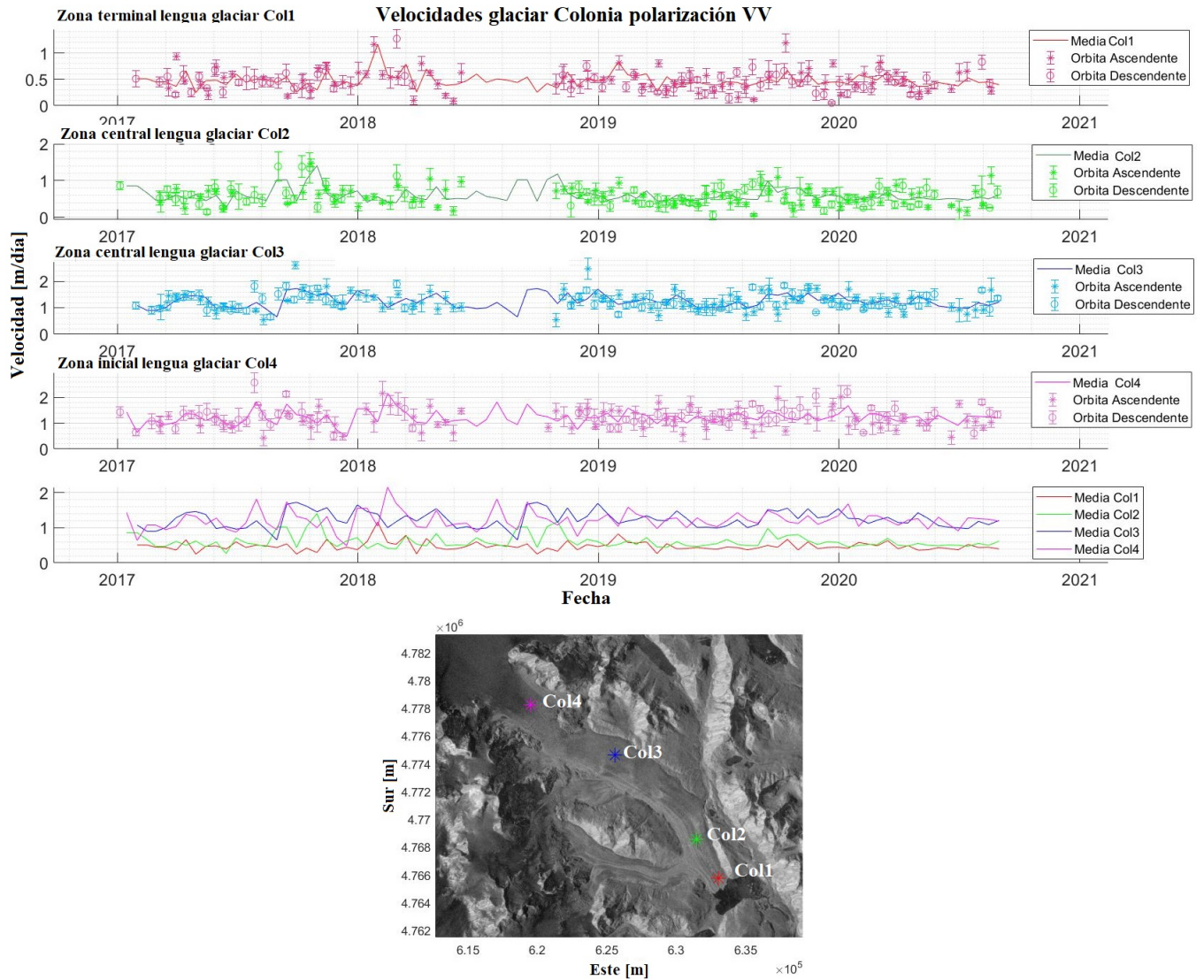


Figura 5.30: Velocidades en las zonas inicial, central y terminal de la lengua del glaciar Colonia a lo largo del tiempo en base a mediciones con imágenes en polarización VV. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita ascendente del 09-02-2020 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

5.3.5. Glaciar Nef

El glaciar Nef, es el segundo glaciar más grande ubicado en el lado este del campo de hielo (Willis et al., 2012), tiene 23 km de largo con un área de ablación estimada en 65 km². Es alimentado por tres fuentes: El campo de hielo al norte; el valle al sur de un máximo de altura; y el campo de hielo al este con una cascada (Aniya y Enomoto, 1986).

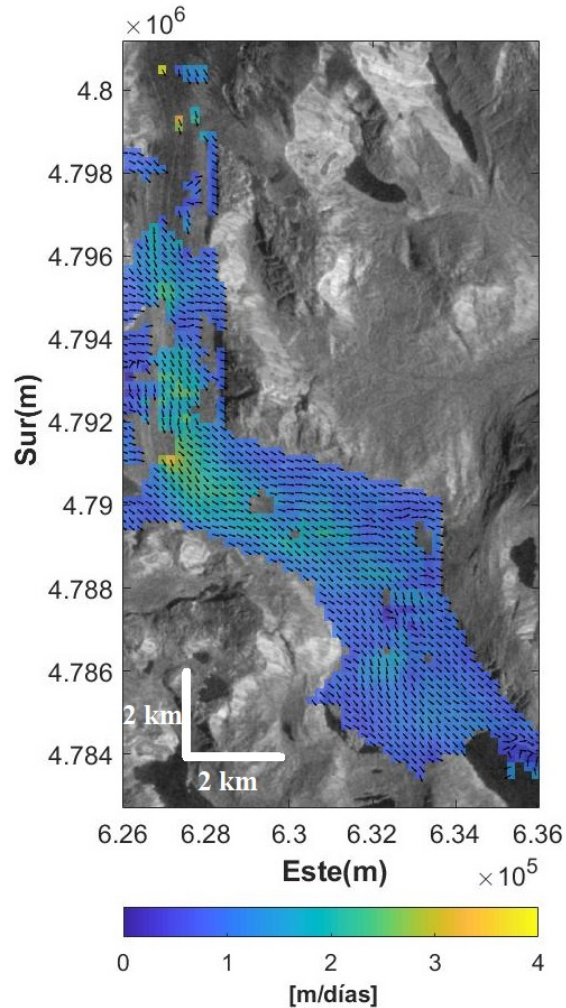


Figura 5.31: Campo de velocidades para el glaciar Nef calculado en base a imágenes S1 de polarización VV órbita descendente entre 17-02-2018 y 01-03-2018 a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

A partir de la Figura 5.31 es posible apreciar que las mayores velocidades se concentran hacia zonas más alejadas del frente del glaciar, en específico hacia la curvatura que se produce cuando el glaciar fluye desde el campo de hielo en dirección sur. Cercano a este lugar el glaciar alcanza velocidades de 1.37 ± 0.16 m/día, con un máximo de 2.86 ± 0.42 m/día.

Con relación a la variación de las velocidades a lo largo del tiempo (Figura 5.32), se aprecia que la zona inicial y central de la lengua glaciar son las que poseen las mayores

velocidades a lo largo de los años y que en el frente son siempre menores desde el 2017 a 2020. Los valores promedio de velocidades en esos puntos varían desde 0.76 ± 0.11 a 1.4 ± 0.13 m/día desde la zona terminal (Nef1) a la zona inicial (Nef3).

La variación de velocidad entre periodos de derretimiento y acumulación a lo largo de los años es bastante pequeña, pero aun así, es posible distinguir que las mayores magnitudes se dan para los periodos de derretimiento y que el año 2019 es el que presenta las más altas variaciones y velocidades de 1.51 ± 0.19 m/día en ese periodo, mientras que las menores velocidades se dan el año 2017 de 1.28 ± 0.1 m/día.

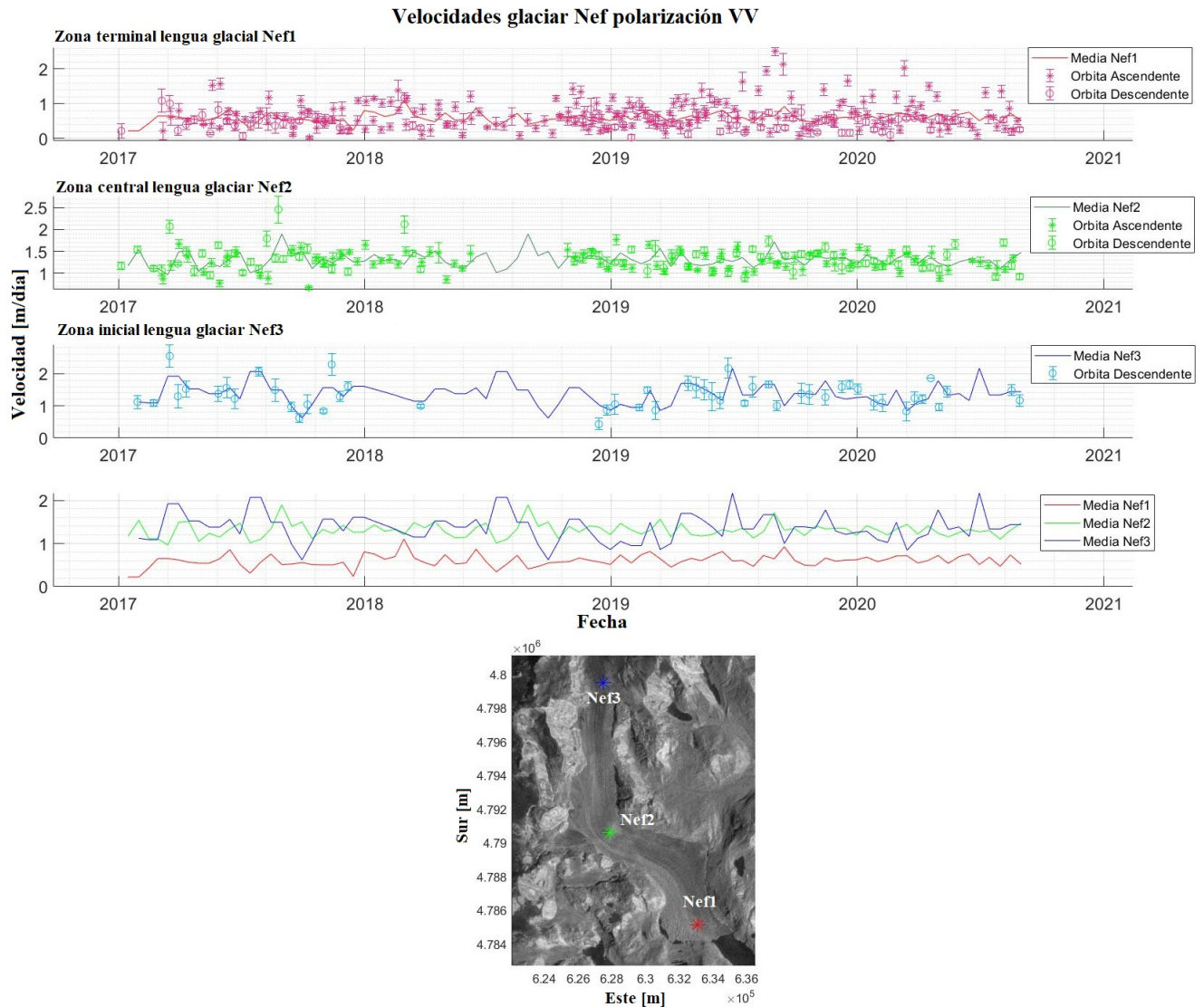


Figura 5.32: Velocidades en la zona inicial, central y terminal de la lengua del glaciár Nef en base a mediciones con imágenes en polarización VV. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 17-02-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

5.3.6. Glaciares Gualas y Reicher

Glaciares Gualas y Reicher son parte de los glaciares más septentrionales de CHN. Ambos glaciares se encuentran en la misma situación orográfica (Rignot et al., 1996) y terminan en lagos proglaciares, que a su vez alimentan al río Gualas.

El glaciar Gualas presenta altas velocidades en posiciones cercanas al frente del glaciar (2 km, Gua1), registrando valores máximos de 1.98 ± 0.45 m/día. De manera general, a medida que se avanza desde el frente glaciar (Gua1), las velocidades van disminuyendo, desde valores promedio de 0.32 ± 0.13 m/día a 0.29 ± 0.03 m/día con un aumento en Gua2 a 0.35 ± 0.02 m/día. En cuanto a las variaciones a lo largo de los años en los periodos de acumulación y derretimiento de nieve, desde el 2018 al 2020 son mayores los periodos de derretimiento con variaciones de 0.2 m/día entre periodos.

El glaciar Reicher presenta velocidades máximas en ciertos periodos de mayor magnitud que el glaciar Gualas, de 2.87 ± 0.5 m/día a 6 km del frente glaciar (Rei3) y un promedio de todo el periodo de estudio en esta misma zona de 0.51 ± 0.15 m/día. Se observan leves variaciones de velocidad respecto a la posición donde se toma la medición, de manera general se observa que las velocidades van en aumento en las primeras $\frac{3}{4}$ parte de la lengua glaciar (hasta Rei3 5.33). Al igual que el glaciar Gualas, en los periodos de derretimiento en la mayoría de los años presenta más altas velocidades cuando existen mayores temperaturas.

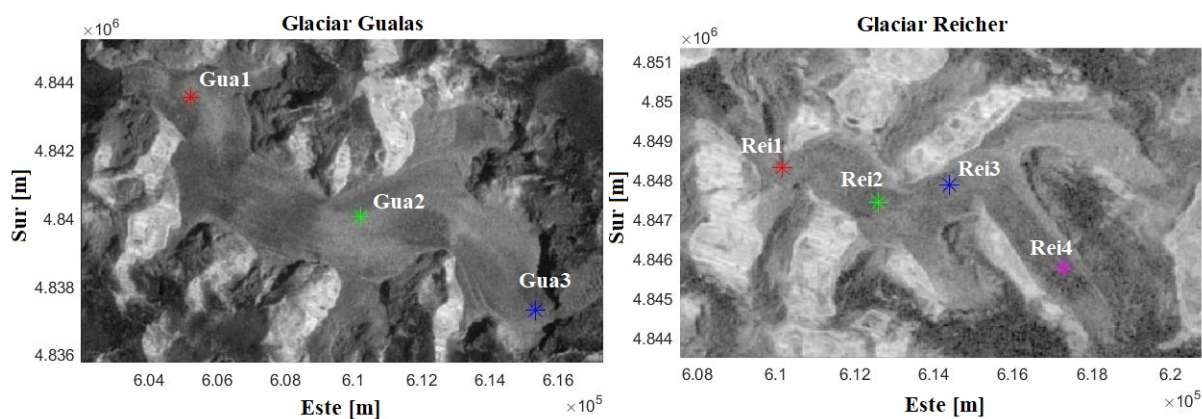


Figura 5.33: Ubicación de mediciones de velocidad realizadas sobre el glaciar Gualas (imagen de la izquierda) y glaciar Reicher (imagen de la derecha). Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 01-02-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

5.3.7. Glaciares Acodado, Benito y HPN1

Glaciares Benito y HPN1 se encuentran entre los glaciares que se adelgazan más rápidamente en CHN (Willis et al., 2012). Glaciar Benito a escala general desde el 2004 ha existido un retroceso de este glaciar (Aniya, 2017), mientras que el glaciar Acodado, formado por dos frentes principales, HPN2 y HPN3, los cuales han retrocedido a tasas de 25-150 m/año (Aniya, 2017).

HPN1 es el glaciar más grande que no nace del campo de hielo (Schaefer et al., 2013),

termina en un lago proglaciar a partir aproximadamente del 2007 por que antes terminaba en tierra (Aniya, 2017).

Las velocidades máximas para estos glaciares son de 2.98 ± 0.08 m/día en HPN1 (HP4) y de 3 ± 0.44 m/día para Benito (Ben3) y Acodado (Aco4) hacia mediciones cercanas a su zona de acumulación. HPN1 no presenta grandes variaciones a lo largo del glaciar registrando velocidades promedio de 0.29 ± 0.03 m/día en el frente (Aco1) y de 0.65 m/día hacia su zona de acumulación (Aco3y4). Los glaciares Benito y Acodado presentan periodos de tiempo donde se observan velocidades de mayor magnitud hacia la zona de acumulación de cada glaciar, registrando valores promedio de 1.23 ± 0.25 m/día en el caso del primero y de 1.04 ± 0.19 m/día el segundo. Con respecto a las variaciones de velocidades a lo largo de los años de estudio, el glaciar Benito presenta un aumento de las velocidades desde el 2018 al 2020 cercana a 1 m/día.

Dentro de los periodos de acumulación y derretimiento de nieve, tanto Benito como HPN1 no presentan grandes variaciones, pero Acodado para el 2018 y 2019 sus variaciones pueden llegar a ser cercanas a 0.6 m/día, ocurriendo mayores en el periodo de derretimiento (Tabla 5.6).

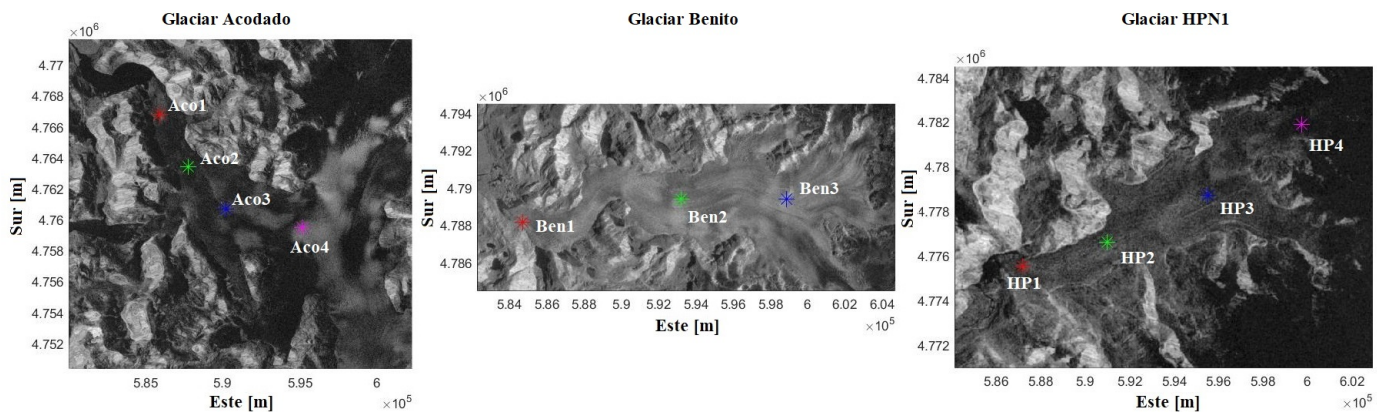


Figura 5.34: Ubicación de mediciones de velocidad realizadas sobre el glaciar Acodado (imagen de la izquierda), glaciar Benito (imagen central) y glaciar HPN1 (imagen de la derecha). Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita ascendente del 17-12-2018 para Acodado y órbita descendente del 22-02-2017 para Benito y HPN1 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

5.3.8. Glaciares Grosse y Exploradores

Glaciares Grosse y Exploradores, ubicados en el lado N-E de CHN. El primero termina en un lago proglaciar, posee gran cantidad de escombros sobre él, de naturaleza supraglaciares que fueron abastecidos por avalancha de escombros y desprendimiento de roca. El segundo termina en tierra, presenta escombros solo en la parte frontal, de origen subglacial y/o englacial, que fueron llevados por el arrastre y acumulación cerca del frente (Aniya, 2017).

Los glaciares Grosse y Exploradores, presentan velocidades máximas de 2.88 ± 0.49 y 2 ± 0.10 m/día en el frente del glaciar y a 6 km del frente, respectivamente.

Respecto a las variaciones de velocidad en base a la posición en la lengua glaciar, el glaciar Grosse presenta velocidades promedio de 1.28 ± 0.03 a 0.87 ± 0.01 m/día, desde Gro1 a Gro3, mientras que Exploradores son menores desde 0.36 ± 0.01 a 0.44 ± 0.02 m/día con las mayores velocidades promedio en Exp2 con 0.88 ± 0.03 m/día. Tanto Grosse como Exploradores sus variaciones de velocidad entre periodos de derretimiento y acumulación de nieve son menores.

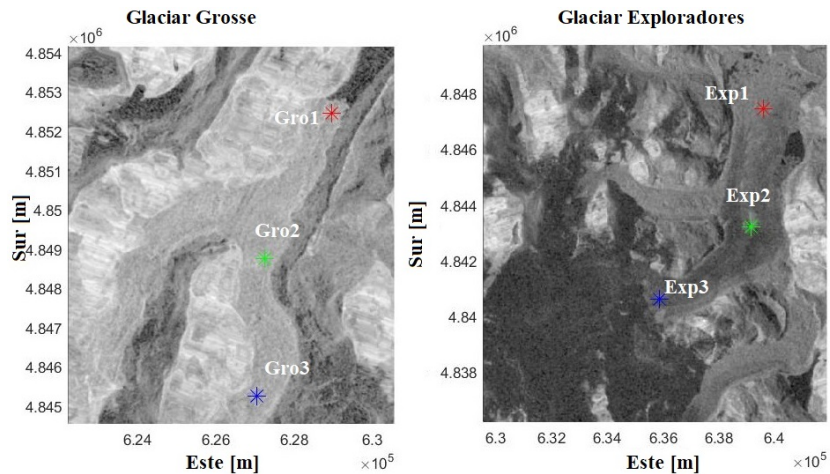


Figura 5.35: Ubicación de mediciones de velocidad realizadas sobre el glaciar Grosse (imagen de la izquierda) y glaciar Exploradores (imagen de la derecha). Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita ascendente del 02-01-2018 y descendente del 12-01-2019 a 10 m/px., respectivamente. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

5.3.9. Glaciares Leones, Soler y Pared Norte

Glaciar Leones, ubicado al este de CHN, consta de tres ramas, León Norte, centro y sur, que se unen justo encima del frente del glaciar en el Lago Leones (Aniya, 2017). Presenta velocidades máximas en algunos periodos de 2.84 ± 0.2 m/día en el frente del glaciar, en este lugar a lo largo de los años de estudios, las velocidades son de mayor magnitud que las medidas en otras zonas. No se presentan grandes variaciones de velocidades a lo largo del tiempo de estudio, salvo que las velocidades en temporada de altas temperaturas son cercanas 1.1 m/día en todos los años de estudio, en particular, el 2018 para el periodo de derretimiento registra las mayores de 1.13 ± 0.15 m/día.

Glaciar Soler, ubicado al este y separado de CHN por una cascada de hielo de 700m de altura. Posee dos áreas de acumulación, una en el campo de hielo y otra en la vertiente sureste del Cerro Hyades (Aniya y Enomoto, 1986). Presenta velocidades máximas de 3 ± 0.21 m/día hacia la zona de acumulación del glaciar. Desde el frente del glaciar hacia la zona de acumulación, las velocidades van en aumento, registrando valores promedio de 0.55 ± 0.03 m/día a 0.74 ± 0.05 m/día desde Leo1 a Leo3 (Figura 5.36). A lo largo de los periodos de derretimiento y acumulación en el año 2020 se produce una variación cercana a 0.5 m/día siendo mayor en los meses de derretimiento de la nieve.

Glaciar Pared Norte ubicado, hacia el noreste de CHN, desde 1945 ha estado retro-

cediendo, registrando entre 2013-2015 retiradas de 250m (Aniya, 2017). Presenta velocidades máximas de 2.99 ± 0.25 a 12 km desde el frente (PN2) en algunas fechas, esta zona es la que registra las mayores velocidades en los diferentes periodos de tiempo con promedios de 0.76 ± 0.22 m/día en comparación hacia el frente del glaciar (PN1) de 0.55 m/día. Con respecto a las variaciones en los periodos de derretimiento y acumulación de nieve, solo en el 2018 y 2019 presenta velocidades un tanto más altas en periodos de derretimiento.

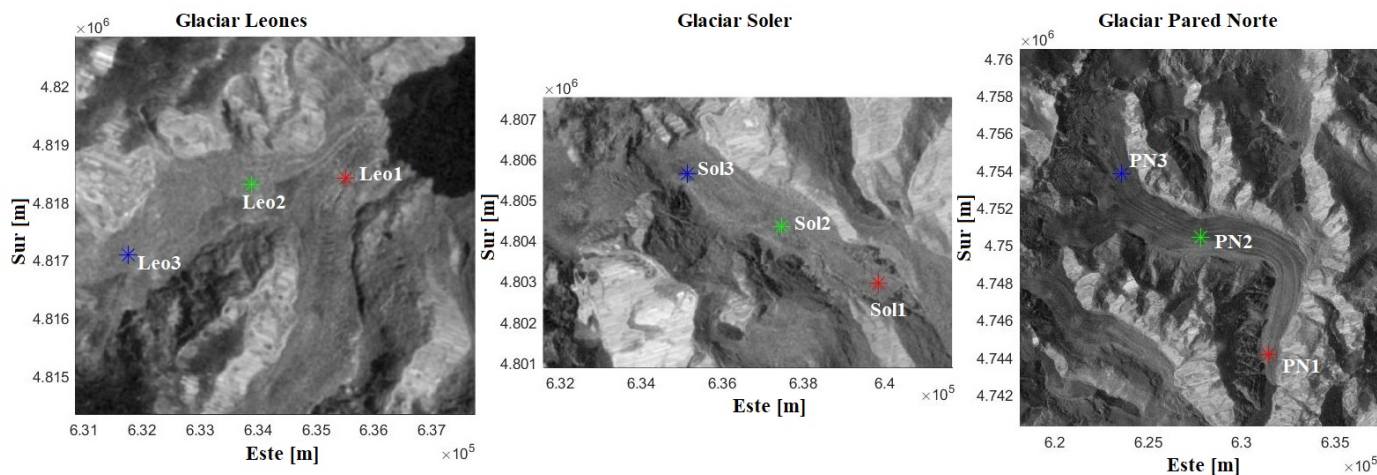


Figura 5.36: Ubicación de mediciones de velocidad realizadas sobre el glaciar Leones (imagen de la izquierda), glaciar Soler (imagen central) y glaciar Pared Norte (imagen de la derecha). Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 29-01-2017 para Leones y órbita ascendente del 05-03-2019 para Soler y Pared Norte a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

Los campos de velocidades superficiales para los glaciares recién analizados se presentan en Anexos B.1.

Tabla 5.6: Resumen de las velocidades en la zona inicial, central y terminal de las lenguas glaciares y las respectivas velocidades en periodos de acumulación y derretimiento de nieve para el 2017, 2018, 2019 y 2020 (m/día). Cada valor de velocidad está acompañado por la sigla que indica la zona de la lengua glaciar en la cual se realizó la medición (1 indica mayor cercanía al frente glaciar y 4 más alejados de esa posición).

Glaciares	Vel max		Promedio parte terminal		Promedio parte central		Promedio parte inicial		2017		2018		2019		2020		Medición de referencia
									Derretimiento	Acumulación	Derretimiento	Acumulación	Derretimiento	Acumulación	Derretimiento	Acumulación	
San Rafael	19.57	SR1	11.14	SR1	5.35	SR2	0.73	SR3	-	1.74	9.34	1.33	8.09	1.95	11.27	2.32	SR1
San Quintín	4.94	SQ4	1.53	SQ1	1.59	SQ2	2.24	SQ3y4	2.00	2.29	2.35	-	2.44	2.42	1.54	1.98	SQ4
Steffen	2.96	Ste3	1.34	Ste1	1.42	Ste2	1.24	Ste3y4	1.23	1.51	1.36	-	1.51	1.42	1.52	1.46	Ste3
Colonia	2.86	Col3	0.45	Col1	0.58	Col2	1.26	Col3y4	1.05	1.32	0.78	-	1.32	1.28	1.47	1.29	Col2
Nef	2.86	Nef2	0.76	Nef1	1.37	Nef2	1.40	Nef3	1.28	1.25	1.31	-	1.51	1.36	1.45	1.21	Nef2
Gualas	1.98	Gua1	0.32	Gua1	0.35	Gua2	0.29	Gua3	-	0.11	0.46	0.25	0.44	0.28	0.43	0.31	Gua2
Reicher	2.87	Rei3	0.43	Rei1	0.56	Rei2	0.51	Rei3y4	0.59	0.46	0.62	-	0.63	0.77	0.50	0.47	Rei3
Acodado	3.00	Aco4	0.67	Aco1	0.54	Aco2	1.04	Aco3y4	-	0.73	0.88	0.23	0.80	0.57	0.40	0.57	Aco4
Benito	3.00	Ben3	0.38	Ben1	0.58	Ben2	1.23	Ben3	-	-	0.31	-	0.18	0.23	0.13	-	Ben3
HPN1	2.98	HP4	0.29	HP1	0.33	HP2	0.65	HP3y4	-	0.41	0.35	0.32	0.33	0.45	0.37	0.30	HP4
Grosse	2.88	Gro1	1.28	Gro1	0.71	Gro2	0.87	Gro3	1.15	1.13	0.96	-	1.22	1.20	1.21	1.44	Gro1
Exploradores	2.00	Exp2	0.36	Exp1	0.88	Exp2	0.45	Exp3	-	0.52	0.88	0.82	0.86	0.89	1.08	0.92	Exp2
Leones	2.84	Leo1	0.98	Leo1	0.71	Leo2	0.91	Leo3	-	0.81	1.13	0.81	1.05	0.84	1.10	0.85	Leo1
Soler	3.00	Sol3	0.55	Sol1	0.74	Sol2	0.74	Sol3	-	0.66	0.96	-	0.73	1.06	1.59	1.14	Sol3
Pared Norte	2.99	PN3	0.38	PN1	0.76	PN2	1.17	PN3y4	0.68	0.93	0.71	-	0.67	0.55	0.89	0.89	PN3

Los periodos de acumulación consideran a los meses de junio, julio y agosto y los de derretimiento a los meses de noviembre, diciembre del año anterior y enero, febrero y marzo del mismo año.

5.4. Relaciones entre velocidades superficiales e intensidades de retrodispersión S1

En la siguiente sección se examinan las relaciones en el espacio de frecuencia de tiempo entre las series de tiempo de velocidades superficiales de los glaciares respecto a series de tiempo de intensidades de retrodispersión S1 que son indicadores de deshielo. Como se mencionó en las secciones anteriores, los satélites SAR tiene la capacidad de detectar eventos de fusión al observar disminuciones en las intensidades de retrodispersión (Brangers et al., 2020; Rondeau-Genesse et al., 2016). En base a esa característica que proporcionan los satélites, se intenta buscar una relación de retroalimentación negativa entre intensidades y velocidades superficiales presentes en cada glaciar, es decir, al disminuir las intensidades por presencia de agua que potencialmente entra al sistema englaciar, se espera mayor aumento de las velocidades, al contribuir esta agua a la lubricación del lecho.

Para realizar lo anterior, se utilizó el análisis de ondículas (detallado en la Sección 4.4), que consiste en calcular la transformada de ondículas continua (CWT), a partir de la cual se puede construir la transformada de ondículas cruzadas (XWT) y de coherencia de ondículas (WTC) para examinar si las regiones en el espacio de las frecuencias de tiempo poseen una potencia común que sugiera causalidad entre dos series de tiempo distintas.

Los resultados se exponen de manera completa, es decir presentando CWT, XWT y WTC para los glaciares San Rafael y San Quintín y solo WTC para los glaciares Steffen, Nef y Colonia. En Anexos C se presenta los gráficos de WTC para los demás glaciares. Se presenta solo esta variable, ya que es el indicador final de correlación local entre las series de tiempo en el espacio de frecuencias de tiempo. Además, se presenta una tabla resumen que indica los periodos y ubicaciones sobre la lengua glaciar en los cuales se presenta mayor coherencia entre las series de tiempo.

Es importante recordar, que las series de tiempo de velocidad e intensidad de retrodispersión S1 fueron tomadas en las mismas ubicaciones y como se señaló en el capítulo anterior, están representadas por siglas observadas como por ejemplo en la Figura 5.36, las cuales están ordenadas numéricamente (1, 2, 3 y en ocasiones 4), dependiendo de su ubicación respectiva en la lengua glaciar, es decir si se ubican hacia el frente del glaciar se les asigna el número 1, hasta el número 3 o 4 según corresponda, si se ubica más alejado del frente glaciar.

5.4.1. Glaciar San Rafael

Para comprender la variabilidad de las velocidades con respecto a los eventos de fusión y no fusión, se realizó el análisis de ondículas para SR1, SR2 y SR3 observadas sus ubicaciones en la Figura 5.38b, cuyas características de detallan en la Tabla 5.7.

Las Figuras 5.37 y 5.38, muestran los gráficos de la transformada de ondículas continua (CWT) para las velocidades e intensidades de las mediciones detalladas en la Tabla 5.7. Es posible observar en cada medida, que existen patrones comunes de potencia de ondículas entre las dos series de tiempo, como en la zona de periodo mayor a 256 días entre el 2018 y 2019 que se aprecia en la Figura 5.37a y 5.38a y la zona de periodo entre 32 y 64 días desde el 2019 a 2020 en 5.37a y 5.38a. Para la Figura 5.37b una zona

Tabla 5.7: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar San Rafael.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
SR1	590332	4827619	Descendente	Vertical-Horizontal
SR2	600630	4828229	Ascendente	Vertical-Vertical
SR3	608202	4823649	Descendente	Vertical-Vertical

significativa se da en el periodo de 64 días entre el 2017 y mediados del 2018. Un área significativa con gran potencia se aprecia en la Figura 5.38a, en el periodo de 256 días entre el 2017 y 2020 en el gráfico de intensidades, que para el gráfico de velocidades no se da por encima del nivel de significancia del 5%. En general la similitud entre los patrones es bastante baja, es por eso que se presenta a continuación la transformada de ondículas cruzadas para dilucidar estas características.

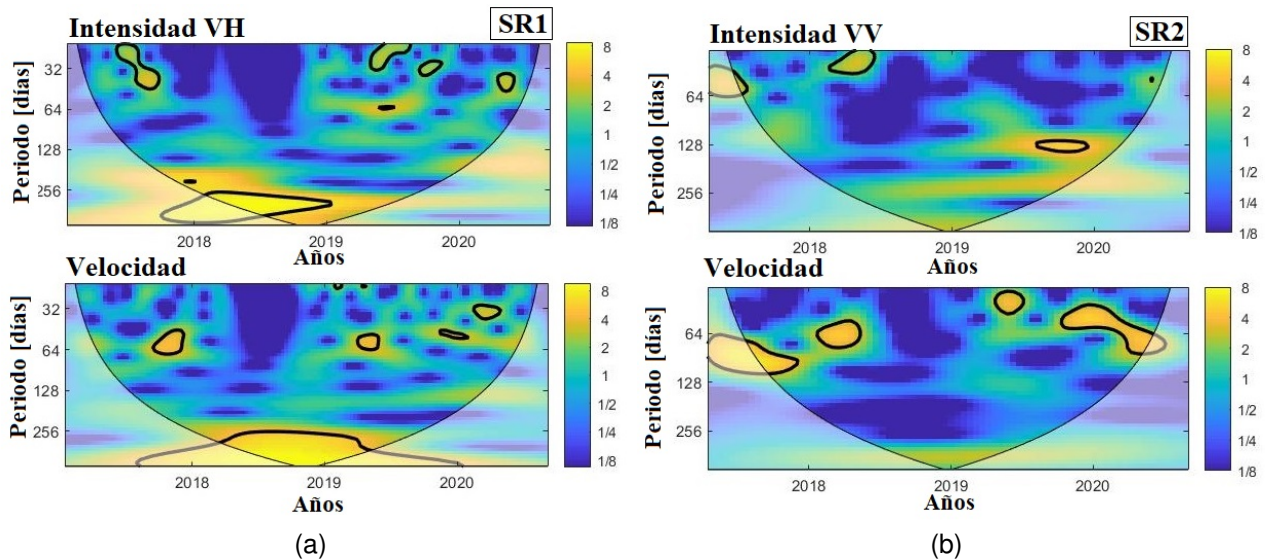


Figura 5.37: Transformada de ondículas continua glaciar San Rafael. (a) SR1 (b) SR2. El contorno negro grueso designa un nivel de significancia del 5% y el contorno negro más fino corresponde al cono de influencia en donde los efectos de borde pueden distorsionar la imagen.

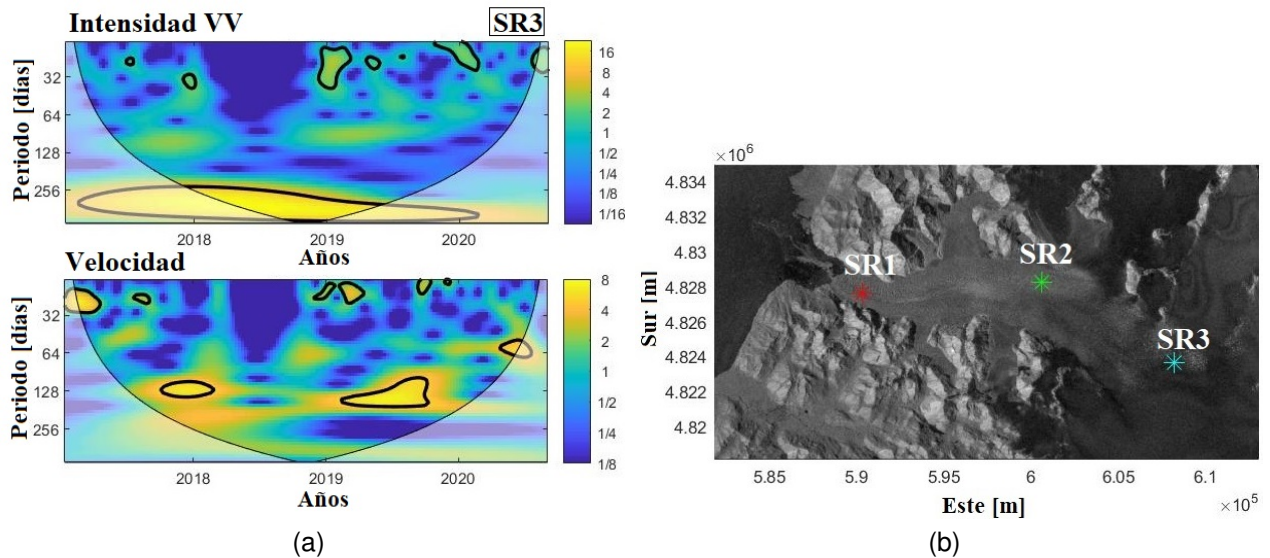


Figura 5.38: Continuación transformada de ondículas continua en (a) SR3. El contorno negro grueso designa un nivel de significancia del 5% y el contorno negro más fino corresponde al cono de influencia en donde los efectos de borde pueden distorsionar la imagen. (b) Localización de SR1, SR2, y SR3 en la lengua glaciar. Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita ascendente del 02-01-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

A partir de la Figura 5.39, con la transformada de ondículas cruzadas se expone la potencia común entre las dos series de tiempo, observándose parte de las características mencionadas sobre las Figuras 5.37 y 5.38, destacando en 5.39a y 5.39c, la zona de gran potencia en los periodos mayores a 256 días, entre mediados del 2017 hasta cercano el inicio del 2020. Para demostrar una causalidad entre las características estudiadas se espera que las oscilaciones estén en anti-fase, es decir cuando ocurra un aumento de las velocidades las intensidades deben disminuir ya que indica la existencia de agua que potencialmente ingresa al sistema englaciar. Es así como se observa con las flechas apuntando hacia la izquierda las zonas significativas de las Figuras 5.39a y 5.39c y un área pequeña de la Figura 5.39b entre los 64 y 128 días. Para la primera figura aparte de apuntar hacia la izquierda apuntan las flechas hacia abajo, lo cual indicaría que la velocidad se adelanta a la fusión, lo cual para lo que se quiere investigar no sería coherente. Por lo tanto, dado que las intensidades y velocidades están en anti-fase en SR2 y SR3, se puede decir que la velocidad en gran medida refleja las características de fusión sobre el glaciar en esas ubicaciones.

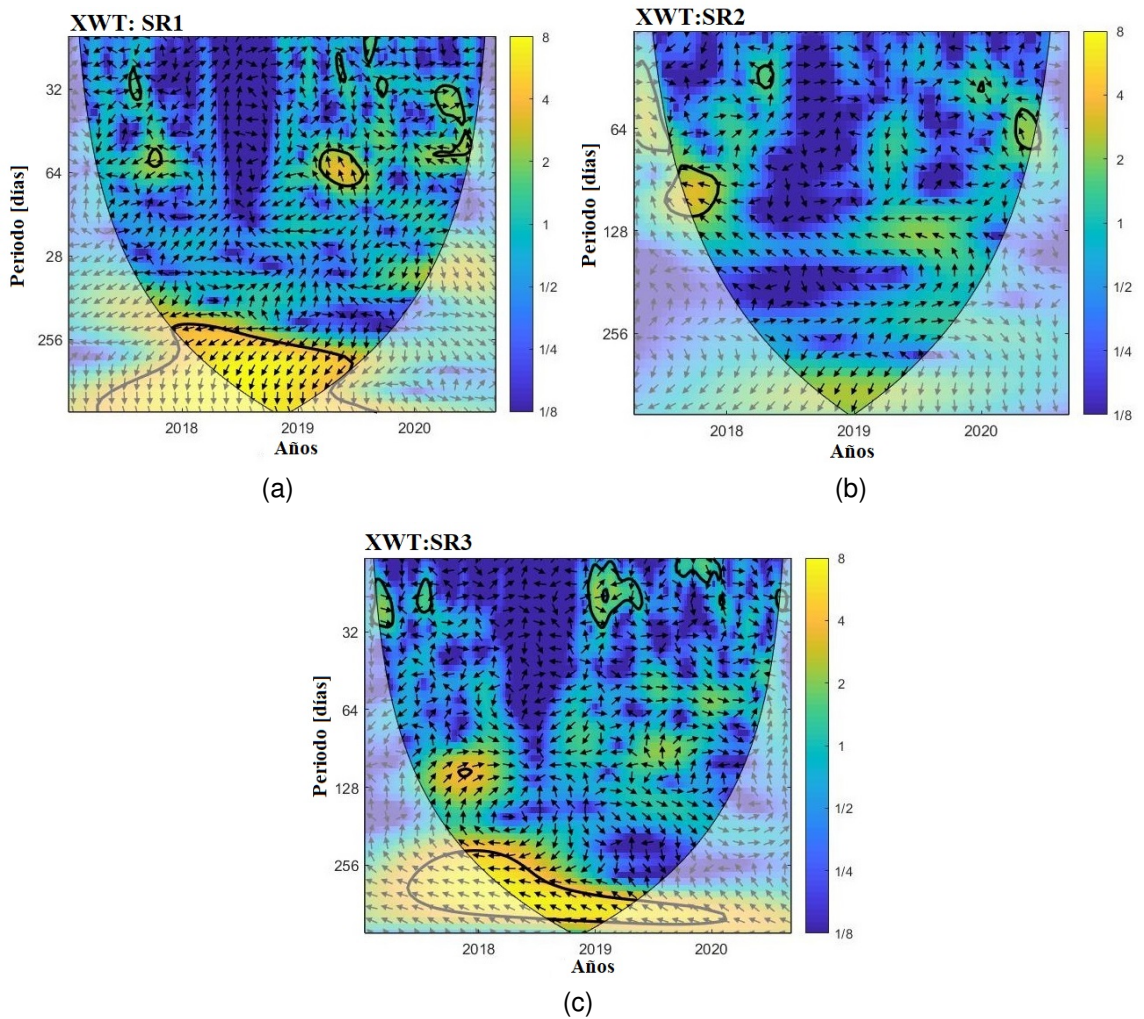


Figura 5.39: Transformada de ondículas cruzadas para el glaciar San Rafael. (a) SR1 (b) SR2 (c) SR3. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro. La relación de fase relativa se muestra como flechas, con la fase apuntando a la derecha y la anti-fase a la izquierda.

Finalmente, un resultado que refuerza lo antes planteado es la coherencia de ondículas (WTC), que puede ser considerada como la correlación local entre las series de tiempo en el espacio de las frecuencias de tiempo. Se observa en la Figura 5.40 que destacan grandes áreas con zonas de potencia significativa en comparación a la Figura 5.39, poniendo atención solo en las mediciones que expusieron una potencia común coherente (SR2 y SR3), se destacan para SR2 una potencia medianamente grande a los 128 días y para SR3 una periodicidad desde los 256 días en adelante. En estas zonas las flechas apuntan hacia la izquierda, destacando la relación anti-fase entre velocidades e intensidades, ya mencionada. Además, notar que las regiones con baja coherencia observadas en las Figuras 5.37 y 5.38 coinciden con zonas de baja potencia, por lo que se ignoran al igual que las zonas de coherencia con áreas menores, es decir que están en anti-fase pero que son de menor tamaño y además áreas cuyas flechas apuntan hacia abajo o no son coherentes con la relación que se intenta buscar en esta sección.

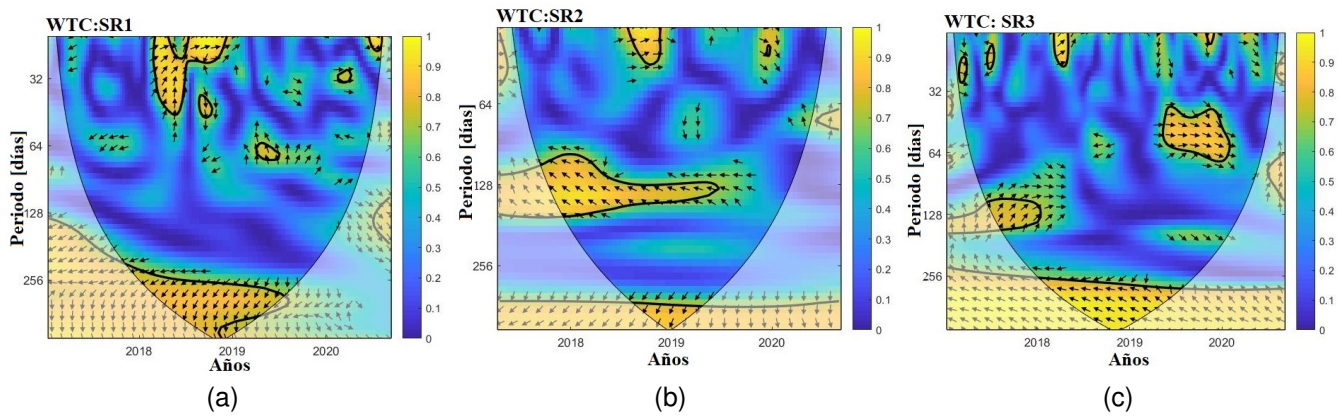


Figura 5.40: Coherencia de ondículas para el glaciar San Rafael. (a) SR1 (b) SR2 (c) SR3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. Las flechas en las secciones significativas apuntan hacia la izquierda y en (a) algunas apuntan hacia abajo.

5.4.2. Glaciar San Quintín

Para el glaciar San Quintín, se realizó el análisis de ondículas para SQ1, SQ2, SQ3 y SQ4 observadas sus ubicaciones sobre la lengua glaciar en la Figura 5.41, cuyas características se detallan en la Tabla 5.8.

Tabla 5.8: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar San Quintín.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
SQ1	575580	4809011	Ascendente	Vertical-Vertical
SQ2	581580	4806576	Descendente	Vertical-Vertical
SQ3	589380	4809315	Descendente	Vertical-Horizontal
SQ4	598380	4810533	Descendente	Vertical-Horizontal

La transformada de ondículas continua para las mediciones sobre el glaciar San Quintín se presentan en las Figuras 5.42 y 5.43, observándose patrones comunes entre intensidades y velocidades. En el caso de la medición SQ1, en el periodo de 256 días entre el 2018 hasta mediados del 2019. En el caso de las mediciones intermedias (SQ2 y SQ3) se observan patrones comunes hacia el periodo de 256 días, siendo para el caso de las velocidades SQ2 de menor área tal potencia. Finalmente, en cuanto a una medición ubicada en la parte más alejada del frente glaciar (SQ4) se observa características comunes para el periodo de 256 días a partir del 2019 a 2020 y en los 32 días para antes del 2018.

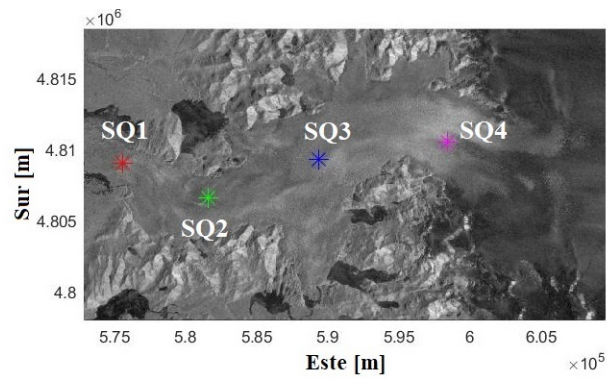


Figura 5.41: Ubicación de mediciones de velocidad e intensidades de retrodispersión S1 realizadas sobre el glaciar San Quintín. Imagen de fondo: S1 con polarización VV órbita descendente del 10-01-2017 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

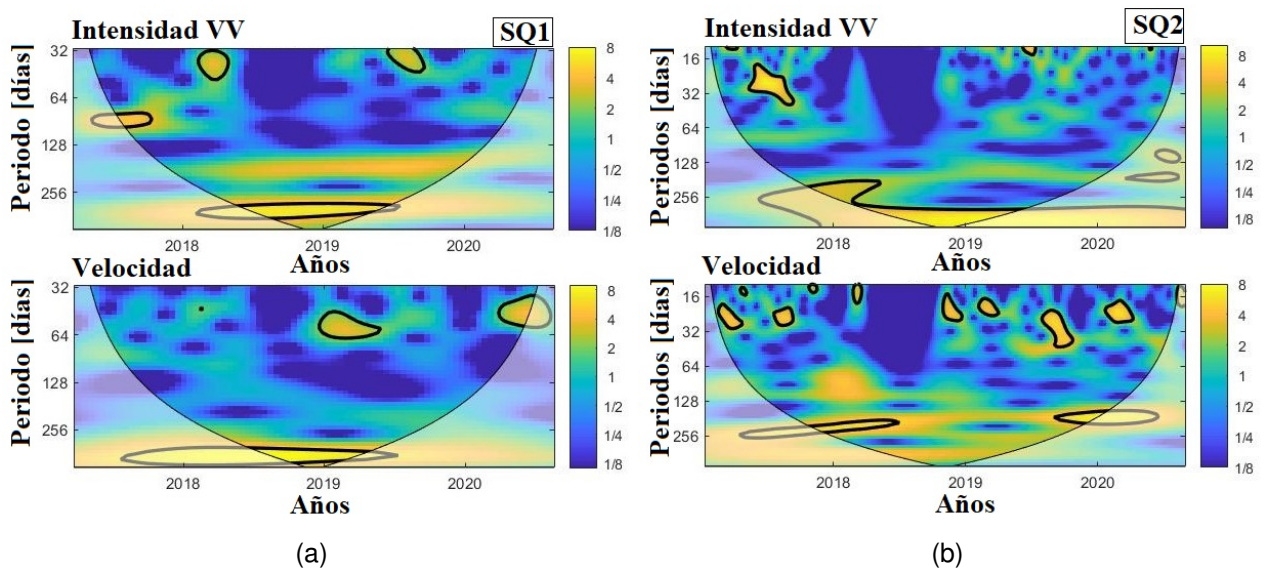


Figura 5.42: Transformada de ondículas continua para el glaciar San Quintín. (a) SQ1 (b) SQ2. El contorno negro grueso designa un nivel de significancia del 5% y el contorno negro más fino corresponde al cono de influencia en donde los efectos de borde pueden distorsionar la imagen.

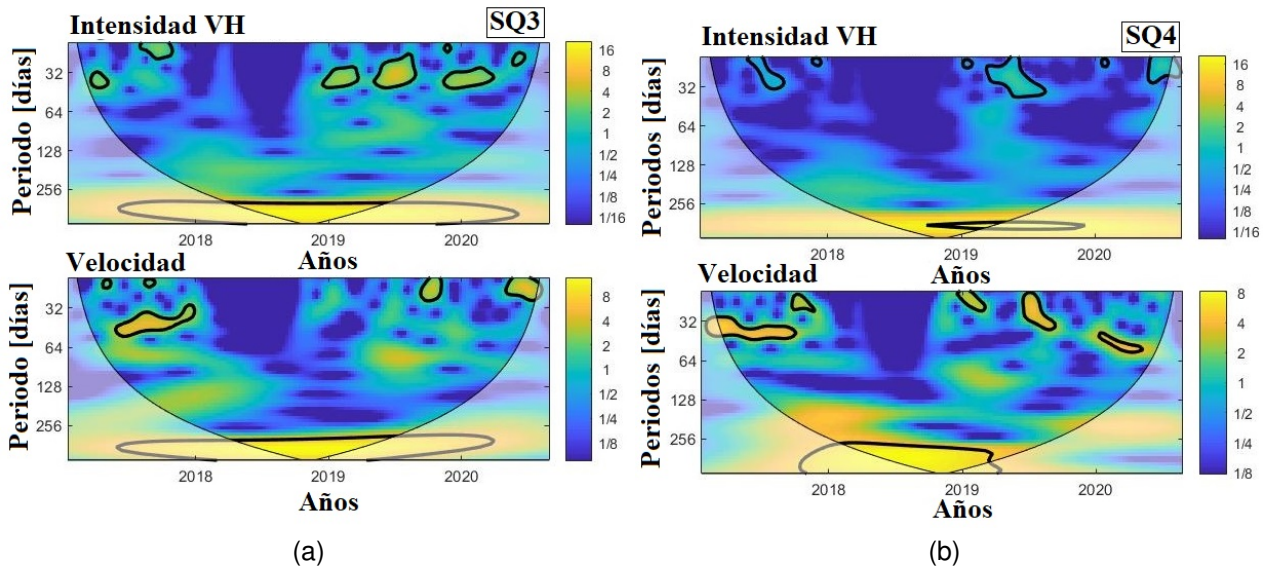


Figura 5.43: Continuación. Transformada de ondículas continua para el glaciar San Quintín. (a) SQ3 (b) SQ4. El contorno negro grueso designa un nivel de significancia del 5% y el contorno negro más fino corresponde al cono de influencia en donde los efectos de borde pueden distorsionar la imagen.

Con relación al espectro de la transformada de ondículas cruzadas, las zonas observadas y descritas de las Figuras 5.42 y 5.43, se destacan en la Figura 5.44, en particular el periodo de 256 días ubicado entre el 2018 y 2020. Para SQ1, SQ3 y SQ4 las flechas apuntan hacia la izquierda, indicando una relación de anti-fase para un periodo mayor a 256 días entre las dos series de tiempo, para la última medición las flechas aparte de apuntar hacia la izquierda apuntan hacia abajo lo que indicaría que la velocidad se adelanta a la fusión en un ángulo un tanto menor a 90° , lo cual no es lo que se busca entre las series de tiempo estudiadas. En el caso de SQ2, las flechas apuntan en dos direcciones, hacia la izquierda y arriba para periodos menores a 256 días y hacia la derecha para periodos mayor a 256 días.

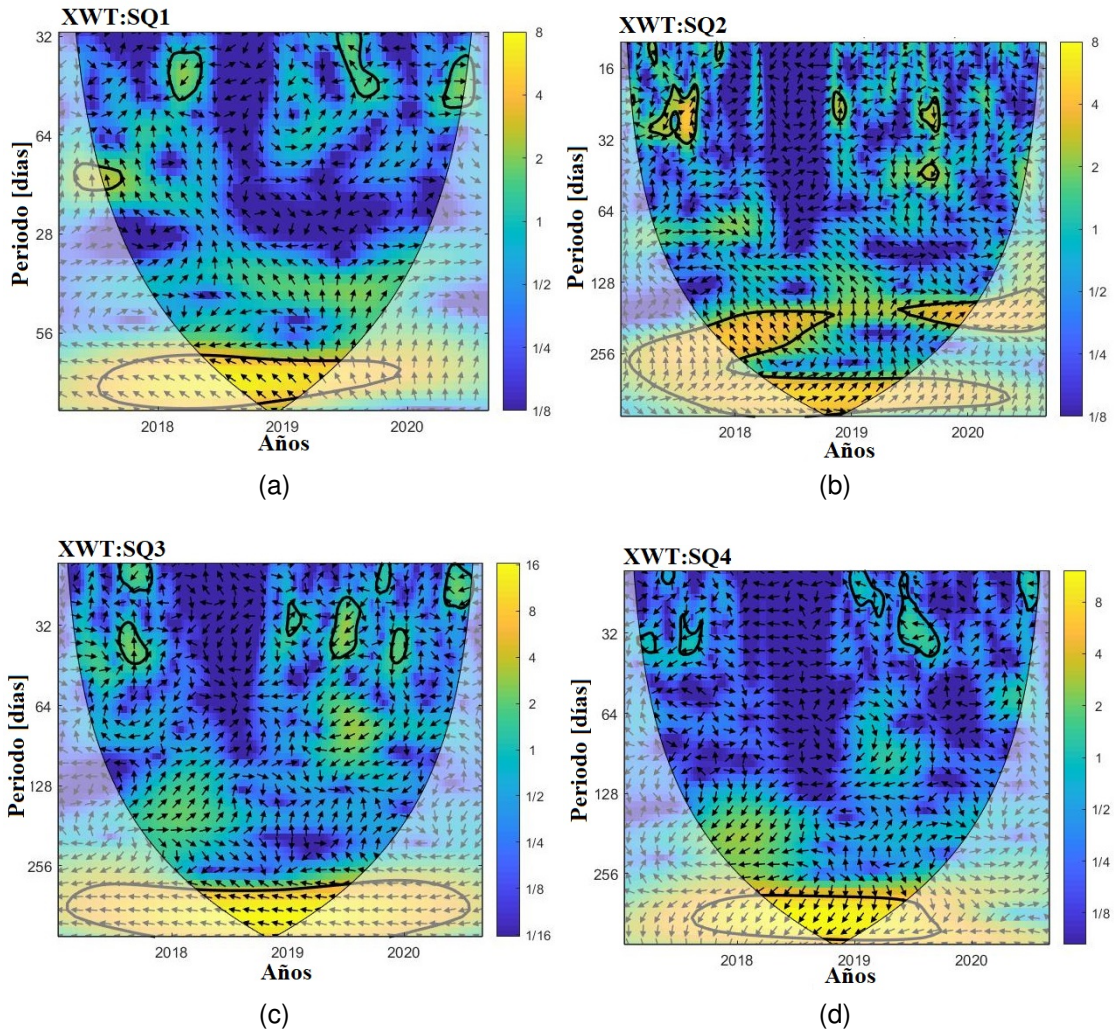


Figura 5.44: Transformada de ondículas cruzadas para el glaciar San Quintín. (a) SQ1 (b) SQ2 (c) SQ3 (d) SQ4. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro. La relación de fase relativa se muestra como flechas, con la fase apuntando a la derecha y la anti-fase a la izquierda.

Finalmente, poniendo atención solo en las grandes áreas que señalan la coherencia de la potencia de ondículas cruzadas (CWT) y que están de acuerdo con lo que se quiere investigar en este estudio (SQ1, parte de SQ2 y SQ3), se aprecia en la Figura 5.45, que existe una correlación alta a partir de los 64 días en adelante entre 2017 y 2020 observando una relación anti-fase. En el caso de la medición SQ1, se destaca además un área potente entre los 64 a 128 días, mientras que en los puntos centrales (SQ2 y SQ3) las áreas prevalecen y aumentan su superficie.

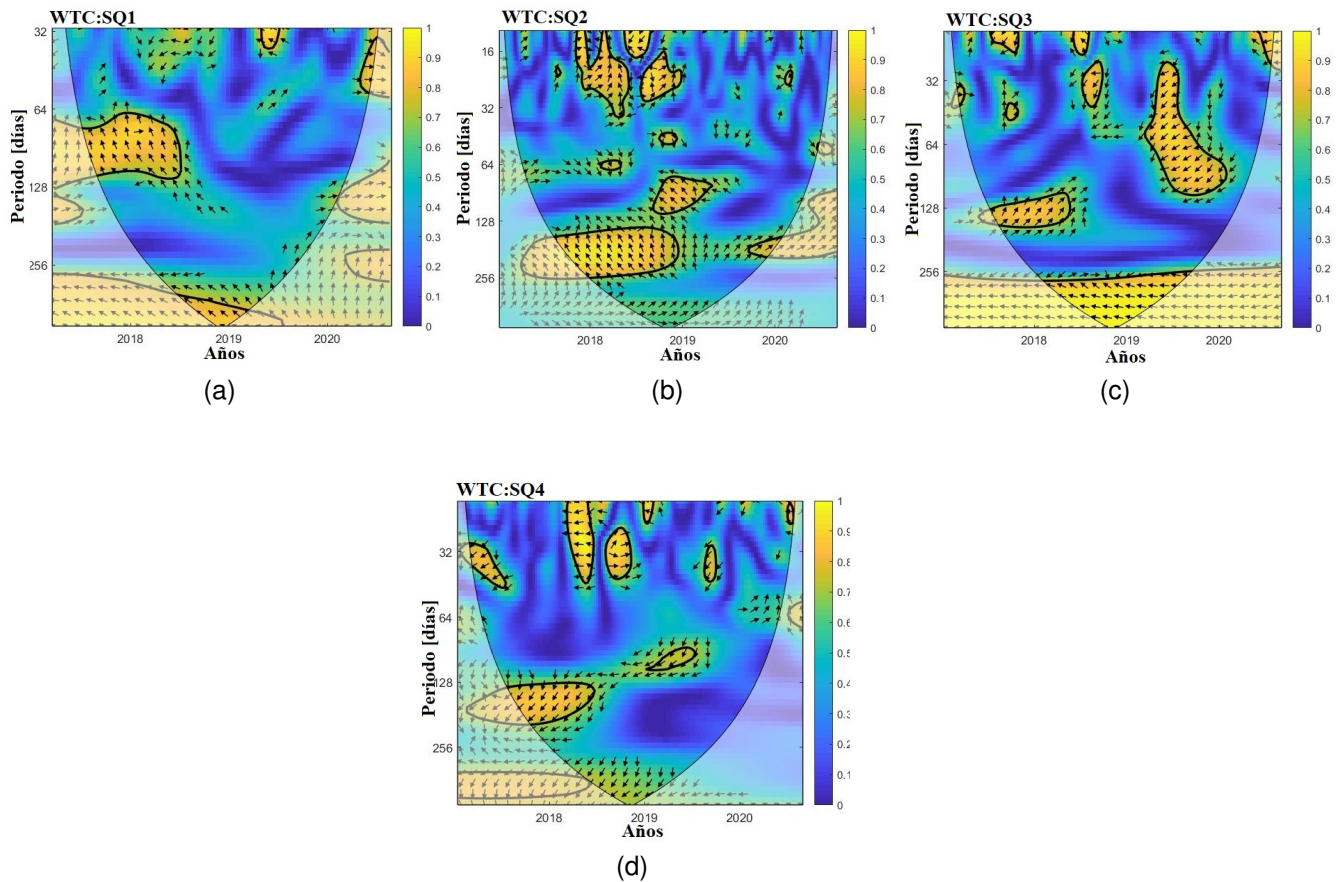


Figura 5.45: Coherencia de ondículas para el glaciar San Quintín. (a) SQ1 (b) SQ2 (c) SQ3 (d) SQ4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. Las flechas en las secciones significativas apuntan hacia la izquierda y en (d) algunas apuntan hacia abajo.

5.4.3. Glaciar Steffen

Para el glaciar Steffen, se realizó el análisis de ondículas para Ste1, Ste2, Ste3 y Ste4, observadas sus ubicaciones sobre la lengua glaciar en la Figura 5.46, cuyas características se detallan en la Tabla 5.9.

Tabla 5.9: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar Steffen.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
Ste1	597178	4756244	Descendente	Vertical-Vertical
Ste2	598390	4750812	Descendente	Vertical-Vertical
Ste3	598188	4747594	Ascendente	Vertical-Vertical
Ste4	595359	4742966	Descendente	Vertical-Vertical

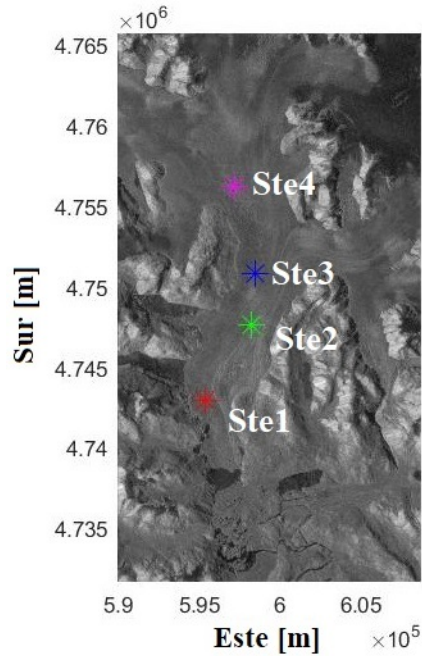


Figura 5.46: Ubicación de mediciones de velocidad e intensidades de retrodispersión S1 realizadas sobre el glaciar Steffen. Imagen de fondo: S1 en polarización VH órbita descendente del 04-01-2020 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84

La coherencia entre las series de tiempo para el glaciar Steffen se presenta en la Figura 5.47, es posible notar que Ste2 y Ste3 muestran la relación de anti-fase buscada para periodos mayores a 256 días, pero en ambos casos las flechas tienden a apuntar hacia abajo, lo cual quiere decir que la velocidad se adelanta a la fusión en ángulos cercanos a 90° y esto último no es congruente con la relación que se intenta buscar en esta sección. Cabe notar que a pesar que en 2019 las flechas apunten hacia abajo en Ste3, hacia el 2018 se observan paralelas al eje de las abscisas y en anti-fase, pero se encuentran fuera del cono de influencia que evita los efectos de borde, por lo que no es seguro establecer una relación de causalidad entre las dos series de tiempo estudiadas.

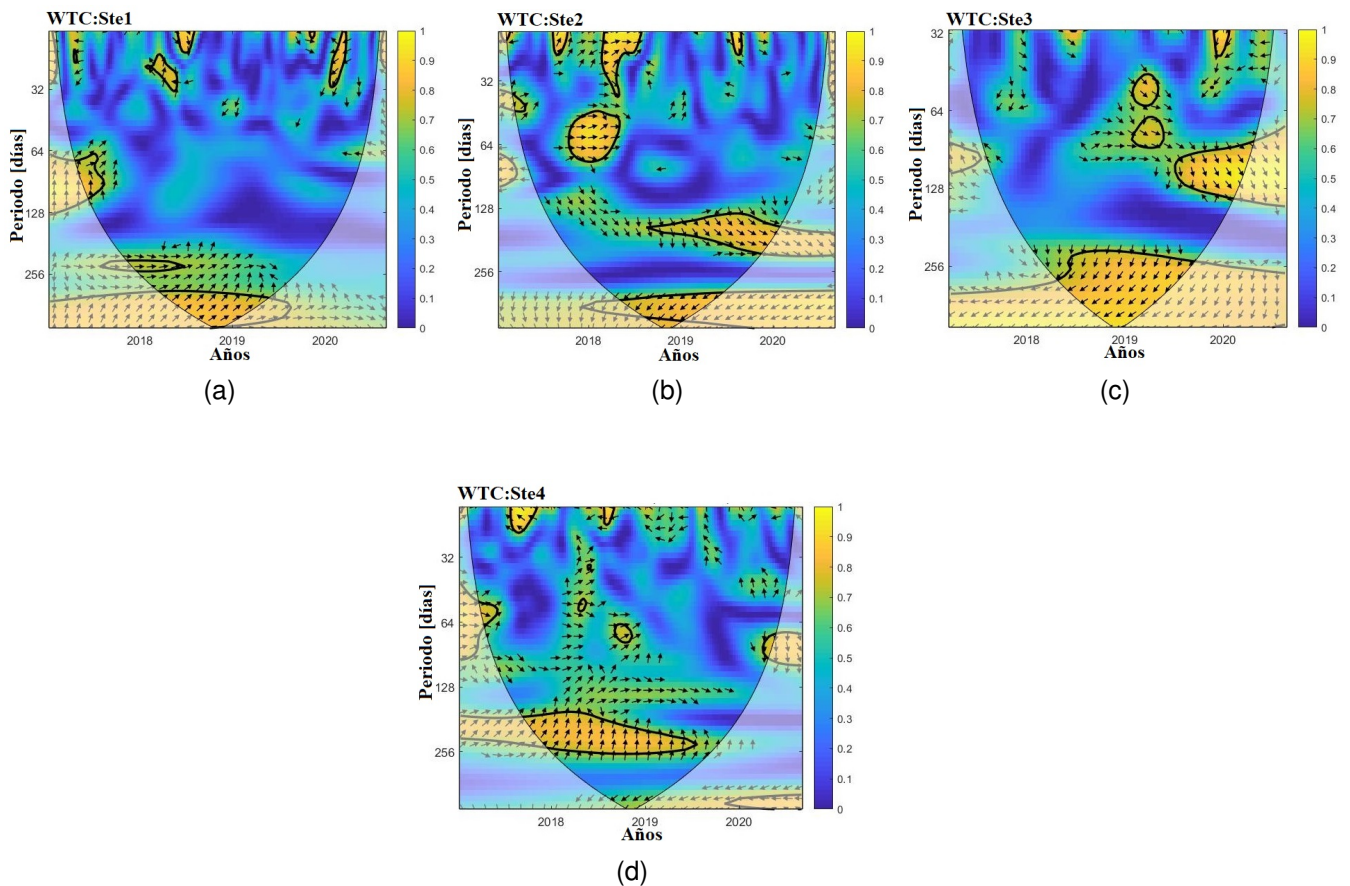


Figura 5.47: Coherencia de ondículas para el glaciar Steffen. (a) Ste1 (b) Ste2 (c) Ste3 (d) Ste4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. La relación se señala con flechas, hacia la derecha de fase y hacia la izquierda de anti-fase

5.4.4. Glaciar Colonia

Para el glaciar Colonia, se realizó el análisis de ondículas para Col1, Col2, Col3 y Col4 ubicadas en la lengua glaciar (Figura 5.48), cuyas características se detallan en la Tabla 5.10.

Tabla 5.10: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar Colonia.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
Col1	619552	4778253	Ascendente	Vertical-Vertical
Col2	625598	4774620	Ascendente	Vertical-Vertical
Col3	631442	4768565	Descendente	Vertical-Horizontal
Col4	633054	4765739	Ascendente	Vertical-Vertical

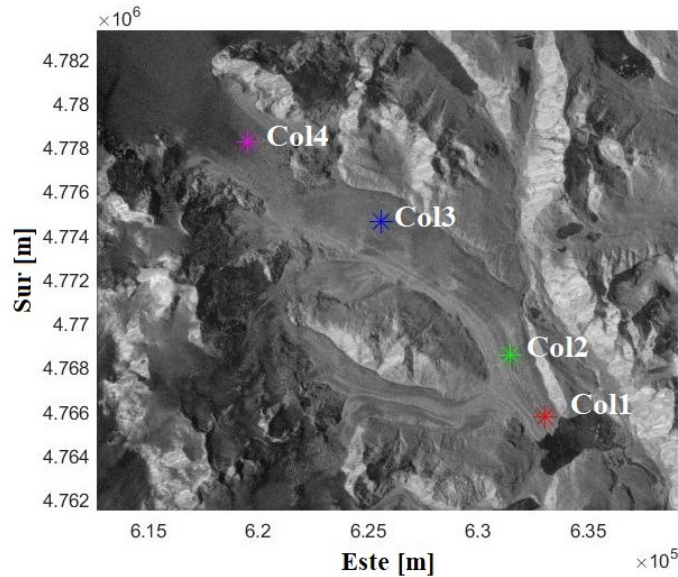


Figura 5.48: Ubicación de mediciones de velocidad e intensidades de retrodispersión S1 realizadas sobre el glaciar Colonia. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita ascendente del 09-02-2020 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

El gráfico de coherencia de ondículas para el glaciar Colonia se presenta en le Figura 5.49. Es posible observar grandes áreas de coherencia entre las series de tiempo analizadas, en el caso de mediciones más cercanas al frente del glaciar (Col1) los periodos oscilan entre 64 a 128 días desde el 2017 a 2019, de igual forma sucede para la medición más alejada del frente glaciar (Col4) en un periodo de 64 a 128 días desde el 2017 a 2018. En el caso de la medición Col2 para el 2019 se presenta una gran coherencia para periodos mayores a 256 días y en Col3 no se logra presenciar ningún área significativa. Además de apreciar la relación de anti-fase esperada, existen algunas flechas por ejemplo en Col1 y Col4 que apuntan hacia arriba, lo cual quiere decir que la fusión se adelanta a las velocidades en ángulos menores a 90°.

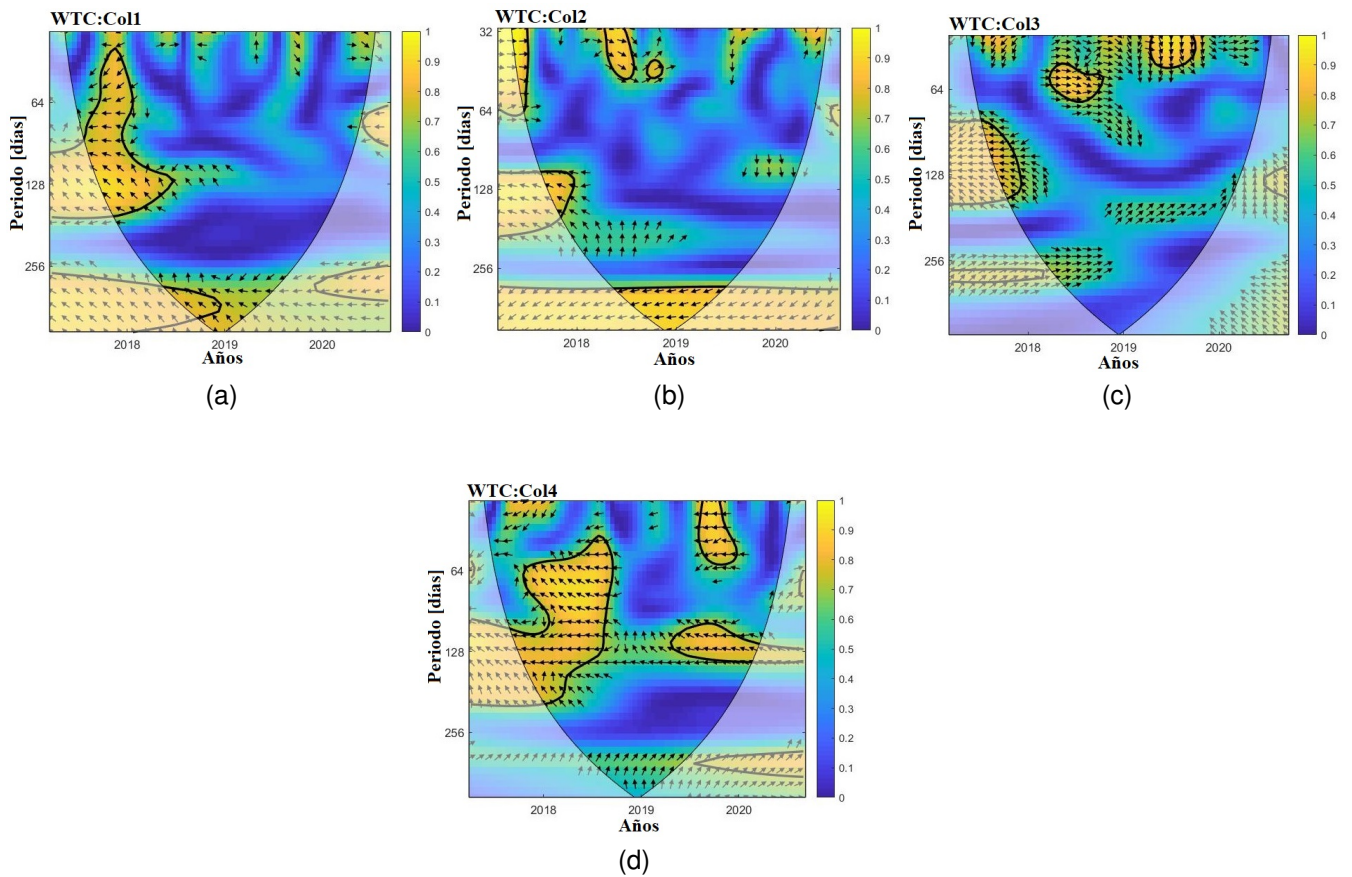


Figura 5.49: Coherencia de ondículas entre las series de tiempo de intensidades y velocidades glaciar Colonia. (a) Col1 (b) Col2 (c) Col3 (d) Col4. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro. La relación de anti-fase se señala con flechas apuntando hacia la izquierda y también existen flechas apuntando hacia arriba que indican que la fusión se adelanta a las velocidades en ángulos menores a 90° .

5.4.5. Glaciar Nef

Para el glaciar Nef, se realizó el análisis de ondículas para Nef1, Nef2 y Nef3 ubicados en la lengua glaciar (Figura 5.50), cuyas características se detallan en la Tabla 5.11.

Tabla 5.11: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 en la lengua del glaciar Nef.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
Nef1	627500	4799482	Descendente	Vertical-Vertical
Nef2	627900	4790586	Descendente	Vertical-Horizontal
Nef3	633100	4785127	Ascendente	Vertical-Vertical

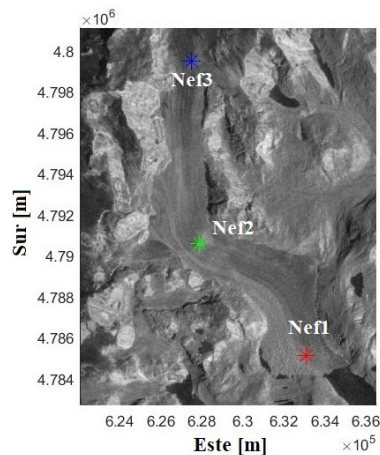


Figura 5.50: Ubicación de mediciones de velocidad e intensidades de retrodispersión S1 realizadas sobre el glaciar Nef. Imagen de fondo: S1 en polarización VV órbita descendente del 17-02-2018 a 10 m/px. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

El gráfico de coherencia de ondículas para el glaciar Nef se presenta en la Figura 5.51. En todas las ubicaciones del glaciar se presentan zonas de interés, es decir, zonas con relación de anti-fase entre las intensidades de retrodispersión S1 y las velocidades. En Nef1 para el periodo de 64 a 128 días en el 2018, en Nef2 para el periodo entre 32 a 128 días entre el 2019 a mediados del 2020 y en Nef3 para el periodo de 128 días desde mediados del 2018 a mediados del 2019. Si bien esas relaciones son en anti-fase, las áreas son bastante pequeñas como para ser consideradas como significativas y además Nef3 parte de las flechas apuntan hacia abajo, que como ya se mencionó anteriormente, es reflejo de que las velocidades se adelantan a la fusión y no es coherente con los que se espera que suceda en el sistema glaciar.

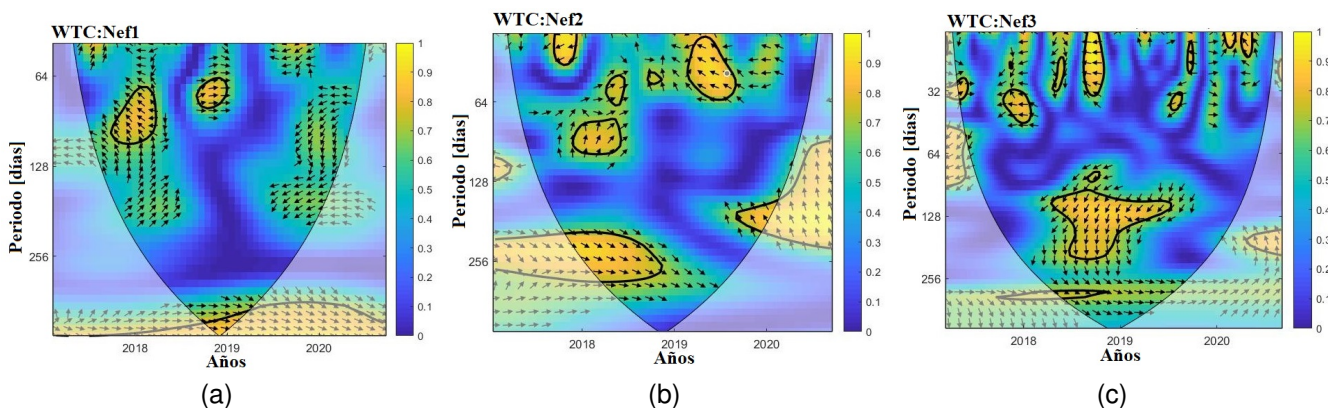


Figura 5.51: Coherencia de ondículas en el glaciar Nef. (a) Nef1 (b) Nef2 (c) Nef3. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

En la Tabla 5.12, se resume el análisis de ondículas para los gráficos de coherencia de ondículas de todos los glaciares en los distintos periodos con respecto a la ubicación

de las series de tiempo extraídas sobre la lengua glaciar. La categoría es la siguiente:

- APA: zona de alta potencia en anti-fase. Alta potencia se refiere a áreas de extensión medianas a grandes.
- APF: zona de alta potencia en fase.
- BPA: zona de baja potencia en anti-fase.
- APAN: zona de alta potencia en anti-fase no significativa. No significativa hace referencia a zonas que se ubican fuera del cono de influencia (COI) y las flechas aparte de apuntar hacia la izquierda, tienen una inclinación hacia abajo.

A partir de lo anterior, es posible apreciar que los periodos que predominan para la mayoría de los glaciares son los mayores a 256 días. De manera general esos periodos se presentan desde el 2017 al 2020. Respecto a la categoría de clasificación que predomina, es la zona con alta potencia en anti-fase (APA) y se presenta mayormente en posiciones cercanas al frente glaciar.

En relación a la posición respectiva del glaciar en el campo de hielo, los glaciares ubicados hacia el oeste predominan las zonas APA y APAN. En cambio, los glaciares ubicados hacia el este predominan zonas APF y BPA. Respecto a la ubicación de esas zonas en la lengua glaciar, primeramente se ubican hacia el frente de cada glaciar y se concentran en periodos entre 64-128 días para APA y BPA y mayor a 256 días en APAN y APF. En general, para los glaciares de CHN predominan los periodos mayores a 256 días.

Tabla 5.12: Resumen del análisis de ondículas de la coherencia de ondículas (WTC) para todos los glaciares, distribuidas en los periodos predominantes para las mediciones realizadas en el frente (1) hasta zonas más alejadas del frente del glaciar (3 o 4).

Periodicidades Wavelet																
Glaciar	32-64				64-128				128-256				>256			
	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4	1	2	3	4
San Rafael						APA			APAN				APAN	APAN	APA	
San Quintín			APA		APA			BPA		APA			APAN		APA	
Steffen												APF			APAN	
Colonia	BPA				APA		APAN	APA					APAN	BPA		
Nef					BPA					APF	APAN					
Gualas					BPA		APAN							APF		
Reicher	APF	BPA			APF				APF			BPA	APF			
Acodado			APA			APA					APA	APA	APA		APAN	
Benito		APF							APA					APF	BPA	
HPN1		APF				APF	APF			APF			APA			APA
Grosse									BPA						BPA	
Exploradores							APA			BPA						
Leones													APA		APF	
Soler						APF			APA							
Pared Norte													APA	APAN		

APF: zona de alta potencia anti-fase; APA: zona de alta potencia en fase; BPA: zona de baja potencia en anti-fase y APAN: zona de alta potencia en anti-fase no significativa.

Capítulo 6

Discusiones

6.1. Características hidrológicas

6.1.1. Factores que determinan las profundidades del nivel freático

La profundidad del nivel freático no se da de forma aleatoria y existen características dentro de CHN que determinan que en algunos lugares la profundidad sea mayor y en otras menores. Parte determinar estas, los resultados de la sección 5.1.2, señalaron que el modelo de interpolación más representativo de la profundidad del nivel freático es el que involucra la variable de intensidades de retrodispersión S1 de polarización VV de órbita ascendente que representa el deshielo superficial y la variable de altura superficial del campo de hielo. Este modelo se visualiza en la Figura 6.1, junto con el mapa de errores.

En base a la Figura 6.1, de acuerdo a la distribución de las profundidades sobre la zona de acumulación del glaciar San Quintín y de la Parte oriental, se encontró que VVAsc aumenta hacia las zonas donde las profundidades del nivel freático son mayores (Figura 5.3), es decir hacia la Parte Oriental y hacia las estribaciones de las elevaciones cercanas al glaciar Nef. Un aumento de las intensidades de retrodispersión hacia estas zonas implica la existencia de mayor cantidad de reflectores que pueden aumentar el valor de las intensidades. Aún más, en la Parte Oriental hacia la zona de acumulación del glaciar Soler, al relacionar con la variable de alturas superficiales (Figura 5.2), se presentan elevaciones sobre los 1800 m en estas zonas, que aportan a aumentar la profundidad del nivel freático, dado que existe mayor acumulación de nieve (Bravo et al., 2019), lo que genera que el campo de hielo aumente su grosor, este aumento del grosor, aumenta la probabilidad de que las intensidades del satélite encontradas sean debido a la presencia de estructuras congeladas como lentes y tuberías que aumentan la dispersión de volumen y por tanto la retrodispersión del satélite (Jaber, 2016), lo cual indicaría que la relación entre VVAsc y la profundidad hacia la Parte Oriental es mayormente dominado por la dispersión de la señal, que la existencia de agua de deshielo.

En cuanto a la zona de acumulación del glaciar San Quintín, VVAsc presenta las menores intensidades que se relacionan a profundidades del nivel freático intermedias a bajas. Intensidades de retrodispersión bajas se interpretan en este estudio a la presencia de agua superficial o subsuperficial, que se espera que contribuya con un nivel freático de menor profundidad, por lo tanto, la relación establecida estaría dominada en este lugar por la absorción de la señal por parte del agua. Además, en esta misma zona cercano

a la salida del glaciar San Quintín, se presentan las menores profundidades de toda el área de estudio que también tendrían relación con la posición respectiva con el campo de hielo, que indica que hacia la parte occidental, existe menor acumulación de nieve (DGA, 2014) ya que hay menor elevación en comparación a la parte oriental antes mencionada y debido al gradiente topográfico aumento de precipitaciones, que según Koppes et al. (2015) si estas son líquidas aumentan tanto el deshielo superficial como interno y por lo tanto la presencia de mayor cantidad de agua para presentarse el nivel freático más superficial. Una importante consideración es que parte de los supuestos realizados asumen una recarga del acuífero producto de la filtración descendente del agua superficial, al igual que lo considerado por Christianson et al. (2015).

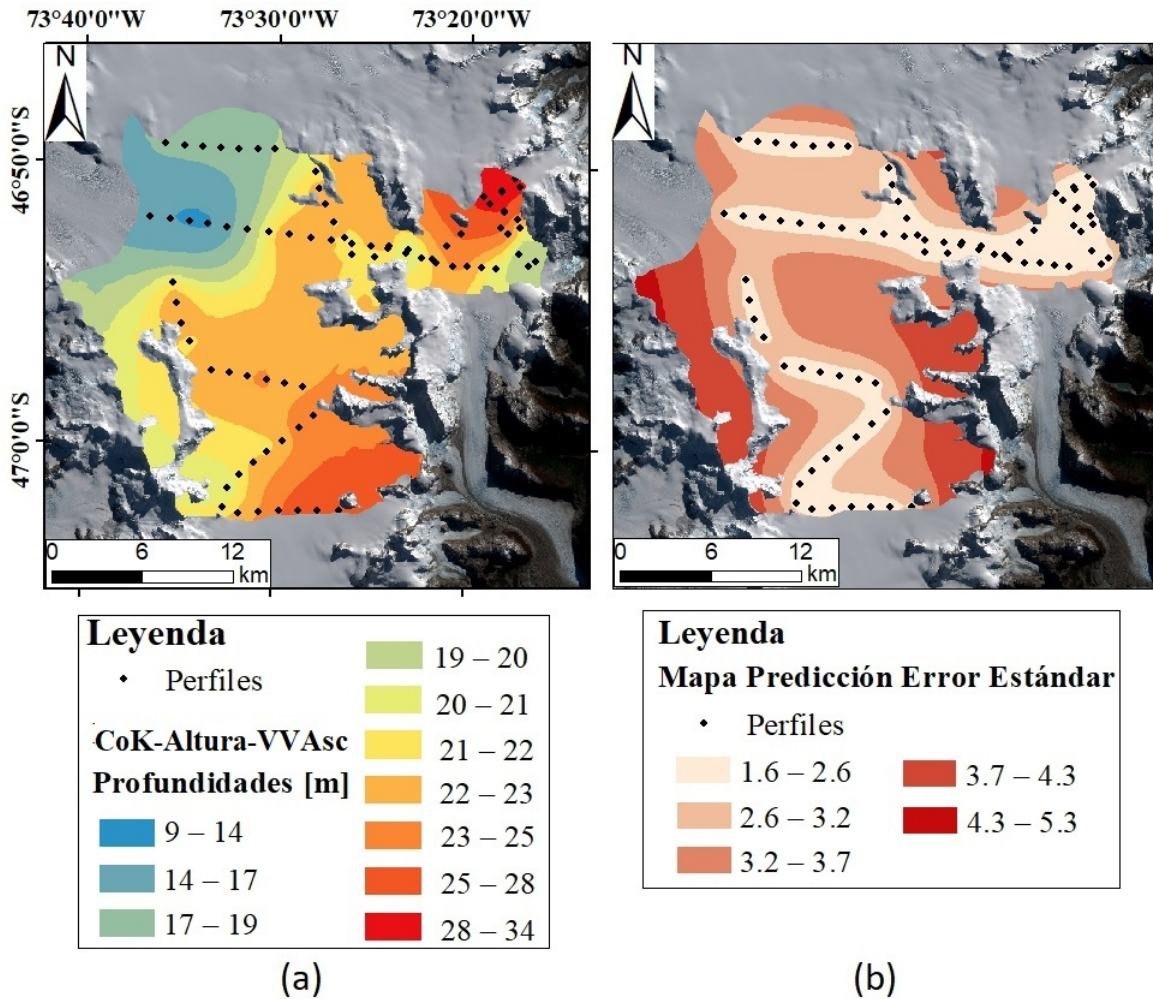


Figura 6.1: (a) Mapa de predicción final de las profundidades del nivel freático. (b) Mapa de predicción de error estándar.

En los párrafos anteriores, es claro dilucidar que la variable secundaria de alturas superficiales son determinantes de las profundidades del nivel freático, incluso mayor que el deshielo superficial que se interpreta hacia la parte occidental del campo de hielo. Este dominio de las alturas en el control de la profundidad también se logró notar en la Tabla 5.3, donde al área porcentual era prácticamente igual al comparar los modelos donde se

introducía sola la variable de alturas superficiales (modelo CoK-Altura) o si se introducía además la variable VVAsc (modelo CoK-Altura-VVAsc), que indica deshielo superficial. La ventaja de utilizar las intensidades SAR, no se logran dilucidar a escala general, al calcular las áreas porcentuales recién mencionadas, pero si a una escala más local como por ejemplo al ir comparando las profundidades rango a rango en la Figura 5.7, donde se observa que el modelo que agregó las intensidades de retrodispersión SAR, es en el que se observa un aumento de área de las profundidades en el rango de 22-23 m, cuyo fin es extender por el área central de la zona de acumulación del glaciar San Quintín, esos valores de profundidades en un intento por homogeneizar lo que en la sección de caracterización de las intensidades de retrodispersión en el plateau paso a llamarse zona de nieve húmeda. Cabe recalcar que el aporte de estos datos de intensidades hubiera sido de mayor relevancia si es que no presentaran tantos artefactos y ruidos producto de los múltiples ecos dispersos que se muestran por resolución de celda.

Por otra parte, a pesar de que la variable de pendientes, estadísticamente no presentó relaciones significativas con las profundidades del nivel freático, se corroboró que en un análisis más local como por ejemplo separando el estudio por cuencas y analizando por perfil, es posible establecer que las zonas de bajas pendientes coinciden con las profundidades del nivel freático intermedias en el rango de 17 a 25 m y aledaño a las zonas de altas pendientes de la Parte Oriental, las profundidades del nivel freático son menores lo cual se explica producto del escurrimiento por gravedad en estas áreas (DGA, 2014). De igual manera, como cabría de esperar de la hidráulica de aguas subterráneas, la pendiente del nivel freático se aproxima a la pendiente superficial (Figura 6.2), aunque las dos superficies no sean paralelas (Lang et al., 1977; Schommer, 1977).

Al igual como la variable de pendientes, la intensidad de retrodispersión VHDes no presentó correlaciones significativas con la profundidad del nivel freático al realizar un análisis más general, pero logró alcanzar en el análisis por perfil un valor del coeficiente de correlación suficientemente alto para posicionarlo con una correlación fuerte con las profundidades. Esta alta relación hacia algunas áreas es debido a la gran capacidad de la polarización cruzada para la detección de zonas de nieve húmeda o con presencia de agua (Heilig et al., 2019; Jaenicke et al., 2006; M. Koenig et al., 2001), en especial hacia el centro y parte occidental de la zona de estudio.

Tanto la variable VVAsc como VHDes presentan coeficientes de correlación más bajos que las características topográficas, parte de las razones que explican esto se deben a los artefactos propios de las imágenes S1, como el ruido y el efecto de moteado o "sal y pimienta", mencionado en la Sección 3.2.3, haciendo necesario optar por una alta resolución espacial de píxel, para tratar de disminuir esos efectos u optar por conjunto de imágenes (como el promedio de un mes) en vez de imágenes puntuales de fechas.

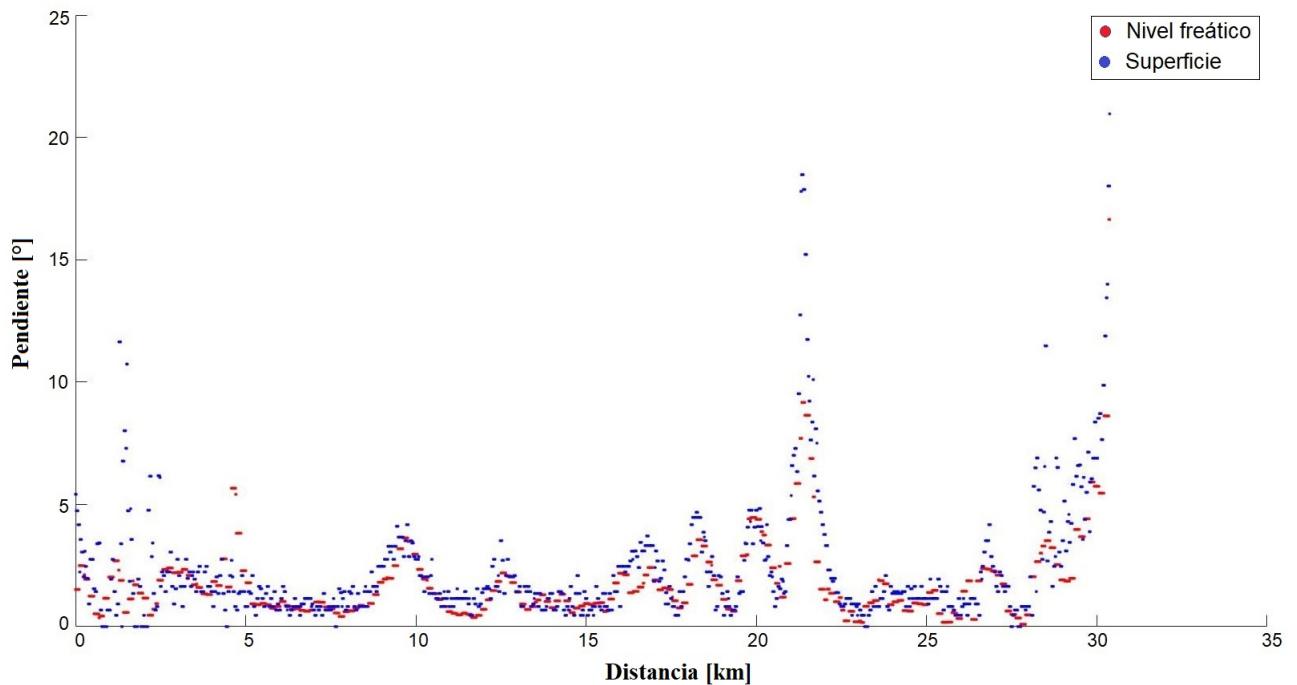


Figura 6.2: Comparación pendiente superficial vs pendiente del nivel freático del Perfil A-A'.

Finalmente, según Fountain y Walder (1998) y Christianson et al. (2015) las profundidades del nivel freático dependen principalmente de la elevación, la pendiente de la superficie, la topografía del glaciar. Además, DGA (2014), añade a los factores que condicionan el derretimiento en superficie y la acumulación de nieve. Estas afirmaciones coinciden con las variables secundarias evaluadas en este estudio. Pero también estos autores mencionan que es fundamental estudiar además, las características internas del campo de hielo, DGA (2014) sugieren a la profundidad de la transición neviza-hielo, mientras que Lang et al. (1977) y Fountain y Walder (1998) a las características hidrológicas de la neviza y el espaciamiento entre las grietas.

6.1.2. Comparación de las profundidades del nivel freático con trabajo anteriores

La base de datos GPR de las profundidades del nivel freático obtenidas a partir del trabajo en terreno y la posterior interpretación elaborada por el CECs, permitió realizar una interpolación de esta característica para estudiar la distribución que tienen a lo largo del plateau. Se comparó esta información con el informe final de la caracterización física del manto nival realizado por DGA (2014), los cuales determinaron el nivel freático para la zona de acumulación de los glaciares San Quintín, San Rafael y Colonia, utilizando radar de penetración terrestre (GPR). Antes de realizar tal contraste, se aplicó un factor de conversión a los valores obtenidos en este estudio producto de que DGA (2014) para el cálculo de las profundidades del nivel freático, utiliza una velocidad de propagación de onda de 0.200 m/ns y en esta investigación es de 0.173 m/ns, quedando la información registrada en la Tabla 6.1 solo para la zona de acumulación del glaciar San Quintín, que

es la zona de estudio que coincide con esta investigación.

Se observan diferencias entre los valores máximos, mínimos y promedios en relación al estudio a comparar, las estadísticas pueden tener una diferencia cercana a los 10 m y alrededor de 5000 en la cantidad de datos utilizados, siendo mayor en este estudio. En general los valores máximos y mínimos de la profundidad del nivel freático encontrados en este estudio, son valores comunes que se esperan encontrar en la zona de acumulación de glaciares templados (Ambach et al., 1981; Oerter y Moser, 1982; Schommer, 1977; Sharp, 1951; Fountain y Walder, 1998).

Las diferencias anteriormente planteadas, podrían deberse en primer lugar a la fecha en la que se realizaron ambos estudios, siendo 5 años el tiempo que separa a ambas mediciones, lo cual es de gran relevancia para un sistema tan dinámico como es el agua y los glaciares. En segundo lugar, a la orientación de los perfiles realizados, que para el caso de DGA (2014) el perfil principal es N-S compuesto de 19 perfiles longitudinales y 6 perfiles secundarios transversales de menor tamaño que se concentran por el centro del plateau, en cambio en este estudio, son de orientación W-E trazados de glaciar a glaciar, lo que podría aportar con diferencias al incluir zonas de gran altitud, ubicadas en la parte oriental del campo de hielo.

Tabla 6.1: Comparación profundidad del nivel freático de un estudio anterior con respecto al presente informe en base a mediciones de GPR directas.

Glaciar	Min. (m)	Máx. (m)	Media (m)	Desv. Est. (m)	N° Datos	Autor
San Quintín	18.1	41.3	31.2	5.5	35024	DGA (2014)
	8.7	43.7	25.3	6.1	40922	Este estudio

Datos de este estudio corregidos para hacer la comparación con la DGA (2014).

Realizando la comparación con las profundidades del nivel freático interpolado, según el modelo más representativo para CHN, mencionado en la sección anterior, el CoK-Altura-VVAsc, los valores máximos, mínimos y las medias se presentan en la Tabla 6.2. En el glaciar San Quintín respecto a DGA (2014), el promedio de los datos se hace más cercano en comparación a los datos medidos, existiendo 4 m de diferencia. En cuanto a la distribución de las profundidades sobre esta zona, la Figura 6.3 muestra una comparación entre el modelo de DGA (2014) y el obtenido en esta investigación, a la misma escala de colores y con los valores corregidos, de acuerdo a lo mencionado en los párrafos anteriores. Se logra notar que DGA (2014) presenta profundidades mayores hacia la parte oriental del campo de hielo que recorriéndolo en dirección oeste a este desde la mitad de la zona de acumulación es posible encontrar el nivel freático sobre los 32 m, que en comparación a lo modelado en este estudio coincide en ubicación que hacia la parte oriental se ubican las mayores profundidades del nivel freático, en rangos menores ya que desde la mitad de la zona de acumulación hacia el oriente, predominan las profundidades de 25 m hasta alcanzar el rango de 32 a 34 m. En relación a las menores profundidades del nivel freático, de acuerdo a lo señalado por DGA (2014) registra valores mínimos de 0 a 16 m en los 8 km más próximos a la lengua glaciar, mientras que en este estudio se encuentran en el rango de 12 a 24 m si se compara en las mismas ubicaciones.

Tabla 6.2: Comparación profundidad del nivel freático de un estudio anterior con respecto al presente informe en base a datos interpolados.

Glaciar	Min. (m)	Máx. (m)	Media (m)	Desv. Est. (m)	Autor
San Quintín	0.1	36.8	28.4	9.4	DGA (2014)
	12.1	32.9	24.6	3.1	Este estudio

Datos de este estudio corregidos para hacer la comparación con la DGA (2014).

En general, en ambos estudios realizados, las profundidades aumentan con el aumento de la distancia del glaciar San Quintín desde su línea de equilibrio y que es lo esperado según Ambach et al. (1981). El problema ocurre hacia el área cercana al ELA del glaciar Nef, donde se observa profundidades del nivel freático altas, en lugar de ser más bajas o similares al glaciar San Quintín. Una explicación a lo anterior, puede ser debido a las consideraciones iniciales que asume cada modelo de interpolación. En el caso de DGA (2014), la distribución de las profundidades tiene como parámetro impuesto una cota máxima de 1800 m s.n.m para una profundidad máxima de 50 m y dado que las elevaciones cercanas al ELA son sobre ese valor, las profundidades son altas aun cuando estén cercanas a zonas de hielo descubierto. De igual forma ocurre con la metodología de interpolación utilizada en esta investigación que la distribución de las profundidades está determinada por el parámetro de alturas superficiales, que posiciona altas profundidades hacia lugares de altas elevaciones, pero además se debe tener en cuenta la distribución espacial de las mediciones, porque justamente coincide que el modelo geoestadístico distribuye las profundidades en base a los datos medidos más cercanos que tiene y en este caso esos datos son los del plateau con profundidades del nivel freático altas y por lo tanto altas en el área cercana al ELA del glaciar Nef.

Respecto a las diferencias, las posibles explicaciones en los modelos generados en primer lugar se deben a los datos medidos en los radargramas, a partir de los cuales se generaron los modelos recién analizados. En ambos estudios, esos valores de profundidad dependen del operador y de las condiciones y criterios iniciales que establezca para el cálculo de las profundidades. En segundo lugar, al tipo de modelo utilizado para realizar la interpolación, ya que DGA (2014) utiliza una ecuación sigmoideal con límite inferior a la línea de equilibrio del glaciar San Quintín, dejando en 0 m la profundidad de la napa freática en ese lugar y como ya se mencionó un límite superior de 50 m a la cota de 1800 m s.n.m, es por esto que su distribución es más homogénea observando las grandes profundidades hacia cotas más altas ubicadas en la parte oriental del campo de hielo y no superando en este sector valores mayores a 50 m de profundidad del nivel freático, puesto que ese valor se estableció como límite máximo, siendo un modelo basado en elevaciones superficiales del campo de hielo. En cambio en este estudio, si bien se presentan ciertas tendencias de disminución del nivel freático hacia los glaciares y mayores profundidades en zonas elevadas, la distribución es más dispersa sobre el campo de hielo ya que considera no solo a las alturas superficiales, sino también al deshielo superficial.

Autores como Zimmerman et al. (1999) validan el uso del método de análisis geoestadístico y además señalan que los métodos de kriging y cokriging superan a los métodos

determinísticos como IDW (Inverse distance weighting) en todos los niveles y factores.

Finalmente, a nivel general de estadísticas, las profundidades obtenidas en este trabajo con respecto a las profundidades de DGA (2014) no demuestran diferencias tan significativas, lo cual podría indicar que la profundidad del nivel freático no ha sufrido grandes variaciones a lo largo del tiempo.

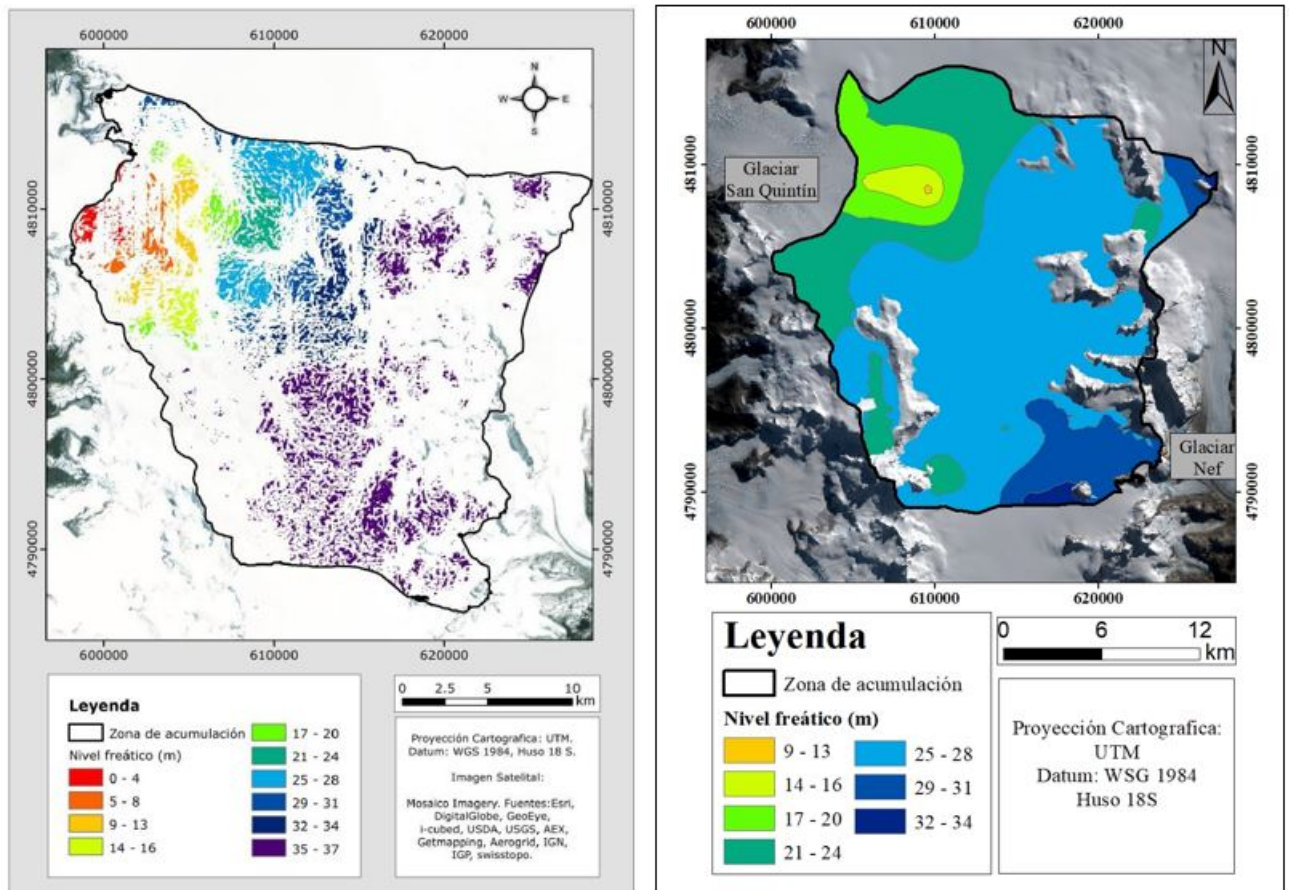


Figura 6.3: Resultados de interpolación del nivel freático en la zona de acumulación del glaciar San Quintín. La imagen de la izquierda corresponde a lo obtenido por DGA (2014). La imagen de la derecha los resultados de este trabajo. Ambas figuras se presentan a la misma escala de colores.

6.1.3. Potencia de reflexión del nivel freático (BRP) y potencia de reflexión interna (IRP)

Antes de analizar la reflexión detectada en el nivel freático es necesario observar las características de la señal en los medios superiores. IRP o potencia de reflexión interna cuantifica la atenuación de la señal relacionada puramente con la dispersión geométrica, para comprender el efecto de la heterogeneidad englacial (neviza) (Gacitúa et al., 2015), por encima en este caso, del nivel freático. A partir de las figuras de la sección 5.1.3, IRP en las zonas de acumulación analizadas se mantiene relativamente homogéneo. Tal

condición se ve interrumpida en algunos sectores producto del aumento de pendientes que disminuyen IRP o cercanías a zonas de grietas, pero no se logra precisar ninguna tendencia a lo largo de los perfiles.

IRP presenta una relación de carácter inverso con la profundidad del nivel freático, es decir, si IRP aumenta, la profundidad disminuye, en las zonas donde el nivel freático se encuentra más superficial, el flujo de agua englacial podría ser el causante de los valores más altos de IRP (Pattyn et al., 2009), ya que actúa como un potente reflector, pero también tales efectos podrían ser debido a la presencia de estructuras generadas por agua de deshielo que se congeló, esto especialmente podría suceder con el nivel freático más superficial que tiene el potencial de ser afectado por las condiciones frías imperantes en la superficie que generen tales efectos. Por otro lado, las intensidades sumamente bajas (menores a -10 dB) en zonas localizadas a lo largo de los perfiles es debido a la gran cantidad de dispersión que hacen perder la señal, lo cual es atribuido a presencia de grietas y roca expuesta.

Las mediciones de BRP en las zonas donde se producen bruscos aumentos y disminuciones de IRP se deben ignorar, ya que son menos confiables debido a una posible sub-estimación de la atenuación (Gacitúa et al., 2015) en el caso del aumento de IRP. Comparando BRP con las profundidades del nivel freático, existen gran cantidad de zonas en los perfiles donde la relación es de carácter inverso, que sea de esta manera se explicaría por el contenido de agua presente en el interior del plateau, es decir cuando el nivel freático se encuentra más superficial (a menor profundidad) BRP se ve afectada por la presencia de agua, aumenta su valor y viceversa.

Adicionalmente, el efecto de variables secundarias puede alterar las intensidades de IRP y BRP. El efecto de las pendientes que contribuyen a disminuir IRP cuando estas aumentan. De acuerdo con Christianson et al. (2015), donde se observa una pendiente más pronunciada del nivel freático es porque la topografía de la superficie también presenta similares pendientes, esto conduce a un flujo de agua más rápido que a su vez resulta en una reflexión más difusa. Dado esto, las zonas con pendientes del nivel freático menores y por tanto menores también en la superficie se detectan de mejor manera y presentan intensidades de IRP mayores. En relación a las alturas, a menores elevaciones mayor es el valor de IRP, donde hay menores elevaciones de manera general el nivel freático se encuentra más superficial, por lo tanto, mayor cantidad de agua de deshielo que llene el espacio poroso de la neviza producto del gradiente hidráulico que conduce el agua hacia estas ubicaciones (Figura 5.9) y por tanto patrones altamente reflectante de IRP. Otra posible explicación puede deberse a la densidad del grano, que de acuerdo a la DGA (2014) afirma que este parámetro aumenta hacia la parte occidental (Figura 6.4b), lo cual conllevaría a generar mayores valores de IRP, ya que la dispersión de la señal sería mayor en comparación a lugares con densidad de nieve menor.

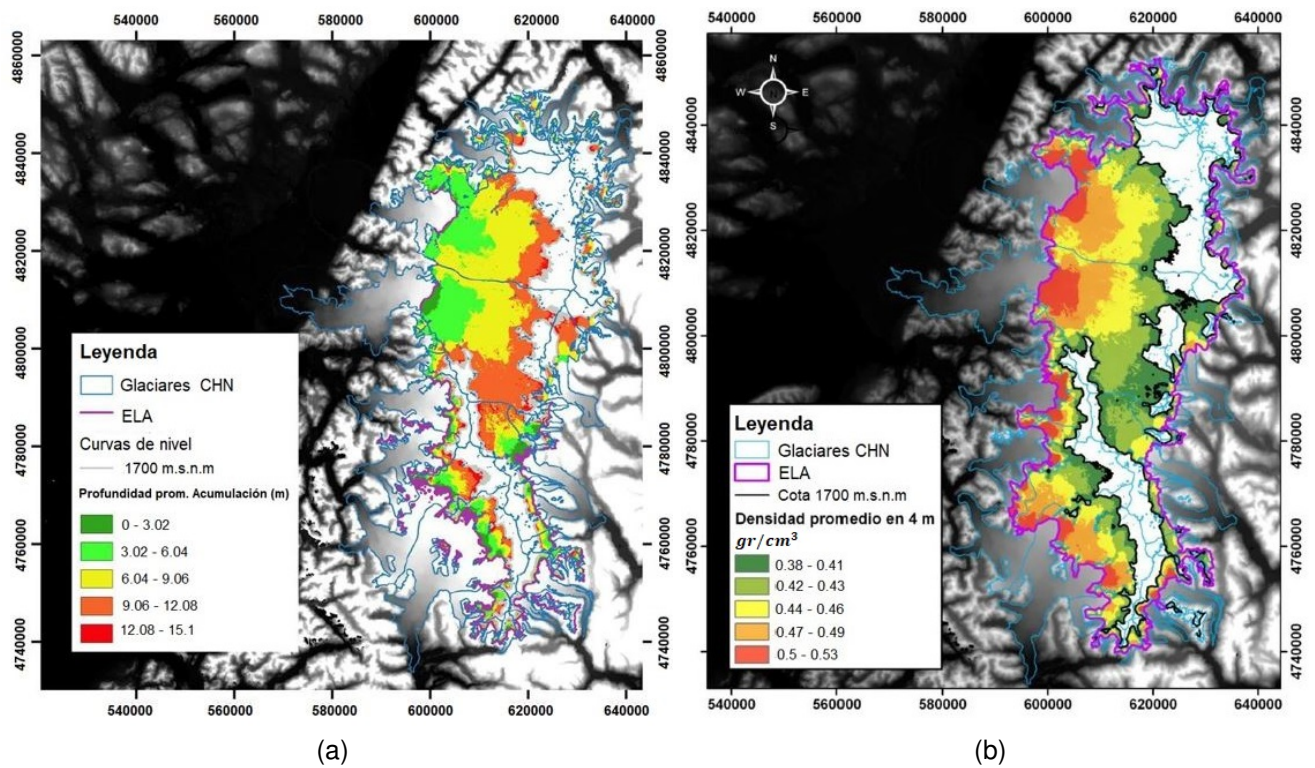


Figura 6.4: Distribución de (a) acumulación de nieve y (b) densidad de grano en Campo de Hielo Norte. Modificado de DGA (2014).

6.2. Caracterización y extensión de acuíferos de neviza a partir de intensidades de retrodispersión S1

6.2.1. Patrones y firmas en CHN a partir de intensidades de retrodispersión

Las señales recibidas por el sensor reflejan múltiples eventos de dispersión que dependen de las frecuencias del instrumento SAR, la polarización y la geometría de las imágenes, así como también las características físicas y propiedades dieléctricas de la nieve y el hielo, ejemplo de ellos es la rugosidad de la superficie, el contenido de agua, tamaño de grano, densidad de la nieve, la forma del cristal, la estratificación, temperatura e impurezas presentes (Winsvold et al., 2018; Du et al., 2010). En base a lo anterior, una adecuada caracterización de las señales que presenta la nieve y el hielo en CHN es necesaria antes de utilizar estas imágenes para cumplir con otros objetivos.

Interpretando las firmas de retrodispersión sobre el campo de hielo de la Sección 5.2.1, se mencionó pixeles alineados hacia la parte oriental de CHN, lo cual se explica por “artefactos” generados por ruido en las imágenes de Sentinel-1 y por las escenas separadas que existían dentro de una misma fecha. Para el caso de los glaciares Colonia y Acodado, las bajas intensidades se refieren a agua presente en los lagos proglaciares, regiones que quedaron dentro de la máscara que se aplicó para analizar las intensidades de CHN. En cuanto al valor de las intensidades en el rango inferior a -28 dB (para

VH) y -20 dB (para VV), podría tratarse de nieve seca (Brangers et al., 2020; Rott, 1984), pero no se tiene esa seguridad para este caso, ya que los autores que mencionan tales hallazgos las zonas de estudio son altas como el interior de la capa de hielo de Groenlandia y los Alpes Austríacos, pero en este caso se trata de alturas sobre los 1200 m. Otros autores como J. Hall (2008), lo consideran nieve sobre hielo sin dar ningún tipo de clasificación, pero dada la distribución hacia el centro del plateau es más probable que sea nieve húmeda con mayor contenido de agua líquida que genere tales valores de intensidad.

Para el caso de las intensidades de retrodispersión en el rango de -27 a -24 dB en VH y de -19 a -15 dB en VV, la zona representada correspondería a la zona de nieve húmeda, la cual se caracteriza por experimentar un deshielo estacional más intenso. Cuando el agua en su interior se congela, se produce una capa de mayor densidad lo que generaría un contraste dieléctrico más fuerte en la interfaz aire-nieve, además al ser la congelación más uniforme en esta zona pueden existir estructuras de hielo menos congeladas, observándose esas intensidades. Tan pronta en esta zona, la cantidad de agua percola por gravedad a mayores profundidades, la retrodispersión está dominada por la dispersión y la reflexión de la superficie y, por lo tanto, también por la rugosidad de la superficie de la nieve (Long y Drinkwater, 1994).

En las lenguas glaciares, donde se encuentra la zona de hielo superpuesto, toda la capa de nieve que se acumula durante el invierno desaparece durante el derretimiento de verano (Bindschadler y Vornberger, 1992), por lo que el hielo queda expuesto a la superficie durante esa estación del año, lo que genera una pequeña dispersión de volumen y refleja la mayor parte de la señal lejos del radar, causando relativamente más altas señales de retrodispersión que las otras zonas mencionadas. Hacia el frente de los glaciares predomina la dispersión superficial (Jaber, 2016). Parte de la dispersión que se produce en estas zonas se explica por la presencia de características supraglaciares como arroyos, grietas, ojivas y similares (Aniya et al., 1996). En el caso de los glaciares Colonia, Nef, Pared Norte, Grosse y Exploradores, con intensidades más altas que los demás glaciares, poseen áreas que dificultan la identificación del hielo y corresponden a la presencia de escombros encima de ellos (Figura 6.5).

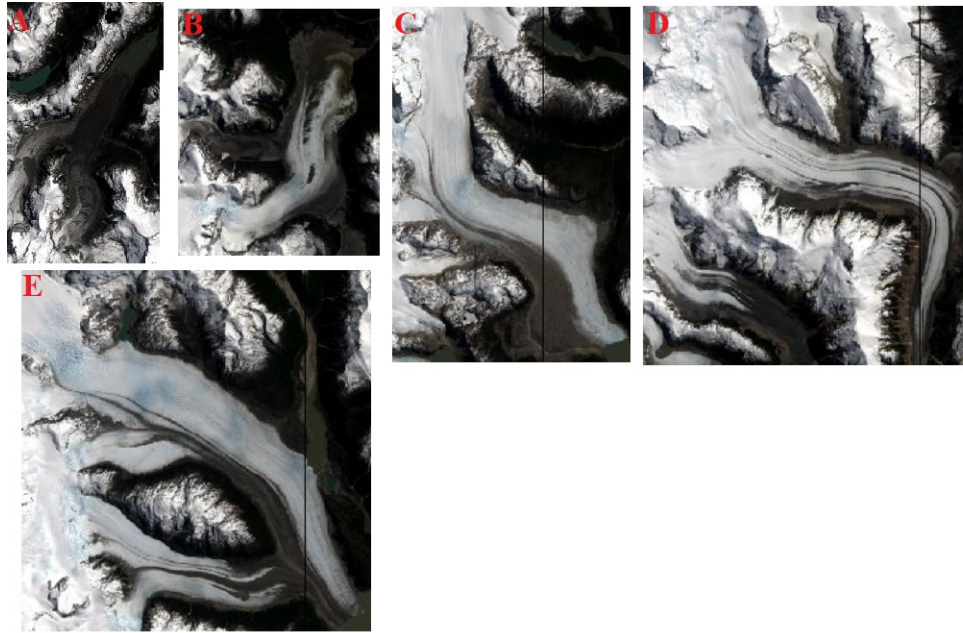


Figura 6.5: Glaciares con presencia de escombros sobre sus lenguas. A. Glaciar Grosse; B. Glaciar Exploradores; C. Glaciar Nef; D. Glaciar Pared Norte y E Glaciar Colonia. Imagen de fondo: Landsat 8 21-04-2019.

Existen áreas que poseen las reflectancias más altas en el campo de hielo y corresponden a las zonas de mayor elevación como el monte San Valentín y montañas sobre los 2000 m, que generan sombras, además de presentar afloramientos de roca expuesta en sus laderas. Las altas intensidades se deben a las distorsiones geométricas propias de las imágenes de radar, que a pesar de ser corregidas por la plataforma de GEE y por una calibración de corrección angular siguen generando patrones espaciales distintivos, lo que aumenta el coeficiente de retrodispersión debido el aumento en la dispersión de superficie por una constante dieléctrica más alta (Jaber, 2016).

En cuanto a las variaciones de las intensidades a lo largo de los años en diferentes periodos, con la ayuda de imágenes ópticas se pudo dilucidar que muchos de las señales observadas en imágenes SAR son producto de características superficiales que ocurren sobre el campo de hielo, una de estas características son las grietas y presencia de rocas o detritos, cuyo aumento de la intensidad al atravesar estas zonas se explica debido a la alta sensibilidad de la retrodispersión, dominado por la dispersión superficial (Jaber, 2016). Además, cuando existen condiciones de temperaturas más elevadas que generen condiciones de nieve menos húmeda probablemente predomine mayormente la estructura interna de la nieve que genera variaciones en la retrodispersión. En el caso de la presencia de agua tanto hacia la parte terminal de los glaciares, expresados en lagos, como sobre el campo de hielo y mezclado con la nieve, a medida que el contenido o presencia de agua aumenta, la absorción comienza a dominar a la dispersión, disminuye la penetración de la señal y la dispersión de volumen se hace insignificante (Jaber, 2016).

6.2.2. Comparación metodología de detección del nivel freático mediante GPR respecto a metodología de Brangers et al. (2020) con imágenes S1

Con el fin de aumentar la cobertura en la detección del acuífero dentro de CHN, se utilizaron imágenes satelitales S1. A partir de lo observado en la Sección 5.2.3, se detectaron firmas únicas sobre el campo de hielo, correspondiente a lo denominado por Brangers et al. (2020) como acuíferos de neviza S1. Estas firmas se concentran hacia la parte oriental del campo de hielo. La presente detección de estos patrones con S1 uso polarización VH y VV, pero en el caso de esta última polarización el umbral utilizado es muy restrictivo para estas intensidades ya que en general se presentan sobre el campo de hielo en magnitudes menores a VH, de modo que al aplicar el umbral las áreas de interés son mínimas (Anexos A.3). Por lo tanto, las discusiones a continuación, fueron enfocadas al mapa con las intensidades de retrodispersión con polarización VH (Figura 5.20).

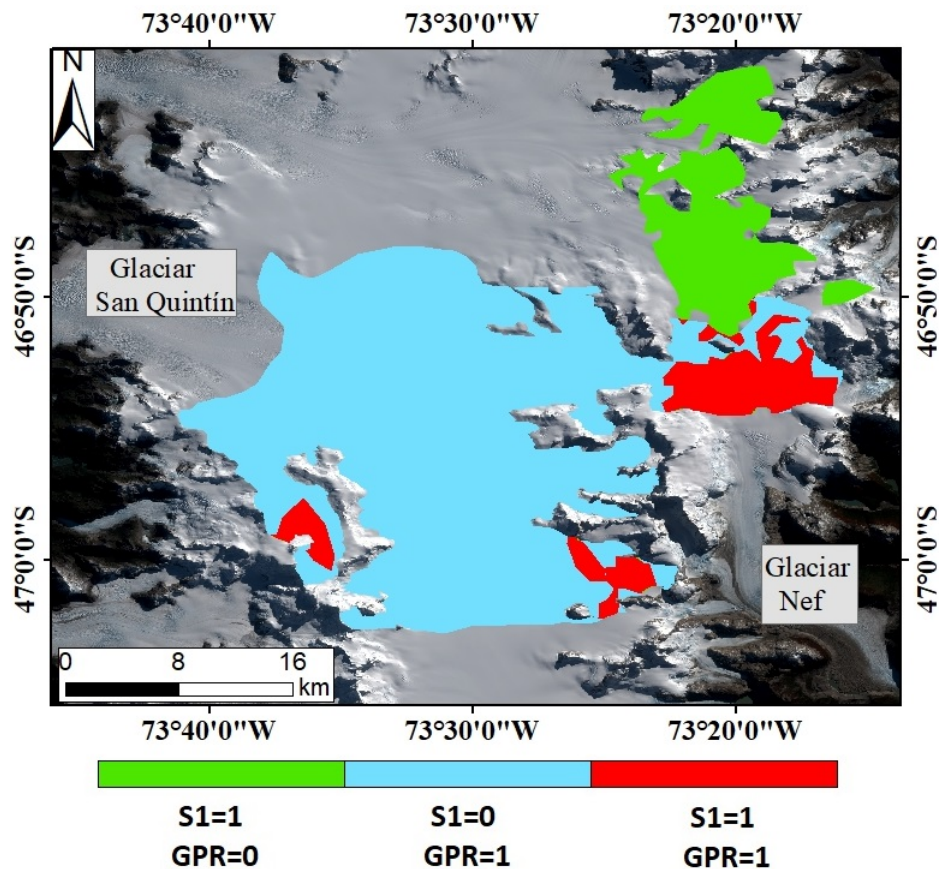


Figura 6.6: Ubicación y extensión de acuíferos de neviza según la metodología de Brangers et al. (2020) y según mediciones GPR (1= presente, 0= ausente). Imagen de fondo: Sentinel-2 del 21-04-2019.

En la Figura 6.6 se compara la superficie de interpolación de las profundidades del nivel freático a partir de las mediciones de GPR con los acuíferos de neviza S1. Es claro notar, la gran diferencia de superficie existente que principalmente se da producto de

que la metodología de Brangers et al. (2020) subestima significativamente el área de los acuíferos de neviza. Calculando una coincidencia entre las extensiones de ambos métodos, se obtiene un valor de 48.65 km², bastante menor a los 449 km² obtenido de la interpolación de los datos GPR.

Calculando un coeficiente de correlación de 0.6, es posible establecer una correlación fuerte entre ambas técnicas, lo cual indicaría que las mayores profundidades se presentan hacia las zonas donde el algoritmo utilizado (resta de píxeles de diferentes temporadas) aumenta y viceversa, es decir hacia donde disminuyen las profundidades la resta de píxeles es menor. Lo anterior mencionado, es justamente lo que ocurre, con profundidades más altas hacia la parte oriental, que es donde coinciden ambos métodos y es según la metodología se presentan los acuíferos de neviza S1. El problema lo trae el umbral establecido según la metodología de Brangers et al. (2020), quien no reconoce los acuíferos en la zona del plateau o específicamente en la zona de acumulación del glaciar San Quintín.

Enumerando las posibles causas de las diferencias entre ambos métodos, en primer lugar, se debe notar los periodos de muestreo para S1 y GPR. Mientras S1 se concentra en periodos de acumulación de nieve máxima como los meses de agosto y octubre y periodos de derretimiento o retraso en la congelación en el mes de marzo desde el 2016 a 2020, GPR solo cuenta con mediciones realizadas en mayo del 2019, que si bien corresponde a uno de los años en estudio, el mes no coincide directamente con el periodo estudiado para S1. No obstante, el método de S1 supone un comportamiento en estado estacionario de los acuíferos y no tiene en cuenta el comportamiento transitorio, por lo tanto, el uso de datos en diferentes fechas no resultaría un problema mayor y las diferencias no se explicarían completamente por este hecho.

En segundo lugar, a los filtros de pendientes, alturas y roca expuesta que se tuvieron que eliminar para no causar confusión en la interpretación de las señales. Posiblemente, el sesgo seleccionado, no fue el más óptimo ya que se eliminó alturas sobre los 2000 m, siendo necesario haber sido más restrictivo y eliminar alturas sobre los 1700 m, a partir de las cuales se presentan condiciones más extremas, donde los procesos eólicos pueden ser relevantes (DGA, 2014). Asimismo, para las grietas presentes en la zona de acumulación y a los pies de las laderas, reconocidas a partir de la inspección de la señal con imágenes ópticas (Sección 5.2.2) que a partir de cierto umbral, la existencia de ellas era un hecho sobre el campo de hielo. Dado que esto último es una generalización, existieron sectores donde sí se encontraban grietas, en especial cercano a las lenguas glaciares, pero este umbral establecido no funcionaba correctamente.

En tercer lugar, la zona de estudio en la que se validó la metodología utilizada en este trabajo, corresponde a la capa de hielo de Groenlandia, donde la estructura termal del hielo se caracteriza por ser principalmente politermal (Greve y Hutter, 1995; Iken et al., 1993), lo cual indica características distintas a la de los glaciares templados, como por ejemplo el predominio de circulación superficial de agua que muchas veces percola a través del manto nival y se recongela en contacto con el hielo glaciar formando hielo sobreimpuesto (Hodgkins, 1997; Moreno, 2004), lo cual es capaz de entregar un patrón de intensidades diferente a si no tuviera esta estructura sobreimpuesta. Respecto a las características de estos acuíferos de Groenlandia reconocidos por S1, se ubican con rango de elevaciones de 1200 a 2000 m con pendientes menores a 1°, en las zonas de nieve húmeda, en regiones de alta acumulación de nieve, alrededor de 1.24 a 2.22 m/año, con existencia de derretimiento superficial de verano de moderado a intenso (Christianson et

al., 2015; Forster et al., 2014; L. S. Koenig et al., 2014; Miede et al., 2016). Las características topográficas y de zonas glaciares mencionadas, son similares a las presentes donde se ubica el nivel freático detectado con GPR en CHN. Respecto a la acumulación, DGA (2014) estima para CHN una tasa anual de 2.3 a 10.5 m/año, con una acumulación promedio mayor hacia la parte oriental del campo de hielo entre el 2009 y 2013 (Figura 6.4a). Esto último concentraría la atención hacia la parte oriental, que es donde el algoritmo de detección menciona que es posible encontrar los patrones superficiales distintivos de un acuífero de neviza S1.

Por otro lado, está la condición de perenne sobre impuesta en estos acuíferos de Groenlandia. En las mediciones con GPR de DGA (2014) y las realizadas en esta investigación, la adquisición de los datos se realizó en meses donde las temperaturas no son tan elevadas, mayo 2019 en el caso de este estudio y agosto 2013 en el caso de DGA (2014), cuyas temperaturas promedios mensuales son de 3.76 °C y 0.71 °C, respectivamente. Estas temperaturas fueron obtenidas de la estación Lago Cachet 2 que se encuentra a una elevación 1000 m menor de lo que se presenta el área del plateau en el campo de hielo. Por lo tanto, para estimar las temperaturas más representativas de esta área, se consideró el gradiente termal de aproximadamente 6.5 °C/km (Schaefer et al., 2013), a partir del cual es posible obtener temperaturas en el plateau de -2 °C y -6 °C aproximadamente en las fechas que se realizaron esas mediciones. Lo anterior, sería reflejo de la existencia de una onda de frío superficial, que igualmente permite la existencia de agua en profundidad y propiamente tal, la existencia del acuífero de neviza. Por lo tanto, similar a Groenlandia, en CHN se mantendría la condición de perenne.

En cuarto lugar, las diferencias podrían estar asociadas a la sensibilidad del instrumento (SAR) a factores que afectan la constante dieléctrica compleja de la nieve, como por ejemplo los efectos atmosféricos (D. K. Hall et al., 1990). El algoritmo utilizado condiciona la existencia de los acuíferos de neviza hacia la parte oriental del campo de hielo, que en relación al clima, es donde se produce mayor acumulación de nieve y un clima más seco y continental, lo que indicaría la presencia de nieve seca cuando ocurren bajas temperaturas, la cual es transparente al radar, pero que estaría sobre impuesta a capas inferiores que sufren metamorfismo producto de los ciclos de compresión y fusión- recongelación que propiciaría un aumento del tamaño de grano y generarían elementos aislados como lentes y tuberías que aumentan la dispersión de volumen y por tanto la retrodispersión del satélite (Jaber, 2016). De forma contraria, en la parte occidental, caracterizado por una menor acumulación de nieve, con un predominio de clima marítimo con altas tasas de precipitación, con presencia de zonas de nieve húmedas, donde la dispersión superficial y baja penetración del radar prevalecen debido a la fuerte absorción, reflejándose bajos valores de γ_f^0 , sin importar la temporada, llevaría al algoritmo a la detección de valores menores al umbral establecido de 9.4. A mayor contenido de agua líquida comienza a dominar la absorción antes que la dispersión como principal factor de atenuación de la señal, encontrando valores de pérdida dieléctrica 2 a 3 veces mayores en la nieve húmeda que en la seca (Tiuri et al., 1984).

En quinto lugar, otro aspecto que podría causar la diferencia entre lo medido por GPR y S1, tiene que ver con que la metodología ocupa el promedio de varios años y con el supuesto de que los acuíferos son estables en el tiempo, puede ocurrir que debido a las condiciones ambientales, no sea posible la detección de los acuíferos en un año de estudio (Brangers et al., 2020), y que producto de eso, todo el algoritmo se vea afectado, como por ejemplo podría ocurrir que en ese año la acumulación fue elevada y el derre-

timiento limitada y pueda originar estructuras en la superficie, como las ya mencionadas (lentes, tuberías, etc) y por tanto estos reflectores aumenten la retrodispersión de marzo y se exageran zonas que no deberían.

En sexto lugar, la profundidad del nivel freático y el contenido de agua puede condicionar que no sea posible detectar los acuíferos de neviza en la zona de acumulación de los glaciares San Rafael y San Quintín, donde esté se presenta más superficial, por lo tanto, ocurriría una atenuación de la señal y no sería posible detectar el contraste eléctrico agudo sobre la capa freática (Brangers et al., 2020), debido también a la estructura compleja de la neviza en esta zona.

En resumen, el algoritmo de detección de S1 utilizado para ampliar la cobertura de los acuíferos de neviza observado por GPR, no resulto del todo útil, producto de que la señal característica que se debiera observar en ubicación de acuíferos solo se presenta hacia la parte oriental del campo de hielo y es producto mayormente de estructuras congeladas y de contenido de agua superficial, que como Brangers et al. (2020) menciona se trataría del proxy de intensidades para la detección de acuíferos ya que producto de la limitada penetración de la banda C de S1, no detecta el nivel freático a mayores profundidades. Por lo cual se está de acuerdo de utilizar esta metodología al no tener datos directos, ya que puede aportar a tener una pronta noción de la ubicación del acuífero, en especial en zonas más altas con iguales condiciones y características que los acuíferos de neviza de Groenlandia, donde parte del agua del acuífero en estas zonas es protegida por una capa de mayor espesor por la estructura congelada que ahí se presenta, pero que sí se cuenta con datos de mayor grosor para el caso de los glaciares templados, las herramientas como el radar de penetración terrestre es más óptimo y eficiente. Además, se debe mencionar que dado que el método es relativamente nuevo (2020), no se ha encontrado en la literatura otros autores que hayan contrastado el método en otras ubicaciones distintas a Groenlandia.

Finalmente, como última consideración entre ambas metodologías y estudios anteriores es, sí el acuífero en profundidad se trata de un sistema de agua interconectado, es decir la existencia de un acuífero en singular o de sistemas de acumulación de agua, es decir acuíferos en plural. Christianson et al. (2015) menciona que justamente las zonas de bajas pendientes como el plateau, se acumularían masas de agua que podrían convertirse en lagos y por lo tanto se trataría de un sistema interconectado, es decir, la presencia de un gran acuífero en profundidad. Esa afirmación estaría apoyada por la cobertura de datos GPR que se tiene en la zona de acumulación de San Quintín (Figura 6.7), con perfiles transversales mencionados de esta investigación y perfiles longitudinales al campo de hielo realizados por la DGA (2014), que reconocen el reflector del nivel freático a lo largo de toda la extensión de la zona de acumulación. Similar a lo realizado por Miede et al. (2016) para medir la extensión del acuífero, en base a los perfiles antes mencionados se logró calcular un área aproximada de 205 km², cuyo resultado (Figura 6.7) sugiere una aproximación más cercana a la extensión del acuífero sobre el plateau, que la interpolación realizada con los métodos geoestadísticos.

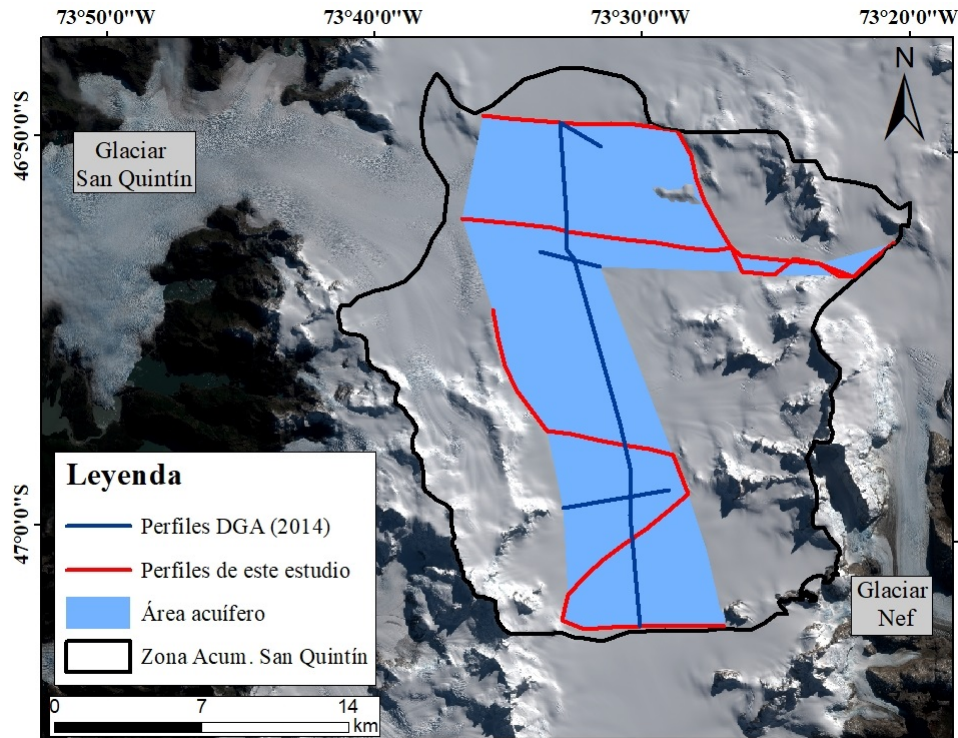


Figura 6.7: Extensión aproximada del acuífero. En rojo los perfiles de esta investigación y en azul los de DGA (2014).

6.3. Limitaciones y consideraciones de la metodología aplicada en el estudio de las características hidrológicas de CHN

6.3.1. Datos GPR

En cuanto a los datos GPR para lograr estimar los principales factores que determinan la profundidad del nivel freático y determinar las distribuciones de las profundidades en el campo de hielo es esencial en primer lugar la correcta adquisición de los datos GPR, seleccionando el instrumento adecuado y realizando los perfiles GPR convenientes de acuerdo con el objetivo del estudio. La calidad de los datos del radar y las detecciones del acuífero dependen de las condiciones del avión, como la turbulencia y la geometría de giro (Miege et al., 2016). La selección del nivel freático no es un proceso totalmente automatizado y por tanto se introduce un sesgo humano subjetivo. Además, los procesos que afectan a la neviza son diferentes con respecto a su ubicación por encima o por debajo del nivel freático, esperando que por encima esté en condiciones más secas y por debajo exista mayor humedad, esto crea propiedades contrastantes durante los periodos de estabilidad del nivel freático, que luego podrían permanecer como reflectores de radar distintos después de un cambio del nivel freático (Christianson et al., 2015) y por lo tanto actuar como un reflector engañoso a la observación. Adicionalmente, donde se observa

el reflector del nivel freático aparecen otros reflectores contiguos más tenues que se superponen o se encuentran más abajo que el reflector del nivel freático medido para este estudio aproximadamente a 1 m, puede tratarse de un nivel freático de años anteriores y ha dado lugar a neviza más densa en sus alrededores que genere tales reflejos. Por estas razones es de vital importancia la agudeza y destreza de la persona que realiza tal interpretación.

6.3.2. Imágenes satelitales S1

Para la determinación de la extensión y ubicación de los acuíferos en la zona de acumulación del campo de hielo y los patrones de fusión es esencial en primer lugar la correcta adquisición de las imágenes satelitales, seleccionando las características del instrumento y delimitando el área de trabajo en base a los objetivos del estudio. Debido a la línea de visión inclinada de los satélites SAR, las grandes elevaciones muestran distorsiones geométricas como sombra, escorzo y escalas, que si bien se intentaron eliminar de las imágenes en base al filtro de Vollrath et al. (2020) no se excluyeron por completo, en estas zonas se debe ser cuidadoso con la interpretación y se debe analizar teniendo en cuenta estos factores. Otra de las características de Sentinel-1 es la banda C con la que opera, en una longitud de onda de 3.8 a 7.5 cm con una penetración que depende del material, en el caso de la nieve, puede llegar a disminuir la intensidad de la retrodispersión en más de 10 dB cuando existe una superficie de nieve húmeda respecto de nieve seca (Strozzi y Matzler, 1998) y la profundidades de penetración unidireccional variar de unos 20 m en la nieve seca a solo 3 cm cuando existe un 5% en volumen de agua líquida (Nagler et al., 2016).

La alta precisión radiométrica y resolución espacial del método IW (Interferometric Wide Swath) cubre una franja de 250 km de área de observación con una resolución de píxel de 5 m en el rango a 20 m en el azimut. En esta investigación se trabajó con una resolución de píxel de 100 m para mejorar el tiempo de descarga, efecto de moteado y ruido de la señal. Esto podría ser un aspecto importante a mejorar, probando a una resolución de 30 m. Otra consideración sería utilizar imágenes de Sentinel-1 descargadas directamente de la página web de la ESA del programa Copernicus (<https://scihub.copernicus.eu/>) y realizar el pre-procesamiento en SNAP, para evaluar los cambios generados entre la plataforma de GEE y la antes mencionada. La única restricción que impone lo anterior sería la lentitud del proceso, lo que significaría descargar las más de 200 imágenes existentes para el periodo del 2017 a 2020 y procesarlas posteriormente.

6.4. Análisis y comparación de velocidades superficiales

La base de datos de imágenes SAR Sentinel-1, obtenidas de la plataforma de GEE y su posterior procesamiento con ImGRAFT, permitió calcular las velocidades superficiales de 15 de los principales glaciares efluentes de CHN, en un lapso de tiempo de 4 años desde el 2017 hasta agosto del 2020, no obstante, a pesar de la cobertura de 6 a 12 días de la zona de estudio por parte del satélite existen gaps de información para el periodo de acumulación del 2018 y diferencias en la cantidad de imágenes utilizadas en el

procesamiento producto del ruido presente, que fue necesario eliminar para no alterar el cálculo del valor de velocidad, esto especialmente se aprecia para los glaciares ubicados en la parte oriental del campo de hielo. A continuación, se presenta la discusión de las velocidades superficiales, profundizando principalmente en los glaciares que mostraron variaciones de sus velocidades a lo largo del tiempo de estudio, con énfasis en los periodos de derretimiento y acumulación de nieve.

6.4.1. Glaciares occidentales

Entre los principales glaciares que se lograron constatar ciclicidades, fue en el glaciar San Rafael. Las velocidades estimadas para este glaciar (Sección 5.3.1) muestran valores promedios durante el periodo de estudio de 11.14 ± 0.21 m/día con valores máximos en meses de mayores temperaturas de 19.57 ± 2.21 m/día a 2 km aproximadamente del frente glaciar. Las velocidades calculadas para este glaciar son los mayores valores obtenidos para todos los glaciares pertenecientes al campo de hielo. Si bien, estos valores son los más altos registrados con ImGRAFT, existen velocidades mayores tomadas justo en el frente del glaciar reportada por autores como Mouginit y Rignot (2015) y Willis et al. (2012), los cuales mencionan velocidades promedio entre 19 y 21 m/día (Tabla 6.3), estos valores no se lograron calcular en esa posición ya que se pierde coherencia entre las imágenes para rastrear patrones comunes y así hacer el cálculo de velocidades.

Autores que sí han reportado velocidades a 1 km y 2 km del frente de partición, son Naruse (1985) y Rignot et al. (1996) respectivamente de 10 m/día que concuerdan con las velocidades promedio de esta investigación. En cuanto a estudios más recientes, Gardner et al. (2020) reporta velocidades entre 2014 a 2018 (años similares con este estudio) de 10.5 m/día, mientras que Friedl et al. (2021) entre 2017 y 2020 de 10.44 m/día.

En relación a las variaciones de velocidades a lo largo de la lengua glaciar, las mayores velocidades como ya se mencionó se presentaron hacia el frente y las menores hacia la zona de acumulación, este comportamiento es debido a la naturaleza mareomotriz del glaciar, donde el mar tiene una influencia muy fuerte en los movimientos (Funk y Rothlisberger, 1989; Warren et al., 1995). A pesar de las variaciones experimentadas a lo largo del glaciar no se logra notar un aumento o disminución significativo de las velocidades en el periodo de estudio. No obstante, existen claras señales de aumento de velocidades en periodos de derretimiento de nieve (Tabla 5.6), con variaciones para este glaciar que pueden alcanzar hasta los 9 m/día.

En el glaciar San Quintín (Sección 5.3.2) las tasas promedio para el período de estudio se encuentran en el orden de 2.24 ± 0.24 m/día, con valores máximos en meses de mayores temperaturas de 4.94 ± 0.5 m/día a 24 km desde el frente, cuando se estrecha por primera vez recorriendo el glaciar desde su zona de acumulación. Comparando con la literatura en esa misma posición, Willis et al. (2012) reporta tasas mayores a 2.25 ± 0.2 m/día, similares a los valores aquí presentados y con respecto a Mouginit y Rignot (2015), aproximadamente 6 décimas de magnitud menor en este estudio. En relación a tasas de velocidades más recientes, como Gardner et al. (2020) y Friedl et al. (2021) los valores están en concordancia con lo calculado.

Al igual como ocurre con el glaciar San Rafael existen en este glaciar variaciones de velocidad respecto a su posición en la lengua glaciar, registrando valores de mayor magnitud hacia la zona de acumulación y de menor hacia el frente, tales pérdidas de velocidad a medida que se avanza hacia el frente glaciar son por causa de la compresión

longitudinal (Rignot et al., 1996). Al comparar las tasas de velocidad en esta posición Mouginito y Rignot (2015) obtiene en 2014 valores de 2.32 m/día, los cuales son un tanto más altos que el promedio de velocidades obtenidas en esta investigación de 1.56 m/día.

Tabla 6.3: Comparación de velocidades estimadas en este estudio con respecto a otros estudios en el glaciar San Rafael y San Quintín.

Glaciar	Referencia	Periodo de evaluación	Tasa de velocidad (m/día)	Este estudio
San Rafael	Willis et al. (2012)	2000-2011	19.7 ± 1.2	11.14 ± 0.21 ¹ 19.57 ± 2.21 ²
	Mouginito y Rignot (2015)	1984-2014	21	
	Gardner et al. (2020)	2014-2018	16.75	
San Quintín	Willis et al. (2012)	2000-2011	2.5 ± 0.2	2.24 ± 0.74 ¹ 4.94 ± 0.49 ²
	Mouginito y Rignot (2015)	1984-2014	3.01	
	Gardner et al. (2020)	2014-2018	2.87	

¹Velocidad promedio anual en SR1 y SQ3.

²Velocidades máximas en SR1 y SQ3.

Glaciar Steffen (Sección 5.3.3) presenta velocidades más altas hacia su zona de acumulación, con valores promedio de 1.34 m/día a 17 km del frente de partición que coinciden con las tasas de velocidades obtenidas por Willis et al. (2012) de 1.5 ± 0.1 m/día a 18 km del frente y que a su vez están de acuerdo con las obtenidas por Gardner et al. (2020) de 1.36 m/día. Comparando con Friedl et al. (2021) para el mismo periodo de estudio, este autor obtiene velocidades más bajas de 1.06 m/día. En cuanto a las mayores tasas de velocidad reportadas en periodos de derretimiento del 2019 y 2020, pueden deberse a las mayores temperaturas observadas en algunos años, aunque la incertidumbre es grande y no se aprecian aceleraciones significativas, con respecto a los periodos de acumulación.

El glaciar Benito (Sección 5.3.7), en estudios anteriores ya ha demostrado una duplicación de su velocidad para el periodo entre el 2007 y 2011 (Willis et al., 2012). En este estudio entre el 2018 y 2020 se registró un aumento de 1 m/día entre esos años. El mecanismo que podría explicar esos cambios sería un mayor deslizamiento en el lecho, lo cual en este estudio se relaciona a una mayor lubricación gracias al ingreso de agua al sistema subglacial, proveniente del derretimiento por las elevadas temperaturas, que justamente fueron mayores entre el 2018 y 2020. Se debe considerar que tal afirmación acerca de las temperaturas, se produce en base a datos de la estación más cercana al campo de hielo, que es Lago Cachet 2, por lo cual puede ser que esas temperaturas no sean del todo representativas de este glaciar.

En los glaciares antes mencionados, parte de las ciclicidades y oscilaciones de sus velocidades en el periodo de estudio puede ser explicado por aumentos de temperaturas en verano y disminuciones en invierno, así como también según su ubicación geográfica que los hace compartir factores climáticos comunes, como temperaturas y precipitaciones características de los glaciares de la parte occidental del campo de hielo. Ambos factores de acuerdo con Winchester y Harrison (1996), son controladores de los balances

de masa. Pero existen además, características intrínsecas de cada glaciar que juegan un rol fundamental, como lo son las variaciones en el tamaño del área de acumulación y ablación, longitud del frente del hielo y la influencia de numerosos controles topográficos (Sugden y John, 1976). Otro proceso que puede o no tener relación directa con el clima pero que está presente es el parto que genera inestabilidad y oscilaciones (Meier y Post, 1987; Warren y Sugden, 1993) en el flujo de hielo. En el caso del glaciar San Rafael, el factor recién mencionado sería una las principales características que domina las oscilaciones de velocidades presentes en esos años, por lo tanto se debe ser cuidadoso con las interpretaciones obtenidas, debido a que su comportamiento es independiente del forzamiento climático a corto plazo (Post et al., 2011), mientras que en el glaciar San Quintín sus fluctuaciones a lo largo de la lengua glaciar tienen una gran influencia de los factores topográficos, como ya se mencionó.

6.4.2. Glaciares orientales

Para los glaciares ubicados hacia la parte oriental, entre los principales que mostraron cambios de velocidades, al distinguir entre periodos de acumulación y derretimiento, en primer lugar, es el glaciar Nef, con una clara tendencia de aumento de las velocidades en los periodos de derretimiento de todos los años. En segundo lugar, el glaciar Colonia con velocidades mayores en el periodo de derretimiento desde el 2019 en adelante, con máximas de 1.47 m/día el 2020 en posiciones cercanas a 1 km del frente glaciar. En cuanto a los valores mencionados en la literatura, Friedl et al. (2021) y Gardner et al. (2020) coinciden con lo reportado en esta investigación, salvo que en este último existe una diferencia con los valores máximos, que en el caso de ese autor se producen en una zona de alta pendiente con grietas de gran tamaño que ImGRAFT no logra reconocer, de modo que el seguimiento de características entre una imagen y otra no se logra identificar como variaciones en el tiempo.

De igual forma, el glaciar Leones a 1 km aproximadamente del frente glaciar reporta claras velocidades de aumento en periodos de derretimiento. Al contrastar las velocidades de este glaciar con la literatura, Gardner et al. (2020) reporta valores similares hacia el frente del glaciar de 1.17 m/día, mientras que Friedl et al. (2021) de 0.92 m/día, una décima menor a los 1.09 m/día de este estudio. Por otro parte el glaciar Soler, no reporta ciclicidades a lo largo del periodo de estudio, solo una variación para el año 2020 e 6 km del frente, con velocidades más altas en los periodos de derretimiento, que al compararse con Gardner et al. (2020) los valores son similares, mientras que con Friedl et al. (2021) de 0.77 m/día, son más bajas que los 1.59 m/día obtenidos.

Una particularidad de las velocidades de los glaciares estudiados, recae sobre los glaciares Grosse y Exploradores. Al comparar los valores de velocidades obtenidos con la literatura se producen grandes diferencias. ImGRAFT por ejemplo reconoce zonas de mayor velocidad hacia el frente del glaciar Grosse, mientras que autores como Gardner et al. (2020) y Friedl et al. (2021), reportan máximos valores hacia la zona de acumulación. Posibles explicaciones para las diferencias ocurridas en ambos glaciares se deben a la dificultad de encontrar características similares entre dos pares de imágenes por la cobertura rocosa que presenta cada glaciar. Los grandes valores de velocidades por ejemplo en el glaciar Grosse, más que por el seguimiento de características se producen por desprendimientos ocurridos en el frente que aumentan las velocidades hacia esta zona y en el caso de Exploradores hacia la parte más cercana a la zona de acumulación del glaciar

se pierden la coherencia entre las imágenes.

Al tratar de explicar parte de las ciclicidades en los diferentes periodos para los glaciares recién mencionados, muchas de ellas se deben a la influencia climática que predomina en cada zona, con mayores temperaturas de verano que generan mayor derretimiento y adelgazamiento del hielo. Es importante notar que en los glaciares que presentan datos de velocidades para el 2018 y que es posible realizar las comparaciones entre el derretimiento y acumulación de nieve para ese año, los grandes contrastes y variaciones, es debido a que se registra en los meses de derretimiento de nieve del 2018, las más altas temperaturas (Figura 6.8) con valores promedio de 11.7°C. Se debe considerar que esa información, se obtuvo a partir de las mediciones realizadas en la estación Lago Cachet 2 en Colonia, por lo que esa temperatura sería más característica de las lenguas glaciares de la parte oriental del campo de hielo.

No solo se debe tener en cuenta el factor de temperaturas, sino también las precipitaciones, que si bien no se cuenta con datos gruesos para mencionar las tendencias de esta variable, autores como Warren y Sugden (1993) señalan que las grandes variaciones interanuales de las precipitaciones ejercen un fuerte control sobre la dinámica de los glaciares, cuyas aseveraciones se ven apoyadas por Winchester y Harrison (1996), quienes además mencionan que para los glaciares San Rafael y San Quintín el factor climático dominante que controla las oscilaciones de los glaciares son las precipitaciones. De igual manera, autores como Yamaguchi et al. (2003) han utilizado las precipitaciones que ocurren más arriba en el glaciar Soler para correlacionarlo con las aceleraciones periódicas en el frente de ese glaciar.

En relación a la presencia del acuífero detectada a partir de datos GPR, la existencia de este a lo largo del plateau, en específico entre los glaciares San Quintín y Soler, junto con el Nef podría explicar las variaciones de velocidades en algunas temporadas con la filtración del agua hasta la base de los glaciares y así aumentar la velocidad por deslizamiento basal (Willis et al., 2012). De la misma forma para el glaciar San Rafael y Colonia, donde el acuífero fue detectado por DGA (2014).

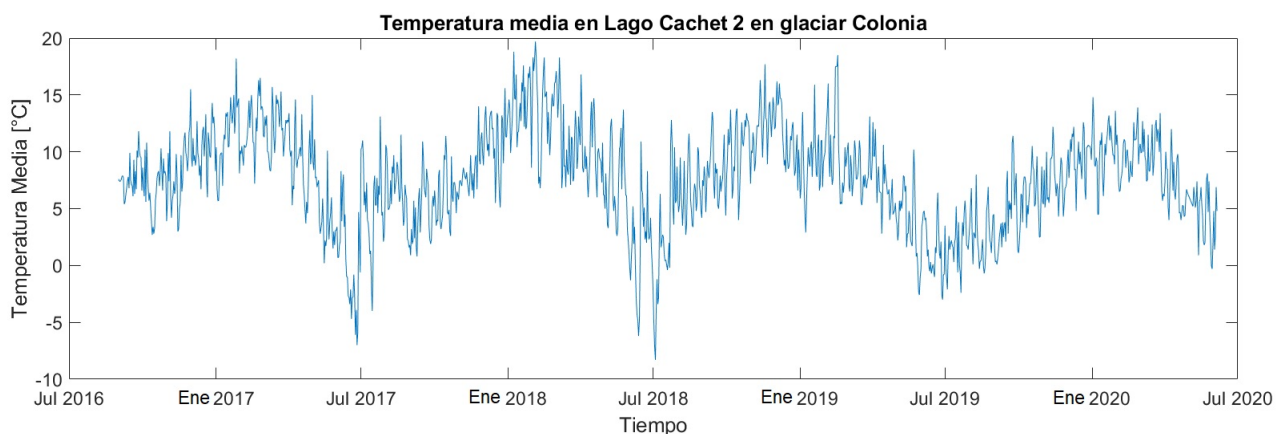


Figura 6.8: Temperatura media entre octubre del 2016 a agosto del 2020 en la estación Lago Cachet 2 en glaciar Colonia. Datos extraídos del Explorador Climático (CR)², visitado el 10 de enero del 2021.

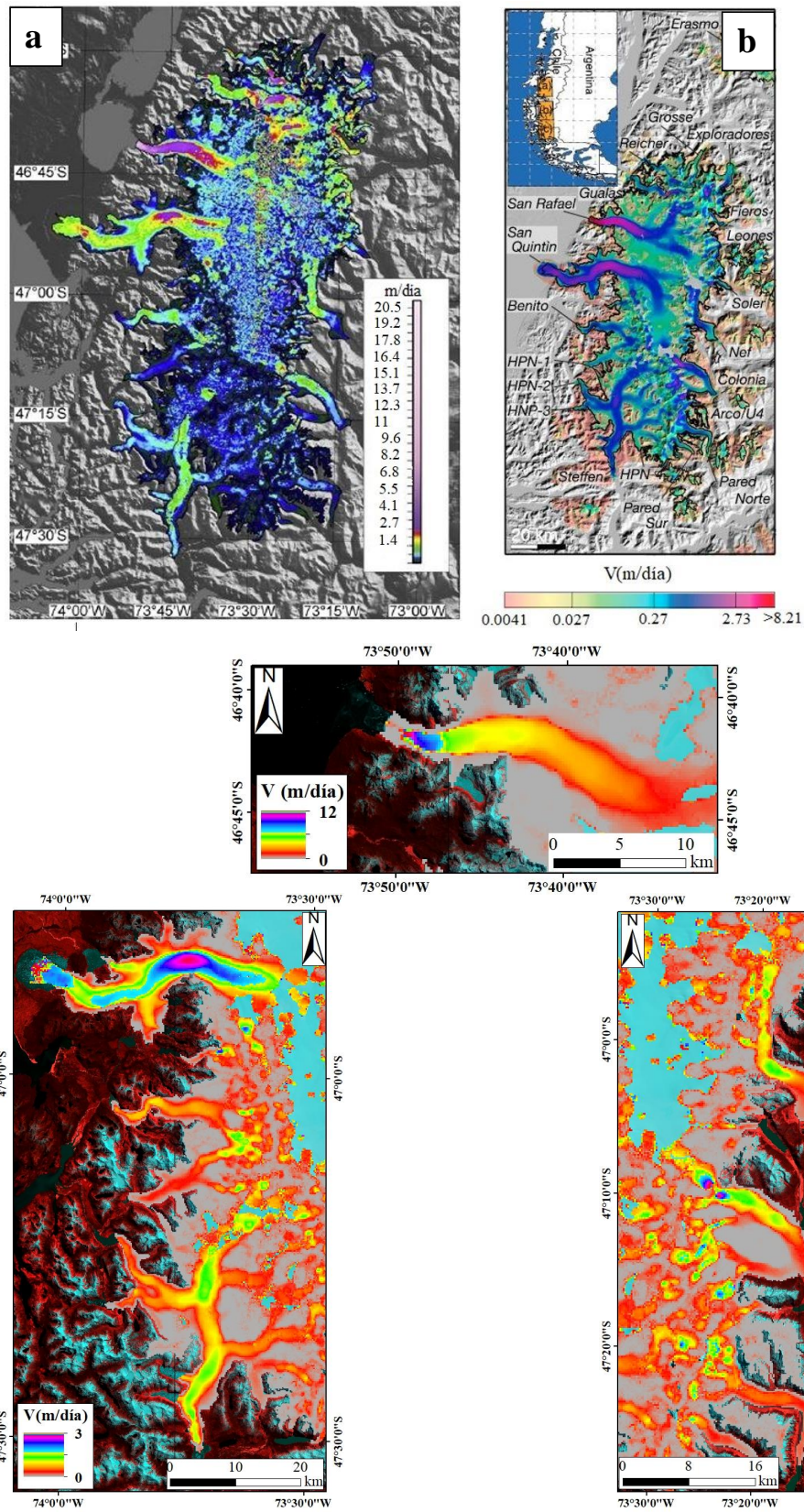


Figura 6.9: Campo de velocidades de CHN. (a) Modificado de Willis et al. (2012). (b) Modificado de Mougnot y Rignot (2015). (c) Modificado de Friedl et al. (2021)

6.5. Metodologías para el cálculo de las velocidades superficiales y limitaciones del estudio

La metodología de ImGRAFT para el cálculo de las velocidades, debe pasar por una serie de filtros antes de obtener resultados coherentes, a lo largo de este proceso parte de la información de las velocidades sobre algunas áreas de la lengua glaciaria se pierden por la falta de coherencia entre dos pares de imágenes, ejemplo de esta falta de información se observó en glaciares como San Rafael, donde no se tiene información del frente glaciario. Hacia la zona de acumulación de los glaciares el algoritmo no es capaz de resolver velocidades de superficie en zonas de movimiento lento, sino que se adapta mejor a áreas de movimiento mayor como se da en las lenguas glaciares, es por esto que al utilizar imágenes en un rango de tiempo más acotado y en especial en los glaciares de lento movimiento aparecen más incertidumbres y las zonas de no coherencia se vuelven mayores. Así también ocurre en las zonas de movimiento rápido en especial cuando las imágenes utilizadas para realizar el cálculo de velocidad son muy distantes entre sí, ocurriendo que las características en la superficie del glaciar se deforman más allá del reconocimiento y por tanto ya no son factibles de rastrear (Messerli y Grinsted, 2015).

Parte de los errores resultantes en el seguimiento de las características se deben a la coincidencia de la plantilla entre los dos pares de imágenes. Para dimensionar esos errores, se calculó la velocidad considerando como puntos de control, áreas estacionarias sobre roca (Figura 6.10) y los resultados de esos puntos se presentan en la Tabla 6.4.

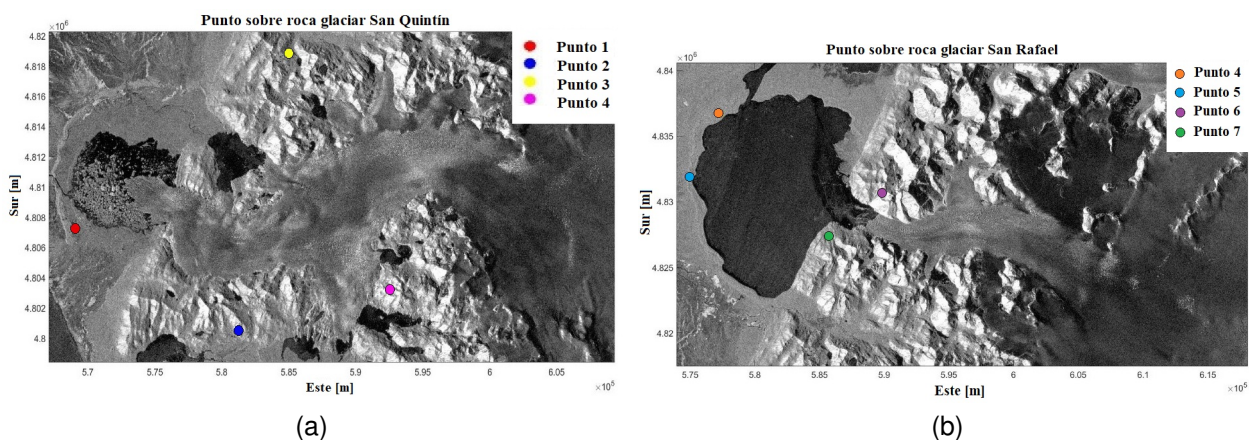


Figura 6.10: Ubicación de puntos de control sobre roca en el (a) glaciar San Quintín y (b) glaciar San Rafael.

Respecto a las limitaciones, una de las principales fue el de no contar con un adecuado registro de las características climáticas de la zona de estudio, producto de que solamente se tiene información de la estación más cercana al campo de hielo, denominada estación Lago Cachet 2, que se encuentra ubicada en el lago del mismo nombre, originado a partir del glaciar Colonia. Dado que esta estación se encuentra en la parte oriental del campo de hielo, las temperaturas y precipitaciones que reporta son más características de los glaciares efluentes hacia esa dirección, siempre y cuando se considere que se encuentra a una elevación bastante menor a lo que se encuentra el plateau y las lenguas glaciares. Por otro lado, hacia la parte occidental, la estación más cercana es glaciar San Rafael,

pero dejó de funcionar a inicios de enero del 2017, justo en el periodo que comienza este estudio.

Tabla 6.4: Error del método calculado en roca, en base al promedio de velocidades de las series de tiempo de imágenes desde el 2017 a 2020.

Puntos de control	Error (m/día)
1	0.05
2	0.08
3	0.11
4	0.14
5	0.01
6	0.14
7	0.02
8	0.10

6.6. Relaciones entre velocidades superficiales e intensidades de retrodispersión S1

A partir de lo presentado en la Sección 5.4, es posible precisar en primer lugar que la metodología de coherencia de ondículas es un análisis básico y de primer orden para establecer relación entre dos series de tiempo, por lo tanto, lo presentado en este estudio sería un primer indicio de la relación que es posible establecer entre las intensidades de retrodispersión S1 que son indicadores indirectos de la recarga superficial del sistema hidráulico y las velocidades superficiales de los glaciares de CHN. Dado esto, los periodos estimados en los cuales es posible establecer una relación se observan en los gráficos en periodos en potencia de 2.

Se logró constatar que ambas series de tiempo comparten ciclos mayores a 256 días altamente correlacionables, lo cual se interpreta como periodicidades anuales. Las relaciones en anti-fase se dan mayormente para zonas más cercanas al frente glaciar, que en la mayoría de los glaciares se presentan con menores velocidades y siguiendo la relación de anti-fase por lo tanto habría mayores intensidades de retrodispersión de S1. Una explicación de mayores intensidades hacia el frente del glaciar sería por causa de características superficiales como grietas que aumentan la retrodispersión (Thompson et al., 2020), en consecuencia, en glaciares de menor velocidad hacia el frente de la lengua la relación sería por dominio de la dispersión. De manera opuesta, glaciares como San Rafael y Leones con mayores velocidades hacia el frente del glaciar y siguiendo la misma relación, se esperaría menores intensidades hacia esa zona, parte de las cuales no serían a causa de características localizadas, como las grietas recién nombradas, sino una generalidad que se observa a lo largo de toda la lengua glaciar producto de la humedad y presencia de agua y que si se considera además a los glaciares aledaños como San Quintín, HPN1 y Steffen, quienes también presentan estas características no solo en el frente sino también hacia zonas cercanas al área de acumulación, la relación entre velocidades e intensidades sería por dominio de condiciones meteorológicas como

temperaturas y precipitaciones con características para generar agua de deshielo que explicarían la periodicidad mayor a 256 días que se produce cada año.

Además de las relaciones anti-fase ya mencionadas, existen zonas significativas de gran área de coherencia pero cuya relación entre intensidad de retrodispersión S1 y velocidad superficial es en fase, es decir para mayores velocidades mayores intensidades, para obtener mayores velocidades deberían existir condiciones climáticas como temperaturas más elevadas y variaciones interanuales de precipitación (Warren y Sugden, 1993) sumado a características morfológicas del glaciar como su tamaño, estrechez del canal de flujo, así como características topográficas de pendientes, alturas e incluso la erosión que contribuyan al aumento de este factor. En el caso de las intensidades la presencia de grietas, canales u ojivas y estructuras congeladas aumentan este valor. Por lo que un estudio más completo que involucre estos parámetros mencionados sería fundamental para definir en detalle esta correlación que se da en algunos sectores dentro de las lenguas de los glaciares. Una herramienta útil para realizarlo sería un análisis de coherencia de ondículas parciales, que permite conocer la correlación entre dos series de tiempo, dejando la contribución de otras variables constante en el tiempo (Ng y Chan, 2012), para así eliminar a los elementos que pueden estar aportando con sus características a las relaciones causales entre ambas series de tiempo.

En relación a la metodología utilizada, esta se determinó dado que las series de tiempo utilizadas son complejas y a simple vista no se aprecia una relación entre intensidades de retrodispersión S1 y velocidades (Figura 6.11). Al calcular el coeficiente de correlación lineal (Tabla 6.5), los valores obtenidos son bajos por lo que no se puede analizar dentro de toda la serie de tiempo la correlación y es necesario dividir la señal en frecuencias para realizar un análisis más local en el tiempo, lo cual te permite hacer el análisis de ondículas.

Tabla 6.5: Coeficiente de correlación entre series de tiempo de intensidades de retrodispersión S1 y velocidades superficiales para mediciones realizadas en posiciones cercanas al frente del glaciar (1) hasta sectores cercanos al área de acumulación (4).

Glaciar	1	2	3	4
San Rafael	0.00	0.06	0.01	
San Quintín	-0.13	0.02	-0.30	-0.16
Steffen	0.19	-0.19	-0.11	-0.01
Nef	0.28	-0.08	-0.10	
Colonia	-0.41	-0.17	-0.00	-0.13
Gualas	0.04	0.30	-0.16	
Reicher	0.08	-0.16	0.24	0.13
Benito	0.35	0.19	-0.07	
Acodado	-0.40	-0.23	-0.52	-0.30
HPN1	0.07	0.34	0.06	-0.18
Leones	-0.19	0.10	0.12	
Soler	0.03	0.21	0.17	
Pared Norte	0.05	-0.20	0.09	

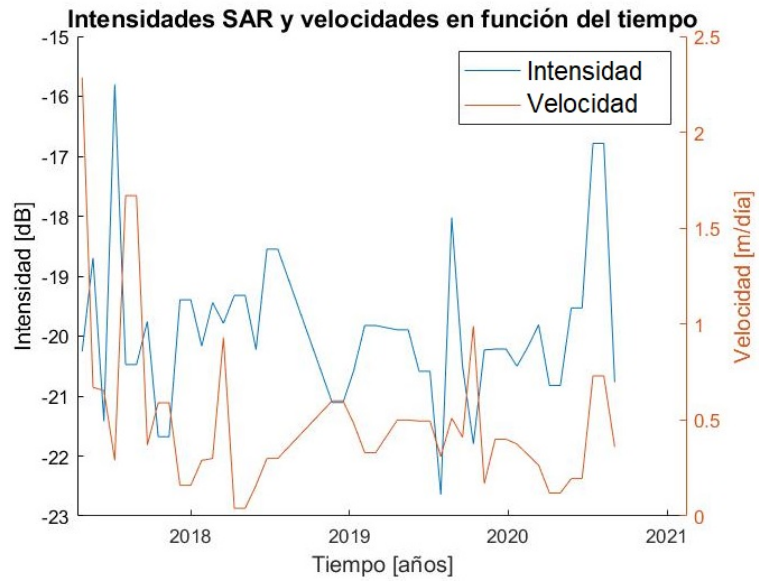


Figura 6.11: Ejemplo de relación entre intensidad de retrodispersión S1 y velocidades superficiales en el glaciar San Rafael (Punto SR3).

Capítulo 7

Conclusiones

En esta investigación se analizaron las características hidrológicas del acuífero de neviza presente en la zona de acumulación de los glaciares San Quintín y de la Parte Oriental que considera a los glaciares Soler y una porción del glaciar Nef, junto a la relación de las velocidades superficiales de los principales glaciares efluentes de CHN con respecto al impacto de la recarga superficial del sistema hidráulico.

Del análisis de datos GPR y potencias de reflectividad se confirmó que el movimiento de agua dentro de la zona de acumulación y en específico en la neviza está determinado por los gradientes en el potencial hidráulico, donde los factores de altura, deshielo y pendientes superficiales son características determinantes de la variación de la profundidad del nivel freático. Se corroboró que la topografía elevada en la Parte Oriental del campo de hielo determina niveles freáticos de mayor profundidad producto de la mayor acumulación de nieve y por lo tanto mayor grosor del campo de hielo, en comparación hacia la parte occidental, donde se ubica la zona de acumulación de San Quintín que mayormente se presenta con menor elevación, por lo tanto menor acumulación de nieve que sumado al agua de deshielo superficial, detectado por las intensidades de retrodispersión S1 y su ingreso al sistema hidrológico englaciar, un nivel freático más superficial. De igual manera, las zonas aledañas a laderas con pendientes pronunciadas condicionan un nivel freático más superficial producto del mayor escurrimiento por gravedad en estas áreas.

La utilización de imágenes SAR S1 para aumentar la cobertura espacial sobre CHN y determinar la extensión del área del sistema de acuíferos se encuentra sometida a una caracterización inicial de los patrones y firmas de intensidades de retrodispersión que dominan la zona de estudio. A partir de este análisis inicial se determinó que el acuífero de neviza se encuentra en la zona de nieve húmeda y percolación en el área del plateau, donde existe un dominio de la absorción de la señal por la presencia de agua líquida, mientras que, hacia los sectores aledaños donde existe presencia de escombros de roca sobre glaciares, afloramientos expuestos, grietas, topografía elevada y lagos proglaciares un dominio de la dispersión de la señal. Se comprobó que el algoritmo de detección basado en la superación del umbral de la diferencia de retrodispersión mensuales de varios años no funciona adecuadamente en CHN, señalando principalmente zonas más elevadas, que funcionan adecuadamente producto que es posible encontrar el proxy o señal de retrodispersión de valores de intensidades bajos en otoño. Es por esto que las zonas mapeadas a través de este algoritmo se presentan en la parte oriental del campo de hielo donde los perfiles demuestran mayores elevaciones y mayor acumulación de nieve hacia esa zona. El área del acuífero mapeado es de 132.55 km² con Sentinel-1 mucho

menor a lo interpolado de los datos GPR de 449 km², si bien este último valor se calculó en base a una interpolación y puede estar sobreestimando, aun así, la extensión de las mediciones GPR es mayor a lo señalado por Sentinel-1 e indica la presencia y formación del acuífero en la zona de acumulación de San Quintín. Lo que lleva a concluir que para la zona de estudio de CHN, entre ambas técnicas, el radar de penetración terrestre es el método más óptimo y eficiente, pero si no se cuenta con datos de mayor grosor, la utilización de Sentinel-1 es un proxy, ya que puede ayudar a tener una pronta noción de ubicación de zonas de acuíferos de neviza en especial en sectores de mayor elevación.

Por otro lado, la metodología de seguimiento de características de ImGRAFT permitió determinar el campo de velocidades superficiales de los principales glaciares efluentes de CHN, juntos con extensas series de tiempo a partir de las cuales se logró constatar una ciclicidad en los glaciares de la parte occidental como San Rafael, San Quintín, Steffen y Benito y en los glaciares orientales como Nef, Colonia y Leones, muchas de las cuales se pueden relacionar al patrón de temperaturas y de precipitaciones que se presentan en cada periodo de tiempo, con mayores precipitaciones y temperaturas en verano que ejercen un fuerte control sobre la dinámica de los glaciares, pero también debido a las características intrínsecas de cada glaciar como los factores topográficos. Además, dado que en la zona de acumulación de los glaciares San Quintín, Soler y Nef donde se comprobó la existencia del acuífero con datos GPR, las variaciones de velocidades podrían deberse a la filtración del agua hasta la base del glaciar que contribuya a disminuir la fricción con el lecho y aumentar la velocidad por mayor deslizamiento basal.

Al respecto de lo último mencionado en el párrafo anterior, se examinaron además, cerca de 40 series de tiempo entre intensidades de retrodispersión S1 que son indicadores indirectos de la recarga superficial del sistema hidráulico y velocidades superficiales para diferentes partes de la lengua de los glaciares de CHN, a partir de las cuales se concluye en primer lugar, que un análisis de correlación simple no demuestra evidencias de una relación entre ambas variables, sin embargo los análisis multiescala que utilizan ondículas sugieren una relación significativa entre la recarga superficial (evidenciada por las bajas intensidades de retrodispersión S1) en la dinámica glaciar con firmas de periodicidad anuales que predominan en glaciares como San Rafael, San Quintín, Benito, HPN-1, Acodado, Steffen, Colonia y Leones.

Finalmente, en respuesta a la hipótesis y al objetivo general, es posible concluir que, las características hidrológicas del acuífero de neviza de CHN como la profundidad del nivel freático posee una fuerte componente espacial asociada a las alturas y pendientes superficiales del campo de hielo, así como también al deshielo generado en superficie. Se confirma que las características hidrológicas son importantes para una mejor comprensión de la dinámica del flujo de hielo.

Bibliografía

- Ambach, W., Blumthaler, M., y Kirchlechner, P. (1981). Application of the gravity flow theory to the percolation of melt water through firn. *Journal of Glaciology*, 27(95), 67–75. doi: 10.3189/S0022143000011230
- Aniya, M. (1988). Glacier inventory for the Northern Patagonia Icefield, Chile, and variations 1944/45 to 1985/86. *Arctic and Alpine Research*, 20(2), 179–187.
- Aniya, M. (2017). Glacier variations of Hielo Patagónico Norte, Chile, over 70 years from 1945 to 2015. *Bulletin of Glaciological Research*, 35, 19–38. doi: 10.5331/bgr.17R01
- Aniya, M., Dhakal, A. S., Park, S., y Naruse, R. (2000). Variations of Patagonian glaciers, South America, using RADARSAT and Landsat images. *Canadian Journal of Remote Sensing*, 26(6), 501–511. doi: 10.1080/07038992.2000.10874791
- Aniya, M., y Enomoto, H. (1986). Glacier variations and their causes in the Northern Patagonia icefield, Chile, since 1944. *Arctic & Alpine Research*, 18(3), 307–316. doi: 10.2307/1550888
- Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P., y Casassa, G. (1996). The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonia Icefield, South America. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62(12), 1361–1369.
- Aysén Patagonia. (2020). *Confluencia río Baker y río Nef*. Descargado 5 de junio del 2020, de <http://recorreaysen.cl/attractivos/confluencia-rio-baker-y-rio-nef>
- Baker, P. E., Rea, W., Skarmeta, J., Caminos, R., y Rex, D. (1981). Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian Plateau around latitude 46 S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 303(1474), 105–149.
- Barzycka, B., Grabiec, M., Błaszczuk, M., Ignatiuk, D., Laska, M., Hagen, J. O., y Jania, J. (2020). Changes of glacier facies on Hornsund glaciers (Svalbard) during the decade 2007–2017. *Remote Sensing of Environment*, 251, 112060. doi: <https://doi.org/10.1016/j.rse.2020.112060>
- Bauder, A., Funk, M., y Huss, M. (2007). Ice-volume changes of selected glaciers in the Swiss Alps since the end of the 19th century. *Annals of Glaciology*, 46, 145–149. doi: 10.3189/172756407782871701

- Benn, D., y Evans, D. (2010). *Glaciers & glaciation, 2nd edition (2nd ed.)* Routledge. doi: 10.4324/9780203785010
- Bennett, M., y Glasser, N. (2009). *Glacial geology: Ice sheets and landforms. (2da ed.)*. John Wiley.
- Benson, C. (1961). Stratigraphic studies in the snow and firn of the Greenland ice sheet. *Folia Geographica*, 13–37.
- Bertani, L., Brandani, A., y Rabassa, J. (1986). Fluctuations of Castaño Overo Glacier in Northern Patagonia since the beginning of the XVII century. *Data of Glaciological Studies*, 57, 192–196.
- Bindschadler, R., y Vornberger, P. (1992). Interpretation of SAR imagery of the Greenland ice sheet using coregistered TM imagery. *Remote Sensing of Environment*, 42(3), 167–175.
- Braithwaite, R. (1981). On glacier energy balance, ablation, and air temperature. *Journal of Glaciology*, 27(97), 381–391.
- Brangers, I., Lievens, H., Miège, C., Demuzere, M., Brucker, L., y De Lannoy, G. J. (2020). Sentinel-1 Detects Firn Aquifers in the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters*, 47(3). doi: 10.1029/2019GL085192
- Bravo, C., Bozkurt, D., Gonzalez-Reyes, Á., Quincey, D. J., Ross, A. N., Farías-Barahona, D., y Rojas, M. (2019). Assessing snow accumulation patterns and changes on the Patagonian Icefields. *Frontiers in Environmental Science*, 7, 30.
- Calderón, M., y Hervé, F. (2000). Metamorfismo de contacto en el margen oriental del Batolito Sur Patagónico (48–50 30 S). In Congreso Geológico Chileno. , 9, 707–711.
- Camps-Valls, G., Tuia, D., Gomez-Chova, L., Jimenez, S., y Malo, J. (2011). *Remote Sensing Image Processing. Synthesis Lectures on Image, Video, and Multimedia Processing*. (Inf. Téc.). Morgan and Claypool.
- Carrasco, J. F., Casassa, G., y Rivera, A. (2002). Meteorological and climatological aspects of the Southern Patagonia Icefield. *The Patagonian Icefields*, 29–41.
- Carrasco, J. F., Casassa Rogazinski, G., y Rivera, A. (1998). Climatología actual del Campo de Hielo Sur y posibles cambios por el incremento del efecto invernadero. *Anales del Instituto de la Patagonia*, 26, 119-128.
- Caviedes, C. N. (1990). Rainfall variation, snowline depression and vegetational shifts in Chile during the Pleistocene. *Climatic Change*, 16(1), 99–114.
- CCRS. (2001). *Material educativo para teledetección mediante radares*. Descargado 18 de noviembre del 2020, de http://www.gep.uchile.cl/Biblioteca/Radar/gsarcd_s.pdf
- Cecioni, G., y Charrier, R. (1974). Relaciones entre la Cuenca Patagónica, la Cuenca Andina y el canal de Mozambique. *Ameghiniana*, 11(1), 1–38.

- Cembrano, J., Lavenu, A., Reynolds, P., Arancibia, G., López, G., y Sanhueza, A. (2002). Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca–South America–Antarctica triple junction. *Tectonophysics*, 354(3-4), 289–314.
- Christianson, K., Kohler, J., Alley, R., Nuth, C., y Van Pelt, W. (2015). Dynamic perennial firn aquifer on an Arctic glacier. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1418–1426.
- Chuvieco, E. (1991). Fundamentos de teledetección espacial. *Estudios Geográficos*, 52(203), 371.
- Chuvieco, E. (2002). *Teledetección Ambiental. La observación de la Tierra desde el Espacio*. Barcelona, España: Ariel Ciencia.
- Clapperton, C. (1993). *Quaternary geology and geomorphology of South America*. Amsterdam: Elsevier Science Publisher.
- Cogley, J., Arendt, A., Bauder, A., Braithwaite, R., Hock, R., Jansson, P., . . . Zemp, M. (2011). Glossary of glacier mass balance and related terms. *Journal of Glaciology*, 57(206).
- CONAMA. (2008). *Informe técnico para la declaración de zona saturada por contaminante PM10 en Coyhaique: Informe final* (Inf. Téc.). Santiago, Chile: SETEC-CONAMA XI.
- Cuffey, K. M., y Paterson, W. S. B. (2010). *The physics of glaciers* (4th ed.). Butterworth-Heinemann/Elsevier.
- Darvishi, M., Schlogel, R., Bruzzone, L., y Cuozzo, G. (2018). Integration of PSI, MAI, and intensity-based sub-pixel offset tracking results for landslide monitoring with X-band corner reflectors—Italian Alps (Corvara). *Remote Sensing*, 10(3), 409.
- DGA. (2009). Estrategia nacional de glaciares fundamentos. *Informe para Dirección General de Aguas -MOP*, 290.
- DGA. (2014). Caracterización física del manto nival en campo de hielo norte en base a mediciones GPR terrestre informe final. *Realizado por Geoestudios LTDA. SIT N° 359, GLA5571, Santiago, Chile*, 56pp.
- DGA. (2016). Atlas del Agua. *Atlas del Agua Chile 2016*, 1(1), 1–24.
- Díaz, F. A., Quintero, S. V., Triana, J. S., y Morón, D. C. (2015). *Aproximaciones a los sistemas de percepción remota en satélites pequeños*. Bogotá: Universidad Sergio Arboleda.
- Di Tullio, M., Nocchi, F., Camplani, A., Emanuelli, N., Nascetti, A., y Crespi, M. (2018). Copernicus big data and Google Earth Engine for glacier surface velocity field monitoring: Feasibility demonstration on San Rafael and San Quintín glaciers. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing & Spatial Information Sciences*, 42(3).
- Dobson, M. C., y Ulaby, F. (1981). Microwave backscatter dependence on surface roughness, soil moisture, and soil texture: Part III-soil tension. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*(1), 51–61.

- Du, J., Shi, J., y Rott, H. (2010). Comparison between a multi-scattering and multi-layer snow scattering model and its parameterized snow backscattering model. *Remote Sensing of Environment*, 114(5), 1089–1098. doi: 10.1016/j.rse.2009.12.020
- Dussailant J., A., Buytaert, W., Meier, C., y Espinoza, F. (2012). Le régime hydrologique de bassins versants éloignés soumis á des gradients extrêmes et á de brusques changements: Le bassin de Baker en Patagonie. *Hydrological Sciences Journal*, 57(8), 1530–1542.
- ESA. (2020). *User Guides - Sentinel-1 SAR - Acquisition Modes - Sentinel Online*. Descargado 12 de noviembre del 2020, de <https://sentinel.esa.int/web/sentinel/user-guides/sentinel-1-sar/acquisition-modes>
- Escobar, F., Cassaca, G., y Pozo, V. (1995). Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile central en las últimas dos décadas. *Bulletin Institute Francais Etudes Andines*, 24(3), 683–695.
- Espinosa, W., y Fuenzalida, R. (1971). Geología de la provincia de Aysén entre los 45-45° lat. S. *Inst Invest Geol (Chile)*, 54.
- Fahnestock, M., Bindschadler, R., Kwok, R., y Jezek, K. (1993). Greenland Ice Sheet surface properties and ice dynamics from ERS-1 SAR imagery. *Science*, 262(5139), 1530–1534. doi: 10.1126/science.262.5139.1530
- FAO. (1990). *Aplicación de la tecnología de percepción remota a las pesquerías marinas*. Descargado 17 de julio del 2020, de www.fao.org/docrep/003/T0355S/T0355S02.htm: 212
- Flint, R. F., y Fidalgo, F. (1964). Glacial geology of the East flank of the Argentine Andes between Latitude 39 10 S. and Latitude 41 20 S. *Geological Society of America Bulletin*, 75(4), 335–352.
- Forster, R., Box, J., Van Der Brooke, M., Miede, C., Burgess, E., Van Angelen, J., y Gogineni, S. (2014). Extensive liquid meltwater storage in firn within the Greenland ice sheet. *Nature Geoscience*, 7(2), 95–98.
- Forsythe, R., y Nelson, E. (1985). Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao Basin, Southern Chile. *Tectonics*, 4(5), 477–495.
- Fountain, A. (1989). The storage of water in, and hydraulic characteristics of, the firn of South Cascade Glacier, Washington State, USA. *Annals of Glaciology*, 13, 69–75.
- Fountain, A., y Walder, J. (1998). Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, 36(3), 299–328.
- Friedl, P., Seehaus, T., y Braun, M. (2021). Global time series and temporal mosaics of glacier surface velocities, derived from sentinel-1 data. *Earth System Science Data Discussions*, 1–33. doi: 10.5194/essd-2021-106
- Fujiyoshi, Y., Kondo, H., Inoue, J., y Yamada, T. (1987). Characteristics of precipitation and vertical structure of air temperature in the Northern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 4, 15–23.

- Funk, M., y Rothlisberger, H. (1989). Forecasting the effects of a planned reservoir which will partially flood the tongue of Unteraargletscher in Switzerland. *Annals of Glaciology*, 13, 76–81. doi: 10.3189/S0260305500007679
- Gacitúa, G., Uribe, J. A., Wilson, R., Loriaux, T., Hernández, J., y Rivera, A. (2015). 50 MHz helicopter-borne radar data for determination of glacier thermal regime in the central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 56(70), 193–201. doi: 10.3189/2015AoG70A953
- Gades, Anthony M Raymond, Charles F Conway, H., y Jagobel, R. (2000). Bed properties of Siple Dome and adjacent ice streams, West Antarctica, inferred from radio-echo sounding measurements. *Journal of Glaciology*, 46(152), 88–94. doi: 10.3189/172756500781833467
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society*, 129(2), 93–131. doi: 10.1144/gsjgs.129.2.0093
- Gardner, A., Fahnestock, M., y Scambos, T. (2020). ITS\LIVE regional glacier and ice sheet surface velocities. *Data archived at National Snow and Ice Data Center*.
- GEE. (2020). *Sentinel-1 Algorithms*. Descargado 7 de junio del 2020, de <https://developers.google.com/earth-engine/guides/sentinel1>
- Geomatica Ambiental. (2019). *Características de las misiones de los satélites Landsat*. Descargado 23 de septiembre del 2020, de <https://www.geomatica.pe/blog/caracteristicas-de-las-misiones-de-los-satelites-landsat>
- Georgieva, V., Melnick, D., Schildgen, T. F., Ehlers, T. A., Lagabrielle, Y., Enkelmann, E., y Strecker, M. R. (2016). Tectonic control on rock uplift, exhumation, and topography above an oceanic ridge collision: Southern Patagonian Andes (47° S), Chile. *Tectonics*, 35(6), 1317–1341. doi: 10.1002/2016TC004120
- Glasser, N. F., Harrison, Stephan Winchester, V., y Aniya, M. (2004). Late Pleistocene and Holocene palaeoclimate and glacier fluctuations in Patagonia. *Global and planetary change*, 43(1-2), 79–101.
- Gobierno Regional de Aysén. (2013). Actualización del Plan de Ordenamiento Territorial de Aysén. Memoria Explicativa. División de Planificación y Desarrollo Regional. Unidad de Planificación y Borde Costero. Aysén. Chile. , 324.
- Greve, R., y Blatter, H. (2009). *Dynamics of ice sheets and glaciers*. Springer Science & Business Media.
- Greve, R., y Hutter, K. (1995). Polythermal three-dimensional modelling of the Greenland ice sheet with varied geothermal heat flux. *Journal of Glaciology*, 21, 8–12. doi: 10.3189/S0260305500015524
- Grinsted, A., Moore, J. C., y Jevrejeva, S. (2004). Application of the cross wavelet transform and wavelet coherence to geophysical time series. *Nonlinear Processes in Geophysics*, 11(5/6), 561–566. doi: 10.5194/npg-11-561-2004

- Gripp, A. E., y Gordon, R. G. (1990). Current plate velocities relative to the hotspots incorporating the nivel-1 global plate motion model. *Geophysical Research Letters*, 17(8), 1109–1112. doi: 10.1029/GL017i008p01109
- Habiterra S.A. Consultores. (2003). *Actualización plan regional de desarrollo urbano de la región de Aysén* (Inf. Téc.). Santiago, Chile: Autor.
- Hall, D. K., Bindschadler, R., Foster, J., Chang, A., y Siddalingaiah, H. (1990). Comparison of in situ and satellite-derived reflectances of Forbindels Glacier, Greenland. *Remote Sensing*, 11(3), 493–504.
- Hall, J. (2008). The identification of different ice facies on the North Patagonian Icefield (Chile) from ETM+ and ASTER images using a rule-based classification. *Journal of Maps*, 4(sup1), 11–22.
- Hatcher, J. (1900). Art. VIII- Sedimentary Rocks of Southern Patagonia. *American Journal of Science*, 9(50), 85–108. doi: 10.2475/ajs.s4-9.50.85
- Hawrylak, M., y Nilsson, E. (2019). Spatial and Temporal Variations in a Perennial Firn Aquifer on Lomonosovfonna, Svalbard.
- Heilig, A., Wendleder, A., Schmitt, A., y Mayer, C. (2019). Discriminating wet snow and firn for alpine glaciers using sentinel-1 data: A case study at Rofental, Austria. *Geosciences (Switzerland)*, 9(2). doi: 10.3390/geosciences9020069
- Heim, A. (1940). *Geological Observations in the Patagonian Cordillera:(preliminary Report)* (Vol. 33). *Eclogae Geologicae Helvetiae*.
- Hernández, J. D., Espinosa Castro, J. F., Peñaloza Tarazona, M. E., Fernández González, J. E., Chacón Rangel, J. G., Toloza Sierra, C. A., ... Bermúdez Pirela, V. J. (2018). Sobre el uso adecuado del coeficiente de correlación de pearson: definición, propiedades y suposiciones. *Archivos Venezolanos de Farmacología y Terapéutica*, 37, 587–595.
- Hervé, F., Aguirre, L., Godoy, E., Massone, H., Morata, D., y Pankhurst, R. J. (1998). Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones PT de los complejos metamórficos en Aysén, Chile. In Congreso Latinoamericano de Geología. , 10, 134–137.
- Hervé, F., Pankhurst, R. J., Drake, R., Beck, M. E., y Mpodozis, C. (1993). Granite generation and rapid unroofing related to strike-slip faulting, Aysén, Chile. *Earth and Planetary Science Letters*, 120(3-4), 375–386. doi: 10.1016/0012-821X(93)90251-4
- Hervé, M. (1976). Estudio geológico de la falla Liquiñe-Reloncaví en el área de Liquiñe: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). En *Congreso geológico chileno* (Vol. 1, pp. B39–B56). Santiago.
- Heusser, C. J. (1974). Vegetation and climate of the southern Chilean Lake District during and since the last interglaciation. *Quaternary Research*, 4(3), 290–315. doi: 10.1016/0033-5894(74)90018-0
- Heusser, C. J. (1984). Late quaternary climates of chile. In Late Cainozic palaeoclimates of the Southern Hemisphere. International symposium held by the South African Society for Quaternary Research; Swaziland. , 59–83.

- Hodgkins, R. (1997). Glacier hydrology in Svalbard, Norwegian high arctic. *Quaternary Science Reviews*, 16(9), 957–973. doi: 10.1016/S0277-3791(97)00032-2
- Howat, I., Joughin, I., y Scambos, T. (2007). Rapid changes in ice discharge from Greenland outlet glaciers. *Science*, 315(5818), 1559–1561. doi: 10.1126/science.1138478
- Hu, K., Huang, Y., Li, H., Li, B., Chen, D., y White, R. E. (2005). Spatial variability of shallow groundwater level, electrical conductivity and nitrate concentration, and risk assessment of nitrate contamination in North China Plain. *Environment international*, 31(6), 896–903. doi: 10.1016/j.envint.2005.05.028
- Hubbard, A., Lawson, W., Anderson, B., Hubbard, B., y Blatter, H. (2004). Evidence for subglacial ponding across Taylor Glacier, Dry Valleys, Antarctica. *Annals of Glaciology*, 39(June), 79–84. doi: 10.3189/172756404781813970
- Ibarzabal y Donangelo, T., Hoffman, J. A. J., y Naruse, R. (1996). Recent climate changes in Southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research*, 14, 29–36.
- Iken, A., Echelmeyer, K., Harrison, W., y Funk, M. (1993). Mechanism of fast flow in Jakobshavns Isbrae, West Greenland: Part I. Measurements of temperature and water level in deep boreholes. *Journal of Glaciology*, 39(131), 15–25.
- INE. (2019). Síntesis de resultados censo 2017 región de Aysén.
- IPCC. (2001). Intergovernmental Panel on Climate Change. Glossary.
- IPCC. (2007). Cambio climático 2007: Informe de síntesis. *Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo de redacción principal: Pachauri, R. K. y Reisinger, A.]*. IPCC, Ginebra, Suiza, 104.
- IPCC. (2013). Climate change 2013: The physical science basis. *Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]*, 1535.
- Jaber, W. A. (2016). Derivation of mass balance and surface velocity of Glaciers by means of high resolution synthetic aperture radar: Application to the Patagonian icefields and Antarctica. *DLR Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt e.V. - Forschungsberichte, 2016-Janua(54)*, 1–236.
- Jaenicke, J., Mayer, C., Scharrer, K., y Munzer, Ulrich Gudmundsson, A. (2006). The use of remote-sensing data for mass-balance studies at Myrdalsjökull ice cap, Iceland. *Journal of Glaciology*, 52(179), 565–573. doi: 10.3189/172756506781828340
- Johnston, K., Ver Hoef, J. M., Krivoruchko, K., y Lucas, N. (2001). *Using ArcGIS geostatistical analyst* (Vol. 380). Esri Redlands.
- Kamb, B., Raymond, C., Harrison, W., Engelhardt, H., Echelmeyer, K., Humphrey, N., . . . Pfeffer, T. (1985). Glacier surge mechanism: 1982-1983 surge of Variegated Glacier, Alaska. *Science*, 227(4686), 469–479. doi: 10.1126/science.227.4686.469

- Kaplan, M. R., Ackert Jr, R. P., Singer, B. S., Douglass, D. C., y Kurz, M. D. (2004). Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial advances during O-isotope stage 2 in Patagonia. *Geological Society of America Bulletin*, 116(3-4), 308–321. doi: 10.1130/B25178.1
- Kaser, G., Großhauser, M., y Marzeion, B. (2010). Contribution potential of glaciers to water availability in different climate regimes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 107(47), 20223–20227. doi: 10.1073/pnas.1008162107
- Kawashima, K., Yamada, T., y Wakahama, G. (1993). Investigations of internal structure and transformational processes from firn to ice in a perennial snow patch. *Annals of Glaciology*, 18, 117–122. doi: 10.3189/S0260305500011368
- Kerr, A., y Sugden, D. (1994). The sensitivity of the south chilean snowline to climatic change. *Climatic Change*, 28(3), 255–272. doi: 10.1007/BF01104136
- Kiš, I. M. (2016). Comparison of Ordinary and Universal Kriging interpolation techniques on a depth variable (a case of linear spatial trend), case study of the Šandrovac Field. *Rudarsko-geološko-naftni zbornik*, 31(2), 41–58.
- Knight, R. J., y Nur, A. (1987). The dielectric constant of sandstones, 60 kHz to 4 MHz. *Geophysics*, 52(5), 644–654. doi: 10.1190/1.1442332
- Koenig, L. S., Miège, C., Forster, R. R., y Brucker, L. (2014). Initial in situ measurements of perennial meltwater storage in the Greenland firn aquifer. *Geophysical Research Letters*, 41(1), 81–85. doi: 10.1002/2013GL058083.
- Koenig, M., Winther, J.-G., y Isaksson, E. (2001). Measuring snow and glacier ice properties from satellite. *Reviews of Geophysics*, 39(1), 1–27. doi: 10.1029/1999RG000076
- Koppen, W. (1918). Klassifikation der Klima nach Temperatur, Niederschlag und Jahreslauf. *Petermanns Mitt*, 64.
- Koppes, M., Hallet, B., Rignot, E., Mouginot, J., Wellner, J. S., y Boldt, K. (2015). Observed latitudinal variations in erosion as a function of glacier dynamics. *Nature*, 526(7571), 100–103. doi: 10.1038/nature15385
- Kotlyakov, V., y Komarova, A. (2006). *Elsevier's dictionary of geography: in English, Russian, French, Spanish and German*.
- Lang, H., Schadler, B., y Davidson, G. (1977). Hydroglaciological investigations on theewigschneefeld-gr. *Aletschgletscher. Z. Gletscherkd. Glazialg*, 12(2), 109–124.
- Lange, D., Cembrano, J., Rietbrock, A., Haberland, C., Dahm, T., y Bataille, K. (2008). First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the Southern Andes. *Tectonophysics*, 455(1-4), 14–24. doi: 10.1016/j.tecto.2008.04.014
- Lara, L. E., Lavenu, A., y Inferior, P. (2006). La Zona De Falla Liquiñe-Ofqui : Antecedentes de su evolución cuaternaria e implicancias para el volcanismos activo en los Andes del Sur. *Recherche*, 427–430.

- Lenaerts, J., Van Den Broeke, M., Van Wessem, J., Van de Berg, W., Van Meijgaard, E., Van Ulf, L., y Schaefer, M. (2014). Extreme precipitation and climate gradients in Patagonia revealed by high-resolution regional atmospheric climate modeling. *Journal of Climate*, 27(12), 4607–4621.
- Lindenlaub, J. C., y Lube, B. M. (1976). Matrix of educational and training materials in remote sensing. LARS Information Note 052576.
- Lliboutry, L. (1956). Nieves y Glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. *Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago.*
- Long, D. G., y Drinkwater, M. R. (1994). Greenland ice-sheet surface properties observed by the Seasat-A scatterometer at enhanced resolution. *Journal of Glaciology*, 40(135), 213–230. doi: 10.3189/S0022143000007310
- Lopez, P., Chevallier, P., Favier, V., Pouyaud, B., Ordenes, F., y Oerlemans, J. (2010). A regional view of fluctuations in glacier length in southern South America. *Global and Planetary Change*, 71(1-2), 85–108. doi: 10.1016/j.gloplacha.2009.12.009
- Mantua, N. J., y Hare, S. R. (2002). The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*, 58(1), 35–44. doi: 10.1023/A:1015820616384
- Marangunic, C. (1979). Inventario de glaciares hoya del río Maipo. Dirección General de Aguas, Ministerio de Obras Públicas, Gobierno de Chile. Santiago, Chile. , 619.
- Marshall, S. J. (2011). *The cryosphere* (Vol. 2). Princeton, New Jersey:Princeton University Press.
- Martinié, M. (2005). De la trapananda al Aysén. Una mirada reflexiva sobre el acontecer de la región de Aysén desde la prehistoria hasta nuestros días. Santiago. *Pehuén*.
- Matheron, G., Blondel, F., y Bureau de recherches géologiques et minières (France). (1962). *Traité de géostatistique appliquée*. Editions Technip.
- MathWorks. (2021a). *CorrCoef, Coeficiente de Correlación: Documentation*. Descargado 20 de mayo del 2021, de <https://la.mathworks.com/help/matlab/ref/corrcoef.html#buty8h6>
- MathWorks. (2021b). *Introducción práctica al análisis de frecuencia de tiempo*. Descargado 21 de febrero del 2021, de <https://la.mathworks.com/help/signal/examples/practical-introduction-to-time-frequency-analysis.html>
- McNerney, L. (2016). Constraining the Greenland firn aquifer's ability to hydrofracture a crevasse to the bed of the ice sheet (Doctoral dissertation, Department of Geography, University of Utah).
- Meier, M., y Post, A. (1987). Fast tidewater glaciers. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B9), 9051–9058. doi: 10.1029/JB092iB09p09051
- Mercer, J. (1965). Glacier variations in southern Patagonia. *Geographical Review*, 55(3), 390–413.

- Mercer, J. (1968). Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial. *American Journal of Science*, 266(2), 91–109.
- Mercer, J. (1970). Variations of some Patagonian glaciers since the Late-Glacial; II. *American Journal of Science*, 269(1), 1–25.
- Mercer, J. (1976). Glacial history of southernmost South America. *Quaternary Research*, 6(2), 125–166.
- Mercer, J. (1982). Holocene glacier variations in Southern South America. *Striae*, 18, 35-40.
- Messerli, A., y Grinsted, A. (2015). Image georectification and feature tracking toolbox: ImGRAFT. *Geoscientific Instrumentation, Methods and Data Systems*, 4(1), 23–34. doi: 10.5194/gi-4-23-2015
- Messerli, A., Karlsson, N., y Grinsted, A. (2014). Brief communication: 2014 velocity and flux for five major greenland outlet glaciers using imgraft and landsat-8. *The Cryosphere Discussions*, 8(6), 6235–6250. doi: 10.5194/tcd-8-6235-2014
- Meyer, F. (2019). Spaceborne synthetic aperture radar: Principles, data access, and basic processing techniques. *The SAR Handbook: Comprehensive Methodologies for Forest Monitoring and Biomass Estimation; NASA: Washington, DC, USA*.
- Miege, C., Forster, R., Brucker, L., Koenig, L., Solomon, D., Paden, J., y Gogineni, S. (2016). Spatial extent and temporal variability of Greenland firn aquifers detected by ground and airborne radars. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 121(12), 2381–2398. doi: 10.1002/2016JF003869
- Miller, O. (2017). Hydrology of a firn aquifer in southeast Greenland (Doctoral dissertation, The University of Utah).
- Moon, T., Joughin, I., Smith, B., Van Den Broeke, M. R., Van De Berg, W. J., Noël, B., y Usher, M. (2014). Distinct patterns of seasonal Greenland glacier velocity. *Geophysical research letters*, 41(20), 7209–7216. doi: 10.1002/2014GL061836
- Moreno, R. (2004). Comparación de dos glaciares: Longyearbreen (Spitsbergen) y Monte Perdido (Pirineos). Características y evolución desde la Pequeña Edad de Hielo. *Revista Cuatrimestral de Geografía*(63), 5–22. doi: 10.17811/er.0.2004.5-22
- Mouginot, J., y Rignot, E. (2015). Ice motion of the Patagonian Icefields of South America: 1984-2014. *Geophysical Research Letters*, 42(5), 1441–1449. doi: 10.1002/2014GL062661
- Mpodozis, C., y Ramos, V. (1989). The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. In: Ericksen G, Cañas, M, Reinemund JA (eds) Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. Earth Sci Series. , 11, 59–90.
- Müller, F. (1962). Zonation in the Accumulation Area of the of the glaciers of Axel Heiberg Island, NWT, Canada. *Journal of Glaciology*, 4(33), 302–311. doi: 10.3189/S0022143000027623

- Municipalidad de Chile Chico. (2020). *Puerto bertrand*. Descargado 5 de abril del 2020, de <https://www.chilechico.cl/puertobertrand.html>
- Munneke, P., M. Lightenberg, S., Van den Broeke, M., Van Angelen, J., y Forster, R. (2014). Explaining the presence of perennial liquid water bodies in the firn of the Greenland Ice Sheet. *Geophysical Research Letters*, 41(2), 476–483. doi: 10.1002/2013GL058389
- Muñoz, M., Perez, L., Sanhueza, R., Urrutia, R., y Rovira, A. (2006). Los paisajes del agua en la cuenca del río Baker: bases conceptuales para su valoración integral. *Revista de Geografía Norte Grande*, 36, 31–48.
- Nagler, T., Rott, H., Ripper, E., Bippus, G., y Hetzenecker, M. (2016). Advancements for snowmelt monitoring by means of Sentinel-1 SAR. *Remote Sensing*, 8(4), 1–17. doi: 10.3390/rs8040348
- Naruse, R. (1985). Flow of Soler Glacier and San Rafael Glacier. Glaciological Studies in Patagonia Northern Icefield, 1983-1984. *Data Center for Glacier Research*, 64–69.
- Nasa. (2013). *Landsat 7 Science Data User's Handbook*. Descargado 9 de agosto del 2020, de <https://www.usgs.gov/media/files/landsat-7-data-users-handbook>
- Ng, E. K., y Chan, J. C. (2012). Geophysical applications of partial wavelet coherence and multiple wavelet coherence. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 29(12), 1845–1853. doi: 10.1175/JTECH-D-12-00056.1
- Niemeyer, H. (1975). Geología de la región comprendida entre el lago General Carrera y el río Chacabuco, provincia de Aisén, Chile. Memoria de Título, Universidad de Chile, Departamento de Geología. , 309.
- Niemeyer, H., y Cereceda, P. (1984). Hidrografía. Geografía de Chile. Tomo VIII. Instituto Geográfico Militar. Santiago.
- Oberreuter, J., Uribe, J., Zamora, R., Gacitúa, G., y Rivera, A. (2014). Mediciones de espesor de hielo en Chile usando radio eco sondaje: ice thickness measurements in Chile using radio echo sounding. *Geoacta*, 39(1), 108–122.
- Obiols, J. (1973). Sobre la percepción remota desde satélites. *Ciudad y Territorio Estudios Territoriales (CyTET)*(15), 65–69.
- Oerter, H., y Moser, H. (1982). Water storage and drainage within the firn of a temperate glacier (Vernagtferner, Oetztal Alps, Austria). *Hidrological Aspects of Alpine and High-Mountain Areas, IAHS Publ.*, 138, 71-81.
- Ohata, T. (1985). The east-west contrast in meteorological conditions and its effect on glacier abrasion., Glaciological Studies in Patagonia Northern Icefield, 1983-1984. *Data Center for Glacier Research, Japanese Society of Snow and Ice*, 52–56.
- Olmsted, C. (1993). Alaska SAR Facility Scientific SAR User's Guide. Descargado 23 de septiembre del 2020, de <https://asf.alaska.edu/wp-content/uploads/2019/02/sci-sar-userguide.pdf>

- ONDA. (2020). Landsat 8. Descargado 18 noviembre del 2020, de <https://www.onda-dias.eu/cms/es/data/catalogue/landsat-8/>
- Ordoñez, J. (2011). Aguas subterráneas-Acuíferos. *Sociedad Geográfica de Lima*.
- Ortiz, A., y Vergara, M. (1979). Perspectivas de desarrollo de los recursos de la Región de Aysén del general Carlos Ibáñez del Campo. *Publicación*, 26, 1–12.
- Pankhurst, R. J., y Hervé, F. (1994). Granitoid age distribution and emplacement control in the North Patagonian batholith in Aysen (44–47 S). In Congreso Geológico Chileno. , 7, 1409–1413.
- Pankhurst, R. J., Hervé, F., Rojas, L., y Cembrano, J. (1992). Magmatism and tectonics in continental Chiloe, Chile. *Tectonophysics*, 205(1), 283–294. doi: 10.1016/0040-1951(92)90431-5
- Pardo-Casas, F., y Molnar, P. (1987). Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*, 6(3), 233–248. doi: 10.1029/TC006i003p00233
- Paterson, W. S. B. (1994). *The Physics of Glaciers (Third Edition)*. Amsterdam: Butterworth-Heinemann. doi: 10.1016/B978-0-08-037944-9.50006-6
- Pattyn, F., Delcourt, C., Samyn, D., De Smedt, B., y Nolan, M. (2009). Bed properties and hydrological conditions underneath McCall Glacier, Alaska, USA. *Annals of Glaciology*, 50(51), 80–84. doi: 10.3189/172756409789097559
- Pederson, L. R. (1967). *Geografía económica de Chile* (Vol. 47) (n.º 2). doi: 10.1215/00182168-47.2.289
- Poinar, K., Joughin, I., Lilien, D., Brucker, L., Kehrl, L., y Nowicki, S. (2017). Drainage of Southeast Greenland Firn Aquifer Water through Crevasses to the Bed. *Frontiers in Earth Science*, 5, 5. doi: 10.3389/feart.2017.00005
- Porter, S. C. (1981). Pleistocene glaciation in the southern Lake District of Chile. *Quaternary Research*, 16(3), 263–292. doi: 10.1016/0033-5894(81)90013-2
- Porter, S. C. (2000). Onset of neoglaciation in the Southern Hemisphere. *Journal of Quaternary Science: Published for the Quaternary Research Association*, 15(4), 395–408. doi: 10.1002/1099-1417(200005)15:4<395::AID-JQS535>3.0.CO;2-H
- Post, A., O’Neel, S., Motyka, R. J., y Streveler, G. (2011). A complex relationship between calving glaciers and climate. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 92(37), 305–306. doi: 10.1029/2011EO370001
- Pueyo-Anchuela, O., Juan, A. P., Soriano, M., y Casas-Sainz, A. (2009). Characterization of karst hazards from the perspective of the doline triangle using GPR—examples from Central Ebro Basin (Spain). *Engineering Geology*, 108(3-4), 225–236. doi: 10.1016/j.enggeo.2009.06.022

- Quintana, J. (2004). Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal. *Magister tesis. Santiago de Chile: Universidad de Chile.*
- Rabassa, J. (2008). Late cenozoic glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. *Developments in Quaternary Sciences*, 11, 151–204. doi: 10.1111/j.1095-8312.2011.01681.x
- Raney, R. (1998). The delay/Doppler radar altimeter. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(5), 1578–1588. doi: 10.1109/36.718861
- Rau, F., Braun, M., Friedrich, M., Weber, F., y Goßmann, H. (2001). Radar glacier zones and their boundaries as indicators of glacier mass balance and climatic variability. *EARSeL eProceedings*, 1, 317-327.
- Rignot, E., Forster, R., y Isacks, B. (1996). Mapping of glacial motion and surface topography of Hielo Patagónico Norte, Chile, using satellite SAR L-band interferometry data. *Annals of Glaciology*, 23, 209–216. doi: 10.3189/S026030550001346X
- Rignot, E., Rivera, A., y Casassa, G. (2003). Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science*, 302(5644), 434–437. doi: 10.1126/science.1087393
- Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J., y Dowdeswell, J. A. (2007). Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia Icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59(1-4), 126–137.
- Rivera, A., Bown, F., Napoleoni, F., Muñoz, C., y Vuille, M. (2016). Balance de masa glaciar. *Ediciones CECs, Valdivia, Chile*, 203.
- Rivera, H. (2005). *Geología General* (2da ed.). Lima, Perú: Auspicio Académico, Universidad Nacional Mayor de San Marcos.
- Rocha, A., y Giering, Y. (2017). Caracterización glaciológica de Chile. *Investigaciones Geográficas*, 53, 3–24. doi: 10.5354/0719-5370.2017.41739
- Romero, H., Vásquez, A., Smith, P., y Mendonca, M. (2008). Análisis multiescalar de los cambios climáticos y sus impactos ambientales en la Patagonia Chilena: Síntesis de trabajos recientes. *Tempo*, 247–262.
- Rondeau-Genesse, G., Trudel, M., y Leconte, R. (2016). Monitoring snow wetness in an Alpine Basin using combined C-band SAR and MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 183, 304–317. doi: 10.1016/j.rse.2016.06.003
- Rothlisberger, H., y Lang, H. (1987). *Glacial hydrology. Glacio-fluvial sediment transfer: an alpine perspective*. New York: Gurnell, A.M., Clark, M.
- Rott, H. (1984). Synthetic aperture radar capabilities for snow and glacier monitoring. *Advances in Space Research*, 4(11), 241–246. doi: 10.1016/0273-1177(84)90418-6

- SARMAP, UNESCO BILKO group, y European Space Agency. (2008). Synthetic Aperture Radar and SARscape. Descargado 13 de noviembre del 2020, de <https://www.sarmap.ch/pdf/SAR-Guidebook.pdf>
- Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M., y Meseguer-Ruiz, Ó. (2017). Climatic regionalisation of continental Chile. *Journal of Maps*, 13(2), 66–73. doi: 10.1080/17445647.2016.1259592
- Scalabrino, B., Lagabrielle, Y., Malavieille, J., Dominguez, S., Melnick, D., Espinoza, F., ... Rossello, E. (2010). A morphotectonic analysis of central Patagonian Cordillera: Negative inversion of the Andean belt over a buried spreading center? *Tectonics*, 29(2). doi: 10.1029/2009TC002453
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., y Casassa, G. (2013). Modeling past and future surface mass balance of the Northern Patagonia Icefield. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 118(2), 571–588. doi: 10.1002/jgrf.20038
- Schneider, T. (1999). Water movement in the firn of Storglaciären, Sweden. *Journal of Glaciology*, 45(150), 286–294. doi: 10.3189/S0022143000001787
- Schommer, P. (1977). Wasserpiegemessungen im firn des EwigsschneefeldesDES (Schweizer Alpen) 1976. *Gletscherkd. Glazialgeol.*, 12, 125-141.
- Sernageomin. (2004). Mapa Geológico de Chile: Version Digital (escala 1: 1.000. 000).
- SERPLACXI. (2005). Atlas Región de Aysén. Gobierno Regional de Aysén. Sociedad alemana para la Cooperación Técnica, Santiago. , 43.
- Sharp, R. (1951). Meltwater behavior in firn on upper Seward glacier, St. Elias Mountains, Canada. *IASH Publ.*, 32, 246–253.
- Shipton, E. (1959). Explorations in Patagonia. *The Geographical Journal*, 125(3/4), 312–325. doi: 10.2307/1791115
- Shreve, R. L. (1972). Movement of Water in Glaciers. *Journal of Glaciology*, 11(62), 205–214. doi: 10.3189/s002214300002219x
- Singer, B. S., Ackert, R. P., y Guillou, H. (2004). ⁴⁰Ar/³⁹Ar and K-Ar chronology of Pleistocene glaciations in Patagonia. *Bulletin of the Geological Society of America*, 116(3-4), 434–450. doi: 10.1130/B25177.1
- Sociedad de Historia y Geografía de Aysén (SOHIGEO). (2018). *Historia y Geografía Regional de Aysén*. Descargado 11 de agosto del 2020, de <https://sohigeo.wordpress.com/page/2/>
- Stenborg, T. (1970). Delay of Run-off from a Glacier Basin. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 52(1), 1–30.
- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31(2), 161–206. doi: 10.4067/S0716-02082004000200001

- Strozzi, T., y Matzler, C. (1998). Backscattering measurements of alpine snowcovers at 5.3 and 35 GHz. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 36(3), 838–848. doi: 10.1109/36.673677
- Sugden, D. E., y John, B. S. (1976). *Glaciers and landscape: A geomorphological approach* (Vol. 365). Edward Arnold London.
- Thibert, E., Eckert, N., y Vincent, C. (2013). Climatic drivers of seasonal glacier mass balances: An analysis of 6 decades at Glacier de Sarennes (French Alps). *The Cryosphere*, 7(1), 47–66. doi: 10.5194/tc-7-47-2013
- Thompson, S., Cook, S., Kulesa, B., Winberry, J. P., Fraser, A., y Galton-Fenzi, B. (2020). Comparing satellite and helicopter-based methods for observing crevasses, application in East Antarctica. *Cold Regions Science and Technology*, 178, 103–128. doi: 10.1016/j.coldregions.2020.103128
- Thomson, S., y Hervé, F. (2002). New time constraints for the age of metamorphism at the ancestral Pacific Gondwana margin of Southern Chile (42-52 °S). *Revista Geológica de Chile*, 29(2), 255–271. doi: 10.4067/S0716-02082002000200007
- Thorkelson, D. J. (1996). Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation. *Tectonophysics*, 255(1), 47–63. doi: 10.1016/0040-1951(95)00106-9
- Tiuri, M., Sihvola, A., Nyfors, E., y Hallikaiken, M. (1984). The complex dielectric constant of snow at microwave frequencies. *IEEE Journal of oceanic Engineering*, 9(5), 377–382. doi: 10.1109/JOE.1984.1145645
- Tre Altamira. (2020). *SAR Imagery*. Descargado 3 de noviembre del 2020, de <https://site.tre-altamira.com/insar/>
- Villalba, R., Lara, A., Boninsegna, J. A., Masiokas, M., Delgado, S., Aravena, J., y Ripalta, A. (2003). Large-scale temperature changes across the Southern Andes: 20th-century variations in the context of the past 400 years. En *Climate variability and change in high elevation regions: Past, present & future*. Springer, 59(1/2), 177–232. doi: 10.1023/A:1024452701153
- Vollrath, A., Mullissa, A., y Reiche, J. (2020). Angular-Based Radiometric Slope Correction for Sentinel-1 on Google Earth Engine. *Remote Sensing*, 12(11), 1-14. doi: 10.3390/rs12111867
- Warren, C. R., Glasser, N. F., Harrison, Stephan Winchester, Vanessa Kerr, A. R., y Rivera, A. (1995). Characteristics of tide-water calving at Glaciar San Rafael, Chile. *Journal of Glaciology*, 41(138), 273–289. doi: 10.3189/S0022143000016178
- Warren, C. R., y Sugden, D. E. (1993). The Patagonian Icefields: A Glaciological Review. *Arctic & Alpine Research*, 25(4), 316–331. doi: 10.2307/1551915
- Weertman, J. (1964). The theory of glacier sliding. *Journal of Glaciology*, 5(39), 287–303. doi: 10.3189/S0022143000029038
- Wells, P. (1978). *The geochemistry of the Patagonian batholith between 45 S and 46 S latitude*. Unpubl (Tesis Doctoral no publicada). M. Sc. Thesis, Univ. Birmingham.

- Willett, R. (2016). *t-tests and p-values*. Descargado 20 de mayo del 2021, de <https://cpb-us-w2.wpmucdn.com/voices.uchicago.edu/dist/9/1193/files/2016/01/05b-TandP.pdf>
- Willis, M. J., Melkonian, A. K., Pritchard, M. E., y Ramage, J. M. (2012). Ice loss rates at the Northern Patagonian Icefield derived using a decade of satellite remote sensing. *Remote Sensing of Environment*, 117, 184–198. doi: 10.1016/j.rse.2011.09.017
- Winchester, V., y Harrison, S. (1996). Recent oscillations of the San Quintin and San Rafael Glaciers, Patagonian Chile. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 78(1), 35–49. doi: 10.2307/521133
- Winsvold, S. H., Kääb, Andreas Nuth, Christopher Andreassen, L. M., y Van Pelt, Ward JJ Schellenberger, T. (2018). Using SAR satellite data time series for regional glacier mapping. *The Cryosphere*, 12(3), 867–890. doi: 10.5194/tc-12-867-2018
- Yamaguchi, S., Naruse, R., Matsumoto, T., y Ohno, H. (2003). Multiday variations in flow velocity at Glaciar Soler, Northern Patagonia, Chile. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 35(2), 170–174. doi: 10.1657/1523-0430(2003)035[0170:MVIFVA]2.0.CO;2
- Zemp, M., Hoelzle, M., y Haeberli, W. (2009). Six decades of glacier mass-balance observations: a review of the worldwide monitoring network. *Annals of Glaciology*, 50(50), 101–111. doi: 10.3189/172756409787769591
- Zimmerman, D., Pavlik, C., Ruggles, A., y Armstrong, M. P. (1999). An experimental comparison of ordinary and universal kriging and inverse distance weighting. *Mathematical Geology*, 31(4), 375–390. doi: 10.1023/A:1007586507433

Anexo A

Características hidrológicas

A.1. BRP y IRP relacionado a intensidades retrodispersión S1

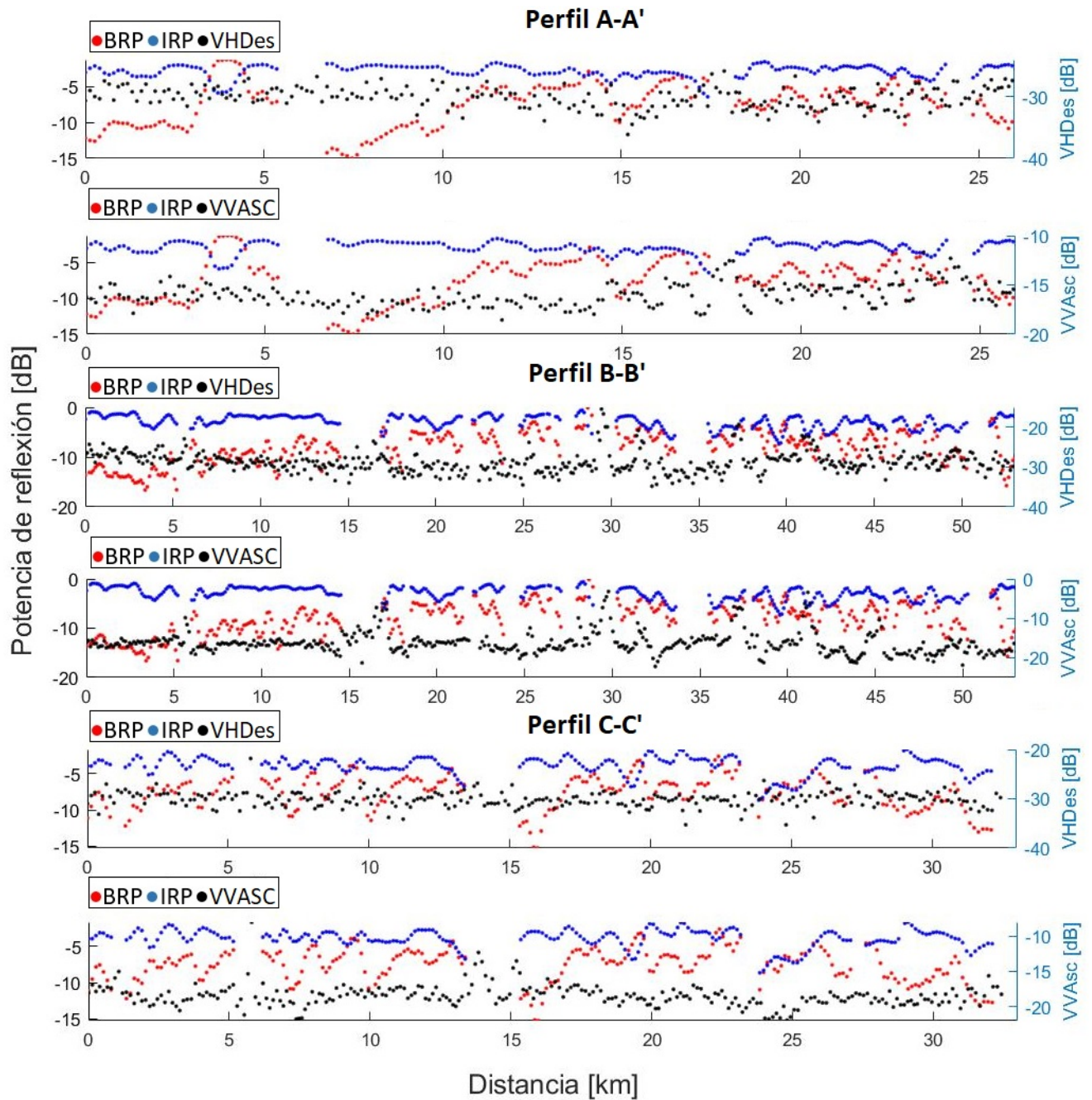


Figura A.1: Potencia de reflexión (BRP, IRP) vs características de intensidades de retrodispersión S1, VHDes y VVAsc en el perfil A-A', B-B' y C-C'.

A.2. Comparaciones entre periodos para caracterización de intensidades

■ Agosto 2017/ Marzo 2018

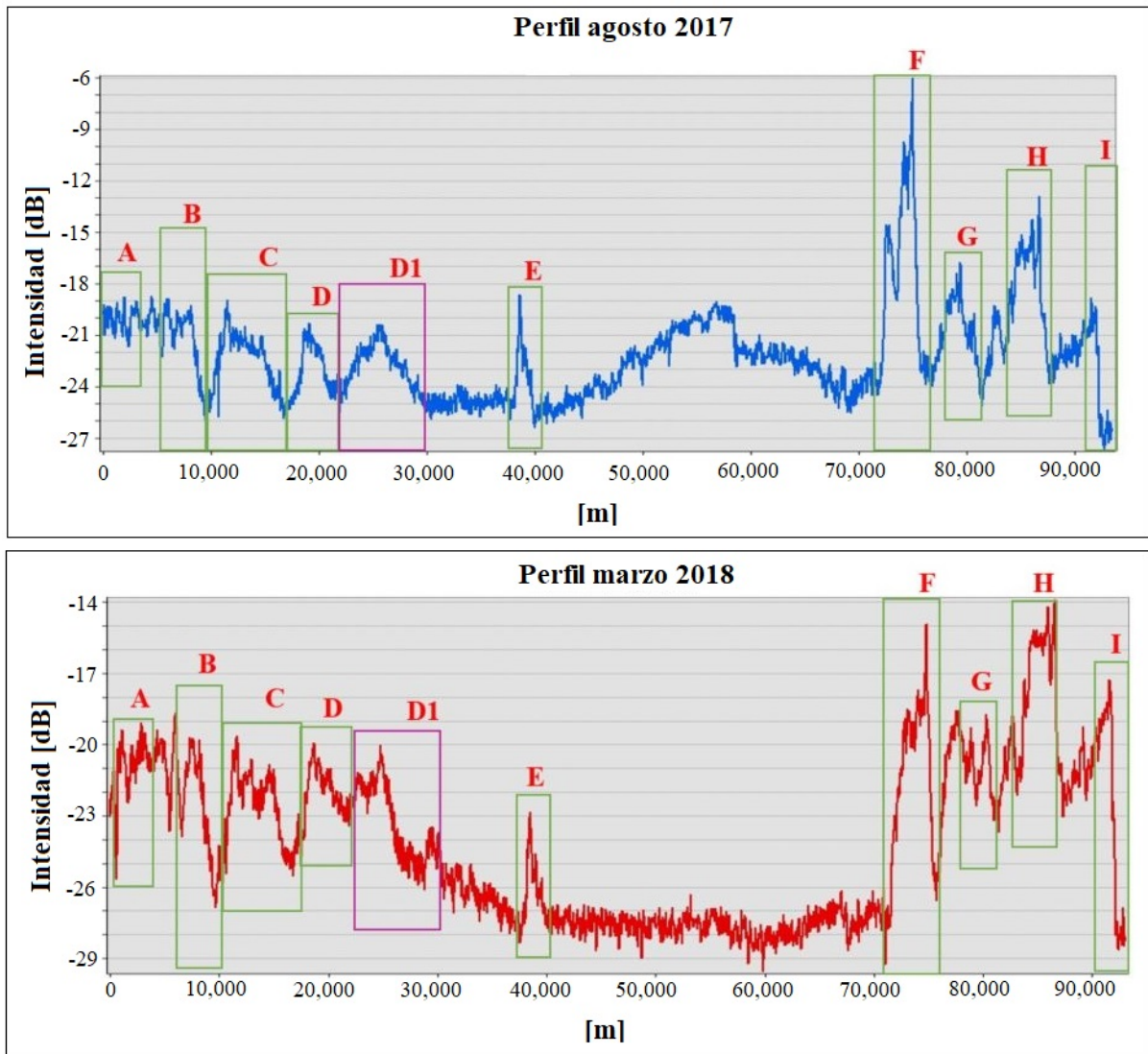


Figura A.2: Gráfico perfil A-A' de intensidad de retrodispersión S1 de polarización VH vs distancia recorrida (m) para agosto 2017 (imagen superior) y marzo 2018 (imagen inferior).

■ Octubre 2018/ Marzo 2019

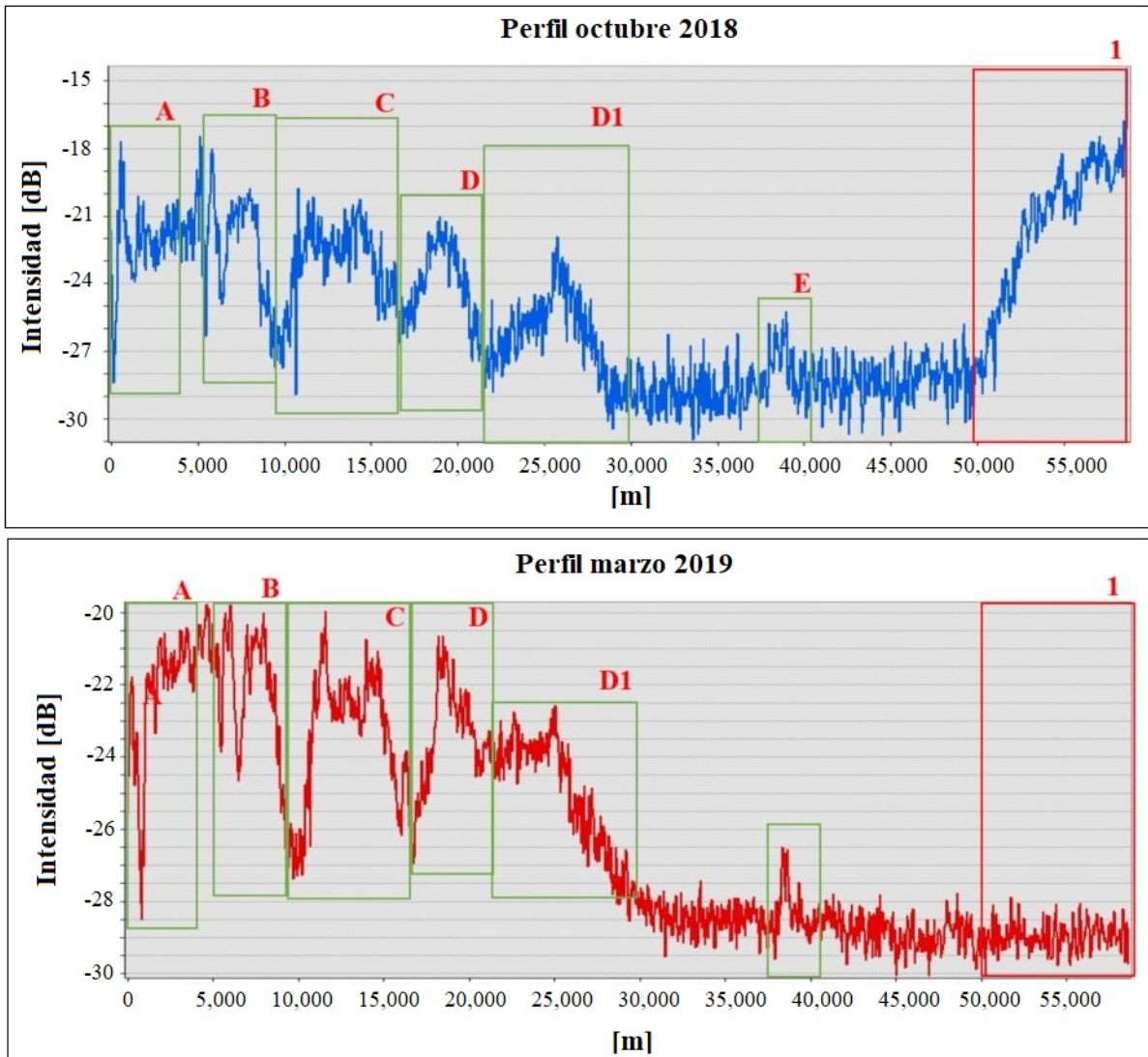


Figura A.3: Gráfico perfil A-A' de intensidad de retrodispersión S1 de polarización VH vs distancia recorrida (m) para octubre 2018 (imagen superior) y marzo 2019 (imagen inferior).

■ Agosto 2019/ Marzo 2020

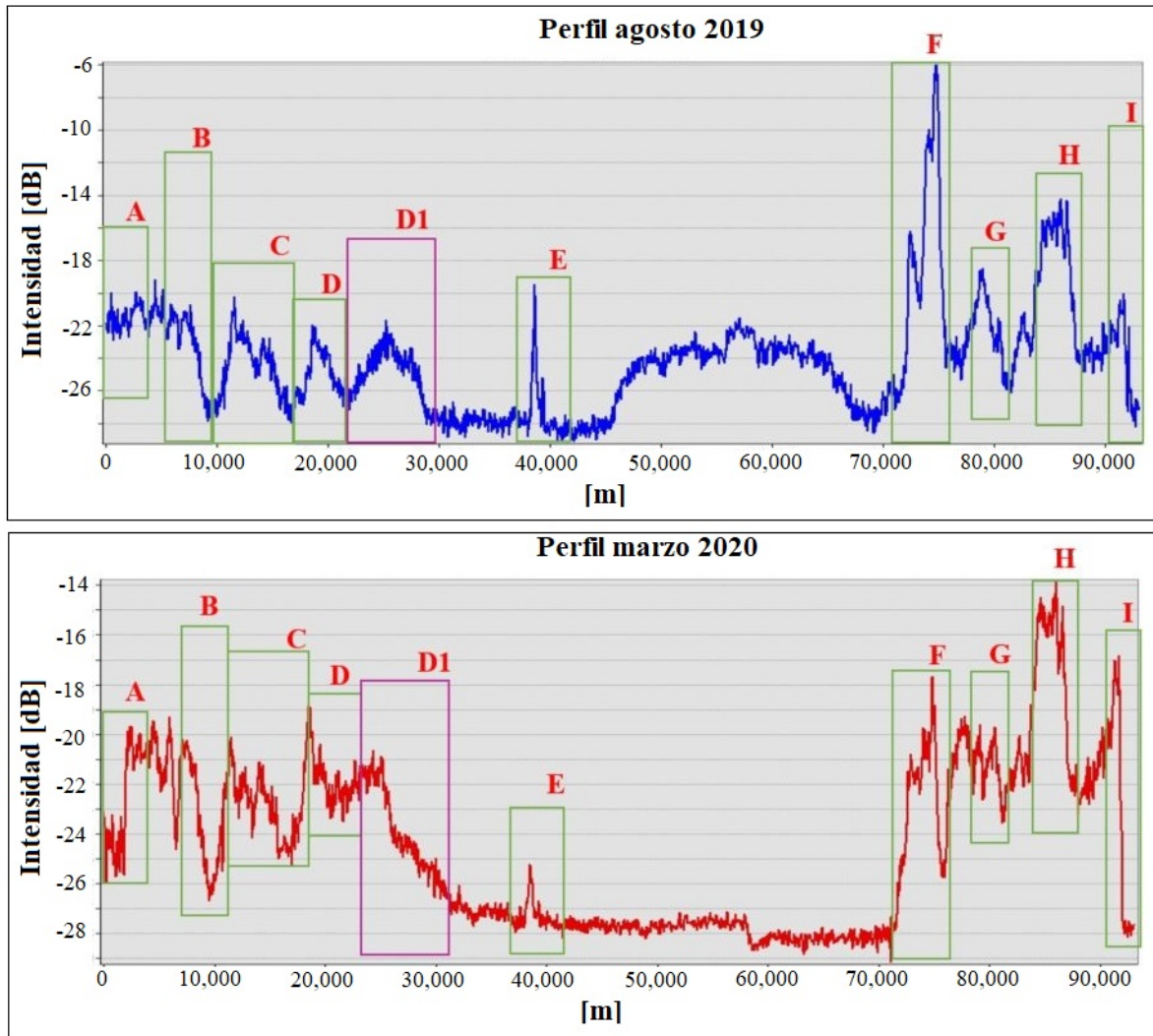


Figura A.4: Gráfico perfil A-A' de intensidad de retrodispersión S1 de polarización VH vs distancia recorrida (m) para agosto 2019 (imagen superior) y marzo 2020 (imagen inferior).

A.3. Acuíferos de neviza detectados con polarización VV

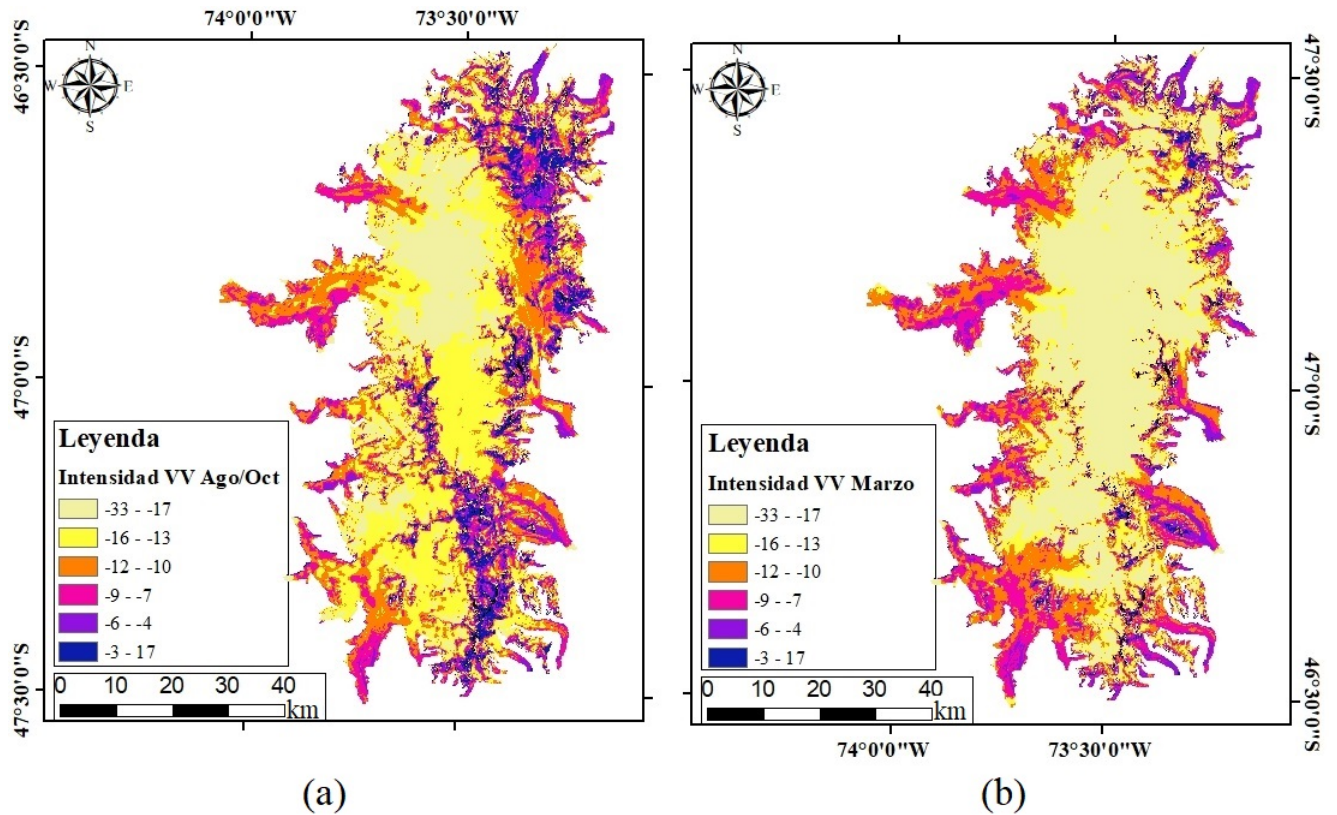


Figura A.5: Mapa de promedio de píxeles de todos los años considerados en este estudio, en polarización VV para los meses de (a) agosto y octubre y para el mes de (b) marzo.

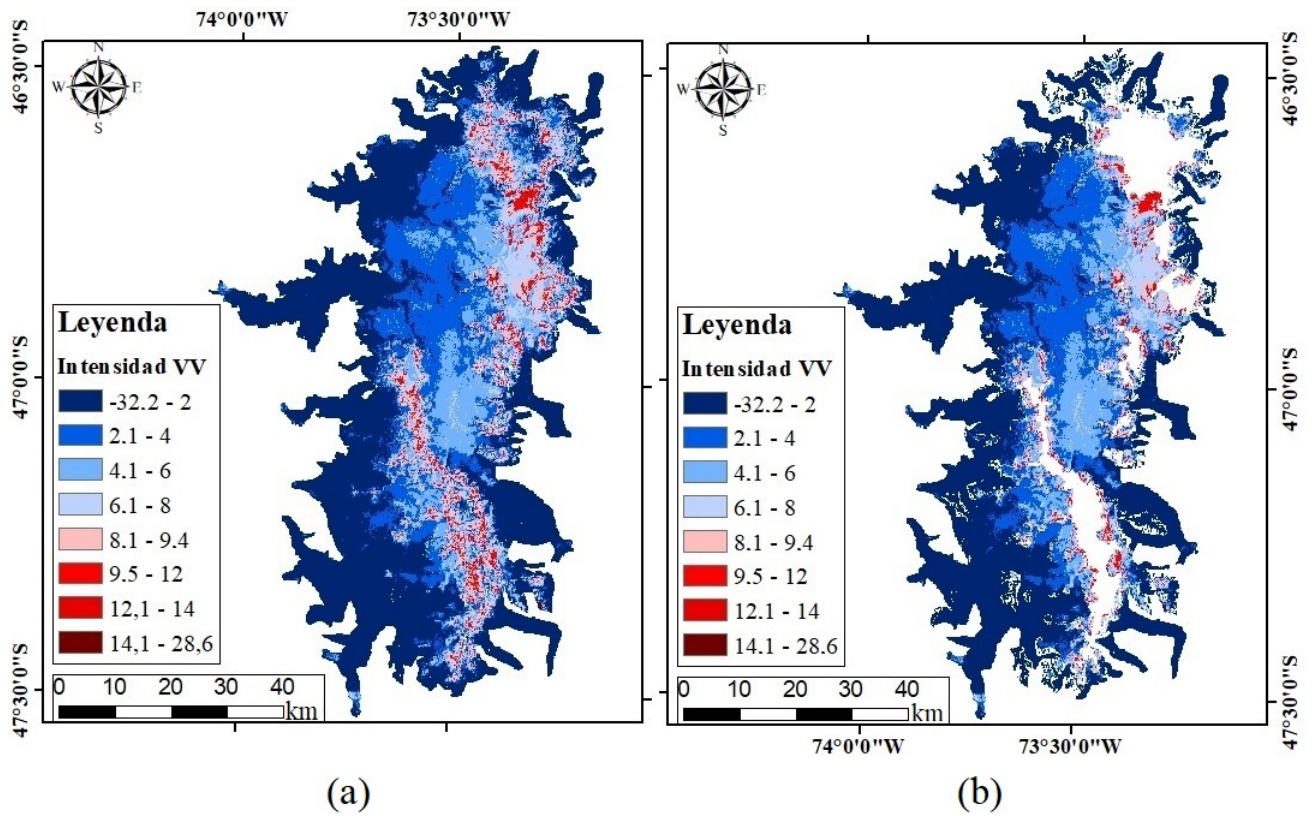


Figura A.6: (a) Mapa acuíferos de neviza en polarización VV, diferencia de píxeles entre agosto, octubre con respecto a marzo (basado en promedios mensuales de varios años). (b) Mapa de acuíferos final filtrado por pendientes y alturas. Según metodología de Brangers et al. (2020).

Anexo B

Velocidades superficiales

B.1. Campo de velocidades superficiales

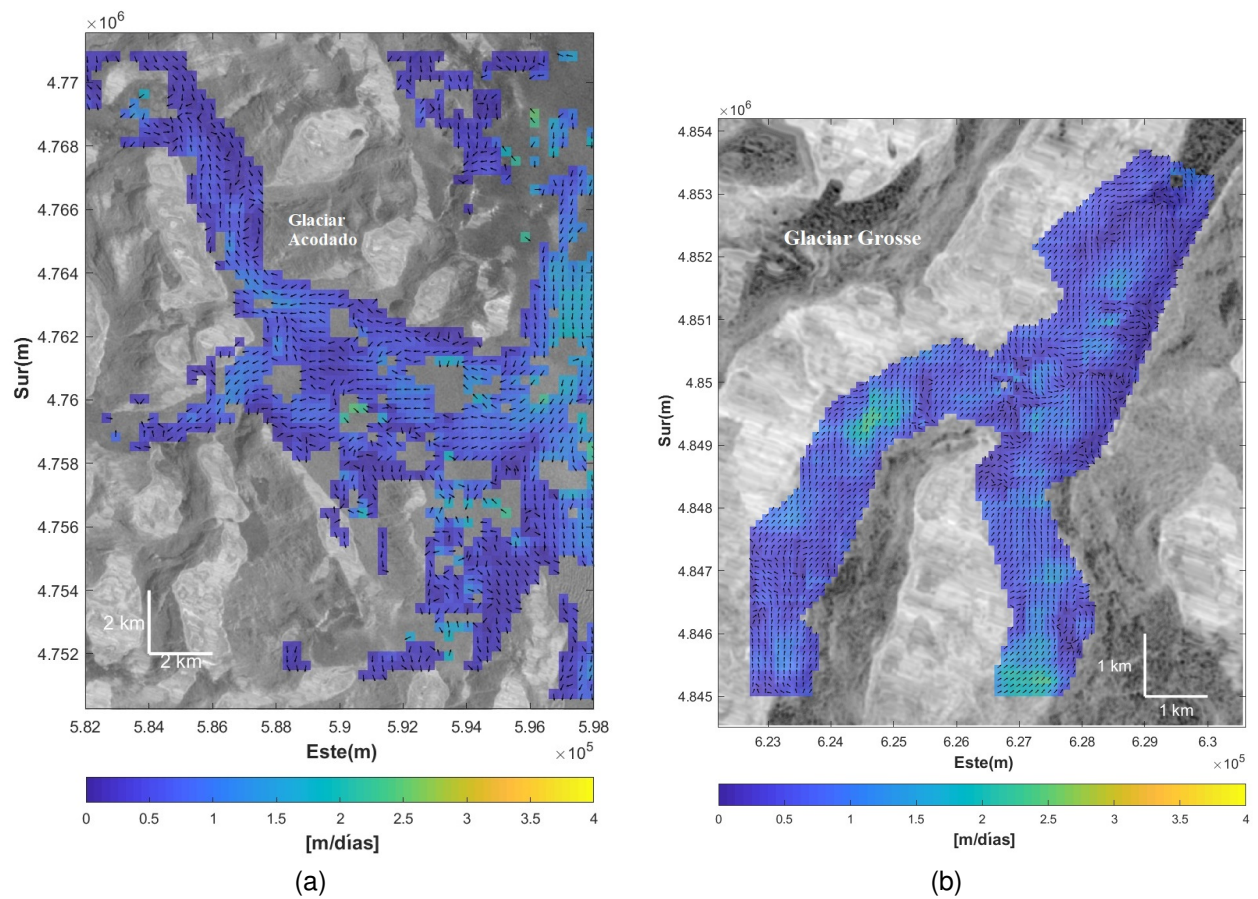
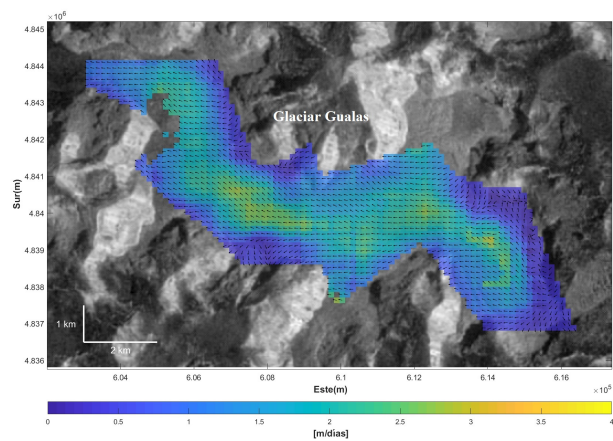
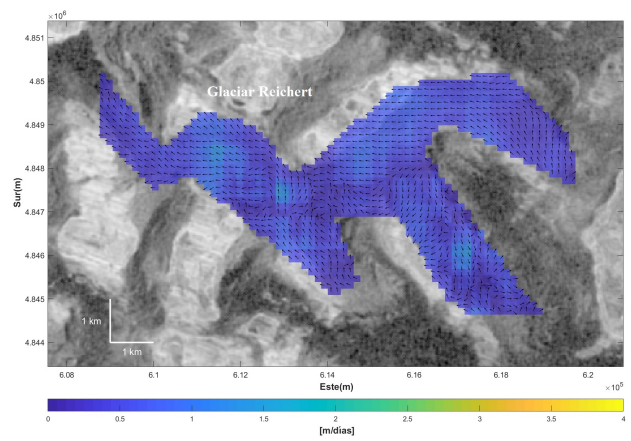


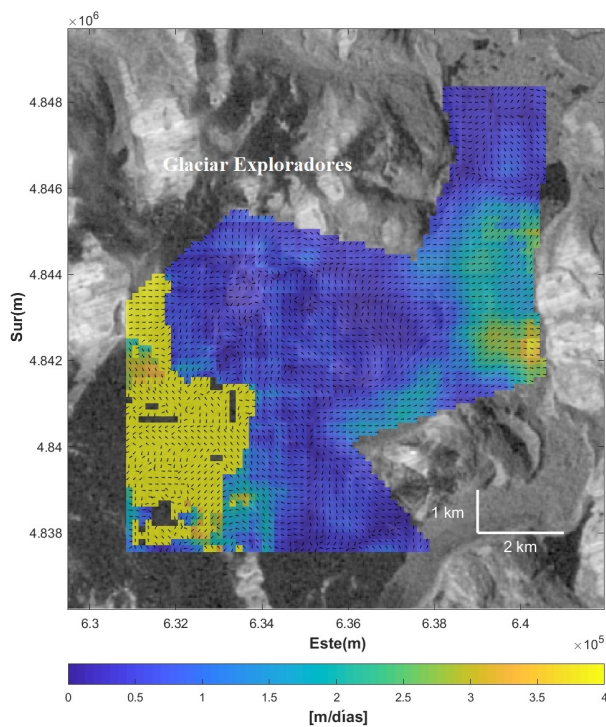
Figura B.1: Campo de velocidades para los glaciares (a) Acodado, calculado entre 17-12-2017 y 10-01-2018. (b) Grosse, calculado entre 12-01-2019 y 24-01-2018. En polarización VH órbita descendente a resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.



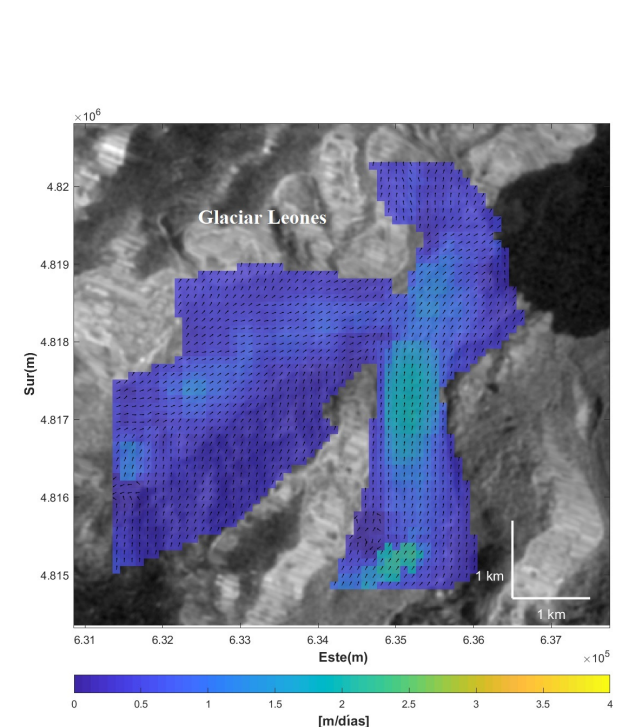
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura B.2: Campo de velocidades para los glaciares (a) Gualas, calculado en base a imágenes S1 polarización VV órbita descendente entre 17-02-2018 y 06-03-2018. (b) Reichert, calculado en base a imágenes S1 polarización VH órbita descendente entre 07-01-2020 y 19-01-2020. (c) Exploradores, calculado en base a imágenes S1 polarización VH órbita ascendente entre 02-01-2018 y 15-01-2018. (d) Leones, calculado en base a imágenes S1 polarización VV órbita descendente entre 29-01-2017 y 22-02-2017. A resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

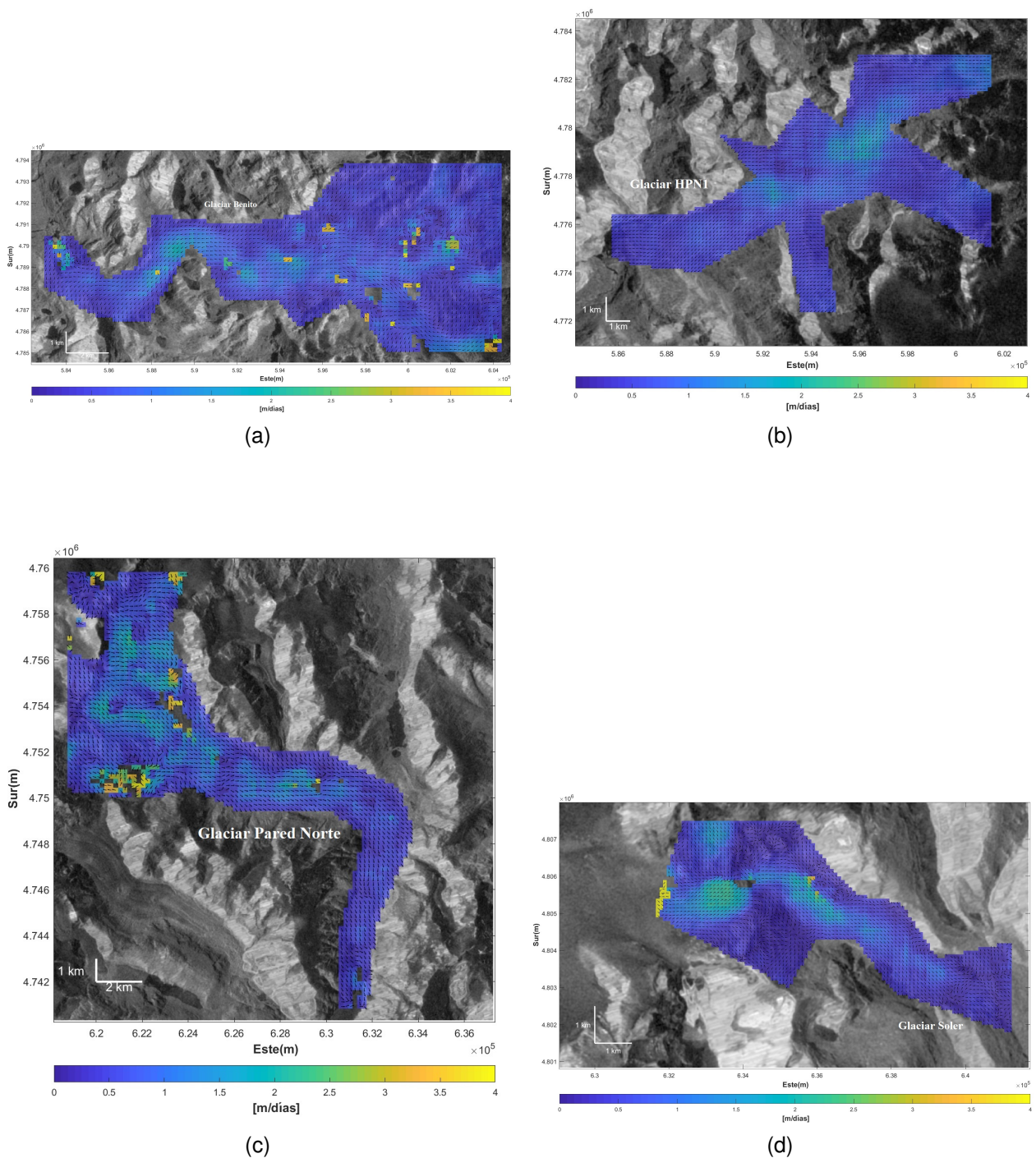


Figura B.3: Campo de velocidades para los glaciares (a) Benito, calculado entre 17-12-2017 y 10-01-2018 con polarización VV órbita descendente. (b) HPN1, calculado entre 19-01-2020 y 31-01-2020. (c) Pared Norte, calculado entre 09-01-2019 y 02-02-2019. En polarización VH órbita descendente, ambos glaciares. (d) Soler, calculado entre 12-01-2019 y 24-01-2018 con polarización VV órbita ascendente. A resolución de 10 m/px sin filtro alguno. Coordenadas proyectadas UTM-18S datum WGS 84.

Anexo C

Relaciones entre series de tiempo de intensidades de retrodispersión S1 y velocidades

C.1. Glaciares Gualas y Reicher

Tabla C.1: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 sobre los glaciares Gualas y Reicher.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
Gua1	605207	4843548	Ascendente	Vertical-Horizontal
Gua2	610205	4850043	Descendente	Vertical-Vertical
Gua3	615355	4837300	Descendente	Vertical-Vertical
Rei1	610155	4848315	Descendente	Vertical-Horizontal
Rei2	612582	4847415	Descendente	Vertical-Vertical
Rei3	614403	4847865	Descendente	Vertical-Vertical
Rei4	617285	4845765	Descendente	Vertical-Vertical

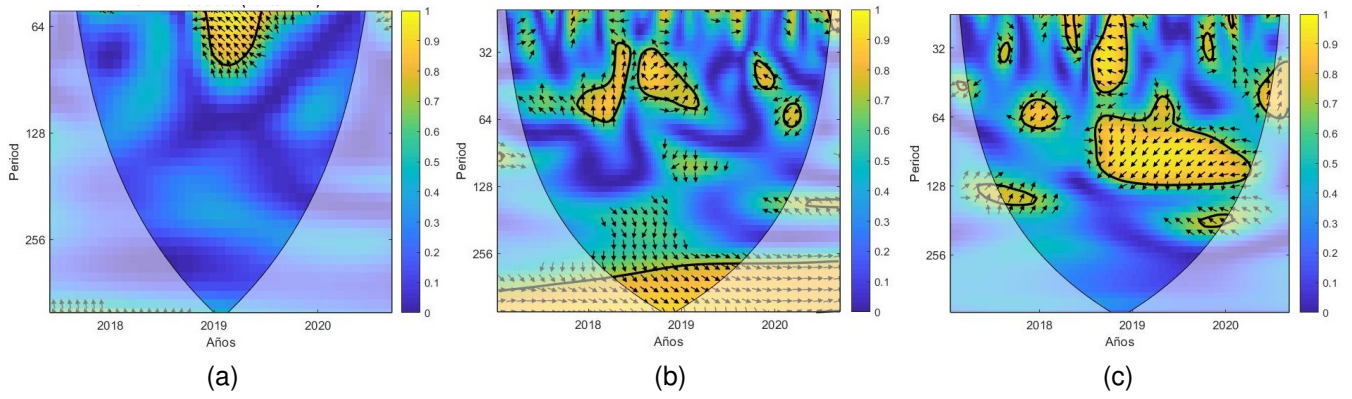


Figura C.1: Coherencia de ondículas en el glaciar Gualas. (a) Gua1 (b) Gua2 (c) Gua3. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

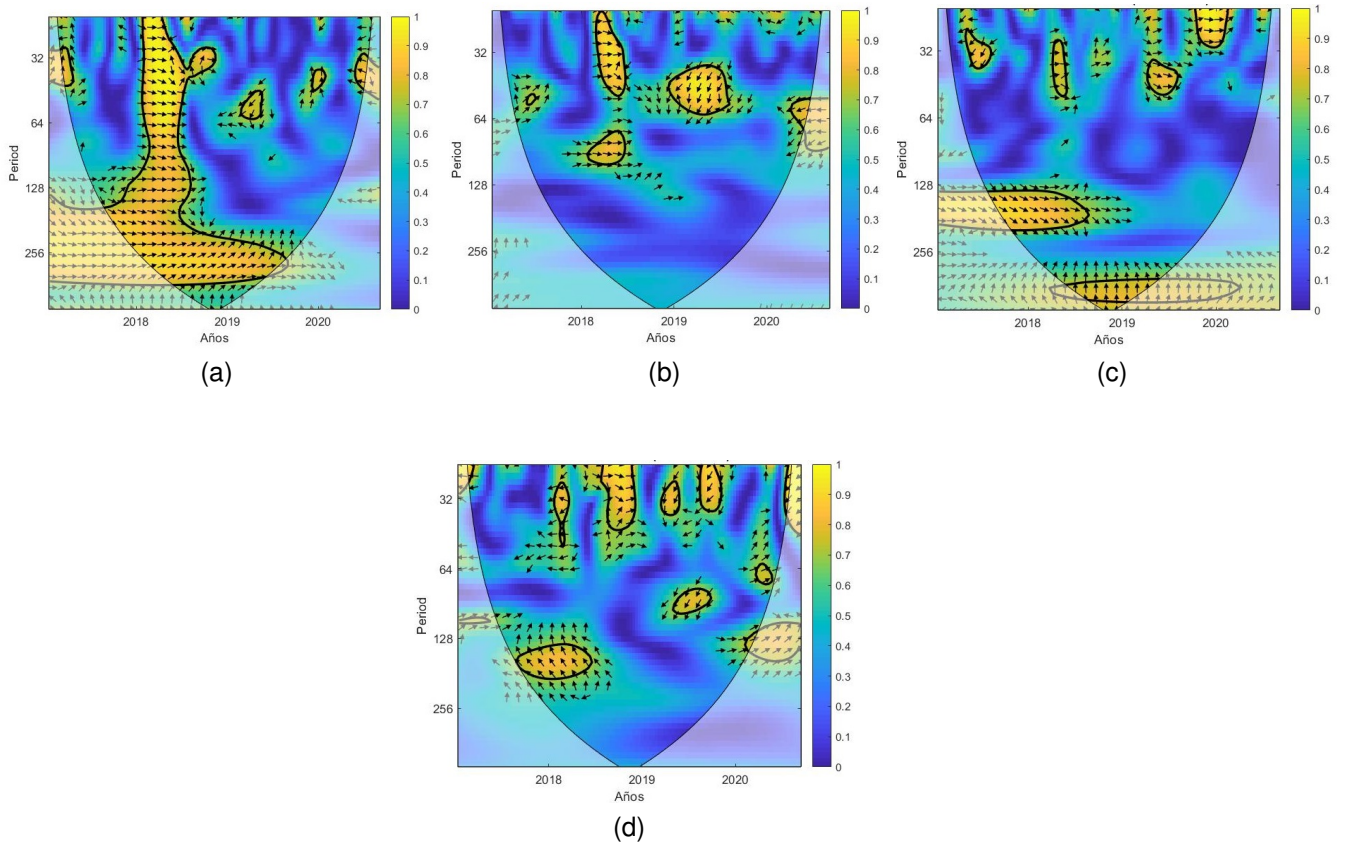


Figura C.2: Coherencia de ondículas en el glaciar Reicher. (a) Rei1 (b) Rei2 (c) Rei3 (d) Rei4. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

C.2. Glaciares Acodado, Benito y HPN1

Tabla C.2: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 sobre los glaciares Acodado, Benito y HPN1.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
Aco1	585910	4766780	Descendente	Vertical-Vertical
Aco2	587760	4763434	Ascendente	Vertical-Horizontal
Aco3	590225	4760696	Ascendente	Vertical-Horizontal
Aco4	595157	4759479	Ascendente	Vertical-Horizontal
Ben1	584722	4788174	Ascendente	Vertical-Horizontal
Ben2	593197	4789398	Descendente	Vertical-Vertical
Ben3	598847	4789398	Ascendente	Vertical-Vertical
HP1	587200	4775526	Ascendente	Vertical-Horizontal
HP2	590980	4776588	Descendente	Vertical-Vertical
HP3	695516	4778711	Ascendente	Vertical-Horizontal
HP4	599749	4781896	Ascendente	Vertical-Vertical

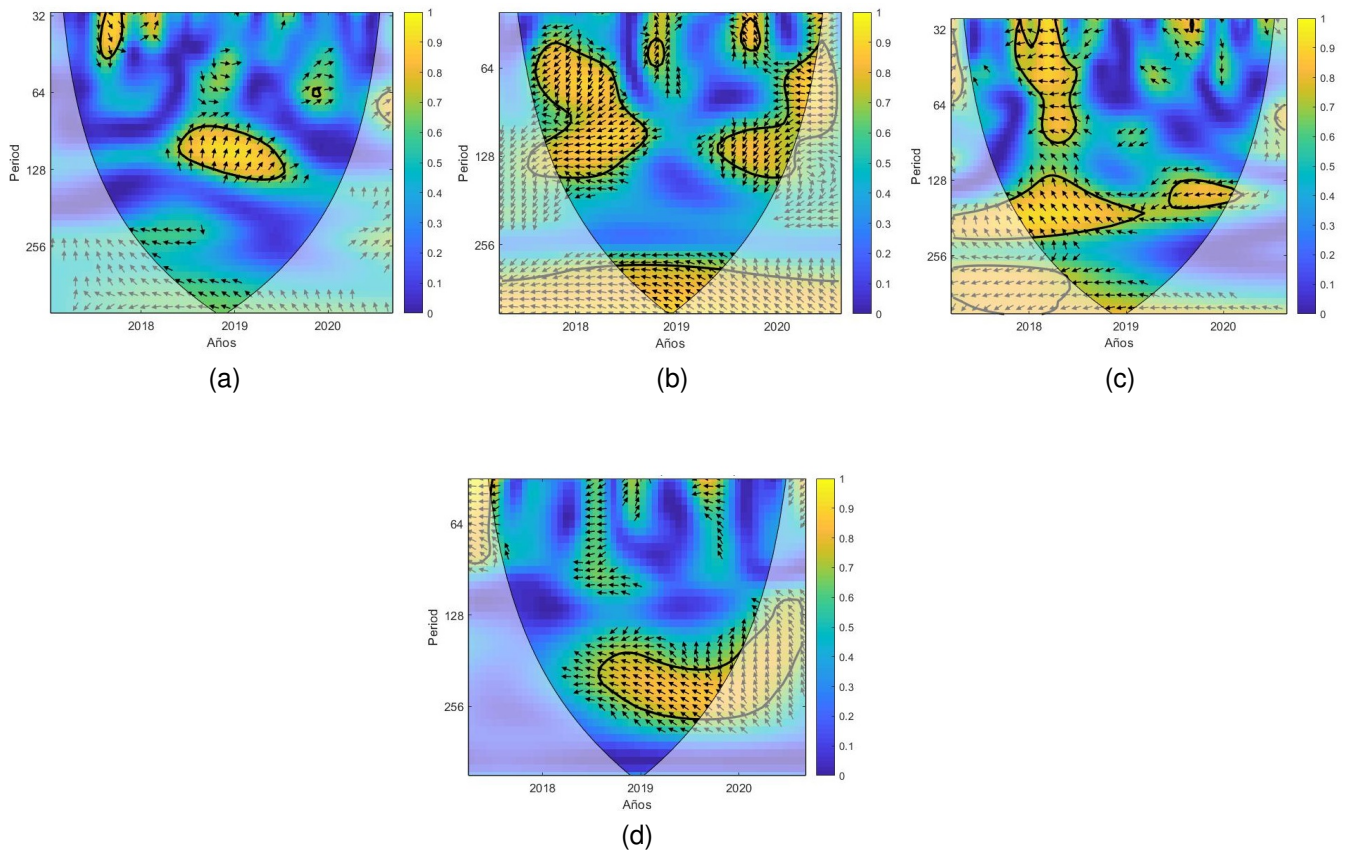


Figura C.3: Coherencia de ondículas en el glaciar Acodado. (a) Aco1 (b) Aco2 (c) Aco3 (d) Aco4. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

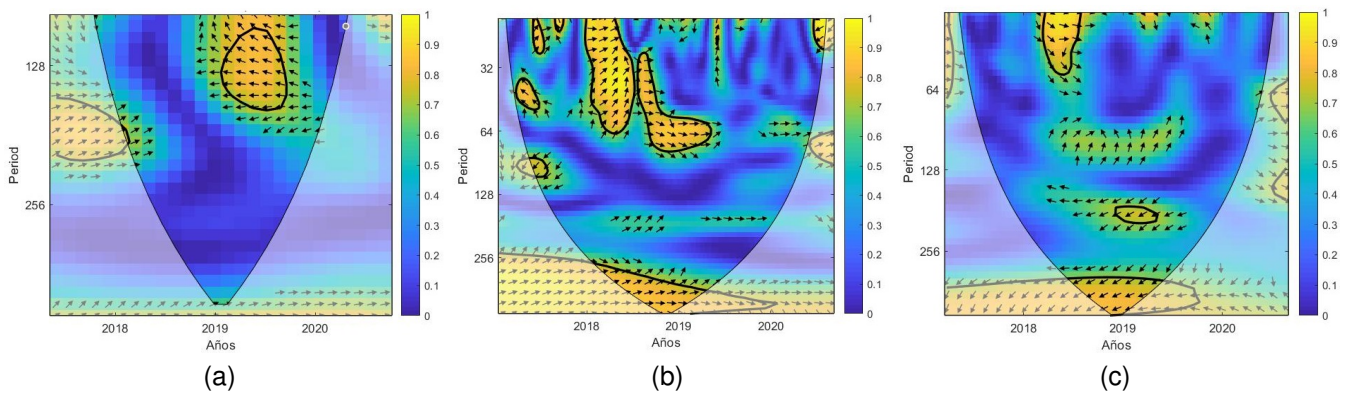


Figura C.4: Coherencia de ondículas en el glaciar Benito. (a) Ben1 (b) Ben2 (c) Ben3. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

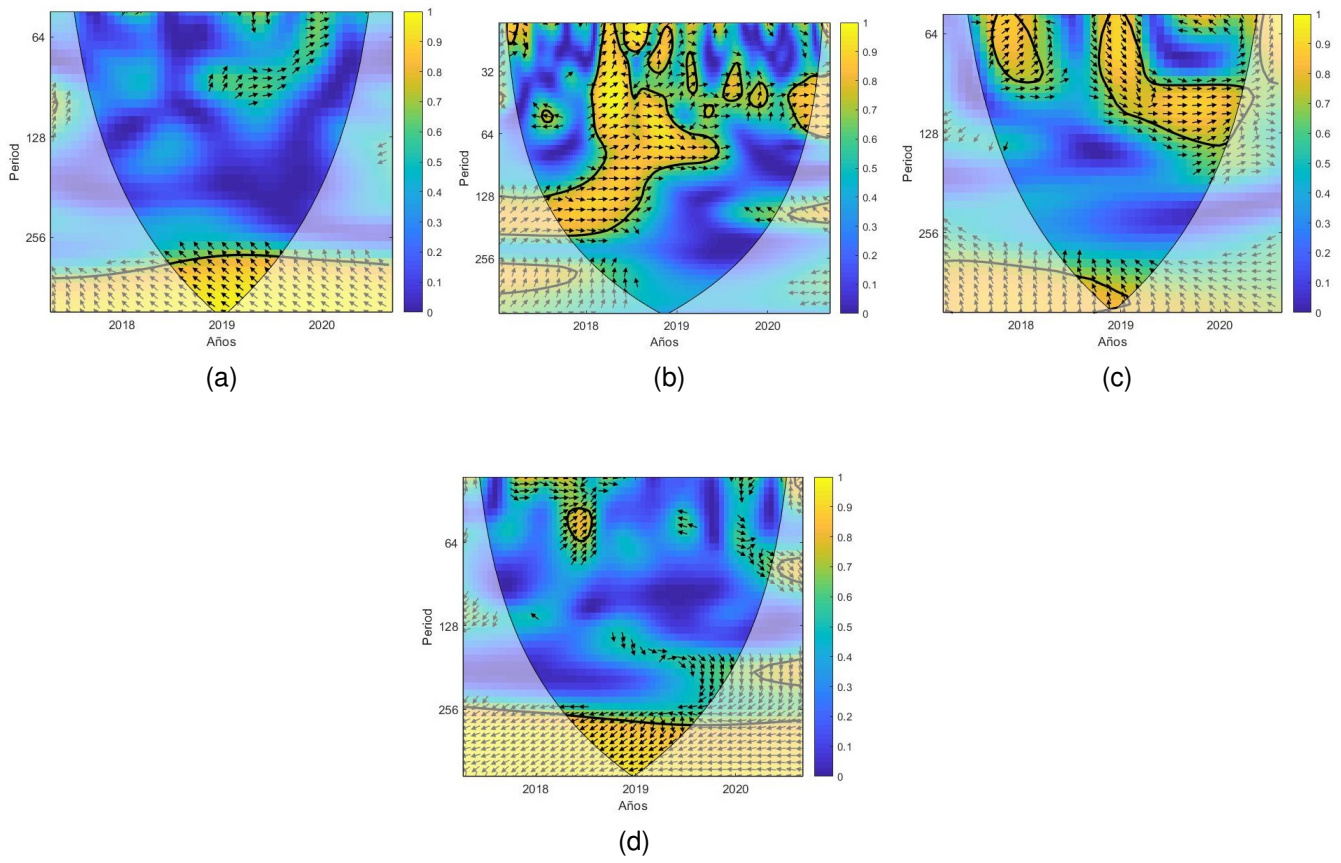


Figura C.5: Coherencia de ondículas en el glaciar HPN1. (a) HP1 (b) HP2 (c) HP3 (d) HP4. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

C.3. Glaciares Grosse y Exploradores

Tabla C.3: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 sobre los glaciares Grosse y Exporadores.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
Gro1	628950	4852450	Ascendente	Vertical-Vertical
Gro2	627250	4848750	Descendente	Vertical-Vertical
Gro3	627050	4845250	Ascendente	Vertical-Horizontal
Exp1	639615	4847449	Ascendente	Vertical-Vertical
Exp2	639165	4843203	Ascendente	Vertical-Horizontal
Exp3	635865	4840624	Descendente	Vertical-Horizontal

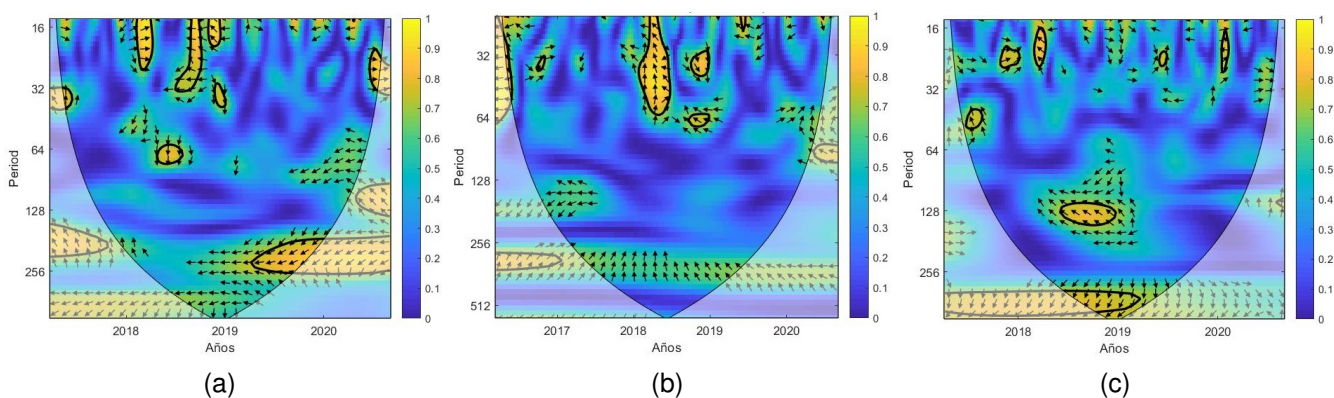


Figura C.6: Coherencia de ondículas en el glaciar Grosse. (a) Gro1 (b) Gro2 (c) Gro3. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

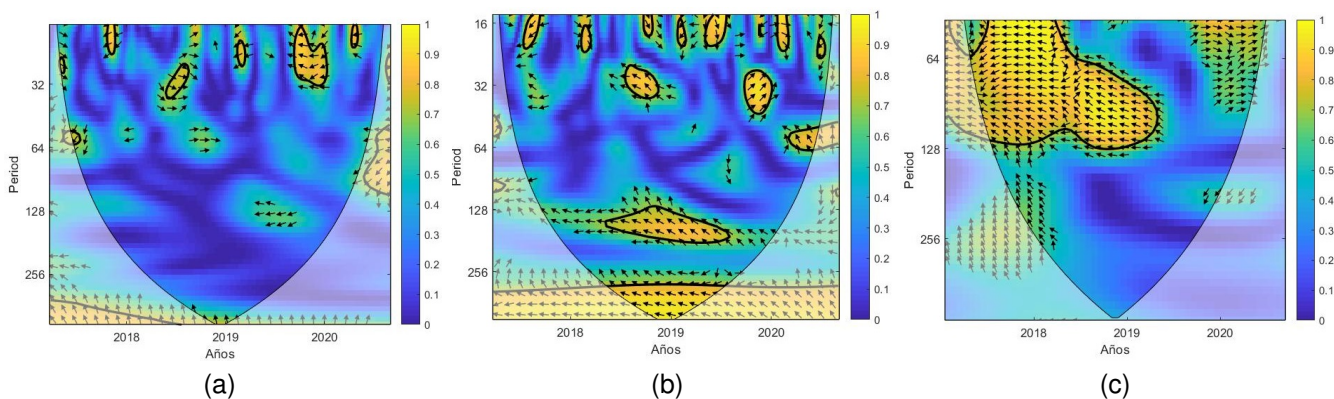


Figura C.7: Coherencia de ondículas en el glaciar Exploradores. (a) Exp1 (b) Exp2 (c) Exp3. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

C.4. Glaciares Leones, Soler y Pared Norte

Tabla C.4: Características de las mediciones de velocidades e intensidades de retrodispersión S1 sobre los glaciares Leones, Soler y Pared Norte.

Código	UTM X	UTM Y	Órbita	Polarización
Leo1	631764	4817092	Descendente	Vertical-Vertical
Leo2	633894	4818311	Ascendente	Vertical-Vertical
Leo3	635517	4818412	Descendente	Vertical-Vertical
Sol1	635150	4805650	Ascendente	Vertical-Horizontal
Sol2	637450	4804350	Descendente	Vertical-Horizontal
Sol3	639850	4802950	Ascendente	Vertical-Horizontal
PN1	633557	4753834	Descendente	Vertical-Vertical
PN2	627801	4750400	Descendente	Vertical-Horizontal
PN3	631439	4744139	Descendente	Vertical-Vertical

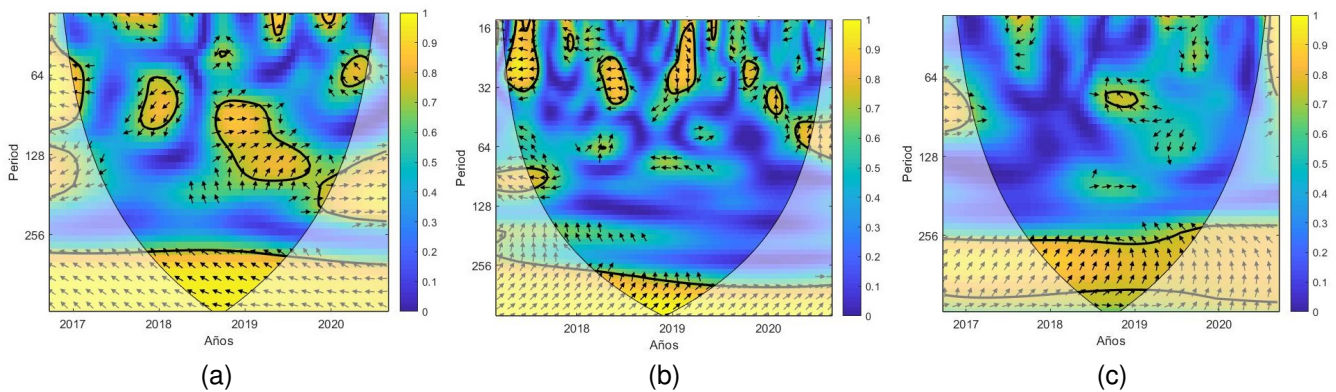


Figura C.8: Coherencia de ondículas en el glaciar Leones. (a) Leo1 (b) Leo2 (c) Leo3. El nivel de significancia del 5 % se representa con un contorno grueso negro.

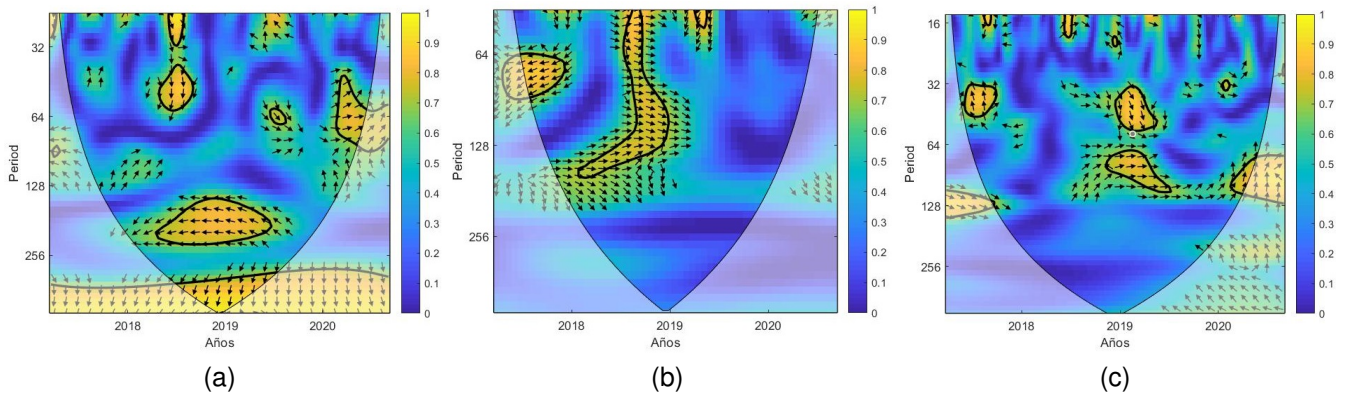


Figura C.9: Coherencia de ondículas en el glaciar Soler. (a) Sol1 (b) Sol2 (c) Sol3. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.

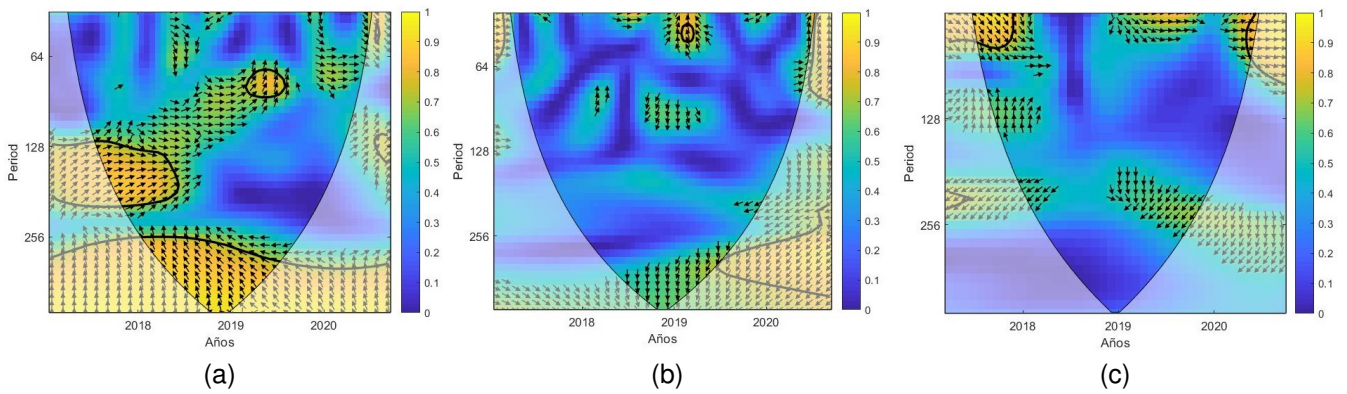


Figura C.10: Coherencia de ondículas en el glaciar Pared Norte. (a) PN1 (b) PN2 (c) PN3. El nivel de significancia del 5% se representa con un contorno grueso negro.