



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

**EVOLUCIÓN TEMPORAL DE ALBEDO EN FUNCIÓN DE LA
VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN GLACIARES DE LOS ANDES
SEMIÁRIDOS, ZONA CENTRAL DE CHILE**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GÉOLOGA

GENESIS DEL PILAR ULLOA PALOMINOS

PROFESOR GUÍA
JAMES MCPHEE TORRES

PROFESOR CO-GUÍA:
RODRIGO FERNÁNDEZ VASQUEZ

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
THOMAS FRANCIS SHAW
JOSÉ LATTUS SANHUEZA

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGA

POR: Genesis del Pilar Ulloa Palominos

FECHA: 21 de enero de 2020

PROFESOR GUÍA: James Mcphee Torres

EVOLUCIÓN TEMPORAL DE ALBEDO EN FUNCIÓN DE LA VARIABILIDAD CLIMÁTICA EN GLACIARES DE LOS ANDES SEMIÁRIDOS, ZONA CENTRAL DE CHILE

Los glaciares de los Andes semiáridos son agentes fundamentales en el equilibrio hídrico de la Zona Central de Chile. Sin embargo, se encuentran amenazados por los efectos del cambio climático, sufriendo un considerable derretimiento y, por consiguiente, una disminución del área glaciaria en las últimas décadas.

En este trabajo se han calculado, analizado y representado variaciones de albedo en 13 glaciares de la Zona Central en el período de 1989-2019, relacionando con cambios en los parámetros climáticos de precipitaciones y temperaturas, tanto a nivel local como regional.

En esta investigación se estudió el albedo glacial a partir de métodos de teledetección de imágenes satelitales Landsat 5, 7 y 8, diferenciación de superficies, obtención de albedo y delimitación de la línea de equilibrio glaciaria. Además, se utilizaron datos climáticos de estaciones meteorológicas y de reanálisis ERA-INTERIM para comparar y relacionar con los datos de albedo, con el fin de analizar una influencia de los cambios en los patrones climáticos con las tendencias de albedo obtenidas.

Los resultados muestran que el albedo se ha reducido con un promedio de tasa de cambio decadal de $-0,04$ (albedo/década) desde 1989 al 2019, concordando con de que los glaciares han disminuido las áreas cubiertas de nieve, concordando con estudios de balance de masa negativos en el área de estudio. Adicionalmente, se ha demostrado que la reducción general de albedo no se correlaciona únicamente con la mega sequía del período 2009-2019, sino que es un proceso anterior, que habría comenzado al menos entre los años 1998-2001. No obstante, la mayoría de los glaciares muestran una tendencia a la disminución de albedo pronunciada en estos 10 últimos años, lo que se podría relacionar a los efectos de la mega-sequía que afecta a la Zona Central de Chile.

Se concluye que los glaciares de la Zona Central de Chile han presentado una reducción del albedo glacial en los últimos 30 años, y que bajo las tendencias globales de aumento de temperaturas y disminución de precipitaciones se proyecta una disminución acelerada del volumen glacial en el presente siglo.

*A mis padres, por elegir darme la vida.
Cosas buenas la vida da a quien insiste y resiste.*

AGRADECIMIENTOS

Quiero comenzar agradeciendo al universo, a la naturaleza, a mis ángeles, a mis maestros y a mi yo superior, a esa energía infinita de amor que esta allá afuera pero que también está en mí, y que puedo sentir cada día. Gracias por guiarme, conectarme y mostrarme el camino cada segundo de mi vida.

Gracias a mi familia, a mis padres por ser mi inspiración para superarme y ser una persona integral. Gracias por darme todas las herramientas para desarrollarme y poder trabajar en mí. A mi hermano, por ser mi inspiración para creer que los sueños se pueden cumplir y poder doblarle la mano al destino. Gracias a mis tías Carola y Marcela, por siempre estar para mí, por su cariño y compañía a lo largo de los años y a mi abuela, primos, primas y tíos por acompañarme y ayudar a mis padres con mi crianza.

Gracias a la Universidad de Chile por permitirme ingresar por el Sistema Prioritario de Equidad y así poder demostrar que no es que las personas de escasos recursos no tengamos la habilidad para estudiar o aprender, sino que solo faltan oportunidades para desarrollarnos. Doy gracias por mi oportunidad y espero devolver con creces a la sociedad a través de mi trabajo.

Gracias a mis profesores, a James por darme la oportunidad de trabajar juntos, sin habernos conocido antes, solo por mis ganas de generar un trabajo que tuviera un por qué y para qué, gracias por creer en mí. A Tom, Rodrigo y José Lattus por su ayuda infinita e inmedible en este proceso, por su disposición para enseñarme y ayudarme, por el tiempo compartido, por su calidad humana y profesional. Gracias a todas las personas que colaboraron en este trabajo: la Cata Pino, Scott, DZ, la Gaby, el Willy, el Dani, el Seba de Armadillo, Gustavo, Kevin, Diego y Marcia.

A mis amigos de IQBT gracias por enseñarme, ayudarme y su apoyo en este proceso. A mis compañeros y amigos de geología y de la sección 8, por todo lo compartido en estos años, por los buenos momentos juntos, por las experiencias vividas y por los aprendizajes compartidos. A las chiquillas del SEMDA, a la Romi y la Pauli, gracias por su amor, su ánimo y por generar este lindo lazo de amistad. A los funcionarios y funcionarias de la Facultad, en especial al Moisés y la Blanquís. A mis amigos del colegio y de la vida, en especial al Diego, por su ayuda en este proceso final.

A CEUS CHILE, gracias a mis compañeros y compañeras por querer hacer del mundo un lugar mejor y en especial a la Isa, gracias por compartir tus aprendizajes, por confiar en mí y en mis capacidades.

Al ti maxi, por toda la conexión y energía amorosa que compartimos a diario, por nuestras risas y hermosa unión que nos hace aprender y desarrollarnos.

A mis guías espirituales: Aurora y Verito, por su amor, por su guía y palabras de sabiduría, ustedes son una luz hermosa en mi vida. A mi escuela de yoga y a todas las personas que forman parte de ella, por ser mi refugio de paz y tranquilidad.

Gracias a todas las personas con las que he podido conocer y conectar en estos 7 largos y hermosos años de trabajo y aprendizaje.

Tabla de contenido

1.	Introducción.....	1
1.1.	Motivación	1
1.2.	Objetivos	2
1.2.1.	Objetivo General.....	2
1.2.2.	Objetivos Específicos.....	2
1.3.	Hipótesis de trabajo.....	2
2.	Marco Teórico	3
2.1.	Glaciares.....	3
2.1.1.	Descripción general.....	3
2.1.2.	Zonificación teórica de un glaciar	3
2.1.3.	Balance de masa glaciar.....	4
2.1.4.	Balance de energía.....	5
2.1.5.	Albedo.....	6
2.2.	Marco Climático.....	8
2.2.1.	Relación entre el cambio climático y los glaciares	8
2.2.2.	Eventos climáticos extremos	11
3.	Zona de estudio	12
3.1.	Descripción general	12
3.1.1.	Antecedentes climáticos: Panorama actual de precipitaciones y temperaturas 16	
3.2.	Marco Geológico	18
3.2.1.	Geología y tectónica regional.....	18
3.2.2.	Principales unidades geológicas.....	19
3.3.	Marco Geomorfológico	26
3.4.	Marco Glaciológico	28
4.	Metodología.....	29
4.1.	Base de datos.....	29
4.2.	Procesamiento de datos satelitales	32
4.2.1.	Construcción de base de datos geográficos	32
4.2.2.	Extracción de albedo en área glacial	32
4.3.	Procesamiento de datos de temperatura y precipitación	41
4.4.	Análisis de clima y albedo.....	42

5.	Resultados y discusiones.....	44
5.1.	Validación	44
5.2.	Área glacial.....	46
5.3.	Análisis temporal de albedo al final de la temporada de ablación 1989-2019	47
5.4.	Análisis climático y albedo.....	55
5.5.	Albedo glacial en base a Línea de equilibrio Glacial.....	70
5.6.	Otros factores condicionantes de albedo: distribución geográfica, latitud, exposición, temporalidad, entre otros.	74
5.6.1.	Distribución geográfica	74
5.6.2.	Altitud.....	80
5.6.3.	Temporalidad	82
5.6.4.	Orientación y exposición solar	84
5.7.	Limitaciones del trabajo	87
6.	Conclusiones y recomendaciones.....	88
6.1.	Conclusiones	88
6.2.	Recomendaciones	89
7.	Bibliografía	90
8.	Anexos.....	98

Índice de Figuras

Figura 1: Esquema de zonificación glaciar, línea de equilibrio (ELA). Fuente: Andrés Rivera (2008) [13].	4
Figura 2: Relación de los distintos componentes del sistema glaciar. Fuente: Modificado de McGrath (2017).	5
Figura 3: Mapa de reanálisis de temperatura en el periodo de 1979-2018. Fuente: Climate Change Institute[25].	8
Figura 4: Mapa de reanálisis de precipitaciones en el periodo de 1979-2018. Fuente: Climate Change Institute[25].	9
Figura 5: Tasas de equilibrio de masa de glaciares de los Andes en promedio de 1 ° de latitud y 1 ° de longitud. a, marzo de 2000 a abril de 2018. b, enero de 2000 a marzo 2009. c, enero de 2009 a abril de 2018. Los histogramas representan el área glaciaria (barras grises) y la tasa media de cambio de elevación (barras rojas) como una función de latitud. Los valores vacíos (celdas de Nan) corresponden a mosaicos para los cuales la cobertura media con datos de tasa de cambio de elevación es inferior al 20%, es decir, mosaicos situado en los Andes meridionales y fueguinos, cerca de la costa del Pacífico, donde la cubierta de nubes es persistente. Tenga en cuenta que la escala de colores los intervalos son irregulares para ayudar a la visualización. Fuente: Extraído de Dussailant (2019) [27].	10
Figura 6: Zonas y subzonas glaciológicas definidas en la Estrategia Nacional de Glaciares. Fuente: DGA (2011)[5].	12
Figura 7: Glaciares en estudio subzona norte. Fuente: Elaboración propia, Mapa base: LANSDAT 2019, ArcGIS, septiembre 2019. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84	13
Figura 8: Glaciares en estudio subzona centro. Fuente: Elaboración propia, Mapa base: LANSDAT 2019, ArcGIS, septiembre 2019. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84. ..	14
Figura 9: Glaciares en estudio subzona sur. Fuente: Elaboración propia, Mapa base: LANSDAT 2019, ArcGIS, septiembre 2019. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84.	15
Figura 10: Precipitación anual y temperatura superficial del aire. Fuente: Creado por la Universidad de Maine, datos de reanálisis. Extraído y modificado [25].	17
Figura 11: Segmentación morfoestructural del orógeno Andino entre los 32° y 35° S. Fuente: Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yáñez (2003). [44–47]	18
Figura 12: Mapa geológico del área de estudio. Fuente: Modificado de Thiele (1980) y Sellés y Gana (2001). [48, 114] Leyenda en página siguiente.	24
Figura 13: Continuación figura 3. Leyenda Mapa Geológico del área de estudio. Fuente: Modificado de Thiele (1980) y Sellés y Gana (2001) [48, 114].	25
Figura 14: Diagrama de trabajo para la obtención de base de datos geográficos. Fuente: elaboración propia.	32
Figura 15: Diagrama de procesos realizados para la delimitación de área glaciar año 2019. Fuente: Elaboración propia.	33
Figura 16: Mapa del glaciar Juncal Sur, donde se aplica el índice de diferencia normalizada de nieve, Realizado en el software ENVI y modificado en ArcMap. Fuente: elaboración propia.	34
Figura 17: Mapa del glaciar Juncal Sur, donde se aplica el mapeador de ángulos espectrales, con el fin de delimitar diferentes superficies, realizado en el software ENVI y modificado en Arcmap. Fuente: Elaboración propia.	35
Figura 18: Mapa con la delimitación del área del glaciar Juncal Sur, realizado en el Arcmap. Fuente: Elaboración propia.	36

Figura 19: Mapa de albedo glaciar la escena parte norte. Imagen satelital: LANDSAT TM, 1989, ArcMap, aplicación de fórmula de obtención de albedo en ENVI. Fuente: Elaboración propia en base a Liang (2001) [21].	38
Figura 20: Mapa de albedo glaciar Juncal Sur, año 2019. Fuente: elaboración propia.	39
Figura 21: Perfil espectral de longitudes de ondas, en satélite ASTER y LANDSAT ETM. Fuente: Agencia Espacial Europea (2019) [103].	40
Figura 22: Diagrama de flujo de trabajo para la obtención de albedo glaciar. Fuente: elaboración propia.	41
Figura 23: Flujo de trabajo de los datos climáticos. Fuente: elaboración propia.	42
Figura 24: Diagrama de metodología utilizada para realizar este trabajo. Fuente: Elaboración propia en base a este trabajo.	43
Figura 25: Mapa de las estaciones en los glaciares Bello y Yeso, ArcMap, noviembre 2019, Mapa Base: Imagen de albedo de 17 de diciembre de 2013. Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de DGA(2015)[93].	44
Figura 26: Gráfico de albedo en el glaciar Yeso, en base a mediciones de estaciones meteorológicas y la metodología utilizada en este trabajo. Fuente: Elaboración propia.	45
Figura 27: Gráfico de albedo en el glaciar Bello, en base a mediciones de estaciones meteorológicas y la metodología utilizada en este trabajo. Fuente: Elaboración propia.	45
Figura 28: Representación gráfica de diferencia en área en cada glaciar estudiado. Fuente: elaboración propia en base a datos del Inventario Nacional de Glaciares [73]	47
Figura 29: Albedo promedio de glaciares de la Zona Norte de estudio. Fuente: Elaboración propia.	48
Figura 30: Albedo promedio de glaciares de la Zona Centro de estudio. Fuente: Elaboración propia.	48
Figura 31: Albedo promedio de glaciares de la Zona Sur de estudio. Fuente: Elaboración propia.	49
Figura 32: Promedio de albedo Zona Norte con su respectiva línea de tendencia. Fuente: Elaboración propia.	49
Figura 33: Promedio de albedo Zona Centro con su respectiva línea de tendencia. Fuente: Elaboración propia.	50
Figura 34: Promedio de albedo Zona Sur con su respectiva línea de tendencia. Fuente: Elaboración propia.	50
Figura 35: Diferencia de albedo del glaciar Olivares Gamma en el año 1989-2019. Fuente: Elaboración en base a datos obtenidos, ArcMap, octubre 2019.	52
Figura 36: Histogramas del glaciar Juncal Sur (norte), Bello (centro) y Universidad (sur) para el primer y último año estudiado, la fecha roja marca la mayor acumulación de datos en 1989. Fuente: Elaborado propia.	53
Figura 37: Mapa de estaciones meteorológicas seleccionadas en este estudio. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2 (2019).	55
Figura 38: Gráfico de precipitación total año hidrológico según estaciones meteorológicas. Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos en este trabajo y datos de CR2 [81].	56
Figura 39: Gráfico de albedo promedio Zona Norte vs Precipitaciones estación Riecillos. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2 [81].	57
Figura 40: Gráfico de albedo promedio Zona Centro vs Precipitaciones estación Riecillos. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2[81].	58
Figura 41: Gráfico de albedo promedio Zona Sur vs Precipitaciones estación Riecillos. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2 [81].	58
Figura 42: Gráfico de dispersión precipitaciones anuales vs albedo. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2 [81].	59

<i>Figura 43: Gráfico albedo y precipitaciones en meses de invierno y verano Zona Norte. Fuente: elaboración propia en base a datos de CR2 [81].</i>	60
<i>Figura 44: Gráfico albedo y precipitaciones en meses de invierno y verano Zona Centro. Fuente: elaboración propia en base a datos de CR2 [81].</i>	60
<i>Figura 45: Gráfico albedo y precipitaciones en meses de invierno y verano Zona Sur. Fuente: elaboración propia en base a datos de CR2 [81].</i>	61
<i>Figura 46: Gráfico de temperatura de datos de reanálisis. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [82].</i>	63
<i>Figura 47: Gráfico de temperatura anual de reanálisis vs albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [82].</i>	64
<i>Figura 48: Gráfico de temperatura meses de verano de reanálisis vs albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia.</i>	64
<i>Figura 49: Gráfico de temperatura meses de invierno vs albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [82].</i>	65
<i>Figura 50: Gráfico de precipitación total en el tiempo, con su respectiva línea de tendencia. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [82].</i>	66
<i>Figura 51: Gráfico de precipitación anual de datos de reanálisis y albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [82].</i>	67
<i>Figura 52: Gráfico de precipitación anual vs albedo en el tiempo, recuadro rojo representa años de bajo albedo y precipitación, en verde años de bajo albedo y precipitación. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [82].</i>	68
<i>Figura 53: Gráfico de precipitación total en meses de verano y albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [82].</i>	69
<i>Figura 54: Gráfico de precipitaciones de datos de reanálisis en meses de invierno y albedo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [82].</i>	69
<i>Figura 55: Histogramas de albedo glaciar Cipreses. Se puede observar que, en el año 2011, existe un límite marcado entre dos familias de datos en el intervalo 0.35-0.36. En el año 2017, se identifica solo una familia de datos. Fuente: Elaboración propia.</i>	71
<i>Figura 56: Valores de NIR y su respectivo límite entre superficies marcado con una línea roja para el glaciar Esmeralda. Fuente: elaboración propia.</i>	71
<i>Figura 57: Gráfico de albedo en el área de acumulación y ablación en la Zona Norte. Fuente: elaboración propia.</i>	72
<i>Figura 58: Gráfico de albedo en el área de acumulación y ablación en la Zona Centro. Fuente: elaboración propia.</i>	72
<i>Figura 59: Gráfico de albedo en el área de acumulación y ablación en la Zona Sur. Fuente: elaboración propia.</i>	73
<i>Figura 60: Albedo promedio de 1989-2019 de los glaciares de la parte norte estudiada. Fuente: Elaboración propia.</i>	74
<i>Figura 61: Albedo promedio de 1989-2019 de los glaciares de la parte centro estudiada. Fuente: Elaboración propia.</i>	75
<i>Figura 62: Albedo promedio de 1989-2019 de los glaciares de la parte sur estudiada. Fuente: Elaboración propia.</i>	76

<i>Figura 63: Desviación estándar de albedo de 1989-2019 de los glaciares de la parte norte estudiada. Fuente: Elaboración propia.</i>	77
<i>Figura 64: Desviación estándar de albedo de 1989-2019 de los glaciares de la parte centro estudiada. Fuente: Elaboración propia.</i>	78
<i>Figura 65: Desviación estándar de albedo de 1989-2019 de los glaciares de la parte sur estudiada. Fuente: Elaboración propia.</i>	79
<i>Figura 66: Tanto para el glaciar Palomo, ubicado en el sur como para el glaciar Juncal, ubicado en el norte del área de estudio, En el año 2019, se observa que a mayor elevación se tienen pixeles de mayor albedo, mientras que a menor elevación se tienen pixeles de menor albedo. Fuente: elaboración propia.</i>	80
<i>Figura 67: Albedo promedio en glaciares Olivares Gamma (Norte), Yeso (Centro) y Universidad (Sur), Matlab, noviembre 2019, Fuente: Elaboración propia.</i>	81
<i>Figura 68: Glaciar Universidad, año 2000 y 2019, Cambio de valores de albedo según elevación, Fuente Elaboración propia.</i>	82
<i>Figura 69: Albedo Glaciar Cortaderal, analizado para el 18 de marzo y para el 27 de marzo del año 2001, En el caso del mapa de la izquierda, se tiene un valor mínimo de albedo de 0,15 y valor máximo 0,47, En cambio para la imagen de la derecha, el valor mínimo de albedo es 0,26 y máximo de 0,64, Fuente: Elaboración propia.</i>	83
<i>Figura 70: Glaciar Juncal Norte y Juncal Sur, año 2019, Valor máximo y mínimo de albedo glaciar Juncal Norte 0,85 y 0,14 respectivamente, Mientras que el Juncal Sur, valor máximo 0,69 y mínimo 0,13, Fuente: Elaboración propia.</i>	84
<i>Figura 71: Exposición al sol, glaciares Juncales Norte y Sur, Fuente: Elaborado en base a resultados obtenidos, ArcMap, noviembre 2019.</i>	85

Índice de Tablas

<i>Tabla 1: Variaciones de albedo según factores. Modificado de Mcphee (2018) [12]</i>	7
<i>Tabla 2: Detalle de características de los glaciares en estudio. Fuente: Inventario nacional de glaciares (2015)[73].</i>	27
<i>Tabla 3: Detalle de imágenes satelitales procesadas en la obtención de albedo. Fuente: Earth Explorer [86].</i>	29
<i>Tabla 4: Detalle de Modelos de elevación digital utilizados en este estudio. Fuente: Alaska Satellite Facility [87].</i>	31
<i>Tabla 5: Detalle de información de las estaciones meteorológicas utilizadas para este estudio. Fuente: Explorador climático CR2.</i>	31
<i>Tabla 6: Detalle de información de las estaciones meteorológicas utilizadas para este estudio. Fuente: DGA,</i>	32
<i>Tabla 7: Resumen de las bandas, sus valores y variaciones de acuerdo con el tipo de sensor. Fuente: Modificado de Herrera (2016) y Earth Explorer [87, 92].</i>	37
<i>Tabla 8: Detalle de área glaciar calculada en este trabajo vs datos del Inventario Nacional de Glaciares. Fuente: elaboración propia y extraída de datos del Inventario Nacional de Glaciares.</i> 46	
<i>Tabla 9: Detalle de tasa de cambio decadal de albedo en comparación con tasa de cambio en período de sequía. Fuente: Elaboración propia.</i>	51
<i>Tabla 10: Detalle de coeficiente de correlación entre precipitaciones y albedo. Fuente: elaboración propia.</i>	61
<i>Tabla 11: Detalle de tasa de cambio de albedo según 100 mm de precipitación. Fuente: elaboración propia.</i>	62
<i>Tabla 12: Coeficiente de correlación entre la temperatura y albedo en el período de estudio. Fuente: elaboración propia.</i>	65
<i>Tabla 13: Detalle de coeficiente de correlación entre precipitación anual- estacional y albedo. Fuente: elaboración propia.</i>	70

1. Introducción

1.1. Motivación

El agua es un recurso clave para la vida, pues es un motor económico, social y ambiental para el desarrollo humano de un país. En un escenario global marcado por presiones ambientales debido al cambio climático de origen antrópico [1], los glaciares representan una fuente de agua dulce esencial para la subsistencia humana, los ecosistemas y la actividad económica en el planeta[2].

En Chile, existen alrededor de 24.114 glaciares con una superficie de 23.641 km²[3]. Representan un 3,8 % del área mundial del planeta [4] y concentra el 82% de la totalidad de glaciares que existen en toda Sudamérica. Se extienden a lo largo de la cordillera de Los Andes y la mayoría ha registrado una disminución en el área de sus superficies, en respuesta a cambios climáticos que están vinculados, en gran medida, al aumento de las temperaturas y la baja de las precipitaciones que afectan a grandes áreas del país [5].

La Zona Central de Chile se extiende desde la cuenca del río Aconcagua por el norte (31 °S), hasta el río Maule por el sur (37°S), y la importancia de esta zona glaciológica radica en que los principales aportes para los flujos de agua, tanto superficiales como subterráneos, provienen principalmente de las zonas cordilleranas más altas en donde ocurre la mayor precipitación, permitiendo mantener los caudales de los ríos en asentamientos humanos en periodos con veranos secos [6].

La cuantificación de la nieve y el derretimiento del hielo, es de importancia crítica para los gestores del agua en este territorio, debido a una mayor demanda de suministro hídrico [7], exacerbada por un período prolongado de sequía[8]. En este contexto, ya que los patrones climáticos han cambiado [9][10], es necesario llevar a cabo estudios glacio-hidrológicos actualizados con el fin de entender y comprender los distintos procesos hidrológicos y criosféricos [11].

El balance de masa de un glaciar es la evaluación de la masa de nieve y hielo ganada y su comparación con la pérdida en un ciclo anual. En particular, el albedo es el intercambio de radiación de onda corta entre una superficie y la atmósfera. Es una de las variables más fundamentales al estimar dicho balance [12], ya que se consideran la mayor fuente de energía para el derretimiento glacial.

Por lo anterior, la presente investigación tiene como propósito indagar sobre la relación entre el albedo glacial y la variabilidad climática, en glaciares de valle y de montaña, en la Cordillera de los Andes de la zona central de Chile, en los últimos 30 años. Este trabajo busca establecer una tendencia regional entre ciertas variables meteorológicas que afectan el comportamiento de los siguientes glaciares: Juncal Norte y Sur, Olivares Alfa, Beta y Gamma, Cortaderal, Cipreses y Cipreses norte,

Palomo, Universidad, Esmeralda, Bello y Yeso. Con miras a comprender e incorporar el efecto del albedo en el intercambio energético del glaciar y poder conocer con más certeza su evolución, en los complejos escenarios del cambio climático antropogénico proyectados para el presente siglo.

Este estudio es pionero en resolver interrogantes, tales como: ¿Cuál es la tasa de cambio de albedo en un determinado tiempo?, ¿Cómo ha influenciado la radiación de onda corta en el comportamiento los sistemas glaciares en los últimos años? ¿A qué se debe esta variación? ¿Existe una relación entre la variabilidad climática y el cambio de albedo?

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo General

Relacionar el albedo glacial con la variabilidad climática (precipitación y temperatura) en los últimos 30 años en glaciares de la Cordillera de los Andes semiáridos de la Zona Central de Chile a través de imágenes satelitales Landsat.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Construcción de una base de datos geográfica para los 13 glaciares estudiados, y determinación de principales parámetros morfológicos (área glacial, elevación, pendiente, entre otras).
- Determinar la variación de albedo glaciar a través de imágenes satelitales Landsat para el período 1989-2019.
- Comparar la variabilidad del albedo glacial en función de las precipitaciones y temperaturas a nivel local y regional en los últimos 30 años.

1.3. Hipótesis de trabajo

La hipótesis de este trabajo es que la disminución de las precipitaciones y un aumento de las temperaturas en los Andes semiáridos de Chile Central, se correlacionan con una disminución de albedo en la superficie glacial.

2. Marco Teórico

2.1. Glaciares

2.1.1. Descripción general

Existen múltiples definiciones de glaciar. La utilizada en este estudio será la establecida en la Estrategia Nacional de Glaciares de Chile [4], ya que es operativa y práctica de aplicar mediante el uso de sensores remotos satelitales:

Glaciar es 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.

En particular, los glaciares descubiertos se caracterizan por presentar una pequeña proporción de material detrítico, cenizas o impurezas que podrían constituir morrenas laterales, frontales o mediales [13].

2.1.2. Zonificación teórica de un glaciar

Un glaciar se divide en dos zonas principales a lo largo de su perfil altimétrico: una “zona de acumulación” (donde se produce ganancia neta de masa al cabo de un año hidrológico) y una “zona de ablación” (caracterizada por la pérdida de masa al final de ese período). La primera de ellas se desarrolla desde las nacientes hasta la “Línea de Equilibrio Altitudinal”, conocida simplemente como “ELA” (o Línea de equilibrio), la cual representa los puntos del glaciar con balance de masa “cero” debido a que los procesos de acumulación y ablación se igualan[13] (Figura 1).

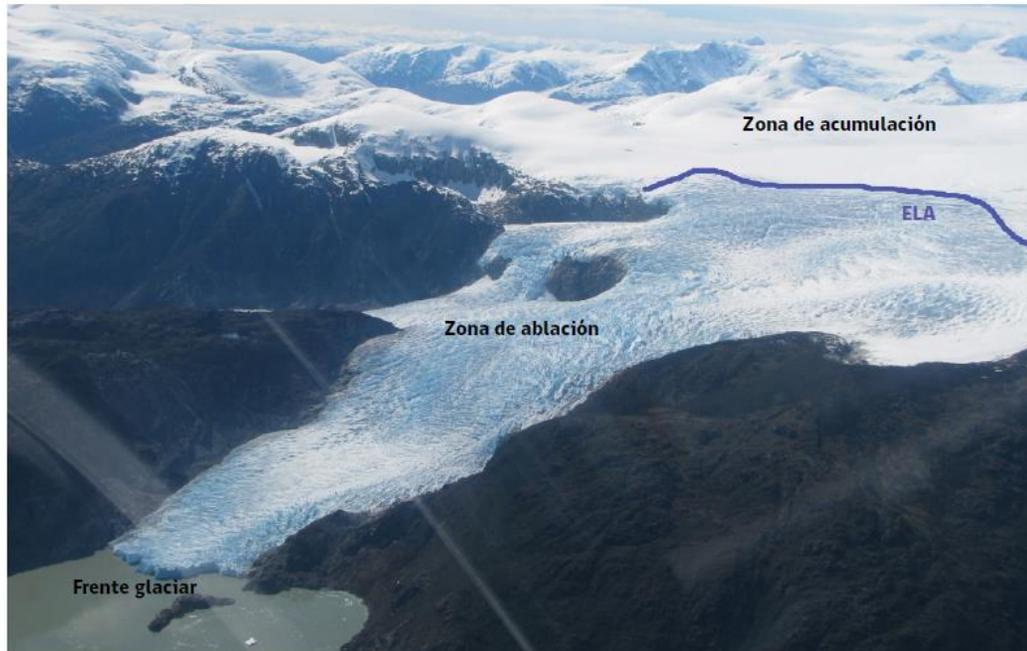


Figura 1: Esquema de zonificación glaciar, línea de equilibrio (ELA). Fuente: Andrés Rivera (2008) [13].

2.1.3. Balance de masa glaciar

Corresponde a la suma algebraica de los montos de acumulación y ablación [14] en un determinado periodo de tiempo. Puede ser expresado en términos de masa o volumen, como suma total o tasa de cambio y por unidad de área específica o considerando la totalidad del glaciar [15]. Matemáticamente, sigue la ecuación:

$$b = c + a$$

Donde **b** es el balance neto, el cual se rige por el período hidrológico y puede ser subdividido en balance de verano, el cual es normalmente negativo y el balance de invierno el cual es normalmente positivo. Por su parte, **c** corresponde a la acumulación y **a** la ablación [14].

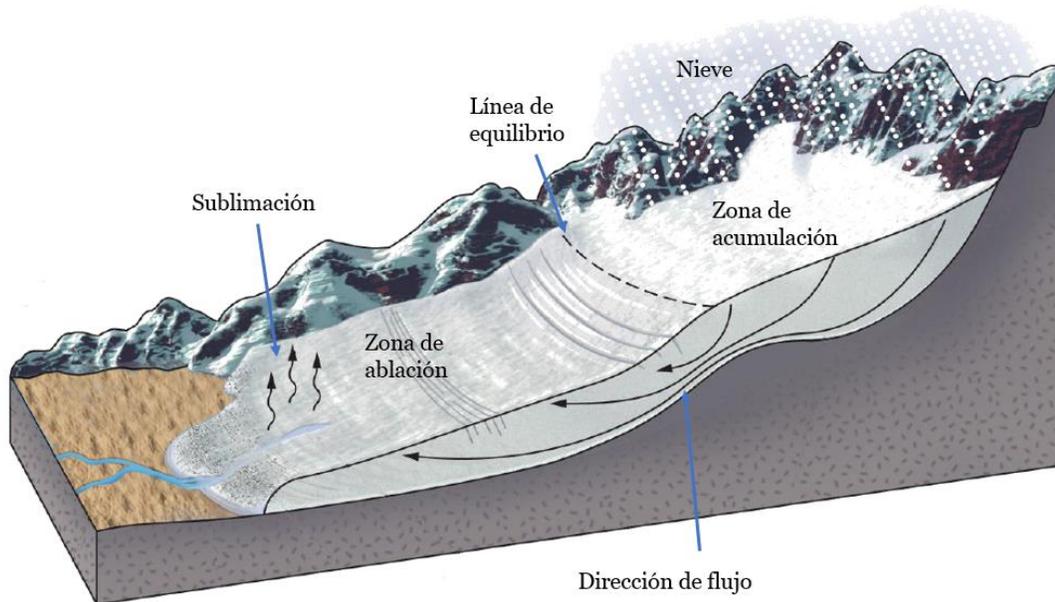


Figura 2: Relación de los distintos componentes del sistema glaciar. Fuente: Modificado de McGrath (2017).

2.1.4. Balance de energía

Consiste en analizar el intercambio de energía entre el glaciar y sus alrededores. Esto está determinado por la tasa de pérdida de agua debido a derretimiento, evaporación y/o sublimación. El balance energético puede ser expresado por la siguiente fórmula [16]:

$$Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g + Q_m$$

Donde Q_i corresponde al intercambio interno del contenido de calor sensible y latente del manto glacial, Q_{ns} al intercambio neto de radiación de onda corta, Q_{nl} al intercambio neto de radiación de onda larga, Q_h al intercambio convectivo de calor sensible con la atmósfera, Q_e al intercambio convectivo de calor latente de vaporización y sublimación con la atmósfera, Q_r al calor sensible y latente por lluvia, Q_g a la conducción de calor por el suelo y Q_m a la energía de derretimiento [16].

En esta investigación el parámetro a estudiar es Q_{ns} y los principales factores que afectan la radiación solar incidente sobre la superficie son los siguientes [17]:

- Relación entre la radiación directa y difusa.

- Geomorfología del área circundante.
- Ángulo de incidencia del haz de luz en la superficie.
- Dispersión múltiple de la radiación solar entre el cielo y el suelo.
- Fracción del cielo visible en el hemisferio superior del punto.

El valor de la radiación reflejada por la superficie permite calcular el albedo, que rige la cantidad de radiación de onda corta que es efectivamente absorbida y está disponible para el derretimiento, y por consecuencia, la disponibilidad de los recursos hídricos [18]. Dado que, la radiación de onda corta desempeña un rol importante en el presupuesto energético de un glaciar, el albedo al ser determinado a partir de esta variable se convierte en una de las principales variables controladoras del balance energía de estos. Es por esto que una estimación precisa del albedo superficial es esencial para un cálculo correcto del balance energético y de masa [18].

2.1.5. Albedo

El albedo (α) se define como el cociente entre la radiación de onda corta reflejada y la radiación de onda corta incidente:

$$\alpha = \frac{R_r}{R_i}$$

Donde R_r denota la radiación de onda corta reflejada y R_i la radiación de onda corta incidente. El albedo es adimensional y sin unidad específica con rangos que van desde 0-1, donde un valor de 0 indica que la superficie absorbe toda la energía entrante. El valor 1 indicaría toda la energía entrante es reflejada y nada es absorbida [12]. La nieve se caracteriza por reflejar la mayoría de la energía radiactiva incidente y por acumularse en las áreas de mayor elevación glaciar [19] A causa de esto, los altos albedos se relacionan con este tipo de superficie. Por su parte, el hielo desnudo tiende a encontrarse en las zonas más bajas o terminales de un glaciar [19] y es altamente absorbente, por lo que los valores bajos de albedo se asignan como hielo.

En la actualidad el albedo se monitorea en terreno con albedómetros en estaciones meteorológicas automáticas y mediante fotografías con cámaras fijas automáticas [20]. Además, se han desarrollado variadas herramientas de estimación a distancia dentro de estas la utilización de imágenes satelitales, a través de la teledetección que se basa en la combinación de la reflectividad espectral medida y los parámetros geomorfológicos.

Este trabajo se basa en la metodología de Liang (2001) donde se utilizan los productos científicos Landsat Surface Reflectance Level-1 del USGS para Landsat 5 y 7 (TM / ETM +) y 8 (OLI) como base para obtener un albedo de banda corta [21, 22]:

$$\alpha \text{ albedo} = 0,356 * \alpha_1 + 0,130 * \alpha_3 + 0,373 * \alpha_4 + 0,085 * \alpha_5 + 0,072 * \alpha_7 - 0,0018$$

Donde alfa (α) i representa la reflectancia de la banda de onda corta de TM/ETM. Para Landsat OLI, los números de bandas fueron ajustados acordemente. Esta conversión fue basada en un largo set de datos empíricos y la banda configuración de Landsat TM/ETM [23]. Esta conversión, proporciona productos de albedo que tienen una alta precisión y solo se desvían marginalmente ($<0,01$) de una recuperación de albedo más sofisticada, si se usa el mismo conjunto de datos de referencia [21].

A continuación, se muestra una tabla con las variaciones de esta variable según factores:

Tabla 1: Variaciones de albedo según factores. Modificado de Mcphee (2018) [12].

Factor	Teoría	Efecto
Tamaño de grano	Albedo decrece a medida que tamaño de grano aumenta	Albedo decrece después de nevada con metamorfosis y crecimiento
Ángulo de zenit	Albedo decrece cuando el ángulo de zenit decrece (altitud solar aumenta)	Albedo es menor a medio día y más tarde en la temporada de derretimiento; efecto más pronunciado en días claros con mayor radiación directa.
Radiación visible vs infrarrojo cercano	Albedo menor en región IR cercano que en el visible	Albedo es difuso en días nublados.
Contaminantes de la nieve	Albedo decrece por efecto de partículas y detrito orgánico	Albedo menor en bosques y regiones con depositación eólica de polvo y contaminación atmosférica
Profundidad del manto	Albedo influenciado por la transmisión de la radiación de onda corta dentro de una capa de nieve cuyo espesor varía con la densidad de la nieve	Albedo declina a medida que el manto se vuelve más somero y denso, y la radiación de onda corta es absorbida por el suelo debajo del manto

2.2. Marco Climático

2.2.1. Relación entre el cambio climático y los glaciares

El clima es definido tradicionalmente como el promedio de 30 años de las variables meteorológicas (temperatura, precipitación, humedad, vientos, entre otros) en una región en donde puede existir considerable variabilidad interanual. El cambio climático de origen antropogénico es producto del incremento de la concentración de gases con efecto invernadero (GEI, gases con gran capacidad de absorber la radiación emitida por la superficie del planeta) como consecuencia directa de la quema de combustible fósiles y otras actividades antropogénicas [24].

La criósfera es uno de los sistemas más afectado por el cambio del sistema climático, debido a que el aumento en la temperatura media global y la disminución de las precipitaciones de nieve provocan el derretimiento acelerado de los mantos de hielo en los polos, capas de hielo continental, nieve y glaciares tropicales, cordilleranos y subpolares [25].

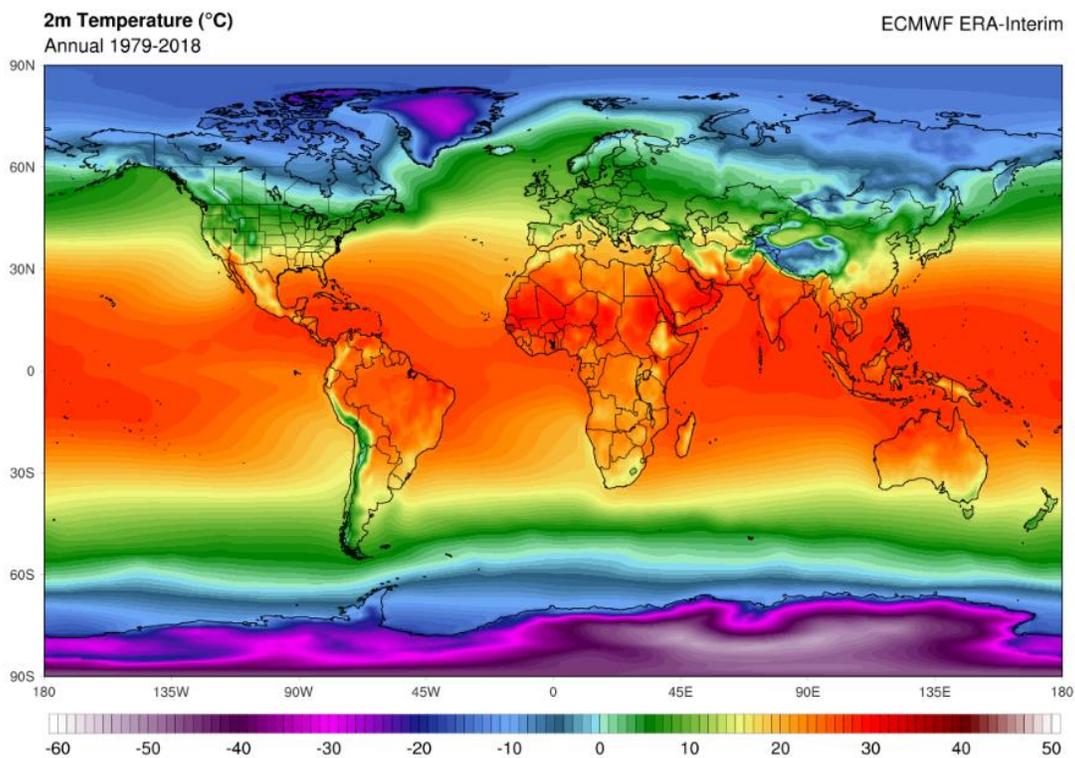


Figura 3: Mapa de reanálisis de temperatura en el periodo de 1979-2018. Fuente: Climate Change Institute[26].

En la actualidad los glaciares se encuentran en amenaza, debido a que el hielo acumulado en periodos invernales es menor al hielo que se derrite en verano, provocando déficit año tras año en la superficie y volumen de estos cuerpos de hielo [25]. Solo por nombrar algunas cifras, el Quinto Informe de Evaluación del IPCC afirma con un grado de confianza muy alto que desde las evaluaciones de 2007 ‘casi todos los glaciares en el mundo han continuado reduciéndose’ y que, entre 2003 y 2009, el 80% de la reducción ocurrió en Alaska, el Ártico Canadiense, la periferia de la capa de hielo de Groenlandia, los Andes australes y las montañas asiáticas. Se calcula que es muy probable que las tasas de deterioro hayan llegado a un 226 gigatoneladas por año en el periodo 1971-2009 (con un margen de error de +/-135 debido a la incerteza en el volumen total global de hielo)[27]. Estas cifras ilustran claramente que las tasas promedio de derretimiento han aumentado de manera significativa durante las últimas cuatro décadas [2].

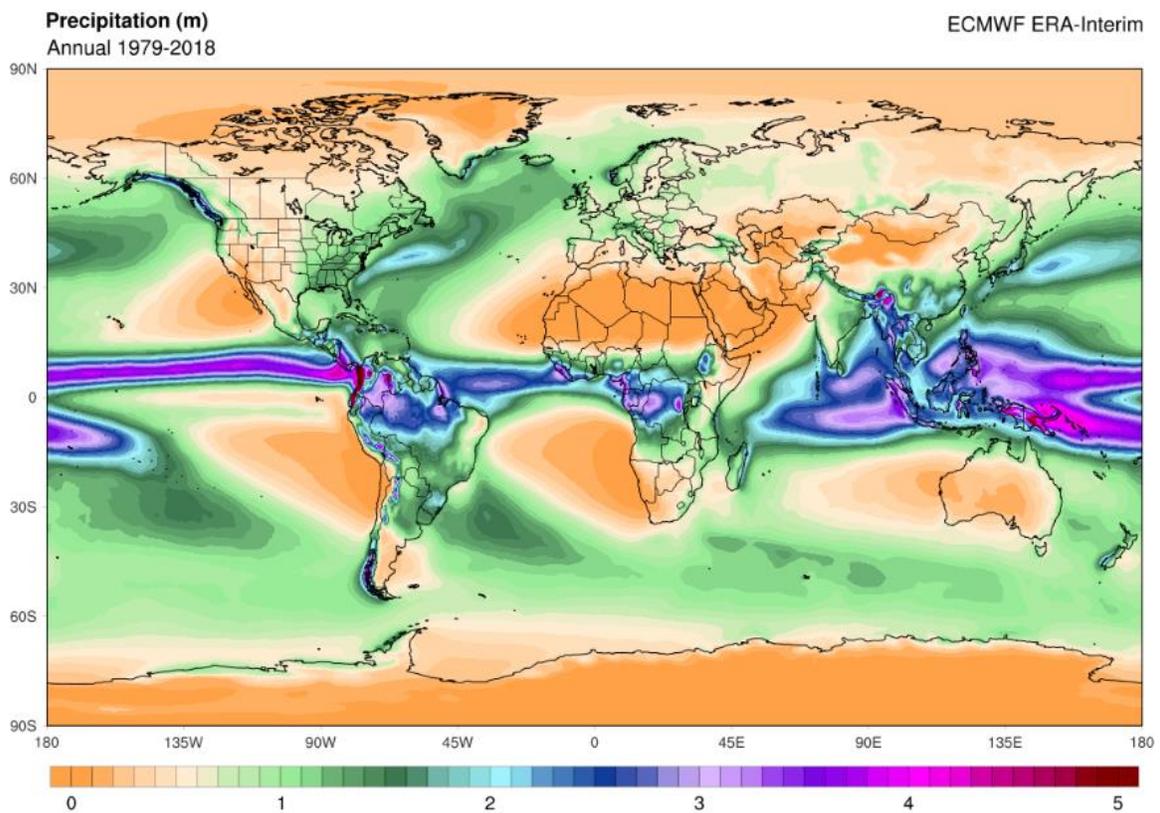


Figura 4: Mapa de reanálisis de precipitaciones en el periodo de 1979-2018. Fuente: Climate Change Institute[26].

Un estudio reciente de Inés Dussillant (2019), donde se realizó un balance geodésico de los glaciares de los Andes centrales, en los últimos 20 años, dejó en evidencia otro efecto de la megasequía: los glaciares de los Andes centrales o áridos han sufrido un importante deterioro en los últimos 10 años. El estudio demostró que los glaciares de los Andes- desde Venezuela hasta la Patagonia- perdieron en los últimos 20 años 23 millones de toneladas de agua (esta medida tiene un margen de

error de ± 6 Gt) y que los glaciares en la cordillera del centro de Chile tuvieron un antes y un después desde el 2009, en cuanto a la pérdida de masa acelerada [28].

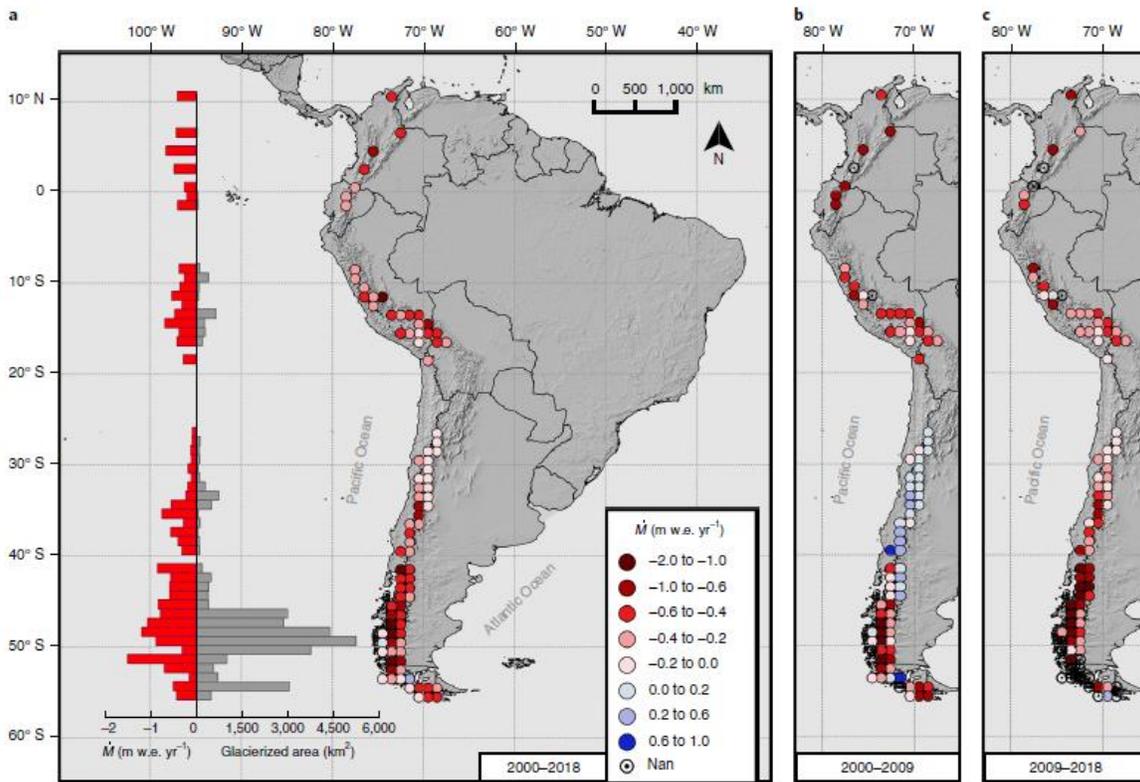


Figura 5: Tasas de equilibrio de masa de glaciares de los Andes en promedio de 1° de latitud y 1° de longitud. a, marzo de 2000 a abril de 2018. b, enero de 2000 a marzo 2009. c, enero de 2009 a abril de 2018. Los histogramas representan el área glaciada (barras grises) y la tasa media de cambio de elevación (barras rojas) como una función de latitud. Los valores vacíos (celdas de Nan) corresponden a mosaicos para los cuales la cobertura media con datos de tasa de cambio de elevación es inferior al 20%, es decir, mosaicos situado en los Andes meridionales y fueguinos, cerca de la costa del Pacífico, donde la cubierta de nubes es persistente. Tenga en cuenta que la escala de colores los intervalos son irregulares para ayudar a la visualización. Fuente: Extraído de Dussillant (2019) [28].

Las tendencias futuras no son alentadoras, ya que se espera un aumento en el retroceso glaciar. El Quinto Informe de Evaluación del IPCC, de acuerdo a distintos pronósticos, predice una reducción considerable del volumen total de los glaciares dentro de los rangos de 15-55% y 35-85% a lo largo del siglo XXI [27]. Es decir, bajo un escenario positivo de calentamiento global se perderá un mínimo de 15 % y un máximo de 55% de volumen glaciar mundial, mientras que, en el peor escenario actual, si no se toman medidas de disminución urgentes, se espera perder el 85% de volumen glaciar mundial.

El estado de los glaciares en las regiones montañosas recibe un enfoque especial, debido a que la tendencia global de deterioro es particularmente pronunciada en estas zonas, implicando que algunas regiones de cordillera ‘perderán la mayoría, si no todos, sus glaciares’ este siglo. De hecho, durante las últimas

décadas, más de 600 glaciares han desaparecido por completo en zonas montañosas en todo el mundo [27].

2.2.2. Eventos climáticos extremos

Los eventos extremos son una de las catástrofes naturales más importantes, responsables directos en la pérdida de vidas humanas y colapsos económicos. Uno de estos fenómenos es la sequía que se define como un desbalance temporal en la cantidad de agua en base a reducciones en las precipitaciones bajo un valor promedio, resultando en una menor disponibilidad en los recursos hídricos [29].

La sequía ha sido experimentada por la Zona Central de Chile, presentándose como un evento extraordinario por su duración y extensión, sin registro similar desde 1950 al presente [30]. Este impacto, se prevé, seguirá contribuyendo durante el siglo XXI a una progresiva aridificación de la zona centro y sur de Chile, incrementando la ocurrencia de sequías extensas y prolongadas como la actual [31].

3. Zona de estudio

3.1. Descripción general

La zona de estudio se encuentra ubicada en la Cordillera de los Andes, comprende la Región Metropolitana, la región de Valparaíso y Región del Libertador Bernardo O'Higgins, y pertenece a la zona glaciológica centro definida en la Estrategia Nacional de Glaciares [4].



Figura 6: Zonas y subzonas glaciológicas definidas en la Estrategia Nacional de Glaciares. Fuente: DGA (2011)[5].

Para efectos de este estudio, la zona centro se dividirá en 3 subzonas: Norte, centro y sur, las cuáles serán mostradas a continuación:

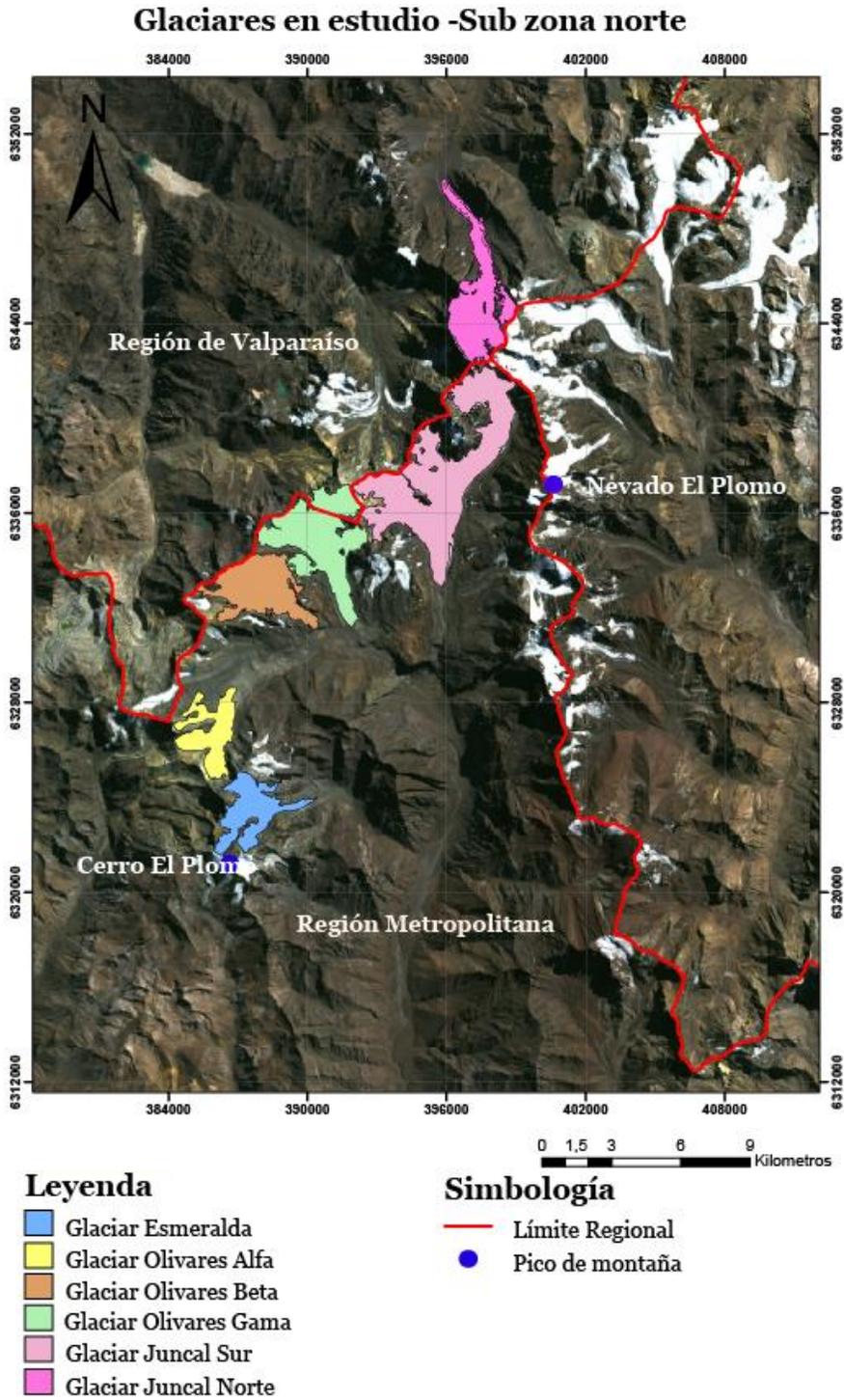


Figura 7: Glaciares en estudio subzona norte, Mapa base, LANS DAT 2019, ArcGIS, septiembre 2019. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84. Fuente: Elaboración propia.

Glaciares en estudio -Sub zona centro



Leyenda

- Glaciar Bello
- Glaciar Yeso

Simbología

- Límite Regional
- Laguna

Figura 8: Glaciares en estudio subzona centro, Mapa base: LANSDAT 2019, ArcGIS, septiembre 2019. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84. Fuente: Elaboración propia.

Glaciares en estudio -Sub zona sur

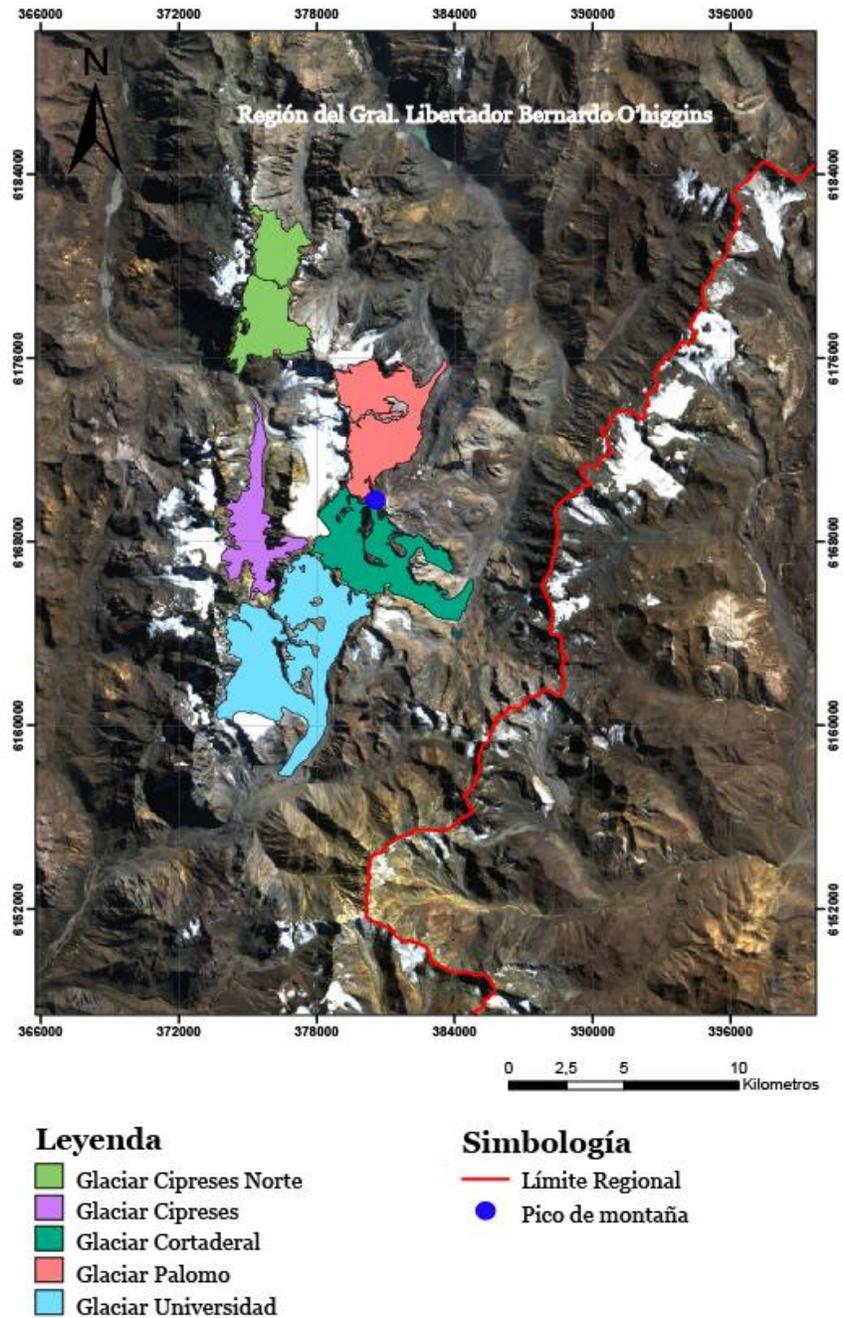


Figura 9: Glaciares en estudio subzona sur, Mapa base: LANSDAT 2019, ArcGIS, septiembre 2019. Sistema de coordenadas UTM 19 S, datum WGS 84. Fuente: Elaboración propia.

3.1.1. Antecedentes climáticos: Panorama actual de precipitaciones y temperaturas

En Chile Central, las temperaturas máximas se han incrementado de manera muy pronunciada en los últimos diez años, siendo este aumento más evidente sobre los 1000 metros de altura[31]. Considerando las estaciones meteorológicas a baja altura, se detectó un aumento a una tasa de $0,18^{\circ}\text{C}/\text{década}$ en el Valle Central, mientras que en las estaciones en altura se calcularon tasas de $0,28^{\circ}\text{C}/\text{década}$ para el margen Occidental de los Andes y de $0,23^{\circ}\text{C}/\text{década}$ para el margen Oriental. La radiosonda de Quinteros ($32^{\circ}46'S$), muestra que el mayor aumento de temperaturas en altura se da entre 2000 y 3000 msnm, lo que corresponde precisamente a la altura de las zonas de ablación de los glaciares, donde el incremento de T° genera un mayor derretimiento y por ende una mayor reducción de área. Estos rasgos son consistentes con el cambio climático ocasionado por la emisión de gases de efecto invernadero hacia la atmósfera terrestre [32].

En cuanto a las precipitaciones, se detecta un descenso en los montos anuales en la zona comprendida entre La Serena y Concepción en torno a un 30%[25]. Las precipitaciones en esta parte del país están fuertemente asociadas a eventos de El Niño - Oscilación del Sur (ENOS). Este es un fenómeno de origen natural caracterizado por la alternancia entre tres y siete años de temperaturas del océano Pacífico tropical más frías (La Niña) o cálidas (El Niño) que el promedio de largo plazo [31]. En las alteraciones de la circulación atmosférica durante años de El Niño, tienden a ocurrir condiciones más lluviosas en entre los 30 y 35°S . Por el contrario, La Niña incluye un debilitamiento de los vientos del oeste sobre Sudamérica y una intensificación del anticiclón del Pacífico, elementos que favorecen condiciones más secas que el promedio en Chile central. Estas condiciones más cálidas y la mayor frecuencia de eventos la Niña, podría ser la principal causa de balances de masa negativos y del retroceso generalizado de glaciares [5].

En la zona de estudio la variabilidad interanual de precipitación está fuertemente vinculada al fenómeno ENOS [33]. Mientras tanto, las variaciones anuales de temperatura en la costa están significativamente correlacionadas positivamente con el índice de la Oscilación Interdecadal del Pacífico (PDO) y en los sectores de valles cordilleranos se relaciona con la Oscilación Antártica (AAO) [34].

El Niño - Oscilación del Sur (ENOS)

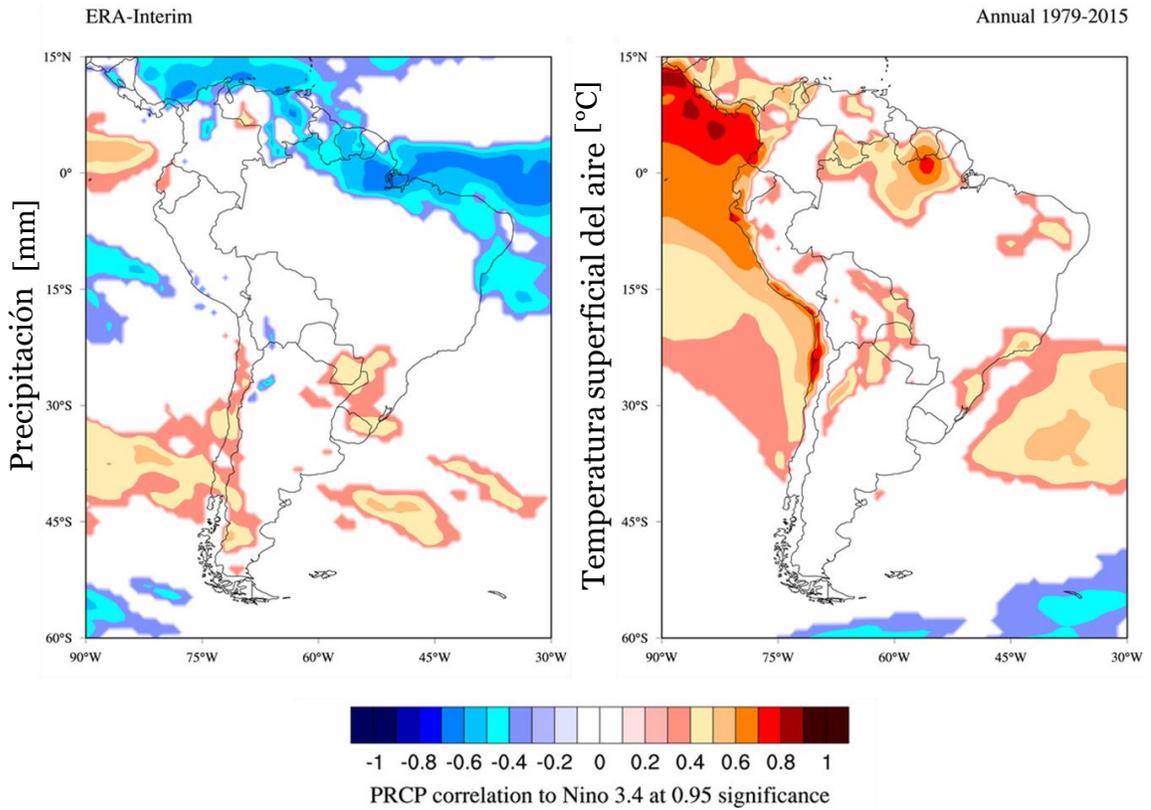


Figura 10: Precipitación anual y temperatura superficial del aire. Fuente: Creado por la Universidad de Maine, datos de reanálisis. Extraído y modificado [26].

3.2. Marco Geológico

3.2.1. Geología y tectónica regional

Chile central se ubica en un ambiente tectónico de convergencia, con una subducción reconocida desde al menos el Jurásico [35], y con variaciones en la tasa de convergencia durante el Eoceno – Mioceno que van desde 5 a 15cm/año [36][37], que se ha desacelerado en aproximadamente un 50% en los últimos 10 millones de años [38]. Actualmente se estima que la tasa de convergencia es 6.8 cm/año [39] [40].

El segmento andino comprendido entre los 32°S y los 35°S, muestra 5 unidades morfoestructurales principales, dispuestas en franjas orientadas norte - sur. De oeste a este estas son: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, más el antepaís argentino[41].

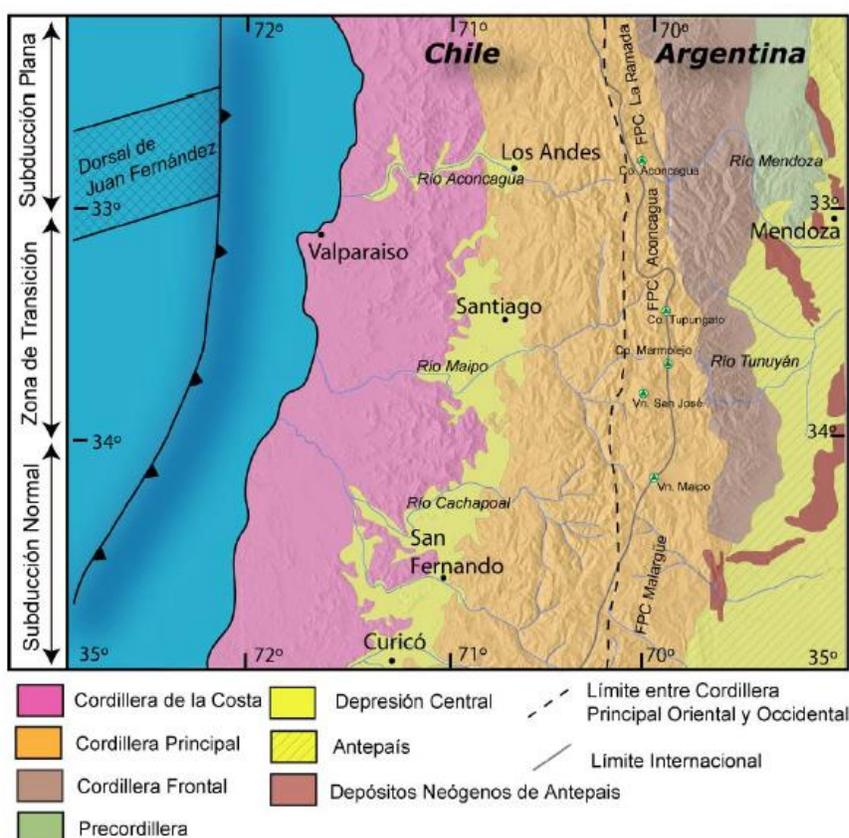


Figura 11: Segmentación morfoestructural del orógeno Andino entre los 32° y 35° S. Fuente: Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara y Yáñez (2003). [44–47]

En el dominio al sur de los 33°, Chile Central se caracteriza por poseer un régimen de subducción levemente inclinada, lo que se conoce como subducción normal, marcando la reaparición del volcanismo. Este régimen da inicio a la llamada Zona Volcánica Sur [42]. A partir de los 33,5° se observa la reaparición de la Depresión Central en el continente junto a una deflexión del antearco y la fosa oceánica hacia el oeste, siendo esta última rellenada con sedimentos debido al alto aporte continental [43].

Las principales unidades morfoestructurales son resumidas en la figura 12. Los glaciares en estudio se encuentran emplazados en la Cordillera Principal, cercana al flanco occidental de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua.

3.2.2. Principales unidades geológicas

3.2.2.1. Rocas estratificadas

3.2.2.1.1. Formación Nieves Negras [44][56]

Secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y en menor medida niveles de brechas en la base de la unidad. Presenta una serie rítmica de niveles gruesos de areniscas y niveles delgados de limolitas en la parte superior [46][47]. El material fósil encontrado en la zona permite la asignación de una edad Bathoniano - Caloviano temprano a la Formación [46]. Se dispone en concordancia subyaciendo a la Formación Río Colina y su base no aflora [46].

3.2.2.1.2. Formación Colimapu [Hauteriviano-Albiano][48]

Corresponde a una secuencia principalmente continental compuesta por areniscas de coloración rojiza, lutitas, conglomerados e intercalaciones de tobas, andesitas y calizas. Localmente se ha estimado su espesor en aproximadamente 2.000 m [49]. Se encuentra en capas lateralmente discontinuas. Su edad se ha acotado entre el Hauteriviano, por su contacto basal concordante y Albiano, en base a material fósil [41]. Subyace discordantemente a la Formación Abanico[50][51]. Aflora en el límite occidental de la Cordillera Principal Oriental.

3.2.2.1.3. Formación Abanico [Oligoceno - Mioceno Inf.][52]

Potente secuencia de volcanitas y sedimentitas clásticas terrígenas de colores predominantes gris pardo y púrpura rojo-grisáceo. Está constituida por lavas básicas a intermedias, rocas piroclásticas ácidas e intercalaciones sedimentarias continentales, formando lentes de hasta 500 m de espesor[51] [53]. Se estima una potencia aproximada de 3000 m para esta formación.

La edad de la Formación Abanico se ha estimado entre el Oligoceno y el Mioceno Inferior mediante dataciones radiométricas U-Pb en circones [54].

Su base se encuentra en discordancia erosiva con la Formación Colimapu y su techo está marcado por un contacto con la sobreyacente Formación Farellones transicional y con amplias variaciones norte-sur y este-oeste, reportándose en diversos sectores tanto de manera discordante como pseudoconcordante [51], concordante o en contacto por falla[55].

3.2.2.1.4. Formación Río Colina [Caloviano-Oxfordiano] [56]

Secuencia de sedimentitas marinas compuestas principalmente de calizas y lutitas calcáreas, grises oscuras; lutitas fisibles, finamente estratificadas; y areniscas y conglomerados finos, con intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Se observa también yeso interestratificado y en forma de domos diapíricos que intruyen y cortan la serie. La secuencia tiene un espesor visible no superior a 800 m de una edad Caloviano-Oxfordiano [57].

3.2.2.1.5. Formación Río Damas [Kimmeridgiana] [48]

La unidad se compone de una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas, gruesas a medianas, de colores rojizos y verdosos, con intercalaciones potentes de areniscas y limonitas, con colores que varían de púrpura claro a marrón; se intercalan en la secuencia, abundantes niveles de rocas volcánicas andesíticas y pequeños lentes de yeso que no presentan importancia a nivel regional. La unidad tiene una potencia aproximada de 3.000 m [49].

Se le asigna una edad Kimmeridgiana y se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas [49], debido a que subyace de manera concordante a las capas marinas del Titoniano inferior de la Formación Lo Valdés, y sobreyace concordantemente a la secuencia oxfordiana de la Formación Río Colina.

3.2.2.1.6. Formación Lo Valdés [Tithoniano superior-Hauteriviano][56]

La secuencia está formada por rocas sedimentarias marinas, compuestas por calizas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas, conglomerados y brechas. Se observan intercalaciones de rocas volcánicas basálticas y andesíticas en su parte central. En la parte superior de la unidad, existen pequeñas capas lenticulares de yeso interestratificadas, correspondiente al Yeso secundario [49] [58] [59]. El espesor estimado para esta unidad es 1350 metros [49].

Se le asigna un rango de edad Tithoniano superior-Hauteriviano de acuerdo a su contenido fósil [49, 57, 58, 60]. Hacia el norte la Formación Lo Valdés se correlaciona con la Formación San José (Valanginiano [61]), y por el lado sur con la Formación Termas del Flaco (Tithoniano superior- Hauteriviano [48]).

3.2.2.1.7. Formación Farellones [Mioceno inferior-medio] [48]

La secuencia está compuesta por lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Se presenta alternancia de rocas volcanoclásticas, lo que produce una marcada estratificación en la serie [49]. El espesor de la unidad se estima en 2.500 m, aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno superior- Plioceno que se intercalan en la secuencia [49, 62].

Según numerosas dataciones radiométricas se asigna al Mioceno inferior-medio [49, 63–65]. En Chile central la Formación Farellones se distribuye en una franja elongada de dirección norte sur, al costado occidental y oriental de la Formación Abanico.

3.2.2.1.8. Unidad Volcánica Antigua

Esta unidad se compone de los esqueletos de los volcanes extinguidos, formados principalmente por coladas andesíticas y traquiandesíticas, de colores rojizos y amarillentos[66]. Se le asigna una edad Pleistocena debido a que se encuentra bastante erosionada por actividad glacial [49].

Se distribuye en un área importante de la zona fronteriza y constituyen parte de las cumbres más altas de Chile central [49]. Destacan entre ellas el Volcán Tupungato (6550 m s.n.m.), Cerro Marmolejo (6150 m s.n.m.) y cordón del Cerro Castillo (5485 m s.n.m.). El zócalo de esta unidad está formado por terrenos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos expuestos en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, que se encuentran tectónicamente imbricados. Sin embargo, la unidad no parece afectada por fallas de importancia regional y aparece sellando todas las estructuras de pliegues y fallas de fines del Mioceno.

3.2.2.1.9. Unidad Volcánica Nueva

Están formados por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y piroclásticos menores (bombas, lapilli y cenizas), predominantemente oscuras [49]. Se le asigna una edad Holocena [49].

En esta Unidad se incluyen a los volcanes que presentan manifestaciones de actividad histórica como el volcán Tupungatito (5640 m s.n.m.) y el volcán San José (5880 m s.n.m.)[49]. Se reconocen en ellos emanaciones actuales y están sobreimpuestos a la Unidad Volcánica Antigua[66]. Las coladas no aparecen afectadas por fallas menores como las reconocidas en la Unidad Volcánica Antigua. Los conos no están afectados por la erosión glacial y sólo muestran incisión fluvial. Las coladas más recientes se han movilizadas por los valles glaciales y fluviales bien definidos.

3.2.2.2. Rocas intrusivas

De manera general, las rocas intrusivas que afloran en el área de estudio se pueden ordenar en franjas norte-sur que van disminuyendo su edad hacia el este.

3.2.2.1. Intrusivos del Mioceno Inferior

Su litología principal corresponde a granodioritas. Están constituidos por plutones (20-18 Ma), que se encuentran intruyendo a la Formación Abanico. En este grupo destacan el Plutón La Obra y el Plutón del Salto del Soldado [49, 67]. La similitud entre la química y las edades del Plutón La Obra y la franja oriental de la Formación Abanico sugieren una relación genética entre ambos [65].

3.2.2.2. Intrusivos del Mioceno Superior

La litología principal de estos cuerpos corresponde a granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera [49, 67–69]. Estos Intrusivos se asocian a edades que varían entre los 13-8 Ma aproximadamente. Se ubican al oriente de la franja de Intrusivos del Mioceno Inferior. Destacan el Plutón San Gabriel (confluencia de los ríos Volcán, Yeso y Maipo), Plutón La Gloria (en el valle del río Colorado), Cerro Mesón Alto, Intrusivo Lago Yeso e Intrusivo Colina (Portezuelo Colina). La similitud entre la edad, características químicas y las relaciones de contacto de estos cuerpos con la Formación Farellones sugiere una relación genética entre ambos [49, 65, 67].

3.2.2.3. Depósitos no Consolidados

Esta unidad está compuesta por aquellos depósitos fluviales, fluvio-glaciales, lacustres y gravitacionales, reconocidos en importantes sectores de la Hoja Santiago [49], conformando amplias superficies del área de estudio.

3.2.2.3.1. Depósitos fluviales, fluvio-glaciales y aluviales

Corresponden a bloques, gravas, arenas, limos y arcillas, provenientes de la meteorización y erosión de las unidades geológicas nombradas anteriormente. Su distribución se limita a valles, quebradas, terrazas, remociones recientes y abanicos aluviales [49][70].

3.2.2.3.2. Depósitos lacustres

Se caracterizan por su granulometría fina, comúnmente limos y arcillas y presentarse finamente laminados [49]. Estos depósitos de reducidas dimensiones se encuentran acumulados en lagos formados detrás de algunas morrenas frontales o en depósitos producidos por desmoronamientos en los valles de los ríos Colina, Colorado, Maipo y Yeso.

3.2.2.3.3. Depósitos de remociones en masa

Presentan gran distribución espacial. Los materiales de los depósitos más jóvenes están completamente sueltos y se presentan estabilizados, sin embargo, ciertos niveles de inestabilidad que podrían generar movimientos de volúmenes importantes. Se incluyen variados derrumbes de cerros en el valle de la quebrada Arrayán y río Colorado, y en particular los deslizamientos de Las Cortaderas y Mesón Alto en el río Yeso, El Manzanito y El Ingenio en el río Maipo, y La Engorda en el río Colina, entre otros de menor tamaño [54, 67, 69, 71].

3.2.2.3.4. Depósitos coluviales

Depósitos ampliamente distribuidos en la zona cordillerana. Se presentan como depósitos con estratificación interna poco definida y en muchas ocasiones solo insinuada, predominando los depósitos de tipo masivo. Estos depósitos con formas laminares se disponen en las laderas y desarrollan pendientes fuertes de unos 20° a 25°, o bien se ubican al pie de laderas constituyendo gruesos apilamientos de formas cónicas y con varias decenas de metros de espesor en algunos casos. Su génesis se asocia a meteorización mecánica y química, vinculados al efecto de heladas y variaciones bruscas de la temperatura en las rocas expuestas. La edad de formación de estos depósitos es fundamentalmente Holocena [73].

3.2.2.3.5. Depósitos glaciales

Se reconocen dos unidades depósitos glaciales: depósitos morrénicos antiguos y depósitos morrénicos recientes. Los depósitos antiguos se ubican entre las cotas 1450 y 1550 m.s.n.m. La compactación y meteorización de los depósitos morrénicos, la ausencia de depósitos equivalentes río abajo y la cota en que se encuentran, permiten asignarles una edad Pleistocena superior. Por su parte, los depósitos recientes se ubican entre las cotas 2000 y 4000 m s.n.m., y corresponden a morrenas laterales, frontales y de fondo, ligados a glaciares en retroceso, ubicados en valles en dirección aproximada norte-sur [70]. Evidencias de acumulaciones

asociadas a morrenas terminales y de retroceso se observan en los valles de los ríos Colorado, Yeso, Volcán y esteros afluentes [49].

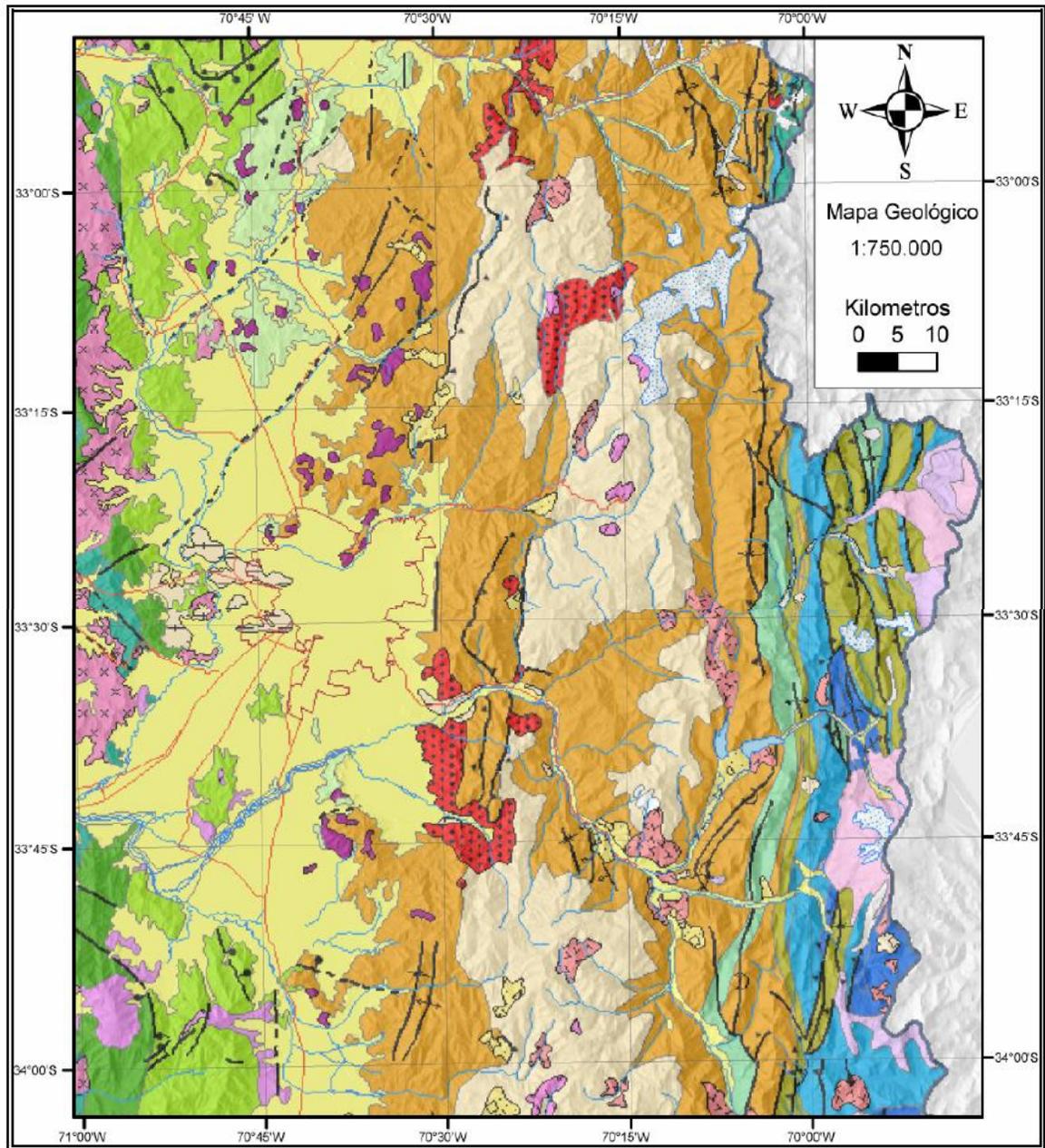


Figura 12: Mapa geológico del área de estudio. Fuente: Modificado de Thiele (1980) y Sellés y Gana (2001). [49, 110] Leyenda en página siguiente.

Leyenda

Rocas Estratificadas

	Qal Depósitos Cuaternarios Aluviales, Fluviales y Coluviales
	Qav Depósitos de Avalanchas Volcánicas
	Qm Depósitos Morrénicos
	Qrm Depósitos de Remoción En Masa
	Quvn Unidad Volcánica Nueva
	Plip Ignimbrita Pudahuel
	PPluva Unidad Volcánica Antigua
	Mf Formación Farellones
	OIMa Formación Abanico
	Kslv Formación Lo Valle
	Kisc Formación Colimapu
	Kilc Formación Las Chilcas
	Kilp Formación Lo Prado
	Kivn Formación Veta Negra
	JKlv Formación Lo Valdés
	Jsrđ Formación Río Damas
	Jsrc Formación Río Colina
	Lagunas
	Glaciares
	caminos

Rocas Intrusivas

	Msh Porfidos Andesiticos del Mioceno Superior - Plioceno
	Mmsg Intrusivos del Mioceno Medio Superior
	Mig Plutones del Mioceno Inferior
	OIMh Intrusivos Hipoabisales Eoceno-Mioceno Inferior
	Ksh Intrusivos del Cretácico Superior
	Ksg Intrusivos del Cretácico Superior
	Kiag Intrusivos del Cretácico Inferior

Estructuras

	Falla Observada
	Falla Inferida
	Falla Inversa
	Falla Normal
	Falla de Rumbo
	Traza de plano axial de anticlinal
	Traza de plano axial de sinclinal
	Traza de plano axial de anticlinal volcado
	Traza de plano axial de sinclinal volcado
	Traza de flexura con indicación de manto de limbo

Figura 13: Continuación figura 3. Leyenda Mapa Geológico del área de estudio. Fuente: Modificado de Thiele (1980) y Sellés y Gana (2001) [49, 110].

3.3. Marco Geomorfológico

Los rasgos que determinan la geomorfología de la zona de estudio son las características de una región de alta cordillera andina. Destaca la presencia de altas cumbres rocosas superiores a los 4000 m.s.n.m, glaciares de hielo y roca, valles glacio-fluviales y volcanes. En general el relieve es abrupto y montañoso, con laderas de alta pendiente que otorgan una dinámica activa a la geomorfología de la zona. Esta dinámica altamente activa a escala geológica es evidente en los depósitos coluviales, flujos aluviales y remociones en masa ampliamente presente en las laderas de los valles cordilleranos [29].

El volcanismo actual en la zona de estudio es representado por los volcanes Tupungato, San José, Maipo, Palomo y Tinguiririca [30], que han actuado como barreras divisorias de agua debido a su gran altura, condicionando la distribución de cuencas y red hídrica del área.

Los glaciares son agentes de gran influencia en la modelación del paisaje de los valles cordilleranos, debido a la constante actividad erosiva del flujo de la masa glaciaria a lo largo de quebradas y valles, generando laderas escarpadas y depósitos de material morrénico, coluvial y aluvial en las laderas y fondo de los valles [29].

A continuación, se detalla información de los glaciares en estudio, en cuanto a sus características generales: tipo de glaciar, ubicación, origen, área, entre otros. Esta información fue extraída del Inventario Nacional de Glaciares año 2015, en formato shape [74]:

Tabla 2: Detalle de características de los glaciares en estudio. Fuente: Inventario nacional de glaciares (2015)[74].

	Glaciar	Tipo	Área (km ²)	Este	Norte	Cuenca	Región	Orientación	Pendiente (°)
Norte	Juncal Norte	Valle	9,36	397431	634514	Río Aconcagua	Valparaíso	Norte	28,29
	Juncal Sur	Valle	21,43	395786	633768	Río Maipo	Metropolitana	Sureste	16,71
	Olivares Alfa	Valle	5,14	385784	632675	Río Maipo	Metropolitana	Noreste	15,59
	Olivares Beta	Montaña	8,33	387955	6332786	Río Maipo	Metropolitana	Sureste	13,07
	Olivares Gamma	Valle	12,15	390566	6332786	Río Maipo	Metropolitana	Sur	15,74
	Esmeralda	Valle	5,78	387557	6323398	Río Maipo	Metropolitana	Este	20,79
	Centro	Bello	Montaña	4,21	412096	6290018	Río Maipo	Metropolitana	Sur
Yeso		Valle	2,03	414293	6289365	Río Maipo	Metropolitana	Sur	19,96
Sur	Cipreses	Valle	9,24	375315	375315	Río Rapel	Bernardo O'Higgins	Norte	15,49
	Cipreses Norte	Montaña	13,69	375838	6177485	Río Rapel	Bernardo O'Higgins	Parte norte: Noreste Parte sur: Sur	16,47 y 18, 35
	Palomo	Valle	14,98	380796	6173312	Río Rapel	Bernardo O'Higgins	Este	17,17
	Cortaderal	Montaña	15,59	380856	6167306	Río Rapel	Bernardo O'Higgins	Sureste	14,27
	Universidad	Valle	27,56	380856	6167306	Río Rapel	Bernardo O'Higgins	Sureste	19,92

3.4. Marco Glaciológico

En esta sección se expone a modo general un contexto actual de estudios de los glaciares de la zona Central de Chile:

Uno de los glaciares con mayores estudios en los últimos años es Juncal Norte, en la subcuenca del río Juncal; en Bown et al. (2008) se determinó un retroceso moderado de su lengua frontal recubierta. Una actualización de su posición hasta el año 2010 indica una tasa de retroceso de 14 m a^{-1} entre 1989 y 2010, la que es superada por varios otros glaciares localizados en la región. En el transcurso del año 2011 no hay cambios significativos, manteniéndose en la misma posición. En la ladera sur del mismo centro montañoso, el Glaciar Juncal Sur muestra un retroceso importante de escala interdecadal (79 m a^{-1}), con un cambio muy significativo a partir de 1955 [5]. Este contraste Norte-sur en el Nevado de Juncal ya había sido analizado en Rivera et al., (2000) [6].

Los glaciares Olivares Beta y Olivares Gamma estaban unidos en 1935 cuando fueron avistados por Kruckel al ascender el Cerro Risopatrón [75]. Desde entonces, ha ocurrido un proceso de retroceso, separación y adelgazamiento, especialmente del Olivares Beta y Gamma [76]. Desde 1975, la elevación de la línea de nieve ha aumentado en 122 m en invierno y 200 m en verano y el calentamiento a mitad de la troposfera se ha considerado como una de las principales razones para la retirada de los glaciares en Chile [10]. Los glaciares en el centro de Chile han retrocedido en las últimas décadas en respuesta a los cambios en la isoterma de 0°C , lo que ha producido una reducción del 20% en el área de los glaciares en la cuenca del Aconcagua entre 1955 y 2006 [77]. Le Quesne y col. (2009) estudiaron glaciares entre $34^{\circ} 31'21''$ y $34^{\circ} 42'51''$ y establecieron un retroceso neto (entre 1955 y 2007) con tasas frontales medias de 22 m a^{-1} y -15 m a^{-1} en Chile y en el lado argentino de los Andes, respectivamente [78]. Más tarde, Malmros et al. (2016) determinaron la retirada del área de glaciares para la subcuenca de Olivares (cuenca del río Maipo, Chile) como $30 \pm 3\%$ desde 1955–2013 [79]. Ruiz y Kozhikkodan. (2019), estimaron una reducción regional de más del 45% en las áreas glaciares en la cuenca del Juncal entre 1956 y 2015 [80].

En Burger et al. (2019) se concluyó que los glaciares de la cuenca de Rio del Yeso (Bello, Yeso y Pirámide), experimentaron un cambio de elevación con una tendencia negativa que coincidió con una "mega-sequía" severa que ha afectado al centro de Chile desde 2010. La variabilidad interanual de las contribuciones de deshielo del Glaciar Pirámide es mucho mayor y más sensible a la isoterma de 0°C que los glaciares Bello y Yeso libres de escombros [81].

Más al sur, el glaciar Cipreses ($34^{\circ}33'S$), cuenca del Cachapoal, es uno de los que presenta los registros históricos de variaciones frontales más largos, con un retroceso de casi 5 km desde 1842 [5, 78]. En la cuenca del Cachapoal destacan los retrocesos del Palomo y Cortaderal. Mientras que en la cuenca del Tinguiririca, el glaciar Universidad, se encuentra retrocediendo desde 1945, con un total de casi 2 km hasta 2010 [5].

4. Metodología

A continuación, se detalla los pasos realizados para realizar este trabajo, comenzando por la base de datos utilizada, su posterior procesamiento y por último los productos obtenidos.

4.1. Base de datos

a. Imágenes satelitales

Se descargaron imágenes multispectrales a través de Earth Explorer [86]. Se usaron los productos científicos Landsat Surface Reflectance Level-1 para Landsat 5 y 7 (TM / ETM+) y 8 (OLI). Estos productos de datos constan de seis (TM / ETM+) o siete (OLI) bandas espectrales individuales en el rango de longitud de onda de alrededor de 440 a 2300 nm (Tabla 3).

Tabla 3: Detalle de imágenes satelitales procesadas en la obtención de albedo. Fuente: Earth Explorer [86].

Año	Fecha de adquisición	Satélite
1989	17-03-1989	L4-5 TM
1989	03-04-1989	L4-5 TM
1990	06-04-1990	L4-5 TM
1990	06-04-1990	L4-5 TM
1991	15-03-1991	L4-5 TM
1991	15-03-1991	L4-5 TM
1992	10-03-1992	L4-5 TM
1992	10-03-1992	L4-5 TM
1993	29-03-1993	L4-5 TM
1993	29-03-1993	L4-5 TM
1995	19-03-1995	L4-5 TM
1995	26-03-1995	L4-5 TM
1996	28-03-1996	L4-5 TM
1998	27-03-1998	L4-5 TM
1998	27-03-1998	L4-5 TM
1999	05-03-1999	L4-5 TM
2000	31-03-2000	ETM+
2000	24-03-2000	L4-5 TM
2001	27-03-2001	ETM+
2001	27-03-2001	ETM+
2001	19-03-2001	ETM+
2002	30-03-2002	ETM+

2002	30-03-2002	ETM+
2002	21-03-2002	ETM+
2003	24-03-2003	L4-5 TM
2003	24-03-2003	L4-5 TM
2004	27-03-2004	L4-5 TM
2004	04-04-2004	ETM+
2005	06-04-2005	L4-5 TM
2005	06-04-2005	L4-5 TM
2005	05-03-2005	L4-5 TM
2006	08-03-2006	L4-5 TM
2006	20-03-2007	L4-5 TM
2007	05-04-2007	L4-5 TM
2008	12-03-2008	L4-5 TM
2009	01-04-2009	L4-5 TM
2009	01-04-2009	L4-5 TM
2010	28-03-2010	L4-5 TM
2010	28-03-2010	L4-5 TM
2011	31-03-2011	L4-5 TM
2011	31-03-2011	L4-5 TM
2013	02-04-2013	OLI
2013	02-04-2013	OLI
2014	23-03-2014	L4-5 TM
2014	23-03-2014	L4-5 TM
2015	17-03-2015	OLI
2015	02-04-2015	OLI
2016	19-03-2016	OLI
2016	04-04-2016	OLI
2017	31-03-2017	OLI
2017	31-03-2017	OLI
2018	03-04-2018	OLI
2018	25-03-2018	OLI
2019	28-03-2019	OLI
2019	28-03-2019	OLI

b. Modelos de elevación digital

Se descargaron modelos de elevación digital (DEM) desde Alaska Satellite Facility, Alos Palsar [87], año 2011, de resolución 30 m para la zona de estudio.

Tabla 4: Detalle de Modelos de elevación digital utilizados en este estudio. Fuente: Alaska Satellite Facility [87].

Código	Resolución	Satélite
AP_26468_FBS_F4290_RT1	30 m	ALOS PALSAR
AP_26578_FBS_F6480_RT1	30 m	ALOS PALSAR
AP_26753_FBS_F6500_RT1	30 m	ALOS PALSAR

c. Datos de estaciones meteorológicas: Precipitaciones

La información de estaciones meteorológicas de precipitaciones y temperaturas es escasa, debido a que las estaciones no se encuentran en los glaciares, sino que a que estas tienden a estar localizadas cerca de la costa y en valles más bajos. Sin embargo, para efectos de este trabajo se ha extraído información de las estaciones más cercanas a los glaciares y con mayor cantidad de registro en el tiempo. Los datos de precipitaciones disponibles son anuales como mensuales, estos fueron descargados en formato .xls a través del Explorador Climático de CR2 [82] en un periodo de tiempo de 1989-2019. En cuanto a los datos de temperatura solo fue posible obtener valores mínimos y máximos anuales, por lo que no es posible utilizar esta variable en términos de un año hidrológico y no fue posible su análisis.

Tabla 5: Detalle de información de las estaciones meteorológicas utilizadas para este estudio. Fuente: Explorador climático CR2 [82].

Estación meteorológica	Riecillos	San Gabriel	Embalse del Yeso	La Rufina
Coordenadas estación	32,9228°S	33,7825°S	33,6767°S	34,7428°S
	70,3553°O	70,2394°O	70,0886°O	70,7519°O
Altura (m)	1290	1266	2475	743

d. Datos de reanálisis ERA-INTERIM

Para analizar regionalmente el área de estudio se utilizó la información de reanálisis atmosférico ERA-Interim (datos disponibles en grillas de ~70 km). El método utiliza modelos estadísticos como funciones de transferencia para traducir precipitación, flujos de humedad y otras variables de gran escala de ERA-Interim, en precipitación y temperatura regional. Los modelos estadísticos consideran la topografía local y se definen mediante un conjunto de parámetros calibrados con observaciones locales de precipitación y temperatura [82]. Los datos utilizados en este trabajo son del pixel que corresponde a Santiago (33°45'S) a una elevación ~2500 msnm, se descargan del Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

e. Validación: albedo

Se descargan 9 imágenes, para validar los datos de albedo en un rango 3 meses, desde el 15 de diciembre al 15 de marzo. Las estaciones meteorológicas que se utilizan se detallan a continuación:

Tabla 6: Detalle de información de las estaciones meteorológicas utilizadas para este estudio. Fuente: DGA (2015)[84].

Estación meteorológica	Bello	Yeso
Coordenadas estación (UTM)	412744 E	414554 E
	6289113 N	6289714 N
Altura (m)	4134	4428

4.2. Procesamiento de datos satelitales

4.2.1. Construcción de base de datos geográficos

Con los Modelos de Elevación Digital, se procedió a realizar mapas de exposición solar y pendiente, perfiles de elevación e hipsometría glacial en el software Matlab y ArcMap, obteniendo una base de datos geográficos de los 13 glaciares a estudiar.

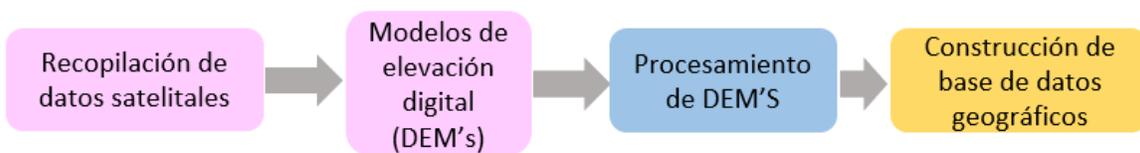


Figura 14: Diagrama de trabajo para la obtención de base de datos geográficos. Fuente: elaboración propia.

4.2.2. Extracción de albedo en área glacial

4.2.2.1. Conversión a reflectancia TOA

El proceso de corrección geométrica de cada escena está incluido en el paquete de descarga de imágenes del sensor Landsat, por lo tanto, se utilizó la georreferenciación que, por defecto, incluye cada imagen. Los datos del sensor de Landsat pueden ser convertidos a valores de reflectancia (TOA) en el techo de la

atmosfera, usando para ello los coeficientes de reflectancia reescalados, suministrados en el archivo de metadatos MTL. La siguiente ecuación es usada para convertir los números digitales (ND) a valores de reflectancia para los obtenidos por el sensor [85]:

$$\rho\lambda' = M\rho Qcal + A\rho$$

Donde:

$\rho\lambda'$ = Es el valor de reflectancia planetaria, sin corrección por ángulo solar.

$M\rho$ = Es el factor multiplicativo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE_MULT_BAND_x, donde x es el número de la banda).

$A\rho$ = Es el factor aditivo de escalado específico por banda obtenido del metadato (REFLECTANCE_ADD_BAND_x, donde x es el número de la banda).

$Qcal$ = Es el producto estándar cuantificado y calibrado para valores de píxel (DN). Este valor se refiere a cada una de las bandas de la imagen.

4.2.2.2. Delimitación de área glacial

Se delimita el área más reciente de cada glaciar en estudio (año 2019) en base a la hipótesis de que los glaciares han disminuido su área glacial en el tiempo [5, 6, 19, 77]. Para esto, se procede a realizar los siguientes procesos:



Figura 15: Diagrama de procesos realizados para la delimitación de área glacial año 2019. Fuente: Elaboración propia.

a. Índice de Diferencia Normalizada de Nieve (NDSI)

Se define como la diferencia de reflectancia observada en una banda visible (green) y la banda infrarroja de onda corta (SWIR) dividida por la suma de las dos reflectancias. El índice utiliza las características espectrales de nieve/hielo: una alta reflectancia en la región visible y una fuerte absorción en la región SWIR [86, 87].

Su formulación matemática es:

$$NDSI = \frac{Green(B2 \text{ o } B3) - SWIR(B5 \text{ o } B6)}{Green(B2 \text{ o } B3) + SWIR(B5 \text{ o } B6)}$$

Los valores bajos de NDSI se asocian con superficies de detritos. Los altos valores de NDSI son asociados a la nieve, hielo y a la mezcla de hielo y detritos [88].

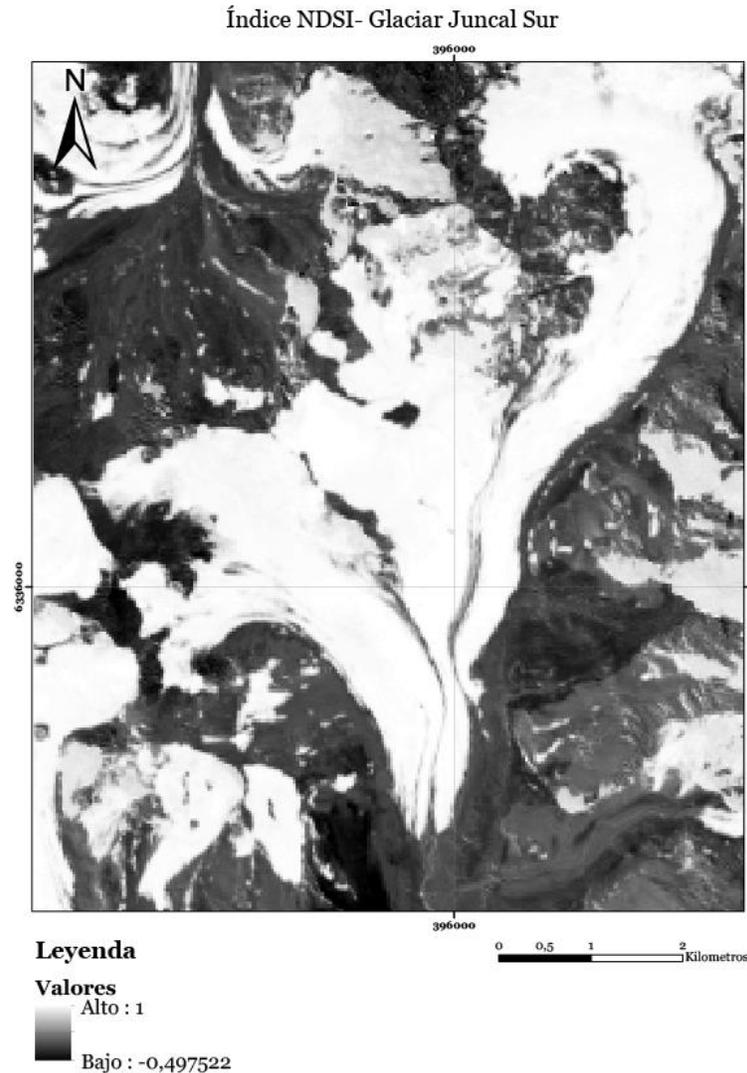


Figura 16: Mapa del glaciar Juncal Sur, donde se aplica el índice de diferencia normalizada de nieve, Realizado en el software ENVI y modificado en ArcMap. Fuente: elaboración propia.

b. Mapeador de ángulos espectrales (SAM)

Se utiliza una clasificación semiautomática basada en el mapeador de ángulos espectrales (SAM) implementado en ENVI [89] para determinar la distribución y la abundancia de píxeles de los seis materiales de superficie predominantes presentes en la superficie del glaciar; es decir, escombros, hielo sucio, agua, hielo, hielo brillante y nieve. Estos materiales difieren en gran medida en su albedo espectral y, por lo tanto, tienen un impacto crítico en cualquier cálculo basado en modelos del balance de masa del glaciar. El SAM compara las firmas espectrales de referencia,

también denominadas miembros finales, con los espectros de imagen, tratándolos como vectores en un espacio de datos n-dimensional [90].

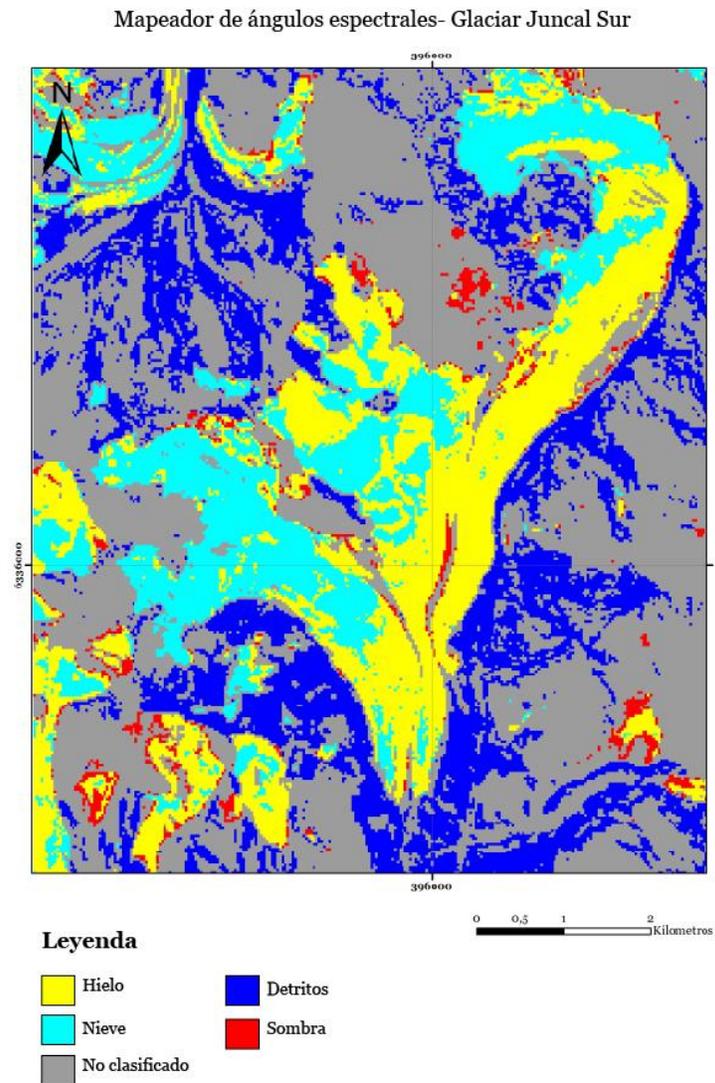


Figura 17: Mapa del glaciar Juncal Sur, donde se aplica el mapeador de ángulos espectrales, con el fin de delimitar diferentes superficies, realizado en el software ENVI y modificado en Arcmap. Fuente: Elaboración propia.

c. Máscara de nubes y sombras

Para la clasificación de superficies los productos científicos tienen ciertas limitaciones. En particular para blancos brillantes como la nieve y el hielo, pero también las morrenas mediales y laterales mal clasificadas, nubes y sombras. Por lo tanto, para cada escena se delimitó el área de las sombras y de las nubes utilizando el mapeador SAM y se procedió a quitar estas áreas de los glaciares, aplicándose una

máscara de nube y otra de sombras para cada imagen con el fin de excluir los píxeles afectados por las nubes y efectos de sombras topográficas de todos los análisis consecutivos, estos valores fueron cambiados a NaN [21].

d. Delimitación de redes de drenaje y cuencas

Se incorporó información morfológica de los glaciares: primeramente, se realizó las redes de drenaje [91], posteriormente, se delimitaron las cuencas glaciares [92]. Esto con el propósito de rectificar los shapes obtenidos a partir de métodos automáticos en los pasos anteriores y obtener la versión final de los límites de cada glaciar.

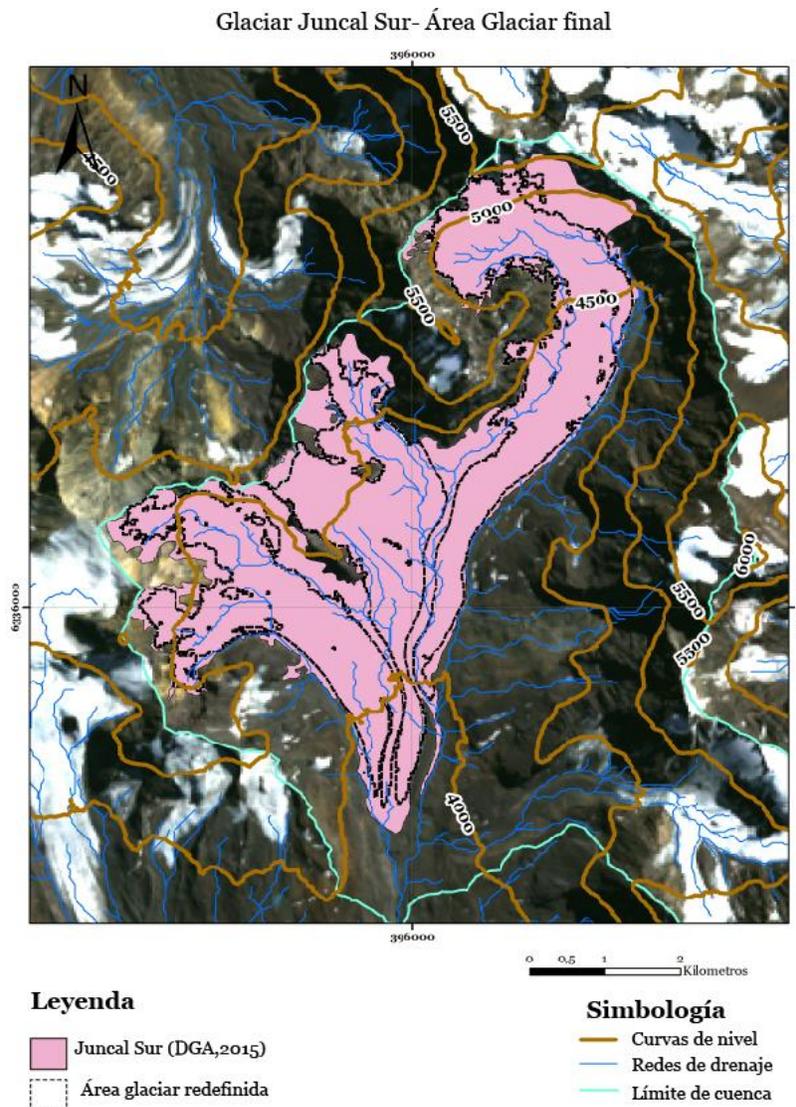


Figura 18: Mapa con la delimitación del área del glaciar Juncal Sur, realizado en el Arcmap. Fuente: Elaboración propia.

4.2.2.3. Obtención de Albedo

Se aplicó la conversión de Liang (2001) para obtener una banda de onda a partir de los datos de reflectancia de la superficie [22]. La conversión es basada en 5 de las 7 bandas individuales y se sigue la fórmula:

$$\alpha \text{ albedo} = 0,356 * \alpha_1 + 0,130 * \alpha_3 + 0,373 * \alpha_4 + 0,085 * \alpha_5 + 0,072 * \alpha_7 - 0,0018$$

Donde alfa (α) i representa la reflectancia de la banda de onda corta de TM/ETM. Para Landsat OLI, los números de bandas fueron ajustados acordemente según la Tabla 7.

Tabla 7: Resumen de las bandas, sus valores y variaciones de acuerdo con el tipo de sensor. Fuente: Modificado de Herrera (2016) y Earth Explorer [88, 93].

Banda	Landsat TM (μm)	Landsat ETM+ (μm)	Landsat 8 (μm)	Nº de Banda Landsat TM/ETM+	Nº Banda Landsat 8
Blue	0,45- 0,52	0,45-0,52	0,45- 0,51	1	2
Green	0,52-0,60	0,51-0,61	0,53- 0,59	2	3
Red	0,63-0,69	0,63-0,69	0,64-0,67	3	4
NIR	0,76-0,90	0,75-0,90	0,85-0,88	4	5
SWIR	1,55-1,75	1,55-1,75	1,55-1,65	5	6
SWIR 2	2.08-2.35	2.06-2.34	2,11-2,29	7	7

En la siguiente figura, se observa una escena con la aplicación de la conversión de Liang (2001) de albedo de los glaciares de la parte norte a estudiar.

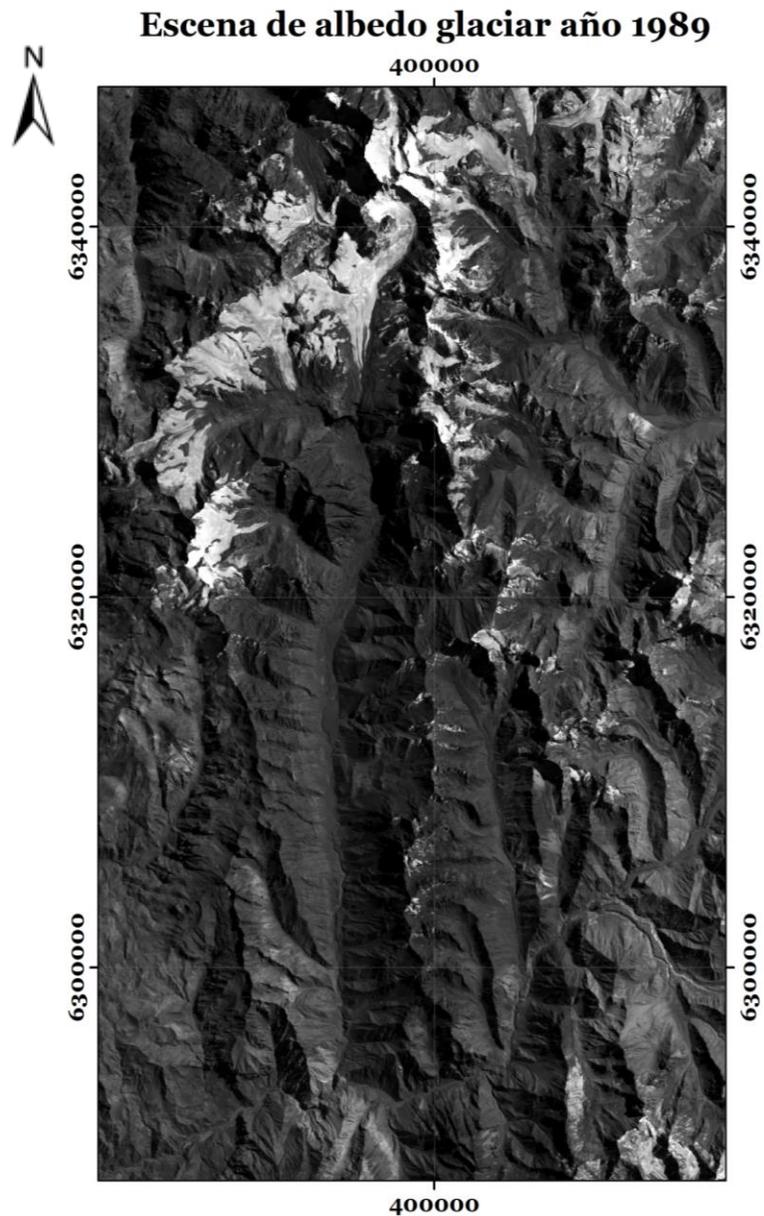


Figura 19: Mapa de albedo glacial la escena parte norte. Imagen satelital: LANDSAT TM, 1989, ArcMap, aplicación de fórmula de obtención de albedo en ENVI. Fuente: Elaboración propia en base a Liang (2001) [22].

4.2.2.4. Extracción de albedo en área glacial

Para extraer la información de albedo de cada glaciar (13), se procedió en Arcmap a realizar una extracción con una máscara del shape delimitado en la sección anterior (herramienta Extract by mask), para cada escena de albedo de cada año.

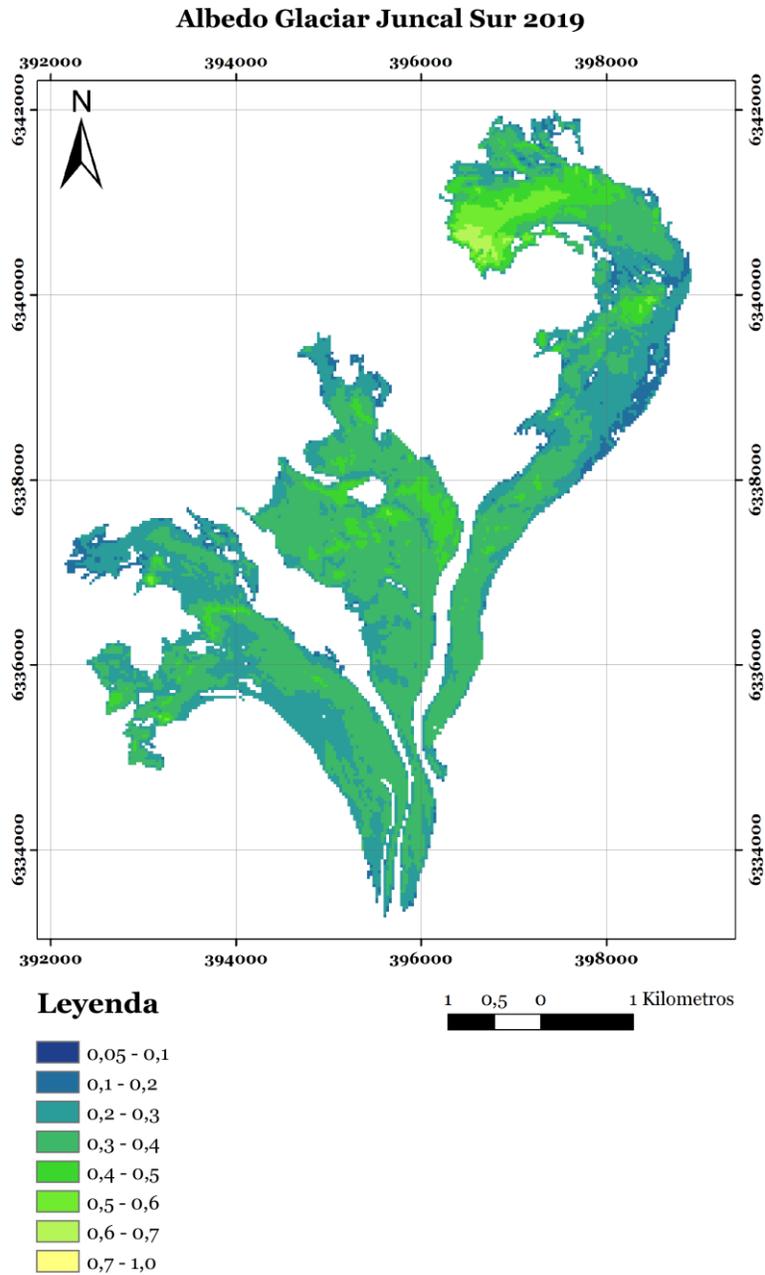


Figura 20: Mapa de albedo glaciar Juncal Sur, año 2019. Fuente: elaboración propia.

4.2.2.5. Delimitación de Línea de equilibrio glacial.

Según la literatura, se define que "nieve" ($\alpha > 0,55$) y "hielo" ($\alpha < 0,25$) [14] y un albedo de 0,1 es detrito supraglacial [84]. Esto da como resultado un rango crítico de albedo ($0,25 < \alpha \text{ crítico} < 0,55$); este rango es bastante amplio, por lo que para poder asignar el tipo de superficie, se utiliza la siguiente metodología [21].

a. Índice NIR

La identificación y delimitación de glaciares en forma manual es bastante precisa; sin embargo, presenta limitaciones debido a que sólo es posible diferenciar y clasificar cuerpos de hielo de acuerdo con su cobertura superficial y no permite la discriminación de sectores cubiertos por hielo o nieve. La aplicación de índices normalizados facilita la identificación y sistematiza el análisis aplicado a sensores remotos y se presenta como una herramienta alternativa para el análisis de variaciones de superficies glaciales [88]. Es importante tener en cuenta que los valores de umbral son directamente dependientes de las escenas, como se confirma a través del análisis multianual y se requiere un análisis empírico para cada caso.

El hielo y la nieve suelen mostrar una gran reflexión en longitudes de onda visibles (VIS; aproximadamente $0,4 - 0,75 \mu\text{m}$), menor reflexión en NIR (Near InfraRed, infrarrojo cercano), longitud de onda aproximada de $0,78 - 0,90 \mu\text{m}$) y reflexión muy baja en SWIR (ShortWave InfraRed, infrarrojo de onda corta, longitud de onda aproximada de $1,57 - 1,78 \mu\text{m}$). La baja reflexión del hielo y la nieve en SWIR está relacionada con su contenido microscópico de agua líquida (el conjunto de VIS y NIR se suele abreviar como VNIR). Sin embargo, la reflexión característica varía en función de la composición del material y, por lo tanto, es distinta en la nieve, nieve firn o parcialmente compacta, hielo de glaciar o hielo glaciar sucio [94].

Al analizar las curvas espectrales de la nieve y el hielo en el NIR (infrarrojo cercano). Se identificó el potencial de esta región espectral, ya que la reflectancia del hielo disminuye hacia el NIR [88]. Por lo que, a partir de la diferenciación de los valores de esta capa, se puede realizar un mapeo automático utilizando la función de umbral de Otsu [95].

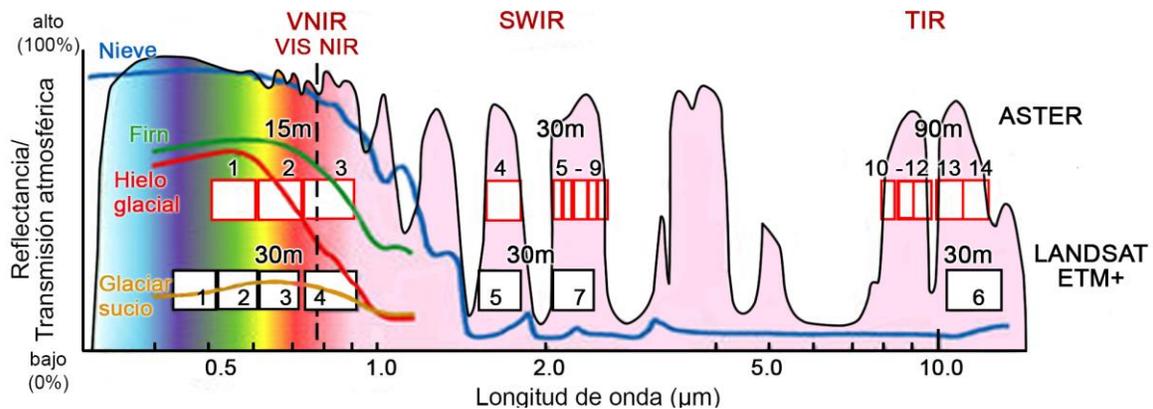


Figura 21: Perfil espectral de longitudes de ondas, en satélite ASTER y LANDSAT ETM+. Fuente: Agencia Espacial Europea (2019) [103].

El método Otsu es una función que se utiliza para separar la nieve del hielo en un glaciar de forma automatizada en este trabajo se utilizó el programa Matlab. Para identificar entre hielo y nieve, se realizan varias iteraciones para encontrar un

umbral, que corresponde a la variación máxima entre clases, dicho umbral será considerado como el índice NIR en este trabajo [96].

4.2.2.6. Validación de datos

Una vez terminadas estas etapas preliminares se realiza la validación. Para esto se realizó el mismo procedimiento que se utiliza para calibrar y validar parámetros en modelos de balance de masa [97]. Se realiza una comparación de series de datos de albedo de estaciones meteorológicas con resultados obtenidos a través de la metodología utilizada en este trabajo en base a 9 imágenes satelitales.

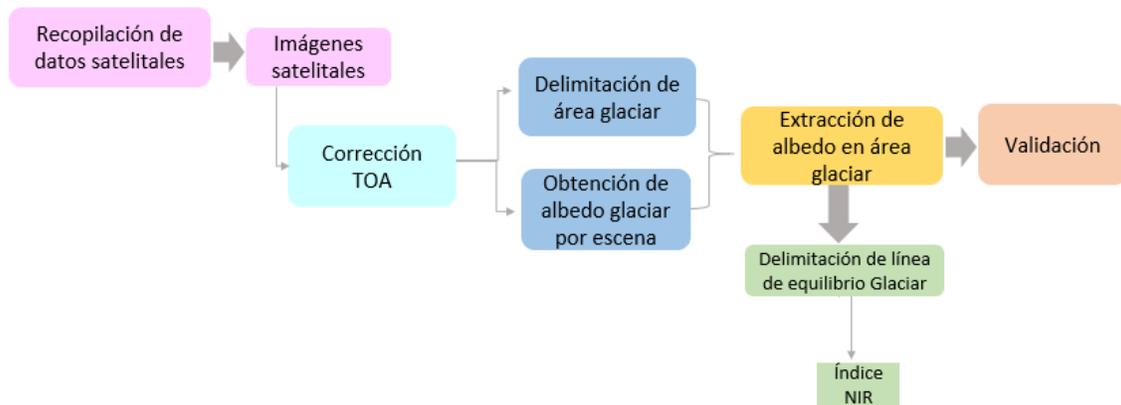


Figura 22: Diagrama de flujo de trabajo para la obtención de albedo glaciar. Fuente: elaboración propia.

4.3. Procesamiento de datos de temperatura y precipitación

Se analizan los datos disponibles de precipitaciones y temperaturas de las estaciones meteorológicas y datos de reanálisis, se calcula total de precipitaciones en un año hidrológico (abril a marzo) y en meses de invierno- verano, con el fin de analizar variaciones en las tendencias climáticas, además de cambios interanuales de este parámetro e identificar años secos y años húmedos.

No existe información consistente sobre temperatura en las estaciones meteorológicas en el rango que se realiza este estudio, por lo que no fue posible obtener resultados a nivel local. Sin embargo, con los datos de reanálisis es posible calcular temperatura promedio anual y estacional, además de máximos y mínimas en meses de invierno y verano.

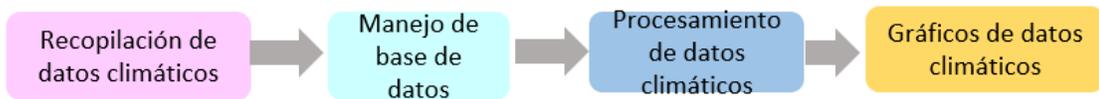


Figura 23: Flujo de trabajo de los datos climáticos. Fuente: elaboración propia.

4.4. Análisis de clima y albedo

Con los datos de albedo y de clima (precipitaciones y temperaturas) se procede a analizar correlación entre parámetros, con el propósito de conocer si el albedo responde a un comportamiento estacional- anual del clima en cada año o una tendencia en el período de estudio (30 años). A modo de resumen se presenta la Figura 21, donde se presenta un diagrama de los pasos realizados en este proyecto:

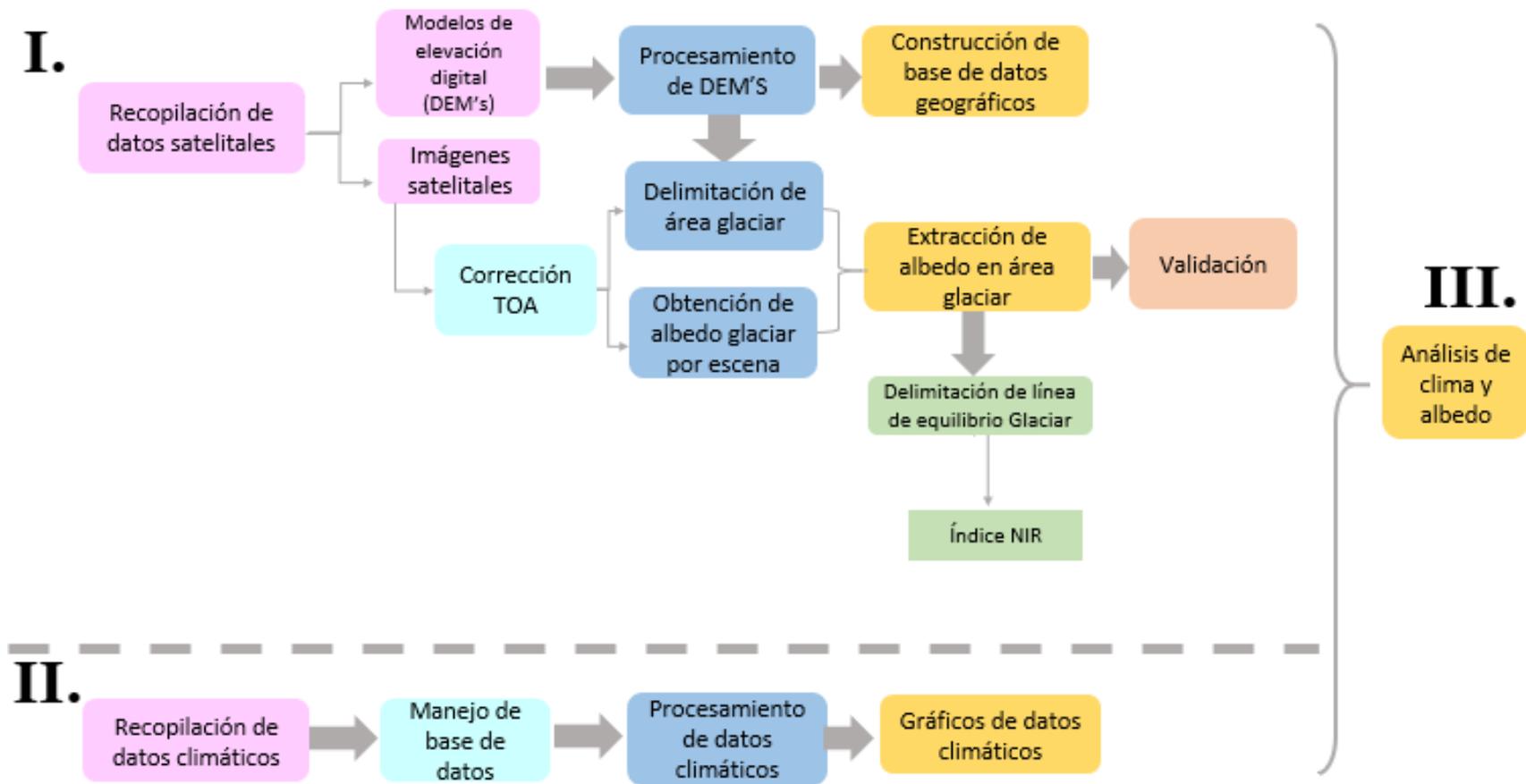


Figura 24: Diagrama de metodología utilizada para realizar este trabajo. Fuente: Elaboración propia en base a este trabajo.

5. Resultados y discusiones

A continuación, se muestran los resultados obtenidos en este trabajo y se procede a analizarlos y discutirlos.

5.1. Validación

Se descargan 9 imágenes satelitales en un período del 15 de diciembre al 15 de marzo del año 2014 desde la plataforma Earth Explorer [93]. Con estos productos, se procede a aplicar la metodología expuesta en este trabajo de obtención de albedo. Posteriormente, se analiza el parámetro en la ubicación geográfica de la estación meteorológica Bello (412744 Este, 6289113 Norte) y Yeso (414554 Este, 6289714 Norte) y se comparan los resultados con la base de dato de dichas estaciones.

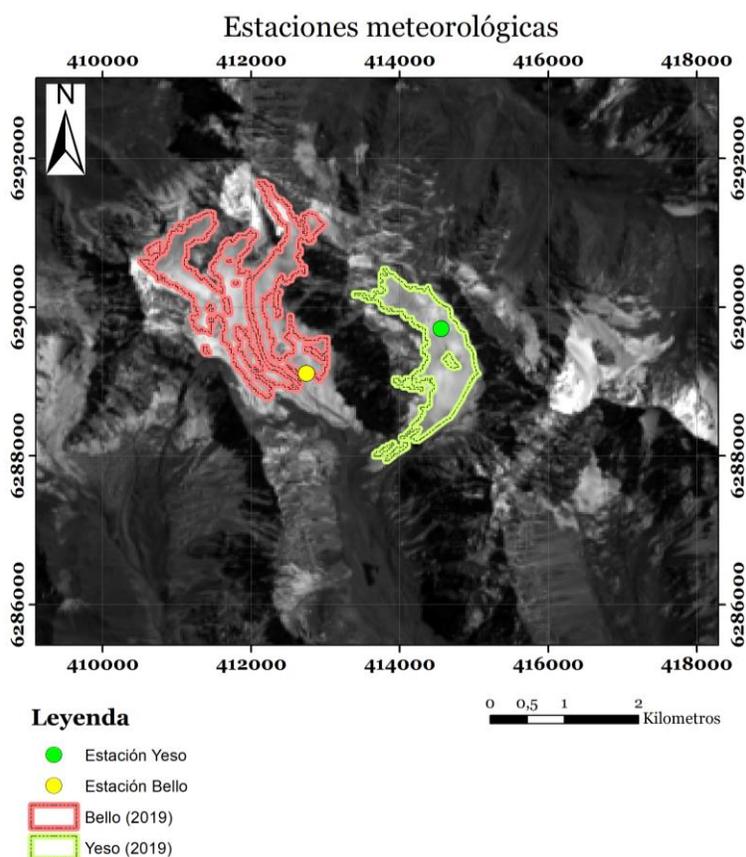


Figura 25: Mapa de las estaciones en los glaciares Bello y Yeso, ArcMap, noviembre 2019, Mapa Base: Imagen de albedo de 17 de diciembre de 2013. Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos de DGA(2015)[84].

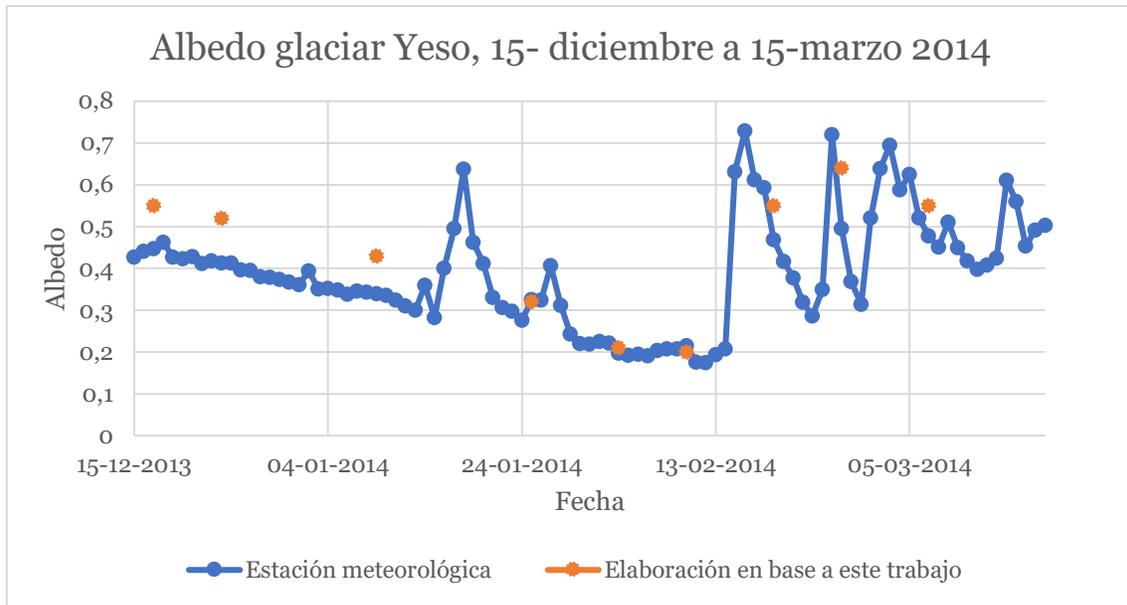


Figura 26: Gráfico de albedo en el glaciar Yeso, en base a mediciones de estaciones meteorológicas y la metodología utilizada en este trabajo. Fuente: Elaboración propia.

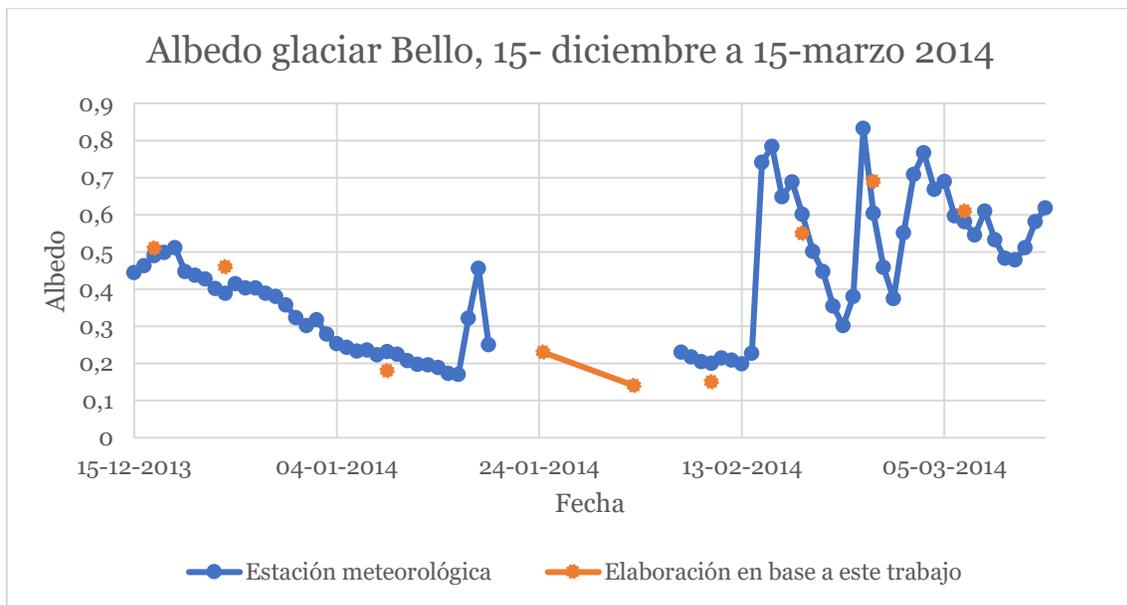


Figura 27: Gráfico de albedo en el glaciar Bello, en base a mediciones de estaciones meteorológicas y la metodología utilizada en este trabajo. Fuente: Elaboración propia.

Al realizar una comparación de los datos, se observa que existe una sobre estimación los albedos altos (mayor a 0.4), mientras que a valores bajos (0.15-0.3) los resultados son bastantes similares. Se calcula una diferencia máxima entre datos de 22 % y mínima de 1.7% y un error promedio de un 12%. Dicho error es consistente con la bibliografía [98], lo que habla de una alta confiabilidad de lo expuesto en este trabajo. Es importante mencionar que durante el período de comparación la estación

glaciar Yeso presentó problemas en sus datos, lo que explica la diferencia marcada entre datos [99].

5.2. Área glacial

Se procedió a la delimitación de los contornos de las superficies de los glaciares basándose en el índice de nieve y hielo, Mapeador de ángulos espectrales (SAM) y geomorfología de los glaciares. En la Tabla 8 se detallan los resultados obtenidos en este trabajo y en la Figura 28 se representa la diferencia entre la información contenida en el Inventario Nacional de Glaciares y la de este trabajo.

*Tabla 8: Detalle de área glacial calculada en este trabajo vs datos del Inventario Nacional de Glaciares.
Fuente: elaboración propia y extraída de datos del Inventario Nacional de Glaciares.*

Glaciar	Inventario Nacional de Glaciares		Elaboración propia	Rango en estudio	Diferencia en área	% de disminución
	Fecha de obtención de datos	Área publicada en 2015 (km ²)	Área (2019) (km ²)			
Olivares Alfa	2000	5,141	3,141	2000-2019	2,00	38,903
Olivares Beta	2000	8,331	6,718	2000-2019	1,61	19,361
Olivares Gamma	2000	12,152	8,997	2000-2019	3,16	25,963
Esmeralda	2000	5,786	4,128	2000-2019	1,66	28,655
Juncal Norte	2008	9,361	4,889	2008-2019	4,47	47,773
Juncal Sur	2000	21,439	15,567	2000-2019	5,87	27,389
Yeso	2000	2,030	1,230	2000-2019	0,80	39,409
Bello	2000	4,210	2,250	2000-2019	1,96	46,556
Cipreses	2001	9,240	5,393	2001-2019	3,85	41,634
Cipreses Norte	2001	13,690	9,671	2001-2019	4,02	29,357
Palomo	2001	14,980	10,360	2001-2019	4,62	30,841
Cortaderal	2001	15,590	8,043	2001-2019	7,55	48,409
Universidad	2001	27,560	19,203	2001-2019	8,36	30,323

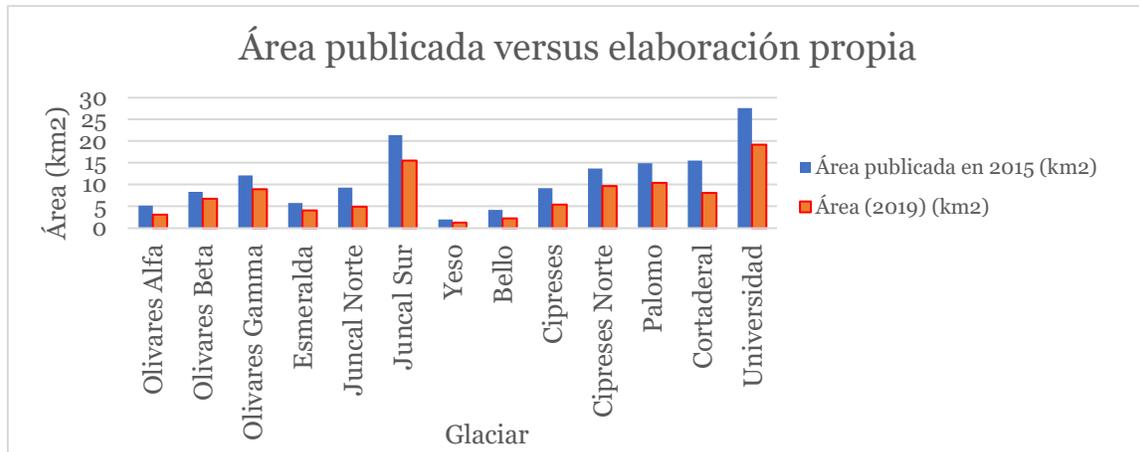


Figura 28: Representación gráfica de diferencia en área en cada glaciar estudiado. Fuente: elaboración propia en base a datos del Inventario Nacional de Glaciares [74]

Existe una diferencia entre áreas mínima y máxima de 17 y 47% en un rango de 18-19 años. A partir de lo anterior, se confirma que los glaciares han sufrido una reducción de su superficie desde la fecha de la toma de datos del Inventario de Glaciares (2015) al 2019, lo que concuerda con lo documentado en diversos trabajos [5, 6, 19, 77]. Esto se relaciona con que los balances de masa tienen una tendencia a disminuir progresivamente en el tiempo [13].

En los resultados de área glacial calculada en este trabajo posiblemente existe una subestimación de la superficie glacial, debido a que los métodos de teledetección utilizados realizan clasificaciones respecto al área descubierta del glaciar que se observa como un manto blanco sobre la superficie y no identifica áreas que se encuentran cubiertas por detritos. Esto conlleva a que las diferencias de área entre los trabajos sean significativamente altas.

5.3. Análisis temporal de albedo al final de la temporada de ablación 1989-2019

La temporada de ablación es el tiempo en que los glaciares experimentan fusión la de la nieve acumulada en la temporada de acumulación. Para el hemisferio sur se considera este período desde noviembre/diciembre a marzo/abril [13]. A continuación, se presentan los resultados obtenidos de albedo al final de la temporada de ablación, ya que es en esta fecha donde se puede observar la nieve permanente del glaciar y el hielo descubierto.

En la Figura 29, 30 y 31, se presenta el comportamiento del albedo desde 1989-2019 en los glaciares de la parte norte, centro y sur respectivamente. Al analizar los promedios para cada año por glaciar, se constata que existe una componente ondulatoria de los datos de albedo. Sumado a esto, en los primeros años se concentran los valores altos (entre 0,35-0,6) y los datos bajos se acumulan en los 9

últimos años (aprox. 0,29, excluyendo el Juncal Norte). No obstante, los datos son muy variables, presentando *peaks* de aumento y disminución de albedo que resaltan lo relevante de la variabilidad temporal de este parámetro.

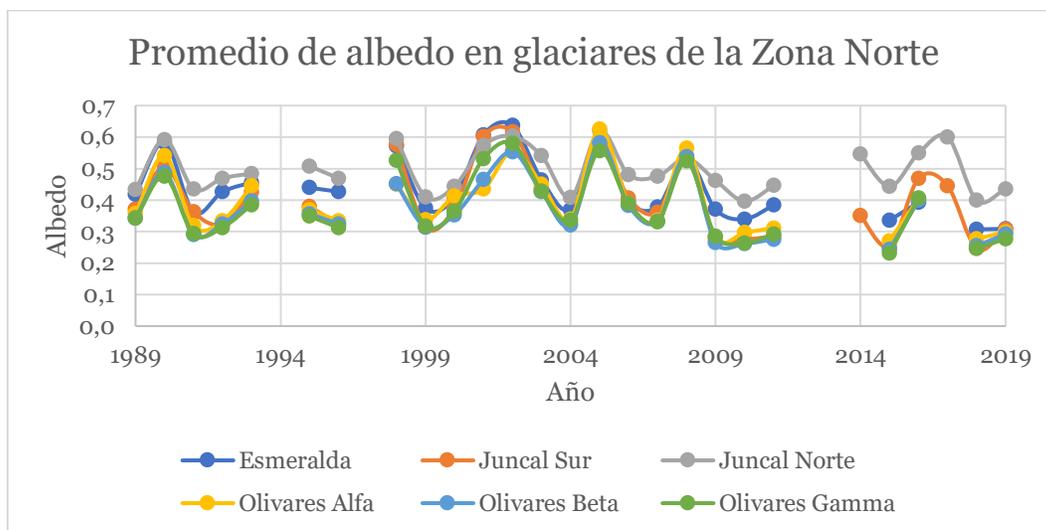


Figura 29: Albedo promedio de glaciares de la Zona Norte de estudio. Fuente: Elaboración propia.

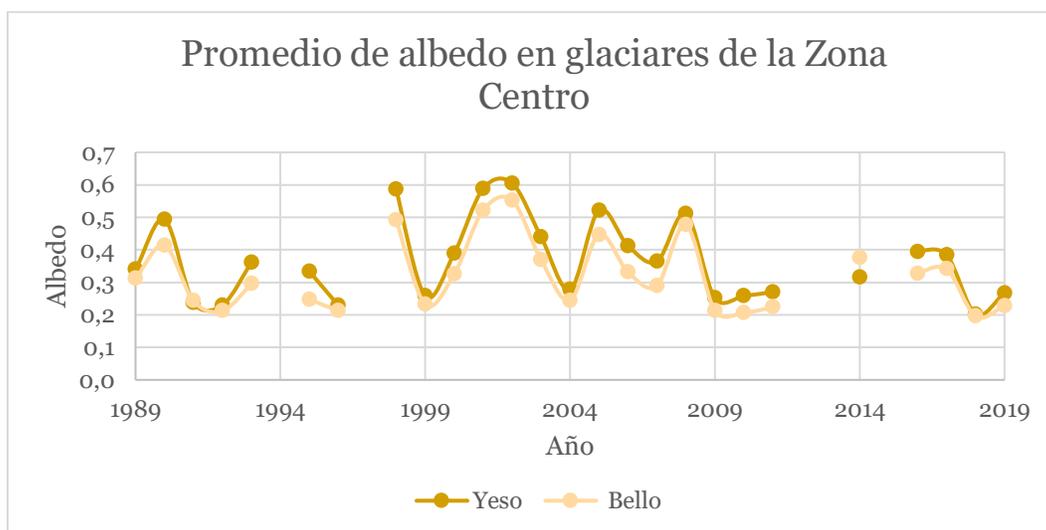


Figura 30: Albedo promedio de glaciares de la Zona Centro de estudio. Fuente: Elaboración propia.

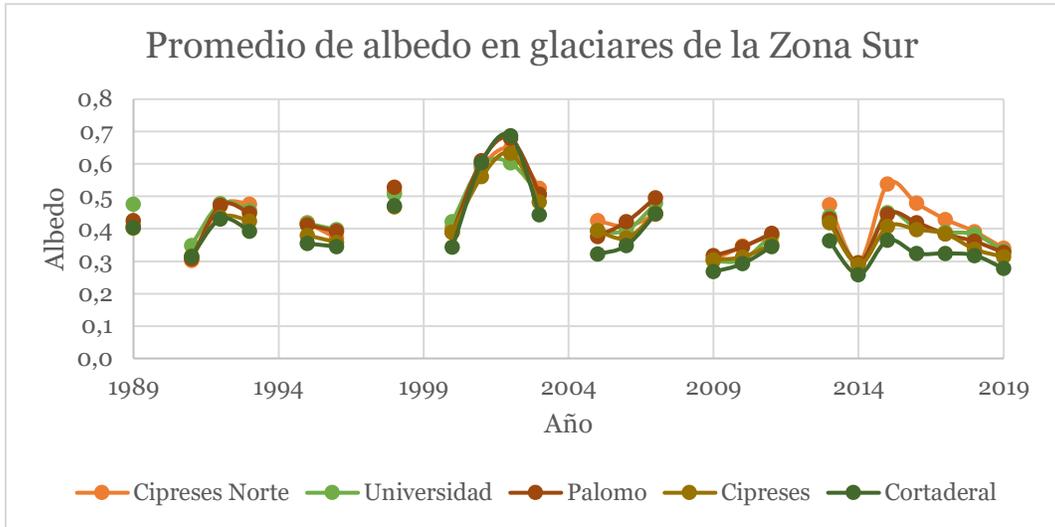


Figura 31: Albedo promedio de glaciares de la Zona Sur de estudio. Fuente: Elaboración propia.

A continuación, se muestran 3 gráficos que representan el albedo promedio en el tiempo según zona geográfica, con su respectiva línea de tendencia media móvil con un período de 5 y la línea de tendencia lineal de los datos. En los primeros 10 años se logra visualizar un leve aumento del albedo, entre 1999 y 2004 se observa un aumento de los valores y posteriormente una disminución de las cifras, que se profundiza en los últimos años analizados. Sumado a esto, desde 2000 al presente, se evidencia una tendencia lineal a la reducción, con un componente ondulatorio de una frecuencia de 3-4 años.

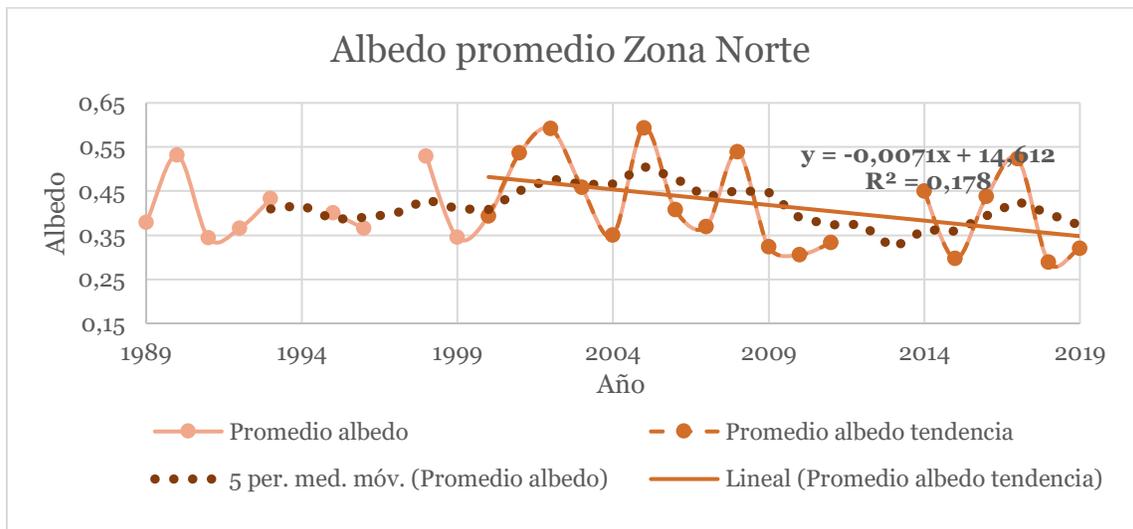


Figura 32: Promedio de albedo Zona Norte con su respectiva línea de tendencia. Fuente: Elaboración propia.

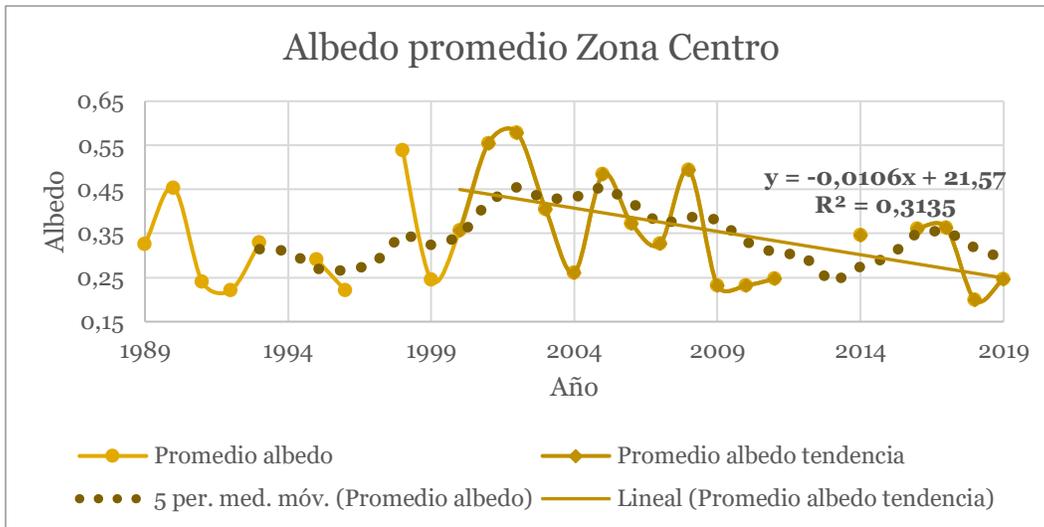


Figura 33: Promedio de albedo Zona Centro con su respectiva línea de tendencia. Fuente: Elaboración propia.

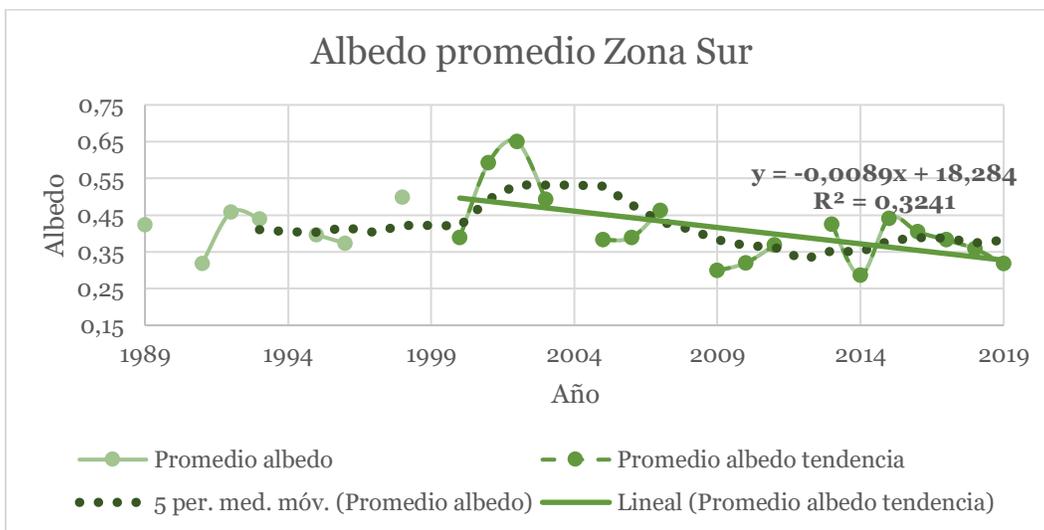


Figura 34: Promedio de albedo Zona Sur con su respectiva línea de tendencia. Fuente: Elaboración propia.

En la siguiente tabla, se observa la tasa de cambio de albedo decadal desde 1989-2019 y 2009-2019 (sequía) por glaciar estudiado. Según estos resultados, se comprueba que existe una tendencia decreciente en el albedo desde 1989-2019, con un promedio de tasa de cambio de -0,004 (albedo/década). Además, al comparar los valores de 1989-2019 y 2009-2019 (sequía en la Zona Central de Chile [31]), se constata que las tasas de cambio son variables en este segundo período analizado, ya que 9 de los glaciares siguen el comportamiento general a la reducción, mientras que 4 presentan valores (positivos) que no siguen las tendencias.

Tabla 9: Detalle de tasa de cambio decadal de albedo en comparación con tasa de cambio en período de sequía. Fuente: Elaboración propia.

Glaciar	Tasa de cambio decadal (albedo/década)	Tasa de cambio Sequía
Esmeralda	-0,07	-0,11
Juncal Sur	-0,03	-0,04
Juncal Norte	-0,01	0,01
Olivares Alfa	-0,05	-0,09
Olivares Beta	-0,03	-0,08
Olivares Gamma	-0,03	-0,09
Bello	-0,04	-0,05
Yeso	-0,04	-0,06
Universidad	-0,06	0,07
Cipreses Norte	-0,04	0,07
Palomo	-0,04	0,02
Cipreses	-0,05	-0,03
Cortaderal	-0,08	-0,02
Promedio	-0,04	-0,03

A modo de una visualización de la reducción del albedo en el tiempo, se realizan las Figura 35 y 36. En la primera de estas, se tiene una representación cartográfica de una resta de albedos por píxel: 2019 menos 1989, y en la segunda, se muestran 3 ejemplos de la distribución de los histogramas de este parámetro para el primer y último año analizado, según zonas geográficas:

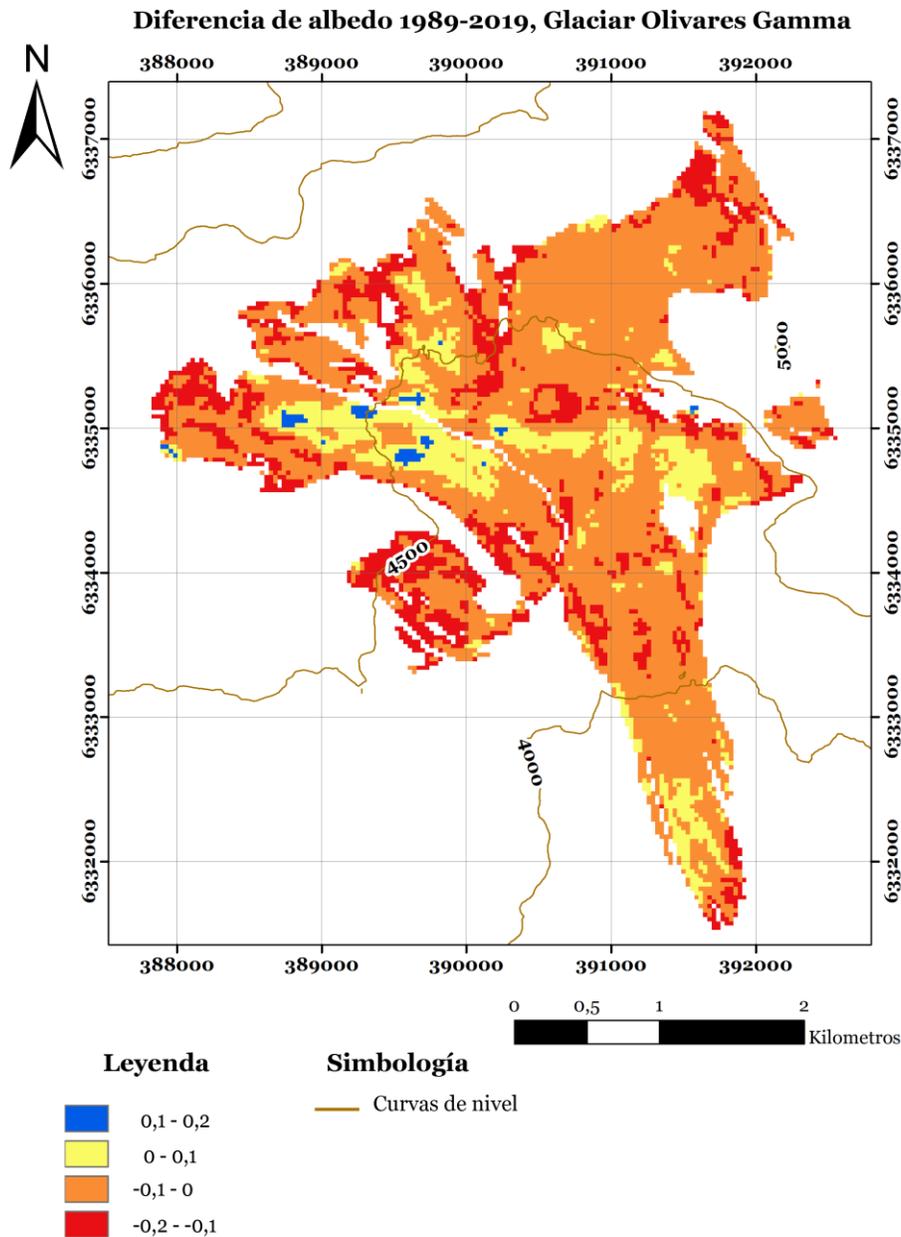
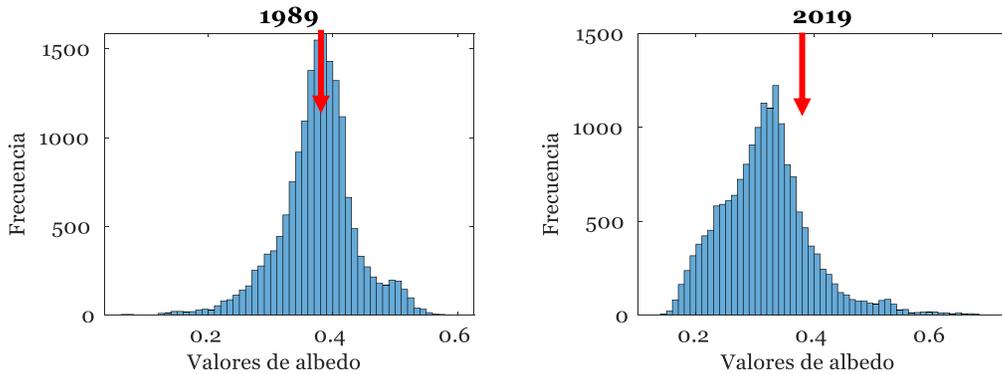


Figura 35: Diferencia de albedo del glaciar Olivares Gamma en el año 1989-2019. Fuente: Elaboración en base a datos obtenidos, ArcMap, octubre 2019.

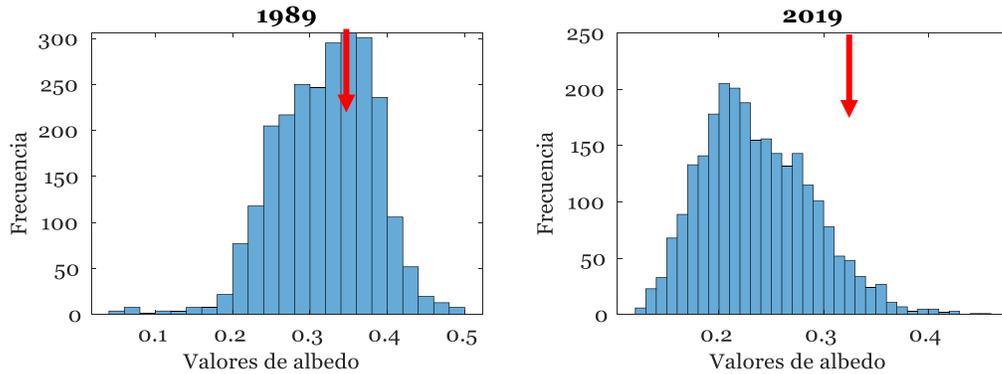
Según la Figura 35, los valores negativos (tonalidades azul y amarillo) son pixeles donde el albedo de 2019 es mayor al 1989. Estos resultados se encuentran en el área central-izquierda del glaciar cercano a bordes de superficies alrededor de la cota 4500 m.s.n.m, y algunos pixeles en la parte terminal del glaciar. Por el contrario, los pixeles que son mayor en 1989 (color rojo y naranja) se encuentran distribuidos en toda la superficie y presentan una mayor proporción en el glaciar.

En la Figura 36, en 1989 la mayor acumulación de valores se observa al costado derecho del histograma; es decir, en valores de albedo más altos. Posteriormente, en 2019 se observa que el histograma se desplazó al costado izquierdo.

Glaciar Juncal Sur



Glaciar Bello



Glaciar Universidad

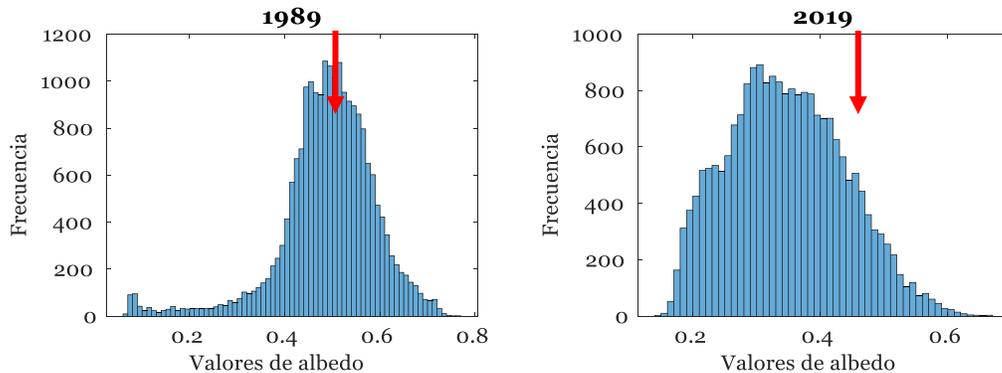


Figura 36: Histogramas del glaciar Juncal Sur (norte), Bello (centro) y Universidad (sur) para el primer y último año estudiado, la fecha roja marca la mayor acumulación de datos en 1989. Fuente: Elaborado propia.

En base a lo expuesto se infiere lo siguiente:

Se afirma que existe una tendencia a la reducción del albedo en los glaciares con un promedio de tasa de cambio de -0,04 (albedo/década) y un comportamiento ondulatorio en los datos. Esto se relaciona con el retroceso de la superficie de nieve que cubre el glaciar y al aumento de las áreas menor reflexión de la energía [18]. Además, el cambio del albedo está hablando sobre que la línea de nieve está cambiando año tras año [100].

El albedo entre 2009-2019 exhibe una tasa de cambio decadal variable para los glaciares analizados. Al comparar estas tasas con la tasa de cambio considerando el periodo 1989 al 2019, se advierte que la reducción general de albedo no se correlaciona únicamente con la mega sequía del período 2009-2019 [30, 31, 101], sino que es un proceso anterior, que habría comenzado al menos entre los años 1998-2001. No obstante, la mayoría de los glaciares muestran una tendencia a la disminución de albedo pronunciada en estos 10 últimos años lo que se podría relacionar a los efectos de la mega-sequía que afecta a la Zona Central de Chile [30, 31, 101].

Debido a que los glaciares se encuentran distribuidos en una amplia superficie, es posible considerar dicha tendencia a nivel local y regional.

5.4. Análisis climático y albedo

A continuación, se muestran los resultados obtenidos a partir de conectar la información de albedo glacial con los datos meteorológicos de precipitación y temperatura. Esto se realiza con el fin de definir si es que existe un nexo entre estos parámetros a nivel local. Además, se mostrarán datos de reanálisis de ERA- Interim para correlacionar en términos regionales, patrones climáticos y albedo.

5.4.1. Datos meteorológicos de estaciones versus albedo glacial

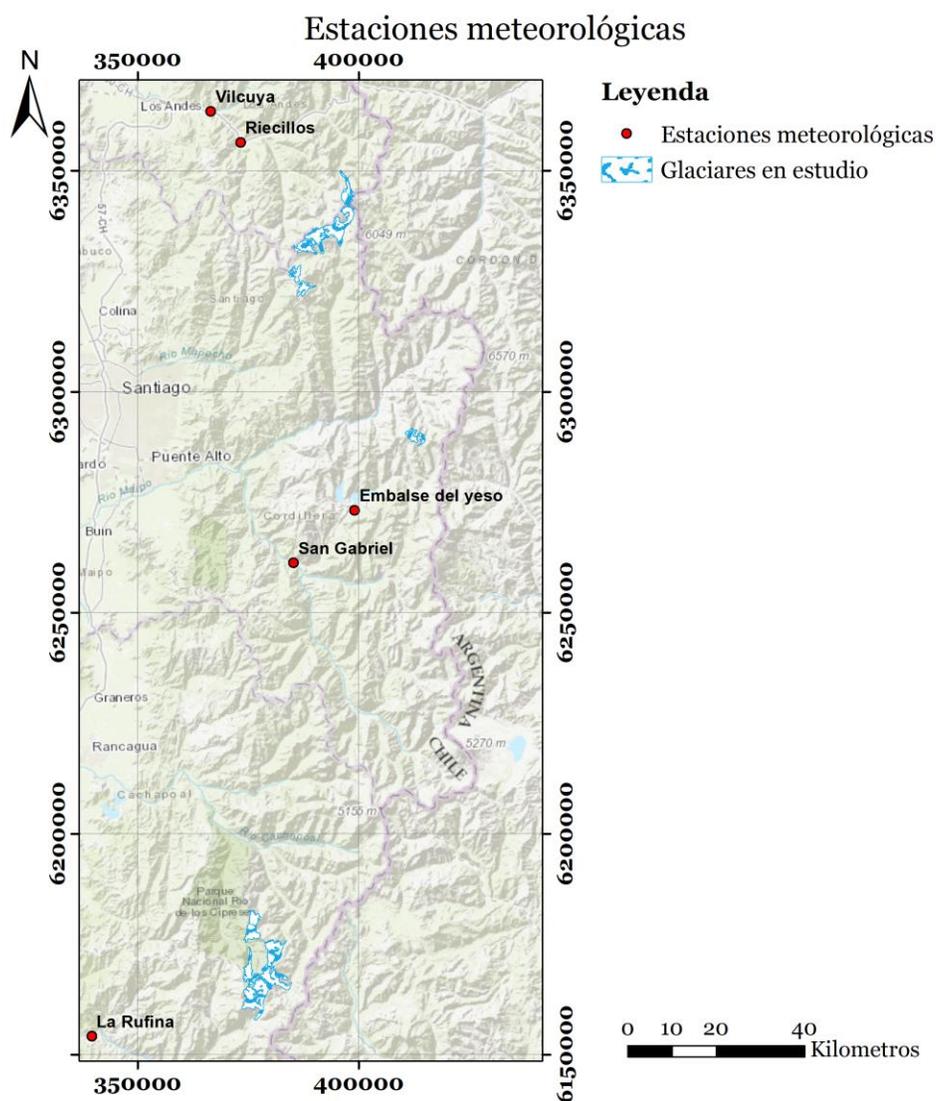


Figura 37: Mapa de estaciones meteorológicas seleccionadas en este estudio. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2 (2019).

a. Precipitaciones

El albedo y las precipitaciones se deben comparar en el mismo tiempo hidrológicamente hablando. Por esto, se procede a definir el año hidrológico, abril a marzo, y luego se calculan las precipitaciones en ese período. El albedo fue calculado al final de la temporada de ablación, es decir, al fin del año hidrológico.

A continuación, en la Figura 38 se observan las precipitaciones totales en la estación Riecillos (Norte), San Gabriel-Embalse del Yeso (Centro) y Rufina (Sur). Al analizar el gráfico se evidencia una disminución de las precipitaciones (Pp) totales en un año hidrológico en todos los casos. Además, las precipitaciones de la Zona Sur son mayores, pero presentan una tendencia a la reducción mayor que las del Centro-Norte.

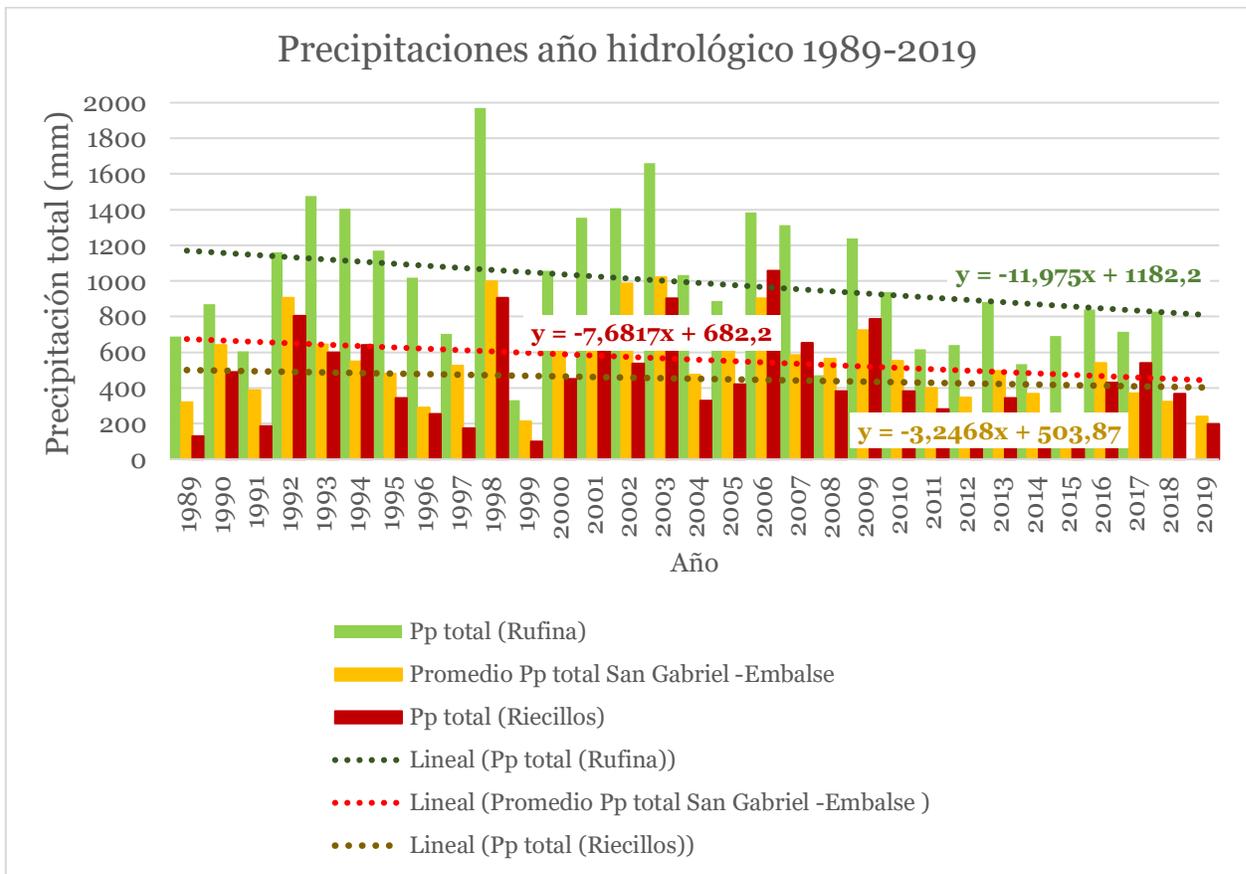


Figura 38: Gráfico de precipitación total año hidrológico según estaciones meteorológicas. Fuente: Elaboración propia en base a datos obtenidos en este trabajo y datos de CR2 [82].

b. Precipitaciones anuales y albedo

Con el fin de conocer si los valores de albedo son dependientes de las contribuciones pluviométricas durante un año hidrológico (12 meses) se realizan las Figura 39, 40 y 41, que contienen los gráficos de albedo y precipitaciones en el tiempo, con sus respectivas líneas de tendencias móvil de período 5. A partir de estos, se observa que las dos variables tienen un comportamiento ondulatorio similar con variabilidad interanual. Entre 1989-2000 no presentan una tendencia clara, entre 2000 y 2019 se presenta un leve y corto período de aumento de los valores y posteriormente una progresiva y notoria disminución.

Al analizar valores extremos se observa que un alto albedo se relaciona con altas precipitaciones año hidrológico y un bajo albedo a bajas precipitaciones en año hidrológico.

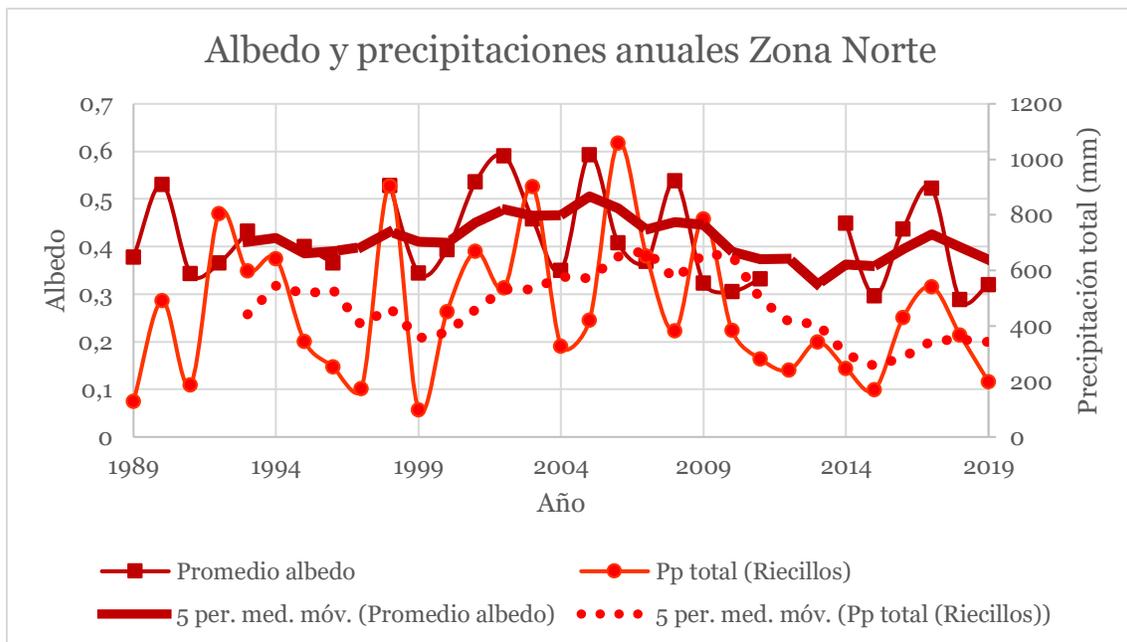


Figura 39: Gráfico de albedo promedio Zona Norte vs Precipitaciones estación Riecillos. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2 [82].

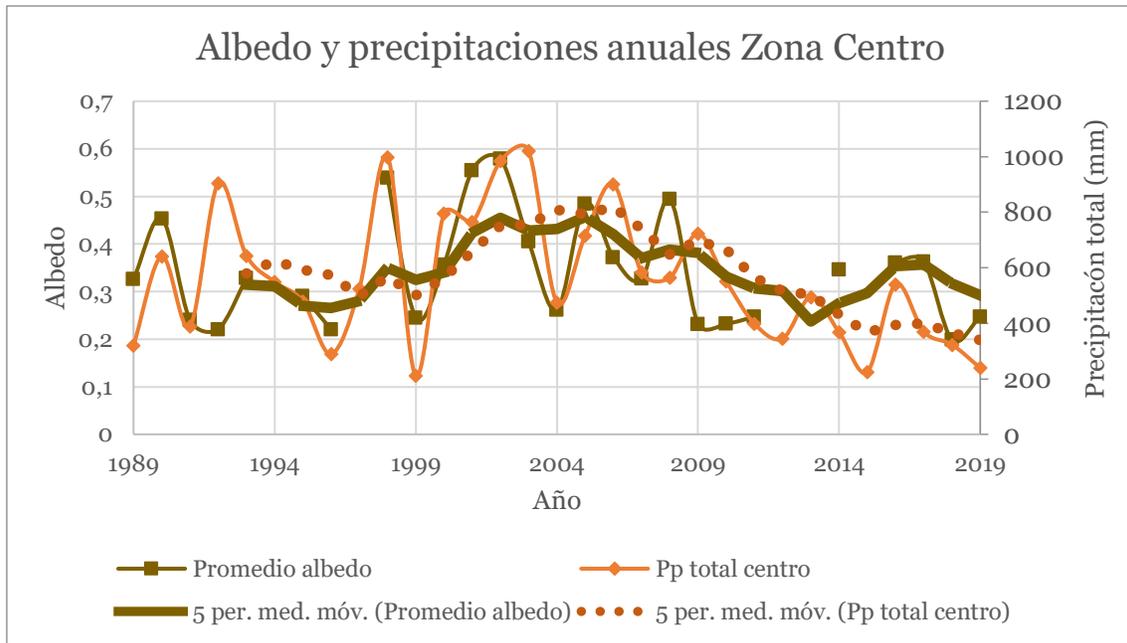


Figura 40: Gráfico de albedo promedio Zona Centro vs Precipitaciones estación Riecillos. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2[82].

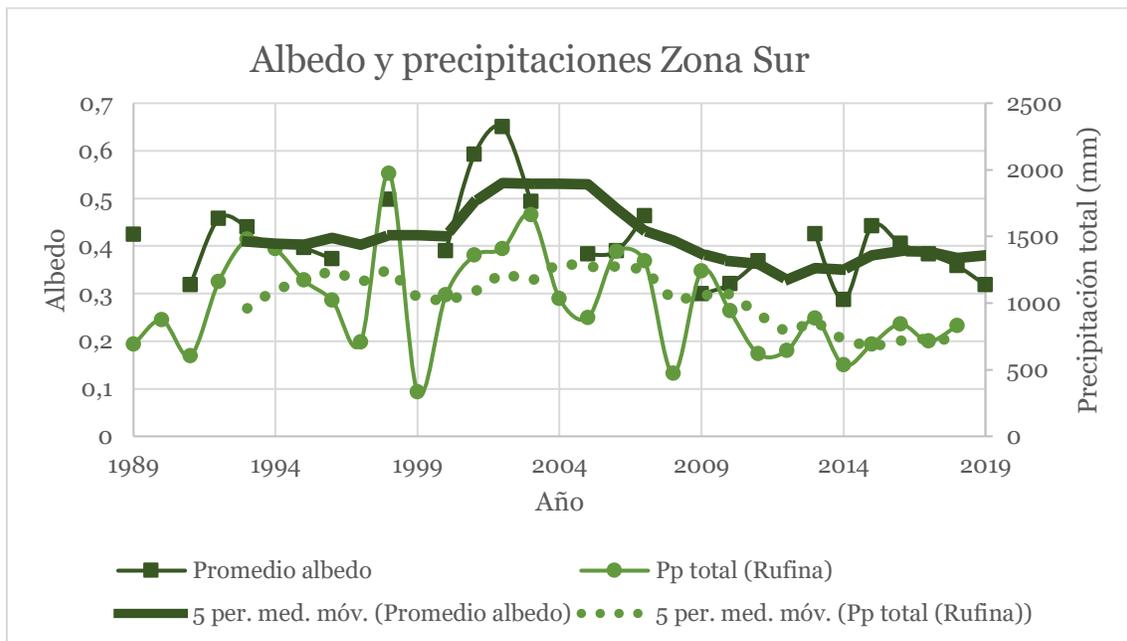


Figura 41: Gráfico de albedo promedio Zona Sur vs Precipitaciones estación Riecillos. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2 [82].

A continuación, se muestra un gráfico de dispersión de precipitaciones: Norte (Riecillos), Centro (Embalse del Yeso- San Gabriel) y Sur (Rufina) versus albedo, con sus respectivas líneas de tendencia. Al analizar la Figura 42 se confirma una

correlación positiva entre los parámetros precipitación anual y albedo. La parte norte es más independiente de las precipitaciones en comparación a Centro-Sur.

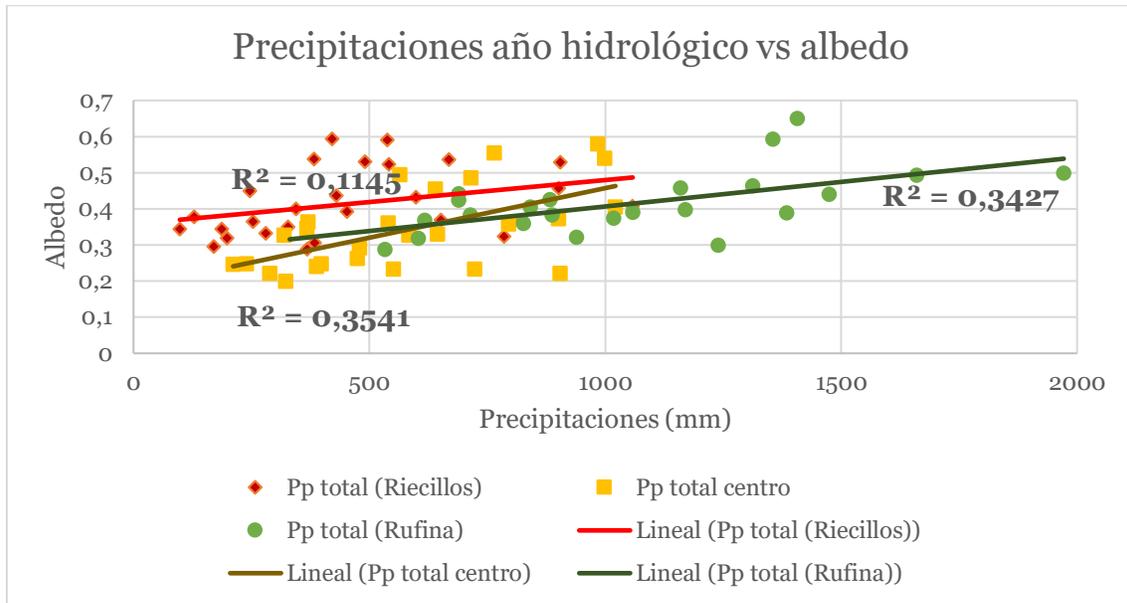


Figura 42: Gráfico de dispersión precipitaciones anuales vs albedo. Fuente: Elaboración propia en base a datos de CR2 [82].

c. Precipitaciones estacionales y albedo

Para conocer si el albedo es dependiente de eventos de precipitaciones caídas durante los meses de verano o si los meses de invierno fueron más húmedos o secos, se procede a realizar las Figuras 43, 44 y 45. En estas, se observa un comportamiento ondulatorio similar entre precipitaciones de invierno y albedo en el período de estudio. Por su parte, las precipitaciones de verano se mantienen lineales con leves aumentos y no se observa una relación directa con el albedo.

Analizando casos extremos, se observa que existe una relación:

- Alto albedo: altas precipitaciones en invierno y *peaks* de aumento en las precipitaciones de verano (eventos inusuales de precipitación)
- Bajo albedo: bajas precipitaciones en invierno.

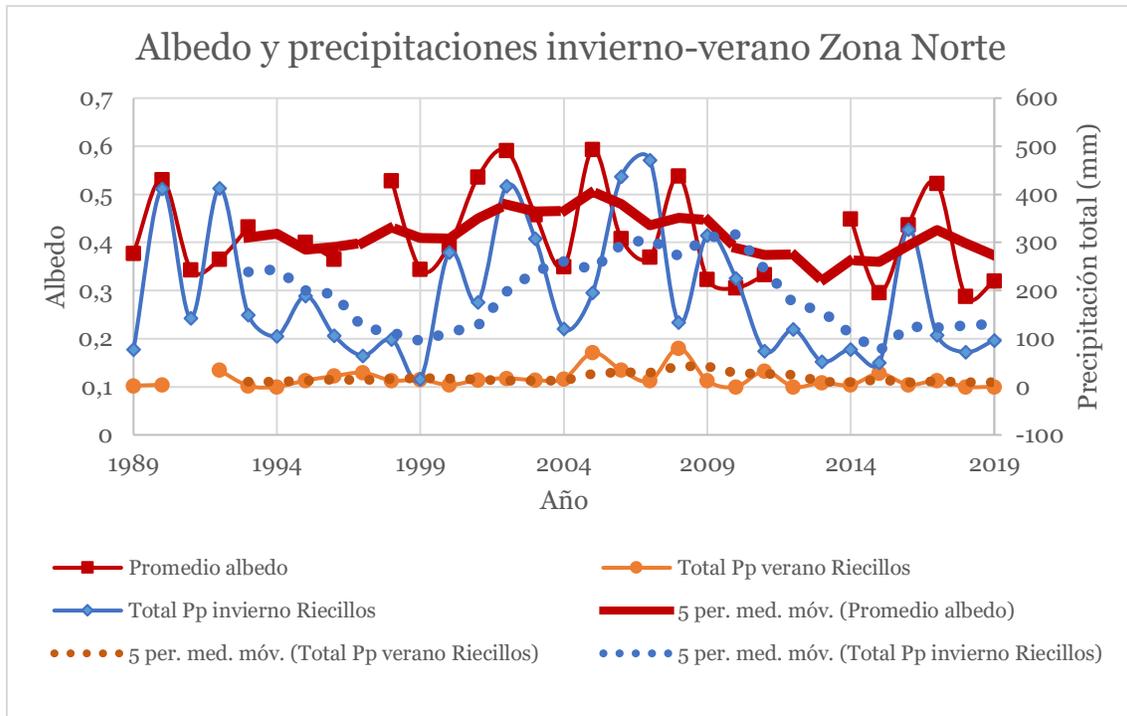


Figura 43: Gráfico albedo y precipitaciones en meses de invierno y verano Zona Norte. Fuente: elaboración propia en base a datos de CR2 [82].

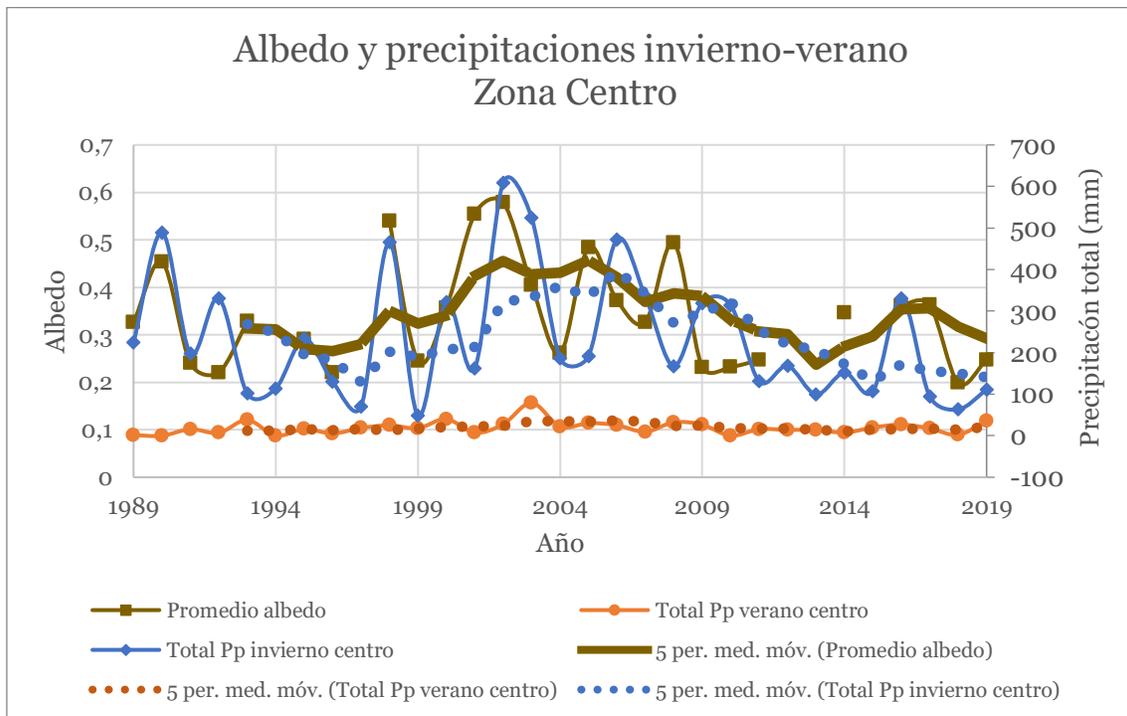


Figura 44: Gráfico albedo y precipitaciones en meses de invierno y verano Zona Centro. Fuente: elaboración propia en base a datos de CR2 [82].

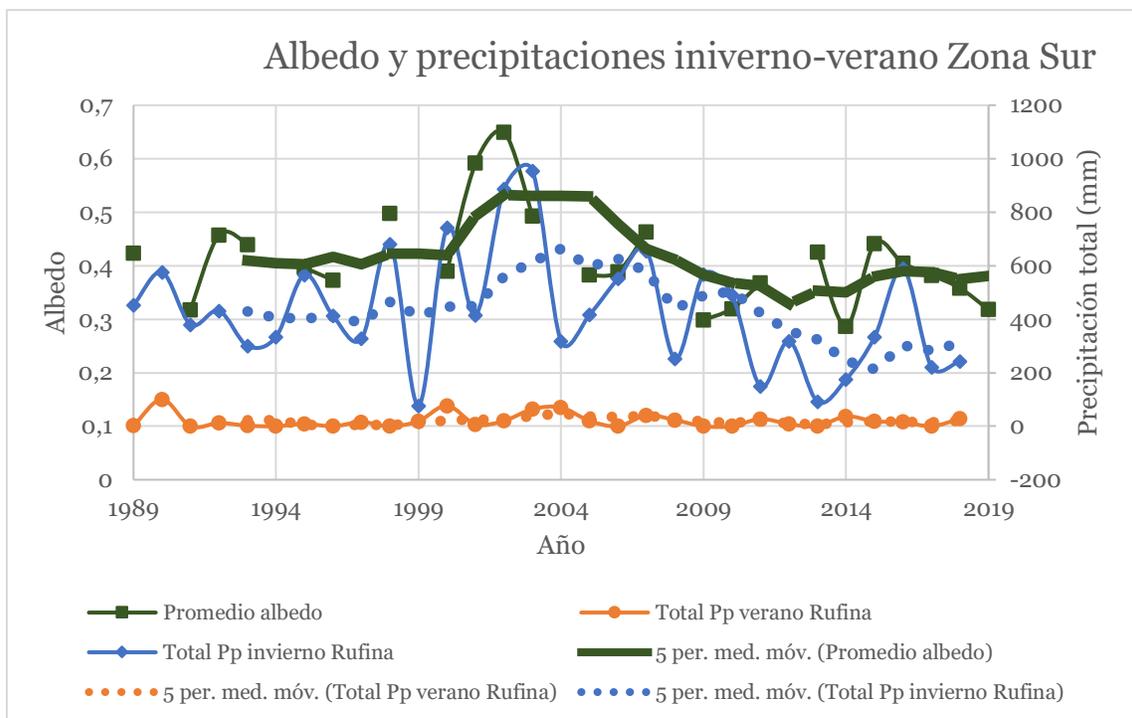


Figura 45: Gráfico albedo y precipitaciones en meses de invierno y verano Zona Sur. Fuente: elaboración propia en base a datos de CR2 [82].

A continuación, se muestra una tabla con el coeficiente de correlación entre las precipitaciones anuales-estaciones y el albedo. A partir de esta, se obtiene un coeficiente de correlación entre la precipitación anual y albedo en promedio de un 50%, siendo en el Norte la relación es menor en comparación a Centro-Sur. En cuanto a la estacionalidad, los glaciares de la parte norte se relacionan con las precipitaciones de verano en mayor medida (36%) que con las de invierno (23%). Por el contrario, los glaciares del sur y del centro tienen una relación mayor con el invierno hidrológico (48 y 46%) que con el verano (25 y 8%).

Tabla 10: Detalle de coeficiente de correlación entre precipitaciones y albedo. Fuente: elaboración propia.

Coeficiente de correlación			
Zona	Anual	Invierno	Verano
Norte	0,338	0,235	0,365
Centro	0,595	0,480	0,257
Sur	0,585	0,468	0,082
Promedio	0,506	0,394	0,234

A continuación, se muestra una tabla donde se detalla el cambio de albedo según 100 mm de precipitación:

Tabla 11: Detalle de tasa de cambio de albedo según 100 mm de precipitación. Fuente: elaboración propia.

Tasa de cambio de albedo según 100 mm de precipitación			
Zona	Anual	Invierno	Verano
Norte	0,0121	0,016	0,17
Centro	0,0135	0,035	0,17
Sur	0,0274	0,018	0,033

En base a los resultados expuestos, se infiere lo siguiente:

1. Las precipitaciones presentan un comportamiento ondulatorio, es decir, se suceden períodos húmedos y secos con un periodo de 3-4 años, siguiendo una tendencia general a la reducción en las 3 zonas geográficas estudiadas. Esta disminución de las precipitaciones se relaciona a que debido al cambio climático los períodos de sequía están siendo más extensos y más extremos. [30, 31, 81, 101–104]
2. A pesar de la disminución general de precipitación, las cantidades absolutas anuales y estacionales aumentan latitudinalmente desde la Zona Norte a la Sur [30, 81, 101–104].
3. Se observa una marcada variabilidad interanual del albedo, la que se correlaciona con la variabilidad interanual de las precipitaciones.
4. El albedo, al igual que las precipitaciones, presenta un comportamiento ondulatorio, con tendencias a la reducción durante el período de estudio. Así, en períodos de mayor precipitación (húmedos) el albedo aumenta y en períodos secos el albedo disminuye, lo que se evidencia por los valores positivos del coeficiente de correlación entre ambas variables.
5. El coeficiente de correlación entre precipitaciones anuales y albedo es mayor en la Zona Centro y Zona Sur, y menor en la Zona Norte. Esto indica que los glaciares de la zona norte están siendo relativamente más afectados por otros procesos o factores.
6. A pesar de que no se realizan estimaciones que son importantes para la corrección de los parámetros precipitaciones, como lo son equilibrar en base a la altitud y los efectos topográficos, se genera una primera aproximación para poder entender cómo están siendo los glaciares afectados localmente con los resultados expuestos en este trabajo.
7. La variabilidad observada, no correlacionable con precipitaciones, podría tener su origen en otros factores climáticos (temperatura, viento, latitud, altitud), o no climáticos (características geomorfológicas: pendiente, orientación de ladera, hipsometría etc.).

5.4.2. Reanálisis ERA- INTERIM y albedo

A continuación, se procede a relacionar en términos regionales albedo con datos de precipitaciones y temperatura de reanálisis ERA INTERIM [83].

a. Temperatura

En la Figura 46 se muestra un gráfico de temperatura anual en el tiempo, en el que se puede observar que esta variable exhibe un comportamiento ondulatorio al igual que las precipitaciones, con una leve tendencia al aumento.

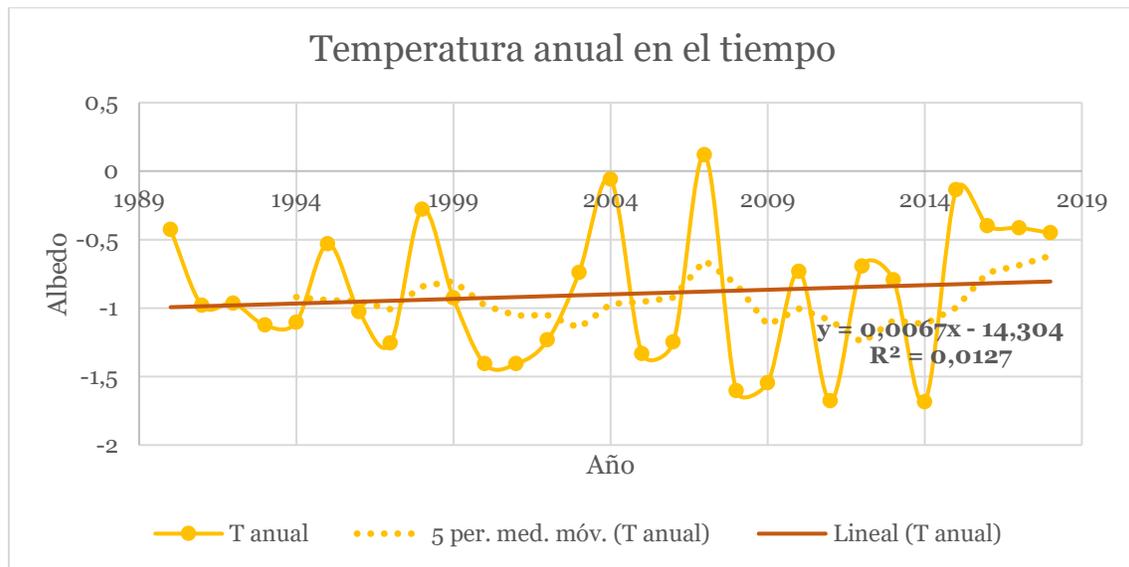


Figura 46: Gráfico de temperatura de datos de reanálisis. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

b. Temperatura y albedo

En la Figura 47 se muestra un gráfico de albedo y temperatura en el tiempo, en el que se observa un comportamiento ondulatorio de las temperaturas como del albedo. La temperatura y el albedo aumentan hasta 1999, y posterior a este año y hasta 2013 se evidencia tendencias móviles inversas entre las variables, y desde 2013 a 2018 las tendencias se asemejan.

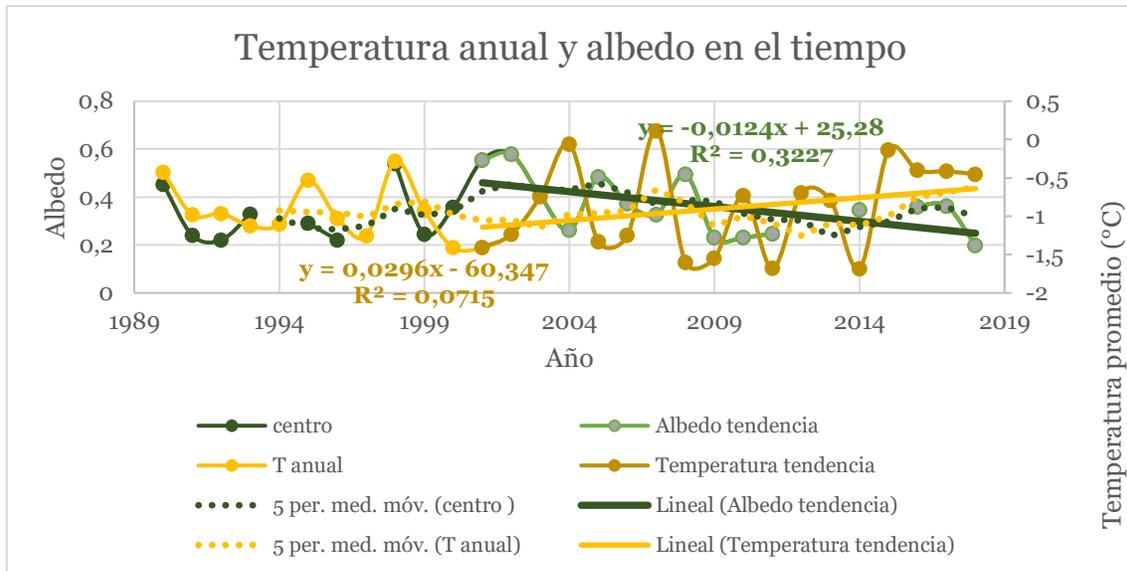


Figura 47: Gráfico de temperatura anual de reanálisis vs albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

c. Temperatura estacionalidad y albedo

En la Figura 48 se muestra un gráfico de albedo y temperatura en meses de verano. En esta se nota que las temperaturas en meses de verano se mantienen estables con leves aumentos en sus valores absolutos en algunos años, con una tendencia lineal. El albedo en el mismo período presenta tendencias variables.

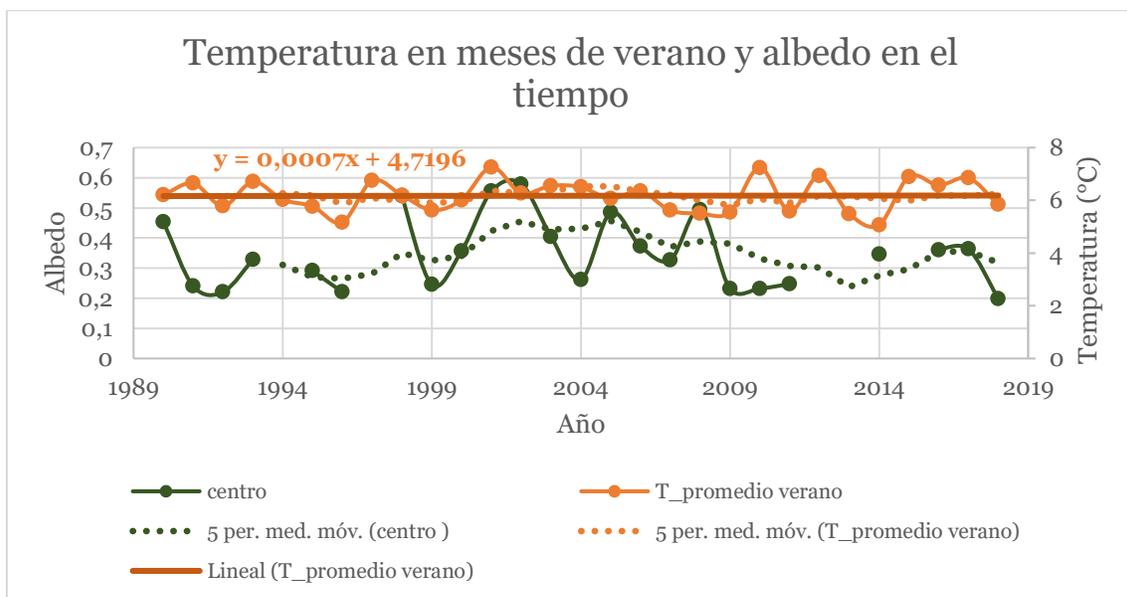


Figura 48: Gráfico de temperatura meses de verano de reanálisis vs albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia.

En la Figura 49, se presenta un gráfico de temperatura en meses de invierno y albedo en el tiempo. Al realizar un análisis de las variables, se observa que en meses de invierno existe una tendencia general al aumento de las temperaturas, la que es más marcada en el período de 2008-2018.

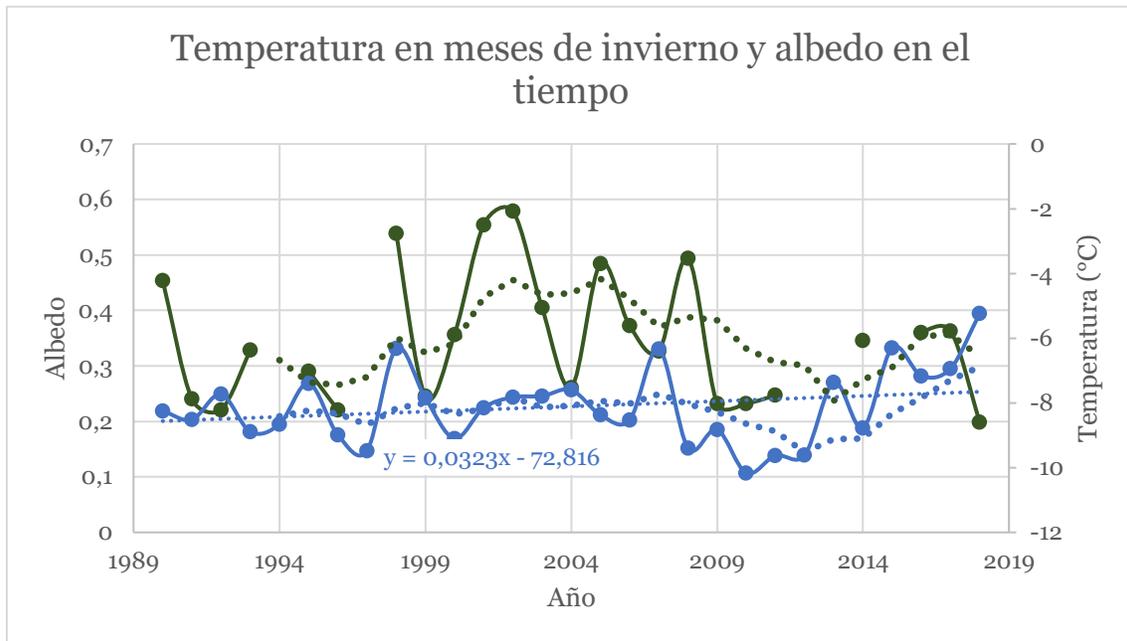


Figura 49: Gráfico de temperatura meses de invierno vs albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

A continuación, se detalla el coeficiente de correlación entre parámetros.

Tabla 12: Coeficiente de correlación entre la temperatura y albedo en el período de estudio. Fuente: elaboración propia.

Temperaturas	Coeficiente de correlación		
	Anual	Invierno	Verano
Temperatura (1990-2018)	-0,122	0,069	0,263
Temperatura (2008-2018)	-0,167	-0,137	-0,129

En base a los resultados expuestos, se infiere lo siguiente:

- El aumento de las temperaturas en meses de invierno durante todo el período de estudio permite inferir que en la época en donde se produce la mayor precipitación no están las condiciones adecuadas para el metamorfismo de la nieve.

- Se evidencia un comportamiento ondulatorio de la temperatura, con períodos cálidos (aumento de temperatura) – bajo albedo y normales (moderada temperatura)- alto albedo.
- Durante el período 1990-2018 se obtiene un coeficiente de correlación negativo evidenciando una relación inversa débil entre albedo y temperatura.
- En el período de sequía [30, 31, 101] se observa un aumento pronunciado de temperaturas anuales (Figura 47) y en meses de invierno (Figura 49) conforme disminuye el albedo, según el coeficiente de correlación calculado para este período.
- Los resultados y las tendencias son variables dependiendo del período analizado, lo que se relaciona con que existen singularidades en el comportamiento del clima a lo largo del país y no una respuesta única frente al actual proceso de cambio climático [5].

d. Precipitaciones

A continuación, se detallan los resultados obtenidos a partir de los datos de reanálisis ERA- INTERIM de precipitaciones. Para comenzar se presenta un gráfico precipitaciones en el tiempo que exhibe un comportamiento ondulatorio con una tendencia a la reducción, al igual que resultados de estaciones meteorológicas expuestos en la sección anterior.

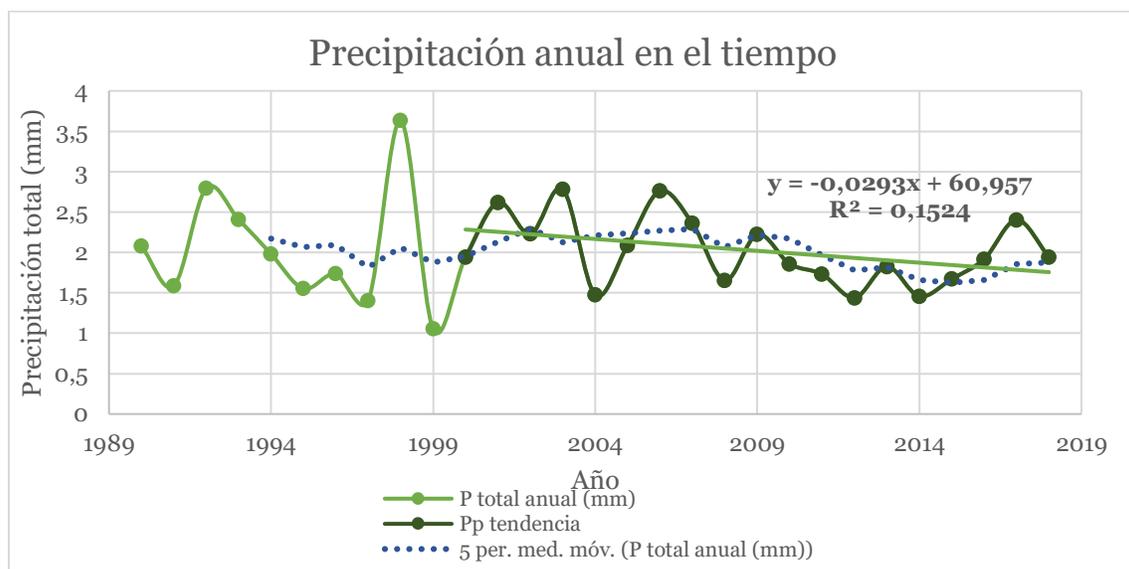


Figura 50: Gráfico de precipitación total en el tiempo, con su respectiva línea de tendencia. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

d. Precipitación anual y albedo

En el siguiente gráfico se observa un comportamiento ondulatorio de las precipitaciones y albedo. Entre 1994-2000 existe un aumento de las variables, posterior al 2000 hasta el 2003 se estabilizan en valores absolutos altos y por último entre 2004 al 2018 las cifras disminuyen mostrando una tendencia a la reducción.

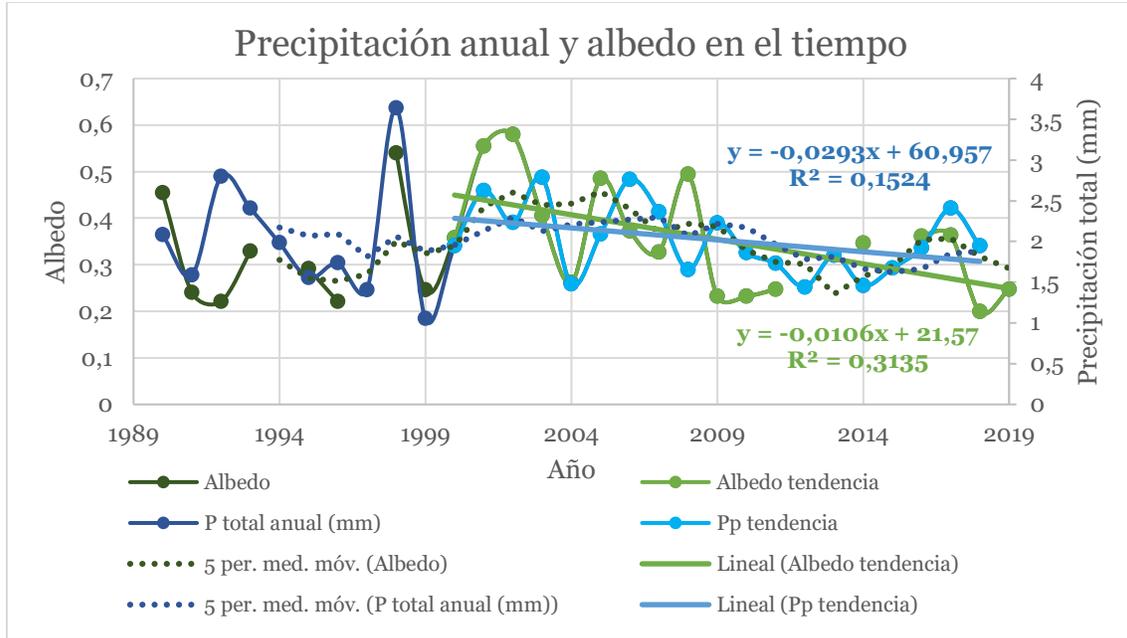


Figura 51: Gráfico de precipitación anual de datos de reanálisis y albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

En el gráfico 52 se identifican casos extremos: años secos (color rojo)-bajo albedo y húmedos (color verde) – alto albedo.

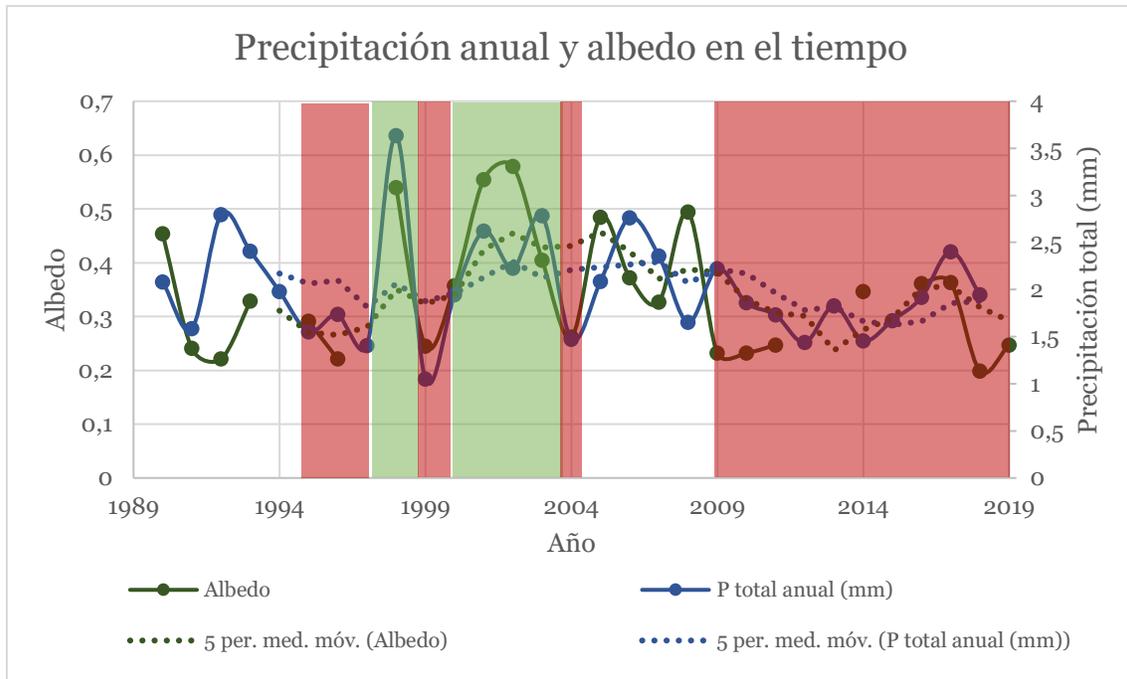


Figura 52: Gráfico de precipitación anual vs albedo en el tiempo, recuadro rojo representa años de bajo albedo y precipitación, en verde años de bajo albedo y precipitación. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

e. Precipitación estacional y albedo

En la Figura 53 se muestra un gráfico de albedo y precipitaciones en meses de verano. En este, se observa que las tendencias de las variables analizadas son similares. No obstante, entre 2008 y 2018 las líneas de tendencias se asemejan en mayor medida que en el resto del tiempo estudiado.

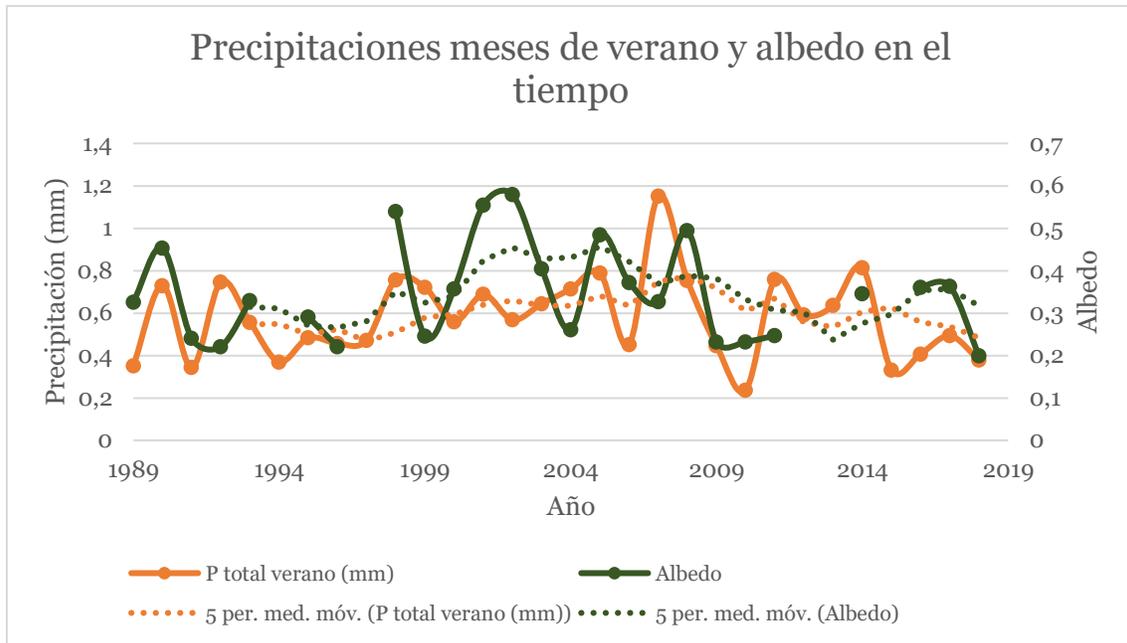


Figura 53: Gráfico de precipitación total en meses de verano y albedo en el tiempo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

En la Figura 54, se presenta un gráfico de precipitaciones y albedo en meses de invierno, observando que la línea de tendencia media móvil de la precipitación en meses de invierno y del albedo tienen una alta compatibilidad.

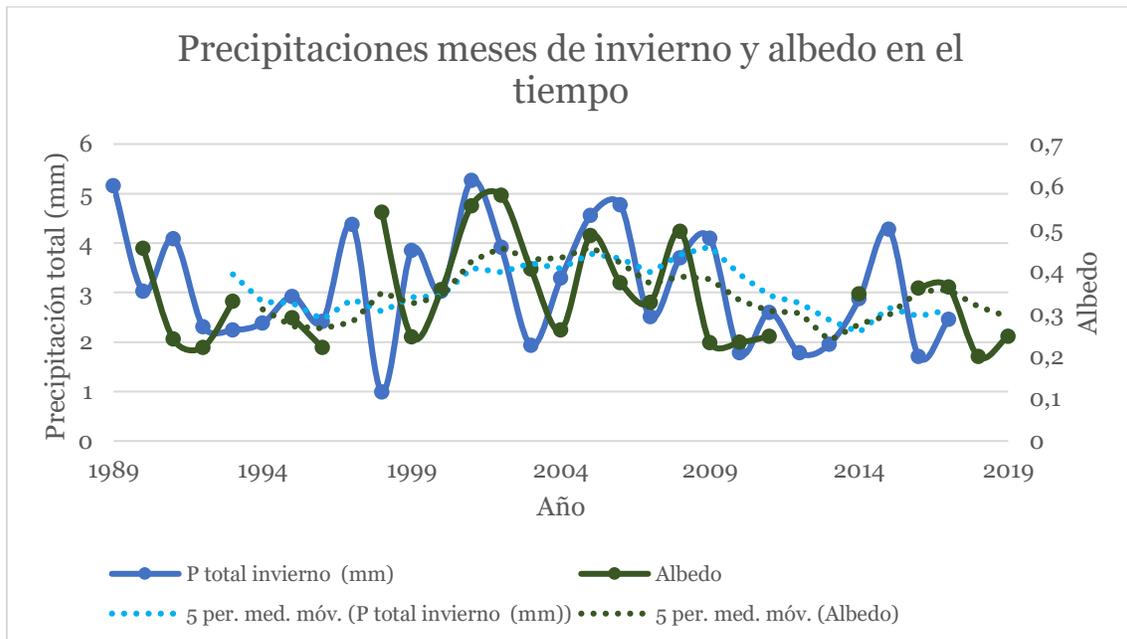


Figura 54: Gráfico de precipitaciones de datos de reanálisis en meses de invierno y albedo. Fuente: elaboración propia en base a datos propios y de Centro Europeo para Pronósticos Meteorológicos de Medio Alcance [83].

A continuación, se muestra una tabla con los coeficientes de correlación entre las precipitaciones y los albedos obtenidos.

Tabla 13: Detalle de coeficiente de correlación entre precipitación anual- estacional y albedo. Fuente: elaboración propia.

Coeficiente de correlación			
	Anual	Invierno	Verano
Precipitaciones	0,452	0,393	0,327

En la Tabla 13, se evidencia un coeficiente de correlación regional de precipitación de datos de reanálisis y albedo de 45%, lo que tiene una diferencia de solo un 5% de lo obtenido con datos de estaciones meteorológicas. En cuanto a la estacionalidad, el coeficiente es mayor en meses de invierno que de verano.

En base a los resultados expuestos, se infiere lo siguiente:

- Años húmedos (altas precipitaciones) se relacionan con albedo mayor, mientras que años secos (bajas precipitaciones) con un albedo menor.
- Existe una fuerte variabilidad interanual del albedo, causada por una compleja interacción de meteorología [21].
- Regionalmente, las precipitaciones y el albedo presentan una relación directa en el período analizado, según los coeficientes de correlación obtenidos y las tendencias analizadas.
- Los resultados obtenidos a través de datos de estaciones meteorológicas y reanálisis son consistentes entre sí.

5.5. Albedo glacial en base a Línea de equilibrio Glacial

Es fundamental el monitoreo del albedo glacial considerando toda el área de éste, pues con esta información es posible inferir un desplazamiento de la línea de equilibrio. Si este límite varía, entonces el balance de la zona de acumulación y de ablación también [100]. Por lo anterior, se procede a analizar si existe una disminución mayor del albedo en ciertas regiones del glaciar.

Se puede observar en los histogramas de albedo realizados a los glaciares que en algunos años existen dos familias de datos claramente identificables. El umbral que separa una familia de datos de la otra permitiría diferenciar entre superficies de hielo y nieve, lo que tiene estrecha relación con la identificación de la línea de equilibrio glacial (ELA). Sin embargo, las distribuciones de los histogramas son variables, por lo que no es posible establecer la ubicación de la ELA como única y constante.

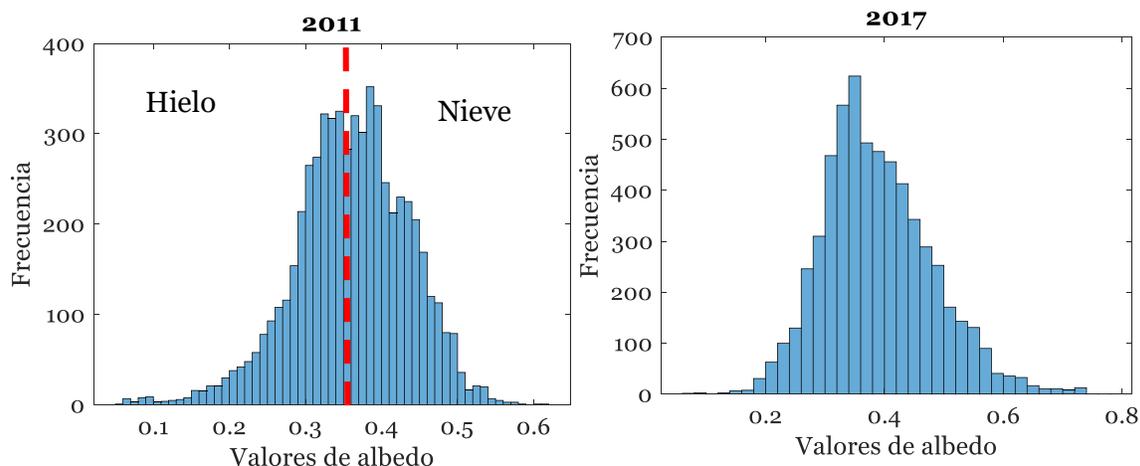


Figura 55: Histogramas de albedo glaciar Cipreses. Se puede observar que, en el año 2011, existe un límite marcado entre dos familias de datos en el intervalo 0.35-0.36. En el año 2017, se identifica solo una familia de datos. Fuente: Elaboración propia.

5.5.1. Índice NIR

El método de Índice NIR es un buen mapeador automático para poder delimitar entre dos superficies (hielo y nieve) en base a los valores de la banda NIR de la imagen multispectral. No obstante, su producto es un valor de longitud de onda y no entrega a una elevación específica de la ELA.

A continuación, se muestra un ejemplo de la delimitación del índice NIR, para el glaciar Esmeralda perteneciente a la Zona Norte de estudio.

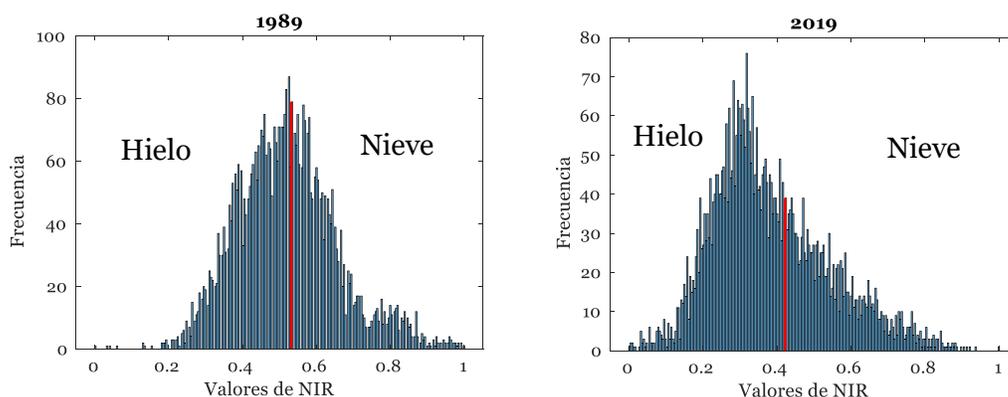


Figura 56: Valores de NIR y su respectivo límite entre superficies marcado con una línea roja para el glaciar Esmeralda. Fuente: elaboración propia.

A continuación, se muestran 3 gráficos de albedo promedio en la zona de acumulación y en la zona de ablación para cada zona geográfica estudiada.

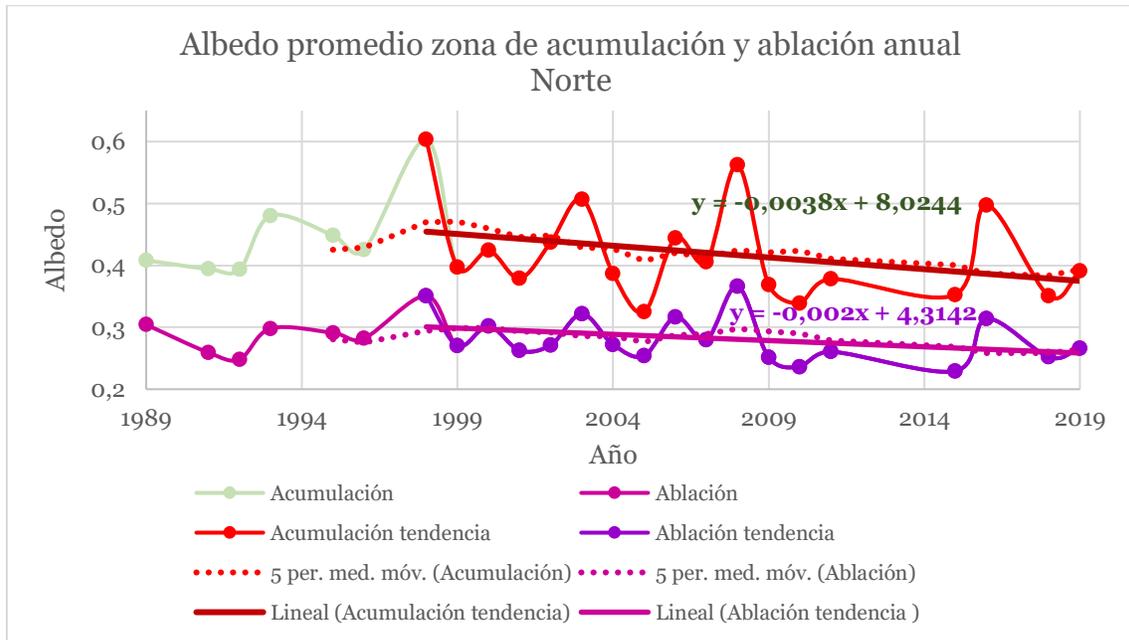


Figura 57: Gráfico de albedo en el área de acumulación y ablación en la Zona Norte. Fuente: elaboración propia.

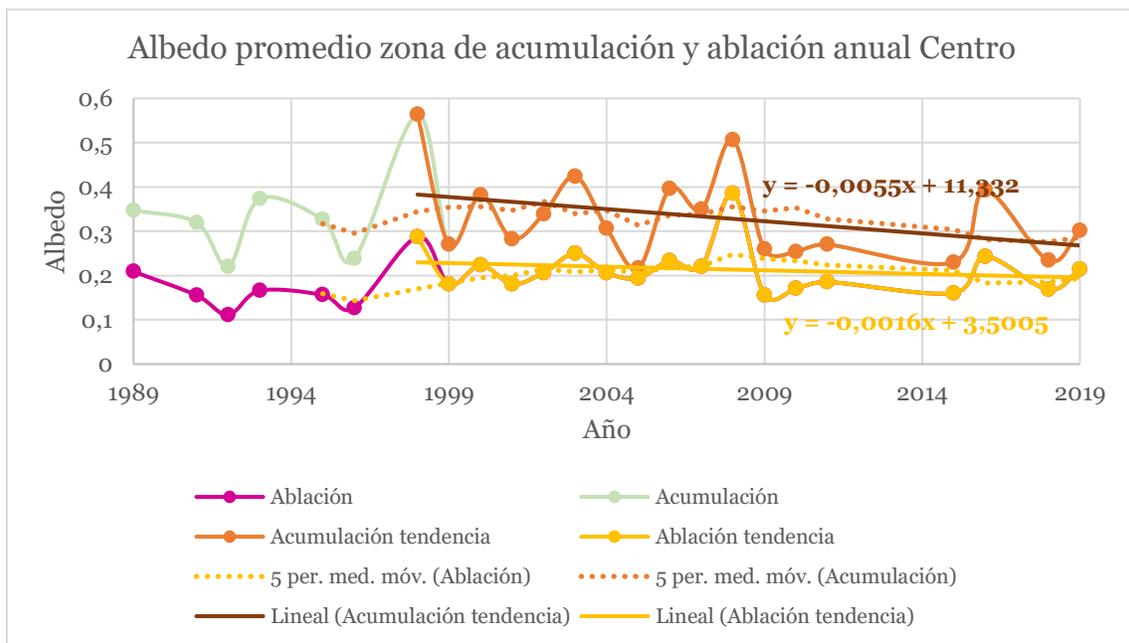


Figura 58: Gráfico de albedo en el área de acumulación y ablación en la Zona Centro. Fuente: elaboración propia.

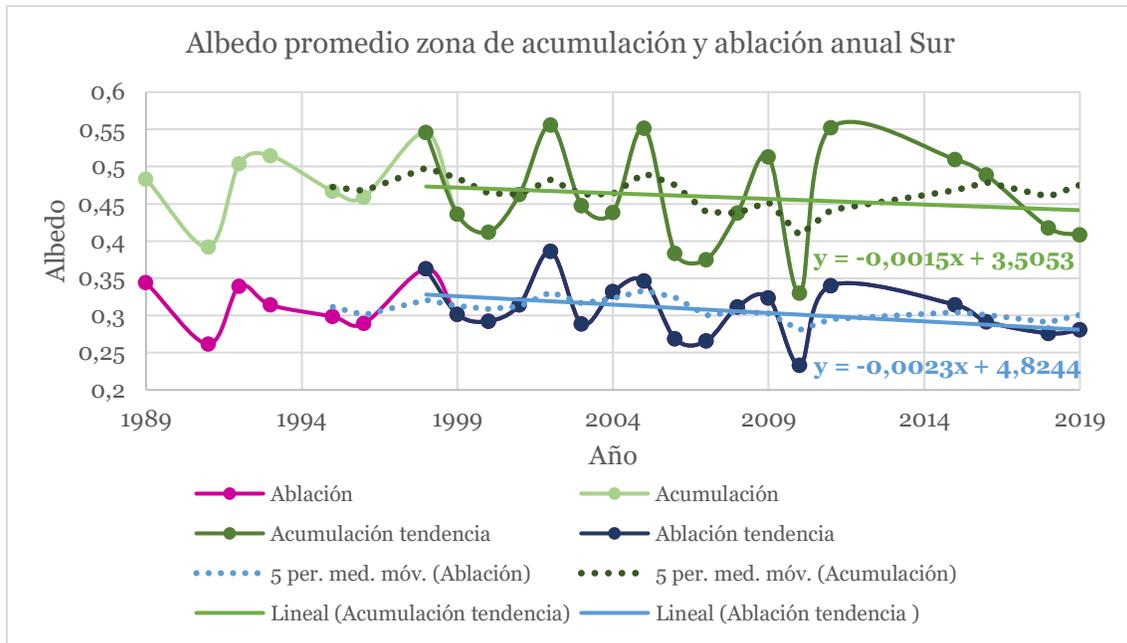


Figura 59: Gráfico de albedo en el área de acumulación y ablación en la Zona Sur. Fuente: elaboración propia.

En base a lo expuesto se infiere lo siguiente:

En todos los casos analizados, existe una disminución del albedo tanto en la zona de acumulación como de ablación lo que coincide con la tendencia general a la reducción de esta variable en términos regionales. No obstante, en la Zona Norte y Centro la reducción es más marcada en la zona de acumulación en comparación a la zona de ablación. En cambio, en la Zona Sur es más marcada la disminución en la zona de ablación que en la de acumulación. Esto se puede relacionar con que la profundidad del manto de nieve está disminuyendo de forma preferente dentro de un glaciar, ya que a medida que el manto se vuelve más somero, el albedo se reduce y aumento de la producción de agua de deshielo [28, 81, 105].

Es importante mencionar que el mapeador está discriminando entre dos superficies. Sin embargo, dentro de un glaciar se puede encontrar la nieve, nieve firn o parcialmente compacta, hielo de glaciar o hielo glaciar sucio [94], lo que puede inducir a errores en el método.

5.6. Otros factores condicionantes de albedo: distribución geográfica, latitud, exposición, temporalidad, entre otros.

5.6.1. Distribución geográfica

Con el objeto de analizar el albedo en base con la distribución espacial de los glaciares, se procede a construir las siguientes figuras donde se muestra el promedio y desviación estándar del albedo, según subzona de estudio:

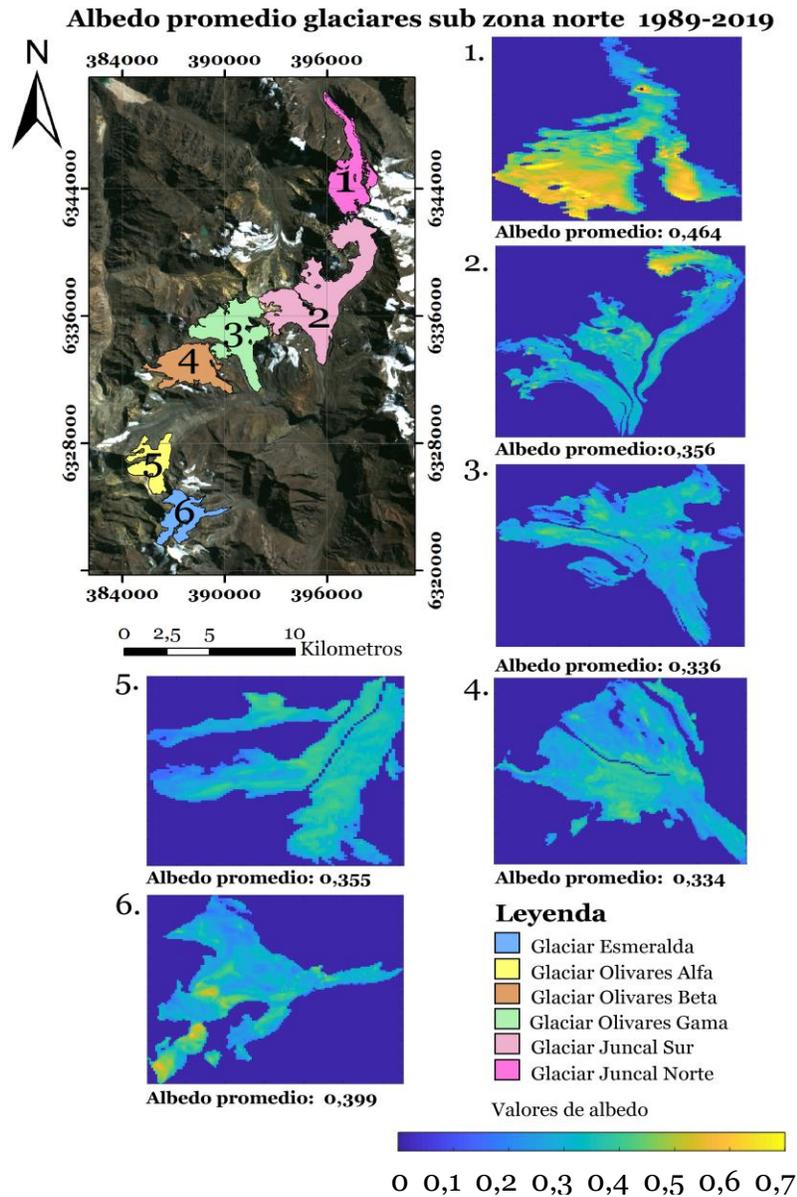


Figura 60: Albedo promedio de 1989-2019 de los glaciares de la parte norte estudiada. Fuente: Elaboración propia.

Albedo promedio glaciares sub zona 1989-2019

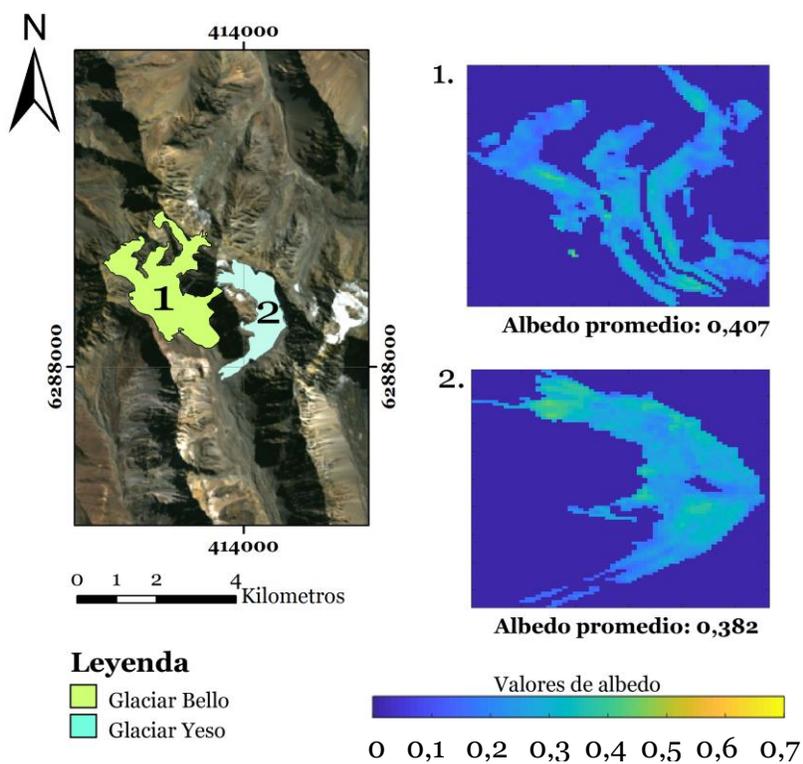


Figura 61: Albedo promedio de 1989-2019 de los glaciares de la parte centro estudiada. Fuente: Elaboración propia.

Albedo promedio Glaciares sub zona sur 1989-2019

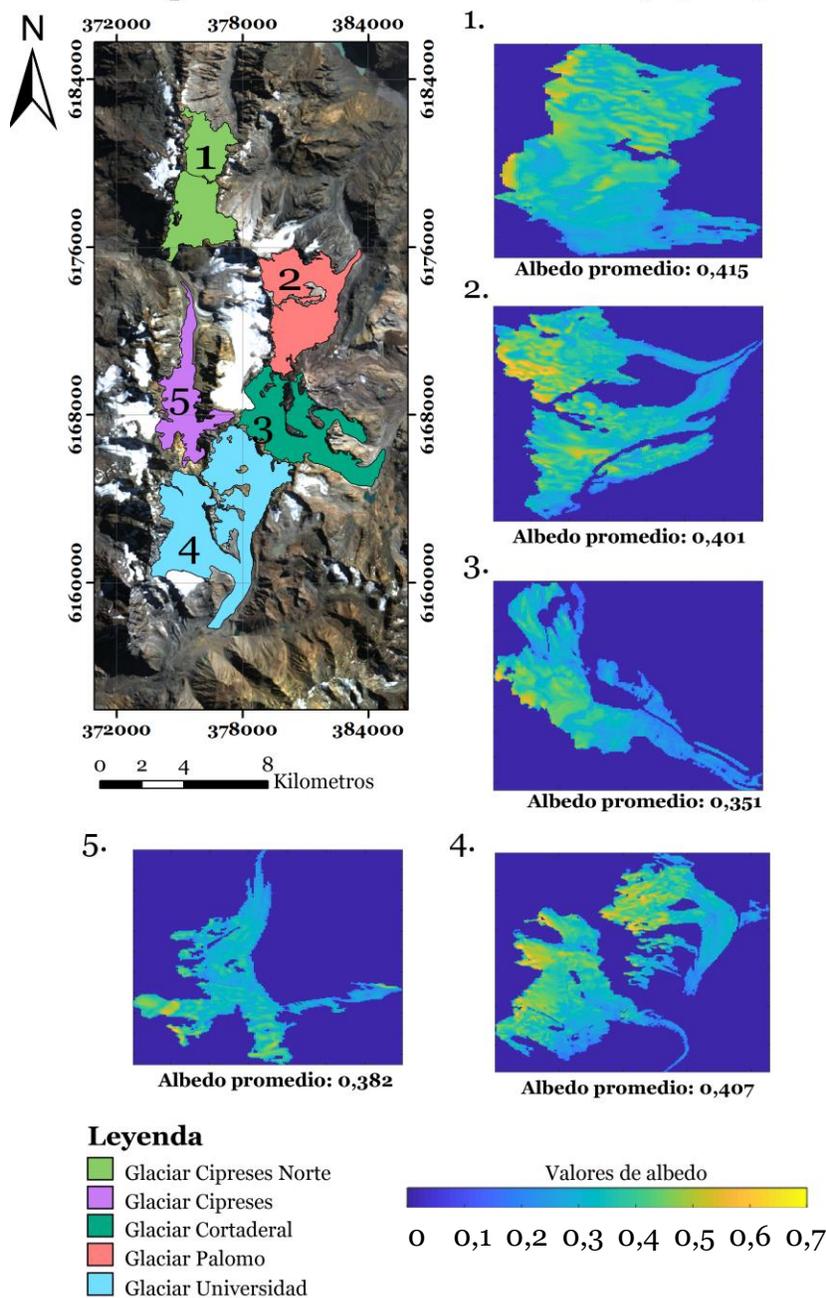


Figura 62: Albedo promedio de 1989-2019 de los glaciares de la parte sur estudiada. Fuente: Elaboración propia.

Al analizar las Figuras 60,61 y 62, se nota que los glaciares de la zona norte poseen un albedo promedio de $\sim 0,3$ a excepción del glaciar Juncal Norte, que presenta un leve aumento del parámetro, con un valor de 0,4. En la parte centro, Bello y Yeso, tienen un promedio de 0,39. Mientras tanto, en el sur predomina un albedo de $\sim 0,4$. En general, el albedo es mayor en los glaciares del sur y menor en el centro-norte [20].

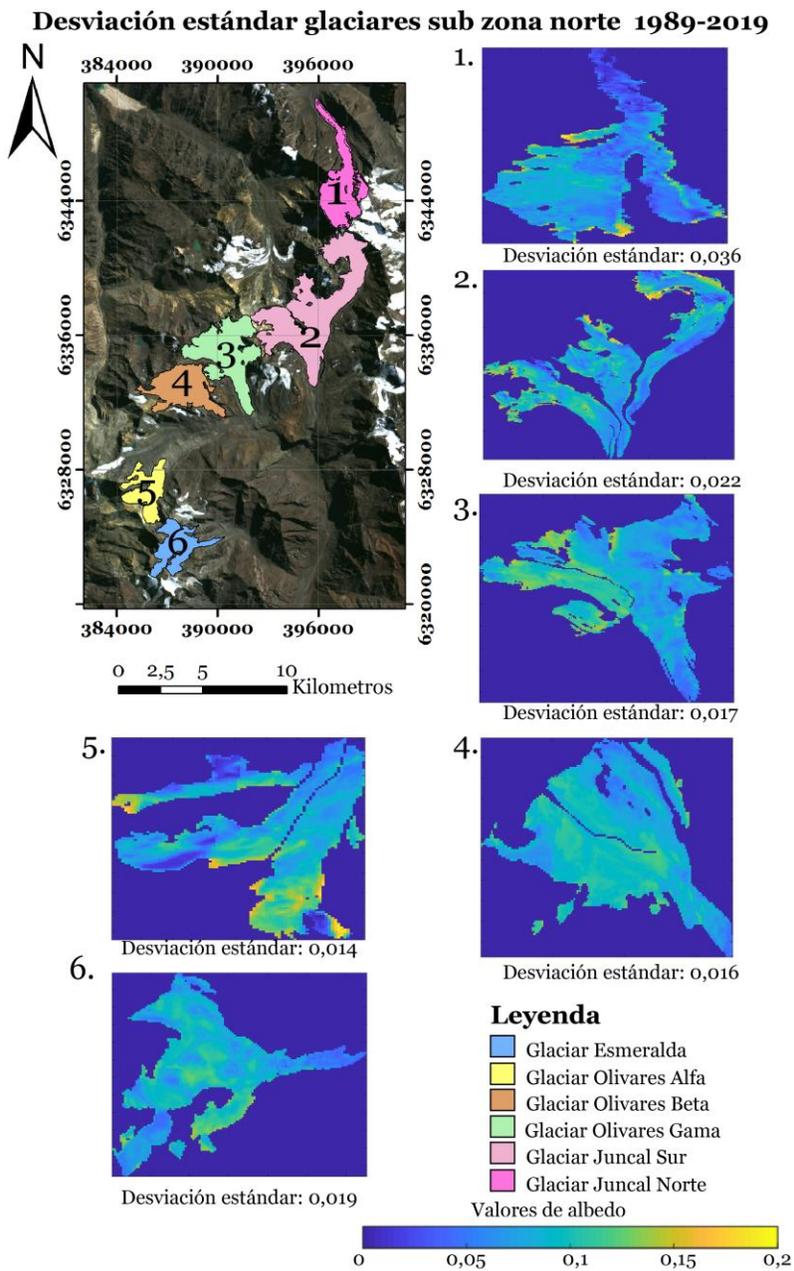


Figura 63: Desviación estándar de albedo de 1989-2019 de los glaciares de la parte norte estudiada. Fuente: Elaboración propia.

Desviación estándar glaciares sub zona centro 1989-2019

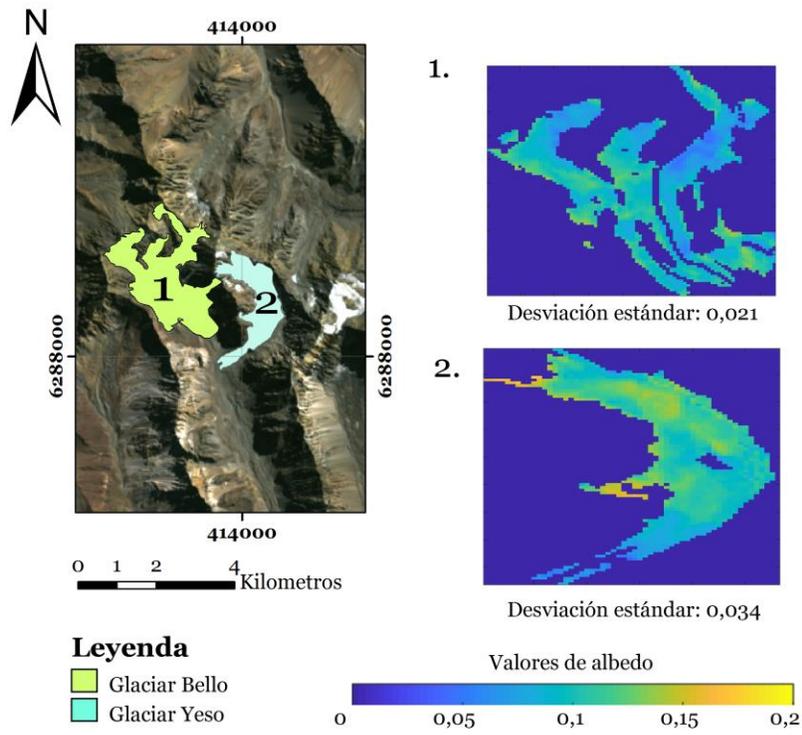


Figura 64: Desviación estándar de albedo de 1989-2019 de los glaciares de la parte centro estudiada. Fuente: Elaboración propia.

Desviación estándar glaciares sub zona sur 1989-2019

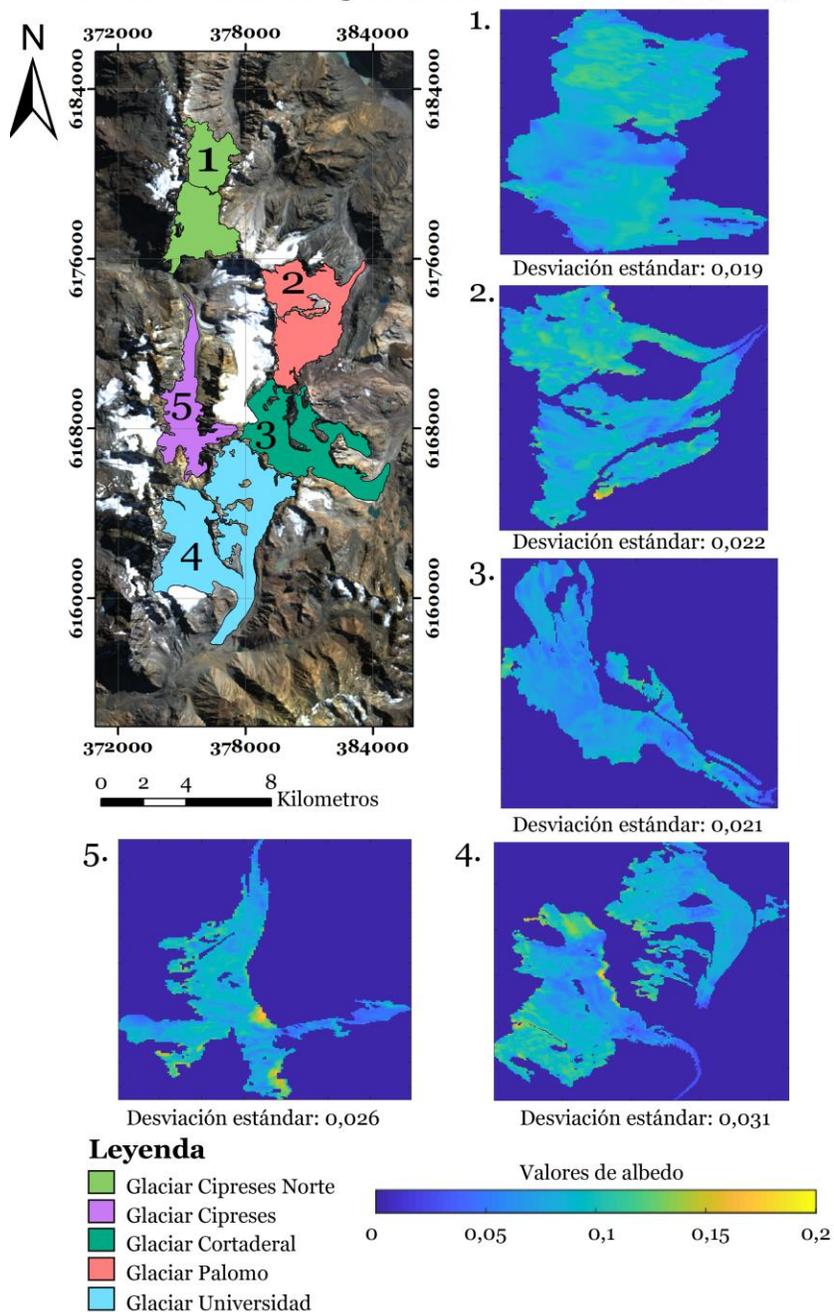


Figura 65: Desviación estándar de albedo de 1989-2019 de los glaciares de la parte sur estudiada. Fuente: Elaboración propia.

A partir de la Figura 63, 64 y 65 se observa que los valores promedio de desviación estándar no muestran una tendencia respecto a la ubicación geográfica. A pesar de esto, sí existe una mayor desviación de los datos en el límite del glaciar con el entorno y en el límite a las áreas que, según un análisis geomorfológico de las imágenes en la delimitación del área glaciar (Resultados 5,2), se relacionan a detritos y morrena.

5.6.2. Altitud

En la Figura 66, se muestra una representación gráfica del albedo con respecto a la altitud para los glaciares Juncal Sur (Norte) y Palomo (Sur), de las subzonas geográficas Norte y Sur, respectivamente. En esta se puede observar en ambos casos, que existe un cambio de tonalidades con la altura: mayor albedo se representa con color amarillo-verdoso y menor albedo con color azul.

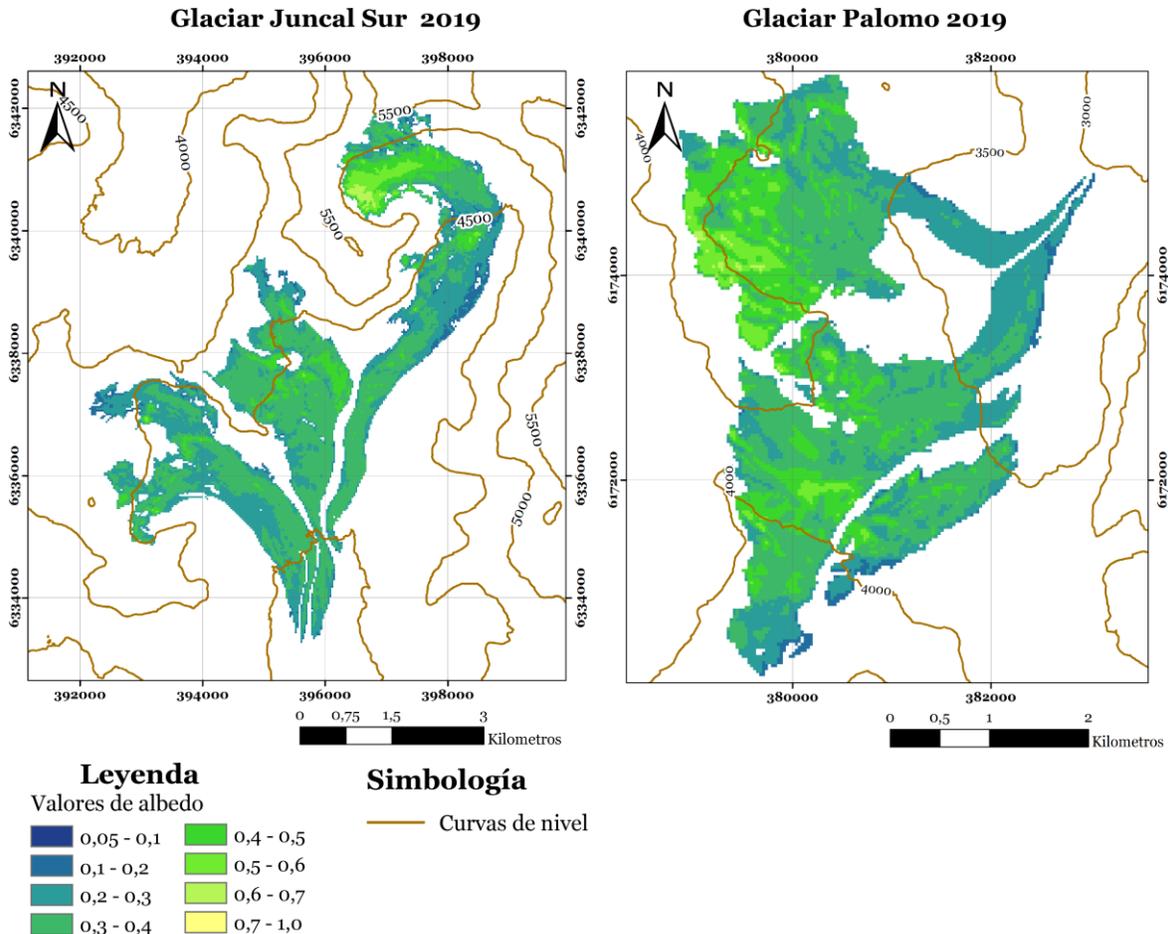


Figura 66: Tanto para el glaciar Palomo, ubicado en el sur como para el glaciar Juncal, ubicado en el norte del área de estudio. En el año 2019, se observa que a mayor elevación se tienen píxeles de mayor albedo, mientras que a menor elevación se tienen píxeles de menor albedo. Fuente: elaboración propia.

Según la Figura 66, a modo general, se observa que, en las zonas de menor elevación y en los bordes de superficies se concentran los píxeles de menor valor, entre 0,2 y 0,3, en comparación a una elevación mayor, donde existe una mayor acumulación de píxeles de mayor albedo, entre 0,5 y 0,7. Se evidencia con esto que el albedo es directamente proporcional a la altura [106]. Sin embargo, a modo particular existen píxeles de valores más altos de albedo en partes más bajas, lo que contradice la hipótesis anterior.

En la Figura 67, se presentan 3 gráficos de albedo según elevación para las zonas geográficas estudiadas.

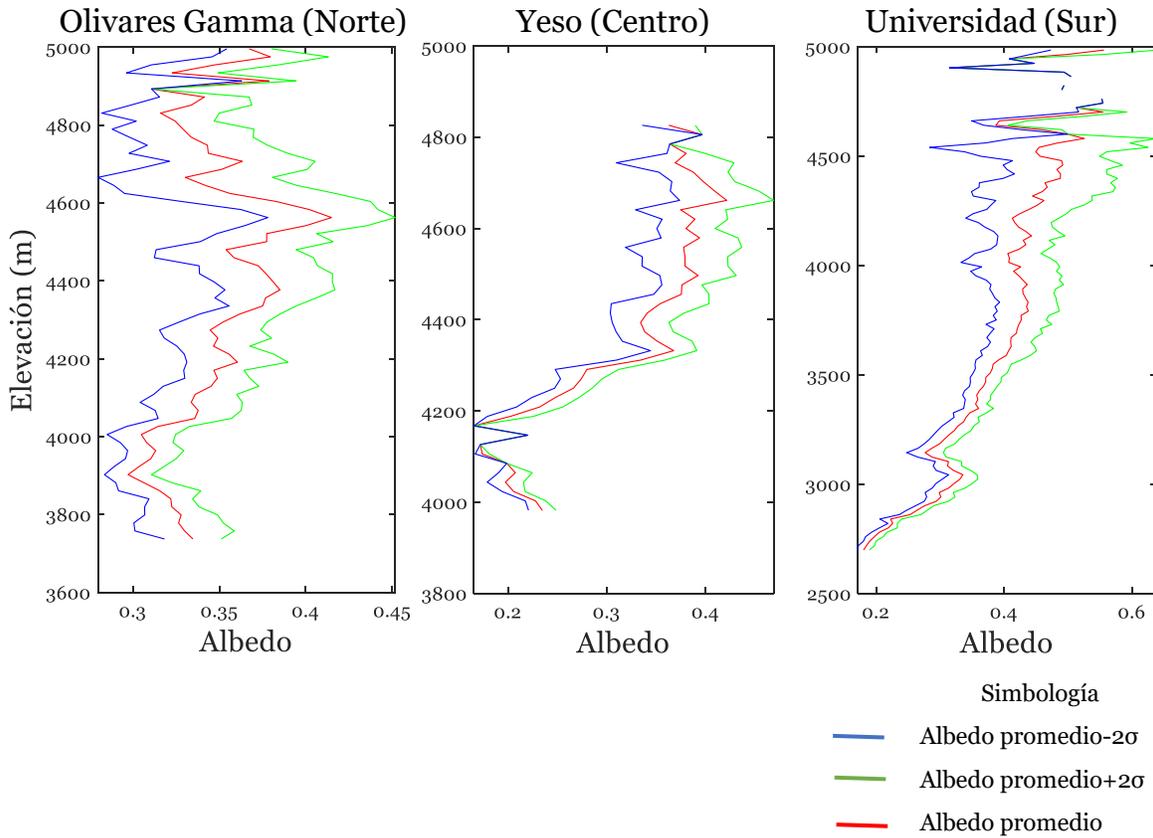


Figura 67: Albedo promedio en glaciares Olivares Gamma (Norte), Yeso (Centro) y Universidad (Sur), Matlab, noviembre 2019. Fuente: Elaboración propia.

En la Figura 67, en el gráfico de la izquierda, se puede notar que el albedo se acrecienta con la elevación, pero hasta un cierto *peak* a 4600 m. Posteriormente, se evidencia una disminución con una alta variabilidad. En el caso del Yeso, se nota un aumento del parámetro hasta una cota de 4680 m, y siguiendo el análisis a una mayor elevación, los valores disminuyen. Para la representación de la derecha, en el glaciar Universidad el albedo aumenta progresivamente, hasta los 4500 metros y, en el último tramo, y aunque los datos muestran ruido, no presentan una disminución. En base a lo anterior, la parte alta del glaciar presenta un comportamiento variable. A modo de resumen, el albedo superficial aumenta con la altitud en la zona de ablación, es mayor cerca de la línea de nieve y fluctúa considerablemente en la zona de acumulación [18, 106].

5.6.3. Temporalidad

En la Figura 68 se presenta un ejemplo del comportamiento del glaciar Universidad, para el año 2000 y 2019:

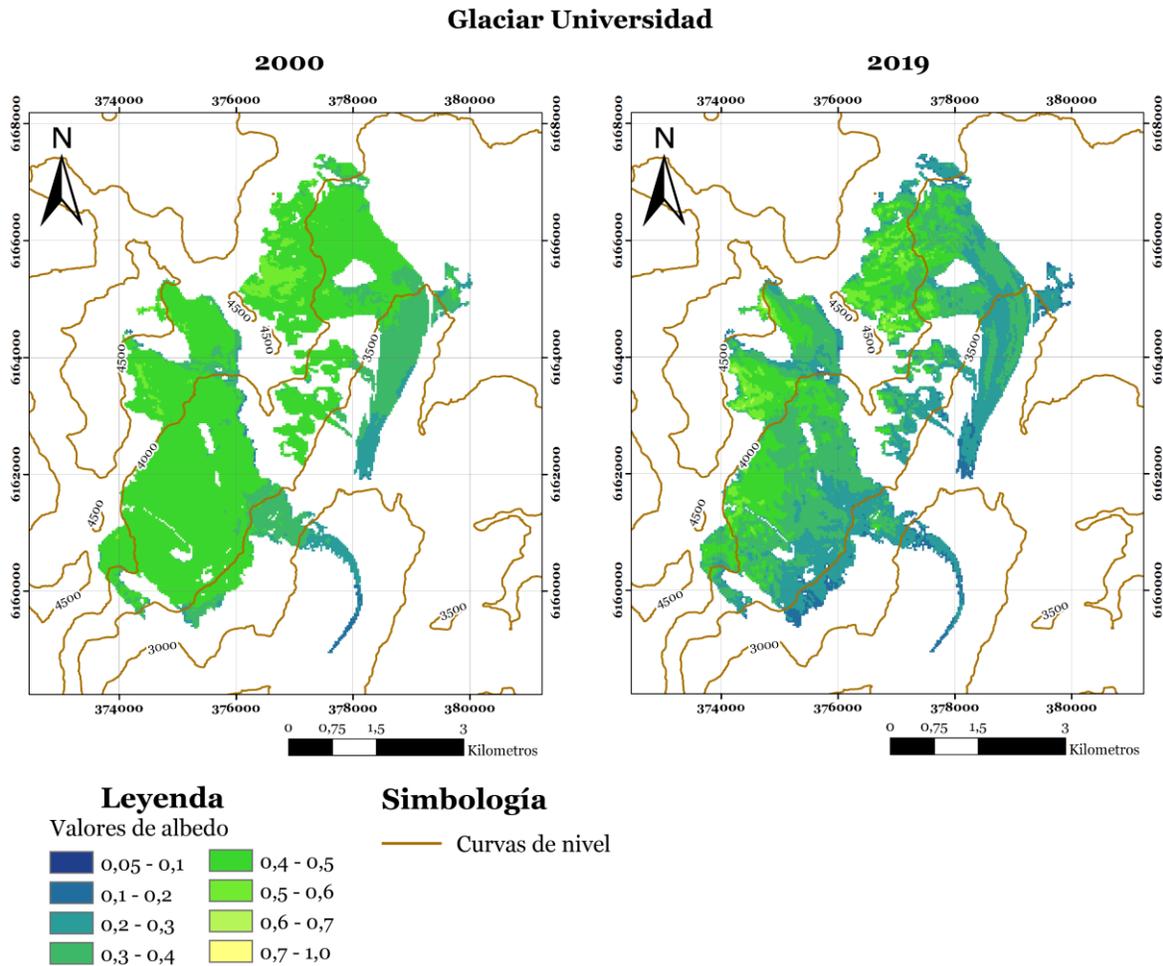


Figura 68: Glaciar Universidad, año 2000 y 2019. Cambio de valores de albedo según elevación. Fuente Elaboración propia.

En la Figura 68, en un período de 9 años se observa una diferencia considerable en el albedo del glaciar Universidad sobre la cota de 3500 m,s,n,m. En la escena del 2000, se presenta una acumulación de valores mayores a 0,4, con una predominancia de altos albedos (tonalidades verdes). En cambio, para la imagen del 2019, superada la misma elevación, se encuentran pixeles de 0,2 - 0,3 y a una cota superior a 3700 m,s,n,m se presentan de 0,4 o más. En cuanto a lo observado bajo los 3000 m,s,n,m, existen valores entre 0,2 y 0,3, que no son poco variables. Este contraste tiene relación con que la depositación de la nieve es variable en el tiempo.

Para ahondar en el cambio de albedo temporalmente y comprobar que esto también ocurre en otros glaciares, se muestran dos mapas del glaciar Cortaderal. Como se puede apreciar en la Figura 69, la segunda imagen, con tan solo 9 días de diferencia respecto a la primera, muestra un aumento considerable en el albedo.

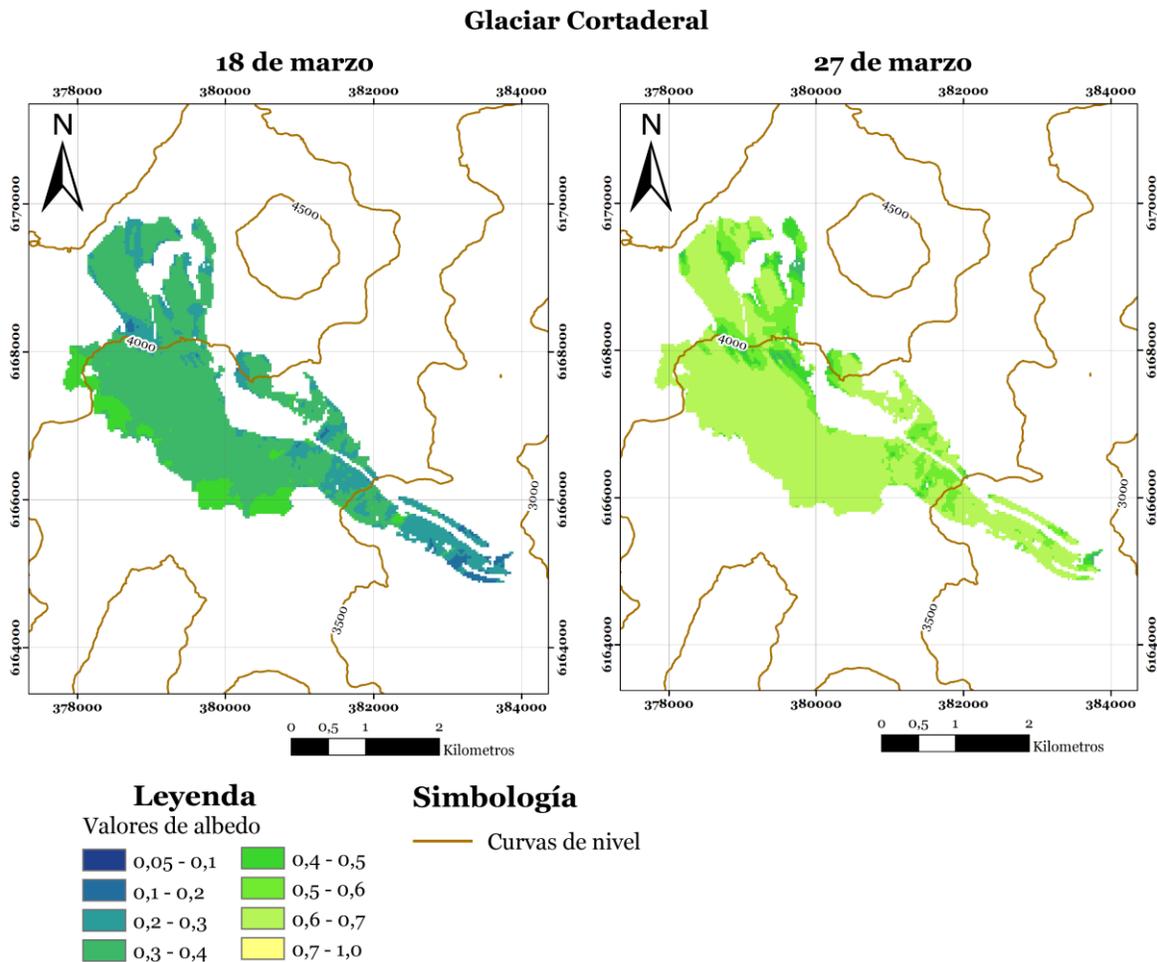


Figura 69: Albedo Glaciar Cortaderal, analizado para el 18 de marzo y para el 27 de marzo del año 2001, En el caso del mapa de la izquierda, se tiene un valor mínimo de albedo de 0,15 y valor máximo 0,47, En cambio para la imagen de la derecha, el valor mínimo de albedo es 0,26 y máximo de 0,64. Fuente: Elaboración propia.

Se reconoce en la Figura 69 que existe una diferencia sustancial de albedo. En la imagen del 18 de marzo, el promedio es de 0,34 y una desviación estándar de 0,06. Para la escena del día 27 del mismo mes, el promedio es 0,6 y la desviación estándar de 0,05. Este cambio abrupto se relaciona con la sensibilidad de la variable a las nevadas, ya que, una vez ocurrido un evento de caída de nieve, los valores de albedo aumentan rápidamente.

5.6.4. Orientación y exposición solar

La orientación y la exposición al sol son factores significativos en el comportamiento de los glaciares estudiados, ya que es posible establecer una relación directa entre estas variables y el albedo. En particular, en Juncal Norte y Sur, se puede observar esta diferencia (Figura 70), ya que se encuentran en la misma zona geográfica, en el mismo centro montañoso, y sin embargo presentan diferencias notorias en sus albedos.

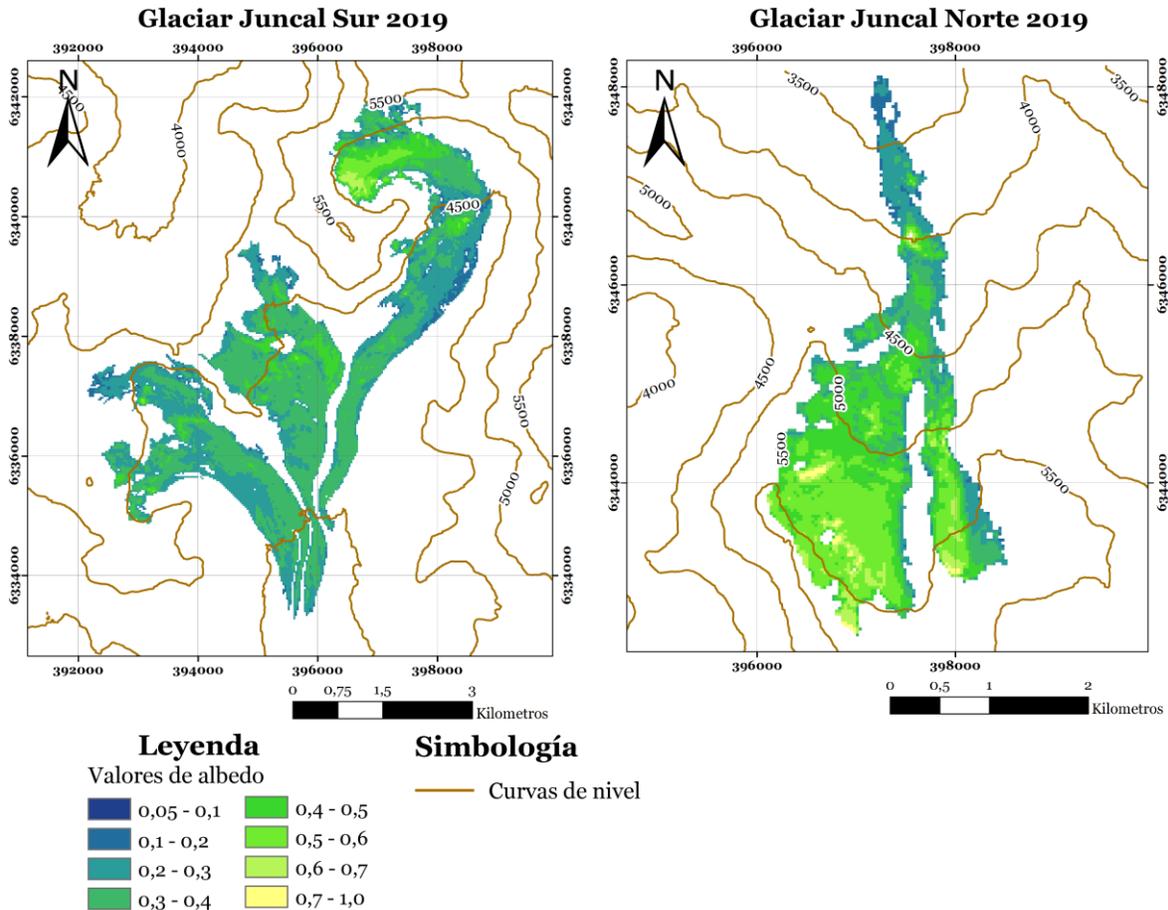


Figura 70: Glaciar Juncal Norte y Juncal Sur, año 2019, Valor máximo y mínimo de albedo glaciar Juncal Norte 0,85 y 0,14 respectivamente, Mientras que el Juncal Sur, valor máximo 0,69 y mínimo 0,13, Fuente: Elaboración propia.

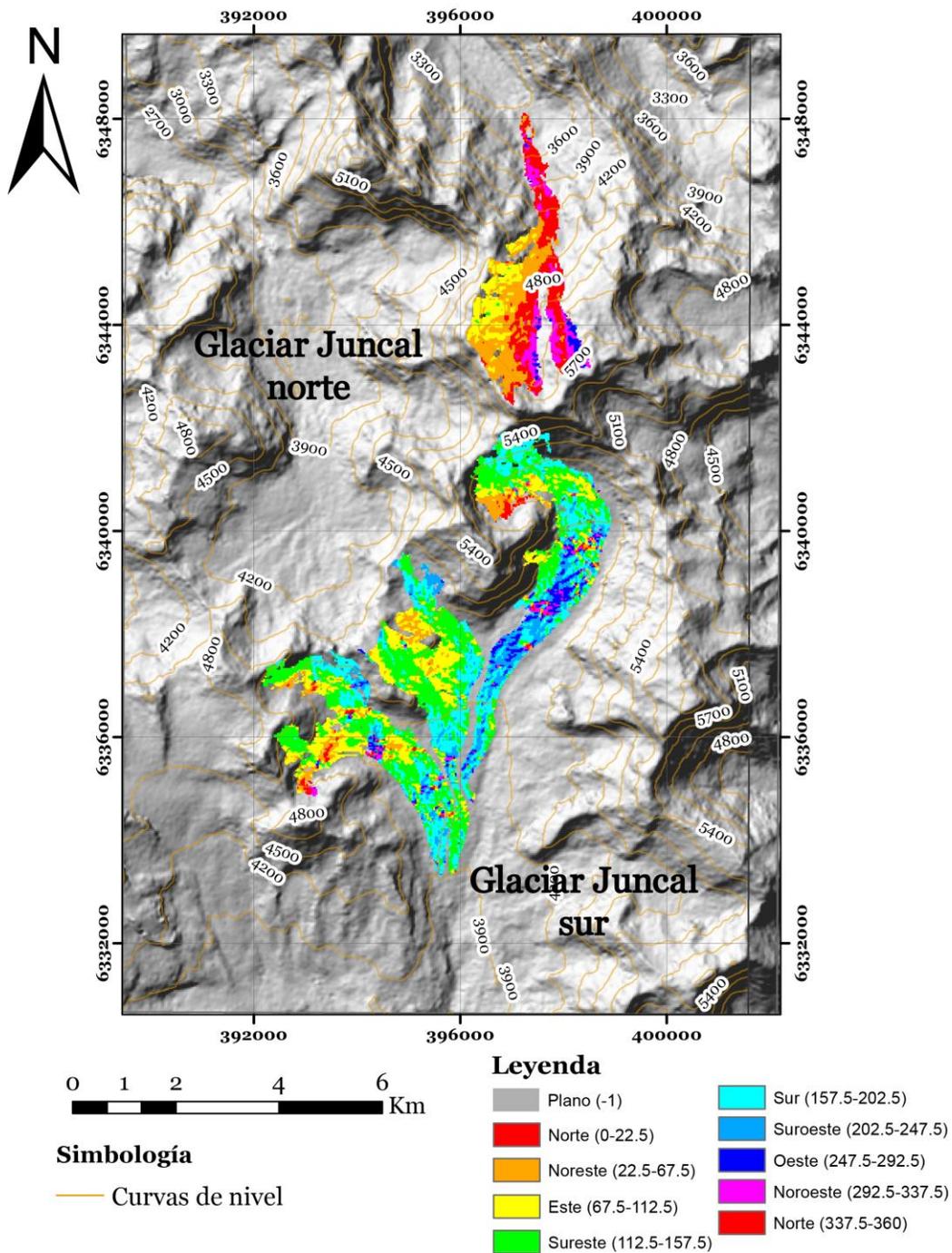


Figura 71: Exposición al sol, glaciares Juncales Norte y Sur. Fuente: Elaboración propia.

El glaciar Juncal Norte, además de presentar una orientación hacia al norte, se caracteriza por encontrarse en condiciones favorables en el sentido de sus

características topografías y la circulación del viento en el área [120] en comparación a Juncal Sur, lo que explica que la diferencia puede ser tan notoria. Es más, esta observación también se presenta de forma clara en el Cipreses Norte, donde en la parte norte presenta un albedo glaciario superior respecto a la sur. Lo anterior tiene sustento en estudios anteriores. Ayala (2017) concluyó, para Juncal Norte, que las altas tasas de derretimiento en los sitios de baja elevación y bajo albedo son producidas por una gran radiación neta de onda corta y altas temperaturas del aire asociadas con los vientos vespertinos del valle.

En base a lo expuesto anteriormente se infiere lo siguiente:

1. Los valores de albedo de los glaciares de la Zona Sur son mayores que de la Zona Centro-Norte. Esto se puede relacionar con que los glaciares de la parte sur tienen un área mayor que los del Norte, por lo que frente a procesos locales de la misma magnitud los glaciares de la Norte pueden ser más afectados que los de la Zona Sur.

2. El albedo en la parte superior se muestra muy dinámico en comparación a la zona inferior. Esto se explica por una mayor probabilidad de caída de precipitación nival en esta área producto de la ubicación de la isoterma cero, exhibiendo valores de albedo más altos y con mayor variabilidad que el promedio del glaciar [18].

3. El albedo superficial aumenta con la altitud en la zona de ablación y fluctúa considerablemente en la zona de acumulación, donde en algunos casos se presenta un aumento continuo o en otros una disminución de los valores. Estas condiciones también han sido expuestas en otros glaciares, como por ejemplo el glaciar Tapado, en la región de Coquimbo, Chile [18] o el glaciar Urumqi, en China [106].

4. El albedo depende de las características de cada región en particular en cuanto a las condiciones climáticas (ocurrencia de precipitación y temperatura), orográficas, topográficas, meteorológicas diarias y condiciones atmosféricas, tales como la cobertura de nubes y el ángulo de incidencia solar [18, 106, 107].

5. El factor de temporalidad es muy importante a la hora de calcular el albedo, ya que una variable de alta sensibilidad a nevadas por lo que cambios en las condiciones meteorológicas diarias que preceden a la adquisición de los datos satelitales pueden influir en el albedo de hielo desnudo, cambiando considerablemente en un período de tiempo muy corto [18, 23].

6. El albedo está directamente relacionado con la formación, distribución y características de la nieve. Es posible relacionar el comportamiento de esta variable con factores que generan patrones irregulares de acumulación nival tales como: el transporte de nieve por vientos, la cantidad de contaminantes, el transporte gravitacional, el tamaño del copo de nieve, la fusión de nieve y acumulación de agua, y la formación de penitentes [12, 18, 108].

5.7. Limitaciones del trabajo

A continuación, se detallan las principales limitaciones de este estudio:

La superficie glacial base para realizar este estudio es del año 2019. Lo que puede inducir a errores, ya que las áreas cambian cada año debido a procesos locales de depositación y transporte de nieve.

Debido a que se utilizaron imágenes satelitales gratuitas y su selección se basa en criterios de disponibilidad de escenas esto genera que existan gaps en los datos de albedo en el tiempo. Adicionalmente, las incertidumbres en el producto de albedo pueden ser causadas por los datos de entrada, como problemas en la saturación, la falta de la corrección topográfica [21] y la resolución utilizada en las imágenes satelitales [21].

En cuanto a los datos de precipitaciones y temperaturas en estaciones meteorológicas, la información es escasa y el registro es acotado, lo que es impedimento a la hora de correlacionar los datos de albedo y clima. Por otro lado, los datos de reanálisis, al ser modelos pueden estar sobreestimado o subestimando valores lo que también es un condicionante a la hora de relacionar estos datos con el albedo.

Existen limitaciones inherentes a la superficie, que se deben a que una imagen satelital no puede almacenar toda la información presente en un área real. Esto tiene dos causas, en primer lugar a que la nieve y el hielo no son superficies Lambertianas, esto quiere decir que la radiación reflejada varía por sobre todo el hemisferio visible [17, 18, 109] y en segundo lugar, de características propias de las condiciones del área relacionados a nubes, sombras y eventos topográficos que son difíciles de corregir [17, 18].

6. Conclusiones y recomendaciones

6.1. Conclusiones

Los resultados obtenidos muestran que este proyecto aporta a conocer el comportamiento del albedo en glaciares descubiertos de la Zona Central de Chile, lo que tiene estrecha relación con la evaluación de balances de masa. Al analizar los resultados de forma conjunta es posible concluir que:

1. Existe una tendencia a la reducción del albedo en los glaciares con un promedio de tasa de cambio de $-0,04$ (albedo/década) y un comportamiento ondulatorio en los datos de albedo. Con esta información es posible inferir un desplazamiento de la línea de equilibrio glacial [100].
2. El albedo al igual que los parámetros climáticos, presenta un comportamiento ondulatorio, con tendencia a la reducción al igual que las precipitaciones y opuesto al aumento de la temperatura durante el período de estudio.
3. La reducción general de albedo no se correlaciona únicamente con la mega sequía del período 2009-2019 [30, 31, 101], sino que es un proceso anterior, que habría comenzado al menos entre los años 1998-2001. No obstante, la mayoría de los glaciares muestran una tendencia a la disminución de albedo pronunciada en estos 10 últimos años, lo que se podría relacionar a los efectos de la mega-sequía que afecta a la Zona Central de Chile [30, 31, 101].
4. Las precipitaciones presentan una marcada relación directa con el albedo en el período de estudio. Por su parte, las temperaturas tienen una relación inversa leve con el albedo, que durante la sequía se vuelve más marcada.
5. La variabilidad del albedo no es correlacionable únicamente con las precipitaciones y temperaturas, sino que podría tener su origen en otros factores climáticos (viento, latitud, altitud), o no climáticos (características geomorfológicas: pendiente, orientación de ladera, hipsometría etc.).
6. Bajo las tendencias globales de aumento de temperaturas y disminución de precipitaciones se proyecta una disminución del albedo glacial y, por ende, una reducción del volumen de los glaciares [28].
7. El monitoreo a través de imágenes satelitales permite de una manera práctica y sencilla calcular el albedo en una superficie glacial, pero su utilización en modelos de balance de energía tiene que ser tomado con mesura [84].

6.2. Recomendaciones

1. No se recomienda utilizar la metodología desarrollada en este trabajo en cualquier glaciar, ya que pierde utilidad para glaciares cubiertos o de roca, debido a que estas superficies durante el periodo estudiado tienen un albedo prácticamente constante.
2. Se recomienda realizar un estudio similar para analizar la variabilidad de albedo durante un año con imágenes satelitales que tengan una mayor frecuencia y mayor resolución, con el fin de conocer cómo cambia el albedo según estacionalidad con mayor precisión.
3. Para mejorar este trabajo se recomienda generar un mapeo automatizado del área glacial a considerar para cada año, con el fin de evitar posibles errores asociados a límites de superficies. Adicionalmente, realizar un análisis estadístico de la significancia de la tendencia de albedo.
4. Es de importancia un monitoreo continuo de los glaciares en esta región, particularmente bajo un clima más cálido y seco. A pesar de la importancia regional de los glaciares, esta región aún permanece con datos escasos en términos de registros [19].

7. Bibliografía

- [1] GRUPO INTERGUBERNAMENTAL DE EXPERTOS SOBRE EL CAMBIO CLIMÁTICO. Cambio climático 2014: Informe de síntesis. 2014.
- [2] BERLAND, Alexander. 2016. Glaciares Chilenos : Reservas de agua estratégicas amenazadas. Chile Sustentable. : 1–22.
- [3] ROCHA, Alexis Segovia y GIERING, Yohann Videla. 2017. Caracterización glaciológica de Chile Glaciological characterization of Chile. 24: 3–24.
- [4] DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS & CENTRO DE ESTUDIOS CIENTÍFICOS DGA-CECS. 2009. Estrategia Nacional de Glaciares, Fundamentos. (Informe S.I.T. N°205). Ministerio de Obras Públicas. República de Chile. [en línea]. : 290. ISSN 00370738. 10.1016/S0037-0738(00)00042-7
- [5] CENTRO DE ESTUDIOS CIENTÍFICOS. 2011. Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. : 53.
- [6] RIVERA, Andrés, CASASSA, Gino, ACUÑA, César y LANGE, Heiner. 2000. Variaciones recientes de glaciares en Chile. Investigaciones Geográficas [en línea]. 0(34): Pág. 29-60. ISSN 0719-5370. 10.5354/0719-5370.2000.27709
- [7] MEZA FJ, VICUNA S, GIRONÁS J, POBLETE D, SUÁREZ F, Oertel M. 2015. Water–food–energy nexus in Chile: the challenges due to global change in different regional contexts. Water International 40(5–6): 839–855. DOI:10.1080/02508060.2015.10877.
- [8] BOISIER JP, RONDANELLI R, GARREAUD RD, Muñoz F. 2015. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent mega-drought in central Chile. Geophysical Research Letters DOI:10.1002/2015GL067265.
- [9] CARRASCO JF, OSORIO R, Casassa G. 2008. sin fecha. Secular trend of the equilibriumline altitude on the western side of the southern Andes, derived from radiosonde and surface observations. Journal of Glaciology 54 (186). : 538–550.
- [10] CARRASCO JF, CASASSA G, Quintana J. 2005. Changes of the 0 °C isotherm and the equilibrium line altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. Hydrological Sciences Journal 50(6): 37–41. DOI:10.1623/hysj.2005.50.6.933.
- [11] AYALA, A., PELLICCIOTTI, F., MACDONELL, S., MCPHEE, J., AND BURLANDO, P. 2017. Patterns of glacier ablation across north-central Chile: Identifying the limits of empirical melt models under sublimation-favorable conditions. Water Resources Research. : 5601–5625.
- [12] MCPHEE, J. 2000. Hidrología de Nieves. Curso, Apuntes Hidrología, C I [en línea]. (35). ISSN 0071-1713. 10.4067/S0071-17132000003500023
- [13] RIVERA, Andrés, BOWN, Francisca, NAPOLEONI, Felipe, MUÑOZ, Camilo y VIULLE, Mathias. 2016. Manual Balance de Masa Glaciar. Centro de Estudios Científicos, University at Albany, Staten University of New York. : 203.
- [14] CUFFEY K. M. AND PATERSON. 2010. W.S. B.: The Physics of Glaciers.
- [15] COGLEY, J. HOCK, R., RASMUSSEN, L., ARENDT, A., BAUDER, A., BRAITHWAITE, R., JANSSON, P. y KASER, G., MÖLLER, M., NICHOLSON, L., AND ZEMP, M. 2011. Glossary of glacier mass balance and related terms.

International Hydrological Programme (IHP) of the United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization (UNESCO).

- [16] DEWALLE, D. R. y RANGO, A. 2008. Principles of snow hydrology. Cambridge University Press.
- [17] CORRIPIO, J. G. 2004. Snow surface albedo estimation using terrestrial photography. *International journal of remote sensing*, 24(24): 5705–5729.
- [18] ROMÁN, N. 2018. Obtención de albedo para el glaciar - tapado, región de coquimbo, Chile. b.n. 37 p.
- [19] PELLICCIOTTI, F., RAGETTLI, S., CARENZO, M. y MCPHEE, J. 2014. Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment* [en línea]. 493: 1197–1210. ISSN 18791026. 10.1016/j.scitotenv.2013.10.055
- [20] CENTRO DE ESTUDIOS CIENTÍFICOS. 2015. INFORME MENSUAL DE ALBEDO, DICIEMBRE DE 2014 PLAN DE MONITOREO DE GLACIARES PROYECTO PASCUALAMA.
- [21] NAEGELI, Kathrin, HUSS, Matthias y HOELZLE, Martin. 2019. Change detection of bare-ice albedo in the Swiss Alps. *Cryosphere* [en línea]. 13(1): 397–412. ISSN 19940424. 10.5194/tc-13-397-2019
- [22] LIANG, Shunlin. 2001. Narrowband to broadband conversions of land surface albedo I Algorithms. 76(2000): 213–238.
- [23] NAEGELI, K., DAMM, A., HUSS, M., WULF, H., SCHAEPMAN, M., AND HOELZLE, M. 2017. Cross-comparison of albedo products for glacier surfaces derived from airborne and satellite (Sentinel-2 & Landsat 8) optical data. *Remote Sensing*. 9: 1–22.
- [24] CIFUENTES, Luis Abdón y MEZA, Francisco Javier. 2008. Cambio climático: consecuencias y desafíos para Chile. *Temas de la Agenda Pública*, Pontificia Universidad Católica de Chile, Vicerrectoría de Comunicaciones y Asuntos públicos. : 22.
- [25] SÁEZ, Néstor. 2018. Estimación de los efectos del cambio climático en la extensión y volumen de los glaciares Grey, Tyndall y Dickson, en el periodo 1998-2017. Proyecto de Título , Universidad de Concepción [en línea]. ISSN 0187-893X. 10.22201/fq.18708404e.2004.3.66178
- [26] CLIMATE CHANGE INSTITUTE. Climate Reanalyzer. University of Maine [en línea]. <https://climatereanalyzer.org/reanalysis/monthly_maps/> [consulta: 24 noviembre 2019].
- [27] INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE (IPCC). 2013. Resumen para responsables de políticas en: Cambio Climático 2013: Bases físicas. Contribución del Grupo de trabajo I al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido y Nueva York, NY, Estados Unidos de América.
- [28] DUSSAILLANT, I., BERTHIER, E., BRUN, F., MASIOKAS, M., HUGONNET, R., FAVIER, V., RABATEL, A., PITTE, P. y RUIZ, L. 2019. Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience* [en línea]. 12(10): 802–808. ISSN 1752-0894. 10.1038/s41561-019-0432-5
- [29] PEREIRA, L.S.; CORDERY, I. & IACOVIDES y I. 2009. Coping with Water Scarcity.

Addressing the Challenges.

- [30] GONZÁLEZ-REYES, Álvaro. 2016. Ocurrencia de eventos de sequías en la ciudad de Santiago de Chile desde mediados del siglo XIX 1. 32: 21–32.
- [31] CENTRO DE CIENCIA DEL CLIMA Y LA RESILIENCIA. 2015. Informe a la Nación La megasequía 2010-2015 : Una lección para el futuro. : 28.
- [32] FALVEY, Mark y GARREAUD, Rene D. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research Atmospheres* [en línea]. 114(4). ISSN 01480227. DOI10.1029/2008JD010519
- [33] AGUIRRE, F., CARRASCO, J., SAUTER, T., SCHNEIDER, C., ..., CASASSA, G. 2018. Snow cover change as a climate indicator in Brunswick Peninsula, Patagonia. *Frontiers in Earth Science*, 6(September). : 130.
- [34] BURGER, F., BROCK, B., Y MONTECINOS, A. 2018. Seasonal and elevational contrasts in temperature trends in Central Chile between 1979 and 2015. *Global and Planetary Change*. 162(Januar): 136–147.
- [35] MPODOZIS, C. y RAMOS, V.A. 1989. The Andes of Chile and Argentina, In: Eriksen, G.E., Cañas, M.T. and Reintmund, J.A. (Editors). *Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources. Earth Sciences Series*, Houston, Texas. 11: 59–90.
- [36] PARDO-CASAS, F. y MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates since late cretaceous time. *Tectonics* 6(3). : 233– 284.
- [37] SOMOZA, R. 1998. Updated Nazca (Farallón) – South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*. 11(Nº3): 211–215.
- [38] MEADE, B. y CONRAD, C.P. Andean growth and the deceleration of South American subduction: Time evolution of a coupled orogen-subduction system. 2008.
- [39] DEMETS, C., GORDON, R., ARGUS, D. y STEIN, S. 1994. Efect of recent revision to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motion. *Res. Lett.* 21. (2191–2194).
- [40] VIGNY, C., RUDLOGG, A., RUEGG, J., MADARIAGA, R., CAMPOS, J. y ALVAREZ, M. 2009. Upper plate deformation measured by GPS in the Coquimbo Gap, Chile. *Physics of The Earth and Planetary Interiors*. (175 (1–2)): 86–95.
- [41] FOCK, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Memoria para optar al título de Geólogo, Universidad de Chile. b.n. 235 p.
- [42] CEMBRANO, J. y LARA, L. 2009. The link between volcanism and tectonics in the southern volcanic zone of the Chilean Andes: a review. *Tectonophysics*. 471(1): 96–113.
- [43] YÁÑEZ, G., CEMBRANO, J., PARDO, M., RANERO, C., & SELLES, D. 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34 S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*. 15(1): 23–28.
- [44] ÁLVAREZ, P.P, GODOY, E. y SELLES, D. 2000. Geología de la región del río Colorado, Andes principales de Chile (33° 25' S). *Actas IX Congreso Geológico*

Chileno, Puerto Varas. 1: 736–740.

- [45] ÁLVAREZ, P. GODOY, E., GIAMBIAGI, L. 1999. Estratigrafía de la Alta Cordillera de Chile Central a la latitud del Paso Piuquenes. En Congreso Geológico Argentino. (14): 55.
- [46] ÁLVAREZ, P, AGUIRRE- URRETA, M, GODOY, E y RAMOS, E. 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). Actas VIII Congreso Geológico Chileno. 1: 425–429.
- [47] CHARRIER, R, ÁLVAREZ, P y ZURITA, E. 2009. Charrier, R., Álvarez, P., Zurita, E., 2002b. Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del Río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34° 30' S). Actas XV Congreso Geológico Argentino, El Calafate. 1(b): 479–484.
- [48] KLOHN, C. 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín 8. : 95.
- [49] THIELE, R. 1980. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile N°29. b.n. 21 p.
- [50] CHARRIER, R, WYSS, A.R., FLYNN, J.J., SWISHER, C.C, NORELL, M.A., ZAPATTA, F., MCKENNA, M.C. y NOVACEK, M.J. 1996. New evidence for late Mesozoic-early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. 9(5): 393–422.
- [51] CHARRIER, R., BAEZA, O., ELGUETA, S., FLYNN, J. J., GANS, P., KAY, S. M y ZURITA, E. 2002. Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J. J., Gans, P., Kay, S. M., . . . Zurita, E. (2002). Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*. 15: 117–139.
- [52] AGUIRRE, L. 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile. (9): 70.
- [53] NYSTRÖM, J. O., PARADA, M. A., & VERGARA, M. 1993. Sr-Nd isotope compositions of Cretaceous to Miocene volcanic rocks in central Chile: A trend toward a MORB signature and a reversal with time. *Second International Symposium on Andean Geodynamics*. Oxford: Ex: 411–414.
- [54] JARA, P y CHARRIER, R. 2014. Nuevos antecedentes estratigráficos y geocronológicos para el Meso-Cenozoico de la Cordillera Principal de Chile entre 32° y 32° 30'S: Implicancias estructurales y paleogeográficas. *Andean Geology*. 41(1): 174–209.
- [55] GODOY, E., YAÑEZ, G., & VERA, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplift of its superimposed Miocene magmatic arc, Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidence. *Tectonophysics* 306. : 217-326.
- [56] GONZÁLEZ, O. 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*s, Santiago. 17(81): 20–61.
- [57] TAVERA, J. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, Inédito. 1968
- [58] HALLAM, A, BIRÓ-BAGÓCZKYL, L y PÉREZ, E. 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Tithonian– Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile,

- and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, 123 (4). : 425–435.
- [59] VERGARA, M y NYSTRÖM, J.O. 1996. Geochemical features of Lower cretaceous back-arc lavas in the Andean Cordillera, Central Chile (31°-34°S). *Revista Geológica Chilena*, 23 (1). : 97–106.
- [60] BIRÓ, L. 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. b.n. 118 p.
- [61] AGUIRRE, L. 1970. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, 9. : 70.
- [62] RIVANO, S., GODOY, E., VERGARA, M y VILLARROEL, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34° S). *Revista Geológica de Chile*, 17 (2). : 205–214.
- [63] DRAKE, R., CHARRIER, R., THIELE, R., MUNIZAGA, F., PADILLA, H., VERGARA, M. 1982. Distribución y edades K-Ar de volcanitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32° y 36°S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. *Actas III Congreso Geológico Chileno*, Concepción, 2, D42-D78.
- [64] SELLÉS, D. 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33°15'-33°30' S; 70°30'-70°45' O), Chile Central. *Estratigrafía y geoquímica*. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. b.n. 154 p.
- [65] KAY, S.M, GODOY, E y KURTZ, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*. 117(1): 67–88.
- [66] THIELE, R y KATSUI, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de Los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago, 35. : 23.
- [67] KURTZ, A., KAY, S.M., CHARRIER, R., FARRAR, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, 2. 24(1): 75-90.
- [68] DECKART, K., CLARK, A.H., AGUILAR, C., VARGAS, R. 2005. Magmatic y hydrothermal chronology of the supergiant Río Blanco Porphyry Copper Deposit, Central Chile: Implications of an integrated UPb y 40Ar-39Ar database. *Economic Geology*, 100. : 905–934.
- [69] DECKART, K y GODOY, E. 2006. Barren Igneous Intrusives in The Central Andes: U-Pb y Nd-Hf Isotope Geochemistry. *Short Papers*, V-SSAGI, Punta del Este, Uruguay. : 349-351.
- [70] CHIU, D. 1991. Geología del relleno Cuaternario de las hoyas de los ríos Yeso, Volcán y Maipo, este último entre las localidades de Guayacán y Los Queltehues, Región Metropolitana. Tesis (Geólogo). Santiago. Universidad de Chile, Departamento de Geología. b.n. 111 p.
- [71] SEPÚLVEDA, S.A., ASTROZA, M., KAUSEL, E., CAMPOS, J., CASAS, E.A., REBOLLEDO, S., VERDUGO, R. 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Earthquake Engineering*. 12: 432 – 455.
- [72] ANTINAO, JI y GOSSE, J. 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of

- Chile (32°-34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology*, 104 (3-4), 117 - 133. *Geomorphology*, 104 (3-4). : 117-133.
- [73] MORENO, H, THIELE, R y VARELA, J. Estudio Geológico y de Riesgos Volcánico y de Remoción en Masa del Proyecto Hidroeléctrico Alfalfal II y Las Lajas (Technical Report). CHILGENER S.A., Santiago. 1991
- [74] DIRECCIÓN GENERAL DE AGUA (DGA). 2015. Inventario Nacional de Glaciares.
- [75] LLIBOUTRY, L. 1956. Nieves y glaciares de Chile. Fundamentos de Glaciología. Ediciones de la Universidad de Chile, Santiago. : 471.
- [76] RIVERA, A., C. ACUÑA, G. CASASSA & F. BOWN. 2002. Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*. 34: 367-372.
- [77] BOWN, Francisca, RIVERA, Andrés y ACUÑA, César. 2008. Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology* [en línea]. 48: 43-48. ISSN 02603055. 10.3189/172756408784700572
- [78] LE QUESNE, C., ACUÑA, C., BONINSEGNA, J.A., RIVERA, A., BARICHIVICH, J. 2009. Long- term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 281(3-4): 334-344.
- [79] MALMROS, J.K., MERNILD, S.H., WILSON, R., YDE, J.C., FENSHOLT, R. 2016. Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955-2013/14. *J. Glaciol.* 62(232): 291-401.
- [80] RUIZ PEREIRA, Sebastian Felipe y VEETIL, Bijeesh Kozhikkodan. 2019. Glacier decline in the Central Andes (33°S): Context and magnitude from satellite and historical data. *Journal of South American Earth Sciences* [en línea]. 94(March): 102249. ISSN 08959811. 10.1016/j.jsames.2019.102249
- [81] BURGER, Flavia, AYALA, Alvaro, FARIAS, David, SHAW, Thomas E., MACDONELL, Shelley, BROCK, Ben, MCPHEE, James y PELLICCIOTTI, Francesca. 2019. Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology. *Hydrological Processes* [en línea]. 33(2): 214-229. ISSN 10991085. 10.1002/hyp.13354
- [82] CENTRO DE CIENCIA DEL CLIMA Y LA RESILIENCIA. EXPLORADOR CLIMÁTICO [en línea]. <<http://explorador.cr2.cl/>> [consulta: 3 octubre 2019].
- [83] EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER FORECASTS. ERA5 | ECMWF [en línea]. <<https://www.ecmwf.int/en/forecasts/datasets/reanalysis-datasets/era5>> [consulta: 7 junio 2019].
- [84] DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS & CENTRO DE ESTUDIOS AVANZADOS EN ZONAS ÁRIDAS. 2015. Modelación del balance de masa y descarga de agua en glaciares del Norte Chico y Chile Central (Informe S.I.T N°382). : 276.
- [85] INSTITUTO GEOGRÁFICO AGUSTÍN CODAZZI. 2013. Descripción y Corrección de Productos Landsat 8 LDCM (Landsat Data Continuity Mission). 36-39 p.
- [86] DOZIER, J. 1989. Spectral signature of alpine snow-cover from the Landsat ThematicMapper. *Remote Sensing of Environment*. 28: 9 - 22.
- [87] HALL, D.K., RIGGS, G.A., SALOMONSON, V.V. 1995. Development of methods for mapping global snow-cover using moderate resolution spectroradiometer data.

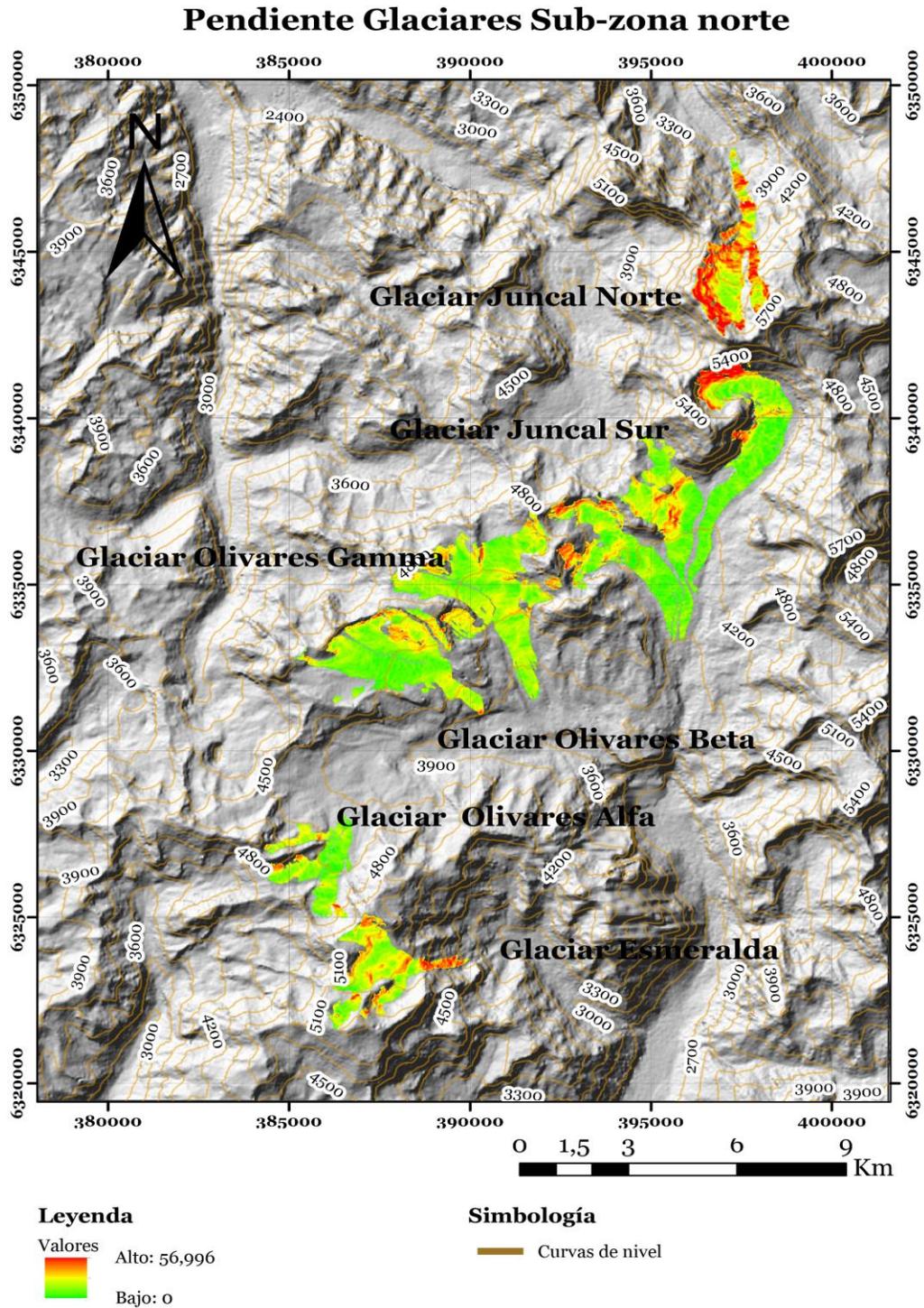
- Remote Sensing of Environment. 54: 127–140.
- [88] HERRERA, M. 2016. Estimación de las altitudes de las líneas de equilibrio en glaciares de montaña para el último ciclo glacial-interglacial en los Andes de Santiago, Chile Central. b.n. 202 p.
- [89] KRUSE, F, LEFKOFF, A, BOARDMAN, J, HEIDEBRECHT, K, SHAPIRO, A, BARLOON, P y GOETZ, A. 1993. The spectral image processing system (SIPS) — Interactive visualization and analysis of imaging spectrometer data. Remote Sensing of Environment. 44: 145–163.
- [90] NAEGELI, Kathrin, DAMM, Alexander, HUSS, Matthias, SCHAEPMAN, Michael y HOELZLE, Martin. 2015. Remote Sensing of Environment Imaging spectroscopy to assess the composition of ice surface materials and their impact on glacier mass balance. Remote Sensing of Environment [en línea]. 168: 388–402. ISSN 0034-4257. 10.1016/j.rse.2015.07.006
- [91] ATTAL, M. y HURST, M. 2010. How to extract a river profile from a DEM using ArcMap, online pdf.
- [92] KELLER, E.A. y PINTER, N. 1996. Active Tectonics: Earthquakes, Uplift, and Landscape. Prentice-Hall, Inc., Upper Saddle River, New Jersey, USA. : 338.
- [93] USGS. EarthExplorer - Home [en línea]. <<https://earthexplorer.usgs.gov/>> [consulta: 26 abril 2019].
- [94] 2013. ESA - Eduspace ES - Cambio global - Propiedades ópticas del hielo y la nieve.
- [95] OSTU, N. 1979. A Threshold Selection Method from Gray-Level Histograms. IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics. 9(1): 62–66.
- [96] ZELTNER, Noah. 2016. Using the Google Earth Engine for Global Glacier Change Assessment. b.n. 81 p.
- [97] RAGETTLI, S., CORTÉS, G., MCPHEE, J. y PELLICCIOTTI, F. 2014. An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds. Hydrological Processes [en línea]. 28(23): 5674–5695. ISSN 10991085. 10.1002/hyp.10055
- [98] DUMONT, M, SIRGUEY, P, ARNAUD, Y y SIX, D. 2011. The Cryosphere Monitoring spatial and temporal variations of surface albedo on Saint Sorlin Glacier (French Alps) using terrestrial photography. The Cryosphere [en línea]. 5: 759–771. 10.5194/tc-5-759-2011
- [99] AYALA, A, PELLICCIOTTI, F, MACDONELL, S, MCPHEE, J, VIVERO, S, CAMPOS, C y EGLI, P. 2016. Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile [en línea]. 4058(August): 4036–4058. 10.1002/hyp.10971
- [100] PLUMMER, C. C., CARLSON, D. H., & HAMMERSLEY, L. 2016. Physical geology. Fifteenth.
- [101] CR2. 2019. El Antropoceno en Chile: evidencias y formas de avanzar.
- [102] BOISIER, Juan P, ALVAREZ-GARRETON, Camila, CORDERO, Raúl R, DAMIANI, Alessandro, GALLARDO, Laura, GARREAUD, René D, LAMBERT, Fabrice, RAMALLO, Cinthya y ROJAS, Maisa. 2018. Anthropogenic drying in central-southern Chile evidenced by long-term observations and climate model simulations.
- [103] LIVERMORE, Philip W. y JACKSON, Andrew. 2004. Trends of daily precipitation

concentration in Central-Southern Chile. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* [en línea]. 460(2045): 1453–1476. ISSN 01698095. 10.1016/j.atmosres.2018.09.005

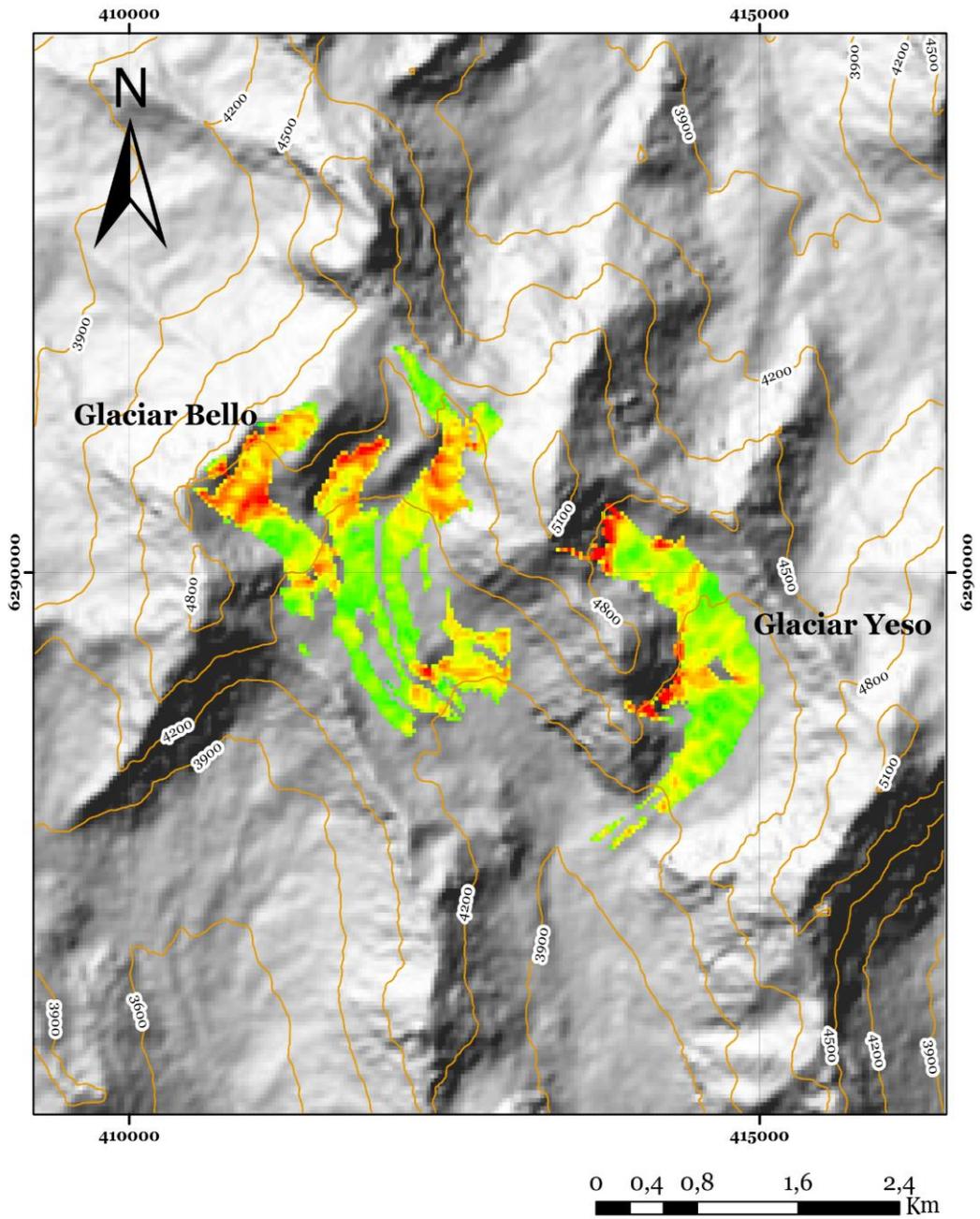
- [104] CHANGE, Planetary, BURGER, F, BROCK, B y MONTECINOS, A. 2018. elevational contrasts in temperature trends in Central Chile between 1979 and 2015 . *Global version* was downloaded from Link : access the University ' s research output . Copyright © and moral rights for items on NRL are permission or charge , provided th. *Global and Planetary Change* [en línea]. 162: 136–147. ISSN 0921-8181. 10.1016/j.gloplacha.2018.01.005
- [105] MOUSTAFA, S. E., RENNERMALM, A. K., SMITH, L. C., MILLER, M. A., MIODUSZEWSKI, J. R., KOENIG, L. S., HOM, M. G. y SHUMAN, C. A. 2015. Multi-modal albedo distributions in the ablation area of the southwestern Greenland Ice Sheet. *Cryosphere* [en línea]. 9(3): 905–923. ISSN 19940424. 10.5194/tc-9-905-2015
- [106] YUE, Xiaoying, ZHAO, J U N, LI, Zhongqin, ZHANG, Mingjun, FAN, J I N, WANG, L I N y WANG, Puyu. 2017. Spatial and temporal variations of the surface albedo and other factors influencing Urumqi Glacier No . 1 in Tien Shan , China. *Journal of Glaciology* [en línea]. 63(241): 899–911. 10.1017/jog.2017.57
- [107] GEOESTUDIOS LTDA. 2008. MANUAL DE GLACIOLOGIA . VOLUMEN N°2 Apuntes de clases. : 341.
- [108] BROCK, Ben W., WILLIS, Ian C. y SHARP, Martin J. 2006. Measurement and parameterization of aerodynamic roughness length variations at Haut Glacier d’Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology* [en línea]. 52(177): 281–297. ISSN 00221430. 10.3189/172756506781828746
- [109] LYAPUSTIN, A., GATEBE, C. K., KAHN, R., BRANDT, R., REDEMANN, J., RUSSELL, P., KING, M. D., PEDERSEN, C. A., GERLAND, S., POUDYAL, R., MARSHAK, A., WANG, Y., SCHAAF, C., HALL, D. y KOKHANOVSKY, A. 2010. Analysis of snow bidirectional reflectance from ARCTAS spring-2008 campaign. *Atmospheric Chemistry and Physics* [en línea]. 10(9): 4359–4375. ISSN 16807316. 10.5194/acp-10-4359-2010
- [110] SELLÉS, D., GANA, P. 2001. Geología del área Talagante-San Francisco de Mostazal: Regiones Metropolitana y del Libertador General Bernardo O’Higgins, Escala 1:100.000. SERNAGEOMIN, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, N° 74.

8. Anexos

a. Mapas de pendiente según zonas geográficas.



Pendiente Glaciares Sub-zona centro



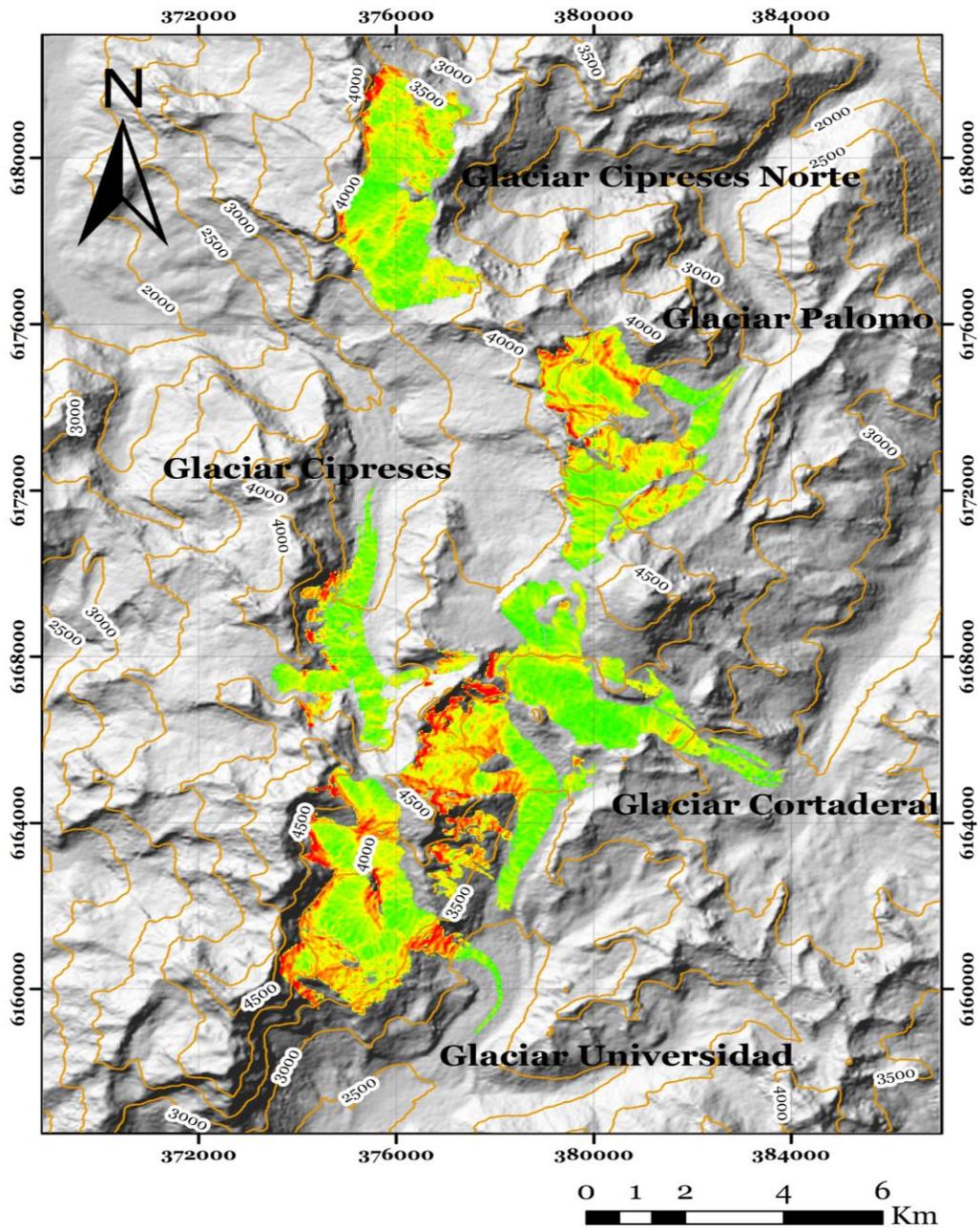
Leyenda

Valores
Alto: 49,474
Bajo: 0

Simbología

Curvas de nivel

Pendiente Glaciares Sub-zona sur



Leyenda

Valores
Alto: 70,3179
Bajo: 0

Simbología

— Curvas de nivel

b. Línea de equilibrio glacial en base a hipsometría

Glaciar	Sub área	%		
		60	65	67
		Elevación (m)		
Juncal Norte	Norte	5118	5013	4970
Juncal Sur	Norte	4437	4399	4384
Esmeralda	Norte	5000	4954	4936
Olivares Alfa	Norte	4618	4599	4591
Olivares Beta	Norte	4611	4589	4580
Olivares Gamma	Norte	4677	4232	4055
Bello	Centro	4468	4446	4437
Yeso	Centro	4414	4391	4381
Universidad	Sur	3731	3680	3660
Palomo	Sur	3871	3842	3830
Cipreses	Sur	3683	3654	3642
Cipreses Norte	Sur	3772	3753	3746
Cortaderal	Sur	3884	3855	3843

c. Valores del índice NIR

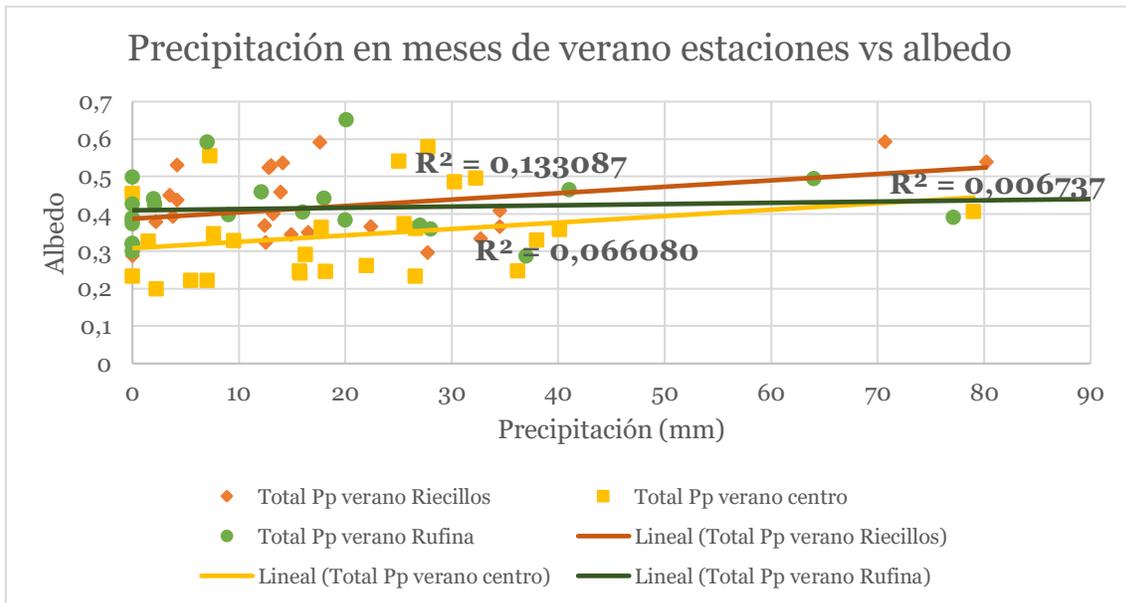
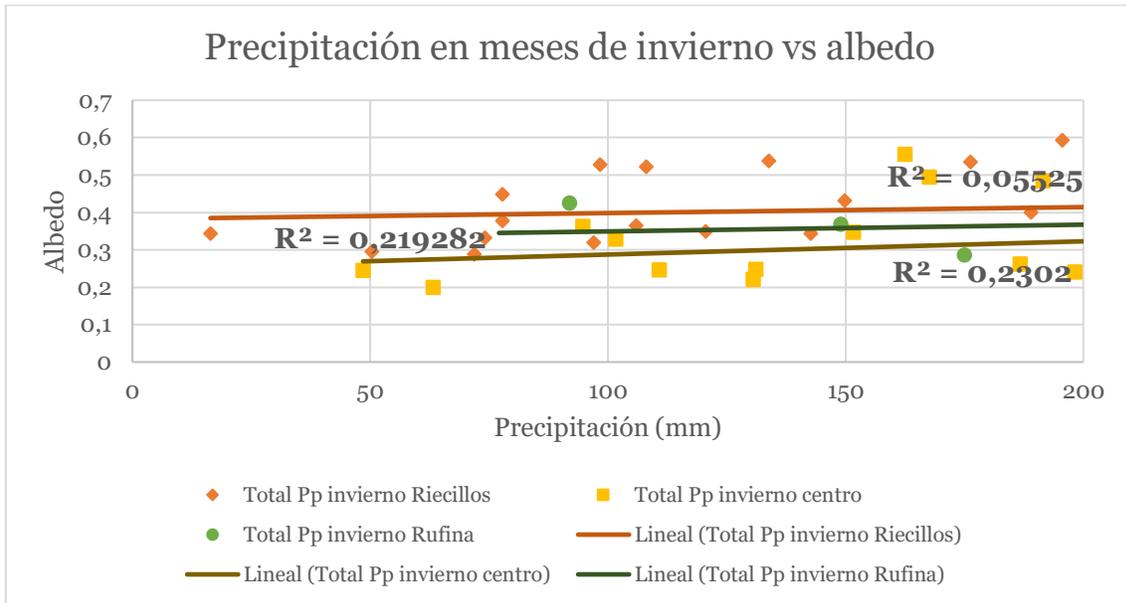
Glaciar	Promedio índice	Mediana índice	Desviación estándar
Esmeralda	0,534	0,524	0.094
Juncal Norte	0,521	0,504	0.095
Juncal Sur	0,474	0,459	0.092
Olivares Alfa	0,616	0,613	0.075
Olivares Beta	0,459	0,456	0.063
Olivares Gamma	0,505	0,511	0.060
Yeso	0,469	0,471	0.064
Bello	0,475	0,475	0.064
Palomo	0,526	0,521	0.067
Cipreses Norte	0,529	0,531	0.085
Cipreses	0,491	0,484	0.043
Cortaderal	0,437	0,449	0.053
Universidad	0,507	0,494	0.072

d. Albedo en la zona de acumulación y ablación glacial

Glaciar	Zona del glaciar	1989	1991	1992	1993	1995	1996	1998	1999	2000	2001	2002
Cipreses	Ablación	0,311	0,279	0,299	0,264	0,247	0,256	0,328	0,291	0,273	0,281	0,332
Cipreses norte	Ablación	0,342	0,269	0,379	0,361	0,333	0,304	0,396	0,314	0,338	0,352	0,403
cortaderal	Ablación	0,363	0,270	0,345	0,311	0,282	0,287	0,375	0,302	0,293	0,330	0,349
Palomo	Ablación	0,331	0,228	0,329	0,313	0,323	0,299	0,365	0,311	0,292	0,289	0,349
Universidad	Ablación	0,373	0,263	0,343	0,321	0,308	0,300	0,349	0,292	0,265	0,320	0,498
Esmeralda	Ablación	0,370	0,305	0,340	0,380	0,364	0,361	0,402	0,327	0,320	0,314	0,310
Juncal Norte	Ablación	0,347	0,268	0,247	0,275	0,354	0,306	0,295	0,258	0,262	0,260	0,236
Juncal Sur	Ablación	0,270	0,283	0,198	0,258	0,246	0,233	0,273	0,220	0,226	0,229	0,233
Olivares Alfa	Ablación	0,248	0,200	0,182	0,256	0,226	0,265	0,342	0,285	0,381	0,222	0,290
Olivares Beta	Ablación	0,322	0,279	0,289	0,361	0,310	0,271	0,431	0,310	0,343	0,304	0,306
Olivares Gamma	Ablación	0,269	0,219	0,233	0,260	0,247	0,257	0,362	0,220	0,279	0,245	0,252
Bello	Ablación	0,197	0,123	0,116	0,137	0,126	0,144	0,251	0,169	0,204	0,152	0,212
Yeso	Ablación	0,221	0,188	0,106	0,195	0,186	0,110	0,323	0,191	0,243	0,210	0,201
Cipreses	Acumulación	0,495	0,397	0,493	0,521	0,476	0,465	0,538	0,419	0,435	0,469	0,556
Cipreses norte	Acumulación	0,462	0,388	0,503	0,520	0,486	0,452	0,548	0,436	0,419	0,457	0,568
Cortaderal	Acumulación	0,459	0,376	0,486	0,483	0,417	0,439	0,516	0,423	0,384	0,445	0,541
Palomo	Acumulación	0,465	0,388	0,525	0,529	0,478	0,466	0,579	0,447	0,412	0,467	0,574
Universidad	Acumulación	0,536	0,412	0,513	0,521	0,479	0,473	0,548	0,456	0,410	0,476	0,540
Esmeralda	Acumulación	0,463	0,465	0,471	0,506	0,496	0,496	0,628	0,436	0,461	0,399	0,502
Juncal Norte	Acumulación	0,487	0,496	0,541	0,556	0,602	0,592	0,660	0,471	0,465	0,455	0,527
Juncal Sur	Acumulación	0,392	0,391	0,330	0,460	0,432	0,386	0,585	0,371	0,391	0,351	0,386
Olivares Alfa	Acumulación	0,358	0,322	0,334	0,457	0,375	0,343	0,600	0,362	0,421	0,309	0,390
Olivares Beta	Acumulación	0,389	0,375	0,354	0,473	0,406	0,364	0,588	0,404	0,409	0,405	0,434
Olivares Gamma	Acumulación	0,360	0,316	0,332	0,429	0,381	0,369	0,558	0,336	0,400	0,356	0,385
Bello	Acumulación	0,330	0,298	0,229	0,333	0,284	0,249	0,531	0,245	0,342	0,240	0,301
Yeso	Acumulación	0,365	0,341	0,211	0,414	0,369	0,226	0,597	0,295	0,422	0,325	0,376

Glaciar	2003	2004	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2015	2016	2018	2019
Cipreses	0,268	0,285	0,347	0,243	0,263	0,289	0,325	0,222	0,328	0,290	0,295	0,246	0,276
Cipreses norte	0,332	0,367	0,289	0,284	0,315	0,325	0,340	0,279	0,405	0,362	0,315	0,321	0,300
cortaderal	0,288	0,309	0,392	0,266	0,244	0,307	0,289	0,219	0,287	0,296	0,266	0,259	0,246
Palomo	0,297	0,390	0,351	0,282	0,290	0,315	0,343	0,237	0,327	0,335	0,294	0,283	0,297
Universidad	0,261	0,311	0,354	0,268	0,217	0,322	0,321	0,210	0,354	0,287	0,289	0,272	0,284
Esmeralda	0,363	0,325	0,290	0,319	0,346	0,378	0,319	0,290	0,335	0,287	0,310	0,272	0,266
Juncal Norte	0,325	0,289	0,271	0,295	0,290	0,309	0,319	0,266	0,297	0,253	0,289	0,312	0,317
Juncal Sur	0,279	0,221	0,242	0,310	0,263	0,378	0,215	0,190	0,212	0,229	0,297	0,220	0,273
Olivares Alfa	0,290	0,251	0,263	0,270	0,245	0,303	0,214	0,232	0,233	0,192	0,340	0,248	0,244
Olivares Beta	0,402	0,311	0,235	0,387	0,315	0,435	0,247	0,243	0,264	0,229	0,367	0,247	0,257
Olivares Gamma	0,269	0,238	0,222	0,319	0,221	0,395	0,196	0,197	0,222	0,186	0,281	0,212	0,241
Bello	0,248	0,161	0,190	0,249	0,226	0,374	0,141	0,132	0,148	0,142	0,243	0,158	0,199
Yeso	0,251	0,251	0,197	0,218	0,214	0,397	0,170	0,208	0,223	0,179	0,243	0,178	0,229
Cipreses	0,454	0,439	0,525	0,341	0,369	0,406	0,487	0,322	0,494	0,489	0,434	0,371	0,379
Cipreses norte	0,459	0,438	0,575	0,395	0,421	0,438	0,518	0,366	0,617	0,537	0,488	0,454	0,416
Cortaderal	0,424	0,418	0,525	0,402	0,346	0,431	0,453	0,301	0,489	0,459	0,486	0,403	0,384
Palomo	0,460	0,464	0,577	0,388	0,391	0,447	0,555	0,335	0,574	0,563	0,515	0,424	0,432
Universidad	0,439	0,435	0,557	0,390	0,349	0,465	0,552	0,326	0,585	0,500	0,520	0,437	0,430
Esmeralda	0,555	0,414	0,369	0,448	0,432	0,587	0,441	0,374	0,444	0,396	0,466	0,391	0,389
Juncal Norte	0,606	0,463	0,491	0,509	0,514	0,575	0,520	0,442	0,506	0,502	0,615	0,477	0,525
Juncal Sur	0,482	0,349	0,289	0,434	0,398	0,544	0,335	0,294	0,318	0,348	0,500	0,298	0,386
Olivares Alfa	0,447	0,347	0,283	0,392	0,343	0,569	0,283	0,317	0,326	0,293	0,462	0,325	0,356
Olivares Beta	0,499	0,394	0,263	0,457	0,387	0,560	0,334	0,320	0,351	0,307	0,486	0,335	0,359
Olivares Gamma	0,452	0,354	0,253	0,425	0,363	0,537	0,302	0,285	0,322	0,272	0,454	0,279	0,329
Bello	0,386	0,260	0,209	0,365	0,319	0,497	0,241	0,227	0,241	0,219	0,349	0,231	0,283
Yeso	0,463	0,352	0,223	0,428	0,379	0,516	0,277	0,281	0,298	0,242	0,436	0,237	0,321

e. Precipitación en meses de invierno y verano



f. Código Matlab

```
clear all
close all

%% PARAMETERS
%El pc donde se encuentran las carpetas
DRIVE = 'D';
% los directorios donde se encuentran las carpetas
Alb_Dir = [DRIVE ':\memoria+\modeling\tif_1'];
DEM_Dir = [DRIVE ':\memoria+\resultados\Morfologia\extract_dem\tif_3'];
Indice_Dir = [DRIVE ':\memoria+\resultados\ind\tif'];
NIR_Dir = [DRIVE ':\memoria+\NIR\tif'];

addpath('D:\memoria+\matlab');

YEARS = 1989:1:2019; %todos los años estudiados
glaciar = 12; %el glaciar estudiado que el glaciar universidad es el
numero 12

%% ALBEDO

%llama al directorio de las carpetas
cd(Alb_Dir)
files_Alb = dir('*');
files_Alb(1:2,:) = [];

for ii = glaciar % numero del glaciar
    glacier_name = files_Alb(ii).name; %nombre del glaciar
    for jj = 1:length(YEARS) % recorre los años
        FILE = [glacier_name '_' num2str(YEARS(jj))]; %nombre del archivo
        Aux1 = exist([Alb_Dir '\ ' glacier_name '\ ' FILE '.tif']); %si
        existe abre el archivo
        Missing_ID(jj) = Aux1; % los años que no tienen datos (?)
        if Aux1 ~= 0 %si existe
            ALB = importdata([Alb_Dir '\ ' glacier_name '\ ' FILE '.tif']);
%se importan los valores
            ALB = double(ALB);
            ALB(ALB < 0.05) = NaN; %arreglar los valores fuera de rango a
NaN
            ALB(ALB > 1.00) = NaN;
            %Indice_stack(:, :, jj) = OTSUfunction(ALB); %histograma de
albedo
            ALB_stack(:, :, jj) = ALB;
        else
            ALB_stack(:, :, jj) = nan(size(ALB_stack(:, :, 1)));
        end
    end
end
end

%recorre todos los años y calcula las estadísticas de albedo por año

[nfil, ncol, nz] = size(ALB_stack);

for i = 1:length(YEARS)
```

```

mean_albedo(i) = nanmean(nanmean(ALB_stack(:,:,i)));
max_albedo(i) = nanmax(nanmax(ALB_stack(:,:,i)));
min_albedo(i) = nanmin(nanmin(ALB_stack(:,:,i)));
std_albedo(i) = nanstd(nanstd(ALB_stack(:,:,i)));
median_albedo(i) = nanmedian(nanmedian(ALB_stack(:,:,i)));
Albedores(:,:,i) = reshape(ALB_stack(:,:,i), [(nfil*ncol),1]);
tm(i) = trimmean(Albedores(:,:,i),25,'round');
mode_albedo(i) = mode(Albedores(:,:,i));
var_albedo(i) = nanvar(Albedores(:,:,i));

end

%% PARA GRAFICAR SOLO AÑOS QUE TIENEN DATOS

j = 1;
for i=1:length(YEARS)
    if isnan(mean_albedo(i)) == 0 %si mean_albedo no es NaN
        mean_alb(j) = mean_albedo(i);
        min_alb(j) = min_albedo(i);
        max_alb(j) = max_albedo(i);
        std_alb(j) = std_albedo(i);
        med_alb(j) = median_albedo(i);
        mode_alb(j) = mode_albedo(i);
        tm_alb(j) = tm(i); %Calcule la media de la muestra y la media
recortada del 10% para cada columna de la matriz de datos.
        var_alb(j) = var_albedo(i);
        YEARS1(j) = YEARS(i);
        j = j+1;
    end
end

%% PROMEDIO, MINIMO,MAX
figure()

subplot(2,1,1) %x=fila y=columna z=la posición de este grafico
plot(YEARS1,max_alb,'b--o')
title('Albedo máximo-mínimo Glaciar Universidad','FontSize',14)
xlabel('Año','FontSize',10)
ylabel('Albedo','FontSize',10)
%title('Albedo máximo Glaciar Cipreses 1989-2019','FontSize',14)
legend('Albedo máximo ')
box on; grid on
set(gca,'FontName','georgia')
subplot(2,1,2) %x=fila y=columna z=la posición de este grafico
plot(YEARS1,min_alb,'b--o')
xlabel('Año','FontSize',10)
ylabel('Albedo','FontSize',10)
%title('Albedo mínimo Glaciar ','FontSize',14)
legend('Albedo mínimo')
box on; grid on
set(gca,'FontName','georgia')
print('-clipboard','-dmeta')

```

```

%% ESTADISTICAS;
figure()

subplot(4,1,1)
plot(YEARS1,var_alb,'b--o')
title('Estadísticas Albedo Glaciar Universidad','FontSize',12)
set(gca,'FontName','georgia')
xlabel('Año','FontSize',10)
ylabel('varianza','FontSize',10)
legend('Varianza')
box on; grid on
subplot(4,1,4) %x=fila y=columna z=la posición de este grafico
plot(YEARS1,std_alb,'b--o')
set(gca,'FontName','georgia')
xlabel('Año','FontSize',10)
ylabel('Desviación estándar','FontSize',10)

legend('Desviación estandar')
box on; grid on
subplot(4,1,2) %x=fila y=columna z=la posición de este grafico
plot(YEARS1,mode_alb,'b--o')
set(gca,'FontName','georgia')
xlabel('Año','FontSize',10)
ylabel('Moda','FontSize',10)
%title('Moda de Albedo Glaciar Cipreses 1989-2019','FontSize',14)
legend('Moda')
box on; grid on
subplot(4,1,3) %x=fila y=columna z=la posicion de este grafico
plot(YEARS1,med_alb,'b--o')
set(gca,'FontName','georgia')
xlabel('Año','FontSize',10)
ylabel('Mediana','FontSize',10)
%title('Mediana de Albedo Glaciar Cipreses 1989-2019','FontSize',14)
legend('Mediana')
box on; grid on

print('-clipboard','-dmeta')

%% PROMEDIO, TRIMEAN
figure()
hold on
plot(YEARS1,mean_alb,'b--o')
xlabel('Año','FontSize',12)
ylabel('Albedo','FontSize',12)
title('Albedo Glaciar Universidad 1989-2019','FontSize',16)
legend('Albedo promedio', 'Línea de tendencia')%'Albedo promedio (25%)')
set(gca,'FontName','georgia')
box on; grid on
print('-clipboard','-dmeta')

%% ALBEDO EN EL TIEMPO

```

```

figure ()
jj = 1;

for i= 30:31

    if isnan(mean_albedo(i)) == 0 %si mean_albedo no es NaN

        ALBEDO(:,:,jj) = ALB_stack(:,:,i);
        subplot(3,2,jj);
        imagesc(ALBEDO(:,:,jj))
        xlabel('píxeles','FontSize',10)
        ylabel('píxeles','FontSize',10)

        title(YEARS(i));
        caxis([0,1.0]);

        % colorbar('southoutside');

        set(gca,'FontName','georgia')
        jj = jj+1;

    end
end

annotation('textbox',...
    [0.6884999999999999 0.569047619047619 0.231142857142857
    0.061904761904762],...
    'String',{'1 píxel=30 metros'},...
    'LineStyle','none',...
    'HorizontalAlignment','center',...
    'FontWeight','bold',...
    'FitBoxToText','off','FontName','georgia','FontSize',8);
print('-clipboard','-dmeta')

%% HISTOGRAMA DE VARIOS AÑOS EN UN MISMO HISTOGRAMA
% reshape(Matriz,[length(Matriz(:,1))*length(Matriz(1,:)),1])

figure ()
annotation('textbox',...
    [0.1268,0.969,0.7786,0.0524],...
    'String',{'Histograma de albedo años consecutivos '},...
    'LineStyle','none',...
    'HorizontalAlignment','center',...
    'FontWeight','bold',...
    'FitBoxToText','off','FontName','georgia','FontSize',14);

xx= 1;
for i=25:27
    if isnan(mean_albedo(i)) == 0 %si mean_albedo no es NaN
        ALBH = Albedores(:,:,i);
        hold on
        set(gca,'FontName','georgia')
        histogram(ALBH)
        set(gca,'FontName','georgia')
        xlabel('Valores de albedo','FontSize',12)
    end
end

```

```

        ylabel('Frecuencia','FontSize',12)
        xx=xx+1;
    end
end
legend('año 2017','año 2018','año 2019','FontSize',10)
box on; grid on
print('-clipboard','-dmeta')

%% HISTOGRAMA DE ALBEDO EN EL TIEMPO

figure ()
% annotation('textbox',...
% [0.1268,0.969,0.7786,0.0524],...
% 'String',{'Evolución temporal de albedo glaciar'},...
% 'LineStyle','none',...
% 'HorizontalAlignment','center',...
% 'FontWeight','bold',...
% 'FitBoxToText','off','FontName','georgia','FontSize',14);
xx= 1;
for i=18
    if isnan(mean_albedo(i)) == 0 %si mean_albedo no es NaN
        ALBH = Albedores(:, :, i);

        histogram(ALBH)
        title(YEARS(i));
        set(gca, 'FontName', 'georgia', 'FontSize', 18)
        xlabel('Valores de albedo', 'FontName', 'georgia', 'FontSize', 18)
        ylabel('Frecuencia', 'FontName', 'georgia', 'FontSize', 18)
        xx=xx+1;
    end
end
print('-clipboard','-dmeta')

%% DESVIACIÓN ESTANDAR
figure ();
imagesc(nanstd(ALB_stack, [], 3))

title('Desviación estándar de Albedo Glaciar', 'FontSize', 16);
xlabel('píxeles (1pixel=30(m))', 'FontSize', 14)
ylabel('píxeles (1pixel=30(m))', 'FontSize', 14)
set(gca, 'FontName', 'georgia')
caxis([0, 0.2])
colorbar()
print('-clipboard','-dmeta')

%% VARIANZA
figure ();
imagesc(nanvar(ALB_stack, [], 3))
title('Varianza de Albedo Glaciar', 'FontSize', 16 );
set(gca, 'FontName', 'georgia')
xlabel('píxeles (1pixel=30(m))', 'FontSize', 14)
ylabel('píxeles (1pixel=30(m))', 'FontSize', 14)
caxis([0, 0.03])
colorbar()
print('-clipboard','-dmeta')

```

```

%%
figure()
imagesc(nanmean(ALB_stack(:,:,31),3))
set(gca,'FontName','georgia')
caxis([0,0.7])
%title('Albedo promedio Glaciar Universidad 1989-2019','FontSize',16)
set(gca,'FontName','georgia')
xlabel('píxeles (1pixel=30(m))','FontSize',14)
ylabel('píxeles (1pixel=30(m))','FontSize',14)

print('-clipboard','-dmeta')

%
%% NIR
cd(NIR_Dir);
files_NIR = dir('*');
files_NIR(1:2,:) = []; %elimina dos primeras filas de la carpeta

for ii = glaciars %número glaciars
    NIR_name = files_NIR(ii).name; %extrae el nombre del glaciars
    for jj = 1:length(YEARS) %lee todos los años
        FILE4 = [NIR_name '_nir_' num2str(YEARS(jj))]; % el nombre del
archivo que quiero abrir
        Aux5 = exist([NIR_Dir '\\' NIR_name '\\' FILE4 '.tif']); %si existe
o no el archivo
        Missing_ID(jj) = Aux5;
        if Aux5 ~= 0 %si existe el archivo me lo extrae
            NIR = importdata([NIR_Dir '\\' NIR_name '\\' FILE4 '.tif']);
            NIR = double(NIR);
            NIR(NIR < 10)=NaN; %para cambiar los valores menores a 0 a NAN
            %Ind_stack(:,:,jj) = OTSUfunction(NIR);
            NIR_stack(:,:,jj) = NIR;
        else %sino NAN
            NIR_stack(:,:,jj) = nan(size(NIR_stack(:,:,1)));
        end
    end
end

%% NORMALIZAR LOS VALORES DEL NIR

for i= 1:length(YEARS)
    NIRes(:,i) = reshape(NIR_stack(:,:,i),[(nfil*ncol),1]);
    NIRes_max(i)= nanmax(nanmax(NIRes(:,i)));
    NIRes_min(i)= nanmin(nanmin(NIRes(:,i)));
    f(:,i)=(NIRes(:,i)- NIRes_min(i))/(NIRes_max(i)-NIRes_min(i));
    F(:,:,i)=(NIR_stack(:,:,i)- NIRes_min(i))/(NIRes_max(i)-
NIRes_min(i)); %MATRIZ HASTA 31*60699 DATOS
    [INDICE2,valor_sep2(i),ind2(i)] = OTSUfunction(F(:,:,i));
end

```

```

%% HISTOGRAMA DEL NIR

figure()
% annotation('textbox',...
% [0.1268,0.969,0.7786,0.0524],...
% 'String',{'Evolución temporal de la Banda NIR'},...
% 'LineStyle','none',...
% 'HorizontalAlignment','center',...
% 'FontWeight','bold',...
% 'FitBoxToText','off','FontSize',14,'FontName','georgia');
xx= 1;
for i=30:31%23:29%1:13 %14:22%30:31
    if isnan(mean_albedo(i)) == 0 %&& indice_var(i)~=0 %si mean_albedo no
es NaN
        NIRH = f(:,i);
        subplot(2,3,xx)
        N=histogram(NIRH,256)
        hold on
        mu3= ind2(i);
        n= valor_sep2(i);
        plot([mu3 mu3],[0 n], 'r', 'LineWidth',2)
        title(YEARS(i));
        set(gca, 'FontName', 'georgia')
        xlabel('Valores de NIR')
        ylabel('Frecuencia')
        xx=xx+1;
    end
end
print('-clipboard','-dmeta')

%% DEM
cd(DEM_Dir)
files_DEM = dir('*');
files_DEM(1:2,:) = [];

for ii = glaciars %para el glaciar elegido
    DEM_name = files_DEM(ii).name; %se extrae el nombre de la carpeta del
glaciar
    FILE2 = [DEM_name]; %solo tiene el nombre del glaciar
    DEM_Glaciars = importdata([DEM_Dir '\\' DEM_name '\\' FILE2 '.tif']);

    for jj = 1:length(YEARS) % se hace una matriz para todos los años el
mismo DEM
        DEM_glaciars(:, :, jj) = importdata([DEM_Dir '\\' DEM_name '\\' FILE2
'.tif']);
    end
end
%para cambiar los valores menores a 0 a NAN(partes del glaciar sin datos)

DEM_Glaciars = double(DEM_Glaciars);
DEM_Glaciars(DEM_Glaciars < 1)=-1;

%para cambiar los valores menores a 0 a NAN
DEM_glaciars = double(DEM_glaciars);
DEM_glaciars(DEM_glaciars < 0)=NaN;

```

```

%% Albedo promedio por bandas de elevacion

%rango de elevación
%Elev_Range =
linspace(nanmin(nanmin(DEM_Glaciari)),nanmax(nanmax(DEM_Glaciari)),10);
Elev_Range =
linspace(min(min(DEM_Glaciari(DEM_Glaciari>=0))),max(max(DEM_Glaciari(DEM_Glaciari>=0))),115);

% linspace Genera un vector espaciado linealmente
%punto intermedio entre las cotas
Elev_rangeaux =zeros((length(Elev_Range)-1),1);
for i = 1:length(Elev_Range)-1
    Elev_rangeaux(i,1) = (Elev_Range(i)+ Elev_Range (i+1))/2;
end

    for jj = 1:length(Elev_Range)-1
        for i=1:length(DEM_Glaciari(:,1))
            for j = 1:length(DEM_Glaciari(1,:))
                if DEM_Glaciari(i,j) >= Elev_Range(jj) && DEM_Glaciari(i,j)
< Elev_Range(jj+1)
                    Elev_Aux(i,j,jj) = 1;
                else
                    Elev_Aux(i,j,jj) = NaN;
                end
            end
        end
    end

end

for i=1:length(YEARS)
    aux = ALB_stack(:, :, i);
    for j=1:length(Elev_Aux(1,1,:))
        mean_por_elevacion(i,j) = nanmean(nanmean(Elev_Aux(:, :, j).*aux));
        min_por_elevacion(i,j) = nanmin(nanmin(Elev_Aux(:, :, j).*aux));
        max_por_elevacion(i,j) =nanmax(nanmax(Elev_Aux(:, :, j).*aux));
        std_por_elevacion(i,j) =nanstd(nanstd(Elev_Aux(:, :, j).*aux));
        elevacion_stack(i,j,:) = mean_por_elevacion(i,j);
        std_stack(i,j,:) = std_por_elevacion(i,j);
        elepromediototal(:,j) = nanmean(elevacion_stack(:,j));
        std_por_eletotal(:,j) = nanmean(std_stack(:,j));
    end
end

figure ();
subplot(1,2,1)
plot(elepromediototal,Elev_rangeaux,'r-')
hold on
plot(elepromediototal+2*std_por_eletotal,Elev_rangeaux,'g-')
hold on
plot(elepromediototal-2*std_por_eletotal,Elev_rangeaux,'b-')
hold on
%title('Promedio de albedo por elevación,1989-2019','FontSize',16 );
set(gca, 'FontName', 'georgia')

```

```

xlabel('Albedo','FontSize',14)
ylabel('Elevación (m)','FontSize',14)
print('-clipboard','-dmeta')

%% GRAFICO ALBEDO PROMEDIO POR ELEVACION

figure ()
rr = 1;
for i=1:length(YEARS)
    if isnan(mean_albedo(i)) == 0 %si hay datos
        subplot(5,4,rr)
        promedio_por_ele(rr,:) = mean_por_elevacion(i,:);
        plot(promedio_por_ele(rr,:),Elev_rangeaux)
        hold on

plot(promedio_por_ele(rr, :)+2*std_por_elevacion(rr, :),Elev_rangeaux)
        hold on
        plot(promedio_por_ele(rr, :)-
2*std_por_elevacion(rr, :),Elev_rangeaux)
        hold on
        set(gca, 'FontName', 'georgia')
        title(YEARS(i));
        rr = rr+1;
    end
end

%% NIEVE/HIELO DIVISION
%promedio de valores de nieve y de hielo

for z = 1:length(F(1,1,:))
    for i =1:length(ind2(:))
        Aux1 = F(:, :, z);
        Aux1(Aux1 < ind2(i)) = 0;
        Aux1(Aux1 >= ind2(i)) = 1;
        % Aux1(Aux1 < 0.5) = 0;
        % Aux1(Aux1 >= 0.5) = 1;
        Snow_ID(:, :, z) = Aux1;
    end
end

for i= 1:length(YEARS)
    Nieve = Snow_ID(:, :, i) == 1;
    Hielo = Snow_ID(:, :, i) == 0;
    ALB_Aux = ALB_stack(:, :, i);
    Mean_Alb_hielo(i) = nanmean(nanmean(ALB_Aux(Hielo)));
    Mean_Alb_nieve(i) = nanmean(nanmean(ALB_Aux(Nieve)));
end

```

```

%%

kk=1;
for i=1:length(YEARS)
    if isnan(mean_albedo(i)) == 0 %si hay datos
        Mean_Alb_ice(kk)=Mean_Alb_hielo(i);
        Mean_Alb_snow(kk)=Mean_Alb_nieve(i);
        kk=kk+1;
    end
end

figure()
plot(YEARS1,Mean_Alb_ice,'ro-')
hold on
plot(YEARS1,Mean_Alb_snow,'bs-')
set(gca,'FontName','georgia')
xlabel('Año','FontSize',14)
ylabel('Albedo','FontSize',14)
title('Albedo Glaciar Universidad 1989-2019','FontSize',16)
set(gcf,'color','w')
box on; grid on
legend('Promedio de píxeles de Hielo','Promedio de píxeles de
Nieve','FontSize',10,'Location','northwest')
print('-clipboard','-dmeta')

```