



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE ARQUITECTURA Y URBANISMO
ESCUELA DE PREGRADO
CARRERA DE GEOGRAFÍA

**APLICACIÓN DE ÍNDICES ESPECTRALES PARA LA
IDENTIFICACIÓN DE CUBIERTAS GLACIARES EN EL
GLACIAR UNIVERSIDAD, REGIÓN DEL LIBERTADOR
BERNARDO O'HIGGINS.**

Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafa

FRANCISCA ANDREA GUTIÉRREZ CÁCERES

PROFESOR GUÍA: Dr. Pablo Sarricolea Espinoza

PROFESOR CO-GUÍA: Alexis Segovia

FECHA: DICIEMBRE, 2021

SANTIAGO – CHILE

AGRADECIMIENTOS

Lo más reconfortante de este momento, no es tan sólo el objetivo alcanzado, sino poder compartirlo con todos mis seres queridos quienes han estado conmigo en este proceso, quienes me entregaron apoyo a la distancia, y quienes viven en mis recuerdos por siempre. Cada logro que he alcanzado tiene sentido porque ustedes están en mi vida.

Agradezco de todo corazón, a mis padres Manuel y Marisol, por su constante y enorme esfuerzo en nuestra educación tanto valórica como académica. Gracias a ustedes estoy acá. Me dieron la oportunidad y el privilegio de estudiar fuera de la región, y pese a todas las dificultades, me entregaron la confianza para completar este proceso. Los extrañé todos los días, pero siempre los sentí conmigo: en cada día de clases, en cada terreno y, sobre todo, en cada día difícil. Los amo infinitamente, y estaré eternamente agradecida de ustedes, mi Marita y mi Manuelito. Les agradezco además por el mejor regalo: mis hermanas Javiera y Bárbara, quienes son la alegría de mi día a día y me motivan ser una mejor persona y hermana. Les agradezco cada muestra de cariño que me hacen sentir, cada risa que compartimos y cada aprendizaje. Definitivamente la vida con ustedes toma otro color.

Le agradezco a mi familia, por su cariño y humildad. A Paula, Alejandro, Matías, Daniela, Benjamín y Tía Su, quienes me hicieron sentir en casa y me ayudaron cada vez que pudieron. Gracias por ser mi pedacito de Talca en la gran ciudad. A Damián, mi “hermano mayor”, gracias por cada charla y cada trekking que compartimos. A mi querida tía Luz Eliana, quien es un símbolo de admiración en mi vida y que además es una de las personas que me ha enseñado uno de los valores que más atesoro: El amor incondicional entre hermanas. A mi abuela Leontina Trujillo, por su fuerza y valentía para sacar toda una familia adelante siempre con humildad. Le dedico estas páginas también a quienes hoy no puedo abrazar, a mis tías Beatriz y Margarita, y a mis abuelos Guillermina, Arturo y Edilio. Están en cada recuerdo y enseñanza que sembraron en mi alrededor.

A la familia que elegí: Desde la infancia me ha acompañado Carolina Medel, gracias por motivarme a ser mejor, gracias por las palabras precisas y por el aliento que he necesitado para seguir, siempre te llevo conmigo, Carito. A mis amigos Juampi, Cami Bahamondez, Grace, Cami Sala, Ricky y Diego, quienes me entregaron la amistad más sincera en este proceso, y poco a poco se convirtieron en mi familia santiaguina. Nunca olvidaré las risas, los chascarros y las juntas en el 902. Les agradezco enormemente la calidez de su compañía, y la de sus familias, quienes en más de una ocasión me acogieron. Espero seguir juntando recuerdos con cada uno de ustedes. Siempre cuenten conmigo.

Con mucho cariño, a mi compañero Nicolás Martínez, quien con su incondicionalidad y amor se ha transformado en mi gran refugio estos años. Haber coincidido en esa pirca me cambió la vida, y agradezco sinceramente tu apoyo y contención, que desde ese día no me ha faltado. A Carla González y Daniel Martínez, gracias por abrirme las puertas de su hogar y acogerme gran parte de este proceso. Gracias por toda la ayuda y el cariño entregado.

A mi profesor guía Dr. Pablo Sarricolea quien me apoyó en este proceso en plena pandemia, donde todo se volvió tedioso y complejo siempre tuvo la mejor disposición para ayudar y alentarme. Gracias por todas las oportunidades que me ha dado, y el incentivo a aprender cada día más. A mi profesor co-guía Alexis Segovia, gracias por su buena disposición, apoyo y consejos en la realización de la presente memoria de título.

Me siento muy afortunada de haber coincidido con todos ustedes en este proceso.

¡Infinitas Gracias!

RESUMEN

Existe un consenso científico sobre el calentamiento sostenido en la región de Chile central (30-38°S) el cual afecta el estado de los glaciares, presentando una alta sensibilidad en su respuesta a los cambios climáticos, sin embargo, esta región presenta escasos estudios que permitan dar cuenta de su vínculo con el escenario climático (Herrera, 2016). Mediante una metodología basada en percepción remota, la presente memoria de título buscó contribuir a la identificación de cubiertas glaciares de nieve, hielo, neviza e IMD+Sombra, identificadas mediante índices espectrales en el Glaciar Universidad, siendo este el glaciar de mayor extensión de la macrozona de Chile Central (Ministerio de Obras Públicas (MOP), 2016).

La aplicación de índices espectrales permitió identificar una reducción de cubiertas glaciares entre 26 km² para 1990, a 22,45 km², para el 2020. La cubierta glaciar de mayor coeficiente de variación registrado corresponde a las mixturas presentes en áreas sombreadas (IMD+Sombra), sin embargo, coincide con ser la cubierta de menor extensión dentro del área total de cubiertas identificadas (<1%). La cubierta de Hielo presentó la mayor extensión promedio (16,2 km²) seguida de la cubierta de Nieve (7 km²), teniendo esta última un porcentaje de extensión entre un 20% y 25% entre 1990, 1999 y 2009, y un 50,33% para el año 2020, donde además se identificó un desplazamiento altitudinal hacia las cabeceras glaciares. Finalmente, se identificó la cubierta de “neviza probable”, la cual se obtuvo mediante histogramas de frecuencia. Esta cubierta respondió a su definición teórica y alcanzó una extensión entre 4,2% y 7,2%, siendo este último valor el mayor alcanzado el cual se registró para el año 2020.

La variabilidad experimentada por los glaciares puede ser estimada mediante los cambios en la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA). Sin embargo, estos datos son limitados para Chile central y se derivan de metodologías que dificultan un registro de larga data temporal. La presente identificación de cubiertas de Nieve y Hielo permitió derivar de forma exploratoria la posición de ELA en cada rama del Glaciar Universidad. Los resultados demostraron que la rama occidente presentó una menor elevación de ELA y menor diferencia entre cotas, presentando altitudes entre 3050 m.s.n.m (1990) que asciende a 3150 m.s.n.m para 2020. La rama oriente presentó una mayor sensibilidad a la variación altitudinal de ELA, donde se presentó mayor amplitud entre las cotas mínimas y máximas, presentando una altitud entre 3275 m.s.n.m y 3800 m.s.n.m., entre 1990 y 2020 respectivamente. Los resultados sugieren que la orientación de laderas predominante suroeste en la rama oriente influyen en la mayor amplitud de ELA y su mayor elevación, mientras que la orientación sureste coincide con la menor variación altitudinal de ELA en la rama occidente.

Todos estos resultados se ven influenciados por la mayor significancia de las temperaturas mínimas, principalmente, y temperaturas máximas en el periodo 1958 y 2020, analizado mediante la prueba no paramétrica de Mann-Kendall (*Mann, 1945; Kendall, 1975*), la cual indicó una significancia estadística a un nivel de confianza de 99,9% para las temperaturas mínimas del semestre frío (abril-septiembre), semestre cálido (octubre-marzo) y para el periodo el año hidrológico.

Los resultados recabados en la presente memoria de título permiten implementar una reciente metodología al estudio y monitoreo de glaciares, los cuales evidencian una alta sensibilidad a los escenarios climáticos actuales y proyectados para los ambientes de Alta Montaña.

Palabras clave: Línea de equilibrio, Glaciar Universidad, Índices espectrales, Cubiertas glaciares.

ÍNDICE

CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.3 OBJETIVOS	4
1.3.1 Objetivo general:	4
1.3.2 Objetivos específicos:	4
CAPÍTULO 2: ESTADO DEL ARTE	5
2.1 Primeras aproximaciones a la discriminación de cubiertas glaciares	5
2.2 Creación y evolución de índices normalizados para la discriminación de cubiertas.	7
2.3 Desarrollo de índices de diferencia normalizada para cubiertas glaciares	8
2.4 Aplicación de índices de diferencia normalizada en Chile	10
2.5 Relación entre los índices de diferencia normalizada y la definición de la Línea de Equilibrio Altitudinal (ELA)	11
CAPÍTULO 3: ÁREA DE ESTUDIO	13
3.1 Clima presente en el área de estudio	15
3.2 Hidrología del área de estudio	17
3.3 Pisos altitudinales presentes en el área de estudio	19
3.4 Orientación	21
3.5 Exposición al viento:	23
CAPÍTULO 4: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO	25
4.1 Filtro y selección de imágenes:	25
4.2 Calibración radiométrica de las imágenes satelitales	26
4.3 Aplicación de índices espectrales	27
4.3.1 Índice normalizado de diferencia de nieve (“NDSI” por sus siglas en inglés):	28
4.3.3 Índice de diferencia normalizada de nieve y hielo (NDSII-2, por sus siglas en inglés):	30
4.3.4 Índice de diferencia normalizada de IMD y sombra:	31
4.4 Validación del método:	35
4.5 Delimitación de las altitudes de las líneas de equilibrio glaciar (ELA):	36
4.6 Análisis climático:	38
4.6.1 Obtención de datos climáticos:	38
4.6.2 Tendencias y significancias de Mann Kendall:	39
5.1 Variación de las cubiertas glaciares	41
5.2 Distribución espacial de las cubiertas glaciares:	43

5.3 Validación de los índices normalizados	49
5.4 Altitudes de las líneas de equilibrio glaciar	51
5.4.1 Resultados ELA: Rama Occidente	51
5.4.2 Resultados ELA: Rama Oriente	52
5.5 Tendencias climáticas	59
5.5.1 Precipitación	59
5.5.2 Temperatura	60
5.5.2.1 Temperaturas Mínimas Mensuales:	61
5.5.2.2 Temperaturas Máximas Mensuales:	62
5.5.2.3 Temperaturas Medias Mensuales:	63
5.5.3 Escenarios futuros	64
5.5.3.1 Grados-días bajo 0°C:	64
5.5.3.2 Días de Hielo:	65
5.5.3.3 Nieve acumulada anual:	66
CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN DE RESULTADOS	67
CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES	70
CAPÍTULO 8: BIBLIOGRAFÍA UTILIZADA	72
ANEXOS	79

ÍNDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Código GEE para la obtención de datos TerraClimate	79
Anexo 2: Geometría para la obtención de datos TerraClimate	79
Anexo 3: Ejemplo de análisis de simulaciones climáticas ARCLim.....	80

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Curva espectral típica de la nieve	6
Figura 2: Radiancia espectral de nieve y nubes en el infrarrojo cercano	7
Figura 3: Curvas de reflectancia espectral para las cubiertas de nieve, hielo, escombros mezclados con hielo (IMD) y escombros.....	9
Figura 4: Ejemplo histograma de frecuencias para NDSII-2 (2014).....	11
Figura 5: Zonas presentes en un glaciar	12
Figura 6: Área de estudio	14
Figura 7: Zonas climáticas de la región	16
Figura 8: Hidrografía regional	18
Figura 9: Tipos de permafrost presentes en el área de estudio.....	20
Figura 10: Orientación de pendientes en el área de estudio.....	22
Figura 11: Índice de exposición de viento aplicado en el área de estudio.	24
Figura 12: Histogramas del índice NDSI para los años 1990, 1999, 2009 y 2020.	29

Figura 13: Histogramas del índice NDGI para los años 1990, 1999, 2009 y 2020.....	30
Figura 14: Histogramas del índice NDSII-2 para los años 1990, 1999, 2009 y 2020.	31
Figura 15: Histogramas del índice IMD+Sombra para los años 1990, 1999, 2009 y 2020...	32
Figura 16: Resumen metodológico para la identificación y clasificación de cubiertas glaciares mediante el uso de índices espectralesFuente: Elaboración propia (2021).....	34
Figura 17: Resumen metodológico para el proceso de validación de cubiertas glaciares y la delimitación de ELA.Fuente: Elaboración propia (2021).....	37
Figura 18: Resumen metodológico para el análisis climático de precipitaciones y temperaturas	40
Figura 19: Variación de cubiertas glaciares para cada año estudiado (1).....	42
Figura 20: Variación de cubiertas glaciares para cada año estudiado (2).....	43
Figura 21: Distribución espacial de las cubiertas glaciares identificadas (1990).....	45
Figura 22: Distribución espacial de las cubiertas glaciares identificadas (1999).....	46
Figura 23: Distribución espacial de las cubiertas glaciares identificadas (2009).....	47
Figura 24: Distribución espacial de las cubiertas glaciares identificadas (2020).....	48
Figura 25: Delimitación de ELA, derivada de índices espectrales (1990) y del modelo de elevación digital Alos Palsar (2011)Fuente: Elaboración propia (2021).....	54
Figura 26: Delimitación de ELA, derivada de índices espectrales (1999) y del modelo de elevación digital Alos Palsar (2011)Fuente: Elaboración propia (2021).....	55
Figura 27: Delimitación de ELA, derivada de índices espectrales (2009) y del modelo de elevación digital Alos Palsar (2011)Fuente: Elaboración propia (2021).....	56
Figura 28: Delimitación de ELA, derivada de índices espectrales (2020) y del modelo de elevación digital Alos Palsar (2011)Fuente: Elaboración propia (2021).....	57
Figura 29: Variación de las elevaciones de las líneas de equilibrio glaciar (ELAs) identificadas por cabecera glaciar.	58
Figura 30: Promedio mensual de precipitaciones (mm) para cada semestre de análisis (1958 – 2020) Fuente: Elaboración propia (2021)	59
Figura 31: Promedio mensual de temperaturas mínimas (°C) para cada semestre de análisis (1958 – 2020)	61
Figura 32: Promedio mensual de temperaturas máximas (°C) para cada semestre de análisis (1958 – 2020).....	62
Figura 33: Promedio mensual de temperaturas medias (°C) para cada semestre de análisis (1958 – 2020)	63
Figura 34: Grados-día bajo 0°C, Glaciar Universidad.....	65
Figura 35: Días de Hielo en el Glaciar Universidad.	66
Figura 36: Simulaciones de Nieve acumulada en el Glaciar Universidad	66
Figura 37: Separación de máscaras para cada rama del Glaciar Universidad	69

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Tipo de permafrost presente según rango altitudinal	19
Tabla 2: Clasificación de la intensidad del índice “SOI “(Southern Oscillation Index). Fuente: Calcumil (2017) en base a datos actualizados del NOAA.....	25
Tabla 3: Imágenes satelitales utilizadas	26
Tabla 4: Metadata de las imágenes satelitales utilizadas (USGS).....	26
Tabla 5: Resumen de las bandas utilizadas para la elaboración de cada índice espectral..	33
Tabla 6: Umbrales utilizados para la clasificación de cubiertas glaciares	33
Tabla 7: Interpretación del Coeficiente de Kappa.....	36
Tabla 8: Descripción de la significancia obtenida de Mann Kendall.....	39
Tabla 9: Nivel de significancia según simbología de la Macro Makesens (2002).....	39
Tabla 10: Área (km ²) de las cubiertas glaciares y estadísticas preliminares de estas analizadas para los cuatro periodos del estudio.....	41
Tabla 11: Porcentaje de coberturas glaciares definidas para las escenas con respecto al total anual	42
Tabla 12: Matriz de confusión año 1990.....	49
Tabla 13: Matriz de confusión año 1999.....	49
Tabla 14: Matriz de confusión año 2009.....	50
Tabla 15: Matriz de confusión año 2020.....	50
Tabla 16: Resultados ELA identificada en la Rama Occidente del Glaciar Universidad	51
Tabla 17: Resultados ELA identificada en la Rama Oriente del Glaciar Universidad.....	53
Tabla 18: Tendencia de precipitación (mm) en el periodo 1958 – 2020, Glaciar Universidad	59
Tabla 19: Tendencia de temperaturas máximas, mínimas y medias (°C) en el periodo 1958 – 2020, Glaciar Universidad.....	60

CAPÍTULO 1: PRESENTACIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

Conclusiones recientes del Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPCC, 2019)), en base a las tendencias climáticas globales, afirman una disminución sostenida de los glaciares de la criósfera andina a nivel mundial, donde se proyecta que una de las regiones más afectadas por los montos máximos de esta disminución corresponde a los Andes del Sur (Hock *et al.*, 2019). Dentro de esta región, particularmente en los Andes chilenos, se ha evidenciado esta tendencia negativa en el retroceso y disminución de la superficie glaciaria en los glaciares de montaña (Rivera *et al.*, 2000; Carrasco *et al.*, 2005; Le Quesne *et al.*, 2009). Este retroceso es consecuencia de los cambios en el patrón de precipitación y temperaturas experimentados, siendo este último el de mayor relevancia ya que provoca un mayor calentamiento en la alta cordillera y, en consecuencia, produce una elevación de la línea de equilibrio glaciario ("ELA"), generando así una disminución en el área de acumulación glaciaria, la cual se acentúa en mayor grado en la zona centro de Chile (Carrasco *et al.*, 2005)).

Lo anterior destaca la necesidad de contribuir a los estudios glaciológicos en esta zona ya que en Chile central el abastecimiento del recurso hídrico depende fuertemente de la acumulación de nieve y el deshielo de los glaciares (Le Quesne *et al.*, 2009), zona donde además reside la mayor cantidad de población a nivel nacional y la demanda del recurso es creciente (Pellicciotti *et al.*, 2014), aumentando así la preocupación sobre la sostenibilidad de los recursos hídricos.

Ante este escenario, las técnicas de teledetección aplicadas en glaciares de alta montaña comprenden una herramienta esencial para estudiar la respuesta de los glaciares ante los cambios climáticos estimados. Desde el lanzamiento del satélite Landsat la teledetección glaciaria se ha visto facilitada gracias a sus sensores *TM*, *ETM+*, y el más reciente *OLI*, debido a la precisión de captura de infrarrojos, particularmente los infrarrojos de onda corta, lo cual es de gran importancia debido a la baja reflectancia que presentan las cubiertas glaciarias, como el hielo y la nieve, en esta sección del espectro. Además, la banda de infrarrojo cercano presenta gran utilidad para discriminar entre las cubiertas de nieve y hielo (Bolch & Loibl, 2017).

Estas ventajas y características espectrales de los sensores permiten realizar estudios referidos a la variación de cubiertas glaciarias, donde uno de los métodos utilizados corresponde al uso de índices espectrales. Esto se ha aplicado a ambientes glaciarios y montañosos para identificar cubiertas como, nieve, hielo, neviza, mixturas, entre otras ((Dozier, 1989; Hall *et al.*, 1995; Monterroso-Tobar *et al.*, 2018; Keshri *et al.*, 2009; Herrera, 2016)).

La presente investigación basada en el uso de índices espectrales para la determinación de cubiertas glaciarias se desarrolla en el periodo 1990 a 2020 en el Glaciar Universidad (34°

40°S, 70° 20'W) ubicado en la zona central –en la cuenca del Río Tinguiririca– el cual destaca como uno de los glaciares de mayor extensión de Chile central (DGA, 2014). De esta forma se logró identificar la evolución temporal y espacial de las cubiertas glaciares mediante los siguientes índices espectrales: Índice de diferencia normalizada de Nieve (NDSI), índice de diferencia normalizada glaciar (NDGI), índice de diferencia normalizada de nieve y hielo (NDSII-2) y el índice de diferencia normalizada de mixturas y sombra (IMD+Shadow). Esta metodología de clasificación de cubiertas espectrales permitió además estimar de manera exploratoria la altitud de la línea de equilibrio glaciar (ELA), permitiendo una aproximación teórica sobre el estado de las áreas de acumulación y ablación en el Glaciar Universidad.

1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

Chile presenta la cordillera continental más extensa del mundo (Barría *et al.*, 2019), cruzando en su totalidad la sección occidental de América del Sur. Su extensión latitudinal permite una diversidad de condiciones climáticas dadas principalmente por su variación en el patrón de precipitaciones y temperaturas, mientras que su perfil altitudinal presenta en su estructura una morfología marcada por pendientes abruptas y pronunciados escarpes, presentando sus mayores altitudes en el norte del país las cuales disminuyen hacia el sur. Todas estas características permiten una vasta presencia de glaciares, por ello esta zona es catalogada como el área glaciaria más extensa del hemisferio sur, excluyendo a la Antártida (Masiokas *et al.*, 2020).

La criósfera andina juega un papel importante para la regulación hídrica de los caudales y ecosistemas, además de permitir la presencia de servicios sistémicos asociados a este recurso (Segovia, 2014), como el turismo, biodiversidad, regulación climática, y, principalmente, el interés socioeconómico que representan debido a que permite el almacenamiento de agua dulce para el abastecimiento de la población. No obstante, la cordillera presenta una alta vulnerabilidad al calentamiento climático, ya que, como afirma Carrasco *et al.*, (2010), existe mayor calentamiento en las montañas que en los valles. Es por ello, que la Convención Marco de las Naciones Unidas sobre el Cambio Climático (CMNUCC), propone como criterio para establecer la condición de vulnerabilidad del país ante el cambio climático la presencia de “*Alta Montaña*”. Cabe además mencionar que Chile cumple con siete de los nueve criterios que establece esta convención (Ministerio del Medio Ambiente (MMA), 2017). Un ejemplo de esta vulnerabilidad es el aumento global de la temperatura, la cual ha provocado que el 87% de los glaciares andinos que fueron monitoreados por la *Mesa Criósfera y Antártica (2019)* hayan presentado un retroceso.

Para efectos de un óptimo monitoreo de la criósfera andina del país la “Estrategia Nacional de Glaciares” (Dirección General de Aguas (DGA), 2009) ha dividido el territorio nacional en cuatro zonas glaciológicas. La zona glaciológica de los Andes Centrales, que comprende desde el río Aconcagua hasta la cuenca del río Maule, posee un 4% de la superficie englacada del país y concentra su mayor número de glaciares entre la cuenca del Río Aconcagua y la cuenca del Río Rapel. Esta zona además destaca por su alta densidad poblacional, concentrando un 61,65% de la población del país, aproximadamente (Ministerio de Obras Públicas (MOP), 2016). Estos factores dejan en evidencia la alta demanda que se

tiene al recurso hídrico, principalmente por el abastecimiento del recurso tanto para la población como para las actividades económicas que se genera, lo cual reviste importancia en cuanto a los estudios en esta zona para proyectar los escenarios hídricos futuros.

Dentro de los fenómenos de mayor impacto en la zona glaciológica de los Andes Centrales corresponde al fenómeno del Niño-Oscilación del sur (ENOS), debido a que presenta una respuesta altamente sensible en cuanto a los cambios en los regímenes de precipitación, principalmente sólida, provocando en consecuencia un aumento en la pérdida de superficie glaciar (Rivera *et al.*, 2000). Lo anterior ha provocado un déficit de precipitaciones sostenido desde el año 2010 en dicha zona (Centro de ciencia del clima y la resiliencia (CR2), 2015), y, en cuanto a las temperaturas, De Burger *et al.*, (2018) afirma que las tendencias observadas alcanzan un aumento sostenido de 0,25°C/década, afectando principalmente a la zona cordillerana. Teniendo en cuenta estos cambios de precipitación y temperatura, se espera que la cordillera reciba mayor precipitación líquida y cada vez menor precipitación sólida, aumentando, por un lado, la vulnerabilidad de estos reservorios naturales de agua dulce, y, por otro lado, la probabilidad de eventos como aluviones, crecidas y mayor presencia de sedimentos en los caudales. (Valenzuela, 2017).

Entendiendo este contexto de alta vulnerabilidad que presenta la criósfera andina, principalmente la zona de los Andes Centrales es necesario monitorear los cambios y tendencias que se presentan para adaptarse a los escenarios hídricos futuros. Una altitud referencial que es crucial para conocer el comportamiento y variabilidad de los glaciares es la "Altitud de la línea de equilibrio" ("ELA", por sus siglas en inglés), la cual hace referencia a la altitud donde un glaciar presenta un balance de masa igual a cero (Cogley *et al.*, 2011), es decir, corresponde a la línea que divide una zona de acumulación glaciar de una de ablación. Esta se encuentra determinada por variables atmosféricas, como la temperatura, la cual incide en el tipo de precipitación que recibe el glaciar, siendo la presencia de precipitación sólida aquella que define su mayor o menor alimentación. Un aumento en las precipitaciones provoca una disminución en la altitud de *ELA*, y, por el contrario, la disminución de precipitaciones provoca un aumento en la elevación de la *ELA*, generando así una pérdida de masa neta en los glaciares debido a la disminución de su área de acumulación, lo cual responde a la sensibilidad climática que presentan los glaciares (Sepúlveda, 2016).

Uno de los glaciares que presenta gran importancia en esta zona glaciológica de los Andes Centrales corresponde al glaciar Universidad ubicado en la Región de O'Higgins, siendo este el glaciar más grande de la macrozona centro, abarcando un área aproximada de 28 km², que además representa el 36% del área glaciar de la cuenca del Río Tinguiririca (MOP, 2016). Un estudio realizado por Bravo *et al.*, (2017) para la temporada de ablación de diciembre a marzo, 2009 y 2010 respectivamente, concluyó que en este periodo la contribución media mensual de este glaciar corresponde entre un 10 y 13% de la escorrentía en la cuenca superior del Tinguiririca, alcanzando un máximo de hasta un 20% en el mes de marzo. Esta contribución, según las proyecciones, aumentará en las próximas décadas debido al alza en el área de ablación del glaciar, y se potenciará con el derretimiento total de glaciares pequeños y glaciaretos de la cuenca, impactando en las actividades que se desarrollan en el valle, como la minería, turismo, silvicultura, y el sector

energético (Aitken *et al.*, 2016), este último en mayor medida debido a la alta variabilidad interanual que se espera de la contribución de los glaciares.

Con respecto a la ELA del glaciar Universidad, esta ha sido estudiada en investigaciones de Le Quesne en Carrasco *et al.*, (2005) y por Bravo *et al.*, (2017) obteniendo una altitud promedio de 3497 m. y 3500-3700 m., respectivamente. Si bien, las metodologías empleadas son distintas y en periodos acotados, la aplicación de una metodología exploratoria por medio de teledetección para derivar la posición de las ELAs es posible realizar en el Glaciar Universidad, ya que, como afirma Masiokas *et al.*, (2020), los métodos de teledetección pese a entregar información fiel a escala local sobre las variaciones glaciares requieren datos obtenidos *in situ* para una correcta validación de estos.

Los estudios de ELA son de alta relevancia para conocer la variabilidad que puede experimentar un glaciar, sin embargo, Rivera *et al.*, (2000) afirma que estas observaciones son muy limitadas para la región de Chile central pese al interés que reviste conocer esta variación altitudinal. La presente investigación permite contribuir en esta temática, entregando una metodología alternativa para proyectar estudios y observaciones en esta zona.

1.3 OBJETIVOS

1.3.1 Objetivo general:

Determinar mediante la aplicación de índices espectrales y fotointerpretación la variación de las cubiertas glaciares y de la altitud de las líneas de equilibrio en el Glaciar Universidad (1990 a 2020), Región del Libertador General Bernardo O'Higgins.

1.3.2 Objetivos específicos:

- Identificar y clasificar las cubiertas glaciares presentes en el Glaciar Universidad.
- Inferir la posible altitud de las líneas de equilibrio (ELA) del Glaciar Universidad.
- Analizar las tendencias de precipitación y temperaturas en el área de estudio (1958-2020) mediante datos del repositorio *TerraClimate*.

CAPÍTULO 2: ESTADO DEL ARTE

2.1 Primeras aproximaciones a la discriminación de cubiertas glaciares

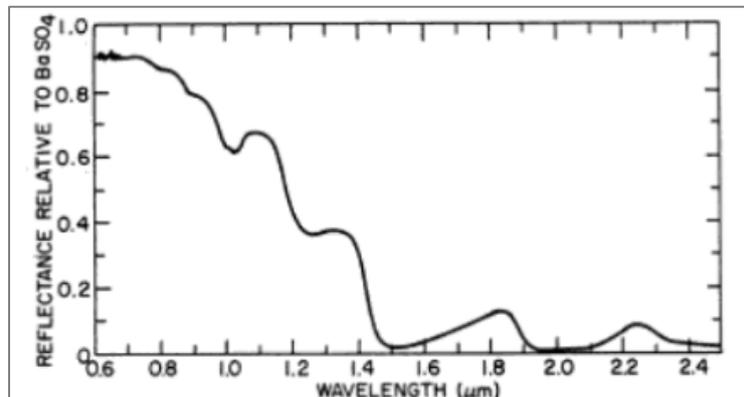
La historia de la percepción remota para áreas glaciares o cubiertas de nieve se inicia en la década los setenta, donde se comienza a desarrollar la tecnología ambiental satelital. De esta forma, diversas actividades, desarrolladas principalmente por servicios militares de vigilancia, comenzaron a notar que el conocimiento sobre la capa de nieve estaba impedido por la alta energía solar reflejada, la cual además era variable en el tiempo. Esto impedía el conocimiento de las características y comportamiento de la cobertura de nieve, y además el monitoreo de los cambios experimentados en regiones principalmente frías (O'Brien & Munis, 1975).

Bajo esta lógica, surge la necesidad de estudiar estos cambios producidos por la cobertura de nieve con respecto a la energía solar reflejada, con la ayuda de distintos sensores remotos. De esta forma, se inician los estudios de O'Brien y Munis (1975), donde usando nieve natural y simulaciones de nieve en otros estados lograron recrear distintas fases entre nieve fresca y nieve envejecida, con el fin de medir su respuesta espectral. Este estudio contempló un rango de longitud de onda que abarcó desde el espectro visible hasta la región correspondiente al infrarrojo e infrarrojo cercano (0,6 a 2,5 μm), obteniendo cerca de un 100% de reflectancia en presencia de nieve natural fresca, declinando en longitudes de onda más largas con nieve envejecida debido al aumento del coeficiente de absorción espectral del hielo, alcanzando una reflectancia de un 80%, aproximadamente. De esta forma, el estudio concluye que la reflectancia espectral de la nieve presenta sus cambios más notorios en la región roja e infrarroja del espectro. Si bien el estudio demuestra que la reflectancia varía según el estado de envejecimiento en el cual se encuentre la nieve, los autores destacan que existen además otros parámetros de gran relevancia en su respuesta espectral, tal como los parámetros físicos referidos a la distribución del tamaño de los cristales o el coeficiente de absorción del hielo, como también influye el grosor de la capa de nieve, entre otros.

El estudio de O'Brien y Munis (1975) fundó una base sólida para la discusión sobre la discriminación de cubiertas, ya que pone el foco de atención en la respuesta espectral de la nieve, y, especialmente permite iniciar estudios más acabados de ello en la región roja e infrarroja del espectro. De esta forma Valovcin (1976; 1978), retoma los estudios de respuesta espectral de la nieve con el fin de establecer comparaciones con la cobertura nubosa de una imagen espectral, esto debido a que tanto la cobertura de nieve como la cobertura nubosa tienden a asimilarse en una imagen satelital. Es por ello que el autor busca la comparación en la respuesta espectral de ambas, dando inicio así a los primeros estudios sobre discriminación de cubiertas. De esta forma, Valovcin (1976) considera la disminución de la reflectancia de la nieve en las bandas del infrarrojo cercano para crear imágenes donde las zonas cubiertas de nieve en estas longitudes de onda presenten una baja o nula reflectancia, quedando representadas en áreas oscuras o netamente negras, y así, lograr un contraste con la cobertura nubosa. De esta investigación se concluye que, al trabajar con dos imágenes, en el espectro visible y otra en el infrarrojo cercano, se permite identificar notorias diferencias en las reflectancias obtenidas para la nieve, nubes y hielo. Si

bien estas tres presentan altos valores de reflectancia en el espectro visible, al ser estudiadas el infrarrojo cercano presentan mayores valores de reflectancia para las nubes, valores medios para el hielo, y valores muy bajos para la nieve. Concluyendo así que la longitud de onda ideal para discriminar entre nubes y nieve comenzaría cercana a $1,5 \mu\text{m}$, siendo este el umbral clave para la discriminación tal como se presenta en la *Figura 1*, donde la nieve presenta su máxima reflectancia entre $0,6$ y $0,7 \mu\text{m}$, correspondiente al límite entre el espectro visible e infrarrojo, mientras que sus mínimos se encuentran entre $1,5$ y $2,0 \mu\text{m}$.

Figura 1: Curva espectral típica de la nieve



Fuente: O'Brien & Munis (1975); Valovcin (1976)

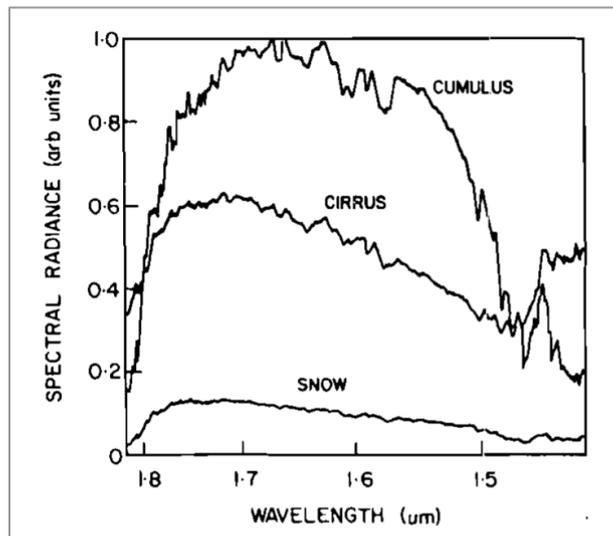
El posterior estudio de Valovcin (1978), basándose en estos resultados donde la reflectancia de la nieve es considerablemente menor en la región correspondiente al infrarrojo cercano, busca corregir esta discriminación de nubes, donde logró diferenciar entre cúmulos, cirros y nieve, si bien el umbral para distinguir entre nubes y nieve es adecuado para estas cubiertas, aún se necesitaba de una imagen de respaldo para su comparación visual.

La diferencia entre estas tres cubiertas, nieve, cúmulos y cirros está marcada principalmente por el tamaño de sus partículas, siendo mayor en los cúmulos ya que sus partículas son de menos tamaño que los cirros, y además presentan un mayor espesor. Las partículas pequeñas también presentan un mayor albedo, lo cual se ve en la mayor reflectancia de los cirros por sobre la nieve, ya que las partículas de esta última presentan un mayor tamaño (Crane & Anderson, 1984). Esta diferencia queda expresada en la *Figura 2*.

Estos estudios fueron posteriormente retomados por Kyle *et al.*, (1978) aplicando nuevos métodos en base a radiómetro físico de nubes que permiten discriminar cirros, agua y nieve otorgaron resultados bastante cercanos a la realidad; Crane & Anderson (1984) mediante distintos sensores, lograron la identificación entre nieve y diferentes tipos de nubes, como cirros y cúmulos, y además, lograron determinar la porción de nubes en pixeles; Posteriormente, Hutchison & Locke (1997) profundizaron los estudios de discriminación de nieve, utilizando valores umbrales de albedo para su identificación tanto en presencia de

cielos despejados como con cobertura de cirros, logrando así una aplicación incluso en regiones que están frecuentemente nubladas.

Figura 2: Radiancia espectral de nieve y nubes en el infrarrojo cercano



Fuente: Valovcin (1978)

2.2 Creación y evolución de índices normalizados para la discriminación de cubiertas.

Las investigaciones realizadas por Valovcin (1976; 1978) y Kyle *et al.*, (1978) permitieron el uso de canales visibles, infrarrojo cercano, y de onda corta, para la clasificación de coberturas de nieve y nubes, ya que la nieve es altamente reflectiva en la sección visible del espectro, mientras que en la región infrarroja cercana y de onda corta presenta una alta absorción.

Descubierta esta relación, surgió el interés por desarrollar un algoritmo automático que permitiera mapear la cubierta de nieve diferenciadamente de la cobertura nubosa, permitiendo un análisis global de ambas cubiertas (Hall & Riggs, 1995). Los primeros acercamientos a este algoritmo se dieron en los trabajos de Dozier (1984; 1989) quien, con la llegada del satélite Landsat y su sensor *Thematic Mapper* (TM), permitió establecer una relación entre las bandas visible e infrarrojo cercano del espectro, ya que en la banda visible la nieve tiende a ser una cubierta más brillante que otras superficies naturales, mientras que la banda infrarrojo cercano las nubes presentan mayor reflectancia que la nieve, es por ello que la intersección de ambas permiten el mapeo de la nieve (Dozier, 1989).

La creación de este algoritmo automático se potenció con la llegada del espectrorradiómetro de imágenes de resolución moderada ("MODIS" *por sus siglas en inglés*) un algoritmo de fácil uso computacional y aplicable a escala global, donde Hall *et al.*, (1995), logró crear el "Índice de Diferencia Normalizada de Nieve" ("NDSI" *por sus siglas en inglés*), el cual fue aplicado en imágenes MODIS, y tomó en cuenta las diferencias normalizadas postuladas anteriormente por Dozier (1989) utilizando la relación de bandas, y, de los autores Crane & Anderson (1984), incorporó estadísticas sobre la extensión y persistencia de la cobertura de

nieve en cada píxel obteniendo resultados semanales, esto gracias a la alta resolución temporal de las imágenes MODIS (Hall *et al.*, 1995). La expresión de este índice se presenta a continuación:

$$NDSI = \frac{\text{Banda Verde} - \text{Banda Infrarroja de onda corta}}{\text{Banda Verde} + \text{Banda Infrarroja de onda corta}} \quad (1)$$

Utilizando este índice se logró dar con un valor umbral identificado previamente por Dozier (1989). De esta forma los valores de NDSI mayores o iguales a 0,4 representan adecuadamente la capa de nieve en la escena analizada. Sin embargo, los autores destacan que si bien este valor es adecuado como referencia, el umbral NDSI se puede modificar analizando cuidadosamente el efecto en los resultados, ya que este varía según el área estudiada (Hall *et al.*, (1995)).

Cabe destacar que el índice ha necesitado de distintas mejoras y pruebas espectrales adicionales con el fin de corregir los resultados en aquellas coberturas mixtas o en zonas donde se requiera ajustar los umbrales de referencia (Hall & Riggs, 2010), lo cual ha sido facilitado por las nuevas tecnologías y resoluciones de los satélites actuales.

Por otra parte, cabe destacar que, si bien el Índice de diferencia normalizada de nieve significa hasta el día de hoy un avance importante para la teledetección, es un resultado que se basa en cerca de veinte años de estudios donde paulatinamente se establecieron las relaciones de las bandas espectrales para esta cubierta, y de las distintas pruebas para tener un umbral de referencia. Además, el NDSI tenía como herencia el *Índice de Diferencia Normalizada de Vegetación* (“NDVI” *por sus siglas en inglés*) (Tucker, 1979; 1986), lo cual sirvió como una referencia para su modelación. De la misma forma el NDSI permitió la creación de nuevos índices de diferencia normalizada referidos a las cubiertas de nieve con el fin de mejorar los resultados, y ampliarlos para estudiar a mayor cabalidad distintos ambientes, como el presente caso de estudio: los ambientes glaciares.

2.3 Desarrollo de índices de diferencia normalizada para cubiertas glaciares

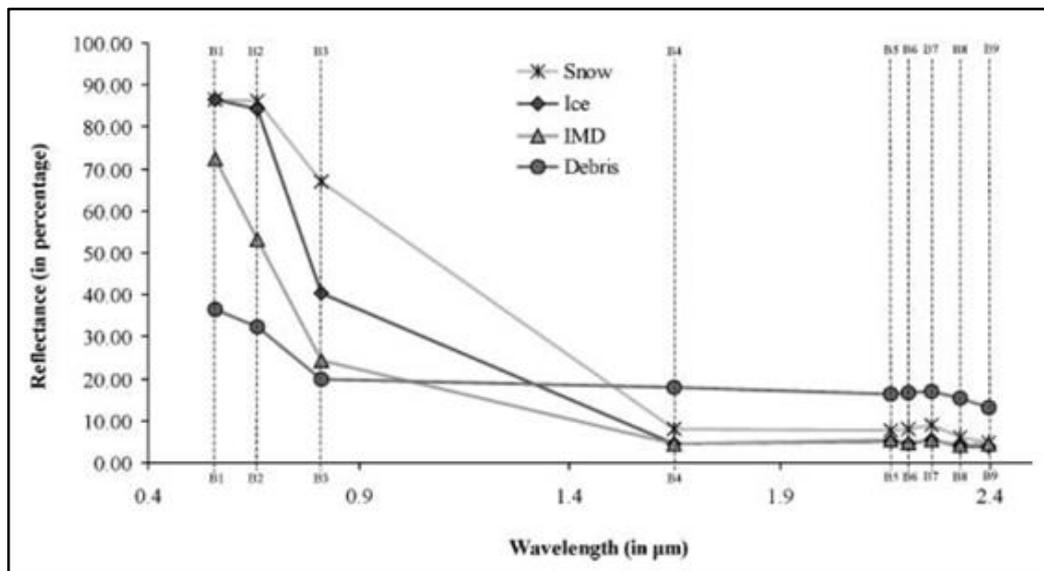
El desarrollo de los índices de diferencia normalizada mencionados, con sus respectivas pruebas espectrales, han permitido abarcar distintos ambientes para estudiar. El NDSI describe principalmente la presencia de nieve en el territorio, sin embargo, nuevos satélites con mejores resoluciones permiten aumentar el interés por estudiar áreas glaciares. Para ello se comienza a complementar el uso de índices y técnicas de teledetección.

Siguiendo esta lógica, Shimamura (2006) presenta un nuevo índice normalizado para identificar áreas nieve y áreas mixtas que comprende vegetación y nieve. Esto busca corregir una de las problemáticas identificadas por los mismos autores del NDSI (Hall & Riggs, 2010).

En esta misma línea, el autor Keshri *et al.*, (2009) logra identificar que el NDSI es insuficiente para describir ambientes supraglaciares por sí solo, debido a la variedad de cubiertas existentes en ellos, tales como mezclas hielo-nieve, detritos, y destaca la

necesidad de discriminar la cubierta de nieve y la cubierta de hielo por separado. Para ello logra incluir nuevas cubiertas a los estudios de reflectancias para la creación de nuevos índices normalizados. Las cubiertas incluidas en este estudio y sus reflectancias quedan presentadas en la *Figura 3*.

Figura 3: Curvas de reflectancia espectral para las cubiertas de nieve, hielo, escombros mezclados con hielo (IMD) y escombros.



Fuente: Keshri et al., (2009)

En base a las diferencias de reflectancia presentadas por las cubiertas estudiadas por Keshri *et al* (2009)., –derivadas del sensor ASTER– el autor propone la aplicación sucesiva de índices con el fin de discriminar con mayor rigurosidad los escombros y superficies de mixturas entre escombros y nieve. Si bien mantiene el uso inicial del NDSI, propone la aplicación del nuevo Índice Glaciar de Diferencia Normalizada (“NDGI”, *por sus siglas en inglés*) el cual corresponde a la diferencia normalizada de las bandas espectrales Verde y Roja, tal como se presenta en la expresión (2). Este NDGI permite identificar la cobertura de nieve y/o hielo además de las mixturas (escombros y nieve).

$$NDGI = \frac{\text{Banda Verde} - \text{Banda Roja}}{\text{Banda Verde} + \text{Banda Roja}} \quad (2)$$

Por otro lado, propone además poder discriminar entre la cubierta de nieve y hielo por medio de la diferencia normalizada entre la banda Verde e infrarrojo cercano, ya que la reflectancia del hielo disminuye hacia el infrarrojo cercano. De esta forma, crea la siguiente expresión (3):

$$NDSII = \frac{\text{Banda Verde} - \text{Banda Infrarrojo cercano}}{\text{Banda Verde} + \text{Banda Infrarrojo cercano}} \quad (3)$$

La aplicación sucesiva de estos índices, como lo propone Keshri *et al* (2009)., permite reconocer por lo menos tres cubiertas presentes en ambientes supraglaciares (nieve, hielo y mixturas). Esta metodología permite realizar monitoreos temporales sobre la evolución de estas, sin embargo, también surgen nuevas aplicaciones.

2.4 Aplicación de índices de diferencia normalizada en Chile

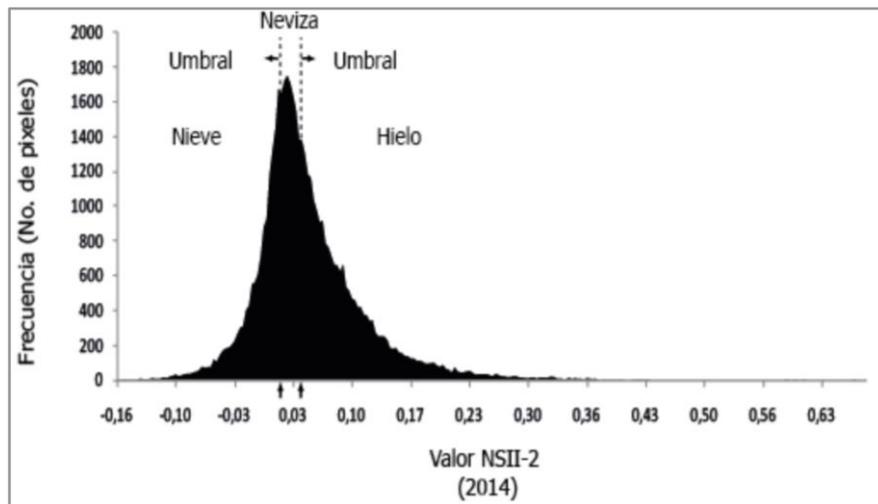
Si bien la aplicación de estos índices supone un gran avance en la identificación y correcta delimitación de superficies, aún existen factores a los cuales adaptarse. Un estudio reciente aplicado en Chile, que sigue la lógica de la aplicación sucesiva de índices de diferencia normalizada propuestos por Hall *et al.*, (1995) y Keshri *et al.*, (2009), fue realizado por Herrera (2016), quien logra identificar que las áreas de pendiente pronunciada generan zonas sombreadas que generalmente son clasificadas como escombros. Esta simplificación provoca un error no menor en la estimación de las cubiertas. Con el fin de corregir estas zonas sombreadas Herrera (2016), propone agregar un nuevo índice de diferencia normalizada para su correcta identificación lo cual fue utilizado en un estudio de identificación de superficies en los Andes Centrales de Chile. Como resultado de su aplicación concluye que este índice presenta un alto porcentaje de validación que supera el 80%. Este “Índice de Diferencia Normalizada de IMD (*por las siglas en inglés de “iced mixed debris”*) + Sombra” se basa en las bandas de infrarrojo cercano e infrarrojo de onda corta, resultando la siguiente expresión (4):

$$IMD + SOMBRA = \frac{\text{Banda Infrarrojo cercano} - \text{Banda Infrarrojo onda corta}}{\text{Banda Infrarrojo cercano} + \text{Banda Infrarrojo onda corta}} \quad (4)$$

Llevando la metodología de aplicación sucesiva de índices de diferencia normalizada a un área de estudio con una cordillera de gran pendiente como la Cordillera de los Andes permite corregir los errores de estimación donde la topografía supone una limitación en la identificación de cubiertas glaciares, y busca ser una alternativa para estudios de esta temática que han contrarrestado esta limitación mediante el uso de mapas de pendientes y análisis morfológicos complementarios (Patel *et al.*, (2019); Yousuf *et al.*, (2019)).

Por otra parte, Herrera (2016) al analizar los histogramas de frecuencia de píxeles para el NDSII propuesto por Keshri *et al* (2009)., da cuenta que en aquellos casos –como su estudio– permite distinguir una tercera moda. Es decir, una tercera frecuencia da cuenta de una tercera clasificación de cubiertas, la cual corresponde en su estudio a la cubierta de neviza, tal y como se presenta en la *Figura 4*. A esto se debe que la autora se refiera a este índice como “NDSII-2” debido a los dos umbrales que separan a las cubiertas identificadas. Esta consideración en el índice propuesto por Keshri *et al* (2009)., supone una mejora en la definición de las clasificaciones en ambientes glaciares.

Figura 4: Ejemplo histograma de frecuencias para NDSII-2 (2014)



Fuente: Herrera (2016)

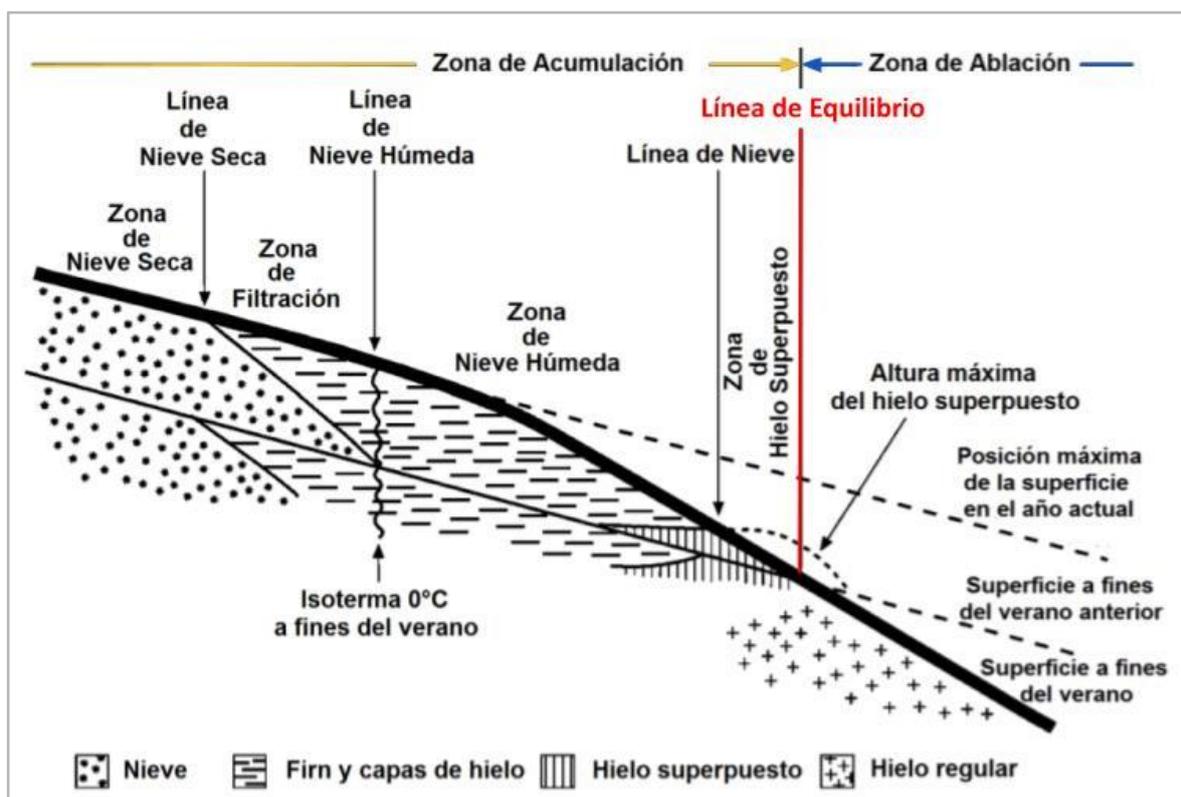
2.5 Relación entre los índices de diferencia normalizada y la definición de la Línea de Equilibrio Altitudinal (ELA)

La potencialidad de la presente investigación al aplicar los índices espectrales anteriormente mencionados, incluyendo el propuesto por Herrera (2016), permite no sólo identificar las superficies glaciares, sino que se posicionan como una alternativa para la estimación de la *Altitud de la Línea de Equilibrio glaciar* (“ELA” por sus siglas en inglés). Esta altitud, si bien es teórica, presenta una gran relevancia a la hora de evaluar el comportamiento de un glaciar, ya que permite dividir las zonas donde el glaciar acumula masa –zona de acumulación– y la zona donde el glaciar pierde masa –zona de ablación–, tal como se presenta en la *Figura 5*.

La zona de acumulación recibe aportes de precipitación (sólida o líquida), avalanchas o nieve transportada por el viento; mientras que la zona de ablación corresponde al área glaciar donde se pierde masa, esto por derretimiento superficial o sublimación (Cuffey & Paterson, 2010). Es por ello, que la ELA logra definir la posición altitudinal donde el balance de masa anual es igual a cero, debido al equilibrio entre la zona de acumulación y de ablación.

Al término de la temporada de verano la superficie en la zona de ablación está cubierta principalmente de hielo, mientras que en la zona de acumulación predomina la presencia de nieve (Cuffey & Paterson, 2010). Es de esta relación la cual justifica el uso de los índices de diferencia normalizada de forma sucesiva para la determinación de ELA: la correcta clasificación de cubiertas permitirá la clasificación de nieve y hielo, y su identificación en el glaciar permite determinar la posición de ELA, según Herrera (2016).

Figura 5: Zonas presentes en un glaciar



Fuente: Cuffey & Paterson (2010) traducido por Sepúlveda (2016)

Esta aplicación representaría un gran avance en los estudios de estas materias en Chile, ya que los estudios referidos a ELA en Chile central son escasos, principalmente ya que requieren de observación de campo la cual se ve dificultada por el acceso a zonas remotas montañosas, y, en consecuencia, se ve afectada su continuidad en el tiempo. Actualmente los estudios realizados se derivan por observaciones de la línea de nieves (Bravo *et al.*, (2017); Le Quesne (2009)) ya que estas son coincidentes en la estación seca debido a la condición templada que presentan los glaciares (Rivera *et al.*, 2000)), sin embargo, los estudios sobre línea de nieves, a cargo de la DGA, son discontinuos, lo que impide un análisis de tendencias certero. Otra forma de analizar el comportamiento de ELA se desprende de la variación y comportamiento de la isoterma cero, comúnmente estudiada por medio de radiosonda con los datos de temperatura diaria y precipitación (Carrasco *et al.*, 2005), sin embargo, sus resultados responden a una extrapolación de datos de las cuatro estaciones existentes, la estación de Antofagasta, Santo Domingo, Puerto Montt y Punta Arenas, y no se limitan a resultados locales como en la respuesta de un glaciar particular. Pellicciotti *et al.*, (2014), afirma que la estimación de cambios a escala local permite una mayor certeza ya que los análisis regionales se homogenizan los reales efectos en el cambio glaciar. Así mismo Kaser *et al.*, (2003) afirma que la forma más adecuada de estimar el comportamiento de un glaciar en particular se obtiene por medio de los estudios sobre la línea de equilibrio altitudinal, lo cual para efectos de la investigación corresponde a uno de los resultados de la aplicación sucesiva de índices espectrales.

CAPÍTULO 3: ÁREA DE ESTUDIO

La zona glaciológica de los Andes Centrales, donde se inserta el área de estudio, se extiende desde la cuenca del Aconcagua hasta la cuenca del Maule, abarcando un área glaciaria de 854,75 km², siendo esta más predominante entre el glaciar Juncal Norte, hasta el Glaciar Universidad en la cuenca del Rapel, siendo este último el de mayor dimensión de esta zona (Ministerio de Obras Públicas (MOP), 2016).

La cuenca del Río Rapel presenta un área glaciaria de 292 km², lo cual representa un 1,2% del área a nivel nacional (MOP, 2016). Con respecto al volumen de hielo en la cuenca alcanza un 13,2 km³, donde su equivalencia en agua corresponde a 11,5 km³ (MOP, 2016). Dentro de esta cuenca el glaciar de mayor superficie es el glaciar Universidad, con un área que alcanza los 28 km², aproximadamente.

El glaciar Universidad se ubica en la Región de O'Higgins, a 55 km. al este de la localidad de San Fernando (34° 40'S, 70°20' W), denominado así por Lliboutry (1956) en su expedición por la zona, quien fue el primero en describir su morfología y características. Se ubica en la parte alta de la subcuenca del Río Tinguiririca y pertenece a un complejo glaciar que incluye al Glaciar Cipreses, Glaciar Plomo, Glaciar Cortederal (*Figura 6*). Esta área además destaca por la presencia de lagos proglaciares (en extremos glaciares) y supraglaciales (en aquellos cubiertos de debris) (Bravo *et al.*, 2017).

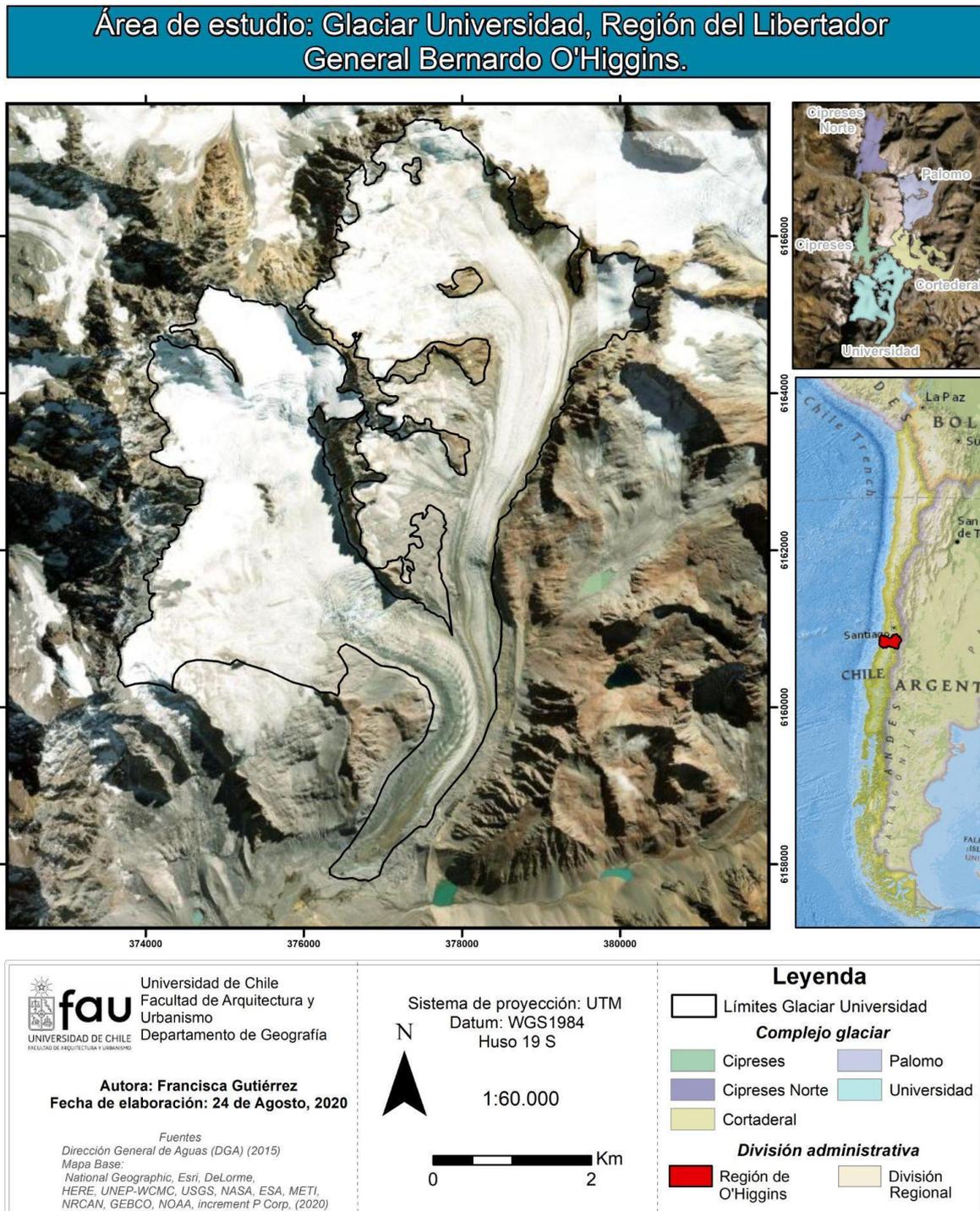
Según la clasificación glaciar, el Glaciar Universidad corresponde a un glaciar de valle, ya que presenta uno o más zonas de acumulación en la cabecera las cuales al estar ubicadas en un valle permiten un flujo de hielo, por la diferencia de pendiente, el flujo de hielo desciende y queda circunscrito en el valle (Segovia-Videla, 2017). En el caso del Glaciar Universidad, el cual presenta un área de 27,56 km² (DGA, 2015). El glaciar presenta dos áreas de acumulación donde la cabecera de la rama occidental del glaciar descansa sobre la pendiente sotavento del relieve de una cadena montañosa secundaria, de la cual su cumbre más alta fue denominada "Alto de los Arrieros", presentando pendientes entre 4300 y 3500 m., aproximadamente (Lliboutry, 1956). La rama oriental, según estudios de Lliboutry (1956), solía alimentarse levemente del hielo proveniente de las laderas del Palomo, por medio de estrechos canales que los conectaban. Esta sección se presenta a una menor altitud que la rama occidental. Las características entregadas por la Dirección General de Aguas (2015) sobre el glaciar indican que presenta una altitud máxima de 4.934 m.s.n.m y una altitud mínima de 2.426 m.s.n.m. Su ancho promedio es de 2,64 km² y su largo máximo total de 10,41 km².

Ambas ramas presentan una confluencia en sus lenguas a una altitud cercana a los 2.800 m.s.n.m, donde en esta unión la lengua del glaciar presenta un giro en dirección sur-suroeste por el lecho rocoso. Este giro abrupto se encuentra marcado por una secuencia de rupturas en el glaciar formando grietas, predominando estas en la zona de mayor curvatura.

La morfología del glaciar se encuentra marcada superficialmente por ojivas, bandas azules y morrenas (Bravo *et al.*, 2017), además presenta una ausencia de penitentes por sobre los 3.800 m.s.n.m (Lliboutry, 1956). Con respecto al valle por donde fluye el glaciar Universidad

corresponde a un valle de baja pendiente que se inserta en una cuenca con presencia de sedimentos glacio-fluviales.

Figura 6: Área de estudio



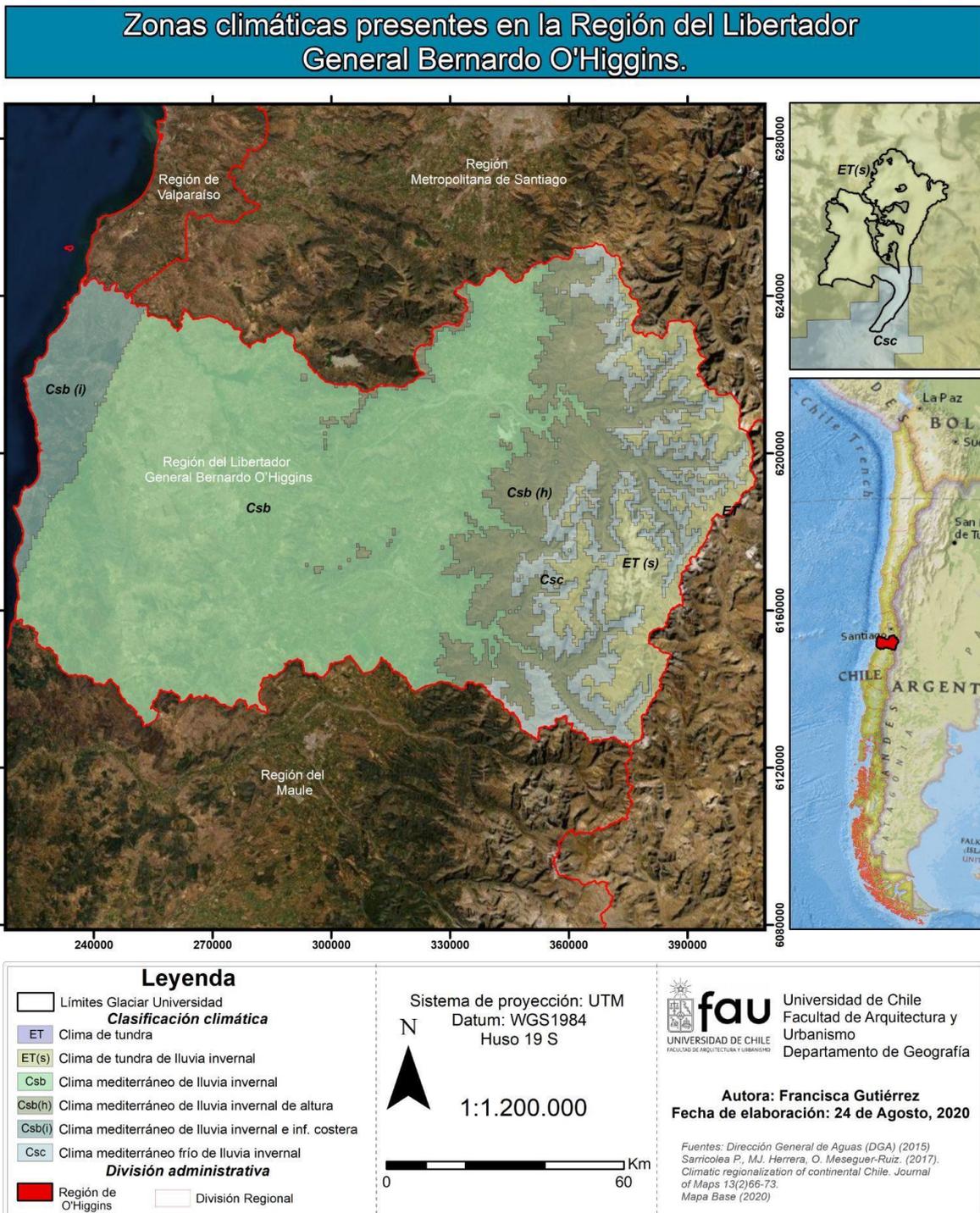
Fuente: Elaboración propia (2021).

3.1 Clima presente en el área de estudio

La región de O'Higgins, en base a la clasificación realizada Köppen-Geiger corregida por Sarricolea *et al.*, (2017), concentra un clima mediterráneo de lluvia invernal, sin embargo, se presentan además distintos climas dentro de la región asociados a su morfología (*Figura 7*). En cuanto a la zona costera se presenta el clima mediterráneo de lluvia invernal e influencia costera (Csb (i)), la depresión intermedia presenta el clima mediterráneo de lluvia invernal (Csb) con una mayor extensión en el territorio. Dentro de la zona cordillerana se encuentran de oeste a este el clima mediterráneo de lluvia invernal de altura (Csb(h)), a una mayor altitud se encuentra el clima mediterráneo frío de lluvia invernal (Csc), y en las cumbres más altas de la región predomina el clima de tundra de lluvia invernal (ET(s)). Cabe destacar que en el límite regional se presenta el Clima de tundra, pero en una mínima extensión.

Para el caso del Glaciar Universidad presenta dos climas dentro de su extensión (*Esquicio Figura 7*). Desde las cabeceras hasta el punto de su confluencia presenta un clima de tundra de lluvia invernal, mientras que en la unión de las lenguas glaciares descendiendo por el valle se presenta un clima mediterráneo frío de lluvia invernal.

Figura 7: Zonas climáticas de la región



Fuente: Elaboración propia (2021)

3.2 Hidrología del área de estudio

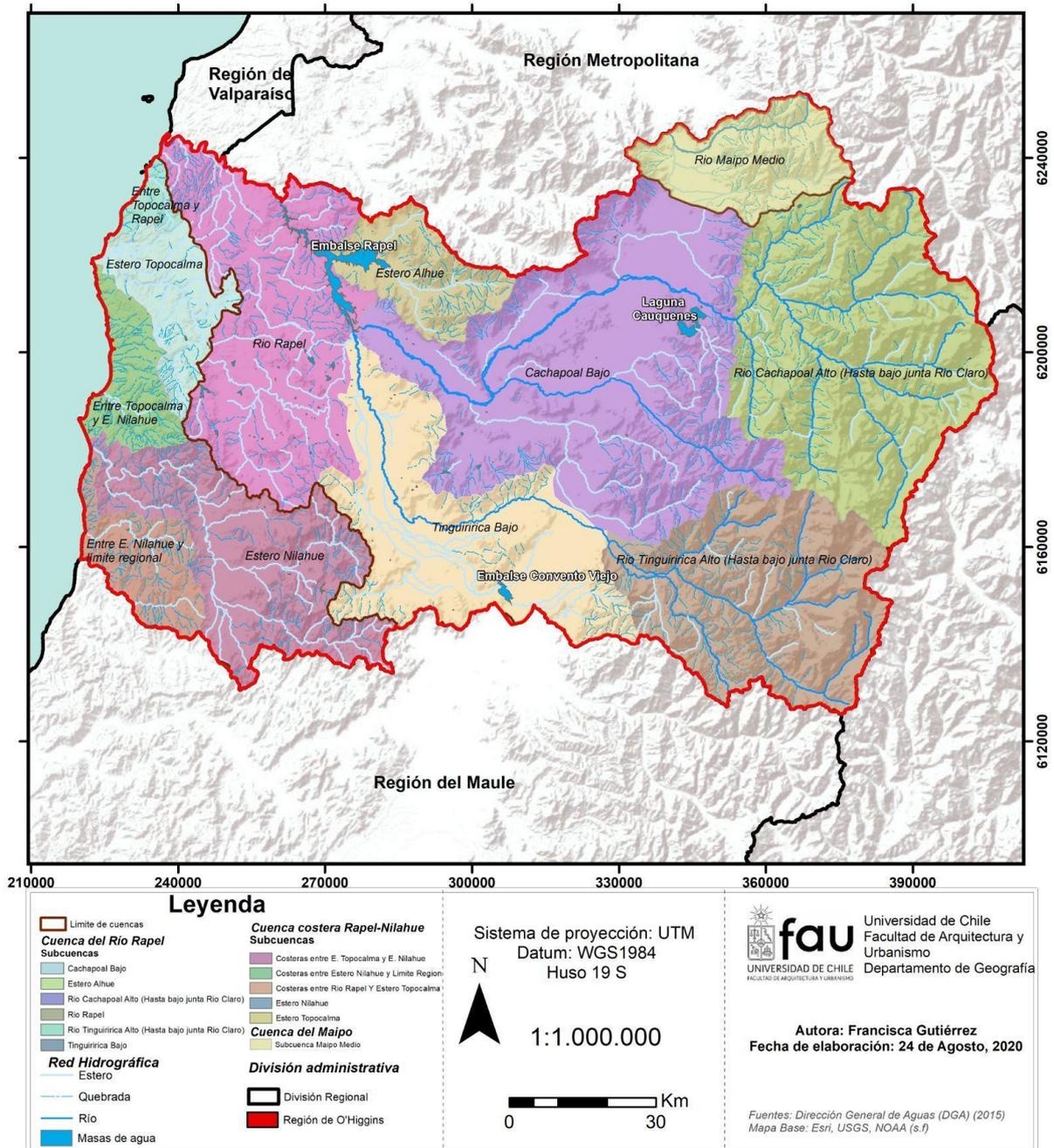
La región de O'Higgins presenta dos cuencas principales. En la costa se encuentra la cuenca de Rapel-Estero Nilahue la cual aumenta su extensión longitudinal hacia el límite norte de la región. El resto de la región comprende la cuenca del Río Rapel presentando un área aproximada de 13.765 km² (Figura 8).

El glaciar Universidad se inserta en la cabecera de la subcuenca del Río Tinguiririca Alto, dando origen al Río San José por una extensión, aguas abajo confluye con el Río del Portillo, tomando este nombre en su curso aguas abajo. Hacia el límite regional este nace el Río Azufre, donde aguas abajo se une al Río del Portillo hasta su confluencia con el Río Tinguiririca, siendo este último el curso principal de la subcuenca, El cual drena un área estimada de 4.730 km² y presenta una extensión de 167 km, considerando el río Azufre (DGA, 2004). Desde su formación fluye hacia el noroeste confluyendo con el Río Claro, en el límite de la subcuenca. Posteriormente en su recorrido, se une el estero Chimbarongo fluyendo por el ancho valle hasta unirse con el Cachapoal en el embalse Rapel (DGA, 2004). La subcuenca del Tinguiririca presenta un régimen mixto concentrando una mayor influencia nival en la parte alta de la Cuenca , variando hacia un régimen pluvial hacia su parte baja y en la subcuenca del Cachapoal (DGA, 2004). El río rapel surge de la subcuenca del Cachapoal y la subcuenca del Tinguiririca, en el sector de "La Junta", dadas las características en los regímenes de las subcuencas afluentes, el río rapel presenta un régimen mixto.

Dentro de las masas de agua en las subcuencas del Tinguiririca, destacan dos lagunas de baja extensión. Por un lado, se encuentra la laguna "Caballo muerto" con 50,24 m² de extensión, y, por otro lado, cercana a la lengua del glaciar se encuentra una laguna sin nombre registrado, de 86,05 m². En la subcuenca del "Tinguiririca bajo" destaca el embalse "Convento Viejo" con una capacidad de 500 millones de m³ (DGA, 2004), y en la subcuenca del Río Rapel se encuentra el embalse del mismo nombre, con una con una capacidad de 680 millones de m³.

Figura 8: Hidrografía regional

Hidrografía presente en la Región del Libertador General Bernardo O'Higgins.



Fuente: Elaboración propia (2021)

3.3 Pisos altitudinales presentes en el área de estudio

Con respecto a las condiciones de permafrost presente en el área de estudio, se analiza a escala de subsubcuenca donde el Glaciar Universidad se ubica en la cabecera de la subcuenca del Río Tinguiririca Alto, y a su vez, se ubica en la subsubcuenca del Río Azufre hasta el Río Portillo. En base a la clasificación de pisos altitudinales de Barsh (1978) e IPA (2010), establecidos según las condiciones favorables para que se presentan altitudinalmente para la presencia del permafrost. Cabe destacar que esta es una aproximación a una estimación teórica del porcentaje de permafrost presente en el área. Los cuatro rangos que presentan los autores y su extensión en el área de estudio son presentados en la *Tabla 1*.

Tabla 1: Tipo de permafrost presente según rango altitudinal

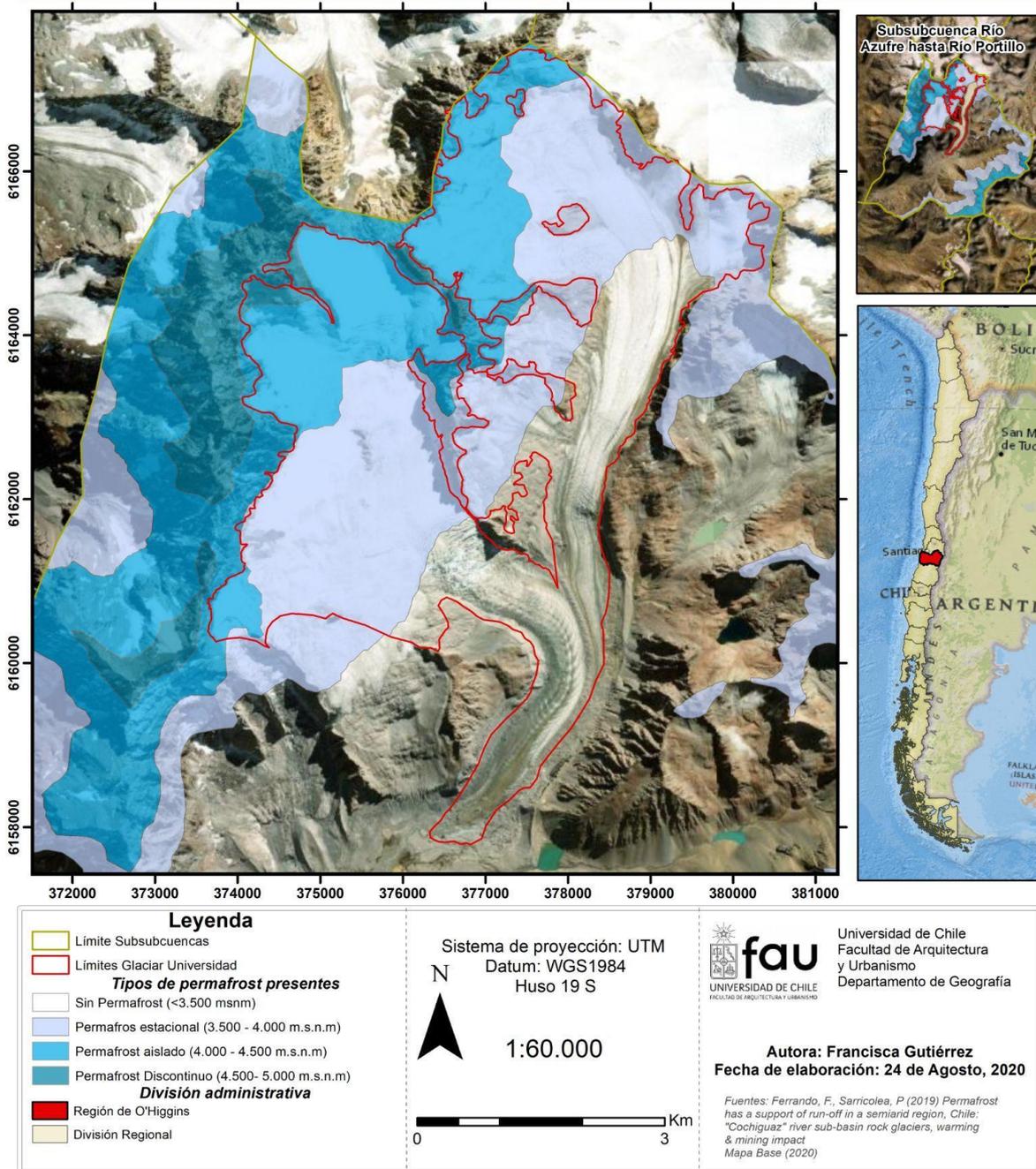
Tipo de permafrost	Rango altitudinal (m.s.n.m)	Área (km ²)	%
Sin permafrost	<3.500	86,47	51,83
Permafrost esporádico o estacional	3.500 – 4.000	48,35	28,98
Permafrost Aislado	4.000 – 4.500	26,76	16,04
Permafrost discontinuo	4.500 – 5.000	5,25	3,15
Total		166,83	100

Fuente: Elaboración propia (2020) en base a la clasificación (Barsh (1978); IPA (2010)).

La subsubcuenca presenta cuatro del total de tipos de permafrost identificado por los autores, ya que no se obtuvo presencia de permafrost continuo dentro del área (*Figura 6*). El área que presenta permafrost corresponde a la cabecera de la subsubcuenca, dejando la lengua del glaciar y la zona baja de sus cabeceras sin presencia de permafrost. Ambas cabeceras del glaciar presentan permafrost estacional y aislado, abarcando un 28,98% y 16,04% de la extensión de la subsubcuenca. Para el caso del permafrost discontinuo se ubica principalmente superior a la cabecera oeste del glaciar, y en menor presencia entre ambas cabeceras, representando así sólo un 3,15% del área estudiada, tal como lo muestra la *Figura 9*.

Figura 9: Tipos de permafrost presentes en el área de estudio.

Tipos de Permafrost presentes en la subsubcuenca del Río Azufre hasta Portillo, Región del Libertador General Bernardo O'Higgins.



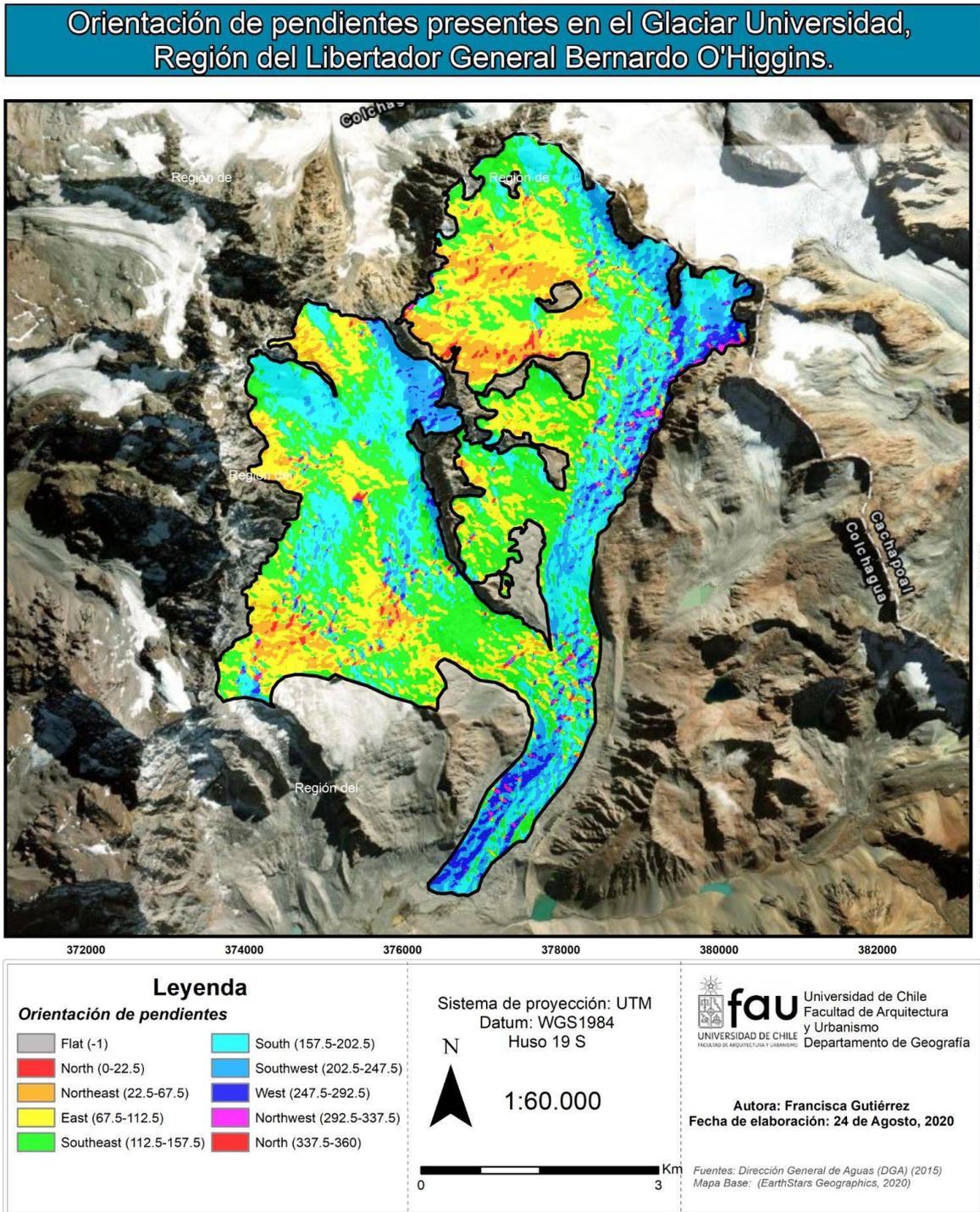
Fuente: Elaboración propia (2021)

3.4 Orientación

La orientación del glaciar Universidad corresponde, según la clasificación de la DGA (2017), a una exposición sureste (SE) (*Figura 10*). Al analizarlo por sección se obtiene que la zona de acumulación presenta una orientación sur-sureste, mientras que la zona de ablación presenta una orientación sur, predominantemente.

Para el caso de la rama occidente se distingue una mayor presencia de orientación SE en la zona acumulación, además de orientación sur y sureste hacia el extremo norte. Para el caso de la rama oriental, en su zona de acumulación de mayores altitudes presenta una orientación SE. En esta sección hacia el límite este del glaciar, se presenta una mayor presencia de exposición sur y sureste, la cual se extiende hacia la lengua glaciar. Cabe destacar además que la pendiente estimada corresponde a $19,92^{\circ}$ (DGA, 2017).

Figura 10: Orientación de pendientes en el área de estudio.



Fuente: Elaboración propia (2021)

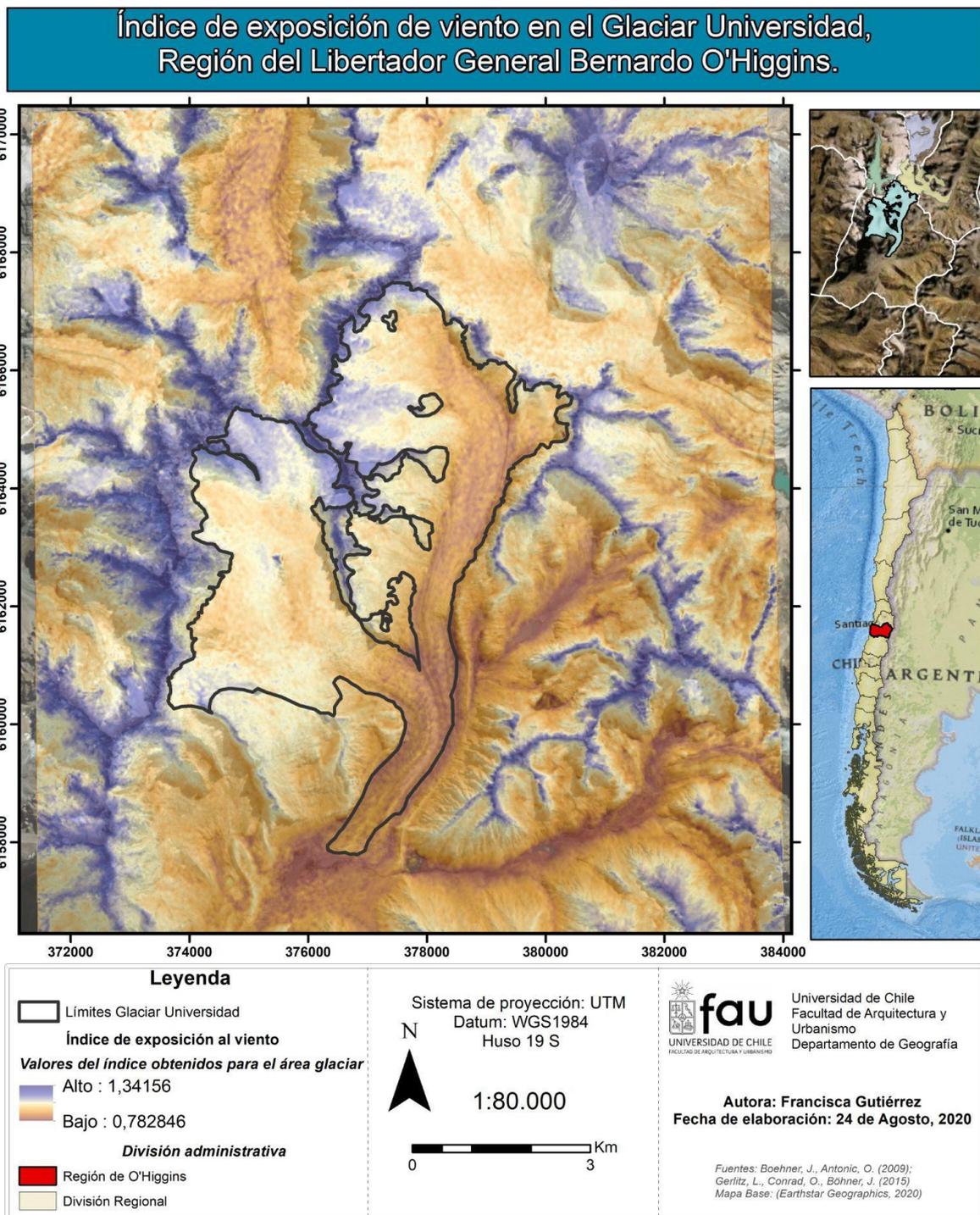
3.5 Exposición al viento:

El índice de exposición al viento resulta de las investigaciones de Boehner-Antonic (2009) y Conrad *et al.*, (2015), las cuales fueron aplicadas en el software SAGA GIS 7.7.0 (*System for Automated Geoscientific Analyses*) utilizando como archivo de entrada el modelo de elevación digital (DEM) ALOS PALSAR (2016) de la región donde se inserta el área de estudio. Los valores entregados oscilan entre positivos y negativos. Aquellos valores mayores a 1 indican áreas de mayor exposición al viento, mientras que los valores inferiores a 1 indican áreas que se encuentran protegidas de la presencia de viento. Los resultados obtenidos para el glaciar Universidad se presentan en la *Figura 11*.

En cuanto a los resultados para el área de estudio se obtuvo una baja oscilación entre los valores obtenidos. Las zonas de mayor exposición al viento (*representadas en color azul*) corresponden a las mayores altitudes del área de estudio. En el glaciar estudiado, estas zonas se presentan mayormente al norte de la rama occidental disminuyendo desde la cabecera hasta la zona de ablación. Para el caso de la rama oriental, esta presenta una baja exposición al viento desde su lengua hasta su cabecera, especialmente en su zona oriente.

La justificación de este análisis en el área de estudio recae en que la exposición al viento en cuerpos de nieve y hielo se asocia también a las mayores tasas de sublimación (Ayala *et al.*, 2017), fenómeno que prevalece en sitios de mayor elevación, tal como se obtuvo anteriormente; mientras que la pérdida de masa de nieve y hielo domina en las zonas bajas del glaciar.

Figura 11: Índice de exposición de viento aplicado en el área de estudio.



Fuente: Elaboración propia (2021)

CAPÍTULO 4: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

El marco temporal del estudio corresponde a treinta años, desde 1990 a 2020. Esto debido a que en un registro menor podrían no detectarse las tendencias que se buscan estimar, pero en periodos mayores o iguales a treinta años las tendencias son más evidentes (Martínez-Austria *et al.*, 2014).

Los años del presente estudio fueron seleccionados según los criterios de disponibilidad de imágenes, periodos sin anomalías climáticas asociadas al fenómeno ENSO (ítem 4.1), particularmente la fase *El Niño*, seleccionando así un número de imágenes que lograra representar un periodo de treinta años.

La metodología aplicada sigue la lógica de aplicación de índices sucesivos propuesta por Keshri *et al.*, (2009) y, posteriormente, Herrera (2016), llevada a cabo mediante los softwares ArcGis Pro y ENVI 5.3, principalmente.

4.1 Filtro y selección de imágenes:

El área de estudio se sitúa en Chile Central, donde el fenómeno de Oscilación del Sur (ENOS) presenta alta influencia en la variabilidad climática interanual. En su fase cálida conocida como "*El Niño*", Masiokas *et al.*, (2006) estima una relación directa de su presencia con la mayor acumulación de nieve en los Andes centrales (30° - 37°), y en presencia de "*La Niña*" se evidencia un aumento en los montos de ablación glaciaria. Es por ello que la identificación de superficies glaciares en el glaciar Universidad y el análisis de las tendencias climáticas en esta zona requiere eliminar el sesgo en cuanto a la variabilidad climática realizando un filtro de imágenes, además del filtro de cobertura nubosa (menor a 25%), en base al Índice de Oscilación del Sur, los cuales son procesados por la organización National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA).

Los datos que entregan se encuentran disponibles a escala mensual y se utilizan aquellos meses que correspondan al fin del periodo de ablación (Enero-Febrero-Marzo). Para además agregar el filtro de presencia de ENOS serán clasificados mensualmente según su intensidad, tal como se presenta en la *Tabla 2*. Esta intensidad está clasificada como débil, neutra, moderada, fuerte y muy fuerte, siendo estas dos últimas excluidas de la presente investigación.

Tabla 2: Clasificación de la intensidad del índice "SOI" (Southern Oscillation Index).

Categoría SOI	Valor	Categoría SOI	Valor
El Niño Muy Fuerte (-)	-3,4 a -2,00	La Niña Débil (+)	0,60 a 0,90
El Niño Fuerte (-)	-1,90 a -1,50	La Niña Moderado (+)	1,00 a 1,40
El Niño Moderado (-)	-1,40 a -1,00	La Niña Fuerte (+)	1,50 a 1,90
El Niño Débil (-)	-0,90 a -0,60	La Niña Muy Fuerte (+)	2,00 a 3,00
Neutro	-0,50 a 0,50		

Fuente: Calcumil (2017) en base a datos actualizados del NOAA.

La clasificación mensual del índice “SOI” presentado para el marco temporal del estudio (1990-2020) entre los meses de febrero y marzo, permite eliminar de la selección de imágenes aquellas que presenten un evento extremo ya sea de “El Niño” o “La Niña”. Todos los años presentan meses de intensidad débil a moderada que permiten el desarrollo del estudio, exceptuando el año 1998 y 2011 que presentan eventos de “El Niño muy fuerte” y “La Niña muy fuerte”, respectivamente. Las imágenes seleccionadas para el estudio corresponden al satélite Landsat, específicamente, Landsat 5 y Landsat 8 “Collection 1 Tier 1”. Ambos presentan una resolución espacial de 30 mts., sus características quedan resumidas en la *Tabla 3*.

Tabla 3: Imágenes satelitales utilizadas

Fecha de adquisición imagen	Satélite/Sensor	Landsat ID escena	Path	Row	Intensidad de ENOS
21 de marzo 1990	Landsat 5 TM	LT52320841990080CUB00	232	84	Neutro
10 febrero 1999	Landsat 5 TM	LT52320841999041COA00	232	84	Niña moderado
9 de marzo 2009	Landsat 5 TM	LT52320842009068COA02	232	84	Neutro
11 de febrero 2020	Landsat 8 OLI/TIRS	LC82330842020042LGN00	233	84	Neutro

Fuente: Elaboración propia (2021).

En la *Tabla 4* se expone la metadata de las imágenes utilizadas referidas a la elevación del sol, hora de adquisición de las imágenes, azimuth y la distancia al sol, en unidades astronómicas (AU).

Tabla 4: Metadata de las imágenes satelitales utilizadas (USGS)

Metadata	1990	1999	2009	2020
Hora (centro de la escena)	13:48:12.09	14:07:05.5	14:19:52.9	14:34:07
Azimuth Solar (grados)	59,65438459	71,972165	69,490086	66,7841
Elevación del Sol (grados)	35,83334652	47,654769	48,440257	51,5502
Distancia Tierra-Sol (AU)	0,9962261	0,9868105	0,9872548	0,98686

Fuente: Elaboración propia (2021)

4.2 Calibración radiométrica de las imágenes satelitales

Las imágenes se obtuvieron desde la plataforma *USGS Explorer*, con los filtros de fecha mencionados anteriormente, además del filtro de cobertura nubosa menor a un 25%. Posteriormente, la decisión de realizar la corrección radiométrica recae en eliminar los efectos que alteran la respuesta espectral de las coberturas, evitando así errores en la estimación y clasificación de estas, ya que de esta forma se logra tener imágenes con condiciones atmosféricas y de iluminación similares para establecer la comparación (Paolini *et al.*, 2006).

El proceso de calibración radiométrica consiste en la conversión de los números digitales de la imagen a valores de radiancia, y posteriormente a reflectancia, utilizando los metadatos contenidos en el archivo de extensión *.MTL. Este proceso se llevó a cabo en el software ENVI 5.3 + IDL 8.5 el cual presenta un paquete de herramientas de calibración radiométrica. Mediante el manual de calibración radiométrica disponible de forma online y gratuita en la web de la compañía creadora de ENVI, L3 Harris GEOSPATIAL (2021) se afirma que los pasos algebraicos para la calibración radiométrica son los siguientes:

- a) El software convierte los valores a radiancia (**L_λ**) corrigiendo así los desfases de ganancias y compensaciones cada escena (*Gain* y *Offset*):

$$L_\lambda = Gain * Pixel\ value + Offset \quad (1)$$

*Unidad de medida: W/(m² *sr*μm)*

- b) Obtenidos los valores de radiancia, se realiza la conversión a reflectancia (**ρ_λ**) utilizando los datos de tiempo de adquisición, elevación del sol, irradiancia solar, ganancias y compensaciones definidos en los metadatos de la imagen adquirida, ENVI calibra estos datos en reflectancia de la parte superior de la atmósfera (0 a 1):

$$\rho_\lambda = \frac{\pi L_\lambda d^2}{ESUN_\lambda \sin \theta} \quad (2)$$

L_λ = radiancia en unidades W/(m² *sr*μm).

d = distancia tierra-sol, en unidades astronómicas.

$ESUN_\lambda$ = radiación solar, en unidades W/(m² *μm).

θ = elevación solar en grados.

4.3 Aplicación de índices espectrales

Posteriormente, obtenidas las imágenes satelitales utilizando el filtro de intensidad del índice "SOI" y su respectiva corrección, se realiza la aplicación de índices espectrales que permite identificar las cubiertas glaciares presentes para la posterior identificación de la altitud de la línea de equilibrio (ELA). La clasificación de cubiertas glaciares sigue la metodología propuesta por Herrera (2016), basada en cuatro índices que, por medio de la combinación de bandas, entrega como resultado la extensión y distribución de cubiertas glaciares dentro del glaciar Universidad, permitiendo discriminar entre zonas cubiertas de nieve, hielo, escombros y sombra. Estas cubiertas resultantes se definen en base a la

distribución de frecuencias (histograma) de cada índice, donde según los autores Keshri *et al.*, (2009) & Herrera (2016), se identifica el valor mínimo que separa dos distribuciones en un histograma, este valor mínimo corresponde al “valor umbral”. Este enfoque estadístico permite establecer el umbral, siendo este el valor que permite discriminar entre dos cubiertas distintas. Estos valores varían según la escena analizada, el lugar y la temporalidad de la imagen, es por ello que se maneja un rango de valores umbrales como referencia de investigaciones anteriores para cada índice. Es decir, para cada índice se presentan valores umbrales distintos según el año, debido a los cambios temporales de la escena analizada.

La definición de valores umbrales se determinó principalmente por el análisis de los histogramas de cada escena, sin embargo, estos valores se ajustaron complementariamente con una clasificación semiautomatizada que buscó corroborar, con la imagen satelital utilizada, que los valores resultantes cubrieran correctamente las clases que se buscaron identificar. Los softwares que permitieron esta clasificación corresponden a ArcGis Pro y ENVI 5.3, este último permite identificar con mayor precisión el valor umbral de cada índice aplicado.

Los índices fueron contruidos en el software ArcGis Pro por medio de la herramienta “*Band Math*” seleccionando la función “*Normalized Index*”, donde se utilizó la fórmula indicada en los siguientes apartados para cada índice. Posterior a este paso, se visualizaron los índices en el software ENVI 5.3, el cual fue elegido para trabajar los histogramas principalmente por su resolución, el cual permite seleccionar de manera más precisa el umbral a utilizar. Al desplegar los histogramas de cada índice se seleccionaron los valores que permitieran discriminar entre dos, o tres clases, según el índice, lo que indica la cantidad de cubiertas que reconoce cada índice. Identificando estos valores se realizó la clasificación de cubiertas en ArcGis Pro, por medio de la herramienta “*Classify*”. Visualmente los resultados de estas cubiertas fueron corroborados procurando evitar la presencia de clases de menor área a la visualizada o una sobreestimación de estas en la clasificación.

A continuación, se presenta la especificación de cada índice utilizado:

4.3.1 Índice normalizado de diferencia de nieve (“NDSI” por sus siglas en inglés):

Este índice propuesto por Dozier (1989) y Hall *et al.*, (1995), permite identificar la presencia de nieve y hielo en un píxel. Este se basa en la respuesta espectral de la nieve y el hielo, los cuales presentan una alta reflectancia visible (VIS), y una baja reflectancia en el infrarrojo de onda corta (SWIR). Su expresión algebraica corresponde a la siguiente expresión:

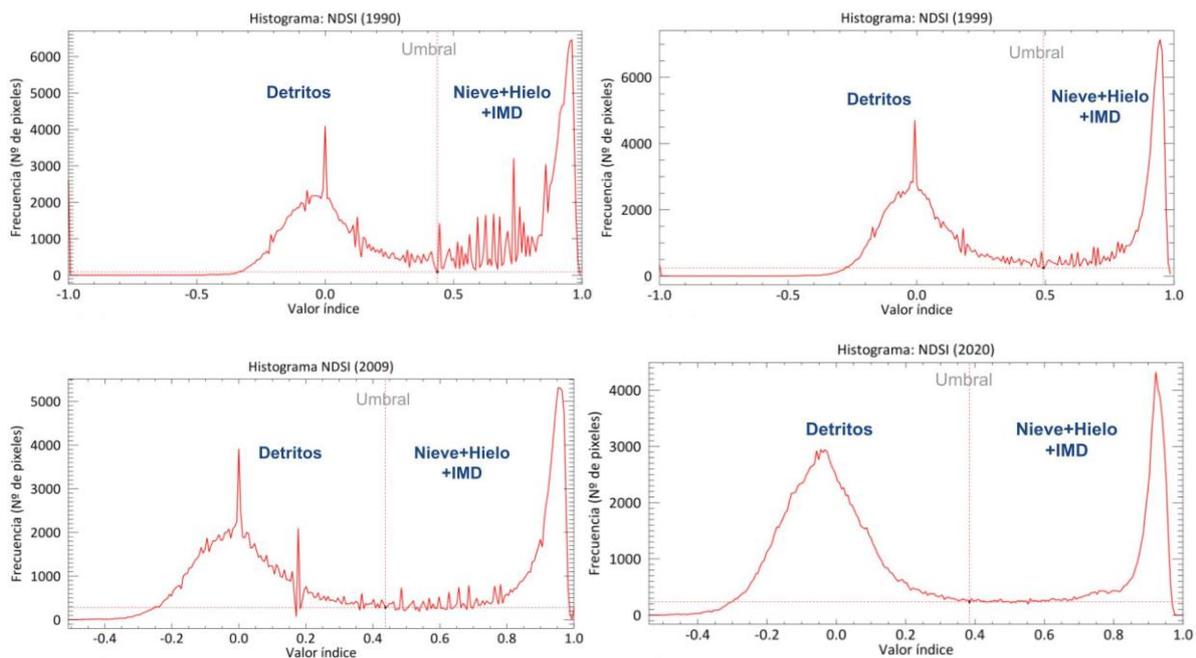
$$\text{NDSI} = \frac{\text{Banda Verde} - \text{Banda Infrarroja de Onda Corta}}{\text{Banda Verde} + \text{Banda Infrarroja de Onda Corta}} \quad (3)$$

Donde las bandas verde e infrarroja de onda corta corresponden, respectivamente, a la Banda 2 y banda 5, para Landsat 5, y Banda 3 y 6 para Landsat 8. Cabe destacar que las

longitudes de onda varían dependiendo del sensor que se utilice, como TM, OLI y ETM +, además del satélite utilizado.

En cuanto a los valores que resultan del NDSI se obtiene que aquellos de menor valor indican una superficie con alta presencia de detritos, por el contrario, los valores máximos del índice corresponden a la presencia de coberturas de nieve, hielo y la mezcla de hielo y detritos (“IMD” por sus siglas en inglés) (Herrera, 2016). Es decir, las cubiertas que se obtienen de este índice son detritos, y nieve + hielo + IMD. Los histogramas resultantes para este índice en los años estudiados quedan presentados a continuación en la *Figura 12*.

Figura 12: Histogramas del índice NDSI para los años 1990, 1999, 2009 y 2020.



Fuente: Elaboración propia (2021).

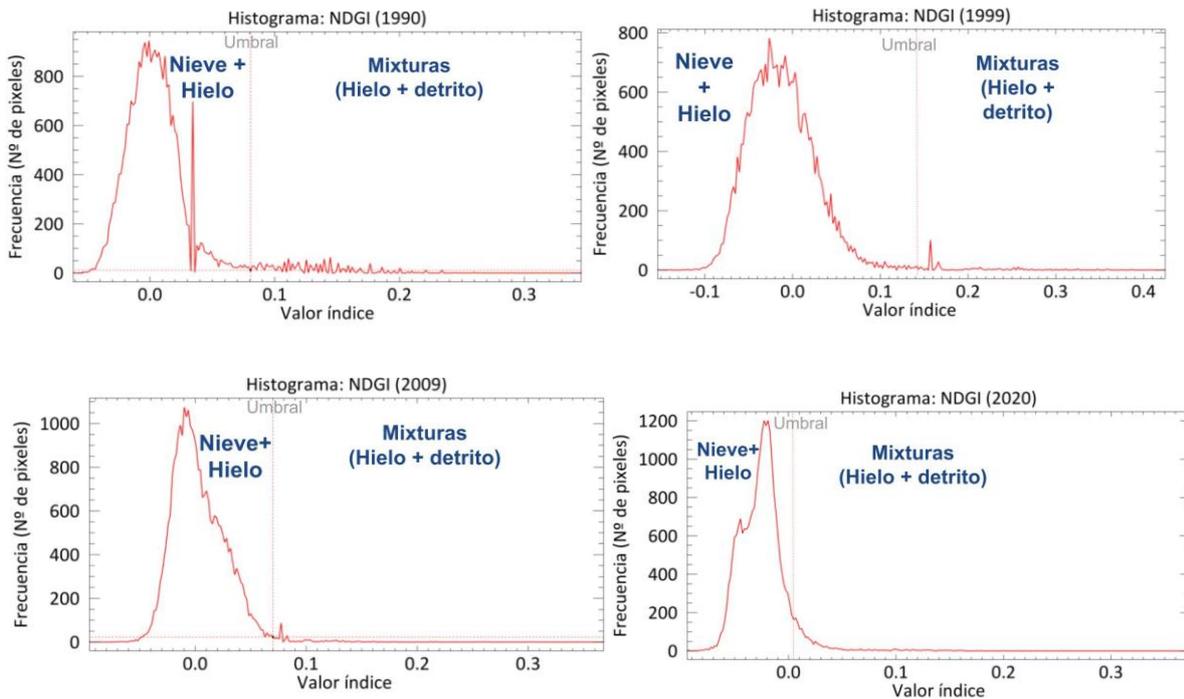
4.3.2 Índice glaciario de diferencia normalizada (NDGI, por sus siglas en inglés):

Obtenidos los resultados de la discriminación de las coberturas anteriores (Nieve, hielo e IMD, además de detritos) se requiere discriminar entre estas cubiertas por medio de la aplicación del índice NDGI. Este índice permite diferenciar entre las cubiertas “nieve+hielo” e IMD. Su formulación matemática corresponde a la siguiente expresión:

$$\text{NDGI} = \frac{\text{Banda Verde} - \text{Banda Roja}}{\text{Banda Verde} + \text{Banda Roja}} \quad (4)$$

Donde las bandas verde y roja corresponden a la banda 2 y 3, para Landsat 5, y a la banda 3 y 4, para Landsat 8. Los histogramas resultantes para este índice en los años estudiados quedan expuestos en la *Figura 13*.

Figura 13: Histogramas del índice NDGI para los años 1990, 1999, 2009 y 2020.



Fuente: Elaboración propia (2021)

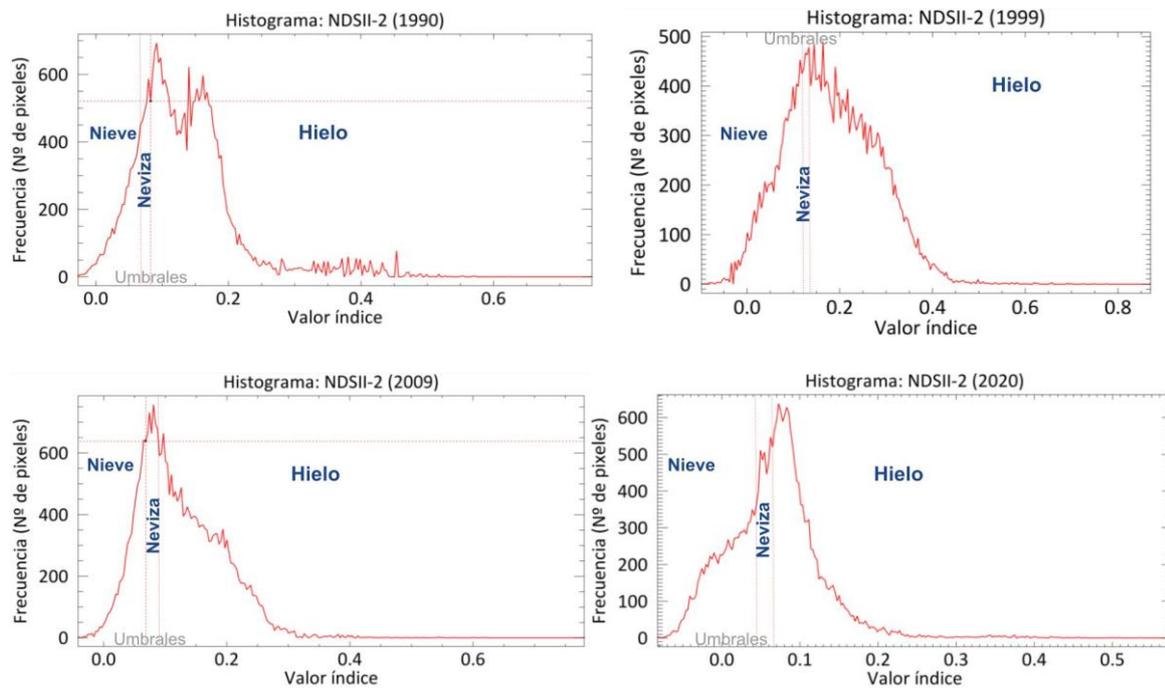
4.3.3 Índice de diferencia normalizada de nieve y hielo (NDSII-2, por sus siglas en inglés):

Teniendo los resultados anteriores, se aplica el índice NDSII-2 (Keshri *et al.*, 2009), para poder discriminar entre nieve y hielo, utilizando las bandas Verde e Infrarrojo Cercano (NIR), disminuyendo considerablemente la reflectancia del hielo en esta última. La expresión algebraica corresponde a:

$$\text{NDSII-2} = \frac{\text{Banda Verde} - \text{Banda Infrarrojo cercano}}{\text{Banda Verde} + \text{Banda Infrarrojo cercano}} \quad (5)$$

Donde la Banda verde e infrarrojo cercano corresponde a las bandas 2 y 4, para Landsat 5, y a las bandas 3 y 5, para Landsat 8. Los histogramas resultantes de este índice quedan expuestos en la *Figura 14*.

Figura 14: Histogramas del índice NDSII-2 para los años 1990, 1999, 2009 y 2020.



Fuente: Elaboración propia (2021)

4.3.4 Índice de diferencia normalizada de IMD y sombra:

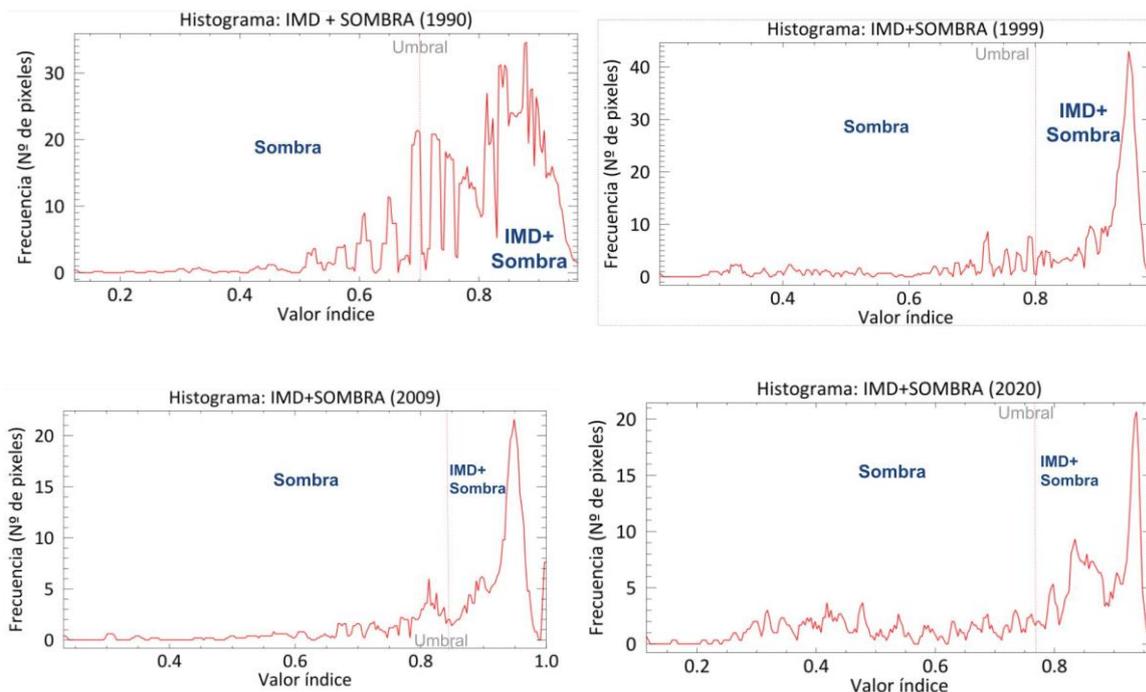
Si bien los índices anteriormente aplicados permiten distinguir con alto nivel de confianza las cubiertas de nieve, hielo y detrito, cabe destacar que presentan una limitación al ser aplicados en zonas de umbría, la cual impide distinguir las superficies de nieve y hielo (Maestro & Recio, 2004), lo cual se acentúa en topografías pronunciadas y abruptas como lo es la Cordillera de los Andes, y, la presente área de estudio. En base a esto se aplica el índice propuesto por Herrera (2016) el cual entrega mayor certeza en cuanto a las clases identificadas sin excluir las áreas sombreadas. Este índice se expresa por medio de la siguiente fórmula:

$$\text{IMD+SOMBRA} = \frac{\text{Banda Infrarrojo cercano} - \text{Banda Infrarrojo onda corta}}{\text{Banda Infrarrojo cercano} + \text{Banda Infrarrojo onda corta}} \quad (6)$$

Donde la banda infrarroja cercana e infrarroja de onda corta corresponden a las bandas 4 y 5 para Landsat 5, y a las bandas 5 y 6, para Landsat 8.

Los histogramas resultantes para este índice en los años estudiados quedan expresados en la *Figura 15* presentada a continuación:

Figura 15: Histogramas del índice IMD+Sombra para los años 1990, 1999, 2009 y 2020.



Fuente: Elaboración propia (2021)

La *Tabla 5* presenta el resumen de las bandas utilizadas para la elaboración de cada índice espectral aplicado, en función de Landsat TM y OLI/TIRS.

Tabla 5: Resumen de las bandas utilizadas para la elaboración de cada índice espectral

Índice espectral	Expresión matemática del índice	
	Bandas Landsat (5TM)	Bandas Landsat (8 OLI/TIRS)
NDSI	$(B2-B5)/(B2+B5)$	$(B3-B6)/(B3+B6)$
NDGI	$(B2-B3)/(B2+B3)$	$(B3-B4)/(B3+B4)$
NDSII-2	$(B2-B4)/(B2+B4)$	$(B3-B5)/(B3+B5)$
IMD+Sombra	$(B4-B5)/(B4+B5)$	$(B5-B6)/(B5+B6)$

Fuente: Elaboración propia (2021)

La Tabla 6 presenta el resumen de la totalidad de valores umbrales utilizados para cada índice espectral en los años del estudio.

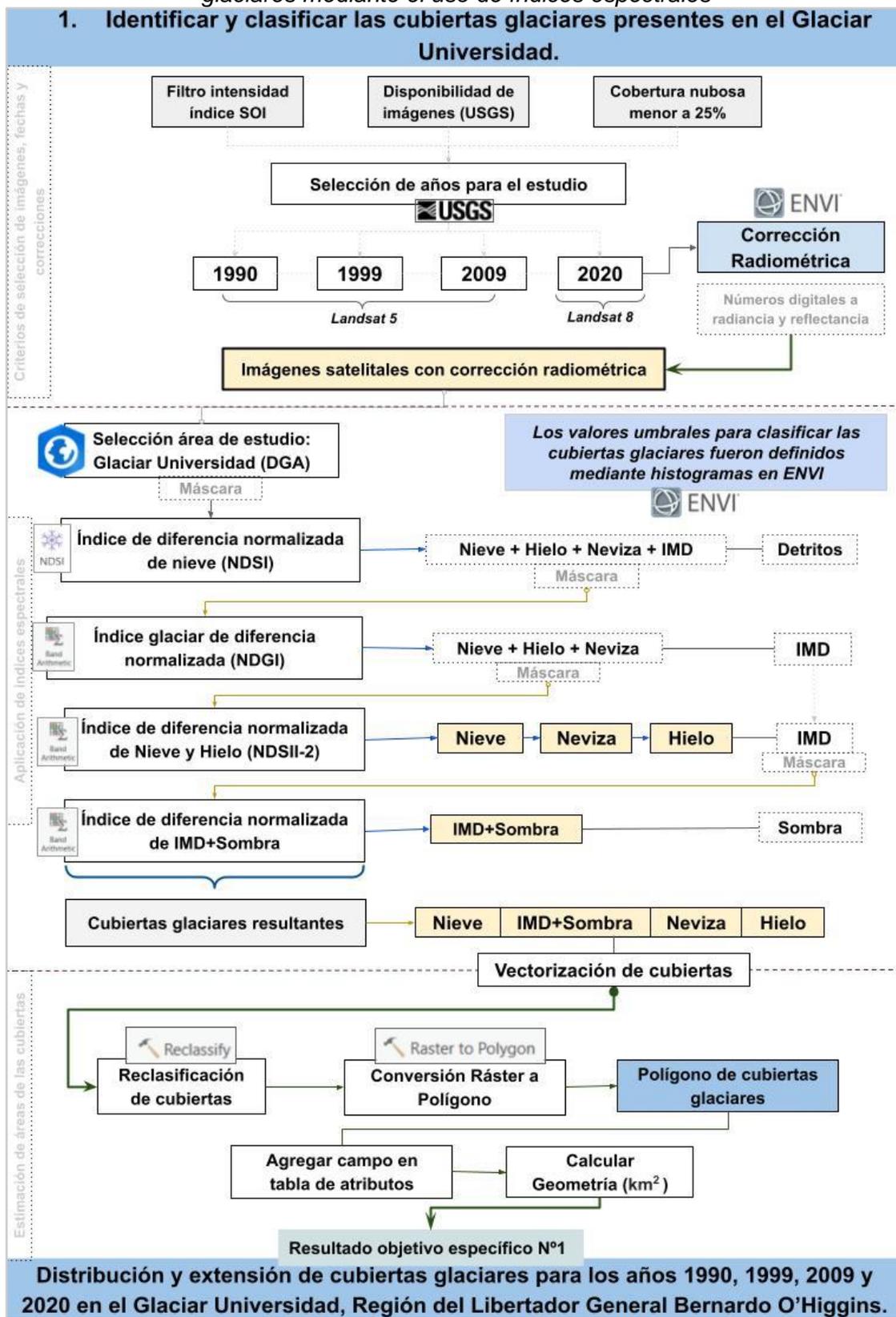
Tabla 6: Umbrales utilizados para la clasificación de cubiertas glaciares

Índice espectral aplicado	Valor umbral			
	1990	1999	2009	2020
NDSI	0,427	0,411	0,421	0,389
NDGI	0,079	0,158	0,080	0,064
NDSII-2	0,078	0,113	0,068	0,069
NDSII-2'	0,086	0,129	0,074	0,077
IMD+SOMBRA	0,629	0,786	0,874	0,768

Fuente: Elaboración propia (2021)

El resumen de la metodología aplicada para la aplicación de índices espectrales queda expuesto en la Figura 16.

Figura 16: Resumen metodológico para la identificación y clasificación de cubiertas glaciares mediante el uso de índices espectrales



Fuente: Elaboración propia (2021)

4.4 Validación del método:

Obtenidas las coberturas glaciares mediante los índices espectrales aplicados, se realiza la metodología de validación de la clasificación, la cual busca comparar las coberturas derivadas de los índices con las coberturas de la imagen real. Para llevar a cabo este paso, se realiza una clasificación supervisada en la imagen color verdadero (RGB), seleccionando puntos de control que son representativos de cada clase (Chuvieco, 1990) siendo estas, nieve, hielo, e IMD+Sombra.

Cabe destacar que la cobertura de neviza fue excluida del proceso de validación debido a la complejidad para detectar su potencial presencia en una imagen color verdadero. La neviza requiere de muestras en terreno para posteriormente identificar su densidad o bien una zonificación que dé cuenta de su mayor probabilidad de existencia, es por ello que los resultados de cubiertas glaciares identificadas mediante índices espectrales se presentarán como “neviza probable”. De igual forma, la cobertura de sombra derivada del índice espectral IMD+Sombra se excluye de los resultados y la validación, ya que no es considerada dentro de las cubiertas glaciares.

Para establecer los puntos de control para la validación se realizó un archivo vectorial de zonas de mayor probabilidad de encontrar cada cobertura identificada. De esta forma se obtuvo 3 archivos formato “*shapefile*” para cada cobertura en los cuatro años estudiados. Sobre estas áreas se desplegó un total de 20 puntos con ubicación aleatoria dentro de la cobertura, utilizando la función de ArcGis Pro “*Random Points*”. Para el caso de los años 2009 y 2020 se utilizó un total de 10 puntos de control para la cobertura de IMD+Sombra, esto debido a que la disminución de área sombreada impedía un mayor número de puntos de control. Para efectos de la validación cada punto de control representa un área de 90 m² correspondientes al tamaño de píxel comprendido.

El método para respaldar esta clasificación supervisada corresponde a la aplicación de una “Matriz de confusión”, la cual se basa en una medida de error que permite conocer la fiabilidad de la clasificación realizada en los pasos anteriores. Para ello se selecciona el número de clases “m”, que corresponderá a las clases obtenidas de los índices espectrales aplicados que se busca identificar. Posteriormente se construye una matriz “m x m”, donde en las filas se ubican las clases que se asumen como verdaderas, y en las columnas aquellas que resultan de la derivación de las imágenes de teledetección (Herrera, 2016). En la diagonal de la matriz se ubican los puntos de verificación los cuales se obtienen según la relación de las fuentes (el mapa y la realidad), un mayor porcentaje obtenido corresponde a una mayor fiabilidad de la clasificación (Castillo, 2016). Este proceso llevará a cabo en la matriz online desarrollada por Venetti (2007), la cual además calcula el coeficiente “Kappa” el cual da cuenta del grado de ajuste según la exactitud de la clasificación, es decir, permite medir entre un rango de 0 (donde la relación es al azar) a 1 (hay una fuerte relación entre la realidad y el mapa) (Chuvieco, 2010 en Castillo, 2016).

Tabla 7: Interpretación del Coeficiente de Kappa

Coeficiente Kappa	<0,00	0,00- 0,20	0,21-0,40	0,41-0,60	0,61-0,80	0,81-1.00
Fuerza de la relación	Pobre	Leve	Razonable	Moderada	Sustancial	Casi perfecta

Fuente: Elaboración propia (2020) en base a Landis & Koch (1997).

4.5 Delimitación de las altitudes de las líneas de equilibrio glaciar (ELA):

Los resultados obtenidos de los índices espectrales permiten derivar la identificación de la línea de equilibrio altitudinal del Glaciar Universidad gracias a la diferenciación de la superficie de nieve y hielo. Para obtener el rango de altitudes en el periodo observado se realiza una estimación de la media altitudinal entre la elevación máxima y mínima registrada por la línea de nieve y hielo. Debido a la morfología glaciar, los resultados serán presentados para cada cabecera, con el fin de obtener mayor precisión.

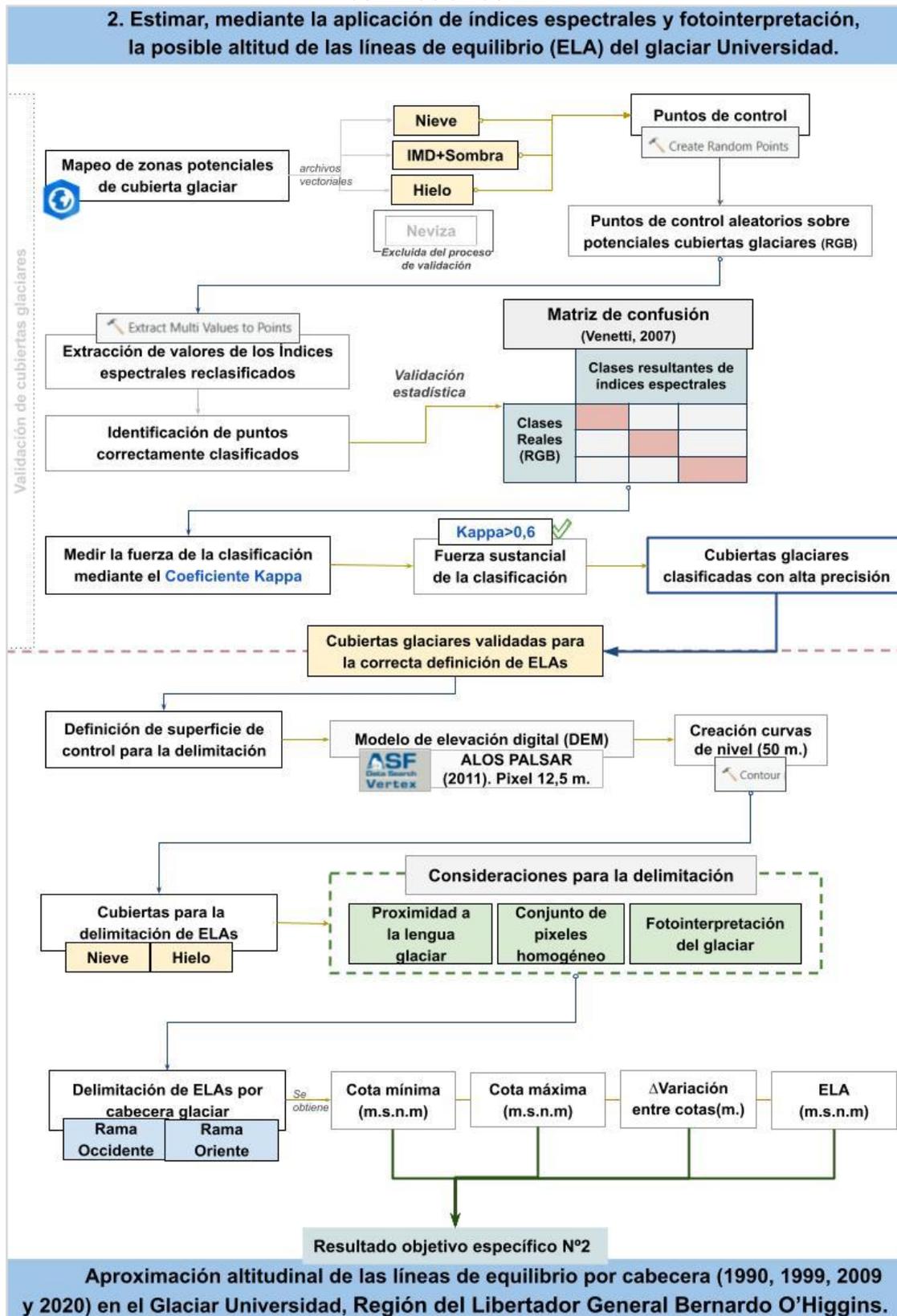
Para evitar tener una simplificación de la línea altitudinal media obtenida se utilizará como base las curvas de nivel del área de estudio calculadas a 50 m. obtenidas de un modelo de elevación digital (DEM), donde además se utilizará una escala de mapeo de ELA correspondiente a 1:50.000.

El modelo seleccionado para este objetivo es el DEM Alos Palsar (Advanced Land Observation Satellite) *Hi-Res Terrain* (2011) el cual presenta una resolución de 12,5 m. Cabe destacar que el modelo Alos Palsar también presenta un modelo de elevación para el año 2006, sin embargo, estos no presentaron variación en el área de estudio, por lo cual se seleccionó el de fecha más actual (2011).

De cada uno de estos modelos se extraen las curvas de nivel de 50 m. mediante la herramienta "Contour" de ArcGis Pro, para realizar la delimitación de cubiertas en función de estas. Una vez realizada la delimitación, utilizando un archivo vectorial, se realiza una extracción de valores para conocer las altitudes registradas por la Altitud de la Línea de Equilibrio identificada. De esta forma se presentan los resultados gráficos de ELA en cada cabecera, además de tablas resumen de altitudes registradas.

Los pasos metodológicos para la realización de la validación de cubiertas glaciares y delimitación de ELAs, queda expuesto en la *Figura 17*.

Figura 17: Resumen metodológico para el proceso de validación de cubiertas glaciares y la delimitación de ELA.



Fuente: Elaboración propia (2021)

4.6 Análisis climático:

4.6.1 Obtención de datos climáticos:

Los resultados obtenidos tanto de los índices espectrales como de las altitudes de la línea de equilibrio se respaldan mediante un análisis climático del área de estudio utilizando datos mensuales de precipitación y temperatura (mínimos y máximos), los cuales permiten conocer el contexto de las variaciones y cambios presentadas tanto por las cubiertas glaciares identificadas como de las ELAs.

Estas variables climáticas serán analizadas mediante el conjunto de datos *TerraClimate*, debido a su amplio registro de recopilación de datos, resolución espacial, además del acceso mediante a plataformas digitales y el proceso de validación asociado, permite que este conjunto de datos sea adecuado para el análisis climático del presente estudio.

El conjunto de datos "*TerraClimate*" contiene información climática mensual, además de balance hídrico y climático para superficies terrestres en un marco temporal desde 1958 hasta la actualidad (Abatzoglou et al., 2018) ya que se actualiza periódicamente. *TerraClimate* resulta mediante la combinación de normales climáticas del conjunto de datos *WorldClim* y se complementan con datos de variabilidad mensual que presentan una menor resolución. Si bien estos últimos entregan una menor resolución permiten producir un conjunto de datos de precipitación, temperatura mínima y máxima, las cuales serán utilizadas en la presente investigación, además de presión de vapor, radiación solar, entre otras (Abatzoglou et al., 2018). Los datos resultantes son entregados en cuadrículas, de aproximadamente <5 km, y presentan una validación espaciotemporal a partir de los datos de distintas estaciones, lo cual reduce el error general y entrega mayor precisión espacial en los resultados entregados (Abatzoglou et al., 2018).

Con respecto al acceso de datos *TerraClimate*, es posible obtenerlos mediante la plataforma "*Code Editor*" de *Google Earth Engine* (GEE). Para obtener resultados en el área del Glaciar Universidad, se selecciona un píxel que comprendiera la mayor parte del área de estudio, y de mayor representatividad, por lo cual el "área de control" corresponde a la zona de confluencia entre ambas cabeceras y la lengua glaciar en el área de ablación. Cabe destacar además que esta selección se basa además en la escasa variación del conjunto de datos en el área de estudio. Esta área es la geometría utilizada para obtener los datos, además, como archivo de entrada se obtiene la colección de datos *TerraClimate* para los filtros seleccionados (*Anexo 1*).

El registro de datos recabados para el área seleccionada se descargó en formato Excel, para su tratamiento, corrección de escala, y creación de tablas dinámicas, las cuales permiten entregar los resultados de forma anual y para cada semestre, de acuerdo con el año hidrológico: Semestre frío (abril-septiembre) y Semestre Cálido (octubre-marzo). Es decir, para el análisis climático se utilizaron los datos desde Abril de 1958 hasta Diciembre de 2020. Posterior a este proceso se realiza el análisis de tendencias con la prueba no paramétrica Mann-Kendall (*ítem 4.6.2*).

Por otra parte, de manera complementaria al análisis climático, se exponen resultados promedios de un conjunto de simulaciones climáticas, los cuales son obtenidos desde la plataforma *Atlas de Riesgos Climáticos para Chile* "ARClim", proyecto que evalúa el riesgo climático de forma multiescalar recopilando distintos datos y modelos climáticos. Cabe destacar que este presenta una amenaza de cambio en el clima en tres periodos principales: Pasado Reciente (1980-2010), Futuro Mediano (2035-2065).

4.6.2 Tendencias y significancias de Mann Kendall:

El análisis de las tendencias de precipitación y temperaturas, y su significancia estadística se analiza mediante la prueba no paramétrica de Mann-Kendall (Mann, 1945; Kendall, 1975). Para ello, se define un $\alpha=0,05$, y un 95% de confiabilidad. La justificación de la aplicación de esta prueba radica en que realizar un simple análisis de la serie temporal obtenida es insuficiente ya que no permite identificar variabilidades o ciclos con mayor predominancia u otras estadísticas (Alencar da Silva & Silva, 2017).

El proceso de análisis de los datos obtenidos del test Mann-Kendall será facilitado por medio de la macro "Makesens" realizado por Salmi *et al.*, (2002) del *Finnish Meteorological Institute*, donde en base al método de "Sen" no paramétrico permite además estimar la magnitud de la tendencia resultante (Sen, 1968). La simbología que entrega esta macro queda presentada en la *Tabla 8*, la cual será interpretada además por la descripción de significancia de Mann Kendall (*Tabla 9*) elaborada por Alves *et al.*, (2015) adaptada por Alencar da Silva *et al.*, (2017). Como el valor de significancia en el cual se basa este estudio corresponde a " $\alpha=0.05$ " la simbología de interés en la tabla de Makesens (2002) corresponde a (*), (**) y (***)

Esta macro entrega los valores del Test "Z", correspondiente al valor de significancia obtenido para cada periodo de análisis, mientras que el valor "Q" expresa la variación experimentada por cada parámetro (precipitación-temperatura). Este valor "Q" al ser multiplicado por diez permite obtener la tendencia decadal experimentan los datos analizados según el periodo (Sarricolea *et al.*, 2017).

Tabla 9: Nivel de significancia según simbología de la Macro Makesens

Simbología	Nivel de significación
***	si tendencia en $\alpha = 0.001$ nivel de significancia(99,9%)
**	si tendencia en $\alpha = 0.01$ nivel de significancia (99%)
*	si tendencia en $\alpha = 0.05$ nivel de significancia (95%)
+	si tendencia en $\alpha = 0.1$ nivel de significancia (90%)

Fuente: Elaboración propia (2021) en base a Salmi et al., (2002)

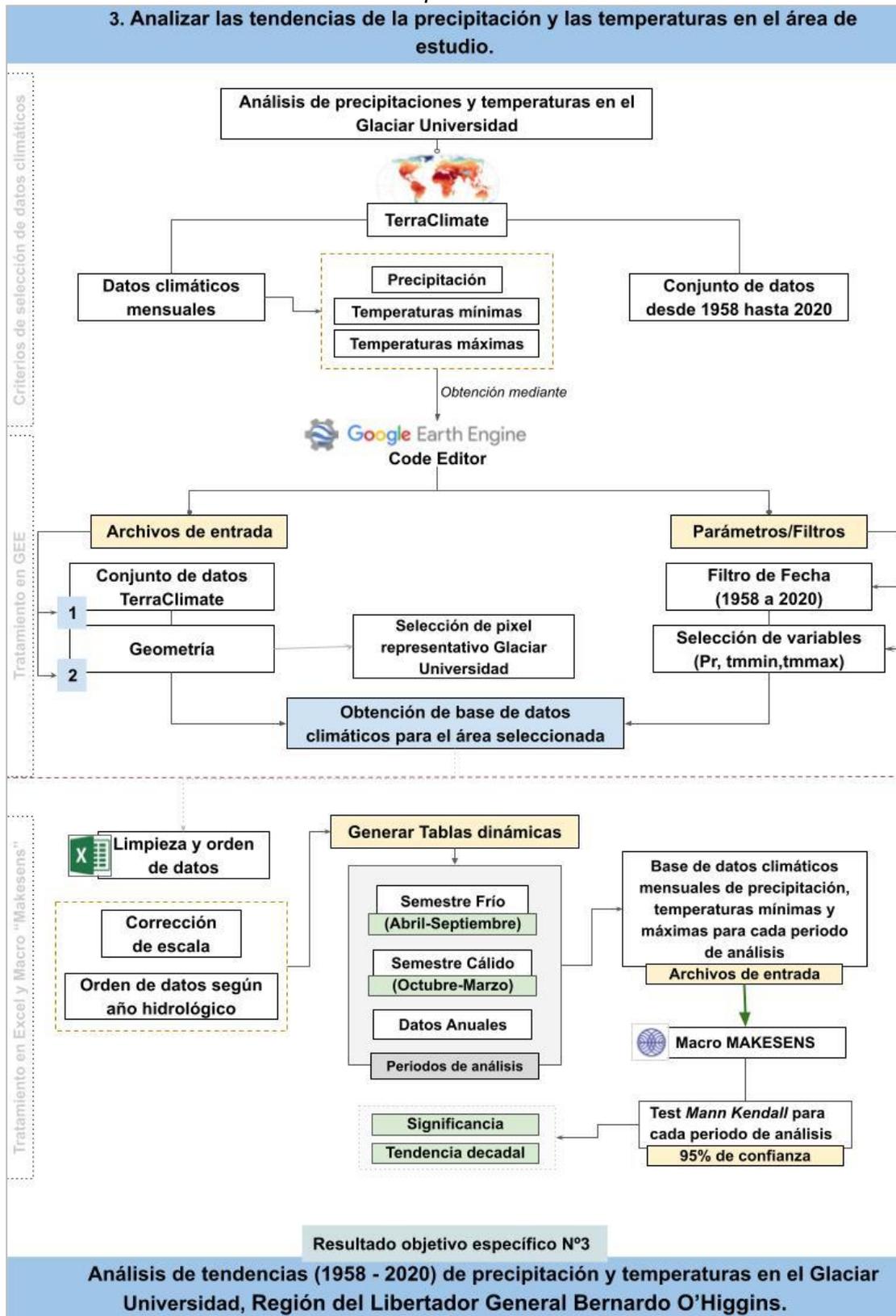
Tabla 8: Descripción de la significancia obtenida de Mann Kendall

Significancia	Simbología	Valor "Z"
Sin tendencia	ST	0
Tendencia significativa creciente	TSC	>+ 1,96
Tendencia significativa decreciente	TSD	<- 1,96
Tendencia no significativa creciente	TNSC	<+ 1,96
Tendencia no significativa decreciente	TNSD	>- 1,96

Fuente: Alves et al., (2015) adaptada por Alencar da Silva et al., (2017).

El resumen de los pasos metodológicos referidos al análisis climático del presente estudio queda expuesto en la Figura 18.

Figura 18: Resumen metodológico para el análisis climático de precipitaciones y temperaturas



Fuente: Elaboración propia (2020)

CAPÍTULO 5: RESULTADOS

5.1 Variación de las cubiertas glaciares

La identificación de cubiertas glaciares, derivadas de los índices espectrales, permite su vectorización y cálculo de áreas con el fin de conocer la respuesta que estas han tenido en los años estudiados.

Con respecto al área total de cubiertas glaciares se puede observar que para los dos primeros años del estudio (1990-1999) esta se mantiene relativamente constante alrededor de 26 km², sin embargo, para el año 2009 comienza a disminuir el área glaciaria variando desde 25,96 km² el año 2009, a 22,45 km² para el año 2020, presentando en total una disminución de 3,62 km² de área glaciaria estudiada (*Tabla 10*).

En cuanto a las estadísticas preliminares observadas, se obtiene que el coeficiente de variación presenta su valor más alto para la cobertura de IMD+Sombra, seguido de la Nieve, el Hielo y finalmente la neviza, representando así esta última la cobertura de menor variación entre los años estudiados.

Tabla 10: Área (km²) de las cubiertas glaciares y estadísticas preliminares de estas analizadas para los cuatro periodos del estudio

Extensión de las cubiertas glaciares para cada año					Estadísticas Preliminares		
Área (Km ²)	1990	1999	2009	2020	Promedio (X)	Desviación Estandar	Coficiente de Variación (CV)
Nieve	5,234	6,616	5,179	11,302	7,083	2,890	0,408
Neviza	1,433	1,688	1,112	1,625	1,464	0,259	0,177
Hielo	18,286	17,770	19,605	9,407	16,267	4,638	0,285
IMD+Sombra	1,120	0,098	0,071	0,118	0,352	0,512	1,457
Área total de cubiertas glaciares	26,072	26,172	25,967	22,452	25,166	1,811	0,072

Fuente: Elaboración propia (2021)

Considerando el análisis anterior, se presenta en la *Tabla 11* los porcentajes de cada cubierta glaciaria identificada, con respecto al área total estudiada para cada año.

Para el caso de la neviza, se mantiene un porcentaje entre 4% a 7% aproximadamente, del área total de cobertura glaciaria, alcanzando su máxima extensión para el año 2020.

La cobertura de IMD+Sombra presenta la menor extensión de cobertura identificada, siendo prácticamente despreciable para los años 1999, 2009 y 2020, debido a que no superan el 1% de las cubiertas glaciares identificadas.

Para el caso del Hielo, este presentó una extensión predominante en los años 1990, 1999 y 2009 alcanzando entre el 67% y 75,5% del área glaciaria identificada.

La Nieve se presentó como la segunda cobertura de mayor predominancia para los mismos años, alcanzando entre un 20% y 25% de extensión dentro del área glaciaria identificada.

El año 2020 se invierten las tendencias presentadas por el Hielo y la Nieve, donde el hielo presentó una considerable disminución, alcanzando un 41% aproximadamente de la extensión de cubiertas glaciares, mostrando así un mayor derretimiento del hielo debido a la reducción del 50% del área presentada en los años anteriores. Por el contrario, en el caso de la nieve está duplicó su extensión presentada por los años anteriores, alcanzando alrededor del 50% de extensión.

Tabla 11: Porcentaje de coberturas glaciares definidas para las escenas con respecto al total anual

%	1990	1999	2009	2020
Nieve	20,073	25,279	19,944	50,339
Neviza	5,496	6,450	4,282	7,238
Hielo	70,137	67,897	75,499	41,898
IMD+Sombra	4,294	0,375	0,274	0,525

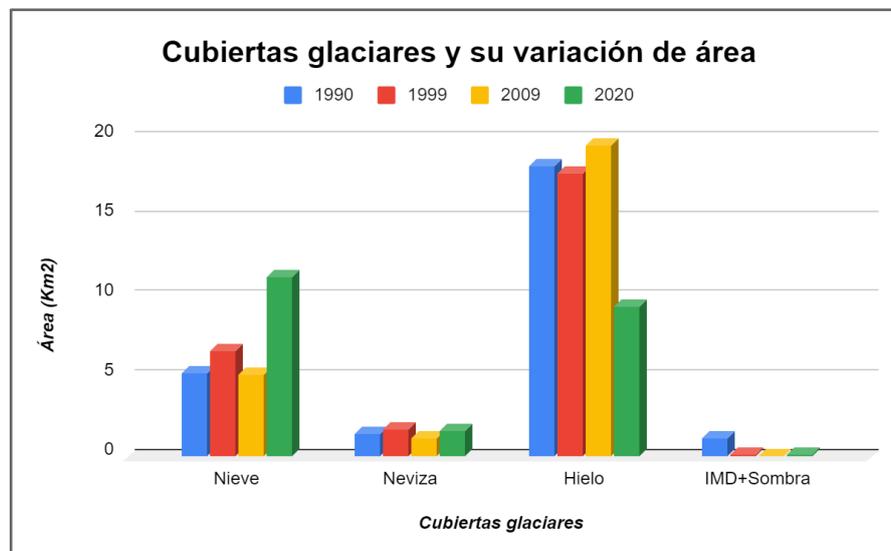
Fuente: Elaboración propia (2021)

La variación multianual de las cubiertas identificadas se presenta en las *Figuras 19 y 20* ya que permite facilitar la comprensión de las variaciones experimentadas por el glaciar Universidad en los periodos mencionados.

La *Figura 19* permite la comprensión de la respuesta de cada cubierta en particular, destacando la baja variación de las cubiertas de neviza probable e IMD+Sombra.

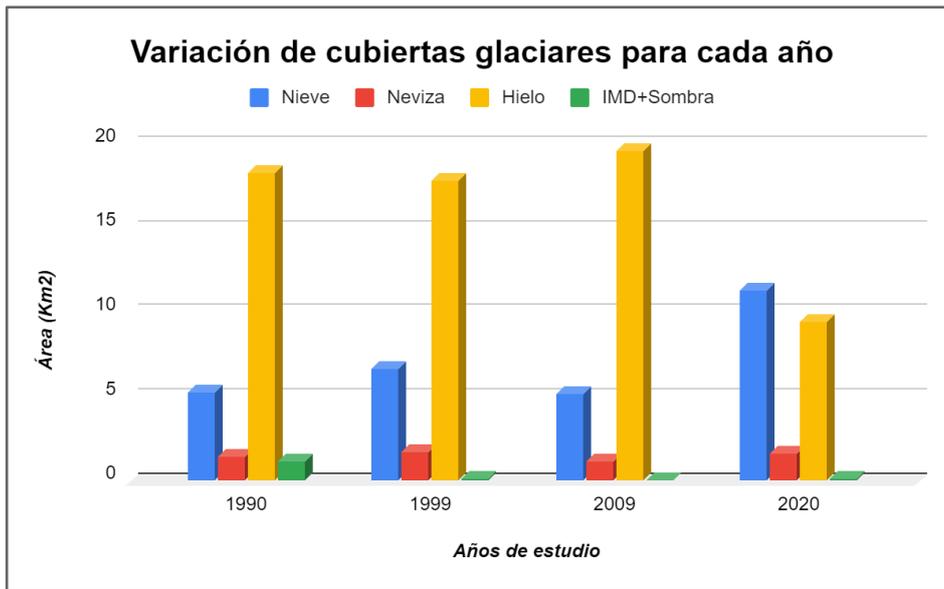
Por otra parte, la *Figura 20* permite visualizar el área alcanzada por cada cobertura analizada, destacando con mayor énfasis las variaciones experimentadas el año 2020 por las cubiertas de nieve y hielo.

Figura 19: Variación de cubiertas glaciares para cada año estudiado (1)



Fuente: Elaboración propia (2021)

Figura 20: Variación de cubiertas glaciares para cada año estudiado (2)



Fuente: Elaboración propia (2021)

5.2 Distribución espacial de las cubiertas glaciares:

La variación multianual de las cubiertas identificadas se presenta en las Figuras 21, 22, 23 y 24, facilitando la comprensión de las variaciones experimentadas por el glaciar Universidad en los periodos mencionados. Cabe destacar, y recordar, que las clases de detritos y sombras fueron excluidas del análisis debido a que no corresponden a cubiertas glaciares, y desfavorecen el análisis de las cubiertas identificadas.

En cuanto al análisis de cada cubierta, para el caso del hielo éste presenta su mayor extensión entre los años 1990 y 2009, predominando en las lenguas de cada cabecera, y en el límite norte de cada una de estas. En la rama occidente, la presencia de hielo se mantiene con escasa variación en la zona norte del glaciar. En la rama oriente el hielo presenta una escasa variación en la zona noreste. Para el año 1999, tanto para la lengua de la rama occidente como en la rama oriente, se presentó una disminución de la presencia de hielo debido al aumento de la cobertura de nieve, principalmente, además del leve aumento de la neviza probable. En la Figura 24, correspondiente a la distribución de cubiertas glaciares para el año 2020, se demuestra la pronunciada disminución de la cubierta de hielo, predominando en la rama occidente en el sector de la lengua glaciar y al norte de la cabecera, y, en la rama oriente en la lengua glaciar. En este año (2020) se exhibe, además, la disminución del área glaciar en función de las cubiertas estudiadas.

Para el caso de la cubierta de nieve, entre los años 1990 y 2009 mantiene un porcentaje entre 20% y 25% del área glaciar identificada mediante los índices espectrales. Para los años 1990 y 1999 presenta una presencia relativamente constante en el sector oeste de la rama occidente, la cual disminuye hacia el año 2009. Otro sector que destaca mayor

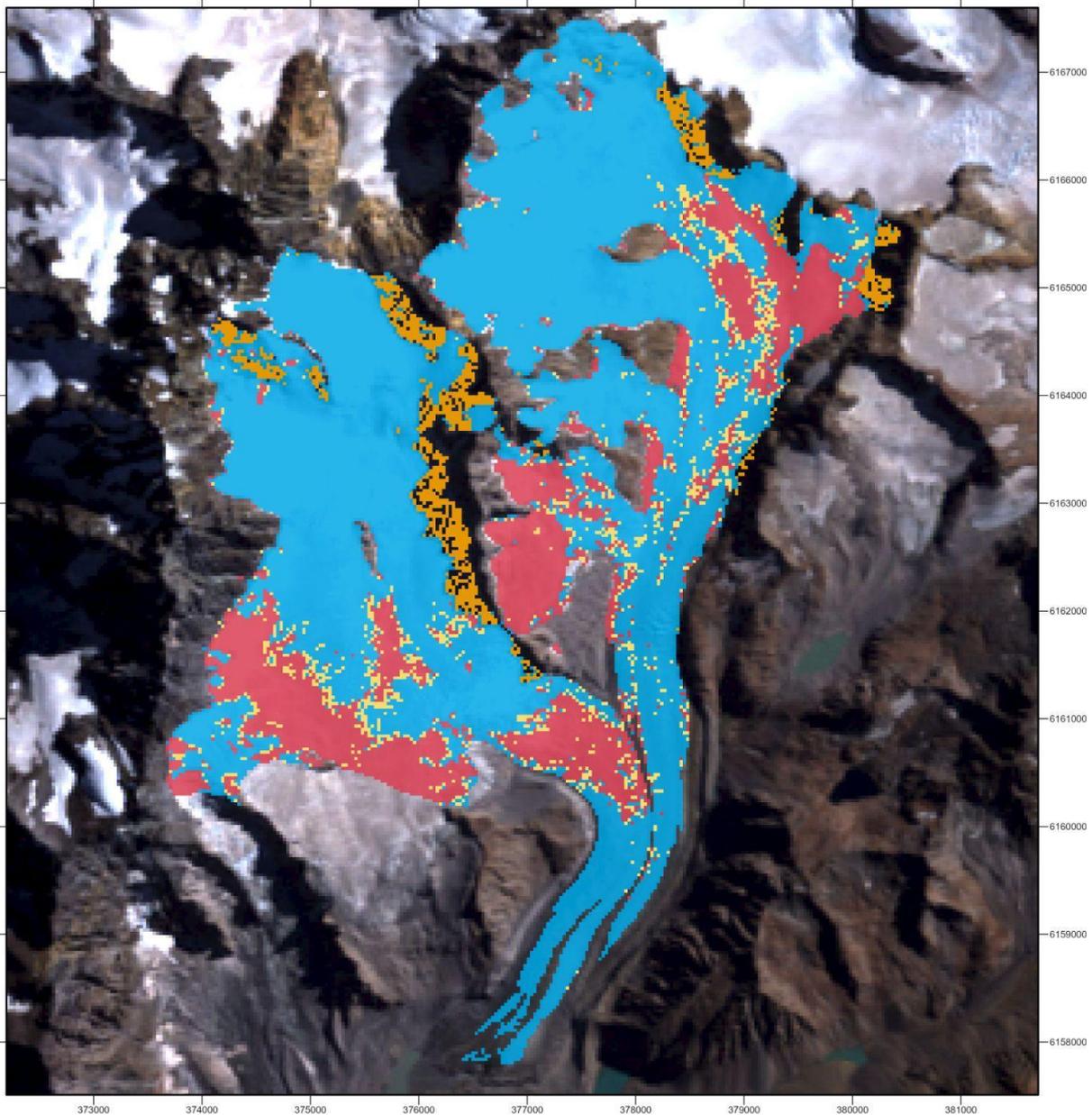
presencia de la cubierta de nieve en la rama occidente corresponde a la zona de la confluencia glacial, destacando su mayor presencia en los años 1990 y 2009. Con respecto a la rama oriente, la cubierta de nieve presenta una mayor presencia en el margen noreste de la cabecera, especialmente para los años 1990 y 1999. Para el año 2009 la cubierta de nieve presenta una distribución más dispersa en dirección noreste de la cabecera glacial. Finalmente, para el año 2020 la cubierta de nieve alcanzó un 50% del total identificado, teniendo así la mayor predominancia entre las cubiertas de ese año, y, evidenciando además un desplazamiento de la cubierta de nieve hacia la zona superior de cada cabecera del glaciar. En la rama occidente presentó una mayor presencia en el margen noroeste de la cabecera, mientras que en la rama oriente predominó en todos los márgenes de la cabecera glacial.

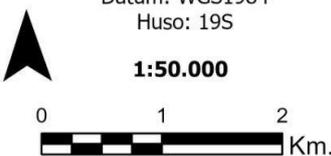
Para el caso de la cubierta de neviza probable, esta se encontró en todos los años estudiados en los límites entre las cubiertas de nieve y hielo, donde se obtuvo su mayor extensión para el año 2020 alcanzando un 7% del área anual identificada. Si bien sus variaciones de área son mínimas, entre un 4% y 7% aproximadamente, su ubicación es variable en función a la distribución de las cubiertas de nieve y hielo, presentándose principalmente en las zonas de acumulación del glaciar.

Finalmente, la cubierta glacial de IMD+Sombra presentó una distribución en los márgenes de cada rama glacial, principalmente en la zona noreste de ambas zonas de acumulación. Su mayor extensión se registró para el año 1990, mientras que para los años siguientes estudiados su área fue menor al 1% del área glacial identificada.

Figura 21: Distribución espacial de las cubiertas glaciares identificadas (1990)

Distribución espacial de las cubiertas glaciares derivadas de los Índices de Diferencia Normalizada (1990), Glaciar Universidad Región del Libertador Bernardo O'Higgins

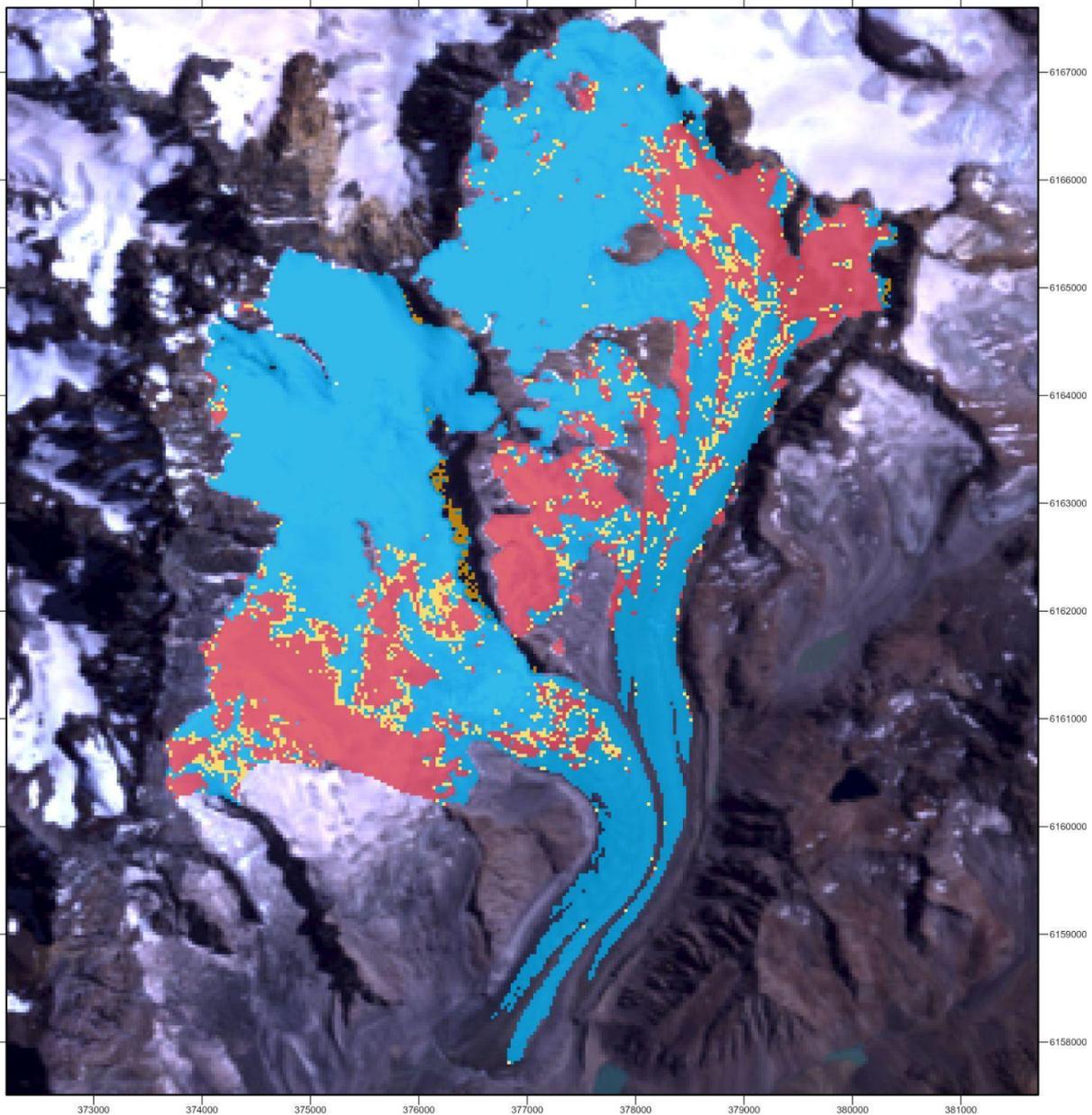


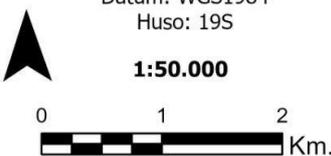
 <p>Universidad de Chile Facultad de Arquitectura y Urbanismo Departamento de Geografía</p>	<p>Sistema de Proyección: UTM Datum: WGS1984 Huso: 19S</p> <p>1:50.000</p> 	<p>Cubiertas Glaciares</p> <ul style="list-style-type: none">IMD+SombraNieveNeviza probableHielo <p>Imagen Landsat 5 (1990) RGB</p>
--	---	---

Fuente: Elaboración propia (2021)

Figura 22: Distribución espacial de las cubiertas glaciares identificadas (1999)

Distribución espacial de las cubiertas glaciares derivadas de los Índices de Diferencia Normalizada (1999), Glaciar Universidad Región del Libertador Bernardo O'Higgins

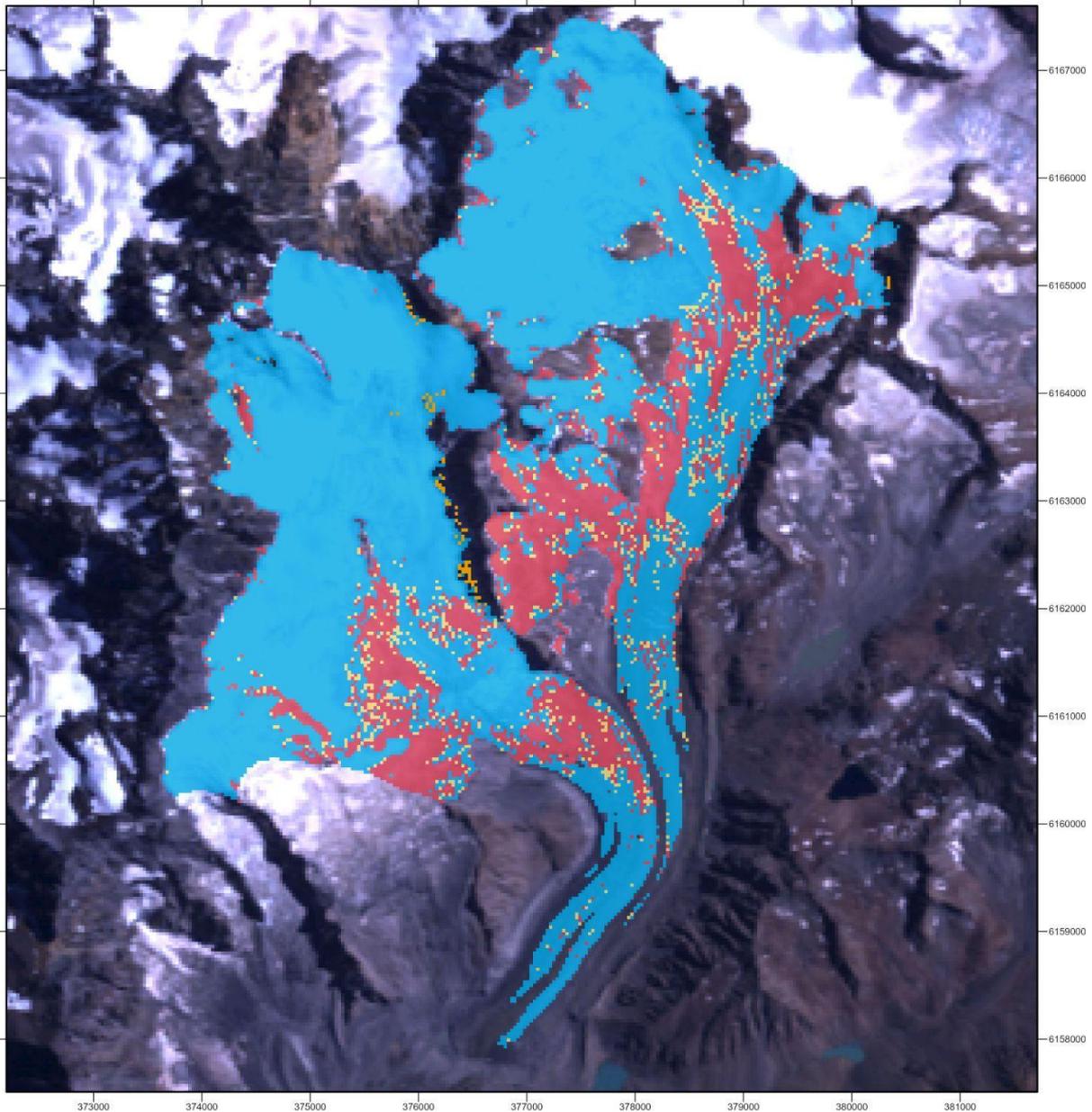


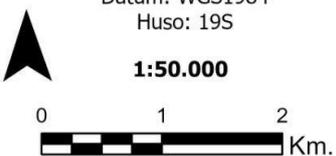
 <p>Universidad de Chile Facultad de Arquitectura y Urbanismo Departamento de Geografía</p> <p>Autora: Francisca Gutiérrez Cáceres Elaboración: Septiembre, 2021</p>	<p>Sistema de Proyección: UTM Datum: WGS1984 Huso: 19S</p> <p>1:50.000</p> 	<p>Cubiertas Glaciares</p> <ul style="list-style-type: none">IMD+SombraNieveNeviza probableHielo <p>Imagen Landsat 5 (1999) RGB</p>
---	---	---

Fuente: Elaboración propia (2021)

Figura 23: Distribución espacial de las cubiertas glaciares identificadas (2009)

Distribución espacial de las cubiertas glaciares derivadas de los Índices de Diferencia Normalizada (2009), Glaciar Universidad Región del Libertador Bernardo O'Higgins

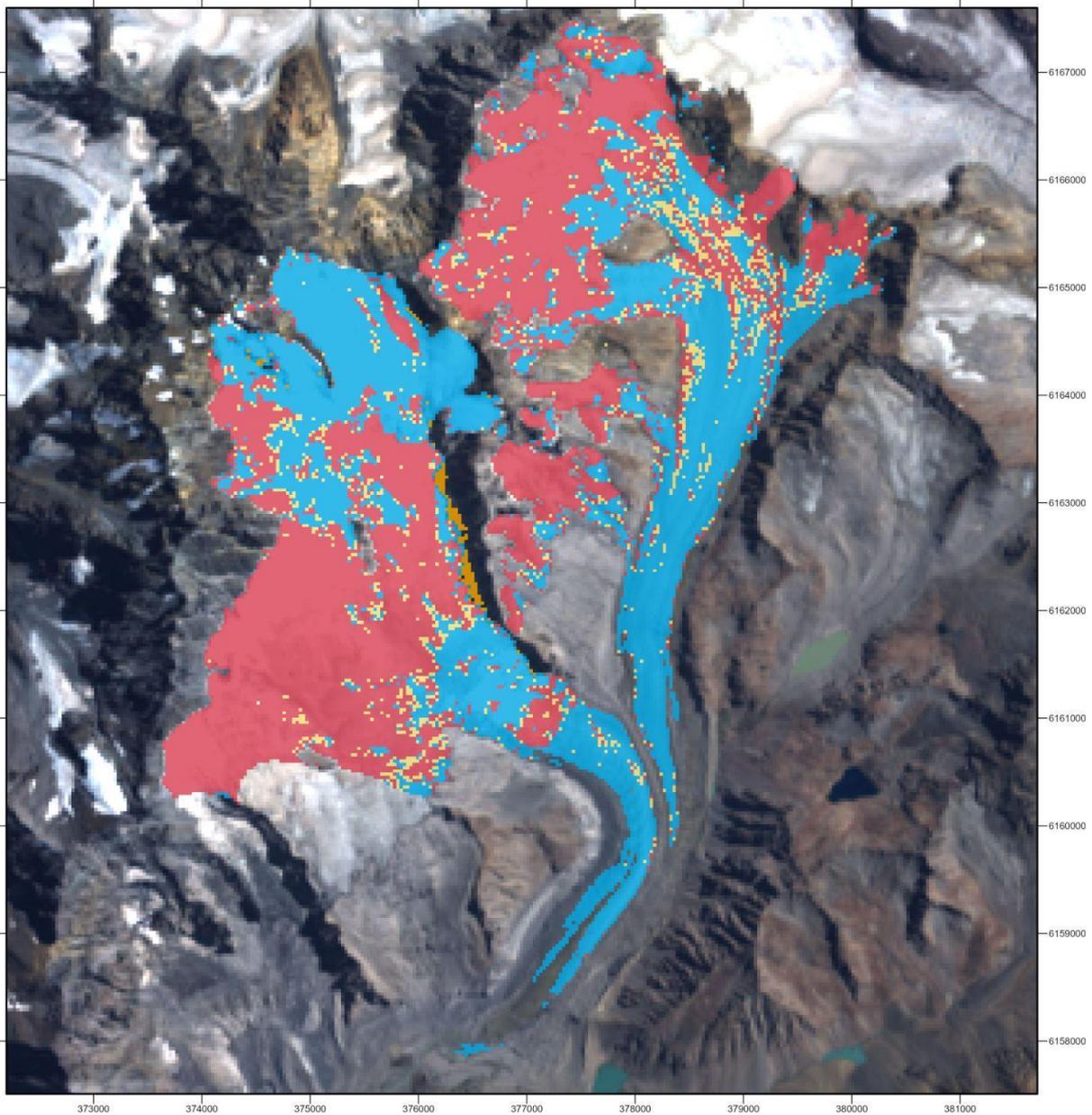


 <p>Universidad de Chile Facultad de Arquitectura y Urbanismo Departamento de Geografía</p> <p>Autora: Francisca Gutiérrez Cáceres Elaboración: Septiembre, 2021</p>	<p>Sistema de Proyección: UTM Datum: WGS1984 Huso: 19S</p> <p>1:50.000</p> 	<p>Cubiertas Glaciares</p> <ul style="list-style-type: none">IMD+SombraNieveNeviza probableHielo <p>Imagen Landsat 5 (2009) RGB</p>
---	---	---

Fuente: Elaboración propia (2021)

Figura 24: Distribución espacial de las cubiertas glaciares identificadas (2020)

Distribución espacial de las cubiertas glaciares derivadas de los Índices de Diferencia Normalizada (2020), Glaciar Universidad Región del Libertador Bernardo O'Higgins



 <p>Universidad de Chile Facultad de Arquitectura y Urbanismo UNIVERSIDAD DE CHILE Departamento de Geografía</p>	<p>Sistema de Proyección: UTM Datum: WGS1984 Huso: 19S 1:50.000</p>   <p>0 1 2 Km.</p>	<p>Cubiertas Glaciares</p> <ul style="list-style-type: none">IMD+SombraNieveNeviza probableHielo <p>Imagen Landsat 8 (2020) RGB</p>
---	---	---

Fuente: Elaboración propia (2021)

5.3 Validación de los índices normalizados

La aplicación de índices espectrales para conocer la distribución de las cubiertas glaciares, tal como se presentó anteriormente, concluye con el proceso de validación con el fin de confirmar la certeza en la clasificación obtenida.

Tabla 12: Matriz de confusión año 1990

1990					
Datos reales					
	Nieve	Hielo	IMD+Sombra	Clasificación general	Exactitud del usuario
Datos clasificados Nieve	16	4	0	20	80%
Hielo	2	18	0	20	90%
IMD+Sombra	0	3	17	20	85%
Exactitud general	18	25	17	60	
Exactitud del productor	88,88%	72%	100%		
Precisión general	85%				
Kappa	0,7765				

Fuente: Elaboración propia (2021) en base a Confusion Matrix Online Calculator (Venetti, 2007)

Del proceso de la validación mediante la *Matriz de confusión*, se obtuvo en general una fuerza de relación sustancial (Landis & Koch, 1977) para los cuatros años estudiados. Para el año 1990 se obtuvo una precisión general del orden de 85% y un coeficiente Kappa de 0,77, indicando así una alta relación entre los puntos de control y las cubiertas resultantes de los índices espectrales (Tabla 12).

El año 1999 mantiene resultados similares a los anteriores (Tabla 13), ya que se registró una precisión general de 80% para la clasificación y un coeficiente Kappa 0,7 que indica una fuerza de relación sustancial.

Tabla 13: Matriz de confusión año 1999

1999					
Datos reales					
	Nieve	Hielo	IMD+Sombra	Clasificación general	Exactitud del usuario
Datos clasificados Nieve	15	5	0	20	75%
Hielo	2	18	0	20	90%
IMD+Sombra	1	4	15	20	75%
Truth overall	18	27	15	60	
Exactitud del productor	83,33%	66,67%	100%		
Precisión general	80%				
Kappa	0,7				

Fuente: Elaboración propia (2021) en base a Confusion Matrix Online Calculator (Venetti, 2007)

Si bien el año 2009 presenta resultados más bajos dentro de los años estudiados (Tabla 14), estos aún se encuentran en un rango de precisión alto de 76% y un coeficiente Kappa de 0,62, lo cual acorde a Landis & Koch (1977) se encuentra dentro del rango de fuerza sustancial de la relación entre los puntos de control y las coberturas obtenidas mediante los índices.

Tabla 14: Matriz de confusión año 2009

2009					
Datos reales					
	Nieve	Hielo	IMD+Sombra	Clasificación general	Exactitud del usuario
Datos clasificados					
Nieve	15	4	1	20	75%
Hielo	5	14	1	20	70%
IMD+Sombra	0	1	9	10	90%
Exactitud general	20	19	11	50	
Exactitud del productor	75,00%	73,68%	81,81%		
Precisión general	76%				
Kappa	0,627				

Fuente: Elaboración propia (2021) en base a Confusion Matrix Online Calculator (Venetti, 2007)

El año 2020 presenta una precisión general del orden de 80% y un coeficiente Kappa de 0,68 (Tabla 15), manteniendo así la alta relación entre las cubiertas derivadas de los índices espectrales y los puntos de control correspondientes a la imagen real.

Tabla 15: Matriz de confusión año 2020

2020					
Datos reales					
	Nieve	Hielo	IMD+Sombra	Clasificación general	Exactitud del usuario
Datos clasificados					
Nieve	15	5	0	20	75%
Hielo	3	17	0	20	85%
IMD+Sombra	0	2	8	10	80%
Exactitud general	18	24	8	50	
Exactitud del productor	83,33%	70,83%	100%		
Precisión general	80%				
Kappa	0,684				

Fuente: Elaboración propia (2021) en base a Confusion Matrix Online Calculator (Venetti, 2007)

En cuanto a los resultados obtenidos, se demuestra que para los cuatro años estudiados presentan una alta coincidencia (sobre el 75%) entre la cobertura identificada mediante

índices con respecto a la imagen real, demostrando así una alta precisión de los índices espectrales aplicados.

5.4 Altitudes de las líneas de equilibrio glaciar

Tal y como se mencionó en apartados anteriores, la identificación de cubiertas glaciares – principalmente nieve y hielo– permiten no sólo identificar la distribución y extensión de estas, sino que además es posible la identificación de la altitud de las líneas de equilibrio glaciar para los distintos años estudiados. Considerando la base teórica de que a fin de la temporada de verano la zona de acumulación presenta una mayor predominancia de la cubierta de nieve, mientras que en la zona de ablación predomina la cubierta de hielo (Cuffey & Paterson, 2010), se realiza la delimitación de ELA en la zona próxima a la lengua glaciar, dado que existen casos de estas coberturas contiguas en la zona alta del glaciar, próximo a las cabeceras glaciares. Cabe destacar que como criterio de delimitación se consideraron píxeles agrupados y de mayor continuidad, desestimando así aquellos píxeles de nieve y hielo aislados. Se utilizó además, la fotointerpretación, considerando cambios abruptos de pendientes y presencia de grietas.

Los resultados de la delimitación de ELA quedan expuestos en las *Figuras 25, 26, 27 y 28*. A continuación, se desglosan los resultados correspondientes para cada cabecera.

5.4.1 Resultados ELA: Rama Occidente

En la sección occidente del glaciar, se obtuvo mayor exactitud en los resultados de los índices espectrales aplicados, lo cual se demuestra en la mayor continuidad que presenta el conjunto de píxeles de nieve y hielo que permitieron la correcta delimitación de la ELA aproximada. Este conjunto de datos se presentó con mayor homogeneidad en la confluencia glacial, donde si bien se presentaron dos posibles delimitaciones, se seleccionó aquella de mayor cercanía a esta zona.

Los resultados recabados para la rama occidental quedan expuestos en la *Tabla 16* donde se demuestra la cota mínima y máxima de la ELA delimitada, además de la ELA estimada y la variación entre las cotas mencionadas.

Tabla 16: Resultados ELA identificada en la Rama Occidente del Glaciar Universidad

Año	Cota mínima (m.s.n.m)	Cota máxima (m.s.n.m)	ELA (m.s.n.m)	Variación entre cotas (± m.)
1990	2900	3200	3050	300
1999	2950	3200	3075	250
2009	3100	3250	3175	150
2020	3100	3200	3150	100

Fuente: Elaboración propia (2021) en base a DEM Alos Palsar (2011)

La estimación de ELA para esta cabecera indica una tendencia a la elevación altitudinal de la línea de equilibrio glaciar, variando desde 3050 m.s.n.m, en 1990, hasta los 3150 m.s.n.m, para el 2020. Cabe destacar que, el aumento de ELA es lineal para los años 1990, 1999 y 2009, sin embargo, para el año 2020 se registra un leve descenso de aproximadamente 25 m., alcanzando así una elevación de 3150 m.s.n.m para el 2020.

Con respecto a la variación entre cotas se aprecia una disminución en la amplitud entre ambas cotas estudiadas, disminuyendo desde 300 m. para el año 1990, hasta 100 m. para el año 2020.

5.4.2 Resultados ELA: Rama Oriente

La delimitación de ELA en la rama oriente del glaciar presenta una mayor complejidad debido a que abarca un rango altitudinal de mayor amplitud en comparación con la rama occidente, esto debido a que la ELA en esta sección presenta un trazado diagonal en dirección noreste, desde la zona de la lengua glaciar hacia la cabecera de esta sección. Dado lo anterior fue necesario fotointerpretar la imagen utilizada para el estudio junto con los resultados de los índices espectrales aplicados, sin embargo, se presentó que un conjunto de píxeles aislados, de nieve y hielo principalmente, permitió identificar este trazado transversal para la rama oriente.

Los resultados para esta sección del glaciar quedan expuestos en la *Tabla 17*. La ELA en la rama oriente del glaciar presenta mayores altitudes y amplitudes, variando de 3275 m.s.n.m en 1990, a 3800 m.s.n.m en 2020, exhibiendo así un notable aumento altitudinal de ELA para esta sección del glaciar en los años de estudio.

Para el año 1990 se presenta una altitud de 3275 m.s.n.m., siendo la altitud más baja de los años estudiados en esta rama. Para el caso de los años 1999 y 2009, si bien presentan la misma altitud de ELA, 3300 m.s.n.m, ambos años presentan una amplia variación entre cotas del orden de 500 m. y 400 m., respectivamente. Por último, para el año 2020 se registró la altitud máxima registrada de ELA, alcanzando 3800 m.s.n.m.

Cabe destacar que para el año 2020 se consideraron las ramificaciones entre ambas cabeceras para establecer el trazado de ELA, debido a que estas presentaron una mayor homogeneidad en los conjuntos de píxeles de nieve y hielo, los cuales coincidieron con la cota mínima. Para los años anteriores, estas ramificaciones se encontraron a mayores altitudes de las ELAs trazadas.

Con respecto a la relación entre cotas, la rama oriente presenta una mayor variación que oscila entre 400 m. y 600 m., lo cual se explica debido a que el trazado en esta sección tiene una dirección diagonal noreste, donde la cota mínima se ubica próxima a la lengua glaciar, mientras que la cota máxima se ubica próxima a la cabecera glaciar. Esto sugiere que la ELA en esta rama glaciar se eleva de forma más abrupta hacia la cabecera glaciar, en comparación con la rama occidente.

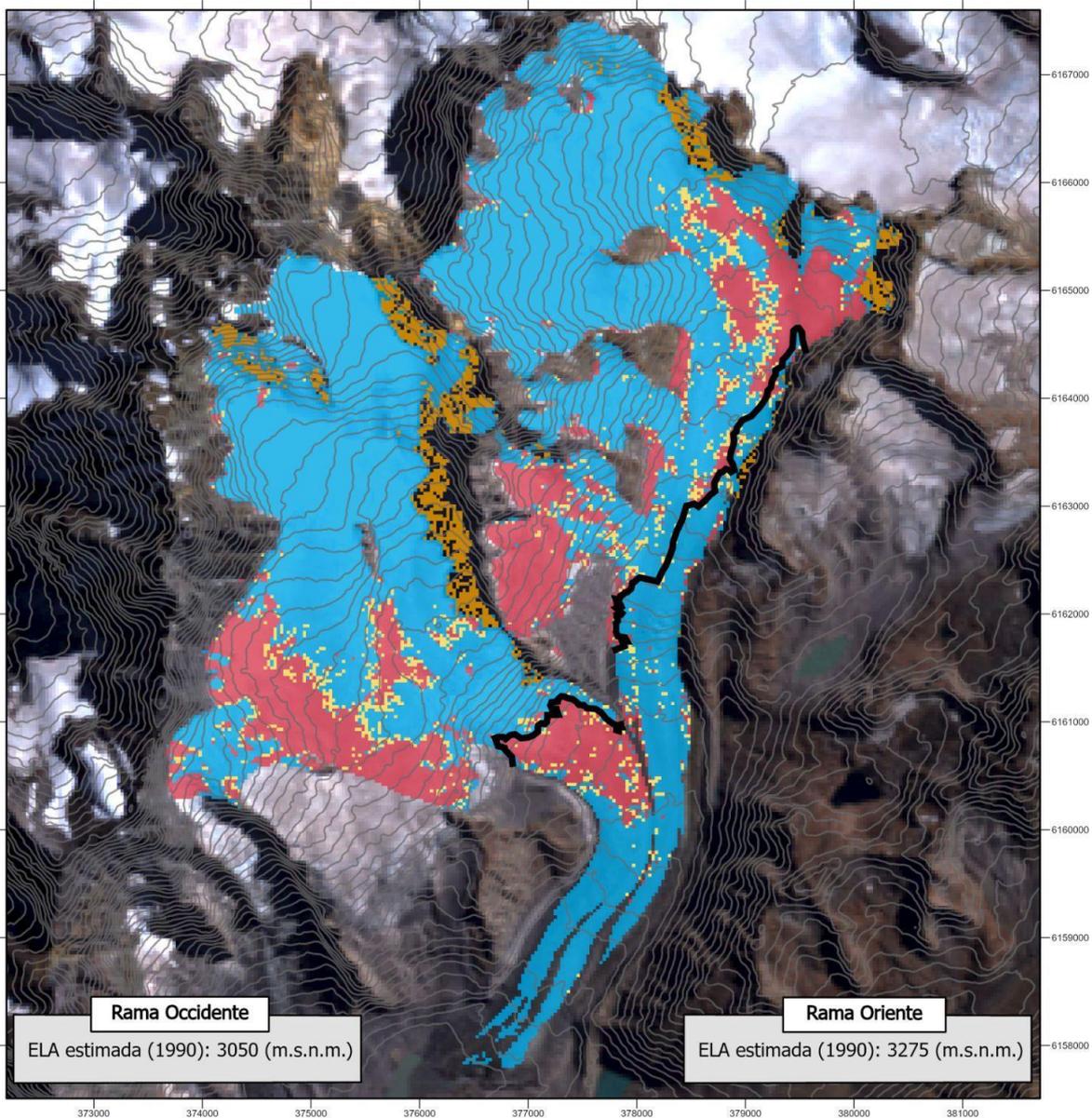
Tabla 17: Resultados ELA identificada en la Rama Oriente del Glaciar Universidad

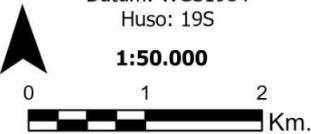
Año	Cota mínima (m.s.n.m)	Cota máxima (m.s.n.m)	ELA (m.s.n.m)	Variación entre cotas (± m.)
1990	3050	3500	3275	450
1999	3050	3550	3300	500
2009	3100	3500	3300	400
2020	3500	4100	3800	600

Fuente: Elaboración propia (2021) en base a DEM Alos Palsar (2011)

Figura 25: Delimitación de ELA, derivada de índices espectrales (1990) y del modelo de elevación digital Alos Palsar (2011)

Delimitación de la línea de equilibrio glaciar (ELA) derivada de los Índices de Diferencia Normalizada (1990), Glaciar Universidad Región del Libertador Bernardo O'Higgins

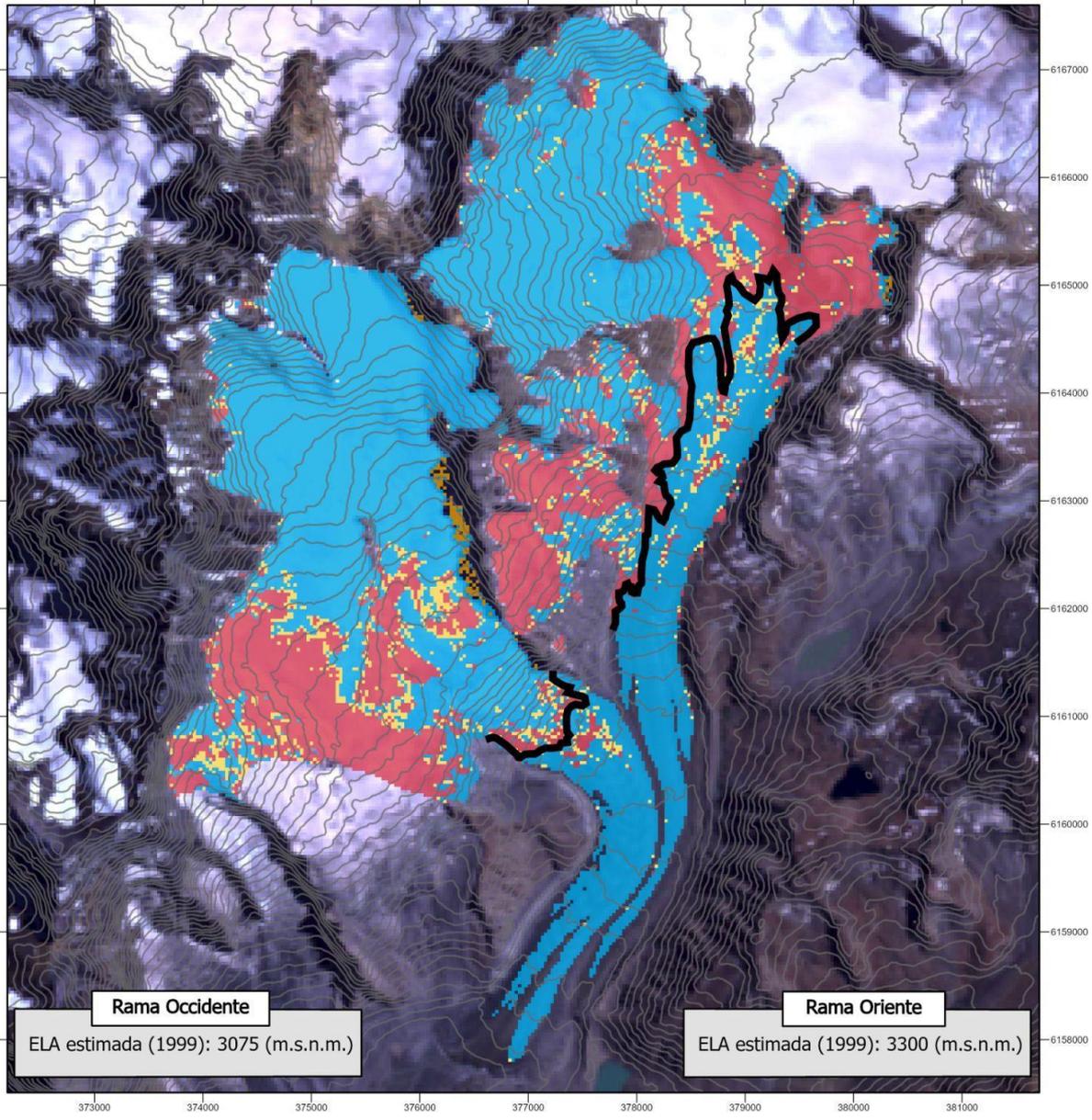


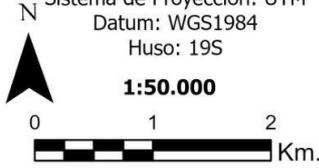
 <p> Universidad de Chile Facultad de Arquitectura y Urbanismo Departamento de Geografía </p> <p> Autora: Francisca Gutiérrez Cáceres Elaboración: Octubre, 2021 </p>	<p> Sistema de Proyección: UTM Datum: WGS1984 Huso: 19S 1:50.000 </p>  <p> Imagen Landsat 5 (1990) RGB. Curvas de nivel derivadas de DEM Alos Palsar (2011) </p>	<p>Leyenda</p> <ul style="list-style-type: none">  Altitud de la Línea de Equilibrio (1990)  Curvas de Nivel (50 m.) Cubiertas Glaciares  IMD+Sombra  Neviza probable  Nieve  Hielo
---	--	--

Fuente: Elaboración propia (2021)

Figura 26: Delimitación de ELA, derivada de índices espectrales (1999) y del modelo de elevación digital Alos Palsar (2011)

Delimitación de la línea de equilibrio glaciar (ELA) derivada de los Índices de Diferencia Normalizada (1999), Glaciar Universidad Región del Libertador Bernardo O'Higgins

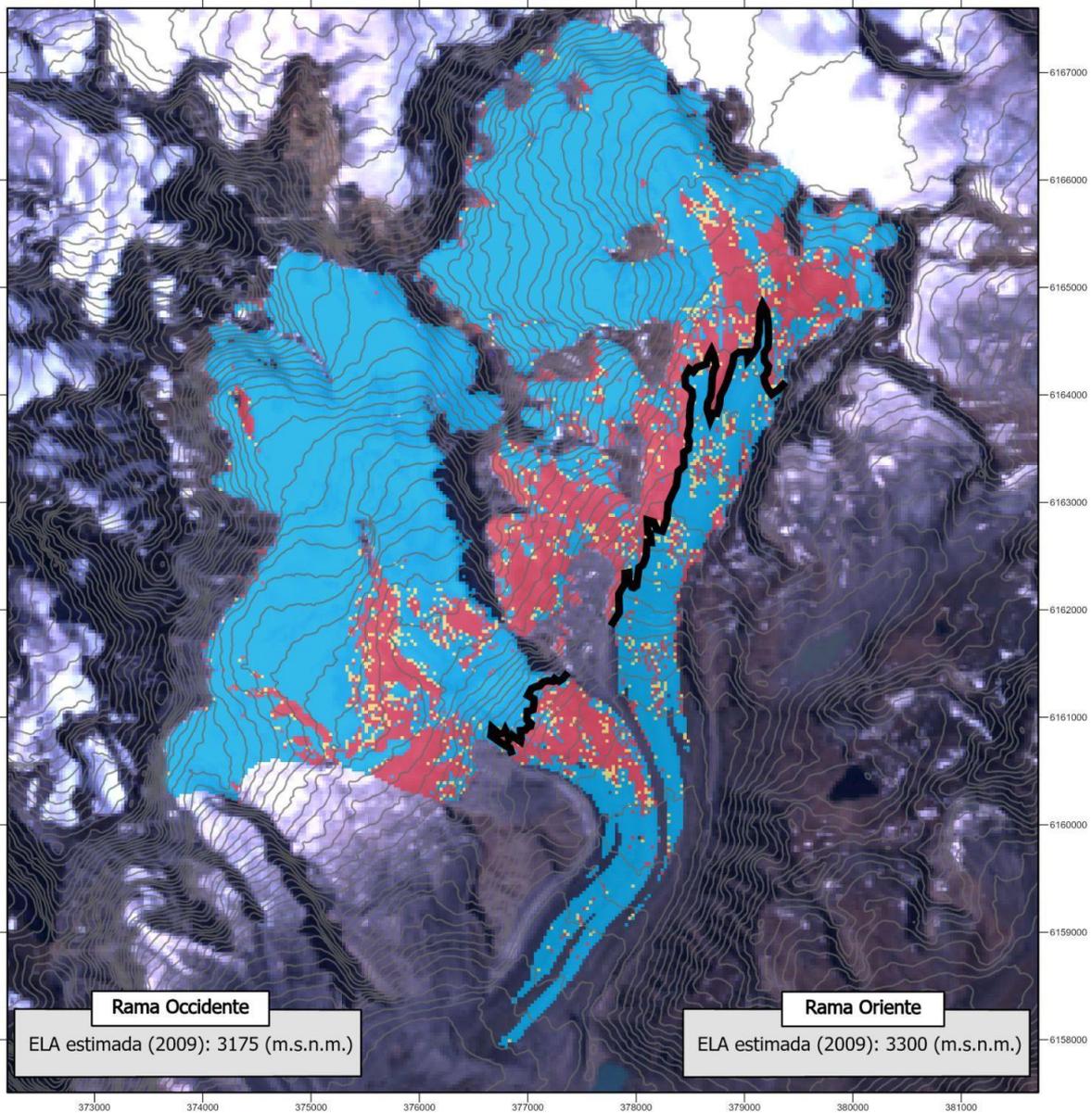


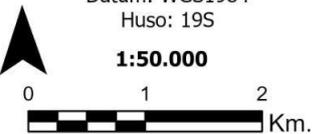
 <p> Universidad de Chile Facultad de Arquitectura y Urbanismo Departamento de Geografía </p> <p> Autora: Francisca Gutiérrez Cáceres Elaboración: Octubre, 2021 </p>	<p> Sistema de Proyección: UTM Datum: WGS1984 Huso: 19S 1:50.000 </p>  <p> Imagen Landsat 5 (1999) RGB. Curvas de nivel derivadas de DEM Alos Palsar (2011) </p>	<p>Legenda</p> <ul style="list-style-type: none">  Altitud de la Línea de Equilibrio (1999)  Curvas de Nivel (50 m.) <p>Cubiertas Glaciares</p> <ul style="list-style-type: none">  IMD+Sombra  Neviza probable  Nieve  Hielo
---	--	---

Fuente: Elaboración propia (2021).

Figura 27: Delimitación de ELA, derivada de índices espectrales (2009) y del modelo de elevación digital Alos Palsar (2011)

Delimitación de la línea de equilibrio glaciar (ELA) derivada de los Índices de Diferencia Normalizada (2009), Glaciar Universidad Región del Libertador Bernardo O'Higgins

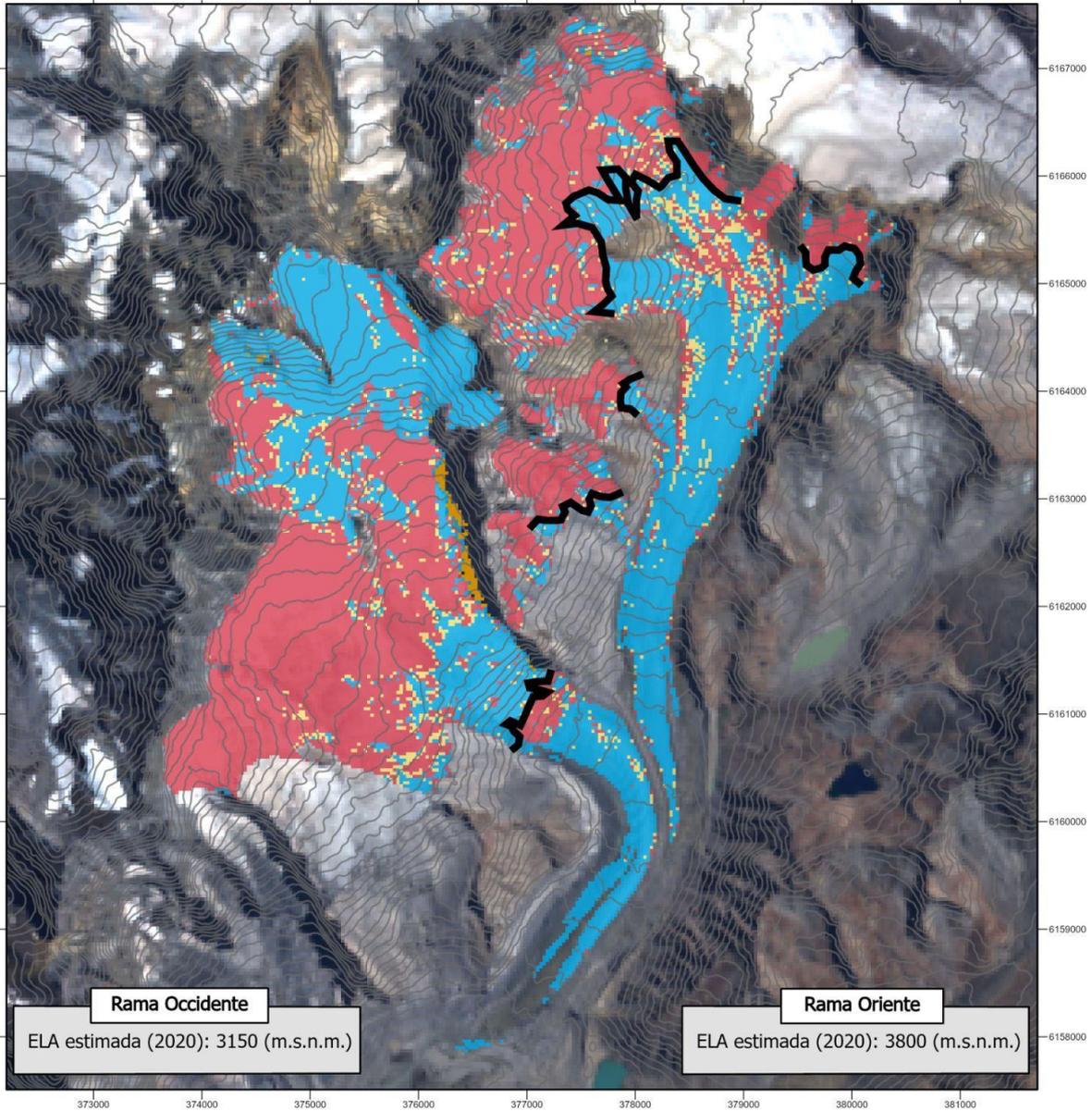


 <p> Universidad de Chile Facultad de Arquitectura y Urbanismo Departamento de Geografía </p> <p> Autora: Francisca Gutiérrez Cáceres Elaboración: Octubre, 2021 </p>	<p> Sistema de Proyección: UTM Datum: WGS1984 Huso: 19S 1:50.000 </p>  <p> Imagen Landsat 5 (2009) RGB. Curvas de nivel derivadas de DEM Alos Palsar (2011) </p>	<p>Leyenda</p> <ul style="list-style-type: none">  Altitud de la Línea de Equilibrio (2009)  Curvas de Nivel (50 m.) Cubiertas Glaciares  IMD+Sombra  Neviza probable  Nieve  Hielo
---	--	--

Fuente: Elaboración propia (2021).

Figura 28: Delimitación de ELA, derivada de índices espectrales (2020) y del modelo de elevación digital Alos Palsar (2011)

Delimitación de la línea de equilibrio glaciar (ELA) derivada de los Índices de Diferencia Normalizada (2020), Glaciar Universidad Región del Libertador Bernardo O'Higgins

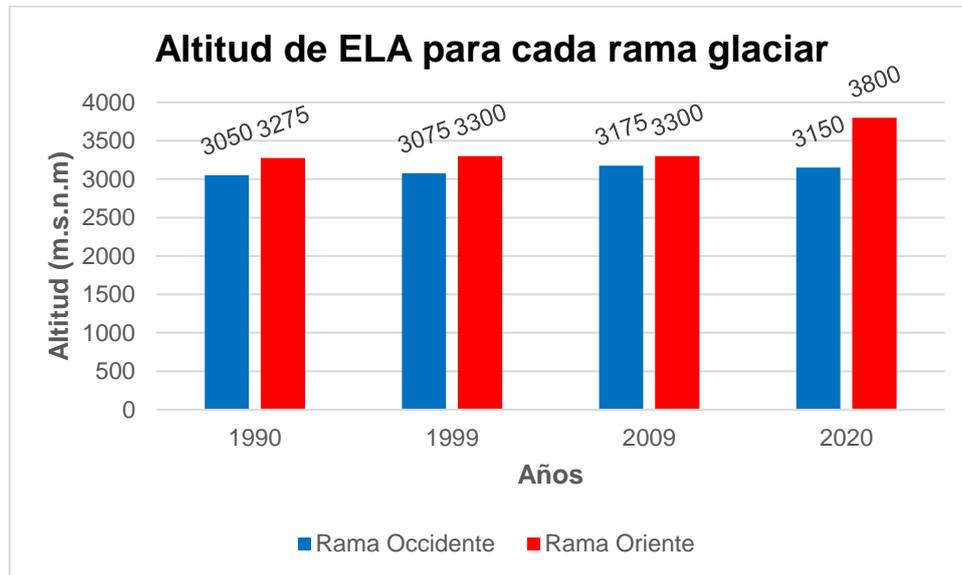


 <p> Universidad de Chile Facultad de Arquitectura y Urbanismo Departamento de Geografía </p> <p> Autora: Francisca Gutiérrez Cáceres Elaboración: Octubre, 2021 </p>	<p> Sistema de Proyección: UTM Datum: WGS1984 Huso: 19S </p> <p> 1:50.000 </p>  <p> 0 1 2 Km. </p> <p> Imagen Landsat 8 (2020) RGB. Curvas de nivel derivadas de DEM Alos Palsar (2011) </p>	<p>Legenda</p> <ul style="list-style-type: none">  Altitud de la Línea de Equilibrio (2020)  Curvas de Nivel (50 m.) Cubiertas Glaciares  IMD+Sombra  Neviza probable  Nieve  Hielo
---	---	--

Fuente: Elaboración propia (2021).

La *Figura 29* muestra de forma gráfica las variaciones altitudinales registradas por la elevación de la línea de equilibrio en el glaciar Universidad, demostrando que, si bien ambas cabeceras presentan una ELA con tendencia a la elevación altitudinal, la mayor variación se registrada por la rama oriente glaciar con respecto a la rama occidental. La rama oriente, además, alcanza el registro más elevado de ELA en el Glaciar Universidad, alcanzando una altitud del orden de 3800 m.s.n.m para el año 2020.

Figura 29: Variación de las elevaciones de las líneas de equilibrio glaciar (ELAs) identificadas por cabecera glaciar.



Fuente: Elaboración propia (2021).

5.5 Tendencias climáticas

Los resultados presentados a continuación corresponden al análisis de tendencias Mann Kendall, producto de la *Macro Makesens*, para el conjunto de datos de precipitaciones y temperaturas obtenidos de *TerraClimate* para el Glaciar Universidad, analizados en dos periodos: Semestre frío (abril-septiembre) y Semestre cálido (octubre-marzo) siendo a fines de este último la fecha de obtención de las imágenes analizadas en los apartados anteriores.

A continuación, se desglosan las variables de precipitación y temperaturas:

5.5.1 Precipitación

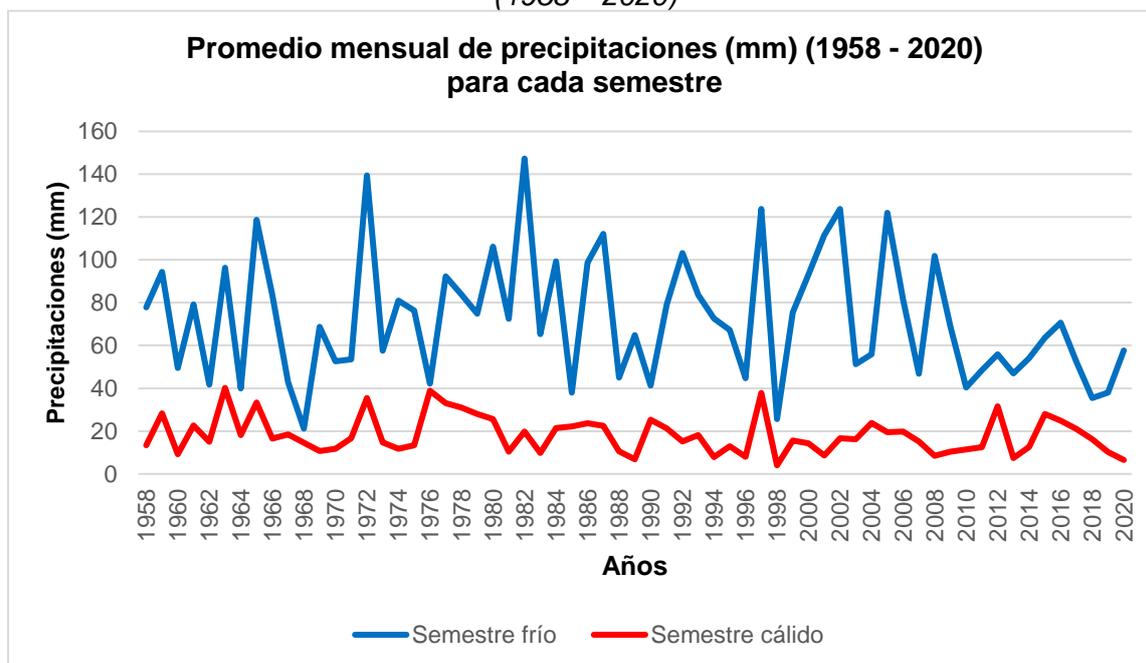
Con respecto a los resultados obtenidos, se demuestra que las precipitaciones líquidas no presentan una variación con significancia estadística para los niveles de confianza establecidos (>95%). Sólo las precipitaciones para el semestre cálido presentan tendencia significativa decreciente, pero para un nivel de confianza del 90%, presentando además una tendencia decadal decreciente de monto -1,07 (Δ mm/10 años).

Tabla 18: Tendencia de precipitación (mm) en el periodo 1958 – 2020, Glaciar Universidad

Resultados	Periodo	Test Z	Significancia	Tendencia decadal (Δ /10 años)
Precipitación (mm) Semestre frío	1958-2020	-1,1091723	No significativa	-2,29
Precipitación (mm) Semestre cálido	1958-2020	-1,9160453	+ Significativa (90%)	-1,07
Precipitación (mm) Año Hidrológico	1958-2020	-1,5717664	No significativa	-1,56

Fuente: Elaboración propia (2021)

Figura 30: Promedio mensual de precipitaciones (mm) para cada semestre de análisis (1958 – 2020)



Fuente: Elaboración propia (2021)

La *Figura 30* presenta los montos mensuales de precipitación (mm) para dos periodos de análisis: semestre cálido y semestre frío. Con respecto al semestre frío, se presenta una variabilidad acentuada entre los montos de precipitación líquida observados, donde sus máximos se registraron en 1972 y 1984, alcanzando precipitaciones del orden de 140 y 147 mm, aproximadamente., mientras se presentaron montos mínimos importantes en 1968 y 1999, que registraron 21 y 25 mm. mensual, aproximadamente.

Con respecto al semestre cálido, se expone una menor oscilación entre los montos de precipitación líquida para cada año. Los montos máximos precipitados ascienden a 40 mm, aproximadamente, alcanzados en 1963, 1976 y 1997. Con respecto a los montos mínimos son alcanzados los años 1998 y 2020, registrando 4 mm. y 6,5 mm. respectivamente.

Al analizar la variabilidad presentada por las precipitaciones, se logra identificar un caso particular para la década 2010-2020, donde, en el semestre frío, se observa una disminución importante entre los montos precipitados hasta el 2020, con máximos que alcanzan un 70 mm. de precipitación líquida, mientras que el mínimo de esta década alcanza un monto mínimo de 35,5 mm. Para el caso del semestre cálido se observa también esta tendencia a la disminución de montos precipitados, especialmente en el último quinquenio.

5.5.2 Temperatura

Los resultados obtenidos para las temperaturas observadas, se expone en la *Tabla 19*. Los resultados son analizados por separado para cada variable.

Tabla 19: Tendencia de temperaturas máximas, mínimas y medias (°C) en el periodo 1958 – 2020, Glaciar Universidad

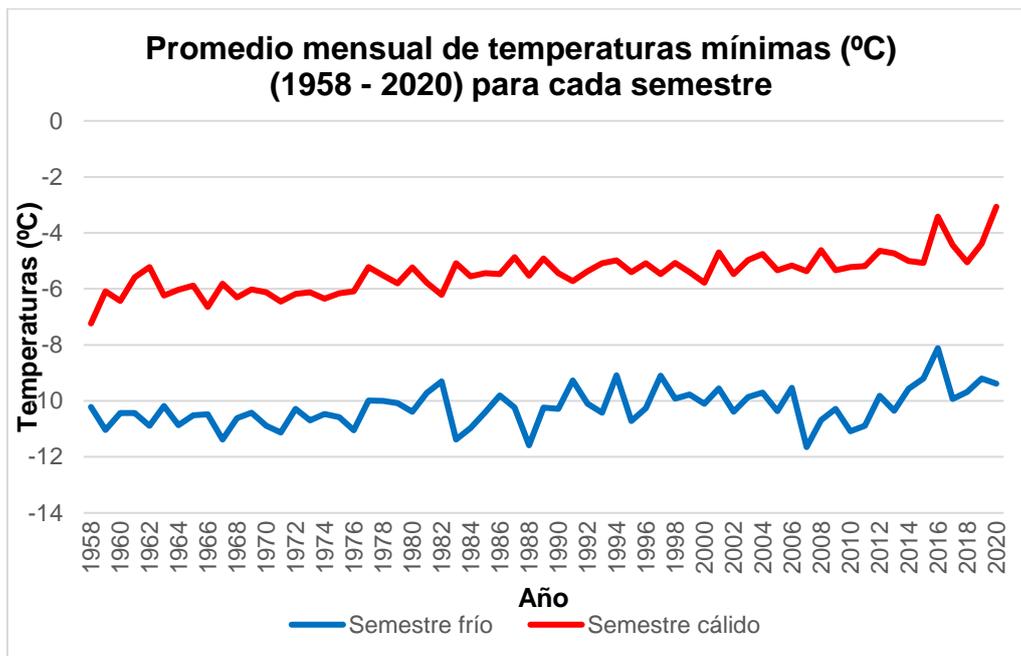
Resultados	Periodo	Test Z	Significancia		Tendencia decadal ($\Delta/10$ años)
Temperatura mínima (°C) Semestre frío	1958-2020	3,84979633	***	Significativa (99,9%)	0,17
Temperatura mínima (°C) Semestre cálido	1958-2020	7,15423643	***	Significativa (99,9%)	0,28
Temperatura mínima (°C) Año Hidrológico	1958-2020	6,299482	***	Significativa (99,9%)	0,23
Temperatura máxima (°C) Semestre frío	1958-2020	0,80680796		No significativa	0,04
Temperatura máxima (°C) Semestre cálido	1958-2020	3,35175349	***	Significativa (99,9%)	0,18
Temperatura máxima (°C) Año Hidrológico	1958-2020	2,62761135	**	Significativa (99%)	0,13
Temperatura media (°C) Semestre frío	1958-2020	2,5444822	*	Significativa (95%)	0,09
Temperatura media (°C) Semestre cálido	1958-2020	5,58184261	***	Significativa (99,9%)	0,23
Temperatura media (°C) Año Hidrológico	1958-2020	4,92280437	***	Significativa (99,9%)	0,16

Fuente: Elaboración propia (2021)

5.5.2.1 Temperaturas Mínimas Mensuales:

Para el caso de las temperaturas mínimas, los resultados de la prueba Mann-Kendall demuestran que el semestre frío, cálido y anual (en base al año hidrológico) presentaron un alto nivel de significancia estadística para los tres casos, mostrando una tendencia significativa creciente, con un nivel de confianza asciende a 99,9%. Para este caso además se obtuvo una tendencia decadal de 0,17 ($\Delta^{\circ}\text{C}/10$ años) para el caso de las temperaturas mínimas en el semestre frío, un aumento de 0,28 ($\Delta^{\circ}\text{C}/10$ años) para las temperaturas mínimas del semestre cálido siendo esta la mayor tendencia; por último, la temperatura mínima en el año hidrológico presentó una tendencia decadal de 0,23 ($\Delta^{\circ}\text{C}/10$ años), todas estas tendencias positivas que indican un aumento de las temperaturas mínimas de forma transversal tanto para el semestre cálido como para el semestre frío.

Figura 31: Promedio mensual de temperaturas mínimas ($^{\circ}\text{C}$) para cada semestre de análisis (1958 – 2020)



Fuente: Elaboración propia (2021)

Con respecto a la variación presentada por las temperaturas mínimas para cada periodo entre 1958 y 2020 (Figura 31), se observa que el semestre frío presenta una mayor variabilidad entre el rango de las temperaturas mínimas, la cual se acentúa en dos periodos distintos, por una parte desde 1982 a 1994 presentando pulsos más drásticos entre cada año observado, y por otra parte, desde 2007 a 2020 donde se observa además una tendencia al aumento de temperaturas mínimas, alcanzando en este periodo el valor máximo registrado el cual asciende a -8°C para el 2016.

Para el caso de las temperaturas mínimas registradas en el semestre cálido se observa un aumento de temperaturas el cual se agudiza posterior al 2007, y alcanza sus montos máximos el 2016 y 2020 con $-3,4^{\circ}\text{C}$ y -3°C , respectivamente. Para el caso de los montos mínimos sólo destaca mayormente en el año 1958 el registro de $-7,2^{\circ}\text{C}$.

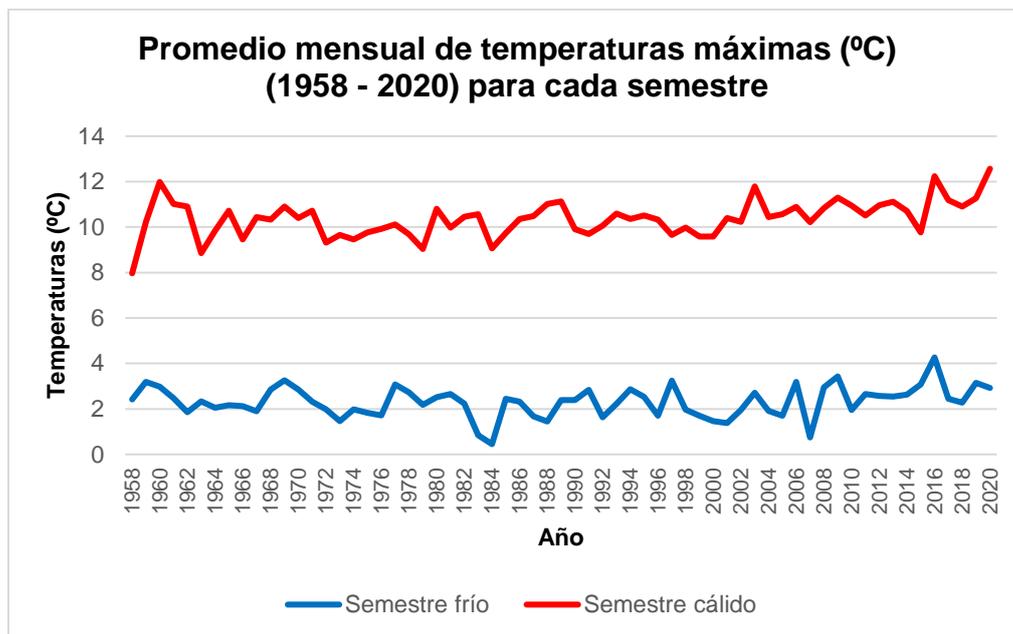
5.5.2.2 Temperaturas Máximas Mensuales:

La prueba Mann-Kendall para las temperaturas máximas, el semestre frío no presentó resultados con significancia estadística, mientras que el semestre cálido presentó una alta significancia (99% de confianza) y el año hidrológico una confianza de 99,9%, ambos casos presentaron una tendencia significativa creciente. En el caso a las tendencias decadales registradas para este periodo, el semestre cálido presentó una tendencia decadal de 0,18 ($\Delta^{\circ}\text{C}/10$ años), mientras que el año hidrológico registró un aumento de 0,13 ($\Delta^{\circ}\text{C}/10$ años).

En base a la Figura 32 se observa que las temperaturas máximas registradas en el marco temporal, en el semestre cálido se presentó temperaturas altas en por lo menos cuatro momentos alcanzando 12°C aproximadamente, en los años 1960, 2003, 2016 y 2020. Si bien se presenta una mayor oscilación entre las temperaturas registradas entre 1958 y 1984, se observa un aumento de las temperaturas registradas en la última década.

En cuanto al semestre frío, se presentó una menor variación de temperaturas. Se registraron sus mínimos en 1984 y 2007 alcanzando $0,45^{\circ}\text{C}$ y $0,75^{\circ}\text{C}$, y su máximo se presenta en la última década la cual grafica un calentamiento de las temperaturas máximas alcanzando un $4,2^{\circ}\text{C}$ en 2016.

Figura 32: Promedio mensual de temperaturas máximas ($^{\circ}\text{C}$) para cada semestre de análisis (1958 – 2020)



Fuente: Elaboración propia (2021)

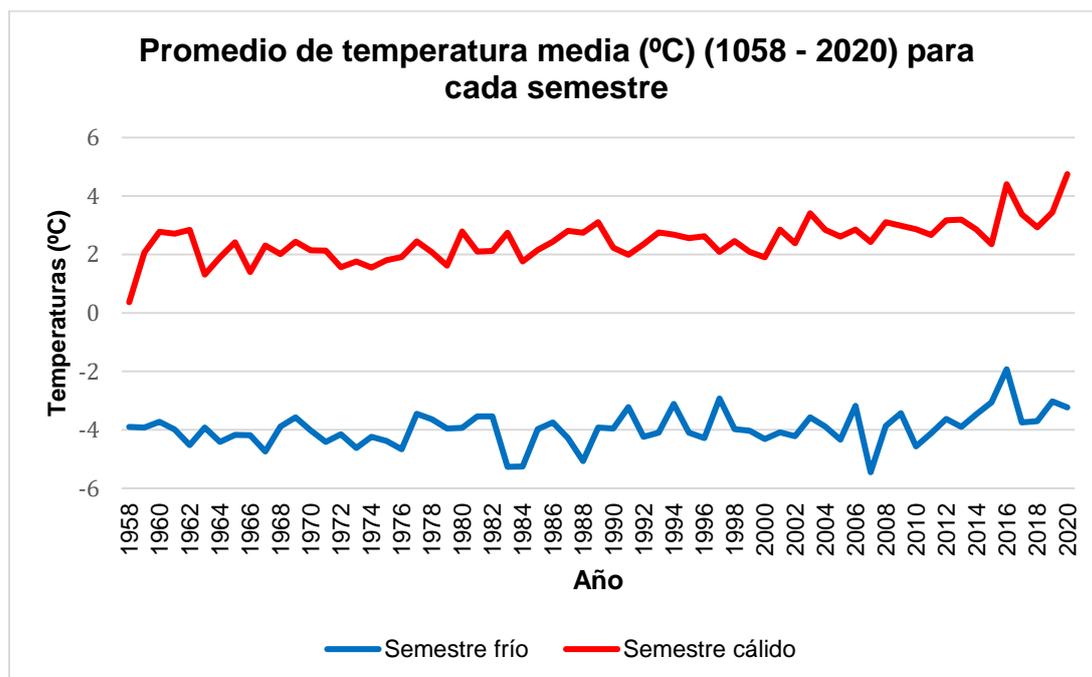
5.5.2.3 Temperaturas Medias Mensuales:

Los resultados de la prueba Mann-Kendall indican que, para el caso de las temperaturas medias se presentaron en los tres periodos de análisis una tendencia significativa creciente, para el semestre frío se obtuvieron resultados con un 95% de confianza, mientras que el semestre cálido y el año hidrológico obtuvieron resultados de un 99,9% de confianza. Las tendencias decadales de esta variable corresponden a 0,09 ($\Delta^{\circ}\text{C}/10$ años), 0,23 ($\Delta^{\circ}\text{C}/10$ años). y 0,16 ($\Delta^{\circ}\text{C}/10$ años) para el semestre frío, semestre cálido y año hidrológico, respectivamente.

En base a los resultados obtenidos, debido al mayor registro de tendencias significativas, donde todos los periodos registraron un tercer nivel de confianza alcanzando un 99,9%., se sugiere que las temperaturas mínimas son aquellas de mayor incidencia en las variaciones de las coberturas glaciares identificadas anteriormente. Seguido de este parámetro se encuentran las temperaturas medias, con mayor tendencia significativa y decadal para el semestre cálido y para el año hidrológico.

Se identificó además que todas las tendencias significativas son del tipo creciente, es decir, presentan un valor del test $Z >+ 1,96$, de acuerdo con Alves et al., (2015) & Alencar da Silva et al., (2017).

Figura 33: Promedio mensual de temperaturas medias ($^{\circ}\text{C}$) para cada semestre de análisis (1958 – 2020)



Fuente: Elaboración propia (2021)

En cuanto al análisis de las temperaturas medias que se desprende de la *Figura 33*, se observa un periodo de calentamiento en ambos semestres, para el semestre cálido se exhibe desde 2000 a 2020, mientras que para el semestre frío se identifica desde el 2008 al año 2020. Este último presenta una baja variabilidad principalmente hasta el año 2007, donde se presenta el valor mínimo registrado, alcanzando -5°C . Cabe destacar que las temperaturas medias en el semestre frío todas fueron menor a 0°C .

Para el caso del semestre cálido, se obtuvo todas las temperaturas medias sobre 0°C , registrando su menor valor ($0,3^{\circ}\text{C}$) en 1958. Por otra parte, sus máximos se registran en el periodo de calentamiento mencionado anteriormente, específicamente en los años 2016 y 2020 ($4,4^{\circ}\text{C}$ y $4,75^{\circ}\text{C}$ respectivamente, los cuales destacan dentro de la serie temporal analizada ya que todas las otras temperaturas medias son inferiores a 4°C .

5.5.3 Escenarios futuros

Con el fin de complementar, y proyectar, el análisis climático anterior, se utilizó el Explorador de Amenazas de la plataforma Atlas de Riesgo Climático “*ARClim*” para analizar índices climáticos en un periodo histórico (1980 – 2010) y un periodo futuro cercano (2035-2065) considerando el escenario RCP8.5, el cual indica intensas emisiones de gases con efecto invernadero. El periodo intermedio (2010 – 2035) considera el indicador de cambio entre ambos periodos mencionados, el cual representa la amenaza climática presentada para las distintas variables (Anexo 3).

5.5.3.1 Grados-días bajo 0°C :

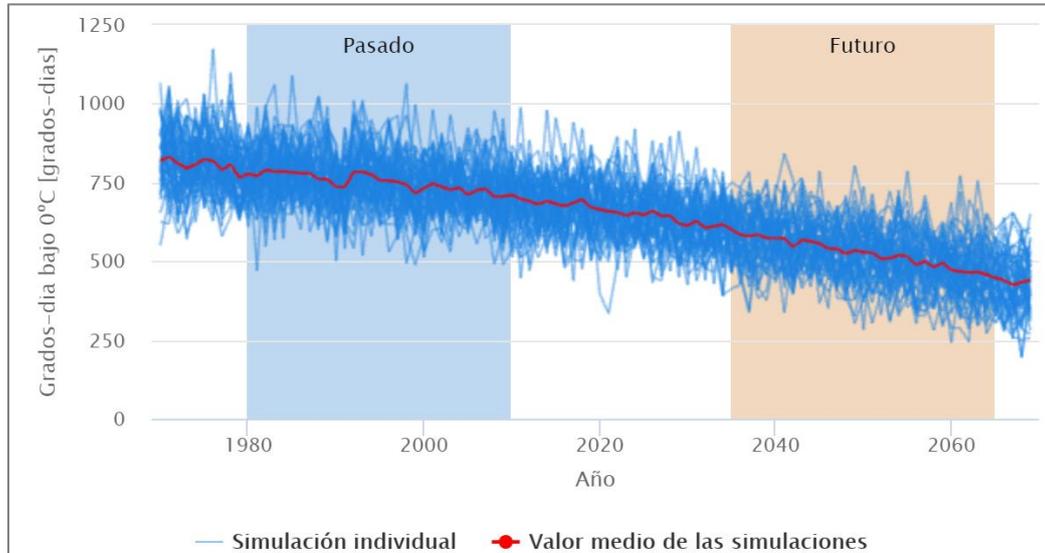
Para efectos del análisis del Glaciar Universidad, se presentan los resultados de la variación de grados-día bajo 0°C , que se define como el monto acumulado absoluto de temperatura de todos los días que presenten una temperatura mínima diaria menor a 0°C (Peterson *et al.*, 2001). Se utiliza como capa geográfica el registro de Glaciares (2015) realizado por la DGA, donde los resultados presentados en la *Figura 34* corresponden específicamente al área del Glaciar Universidad a escala anual.

Cabe destacar que los resultados presentados comprenden un valor medio resultante de aproximadamente 20 modelos climáticos distintos con el fin de obtener una señal climática consistente (MMA, 2021). Para el caso de los datos utilizados para el pasado reciente, se utilizan observaciones que lograron reproducir el clima observado, mientras que la proyección a futuro contempla una proyección basada en estas simulaciones, las cuales consideran el escenario de altas emisiones de gases efecto invernadero.

La *Figura 34* presenta una importante disminución de los grados-días bajo 0°C , donde el valor medio de las simulaciones en el periodo histórico (1980 – 2010) registró entre 700 y 780 grados-días bajo 0°C , aproximadamente. Para el periodo de cambio se presentó una notoria disminución con bajos pulsos importantes, mostrando una disminución aproximada desde 700 a 600 grados-días bajo cero. Por último, en la fase de futuro cercano se sostuvo esta disminución registrando grados-días que varían desde 600 hasta 400 grados-días bajo

cero. Esta variación presentada en los periodos de análisis se demuestra que las temperaturas mínimas ($<0^{\circ}\text{C}$) fueron más extremas a inicios del periodo histórico, disminuyendo así la brecha hacia temperaturas mayores ($\approx 0^{\circ}\text{C}$), dando cuenta del calentamiento al que está expuesto el Glaciar Universidad.

Figura 34: Grados-día bajo 0°C , Glaciar Universidad



Fuente: (MMA, 2021)

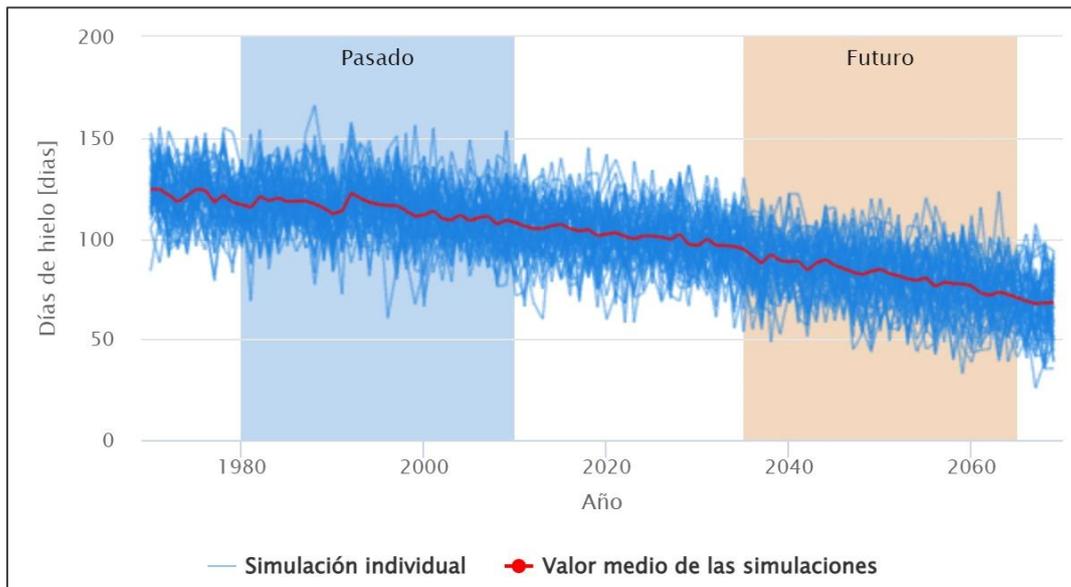
5.5.3.2 Días de Hielo:

Los días de Hielo, índice climático que considera el número de días en que la temperatura máxima es menor que 0°C , estudiado bajo los mismos parámetros y periodos mencionados anteriormente se analiza a escala anual en la Figura 35.

El resultado medio de las simulaciones realizadas demuestra una considerable disminución de días hielo para el Glaciar Universidad. El periodo pasado (1980 – 2010) registró un total anual aproximado a 120 días con temperaturas máximas bajo 0°C , lo cual alcanza aproximadamente un 30% de los días del año con dicha condición climática. Para el caso del periodo de cambio (2010 – 2035) presentó un rango entre 90 y 100 días hielo. Para el caso del escenario futuro (2035 – 2065), el valor medio de simulaciones proyecta un descenso de 90 a 65 días hielo aproximadamente.

Estas proyecciones significan una disminución de aproximadamente 50% días hielo entre ambos periodos de simulaciones (pasado histórico y futuro), y sugieren un impacto importante en la disminución de cubiertas glaciares.

Figura 35: Días de Hielo en el Glaciar Universidad.

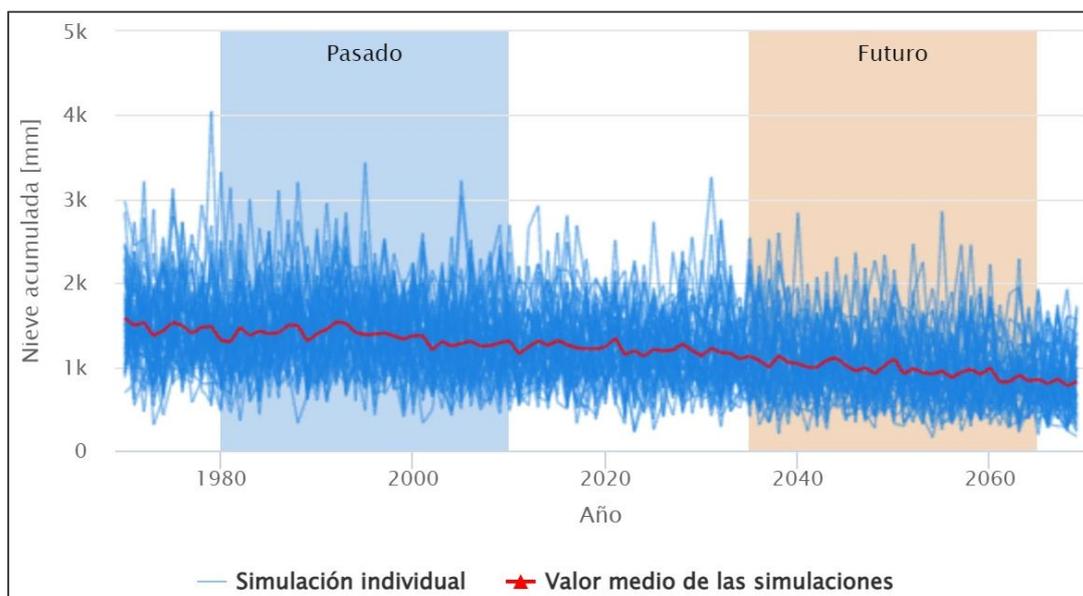


Fuente: (MMA, 2021)

5.5.3.3 Nieve acumulada anual:

Una de las amenazas climáticas presentadas por ARClím, hace referencia a la cubierta glaciar de nieve. La Figura 36 muestra la cantidad de nieve acumulada, de forma anual, expresada en mm. de agua equivalente.

Figura 36: Simulaciones de Nieve acumulada en el Glaciar Universidad



Fuente: (MMA, 2021)

En cuanto al periodo de pasado histórico (1980 – 2010) se presentó una variación que oscila entre 1100 y 1500 mm. de nieve acumulada anual. Posteriormente el periodo de cambio (2010 – 2035) presenta entre 1300 y 1000 mm., aproximadamente, de nieve acumulada. Para el caso del escenario futuro (2035 – 2065), el valor medio de las simulaciones varía entre 1000 y 800 mm. de nieve acumulada anual, mostrando una importante tendencia a la disminución de esta cubierta glaciaria.

CAPÍTULO 6: DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Los índices de Nieve y Hielo presentaron los resultados interesantes en cuanto a la variación multianual presentada. Mientras en los años 1990, 1999 y 2009 la extensión con respecto al área total presentó una escasa variación (entre 20 y 25% para la nieve, y entre 67 y 75% para el hielo) para el año 2020 se invirtió la tendencia, mostrando un aumento de la extensión de la nieve, ascendiendo a un 50% aproximadamente, mientras que la cubierta de hielo presentó una drástica disminución hacia un 40% del área total de cubiertas glaciares identificada para ese año.

Con respecto al umbral identificado para la determinación de la cubierta de Neviza, se obtuvieron resultados teóricamente correctos, pero la necesidad de muestras en terreno para su correcta validación, o bien una zonificación para establecer zonas de mayor probabilidad de neviza, impidieron establecer de forma directa la identificación de esta cubierta, es por ello que se determinó en este estudio como “neviza probable”, razón por la cual, además, se excluyó de la validación estadística. Sin embargo, se establece como un resultado con una óptima aproximación para su identificación. Complementar el uso del índice espectral NDSII-2 para su identificación junto con el análisis de muestra o una zonificación de esta cobertura permitiría la validación de los resultados anteriormente expuestos.

Para el caso del índice propuesto por Herrera (2016), si bien el índice de IMD+Sombra presenta un gran avance para la correcta identificación de cubiertas glaciares en áreas sombreadas, presenta una mínima incidencia en los resultados del Glaciar Universidad, debido a que el área que presentó mixturas en área sombreada alcanzó hasta un 5%, aproximadamente, del área total identificada mediante los índices espectrales. Sin embargo, este mismo índice presentó el mayor coeficiente de variación entre las cubiertas estudiadas, mostrando así la importancia de su aplicación. Su aplicación en otras áreas glaciares que requieran corrección de iluminación presentaría un acercamiento importante en cuanto a la identificación y estimación de cubiertas mediante teledetección.

Mediante la validación estadística utilizando Matriz de *Confusión* se obtuvo una fuerza de la relación entre la imagen real y los resultados mediante los índices espectrales con un alto rango de precisión, indicando una fuerza sustancial en la validación de las cubiertas glaciares de nieve, hielo e IMD+Sombra, demostrando así la efectividad de la metodología empleada.

Con respecto a los resultados obtenidos de ELA se infiere que la diferencia altitudinal presentada por la ELA en cada cabecera está dada por la orientación de estas. Por un lado, la ELA de la rama occidente presenta una baja variación entre cotas y una orientación principalmente sureste en la zona de la confluencia (*Figura 10*). Por otro lado, la rama oriente presenta principalmente una orientación suroeste, la cual predomina desde la zona de confluencia glacial hasta la cabecera de esta rama, sin considerar los dos lóbulos o ramificaciones que presenta esta cabecera, los cuales presentan, por el contrario, una orientación principalmente sureste. Esta orientación suroeste coincide con la mayor diferencia registrada entre cotas para el trazado de ELA, el cual además se delimitó de en diagonal hacia la cabecera, permitiendo así alcanzar mayores altitudes y mayor variación entre cotas.

La principal ventaja de la metodología empleada correspondió además a la zonificación de ELA en el Glaciar Universidad, donde al comparar las altitudes estimadas para la rama occidente y la rama oriente, para cada año, se obtuvo importantes amplitudes que demuestran una respuesta diferenciada por cada cabecera del Glaciar Universidad. Para el año 1990 la diferencia altitudinal entre ambas ramas asciende a 250 m., para el año 1999 la diferencia alcanzó 225 m., acentuándose esta diferencia en los años 2009 y 2020, donde se obtuvo una diferencia de 300 m., y 750 m. respectivamente (*Figuras 25, 26, 27 y 28*).

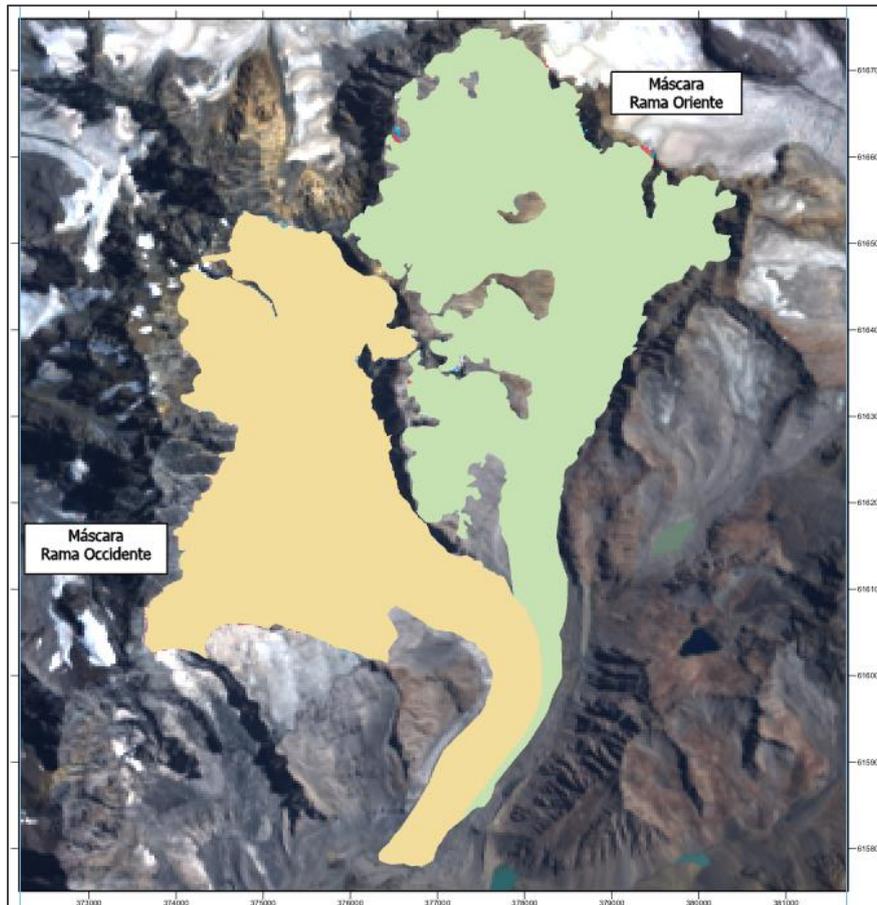
Con respecto al registro altitudinal que presentaron las ELAs en el Glaciar Universidad, cabe considerar que, al ser este método una aproximación a la estimación, además de ser método alternativo considerando las dificultades para trabajar ambientes glaciares mediante teledetección, existen distintos factores que pueden afinarse con el fin de aumentar la confianza y certeza de los datos obtenidos.

Tal como se presentó en el anterior apartado de resultados por cabecera glacial, el conjunto de píxeles heterogéneos que logró destacar la diagonal altitudinal de ELA en la rama oriente indica que la definición de umbrales presenta una respuesta diferenciada entre ambas cabeceras, esto debido a que si bien la rama occidente presenta claros resultados estos pierden definición en la rama oriente, provocando un mayor apoyo en la fotointerpretación. Para comprender esta diferencia identificada entre cabeceras es importante recordar que, si bien los resultados altitudinales fueron interpretados para cada rama glacial, la máscara (o archivo vectorial) que sirvió para delimitar el cálculo y aplicación de índices espectrales corresponde a la máscara del límite glacial trazado por la DGA (2015).

Con el fin de potenciar la metodología anteriormente aplicada, y, sugerir mejoras para futuras aplicaciones a otros glaciares de valle, se sugiere basarse en la geomorfología del glaciar para obtener la máscara que anide los índices espectrales. Para el caso del Glaciar Universidad, su misma geomorfología permitiría realizar la delimitación de cada cabecera glacial, utilizando como referencia la morrena medial que permite dividir el glaciar en ambas ramas (*Figura 37*). Esta delimitación permite desde un inicio enmascarar los índices espectrales a aplicar, lo cual provoca realizar el análisis de histogramas por separado para cada rama glacial con el fin de obtener umbrales diferenciados para rama y cubierta glacial, logrando así mejorar la caracterización de cada rama.

Si bien lo mencionado anteriormente supone una mejora a la metodología presentada es importante destacar que las altitudes obtenidas de ELA, además de haber sido calculadas posteriormente al proceso de validación estadística, estas se encuentran dentro del rango de estimaciones que distintos investigadores han registrado con otros métodos para la obtención de ELA, como el uso de radiosonda, balance de masa, entre otros. Entre ellos destaca Le Quesne en Carrasco *et al.*, (2005), quien registró una altitud promedio de ELA de 3497 m.s.n.m, y Bravo *et al.*, (2017) afirmó un rango altitudinal de ELA de 3500 hasta 3700 m., respectivamente.

Figura 37: Separación de máscaras para cada rama del Glaciar Universidad



Fuente: Elaboración propia (2021)

Sobre el análisis climático, cabe destacar la base de datos TerraClimate para el presente estudio, el cual permitió entregar un contexto más amplio (1958-2020) en comparación con los años estudiados para las cubiertas glaciares (1990 -2020). Si bien los datos climáticos se extrajeron de un píxel representativo del Glaciar Universidad, estos demostraron caracterizar de forma local el escenario climático.

Dentro de las variables climáticas analizadas se obtuvo que resultados destacados principalmente en las temperaturas mínimas, donde la prueba Mann-Kendall permitió identificar tendencias significativas crecientes con un alto nivel de confianza (99,9%) tanto para el semestre cálido como para el semestre frío, dando cuenta del calentamiento al que

se encuentran los glaciares de cordillera. Esta variable es seguida por las temperaturas máximas, presentando una tendencia significativa a un mayor nivel de confianza para el semestre cálido. Cabe destacar que esta tendencia significativa creciente, sumado a las tendencias decadales registradas para ambas variables sugieren un escenario climático donde los procesos de fusión glaciaria se ven favorecidos.

En los últimos 10 años se observó un calentamiento mayor de forma gráfica en las variables estudiadas (precipitación y temperaturas mínimas, máximas y medias), los cuales presentaron sus valores más agudos hacia el último quinquenio (2015-2020). Este calentamiento podría explicar la disminución de cubiertas glaciares identificada, disminuyendo de 26 km² a 20 km², aproximadamente, la reducción importante de la cubierta de hielo para el año 2020, alcanzando cerca de un 42% de la extensión total de cubiertas glaciares para dicho año, y, por último, el aumento altitudinal de ELA experimentado tanto por la rama occidente como oriente, siendo este último aquel de mayor variación.

CAPÍTULO 7: CONCLUSIONES

La identificación y estimación de las cubiertas glaciares presenta un aporte sustancial a los estudios glaciares, especialmente en un escenario de calentamiento climático el cual confirmó una intensidad importante en la cordillera de la zona central de Chile. La presente metodología propuesta por Keshri *et al.*, (2009) y Herrera (2016) permitieron, mediante una adaptación en su aplicación, lograr resultados de alta confianza estadística para la identificación de cubiertas, sin embargo, implementarla en distintas áreas glaciares permitiría avanzar en mejorar los resultados para la cubierta de neviza e IMD+Sombra. La predominancia de cubiertas, en orden descendente, fue en primer orden la cubierta de Hielo, Nieve, Neviza e IMD+Sombra, tendencia que se mantuvo para los años 1990, 1999 y 2009, mientras que para el año 2020, se obtuvo una mayor predominancia de la cubierta de Nieve sobre el Hielo, seguido de la cubierta de Neviza, y finalmente la cubierta de IMD+Sombra.

El uso de herramientas de percepción remota permitió no sólo comprender una nueva arista en los ambientes glaciares, sino que además permitió derivar resultados altitudinales de ELA los cuales suponen un avance para conocer la respuesta particular de esta altitud crucial en ambientes glaciares en esta región de Chile Central, de amplia cobertura glaciaria que requiere monitoreo constante debido a la fuerte dependencia al recurso hídrico. A una escala de mayor detalle, el análisis diferenciado por cabecera en el Glaciar Universidad permitió evitar la homogenización de la respuesta glaciaria ante el escenario de calentamiento identificado, entregando como resultados importantes de la presente investigación el mayor ascenso de ELA en la rama oriente del Glaciar Universidad, alcanzando una altitud promedio de 3800 m.s.n.m, para el año 2020, demostrando así una mayor vulnerabilidad en cuanto al aumento de ELA, con respecto a los años anteriores. Esto se debe a la mayor

amplitud entre las altitudes mínimas y máximas donde se identificó la posición de ELA. Estos resultados de ELA se presentaron dentro del rango identificado por anteriores investigaciones en el Glaciar Universidad, y la presente investigación representa un avance importante al permitir entregar los resultados por cabecera del glaciar, entregando mayor precisión en los estudios de ELA con la metodología presentada, característica que además se puede replicar en próximos estudios glaciares.

Los resultados del análisis climático para temperaturas mínimas, máximas, medias, y precipitación líquida demostraron resultados con valores importantes en el último quinquenio (2015-2020) tanto para los semestres cálidos y fríos, dando cuenta del acelerado calentamiento y disminución de precipitaciones, lo cual, sumado a las proyecciones de escenarios futuros, permitió dar cuenta que este calentamiento promete mayor severidad en el periodo de futuro (2035 – 2065) esto debido a la disminución de todos los índices observados (grados-día bajo cero, días de hielo y nieve acumulada). Esto comprometiéndolo, además, un importante ascenso altitudinal de ELA en el Glaciar Universidad.

CAPÍTULO 8: BIBLIOGRAFÍA UTILIZADA

Abatzoglou, J., Dobrowski, S., Parks, S & Hegewisch, K (2018) TerraClimate, a high-resolution global dataset of monthly climate and climatic water balance from 1958-2015. *Scientific Data* 5:170191, doi:10.1038/sdata.2017.191

Aitken, D., Rivera, D., Godoy-Faúndez, A., and Holzapfel, E. (2016). Water Scarcity and the Impact of the Mining and Agricultural Sectors in Chile, *Sustainability*, 8, 1–18.

Alencar da Silva, K. M., & Silva Nóbrega, R. (2017). Tendencia Pluviométrica Y Concentración Estacional De Precipitación En La Cuenca Hidrográfica Del Río Moxotó – Pernamcuco – Brasil. *Revista Geográfica de América Central*, 1(58), 295. <https://doi.org/10.15359/rgac.58-1.12>

Andrew G. K., Hall, D. K. y Riggs, G. A. (1998). *Global snow cover monitoring using MODIS, Ponencia en el 27º Simposio Internacional de Teledetección del Medio Ambiente de Tromso. 8-12 de junio, pp. 363-366.*

Ayala, A., F. Pellicciotti, S. MacDonell, J. McPhee, and P. Burlando (2017). Patterns of glacier ablation across North-Central Chile: Identifying the limits of empirical melt models under sublimation-favorable conditions, *Water Resour. Res.*, 53, 5601–5625, doi:10.1002/2016WR020126.

Barria I, Carrasco J, Casassa G and Barria P (2019) Simulation of Long-Term Changes of the Equilibrium Line Altitude in the Central Chilean Andes Mountains Derived From Atmospheric Variables During the 1958–2018 Period. *Front. Environ. Sci.* 7:161. doi: 10.3389/fenvs.2019.00161

Barsch, D. (1978). *Active rock glaciers as indicators for discontinuous alpine permafrost. An Example from the Swiss Alps.* Work presented at the Third International Conference on Permafrost. Edmonton, Alberta, Canada. Nat. Res. Council of Canada, Ottawa.

Bravo, C., Loriaux, T., Rivera, A., & Brock, B. W. (2017). *Assessing glacier melt contribution to streamflow at Universidad Glacier, central Andes of Chile.* *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7), 3249–3266. doi:10.5194/hess-21-3249-2017.

Bolch, T. and Loibl, D. (2017) 2.06. *GIS for Glaciers and Glacial Landforms. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences Comprehensive Geographic Information Systems*, 112-139. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-409548-9.09639-1>

Burger, F., Brock, B., and Montecinos, A. (2018). Seasonal and elevational contrasts in temperature trends in Central Chile between 1979 and 2015. *Glob. Planet. Change*, 162, 136–147. doi: 10.1016/j.gloplacha.2018.01.005

Calcumil, B (2017). *Análisis de la precipitación en Chile Central y su relación con las Teleconexiones climáticas entre los años 1965 y 2015.* Universidad de Chile.

Caro Paredes, D. (2014). Estudios glaciológicos en los Nevados de Chillán. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/116536>

Carrasco, J., 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, -948, doi: 10.1623/hysj.2005.50.6.933

Carrasco, J., Casassa, G., Pizarro, R. y Saravia, M (2010) Impactos del Cambio Climático, Adaptación y desarrollo en las regiones montañosas de América Latina. Iniciativa Estratégica sobre los Impactos del Cambio Climático, Adaptación y Desarrollo en las Regiones de Montañas. Santiago de Chile: FAO.

Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia (CR2) (2015). Informe a la Nación. La megasequía 2010-2015: una lección para el futuro. Santiago de Chile: CONICYT/ Universidad de Chile/Universidad Austral de Chile/Universidad de Concepción.

Chuvieco, E (1990) Fundamentos de teledetección espacial. (No. 528.8 CHU) Disponible en: <http://pdfhumanidades.com/sites/default/files/apuntes/FUNDAMENTOS-DE-TELEDETECCION-EMILIO-CHUVIECO.pdf>

Cogley, J. G., Hock, R., Rasmussen, L. A., Arent, A. A., Bauder, A., Braithwaite, R. J., et al. (2011). "Glossary of glacier mass balance and related terms," in IHP-VII Technical Documents in Hydrology No. 86, IACS Contrib. No. 2, UNESCO-IHP (Paris).

Crane, R. G., Anderson, M. R. (1984) Satellite discrimination of snow/cloud surfaces. *International Journal of Remote Sensing* 5(1): 213–223.

Cuffey, K., Paterson, W. (2010). *The Physics of Glaciers*. Elsevier, Burlington, MA, USA. ISBN 978-0-12-369461-4.

Dirección General de Aguas (2004) Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de Calidad: Cuenca del Río Rapel. Disponible en: <https://mma.gob.cl/wp-content/uploads/2017/12/Rapel.pdf>

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. Recuperado de <http://documentos.dga.cl/GLA5194v1.pdf>

Dirección General de Aguas (2014) *Glaciares de Chile*. Disponible en: <https://snia.mop.gob.cl/sad/GLA5483.pdf>

Dirección General de Aguas (2017). Glaciares 2015. Infraestructura de Datos Geoespaciales. Disponible en: <http://www.geoportal.cl/geoportal/catalog/search/resource/details.page?uuid=%7B7B9C5CBF38-72D5-4489-A745-30AEAF1CDFC2%7D>

Dozier, J (1989) Spectral signature of alpine snow-cover from the Landsat ThematicMapper. *Remote Sensing of Environment*, 28, 9 – 22.

Gaur, M. K., Goyal, R. K., Raghuvanshi, M. S., Bhatt, R. K., Pandian, M., Mishra, A., & Sheikh, S. I. (2019). Geospatially extracting snow and ice cover distribution in the cold arid zone of India. *International Journal of System Assurance Engineering and Management*. <https://sci-hub.tw/10.1007/s13198-019-00883-w>

Golden Gate Wather Services (2020) El Niño and La Niña Years and Intensities Base don Oceanic Nió Index (ONI). Disponible en: <https://ggweather.com/enso/oni.htm>

González, H. E., D. Bozkurt, F. Cereceda-Balic, R. Cordero, F. Fernandez, J. L. Iriarte, S. MacDonell, J. McPhee, E. Poulin, A. Rivera y M. Schaefer (2019). Criósfera Chilena y Antártica: Recomendaciones desde la evidencia científica. Comité científico COP25, mesa Criósfera y Antártica, 46 páginas

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.).

Hall, D., Riggs, G (2010) Normalized-Difference Snow Index (NDSI). *Encyclopedia of Snow, Ice and Glaciers*. Disponible en: <https://ntrs.nasa.gov/citations/20100031195>.

Herrera-Ossandón, 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. Disponible en: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/143570>

Hock, R., G. Rasul, C. Adler, B. Cáceres, S. Gruber, Y. Hirabayashi, M. Jackson, A. Käab, S. Kang, S. Kutuzov, Al. Milner, U. Molau, S. Morin, B. Orlove, and H. Steltzer, (2019). High Mountain Areas. In: *IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Hutchison, K., Locke, J (1975). Snow cover identification through cirrus-cloudy atmospheres using daytime AVHRR imagery. *GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS*, VOL. 24, NO. 14, PAGES 1791 - 1794, JULY 15, 1997. Disponible en: <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1029/97GL01707>

Instituto Nacional de Estadísticas (2017). Estimaciones y proyecciones a nivel regional de la población de Chile 2002-2035. Disponible en: https://www.ine.cl/docs/default-source/proyecciones-de-poblacion/infografias/base-2017/ine_estimaciones-y-proyecciones-2002-2035_base-2017_reg_%C3%A1rea_infograf%C3%ADa.pdf?sfvrsn=1aae9c0_6

International Permafrost Association (IPA) (2010). What is Permafrost? -Permafrost distribution. Occasional publication. Disponible en : <https://ipa.arcticportal.org/index.php/publications/occasional-publications/what-is-permafrost>

Janke, J. R., Bellisario, A. C., y Ferrando, F. (2015). Classification of debris-covered glaciers and rock glaciers in the Andes of Central Chile. *Geomorphology*, 241: 98-121.

Jorge F. Carrasco , Gino Casassa & Juan Quintana (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, -948, DOI: 10.1623/hysj.2005.50.6.933

Kendall, M. G. (1975) *Rank Correlation Methods*, Oxford Univ. Press, New York.

Keshri, A. K., Shukla, A. and Gupta, R. P.(2009). “ASTER ratio indices for supraglacial terrain mapping”. *International Journal of Remote Sensing*, 30:2, 519 — 524. Disponible en: https://www.researchgate.net/publication/248978081_ASTER_ratio_indices_for_supraglacial_terrain_mapping.

Kyle, H.I., Curran, R.J., Barnes, W.L., Escoe. D (1978). A cloud physics radiometer, Third Conference on Atmospheric Radiation, American Meteorological Society, 28-30 June 1978, Davis, Calif., 107.

Landis, R. Koch, G (1977). The Measurement of Observer Agreement for Categorical Data, *Biometrics*, Vol. 33, No. 1. pp. 159-174.

Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J., Rivera, A., Barichvich, J. (2009) Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. Vol, 281, Issues 3–4. Pages 334-344. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.01.039>

L3 Harris Geospatial (2021) Radiometric calibration. Disponible en: <https://www.l3harrisgeospatial.com/docs/radiometriccalibration.html>

Maestro, I., Recio, J (2004) *Análisis comparativo de distintos métodos de estimación de la superficie glaciar en el Pirineo Axial Aragonés a partir de imágenes Landsat. GeoFocus (Artículos), nº 4, p. 79-92. ISSN: 1578- 5157*

Mann, H. B. (1945) Nonparametric tests against trend, *Econometrica*, 13, 245– 259.

Martínez-Austria, P., Patiño-Gómez, C., Tamayo-Escobar, J. (2014). Análisis de tendencias climáticas en la cuenca baja del río Yaqui, Sonora, México. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 5(6), 135-149.

Masiokas MH, Rabatel A, Rivera A, Ruiz L, Pitte P, Ceballos JL, Barcaza G, Soruco A, Bown F, Berthier E, Dussailant I and MacDonell S (2020) A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere. *Front. Earth Sci.* 8:99. doi: 10.3389/feart.2020.00099

Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Le Quesne, C., and J. Aravena (2006) Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951–2005: Large-scale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *Journal of Climate*, 19, 6334-6352. Disponible en: <https://journals.ametsoc.org/jcli/article/19/24/6334/30978/Snowpack-Variations-in-the-Central-Andes-of>

Ministerio del Medio Ambiente (MMA) (2017). Plan de Acción Nacional de Cambio Climático 2017-2022. Recuperado el 4 de mayo de 2020 desde: <https://docs.google.com/document/d/1CLh7Q1Zfp5njoij4cTRkPMcp2oPV-mBWIPqSKZaivr/edit>

Ministerio del Medio Ambiente (MMA) (2020). Atlas de Riesgos Climáticos "ARClím". Explorador de amenazas climáticas. Disponible en: https://arclim.mma.gob.cl/media/learning/eAmenaza_documentacion.pdf

Ministerio de Obras Públicas (2016) Atlas del agua, Chile. Santiago, Chile. Disponible en: <https://dga.mop.gob.cl/DGADocumentos/Atlas2016parte1-17marzo2016b.pdf>

Monterroso-Tobar, M.F., Londoño-Bonilla, J.M. and Samsonov, S. (2018) Estimación del retroceso glaciario en los volcanes Nevado del Ruiz, Tolima y Santa Isabel, Colombia a través de imágenes ópticas y Din-SAR. DYNA, 85(206), pp. 329-337.

National Snow and Ice Data Center (2020) *Advancing knowledge of Earth's frozen regions: What is NDSI snow cover and how does it compare to FSC?. Disponible en:* [https://nsidc.org/support/faq/what-ndsi-snow-cover-and-how-does-it-compare-fsc#:~:text=The%20Normalized%20Difference%20Snow%20Index,Fractional%20Snow%20Cover%20\(FSC\).&text=A%20pixel%20with%20NDSI%20%3E%200.0,to%20have%20some%20snow%20present.](https://nsidc.org/support/faq/what-ndsi-snow-cover-and-how-does-it-compare-fsc#:~:text=The%20Normalized%20Difference%20Snow%20Index,Fractional%20Snow%20Cover%20(FSC).&text=A%20pixel%20with%20NDSI%20%3E%200.0,to%20have%20some%20snow%20present.)

O'Brien, H. W. & Munis, R.H (1975). Red and near-infrared reflectance of snow. U.S. Army Cold Regions Research and Engineering Laboratory (USACRREL) Research Report 332.

Paolini, L., Grings, F., Sobrino, J. A., Jiménez Muñoz, J. C., & Karszenbaum, H. (2006). Radiometric correction effects in Landsat multi-date/multi-sensor change detection studies. *International Journal of Remote Sensing*, 27(4), 685–704. doi:10.1080/01431160500183057

Patel, A., Prajapati, R., Dharpure, J. K., Mani, S., & Chauhan, D. (2019). Mapping and monitoring of glacier areal changes using multispectral and elevation data: A case study over Chhota-Shigri glacier. *Earth Science Informatics*. <https://sci-hub.tw/10.1007/s12145-019-00388-x>

Pellicciotti, F., Ragettli, S., Carenzo, M., McPhee, J (2014) Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of the Total Environment* 493. 1197–1210.

Peterson, T., Follan, C., Gruza, G., Hogg, W., Mokssit, A., Plummer (2001) Report on the Activities of the Working Group on Climate Change Detection and Related Rapporteurs 1998-2001. Disponible en <http://etccdi.pacificclimate.org/docs/wgccd.2001.pdf>.

Pope, A., Gareth, W (2014) Impact of spatial, spectral, and radiometric properties of multispectral imagers on glacier Surface classification. *Remote Sensing of Environment*. Volume (141) 1-13.

Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C. y Lange, H (2000) Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Revista Investigaciones Geográficas*, Universidad de Chile, 34:29-60.

Rojas-Zamorano, C., Maier, E., Arigony-Neto, J., Espinoza, J., Jana, R., & Gonzalez, I. (2017). *Analysis of snow surface dynamics in the Darwin mountain through satellite images optical and its relationship with data climate (2004–2016).* 2017 First IEEE International Symposium of Geoscience and Remote Sensing (GRSS-CHILE)

Ruiz Pereira, S. F., & Veettil, B. K. (2019). *Glacier decline in the Central Andes (33°S): Context and magnitude from satellite and historical data.* *Journal of South American Earth Sciences.* <https://sci-hub.tw/10.1016/j.jsames.2019.102249>

R. P. Oien, M. Spagnolo, B. R. Rea, Iestyn D. Barr, R. G. Bingham. (2020) Climatic controls on the equilibrium-line altitudes of Scandinavian cirque glaciers. *Geomorphology*. Volume 352. Disponible en: <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0169555X19304775>

Salmi, T., Määttä, A., Anttila, P., Ruoho-Airola, T., Amnell, T (2002). "Makesens for detecting and estimating trends" <https://en.ilmatieteenlaitos.fi/makesens>

Sarricolea, P., Meseguer Ruiz, Oliver, & Romero-Aravena, Hugo. (2017). Tendencias de la precipitación en el Norte Grande de Chile y su relación con las proyecciones de cambio climático. *Diálogo andino* (54), 41-50. <https://dx.doi.org/10.4067/S0719-26812017000300041>

Sarricolea P., MJ. Herrera, O. Meseguer-Ruiz. (2017). Climatic regionalization of continental Chile. *Journal of Maps* 13(2)66-73.

Shimamura, Y., Izumi, T., & Matsuyama, H. (2006). *Evaluation of a useful method to identify snow-covered areas under vegetation – comparisons among a newly proposed snow index, normalized difference snow index, and visible reflectance.* *International Journal of Remote Sensing*, 27(21), 4867–4884

Segovia, A (2014) Caracterización glaciológica de Chile y valoración de servicios ecosistémicos de glaciares en base a mercados reales (Estudio de caso del Monumento Natural El Morado). Tesis Doctoral. Universidad de Chile.

Segovia, A., Videla, Y (2017) Caracterización glaciológica de Chile. *Investigaciones Geográficas Chile*, 53: 3-24

Sen, P (1968). Estimates of the regression coefficient based on Kendall's tau. *Journal of the American Statistical Association.* 63:1379-13-89. <https://www.pacificclimate.org/~werner/zyp/Sen%201968%20JASA.pdf>

Tucker, C. J (1979). Red and photographic infrared linear combinations (or monitoring vegetation, *Remote Sens. Environ.* 8:127-150. Tucker, C. J. (1986), Maximum normalized

difference vegetation index images for sub-Saharan Africa for 1983-1985, *hit. J. Remote Sens.* 7:1383-1384.

Tucker, C. J. (1986). Maximum normalized difference vegetation index images for sub-Saharan Africa for 1983-1985, *hit. J. Remote Sens.* 7:1383-1384.

Ulloa, G (2020) Evolución temporal de albedo en función de la variabilidad climática en glaciares de Los Andes semiáridos, zona Central de Chile. Disponible en: <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/173930>

Valovcin, F. R (1976). Snow/cloud discrimination, Rep. AFGL-TR-76- 0174, ADA 032385. Air Force Geophysics Laboratory, Hanscom Air Force Base, MA.

Valovcin, F. R (1978) Spectral radiance of snow and clouds in the near infrared spectral region, Tech. Rep. ,4FGL-TR-78-0289, 46pp., Air Force Geophys. Lab., Bedford, MA. Disponible en: <https://apps.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a063761.pdf>

Xiao, X., Shen, Z., Qin, X (2001) Assessing the potential of vegetation sensor data for mapping snow and ice cover: A Normalized Difference Snow and Ice Index. http://eomf.ou.edu/media/docs/int-j-remote-sensing/p2479_s_snow_tm.pdf

Yousuf, B., Shukla, A., Arora, M. K., & Jasrotia, A. S. (2019). Glacier facies characterization using optical satellite data: Impacts of radiometric resolution, seasonality, and surface morphology. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment.* <https://sci-hub.tw/10.1177/0309133319840770>

ANEXOS

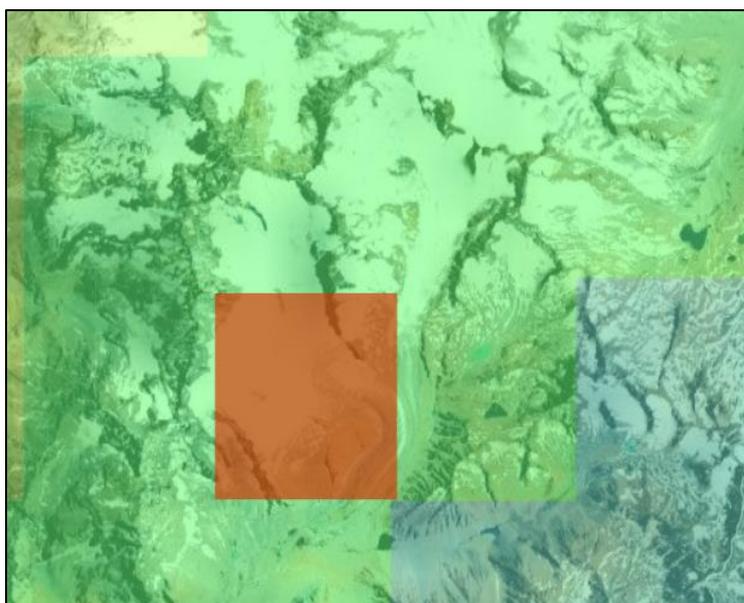
Anexo 1: Código GEE para la obtención de datos TerraClimate

```
Imports (2 entries)
var imageCollection: ImageCollection "TerraClimate: Monthly Climate and Climatic Water Balance for Global Terrestrial Surfaces, University of Idaho"
var geometry: Polygon, 4 vertices
1 //Filtro y selección de variables a trabajar.
2 //Fecha (1950-2020) y Bandas utilizadas: Precipitación y Temperaturas mínimas y máximas.
3 var pp = ee.ImageCollection (ImageCollection).filterDate('1950-01-01','2020-12-31')
4 .select('pr', 'tminn', 'tmaxx');
5
6 //Función para visualizar las variables en el mapa
7 Map.addLayer(pp)
8 //Coordenadas del área de estudio
9 Map.setCenter(-70.33899, -34.68722, 12);
10
11
```

Fuente: Elaboración propia (2021)

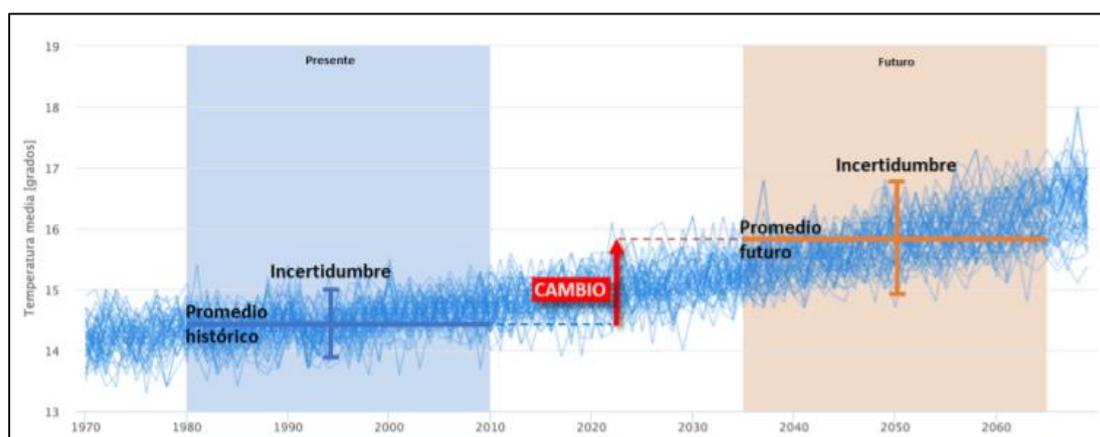
Los datos de entrada utilizados en el código GEE expuesto anteriormente, corresponde a la colección de datos mensuales TerraClimate, y la geometría correspondiente al píxel de referencia para extraer los datos. Esta geometría queda expuesta en el Anexo 2.

Anexo 2: Geometría para la obtención de datos TerraClimate



Fuente: Elaboración propia (2021)

Anexo 3: Ejemplo de análisis de simulaciones climáticas ARClím



Fuente: (MMA, 2021)

En este caso se presenta un resultado de temperatura media anual. Las oscilaciones entre las simulaciones en los periodos del presente y futuro representan la incertidumbre estimadas, mientras que el periodo 2010 – 2035 representa la amenaza climática, ya que está dada por la variación entre los indicadores estimados.