

UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARIA
DEPARTAMENTO DE OBRAS CIVILES
VALPARAÍSO-CHILE

“RETROCESO GLACIAR EN LA ZONA CENTRAL DE CHILE, CAUSAS ANTRÓPICAS Y CONSECUENCIAS HÍDRICAS”

Tesis de grado presentada por:

Karina Marianela Vallejos Aravena

Como requisito parcial para optar al título de:

INGENIERO CIVIL

Y al grado de

MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA CIVIL

Profesor Guía: PhD. Lina Castro

Profesores Correferentes: PhD. Alvaro Ossandon, PhD. Raul Flores

2023

AGRADECIMIENTOS

Quiero expresar mi profundo agradecimiento a todas las personas que han sido fundamentales en mi trayectoria académica y crecimiento personal en los últimos años. Su apoyo, comprensión y estímulo han sido invaluable y han hecho posible este logro.

A mis queridos padres y hermana, por su amor incondicional, apoyo constante y sacrificio inquebrantable que me han impulsado a lo largo de este camino. Su ejemplo de dedicación y perseverancia me ha inspirado a esforzarme continuamente, siendo una fuente de inspiración y pilar fundamental en mi vida.

A las hermosas personas que conocí en la universidad y que se hicieron parte de mi vida, compartiendo esta travesía conmigo, brindándome su amistad, comprensión y momentos de distracción necesarios. Sus risas y su apoyo constante han sido un bálsamo durante los momentos desafiantes.

A mis profesores, quienes han guiado mi camino académico, invirtiendo tiempo y dedicación en el desarrollo de este trabajo. Agradezco su confianza en mí y en mi trabajo, sus enseñanzas y orientación han enriquecido enormemente mi conocimiento y mi perspectiva. Cada conversación y consejo compartido ha sido una fuente de inspiración y crecimiento intelectual.

ÍNDICE

Capítulo I. INTRODUCCIÓN	9
1. Motivación	9
2. Hipótesis	11
2.1 Hipótesis Principal	11
2.2 Hipótesis Específicas	11
3. Objetivos.....	12
• Objetivo General	12
• Objetivos Específicos.....	12
4. Organización del informe	12
Capítulo II. MARCO TEÓRICO	13
1. Caracterización Glaciar Zona Central Chile	13
2. Evidencia del Retroceso Glaciar en la Zona Central Chile.....	14
3. Causas retroceso glaciar	15
3.1 Variabilidad climática	16
3.2 Cambio Climático.....	17
3.3 Contaminación Atmosférica	18
4. Teledetección.....	19
4.1 Imágenes Landsat.....	20
4.2 Índice de cobertura nival (NDSI).....	21
4.3 Estimación de contaminación atmosférica por CAMS.....	22
5. Relación entre Superficie, Volumen y Espesor Medio Glaciar	22
6. Modelo Regresión Multivariable	24
7. Validación y elección de inputs del Modelo Estadístico	25
7.1 Pruebas para análisis de variables regresoras y predictoras	25
7.2 Criterios de selección de información	26
7.3 Validación estadística de un modelo de regresión	26
7.4 Bondad de Ajuste	27
7.5 Validación Cruzada (LOOCV) y K-means	29
Capítulo III. EFECTO DE CAUSAS ANTRÓPICAS EN EL RETROCESO GLACIAR DE LA ZONA CENTRAL DE CHILE	30
1. Introducción.....	30
2. Zona de estudio y métodos	32
2.1 Zona de Estudio	32
2.2 Base de datos	35

2.3 Metodología	38
3. Resultados	40
3.1 Retroceso Glaciar	40
3.2 Análisis exploratorio a las series climatológicas y de contaminación	42
3.3 Modelos de Regresión ajustados	43
3.4 Verificación de supuestos y Validación modelos ajustados	45
3.6 Casos de estudio.....	51
3.7 Efecto de Megasequía en Retroceso Glaciar	52
4. Discusión.....	54
5. Conclusión.....	57
Capítulo IV. CONSECUENCIAS HÍDRICAS DEL RETROCESO GLACIAR DE CHILE CENTRAL	60
1. Introducción.....	60
2. Zona de estudio y métodos	62
2.1 Zona de estudio	62
2.2 Base de datos	62
2.3 Metodología	65
3. Resultados	68
3.2 Comparación entre métodos: Relación Lineal.....	70
3.3 Ajuste lineal propuesto (LA – USM).....	71
3.4 Evaluación de los modelos	73
3.5 Verificación del mejor método al estimar variación volumétrica	75
3.6 Evaluación del cambio en el volumen por derretimiento glaciar.....	76
4. Discusión.....	79
5. Conclusión.....	81
Capítulo V. CONCLUSIONES GENERALES.....	83
AGRADECIMIENTOS	84
Capítulo VI. REFERENCIAS	85
Capítulo VII. ANEXOS	95
1. ANEXO A: Caracterización Glaciar	95
2. ANEXO B: Fuentes de Contaminación.....	97
3. ANEXO C: Altura Geopotencial	98
4. ANEXO D: Imágenes satelitales Landsat	100
5. ANEXO E: Volúmenes de hielo glaciar	101
6. ANEXO F: Volumen equivalente en agua debido a efectos climáticos y de contaminación.....	102

ÍNDICE FIGURAS

Figura III-1: Cuenca Maipo, glaciares caracterizados y seleccionados (GPO y GB), actividad antropogénica cercana a cuerpos de hielo de cuenca Rio Maipo y estaciones meteorológicas estudiadas. 34

Figura III-2: Variación espacial de la superficie glaciar desde el año hidrológico 2000 al 2020 de obtenida mediante el análisis de imágenes satelitales Landsat TM, ETM+ y OLI/TIRS (a) Glaciar Paloma Oeste y (b) Glaciar La Paloma Oeste. (c) Cambio en el área evaluada respecto al año 2000 para los cuerpos de hielo analizados. (d) Cambio de área en el tiempo junto con cambio de tendencia antes de después de 2010 (Megasequía). 41

Figura III-3: Representación gráfica de variables analizadas para modelo de regresión, junto con dispersión, media y resultados de Prueba de Mann Kendall, Pettit Test y coeficiente de correlación entre las series de tiempo de GB y GPO. (a) Precipitación acumulada (2000-2020). (b) Cantidad de días con temperatura media diaria menor a 0°C. (c) índices macroclimáticos: Niño 3.4 el promedio entre mayo-septiembre y PDO el promedio entre agosto-octubre. (d) Concentración de Black Carbon para GB y GPO..... 42

Figura III-4: Valor de criterio BIC para encontrar las mejores variables regresoras para representar área glaciar en un modelo de regresión lineal multivariable. Además, permite determinar los mejores ajustes en orden de importancia, donde entre mayor sea el valor del BIC, peor es el ajuste del modelo (a) Glaciar Bello. (b) Glaciar la Paloma Oeste..... 45

Figura III-5: Valores ajustados mediante modelos de regresión multivariados versus valores de área de glaciares (valores sin estandarizar) (a) Glaciar Bello y (b) Glaciar La Paloma Oeste. 46

Figura III-6: R^2 , MAPE, RMSE obtenidos a través de la validación LOOCV realizada año a año para (a)GB, (b)GPO. Además, se presenta los residuos del modelo de regresión ajustado considerando todos los efectos (TE) para (c) GB, (d) GPO. 48

Figura III-7: Contribución de área en km^2 entre dos años consecutivos por cada causa de retroceso glaciar analizada, realizado para glaciar La Paloma Oeste y Glaciar Bello. 51

Figura III-8: Parámetros de bondad de ajuste R^2 , MAPE, KGE y RMSE al ajustar modelos de regresión con las variables consideradas en caso BC (Black Carbon), CC (Temperatura y Precipitación), CC+VC (PDO, Niño 3.4, Temperatura y Precipitación), VC (PDO y Niño 3.4) y TE (Todas las variables son consideradas). 52

Figura III-9: Efectos de Megasequía en el retroceso glaciar. (a) RMSE de modelo ajustado considerando todos los efectos (TE) antes y después de 2010 para ambos cuerpos de hielo (b) Retroceso glaciar de cada cuerpo de hielo entre 2000-2009 y 2010-2020 a partir de los modelo de regresión no estandarizados, cuantificando el retroceso por cada causa analizada. Se muestra el porcentaje de retroceso debido a efectos climáticos (Variabilidad Climática (VC) más Cambio Climático (CC)) y efectos de contaminación (BC). 54

Figura IV-1: Glaciares analizados de Chile Central, junto con glaciares utilizados para estimar recurso hídrico perdido en las últimas dos décadas. 63

Figura IV-2: Estimación de espesor glaciar a partir de superficie glaciar mediante diferentes relaciones potenciales. Estas fueron aplicadas a cuerpos de hielo de cuenca Maipo, Rapel y Aconcagua. Para comparar las diferentes expresiones se utiliza el indicador de desempeño MAPE, donde se muestra el indicador calcula al considerar todos los glaciares, exclusivamente los de la cuenca Maipo y solo los de cuenca Rapel. Fuente: (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted, 2013; Marangunic, 2007; DGA, 2011)..... 70

Figura IV-3: Comparación de diferentes métodos empíricos de estimación de volumen a partir de área glaciar. Además, se muestran los diferentes glaciares analizados diferenciados según cuenca de estudio. También se identifica el glaciar Volcán Tupungatito en una visión detallada de los glaciares menores a $10 km^2$ 71

Figura IV-4: (a) Ajuste lineal con cuerpos de hielo de Cuenca Rapel, sin embargo, no se tienen suficientes datos para proponer un ajuste en esta cuenca. (b) Nuevo ajuste lineal propuesto para estimar volumen de glaciares de Cuenca Maipo..... 72

Figura IV-5: Los valores de volumen glaciar obtenidos mediante predicción a través del método LOOCV vs volúmenes de hielo obtenidos a partir de los datos de Radio Eco Sondaje. Además, se presentan el MAPE y el RMSE calculados para evaluar la discrepancia entre estas dos series de datos. Por otro lado, se estima R^2 promedio entre todos los ajustes realizados dejando afuera un valor de volumen de hielo. 73

Figura IV-6: Error relativo en la estimación empírica del volumen glaciar con respecto al valor medido mediante la técnica de radio eco-sondaje, para cuenca Maipo, Rapel y Aconcagua. En cada cuenca, los glaciares se encuentran en orden ascendente de área glaciar. 75

Figura IV-7: Error relativo de estimación de variación volumétrica glaciar entre estimación empírica e imágenes LIDAR de dos años, ya sea 2012-2015, 2009-2015 o 2011-2015, dependiendo del cuerpo de hielo analizado. 76

Figura IV-8: Cuantificación de la variación volumétrica del agua equivalente entre los años 2000 y 2020 para (a) Glaciar Bello y (b) Glaciar La Paloma Oeste (GPO). Además, se visualiza la causa de la variación volumétrica, ya sea, cambio climático (CC), Variabilidad Climática (VC) o efectos de contaminación (BC). Además, cada figura muestra una tabla donde se muestra la suma de equivalente de agua perdido entre el año 2000 y 2020 por cada causa, junto con la cuantificación del porcentaje de variación volumétrica atribuido a efectos climáticos (CC+VC) y contaminación (BC). 78

Figura IV-9: Variación de recurso hídrico antes y después del periodo de Megasequía debido a efectos de contaminación (BC) y climáticos (CC + VC). (a) GPO, (b) GB. 79

Figura VII-1: Mapa de zona de estudio con la ubicación de las faenas, depósitos de relave y centrales termoeléctricas de la zona, junto con la posición de los glaciares de la zona. Fuente: Elaboración propia con datos de Sernageomin e inventario de glaciares DGA incorporados en la visualización georeferenciada de software Qgis. “Atlas de Faenas Mineras Regiones de Valparaíso, Del Libertador General Bernardo O’Higgins y Metropolitana de Santiago (Versión Actualizada)”, ISSN 0717-4497, 2013. 97

Figura VII-2: Anomalía media de altura geopotencial a 500 Hpa [gpm]. Además, se visualiza la dirección del viento a 5500 [m]. 98

ÍNDICE TABLAS

Tabla II.1: Retroceso de área glaciar, balance de masas y cuenca a la que pertenecen glaciares de la zona de estudio. Fuente: Información recopilada de los estudios de Cereceda-Balic (2020), D.Farías-Barahona (2020), Barcaza (2017), D.Farías-Barahona (2019), Malmros (2016) e Inventario de Glaciares DGA (2014). 15

Tabla II.2: Información de misiones de Landsat a través del tiempo. Fuente: <https://www.usgs.gov/landsat-mision>. 21

Tabla II.3: Coeficientes encontrados para definir relación entre superficie glaciar y espesor medio glaciar, según la relación mostrada por la Ecuación 2, donde A es el área del glaciar analizado. Fuente: (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted, 2013; Marangunic, 2007; DGA, 2011).23

Tabla II.4: Coeficientes d y e propuestos para generar una relación lineal entre volumen y área glaciar, tal como la expuesta en la Ecuación (3). Además, ubicación y tipo de glaciares analizados en los estudios. Fuente: Cecs (2013) y Xu (2013). 23

Tabla II.5: Densidades de nieve, escarcha, neviza y hielo. Fuente: (Cuffey and Paterson, 2010). 24

Tabla II.6: Descripción de pruebas Mann Kendall, Pettit Test y Correlación de Pearson. 26

Tabla II.7: Descripción de criterios de selección de información BIC y AIC..... 26

Tabla II.8: Descripción de pruebas estadísticas para validación de supuestos de un modelo de regresión.... 28

Tabla III.1: Características geomorfológicas de Glaciar Bello y Glaciar La Paloma Oeste, donde H_{\min} , H_{\max} y H_{ave} son las altitudes mínimas, máximas y medias en m.s.n.m, respectivamente. Además, Accumulation Orientation es la orientación de la zona de acumulación, Ablation Orientation es la orientación de la zona de ablación, Pendiente es la pendiente del glaciar y Orientation es la orientación general del glaciar. 34

Tabla III.2: Detalle de imágenes satelitales utilizadas en el análisis de variación de superficie glaciar entre 2000 al 2020. Fuente: Elaboración propia..... 36

Tabla III.3: Detalle de estaciones meteorológicas de la Dirección General de Aguas (DGA) utilizadas para obtener series de tiempo de precipitación y temperatura. Fuente: <http://dga.mop.gob.cl>. 37

Tabla III.4: Casos de Estudio analizados para representar efectos climáticos y de contaminación en el retroceso glaciar del Glaciar La Paloma Oeste y Glaciar Bello..... 40

Tabla III.5: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de tiempo analizadas para Glaciar Bello y Glaciar La Paloma Oeste. 44

Tabla III.6: Coeficientes Estandarizados del modelo de regresión multivariable ajustado. (*) Coeficientes significativos para el modelo. 45

Tabla III.7: Pruebas estadísticas para validar supuestos de modelos de regresión ajustados, se presenta el estadístico de prueba, p-value y el supuesto que se comprueba. Además, se muestra análisis VIF y análisis de Influencia analizando distancia de Cook (Cook et al,1994) y valor Hat (Hoaglin et al,1978). 47

Tabla III.8: Resultados de Pettit Test para caso de estudio: Total Efectos (TE), Cambio Climático (CC), Variabilidad Climático (VC), Efecto Climático (CC+VC) y Efectos de Contaminación (BC). 53

Tabla IV.1: Características de cuerpos de hielo analizados, junto con los datos de volumen y espesor glaciar. 64

Tabla IV.2: Detalle de la información obtenida de las Imágenes LIDAR, las cuales fueron utilizadas para calcular la variación de volumen de hielo glaciar entre dos años de estudio. 64

Tabla IV.3: Coeficientes encontrados para definir relación entre superficie glaciar y espesor medio glaciar, según la relación mostrada por la Ecuación (2), donde A es el área del glaciar analizado y c,b son los coeficientes obtenidos en cada estudio desarrollado. Fuente: (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted, 2013; Marangunic, 2007; DGA, 2011). 66

Tabla IV.4: Coeficientes Estandarizados del modelo de regresión multivariable ajustado. (*) Coeficientes significativos para el modelo. 68

Tabla VII.1: Caracterización de glaciares de la zona de estudio, identificando los glaciares más estudiados. Fuente: Elaboración propia a partir de las investigaciones (Cereceda-Balic, 2020), (D.Farías-Barahona, 2020), (Barcaza, 2017), (D.Farías-Barahona, 2019), (Malmros,2016), e Inventario de Glaciares 2014, DGA..... 95

Tabla VII.2: Detalle de imágenes satelitales utilizadas en el análisis de variación de superficie glaciar entre 2000 al 2020. 100

Tabla VII.3: Valores de variación de volumen obtenidas por imágenes LIDAR y métodos de estimación empíricos. 101

Tabla VII.4: Volumen equivalente de agua perdido por causas climáticas y de contaminación antes y durante el periodo de Megasequía. 102

Capítulo I. INTRODUCCIÓN

1. Motivación

En la Cordillera de los Andes se encuentra la criósfera más diversa de la Tierra, además este sector corresponde a uno de los mayores reservorios de recursos hídricos de Chile, donde se almacenan grandes cantidades de agua en forma de hielo glaciar y nieve (Masiokas et al., 2020; Barcaza et al., 2017). Durante el periodo estival, estas zonas proveen agua de manera relativamente continúa debido a su derretimiento. El estudio de Barcaza et al. (2017) realiza un inventario de los glaciales chilenos, donde se identifica una superficie glaciar nacional de 23708 ± 1185 [km²], de la cual un 3.6% se ubica en la zona de Andes Central (32 - 36 °S). Esta zona adquiere relevancia, ya que, los glaciares se han identificado como la principal fuente de recurso hídrico en la actualidad (Ayala et al., 2020). Un ejemplo representativo de esta situación es el caso del Río Maipo, que fluye a través de la ciudad de Santiago de Chile. Durante el periodo estival, este río se abastece principalmente del derretimiento glaciar, un proceso que se atribuye a la disminución significativa de acumulación de nieve estacional durante el invierno, consecuencia directa del cambio climático (Ayala et al., 2016; Mernild et al., 2015).

Desde mediados del siglo XX, gran parte de los glaciares de la zona centro de la Cordillera de los Andes han experimentado cambios geométricos, disminuyendo su área y profundidad, es decir, se ha percibido retroceso glaciar (Le Quesne et al., 2009; Farías-Barahona et al., 2019; Masiokas et al., 2020). Además, la reciente escasez de nieve de montaña ha provocado una prolongada y grave sequía sin precedentes en los registros hidrológicos y climatológicos de esta región, periodo denominado como Megasequía (Masiokas et al., 2020). En los últimos años, un gran número de estudios glaciológicos y climatológicos en la zona centro de Los Andes han mejorado el conocimiento de las interacciones entre glaciares y el clima de la región, donde se han analizado imágenes satelitales para caracterizar diferentes glaciares de la zona (Malmros, 2016; Barcaza, 2017; Farias-Barahona et al., 2019; Ayala et al., 2020; Farias-Barahona et al., 2020; Masiokas et al., 2020). En específico, Masiokas et al. (2020) identifica que el retroceso glaciar está influenciado principalmente por las variaciones en la precipitación, mientras que la temperatura desempeña un rol secundario. Además, se evidencia que los glaciares de Andes Central poseen una tasa de derretimiento más acelerada que el resto de La Cordillera de los Andes.

A partir de diversos estudios realizados en glaciares de la zona central de Chile, en particular en la Cuenca Maipo, y complementados con información proporcionada por la Dirección General de Aguas (DGA), se ha logrado caracterizar una variedad de glaciares en esta región. Algunos ejemplos son, en primer lugar, el caso del registro del glaciar Echaurren Norte en Chile Central, el cual perdió el 65% de su tamaño original entre 1955 y 2015 (0.49 ± 0.01 km² en 2015), una cantidad crítica que pone a este glaciar en riesgo de desaparecer en las

próximas décadas (Farías-Barahona et al., 2019). En el sector de Andes Central se encuentra también el glaciar El Morado, el cual se ubica específicamente en la subcuenca El Volcán. Este cuerpo de hielo, entre 1955 y 2019, se redujo en un 40%, registrando una pérdida de 0.61 ± 0.05 [km²]. El lago glaciar ha incrementado su área 0.19 ± 0.01 [km²] durante el mismo período (Farías-Barahona et al., 2020). Malmros et al. (2016) realizó un estudio del retroceso glaciar del Glaciar Olivares Alfa, ubicado también en Andes Central. Los resultados mostraron un retroceso glaciar del 63% entre 1955 y 2013 (-10.5 km²). En general, se ha observado que estos tres glaciares ubicados en la zona de Chile Central han experimentado retrocesos glaciares y cambios geométricos importantes a través de los años, lo cual constituye una muestra de los comportamientos glaciares de alta montaña en esta zona. Diversas investigaciones concuerdan en que los cambios que ha sufrido la criósfera en los últimos años se deben al cambio climático global. Sin embargo, también existen causas antrópicas locales.

Diversos estudios (Cereceda-Balic et al. (2018); Cereceda-Balic et al. (2020); Ming et al. (2009); S.Kang et al. (2020); Qu et al. (2014); Zhang et al. (2020)) han identificado variaciones en el albedo nival debido a las emisiones de carbono negro (BC) y material particulado en suspensión (MP) por vehículos y/o industrias ubicadas en las cercanías o alejados de la criósfera de alta montaña, lo cual favorece el derretimiento nival. Los resultados de Gul et al. (2021) en la región del Himalaya central muestran que el BC de fuentes como la quema de biomasa y los combustibles fósiles contribuyó considerablemente al derretimiento de glaciares en época pre-monzónica. Su hallazgo principal es que el BC representó alrededor del 39% de la pérdida de masa total del glaciar durante esta temporada, lo que es una clara indicación de su papel relevante en el proceso de deshielo. Asimismo, Xu et al. (2009) resaltó la relación directa entre la cantidad de BC depositado en las superficies de los glaciares y la disminución de su albedo en Tibetan Plateau. Su investigación demostró que la cantidad de BC ha aumentado significativamente desde la década de 1990, coincidiendo con la aceleración del retroceso de los glaciares y el aumento de la actividad industrial en Asia del Sur y del Este. Los resultados de Jenkins et al. (2016) en Tibetan Plateau y Schmale et al. (2017) en Asia central también aportaron importantes conclusiones respecto al BC en el derretimiento glaciar. Ambos estudios revelaron que las fuentes antropogénicas son responsables de la gran mayoría del BC presente en los glaciares. La concentración de BC en las capas de hielo ha aumentado notablemente en las últimas décadas debido a las emisiones regionales, y este incremento ha contribuido significativamente al oscurecimiento de la superficie de la nieve y al aumento de la tasa de fusión de los glaciares. Por otro lado, en Chile, Cereceda-Balic et al. (2022) llevó a cabo un estudio comparativo entre dos glaciares, Glaciar Bello (GB) y Olivares Alfa (GOA), ubicados en la Cuenca Maipo, y que comparten características geomorfológicas similares. El objetivo era investigar la relación entre la concentración de Black Carbon (BC) en sus superficies y el retroceso de sus áreas. Los resultados revelaron que el Glaciar Olivares Alfa, que experimenta un mayor retroceso glaciar, presenta una mayor

concentración de BC en su superficie. En contraste, el Glaciar Bello, con una menor concentración de BC, muestra una menor tasa de retroceso glaciar. Estos hallazgos evidencian una clara asociación entre el BC y el retroceso glaciar, con glaciares exhibiendo diferentes tasas de retroceso a pesar de sus similitudes geomorfológicas. Además, se identificó que la actividad minera ubicada a solo 7 km del Glaciar Olivares Alfa podría explicar la presencia de BC en la zona. Es importante destacar que existen escasos estudios en Chile que aborden las causas antrópicas del retroceso glaciar, lo que dificulta un análisis crítico y concluyente de las posibles implicaciones de la contaminación local cercana a los glaciares. La situación en la zona de Chile Central es particular, dado que en la alta montaña de los Andes Centrales se encuentran diversas industrias mineras con alto tráfico vehicular, lo que contribuye a la emisión de contaminantes en proximidad a los glaciares de esta región de la Cuenca Maipo (Cereceda-Balic et al., 2022).

Si se comparan los retrocesos glaciares experimentados en la criósfera de Chile Central, se evidencia una diferencia en las tasas de retroceso glaciar, incluso entre glaciares sometidos a las mismas condiciones climáticas. Estas diferencias no han podido ser explicadas por causas asociadas a la glaciología. **Se desconocen las causas de por qué glaciares de la zona central de Chile experimentan retrocesos glaciares acelerados de diferente magnitud, pese a que son similares geomorfológicamente y se encuentran sometidos a las mismas condiciones climáticas, imposibilitando cuantificar el impacto de estas causas en el recurso hídrico disponible de la cuenca de la zona de interés.**

2. Hipótesis

2.1 Hipótesis Principal

Glaciares con mismas características geomorfológicas y expuestos a las mismas condiciones de cambio climático, experimentan una diferente tasa de retroceso glaciar debido al efecto de causas antrópicas producto de contaminación por actividad industrial en las cercanías de los glaciares.

2.2 Hipótesis Específicas

- Glaciares de la Zona Central de Chile con similares características geomorfológicas y expuestos a las mismas condiciones de cambio climático, experimentan diferentes magnitudes de retroceso glaciar.
- En las zonas de actividad industrial, las condiciones climáticas son una causa secundaria de la aceleración del retroceso glaciar entre los años 2000 y 2020.
- En glaciares de la zona Central de Chile, el volumen de agua equivalente derretida durante el periodo de Megasequía (2010-2020) es principalmente debido a efectos climáticos.

3. Objetivos

- **Objetivo General**

Identificar las causas de por qué glaciares de la zona central de Chile experimentan retrocesos glaciares acelerados de diferente magnitud, cuantificando el impacto de estas causas en el recurso hídrico disponible de la zona de estudio.

- **Objetivos Específicos**

- I. **Caracterizar los glaciares** en la zona de Chile central, **incluyendo características geomorfológicas**, variación temporal del **área** y la identificación de **fuentes de contaminación** en las cercanías de la zona estudiada.
- II. **Evaluar la distribución espacial de la contaminación** ambiental (BC), el **cambio de las condiciones climáticas** y el **tiempo de** influencia de las variables climáticas y de contaminación analizadas en **dos glaciares** de la zona de estudio.
- III. **Cuantificar el aporte de cada causa de retroceso glaciar** analizada, ya sean variables de efecto climático o contaminación, **identificando las causas que más influyen** en la aceleración del retroceso glaciar.
- IV. **Identificar el impacto** de **las causas del retroceso glaciar** acelerado, ya sean variables de contaminación o efecto climático en el **recurso hídrico disponible** de la cuenca analizada.

4. Organización del informe

El siguiente informe se divide en seis capítulos, donde el Capítulo 1 presenta la motivación, objetivos e hipótesis de la investigación, mientras que en el Capítulo 2 se presenta el marco teórico. En el Capítulo 3 se presenta la primera parte de la investigación, la cual consiste en identificar las causas del retroceso glaciar, incorporando un modelo de regresión multivariable. Luego, el Capítulo 4 presenta la segunda parte de la investigación, la cual consiste en identificar las consecuencias hídricas del retroceso glaciar mediante un balance de masas empírico para obtener las causas del equivalente en agua de nieve perdida en los últimos años. Finalmente, el Capítulo 5 muestra las conclusiones generales de la investigación.

Capítulo II. MARCO TEÓRICO

1. Caracterización Glaciar Zona Central Chile

En la literatura se encuentran diferentes definiciones acerca de lo que se considera un glaciar, por ejemplo, en base a la definición entregada por la Dirección General de Aguas (DGA), la Estrategia Nacional de Glaciares del año 2009, plantea una definición que permite incluir, desestimar y clasificar los cuerpos de hielo presentes en el territorio chileno, definiendo los glaciares como "*Toda superficie de hielo y nieve permanente generada sobre suelo, que sea visible por períodos de al menos 2 años y de un área igual o superior a 0.01 [km²]. O cualquier superficie rocosa con evidencia superficial de flujo viscoso, producto de un alto contenido de hielo actual o pasado en el subsuelo*" (DGA-CECs, 2009). Otro ejemplo de definición glaciar es la propuesta por la UNESCO en 2011, donde se define un glaciar como "*Una masa perenne de hielo, y posiblemente nieve, que se origina en la superficie de la tierra por la recristalización de nieve u otras formas de precipitación sólida y muestra evidencias de flujo pasado o presente*" (UNESCO, 2011).

Según la clasificación morfológica de la DGA, existen diferentes clasificaciones de estas masas de hielo perenne, mencionados y definidos también por la "Estrategia Nacional de Glaciares de Chile" (Rivera et al., 2009), donde los presentes en la zona central de Chile se definen a continuación:

Glaciaretos: Son pequeñas superficies de hielo que no poseen una clara delimitación de zonas de acumulación ni de ablación (DGA-CECs, 2009). Con respecto al área, son glaciares que presentan una superficie en el rango entre 0,01 y 0,1 [km²].

Glaciares de valle: Este tipo de glaciares se caracterizan por tener una o más zonas de acumulación, ubicadas en subcuencas o circos, las cuales confluyen en un valle, el cual permite el flujo de hielo aguas abajo (DGA-CECs, 2009). Casos típicos en Chile central son el Juncal Norte y Juncal Sur.

Glaciares de montaña: Se localizan en las partes altas de la cordillera, y la evacuación desde las zonas de acumulación se da por medio de una pequeña lengua glaciar en comparación con un glaciar de valle. (DGA-CECs, 2009)

Glaciares rocosos: Se componen de una mezcla de hielo y bloques angulares de roca. Está conformado por núcleo congelado (Permafrost) y una capa activa de descongelamiento estacional (Croce & Milana, 2002). La génesis del glaciar rocoso puede ser por Glaciogénesis o Criogénesis.

Cabe mencionar que los glaciares pueden estar cubiertos total o parcialmente por una capa de detritos, debido a esta condición, se clasifican en cubiertos o descubiertos. Además, el inventario de glaciares realizado por la DGA en 2014 (DGA, 2014), brinda información de una serie de características geomorfológicas de los glaciares en Chile, como la orientación

de la zona de ablación, orientación de la zona de acumulación, altitud media, espesor medio, número de zonas de acumulación y longitud.

2. Evidencia del Retroceso Glaciar en la Zona Central Chile

Desde mediados del siglo XX, gran parte de los glaciares de la zona centro de la Cordillera de los Andes han experimentado cambios geométricos, disminuyendo su área y profundidad, es decir, han percibido retroceso glaciar (Le Quesne et al., 2009; Farías-Barahona et al., 2019; Masiokas et al., 2020). En investigaciones recientes, Castillo (2015) concluyó que existe una relación inversa entre la tasa de retroceso y el tamaño del glaciar; los glaciares más pequeños presentan tasas de retroceso más altas. Por ejemplo, un estudio en la cuenca del Maipo reveló que, en los últimos 30 años, 21 glaciares han retrocedido a una tasa de 4.26 km² por año, perdiendo un total de 127.9 km² o un 25.2% de su área inicial.

En otras investigaciones, se han documentado retrocesos dramáticos en glaciares específicos. El glaciar Juncal Sur ha perdido un 25% de su superficie desde 1955, mientras que el glaciar Olivares Beta ha reducido su área de 12.8 km² en 1955 a 8.4 km² en 2018, lo que representa una pérdida de un 34% (Rivera et al., 2018). El glaciar Olivares Beta pasó de contar con 12.8 km² en 1955 a tener un área de 8.4 km² el 2018, lo que representa una pérdida de un 34%. (Rivera et al., 2002). El glaciar Olivares Alfa mostró un retroceso glaciar del 63% entre 1955 y 2013, perdiendo un área de 10.5 km² (Malmros et al., 2016). Además, el glaciar Echaurren Norte en Chile Central sufrió una disminución del 65% de su tamaño original entre 1955 y 2015, cantidad crítica que pone a este glaciar en riesgo de desaparecer en las próximas décadas (Farías-Barahona et al., 2019). El glaciar El Morado, ubicado en la subcuenca El Volcán, ha experimentado una reducción del 40% en su superficie entre 1955 y 2019, perdiendo 0.61±0.05 km² de su área original (Farías-Barahona et al., 2020). Estos datos revelan una tendencia de retroceso glaciar en los glaciares de la zona central de Chile.

La Tabla II.1 resume la información de retrocesos glaciares experimentados por glaciares de la zona Central de Chile, obtenida de diversos estudios (Cereceda-Balic et al., 2020; D.Farías-Barahona, et al 2020; Barcaza et al., 2017; D.Farías-Barahona et al., 2019; Malmros et al., 2016) y también de información de la Dirección General de Aguas (DGA , 2014).

Tabla II.1: Retroceso de área glaciar, balance de masas y cuenca a la que pertenecen glaciares de la zona de estudio. Fuente: Información recopilada de los estudios de Cereceda-Balic (2020), D.Fariás-Barahona (2020), Barcaza (2017), D.Fariás-Barahona (2019), Malmros (2016) e Inventario de Glaciares DGA (2014).

Glaciar	Cuenca/Subcuenca	Retroceso de área, km ²	Balances de masa, m a ⁻¹
La Paloma	Cuenca Maipo/Molina	-0.3 (1989-2007) 12% del área	-2.2 (2012-2015)
Olivares Alfa	Cuenca Maipo/Olivares	-10.5 (1955 -2013) 63% del área	-3 (2000-2013)
Olivares Beta	Cuenca Maipo/Olivares	-4.3 (1955-2013) 34% del área	-1 (2000-2013)
Olivares Gamma	Cuenca Maipo/Olivares	-2.3 (1955-2013) 20% del área	-0.5 (2000-2013)
Juncal Sur	Cuenca Maipo/Olivares	-0.8 (1955-2013) 10% del área	-2 (2000-2013)
El Morado	Cuenca Maipo/Volcán	-0.61 (1955-2014) 40% del área	-1.2 (1955-2019)
San Francisco	Cuenca Maipo/Volcán	-	-3.2 (2009-2015)
Echaurren Norte	Cuenca Maipo/Yeso	-0.49 (1955-2015) 65% del área	-2 (2000-2013)
Bello	Cuenca Maipo/Yeso	-0.2 (2004-2014) 5.1% del área	-1 (2000-2013)
Yeso	Cuenca Maipo/Yeso	-	-2 (2000-2013)
El Plomo	Cuenca Maipo/San Francisco	-	-0.3 (2000-2003)

3. Causas retroceso glaciar

La evidencia científica revela un acelerado retroceso en los cuerpos de hielo a nivel global (Le Quesne et al.,2009; Fariás-Barahona et al., 2019; Masiokas et al.,2020). Este fenómeno ha sido desarrollado por numerosos estudios, los cuales se han enfocado en investigar las múltiples causas detrás del derretimiento glaciar (Masiokas et al., 2006; Masiokas et al., 2016; Rivera et al., 2017; Dussailant et al., 2019). Entre los factores principales identificados como impulsores del retroceso glaciar, destacan el cambio climático, la contaminación atmosférica y la influencia de fenómenos climáticos como El Niño. Durante largo tiempo, el cambio climático ha sido reconocido como una de las principales causas. Sin embargo, un descubrimiento que ha surgido a través de estudios más recientes es la influencia de la deposición de Black Carbon en la superficie glaciar en el derretimiento glaciar. A continuación, se describen detalladamente las diversas causas que han contribuido al retroceso glaciar.

3.1 Variabilidad climática

La variabilidad climática se refiere a las fluctuaciones naturales y a largo plazo en las condiciones atmosféricas que ocurren en una región o en todo el planeta. Estos cambios pueden manifestarse en las temperaturas, precipitaciones, vientos y otros elementos climáticos a lo largo de diferentes períodos, que van desde años hasta décadas o incluso siglos. La variabilidad climática es una característica normal del sistema climático, pero también puede verse influenciada por factores como las actividades humanas y los fenómenos climáticos naturales. Por otro lado, la teleconexión es un concepto clave en la comprensión de la variabilidad climática. Se refiere a la interconexión entre fenómenos climáticos en diferentes partes del mundo, donde las condiciones climáticas en un lugar pueden afectar o influir en las condiciones climáticas en otro lugar, a menudo a grandes distancias. Estas teleconexiones se establecen a través de patrones de circulación atmosférica y oceánica, y son cruciales para entender cómo los cambios en un lugar pueden tener efectos en cascada en otros lugares. Por otra parte, los índices macroclimáticos son medidas que se utilizan para caracterizar patrones climáticos a gran escala y analizar la variabilidad climática en una región específica o en todo el mundo. Estos índices se basan en diversas variables climáticas, como temperaturas, presiones atmosféricas, corrientes oceánicas, entre otras.

En el contexto del estudio de la variabilidad climática en la zona central de Chile, es fundamental definir ciertos índices climáticos clave, como Niño 3.4 y la Oscilación Decenal del Pacífico (PDO). En primer lugar, Niño 3.4 mide el fenómeno de la Oscilación Sur “El Niño” (ENSO), el cual influencia toda la región del pacífico. Además, representa un ciclo de eventos de calentamiento (fase cálida) y enfriamiento (fase fría) del Océano Pacífico Ecuatorial y su atmósfera, los cuales ocurren con una frecuencia entre 2 a 7 años. Las dos fases anteriormente descritas son conocidas como “El Niño” y “La Niña”, según sea fase cálida o fría, respectivamente. Esta variabilidad anual de condiciones oceanográficas y atmosféricas tiene impacto de gran alcance, donde se ven influenciadas las precipitaciones estacionales y los patrones de temperatura. El índice Niño 3.4 es uno de los varios indicadores de ENSO, el cual se encuentra basado en las temperaturas de la superficie del mar (TSM). Éste índice es la anomalía de la temperatura media de la superficie del mar en la región delimitada por 5 °N a 5 °S, de 170 °W a 120 °W. Esta región tiene una gran variabilidad en las escalas de tiempo de El Niño, y está cerca de la región donde los cambios en la temperatura local de la superficie del mar son importantes para cambiar la región de lluvia típicamente ubicada en el extremo occidental del Pacífico. Por otro lado, la oscilación decenal del pacífico (PDO) es índice que mide la fluctuación oceánica a largo plazo del Océano Pacífico, frecuentemente es descrito como un patrón de larga duración similar al fenómeno de variabilidad climática del niño (Mantua et al., 2002). PDO tiene fases positivas y negativas, también denominadas cálidas o frías, las cuales se encuentran marcadas por variaciones generalizadas en la cuenca del Pacífico y el clima de América del Norte. Cuando las

temperaturas de la superficie del océano son anómalamente fríos en el Pacífico Norte interior y cálidos a lo largo de la costa del Pacífico, y cuando las presiones del nivel del mar están por debajo del promedio sobre el Pacífico Norte, el PDO tiene un valor positivo. Por otro lado, cuando los patrones de anomalías climáticas se invierten, con temperatura superficiales oceánicas más cálidas en el interior y más frías a lo largo de la costa de América del Norte, o presiones superiores al nivel del mar sobre el Pacífico Norte, la PDO adquiere un valor negativo (Mantua, 1999). Las fases positivas de la PDO tienden a asociarse con períodos de calentamiento global más rápido, mientras que los eventos fríos de PDO se han relacionado con sequías severas. Por otro lado, los impactos climáticos experimentados durante un evento de PDO pueden relacionarse con los impactos de El Niño o La Niña.

En el contexto del estudio de la variabilidad climática en la zona central de Chile, es fundamental comprender la influencia de los índices PDO y Niño 3.4 en la zona de estudio. Estudios previos demostraron que tanto PDO como Niño 3.4 están estrechamente relacionados con la acumulación de nieve y el derretimiento glaciar. Escobar et al. (1998) descubrió que la acumulación de nieve durante invierno tiende a ser superior a lo normal cuando la magnitud de la anomalía media de TSM en el periodo de mayo-agosto supera $+1^{\circ}\text{C}$. Así mismo, se verifica que durante invierno con anomalía TSM menor a -0.5°C suele registrarse una precipitación nival inferior a lo normal. Esto relaciona la influencia del índice 3.4 con la precipitación nival. Masiokas et al. (2006) correlacionó el promedio de SWE de Chile Central con índices macroclimáticos, donde se obtiene que la mejor correlación se obtiene en los meses de mayo-octubre (invierno y principio de primavera), mismos meses propuestos por Escobar et al. (1998). Además, al ingresar en un modelo de regresión lineal la serie de tiempo de SWE promedio, se obtuvo que el índice Niño 3.4 logra explicar por sí solo aproximadamente el 31% de la variación de SWE. Con respecto al índice PDO, Masiokas et al. (2006) correlacionó diferentes índices macroclimáticos con series de altura de manto nival (AMN) en Andes Centrales en diferentes periodos de tiempo (1953-2002). Esto se realizó con el fin de predecir la acumulación de nieve según fenómenos climáticos. Se evidenció que la mejor correlación entre AMN y PDO fue en el periodo entre agosto y octubre (a finales de invierno, principio primavera). Lo que también coincide con el inicio del periodo de derretimiento glaciar. A partir de todos estos datos, se obtiene que para correlacionar superficie glaciar con índices macroclimáticos Niño 3.4 y PDO, se debe utilizar el promedio entre agosto-octubre y mayo-septiembre para PDO y Niño 3.4, respectivamente. Lo anterior debido a que en estos meses se correlacionan con el manto nival existe en aquellos meses. Sin embargo, periodos de invierno se relacionan con acumulación de nieve, mientras que la primavera con el periodo de derretimiento glaciar (Evans, D.J.A, 2013).

3.2 Cambio Climático

El cambio climático es la modificación de las condiciones de variabilidad climática. Se puede visualizar en las series de tiempo de temperatura y precipitación. A nivel mundial, en los

últimos años se ha observado un incremento en las temperaturas globales anuales, las cuales han aumentado desde 1981 en $+0.18^{\circ}\text{C}$ por década (DGA, 2021). Por otro lado, en el territorio nacional, se ha evidenciado que el calentamiento promedio es menor al promedio global, con una tendencia lineal en Chile continental de $+0.14 [^{\circ}\text{C}]$ por década entre 1961 y 2020 (DGA,2021; MMA,2017). El aumento de las temperaturas favorece el derretimiento del manto nival y, por ende, los cuerpos de hielo como glaciares. Además, Chile Central ha experimentado una serie de años secos desde 2010 con déficit de precipitaciones medias de 20-40% (Garreaud et al., 2019). En 2021, el promedio de la cantidad total de precipitación a nivel nacional fue de 567 mm, y se posicionó como el decimotercer año más seco entre 1963-2021 (DGA, 2021). Al analizar la precipitación entre 1963-2022, la tendencia es a la disminución de 26 mm/década equivalente a un 4% por década, pero se duplica en el periodo 1981-2021 (DGA, 2021; Quintana y Aceituno et al., 2012; Schulz et al.,2011).

La llamada Mega Sequía (MS) es el evento más largo registrado y con muy pocos periodos análogos en el último milenio, el cual comienza el año 2010 (Masiokas et al., 2020). Este fenómeno abarca una amplia zona y conlleva efectos perjudiciales sobre la disponibilidad hídrica, vegetación e incendios forestales, lo cual ha desencadenado impactos sociales y económicos. Además, es observable en los registros de cobertura nival, las series de caudales y los registros de balance de masa de los glaciares. Antes de la megasequía, el aporte glaciar a la descarga de cuenca Maipo representaba el $29 \pm 14 \%$, mientras que durante el evento alcanzó el $43 \pm 16 \%$ (McCarthy et al., 2022). Por otro lado, durante el período de Mega Sequía (2010-2020), se ha evidenciado una disminución generalizada del albedo promedio (comparado con 1986-2009), con una reducción promedio del albedo de -0.05 en todos los píxeles (Shaw et al., 2021).

3.3 Contaminación Atmosférica

Los aerosoles se definen como una mezcla de partículas líquidas y sólidas en un medio gaseoso con tamaños entre $0.001 \mu\text{m}$ a $100 \mu\text{m}$ (Seinfeld y Pandis, 2006). Además, se pueden producir tanto por fuentes antrópicas (tráfico vehicular, actividad industrial, entre otras), como naturales (sal de mar, polvo, entre otras). Además, existen aerosoles primarios y secundarios, los cuales hacen referencia a cuando una partícula es emitida directamente a la atmósfera o en el caso de que se forme en la atmósfera a través de transformaciones físicas y químicas, respectivamente. Con respecto a los aerosoles primarios, el Carbono Negro (BC) es el principal constituyente antropogénico absorbente de luz presente en los aerosoles. Sus principales fuentes son la combustión de combustibles fósiles (como la gasolina, el petróleo y el carbón), la madera y otros tipos de biomasa. Con respecto a los aerosoles secundarios, estos consisten en mezclas de compuestos; principalmente sulfato, nitrato y OC. Los principales gases precursores son emitidos por la combustión de combustibles fósiles, pero los incendios y las emisiones biogénicas de compuestos orgánicos volátiles (COV) también son importantes (Boulon et al., 2011).

La contaminación atmosférica es depositada en la superficie de la tierra mediante tres procesos de deposición atmosférica, los cuales son deposición seca de los aerosoles y de aquellos compuestos asociados, intercambio aire-agua de los compuestos más volátiles que se encuentran en la fase gaseosa y deposición húmeda por el arrastre de la lluvia de los aerosoles y absorción de los gases. (Santos, 2014). Los mantos nivales son un tipo de superficie donde se produce la deposición atmosférica de contaminantes, estas superficies adquieren relevancia debido a que son las áreas naturales más brillantes de la Tierra. Debido a lo anterior, el oscurecimiento de la nieve por las partículas que absorben la luz, como el polvo, BC, OC, o el crecimiento microbiano, puede desencadenar reacciones en el albedo y acelerar la fusión de la nieve. El BC se categoriza como material particulado sedimentable (MPS), permanece menos tiempo en la atmósfera y tiende a depositarse en las superficies. Además, es el aerosol absorbente antropogénico más importante, ya que tiene un forzamiento radiativo medio global de $+0.04$ ($+0.02$ a $+0.09$) Wm^{-2} (Bond et al., 2013; Shi et al., 2019). Este componente es 50 veces más efectivo que el polvo y hasta 200 veces más eficaz que la ceniza, en relación con la reducción del albedo en la nieve (CETAM, 2014).

Varios autores han medido las concentraciones de BC en el manto nival, y estudiado como favorece el derretimiento de la nieve debido a una disminución en el albedo (Ming et al., 2009; S.Kang et al. 2020; B. Qu et al, 2014; Zhang et al. 2020. En el caso de la criosfera chilena, existen investigaciones de Cereceda-Balic et al. (2020) y Cereceda-Balic et al. (2018), donde se identifica una variación en el albedo nival debido a las emisiones de carbono y material particulado de vehículos y/o industrias ubicadas en las cercanías o alejados de la criósfera de alta montaña y cuerpos glaciares. Por ejemplo, Cereceda-Balic et al. (2020) realizó un estudio específico del sector Portillo en Los Andes chilenos, donde se observaron las variaciones en el albedo nival, encontrándose un aumento de alrededor de 0,17 unidades después de una fuerte nevada (acumulación de 20 cm), un aumento de alrededor de 0,07 después de una nevada prolongada más ligera (acumulación de 10 cm) y una disminución media de alrededor de 0,08 unidades por día con tráfico pesado (alrededor de 2000 vehículos por día).

4. Teledetección

La teledetección es la técnica de obtención de datos de la superficie terrestre desde sensores instalados en plataformas espaciales. La interacción electromagnética entre el terreno y el sensor genera una serie de datos procesables para obtener información de la superficie terrestre. Debido a lo anterior, las imágenes satelitales poseen amplias aplicaciones en diferentes áreas de la ciencia y tecnología. Además, existen diversos satélites que proveen de este tipo de imágenes, como, por ejemplo, satélites Sentinel del programa Copernicus, satélites Landsat del programa de la NASA y del servicio geológico de los Estados Unidos (USGS).

La teledetección de la cobertura nival y la contaminación atmosférica representa dos aplicaciones de gran importancia. Sin embargo, su realización mediante métodos convencionales puede resultar difícil debido a diversas limitaciones. Específicamente, obtener mediciones precisas de la cobertura de nieve y de la contaminación en zonas de gran altitud, como las cuencas glaciares, presenta retos debido a las adversas condiciones climáticas y la dificultad de acceso a estos lugares remotos. Ante esta problemática, el análisis de imágenes satelitales emerge como una herramienta crucial para determinar la cobertura nival, la superficie glaciar y contaminación atmosférica de manera periódica (Gupta et al., 2005).

Para cuantificar la contaminación atmosférica y/o depositada, es necesario combinar observaciones satelitales con modelos químicos de transporte y deposición de aerosoles (Flemming et al., 2017). Por otro lado, para la teledetección de la cobertura nival y la superficie glaciar, se requiere tener en cuenta que, en la parte visible del espectro, la nieve se muestra más brillante que otras clases de cubierta. Esto simplifica el mapeo de la nieve siempre que se disponga de suficiente iluminación y no haya presencia de nubes en la escena (Dozier et al., 1989).

4.1 Imágenes Landsat

Las imágenes Landsat son una serie de imágenes satelitales recopiladas por satélites de la serie Landsat, una misión conjunta de la NASA (Administración Nacional de Aeronáutica y del Espacio) y el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS). Estos satélites están equipados con sensores remotos que capturan datos multiespectrales en diferentes longitudes de onda del espectro electromagnético. La serie de satélites Landsat ha evolucionado a lo largo de los años, y hasta la fecha, se han lanzado varios satélites, cada uno con mejoras en la tecnología y en la calidad de las imágenes capturadas. La información recopilada por los satélites Landsat es de acceso público y se encuentra disponible para investigadores, organismos gubernamentales y público en general a través del USGS Earth Explorer y otras plataformas de distribución de datos geoespaciales.

Existen siete misiones Landsat lanzadas al espacio, las cuales fueron ejecutadas en diferentes momentos temporales y con diferentes resoluciones espaciales. La resolución espacial se refiere a la capacidad de los sensores para capturar detalles finos en la superficie terrestre. Una alta resolución espacial significa que los píxeles de la imagen representan áreas más pequeñas en la Tierra, lo que permite detectar características detalladas como edificios, cuerpos de agua y bordes de vegetación. Por otro lado, la resolución temporal hace referencia a la frecuencia con la que se capturan las imágenes de una determinada área. Esto significa que se obtienen imágenes repetidamente de una misma zona, lo que facilita el monitoreo de cambios a lo largo del tiempo, como el retroceso glaciar, la deforestación o cambios en el uso del suelo. La resolución espectral se refiere a la cantidad de bandas o longitudes de onda que son capturadas por los sensores remotos. Los satélites

Landsat recopilan datos en diferentes bandas del espectro electromagnético, incluyendo bandas visibles e infrarrojas. Estas bandas permiten analizar distintas propiedades de la superficie terrestre, como la vegetación, la humedad del suelo y la presencia de minerales. La Tabla II.2 muestra los nombres de las misiones de Landsat, periodo de funcionamiento, resolución temporal, resolución espacial y resolución espectral.

Tabla II.2: Información de misiones de Landsat a través del tiempo. Fuente: <https://www.usgs.gov/landsat-mision>.

Satélite	Sensor	Periodo Funcionamiento	Resolución Espacial (Reflectiva)	Resolución Temporal	Resolución Espectral
Landsat 1	RBV MSS	1972-1978	80 m 79 m	18 días 18 días	3 bandas 4 bandas
Landsat 2	RBV MSS	1975-1982	80 m 79 m	18 días 18 días	3 bandas 4 bandas
Landsat 3	RBV MSS	1978-1983	40 m 80 m	18 días 18 días	1 banda 5 bandas
Landsat 4	RBV TM	1982- 1993	82 m 30 m	16 días 16 días	4 bandas 7 bandas
Landsat 5	MSS TM	1984-2013	75 m 30 m	16 días 16 días	4 bandas 7 bandas
Landsat 7	ETM+	1999-2003	30 m	16 días	8 bandas
Landsat 8	OLI TIRS	2013-Actualidad	30 m 100 m	16 días 16 días	9 bandas 2 bandas
Landsat 9	OLI-2 TIRS-2	2021-Actualidad	30 m 16 m	16 días 9 días	9 bandas 2 bandas

4.2 Índice de cobertura nival (NDSI)

NDSI es un índice desarrollado por la NASA para discriminar el área nivo-glaciar empleando las bandas verdes del espectro visible (495 a 570 nm) e infrarrojo medio (700 a 1400 nm). De hecho, la NASA cuenta con diferentes productos estimados a partir del uso de este índice, un ejemplo es Landsat Fractional Snow Covered Area (fSCA), MODIS Snow Cover Products, Global Snow Mass Products, Snow Water Equivalent (SWE), entre otros.

El índice NDSI se obtiene a partir de la Ecuación (1). Para el caso de las imágenes Landsat 7, las bandas verdes y de infrarrojo corresponden a las bandas 2 y 5 respectivamente, mientras que en Landsat 8 corresponde a las bandas 3 y 6, respectivamente y en Landsat 5 corresponde a las bandas 5 y 4, respectivamente. La literatura menciona que el índice entrega valores entre 0-1, siendo considerado nieve aquellos pixeles que cuenten con valores mayores a 0.4 (Dozier, 1989).

$$NDSI = \frac{Banda_{verde} - Banda_{infrarroja\ media}}{Banda_{verde} + Banda_{infrarroja\ media}} \quad (1)$$

4.3 Estimación de contaminación atmosférica por CAMS

The Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) es un servicio implementado por el Centro Europeo de Pronósticos Meteorológicos a Medio Plazo (ECMWF), el cual proporciona datos e información continua sobre contaminación del aire, energía solar, gases de efecto invernadero y forzantes climáticas. Los datos de CAMS son datos grillados con resolución espacial de $0.1^\circ \times 0.1^\circ$, resolución vertical superficial, resolución temporal mensual entre 2000 y 2020. Además, los datos se descargan en formato NetCDF y se actualizan entre 1 y 2 veces al año (Flemming et al., 2017). Cabe mencionar, que CAMS es parte del programa Copernicus y su precursor es el proyecto MACC-III (Monitoring Atmospheric Composition Atmosphere Service), también del mismo programa. CAMS utiliza una técnica de asimilación de datos variacionales de cuatro dimensiones para combinar observaciones satelitales con el modelo de química de aerosoles para derivar las proporciones de mezcla de masa de los aerosoles ambientales (Flemming et al., 2017).

Dentro de la información contenida en CAMS, existe un conjunto de datos grillados de emisiones antropogénicas y naturales a escala global, donde se utilizan inventarios de datos de emisiones que sirven como entrada para sus propios modelos de pronóstico y modelos de transporte químico-atmosférico. Además, las emisiones antropogénicas en tierra son separadas en sectores de actividad específicos, como generación de energía, tráfico, industrial, entre otros (Granier et al., 2019). Desde CAMS se puede obtener valores de Organic Carbon (OC), NH_3 , N_2O , NO_x , CO, CH_4 , Black Carbon (BC), entre otros. Cabe mencionar que CAMS entrega valores de Black Carbon depositado en unidades de teragramos [Tg] y flujo de deposición en unidades de $[\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}]$.

5. Relación entre Superficie, Volumen y Espesor Medio Glaciar

En la glaciología, la caracterización precisa de los glaciares es de vital importancia para comprender su comportamiento y su influencia en el sistema climático. Aunque la superficie glaciar se puede obtener mediante análisis de imágenes satelitales, la estimación del volumen glaciar ha sido un desafío complejo, especialmente debido a la difícil topografía en la que se encuentran estas masas de hielo. El volumen de hielo es importante para cuantificar el recurso hídrico de un lugar.

Ampliamente se ha utilizado la técnica de radioecosondaje (RES) para obtener el espesor de hielo debido a la facilidad logística y bajo costo (Milana et al., 1999; Farinotti et al., 2009). Esta técnica se basa en la propagación y reflexión de ondas electromagnéticas a través del hielo y el fondo del glaciar, y en la estimación del tiempo de retardo entre la señal emitida y la reflejada (Bogorodsky, 1985). Al obtener el espesor glaciar, diversos estudios utilizan estos datos para validar relaciones entre volumen, espesor y superficie glaciar. La relación más utilizada es de carácter exponencial entre el espesor medio y la superficie glaciar, la cual tiene como forma general la presentada en la Ecuación (2).

$$espesor_{(m)} = c * A_{(km^2)}^b \quad (2)$$

A través de los años, autores han propuesto diferentes valores para los coeficientes c y b, los cuales se muestran en la Tabla II.3. Estos coeficientes dependen de la morfología glaciar y la ubicación de los cuerpos de hielo analizados.

Tabla II.3: Coeficientes encontrados para definir relación entre superficie glaciar y espesor medio glaciar, según la relación mostrada por la Ecuación (2), donde A es el área del glaciar analizado. Fuente: (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted, 2013; Marangunic, 2007; DGA, 2011).

Item	Huss & Farinotti, 2012	Barh, 1997	Grinsted, 2013	Chen & Ohumura, 1990	Marangunic, 2007	DGA, 2011
Location of analyzed glaciers	Artic Canada South and Alps	Europe, North America, Central Asia and the Artic.	Various regions across the globe	Alps, Central Asia, China and Svalbard.	Alps, Norway, Canadian Artic, North Cascades Mountains and Maipo Basin, 1979	Aconcagua River Basin
Types of analyzed glaciers	Mountain, Valley and Rock Glaciers	Valley Glaciers	Mountain, Valley and Rock Glaciers	Mountain Glaciers	Mountain and Valley Glaciers	Mountain, Valley and Rock Glaciers
c	28.4028	30	A≤25 km²: 43.5	28.50	A≤5km²: 76.93 A>5km²: 46.54	56.44
b	0.327	0.375	A≤25 km²: 0.23	0.357	A≤5km²: 0.65185, A>5 km²: 0.45257	0.514

Marangunic (2007) obtuvo coeficientes c y b para calcular el espesor medio a partir de superficies glaciares para cuerpos de hielo ubicados en la zona central de Chile, utilizando mediciones realizadas en glaciares de cuenca Maipo. Por otra parte, DGA (2011) buscó coeficientes para glaciares de la zona del Aconcagua y Rio Blanco. Cabe señalar que esta última relación, junto con la de Chen and Ohmura (1990) son utilizadas en el Inventario Nacional de Glaciares de 2014 (DGA,2014).

El volumen glaciar se obtiene multiplicando la superficie glaciar con el espesor de hielo. Sin embargo, pese a que la mayoría de los estudios proponen relación potencial entre área y volumen glaciar, existen estudios que proponen estimar el volumen de hielo mediante una relación lineal entre volumen y área glaciar de la forma planteada por la Ecuación (3). La Cecs (2013) propone una relación directa entre el volumen y superficie glaciar en base a estudios en la cuenca del Río Olivares utilizando Radar y perforaciones para medir densidad. A nivel internacional, Xu et al. (2013) propone una relación lineal entre el área glaciar y la variación volumétrica de cuerpos de hielo de los Alpes suizos. La Tabla II.4 muestra el valor de los coeficientes d y e de relaciones expuestas por la literatura.

$$Volumen_{(km^3)} = d * A_{(km^2)} - e \quad (3)$$

Tabla II.4: Coeficientes d y e propuestos para generar una relación lineal entre volumen y área glaciar, tal como la expuesta en la Ecuación (3). Además, ubicación y tipo de glaciares analizados en los estudios. Fuente: Cecs (2013) y Xu (2013).

Item	Cecs, 2013	Xu, 2013
Location of analyzed glaciers	Aconcagua River Basin	Alps
Types of analyzed glaciers	Mountain, Valley and Rock Glaciers	Mountain, Valley and Rock Glaciers
d	0.062	-0.00749
e	0.02	-0.00093

El volumen de agua equivalente se puede obtener mediante una expresión que depende de la densidad de hielo (ρ_{Hielo}), densidad de agua (ρ_{Hielo}) y volumen de hielo, la cual se puede

visualizar en la Ecuación (4). Para obtener los metros de agua equivalente (m.w.e) a partir de la Ecuación (4), se debe dividir el SWE en $\text{km}^3 \cdot \text{eq.a}$ por el área real del glaciar a analizar.

$$SWE_{(\text{km}^3 \cdot \text{eq.a})} = \frac{\text{Volumen}_{\text{hielo}(\text{km}^3)} \cdot \rho_{\text{Hielo}(\text{kg}/\text{m}^3)}}{\rho_{\text{Agua}(\text{kg}/\text{m}^3)}} \quad (4)$$

El hielo, en sus distintos estados, presenta variaciones en su densidad. En su forma sólida, se compone de moléculas de agua con densidades superiores a $800 \text{ kg}/\text{m}^3$, aunque este valor puede fluctuar debido a la presencia de impurezas, la naturaleza de la diagénesis experimentada y el tiempo transcurrido desde la deposición de la nieve. Se ha establecido que la densidad máxima del hielo alcanza los $923 \text{ kg}/\text{m}^3$ (Cuffey and Paterson, 2010). La Tabla II.5 muestra los rangos de densidad en sus diferentes estados. Con respecto al volumen glaciar, en Chile Central autores realizan la conversión de volumen de hielo a volumen de agua asumiendo una densidad (ρ) promedio del hielo de $0.86 \text{ [g}/\text{cm}^3]$ (Rignot et al., 2003). Este valor también es utilizado por la Dirección General de Aguas en los cuerpos de hielo de Chile Central.

Tabla II.5: Densidades de nieve, escarcha, neviza y hielo. Fuente: (Cuffey and Paterson, 2010).

Denominación	Kg/m ³
Nieve nueva (caída recientemente)	50-70
Nieve nueva húmeda	100-200
Nieve granular	200-250
Nieve perenne	250-300
Escarcha de profundidad	100-300
Costra de nieve por viento	350-400
Neviza	400-830
Nieve y neviza muy húmeda	700-800

6. Modelo Regresión Multivariable

Los modelos de regresión múltiple estudian la relación entre una variable de interés (Y), la cual representa una variable respuesta o dependiente, y un conjunto de variables explicativas o regresoras (X_n), quedando definido por la Ecuación 5.

$$y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \varepsilon \quad (5)$$

donde y es la respuesta, X_1, X_2, \dots, X_k son los regresores, los parámetros $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$ se llaman coeficientes de regresión y ε corresponde al residuo.

Uno de los problemas que surge al construir un modelo de regresión multivariable es la Multicolinealidad, la cual es la dependencia de las variables explicativas (X_k) entre sí. Debido a lo anterior, para identificar la multicolinealidad, se debe visualizar la presencia de correlaciones altas entre variables explicativas (X_k), lo cual da un indicio del fenómeno. Sin embargo, la correlación no debe ser perfecta, es decir igual a 1. Para tratar la multicolinealidad, se deben eliminar los regresores con alta relación lineal entre ellos.

Uno de los métodos para decidir los predictores que mejor contribuyen al modelo, es el método paso a paso, el cual emplea criterios matemáticos para decidir que predictores contribuyen significativamente al modelo y en qué orden se agregan.

Una vez estimado el modelo de regresión lineal múltiple, se deben comprobar las hipótesis de linealidad, normalidad, homocedasticidad e independencia, realizando un estudio de residuos. Cabe mencionar que los residuos son la diferencia entre los valores observados y los valores predictores. Con lo anterior, es posible corroborar que no existen problemas de dispersión irregular, que se eligió la relación adecuada entre variables y que no existen datos extremos que perturben e invaliden el modelo.

Una forma de analizar el modelo es generarlo con coeficientes estandarizados, los cuales son los resultantes de una regresión en la que se han estandarizado todas las variables. Al utilizar este tipo de modelos, las variables estandarizadas no tienen unidades, por lo que es posible compararlas entre sí. Esto sirve para indicar que variable influye más que otras, midiendo la sensibilidad de la respuesta ante cada regresor del modelo.

7. Validación y elección de inputs del Modelo Estadístico

A continuación, se presentan diversas pruebas, criterios y análisis estadísticos necesarios para validar y seleccionar las variables predictoras (inputs) en un Modelo de Regresión Lineal. Además, se incluyen pruebas estadísticas de correlación, análisis de tendencias y detección de puntos de cambio, fundamentales para examinar las variables regresoras y la respuesta de un modelo estadístico.

7.1 Pruebas para análisis de variables regresoras y predictoras

Se describen tres pruebas para analizar las variables predictoras y la respuesta del Modelo de Regresión. Entre ellas, se destacan la prueba de correlación de Pearson, la prueba de Mann Kendall y el Test de Pettit. Estas pruebas miden, respectivamente, la correlación entre dos series, la existencia de tendencia dentro de una serie y la existencia de un punto de cambio de tendencia dentro de la serie. La Tabla II.6 proporciona un detalle de estas pruebas estadísticas.

Tabla II.6: Descripción de pruebas Mann Kendall, Pettit Test y Correlación de Pearson.

Nombre	Tipo de prueba	Uso	Hipótesis Nula	Valores
Correlación de Pearson (Pearson et al., 1920) (Canavos, 1988)	Paramétrica	Mide la asociación lineal entre dos variables.	H0: Coeficiente de correlación no es significativamente diferente de 0, es decir, no existe una relación lineal significativa entre X e Y.	Coeficiente correlación: [-1,1] El valor 0 indica que no hay relación lineal entre las dos variables, en cambio los valores -1 y +1 indican relaciones lineales perfectas negativa y positiva, respectivamente.
Prueba Mann Kendall (Kendall, 1975; Mann, 1945)	No paramétrica	Evalúa la tendencia en series de datos temporales.	H0 Los datos son variables aleatorias, independientes y distribuidas uniformemente (No hay tendencia significativa)	Tau: [-1,1] Si el valor de tau es positivo, indica una tendencia creciente en los datos; si es negativo, indica una tendencia decreciente; y si es cercano a cero, indica que no hay una tendencia significativa en los datos
Pettit Test (Pettitt et al., 1979)	No paramétrica	Encuentra un punto de cambio en una serie de datos.	H0: Las variables siguen una o más distribuciones con el mismo parámetro de ubicación.	Entrega la posición de la serie de datos en que se encuentra el posible cambio de tendencia

7.2 Criterios de selección de información

La Tabla II.7 presenta la explicación, ecuación y diferencias entre los criterios de selección de información Akaike (AIC) y Bayesiano (BIC).

Tabla II.7: Descripción de criterios de selección de información BIC y AIC.

Tipo	Explicación	Ecuación	Diferencias entre criterios
Criterio de información Bayesiano (BIC)	El BIC fue publicado en 1978 por Gideon E. Schwarz y está estrechamente relacionado con el criterio de información de Akaike (AIC). El criterio de información bayesiano (BIC) es un criterio estadístico que sirve como medida de la calidad relativa de los modelos, es decir, permite elegir entre dos o más modelos (Ghosh et al., 2006).	$BIC = -2 \log(L) + k \log(n)$ donde; <ul style="list-style-type: none"> L: Función de verosimilitud del modelo, que mide la probabilidad de obtener los datos observados dado el modelo ajustado. k: Número de parámetros estimados en el modelo n: Tamaño de la muestra (número de observaciones en los datos). 	El AIC penaliza menos la complejidad, favoreciendo modelos más complejos, mientras que el BIC penaliza más fuertemente la complejidad, favoreciendo modelos más simples. El BIC es más adecuado cuando se busca un modelo simple, especialmente con muestras grandes. El AIC se utiliza si se prefiere un enfoque que permita mayor complejidad, especialmente con muestras pequeñas. En muchos casos, se pueden usar ambos criterios para comparar y obtener mayor confianza en la elección del modelo.
Criterio de información Akaike (AIC)	El criterio de información de Akaike (AIC) es un estimador de la calidad relativa de modelos, el cual considera la complejidad de estos. En general, se utiliza para seleccionar o comparar entre diferentes modelos estadísticos (Akaike et al., 1974).	$AIC = -2 \log(L) + 2k$ donde; <ul style="list-style-type: none"> L: Función de verosimilitud del modelo, que mide la probabilidad de obtener los datos observados dado el modelo ajustado. k: Número de parámetros estimados en el modelo 	

7.3 Validación estadística de un modelo de regresión

Se deben realizar diversas pruebas estadísticas para validar los supuestos necesarios en la validación estadística de un modelo de regresión lineal. El primer supuesto se refiere a los

residuos, que son las diferencias entre los valores observados y los valores predichos por el modelo. Cada predictor numérico debe estar linealmente relacionado con la variable respuesta (Y), mientras que los demás predictores se mantienen constantes; de lo contrario, no pueden ser incluidos en el modelo. Una forma recomendada de verificar este supuesto es mediante la representación de los residuos frente a cada predictor. Si existe una relación lineal, los residuos se distribuyen de forma aleatoria alrededor de cero. Cabe señalar que estos análisis son aproximados, ya que no es posible determinar con certeza si la relación es lineal cuando los demás predictores se mantienen constantes. Además, se espera que los residuos se distribuyan normalmente con media cero, lo cual puede ser comprobado mediante histogramas, cuantiles normales o pruebas de hipótesis de normalidad.

En segundo lugar, se debe realizar un análisis de influencias para identificar valores influyentes en el modelo de regresión, incluso si el modelo ha sido aceptado estadísticamente. Estos valores influyentes pueden tener un gran impacto en el modelo y su eliminación debe considerarse cuidadosamente, dependiendo del objetivo del modelo. Si el modelo es de tipo predictivo, la ausencia de valores influyentes permite una mejor predicción de la mayoría de los casos. Sin embargo, es importante analizar los valores influyentes, ya que, si no se deben a errores de medición, pueden ser casos de interés para el estudio. Cuando se identifican valores influyentes, se debe calcular el modelo de regresión tanto incluyéndolos como excluyéndolos, y analizar el impacto en el modelo ajustado (Seheult et al., 1989). Además de los residuos y las influencias, otros supuestos importantes en la validación estadística del modelo de regresión incluyen la independencia de los residuos (es decir, que no existe correlación entre residuos consecutivos), homocedasticidad (constancia de la varianza de los residuos en todo el rango de observaciones) y la ausencia de problemas de multicolinealidad. La Tabla II.8 presenta un resumen de todas las pruebas necesarias para validar estos supuestos y generar un modelo de regresión de manera adecuada.

7.4 Bondad de Ajuste

La bondad de ajuste de un modelo estadístico permite identificar el ajuste de un conjunto de observaciones. Las medidas de bondad permiten obtener la discrepancia entre los valores observados y los valores esperados en un modelo estadístico. Algunos parámetros de ajustes son el coeficiente de determinación (r^2 ; Nagelkerke et al., 1991), índice de eficiencia Kling Gupta (KGE; Gupta et al, 2009), error cuadrático medio (RMSE; Kenney et al., 1962) y el error absoluto medio porcentual (MAPE; Swamidass et al., 2000).

Con respecto a KGE, entre más cerca de 1 es el valor, el modelo presenta un mejor ajuste, siendo un buen ajuste entre 0.75-0.65 y no satisfactorio un $KGE < 0.5$. Lo mismo sucede con el coeficiente de determinación (r^2), entre más cercano a 1, mejor es el ajuste del modelo, un r^2 menor a 0.6 es un modelo no satisfactorio, mientras que entre 0.7-0.8 es un buen ajuste y mayor a 0.8 un muy buen ajuste. Por otro lado, valores bajos de RMSE indican un

mejor ajuste, lo mismo sucede con MAPE, ya que entre menor el valor, mejor el ajuste. MAPE si se encuentra entre el 20% y 30% es aceptable.

Tabla II.8: Descripción de pruebas estadísticas para validación de supuestos de un modelo de regresión.

	Supuestos de un modelo de regresión	Prueba para validar supuesto	Explicación	Hipótesis Nula	Valores
Análisis de residuos	No existe autocorrelación entre residuos	Test Durbin-Watson (Durbin et al.,1951)	Prueba estadística utilizada para verificar la presencia de autocorrelación en los residuos de un modelo de regresión lineal.	H0: No hay autocorrelación en los residuos (Residuos independientes)	<ul style="list-style-type: none"> • Si $d < 1.5$ o $d > 2.5$: Existe un problema de autocorrelación potencialmente grave. • Si $d = [1.5-2.5]$: Es probable que no hay autocorrelación. Donde d es el estadístico de prueba
		Test Breusch Godfrey (Breusch et al.,1986).	Prueba estadística que extiende el Test Durbin-Watson para detectar autocorrelación de orden superior en los residuos.	H0: No hay autocorrelación de orden p en los residuos.	Estadístico Breusch-Godfrey sigue una distribución chi-cuadrado
	Normalidad de residuos	Test Shapiro-Wilk (Wilk et al., 1965)	Prueba de normalidad utilizada para determinar si una muestra proviene de una distribución normal.	H0: La muestra proviene de una distribución normal.	<ul style="list-style-type: none"> • Si W es cercano de 1: muestra proviene de una distribución normal. • Si W es cercano a 0: muestra no proviene de una distribución normal. Donde W es el valor del estadístico de Shapiro-Wilk.
Análisis de Influencias	identificar observaciones influyentes en un modelo de regresión	Distancia Cook (Cook et al,1994)	La distancia Cook mide el cambio en el modelo al eliminar una observación	H0: Los valores no son influyentes en el modelo de regresión.	Distancia Cook > 1 : Valor influyente
		Leverages (hat) (Hoaglin et al,1978)	Los valores Leverages miden la influencia relativa de cada observación en la estimación de los coeficientes de regresión.	H0: La observación no es influyente en el modelo de regresión.	Valor hat $> 2.5 \left(\frac{p+1}{n} \right)$, donde p es el número de predictores y n es el número de observaciones
Multicolinealidad	No hay problemas de multicolinealidad	VIF test (Vu et al., 2015)	Medida que evalúa la gravedad de la multicolinealidad en un modelo.	H0: No hay multicolinealidad significativa para cada variable predictora	<ul style="list-style-type: none"> • VIF < 3: Indica que no hay problemas graves de multicolinealidad. • VIF entre 3-5: Indica que puede haber cierta multicolinealidad moderada que merece atención. • VIF > 5: Indica la presencia de una multicolinealidad grave, y se debe tomar medidas para abordar este problema.
Homocedasticidad	Varianza de los residuos debe ser constante en todo el rango de observaciones	Test Breusch-Pagan (Breusch et al., 1980)	Se utiliza para verificar la presencia de heterocedasticidad en los residuos de un modelo de regresión.	H0: Homocedasticidad presente (residuos con misma varianza).	$BP = n R^2$ donde; <ul style="list-style-type: none"> • n: Número de observaciones en el modelo. • R^2: Coeficiente de determinación del modelo de regresión auxiliar. • BP: Estadístico Breusch-Pagan. Se compara el valor de BP con el valor crítico de la distribución chi-cuadrado.

7.5 Validación Cruzada (LOOCV) y K-means

Un método de validación para un modelo de regresión es el método Leave One Out Cross-Validation (LOOCV), el cual es un método iterativo que se inicia ajustando el modelo de regresión con todas las observaciones disponibles excepto una, la cual se excluye para emplearla como validación. Este proceso se repite tantas veces como observaciones disponibles, excluyendo en cada iteración una observación distinta, ajustando el modelo con el resto y calculando el error con dicha observación. Finalmente, el error estimado por el *LOOCV* es el promedio de todos los errores calculados (Burman et al., 1989). Por otro lado, K-means es un algoritmo de aprendizaje no supervisado en el campo de la estadística y la minería de datos que se utiliza para realizar agrupaciones (clustering) de datos en función de sus similitudes (Kaufman & Rousseeuw, 1990). El objetivo principal del algoritmo K-means es particionar un conjunto de datos en K grupos (clusters) de tal manera que los elementos dentro de cada grupo sean similares entre sí y diferentes de los elementos de otros grupos. El análisis de K-means puede ser empleado como una técnica complementaria en un modelo de regresión lineal multivariable para una exploración más profunda de los datos y una posible mejora en la capacidad predictiva del modelo. Primero, se aplica K-means a los datos de entrada, agrupando las observaciones en clústeres con características similares. La interpretación de los resultados incluye el análisis de la relación entre los clústeres y la variable objetivo, lo que proporciona una perspectiva adicional para comprender los patrones y las relaciones subyacentes en los datos. Llevar a cabo un análisis K-means con un número de clústeres equivalente a la cantidad total de observaciones menos uno es análogo a realizar una validación mediante el método LOOCV. Cuando se dispone de un número limitado de observaciones, es mejor realizar un análisis LOOCV que un k-means con un valor menor de clusters.

Capítulo III. EFECTO DE CAUSAS ANTRÓPICAS EN EL RETROCESO GLACIAR DE LA ZONA CENTRAL DE CHILE

Abstract

En la Cordillera de los Andes los glaciares han experimentado retroceso glaciar desde mediados del siglo XX. Este fenómeno se ha atribuido al cambio climático y contaminación local. En general, se ha observado que glaciares que están sometidos a condiciones meteorológicas similares, y al mismo efecto de cambio climático, presentan retrocesos significativamente diferentes que no pueden ser explicados por causas asociadas a la glaciología. Para investigar estas causas, se seleccionaron dos glaciares con similitudes climáticas y geomorfológicas, pero con diferencias en contaminación y retroceso, Glaciar Paloma Oeste (GPO) y el Glaciar Bello (GB), ambos ubicados en la Cuenca del Río Maipo. Se implementaron dos modelos de regresión multivariable, uno para cada glaciar analizado, para predecir superficie glaciar e identificar el efecto de cada causa en el retroceso glaciar. Estos modelos incorporan variables de temperatura y precipitación (indicativas del cambio climático), concentración de Black Carbon (BC) y los índices macroclimáticos PDO y Niño 3.4 (relativos a la variabilidad climática). Los resultados indican una mayor sensibilidad de la superficie glaciar frente a la concentración de BC e índice Niño 3.4 por sobre precipitación, PDO y temperatura para ambos glaciares. Sin embargo, como la concentración de BC en GPO es más de 40 veces mayor que en GB, esto explica los retrocesos significativamente mayores que ha experimentado GPO por sobre GB. Entre 2000-2020, el retroceso en área de GPO se ve mayormente explicado (51%) por contaminación por BC, mientras que el decaimiento de GB se ve explicado mayormente por efectos climáticos (cambio climático y variabilidad climática) (97%). Por otro lado, al analizar las causas de retroceso glaciar en ambos cuerpos de hielo, tanto antes como durante el periodo de Megasequía, se obtuvieron hallazgos significativos. Previo al periodo de Megasequía, en GPO, se identificó el efecto del BC (53%) como la principal causa de retroceso glaciar. Sin embargo, durante el periodo de Megasequía (2010-2020), se evidenció un cambio, ya que, el efecto climático tomó mayor relevancia (61%) en comparación con el efecto de BC (39%) en el retroceso glaciar.

Keyword: Retroceso glaciar, Contaminación, Cambio climático, Variabilidad Climática.

1. Introducción

La Cordillera de los Andes corresponde a uno de los mayores reservorios de recursos hídricos de Chile, donde se almacenan grandes cantidades de agua en forma de hielo glaciar y nieve (Masiokas et al., 2020; Barcaza et al., 2017). Durante el periodo estival, estas zonas proveen agua de manera relativamente continua debido a su derretimiento (Ayala et al., 2020). Barcaza et al. (2017) realizó un inventario de los glaciares chilenos, donde se identifica una superficie glaciar en Chile de 23708 ± 1185 [km²], de los cuales el 3.6% se encuentran

en la zona de Andes Central (32 - 36 °S). Los glaciares se han identificado como el principal recurso hídrico en épocas estivales, en especial cuando se agotan las contribuciones de deshielo de la capa de nieve estacional, fenómeno incrementado debido al efecto del cambio climático. Esto cobra una relevancia especial en la Cuenca Maipo, en especial en Río Maipo, el cual fluye a través de la ciudad de Santiago de Chile (Ayala et al., 2016; Mernild et al., 2015).

Desde mediados del siglo XX, gran parte de los glaciares de la zona centro de la Cordillera de los Andes han experimentado cambios geométricos, disminuyendo su área y profundidad, es decir, se ha percibido retroceso glaciar (Le Quesne et al., 2009; Farías-Barahona et al., 2019; Masiokas et al., 2020; Farías-Barahona et al., 2020). Además, la reciente escasez de nieve de montaña ha provocado una prolongada y grave sequía sin precedentes en los registros hidrológicos y climatológicos de esta región, periodo que se ha denominado como Megasequía (2010-2020) (Masiokas et al., 2020; Dussailant et al., 2019; Garreaud, 2019). En los últimos años, un gran número de estudios glaciológicos y climatológicos en la zona centro de Los Andes chilenos han mejorado el conocimiento de las interacciones entre glaciares y clima de la región, donde se han analizado imágenes satelitales para caracterizar diferentes glaciares de la zona. (Malmros, 2016; Barcaza, 2017; Farias-Barahona et al., 2019; Farias-Barahona et al., 2020; Masiokas et al., 2020). En específico, Masiokas et al. (2020) evidencia que los glaciares de los Andes Central poseen una tasa de derretimiento más acelerada que el resto de La Cordillera de los Andes. Por otro lado, evidenció que en Los Andes Centrales no existe una clara correlación entre la variación de temperatura y el retroceso glaciar en los últimos años, más bien, la temperatura juega un rol secundario. Al analizar el comportamiento de los glaciares de la zona centro del país, se ha observado que glaciares que están sometidos a condiciones climáticas similares, presentan retrocesos significativamente diferentes que no pueden ser explicados por causas asociadas a la glaciología (Cereceda-Balic et al., 2020; Le Quesne et al., 2009; Malmros et al., 2016).

Diversas investigaciones concuerdan en que los cambios que ha sufrido la criósfera en los últimos años se deben al cambio climático (Rivera et al., 2006; Raina et al., 2009). Sin embargo, también existen causas antrópicas locales (Cereceda-Balic et al., 2020; Cereceda-Balic et al., 2018). Por ejemplo, se ha identificado una disminución en el albedo nival debido a las emisiones de carbono negro (BC) y material particulado en suspensión (MP) por vehículos y/o industrias ubicadas en las cercanías o alejados de la criósfera de alta montaña, lo cual favorece el derretimiento nival (Cereceda-Balic et al., 2020; Cereceda-Balic et al., 2018; Li et al., 2020; Ming et al., 2009; Kang et al., 2020; Qu et al., 2014; Zhang et al., 2020). Dado el contexto anterior, cabe preguntarse si es posible separar los aspectos climatológicos de los efectos de contaminación local que pueden estar impactando el retroceso glaciar en área y volumen. Para ello se propone, identificar el retroceso glaciar en los glaciares Bello y Paloma Oeste en los últimos 20 años, donde a pesar de tener condiciones geomorfológicas similares y estar sometidos a las mismas condiciones climáticas, el retroceso es

significativamente diferente. En general, es fundamental investigar el efecto de cada causa de retroceso glaciar en el derretimiento de los glaciares en las últimas dos décadas.

El objetivo principal del estudio es identificar las causas que más influyen en el retroceso glaciar acelerado experimentado en Glaciares de Chile Central, cuantificando el efecto de cada causa en la disminución de área glaciar de los últimos 20 años. Es fundamental investigar y comprender las causas del retroceso glaciar en Chile Central, ya que en esta región el recurso hídrico durante el periodo estival depende en gran medida de los glaciares (Ayala et al., 2016; Mernild et al., 2015). Conocer las principales causas de este retroceso permite desarrollar estrategias de mitigación dirigidas a abordar los factores que más contribuyen al derretimiento de los glaciares en esta zona. Esta información es de importancia para enfrentar la crisis hídrica que experimenta Chile Central y tomar medidas efectivas que protejan y gestionen de manera adecuada el recurso hídrico almacenado en los cuerpos de hielo.

2. Zona de estudio y métodos

2.1 Zona de Estudio

La zona de estudio es cuenca Maipo debido a la importancia hídrica de los glaciares, ya que, en época estival la escorrentía es principalmente por aporte glaciar, siendo alrededor del 59% en los meses de verano durante los años de actual sequía (2010-2016; Ayala et al., 2020). La cuenca Rio Maipo presenta un clima templado de tipo mediterráneo con estación seca prolongada y frío de altura en la Cordillera de Los Andes, donde las temperaturas máximas se alcanzan en los meses de verano y las precipitaciones se concentran en los meses de invierno (DGA, 2004). Entre 1961 y 2022 la temperatura en la zona alta de la cuenca Maipo ha aumentado $+0.3^{\circ}\text{C}$ por década, el doble de la tendencia de aumento promedio nacional de $+0.15^{\circ}\text{C}$ (DGA, 2022). La precipitación anual en cuenca Maipo ha disminuido aproximadamente un 15% por década entre 1961-2022 (DGA, 2022). Con respecto a la hidrología, la cuenca presenta un régimen hidrológico mixto, recibiendo aportes en la zona baja directamente por precipitación y aportes por derretimiento nival y glaciar en las zonas altas de la cuenca.

2.1.1 Caracterización glaciar

Con respecto a los glaciares ubicados en la cuenca Maipo, existen 979 glaciares independientes, los cuales varían desde los 23 km² hasta los 0.1 km², cubriendo una superficie de 387.4 km², lo que equivale al 2.55% de la cuenca o el 6.6% de la zona cordillerana. En general, los glaciares se despliegan desde los 2640 [m.s.n.m] hasta los 5650 [m.s.n.m] (DGA, 2014). Con respecto a los tipos de glaciares dentro la cuenca, hay presencia de glaciares cubiertos y descubiertos, es decir con o sin presencia de cubierta detríticas. Además, en la zona de estudio hay presencia de glaciares rocosos, glaciares de valle, glaciares de montaña y Glaciaretos. Con respecto a la orientación glaciar, la gran mayoría

de los glaciares muestran superficies orientadas hacia el sur, de acuerdo con el inventario de Marangunic et al. (1979) alrededor del 4% de los glaciares están orientados hacia el norte.

2.1.2 Elección Glaciar

Se recopilaron antecedentes disponibles en la literatura para caracterizar 15 glaciares de Cuenca Maipo, los cuales se muestran en la Figura III.1 (DGA-CECs, 2011; DGA, 2014; Ayala et al., 2016; Malmros et al., 2016; Barcaza et al., 2017; Segovia, 2017; Farías-Barahona et al., 2019; Cereceda-Balic et al., 2020; Farías-Barahona et al., 2020). De cada glaciar se obtuvieron características como su clasificación, cuenca a la que pertenecen, altitud media, orientación de la zona de acumulación, orientación de la zona de ablación y orientación general del glaciar). También se obtuvieron valores de retrocesos glaciares y balances de masa, junto con información de contaminación atmosférica. De esta selección de glaciares, se escogieron dos cuerpos de hielo para analizar y comparar en el presente estudio. Los dos glaciares seleccionados se escogieron debido a que se encuentran ubicados en la misma zona climática, presentan características morfológicas similares, pero han experimentado retrocesos glaciares significativamente diferentes en los últimos años. Además, se encuentran en zonas de contaminación atmosféricas con diferentes concentraciones de Black Carbon (BC). El primer cuerpo de hielo analizado es Glaciar La Paloma Oeste (GPO), mientras que el segundo cuerpo de hielo es Glaciar Bello (GB), ubicados a 48.2 km de distancia entre ellos.

La Tabla III.1 muestra la información característica de GPO y GB, donde se visualiza que las elevaciones de ambos glaciares se encuentran en el mismo rango, ya que la altitud media del GB es 34 metros por sobre GPO. Adicionalmente, al analizar las orientaciones, se observa que ambos glaciares cuentan con una orientación general al sur. Con respecto a las pendientes, GPO presenta una pendiente mayor a la de GB. No obstante, estudios de la geomorfología glaciar relacionan la pendiente de los cuerpos de hielo con la velocidad del flujo glaciar y, por ende, con la dinámica glaciar, siendo propiedades glaciares como la altitud y orientación más significativas en los balances de masa glaciar (Evans, D.J.A, 2013).

En la Figura III.1 se muestra que GPO se encuentra ubicado en las cercanías de dos industrias mineras de cobre, mientras que GB no tiene cerca actividades antropogénicas como GPO. Entre 2014 y 2015 se realiza un estudio del transporte de contaminación de Black Carbon entre la ciudad de Santiago de Chile y glaciares de alta montaña (Gramsch, 2020), donde se evidencia una mayor concentración de Black Carbon en La Parva (Alta Montaña) por sobre otras zonas de Santiago de Chile. La Parva se encuentra ubicado a 2800 m.s.n.m, cercano a glaciares de la zona norte de la cuenca Maipo, específicamente en las coordenadas 33°19'52.4"S 70°17'10.8" O. Se evidencia que entre un 25-37% (verano-invierno) de la contaminación de la zona de la Parva es debido a actividad minera en las cercanías del lugar, mientras que cerca del 50% es debido al transporte de BC desde la ciudad de Santiago de

Chile. Esta información fue decisiva para escoger los glaciares a analizar, ya que GPO se encuentra ubicado cercano a La Parva, es decir, en la zona de mayor concentración de contaminación atmosférica, mientras que GB se encuentra ubicado en el sector con menor concentración de contaminación de alta montaña de cuenca Maipo.

Tabla III.1: Características geomorfológicas de Glaciar Bello y Glaciar La Paloma Oeste, donde H_{min} , H_{max} y H_{ave} son las altitudes mínimas, máximas y medias en m.s.n.m, respectivamente. Además, Accumulation Orientation es la orientación de la zona de acumulación y Ablation Orientation es la orientación de la zona de ablación.

Name	Types of glaciers	Basin	Subsubbasin	H_{min}	H_{ave}	H_{max}	Accumulation Orientation	Ablation Orientation	General Orientation	Slope
-	-	-	-	[masl]	[masl]	[masl]	-	-	-	[°]
GB	Mountain glacier	Rio Maipo	Rio Yeso	3987	4439	4917	SSE	SSE	S	17.6
GPO	Mountain glacier	Rio Maipo	Rio San Francisco	3704	4405	4887	S	SW	S	30.0

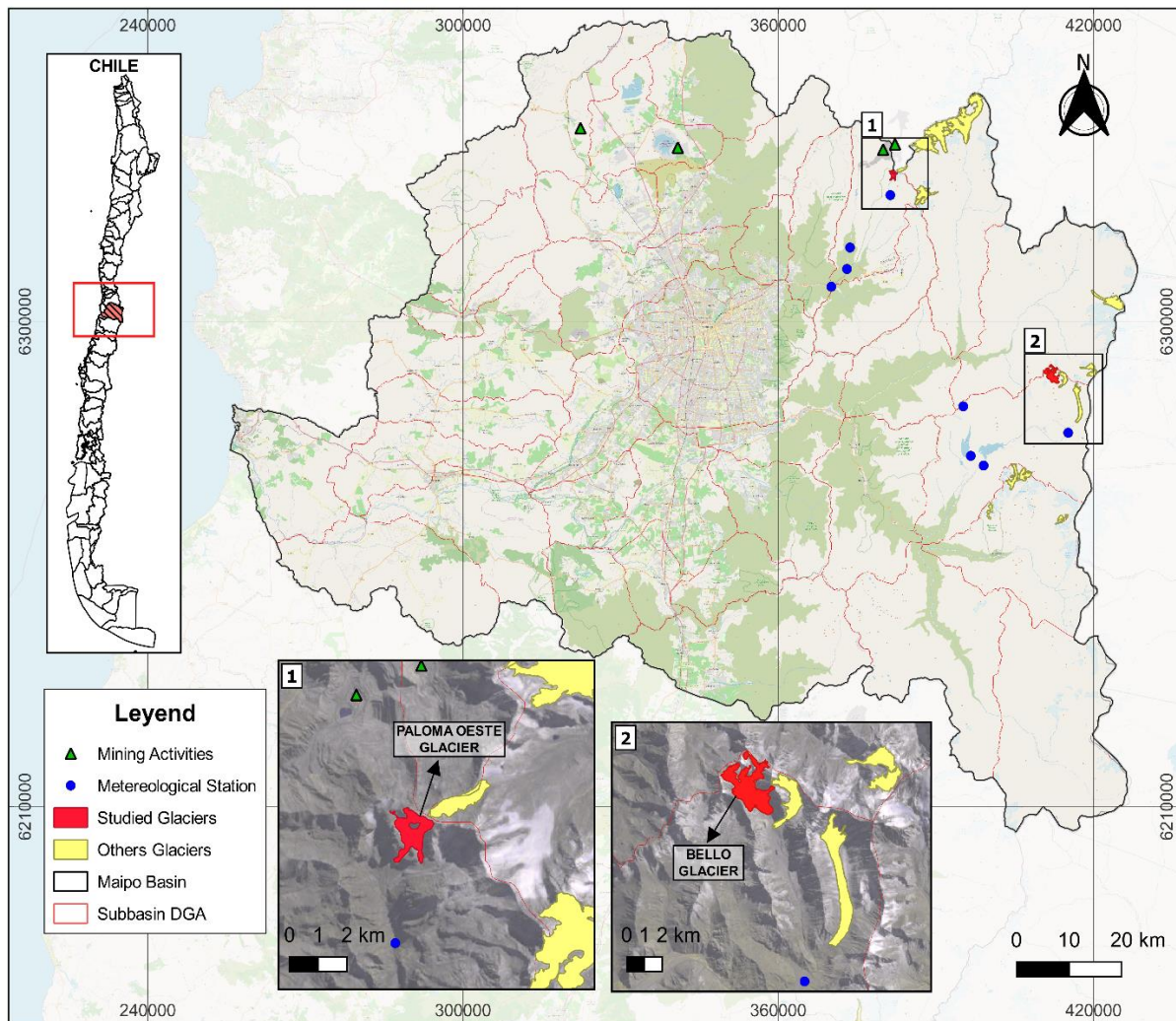


Figura III-1: Cuenca Maipo, glaciares caracterizados y seleccionados (GPO y GB), actividad antropogénica cercana a cuerpos de hielo de cuenca Rio Maipo y estaciones meteorológicas estudiadas.

2.2 Base de datos

Para determinar la base de datos a emplear se identificaron variables que representan cambio climático (temperatura y precipitación), la contaminación por carbono negro (BC) y la variabilidad climática (índices macroclimáticos como el Niño 3.4 y PDO). Además, se determinó la escala de tiempo que demora cada una de estas variables en influir en los glaciares analizados (GB y GPO). Todas las series anteriormente mencionadas se analizaron entre los años hidrológicos 2000 a 2020. Cabe mencionar que, en Chile, el año hidrológico inicia el 1 de abril y finaliza el 31 de marzo.

2.2.1 Imágenes Satelitales

Se descargaron imágenes satelitales Landsat TM, ETM+ y OLI/TIRS (Landsat 5, 7 y 8, respectivamente) para cada verano (diciembre-abril) en el periodo 2000 – 2020, buscando estimar el área glaciar sin considerar la nieve estacional. La superficie glaciar se obtiene calculando el índice diferencial normalizado de nieve (NDSI) mediante la Ecuación 1, para luego corroborar la definición de área manualmente con el software QGIS. Cabe mencionar que se considera que el índice NDSI detecta nieve cuando adquiere un valor mayor a 0.4 (Dozier, 1989). La Tabla III.2 muestra el detalle de las imágenes satelitales analizadas. Cabe mencionar, que para el año 2012 se utilizan dos imágenes Landsat ETM+ 7 para corregir el problema SCL-off (Striping Noise Correction Loss-off) por medio del método planteado por Chen et al. (2011). Este problema ocurrió desde mayo de 2003 debido a una falla en el escáner término del sensor.

$$NDSI = \frac{Banda_{verde} - Banda_{infrarroja\ media}}{Banda_{verde} + Banda_{infrarroja\ media}} \quad (1)$$

2.2.2 Registros meteorológicos

Para evaluar el efecto del cambio climático se analizan las series de tiempo de precipitación y temperatura en cada cuerpo de hielo analizado durante los años de estudio (2000-2020). Las estaciones meteorológicas utilizadas se detallan en la Tabla III.3 y se visualizan en la Figura III-1. Específicamente, se utiliza la serie de tiempo de precipitación acumulada durante cada año hidrológico, realizando una extrapolación desde la altitud de las estaciones meteorológicas consideradas a la altitud media de cada glaciar analizado. Se utiliza como estación meteorológica base “Yeso Embalse” y “Estero Yerba Loca antes Junta San Francisco” para los glaciares GB y GPO, respectivamente, mientras que las otras estaciones meteorológicas son usadas para relleno de información faltante. Por otro lado, con respecto a la temperatura, se analiza la cantidad de días del año hidrológico en que la temperatura promedio diaria es menor o igual a 0°C (en la altitud media del glaciar). Para obtener esta serie de tiempo, se calcula la temperatura promedio diaria de las estaciones meteorológicas bases de cada glaciar analizado y se extrapola a la altitud media de los glaciares analizados. La elección de analizar una serie de tiempo de temperatura con un umbral de 0°C se justifica dado que se ha utilizado en investigaciones previas sobre el

impacto del cambio climático en glaciares a nivel mundial, considerando los 0°C como el punto de fusión del hielo (Vincent et al., 2002; Wiltshire et al., 2014).

Tabla III.2: Detalle de imágenes satelitales utilizadas en el análisis de variación de superficie glaciar entre 2000 al 2020.
Fuente: Elaboración propia.

Areas (year)	Water year	Date	Satellite	Name
2001	2000	10-mar	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20010310_20200906_02_T1
2002	2001	25-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20020225_20200905_02_T1
2003	2002	24-mar	Landsat 7	LE07_L2SP_233083_20030324_20200915_02_T1
2004	2003	02-mar	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20040302_20200903_02_T1
2005	2004	05-mar	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20050305_20200902_02_T1
2006	2005	04-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20060204_20201008_02_T1
2007	2006	20-mar	Landsat 5	LT05_L2SP_232083_20070320_20200830_02_T1
2008	2007	10-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20080210_20200829_02_T1
2009	2008	12-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20090212_20200828_02_T1
2010	2009	30-jan	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20100130_20200825_02_T1
2011	2010	02-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20110202_20200823_02_T1
2012	2011	12-jan	Landsat 7	LE07_L1TP_233083_20120112_20161203_01_T1
		13-feb	Landsat 7	LE07_L1TP_233083_20120213_20200909_02_T1
2013	2012	02-apr	Landsat 8	LC08_L1TP_232083_20130402_20200913_02_T1
2014	2013	25-jan	Landsat 8	LC08_L1TP_233083_20140125_20200912_02_T1
2015	2014	28-jan	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20150128_20200910_02_T1
2016	2015	15-jan	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20160115_20200907_02_T1
2017	2016	06-mar	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20170306_20200905_02_T1
2018	2017	26-feb	Landsat 8	LC08_L1TP_233083_20140125_20200912_02_T1
2019	2018	24-feb	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20190224_20200829_02_T1
2020	2019	11-feb	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20200211_20200823_02_T1
2021	2020	28-jan	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20210128_20210305_02_T1

2.2.3 Índices macroclimáticos

Con respecto a los índices macroclimáticos analizados, se estudia el efecto del índice niño 3.4 y PDO. Además, se analiza el tiempo de desfase en que estos fenómenos macroclimáticos influyen en la zona de estudio. Escobar (1998) relaciona la precipitación sólida con Temperatura Superficial del Mar (TSM) en la zona cordillerana de Andes Central, donde se expone que la acumulación de nieve durante invierno en el sector andino de Chile Central tiende a ser superior a lo normal cuando la magnitud de la anomalía media de TSM en el periodo de mayo-agosto supera +1°C. Así mismo, se verifica que durante invierno con anomalía TSM menor a -0.5°C suele registrarse una precipitación nival inferior a lo normal. Por otro lado, Masiokas et al. (2006) correlacionó diferentes índices macroclimáticos con series de tiempo de manto nival de Andes Central en diferentes estaciones del año, donde encontró una mejor correlación para el índice Niño 3.4 en el periodo entre mayo y octubre. Por otro lado, con respecto al índice PDO, se encontró que se correlaciona de mejor manera el PDO con manto nival en el periodo entre agosto y octubre, es decir alrededor de 5 meses antes que las superficies glaciares obtenidas desde las imágenes satelitales (Masiokas et al., 2006). A partir de lo anterior, para este estudio se utiliza el promedio entre mayo y septiembre (periodo invierno) para el índice Niño 3.4 y el promedio entre agosto y octubre (periodo primavera) para el índice PDO. Los datos de los índices macroclimáticos analizados

en este estudio son obtenidos desde la Oficina Nacional de Administración Oceánica y Atmosférica (NOAA)(<http://psl.noaa.gov>).

Tabla III.3: Detalle de estaciones meteorológicas de la Dirección General de Aguas (DGA) utilizadas para obtener series de tiempo de precipitación y temperatura. Fuente: <http://dga.mop.gob.cl>.

	Weather station identifiers	UTM N	UTM E	Temporal resolution	Altitude [mbsl]	Available data	Analyzed glacier	Distance to analyzed glacier
Yeso Embalse	05703008-9	6273246	399081	1963 - Present	2475	Temperature and precipitation	Bello Glacier	21 km
Portezuelo Echaurren	05703013-5	6284245	395278	1979 - Present	3847	Temperature	Bello Glacier	17 km
Termas Del Plomo	05703014-3	6280290	415966	2016 - Present	2981	Temperature and precipitation	Bello Glacier	11 km
Laguna Negra	05703009-7	6274286	397293	1965 – Present	2780	Temperature and precipitation	Bello Glacier	21 km
Glaciar Olivares Alfa	05706005-0	6328251	386440	2018 - Present	4230	Temperature	Paloma Oeste Glacier	5 km
Estero Yerba Loca antes Junta San Francisco	05721001-k	6309689	373072	1974 - Present	1350	Temperature and precipitation	Paloma Oeste Glacier	20 km
Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal	05721017-6	6323390	381313	2013 – Present	3250	Temperature and precipitation	Paloma Oeste Glacier	4 km
Valle Olivares	05706003-4	6327380	396313	2014 - Present	2787	Precipitation	Paloma Oeste Glacier	15 km

2.2.4 CAMS

El BC se categoriza como material particulado sedimentable (MPS), permanece menos tiempo en la atmósfera que otros contaminantes atmosféricos y tiende a depositarse en las superficies (Wang et al., 2018). Además, es el aerosol absorbente antropogénico más importante, ya que tiene un forzamiento radiativo medio global de +0.04 (+0.02 a +0.09) Wm^{-2} (Bond et al., 2013; Shi et al., 2019). Este componente es 50 veces más efectivo que el polvo y hasta 200 veces más eficaz que la ceniza, en relación con la reducción del albedo en la nieve (CETAM, 2014). A partir de esto, se analiza la serie de tiempo de Black Carbon depositado obtenida desde The Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS; <https://atmosphere.copernicus.eu/>), parte del programa Copernicus y como predecesor del proyecto MACC-III (Monitoring Atmospheric Composition Atmosphere Service; Flemming et al., 2017; Granier et al., 2019). Cabe mencionar que CAMS entrega valores de BC depositado en unidades de teragramos [Tg] o flujo de deposición en unidades de $[kg\ m^{-2}s^{-1}]$, además entrega valores grillados con resolución espacial de 0.1° y resolución temporal mensual. Sin embargo, para representar cada año en estudio, se calcula un BC promedio en el año hidrológico. En el presente estudio se trabaja la serie de tiempo de BC depositado por unidad de área, es decir, el BC depositado dividido en el área del píxel del producto grillado.

Pese a que en Chile no hay información de Black Carbon depositado en la resolución temporal requerida para calibrar la serie de tiempo. Investigaciones anteriores compararon esta base de datos con datos medidos en terreno. Vignesh et al. (2020) compara los valores de BC de CAMS con los obtenidos mediante mediciones en tierra realizadas en la ciudad de Dehradun en India. En general, se observó una buena correlación ($r=0.80$) entre la media mensual de BC medida en terreno y MERRA2-BC. De manera similar, los valores mensuales de CAMS-BC mostró una buena correlación ($r=0.89$) en comparación con la media mensual de BC en tierra.

2.3 Metodología

2.3.1 Análisis Exploratorio

En primer lugar, se analizan las series de tiempo de BC, temperatura, precipitación, Niño 3.4, PDO y área glaciar, identificando posible tendencia y cambios de tendencia por medio de prueba de Mann-Kendall (MK; Kendall et al., 1975; Mann et al., 1945) y Pettitt Test (PT; Pettitt et al., 1979), respectivamente. Adicionalmente, se utilizó el coeficiente de correlación de Pearson (Pearson et al., 1920) para evaluar la correlación entre las series de tiempo climatológicas y los datos de contaminación de GPO y GB. Específicamente, el análisis incluyó correlaciones entre las series de tiempo de precipitación de ambos glaciares, las series de tiempo de temperatura de ambos glaciares, y los datos de contaminación de ambos glaciares. Este enfoque se desarrolló para investigar posibles relaciones entre los patrones climáticos y el comportamiento de la contaminación en la ubicación de ambos cuerpos de hielo. Cabe mencionar que en todas las pruebas estadísticas se utiliza una significancia del 5%.

2.3.2 Modelo Regresión Multivariable

Se ajusta un modelo de regresión multivariable por cada cuerpo de hielo analizado, es decir dos modelos de regresión, con coeficientes estandarizados y sin coeficientes estandarizados. La variable dependiente es el área glaciar máxima en verano y las variables de precipitación acumulada en el año hidrológico, cantidad de días con temperatura inferior a 0°C, Niño 3.4 promedio entre mayo-septiembre, PDO promedio entre agosto-octubre y contaminación por BC son las variables independientes. Esto se realizó para evaluar la contribución de cada variable climática y de contaminación al cambio de superficie glaciar. Los modelos ajustados tienen la forma presentada en la Ecuación 2.

$$y = \beta_0 + \beta_1 X_1 + \beta_2 X_2 + \dots + \beta_k X_k + \varepsilon \quad (2)$$

donde y es la respuesta, X_1, X_2, \dots, X_k son los regresores, los parámetros $\beta_0, \beta_1, \beta_2, \dots, \beta_k$ son los coeficientes de regresión y ε es el residuo o error entre el valor modelado y observado. Para estandarizar un modelo, se deben estandarizar todas las series de tiempo utilizadas como variables dependientes e independientes. Con esto, se logran obtener los

coeficientes estandarizados (β), los cuales representan cuánto cambia la variable de respuesta (y) en términos de desviaciones estándar cuando las variables predictoras (X_k) cambian una desviación estándar. Así, es más sencillo comprender la magnitud de la influencia de cada variable independiente en la variable dependiente. Es importante mencionar que se considera que $\beta_0=0$ en un modelo estandarizado.

Debido a que el modelo contiene varias variables explicativas, se aplica el criterio BIC (Ghosh et al., 2006) para estimar el número de parámetros que entregan el mejor modelo. Para comprobar los supuestos de un modelo de regresión multivariable, se realiza un análisis de influencias (Hoaglin et al., 1978; Cook et al., 1994; Seheult et al., 1989), análisis de normalidad de residuos con test Shapiro-Wilk (Shapiro and Wilk, 1965), análisis de varianza por medio del factor de inflación de varianza (VIF; Alin, 2010) y se comprueba la no correlación de residuos continuos con test Durbin-Watson (Durbin et al., 1951) y Breusch Godfrey (Breusch et al., 1986). Además, la varianza de los residuos debe ser constante en todo el rango de observaciones, es decir, debe haber homocedasticidad, para lo que se utiliza prueba Breusch-Pagan (Breusch et al., 1980). Para validar el modelo se realiza una validación cruzada Leave One Out Cross-Validation (LOOCV) (Burman et al., 1989) entre los años analizados. Luego de validar el modelo, se procede a interpretar tanto su versión estandarizada como no estandarizada. Se utiliza el modelo de regresión sin estandarizar para cuantificar el retroceso glaciar entre el año 2000-2020 debido a cada causa analizada, ya sea por efecto de cambio climático, variabilidad climática o contaminación por BC para cada cuerpo de hielo analizado. Lo anterior, tomando en cuenta que año a año las condiciones climáticas y de contaminación fueron variables en magnitud. Por otro lado, se utiliza el modelo de regresión estandarizado para evaluar la sensibilidad del área glaciar frente a las causas de retroceso analizadas, identificado ante que causa es más sensible la variación de área glaciar, independiente de la magnitud de las variables analizadas.

El rendimiento de los modelos se evalúa mediante cuatro métricas estadísticas: coeficiente de determinación (r^2 ; Nagelkerke et al., 1991), índice de eficiencia Kling Gupta (KGE; Gupta et al., 2009), error cuadrático medio (RMSE; Kenney et al., 1962) y el error absoluto medio porcentual (MAPE; Swamidass et al., 2000).

2.3.3 Análisis de casos de estudio

Luego de ajustar un modelo de regresión multivariable para GB y GPO, se procede a ajustar por separado cinco casos de estudio (Tabla III.4) en cada glaciar analizado, con el fin de analizar por separado los efectos de variabilidad climática, contaminación y cambio climático en cada glaciar entre los años 2000 y 2020. Además, es posible identificar cuánto % del retroceso glaciar se logra explicar por cada una de esas causales. Para analizar los cinco nuevos casos, se ajustan nuevamente modelos de regresión multivariable para cada cuerpo de hielo, pero incluyendo diferentes variables independientes. En cada modelo

ajustado se realiza un análisis de los parámetros de bondad de ajuste r^2 , KGE, RMSE y MAPE y de residuos.

Tabla III.4: Casos de Estudio analizados para representar efectos climáticos y de contaminación en el retroceso glaciar del Glaciar La Paloma Oeste y Glaciar Bello.

Case studies	Abbreviation	Analized variables
All effects	TE	Temperature, Precipitation, Niño 3.4, PDO y Black Carbon
Climate variability	VC	Niño 3.4 y PDO
Climate change	CC	Temperature y Precipitation
Climate Effects	CC+VC	Temperature, Precipitation, Niño 3.4 y PDO
Contamination effects	BC	Black Carbon

2.3.4 Efectos de la Megasequía

Se analiza el parámetro de ajuste r^2 del caso *CC+VC* antes y después de la Megasequía, es decir entre 2000-2009 y 2010-2020. Lo anterior se realiza para estudiar los efectos climáticos en el retroceso glaciar durante el periodo de Megasequía. Por otro lado, se analiza el caso *TE* para cuantificar el retroceso glaciar por cada causal analizada antes y durante la Megasequía.

3. Resultados

3.1 Retroceso Glaciar

La Figura III-2.a muestra la variación espacial de GB y GPO desde el año hidrológico 2000 al 2020. GPO en el año 2000 contaba con una superficie de 1.33 km², con una reducción de 2.1% anual, hasta llegar al año 2020 con 0.77 km². GB que contaba con un área de 4.21 km² el año 2000 se redujo a una tasa de 0.7% anual hasta llegar al año 2020 con 3.61 km². Al analizar año a año, la variación en área respecto al año 2000, el GB es el que menor pérdida ha tenido a lo largo del periodo, incluso en los años 2004 a 2007 se muestran incrementos en el área. Estos aumentos podrían deberse a factores climáticos, como ocurrió en 2007, cuando se presentó un marcado fenómeno de La Niña, con eventos de fuertes nevadas en Chile Central e isothermas de 560 msnm en invierno (DGAC, 2017). Otro ejemplo es lo sucedido en 2005, cuando la precipitación anual acumulada fue la más alta entre los años 2000 y 2020 (Figura III-3.a). En contraste, el GPO, sin embargo, muestra un descenso consecutivo del área y en términos relativos muchos más altos que los observados para el GB. La marcada reducción del GPO en comparación con el GB sugiere que las fuentes climáticas, como el Cambio Climático y la variabilidad climática, no parecen ser las principales causantes del derretimiento acelerado. De lo contrario, ambos glaciares presentarían tasas de cambio similares, mientras que en realidad el GPO muestra el doble porcentaje de variación que el GB.

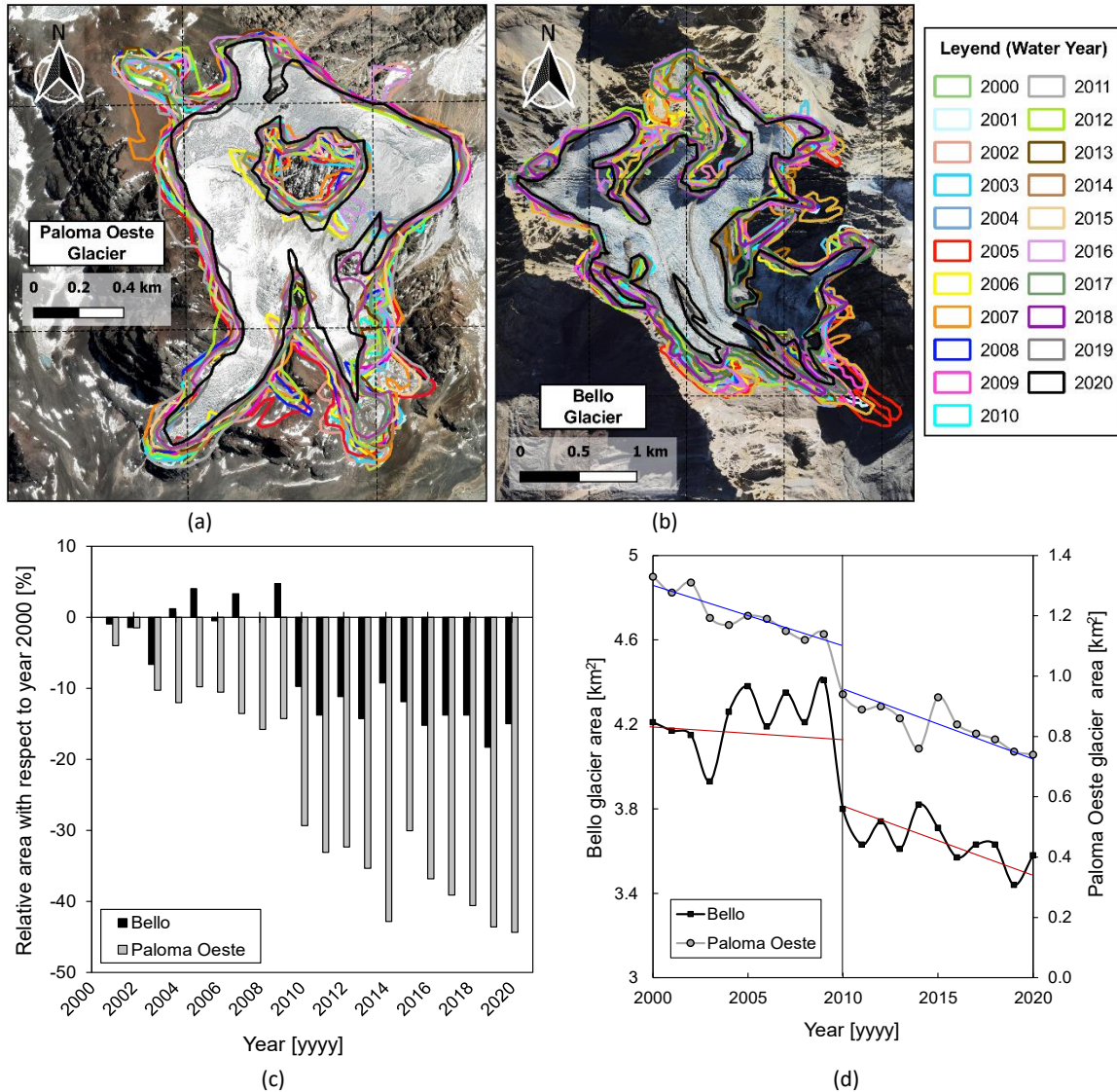


Figura III-2: Variación espacial de la superficie glaciar desde el año hidrológico 2000 al 2020 de obtenida mediante el análisis de imágenes satelitales Landsat TM, ETM+ y OLI/TIRS (a) Glaciar Paloma Oeste y (b) Glaciar La Paloma Oeste. (c) Cambio en el área evaluada respecto al año 2000 para los cuerpos de hielo analizados. (d) Cambio de área en el tiempo junto con cambio de tendencia antes de después de 2010 (Megasequía).

La tendencia en área de ambos glaciares fue evaluada empleando MK, mostrando que la disminución es estadísticamente significativa ($p\text{-value} < 0.05$) en ambos cuerpos glaciares, con una tendencia de $-0.28 \text{ km}^2 \text{ década}^{-1}$ para GPO y $-0.30 \text{ km}^2 \text{ década}^{-1}$ para GB. Adicionalmente, el Pettit Test muestra que para GPO y GB existe un cambio o punto de inflexión en la tendencia negativa que ocurre en el año 2009 y 2010, respectivamente. Lo anterior se relaciona con el año en que empezó la Megasequía en Chile. Por lo tanto, posterior a ese año la tendencia a la disminución es aún mayor con una tasa de $-0.60 \text{ km}^2 \text{ década}^{-1}$ para GB y de $-0.35 \text{ km}^2 \text{ década}^{-1}$ para GPO.

3.2 Análisis exploratorio a las series climatológicas y de contaminación

La Figura III-3 muestra los Boxplot de las series de tiempo de temperatura y precipitación extrapolados a cada uno de los glaciares, la contaminación BC e índices macroclimáticos PDO y NIÑO 3.4 utilizados en GPO y GB. Además, se muestran los resultados de las pruebas de MK, PT y correlación de Pearson entre series de tiempo de ambos cuerpos de hielo. Cabe señalar que para Niño 3.4 y PDO no se aplican estas pruebas estadísticas, ya que ambos glaciares poseen las mismas series de tiempo, debido a que se encuentran en la misma zona de variabilidad climática.

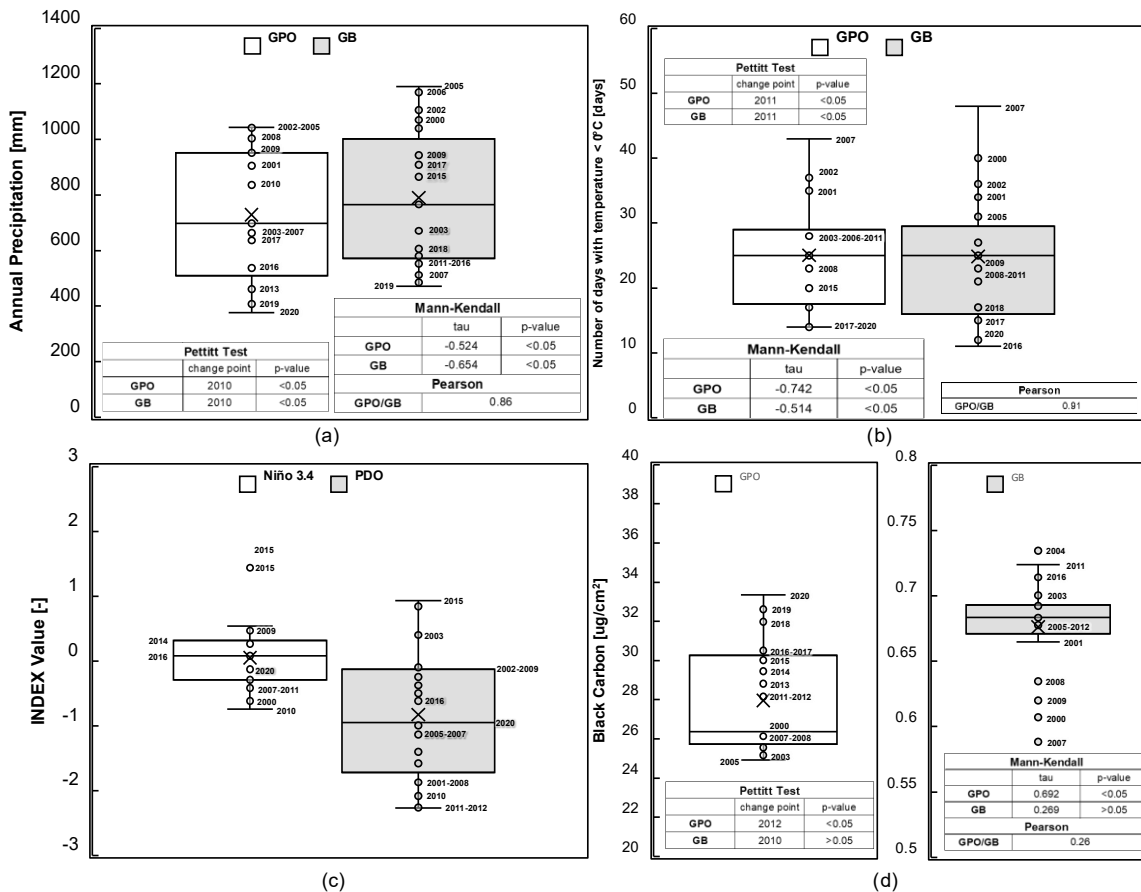


Figura III-3: Representación gráfica de variables analizadas para modelo de regresión, junto con dispersión, media y resultados de Prueba de Mann Kendall, Pettit Test y coeficiente de correlación entre las series de tiempo de GB y GPO. (a) Precipitación acumulada (2000-2020). (b) Cantidad de días con temperatura media diaria menor a 0°C. (c) índices macroclimáticos: Niño 3.4 el promedio entre mayo-septiembre y PDO el promedio entre agosto-octubre. (d) Concentración de Black Carbon para GB y GPO.

En la Figura III-3.a se muestra a una tendencia negativa significativa ($p\text{-value} < 0.05$) de precipitación en ambos cuerpos de hielo, con disminuciones del orden de $286 \text{ mm década}^{-1}$ para GPO y $293 \text{ mm década}^{-1}$ para GB. Adicionalmente, la prueba Pettit indica que el 2010 es el año de inflexión a partir del cual la tendencia es mayor llegando a valores de -430 y $-460 \text{ mm década}^{-1}$ para GPO y GB, respectivamente. Lo anterior se relaciona con el año en que empezó la Megasequía en Chile. Por otro lado, la correlación entre precipitación de

GPO y GB es muy buena (Pearson=0.86) debido a que los dos glaciares se encuentran en la misma zona climática y en altitudes medias similares. La Figura III-3.b muestra una tendencia negativa significativa (p -value < 0.05) de la cantidad de días con temperaturas menores a 0°C en ambos cuerpos de hielo, con disminuciones del orden de 12 día década⁻¹ para GPO y 14 día década⁻¹ para GB. Además, la prueba Pettit indica que el 2011 es el año de inflexión para GB y GPO a partir del cual la tendencia aumentó llegando a valores de -17 día década⁻¹ para GPO y GB. Esta tendencia también se relaciona con el periodo de Megasequía en Chile.

La Figura III.3.c muestra un boxplot de los índices macroclimáticos analizados y los años representados en puntos. Como se puede ver, el PDO muestra en los años recientes una tendencia a fases negativas, las cuales se relacionan con eventos fríos asociados a sequías severas (Mantua, 1999). Vale la pena explicar que para el año 2015 el índice niño 3.4 mostraba una fase positiva con presencia marcada del fenómeno del Niño, sin embargo, eso no se vio reflejado en la precipitación nival del año.

La concentración de BC obtenida de CAMS muestra (Figura III-3.d) que en GPO (28 ug/cm² promedio anual) los valores son 40 veces los valores obtenidos sobre el GB (0.7 ug/cm² promedio anual). El orden de magnitud ya muestra un claro indicio de la diferencia que existe en ambos glaciares respecto a la fuente local de contaminación que llega a la superficie glaciar. Incluso, la concentración de BC en GPO evidencia una alta variabilidad y un incremento de la magnitud al pasar los años, siendo el año 2020 el que presenta el máximo valor. La prueba MK a la serie de BC en GPO muestra una tendencia positiva significativa (p -value > 0.05), con tasa de +0.41 ug cm⁻² año⁻¹. En cambio, los valores de BC en GB no presentan una tendencia significativa (p -value > 0.05), presentando un aumento de +0.004 ug cm⁻² año⁻¹. La prueba de Pettit encuentra un cambio de tendencia marcada en la concentración de BC desde el año 2012 para GPO, mientras que para GB no se encuentra un cambio de tendencia significativa (p -value < 0.05).

3.3 Modelos de Regresión ajustados

Se analizan las correlaciones entre series de tiempo de causas de retroceso glaciar de cada cuerpo de hielo y su respectiva serie de tiempo de área glaciar (Tabla III.5). Se encuentra una alta correlación entre el área glaciar y la serie de tiempo de BC tanto para GB, como para GPO ($R^2 > 0.7$). Además, se visualiza una alta correlación entre precipitación y área glaciar ($R^2 > 0.7$) para ambos cuerpos de hielo y una correlación aceptable ($R^2 > 0.6$) entre superficie glaciar y variables climáticas y macroclimáticas. Un punto importante es que no se encontró una relación significativa entre las variables predictoras de los modelos de regresión ($R^2 < 0.6$), lo que descarta la presencia de colinealidad en el modelo. Este es un hallazgo crucial, ya que la colinealidad puede afectar la interpretación y la precisión de los resultados del modelo de regresión.

Una vez descartada la correlación entre variables predictoras, es importante la selección de los regresores para los modelos ajustados, lo cual se realiza utilizando el criterio BIC. Este criterio proporciona una medida de calidad relativa de un modelo estadístico y permiten la exclusión de las variables independientes estadísticamente no significativas ($p\text{-value} > 0.05$). La Figura III-4 muestra los valores de BIC de las regresiones realizadas, mostrando que el mejor ajuste en ambos glaciares se genera al incorporar las variables de variabilidad climática, cambio climático y contaminación por BC, es decir, todas las variables analizadas en la Tabla III.5 son representativas para ingresarlas como regresoras. Cuanto mayor sea el valor del BIC, peor es el ajuste del modelo. En base en este criterio, se pueden determinar los modelos con los mejores ajustes en orden de importancia. Se observa que el segundo mejor modelo de ajuste para ambos cuerpos de hielo se logra al excluir la variable de temperatura, es decir, considerando únicamente las variables de precipitación, Black Carbon (BC), Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) y Índice de El Niño 3.4. Por otro lado, si se desea considerar una única variable regresora, se ha encontrado que, para el GPO, el mejor ajuste se obtiene al incluir únicamente Black Carbon o temperatura. En cambio, para el GB, el mejor ajuste se logra al considerar únicamente la variable de temperatura como regresora.

Tabla III.5: Coeficiente de correlación de Pearson entre series de tiempo analizadas para Glaciar Bello y Glaciar La Paloma Oeste.

GB \ GPO	Area [Km ²]	Temperature [days]	Precipitation [mm]	Niño 3.4 [-]	PDO [-]	Black Carbon [ug/cm ²]
Area		0.628**	0.764***	0.612**	-0.617**	-0.815***
Temperature	0.719***		0.498*	-0.220	-0.294	-0.489*
Precipitation	0.630**	0.484*		0.336	-0.148	-0.583*
Niño 3.4	0.685***	-0.211	-0.301		0.466*	0.227
PDO	-0.592**	-0.324	-0.133	0.466*		0.239
Black Carbon	-0.694***	-0.413*	-0.335	0.234	0.172	
		(***) High Correlation		(**) Moderate correlation		(*) Low correlation
			Pearson correlation for Bello Glacier		Pearson correlation for Paloma Oeste Glacier	

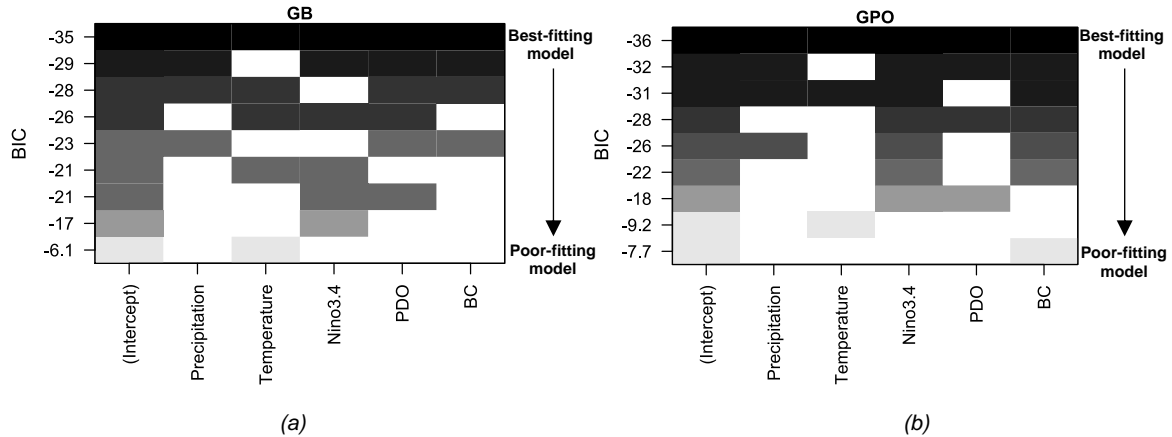


Figura III-4: Valor de criterio BIC para encontrar las mejores variables regresoras para representar área glaciar en un modelo de regresión lineal multivariable. Además, permite determinar los mejores ajustes en orden de importancia, donde entre mayor sea el valor del BIC, peor es el ajuste del modelo (a) Glaciar Bello. (b) Glaciar la Paloma Oeste.

La Tabla III.6 muestra los coeficientes estandarizados y sin estandarizar obtenidos al ajustar los modelos de regresión multivariables de ambos cuerpos de hielo. Los coeficientes estandarizados permiten comparar las diferentes variables analizadas, ya que eliminan las diferencias en magnitud. Sin embargo, pese a que los coeficientes estandarizados muestran la sensibilidad de las variables ante el área, año a año las magnitudes de las causales de retroceso van cambiando, siendo algunos años más lluviosos, otros con mayor cantidad de días fríos, otros años con manifestación de fenómeno del niño, y/o con diferentes concentraciones de BC. A partir de esto, también se analiza el modelo de regresión sin estandarizar, evaluando la magnitud de las variables analizadas cada año y como impactan en el área glaciar (Figura III-7). El detalle del análisis de los modelos ajustados con y sin coeficientes estandarizados de aborda en la sección 3.5. Cabe señalar que los modelos ajustados logran explicar el 89.5% de las causales en el caso del glaciar La Paloma y el 89.9% en el caso del Glaciar bello, con un $\alpha \leq 5\%$ para ambos glaciares.

Tabla III.6: Coeficientes Estandarizados del modelo de regresión multivariable ajustado. (*) Coeficientes significativos para el modelo.

	Temperature	Precipitation	Niño 3.4	PDO	BC	Intercept
Regression coefficients /standardized coefficients						
GPO	0.0048/0.2370*	0.0004/0.2735*	0.0510/0.3093*	-0.0367/-0.2664*	-0.0602/-0.2851*	1.2399/0*
GB	0.0112/ 0.2255*	0.0007/0.2293*	0.1983 /0.3733*	-0.0768/-0.2284*	-0.9136/-0.3249*	3.8610/0*

3.4 Verificación de supuestos y Validación modelos ajustados

A continuación, se muestran, en primer lugar, los resultados de comparar los valores observados y ajustados de ambos modelos de regresión lineal (GB y GPO) al considerar efectos climáticos y de contaminación, lo que indica la calidad de predicción de los modelos. Luego, se comprueban los supuestos estadísticos que muestran la validez estadística de los modelos de regresión, lo cual se realiza mediante diferentes pruebas estadísticas. Finalmente, se muestra la validación de los modelos estadísticos, la cual se realiza

evaluando la capacidad predictiva de los modelos de regresión utilizando puntos no considerados al momento de ajustar los modelos.

La Figura III-5 muestra los valores modelados utilizando los modelos de regresión lineal para GB y GPO versus el área glaciaria obtenida de imágenes satelitales. Se visualiza una relación lineal entre la serie de tiempo de área glaciaria de ambos cuerpos de hielo y los valores modelados. Los coeficientes de determinación R^2 obtenidos son 0.985 y 0.975 para GB y GPO, respectivamente. Esto indica que los modelos de regresión lineal utilizados son válidos para estimar el área glaciaria debido a la fuerte correlación, ya que el modelo es capaz de obtener una aproximación de área glaciaria de manera precisa.

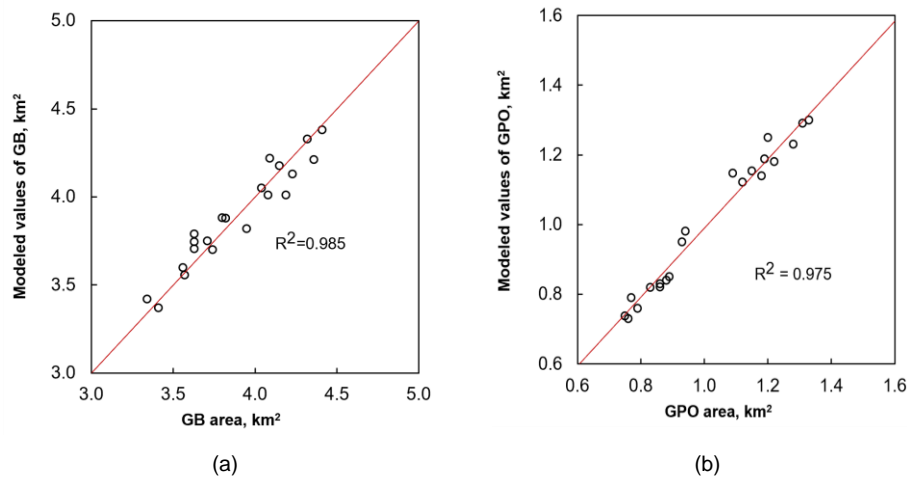


Figura III-5: Valores ajustados mediante modelos de regresión multivariados versus valores de área de glaciares (valores sin estandarizar) (a) Glaciar Bello y (b) Glaciar La Paloma Oeste.

La Tabla III.7 muestra el resumen de las pruebas estadísticas realizadas para comprobar los supuestos de los modelos de regresión ajustados, es decir, se verifican las hipótesis de multicolinealidad, normalidad, homocedasticidad e independencia. Además, se muestra un análisis de los valores influyentes del modelo. Con respecto a la autocorrelación, se verifica la independencia entre variables con la prueba de Durbin-Watson, donde no se rechaza la hipótesis nula y se verifica la independencia, es decir, los residuos no están autocorrelacionados en ninguno de los dos modelos. Además, se verifica la independencia no lineal con la prueba de Breusch Godfrey. Por otro lado, se verifica que la varianza de los residuos es constante, corroborando la homocedasticidad con la prueba de Breusch Pagan. Además, se verifica la normalidad de residuos por medio de prueba Shapiro-Wilks. Para analizar la colinealidad, se utiliza el factor de inflación de la varianza (VIF), donde los valores para todas las variables en ambos modelos ajustados son menores a 3, por lo que verifica que no debe haber preocupación por la colinealidad.

Con respecto al análisis de influencias, para ambos glaciares se encuentra que los años 2007 y 2015 son influyentes por los valores de Hat y distancia de Cook obtenidos. Lo anterior se relaciona con que el año 2007 fue un año frío con grandes cantidades de precipitación nival

a baja altitud en la ciudad de Santiago de Chile, lo que influye en mayor medida en el modelo. Por otro lado, el año 2015 hubo un factor de Niño 3.4 alto, con fenómeno del Niño marcado, sin embargo, no se vio reflejada la precipitación nival relacionado con el valor de ese factor. Para GPO también son influyentes los años 2000 y 2005, debido a que ese año se experimentaron grandes precipitaciones. Lo mismo ocurre para GB en el año 2006, mientras que en el año 2016 fue un año cálido, siendo el año con menor cantidad de días fríos de todo el periodo en estudio. Cabe señalar que analizar los años más influyente, permite detectar los años con anomalías climáticas, tal como el año 2007, 2016 y 2015.

Tabla III.7: Pruebas estadísticas para validar supuestos de modelos de regresión ajustados, se presenta el estadístico de prueba, p-value y el supuesto que se comprueba. Además, se muestra análisis VIF y análisis de Influencia analizando distancia de Cook (Cook et al,1994) y valor Hat (Hoaglin et al,1978).

	GPO			GB		
	Test Statistic	P-value	Conclusion	Test Statistic	P-value	Conclusion
Durbin-Watson Test	d: 1.707	0.860	No correlation between the residuals (Linear)	d: 2.010	0.341	No correlation between the residuals (Linear)
Breusch Godfrey Test	Lm: 1.843	0.123	No correlation between the residuals (No Linear)	Lm: 2.422	0.094	No correlation between the residuals (No Linear)
Shapiro Test	W: 0.9663	0.650	The residuals follow a normal distribution	W: 0.9548	0.418	The residuals follow a normal distribution
Breusch Pagan Test	BP: 7.4228	0.191	Residual variance is constant (Homoscedasticity)	BP: 3.7733	0.583	Residual variance is constant (Homoscedasticity)
Analysis	Values		Conclusion	Values		Conclusion
VIF Test	Niño 3.4: 1.331 PDO: 1.631 Precipitation: 1.609 Temperature: 1.267 BC: 1.906		There is multicollinearity (VIF < 3)	Niño 3.4: 1.626 PDO: 1.632 Precipitation: 1.514 Temperature: 1.479 BC: 1.463		There is multicollinearity (VIF < 3)
Influence analysis	Hat 2005 1.294 2007 1.125 2015 1.359 2002 0.934	Cook 2.565 2.126 2.892 1.245	Most influential years: 2004 y 2015	Hat 2016 0.876 2007 1.135 2006 0.914 2015 0.995	CookD 1.134 2.823 1.729 2.118	Most influential years: 2007 y 2015

Para validar los modelos ajustados de cada glaciar, se utiliza el método LOOCV. Esta técnica consiste en ajustar un modelo de regresión lineal utilizando todos los años de datos, excepto uno. Luego, se utiliza ese punto excluido para evaluar la capacidad predictiva del modelo. Las Figura III-6.a y III-6.b muestran los coeficientes de bondad de ajuste R^2 , MAPE y RMSE entre los valores reales y pronosticados del área glaciar en el contexto de LOOCV, para GPO y GB, respectivamente. Se observa un alto r^2 en ambos cuerpos de hielo, es decir, ningún valor influye significativamente en el modelo en comparación con otro. Lo mismo se

visualiza con el indicador MAPE y RMSE, los que indican que los modelos son capaces de explicar y predecir de manera precisa la variabilidad en el área glaciara de GB y GPO. Sin embargo, en algunos años, las predicciones difieren de los valores reales. Un ejemplo de esto es el año 2015, lo cual se detecta en el análisis de influencia, donde circunstancias excepcionales afectaron las condiciones climáticas y, por lo tanto, el comportamiento del área glaciara en ese año en particular. Según el estudio de Garreaud et al. (2019), se esperaban grandes precipitaciones debido a un fenómeno del Niño marcado, pero estas no se manifestaron como se esperaba. Por otro lado, la Figura III-6.c y Figura III-6.d muestran los residuos de los modelos ajustados con el total de los efectos (TE) para ambos glaciares, donde para ambos modelos los residuos son menores a 5%, sin embargo, para GB los errores son menores que para GPO. Esto ratifica que las predicciones de los modelos de regresión ajustan de manera cercana a los valores observados, por lo que las variables predictoras incluidas en los modelos capturan la variabilidad de los datos adecuadamente.

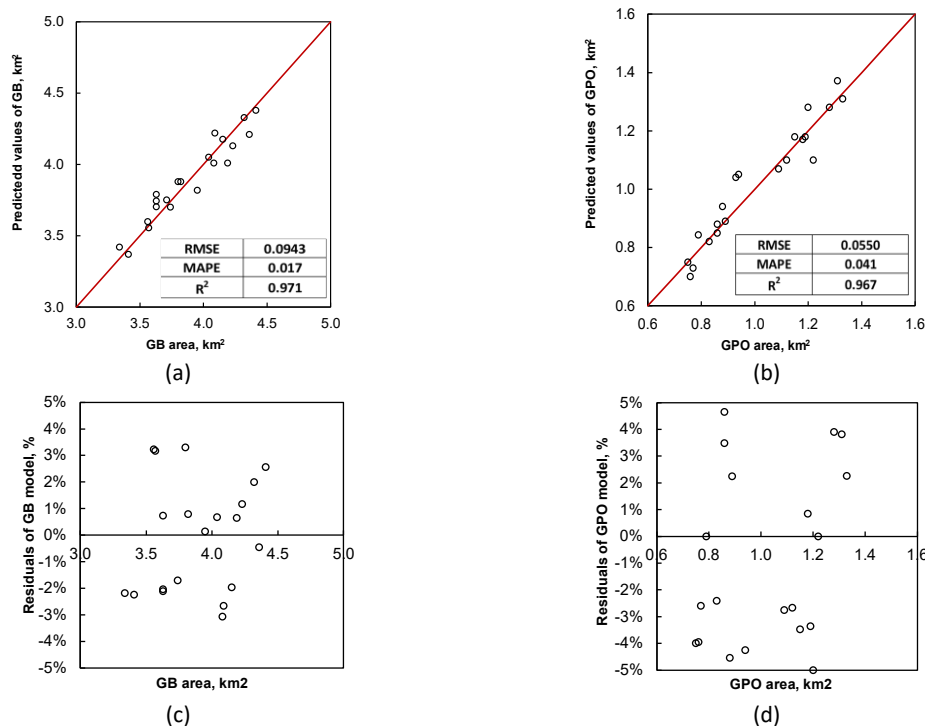


Figura III-6: R², MAPE, RMSE obtenidos a través de la validación LOOCV realizada año a año para (a) GB, (b) GPO. Además, se presenta los residuos del modelo de regresión ajustado considerando todos los efectos (TE) para (c) GB, (d) GPO.

3.5 Análisis de Modelos Ajustados

Una vez se han verificado los supuestos estadísticos de los modelos de regresión y se ha confirmado la validez, se procede a realizar el análisis de ambos modelos de regresión ajustados para los cuerpos de hielo GPO y GB. Los coeficientes estandarizados, presentados en la Tabla III.6, revelan una sensibilidad positiva de la temperatura, precipitación y Niño 3.4 con respecto al área glaciara en ambos cuerpos de hielo, mientras que la relación es negativa con PDO y BC. Al analizar las magnitudes de estos coeficientes, se observa que el

área glaciar de ambos cuerpos de hielo es más sensible (positivamente) al índice Niño 3.4 y a la concentración de BC (negativamente) en comparación con la precipitación, PDO y temperatura. Además, se encontró que, tanto para GB como para GPO, el retroceso glaciar muestra una menor sensibilidad a la cantidad de días con temperaturas inferiores a 0°C en comparación con el índice climático PDO y la precipitación acumulada en el año hidrológico. Es fundamental destacar que la sensibilidad del área glaciar frente a la contaminación por BC, identificada en ambos modelos de regresión ajustados, permite entender la importancia de este contaminante en el derretimiento glaciar, explicando así el retroceso más acelerado experimentado por GPO en los últimos años en comparación con GB. Esto se debe a las diferencias en las magnitudes de las concentraciones de BC en GPO y GB.

Para analizar los modelos de regresión sin estandarizar, se realizó una evaluación de la variación del área glaciar entre dos años consecutivos ($\text{año}_2\text{-año}_1$), obteniendo por medio de los coeficientes de regresión no estandarizados, que parte de esta variación es atribuible a cada causa de retroceso glaciar (Figura III.7). Para ello, se procedió a restar la ecuación del modelo de regresión sin estandarizar (Ecuación 2) entre los dos años consecutivos ($\text{año}_2\text{-año}_1$). Esto proporcionó para cada periodo ($\text{año}_2\text{-año}_1$) una suma de las variaciones de área atribuibles a cada causa glaciar, cuya suma total es igual a la variación total de área entre los dos años consecutivos analizados ($\text{año}_2\text{-año}_1$). Se escogen los años 1 y 2 empezando desde 2001-2000, siguiendo el análisis hasta determinar la contribución de cada variable predictora en los últimos 20 años para ambos cuerpos de hielo.

En la Figura III-7 se observan variaciones de área glaciar tanto positivas como negativas a lo largo del transcurso de los años, originadas por la variabilidad de la magnitud de las series de tiempo de temperatura, precipitación, índices macroclimáticos y BC en ambos glaciares. Al efectuar un análisis detenido de la concentración de BC, se distinguen decrementos predominantes en la mayor parte del período para ambas formaciones glaciales, lo cual denota que, durante las dos últimas décadas, en su mayoría, la magnitud del BC fue el factor determinante de las reducciones de superficie (-0.28 km² para GPO y -0.02 km² para GB). Lo anterior se fundamenta en que la magnitud de concentración de BC en GB es significativamente menor que en GPO. Al analizar la influencia de la precipitación en el área glaciar, se observa que, en ambos glaciares, durante la Megasequía (después del periodo 2010-2009), los déficits de precipitación ejercieron preponderantemente un efecto negativo (-0.011 km²/-0.096 km² en GB y -0.002 km²/-0.166 km² en GPO, antes/durante Megasequía), experimentando ocasionalmente incrementos de superficie, aunque de menor magnitud comparados con los anteriores al año 2010. En relación con la temperatura, se produce un comportamiento análogo al de la precipitación, donde las modificaciones en la superficie mantuvieron correlación con el periodo de Megasequía (-0.101 km²/-0.265 km² en GB y -0.067 km²/-0.045 km² en GPO, antes/durante Megasequía), la serie temporal descendió en magnitud (número de días con temperaturas < 0°C) luego del inicio de dicho período, contribuyendo al decrecimiento de la superficie glaciar. Por otro

lado, con respecto a los índices macroclimáticos Niño 3.4 y PDO, durante los últimos 20 años, como son los mismos valores para ambos cuerpos de hielo, las contribuciones negativas y positivas año a año coincidan, sin embargo, no en magnitud debido a que el área de GPO (1.33 km² en el año 2000) es menor al área de GB (4.21 km² en el año 2000). Se percibe asimismo que, después del año 2010, las variaciones en la superficie atribuibles a alteraciones en los indicadores macroclimáticos PDO y Niño 3.4 se intensificaron en comparación con las experimentadas antes de 2010, en términos de magnitud.

Al efectuar un análisis del comportamiento específico durante distintos períodos temporales, se constata que en 2003-2002 y 2006-2005, la precipitación fue una variable predominante para el aumento del área en ambos cuerpos de hielo por sobre otras variables (Figura III-7). Por otro lado, durante el año hidrológico 2007, caracterizado por temperaturas bajas, la temperatura emergió como factor dominante en los intervalos 2007-2006 y 2008-2007 en ambos glaciares. Un escenario análogo se presentó en el periodo 2000-2001. En un contexto similar, el año 2016 se posicionó como uno de los años de mayor temperatura, lo que se tradujo en el retroceso de GB y GPO durante el intervalo 2016-2015, siendo esta disminución mayormente atribuible al índice Niño 3.4, relacionado con el déficit de precipitación en forma sólida (Masiokas et al., 2006; Escobar et al., 1998), en conjunto con PDO, influenciado por las temperaturas en el periodo primaveral (Mendez et al., 2010), las cuales fomentan el proceso de derretimiento. Durante el año 2005 se manifestaron precipitaciones de gran intensidad, lo que se refleja en el periodo 2005-2004, donde el área de GPO aumentó respecto al periodo anterior. Este mismo año, se registró un aumento en la magnitud de BC, lo que conllevó el no favorecimiento del derretimiento. En base a lo anterior expuesto, es posible obtener una noción de las variables que más contribuyeron en magnitud al retroceso glaciar en los últimos 20 años tanto en GB como en GPO.

La Figura III.7 muestra, para cada glaciar, una tabla que cuantifica la suma de las variaciones de área glaciar entre el periodo 2001-2000 y 2020-2019 atribuibles a Temperatura, precipitación, Niño 3.4, PDO y Black Carbon. La sumatoria total de estas variaciones de área proporciona la variación total de área entre los años 2000 y 2020 (-0.58 km² para GPO y -0.62 km² para GB) debido a todos los efectos de retroceso glaciar considerados en los modelos ajustados. Es importante resaltar que el error de estimación de la variación en el área es del 2% en ambos cuerpos de hielo, es decir, la discrepancia entre el valor ajustado y el valor observado. Por otro lado, se muestra el porcentaje de área disminuida debido a efectos climáticos (Temperatura, precipitación, PDO y Niño 3.4) y de contaminación (BC). Este cálculo se obtuvo al sumar la variación debido a efectos climáticos (temperatura-precipitación+PDO+NIÑO3.4) o de contaminación (BC) y luego determinar el porcentaje con respecto a la variación total de área glaciar entre el año 2000 y 2020. Es importante destacar que las series de temperatura y precipitación representan el cambio climático y los índices PDO y Niño 3.4 representan la variabilidad climática. Los resultados muestran que para GPO un 49% del retroceso glaciar es por efecto de contaminación (BC), mientras que un 51% es

por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática). Con respecto a GB, el 97% del retroceso fue por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática), mientras que un 3% fue por efectos de contaminación (BC).

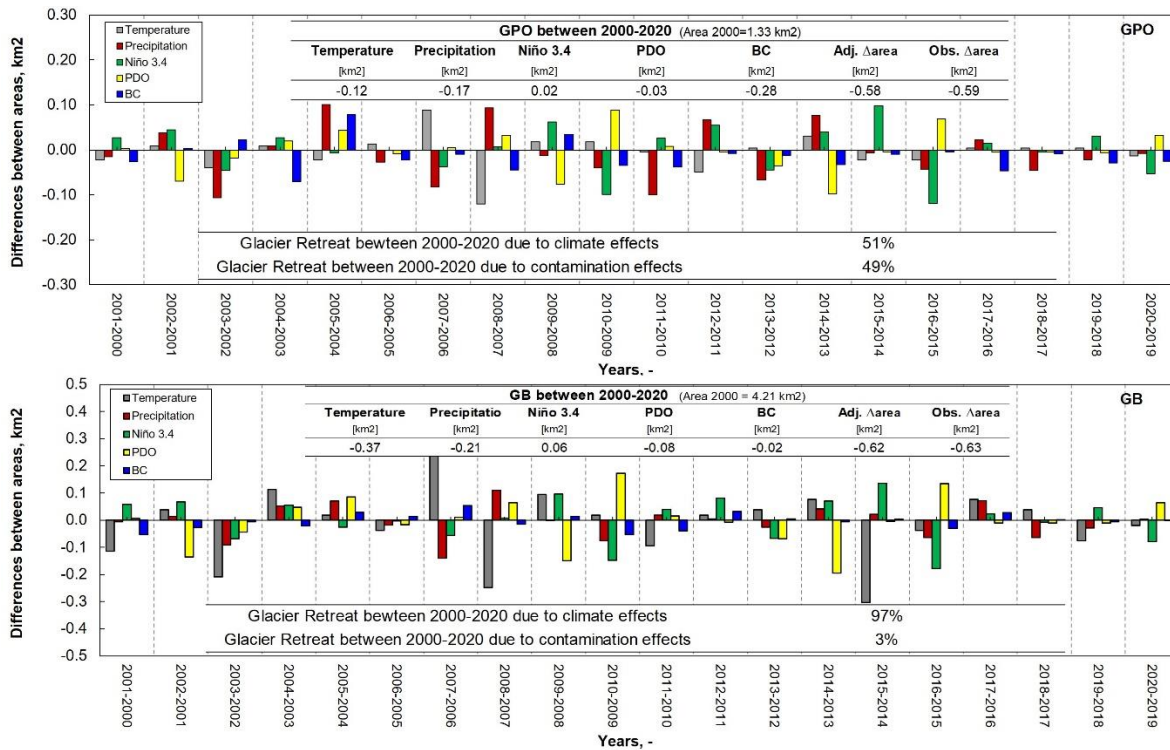


Figura III-7: Contribución de área en km² entre dos años consecutivos por cada causa de retroceso glaciar analizada, realizado para glaciar La Paloma Oeste y Glaciar Bello.

3.6 Casos de estudio

La

Figura III-8 muestra los parámetros de ajuste de modelos de regresión considerando diferentes casos de estudio, y, por ende, diferentes causalidades de retroceso glaciar como lo son cambio climático (CC), variabilidad climática (VC), Efectos Climáticos (CC+VC), Contaminación por BC (BC) y todos los efectos considerados anteriormente (TE). Al analizar los resultados de los parámetros de bondad de ajuste, se obtienen conclusiones consistentes al analizar cada indicador. En el caso del Glaciar la Paloma Oeste (GPO), al considerar el caso TE, se obtienen valores similares de R², KGE, MAPE y RMSE, los que indican un buen ajuste de los modelos para ambos glaciares cuando se consideran todos los efectos (R² > 0.85; KGE > 0.78; RMSE < 0.25; MAPE < 12%). Al analizar los efectos climáticos por separado (CC+VC), se obtiene un mejor ajuste para GB (R² = 0.83) que para GPO (R² = 0.63), lo que ratifica que el retroceso glaciar de GB se encuentra más influenciado por factores climáticos que GPO. Al considerar el caso con efectos de contaminación (BC) en GPO, se observa un R² = 0.42, mientras que para el caso de GB el R² = 0.12. Estos resultados indican que la contaminación por BC tienen una influencia limitada en el retroceso glaciar de GB,

en comparación con los otros efectos, es decir, la contaminación en GB logra explicar un menor porcentaje de las causantes de retroceso glaciar.

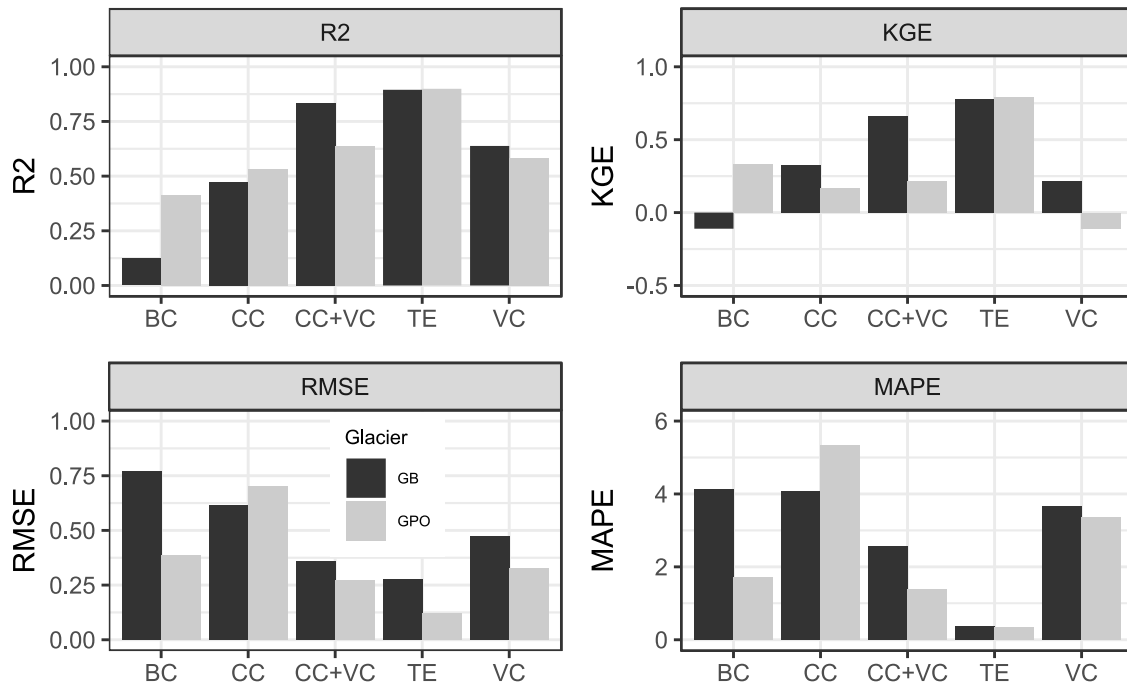


Figura III-8: Parámetros de bondad de ajuste R^2 , MAPE, KGE y RMSE al ajustar modelos de regresión con las variables consideradas en caso BC (Black Carbon), CC (Temperatura y Precipitación), CC+VC (PDO, Niño 3.4, Temperatura y Precipitación), VC (PDO y Niño 3.4) y TE (Todas las variables son consideradas).

3.7 Efecto de Megasequía en Retroceso Glaciar

Con el objetivo de determinar la influencia del periodo de Megasequía en el retroceso glaciar, se llevó a cabo una evaluación para detectar si existe un cambio de tendencia en los residuos de los modelos que representan los efectos climáticos y de contaminación de manera individual (Tabla III.4). Es importante destacar que el análisis se enfoca en los residuos del modelo para comprender cómo las variaciones en las condiciones climáticas y de contaminación afectan la estimación del retroceso glaciar. Para realizar este análisis de cambios de tendencia, se utiliza Pettit Test en las series de residuos de los modelos ajustados para cada caso de análisis (TE, CC, VC, BC y CC+VC)).

Se encuentra un cambio de tendencia en los modelos que representan cambio climático y efectos climáticos, mientras que en los otros efectos no hay cambio de tendencia. Para ambos cuerpos de hielo el cambio de tendencia se presenta en el año 2010, lo que coincide con el inicio del periodo de Megasequía. La Figura III-9.a muestra el RMSE antes y después del año 2010, donde se visualiza que para GB se reduce el RMSE después del año 2010, mientras que para GPO aumenta el RMSE después del año 2010. Esto ocurre debido a que en el año 2010 inicia un periodo de Megasequía en Chile, lo que exacerba el efecto de los factores climáticos. En el caso de GPO, el retroceso glaciar se encuentra influenciado por la

contaminación de BC, por lo tanto, al aumentar la influencia de los efectos climáticos después del 2010, también se incrementa el error en la estimación del área glaciar. Asimismo, en el caso de GB, el error disminuye después de 2010, ya que el retroceso glaciar de este cuerpo de hielo está principalmente explicado por efectos climáticos.

Tabla III.8: Resultados de Pettitt Test para caso de estudio: Total Efectos (TE), Cambio Climático (CC), Variabilidad Climático (VC), Efecto Climático (CC+VC) y Efectos de Contaminación (BC).

GPO			GB		
Case studies	Pettitt Test P-value	Change Point	Case studies	Pettitt Test P-value	Change Point
TE	0.82	-	TE	0.89	-
CC	0.03	2010	CC	0.04	2010
VC	0.25	-	VC	0.16	-
CC+VC	0.04	2010	CC+VC	0.05	2010
BC	0.81	-	BC	0.75	-

La Figura III-9.b muestra el retroceso glaciar experimentado antes y después del 2010 por cada una de las causas analizadas. Se analizan los modelos de regresión ajustados para GB y GPO sin coeficientes estandarizados, realizando el mismo análisis mostrado en la Figura III-7, pero separando la contribución antes y durante el periodo de Megasequía. Se obtiene que para GPO un 47% del retroceso es por efectos climáticos antes del 2010, mientras que después del 2010 un 69% del retroceso es por efectos climáticos. Por otro lado, para el GB, antes del 2010 un 94% es debido a efectos climáticos, mientras que un 97% es debido a estos efectos después del 2010. Al analizar el efecto del BC, se obtiene que, en GPO, un 53% del retroceso es debido a contaminación antes de 2010, mientras que después del 2010, solo un 39% es debido a BC. Lo anterior, ya que, desde la Megasequía, los efectos climáticos adquieren mayor relevancia. Estos resultados subrayan la importancia del clima como factor determinante en la variación de superficie glaciar durante el periodo de la Megasequía. Después del año 2010, el clima se convierte en el factor predominante, incluso en el caso de GPO, cuyo retroceso glaciar es principalmente debido a efecto de contaminación por BC.

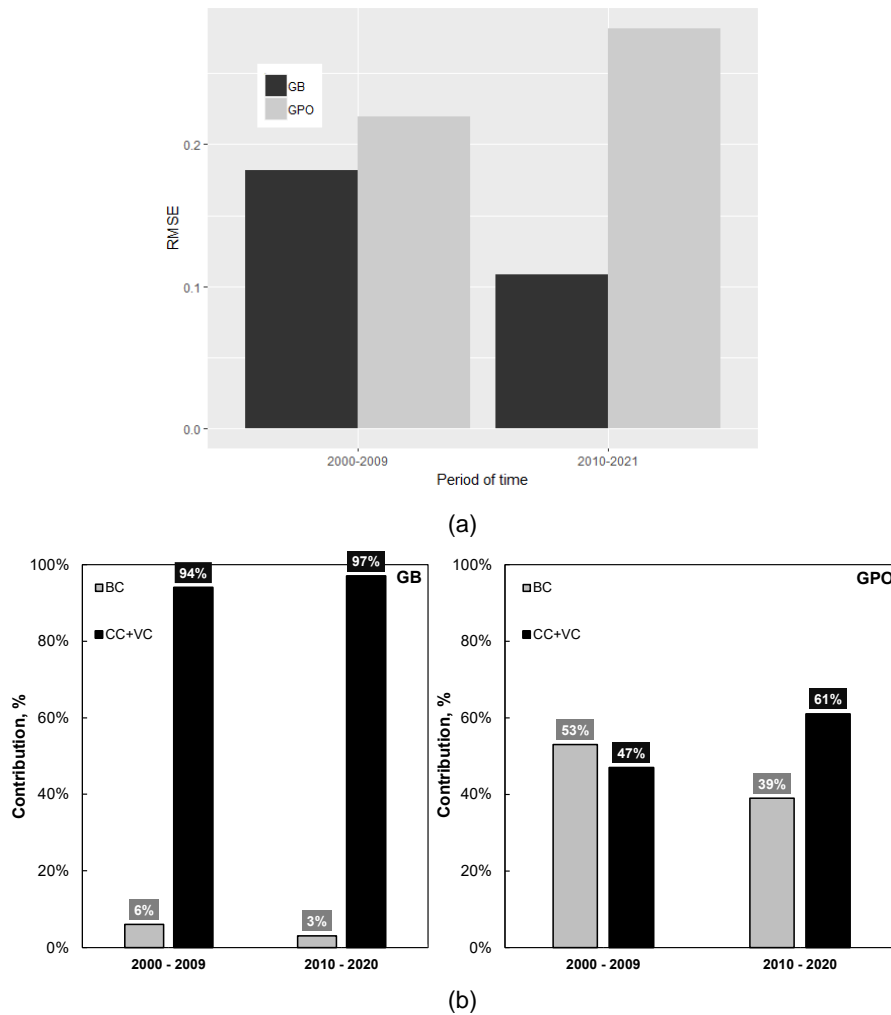


Figura III-9: Efectos de Megasequia en el retroceso glaciar. (a) RMSE de modelo ajustado considerando todos los efectos (TE) antes y después de 2010 para ambos cuerpos de hielo (b) Retroceso glaciar de cada cuerpo de hielo entre 2000-2009 y 2010-2020 a partir de los modelos de regresión no estandarizados, cuantificando el retroceso por cada causa analizada. Se muestra el porcentaje de retroceso debido a efectos climáticos (Variabilidad Climática (VC) más Cambio Climático (CC)) y efectos de contaminación (BC).

4. Discusión

En la primera fase de esta investigación, se seleccionaron dos glaciares ubicados en la Cuenca del Río Maipo: el Glaciar Paloma Oeste (GPO) y el Glaciar Bello (GB). Aunque compartían similitudes en términos climáticos y geomorfológicos, se distinguían por sus niveles de contaminación y tasas de retroceso. Se crearon dos modelos de regresión multivariable, uno para cada glaciar, con el objetivo de evaluar los factores que influían en su retroceso. Estos modelos consideraron variables relacionadas con el cambio climático, la variabilidad climática y la contaminación.

Se analizaron tanto modelos estandarizados como no estandarizados. El enfoque en los modelos estandarizados permitió evaluar la sensibilidad de la superficie glaciar frente a las variables de retroceso, independientemente de su magnitud, lo que ayudó a identificar la

relevancia de cada factor. Se encontró que, tanto en GPO como en GB, el área glaciar era altamente sensible a la concentración de Black Carbon (BC), al índice Niño 3.4, relacionado con la precipitación sólida y a la precipitación en el año hidrológico. Además, era menos sensible al índice PDO relacionado con las temperaturas primaverales y la temperatura, específicamente la cantidad de días con temperaturas promedio inferiores a 0°C, que indicaban años más fríos. Estos resultados son coherentes con investigaciones anteriores, como la de Masiokas et al. (2020), que destacaron la influencia del fenómeno del Niño y precipitación en el retroceso glaciar de la región de los Andes Centrales. La relación de la precipitación con la variación de área glaciar también la identifica Chinn et al. (2005), quien encontró una relación entre avances de glaciares de Noruega y Nueva Zelanda con el incremento de las precipitaciones. Por otro lado, con el modelo estandarizado, fue posible analizar un escenario futuro al analizar las sensibilidades. Esto sugiere que un aumento en la concentración de BC en los próximos años tendría un efecto más significativo en el retroceso glaciar que una disminución drástica de la temperatura.

Al evaluar los modelos sin coeficientes estandarizados, se considera la magnitud de las variables año a año, ya que entre 2000-2020 hubo años más cálidos, años con menos precipitación, oscilaciones en los índices macroclimáticos y años con aumento de BC. GPO retrocedió principalmente debido a contaminación por BC, seguido por una disminución drástica de precipitación en el año hidrológico y años cada vez más cálidos. Por otra parte, GB retrocedió principalmente debido a años cálidos representados por la variable de temperatura y escasez de precipitación en el año hidrológico. Para ambos cuerpos de hielo, la variabilidad climática tuvo menos responsabilidad en el retroceso glaciar debido a la variabilidad de estos índices en el periodo de estudio y a que, entre 2000-2020, existieron años con eventos neutros principalmente, con pocos años con índices de magnitud muy marcada, incluso el año 2015 con un marcado evento Niño, no se vio reflejado en la precipitación sólida.

Al analizar los modelos sin coeficientes estandarizados, se consideró la magnitud de las variables año tras año, ya que hubo años más cálidos, años con menos precipitación, oscilaciones en los índices macroclimáticos y años con un aumento de BC entre 2000 y 2020. GPO retrocedió principalmente debido a la contaminación por BC, seguido de una disminución drástica en la precipitación en el año hidrológico y años cada vez más cálidos. En cambio, GB retrocedió principalmente debido a años cálidos, que se reflejaron en la variable de temperatura, y a una escasez de precipitación en el año hidrológico. En ambos cuerpos de hielo, la variabilidad climática desempeñó un papel menor en el retroceso glaciar debido a la variabilidad de los índices climáticos en el período estudiado y a que predominaron años con eventos neutrales, con pocos años con índices de magnitud marcada, incluso el año 2015 con un fuerte evento Niño, que no se tradujo en un aumento significativo de la precipitación sólida.

En cuanto a la contaminación antropogénica de BC de ambos glaciares analizados, emerge claramente la disparidad en las magnitudes de la concentración de BC (BC en GPO es más de 40 veces mayor que la concentración de BC sobre el GB). Este hecho implica que la contaminación ha desempeñado un papel relativamente reducido en el retroceso glaciar de GB durante las últimas dos décadas, en contraste con la contribución significativamente mayor que ha tenido en GPO. Esto permite explicar el retroceso glaciar más acelerado que ha experimentado el GPO en los últimos años, debido a que el efecto climático en ambos glaciares es el mismo y también sus características geomorfológicas. Cereceda-Balic et al. (2022), tal como el presente estudio, compara dos cuerpos de hielo, Glaciar Bello y Glaciar Olivares Alfa (cerca de GPO y ubicado cerca de sector La Parva), identificando una diferencia entre tasas de retroceso glaciar entre ambos glaciares, donde se expone que el BC asociado a contaminación antropogénica es responsable del 82% del retroceso glaciar del Glaciar Olivares Alfa entre 2004-2014. Estos porcentajes afirman el rol relevante del BC en el derretimiento glaciar, hallazgo que también se plantea en la presente investigación, ya que se identificó que entre 2000-2020 en GPO un 49% del retroceso glaciar es por efecto de contaminación (BC), mientras que un 51% es por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática). Con respecto a GB, cuerpo de hielo con reducida concentración de BC, el 97% del retroceso fue por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática), mientras que un 3% fue por efectos de contaminación (BC).

Para analizar los efectos individuales del cambio climático, la variabilidad climática y la contaminación en el retroceso glaciar, se analizaron cinco casos de estudio en los cuales se evaluaron los parámetros de bondad de ajuste. Al considerar solo los efectos de la contaminación, se observa que el coeficiente de determinación (R^2) es más alto para el Glaciar GPO en comparación con el Glaciar GB, lo que indica que el carbono negro (BC) explica un menor porcentaje de las causas de retroceso glaciar en GB. Por otro lado, los efectos climáticos logran explicar un mayor porcentaje de las causas del retroceso en GB en comparación con GPO. Estos resultados respaldan la hipótesis de que el efecto del BC es el principal responsable de la mayor tasa de retroceso experimentada por GPO en comparación con GB. Sin embargo, a pesar de que para GPO la contaminación sea el principal factor de retroceso, es importante destacar que el efecto climático desempeña un papel importante en ambos glaciares, lo que subraya la influencia significativa del cambio climático en la pérdida de superficie glaciar. Al analizar los casos en que se analiza el cambio climático y variabilidad climática por separado, se observa que los parámetros de bondad de ajuste son similares en ambos glaciares debido a que ambos cuerpos de hielo se encuentran ubicados en la misma zona climática.

La investigación llevada a cabo por Garreaud et al. (2017) resaltó la transición ocurrida en Chile Central, que va desde un período húmedo predominante en el siglo XIX hasta las condiciones secas sostenidas que se han experimentado a partir del año 2010, marcando un cambio significativo en los registros climáticos. Esta transformación climática, caracterizada por una prolongada disminución en la precipitación y un aumento en las

temperaturas, define lo que se conoce como el período de Megasequía. En el presente estudio, se identificó la notable influencia de este período en el retroceso glaciar, ya que se observó un punto de cambio en los residuos del modelo que considera el Cambio Climático y la Variabilidad Climática (CC+VC) en ambos cuerpos de hielo, coincidiendo con el año 2010. Además, al analizar la serie de tiempo del área glaciar, notamos que ambos glaciares estudiados (GB y GPO) muestran un cambio de tendencia también en el año 2010, lo que sucede también con los registros meteorológicos de precipitación y temperatura de GPO y GB. Este hallazgo está en línea con lo descubierto por Garreaud et al. (2017), quien identificó un cambio en la tendencia de los registros climáticos en el mismo período.

Al analizar RMSE de los residuos de los modelos de regresión ajustados para GB y GPO considerando tanto efectos climáticos como de contaminación antes y después del 2010, se encuentra que en GB el RMSE disminuye después del 2010, debido a que principalmente el cambio de este glaciar es debido a efectos climáticos, mientras que para GPO el RMSE aumenta desde el 2010, lo que es debido a que este cuerpo de hielo tiene un alto porcentaje de explicación debido a concentración de BC. A partir de esto se analiza por separado el efecto climático y de contaminación, donde para GB el efecto de BC pasa de un 6% en el año 2000 a un 3% en el periodo de Megasequía y el efecto climático pasa de un 94% antes de 2010, subiendo a un 97% después de 2010, lo que ratifica que GB entre 2000-2020 se retrocedió principalmente debido a efectos climáticos. Por otro lado, GPO antes de la Megasequía estaba principalmente retrocediendo por efectos de contaminación en un 53% y disminuyó a 39% en el periodo post 2010, aumentando el efecto climático en este periodo debido a la Megasequía. Sin embargo, pese a lo anterior, se visualiza que GPO entre 2000-2020 ha tenido una influencia grande de retroceso debido a BC, que no se visualiza en GB, lo que podría ser la causante de que la tasa de retroceso de GPO sea mayor que la de GB. Garreaud et al. (2017) y Farias-Barahona et al. (2020) señalaron que las variaciones en los patrones de precipitación y temperatura (Megasequía) durante ese tiempo se correlacionan con el retroceso de los glaciares en la zona. Estos resultados subrayan la importancia del clima como factor determinante en la variación de superficie glaciar, lo que coincide con los hallazgos de este estudio, donde después del año 2010, el factor climático se convierte en el factor predominante en el retroceso glaciar, incluso en el caso del glaciar con mayor concentración de BC (GPO).

5. Conclusión

En la presente investigación se ajustan dos modelos de regresión multivariable, uno para cada cuerpo analizado, el Glaciar Paloma Oeste (GPO) y el Glaciar Bello (GB), ambos ubicados en cuenca Río Maipo. Esto permite evaluar el efecto de las causas de retroceso glaciar e identificar aquellas variables que más influyen en la disminución acelerada de la superficie glaciar. En específico, se analizan variables que representan cambio climático, variabilidad climática y contaminación por Black Carbon. Se descubre que el área glaciar es más sensible a BC, Niño 3.4 y precipitación que a PDO y Temperatura. Sin embargo, al

analizar la magnitud de estas variables entre el periodo 2000-2020, se tiene que GPO se retrocedió principalmente debido a BC, mientras que GB debido a años cálidos y bajas precipitaciones. Analizando escenarios futuros en base a la sensibilidad de la variación de área glaciario frente a efectos climáticos y de contaminación, la escasez de precipitación sólida o aumento de BC genera que se los cuerpos de hielo se derritan en mayor tasa en comparación a qué si se genera un año cálido por temperatura, ya que el área es menos sensible a temperatura que a BC o Niño 3.4 (Precipitación sólida). Entre 2000-2020 los retrocesos por temperatura fueron mayores que los de Niño 3.4 en ambos cuerpos de hielo, debido a que esta variable ha retrocedido constantemente en el periodo de estudio (cada vez años más cálidos), sin embargo el índice del Niño ha oscilado de valores, presentando años neutros principalmente, no teniendo fenómenos del Niño/Niña marcados en años consecutivos, es más, el año 2015 que el índice Niño 3.4 tuvo un aumento considerable, la precipitación no lo acompañó, y tampoco la precipitación sólida al analizar el índice en los meses de invierno, lo que se traduce en que ese año es uno de los que presenta mayor error dentro del modelo. En general, obtener la sensibilidad del área glaciario frente a variables de variabilidad climática, contaminación y cambio climático permite analizar las causales más peligrosas en un futuro para el retroceso de estos cuerpos de hielo, la cual se identifica como el BC para ambos cuerpos de hielo, seguido de precipitación nival.

El impacto de la Megasequía en el retroceso glaciario es de suma importancia, ya que se ha reconocido como un factor determinante en el proceso de retroceso glaciario que se ha observado después del año 2010. En el análisis de ambos glaciares estudiados, se ha evidenciado un cambio significativo en la influencia de los factores climáticos en el retroceso glaciario, y esto se atribuye principalmente a la reducción de las precipitaciones y al aumento de las temperaturas asociadas al fenómeno del cambio climático. Estas alteraciones climáticas han provocado un incremento progresivo en la temperatura, generando años cada vez más cálidos, lo cual ha incidido de manera notable en el retroceso glaciario (Garreaud et al., 2019).

Las mediciones de BC son escasas y difíciles de conseguir, en Chile no hay grandes series de tiempo de BC depositado medidas en terreno, y tampoco en una escala histórica, ya que los datos existentes son recientes. A partir de esto, se reconoce la necesidad de hacer más robusto el modelo con una calibración a terreno que considere datos de terreno de deposición. Además, se podría generar un modelo más robusto al incorporar una mayor cantidad de años de análisis. Esto se puede realizar como trabajo futuro, ya que año a año la información disponible va siendo de mayor tamaño.

Es fundamental investigar y comprender las causas del retroceso glaciario en Chile Central, ya que en esta región el recurso hídrico durante el periodo estival depende en gran medida de los glaciares. Los resultados obtenidos destacan claramente la influencia significativa que el cambio climático ejerce sobre el retroceso glaciario en general. No obstante, se ha observado que, en cuerpos de hielo como el Glaciar La Paloma Oeste (GPO), la

contaminación también juega un papel importante en la variación de la superficie glaciar. Estos hallazgos destacan la necesidad de considerar tanto el cambio climático como la contaminación en el análisis y la gestión del retroceso glaciar en la región de Chile Central.

Capítulo IV. CONSECUENCIAS HÍDRICAS DEL RETROCESO GLACIAR DE CHILE CENTRAL

Abstract

Los glaciares de la Cordillera de Los Andes desempeñan un papel crucial en el abastecimiento de agua en Chile Central. Sin embargo, hasta el momento no se ha cuantificado la pérdida de recurso hídrico en Chile Central debido a efectos climáticos y /o de carácter antropogénico. Las complicaciones topográficas de la región dificultan el estudio del volumen glaciar. Diversas investigaciones han planteado métodos para estimar volúmenes de hielo a partir de la superficie glaciar. No obstante, estas expresiones representan de mejor manera a ciertos tipos de glaciares por sobre otros o, a glaciares ubicados en lugares específicos. El objetivo de esta investigación es encontrar el método que permita aproximar el volumen de hielo de glaciares de Chile Central, y con ello cuantificar la disminución del recurso hídrico disponible en las últimas dos décadas debido a causas climáticas y/o antropogénicas (principalmente debido a Black Carbon). Se utilizan datos de espesor y volumen de hielo obtenidos mediante Radio-Ecosondaje (DGA, 2012; DGA, 2014), y se comparan con siete relaciones empíricas de estimación de volumen de hielo empleadas en la literatura. Sin embargo, se propone un modelo estadístico entre volumen y superficie glaciar específicamente aplicable a glaciares menores a 10 km² en la cuenca Maipo, excluyendo aquellos con morfología de cráter volcánico. Mediante datos de variación volumétrica obtenidos mediante imágenes LIDAR, se obtiene la precisión de los modelos analizados al estimar variación volumétrica en la zona central de Chile. Entre los modelos existentes analizados y el propio, Huss and Farinotti (2012) es el que mejor aproxima el volumen de hielo de Chile Central en general, seguido por el método de Chen and Ohumura (1990). Al analizar específicamente cuenca Maipo, el modelo propuesto estima el volumen con un error del 1-8% y mejora la estimación en un 12-41% en comparación con las otras relaciones propuestas por otros autores. Se utiliza el método más preciso, es decir el modelo propuesto, para estimar el volumen de hielo y cuantificar el recurso hídrico de glaciar La Paloma Oeste (GPO) y glaciar Bello (GB). Se determina que la pérdida de recurso hídrico en GB se debe principalmente a factores climáticos, especialmente el cambio climático, mientras que, en GPO, la principal pérdida de recurso hídrico es debido a contaminación por Black Carbon. Además, se ha evidenciado la influencia del periodo de Megasequía en la pérdida de recursos hídricos de los cuerpos de hielo analizados, favoreciendo la pérdida de recursos hídricos entre el año 2010 y 2020.

Keyword: Glaciares, Volumen de Hielo, Recurso Hídrico, Radio eco-sondaje, LIDAR.

1. Introducción

La Cordillera de los Andes alberga una criósfera diversa y es uno de los mayores reservorios de recursos hídricos de Chile (Masiokas et al., 2020; Barcaza et al., 2017). En la zona central

de la cordillera, específicamente en el área de los Andes Centrales entre los 32° y 36°S, se encuentra un porcentaje significativo de glaciares, el 11% de los cuerpos de hielo de todo el territorio nacional (Barcaza et al., 2017). Estos glaciares desempeñan un papel crucial en el abastecimiento de agua de la región, especialmente en el caso del Río Maipo, que atraviesa la ciudad de Santiago de Chile, donde los glaciares son identificados como la principal fuente de agua cuando las contribuciones de deshielo de la capa de nieve estacional se agotan debido al cambio climático (Ayala et al., 2016; Mernild et al., 2015). En época estival la escorrentía por aporte glaciar es alrededor del 59% en los meses de verano durante los años de actual sequía, mientras que el aporte por cobertura nival es del 23% (2010-2016; Ayala et al., 2020).

Diversas investigaciones concuerdan en que los cambios que ha sufrido la criósfera en los últimos años se deben al cambio climático (Rivera et al., 2006; Raina et al., 2009). Desde el año 2010, Chile Central ha experimentado un déficit de precipitaciones entre el 20-40%, siendo la sequía más extensa ocurrida en la zona, la cual se denomina como Megasequía (Garreaud et al., 2020). No obstante, también se han identificado causas antrópicas locales que generan modificaciones en la criósfera. Por ejemplo, se experimenta una variación en el albedo nival debido a las emisiones de carbono negro (BC) y material particulado en suspensión (MP) por vehículos y/o industrias ubicadas en las cercanías o alejados de la criósfera de alta montaña, lo cual favorece el derretimiento nival (Cereceda-Balic et al., 2020; Cereceda-Balic et al., 2018; Ming et al., 2009; Kang et al., 2020; B. Qu et al., 2014; Zhang et al., 2020). En la primera parte de esta investigación, se estableció una relación entre la variación de la superficie glaciar y las diferentes causas de retroceso glaciar, como el cambio climático, la variabilidad climática y la contaminación. Además, se cuantificó el efecto de estas causas en el retroceso del área glaciar en la zona central de Chile, utilizando dos glaciares de la cuenca Maipo como casos de estudio (Glaciar La Paloma Oeste y Glaciar Bello) (Capítulo III). Sin embargo, hasta el momento no se ha determinado la cantidad de recurso hídrico perdido, es decir, la variación volumétrica de hielo debido a cada una de estas causas de retroceso durante el período comprendido entre 2000 y 2020. A partir de lo anterior, adquiere una relevancia significativa proporcionar información para comprender la magnitud de la disminución de recursos hídricos disponibles y su relación con efectos climáticos y/o antropogénicos (principalmente BC). Esta falta de información constituye el principal problema, ya que el volumen glaciar es el parámetro más complicado de estudiar, principalmente por la dificultad de muestrear la totalidad de cuerpos de hielo, debido a la topografía donde se ubican los glaciares. De hecho, en la alta montaña de la cuenca Maipo no hay datos disponibles sobre volúmenes de hielo año tras año entre 2000 y 2020. Todo esto dificulta la evaluación de las variaciones volumétricas en relación con las causas de retroceso glaciar.

Algunos autores proponen relaciones potenciales entre área y espesor para estimar volumen glaciar (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted et al., 2013; Marangunic, 2007; DGA, 2011), mientras que otros autores proponen

relaciones lineales (CECs, 2013). Sin embargo, estas expresiones fueron elaboradas para ciertos tipos de glaciares ubicados en lugares específicos. Para validar estas relaciones entre volumen, espesor y superficie glaciar, se utilizan datos de espesores glaciares obtenidos a partir de la técnica de Radio Eco Sondaje (RES), la cual es ampliamente utilizada debido a su precisión, facilidad logística y bajo costo (Milana et al., 1999; Farinotti et al., 2009). Esta técnica se basa en la propagación y reflexión de ondas electromagnéticas a través del hielo y el fondo del glaciar, y en la estimación del tiempo de retardo entre la señal emitida y la reflejada (Bogorodsky, 1985). Con esta técnica se obtiene el volumen glaciar, interpolando el espesor de hielo en toda la superficie glaciar, la cual a su vez es obtenida por imágenes satelitales (Huss and Farinotti, 2012; DGA, 2011).

El objetivo principal de esta investigación es identificar la mejor relación empírica que permita aproximar el volumen de hielo glaciar en la zona central de Chile a partir de la superficie glaciar, con el fin de cuantificar el recurso hídrico perdido en las últimas dos décadas debido al cambio climático, variabilidad climática y contaminación por Black Carbon. Se utiliza la aproximación del volumen de hielo a partir de la superficie glaciar, mediante el modelo de regresión lineal presentado en la primera parte de esta investigación (Capítulo III). Específicamente, el estudio de recurso hídrico se enfoca en los glaciares La Paloma Oeste (GPO) y Bello (GB) de la cuenca Maipo. El volumen glaciar es un indicador fundamental para evaluar la disponibilidad de recursos hídricos en una región. Al mejorar la estimación del volumen glaciar, se obtiene una medida más confiable de la cantidad de agua almacenada en los glaciares

2. Zona de estudio y métodos

2.1 Zona de estudio

El área de estudio comprende quince glaciares ubicados en la zona central de Chile, específicamente nueve cuerpos de hielo ubicados en la cuenca del río Maipo ($32^{\circ}55'$ - $34^{\circ}17'$ latitud sur y $68^{\circ}12'$ - $70^{\circ}43'$ longitud oeste), cinco cuerpos de hielo situados en la cuenca del río Rapel ($33^{\circ}53'$ - $34^{\circ}58'$ latitud sur y $70^{\circ}00'$ - $71^{\circ}50'$ longitud oeste) y uno en la cuenca Rio Aconcagua ($32^{\circ}15'$ - $33^{\circ}12'$ latitud sur y $69^{\circ}59'$ - $71^{\circ}33'$ longitud oeste), los cuales se muestran en la Figura IV-1.

2.2 Base de datos

2.2.1 Volumen y espesor glaciar

Se utilizaron datos de volúmenes de hielo y espesores glaciares disponibles en Chile Central para evaluar la relación entre superficie, espesor y volumen glaciar. Son analizados datos de radio eco sondaje (RES) e imágenes LIDAR. En primer lugar, los datos obtenidos de RES son obtenidos mediante un sistema de radar aéreo y procesados para obtener espesores glaciares y volúmenes de hielo de 15 glaciares de la zona central de Chile (Figura IV-1). Estos

datos fueron obtenidos y procesados por la Dirección General de Aguas (DGA) en 2012 y 2014 (DGA, 2012; DGA, 2014). La obtención del volumen de hielo se realizó mediante interpolación del espesor para toda el área del glaciar por el método TIN (DGA, 2012; DGA, 2014; Surazakov et al., 2006; Pandey et al., 2012), mientras que las áreas glaciares al momento de la medición se obtienen por medio de imágenes satelitales ASTER (DGA, 2012; DGA, 2014). Adicionalmente, se utilizaron datos de espesor y área del glaciar Esmeralda obtenidos mediante RES en 2001 (Rivera et al., 2001) (Tabla IV.1). Por otra parte, LIDAR es una tecnología de teledetección que utiliza pulsos de luz láser para medir distancias y generar información tridimensional sobre el entorno. Se emplearon imágenes LIDAR de 6 de los 15 cuerpos de hielo seleccionados, con una frecuencia de dos imágenes por cada glaciar, en diferentes años (Tabla IV.2). En el contexto de este estudio, las imágenes LIDAR brindaron una representación detallada de la altitud de la nieve de los cuerpos de hielo, permitiéndo obtener el cambio de volumen de hielo entre dos años. Esto se obtiene al comparar dos imágenes LIDAR en dos años diferentes, tal como la metodología seguida por estudios como Johannesson et al. (2013) y Abermann et al. (2009).

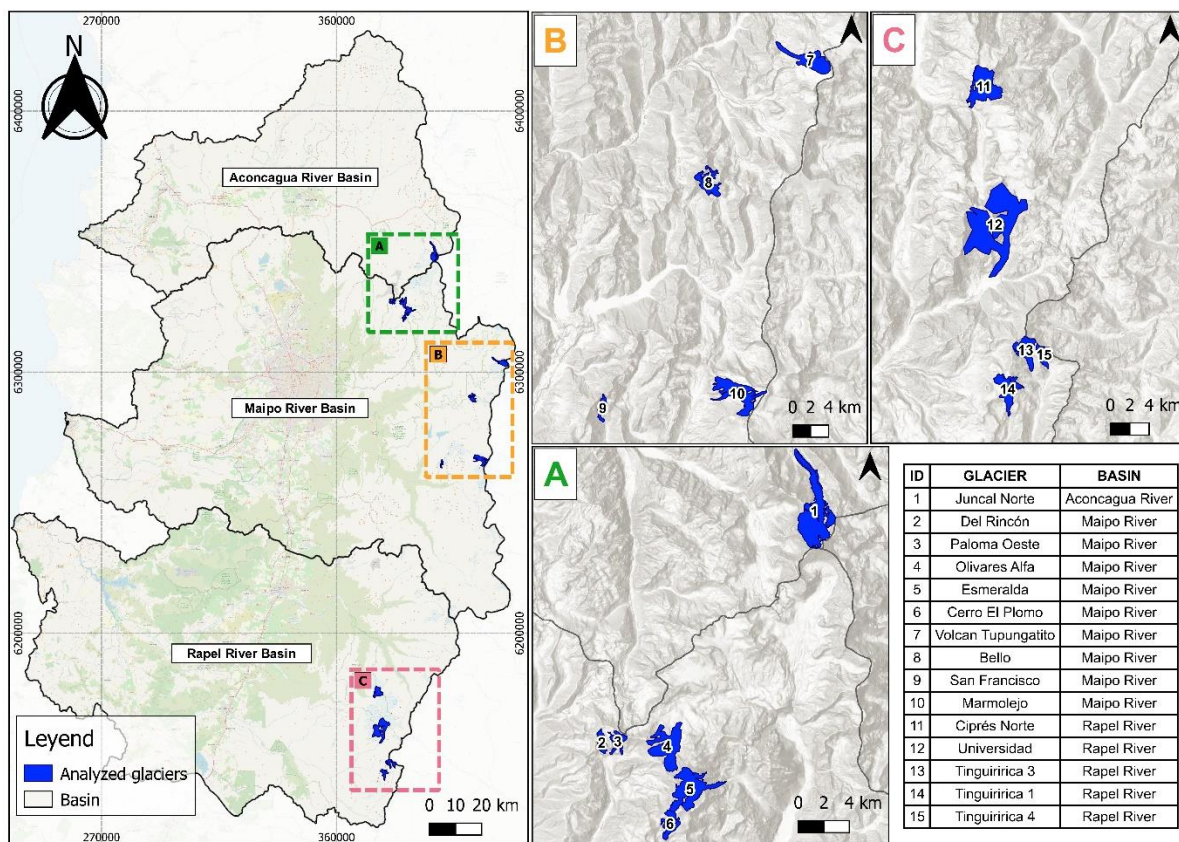


Figura IV-1: Glaciares analizados de Chile Central, junto con glaciares utilizados para estimar recurso hídrico perdido en las últimas dos décadas.

Tabla IV.1: Características de cuerpos de hielo analizados, junto con los datos de volumen y espesor glaciar.

Analyzed glacier	Glacier types	Basin	Years	Type of data	Glacier area km ²	Mean thickness km	Volume TIN km ³	References
Juncal Norte	Valley	Aconcagua River	2013	Radio Echo Sounding (RES)	8.44	55.4	0.468	DGA, 2013
Esmeralda	Valley	Maipo River	2012	Radio Echo Sounding (RES)	5.88	66.3	0.253	DGA, 2012
Esmeralda	Valley	Maipo River	2001	Radio Echo Sounding (RES)	4.80	60	0.208	Rivera, 2001
La paloma Oeste	Mountain	Maipo River	2012	Radio Echo Sounding (RES)	1.43	30.1	0.042	DGA, 2012
Del rincón	Mountain	Maipo River	2012	Radio Echo Sounding (RES)	0.74	31.2	0.018	DGA, 2012
Cerro El Plomo	Mountain	Maipo River	2012	Radio Echo Sounding (RES)	1.25	44.5	0.035	DGA, 2012
Bello	Mountain	Maipo River	2012	Radio Echo Sounding (RES)	3.79	61.4	0.145	DGA, 2012
San Francisco	Mountain	Maipo River	2012	Radio Echo Sounding (RES)	0.995	42.9	0.026	DGA, 2012
Volcan tupungatito	Valley	Maipo River	2013	Radio Echo Sounding (RES)	7.67	117.1	0.898	DGA, 2014
Marmolejo	Mountain	Maipo River	2013	Radio Echo Sounding (RES)	9.67	39.5	0.382	DGA, 2014
Olivares Alfa	Mountain	Maipo River	2013	Radio Echo Sounding (RES)	3.91	53	0.186	DGA, 2014
Cipreses Norte	Mountain	Rapel River	2012	Radio Echo Sounding (RES)	14.95	87.9	0.833	DGA, 2012
Universidad	Mountain	Rapel River	2012	Radio Echo Sounding (RES)	29.03	162.2	1.943	DGA, 2012
Tinguiririca 3	Valley	Rapel River	2013	Radio Echo Sounding (RES)	3.66	33.5	0.123	DGA, 2014
Tinguiririca 4	Mountain	Rapel River	2013	Radio Echo Sounding (RES)	2.08	30.5	0.063	DGA, 2014
Tinguiririca 1	Mountain	Rapel River	2013	Radio Echo Sounding (RES)	4.34	57.6	0.250	DGA, 2014

Tabla IV.2: Detalle de la información obtenida de las Imágenes LIDAR, las cuales fueron utilizadas para calcular la variación de volumen de hielo glaciar entre dos años de estudio.

LIDAR DATA					
Analyzed glacier	Glacier types	Basin	Study period	Geodesic Balance (m.w.e.)	References
Esmeralda	Valley	Maipo	2012 and 2015	-3.93	Gomez, 2022
Bello	Mountain	Maipo	2012 and 2015	-1.99	Gomez, 2022
La paloma Oeste	Mountain	Maipo	2012 and 2015	-4.53	Gomez, 2022
Del rincón	Mountain	Maipo	2012 and 2015	-5.25	Gomez, 2022
San Francisco	Mountain	Maipo	2009 and 2015	-10.04	Gomez, 2022
Olivares Alfa	Mountain	Maipo	2011 and 2015	-6.39	Gomez, 2022

2.2.2 Imágenes Landsat

Se utilizaron 22 imágenes satelitales Landsat TM, ETM+ y OLI/TIRS (Landsat 5, 7 y 8, respectivamente) (Tabla III.2) entre los meses de diciembre y abril descargadas desde el Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS) para obtener la superficie glaciar de los cuerpos de hielo analizados con LIDAR en los años 2009, 2011, 2012 y 2015. Además, se obtuvieron las superficies glaciares entre los años hidrológicos 2000 y 2020 para dos cuerpos de hielo (Glaciar Bello y Glaciar Paloma Oeste). Se utilizaron imágenes del periodo estival, ya que, se busca el periodo con menor cantidad de nieve estacional.

La superficie glaciar se obtuvo calculando el índice diferencial normalizado de nieve (NDSI) mediante la Ecuación (1), para luego corroborar la definición de área manualmente con el software QGIS. Cabe mencionar que se considera que el índice NDSI detecta nieve cuando adquiere un valor mayor a 0.4 (Dozier et al., 1989). El Anexo D muestra el detalle de las

imágenes satelitales analizadas. Cabe mencionar, que para el año 2012 se utilizan dos imágenes Landsat ETM+ 7 para corregir el problema SCL-off (ocurrido desde mayo de 2003) por medio del método planteado por Chen (2011).

$$NDSI = \frac{Banda_{verde} - Banda_{infrarroja\ media}}{Banda_{verde} + Banda_{infrarroja\ media}} \quad (1)$$

2.2.3 Variables para cuantificar el recurso hídrico generado por deshielo glaciar

Se utilizan variables asociadas a cambio climático (CC) (series de tiempo de temperatura y precipitación), contaminación por carbono negro (BC) y variabilidad climática (VC) (índices macroclimáticos Niño 3.4 y PDO) para los glaciares La Paloma Oeste y Bello entre los años hidrológicos 2000 y 2020. Estas series fueron utilizadas en la primera parte de esta investigación (Capítulo III). En específico, para la serie de temperatura se utiliza la cantidad de días en el año hidrológico en que la temperatura promedio diaria es mayor o igual a 0°C. Para la precipitación se utiliza la acumulada en el año hidrológico, mientras que, para los índices macroclimáticos, se utiliza el promedio del periodo mayo-septiembre y agosto-octubre para los índices Niño 3.4 y PDO, respectivamente. Por otro lado, la serie de tiempo de Black Carbon depositado a escala mensual es obtenida desde The Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) (<https://atmosphere.copernicus.eu/>). Cabe mencionar que CAMS entrega valores de BC depositado en unidades de teragramos [Tg] o flujo de deposición en unidades de [kg m⁻²s⁻¹], además entrega valores grillados con resolución espacial de 0.1°.

2.3 Metodología

En términos generales, en una primera etapa, se llevó a cabo una revisión de la literatura con el propósito de identificar métodos empíricos para estimar el volumen de los glaciares a partir de relaciones entre el área, el espesor y el volumen de hielo. Simultáneamente, se propuso una nueva relación lineal entre el área y el volumen glaciar, la cual fue validada mediante el método de validación cruzada LOOCV. Posteriormente, se procedió a estimar el volumen de los cuerpos de hielo ubicados en la región de Chile Central utilizando todas las relaciones analizadas y basándose en áreas glaciares obtenidas a partir de imágenes satelitales Landsat. Este proceso se realizó con el propósito de comparar los resultados de estas estimaciones con los datos de espesor y volumen glaciar obtenidos mediante técnicas de Radio-Eco Sondaje e imágenes LIDAR aplicadas en la misma región de Chile Central. Luego, se llevó a cabo una selección del método que mejor se adaptó a las características específicas de la zona de Chile Central, utilizando el parámetro de bondad de ajuste MAPE como criterio de evaluación. Finalmente, el método seleccionado se incorporó al modelo de regresión multivariable previamente establecido en el Capítulo III, permitiendo así la conversión de la superficie glaciar en volumen de hielo. Gracias a este enfoque, se logró estimar la variación en el volumen de hielo durante el período comprendido entre los años 2000 y 2020, teniendo en cuenta tanto los efectos climáticos como los impactos derivados

de la contaminación (BC). Es importante destacar que el volumen de hielo se convirtió en volumen equivalente de agua, lo que permitió cuantificar la disminución de los recursos hídricos disponibles en la región. Cabe mencionar, que el análisis de los recursos hídricos se lleva a cabo específicamente para dos cuerpos de hielo, GPO y GB. Por lo tanto, se buscó una relación empírica entre el área y el volumen que permitiera una mejor estimación del volumen de hielo para estos dos cuerpos de hielo ubicados en la cuenca Maipo.

2.3.1 Relación Volumen-Área glaciar

Para estimar el volumen glaciar se han usado al menos dos enfoques, uno es que se estima el espesor del glaciar y posterior a ello el volumen, y otro en que directamente se estima el volumen. En ambos casos, la relación se hace entre el área glaciar y parámetros que reflejan características de localización y tipo de glaciar. Diversas investigaciones han empleado ecuaciones potenciales para estimar el espesor en función del área glaciar (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted et al., 2013; Marangunic et al., 2007; DGA, 2011). La función que se presenta a continuación es la más ampliamente utilizada en el campo de la glaciología:

$$espesor_{(m)} = c * A_{(km^2)}^b \quad (2)$$

donde c y b corresponden a coeficientes que son función del tipo de glaciar y de la localización geográfica de los mismos. En la Tabla IV.3 se muestran los coeficientes c y d definidos por diferentes autores, junto con el tipo de glaciares estudiados y la ubicación de estos. Cabe mencionar que el volumen de hielo glaciar se obtiene al multiplicar el espesor de hielo con el área glaciar.

Tabla IV.3: Coeficientes encontrados para definir relación entre superficie glaciar y espesor medio glaciar, según la relación mostrada por la Ecuación (2), donde A es el área del glaciar analizado y c,b son los coeficientes obtenidos en cada estudio desarrollado. Fuente: (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted, 2013; Marangunic, 2007; DGA, 2011).

Item	Huss & Farinotti, 2012	Barh, 1997	Grinsted, 2013	Chen & Ohmura, 1990	Marangunic, 2007	DGA, 2011
Location of analyzed glaciers	Artic Canada South and Alps	Europe, North America, Central Asia and the Artic.	Various regions across the globe	Alps, Central Asia, China and Svalbard.	Alps, Norway, Canadian Artic, North Cascades Mountains and Maipo Basin, 1979	Aconcagua River Basin
Types of analyzed glaciers	Mountain, Valley and Rock Glaciers	Valley Glaciers	Mountain, Valley and Rock Glaciers	Mountain Glaciers	Mountain and Valley Glaciers	Mountain, Valley and Rock Glaciers
c	28.4028	30	A≤25 km ² : 43.5	28.50	A≤5km ² : 76.93 A>5km ² : 46.54	56.44
b	0.327	0.375	A≤25 km ² : 0.23	0.357	A≤5km ² : 0.65185, A>5 km ² : 0.45257	0.514

CES (2013) desarrolló una expresión empírica que relaciona el volumen directamente con el área glaciar, mediante una relación lineal. Esta ecuación fue calibrada para cuerpos de hielo de cuenca Aconcagua, considerando glaciares rocosos, de montaña y de valle. La elección de analizar esta relación se basa en su calibración específica para los cuerpos de hielo presentes en la zona de estudio de la presente investigación. Además, esta relación

mejora estimaciones de volumen de hielo realizadas con Grinsted (2013) en la cuenca Aconcagua (Oberreuter et al., 2014). La ecuación que representa esa relación se expresa de la siguiente forma (CECS, 2013).

$$Volumen_{(km^3)} = 0.062 * A_{(km^2)} - 0.02 \quad (3)$$

Las ecuaciones anteriores mencionadas fueron empleadas para estimar el volumen glaciar en glaciares de Chile Central mencionados en la Tabla IV-1. Estas estimaciones se basaron en áreas calculadas a partir de imágenes de satélite Landsat 5, 7 y 8. Una vez obtenidos los volúmenes de hielo estimados, se procedió a realizar un análisis comparativo entre las diferentes relaciones seleccionadas, tanto las potenciales como las lineales. Esta comparación implicó contrarrestar el valor estimado con los obtenidos a través de mediciones realizadas por la DGA durante las campañas de Radio-Eco Sondaje en los años 2012, 2013 y 2014. Sin embargo, aprovechando los datos registrados de Radio Eco Sondaje, se estimó una relación lineal entre el volumen y el área glaciar para cada cuenca analizada. Posteriormente, esta relación se sometió a una validación cruzada LOOCV para comprobar la capacidad predictiva. El nuevo modelo de ajuste propuesto se comparó con las relaciones presentadas en la Tabla IV-1 y la relación establecida por Cecs (2013), con el objetivo de determinar el enfoque más preciso para estimar el volumen de hielo a partir del área glaciar en glaciares de Chile Central, en particular, en los glaciares GPO y GB de la cuenca Maipo. Para comparar los diferentes modelos empíricos analizados, se utilizó la métrica de evaluación MAPE (Swamidass et al., 2000). Esto permitió así, seleccionar aquel que ofreciera una mejor aproximación para los glaciares de Chile Central. El MAPE, que calcula el error porcentual absoluto para cada observación y luego determina el promedio de estos errores, se aplicó tanto para todos los glaciares analizados como para aquellos exclusivos de las cuencas Maipo y Rapel. Un menor valor de MAPE indica una mayor precisión del modelo en relación con los valores reales.

Una vez identificado el mejor modelo para estimar el volumen utilizando los datos de Radio Eco Sondaje, se procedió a utilizar datos de variación volumétrica de hielo obtenidos mediante imágenes LIDAR de la cuenca Maipo, siguiendo la metodología empleada en investigaciones previas, como las realizadas por Johannesson et al. (2013) y Abermann et al. (2009). Se utilizaron dos imágenes LIDAR adquiridas en diferentes años para calcular la variación volumétrica (dV) de hielo durante un período específico para cada glaciar analizado, detallado en la Tabla IV-2. Luego, se aplicaron las relaciones empíricas evaluadas en este estudio, incluyendo las potenciales y las lineales, para estimar la dV de hielo en ese mismo período. A continuación, se compararon los valores obtenidos a partir de las imágenes LIDAR con los aproximados, calculando así el error relativo de estimación para cada glaciar. Como resultado de este análisis, se concluyó y se seleccionó la relación que mejor estimaba la variación volumétrica de hielo en la región de Chile Central a partir de la superficie glaciar. Este proceso es crucial para verificar que la estimación de la dV glaciar concuerde con la mejor relación encontrada con los datos de Radio Eco Sondaje, ya que

mejorar la estimación de la variación del volumen glaciar desempeña un papel fundamental en el análisis de los recursos hídricos que se llevará a cabo posteriormente.

2.3.2 Cuantificación de disminución de recurso hídrico en los sistemas glaciares

Una vez identificada la mejor relación para aproximar el volumen de hielo glaciar (sección 2.3.1), se procede a evaluar el cambio del volumen glaciar año a año para dos cuerpos de hielo específicos: Glaciar La Paloma Oeste (GPO) y Glaciar Bello (GB). Para ello, primero se evaluó el cambio en el área glaciar año a año. En el Capítulo III se encontró una relación entre el área glaciar y variables de cambio climático (CC), variabilidad climática (VC) y de contaminación (BC). Para evaluar la variación del área en función de cada una de las variables se modifica la Ecuación 2 del Capítulo III de la siguiente forma:

$$\Delta A_{y_2-y_1} = \beta_1(T_{y_2} - T_{y_1}) + \beta_2(P_{y_2} - P_{y_1}) + \beta_3(NI\tilde{N}O_{y_2} - NI\tilde{N}O_{y_1}) + \beta_4(PDO_{y_2} - PDO_{y_1}) + \beta_5(BC_{y_2} - BC_{y_1}) + \varepsilon \quad (4)$$

donde delta área (ΔA) es la diferencia de área glaciar entre dos años consecutivos, T, P, NIÑO, PDO y BC son los regresores, los parámetros $\beta_1, \beta_2, \beta_3, \beta_4, \beta_5$ son los coeficientes de regresión (Tabla IV.4), y_1, y_2 representan los dos años en que se está calculando el delta área y ε es el residuo o error entre el valor modelado y observado.

Tabla IV.4: Coeficientes Estandarizados del modelo de regresión multivariable ajustado. (*) Coeficientes significativos para el modelo.

	Temperature (T)	Precipitation (P)	Niño 3.4 (NIÑO)	PDO	BC	Intercept
	Regression coefficients (β)					
GPO	0.0048	0.0004	0.0510	-0.0367	-0.0602	1.2399
GB	0.0112	0.0007	0.1983	-0.0768	-0.9136	3.8610

Una vez estimado el cambio en área se usó el nuevo ajuste propuesto (Ecuación 6) para estimar el volumen glaciar y con ello la variación volumétrica año a año en el periodo 2000 – 2020, que serán a su vez función de las variables climáticas y antropogénicas antes mencionadas. El volumen de hielo se convierte a volumen de agua equivalente mediante una expresión que depende de la densidad (ρ) de hielo, densidad (ρ) de agua y volumen de hielo, la cual se puede visualizar en la Ecuación (5). Se realiza la conversión de volumen de hielo a volumen de agua asumiendo una densidad (ρ) promedio del hielo de 0.86 (g/cm³) (Rignot et al., 2003).

$$SWE_{(km^3.eq.a)} = \frac{Volumen_{hielo(km^3)} * \rho_{Hielo(kg/m^3)}}{\rho_{Agua(kg/m^3)}} \quad (5)$$

3. Resultados

En primer lugar, se presentan los resultados de cómo se identificó la mejor relación para estimar el volumen de hielo a partir de la superficie glaciar. Esto se logró utilizando datos recopilados de Radio Eco Sondaje e imágenes LIDAR de 15 glaciares, que abarcan un período de tiempo entre 2001 y 2015 (ver Tabla IV-1 y Tabla IV-2). A continuación, exponemos los resultados de la cuantificación de la disminución del recurso hídrico disponible en los cuerpos de hielo de GPO y GB, año tras año, durante el período comprendido entre 2000 y

2020. En este análisis, se diferencia entre la disminución atribuible a efectos climáticos y la causada por la contaminación.

3.1 Comparación entre métodos: Relación Potencial

La Figura IV-2 presenta los resultados de los espesores de hielo obtenidos mediante el uso de la técnica de radio eco-sondaje en 15 cuerpos de hielo de la zona central de Chile (línea azul continua) para los glaciares de la cuenca del Maipo y del Aconcagua. En la Figura IV-2 se muestran adicionalmente las profundidades estimadas con las ecuaciones descrita en la sección 2.3.1. Cabe mencionar que, en todos los ajustes empíricos analizados, el volumen de hielo se obtiene de la multiplicación entre área y espesor glaciar. En la Tabla sobrepuesta sobre la Figura IV-2 se presenta el MAPE, el cual calcula el error porcentual absoluto para cada observación y luego toma el promedio de estos errores porcentuales absolutos. Se muestra el MAPE al promediar los errores porcentuales absolutos de todos los glaciares, solo los de cuenca Maipo y solo los de cuenca Rapel. Cabe mencionar que el MAPE se expresa como un porcentaje y mide el error promedio como una fracción del valor real.

Se visualiza en la Figura IV-2, que la relación expuesta por Chen and Ohumura (1990), Huss and Farinotti (2012), Bahr (1997) y Grinsted (2013) muestra una mejor aproximación del espesor glaciar que los otros ajustes, según el índice MAPE. Sin embargo, esto no es decisivo para encontrar la mejor estimación de volumen glaciar, debido a que MAPE se encuentra entre 25-29% para los cuatro mejores ajustes analizados, es decir, ningún modelo es concluyentemente mejor que otro solo con este análisis de estimación de espesor. Las relaciones empíricas que presentan un error de aproximación más alto del espesor de hielo, Maragunic (2007) y DGA (2011), se deben principalmente al tipo de glaciar y ubicación de los cuerpos de hielo utilizados para calibrar dichas relaciones. Maragunic (2007) destacó la escasez de datos disponibles en Chile Central sobre espesores glaciares hasta la fecha, mencionando que la relación planteada debe revisarse en la medida que se obtengan mayores y mejores antecedentes. El estudio planteó una relación entre el espesor y el área glaciar utilizando información recopilada de cuerpos de hielo en diversas partes del mundo entre 1969-1976, que incluyen los Alpes, Noruega, el Ártico Canadiense y las Montañas de las Cascadas del Norte, para aplicar en glaciares de más de 5 km². En paralelo, para los glaciares con un área menor de 5 km², se desarrolló una relación ajustada utilizando datos de la Cuenca Maipo de 1979, por lo que se destaca que la antigüedad de la información utilizada puede ser el factor del error que genera esta relación. Por otra parte, otro modelo que muestra un error significativo en la estimación del espesor de hielo es el propuesto por DGA (2011). Este modelo se ha calibrado específicamente utilizando datos de glaciares ubicados en la zona alta de la cuenca Aconcagua, especialmente glaciares de tamaño reducido, con áreas inferiores a 1 km² (DGA, 2014). En la Figura IV-2, se puede observar que los glaciares que mejor se ajustan a esta relación son El Rincón y San Francisco, que, de hecho, son los cuerpos de hielo más pequeños dentro de los que se analizaron, con áreas

de menos de 1 km². Esto sugiere que el alto margen de error en la estimación puede estar relacionado con el tamaño de los glaciares utilizados para calibrar el modelo.

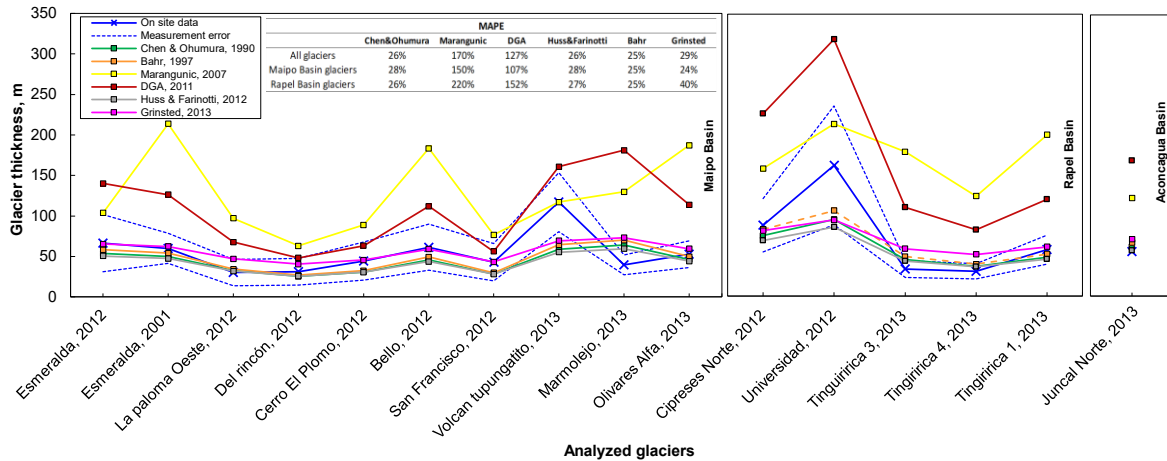


Figura IV-2: Estimación de espesor glaciar a partir de superficie glaciar mediante diferentes relaciones potenciales. Estas fueron aplicadas a cuerpos de hielo de cuenca Maipo, Rapel y Aconcagua. Para comparar las diferentes expresiones se utiliza el indicador de desempeño MAPE, donde se muestra el indicador calcula al considerar todos los glaciares, exclusivamente los de la cuenca Maipo y solo los de cuenca Rapel. Fuente: (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted, 2013; Marangunic, 2007; DGA, 2011).

Al analizar los glaciares en detalle, se observa una influencia del tamaño del glaciar en el ajuste de los modelos, surgiendo un problema específico con los glaciares de mayor tamaño. En la Figura IV-2, se observa que los modelos expuestos no logran aproximar de buena manera al glaciar Universidad, el que coincidentemente es el glaciar de mayor tamaño entre los analizados. Esto evidencia la sensibilidad de los métodos de estimación de volumen glaciar al tamaño, lo cual ha sido evidenciado por otros autores anteriormente como Marangunic (2007) y Grinsted (2013), ambos autores generan un análisis diferido dependiente del tamaño glaciar. Esto también sucede con el glaciar Marmolejo, el cual es el tercer glaciar más grande de los analizados (9.67 km²), donde ninguna de las expresiones utilizadas logra aproximar el valor de espesor, quedando incluso la aproximación por fuera de los límites de error de medición. Por otro lado, se observa que la expresión propuesta por Marangunic (2007) es la única relación que logra aproximar el volumen del Glaciar Volcán Tupungatito, un glaciar de cráter con morfología diferente al resto de los cuerpos de hielo analizados (Zamora et al., 2011). Como resultado, las relaciones empíricas no logran estimar de manera precisa ese cuerpo de hielo en particular, lo que si logra la relación de Marangunic (2007) debido a su enfoque diferenciado basado en el tamaño y a los tipos de glaciares que utiliza para su calibración, considerando glaciares de este tipo ubicados en Montañas de las Cascadas del Norte en Estados Unidos.

3.2 Comparación entre métodos: Relación Lineal

Una vez visualizado como aproximan los métodos potenciales el espesor glaciar, se procede a calcular el volumen de hielo a partir del área y espesor glaciar. La Figura IV-3 muestra la

comparación de los volúmenes de hielo obtenidos a partir de las relaciones potenciales estudiadas con los volúmenes obtenidos a partir de la relación lineal planteada por Cecs (2013), estudio que propone una manera de estimar el volumen de hielo directamente con el área glaciaria. Es importante destacar que la relación lineal de Cecs (2013) fue calibrada para cuerpos de hielo de la cuenca Rapel. Se observa que a medida que aumenta el tamaño del glaciar, las relaciones empíricas potenciales se alejan del valor de volumen de hielo obtenido mediante interpolación TIN de datos de Radio Eco Sondaje. A partir de esto, la relación de Cecs (2013) la que mejor se ajusta a la tendencia de los glaciares mayores a 10 km² pertenecientes a esa cuenca. Se detecta la necesidad de mejorar la aproximación del volumen de hielo de los glaciares con tamaños entre 4-10 km², ya que estos se alejan de la aproximación proporcionada por las expresiones empíricas propuestas hasta el momento. Cabe mencionar que el glaciar volcán Tupungatito se aleja completamente de la tendencia de valores estimados y medidos, debido a su morfología diferente y mayor espesor en comparación con los demás glaciares, ya que es un glaciar volcánico de cráter.

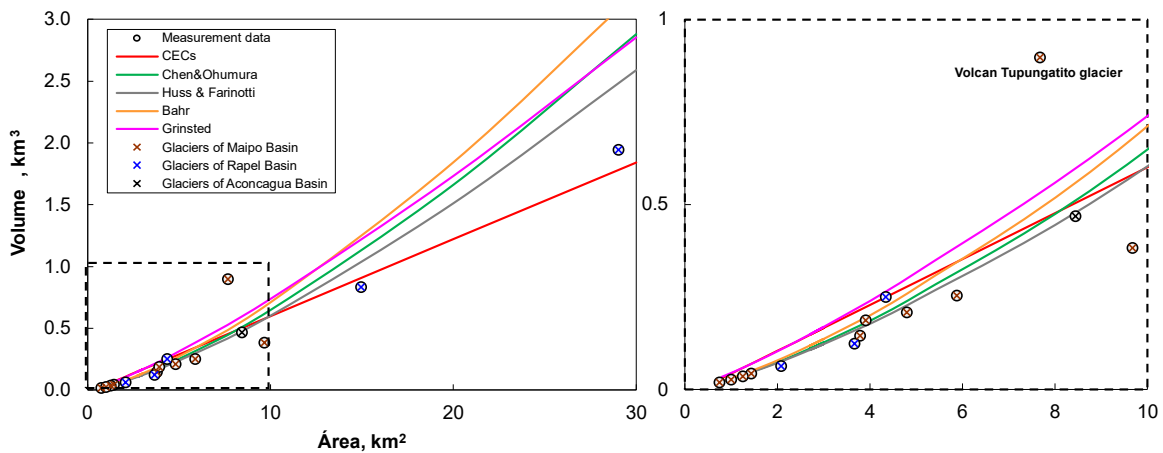


Figura IV-3: Comparación de diferentes métodos empíricos de estimación de volumen a partir de área glaciaria. Además, se muestran los diferentes glaciares analizados diferenciados según cuenca de estudio. También se identifica el glaciar Volcán Tupungatito en una visión detallada de los glaciares menores a 10 km².

3.3 Ajuste lineal propuesto (LA – USM)

A partir de las diferencias encontradas en los glaciares comprendidos entre 4-10 km² en la Figura IV-3, se propone un nuevo ajuste de relación lineal entre el volumen y el área glaciaria con el fin de reducir estas diferencias observadas, según lo mencionado en la sección 2.3.1. Se genera un ajuste por separado para cada cuenca analizada, cuenca Maipo y cuenca Rapel, los cuales se muestran en la Figura IV-4. Para la cuenca Aconcagua no es posible generar un ajuste, ya que la información es limitada a solo un cuerpo de hielo. Esta decisión se basa en que el clima de cuenca Maipo varía hacia el sur, justamente donde se encuentra cuenca Rapel, lo que resulta en diferencias tanto en la precipitación como en la temperatura (Ayala et al., 2020). Adicionalmente, existen altitudes diferentes entre los glaciares ubicados

en cuenca Rapel y cuenca Maipo (DGA, 2022), característica importante en la morfología de los glaciares (Evans et al., 2009).

La Figura IV-4.a muestra el ajuste realizado para glaciares de cuenca Rapel considerando todos los cuerpos de hielo en análisis pertenecientes a esa cuenca. Sin embargo, un ajuste considerando todos los cuerpos de hielo no es representativa, debido a la gran variabilidad de tamaños de los glaciares analizados. Para estimar volumen en esta cuenca, es posible que sea necesario realizar una segregación por tamaños similar a la propuesta por Marangunic (1997) o Grinsted et al. (2013), considerando los cuerpos de hielo mayores y menores a 10 km², el cual es el cambio de comportamiento detectado en la Figura IV-3. Sin embargo, la falta de información disponible impide analizar una cantidad suficiente de datos que represente a los cuerpos de hielo en dos rangos diferentes de tamaños en cuenca Rapel. En este caso solo se dispone de información de dos glaciares con áreas superiores a 10 km². A partir de esto, se descarta la relación expuesta por la Figura IV-4.a.

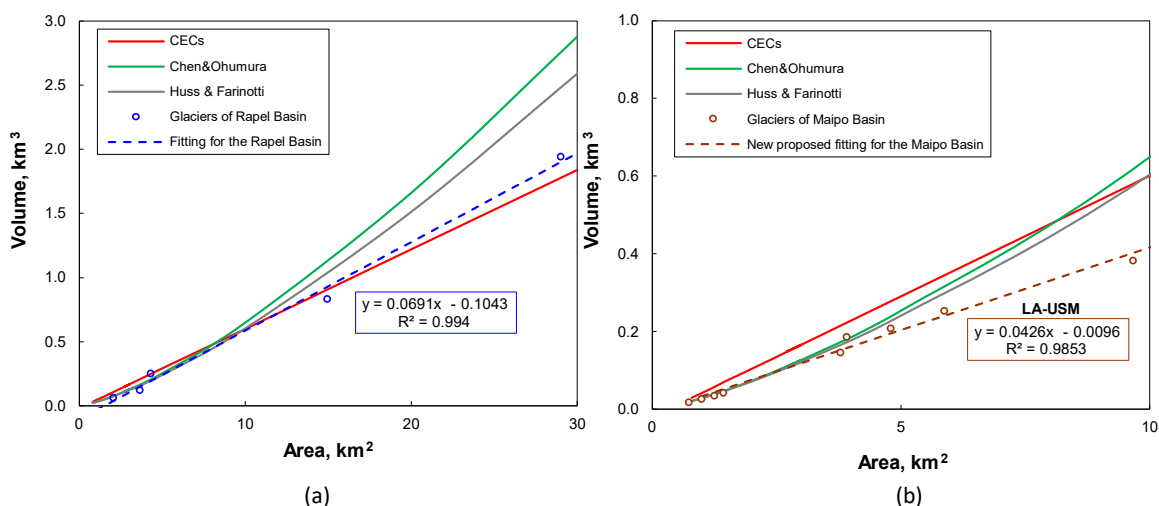


Figura IV-4: (a) Ajuste lineal con cuerpos de hielo de Cuenca Rapel, sin embargo, no se tienen suficientes datos para proponer un ajuste en esta cuenca. (b) Nuevo ajuste lineal propuesto para estimar volumen de glaciares de Cuenca Maipo.

La Figura IV-4.b muestra el ajuste realizado con los glaciares de la cuenca Maipo (LA – USM), el cual consiste en una relación lineal entre volumen y área, dada por la ecuación 6, donde x representa el área e y el volumen. Se obtiene un alto coeficiente de determinación ($r^2 = 0.985$) en el ajuste propuesto para cuenca Maipo, lo que indica un buen ajuste. Es relevante señalar que todos los cuerpos de hielo analizados en este caso son de tamaño menor a 10 km², lo que sugiere que este nuevo ajuste es aplicable exclusivamente a glaciares de estas dimensiones. Por otro lado, es importante destacar que esta relación aplica principalmente a glaciares de montaña y de valle que no presenten morfología de cráter volcánico, como es el caso de volcán Tupungatito.

$$Y = 0.0426 \cdot X - 0.0096 \quad (6)$$

Para validar LA – USM, se procedió a generar una validación cruzada LOOCV. Esta técnica consiste en ajustar un modelo de regresión lineal utilizando todos datos, excepto uno. Luego, se utiliza ese punto excluido para evaluar la capacidad predictiva del modelo. La Figura IV-5 muestra los valores de volumen glaciar obtenidos mediante predicción a través del método LOOCV vs volúmenes de hielo obtenidos a partir de los datos de Radio Eco Sondaje. Se visualiza que el modelo posee una buena capacidad predictiva, ya que ningún valor, al predecirlo, se aleja del valor medida a partir de Radio Eco Sondaje. Lo mismo se visualiza con los indicadores MAPE y RMSE, los cuales fueron calculados entre los valores reales y pronosticados del volumen glaciar en el contexto de LOOCV. Estos indican que el modelo es capaz de explicar y predecir de manera precisa la variabilidad en el volumen glaciar. Por otro lado, al analizar R^2 promedio entre todos los ajustes realizados dejando afuera un valor de volumen de hielo, se obtiene un valor de 0.986, un valor de ajuste alto, es decir, ningún valor influye significativamente en el modelo en comparación con otro.

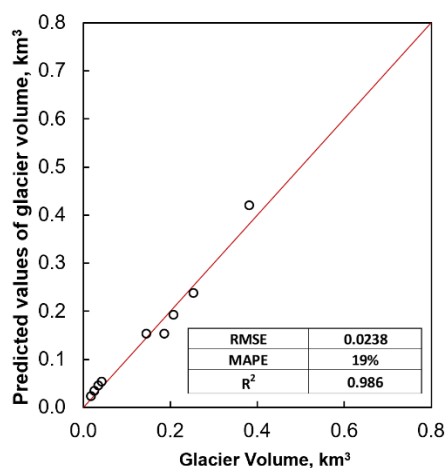


Figura IV-5: Los valores de volumen glaciar obtenidos mediante predicción a través del método LOOCV vs volúmenes de hielo obtenidos a partir de los datos de Radio Eco Sondaje. Además, se presentan el MAPE y el RMSE calculados para evaluar la discrepancia entre estas dos series de datos. Por otro lado, se estima R^2 promedio entre todos los ajustes realizados dejando afuera un valor de volumen de hielo.

Una vez validado el modelo de regresión LA-USM, se confirma que esta relación ajusta bien para cuerpos de hielo de cuenca Maipo, y es posible utilizarlo para estimar volumen de hielo de glaciares de cuenca Maipo con áreas menores a 10 km². Sin embargo, es necesario comparar este nuevo ajuste propuesto con los métodos empíricos anteriormente analizado, para finalmente seleccionar el que mejor ajusta a cuerpos de hielo.

3.4 Evaluación de los modelos

Para evaluar los modelos polinómicos y lineales empleados para estimar el volumen glaciar, se empleó MAPE. La Figura IV-6 muestra el error relativo de estimación para cada cuerpo de hielo, obtenido por cada uno de los modelos, incluyendo el ajuste lineal LA – USM. Además, en la tabla dentro de la Figura IV-6, se detallan los valores de MAPE en tres

escenarios: considerando todos los glaciares analizados, solo aquellos de la Cuenca Maipo y únicamente los de la Cuenca Rapel.

Cuando evaluamos todos los glaciares, es decir, buscando una relación empírica que mejor se adapte a los glaciares de la zona Central de Chile en su conjunto, observamos que Huss and Farinotti (2012) y Chen and Ohumura (1990) obtienen el menor error, con MAPE de 19% y 23%, respectivamente. Sin embargo, al considerar solo los glaciares de la Cuenca Maipo, todos con dimensiones menores a 10 km², el ajuste LA-USM logra reducir significativamente el error relativo (MAPE) en un rango del 8% al 46%, dependiendo de la relación empírica utilizada como referencia. Esto se debe a que el MAPE al estimar con la relación LA-USM es de tan solo 10%. Notamos que el nuevo ajuste reduce considerablemente el error de estimación del glaciar Marmolejo, el cual es el glaciar más grande analizado en la Cuenca Maipo (9.67 km²). Lo mismo sucede con glaciar Esmeralda en 2001 y 2012 (4.8 y 5.88 km²) Esto se debe a que, en los métodos de aproximación potenciales, se observa un aumento en el error al considerar glaciares de entre 5-10 km², una tendencia que no se presenta en el caso del ajuste LA-USM. Es importante destacar que no se aplicó la ecuación LA-USM al glaciar Volcán Tupungatito, dado que esta ecuación no es válida para cuerpos de hielo con morfología de cráter volcánico, como se detalla en la sección 3.1.

En la Figura IV-6, cuando se enfoca el análisis únicamente en los cuerpos de hielo de la cuenca Rapel, se observa que el ajuste con el menor error en la estimación del volumen de hielo es Huss and Farinotti (2012), con un MAPE del 24%. Este valor es ligeramente superior al MAPE obtenido al considerar todos los glaciares de todas las cuencas en general, que es del 19%. Al examinar los glaciares de mayor tamaño en la cuenca Rapel, como Cipreces Norte (14.95 km²), Universidad (29.03 km²) y Tingiririca (4.34 km²), se observa que el error relativo asociado a la relación propuesta por Cecs (2013) disminuye significativamente. Incluso reduce el error de aproximación al utilizar la expresión de Huss and Farinotti (2012). Por otro lado, en los dos cuerpos de hielo más pequeños de la cuenca Rapel, la expresión de Cecs (2013) presenta errores del 68% al 73%. A partir de estos resultados, podemos concluir que Cecs (2013) se ajusta de manera más precisa al volumen de hielo en la cuenca Rapel, especialmente para cuerpos de hielo de mayor tamaño. Por otro lado, Huss and Farinotti (2012) proporciona una mejor aproximación para cuerpos de hielo más pequeños. Sin embargo, debido a la falta de información sobre datos de volúmenes glaciares en esa cuenca, no se puede determinar un umbral específico en el cual una ecuación sea mejor que la otra. Este es el mismo problema detectado en la sección 3.3 para cuenca Rapel.

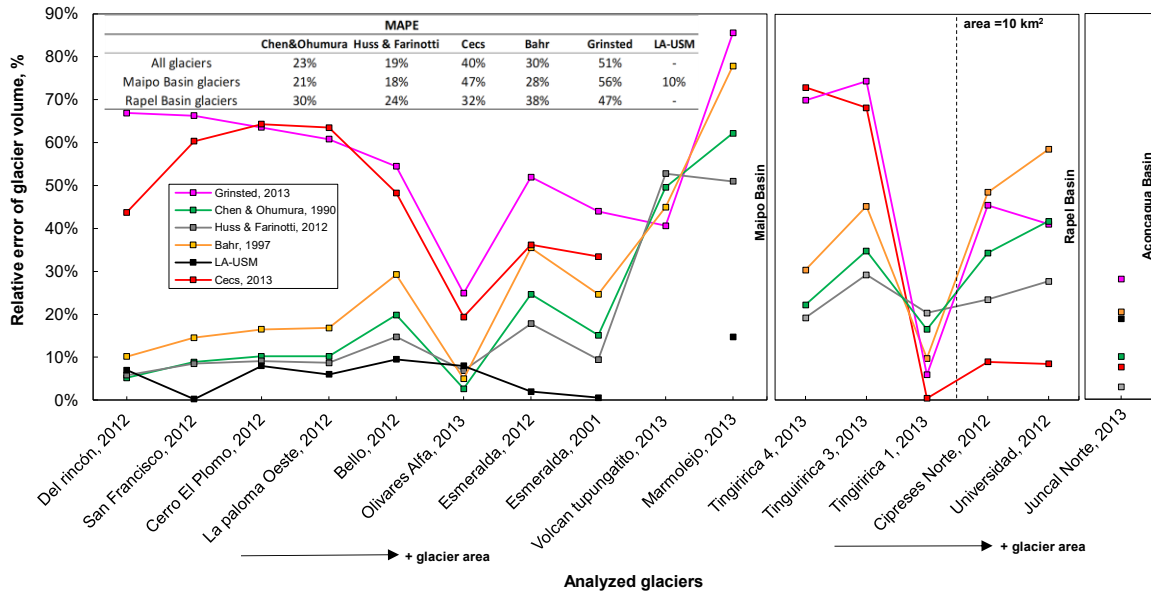


Figura IV-6: Error relativo en la estimación empírica del volumen glaciar con respecto al valor medido mediante la técnica de radio eco-sondaje, para cuenca Maipo, Rapel y Aconcagua. En cada cuenca, los glaciares se encuentran en orden ascendente de área glaciar.

3.5 Verificación del mejor método al estimar variación volumétrica

Hasta este punto, se ha evaluado la estimación del volumen de hielo a partir del área glaciar mediante diversas relaciones potenciales y lineales. Sin embargo, para realizar el análisis de recursos hídricos, se necesita saber la variación volumétrica entre dos años consecutivos. A partir de esto, para cada glaciar analizado, se compara el valor de variación volumétrica estimado mediante relaciones de la Sección 3.1 y 3.4 con las obtenidas mediante imágenes LIDAR durante un período específico, el cual se señala en la Tabla IV-2. Esto se realiza para verificar que la mejor relación que estima volumen glaciar encontrada en la sección 3.4 sea coincidente con la mejor relación para estimar variación volumétrica, lo que es fundamental para realizar posteriormente el análisis de la disminución del recurso hídrico almacenado.

La Figura IV-7 muestra el error relativo entre la variación volumétrica obtenida mediante imágenes LIDAR y la estimada por diferentes métodos empíricos, incluyendo el nuevo ajuste LA-USM. Se observa que el ajuste LA-USM proporciona la mejor aproximación de la variación volumétrica en todos los cuerpos de hielo analizados, los cuales pertenecen a cuenca Maipo. Por otra parte, el segundo ajuste que mejor aproxima la variación de volumen glaciar es el propuesto por Huss and Farinotti (2012). El tercer mejor ajuste es el propuesto por Chen and Ohumura (1990), el cual es utilizado para estimar el volumen de hielo de los glaciares de Chile en el inventario público de glaciares de Chile (DGA, 2022), desarrollado por la Dirección General de Agua, institución parte del Ministerio de Obras Publicas de Chile. Todos estos hallazgos respecto a las relaciones empíricas que permiten estimar de mejor manera la variación volumétrica son consistentes con lo encontrado en la Figura VI.6, por lo que se confirma, mediante dos bases de datos completamente diferentes

y en diferentes temporalidades (Radio Eco Sondaje y LIDAR), que el modelo LA-USM es el mejor modelo empírico para estimar variación volumétrica glaciar en cuenca Maipo. A partir de lo anterior, se concluye que, para analizar la disminución del recurso hídrico almacenado en glaciar GPO y GB en la sección 3.6, se debe utilizar la relación LA-USM.

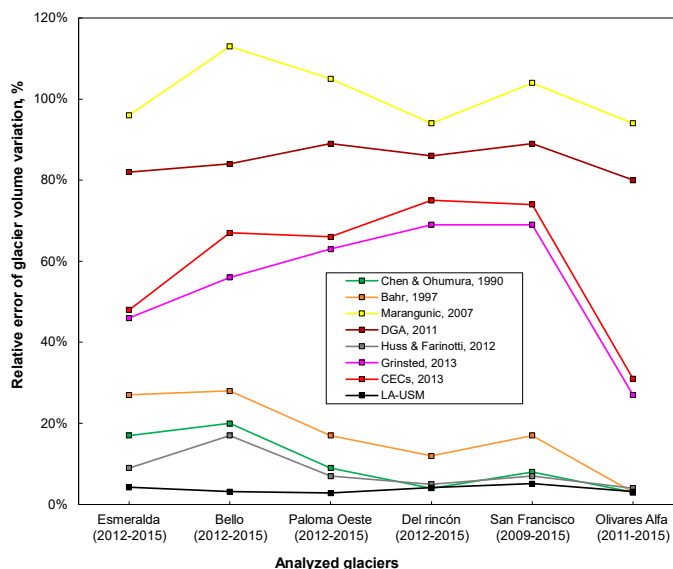


Figura IV-7: Error relativo de estimación de variación volumétrica glaciar entre estimación empírica e imágenes LIDAR de dos años, ya sea 2012-2015, 2009-2015 o 2011-2015, dependiendo del cuerpo de hielo analizado.

3.6 Evaluación del cambio en el volumen por derretimiento glaciar

La evaluación del derretimiento glaciar se hizo empleando la Ecuación 4 que permite estimar el área glaciar en función de regresores climáticos y antropogénicos. Con ello y el ajuste AL-USM fue posible estimar el volumen glaciar por cada año en el periodo 2000-2020. Luego, el volumen de hielo se convierte en volumen de agua equivalente (w.e) mediante la Ecuación (5). En la Figura IV-8 se muestra el cambio en el volumen por derretimiento entre dos años consecutivos para los glaciares Bello (Figura IV-8.a) y Paloma Oeste (Figura IV-8.b). El cambio fue evaluado con respecto a cada una de las variables que afectan el área de cada glaciar, ya sean variables de temperatura, precipitación, índice macroclimático Niño 3.4, PDO y concentración de Black Carbon. Para cada par de años consecutivos, se multiplicaron los coeficientes que se encuentran en la Tabla IV.4 por los cambios en la magnitud de cada variable climática y de contaminación. De esta manera, fue posible calcular la variación anual del área causada por factores climáticos y antropogénicos. Posteriormente, la superficie se transformó en variación volumétrica utilizando el método LA-USM.

En la Figura IV-8.a y Figura IV-8.b se muestra una tabla resumen que muestra la suma de todas las variaciones de volumen de agua equivalente experimentadas entre los años 2000 y 2020. En la Figura IV-8.a, se muestra que el derretimiento glaciar de GB entre el año 2000 y 2020 fue de 0.023 km³ w.e. Además, se muestra que el derretimiento en el periodo analizado se debe en un 97% al efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática),

derritiéndose $-0.008 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ debido a escasez de precipitación, $-0.014 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ debido a aumento de temperatura y $-0.001 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ debido a componentes macroclimáticos (Niño 3.4: $+0.002 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ y PDO: $-0.003 \text{ km}^3 \text{ w.e}$), mientras que un 3% del derretimiento fue por efectos de contaminación (BC; $-0.001 \text{ km}^3 \text{ w.e}$). El Glaciar Bello el año 2000 tenía un volumen de $0.155 \text{ km}^3 \text{ w.e}$, estimado con el área 4.21 km^2 , lo que contrasta con $0.132 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ para el año 2020. El cambio en área en esos 20 años fue de 4.21 a 3.61 km^2 lo que indican un 14.3%. Sin embargo, en términos volumétricos y SWE el cambio fue del 14.8%. La variación del área con el volumen es similar, debido a que el ajuste es lineal entre área y volumen glaciar. La Figura IV-8.b muestra que GPO ha disminuido en $0.021 \text{ km}^3 \text{ w.e}$. en el periodo entre 2000-2020, donde el 49% de la variación volumétrica fue por efecto de contaminación (BC; $-0.01 \text{ km}^3 \text{ w.e}$), mientras que un 51% es por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática). Se derritieron $-0.006 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ debido a escasez de precipitación, $-0.004 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ debido a aumento de temperatura, $-0.001 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ debido a componentes macroclimáticos de PDO y el efecto del Niño 3.4 tuvo un efecto positivo en la variación volumétrica de $+0.001 \text{ km}^3 \text{ w.e}$. El Glaciar La Paloma Oeste el año 2000 tenía un volumen de $0.049 \text{ km}^3 \text{ w.e}$, estimado con el área 1.33 km^2 , lo que contrasta con $0.027 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ para el año 2020. El cambio en área en esos 20 años fue de 1.33 a 0.77 km^2 lo que indican una disminución de superficie del 42%. Sin embargo, en términos volumétricos y SWE el cambio fue del 44.9%. Al comparar los valores observados en ambos glaciares, se observa que la tasa de derretimiento de GPO es mayor a la de GB, siendo principalmente debido al efecto de BC. En GB se derritió $-0.001 \text{ km}^3 \text{ w.e}$ debido a BC, mientras que en GPO $-0.01 \text{ km}^3 \text{ w.e}$, pese a que el volumen de GB es mayor que el de GPO.

La Figura IV-8.a y Figura IV-8.b permiten evaluar la influencia de cada variable en la variación del SWE por glaciar. En ambos glaciares, la temperatura ejerce una correlación negativa, tanto en el año 2000, como en el 2007 fueron años frío, siendo la temperatura una variable predominante en el análisis de esos años. Por otro lado, con respecto a la precipitación, en los años 2003 y 2006 la precipitación fue una variable predominante para el aumento del volumen en ambos cuerpos de hielo en ambos glaciares. Asimismo, se visualiza que el año 2005 se manifestaron precipitaciones de gran intensidad, lo que se refleja en que ese año. Con respecto a la variabilidad climática, el año 2016 fue uno de los años más cálidos, por lo que en este año la pérdida de recurso hídrico es principalmente debido al índice Niño 3.4 relacionado a la escasez de precipitación sólida, junto con PDO debido a las temperaturas en el periodo de primavera, las cuales contribuyeron al derretimiento nival. Con respecto a la contaminación, el año 2005 la magnitud de BC disminuyó respecto al año anterior, no contribuyendo al derretimiento glaciar. Es posible obtener una noción de las variables que más contribuyeron en magnitud a la pérdida de recurso hídrico en los últimos 20 años. Si se analiza la variación resultante entre el año 2000 y 2020, se observa que la mayor pérdida del recurso hídrico de GB es debido a precipitación, mientras que el mayor recurso hídrico en GPO se pierde debido a contaminación de BC. En general, debido a que existe una relación lineal en la cuenca Maipo entre área y volumen, la magnitud predominante en el

retroceso de área glaciaria en la primera parte de esta investigación (Capítulo III) se mantiene en el recurso hídrico perdido en estos glaciares de cuenca Maipo.

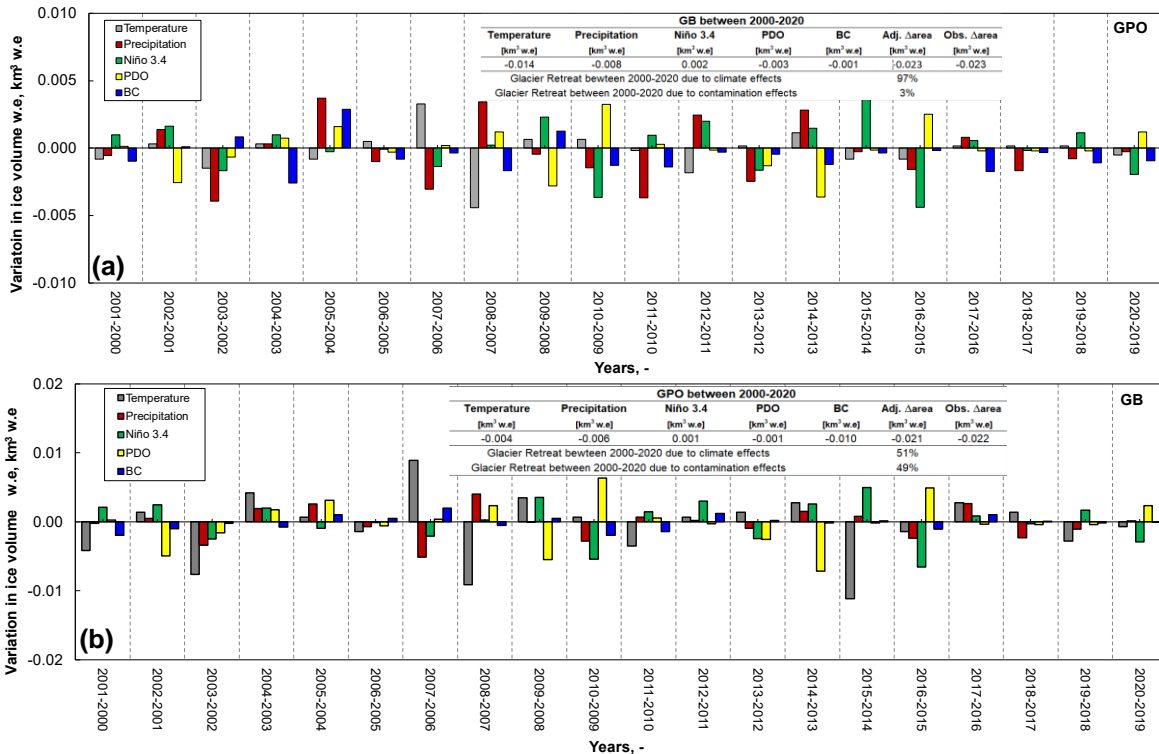


Figura IV-8: Cuantificación de la variación volumétrica del agua equivalente entre los años 2000 y 2020 para (a) Glaciar Bello y (b) Glaciar La Paloma Oeste (GPO). Además, se visualiza la causa de la variación volumétrica, ya sea, cambio climático (CC), Variabilidad Climática (VC) o efectos de contaminación (BC). Además, cada figura muestra una tabla donde se muestra la suma de equivalente de agua perdido entre el año 2000 y 2020 por cada causa, junto con la cuantificación del porcentaje de variación volumétrica atribuido a efectos climáticos (CC+VC) y contaminación (BC).

Adicional al análisis del periodo 2000 – 2022, se procedió a analizar el período de Megasequía 2009 - 2022 (Garreaud et al 2009), con el objetivo de visualizar si existe un cambio en predominancia de los efectos climáticos y de contaminación. La Figura IV-9 muestra el porcentaje de contribución de efectos climáticos y de contaminación a la variación volumétrica antes y durante el periodo de Megasequía.

En la Figura IV-9.a, se visualiza que para GPO un 47% de la pérdida de volumen de hielo equivalente en agua es por efectos climáticos antes del 2010, mientras que después del 2010 un 69% del derretimiento es por efectos climáticos (Figura IV-9). Al analizar el efecto del BC, se obtiene que en glaciar La Paloma Oeste, un 53% del derretimiento es debido a contaminación antes de 2010, mientras que después del 2010, solo un 31% es debido a BC. Por otro lado, en la Figura IV.9.b, para el GB, se visualiza que antes del 2010 un 95% es debido a efectos climáticos, mientras que un 99% es debido a estos efectos después del 2010. Al analizar el efecto del BC en GB, se obtiene que antes y después del 2010 el derretimiento debido a esta causa no varió significativamente, pasando desde 6% a 3%. Lo anterior, ya que, desde la Megasequía, los efectos climáticos adquieren mayor relevancia,

lo que se evidencia en ambos cuerpos de hielo. Sin embargo, para GPO, la contaminación es un factor importante en la pérdida de recursos hídricos, lo que no sucede con GB.

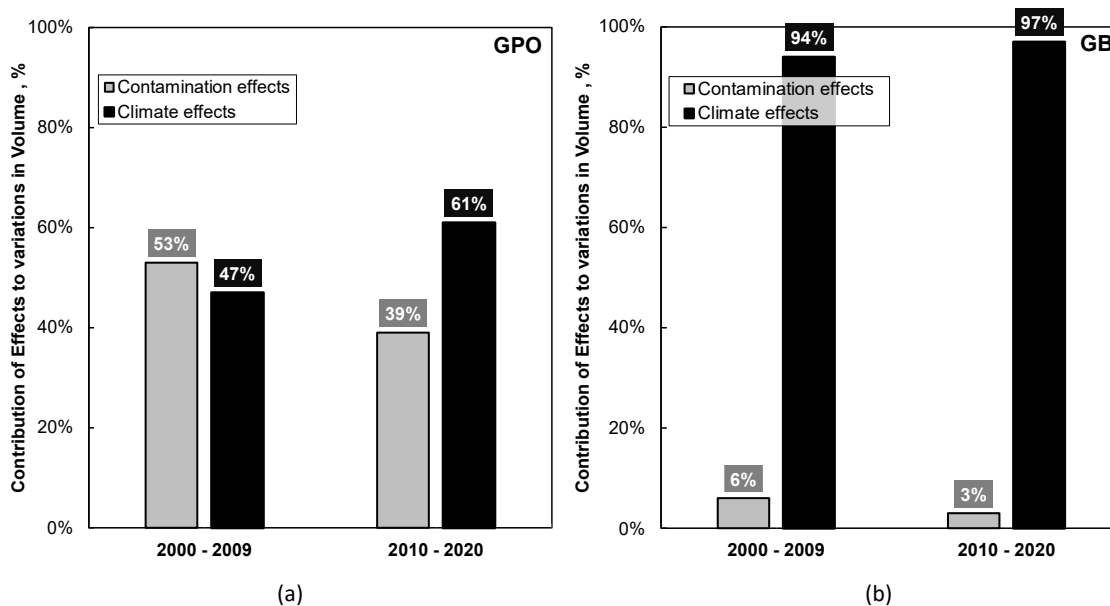


Figura IV-9: Variación de recurso hídrico antes y después del periodo de Megasequía debido a efectos de contaminación (BC) y climáticos (CC + VC). (a) GPO, (b) GB.

4. Discusión

La presente investigación científica arrojó importantes hallazgos con relación a la estimación del volumen glaciar en las cuencas de Chile Central. A través de la comparación de diferentes métodos de aproximación, se ha evidenciado una clara diferencia entre ellas (Chen and Ohmura, 1990; Bahr et al., 1997; Huss and Farinotti, 2012; Grinsted et al., 2013), la cual está influenciada por características y ubicación de glaciares. En cuanto a las relaciones ya existentes en la literatura, se encontró que la mejor opción para Chile Central es la propuesta por Huss and Farinotti (2012). En segundo lugar, la que mejor aproxima es Chen and Ohumura (1990). Esta relación es utilizada en el inventario público de glaciares de Chile para estimar el volumen de hielo de cuerpos de hielo en territorio nacional, inventario realizado por la Dirección General de agua (DGA, 2022). Sin embargo, pese a que es mejor que otras relaciones analizadas en esta investigación, no es la mejor opción para aproximar los glaciares de Chile Central. Al utilizar Huss and Farinotti (2012), se pasa de un MAPE de 21% a 18% en Cuenca Maipo y 30 a 24% en cuenca Rapel al estimar.

Al analizar solo cuenca Rapel, se encontró que, para glaciares de mayor tamaño, Huss and Faronotti (2012) presentó un mayor error al estimar volumen de hielo que la relación lineal presentada por Cecs (2013), la cual la convierte en una opción para los glaciares de la cuenca Rapel de gran tamaño, como glaciar Universidad o marmolejo. Esta diferencia de la aproximación del volumen de hielo diferenciada por tamaño fue detectada por investigaciones anteriores como Marangunic (2007) y Grinsted et al. (2013). Además, estos

autores consideraron tanto el tamaño de los glaciares y las características de estos para estimar el volumen de hielo, ratificando lo encontrado en esta investigación, donde características como morfología, altitud y tamaño inciden en la estimación del volumen de hielo.

En este estudio se propuso una nueva relación llamada LA-USM, la cual redujo el error de estimación del volumen de hielo entre un 8% y 46%, con respecto a las otras estimaciones analizadas como Chen and Ohmura (1990) Bahr et al. (1997), Huss and Farinotti (2012), Grinsted et al. (2013), Marangunic (2007) y DGA (2011). En específico, el MAPE pasó de 21% al usar Huss and Farinotti (2012) a 10% al emplear LA-USM. Sin embargo, es importante destacar que este nuevo método es aplicable únicamente a cuerpos de hielo de la cuenca Maipo sin morfología de cráter volcánico y con tamaño menor a 10 km². Estos resultados se ratifican mediante dos tipos de datos diferentes, utilizando datos de Radio Eco Sondaje e imágenes LIDAR, llegando a un consenso respecto los hallazgos con ambas bases de datos.

Al mejorar la manera en que se aproxima el volumen de hielo, se facilita la cuantificación del aporte glaciar por derretimiento, lo que a su vez contribuye al desarrollo de modelos hidrológicos con componentes nivales en alta montaña de Chile Central. Esto implica mejoras en la gestión del agua. GPO ha perdido el 44.9% del recurso hídrico, una cantidad mayor en comparación con GB, el cual ha perdido el 14.8% de su agua equivalente. Además, se cuantificó el porcentaje de influencia de los efectos climáticos y de la contaminación en la variación volumétrica de GPO y GB entre el año 2000 y 2020, donde se encontró que en GPO el 49% de la variación volumétrica fue por efecto de contaminación mientras que un 51% es por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática). Por otro lado, en GB, el 97% del derretimiento se debe a efectos climáticos, mientras que un 3% por efectos de contaminación. El estudio de Cereceda-Balic et al. (2022) se asemeja al presente trabajo en términos de la comparación realizada entre dos masas de hielo, el Glaciar Bello y el Glaciar Olivares Alfa (ubicado cerca de GPO). En este análisis, se determinó que un 82% del retroceso observado en el Glaciar Olivares Alfa entre los años 2004 y 2014 se atribuye a la contaminación por Carbono Negro (BC), mientras que solo el 18% restante se relaciona con el impacto directo del cambio climático. Esto resalta la significativa influencia de la contaminación como la principal causa de derretimiento glaciar, en línea con los resultados obtenidos en el presente estudio. Es importante señalar que las diferencias en los porcentajes podrían explicarse, al menos en parte, por la diferencia del periodo de análisis. No obstante, ambas investigaciones convergen en la conclusión de que el BC ejerce un impacto importante en glaciares como el GPO y el Glaciar Olivares Alfa, ambos situados en el sector A, según se muestra en la Figura IV-1. Además, se concluye que el derretimiento de GB, cuerpo de hielo ubicado alejado de GPO y Glaciar Olivares Alfa, es principalmente debido a efecto climático.

La investigación llevada a cabo por Garreaud et al. (2017) resaltó la transición ocurrida en Chile Central, que va desde un período húmedo predominante en el siglo XIX hasta las

condiciones secas sostenidas que se han experimentado a partir del año 2010, marcando un cambio significativo en los registros climáticos. Esta transformación climática, caracterizada por una prolongada disminución en la precipitación y un aumento en las temperaturas, define lo que se conoce como el período de Megasequía. En el presente estudio se destaca la clara influencia encontrada de este periodo en la pérdida de recursos hídricos, respaldando lo encontrado por Masiokas et al., 2020, quien menciona la influencia de este periodo en el retroceso glaciar de Chile Central. En el presente estudio se encuentra que GPO antes de la Megasequía estaba principalmente retrocediendo por efectos de contaminación en un 53% y disminuyó a 39% en el periodo post 2010, aumentando el efecto climático en este periodo debido a la Megasequía. Garreaud et al. (2017) y Farias-Barahona et al. (2020) señalaron que las variaciones en los patrones de precipitación y temperatura (Megasequía) durante ese tiempo se correlacionan con el retroceso de los glaciares en la zona, y, por ende, en la disminución del volumen de hielo almacenado en los cuerpos de hielo. Estos resultados enfatizan la relevancia del clima como un factor decisivo en el retroceso glaciar, y, por ende, en la disminución del recurso hídrico almacenado, lo cual concuerda con los descubrimientos de este estudio. Después del año 2010, el factor climático se consolida como el factor preponderante en el retroceso de los glaciares.

5. Conclusión

La presente investigación estimó el volumen de agua equivalente derretida por Glaciar Bello y Glaciar Paloma Oeste entre los años 2000 y 2020, debido a factores climáticos y contaminación antropogénica. Para estimar la variación volumétrica año a año de ambos glaciares, se utilizó la relación LA-USM, la cual fue propuesta en este estudio y mejoró la aproximación de volumen realizada con otros métodos analizados en este trabajo. En general, se encontraron conclusiones significativas con relación al mejoramiento de la estimación del volumen glaciar en las cuencas de Chile central.

Se ha determinado que, entre los modelos existentes, el método de Huss and Farinotti (2012) es el que mejor aproxima el volumen de hielo de Chile Central en general, seguido por Chen and Ohumura (1990). Sin embargo, para los glaciares de cuenca Maipo que carecen de morfología de cráter volcánico y tienen un tamaño menor a 10 km², se ha propuesto el ajuste LA-USM, el cual que mejora la aproximación de variación volumétrica. En cuanto a los glaciares de cuenca Rapel en específico, los cuerpos de hielo de mayor tamaño se aproximan mejor con el método de CECs (2013). Asimismo, los glaciares de menor tamaño se encuentran estimados de mejor manera con el método de Huss and Farinotti (2012). En general, se ha detectado que es importante considerar el tamaño, ubicación y clasificación de los glaciares al elegir un método de estimación del volumen glaciar.

La mejora en la aproximación del volumen glaciar en Chile Central, especialmente en la cuenca Maipo, facilitó la cuantificación de la disminución del recurso hídrico almacenado. Utilizando LA-USM, se determinó que el derretimiento de GB entre el año 2000 y 2020 fue

de un 14.8%, donde el 97% fue debido a efectos climáticos (Cambio Climático + Variabilidad Climática), mientras que un 3% del derretimiento fue por efectos de contaminación. Por otro lado, el derretimiento de GPO entre el año 2000 y 2020 fue de un 44.9%, donde de la variación volumétrica experimentada, un 49% fue por efecto de contaminación (BC), mientras que un 51% fue por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática). Con estos resultados se evidencia una participación importante de la contaminación antropogénica en la disminución del recurso hídrico almacenado por GPO.

Se ha constatado la influencia del período de Megasequía en la disminución de los recursos hídricos de los cuerpos de hielo analizados, los cuales sirven como un ejemplo de lo que ocurre en los glaciares de Chile Central. En el presente estudio, se observa que, a pesar de la fuerte influencia de la contaminación antropogénica en el Glaciar Paloma Oeste (GPO), se produce un cambio en los factores preponderantes que inciden en su derretimiento debido a la Megasequía. Antes del año 2010, el retroceso del GPO se debía principalmente a los efectos de la contaminación en un 53%, sin embargo, esta proporción disminuyó al 39% en el período posterior a 2010, lo que evidencia un incremento en el impacto climático durante este período debido a la Megasequía. En general, se ha identificado la influencia de los fenómenos climáticos, la contaminación antropogénica y la Megasequía en el derretimiento glaciar, y por ende, en la disminución de recursos hídrico almacenado.

Es importante reconocer la limitación de datos disponibles para los glaciares de alta montaña en Chile central debido a dificultades de accesibilidad. Por lo tanto, es fundamental continuar ampliando la base de datos con información obtenida a través de técnicas como el radio eco-sondaje y LIDAR, lo que permitirá una caracterización más precisa de los glaciares en Chile central. Una mayor cantidad de datos mejoraría la caracterización del recurso hídrico del país, analizando la disminución del recurso hídrico almacenado de más cuerpos de hielo de Chile Central. Esto es crucial en el periodo de Megasequía, cambio climático y severa escasez hídrica experimentada en la zona central de Chile.

Capítulo V. CONCLUSIONES GENERALES

En la primera parte de esta investigación se seleccionaron dos glaciares, Glaciar Paloma Oeste (GPO) y Glaciar Bello (GB), ambos ubicados en la Cuenca del Río Maipo, que comparten similitudes climáticas y geomorfológicas, pero difieren en contaminación y retroceso. Se desarrollaron dos modelos de regresión multivariable, uno para cada glaciar, para evaluar el impacto de diversas causas en el retroceso glaciar, incluyendo factores relacionados con el cambio climático, la variabilidad climática y contaminación. En la segunda parte del estudio, se compararon distintos métodos empíricos para estimar el volumen de hielo a partir de la superficie glaciar. Además, se propuso una nueva relación lineal llamada LA-USM entre el área y el volumen. Se eligió el método más apropiado para la región de Chile Central y se incorporó en el modelo de regresión multivariable establecido en la primera parte de la investigación. Esto permitió transformar la superficie glaciar en volumen de hielo y, en consecuencia, calcular la variación en el volumen de hielo entre 2000 y 2020, teniendo en cuenta efectos climáticos y la influencia de la contaminación (BC). Además, se convirtió el volumen de hielo en volumen equivalente de agua, lo que facilitó la cuantificación de la disminución de los recursos hídricos disponibles en la región.

Este estudio ha permitido comprobar las hipótesis planteadas respecto a los glaciares de la zona central de Chile. En primer lugar, se ha demostrado que glaciares con características geomorfológicas similares y expuestos a las mismas condiciones de cambio climático experimentan diferentes magnitudes de retroceso glaciar. Un ejemplo de esto es el glaciar Bello y el glaciar La Paloma Oeste, los cuales presentan diferencias entre las causas de retroceso de ambos cuerpos de hielo. GPO se encuentra influenciado por contaminación de Black Carbon en mayor medida que GB, también debido a que la concentración de BC sobre GPO es más de 40 veces mayor que la concentración sobre GB. Esto desencadena que GPO y GB experimenten retrocesos diferentes, mientras que GPO retrocede 2.1% promedio anual, GB retrocede 0.6% promedio anual. Estos hallazgos ratifican la hipótesis de que, en zonas de actividad industrial, como en las cercanías de Glaciar La Paloma Oeste, las condiciones climáticas tienen un papel secundario en la aceleración del retroceso glaciar entre los años 2000 y 2020. En GPO un 49% del retroceso glaciar es por efecto de contaminación (BC), mientras que un 51% es por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática). Por otro lado, en GB, el 97% del retroceso fue por efecto climático (Cambio Climático + Variabilidad Climática), mientras que un 3% fue por efectos de contaminación (BC).

Frente a la escasez de datos de volumen de hielo glaciar en Chile central, encontrar una mejor manera de aproximar el volumen de hielo a partir de la superficie de hielo es de gran relevancia para la modelación hidrológica futura, la gestión hídrica de cuencas y la administración de recursos hídricos, particularmente en las cuencas de Chile Central, donde el aporte glaciar es crucial durante el periodo estival y en el contexto del cambio climático. En el presente estudio se determinó, entre modelos existentes para estimar volumen de hielo a partir de superficie glaciar, que el método de Huss and Farinotti (2012) es la mejor

aproximación para cuerpos de hielo de Chile Central en general, seguido por Chen and Ohumura (1990). Sin embargo, para los glaciares de cuenca Maipo que carecen de morfología de cráter volcánico y tienen un tamaño menor a 10 km², se ha propuesto el ajuste LA-USM, el cual que mejora la aproximación de variación volumétrica propuesta por Huss and Farinotti (2012) y Chen and Ohumura (1990). En general, se ha detectado que es importante considerar el tamaño, ubicación y clasificación de los glaciares al elegir un método de estimación del volumen glaciar. Usando LA-USM, se encontró que entre 2000 y 2020, el GB se redujo en un 14.8%, siendo el 97% atribuible a factores climáticos (cambio climático y variabilidad climática), mientras que un 3% se debió a la contaminación. Por otro lado, GPO disminuyó un 44.9% en el mismo período, con un 49% debido a la contaminación (BC) y un 51% a factores climáticos. Esto destaca la significativa influencia de la contaminación antropogénica en la pérdida de recursos hídricos de GPO. Además, se observó el impacto de la Megasequía en la disminución de los cuerpos de hielo estudiados, aumentando, en GPO y GB, la contribución de los efectos climáticos después del año 2010.

Las mediciones de BC son escasas y difíciles de conseguir, ya que no existen grandes series de tiempo de BC depositado medidas en terreno, y tampoco de disponer de datos históricos a gran escala en Chile. A partir de esto, se reconoce la necesidad de hacer más robusto el modelo de regresión lineal utilizado incorporando un mayor número de años de análisis. Sin embargo, año a año la información disponible va siendo de mayor tamaño, lo que permitiría robustecer el modelo como trabajo futuro. Por otro lado, para la cuantificación de la disminución del recurso hídrico almacenado, se reconoce la importancia de ampliar la base de datos mediante técnicas como el radio eco-sondaje y LIDAR, las cuales proporcionan una caracterización más precisa de los glaciares en la zona central de Chile. Estas técnicas permitirán obtener datos más detallados y confiables sobre el recurso hídrico, lo cual es fundamental para la modelación hidrológica, la gestión de cuencas y la administración de los recursos hídricos en esta región.

AGRADECIMIENTOS

La presente investigación se desarrolló en el marco de los proyectos ANID: Proyecto ANID Anillo ACONCAGUA ACT210021 "Interactions between environmental compartments and their impact on the Andean eco-hydrosphere under conditions of climate change (ACONCAGUA)." Y Fondecyt Iniciación 11220482 "Changes in snowmelt as a decisive issue for available water resources in Andean basins in central Chile".

Capítulo VI. REFERENCIAS

EFFECTO DE CAUSAS ANTRÓPICAS EN EL RETROCESO GLACIAR DE LA ZONA CENTRAL DE CHILE

- Akaike, H., 1974. A new look at the statistical model identification. *IEEE Transactions on Automatic Control*. 19 (6), 716-723.
- Alin, A., 2010. Multicollinearity. *Wiley Interdisciplinary Reviews: Computational eStatistics*. 2(3), 370–374.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., Egli, P., 2016. Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*. 30, 4036–4058.
- Ayala, A., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., and Farinotti, D., 2020. Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *The Cryosphere*. 14, 2005–2027.
- Barcaza, G., Nussbaumer, S., Tapia, G., Valdés, J., García, J., Videla, Y., Arias, V., 2017. Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*. 58, 166-180.
- Bond, T. C., Doherty, S. J., Fahey, D. W., Forster, P. M., Berntsen, T., DeAngelo, B. J., Zender, C.S., 2013. Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment. *Journal of geophysical research: Atmospheres*. 118(11), 5380-5552.
- Breusch, T. S., Pagan, A. R., 1980. The Lagrange Multiplier Test and its Applications to Model Specification in Econometrics. *The Review of Economic Studies*. 47(1), 239–253.
- Breusch, T. S., Godfrey, L. G., 1986. Data Transformation Tests. *The Economic Journal*. 96, 47–58.
- Burman, P., 1989. A Comparative Study of Ordinary Cross-Validation, v-Fold Cross-Validation and the Repeated Learning-Testing Methods. *Biometrika*. 76(3), 503–514.
- Cereceda-Balic, F; Vidal, V; Moosmüller, H; Lapuerta, M., 2018. Reduction of snow albedo from vehicle emissions at Portillo, Chile. *Cold Regions Science and Technology*. 146, 43-52.
- Cereceda-Balic, F., Vidal, V., Ruggeri, M. F., & González, H. E., 2020. Black carbon pollution in snow and its impact on albedo near the Chilean stations on the Antarctic peninsula: First results. *Science of the Total Environment*. 743.
- Cereceda-Balic, F., Ruggeri, M. F., Vidal, V., Ruiz, L., & Fu, J. S. (2022). Understanding the role of anthropogenic emissions in glaciers retreat in the central Andes of Chile. *Environmental Research*, 214, 113756.
- CETAM, Dirección General de Aguas., 2014. Caracterización glacioquímica de elementos traza en muestras de nieve. Unidad de Glaciología y Nieves. Ministerio de Obras Públicas. Disponible en: https://snia.mop.gob.cl/sad/GLA5542_Informe_final.pdf

- Chen, J., Xiaolin Zhu, J.E., Vogelmann, F. G., Suming J., 2011. A simple and effective method for filling gaps in Landsat ETM+ SLC-off images. *Remote Sensing of Environment*. 115 (4), 1053-1064.
- Chinn, T., Winkler, S., Salinger, M. J., & Haakensen, N. 2005. Recent glacier advances in Norway and New Zealand: a comparison of their glaciological and meteorological causes. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, 87(1), 141-157
- Cook, D., Weisberg, S. 1994. *An Introduction to Regression Graphics*. Sanford Weisberg Print. ISBN:9780471008392. DOI:10.1002/9780470316863
- DGAC; Vicencio, J. Zuleta, M.; Vásquez, R. 2017. Eventos de nieve en Santiago de Chile / Snow events in Santiago de Chile. 10.13140/RG.2.2.34834.38085.
- Dirección General de Aguas (DGA), 2004. Diagnóstico y clasificación de los cursos y cuerpos de agua según objetivos de calidad. Ministerio de Obras Públicas.
- Dirección General de Aguas (DGA), Centro de Estudios Científicos (CECs), 2011. Variaciones Recientes de Glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. Informe Final S.I.T. N°261. Ministerio de Obras Públicas.
- Dirección General de Aguas (DGA), Centro de Estudios Científicos (CECs), 2009. Estrategia Nacional de Glaciares. SIT N° 205. Ministerio de Obras Públicas.
- Dirección General de Aguas, 2014. Inventario Nacional de Glaciares 2014. Ministerio de Obras Públicas.
- Dirección General de Aguas. 2022. Inventario Público de Glaciares, Ministerio de Obras Públicas.
- Dozier, J., 1989. Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*. 28, 9–22.
- Durbin, J., Watson, G. S., 1951. Testing for Serial Correlation in Least Squares Regression. II. *Biometrika*. 38, 159–177.
- Dussailant, I., Berthier, E., Brun, F., Masiokas, M., Hugonnet, R., Favier, V., Rabatel, A., Pitte, P., Ruiz, L., 2019. Two decades of glacier mass loss along the Andes. *Nature Geoscience*. 12. 1-7.
- Escobar, F., Aceituno, P., 1998. Influencia del fenómeno ENSO sobre la precipitación nival en el sector andino de Chile central durante el invierno. *Bulletin de l'Institut français d'études andines*. 27(3). ISSN: 0303-7495.
- Evans D.J.A., 2013. The glacial and periglacial research - Geomorphology and Retreating Glaciers. *Glacial and Periglacial Geomorphology*. 8, 460-478.
- Farías-Barahona, D., Vivero, S., Casassa, G., Schaefer, M., Burger, F., Seehaus, T., Iribarren-Anacona, P., Escobar, F., Braun, M.H., 2019. Geodetic Mass Balances and Area Changes of Echaurren Norte Glacier (Central Andes, Chile) between 1955 and 2015. *Remote Sensing*. 11(3):260.

- Farías-Barahona, D., Ayala, A., Bravo, C., Vivero, S., Seehaus, T., Vijay, S., Schaefer, M., Buglio, F., Casassa, G., Braun, M., 2020. 60 Years of Glacier Elevation and Mass Changes in the Maipo River Basin, Central Andes of Chile. *Remote Sensing*. 12, 1658.
- Farías-Barahona, D., Wilson, R., Bravo, C., Vivero, S., Caro, A., Shaw, T., Casassa, G., Ayala, A., Mejias, A., Harrison, S., Glasser, N., McPhee, J., Wundrich, O., Braun, M., Friedrich-A., 2020. A near 90-year record of the evolution of El Morado Glacier and its proglacial lake, Central Chilean Andes". *Journal of Glaciology*. 1-15.
- Flemming, J., Benedetti, A., Inness, A., Engelen, R. J., Jones, L., Huijnen, V., Remy, S., Parrington, M., Suttie, M., Bozzo, A., Peuch, V.-H., Akritidis, D., and Katragkou, E., 2017. The CAMS interim Reanalysis of Carbon Monoxide, Ozone and Aerosol for 2003–2015, *Atmos. Chem. Phys.*17, 1945–1983.
- Garreaud, R. D., Alvarez-Garreton, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M. 2017. The 2010–2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and earth system sciences*, 21(12), 6307-6327.
- Garreaud, R., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H., Veloso, D., 2020. The Central Chile Mega Drought (2010-2018): A Climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*. 40.
- Ghosh, J. K., Delampady, M., Samanta, T., 2006. *An introduction to Bayesian analysis: theory and methods*. New York: Springer. 725.
- Granier, C., Darras, S, Denier van der Gon, H. , Doubalova, J., Elguindi, N., Galle, B., Gauss, M., Guevara, M., Jalkanen, J-P, Kuenen J., Liousse, C., Quack, B., Simpson, D., Sindelarova, K., 2019. The Copernicus Atmosphere Monitoring Service global and regional emissions (April 2019 version). Copernicus Atmosphere Monitoring Service (CAMS) report.
- Gupta, H. V., Kling, H., Yilmaz, K.K., Martinez, G. F., 2009. Decomposition of the mean squared error and NSE performance criteria: Implications for improving hydrological modelling, *J. Hydrol.* 377(1-2), 80–91.
- Hoaglin, D. C., Welsch, R. E., 1978. The Hat Matrix in Regression and ANOVA. *The American Statistician*, 32(1), 17–22.
- Kang, S., Zhang, Y., Qian, Y., Wang, H., 2020. A review of black carbon in snow and ice and its impact on the cryosphere. *Earth-Science Reviews*. Elsevier B.V.
- Kendall, M. G., 1948, Rank correlation methods.
- Kenney, J. F., Keeping, E. S., 1962. Root Mean Square. *Mathematics of Statistics*, Pt. 1, 3rd ed. Princeton, NJ: Van Nostrand. 59-60.
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna J.A., Rivera, A., Barichivich, J.,. 2009. Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical

- records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 281 (3–4), 334–344.
- Li, X., Kang, S., Sprenger, M., Zhang, Y., He, X., Zhang, G., Tripathee, L., Li, C., Cao, J., 2020. Black carbon and mineral dust on two glaciers on the central Tibetan Plateau: sources and implications. *Journal of Glaciology*. 66(256), 248–258.
- López-Moreno, J. I., Fontaneda, S., Bazo, J., Revuelto, J., Azorin-Molina, C., Valero-Garcés, B., Alejo-Cochachín, J. 2014. Recent glacier retreat and climate trends in Cordillera Huaytapallana, Peru. *Global and Planetary Change*, 112, 1–11.
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Yde, J. C., Fensholt, R., 2016. Glacier area changes in the central Chilean and Argentinean Andes 1955–2013/14. *Journal of Glaciology*. 62(232), 391–401.
- Mann, H.B., 1945. Nonparametric tests against trend. *Econometrica*. 13, 245–259.
- Mantua, N.J., 1999. The Pacific Decadal Oscillation and Climate Forecasting for North America. Joint Institute for the Study of the Atmosphere and Oceans, University of Washington, Seattle.
- Mantua, N., Hare, S., 2002. The Pacific Decadal Oscillation. *Journal of Oceanography*. 58. 35–44
- Marangunic, C, Dirección General de Aguas, 1979. Inventario de Glaciares de Hoya del Rio Maipo.
- Masiokas, M., Villalba, R., Luckman, B., Quesne, C., Aravena, J., 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.
- Masiokas, M., 2016. Reconstructing the Annual Mass Balance of the Echaurren Norte Glacier (Central Andes, 33.5° S) Using Local and Regional Hydroclimatic Data. *Cryosphere*. 10(2), 927–40.
- Masiokas, M. H., Rabatel, A., Rivera Ibañez, Andrés, Ruiz, L., Pitte, P., Ceballos, J. L., Barcaza, G., Soruco, A., Bown, F., Berthier, E., Dussaillant, I., Mac-Donell, S., 2020. A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere.
- Méndez, J., Ramírez, A., Cornejo, E., Zárate, A., Cavazos, T., 2010. Teleconexiones de la Oscilación Decadal del Pacífico (PDO) a la precipitación y temperatura en México. *Investigaciones geográficas*. 73, 57–70.
- Mernild, S., Andrew P. Beckerman, Jacob C. Yde, Edward Hanna, Jeppe K. Malmros, Ryan Wilson, Micheal Zemp, 2015. Mass loss and imbalance of glaciers along the Andes Cordillera to the sub-Antarctic islands. *Global and Planetary Change*. 133, 109–119.
- Ming, J., Xiao, C., Cachier, H., Qin, D., Qin, X., Li, Z., Pu, J., 2009. Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos. *Atmospheric Research*, 92(1), 114–123.

- Nagelkerke, N. J. D., 1991. A note on a general definition of the coefficient of determination. *Biometrika*. 78(3), 691–692.
- Pearson, K., 1920. Notes on the history of correlation. *Biometrika*. 13(1), 25–45.
- Pettitt, A. N., 1979. A non-parametric approach to the change-point problem. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*. 28(2), 126-135.
- Qu, B., Ming, J., Kang, S. C., Zhang, G. S., Li, Y. W., Li, C. D., Cao, J. J., 2014. The decreasing albedo of the Zhadang glacier on western Nyainqentanglha and the role of light-absorbing impurities. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 14(20), 11117–11128.
- Raina, V. K., 2009. Himalayan glaciers: a state-of-art review of glacial studies, glacial retreat and climate change. *Himalayan glaciers: a state-of-art review of glacial studies, glacial retreat and climate change*.
- Rivera, A, Bravo, C., Boub, G., 2017. Climate Change and land ice. *The International Encyclopedia of Geography*. Wiley.
- Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G., 2006. Glacier variations in central Chile (32 S–41 S). *Glacier Science and Environmental Change*. Blackwell, Oxford, UK, 246-247.
- Rivera, A., Bown, F., Carrión, C., Casassa, G., Flores, C., López, P., Zenteno, P., 2009. Estrategia Nacional de Glaciares: Fundamentos. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas.
- Segovia Rocha, A., Videla Giering, Y., 2017. Caracterización Glaciológica de Chile Glaciological. *Investigaciones geográficas*. 53, 3–24.
- Seheult, A. H., & Green, P. J. (1989). Robust regression and outlier detection.
- Shapiro, S; Wilk, M.B, 1965. An Analysis of Variance Test for Normality (Complete Samples), *Biometrika*. 52(3/4), 591-611.
- Shi, Y., Liu, X., 2019. Dust radiative effects on climate by glaciating mixed-phase clouds. *Geophysical Research Letters*, 46, 6128– 6137.
- Swamidass, P., 2000. Mean absolute percentage error (MAPE). *Encyclopedia of Production and Manufacturing Management*. Springer, Boston, MA.
- Vignesh, P., Ashish, S., Sandeep, M., Amitesh, G., Sangeeta, S., Vijay, S., Sreekanth, V., Parth S.M., 2020. Black carbon and biomass burning associated with high pollution episodes observed at Valley valley in the foothills of the Himalayas. *Atmospheric Research*. 243, 105001, ISSN 0169-8095.
- Vincent, C. 2002. Influence of climate change over the 20th century on four French glacier mass balances. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 107(D19), ACL-4.
- Vu, D. H., Muttaqi, K. M., Agalgaonkar, A. P., 2015. A variance inflation factor and backward elimination based robust regression model for forecasting monthly electricity demand using climatic variables. *Applied Energy*. 140, 385-394.

- Wang, Z., Huang, X., Ding, A., 2018. Dome effect of black carbon and its key influencing factors: a one-dimensional modelling study. *Atmospheric Chemistry and Physics*, 18(4), 2821-2834.
- Wiltshire, A. J. 2014. Climate change implications for the glaciers of the Hindu Kush, Karakoram and Himalayan region. *The Cryosphere*, 8(3), 941-958.
- Zhang, Y., Gao, T., Kang, S., Sprenger, M., Tao, S., Du, W., ... Meng, W., 2020. Effects of black carbon and mineral dust on glacial melting on the Muz Taw glacier, Central Asia. *Science of the Total Environment*, 740.

MARCO TEORICO (Referencias no incorporadas en Capítulo III)

- Boulon, J., Sellegri, K., Hervo, M., Picard, D., Pichon, J. M., Fréville, P., & Laj, P., 2011. Investigation of nucleation events vertical extent: a long-term study at two different altitude sites. *Atmospheric Chemistry and Physics*. 11(12), 5625-5639.
- Canavos, G. C., 1988. The sensitivity of the one-sample and two-sample Student t statistics. *Computational Statistics & Data Analysis*. 6(1), 39-46.
- CECs, 2013. Línea de base glaciológica para glaciares de la cuenca alta del río Olivares y otras cuencas aledañas. Informe Final. Centro de Estudios Científicos. Valdivia. 370.
- Croce, F., Milana, J., 2002. Internal structure and behavior of a Rock Glacier in the arid Andes of Argentina. *Permafrost and Periglacial Processes*. 13. 289 - 299.
- Dirección General de Aguas, 2021. Reporte de la evolución del clima en Chile. <https://climatologia.meteochile.gob.cl/application/index/reporteEvolucionClima>.
- Gupta, R. P., Haritashya, U. K., Singh, P., 2005. Mapping dry/wet snow cover in the Indian Himalayas using IRS multispectral imagery. *Remote Sensing of Environment*. 97(4), 458-469.
- Marangunic Damianovic, C., 2007. Recomendaciones para la formación de la unidad de nieves y glaciares.
- McCarthy, M., Meier, F., Fatichi, S., Stocker, B. D., Shaw, T. E., Miles, E., et al. 2022. Glacier contributions to river discharge during the current Chilean megadrought. *Earth's Future*, 10, e2022EF002852. <https://doi.org/10.1029/2022EF002852>
- Ministerio Medio Ambiente, 2017. Plan Nacional de Adaptación al Cambio Climático.
- Santos, M. J., Silva Dias, M. A., Freitas, E. D., 2014. Influence of local circulations on wind, moisture, and precipitation close to Manaus City, Amazon Region, Brazil. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*. 119(23), 13-233.
- Schulz, N., Aceituno, P., & Richter, M., 2011. Phytogeographic divisions, climate change and plant dieback along the coastal desert of northern Chile. *Erdkunde*, 169-187.
- Seinfeld, John H., Spyros N. P., 2016. *Atmospheric chemistry and physics: from air pollution to climate change*. John Wiley & Sons.
- Shaw, T., Ulloa, G., Farías-Barahona, D., Fernandez, R., Lattus, J., & McPhee, J. 2021. Glacier albedo reduction and drought effects in the extratropical Andes, 1986–2020. *Journal of Glaciology*. 67(261), 158-169.
- Quintana, J. M., Aceituno, P., 2012. Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30-43° S. *Atmósfera*. 25(1), 1-22.
- Xu J, Liu S, Zhang S, Guo W, Wang J (2013) Recent Changes in Glacial Area and Volume on Tuanjiefeng Peak Region of Qilian Mountains, China. *PLOS ONE* 8(8): e70574.

CONSECUENCIAS HÍDRICAS DE CAUSAS ANTRÓPICAS DEL RETROCESO GLACIAR

- Abermann, J., Lambrecht, A., Fischer, A., and Kuhn, M.: Quantifying changes and trends in glacier area and volume in the Austrian Ötztal Alps (1969-1997-2006), *The Cryosphere*, 3, 205–215, <https://doi.org/10.5194/tc-3-205-2009>, 2009.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., Egli, P., 2016. Modelling the hydrological response of debris-free and debris-covered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*. 30, 4036–4058.
- Ayala, A., Farías-Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., and Farinotti, D., 2020. Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River basin, in the semiarid Andes of central Chile. *The Cryosphere*. 14, 2005–2027.
- Barcaza, G., Nussbaumer, S., Tapia, G., Valdés, J., García, J., Videla, Y., Arias, V., 2017. Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*. 58, 166-180.
- Bahr, D.B, Meier, M. F., Peckham, S. D. 1997. The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*.102(B9), 20355-20362.
- Bogorodsky, V.V., Bentley, C.R., Gudmandsen, P.E., Bogorodsky, V.V., Bentley, C. R., Gudmandsen, P.E. 1985. Electromagnetic Wave Propagation in Ice. *Radioglaciology*. 32-47.
- CECs. 2013. Línea de base glaciológica para glaciares de la cuenca alta del río Olivares y otras cuencas aledañas. Informe Final. Centro de Estudios Científicos. Valdivia. 370 p.
- Cereceda-Balic, F., Vidal, V., Moosmüller, H., Lapuerta, M., 2018. Reduction of snow albedo from vehicle emissions at Portillo, Chile". *Cold Regions Science and Technology*. 146, 43-52.
- Cereceda-Balic, F., Vidal, V., Ruggeri, M. F., & González, H. E., 2020. Black carbon pollution in snow and its impact on albedo near the Chilean stations on the Antarctic peninsula: First results. *Science of the Total Environment*. 743.
- Chen, J., Ohmura, A., 1990. Estimation of Alpine Glacier Water Resources and Their Change since the 1870s. *Hydrology in mountainous regions*. 193, 127–35.
- Chen, J., Xiaolin Zhu, J.E., Vogelmann, F. G., Suming J., 2011. A simple and effective method for filling gaps in Landsat ETM+ SLC-off images. *Remote Sensing of Environment*. 115 (4), 1053-1064.
- DGA, 2011. Catastro, exploración y estudio de glaciares en Chile central. SIT 265. <https://snia.mop.gob.cl/repositorioidga/handle/20.500.13000/5380>.
- DGA, Rivera, A. 2012. Estimación de volúmenes de hielo mediante radio eco sondaje en Chile central. Unidad de Glaciología y Nieves. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/32925>.
- DGA, 2014. Estimación de volúmenes de hielo mediante sondajes de radar en zonas Norte,

- Central y Sur. Unidad de Glaciología y Nieves. <https://bibliotecadigital.ciren.cl/handle/20.500.13082/32660>.
- DGA, 2022. Inventario Público de Glaciares (IPG). Ministerio de Obras Públicas. <https://dga.mop.gob.cl/Paginas/InventarioGlaciares.aspx>.
- Dozier, J., 1989. Spectral Signature of Alpine Snow Cover from the Landsat Thematic Mapper. *Remote Sensing of Environment*. 28, 9–22.
- Evans, I.S., Hengl, T., Gorsevski, P. 2009. Applications in geomorphology. *Developments in soil science*. 33, 497-525.
- Farinotti, D., Huss, M., Fürst, J., 2019. A consensus estimate for the ice thickness distribution of all glaciers on Earth. *Nat Geosci*. 12, 168–173.
- Garreaud, R., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H., Veloso, D., 2019. The Central Chile Mega Drought (2010-2018): A Climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*. 40.
- Grinsted, A. 2013. An estimate of global glacier volume. *The Cryosphere*. 7, 141-151.
- Huss, M., Farinotti, D. 2012. Distributed ice thickness and volume of all glaciers around the globe. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*. 117.
- Johannesson, T., Björnsson, H., Magnusson, E., Guðmundsson, S., Pálsson, F., Sigurðsson, O., Berthier, E. 2013. Ice-volume changes, bias estimation of mass-balance measurements and changes in subglacial lakes derived by lidar mapping of the surface of Icelandic glaciers. *Annals of Glaciology*, 54(63), 63-74.
- Kang, S., Zhang, Y., Qian, Y., Wang, H., 2020. A review of black carbon in snow and ice and its impact on the cryosphere. *Earth-Science Reviews*. Elsevier B.V.
- Marangunic, C., DGA. 2007. Recomendaciones para la formación de la unidad de nieves y glaciares. SIT143. https://bibliotecadigital.ciren.cl/bitstream/handle/20.500.13082/32484/DGA_2007_recomendaciones_formacion_unidad_nieves_glaciares.pdf?sequence=1&isAllowed=y
- Masiokas, M. H., Rabatel, A., Rivera Ibañez, Andrés, Ruiz, L., Pitte, P., Ceballos, J. L., Barcaza, G., Soruco, A., Bown, F., Berthier, E., Dussaillant, I., Mac-Donell, S., 2020. A Review of the Current State and Recent Changes of the Andean Cryosphere. *Frontiers in Earth Science*, 8, 99.
- Mernild, S., Andrew P. Beckerman, Jacob C. Yde, Edward Hanna, Jeppe K. Malmros, Ryan Wilson, Micheal Zemp, 2015. Mass loss and imbalance of glaciers along the Andes Cordillera to the sub-Antarctic islands. *Global and Planetary Change*. 133, 109-119.
- Milana, J.P., Maturano, A., 1999. Application of Radio Echo Sounding at the arid Andes of Argentina: the Agua Negra Glacier. *Global and Planetary Change*. 22, 179-191.
- Ming, J., Xiao, C., Cachier, H., Qin, D., Qin, X., Li, Z., Pu, J., 2009. Black Carbon (BC) in the snow of glaciers in west China and its potential effects on albedos. *Atmospheric Research*. 92(1), 114–123.

- Oberreuter, J., Uribe, J., Zamora, R., Gacitúa, G., Rivera, A. 2014. Mediciones de espesor de hielo en Chile usando radio eco sondaje: ice thickness measurements in Chile using radio echo sounding. *Geoacta*, 39(1), 108-122.
- Pandey, A.C., Ghosh, S., Nathawat, M.S. (2012). Area Change and Thickness Variation over Pensilungpa Glacier (J&K) using Remote Sensing. *J Indian Soc Remote Sens.* 40, 245–255.
- Qu, B., Ming, J., Kang, S. C., Zhang, G. S., Li, Y. W., Li, C. D., Cao, J. J., 2014. The decreasing albedo of the Zhadang glacier on western Nyainqentanglha and the role of light-absorbing impurities. *Atmospheric Chemistry and Physics.* 14(20), 11117–11128.
- Rignot, E., Rivera, A., Casassa, G., 2003. Contribution of the Patagonia Icefields of South America to sea level rise. *Science.* 302,434–437.
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C. 2001. Mediciones de espesor en glaciares de Chile centro-sur. *Investigaciones Geográficas.* 35, 67–100.
- Surazakov, A.B, Aizen,V.B. 2006. Estimating volume change of mountain glaciers using SRTM and map-based topographic data. In *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing.* 44, 2991-2995.
- Swamidass, P., 2000. Mean absolute percentage error (MAPE). *Encyclopedia of Production and Manufacturing Management.* Springer Science & Business Media.
- Zamora, R., Uribe, J., Casassa, G., Potocki, M., Grigholm, B., Mayewski, P., Kurbatov, A., Dixon, D., Morrison, M. 2011. Radar surveys of ice thickness and snow stratigraphy at Tupungatito Glacier, a high altitude ice core site in the central Chilean Andes. *OSC Climate Research in Service to Society*, Denver, CO. Session C11.
- Zhang, Y., Gao, T., Kang, S., Sprenger, M., Tao, S., Du, W., Meng, W., 2020. Effects of black carbon and mineral dust on glacial melting on the Muz Taw glacier, Central Asia. *Science of the Total Environment*, 740.

Capítulo VII. ANEXOS

1. ANEXO A: Caracterización Glaciar

Tabla VII.1: Caracterización de glaciares de la zona de estudio, identificando los glaciares más estudiados. Fuente: Elaboración propia a partir de las investigaciones (Cereceda-Balic, 2020), (D.Farías-Barahona, 2020), (Barcaza, 2017), (D.Farías-Barahona, 2019), (Malmros,2016), e Inventario de Glaciares 2014, DGA.

NOMBRE	TIPO	NOMBRE CUENCA	ALTITUD MEDIA, msnm	ORIEN ACUM	ORIEN ABLAC	ORIEN GENERAL	PEND, -	SWE, Km3	RETROCESO EN ÁREA, km2	BALANCE DE MASA, ma-1
LA PALOMA	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4405,0	S	SW	S	30,0	0,033	-0,3 (1989-2007) 12% del área	-2.2(2012-2015)
OLIVARES GAMA	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4417,7	SE	SE	S	15,7	0,760	-2.3 (1955-2013) 20% área	-0.5 (2000-2013)
VOLCAN SAN JOSE	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4811,3	WSW	SW	SW	29,7	0,013	-1,23 (1986-2010) 13% de área	-
SAN FRANCISCO	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	3356,5	S	SE	SE	26,1	0,036	-	-3.2 (2009-2015)
OLIVARES ALFA	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4524,0	ENE	ENE	NE	15,6	0,237	-10.5 (1955 -2013) 63% del área	-3 (2000-2013)
BELLO	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4438,6	SSE	SSE	S	17,6	0,181	-0.2 (2004-2014) 5.1% del área	-1 (2000-2013)
OLIVARES BETA	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4498,9	SE	SE	SE	13,1	0,456	-4.3 (1955-2013) 34% del área	-1 (2000-2013)
MARMOLEJO	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4959,4	WSW	W	W	18,5	0,523	-10.29 (1986-2010) 41% del área	-
JUNCAL SUR	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4415,1	E	E	SE	16,7	1,643	-11.52 (1955-2011) 34% área	-2 (2000-2013)
UNIVERSIDAD	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO RAPEL	3684,9	SSE	S	SE	19,9	2,310	-1,99 (1945-2011) 6% del área	-
MIRADOR DEL MORADO	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	3082,3	S	S	S	27,1	0,005	-0.61 (1955-2014), 40% del área -0.15 (2015-2019)	-1.2 (1955-2019)
YESO	GLACIAR DE VALLE	RIO MAIPO	4420,2	ESE	S	S	19,9	0,067	-	-2 (2000-2013)
CERRO EL PLOMO	GLACIAR DE MONTAÑA	RIO MAIPO	4753,1	SSW	SW	SW	28,8	0,049	-	-0.3 (2000-2003)
ECHAURREN	GLACIAR ROCOSO	RIO MAIPO	3700,3	SE	SE	SE	19,5	0,005	-0.49 (1955-2015) 65% del área	-2 (2000-2013)

Se desarrolla una caracterización de los glaciares de la zona de estudio, donde se identifican las áreas de los glaciares existentes, el retroceso glaciar en los últimos años, ubicación, balances de masas y características geomorfológicas glaciares. Se recopila la información disponible en la literatura para analizar el estado de la información y poder elegir dos glaciares con características geomorfológicas similares, pero que hayan experimentado retrocesos glaciares significativamente diferentes. La Tabla VII.1: Caracterización de glaciares de la zona de estudio, identificando los glaciares más estudiados. Fuente: Elaboración propia a partir de las investigaciones (Cereceda-Balic, 2020), (D.Farías-

Barahona, 2020), (Barcaza, 2017), (D.Farías-Barahona, 2019), (Malmros,2016), e Inventario de Glaciares 2014, DGA. muestra los glaciares a estudiar de la zona de estudio, junto con sus retrocesos glaciares y sus características geomorfológicas, la cuales fueron recopiladas de diferentes estudios de glaciares en la zona, tales como *Cereceda-Balic, 2020, D.Farías-Barahona, 2020, Barcaza, 2017, D.Farías-Barahona, 2019, Malmros,2016, Inventario glaciares DGA, 2014, Ayala, 2016*. Cabe mencionar que para analizar se eligen los glaciares que presentan mayor cantidad de información entre todos los existentes en la zona de estudio, por lo que se eligen en base a estudios anteriormente realizados en la zona.

En general, se define el nombre del glaciar, su clasificación, el nombre de la cuenca a la que pertenecen, la altitud media, la orientación de la zona de acumulación, la orientación de la zona de ablación, la orientación general del glaciar, pendiente, SWE en kilómetros cúbicos, retroceso del área en kilómetros cuadrados y balances de masas como metros al año.

2. ANEXO B: Fuentes de Contaminación

En alta montaña de la zona de estudio, la contaminación depositada sobre la criosfera proviene tanto del transporte de contaminación ambiental desde la ciudad de Santiago de Chile, como también de fuentes ubicadas en las cercanías de alta montaña, donde una de estas son las faenas o industrias existentes en aquella zona. A partir de lo anterior, se identifican las fuentes de contaminación ambiental de carácter industrial de la zona de estudio, por lo que se posicionan todas las industrias ubicadas en la cuenca de estudio y alrededores, utilizando la base de datos del Sernageomin. La información recaudada se muestra en la Figura VII-1 **Error! No se encuentra el origen de la referencia..**

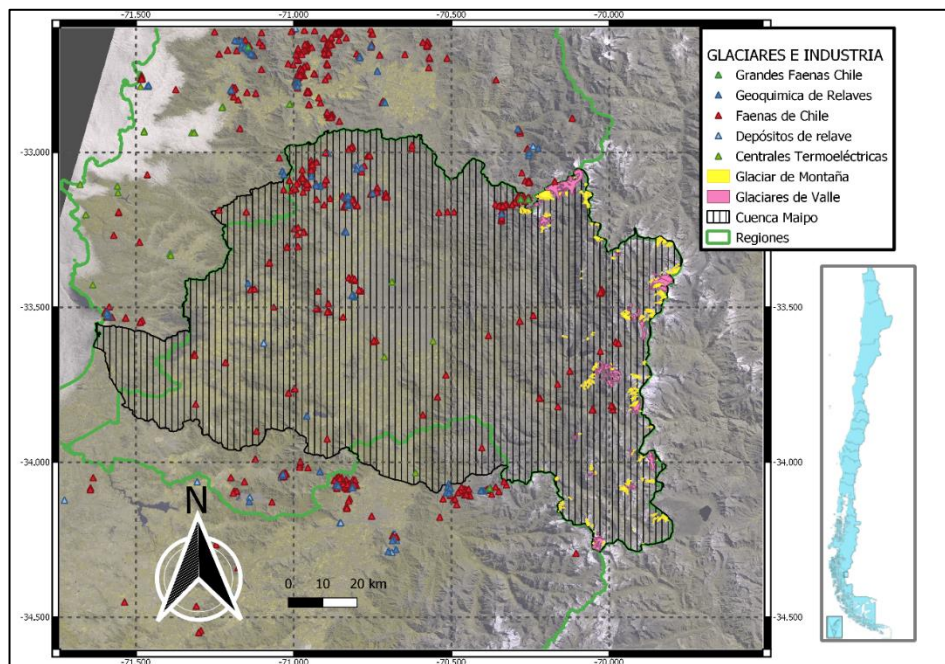


Figura VII-1: Mapa de zona de estudio con la ubicación de las faenas, depósitos de relave y centrales termoeléctricas de la zona, junto con la posición de los glaciares de la zona. Fuente: Elaboración propia con datos de Sernageomin e inventario de glaciares DGA incorporados en la visualización georeferenciada de software Qgis. “Atlas de Faenas Mineras Regiones de Valparaíso, Del Libertador General Bernardo O’Higgins y Metropolitana de Santiago (Versión Actualizada)”, ISSN 0717-4497, 2013.

3. ANEXO C: Altura Geopotencial

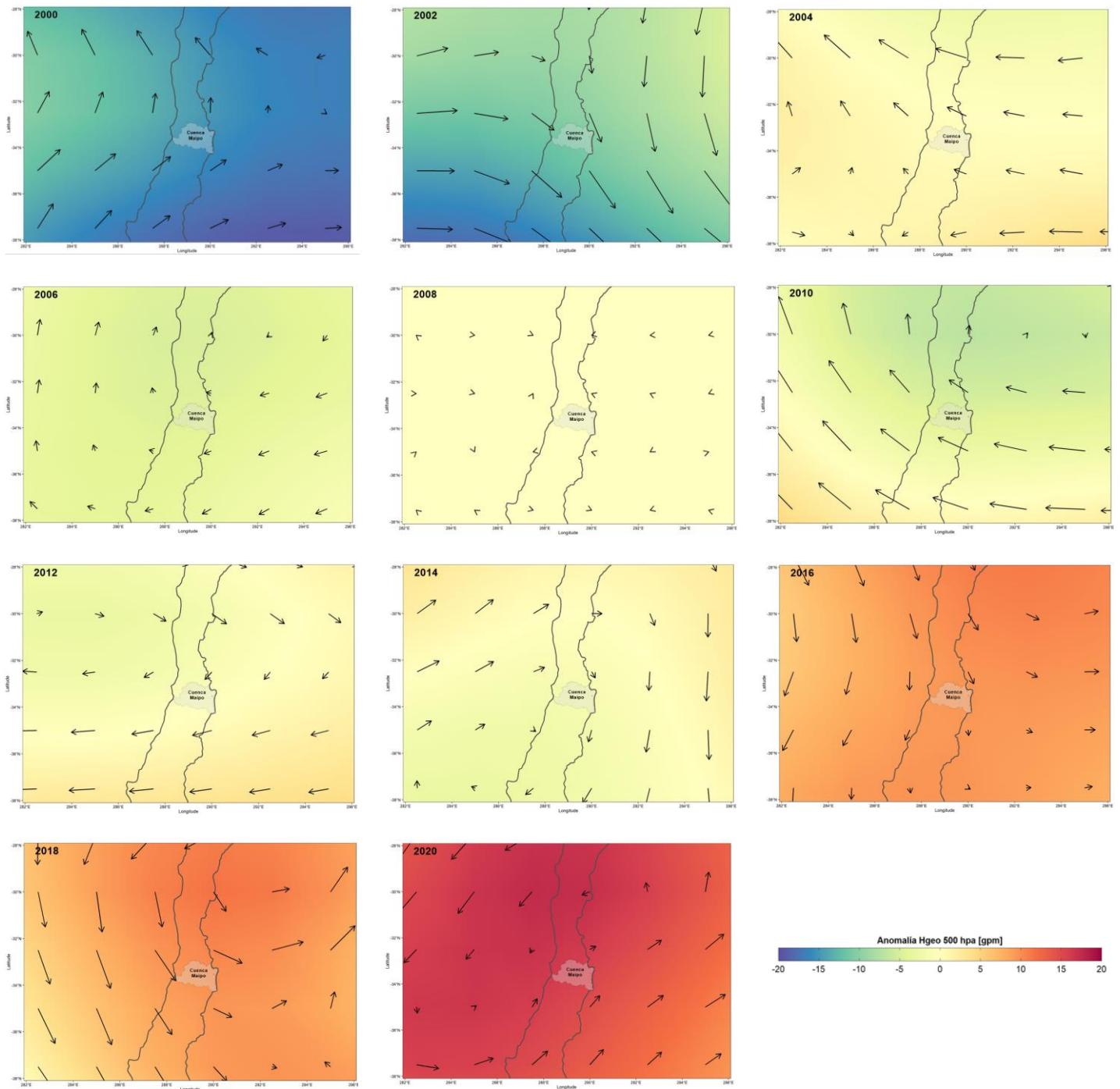


Figura VII-2: Anomalia media de altura geopotencial a 500 Hpa [gpm]. Además, se visualiza la dirección del viento a 5500 [m].

Masiokas (2020) menciona que, en el ámbito climático, variables como la temperatura tendrían un rol secundario en el retroceso glaciar y tomaría más relevancia la variable de

precipitación. Por otro lado, desde 2010, Chile Central ha experimentado un déficit de lluvias entre el 20-40%, siendo la sequía más extensa ocurrida en la zona, la cual es denominada Megasequía (Garreaud,2019). A partir de esto, se analizan también, las anomalías medias de altura geopotencial a 500 Hpa en Chile Central, analizando también dirección del viento a 5500 [m] (Datos grillados NCEP–NCAR, <http://psl.noaa.gov>).

Se analiza la anomalía media anual de altura geopotencial a 500 Hpa en la zona Central de Chile en los últimos años. Además, se analiza la dirección del viento en este punto, es decir a 5500[m]. La Figura VII-2 muestra los mapas de altura geopotencial, junto con la dirección del viento cada 2 años entre el 2000 y 2020.

Se visualiza que con los años la altura geopotencial va en aumento, presentando valores de presión negativos en el año 2000 y 2002, los cuales van aumentando hasta experimentar valores de presión positivos en los años 2016, 2018 y 2020, lo cual conlleva ausencia de precipitación y una ocurrencia de episodios anormalmente cálidos, lo que se corrobora al visualizar las series de tiempo de temperatura y precipitación. Por otro lado, con respecto a la dirección del viento, se observa que en 2008 hay vientos casi nulos, mientras que, en los años 2002, 2010 y 2018 se visualizan fuertes vientos en la zona de cuenca Maipo. Con respecto a la dirección del viento, el año 2004 y 2010 se visualiza vientos en dirección noroeste, mientras que, en los años 2002, 2014, 2016 y 2018 se observan vientos en dirección sureste.

4. ANEXO D: Imágenes satelitales Landsat

La Tabla VII.2 muestra las imágenes satelitales utilizadas para analizar el área glaciar de los cuerpos de hielo de la zona central de Chile entre el año hidrológico 2000 y 2020.

Tabla VII.2: Detalle de imágenes satelitales utilizadas en el análisis de variación de superficie glaciar entre 2000 al 2020.

Areas (year)	Water year	Date	Satellite	Name
2001	2000	10-mar	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20010310_20200906_02_T1
2002	2001	25-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20020225_20200905_02_T1
2003	2002	24-mar	Landsat 7	LE07_L2SP_233083_20030324_20200915_02_T1
2004	2003	02-mar	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20040302_20200903_02_T1
2005	2004	05-mar	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20050305_20200902_02_T1
2006	2005	04-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20060204_20201008_02_T1
2007	2006	20-mar	Landsat 5	LT05_L2SP_232083_20070320_20200830_02_T1
2008	2007	10-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20080210_20200829_02_T1
2009	2008	12-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20090212_20200828_02_T1
2010	2009	30-jan	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20100130_20200825_02_T1
2011	2010	02-feb	Landsat 5	LT05_L2SP_233083_20110202_20200823_02_T1
2012	2011	12-jan	Landsat 7	LE07_L1TP_233083_20120112_20161203_01_T1
		13-feb	Landsat 7	LE07_L1TP_233083_20120213_20200909_02_T1
2013	2012	02-apr	Landsat 8	LC08_L1TP_232083_20130402_20200913_02_T1
2014	2013	25-jan	Landsat 8	LC08_L1TP_233083_20140125_20200912_02_T1
2015	2014	28-jan	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20150128_20200910_02_T1
2016	2015	15-jan	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20160115_20200907_02_T1
2017	2016	06-mar	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20170306_20200905_02_T1
2018	2017	26-feb	Landsat 8	LC08_L1TP_233083_20140125_20200912_02_T1
2019	2018	24-feb	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20190224_20200829_02_T1
2020	2019	11-feb	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20200211_20200823_02_T1
2021	2020	28-jan	Landsat 8	LC08_L2SP_233083_20210128_20210305_02_T1

5. ANEXO E: Volúmenes de hielo glaciar

La Tabla VII.3 muestra los valores de variación Glaciar obtenidos por diferentes métodos de estimación empírica y valor obtenido mediante análisis de imágenes LIDAR.

Tabla VII.3: Valores de variación de volumen obtenidas por imágenes LIDAR y métodos de estimación empíricos.

Years	Glacier	Estimation of glacier volume variation								
		Measured volume variation	Chen & Ohumura	Huss & Farinotti	Bahr	Grinsted	Cecs	DGA	Marangunic	New Fitting
		LIDAR data km ³	km ³	km ³	km ³	km ³	km ³	km ³	km ³	km ³
2012-2015	Esmeralda	-0.0117	-0.0136	-0.0127	-0.0148	-0.0170	-0.0172	-0.021	-0.023	-0.0121
2012-2015	Bello	-0.0059	-0.0051	-0.0069	-0.0076	-0.0092	-0.0099	-0.011	-0.013	-0.0061
2012-2015	Paloma Oeste	-0.0134	-0.0122	-0.0125	-0.0157	-0.0219	-0.0230	-0.025	-0.028	-0.0138
2012-2015	Del rincón	-0.0156	-0.0162	-0.0148	-0.0137	-0.0263	-0.0272	-0.029	-0.030	-0.0162
2009-2015	San Francisco	-0.0298	-0.0274	-0.0277	-0.0247	-0.0503	-0.0518	-0.056	-0.061	-0.0313
2011-2015	Olivares Alfa	-0.0189	-0.0184	-0.0197	-0.0195	-0.0241	-0.0248	-0.034	-0.037	-0.0195

6. ANEXO F: Volumen equivalente en agua debido a efectos climáticos y de contaminación.

La Tabla VII.4 muestra el volumen equivalente en agua en km³ w.e antes y durante el periodo de Megasequía, donde se visualiza que para ambos cuerpos de hielo analizados (GPO y GB), durante el periodo de Megasequía se incrementó el retroceso glaciar. Sin embargo, el efecto de contaminación para GPO es superior al de GB en porcentaje con respecto al recurso hídrico almacenado en el año 2000.

Tabla VII.4: Volumen equivalente de agua perdido por causas climáticas y de contaminación antes y durante el periodo de Megasequía.

	GB*		GPO**	
	2000-2009	2010-2020	2000-2009	2010-2020
	[km ³ w.e]	[km ³ w.e]	[km ³ w.e]	[km ³ w.e]
Contamination effects	-0.0004	-0.0023	-0.0013	-0.0092
Climate effects	-0.0040	-0.0134	-0.0021	-0.0083
	-0.0045	-0.0157	-0.0034	-0.0175

* 2000 GB volume: 0.155 [km³ w.e]
 ** 2000 GPO volume: 0.049 [km³ w.e]