



UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERIA CIVIL

VARIACIÓN DEL VOLUMEN DEL GLACIAR EL MORADO, SEGÚN OBSERVACIONES
Y MODELAMIENTO ENTRE LOS AÑOS 2010 Y 2018

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

ALONSO MEJÍAS ACUÑA

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

PROFESOR CO-GUÍA:
THOMAS SHAW

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
PABLO MENDOZA ZUÑIGA

SANTIAGO DE CHILE
2020

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE: Ingeniero Civil
POR: Alonso Mejías Acuña
FECHA: Mayo 2020
PROFESOR GUÍA: James McPhee Torres

VARIACIÓN DEL VOLUMEN DEL GLACIAR EL MORADO SEGÚN OBSERVACIONES Y MODELAMIENTO ENTRE LOS AÑOS 2010 Y 2018

Los glaciares presentes en los Andes centrales resultan fundamentales, sobre todo en periodos de sequías, para la subsistencia de distintos ecosistemas, así como también para la población emplazada en las zonas urbanas o las actividades agrícolas presentes en los valles. Por desgracia, por efectos del cambio climático y otras prácticas antropogénicas los glaciares han experimentado un retroceso acelerado en las últimas décadas.

En este trabajo, se estudia en particular el Glaciar El Morado, ubicado en la parte alta de la cuenca del Río Maipo a unos 64 km al sureste de la ciudad de Santiago. El Glaciar El Morado es un glaciar de montaña que se inicia desde los 3250 m.s.n.m altitud a la que se encuentra la Laguna del Morado.

El principal objetivo del presente trabajo es determinar los cambios de volumen experimentado en la década del 2010 y las tendencias meteorológicas que lo provocan. Para el análisis de la climatología, se utiliza la técnica de la detección de los puntos de cambio, mientras que para cuantificar los cambios en el frente se utilizan imágenes satelitales pertenecientes a las constelaciones Planet Scope y Rapid Eye, además de LiDAR y dron para la generación de DEM's. Por último, se utiliza el modelo Open Global Glacier Model para determinar los cambios de elevación del glaciar. Además, considerando que parte de los DEM's obtenidos por LiDAR son coincidentes a los registrados por drones, se realiza una comparación entre los resultados de ambas técnicas.

Los resultados obtenidos a través de la combinación de modelación y observaciones de imágenes satelitales y modelos de elevación muestran que el glaciar perdió $7,6 \cdot 10^{-3} \pm 2,7 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3$ entre 2010-2018, correspondientes a un 19% del volumen calculado al año 2010. Respecto al análisis de las tendencias meteorológicas de la estación Embalse El Yeso la principal anomalía de la década corresponde a la mega sequía, mientras que las temperaturas son inferiores a las de la década del 2000 y similares a los años 90', además el retroceso por ablación frontal presenta una correlación mayor con las meteorología de la etapa de acumulación que con lo experimentado en la etapa de ablación, por lo que se concluye que el abrupto retroceso experimentado es debido a un déficit en la acumulación en vez de un aumento en la magnitud de la ablación.

Por último, la comparación entre los resultados de los balances geodésicos generados entre Lidar y dron muestran resultados similares con una diferencia de 6% en el cambio total estimado y de 0.5 m en la ablación promedio calculada.

A mis abuelos Pepe, Galo, Antonio y Luis. A quienes
les dedico este pequeño logro como regalo por su
eterna compañía.

Agradecimientos

En primer lugar, debo agradecer a mi madre, padres, hermano, abuela y perro por su apoyo incondicional e infinita contención en este proceso. Son mi mayor fortuna y no hay forma de que pueda expresar mi eterno agradecimiento hacia ustedes, su presencia en mi vida me hace una persona tremendamente afortunada.

A mi compañera Camila, quien me está conmigo desde que inicié hidráulica y continúa a mi lado ahora que terminé esta etapa. Gracias por aguantarme en los momentos de estrés, contenerme y jamás dejar de apoyarme.

También es necesario agradecer a mis amigos desde épocas colegiales Alexis, Max y Seba. Con ustedes he aprendido que los amigos son la familia que uno elige. Gracias por los momentos de diversión, estupidez, contención y reflexión que me han dado, espero que aún queden muchos por vivir.

A mi primer grupo de amigos de la U “los bellos” por brindarme compañía en esos primeros años de universidad donde cada prueba parecía imposible. Javier, Vicho, Vicho vegano, Mauro y Nico, gracias por los buenos momentos que tuvimos y los que vendrá. Mención especial a Fernanda que también me acompañó en la especialidad formando parte de mis amigos de hidráulica y a Oscar que me ha ayudado y apañado en cada cosa que le he pedido o trekking propuesto, eres un gran pequeño amigo y siempre podrás contar conmigo.

Quiero agradecer a mis amigos de hidráulica. Paula, Darío, Ignacio y Felipe que me acompañaron en toda la etapa hidráulica, a pesar de que son más fríos que un glaciar se que nos queremos. Quiero agradecer especialmente a Felipe por estar siempre dispuesto a escucharme, ya fuese un importante desahogo o solamente insensateces. También quiero mencionar a Carla con quien a pesar de que no compartimos muy recurrentemente estuvo presente en todo el desarrollo de la mención hasta el día de hoy.

También debo mencionar a la gente de la 340 que me acompañaron ya en el crepúsculo de la carrera. Fabiola, Eduardo y Borja, me alegró mucho de haber tenido la oportunidad de conocerlos mejor y compartir con ustedes antes de terminar la U. Son grandes y bonitas personas.

Por último, agradecer a los profesores que me acompañaron en esta última etapa. A Pablo por la ayuda en el último tramo de la tesis cuyos comentarios ayudaron a mejorar notoriamente el trabajo. A mi profesor guía James por confiar en mí para ser su tesista y auxiliar, además de mostrarme el bello camino de la hidrología y las nieves. A Thomas por la infinita paciencia cada vez que le pedía una reunión, por invitarme a diversos terrenos donde conocí el hermoso mundo de los glaciares, sin el apoyo de Thom este trabajo no podría haber sido posible.

Tabla de contenido

Capítulo 1: Introducción	1
1.1 Objetivos	2
1.1.1 Objetivos generales	2
1.1.2 Objetivos específicos	2
1.2 Organización del informe	3
Capítulo 2: Revisión bibliográfica.....	4
2.1 Conceptos generales sobre glaciología	4
2.2 Antecedentes glaciológicos en Chile.....	6
2.3 Meteorología y tendencias climáticas.....	8
2.4 Balances de masa geodésico mediante LiDAR y drones.....	11
2.4.1 LiDAR	11
2.4.2 Dron.....	11
2.5 Cambios glaciares a través de imágenes satelitales.....	13
2.6 Modelos Glaciares.....	14
Capítulo 3: Descripción de la zona de estudio y datos disponibles	16
3.1 Zona de estudio.....	16
3.2 Datos disponibles	19
3.2.1 Datos meteorológicos	19
3.2.2 Información de plataformas remotas.	21
3.2.3 Imágenes satélites	23
Capítulo 4: Metodología.....	24
4.1 Detección de puntos de cambio.	24
4.2 Retroceso frontal.....	27
4.2.1 Rectificación	27
4.2.2 Delimitación del frente del glaciar	28
4.2.3 Calculo retroceso.....	31
4.3 Balances de masa geodésicos.....	32
4.3.1 Dron.....	32
4.3.2 LiDAR	34
4.3.3 Comparación Aerofotogrametría-LiDAR	35
4.4 Modelamiento cambio de volumen por ablación superficial	38
Capítulo 5: Resultados.....	44

5.1 Análisis de puntos de cambio.....	44
5.1.1 Puntos de cambio series de temperatura	44
5.2 Puntos de cambio número de eventos extremos.	49
5.3 Puntos de cambio precipitaciones.....	50
5.4 Cambio de área y de volumen en la zona frontal del glaciar	52
5.4.1 Balances de masa geodésicos	52
5.4.2 Retroceso del frente de ablación mediante imágenes satelitales	55
5.4.3 Diferencias entre las distintas plataformas.	57
5.4.4 Relación con la meteorología.	58
5.5 Modelo Open Global Glacier Model.	62
5.6 Cambio total de volumen.....	71
5.7 Discusión.....	73
5.7.1 Caracterización climatológica	73
5.7.2 Balances de masa geodésico	74
5.7.3 Retroceso imágenes satelitales	74
5.7.4 Modelación Glaciar Morado	75
Capítulo 6: Conclusiones	76
Capítulo 7: Bibliografía.....	78
Anexo A : DRON.....	82
Anexo B : Análisis de punto de cambio ejemplo Ruptures.....	84
Anexo C : Código OGGM Glaciar Morado	85

Capítulo 1: Introducción

A nivel global la importancia de los glaciares se manifiesta en distintos tópicos: mantienen una gran cantidad de ecosistemas tanto en alta montaña como aguas abajo, como recurso hídrico abastecen a más de un sexto de la humanidad, además de otras implicancias sociales como indicadores del cambio climático. Las imágenes de retrocesos glaciares o su desaparición como es el caso del glaciar Okjökull en Islandia se han transformado en postales icónicas del calentamiento global. Los glaciares también pueden constituir fuentes de peligro debido a inundaciones producidas por violentos desbordes de lagos proglaciares, siendo los causantes directos de al menos 5700 muertes en Sudamérica (Carrivick & Tweed 2016).

La principal motivación del estudio recae en el importante papel que juegan los glaciares en distintos ámbitos, aportando desde el análisis de un glaciar en particular mediante la aplicación de distintas metodologías a un mejor entendimiento de la evolución glaciar en Chile central, teniendo en consideración que con el aceleramiento en el retroceso glaciar registrado en las últimas décadas distintos glaciares en la zona central podrían desarrollar lagunas pro-glaciares como la que posee el Morado.

Considerando que Chile central alberga a la mayor parte de la población con un 40% del total solo en la Región Metropolitana (INE 2017), sumado a la importancia económica de la agricultura en valles altamente productivos como por ejemplo el del Aconcagua, ambas zonas dependen principalmente del caudal de sus principales ríos como el Maipo o el Aconcagua respectivamente, los que son generados en la cordillera y alimentados por el derretimiento de las nieves y el aporte glaciar, que en periodos de sequía puede llegar hasta un 42% del caudal total anual (Ayala et al. 2016).

El presente trabajo de título trata sobre los cambios en la geometría del Glaciar El Morado experimentados en la década del 2010, marcada por la presencia de la mega-sequía, la de mayor magnitud, extensión territorial y espacial de la que se tenga registro en Chile central. Además, se analiza la evolución de la climatología para determinar si existen otras causantes meteorológicas del abrupto retroceso experimentado.

Para desarrollar el objetivo principal se ocupan nuevas herramientas disponibles para metodologías ya ampliamente empleadas. En el caso de la percepción remota se utilizan imágenes satelitales de constelaciones poco citadas en el ámbito de la glaciología como son Planet Scope y Rapid Eye. Para los balances de masa geodésicos se utilizan levantamientos LiDAR y dron, tecnología cada vez más utilizada debido a las facilidades que aporta en el trabajo en alta montaña y sus bajos costos asociados. Por último, se utiliza el modelo OGGM, del que no se encuentran estudios publicados sobre su aplicación en glaciares en el hemisferio Sur y solo un par de trabajos en el hemisferio norte.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivos generales

Del estudio del Glaciar El Morado se espera:

- Caracterizar el cambio de volumen para el periodo de la mega-sequía mediante la combinación de observaciones y modelos numéricos.
- Identificar posibles factores meteorológicos que puedan explicar el retroceso detectado.

1.1.2 Objetivos específicos

Con el fin de alcanzar los objetivos principales, se desarrollan los siguientes objetivos específicos:

- Caracterizar la climatología de la zona de estudio identificando puntos de cambio y diferencias decadales.
- Determinar el retroceso frontal del Glaciar El Morado.
- Efectuar balances de masa geodésicos a partir de modelos de elevación digitales obtenidos a través de LiDAR y dron.
- Comparar los resultados obtenidos por las distintas plataformas.
- Cuantificar los cambios de elevación del glaciar por medio de modelación.

1.2 Organización del informe

- En el capítulo 2 se desarrolla una revisión bibliográfica con el fin de definir los conceptos más importantes y el estado del arte de los diversos temas tratados como glaciología, tendencias meteorológicas en Chile y modelación glaciaria.
- En el capítulo 3 se describe la zona de estudio, así como también los datos disponibles.
- En el capítulo 4 se describen las distintas metodologías utilizadas para: el análisis de puntos de cambio, el cálculo de los balances de masa geodésicos, la comparación entre las plataformas, el retroceso calculado por imágenes satelitales y los procedimientos para modelar el glaciar utilizando OGGM.
- En el capítulo 5 se muestran y discuten los resultados obtenidos: los puntos de cambio y anomalías en las series meteorológicas, los balances de masa geodésicos, el retroceso del frente glaciario y el cambio de volumen total del glaciar complementando observaciones con los resultados obtenidos por medio de OGGM.
- En el capítulo 6 se realizan las conclusiones respondiendo a los objetivos planteados.

Capítulo 2: Revisión bibliográfica

El presente capítulo tiene como objetivo contextualizar el trabajo desarrollado mediante una definición de los conceptos básicos y el estado del arte de estos a nivel general como en la zona de estudio.

2.1 Conceptos generales sobre glaciología

Existen variadas definiciones de glaciar, Lliboutry (1956) lo define como "Toda masa de hielo perenne, formada por acumulación de nieve, cualesquiera sean sus dimensiones y su forma. Cuando el glaciar adquiere cierto espesor, fluye bajo su propio peso hacia alturas inferiores...". Una definición que puede ser considerada más completa es la acuñada por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, 2001) que la señala como: "masa de hielo terrestre que fluye pendiente abajo (por deformación de su estructura interna y por el deslizamiento en su base), encerrado por los elementos topográficos que lo rodean, como las laderas de un valle o las cumbres adyacentes; la topografía del lecho de roca es el factor que ejerce mayor influencia en la dinámica de un glaciar y en la pendiente de su superficie. Un glaciar subsiste merced a la acumulación de nieve a gran altura, que se compensa con la fusión del hielo a baja altura o la descarga en el mar". Independiente de la definición adoptada, se entiende que el glaciar es un ente dinámico.

Los conceptos de ablación y acumulación son los que definen de manera importante el dinamismo del glaciar. La ablación se considera como el resultado de un conjunto de procesos que reducen o retiran masa del sistema glaciar pudiendo ocurrir en distintas profundidades, aunque las pérdidas en las zonas inferiores son generalmente insignificantes en los glaciares de montaña comparados con las pérdidas en la parte superior. Son los cambios superficiales los que dominan el balance de masa del glaciar. Los procesos ablativos incluyen derretimiento, sublimación, avalanchas, ruptura de masas de hielo desde el frente del glaciar y el movimiento de la nieve debido al viento (Kaser et al. 2003). Por el contrario, la acumulación es definida como todos los procesos que aporten masa al glaciar, siendo el principal el depósito directo de nieve a causa de las nevadas, transporte por viento o gravitacional (Cogley et al. 2011). Dependiendo de las características topográficas y meteorológicas propias de cada zona, la importancia de cada uno de los distintos procesos mencionados adquiere una distinta ponderación en el total de estos. En la Figura 2-1 se representan los distintos procesos de ablación y acumulación.

Dependiendo del tipo de glaciar, este se encontrará afecto a distintos mecanismos de ablación. Por ejemplo, la mayor diferencia entre los glaciares de valle y los que terminan en un cuerpo de agua es la pérdida adicional de masa debido a la ablación frontal. Este tipo de ablación abarca; pérdidas por calving, derretimiento y sublimación frontal subárea (bajo la línea del agua) además de derretimiento subacuático (Figura 2-

1). El calving es el volumen perdido del glaciar debido a fragmentación y desprendimiento de trozos de hielo en frente de glaciar que limita con un lago o agua de mar, también puede producirse sin cuerpos de agua, conociéndose como calving seco (Cogley et al. 2011). Es importante notar que el calving no es necesariamente el proceso dominante, pero debido a la dificultad de determinar la magnitud de los procesos subacuáticos y subaéreos se consideran todos parte del calving (Coagley 2011). El flujo de calving en una glaciar queda determinado por la ecuación 2-1:

$$Q_c = \Delta V_{sup} - \Delta V_{total} \quad \text{ecuación 2-1}$$

Donde Q_c son las pérdidas de volumen por calving, ΔV_{sup} son las pérdidas de volumen debido a procesos superficiales y ΔV_{total} corresponde al cambio total del glaciar.

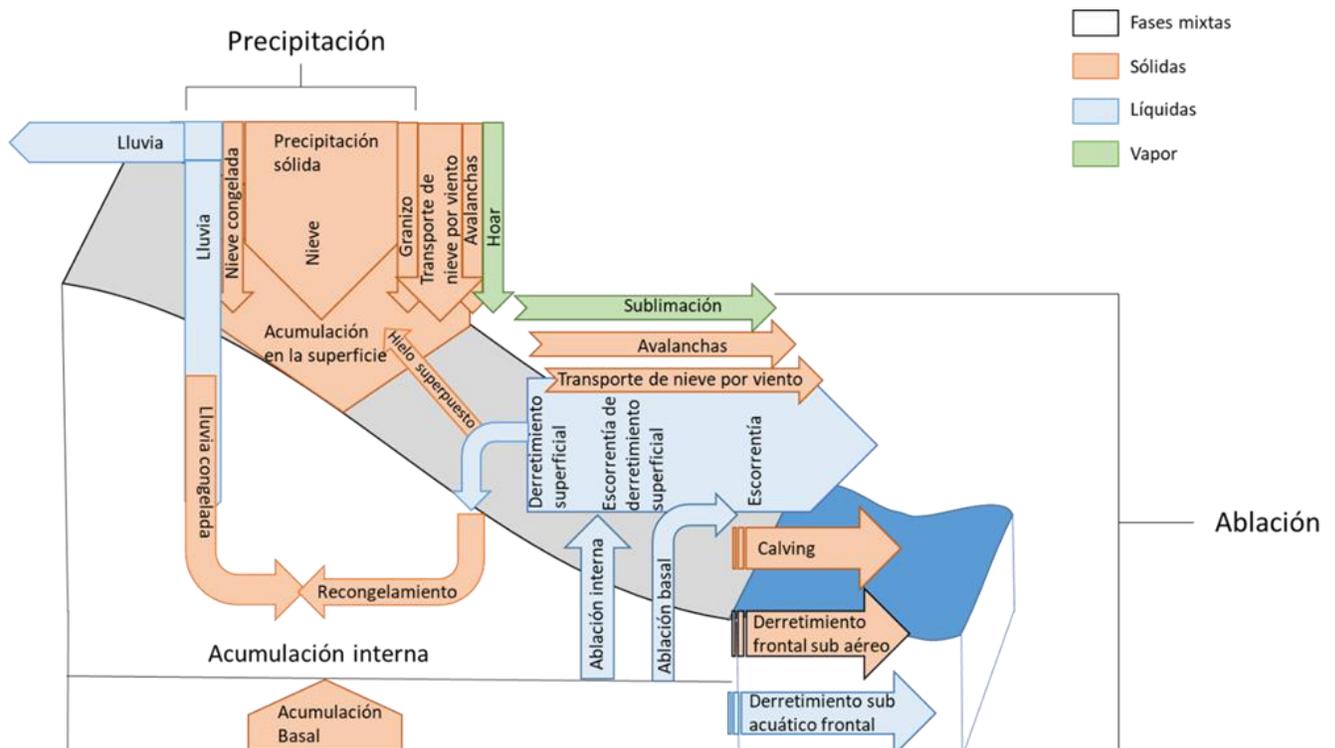


Figura 2-1; Componentes del balance de masa de un glaciar. Elaborado a partir de Cogley et al 2011.

La línea de equilibrio altitudinal (ELA por sus siglas en inglés) es la delimitación teórica que divide al glaciar en una zona de ablación y acumulación (Braithwaite & Raper. 2009). La primera zona corresponde a la parte del glaciar donde la ablación excede a la acumulación en magnitud, es decir donde el balance de masa acumulativo al inicio del año hidrológico es negativo. En cambio, la zona de acumulación es aquella en que la acumulación excede la ablación en magnitud, provocando que el balance de masa al inicio del año hidrológico sea positivo (Cogley et al .2011).

El balance de masa de un glaciar corresponde a “el cambio de masa de un glaciar, o parte del glaciar, sobre un periodo establecido de tiempo. El significado de balance de masa depende del volumen dentro del cual se encuentra la masa cambiando y el lapso” (Cogley et al. 2011). Según lo anterior, depende del volumen de control establecido el

balance de masa estudiado, por lo que se pueden definir tanto en la superficie del glaciar, en el límite inferior con el lecho rocoso o en estratos intermedios.

Para calcular los balances de masa existen diversos métodos que han sido utilizados y desarrollados a través del tiempo. El más utilizado y de mayor antigüedad es el método glaciológico o tradicional, en el que se mide la ablación y acumulación en distintos puntos del glaciar por medio de estacas instaladas, la diferencia de altura medidas en cada estaca a comienzo y a final de una determinada temporada, se convierte a una diferencia de masa puntual, las que se interpola o extrapola para cubrir la totalidad del glaciar, obteniendo así un balance de masa promediado general. Las mediciones de las estacas se suelen complementar con calicatas en las zonas de acumulación del glaciar, desde donde también se extraen distintas propiedades de la nieve como el tamaño de grano, densidad y estratigrafía.

Otro método que se ha ido desarrollando es el balance de masa geodésico, en el que a partir de un cambio de elevación calculado a partir de modelos de elevación digital (DEM) se obtiene un cambio de volumen en un periodo de tiempo determinado. Al igual que en el método tradicional se necesita hacer una conversión para transformar el volumen a masa, este suele ser un factor multiplicativo del que depende fuertemente el asertividad de la estimación realizada (Carrasco 2018).

2.2 Antecedentes glaciológicos en Chile

Chile se ubica al oeste de los Andes Sur, estos se extienden entre los 17°30' y 56°S, en un rango altitudinal que incluso sobrepasa los 6000 m.s.n.m en los puntos más altos. Debido a su extensión existen una diversidad de condiciones propicias para la ocurrencia de glaciares (Barcaza et al. 2017).

En total el área glaciar en Chile abarca un aproximado de 23 708 km² los que se encuentran distribuidos de manera heterogénea a lo largo del territorio. Se pueden dividir cuatro zonas principales: Los Andes desérticos, cuya extensión abarca aproximadamente 17°30'-32°S, esta macrozona posee un 0.8% del área glaciar chilena (Barcaza et al. 2017).

Entre los 32°-36°S se encuentran los Andes Centrales. Esta zona se caracteriza por un clima mediterráneo, con estaciones marcadas, concentrándose los eventos de precipitaciones en las estaciones de otoño e invierno, mientras que el resto del año se caracteriza por ser seco. En los Andes centrales existen cuatro cuencas principales, las que ordenadas de norte a sur corresponden a la Cuenca del Río Aconcagua, Maipo, Cachapoal y Tinguiririca.

El área glaciar de los Andes Centrales es de 869.5 km², es decir un 3.6% del total en Chile. El 33% de los glaciares de esta macrozona son glaciares de roca. Respecto a la extensión que presentan, un 57% son mayores a 1 km². La altitud media de los glaciares presentes es de 3600 m.s.n.m (Barcaza et al. 2017).

Los complejos glaciares principales se ubican en las latitudes medias de los Andes Centrales, siendo las más importantes El Juncal-Olivares con 72.8 km² y el complejo del Volcán Palomo con 92.5 km². El glaciar con más extensión de esta zona corresponde al Universidad, con 27.5 km² (Barcaza et al. 2017).

La pérdida de área experimentada en los Andes Centrales varía dependiendo de las condiciones propias de cada glaciar, por ejemplo, Juncal Sur ha disminuido en un 11% entre 1955-1997, por su parte Olivares Gamma presenta una reducción del 8.2% en el mismo periodo de tiempo (Rivera 2008). Entre los años 1955-2006 la cuenca del Aconcagua presenta una pérdida de área glaciar de un 20%, mientras que su glaciar principal, Juncal Norte ha retrocedido 14%.

El glaciar Echaurren Norte, que posee el balance de masa más extenso del hemisferio sur comenzando el año 1975 hasta la actualidad (WGS, 2013), se encuentra ubicado en la cuenca superior del Río Maipo. El glaciar Echaurren Norte ha experimentado una serie de cambios en su volumen y geometría desde que se iniciaron las mediciones cuando abarcaba un área de 0.4 km² hasta una extensión de solo 0.23 km² el 2008, sufriendo una reducción del 40% y presentándose en la actualidad como un conjunto de fracciones de parches de hielo descubiertos y cubiertos (Carrasco 2018).

Respecto al aporte hídrico de los glaciares en los Andes Centrales, se han realizado pocos estudios para modelar su respuesta y su respectiva contribución a los cauces (eg. Ayala et al. 2016, Burger et al. 2018). En el caso de los trabajos referidos, ambos fueron desarrollados en la cuenca del Río Yeso, abarcando los glaciares Pirámide, Bello y Yeso. En el caso de Burger se tiene un aporte de hasta un 32% de la escorrentía total para el año de menor precipitación del estudio (2015), para el mismo periodo de tiempo Ayala determinó que ese mismo año la contribución glaciar a la escorrentía puede llegar a un 42% del total anual y a un 67% de la escorrentía estacional de verano.

Al sur de los Andes centrales se encuentra el Distrito de los Lagos y la Provincia de Palena se ubicada entre los 41°30'-44°S. Esta zona contiene un 6.2% del área glaciar a nivel nacional (Barcaza et al. 2017).

La zona más austral es la de los Andes Patagónicos y Tierra del Fuego, ubicada entre los 46°-56°S, acá se concentra un área aproximada de 21 271 km² (Barcaza et al. 2017), el que corresponde a un 89.3% del total nacional de área glaciarizada. La meteorología de la zona se caracteriza por una gran cantidad de precipitaciones distribuidas a través de todo el año. Dos grandes campos de hielos se encuentran en este sector, los más extensos del hemisferio sur fuera de la antártica, El Campo de Hielo Norte de Patagonia y el Campo de Hielo Sur.

2.3 Meteorología y tendencias climáticas

Debido al gran rango de altitud y latitud de las distintas zonas mencionadas en 2.2 estas poseen distintos tipos de climas. En la zona de los Andes Centrales se encuentran condiciones hiper áridas en su extremo norte hasta condiciones semiáridas conforme se acerca hasta el sur. También cabe destacar la presencia del altiplano, que se trata de una meseta ubicada a gran altitud la que posee un clima más húmedo que el resto de los Andes Desérticos.

La meteorología de los Andes Centrales se caracteriza por un clima mediterráneo, con estaciones marcadas, concentrándose los eventos de precipitaciones en las estaciones de otoño e invierno, mientras que el resto del año se caracteriza por ser seco.

Por último, la zona de los Andes Patagónicos y tierra del fuego posee una gran cantidad de precipitaciones además de un marcado gradiente oeste-este (Barcaza et al. 2017).

La variabilidad climática en Chile esta principalmente controlada por la circulación y regímenes climáticos prevalecientes sobre el Pacífico Sur, siendo El Niño-Oscilación Sur (ing ENSO) y la Oscilación Decadal del Pacífico (ing PDO) los factores claves en la variabilidad de la precipitación a escalas de tiempo interanuales y mayores (Boiser et al. 2016). Cuando se experimenta una fase del Niño existe un aumento en las probabilidades de las precipitaciones en los meses fríos, produciendo un superávit en Chile central (Boiser et al. 2016), por el contrario, mientras se experimenta la fase negativa del Niño llamada la Niña se tiene una disminución de las precipitaciones.

A partir del año 1979 se ha observado en Chile central una disminución de las precipitaciones especialmente en los Andes. Aunque la magnitud de la reducción cambia según cada zona, se tiene un promedio de -7.1% por década. Lo anterior se muestra en la Figura 2-2. Las causas del déficit no se pueden explicar sin integrar el calentamiento global de origen antropogénico. Mientras que la mitad de la reducción de las precipitaciones es atribuible a la PDO, por lo menos un cuarto del déficit se debe a causantes humanas (Boiser et al 2016).

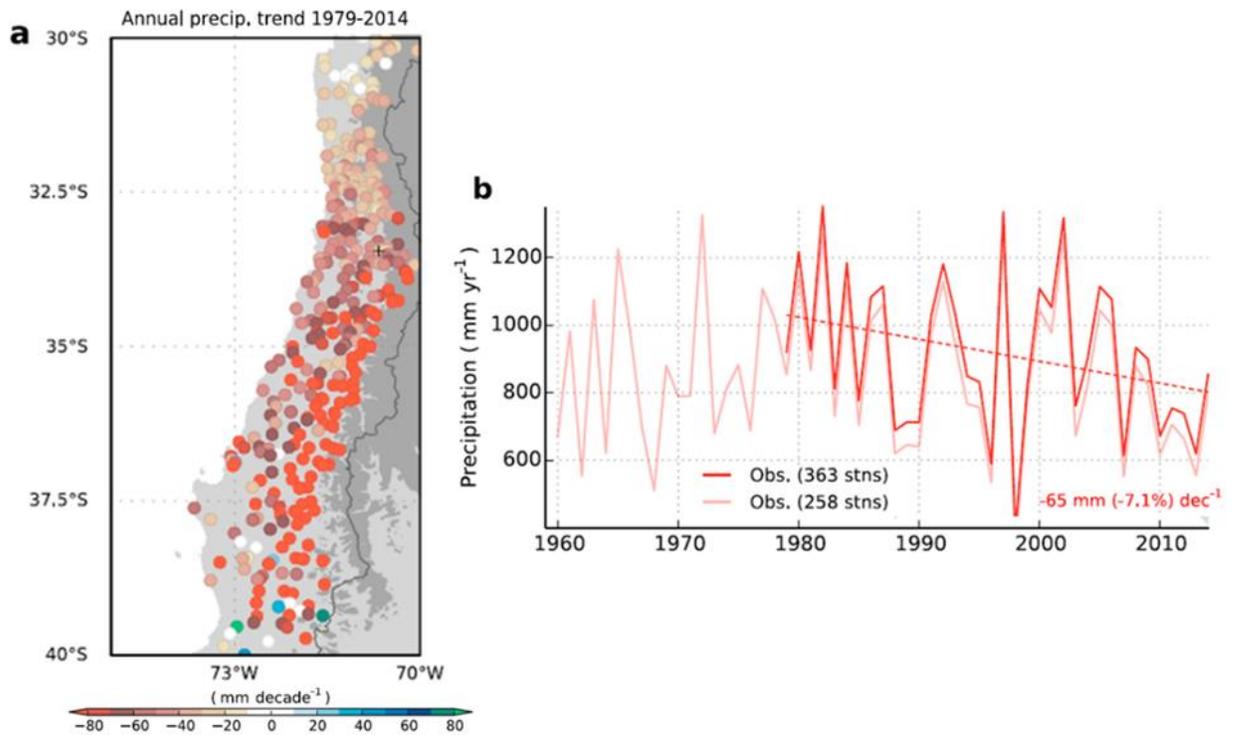


Figura 2-2; (a) Tendencias anuales de precipitación observadas en las estaciones meteorológicas entre 1979 y 2014. (b) Series de tiempo de precipitaciones acumuladas anuales en Chile central. Fuente Boiser et al. 2016.

A partir del año 2010 hasta la fecha, Chile ha experimentado una seguidilla ininterrumpida de años secos, con déficit de lluvia de entre 20% a 40%, dando lugar a la llamada mega sequía (Garreaud et al. 2019). Esta sequía corresponde a la más larga que se tenga registro, inclusive con pocos eventos análogos en el último milenio (Garreaud et al. 2019). La causa de esta mega sequía ha sido el resultado de una reiteración ininterrumpida de patrones de circulación global durante el invierno austral que bloquean el paso de tormentas extra tropicales sobre Chile central (Garreaud et al. 2019). El la magnitud y duración del déficit de precipitación puede ser explicado entre un 50% y un 70% aproximadamente al forzar modelos de circulación global con temperaturas superficiales del mar y forzantes radiactivas actuales, desarrolladas bajo los niveles de gases de efecto invernadero, mientras que, si se simula con niveles preindustriales, la magnitud de la sequía disminuye de manera considerable, por lo que se hace evidente las causas antropogénicas de este evento.

Según un estudio realizado por Burger et al. 2018. La influencia en la temperatura ejercida por el Océano Pacífico decae tierra adentro, ya que las tendencias al enfriamiento registradas en las estaciones meteorológicas costeras se condicen con lo observado en la fase negativa de la Oscilación Interdecadal del Pacífico. Por el contrario, las estaciones presentes en los valles y especialmente en los Andes, muestran tendencias estacionales al alza de manera dispersa para el verano y primavera, mientras que son especialmente marcadas en otoño, como se aprecia en la Figura 2-3 . En particular las temperaturas máximas otoñales son las que manifiestan la mayor alza, experimentando una clara correlación con el índice de Oscilación Antártica (ing AAO), esto se muestra en la Figura 2-4.

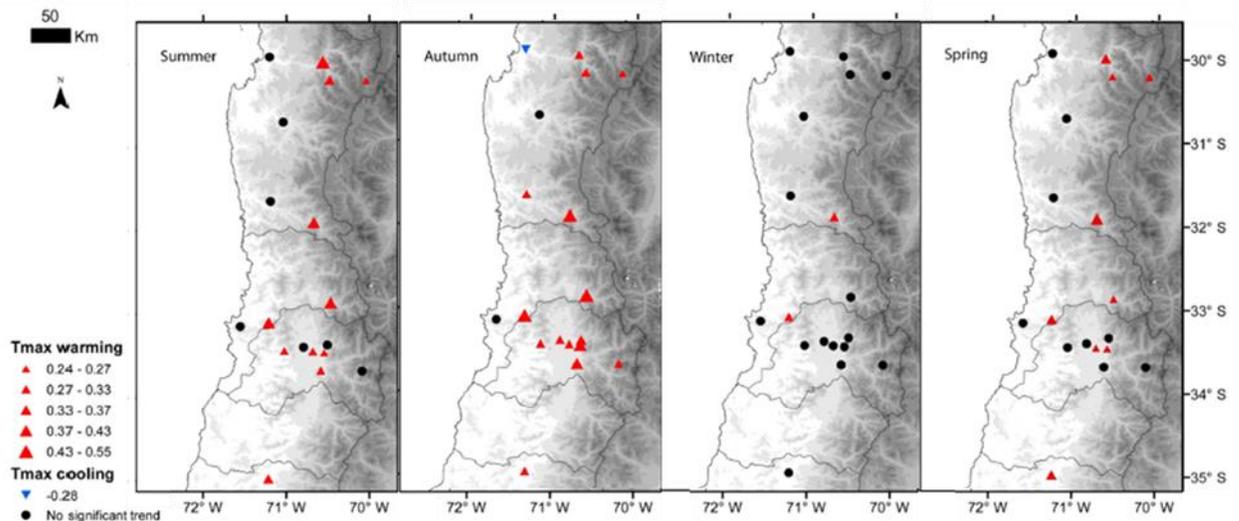


Figura 2-3; Tendencias de temperaturas máximas por estación entre 1979 y 2015. Los triángulos rojos muestran tendencias significativas en el calentamiento, mientras que los círculos azules muestran tendencias al enfriamiento. Tendencias no significativas son mostradas con los círculos negros. Fuente Burger 2016

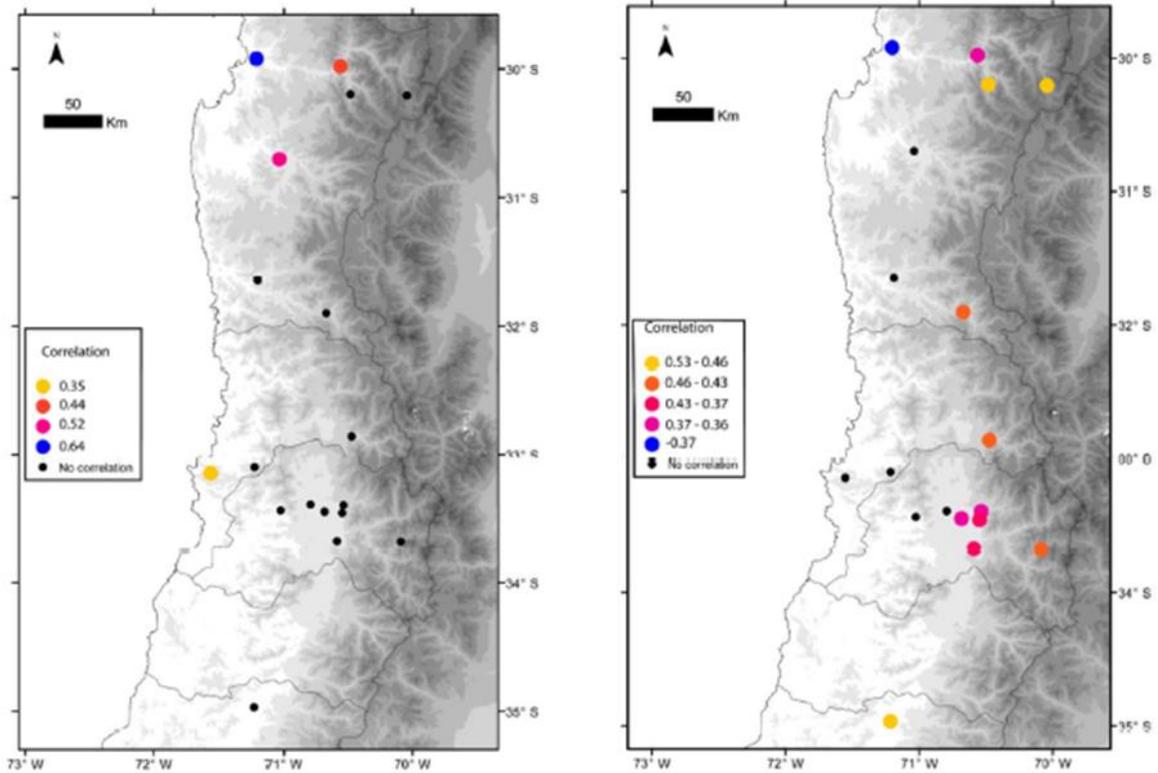


Figura 2-4; Correlación entre temperatura media anual e IPO (panel izquierdo) y la correlación entre la temperatura máxima en otoño y el índice de AAO en otoño (panel derecho). Correlaciones significativas están mostradas en por los puntos coloreados de manera respectiva.

2.4 Balances de masa geodésico mediante LiDAR y drones

Una de las dificultades a las que se enfrenta la glaciología es que para realizar distintos estudios de campo los glaciares tienden a estar ubicados en áreas inaccesibles, lo que provoca que las expediciones sean engorrosas, lentas y costosas (Immerzeel et al. 2014), adicionalmente los glaciares cubiertos de detritos suelen presentar una capa rocosa, que dificulta aún más las mediciones de campo. Es por esas razones que se han desarrollado diferentes técnicas de percepción remota como imágenes satelitales, lidar, fotogrametría por medio de drones, permitiendo facilitar y enriquecer las observaciones necesarias para los distintos tipos de estudios.

2.4.1 LiDAR

LiDAR (Light Detection and Ranging) es un dispositivo que permite medir la distancia a un punto alejado calculado a través del tiempo que se demora en retornar un pulso laser emitido. Repitiendo este proceso repetidas veces, creando nubes de puntos densas, se pueden elaborar mapas de elevación digital de una superficie.

Originalmente las mediciones con lidar en glaciología estaban limitadas a glaciares rocosos o cubiertos de detritos (Avian et al. 2016), debido a que las partículas emitidas eran absorbidas por las superficies de nieve fresca y hielo descubierto (Fischer et al. 2016). Conforme avanzó la tecnología surgió una nueva línea de aparatos LiDAR que a través del uso de frecuencias más altas cercanas al infrarrojo eran perfectamente reflejadas por este tipo de superficies problemáticas.

Con el paso del tiempo este nuevo método ha sido fuertemente utilizado para la confección de balances de masa geodésicos, sustrayendo los DEMS generados con levantamientos en distintas fechas. Fischer et al. 2016 realiza una comparación de este nuevo tipo de levantamiento con el método tradicional, obteniendo una relación de $R^2=0.91$ en el balance de masa promedio.

En Chile se han desarrollado diversos estudios con LiDAR aerotransportado, entre los que se encuentra el trabajo de Rivera et al.2015 donde se utiliza con el fin de obtener la topografía del Glaciar Pichillancague-Turbio ubicado en la ladera noreste del Volcán Villarrica. En los Andes centrales ha sido utilizado para monitorear el balance de masa del Glaciar Echaurren Norte entre los años 2009-2015 (Farías et al 2019-a).

2.4.2 Dron

Durante los últimos años ha ido ganando terreno la utilización de drones montados con cámaras fotográficas o LIDAR, con el fin de realizar levantamientos topográficos en glaciares. La técnica más utilizada consiste en realizar Structure for Motion (SfM) debido a sus bajos costos y la facilidad para desarrollarlo. SfM es una técnica de construcción de imágenes 3d que utiliza el mismo principio de la fotografía estereoscópica

convencional (Westoby et al.2012). Para realizar esta técnica se requieren imágenes de distintos ángulos para traslaparlas y lograr el efecto de realce.

La diferencia principal entre la fotografía estereoscópica convencional y el SfM recae en la cantidad de fotografías requeridas y la información asociada a estas. En la fotografía estereoscópica convencional se necesitan las coordenadas 3d del objetivo y el ángulo con respecto a la cámara. SfM necesita puntos de control en las imágenes cuyas coordenadas sean conocidas, luego se comienzan a identificar puntos comunes en las distintas fotografías los que a partir de las posiciones ya conocidas se van georreferenciando de manera iterativa mediante una minimización no lineal de los mínimos cuadrados para refinar los resultados.

La técnica del SfM mediante drones demoro en ser utilizada en estudios glaciares debido principalmente a dos problemas, el primero era la dificultad de aplicarlos en ambientes de alta montaña debido a los fuertes vientos, esto fue estudiado por Funaki y Hirasawa (2008) que realizan 6 tipos distintos de drones para ser probados en el volcán Sakurijima en Japón, logrando resultados satisfactorios. El segundo gran impedimento correspondía a la dificultad de aplicar el SfM en las superficies glaciares, principalmente en los descubiertos y en las zonas que presentaban acumulación, debido a que la homogeneidad de la superficie y la alta reflectividad a la luz dificultaban el correcto reconocimiento de puntos comunes entre las distintas imágenes. Clayton (2012) fue el primero en aplicar SfM en ambientes glaciares, aunque su objetivo principal era mapear las morrenas rocosas dejadas por la huella glaciar este trabajo sirvió como antecedente para que un número importante de investigadores realizara investigaciones mediante drones en los años posteriores (eg Immerzeel et al. 2014, Ryan et al. 2014,2015, Rippin et al 2015).

La técnica de SFM en glaciología principalmente se utiliza para realizar balances de masa geodésicos o identificar la velocidad de movimiento del glaciar en periodos cortos de tiempo. La mayor ventaja que representa es que los levantamientos topográficos de la superficie glaciar se pueden realizar en menor tiempo ya que no es necesario que los investigadores recorran el glaciar en cada punto de interés, reduciendo el capital humano necesario logrando disminuir el coste de cada expedición.

Un ejemplo de lo anterior es el trabajo realizado por Immerzeel et al. (2014), que realiza 10 vuelos repartidos en 2 campañas de muestreo como se observa en la Figura 2-5, abarcando la totalidad del glaciar mediante el grillado de las distintas zonas. Lo aprendido de este estudio consiste en el contraste entre las campañas: en la primera existió una gran cantidad de vuelos debido a la suposición que una mayor cantidad de imágenes traslapadas aumentaría en gran medida la precisión de los modelos de elevación generados, pero debido al gran esfuerzo que se requería, decidió reducir el número de vuelos tomados en el segundo levantamiento. Los errores obtenidos en ambos fueron de la misma magnitud, lo que significó que la fuente de estos era la cantidad y calidad de georreferenciación de los puntos de control utilizados. Con este trabajo se midió la velocidad de avance del glaciar de manera continua y no respecto a mediciones puntuales como habían logrado trabajos anteriores con métodos tradicionales.

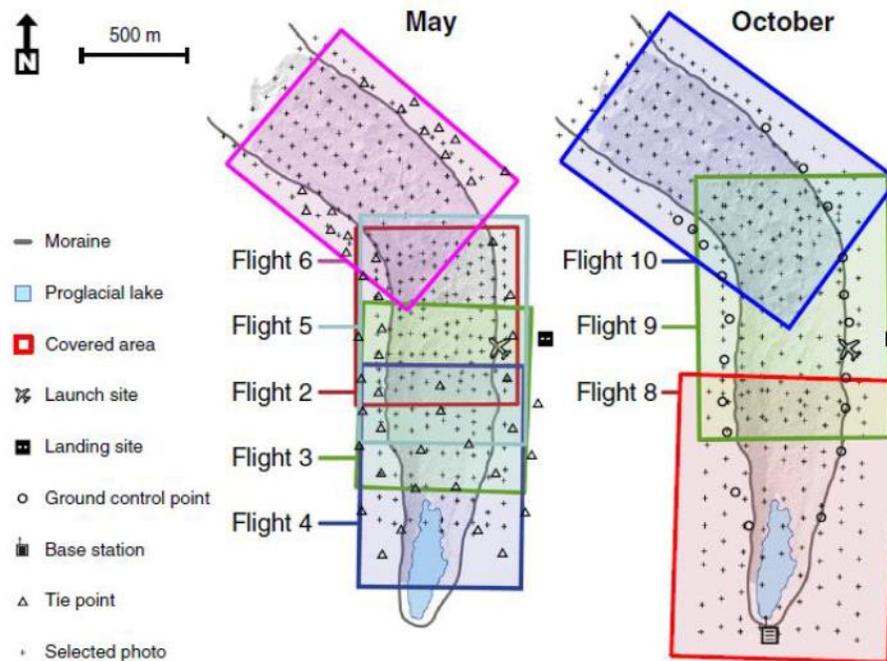


Figura 2-5; Vistas de las áreas de estudio, se muestran las áreas cubiertas por los vuelos exitosos (6 para mayo, 3 para octubre), las posiciones desde que fueron tomadas las fotografías seleccionadas se marcan con cruces, mientras que los puntos de control y de validación se representan con círculos y triángulos respectivamente.

2.5 Cambios glaciares a través de imágenes satelitales

La percepción remota ha sido ampliamente utilizada para los estudios glaciológicos, específicamente teledetección aérea y satelital, la que es considerada el único enfoque práctico para obtener una evaluación regional del estado y balance de masa de los glaciares allí ubicados (Bamber & Rivera 2007).

Existen distintas formas de utilizar este tipo de data, desde reflexiones radiométricas que permiten obtener balances de masa geodésico a una resolución inclusive anual, como por ejemplo el satélite francés ASTER. Estudios de este tipo han sido ampliamente utilizados para seguir la evolución glaciar en periodos de estudio de varias décadas (Rivera et al. 2007).

El principal enfoque hasta la fecha de la percepción remota ha sido los cambios en el área glaciar, debido a que permite estudios de varias décadas dependiendo de las imágenes que se tengan disponibles. Narama et al. 2009 y Farías et al 2019-2 utilizan distintas plataformas, como por ejemplo el satélite espía Corona para obtener imágenes ópticas de mayor antigüedad (~1970) complementadas con imágenes Landsat para establecer los cambios en la geometría glaciar entre periodos de observación de 1970-2000 y 1955-2019 respectivamente.

Respecto a los métodos para establecer los límites del glaciar la delimitación o digitalización manual es considerada la más precisa, pero también necesita de una gran cantidad de tiempo de trabajo. Debido a esto que para analizar una gran cantidad de

glaciares se han desarrollado técnicas automáticas de mapeo glaciar, basado en las diferentes relaciones entre las bandas de una imagen multispectral (Burns 2013).

La delimitación automática utiliza diferentes bandas del espectro electromagnético, analizando en las que el hielo presenta una mayor reflectividad. Esta técnica si bien resulta tan precisa como la delimitación manual, para los glaciares cubiertas de detritos no resulta efectiva (Salzmann et al. 2013).

El problema de los diferentes métodos de imágenes satelitales empleadas hasta hoy es que no siempre se cuenta con la resolución temporal o espacial necesaria para el distinto tipos de estudios, como por ejemplo las tasas de retroceso mensual de glaciares. A pesar de que existen plataformas que permitirían este tipo de estudios a través de imágenes ópticas, como por ejemplo Planet, a la fecha esta alternativa no es encontrada ampliamente exploradas, a excepción del estudio puntual de Steiner et al. 2018, donde se ha observado el avance de la lengua inferior del glaciar Khurdopin.

PlanetScope y RapidEye son dos constelaciones de satélites pertenecientes a la compañía Planet. La primera constelación posee aproximadamente 120 CubeSat, lo que permite obtener imágenes a resolución diaria, con una resolución de 3.0 m que están conformadas por 4 bandas, azul (455-515 nm), verde (500-590 nm), rojo (590-670 nm) y NIR (780-860 nm), las que se encuentran disponibles desde el año 2015 hasta la fecha. RapidEye por su parte es una constelación formada por 5 satélites, posee una resolución espacial de 6.5 m y posee las mismas bandas que PlanetScope más una banda entre el rojo y NIR, la que capta el espectro entre 690-730 nm.

2.6 Modelos Glaciares

El modelamiento permite ampliar el conocimiento recolectado mediante los distintos estudios glaciológicos como son la percepción remota y los registros de balance de masa. Además, logra un mejor entendimiento sobre la relación entre las forzantes climáticas y los cambios glaciares, proyectando ideas sobre las posibles consecuencias que tendrían distintos cambios en el clima. Por otro lado, considerando que tanto los balances de masa como las imágenes obtenidas por percepción remota poseen escalas de tiempo anuales o decadales entre cada una de sus observaciones, el modelamiento permite obtener una idea del estado de los glaciares en esa etapa intermedia de las observaciones (Pellicciotti et al. 2014).

Los modelos glaciológicos desarrollados responden a dos enfoques principales, los de balance energético y los índices de temperatura o grado día. Los de balance de energía son modelos de base física que representan los flujos energéticos en el interfaz glaciar-atmosfera, el modelo TOPKAPI (Finger et al., 2010) por ejemplo es un modelo de hidrología glaciar de balance de energía. Los modelos de índice de temperatura asumen una relación empírica entre derretimiento y temperatura del aire basado en la fuerte correlación entre estas variables (Hock 2005), un ejemplo de este tipo de modelo es el presentado en Marzeion et al., 2012. Se han desarrollado modelos que combinan ambos enfoques o simplificando flujos radiativos del balance energético

agregando variables a los modelos de índice de temperatura, como el modelo propuesto por Kane & Gieck.,1997 que utiliza un método combinado utilizando un índice de temperatura que considera la radiación de onda corta entrante. Los modelos de base física debido a que incorporan una mayor cantidad de variables necesitan más datos de entrada como la radiación solar, velocidad del viento, humedad relativa y temperatura del aire, mientras que los de índice de temperatura solo necesitan la temperatura del aire. A pesar de que, en una modelación puntual, por ejemplo, en la ubicación de una estación meteorológica el desempeño del modelo balance de energía será superior al de uno de índice temperatura, a una mayor escala, como en la totalidad del glaciar, donde es necesario la extrapolación de los datos disponibles, esta superioridad no ha sido demostrada (Pellicciotti et al. 2014). Gracias a que la temperatura del aire es la variable usualmente disponible y simple de extrapolar, los modelos de índice de temperatura han sido los métodos más ampliamente utilizados para el cálculo del derretimiento de la nieve y el hielo (Hock., 2005), a pesar de esto poseen la desventaja de que el factor de derretimiento depende de condiciones locales por lo que es necesario realizar una calibración, aumentando la información necesaria.

Los modelos aplicados en la glaciología también dependen de la finalidad para la que son empleados. Existen modelos hidrológicos que tienen como objetivo calcular la escorrentía generada por el deshielo glaciar, cabe destacar que la modelación es el principal enfoque para calcular la escorrentía glaciar por sobre otras metodologías como los trazador hidróquímicos o el balance hidrológico (La Frenierre & Mark., 2014). Otro tipo de modelos son los desarrollados para calcular los balances de masa glaciar, como por ejemplo el modelo Open Global Glacier Model (Marzeion et al., 2012.).

Capítulo 3: Descripción de la zona de estudio y datos disponibles

3.1 Zona de estudio

La subcuenca El Volcán es parte de la cuenca del Río Maipo, posee un área de 523 km² con una orientación este oeste, el punto de desagüe de la cuenca se encuentra en el punto-70.21,33.8 UTM y su rango altitudinal va desde los 1432 m.s.n.m en la descarga hasta los 6104 m.s.n.m, con una altitud media de 3367 m.s.n.m. Según la plataforma CAMELS-CL (<http://camels.cr2.cl/>) la cobertura de suelo en la cuenca es de un 78% tierras áridas, un 14% por glaciares y otro 4% por nieve o hielo, el 3% restante corresponde a otro tipo de superficies, como vegas, matorrales, áreas urbanizadas entre otros. Las conformaciones geológicas que presenta una mayor proporción son: rocas sedimentarias con un 31%, piroclásticas 19% y 17% rocas sedimentarias carbonatadas.

La cobertura glaciar de la subcuenca El Volcán posee 68.7 km², de la que 25.4 km² son glaciares de montaña, 24 km² de valle, 18.6 km² rocosos y 0.7 km² corresponden a glaciaretos, la distribución espacial se muestra la Figura 3-1, mientras en la Figura 3-2 se muestra su distribución altitudinal.

Tipos de glaciares subcuenca "El Volcán"

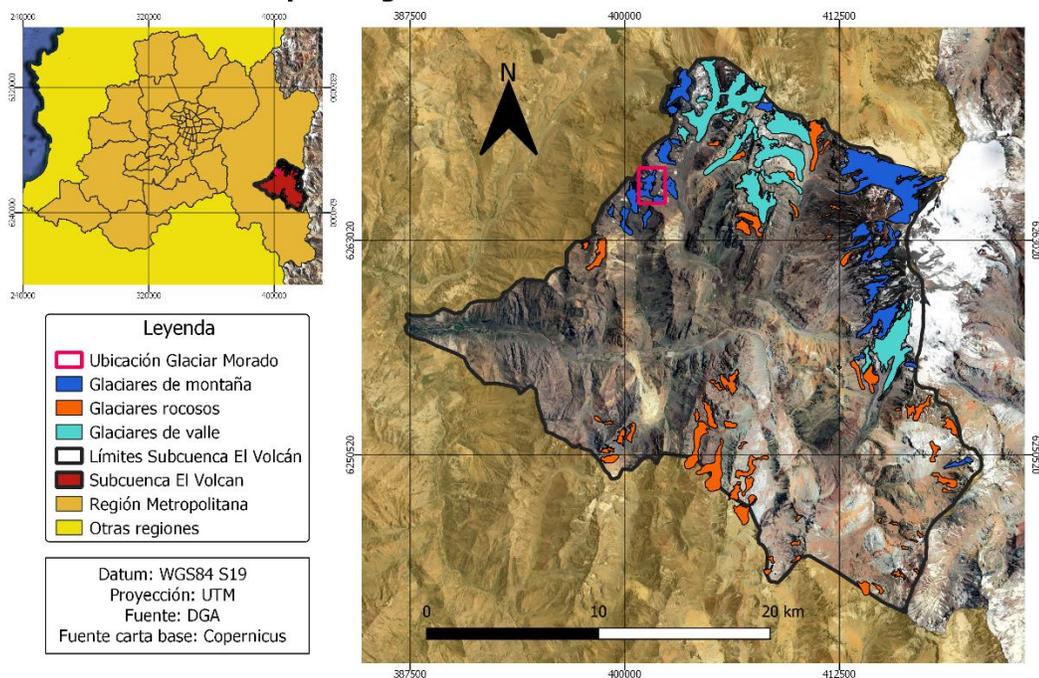


Figura 3-1; Tipos de glaciares presentes en la subcuenca El Volcán. El recuadro de color morado muestra la ubicación del Glaciar El Morado. Elaboración propia a partir de del inventario glaciares 2015 DGA.

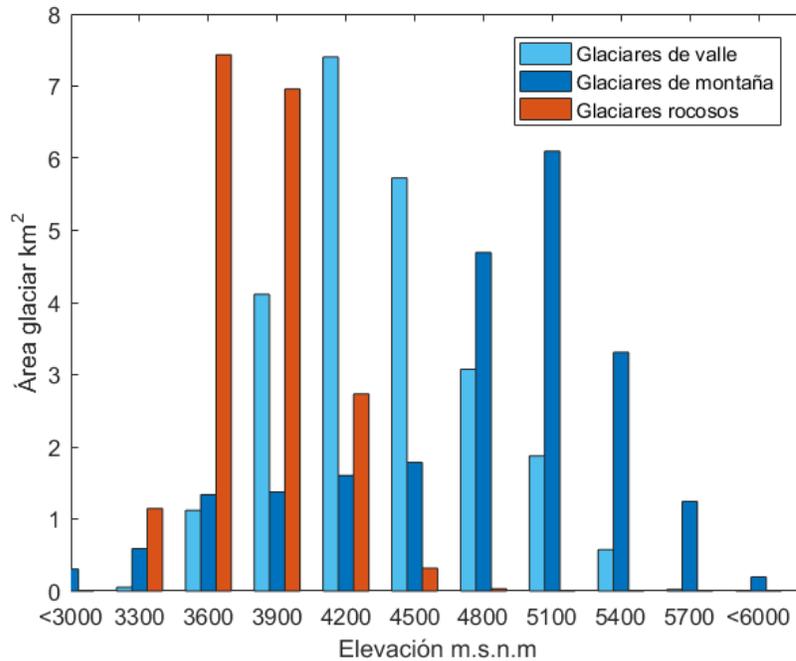


Figura 3-2; Distribución altitudinal según tipo de glaciar. Elaborado a partir del Inventario de glaciar DGA 2015.

La meteorología de la zona presenta un clima mediterráneo al igual que en los andes centrales. Según el climograma (Figura 3-3) realizado a partir de la estación Embalse el Yeso a 8(km) hacia el sureste del EGM, las temperaturas medias oscilan entre los 2 y 15(°C), mientras que las precipitaciones se concentran en los meses del invierno austral (mayo a septiembre), generalmente la línea de nieves se encuentra sobre los 2000(m.s.n.m) (Fariás 2019 EMG). La temporada de ablación se considera desde inicios de septiembre hasta abril.

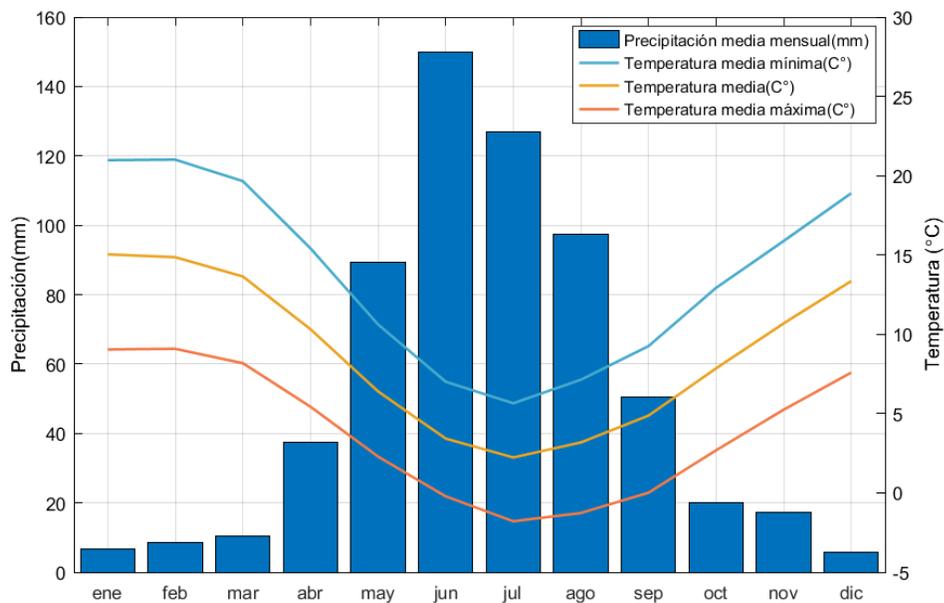


Figura 3-3; Climograma Embalse el Yeso.

Glaciar "El Morado"

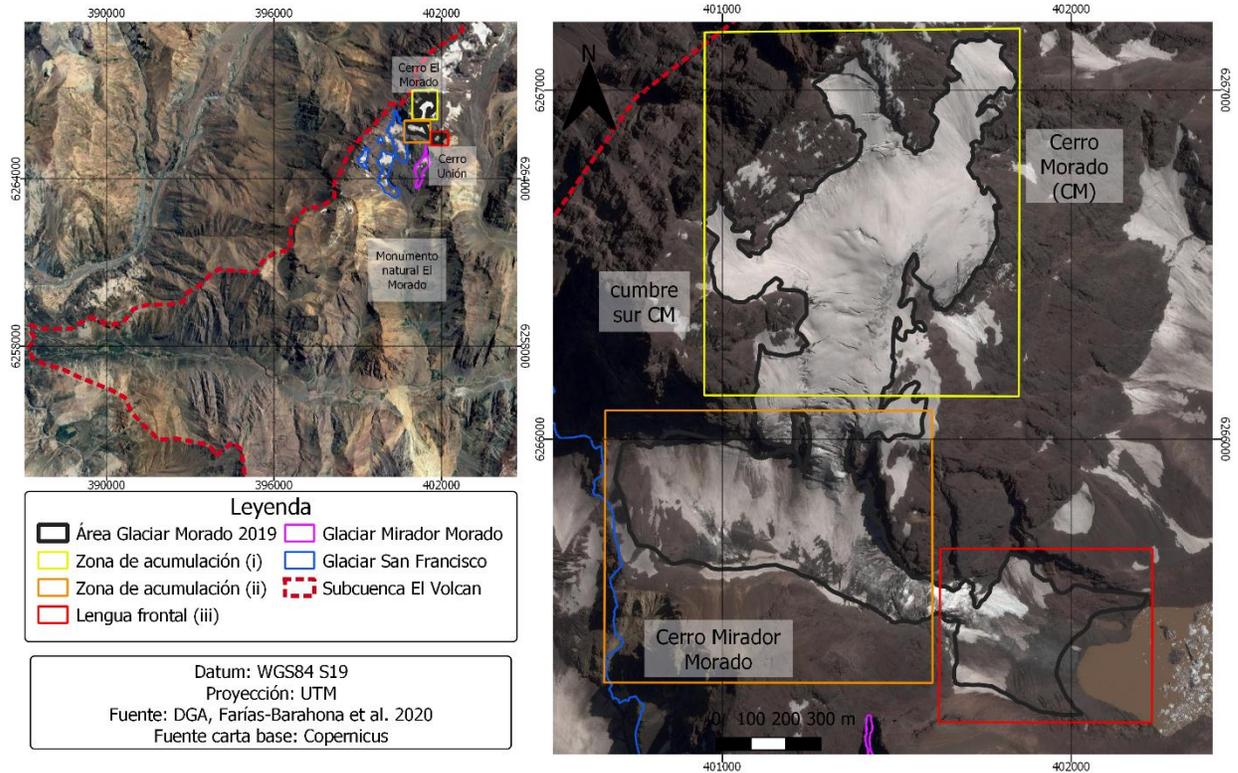


Figura 3-4; Área Glaciar El Morado para el año 2019, de fondo una imagen del glaciar del año 2015, las distintas zonas de acumulación(i), (ii) y la lengua frontal son las descritas en Farías et al. (2019). Además, se señalan los distintos puntos de referencia como el Cerro Morado, Cerro Mirador Morado, Cerro Unión y el Monumento Natural El Morado.

Dentro de los 25 glaciares de montaña inventariados para la subcuenca El volcán se encuentra el Glaciar El Morado (GEM) (Figura 3-4), compuesto por tres cuerpos de hielos principales: (i) una zona de acumulación que presenta orientación principalmente sureste que se encuentra en la ladera suroeste del Cerro Morado, (ii) otra zona de acumulación flanqueada al norte por el Cerro Morado y suroeste por el Mirador Morado, (iii) por último se encuentra la lengua frontal del glaciar, la que está parcialmente cubierta por detritos y que presenta ablación frontal debido a una laguna que se ha ido desarrollando aproximadamente desde los años 50' (Farías-Barahona et al. 2020).

EM posee un área de 0.9 (km²) al 2019, abarcando una altura desde los 3275 hasta los 4500 m.s.n.m, con una orientación predominante sureste. EM junto con el Glaciar San Francisco y El Mirador Morado son los glaciares de montaña más bajos en la cuenca, encontrándose en un rango altitudinal donde predominan glaciares rocosos.

3.2 Datos disponibles

3.2.1 Datos meteorológicos

La principal fuente de datos meteorológicos corresponde a la estación meteorológica Embalse el Yeso. Esta se encuentra a 7.2 km de distancia del centro del Glaciar Morado. Posee mediciones de precipitación acumulada, temperaturas medias, mínimas y máximas diarias. La ubicación de la estación Embalse El Yeso se muestra en la Tabla 3-1.

Tabla 3-1; Información estaciones meteorológicas cercanas a la zona de estudio.

Nombre estación	Coordenadas	Elevación (m.s.n.m)	Variabes	Periodo de medición	Resolución
Embalse El Yeso	33°40'36"S	2475	Temperaturas del aire	1955-2019	Diaria
	70°05'09"O		Precipitación	1979-2019	Diaria
Glaciar San Francisco en Aguas Panimávida	33°48'21"S	2220	Temperaturas del aire	2012-2019	Diaria
	70°04'12"O		Precipitación	2015	Diaria
San Gabriel	33°46'57"S	1266	Precipitación	1977-2017	Diaria
	70°14'22"O				
Río Maipo en San Alfonso	33°44'05"S	1092	Precipitación	1985-2017	Diaria
	70°18'03"O				

Los registros de temperaturas medias comienzan desde el año 1955, mientras que de temperaturas máximas y mínimas están descritos desde el año 1962, aunque existe una discontinuidad en las mediciones entre los años 1970-1977. Para asegurar calidad en los datos se aplicaron los criterios presentes en Burger et al. (2018-a). Los promedios mensuales sólo se calcularon para meses con más del 85% de días con mediciones, los outliers fueron eliminados considerando un rango de 3 desviaciones estándar alrededor del promedio diario. Por último, para asegurar la consistencia interna se comprobó que ningún máximo diario fuera menor que el mínimo del día anterior.

Las precipitaciones diarias se encuentran disponibles desde el año 1978, para calcular el acumulado mensual se utilizan los meses que cuenten con más del 85% de días con mediciones. En la Tabla 3-2 se muestran las observaciones disponibles con sus periodos respectivos luego de aplicarles los criterios mencionados.

Tabla 3-2; Periodo de observaciones utilizadas para la Estación Embalse el Yeso.

Observación	Periodo
Temperatura mínima (°C)	3/1977-4/2019
Temperatura media (°C)	3/1955-4/2019
Temperatura máxima (°C)	3/1977-4/2019
Precipitación acumulada (mm)	1/1979-4/2019

En la Tabla 3-1 también se encuentra el resto de las estaciones disponibles. Debido a que los periodos de mediciones no eran lo suficientemente extensos no se utilizan para la caracterización y tendencias meteorológicas estudiadas. Las estaciones San Gabriel y Río Maipo se utilizan para extraer un gradiente logarítmico en las precipitaciones, siguiendo lo hecho por Ayala et al. (2016). La ecuación que describe este gradiente es:

$$P(z) = [P_{grad_{c_1}} \ln(z) + P_{grad_{c_2}}]P(z_0) \quad \text{ecuación 3. 1}$$

Donde $P(z)$ (mm) es la precipitación a la elevación z , $P(z_0)$ (mm) es la precipitación registrada en la estación base, $P_{grad_{c_1}}$ y $P_{grad_{c_2}}$ son los parámetros calibrados.

Para llevar las observaciones a la altura del Glaciar Morado se utilizan gradientes altitudinales, en el caso de las temperaturas se ocupan los calculados en Ayala et al. (2016), los que resultan una aproximación válida debido a que se emplea la misma estación meteorológica del Embalse El Yeso, además de que el estudio corresponde a la subcuenca del Río Yeso, colindante al norte de la subcuenca El Volcán. En el caso de las precipitaciones, se utiliza el gradiente logarítmico calculado con la ecuación 3.1. Los valores referidos se encuentran a continuación en la Tabla 3-3.

Tabla 3-3; Gradientes mensuales para la temperatura (valores extraídos de Ayala et al. 2016) y coeficientes de gradientes logarítmicos para la precipitación calculados con las estaciones San Gabriel y Río Maipo.

Temperatura °C km												Precipitaciones	
ene	feb	mar	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	1	2
7.06	6.44	5.94	5.56	5.30	5.16	5.14	5.24	5.46	5.80	6.26	6.84	0.40	0.04

El gradiente logarítmico empleado aumenta la precipitación desde la estación Embalse el Yeso a la lengua frontal del Glaciar Morado en 2.4 veces. Es importante tener en cuenta que esta corrección no considera factores orográficos locales, tales como la presencia de los cerros que encajonan el glaciar.

3.2.2 Información de plataformas remotas.

Los datos disponibles de percepción remota corresponden a modelos de elevación digital elaborados a través de aerofotogrametría y levantamientos lidar, además de imágenes satelitales obtenidas desde la plataforma Planet (<https://www.planet.com/>).

3.2.2.1 LiDAR

Se cuenta con cuatro modelos de elevación digital (DEMs, por sus siglas en inglés) provenientes de levantamientos LiDAR los que abarcan el frente del glaciar, estos se muestran en la Tabla 3-4. El proceso para obtenerlos consistió en generar una nube de puntos densa a partir de dos posiciones estables georreferenciadas con GNSS (Global Navigation Satellite System) de doble frecuencia. Posteriormente las nubes de puntos obtenidas fueron co-registradas utilizando las zonas estables (afloramientos rocosos) del levantamiento de enero 2019 como referencia. Con el fin de crear los DEMs en un formato que pudiera ser trabajado se utiliza el software CloudCompare para interpolar los puntos utilizando kriging, generando así un raster con resolución de 0.5 m. El error propagado es ± 0.38 m en la horizontal, según lo calculado en Farías et al 2020. Los DEMs ocupados en este trabajo son los mismos utilizados en Farías et al. 2020, siendo provistos por el mismo autor.

Tabla 3-4; Fechas de levantamientos LiDAR y su resolución.

Fecha levantamiento	Resolución (m)
09-01-2015	0.5
28-02-2018	0.5
25-01-2019	0.5
31-03-2019	0.5

3.2.2.2 Dron

Se realizan dos levantamientos aerofotogramétricos en el verano del 2019, los días 25-01-2019 y 01-04-2019, en el sector de la lengua frontal del glaciar. Estos fueron realizados con un dron DJI Mavic Pro, que posee un sensor 1/2.3" (CMOS) que se traduce en una cantidad de 12.35 megapíxeles efectivos. El procedimiento para realizar ambos levantamientos fue el estándar ya empleado en numerosos trabajos anteriores (eg Bhardwaj et al.2016, Bühler et al. 2015, Nolan et al. 2015, Wigmore et al. 2017).

Antes de cada levantamiento se instalan 10 puntos de control (GCP por sus siglas en inglés), los que consistían en banderas amarillas y blancas. Para la georreferenciación de cada GCP se utilizó el mismo GNSS de doble frecuencia empleado en los levantamientos LiDAR. A medida que se colocaban en distintas partes de la lengua del glaciar, se registraban las coordenadas de puntos intermedios a fin de servir como puntos de validación (PV). La distribución de los GCP debe ser lo más homogénea dentro de las posibilidades del terreno; en los dos levantamientos se posicionaron más GCP en la lengua frontal del glaciar con el fin de mejorar la precisión en esa zona. El error de los GCP se considera de ± 0.15 m que es lo señalado como el error de posicionamiento vertical al momento de registrar la posición con el receptor móvil.

Una vez ubicados todos los GCP se procede a realizar los levantamientos con el dron. Se sobrevuela parte del área de la Laguna y la lengua frontal manteniendo la distancia con las laderas del Cerro Morado y Mirador Morado. En la Figura 3-4 se observa el área de vuelo y el área de levantamiento.

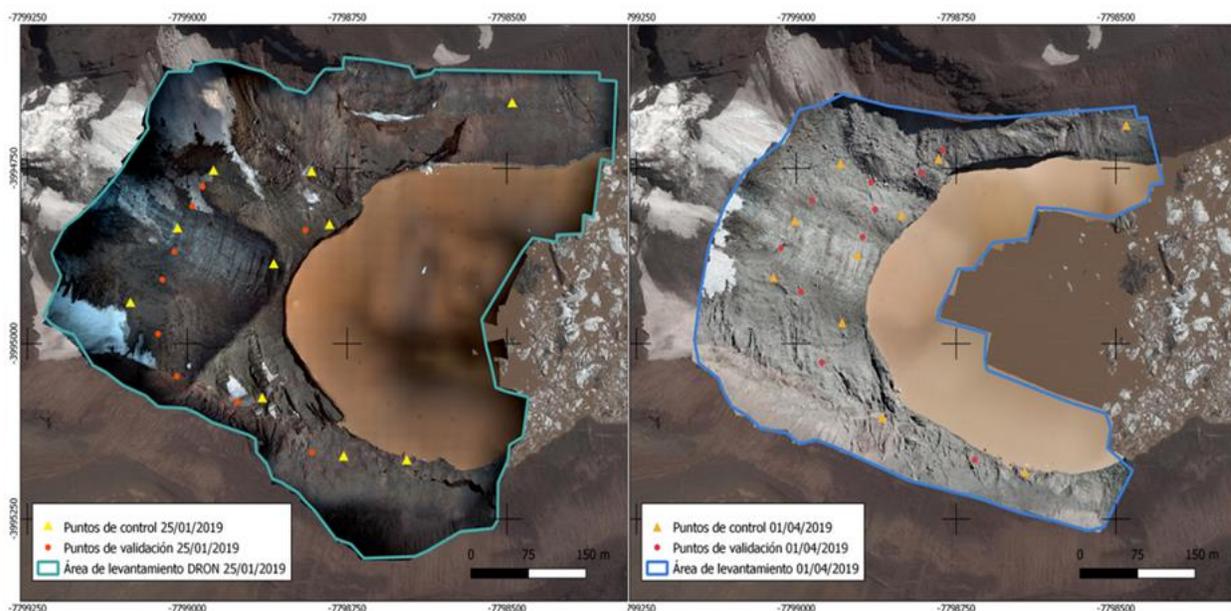


Figura 3-4; Áreas de levantamiento, puntos de control y validación en las campañas del 25-01-2019 a la izquierda y 01-04-2019 a la derecha. La imagen de fondo corresponde a Copernicus 2015.

Las fotografías recolectadas son procesadas con el software Agisoft PhotoScan Professional. Se obtienen para cada levantamiento un DEM y un ortomosaico, las resoluciones respectivas son mostradas en la Tabla 3-5. El error de los DEMs se calcula como el promedio de la diferencia de la elevación registrada en cada punto de control y validación con la obtenida en el DEM. El error total se calcula por medio de propagación de errores considerando la incertidumbre en la posición de los GCP, PV y el error de los DEMS. En el Anexo A se encuentran los parámetros utilizados en la confección de los DEMS y el error promedio.

Tabla 3- 5; Especificaciones DEMs generados.

Fecha levantamiento	Resolución m	Fotografías utilizadas	Formato	Área cubierta km2	Error m
25-01-2019	0.12	753	DNG	0.28	±0.41
01-04-2019	0.09	896	JPG	0.19	±0.30

Los errores registrados en ambos levantamientos se encuentran dentro de los rangos revisados en la bibliografía (0.21 ± 0.14 m), mientras que la densidad de puntos de control por kilómetro cuadrado de 22 gcp km^{-2} es superior a los estudios anteriores 14 ± 12 gcp km^{-2} . Más detalles se encuentran presentes en el Anexo A.

Ambos levantamientos fueron hechos en condiciones similares, con los mismos equipos y una distribución de GCP similar. Sus principales diferencias consisten en el formato y cantidad de fotografías utilizada (Tabla 3-5). El formato DNG utilizado en el levantamiento de enero del 2019 debería resultar más apropiado para la

aerofotogrametría comparado con el JPG, debido a que permite realizar una mayor cantidad de postprocesamientos almacenando más información que otros formatos de fotografías disponibles, esto se traduce en un tamaño considerable, mientras en el levantamiento de enero se utilizaron 18.2 Gb para 753 fotografías para el levantamiento de abril se requirieron 4.2 Gb para 896. Los resultados obtenidos en abril fueron de una mayor precisión que los de enero, esto podría señalar que es más conveniente realizar una mayor cantidad de fotografías obteniendo un mayor porcentaje de solape en un formato de menor calidad que realizar menos fotografías en un formato superior.

3.2.3 Imágenes satélites

Se utilizan un total de 29 imágenes satelitales captadas entre enero del 2010 y abril del 2019. Para el periodo comprendido entre el 16-01-2010 y 12-02-2016, las 15 imágenes empleadas son captadas por la constelación satelital RapidEye, mientras que para el resto del periodo de estudio se utiliza una imagen de la plataforma mencionada y 14 de la constelación PlanetScope.

Todas las imágenes utilizadas corresponden a los productos Ortho Tile, que vienen con correcciones radiométricas y al sensor, además de ser ortorectificadas y proyectada a UTM. El error de posicionamiento de las imágenes satelitales es de ± 10 m RMSE (Planet Team 2016). Con el fin de obtener mejores resultados, se realiza un proceso de rectificación de las imágenes utilizadas.

Por otro lado, se cuenta también con la delimitación del área del Glaciar Echaurren Norte para el año 2010, extraída desde Buglio et. al. (2017).

Capítulo 4: Metodología

4.1 Detección de puntos de cambio.

La detección de puntos de cambio o CPD por sus siglas en inglés (change point detection) consiste en la tarea de encontrar cambios en una señal o serie de tiempo. Matemáticamente se define como un problema de selección donde se debe elegir la mejor segmentación para formar un subconjunto de índices que según un criterio cuantitativo debe ser minimizado, definiendo este criterio como una función de costos que mida la homogeneidad de la señal (Truong et al. 2019). El índice de la señal no estacionaria donde pasa de un subestado estacionario a otro se define como el punto de cambio (PC). Generalmente el número de puntos de cambio suele ser desconocido.

Desde que se inició el estudio de CPD ha sido aplicado en distintas disciplinas, entre ellas la climatología (Palaniswami & Munthiah 2017, Robitaille et al. 2003), donde se ha utilizado para encontrar cambios en tendencias, temperaturas medias, eventos de precipitación extremos (Jay et al. 2012), entre otras aplicaciones. Uno de los principales trabajos de CPD aplicado en climatología es el de Reeves 2006 donde revisa 8 técnicas, utilizando test paramétricos y no paramétricos a series de temperaturas medias, obteniendo resultados similares. Reeves también señala que la detección de estos puntos puede no ser necesariamente en cambios en la meteorología ya que pueden ser generados por cambios en las técnicas de medición, también se pueden generar PC inexistentes debido a la proximidad con los límites de las series, otro factor problemático pueden ser las series periódicas por lo que no se recomienda la aplicación en series de temperaturas diarias o mensuales.

Con el fin de identificar cambios en las tendencias meteorológicas que pudieran haber causado el abrupto retroceso experimentado por el glaciar en la década del 2010 se aplica la detección de puntos de cambio en las mediciones meteorológicas de la estación Embalse el Yeso, que corresponden a temperaturas medias y precipitaciones acumuladas.

En las temperaturas se analizan las temperaturas medias, medias mínimas y medias máximas mensuales. Se buscan los puntos de cambio en los promedios estacionales y anuales.

Para robustecer el estudio de la temperatura se calcula el número de días que poseen temperaturas máximas por sobre el percentil 90% de los registros históricos del respectivo mes. Para efectos de este trabajo los días que sobrepasen el mencionado umbral serán denominados eventos extremos.

En los eventos extremos se analizarán los días acumulados estacionales y anuales de la serie de temperaturas máximas.

Los registros de precipitaciones estudiados serán los acumulados estacionales y anuales: totales, sólidos y líquidos. También se estudiará la partición sólida/líquida de los

acumulados estacionales y anuales. La partición sólida/ líquida se calcula como una fracción de la precipitación total mediante una interpolación lineal donde es 100% sólida si la temperatura es igual o menor a 0°C o totalmente líquida si esta es mayor o igual a 2°C. La interpolación lineal al igual que los valores umbrales son los mismos utilizados en el modelo OGGM (Maussion et al. 2019), son utilizados para asegurar coherencia con las modelaciones realizadas.

La detección de puntos de cambio se realiza mediante el paquete Ruptures (Truong & Vayatis 2018). Este es un paquete desarrollado en Python basado en la metodología descrita por Truong et al. (2019) donde el algoritmo para encontrar los puntos de cambio se expresa como la combinación de tres elementos: Función de costos, método de búsqueda y penalización. Lo anterior se muestra en la Figura 4-1.

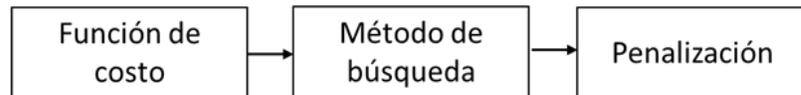


Figura 4-1; Tipología de la detección de puntos de cambio presentada por Truong et al. (2019) y desarrollada en el paquete Ruptures (Truong & Vayatis,2019).

La función de costos es una medida de la homogeneidad de la señal. La medida en que se calcula depende de las variaciones que se quieren detectar como cambios en la media, desviación, etc. Si se tiene una serie homogénea lo esperable es que no existan PC por lo que la función de costos dará un valor bajo, por el contrario, si la serie presenta cambios poseyendo dos estados estacionarios se obtendría una función de costos elevada al calcular la serie completa.

El método de búsqueda consiste en un algoritmo que segmenta la señal disminuyendo la función de costos de la señal completa. Se formula como un problema de optimización de la ecuación 4-1:

$$\min_T \sum_{k=0}^K c(y_{tk..tk+1}) + \text{pen}(T) \quad \text{ecuación 4-1}$$

Donde $c(\cdot)$ es la función de costo de la subseñal $y_{tk..tk+1}$, T corresponde a la segmentación, mientras que $\text{pen}(T)$ es la función de penalización que depende de las características de las series.

Debido a que las temperaturas medias mensuales presentan una distribución de probabilidad normal (Piani et al.2010-1) se utiliza la función de costo Gaussiana que tiene por objetivo detectar cambios en la media y varianza de una serie de tiempo con distribución normal. El método de búsqueda utilizado es el de segmentación binaria debido a que por su simpleza requiere una menor capacidad de procesamiento. La función de penalización utilizada es la mostrada en la ecuación 4-2 debido a que es la más empleada en la literatura para distintos propósitos y su aplicación es sencilla al ser una penalización lineal (Truong 2019).

$$\text{pen}(T) = \sigma^2|T| \quad \text{ecuación 4-2}$$

Para las temperaturas medias máximas y mínimas extremos se utiliza la función de costos no paramétricas llamada cambio de media kernelizado (Truong 2019). Se elige debido a que las series mencionadas exhiben distribuciones no normales (Burger et al. 2018). La función de búsqueda empleada y la penalización son las utilizadas en la temperatura media mensual debido a las razones antes mencionadas.

Debido a que los eventos extremos son derivados de las temperaturas máximas se utiliza la misma función de costo, método de búsqueda y penalización.

Respecto al análisis de precipitaciones se elige la función de costos de mínima desviación al cuadrado (Truong 2019). Esta función se utiliza para detectar cambios en el promedio de una distribución gaussiana, se elige debido a dos razones: i) Las series analizadas son de precipitación acumulada estacional y mensual las que pueden ser modeladas según la distribución gaussiana (Waylen y Caviedes 1990), ii) A pesar de que existen más funciones de costo diseñadas para ser aplicadas en series con una distribución normal como por ejemplo la función de costos gaussiana, estas fueron probadas conociendo un punto de cambio en las cercanías del 2010 que es la mega-sequía (Garreud 2019), siendo la función de costo de mínima desviación al cuadrado la única capaz de identificar dicho punto de cambio en las cercanías de dicho año. Se utiliza la misma función de búsqueda y penalización que en las series de temperaturas y eventos extremos.

Todas las funciones de costo, búsqueda y penalizaciones son las implementadas en el paquete Ruptures (Truong & Vayatis 2018). En el anexo C se encuentra el código empleado donde se implementa Ruptures a los promedios mensuales de las series de la estación Embalse el Yeso.

4.2 Retroceso frontal

4.2.1 Rectificación

Para calcular el retroceso del frente primero es necesario rectificar las imágenes satelitales dado que la precisión original de ± 10 m de los productos utilizados resulta en un error superior a los retrocesos que podrían observarse.

El proceso de rectificación utiliza la librería GDAL del software QGIS y el DEM generado a través del levantamiento LiDAR del 31-03-2019. En primer lugar, a partir del DEM mencionado se genera un mapa de sombras en QGIS utilizando el azimut y la altitud indicado en los metadatos de la imagen satelital con la fecha más cercana al levantamiento que corresponde a la del 02-04-2019, también se genera el mapa de pendientes del DEM.

De manera visual se identifican puntos comunes en los mapas de sombras y pendientes generados con la imagen satelital del 02-04-2019. Los puntos utilizados se muestran en la Figura 4-2 que corresponden a dos afloramientos rocosos en la zona norte de la laguna y un punto seleccionado en el filo de la ladera al sur de la laguna colgante el morado.

Mediante el georreferenciador de Qgis se rectifica la imagen calzando los puntos mostrados en la Figura 4-2 y 4-3. Se reduce así el error de posicionamiento de 10m RMSE a 3.2 RMSE (Tabla 4-1). El error de posicionamiento se obtiene desde el georreferenciador el que lo calcula como la distancia remanente entre los puntos iguales posterior a la rotación de la imagen satelital utilizada.

El resto de las imágenes utilizadas se rectifica utilizando el mismo procedimiento anterior con la diferencia que además de los mapas generados a partir del levantamiento se utiliza la imagen satelital del 02-04-2019 rectificadas. Los errores finales obtenidos se muestran en la Tabla 4-1.

4.2.2 Delimitación del frente del glaciar

El retroceso del frente se calcula como la diferencia de las áreas de la laguna colindante al frente del glaciar en dos fechas distintas, por lo que delimitar la laguna se considera un proceso análogo a la delimitación de frente.

Para delimitar la laguna se utiliza en primer lugar una clasificación supervisada para obtener un estimado del área. En segundo lugar, la delimitación final se realiza de manera manual. La clasificación supervisada se realiza con el fin de disminuir los tiempos de trabajo obteniendo un estimado del área. No se puede obtener una delimitación precisa debido a que la presencia de detritos en el glaciar sumado a que las imágenes utilizadas no cuentan con la cantidad necesarias de bandas para aplicar índices como el Normalized Difference Water Index (NDWI) O Normalized Difference Snow Index (NDSI). Para realizar la clasificación supervisada se utiliza el complemento Semi-Automatic Classification Plugin de *Qgis*.

Una vez se tiene un aproximado de la delimitación de la laguna se mejora la demarcación de manera manual, ajustándola a lo observado en la imagen. El error asociado a la delimitación de la laguna se considera ± 1 píxel al igual que en Farías-Barahona et al. 2020.

La incertidumbre en la delimitación del frente del glaciar se obtiene por propagación de errores (ecuación 4-3).

$$error = P(m) \cdot \sqrt{\sigma_{laguna}(m)^2 + \sigma_{posicionamiento}(m)^2} \quad \text{ecuación 4-3}$$

Donde P corresponde al perímetro de la lengua frontal del glaciar que experimenta retroceso, σ_{laguna} al error en la delimitación de la laguna y $\sigma_{posicionamiento}$ al error de posicionamiento de la imagen que es el obtenido de la rectificación.

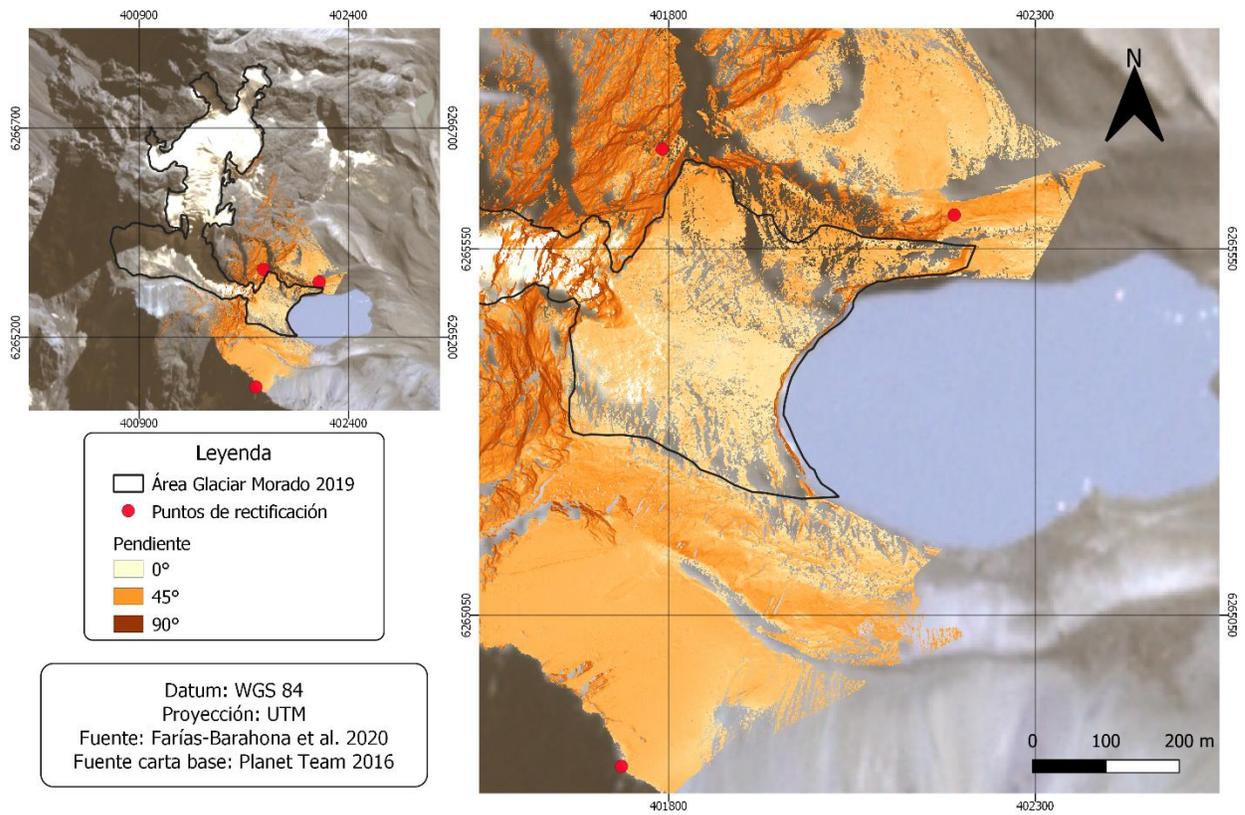


Figura 4-2; Ubicación puntos de rectificación en la parte frontal del Glaciar El Morado.

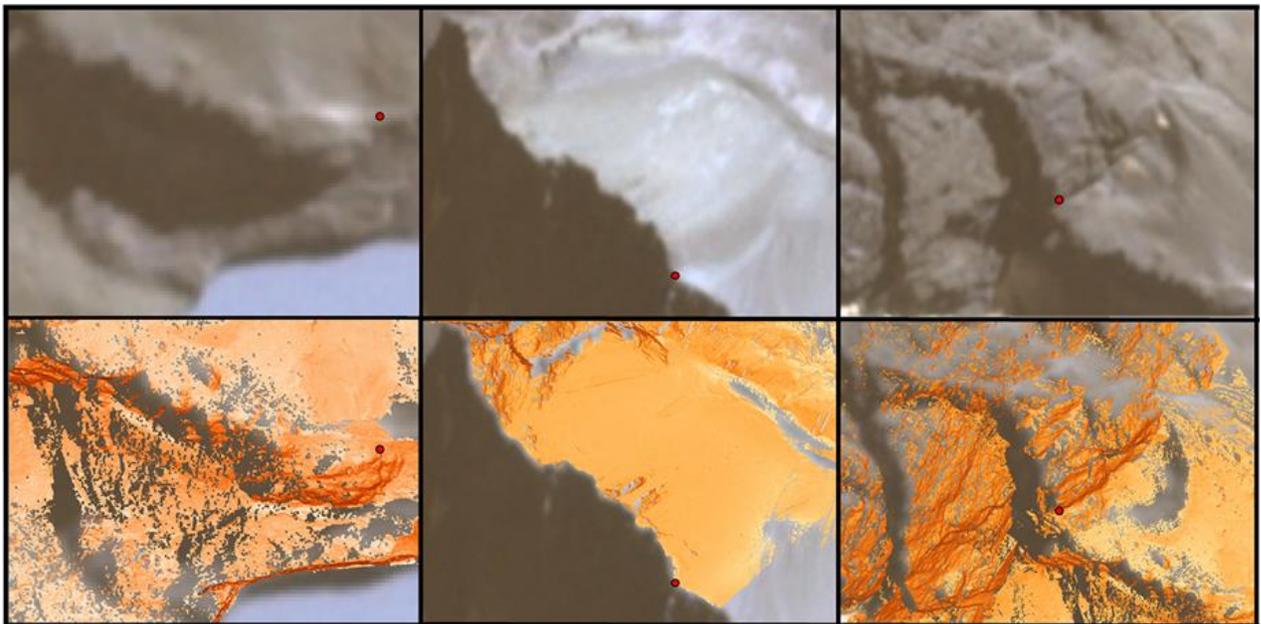


Figura 4-3; Los puntos rojos muestran los puntos en común encontrados entre la imagen PlanetScope del 02-04-2019 y la pendiente generada a partir del levantamiento LiDAR del 31-03-2019.

Tabla 4-1; Fechas imágenes utilizadas junto con su fuente, resolución y errores de georreferenciación y de delimitación del frente del glaciar. Las celdas azules corresponden a las imágenes utilizadas para calcular el retroceso anual.

Fecha	Fuente	Resolución [m]	Error georreferenciación [m]	Error delimitación Lengua frontal [m2]
16-01-2010	RapidEye Ortho Tile	5.1	3,3	2431
21-02-2010	RapidEye Ortho Tile	5.1	1,2	1986
23-03-2010	RapidEye Ortho Tile	5.1	3,4	2665
25-03-2011	RapidEye Ortho Tile	5.1	2,2	2115
11-01-2012	RapidEye Ortho Tile	5.1	2,3	2129
04-02-2012	RapidEye Ortho Tile	5.1	2,3	2258
24-01-2013	RapidEye Ortho Tile	5.1	1,5	2093
23-02-2013	RapidEye Ortho Tile	5.1	4,3	3577
14-04-2013	RapidEye Ortho Tile	5.1	3,0	2722
04-01-2014	RapidEye Ortho Tile	5.1	4,9	2695
22-03-2014	RapidEye Ortho Tile	5.1	2,2	3551
14-01-2015	RapidEye Ortho Tile	5.1	4,5	4546
05-03-2015	RapidEye Ortho Tile	5.1	2,4	3357
31-03-2015	RapidEye Ortho Tile	5.1	5,9	4651
12-02-2016	RapidEye Ortho Tile	5.1	3,0	3674
22-03-2016	4-band PlanetScope Scene	3.1	1,4	3569
13-01-2017	4-band PlanetScope Scene	3.1	2,9	3687
13-02-2017	4-band PlanetScope Scene	3.1	4,1	4456
12-03-2017	4-band PlanetScope Scene	3.1	1,5	3968
19-12-2017	4-band PlanetScope Scene	3.1	2,0	4688
03-01-2018	4-band PlanetScope Scene	3.1	1,3	2741
17-02-2018	4-band PlanetScope Scene	3.1	0,8	3797
12-03-2018	4-band PlanetScope Scene	3.1	2,7	3918
01-04-2018	4-band PlanetScope Scene	3.1	3,4	4696
17-12-2018	4-band PlanetScope Scene	3.1	2,3	3123
15-01-2019	4-band PlanetScope Scene	3.1	1,5	3036
03-02-2019	RapidEye Ortho Tile	5.1	1,2	3221
11-03-2019	4-band PlanetScope Scene	3.1	1.5	2907
02-04-2019	4-band PlanetScope Scene	3.1	5.0	3155

4.2.3 Calculo retroceso

Para calcular el área de retroceso del frente de ablación se restan las áreas delimitadas de la laguna El Morado. El retroceso anual es calculado con las imágenes más cercanas al inicio del año hidrológico, que son las celdas azules mostradas en la Tabla 4-1, mientras que para los retrocesos mensuales se utiliza una imagen y su predecesora.

La incertidumbre asociada a cada retroceso se calcula siguiendo la metodología de Brun et al. 2017, modificándola para obtener errores en el área en vez de volumen. Así el error se obtiene mediante propagación de errores calculada como la suma cuadrática de los errores aleatorios y sistemáticos, esto se muestra en la ecuación 4-4

$$\text{Error resta de áreas}(m) = \sqrt{\sigma_{\text{aleatorios}}(m^2)^2 + \sigma_{\text{sistemáticos}}(m^2)^2} \quad \text{ecuación 4-4}$$

Donde *Error resta de áreas* corresponde a la incertidumbre en el área de retroceso obtenido de la resta de dos áreas de la laguna en distintas fechas. $\sigma_{\text{aleatorios}}$ son los errores aleatorios que en este caso corresponden a la incertidumbre en la delimitación de la laguna. El termino $\sigma_{\text{sistemáticos}}$ son los errores sistemáticos, raramente evaluados en la literatura (Brun et al 2017), para efectos de este estudio el error sistemático es el valor absoluto del residuo entre el retroceso calculado en los subperiodos que componen el año hidrológico y el retroceso calculado con las imágenes extremas de este. Lo anterior se muestra en la ecuación 4-5.

$$\text{residuo} = \left| \Delta A_{\text{año-año}+1} - \left(\sum \Delta A_{\text{mes-mes}+1} \right) \right| \quad \text{ecuación 4-5}$$

Para realizar una comparación entre las pérdidas de área anual y otros factores como por ejemplo temperaturas máximas se debe calcular el retroceso promedio del frente. Esto es debido a que un año puede experimentar una mayor pérdida de área en comparación a uno anterior solo por el hecho de poseer un mayor perímetro colindante a la laguna, por lo que tiene una mayor longitud expuesta a ablación frontal. El retroceso promedio del freten se muestra en la ecuación 4-6.

$$\Delta P = \frac{\Delta A}{P_{af}} \quad \text{ecuación 4-6}$$

Donde ΔP es el retroceso promedio del frente, ΔA es la pérdida de área para un año dado y P_{af} es el perímetro del frente de ablación al inicio del año correspondiente.

4.3 Balances de masa geodésicos

El balance de masa geodésico se realiza de la misma manera para los modelos generados a partir del LiDAR y el dron. Para obtener el cambio de volumen se restan los DEMs generados.

4.3.1 Dron

Se utilizan los DEMS y ortomosaicos (Figura 3-5) correspondientes al 25 de enero y 1 de abril.

Para obtener el retroceso se delimita el frente del glaciar con los ortomosaicos, así la diferencia entre ambos frentes corresponde a la pérdida de área (Figura 4-5). El error se calcula como la raíz de la suma cuadrática de la incertidumbre de las delimitaciones del frente en ambas fechas obtenido en la sección 3.2.2.2.

El balance de masa geodésico se obtiene con los DEMS, este se separa en dos términos: la pérdida causada por calving y por ablación superficial (Ecuación 2-1). Para calcular la ablación superficial es necesario delimitar las zonas donde existen otros procesos que pueden distorsionar el resultado. En este caso se aprecia que existe una acumulación de detritos en el límite norte de los modelos de elevación digital utilizados (Figura 4-5). Posteriormente el cambio total de volumen por ablación superficial en la zona demarcada se calcula utilizando la ecuación 4-:

$$\Delta V(m) = \sum_i^A r_{pxi}(m^2) \cdot \Delta h_i(m) \quad \text{ecuación 4-7}$$

Donde ΔV es el cambio de volumen de un área determinada, r_{px} es la resolución del píxel y Δh el cambio de elevación en el píxel.

La ablación frontal que sufre el glaciar se calcula como el volumen que existe en el área de retroceso entre ambos levantamientos por la diferencia que entre la elevación del glaciar en el área mencionada y la altura de la laguna en la misma fecha. Lo anterior se esquematiza en la figura 4-4. Las áreas utilizadas se muestran en la Figura 4-5.

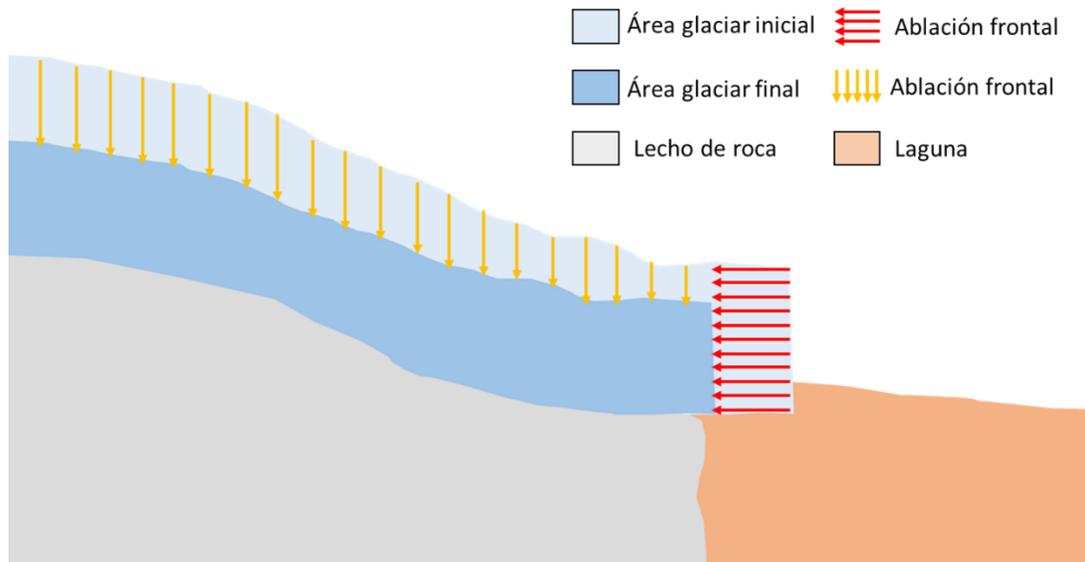


Figura 4-4: Esquema del cambio de elevación por ablación superficial (flechas amarillas) y ablación frontal (flechas rojas).

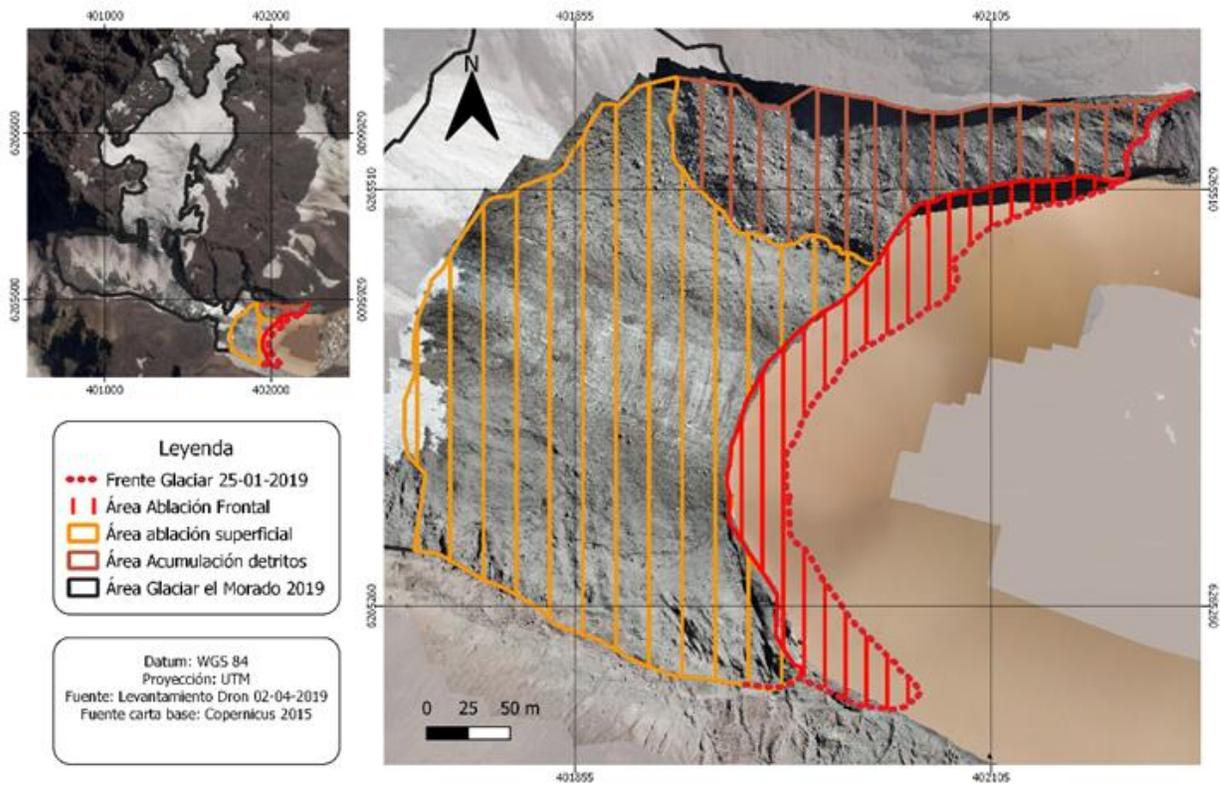


Figura 4-5: Diferentes zonas para calcular el balance de masa geodésico por medio de los levantamientos con el dron 25-01-2019 y 01-04-2019. Zonas de ablación superficial (naranja), zona de acumulación de detritos (café) y zona de ablación superficial (rojo) que corresponde a la diferencia entre el frente del glaciar en las fechas 25-01-2019 y 01-04-2019.

4.3.2 LiDAR

El balance de masa geodésico utilizando los modelos de elevación digital generados con los levantamientos LiDAR sigue los mismos procedimientos que en la aerofotogrametría. Se diferencia el cambio de volumen provocado por la ablación frontal y superficial.

Debido a que se cuenta con 4 se obtiene el balance de masa en la lengua frontal del glaciar entre tres periodos distintos, 2015-2018, 2018-2019 y enero-abril 2019.

El cambio de volumen total en la lengua del glaciar no se puede realizar directamente con los DEMs generados ya que al existir vacíos en la información se estaría subestimando la pérdida, por lo que se realiza un relleno de datos a los modelos de elevación digital generados. Para ello se interpolan los pixeles que si poseen información. Con los modelos de elevación ya rellenos se procede de la misma manera que en la aerofotogrametría.

El cálculo de la ablación promedio al igual que con la aerofotogrametría se utiliza una zona donde no existan otros procesos que puedan distorsionar el resultado, como la acumulación de detritos. Como no se tiene imágenes ópticas para discriminar se utiliza como guía los ortomosaicos generados con la aerofotogrametría, delimitando la zona donde existe un cambio de elevación positivo (Figura 4-6). Para la ablación promedio se utilizan directamente los modelos de elevación generados, no los rellenos, para no agregar incertidumbre al resultado.

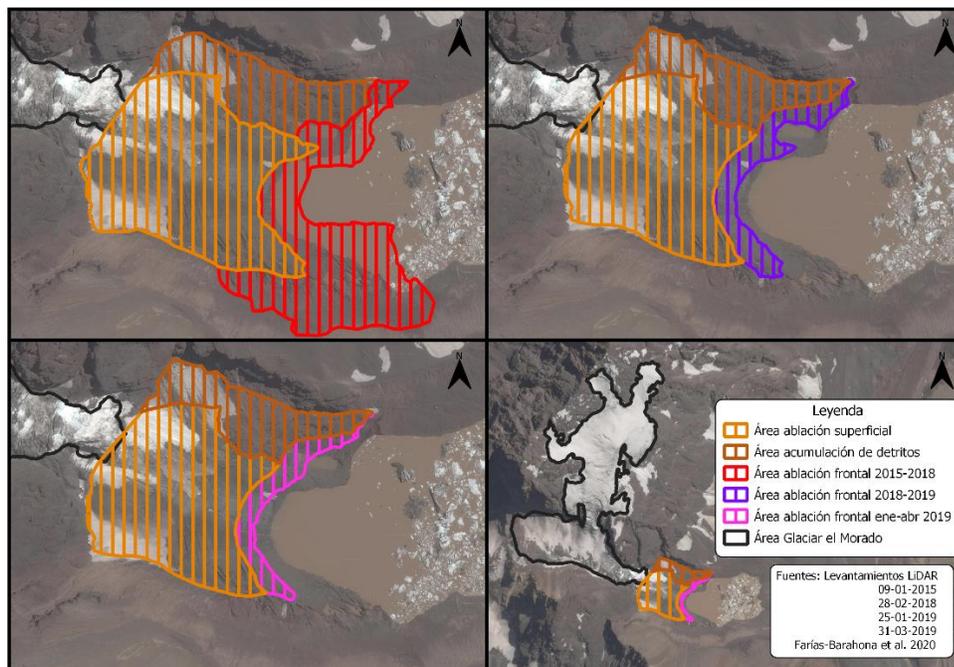


Figura 4-6; Diferentes zonas para calcular el balance de masa geodésico por medio de las mediciones LiDAR entre; 09-01-2015 y 28-02-2018 (esquina superior izquierda), 28-02-2018 y 01-04-2019 (esquina superior derecho), 25-01-2019 y 02-04-2019. Zonas de ablación superficial (naranja), zona de acumulación de detritos (café).

4.3.3 Comparación Aerofotogrametría-LiDAR

Al contar con mediciones simultáneas entre aerofotogrametría por medio de dron y un levantamiento LiDAR, se cuenta con la oportunidad de comparar ambas plataformas. Para ello principalmente se compara el cambio en la elevación por ablación superficial y el cambio en el volumen por ablación frontal. La comparación se realiza con los modelos generados a partir del dron entre el 25-01-2019 y el 02-04-2019 y los modelos obtenidos con el LiDAR eN 25-01-2019 y el 01-04-2019.

La principal dificultad encontrada al momento comparar estas plataformas es que al analizar ambos mapas de pendiente generados se aprecia que existe una rotación en el levantamiento LiDAR respecto al generado por el dron. Por esto se deben rotar los levantamientos de una de las plataformas para asegurar que las áreas comparadas sean las más similar posible.

La diferencia de orientación encontrada es posiblemente causada por un error en el sistema de posicionamiento interno del LiDAR con el norte. Este error causa desplazamientos de hasta dos metros entre el levantamiento LiDAR y dron.

Esta diferencia no es relevante respecto al balance de masa geodésico realizados con el LiDAR, debido a que los distintos levantamientos LiDAR se encuentran co-registradas. Respecto al levantamiento utilizado para rectificar las imágenes satelitales, tampoco tiene mayor incidencia, debido a que las máximas diferencias registradas en las zonas cercanas a las utilizadas son del orden de 2(m), menor a la resolución de 3(m) de las imágenes empleadas.

Para reducir este error en el posicionamiento relativo al DEM generado mediante aerofotogrametría se realiza una rotación del DEM confeccionado a partir del LiDAR.

En primera instancia se cambia la resolución del DEM obtenido por el dron, para llevarlo a la misma resolución del DEM del LiDAR, para esto se exporta desde el software Agisoft PhotoScan Professional el mismo levantamiento generado en una resolución de 0.5(m). Luego del cambio de resolución se generan ambos mapas de pendiente con el fin de poder identificar visualmente puntos comunes entre ambos (Figura 4-7). Se utiliza el levantamiento del 25-01-2019 debido a que fue tomado el mismo día. En total se identifican 30 puntos comunes distribuidos homogéneamente en la zona del levantamiento aerofotogramétrico.

Para identificar el punto en torno al que se realizara la rotación se proyectan líneas en los límites del levantamiento LiDAR con el fin de encontrar posibles puntos focales. Debido a que cada levantamiento LiDAR tiene dos escaneos, se proyectan un total de cuatro líneas, generando un total de cuatro posibles puntos focales, además se decide agregar un quinto que corresponde a la intersección de las líneas proyectadas entre los puntos encontrados. Lo anterior se ilustra en la Figura 4-8.

El objetivo de calcular estos puntos focales es encontrar el ángulo de rotación que se tendría que aplicar para que los puntos identificados en ambos levantamientos queden

sobrepuestos, como se muestra en la Figura. El ángulo se calcula para cada punto con los distintos puntos focales, utilizando el que presente una menor desviación estándar entre los ángulos calculados. Una ilustración de a que se refiere con los ángulos de rotación se muestra en la Figura 4-9.

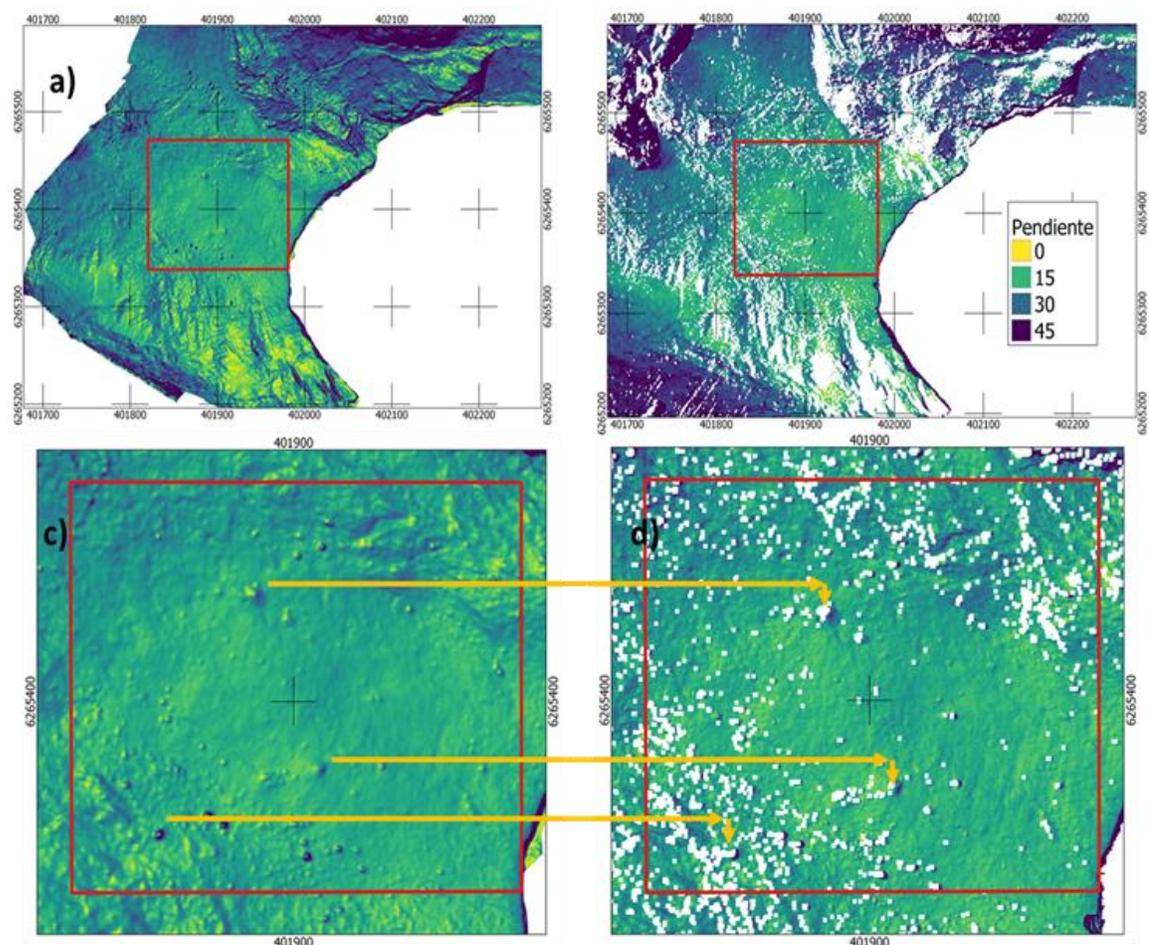


Figura 4-7; Mapas de pendiente generados con el levantamiento del 25-01-2019 mediante aerofotogrametría (a) y LiDAR(b). Puntos identificables en los levantamientos de (c) aerofotogrametría y (d)LiDAR. Las flechas indican el punto respectivo y el desplazamiento relativo entre ambos.

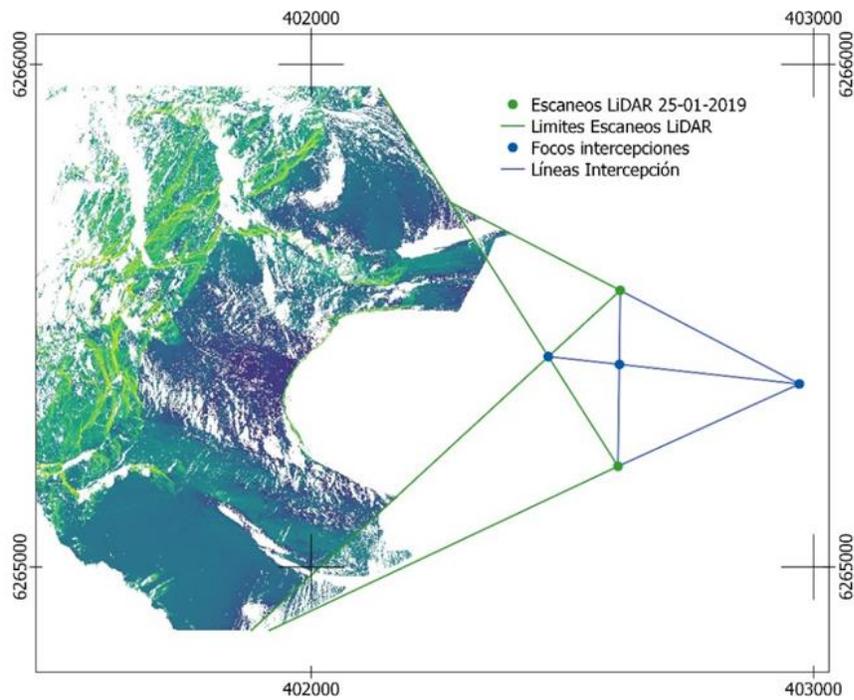


Figura 4-8; Puntos utilizados como focos para la rotación del DEM LiDAR.

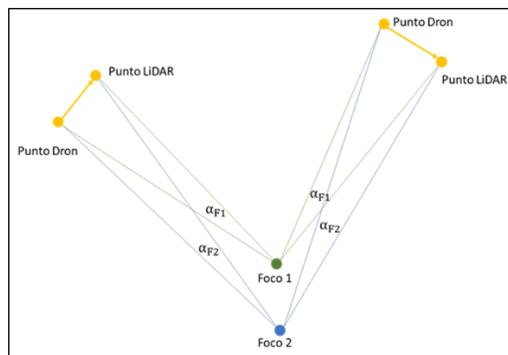


Figura 4-9; Ejemplo del cálculo del ángulo de rotación utilizando los puntos comunes identificados.

Una vez rotados ambos levantamientos LiDAR se selecciona el área común con los modelos generados por medio de drones y se comparan las ablaciones superficiales y las pérdidas de volumen por ablación frontal obtenidas mediante ambos métodos.

4.4 Modelamiento cambio de volumen por ablación superficial

Debido a que no se cuenta con suficientes observaciones para obtener un cambio de volumen en la totalidad del glaciar, abarcando el periodo de interés 2010-2018, se utiliza el modelo OGGM para modelar el balance de masa del Glaciar el Morado y así obtener el cambio de volumen producido por la ablación superficial. Se decide utilizar OGGM solamente para modelar la ablación superficial debido a que se cuenta con las imágenes satelitales que permiten calcular la pérdida por ablación frontal. Además, para el cálculo del calving OGGM utiliza la parametrización propuesta por Oerlemans & Nick (2005) que depende del espesor de hielo y la profundidad de la laguna, parámetros que no se poseen antes del 2015.

El flujo de trabajo se muestra en la Figura 10.



Figura 4-10; Flujo de trabajo Open Global Glacier Model.

El primer paso del procesamiento consiste en realizar las distintas tareas del módulo de preprocesamiento. En el preprocesamiento se re proyecta la información geográfica de entrada al modelo a un sistema de coordenadas propio centrado en el glaciar. La información geográfica utilizada corresponde al modelo de elevación digital ALOS PALSAR que posee una resolución de 12.5 m, también se utiliza las delimitaciones del Glaciar Morado y el Glaciar Echaurren. En el caso del Glaciar el Morado se utiliza la presente en Farías-Barahona et al. 2020 correspondiente a los límites para el año 2019. Los límites utilizados en el Glaciar Echaurren Norte son obtenidos desde Carrasco 2018. Los datos del Glaciar Echaurren Norte son necesarios para la calibración del modelo.

La resolución del modelo se obtiene con la ecuación 4-8.

$$dx(m) = a\sqrt{S(m^2)} \quad \text{ecuación 4-8}$$

Donde dx es la resolución del modelo, a es un factor de escalamiento que por defecto se fija en 14, mientras que S es el área del glaciar. En el caso del Glaciar el Morado que posee al año 2019 un área de 0.83 km² se obtiene una resolución de 12.5m.

Los objetivos del segundo paso son definir las líneas de flujo con su respectivo ancho, además de las cuencas a las que pertenecen.

Para definir las líneas de flujo, mostradas en la Figura 4-11(b), se calculan las líneas centrales siguiendo el procedimiento de Kienholz (2014). Luego estas son interpoladas para que sean equidistantes, además se corrigen errores como pendientes positivas o sumideros. Una vez definidas son ordenadas según su número de Strahler con el fin de definir cuáles son tributarias y desencadenantes, lo que posteriormente es utilizado por los módulos de dinámicas de hielo. Las cuencas de cada línea de flujo

presentes en la Figura 4-11 (c) se definen según los puntos de la grilla más cercanos a cada línea. Por último, cada punto de la línea tiene un ancho que representa la sección de hielo que fluye en la dirección señalada; este ancho es calculado proyectando la normal de la línea hasta los límites de su respectiva cuenca (Figura 4-11 (d)).

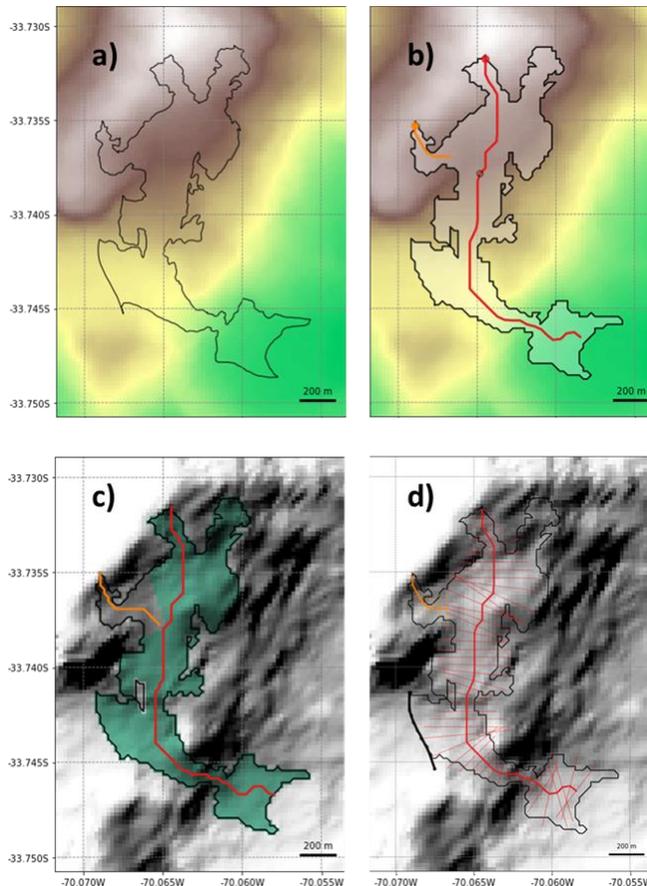


Figura 4-11; Preprocesamiento de los datos topográficos del Glaciar Morado, a) corresponde a la reproyección de los límites del glaciar al sistema coordenado propio del modelo, b) son las líneas de flujo, c) la delimitación de las cuencas y d) los anchos de las secciones correspondientes a las líneas de flujo.

El tercer paso corresponde a los datos climáticos y el balance de masa. Los datos de entrada son promedios mensuales de temperaturas medias y precipitaciones, por lo que se utilizan las series del Embalse El Yeso desde el año 1980, a las que se les aplica los gradientes mostrados en la Tabla 3-3 para proyectarlas hasta la altura del frente de ablación del Glaciar el Morado. A partir del frente del glaciar debido a que OGGM no permite la aplicación de gradientes mensuales estos se promedian obteniendo un gradiente anual de $5.8^{\circ}\text{C km}^{-1}$. Para las precipitaciones no existe la opción de definir un gradiente altitudinal; en su lugar se aplica un factor de escalamiento originalmente definido para corregir las series de precipitaciones de productos climáticos grillados como es el caso de CRU que son los datos de entrada por defecto del modelo. Debido a que las series de precipitaciones ya se les aplico un gradiente este factor se define como 1.

El modelo utilizado para el balance de masa es un índice de grado día que corresponde a una versión modificada de Marzeion en 2012, este se muestra en la ecuación 4-13.

$$m_i(z)(mm) = p_f(-)P_i^{Sólida}(z)(mm) - \mu^*(mm^\circ C^{-1})\text{máx}(T_i(z) - T_{melt}, 0)(^\circ C) + \varepsilon(mm) \quad \text{ecuación 4-1}$$

Donde $m_i(z)$ es el balance de masa en función de la altura, $P_i^{Sólida}(z)$ es la precipitación sólida, μ^* es sensibilidad a la temperatura del glaciar, T_i es la temperatura media mensual del aire, T_{melt} es la temperatura media a la que comienza el derretimiento, ε es el residual y p_f es el factor de corrección de precipitación.

El parámetro μ^* depende de varios factores, pero mayoritariamente factores propios de cada glaciar como la presencia de avalanchas, sombra producto de la topografía, también depende de errores sistemáticos en los datos de entrada. Por estas razones no resulta conveniente extrapolar μ^* a glaciares cercano.

En primer lugar, se deben calibrar el μ^* para glaciares que poseen mediciones de balance de masa. En este caso correspondientes al Glaciar Echaurren Norte.

El proceso de calibración inicia calculando la sensibilidad anual $\mu(t)$ que corresponde a la sensibilidad de la temperatura para el año t . $\mu(t)$ se calcula imponiendo que el balance de masa integrado para 31 años con centro en el año t para una geometría constante es igual a cero. Esto se muestra en la ecuación 4-14.

$$0 = \int_{t-15}^{t+15} m_i(t) dt \quad \text{ecuación 4-14}$$

Donde $m_i(t)$ es el balance de masa total del glaciar (ecuación 4-13) para un año en específico considerando una geometría constante. Así despejando μ^* de la ecuación se obtiene $\mu(t)$. En total se tiene un número de $\mu(t)$ de $n - 30$, donde n es el número de años que posee la serie meteorológica utilizada, el 30 corresponde a los 15 años de margen inicial y final debido a que el balance de masa integrado corresponde a 31 años.

Los $\mu(t)$ calculados corresponden a los candidatos a ser el correcto μ^* para el glaciar. Es probable pero no seguro, que al menos uno de los $\mu(t)$ obtenidos sea el correcto. Para decidir qué candidato resulta más apropiado se calcula el balance de masa total del glaciar con cada $\mu(t)$. Posteriormente se obtiene el sesgo entre los registros de balance de masa y el calculado con los candidatos. El $\mu(t)$ que tenga el sesgo más cercano a cero corresponde al valor de la sensibilidad a la temperatura (μ^*) utilizado. En la Figura 4-12 a) se muestran los $\mu(t)$ candidatos (línea azul) y el sesgo asociado a cada uno (línea naranja).

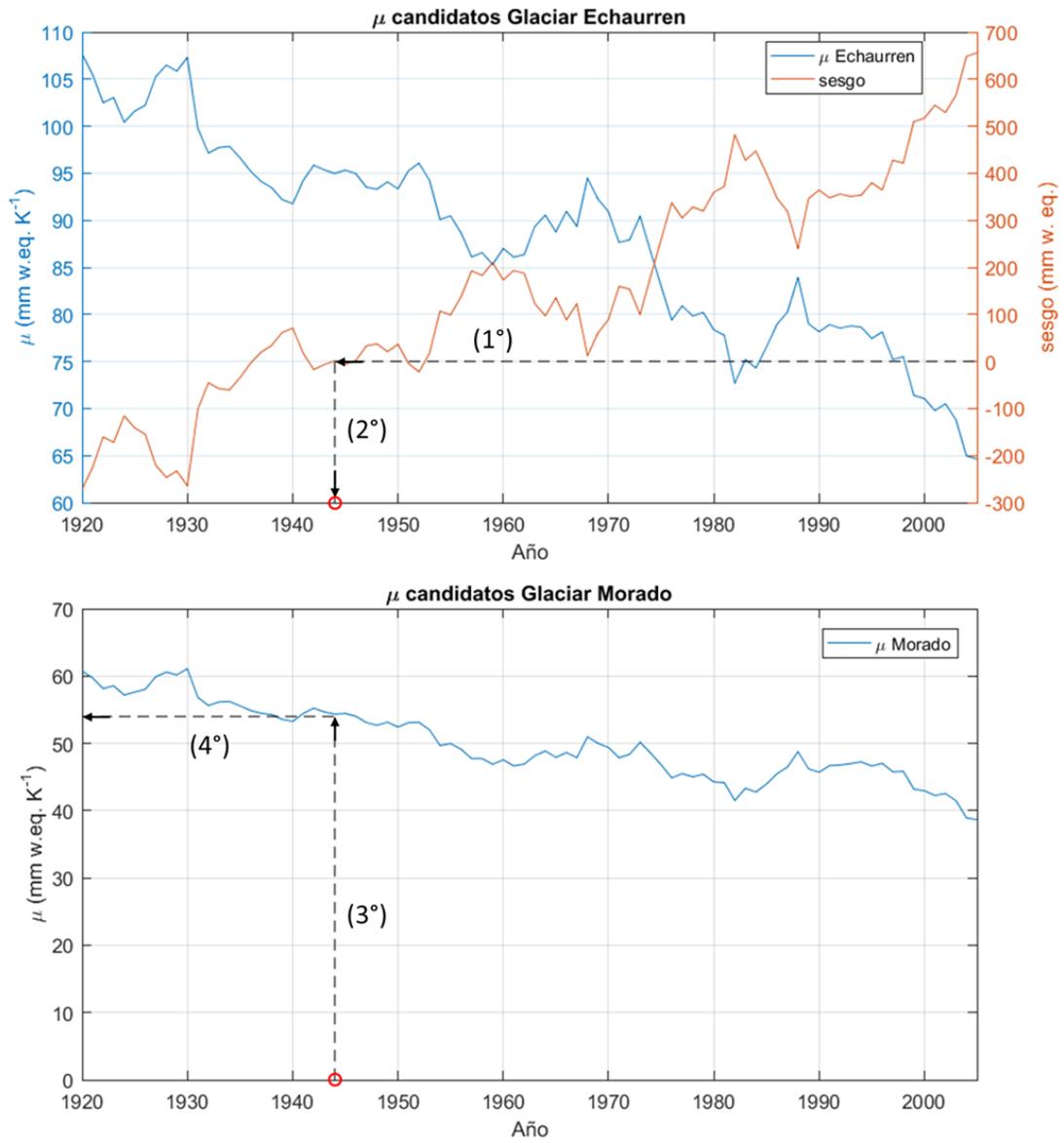


Figura 4-12; Candidatos de calibración para el Glaciar El Morado y el Glaciar Echaurren.

En el caso del Glaciar Echaurren Norte el menor sesgo se obtiene en el año 1944 por lo tanto el $\mu(t)$ seleccionado, es decir μ^* , corresponde a 95 mm K⁻¹.

Es importante señalar para efecto de los párrafos que describen la calibración del Glaciar El Morado que el $\mu(t)$ seleccionado tiene asociado un año determinado t^* . El parámetro t^* encontrado corresponde al año central de un periodo de 31 años en que el Glaciar Echaurren Norte se encontraría en equilibrio con la geometría utilizada (en este caso la del 2015). En otras palabras $\mu(t^*) = \mu^*$. Como fue mencionado en el párrafo anterior el t^* del Glaciar Echaurren norte sería 1944.

Como la mayoría de los glaciares no poseen registros de balance de masa o de poseerlos no resultan suficientemente extensos se debe realizar una llamada “calibración ciega” según semánticas del modelo. En el caso del presente estudio se hace necesario debido a que el Glaciar El Morado no se cuenta con registros de balance de masa para la totalidad de su geometría ni para más de un año.

Para realizar la calibración ciega en primer lugar se extrapola el parámetro t^* desde el Glaciar Echaurren Norte. De esta manera se considera que el periodo entre los años 1929-1959 el Glaciar El Morado estaría en equilibrio considerando la geometría del año 2019. El volumen que el glaciar pierde por ablación frontal es considerado en el balance de masa de la siguiente forma; el hielo que fluye en el frente del glaciar sobrepasando los límites de la laguna es suprimido y almacenado, por lo que para efectos de la calibración no se consideraría como hielo perdido para mantener el balance.

Con el t^* obtenido desde Glaciar Echaurren Norte, imponiendo que el balance de masa integrado debe ser cero se despeja μ^* desde la ecuación 4-14. En la figura 4-14 b) se ilustra como a partir del t^* del Glaciar Echaurren Norte se obtiene el μ^* correspondiente al Glaciar El Morado. Los $\mu(t)$ candidatos mostrados para el Glaciar El Morado solo resultan ilustrativos, se obtienen de la misma manera que para el Echaurren Norte, pero su cálculo no resulta necesario debido a que el μ^* para el Glaciar El Morado se obtiene directamente. El parámetro μ^* para el Glaciar El Morado es de 95 mm K⁻¹.

Es importante señalar que debido a que el número de candidatos que se obtienen es de; largo de la serie meteorológica menos 30. Considerando que la serie de las precipitaciones medias tiene una extensión de 40 años desde el 1979-2019 solo se tendrían 10 candidatos, reduciendo el periodo en el que podría estar t^* entre el 1994-2014 con lo que no se tendría una correcta calibración. Para mejorar lo anterior se utilizó se extendió las series meteorológicas del Embalse El Yeso, tanto de temperatura media mensual como la de precipitaciones medias acumuladas. Para esto se aplicó el proceso de escalamiento visto en Li et. al. (2009).

El siguiente paso corresponde a la estimación del espesor del hielo, para esto se utiliza una modificación de lo propuesto por Farinotti en 2009, resultando en un enfoque basado en la conservación de masa y en las líneas de flujo calculadas anteriormente, en principio es lo mostrado en la ecuación 4-15;

$$q = uS$$

ecuación 4-15

$$u = \frac{2A}{n+2} ht^n$$

ecuación 4-16

Donde q es el flujo de hielo (m³/s) a través de una sección S que corresponde al ancho de las líneas de flujo, mientras que u es la velocidad promedio (m/s). Para la velocidad se utiliza la aproximación de Hutter 1981 mostrado en la ecuación 4-, donde n es el exponente de la ley de Glen, h (m) es el espesor de la sección, t es el esfuerzo de corte en la base y A (s⁻¹Pa⁻¹) es el parámetro de fluencia del hielo (ice creep parameter).

Para obtener el espesor del hielo se va resolviendo la ecuación 4- con el espesor como incógnita, al despejar esta variable el parámetro de fluencia de hielo queda a la quinta raíz, por lo que el espesor calculado depende mayormente de A . Para comprobar el valor de este parámetro se ejecutó el cálculo del espesor de hielo y se comparó con las observaciones del frente del glaciar del año 2019 abril obtenidas a través del LiDAR.

Por último, el módulo de las dinámicas del hielo simula el avance o el retroceso del glaciar como respuesta del balance de masa, utiliza todos los cálculos anteriores, por lo que está considerada como una tarea de síntesis. En el caso del Glaciar Morado, este se definió como un glaciar de terminación en un lago, por lo que no está permitido el avance del glaciar.

Capítulo 5: Resultados

5.1 Análisis de puntos de cambio

La detección de los puntos de cambio se aplica a las observaciones de la estación meteorológica Embalse El Yeso con los gradientes de precipitación y temperatura mostrados en la Tabla 3-3 para una altitud de 3275 m.s.n.m que es donde se encuentra el frente del Glaciar Morado. Todas las temperaturas, precipitaciones y eventos extremos anuales corresponden al año hidrológico correspondiente.

En el caso de la precipitación sólida y líquida si existe un cambio, debido a la aplicación del gradiente térmico, ya que con la disminución lineal de la temperatura aumenta la precipitación sólida.

5.1.1 Puntos de cambio series de temperatura

En las temperaturas medias mostradas en la Figura 5-1 se encuentran dos puntos de cambio en los años 70' y a mediados de los 80', que corresponden a una disminución de la desviación y cambios en el promedio. Luego del segundo punto de cambio se observa un promedio sostenido considerablemente mayor a las medias registradas en los años anteriores. De la totalidad de la serie con la ayuda de la Tabla 5-1 se observa un aumento de 1 °C desde mediados de los años 50' hasta finales de la década del 2010.

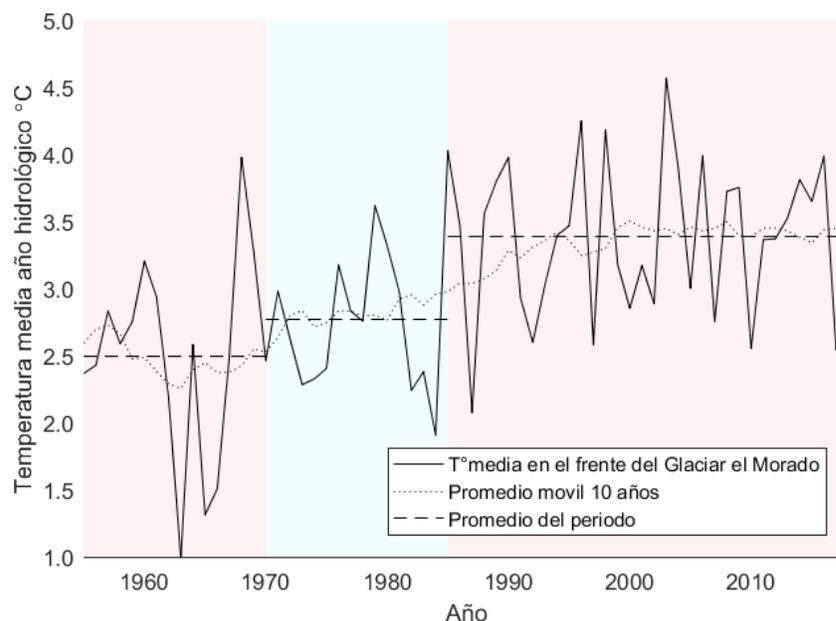


Figura 5-1; Puntos de cambio (PC) en las temperaturas medias. Los PC encontrados son los años 1970,1985 donde se separan tres periodos con media de 2.5 °C (1955-1969), 2.8 °C (1970-1984) y 3.4 °C (1985-2018).

Tabla 5-1; Diferencia en los promedios decadales con respecto al periodo de referencia 1980-2010.

Periodos	ΔT° media ($^\circ\text{C}$)				
	anual	otoño	invierno	primavera	verano
1960-1969	-0.8	-0.6	-0.4	-0.8	-1.5
1970-1979	-0.5	-0.3	0.3	-0.5	-1.6
1980-1989	-0.3	-0.4	-0.6	0.0	-0.1
1990-1999	0.1	0.1	0.6	-0.1	-0.2
2000-2009	0.2	0.3	0.0	0.1	0.4
2010-2018	0.1	0.1	0.5	-0.5	0.1

El comportamiento estacional de las temperaturas medias se muestra en la Figura 5-2. En otoño se tiene solo un punto de cambio en el año 1975, además del promedio móvil se aprecia un aumento sostenido de las temperaturas de aproximadamente 0.2°C década⁻¹, esto se muestra con más claridad en la Tabla 5-1. Para las temperaturas invernales se mantiene una tendencia oscilatoria entre las décadas en torno a un promedio de -1.5°C , por lo que no se encontraron puntos de cambio. Para primavera se detecta el mismo punto que para otoño, marcando dos periodos donde cambia de manera significativa el promedio. Por último, el verano es el que muestra la mayor cantidad de puntos de cambio, el primer punto separa dos periodos debido a diferencias en su desviación, ya que presentan temperaturas medias similares, el segundo punto de cambio en 1980 resulta más claro debido a que a partir de ahí existe un importante aumento de las temperaturas, pasando desde 7.7°C a mediados de los años 50' hasta 9.4°C para las primeras décadas del siglo 21.

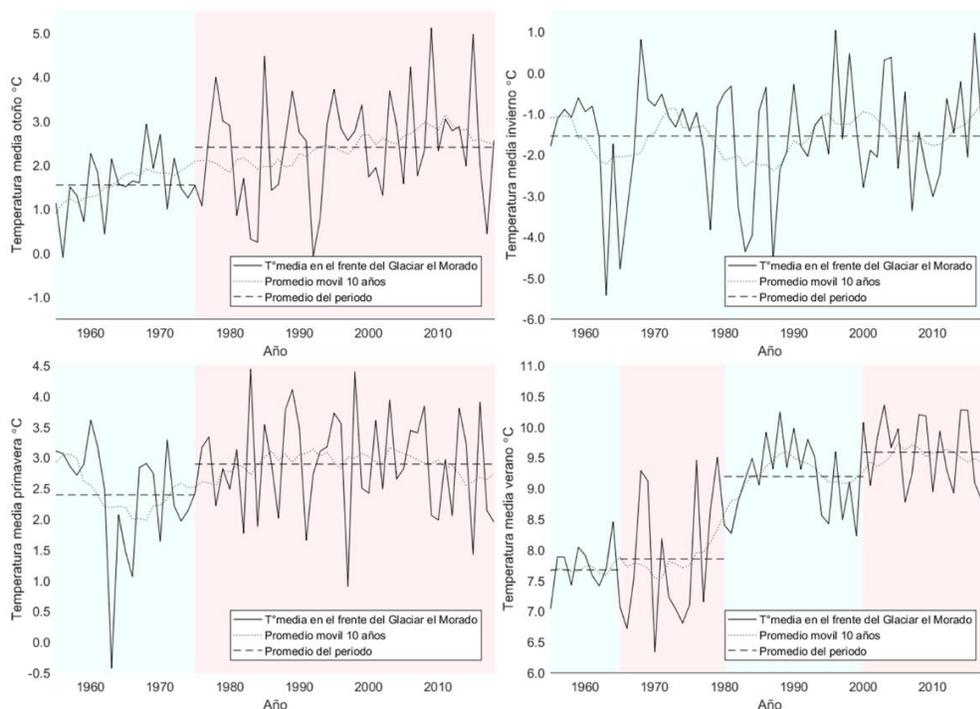


Figura 5-2; Puntos de cambio (PC) en las temperaturas medias estacionales. En otoño el pc es en 1975 donde se tienen medias de 1.54°C (1955-1974) y 2.4°C (1975-2018). En invierno no existen puntos de cambio. En primavera el pc se encuentra en 1975, donde ambos periodos tienen medias de 2.4°C y 2.9°C respectivamente. En verano se identificaron los puntos de cambio 1965, 1980 y 2000 con medias de 7.7°C (1955-1964), 7.8°C (1965-1979), 9.1°C (1980-2000) y 9.8°C (2000-2018).

Los puntos de cambio de las temperaturas mínimas se muestran en la Figura 5-3. El primer punto de cambio se encuentra en el año 1989, separando un primer periodo con un promedio de -2.1°C siendo la única década con media negativa respecto al periodo de referencia 1980-2010 Tabla 5-2. El segundo punto de cambio marca un corto periodo de mayores temperaturas mínimas, aunque la presencia de este punto es probablemente debido a un error del método. Este error es causado por que la distancia entre el último periodo y el límite de datos con la serie es de solo cuatro años, un año menor a la dimensión de la ventana de búsqueda del algoritmo que es de 5 años. Este fenómeno ya se ha comentado en la literatura (Reeves et al. 2006).

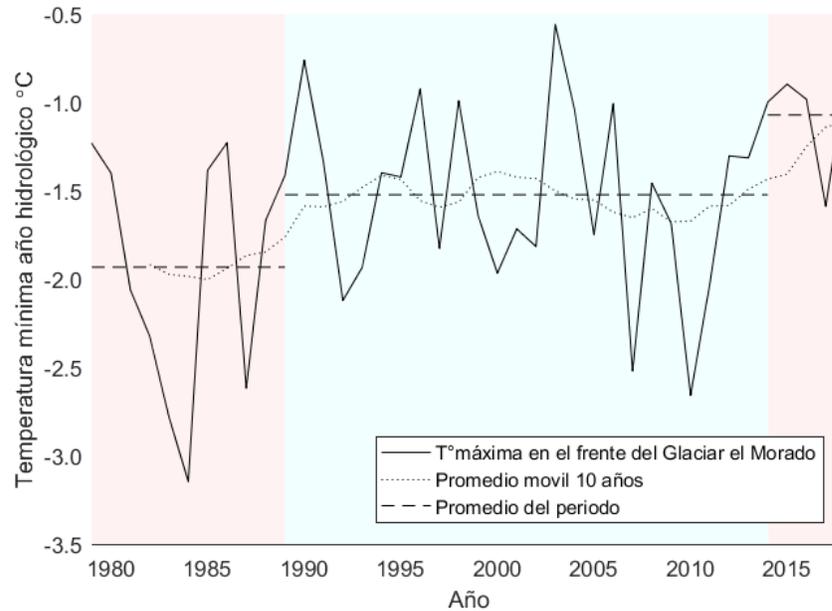


Figura 5-3; Puntos de cambio (PC) en las temperaturas mínimas. Los PC encontrados son los años 1989 y 2014 donde se separan tres periodos con media de -2.1°C (1980-1989), -1.6°C (1985-2014) y -1.1°C (2015-2018).

Tabla 5-2; Diferencia en los promedios decadales de las T° mínimas con respecto al periodo 1980-2010.

Periodos	ΔT° mínima ($^{\circ}\text{C}$)				
	anual	otoño	invierno	primavera	verano
1980-1989	-0.3	-0.5	-0.6	0.0	-0.1
1990-1999	0.2	0.3	0.7	0.0	-0.1
2000-2009	0.1	0.2	-0.1	0.0	0.2
2010-2018	0.3	0.2	0.4	-0.1	0.6

Respecto a las mínimas estacionales, no se encuentran puntos de cambio en otoño o invierno. En el caso del otoño se mantienen las temperaturas alrededor de los -1.6°C , mientras que para el invierno oscilan en torno a los -5.8°C . Para la primavera se encuentra un punto en el año 2008, el que es provocado por el abrupto descenso en el año 2009, marcando la década con menores mínimos en dicha estación. En verano se encuentran dos puntos de quiebre: el primero responde a una disminución en la desviación estándar de las temperaturas, mientras que el segundo punto responde al abrupto aumento cercano a los límites de la serie al igual que en las temperaturas mínimas anuales.

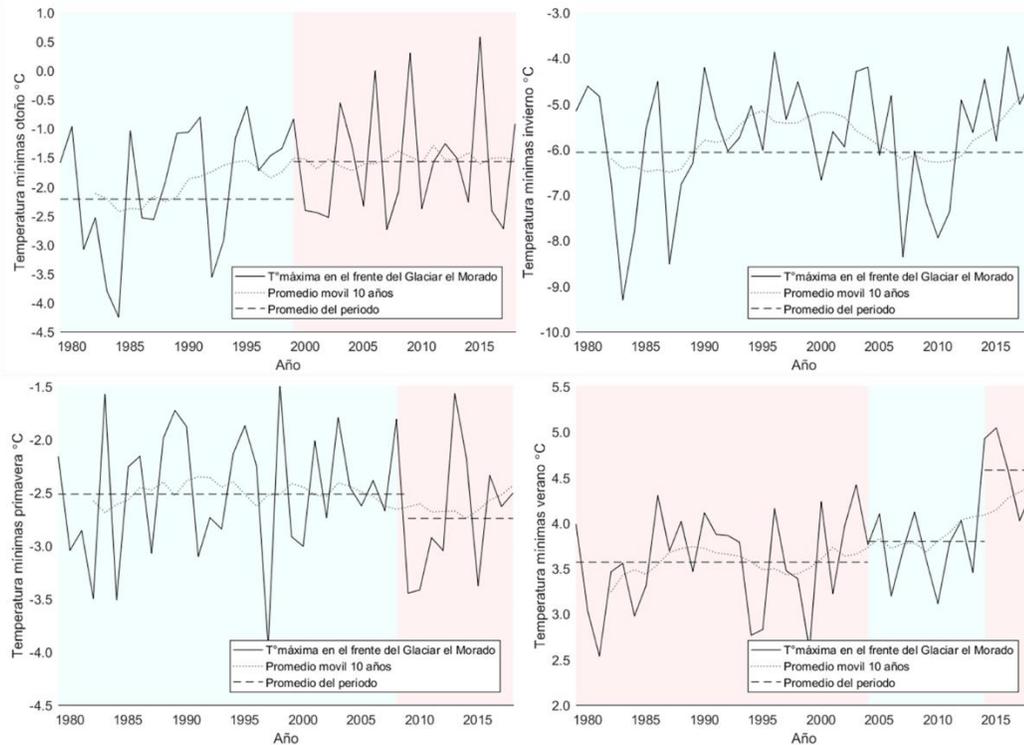


Figura 5-4; Puntos de cambio (PC) en las temperaturas mínimas estacionales. En otoño e invierno no existen puntos de cambio. En primavera el pc se encuentra en 2009, las medias de ambos periodos son -2.5°C (1980-2008) y -2.7°C (2009-2018) respectivamente. En verano se identificaron los puntos de cambio 2004, 2014 y 2018 con medias de 3.6°C (1980-2003), 3.7°C (2004-2013) y 4.6°C (2014-2018).

Para las temperaturas máximas (Figura 5-5) se encuentra un punto de cambio en el año 1998, el que separa en dos periodos con un promedio de 8.1°C y 8.5°C . En el primer periodo se puede observar un aumento significativo de 0.3°C entre las décadas contenidas en ese periodo, como se muestra en la Tabla 5-3, mientras que en el segundo se muestra más estable.

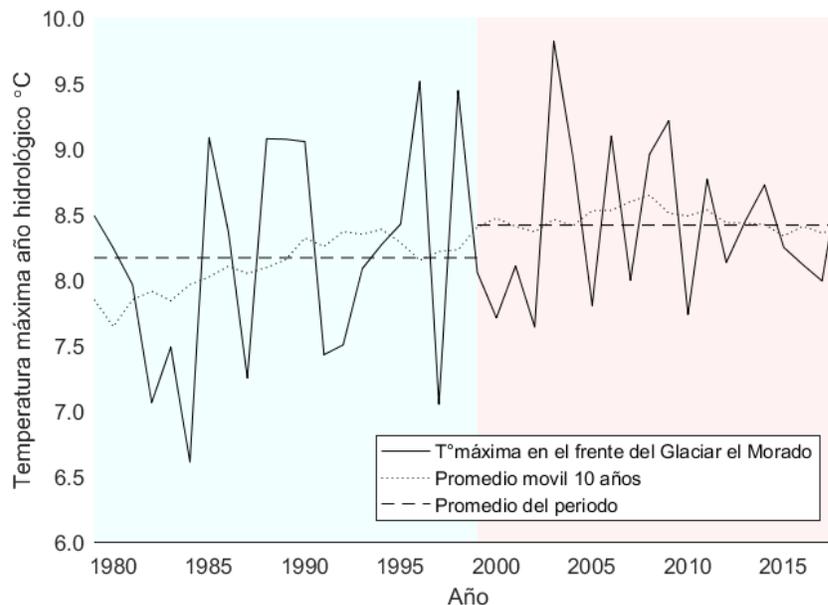


Figura 5-5; Puntos de cambio (PC) en las temperaturas máximas. El único punto de cambio corresponde al año 1998 donde se forman dos periodos con media de 8.1°C (1980-1997) y 8.5°C (1998-2018).

Tabla 5-3; Diferencia en los promedios decadales de las T° máximas con respecto al periodo 1980-2010.

Periodos	ΔT° máxima (°C)				
	anual	otoño	invierno	primavera	verano
1980-1989	-0.3	-0.2	-0.5	0.0	-0.3
1990-1999	0.0	-0.1	0.6	-0.1	-0.4
2000-2009	0.3	0.3	-0.1	0.1	0.6
2010-2018	0.1	0.2	0.5	-0.7	0.2

En las temperaturas estacionales máximas solo se encuentra un punto de cambio para el verano, donde en el año 1997 se separan dos periodos con medias de 15.1°C y 15.7°C. En otoño existe una tendencia al alza de 0.1°C década⁻¹, esto se aprecia en la Tabla 5-3 la que no fue detectada por el algoritmo.

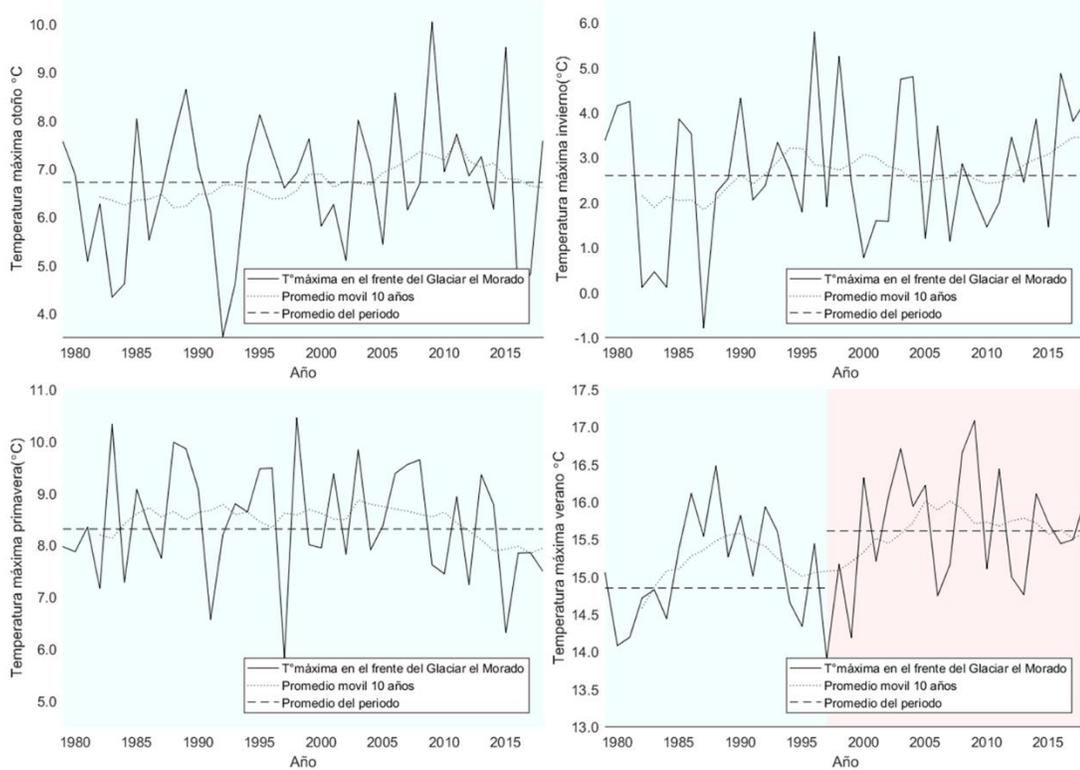


Figura 5-6; Puntos de cambio (PC) en las temperaturas máximas estacionales. Solo se encuentran puntos de cambio en verano, que se encuentra en 1997, separando dos periodos de medias 15.1°C (1980-1996) y 15.7°C (1997-2018).

5.2 Puntos de cambio número de eventos extremos.

Los eventos extremos corresponden a los días en que las temperaturas máximas están por sobre el percentil del 90% de la serie histórica de su respectivo mes. Para los eventos extremos al año no se encuentran puntos de cambio como se muestra en la Figura 5-7, ya que la serie se mantiene constante alrededor de los 39 eventos extremos al año, de igual manera se hace interesante notar que la década del 2010 mantiene un promedio constante pero una disminución significativa de la desviación.

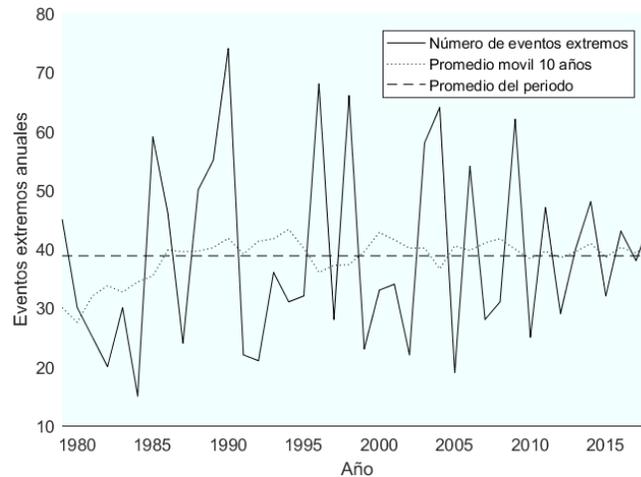


Figura 5-7; Eventos extremos al año registrados en la estación embalse el yeso. Se observa que no existen puntos de cambio.

En los eventos extremos estacionales solo en verano se encuentra un cambio significativo en la serie, ya que en el año 1999 existe un importante cambio en el promedio, pasando de 7.6 a 12.9. El resto de las estaciones mantienen un comportamiento constante.

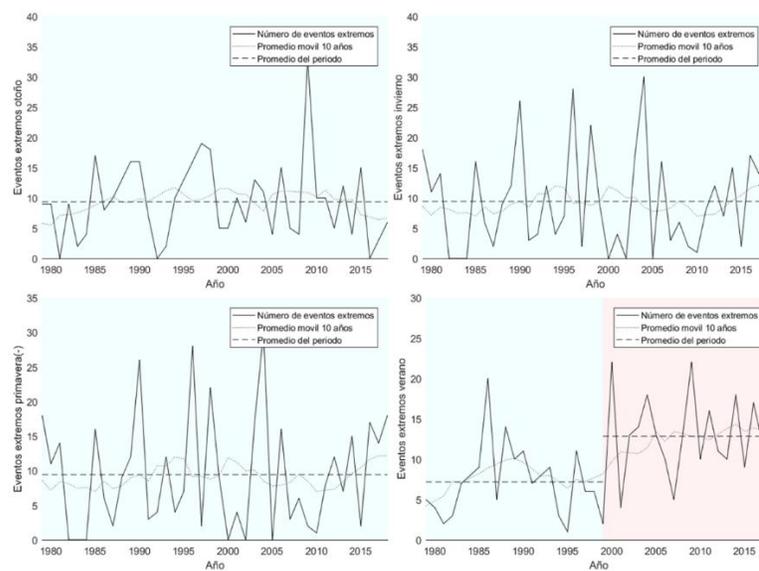


Figura 5-8; Eventos extremos estacionales registrados en la estación embalse el yeso. El único punto de cambio se encuentra para el verano, en el año 1999, separando dos periodos con una media de 7.6 días al año en el periodo (1980-1998) y 12.9 (1999-2018)

5.3 Puntos de cambio precipitaciones.

De la imagen Figura 5-9 En las precipitaciones acumuladas existen dos puntos de cambio, el del año 1998, el que se debe a un aumento en el promedio de las precipitaciones en la década del 2000, donde se tiene un periodo particularmente húmedo de aproximadamente un 19% superior al periodo de referencia 1980-2000 mostrado en la Tabla 5-4. El segundo punto corresponde al inicio de la mega-sequía donde existe una disminución del 43% con respecto al mismo periodo.

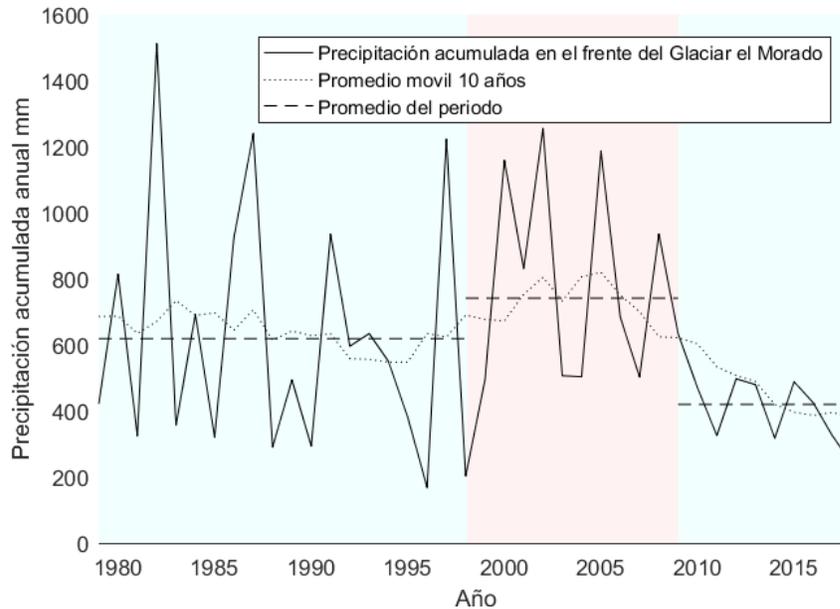


Figura 5-9; Puntos de cambio (PC) en las precipitaciones acumuladas. Existen dos puntos de cambio en 1998 y 2009. El primer periodo 1980-1998 tiene una media de 622 mm año⁻¹, el segundo periodo 1999-2008 con una media de 819 mm año⁻¹ y por último 2009-2018 con 396 mm año⁻¹.

Tabla 5-4; Diferencia en los promedios decadales de las precipitaciones acumuladas, sólidas y líquidas con respecto al periodo 1980-2010.

Periodos	Δ Precipitación acumulada (%)			Δ Precipitación sólida (%)	Δ Precipitación líquida (%)
	anual	otoño	invierno	anual	anual
1980-1989	1.3	-11.0	15.2	2.1	-1.8
1990-1999	-20.4	-9.5	-32.8	-19.3	-24.3
2000-2009	19.1	20.6	17.6	17.3	26.0
2010-2018	-42.5	-46.5	-48.2	-41.3	-46.7

Estacionalmente sólo se analizan las precipitaciones de otoño e invierno debido a que, por el clima mediterráneo, estas estaciones concentran aproximadamente el 90% del total anual. Como se aprecia en la Figura 5-10 en ambas estaciones se encuentran dos puntos de cambio en las vecindades de los extremos de la década del 2000, que resulta ser la década con mayor precipitación acumulada, difieren en el segundo punto de cambio, debido a que las precipitaciones de otoño sufren un descenso en el promedio a partir del año 2009, mientras que para invierno, la transición se hace más suavizada por lo que se ubica en el 2013. En ambas épocas se tienen anomalías de similar magnitud

como se aprecia en la Figura 5-10. Se hace interesante notar que tanto en invierno como otoño se tienen déficits mayores que el anual, esto es a debido que existe un aumento en las precipitaciones primaverales respecto a las precipitaciones registradas para las últimas décadas del siglo 20.

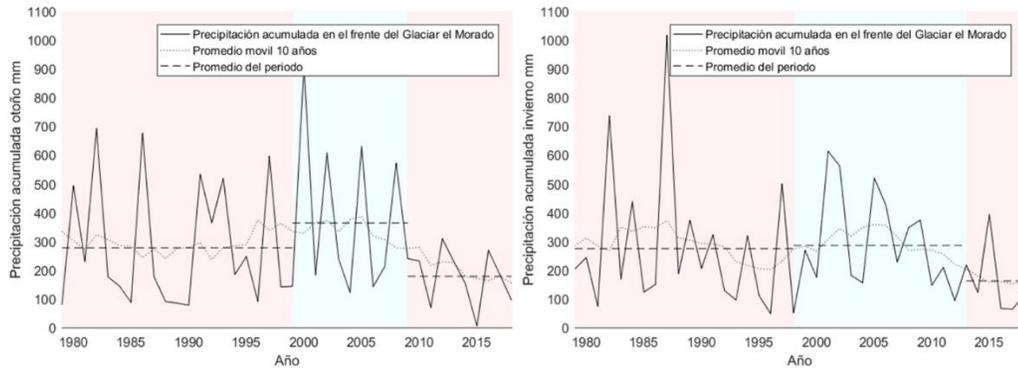


Figura 5-10; Puntos de cambio en las precipitaciones acumuladas estacionales. Para el otoño los puntos de cambio son 1999 y 2009, separando las medias de 294 mm año^{-1} en el periodo (1980-1998), 376 mm año^{-1} en (1999-2008) y 178 mm año^{-1} en (2009-2018). En invierno los puntos de cambio son 1999 y 2013, formando medias de 274 mm año^{-1} para (1980-1998), 301 en (1999-2012) y 162 en (2013-2018).

La fracción sólida líquida es calculada según lo mostrado en la sección 4.1. En el caso de las precipitaciones sólidas se encuentran 3 puntos de cambio, el primero debido a un año excepcionalmente alto cercano al inicio de la serie, los otros dos puntos son coincidentes y delimitan la década del 2000. Para ambas series se marca el punto de cambio de inicio de la mega-sequía el año 2009, donde tanto la fracción sólida como líquida de la precipitación experimentan un importante descenso respecto al periodo de referencia 1980-2010, registrando una disminución entorno al 40% para el año 2010.

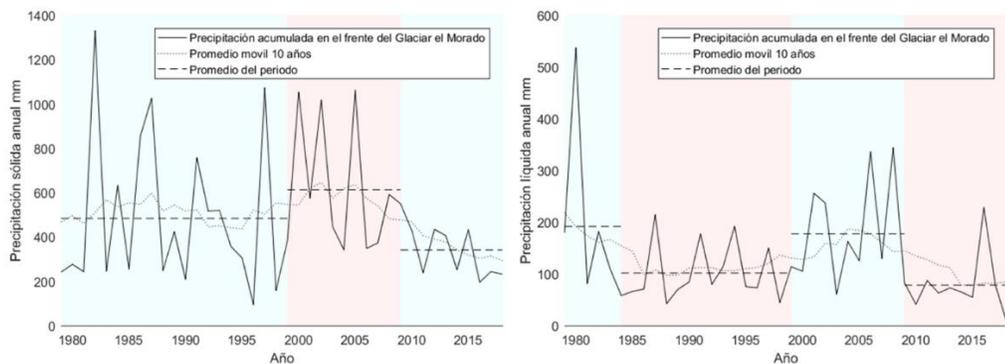


Figura 5- 11; Puntos de cambio para precipitaciones sólidas y líquidas anuales. Para la precipitación líquida los puntos de cambio corresponden a los años 1984, 1999 y 2009, separando en cuatro periodos con medias de 523 mm año^{-1} para 1980-1983, 496 mm año^{-1} para (1984-1998), 618 mm año^{-1} para (1999-2008) y 341 mm año^{-1} para el periodo (2009-2018).

5.4 Cambio de área y de volumen en la zona frontal del glaciar

5.4.1 Balances de masa geodésicos

Los cambios de volumen y área calculados con los levantamientos LiDAR se muestran en la tabla 5.5.

El volumen perdido por ablación frontal se considera como el espesor del hielo desde la superficie registrada por el LiDAR o Dron hasta la superficie de la laguna. La elevación considerada es la registrada en el segundo levantamiento. Es importante señalar que entre los levantamientos el nivel de la laguna no varía más de 1 m.

Debido a que no se tienen mediciones de la profundidad del frente bajo el nivel de la laguna, esta se considera de 10 metros debido a que la parametrización de OGGM define el espesor en el límite de la laguna en 19 m, mientras que la medición LiDAR la sitúa la elevación sobre la laguna en 10 metros en ese sector. Por otro lado debido la batimetría presentada en Farías et al. (2020), en la que la profundidad del lecho de roca en el extremo noroeste de la laguna que es donde se sitúa el glaciar está a -30 m respecto a la elevación de la laguna, por lo que sería una profundidad razonable. Esta profundidad adicional del frente del glaciar se consideraría como parte de la ablación frontal debido a que serían provocados por el derretimiento frontal subacuático (Figura 2-1).

De la Tabla 5-5 se observa que la mayor pérdida de masa en la lengua del glaciar es debido a la ablación superficial, siendo prácticamente el doble que la ablación frontal en el periodo correspondiente al año hidrológico 2018. De todas formas, este resultado está sujeto a la incertidumbre provocada por la profundidad del hielo, por lo que no se puede asegurar de forma concluyente.

Tabla 5-5; Cambios de área, volumen y ablación promedio en la zona frontal del glaciar, calculados a partir de los modelos de elevación digital LiDAR* Los valores señalados no están normalizados por año, sino que corresponden a los valores registrados entre el 25/01/2019 y el 01/04/2019.

Periodo	09/01/2015- 28/03/2018	28/03/2018- 01/04/2019	25/01/2019- 01/04/2019
Cambio de área (m² año⁻¹)	-18.748	-20.924	-13.925*
Ablación superficial promedio (m año⁻¹)	-3,3	-4,3	-3,0*
Cambio de volumen por ablación superficial (m³)	-374.874	-286.434	-135.321*
Cambio de volumen por ablación frontal (m³)	-397.926	-322.044	-304.972*
Cambio de volumen total (m³)	-772.850	-608.478	-440.299*

En la figura 5-13 se observa el cambio de elevación total entre los años 2015-2019. En la zona central del glaciar existe una mayor ablación superficial, esto es debido a que aquel sector existe una menor cantidad de detritos, además se ubica una red de canales

supra glaciares (Figura 5-12) que conducen la escorrentía desde las zonas más altas de acumulación hacia la laguna, que aumentan la erosión.

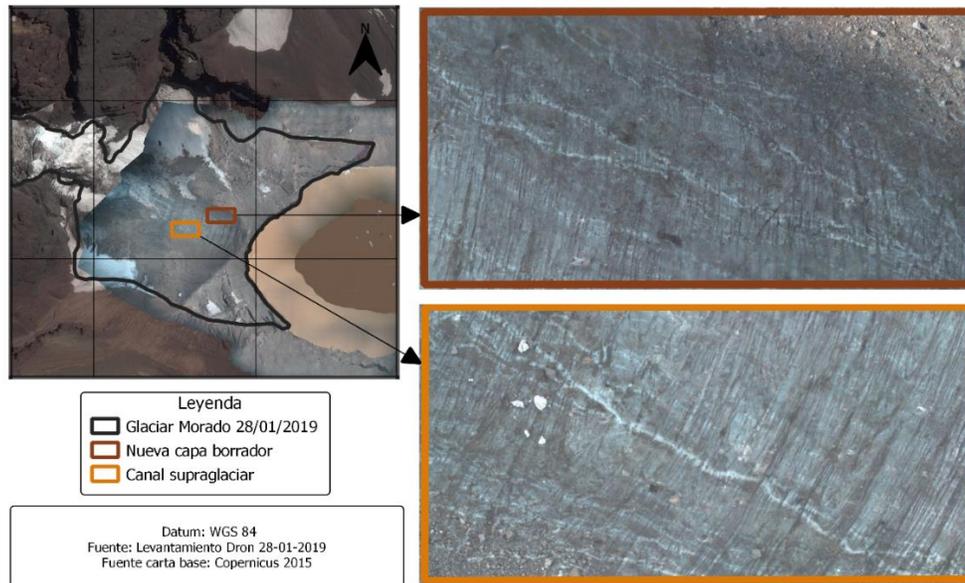


Figura 5-12; Canales supraglaciares captados en el levantamiento Dron del 28/01/2019.

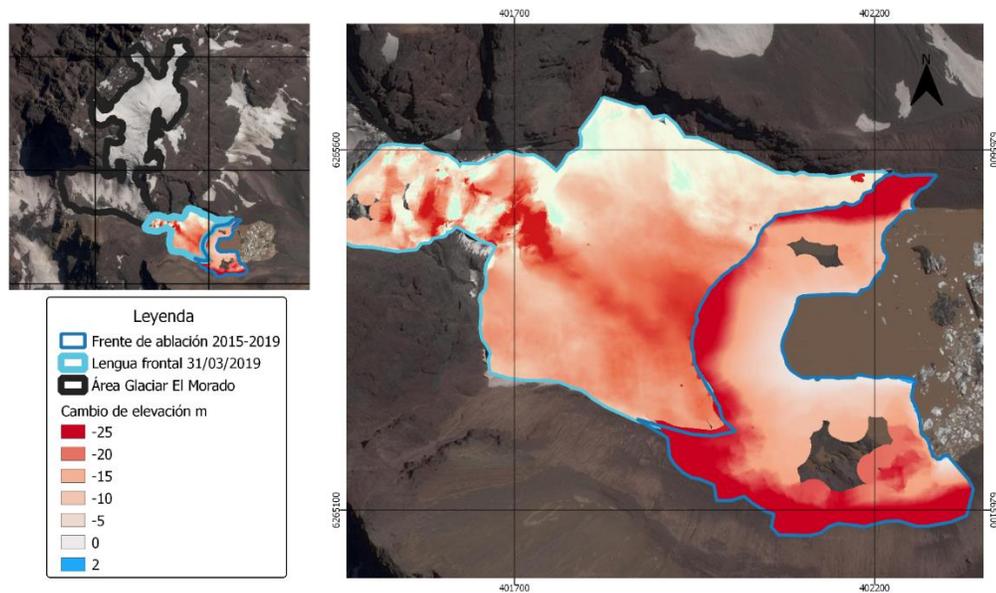


Figura 5-13; Cambio de elevación calculado con los levantamientos LiDAR, para el periodo 2015-2019. Que existan menores cambios en los límites del frente de ablación que limitan con la laguna se debe a que allí existía un menor espesor de hielo.

El cambio de volumen y ablación superficial por medio de la aerofotogrametría se muestra en la Tabla 5-6. El área abarcada corresponde solo a un 65% del frente del glaciar, debido a que, por razones operativas, no se pudo fotografiar las zonas más cercanas a las laderas noreste y sureste. El balance de masa geodésico realizado por medio de la aerofotogrametría se muestra en la Figura 5-14.

Tabla 5-6; Cambios de área y cálculo de ablación frontal y superficial obtenidos por el levantamiento aerofotogramétrico entre el 25/01/2019 y el 1/04/2019.

Periodo	25/01/2019-31/03/2019
Cambio de área (m ²)	-14.019
Ablación superficial promedio (m)	-2,4
Cambio de volumen por ablación superficial en área abarcada (m ³)	-118.462
Cambio de volumen por ablación frontal (m ³)	-296.648
Cambio de volumen total en el área abarcada (m ³)	-415.110

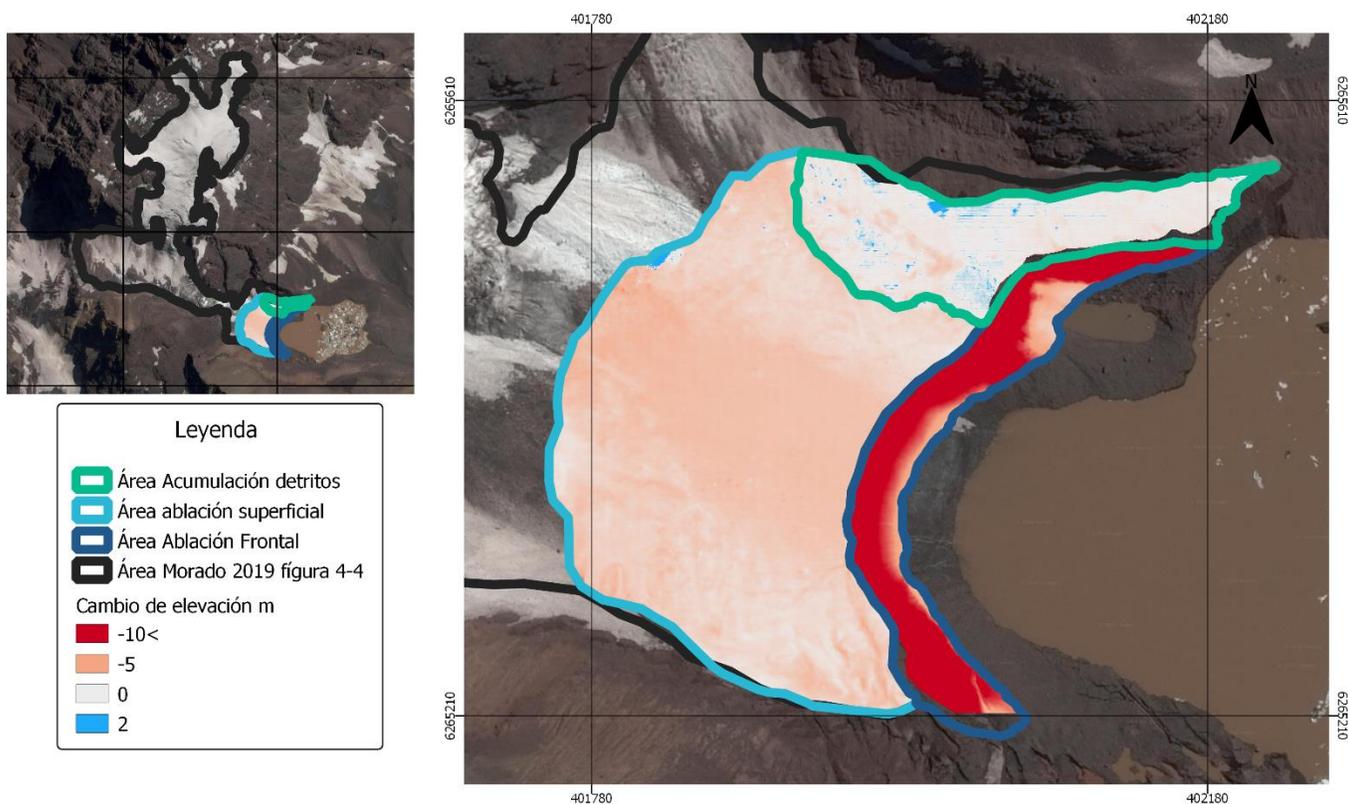


Figura 5-14; Balance de masa geodésico aerofotogrametría en el periodo 28/01/2019-01/03/2019

5.4.2 Retroceso del frente de ablación mediante imágenes satelitales

En la Tabla 5-7 se muestran los retrocesos respecto a la imagen anterior como también en el total del año hidrológico. Se calcula un error total menor para los tres primeros años debido a que la componente aleatoria de la ecuación 4- aumenta mientras se tenga una mayor cantidad de imágenes que triangular en el año hidrológico. Respecto a los retrocesos mensuales cabe destacar el mes de febrero 2017 es el mes en el que se experimenta el mayor retroceso.

Tabla 5-7; Cambios de área en el frente del glaciar según imágenes satelitales.

Año hidrológico	Fecha	Área retroceso respecto imagen anterior [m2]	Área retroceso año hidrológico [m2]
2009	16-01-2010		
	21-02-2010	1431±3193	
2010	23-03-2010	1926±3324	4683±2115
	25-03-2011	4683±3402	
2011	11-01-2012	0±3001	2432±2417
	04-02-2012	3294±3103	
2012	24-01-2013	7492±3078	12784±2803
	23-02-2013	5961±4114	
	14-04-2013	0±5867	
2013	04-01-2014	0±5927	12590±5023
	22-03-2014	16143±5122	
2014	14-01-2015	-2765±5132	6738±3526
	05-03-2015	8426±5784	
2015	31-03-2015	281±5967	11660±4133
	12-02-2016	6042±6142	
	22-03-2016	3252±5430	
2016	13-01-2017	2271±4683	23024±4103
	13-02-2017	5440±5456	
	12-03-2017	16355±5577	
2017	19-12-2017	-6282±6142	9350±5330
	03-01-2018	830±5430	
	17-02-2018	8431±4683	
	12-03-2018	3249±3249	
	01-04-2018	601±6116	
2018	17-12-2018	-2453±5639	16369±5383
	15-01-2019	0±4356	
	03-02-2019	9630±4426	
	11-03-2019	1957±4339	
	02-04-2019	2433±4290	

En la Figura 5-15 y Figura 5-16, se muestra el retroceso anual del frente el retroceso medio del frente. El retroceso anual del frente corresponde al área total que retrocedió el glaciar. En el caso del retroceso medio del frente este se calcula como el área total perdida dividida en el perímetro del frente del glaciar con la laguna antes de que se inicie el retroceso. Así se calcula una distancia normalizada que permite realizar una comparación entre los distintos años. Los años hidrológicos (abril-marzo) 2016 y 2019 son en los que el glaciar experimenta una mayor pérdida, mientras que el año 2011 no se experimentan mayores cambios.

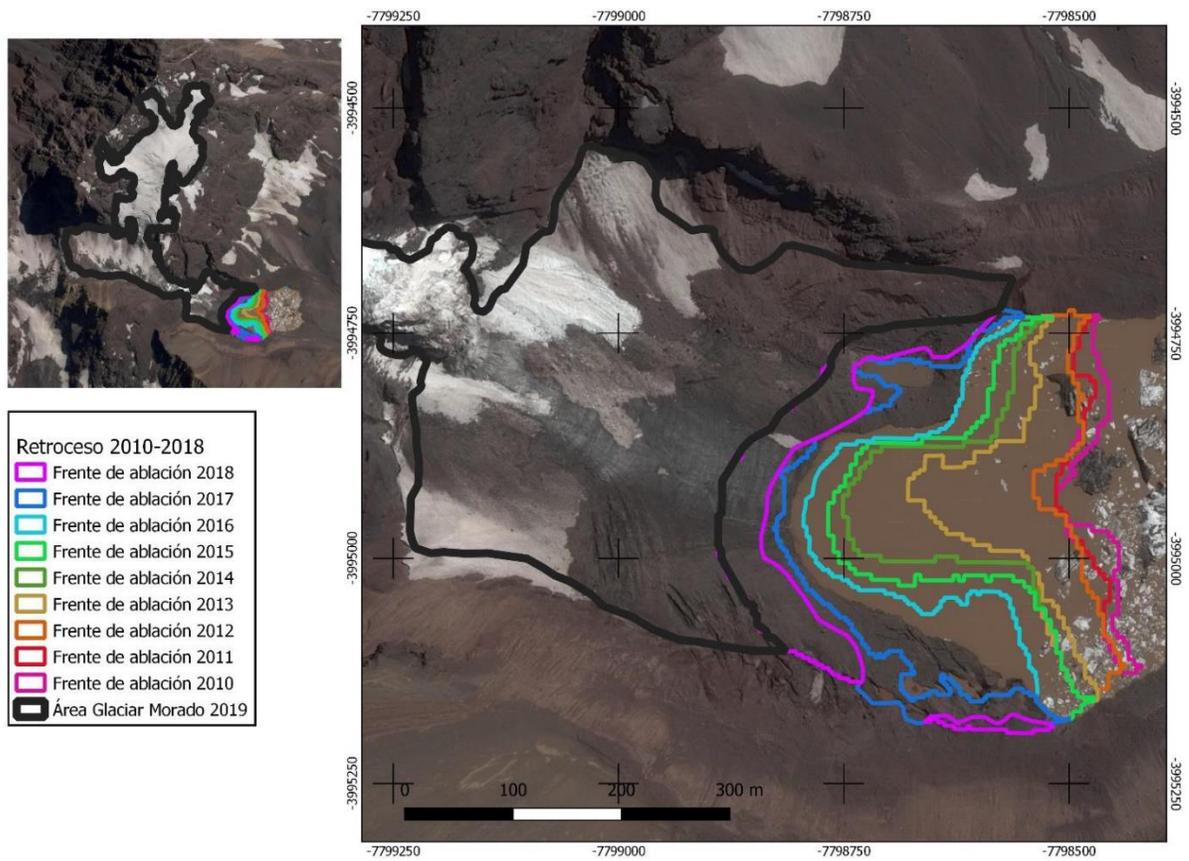


Figura 5-15;Retroseso de la lengua frontal del Glaciar Morado periodo 2010-2018.

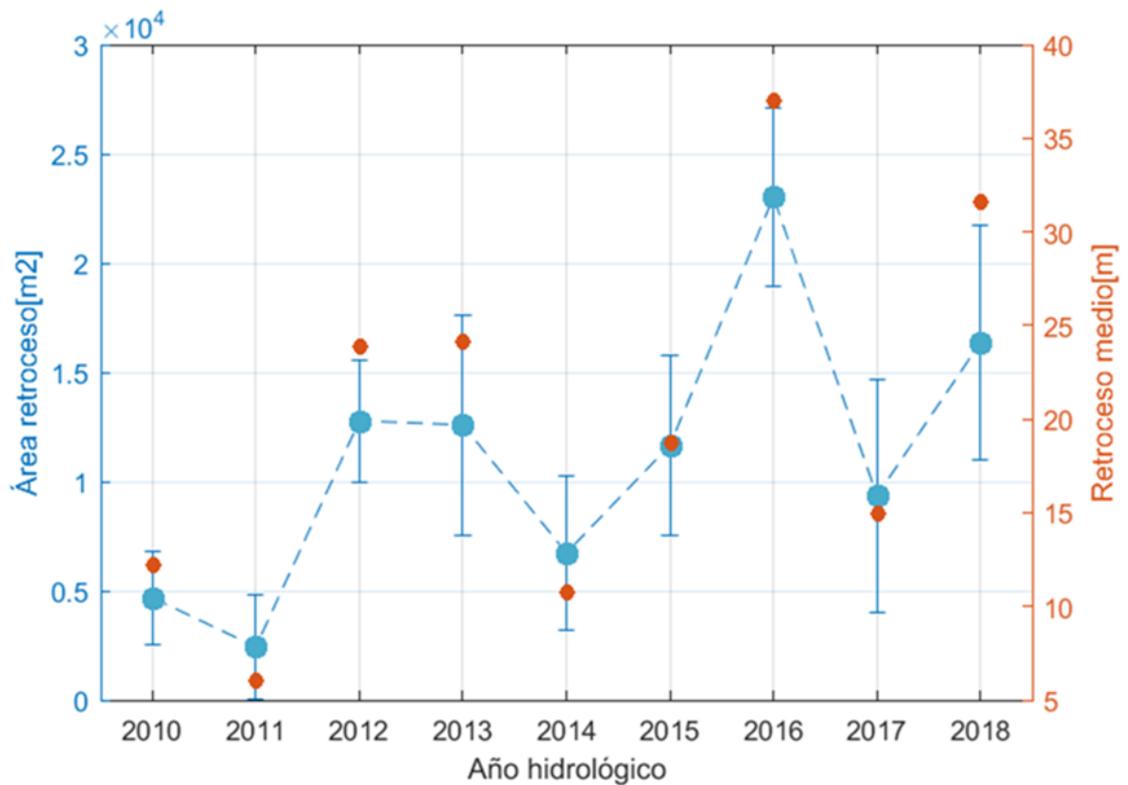


Figura 5-16; Área de retroseso y retroseso medio del frente del Glaciar Morado 2010-2018. El retroseso medio (en naranja) corresponde a la normalización entre el área de retroseso y el perímetro del frente glaciar y la laguna.

El cambio total de volumen y área del frente del Glaciar El Morado se muestra en la Figura 5-17. El cambio anual de área es el mostrado en la Figura 5-16 obtenido a partir de las imágenes satelitales Planet Scope. El cambio de volumen entre los años 2010-2015 es calculado a partir del modelo de elevación digital SRTM correspondiente al año 2011. Se calcula la diferencia de altura entre la elevación del glaciar y la laguna utilizando las delimitaciones obtenidas de las imágenes Planet, luego se multiplican por el área de retroceso experimentada. Para el periodo 2015-2018 se utilizan los modelos de elevación del LiDAR junto con las imágenes satelitales Planet para diferenciar el cambio de volumen por años.

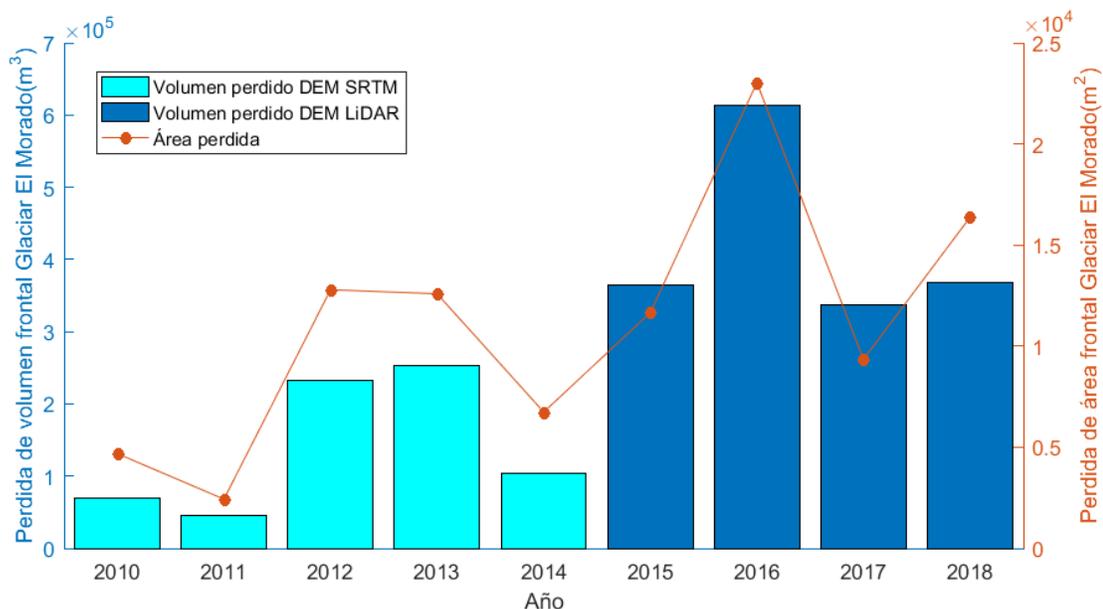


Figura 5-17; Área y volumen perdidos en el frente del glaciar entre los años 2010-2018. En el lado izquierdo se muestra el volumen perdido en la zona frontal del Glaciar El Morado, las barras en color celeste muestran el volumen calculado a partir del DEM proporcionado por el satélite SRTM, mientras que las barras azules es el cambio de volumen obtenido a través de DEMs LiDAR. Debido a que el satélite SRTM posee una menor resolución que las imágenes LiDAR, además de una menor precisión las mediciones de pérdida de volumen por ablación frontal entre el año 2010-2015 poseen una mayor incertidumbre.

5.4.3 Diferencias entre las distintas plataformas.

Debido a que se tiene correlación temporal entre las distintas plataformas que fueron utilizadas, se puede realizar una comparación entre ellas, validando las que presentan una mayor incertidumbre y que han sido menos estudiadas, como es el caso de las imágenes satelitales Planet Scope, Rapid Eye y la aerofotogrametría, con aquella que se sabe consta de una mayor precisión como es en este caso el LiDAR.

En la Tabla 5-8 se muestran las diferencias en el retroceso del área mediante imágenes satelitales y levantamientos LiDAR. Todas las diferencias se encuentran en el rango de incertidumbre mostradas en la Tabla 5-7, siendo considerablemente menores para los periodos 2015-2018 y enero -abril del 2019. La diferencia más alta se encuentra en el año hidrológico 2018 debido a la dificultad de delimitar el frente del glaciar por la presencia de nieve en la laguna debido a precipitaciones registradas a fines de marzo, dos días antes de la adquisición de la imagen satelital utilizada.

Tabla 5-8; Comparación cambios de los cambios de área en el frente del glaciar según observaciones de imágenes satelitales y levantamientos LiDAR.

Periodo	ene 2015 - mar 2018	abr 2018 - abr 2019	ene 2019- abr 2019
Cambio de área según levantamiento LiDAR (m²)	-56.245	-20.924	-13.925
Cambio de área según imágenes satelitales (m²)	-52.460	-16.369	-14.020
Diferencia Imágenes satelitales/LiDAR (%)	7	28	1

Para comparar el balance de masa geodésico entre ambos, calcular el volumen perdido por la ablación frontal resulta complicado debido a que la zona de levantamiento del LiDAR es mayor que la de la aerofotogrametría, por lo que se compara la ablación promedio para ambas plataformas en la zona sin acumulación de detritos utilizada para el balance geodésico con la aerofotogrametría (Figura 5-14), por otro lado, ambas plataformas cubren el frente de desprendimiento del glaciar, por lo que se puede comparar el cambio de área y volumen debido a la ablación frontal. Lo anterior se muestra en la Tabla 5-9.

Tabla 5-9; Comparación entre la aerofotogrametría y levantamiento LiDAR (periodo 28/01/2019-31/03/2019) para los componentes del balance geodésico.

	LiDAR	Aerofotogrametría (Dron)	Diferencia (%)
Ablación superficial Promedio(m)	-1,9	-2,4	21
Cambio de área(m2)	-13.925	-14.019	1
Cambio de volumen en el frente de ablación (m3)	-304.972	-296.648	-6

5.4.4 Relación con la meteorología.

Se compara las medias estacionales, anuales y por temporada de acumulación (abril-sept) y ablación (oct-mar) de las series meteorológicas estudiadas en la sección 5.1 con los retrocesos medios calculados a través de las imágenes satelitales, con el fin de identificar cual tiene una mayor incidencia en la ablación frontal experimentada por el glaciar. Se utiliza el coeficiente R cuadrado y el de Spearman para analizar las posibles correlaciones encontradas. Los mayores coeficientes de correlación encontrados corresponden a las temperaturas invernales (Figura 5-18), las mínimas anuales (5-17), precipitaciones líquidas, sólidas y su partición (Figura 5-19). Además, no se observa correlación entre la precipitación acumulada total y el retroceso experimentado en la década del 2010.

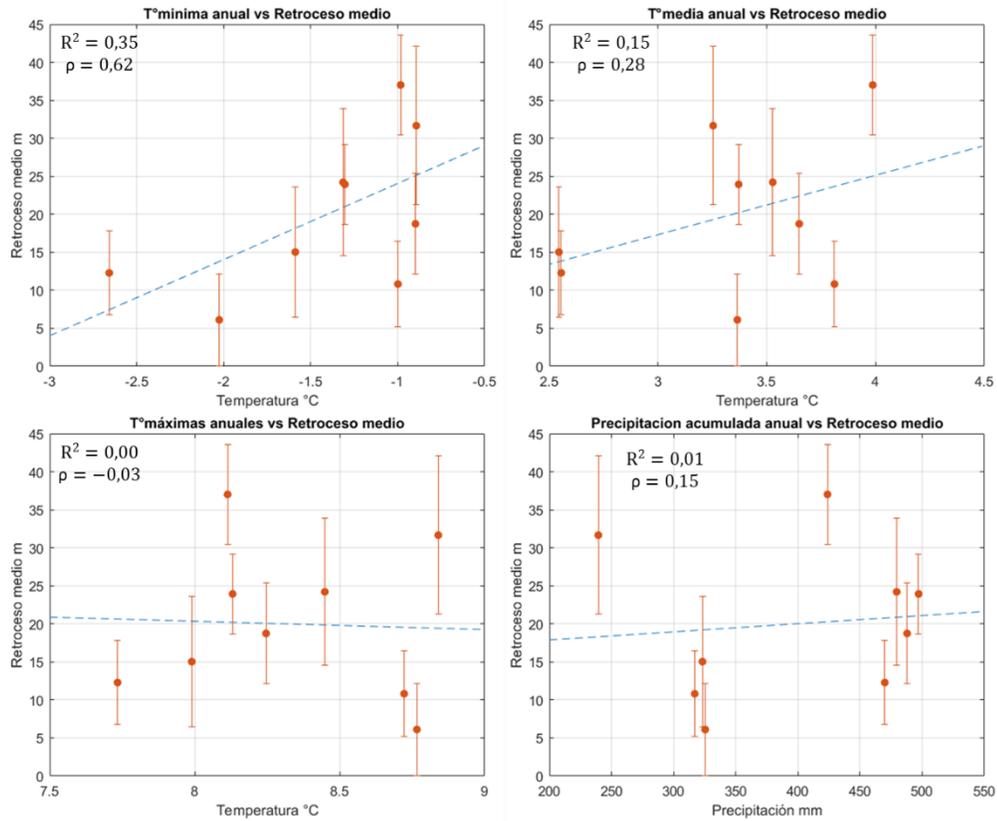


Figura 5-18; Correlación entre temperaturas medias, mínimas y máximas con el retroceso medio.

Las máximas correlaciones de las temperaturas se encuentran en los meses de acumulación, contrario a las temperaturas de verano en que no se aprecia ninguna relación directa entre las temperaturas registradas y el retroceso experimentado, inclusive mostrando una tendencia negativa entre aumento de la temperatura y disminución de la ablación frontal. De las relaciones entre las temperaturas estacionales y el retroceso se vislumbra que los desprendimientos en el frente del glaciar son sensibles a las temperaturas invernales, indicando que el desequilibrio experimentado en los últimos años que ha llevado al abrupto retroceso de la lengua frontal se debe principalmente a una disminución en la acumulación debido al aumento de las temperaturas en invierno, en vez de aumentos significativos de pérdida de masa en la temporada de ablación por un crecimiento en las temperaturas.

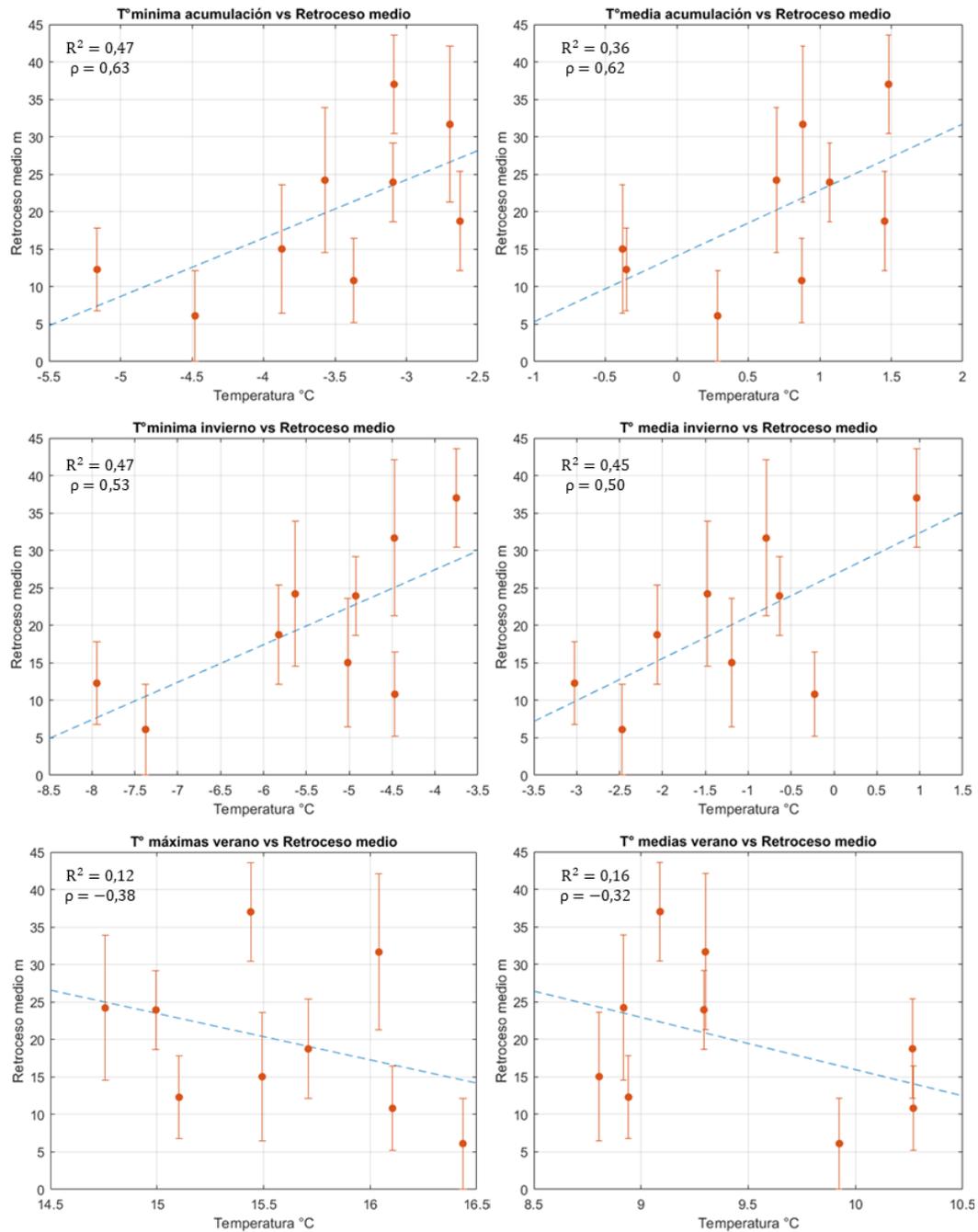


Figura 5-19; Correlación entre temperaturas medias, mínimas, máximas invernales y medias de verano con el retroceso medio.

Respecto a la relación del retroceso con las precipitaciones (Figura 5-19) no se encuentra una correlación directa considerando los acumulados totales. Por el contrario, si se considera el efecto de la temperatura para encontrar las proporciones sólidas y líquida (sección 3) la correlación aumenta considerablemente como se aprecia para la precipitación sólida y líquida en los meses de acumulación. Cuando se considera la proporción de precipitaciones sólidas totales en la temporada de acumulación se obtiene la mayor correlación registrada.

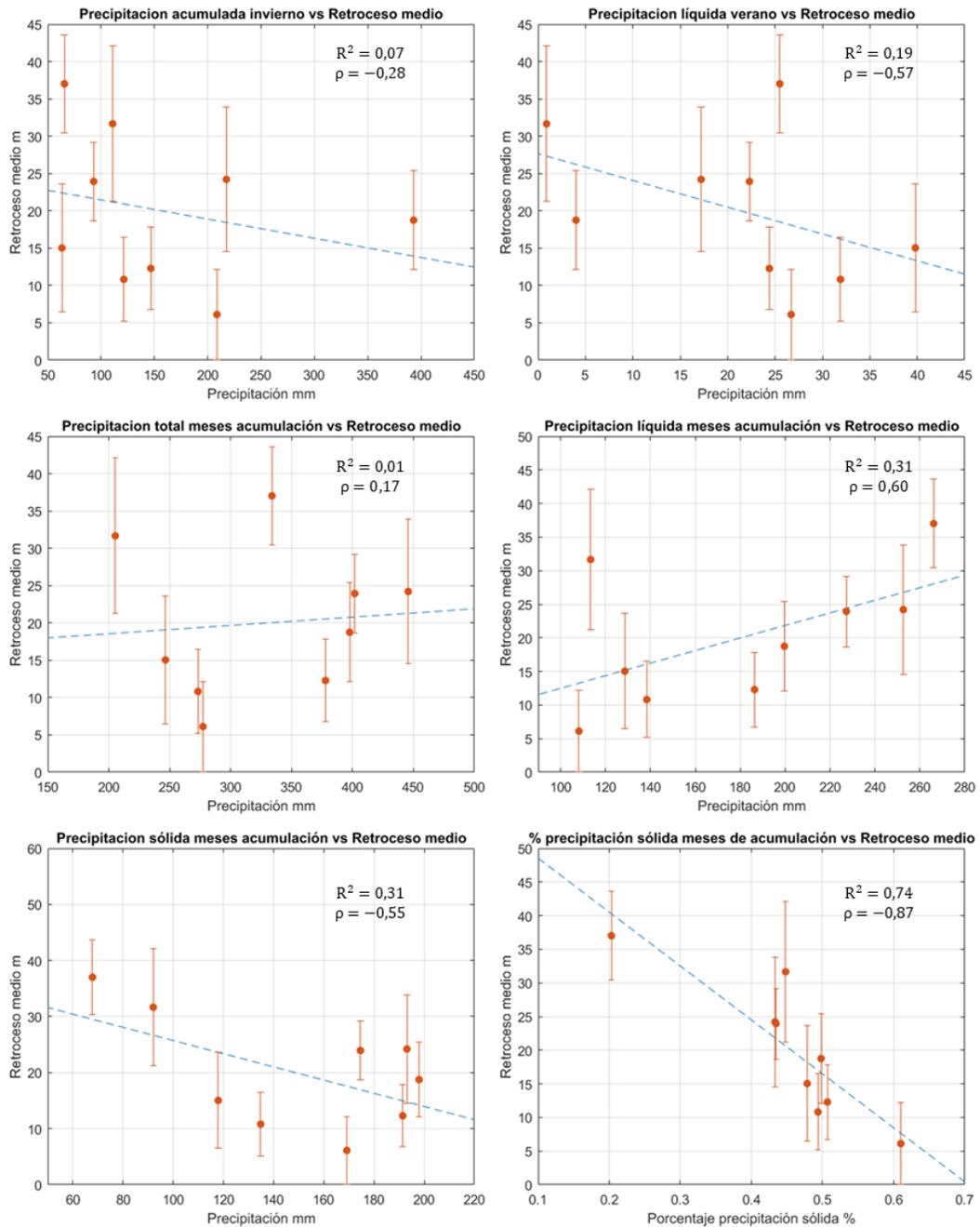


Figura 5-20; Correlación entre las precipitaciones totales, sólidas y líquidas para distintos periodos. La precipitación líquida del verano es análoga a la precipitación total debido a que según lo calculado en la década del 2010 no se obtuvo precipitación sólida entre los meses de enero a marzo.

5.5 Modelo Open Global Glacier Model.

A continuación, se presentan los resultados de la modelación del Glaciar El Morado para obtener los cambios del volumen por la ablación superficial. Para esto se utiliza la delimitación del glaciar del año 2019 y se define como “glaciar de termino en lago”. Al delimitar el glaciar según la geometría de inicio del año hidrológico 2019 y no utilizando la parametrización de calving disponible en OGGM se asegura que el glaciar en el periodo de modelamiento no experimente avance ni retroceso, lo que permite determinar solo el componente superficial de la ablación en la totalidad del glaciar. En el Anexo C se muestran los parámetros modificados y el código desarrollado, junto con comentarios sobre cada módulo utilizado.

Como se explica en la sección 4.4 para calibrar el modelo en el Glaciar El Morado es necesario realizar primero este procedimiento para el Glaciar Echaurren Norte que posee mediciones de balance de masa. En la Figura 5-21 se muestran el balance de masa de observado y modelado. Además, se muestran distintas métricas con las que fue evaluado el modelo: el coeficiente de correlación (R^2), la raíz cuadrada del error medio (RMSE por sus siglas en ingles), el coeficiente de Correlación de Pearson (r) y la Eficiencia de Kling-Gupta (KGE por sus siglas en ingles). Del coeficiente de Pearson calculado ($r= 0.74$) se desprende que el modelo presenta una buena correlación para la variabilidad anual de las observaciones, representando los aumentos y disminuciones del BM, esto se observa reflejado también en un alto R^2 . Por otro lado, del parámetro α calculado para el KGE que representa la variabilidad del error se obtiene un valor de 0.6 el menor obtenido para los componentes del KGE lo que indica que la mayor debilidad del modelo corresponde a que no consigue replicar los valores picos obtenidos, tanto como para los BM positivos y negativos, lo anterior se refleja en un alto RMSE 0,9 m. El modelo posee una media prácticamente igual a lo observado con un valor de -0,48 m w.eq, esto se muestra en el cálculo del parámetro β para el KGE de 1,0.

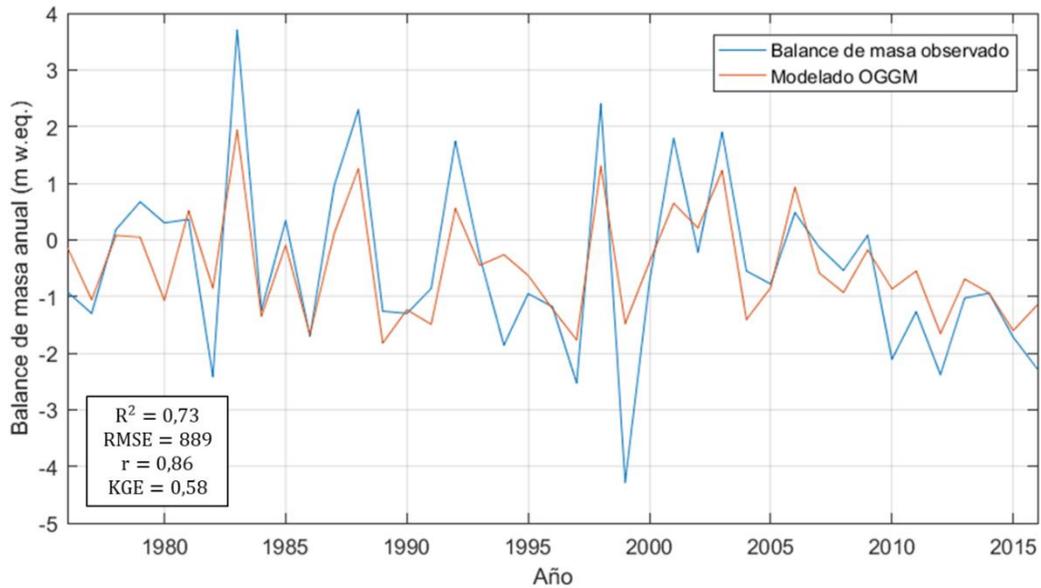


Figura 5-21; Balance de masa observado y modelado para el Glaciar Echaurren Norte.

En la Figura 5-22 se muestran los sesgos entre las observaciones y los valores modelados. De la Figura 5-22 a) se observa que no existe una clara sobreestimación o subestimación del modelo, ya que si se compara la regresión lineal con la línea 1:1 proyectada esta presenta una subestimación a partir de los balances simulados mayores a -0,5 m w. eq. mientras que bajo los -0,5 m. w. eq de BM existe una sobreestimación del modelo. Esto muestra la dificultad para representar los picos tanto positivos como negativos de las series de balance de masa. En la Figura 5-22 b) se observa que a excepción de dos años todo el resto donde existen balances de masa positivos el modelo presenta una subestimación.

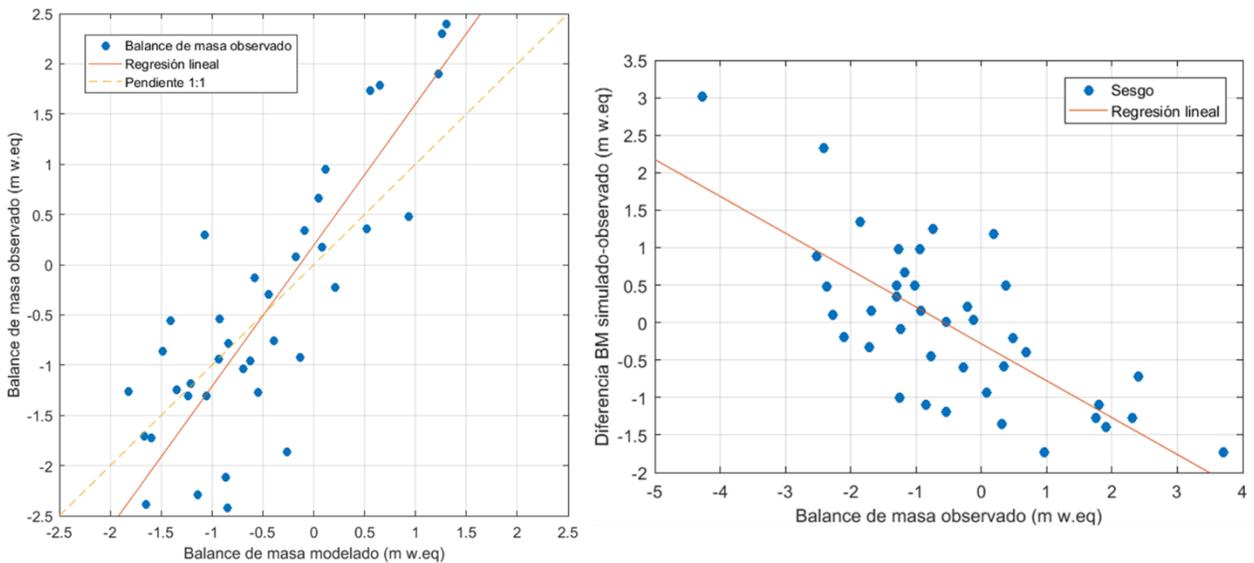


Figura 5-22; Sesgos entre las observaciones y valores modelado. En la izquierda (a) se muestra la dispersión entre los valores modelados y simulados. El gráfico de el sesgo en función de la observación se muestra a la derecha de la imagen (b).

Para la validación de los resultados del Glaciar Morado se utilizan las delimitaciones del glaciar presentes en Farías-Barahona et. al. (2020) mostradas en la Tabla 5-10, además del balance de masa geodésico registrado por el lidar para el total del periodo 2015-2019 presentes en la Figura 5-23.

Tabla 5-10; Diferencia de áreas modeladas y observadas del glaciar Morado sin considerar el frente de ablación.

Año	Diferencia área observada/modelada (%)
1996	-1,2
2000	-10,2
2011	-1,2
2015	-0,2

Las áreas observadas comparadas en la Tabla 5-10 corresponden a la geometría de cada año, pero considerando la delimitación con el lago presente a inicios del año hidrológico 2019. De la tabla se observa que la mayor diferencia corresponde a un 16%, mientras que el año 2011, que sería el inicio del periodo de mayor interés es solo de un 5%.

Para validar los cambios de elevación en la superficie glaciar se comparan los resultados del modelo con los cambios de elevación registrados por los DEMs obtenidos por el LiDAR entre los años 2015-2019. Ya que el modelo realiza cálculos del balance de masa por banda altitudinal se decide comparar lo modelado con el promedio del cambio de elevación por banda altitudinal. Cada banda altitudinal posee una diferencia de 8 metros de elevación entre inicio y fin. Por otro lado, debido a que en la superficie del glaciar no se experimenta una ablación homogénea y se distinguen los comportamientos entre las zonas que poseen una cubierta de detritos experimentan que experimentan un menor cambio de elevación, por el contrario, la zona descubierta del glaciar experimenta una mayor ablación debido a que carece de la protección de los detritos sumado a la gran cantidad de escorrentía que circula por dicho sector. Debido a lo anterior es que se consideran el promedio de la banda altitudinal completa y el promedio del cambio de elevación de solo la zona descubierta de la banda altitudinal.

De la Figura 5-23 se observa que se tiene una mejor correlación entre la zona descubierta y lo modelado. Si se considera el promedio de toda la zona frontal descubierta del glaciar se tiene un promedio del cambio de elevación de -15,8 m, mientras que si se considera tanto zonas cubiertas como descubiertas se tiene un cambio de -13,0 metros. Para lo modelado el promedio es de -14,4 m, por lo que si se compara con la zona descubierta se tiene una subestimación de la ablación de un 9,8%, mientras que si se compara con el promedio de la zona cubierta y descubierta se tiene una sobreestimación de un 9,5% de la ablación.

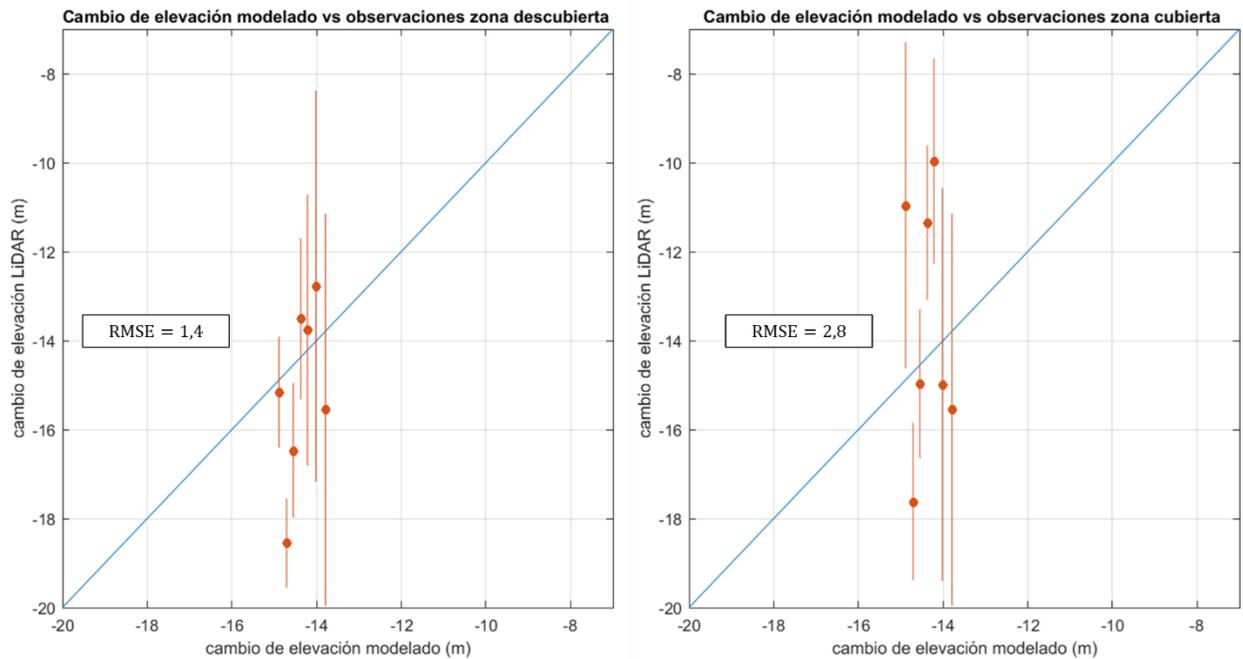


Figura 5-23; Comparación cambios de elevación modelados (OGGM) y observados (LiDAR) para el periodo 2015-2019. La línea azul muestra la relación 1:1 entre lo modelado y lo observado.

En la Figura 5-24 se muestra el balance de masa para el Glaciar Morado, mientras que en la Figura 5-25 se observa el cambio de área del glaciar.

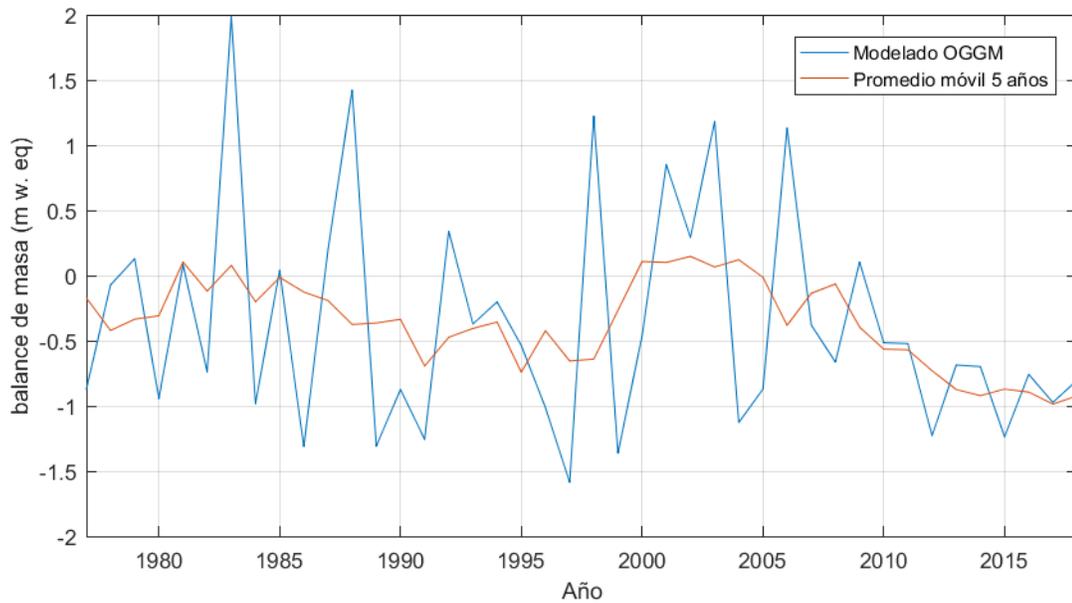


Figura 5-24; Balance de masa modelado para el Glaciar Morado.

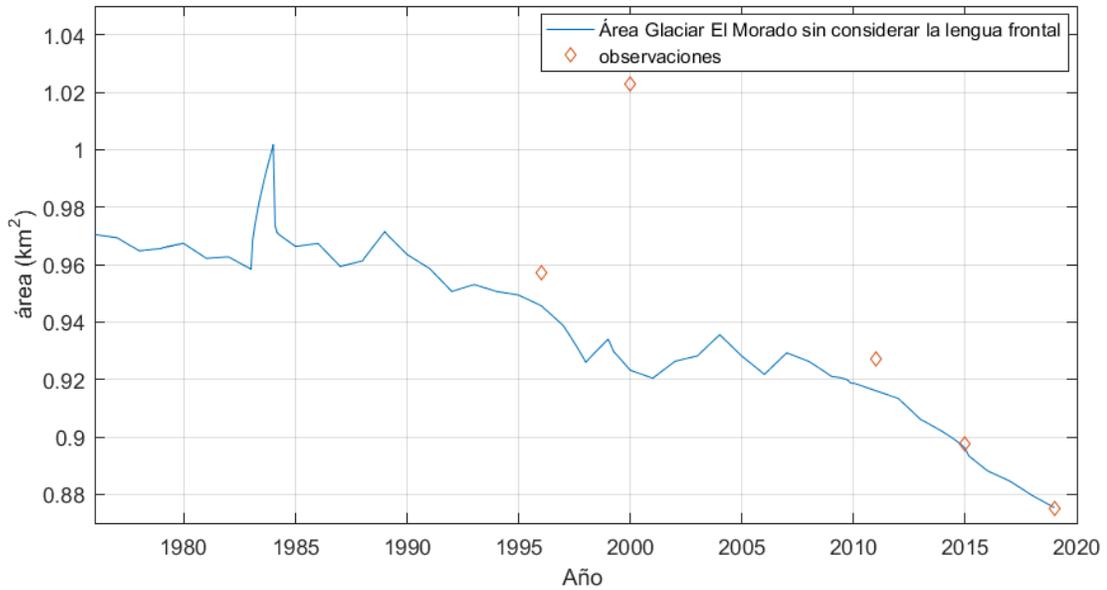


Figura 5-25; Cambios de área modelados para el Glaciar Morado considerando el frente de ablación del año 2019 para toda la serie. Las observaciones corresponden a las mostradas en la tabla 5-10, para calcular el área de las observaciones no se consideró el frente de ablación anterior al año 2019.

En la Figura 5-26 se muestran los balances de masa estacionales modelados por el OGGM. Se observa la baja de los balances de masa positivos desde el inicio del 2010, mientras que los balances de masa de verano permanecen constantes alrededor de los -1.5 m w. eq.

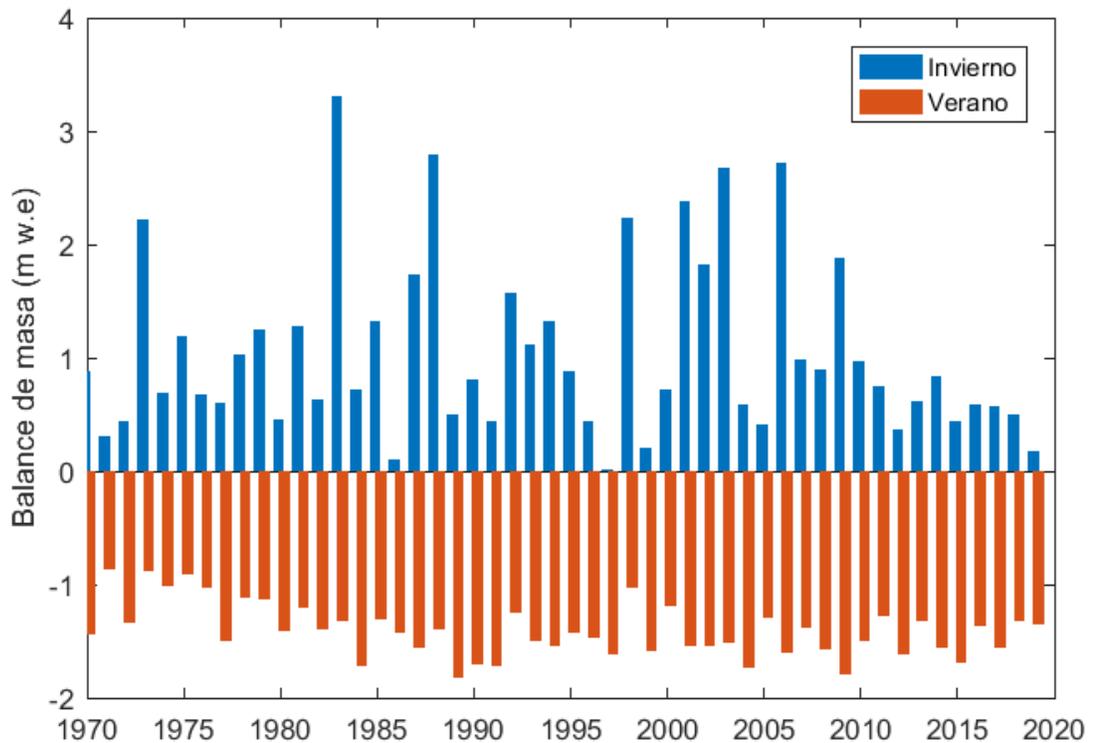


Figura 5-26; Balances de masa estacionales modelados para el Glaciar El Morado.

En la Figura 5-27 se observan los cambios de elevación modelados para el morado con los límites del año 2019. Se tiene que en promedio el glaciar ha disminuido en 12.8 m su espesor entre los años 1980-2018, con una pérdida en promedio de 3.2 m en 1980-1990, 3,6 m en 1990-2000 y 5.7 m en 2010-2018, por el contrario, la década del 2000-2010 el glaciar aumento en promedio 0.26 m su espesor.

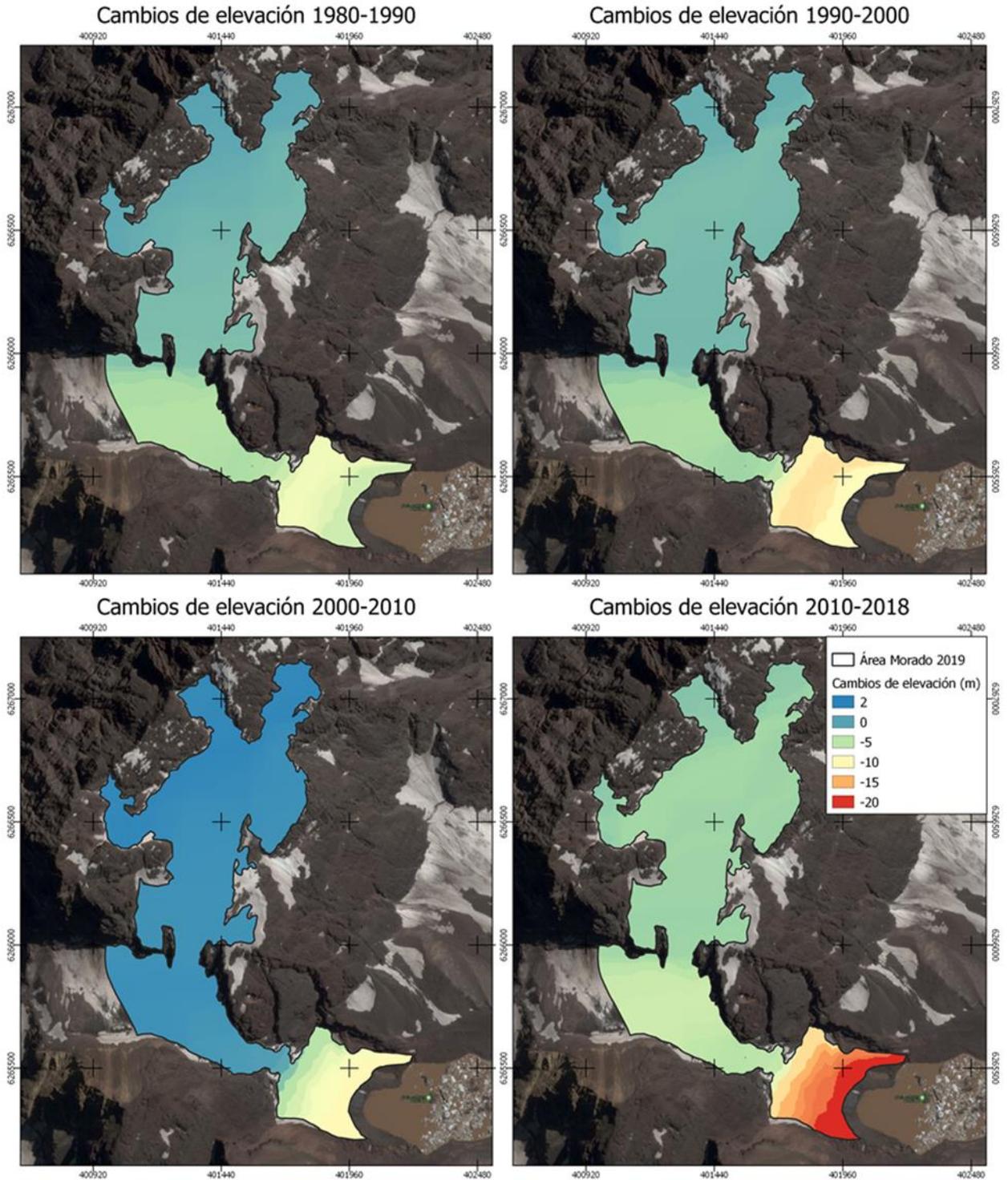


Figura 5-27; Cambios de elevación modelados (OGGM) en el Glaciar Morado para el periodo 2010-2018.

En la Figura 5-28 se muestra el cambio de volumen y área modelado para el Glaciar El Morado. Debido a que para efectos del modelo el glaciar fue definido como “termino en lago” este no puede avanzar más allá de los límites de la laguna en el año 2019 por lo que toda la reconstrucción de su geometría pasada son cambios en el glaciar por sobre el área de ablación frontal.

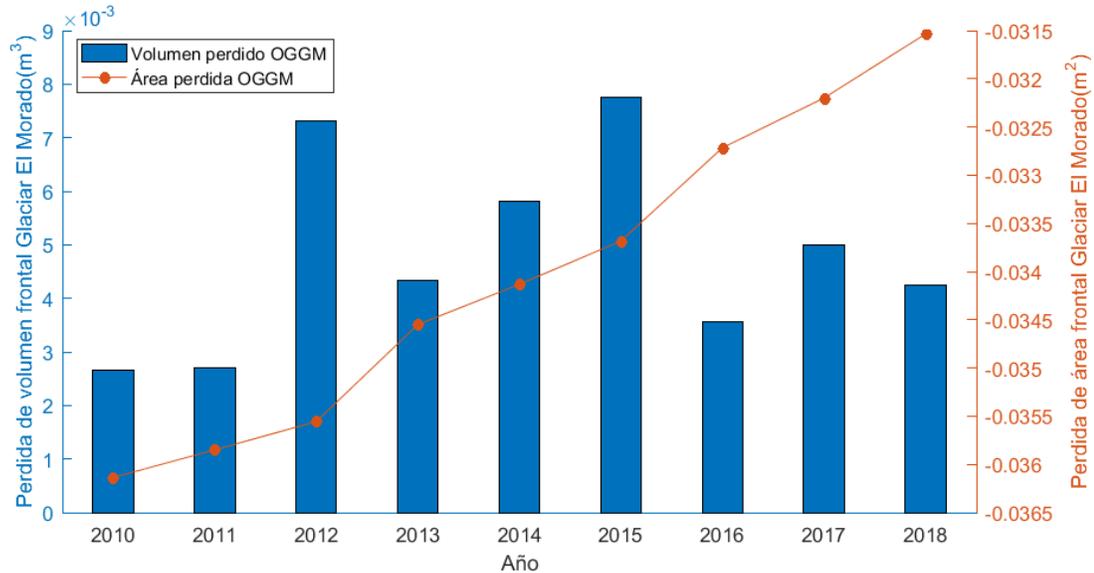


Figura 5-28; Pérdida de área total del Glaciar Morado debido a la ablación superficial y frontal entre los años 2010-2018.

El volumen calculado por el modelo para el año 2019 corresponde a $3,1 \cdot 10^{-2} \text{ km}^3$, este se calcula de la parametrización $V = cS^y$, donde S el área del glaciar y c y y parámetros definidos en 0.042 y 1.313 respectivamente. Según la reconstrucción efectuada por el modelo para el año 2010 el volumen del glaciar sería de $3,6 \cdot 10^{-2} \text{ km}^3$ por lo que el modelo por ablación superficial habría perdido un 14% de su volumen entre los años del 2010-2018.

Para entender las principales fuentes de incertidumbre del modelo y las que podrían tener mayores consecuencias se realiza un análisis de sensibilidad para: el parámetro p_f de la ecuación 4-13 que corresponde al factor de escalamiento de la precipitación, la precipitación de entrada que se varía entre $\pm 30\%$ y la temperatura que se amplifica y disminuye en el mismo porcentaje. Los resultados anteriores son mostrados en las Figuras 5-29, 5-30 y 5-31.

De las Figuras 5-29, 5-30 y 5-31 se observa que el factor de escalamiento de la precipitación (Figura 5-29) posee una mayor incidencia en los balances de masa, esto es debido a que es equivalente en aumentar la precipitación en un 50%, 100% o 200% como se muestra en la figura. Respecto a la temperatura y precipitación las mayores variaciones son en los valores extremos de balance de masa, donde se observa que existe una mayor variabilidad en los picos de análisis de sensibilidad de la precipitación.

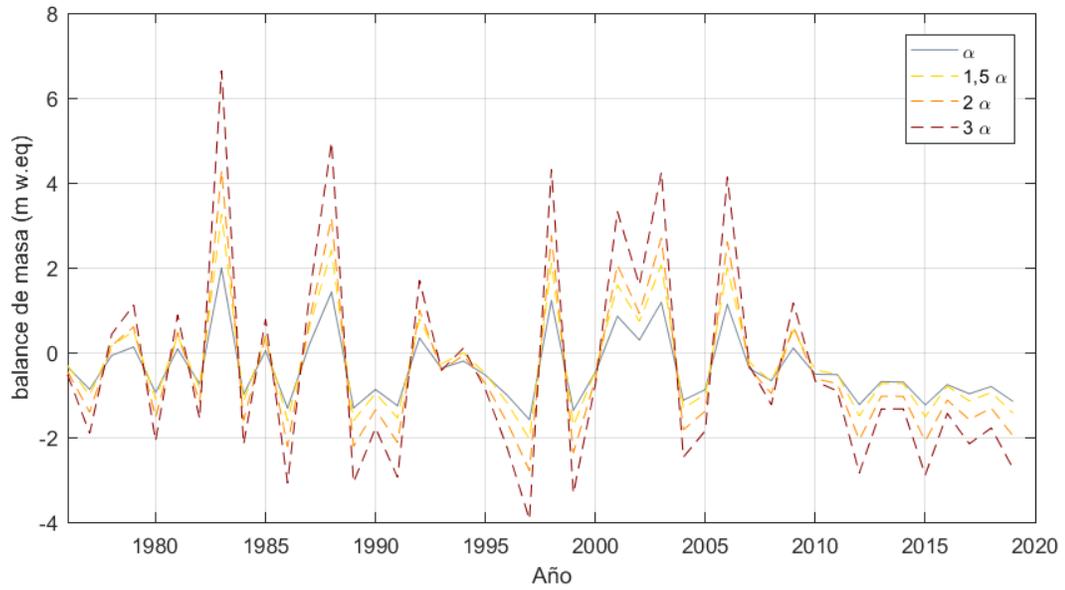


Figura 5-29; Análisis de sensibilidad en el balance de masa anual para el factor de escalamiento de la precipitación (alfa).

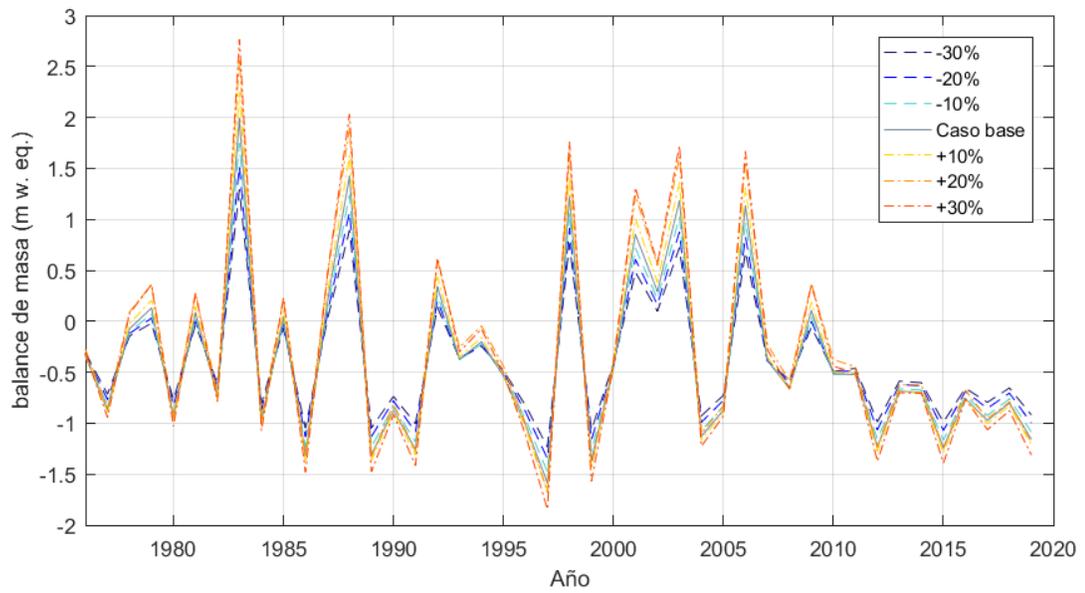


Figura 5-30; Análisis de sensibilidad en el balance de masa anual para la precipitación.

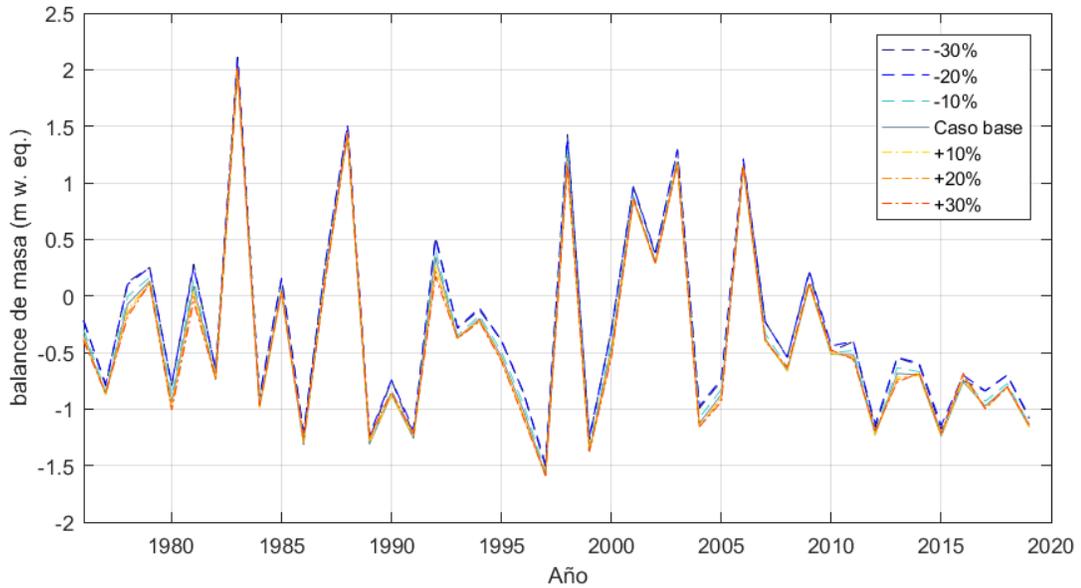


Figura 5-31; Análisis de sensibilidad en el balance de masa anual para la temperatura.

En la tabla 5-11 se muestra el porcentaje de variación con respecto al caso base del balance de masa acumulado entre los años 1976-2018. Se observa que la mayor variación se produce en el aumento de un 20% de precipitaciones mientras en el caso de la temperatura se tiene un aumento similar al disminuir en un 20% la temperatura. Se observa además que existe una mayor sensibilidad en el aumento de los parámetros que favorecen un balance de masa positivo como la disminución de la temperatura y el aumento de las precipitaciones.

Tabla 5-11; Variación del balance de masa acumulado para el periodo 1976-2018 en función de variaciones en la precipitación y la temperatura.

Δ Caso base	-30%	-20%	-10%	0	+10%	+20%	+30%
ΔBM acumulado T°	28%	30%	-9%	0	-3%	-3%	4%
ΔBM acumulado Pp	-1%	-1%	-2%	0	7%	34%	21%

5.6 Cambio total de volumen

En la Figura 5-32 se muestra el cambio de volumen total del Glaciar El Morado que se obtiene mediante la suma de la ablación superficial calculada por medio de OGGM y la ablación frontal obtenida mediante la combinación de las imágenes satelitales Planet y los modelos de elevación digital SRTM y LiDAR.

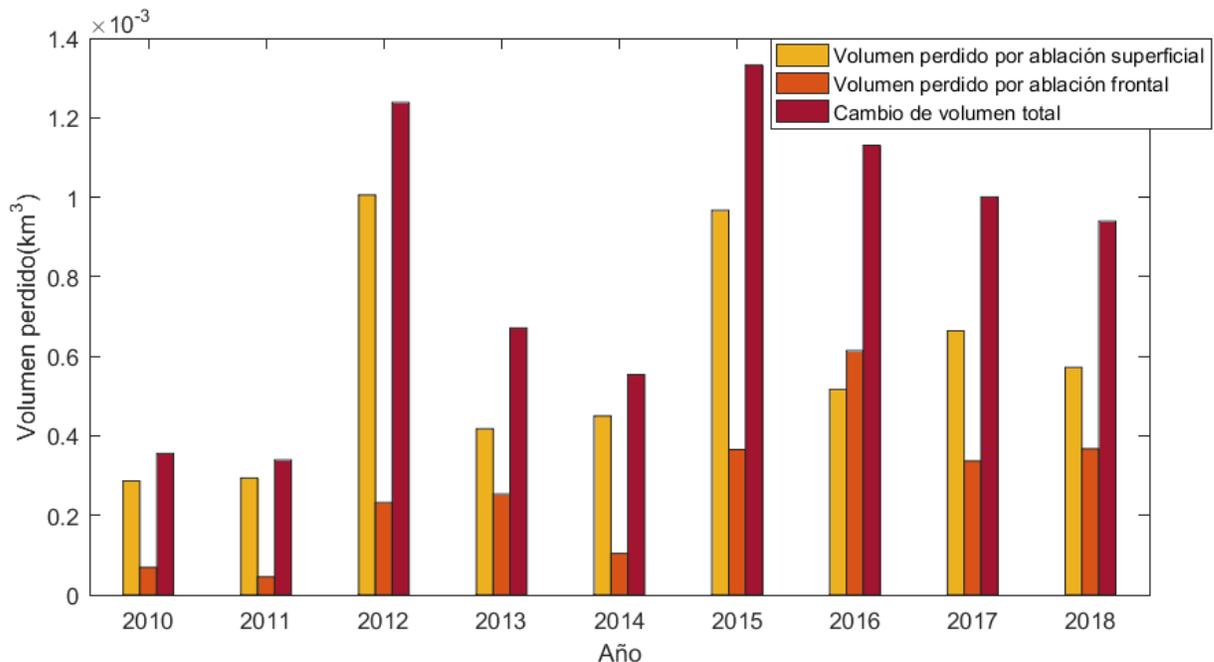


Figura 5-32; Perdida de volumen total del Glaciar Morado debido a la ablación superficial y frontal entre los años 2010-2018.

En total el Glaciar el Morado perdió $7,6 \cdot 10^{-3} \pm 2,7 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3$ de volumen en el periodo 2010-2018, lo que corresponde a un 19% del volumen al año 2010. De esta perdida total de volumen un 14% corresponde a la ablación superficial, mientras que un 5% sería causa de la ablación frontal. Es importante notar la gran incertidumbre en los cambios de volúmenes calculados, tanto por ablación frontal como por superficial. En el caso de la ablación frontal existe una gran incertidumbre respecto a la profundidad considerada, por lo que si el hielo tuviera la máxima profundidad posible que fuese de 20 metros bajo el nivel de la laguna o no tuviese profundidad se podría tener hasta un 13% de subestimación o sobreestimación del volumen perdido por ablación frontal. Además del resto de los errores asociados que vienen de la propagación de errores del balance de masa geodésico junto con las imágenes satelitales se tiene una incertidumbre de $\pm 1,0 \cdot 10^{-3} \text{ km}^3$. En el caso de la modelación, de Maussion et al. 2019 Figura 6 se tiene que el factor de la precipitación puede alterar considerablemente el volumen calculado, variando de hasta en un 40% el volumen al cambiar de 1 a 5 el factor de la precipitación. Debido a que 3 veces el factor de precipitación es un margen suficiente considerando que en otros estudios similares como Masiokas et al 2016. se utilizó un factor equivalente de 2, se decide evaluar la incertidumbre considerando el cambio de volumen encontrado en la simulación mostrada en la imagen 5-29 con $\alpha=2$. La incertidumbre así encontrada corresponde a un $\pm 30\%$ del cambio por ablación superficial

Por último, se calcula el aporte hídrico del Glaciar El Morado que se muestra en la Figura 5-33. Este es el volumen de agua mensual aportado por el Glaciar Morado, considerando una conversión de 850(kg/m³) al igual que en Brun et al. (2017). El volumen calculado considera ablación frontal calculada a través de las observaciones y ablación superficial modelada por OGGM. Es importante notar que el aporte hídrico del glaciar no se transmite directamente debido a que este es drenado a la laguna.

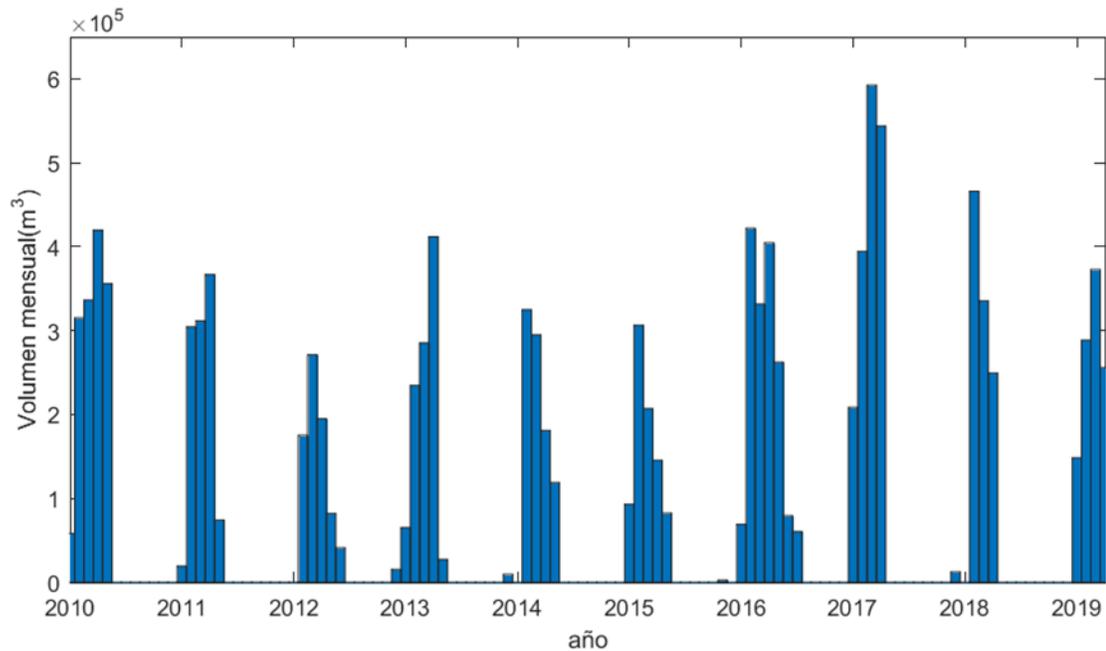


Figura 5-33; Volumen de agua desprendido del Glaciar Morado a nivel mensual entre los años 2010-2019.

5.7 Discusión

5.7.1 Caracterización climatológica

La principal dificultad encontrada al aplicar el análisis de puntos de cambio es la detección de puntos erróneos cercanos al inicio o final de las series como los mostrados en el Figura 5-3 y 5-4. En el caso de la Figura 5-3 este probablemente se origina debido a un cambio puntual respecto a la tendencia anterior y no necesariamente representa un cambio en las medias o tendencias posteriores. Este fenómeno es descrito por Reeves et al. (2006) y Troung et al. (2019) donde se recomienda no considerar aquellos segmentos que representan cambios o dejar sujetos a incertidumbres los que tienen una dimensión menor a la longitud de la ventana de búsqueda seleccionada.

Otro aspecto importante destacado en la literatura (Reeves et al.2007, Robitalle et al.2003) y que se pudo observar en los resultados obtenidos es la dificultad para identificar puntos en series que presentan cambios en el promedio y tendencias. En este caso en las temperaturas máximas anuales mostradas en la Figura 5-5 donde se encuentra un punto de cambio en los años 2000 respondiendo a una diferencia en el promedio, mientras que si se observa el promedio móvil y las diferencias decadales de la Tabla 5-3 se observa una posible tendencia al alza en las temperaturas máximas entre el año 1980-2010, por lo que el punto de cambio encontrado podría resultar inexistente debido a una mala interpretación de la tendencia o situarse al fin de la posible tendencia cercana a la década del 2010, por lo que para obtener un resultado más concluyente deberían efectuarse otros análisis. Estos análisis se podrían realizar con el mismo método, pero se deberían utilizar algoritmos de búsqueda especializados en identificar tendencias.

Respecto a los cambios estacionales encontrados de las diferencias decadales se encuentran las mismas tendencias positivas en las temperaturas mínimas, medias y máximas otoñales señaladas por Burger et al. (2018 a), pero se difiere respecto a lo encontrado en las temperaturas medias en el verano, donde se muestra a partir de la tabla 5-1 y la figura 5-2 un significativo aumento de estas a partir de la década de los 70'.

Del análisis de puntos de cambio efectuado se puede relacionar el comportamiento en las series meteorológicas con la

El análisis de puntos de cambio efectuado permite relacionar cambios en las tendencias meteorológicas observadas con cambios registrados en el comportamiento del Glaciar El Morado. De dicha sección del estudio se encuentra que la variable meteorológica que sufre cambios de manera coincidente con el gran retroceso comentado por Farías-Barahona et. al. (2020) es la precipitación, mientras que se observa que las temperaturas permanecen con un comportamiento constante desde los inicios del 2000.

5.7.2 Balances de masa geodésico

El balance de masa realizado con el LiDAR utiliza los modelos de elevación digital de Farías et al. (2019b) además de la misma incertidumbre, por lo que los resultados son coincidentes. La principal diferencia radica en que para obtener el cambio de volumen mostrados en la tabla 5-6 que no son calculados en Farías-Barahona et al. (2020) se debió interpolar mediciones para rellenar las sombras del levantamiento LiDAR y así obtener el volumen total perdido en el frente. Es por esta razón que dichos resultados poseen una mayor incertidumbre que lo mostrado en el artículo de Farías-Barahona.

Respecto al balance geodésico obtenido por medio de dron, los errores obtenidos que se encuentran en el Anexo A están en el rango de la bibliografía consultada (e.g. Gindraux et al. 2016). Además, los resultados (tabla 5-9) son similares al LiDAR, que es una metodología ya ampliamente utilizada y aceptada, sólo difieren porcentualmente de manera significativa en la ablación promedio calculada 0.5 m, equivalente a un 20% de diferencia entre ambas. Pero esto es debido a que la precisión de ambos métodos es del orden de decenas de centímetros, mientras que la ablación registrada se encuentra en torno a los 2.2 m, por lo que la diferencia se encuentra dentro de los rangos esperables.

5.7.3 Retroceso imágenes satelitales

El retroceso calculado a partir de las imágenes satelitales permite distinguir que el año en el que se experimenta un mayor retroceso es en el periodo abril 2016-marzo 2017. Esto a pesar de la alta incertidumbre que se tiene en estas observaciones, ya que la incertidumbre calculada para dicho año es menor a la diferencia que existe respecto a las pérdidas de áreas del resto de los años.

De la comparación de la meteorología y el retroceso se observa que aquellos factores que inciden en la época de acumulación como la cantidad de precipitaciones y las temperaturas invernales presentan una mayor correlación con el retroceso registrado. Esto se ve aumentado cuando se considera más de una variable en su determinación como en la Figura 5-20 donde el porcentaje de precipitación sólida total tiene un $R^2=0.74$ y una correlación de Spearman de -0.86. Por el contrario, no existe una correlación entre las temperaturas en épocas de ablación y el desprendimiento generado. A pesar de que en una primera instancia es difícil asociar las tasas de calving a variables meteorológicas ya que los procesos más determinantes tienen que ver con variables físicas como la velocidad de avance del glaciar o el espesor de hielo y la profundidad del lago. No se puede ignorar el grado de correlación encontrado entre la meteorología de invierno y el retroceso glaciar y la nula correlación observada con la meteorología de las épocas de ablación.

5.7.4 Modelación Glaciar Morado

El modelo presenta un buen desempeño en el Glaciar Echaurren utilizado para la calibración, donde se tiene un $R^2=0.73$ y un $RMSE=0.89$ m, similar al estudio de Masiokas et. al. (2016) donde se obtiene $R^2=0.88$ m w. eq. y un $RMSE=0.77$ m w. eq. La principal diferencia entre ambos trabajos es el proceso de calibración, donde Masiokas calibra el parámetro grado día y el factor de precipitación mediante un proceso de validación cruzada dejando una observación fuera. A pesar del enfoque totalmente distinto a la hora de la calibración el parámetro de grado día estimado es casi idéntico al utilizado en este estudio, mientras que Masiokas estimo un 90 mm K^{-1} , el estimado por OGGM es de 95 mm K^{-1} . El factor de la precipitación muestra más diferencias, mientras que en el estudio publicado se utiliza un factor de 3.8 estimando que la acumulación en el Glaciar Echaurren es aproximadamente 4 veces superior a lo registrado en el Embalse el Yeso, en este estudio se utilizo un gradiente de precipitaciones, con el que se estimo que la precipitación registrada en el glaciar es 2.7 veces superior a lo registrada en la estación meteorológica.

Se tienen mayores dificultades para evaluar la modelación del Glaciar El Morado, debido a que se cuenta con pocas observaciones. En primer lugar, se cuenta con el balance de masa geodésico del sector más bajo del glaciar que permite comparar el cambio de espesor modelado para el periodo 2015-2019. El problema de dicha observación es que espacialmente solo abarca una zona del glaciar que además posee particularidades respecto al resto como lo son una mayor cantidad de ablación por la presencia de canales supraglaciares y también una cobertura parcial de detritos. La otra forma de validar la modelación del Glaciar El Morado corresponde al cambio de las áreas contrastadas con imágenes satelitales, las que permiten comparar el desempeño del modelo, pero no permite comparar la variable de mayor interés que corresponde al balance de masa o el adelgazamiento del glaciar. Por último, se puede contrastar con estudios ya realizados, como en este caso con el de Farías-Barahona et. al. (2020) donde el cambio de elevación del modelo en la zona baja del glaciar es del orden de los -2.0 m a^{-1} (1996-2015) similar a lo obtenido en el trabajo realizado que estaría en el orden de los -1.5 m a^{-1} (2000-2018).

Capítulo 6: Conclusiones

En primer lugar, se concluye que en el periodo comprendido entre 1980-2018 la década en que más ha perdido volumen el Glaciar morado es la del 2010, debido en un cambio de su espesor de -5.7 m (según lo modelado). Este valor es un 60% superior a la década del 1990 que es la segunda con mayor cambio en su elevación. Esto se ve reforzado por el hecho de que el cambio frontal del glaciar la década en que el glaciar experimenta un mayor retroceso es en el periodo 2013-2019 (Farías-Barahona et. al. 2020). De la combinación de observaciones y ablación frontal calcula un cambio total de volumen de

Respecto a los cambios climatológicos el único punto de cambio observado en las cercanías del 2010 corresponde al inicio de la mega-sequía, con un descenso en las precipitaciones de un 43% respecto al periodo de referencia 1980-2010, mientras que en para las temperaturas medias y máximas anuales los puntos de cambio se sitúan antes de la década del 2000, con diferencias decadales mayores al periodo de referencia pero menores a la del periodo 2000-2010 donde el glaciar experimentó un estado de equilibrio. Además, las temperaturas en la época de interés (2010') son similares a las de los años 90. En el caso de las tendencias estacionales se repite el patrón, con puntos de cambio situados anteriores a la década del 2000 y presentando promedios que se mantienen en el rango de los observados en el periodo de referencia. Para los eventos extremos que como fueron definidos corresponden al número de días en un mes que están por sobre el percentil 90% de temperaturas máximas se encuentra un cambio importante y sostenido a partir del año 2000, con 7.6 eventos extremos por mes en verano con respecto al periodo anterior donde el promedio era de 12.9.

Debido a lo expuesto se concluye que el abrupto retroceso glaciar y el aumento en las tasas de adelgazamiento del glaciar experimentadas en la década del 2010 son causadas por un importante déficit en el periodo de acumulación y no por un aumento de la ablación en los meses de verano, ya que los puntos de cambio y promedios decadales de temperaturas muestran que estas no han experimentado importantes aumentos por lo menos desde la década del 90'. Esto se aprecia también en el hecho de que exista una mayor correlación del crecimiento entre las tasas de 'calving' con las temperaturas invernales en contraste con las temperaturas registradas en verano. Otro análisis que refuerza esta hipótesis es la Figura 5-26 donde se muestra un sostenimiento de los balances de masa de verano, donde se mantienen estables desde el año 2000. Por el contrario, el balance de masa de invierno se muestra un abrupto decaimiento desde el año 2010 donde se aprecia la falta de años picos como existían en décadas anteriores.

Respecto al desempeño del modelo OGGM en el Glaciar El Morado se tiene un buen resultado al compararlo con la limitada información para validar. Al contrastar el cambio de espesor modelado con el balance de masa geodésico se obtuvo un porcentaje de error menor al 10%. Mientras que al validar con las áreas se tienen un error máximo de 10,2% en el año 2000. Por último, al comparar con la bibliografía disponible (Farías-Barahona et. al. 2020) se observa un cambio de espesor de la misma magnitud. A pesar

de lo expuesto la falta de otro tipo de observaciones como BM en un mayor rango de tiempo y en una mayor área del glaciar impide realizar conclusiones más robustas.

Debido a que al momento de desarrollar este trabajo OGGM lleva menos de un año desde el lanzamiento de la versión 1.1, solamente existe una publicación con este modelo (Eis et al.2019), por lo que no se cuenta con información suficiente que entregue antecedentes sobre el desempeño del modelo en glaciares específicos, por lo que el trabajo realizado aporta un nuevo antecedente, sobre todo en el contexto de los Andes Chilenos, donde cualquier glaciar que se desee modelar deberá seguir el mismo procedimiento, utilizando el Glaciar Echaurren para calibración. Para futuros trabajos utilizando OGGM es importante tener en consideración la necesidad de observaciones lo suficientemente espaciadas que permitan contrastar las diferencias de elevación del glaciar a distintas altitudes.

Sobre el uso de los drones en glaciología, estos presentan un buen desempeño comparando con plataformas más utilizadas como el LiDAR, sobreestimando en 0.5(m) la ablación superficial promedio del frente del glaciar y teniendo diferencias menores al 6% al determinar el área total de retroceso y el volumen perdido en el frente del glaciar. Además, dependiendo del tipo de dron utilizado se puede reducir el tamaño y peso del equipo necesario, factor siempre importante en los trabajos de alta montaña. Respecto al tipo de glaciar a utilizar esta tecnología se recomienda en glaciares de valle o en glaciares de montaña donde no exista una diferencia de elevación superior a los 500(m) que es la altura de vuelo máxima estándar permitida.

Otra conclusión importante extraída desde las diferencias de los dos levantamientos realizados por dron es que es más importante la cantidad de fotografías que la calidad de estas, fenómeno ya observado en James & Robson (2014). Considerando que ambos levantamientos son realizados por una misma cámara con la misma resolución y características del lente, pero difiriendo en el formato se encuentra que una menor cantidad de fotografías en formato RAW que es el formato de mayor calidad disponible entrego un resultado con un mayor error que el levantamiento registrado por fotografías de formato JPG que posee una menor calidad pero se logro registrar una mayor cantidad de estas, favoreciendo una mejor superposición de las imágenes.

Capítulo 7: Bibliografía

Ayala, A., Barahona, D., Huss, M., Pellicciotti, F., McPhee, J., Farinotti, D., 2019. Glacier runoff variations since 1955 in the Maipo River Basin, semiarid Andes of central Chile. <https://doi.org/10.5194/tc-2019-233>.

Ayala, A., Pellicciotti, F., MacDonell, S., McPhee, J., Vivero, S., Campos, C., Egli, P., 2016. Modelling the hydrological response of debris-free and debriscovered glaciers to present climatic conditions in the semiarid Andes of central Chile. *Hydrological Processes*. 30, 4036-4058. <https://doi.org/10.1002/hyp.10971>.

Avian, M., Pirklbauer, A., Bauer, A., 2009. LiDAR for monitoring mass movements in permafrost environments at the cirque Hinteres Langtal, Austria, between 2000 and 2008. *Natural hazards and earth system sciences*, Volumen. 9, 1087–1094. <https://doi.org/10.5194/nhess-9-1087-2009>.

Barahona, D., Vivero, S., Casassa, G., Schaefer, M., Burger, F., Seehaus, T., Iribarren, P., Escobar, F., Braun, M., 2019. Geodetic Mass Balances and Area Changes of Echaurren Norte Glacier (Central Andes, Chile) between 1955 and 2015. *Remote Sens*. 11, 260-272. <https://doi.org/10.3390/rs11030260>.

Barcaza, G., Nussbaumer, S., Tapia, G., Valdés, J., García, J., Videla, Y., Albornoz, A., Arias, V., 2017. Glacier inventory and recent glacier variations in the Andes of Chile, South America. *Annals of Glaciology*, Volumen. 58, 166-180. <https://doi.org/10.1017/aog.2017.28>.

Bamber, J., Rivera, A., 2007. A review of remote sensing methods for glacier mass balance determination. *Global and Planetary Change*. 59, 138-148. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.11.031>.

Boisier, J., Rondanelli, R., Garreaud, R., Muñoz, F., 2016. Anthropogenic and natural contributions to the Southeast Pacific precipitation decline and recent megadrought in central Chile. *Geophysical research letters*. 43, 413-421. <https://doi.org/10.1002/2015GL067265>.

Bown, F., Rivera, A., Acuña, C., 2008. Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*. 48, 43-48. <https://doi.org/10.3189/172756408784700572>

Braithwaite, R., Raper, S., 2009. Estimating equilibrium-line altitude (ELA) from glacier inventory data. *Annals of Glaciology*. 50, 127-132. <https://doi.org/10.3189/172756410790595930>.

Buglio, F., 2017. Reanálisis de las series de mediciones del balance de masa del glaciar Echaurren norte, región metropolitana, Chile. Universidad de Chile.

Burger, F., Ayala, A., Farias, D., Shaw, T., MacDonell, S., Brock, B., McPhee, J., Pellicciotti, F., 2018. Interannual variability in glacier contribution to runoff from a high-elevation Andean catchment: understanding the role of debris cover in glacier hydrology. *Hydrological processes*. 33,214-219. <https://doi.org/10.1002/hyp.13354>

Burger, F., Brock, B., Montecinos, A., 2018. Seasonal and elevational contrasts in temperature trends in Central Chile between 1979 and 2015. *Global and Planetary Change*. 162,136-14. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2018.01.005>.

Carrasco, P., 2018. Condiciones hidroclimáticas en los Andes de Santiago, y su influencia en el balance de masa del glaciar Echaurren Norte. Universidad Austral.

DGA, CECS, 2009. Estrategia nacional de glaciares fundamentos.

Fariás-Barahona, D., Wilson, R., Bravo, C., Vivero, S., Caro, A., Shaw, T., Casassa, G., Ayala, A., Mejias, A., Harrison, S., Glasser, N., McPhee, J., Wünderlich, O., Braun, M., Friedrich-A., 2019. A near 90-year record of the evolution of El Morado Glacier and its proglacial lake, Central Chilean Andes. *Journal of Glaciology*. (En revisión) (2020).

Finger D, Heinrich G, Gobiet A., 2010. Projections of future water resources and their uncertainty in a glacierised water resources and their uncertainty in a glacierised catchment in the Swiss Alps and the subsequent effects on the hydropower production during the 21st century. *Water Resources Research* 48: W02521.

Fischer, M., Huss, M., Kummert, M., Hoelzle, M., 2016. Application and validation of long-range terrestrial laser scanning to monitor the mass balance of very small glaciers in the Swiss Alps. *The Cryosphere*. 10, 1279–1295. <https://doi.org/10.5194/tc-10-1279-2016>.

Garreaud, R., Boisier, J., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H., Aguila, D., 2019. The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International journal of climatology*. 40,421-439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>.

Harris, I., Jones, P., Osborn, T., Lister, D., 2013. Updated high-resolution grids of monthly climatic observations – the CRU TS3.10 Dataset. *International journal of climatology*. 34, 623–642. <https://doi.org/10.1002/joc.3711>.

Hock, R., 2005. Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography* 29,3 pp.362-391.

Immerzeel, W., van Beek, L., Konz, M., Shrestha, A., Bierkens, M., 2012. Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. *Climatic Change*. 110: 721–736. <https://doi.org/10.1007/s10584-011-0143-4>.

IPCC, 2001. Panel Intergubernamental del Cambio Climático. Glosario.

James, M., Robson, S., 2014. Mitigating systematic error in topographic models derived from UAV and ground-based image networks. *Earth surface processes and landforms*. 39,1413-1420. <https://doi.org/10.1002/esp.3609>.

Jay Chu, H., Yi Pan, T., Jih Liou, J., 2012. Change-point detection of long-duration extreme precipitation and the effect on hydrologic design: a case study of south Taiwan.

Stochastic Environmental Research and Risk Assessment. 26,1123–1130. <https://doi.org/10.1007/s00477-012-0566-0>.

Kane, D., Gieck, R., Hinzman, R., 1997. Snowmelt modeling at small Alaskan arctic watershed. *Journal of Hydrologic Engineering*, vol.2, issue 4. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)1084-0699\(1997\)2:4\(204\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)1084-0699(1997)2:4(204))

Kaser, G., Fountain, A., Jansson, P., 2003. A manual for monitoring the mass balance of mountain glaciers. International hydrological programme.

Kulkarni, A., Bahuguna, I., Rathore, B., Singh, S., Randhawa, S., Sood, R., Dhar, S., 2007. Glacial retreat in Himalaya using Indian Remote Sensing satellite data.

La Freniere, J. Mark, Bryan, 2014. A review of methods for estimating the contribution of glacial meltwater to total watershed discharge. *Progress in Physical Geography*, vol. 38(2) 173-200. DOI: 10.1177/0309133313516161.

Li, H., Sheffield, J., Wood, E., 2010. Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *Journal of geophysical research*.115 <https://doi.org/10.1029/2009JD012882>.

Lliboutry, L., 1956. Nieves y glaciares de Chile: Fundamentos de Glaciología.

Maturana, J., 2015. Análisis del retroceso glaciar y su influencia en la disponibilidad de recursos hídricos en la cuenca del río olivares, provincia cordillera, Chile. Universidad de Chile.

Maussion, F., Butenko, A., Champollion, N., Dusch, M., Eis, J., Fourteau, K., Gregor, P; Jarosch, A., Landmann, J., Oesterle, F., Recinos, B., Rothenpieler, T., Vlug, A., Wild, C., Marzeion, B., 2019. The Open Global Glacier Model (OGGM) v1.1. *Geoscientific Model Development*.12,909-931. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000331775>.

Narama, C., Kääh, A., Duishonakunov, M., Abdrakhmatov, K., 2009. Spatial variability of recent glacier area changes in the Tien Shan Mountains, Central Asia, using Corona (~1970), Landsat (~2000), and ALOS (~2007) satellite data. *Global and Planetary Change*.71,42-54. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2009.08.002>.

Nicholson, V., Marín, J., Lopez, D., Rabatel, A., Bown, F., Rivera, A., 2009. Glacier inventory of the upper Huasco valley, Norte Chico, Chile: glacier characteristics, glacier change and comparison with central Chile. *Annals of Glaciology*.50,111-118. <https://doi.org/10.3189/172756410790595787>.

Palaniswami, S., Muthiah, K., 2018. Change Point Detection and Trend Analysis of Rainfall and Temperature Series over the Vellar River Basin. *Pol. J. Environ. Stud.* 27, No. 4 ,1673-1681. <https://doi.org/10.15244/pjoes/77080>.

Planet., 2016. Planet Imagery Product Specification: Planetscope & Rapideye Sales.

Planet., 2019. Planet Science Applications.

- Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carenzo, M. 2014. Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *Science of The Total Environment*. 493,1197-1210. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.10.055>.
- Piani, C., Haerter, J., Coppola, E., 2010. Statistical bias correction for daily precipitation in regional climate models over Europe. *Theor Appl Climatol*. 99, 187–192. <https://doi.org/10.1007/s00704-009-0134-9>.
- Piani, C., Weedon, G., Best, M., Gomes, S., Viterbo, P., Hagemann, S., Haerter, J., 2010. Statistical bias correction of global simulated daily precipitation and temperature for the application of hydrological models. *Journal of Hydrology*.395,199–215. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2010.10.024>.
- Reeves, J., Chen, J., Wang, X., Lund, R., Lu, Q., 2006. A Review and Comparison of Change-point Detection Techniques for Climate Data. *Journal of applied meteorology and climatology*. <https://doi.org/10.1175/JAM2493.1>.
- Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G., Bown, F., 2002. Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*.34,367-372. <https://doi.org/10.3189/172756402781817734>.
- Robitaille, J., Vincent, A., Boulet, G., 2003. Comparison of techniques for detection of discontinuities in temperature series. *International Journal of Climatology*. 23, 1087–1101. <https://doi.org/10.1002/joc.924>.
- Schaefer, M., Machguth, H., Falvey, M., Casassa, G., Rignot, E., 2015. Quantifying mass balance processes on the Southern Patagonia Icefield. *The Cryosphere*.9,25–35. <https://doi.org/10.5194/tc-9-25-2015>.
- Schwarz, B., 2010. LIDAR Mapping the world in 3D.
- Steiner, J., Kraaijenbrink, P., Jiduc, S., Immerzeel, W., 2018. Brief communication: The Khurdopin glacier surge revisited – extreme flow velocities and formation of a dammed lake in 2017. *The Cryosphere*. 12, 95–101. <https://doi.org/10.5194/tc-12-95-2018>.
- Truong, C., Oudre, L., Vayatis, N., 2019. Selective review of offline change point detection Methods. *Signal Processing*.167. <https://doi.org/10.1016/j.sigpro.2019.107299>.
- Unesco., IHP., IACS., 2011. Glossary of glacier mass balance and related terms.
- Watson, C., King, O., 2018. Everest’s thinning glaciers: implications for tourism and mountaineering. *GeologyToday*.34,18-25. <https://doi.org/10.1111/gto.12215>.
- Wigmore, O., Mark, B., 2017. Monitoring tropical debris-covered glacier dynamics from high-resolution unmanned aerial vehicle photogrammetry, Cordillera Blanca, Peru. <https://scholar.colorado.edu/concern/articles/1n79h497t>.
- Zhao, T., Bennett, J., Wang, Q., Schepen, A., Wood, A., Robertson, D., Ramos, M., 2017. How Suitable is Quantile Mapping For Postprocessing GCM Precipitation Forecasts? *J. Climate*. 30, 3185–3196. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0652.1>.

Anexo A: DRON

En la Tabla A-1 se muestran todos los parámetros utilizados para realizar el procesamiento de las fotografías en el software Agisoft PhotoScan, además de las características de las fotografías utilizadas.

Tabla A-1; Características de las fotografías empleadas y parámetros utilizados en la confección de los modelos de elevación digital por medio del dron utilizando el software Agisoft PhotoScan.

Fecha del levantamiento	25-01-2019	01-04-2019
Numero de fotografías utilizadas	753	896
Formato fotografías	DNG	JPG
Camera Calibration	FC220 (4.73mm)	FC220 (4.73mm)
Camera Type	Frame	Frame
Pixel size(mm)	0,00158	0,00157
Focal length(mm)	4,73	4,73
Align Photos		
Accuracy	High	High
Build Mesh		
Surface type	Height field	Height field
Face count	High(138371)	High(138371)
Build Dense Cloud		
Quality	Medium	Medium
Depth filtering	Agressive	Agressive
Build Mesh		
Surface type	Height field	Height field
Source data	Dense cloud	Dense cloud
Face count	High	Medium
Interpolation	Enabled	Enabled
Point classes	All	All
Build Texture		
Mapping mode	Orthophoto	Orthophoto
Blending mode	Mosaic (default)	Mosaic (default)
Texture size/count	8912	8912
Build DEM		
Projection	WGS 32719	WGS 32719
Source data	Dense cloud	Dense cloud
Interpolation	Enabled (default)	Enabled (default)
Resolution (m)	0,12	0,09

Tabla A-2; Características de las fotografías empleadas y parámetros utilizados en la confección de los modelos de elevación digital por medio del dron utilizando el software Agisoft PhotoScan.

En la Tabla A-3 muestra un resumen de distintos parámetros obtenidos en la revisión bibliográfica, GSD (Ground Sample Distance) se refiere a la distancia en la superficie fotografiada que representa el píxel. La densidad GCP consiste en la cantidad de puntos de control utilizados en cada levantamiento, no hace una distinción en si estos están distribuidos de manera homogénea.

De la Tabla A-3 se aprecia que la precisión de los levantamientos efectuados está dentro de los rangos observados, además el trabajo realizado por Gindraux et al. (2017) se utilizó una cantidad increíblemente alta de puntos de control, debido a que su principal objetivo era determinar el efecto de la distribución de estos en los modelos generados, por lo que no resulta representativo de lo que sería un estudio cuyo fin es determinar el balance de masa glaciar, por lo que los valores que representa no pueden ser considerados representativos.

Estudio	Superficie	Error vert (m)	GSD (m)	Densidad GCP/km2
Whitehead et al. 2013	Glaciar	0,42	0,12	4,80
Whitehead et al. 2013	Glaciar	0,19	0,12	6,90
Immerzeele et al. 2014	Glaciar	0,30	0,05	6,30
Immerzeele et al. 2015	Glaciar	0,15	0,04	6,00
Nolan et al. 2015	Nieve	0,10	0,15	2,10
Gindraux et al. 2017	Glaciar	0,12	0,06	28,00
Gindraux et al. 2017	Glaciar	0,10	0,06	28,00
Gindraux et al. 2017	Nieve	0,04	0,06	28,00
Morado 25-01-2019	Glaciar	0,40	0,12	22,00
Morado 1-04-2019	Glaciar	0,30	0,09	22,00

Tabla A- 3; Precisiones, Ground Sample Distance y densidad de los puntos de control de distintos estudios recopilados.

Anexo B: Análisis de punto de cambio ejemplo Ruptures

Se muestra un ejemplo del código desarrollado para la detección de puntos de cambio empleando el paquete Ruptures a través del lenguaje Python. Se muestra solo el análisis anual de las series meteorológicas del Embalse el Yeso, ya que para las estacionales se utilizan los mismos parámetros.

```
1 import pandas as pd
2 import matplotlib.pyplot as plt
3 import ruptures as rpt
4 import numpy as np
5 import statistics
6 from ruptures.base import BaseCost, BaseEstimator
```

Temperaturas medias

```
1 model="normal"# Función de costo Gaussian
2 algo= rpt.Binseg(model=model).fit(tmediaanual)
3 sigma=statistics.stdev(tmediaanual)
4 my_bkps_oto = algo.predict(pen=np.log(len(tmediaanual))*1*sigma**2)
5 print('Puntos de quiebre T°media anual; '+' '.join(map(str,my_bkps_oto)))
6 rpt.display(tmediaanual,my_bkps_oto,my_bkps_oto,figsize=(10,5))
```

Temperaturas mínimas, máximas y eventos extremos

```
1 model="rbf"# Función de costo cambio medio Kernelizado (No paramétrica)
2 algo= rpt.Binseg(model=model).fit(tmaxanual)
3 sigma=statistics.stdev(tmaxanual)
4 my_bkps_oto = algo.predict(pen=sigma**2)
5 print('Puntos de quiebre T°máxima anual; '+' '.join(map(str,my_bkps_oto)))
6 rpt.display(tmaxanual,my_bkps_oto,my_bkps_oto,figsize=(10,5))
7 plt.show()
```

Precipitaciones

```
1 model="l2"# Función de costo Gaussian
2 algo= rpt.Binseg(model=model).fit(ppacumtotal)
3 sigma=statistics.stdev(ppacumtotal)
4 my_bkps_oto =algo.predict(pen=sigma**2)
5 print('Puntos de quiebre Pp acumulada anual; '+' '.join(map(str,my_bkps_oto)))
6 rpt.display(ppacumtotal,my_bkps_oto,my_bkps_oto,figsize=(10,5))
7 plt.show()
```

Anexo C: Código OGGM Glaciar Morado

Se muestra el código desarrollado a través del modelo OGGM para el Glaciar El Morado. Las geometrías utilizadas son en el caso del glaciar El Morado es la presentada en Farías et al. (2019), mientras que para el Echaurren Norte es la presente en Carrasco (2018).

```
1 %matplotlib inline
2 import numpy as np;import pandas as pd;import geopandas as gpd
3 import matplotlib.pyplot as plt;import oggm;import os
4 from oggm import cfg, utils, workflow, tasks, graphics
5 from oggm.core import inversion
6 from oggm.core.climate import (mb_yearly_climate_on_glacier,
7 t_star_from_refmb,local_t_star, mu_star_calibration)
8 import matplotlib.pyplot as plt;import xarray as xr
9 from oggm.utils import floatyear_to_date, date_to_floatyear
10 from oggm.core.massbalance import PastMassBalance,MultipleFlowlineMassBalance
11 #Se importan los modulos necesarios
```

Preprocesamiento

```
1 cfg.initialize(logging_level='WORKFLOW')
2 #Primera tarea en cualquier simulación del OGGM
3
4 cfg.PARAMS['border'] = 20;cfg.PARAMS['prcp_scaling_factor'] =1.0
5 cfg.PARAMS['inversion_glen_a']= 2.4e-24*10
6 cfg.PARAMS['use_rgi_area'] = False;cfg.PARAMS['use_intersects'] = True
7 cfg.PARAMS['run_mb_calibration'] = True
```

Se establece un buffer de 20 pixeles, debido a que se realizarán simulaciones del pasado, por lo que el tamaño del glaciar puede aumentar. La escala se ajusta considerando el gradiente calculado para la altura del centroide del glaciar. Por último el parámetro de glen fue calibrado con el DEM del año 2015 y la profundidad de Farias. Por último se indica que el área será calculada y no la extraída del RGI, además de utilizar intersecciones debido a que se limita con el glaciar San Francisco

```
1 cfg.set_intersects_db('/home/alonso/MORADO OGGM/Balance de masa Morado y
↳ Echaurren/intersects.shp')
2 cfg.PATHS['dem_file'] = '/home/alonso/MORADO OGGM/Balance de masa Morado y
↳ Echaurren/ASTGTM2_S34W071_dem.tif'
3 rgidf = gpd.read_file('/home/alonso/MORADO OGGM/Balance de masa Morado y
↳ Echaurren/Morado y Echaurren.shp')
4 rgidf['Name'] = ['El Morado', 'Echaurren Norte']
5 gdirs = workflow.init_glacier_regions(rgidf, reset=True, force=True)
6 #Se definen los nombres y las carpetas desde donde se extraé
```

Líneas de flujo y cuencas

```
1 workflow.execute_entity_task(tasks.glacier_masks, gdirs);
2 workflow.execute_entity_task(tasks.compute_centerlines, gdirs);
3 workflow.execute_entity_task(tasks.initialize_flowlines, gdirs);
4 workflow.execute_entity_task(tasks.compute_downstream_line, gdirs);
5 workflow.execute_entity_task(tasks.catchment_area, gdirs);
6 workflow.execute_entity_task(tasks.catchment_width_geom, gdirs);
7 workflow.execute_entity_task(tasks.catchment_width_correction, gdirs);
8 workflow.execute_entity_task(tasks.compute_downstream_bedshape, gdirs);
```

Procesamiento de datos meteorológicos

```
1 cfg.PATHS['climate_file'] = '/home/alonso/MORADO OGGM/Balance de masa Morado y
↳ Echaurren/histalp_merged_hef_mod.nc'
2 cfg.PARAMS['baseline_climate'] = 'CUSTOM'
3 cfg.PARAMS['baseline_y0'] = 1904
4 #Se da el directorio donde se tiene el archivo NetCDF con la
5 #meteorología
6 #Se define que los datos meteorológicos corresponden a una base propia
7 #Se indica el año desde el que se comienza a trabajar
8
9 workflow.execute_entity_task(tasks.process_custom_climate_data, gdirs);
10 #Es la tarea que extrae la meteorología de una grilla Netcdf,
11 #interpola y aplica gradientes para obtener la T* y Pp sobre la grilla
```

Calibración

```
1 workflow.execute_entity_task(tasks.glacier_mu_candidates, gdirs);
2 #Se comienza viendo a los u* candidatos de ambos glaciares, esta
3 #principalmente es una tarea con fines comparativos, ya que los outputs
4 #no son utilizados por ninguna tarea posterior
5
6 gdirecha=gdirs[1]
7 mbrefecha = gdirecha.get_ref_mb_data()
8 res = t_star_from_refmb(gdirecha, mbd=mbrefecha.ANNUAL_BALANCE)
9 local_t_star(gdirecha, tstar=res['t_star'], bias=res['bias'], reset=True)
10 mu_star_calibration(gdirecha, reset=True)
11 #Se define la identidad del Glaciar Echaurren
12 #Se extrae el balance de masa observado en el glaciar Echaurren
13 #Se calculan los t* de referencia
14 #Se realiza la calibración del glaciar
15
16 gdirmora=gdirs[0]
17 local_t_star(gdirmora, tstar=res['t_star'], bias=res['bias'], reset=True)
```

```
18 mu_star_calibration(gdirmora, reset=True)
19 #Se realiza la calibración ciega al glaciar Morado
```

Balance de masa Glaciar Morado

```
1 tasks.prepare_for_inversion(gdirmora, add_debug_var=True)
2 #Es una tarea de recopilación de los datos de preprocesamiento
3
4 MoradoMBMultipleMassIF=MultipleFlowlineMassBalance(gdirmora,
5 ↪ mb_model_class=PastMassBalance,use_inversion_flowlines=True)
6 #El segundo entrega el balance de masa a nivel de glaciar
7
8 mbmorado = pd.DataFrame(index=np.arange(1905, 2019))
9 #Se crea el dataframe que tendra los balances de masa anuales del
10 #glaciar morado en su totalidad
11
12 mbmorado['MB get_specific_mb'] =
13 ↪ MoradoMBMultipleMassIF.get_specific_mb(year=years)
14 #Se calcula el balance de masa para el Glaciar Morado y se guarda en
15 #el dataframe para exportarlo
16
17 Mbmensuales = pd.DataFrame(index=years)
18 from oggm.utils import floatyear_to_date, date_to_floatyear
19 massbalancemonthly=np.zeros((len(years), 12))
20 for x in range(1905, 2019):
21     for y in range(1,13):
22         ↪ a=MoradoMBMultipleMassIF.get_monthly_mb(cl['hgt'],year=date_to_floatyear(x,
23 ↪ y),fl_id=0)
24 massbalancemonthly[x-1905,y-1]=np.mean(a)*cfg.SEC_IN_YEAR
25 ↪ *cfg.PARAMS['ice_density']-mbmorado.values[x-1905,3]
26
27 Mbmensuales['Mass balance Ene']=massbalancemonthly[:,0];Mbmensuales['Mass balance
28 ↪ Feb']=massbalancemonthly[:,1];
29 Mbmensuales['Mass balance Mar']=massbalancemonthly[:,2];Mbmensuales['Mass balance
30 ↪ Abr']=massbalancemonthly[:,3];
31 Mbmensuales['Mass balance May']=massbalancemonthly[:,4];Mbmensuales['Mass balance
32 ↪ Jun']=massbalancemonthly[:,5];
33 Mbmensuales['Mass balance Jul']=massbalancemonthly[:,6];Mbmensuales['Mass balance
34 ↪ Ago']=massbalancemonthly[:,7];
35 Mbmensuales['Mass balance Sep']=massbalancemonthly[:,8];Mbmensuales['Mass balance
36 ↪ Oct']=massbalancemonthly[:,9];
37 Mbmensuales['Mass balance Nov']=massbalancemonthly[:,10];Mbmensuales['Mass
38 ↪ balance Dic']=massbalancemonthly[:,11];
39 #Se crea un dataframe con los calculos de balance mensual
40 #de todo el glaciar
41
```

```

32 yearsmont= mensualmassbalancemonthly[a[0][0]:len(mensualmassbalancemonthly),1]
33 b=np.where(yearsmont==2014.00000)
34 MoradoMBMultipleMassIF.get_monthly_mb(cl['hgt'],year=date_to_floatyear(1905,x),fl_id=0)
35 bmporaltura=np.zeros((len(yearsmont)-b[0][0], len(cl['hgt'] [39:])+1))
36
37 for x in range(0,len(yearsmont)-b[0][0]):
38     bmporaltura[x,1:12]=MoradoMBMultipleMassIF.get_monthly_mb(cl['hgt'] [39:49],
39     → year=date_to_floatyear(2014,x+1),fl_id=0)
40     bmporaltura[x,0]=date_to_floatyear(2014,x+1)
41
42 Bmporaltura = pd.DataFrame(index= bmporaltura[:,0])
43 Bmporaltura['3514']=bmporaltura[:,1];Bmporaltura['3472']=bmporaltura[:,2];
44 Bmporaltura['3432']=bmporaltura[:,3];Bmporaltura['3397']=bmporaltura[:,4];Bmporaltura['3370']=bmporaltura[:,5];
45 Bmporaltura['3350']=bmporaltura[:,6];Bmporaltura['3337']=bmporaltura[:,7];Bmporaltura['3329']=bmporaltura[:,8];
46 Bmporaltura['3320']=bmporaltura[:,9];Bmporaltura['3313']=bmporaltura[:,10];
47
48 #Se extraen el balance de masa para las alturas que se pueden comparar
49  #(3280 a los 3363) entre los años 2015 y 2019 para la validación.
50 #que son entre las altitudes de que se tiene mediciones.
51 #Se agregan al dataframe correspondiente

```

Modulo de las dinámicas del hielo

```

1 tasks.run_from_climate_data(gdirmora, ye=2019, min_ys=1905, store_monthly_step=True,
2 → output_filesuffix='_commitment', mb_elev_feedback='monthly', init_model_yr=2019)
3 climatedatamensual = utils.compile_run_output(gdirmora, filesuffix='_commitment')
4 climatedatamensual = climatedatamensual.isel(rgi_id=0)
5 climatedatamensual.volume.plot();
6 #Tarea necesaria para obtener los cambios de volumen y el área
7 #en el glaciar, en primer lugar se corre el modelo, luego se compila
8 #el outputy se extrae la data mensual en los dataframes creados

```
