



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

**CARACTERIZACIÓN DE LA HIDROLOGÍA GLACIAR DE LA CUENCA DEL RÍO
MAIPO MEDIANTE LA IMPLEMENTACIÓN DE UN MODELO GLACIO-
HIDROLÓGICO SEMI-DISTRIBUIDO FÍSICAMENTE BASADO**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA,
MENCION RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO

YURI ALEJANDRO CASTILLO AVALOS

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
XIMENA VARGAS MESA
SEBASTIÁN VICUÑA DÍAZ

SANTIAGO DE CHILE
2015

CARACTERIZACIÓN DE LA HIDROLOGÍA GLACIAR DE LA CUENCA DEL RÍO MAIPO MEDIANTE LA IMPLEMENTACIÓN DE UN MODELO GLACIO- HIDROLÓGICO SEMI-DISTRIBUIDO FÍSICAMENTE BASADO

La mayoría de los glaciares en Chile han comenzado a retroceder a lo largo de todo el territorio continental desde al menos la mitad del siglo XIX, pero agudizándose desde la segunda mitad del siglo XX. Se ha documentado retroceso frontal en la mayoría de los glaciares estudiados, así como adelgazamiento y reducción de superficie. En el presente trabajo se desarrolló una modelación glacio-hidrológica semi distribuida y físicamente basada, programada sobre la plataforma WEAP, que abarcó toda la zona montañosa de la cuenca del Maipo, en un período de 30 años (1984/85-2013/14) y a paso diario. Dicha modelación permitió conocer y caracterizar la hidrología glaciaria de la cuenca en su totalidad, así como la evolución de la superficie glaciaria a lo largo del tiempo.

De acuerdo con los resultados obtenidos, la cuenca del Maipo ha experimentado un retroceso de su superficie glaciaria del orden de los 127.9 km², equivalentes al 25.2% del total inicial en los últimos 30 años (4.26 km²/año; 0.84%/año). Los glaciares descubiertos decrecen a una mayor velocidad que los cubiertos (3.51 km²/año y 0.75 km²/año respectivamente). Respecto del rol hidrológico de los glaciares, éste varía fuertemente ante distintas condiciones climáticas, llegando a aportar, hasta un 81% del caudal total de verano en un año muy seco, 44% en año normal y 21% en año muy húmedo. Dicha contribución aumenta de forma significativa a medida que aumenta la presencia glaciaria de cada sub cuenca, pudiendo variar en un año muy seco, entre un 57% y un 100% entre una cuenca con 5% y 20% de cobertura glaciaria respectivamente. Este rol hidrológico se ve fuertemente afectado por el retroceso de la superficie glaciaria, y dicho retroceso es más severo en cuencas con glaciares pequeños. No se han detectado tendencias positivas en los caudales glaciares, por lo que se cree que de haber existido una fase de derretimiento acelerado que haya originado un aumento de caudales glaciares, esta concluyó en épocas anteriores al período de tiempo estudiado. Este trabajo contribuye en parte a disminuir el vacío de conocimiento en modelación glacio-hidrológica presente en los Andes de Chile.

AGRADECIMIENTOS

Gracias a Cuca, mi gran amor, por apoyarme siempre durante este proceso. Gracias a mi hijo León, por haber llegado a nuestras vidas, y por darme las fuerzas para poder terminar. Todo esto lo hice también por ustedes.

Gracias a mis padres, Patricia y Boris, por amarme, educarme y darme todo lo que se necesita en la vida, para comenzar recorrer mi propio camino.

Gracias a mis amig@s, ell@s saben quiénes son, por ningún motivo los nombraré a todos uno por uno, sé que es muy cómodo de mi parte, pero es mejor así.

Gracias James McPhee, por su impecable labor como profesor guía de esta Tesis, y gracias también por recomendarme para el proyecto MAPA y para la beca CONICYT, lo que me permitió poder dedicarme al 100% en los estudios.

Gracias la profesora Ximena Vargas, por sus trascendental enseñanza y sabios consejos. Gracias además, por ofrecerme trabajar con ella como profesor auxiliar y por haberme recomendado para la beca CONICYT.

Gracias al proyecto MAPA, del Centro de Cambio Global de la Universidad Católica, ya que esta Tesis se desarrolló y financió en el marco de dicho proyecto.

Gracias, a CONICYT, por financiar parte de mi Magister a través de la beca para Magister Nacional.

Gracias a los profesores de la División de Recursos y Medio Ambiente Hídrico del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, mi paso por sus aulas ha sido una gran experiencia.

Finalmente, gracias a Luis Arrau del Canto, por permitirme estudiar sin que ello implicara tener que renunciar a mi trabajo.

TABLA DE CONTENIDO

Capítulo I	Introducción y Contexto general de la Tesis	1
Capítulo II	Caracterización de la Hidrología Glaciar de la Cuenca del Río Maipo mediante la implementación de un Modelo Glacio-Hidrológico semi-distribuido físicamente basado	5
	Resumen	5
1	Introducción y descripción del área de estudio	6
1.1	Introducción y objetivos	6
1.2	Descripción general de los Glaciares en la Cuenca del Maipo	9
1.3	Información hidrometeorológica utilizada	10
2	Descripción del Modelo Glaciar	13
2.1	Conceptualización	13
2.2	Condiciones iniciales y relación Área-Volumen	14
2.3	Acumulación de nieve/hielo	14
2.4	Derretimiento de nieve/hielo	14
2.4.1	Glaciar descubierto	14
2.4.2	Glaciar cubierto	16
2.5	Escorrentía de origen glaciar	16
2.6	Balance de masa anual	18
2.7	Evolución del área glaciar	19
3	Modelación Glacio-hidrológica	21
3.1	Calibración de sub cuencas piloto	21
3.2	Construcción del modelo Maipo-Glaciar	24
4	Análisis de Resultados y discusión	26
4.1	Calibración de la Condición Inicial de Superficie Glaciar al año 1984	26
4.2	Evolución de superficies glaciares	27
4.3	Hidrología glaciar	31
4.3.1	Variación estacional del Qice	31
4.3.2	Relación entre Qice de verano y sus forzantes meteorológicas	32
4.3.3	Efecto del tamaño glaciar sobre los Qice	33
4.3.4	Análisis de tendencias	34
4.3.5	Rol hidrológico de los glaciares	37
5	Conclusiones y recomendaciones para trabajos futuros	41
6	Agradecimientos	43
7	BIBLIOGRAFÍA	43
Anexos		
1	Estructura e interfaz del modelo Glaciar en WEAP	49
2	Caudales en Régimen Natural de las estaciones Maipo en El Manzano y Volcán en Queltehues	53

CAPÍTULO I. Introducción y Contexto General de la Tesis

Los glaciares corresponden a valiosos reservorios naturales de agua. En ellos se almacena el 75% del agua dulce del mundo, de lo cual un 99.5% se encuentra en la Antártida y Groenlandia (IPCC, 1996). Juegan un rol muy importante en la regulación del régimen hidrológico en zonas montañosas, lo que repercute en varios ámbitos de importancia como las crecidas, transporte de sedimentos, modelación de las geoformas, riego, consumo de agua potable y generación hidroeléctrica. El rol de los glaciares como almacenadores de agua y reguladores del régimen hidrológico, opera en distintas escalas de tiempo, de corto (ej.: procesos diarios o sub diarios como crecidas), mediano plazo (ej.: fluctuaciones estacionales e interanuales del régimen hidrológico en zonas glaciadas) y largo plazo (ej.: fluctuaciones en el nivel del mar) (Jansson et al., 2003).

Los glaciares en Chile han comenzado a retroceder a lo largo de todo el territorio continental (Pellicciotti et al., 2013). Se ha documentado retroceso en el 85% de 95 glaciares analizados en todo Chile, concentrado principalmente en la segunda mitad del siglo XX (Rivera et al., 2002, 2000). Asimismo se han detectado tendencias negativas en 8 glaciares estudiados en Chile central y Argentina (entre los 33° y los 36° de latitud sur), no sólo retrocesos frontales, sino también adelgazamiento y reducción de superficie (3% desde 1955 al 2007) (Le Quesne et al. 2009). Por otro lado, se ha detectado una pérdida de 30 km² de glaciares en toda la cuenca del Aconcagua en la segunda mitad del siglo XX (20% de reducción; 0.63 km²/año) (Bown et al., 2008). Por su parte Cortés et al. (2014), analizando y procesando un conjunto de 25 Imágenes Landsat entre los años 1986 a 2011, detecta una pérdida de 36.15 km² de glaciares (15% de reducción; 1.44 km²/año) en una región de alta presencia glaciar compartida entre las cuencas del Aconcagua, Maipo y Argentina.

El objetivo general del presente estudio fue desarrollar una herramienta de modelación glacio-hidrológica a nivel de cuenca, aplicable en glaciares descubiertos y cubiertos en zonas semi-áridas. Los objetivos específicos fueron los siguientes:

1. Diagnosticar el estado actual de los glaciares de la cuenca del Maipo en términos de la evolución de su superficie en el tiempo;
2. Estudiar la contribución glaciar al caudal (rol hidrológico) de los ríos de montaña en distintas condiciones climáticas, su variación temporal y espacial; y
3. Dilucidar si los cambios en las temperaturas y precipitaciones de las últimas décadas han tenido una repercusión en la contribución hídrica de los glaciares desde el punto de vista de las tendencias mostradas en los caudales glaciares.

Este trabajo de Tesis se desarrolló bajo el marco del Proyecto “Vulnerabilidad y adaptación a la variabilidad y al cambio climático en la Cuenca del Río Maipo en Chile Central” (en adelante, Proyecto MAPA), llevado a cabo por el Centro de Cambio Global de la Pontificia Universidad Católica de Chile, y con la participación del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile, además de un numeroso equipo interdisciplinario conformado por investigadores nacionales e internacionales. El alcance del proyecto MAPA es bastante mayor que el del presente trabajo de Tesis, el cual, en rigor sólo aborda una parte de los objetivos de MAPA. Dichos objetivos se detallan a continuación.

El objetivo general del Proyecto MAPA es “desarrollar a través de un análisis de vulnerabilidades un plan de adaptación a la variabilidad y cambio climático en la cuenca del río Maipo” a alcanzarse mediante los siguientes objetivos específicos:

1. Diseñar el marco conceptual para el desarrollo del plan de adaptación en la cuenca del Río Maipo.
2. Identificación de vulnerabilidades y diseño de estrategias de adaptación para el sector urbano y agrícola.
3. Diseñar una plataforma integrada para la estimación, tomando en cuenta aspectos de calidad y cantidad, de demanda y oferta de agua en la cuenca del Río Maipo en el contexto del cambio y variabilidad climática.
4. Generación de escenarios de adaptación a corto y mediano plazo.

De los cuatro objetivos específicos del Proyecto MAPA, el presente trabajo de Tesis se inserta en el tercero, ya que en él se incluyen los distintos componentes de la oferta hídrica como lo son, en este caso, los aportes glaciares.

De acuerdo con los objetivos planteados, en el presente trabajo de Tesis se modela glacio-hidrológicamente toda la cuenca del río Maipo (zona cordillerana) utilizando el modelo hidrológico semi distribuido WEAP (Yates, Sieber, & Purkey, 2005), incorporando un módulo específico para glaciares (prototipo), que los aborda de forma explícita y está físicamente basado. Se usan como unidades de respuesta hidrológica a las sub cuencas, que a su vez van divididas por bandas de elevación. En una primera instancia se calibraron los parámetros del modelo glaciar en dos sub cuencas (sub cuencas piloto) con presencia de glaciares de distinta naturaleza. La primera de ellas corresponde a la sub cuenca del Glaciar Pirámide, ubicada en la zona alta del río Yeso, con una superficie de 25 km², de los cuales el 20% está ocupado por glaciar cubierto por detritos. La segunda es la sub cuenca del Glaciar San Francisco, afluente al Río Volcán, de 26 km² de superficie, de los cuales el 7% está ocupado por glaciar descubierto. Una vez calibradas las sub cuencas piloto, se transfirieron los parámetros al resto de la cuenca, abarcando toda la superficie glaciar de la Cuenca del Maipo (21 sub cuencas en total), para un período de 30 años (1984/85 a 2013/14) a paso diario. Los glaciares de la cuenca fueron clasificados en dos grandes categorías: cubiertos (incluye glaciares de roca y

cubiertos por detritos) y descubiertos. Dicho modelo recibió el nombre de Modelo "Maipo-Glaciár".

Para efectos del Proyecto MAPA, el modelo Maipo-Glaciár fue construido, calibrado y ejecutado en forma independiente del WEAP-Maipo, que corresponde al modelo que inicialmente representaba la hidrología de la cuenca del Maipo pero sin considerar el aporte glaciar de manera explícita, y quedará mejorado como producto del Proyecto MAPA. De este modo, los resultados del Maipo-Glaciár fueron tomados como input para la calibración e implementación del WEAP-Maipo, momento en el cual se materializa en acople entre la hidrología de la zona "glaciár" con la "no glaciár".

De acuerdo con este esquema, el presente trabajo de Tesis se abocó a generar la hidrología de origen glaciár, lo que incluye caudales de origen glaciár y evolución de las superficies glaciáres en el tiempo. No se realizó la calibración de los parámetros de la zona "no glaciár" puesto que dicha labor se realizó de forma posterior al presente trabajo y fue ejecutado por otro equipo de trabajo del Proyecto MAPA, una vez generado el input glaciár. La Figura a I-1 muestra el esquema de trabajo acá explicado. En el Anexo 1, puede verse una breve explicación de cómo está estructurado el módulo glaciár dentro de la interfaz gráfica de WEAP.

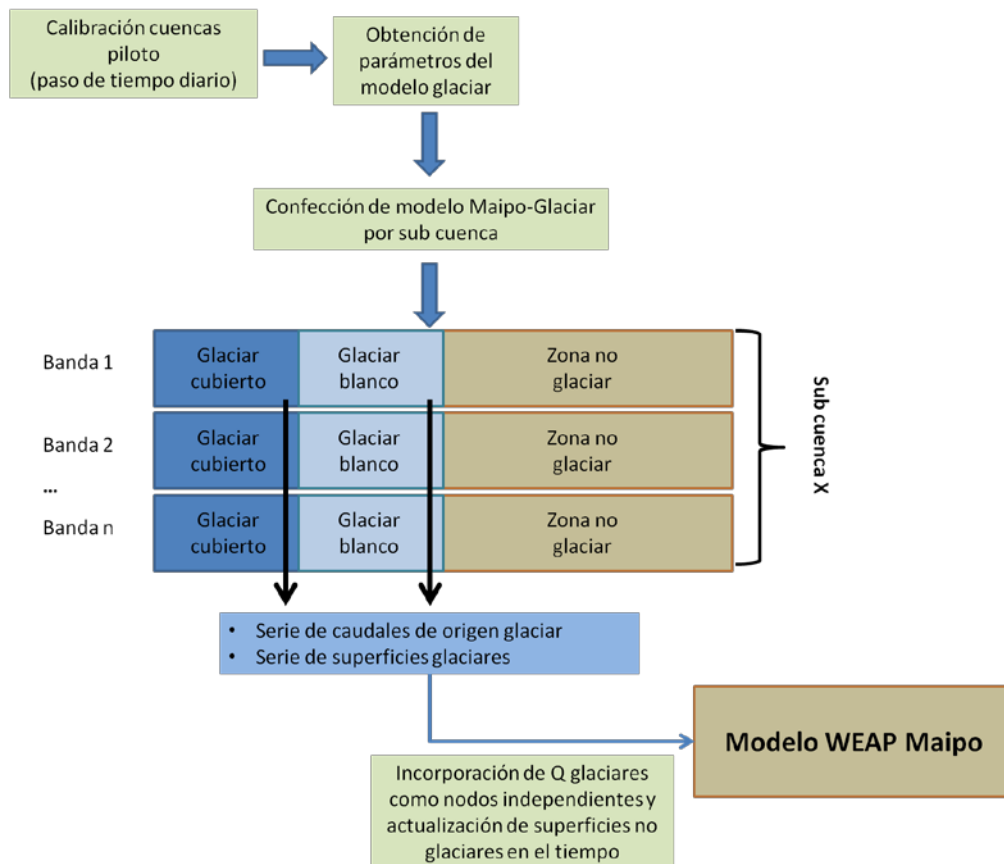


Figura I-1. Esquema de trabajo empleado en el Marco del Proyecto MAPA

El análisis de la hidrología glaciar resultante del modelo Maipo-Glaciár, se llevó a cabo mediante la comparación de los caudales glaciares modelados, con los caudales totales observados llevados a régimen natural, en distintas estaciones fluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA) presentes en el área de estudio. Estas estaciones son: Maipo en El Manzano, Volcán en Queltehués, Mapocho en Los Almendros y Arrayán en la Montosa (ver Figura 4 del Capítulo 2). Las dos primeras poseen un régimen observado (estadísticas DGA) distinto al régimen natural, producto de las extracciones aguas arriba, y también por la presencia del Embalse El Yeso (en el caso de Maipo en El Manzano), mientras que las dos últimas estaciones poseen un régimen natural igual al régimen observado. El régimen natural de las estaciones Maipo en El Manzano y Volcán en Queltehués fue obtenido del estudio denominado "Balance Hídrico de la Hoya del Río Maipo", realizado por la consultora CONIC-BF en febrero del 2008 para la empresa AES GENER, en el marco del Estudio de Impacto Ambiental del Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo. Estas series de caudales naturales inicialmente llegaban hasta el año 2004/05 y fueron extendidas mediante correlación mes a mes con el régimen observado de la misma estación, hasta el año 2013/14. El detalle de estas series naturalizadas puede verse en el Anexo 2.

Esta Tesis se organiza en 3 secciones principales. El presente apartado, corresponde al Capítulo I, y busca introducir al tema general y dar contexto sobre cómo, y en el marco de qué proyecto, fue desarrollado el trabajo y cuál fue el enfoque empleado. El Capítulo II es el cuerpo principal de la Tesis, y corresponde a la versión en español del artículo que será presentado para una futura publicación en un *Journal* científico. El Capítulo II posee numeración propia y es autosustentable, en él se vuelve a introducir el tema desde una perspectiva más científica, y luego se expone en detalle la física del modelo glaciar con todas sus ecuaciones y procesos involucrados, cómo fue construido el Maipo-Glaciár, los resultados de la modelación y su posterior análisis, conclusiones y referencias bibliográficas. Finalmente, está la sección de Anexos, que incluye los dos Anexos antes mencionados en el presente Capítulo.

CAPÍTULO II. Caracterización de la Hidrología Glaciar de la cuenca del Río Maipo mediante la implementación de un modelo Glacio-Hidrológico semi-distribuido físicamente basado

Resumen

La mayoría de los glaciares en Chile han comenzado a retroceder a lo largo de todo el territorio continental desde al menos la mitad del siglo XIX, pero agudizándose desde la segunda mitad del siglo XX. Se ha documentado retroceso frontal en la mayoría de los glaciares estudiados, así como adelgazamiento y reducción de superficie. En el presente trabajo se desarrolló una modelación glacio-hidrológica semi distribuida y físicamente basada, programada sobre la plataforma WEAP, que abarcó toda la zona montañosa de la cuenca del Maipo, en un período de 30 años (1984/85-2013/14) y a paso diario. Dicha modelación permitió conocer y caracterizar la hidrología glaciar de la cuenca en su totalidad, así como la evolución de la superficie glaciar a lo largo del tiempo. De acuerdo con los resultados obtenidos, la cuenca del Maipo ha experimentado un retroceso de su superficie glaciar del orden de los 127.9 km², equivalentes al 25.2% del total inicial en los últimos 30 años (4.26 km²/año; 0.84%/año). Los glaciares descubiertos decrecen a una mayor velocidad que los cubiertos (3.51 km²/año y 0.75 km²/año respectivamente). Respecto del rol hidrológico de los glaciares, éste varía fuertemente ante distintas condiciones climáticas, llegando a aportar, hasta un 81% del caudal total de verano en un año muy seco, 44% en año normal y 21% en año muy húmedo. Dicha contribución aumenta de forma significativa a medida que aumenta la presencia glaciar de cada sub cuenca, pudiendo variar en un año muy seco, entre un 57% y un 100% entre una cuenca con 5% y 20% de cobertura glaciar respectivamente. Este rol hidrológico se ve fuertemente afectado por el retroceso de la superficie glaciar, y dicho retroceso es más severo en cuencas con glaciares pequeños. No se han detectado tendencias positivas en los caudales glaciares, por lo que se cree que de haber existido una fase de derretimiento acelerado que haya originado un aumento de caudales glaciares, esta concluyó en épocas anteriores al período de tiempo estudiado. Este trabajo contribuye en parte a disminuir el vacío de conocimiento en modelación glacio-hidrológica presente en los Andes de Chile.

1. Introducción y descripción del área de estudio

1.1. Introducción y objetivos

Los glaciares corresponden a valiosos reservorios naturales de agua. En ellos se almacena el 75% del agua dulce del mundo, de lo cual un 99.5% se encuentra en la Antártida y Groenlandia (IPCC, 1996). Juegan un rol muy importante en la regulación del régimen hidrológico en zonas montañosas, lo que repercute en varios ámbitos de importancia como las crecidas, transporte de sedimentos, modelación de las geoformas, riego, consumo de agua potable y generación hidroeléctrica. El rol de los glaciares como almacenadores de agua y reguladores del régimen hidrológico, opera en distintas escalas de tiempo, de corto (ej.: procesos diarios o sub diarios como crecidas), mediano plazo (ej.: fluctuaciones estacionales e interanuales del régimen hidrológico en zonas glaciadas) y largo plazo (ej.: fluctuaciones en el nivel del mar) (Jansson et al., 2003).

Los glaciares son además indicadores de cambio climático, y han experimentado, a lo largo de todo el mundo, un fuerte retroceso desde el último máximo glaciar en la Pequeña Edad de Hielo, que habría ocurrido a mediados del siglo XIX, incrementándose en la segunda mitad del siglo XX (Barry, 2006). Se ha documentado retroceso de las superficies glaciares a nivel mundial del orden del 0.9-1.2% entre los años 1961 al 1990, equivalentes a entre 6-8 mil km², además de otros numerosos estudios regionales y locales que dan cuenta de la tendencia negativa de los glaciares de todo el mundo (Barry, 2006). En la cordillera de Los Andes, se estima que el retroceso glaciar ocurrirá más rápido que en otras partes del mundo (Bradley et al., 2006), y afectará particularmente a los glaciares más pequeños, que son más vulnerables al cambio climático (Rangecroft et al., 2013).

En concordancia con lo antes expuesto, y de acuerdo con diversos estudios, la mayoría de los glaciares en Chile han comenzado a retroceder a lo largo de todo el territorio continental (Pellicciotti et al., 2013). Se ha documentado retroceso en el 85% de 95 glaciares analizados en todo Chile, concentrado principalmente en la segunda mitad del siglo XX (Rivera et al., 2002, 2000). Asimismo se han detectado tendencias negativas en 8 glaciares estudiados en Chile central y Argentina (entre los 33° y los 36° de latitud sur), no sólo retrocesos frontales, sino también adelgazamiento y reducción de superficie (3% desde 1955 al 2007) (Le Quesne et al. 2009). Mediante análisis multi temporales de imágenes satelitales y fotografía aéreas, se ha detectado un retroceso del 14% en la superficie del glaciar Juncal Norte (equivalente a 1.46 km²; 0.02 km²/año) entre los años 1955 a 2006 (Bown et al., 2008). El mismo estudio ha detectado una pérdida de 30 km² de glaciares en toda la cuenca del Aconcagua (20% de reducción; 0.63 km²/año). Por su parte Cortés et al. (2014), mediante el cálculo del *Fractional Snow Covered Area* en un conjunto de 25 Imágenes Landsat entre los años 1986 a 2011, detecta una pérdida de 36.15 km² de glaciares (15% de reducción; 1.44 km²/año) en una región de alta presencia glaciar compartida entre las cuencas del Aconcagua, Maipo y Argentina.

No obstante lo anterior, no sólo se considera importante conocer las variaciones areales, retrocesos frontales o adelgazamiento de los glaciares, todo lo cual se puede saber a partir de observaciones y mediciones de terreno o bien mediante distintos métodos de percepción remota (Pellicciotti et al., 2013), sino que también se debe ahondar en conocer y modelar los procesos físicos que gobiernan el comportamiento

glaciar y su relación con el clima. Estos procesos son, balance de masa, ablación, acumulación, flujo dinámico del hielo y escorrentía glaciar, para cada uno de los cuales existen numerosos estudios y métodos propuestos a lo largo de todo el mundo (Carenzo, 2012), procesos que finalmente determinan la evolución de los glaciares en el tiempo y espacio. Dichas modelaciones servirían además para estimar y dimensionar el aporte glaciar en la hidrología de las cuencas con todas las utilidades que ello implica en la planificación y gestión de los recursos hídricos. De acuerdo con Pellicciotti et al. (2013), en Chile existe un vacío de conocimiento entre la modelación glacio-hidroológica puntual (glaciares individuales en sitios específicos), distribuida y físicamente basada, y la realidad glaciar a nivel de cuenca, esta última principalmente abordada a través de percepción remota. Asimismo sostiene que los trabajos de modelación glacio-hidroológica orientados a la física de los procesos en los Andes de Chile son escasos y que no se tiene una visión general y clara de la realidad glaciar a nivel nacional, lo que acentúa aún más este vacío de conocimiento, haciendo un llamado a destinar esfuerzos para modelar glacio-hidroológicamente, a gran escala, basándose en la física y en forma distribuida en distintas regiones del país.

En los Andes semiáridos de Chile central, la criósfera está compuesta por complejos sistemas geomorfológicos incluyendo glaciares rocosos, descubiertos y cubiertos por detrito (Bodin et al., 2010). A pesar de su importancia, existen pocos estudios específicos de glaciares a nivel de cuencas, a la vez que estos se ven cada vez más amenazados por actividades productivas (Brenning, 2008). En esta región, la oferta hídrica de la estación de verano, está dada principalmente por el derretimiento de glaciares (Ragettli & Pellicciotti, 2012), cuyo aporte puede llegar a ser, en años secos, de hasta un 30% del total anual (Ohlanders et al., 2013), en años de sequía extrema podrían llegar a contribuir del orden del 67% de caudal de verano (Peña & Nazarala, 1987). En los Andes semiáridos de Chile central se encuentra la cuenca del Río Maipo (Figura 1), cuya porción montañosa (definida en la confluencia del Río Colorado con el Río Maipo y en la confluencia del Estero Arrayán con el Río Mapocho; ver Figura 1) posee una superficie aproximada de 5880 km². Esta cuenca coincide además con la zona más poblada y densa del país, con una población aproximada de 6.7 millones de habitantes (INE, 2012) con la consecuente demanda hídrica de agua potable que ello conlleva. Adicionalmente, en la cuenca del Río Maipo existe una gran extensión de cultivos agrícolas de gran valor comercial. La fuerte presión por los recursos hídricos asociado a estos dos tipos de demanda complementado por condiciones climatológicas semiáridas implican un alto estrés hídrico que releva el rol de los glaciares como proveedor de agua en la temporada estival. A lo anterior se suma el efecto incierto del cambio climático en el futuro cercano (Pellicciotti et al., 2013), el cual se espera origine alteraciones en el ciclo hidrológico, provocando cambios en la oferta hídrica (DGF, 2006). Al respecto, ya hay estudios que dicen que las precipitaciones en la región vienen decreciendo desde mediados del siglo XIX (Le Quesne et al., 2009), mientras que las temperaturas han aumentado 0.25°C/década entre 1979 y 2006 (Falvey & Garreaud, 2009). Puede verse entonces que el rol hidrológico de los glaciares, el cual adquiere particular importancia en años secos, en una cuenca de alta demanda hídrica, se está viendo afectado por el retroceso glaciar, problemática que de acuerdo a los distintos estudios citados, se acrecentaría en el futuro. Al respecto, Baraer et al. (2012) sostiene que cuando los glaciares comienzan a retroceder, existe un primer período en que sus caudales se incrementan hasta que atraviesan cierto umbral, a partir del cual comienzan a decrecer sostenidamente producto de la disminución de su superficie, para finalmente

terminar desapareciendo. Los glaciares del Maipo, podrían estar atravesando alguna de las fases que ellos describen.

El objetivo general del presente estudio fue desarrollar una herramienta de modelación glacio-hidrológica a nivel de cuenca, aplicable en glaciares descubiertos y cubiertos en zonas semi-áridas. Los objetivos específicos fueron: (1) diagnosticar el estado actual de los glaciares de la cuenca del Maipo en términos de la evolución de su superficie en el tiempo; (2) estudiar la contribución glaciar al caudal (rol hidrológico) de los ríos de montaña en distintas condiciones climáticas, su variación temporal y espacial; y (3) dilucidar si los cambios en las temperaturas y precipitaciones de las últimas décadas han tenido una repercusión en la contribución hídrica de los glaciares desde el punto de vista de las tendencias mostradas en los caudales glaciares.

De acuerdo con los objetivos planteados, en el presente trabajo se modela glacio-hidrológicamente toda la cuenca del río Maipo utilizando el modelo hidrológico semi distribuido WEAP (Yates, Sieber, & Purkey, 2005), incorporando un módulo específico para glaciares, que los aborda de forma explícita y está físicamente basado. En una primera instancia se calibran los parámetros del modelo glaciar en dos sub cuencas (sub cuencas piloto) con presencia de glaciares de distinta naturaleza. La primera de ellas corresponde a la sub cuenca del Glaciar Pirámide, ubicada en la zona alta del río Yeso (Figura 1), con una superficie de 25 km², de los cuales el 20% está ocupado por glaciar cubierto por detritos (el hielo nunca queda expuesto). La segunda es la sub cuenca del Glaciar San Francisco (Figura 1), afluente al Río Volcán, de 26 km² de superficie, de los cuales el 7% está ocupado por glaciar descubierto (al derretirse la nieve, el hielo queda expuesto). Una vez calibradas las sub cuencas piloto, se transfirieron los parámetros al resto de la cuenca, abarcando toda la superficie glaciar de la Cuenca del Maipo (21 sub cuencas en total), para un período de 30 años (1984/85 a 2013/14) a paso diario. Los glaciares de la cuenca fueron clasificados en dos grandes categorías: cubiertos (incluye glaciares de roca y cubiertos por detritos) y descubiertos. Dicho modelo recibió el nombre de "Modelo Maipo-Glaciar".

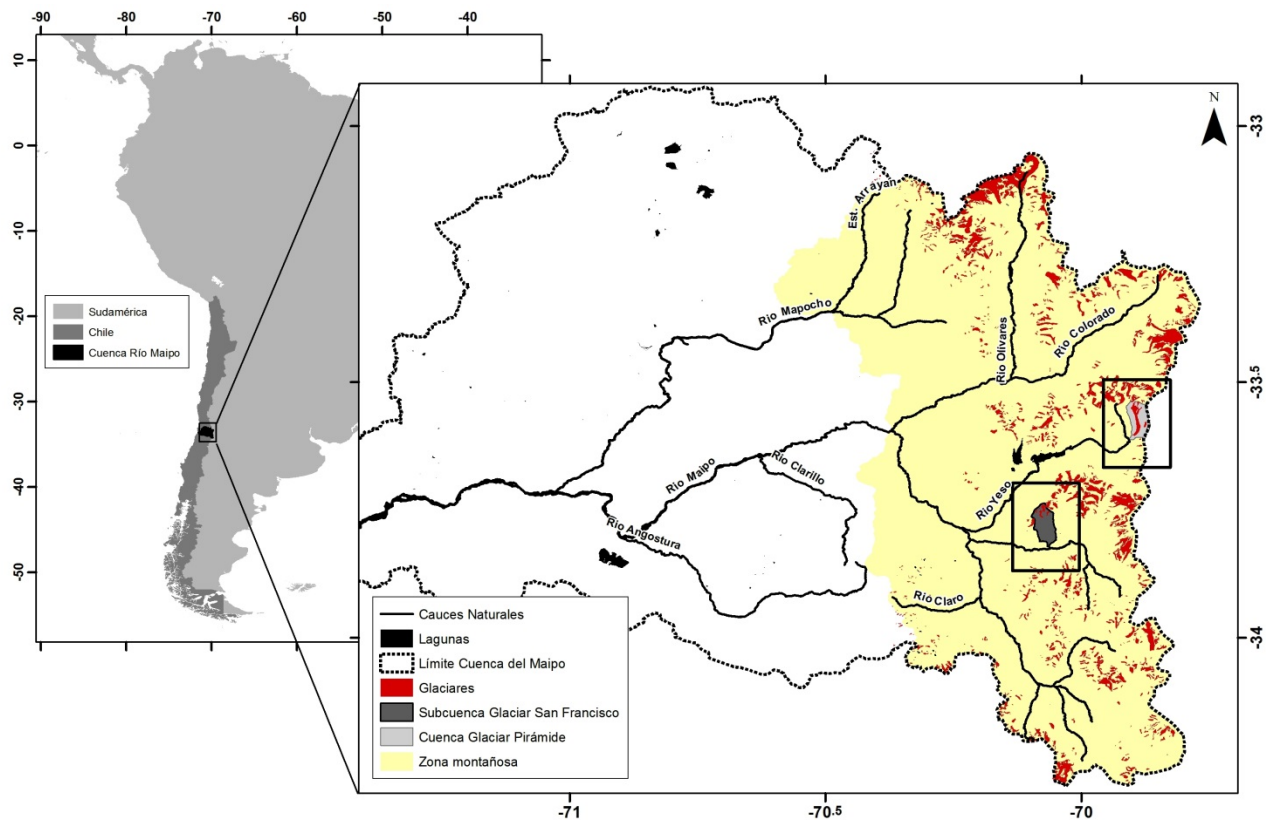


Figura 1. Ubicación General del Área de Estudio, ubicación de sub cuencas piloto y ubicación de Glaciares en la cuenca del Maipo.

1.2. Descripción general de los Glaciares en la Cuenca del Maipo

En la cuenca del Maipo existían aproximadamente 387.4 km² de glaciares al año 2009, inventariados por la DGA a partir del mismo año, equivalentes al 2.5% del total de la cuenca del Maipo (hasta la desembocadura en el mar), o al 6.6% de la zona cordillerana, su distribución espacial puede verse en la Figura 1. Corresponden a 979 unidades independientes, cuyas superficies varían entre los 21 km² (Glaciar Juncal Sur) a los 0.01 km² (glaciaretes sin nombre). Un análisis de la distribución espacial de los glaciares fue realizado a partir del Inventario DGA y el Modelo Digital de Elevación (DEM) *Aster GDEM* (30 m de resolución espacial). Se puede notar que la distribución espacial de la superficie glaciar obedece a ciertas variables fisiográficas, tales como la altitud, pendiente, exposición. Tal como puede verse en la Figura 2a, la distribución altitudinal de los glaciares va desde aproximadamente los 2640 msnm a los 5650 msnm, observando su mayor concentración entre los 3500 y los 4700 msnm. Si se ven por separado los glaciares cubiertos de los descubiertos, se aprecia que los primeros se concentran a menores alturas que los segundos, observándose su mayor concentración entorno a los 4000 msnm (aprox.), mientras que los descubiertos alcanzan su mayor concentración entorno a los 5000 msnm (aprox.) (Figura 2c). Lo anterior es esperable puesto que la existencia de hielo expuesto requiere de un régimen térmico más frío, el cual es proporcionado por la mayor altura. Si se analiza la distribución de glaciares según pendientes (Figura 2b), se tiene que el 55% de los glaciares se encuentra entre el 13 y el 43% de pendiente. Finalmente, en la Figura 2d se puede ver que el 87% de la superficie glaciar se encuentra en exposición sur, este u oeste, y sólo el 13% en exposición norte.

Es importante notar que esta condición también guarda directa relación con las condiciones micro climáticas que deben cumplirse para que la existencia de un glaciar sea posible en términos del régimen térmico y balance energético, ya que en la exposición norte el input radiativo es mayor que en las otras exposiciones, dificultando la formación de glaciares.

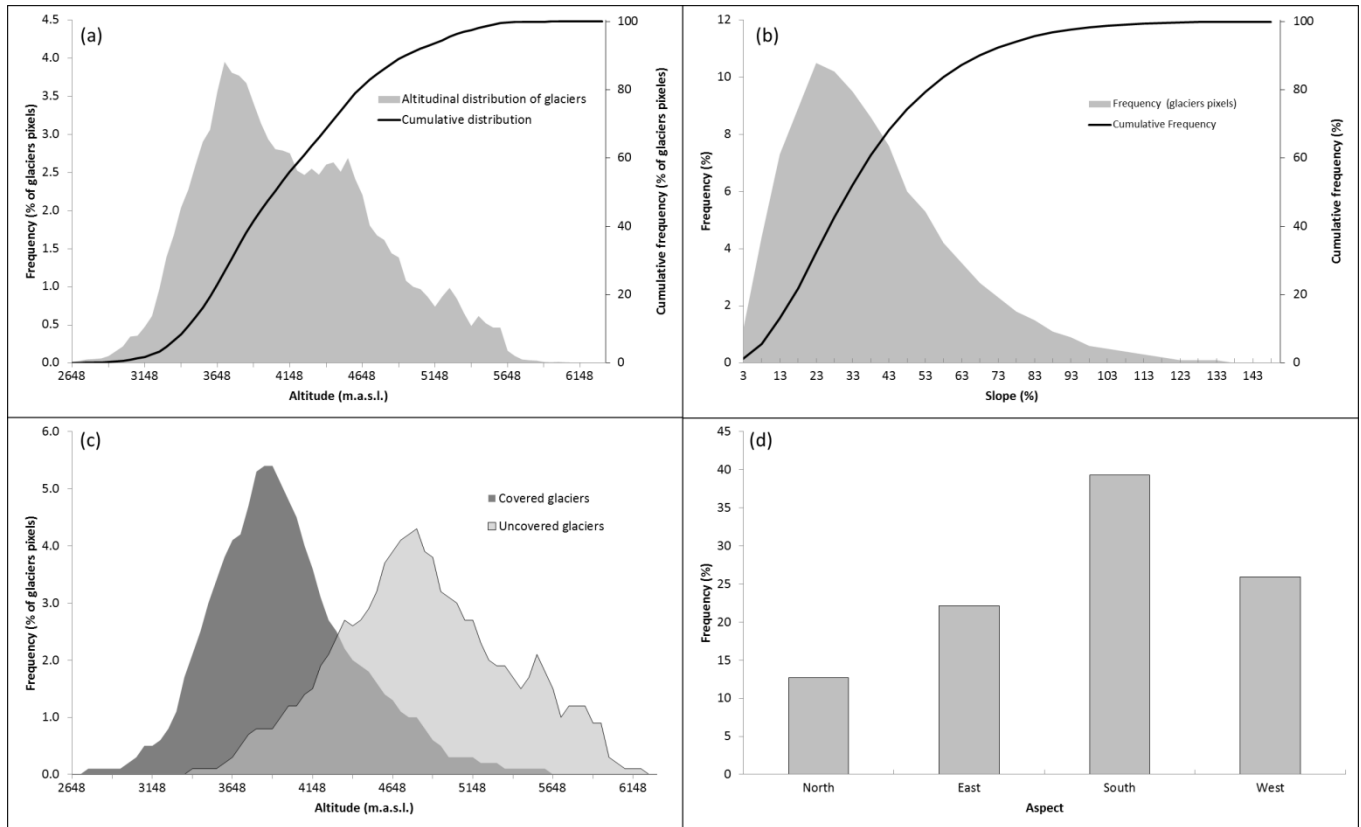


Figura 2. Características fisiográficas de los glaciares en la cuenca del Maipo. (a) Distribución altitudinal; (b) Distribución según pendientes; (c) Distribución altitudinal según tipo de glaciar; (d) Distribución según exposición (Fuente: elaboración propia a partir de Aster GDEM de 30 m de resolución y de inventario Glaciar DGA).

1.3. Información hidrometeorológica utilizada

Para el desarrollo de este trabajo se usaron seis estaciones meteorológicas (Tabla 1, Figura 3) ubicadas en altura, cuatro de las cuales fueron instaladas sobre los glaciares San Francisco y Pirámide durante la temporada de derretimiento nival 2012-2013, y las restantes son las dos estaciones de valle más cercanas a los glaciares que además cumplen con ser las dos más altas de la red meteorológica fija de la DGA. Además se emplearon dos estaciones pluviométricas (Tabla 1, Figura 4) ubicadas en las cercanías de los glaciares, éstas son "Estero Morales en Puente Conaf", ubicada en la sub cuenca del glaciar San Francisco a aproximadamente 6.6 km aguas abajo de los pies del glaciar, y "Estero Yeso en termas el Plomo" en la sub cuenca del glaciar Pirámide a aproximadamente 540 m aguas abajo de los pies del glaciar. Adicionalmente, para el caso del Glaciar San Francisco, se contó con cinco balizas de ablación que fueron instaladas sobre el manto nival (Tabla 2) en las inmediaciones de las estaciones 3 y 5, con las cuales fue posible registrar la altura de nieve a lo largo de la temporada de

derretimiento. En este caso sólo se contó con tres mediciones en el tiempo (ver Figura 6b), dadas las dificultades logísticas asociadas al acceso.

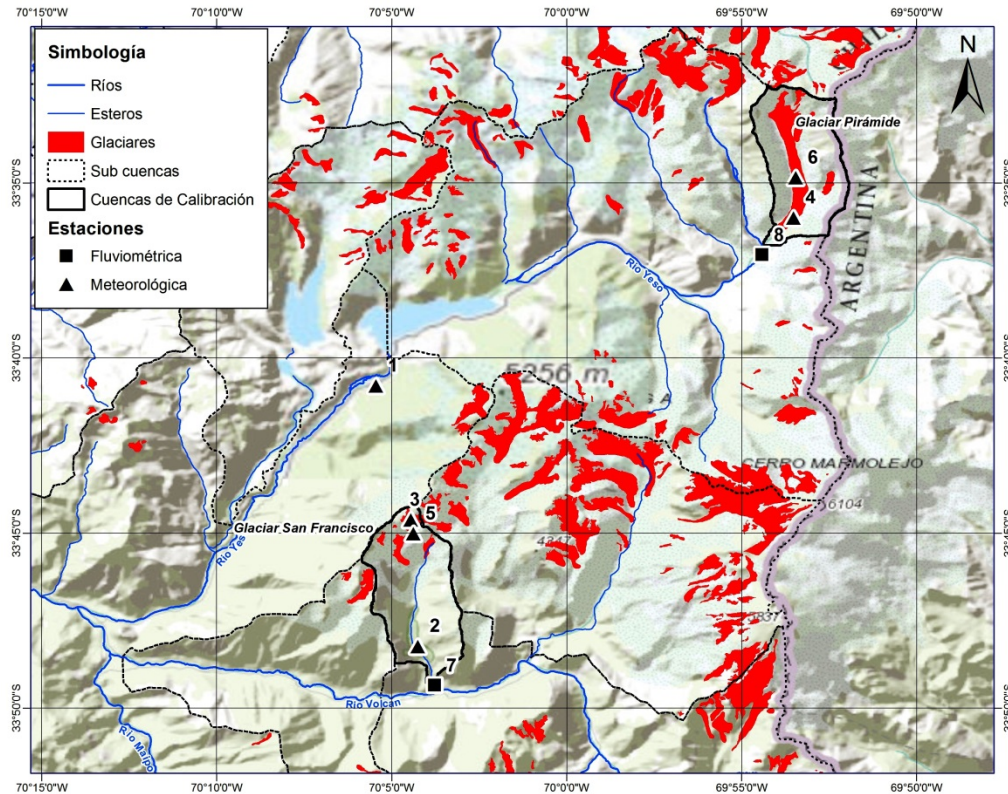


Figura 3. Estaciones meteorológicas y fluviométricas en zona de glaciares utilizadas en el presente estudio

Tabla 1. Estaciones meteorológicas y fluviométricas en zona de glaciares utilizadas en el presente estudio

ID (Figura 3)	Nombre	Tipo	Cota (msnm)	Latitud	Longitud	Período
1	El Yeso Embalse	Meteorológica valle	2484	-33° 40' 48.2"	-70° 05' 27.2"	1962/2014
2	Aguas Panimávida	Meteorológica valle	2230	-33° 48' 14.6"	-70° 04' 15.1"	25-10-2012/ 31-01-2013
3	San Francisco Superior	Meteorológica glaciar	3679	-33° 44' 37.7"	-70° 04' 27.5"	15-11-2012/ 19-04-2013
4	Pirámide Baja	Meteorológica glaciar	3356	-33° 35' 59.9"	-69° 53' 31.1"	14-11-2012/ 19-04-2012
5	San Francisco Media	Meteorológica glaciar	3383	-33° 45' 01.4"	-70° 04' 23.1"	31-10-2012/ 27-11-2012
6	Pirámide Media	Meteorológica glaciar	3539	-33° 34' 51.1"	-69° 53' 27.4"	25-10-2012/ 13-11-2012
7	Estero Morales en Puente Conaf	Fluviométrica	1848	-33° 49' 20.8"	-70° 3' 46.1"	16-11-2012/ 17-02-2013
8	Estero Yeso en termas el Plomo	Fluviométrica	2982	-33° 37' 2.6"	-69° 54' 24.9"	04-12-2012/ 20-01-2013

Tabla 2. Ubicación balizas de ablación en Glaciar San Francisco

ID	Latitud	Longitud
1	-33° 44' 55.3"	-70° 4' 25.5"
2	-33° 44' 58.2"	-70° 4' 24.4"
3	-33° 45' 5.1"	-70° 4' 24.9"
4	-33° 44' 37.8"	-70° 4' 26.9"
5	-33° 44' 34.2"	-70° 4' 28.2"

Una vez concluido el proceso de modelación, se realizaron distintos análisis, para los cuales se utilizó también información de estadísticas fluviométricas en las estaciones “Maipo en El Manzano” (MEM), “Volcán en Queltehues” (VEQ), “Mapocho en Los Almendros” (MEA) y “Arrayán en La Montosa” (AEM). Dichas estaciones se ven en la Figura 4. La información empleada fue la serie de caudales medios mensuales en régimen natural para todo el período de análisis (1984/85 a 2013/14). La cuenca controlada por MEM posee 4833 km² de área aportante, de los cuales un 7.6% se encuentran cubiertos por glaciares, la cuenca controlada por VEQ ubicada en la zona alta de la cuenca (Figura 4), posee 523.5 km² de área aportante, de los cuales 10.9% están cubiertos por glaciares, MEA posee 637 km² de área aportante y 3.2% de superficie glaciar y AEM, 230 km² y 0.1% respectivamente.

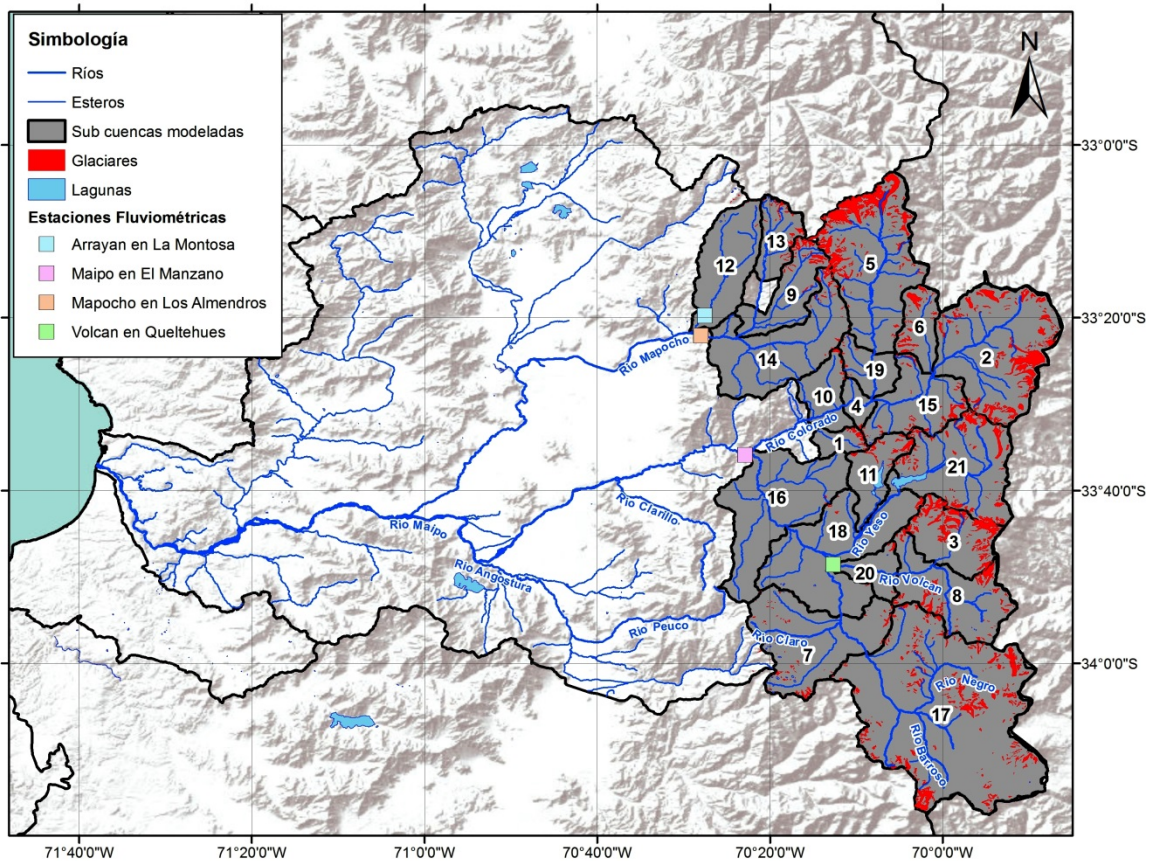


Figura 4. Sub cuencas de Modelación del Modelo Maipo-Glacial (en gris) y ubicación de Estaciones “Maipo en el Manzano” y “Volcán en Queltehues”. (Los nombres de cada sub cuenca pueden verse en la Tabla 4 a través del ID numérico presente en esta Figura)

2. Descripción del Modelo Glaciar

2.1. Conceptualización

Para llevar a cabo las modelaciones propuestas, se usa el software Water Evaluation and Planning System WEAP (Yates et al., 2005) incorporando un módulo especial de glaciares, prototipo desarrollado inicialmente por el Stockholm Environment Institute (Vergara et al., 2011), y perfeccionado posteriormente en conjunto con la División de Recursos y Medio Ambiente Hídrico del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile en el marco del presente trabajo. Dicho acople de modelos permite representar los glaciares en forma explícita como un elemento independiente. Comúnmente, al modelar la hidrología de las cuencas con presencia glaciar sin representación explícita de estos, su aporte queda oculto y es englobado dentro de la calibración, sin posibilidad de ser cuantificado ni comprendido. Esto último se busca corregir con el enfoque acá adoptado. La conceptualización del modelo consiste en un esquema semi distribuido, en el cual la cuenca a modelar es subdividida en unidades de respuesta hidrológicas, que en este caso son bandas de elevación y sub cuencas. El glaciar se acopla en este mismo esquema, quedando también subdividido en bandas de elevación. A su vez, cada banda de elevación queda dividida en una zona "glaciar" y otra "no glaciar" (Figura 5). El modelo ha sido construido para un paso de tiempo diario con el fin de poder representar de forma precisa la física de los procesos involucrados, dada la longitud del período de modelación y la calidad de los datos disponibles.

A continuación se describen las ecuaciones del modelo Glaciar, correspondientes a los procesos acumulación, derretimiento glaciar (diferenciando entre glaciares cubiertos y descubiertos), escorrentía glaciar, balance de masa y evolución de superficie glaciar.

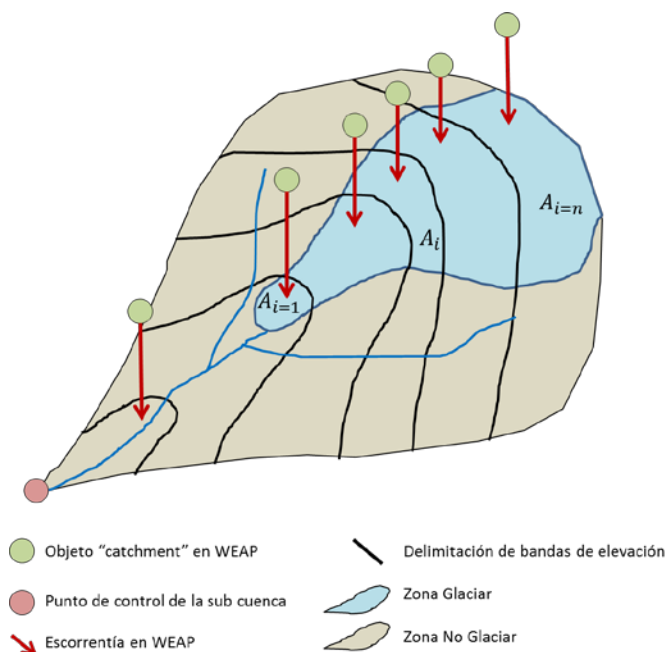


Figura 5 . Esquema conceptual Modelo WEAP módulo Glaciar (adaptado de Vergara et al., 2011)

2.2. Condiciones iniciales y relación Área-Volumen

La superficie glaciar del primer año de modelación (condición inicial) debe ser ingresada por el modelador, y puede ser obtenida a partir de imágenes satelitales, inventarios de glaciares u otras fuentes de información primaria o secundaria.

La relación entre el Área ($A_{glacier,t}$; en km^2) y el Volumen ($V_{glacier,t}$; en km^3) del glaciar está dada por la expresión (1) (Bahr, 1997). La expresión (2) indica que el área total del glaciar en la sub cuenca está dada por la suma de las áreas glaciares de las distintas bandas i con presencia glaciar (n bandas con presencia glaciar en total).

$$V_{glacier,t} = c \cdot A_{glacier,t}^b \quad (1)$$

$$A_{glacier,t} = \sum_{i=1}^n A_{glacier,i,t} \quad (2)$$

En (1), b y c son factores relacionados con la pendiente, ancho, arrastre lateral y balance de masa del glaciar. Análisis realizados en 144 glaciares a lo largo del mundo sugieren valores de 1.36 para b y 0.048 para c (Bahr, 1997; Klein & Isacks, 1998).

2.3. Acumulación de nieve/hielo

El flujo de entrada está dado por la precipitación líquida ($P_{liq,i,t}$) o sólida ($P_{snow,i,t}$) caída en la banda i y tiempo t (ambas en unidades de altura de agua). Si bien $P_{liq,i,t}$ no implica un aporte inmediato a la masa de nieve o hielo, ésta puede pasar a formar parte del glaciar al congelarse, tal como se explica más adelante en el balance de masa anual. Las ecuaciones (3) y (4) muestran cómo se obtienen estos aportes mencionados.

$$P_{liq,i,t} = \begin{cases} P_{i,t} & T_{i,t} \geq T_o \\ 0 & T_{i,t} < T_o \end{cases} \quad (3)$$

$$P_{snow,i,t} = \begin{cases} P_{i,t} & T_{i,t} < T_o \\ 0 & T_{i,t} \geq T_o \end{cases} \quad (4)$$

Donde $P_{i,t}$ es la precipitación caída en la banda i en el paso de tiempo t (altura de agua); $T_{i,t}$ es la temperatura del aire en la banda i y en el paso de tiempo t y T_o es la temperatura umbral de derretimiento a partir del cual el agua sólida pasa a fase líquida y viceversa (parámetro calibrado).

2.4. Derretimiento de nieve/hielo

2.4.1. Glaciar descubierto

El derretimiento (en mm) potencial de nieve ($M_{pot\ snow,i,t}$) y derretimiento de hielo ($M_{ice,i,t}$) son obtenidos de acuerdo a una simplificación del balance de energía del manto de nieve/hielo. La ecuación del balance de energía completo está dada por la expresión (5) (DeWalle & Rango, 2008; June & Hock, 2010).

$$E_i = E_{ns} + E_{nl} + E_h + E_e + E_r + E_g - E_m \quad (5)$$

Donde todos los términos están en unidades de flujo de energía (ej.: W/m² o MJ/m² día); E_i es la variación del flujo de energía interna del manto nival; E_{ns} es el flujo radiativo neto de onda corta producto de la radiación solar incidente y el albedo; E_{nl} el flujo radiativo neto de onda larga entre el manto nival y el medio; E_h el flujo de calor sensible en la interfaz nieve-aire; E_e flujo convectivo de calor latente por intercambio de vapor; E_r el flujo de calor latente y sensible proveniente de la precipitación; E_g el flujo de calor con el suelo; E_m flujo de energía disponible para el derretimiento.

El término E_i , por su parte es muy bajo, por lo que puede considerarse como 0 (equilibrio energético) (Hock, 2005; Marks & Winstral, 2001). Reordenando la ecuación (5), y llevándola al lenguaje del modelo (banda i y tiempo t), ésta queda según se muestra en la ecuación (6) (Young et al., 2009):

$$E_{m,i,t} = E_{n,i,t} - E_{other,i,t} \quad (6)$$

Donde $E_{n,i,t}$ es la radiación neta total ($E_{ns} + E_{nl}$), E_{other} resume todos los flujos de energía adicionales al E_n , se expresa con signo negativo puesto que E_n representa el máximo potencial de derretimiento, mientras que los otros flujos comúnmente contribuyen como una pérdida neta del sistema, restando energía. Por su parte, E_{other} se estima según la ecuación (7) (Young et al., 2009):

$$E_{other,i,t} = R_f \cdot E_{n,i,t} \quad (7)$$

Donde R_f es un parámetro (calibrado) denominado "factor de radiación" (adimensional entre 0 y 1); E_n es proporcionado por el mismo modelo WEAP a través de sus algoritmos internos ya incorporados y ésta se calcula a partir de la Radiación Solar Incidente (la que a su vez, depende de la nubosidad, latitud y día del año) y el albedo de la superficie.

Continuando con el cálculo de los términos pendientes $M_{pot\ snow,i,t}$ y $M_{ice,i,t}$ (ambos en unidades de altura de derretimiento), estos se calculan de acuerdo a las ecuaciones (8) y (9) respectivamente.

$$M_{pot\ snow,i,t} = \begin{cases} \frac{E_{m,i,t}}{\rho_w \cdot L_f \cdot B} & , T_{i,t} \geq T_o \\ 0 & , T_{i,t} < T_o \end{cases} \quad (8)$$

$$M_{ice,i,t} = \begin{cases} S_{Free,i,t} \cdot \frac{E_{m,i,t}}{\rho_w \cdot L_f \cdot B} \cdot F_{ice} & , T_{i,t} \geq T_o \\ 0 & , T_{i,t} < T_o \end{cases} \quad (9)$$

Donde ρ_w es la densidad del agua (1000 kg/m³); L_f es el calor latente de fusión (334 kJ/kg); B es el coeficiente de calidad térmica del manto, comúnmente varía entre 0.8 (nieve vieja) a 1.1 para nieve congelada (DeWalle & Rango, 2008); F_{ice} es la fracción de hielo (adimensional entre 0 y 1) presente en la superficie envolvente del glaciar. Este parámetro ha sido incluido dada la condición de los glaciares en general, donde es

probable que el hielo no se extienda en el 100% del área delimitada como glaciar, pudiendo existir islas de rocas o de detritos en general a lo largo, ancho y profundo de la superficie glaciar. El término $S_{Free,i,t}$ corresponde a la proporción de glaciar libre de nieve (adimensional entre 0 y 1), y se estima a través de la expresión (18).

2.4.2. Glaciar cubierto

A diferencia de un glaciar descubierto, en un glaciar cubierto el hielo no se encuentra en contacto con la capa de nieve, por lo que aun habiéndose derretido ésta, el hielo nunca queda expuesto. La capa de detritos que cubre a estos glaciares es de espesor variable, y por lo general actúa como aislante de calor, retrasando el derretimiento si se compara con hielo desnudo, salvo en aquellos casos donde es demasiado delgada (menor a 4 cm), ya que en dichos casos podría acelerar el derretimiento, y en otros casos incluso mantenerlo (Reid & Brock, 2010; Reid et al., 2012; Zhang et al., 2011).

Para efectos del glaciar cubierto, se incluye en el modelo la variable $E_{other\ buried\ ice}$ (ecuación (10)), equivalente al E_{other} pero que actúa sólo en el derretimiento del hielo cubierto. El $E_{other\ buried\ ice}$ determina el cálculo del $E_{m\ buried\ ice}$ correspondiente a la energía disponible para el derretimiento para el hielo cubierto (ecuación (11)). Adicionalmente se incorporan 2 nuevos parámetros: $R_{f\ buried\ ice}$, corresponde al factor de radiación para hielo cubierto (distinto a aquel usado para nieve y hielo descubierto) y $T_{o\ buried\ ice}$, que corresponde a la temperatura umbral de derretimiento para hielo cubierto (distinta a aquella usada para nieve y hielo descubierto). De esta forma, se llevan las ecuaciones de derretimiento de hielo cubierto al lenguaje del modelo (banda i y tiempo t), y se estima el derretimiento del hielo cubierto (ecuación (12)).

$$E_{other\ buried\ ice,i,t} = R_{f\ buried\ ice} \cdot E_{n,i,t} \quad (10)$$

$$E_{m\ buried\ ice,i,t} = E_{n,i,t} - E_{other\ buried\ ice,i,t} \quad (11)$$

$$M_{buried\ ice,i,t} = \begin{cases} S_{Free,i,t} \cdot \frac{E_{m\ buried\ ice,i,t}}{\rho_w \cdot L_f \cdot B} \cdot F_{ice} & , T_{i,t} \geq T_{o\ buried\ ice} \\ 0 & , T_{i,t} < T_{o\ buried\ ice} \end{cases} \quad (12)$$

Donde $M_{buried\ ice,i,t}$ es el derretimiento (altura de agua) del hielo cubierto (este término reemplaza a $M_{ice,i,t}$ en la ecuación (17) si se está modelando un glaciar cubierto). De esta forma, R_f afecta al derretimiento de nieve y hielo expuesto, y $R_{f\ buried\ ice}$ afecta el derretimiento de hielo cubierto (ambos parámetros se calibran). Por su parte la temperatura umbral $T_{o\ buried\ ice}$ (°C) también es calibrada.

2.5. Escorrentía de origen glaciar

El caudal de origen glaciar se divide en 2 componentes:

- $Q_{snow,i,t}$, correspondiente al caudal (en altura de agua) aportado por el manto de nieve ubicado sobre el hielo glaciar en la banda i y en el paso de tiempo t.
- $Q_{ice,i,t}$, correspondiente al caudal (en altura de agua) aportado por el hielo glaciar propiamente tal, en la banda i y en el paso de tiempo t.

El $Q_{snow,i,t}$ se calcula de acuerdo a la expresión (13) (Schaepli et al., 2005; Suarez et al., 2008):

$$Q_{snow,i,t} = Q_{snow,i,t-1} \cdot e^{-\frac{\Delta t}{k_{snow}}} + (P_{liq,i,t} + M_{snow,i,t}) \cdot \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{k_{snow}}}\right) \quad (13)$$

Donde k_{snow} es la constante de tiempo (de acuerdo al paso de tiempo empleado) que determina el rezago producto del ruteo del caudal (parámetro calibrado); Δt es el paso de tiempo (en este caso 1 día); $P_{liq,i,t}$ es la precipitación líquida y es calculada mediante la ecuación (3); $M_{snow,i,t}$ es el derretimiento de nieve desde la superficie del glaciar (altura de agua) y se calcula de acuerdo a la expresión (14).

$$M_{snow,i,t} = \min \left\{ \begin{array}{l} S_{Initial,i,t} \\ M_{pot\ snow,i,t} \end{array} \right\} \quad (14)$$

Donde $S_{Initial,i,t}$ es el SWE (Snow Water Equivalent o altura de nieve equivalente en agua) inicial de la banda i en el paso de tiempo t; $M_{pot\ snow,i,t}$ es el derretimiento potencial en la banda i en el paso de tiempo t (altura de agua) (ecuación (8)). $S_{Initial,i,t}$ se calcula según la ecuación (15).

$$S_{Initial,i,t} = S_{Final,i,t-1} + P_{snow,i,t} \quad (15)$$

Donde $S_{Final,i,t-1}$ es el SWE final en la banda i y el instante de tiempo anterior (t-1) y $P_{snow,i,t}$ es la precipitación sólida (nieve) en la banda i y el tiempo t (ecuación (4)). $S_{Final,i,t}$ obedece a la expresión (16) (DeWalle & Rango, 2008; Schaepli et al., 2005).

$$S_{Final,i,t} = S_{Final,i,t-1} + P_{snow,i,t} - M_{snow,i,t} \quad (16)$$

El término $Q_{ice,i,t}$ se calcula de acuerdo a la expresión (17) (Schaepli et al., 2005; Suarez et al., 2008).

$$Q_{ice,i,t} = Q_{ice,i,t-1} \cdot e^{-\frac{\Delta t}{k_{ice}}} + (P_{liq,i,t} \cdot S_{Free,i,t} + M_{ice,i,t}) \cdot \left(1 - e^{-\frac{\Delta t}{k_{ice}}}\right) \quad (17)$$

Donde k_{ice} es la constante de tiempo (de acuerdo al paso de tiempo empleado) que determina el rezago producto del ruteo del caudal (parámetro calibrado); $M_{ice,i,t}$ es el derretimiento de hielo desde el glaciar (en altura de agua), en la banda i y el tiempo t, que al igual que se calcula de acuerdo a la ecuación (9); $S_{Free,i,t}$ equivale a la proporción (adimensional entre 0 y 1) de glaciar libre de nieve (o de hielo expuesto, en el caso de glaciares descubiertos), y obedece a la ecuación (18).

$$S_{Free,i,t} = \left\{ \begin{array}{ll} 0 & , \quad P_{snow,i,t} > 0 \\ 1 - \frac{S_{Final,i,t} - M_{snow,i,t}}{S_{Final,i,t}} & , \quad 0 < 1 - \frac{S_{Final,i,t} - M_{snow,i,t}}{S_{Final,i,t}} < 1 \\ 1 & , \quad \left(1 - \frac{S_{Final,i,t} - M_{snow,i,t}}{S_{Final,i,t}}\right) \geq 1 \\ 1 & , \quad S_{Final,i,t} \leq 0 \end{array} \right\} \quad (18)$$

Dado que las ecuaciones anteriores están dadas en unidades de altura de agua, para pasarlas a unidades de volumen se emplean las expresiones (19) a la (22).

$$VQ_{snow,i,t} = Q_{snow,i,t} \cdot A_{i,t} \quad (19)$$

$$VQ_{ice,i,t} = Q_{ice,i,t} \cdot A_{i,t} \quad (20)$$

$$VP_{liq,i,t} = P_{liq,i,t} \cdot A_{i,t} \quad (21)$$

$$VS_{final,i,t} = S_{final,i,t} \cdot A_{i,t} \quad (22)$$

Donde $A_{i,t}$ es el área glaciar en la banda i y tiempo t ; $VQ_{snow,i,t}$ es el volumen de agua proveniente derretimiento del manto nival del glaciar; $VQ_{ice,i,t}$ es el volumen de agua proveniente del derretimiento del hielo glaciar; $VP_{liq,i,t}$ es el volumen de agua correspondiente a la precipitación líquida que cae sobre el glaciar; $VS_{final,i,t}$ es el volumen de agua almacenada como nieve en el glaciar. Luego, el volumen derivado del hielo ($Q_{ice,t}$) y de la nieve glaciar ($Q_{snow,t}$) en toda la sub cuenca quedan descritos por las ecuaciones (23) y (24) respectivamente.

$$VQ_{snow,t} = \sum_{i=1}^n VQ_{snow,i,t} \quad (23)$$

$$VQ_{ice,t} = \sum_{i=1}^n VQ_{ice,i,t} \quad (24)$$

Donde n es el número de bandas con presencia glaciar dentro de la sub cuenca.

El volumen total de agua generado por la sub cuenca ($VQ_{total,t}$) en cada intervalo de tiempo está dado por la suma de lo aportado por el glaciar y el volumen generado por la zona "no glaciar" ($VQ_{no\ glaciar,t}$), el cual se calcula mediante los algoritmos ya incorporados en la plataforma WEAP en su versión convencional (Yates et al., 2005), los que no son descritos en el presente trabajo. La ecuación (25) muestra la operación antes mencionada.

$$VQ_{total,t} = VQ_{ice,t} + VQ_{snow,t} + VQ_{no\ glaciar,t} \quad (25)$$

2.6. Balance de masa anual

Al concluir un año hidrológico (día $t=365$), se realiza un balance de masa para evaluar el cambio de volumen del glaciar, para posteriormente traducirlo en un cambio de superficie. En este paso se busca estimar la cantidad de agua que entra en cada banda glaciar como precipitación, pero que no sale como escorrentía. Se considera la fase líquida $\Delta V_{liq,i,t=365}$ (ecuación (26)), separada de la sólida $\Delta V_{snow,i,t=365}$ (ecuación (27)), ambas en unidades de volumen.

$$\Delta V_{liq,i,t=365} = \sum_{t=1}^{365} (VP_{liq,i,t} - VQ_{ice,i,t} - VQ_{snow,i,t}) \quad (26)$$

$$\Delta V_{snow,i,t=365} = VS_{final,i,t=365} \quad (27)$$

Donde $VP_{liq,i,t}$ es el volumen de precipitación líquida que ingresa a la banda i en el paso de tiempo t ; $VS_{final,i,t=365}$ es el volumen de nieve almacenada en la banda i en el paso de tiempo tiempo $t=365$ (último día del año hidrológico).

Si $\Delta V_{liq,i,t=365}$ resulta ser positivo, quiere decir que a lo largo del año hidrológico que acaba, el total de agua líquida que sale del glaciar es menor a la cantidad que entra (almacena agua). Por su lado, $\Delta V_{snow,i,t=365}$ puede ser o positivo ó 0, e indica si el glaciar está o no almacenando agua como nieve. La acumulación neta $\Delta B_{water,i,t=365}$ expresada como masa de agua queda definida como se indica en la ecuación (28), donde ρ_w es la densidad del agua.

$$\Delta B_{water,i,t=365} = (\Delta V_{liq,i,t=365} + \Delta V_{snow,i,t=365}) \cdot \rho_w \quad (28)$$

En este punto se utiliza un supuesto importante, y es que al final de cada año hidrológico, toda la masa de agua que queda contenida en la banda ($\Delta B_{water,i,t=365} > 0$) se congela y pasa a formar parte del hielo (aumenta el volumen de hielo). Si por el contrario, $\Delta M_{water,i,t=365}$ es menor que 0, significa que el glaciar pierde masa. La variación anual del volumen de hielo ($\Delta V_{ice,i,t=365}$) está dada por la ecuación (29) (en m^3).

$$\Delta V_{ice,i,t=365} = \frac{\Delta B_{water,i,t=365}}{\rho_{ice}} \quad (29)$$

Donde ρ_{ice} es la densidad del hielo. Finalmente, la variación del volumen en todo el glaciar de la sub cuenca y año modelados ($\Delta V_{glacier,t=365}$) queda dada por la ecuación (30).

$$\Delta V_{glacier,t=365} = \sum_{i=1}^n \Delta V_{ice,i,t=365} \quad (30)$$

2.7. Evolución del área glaciar

Al concluir un año hidrológico, tras el balance de masa, se actualiza la superficie glaciar. De la ecuación (1) se despeja $A_{glacier,t}$ y se actualiza a partir de la variación del volumen antes calculada, dando origen a la ecuación (31) en (áreas y volúmenes deben ingresarse en km^2 y km^3 respectivamente en esta ecuación).

$$A_{glacier,t=365} = \sqrt{\frac{b \cdot V_{glacier,t=0} + \Delta V_{glacier,t=365}}{c}} \quad (31)$$

La variación del área glaciar (ecuación (32)) se supone concentrada en la banda glaciar más baja (supuesto). La banda glaciar más baja (banda $i=1$) perfectamente puede desaparecer si es que el balance de masa resulta ser demasiado negativo. Sin embargo si el balance resulta positivo, la superficie glaciar de la banda más baja

aumenta hasta un máximo $MaxA_i$ definido por el modelador (Vergara et al., 2011). La ecuación (33) muestra la superficie resultante en la banda $i=1$.

$$\Delta A_{glacier,t=365} = A_{glacier,t=365} - \Delta A_{glacier,t=0} \quad (32)$$

$$A_{i=1,t=365} = \left\{ \begin{array}{ll} 0 & , \quad A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} < 0 \\ A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} & , \quad MaxA_i \geq A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} > 0 \\ MaxA_i & , \quad A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} > MaxA_i \end{array} \right\} \quad (33)$$

El $MaxA_i$ se puede definir en base a parámetros geomorfológicos (pendiente, exposición, etc.; ver Figura 2) u otro tipo de análisis en SIG basado en la aptitud de un determinado lugar para perder o ganar superficie glaciar (Vergara et al., 2011). Una segunda alternativa sería a través de un estudio más a fondo de las variables predictoras de la distribución glaciar, entre las que se encuentran características topográficas y climáticas tanto locales como regionales, y que pueden ser modeladas con muy buena precisión mediante regresiones logísticas (Brenning & Trombotto, 2006). Una tercera alternativa es a través de un análisis histórico de la variación de la superficie glaciar que permita conocer el máximo histórico observado o conocido. A partir de la ecuación (33) se puede calcular el residual ($RA_{i=1,t=365}$) de variación de área glaciar que no queda contabilizado en la banda $i=1$, (ecuación (34)).

$$RA_{i=1,t=365} = \left\{ \begin{array}{ll} A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} & , \quad A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} < 0 \\ 0 & , \quad MaxA_i \geq A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} > 0 \\ A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} - MaxA_i & , \quad A_{i=1,t=0} + \Delta A_{glacier,t=365} > MaxA_i \end{array} \right\} \quad (34)$$

Si $RA_{i=1,t=365}$ es negativo, entonces se repite el cálculo de la ecuación (33) en la banda inmediatamente superior ($i=2$), reemplazando $\Delta A_{glacier,t=365}$ con $RA_{i=1,t=365}$. Si $RA_{i=1,t=365}$ es positivo, debe ser agregada una nueva banda glaciar bajo la banda $i=1$, representando que el glaciar crece.

Finalmente, al concluir un año hidrológico, y actualizarse la superficie glaciar, debe actualizarse además, la superficie no glaciar al interior de cada banda ($A_{no\ glaciar,i,t=365}$), respecto de la superficie total de la banda ($A_{total,i,t=365}$). La ecuación (35) muestra este último paso.

$$A_{no\ glaciar,i,t=365} = A_{total,i,t=365} - A_{i,t=365} \quad (35)$$

Al actualizar todas las superficies, vuelve a comenzar el modelo con el siguiente año hidrológico repitiendo todo el proceso.

3. Modelación Glacio-hidrológica

3.1. Calibración de sub cuencas piloto

En el caso del Glaciar Pirámide (cubierto) la calibración se realizó tomando como referencia el caudal estimado a la salida del glaciar. Dicha serie de caudales se estimó a partir de los caudales medidos en la estación “Estero Yeso en termas El Plomo” (Figura 3) y campañas de aforos puntuales realizadas a los pies del mismo glaciar. El coeficiente de Eficiencia de Nash-Sutcliffe resultante fue de 0.5, con una diferencia del 6% en el volumen de escorrentía total.

Los parámetros del Glaciar San Francisco (descubierto) fueron calibrados en base a las 5 balizas que fueron instaladas (Tabla 2). El error estándar (RMSE) de esta calibración fue de 5.78 mm de SWE (Figura 6b), equivalentes al 0.4% del SWE total del manto nival. Los caudales de la sub cuenca del Glaciar San Francisco (Estero Morales en Puente CONAF) son medidos en un punto bastante lejano a los pies del glaciar (en comparación con el Pirámide) ubicada 6.6 km aguas debajo de los pies del glaciar, por lo que se optó por no usarlos como referencia para la calibración para evitar el error asociado a otros aportes de caudal entre el glaciar y la estación de aforo. Dado esto, y considerando que el presente trabajo se centra en la parte glaciar, la información de balizas se consideró como más confiable. El valor de los parámetros resultantes del proceso de calibración se muestra en la Tabla 3.

Tabla 3. Parámetros resultantes del proceso de calibración

Parámetro	Unidad	Glaciar San Francisco (descubierto)	Glaciar Pirámide (cubierto)
T_o	°C	0.25	0.25
T_o buried ice	°C	-	0.5
$1 - R_f$	Adimensional	0.9	0.9
$1 - R_f$ buried ice	Adimensional	-	0.83
K_{ice}	Días	3.5	3.5
K_{snow}	Días	12.5	12.5

En la Figura 6a y 6c se muestran los hidrogramas de origen glaciar modelados respecto del caudal total observado. Para la sub cuenca del Glaciar Pirámide (20% de cobertura glaciar), el caudal aportado por el hielo glaciar durante el período de modelación (4-12-2012 a 20-01-2013) corresponde al 75% del total observado, mientras que en el Glaciar San Francisco (7% de cobertura glaciar; modelado desde el 16-11-2012 al 17-02-2013), el aporte es del 11% del total observado. En la Figura 6c no se presenta el caudal de origen “no glaciar” ($Q_{no\ glaciar}$) ya que, tal como fue mencionado anteriormente, en el Glaciar San Francisco, la calibración de la zona glaciar se efectuó a partir de la información registrada por las balizas de ablación, por lo que no resultó necesario calibrar la zona no glaciar. En ese sentido, el caudal registrado por la Estación “Estero Morales en Puente Conaf” sólo se usó como referencia para calcular el volumen de escorrentía total respecto del volumen generado por el glaciar.

En términos generales, puede establecerse que la fase de calibración concluye de forma satisfactoria. Si bien la disponibilidad de datos no es la óptima ni tampoco equivalente entre las dos sub cuencas estudiadas (no se dispuso de balizas sobre el

Glaciar Pirámide, ni mediciones fluviométricas a los pies del Glaciar San Francisco), en cada una se obtuvieron resultados aceptables. Si se consideran las dificultades técnicas y logísticas de las mediciones fluviométricas a los pies de un glaciar (ej.: acceso, crecidas de verano, redes de drenaje variables dentro de la misma temporada, etc.) se asume un importante nivel de incertidumbre asociado a las mediciones. En este sentido, una eficiencia de 0.5 para el Glaciar Pirámide, es considerada como satisfactoria, ya que se busca reproducir el comportamiento general (grueso) de la curva de caudales, y que a su vez tenga coherencia conceptual y teórica respecto de la física de los procesos descritos en el modelo. Lo anterior se cumple satisfactoriamente.

En el caso del Glaciar San Francisco, la calibración vía balizas obtuvo un muy buen ajuste, los 5.78 mm de error, tal como ya se dijo, corresponden al 0.4% del SWE total del manto nival y se cumple nuevamente con una buena representación de la variable modelada y coherencia conceptual y teórica.

Respecto de los parámetros, de acuerdo a lo planteado por otros estudios (Brock et al., 2010; Reid et al., 2012; Zhang et al., 2011), era esperable que la capa de detritos del Pirámide retrasara el derretimiento del hielo respecto de si fuera hielo desnudo, dado que su espesor, de entre 30 cm y 1 m (Ferrando, 2012), es suficiente como para aislar el hielo de la radiación solar, puesto que el efecto contrario se obtiene por debajo de los 4 cm de espesor. En este sentido, que el parámetro $T_{o\text{ buried ice}}$ (0.5°C) sea mayor que T_o (0.25°C), indica que para derretir el hielo cubierto por detritos se requiere de una mayor temperatura del aire que para derretir hielo expuesto, lo cual es coherente con la teoría analizada, el valor cercano a los 0°C del T_o también concuerda con lo esperado. Del mismo modo, los valores resultantes de R_f y $R_{f\text{ buried ice}}$ indican que el glaciar cubierto recibe una cantidad de radiación menor que el glaciar descubierto. La energía empleada en derretimiento en el caso del glaciar cubierto corresponde al 83% de la radiación neta, mientras que en el caso del glaciar descubierto esa cantidad es de un 90%.

Se puede concluir por lo tanto, que el modelo es capaz de representar la hidrología de este tipo de glaciares, que es coherente con la teoría y permite representar un proceso complejo (derretimiento de nieve/hielo) y difícil de estimar a través de un método simplificado basado en el balance energético. Se obtienen también diferencias coherentes y esperables entre glaciares cubiertos y descubiertos, observándose un claro efecto "aislante" del hielo cubierto lo cual disminuiría la tasa de derretimiento respecto del hielo desnudo.

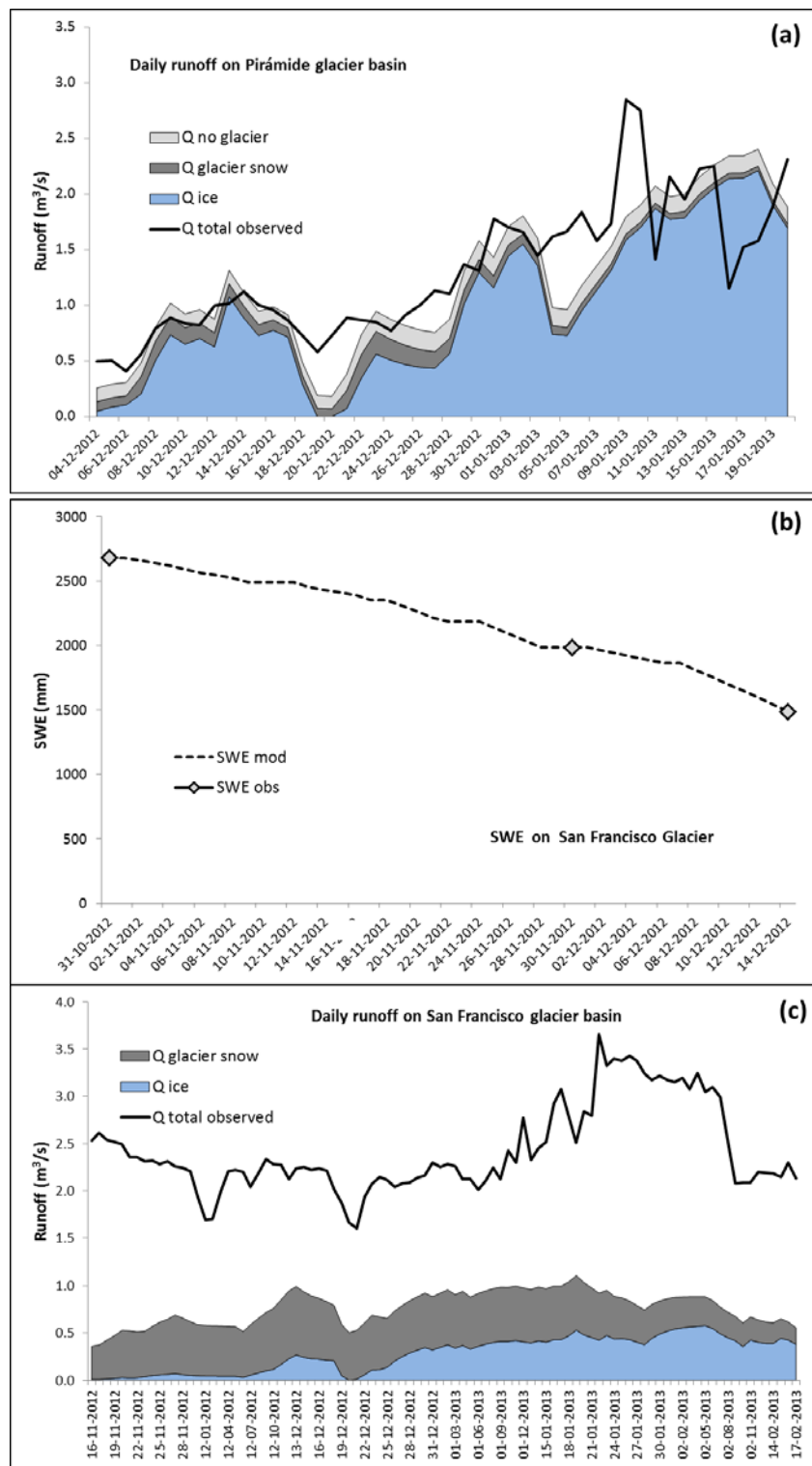


Figura 6. (a) Caudal total observado v/s Caudales de origen glaciar modelados en sub cuenca del Glaciar Pirámide. (b) SWE modelado v/s SWE observado sobre el manto nival del Glaciar San Francisco. (c) Caudal total observado v/s caudales de origen glaciar modelados en sub cuenca del Glaciar San Francisco.

3.2. Construcción del modelo Maipo-Glaciár

Usando los resultados obtenidos durante la calibración, se construyó el Modelo Maipo-Glaciár, donde queda representada la hidrología glaciár de toda cuenca del Maipo. Para esto se usa como supuesto fundamental la invariabilidad espacial y temporal de los parámetros del modelo, diferenciando únicamente los glaciares cubiertos de los descubiertos. La validez de la transferencia de parámetros en el tiempo y espacio es un tema de discusión en esta ciencia, sobre todo considerando que la distribución espacial de los glaciares del Maipo obedece a distintas condiciones fisiográficas (Figura 2), configurando variadas combinaciones topo climáticas y por lo tanto, definiendo una diversidad micro climática en los ambientes glaciares. Varios autores han realizado experimentos de transferencia de parámetros tanto en el tiempo como en el espacio obteniendo distintos resultados. Gurgiser et al. (2013) en modelaciones de glaciares realizadas en la Cordillera Blanca de Perú, obtuvieron un considerable aumento de los errores, de hasta 1326 mm de hielo equivalente en agua al transferir parámetros entre dos puntos del glaciár Shallap y 3179 mm hielo equivalente en agua al transferir entre un año y otro. Por otro lado, MacDougall et al. (2011) obtienen buenos resultados en transferencia tanto temporal como espacial de parámetros para dos de doce experimentos utilizando el método grado-día, siete de doce experimentos usando el método de balance de energía simplificado y en nueve de doce casos usando el método del balance de energía completo, todos realizados en dos glaciares de la zona sub ártica de Canadá (St. Elias Mountains). Careno et al. (2009) concluye que la transferencia de parámetros entre distintos sitios y temporadas reporta muy buenos resultados utilizando en método grado-día mejorado (Pellicciotti et al., 2005) en el Glaciár d'Arolla en Suiza. MacDougall & Flowers (2011), en otros trabajos realizados en Canadá (St. Elias Mountains) concluyen que la transferencia de parámetros en el tiempo arroja buenos resultados (errores menores al 10%), pero no así en la transferencia espacial. Finalmente, Ragettli & Pellicciotti (2012) concluyen, en modelaciones realizadas en el Glaciár Juncal Norte, que los parámetros son transferibles en el espacio y sólo algunos, en el tiempo, ya que por ejemplo, los parámetros (óptimos) que rigen la distribución espacial de las forzantes meteorológicas varían entre una temporada y otra, mientras que aquellos que rigen el derretimiento no presentan variaciones significativas entre las temporadas modeladas.

En el presente estudio no se han realizado experimentos que permitan validar o descartar la transferencia de los parámetros en el tiempo/espacio en la cuenca de estudio, ya que se escapa a los objetivos planteados, en los cuales se persigue la caracterización de la hidrología glaciár de toda la cuenca alta del Maipo, lo cual no podría alcanzarse sin emplear este supuesto. No obstante se ha considerado como válido dada la experiencia positiva de varios de los autores mencionados, principalmente Ragettli & Pellicciotti (2012) quienes trabajaron en una cuenca vecina.

Se subdividió la parte alta de la cuenca del río Maipo en 26 sub cuencas, de las cuales 21 tienen presencia glaciár (Figura 4). Cada una de ellas se dividió en bandas de elevación (92 catchment glaciares en total) utilizando el DEM Aster GDEM (30 m de resolución espacial), y para cada banda se calculó la superficie total y altura promedio. Para cada banda fue necesario también, calcular la superficie total de glaciár descubierta y de glaciár cubierta. Para realizar esto fueron ejecutados los siguientes pasos usando herramientas SIG:

1. Usando imágenes Landsat 5 TM, de fecha 27 de febrero de 2011, de la zona de estudio, se clasificó toda la superficie de con presencia de nieve/hielo desnudo, mediante una clasificación no supervisada (Paul, 2000; Roshani et al., 2008). Todos aquellos sectores clasificados en dicha categoría, y que a su vez estuviesen dentro de la envolvente glaciar total (obtenida del Inventario de Glaciares DGA) fueron considerados como “glaciar descubierto”, lo cual tiene sentido considerando la fecha de la imagen (fines de verano), cuando la mayor parte de la nieve no glaciar ya se ha derretido.
2. Se sobrepuso la capa de superficie glaciar total con el resultado de la clasificación no supervisada. De esta forma, aquellos sectores ubicados al interior de la envolvente glaciar total, pero que no correspondiesen a nieve/hielo desnudo, se consideró como “glaciar cubierto”. De esta forma se obtuvo una capa de información de los glaciares clasificados según su tipo de cobertura.
3. Usando herramientas SIG, se cruzaron las bandas de elevación de cada sub cuenca con los glaciares antes clasificados, para finalmente calcular la superficie de glaciar cubierto y glaciar descubierto por cada banda.

De esta forma, todos los glaciares ubicados al interior de una sub cuenca y banda de elevación son modelados en forma agregada, diferenciando únicamente el tipo de glaciar (cubierto o descubierto).

Se usó el modelo Maipo-Glaciar para modelar un período de 30 años (1984/85 a 2013/14) a un paso de tiempo diario, en el cual se obtuvieron series de caudales provenientes del derretimiento de hielo y la respectiva evolución de superficies glaciares a lo largo del tiempo. La condición inicial de superficies glaciares del año 1984 se obtuvo mediante reconstrucción, dada la condición conocida al año 2009 (se calibró la condición inicial). La superficie glaciar al año 2009 corresponde a lo reportado por el Inventario de Glaciares de la DGA, el cual comenzó a construirse en dicho año y que para efectos del presente estudio se consideró como representativo de esa fecha.

Los algoritmos del modelo glaciar, deben ser alimentados por las siguientes forzantes meteorológicas: temperatura, precipitación y radiación neta.

Para la distribución espacial de las temperaturas se usaron como base las seis estaciones meteorológicas antes mencionadas (Tabla 1; Figura 3). Los campos de temperatura en cada banda con presencia glaciar, se crearon calculando las tasas de lapso variables en tiempo y espacio, y se interpolaron/extrapolaron datos hacia las bandas sin información siguiendo el método descrito en Petersen & Pellicciotti (2011) y en (Carenzo, 2012).

Para la distribución espacial de las precipitaciones, se usó el método descrito por Morales & Vargas (2014), en el cual se establecen relaciones estadísticas entre datos de precipitación diaria obtenidas del reanálisis CFSR (Saha et al., 2010) y aquellos provenientes de la red meteorológica fija de la DGA a distintas alturas. De esta forma se generaron campos de precipitación en zonas altas donde no hay presencia de estaciones.

La radiación neta es generada internamente por WEAP, donde el principal input requerido es el albedo de la superficie. Para ello se recurre a una modelación dinámica del albedo en la cual éste decae con el tiempo y se renueva en cada nevada, para lo cual se requiere establecer un nivel máximo y uno mínimo de albedo (U.S. Army Corps of

Engineers, 1998; Young et al., 2009). En el caso de glaciares cubiertos, se usó un albedo máximo de 0.5 (nieve) y uno mínimo de 0.15 (suelo desnudo, detrito). Para glaciares descubiertos se usó el mismo albedo máximo, mientras que el mínimo fue de 0.2 (hielo desnudo) (Carenzo, 2012; Cuffey & Paterson, 2010; Pellicciotti et al., 2008).

Los resultados del modelo Maipo Glaciar se exponen y analizan a continuación en tres grandes temas: resultados de la calibración de la condición inicial de superficie glaciar, evolución de superficies glaciares en el tiempo e hidrología glaciar.

4. Análisis de Resultados y discusión

4.1. Calibración de la Condición Inicial de Superficie Glaciar al año 1984

El modelo Maipo-Glaciar alcanzó una condición de 385.6 km² de glaciares al año 2009, un valor muy cercano a la cifra adoptada como válida para el mismo año en el Inventario de Glaciares DGA (387.4 km²), por lo que se considera que la calibración de la condición inicial de superficie glaciar total es satisfactoria (diferencia del 0.5%). Si se analiza a nivel de cada sub cuenca modelada (Figura 7a), se ve que el grado de ajuste caso a caso también es óptimo, obteniéndose un R² de 0.99 entre valores observados y modelados. De este modo se obtuvo una superficie glaciar total inicial de 507.5 km² al año 1984, de los cuales 265.5 km² corresponden a glaciares descubiertos y 242 km², a cubiertos.

Se realizó un análisis de sensibilidad de la condición inicial usando como ejemplo el área glaciar descubierta de la sub cuenca "Olivares Alto" (Sub cuenca 5 en Figura 4). En la Figura 7b se muestra (en el eje de las ordenadas) la diferencia entre el porcentaje de variación de la condición al año 2009 y el porcentaje de variación esperado en una relación totalmente lineal, ante una variación dada de la condición inicial al año 1984 (eje de las abscisas). Se ve entonces, que el proceso no es lineal, ya que ante un aumento del 10% de la condición inicial, la variación de la condición final no es el mismo 10% sino que un 11.2%, esto es un 1.2% más de lo esperado en una relación totalmente lineal. De igual modo se observa que mientras mayor es el aumento en la condición inicial, mayor es la distancia que toma la condición final respecto de lo esperado, así por ejemplo un aumento del 50% en la condición inicial, existe un aumento del 57% en la condición final, esto es un 7% más de lo esperado. Todo esto indica además que, de acuerdo con este modelo, las superficies glaciares mayores, decrecen a menor tasa que las superficies glaciares menores.

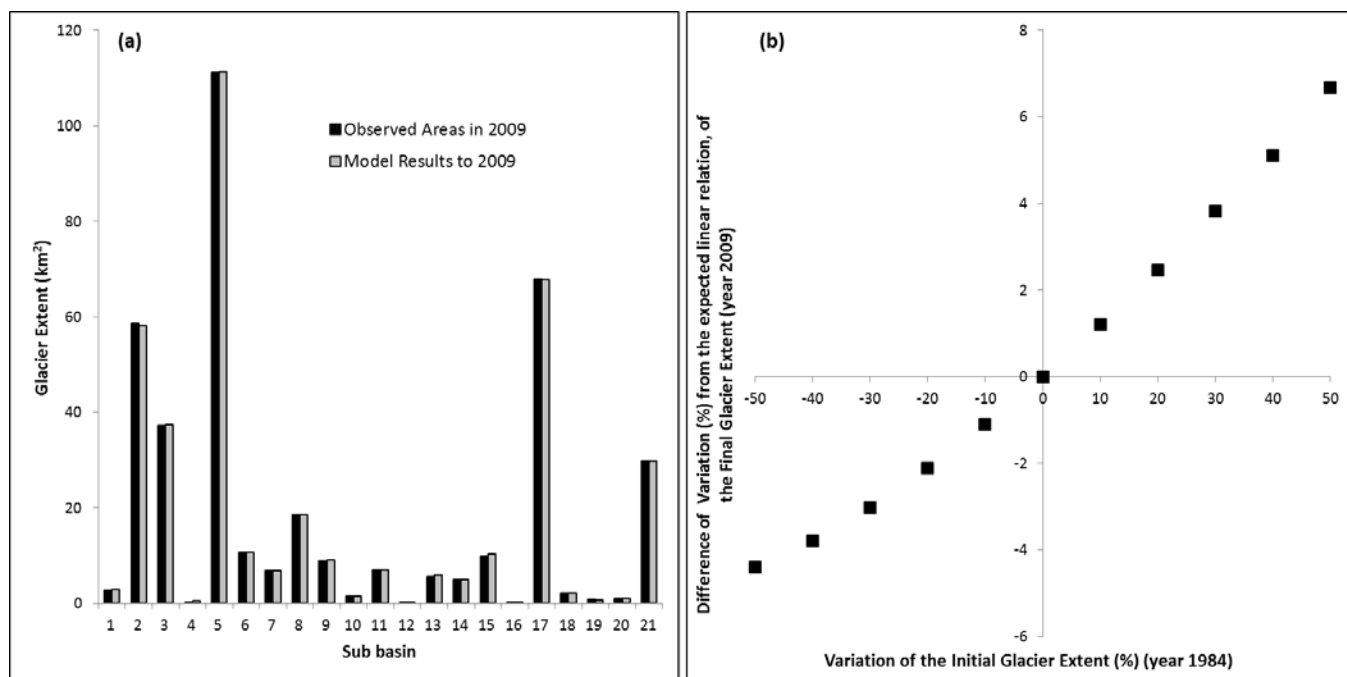


Figura 7. (a) Comparación entre el área glaciár modelada y observada al año 2009 para cada sub cuenca (el número de cada sub cuenca corresponde al ID de la Tabla 4). (b) Análisis de sensibilidad de la Condición Inicial de superficie glaciár al año 1984 sobre la condición observada al año 2009. El análisis de aplica a los glaciares descubiertos de la sub cuenca "Olivares Alto".

4.2. Evolución de superficies glaciáres

A nivel de cuenca se puede ver un importante retroceso de las superficies glaciáres en los 30 años de modelación (Figura 8a). Si se analiza la superficie glaciár en su totalidad se puede observar una disminución del 25.2%, equivalente a 127.9 km² (4.26 km²/año) en todo el período (Tabla 4). Al ver por separado los glaciares descubiertos de los cubiertos, se observa una mayor disminución de los primeros, lo que se explica principalmente por su mayor exposición a la radiación solar, factor determinante. Al respecto se observa al año 2014 una disminución de 105.4 km² (39.7% del total inicial a 1984) en los glaciares descubiertos y de 22.5 km² (9.3% del total inicial a 1984) en los cubiertos. En la Figura 8a se observa una leve recuperación de la superficie de glaciares cubiertos en los últimos años, lo que apuntaría a un comportamiento más estable y menos sensible al cambio climático dada su condición de mayor protección, a diferencia de los glaciares descubiertos. La Tabla 4 muestra los resultados a nivel de sub cuenca. En ella puede verse, por ejemplo, que aquella sub cuenca con mayor superficie glaciár final (Olivares Alto), pierde 15 km² (11.9%) de su superficie en todo el período de modelación, mientras que aquella con menor superficie glaciár (Maipo en el Manzano) pierde 2.15 km² (94.3%).

La tasa de retroceso de la superficie glaciár, naturalmente depende de la interacción entre las forzantes meteorológicas que rigen su régimen energético y su balance de masa en las distintas sub cuencas. A nivel de sub cuenca se advierte que la mayor disminución porcentual está dada en aquellas con menor superficie glaciár (Figura 8b). El gráfico de la Figura 8b, muestra las tasas de cambio de las superficies glaciáres obtenidos por el Modelo Maipo Glaciár (círculos llenos) en contraste con (círculos vacíos) tasas de cambio observadas y registradas por otros estudios (Bown et al., 2008; CEC &

DGA, 2011; Le Quesne et al., 2009; Rivera et al., 2002, 2000). Estos estudios incluyen registros de variaciones recientes de glaciares en la zona central de Chile, ya sea para glaciares individuales, como para conjuntos glaciares agregados, realizados todos ellos a partir de un análisis multi temporal de imágenes satelitales y fotografías aéreas entre la década del 80 y el año 2011. Los períodos de los registros recopilados no coinciden exactamente con el período de modelación del presente estudio (1984/85-2013/14), por lo cual se calculó la tasa de variación anual. Puede verse que los resultados del modelo originan una nube de puntos que se acerca a un comportamiento logarítmico (línea negra continua). Por ejemplo, las superficies glaciares pequeñas, inferiores a 2 km², disminuyen a tasas entre un 2 y un 3.5 %/año. Los puntos provenientes de las observaciones se mezclan con los resultados del modelo mostrando un comportamiento similar de ambas nubes de puntos, salvo por aquellos dos puntos fuera de rango, y que muestran un crecimiento positivo, correspondientes a las sub cuencas de “Mapocho en Los Almendros” y “Maipo en San Alfonso”, 2 sub cuencas con muy baja superficie glaciar en la actualidad, cuyo aumento en términos de superficie es muy poco significativo e incluso puede encontrarse dentro del error asociado a la calibración de las condiciones iniciales. Por otro lado, datos observados sobre los 28 km² de superficie glaciar no se han encontrado en la literatura para la zona central de Chile. Debe dejarse en claro que este gráfico no busca establecer una comparación caso a caso entre modelo y realidad, puesto que los objetos de análisis no son del todo equivalentes, sino mostrar que la relación entre superficies glaciares y tasas de retroceso observadas sigue un comportamiento similar a la modelada.

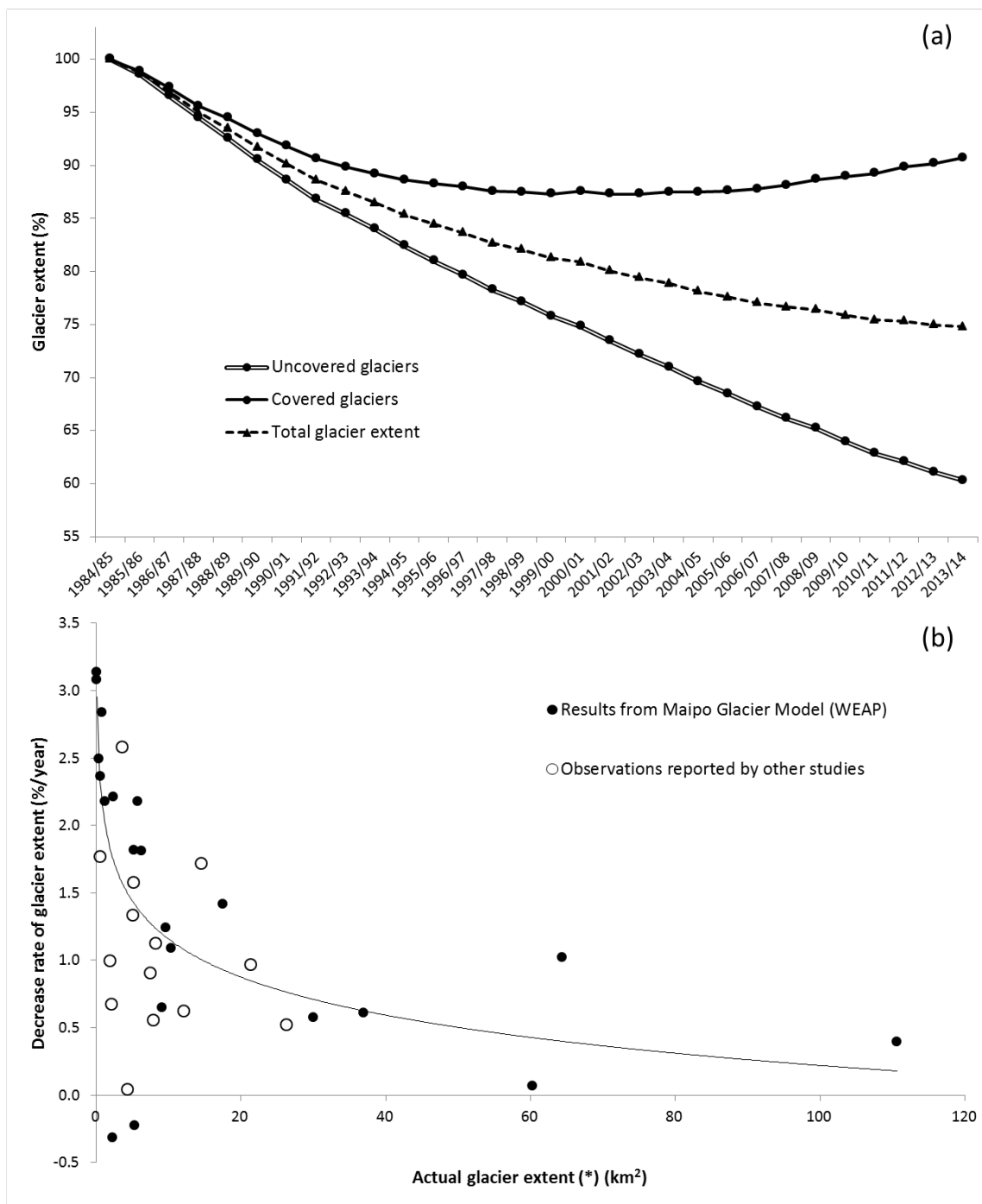


Figura 8. Resultados del modelo Maipo-Glacier. (a) Variación porcentual de la superficie glaciar en el tiempo. (b) Relación entre tasa de reducción de la superficie glaciar durante el periodo de análisis y la superficie glaciar actual. Los círculos llenos son resultados del Modelo Maipo Glacier, y los círculos vacíos son valores observados. La línea negra continua indica la tendencia logarítmica de los círculos llenos. En el caso de los círculos blancos, se considera como la superficie glaciar actual, a la superficie más reciente registrada según cada caso estudiado (van de 2007 a 2011).

Tabla 4. Variación modelada de la superficie glaciar por sub cuenca

ID (Figura 4)	Sub cuenca	Área 1984/85 (km ²)	Área 2013/14 (km ²)	Δ Área (km ²)	Variación (%)
1	Estero Aucayes Alto	7.3	2.4	-4.8	-66.4
2	Río Colorado Alto	61.6	60.3	-1.3	-2.1
3	Estero La Engorda	45.3	37.0	-8.3	-18.4
4	Río Colorado en Bocatoma Maitenes	1.5	0.4	-1.1	-74.9
5	Río Olivares Alto	125.6	110.6	-15.0	-11.9
6	Estero Parraguirre	15.5	10.4	-5.1	-32.8
7	Río Maipo en Bocatoma Queltehues	16.7	5.8	-11.0	-65.5
8	Río Volcán Alto	30.5	17.5	-13.0	-42.7
9	Río San Francisco en Central La Hermita	11.3	9.1	-2.2	-19.6
10	Río Colorado en Central Maitenes	3.5	1.2	-2.3	-65.4
11	Estero del Manzanito	13.8	6.3	-7.5	-54.4
12	Estero El Arrayan	1.6	0.1	-1.5	-92.6
13	Río San Francisco en Los Bronces	11.5	5.2	-6.3	-54.6
14	Río Mapocho en Los Almendros	5.0	5.4	0.3	6.7
15	Río Colorado antes de junta con Río Olivares	15.5	9.7	-5.8	-37.3
16	Río Maipo en el Manzano	2.3	0.1	-2.1	-94.3
17	Río Maipo en las Hualtatas	93.0	64.4	-28.6	-30.8
18	Río Maipo en San Alfonso	2.1	2.3	0.2	9.4
19	Río Olivares antes de junta con Río Colorado	2.0	0.6	-1.4	-71.0
20	Río Volcán en Queltehues	5.4	0.8	-4.6	-85.3
21	Río Yeso en Embalse El Yeso	36.4	30.0	-6.3	-17.4
	Total	507.5	379.6	-127.9	-25.2

El resultado obtenido en el presente estudio ha sido comparado también con el de Cortés et al. (2014). En dicho trabajo se analiza la evolución histórica de la superficie de hielo/nieve (mínimos anuales) a través del procesamiento de imágenes Landsat 5 y 7 de los años 1986 a 2013 en un dominio delimitado aproximadamente por las coordenadas -32°54', -70°17' y -33°16', -69°52', cuadrante que cubre una zona de alta presencia glaciar y abarca la sub cuenca del Río Olivares Alto. El algoritmo ahí desarrollado permitió estimar el *Fractional Snow Covered Area (fSCA)*, y corresponde al porcentaje de la superficie de un determinado pixel que está cubierto por de nieve/hielo. La comparación se realiza en glaciares descubiertos de la sub cuenca del Río Olivares Alto. El resultado de la comparación se muestra en la Figura 9. Como puede verse, la curva correspondiente al *fSCA*, muestra un comportamiento oscilante con tendencia negativa bastante distinto al resultado del modelo Maipo Glaciar. Eso se debe principalmente a que el *fSCA* está afectado por la nieve que sobrevive al verano y que cubre y rodea los glaciares, la cual efectivamente posee un comportamiento más variable que la superficie glaciar propiamente tal y constituye un alto ruido en la comparación. Sin embargo si se observa la línea de tendencia de dicha curva (de pendiente -0.8 km²/año) se advierte que es prácticamente paralela con la curva del modelo Maipo Glaciar (de pendiente -0.9 km²/año). Por otro lado, se puede ver que el punto de partida es distinto en ambos estudios (98 km² para Maipo Glaciar en 1984/85 v/s 85 km² del *fSCA* en 1986/87), lo cual tiene explicación en la forma en cómo se define la superficie glaciar en cada caso. Mientras que en el presente trabajo, la superficie glaciar se basa en el Inventario DGA, que son polígonos discretos, el *fSCA* corresponde a capas raster (distribución continua), y

la variación gradual del índice sobre la superficie glaciara no siempre corresponde al 100% de cada píxel, lo que explicaría el menor valor de la superficie glaciara en Cortés et al. (2014). En resumen, ambos estudios coinciden de forma bastante cercana en lo que respecta a la tendencia negativa y tasa de retroceso de la superficie de glaciares descubiertos en la sub cuenca del Olivares Alto mediante 2 enfoques totalmente distintos.

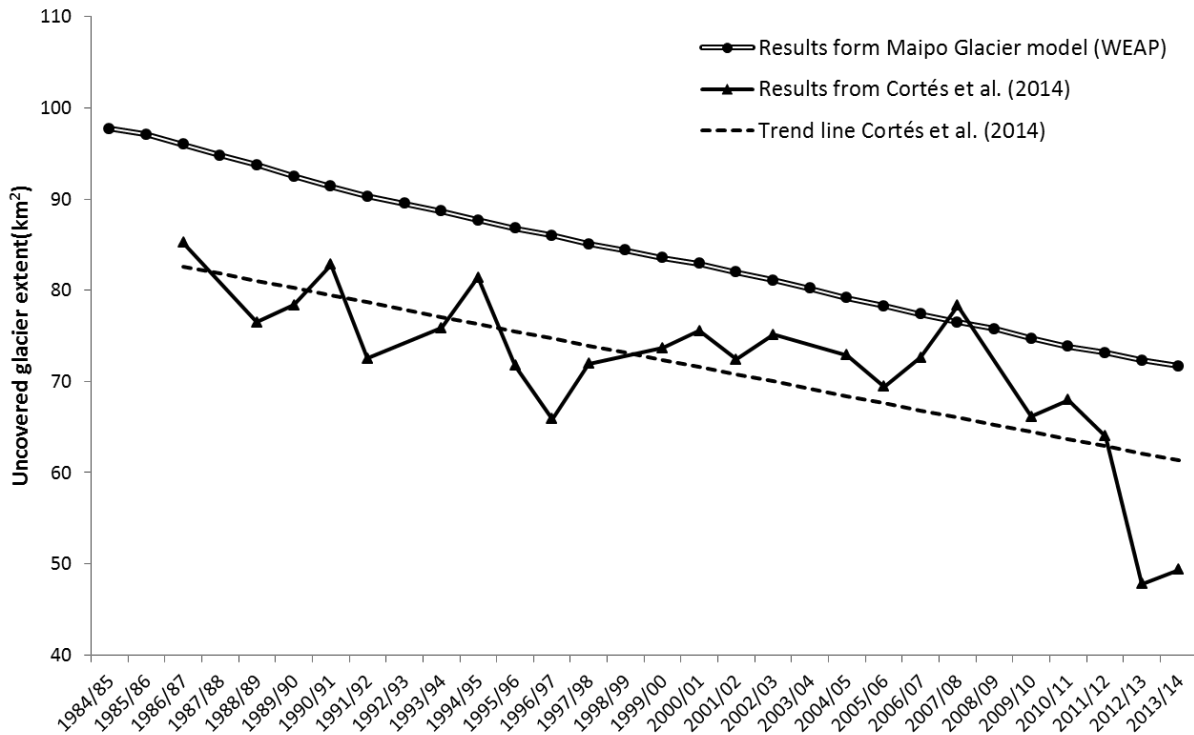


Figura 9. Evolución de la superficie de glaciares descubiertos en la sub cuenca del Río Olivares Alto. Comparación de resultados obtenidos entre Cortés et al. (2014) y el presente estudio.

4.3. Hidrología glaciara

4.3.1. Variación estacional del Q_{ice}

El caudal proveniente del derretimiento de hielo (Q_{ice}) en la cuenca del Maipo, alcanza un promedio anual de $28.4 \text{ m}^3/\text{s}$ durante el período de modelación, mientras que en verano es de $79.4 \text{ m}^3/\text{s}$. La relación entre ambos valores se mantiene relativamente constante año tras año, siendo el caudal de hielo de verano 2.8 veces mayor al caudal de hielo anual en promedio. El Q_{ice} máximo diario puede superar los $170 \text{ m}^3/\text{s}$ en un año de alto derretimiento glaciara. La curva de caudales medios mensuales (Figura 10a) indica que el mes de máximo derretimiento de hielo corresponde a enero, promediando $94.6 \text{ m}^3/\text{s}$, seguido de febrero con $90.6 \text{ m}^3/\text{s}$. Tal como es de esperarse, los meses de otoño e invierno el caudal glaciara es nulo, ya que corresponde al período de acumulación. La Figura 10b muestra que el Q_{ice} es responsable del 22.9% del caudal total observado de la cuenca en un año promedio, del cual un 14.2% proviene de glaciares descubiertos, y el 8.7% de glaciares cubiertos. De igual modo se observa que el peak del Q_{ice} ocurre con un mes de desfase respecto del peak de caudal total (diciembre), lo que es esperable puesto que en cuencas de régimen nivo-pluvial, al inicio de la temporada de derretimiento, el

hielo se encuentra protegido por la nieve y sólo comienza a aportar caudal una vez que queda expuesto, de forma gradual y desfasada.

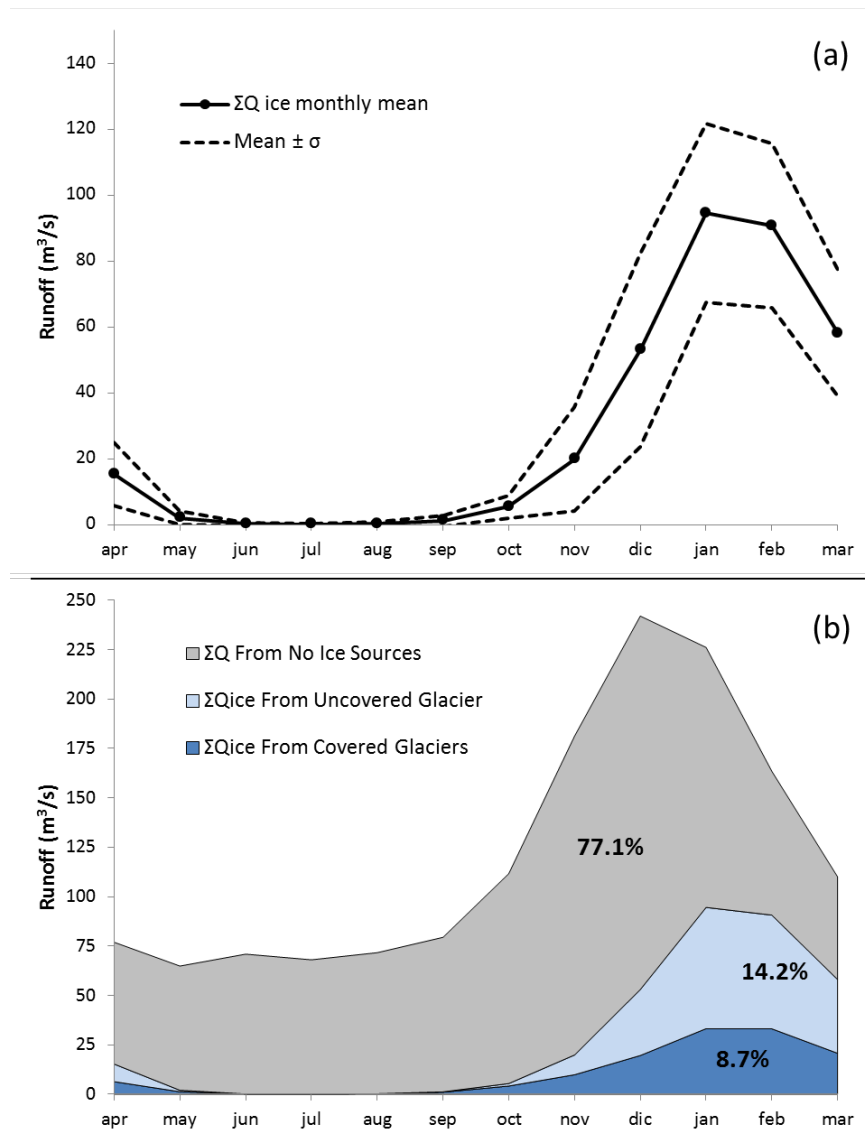


Figura 10. Caudal proveniente del derretimiento de hielo en la cuenca del Maipo completa (año promedio). (a) Caudal de hielo medio mensual y sus desviaciones estándar. (b) Caudal medio mensual total, separado en los componentes de caudal de hielo de glaciar cubierto, hielo de glaciar descubierto y otros aportes nivo-pluviales.

4.3.2. Relación entre Q_{ice} de verano y sus forzantes meteorológicas

Un análisis particular de la estación de verano puede verse en la Figura 11, la cual muestra la dependencia entre el Q_{ice} medio de verano y sus forzantes meteorológicas precipitación anual y temperatura media de verano. Los círculos corresponden a los resultados del modelo Maipo Glaciar (un círculo por cada año modelado) y se encuentran graduados por color y tamaño. Los valores fueron interpolados (aplicando un IDW) generando una superficie para facilitar la comprensión del efecto conjunto entre las dos forzantes y la variable respuesta. Los años de alto Q_{ice} de verano están fuertemente determinados por altas temperaturas medias de verano y baja disponibilidad de nieve.

Así por ejemplo, el año de mayor Q_{ice} de verano del período (1988/89), se alcanzan los $129 \text{ m}^3/\text{s}$ y coincide con una temperatura de verano de 15.6°C (segunda más alta del período) y una disponibilidad de nieve de 290 mm (tercera más baja del período), mientras que el año de menor Q_{ice} de verano en el período (1997/98) es de $40 \text{ m}^3/\text{s}$, con una temperatura de verano de 13.6°C (cuarta menor del período) y una disponibilidad de nieve 1223 mm (tercera mayor del período). Si bien el comportamiento general de la superficie interpolada es bastante regular en el sentido de aumentar el Q_{ice} conforme aumenta la temperatura y disminuye la precipitación, existen algunos “puntos islas” que se escapan del comportamiento general. En la zona roja (abajo a la derecha), por ejemplo, los años 2013/14 y 2011/12 poseen un Q_{ice} más bajo que su entorno aún presentando buenas condiciones para generar derretimiento de hielo, escapándose de la tendencia general. Esta anomalía se explicaría por la disminución de la superficie glaciar (Figura 8a), la que también es determinante en los caudales de hielo. Como puede verse, los puntos rojos, que determinan los mayores Q_{ice} , corresponden a años anteriores al 1990, cuando existía mayor superficie glaciar, la que permitía generar un mayor caudal de hielo ante similar combinación de forzantes. En el período más actual, los puntos ubicados en la misma región ya no generan similares cantidades de Q_{ice} . Algo similar ocurre con los años 2010/11 y 2012/13, ambos se encuentran en un entorno más alto del que aparentemente les corresponde.

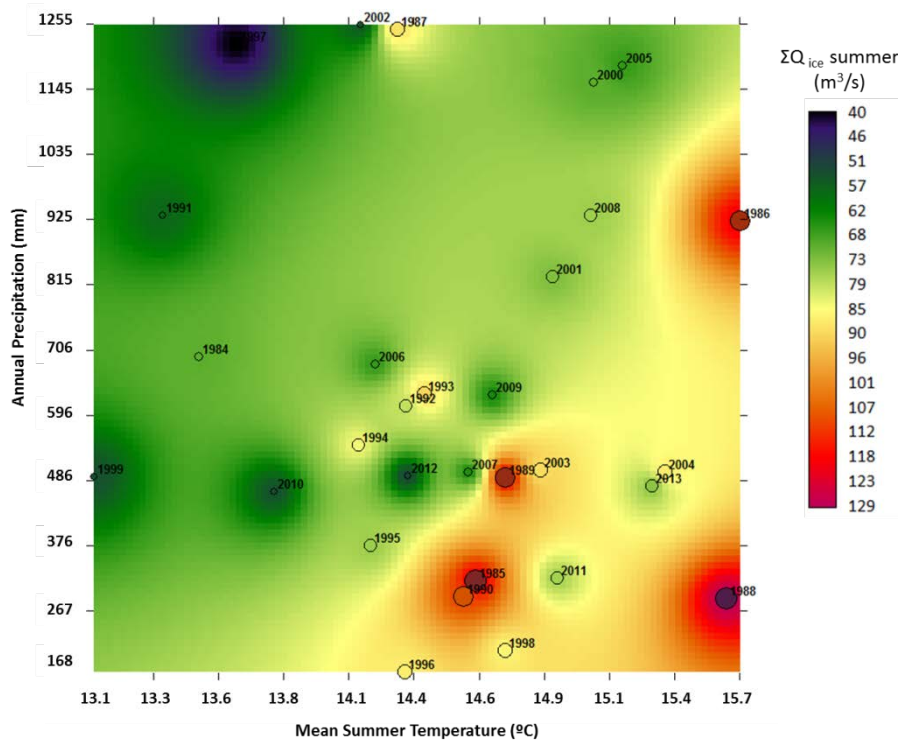


Figura 11. Q_{ice} de verano y forzantes meteorológicas precipitación anual y temperatura media de verano (se usa como referencia la estación meteorológica El Yeso Embalse)

4.3.3. Efecto del tamaño glaciar sobre los Q_{ice}

Siguiendo con el análisis anterior, se quiso evaluar entonces cómo influye el tamaño de los glaciares en los Q_{ice} . Se dividieron las sub cuencas en dos categorías distintas. Aquellas sub cuencas con una superficie glaciar mayor a 11 km^2 (límite

arbitrario fijado en base a la distribución de las superficies glaciares por sub cuenca, ver Figura 7) corresponden a cuencas de "Glaciares Grandes" (LG por *Large Glaciers*). Aquellas sub cuencas con menos de 11 km² son cuencas de "Glaciares Pequeños" (SG por *Small Glaciers*). Seis son las sub cuencas LG, sumando una superficie glaciar de 319 km² (al año 2013/14). Las restantes 15 sub cuencas son SG y reúnen 59.85 km² de glaciares en el mismo año. Puede verse en la Figura 12 que la tendencia negativa de los Q_{ice} anuales se expresa con mayor pendiente en sub cuencas SG, observándose importantes disminuciones relativas, mientras que en las LG incluso puede verse alguna estabilidad en los caudales pese a la tendencia negativa de la superficie glaciar, alcanzando (y superando) el valor inicial del período en repetidas oportunidades en la última década de modelación. El caudal de las SG decae firmemente tras su máximo en el año 1985/86 y no vuelve a alcanzar su condición inicial, conforme con la tendencia negativa más pronunciada de la curva de superficie glaciar SG. Todo lo anterior da cuenta de que el Q_{ice} se ve fuertemente afectado por el retroceso de la superficie glaciar, y que dicho retroceso es más severo en cuencas con glaciares pequeños, conforme con lo mostrado en la Figura 8b. Esto último también ha sido ratificado en estudios realizados en glaciares del Norte Chico de Chile (Rabatel et al., 2011), de la zona central (Bown et al., 2008) y en diversas regiones de Los Andes tropicales (Rangecroft et al., 2013) en que se sostiene que los glaciares más pequeños son más vulnerables al cambio climático y por lo tanto, a desaparecer.

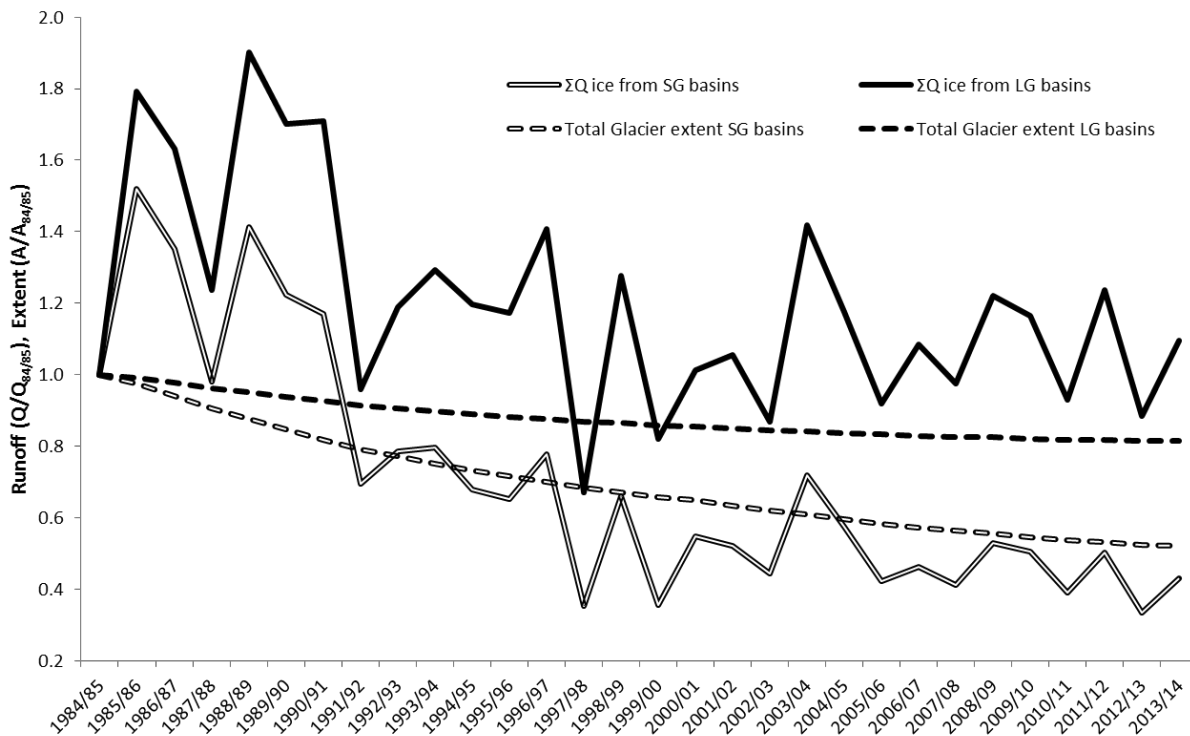


Figura 12. Evolución temporal del Q_{ice} medio anual de las cuencas LG y SG y su relación con la superficie glaciar total

4.3.4. Análisis de tendencias

Por otro lado, con el fin de analizar la existencia de tendencias en las forzantes meteorológicas (temperatura y precipitación), y de las variables respuesta, es decir los Q_{ice} , pero diferenciando además tipo de glaciar y época del año (verano o anual), se

realizó el test no paramétrico de Mann-Kendall, ampliamente utilizado para evaluar tendencias en estudios hidroclimáticos (Baraer et al., 2012; Cortés et al., 2014, 2011). Los resultados del test pueden verse en la Tabla 5 mientras que la Figura 13 muestra las series de tiempo graficadas. A través del test de Man-Kendall se concluye que ni las forzantes meteorológicas ni los Q_{ice} provenientes de glaciares cubiertos presentan tendencia estadísticamente significativa. Sin embargo, el hecho de que las temperaturas no posean tendencia de acuerdo al test realizado, ello no implica que no exista calentamiento en Los Andes de Chile central, ya que en el estudio realizado por Falvey & Garreaud, (2009) se concluye, mediante el uso de modelos de circulación global y análisis de anomalías de temperaturas de varias estaciones, que entre 1979 y 2006 las temperaturas de Los Andes de Chile central han aumentado a una tasa de $0.25^{\circ}\text{C}/\text{década}$ ($0.025^{\circ}\text{C}/\text{año}$), tendencia que, resulta ser demasiado sutil como para ser detectada por el test realizado en el presente estudio, e incluso es demasiado sutil como para ser detectada por el modelo empleado, el cual se podría decir que es sensible hasta la décima de grado $^{\circ}\text{C}$. Los Q_{ice} de glaciares descubiertos presentan una fuerte tendencia negativa al igual que los Q_{ice} totales, sin embargo estos últimos le deben esta propiedad a la presencia del Q_{ice} de glaciares descubiertos ya que los Q_{ice} de glaciares cubiertos por si solos no poseen tendencia. La ausencia de una tendencia negativa en Q_{ice} de glaciares cubiertos concuerda en parte con el menor nivel de retroceso de estos (Figura 8) y con la leve recuperación experimentada al final del período de modelación.

Baraer et al. (2012), en un estudio realizado en la Cordillera Blanca de Perú (glaciares descubiertos), expone que cuando un glaciar comienza a retroceder, se experimentan aumentos de los caudales glaciares durante algunos años hasta alcanzar un máximo, y luego se atraviesa un umbral a partir del cual el glaciar, que ya ha perdido demasiada superficie, no es capaz de seguir generando altos caudales y estos comienzan a decrecer sostenidamente hasta que el glaciar desaparece por completo y también su efecto sobre la hidrología de la cuenca. En dicho estudio, se analizaron distintas sub cuencas con presencia glaciar en las que se identificó una tendencia negativa en los caudales medios de verano, razón por la cual se concluyó que los glaciares de dichas cuencas habían atravesado el mencionado umbral, esto es, la última fase del retroceso glaciar.

Sin embargo, de acuerdo a los procesos modelados en el presente estudio, las fases de retroceso glaciar tal como las describe Baraer et al. (2012), ocurrirían sólo cuando el retroceso glaciar (balances de masa negativos) sea producido por un aumento en las temperaturas, lo que produciría un derretimiento acelerado que explicaría el aumento de los caudales glaciares en la fase inicial. Sin embargo el retroceso glaciar podría también estar dado por un déficit de precipitaciones, lo cual también produciría balances de masa negativos sin experimentar derretimiento acelerado y por lo tanto no se observaría ningún aumento de caudales glaciares, sino que sólo una disminución permanente.

En el presente estudio, como ya fue dicho, se ha identificado tendencia negativa en los Q_{ice} totales y de glaciares descubiertos, sin embargo en las forzantes meteorológicas no se observa tendencia alguna (Tabla 5), por lo que se plantean las siguientes hipótesis:

1. Si el retroceso de los glaciares descubiertos en la zona central de Chile es producto de un calentamiento, entonces nos encontramos en la última fase del retroceso glaciar descrito por Baraer et al. (2012), y la fase de

incremento de los caudales glaciares ya ha concluido mucho tiempo antes que el período de estudio. De ser así, el aumento de temperaturas comenzó en el pasado y los glaciares estudiados ya atravesaron el mencionado umbral. La ventana de tiempo analizada en el presente estudio, por lo tanto, ya puede corresponder a la “nueva” condición de calentamiento. Esta hipótesis se ajusta a lo descrito por diferentes autores que han documentado retrocesos glaciares desde la década de 1940 (CEC & DGA, 2011; Rivera et al., 2002, 2000) e incluso desde mediados del siglo antes pasado (año 1842) como es en el caso del glaciar Cipreses (Le Quesne et al., 2009). Por otro lado, Masiokas et al. (2009), usando técnicas paleoclimatológicas y de percepción remota, también encuentra que han existido importantes retrocesos glaciares en Los Andes de Chile central en los últimos 100-110 años.

2. Si el retroceso de los glaciares descubiertos en la zona central de Chile es producto de una disminución de las precipitaciones (sin necesariamente experimentarse aumento de las temperaturas), entonces dicha variable debe haber experimentado su disminución en un período anterior a la ventana de tiempo analizada o bien encontrarse en un proceso de disminución de largo plazo cuya escala temporal (ej.: décadas o siglos) no permite identificar la tendencia negativa en el intervalo de tiempo estudiado. Esta hipótesis es fuertemente respaldada por el estudio de Le Quesne et al. (2009), donde se reconstruye la serie de precipitaciones para la zona de Santiago de Chile en base a técnicas dendro-hidrológicas, desde el año 1300 al 2000, y se identifica claramente una tendencia a la disminución de las precipitaciones desde los años 1850 al 2000.
3. Combinación de las dos hipótesis anteriores, es decir, que el retroceso glaciar se deba a un efecto combinado entre la disminución de precipitaciones y un aumento de temperaturas. En caso de ser esta la hipótesis correcta, nuevamente se sostiene que ambos procesos comenzaron en épocas anteriores al período de estudio dado que en los Q_{ice} de glaciares descubiertos no se observan aumentos (sólo tendencias negativas), por lo que en cualquier caso, la fase de derretimiento acelerado (si es que existió), ya concluyó.

Tabla 5. Análisis de tendencia. Resultados del test de Mann-Kendall ($\alpha=0.05$)

Serie	p-value	Conclusión
ΣQ_{ice} medio de verano total glaciar	0.001	posee tendencia
ΣQ_{ice} medio anual total glaciar	0.001	posee tendencia
ΣQ_{ice} medio de verano glaciares descubiertos	< 0.0001	posee tendencia
ΣQ_{ice} medio de verano glaciares cubiertos	0.109	no posee tendencia
ΣQ_{ice} medio anual glaciares descubiertos	< 0.0001	posee tendencia
ΣQ_{ice} medio anual glaciares cubiertos	0.304	no posee tendencia
Temperatura media de verano	0.376	no posee tendencia
Temperatura media anual	0.671	no posee tendencia
Precipitación anual	0.805	no posee tendencia

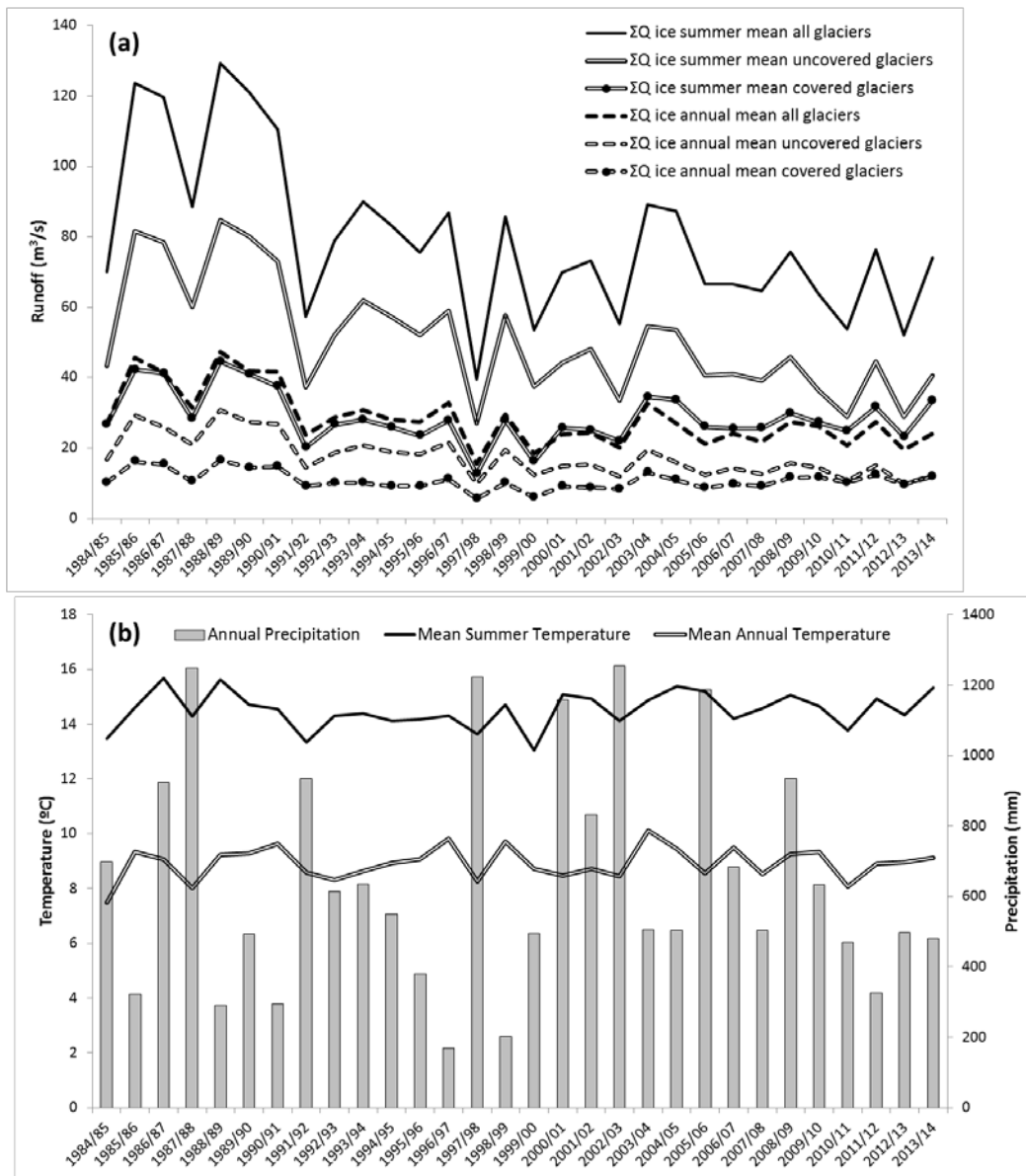


Figura 13. Series de tiempo de Q_{ice} (a) y de forzantes meteorológicas Estación El Yeso Embalse (b).

4.3.5. Rol hidrológico de los glaciares

Si se analiza ahora el rol hidrológico de los glaciares en la cuenca del Maipo, puede comprobarse que la contribución al caudal total es bastante significativa, principalmente en los meses de verano. Este rol se vuelve aún más importante durante los años secos, ya que la ausencia de precipitaciones (nieve) implica una disminución en el caudal total y aun aumento de exposición del hielo, permitiendo que el glaciar aumente su aporte absoluto y relativo mediante el derretimiento.

En los gráficos de la Figura 14 puede verse la contribución relativa del Q_{ice} para el caudal total medio anual y de verano en distintos tipos de año según disponibilidad hídrica (desde muy húmedo hasta muy seco) en las sub cuencas controladas por las estaciones Maipo en el Manzano (MEM; 7.6% de cobertura glaciar) y Volcán en

Queltehues (VEQ; 10.9% de cobertura glaciar). Sobre la contribución al caudal anual (Figura 14 a y b), puede verse que en la cuenca controlada por MEM, el aporte del Q_{ice} fluctúa entre un 14% (año muy húmedo) y un 44% (año muy seco), mientras que en VEQ el aporte relativo fluctúa entre el 19% (año muy húmedo) y el 53% (año muy seco), en ambos casos los aportes relativos son siempre crecientes a medida que la disponibilidad hídrica disminuye. Si se observa la Figura 14c y 14d, se observan prácticamente los mismos comportamientos pero con las diferencias más acentuadas. Así, en MEM en verano, el aporte del Q_{ice} fluctúa entre el 21% (año muy húmedo) y el 81% (año muy seco), y en VEQ, entre el 28% y el 91%.

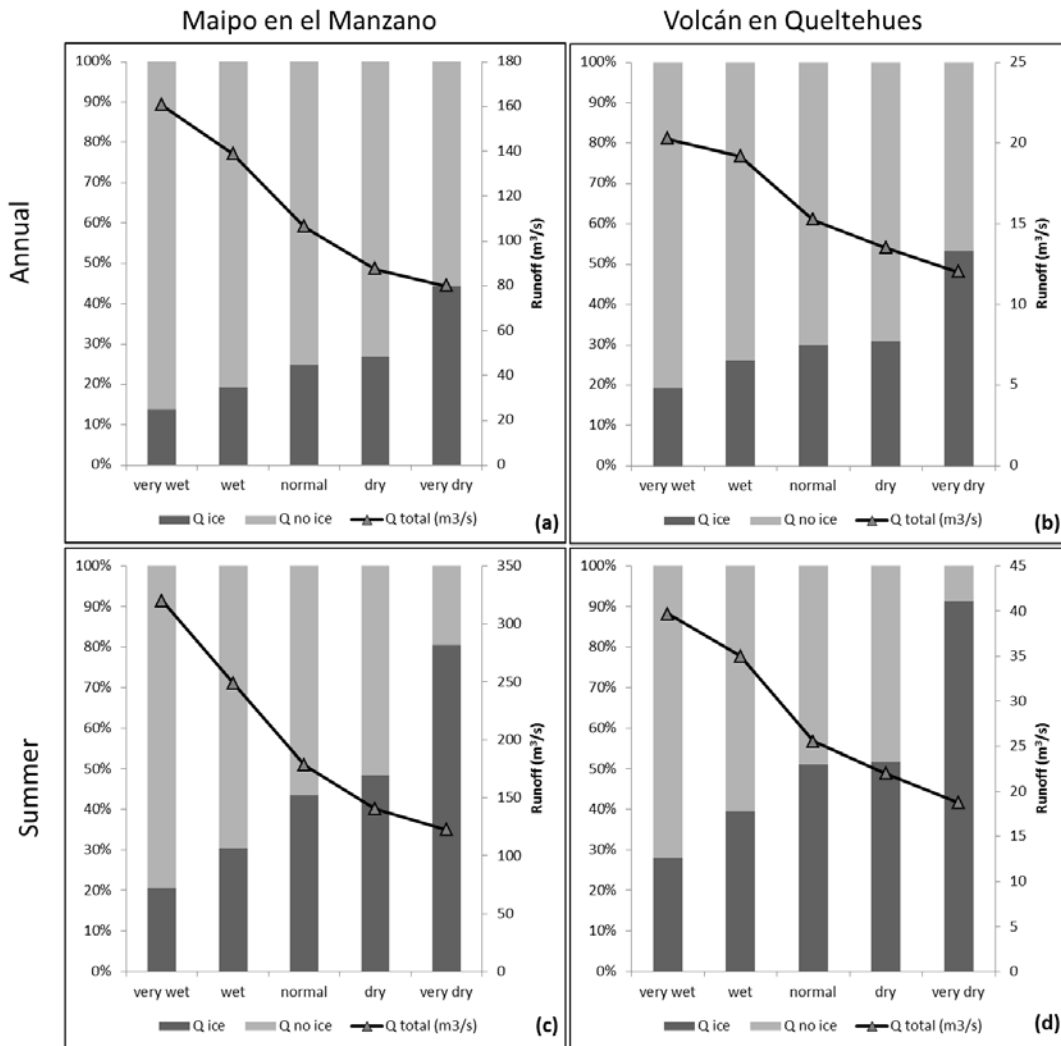


Figura 14. Contribución del hielo glaciar al caudal total anual y de verano. (a) Caudales anuales en estación Maipo en el Manzano. (b) Caudales anuales en estación Volcán en Queltehues. (c) Caudales de verano en estación Maipo en el Manzano. (d) Caudales de verano en estación Volcán en Queltehues.

Tal como se deduce de la Figura 14, y en concordancia con lo planteado por otros estudios (Baraer et al., 2012; Ohlanders et al., 2013; Peña & Nazarala, 1987; Ragetti & Pellicciotti, 2012), la contribución del hielo glaciar al régimen hidrológico de una determinada cuenca está fuertemente relacionado con el porcentaje de la cuenca que se encuentra cubierto por glaciares y por el tipo de año (disponibilidad hídrica). Este aspecto

fue evaluado para la estación de verano en un conjunto de las cuencas modeladas en el presente trabajo. Puede verse en la Figura 15, un comportamiento general creciente y regular, donde a medida que aumenta el porcentaje de cobertura glaciaria en la cuenca, aumenta también el aporte del hielo glaciario a la escorrentía total de verano. Asimismo, a medida que disminuye la disponibilidad hídrica, toda la curva se desplaza hacia arriba, lo implicando un mayor aporte.

Todos los tipos de año entre normal y muy seco, se acercan al 100% del caudal pasado el 20% de superficie cubierta por glaciario, mientras que para año húmedo y muy húmedo el aporte es de 82% y 65% respectivamente en el mismo tipo de cuencas. Para año muy seco, la contribución del hielo glaciario al caudal de verano comienza entorno al 57% en cuencas con 6% de superficie glaciaria, llegando al 95% en cuencas con 12% de superficie glaciaria. Para año normal se tiene un aporte del 28% y 78% respectivamente y en año muy húmedo es 14% y 40% respectivamente en los mismos casos. Este comportamiento es esperable de acuerdo con la base teórica empleada y por lo señalado en otros estudios.

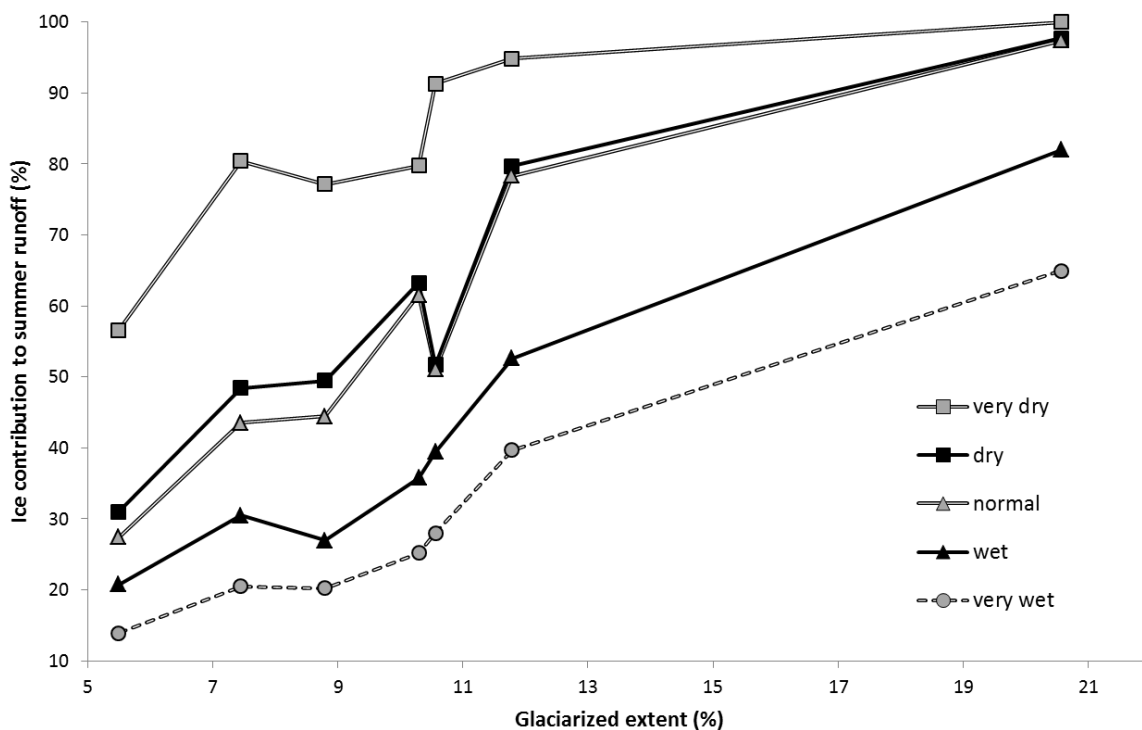


Figura 15. Contribución del hielo glaciario a la escorrentía total de verano para distintos tipos de años según su disponibilidad hídrica y según distintos niveles de presencia glaciaria.

Al respecto, el principal estudio realizado en la misma zona, en que se modela el aporte glaciario de toda la cuenca del Maipo es el de Peña & Nazarala (1987). En dicho estudio se modelaron cuatro años para la misma cuenca definida por la estación MEM (7.6% de cobertura glaciaria), de 1981/82 a 1985/86. Dado que los últimos dos coinciden con el presente estudio, se presenta una tabla comparativa (Tabla 6) año a año.

Tabla 6. Comparación de resultados de Peña & Nazarala (1987) con el presente estudio

Año hidrológico	Contribución glaciar al caudal de verano (%)	
	Peña y Nazarala (1987)	Presente estudio
1984/85	7.7	23.6
1985/86	21.7	71.7

De acuerdo con la Tabla 6, el presente estudio arroja aportes glaciares significativamente mayores a los de Peña y Nazarala (1987). En el mencionado estudio además se plantea que el aporte glaciar puede alcanzar hasta un 67% del caudal de verano en un año extremadamente seco (refiriéndose al año 1968/69, el más seco registrado en el Maipo en ese entonces), contra un 81% del presente estudio para un año muy seco. Sin embargo esta última cifra (67%) no fue obtenida mediante la modelación del año 1968/69, sino que usando el mismo caudal glaciar obtenido para febrero de 1982, y comparándolo con el caudal total observado en febrero de 1969, por lo que su interpretación conlleva un cierto sesgo. Como se ve los valores comparables difieren bastante, pudiendo deberse a una subestimación del aporte glaciar por parte de Peña & Nazarala (1987), ya sea por la subestimación de la superficie glaciar, ya que consideran una superficie glaciar invariante en el tiempo de 362 km² en los años 1981-1986 (en contraste con los 507 km² estimados mediante reconstrucción en el presente estudio) o bien por el algoritmo de derretimiento empleado, distinto al acá utilizado. La ecuación (36) muestra el algoritmo de derretimiento empleado por Peña y Nazarala (1987), que si bien puede ser válido, éste no fue calibrado mediante mediciones in situ sobre los mismos glaciares, ni constituye una modelación explícita basada en la física de los procesos de acumulación, derretimiento y escorrentía glaciar, a diferencia del presente estudio, por lo que se cree que los resultados acá presentados se acercan más a la realidad.

$$M = 4.89 + 0.0768 \cdot Q_{nt} + T_a + 0.0125 \cdot P \cdot T_a \quad (36)$$

Donde M es el derretimiento diario (mm); Q_{nt} es el balance de radiación neta (ly); T_a es la temperatura media diaria (°C) y P es la precipitación diaria (mm).

Ohlanders et al. (2013), mediante métodos isotópicos concluyen que el aporte glaciar puede alcanzar el 62% del caudal medio de verano en la cuenca vecina del Río Juncal (11.5% cubierto por glaciar) en el año 2011/12 (muy seco), contra un 66% obtenido en el presente estudio para una cuenca de similares características en el mismo año, coincidiendo en el orden de magnitud del aporte. Ragettli & Pellicciotti (2012) encuentran para la misma cuenca vecina del Río Juncal, contribuciones glaciares más bajas, obteniendo un aporte al caudal de verano del 31.5% en el año 2008/09 (muy húmedo) y de 10.3% en 2005/06 (muy húmedo), contra un 59% y un 21% para el mismo año respectivamente en el presente estudio y en una cuenca equivalente. Por su parte, Gascoin et al. (2011) encuentran contribuciones cercanas y menores a las de Ragettli & Pellicciotti (2012) en glaciares del Norte Chico de Chile, pero para cuencas con menor presencia glaciar. Otros estudios publicados, sin embargo, muestran altas contribuciones glaciares en cuencas de los Alpes y los Andes, con valores que se encuentran en el rango de los obtenidos en el presente estudio (Baraer et al., 2012; Jost, Moore, Menounos, & Wheate, 2011; Koboltschnig, Schöner, Zappa, Kroisleitner, & Holzmann, 2008; Verbunt et al., 2003).

Es necesario mencionar, que los resultados obtenidos entre distintos estudios no siempre son totalmente comparables. De acuerdo a lo reportado en la literatura citada, deben considerarse al menos tres factores además del porcentaje de área glaciar. El primer factor corresponde al régimen climático (dado por la ubicación geográfica). Así por ejemplo, no sería adecuado comparar el rol hidrológico de los glaciares entre zonas climáticas demasiado distintas, puesto diferencias en sus regímenes energético e hídrico determinarían diferencias significativas en su comportamiento. De igual modo, las exposiciones, altitudes y pendientes también juegan un rol determinante en la hidrología glaciar (Verbunt et al., 2003). El segundo factor sería la tipología de los glaciares (rocosos, detriticos, descubiertos, etc.), lo que determina el porcentaje de hielo, su exposición a la radiación y por lo tanto su capacidad de generar escorrentía (Cuffey & Paterson, 2010; Hooke, 2005). El tercer y último factor sería la incertidumbre propia a los distintos procesos de modelación y/o métodos empleados, ya sea del modelo propiamente tal, de sus parámetros (calibración) o de sus datos (mediciones, extrapolaciones), lo cual varía prácticamente en todos los estudios (Pellicciotti et al., 2013). Por estos motivos, las comparaciones requieren considerar un cierto margen de variabilidad atribuida a estos factores.

5. Conclusiones y recomendaciones para trabajos futuros

En el presente trabajo se desarrolló una modelación glacio-hidrológica semi distribuida y físicamente basada, que abarcó toda la zona montañosa de la cuenca del Maipo, en un período de 30 años a un paso diario (Modelo Maipo-Glaciár). Los parámetros del modelo glaciar se obtuvieron al calibrar glaciares en dos sub cuencas piloto. Dicha modelación permitió conocer y caracterizar la hidrología glaciar de la cuenca, considerando dos tipologías de glaciares, cubiertos y descubiertos. Del mismo modo se pudo modelar el retroceso de la superficie glaciar de forma consistente con lo reportado en otros estudios publicados. Las principales conclusiones del presente trabajo se resumen a continuación:

1. La cuenca del Maipo en su totalidad ha experimentado un retroceso de su superficie glaciar del orden de los 127.9 km², equivalentes al 25.2% del total inicial al año 1984/85, en los últimos 30 años (4.26 km²/año; 0.84%/año).
2. Los glaciares descubiertos decrecen a una mayor velocidad que los cubiertos (3.51 km²/año y 0.75 km²/año respectivamente), debido a que los primeros se encuentran más expuestos a la radiación solar.
3. Las tasas de retroceso modeladas de los distintos glaciares agrupados por sub cuenca son consistentes con retrocesos observados en distintos glaciares de la zona central de Chile y que han sido documentados por otros estudios, por lo que se concluye que el modelo arroja resultados razonables.
4. En un año promedio, los glaciares aportan el 22.9% del caudal total anual de la cuenca del Maipo (fracción cordillerana), del cual un 14.2% proviene del hielo de glaciar descubierta, y el 8.7% restante proviene del hielo de glaciar cubierta. El caudal proveniente del derretimiento del hielo glaciar experimenta su máximo en el mes de enero, seguido muy de cerca por febrero, y ocurre de forma desfasada del máximo total de la cuenca, el cual se produce en diciembre y se explica principalmente por los aportes nivales del resto de la cuenca. Este desfase se produce porque el hielo comienza a derretirse sólo una vez que se derrite la nieve que lo protege.

5. El caudal de hielo en el tiempo es fuertemente afectado por el retroceso de la superficie glaciar, y dicho retroceso es más severo en cuencas con glaciares pequeños. Esta conclusión se obtiene al observar que los caudales de glaciares más pequeños poseen tendencias negativas más pronunciadas que los glaciares más grandes, en conformidad con la también más severa tasa de retroceso (porcentual) de sus superficies. Esto viene a ratificar lo planteado por otros estudios.
6. Al no observarse aumentos en los caudales glaciares, se cree que la fase de derretimiento acelerado que caracteriza el retroceso glaciar, cuando éste es gatillado producto de un aumento en las temperaturas (lo que produce incremento de caudales), ya concluyó hace mucho tiempo atrás, o bien nunca ocurrió en la región estudiada, ya que perfectamente los glaciares pueden estar retrocediendo como producto de un déficit de precipitaciones sin necesariamente estar acompañados de un aumento en las temperaturas, o bien, dicho aumento de temperaturas no ha sido de magnitud tal como para haber desencadenado un incremento de caudales en los glaciares del Maipo durante el período estudiado. Esto se sustenta en diversos estudios que han documentado por métodos paleoclimáticos, dendro-hidrológicos o vía registros históricos, que el inicio del retroceso glaciar en la región remonta por lo menos a mediados del siglo XIX, a la vez que las precipitaciones han comenzado a disminuir en forma sostenida desde la misma época.
7. El rol hidrológico de los glaciares varía fuertemente ante distintas condiciones climáticas (años desde muy seco hasta muy húmedo), aumentando drásticamente su aporte relativo a medida que aumenta la escasez hídrica (Figura 14 y Figura 15), llegando a aportar hasta el 81% del caudal total de verano en la sub cuenca controlada por la estación “Maipo en el Manzano” (ver Figura 4) en un año muy seco. En la misma sub cuenca, el aporte glaciar al caudal de verano en año normal es del 44%, mientras que para un año muy húmedo es del 21%. Estos aportes se consideran altamente significativos, lo que permite comprender la enorme importancia de los glaciares en la hidrología de la cuenca.
8. El rol hidrológico de los glaciares también varía significativamente en función de la presencia glaciar de cada sub cuenca (porcentaje de superficie cubierta por glaciar), aumentando drásticamente el porcentaje de contribución a medida que aumenta la presencia glaciar en la sub cuenca. Para cuencas con presencia glaciar superior al 20%, la contribución glaciar al caudal de verano puede llegar a valores cercanos al 100% para años muy secos, mientras que en cuencas con presencia glaciar del 5%, la contribución es entorno al 57% para el mismo tipo de año.
9. En concordancia con la conclusión nº6, el rol hidrológico de los glaciares es fuertemente afectado por el retroceso de la superficie glaciar, observándose que ante similares condiciones climáticas, los caudales glaciares de la década de los 80 eran muy superiores a aquellos obtenidos en los años más recientes, posteriores al 2010.

Si bien el trabajo acá realizado contribuye en parte a disminuir el vacío de conocimiento diagnosticado por Pellicciotti et al. (2013) entre la modelación glacio-hidrológica distribuida de carácter puntual, y aquella a escala de cuenca, debe considerarse que el presente estudio corresponde al comienzo de un proceso de

investigación que puede y debe ser mejorado, para lo cual se plantean las siguientes recomendaciones para trabajos futuros:

- a) Para la fase de calibración de cuencas piloto, considerar mayor cantidad (longitud) y calidad de datos, mayor cantidad de cuencas piloto, que den cuenta de distintas realidades glaciares (distintas exposiciones, tipo de glaciares, rangos altitudinales, etc.) y más de una temporada, con el fin de evaluar el comportamiento de los parámetros en el tiempo y espacio y su transferibilidad. Idealmente se requiere monitoreo meteorológico a distintas altitudes sobre in mismo glaciar, control fluviométrico a los pies de éste y balizas de ablación de nieve y/o hielo visitadas periódicamente durante cada temporada.
- b) Evaluar otros algoritmos de derretimiento de nieve/hielo disponibles en la literatura, como por ejemplo el balance de energía completo (DeWalle & Rango, 2008; June & Hock, 2010), lo que incluye modelar explícitamente la transferencia de calor a través del manto de detritos de los glaciares cubiertos, o el método grado día mejorado (Pellicciotti et al., 2005), así como otros métodos de modelación dinámica del albedo, muchos de los cuales han sido recopilados en Carenzo (2012).
- c) Evaluar otros métodos de distribución espacial de forzantes hidrometeorológicas (radiación solar, temperatura, precipitaciones, etc.), sobre todo en zonas altas (Pellicciotti et al., 2013), ya que en general se trabaja con un alto nivel de incertidumbre al momento de estimar precipitaciones y temperaturas en zonas de mayor altitud e inaccesibles, carentes de estaciones meteorológicas.

6. Agradecimientos

Este estudio fue posible gracias al proyecto “Vulnerabilidad y adaptación a la variabilidad y al cambio climático en la Cuenca del Río Maipo en Chile Central” del Centro de Cambio Global de la Universidad Católica de Chile, financiado por el *International Development Research Center (IDRC)*. Asimismo se agradece el financiamiento del Programa de Becas CONICYT del Gobierno de Chile.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Bahr, D. (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), 355–362.
- Baraer, M., Mark, B., McKenzie, J., Condom, T., Bury, J., Huh, K.-I., ... Rathay, S. (2012). Glacier recession and water resources in Peru's Cordillera Blanca. *Journal of Glaciology*, 58(207), 134–150. doi:10.3189/2012JoG11J186
- Barry, R. G. (2006). The status of research on glaciers and global glacier recession: a review. *Progress in Physical Geography*, 30(3), 285–306. doi:10.1191/0309133306pp478ra

- Bodin, X., Rojas, F., & Brenning, A. (2010). Status and evolution of the cryosphere in the Andes of Santiago (Chile, 33.5°S.). *Geomorphology*, 118(3–4), 453–464. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.02.016>
- Bown, F., Rivera, A., & Acuña, C. (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 48(1), 43–48. doi: 10.3189/172756408784700572
- Bradley, R. S., Vuille, M., Diaz, H. F., & Vergara, W. (2006). Climate change. Threats to water supplies in the tropical Andes. *Science (New York, N.Y.)*, 312(5781), 1755–6. doi: 10.1126/science.1128087
- Brenning, A. (2008). The Impact of Mining on Rock Glaciers and Glaciers examples from central Chile. In B. (Eds. . Orlove, B.S., Wiegand, E., Luckman (Ed.), *Darkening Peaks: Glacier Retreat, Science, and Society* (pp. 196–205). University of California Press.
- Brenning, A., & Trombotto, D. (2006). Logistic regression modeling of rock glacier and glacier distribution: Topographic and climatic controls in the semi-arid Andes. *Geomorphology*, 81(1-2), 141–154. doi: 10.1016/j.geomorph.2006.04.003
- Brock, B. W., Mihalcea, C., Kirkbride, M. P., Diolaiuti, G., Cutler, M. E. J., & Smiraglia, C. (2010). Meteorology and surface energy fluxes in the 2005–2007 ablation seasons at the Miage debris-covered glacier, Mont Blanc Massif, Italian Alps. *Journal of Geophysical Research*, 115(D9), D09106. doi: 10.1029/2009JD013224
- Carenzo, M. (2012). *Distributed Modelling of Changes in Glacier Mass Balance and Runoff*. ETH ZURICH.
- Carenzo, M., Pellicciotti, F., Rimkus, S., & Burlando, P. (2009). Assessing the transferability and robustness of an enhanced temperature-index glacier-melt model. *Journal of Glaciology*, 55(190), 258–274. doi: 10.3189/002214309788608804
- CEC, & Direccion General De Aguas (DGA). (2011). *Variaciones Recientes de Glaciares en Chile, segun Principales Zonas Glaciológicas*.
- Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. a. (2014). Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 141, 64–78. doi: 10.1016/j.rse.2013.10.023
- Cortés, G., Vargas, X., & McPhee, J. (2011). Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera. *Journal of Hydrology*, 405(1-2), 93–109. doi: 10.1016/j.jhydrol.2011.05.013
- Cuffey, K. M., & Paterson, W. S. B. (2010). *The Physics of Glaciers*. (Elsevier, Ed.) (Fourth Edi., p. 715).
- DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008). *Principles of Snow Hydrology*. (CAMBRIDGE UNIVERSITY PRESS, Ed.) (p. 410). New York.

- Falvey, M., & Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research*, 114(D4), D04102. doi:10.1029/2008JD010519
- Ferrando, F. (2012). Glaciar Pirámide : Características y evolución reciente de un glaciar cubierto . Evidencias del cambio climático Pirámide Glacier : Characteristics and evolution of a mantled glacier . Climatic change evidences. *Investigación Geográfica Chile*, 44, 57–74.
- Gascoïn, S., Kinnard, C., Ponce, R., Lhermitte, S., MacDonell, S., & Rabatel, a. (2011). Glacier contribution to streamflow in two headwaters of the Huasco River, Dry Andes of Chile. *The Cryosphere*, 5(4), 1099–1113. doi:10.5194/tc-5-1099-2011
- Gurgiser, W., Mölg, T., Nicholson, L., & Kaser, G. (2013). Mass-balance model parameter transferability on a tropical glacier. *Journal of Glaciology*, 59(217), 845–858. doi:10.3189/2013JoG12J226
- Hock, R. (2005). Glacier melt: a review of processes and their modelling. *Progress in Physical Geography*, 29(3), 362–391. doi:10.1191/0309133305pp453ra
- Hooke, R. L. (2005). *Principles of Glacier Mechanics*. (Cambridge University Press, Ed.) (Second Edi., p. 449).
- Jansson, P., Hock, R., & Schneider, T. (2003). The concept of glacier storage: a review. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), 116–129. doi:10.1016/S0022-1694(03)00258-0
- Jost, G., Moore, R. D., Menounos, B., & Wheate, R. (2011). Quantifying the contribution of glacier runoff to streamflow in the upper Columbia River basin, Canada. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 8(3), 4979–5008. doi:10.5194/hessd-8-4979-2011
- June, F. M., & Hock, R. (2010). *Glacier Meteorology. Energy Balance* (pp. 1–10).
- Klein, A. G., & Isacks, B. L. (1998). Alpine Glacial Geomorphological Studies in the Central Andes Using Landsat Thematic Mapper Images. *Glacial Geology and Geomorphology*, ro01/1998. Retrieved from <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp011998/rp01..htm>
- Koboltschnig, G. R., Schöner, W., Zappa, M., Kroisleitner, C., & Holzmann, H. (2008). Runoff modelling of the glacierized Alpine Upper Salzach basin (Austria): multi-criteria result validation. *Hydrological Processes*, 3964(August), 3950–3964. doi:10.1002/hyp
- Le Quesne, C., Acuña, C., Boninsegna, J. A., Rivera, A., & Barichivich, J. (2009). Long-term glacier variations in the Central Andes of Argentina and Chile, inferred from historical records and tree-ring reconstructed precipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 334–344. doi:10.1016/j.palaeo.2008.01.039

- MacDougall, A. H., & Flowers, G. E. (2011). Spatial and Temporal Transferability of a Distributed Energy-Balance Glacier Melt Model. *Journal of Climate*, 24(5), 1480–1498. doi: 10.1175/2010JCLI3821.1
- MacDougall, A. H., Wheler, B. a., & Flowers, G. E. (2011). A preliminary assessment of glacier melt-model parameter sensitivity and transferability in a dry subarctic environment. *The Cryosphere*, 5(4), 1011–1028. doi: 10.5194/tc-5-1011-2011
- Marks, D., & Winstral, A. (2001). Comparison of Snow Deposition , the Snow Cover Energy Balance , and Snowmelt at Two Sites in a Semiarid Mountain Basin. *Journal of Hydrometeorology*, 2(3), 213–227.
- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., & Aravena, J. C. (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 242–268. doi: 10.1016/j.palaeo.2009.08.006
- Morales, Y., & Vargas, X. (2014). Estimación de la precipitación en una tormenta usando información satelital. Aplicación en la zona central de Chile. In *XXV Congreso Latinoamericano de Hidráulica e Hidrogeología* (p. 9). Santiago, Chile.
- Ohlanders, N., Rodriguez, M., & McPhee, J. (2013). Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(3), 1035–1050. doi: 10.5194/hess-17-1035-2013
- Paul, F. (2000). Evaluation of different methods for glacier mapping using landsat TM. In *Proceedings of EARSeL-SIG-Workshop Land Ice and Snow* (pp. 239–245). Dresden.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M., & Corripio, J. (2005). An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, 51(175), 573–587. doi: 10.3189/172756505781829124
- Pellicciotti, F., Helbing, J., Favier, V., & Corripio, J. (2008). A study of the energy balance and melt regime on Juncal Norte Glacier , semi-arid Andes of central Chile , using melt models of different complexity, 3997(July), 3980–3997. doi: 10.1002/hyp
- Pellicciotti, F., Ragettli, S., Carenzo, M., & McPhee, J. (2013). Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *The Science of the Total Environment*. doi: 10.1016/j.scitotenv.2013.10.055
- Peña, H., & Nazarala, B. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects. *Large Scale Effects of Seasonal Snow Cover (proceedings of the Vancouver Symposium)*, 166.
- Petersen, L., & Pellicciotti, F. (2011). Spatial and temporal variability of air temperature on a melting glacier: Atmospheric controls, extrapolation methods and their effect on melt modeling, Juncal Norte Glacier, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 116(D23), D23109. doi: 10.1029/2011JD015842

- Rabatel, a., Castebrunet, H., Favier, V., Nicholson, L., & Kinnard, C. (2011). Glacier changes in the Pascua-Lama region, Chilean Andes (29° S): recent mass balance and 50 yr surface area variations. *The Cryosphere*, 5(4), 1029–1041. doi:10.5194/tc-5-1029-2011
- Ragettli, S., & Pellicciotti, F. (2012). Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48(3), n/a–n/a. doi:10.1029/2011WR010559
- Rangecroft, S., Harrison, S., Anderson, K., Magrath, J., Castel, A. P., & Pacheco, P. (2013). Climate change and water resources in arid mountains: an example from the Bolivian Andes. *Ambio*, 42(7), 852–63. doi:10.1007/s13280-013-0430-6
- Reid, T. D., & Brock, B. W. (2010). An energy-balance model for debris-covered glaciers including heat conduction through the debris layer. *Journal of Glaciology*, 56(199), 903–916. doi:10.3189/002214310794457218
- Reid, T. D., Carenzo, M., Pellicciotti, F., & Brock, B. W. (2012). Including debris cover effects in a distributed model of glacier ablation. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 117(D18), n/a–n/a. doi:10.1029/2012JD017795
- 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(1), 367–372. doi:10.3189/172756402781817734
- Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigación Geográfica*, 34, 29–60.
- Roshani, N., Zouj, M. J. V., Rezaei, Y., & Nikfar, M. (2008). Snow Mapping of Alamchal Glacier Using Remote Sensing Data. *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XXXVII(B8), 805–808.
- Saha, S., Moorthi, S., Pan, H.-L., Wu, X., Wang, J., Nadiga, S., ... Goldberg, M. (2010). The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91(8), 1015–1057. doi:10.1175/2010BAMS3001.1
- Schaefli, B., Hingray, B., Niggli, M., & Musy, a. (2005). A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions*, 2(1), 73–117. doi:10.5194/hessd-2-73-2005
- Suarez, W., Chevallier, P., Pouyaud, B., & Lopez, P. (2008). Modelling the water balance in the glacierized Paron Lake basin (White Cordillera, Peru). *Hydrological Sciences Journal*, 53(1), 266–277. doi:10.1623/hysj.53.1.266
- U.S. Army Corps of Engineers. (1998). *Engineering and Design. Runoff From Snowmelt. Engineer Manual* (p. 142). Washington, DC.

- Verbunt, M., Gurtz, J., Jasper, K., Lang, H., Warmerdam, P., & Zappa, M. (2003). The hydrological role of snow and glaciers in alpine river basins and their distributed modeling. *Journal of Hydrology*, 282(1-4), 36–55. doi:10.1016/S0022-1694(03)00251-8
- Vergara, W., Deeb, A., Leino, I., Kitch, A., & Escobar, M. (2011). *Assessment of the Impacts of Climate Change on Mountain Hydrology* (p. 184).
- Yates, D., Sieber, Jack, & Purkey, D. (2005). WEAP21 – A Demand-, Priority-, and Preference-Driven Water Planning Model Part 1 : Model Characteristics. *Water International*, 30(4), 487–500.
- Young, C. A., Escobar, M. I., Fernandes, M., Joyce, B., Kiparsky, M., Mount, J. F., ... Jeffrey, F. (2009). Modeling the Hydrology of Climate Change in California's Sierra Nevada for Subwatershed Scale Adaptation. *Journal of American Water Resources Association*, 08(0199), 1–15.
- Zhang, Y., Fujita, K., Liu, S., Liu, Q., & Nuimura, T. (2011). Distribution of debris thickness and its effect on ice melt at Hailuoguo glacier, southeastern Tibetan Plateau, using in situ surveys and ASTER imagery. *Journal of Glaciology*, 57(206), 1147–1157. doi:10.3189/002214311798843331

ANEXOS

1. Estructura e interfaz del modelo Glaciar en WEAP

Tal como es explicado tanto en el Capítulo I como en el II, la primera fase de la modelación consistió en calibrar los parámetros del módulo glaciar en las sub cuencas piloto (glaciares Pirámide y San Francisco). En la Figura A-1 se muestra una vista de la topología del modelo para las sub cuencas piloto. En dichos modelos, ambas sub cuencas fueron subdivididas en 6 bandas de elevación, los detalles pueden verse en la Tabla A-1.

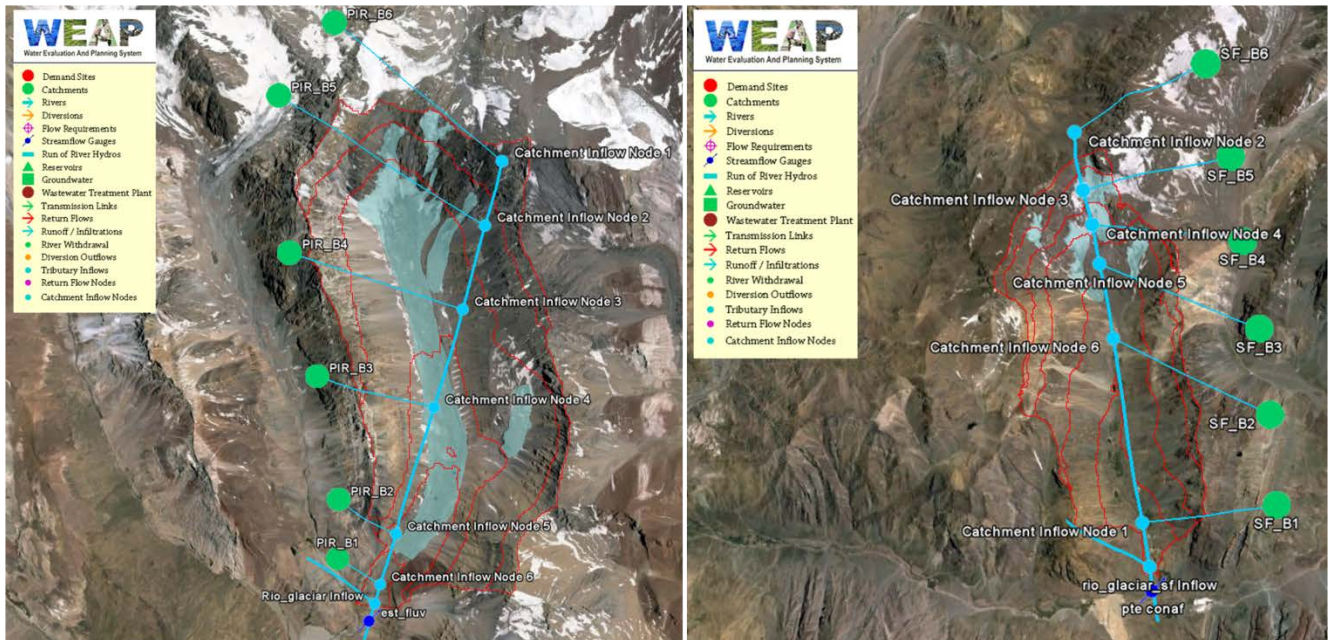


Figura A-1. Topología del modelo para las sub cuencas piloto: Sub cuenca Glaciar Pirámide (izquierda) y sub cuenca Glaciar San Francisco (derecha).

Tabla A-1. Información detallada de estructura de bandas de elevación empleada en los modelos de sub cuencas piloto

Bandas	H Min (msnm)	H Max (msnm)	Rango (m)	H Media (msnm)	H Prom. (msnm)	Presencia de estación	Área Glaciar (km ²)	Área no Glaciar (km ²)	Área Total (km ²)
Sub cuenca Glaciar San Francisco									
1	1845	2373	528	2109	2230	si	0.00	3.14	3.14
2	2374	2814	440	2594	2594		0.11	8.10	8.21
3	2815	3266	451	3040.5	3039		0.65	7.10	7.75
4	3267	3530	263	3398.5	3383	si	0.45	3.19	3.63
5	3531	3855	324	3693	3679	si	0.57	1.55	2.13
6	3856	4404	548	4130	4038		0.09	1.07	1.16
Total							1.87	21.00	26.01
Sub cuenca Glaciar Pirámide									
1	2996	3229	233	3112.5	3148		0.00	0.47	0.47
2	3230	3430	200	3330	3356	si	0.92	0.80	1.72
3	3431	3635	204	3533	3539	si	1.22	2.26	3.48
4	3636	4136	500	3886	3875		2.88	8.69	11.56
5	4137	4637	500	4387	4343		0.31	5.27	5.58
6	4638	5462	824	5050	4860		0.15	2.39	2.54
Total							5.48	19.88	25.35

Posteriormente, para la construcción del modelo Maipo Glaciar, la cuenca del Maipo (fracción cordillerana) fue subdividida en 21 sub cuencas con presencia glaciar. Cada una de esas sub cuencas posee un máximo de ocho bandas de elevación con presencia glaciar, y corresponden a las mismas bandas de elevación que poseía inicialmente el modelo WEAP-Maipo para cada una de esas sub cuencas. Dicha subdivisión de bandas varía en cada sub cuenca, por lo que la información puede verse en el Anexo digital en formato *shape* que se adjunta con el presente trabajo.

En términos prácticos, para modelar cada una de las 21 sub cuencas glaciares, se creó un proyecto WEAP (o WEAP Área) genérico con un máximo de 8 bandas de elevación (ver Figura A-2), y mediante planillas adjuntas y el uso de un contador variable, se cargaba la información de cada sub cuenca según correspondiese el caso. A continuación se exponen los principales elementos que permiten comprender y manejar la interfaz gráfica del módulo glaciar.

1. Al abrir una WEAP Área que contenga el módulo glaciar ya incorporado, en la vista *Schematic* puede visualizar los elementos del modelo y las capas *shape* de fondo (opcionales) que sirven como referencia. Se distinguen las bandas de elevación y los glaciares. Se ven además 8 *catchment* (uno por cada banda de elevación presente en la sub cuenca) que aportan agua al río principal (varía dependiendo de la sub cuenca). Se puede ver otro río recto que aporta agua justo antes del punto de control denominado *Río glaciar*, éste corresponde a un río ficticio por el cual el caudal de origen glaciar se suma al caudal no glaciar.
2. En la vista *Data* (ver Figura A-3), al ubicarse en la rama *Demand Sites and Catchments*, a la derecha, parte superior, podrá ver un botón llamado *Climate*, donde se pueden explorar las distintas pestañas con las variables meteorológicas

que son necesarias para el modelo, estas pueden ser ingresadas llamando un archivo externo, manualmente, por fórmula, etc. Las variables meteorológicas de entrada que requiere el modelo de glaciares, son la temperatura diaria y la precipitación diaria. La radiación neta es generada internamente por WEAP a partir del albedo (también modelado internamente) y la fracción nubosa (dato de entrada). No obstante, la radiación neta y el albedo también se pueden ingresar como variables de entrada en caso de, por ejemplo, existir mediciones o algoritmos de mayor complejidad que no puedan ser programados en WEAP.

3. En la rama *Key Assumptions* existe una sub rama llamada *Glacier parameters*, ahí puede ver el valor que adquiere cada parámetro del modelo glaciar. Estos valores son obtenidos en el proceso de calibración.
4. Al costado del botón *Climate*, se encuentra otro llamado *Glacier*. Este último botón no se encuentra en la versión clásica de WEAP y corresponde al módulo Glaciar.
5. Al entrar en *Glacier* podrá ver distintas pestañas con muchas variables. En cada variable se encuentran las ecuaciones que representan los procesos físicos de acumulación, derretimiento, escorrentía, balance de masa y evolución de superficies glaciares que fueron descritos en el apartado 2 del Capítulo II. Las ecuaciones de derretimiento son distintas para glaciares cubiertos y descubiertos, por lo tanto, para una misma sub cuenca, existe un proyecto WEAP para glaciares cubiertos y otro para descubiertos.
6. En la pestaña *Initial Glacier Area* se ingresan las áreas glaciares iniciales por banda, mientras que en *Total A Catchment* se ingresa el área total de la banda (todo en km²). Los datos pueden ser llamados desde un archivo *.csv, o bien se pueden ingresar los valores manualmente.
7. En *Initial Glacier Area*, no es necesario que las 8 bandas glaciares posean superficie mayor a 0, eso dependerá de cada cuenca. Esto puede ocurrir sin problemas mientras la presencia de glaciar sea continua en el resto de las bandas (ej.: presencia glaciar desde la banda 2 a la 7). No puede ocurrir que el glaciar esté discontinuado (ej.: presencia glaciar en bandas bajas, luego una banda vacía y luego nuevamente glaciar en las bandas superiores). De igual modo, los glaciares pueden abarcar 1 o más bandas en total, hasta un máximo de 8. Puede admitir más bandas pero requeriría un ajuste de ecuaciones.
8. En la vista *Resultados*, se verá el gráfico *A Glacier Catchment* (si no se muestra de inmediato, ir al menú *Favorites* → *A Glacier Catchment*), el cual muestra la evolución de las superficies glaciares de las distintas bandas en km². La superficie glaciar se actualiza 1 vez al año, por eso estas curvas se verán escalonadas.
9. El gráfico *Q Glaciar* (menú *Favorites* → *Q glaciar*). Podrá ver la serie diaria de caudales generados por los glaciares de la cuenca.

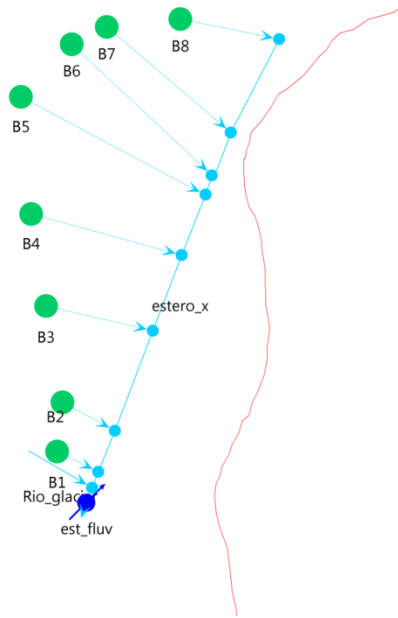


Figura A-2. Esquema de catchment, modelo genérico WEAP Glaciar

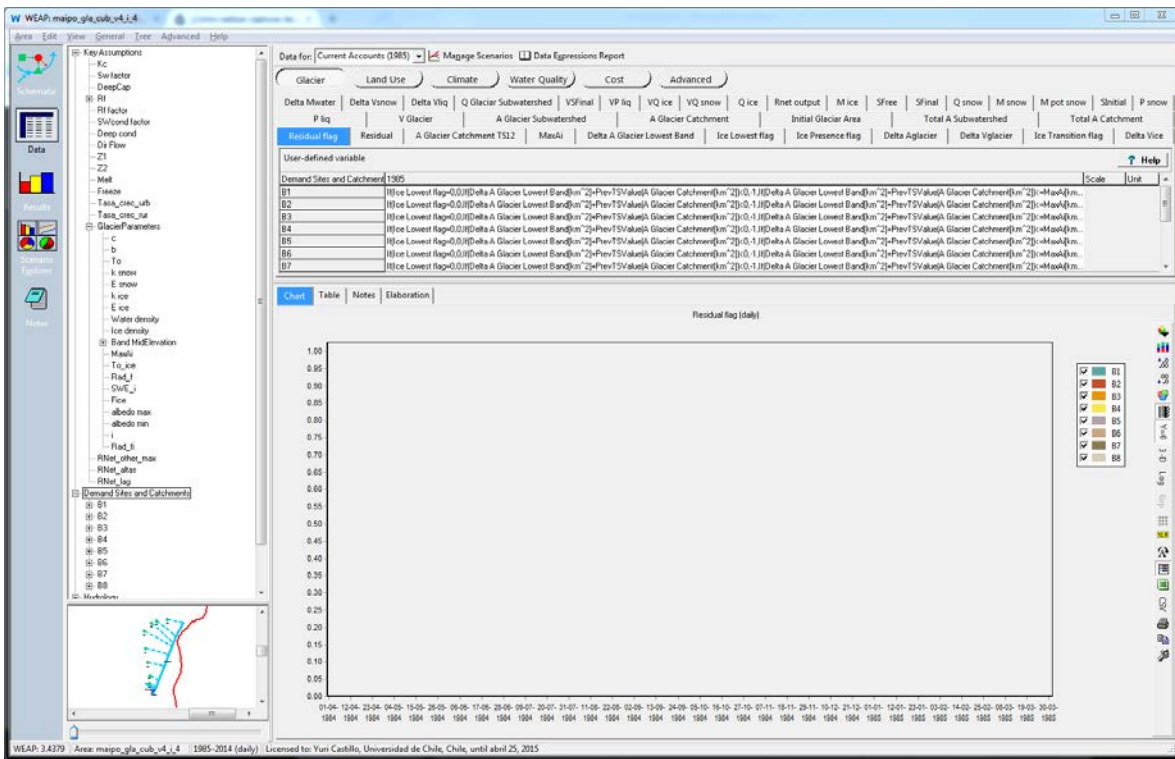


Figura A-3. Interfaz de WEAP para módulo Glaciar

2. Caudales en Régimen Natural de las estaciones Maipo en El Manzano y Volcán en Queltehues

Tabla 2. Caudales de la Estación Maipo en El Manzano en Régimen Natural para el período de estudio (1984/85-2013/14)

Año hidr.	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	Anual	Verano
1984/85	71.2	57.4	49.1	63.3	60.1	71.8	131.3	178.3	313	307.4	217.4	149.7	139.2	279.3
1985/86	87.2	76	65.9	55.9	57.3	53.3	67.8	152.7	188	168.6	133.7	87.5	99.5	163.4
1986/87	61.8	61.2	176.9	80.1	70.1	74.1	114.3	170.9	326.5	354.3	272	160.8	160.3	317.6
1987/88	86.9	66.8	69	105.4	124	102.4	148.2	289.8	410	394.8	279.9	184.7	188.5	361.6
1988/89	115.3	72.4	58.4	51.3	56	53.2	78.7	145.7	145.9	148.6	148	102.3	98.0	147.5
1989/90	63.5	53.2	43	38.3	71.5	84.9	122.4	225.9	241.7	186.8	121.8	83.5	111.4	183.4
1990/91	63.3	53.2	46.5	44.6	49	59.4	77.6	123.2	144.3	138.4	110.9	78.4	82.4	131.2
1991/92	73.3	79.3	78.2	98.4	76.4	102.1	120.2	213.3	229.1	278.7	204.2	151.5	142.1	237.3
1992/93	89.4	78.1	74.9	66.3	60.5	77.8	135.1	204.9	245.7	281.8	192.2	116.9	135.3	239.9
1993/94	103	79.9	90.3	81.4	71.1	72.8	108.5	149.3	230.1	266.1	153.2	109.3	126.3	216.5
1994/95	64.6	56.9	54.8	70.7	67.2	77.2	96.4	172.1	280.3	188.3	134.7	103.3	113.9	201.1
1995/96	76.7	58.8	56.6	51.5	52.6	73.6	86.6	177.9	224.6	139	115.1	93	100.5	159.6
1996/97	63	47	39.1	37.6	34.9	34.2	47	83.9	90.9	86.1	77.5	69	59.2	84.8
1997/98	47.8	32.7	65.6	59.7	79.4	119.8	117.6	212.1	341	421.5	236.3	137.6	155.9	332.9
1998/99	102.8	71.8	57.1	47	40.3	35.6	58.7	82.7	108.9	113.6	100.9	68.6	74.0	107.8
1999/00	45.3	36.8	33.4	32.4	35.5	57.2	86.9	145.2	165.2	153.3	98.3	66.3	79.7	138.9
2000/01	52.5	43.3	78.1	80.4	65.6	61.1	142.5	195.1	376	330	233.3	130.1	149.0	313.1
2001/02	88.4	73.8	55.5	79.9	90.4	85.9	124.5	177.7	338.3	221.5	164.7	119.8	135.0	241.5
2002/03	71.2	64.5	76.3	66.2	94	75.3	112	179.6	305.5	338.9	259.7	181.9	152.1	301.4
2003/04	105.6	73.6	73.2	68.3	69.3	65.6	103.6	161.7	172	182.2	139.3	103.2	109.8	164.5
2004/05	70.5	53	44.7	41.8	45.6	63.2	68	104.5	148.8	159.4	116.1	84.3	83.3	141.4
2005/06	58.1	52.1	107.1	80.6	110.0	105.5	141.4	249.8	398.4	467.7	312.4	155.1	186.5	392.8
2006/07	96.8	65.5	64.6	103.4	77.1	78.7	131.6	218.8	264.1	191.6	143.8	107.6	128.6	199.8
2007/08	69.0	57.3	55.1	56.0	53.5	58.3	91.6	131.2	144.5	136.0	103.2	77.2	86.1	127.9
2008/09	60.2	77.4	103.4	59.0	77.3	75.0	110.6	246.0	295.0	208.4	150.5	107.7	130.9	218.0
2009/10	75.9	57.8	53.9	52.7	62.5	78.4	80.5	131.2	215.0	207.3	154.7	115.9	107.1	192.3
2010/11	77.1	59.0	57.8	49.5	51.1	53.1	73.3	111.7	118.5	103.8	88.9	73.7	76.5	103.7
2011/12	55.7	47.2	21.8	34.6	34.1	44.7	64.0	100.2	116.4	92.6	85.9	79.9	64.8	98.3
2012/13	58.4	53.7	38.4	42.6	36.0	46.9	52.7	138.3	152.2	155.9	106.2	80.9	80.2	138.1
2013/14	63.6	54.0	44.8	46.1	50.0	55.4	76.1	132.1	151.7	101.8	90.4	20.2	73.8	114.6

Valores en negro fueron obtenidos directamente del estudio "Balance Hídrico de la Hoya del Río Maipo" realizado por CONIC-BF (2008) para AES GENER en el marco del Estudio de Impacto Ambiental del Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo. Período abarcado por dicho estudio: 1950/51-2004/2005.

Valores en rojo corresponden a datos extendidos por correlación mes a mes entre el régimen natural y el régimen observado (estadística DGA). Los coeficientes R^2 de dichas correlaciones fueron en todos los casos superiores a 0.8.

Tabla 3. Caudales de la Estación Volcán en Queltehues en Régimen Natural para el período de estudio (1984/85-2013/14)

Año hidr.	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	Anual	Verano
1984/85	13.0	9.3	8.1	7.9	8.3	9.6	15.9	21.8	38.3	43.7	31.6	24.8	19.4	37.9
1985/86	15.3	3.0	10.3	9.5	8.5	7.9	8.6	20.8	27.8	24.8	18.9	13.9	14.1	23.8
1986/87	10.6	9.3	18.0	11.8	8.7	9.7	13.1	20.2	42.5	45.5	35.9	23.6	20.7	41.3
1987/88	13.8	10.7	10.4	13.2	11.0	10.1	15.1	31.9	54.9	50.6	38.6	25.7	23.8	48.0
1988/89	16.6	11.3	9.1	8.0	7.8	5.9	10.7	19.8	23.5	24.1	22.5	14.2	14.5	23.4
1989/90	9.1	7.3	6.4	5.8	7.6	8.9	12.6	27.9	33.6	29.7	19.4	13.1	15.1	27.6
1990/91	9.5	7.7	6.9	6.3	6.3	7.5	8.9	16.9	22.6	22.9	18.7	14.3	12.4	21.4
1991/92	9.3	11.5	12.8	12.8	9.7	12.1	13.9	22.4	22.9	43.9	30.3	24.1	18.8	32.4
1992/93	13.9	11.6	10.9	10.3	9.1	10.7	15.9	24.0	37.1	41.0	30.2	21.0	19.6	36.1
1993/94	15.7	14.5	13.8	13.7	10.8	10.9	17.2	23.6	32.1	36.5	23.3	18.6	19.2	30.6
1994/95	11.7	9.4	8.7	8.4	8.8	8.0	12.2	30.1	39.8	31.5	21.1	15.8	17.1	30.8
1995/96	11.9	9.0	8.2	7.5	7.2	9.4	11.5	23.1	33.8	23.0	19.2	15.0	14.9	25.3
1996/97	10.1	7.9	6.2	6.3	5.9	5.7	6.4	8.8	12.2	17.8	13.6	10.6	9.3	14.5
1997/98	7.4	6.3	8.8	8.5	10.0	15.2	11.0	23.4	40.9	51.7	28.6	21.0	19.4	40.4
1998/99	16.8	12.5	9.4	8.2	6.8	6.3	9.1	13.7	14.2	16.3	16.4	10.9	11.7	15.6
1999/00	7.3	6.3	5.9	5.6	5.7	6.4	11.0	19.0	24.4	19.5	16.8	11.0	11.6	20.2
2000/01	9.3	7.7	8.0	9.3	8.1	8.2	15.8	22.4	45.7	41.3	31.3	20.4	19.0	39.4
2001/02	12.9	10.3	9.1	9.0	10.4	11.2	15.3	23.9	46.0	36.7	27.1	18.9	19.2	36.6
2002/03	12.8	11.2	9.6	10.4	14.2	13.1	15.9	26.0	40.0	43.7	33.8	24.1	21.2	39.2
2003/04	15.6	11.5	10.6	9.5	9.2	9.7	14.3	20.8	23.7	25.8	11.9	16.4	14.9	20.5
2004/05	10.5	8.1	7.3	6.9	7.1	9.0	10.9	14.9	24.6	24.2	18.6	12.9	12.9	22.5
2005/06	9.1	8.2	9.4	10.1	9.4	10.7	15.4	28.6	44.3	48.2	35.1	20.8	20.8	42.5
2006/07	14.9	11.0	8.7	10.9	9.3	10.3	14.6	24.1	34.2	37.3	22.2	17.7	17.9	31.2
2007/08	11.6	8.2	7.9	8.7	8.4	9.3	10.1	20.5	24.9	20.3	15.2	12.6	13.2	20.1
2008/09	8.8	15.1	9.3	9.2	8.2	9.5	9.9	33.0	33.4	29.6	23.0	17.5	17.2	28.7
2009/10	12.1	9.1	8.1	6.6	7.4	9.3	10.7	14.8	24.0	24.5	21.2	19.6	13.9	23.2
2010/11	14.2	9.0	8.4	7.2	7.0	8.3	12.0	17.9	20.3	17.4	15.6	13.0	12.5	17.8
2011/12	10.4	8.8	7.9	7.1	7.9	10.9	9.6	9.2	13.1	16.8	11.4	11.1	10.3	13.8
2012/13	8.3	8.0	8.5	8.4	8.3	9.5	9.4	16.6	17.8	24.1	21.7	14.7	12.9	21.2
2013/14	10.0	9.1	10.2	11.7	9.5	11.3	15.7	20.7	22.7	21.5	15.6	10.2	14.0	19.9

Valores en negro fueron obtenidos directamente del estudio "Balance Hídrico de la Hoya del Río Maipo" realizado por CONIC-BF (2008) para AES GENER en el marco del Estudio de Impacto Ambiental del Proyecto Hidroeléctrico Alto Maipo. Período abarcado por dicho estudio: 1950/51-2004/2005.

Valores en rojo corresponden a datos extendidos por correlación mes a mes entre el régimen natural y el régimen observado (estadística DGA). Los coeficientes R^2 de dichas correlaciones fueron en todos los casos superiores a 0.65.