



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

REPRESENTACIÓN DE LA HIDROLOGÍA GLACIAR DE LA CUENCA
DEL RÍO MAIPO A TRAVÉS DE UN MODELO HIDROLÓGICO
SIMPLIFICADO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

ENZO AGUILERA PETTINELLI

PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
XIMENA VARGAS MESA
SEBASTIÁN VICUÑA DÍAZ

SANTIAGO DE CHILE
2017

REPRESENTACIÓN DE LA HIDROLOGÍA GLACIAR DE LA CUENCA DEL RÍO MAIPO A TRAVÉS DE UN MODELO HIDROLÓGICO SIMPLIFICADO

Los Glaciares cumplen un importante rol en la regulación del régimen hidrológico de cuencas montañosas en climas mediterráneos, puesto que son capaces de almacenar un gran volumen de agua dulce y entregarlo en los meses estivales. Gran parte de los glaciares, sin embargo, han ido reduciendo su superficie considerablemente en los últimos años (efecto potenciado por los aumentos de temperatura producto del cambio climático), fenómeno apreciable a lo largo de todo Chile, por lo que es de gran importancia conocer el estado actual y futuro de estas masas de hielo.

Se implementó un modelo hidrológico semi-distribuido, desarrollado en el software de modelamiento “WEAP” cuyo objetivo es simular el comportamiento glaciar de las subcuencas de los ríos Olivares, Volcán y Maipo en las Hualtatas, en la cuenca alta del río Maipo. El software incluye un módulo especial para glaciares que permite aplicar ecuaciones de acumulación y derretimiento de hielo, tanto para glaciares cubiertos como descubiertos, para cada una de las URH (Unidad de respuesta Hidrológica) de estudio, que en este caso corresponden a bandas de elevación separadas cada 500 metros de altura, para cada subcuenca.

En su formulación original, el modelo no entrega resultados representativos para todas las subcuencas de estudio, entregando una tasa de derretimiento menor a la observada en terreno para estas subcuencas. Una de las hipótesis que explican estos resultados es que las temperaturas ingresadas al modelo no son representativas de la realidad. En un comienzo se obtuvieron las temperaturas promedio de cada una de las URH mediante el método del gradiente térmico, aproximación generalmente aceptada para este tipo de estudios. Sin embargo se omiten muchas variables al aplicar este método, por lo que en el presente estudio se utilizan datos de percepción remota para obtener una representación más confiable de la realidad.

Además se revaluaron las ecuaciones que rigen el modelo original, dando énfasis a aquellas que correlacionan la superficie glaciar con su volumen, de manera de corroborar los supuestos que fueron establecidos en un comienzo.

Una vez aplicadas las correcciones mencionadas anteriormente se procedió a recalibrar el modelo, incorporando nuevos datos fluviométricos y meteorológicos obtenidos en los últimos años. Como resultado se observó una pérdida aproximada de $20[km^2]$ de superficies glaciares descubiertas y de $6[km^2]$ de superficies glaciares cubiertas durante el período de modelación (2001-2014), equivalentes a una pérdida de $1.53[km^2/año]$ y $0.46[km^2/año]$ respectivamente. Se obtuvo además que para años considerados secos, el aporte proveniente del derretimiento de glaciares descubiertos a la esorrentía total puede llegar a ser del orden de un 70 [%].

Finalmente se logró obtener un diagnóstico fiable del estado actual de los glaciares de las cuencas de estudio, así como la contribución de estos a los caudales de ríos de montaña.

Agradecimientos

En primer lugar me gustaría agradecer a mi familia, gracias a todos ellos por el apoyo que me han dado a lo largo de todos estos años. A mis papas, que pese a la distancia siempre me han animado desde lejos y me han regalado a mas no poder cuando me he pegado viajes al sur. A mi hermanita Nane, que me ha soportado ya tantos años y con la que he compartido risas, comidas ricas y demases. Al Dante que esta recién empezando la etapa que yo ya estoy terminando, saludo de la hermandad broda! A mi lela que siempre esta feliz de recibirnos en chillan y en buchu, lugar de grandes recuerdos! A mi abuelo, que paso por esta misma facultad hace ya tantos años.

A los cabres de la pecera, juntos "avanzamos" en la tesis, y mas que nada compartimos relajos, risas, música, stonessoccer jaja. Gracias Michelle, Pauli, Seba, Javier, Jaque, Caro, Pancho, Diana, Sereno, Ulloa, Poto, Cami.

A las ratas Abel, Pame, Nata y Fari con los que compartimos laaargas tardes de estudios encerrados, pero también buenos momentos, como escapadas a la playa, pizzas,etc. A mi gran amigo Nacho, que anda viajando por las europas, pero que se que nos volveremos a encontrar más de una vez! Como olvidar a mis amigos sureños, años en el colegio y ha pasado harto pero aun faltan hartas titulaciones jaja: Nicosan, Chiki, Palomita, Cotito, Luigi, Tito, Feña y Leo.

A los Calaf, que son mi segunda familia, con los que hemos compartido miles de asados y risas.

Por su labor como profesores guía a James McPhee, quien me propuso el tema de modelación de glaciares que inmediatamente me llamo la atención y fue parte importante de este proceso. También agradecer a la profesora Ximena Vargas, cuyos consejos me ayudaron muchísimo para realizar mejoras considerables y plantearme ciertas dudas que me hicieron la vida un poco mas difícil jeje. Al profesor Sebastián Vicuña por aceptar ser parte de esta comisión y participar en este trabajo.

Agradezco inmensamente la enorme ayuda proporcionada por Yuri, quien estuvo siempre dispuesto a contestar mis miles de preguntas con el mejor de los ánimos. Gracias al Mota quien también fue parte esencial de mi trabajo de título, proporcionandome ayuda y contestando las dudas que surgían siempre que aparecían.

A la Jaqui por sus retos, preocupaciones y risas, siendo casi como una mamá en esta etapa.

A mi primo Ariel por cambiar la forma en que veo al mundo. Gracias a todos los que he nombrado y a los que no, por todos ellos soy quien soy ahora.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
1.1. Motivación	1
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivos Generales	2
1.2.2. Objetivos Específicos	2
1.3. Contenidos del informe	3
2. Revisión de antecedentes	4
2.1. Clasificación de glaciares	4
2.2. Evidencia de reducción de superficies y volúmenes glaciares	5
2.3. Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento glaciar	5
2.4. Zona de estudio	6
2.5. Modelo WEAP	9
2.5.1. Condiciones iniciales y relación Área-Volumen	10
2.5.2. Acumulación de nieve/hielo	10
2.5.3. Derretimiento de nieve/hielo	11
2.5.4. Escorrentía de origen glaciar	12
2.5.5. Evolución del área glaciar	13
2.6. Imágenes satelitales	13
2.6.1. Imágenes MODIS de LST	13
2.6.2. Imágenes Landsat e índice de Diferenciación de Nieve Normalizado (NDSI)	14
2.7. Índices de Eficiencia	14
3. Zona de Estudio e información disponible	16
3.1. Cuencas Piloto y estaciones meteorológicas/fluviométricas utilizadas	20

4. Metodología	22
4.1. Construcción de series de temperatura del aire a partir de imágenes satelitales	22
4.1.1. Procesamiento de imágenes y relleno de pixeles sin información	23
4.1.2. Generación de Mapas de Temperatura del Aire	25
4.1.3. Zona no glaciar	29
4.1.4. Generación de series de temperatura promedio diaria sobre superficies glaciares para cada unidad de respuesta hidrológica.	31
4.2. Estimación de volúmenes glaciares	34
5. Calibración de parámetros y condiciones iniciales	39
5.1. Calibración de superficies glaciares iniciales.	42
6. Análisis de Resultados	43
6.1. Temperatura del aire obtenida	43
6.1.1. Glaciares descubiertos	44
6.1.2. Glaciares cubiertos	47
6.2. Evolución de superficies glaciares	51
6.3. Variación estacional de escorrentía producto del derretimiento del hielo glaciar	57
6.4. Contribución de escorrentía producto de derretimiento de hielo glaciar sobre caudales totales	60
6.5. Análisis de tendencia sobre escorrentía de origen glaciar	62
7. Discusión y conclusiones	66
7.1. Temperaturas generadas a partir de imágenes MODIS de LST	66
7.2. Corrección del método de estimación de volúmenes glaciares	67
7.3. Evolución de la superficie glaciar y aportes de escorrentía al caudal total	68
7.4. Recomendaciones para trabajos futuros	69
Bibliografía	70
Anexos	73
A. Resultados del Modelo implementado por Castillo (2015)	74
A.1. Parámetros del modelo original	74
A.2. Evolución superficie glaciar caso unificado	74
B. Gradiente de temperatura a nivel de toda la zona de estudio	76
C. Caudales llevados a régimen natural	79

Índice de ilustraciones

2.1. Fases del caudal entregado por un glaciar en su etapa de decrecimiento (Baraer <i>et al.</i> , 2012)	6
2.2. Precipitación y temperatura de la estación Quinta Normal y Caudal del Río Maipo en el Manzano (Proyecto MAPA, 2016)	7
2.3. Características fisiográficas de los glaciares en la cuenca del Maipo.	8
2.4. Esquema conceptual del modelo WEAP con módulo glaciar incorporado (Castillo, 2015)	9
3.1. Mapa con información de subcuencas de estudio.	17
3.2. Subcuencas de Estudio.	18
3.3. Mapa con información de subcuencas piloto y estaciones meteorológicas y fluviométricas utilizadas en el presente estudio.	20
4.1. Ejemplo de relleno de imagen MODIS de LST día, producto proveniente de los datos entregados por el satélite Terra.	24
4.2. Ejemplo de proceso de escalamiento para la estación meteorológica Embalse el Yeso.	26
4.3. Correlación de temperaturas para glaciares San Francisco y Bello.	28
4.4. Correlación de temperaturas para el glaciar Yeso.	28
4.5. Correlación de temperaturas para el glaciar Pirámide sin presencia nival.	28
4.6. Correlación de temperaturas para el glaciar Pirámide con presencia nival.	29
4.7. Correlación entre temperatura del aire y LST sobre las estaciones el Yeso y Laguna Negra (sin presencia nival).	30
4.8. Correlación entre temperatura del aire y LST sobre las estaciones el Yeso y Laguna Negra (con presencia nival).	30
4.9. Cruce entre grilla generada a partir de un archivo ráster de temperatura MODIS LST con superficies glaciares (Inventario de glaciares DGA).	31
4.10. Resultado de clasificación supervisada sobre superficies glaciares.	32
4.11. Superficies de glaciares cubiertos y descubiertos diferenciados según URH.	33
4.12. Parámetros b y c encontrados al correlacionar volúmenes y superficies de 26 glaciares ubicados en la zona central de Chile.	36

5.1. Caudal total observado v/s caudales de origen glaciar modelados en la subcuenca del glaciar Pirámide.	40
5.2. Caudal total observado v/s Caudales de origen glaciar modelados en la subcuenca del glaciar San Francisco.	41
5.3. SWE observado v/s SWE modelado en la superficie del glaciar San Francisco.	41
5.4. Comparación de la superficie glaciar total observada en el año 2009 con la modelada por WEAP para el mismo año.	42
6.1. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en el Estero la Engorda.	44
6.2. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la zona alta de la subcuenca del río Olivares.	45
6.3. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la zona alta de la subcuenca del río Volcán	45
6.4. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas.	46
6.5. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Volcán en Queltehues.	46
6.6. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en el Estero la Engorda.	47
6.7. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la zona alta de la subcuenca del río Olivares.	48
6.8. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la zona alta de la subcuenca del río Volcán Alto.	48
6.9. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas.	49
6.10. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Olivares antes junta con río colorado.	49
6.11. Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Volcán en Queltehues.	50
6.12. Variación porcentual de superficies glaciares obtenidas por el modelo WEAP durante el período de modelación para toda la zona de estudio.	52

6.13. Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en la zona alta de la subcuenca del río Olivares.	53
6.14. Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en la zona baja de la subcuenca del río Volcán en Queltehues.	53
6.15. Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en la zona alta de la subcuenca del río Volcán.	54
6.16. Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en estero La Engorda.	54
6.17. Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en la zona alta de la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas.	55
6.18. Comparación entre las superficies de glaciares descubiertos modeladas por medio de WEAP en la subcuenca del río Olivares con los resultados obtenidos por Castillo (2015) y Cortés <i>et al.</i> (2014) . Se presentan además la línea de tendencia de los datos de FSCA considerados.	56
6.19. Caudal modelado promedio y específico a nivel mensual proveniente del derretimiento de glaciares descubiertos.	58
6.20. Caudal modelado promedio y específico a nivel mensual proveniente del derretimiento de glaciares cubiertos.	59
6.21. Caudal promedio mensual modelado proveniente del derretimiento de glaciares cubiertos y descubiertos de todas las subcuencas estudiadas.	60
6.22. Comparación de caudales medios anuales y durante los meses de verano obtenidos del derretimiento glaciar modelado con caudales llevados a régimen natural en la subcuenca del río Olivares antes junta con río Colorado.	61
6.23. Comparación de caudales medios anuales y durante los meses de verano obtenidos del derretimiento glaciar modelado con caudales llevados a régimen natural en la subcuenca del río Volcán en Queltehues.	61
6.24. Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento de hielo glaciar de toda la zona de estudio en el tiempo.	63
6.25. Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento de hielo glaciar de toda la zona de estudio en el tiempo.	63
6.26. Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento de hielo glaciar de toda la zona de estudio en el tiempo.	64
6.27. Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento de hielo glaciar de toda la zona de estudio en el tiempo.	64
A.1. Variación porcentual de superficies glaciares en el período de modelación para el caso en el que el modelo WEAP realiza cálculos sobre glaciares unificados. . . .	75

B.1. Gradiente térmico por temporada de la cuenca alta del río Maipo, considerando solo zonas con presencia nival.	76
B.2. Gradiente térmico por temporada de la cuenca alta del río Maipo, considerando solo zonas sin presencia nival.	77

Índice de tablas

3.1. Distribución de glaciares descubiertos para las zonas de estudio.	19
3.2. Distribución de glaciares cubiertos para las zonas de estudio.	19
3.3. Estaciones meteorológicas y fluviométricas utilizadas en el presente estudio.	21
3.4. Ubicación de balizas de ablación (Glaciar San Francisco).	21
4.1. Clasificación de cobertura de los productos MOD10A1 y MYD10A1	23
4.2. Coeficientes de correlación entre temperaturas LST promedio y del aire promedio para zonas glaciares.	27
4.3. Coeficientes de correlación entre temperatura LST y temperatura del aire para zonas no glaciares.	29
4.4. Coeficientes de correlación entre temperaturas LST y del aire sobre las estaciones el Yeso y Laguna Negra.	30
4.5. Información de archivo Shape Generado	33
4.6. Volúmenes de hielo glaciar estimado en diferentes glaciares de la zona central de Chile.	35
4.7. Comparación de volúmenes de hielo glaciar obtenidos al aplicar la ecuación 2.1 siguiendo diferentes metodologías.	37
4.8. Comparación de volúmenes glaciares, calculados por el modelo WEAP en su formulación original y los obtenidos con la nueva metodología aplicada, con respecto a los obtenidos a partir del inventario de glaciares de la DGA (Glaciares descubiertos).	38
4.9. Comparación de volúmenes glaciares, calculados por el modelo WEAP en su formulación original y los obtenidos con la nueva metodología aplicada, con respecto a los obtenidos a partir del inventario de glaciares de la DGA (Glaciares cubiertos).	38
5.1. Índices de eficiencia obtenidos durante la etapa de calibración.	39
5.2. Valores de parámetros obtenidos durante el proceso de calibración.	40
6.1. Variación de superficies glaciares modeladas según subcuenca.	51
6.2. Pendientes de evolución de superficie glaciar total presente en la subcuenca del río Olivares.	56

6.3.	Aporte del derretimiento glaciar al caudal total en distintas cuencas de estudio.	62
6.4.	Resultados obtenidos al aplicar el test de Mann-Kendall sobre caudales promediados a nivel anual y durante el período de verano para toda la zona de estudio.	65
6.5.	Resultados obtenidos al aplicar el test de Mann-Kendall sobre caudales promediados a nivel anual y durante el período de verano para la subcuenca del río Volcán en Queltehues.	65
6.6.	Resultados obtenidos al aplicar el test de Mann-Kendall sobre caudales promediados a nivel anual y durante el período de verano para la subcuenca del río Olivares antes junta río Colorado.	65
6.7.	Resultados obtenidos al aplicar el test de Mann-Kendall sobre caudales promediados a nivel anual y durante el período de verano para la subcuenca del Maipo en las Hualtatas.	65
A.1.	Parámetros resultantes del proceso de calibración del modelo WEAP implementado por Castillo (2015) .	74
B.1.	Coefficientes de línea de tendencia obtenida para cada temporada, caso con presencia nival.	77
B.2.	Coefficientes de línea de tendencia obtenida para cada temporada, caso con presencia nival.	78
C.1.	Caudales de la estación Volcán en Queltehues llevados a régimen Natural.	80
C.2.	Caudales de la estación Olivares antes junta con río Colorado (DGA) llevados a régimen Natural.	81

Capítulo 1

Introducción

1.1. Motivación

Uno de los mayores reservorios de recursos hídricos en Chile se encuentra en la Cordillera de los Andes. Sus bajas temperaturas permiten el almacenamiento de grandes cantidades de agua en forma de hielo glaciar y nieve, las cuales, durante el período estival, entregan agua de manera relativamente continua en su etapa de derretimiento .

Últimamente se ha visto una reducción acelerada del volumen de agua almacenado al interior de los glaciares, debido principalmente al aumento de temperatura observado en las últimas décadas ($+0.25[^\circ C/decada]$ en la zona andina de la zona central de Chile según un estudio realizado por [Falvey & Garreaud \(2009\)](#)). De acuerdo a un análisis realizado sobre 147 glaciares ubicados desde el extremo norte hasta el extremo sur del país, se registraron variaciones negativas en frentes y áreas para la mayoría de los glaciares, encontrándose tan solo tres glaciares en crecimiento ubicados en la zona Sur y Austral ([CECs, 2011](#)). Otro estudio, realizado por [Bown *et al.* \(2008\)](#) detectó una pérdida de $30 [km^2]$ de superficies glaciares en la cuenca del Aconcagua (20 % de reducción desde 1955 hasta el 2006).

Sin embargo, pese a la importancia de conocer las variables que afectan tanto al derretimiento nival como glaciar, la cantidad de información disponible es escasa. Esto último debido a la dificultad de instalar estaciones meteorológicas y fluviométricas en este tipo de zonas, producto de las condiciones meteorológicas extremas y el difícil acceso a estas.

Dado lo anterior, es necesario contar con herramientas que permitan estimar la contribución de los glaciares al caudal de los cauces de alta montaña y su impacto sobre la hidrología local con la información disponible. En este estudio se analizó específicamente la hidrología glaciar de la cuenca del río Maipo, en donde se encuentra la zona más poblada de Chile, con aproximadamente siete millones de habitantes, además de contar con una alta actividad agrícola. Lo anterior conlleva una gran demanda de agua, especialmente por parte de esta última, lo cual se suma a otras extracciones debidas a diversas actividades económicas existentes en la cuenca. El análisis se realizó a partir de la corrección del modelo hidrológico semi-distribuido WEAP ([Yates *et al.*, 2005](#)) que incorporó un módulo específico para glaciares ([Vergara *et al.*, 2011](#)), cuya calibración e implementación en la zona de estudio fue originalmente realizada por [Castillo \(2015\)](#).

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivos Generales

- El objetivo general de este trabajo es estimar el comportamiento glaciario de las subcuencas de los ríos Olivares, Volcán y Maipo en las Hualtatas, en la cuenca alta del río Maipo, de manera de diagnosticar el estado actual de los glaciares de las cuencas de estudio (tanto para glaciares cubiertos como descubiertos), así como la contribución de estos a los caudales de ríos de alta montaña.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Analizar la distribución de temperaturas del aire obtenidas a partir de productos satelitales e incorporarlas a un modelo hidroglaciológico, evaluando sus resultados.
- Reevaluar las ecuaciones utilizadas en la formulación original del modelo, en especial aquellas que correlacionan la superficie de los glaciares con sus respectivos volúmenes.
- Evaluar y estudiar los resultados obtenidos del modelo WEAP, especialmente en lo que trata de la evolución de las superficies glaciares y del caudal aportante de estas a los cauces de alta montaña.

1.3. Contenidos del informe

Los contenidos de la presente memoria se exponen siguiendo la siguiente estructura:

- **Capítulo 2:** Se muestra la información recopilada necesaria para el correcto entendimiento y desarrollo del presente trabajo.
- **Capítulo 3:** Descripción de la zona de estudio junto con la información meteorológica y fluviométrica recopilada para la calibración del modelo y para la obtención de nuevas series de temperatura.
- **Capítulo 4:** Se describe la metodología utilizada para obtener una nueva serie de temperaturas a partir de imágenes satelitales, además de las correcciones aplicadas para el correcto funcionamiento del modelo.
- **Capítulo 5:** Se presentan los pasos seguidos para la correcta calibración de los parámetros que rigen el modelo WEAP.
- **Capítulo 6:** Se presenta la evolución de superficies glaciares obtenidas al correr el modelo WEAP actualizado, además de los caudales simulados por éste.
- **Capítulo 7:** En este capítulo se discute sobre los resultados obtenidos y se realizan conclusiones finales.

Capítulo 2

Revisión de antecedentes

2.1. Clasificación de glaciares

Los glaciares son de gran relevancia en la naturaleza debido a su capacidad de almacenamiento de agua, la cual representa a un 68.9 % del agua dulce total que hay en el planeta (Diop *et al.*, 2002). Debido a esta capacidad de almacenamiento tienen directa influencia en la hidrología de la zona en la que se encuentran, alimentando a ríos y por tanto afectando a diversos factores ambientales y económicos (generación de energía hidroeléctrica, irrigación de cultivos, etc.). Para climas semiáridos esta contribución de escorrentía a los ríos de alta montaña cobra gran importancia (Ohlanders *et al.*, 2013), especialmente en aquellos años de escasa precipitación. Estas masas de hielo pueden ser clasificadas según su estructura interna, dividiéndose en glaciares descubiertos, cubiertos y de roca.

- Glaciares blancos o descubiertos: Corresponden a masas de hielo, que se originan por la compactación y recristalización de varias capas de nieve, que fluyen pendiente abajo tanto por deformaciones internas como por deslizamiento de su base, limitados por la topografía que los rodea. Estos cuentan con una zona de acumulación (zona alta) de nieve y otra de ablación. La transición entre estas dos zonas se llama “línea de equilibrio”, en donde la acumulación anual iguala a la ablación. Estos procesos hacen que la masa de los glaciares no varíe significativamente de un año a otro (Cogley *et al.*, 2011; IPCC, 2001).
- Glaciares cubiertos: Consisten en glaciares blancos, cubiertos por una capa de detritos que en general actúa como un aislante térmico, lo que reduce la tasa de fusión del hielo, permitiéndoles a este tipo de glaciares ubicarse a una cota menor que los glaciares blancos. Sin embargo una capa de detritos de poco espesor puede producir un aumento en la tasa de ablación de un glaciar (Zhang *et al.*, 2011).
- Glaciares rocosos: Sistemas complejos formados por una mezcla de hielo y bloques angulares de roca. Está conformado por un núcleo congelado (Permafrost) y una capa activa con descongelamiento estacional Croce & Milana (2002).

2.2. Evidencia de reducción de superficies y volúmenes glaciares

Según un estudio realizado por Rivera *et al.* (2002), se registró el retroceso superficial del 88 % de un total de 95 glaciares ubicados a lo largo de todo Chile , durante los años 1945 a 1996 . Esto a partir del análisis de imágenes satelitales, registros históricos y fotografías aéreas de las zonas de estudio.

Otro estudio realizado por Bown *et al.* (2008), detectó una reducción de 30 [km^2] de superficie glaciar en la cuenca del río Aconcagua entre los años 1955 y 2003. Esta reducción representa un 20 % de la superficie total registrada en 1955.

De acuerdo a otro análisis realizado sobre 147 glaciares ubicados desde el extremo norte hasta el extremo sur del país, a partir de imágenes satelitales y técnicas digitales de análisis, se observó una reducción general de áreas cubiertas por glaciares, encontrándose tan solo tres glaciares en crecimiento ubicados en la zona Austral de Chile (CECs, 2011).

De acuerdo al trabajo de Torres *et al.* (2013), en donde se calculó el balance de masa del glaciar Pirámide (el glaciar cubierto más extenso de la cuenca del río Yeso) a partir de la generación de modelos digitales de elevación, se obtuvo una pérdida del 23 % de la masa de hielo entre los años 1965 y 2000.

En el trabajo de Cepeda (2016), se utilizaron los modelos hidrológicos DHSVM y WEAP para analizar el comportamiento histórico y futuro de superficies glaciares ubicadas en la cuenca del río Olivares antes de junta con río Colorado, además de sus aportes al caudal total de la cuenca. Los resultados obtenidos indican que durante el periodo 2001-2012 la pérdida de superficie glaciar a nivel anual es del orden de 0.61 [$km^2/año$], mientras que las modelaciones para el año 2075 indican que las superficies glaciares de la cuenca habrán desaparecido prácticamente, quedando aproximadamente 1.2 [km^2] según la modelación realizada por DHSVM y 6.8 [km^2] según WEAP.

2.3. Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento glaciar

En un estudio realizado por Baraer *et al.* (2012) se estima que los glaciares pasan por cuatro etapas claramente diferenciables en su período de retroceso (figura 2.1). Cuando comienza el retroceso, el caudal aportante por parte del glaciar a los cauces de la cuenca aumenta hasta llegar a un valor máximo. Luego de alcanzado el valor máximo comienza a disminuir el caudal hasta que finalmente el glaciar desaparece. Al estudiar los caudales de salida provenientes de un glaciar es posible entonces conocer la fase en la que este se encuentra.

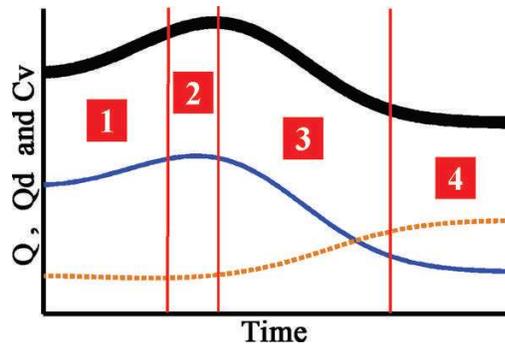


Figura 2.1: Fases del caudal entregado por un glaciar en su etapa de decrecimiento (Baraer *et al.*, 2012). Las curvas negra y azul corresponden a la descarga media anual y a la descarga para una temporada seca respectivamente, mientras que la línea punteada corresponde al coeficiente de variación de la descarga anual.

2.4. Zona de estudio

La cuenca del río Maipo corresponde a una cuenca de régimen hidrológico mixto, recibiendo aportes en la zona baja directamente por precipitación y aportes por derretimiento nival y glaciar en las zonas altas de la cuenca. Ubicada en la región Metropolitana, específicamente entre las coordenadas $32^{\circ} 55'$ - $34^{\circ} 15'$ de latitud Sur y $69^{\circ} 46'$ - $71^{\circ} 43'$ de longitud Oeste, cuenta con una extensión de $15.157 [km^2]$ (DGA, 2003) . Las temperaturas máximas en la cuenca se presentan en los meses de verano, mientras que las precipitaciones se centran en los meses de invierno (Figura 2.2).

El río Maipo nace en las laderas del volcán Maipo, a una altitud aproximada de $5.623[m.s.n.m.]$ y llega a su desembocadura con un caudal medio anual de $150 [m^3/s]$ recibiendo principalmente aportes de los ríos Volcán, Yeso, Colorado y Mapocho, desarrollando un recorrido total de $250 [km]$ (DGA, 2003) .

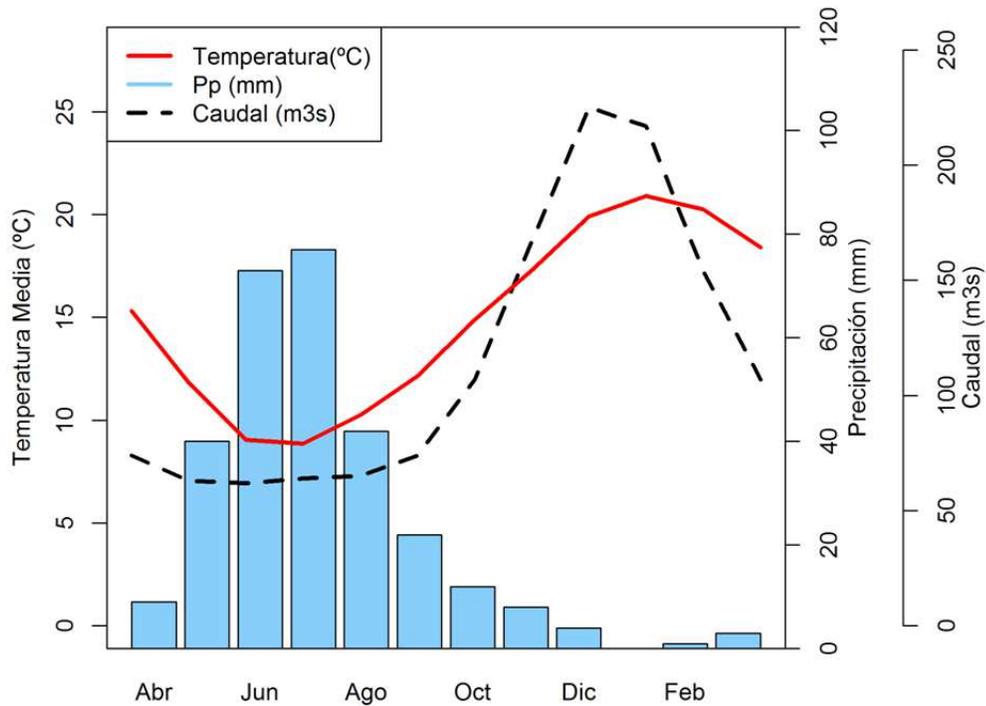


Figura 2.2: Precipitación y temperatura de la estación Quinta Normal y Caudal del Río Maipo en el Manzano (Proyecto MAPA, 2016)

La cuenca cuenta con 979 glaciares independientes que varían desde los 23 $[km^2]$ hasta los 0.1 $[km^2]$, cubriendo una superficie total de 387.4 $[km^2]$, equivalente al 2.55 % de la cuenca. Estos se distribuyen desde los 2640 [m.s.n.m.] hasta los 5650 [m.s.n.m.] (2.3 a), concentrándose los glaciares cubiertos principalmente en torno a los 4000 [m.s.n.m.] y los descubiertos entorno a los 5000 [m.s.n.m.] (2.3 c). Esto último es esperable, debido a que los glaciares cubiertos pueden soportar mayores temperaturas gracias a la capa de detrito que los cubre, la cual funciona como un aislante térmico.

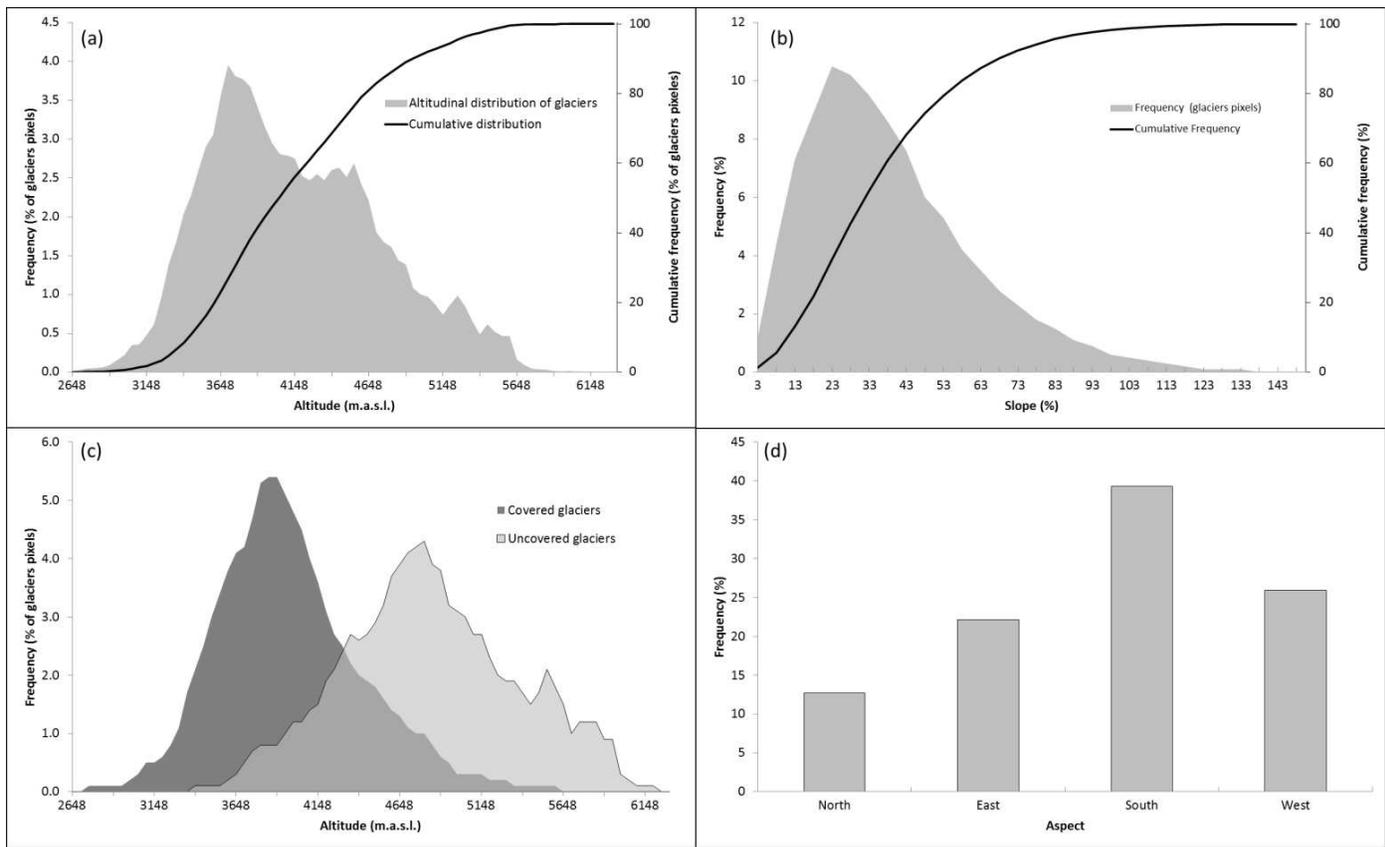


Figura 2.3: Características fisiográficas de los glaciares en la cuenca del Maipo. (a) Distribución altitudinal; (b) Distribución según pendientes; (c) Distribución altitudinal según tipo de glaciar; (d) Distribución según exposición (Castillo, 2015).

Se han detectado cambios sobre las temperaturas medias anuales en las últimas décadas a lo largo de todo Chile continental. Según un estudio realizado por Falvey & Garreaud (2009) durante el período 1979 -2006 se detectó un enfriamiento en la costa con una reducción de temperatura de $-0,2[^\circ C]$ por década, mientras que en la zona del valle central y los Andes se detectaron aumentos del orden de $0,2[^\circ C]$ por década.

2.5. Modelo WEAP

Castillo (2015) desarrolló una modelación glacio-hidrológica semi-distribuida, programado sobre la plataforma computacional WEAP (Water Evaluation and Planning System), cuyo objetivo era la modelación del balance hídrico de aquellas zonas glaciares ubicadas al interior de la cuenca del río Maipo, utilizando para ello un módulo especial de glaciares.

Como unidad de respuesta hidrológica (URH) se consideraron subcuencas y bandas de elevación, que van desde los 2500 [m.s.n.m.] hasta los 6500 [m.s.n.m.], espaciadas cada 500[m] (Figura 2.4). Además se analizó de manera independiente la modelación para glaciares cubiertos y descubiertos, debido a su comportamiento diferenciado.

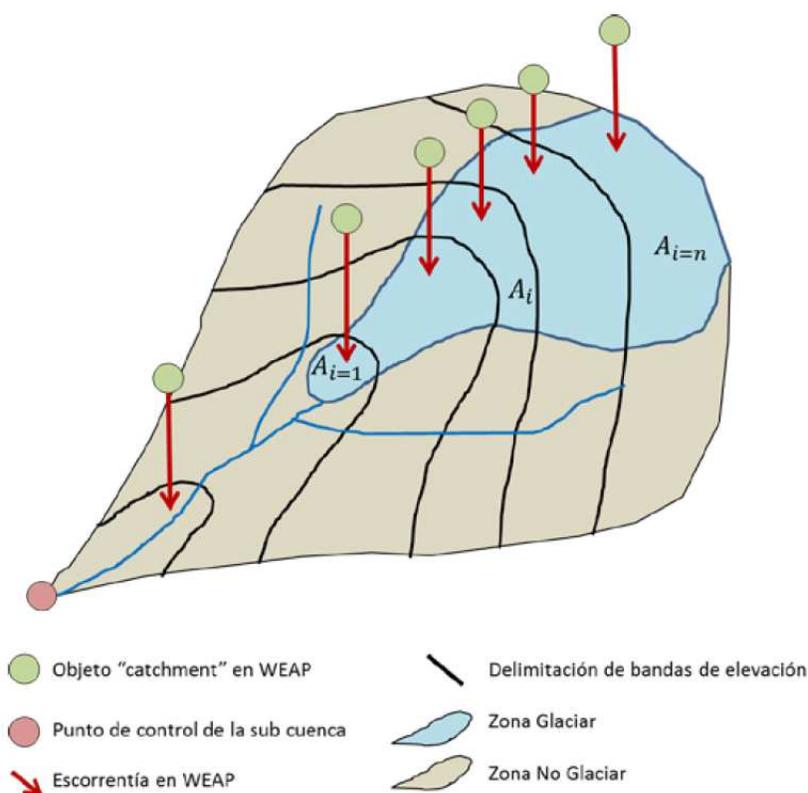


Figura 2.4: Esquema conceptual del modelo WEAP con módulo glaciario incorporado (Castillo, 2015)

Los resultados obtenidos indicaron una disminución de un 25 % (128 [km²]) de la superficie glaciaria total entre los años 1984 y 2014, lo cual se traduce en una pérdida de 4.26 [km²/año]. Sin embargo el modelo no fue capaz de representar de manera correcta la evolución de superficies glaciares en algunas de las URH de estudio, especialmente para el caso de glaciares cubiertos. Los resultados de la modelación realizada por Castillo (2015) indican un aumento en la superficie glaciaria cubierta en 7, de un total de 21, URH modeladas (entre ellas incluida la zona alta de la subcuenca del río Olivares), pese a que no existen registros de aumento de

superficie glaciar cubierta en la zona de estudio. Sumado a lo anterior, el modelo subestimó los caudales provenientes del derretimiento de hielo glaciar en ciertas subcuencas, especialmente en la subcuenca del río Olivares antes de la confluencia con el río Colorado.

Las ecuaciones que rigen el modelo WEAP desarrollado por Castillo se encuentran descritas detalladamente en su tesis (Castillo, 2015). A continuación se describen aquellas ecuaciones cuyos parámetros debieron ser recalibrados en el presente estudio.

2.5.1. Condiciones iniciales y relación Área-Volumen

Para estimar el volumen de hielo glaciar a partir de la superficie glaciar (la cual puede ser obtenida a partir de imágenes satelitales o de inventarios glaciares), se utiliza relación encontrada por Bahr *et al.* (1997)

$$V_{glaciar,t} = c \cdot A_{glaciar,t}^b \quad (2.1)$$

En donde $V_{glaciar}$ corresponde al volumen de hielo del glaciar de estudio, mientras que $A_{glaciar}$ a su superficie. Los parámetros b y c están relacionados con la topografía de la zona en donde se encuentra el glaciar, las dimensiones de este y su balance de masa. Estos valores pueden ser estimados al correlacionar superficies glaciares cuyo volumen sea previamente conocido. En su modelo de Castillo (2015), se utilizaron los valores encontrados en el estudio de (Bahr *et al.*, 1997), obtenidos al analizar 144 glaciares ubicados en distintos lugares alrededor de la Tierra.

$$b = 1,36 \quad c = 0,048 \quad (2.2)$$

2.5.2. Acumulación de nieve/hielo

El flujo de entrada de la subcuenca modelada está dado por la precipitación caída sobre cada banda de elevación en el tiempo t . El tipo de precipitación depende directamente de la temperatura promedio del aire para el paso de tiempo t , pudiendo ocurrir en forma de nieve o precipitación líquida.

$$P_{liq,i,t} = \begin{cases} P_{i,t} & T_{i,t} \geq T_o \\ 0 & T_{i,t} < T_o \end{cases} \quad (2.3)$$

$$P_{snow,i,t} = \begin{cases} P_{i,t} & T_{i,t} < T_o \\ 0 & T_{i,t} \geq T_o \end{cases} \quad (2.4)$$

En donde:

- $\mathbf{P}_{i,t}$: Corresponde a la precipitación en [mm] caída sobre la banda i en el paso de tiempo t .
- $\mathbf{T}_{i,t}$: Corresponde a la temperatura del aire promedio sobre la banda i en el paso de tiempo t .

- T_o : Corresponde a la temperatura umbral de derretimiento, parámetro que debe ser calibrado.
- $P_{liq,i,t}$: Corresponde a la precipitación líquida caída sobre la banda i en el paso de tiempo t .
- $P_{snow,i,t}$: Corresponde a la precipitación sólida caída sobre la banda i en el paso de tiempo t .

2.5.3. Derretimiento de nieve/hielo

Para simular el derretimiento del hielo glaciar (M_{ice}) y de la nieve ($M_{pot\ snow}$) presente en la cuenca, el modelo WEAP utiliza una forma simplificada de balance de energía (Young *et al.*, 2009).

$$E_{m,i,t} = E_{n,i,t} - E_{other,i,t} \quad (2.5)$$

En donde:

- $E_{n,i,t}$: Corresponde al flujo radiativo neto total (Suma entre los flujos radiativos de onda larga y corta). Este valor es entregado por WEAP por medio de sus algoritmos internos y depende de la latitud, día del año y del nivel de nubosidad presente en el día y zona de estudio.
- $E_{m,i,t}$: Corresponde al flujo de energía disponible para derretimiento.
- $E_{other,i,t}$: Corresponde a la suma de todos los demás flujos de energías existentes (Flujo de calor sensible en la interfaz nieve-aire, flujo convectivo de calor latente por intercambio de vapor, flujo de calor latente y sensible proveniente de la precipitación y flujo de calor con el suelo). Es considerado como una pérdida de energía del sistema, por lo que se resta a la radiación neta total ($E_{n,i,t}$).

E_{other} puede ser estimado a partir de la radiación neta total a partir de la siguiente ecuación:

$$E_{other,i,t} = R_f \cdot E_{n,i,t} \quad (2.6)$$

En donde R_f (Factor de radiación) es un parámetro adimensional que debe ser calibrado y puede tomar valores entre 0 y 1.

Para estimar la tasa de derretimiento a nivel diario, tanto para el manto nival como para el hielo glaciar, se utilizan las siguientes fórmulas:

$$M_{pot\ snow,i,t} = \begin{cases} \frac{E_{m,i,t}}{\rho_w \cdot L_f \cdot B} & T_{i,t} \geq T_o \\ 0 & T_{i,t} < T_o \end{cases} \quad (2.7)$$

$$M_{ice,i,t} = \begin{cases} S_{Free,i,t} \cdot \frac{E_{m,i,t}}{\rho_w \cdot L_f \cdot B} \cdot F_{ice} & T_{i,t} \geq T_o \\ 0 & T_{i,t} < T_o \end{cases} \quad (2.8)$$

En donde:

- $M_{\text{pot snow},i,t}$: Corresponde al derretimiento potencial del manto nival (en [mm]) sobre la banda i y en el período de tiempo t .
- $M_{\text{ice},i,t}$: Corresponde al derretimiento de hielo glaciar (en [mm]) sobre la banda i y en el período de tiempo t .
- ρ_w : Corresponde a la densidad del agua ($1000 \left[\frac{kg}{m^3}\right]$).
- L_f : Corresponde al calor latente de fusión ($334\left[\frac{kJ}{kg}\right]$).
- B : Corresponde al coeficiente de calidad térmica del manto. Usualmente se encuentra entre los valores 0.8 y 1.1, dependiendo del tipo de nieve que forme el manto.
- $S_{\text{Free},i,t}$: Parámetro adimensional que representa la porción de hielo glaciar libre de nieve, tomando valores entre 0 y 1.
- F_{ice} : Corresponde a la porción de hielo glaciar presente en toda la superficie delimitada como glaciar. Puede tomar valores entre 0 y 1, dependiendo de la cantidad de zonas que no correspondan a hielo glaciar (como rocas o detritos) pero que estén ubicadas dentro de la delimitación del glaciar.

2.5.4. Escorrentía de origen glaciar

La escorrentía aportada por el manto de nieve ubicada sobre superficie para la banda i y el período de tiempo t , se representa en la siguiente ecuación (Schaeffi *et al.*, 2005; Suarez *et al.*, 2008):

$$Q_{\text{snow},i,t} = Q_{\text{snow},i,t-1} \cdot e^{-\frac{\Delta t}{k_{\text{snow}}}} + (P_{\text{liq},i,t} + M_{\text{snow},i,t}) \cdot (1 - e^{-\frac{\Delta t}{k_{\text{snow}}}}) \quad (2.9)$$

En donde:

- Δt : Corresponde paso de tiempo de la modelación, que en este caso corresponde a 1 [día].
- k_{snow} : Constante de tiempo que representa el retraso del flujo de agua (aportado por $Q_{\text{snow},i,t}$) producto de la ruta que este sigue. Es uno de los parámetros que deben ser calibrados.
- $M_{\text{snow},i,t}$: Corresponde al derretimiento de nieve (en [mm]) presente en la superficie glaciar y depende tanto de la altura de nieve existente en la banda i durante el período de tiempo t , como de la variable $M_{\text{pot snow},i,t}$.

La escorrentía aportada por el derretimiento de hielo glaciar existente en la banda i en el paso de tiempo t está dada por la siguiente ecuación (Schaeffi *et al.*, 2005; Suarez *et al.*, 2008):

$$Q_{\text{ice},i,t} = Q_{\text{ice},i,t-1} \cdot e^{-\frac{\Delta t}{k_{\text{ice}}}} + (P_{\text{liq},i,t} \cdot S_{\text{Free}} + M_{\text{ice},i,t}) \cdot (1 - e^{-\frac{\Delta t}{k_{\text{ice}}}}) \quad (2.10)$$

En donde:

- k_{ice} : Constante de tiempo que representa el retraso del flujo de agua (aportado por $Q_{\text{ice},i,t}$) producto de la ruta que este sigue. Es uno de los parámetros que deben ser calibrados.

2.5.5. Evolución del área glaciaria

Para representar la evolución de la superficie glaciaria a nivel anual el modelo utiliza la siguiente fórmula:

$$A_{glaciaria,t=365} = \sqrt[b]{\frac{V_{glaciaria,t=0} + \Delta V_{glaciaria,t=365}}{c}} \quad (2.11)$$

En donde $\Delta V_{glaciaria}$ corresponde a la variación anual de volumen de hielo para toda la subcuenca modelada.

$$\Delta A_{glaciaria,t=365} = A_{glaciaria,t=365} - A_{glaciaria,t=0} \quad (2.12)$$

2.6. Imágenes satelitales

2.6.1. Imágenes MODIS de LST

Como método alternativo para obtener las series de temperatura que requiere el modelo para su correcto funcionamiento se decidió utilizar registros de temperatura superficial de la Tierra (LST) provenientes del sensor MODIS, presente en los satélites Terra y Aqua, que ofrece dos imágenes diarias (día y noche) con una resolución espacial de 1 [km]. Las imágenes MODIS de LST están disponibles desde marzo del año 2000 para el caso del satélite Terra y desde el Julio del 2002 en el caso del satélite Aqua. Estas temperaturas se transformaron luego a temperaturas promedio del aire utilizando para ello coeficientes que correlacionen estas ambas variables (esto se explica detalladamente en el capítulo de metodología.)

Según un estudio realizado por [Paez & Vargas \(2014\)](#), se obtienen buenos resultados al comparar temperaturas extremas a nivel diario medidas por distintas estaciones meteorológicas (todas ubicadas en la cuenca de Aconcagua en Chacabuco, región de Valparaíso), con las temperaturas LST del día y la noche registradas por el sensor MODIS, llegando en la mayoría de los casos a valores de $r^2 > 0,7$.

De acuerdo a otro estudio realizado por [Ran et al. \(2012\)](#) sobre zonas permafrost, se puede estimar de manera confiable la temperatura promedio superficial de la Tierra a nivel diario al promediar los valores de LST capturados durante el día y la noche por MODIS.

En el trabajo de [Williamson et al. \(2014\)](#), se obtienen buenos resultados al correlacionar el promedio de los valores máximos y mínimos de las temperaturas LST detectadas por el sensor MODIS con las temperaturas promedio del aire registradas por las estaciones meteorológicas de estudio. Se optó por seguir esta metodología para estimar la temperatura del aire diaria sobre la zona de estudio.

2.6.2. Imágenes Landsat e índice de Diferenciación de Nieve Normalizado (NDSI)

De manera de poder corroborar que el modelo WEAP simula de buena manera la evolución de las superficies glaciares analizadas, se utilizaron imágenes satelitales registradas por los satélites Landsat 5 y Landsat 8 con las que luego fue posible comparar las superficies glaciares simuladas por el modelo con las observadas en estas imágenes.

Las imágenes provenientes del satélite Landsat 5 tienen una resolución espacial de 30 [m] en las bandas visible e infrarrojo medio y 120 [m] en la banda que cubre el espectro infrarrojo termal (TIR). Su resolución espacial es de 16 [días] y cubre el espectro desde los $0.45[\mu m]$ a $2.35[\mu m]$, excepto para la banda TIR que cubre desde $10.4[\mu m]$ a $12.5[\mu m]$. Fue lanzado en el año 1984 y fue dado de baja el 2013.

Landsat 8 por su parte tiene una resolución espacial de 30 [m] en las bandas visible e infrarrojo medio y 100 [m] en las bandas TIR. Al igual que Landsat 5 tiene una resolución temporal de 16 [días] y logra cubrir el espectro desde los $0.433[\mu m]$ hasta los $1.39 [\mu m]$, exceptuando las bandas TIR que registran desde $10.3[\mu m]$ a $12.5[\mu m]$.

El Índice de Diferenciación de Nieve Normalizada (NDSI) permite discriminar entre la cobertura nival de entre otros tipos de cobertura. Para ello calcula la diferencia de reflexión entre la banda visible verde (B_V), correspondiente a la banda 2 de ambos satélites, con la banda infrarroja de onda corta (SWIR), correspondiente a la banda 5 en Landsat 5 y a la banda 6 en Landsat 8.

$$NDSI = \frac{B_V - SWIR}{B_V + SWIR} \quad (2.13)$$

Como resultado, el índice puede tomar valores de entre 0 y 1, considerando usualmente valores mayores a 0.4 para lograr discriminar la cobertura nival.

2.7. Índices de Eficiencia

De manera de poder evaluar el nivel de eficiencia del modelo WEAP al comparar sus resultados con observaciones realizadas en terreno, se utilizaron en el presente estudio los criterios de Nash-Sutcliffe (NSE) y Kling-Gupta (KGE).

El índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe es uno de los criterios más utilizados en hidrología y está definido de la siguiente manera:

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_i^o - Q_i^s)^2}{\sum_{i=1}^n (Q_i^o - \bar{Q})^2} \quad (2.14)$$

En donde:

- Q_i^o : Corresponde al caudal promedio observado en el día i .
- Q_i^s : Corresponde al caudal promedio modelado para el día i .
- \bar{Q} : Corresponde al caudal promedio durante todo el periodo de evaluación.

El criterio KGE corresponde a una mejora del índice de Nash-Sutcliffe (Gupta *et al.*, 2009), en el que se toman las componentes de la función NSE (correlación, desviación estándar y variabilidad) y se calcula la distancia Euclidiana de estas a un punto ideal. Esto último permite evitar ciertos problemas existentes al aplicar el criterio NSE, como por ejemplo la subestimación en la variabilidad de caudales.

$$KGE = 1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2} \quad (2.15)$$

En donde:

- r : Corresponde al coeficiente de correlación de Pearson.
- α : Corresponde a la razón entre la desviación estándar de los caudales simulados y los observados.
- β : Corresponde a la razón entre los caudales medios simulados y los observados.

Capítulo 3

Zona de Estudio e información disponible

Las zonas de estudio del presente trabajo consisten en las subcuencas del río Maipo en las Hualtatas, río Volcán en Queltehues y río Olivares antes junta con río Colorado, todas estas ubicadas en la zona alta de la cuenca del río Maipo. Existe presencia tanto de glaciares cubiertos como descubiertos en todas las subcuencas de estudio con superficies que van desde los 0.01 [km^2] hasta los 21.44 [km^2], sumando un total de 121 [km^2] de superficie glaciar descubierta y 101 [km^2] de superficie glaciar cubierta, equivalentes al 57 % de la superficie glaciar total de la cuenca del río Maipo (Superficies obtenidas del inventario de glaciares de la DGA, 2009).

El modelo WEAP trabaja con URH definidas por subcuenca y bandas de elevación. Estas últimas están espaciadas cada 500 [m] de altura y van desde los 2500 [m.s.n.m.] hasta los 6500 [m.s.n.m.]. Dado a que en su formulación original trabaja con un máximo de 8 bandas de elevación por zona de evaluación, es necesario subdividir las subcuencas de interés en subcuencas mas pequeñas. En el caso de la cuenca del río Volcán en Queltehues, se subdividió la zona de estudio en 3 subcuencas: Estero la Engorda, Río Volcán Alto y Río Volcán en Queltehues. Para el caso de la subcuenca del río Olivares, se dividió esta en 2 subcuencas mas pequeñas: Río Olivares Alto y Río Olivares antes junta con río Colorado. No fue necesario dividir la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas debido a que es posible evaluar toda esta zona las ocho bandas que permite el modelo.

Las zonas a evaluar por el modelo WEAP están claramente definidas en las figuras 3.1 y 3.2, mientras que la distribución de glaciares para cada una de las URH se encuentra resumida en las tablas 3.1 y 3.2.

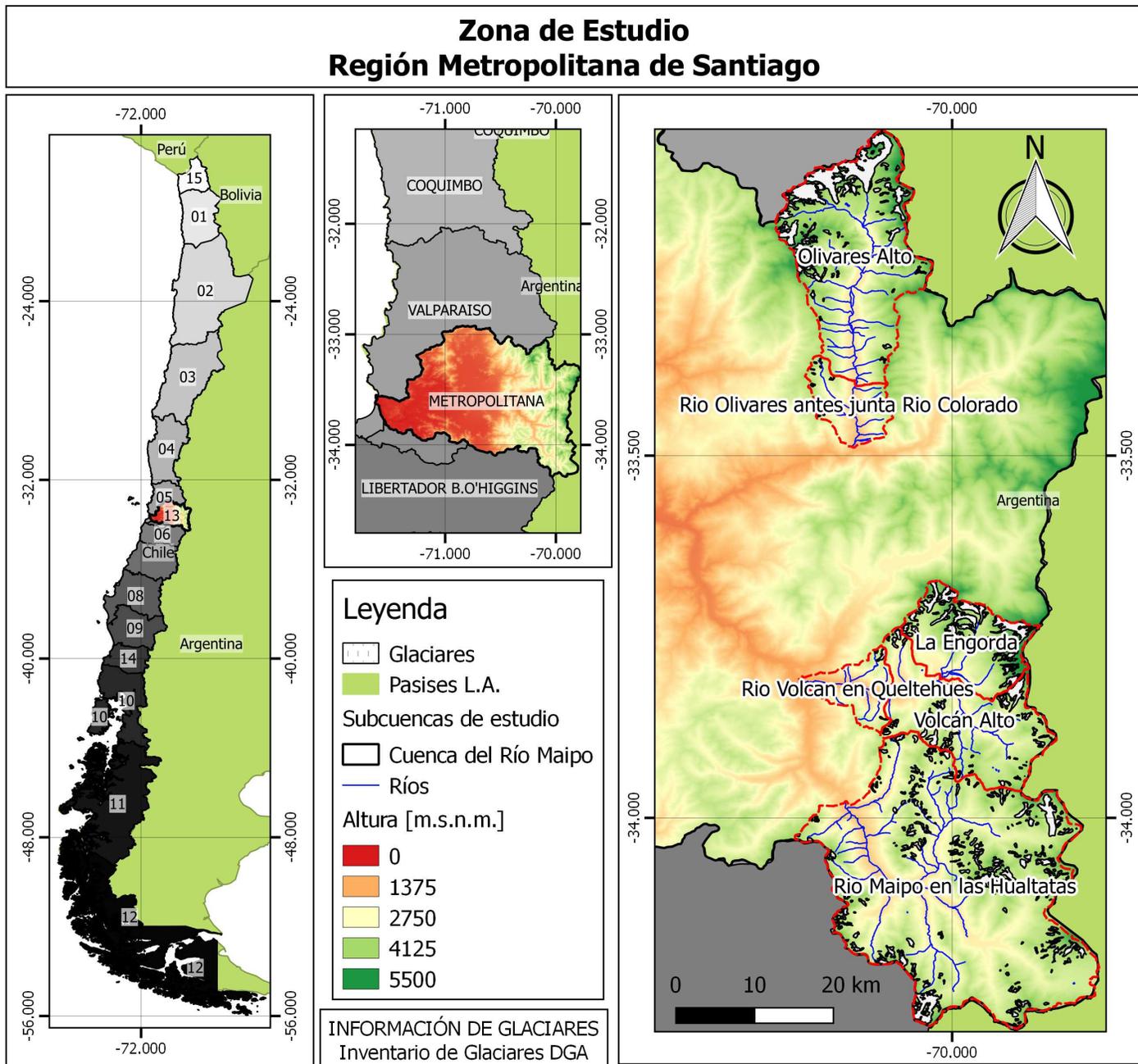


Figura 3.1: Mapa con información de subcuencas de estudio.

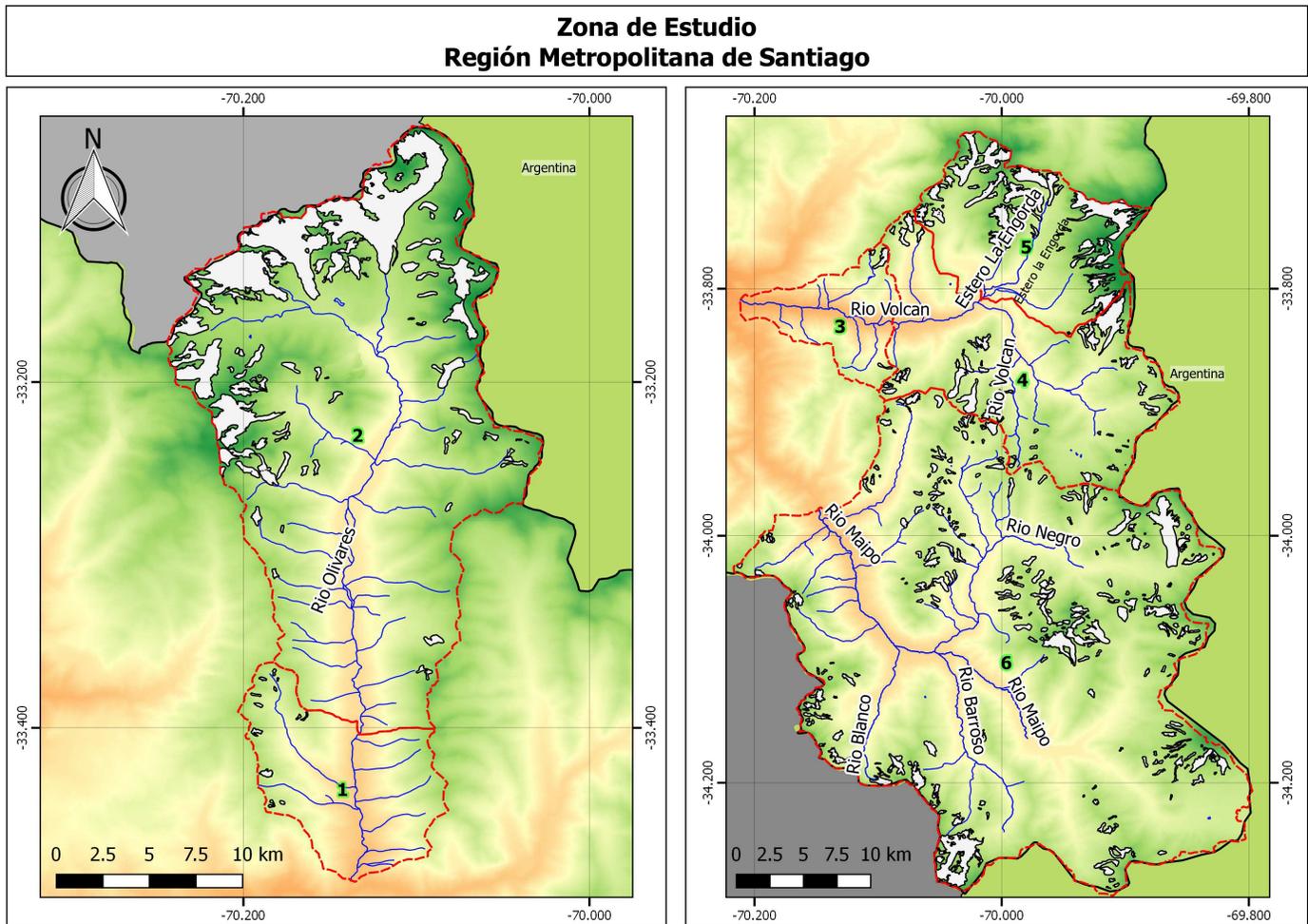


Figura 3.2: Subcuencas de Estudio. Numeración: 1- Río Olivares antes junta Río Colorado, 2- Río Olivares Alto, 3- Río Volcán en Queltehues, 4- Estero la Engorda, 5- Río Volcán Alto, 6- Río Maipo en las Hualtatas.

Tabla 3.1: Distribución de glaciares descubiertos para las zonas de estudio.

Banda	Rango alturas	Río Olivares antes junta Río Colorado	Río Olivares Alto	Río Volcán en Queltehues	Río Volcán Alto	La Engorda	Río Maipo en las Hualtatas
1	2500-3000	-	-	-	0.011	-	0.1154
2	3000-3500	-	-	0.009	0.839	0.282	1.0274
3	3500-4000	-	3.216	0.014	1.756	2.176	8.8711
4	4000-4500	-	29.827	-	1.390	6.859	11.1178
5	4500-5000	-	27.391	-	1.226	9.730	3.4670
6	5000-5500	-	5.484	-	0.177	4.801	0.0370
7	5500-6000	-	0.182	-	-	0.544	-
8	6000-6500	-	-	-	-	-	-
Suma		0.000	66.101	0.02263	5.399	24.392	24.6357

Tabla 3.2: Distribución de glaciares cubiertos para las zonas de estudio.

Banda	Rango alturas	Río Olivares antes junta Río Colorado	Río Olivares Alto	Río Volcán en Queltehues	Río Volcán Alto	La Engorda	Río Maipo en las Hualtatas
1	2500-3000	-	-	0.001	0.424	-	1.385
2	3000-3500	0.222	0.400	0.795	6.352	1.578	16.818
3	3500-4000	0.641	4.492	0.333	6.977	8.231	32.070
4	4000-4500	-	7.185	-	0.535	4.395	5.980
5	4500-5000	-	1.575	-	0.004	0.598	0.130
6	5000-5500	-	0.130	-	0.001	0.154	-
7	5500-6000	-	0.015	-	-	0.002	-
8	6000-6500	-	-	-	-	-	-
Suma		0.863	13.797	1.129	14.292	14.958	56.382

3.1. Cuencas Piloto y estaciones meteorológicas/fluviométricas utilizadas

Para el desarrollo del presente estudio se utilizó la información proveniente de 10 estaciones meteorológicas, de las cuales siete se encontraban sobre la superficie de los glaciares San Francisco y Pirámide, instaladas por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile (Estaciones 4,5,8,9 de la tabla 3.3) y por el Centro de Estudios Avanzados en Zonas Áridas (Estaciones 6,7,10 de la tabla 3.3) . Las tres estaciones restantes son las más altas de la red meteorológica de la Dirección General de Aguas(DGA) en la región Metropolitana . Además se usaron los registros de caudales provenientes de dos estaciones fluviométricas ubicadas en la cercanía de los glaciares San Francisco (estación instalada por el departamento de ingeniería civil de la Universidad de Chile) y Pirámide (Estación de la DGA). Adicionalmente se contó con cinco balizas de ablación en el glaciar San Francisco ubicadas sobre el manto nival(Tabla 3.4) que proporcionaron información de altura de nieve a lo largo de la temporada de derretimiento 2012-2013.

que entregan información

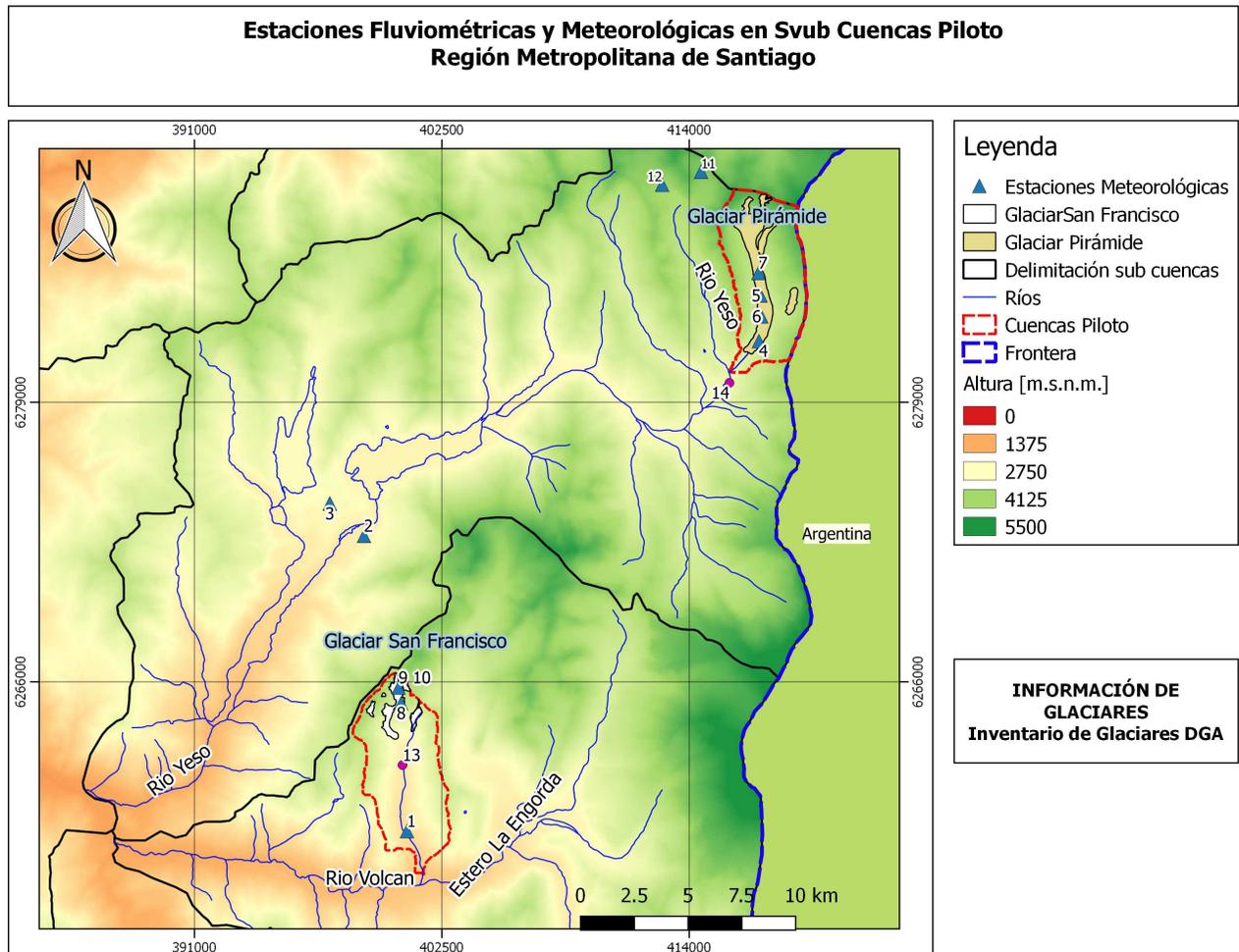


Figura 3.3: Mapa con información de subcuencas piloto y estaciones meteorológicas y fluviométricas utilizadas en el presente estudio.

Tabla 3.3: Estaciones meteorológicas y fluviométricas utilizadas en el presente estudio.

ID	Nombre	Tipo	Cota (msnm)	UTM Este	UTM Norte	Período
1	Aguas Panimávida	Meteorológica valle	2230	400880	6259054	19-04-2011/ Actualidad
2	El Yeso Embalse	Meteorológica valle	2484	398880	6272784	01-07-1963/ Actualidad
3	Laguna Negra	Meteorológica valle	2780	397296	6274348	01-07-1965/ Actualidad
4	Pirámide Baja	Meteorológica glaciar	3356	417243	6281841	14-11-2012/ 19-04-2013
5	Pirámide Media	Meteorológica glaciar	3539	417320	6283960	25-10-2012/ 13-11-2012
6	Pirámide Baja 2	Meteorológica glaciar	3459	417353	6282990	06-11-2013/ 15-04-2014
7	Pirámide Media 2	Meteorológica glaciar	3675	417222	6285012	15-04-2014/ 08-04-2015
8	San Francisco Media	Meteorológica glaciar	3466	400612	6265003	31-10-2012/ 27-11-2012
9	San Francisco Superior	Meteorológica glaciar	3679	400491	6265731	15-11-2012/ 19-04-2013
10	San Francisco 2	Meteorológica glaciar	3466	400612	6265003	6-11-2013/ 8-4-2015
11	Yeso	Meteorológica glaciar	4428	414554	6289714	15-11-2013/ 19-03-2015
12	Bello	Meteorológica glaciar	4134	412744	6289113	15-11-2013/ 19-03-2015
13	Estero Morales en Estación a pie del glaciar	Fluviométrica	2434	400672	6262126	27-12-2013/ 22-01-2014
14	Estero Yeso en termas el Plomo	Fluviométrica	2982	415874	6279896	04-12-2012/ 20-01-2013

Tabla 3.4: Ubicación de balizas de ablación (Glaciar San Francisco).

Baliza	UTM Este	UTM Norte
1	6265190	400548
2	6265101	400577
3	6264888	400564
4	6265729	400507
5	6265839	400472

Capítulo 4

Metodología

4.1. Construcción de series de temperatura del aire a partir de imágenes satelitales

Dado a que en su formulación original el modelo entrega bajos valores de caudales y poco derretimiento glaciario, se llegó a la conclusión de que las temperaturas de entrada del modelo no son representativas de la realidad. Originalmente se aplicó el método del gradiente térmico para obtener series de temperatura de cada una de las URH de estudio, método globalmente utilizado para estudios hidrológicos (Petersen & Pellicciotti, 2011; Carenzo (2012)). Sin embargo este supuesto puede llevar a resultados erróneos cuando la información meteorológica es escasa, como ocurre en la zona de estudio del presente trabajo. Como método alternativo para obtener las temperaturas promedio de cada una de las URH de estudio se utilizó la información proveniente de los productos del sensor MODIS.

El espectroradiómetro Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) es uno de los sensores presente en los satélites Terra (EOS AM) y Aqua (EOS PM), los cuales fueron lanzados por NASA en los años 1999 y 2002 respectivamente. El satélite Terra recorre la Tierra desde el hemisferio norte al hemisferio sur, pasando por el ecuador en la mañana, mientras que el satélite Aqua hace su recorrido desde el hemisferio sur al norte, pasando por el ecuador en la tarde.

El sensor capta el espectro reflejado de la superficie de la Tierra en 36 bandas espectrales con longitudes de onda que van desde los de $0,4 \mu m$ a $14,4 \mu m$. Su resolución espacial es variada, dependiendo de cada producto y va desde los 250 [m] hasta los 1000[m].

Existen diversos algoritmos teóricos que procesan los datos captados por el sensor MODIS y generan nueva información a partir de estos. En el presente estudio se utilizó la información proveniente de los siguientes productos:

- MODIS Snow Cover: Presente en los productos MOD10A1 (Terra) y MYD10A1(Aqua). Es capaz de clasificar el tipo de cobertura en la superficie terrestre y clasificarlo dentro de nueve posibles clases. Se obtiene una imagen de cobertura por día para cada uno de los satélites, con una resolución espacial de 500 [m].

Tabla 4.1: Clasificación de cobertura de los productos MOD10A1 y MYD10A1

Codigo	Tipo de cubierta
0	data missing
1	no decision
11	night
25	no snow
37	lake
39	ocean
50	cloud
100	lake ice
200	snow
254	detector saturated
255	fill

- MODIS Land Surface Temperature and Emissivity (LST/E): Presente en los productos MOD11A1(Terra) y MYD11A1 (Aqua), estima la temperatura superficial de la Tierra (LST) con una resolución espacial de 1[km], entregando dos imágenes diarias por cada satélite (una en el día y otra en la noche) .

Utilizar datos provenientes del sensor MODIS tiene varias ventajas, entre las que se encuentran su acceso gratuito, la cobertura a nivel global de sus imágenes y la resolución temporal diaria de estas. En este trabajo se utilizaron imágenes MODIS registradas desde el primero de abril del año 2001 hasta el 30 de marzo del año 2014.

4.1.1. Procesamiento de imágenes y relleno de pixeles sin información

Las imágenes MODIS de cobertura y LST fueron descargadas directamente de la página web de NASA-Reverb. Reverb es una herramienta que entrega información de datos y servicios para todas las imágenes satelitales obtenidas por la NASA . Los datos provenientes de MODIS vienen en forma de matrices, cuyos elementos tienen información tanto de su localización como de la variable de estudio (Temperatura o tipo de cobertura por ejemplo). Esta información viene proyectada por defecto en coordenadas geográficas (EPSG: 4326), lo cual dificulta su procesamiento. Es por ello que se reproyectó toda la información descargada a coordenadas UTM, con datum en el huso 19 Sur (EPSG: 32719), además se delimitaron las dimensiones de los mapas de manera de poder trabajar solo con la zona de estudio y reducir la cantidad de datos a procesar. Esto se realizó utilizando la consola de comandos del software GRASS GIS (MSYS), que permite ingresar una serie de códigos y ejecutarlos de manera automática.

Una de las limitaciones de las imágenes satelitales son los llamados “gaps” o píxeles sin información producto de la presencia de nubes sobre la zona a estudiar, llegando a cubrir en ocasiones

la totalidad de esta. Como solución a este problema se implementó un código en el software matemático Matlab, que se encarga de rellenar estos pixeles en blanco, utilizando dos métodos distintos:

- Promedio Temporal: Como su nombre lo dice, se aplica un promedio temporal sobre cada uno de los pixeles sin información, utilizando la información de las imágenes de días anteriores y posteriores al día de análisis.

$$P_{i,j,t} = \frac{P_{i,j,t-2} + 2 \cdot P_{i,j,t-1} + 2 \cdot P_{i,j,t+1} + P_{i,j,t+2}}{N} \quad (4.1)$$

- Promedio espacial: Se promedia el valor de los pixeles aledaños al pixel sin información.

$$P_{i,j,t} = \frac{P_{i-1,j+1,t} + P_{i,j+1,t} + P_{i+1,j+1,t} + P_{i-1,j,t} + P_{i+1,j,t} + P_{i-1,j-1,t} + P_{i,j-1,t} + P_{i+1,j-1,t}}{N} \quad (4.2)$$

En donde:

$P_{i,j,t}$: Pixel en la ubicación i,j de la matriz (mapa) de información, para el día t .

N : Número de datos con información en la ubicación i,j entre los píxeles analizados.

Para el caso de las imágenes MODIS de tipo de cobertura (MOD10/MYD10), antes de aplicar los métodos mencionados anteriormente, se unificó la información obtenida de los satélites Aqua y Terra creando un nuevo mapa de tipos de cobertura. Esto último permite que en caso de que uno de los sensores no capte información en cierto pixel, la información del sensor proveniente del otro satélite aporte con la información recopilada por este. Además para los casos en que los valores de ambos sensores no coincidan, se optó por dejar sin valor a aquellos pixeles.

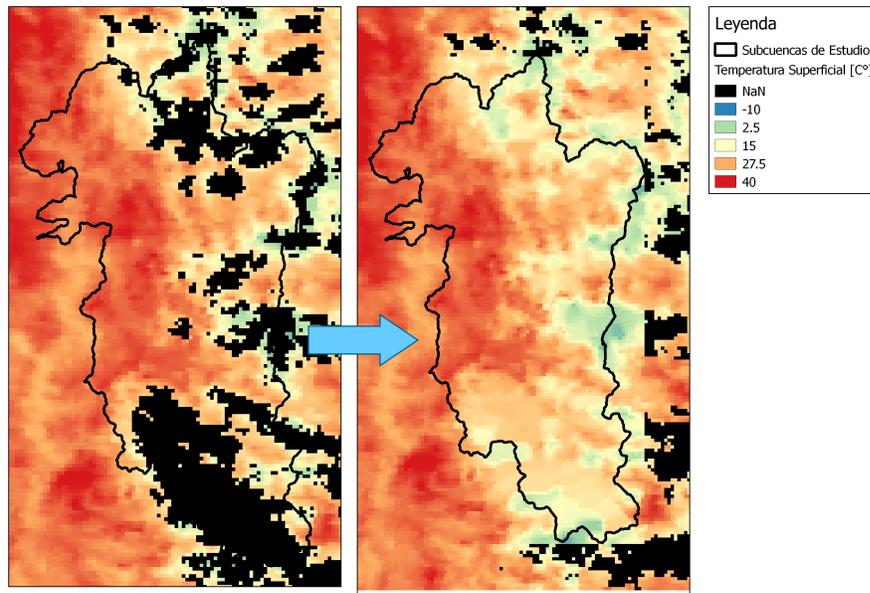


Figura 4.1: Ejemplo de relleno de imagen MODIS de LST día, producto proveniente de los datos entregados por el satélite Terra.

4.1.2. Generación de Mapas de Temperatura del Aire

Dado a que el sensor MODIS mide la temperatura superficial de la Tierra y no la temperatura del aire fue necesario encontrar una relación entre ambas variables, (Williamson *et al.*, 2014). Para ello se utilizó la información de las estaciones meteorológicas mencionadas en la Tabla 3.3, lo cual permitió encontrar una correlación entre ambas temperaturas y luego transformar los datos de LST a temperatura del aire.

Información de cobertura

La temperatura del aire se relaciona de manera distinta con la temperatura superficial cuando existe presencia nival, glaciario, o suelo descubierto por lo que para obtener buenos resultados en las correlaciones obtenidas fue necesario realizar análisis independientes de acuerdo al tipo de cobertura existente. Por defecto los productos MOD10/MYD10 (MODIS Snow Cover) vienen con una resolución de 500 [m], mientras que las imágenes LST tienen una resolución de 1000[m], por lo que fue necesario transformar estos datos de manera de generar mapas de cobertura con una resolución de 1000 [m]. Para lograr lo anteriormente descrito se desarrolló un código en Matlab que calculó la moda entre grupos de 4 píxeles, generando así mapas de cobertura de 1 [km] de resolución. En el caso de que no existiera una cobertura predominante, se utilizó la información de los días anteriores y posteriores para definir el valor del píxel de estudio.

Temperatura LST promedio diaria

Varios estudios sostienen que la temperatura promedio del aire se correlaciona de buena manera con la temperatura LST entregada por el sensor MODIS, especialmente cuando se combina la información de los satélites Aqua y Terra, tanto para las temperaturas de día como de la noche (Díaz *et al.*, 2015; Shamir & Georgakakos, 2013; Williamson *et al.*, 2014). En el estudio de Williamson *et al.* (2014) se comparó el promedio de las temperaturas LST máximas y mínimas detectadas por el sensor MODIS a nivel diario con la temperatura registrada por 7 estaciones meteorológicas ubicadas en Yukon, Canadá, llegando a coeficientes r^2 del orden de 0,90 .

Para construir el mapa de temperaturas LST promedio, se aplicó la siguiente fórmula a cada uno de los píxeles ubicados sobre la zona de estudio y sobre toda la serie de tiempo (01/04/2001 - 31/03/2014).

$$LST_{i,j,t} = \frac{Max(LST_{dia(Terra)_{i,j,t}}, LST_{dia(Aqua)_{i,j,t}}) + Min(LST_{Noche(Terra)_{i,j,t}}, LST_{Noche(Aqua)_{i,j,t}})}{2} \quad (4.3)$$

En donde

$\overline{LST}_{i,j,t}$: Corresponde a la temperatura promedio LST para el píxel localizado en la ubicación i,j en el día t.

$LST_{dia_{Terra/Aqua}}$: Corresponde a la temperatura LST de día capturada por el satélite Aqua/Terra.

$LST_{noche_{Terra/Aqua}}$: Corresponde a la temperatura LST de noche capturada por el satélite Aqua/Terra.

Downscaling

Para correlacionar de manera correcta la temperatura LST con la temperatura del aire medida por las estaciones meteorológicas de estudio, fue necesario estimar la temperatura LST en el punto exacto en donde se encuentran estas, lo cual se logró aplicando un proceso de escalamiento (Downscaling) espacial sobre las imágenes satelitales mediante una interpolación IDW (inverso a la distancia) de aquellos cuatro valores que rodean al punto de interés.

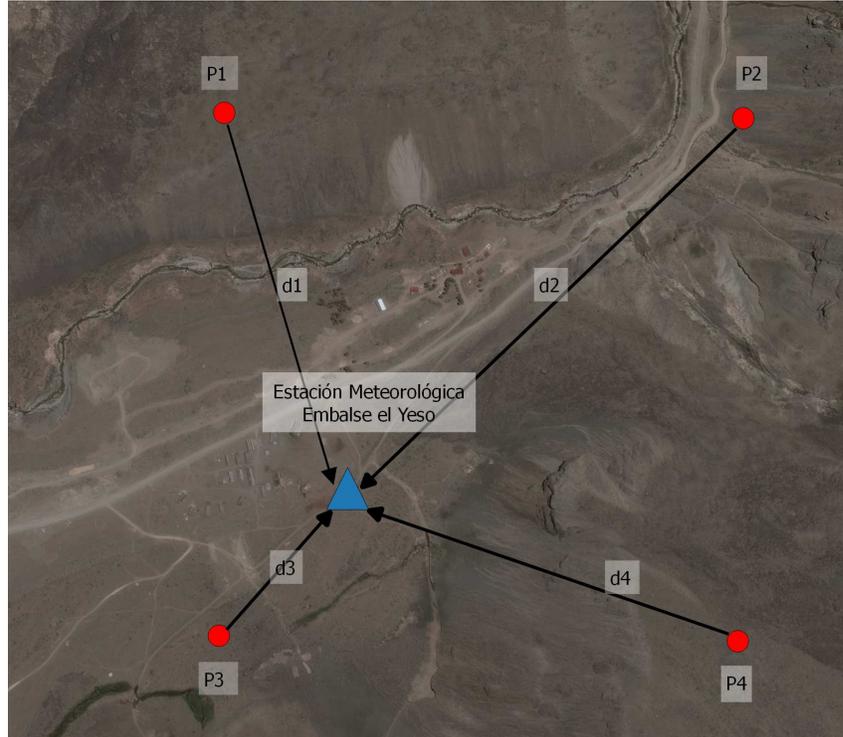


Figura 4.2: Ejemplo de proceso de escalamiento para la estación meteorológica Embalse el Yeso.

Aplicando la siguiente fórmula (IDW) entonces fue posible estimar la temperatura en el punto exacto de interés.

$$T_{estimada} = \frac{\frac{P_1}{d_1} + \frac{P_2}{d_2} + \frac{P_3}{d_3} + \frac{P_4}{d_4}}{\frac{1}{d_1} + \frac{1}{d_2} + \frac{1}{d_3} + \frac{1}{d_4}} \quad (4.4)$$

En donde P_i corresponde a la información del pixel i y d_i corresponde a la distancia entre el centroide del pixel i respecto a la ubicación de la estación meteorológica correspondiente.

El procedimiento anterior se aplica para toda la serie de tiempo y sobre cada estación meteorológica, obteniendo así dos datos de temperatura superficial del suelo a nivel diario por satélite (cada satélite entrega información de LST para el día y la noche).

Se procedió a comparar los datos de temperatura del aire registrados por las estaciones meteorológicas presentadas en la tabla 3.3 con las temperaturas superficiales registradas por el sensor MODIS. Debido a que la relación entre la temperatura LST con la temperatura del aire cambia de acorde al tipo de superficie existente, se realiza un análisis por separado de acorde a cada uno de los siguientes tipos de zonas:

- Zona glaciar descubierto
- Zona glaciar cubierto con cobertura nival
- Zona glaciar cubierto sin cobertura nival
- Zona no glaciar con cobertura nival
- Zona no glaciar sin cobertura nival

Coefficientes de correlación entre T°Aire promedio y T°LST promedio

Zona glaciar

A continuación se muestran los coeficientes de correlación encontrados para aquellas estaciones meteorológicas ubicadas sobre superficies glaciares.

Tabla 4.2: Coeficientes de correlación entre temperaturas LST promedio y del aire promedio para zonas glaciares.

Nombre de estacion	Coefficiente m	Coefficiente n	Coefficiente r2
Bello	0.4648	0.7079	0.6622
San Francisco	0.472	-0.3019	0.7312
Yeso	0.5384	-2.3367	0.4629
Piramide (nevado)	0.4966	2.483	0.6161
Pirámide (sin nieve)	0.5572	0.5875	0.7131

Para el caso de los glaciares descubiertos, se obtiene que los mejores ajustes se obtienen para las estaciones Bello y San Francisco. Para el caso del glaciar Pirámide, se realizó un análisis por separado dependiendo de la existencia de cobertura nival en la superficie de este.

En la figura 4.3 se muestran las correlaciones de temperatura encontradas para el conjunto de datos de las estaciones ubicadas sobre los glaciares Bello y San Francisco. Los datos de la estación Yeso no se consideraron, debido al bajo coeficiente r^2 encontrado. Esto último podría deberse a que la baja resolución de MODIS no es capaz de representar la temperatura LST sobre la estación Yeso, debido a condiciones especiales en la topografía aledaña a esta.

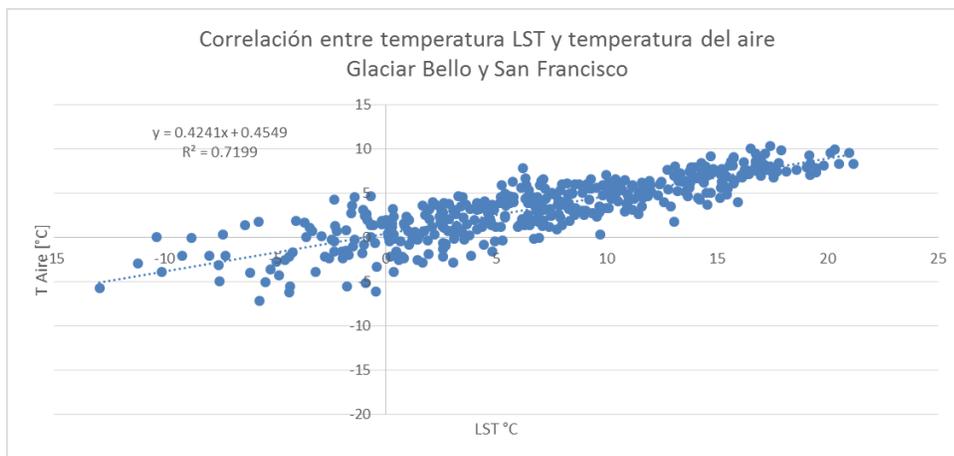


Figura 4.3: Correlación de temperaturas para glaciares San Francisco y Bello.

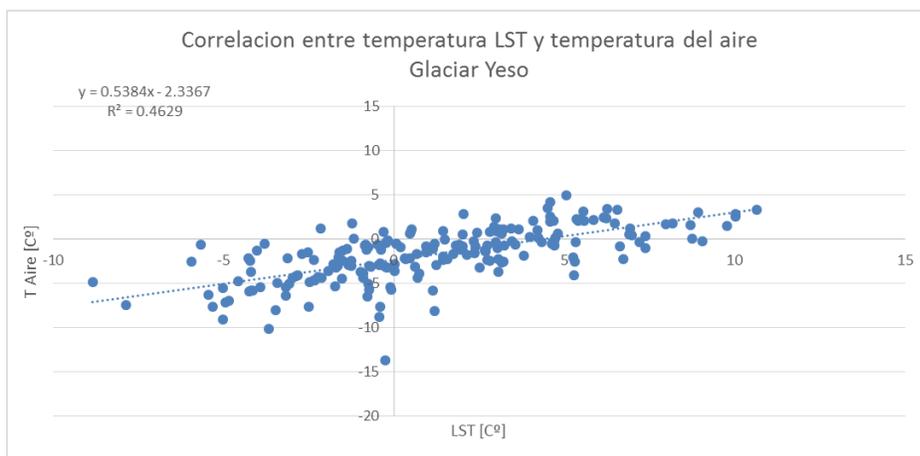


Figura 4.4: Correlación de temperaturas para el glaciar Yeso.

En las figuras 4.5 y 4.6 se puede observar la correlación entre temperaturas sobre el glaciar Pirámide, tanto para cuando existe presencia glaciar como para cuando no.

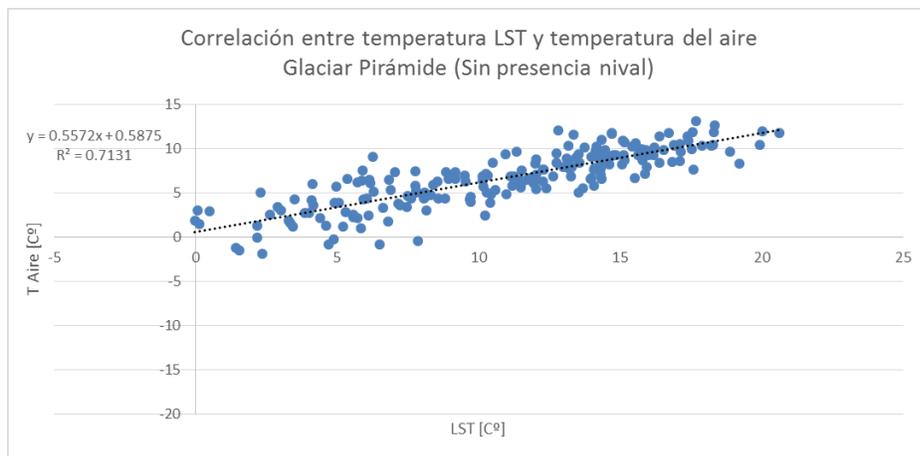


Figura 4.5: Correlación de temperaturas para el glaciar Pirámide sin presencia nival.

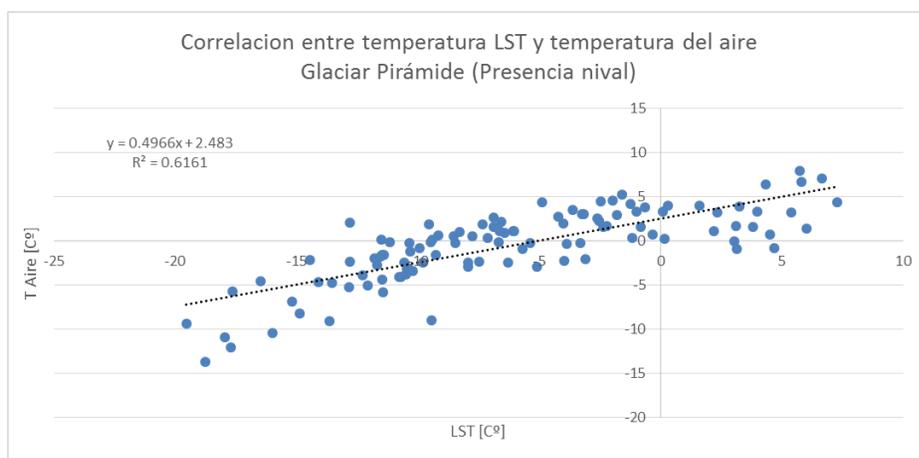


Figura 4.6: Correlación de temperaturas para el glaciar Pirámide con presencia nival.

En el presente estudio se relacionó la temperatura LST con la temperatura promedio del aire aplicando una regresión lineal sobre el total de los datos de estudio, obteniendo para todos los casos coeficientes r^2 superiores a 0.6. Sin embargo cabe destacar que es posible relacionar estas temperaturas de una manera distinta, por ejemplo, analizando de manera independiente aquellos datos con temperaturas LST mayores y menores a 0°C , puesto a que es posible observar en algunos casos tendencias distintas a partir de esa temperatura (Como es el caso de la figura 4.6).

4.1.3. Zona no glaciar

Al igual que antes, se presenta una tabla con los coeficientes de correlación de temperatura encontrados para las zonas no glaciares:

Tabla 4.3: Coeficientes de correlación entre temperatura LST y temperatura del aire para zonas no glaciares.

Nombre de estación	Coefficiente m	Coefficiente n	Coefficiente r2	Altura
Laguna Negra	0.510	3.806	0.769	2780
El Yeso	0.493	5.891	0.839	2475
Información agrupada de Yeso y Laguna Negra	0.504	5.097	0.799	-

En la tabla anterior se incluye la información agrupada de las estaciones meteorológicas ubicadas en el Yeso y Laguna Negra. Al igual que antes fue necesario separar el análisis dependiendo de si existe o no cobertura nival.

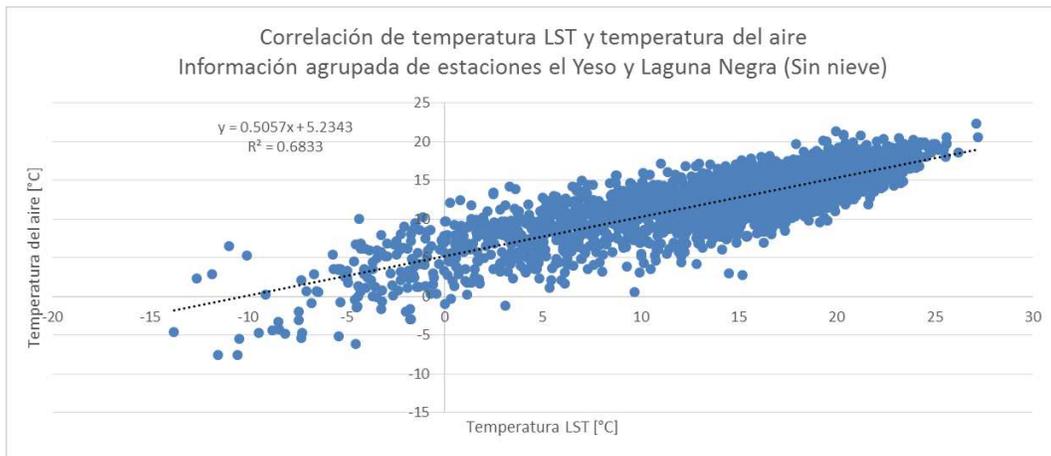


Figura 4.7: Correlación entre temperatura del aire y LST sobre las estaciones el Yeso y Laguna Negra (sin presencia nival).

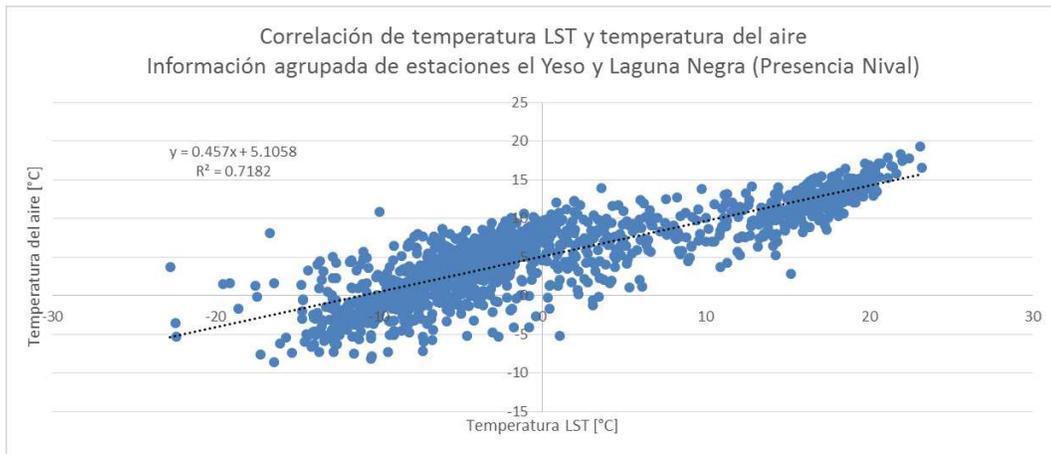


Figura 4.8: Correlación entre temperatura del aire y LST sobre las estaciones el Yeso y Laguna Negra (con presencia nival).

Tabla 4.4: Coeficientes de correlación entre temperaturas LST y del aire sobre las estaciones el Yeso y Laguna Negra.

Nombre de Estacion	Coefficiente m	Coefficiente n	Coefficiente r2
Laguna Negra + El Yeso (Presencia Nival)	0.506	5.234	0.683
Laguna Negra + El Yeso (Sin Nieve)	0.457	5.1058	0.7182

4.1.4. Generación de series de temperatura promedio diaria sobre superficies glaciares para cada unidad de respuesta hidrológica.

Dado a que el modelo WEAP trabaja con bandas de elevación sobre cada subcuenca, es necesario obtener temperaturas glaciares promedios a nivel diario para cada una de estas URH. Para ello se procedió a generar grillas en formato vectorial (shape) con información de superficie glaciar para cada unidad de respuesta hidrológica, lo cual se consiguió siguiendo la siguiente metodología:

1. Primero se genera una grilla cuyos cuadrantes tienen el mismo tamaño y ubicación que la de los píxeles de los mapas ráster de temperatura LST, es decir una grilla con cuadrantes de 1[km] de ancho. Esto se realizó transformando uno de los archivos ráster de temperatura MODIS a formato vectorial, mediante la herramienta “Poligonizar” de QGIS.
2. Luego se procedió a intersectar la grilla generada anteriormente con una capa que contiene la información de los glaciares de estudio, este último se obtuvo del inventario de glaciares de la unidad glaciológica de la DGA (Figura 4.9). Esto se realizó para conocer la superficie glaciar que se ve influenciada por cada uno de los píxeles de los mapas ráster de temperatura.

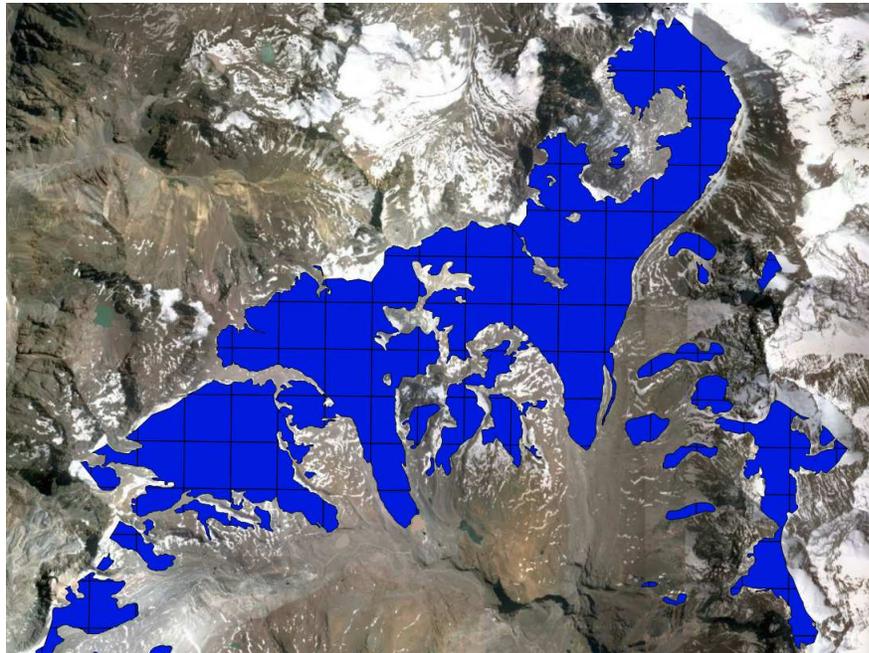


Figura 4.9: Cruce entre grilla generada a partir de un archivo ráster de temperatura MODIS LST con superficies glaciares (Inventario de glaciares DGA).

3. Para poder diferenciar los glaciares cubiertos de los glaciares descubiertos, se realizó una clasificación supervisada en QGIS, en la cual se diferenciaron dos tipos de cubierta: hielo glaciar y suelo descubierto. Se utilizaron imágenes del satélite Landsat 5 TM, de fecha primero de Abril del año 2009. Se escogió esta fecha debido a la baja cantidad de cobertura nival existente, lo cual disminuye la probabilidad de clasificar la superficie nival como superficie glaciar. Se procedió a realizar un cruce de información entre el mapa de

tipo de cubierta generado y el inventario de glaciares de la DGA (generado para el mismo año). Se realizó el supuesto de que todos aquellos sectores clasificados como glaciares por el inventario de glaciares, pero que fuesen clasificados como 'Suelo descubierto' por la clasificación supervisada realizada, consistirían en glaciares cubiertos, mientras que los identificados como nieve/hielo serían identificados como glaciares descubiertos.

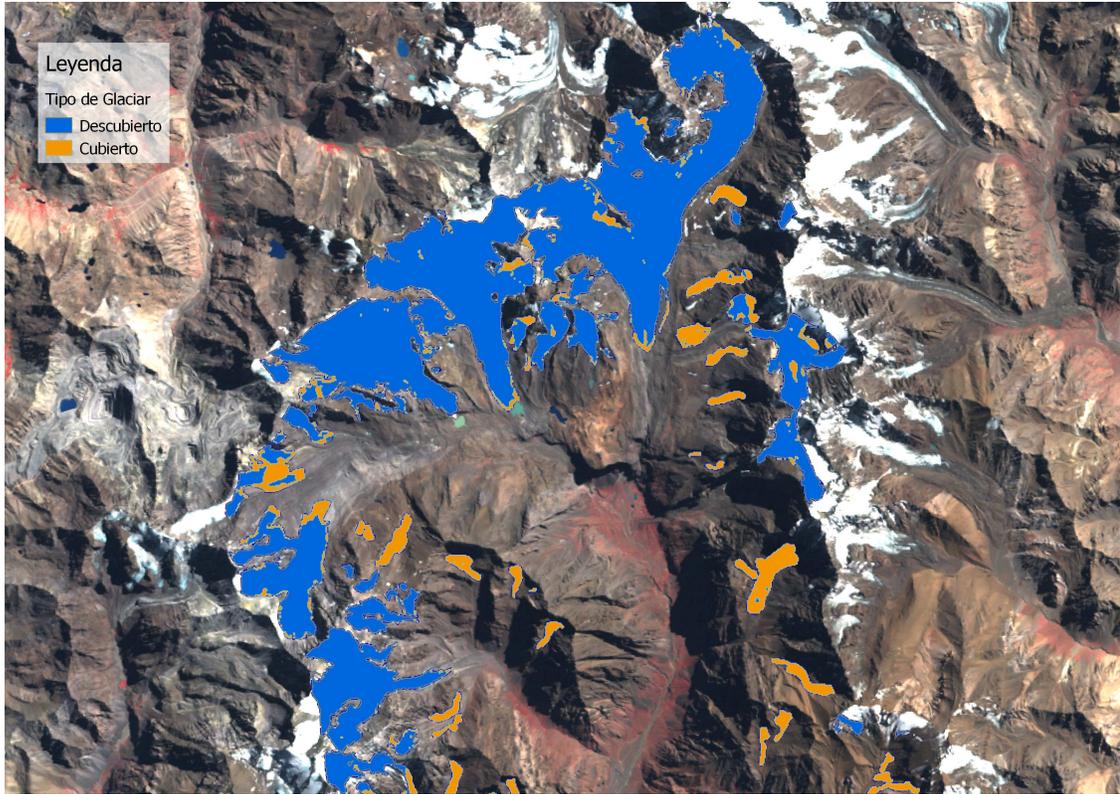


Figura 4.10: Resultado de clasificación supervisada sobre superficies glaciares.

4. Se procedió a realizar nuevamente un cruce de información entre: la grilla generada (Figura 4.9), la clasificaciones de glaciares (Figura 4.11) y un archivo vectorial con la delimitación de las URH con las cuales trabaja el modelo WEAP (Bandas de elevación espaciadas cada 500[m] de altura y subcuenca).

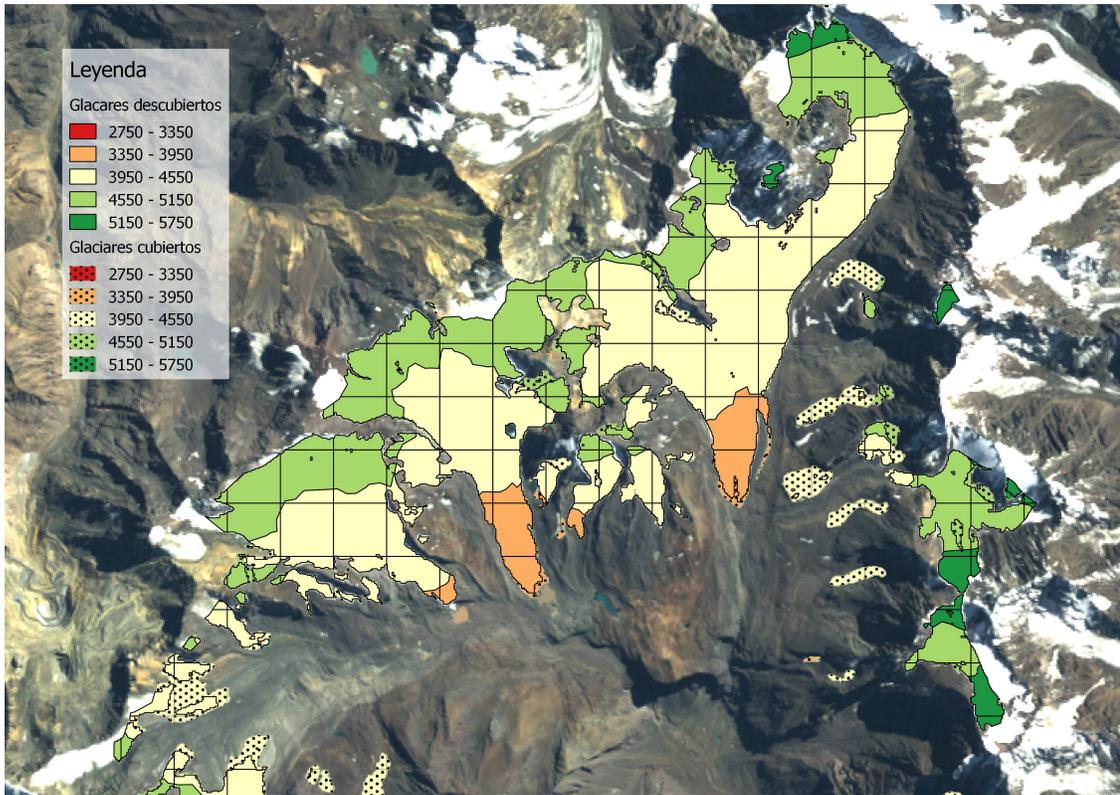


Figura 4.11: Superficies de glaciares cubiertos y descubiertos diferenciados según URH.

5. Se extrajo la información del archivo vectorial creado y se exportó a Excel, con lo que finalmente se trabajó con una tabla que sigue la siguiente estructura:

Tabla 4.5: Información de archivo Shape Generado

UTM X	UTM Y	Subcuenca	Banda	Superficie[m2]	Tipo de Cubierta
383679	6328500	5	5	46465	1
383679	6328500	2	5	1860	2
383679	6327500	5	6	1490	1
383679	6327500	6	5	610	1
384676	6330500	3	4	11818	1
384676	6330500	3	4	3719	2
384676	6329500	1	3	214537	1

A partir de la información anterior se crearon 96 matrices (o mapas de superficie), cada una con la información de superficie glaciar presente en una URH respectiva (Un mapa por cada subcuenca, banda de elevación y tipo de superficie glaciar).

6. Con la información generada anteriormente y los mapas de temperatura LST promedio corregidos, se pudo calcular la temperatura promedio por URH a nivel diario aplicando

la siguiente ecuación:

$$\overline{T_{aire_{i,j,k,t}}} = \frac{\sum_{x,y,i,j}^{n,m} S_{x,y,i,j,k} \cdot T_{x,y,t}}{\sum_{i,j}^{n,m} S_{i,j,k}} \quad (4.5)$$

En donde:

$\overline{T_{aire_{i,j,k,t}}}$: Temperatura promedio del aire sobre la superficie glaciar presente en la URH definida por la subcuenca \mathbf{i} , banda \mathbf{j} para el período de tiempo \mathbf{t} . El término \mathbf{k} define el tipo de superficie glaciar de estudio (cubierto o descubierto).

$S_{x,y,i,j,k}$: Superficie glaciar presente en el pixel ubicado en las coordenadas $\mathbf{x,y}$ en el mapa de superficies definido por las variables $\mathbf{i,j,k}$ (Paso 5).

$T_{x,y,t}$: Pixel ubicado en las coordenadas $\mathbf{x,y}$ del mapa de temperaturas promedio del aire en el período de tiempo \mathbf{t} .

$\sum_{i,j}^{n,m} S_{i,j,k}$: Superficie total de la URH definida por las variables $\mathbf{i,j,k}$.

Para el caso de las series de temperaturas no glaciares, se siguieron los mismos pasos mencionados anteriormente, exceptuando el paso 2, en donde la información de la capa vectorial en forma de grilla se cruzó con una capa vectorial que contiene la superficie de las zonas no glaciares. Como resultado final se obtuvieron series de temperatura promedio del aire a nivel diario para cada una de las URH definidas, tanto para las zonas de glaciares cubiertos, zonas de glaciares descubiertos y para zonas no glaciares.

4.2. Estimación de volúmenes glaciares

La manera mas certera de estimar el volumen de un glaciar es por medio de radio eco-sondajes (RES), método que permite conocer el espesor de hielo en un punto en específico por medio de la propagación y reflexión de ondas electromagnéticas, midiendo el tiempo en que tarda la señal desde su emisión hasta su recepción . Con un conjunto de mediciones de espesor en puntos georeferenciados, es posible construir un modelo tridimensional del glaciar, permitiendo así estimar su volumen. Sin embargo este tipo de mediciones es bastante costosa y difícil de realizar, por lo que en general se opta por estimar los volúmenes glaciares utilizando la ecuación 2.1 (Bahr *et al.*, 1997), que relaciona superficie con volumen glaciar.

Sin embargo ninguno de los glaciares del estudio realizado por (Bahr *et al.*, 1997) proviene de Chile, por ello fue necesario determinar si estos estudios efectivamente representan el comportamiento de los glaciares de la zona central de Chile. Para ello se recopiló la información existente sobre estudios de estimación de volumen de hielo a partir de eco-sondajes realizados sobre glaciares ubicados en la zona central de Chile (CECs, 2012a). La información reunida se presenta en la tabla 4.6).

Tabla 4.6: Volúmenes de hielo glaciar estimado en diferentes glaciares de la zona central de Chile.

Glaciar	Área de interpolación [km²]	Volumen de interpolación [km³]
Esmeralda	5.48	0.21
La Paloma	1.28	0.03
Del Rincón	0.64	0.01
Cerro El Plomo	1	0.02
Yeso	1.63	0.09
Bello	3.6	0.15
Yeso 2	1.14	0.04
Mesón Alto	1.37	0.06
San Francisco	0.93	0.02
Cipreses Norte	13.76	0.74
Universidad	20.26	1.06
Monos de Agua	1.99	0.07
Juncal Sur	15.86	1.22
Olivares Alfa	2.7	0.13
Olivares Beta	6.53	0.45
Olivares Gamma	8.17	0.46
Cipreses	9.59	0.99
Palomo	7.38	0.38
Cortaderal	8.44	0.86
Juncal Norte	8.44	0.468
Río Blanco	21.11	0.872
Volcán Tupungatito	7.67	0.898
Marmolejo	9.67	0.382
Tinguiririca 1	4.34	0.25
Tinguiririca 3	3.66	0.123
Tinguiririca 4	2.08	0.063

Al graficar la información anterior se pudo obtener nuevos valores para los parámetros **b,c**.

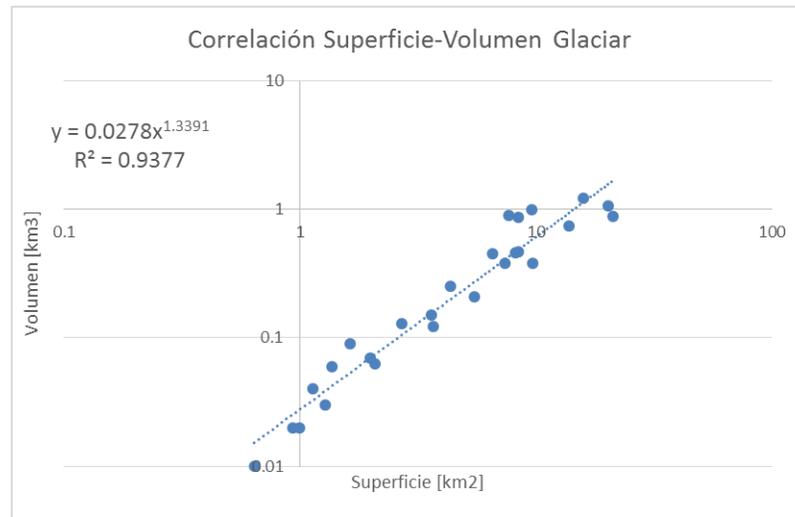


Figura 4.12: Parámetros **b** y **c** encontrados al correlacionar volúmenes y superficies de 26 glaciares ubicados en la zona central de Chile.

Otro de los cambios que se realizó sobre el modelo es la forma en la que se aplica la ecuación 2.1. En su formulación original el modelo aplica esta ecuación sobre la suma de las superficies glaciares presentes en cada subcuenca, siendo que ésta fue encontrada al correlacionar superficies y volúmenes glaciares de manera independiente. Esta forma de calcular volúmenes de hielo glaciar conlleva a una sobrestimación no menor de este.

En la tabla 4.7 se comparan los volúmenes glaciares obtenidos en cada subcuenca de interés al aplicar la ecuación 2.1 sobre superficies glaciares de manera independiente y sobre la superficie glaciar total presente en cada una de estas subcuencas.

Como se puede apreciar, en su formulación original el modelo considera un volumen glaciar mucho mayor obtenido calculando las superficies glaciares presentes en cada subcuenca de manera independiente. Además los nuevos valores para los parámetros **b** y **c** también tienden a disminuir el volumen glaciar estimado.

Tabla 4.7: Comparación de volúmenes de hielo glaciar obtenidos al aplicar la ecuación 2.1 siguiendo diferentes metodologías.

Subcuenca	Sup. Glaciar Total [km^2]	Vol. Glaciares Unificados b=1.36 c=0.048 [km^3]	Vol. Glaciares independientes b=1.36 c=0.048 [km^3]	Vol. Glaciares independientes b=1.34 c=0.028 [km^3]
Río Olivares antes junta con Río Colorado	0.86	0.04	2.22	1.27
Río Olivares Alto	79.90	16.05	7.39	4.09
Río Volcán en Queltehues	1.15	0.06	0.91	0.52
Estero La Engorda	39.35	5.60	3.64	2.10
Río Volcán Alto	19.69	2.26	0.02	0.01
Río Maipo en las Hualtatas	81.02	15.30	0.05	0.03
Total	221.97	39.31	14.23	8.02

De acuerdo a lo anterior se optó por seguir una nueva metodología con respecto al cálculo de volúmenes glaciares. En vez de realizar la modelación sobre un glaciar ficticio, producto de la suma de toda la superficie de glaciar presente en la subcuenca de modelación, se modelaron N glaciares de igual superficie que cumplen las siguientes características:

- La suma de las superficies de estos N glaciares es equivalente a la obtenida del inventario de glaciares de la DGA en la subcuenca de modelación.
- La suma de los volúmenes de hielo glaciar calculados no se aleja en mas de un 10 % a la obtenida al aplicar la ecuación 2.1 sobre las superficies glaciares independientes del inventario de glaciares de la DGA.

En las tablas 4.8 y 4.9 se muestran el número de glaciares modelados para cada una de las subcuencas de estudio y las diferencias porcentuales de superficie respecto a la obtenida del inventario de glaciares de la DGA.

Tabla 4.8: Comparación de volúmenes glaciares, calculados por el modelo WEAP en su formulación original y los obtenidos con la nueva metodología aplicada, con respecto a los obtenidos a partir del inventario de glaciares de la DGA (Glaciares descubiertos).

Subcuenca	Sup. Glaciar	V Glaciares independientes	V estimado (Sup. Total)		N° de divisiones	V estimado (Sup. dividida)	
	[km ²]		[km ³]	[km ³]		Diferencia [%]	[km ³]
Río Olivares ante junta Río Colorado	0	-	-	-	-	-	-
Olivares Alto	66.101	3.958	7.612	92	7	3.935	-1
Río Volcan en Queltehues	0.023	2.E-04	2.E-04	9	1	2.E-04	9
Volcán Alto	5.399	0.206	0.266	29	2	0.210	2
La Engorda	24.392	0.871	2.003	130	9	0.951	9
Río Maipo en las Hualtatas	24.636	1.003	2.030	102	8	1.003	0

Tabla 4.9: Comparación de volúmenes glaciares, calculados por el modelo WEAP en su formulación original y los obtenidos con la nueva metodología aplicada, con respecto a los obtenidos a partir del inventario de glaciares de la DGA (Glaciares cubiertos).

Subcuenca	Sup. Glaciar	V Glaciares independientes	V estimado (Sup. Total)		N° de divisiones	V estimado (Sup. dividida)	
	[km ²]		[km ³]	[km ³]		Diferencia [%]	[km ³]
Río Olivares antes junta Río Colorado	0.863	0.011	0.023	108	7	0.012	8
Olivares Alto	13.797	0.256	0.934	265	34	0.282	10
Río Volcan en Queltehues	1.129	0.026	0.033	25	2	0.026	-1
Volcán Alto	14.292	0.317	0.979	209	21	0.349	10
La Engorda	14.958	0.396	1.041	163	13	0.436	10
Río Maipo en las Hualtatas	56.382	1.291	6.152	377	75	1.423	10

Capítulo 5

Calibración de parámetros y condiciones iniciales

Una vez incorporadas las nuevas series de temperaturas y aplicadas las correcciones al modelo WEAP, se procedió a realizar la calibración de parámetros presentes en las ecuaciones que rigen el modelo glaciar (Ver sección 2.5). En un comienzo se utilizaron los valores encontrados por Castillo (2015) para luego iterar hasta encontrar los valores óptimos de estos.

Para la calibración de parámetros de glaciares cubiertos (Figura 5.1), se utilizó la información de caudales estimada a partir de registros medidos por la estación 'Estero Yeso en termas El Plomo' (Tabla 3.3) y la obtenida en campañas de aforos puntuales realizadas a los pies del glaciar entre los días 04-12-2012 al 21-01-2013.

Para la calibración de parámetros de glaciares descubiertos (Figura 5.2), se utilizó la información fluviométrica obtenida a la salida del glaciar San Francisco (Tabla 3.3), con caudales medidos desde el 28-12-2013 al 22-01-2014.

De manera de poder medir la eficiencia del modelo en cada una de las iteraciones realizadas durante el proceso de calibración, se utilizaron los índices de eficiencia de Nash-Sutcliffe (ecuación 2.14) y de Kling-Gupta (ecuación 2.15).

Los índices de eficiencia obtenidos de las calibraciones anteriores se resumen en la tabla 5.1 .

Tabla 5.1: Índices de eficiencia obtenidos durante la etapa de calibración.

Coefficiente de eficiencia	Glaciar San Francisco (descubierto)	Glaciar Pirámide (cubierto)
Nash-Sutcliffe	0.476	0.651
Kling-Gupta	0.722	0.799

Finalmente para la calibración de parámetros asociados al derretimiento nival, se analizaron cinco balizas de ablación que fueron instaladas sobre el glaciar San Francisco (Tabla 3.4). Se consideró que el comportamiento de la nieve es independiente de la superficie glaciar de estudio. Como resultado de esta calibración se obtuvo un error estándar (RMSE) de 4.97 [mm] (Figura 5.3), el cual es bastante bajo en comparación con las mediciones de SWE realizadas en terreno (menos del 0.4 %).

Al comparar el criterio NSE obtenido en el presente estudio con el calculado por [Castillo \(2015\)](#) para la subcuenca del glaciar Pirámide, se observa una mejora en cuanto al nivel de eficiencia alcanzado por el modelo (Castillo obtuvo una eficiencia de 0.5). Para el caso del error obtenido de la modelación de derretimiento nival, se obtuvo poca diferencia entre ambos estudios (5.78 mm de error en el caso de Castillo). Debido a la falta de información existente en ese entonces, Castillo no pudo realizar la calibración de parámetros de hielo descubierto, por lo que no se pueden comparar los índices de eficiencia para este caso.

En la tabla 5.2 se resumen los valores óptimos de los parámetros obtenidos durante el proceso de calibración .

Tabla 5.2: Valores de parámetros obtenidos durante el proceso de calibración.

Parámetro	Unidad	Glaciar San Francisco (Descubierto)	Glaciar Pirámide (cubierto)
T_0	°C	1	1
$T_{0\text{ ice}}$	°C	3	4.7
R_f glaciar	Adimensional	0.1	0.14
$R_{f\text{ snow}}$	Adimensional	0.15	0.15
K_{ice}	día	1.5	4.5
K_{snow}	día	12.5	12.5

Al comparar los parámetros de temperatura calibrados en este estudio con los obtenidos en la formulación original del modelo (Anexo A.1), se observa que tanto T_0 como $T_{0\text{ ice}}$ aumentan considerablemente, lo cual ocurre debido al aumento de las temperaturas estimadas en cada una de las zonas de estudio. La capa de detritos permite que los glaciares cubiertos soporten $1.2[^\circ]$ extra de temperatura, lo cual les permite posicionarse en zonas mas bajas que los glaciares descubiertos.

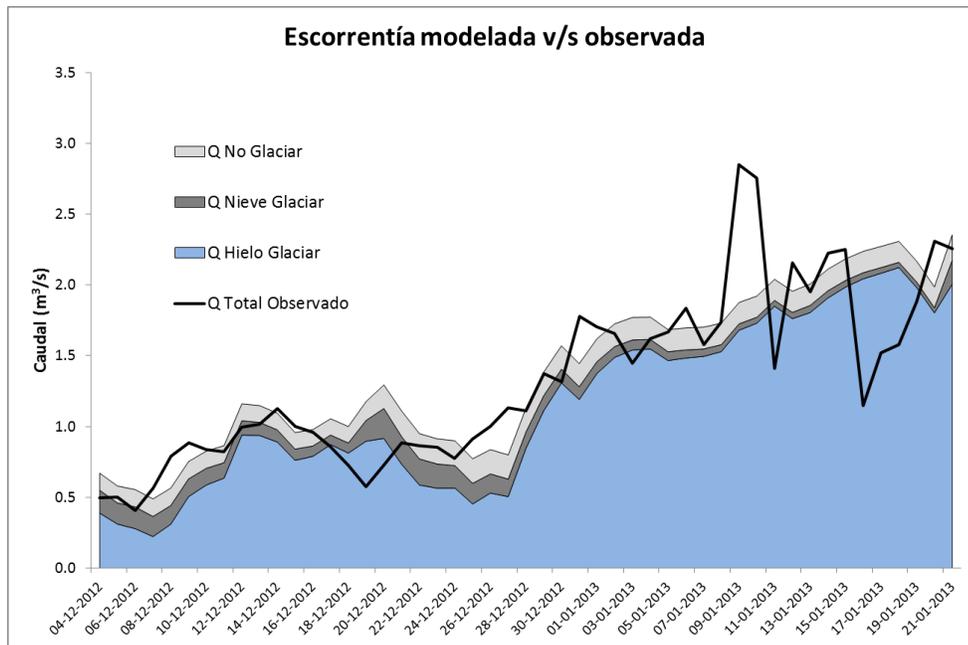


Figura 5.1: Caudal total observado v/s caudales de origen glaciar modelados en la subcuenca del glaciar Pirámide.

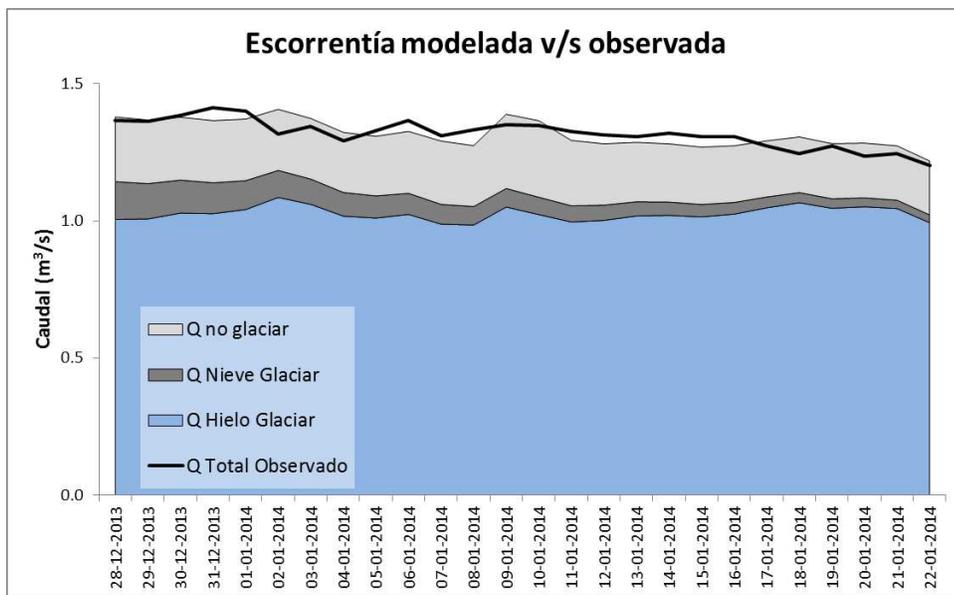


Figura 5.2: Caudal total observado v/s Caudales de origen glaciar modelados en la subcuenca del glaciar San Francisco.

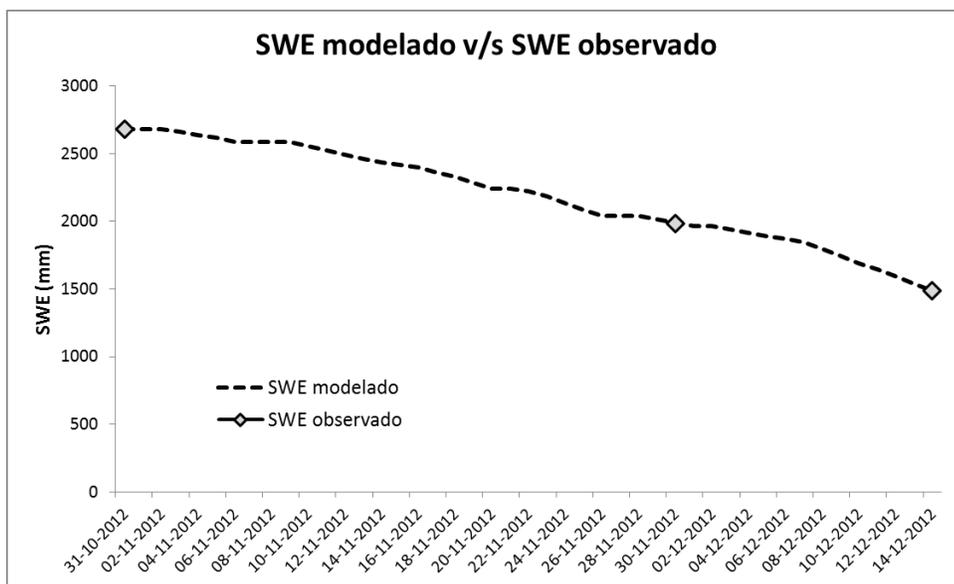


Figura 5.3: SWE observado v/s SWE modelado en la superficie del glaciar San Francisco.

5.1. Calibración de superficies glaciares iniciales.

Para estimar la superficie glaciaria del primer año de modelación (2001), se ejecutó el modelo WEAP reiteradas veces, modificando en cada una de estas iteraciones la superficie glaciaria inicial incorporada al modelo, hasta lograr que las superficies glaciares modeladas para el año 2009 coincidieran con las registradas por la DGA en su inventario de glaciares. Como resultado se obtuvo una diferencia superficial total de $0.16 \text{ [km}^2\text{]}$ entre las superficies glaciares modeladas y las registradas en el inventario de glaciares (Figura 5.4).

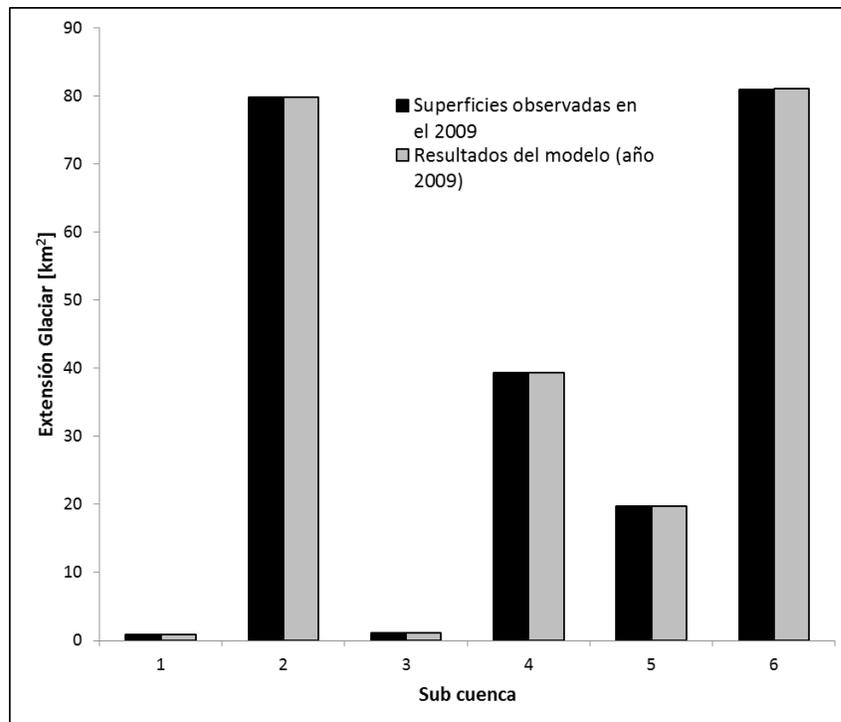


Figura 5.4: Comparación de la superficie glaciaria total observada en el año 2009 con la modelada por WEAP para el mismo año. Numeración: 1- Río Olivares antes junta Río Colorado, 2- Río Olivares Alto, 3- Río Volcán en Queltehue, 4- Estero la Engorda, 5- Río Volcán Alto, 6- Río Maipo en las Hualtatas.

Capítulo 6

Análisis de Resultados

6.1. Temperatura del aire obtenida

Como se explicó anteriormente, una de la hipótesis que podría explicar los errores obtenidos por el modelo implementado por Castillo (2015) al ser aplicado a cuencas de mayor altitud, es que la distribución de temperaturas incorporada como parámetro de entrada al modelo no haya sido representativa de la situación real de esta, subestimando las tasas de derretimiento y por tanto la reducción de superficies glaciares. Castillo obtuvo una distribución de temperaturas en todas sus subcuencas de estudio utilizando el método del gradiente adiabático, el cual supone una relación lineal entre cota y temperatura, disminuyendo esta última a medida que aumenta la altura. Este método es bastante simple y no considera factores como la inversión térmica, lo que sumado a la escasa cantidad de estaciones meteorológicas existentes en alta montaña, hace que los resultados obtenidos no sean del todo fiables.

En los siguientes gráficos (figuras 6.1 a 6.11) se comparan las series temperatura glaciar generadas en el presente trabajo sobre cada una de las subcuencas de estudio, con las obtenidas en el trabajo de Castillo (2015). Debido a lo extensas que son las series de tiempo, la información se presenta resumida en cuatro temporadas de tres meses de duración (Diciembre-Febrero; Marzo-Mayo; Junio-Agosto; Septiembre-Noviembre) para toda la serie de tiempo estudiada (2001-2014).

Al comparar las temperaturas promediadas de ambos estudios se observa que las obtenidas mediante el método del gradiente adiabático tienden a ser bastante menores en casi todos los casos, exceptuando aquellas que representan la temperatura de las bandas mas bajas (2750 y 3250 [m.s.n.m.]), en donde las temperaturas son similares. Sin embargo hay que considerar que la mayor parte de las masas glaciares se encuentran ubicadas sobre los 3500 [m.s.n.m.] . Lo anterior permite concluir que efectivamente se estaban subestimando las temperaturas del aire sobre las superficies glaciares, tanto cubiertas como descubiertas.

Las series de temperatura obtenidas sobre glaciares cubiertos resultaron ser bastante mas altas que las obtenidas sobre glaciares descubiertos, lo cual implicó que al correr el modelo WEAP para todas las subcuencas de estudio, se obtuvieran mayores tasas de derretimiento sobre superficies glaciares cubiertas que sobre superficies glaciares descubiertas. Esto último es contradictorio, debido a que la capa de detrito presente en los primeros actúa como un aislante térmico, debiendo reducir la tasa de derretimiento de estos.

Al comparar la distribución espacial de glaciares descubiertos y cubiertos sobre cada subcuenca de estudio, se encontró que estos últimos tienen una mayor dispersión y existen en mayor cantidad. Además, en promedio, sus superficies son bastante inferiores a la de los glaciares descubiertos. Todos estos factores hacen que los pixeles de las imágenes MODIS de LST, ubicados sobre superficies de glaciares cubiertos, tiendan a representar más a las temperaturas de zonas no glaciares que de zonas glaciares, lo cual implica que las series de temperatura generadas para glaciares cubiertos no representan la situación real de estos. En conclusión, las imágenes MODIS de LST no son capaces de representar las temperaturas de los glaciares cubiertos debido a su baja resolución (1 [km]).

Lo explicado anteriormente también ocurre sobre superficies de glaciares descubiertos, pero en menor medida, ya que la extensión de estos es bastante mayor y menos dispersa que la de los glaciares cubiertos.

Dado lo anterior se optó por usar la serie de temperaturas generada para glaciares descubiertos para representar las temperaturas de los glaciares cubiertos.

6.1.1. Glaciares descubiertos

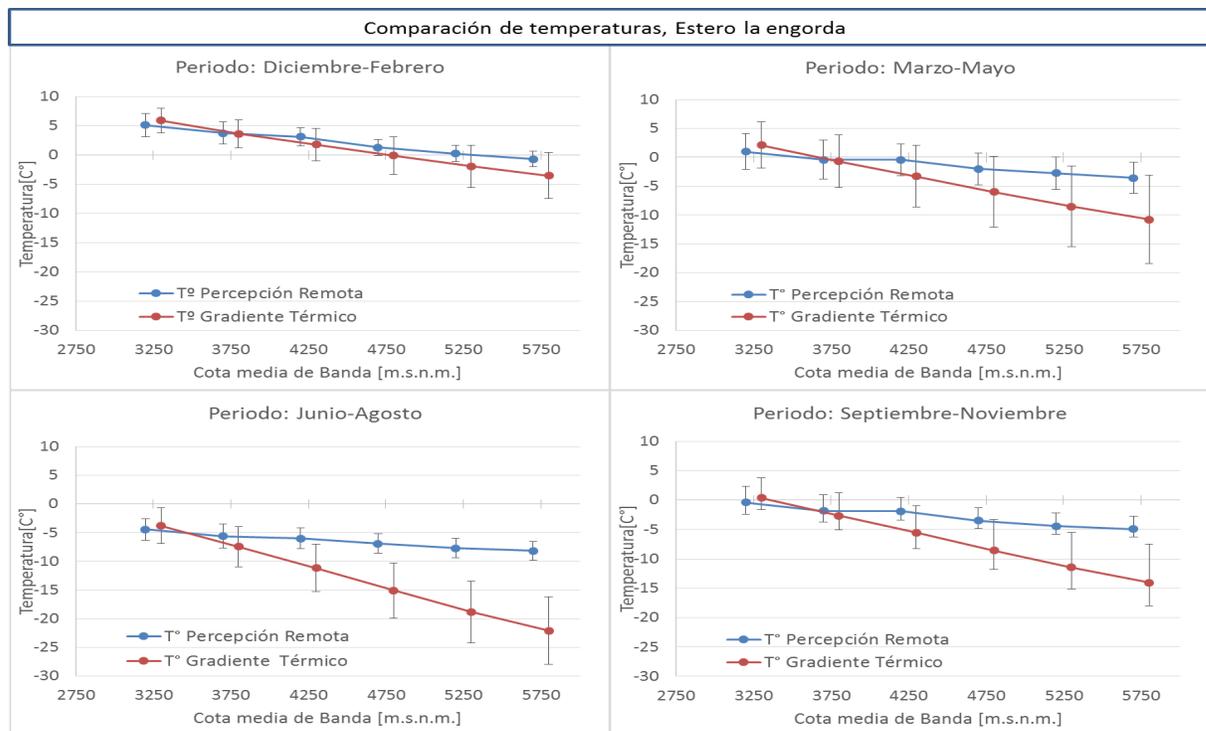


Figura 6.1: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en el Estero la Engorda.

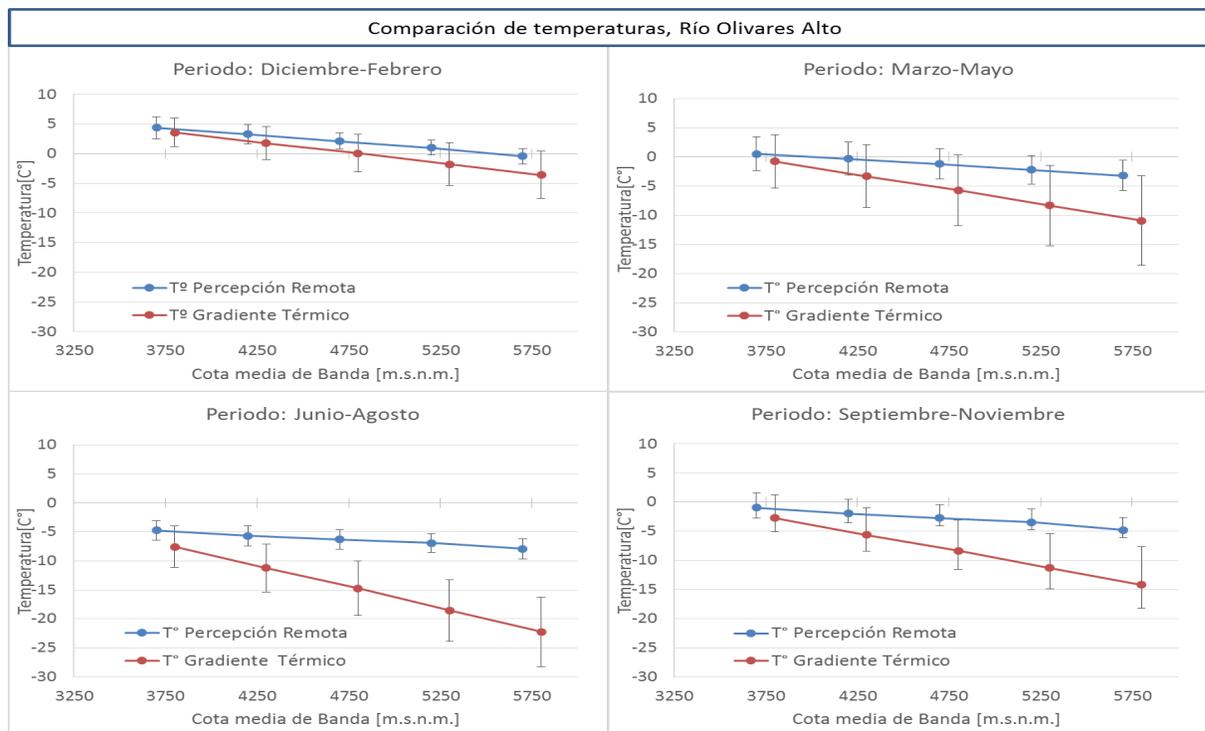


Figura 6.2: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la zona alta de la subcuenca del río Olivares.

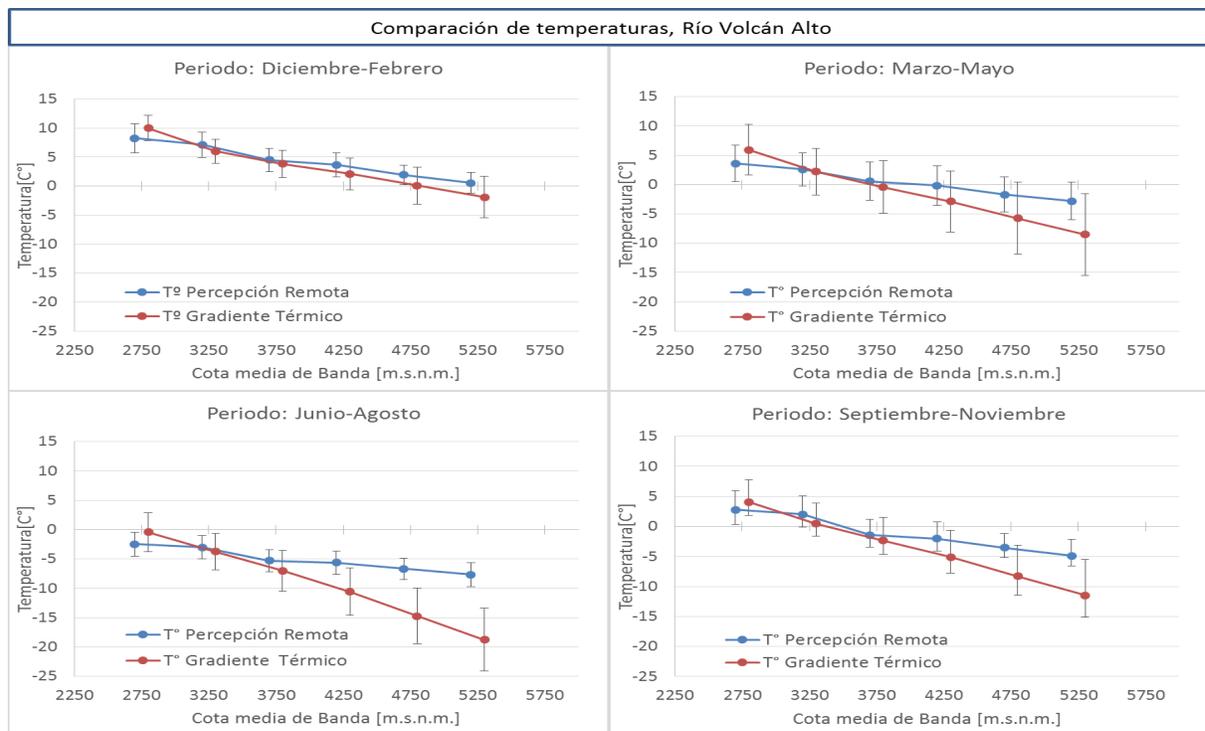


Figura 6.3: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la zona alta de la subcuenca del río Volcán .

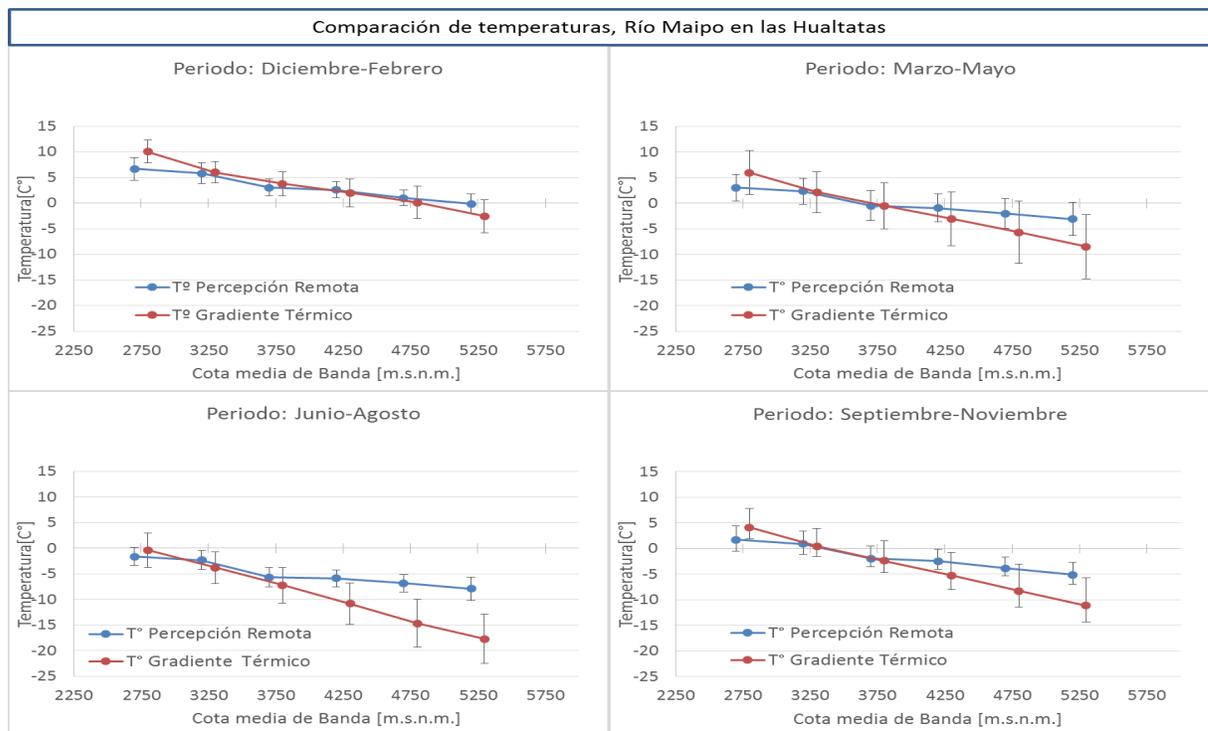


Figura 6.4: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas.

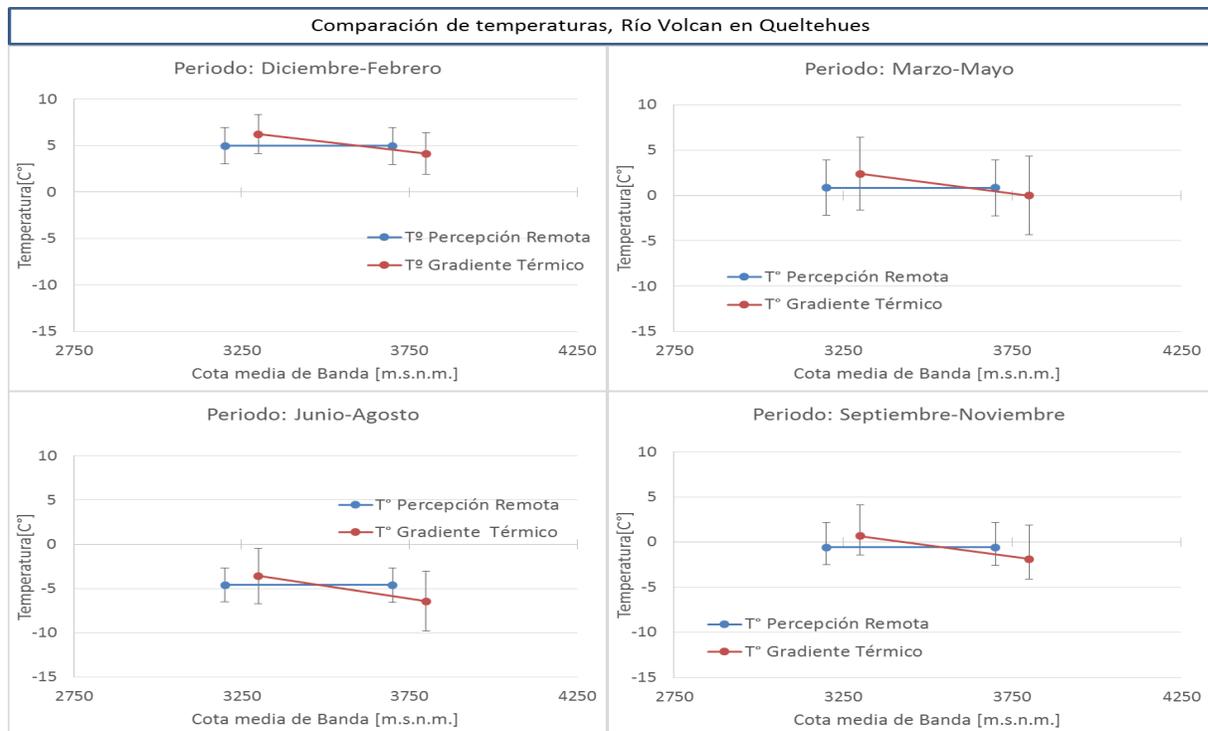


Figura 6.5: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares descubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Volcán en Queltehues.

6.1.2. Glaciares cubiertos

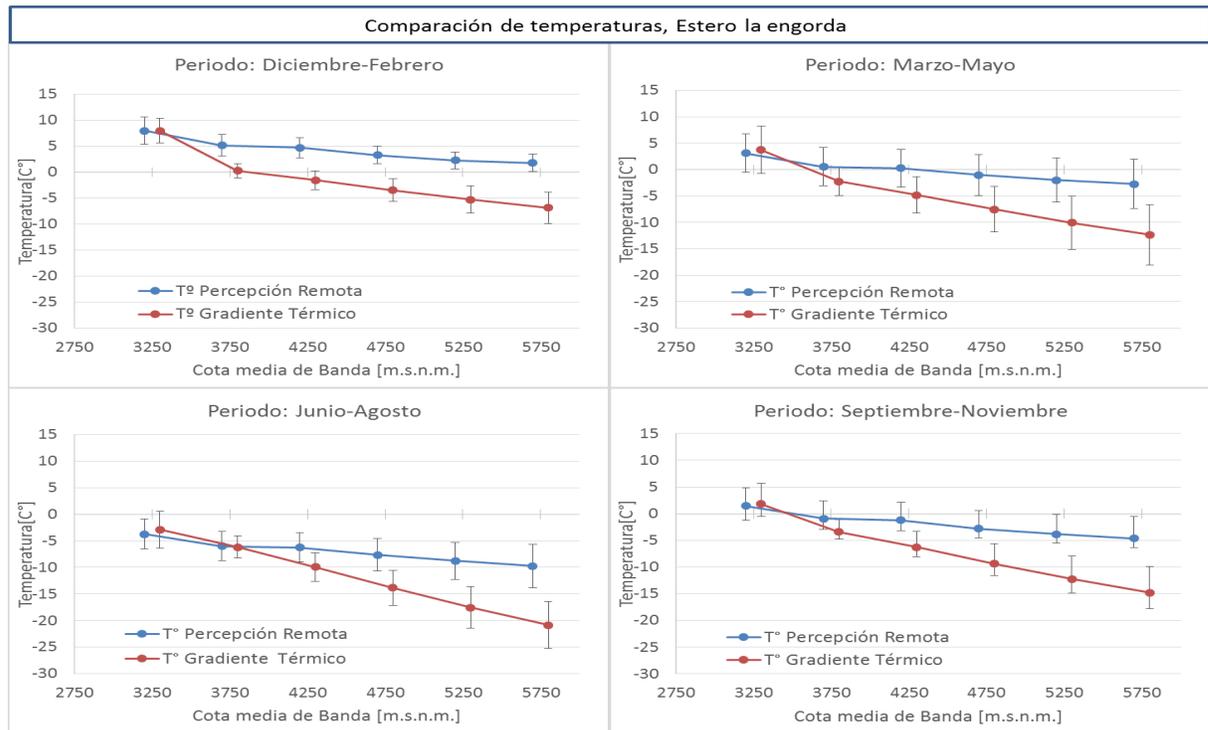


Figura 6.6: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en el Estero la Engorda.

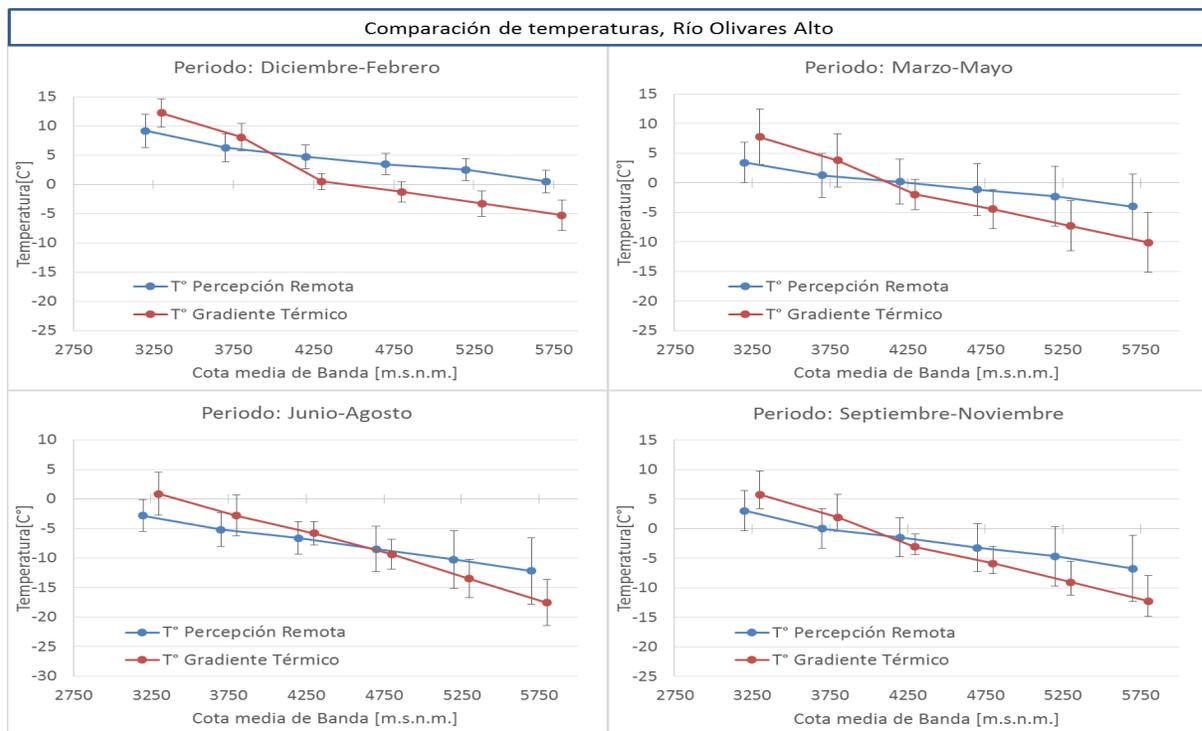


Figura 6.7: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la zona alta de la subcuenca del río Olivares.

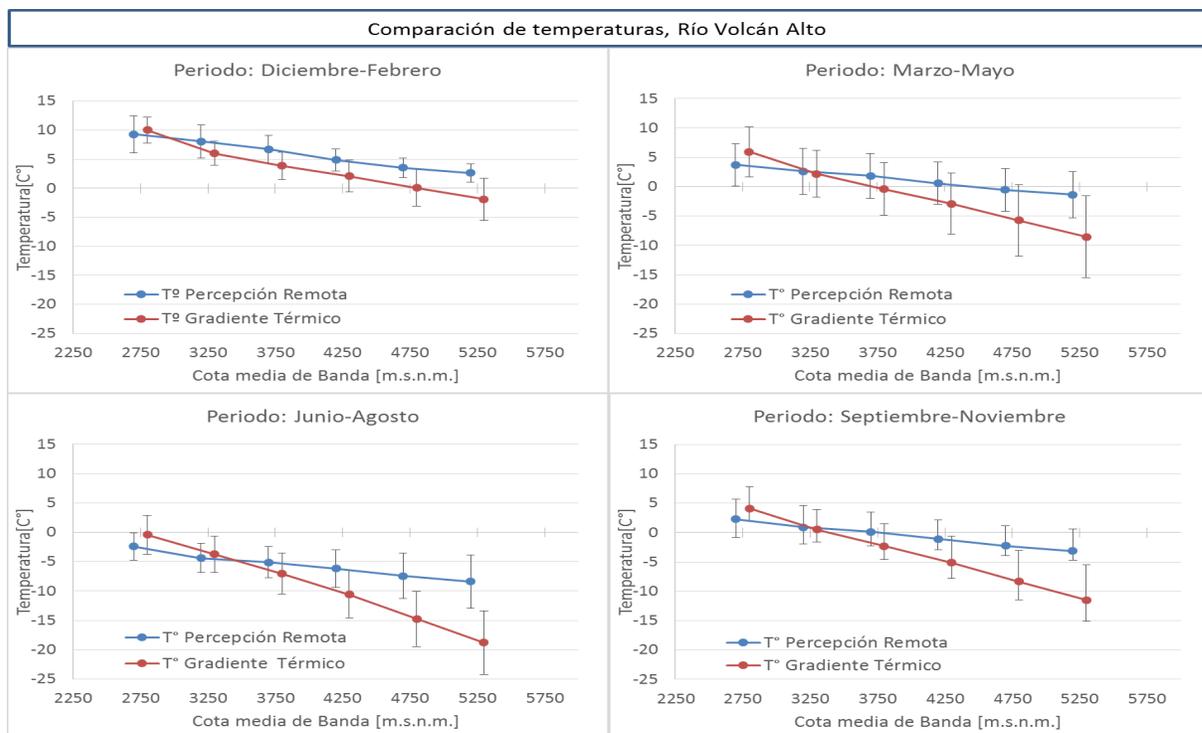


Figura 6.8: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la zona alta de la subcuenca del río Volcán Alto.

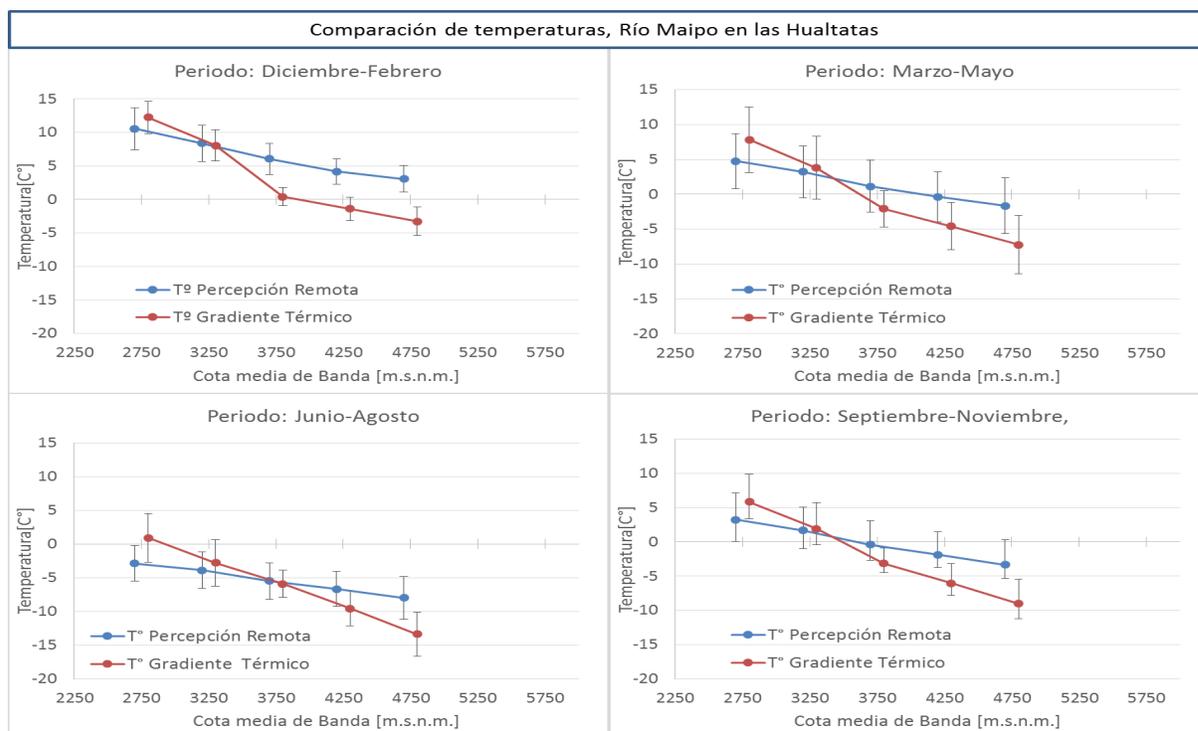


Figura 6.9: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas.

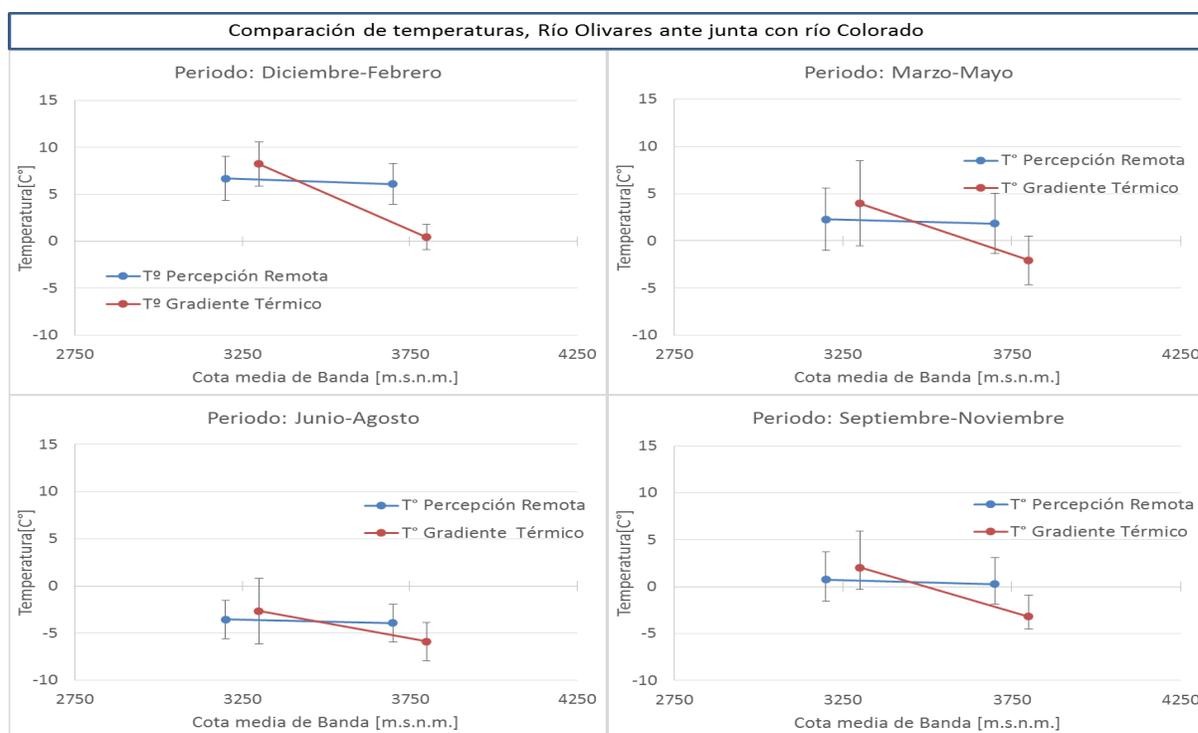


Figura 6.10: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Olivares antes junta con río Colorado.

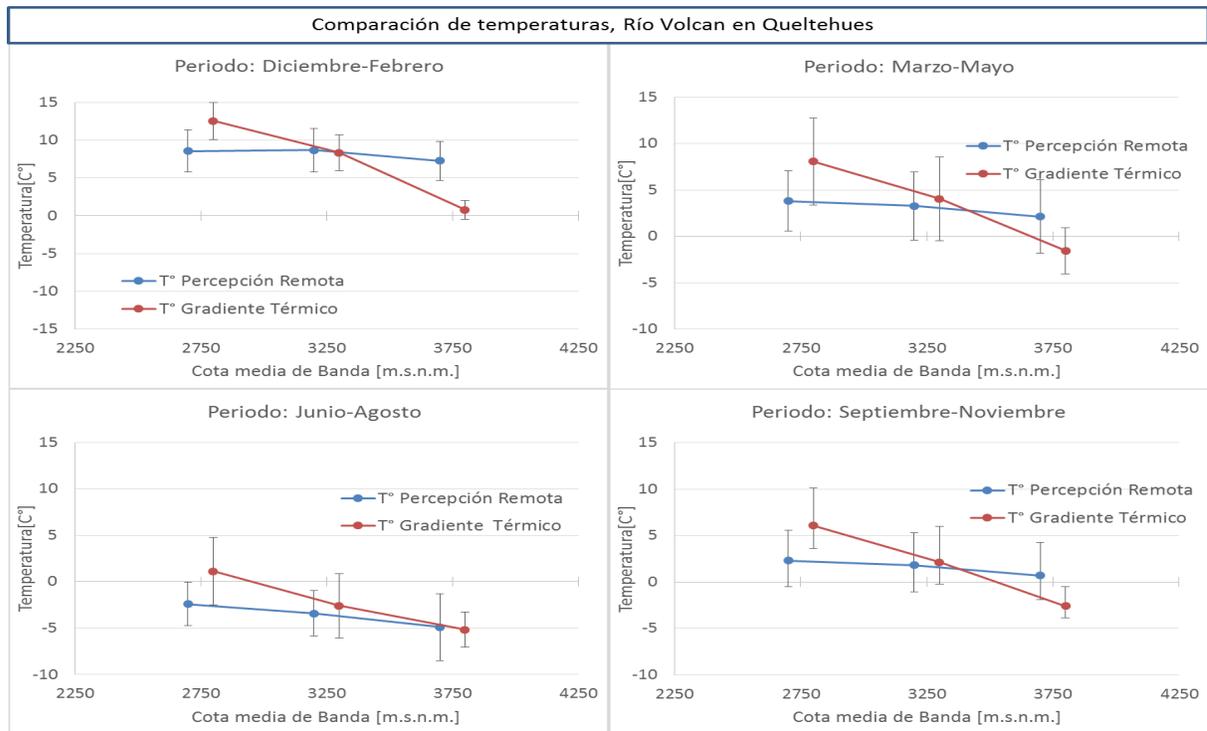


Figura 6.11: Comparación de temperatura del aire (promediada por temporada) sobre glaciares cubiertos obtenidas mediante percepción remota y gradiente térmico en la subcuenca del río Volcán en Queltehues.

6.2. Evolución de superficies glaciares

En los 13 años de modelación se observa una disminución de la superficie glaciar descubierta de un 9 % para el caso de la subcuenca del río Olivares, un 14 % en la subcuenca del río Volcán y un 11.7 % en la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas . Para el caso de las superficies glaciares cubiertas, la pérdida de superficies presentes en la subcuenca del río Olivares fue de 3.4 %, de un 7.52 % para el caso de la subcuenca del río Volcán y de 5.5 % para la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas (Tabla 5.2). En todos los casos la pérdida de superficie glaciar fue mayor sobre glaciares descubiertos que sobre glaciares cubiertos (Tabla 6.1).

Tabla 6.1: Variación de superficies glaciares modeladas según subcuenca.

período de modelación	Superficie [km ²]	Río Olivares antes junta con río Colorado	Río Volcán en Queltehues	Río Maipo en las Hualtatas
2001-2002	Total	84.10	65.11	86.71
	Glaciar descubierta	69.14	33.64	28.92
	Glaciar cubierto	14.96	31.47	57.79
2013-2014	Total	77.40	56.03	76.55
	Glaciar descubierta	62.95	26.93	21.92
	Glaciar cubierto	14.45	29.10	54.63
Diferencia	Total	6.70	9.08	10.16
	Glaciar descubierta	6.19	6.71	7.00
	Glaciar cubierto	0.51	2.37	3.16

Al analizar la evolución de superficies glaciares de las subcuencas de estudio en conjunto, se observa una pérdida de superficie glaciar cubierta de 0.46 [km²/año], mientras que para el caso de superficies descubiertas la pérdida es de 1.53 [km²/año] (Figura 6.12).

La pérdida de volumen de hielo de glaciares cubiertos total en todas las subcuencas analizadas fue de un 7.9 %, que equivale a una pérdida anual de 0.61%. Este último valor se asemeja bastante al obtenido por Torres *et al.* (2013), que realizó estudios sobre el glaciar Pirámide entre los años 1965 a 2000, obteniendo una reducción volumétrica de 0.65 [%/año].

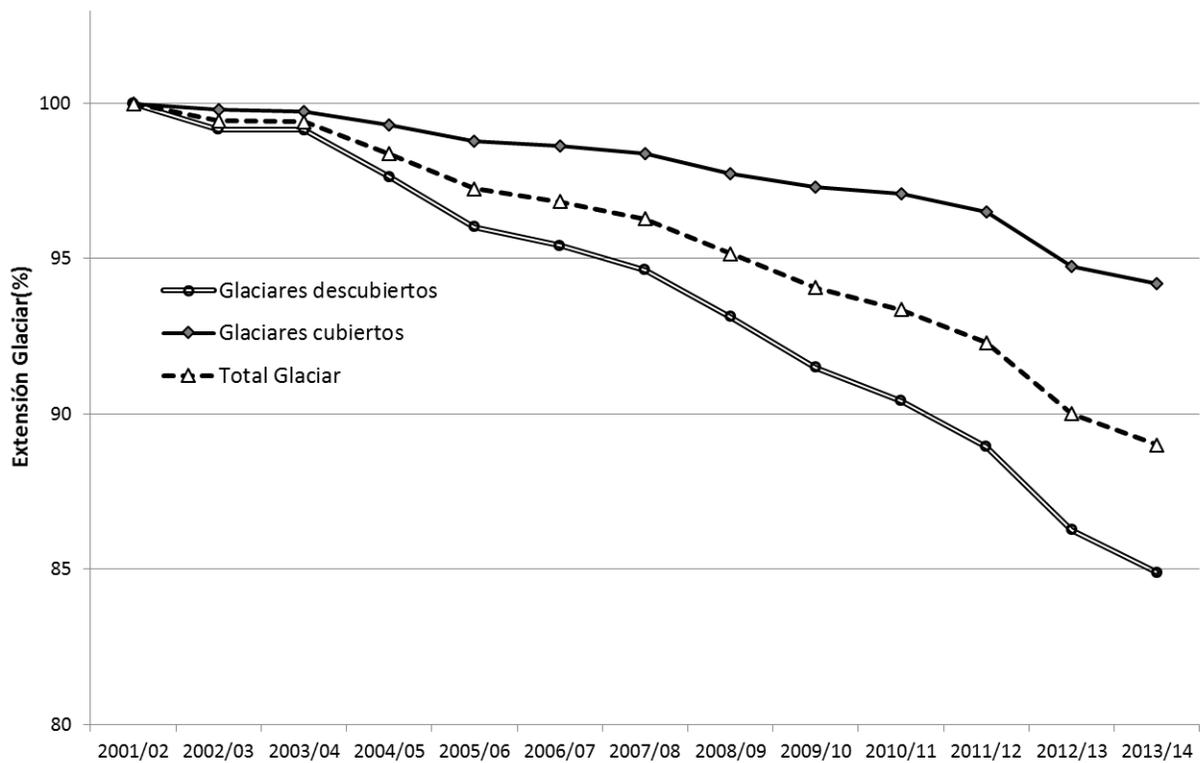


Figura 6.12: Variación porcentual de superficies glaciares obtenidas por el modelo WEAP durante el período de modelación para toda la zona de estudio.

Se procedió a comparar la evolución de superficies glaciares descubiertas modeladas a nivel de subcuenca de estudio (tanto para el caso en que se realiza la modelación sobre "N" superficies glaciares independientes como para cuando se modela el total de la superficie glaciar) con observaciones obtenidas a partir de los satélites Landsat 5 y Landsat 8 (figuras 6.13 a 6.17). Se seleccionaron aquellas imágenes que contenían nula o muy baja presencia de cobertura nival (imágenes capturadas entre diciembre y abril) y se procedió a aplicar el índice NDSI sobre estas. El criterio adoptado para diferenciar las superficies glaciares de las no glaciares fue que el NDSI fuese superior a 0.51 para el caso de Landsat 5 (2001 - 2011) y 0.3 para el caso de Landsat 8. Esta diferencia en cuanto a los criterios adoptados se debe a que las bandas utilizadas para el cálculo del NDSI cubren rangos espectrales distintos según el satélite utilizado. El comportamiento oscilante de las observaciones se explica debido a las diferentes cantidades de coberturas nivales captadas por las imágenes Landsat.

Se observa que para todos los casos se obtienen mejores resultados en la representación de la evolución de superficies glaciares descubiertas al considerar un mayor número de glaciares en la modelación WEAP (ver tablas 4.8 y 4.9). Notar que para el caso de la modelación en la cuenca del río Volcán en Queltehués (figura 6.14) no se realizan divisiones de superficie.

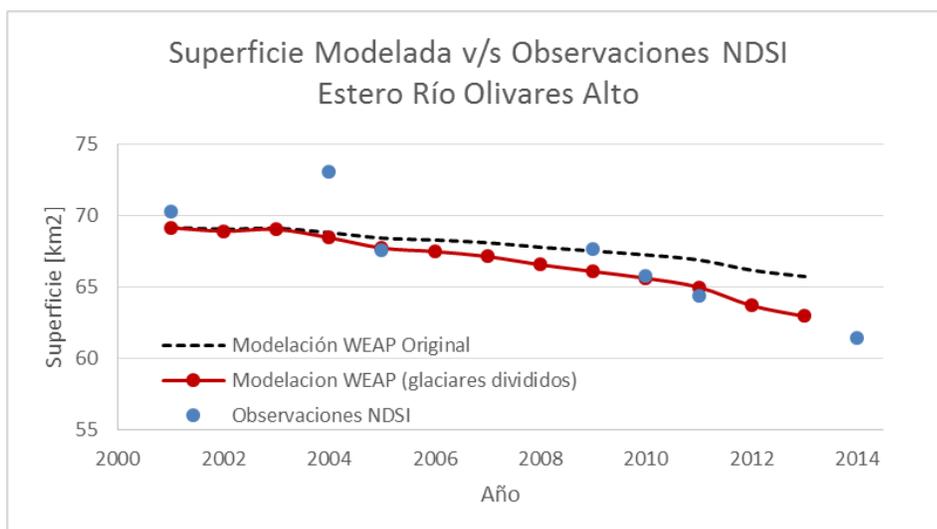


Figura 6.13: Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en la zona alta de la subcuenca del río Olivares.

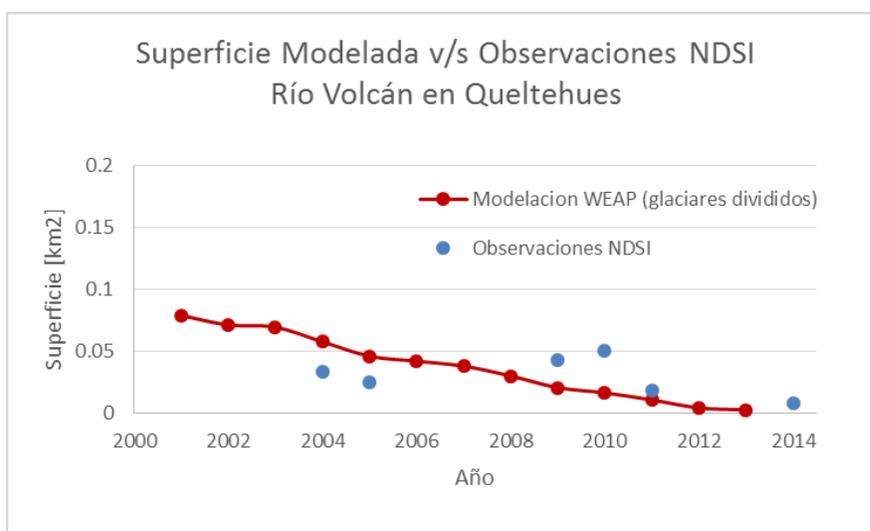


Figura 6.14: Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en la zona baja de la subcuenca del río Volcán en Queltehues.

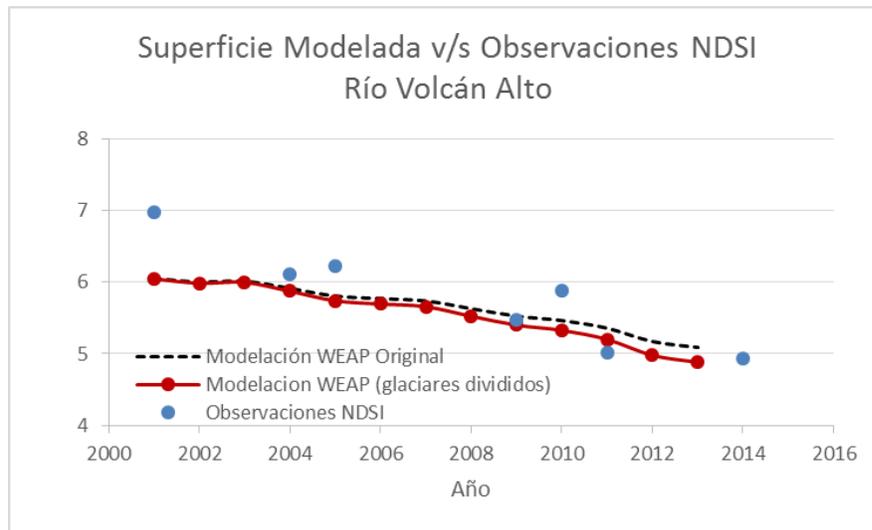


Figura 6.15: Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en la zona alta de la subcuenca del río Volcán.

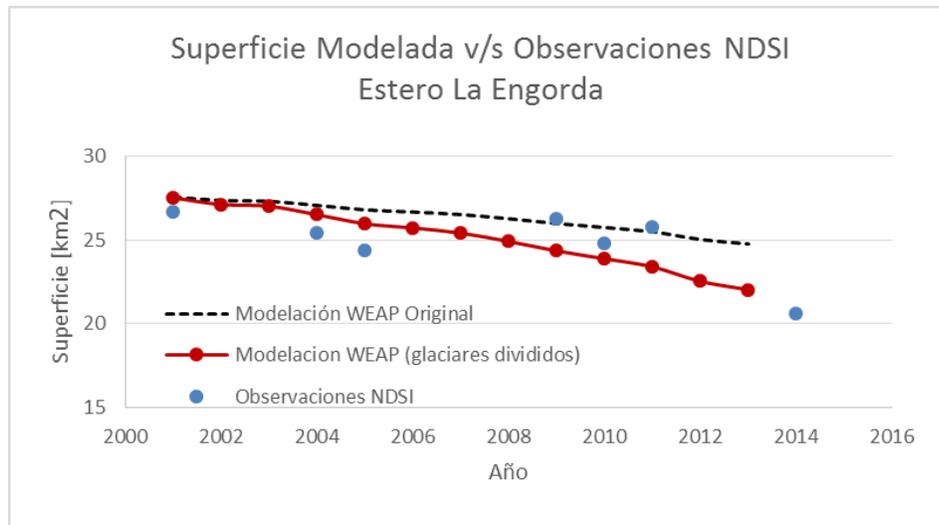


Figura 6.16: Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en estero La Engorda.

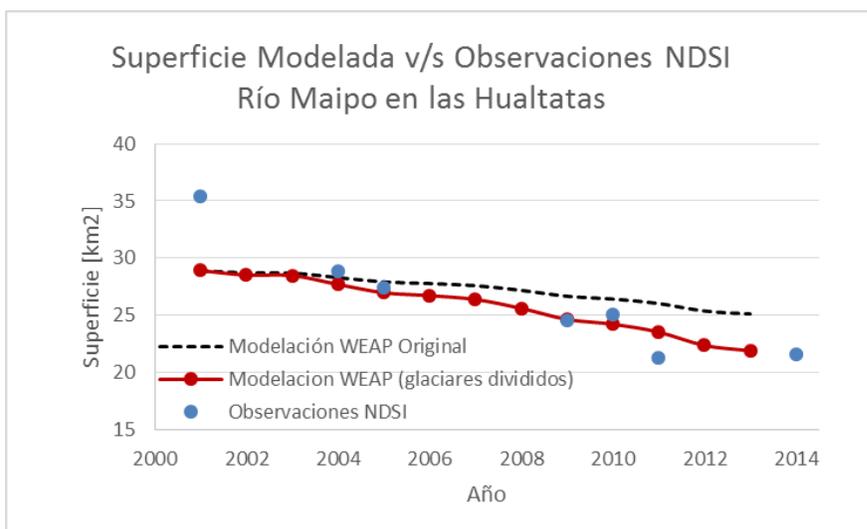


Figura 6.17: Comparación entre las superficies glaciares descubiertas modeladas por medio de WEAP con las obtenidas aplicando el índice NDSI sobre imágenes Landsat en la zona alta de la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas.

Se procedió a comparar a su vez la evolución de superficies de glaciares descubiertos modelada en la subcuenca del río Olivares con las obtenidas por Cortés *et al.* (2014) (Figura 6.18). En dicho estudio se analizaron imágenes procedentes de los satélites Landsat 5 y Landsat 7. Se seleccionaron aquellas imágenes con nula o muy baja presencia de cobertura nival durante el período de los años 1986 a 2013. Aquellos años cuyas imágenes contenían cobertura nival excesiva no se consideraron en el estudio. Al igual que antes, el comportamiento oscilante de las observaciones se explica debido a las diferentes cantidades de coberturas nivales captadas por las imágenes Landsat. Con dichas imágenes finalmente se estimó el Fractional Snow Covered Area (FSCA) de la zona de estudio.

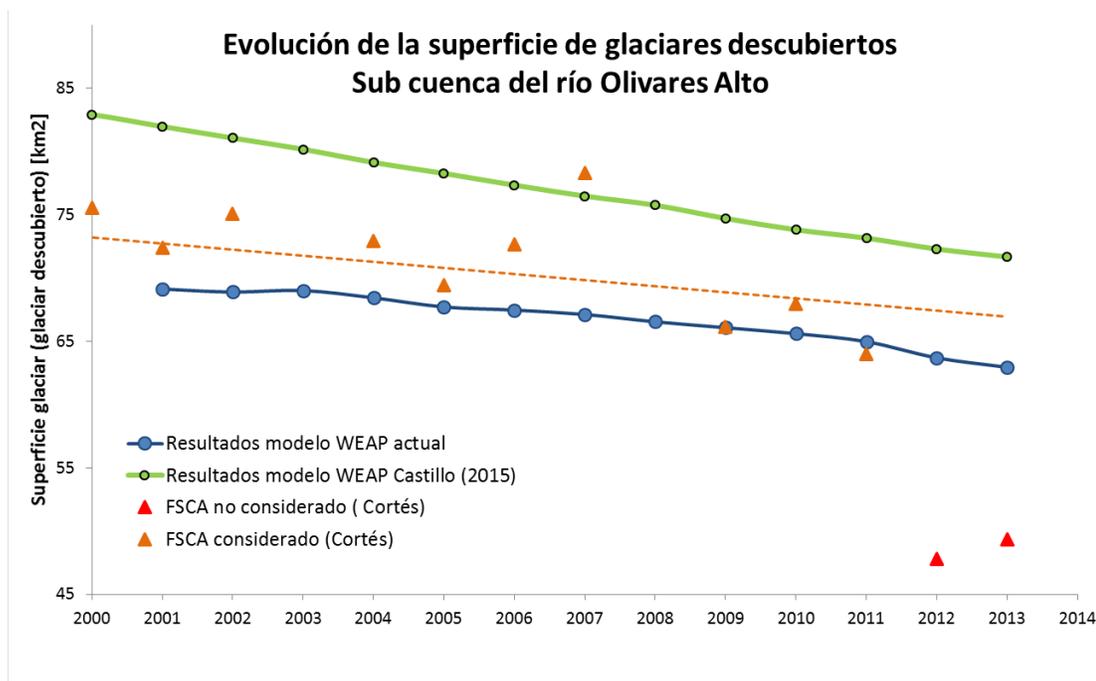


Figura 6.18: Comparación entre las superficies de glaciares descubiertos modeladas por medio de WEAP en la subcuenca del río Olivares con los resultados obtenidos por Castillo (2015) y Cortés *et al.* (2014). Se presentan además la línea de tendencia de los datos de FSCA considerados.

Se obtuvo la línea de tendencia de las observaciones realizadas por Cortés, pero se omitieron en el cálculo las de los años 2012-2013. Esto debido a que se consideró que no son representativas, dada la abrupta disminución de superficies observada. Lo anterior puede explicarse dado a que las imágenes de los años 2012-2013 fueron captadas por el satélite Landsat 7, el cual presenta franjas de datos inválidos en sus imágenes (gaps) desde mayo del 2003 debido a un fallo en el sensor ETM+. Se puede observar además que en su formulación original el modelo estima una superficie inicial de glaciares descubiertos mayor a la obtenida en presente estudio. Esto se explica debido a que Castillo (2015) aplicó una clasificación no supervisada para diferenciar entre glaciares cubiertos y descubiertos, mientras que en este trabajo se aplicó una clasificación supervisada, cuyos resultados se acercan más a la distribución real de los glaciares.

Como resultado se obtiene que la pendiente obtenida de la modelación WEAP actual se asemeja mucho a la obtenida a partir del FSCA calculado por Cortés (Tabla 6.2). Además se observa que las superficies del año 2009 coinciden en ambos estudios, lo cual tiene sentido debido a que en ambos se utilizó la misma imagen satelital para dicho año.

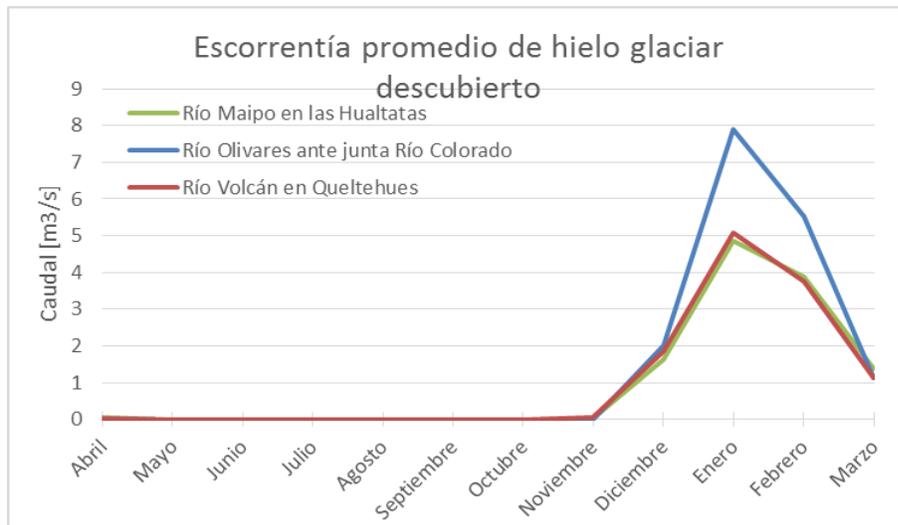
Tabla 6.2: Pendientes de evolución de superficie glaciar total presente en la subcuenca del río Olivares.

Datos	Pendiente
Modelo WEAP actual	-0.506
Observaciones FSCA (Cortés <i>et al.</i> , 2014)	-0.482
Modelo WEAP Castillo (2015)	-0.896

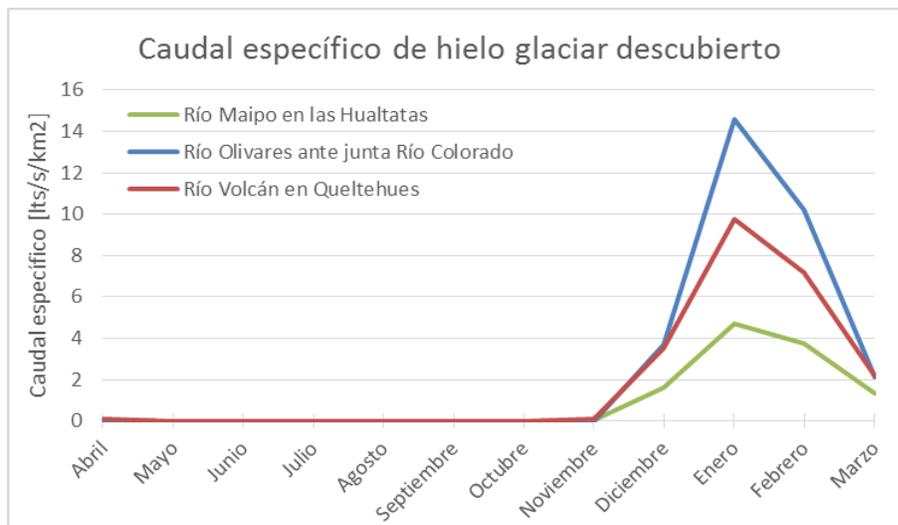
6.3. Variación estacional de escorrentía producto del derretimiento del hielo glaciario

Se puede observar a partir de las figuras 6.19 y 6.20 que la mayor parte del caudal aportado por el derretimiento de glaciares descubiertos, dentro de las zonas analizadas, proviene de la subcuenca del río Olivares, lo cual era de esperarse, puesto que corresponde a la subcuenca con mayor extensión de superficies glaciares descubiertas, sin embargo sus aportes provenientes del derretimiento de glaciares cubiertos son bajos debido a la baja cantidad de este tipo de glaciares presentes en la cuenca.

Los caudales provenientes de las subcuencas del río Volcán y de la subcuenca del río Maipo son bastante similares, tanto para el caudal proveniente del derretimiento de glaciares cubiertos como descubiertos. Estas cuencas cuentan con una extensión similar de glaciares descubiertos (29.8 [km²] y 24.6 [km²] respectivamente, según el inventario de glaciares de la DGA(2009)), sin embargo la extensión de glaciares cubiertos presentes en la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas es casi el doble que la presente en la subcuenca del río Volcán. Es posible que las temperaturas del aire obtenidas sobre superficies glaciares descubiertas no representen de buena manera a la temperatura existente sobre glaciares cubiertos, subestimando el derretimiento de los glaciares presentes en la subcuenca del río Maipo en las Hualtatas o sobrestimando a aquellos presentes en la subcuenca del río Volcán.

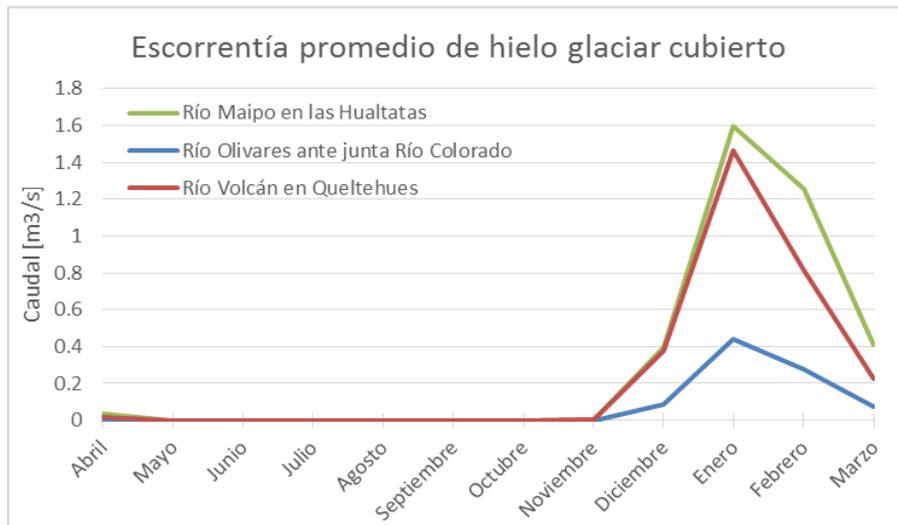


(a) Caudal Promedio

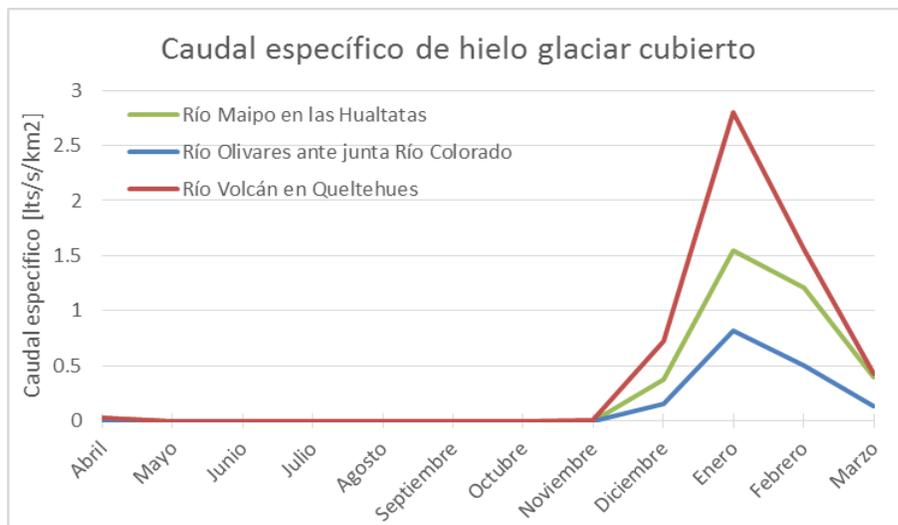


(b) Caudal específico

Figura 6.19: Caudal modelado promedio y específico a nivel mensual proveniente del derretimiento de glaciares descubiertos.



(a) Caudal Promedio



(b) Caudal específico

Figura 6.20: Caudal modelado promedio y específico a nivel mensual proveniente del derretimiento de glaciares cubiertos.

Se obtuvo que el caudal promedio proveniente del derretimiento de hielo glaciario de todas las subcuencas de estudio alcanza su máximo en el mes de enero, el cual corresponde al mes con mayores temperaturas. Durante los meses de abril a noviembre casi no se observan aportes de caudales, lo cual coincide con lo esperado, puesto a que estos meses corresponden al período de acumulación de los glaciares.

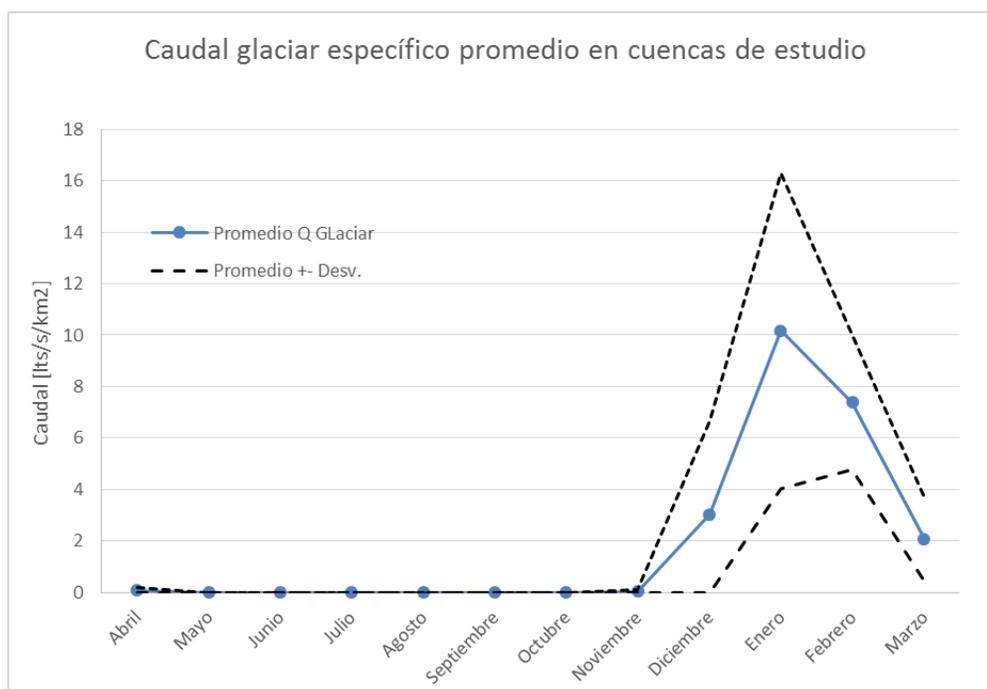


Figura 6.21: Caudal promedio mensual modelado proveniente del derretimiento de glaciares cubiertos y descubiertos de todas las subcuencas estudiadas.

6.4. Contribución de escorrentía producto de derretimiento de hielo glaciar sobre caudales totales

Se procedió a comparar los caudales medios anuales y medios en el período de Verano (diciembre a febrero) obtenidos para cada una de las subcuencas de estudio con caudales totales llevados a régimen natural. Estos últimos se obtuvieron del estudio “Balance Hídrico de la Hoya del Río Maipo” realizado por [CONIC-BF Ingenieros Civiles Consultores Ltda. \(2008\)](#), en donde se estiman caudales llevados a régimen natural de varias subcuencas del río Maipo, entre ellas la subcuenca del río Volcán en Queltehue y la del río Olivares antes junta con río Colorado, durante el período de los años 1950 a 2005. Se extendió dicha serie de caudales hasta el año 2014, utilizando para ello datos provenientes de estaciones fluviométricas ubicadas a las salidas de estas subcuencas.

Como resultado se observa que en promedio el aporte de hielo glaciar al caudal del río Olivares es del orden de un 30 [%] durante el período de Verano, llegando a alcanzar un máximo de un 68[%] para el período 2013/2014 (considerado como “seco”). Al analizar los aportes a nivel anual se observa que los glaciares aportan en total un 16[%] en promedio al caudal total (figura 6.22).

Para el caso del río Volcán se observa un menor aporte por parte de los glaciares a la escorrentía total, siendo de un 22.2[%] en promedio durante el período de Verano y alcanzando un máximo de un 70[%] para el período 2011/2012 (considerado como “muy seco”). Su aporte a nivel anual fue de un 9.6 [%] (figura 6.23).

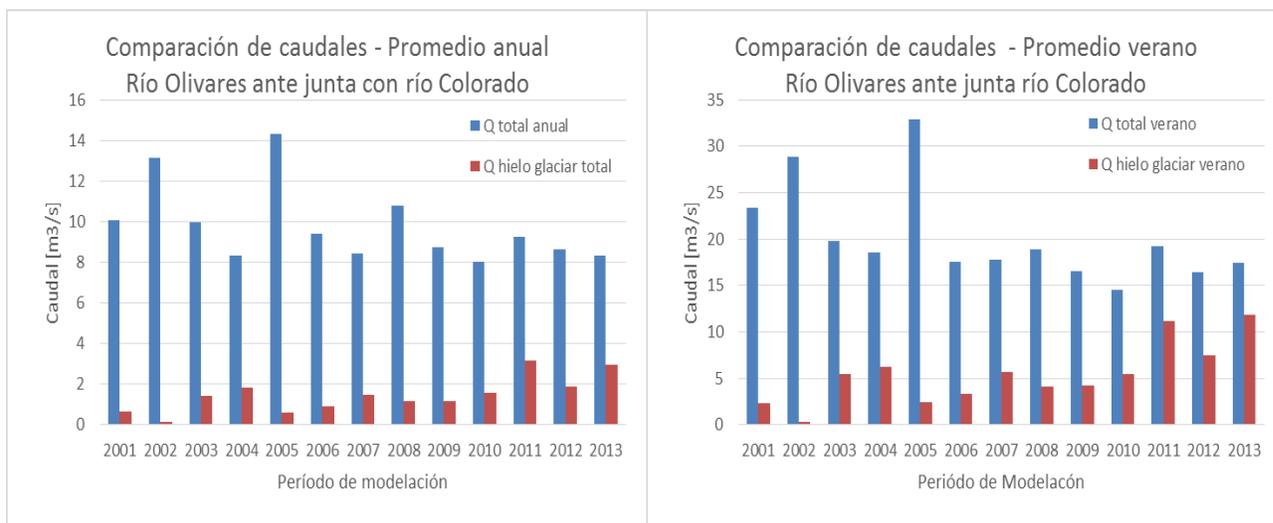


Figura 6.22: Comparación de caudales medios anuales y durante los meses de verano obtenidos del derretimiento glaciar modelado con caudales llevados a régimen natural en la subcuenca del río Olivares antes junta con río Colorado.

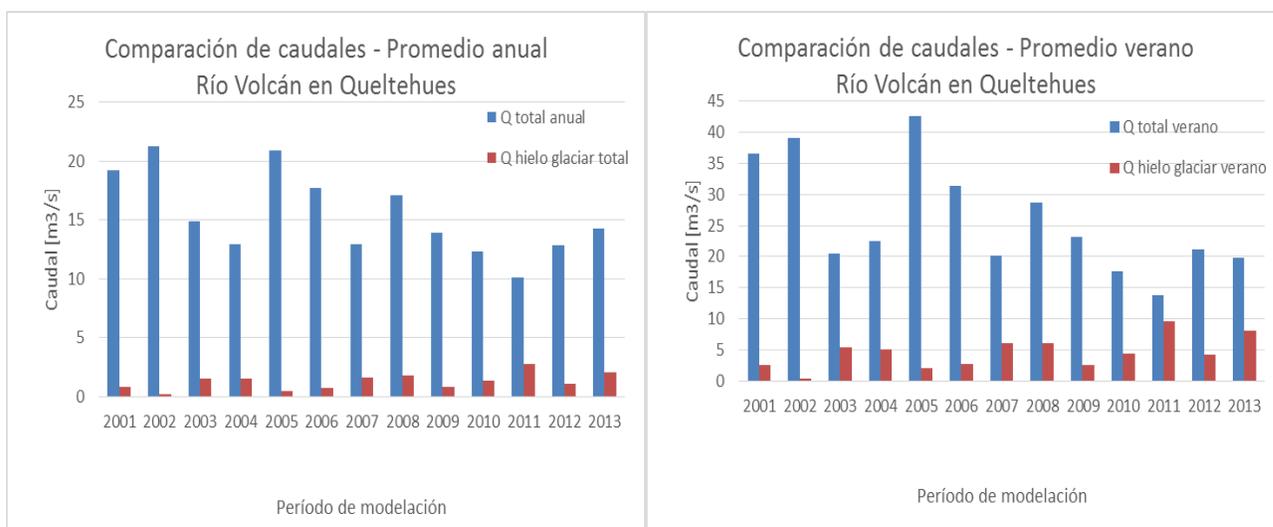


Figura 6.23: Comparación de caudales medios anuales y durante los meses de verano obtenidos del derretimiento glaciar modelado con caudales llevados a régimen natural en la subcuenca del río Volcán en Queltehues.

En el estudio realizado por Peña & Nazarala (1987), trabajo citado por varios autores, modelan el derretimiento nival y glaciar presente en la subcuenca del río Maipo en el Manzano, obteniendo aportes de escorrentía provenientes del derretimiento de hielo glaciar de hasta un 67 [%] durante el período de verano del año mas seco modelado (1968/1969). En promedio se observa que entre los años 1981-1986 el aporte del hielo glaciar al caudal total es de un 15.2 [%].

Se puede observar una relación directa entre el [%] de escorrentía aportante producto del derretimiento de hielo glaciar al caudal total, con el [%] de superficies glaciares presentes en

las subcuencas de estudio (Tabla 6.3). Si bien es de esperarse que, debido a los aumentos de temperatura de los últimos años, se observe un aumento en los caudales aportados por derretimiento el glaciar, este se compensa al disminuir la superficie de estos a medida que se van derritiendo, disminuyendo por tanto los caudales aportados.

Tabla 6.3: Aporte del derretimiento glaciar al caudal total en distintas cuencas de estudio.

subcuenca de estudio	Período de modelación	Superficie glaciar [%]	$Q_{\text{hielo}} [\%]$	$\frac{Q_{\text{hielo}} [\%]}{S_{\text{glaciar}} [\%]}$
Río Maipo en el Manzano	1981-1986	7.97	15.17	1.90
Río Olivares antes junta Colorado	2001-2014	14.63	29.84	2.04
Río Volcán en Queltehues	2001-2014	11.43	22.2	1.84

6.5. Análisis de tendencia sobre escorrentía de origen glaciar

Para conocer si los resultados obtenidos de escorrentía producto del derretimiento de hielo glaciar (figuras 6.24 a 6.27) presentan tendencias en cuanto a su evolución tanto a nivel anual como durante el período de verano (pese al corto período de tiempo modelado), se optó por aplicar el test no paramétrico de Mann-Kendall . Este test ha sido ampliamente utilizado en estudios de identificación de tendencias, tanto para series hidrometeorológicas como para series de superficies glaciares (Cortés *et al.*, 2014).

El test de Mann-Kendall evalúa estadísticamente si existe una tendencia, ascendente u descendente, en la variable de interés a lo largo del tiempo, proporcionando un valor de significancia p (p-value). Este valor permite aceptar o rechazar una de dos hipótesis.

- H_0 : No existe una tendencia en la serie analizada.
- H_a : Hay una tendencia en la serie analizada.

Para la aplicación del test se utilizó el software computacional Minitab, el cual cuenta con una sección específica para el desarrollo de este tipo de análisis. Los resultados de aplicar el test de Mann-Kendall ($\alpha=0.05$) se presentan en las tablas 6.4 a 6.7.

Estos indican que existe una tendencia positiva en cuanto a la evolución de la escorrentía proveniente de glaciares tanto cubiertos como descubiertos durante el período de verano, por lo que, de acuerdo a la figura 2.1, estos glaciares se encontrarían en las primeras dos fases del retroceso de un glaciar, en donde los caudales tienden a aumentar año a año. Para el caso anual solo se detectaron tendencias positivas en la escorrentía proveniente del derretimiento de glaciares cubiertos, en cambio para los glaciares descubiertos no se detecto tendencia alguna (exceptuando los resultados obtenidos en la subcuenca del río Olivares antes junta río Colorado). Esto último puede deberse a que los aumentos de la escorrentía producto del derretimiento de

hielo glaciar descubierto durante el período de verano no sean suficientes como para que el test de Mann-Kendall detecte una tendencia positiva durante todo el período anual, considerando que en el resto de los meses los caudales son prácticamente nulos (figura 6.19).

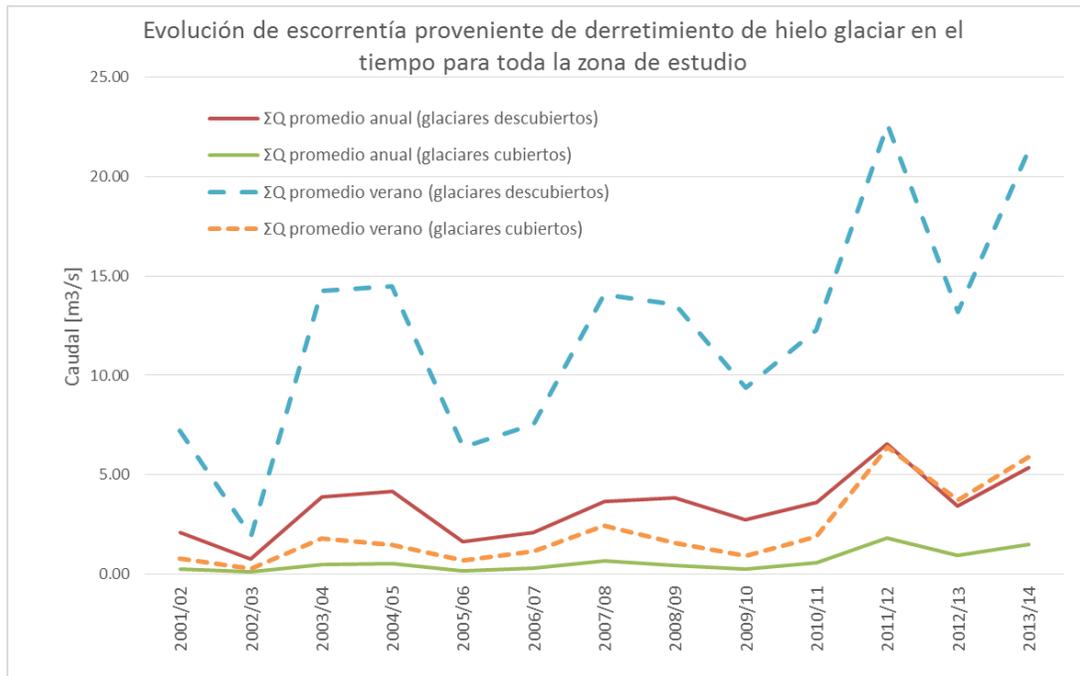


Figura 6.24: Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento de hielo glaciar de toda la zona de estudio en el tiempo.

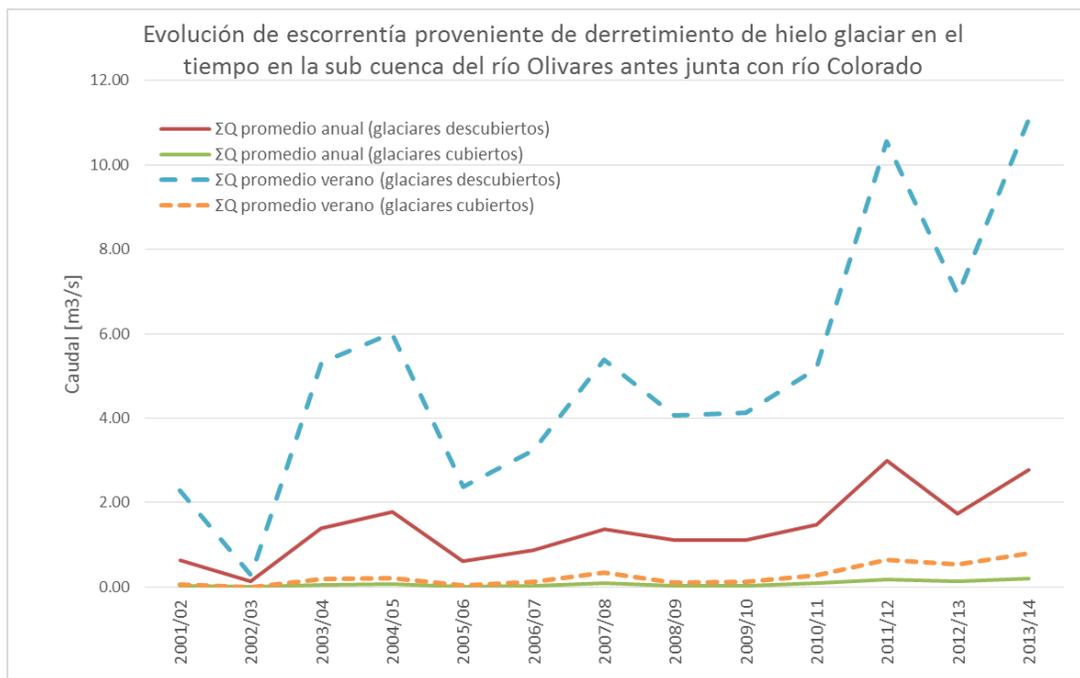


Figura 6.25: Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento de hielo glaciar de toda la zona de estudio en el tiempo.

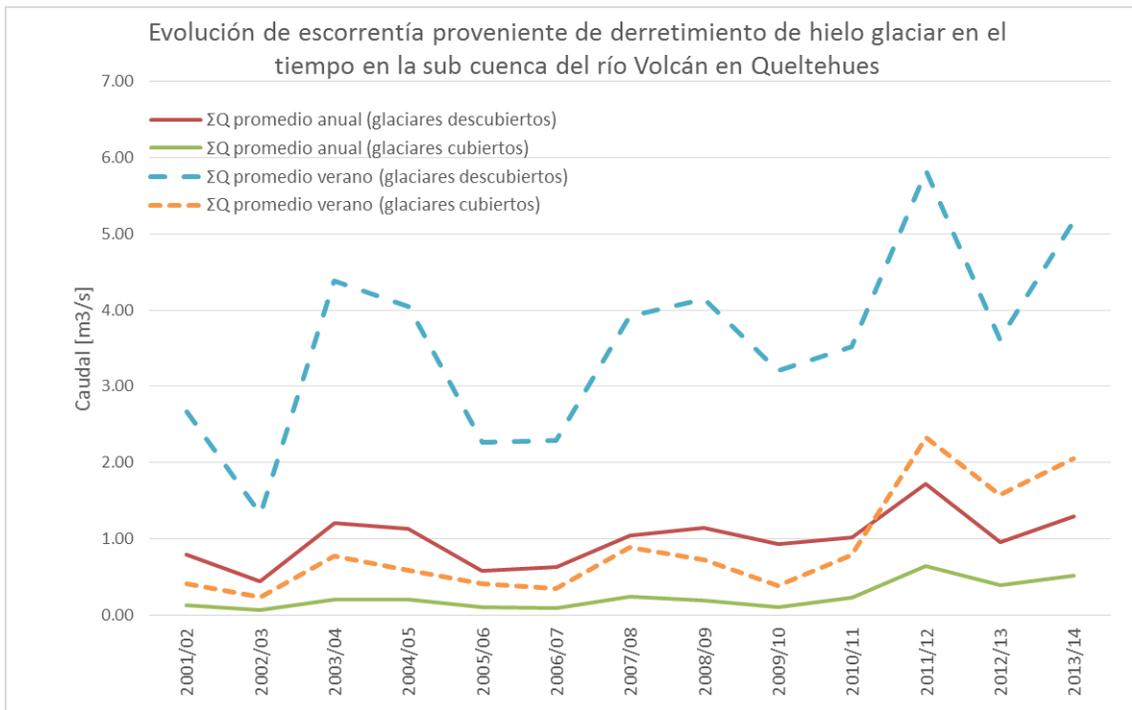


Figura 6.26: Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento de hielo glaciar de toda la zona de estudio en el tiempo.

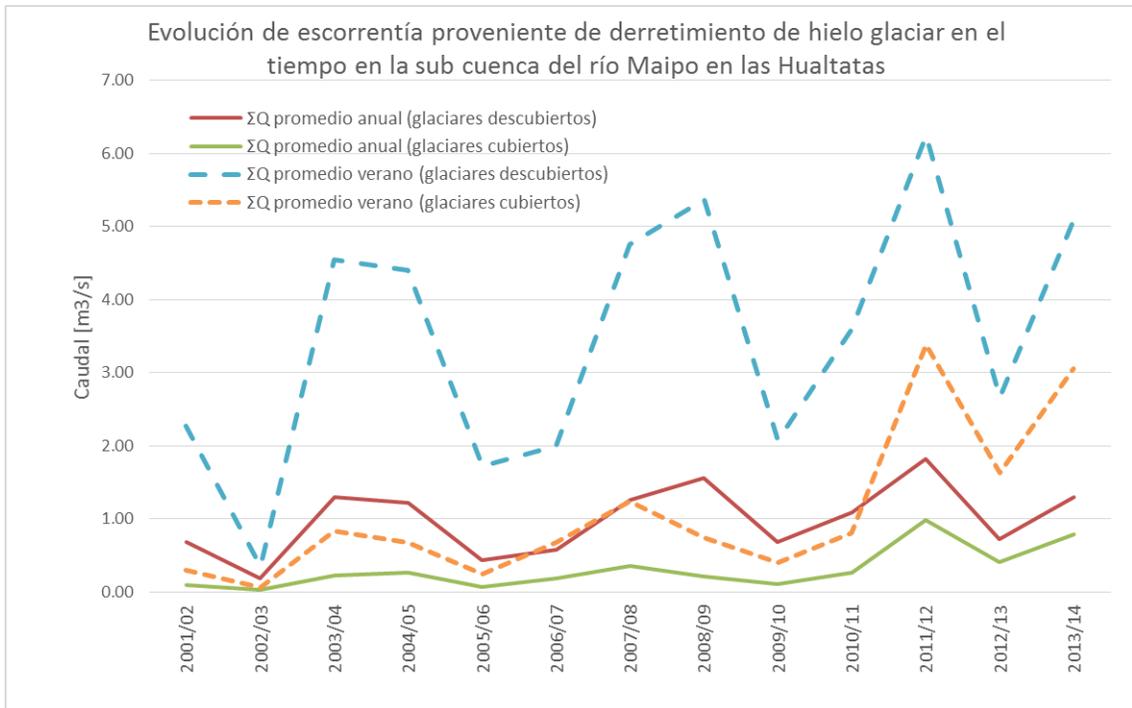


Figura 6.27: Evolución de la escorrentía proveniente del derretimiento de hielo glaciar de toda la zona de estudio en el tiempo.

Tabla 6.4: Resultados obtenidos al aplicar el test de Mann-Kendall sobre caudales promediados a nivel anual y durante el período de verano para toda la zona de estudio.

Serie de caudales	p-value	Tendencia
$\sum Q$ promedio anual (glaciares descubiertos)	0.064	-
$\sum Q$ promedio anual (glaciares cubiertos)	0.004	positiva
$\sum Q$ promedio verano (glaciares descubiertos)	0.050	positiva
$\sum Q$ promedio verano (glaciares cubiertos)	0.004	positiva

Tabla 6.5: Resultados obtenidos al aplicar el test de Mann-Kendall sobre caudales promediados a nivel anual y durante el período de verano para la subcuenca del río Volcán en Queltehues.

Serie de caudales	p-value	Tendencia
$\sum Q$ promedio anual (glaciares descubiertos)	0.064	-
$\sum Q$ promedio anual (glaciares cubiertos)	0.009	positiva
$\sum Q$ promedio verano (glaciares descubiertos)	0.050	positiva
$\sum Q$ promedio verano (glaciares cubiertos)	0.012	positiva

Tabla 6.6: Resultados obtenidos al aplicar el test de Mann-Kendall sobre caudales promediados a nivel anual y durante el período de verano para la subcuenca del río Olivares antes junta río Colorado.

Serie de caudales	p-value	Tendencia
$\sum Q$ promedio anual (glaciares descubiertos)	0.006	positiva
$\sum Q$ promedio anual (glaciares cubiertos)	0.002	positiva
$\sum Q$ promedio verano (glaciares descubiertos)	0.003	positiva
$\sum Q$ promedio verano (glaciares cubiertos)	0.002	positiva

Tabla 6.7: Resultados obtenidos al aplicar el test de Mann-Kendall sobre caudales promediados a nivel anual y durante el período de verano para la subcuenca del Maipo en las Hualtatas.

Serie de caudales	p-value	Tendencia
$\sum Q$ promedio anual (glaciares descubiertos)	0.064	-
$\sum Q$ promedio anual (glaciares cubiertos)	0.004	positiva
$\sum Q$ promedio verano (glaciares descubiertos)	0.050	positiva
$\sum Q$ promedio verano (glaciares cubiertos)	0.004	positiva

Capítulo 7

Discusión y conclusiones

7.1. Temperaturas generadas a partir de imágenes MODIS de LST

Las series de temperaturas generadas en el presente estudio a partir de imágenes MODIS de LST, dependen directamente de la información meteorológica disponible (temperatura del aire), debido a que a partir de esta se encontraron los coeficientes de correlación que se utilizaron para generar mapas con información de temperatura promedio del aire. Al comparar las series de temperatura generadas con las obtenidas en la formulación original del modelo (gradiente adiabático), se observa que las primeras son mayores en casi todos los casos, salvo en algunas de las URH ubicadas en las zonas más bajas de las cuencas de estudio. Dado a que la mayoría de los glaciares se encuentran ubicados sobre la cota de los 3500 [m.s.n.m.], se cumple la hipótesis de que las temperaturas del aire sobre superficies glaciares incorporadas al modelo por [Castillo \(2015\)](#) son efectivamente menores que las reales.

Una de las razones que podría explicar la subestimación de temperaturas obtenidas mediante el gradiente térmico es que, como se puede observar de las figuras [B.2](#) y [B.1](#), existe un cambio de pendiente a partir de los 2000[m.s.n.m.] en la correlación cota/temperatura del aire. Por lo tanto, si al momento de calcular el gradiente térmico se utilizó la información de estaciones meteorológicas ubicadas sobre y bajo la cota de los 2000 [m.s.n.m.], el gradiente obtenido no representara la situación existente en la realidad.

Al analizar las temperaturas LST promedio obtenidas sobre coberturas nivales (Figura [4.8](#)) y sobre los glaciares Bello y San Francisco (Figura [4.3](#)), se observa que muchas de estas son mayores a cero (lo mismo ocurre en muchas imágenes de LST promedio mínimo). Estos resultados son contradictorios puesto que la temperatura máxima de superficies nivales y glaciares debiese ser del orden de 0[°C], ya que a partir de esta temperatura comienza ocurrir el cambio de estado desde nieve/hielo a agua líquida y por tanto la temperatura superficial debiese permanecer constante e igual a 0[°C]. Esto puede explicarse debido a que la baja resolución espacial de las imágenes MODIS de LST capta, además de la superficie glaciar/nival, superficies descubiertas cuyas temperaturas pueden superar ampliamente los 0[°C], aumentando la temperatura promedio captada por cada pixel. Esto último se ve mayormente afectado para el caso en el que se correlacionan las temperaturas del aire registradas por las estaciones ubicadas sobre superficies glaciares descubiertas con las temperaturas LST captadas en dichos puntos (figura [4.3](#)),

debido a que las mediciones de las estaciones ocurren desde los meses de noviembre a marzo en donde las temperaturas tienden a ser mayores. Para el caso de los pixeles que detectan las temperaturas LST sobre las estaciones ubicadas en la superficie del glaciar San Francisco, casi un 35 % de la cobertura detectada corresponde a suelo descubierto, mientras que para el caso de la estación Bello, este porcentaje es de un 30 %.

Pese a lo anterior, lo que interesa en el presente estudio es estimar la temperatura promedio del aire a partir de las observaciones LST de MODIS y no obtener series de temperaturas superficiales, por lo que si la correlación LST/T_{aire} es buena, se esperaría que la temperatura estimada del aire, sobre superficies glaciares, sea también correcta. De acuerdo al estudio realizado por [Hachem et al. \(2012\)](#), en donde se comparan registros de LST del sensor MODIS con mediciones in situ de temperatura tanto del aire como de la tierra en Nunavik, Canada, se llega a la conclusión de que las temperaturas LST promediadas a nivel diario se correlacionan de mejor manera con la temperatura del aire que con la temperatura superficial medida, especialmente cuando existe cobertura nival en la zona de estudio.

7.2. Corrección del método de estimación de volúmenes glaciares

El objetivo del presente estudio es modelar el estado de los glaciares de una manera simplificada, pero que represente fielmente las condiciones de estos. Al modelar la evolución de todas las superficies glaciares presentes en una subcuenca, como si fuese una sola superficie con una extensión equivalente a la suma de las superficies glaciares independientes, se obtiene que el volumen estimado de hielo glaciar es mucho mayor al que se obtiene al aplicar la ecuación 2.1 sobre superficies glaciares de manera distribuida. Sin embargo se observó que si en vez de modelar una sola superficie de gran extensión, se modelan N superficies equivalentes, de menor extensión pero cuya suma de volúmenes estimados represente la condición real de los glaciares, la evolución de superficies glaciares coincide con las observaciones de NDSI y FSCA analizadas (sección 6.2).

Se observa además, a partir de las tablas 4.9 y 4.8, que es necesario modelar una mayor cantidad de glaciares cubiertos de manera de que el volumen calculado coincida con el estimado para el año 2009. Esto se justifica debido a que los glaciares cubiertos se encuentran en mayor cantidad y menor superficie que los glaciares descubiertos. Cabe destacar que la ecuación 2.1 se obtuvo a partir del análisis de múltiples glaciares descubiertos y dado que la cobertura de detritos presente en los glaciares cubiertos cambia su comportamiento, es posible que esta ecuación no represente el volumen real de este tipo de glaciares, sin embargo como no existe una manera alternativa de calcular estos volúmenes, se consideró apropiado este procedimiento.

7.3. Evolución de la superficie glaciar y aportes de escorrentía al caudal total

En los 14 años modelados se observó una pérdida aproximada de $20[km^2]$ de superficies glaciares descubiertas y de $6[km^2]$ de superficies glaciares cubiertas, equivalentes a una pérdida de $1.53[km^2/año]$ y $0.46[km^2/año]$ respectivamente. Esta diferencia en cuanto a las tasas de reducción ocurre debido a que la capa de detrito presente en los glaciares cubiertos cambia las propiedades de estos, permitiéndoles soportar mayores temperaturas ($1.2[°C]$ extra de acorde a lo indicado en la tabla 5.2).

Se observa que para años considerados secos, el aporte proveniente del derretimiento de glaciares descubiertos a la escorrentía total (estimada en régimen natural) llega a ser del orden de un 70 [%] para las subcuencas del río Olivares y Volcán.

Debido a que el período de modelación del presente estudio cubre tan solo 14 años (2001-2014), no se puede afirmar que los resultados obtenidos del test de Mann-Kendall (tablas 6.4 a 6.7) reflejen la situación real de los glaciares. Pese a lo anterior los resultados obtenidos tienen sentido, pues al analizar estos a nivel anual y considerando las fases de un glaciar en su etapa de decrecimiento según Baraer *et al.* (2012) (figura 2.1), los glaciares cubiertos en la zona de estudio analizada se encontrarían en las primeras fases de decrecimiento mientras que los descubiertos se encontrarían en la fase final, lo cual concuerda con la capacidad de los primeros de soportar mayores temperaturas producto de la capa de detrito que presentan en su superficie.

Si se supone que la pérdida de superficie observada en la figura 6.12 permanece constante, entonces en 70 años los glaciares descubiertos acabarían por desaparecer, mientras que los cubiertos existirían por unos 200 años más. Sin embargo hay que considerar que las tasas de derretimiento de los glaciares cambian a medida que estos retroceden, debido a que la pérdida de masa ocurre en zonas donde la ablación es mayor. Otro factor a considerar es que en los escenarios futuros proyectados se esperan mayores temperaturas y menores precipitaciones, debido al cambio climático que está sufriendo la Tierra, por lo cual tendería a aumentar el derretimiento de los glaciares en general.

Finalmente se puede concluir que en el presente trabajo se logró representar de buena manera el comportamiento de los glaciares presentes en las subcuencas de los ríos Volcán en Queltehues, Olivares y Maipo en las Hualtatas, tanto en lo que respecta a la evolución de sus superficies como en los aportes de escorrentía de estos.

7.4. Recomendaciones para trabajos futuros

Si bien los resultados obtenidos indican una mejora en cuanto a la modelación de la hidrología glaciar de la zona de estudio, es necesario destacar que ciertos supuestos aplicados en el presente trabajo pueden no ser del todo representativos de la realidad, por lo que se aconseja considerar las siguientes recomendaciones para trabajos futuros:

- Evaluar otras ecuaciones que calculen tanto el derretimiento nival como glaciar e incorporarlas en el modelo WEAP, debido a que las utilizadas en el presente trabajo (ecuaciones 2.7 y 2.8) simplifican la acción que tiene la temperatura sobre este, limitándola solo a indicar cuando ocurre proceso de ablación y calculando el derretimiento solo a partir de la radiación incidente.
- En lo que respecta a la sub división de superficies glaciares modeladas por WEAP, modificar el modelo de manera tal que cada una de estas divisiones represente a los glaciares ubicados en cierto rango de alturas (bandas de elevación).
- Utilizar una metodología alternativa para obtener temperaturas a partir de imágenes MODIS de LST, que puedan reproducir de mejor forma la temperatura superficial sobre glaciares y manto nival y hacer comparaciones con los resultados obtenidos en el presente estudio.

Bibliografía

- BAHR, D. B., MEIER, M. F. & PECKHAM, S. D. (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* **102**(B9), 20355–20362.
- BARAER, M., MARK, B. G., MCKENZIE, J. M., CONDOM, T., BURY, J., HUH, K.-I., PORTOCARRERO, C., GÓMEZ, J. & RATHAY, S. (2012). Glacier recession and water resources in peru's cordillera blanca. *Journal of Glaciology* **58**(207), 134–150.
- BOWN, F., RIVERA, A. & ACUÑA, C. (2008). Recent glacier variations at the aconcagua basin, central chilean andes. *Annals of Glaciology* **48**(1), 43–48.
- CARENZO, M. (2012). *Distributed modelling of changes in glacier mass balance and runoff*. Ph.D. thesis, Diss., Eidgenössische Technische Hochschule ETH Zürich, Nr. 20616, 2012.
- CASTILLO, Y. A. (2015). *Caracterización de la hidrología glaciar de la cuenca del Río Maipo mediante la implementación de un modelo glacio-hidrológico semi-distribuido físicamente basado*. Tesis de Magister, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Santiago, Chile.
- CECs (2011). Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas. Informe Final. Centro de Estudios Científicos. Santiago, Chile. 142p .
- CECs (2012a). Estimación de volúmenes de hielo en glaciares de Chile central. Informe Final. Centro de Estudios Científicos. Santiago, Chile. 155p .
- CECs (2012b). Estimación de volúmenes de hielo mediante eco sondaje en Chile Central. Informe Final. Centro de Estudios Científicos. Santiago, Chile. 175p .
- CEPEDA, J. (2016). *Análisis de los caudales nivo-glaciares históricos y proyectados en la cuenca del río Olivares: Comparación entre el modelo DHSVM y WEAP*. Tesis de Magister, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Santiago, Chile.
- COGLEY, J., HOCK, R., RASMUSSEN, L., ARENDT, A., BAUDER, A., BRAITHWAITE, R., JANSSON, P., KASER, G., MÖLLER, M., NICHOLSON, L. *et al.* (2011). Glossary of glacier mass balance and related terms, ihp-vii technical documents in hydrology no. 86, iacs contribution no. 2, unesco-ihp, paris. *Polar Rec.* **48**.
- CONIC-BF INGENIEROS CIVILES CONSULTORES LTDA. (2008). Alto Maipo Hydroelectric Project- Hydrologic Balance of the Maipo River Basin - Final Report .
- CORTÉS, G., GIROTTO, 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.

- CROCE, F. A. & MILANA, J. P. (2002). Internal structure and behaviour of a rock glacier in the arid andes of argentina. *Permafrost and Periglacial Processes* **13**(4), 289–299.
- DGA (2003). Evaluacion de los recursos hidricos superficiales en la cuenca del rio Maipo.
- DÍAZ, C. P., LAKHANKAR, T., ROMANOV, P., MUÑOZ, J., KHANBILVARDI, R. & YU, Y. (2015). Near-surface air temperature and snow skin temperature comparison from crest-safe station data with modis land surface temperature data .
- DIOP, S., M'MAYI, P., LISBJERG, D. & JOHNSTONE, R. (2002). *Vital water graphics: an overview of the state of the world's fresh and marine waters*, vol. 1. UNEP/Earthprint.
- FALVEY, M. & GARREAU, 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: Atmospheres* **114**(D4).
- GEOESTUDIOS (2014). Estimación de volúmenes de hielo mediante sondajes de radar en Zonas Norte, Central y Sur .
- GUPTA, H. V., KLING, H., YILMAZ, K. K. & MARTINEZ, G. F. (2009). Decomposition of the mean squared error and nse performance criteria: Implications for improving hydrological modelling. *Journal of Hydrology* **377**(1), 80–91.
- HACHEM, S., DUGUAY, C. & ALLARD, M. (2012). Comparison of modis-derived land surface temperatures with ground surface and air temperature measurements in continuous permafrost terrain. *The Cryosphere* **6**(1), 51.
- IPCC (2001). Glossary of terms. URL <https://www.ipcc.ch/pdf/glossary/tar-ipcc-terms-sp.pdf>. [Online; acceso 15-Mayo-2016].
- KNIGHT, P. G. (1999). *Glaciers*. Psychology Press.
- OHLANDERS, N., RODRIGUEZ, M. & MC PHEE TORRES, J. (2013). Stable water isotope variation in a central andean watershed dominated by glacier and snowmelt .
- PAEZ, F. & VARGAS, X. (2014). Obtención de la temperatura del aire mediante imágenes satelitales modis y su análisis de variabilidad. *Anales del Instituto de Ingenieros* **126**, No2.
- PEÑA, H. & NAZARALA, B. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a central chile andean basin with relevant orographic effects. *IAHS-AISH publication* (166), 161–172.
- 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: Atmospheres* **116**(D23).
- PROYECTO MAPA (2016). La cuenca del río maipo. URL <http://www.maipoadaptacion.cl/descripcion-2/contexto-antecedentes/la-cuenca-del-rio-maipo/>. [Online; acceso 20-Abril-2016].

- RAN, Y., LI, X. & JIN, R. (2012). Estimation of the mean annual surface temperature and surface frost number using the modis land surface temperature products for mapping permafrost in china. In: *Proceedings, Tenth International Conference on Permafrost (TICOP), Salekhard, Yamal-nenets Autonomous District, Russia*.
- 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.
- SCHAEFLI, B., HINGRAY, B., NIGGLI, M. & MUSY, A. (2005). A conceptual glacio-hydrological model for high mountainous catchments. *Hydrology and Earth System Sciences Discussions* **9**(1/2), 95–109.
- SHAMIR, E. & GEORGAKAKOS, K. P. (2013). Incorporating modis land surface temperature in an operational snow accumulation and ablation model. *Hydrologic Research Center (HRC) technical note no. 55 (10 September 2013)* .
- SUAREZ, W., CHEVALLIER, P., POUYAUD, B. & LOPEZ, P. (2008). Modelling the water balance in the glacierized parón lake basin (white cordillera, peru)/modélisation du bilan hydrique du bassin versant englacé du lac parón (cordillère blanche, pérou). *Hydrological sciences journal* **53**(1), 266–277.
- TORRES, H. J., BRENNING, A. & GARCÍA, J.-L. (2013). Balance de masa del glaciar cubierto del Pirámide (Chile Central, 33 S) entre 1965 y 2000 aplicando métodos geodésicos. *Rev. Geogr. Espacios* **3**(5), 11–25.
- VERGARA, W., DEEB, A. & LEINO, I. (2011). *Assessment of the impacts of climate change on mountain hydrology: development of a methodology through a case study in the Andes of Peru*. World Bank Publications.
- WILLIAMSON, S. N., HIK, D. S., GAMON, J. A., KAVANAUGH, J. L. & FLOWERS, G. E. (2014). Estimating temperature fields from modis land surface temperature and air temperature observations in a sub-arctic alpine environment. *Remote Sensing* **6**(2), 946–963.
- YATES, D., SIEBER, J., PURKEY, D. & HUBER-LEE, A. (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-ARIAS, M. I., FERNANDES, M., JOYCE, B., KIPARSKY, M., MOUNT, J. F., MEHTA, V. K., PURKEY, D., VIERS, J. H. & YATES, D. (2009). Modeling the hydrology of climate change in california’s sierra nevada for subwatershed scale adaptation1 .
- ZHANG, Y., FUJITA, K., LIU, S., LIU, Q. & NUIMURA, T. (2011). Distribution of debris thickness and its effect on ice melt at hailuogou glacier, southeastern tibetan plateau, using in situ surveys and aster imagery. *Journal of Glaciology* **57**(206), 1147–1157.

Anexos

Anexo A

Resultados del Modelo implementado por Castillo (2015)

A.1. Parámetros del modelo original

Parámetros obtenidos del proceso de calibración del modelo WEAP implementado por [Castillo \(2015\)](#).

Tabla A.1: Parámetros resultantes del proceso de calibración del modelo WEAP implementado por [Castillo \(2015\)](#).

Parámetro	Unidad	Glaciar San Francisco (Descubierto)	Glaciar Pirámide (cubierto)
To	°C	0.25	0.25
To ice	°C	0.25	0.5
Rf glaciar	Adimensional	0.9	0.83
Rfsnow	Adimensional	0.9	0.9
Kice	Días	3.5	3.5
Ksnow	Días	12.5	12.5

A.2. Evolución superficie glaciar caso unificado

A continuación se presenta la evolución porcentual de superficies glaciares para el caso en el que se modelan de manera unificada para cada subcuenca de estudio. El caso en el que se modelan las superficies glaciares divididas se presenta en la figura [6.12](#).

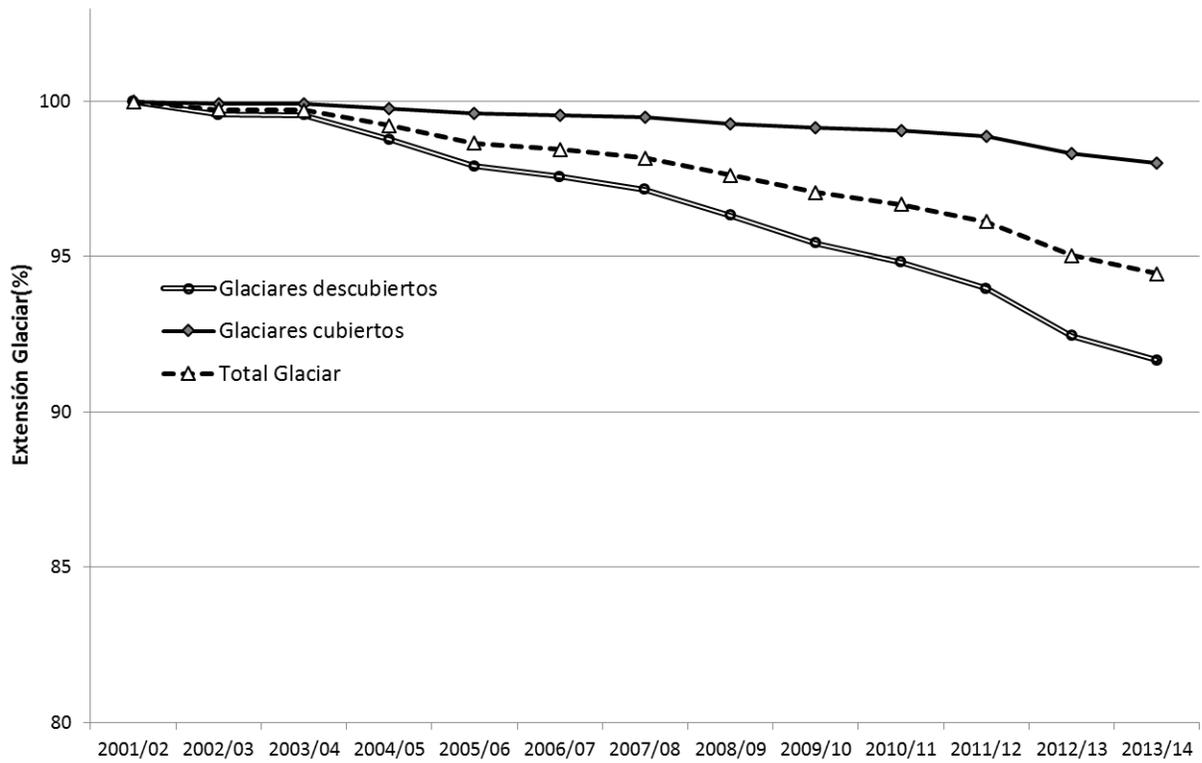


Figura A.1: Variación porcentual de superficies glaciares en el período de modelación para el caso en el que el modelo WEAP realiza cálculos sobre glaciares unificados.

Anexo B

Gradiente de temperatura a nivel de toda la zona de estudio

A continuación se muestra el gradiente térmico por temporada calculado sobre toda la zona alta de la cuenca del río Maipo, a partir los datos de temperatura y elevación provenientes de imágenes MODIS y GDEM(SRTM) respectivamente. Se separa el análisis según el tipo de cobertura (presencia nival) presente en cada zona de la cuenca.

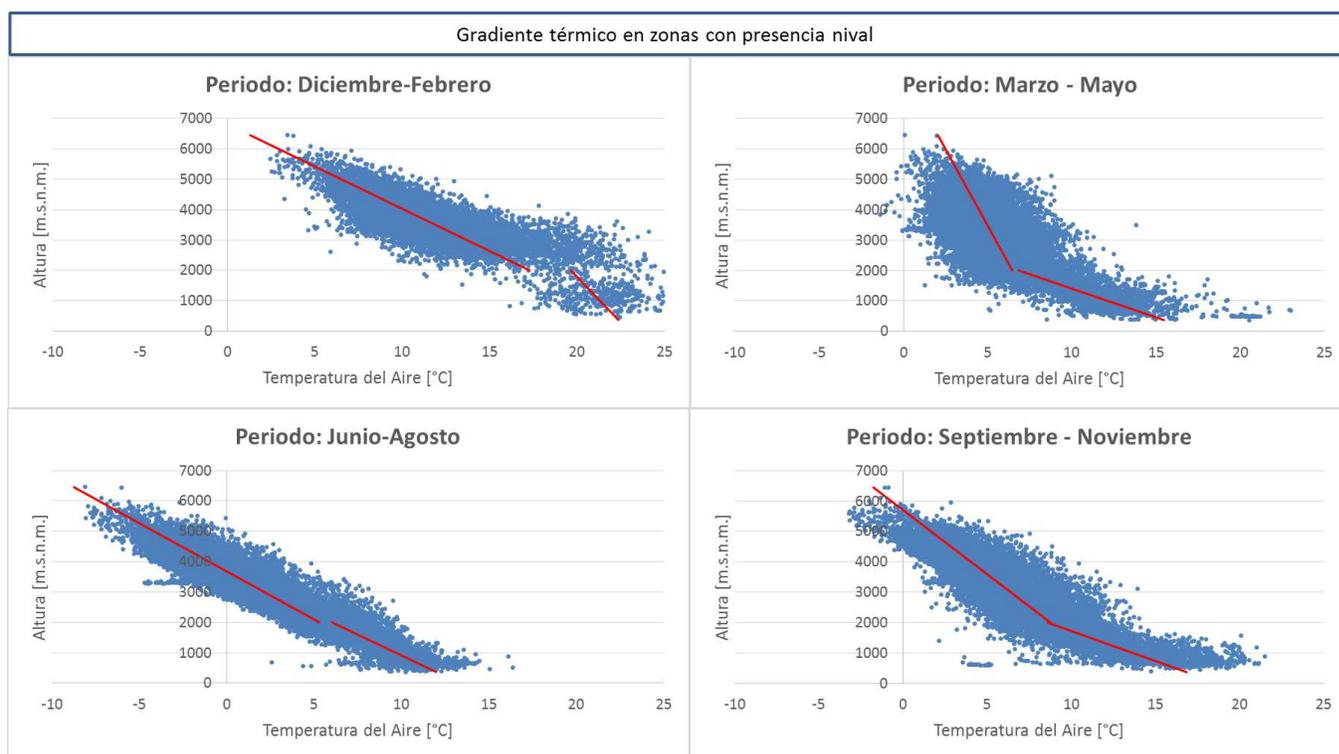


Figura B.1: Gradiente térmico por temporada de la cuenca alta del río Maipo, considerando solo zonas con presencia nival.

Tabla B.1: Coeficientes de línea de tendencia obtenida para cada temporada, caso con presencia nival.

Coeficientes				
período	Cota	m	n	r
Diciembre - Febrero	<2000	-0.0017	22.9856	0.0740
	>2000	-0.0036	24.4573	0.5452
Marzo - Mayo	<2000	-0.0053	17.4250	0.5054
	>2000	-0.0010	8.4553	0.1992
Junio - Agosto	<2000	-0.0037	13.3246	0.5946
	>2000	-0.0032	11.6065	0.7228
Septiembre - Noviembre	<2000	-0.0051	18.7215	0.4362
	>2000	-0.0024	13.4949	0.5790

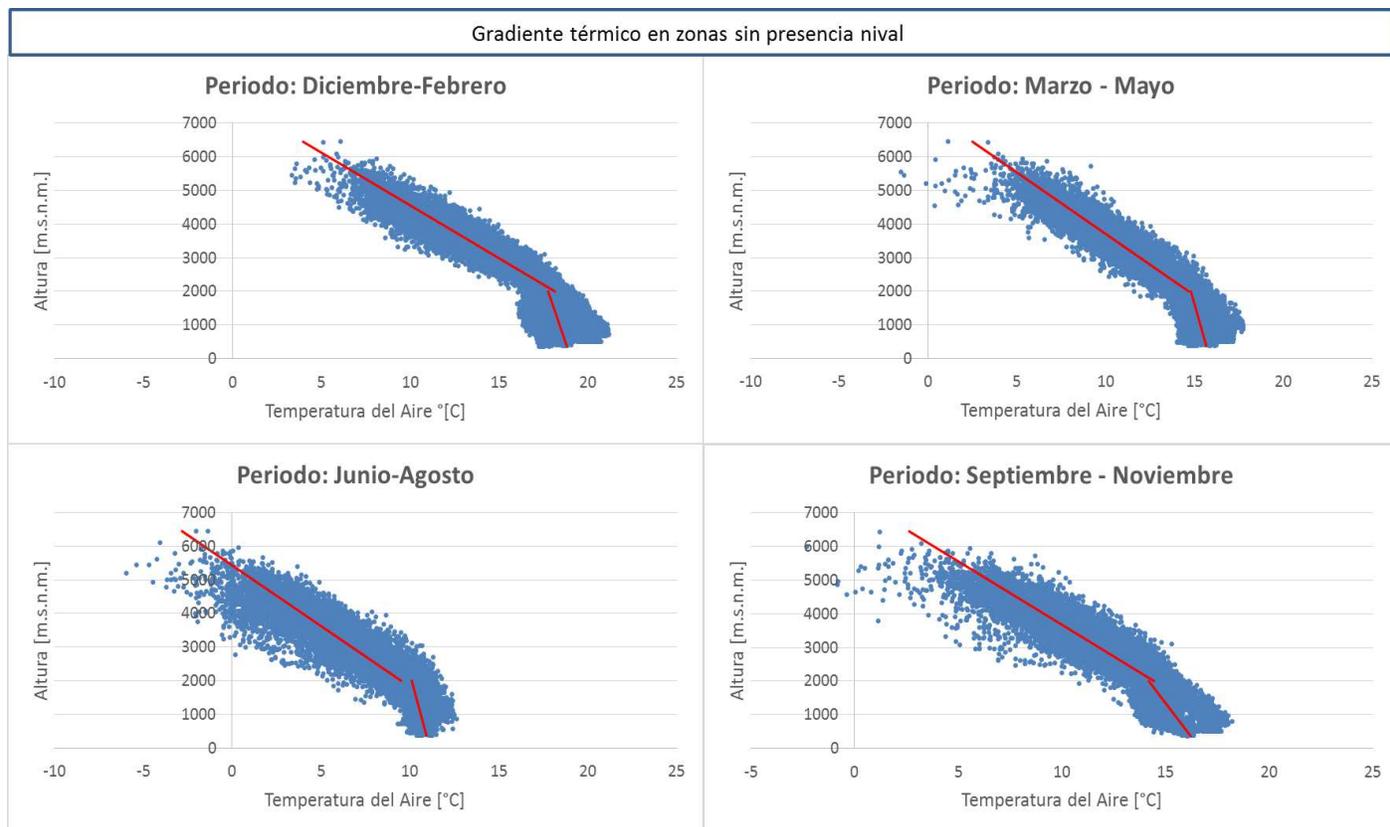


Figura B.2: Gradiente térmico por temporada de la cuenca alta del río Maipo, considerando solo zonas sin presencia nival.

Tabla B.2: Coeficientes de linea de tendencia obtenida para cada temporada, caso con presencia nival.

Coeficientes				
período	Cota	m	n	r
Diciembre - Febrero	<2000	-0.0006	19.05	0.09
	>2000	-0.0032	24.50	0.85
Marzo - Mayo	<2000	-0.0005	15.87	0.09
	>2000	-0.0027	20.15	0.83
Junio - Agosto	<2000	-0.0005	11.12	0.11
	>2000	-0.0028	15.05	0.71
Septiembre - Noviembre	<2000	-0.0012	16.66	0.30
	>2000	-0.0027	19.75	0.74

Anexo C

Caudales llevados a régimen natural

A continuación se muestran los datos de caudales llevados a régimen natural utilizados en el presente estudio. Estos fueron obtenidos, hasta el año 2005, del estudio realizado por ([CONIC-BF Ingenieros Civiles Consultores Ltda., 2008](#)). Desde el 2005 en adelante se estimaron los valores a partir de correlaciones realizadas mes a mes entre el régimen natural y la escorrentía observada por la estación Volcán en Queltehues (DGA).

Tabla C.1: Caudales de la estación Volcán en Queltehues llevados a régimen Natural.

Año hidr.	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	Anual	Verano
2001-2002	12.9	10.3	9.1	9	10.4	11.2	15.3	23.9	46	36.7	27.1	18.9	19.2	36.6
2002-2003	12.8	11.2	9.6	10.4	14.2	13.1	15.9	26	40	43.7	33.8	24.1	21.2	39.2
2003-2004	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
2004-2005	10.5	8.1	7.3	6.9	7.1	9	10.9	14.9	24.6	24.2	18.6	12.9	12.9	22.5
2005-2006	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
2006-2007	14.9	11	8.7	10.9	9.3	10.3	14.6	24.1	34.2	37.3	22.2	17.7	17.9	31.2
2007-2008	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
2008-2009	8.8	15.1	9.3	9.2	8.2	9.5	9.9	33	33.4	29.6	23	17.5	17.2	28.7
2009-2010	12.1	9.1	8.1	6.6	7.4	9.3	10.7	14.8	24	24.5	21.2	19.6	13.9	23.2
2010-2011	14.2	9	8.4	7.2	7	8.3	12	17.9	20.3	17.4	15.6	13	12.5	17.8
2011-2012	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
2012-2013	8.3	8	8.5	8.4	8.3	9.5	9.4	16.6	17.8	24.1	21.7	14.7	12.9	21.2
2013-2014	10	9.1	10.2	11.7	9.5	11.3	15.7	20.7	22.7	21.5	15.6	10.2	14	19.9

Tabla C.2: Caudales de la estación Olivares antes junta con río Colorado (DGA) llevados a régimen Natural.

Año hidr.	abr	may	jun	jul	ago	sep	oct	nov	dic	ene	feb	mar	Anual	Verano
2001-2002	5	3.5	3	3	3.5	4	6.7	8.9	26.9	21.1	22.1	13.2	10.1	23.4
2002-2003	4.9	3.9	3.7	3.4	3.6	7.5	11.4	16.1	22.4	35.4	28.7	16.6	13.1	28.8
2003-2004	9.2	5.7	4.6	3.9	4.1	4.3	6.3	9.5	13.2	25.2	21.1	12.3	10.0	19.8
2004-2005	5.9	4.1	3.8	3.2	3.2	3.7	4	5.7	11.6	23.1	21.1	10.3	8.3	18.6
2005-2006	5.5	4.0	6.1	4.9	5.9	7.6	9.8	18.2	31.1	37.4	24.6	11.2	13.9	31.0
2006-2007	6.3	4.4	4.2	5.2	4.5	5.2	8.2	12.0	15.4	22.3	16.7	10.3	9.6	18.1
2007-2008	5.7	3.9	3.7	3.4	3.4	4.0	5.6	8.4	16.5	21.4	16.9	9.5	8.5	18.3
2008-2009	10.1	7.6	5.4	3.8	4.2	5.2	7.3	15.5	19.1	19.6	18.3	13.5	10.8	19.0
2009-2010	6.1	4.4	4.0	3.5	3.7	5.2	6.8	9.5	13.7	19.1	17.6	12.3	8.8	16.8
2010-2011	6.5	4.8	4.4	3.7	3.6	3.8	5.0	7.5	11.5	16.0	17.3	13.2	8.1	14.9
2011-2012	5.9	4.4	4.0	3.6	3.6	3.9	5.2	7.5	18.7	20.5	18.6	15.0	9.2	19.3
2012-2013	7.1	5.5	5.0	4.1	3.9	5.0	5.0	8.6	12.3	20.6	17.5	10.0	8.7	16.8
2013-2014	5.6	4.0	3.7	3.4	3.5	4.0	5.5	8.3	15.8	19.3	17.0	10.0	8.3	17.4