



UNIVERSIDAD DE CHILE

FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS

DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL

# **ANÁLISIS DE LOS CAUDALES NIVO-GLACIARES HISTÓRICOS Y PROYECTADOS EN LA CUENCA DEL RÍO OLIVARES: COMPARACIÓN ENTRE EL MODELO DHSVM Y WEAP**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN CIENCIAS DE LA INGENIERÍA,

MENCIÓN RECURSOS Y MEDIO AMBIENTE HÍDRICO

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

**JAVIER ALONSO CEPEDA ABAD**

**PROFESORA GUÍA**

XIMENA VARGAS MESA

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN**

JAMES MCPHEE TORRES

SEBASTIÁN VICUÑA DÍAZ

SANTIAGO DE CHILE

2017

RESUMEN DE LA TESIS PARA OPTAR AL  
TÍTULO DE: Ingeniero Civil y al grado de  
Magíster en Ciencias de la Ingeniería  
Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico  
POR: JAVIER CEPEDA ABAD  
FECHA: ENERO de 2017  
PROF. GUÍA: XIMENA VARGAS MESA

## ANÁLISIS DE LOS CAUDALES NIVO-GLACIARES HISTÓRICOS Y PROYECTADOS EN LA CUENCA DEL RÍO OLIVARES: COMPARACIÓN ENTRE EL MODELO DHSVM Y WEAP

Los glaciares ubicados en los Andes de Chile central constituyen parte fundamental del medioambiente y la economía, ya que contribuyen en gran medida al escurrimiento de verano. En la actualidad se han realizado numerosos estudios para comprender tanto la magnitud actual de estos aportes como la respuesta que tendrán los glaciares ante perturbaciones climáticas como es el cambio climático. En el presente trabajo se analiza el comportamiento histórico y futuro del caudal de la cuenca del río Olivares antes de su junta con el río Colorado, con énfasis en las variaciones que presentará el aporte glaciar.

Para esto se utilizan dos modelos hidrológicos con distinta esquematización, lo que permite tener una mayor consistencia en los resultados y, a la vez, analizar las diferencias dada la conceptualización de los distintos procesos y su escala espacial. El primero de ellos corresponde a un modelo distribuido de base física, DHSVM, mientras que el segundo posee una topología de carácter semi-distribuido con características conceptuales y de base física, WEAP. Ambos modelos se calibran a escala diaria en el período 2001/02-2011/12 comparando tanto el comportamiento del caudal como la cobertura nival. Las proyecciones de cambio climático utilizadas en el estudio se realizan considerando cinco modelos de circulación global (GCM por sus siglas en inglés) del escenario RCP 8.5, escogidos en base al comportamiento de la precipitación y temperatura simuladas contrastadas con las observaciones en la estación base Pirque.

Analizando las variaciones en las forzantes meteorológicas entre la línea base (1985/86-2004/05) y el futuro cercano (2015/16-2044/45) y lejano (2045/46-2074/75) se obtiene que en promedio los modelos proyectan un incremento de la temperatura media anual de la estación de 1.3°C para el futuro cercano y 2.9 °C para el futuro lejano, mientras que para la precipitación anual se proyecta una disminución de 33.6 mm para el futuro cercano y 93.2 mm para el futuro lejano.

Se estima que la mayoría de los glaciares en la cuenca del río Olivares habrán desaparecido para fines del período analizado, quedando en promedio 1.2 km<sup>2</sup> según la modelación realizada por DHSVM y 6.8 km<sup>2</sup> según WEAP. Además, el caudal total presenta disminuciones de entre un 15 y un 46% para el futuro lejano, mientras que el caudal glaciar presenta disminuciones de entre un 53 y un 85% para el futuro lejano, dependiendo del GCM y modelo hidrológico utilizado.

## AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a todas las personas que me apoyaron durante este largo proceso de ya ocho años!. Dentro de éste gran grupo de gente destaca el apoyo incondicional de mi familia, llevándose una mención honrosa el Koke, ya que sin él probablemente nada de esto habría podido pasar. Obviamente están los distintos grupos de amigos..los del colegio, de plan común, de las distintas ligas de fútbol, la porteña sin dientes, los cabros del tercer piso de civil, etc. Dentro de ellos no puedo dejar de mencionar la infinita ayuda que me dio el Jaime, Nico, Fepo, Paci y Tuky para que esta tesis quedara de esta forma.

A todos los académicos que fueron parte de este proceso les agradezco, ya que siempre tuvieron una buena disposición ante cualquier duda, problema u otro. Mención especial para la profe Ximena, por todo el apoyo que recibí desde que la conocí en hidrología, y la cantidad de oportunidades que me dio a lo largo de mi estadía en la universidad. No solo fue la mejor docente que conocí en la universidad ni mi profesora guía o mi jefa, sino que fue un gran apoyo en todo sentido.

*“Quien controla el presente controla el pasado y quien controla el pasado controlará el futuro”*

# TABLA DE CONTENIDO

CAPÍTULO 1: Introducción .....	1
1.1. Antecedentes .....	1
1.2. Objetivos .....	4
Objetivo General.....	4
Objetivos Específicos .....	4
1.3. Estructura de Informe .....	4
CAPÍTULO 2: Zona de Estudio.....	6
CAPÍTULO 3: Metodología .....	10
3.1. Modelos Hidrológicos.....	10
3.2. Variables de entrada para los modelos Hidrológicos.....	13
3.3. Calibración y validación. ....	14
3.4. Cambio Climático.....	16
CAPÍTULO 4: Análisis de la información disponible.....	19
4.1 Análisis espacial de la información. ....	19
4.2 Análisis temporal de la información.....	26
CAPÍTULO 5: Resultados de la modelación hidrológica.....	32
5.1. DHSVM.....	32
5.2. WEAP.....	41
5.3. Discusión .....	46
CAPÍTULO 6: Comentarios y Conclusiones.....	51
Bibliografía.....	54
ANEXOS A: Artículo presentado en el XXVII Congreso Latinoamericano de ingeniería Hidráulica, Lima, Perú, Septiembre de 2016.....	I

ANEXOS B: Artículo por enviar a un Journal Científico .....	XIV
ANEXOS C: Forzantes climáticas .....	XXXIX
ANEXOS D: Ecuaciones modelos hidrológicos .....	XLI
1. Ecuaciones del modelo DHSVM.....	XLI
2. Ecuaciones del modelo WEAP.....	XLVIII
3. Otras ecuaciones .....	LII

## INDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Zona de Estudio. ....	6
Figura 2.2 Curva de variación estacional en río Olivares antes de junta río Colorado. Fuente: modificado de DGA, 2000. ....	7
Figura 2.3 Curva hipsométrica de la cuenca del río Olivares.....	9
Figura 2.4 Distribución de la elevación y orientación de los pixeles glaciares comprendidos en la cuenca de estudio para los años 1986 y 2015.....	9
Figura 3.1 Esquema del módulo glaciar del modelo DHSVM. Fuente Naz et al., 2014.....	11
Figura 3.2 Esquema conceptual de cada sub-división con los procesos hidrológicos asociados. Fuente WEAP USER MANUAL, modificada para este trabajo. ....	12
Figura 3.3 Esquema conceptual modelo WEAP módulo Glaciar. Fuente Castillo, 2015. ....	13
Figura 4.1 Balance de volumen considerando como entrada la precipitación acumulada en la cuenca y el aporte glaciar según el tipo de año hidrológico (Castillo, 2015) y como salida la evapotranspiración.....	20
Figura 4.2 Comportamiento de la precipitación acumulada en la cuenca, en base al modelo de Cornwell et al., 2016 y la precipitación de verano, en los distintos años hidrológicos con la elevación. ....	20
Figura 4.3 Comportamiento de los coeficientes de la ecuación cúbica para el gradiente orográfico de precipitación frente a la precipitación acumulada en el año hidrológico en la estación Pirque. ....	21
Figura 4.4(izq) Balance de masa para el glaciar Juncal Norte. (der) Relación entre el balance de masa y la elevación señalada por el DEM para los glaciares que poseen información LIDAR los años 2012 y 2015.....	24
Figura 4.5 Mascara glaciar estimada mediante índice NDSI a la imagen LANDSAT 5 del 16-03-1989 y Espesor de las mediciones de radio-eco-sondaje en los principales glaciares de la cuenca, realizada el año 2012. En el fondo se encuentra el falso color de la imagen Landsat 5. ....	25
Figura 4.6 Relación entre el área y volumen. (izq) fuente Bahr, 1997, (der) obtenida para los glaciares de Chile central.....	26
Figura 4.7 Curva de variación estacional para la precipitación y temperatura de los 5 GCM	

seleccionados después de realizar el escalamiento espacial con la estación Pirque como base....	28
Figura 4.8 (a) Proyección de temperatura media anual, (b) curva de variación estacional de temperatura para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional de precipitación para el futuro lejano.....	29
Figura 4.9 (a) Proyección de precipitación anual, (b) curva de variación estacional de precipitación para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional de precipitación para el futuro lejano.....	31
Figura 4.10 Variabilidad entre los GCM seleccionados para la temperatura y precipitación en la línea base, futuro cercano y lejano. ....	31
Figura 5.1 Serie de (a) caudal y (b) cobertura nival observado y simulado para el período de calibración y validación obtenida en base al DHSVM.....	34
Figura 5.2 (a) Proyección caudal total anual, (b) curva de variación estacional del caudal total para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional del caudal total para el futuro lejano en base al DHSVM.....	37
Figura 5.3 (a) Proyección caudal glaciar anual, (b) curva de variación estacional del caudal glaciar para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional del caudal glaciar para el futuro lejano en base al DHSVM. ....	38
Figura 5.4 Proyección de (a) área y (b) volumen de los glaciares en la cuenca del río Olivares bajo el escenario RCP 8.5 para el modelo DHSVM. ....	38
Figura 5.5 Serie de (a) caudal y (b) cobertura nival observado y simulado para el período de calibración y validación obtenida en base al modelo WEAP.....	42
Figura 5.6 (a) Proyección caudal total anual, (b) curva de variación estacional del caudal total para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional del caudal total para el futuro lejano en base al WEAP.....	44
Figura 5.7 (a) Proyección caudal glaciar anual, (b) curva de variación estacional del caudal glaciar para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional del caudal glaciar para el futuro lejano en base al WEAP. ....	45
Figura 5.8 Proyección de (a) área y (b) volumen de los glaciares en la cuenca del río Olivares bajo el escenario RCP 8.5 para el modelo WEAP.....	45

## INDICE DE TABLAS

Tabla 1.1 Documentación de retroceso glaciar en Chile Central. ....	2
Tabla 1.2 Trayectorias Representativas de Concentración. Fuente Modificada de Moss et al., 2010. ....	3
Tabla 2.1 Estaciones hidrometeorológicas y fluviométricas utilizadas.....	8
Tabla 4.1 Media de la Humedad Relativa, Velocidad del Viento y Nubosidad de la cuenca del Río Olivares para el período 2001/02-2011/12. ....	26
Tabla 4.2 Desviación estándar de la Humedad Relativa, Velocidad del Viento y Nubosidad de la cuenca del Río Olivares para el período 2001/02-2011/12 ....	27
Tabla 4.3 Proyecciones de aumentos de temperatura para el futuro cercano y lejano. ....	29
Tabla 4.4 Proyecciones de variaciones porcentuales de precipitación para el futuro cercano y lejano. ....	30
Tabla 5.1 Criterios de eficiencia para la calibración y validación del caudal y cobertura nival Modelo DHSVM .....	34
Tabla 5.2 Proyecciones de caudal medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo DHSVM. ....	36
Tabla 5.3 Proyecciones de caudal glaciar medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo DHSVM. ....	37
Tabla 5.4 Fracción de aporte de glaciares al escurrimiento anual y en el período de deshielo según el año hidrológico en base al DHSVM. ....	39
Tabla 5.5 Proyecciones de caudal medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo DHSVM considerando distribución homogénea del espesor perdido por el glaciar. ....	40
Tabla 5.6 Proyecciones de caudal glaciar medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo DHSVM considerando distribución homogénea del espesor perdido por el glaciar. ....	40
Tabla 5.7 Criterios de eficiencia para la calibración y validación del caudal y cobertura nival obtenida en base al modelo WEAP. ....	42
Tabla 5.8 Proyecciones de caudal medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. ....	



lejano. Modelo WEAP.....	43
Tabla 5.9 Proyecciones de caudal glaciar medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo WEAP. ....	44
Tabla 5.10 Fracción de aporte de glaciares al escurrimiento anual y en el período nival según el año hidrológico en base al WEAP.....	46
Tabla 5.11 Resumen de proyecciones de caudal total y glaciar mediante los modelos DHSVM y WEAP.....	47
Tabla 5.12 Resumen de porcentajes de aporte glaciar según el tipo de año hidrológico. MS representa un año hidrológico muy seco, S un año seco, N un año normal, H un año húmedo y MH un año muy húmedo.....	49

# CAPÍTULO 1: **Introducción**

## **1.1. Antecedentes**

Los glaciares representan grandes reservorios de agua en estado sólido, almacenando cerca del 75% del agua dulce a nivel mundial (Reinwarth et al., 1972). Chile es el país que cuenta con la mayor superficie glaciaria en el Hemisferio Sur (sin considerar la Antártica), presentando alrededor del 62% del total, y uno de los mayores a nivel mundial, representando el 3.8% de la superficie glaciaria existente, sin considerar la Antártica y Groenlandia (Dyrurgerov y Meier, 2005; Casassa et al., 2007; UNEP, 2007). Del total de 21063 km<sup>2</sup> de área glaciaria existente en Chile (Casassa et al., 2007), el 76% se encuentra en las zonas de Campos de Hielo Norte (Rivera et al., 2007), Campos de Hielo Sur (Aniya et al., 1996) y el campo de hielo de la Cordillera Darwin (DGA, 2008). En zonas de montaña los glaciares juegan un rol fundamental, siendo parte importante del régimen hidrológico en cuencas con presencia de ellos, impactando tanto en el ecosistema como a la economía, dado el uso sanitario, hidroeléctrico, y agrícola que se le da al agua.

A nivel mundial los glaciares se encuentran en un estado de disminución de área y volumen (Gardner et al., 2013). La mayor parte de los glaciares en Chile continental han comenzado a retroceder (Pellicciotti et al., 2013), lo que se ha documentado en numerosos estudios que presentan tanto reducción frontal como de área (Tabla 1.1). El número y tipo de estudios realizados de los glaciares ubicados en la Cordillera de los Andes de Chile central, limitados principalmente por la falta de datos, son suficientes para entregar una sinopsis general de los cambios experimentados por los glaciares en el pasado, no así para realizar proyecciones futuras, ya que corresponden básicamente al análisis de retrocesos glaciares realizados mediante percepción remota en vez de trabajos en modelación distribuida de base física de los procesos que dominan la acumulación y ablación (Pellicciotti et al., 2013).

El retroceso y balance de masa glaciaria se relaciona de manera directa con la escurrimiento, siendo el aporte glaciario relevante para el caudal medio anual y con un énfasis mayor en los meses de verano. En Chile central, los máximos derretimientos glaciares se dan entre los meses de

diciembre y febrero (Ohlanders et al., 2013; Ragetti y Pellicciotti, 2012), por lo que son los caudales del período de estiaje los que se verán más afectados por las variaciones climáticas. Peña y Nazarala (1987) reportaron que para la cuenca del río Maipo en el Manzano, el aporte glaciar llega a entre un 5 y un 34 % del caudal total para los meses de verano, según el tipo de año hidrológico. Castillo (2015) reportó que el aporte de glaciares al escurrimiento en subcuencas del Río Maipo puede ser de hasta un 81% del caudal total de verano en un año muy seco, 44% en año normal y 21% en año muy húmedo dependiendo estos valores del porcentaje de área glaciar existente en las distintas cuencas estudiadas.

**Tabla 1.1 Documentación de retroceso glaciar en Chile Central.**

Autor	Período de estudio	Ubicación	Retroceso
Bown et al. 2008	1955-2007	Glaciar Juncal Norte, Cuenca del río Aconcagua	Área: 1.46 km <sup>2</sup> , eq. Al 14%.
Bown et al. 2008	1955-2007	Cuenca del río Aconcagua	Área: 30 km <sup>2</sup> eq. Al 20%
Cortes et al., 2014	1986-2011	Cuencas de los ríos Aconcagua y Maipo	Área: 36,15 km <sup>2</sup> eq. Al 15%
Acuña, 2001	1955-1997	Glaciar G30 y G32, Cuenca río Olivares	Área: 0,4 y 0,7 km <sup>2</sup> eq. Al 30 y 50% respectivamente
DGA, 2011	1986-2010	Volcán Tupungatito y Volcán San José	Área: 4.74 y 0.99 km <sup>2</sup> eq. Al 18 y 13% respectivamente
Rivera et al., 2000, 2002 y 2008	1955-1997	Juncal Sur, Glaciar Olivares Beta y Glaciar Olivares Gama Cuenca río Olivares	Retroceso Frontal: 50, 54 y 58 m/año respectivamente

A lo largo del último medio siglo el clima a nivel mundial ha experimentado un calentamiento pronunciado debido al incremento de los gases de efecto invernadero (IPCC, 2014). Por este motivo, desde la primera década del siglo XXI se han realizado numerosos esfuerzos para poder caracterizar el Cambio Climático, creando modelos de circulación global de la atmósfera (GCM), que han sido recopilados por el Panel Intergubernamental de Cambio Climático (IPCC, por sus siglas en inglés). Para la elaboración del cuarto informe de cambio climático (AR4, 2007), el IPCC desarrolló escenarios caracterizados por las emisiones de gases de efecto invernadero, incorporando diferentes proyecciones de aumento demográfico, tecnológico y económico,

presentando finalmente cuatro escenarios denominados “Reporte Especial sobre Escenarios de Emisiones” (SRES, por sus siglas en inglés) (Nakicenovic et al., 2000). Posteriormente, en el marco del quinto informe de cambio climático (AR5, 2013), se consideraron nuevos escenarios, los que se dan por la evolución de las forzantes radiativas, y corresponden a los denominados “*Earth System Models*”, ya que consideran vegetación interactiva, ciclo de carbono y una mejor representación de la química atmosférica, presentando cuatro escenarios denominados “Trayectorias Representativas de Concentración” (RCP por su sigla en inglés) (Taylor et al., 2012), y son caracterizados como vías o trayectorias ya que permiten obtener proyecciones de las concentraciones de emisión de gases de efecto invernadero siguiendo su trayectoria a través del tiempo. Cabe precisar que existen distintos escenarios RCP, los que se diferencian por la magnitud de la forzante radiativa para el año 2100 (Tabla 1.2).

**Tabla 1.2 Trayectorias Representativas de Concentración. Fuente Modificada de Moss et al., 2010.**

Escenario	Forzante de Radiación [Wm <sup>2</sup> ]	Concentración [ppm]	Comportamiento
RCP 8.5	>8.5 en el año 2100	> 1370 CO <sub>2</sub> equivalente en 2100	En aumento
RCP 6.0	~ 6 una vez estabilizado después del año 2100	~ 850 CO <sub>2</sub> equiv. (estabilización posterior al año 2100)	Estabilización sin aumentos radicales
RCP 4.5	~ 4.5 una vez estabilizado después del año 2100	~ 650 CO <sub>2</sub> equiv. (estabilización posterior al año 2100)	Estabilización sin aumentos radicales
RCP 2.6	Radiación máxima de ~ 3 antes del año 2100 con descenso posterior	Concentración máxima de ~ 490 de CO <sub>2</sub> equiv. Antes del año 2100, con descenso posterior	Valor máximo a mediados de siglo y posterior descenso

En cuencas con importante presencia de glaciares descubiertos los caudales están influenciados por su derretimiento y resulta fundamental caracterizar de forma correcta los procesos de precipitación-escorrentía y acumulación-ablación nivo-glaciar, para comprender el balance hidrológico de la cuenca y poder así realizar proyecciones de cambio climático en ella. Para esto, en el presente trabajo se utilizan los modelos hidrológicos *Distributed Hydrology Soil Vegetation Model* (DHSVM) y *Water Evaluation And Planning System* (WEAP), siendo el primero distribuido y caracteriza todos los procesos mediante ecuaciones de base física, y el segundo un modelo semi-distribuido que representan mediante ecuaciones físicas sólo los procesos asociados al glaciar, mientras que el resto se realiza de manera conceptual. Además, es importante destacar

que una de las principales diferencias entre los modelos es que el DHSVM considera la sublimación proveniente de la nieve y glaciares, mientras que el WEAP no considera dicho proceso. De esta forma, se busca analizar las diferencias que generan la topología y conceptualización de los modelos en los resultados obtenidos frente al cambio climático para la cuenca en estudio.

## **1.2. Objetivos**

### OBJETIVO GENERAL

- Estimar la variación de la contribución del derretimiento glaciar a la esorrentía total de la cuenca del río Olivares antes junta río Colorado, haciendo una comparación entre el periodo histórico (1985-2005) y las proyecciones (2015-2075) bajo el escenario de cambio climático RCP 8.5, contrastando, además, los resultados al utilizar un modelo hidrológico distribuido de base física (DHSVM) con un modelo semi-distribuido (WEAP) con características tanto conceptuales como de base física.

### OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Calibrar los modelos hidrológicos seleccionados, buscando representar de forma correcta los distintos procesos que dominan la esorrentía en la cuenca en estudio.
- Analizar las variaciones climáticas en la precipitación y temperatura en la zona de estudio bajo el escenario RCP 8.5.
- Evaluar el comportamiento del caudal total y glaciar de la cuenca del río Olivares frente al escenario 8.5 del cambio climático, analizando la variación en la contribución glaciar en los distintos períodos.
- Analizar la influencia en la topología y conceptualización de los modelos hidrológicos tanto en los resultados de caudales como de variables glaciares.

## **1.3. Estructura de Informe**

Este documento está organizado según se detalla a continuación:

El presente capítulo busca introducir el tema general y dar el contexto en el cual se desarrolla el trabajo.

En el Capítulo 2 se realiza la descripción de la zona de estudio, caracterizando la cuenca seleccionada y los glaciares presentes en ella.

En el Capítulo 3 se detalla la metodología utilizada, iniciando con la descripción de los modelos hidrológicos a utilizar, señalando las principales características y diferencias; posteriormente se plantean las variables de entrada que requieren los modelos seleccionados. Luego se describe el proceso de calibración y validación, indicando tanto los criterios de eficiencia utilizados como las variables que se utilizan para realizar la comparación y finalmente se plantean los pasos necesarios para la obtención de las forzantes meteorológicas asociadas al cambio climático.

En el Capítulo 4 se presenta el análisis de la información disponible, separando esta en espacial y temporal. En el primero se describe la forma de distribuir espacialmente las variables hidrometeorológicas y glacio-hidrológicas, mientras que en el segundo se presentan los resultados de la generación de proyecciones de las forzantes meteorológicas de precipitación y temperatura para los cinco GCM seleccionados considerando el escenario RCP 8.5, analizando las variaciones entre la línea base y el futuro cercano y lejano.

El capítulo 5 comprende los resultados de la modelación hidrológica realizada considerando las forzantes de cambio climático, señalando las variaciones en el caudal total y glaciar en la cuenca en estudio, para finalmente discutir sobre los resultados obtenidos.

Por último, el Capítulo 6 contiene comentarios y conclusiones respecto de los resultados del presente trabajo.

## CAPÍTULO 2: Zona de Estudio

El análisis se realiza en la cuenca del río Olivares aguas arriba de la confluencia con el río Colorado (desde ahora río Olivares), subcuenca del río Maipo, ubicado en la zona central de Chile aproximadamente a 50 km de la ciudad de Santiago de Chile, que se extiende entre los 33.0° y los 33.5° de latitud sur y desde los 70.1° a los 70.3° de longitud este (Figura 2.1). El río Olivares confluye con el río Colorado, el que finalmente se une con el río Maipo en el sector del Alfalfal.

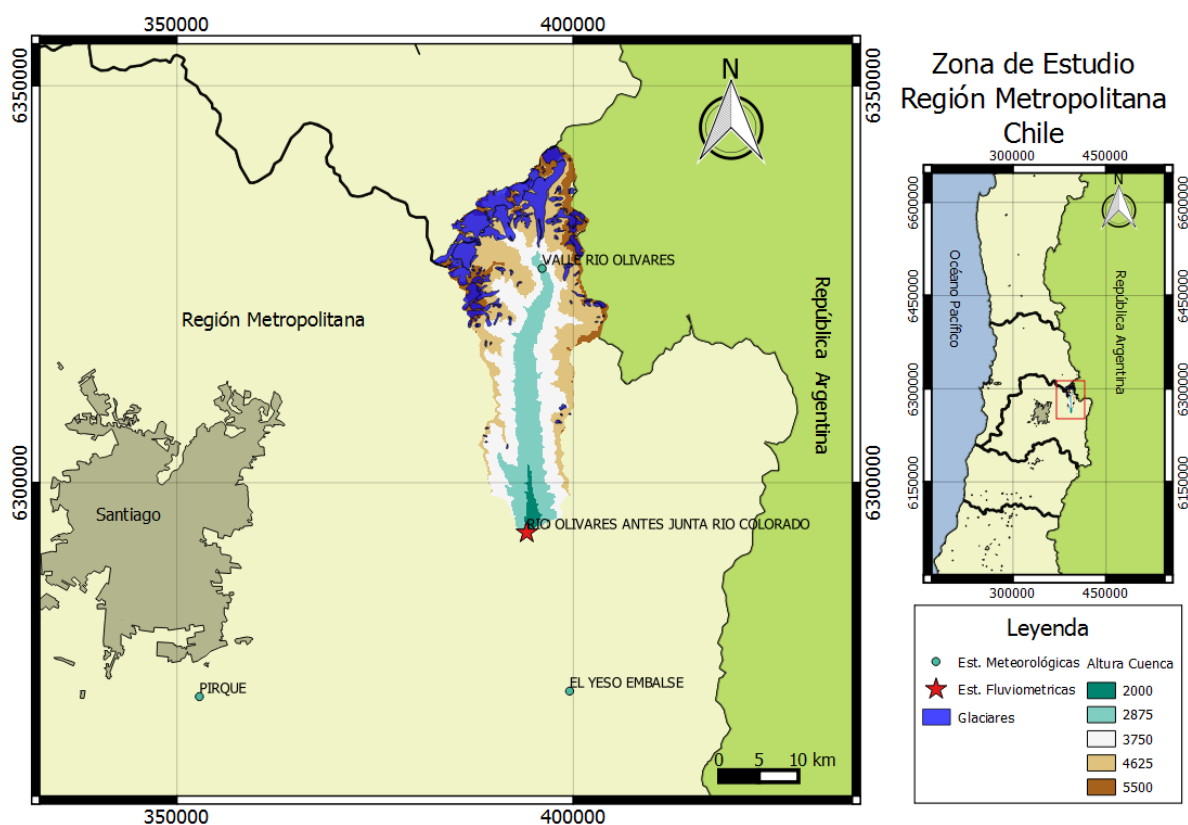
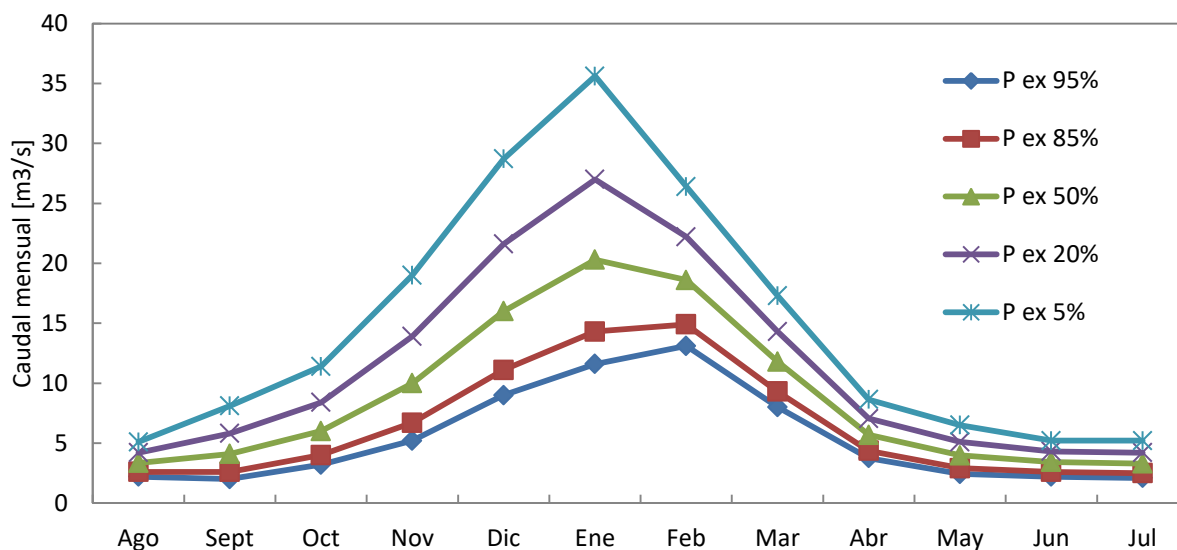


Figura 2.1 Zona de Estudio.

El clima se caracteriza por una alta variabilidad interanual en la precipitación (Aceituno et al., 1993; Montecinos y Aceituno, 2003; Quintana, 2004), concentrándose éstas en los meses de junio-agosto. Además, ésta depende fuertemente de la orografía, ya que para elevaciones menores a 2000 m.s.n.m. se observa un clima Mediterráneo, caracterizado por veranos secos con

temperaturas máximas entre 30 y 35°C e inviernos con temperaturas mínimas entre 5 y -5°C y escasa precipitación sólida, mientras que para elevaciones superiores a 2000 m.s.n.m. la precipitación cae como nieve prácticamente todo el invierno, principalmente entre los meses de junio a agosto (Garreaud, 2009). En la mayoría de las cuencas andinas de Chile central el año hidrológico comienza en abril, presentando un período de lluvias desde abril hasta septiembre y otro de deshielo de octubre a marzo. En particular, dadas las características climatológicas y geomorfológicas de la cuenca en estudio, se puede decir que ésta posee un régimen hidrológico nivo-glaciar, registrándose los caudales medios mensuales máximos en verano (Figura 2.2), además, por ser una cuenca de alta montaña, existe una baja o nula interacción con las aguas subterráneas (CADE-IDEPE, 2004).



**Figura 2.2 Curva de variación estacional en río Olivares antes de junta río Colorado. Fuente: modificado de DGA, 2000.**

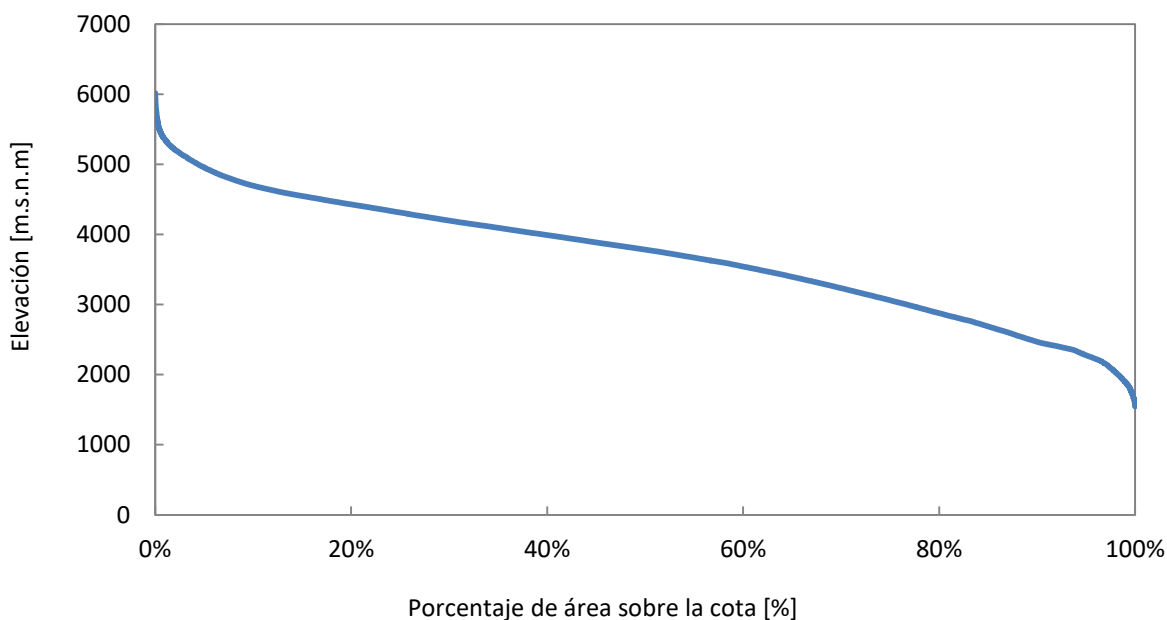
Las estaciones hidrometeorológicas y fluviométricas utilizadas en el presente trabajo, en base a las que es posible obtener los registros diarios de las distintas variables de interés, se indican en la Tabla 2.1, donde se puede apreciar que en general la cota de las estaciones con información meteorológica no es suficiente para caracterizar de forma correcta los gradientes orográficos de las distintas variables.



**Tabla 2.1 Estaciones hidrometeorológicas y fluviométricas utilizadas.**

Nombre Estación	Altitud [m.s.n.m]	Vigencia	Fecha Inicio	VARIABLES REGISTRADAS	UTM Este	UTM Norte
Pirque	670	VIGENTE	oct-67	Pp, T media, Tmax, Tmin, Hr	352853	6272996
Embalse el Yeso	2475	VIGENTE	abr-62	Pp, T media, Tmax, Tmin, Hr	6273690	399473
Valle río olivares	2787	VIGENTE	may-14	Pp, T media, Tmax, Tmin, Hr, Rad solar, vel viento	6327004	396141
Río Olivares antes junta río Colorado	1500	VIGENTE	mar-91	Caudal	6294001	394398

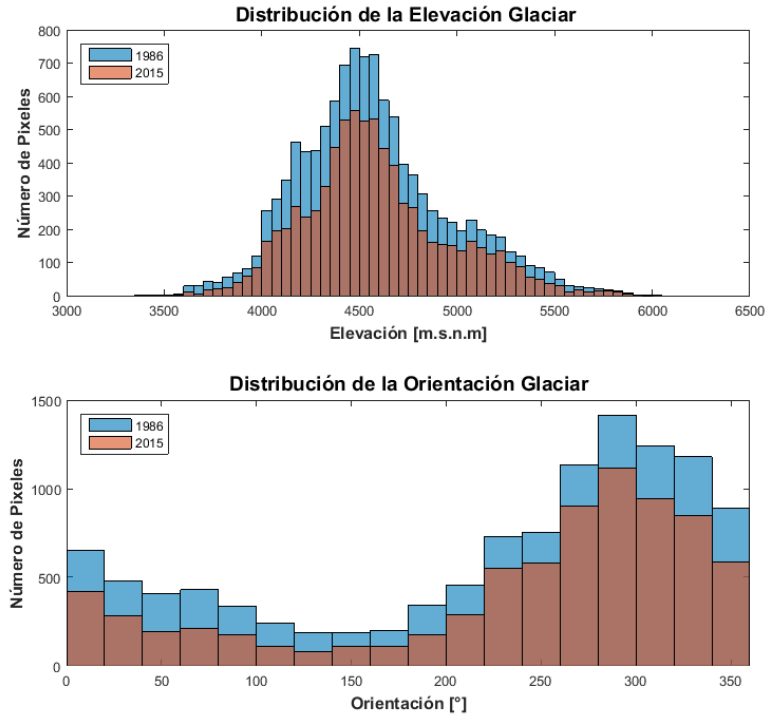
La cuenca presenta un área de 543 km<sup>2</sup> con elevaciones que van desde los 1528 hasta los 6024 m.s.n.m. (información del sensor *Shuttle Radar Topography Mission*, SRTM). En base a la línea de nieves planteada por Peña y Vidal el año 1993, más la curva hipsométrica de la cuenca en estudio (Figura 2.3), se estima que en prácticamente toda la cuenca existe precipitación sólida durante invierno.



**Figura 2.3 Curva hipsométrica de la cuenca del río Olivares.**

La cuenca del río Olivares se caracteriza por tener una importante presencia glaciar. Según el catastro de la DGA realizado el año 2009, existe un total de 80 glaciares, dentro de los que destacan los glaciares Juncal Sur, Olivares Alfa, Beta y Gamma, con áreas de 25.7, 11.2, 11.5 y 12.7 km<sup>2</sup> respectivamente, representando, entre todos ellos, un 67% del total del área glaciar de la cuenca (información asociada al año 1986). Los glaciares se encuentran aproximadamente entre los 3500 y 6000 m.s.n.m., con la mayoría en las cercanías de los 4500 m.s.n.m., además de tener orientaciones preferenciales sur-oeste (Figura 2.4).

Al analizar la información de las imágenes del satélite Landsat, se puede afirmar que los glaciares descubiertos han registrado importantes retrocesos, siendo el área glaciar de 91.2 km<sup>2</sup> para el año 1986, mientras que para el año 2015 disminuye a 60.9 km<sup>2</sup>, representando una variación en el área glaciar de un 33%, observándose el mayor retroceso en los pixeles (90 x 90 m de resolución espacial) ubicados entre los 4000 y 5000 m.s.n.m. (Figura 2.4).



**Figura 2.4 Distribución de la elevación y orientación de los pixeles glaciares comprendidos en la cuenca de estudio para los años 1986 y 2015.**

## CAPÍTULO 3: Metodología

### 3.1. Modelos Hidrológicos.

Para analizar el comportamiento histórico y proyectado del caudal total y el aporte glaciar en la cuenca del río Olivares, se utilizan dos modelos hidrológicos con distintas características.

#### a. Distributed Hydrology Soil Vegetation Model (DHSVM)

DHSVM tradicional (Wigmosta et al., 1994) es un modelo hidrológico distribuido de base física, cuyo principal objetivo es representar de forma adecuada la distribución espacial de variables hidrológicas tales como la evapotranspiración, cobertura nival, sublimación y humedad del suelo. Para la evapotranspiración (calculada mediante el método de Penman-Monteith) cuenta con dos capas de vegetación; el proceso de acumulación y derretimiento de nieve considera dos capas en las que se realiza el balance de masa y energía, incorporando directamente la interacción con la vegetación y topografía; el cálculo de la humedad del suelo considera un modelo multicapa de suelos no saturados y saturados, basados en la ley de Darcy.

Las variables de entrada para DHSVM son precipitación, temperatura, humedad relativa, velocidad del viento y radiación incidente de onda corta y onda larga, vegetación y tipo de suelo asociado a cada pixel, los que en el caso del presente trabajo tienen una resolución de 90 x 90 m. El modelo ha sido aplicado principalmente en cuencas de montaña (Bowling et al., 2000; Storck et al., 1998; Thyer et al., 2004; Zhao et al., 2009), logrando representar tanto los procesos de escorrentía como acumulación-ablación de nieve. En Chile se utilizó por primera vez en el año 2014, al aplicarlo en microcuencas forestadas en la región de los Ríos (Saavedra, 2014). Incluso, antes de existir el módulo glaciar, se realizaron estudios en cuencas con presencia de glaciares, modelados simplemente como una capa de nieve permanente (Chennault, 2004; Donnell, 2007).

Al acoplar el módulo glaciar (Naz et al., 2014) existe una interacción entre la nieve y el glaciar, pues en éste se inicia el derretimiento sólo cuando la nieve sobre él desaparece (Figura 3.1). Además, el modelo permite la incorporación de nieve al glaciar cuando ésta excede cierta densidad crítica. El glaciar se puede modelar de forma estática o dinámica, considerando en el

último caso el movimiento de masa glaciara entre pixeles. Para incorporar el módulo se debe agregar la información asociada a la cobertura, espesor, balance de masa y topografía basal del glaciara para cada pixel.

Las principales ecuaciones que caracterizan a este modelo se presentan en Anexos, ítem D.

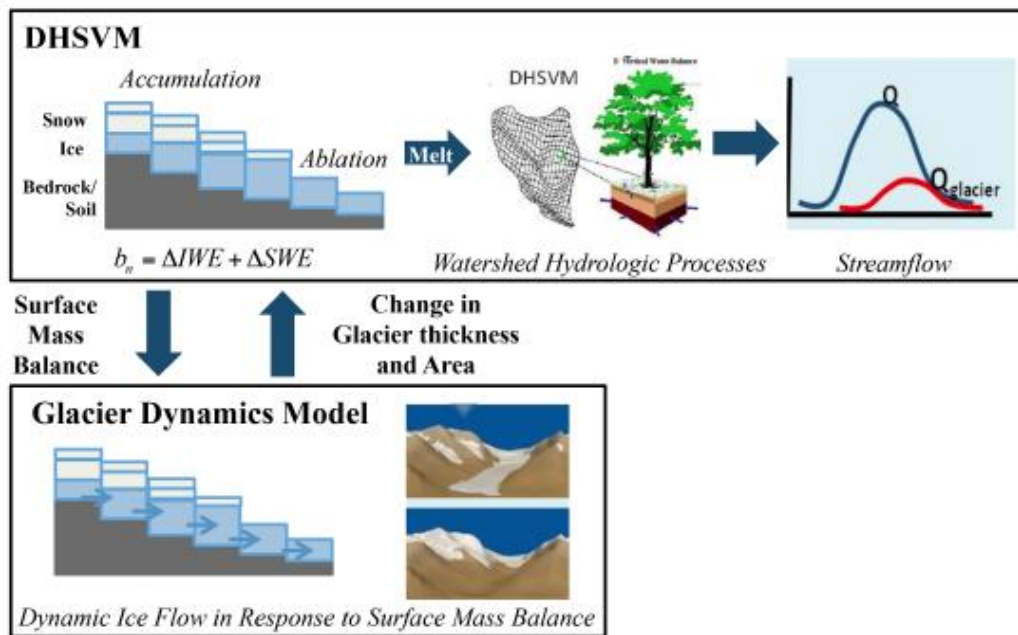
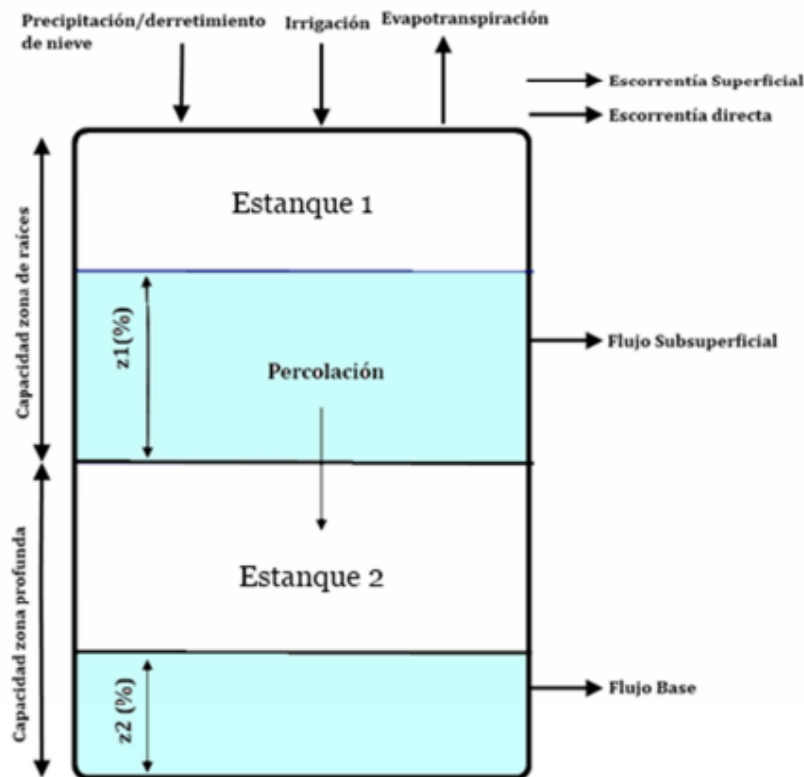


Figura 3.1 Esquema del módulo glaciara del modelo DHSVM. Fuente Naz et al., 2014.

b. Water Evaluation and Planning System (WEAP).

En su componente hidrológica, WEAP es un modelo conceptual semi-distribuido que esquematiza la cuenca en distintas sub-divisiones o unidades de respuesta hidrológica a elección, siendo la más común (y utilizada en el presente trabajo) la separación por bandas de elevación, las que se esquematizan como dos “estanques” que interactúan entre sí (Figura 3.2) donde ocurren los principales procesos hidrológicos. En este caso la evapotranspiración se calcula en base a la ecuación de Penman-Monteith ponderada por el porcentaje de humedad de la primera capa (z1), los procesos asociados a la acumulación y derretimiento de nieve se dan por el método del grado-día, basado en la temperatura de derretimiento y congelamiento, y los procesos de escorrentía subterránea se basan en la conductividad hidráulica y la profundidad de la zona de raíces y capa profunda. Las variables de entrada son la precipitación, temperatura, humedad

relativa, velocidad del viento y nubosidad. Dada su simplicidad, este modelo ha sido utilizado en numerosos estudios tanto a nivel mundial como en Chile (McPhee et al., 2010; Vicuña et al., 2011).



**Figura 3.2 Esquema conceptual de cada sub-división con los procesos hidrológicos asociados. Fuente WEAP USER MANUAL, modificada para este trabajo.**

El año 2012 se acopló un módulo glaciar (Condom et al., 2012), que permite representar los glaciares en forma explícita como elementos independientes que, al igual que el modelo original, es semi-distribuido, quedando cada unidad de respuesta hidrológica caracterizada por una zona glaciar y una zona no glaciar (Figura 3.3), siendo los procesos fundamentales de acumulación-ablación glaciar realizados mediante ecuaciones físicas. Al incorporar el mencionado módulo se debe agregar información del área glaciar y la relación que existe entre ella y el volumen glaciar. Esta relación considera todas las áreas glaciares de la cuenca dentro de un único gran glaciar, obteniendo así un volumen ficticio para este glaciar virtual generado.

Las principales ecuaciones que caracterizan este modelo se presentan en Anexos, ítem D.

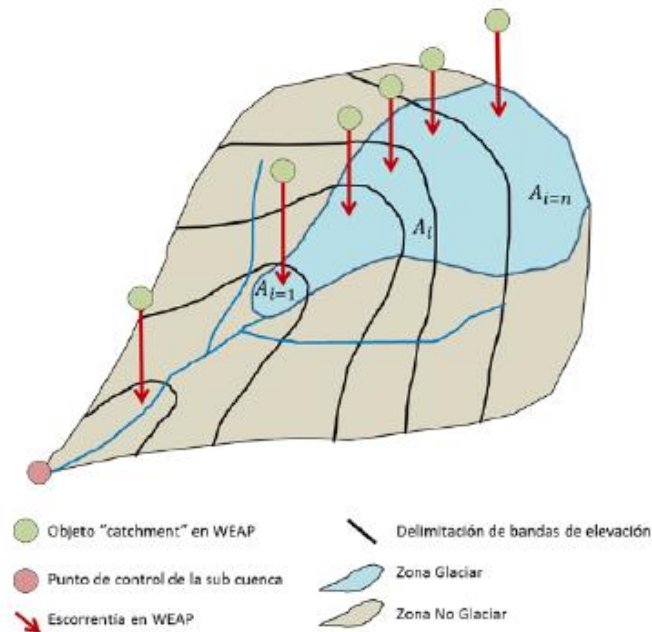


Figura 3.3 Esquema conceptual modelo WEAP módulo Glaciar. Fuente Castillo, 2015.

### 3.2. Variables de entrada para los modelos Hidrológicos.

Las variables de entrada a los modelos seleccionados se pueden separar en hidrometeorológicas e hidro-glaciológicas. Dentro de las primeras son necesarias la precipitación, temperatura, radiación solar incidente de onda larga y corta, humedad relativa, velocidad del viento y nubosidad, siendo necesario distribuir las espacialmente mediante gradientes e información de elevación. Para su obtención se utiliza tanto información registrada en las distintas estaciones pertenecientes a la DGA como ecuaciones empíricas, modelos climatológicos y percepción remota, todos ellos comparados y ajustados a las mediciones.

Dentro de las variables relacionadas con los glaciares, se debe obtener la cobertura histórica, la tasa de variación del espesor o balance de masa, la topografía basal, el espesor y la relación que existe entre el área y el volumen del glaciar. Las mediciones directas de dichas variables en los principales glaciares de la zona de estudio son casi inexistentes, por lo que se realizan estimaciones basadas principalmente en percepción remota, información asociada a glaciares cercanos a la zona de estudio y modelos desarrollados a nivel mundial.

### **3.3. Calibración y validación.**

La modelación se realiza a escala diaria, adoptando como período de calentamiento el año hidrológico 2001/02, el período comprendido entre los años hidrológicos 2002/03-2007/08 para la calibración y 2007/08 a 2011/12 como período de validación. Las variables a analizar corresponden al caudal, el cual se compara con los registros existentes en la estación fluviométrica *río Olivares antes junta río Colorado* llevados a régimen natural, y la cobertura nival de la cuenca, la que se contrasta con los resultados del producto *Fractional Snow Covered Area* (FSCA) de MODIS.

Para obtener en régimen natural los caudales en la estación fluviométrica se deben considerar los distintos usos de agua, caracterizados por los derechos de agua asignados. En este caso, el principal uso del recurso hídrico de la cuenca es no consuntivo y se da por las bocatomas existentes, las que captan el agua para la generación hidroeléctrica. Pese a ser no consuntivos, este uso se debe considerar, ya que el agua se extrae aguas arriba de la estación y se restituye aguas abajo de ella, en la central hidroeléctrica Alfalfal, perteneciente a AESGENER. En base a la información de diseño de la central y la energía generada señalada por el Centro de Despacho Económico de Carga (CDEC), se obtiene el caudal captado a nivel diario, el cual se suma a los registros de la estación fluviométrica, para tener finalmente el caudal en régimen natural de la cuenca.

En el caso de la cobertura nival de la cuenca, se obtiene una estimación de ella en base al producto FSCA de MODIS, para lo que se utilizan los satélites Terra y Aqua (MOD10A1 y MYD10A1 respectivamente), siendo el valor diario para cada pixel el promedio entre los dos satélites mencionados. Los pixeles sin información o con presencia de nubes son rellenados considerando criterios espaciales y temporales:

- Criterio temporal: Un pixel sin información se rellena con el promedio de los dos días siguientes en el caso que llueva el día a rellenar, y con el promedio entre los dos días anteriores y dos posteriores, en caso contrario.
- Criterio espacial: El valor del pixel representa el promedio de los 8 pixeles vecinos que tengan información.

El desempeño del modelo en la estimación del caudal y FSCA se evalúa mediante (1) el criterio de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE, ver Ecuación 2) (Nash y Sutcliffe, 1970), donde NSE=1 representa un ajuste perfecto, mientras que valores negativos implican que el promedio es un mejor estimador que el modelo analizado; Una de las principales falencias de este criterio es la gran influencia de los valores altos, por lo que para suplir esto también se analiza el logaritmo natural de las variables (NSE<sub>LN</sub>) y (2) el sesgo estadístico asociado al total de las escorrentía (BiasRR, ver Ecuación 2) y los sesgos asociados a la curva de duración: diferencia de flujo base a largo plazo, relacionado a la percolación y a los eventos extremos (BiasFLV, BiasFMS y BiasFHV respectivamente, ver Ecuaciones 3 a la 5). Los resultados de dichos criterios están comprendidas entre  $(-\infty, \infty)$ , siendo 0 el óptimo.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_k [X_{S_k} - X_{O_k}]^2}{\sum_k [X_{O_k} - \bar{X}_O]^2} \quad (1)$$

$$\%BiasRR = \frac{\sum_k [X_{S_k} - X_{O_k}]}{\sum_k X_{O_k}} * 100 \quad (2)$$

$$\%BiasFLV = -1 * \frac{\sum_k (\log X_{S_k} - \log X_{S_{0.2}}) - \sum_k (\log X_{O_k} - \log X_{O_{0.2}})}{\sum_k \log(X_{O_k} - X_{O_{0.2}})} * 100 \quad (3)$$

Esta ecuación considera caudales a nivel diario con probabilidad de excedencia mayor a 0.7

$$\%BiasFMS = \frac{(\log(X_{S_{0.2}}) - \log(X_{S_{0.7}})) - (\log(X_{O_{0.2}}) - \log(X_{O_{0.7}}))}{(\log(X_{O_{0.2}}) - \log(X_{O_{0.7}}))} * 100 \quad (4)$$

$$\%BiasFHS = \frac{\sum_k [X_{S_k} - X_{O_k}]}{\sum_k X_{O_k}} * 100 \quad (5)$$

Esta ecuación considera caudales a nivel diario con probabilidad de excedencia menor o igual a 0.2.



Con  $X_{s_k}$  la variable simulada para el día  $k$ ,  $X_{o_k}$  la variable observada para el día  $k$ ,  $\overline{X_o}$  el promedio de la variable observada,  $X_{s_{0.2}}$  el valor asociado a una probabilidad de excedencia de 0.2 para la variable simulada,  $X_{s_{0.7}}$  el valor asociado a una probabilidad de excedencia de 0.7 para la variable simulada,  $X_{o_{0.2}}$  el valor asociado a una probabilidad de excedencia de 0.2 para la variable observada,  $X_{o_{0.7}}$  el valor asociado a una probabilidad de excedencia de 0.7 para la variable observada.

Se estimaron las condiciones glaciares para la fecha de inicio de la calibración. El área se obtuvo directamente del análisis del NDSI de las imágenes Landsat, mientras que el volumen se calcula sumando al espesor glaciar del año 2012 el balance de masa anual promedio entre los años 2012 y 2015 (Figura 4.4) para cada pixel multiplicado por el número de años (11).

### **3.4. Cambio Climático.**

Para estimar el impacto del cambio climático sobre los valores esperados de caudales glaciares y totales se debe estimar el comportamiento de las principales variables meteorológicas. Para la humedad relativa, velocidad del viento, radiación y nubosidad se utiliza la información histórica observada, ya que a la resolución espacial y plataforma en la que se está trabajando aún no se encuentran disponibles las proyecciones de dichas variables, mientras que para la precipitación y temperatura se considera la información asociada a los GCM, que corresponden a modelos grillados de la atmósfera, océano y superficie terrestre que resuelven ecuaciones de conservación de masa y momentum. En este caso los GCM utilizados poseen una resolución espacial de  $0.5 \times 0.5^\circ$  y un paso temporal diario.

Para representar de forma correcta la climatología de un lugar es necesario realizar un proceso de escalamiento a dichos GCM, pudiendo ser este dinámico o estadístico. En el caso del presente trabajo se utiliza la metodología del escalamiento estadístico, proceso que ha sido utilizado con fines hidrológicos por diversos autores (Li et al., 2010; Perkins, 2011; Terink et al., 2009; Wood et al., 2004; Wood et al., 2002). Para evitar obtener valores sesgados el escalamiento estadístico se divide en un escalamiento espacial y otro temporal o corrección de sesgo.

El escalamiento espacial se basa en criterios de distancia de la coordenada de la estación base a

utilizar con respecto a los puntos del GCM. En este caso se utiliza la estación base Pirque, la información de los GCM disponibles en la plataforma NEX de la NASA (<https://nex.nasa.gov/nex/>) y el criterio del inverso de la distancia. El escalamiento temporal o corrección de sesgo consiste en la comparación de las curvas de duración mensual a nivel diario en base al registro histórico de la estación (1970-2005) y los resultados del proceso de escalamiento espacial.

Las funciones de transferencia obtenidas a partir de la corrección de sesgo realizada en el período histórico se consideran válidas para el futuro, permitiendo obtener las proyecciones de precipitación y temperatura de los distintos GCM en la estación seleccionada.

Para reducir la incertidumbre asociada al área y volumen glaciar, el período histórico se considera desde el año hidrológico 1985/86 hasta el 2004/05, mientras que para analizar las proyecciones, éstas se separan en un futuro lejano, el cual comprende los años hidrológicos 2015/16 al 2044/45 y un futuro lejano, que comprende los años hidrológicos 2045/46 al 2074/75.

Para correr los modelos hidrológicos en escenarios de cambio climático se debe obtener las condiciones iniciales del glaciar. En el caso del DHSVM se requiere la información asociada al área y volumen glaciar, mientras que para el WEAP solo se necesita el volumen. Para dichos efectos el área se obtuvo mediante análisis de imágenes Landsat, mientras que para el volumen se realizó una calibración buscando que el volumen glaciar del año 2012 fuera consistente con el obtenido de la medición y estimación. Dicha calibración se basó en la información asociada a la relación entre el balance de masa glaciar y la elevación (Figura 4.4), incorporando el espesor perdido por el glaciar hasta el año de inicio.

Dada la incertidumbre asociada a la obtención del volumen, se realiza un análisis de sensibilidad de los resultados considerando una distribución homogénea del espesor asociado a la diferencia de volumen obtenida en toda el área que presenta presencia glaciar.

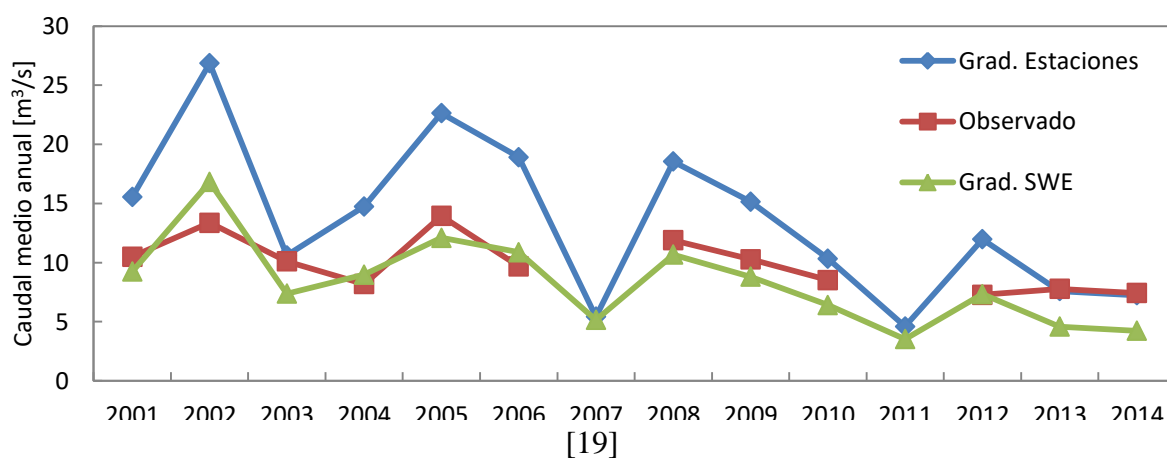


## CAPÍTULO 4: Análisis de la información disponible

### 4.1 Análisis espacial de la información.

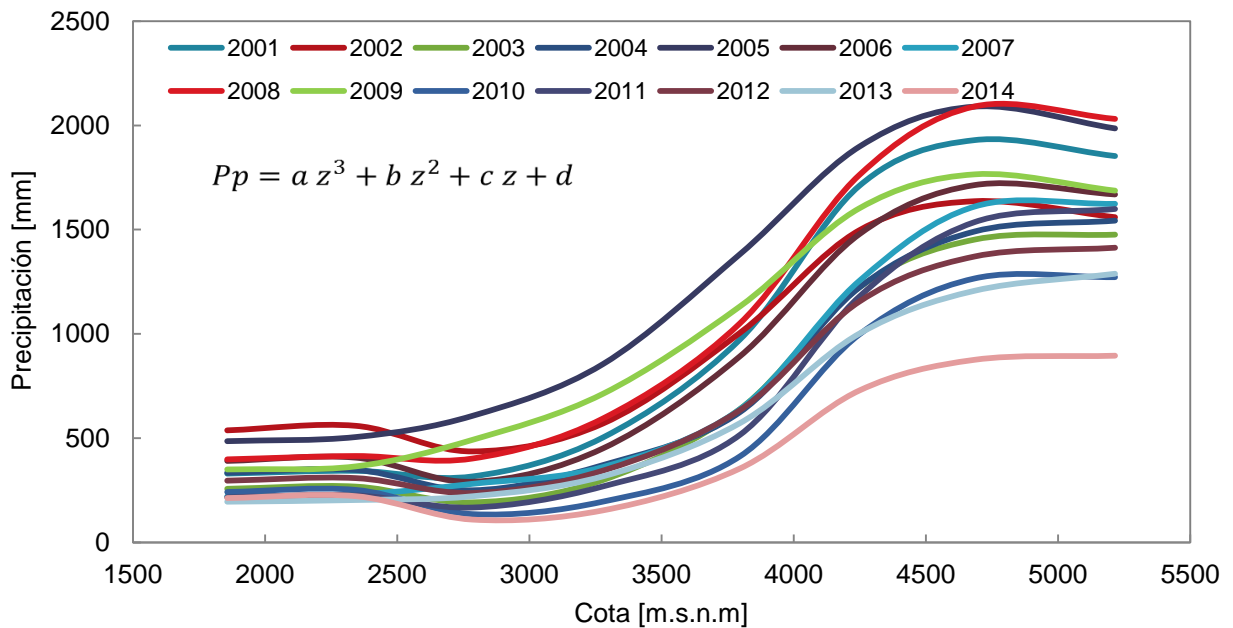
Para obtener la precipitación distribuida en el espacio se consideran los registros de la estación meteorológica Pirque más un gradiente orográfico. Al aplicar dichos gradientes obtenidos por estaciones cercanas, se observa una sobreestimación en la precipitación tanto al comparar con las mediciones de la estación Valle Olivares, la que se ubica al interior de la cuenca, como al realizar un balance preliminar a nivel de año hidrológico (Figura 4.1) basado en la precipitación acumulada en la cuenca, la evapotranspiración obtenida mediante la ecuación de Turc y el aporte glaciar según el tipo de año hidrológico teniendo como base los porcentajes señalados por Castillo, 2015. Por este motivo, para obtener la precipitación de la cuenca se utiliza la reconstrucción del equivalente en agua de nieve (SWE por sus siglas en inglés) (Cornwell et al., 2016), el que entrega el SWE reconstruido hasta el 1 de septiembre con una resolución espacial de 500 m, con lo que se tiene una estimación de la precipitación acumulada en el período pluvial distribuida en el espacio. Dadas las características del modelo utilizado es necesario incorporar la precipitación en el período primavera-verano, para lo cual se utilizaron los gradientes obtenidos en base a estaciones meteorológicas, aplicando un factor de ajuste.

Finalmente para obtener el gradiente de precipitación se calcula la precipitación acumulada promedio en ocho bandas de elevación y sus respectivas cotas, ya que de esta forma se obtiene un gradiente único para toda la cuenca en vez de la precipitación asociada a cada pixel, ya que ésta última posee un mayor error.

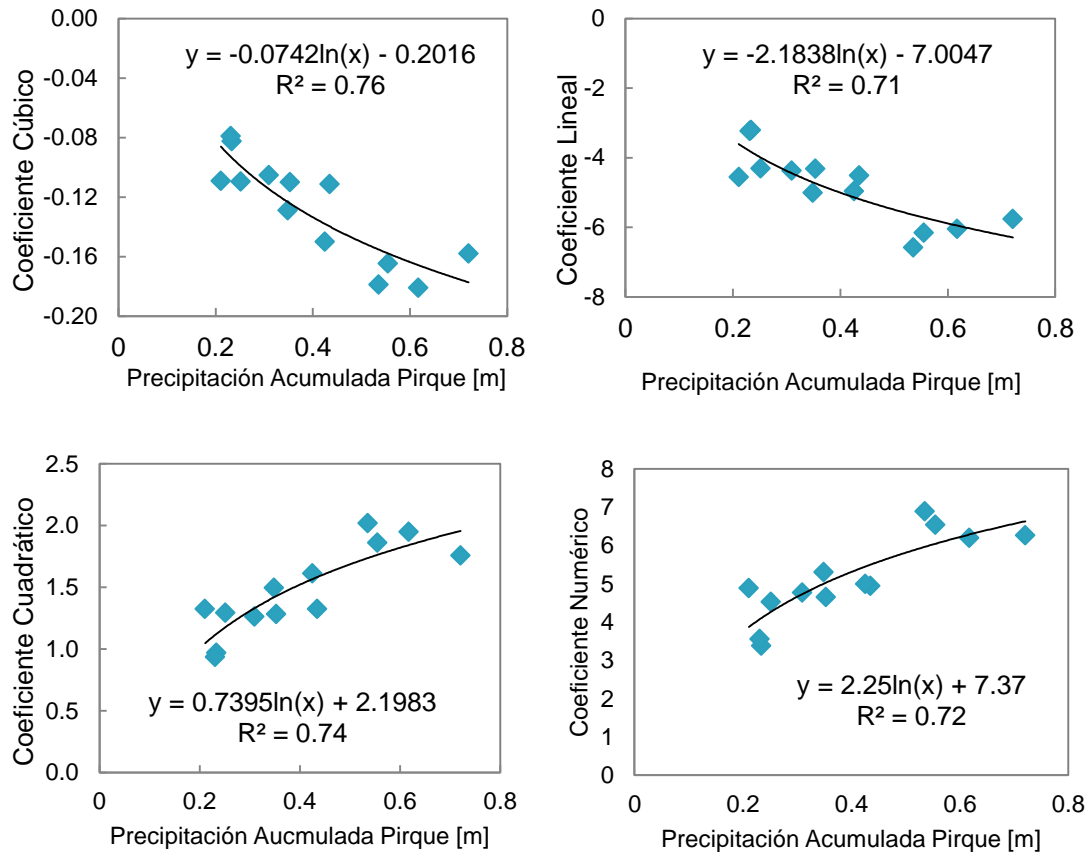


**Figura 4.1 Balance de volumen considerando como entrada la precipitación acumulada en la cuenca y el aporte glaciar según el tipo de año hidrológico (Castillo, 2015) y como salida la evapotranspiración.**

Al estudiar la precipitación acumulada en el año hidrológico para las ocho bandas, se aprecia un gradiente orográfico con características de una ecuación cúbica (Figura 4.2), la que varía según el año hidrológico. Por este motivo, se analiza el comportamiento de los distintos coeficientes de la ecuación con el valor de la precipitación acumulada en el año hidrológico en la estación Pirque, obteniendo las relaciones presentadas en la Figura 4.3.



**Figura 4.2 Comportamiento de la precipitación acumulada en la cuenca, en base al modelo de Cornwell et al., 2016 y la precipitación de verano, en los distintos años hidrológicos con la elevación.**



**Figura 4.3** Comportamiento de los coeficientes de la ecuación cúbica para el gradiente orográfico de precipitación frente a la precipitación acumulada en el año hidrológico en la estación Pirque.

En el caso de la temperatura se considera como estación base Pirque, mientras que para la estimación del gradiente se utiliza la percepción remota como fuente de información, dada la baja densidad de estaciones que registren esta variable en las cercanías de la cuenca estudiada y la baja elevación que presentan. En este caso se considera los productos *Land Surface Temperature* (LST) MOD11A1 y MYD11A1, que poseen una resolución espacial de  $1 \text{ km}^2$  y cada uno entrega la temperatura del suelo en el día y la noche. De esta forma se selecciona la temperatura máxima del día y mínima de la noche, y ellas se correlacionan con la información de temperatura máxima y mínima de estación meteorológica Embalse el Yeso, estación escogida debido a la cantidad de información disponible. De esta forma se obtienen las temperaturas extremas en todo el espacio para posteriormente obtener la temperatura media diaria como el

promedio simple de ambas. Al igual que en la precipitación, para obtener el gradiente de temperatura se considera la temperatura media en ocho bandas de elevación.

Para obtener la velocidad del viento se considera como entrada la información del explorador eólico<sup>1</sup>, elaborado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, que se basa en simulaciones realizadas con el modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) con una resolución espacial de 1 km<sup>2</sup>. Inicialmente dicha simulación se encontraba disponible sólo para el año calendario 2010, sin embargo existe la opción de generar una estimación de largo plazo basada en técnicas de estimación climatológica, la cual entrega información a aproximadamente 5,5 m de altura de manera horaria desde el año 1980 hasta el año 2013. De esta forma, mediante el perfil logarítmico de velocidades se obtiene la velocidad a 2 m de altura.

La humedad relativa se obtiene en base a la información de las estaciones Pirque, Embalse el Yeso y Cerro Calán. En este caso, dadas las características de la variable estudiada, no se obtiene de manera directa un gradiente orográfico, sino que mediante un gradiente de la temperatura de punto de rocío, que junto con el gradiente de temperatura permiten obtener la humedad relativa distribuida en el espacio.

La radiación de onda corta incidente se calcula mediante ecuaciones empíricas basadas en la latitud y el día juliano (Lee, 1963; Frank y Lee, 1966) corregida por nubosidad, mientras que para la radiación incidente de onda larga se utiliza la ecuación de Stefan-Boltzmann (Ver Anexos, ítem D).

Para la nubosidad, se utilizó la información asociada al producto fracción de área cubierta por nieve (FSCA) de MODIS, para lo que se utilizan los satélites Terra y Aqua (MOD10A1 y MYD10A1 respectivamente), que posee una resolución espacial de 500 m y temporal diaria, siendo el valor diario para cada pixel el promedio entre los dos satélites mencionados. En ambos productos, la nubosidad se caracteriza por el valor 255, con lo que se puede obtener el porcentaje de la cuenca cubierta por nubes.

---

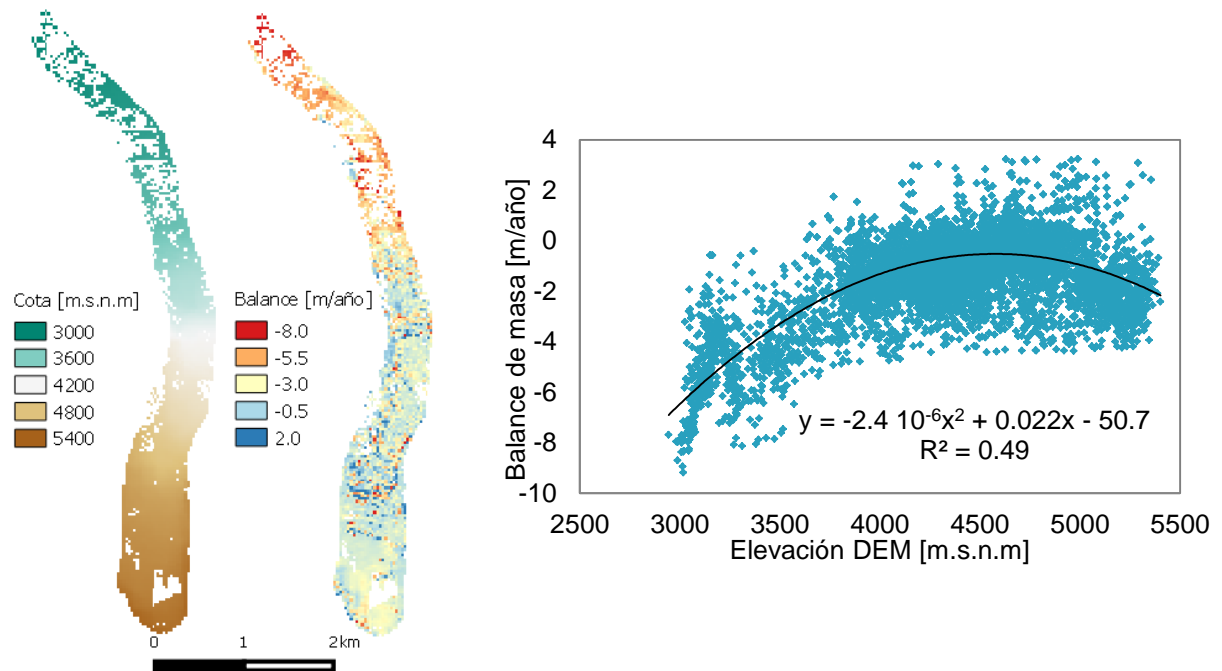
<sup>1</sup> <http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/>

La cobertura histórica glaciaria se obtiene en base a la percepción remota. En este caso, mediante el álgebra de bandas a imágenes Landsat (Ecuación 6) pre-procesadas por corrección topográfica y atmosférica (Meyer et al., 1993; Song et al., 2001) para obtener el índice NDSI. Se considera que los píxeles con valor mayor a 0.4 poseen nieve (Hall et al., 1995; Dozier, 1989).

$$\text{NDSI}_{\text{Landsat 5}} = \frac{B_2 - B_5}{B_2 + B_5} \quad \text{NDSI}_{\text{Landsat 8}} = \frac{B_3 - B_6}{B_3 + B_6} \quad (6)$$

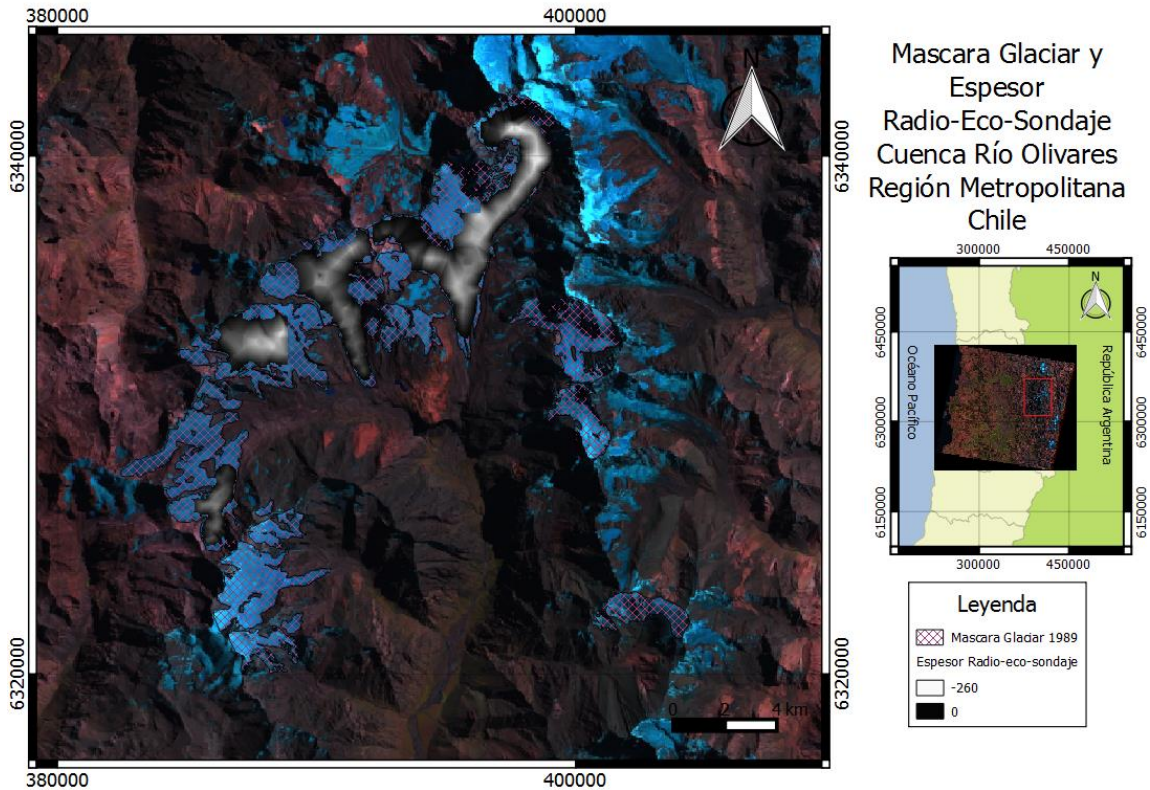
Para el balance de masa, que como se mencionó anteriormente se utiliza principalmente para obtener la topografía basal según el modelo de Clarke et al., 2012, al no disponer de información directa de balizas en los glaciares pertenecientes a la cuenca, se utilizan mediciones de imágenes *Laser Imaging Detection and Ranging* (LIDAR) de glaciares de Chile central cercanos a la zona de estudio (Juncal Norte, La Paloma, Monos de Agua, Cerro El Plomo, Del Rincón, Yeso 1 y 2) pertenecientes a la DGA para los años 2012 y 2015, las que poseen una resolución espacial de entre 15 cm y 5 m, y fueron llevadas a resolución de 90 m para ser concordantes con la resolución de la cuenca en estudio. En base a esta información se obtiene una correlación entre la altura señalada por el DEM y el balance de masa (Figura 4.4), presentando valores de variación en el espesor glaciario de entre -10 y 3 metros al año, con lo que se puede distribuir dicha información en la máscara glaciaria obtenida anteriormente. La estimación realizada posee un error estándar de 1.06 m/año. Estos valores son consistentes con los resultados de la modelación realizada por Pellicciotti, 2013, donde obtiene un balance de entre -7 y 0 m/año para el glaciar Juncal Norte.





**Figura 4.4(izq) Balance de masa para el glaciar Juncal Norte. (der) Relación entre el balance de masa y la elevación señalada por el DEM para los glaciares que poseen información LIDAR los años 2012 y 2015.**

El espesor glaciar para cada pixel se obtuvo en base a (1) mediciones de espesor glaciar mediante radio-eco-sondajes realizados por la DGA en algunos sectores de los principales glaciares de la cuenca (Juncal Sur, Olivares Alfa, Beta y Gamma) durante el año 2012, abarcando un área total de 32.2 km<sup>2</sup>, con espesores que van desde los 0.2 hasta los 255 metros (Figura 4.5), y (2) estimaciones basadas en el modelo desarrollado por Clarke et al. (2012) para los pixeles con presencia glaciar que no cuentan con información de radio-eco-sondaje, para lo que se requiere el balance de masa y la máscara glaciar. De acuerdo a lo anterior, se estima que el volumen glaciar total para el año 2012 en la cuenca es de aproximadamente 3.4 km<sup>3</sup>.



**Figura 4.5 Mascara glaciar estimada mediante índice NDSI a la imagen LANDSAT 5 del 16-03-1989 y Espesor de las mediciones de radio-eco-sondaje en los principales glaciares de la cuenca, realizada el año 2012. En el fondo se encuentra el falso color de la imagen Landsat 5.**

En el caso del modelo WEAP no se ingresa directamente el volumen glaciar, sino que se utiliza una relación con el área de éste (Bahr, 1997), como se plantea en la Ecuación 7.

$$V_{\text{glaciar}} = c A_{\text{glaciar}}^b \quad (7)$$

En el trabajo de Castillo, 2015, se consideraron los coeficientes b y c iguales a 0.048 y 1.36 respectivamente, obtenidos del análisis de 144 glaciares de Europa, América del Norte, Asia Central y el Ártico, con áreas que van entre aproximadamente 0.1 a 1000 km<sup>2</sup> y volúmenes entre 1 y 10<sup>6</sup> km<sup>3</sup> (Bahr, 1997; Klein y Isacks, 1998). Dada la importancia de los coeficientes de la Ecuación 7, se buscó una relación para los glaciares pertenecientes a la cordillera de los Andes de Chile central. Para esto se utilizó la información de distintas campañas realizadas por la DGA, recopilando un total de 12 glaciares y obteniendo que los coeficientes b y c característicos para los glaciares de dicha zona son de 0.027 y 1.36 (Figura 4.6). Es importante destacar que dichos

parámetros son característicos de glaciares individuales, por lo que al agrupar todos los glaciares de la cuenca en un único gran glaciar, y dada la no linealidad de la ecuación, no es posible representar ambas variables de forma correcta. Debido a que el volumen glaciar representa la disponibilidad de agua, es dicha variable la que se busca representar de forma correcta.

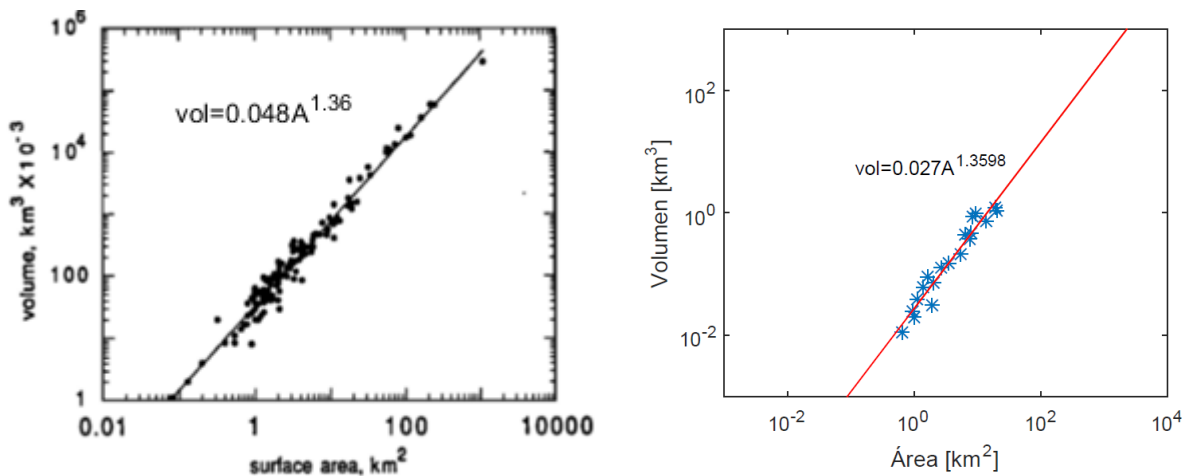


Figura 4.6 Relación entre el área y volumen. (izq) fuente Bahr, 1997, (der) obtenida para los glaciares de Chile central.

## 4.2 Análisis temporal de la información.

Para la radiación incidente de onda corta y larga se utilizan las ecuaciones planteadas en el acápite anterior. Por otro lado, para el período de calibración se obtienen los estadísticos (media y desviación estándar) de la humedad relativa, nubosidad y velocidad del viento, diferenciando entre días con y sin precipitación. Suponiendo que dichos estadísticos son estacionarios (Tabla 4.1 y Tabla 4.2) y considerando que poseen una distribución normal, se obtienen las proyecciones para dichas variables, utilizando los estadísticos según la información de días con y sin precipitación obtenida de los GCM.

Tabla 4.1 Media de la Humedad Relativa, Velocidad del Viento y Nubosidad de la cuenca del Río Olivares para el período 2001/02-2011/12.

Mes	Humedad relativa sin Pp [%]	Humedad Relativa con Pp [%]	Velocidad del Viento sin Pp [m/s]	velocidad del Viento con Pp [m/s]	Nubosidad sin Pp [%]	Nubosidad con Pp [%]
-----	-----------------------------	-----------------------------	-----------------------------------	-----------------------------------	----------------------	----------------------

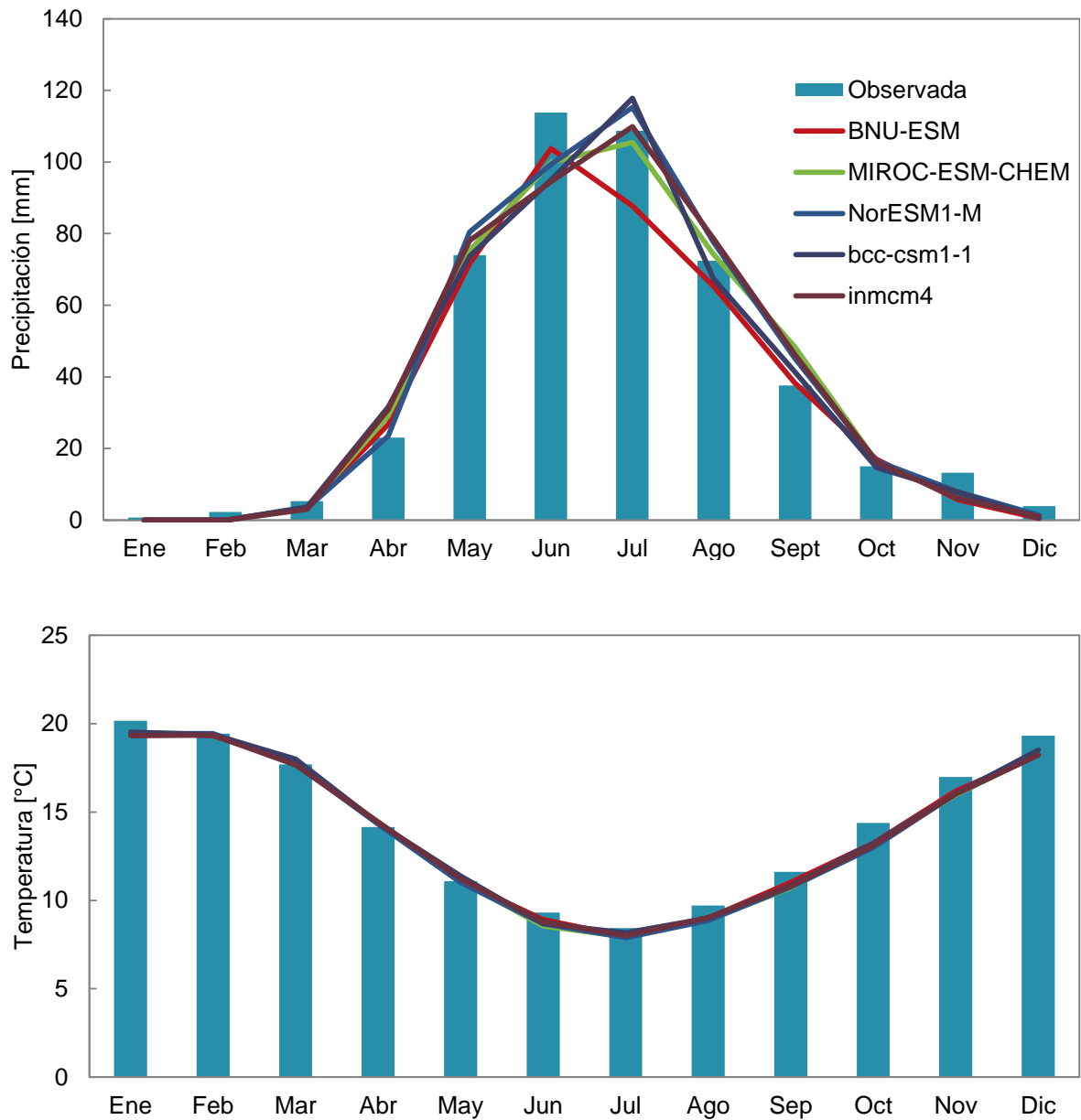
Enero	0.40	0.51	3.25	4.05	0.31	0.87
Febrero	0.40	0.50	3.43	3.62	0.48	0.90
Marzo	0.40	0.66	2.83	3.64	0.57	0.86
Abril	0.40	0.60	2.64	3.12	0.50	0.77
Mayo	0.43	0.63	2.49	3.36	0.50	0.85
Junio	0.48	0.64	3.18	4.38	0.53	0.81
Julio	0.51	0.57	3.37	4.54	0.50	0.73
Agosto	0.51	0.64	3.45	4.71	0.38	0.73
Septiembre	0.57	0.68	2.66	3.10	0.32	0.65
Octubre	0.51	0.65	3.05	3.71	0.18	0.66
Noviembre	0.50	0.58	2.99	3.55	0.20	0.53
Diciembre	0.43	0.50	3.38	4.97	0.22	0.58

**Tabla 4.2 Desviación estándar de la Humedad Relativa, Velocidad del Viento y Nubosidad de la cuenca del Río Olivares para el período 2001/02-2011/12**

Mes	Humedad relativa sin Pp [%]	Humedad Relativa con Pp [%]	Velocidad del Viento sin Pp [m/s]	velocidad del Viento con Pp [m/s]	Nubosidad sin Pp [%]	Nubosidad con Pp [%]
Enero	0.05	0.07	0.41	0.74	0.40	0.27
Febrero	0.04	0.08	0.42	0.70	0.42	0.25
Marzo	0.05	0.07	0.48	0.74	0.42	0.30
Abril	0.06	0.09	0.56	0.47	0.43	0.35
Mayo	0.08	0.11	0.61	0.87	0.44	0.30
Junio	0.10	0.13	1.12	1.32	0.44	0.34
Julio	0.11	0.10	1.30	1.41	0.45	0.40
Agosto	0.11	0.14	1.30	1.36	0.44	0.43
Septiembre	0.11	0.12	0.60	0.73	0.43	0.46
Octubre	0.08	0.11	0.60	0.69	0.34	0.47
Noviembre	0.07	0.13	0.49	0.56	0.35	0.55
Diciembre	0.06	0.05	0.51	1.07	0.39	0.47

Para las variables de precipitación y temperatura, los GCM que mejor representan la climatología de la estación Pirque son el bcc-csm1-1, BNU-ESM, inmcm4, MIROC-ESM-CHEM y NorESM1-M, los que desde ahora se mencionan como bcc\_csm1 o sencillamente bcc, BNU, inmcm4, MIROC y NorESM1 respectivamente. En la Figura 4.7 se presenta la curva de variación estacional de los modelos seleccionados, mientras que en Anexos, ítem C, se presenta la curva de

variación estacional de todos los modelos existentes.

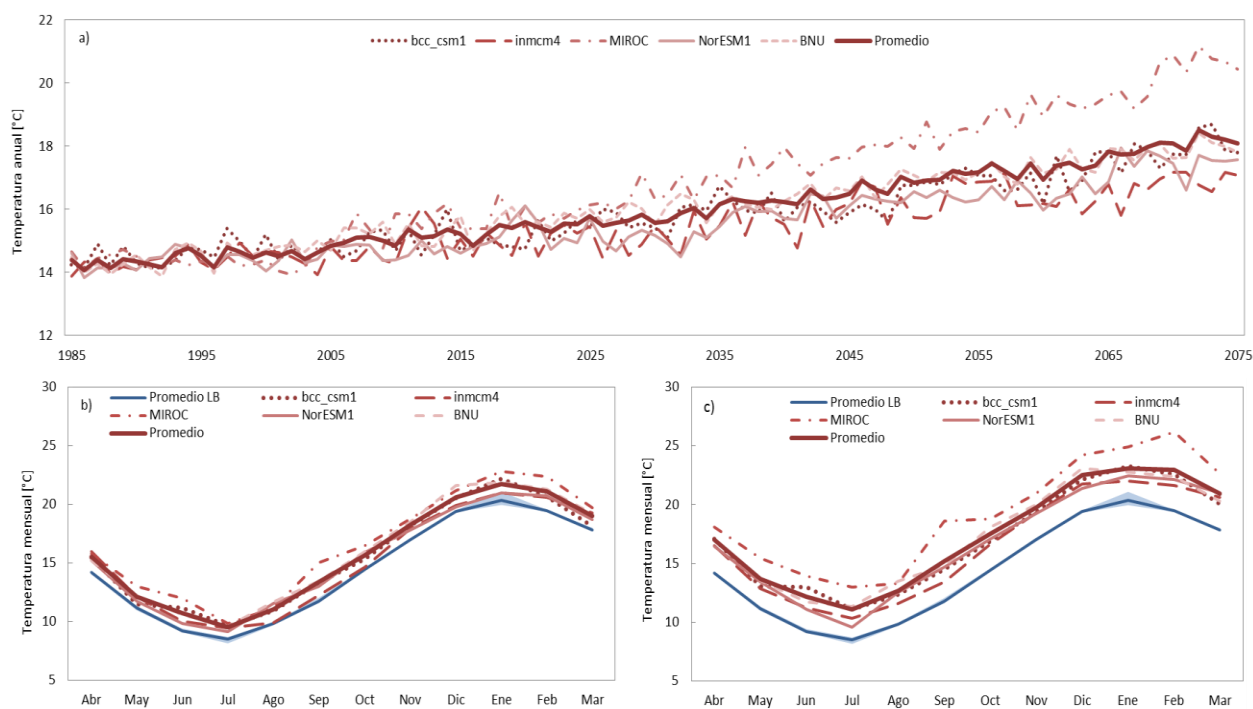


**Figura 4.7** Curva de variación estacional para la precipitación y temperatura de los 5 GCM seleccionados después de realizar el escalamiento espacial con la estación Pirque como base.

Considerando dichos modelos, en promedio, para el escenario RCP 8.5 se proyecta un incremento en la temperatura media anual de la estación Pirque de 1.3°C para el futuro cercano y 2.9 °C para el futuro lejano, que, en relación con la línea base, representan un incremento de 9 y

20% respectivamente (Tabla 4.3). Se observa que la curva de variación estacional mantiene su forma y solo se desplaza de manera vertical, lo que implica que el incremento en la temperatura promedio es prácticamente constante a lo largo del año (Figura 4.8).

Para la precipitación anual, en la estación Pirque se proyecta, en relación con la línea base, una disminución de 33.6 mm para el futuro cercano y 93.2 mm para el futuro lejano, representando un 7 y 19% respectivamente. En este caso se observa una mayor variabilidad, existiendo incluso un modelo que proyecta aumentos en la precipitación anual en el futuro cercano y lejano (Tabla 4.4). Al observar la curva de variación estacional (Figura 4.9) se aprecia que tanto en el futuro cercano como lejano existen modelos que modifican de forma significativa la estacionalidad de las precipitaciones. Se debe destacar que los GCM seleccionados señalan que en los meses de enero y febrero existe nula precipitación para todo el período analizado, con lo que la variación es nula.



**Figura 4.8 (a) Proyección de temperatura media anual, (b) curva de variación estacional de temperatura para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional de precipitación para el futuro lejano.**

**Tabla 4.3 Proyecciones de aumentos de temperatura para el futuro cercano y lejano.**

Futuro Cercano 2015-2045

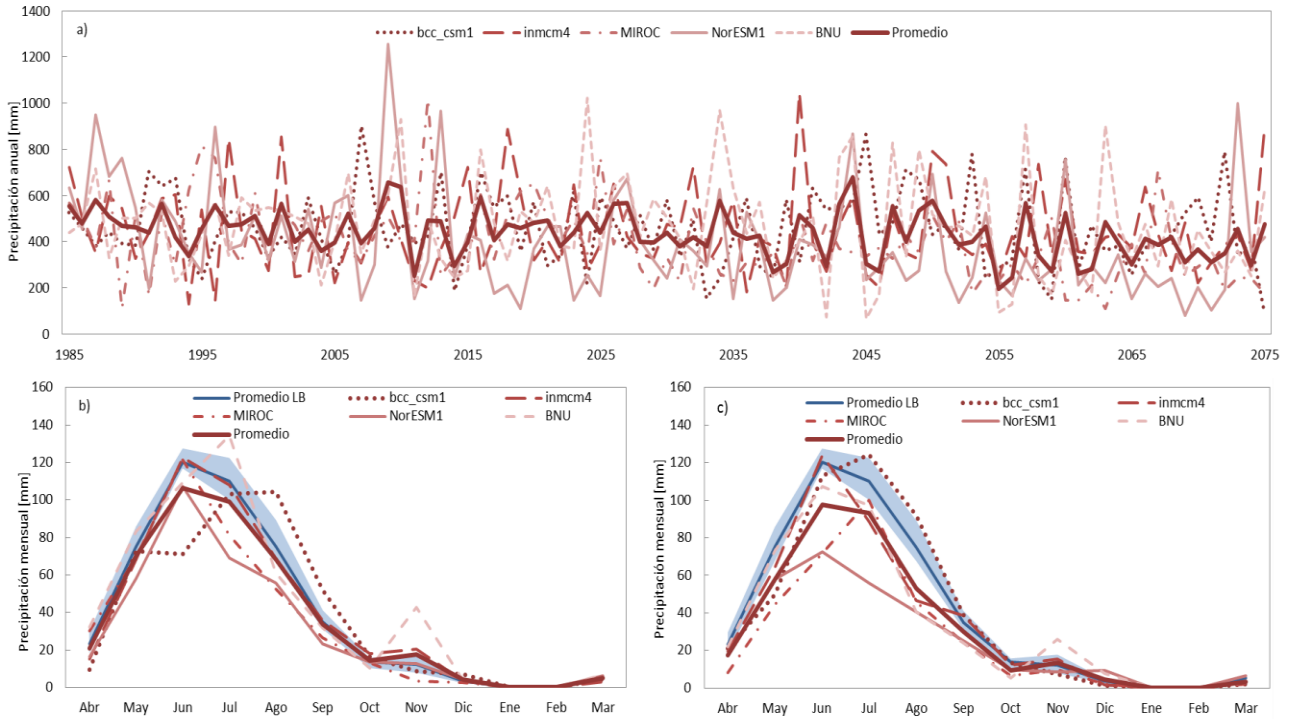
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	T anual
bcc_csm1	1.2	0.2	1.8	1.0	1.0	1.3	1.0	1.2	1.1	1.1	1.1	0.4	1.0
BNU	1.0	1.0	1.3	0.9	1.9	1.7	1.4	1.5	2.2	1.5	1.8	1.2	1.5
inmcm4	1.8	1.0	0.9	0.9	0.2	0.6	0.3	0.8	0.5	1.0	1.2	1.5	0.9
MIROC	1.7	1.9	2.9	1.7	1.4	3.4	2.0	1.9	1.8	2.6	2.9	1.9	2.2
NorESM1	1.0	0.8	0.8	0.8	1.6	1.3	1.5	0.7	0.4	0.8	1.3	0.9	1.0
<b>Promedio</b>	1.4	1.0	1.5	1.1	1.2	1.7	1.2	1.2	1.2	1.4	1.7	1.2	<b>1.3</b>
Prom. Estacional	<b>1.3</b>						<b>1.3</b>						

Futuro Lejano 2045-2075													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	T anual
bcc_csm1	2.8	1.7	3.6	2.5	2.5	2.5	2.6	2.4	2.6	2.2	3.0	2.3	2.5
BNU	2.7	2.3	2.4	2.6	3.7	3.0	3.5	3.0	3.7	2.4	2.9	2.3	2.9
inmcm4	2.4	1.7	2.1	1.8	1.9	1.8	2.3	2.2	2.4	2.1	2.2	2.8	2.1
MIROC	4.1	4.3	4.8	4.8	3.5	7.0	4.3	4.1	4.9	4.7	6.7	4.8	4.8
NorESM1	2.2	2.5	2.0	1.2	2.6	3.0	2.7	2.2	2.0	2.3	2.7	3.2	2.4
<b>Promedio</b>	2.9	2.5	3.1	2.6	2.6	3.6	2.9	2.7	3.0	2.8	3.7	3.3	<b>2.9</b>
Prom. Estacional	<b>2.9</b>						<b>3.0</b>						

**Tabla 4.4 Proyecciones de variaciones porcentuales de precipitación para el futuro cercano y lejano.**

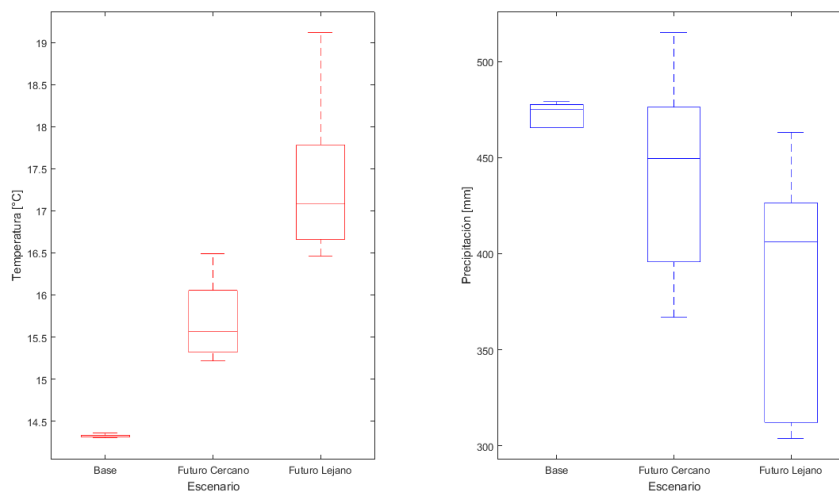
Futuro cercano 2015-2045													
Modelo	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	Pp anual
bcc_csm1	-59%	6%	-39%	-10%	54%	32%	5%	-30%	102%	0%	0%	0%	-3%
BNU	25%	14%	-5%	15%	-14%	-13%	-33%	188%	32%	0%	0%	49%	8%
inmcm4	-36%	-12%	3%	-1%	-11%	6%	13%	59%	17%	0%	0%	-42%	-3%
MIROC	71%	-15%	2%	-28%	-26%	-28%	-18%	-76%	-23%	0%	0%	-25%	-15%
NorESM1	-29%	-14%	-9%	-36%	-27%	-39%	-1%	17%	-2%	0%	0%	15%	-21%
<b>Promedio</b>	<b>-13%</b>	<b>-9%</b>	<b>-11%</b>	<b>-19%</b>	<b>-2%</b>	<b>-7%</b>	<b>0%</b>	<b>-7%</b>	<b>24%</b>	<b>0%</b>	<b>0%</b>	<b>-13%</b>	<b>-7%</b>
Prom. Estacional	<b>-11%</b>						<b>-3%</b>						

Futuro lejano 2045-2075													
Modelo	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ENE	FEB	MAR	Pp anual
bcc_csm1	-9%	-28%	-3%	9%	36%	-2%	-13%	-41%	-61%	0%	0%	-45%	0%
BNU	-15%	0%	-7%	-17%	-43%	-35%	-66%	75%	162%	0%	0%	-30%	-15%
inmcm4	-17%	-17%	4%	-19%	-39%	15%	-24%	22%	-42%	0%	0%	-42%	-13%
MIROC	-53%	-46%	-39%	-12%	-35%	-33%	-59%	-34%	-36%	0%	0%	-67%	-34%
NorESM1	-26%	-14%	-38%	-49%	-47%	-33%	-30%	-23%	108%	0%	0%	24%	-35%
<b>Promedio</b>	<b>-26%</b>	<b>-26%</b>	<b>-19%</b>	<b>-18%</b>	<b>-21%</b>	<b>-13%</b>	<b>-31%</b>	<b>-19%</b>	<b>-8%</b>	<b>0%</b>	<b>0%</b>	<b>-33%</b>	<b>-19%</b>
Prom. Estacional	<b>-20%</b>						<b>-24%</b>						



**Figura 4.9 (a) Proyección de precipitación anual, (b) curva de variación estacional de precipitación para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional de precipitación para el futuro lejano.**

La mayor variabilidad entre los modelos tanto en la línea base como en el futuro cercano y lejano ocurre en la precipitación, como se aprecia en la Figura 4.10.



**Figura 4.10 Variabilidad entre los GCM seleccionados para la temperatura y precipitación en la línea base,**



futuro cercano y lejano.

## **CAPÍTULO 5: Resultados de la modelación hidrológica**

En el presente capítulo se presentan los resultados de la modelación hidrológica del DHSVM y WEAP, separando ésta en el proceso de calibración-validación y las proyecciones asociadas al cambio climático.

Para que los resultados de los modelos puedan ser comparables entre sí, las variables de entrada para el WEAP son el promedio de la información asociada a los pixeles comprendidos en cada banda de elevación. Además, dado que DHSVM considera la sublimación de la nieve y glaciación, mientras que WEAP no modela dicho proceso, la precipitación de las bandas de elevación en las que habitualmente existe nieve se ponderó por 0.7, ya que en base al modelo DHSVM la sublimación media en el período de calibración fue de un 27% de la precipitación. Esta modificación en la variable de entrada se realizó pues en caso contrario existiría una distorsión en los otros procesos asociados a la escorrentía.

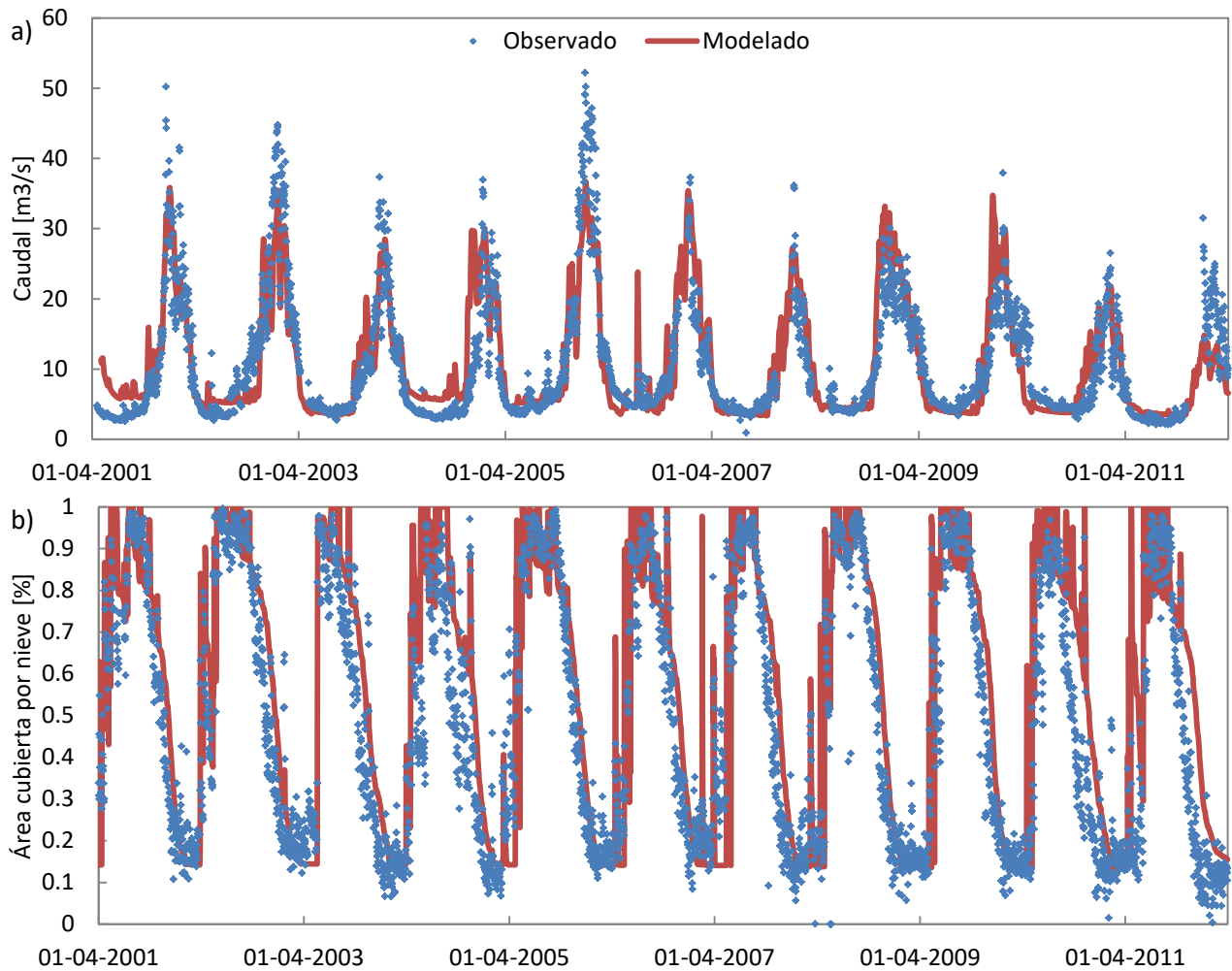
### **5.1. DHSVM.**

#### **a. Calibración y validación**

En base a la calibración realizada se logra representar la dinámica de los procesos asociados a la escorrentía comparando los caudales observados y simulados, y la acumulación-derretimiento de nieve, comparando la cobertura nival, tanto para el período de calibración como validación. La serie de tiempo para el caudal se presenta en la Figura 5.1.a, donde se aprecia que, en general, la modelación reproduce de forma correcta tanto el caudal base como el asociado a los procesos de derretimiento. Sin embargo, existen veranos, como el de los años 2003 y 2006, en los que el caudal simulado es menor que el observado. Esto se puede deber a que en dichos años el gradiente de precipitación no logró representar de forma adecuada el comportamiento de dicha variable o que existieron precipitaciones de alta montaña que no fueron captadas por la estación

base Pirque. En el período de calibración-validación, el aporte glaciar ( $Q_g$ ) al caudal total de la cuenca ( $Q_T$ ) es, en promedio, de  $Q_g/Q_T=32\%$ .

Para el caso de la cobertura nival, la que se presenta en la Figura 5.1.b, se observa que la modelación representa de forma adecuada el inicio y fin del período de acumulación. La dispersión existente en los valores bajos de cobertura nival se da principalmente por errores asociados al valor del FSCA MODIS. En la Tabla 5.1 se presentan los valores de los criterios de eficiencia utilizados, donde se observa un buen comportamiento de estos (Moriasi et al., 2007), tanto para el caudal como para la cobertura nival. En el período de calibración-validación se obtuvo una disminución promedio de 0.91 m/año, 0.63 km<sup>2</sup>/año y 0.1 km<sup>3</sup>/año en espesor, área y volumen glaciar respectivamente.



**Figura 5.1** Serie de (a) caudal y (b) cobertura nival observado y simulado para el período de calibración y validación obtenida en base al DHSVM.

**Tabla 5.1** Criterios de eficiencia para la calibración y validación del caudal y cobertura nival Modelo DHSVM

Variable	período/ Criterio	NS (Q)	NS(ln(Q))	%BiasRR	%BiasFHV	%BiasFLV	%BiasFMS
Caudal	Calibración	0.77	0.76	1.07	28.41	-6.12	0.43
	Validación	0.59	0.68	-1.45	-10.55	-5.31	-1.77
Cobertura Nival	Calibración	0.76	0.69				
	Validación	0.64	0.57				

b. Cambio Climático

Luego de escalar espacial y temporalmente las forzantes meteorológicas para todo el período de estudio, y en base de los parámetros de DHSVM definidos en la etapa de calibración, se obtienen los resultados a nivel diario desde el año hidrológico 1985/86 hasta el año 2074/75, con el objetivo de analizar las variaciones tanto a nivel anual como estacional del caudal total y glaciar entre la línea base (1985/86-2004/05) y el futuro cercano (2015/16-2044/45) y lejano (2045/46-2074/75).

Se simula que el caudal medio anual para el período histórico es de  $11.2 \text{ m}^3/\text{s}$  y se proyecta que este disminuirá a  $9.8 \text{ m}^3/\text{s}$  para el futuro cercano y a  $7.2 \text{ m}^3/\text{s}$  para el lejano, representando una disminución promedio de un 13 y 36% respecto de la línea base (Figura 5.2 y Tabla 5.2). Además, se evidencia que no solo existirá una disminución en el valor anual, sino que también una modificación en la curva de variación estacional, aumentando los caudales en los meses entre junio y noviembre y disminuyendo en los comprendidos entre diciembre y abril, lo que se evidencia en el futuro lejano (Figura 5.2.b y c). El aumento de los caudales medios mensuales en el período mencionado se atribuye, principalmente, por el aumento proyectado en la temperatura, la que influye directamente en el área pluvial aportante de la cuenca, mientras que la variación en el segundo período se debe a la disminución en el equivalente en agua de nieve (SWE, por sus siglas en inglés) y las modificaciones en el aporte glaciar. Además, se observa que en el futuro lejano existe mayor dispersión que en el futuro cercano en cuanto a la proyección de la curva de variación estacional.

En cuanto al caudal glaciar, se simula que el caudal medio anual en el período histórico es de  $3.6 \text{ m}^3/\text{s}$ , y se proyecta que éste disminuirá a  $2.7 \text{ m}^3/\text{s}$  para el futuro cercano y a  $0.8 \text{ m}^3/\text{s}$  para el lejano, representando una disminución promedio de un 26 y 78% respecto a la línea base (Tabla 5.3), lo que se atribuye a la disminución progresiva del área y volumen de los glaciares de la cuenca, proyectándose que para fines del período de estudio prácticamente habrán desaparecido (Figura 5.4), quedando en promedio un área de  $1.2 \text{ km}^2$  y un volumen de  $0.036 \text{ km}^3$ . Además, se observa una modificación en la curva de variación estacional dada por el adelantamiento del mes de máximo derretimiento, pasando éste de febrero a enero, un adelantamiento de aproximadamente 20 días en el centro de gravedad y una disminución en el caudal de todos los meses, la que se hace evidente en los meses entre enero y abril, debido

principalmente a la disminución en el área y volumen glaciar. Entre los meses de mayo y octubre la disminución en el aporte glaciar se da principalmente por los glaciares o lenguas que se encuentran a cotas bajas, los que desaparecerán en el futuro, mientras que en el período entre enero y abril todos los glaciares de la cuenca realizan el aporte, sin embargo estos se encuentran en retroceso tanto en área como volumen.

En cuanto a la sublimación, se estima que ésta representa un 22.6, 20.5 y 17.5% de la precipitación total de la cuenca en la línea base, futuro cercano y lejano respectivamente.

**Tabla 5.2 Proyecciones de caudal medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo DHSVM.**

Futuro Cercano 2015-2045													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Q anual
bcc_csm1	-30%	-23%	-8%	-10%	21%	19%	21%	17%	-5%	-29%	-37%	-39%	-14%
BNU	-24%	-12%	-15%	5%	4%	12%	16%	32%	19%	-22%	-33%	-32%	-5%
inmcm4	-13%	-9%	1%	4%	9%	12%	5%	16%	-8%	-22%	-28%	-25%	-9%
MIROC	-20%	8%	37%	20%	16%	54%	27%	-2%	-14%	-31%	-36%	-34%	-11%
NorESM1	-27%	-22%	-32%	-20%	-5%	1%	-3%	-16%	-22%	-32%	-36%	-31%	-24%
<b>Promedio</b>	<b>-23%</b>	<b>-12%</b>	<b>-3%</b>	<b>0%</b>	<b>9%</b>	<b>20%</b>	<b>13%</b>	<b>9%</b>	<b>-6%</b>	<b>-27%</b>	<b>-34%</b>	<b>-32%</b>	<b>-13%</b>
Prom. Estacional	<b>-2%</b>						<b>-16%</b>						

Futuro Lejano 2045-2075													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Q anual
bcc_csm1	-48%	-28%	28%	47%	54%	51%	34%	19%	-21%	-67%	-77%	-73%	-27%
BNU	-58%	-30%	26%	40%	27%	11%	11%	23%	-36%	-76%	-83%	-79%	-36%
inmcm4	-50%	-29%	13%	15%	20%	25%	26%	25%	-18%	-61%	-73%	-69%	-27%
MIROC	-65%	-34%	8%	35%	28%	90%	47%	-16%	-60%	-85%	-88%	-82%	-44%
NorESM1	-56%	-31%	-12%	-21%	-2%	7%	-10%	-24%	-48%	-70%	-77%	-69%	-46%
<b>Promedio</b>	<b>-55%</b>	<b>-31%</b>	<b>13%</b>	<b>23%</b>	<b>25%</b>	<b>37%</b>	<b>22%</b>	<b>5%</b>	<b>-37%</b>	<b>-72%</b>	<b>-79%</b>	<b>-74%</b>	<b>-36%</b>
Prom. Estacional	<b>1%</b>						<b>-48%</b>						

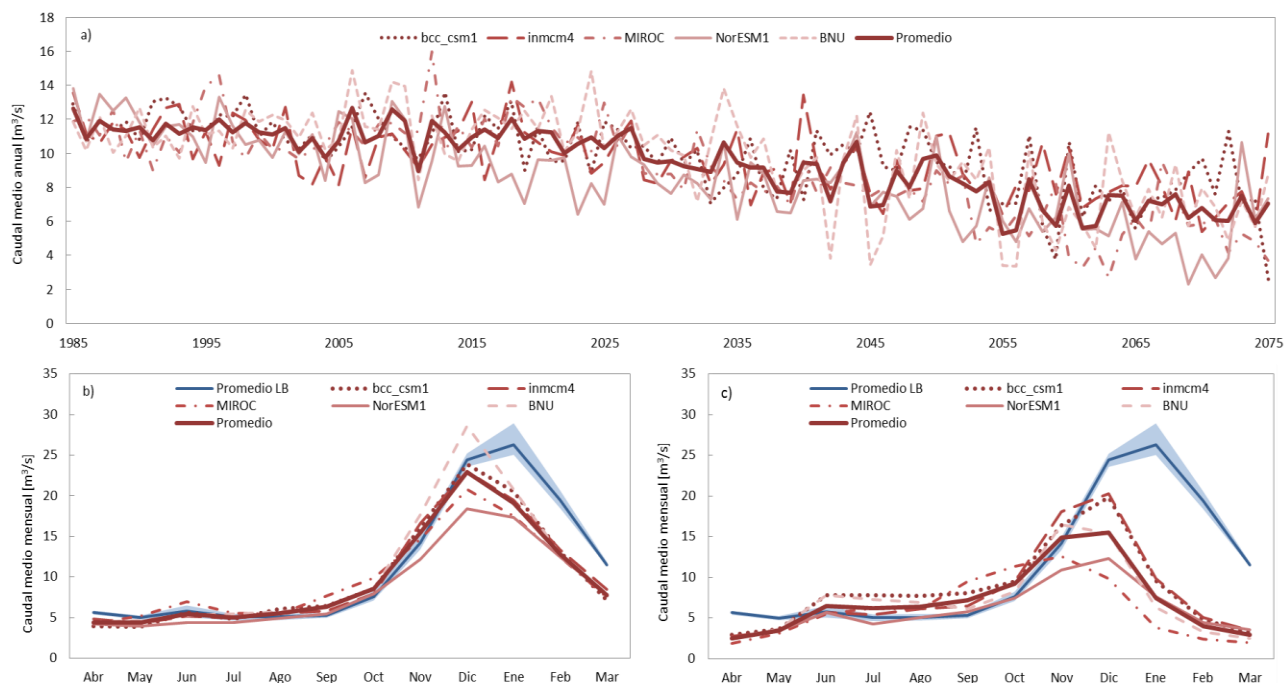
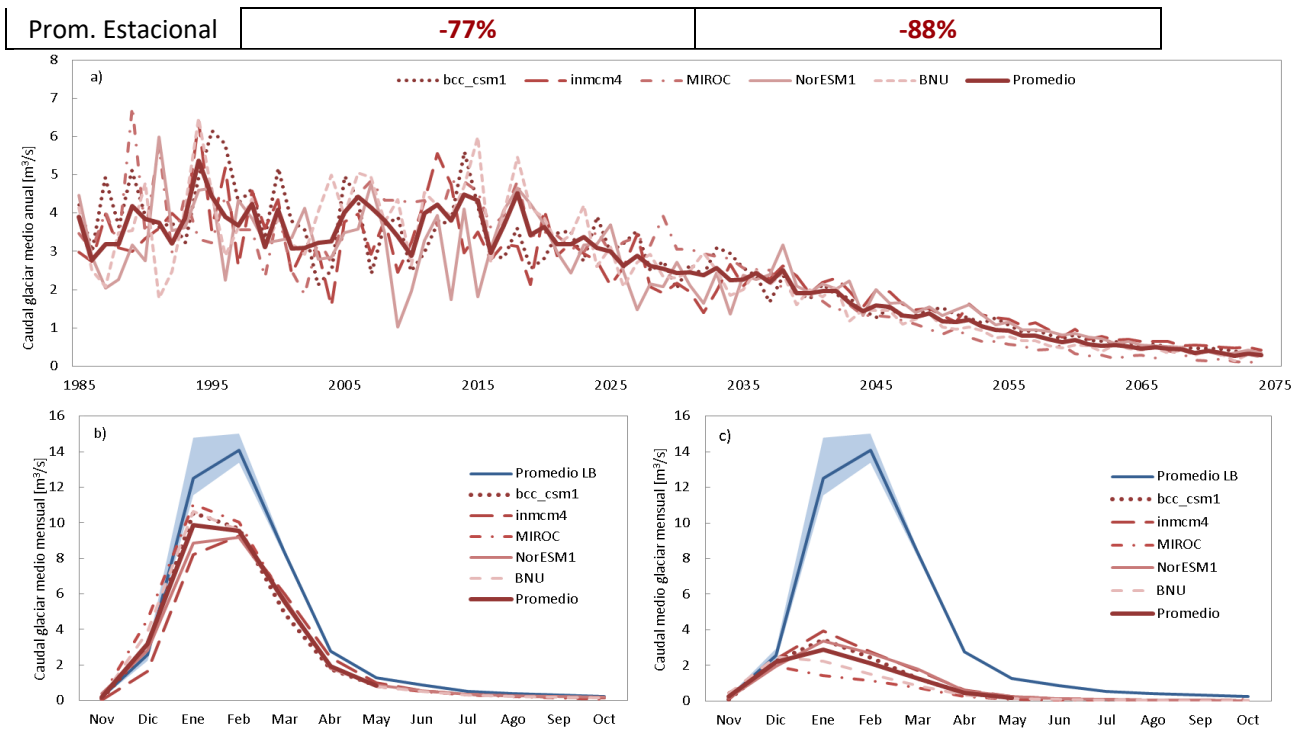


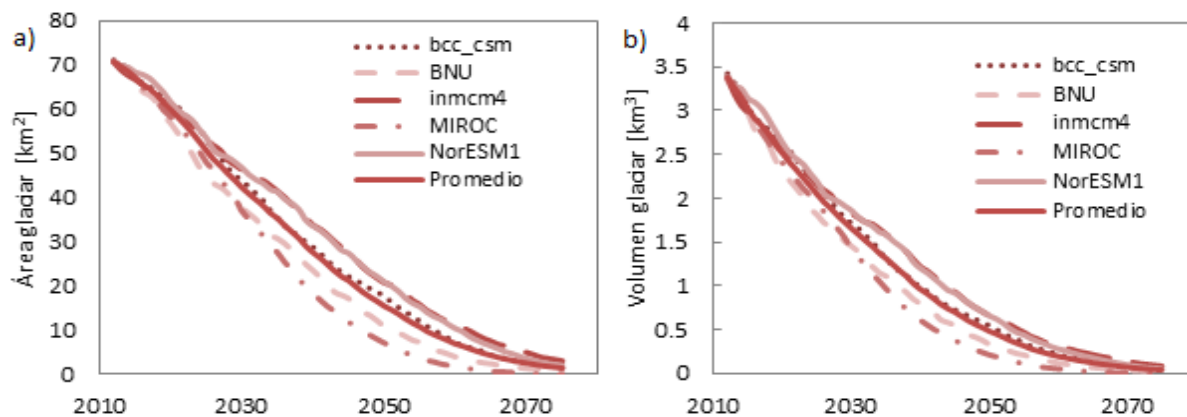
Figura 5.2 (a) Proyección caudal total anual, (b) curva de variación estacional del caudal total para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional del caudal total para el futuro lejano en base al DHSVM.

Tabla 5.3 Proyecciones de caudal glaciar medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo DHSVM.

Futuro Cercano 2015-2045													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Q <sub>g</sub> anual
bcc_csm1	-42%	-44%	-45%	-45%	-44%	-55%	-67%	-31%	18%	-28%	-37%	-45%	-34%
BNU	-35%	-36%	-41%	-39%	-39%	-43%	-33%	0%	61%	-16%	-31%	-34%	-23%
inmcm4	-15%	-24%	-32%	-33%	-36%	-42%	-46%	-89%	-37%	-29%	-31%	-28%	-29%
MIROC	-30%	-40%	-39%	-40%	-46%	-59%	-75%	-5%	104%	-7%	-30%	-33%	-18%
NorESM1	-34%	-29%	-38%	-23%	-18%	-19%	-5%	111%	6%	-24%	-33%	-30%	-26%
<b>Promedio</b>	<b>-30%</b>	<b>-34%</b>	<b>-38%</b>	<b>-35%</b>	<b>-36%</b>	<b>-44%</b>	<b>-48%</b>	<b>-3%</b>	<b>23%</b>	<b>-22%</b>	<b>-33%</b>	<b>-34%</b>	<b>-26%</b>
Prom. Estacional	<b>-34%</b>						<b>-26%</b>						
Futuro Lejano 2045-2075													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Q <sub>g</sub> anual
bcc_csm1	-85%	-89%	-85%	-91%	-92%	-95%	-97%	-15%	-11%	-77%	-84%	-86%	-79%
BNU	-88%	-89%	-89%	-90%	-92%	-93%	-81%	208%	3%	-82%	-89%	-90%	-81%
inmcm4	-78%	-81%	-84%	-87%	-90%	-90%	-96%	-63%	-10%	-66%	-80%	-79%	-72%
MIROC	-90%	-92%	-93%	-94%	-95%	-94%	-67%	147%	-13%	-88%	-92%	-91%	-85%
NorESM1	-79%	-80%	-82%	-83%	-85%	-89%	-95%	-6%	-26%	-71%	-80%	-78%	-74%
<b>Promedio</b>	<b>-83%</b>	<b>-86%</b>	<b>-86%</b>	<b>-89%</b>	<b>-91%</b>	<b>-92%</b>	<b>-89%</b>	<b>16%</b>	<b>-15%</b>	<b>-75%</b>	<b>-84%</b>	<b>-83%</b>	<b>-78%</b>



**Figura 5.3 (a) Proyección caudal glaciar anual, (b) curva de variación estacional del caudal glaciar para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional del caudal glaciar para el futuro lejano en base al DHSVM.**



**Figura 5.4 Proyección de (a) área y (b) volumen de los glaciares en la cuenca del río Olivares bajo el escenario RCP 8.5 para el modelo DHSVM.**

En la Tabla 5.4 se presenta el análisis del aporte de glaciares al escurrimiento anual y en el período nival según el tipo de año hidrológico para el período histórico, futuro cercano y lejano, donde el aporte promedio del glaciar al caudal anual es de un 33, 22 y 8% respectivamente, el

que aumenta a un 40, 33 y 16% si se considera solo el período de deshielo.

**Tabla 5.4 Fracción de aporte de glaciares al escurrimiento anual y en el período de deshielo según el año hidrológico en base al DHSVM.**

	Tipo de año hidrológico	Año Total					Período de deshielo				
		bcc	BNU	inmcm	MIROC	NorESM1	bcc	BNU	inmcm	MIROC	NorESM1
Histórico	Muy Seco	0.43	0.43	0.48	0.52	0.46	0.50	0.58	0.60	0.65	0.64
	Seco	0.41	0.34	0.36	0.34	0.36	0.49	0.43	0.43	0.47	0.46
	Normal	0.31	0.31	0.32	0.26	0.29	0.36	0.38	0.37	0.32	0.32
	Húmedo	0.33	0.27	0.25	0.26	0.29	0.38	0.34	0.28	0.34	0.35
	Muy Húmedo	0.26	0.24	0.23	0.27	0.18	0.30	0.26	0.24	0.30	0.22
Futuro Cercano	Muy Seco	0.28	0.32	0.29	0.28	0.40	0.46	0.53	0.44	0.49	0.63
	Seco	0.26	0.21	0.22	0.26	0.26	0.38	0.30	0.29	0.38	0.39
	Normal	0.21	0.17	0.23	0.21	0.24	0.28	0.25	0.32	0.32	0.32
	Húmedo	0.18	0.20	0.19	0.13	0.23	0.23	0.26	0.25	0.21	0.30
	Muy Húmedo	0.14	0.13	0.14	0.28	0.16	0.20	0.17	0.17	0.42	0.21
Futuro Lejano	Muy Seco	0.12	0.13	0.08	0.06	0.14	0.28	0.33	0.20	0.17	0.29
	Seco	0.09	0.06	0.11	0.04	0.13	0.15	0.13	0.20	0.15	0.23
	Normal	0.06	0.06	0.08	0.05	0.10	0.13	0.13	0.12	0.14	0.19
	Húmedo	0.06	0.06	0.09	0.05	0.12	0.11	0.11	0.14	0.13	0.21
	Muy Húmedo	0.06	0.05	0.07	0.05	0.05	0.11	0.08	0.10	0.12	0.10

Para analizar la influencia de la distribución del volumen de glaciar derretido en el período histórico, se considera una distribución homogénea del espesor, la cual consiste en dividir el volumen total perdido por el glaciar por el área inicial de éste, y sumar dicho valor al espesor glaciar del año 2012.

En la Tabla 5.5 y Tabla 3.6 se muestran los resultados para el caudal medio anual total y glaciar respectivamente, donde se aprecia que la disminución promedio es la misma que al considerar el espesor dado por el balance de masa, para ambos caudales, tanto para el futuro cercano como lejano. Sin embargo, existen diferencias en el caudal medio mensual, aunque dichos valores tienden a ser cercanos a un 1% en el caso del caudal glaciar, y cercanos a 0% en el caso del caudal total, ya que en este último caso la única diferencia con respecto a la modelación realizada anteriormente es el caudal glaciar



**Tabla 5.5 Proyecciones de caudal medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo DHSVM considerando distribución homogénea del espesor perdido por el glaciar.**

Futuro Cercano 2015-2045													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Q anual
bcc_csm1	-31%	-24%	-8%	-10%	21%	19%	21%	17%	-5%	-29%	-37%	-40%	-14%
BNU	-25%	-12%	-15%	5%	3%	12%	16%	33%	20%	-21%	-34%	-33%	-5%
inmcm4	-14%	-9%	1%	4%	9%	11%	5%	16%	-7%	-22%	-28%	-25%	-9%
MIROC	-21%	8%	37%	20%	16%	53%	27%	-2%	-14%	-30%	-36%	-34%	-11%
NorESM1	-27%	-23%	-32%	-21%	-5%	1%	-3%	-16%	-21%	-32%	-36%	-31%	-24%
<b>Promedio</b>	<b>-23%</b>	<b>-12%</b>	<b>-4%</b>	<b>0%</b>	<b>9%</b>	<b>19%</b>	<b>13%</b>	<b>10%</b>	<b>-5%</b>	<b>-27%</b>	<b>-34%</b>	<b>-33%</b>	<b>-13%</b>
Prom. Estacional	<b>-2%</b>						<b>-16%</b>						
Futuro Lejano 2045-2075													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Q <sub>g</sub> anual
bcc_csm1	-48%	-29%	28%	47%	53%	51%	33%	19%	-21%	-67%	-77%	-73%	-27%
BNU	-58%	-31%	26%	40%	26%	11%	11%	23%	-36%	-76%	-83%	-79%	-36%
inmcm4	-50%	-29%	12%	15%	20%	25%	26%	26%	-18%	-61%	-73%	-69%	-27%
MIROC	-65%	-34%	8%	34%	28%	89%	47%	-16%	-59%	-85%	-88%	-83%	-44%
NorESM1	-56%	-32%	-12%	-21%	-2%	7%	-10%	-24%	-47%	-70%	-77%	-69%	-46%
<b>Promedio</b>	<b>-55%</b>	<b>-31%</b>	<b>12%</b>	<b>23%</b>	<b>25%</b>	<b>36%</b>	<b>21%</b>	<b>6%</b>	<b>-36%</b>	<b>-72%</b>	<b>-79%</b>	<b>-75%</b>	<b>-36%</b>
Prom. Estacional	<b>1%</b>						<b>-48%</b>						

**Tabla 5.6 Proyecciones de caudal glaciar medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo DHSVM considerando distribución homogénea del espesor perdido por el glaciar.**

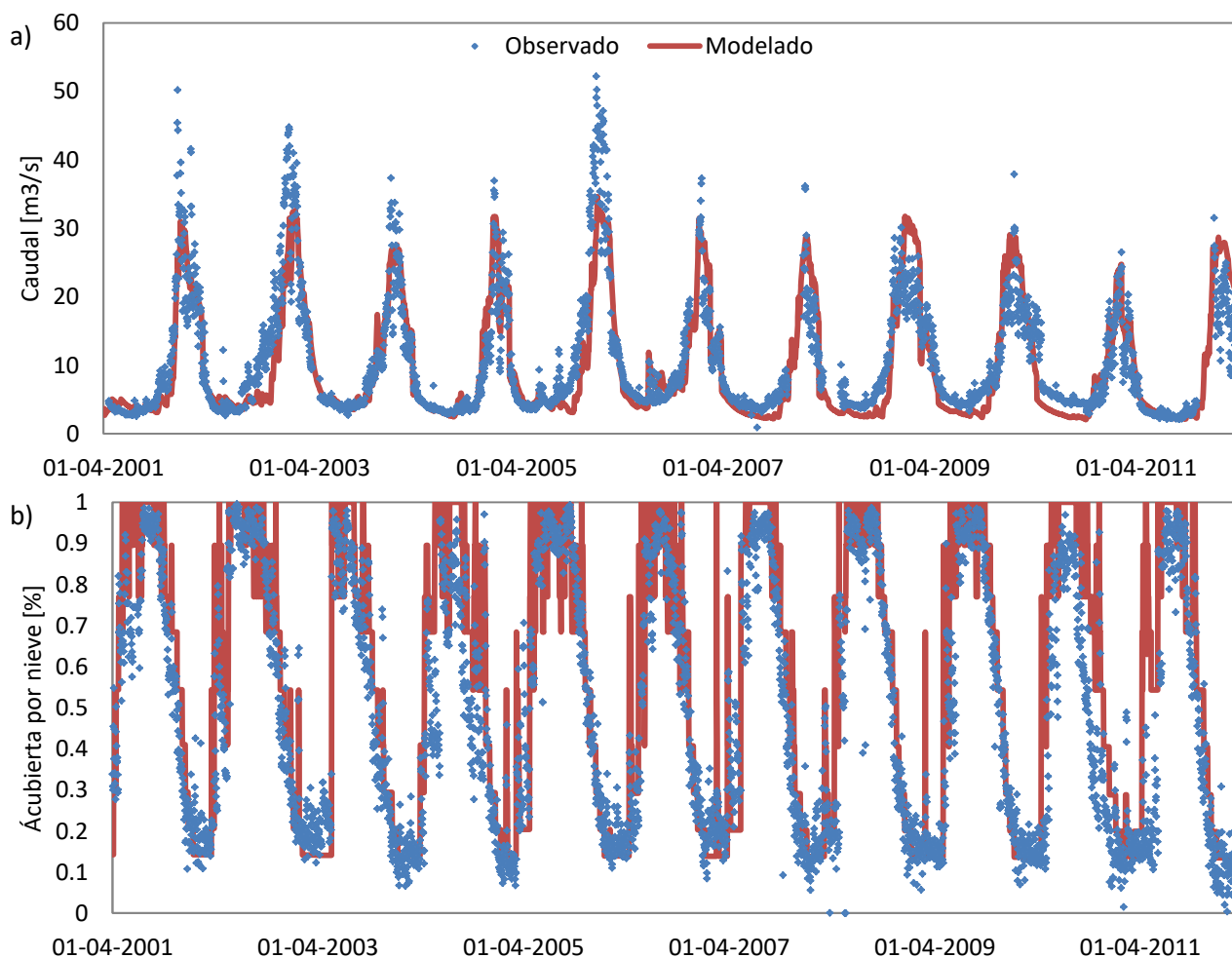
Futuro Cercano 2015-2045													
Modelo	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Q <sub>g</sub> anual
bcc_csm1	-31%	6%	-30%	-37%	-42%	-38%	-40%	-40%	-42%	-41%	-50%	-61%	-34%
BNU	8%	67%	-16%	-32%	-35%	-35%	-37%	-42%	-40%	-39%	-43%	-33%	-23%
inmcm4	-88%	-34%	-29%	-31%	-28%	-15%	-25%	-33%	-34%	-36%	-42%	-46%	-29%
MIROC	-5%	114%	-6%	-30%	-33%	-30%	-40%	-39%	-40%	-46%	-59%	-76%	-18%
NorESM1	111%	12%	-24%	-33%	-30%	-34%	-30%	-38%	-25%	-20%	-21%	-10%	-26%
<b>Promedio</b>	<b>-1%</b>	<b>33%</b>	<b>-21%</b>	<b>-33%</b>	<b>-34%</b>	<b>-31%</b>	<b>-34%</b>	<b>-38%</b>	<b>-36%</b>	<b>-36%</b>	<b>-43%</b>	<b>-45%</b>	<b>-26%</b>
Prom. Estacional	<b>-25%</b>						<b>-37%</b>						
Futuro Lejano 2045-2075													
Model	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Q anual
bcc_csm1	-15%	-20%	-77%	-84%	-85%	-84%	-88%	-84%	-90%	-92%	-95%	-97%	-78%
BNU	233%	7%	-82%	-89%	-90%	-88%	-89%	-89%	-90%	-92%	-93%	-81%	-81%
inmcm4	-62%	-6%	-66%	-80%	-80%	-78%	-82%	-84%	-87%	-90%	-90%	-96%	-72%
MIROC	147%	-8%	-88%	-92%	-91%	-90%	-92%	-93%	-94%	-95%	-94%	-68%	-85%
NorESM1	-6%	-22%	-71%	-80%	-78%	-79%	-80%	-83%	-83%	-86%	-89%	-95%	-74%
<b>Promedio</b>	<b>60%</b>	<b>-10%</b>	<b>-77%</b>	<b>-85%</b>	<b>-85%</b>	<b>-84%</b>	<b>-86%</b>	<b>-87%</b>	<b>-89%</b>	<b>-91%</b>	<b>-92%</b>	<b>-87%</b>	<b>-78%</b>

Prom. Estacional	<b>-77%</b>	<b>-88%</b>
------------------	-------------	-------------

## 5.2. WEAP.

### a. Calibración y validación

En base a la calibración realizada se obtiene un comportamiento aceptable del modelo frente a las observaciones de caudales y cobertura nival, tanto para el período de calibración como validación. La serie de tiempo para el caudal se presenta en la Figura 5.5.a, donde se aprecia que en general la modelación reproduce de forma correcta tanto el caudal base como el asociado a los procesos de derretimiento. Para el caso de la cobertura nival, la que se presenta en la Figura 5.5.b, se observa que la modelación representa de forma adecuada el inicio y término del período de acumulación.



**Figura 5.5 Serie de (a) caudal y (b) cobertura nival observado y simulado para el período de calibración y validación obtenida en base al modelo WEAP.**

En la Tabla 5.7 se presentan los valores de los criterios de eficiencia utilizados, donde se observa un buen comportamiento de éstos tanto para el caudal como para la cobertura nival, especialmente en el período de calibración.

**Tabla 5.7 Criterios de eficiencia para la calibración y validación del caudal y cobertura nival obtenida en base al modelo WEAP.**

Variable	período/ Criterio	NS (Q)	NS(ln(Q))	%BiasRR	%BiasFHV	%BiasFLV	%BiasFMS
Caudal	Calibración	0.80	0.78	-5.20	24.33	7.10	7.35
	Validación	0.59	0.61	2.98	-13.38	24.07	39.84
Cobertura Nival	Calibración	0.76	0.69				
	Validación	0.64	0.57				

#### b. Cambio Climático

Utilizando las forzantes meteorológicas asociadas a los distintos GCM escogidos, y en base a la calibración realizada, se obtienen los resultados a nivel diario desde el año hidrológico 1985/86 hasta el 2074/75, con el objetivo de analizar las variaciones tanto a nivel anual como estacional del caudal total y glaciar entre la línea base (1985/86-2004/05) y el futuro cercano (2015/16-2044/45) y lejano (2045/46-2074/75).

Se simula que el caudal medio anual promedio para el período histórico es de  $10.4 \text{ m}^3/\text{s}$ , y se proyecta que este disminuirá a  $9.3 \text{ m}^3/\text{s}$  para el futuro cercano y a  $7.8 \text{ m}^3/\text{s}$  para el lejano, representando una disminución promedio de un 11 y 25% respecto de la línea base (Tabla 5.8 y Figura 5.6). Además, existen claras diferencias en las curvas de variación estacional para el futuro cercano y lejano con respecto a la línea base, ya que se observa que en el período entre los meses de agosto y noviembre existe un incremento significativo en el caudal, debido principalmente a un adelantamiento en el derretimiento de la nieve, mientras que en el período comprendido entre los meses de diciembre y abril existe una disminución importante en los caudales, debido a la menor disponibilidad de SWE y la disminución en el aporte glaciar. Este

comportamiento es más significativo en el caso del futuro lejano que en el cercano. Además, se observa que existe un adelantamiento en el mes de máximo caudal, pasando de enero a diciembre

En cuanto al caudal glaciar, se estima que el caudal medio anual promedio en el período histórico es de 2.6 m<sup>3</sup>/s y se proyecta que éste disminuirá a 1.8 m<sup>3</sup>/s para el futuro cercano y a 1.1 m<sup>3</sup>/s para el lejano, representando una variación de un 31 y 57% respecto a la línea base (Tabla 5.9), lo que se debe a la disminución progresiva de área y volumen de los glaciares de la cuenca (Figura 5.8). Además, se observa una modificación en la curva de variación estacional, dada principalmente por la disminución de los caudales en el período de derretimiento (noviembre a abril), un adelantamiento en el mes de máximo derretimiento (de febrero a enero) y un adelantamiento de 3 días en el centro de gravedad de la curva de variación estacional. En base a las proyecciones de las forzantes meteorológicas y la calibración realizada, se estima que el volumen glaciar para fines del período analizado será de 0.34 km<sup>3</sup> y el área de 6.8 km<sup>2</sup>.

**Tabla 5.8 Proyecciones de caudal medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo WEAP.**

Futuro Cercano 2015-2045													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Q anual
bcc_csm1	-11%	-12%	-11%	-6%	16%	23%	16%	7%	-12%	-25%	-24%	-22%	-11%
BNU	-10%	2%	-1%	15%	18%	30%	20%	12%	-4%	-21%	-23%	-20%	-6%
inmcm4	-4%	3%	0%	9%	15%	26%	13%	14%	-8%	-19%	-19%	-15%	-6%
MIROC	-15%	-5%	29%	32%	22%	53%	44%	5%	-23%	-32%	-31%	-24%	-11%
NorESM1	-23%	-21%	-31%	-27%	-10%	10%	3%	-9%	-23%	-29%	-29%	-25%	-21%
<b>Promedio</b>	<b>-13%</b>	<b>-6%</b>	<b>-3%</b>	<b>5%</b>	<b>12%</b>	<b>28%</b>	<b>19%</b>	<b>6%</b>	<b>-14%</b>	<b>-25%</b>	<b>-25%</b>	<b>-21%</b>	<b>-11%</b>
Prom. Estacional	<b>3%</b>						<b>-15%</b>						
Futuro Lejano 2045-2075													
Modelo	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Q anual
bcc_csm1	-21%	-10%	14%	38%	55%	57%	47%	18%	-27%	-47%	-48%	-39%	-17%
BNU	-33%	-15%	15%	37%	44%	42%	26%	13%	-41%	-56%	-57%	-52%	-26%
inmcm4	-22%	-5%	5%	23%	28%	45%	52%	25%	-21%	-43%	-43%	-38%	-15%
MIROC	-36%	-30%	-5%	33%	35%	91%	60%	-7%	-52%	-62%	-62%	-54%	-31%
NorESM1	-33%	-26%	-12%	-24%	-6%	20%	10%	-15%	-42%	-54%	-54%	-46%	-35%
<b>Promedio</b>	<b>-29%</b>	<b>-17%</b>	<b>3%</b>	<b>21%</b>	<b>31%</b>	<b>51%</b>	<b>39%</b>	<b>7%</b>	<b>-37%</b>	<b>-53%</b>	<b>-53%</b>	<b>-46%</b>	<b>-25%</b>
Prom. Estacional	<b>8%</b>						<b>-35%</b>						

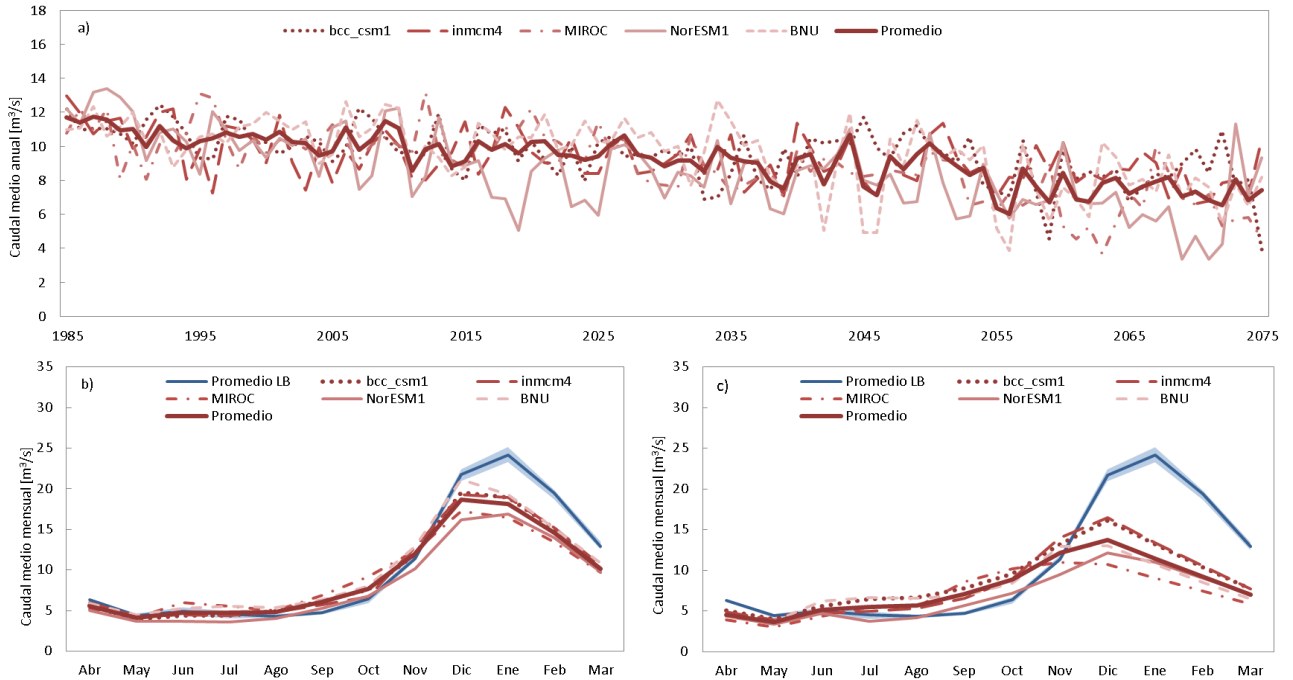


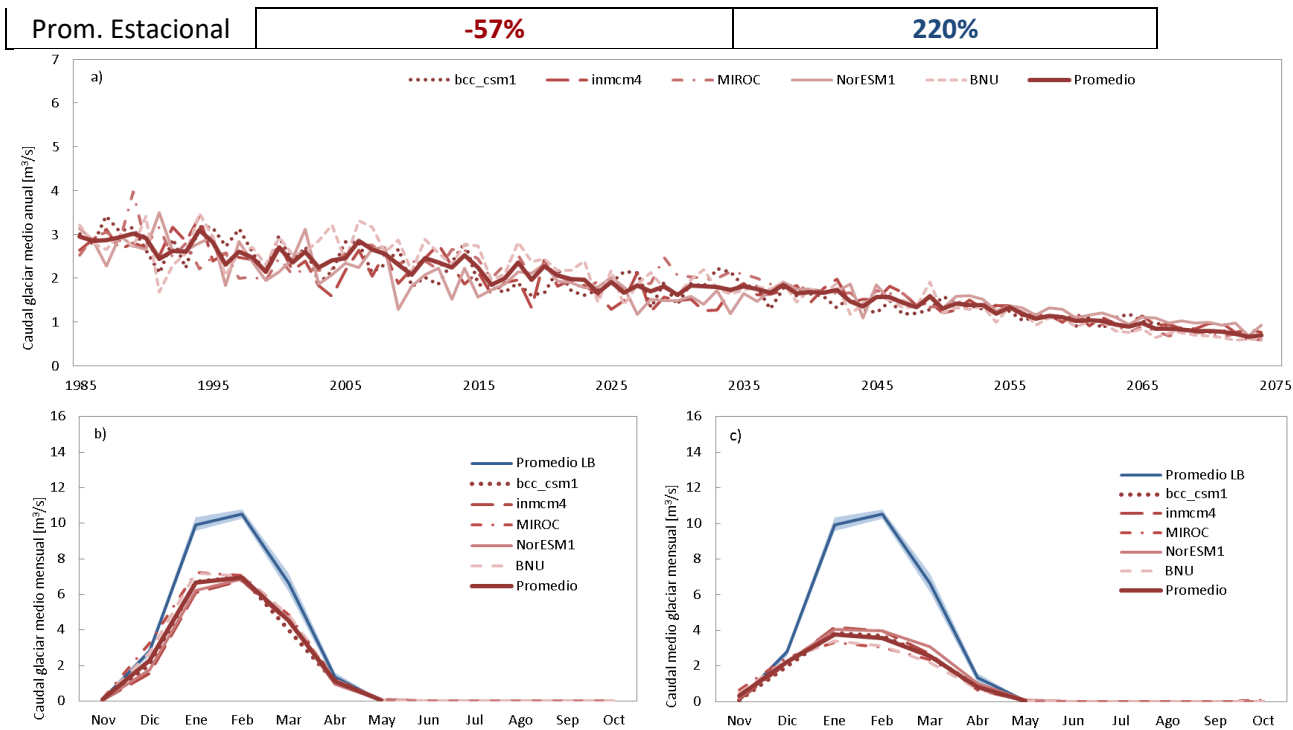
Figura 5.6 (a) Proyección caudal total anual, (b) curva de variación estacional del caudal total para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional del caudal total para el futuro lejano en base al WEAP.

Tabla 5.9 Proyecciones de caudal glaciar medio mensual y anual promedio para el futuro cercano y lejano. Modelo WEAP.

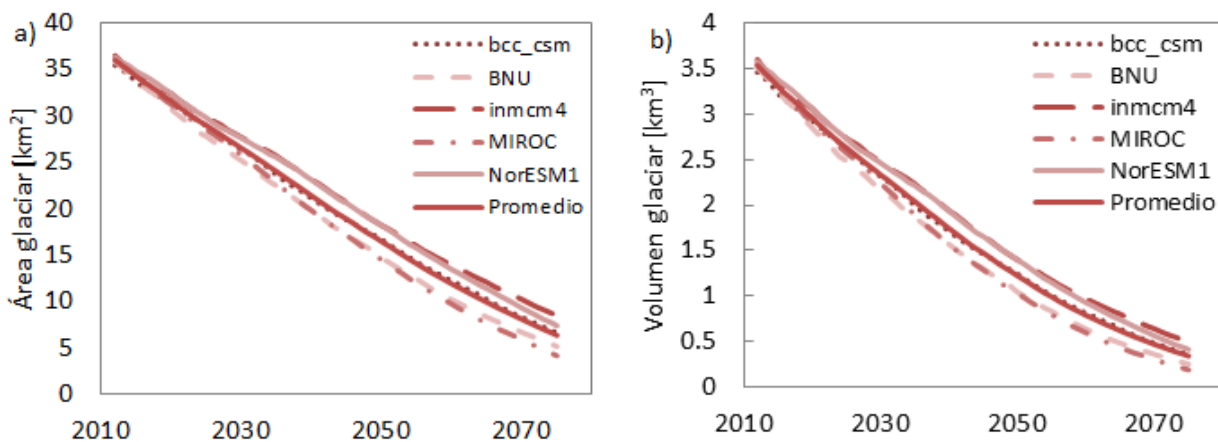
Futuro Cercano 2015-2045													
Modelo	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Q anual
bcc_csm1	-40%	-29%	-35%	-34%	-35%	-16%	20%	-100%	0%	0%	0%	0%	-33%
BNU	67%	-3%	-30%	-35%	-33%	-26%	33%	0%	0%	0%	0%	0%	-30%
inmcm4	-73%	-45%	-37%	-34%	-33%	-16%	80%	0%	0%	0%	0%	0%	-35%
MIROC	67%	28%	-25%	-33%	-27%	15%	100%	0%	0%	0%	0%	0%	-22%
NorESM1	-42%	-40%	-36%	-34%	-31%	-32%	250%	-100%	0%	0%	0%	0%	-34%
<b>Promedio</b>	<b>-4%</b>	<b>-18%</b>	<b>-33%</b>	<b>-34%</b>	<b>-32%</b>	<b>-15%</b>	<b>97%</b>	<b>-40%</b>	<b>0%</b>	<b>0%</b>	<b>0%</b>	<b>0%</b>	<b>-31%</b>
Prom. Estacional	<b>-31%</b>						<b>63%</b>						

Futuro Lejano 2045-2075													
Model	Nov	Dic	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Q anual
bcc_csm1	10%	-31%	-63%	-65%	-59%	-34%	0%	100%	0%	0%	0%	0%	-58%
BNU	700%	-16%	-67%	-71%	-69%	-56%	67%	0%	0%	0%	0%	0%	-62%
inmcm4	-20%	-24%	-56%	-61%	-60%	-54%	0%	0%	0%	0%	0%	0%	-55%
MIROC	622%	-2%	-66%	-71%	-64%	-15%	350%	0%	0%	0%	0%	0%	-58%
NorESM1	75%	-24%	-58%	-62%	-53%	-26%	300%	0%	0%	0%	0%	0%	-53%
<b>Promedio</b>	<b>277%</b>	<b>-19%</b>	<b>-62%</b>	<b>-66%</b>	<b>-61%</b>	<b>-37%</b>	<b>143%</b>	<b>20%</b>	<b>0%</b>	<b>0%</b>	<b>0%</b>	<b>0%</b>	<b>-57%</b>



**Figura 5.7 (a) Proyección caudal glaciar anual, (b) curva de variación estacional del caudal glaciar para el futuro cercano y (c) curva de variación estacional del caudal glaciar para el futuro lejano en base al WEAP.**



**Figura 5.8 Proyección de (a) área y (b) volumen de los glaciares en la cuenca del río Olivares bajo el escenario RCP 8.5 para el modelo WEAP.**

En la Tabla 5.10 se presenta el análisis del aporte de glaciares al escurrimiento anual y en el período nival según el tipo de año hidrológico para el período histórico, futuro cercano y lejano, donde el aporte promedio del glaciar al caudal anual es de un 25, 18 y 13% respectivamente, el

que aumenta a 32, 29 y 24% se se considera solo el período de deshielo.

**Tabla 5.10 Fracción de aporte de glaciares al escurrimiento anual y en el período nival según el año hidrológico en base al WEAP**

	Tipo de año hidrológico	Año Total					Período Nival				
		bcc	BNU	inmcm4	MIROC	NorESM1	bcc	BNU	inmcm4	MIROC	NorESM1
Histórico	Muy Seco	0.30	0.32	0.32	0.35	0.32	0.36	0.42	0.42	0.48	0.44
	Seco	0.29	0.27	0.27	0.24	0.25	0.35	0.36	0.33	0.34	0.33
	Normal	0.23	0.25	0.24	0.23	0.23	0.31	0.33	0.30	0.29	0.29
	Húmedo	0.25	0.21	0.22	0.22	0.22	0.33	0.30	0.29	0.29	0.31
	Muy Húmedo	0.19	0.20	0.20	0.20	0.19	0.24	0.24	0.23	0.27	0.25
Futuro Cercano	Muy Seco	0.22	0.26	0.22	0.24	0.28	0.36	0.45	0.36	0.43	0.45
	Seco	0.19	0.18	0.17	0.22	0.22	0.30	0.29	0.26	0.35	0.33
	Normal	0.16	0.15	0.18	0.19	0.18	0.25	0.25	0.28	0.30	0.27
	Húmedo	0.15	0.16	0.16	0.16	0.18	0.21	0.24	0.24	0.25	0.27
	Muy Húmedo	0.13	0.13	0.12	0.18	0.13	0.20	0.19	0.18	0.31	0.19
Futuro Lejano	Muy Seco	0.17	0.24	0.13	0.19	0.24	0.32	0.43	0.23	0.35	0.41
	Seco	0.12	0.11	0.13	0.14	0.18	0.20	0.22	0.23	0.30	0.31
	Normal	0.11	0.10	0.12	0.14	0.17	0.19	0.19	0.19	0.25	0.30
	Húmedo	0.09	0.08	0.11	0.12	0.17	0.16	0.15	0.18	0.24	0.27
	Muy Húmedo	0.09	0.07	0.10	0.09	0.09	0.16	0.13	0.14	0.19	0.18

### 5.3. Discusión

En la Tabla 5.11 se presenta el resumen del caudal medio total y glaciar promedio en la cuenca del río Olivares en la línea base y la variación para el futuro cercano y lejano simulado mediante el DHSVM, considerando como valor referencial el obtenido mediante la distribución de espesores dado por el balance de masa, y WEAP.

En el período histórico se observa que la diferencia entre el caudal promedio de los modelos hidrológicos simulados a partir de los distintos GCM es de 0.8 m<sup>3</sup>/s para el caudal medio anual total y de 1 m<sup>3</sup>/s para el caudal medio anual glaciar, que equivalen a un 7 y 29% respectivamente considerando como base el caudal del DHSVM. Esto implica que la mayor diferencia entre los modelos es atribuible a la estimación del caudal glaciar, el cual se refleja en el caudal total.

Al analizar la estacionalidad de los caudales de origen glaciar, se observa que entre los meses de junio y octubre el aporte glaciar es nulo según WEAP, mientras que según DHSVM es de 0.6 m<sup>3</sup>/s, lo que explica el 25% de la diferencia de volumen glaciar aportante entre los modelos. En el caso de los meses de mayor derretimiento la diferencia se explica principalmente por la relación área-volumen que utiliza WEAP, pues el caudal glaciar se obtiene como la multiplicación de una altura de agua por el área glaciar, la que, como se mencionó anteriormente, no logra ser caracterizada de forma correcta, siendo claramente subestimada para representar adecuadamente el volumen glaciar. Por ejemplo, para cumplir con la condición de borde de volumen del año 2012 en dicho año se obtiene un área glaciar de aproximadamente 36 km<sup>2</sup>, mientras que con DHSVM se considera un área de 71 km<sup>2</sup>.

Otra de las diferencias en la línea base es la incertidumbre de los modelos, dada por la variabilidad entre ellos, pues en el DHSVM se observa una mayor dispersión en los caudales glaciares en el período de derretimiento, lo que se da por la característica grillada del modelo, ya que de esta forma adquiere mayor relevancia la distribución espacio-temporal de las variables de entrada como la precipitación y temperatura, ya que ellas influyen directamente en la existencia de nieve sobre el glaciar.

**Tabla 5.11 Resumen de proyecciones de caudal total y glaciar mediante los modelos DHSVM y WEAP**

	Caudal Total		Caudal Glaciar	
	DHSVM	WEAP	DHSVM	WEAP
<b>Modelo</b>	<b>Histórico</b>			
bcc_csm1	11.63	10.57	3.94	2.57
BNU	11.30	10.67	3.68	2.75
inmcm4	10.98	9.98	3.56	2.60
MIROC	11.03	10.36	3.63	2.57
NorESM1	11.29	10.46	3.55	2.61
<b>Promedio</b>	<b>11.25</b>	<b>10.41</b>	<b>3.67</b>	<b>2.62</b>
<b>Modelo</b>	<b>Futuro Cercano</b>			
bcc_csm1	-14%	-11%	-32%	-33%
BNU	-5%	-6%	-23%	-30%
inmcm4	-9%	-6%	-29%	-35%
MIROC	-11%	-11%	-19%	-22%
NorESM1	-24%	-21%	-26%	-34%
<b>Promedio</b>	<b>-13%</b>	<b>-11%</b>	<b>-26%</b>	<b>-31%</b>



<b>Modelo</b>	<b>Futuro Lejano</b>			
bcc_csm1	-27%	-17%	-78%	-58%
BNU	-36%	-26%	-81%	-62%
inmcm4	-27%	-15%	-72%	-55%
MIROC	-44%	-31%	-85%	-58%
NorESM1	-46%	-35%	-74%	-53%
<b>Promedio</b>	<b>-36%</b>	<b>-25%</b>	<b>-78%</b>	<b>-57%</b>

En cuanto a las proyecciones de caudal medio anual, se observa que en general el DHSVM presenta disminuciones mayores en la parte glaciar, las que se ven reflejadas en el caudal total.

Al analizar la estacionalidad de los cambios, se observa que los meses que presentan una mayor disminución son los comprendidos entre enero y abril, lo que se debe a que en ellos existe una disminución tanto en el aporte nival como glaciar. Por otro lado, entre los meses de agosto y octubre se estiman aumentos en el caudal, dados principalmente por el incremento en las temperaturas, ya que genera un adelantamiento en el proceso de derretimiento de nieve. En el período pluvial se aprecia que el modelo WEAP proyecta mayores incrementos en el caudal total que el DHSVM, lo que se debe principalmente a que, como se comentó anteriormente, en el primer modelo no existe aporte glaciar en dicho período, con lo que no existe una disminución de los caudales producto del retroceso glaciar.

Uno de los aspectos relevantes a la hora de analizar y comparar los resultados, es que se obtuvo que la sublimación no es estacionaria en el tiempo, ya que si bien la columna de agua sublimada promedio diaria es constante para la línea base, futuro cercano y lejano, la fracción de área cubierta por nieve tiende a disminuir en el tiempo. Con esto, la precipitación de entrada al modelo WEAP queda subestimada, pues se está aplicando un factor constante de 0.7, con lo que a su vez los caudales obtenidos para el futuro cercano y lejano se subestiman.

En la Tabla 5.12 se presenta el porcentaje de aporte glaciar según el tipo de año hidrológico, donde se observa que ambos modelos proyectan una disminución en el aporte glaciar, tanto en el caudal total como en el asociado al período de deshielo.

**Tabla 5.12 Resumen de porcentajes de aporte glaciar según el tipo de año hidrológico. MS representa un año hidrológico muy seco, S un año seco, N un año normal, H un año húmedo y MH un año muy húmedo.**

	Modelo	Línea Base					Futuro Cercano					Futuro Lejano				
		MS	S	N	H	MH	MS	S	N	H	MH	MS	S	N	H	MH
Año Total	DHSVM	46%	37%	30%	28%	23%	31%	24%	21%	19%	17%	11%	9%	7%	7%	6%
	WEAP	32%	26%	24%	22%	20%	25%	20%	17%	16%	14%	19%	14%	12%	11%	9%
Período deshielo	DHSVM	59%	45%	35%	34%	26%	51%	35%	30%	25%	23%	26%	17%	14%	14%	10%
	WEAP	42%	34%	30%	30%	25%	41%	31%	27%	24%	21%	35%	25%	23%	20%	16%

Los resultados del comportamiento de los glaciares frente al cambio climático obtenidos son consistentes con estudios realizados a nivel mundial. Huss (2011) analizó el comportamiento de 50 glaciares de Suiza para extrapolar sus resultados a todos los glaciares pertenecientes a los Alpes, obteniendo que bajo los escenarios A2 y B2 los glaciares pequeños desaparecen completamente antes del año 2050; los que presentan áreas cercanas a 3km<sup>2</sup> pierden más del 50% del área para el mismo período y desaparecen completamente para el año 2100 y los glaciares con áreas mayores a 20 km<sup>2</sup> pierden alrededor del 65% para el 2050 y entre el 80 y 100% para el 2100. Por otra parte, Immerzeel et al. (2011) utilizaron un modelo distribuido para estudiar el comportamiento glaciar en la cuenca del río Langtan, en los Himalaya, la cual posee alrededor de 166 km<sup>2</sup> de glaciar, representando un 46% de la cuenca. En dicho estudio se estiman disminuciones del 32% del volumen para el año 2035, 50% para el 2055 y 75% para el 2088, considerando el escenario A1B1 del cambio climático. Dichas proyecciones se realizaron considerando los antiguos escenarios de cambio climático, presentando forzantes más conservadoras que los escenarios RCP, razón por la cual los resultados obtenidos en cuanto a retroceso glaciar son levemente inferiores a los presentados en el presente trabajo. Soncini et al. (2016), estudió el comportamiento de dos glaciares (Khumbu y Khangri Nup) bajo los escenarios RCP en la cuenca de Dudh Koshi en el Everest, los que cubren área de 62 km<sup>2</sup> del total de 151 km<sup>2</sup> de la cuenca y poseen un 37 y 24% de área glaciar cubierta por detritos respectivamente según información registrada el año 2014, obteniendo que para el escenario 8.5 los 6.27 km<sup>3</sup> registrados el año 2010 disminuyen a 1.79 para el año 2100 y pronostica una disminución en el área glaciar de 62 a 34.9 km<sup>2</sup> en el mismo período. Es importante destacar que las características de dichos glaciares son distintas al caso en estudio, ya que los glaciares en la zona poseen un área

inferior (11.2, 11.5, 12.7 y 25.7 km<sup>2</sup> el año 1986) a la considerada por Soncini. Además, todos los glaciares de la cuenca analizados son descubiertos, lo que genera una mayor tasa de derretimiento. Finalmente, la relación área-volumen glaciar es muy distinta ya que considerando áreas totales similares, los glaciares de la zona de estudio presentan la mitad del volumen.

## CAPÍTULO 6: Comentarios y Conclusiones

El desempeño de los modelos en la simulación de escorrentía y cobertura nival fue exitoso, presentando un criterio de ajuste de Nash-Sutcliffe de los caudales y Nash-Sutcliffe del logaritmo de los caudales superior a 0.75 para la calibración y del orden de 0.6 para la validación, y valores superiores a 0.7 y 0.55 para el caso de la cobertura nival y el logaritmo de la cobertura nival respectivamente. En este proceso no se observa una diferencia significativa entre los modelos hidrológicos utilizados.

El modelo WEAP no es capaz de representar de forma correcta el área y volumen glaciar ya que la ecuación que relaciona ambas variables es característica de glaciares individuales y no de un único glaciar que agrupa por bandas de elevación todos los glaciares presentes en la cuenca. En el presente trabajo se optó por representar de forma correcta el volumen glaciar, ya que representa el almacenamiento de agua, con lo que el área glaciar no es representada de forma correcta, obteniéndose una subestimación de un 41% el año 1985 y de un 49% para el año 2012 con respecto a las observaciones.

Los GCM que mejor representan la climatología de la estación Pirque son el bcc-csm1-1, BNU-ESM, inmcm4, MIROC-ESM-CHEM y NorESM1-M, los que después de realizado el escalamiento estadístico, y considerando el escenario RCP 8.5, pronostican un incremento de la temperatura media anual de 1.3°C para el futuro cercano y 2.9 °C para el futuro lejano y una disminución en la precipitación anual de 33.6 mm para el futuro cercano y 93.2 mm para el futuro lejano (7 y 19% respectivamente en relación con LB). La mayor variabilidad entre los modelos tanto en la línea base como en el futuro cercano y lejano ocurre en la precipitación.

Se estima que la mayoría de los glaciares en la cuenca del río Olivares (60 km<sup>2</sup> al año 2015) habrán desaparecido para fines del período analizado, quedando en promedio 1.2 km<sup>2</sup> según la modelación realizada por DHSVM y 6.8 km<sup>2</sup> según WEAP. Además, el caudal total presenta disminuciones de entre un 17 y un 46% para el futuro lejano, mientras que el caudal glaciar presenta disminuciones de entre un 53 y un 85% para el futuro lejano, dependiendo del GCM y modelo hidrológico utilizado (Tabla 5.11)

En cuanto a las proyecciones de sublimación obtenidas mediante DHSVM, el valor promedio de la columna de agua sublimada no presenta mayores cambios entre la línea base, el futuro cercano y lejano. Sin embargo, debido a que la cobertura nival tiende a decrecer en el tiempo, el volumen sublimado tiende a disminuir, por lo que el supuesto considerado de aplicar un factor de 0.7 a la precipitación que ingresa al modelo WEAP no es válido para el futuro.

El rol hidrológico de los glaciares varía considerablemente según el tipo de año hidrológico, siendo el aporte glaciar promedio al caudal total en la línea base de un 46 % para un año hidrológico muy seco, 37% para uno seco, 30% para uno normal, 28% para uno húmedo y 23% para uno muy húmedo en el caso de los resultados obtenidos mediante DHSVM y de un 32, 26, 24, 22 y 20% respectivamente para WEAP. Al analizar el aporte glaciar en el período de estiaje estos valores aumentan, llegando a un 59% para los años muy secos para el caso de DHSVM y del 42% para WEAP. Estos valores disminuyen drásticamente en el futuro, debido al retroceso en área y volumen glaciar, estimando mediante DHSVM que en el futuro lejano el aporte glaciar al caudal total será solo entre un 11 y un 6% según el tipo de año hidrológico, mientras que en base a los resultados del modelo WEAP se obtiene entre un 19 y un 9% (Tabla 5.12).

Al analizar la variabilidad mensual de los resultados, se observa que el caudal total tiende a aumentar entre los meses de agosto y noviembre, dado principalmente por el incremento de la temperatura y su influencia en el derretimiento del manto nival, el cual es de manera directa en WEAP, debido al cálculo del derretimiento de la nieve mediante una ecuación de temperatura índice, y de manera indirecta en DHSVM, debido a que la temperatura influye en la radiación solar de onda larga y en el cálculo de los distintos flujos de calor que influyen en el balance de energía. Las mayores disminuciones se dan entre los meses de diciembre y abril, dado principalmente por la disminución en área y volumen de los glaciares presentes en la cuenca.

Pese a las diferencias en la topología y conceptualización de los modelos hidrológicos utilizados, los resultados en el caudal total no difieren en forma significativa, presentando diferencias promedio de 7, 6 y 8% en la línea base, futuro cercano y lejano respectivamente. Por otro lado, al comparar los resultados de los distintos GCM para un mismo modelo hidrológico se obtiene que respecto al promedio las dispersiones son un 2, 5 y 12% para DHSVM y de 2, 4 y 9% para WEAP en la línea base, futuro cercano y lejano respectivamente. De esta forma, la incertidumbre

en el caudal total asociada al modelo hidrológico utilizado es similar a la asociada al GCM seleccionado. Al realizar el mismo análisis para el caudal glaciar, se obtiene que las diferencias entre los modelos hidrológicos son un 29, 33 y 40% mientras que para los GCM son de un 3, 5 y 19% para DHSVM y de 2, 7 y 6% para WEAP, con lo que en el caso de los caudales provenientes del derretimiento glaciar la incertidumbre asociada al modelo utilizado es superior a la asociada a los GCM, tomando más relevancia en el futuro lejano. Sin embargo, es importante destacar que en promedio la diferencia es sólo de  $0.3 \text{ m}^3/\text{s}$  en el caso del futuro lejano.

Para trabajos futuros, se recomienda modificar el código del módulo glaciar asociado al modelo WEAP, para poder caracterizar de forma correcta tanto el área como el volumen glaciar.

Para dar una mayor validez a los resultados obtenidos, se requiere más y mejor información. En particular, las principales fuentes de incertidumbre son la precipitación y la dinámica asociada a los glaciares. Dentro de la primera, como se mencionó a lo largo del presente trabajo, no existe una red lo suficientemente densa y distribuida espacialmente como para caracterizar este proceso en alta montaña, mientras que para los glaciares uno de los aspectos fundamentales es tener registros permanentes de balizas y mediciones de caudal cercanas a los glaciares, para poder contrastar los resultados del modelo.

## Bibliografía

Aceituno, P., Fuenzalida, H., Rosenblüth, B., (1993). Climate along the extratropical west coast of South America. In: Mooney, H.A., Fuentes, E.R., Kronberg, B.I. (Eds.), *Earth System Responses to Global Change: Contrast between North and South America*. Academic Press, New York, pp. 61–69.

Aniya, M., Sato, H., Naruse, R., Skvarca, P. and G. Casassa. (1996). The use of satellite and airborne imagery to inventory outlet glaciers of the Southern Patagonian Icefield, South America. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 62,1361–1369.

Bahr, D. (1997). The physical basis of glacier volume-area scaling. *Journal of Geophysical Research*, 102(B9), 355–362.

Bowling, L. C., Storck, P., and Lettenmaier, D. P., (2000), Hydrologic effects of logging in western Washington, United States: *Water Resour. Res.*, v. 36, no. 11, p. 3223-3240.

Bown, F., Rivera, A., & Acuña, C. (2008). Recent glacier variations at the Aconcagua basin, central Chilean Andes. *Annals of Glaciology*, 48(1), 43–48. doi:10.3189/172756408784700572.

Braun L, Weber M, Schulz M. (2000). Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology* 31(1): 19–25.

Bristow, K. L., & Campbell, G. S. (1984). On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agricultural and forest meteorology*, 31(2), 159-166.

Carrasco J, Casassa G, Quintana J. (2005). Changes of the 0 isotherm and the equilibrium line in altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 50(6): 933–948.

Casassa, G., Haeberli, W., Jones, G., Kaser, G., Ribstein, P., Rivera, A., & Schneider, C. (2007). Current status of Andean glaciers. *Global and Planetary Change*, 59(1), 1-9.

Castillo, Y. (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 para optar al grado de magíster en ciencias de la ingeniería, mención recursos y medio ambiente hídrico*.

Chennault, J. W., (2004), Modeling the contributions of glacial meltwater to streamflow in Thunder Creek, North Cascades National Park, Washington.

Clarke, G. K., Anslow, F. S., Jarosch, A. H., Radic, V., Menounos, B., Bolch, T. (2012), and Berthier, E.: Ice volume and subglacial topography for western Canadian glaciers from mass balance fields, thinning rates, and a bed stress model, *J. Climate*, 26, 4282–4303, doi:10.1175/JCLI-D-12-00513.1.

Condom, T., Escobar, M., Purkey, D., Pouget, J. C., Suarez, W., Ramos, C., ... & Gomez, J. (2012). Simulating the implications of glaciers' retreat for water management: a case study in the Rio Santa basin, Peru. *Water International*, 37(4), 442-459.

Cornwell, N. P. Molotch and J. McPhee. (2016), Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 411–430, 2016, doi:10.5194/hess-20-411-2016.

Cortés, G., Giroto, M., & Margulis, S. a. (2014). Analysis of sub-pixel snow and ice extent over the extratropical Andes using spectral unmixing of historical Landsat imagery. *Remote Sensing of Environment*, 141, 64–78. doi:10.1016/j.rse.2013.10.023

DGA (Dirección general de Aguas). (2000). Modelo de simulación hidrológico operacional cuencas de los ríos Maipo y Mapocho.

DGA (Dirección General de Aguas). (2008). Balance glaciológico e hídrico del glaciar Nef,



Campo de Hielo Norte, y catastro de glaciares de algunas cuencas de la zona central y sur del país. Serie de Informes Técnicos 166 (1-2).

DGA (Dirección General de Aguas). (2011). Variaciones recientes de glaciares en Chile, según principales zonas glaciológicas.

DGA (Dirección General de Aguas). (2012). Estimación de volúmenes de hielo mediante radio eco sondaje en Chile central.

Donnell, C. B., (2007), Quantifying the glacial meltwater component of streamflow in the middle fork Nooksack River, Whatcom County, WA, using a distributed hydrology model.

Dozier, J., (1984), Snow reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper, IEEE Trans. Geosci. Remote Sens., 22(3), 323-328.

Dyrurgerov, M., and M.F. Meier. (2005). Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 Snapshot. Occasional Paper 58, Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, Boulder, CO, 118 pp.

Escobar, F., Casassa, G. and V. Pozo. (1995). Variaciones de un glaciar de montaña en los Andes de Chile central en las últimas dos décadas. Bulletin de l'Institut français d' études andines, 24(3), 683-695.

Fountain, A. G. and Tangborn, W. V., (1985): The effect of glaciers on streamflow variations, Water Resour. Res., 1, 579–586, doi:10.1029/WR021i004p00579.

Frank, E. C. and Lee, R. (1966). Potential solar beam irradiation on slopes: tables for 30° to 50° latitude, Res. Paper RM-18. Rocky Mtn. For. Range Exp. Sta.: US Dept. Agric., Forest Service.

Gardner, A. S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W. T., Kaser, G., Ligtenberg, S. R. M., Bolch, T., Sharp, M. J., Hagen, J. O., van den Broeke, M. R., and Paul, F., (2013), : A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009, Science, 340, 852– 857, doi:10.1126/science.1234532.

- Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22(22),3–11.
- Hall, D. K., G. A. Riggs, and V. V. Salomonson. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data. *Remote Sens. Environ.*, 54(2), 127-140.
- Huss, M. (2011). Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe. *Water Resour. Res.*, 47, W07511, doi:10.1029/2010WR010299.
- Immerzeel, W. W., Van Beek, L. P. H., Konz, M., Shrestha, A. B., & Bierkens, M. F. P. (2012). Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. *Climatic change*, 110(3-4), 721-736.
- Intergovernmental Panel on Climate Change. (2014). *Climate Change 2014—Impacts, Adaptation and Vulnerability: Regional Aspects*. Cambridge University Press.
- Jansson, P., R. Hock, and T. Schneider (2003). The concept of glacier storage: A review. *J. Hydrol.*, 282(1–4), 116–129, doi:10.1016/S0022-1694(03)00258-0.
- Klein, A. G., & Isacks, B. L. (1998). Alpine Glacial Geomorphological Studies in the Central Andes Using Landsat Thematic Mapper Images. *Glacial Geology and Geomorphology*, 001/1998. Retrieved from <http://ggg.qub.ac.uk/ggg/papers/full/1998/rp011998/rp01.htm>
- Lee, R. (1963). *Evaluation of Solar Beam Irradiation as a Climatic Parameter of Mountain Watersheds*, vol. 2. Ft. Collin, CO: Colorado State University.
- Li, H., Sheffield, J., & Wood, E. F. (2010). Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D10).
- McPhee, J., Rubio-Alvarez, E., Meza, R., Ayala, A., Vargas, X., & Vicuna, S. (2010). An approach to estimating hydropower impacts of climate change from a regional

perspective. *Centro*, 56(2), 9784400.

Meyer, P., Itten, K. I., Kellenberger, T., Sandmeier, S., & Sandmeier, R. (1993). Radiometric corrections of topographically induced effects on Landsat TM data in an alpine environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 48(4), 17-28.

Montecinos, A., Aceituno, P., (2003). Seasonality of the ENSO-Related rainfall variability in Central Chile and associated circulation anomalies. *J. Climate* 16, 281–296.

Moss, R. H., Edmonds, J.A. Hibbard, K.A. Manning, M.R. Rose, S.K. van Vuuren, D.P. Carter, T.R. Emori, S. Kainuma, M. Kram, T., Meehl, G. A., Mitchell, J. F. B. Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S. J., Stouffer, R. J., Thomson, A. M., Weyant J. P. & Wilbanks, T. J. (2010). The next generation of scenarios for climate change research and assessment, *Nature* 463, 747– 756.

Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900.

Nakicenovic, N., & Swart, R. (2000). Special report on emissions scenarios. Special Report on Emissions Scenarios, Edited by Nebojsa Nakicenovic and Robert Swart, pp. 612. ISBN 0521804930. Cambridge, UK: Cambridge University Press, July 2000., 1.

Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I— A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.

Naz, B. S., C. D. Frans, G. K. C. Clarke, P. Burns, and D. P. Lettenmaier (2014), Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18(2), 787–802, doi:10.5194/hess-18-787-2014

Ohlanders, N., Rodriguez, M., & McPhee, J. (2013). Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 1035–1050

Pellicciotti F, Burlando P, van Vliet K. (2007). Recent trends in precipitation and streamflow in the Aconcagua River Basin, central Chile. *International Association of Hydrological Sciences* 318: p. 17–38.

Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carezzo, M., & McPhee, J. (2013). Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *The Science of the Total Environment*. doi:10.1016/j.scitotenv.2013.10.055.

Peña, H., & NAZARALA, B. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects. *IAHS-AISH publication*, (166), 161-172.

Peña, H. T., Vidal, F. J. (1993). Estimación estadística de la línea de nieves durante los eventos de precipitación entre las latitudes 28 y 38 grados sur. *Agua Para el Desarrollo y Protección del Ambiente [Water for Development and Environmental Protection]*.

Perkins, S. (2011). A Simple bias correction method for climate extremes estimated by the generalized extreme value distribution. Oral presentation at IUGG 2011 General Assembly, Melbourne, Australia, 28 de junio al 7 de julio 2011.

Quintana, J., (2004). Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal. MSc Thesis, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. 88 pp.

Ragetti, S., & Pellicciotti, F. (2012). Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48(3).

Rivera, A., Casassa, G., Acuña, C., & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones geográficas*, (34), Pág-29-60.

Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G., & Bown, F. (2002). Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*, 34, 367-372.

Rivera, A., Benham, T., Casassa, G., Bamber, J., and J. Dowdeswell. (2007). Ice elevation and areal changes of glaciers from the Northern Patagonia icefield, Chile. *Global and Planetary Change*, 59, 126-137.

Reinwarth, O. and Stäblein, G. (1972): Die Kryosphäre - das Eis der Erde und seine Untersuchung. *Würzburger Geographische Arbeiten* 36: 71 pp.

Saavedra Meléndez, F. A. (2014). Aplicación del modelo DHSVM sobre microcuencas forestadas en la zona de Corral, región de Los Ríos. *Memoria para optar al título de ingeniero civil*.

Soncini, A., Bocchiola, D., Confortola, G., Minora, U., Vuillermoz, E., Salerno, F., Viviano, G., Shrestha, D., Senese, A., Smiraglia, C., Diolaiuti, G. (2016). Future hydrological regimes and glacier cover in the Everest region: The case study of the upper Dudh Koshi basin. *Science of The Total Environment*.

Song, C., Woodcock, C. E., Seto, K. C., Lenney, M. P., & Macomber, S. A. (2001). Classification and change detection using Landsat TM data: when and how to correct atmospheric effects?. *Remote sensing of Environment*, 75(2), 230-244.

Storck, P., Bowling, L., Wetherbee, P., and Lettenmaier, D., (1998), Application of a GIS-based distributed hydrology model for prediction of forest harvest effects on peak stream flow in the Pacific Northwest: *Hydrological Processes*, v. 12, no. 6, p. 889-904.

Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Met. Soc.* 93, 485–498. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.

Terink, W., R.T.W.I. Hurkmans, P.J.J.F. Torfs y R. Uijlenhoet. (2009). Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 6, 5377–5413, 2009.

Thyer, M., Beckers, J., Spittlehouse, D., Alila, Y., and Winkler, R., (2004), Diagnosing a distributed hydrologic model for two high-elevation forested catchments based on detailed stand-

and basin-scale data: *Water Resources Research*, v. 40, no. 1, p. W01103.

UNEP. (2007). *Global Outlook for Ice and Snow*. UNEP/GRID-Arendal, Norway, 235.

Vicuña, S., Garreaud, R. D., & McPhee, J. (2011). Climate change impacts on the hydrology of a snowmelt driven basin in semiarid Chile. *Climatic Change*, 105(3-4), 469-488.

Wigmosta, M. S., Vail, L. W., & Lettenmaier, D. P. (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water resources research*, 30(6), 1665-1679.

Wood, A. W., W. Maurer, E. P., Kumar, A., y D. P. Lettenmaier. (2002). Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States, *J. Geophysics. Res* 107(D20), 4429.

Wood, A. W., L.R. Leung, V. Sridhar y D. P. Lettenmaier. (2004). Hydrologic Implications of Dynamical and Statistical Approaches to Downscaling Climate Model Outputs. *J. Climatic Change*. Springer Netherlands, p 189-216. 2004

Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9).

Zhao, Q., Liu, Z., Ye, B., Qin, Y., Wei, Z., & Fang, S. (2009). A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(10), 1897-1906.

**ANEXOS A: Artículo presentado en el XXVII Congreso Latinoamericano de ingeniería Hidráulica, Lima, Perú, Septiembre de 2016.**

**Metodología para obtener un nuevo producto de cobertura nival en base a MODIS FSCA y NDSI Landsat**

*Cepeda Javier, Vargas Ximena*

*Universidad de Chile, Chile [j.cepada.abad@gmail.com](mailto:j.cepada.abad@gmail.com) [xvargas@ing.uchile.cl](mailto:xvargas@ing.uchile.cl)*

**RESUMEN:**

En los últimos años el uso de imágenes y productos satelitales que entregan información distribuida en el tiempo y espacio se ha incrementado notablemente. Dentro de los satélites gratuitos disponibles, los más utilizados para describir y analizar la cobertura nival son MODIS y Landsat. La fracción de cobertura de área nival (FSCA por sus siglas en inglés) es un producto diario de MODIS con una resolución espacial de 500 m, mientras que las imágenes Landsat tienen una frecuencia del orden de 16 días y 30 m de resolución respectivamente. En este trabajo se ocupan ambos satélites para obtener un nuevo producto diario con resolución de 30 m basado en probabilidades. Esto mejora el proceso de calibración-validación de modelos distribuidos de base física en cuencas que presentan gran cobertura nival.

Se seleccionaron tres cuencas en Chile central, con gran aporte nival y presencia glaciario, para analizar la distribución espacio-temporal de la nieve, utilizando (1) el producto FSCA de MODIS correspondiente al valor promedio de MOD10A1 (terra) y MYD10A1 (aqua) y (2) el índice NDSI en base a las imágenes corregidas topográfica y atmosféricamente, para los satélites Landsat 5 y 8.

**ABSTRACT:**

In the last years numerous free images and satellites products have been released, because of the spatial and temporal resolution the scientific community has increased its use. Among those, the most used to describe the snow area are MODIS and Landsat. Fractional snow cover area (FSCA) is a daily MODIS product with a 500 m of spatial resolution; Landsat images frequency is around 16 days and spatial resolution is 30 m. In this article images are used to obtain a new daily 30 m resolution snow distribution product based on probabilistic and geospatial information. This can be useful because a higher spatial resolution can be used to improve the accuracy of physically-based distributed models to represent the snow cover distribution.

We choose three basins in central Chile, with an important snow contribution and glacier presence, to analyze the spatial and temporal distribution of snow using (1) the mean value between MOD10A1 (terra) and MYD10A1 (aqua) and (2) the corrected images by topography and atmosphere from Landsat 5 and Landsat 8 to compute the normalized difference snow index (NDSI).

**PALABRAS CLAVES:** *Cobertura nival, Landsat, MODIS FSCA*

## **INTRODUCCIÓN**

El conocer el caudal producto del derretimiento nival/glaciar en regiones montañosas, como es el caso de la cordillera de los Andes en Chile, es fundamental para planificar el uso del recurso hídrico en actividades productivas. Dicho caudal está fuertemente relacionado con el equivalente en agua de nieve y la cobertura nival, por lo que se han realizado numerosos esfuerzos para caracterizar de forma correcta estas variables. La percepción remota, gracias a su bajo costo y diferentes resoluciones espaciales y temporales, permite aumentar la información que se dispone del manto nival. Considerando las diferencias en el comportamiento de la nieve entre las distintas bandas espectrales de los satélites, es posible generar una serie de índices que buscan diferenciar si un pixel posee o no nieve, siendo el NDSI (normalized difference snow index, que se basa en la diferencia entre las bandas infrarrojo medio y verde) uno de los más utilizados.

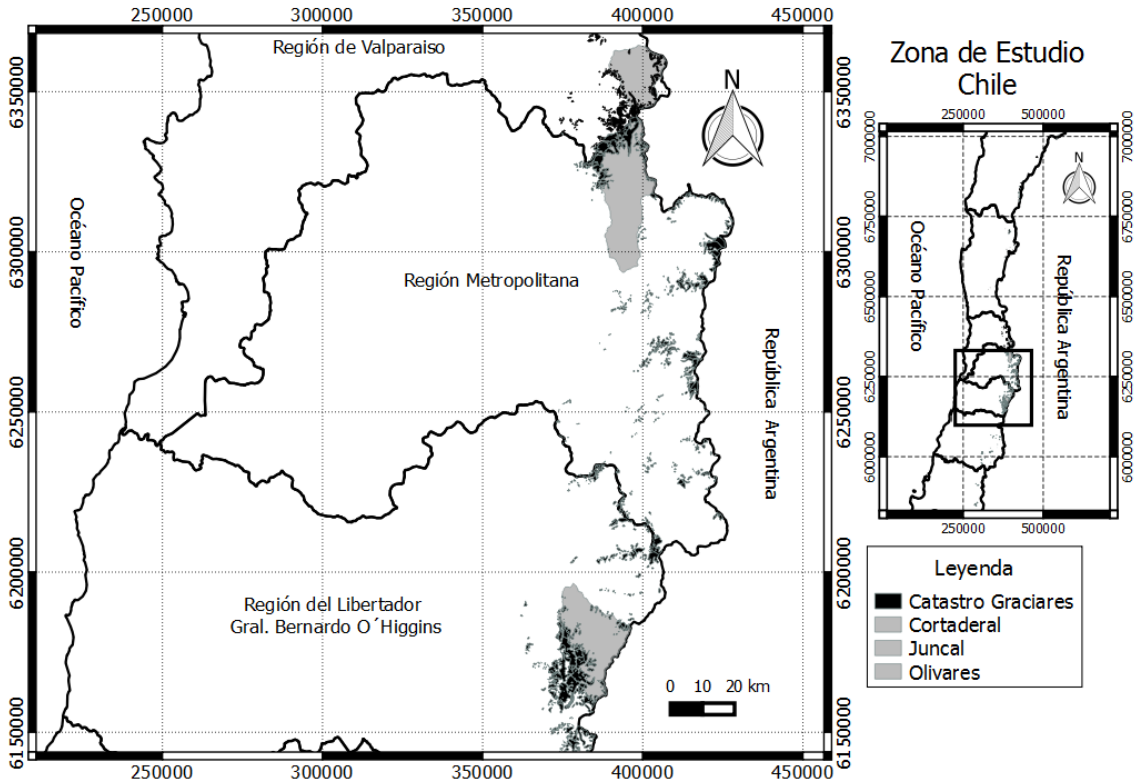


En este contexto, los satélites gratuitos Landsat y MODIS han sido ampliamente utilizados. El primero se caracteriza por poseer una resolución espacial temporal de 30 m y 16 días respectivamente, siendo su principal uso el caracterizar la cobertura nival/glaciar en macroescalas temporales (generalmente anual), mientras que MODIS presenta una resolución espacial de 500 m y una temporal a nivel diario, por lo que tiende a utilizarse para analizar microescalas (evolución diaria).

Dada la relevancia de la acumulación y derretimiento de nieve en el proceso de generación de escorrentía, es importante que los modelos hidrológicos puedan representar adecuadamente estos procesos. Esto se logra usando información que presente la mayor resolución espacio-temporal posible, que es la motivación principal del presente trabajo.

## **ZONA DE ESTUDIO**

Las cuencas en estudio son Río Juncal en Juncal (Juncal), Río Olivares antes junta Río Colorado (Olivares) y Río Cortaderal antes junta Río Cachapoal (Cortaderal). Estas cuencas se ubican en la zona central de Chile, (ver Figura 1) en la parte alta de la cordillera de Los Andes, presentando grandes aportes nivales y una significativa presencia glaciar.



**Figura 1.- Zona de estudio**

## **METODOLOGÍA**

Dado que el producto FSCA de MODIS comienza el año 2001, el período de estudio comienza en dicho año y finaliza el 2015. En dicha etapa fueron seleccionadas alrededor de 300 imágenes Landsat (entre sus versiones 4-5 Thematic Mapper (TM) y 8 Operational Land Imager(OLI) Thermal Infrared Sensor (TIRS); no se considera Landsat 7 debido a los problemas técnicos sufridos por el sensor), considerando que éstas deben presentar una baja presencia de nubes en las cuencas antes mencionadas.

Una vez seleccionadas las imágenes se realiza el pre-procesamiento de éstas, utilizando para esto el software gratuito GRASS 6.4.4, el cual consiste en realizar una corrección atmosférica y topográfica. El primer paso es realizar la conversión de los valores de nivel digital (DN) a radiancia. Para esto se utiliza la ecuación y parámetros planteadas por Gyanesh (2009).

$$L_{\lambda} = \left( \frac{L_{\max\lambda} - L_{\min\lambda}}{Q_{\text{calmax}} - Q_{\text{calmin}}} \right) (Q_{\text{cal}} - Q_{\text{calmin}}) + L_{\min\lambda} \quad [1]$$

$L_{\lambda}$  = Radiancia espectral del sensor [W/(m<sup>2</sup>sr μm)].

$Q_{\text{cal}}$ =Número Digital.

$Q_{\text{calmin}}/Q_{\text{calmax}}$ = Valor mínimo/máximo del número digital.

$L_{\min\lambda}/L_{\max\lambda}$ =Radiancia espectral escalada por  $Q_{\text{calmin}}/Q_{\text{calmax}}$ ; depende del sensor y la banda analizada [W/(m<sup>2</sup>sr μm)].

Posteriormente se realiza la corrección atmosférica, considerando el método Extracción de Objetos Oscuros 1 (DOS por sus siglas en inglés) planteado por Song (2001):

$$L_t = \frac{\left[ L_{\lambda} - \left( L_{\text{dark}} - 0.01 \cdot \left( \frac{E_{\text{sun}} \cdot \sin(e) + E_{\text{sky}}}{\pi \cdot d^2} \right) \right) \right]}{\left( \frac{E_{\text{sun}} \cdot \sin(e) + E_{\text{sky}}}{\pi \cdot d^2} \right)} \quad [2]$$

$L_t$ =Reflectancia corregida atmosféricamente.

$d$ = Distancia entre la tierra y el sol [ua].

$e$ = Ángulo de elevación del sol [°].

$E_{\text{sky}}$  =Irradiancia difusa del cielo[W/(m<sup>2</sup> μm)].

$E_{\text{sun}}$  =Irradiancia exoatmosférica del sol [W/(m<sup>2</sup>μm)] .

$L_{\text{dark}}$ =Radiancia calculada de los objetos oscuros en cada banda [W/(m<sup>2</sup>sr μm)].

Finalmente se realiza la corrección topográfica a las imágenes Landsat 4-5 (en el caso de Landsat 8 ésta ya posee dicha corrección) utilizando el método del factor “c” como lo plantea

Meyer (1993).

$$L_H = L_t \cdot \frac{\cos(z) + c}{\cos(i) + c}, \quad c = \frac{b}{m} \text{ en la ec. } L_t = b + m \cdot \cos(i) \quad [3]$$

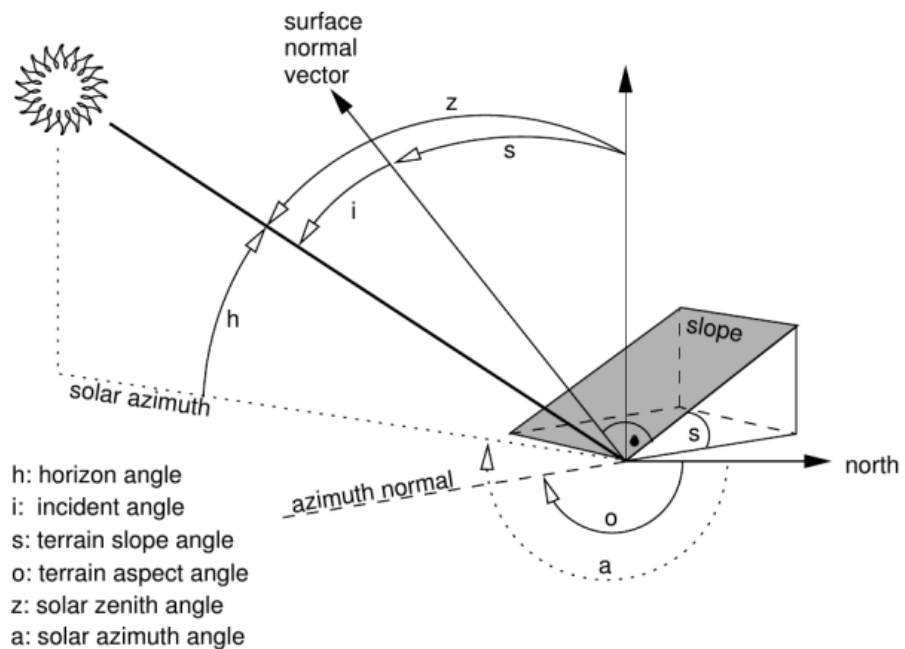
$L_H$ =Reflectancia corregida topográficamente.

$z$ = Zenith [°].

$i$ = Ángulo de incidencia del sol [°].

Toda la información necesaria para el cálculo de las ecuaciones 1-3 se obtiene de la metadata de cada una de las imágenes utilizadas, salvo el ángulo de incidencia del sol ( $i$ ), que es el ángulo que se forma entre la radiación solar y la normal a la superficie del suelo (ver Figura 2), la que puede ser calculada mediante un Modelo de Elevación Digital (DEM), según la ecuación [4]. En este caso, se utilizó el DEM SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), cuya resolución espacial es de 30 m.

$$\cos(i) = \cos(s) \cdot \cos(z) + \sin(s) \cdot \sin(z) \cdot \cos(a - o) \quad [4]$$



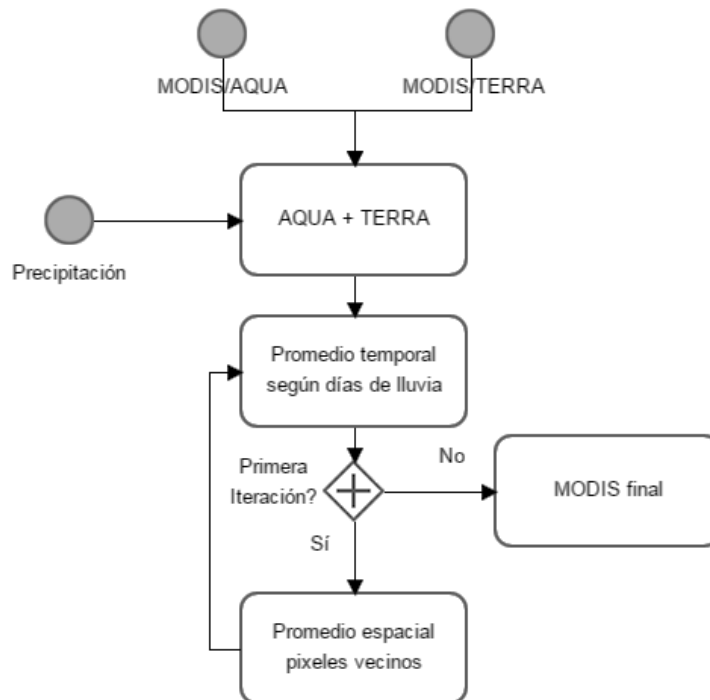
**Figura 2.-** Ángulos utilizados para las correcciones atmosférica y topográfica.

Finalmente se realiza un álgebra de bandas con las imágenes corregidas para obtener el índice NDSI mediante las ecuaciones [5] y [6], según corresponda. En este caso se considera que el pixel está cubierto por nieve si el valor de dicho índice es mayor que 0.4.

$$\text{NDSI}_{\text{Landsat 5}} = \frac{B_2 - B_5}{B_2 + B_5} \quad [5] \qquad \text{NDSI}_{\text{Landsat 8}} = \frac{B_3 - B_6}{B_3 + B_6} \quad [6]$$

En el caso del producto FSCA MODIS, se utilizan los satélites terra y aqua (MOD10A1 y MYD10A1 respectivamente), siendo el valor diario para cada pixel el promedio entre los dos satélites mencionados. Los pixeles sin información o con presencia de nubes son rellenados considerando criterios espaciales y temporales:

- Criterio temporal: Un pixel sin información se rellena con el promedio de los dos días siguientes en el caso que llueva el día a rellenar, y con el promedio entre los dos días anteriores y dos posteriores, en caso contrario.
- Criterio espacial: El valor del pixel representa el promedio de los 8 pixeles vecinos que tengan información.



**Figura 3.-** Relleno de información FSCA MODIS.

Para aumentar la resolución espacial del producto FSCA de MODIS, se calcula una matriz de probabilidad de presencia de nieve (de 30 m de resolución espacial) a partir de un análisis espacio-temporal del índice NDSI obtenido de las imágenes Landsat en los días donde MODIS también está disponible. Como cada pixel de MODIS sólo tiene la fracción cubierta por nieve, ésta se distribuye en el espacio considerando los pixeles de la matriz de probabilidad contenidos en él. Para ello se crea una nueva matriz binaria, de 30 m de resolución espacial, asignando nieve a los pixeles de mayor probabilidad hasta completar el valor FSCA de cada pixel MODIS. Finalmente, al aplicar este método a las imágenes MODIS, es posible obtener un producto indicador de presencia de nieve a escala diaria y de 30 (m) de resolución espacial.

Para analizar la eficiencia del método se calcula el error entre la cobertura nival señalada por el NDSI de las imágenes Landsat disponibles y la obtenida por (1) el nuevo producto y (2) el FSCA MODIS de resolución 30 m obtenido modificando la resolución mediante el software GRASS 6.4.4.

$$\text{Error}_k = \frac{\sum_{i,j} |c_{i,j,k_{\text{obs}}} - c_{i,j,k_{\text{sim}}}|}{A_T}$$

$c_{i,j_{\text{obs}}}$ : Cobertura nival el día k en el pixel i,j señalada por el NDSI Landsat [km<sup>2</sup>].

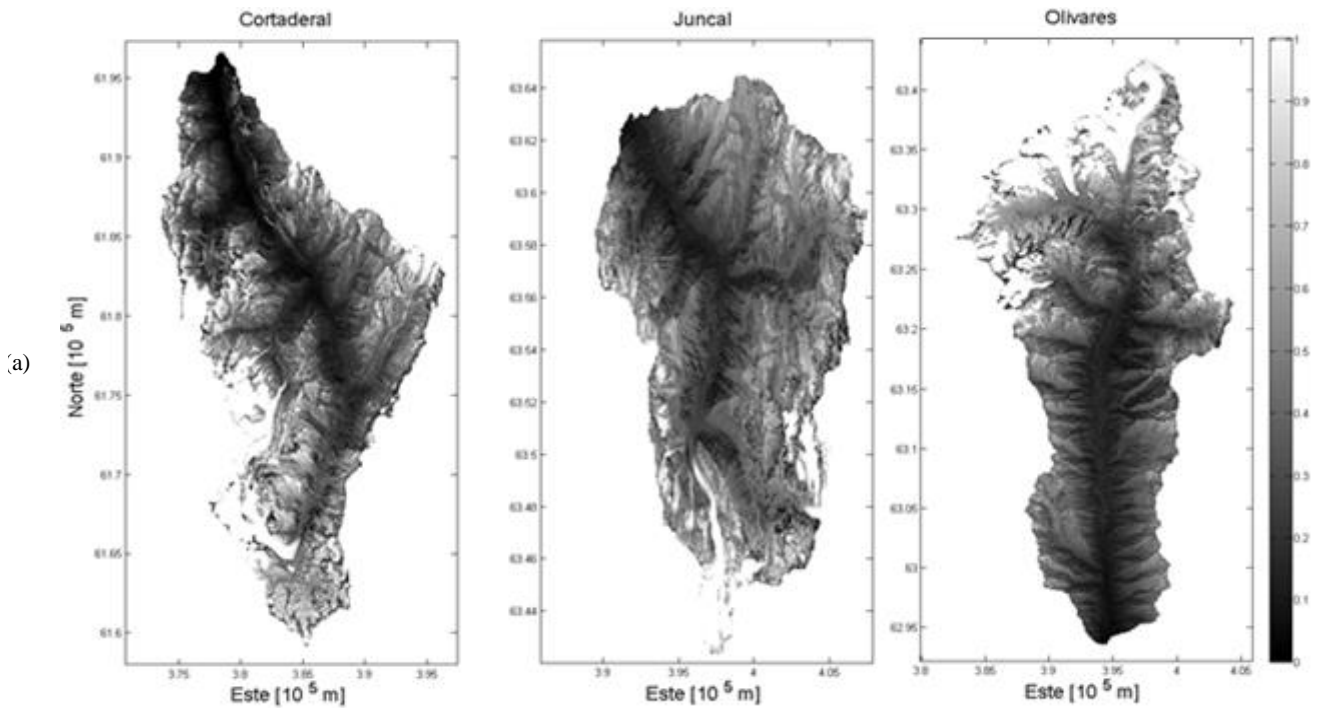
$c_{i,j_{\text{sim}}}$ : Cobertura nival el día k en el pixel i,j señalada por el nuevo producto o por el FSCA MODIS [km<sup>2</sup>].

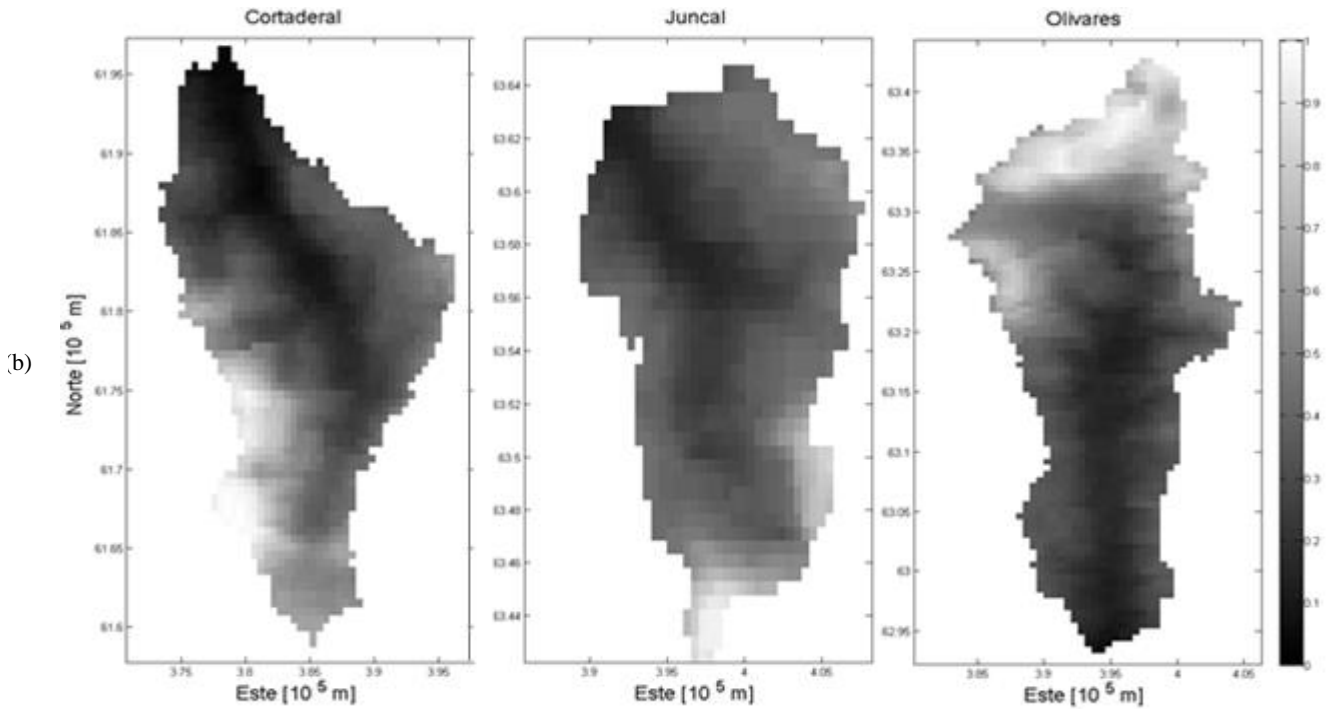
$A_T$ : Área total de la cuenca [km<sup>2</sup>]

Adicionalmente, con el fin de analizar la consistencia de la información entregada por ambos satélites, se calcula (1) una matriz de probabilidad de presencia de nieve usando imágenes MODIS y (2) el coeficiente de determinación ( $R^2$ ) entre la cobertura nival en cada pixel MODIS y los pixeles Landsat que lo componen.

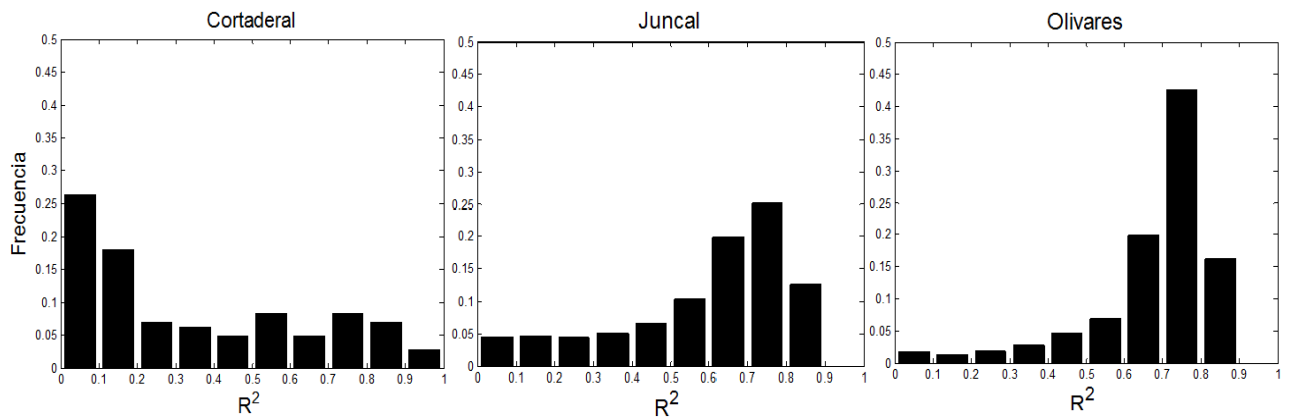
## RESULTADOS

La matriz de probabilidad de existencia de nieve obtenida mediante la clasificación NDSI realizada a las imágenes Landsat y FSCA MODIS se presenta en la Figura 4, donde se puede apreciar que en el caso de MODIS existe una clara subestimación de la cobertura nival. Al analizar el coeficiente de determinación entre cada pixel MODIS y el generado por los pixeles Landsat comprendidos en él, considerando los días que ambos satélites presentan información, se observa que no siempre existe una buena relación (Figura 5). Además, pese a la cercanía espacial de las cuencas estudiadas (que en el caso de Juncal y Olivares permite utilizar las mismas imágenes tanto para Landsat como MODIS) existe una gran variación en los valores del coeficiente de determinación.





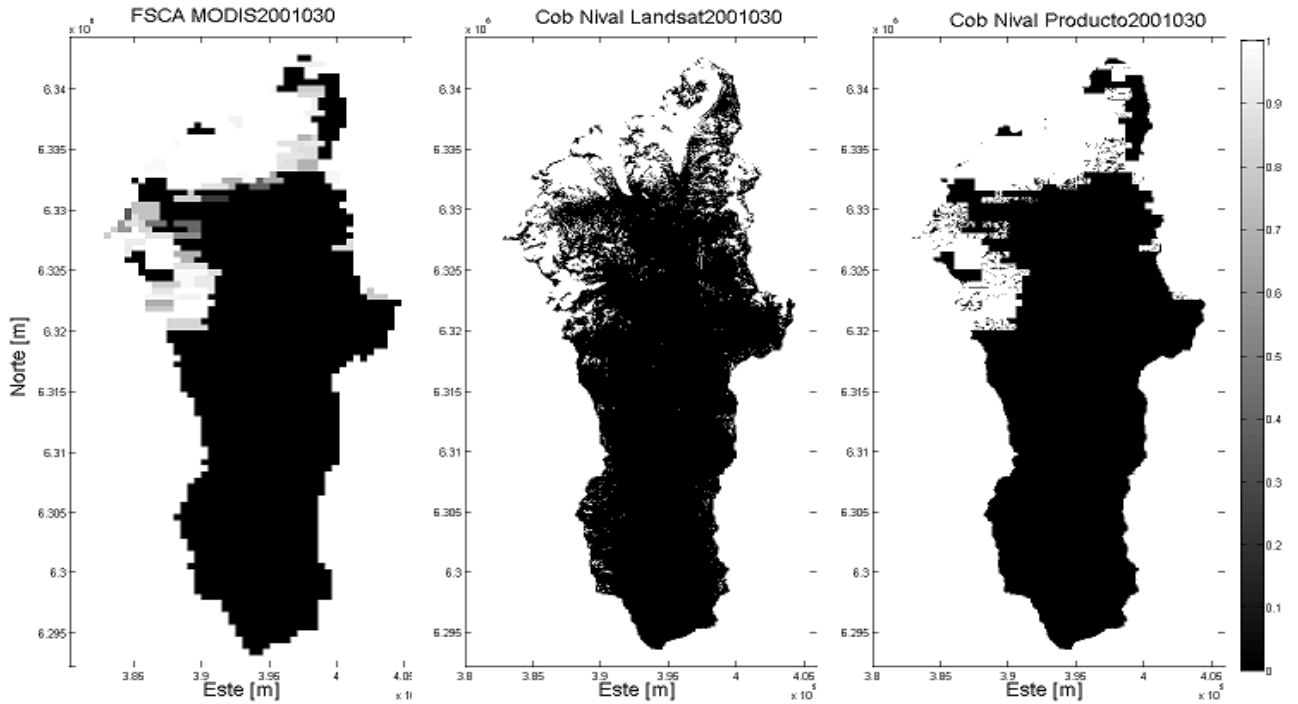
**Figura 4.- (a)** Matriz de Probabilidad de existencia de nieve obtenida mediante Landsat. **(b)** Matriz de Probabilidad de existencia de nieve obtenida mediante MODIS.



**Figura 5.-** Coeficiente de determinación entre MODIS y Landsat.

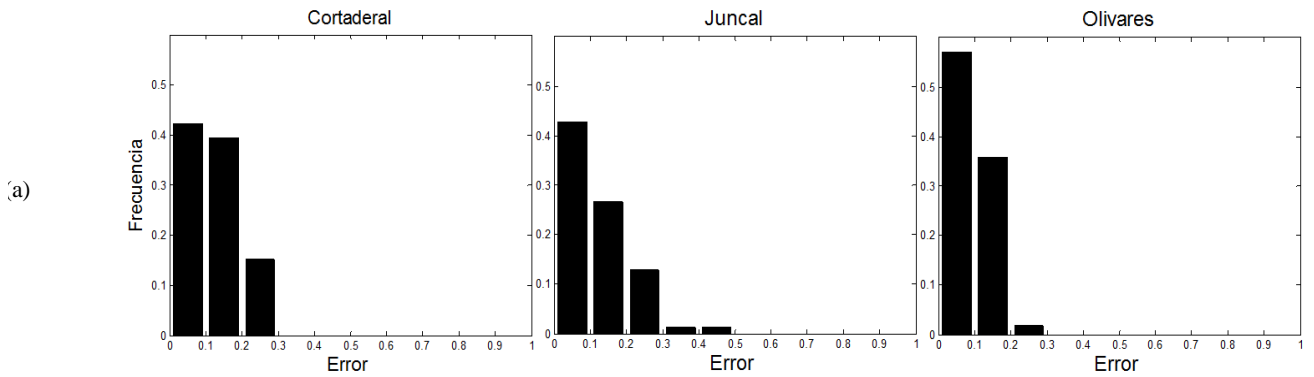
En base a la matriz de probabilidad de existencia de nieve obtenida mediante Landsat y la información del FSCA se distribuye la cobertura nival en el espacio. En la Figura 6 se presentan los resultados obtenidos para la cuenca Olivares en la fecha 30/01/2001, donde se aprecian las diferencias de cobertura entre los satélites utilizados.

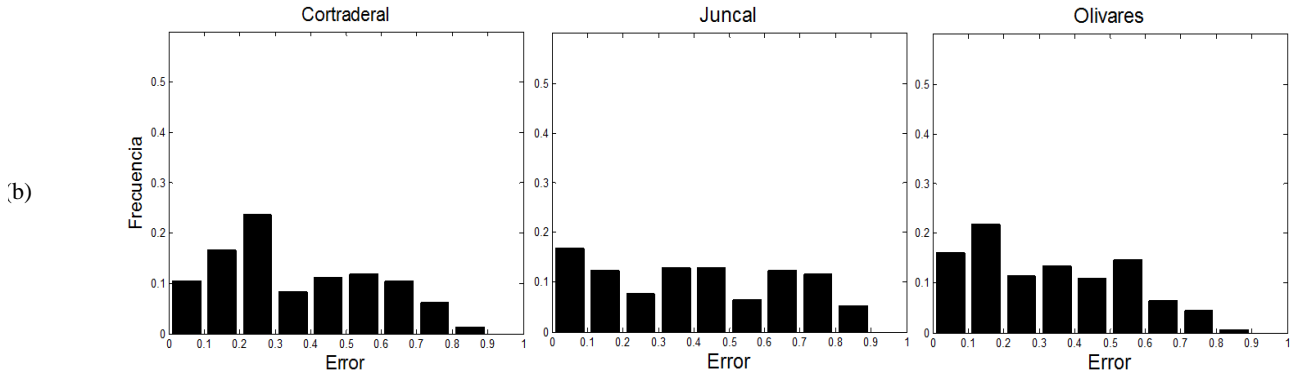




**Figura 6.-** Cobertura nival de MODIS, Landsat. Cuenca del río Olivares, 30/01/2001.

En la Figura 7a se presenta el error en la cobertura nival entre el nuevo producto y las imágenes Landsat, donde se observa que en las 3 cuencas estudiadas este se concentra en valores menor al 30%, mientras que en la Figura 7b se presenta el error en la cobertura nival entre MODIS FSCA y las imágenes Landsat, donde el error se presenta distribuido entre 0 y 90%.





**Figura 7.- (a)** Error entre cobertura nival del nuevo producto e imagen Landsat.**(b).**- Error entre cobertura nival MODIS FSCA e imagen Landsat.

## COMENTARIOS Y CONCLUSIONES

Al analizar la distribución espacial de la nieve se observa que mediante la metodología planteada en el presente trabajo se reduce de forma considerable el error. Sin embargo, los valores obtenidos no son suficientes si se pretende utilizar dicha información como parámetro de calibración de un modelo hidrológico distribuido. El error asociado al nuevo producto se debe principalmente a que existe una diferencia considerable en la cobertura nival obtenida mediante los satélites Landsat y MODIS, la cual genera grandes distorsiones; esta diferencia no es homogénea, pues se observa una mejor correlación en la cuenca del río Olivares (Figura 5), lo que se ve reflejado en el error del nuevo producto (Figura 7 a), ya que en este caso alrededor del 55% del tiempo el error de la distribución espacial de la cobertura nival es menor al 10%, versus el aprox. 42% de las otras cuencas.

Se intentó justificar la variación en la información satelital con aspectos geomorfológicos de las cuencas en estudio, pero no se encontró una correlación clara. En el futuro se plantea analizar la relación que existe entre el albedo entregado por MODIS y el FSCA, con el objetivo de poder mejorar la relación existente entre los satélites Landsat y MODIS.

Otra posible fuente de error en la comparación de la información obtenida a partir de los satélites es el relleno de los pixeles MODIS sin información, para lo que se plantea considerar una nueva metodología de relleno espacial, basada en criterios geomorfológicos, pudiendo ser

estos solo dependientes de la elevación, como por ejemplo asociar el valor de cobertura nival de los píxeles que presenten elevaciones similares, o basados en el concepto de unidad de respuesta hidrológica, considerando para esto la orientación, pendiente y elevación de los píxeles.

## REFERENCIAS

Klein, A. G., Hall, D. K., & Riggs, G. A. (1998). Global snow cover monitoring using MODIS. *Information for sustainability*, 363-366.

Chander, G., Markham, B. L., & Helder, D. L. (2009). Summary of current radiometric calibration coefficients for Landsat MSS, TM, ETM+, and EO-1 ALI sensors. *Remote sensing of environment*, 113(5), 893-903..

Hall, D. K., Riggs, G. A., Salomonson, V. V., DiGirolamo, N. E., & Bayr, K. J. (2002). MODIS snow-cover products. *Remote sensing of Environment*, 83(1), 181-194.

Lagos M.A, “Metodología para estimar la línea de nieves en tiempo real y su validación con imágenes MODIS, 2013”, XXI Congreso chileno de Ingeniería Hidráulica.

Salomonson, V. V., & Appel, I. (2004). Estimating fractional snow cover from MODIS using the normalized difference snow index. *Remote sensing of environment*, 89(3), 351-360.

Song, C., Woodcock, C. E., Seto, K. C., Lenney, M. P., & Macomber, S. A. (2001).

Classification and change detection using Landsat TM data: when and how to correct atmospheric effects?. *Remote sensing of Environment*, 75(2), 230-244.

## **ANEXOS B: Artículo por enviar a un Journal Científico**

### **Glacier response to climate change under the RCP8.5 scenario Case analysis on the Olivares river basin using the DHSVM model**

**Cepeda, Javier; Vargas, Ximena**

#### **Abstract**

In the Andes Mountains, in central Chile, glaciers represent a fundamental piece to both environment and economy, since they highly contribute to stream flow during the summer season. Many studies have been performed in order to understand the actual contribution of glacier-based stream flow and the expected response of glaciers to climatological alterations such as climate change. This work studies and analyses the historical and future stream flow on the Olivares river basin, located close to Chile's capital city, Santiago, under a severe climate change scenario. For this, the DHSVM model, a physically-based, distributed, hydrological model with a glacier module is calibrated considering stream flow and snow cover behaviour for the period 2001-2012 at a daily scale. Additionally, comparisons between the modelled glacier area variations and LANDSAT images are performed to strengthen the calibration process. Climate change projections are obtained from five Global Circulation Models (GCM) under RCP8.5 scenario. Changes in glacier area, volume and stream flow contribution to basin discharge are analysed, comparing a baseline period (1985-2004) with two future time lapses: near-future (2015-2044) and far-future (2045-2074). Results show an average decrease of annual mean stream flow of 13% for the near-future period and 36% for the far-future period, while glacier stream flow is expected to diminish in 26% and 78% for the same periods respectively. Additionally, all the glaciers present on the basin are expected to have completely melted away by the end of far-future period.

**Keywords:** Glacier retreat, DHSVM, climate change, RCP8.5, Andes Mountains, Central Chile.

## 1. Introduction

Glaciers act as big water reservoirs in solid state, storing close to 75% of the world's fresh water (Reinwarth et al., 1972). Globally, glaciers present an on going retreat process (Gardner et al., 2013). Glacier retreat has been documented along the central Chile area (Pellicciotti et al., 2013; Rivera et al., 2000; 2002), with an observed average diminution of the glacier area of approximately 12.8% between 1945-1996, and particularly, 10.9% for the Juncal Sur glacier and 8.2% for the Olivares Gamma glacier (Rivera et al., 2002), two of the most important glaciers in the study area.

In central Chile, the maximum glacier melt activity occurs from mid to late summer, between December and February (Ohlanders et al., 2013; Ragetti and Pellicciotti, 2012). For this reason, dry-season period stream flows will be the most affected by climatic variations, altering the ecosystem and the economy, given the agricultural, hydro electrical and sanitary uses that water has.

In the Aconcagua river basin, close to the study area, significant increasing air temperature trends have been registered, in both summer and winter season, in the 1974-2004 period (Pellicciotti et al., 2007). This affects directly the snow and glacial accumulation and melting processes. For example, an increase of approximately 127 meter has been estimated for the zero isotherm within the last quarter of the 20<sup>th</sup> century (Carrasco et al., 2005).

Peña y Nazarala (1987) reportaron que para la cuenca del río Maipo en el Manzano, el aporte glaciar llega a entre un 5 y un 34 % del caudal total para los meses de verano, según el tipo de año hidrológico.

Glacier mass balance and retreat is directly related to stream flow, its contribution a relevant element to annual mean stream flow, and the most important during the dry season. For example, Peña & Nazarala (1987) report that in the *Maipo en el Manzano* basin glacier contribution to runoff in summer months represent between 5 and 34%. Also in some of central Chile watersheds, it has been estimated that glacier contribution to runoff can represent up to 81% of the total stream flow on a very dry year during the summer season, 44% on a normal year and 21% on a very wet year (Castillo, 2015). Due to the ice volume decrease, an increase on the mean

annual stream flows has been observed; however, on the long term, this glacier contribution will tend to decrease (Huss et al., 2008; Braun et al., 2000).

During the last half century climate on a world scale has evidenced a warming process due to the increase of atmospheric greenhouse gases. For this reason, since the beginning the first decade of the 21<sup>st</sup> century, several efforts have been made to characterize “Climate Change”, creating Global Circulation Models (GCM), that compiled have been brought together by the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC). For the elaboration of the Fourth Report on Climate Change (AR4, 2007), IPCC defined different scenarios based on different projections of greenhouse gases concentrations on the atmosphere, considering different patterns of demographic development, technological advances and economic growth, which finally led to the definition of four world atmospheric projections known as the SRES scenarios (Nakicenovic et al., 2000). After this, within the work frame of the Fifth Report on Climate Change (AR5, 2013), new scenarios known as Representative Concentration Pathways (RCP) were defined, established by the evolution of the radiative forcings and the final value expected on year 2100. Global Circulation Models evolved into Earth System Models, considering now interactive vegetation, the carbon cycle and a better representation of the atmospheric chemistry.

This article presents the results of the historical evolution (1985/86 - 2004/05) and projected (2015/16-2074/75) of the glacier contributions to the total runoff in the Olivares river basin under the climate change scenario RCP8.5. This is done using the Distributed Hydrology Soil Vegetation Model hydrological model, DHSVM (Wigmosta et al., 1994), incorporating a glacial module (Naz et al., 2014).

## **2. Methodology**

### **2.1 Study Area**

The analysis is carried out in the Olivares river basin before joining the Colorado river (Olivares river from now), which is a sub-basin of the Maipo river. It is located in central Chile, approximately 50 km from the city of Santiago, between latitudes 33.0°S, 70.1°W and 33.5°S, 70.3°W (Figure 1.a).

Climate is characterized by high interannual variability in precipitation (Aceituno et al., 1993; Montecinos and Aceituno, 2003; Quintana, 2004), rainfall occurring mostly between June and August, during the winter season. In addition, rainfall depends strongly on the orography. For elevations less than 2000 m.a.s.l. a Mediterranean climate is observed, characterized by dry summers with maximum temperatures between 30 and 35°C and winters with minimum temperatures between 5 and -5 ° C and little solid precipitation. For elevations above 2000 m.a.s.l., precipitation is observed as snow all winter, mainly between June and August (Garreaud, 2009). In general, in the Andean basins of central Chile, the hydrological year begins in April, presenting a period of rainfall from April to September and a period of thawing from October to March. In particular, given the climatological and geomorphological characteristics of the basin under study, it has a snow-glacier driven hydrological regime, registering average maximum monthly flows in the spring-summer period.

The basin has an area of 543 km<sup>2</sup>, with elevations ranging from 1,528 to 6,024 m.a.s.l. and an important glacier presence. According to the National Glacier Cadastre developed by Chile Water Authority (DGA) in 2012, there are 80 uncovered glaciers within the basin, the most important being Juncal Sur, Olivares Alfa, Beta and Gamma, with areas of 25.7, 11.2, 11.5 and 12.7 km<sup>2</sup> respectively, which represent 67% of the total glacier area on the watershed in 1986. These glaciers are located approximately at altitudes ranging from 3,500 to 6,000 m.a.s.l., with most on the vicinity of 4,500 m.a.s.l. (Figure 1.b).

Based on LANDSAT satellite images, it is possible to affirm that the basin has evidenced important glacial retreats. While the glacier covered area in the basin was of 91.2 km<sup>2</sup> in 1986, only 60.9 km<sup>2</sup> remain in 2015. The greatest retreat is registered at altitudes between 4,000 and 5,000 m.a.s.l. (Figure 1.b).

## **2.2 Model**

The traditional DHSVM is a physically based distributed hydrological model whose main objective is to correctly represent the spatial distribution of hydrological variables such as evapotranspiration, snow cover and soil moisture. Evaporation is calculated by using the Penman-Monteith method, and is represented on two layers; snow accumulation and melting

processes consider two layers in which the mass and energy balance are performed, directly incorporating the interaction with vegetation and topography; soil moisture calculations use a multilayer model of unsaturated and saturated soils, based on Darcy's law. The input variables for DHSVM are the meteorology, vegetation and soil type associated with each pixel. The model has been applied mainly in mountainous basins (Bowling et al., 2000, Storey et al., 1998, Thye et al., 2004) and has been able to represent both runoff and accumulation-ablation processes of snow. Even before the glacier module existed, studies were carried out in watersheds with presence of glaciers, modelled simply as a layer of permanent snow (Chennault, 2004; Donnell, 2007). When the glacier module is coupled (Naz et al., 2014), it establishes an interaction between snow and glacier. Glacier-melting process start happening only once the snow-cover on these areas has already melted away. In addition, the model allows snow mass to transform into part of the glacier once it reaches a certain critical density. The incorporation of this module requires providing information about coverage, thickness, mass balance and basal topography for each pixel.

### **2.3 Input variables**

Precipitation, temperature, short and long wave incident radiation, relative humidity and wind speed are the required meteorological input necessary to run the model. These variables are distributed using height-based lapse rates and Digital Elevation Models (DEM), obtained from the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM). For the acquisition of the base meteorological information, base data from stations operated by the DGA is compared and adjusted with empirical equations, climatological models and remote sensing methods.

Precipitation and temperature information is obtained using the Pirque meteorological station as a base point, located at 33.66°S and 70.58°W, at an altitude of 659 m.a.s.l., which is distributed using a height-based orographic lapse rate. For precipitation, such lapse rate is calculated based on the snow water equivalent reconstruction developed by Cornwell et al (Cornwell et al., 2016). The products MOD11A1 and MYD11A1 were used to calculate the temperature lapse rates. These products provide the soil temperature temperature at day and night, information that



correlates with the maximum and minimum temperature of the Embalse el Yeso station, located at 33.66 °S and 70.08 °W.

Remaining variables are expressed as the value associated with the coordinate of the Pirque station. Wind speed is obtained from the wind explorer (<http://walker.dgf.uchile.cl/Explorador/Eolico2/>), developed by the Department of Geophysics at the University of Chile, which is based on simulations made with the WRF model (Weather Research and Forecasting). Short-wave incident radiation is calculated by means of empirical equations based on latitude and Julian day (Lee, 1963; Frank and Lee, 1966), and corrected by cloudiness using cloud cover information estimated using the products MOD10A1 and MYD10A1. Long-wave incident radiation is estimated using the Stefan-Boltzmann equation.

Glacier coverage is obtained through band algebra to LANDSAT images (see equation 1), corrected by topographic and atmospheric adjustments (Meyer et al., 1993; Song et al., 2001) to obtain the NDSI index. Pixels with a value greater than 0.4 are considered covered by snow.

$$\text{NDSI}_{\text{Landsat 5}} = \frac{B_2 - B_5}{B_2 + B_5} \quad \text{NDSI}_{\text{Landsat 8}} = \frac{B_3 - B_6}{B_3 + B_6} \quad (1)$$

Since direct measurements of glacier depth variations are not available, Laser Imaging Detection and Ranging (LIDAR) image measurements of other central Chile glaciers close to the study area (Juncal Norte, La Paloma, Monos de Agua, Cerro El Plomo, Del Rincón, Yeso 1 and 2) are used to obtain the glacier mass balance. These studies, developed in 2012 and 2015 by the DGA, provide base information that allow to establish a correlation between the altitude obtained from the DEM and the glacier mass balance (see Figure 3).

The glacier thickness for each pixel was obtained based on (1) glacier thickness measurements by radio-echo-soundings (performed by the DGA) in some sectors of the main glaciers in the basin (Juncal Sur, Olivares Alpha, Beta and Gamma) during the year 2012, obtaining a total area of 32.2 km<sup>2</sup>, with thicknesses ranging from 0.2 to 255 meters (Figure 4), and (2) estimates based on the model developed by Clarke et al. (2012) for the pixels with glacier presence that do not have radio-echo-sounding information. This resulted in a estimated total glacier volume of 3.4 km<sup>3</sup> in

the basin by 2012.

## 2.4 Modeling process

Modeling is performed at a daily, considering a spatial resolution per pixel of 90x90 meter. Hydrological year 2001/02 is used as a warm up period, while the periods 2002/03-2007/08 and 2008/09-2011/12 are used for the calibration and validation processes, respectively.

The variables to be analyzed correspond to the flow rate, which is compared to the records in the Olivares River fluviometric station, corrected to represent natural regime; the snow cover, using the result of the MODIS FSCA product; and the glacial area, obtained by the NDSI index.

The performance of the model in the estimation of the variables is evaluated by two sets of criteria: (1) the Nash-Sutcliffe efficiency criterion (NSE, see Equation 2) (Nash and Sutcliffe, 1970), where  $NSE = 1$  represents a perfect fit, while Negative values imply that the average is a better estimator than the analyzed model. One of the main shortcomings of this evaluation index is the great influence that high values carry. In order to avoid a misrepresentation of small values, we also analyze the natural logarithm of the variables ( $NSE_{LN}$ ); and (2) the statistical bias associated with the total runoff (BiasRR, See Equation 3) and the biases associated with the duration curve: long-term baseline flow difference, related to percolation and extreme events (BiasFLV, BiasFMS and BiasFHV respectively, see Equations 4 to 6). The results of these criteria are between  $(-\infty, \infty)$ , 0 being the optimal value.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_k [X_{s_k} - X_{o_k}]^2}{\sum_k [X_{o_k} - \bar{X}_o]^2} \quad (2)$$

$$\%BiasRR = \frac{\sum_k [X_{s_k} - X_{o_k}]}{\sum_k X_{o_k}} * 100 \quad (3)$$

$$\%BiasFLV = -1 * \frac{\sum_k (\log X_{s_k} - \log X_{s_{0.2}}) - \sum_k (\log X_{o_k} - \log X_{o_{0.2}})}{\sum_k \log (X_{o_k} - X_{o_{0.2}})} * 100 \quad (4)$$

This equation considers stream flows with an exceedance probability over 0.7

$$\%BiasFMS = \frac{(\log(X_{s_{0.2}}) - \log(X_{s_{0.7}})) - (\log(X_{o_{0.2}}) - \log(X_{o_{0.7}}))}{(\log(X_{o_{0.2}}) - \log(X_{o_{0.7}}))} * 100 \quad (5)$$

$$\%BiasFHS = \frac{\sum_k [X_{s_k} - X_{o_k}]}{\sum_k X_{o_k}} * 100 \quad (6)$$

This equation considers stream flows with an exceedance probability under or equal to 0.2

$X_{s_k}$  represents the simulated variable for day k,  $X_{o_k}$  the observed variable for day k,  $\bar{X}_o$  the average value of the observed variable,  $X_{s_{0.2}}$  the associated value to an exceedance probability of 0.2 for the simulated variable,  $X_{s_{0.7}}$  the associated value to an exceedance probability of 0.7 for the simulated variable,  $X_{o_{0.2}}$  the associated value to an exceedance probability of 0.2 for the observed variable,  $X_{o_{0.7}}$  the associated value to an exceedance probability of 0.7 for the observed variable.

## 2.5 Climate Change

In order to accurately represent the climatology of a region, it is necessary to carry out a scaling process to the information provided by the GCM, which may be dynamic or statistical. For this work, a statistical scaling methodology is used. This methodology has been used for hydrological purposes by various authors (Li et al., 2010, Perkins, 2011, Terink et al. Al. 2002). To avoid getting biased values, statistical scaling is divided into spatial scaling, and temporal scaling (or BIAS correction).

The spatial scaling is based on distance criteria of the coordinate of the base station to be used with respect to the points where the GCM present information. In this case, Pirque station is used as base station, while the GCM data is obtained from the information available on the NASA NEX platform (<https://nex.nasa.gov/nex/>). An inverse distance criterion is used to correlate them. The temporal scaling or BIAS correction consists of the comparison of monthly duration curves at a daily scale, based on the historical record of the station (1970-2005) and the results of the spatial scaling process. This process is performed only to the five models that best represent the climatology of the study area (Figure 5) after performing spatial scaling.

The transfer functions obtained from the bias correction performed in the historical period are considered valid for the future, allowing obtaining projections of precipitation and temperature of the different GCM in the selected station.

On average, for the RCP 8.5 scenario, the models project an increase in the average annual temperature of the Pirque station of 1.3 ° C for the near-future period and 2.9 ° C for the far-future period, equivalent to an increase of 9% and 20% respectively. Also, a decrease in the average annual precipitation is projected, with diminutions of 33.6 mm for the near-future and 93.2 mm for the far-future, equivalent to 7% and 19% respectively. It is also observed that precipitation values have a greater dispersion between the models (Figure 6).

In order to run the DHSVM with its glacier module under climate change scenario, the initial conditions must be obtained. To do this, initial glacial area was obtained by LANDSAT image analysis. Initial glacial volume was estimated by performing a calibration process that was consistent with the 2012 glacier volume that was obtained from the base measurements and estimations. Such calibration was based on the information associated with the relationship between glacier mass balance and elevation (Figure 3), incorporating the thickness lost by the glacier up to the year of onset. Given the uncertainty associated with obtaining the volume, a sensitivity analysis of the results is performed considering a homogeneous distribution of the thickness associated to the volume difference obtained.

### **3. Results and discussion**

#### **3.1 Modeling process**

Based on the modeling process performed, it is possible to represent the dynamics associated to the runoff, comparing observed and simulated stream flows, and the accumulation-melting processes of snow, comparing snow cover, both for the calibration and validation process. The daily time series of these variables is presented in Figure 7, where it can be seen that, in general, the modeling correctly reproduces both the base flow and the flows associated with the snow-melting processes. Table 1 presents the values of the efficiency criteria used, where good performance is observed (Moriassi et al., 2007) for both the flow rate and the snow cover, especially for the calibration period.

#### **3.2 Climate Change**

Results are obtained at a daily scale from hydrological year 1985/86 until 2074/75, using meteorological input from the selected GCM that has been spatially and temporally scaled for all the study period on the DHSVM using the parameters obtained from the calibration process. These results will allow performing analysis on annual seasonal variations of the total and glacier flow between the baseline (1985/86-2004/05) and the near-future time window (2015/16-2044/45) and the far-future time window (2045/46-2074/75).

It is estimated that the average annual flow for the historical period is  $11.2 \text{ m}^3/\text{s}$  and it is projected that this will decrease to  $9.8 \text{ m}^3/\text{s}$  for the near future and  $7.2 \text{ m}^3/\text{s}$  for the distant, representing an average decrease of 13 and 36% compared to the baseline (Figure 8.a), showing that not only there will be a decrease in the annual value, but also a change in the seasonal variation curve, increasing the flows in the months between June and November, and decreasing between December and April, which is evident in the far-future period (Figure 8.b and c). The increase in mean monthly flows in the aforementioned period is mainly due to the projected increase in temperature, which directly influences the contributing liquid rainfall area by raising the altitude of the zero isotherm, while the variation in the second period is due to the decrease in the Snow Water Equivalent (SWE) and the modifications in the glacier contribution. It is also observed that in the far-future period there is greater variability than in the near-future period in the projection of the seasonal variation curve.

As for glacier flow, it is estimated based on the model results, that the mean annual flow in the historical period is  $3.6 \text{ m}^3/\text{s}$ , and it is projected that this will decrease to  $2.7 \text{ m}^3/\text{s}$  for the near-future period and  $0.8 \text{ m}^3/\text{s}$  for the far-future period, representing a diminution of 26% and 78% compared to the baseline period, respectively (Figure 9a). This phenomenon is due to the progressive decrease of glacier presence in the basin, with the results projecting that by the end of the study period they will practically have disappeared (Figure 10), with only an average of  $1.2 \text{ km}^2$  of glacial area and  $0.036 \text{ km}^3$  of glacial volume remaining. Additionally, changes in the seasonal variation curve can be explained by the general increment of temperature that leads to earlier melting process in the season. Because of this, the month of maximum melt is expected to be earlier in comparison to the baseline period. A decrease in the flow of all months (Figure 9 a and b), which is most evident in the months between January and April is also projected, mainly because of the glacier retreat.

Between May and October, where glacier flow contribution comes from glaciers at lower altitudes, the decrease in the run-off is because they melt away because of the higher temperatures, while in the period between January and April, when all the glaciers of the basin contribute, the diminution is because of the setback in both glacial area and glacial volume.

When analyzing the results under the hypothesis of homogeneous distribution of the glacier thickness, the average decrease is the same as when considering the thickness given by the mass balance for both flows, both for the near and far future periods. However, there are differences in the mean monthly flow, although these values tend to be close to 1% in the case of glacial flow, and close to 0% in the case of total flow, since in the latter case the only difference With respect to the previous modeling is the glacial flow. The above implies that the results are not significantly altered when considering two different glacier thickness distributions as initial condition.

The number and type of studies carried out in the glaciers located in the Andes Mountains of central Chile, limited mainly by the lack of data, are not sufficient to give a general synopsis of the changes experienced by the glaciers or to make future projections. These studies are analysis of glacial setbacks made by remote perception, instead of works in distributed physical modeling of the processes that dominate accumulation and ablation (Pellicciotti et al., 2013). Because of this, the obtained results are contrasted with studies carried out in different parts of the world, which present similar climatological characteristics to the study area, instead of the local area.

Huss (2011) analyzed the behavior of 50 glaciers in Switzerland to extrapolate their results to all the glaciers located in the Alps, obtaining that under scenarios A2 and B2 small glaciers disappear completely before 2050; glaciers with areas close to 3 km<sup>2</sup> lose more than 50% of the area for the same period and disappear completely by the year 2100; and finally, glaciers with areas greater than 20 km<sup>2</sup> lose about 65% by 2050 and between 80 and 100% For the 2100. On the other hand, Immerzell et al. (2011) used a distributed model to study glacial behavior in the Langtan River basin in the Himalayas, which has a glacier covered area of about 166 km<sup>2</sup>, representing 46% of the basin total area. This study estimates decreases of 32% in volume by 2035, 50% in 2055 and 75% in 2088, considering the scenario A1B1 of climate change.

Both of these projections were made considering the previous scenarios of climate change, which presented more conservative forcings than the RCP scenarios, which is why the results obtained regarding glacier retreat are somewhat lower than those presented in the present work. Soncini et al. (2016), studied the behavior of two glaciers, Khumbu and Khangri Nup, under the RCP scenarios in the Dudh Koshi basin on Everest, which has a glacier covered area of  $62 \text{ km}^2$ , out of the total of  $151 \text{ km}^2$  that the basin covers. These glaciers possess 37% and 24% of their area covered by debris respectively according to information recorded in 2014, and the obtained results for scenario 8.5 project that out of the  $6.27 \text{ km}^3$  registered in the year 2010, only  $1.79 \text{ km}^3$  will remain by the year 2100, as well as a decrease in the glacier area from  $62 \text{ km}^2$  to  $34.9 \text{ km}^2$  in the same period.

It is important to emphasize that the characteristics of these glaciers are different to the case under study, since the glaciers in the area have smaller glacier covered areas ( $11.2$ ,  $11.5$ ,  $12.7$  and  $25.7 \text{ km}^2$  in the year 1986) than those considered by Soncini. Besides, all the glaciers of the study basin present uncovered surfaces, which lead to a higher rate of melting. Finally, the glacier area-volume relationship is very different since, because although the total area values are similar, those in the study area present half the glacial volume.

#### **4. Conclusions**

The selected GCM project mean annual average temperature increases of 1.3°C and 2.9°C and an average annual precipitation decrease of 33.6 mm and 93.2 mm for the near future period (2015/16 - 2044/45) and far future period (2045/46 - 2074/75) respectively, at the Pirque station, under the RCP 8.5 scenario.

In the historical period (1985/86 - 2004/05) the average glacier contribution to the runoff is 3.2m<sup>3</sup>/s, representing 30% of the average annual flow.

In the near future, the mean annual flow will decrease on average by 13%, due to a reduction in precipitation of 7% and to the glacier contribution falling by 26%; moreover, in the far-future period, the mean annual flow falls by an average of 36%, due to a decrease in precipitation of 19% and to the glacial contribution by 78%. Because of this, it can be concluded that watersheds in which there is a glacier presence will be more affected by climate change than those that do not present it. The results for the different GCM used are presented in Table 2, which shows the great variability between the models.

Differences in the results when modifying the glacial thickness distributions for the starting year of calibration are not relevant. No significant difference in the results is observed when comparing the outcomes of modeling glacial depth as relationship between glacial mass and elevation, or with a homogenous distribution.



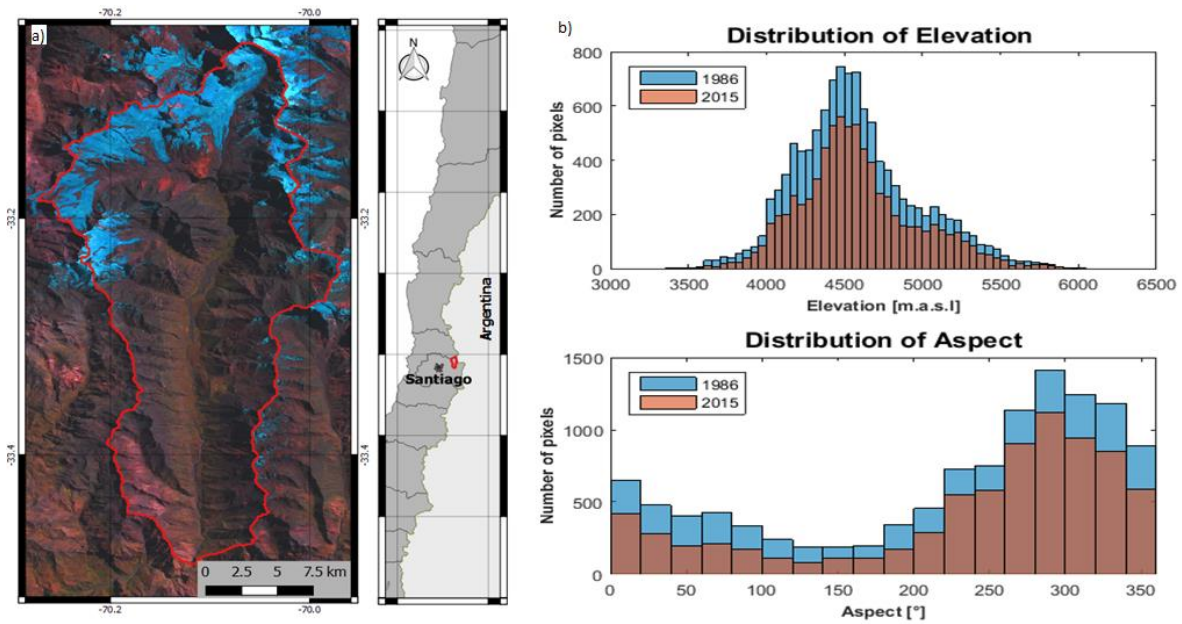


Figure 9 (a) Olivares river Basin highlighted obtained from LANDSAT5 image from the 16<sup>th</sup> of March, 1989. Light blue indicates glacial presence. (b) Elevation distribution and orientation of the glacial pixels within the study basin.

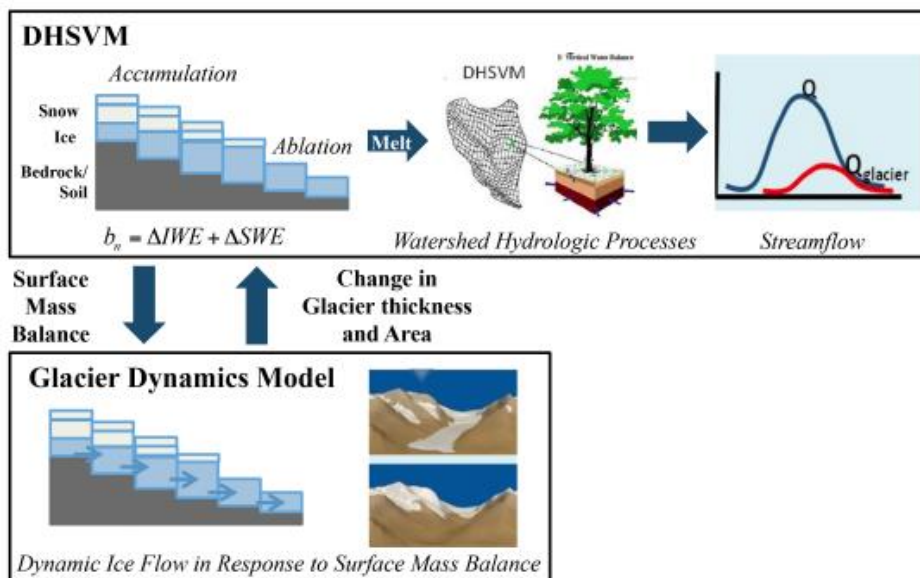


Figure 10 Explicative diagram of the glacial module. Fuente: Naz et al., 2014.

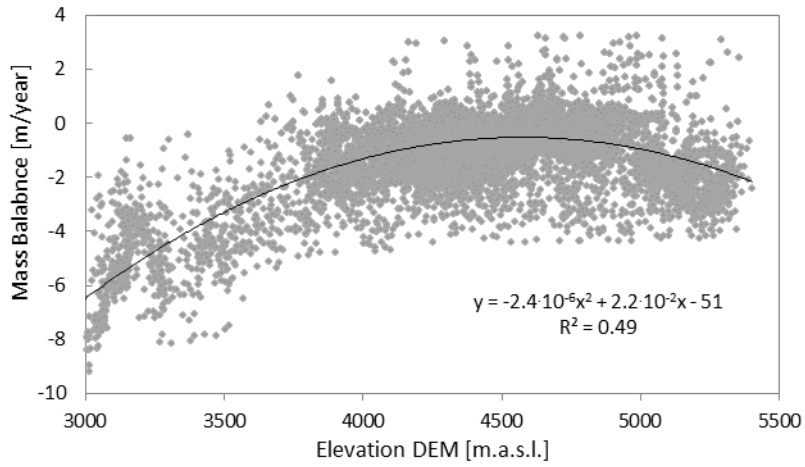


Figure 11 Relationship between glacial mass balance and elevation.

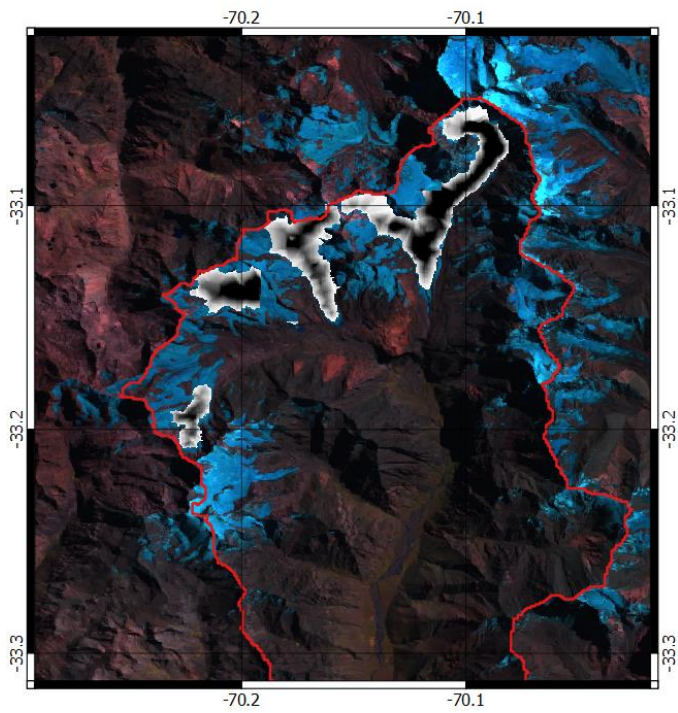


Figure 12 Zone where there is information of radio-eco-soundings in glaciers in the Olivares river basin.

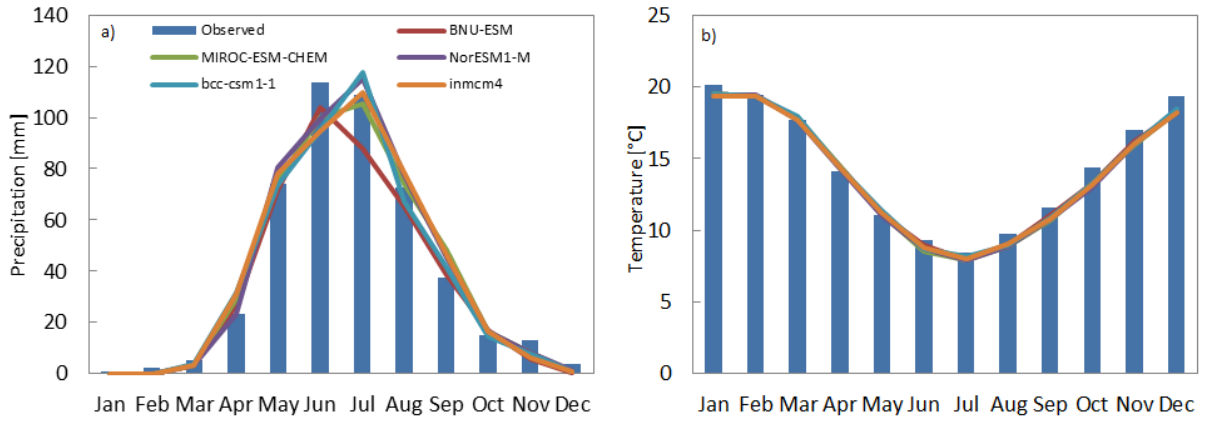


Figure 13 Seasonal variation curves in the period 1970-2005 for (a) precipitation and (b) temperature of the 5 selected GCMs after performing the spatial scaling with the Pirque station as the base station.

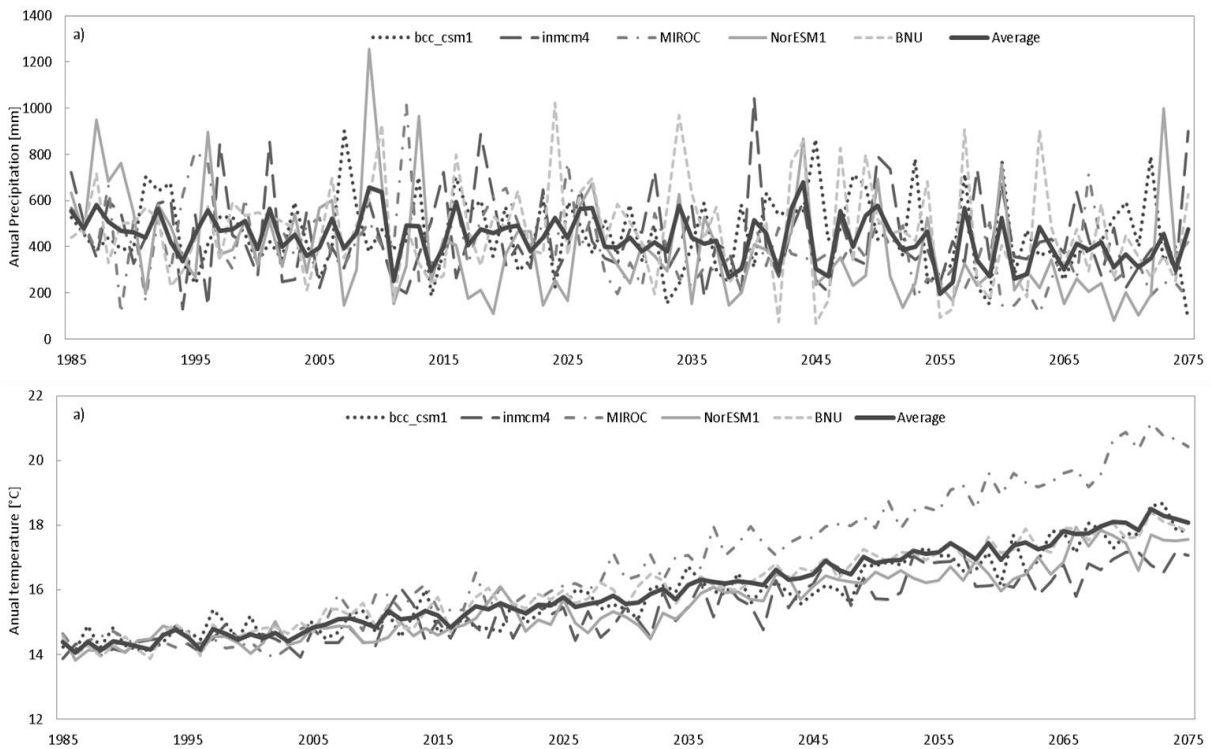


Figure 14 (a) Annual projected precipitation and (b) mean annual projected temperature for Pirque station, according to the selected GCM under scenario RCP8.5

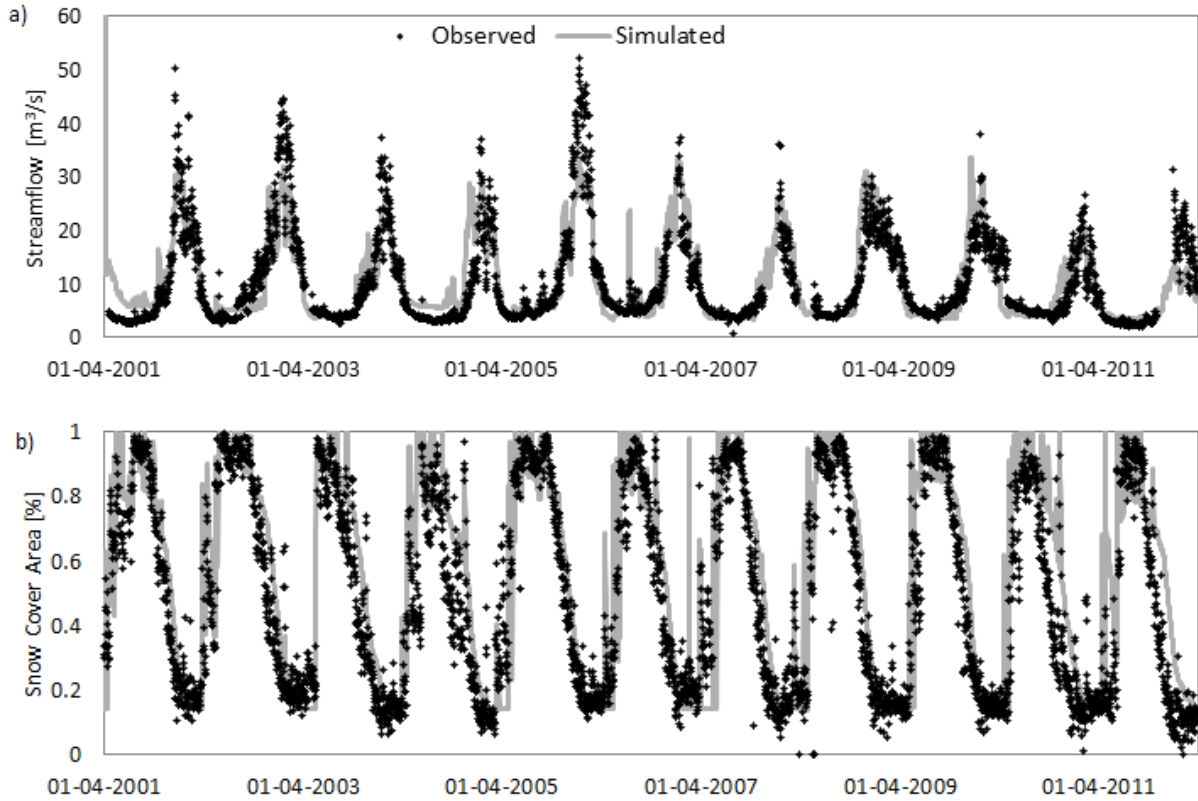


Figure 15 Observed (black) and simulated values (gray) for the calibration period (2002-2008) and validation (2008-2012) of flows (a) and snow cover (b) for the Olivares river basin.

Table 13 Modeling efficiency criteria for flow and snow coverage in the calibration and validation periods

Variable	Period	NS (Q)	NS(ln(Q))	%BiasRR	%BiasFHV	%BiasFLV	%BiasFMS
Streamflow	Calibration	0.77	0.76	1.07	28.41	-6.12	0.43
	Validation	0.59	0.68	-1.45	-10.55	-5.31	-1.77
Snow Covered Area	Calibration	0.76	0.69				
	Validation	0.64	0.57				

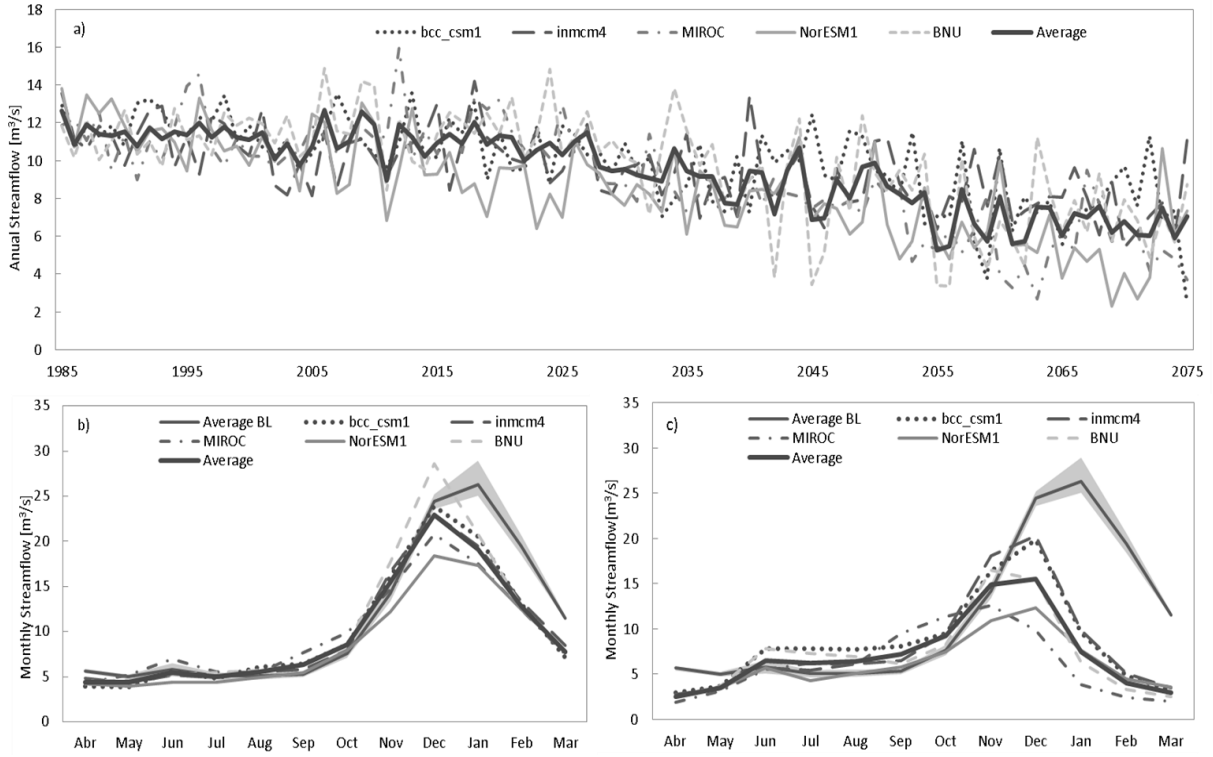


Figure 16 Projections of the Olivares river flow under scenario RCP 8.5 for (a) mean annual flow, (b) Seasonal variation curve for the near-future (2015/16 - 2044/45) and (c) seasonal variation curve for the far-future (2045/46 - 2074/75).

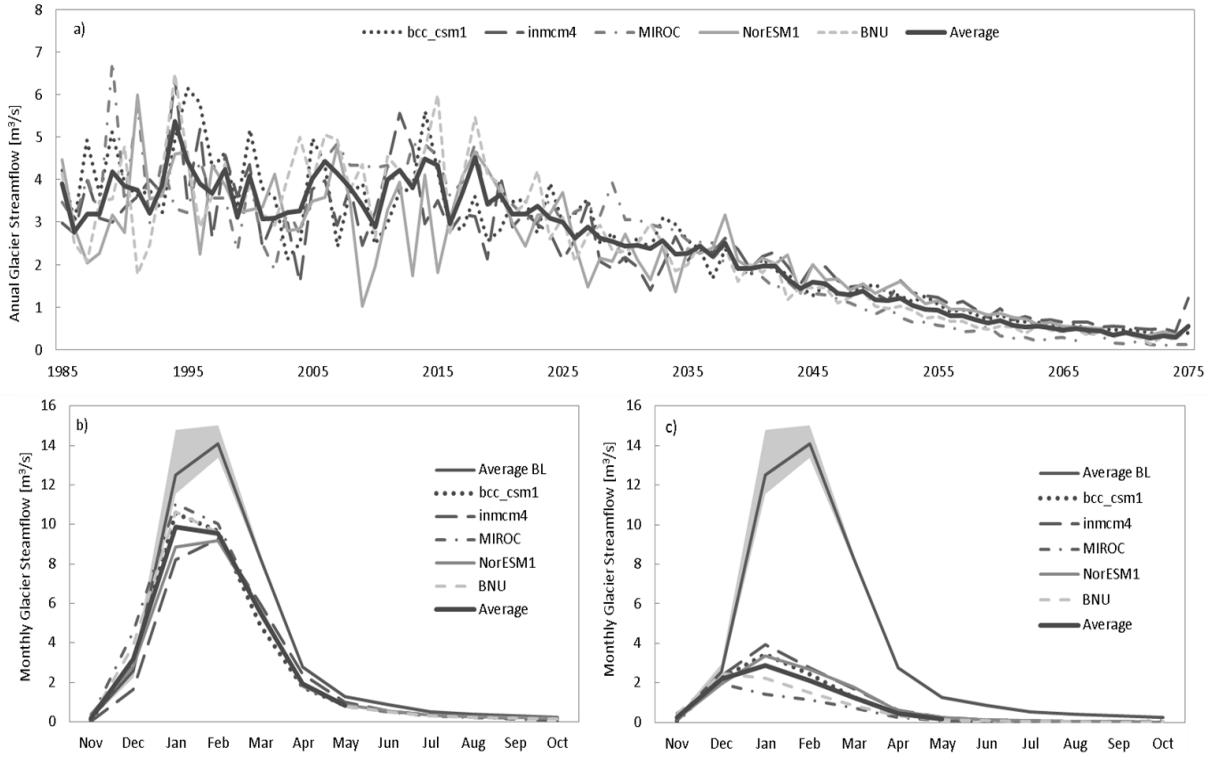


Figure 17 Projections of the Olivares river basin glacial flow contributions under scenario RCP 8.5 for (a) mean annual flow, (b) seasonal variation curve for the near-future (2015/16 - 2044/45) and (c) seasonal variation curve for the far-future (2045/46 - 2074/75).

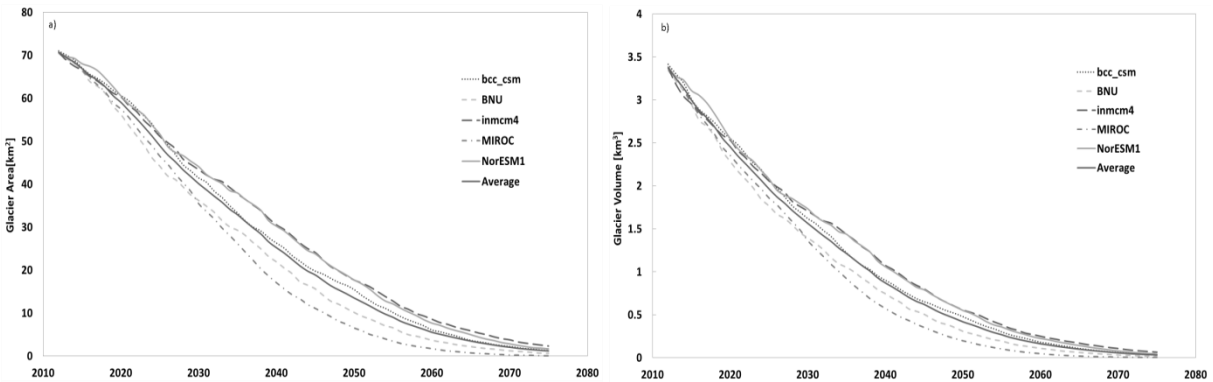


Figure 18 Projection of (a) area and (b) volume of glaciers in the Olivares river basin under scenario RCP 8.5

Table 14 Summary of the behaviour of precipitation (P), temperature (T), glacial flow (Q<sub>g</sub>) and total flow (Q<sub>t</sub>) for selected GCMs in the near and distant future.

Model	Near Future 2015/16-2044/45				Far Future 2044/45-2075/76			
	P	T	Q <sub>g</sub>	Q <sub>t</sub>	P	T	Q <sub>g</sub>	Q <sub>t</sub>
bcc_csm1	-2%	7%	-32%	-14%	1%	17%	-78%	-27%
BNU	10%	10%	-23%	-5%	-13%	20%	-81%	-36%
inmcm4	-1%	6%	-29%	-9%	-12%	15%	-72%	-27%
MIROC	-14%	15%	-19%	-11%	-33%	34%	-85%	-44%
NorESM1	-27%	7%	-26%	-24%	-39%	17%	-74%	-46%
Average	-7%	9%	-26%	-13%	-19%	20%	-78%	-36%

## References

Aceituno, P., Fuenzalida, H., Rosenblüth, B., (1993). Climate along the extratropical west coast of South America. In: Mooney, H.A., Fuentes, E.R., Kronberg, B.I. (Eds.), *Earth System Responses to Global Change: Contrast between North and South America*. Academic Press, New York, pp. 61–69.

Bowling, L. C., Storck, P., and Lettenmaier, D. P., (2000), Hydrologic effects of logging in western Washington, United States: *Water Resour. Res.*, v. 36, no. 11, p. 3223-3240.

Braun L, Weber M, Schulz M. (2000). Consequences of climate change for runoff from Alpine regions. *Annals of Glaciology* 31(1): 19–25.

Bristow, K. L., & Campbell, G. S. (1984). On the relationship between incoming solar radiation and daily maximum and minimum temperature. *Agricultural and forest meteorology*, 31(2), 159-166.

Carrasco J, Casassa G, Quintana J. (2005). Changes of the 0 isotherm and the equilibrium line in altitude in central Chile during the last quarter of the 20th century. *Hydrological Sciences Journal-Journal Des Sciences Hydrologiques* 50(6): 933–948.

Castillo, Y. (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 para optar al grado de magíster en ciencias de la ingeniería, mención recursos y medio ambiente hídrico*.

Chennault, J. W., (2004), Modeling the contributions of glacial meltwater to streamflow in Thunder Creek, North Cascades National Park, Washington.

Clarke, G. K., Anslow, F. S., Jarosch, A. H., Radic, V., Menounos, B., Bolch, T. (2012), and Berthier, E.: Ice volume and subglacial topography for western Canadian glaciers from mass balance fields, thinning rates, and a bed stress model, *J. Climate*, 26, 4282–4303, doi:10.1175/JCLI-D-12-00513.1.

Cornwell, N. P. Molotch and J. McPhee. (2016), Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 20, 411–430, 2016, doi:10.5194/hess-20-411-2016.

Donnell, C. B., (2007), Quantifying the glacial meltwater component of streamflow in the middle fork Nooksack River, Whatcom County, WA, using a distributed hydrology model.

Dozier, J., (1984), Snow reflectance from Landsat-4 Thematic Mapper, *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 22(3), 323-328.

Frank, E. C. and Lee, R. (1966). Potential solar beam irradiation on slopes: tables for 30° to 50° latitude, Res. Paper RM-18. Rocky Mtn. For. Range Exp. Sta.: US Dept. Agric., Forest Service.

Gardner, A. S., Moholdt, G., Cogley, J. G., Wouters, B., Arendt, A. A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W. T., Kaser, G., Ligtenberg, S. R. M., Bolch, T., Sharp, M. J., Hagen, J. O., van den Broeke, M. R., and Paul, F., (2013), : A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009, *Science*, 340, 852– 857, doi:10.1126/science.1234532.

Garreaud, R. D. (2009). The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences*, 22(22), 3–11.



Hall, D. K., G. A. Riggs, and V. V. Salomonson. (1995). Development of methods for mapping global snow cover using moderate resolution imaging spectroradiometer data, *Remote Sens. Environ.*, 54(2), 127-140.

Huss, M. (2011). Present and future contribution of glacier storage change to runoff from macroscale drainage basins in Europe, *Water Resour. Res.*, 47, W07511, doi:10.1029/2010WR010299.

Immerzeel, W. W., Van Beek, L. P. H., Konz, M., Shrestha, A. B., & Bierkens, M. F. P. (2012). Hydrological response to climate change in a glacierized catchment in the Himalayas. *Climatic change*, 110(3-4), 721-736.

Intergovernmental Panel on Climate Change. (2014). *Climate Change 2014—Impacts, Adaptation and Vulnerability: Regional Aspects*. Cambridge University Press.

Jansson, P., R. Hock, and T. Schneider (2003). The concept of glacier storage: A review, *J. Hydrol.*, 282(1-4), 116-129, doi:10.1016/S0022-1694(03)00258-0.

Lee, R. (1963). *Evaluation of Solar Beam Irradiation as a Climatic Parameter of Mountain Watersheds*, vol. 2. Ft. Collins, CO: Colorado State University.

Li, H., Sheffield, J., & Wood, E. F. (2010). Bias correction of monthly precipitation and temperature fields from Intergovernmental Panel on Climate Change AR4 models using equidistant quantile matching. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 115(D10).

Meyer, P., Itten, K. I., Kellenberger, T., Sandmeier, S., & Sandmeier, R. (1993). Radiometric corrections of topographically induced effects on Landsat TM data in an alpine environment. *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 48(4), 17-28.

Montecinos, A., Aceituno, P., (2003). Seasonality of the ENSO-Related rainfall variability in Central Chile and associated circulation anomalies. *J. Climate* 16, 281-296.

Moriasi, D. N., Arnold, J. G., Van Liew, M. W., Bingner, R. L., Harmel, R. D., & Veith, T. L.

(2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900.

Nakicenovic, N., & Swart, R. (2000). Special report on emissions scenarios. Special Report on Emissions Scenarios, Edited by Nebojsa Nakicenovic and Robert Swart, pp. 612. ISBN 0521804930. Cambridge, UK: Cambridge University Press, July 2000., 1.

Nash, J. E., & Sutcliffe, J. V. (1970). River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, 10(3), 282-290.

Naz, B. S., C. D. Frans, G. K. C. Clarke, P. Burns, and D. P. Lettenmaier (2014), Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 18(2), 787–802, doi:10.5194/hess-18-787-2014

Ohlanders, N., Rodriguez, M., & McPhee, J. (2013). Stable water isotope variation in a Central Andean watershed dominated by glacier and snowmelt. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17, 1035–1050

Pellicciotti F, Burlando P, van Vliet K. (2007). Recent trends in precipitation and streamflow in the Aconcagua River Basin, central Chile. *International Association of Hydrological Sciences* 318: p. 17–38.

Pellicciotti, F., Ragetti, S., Carenzo, M., & McPhee, J. (2013). Changes of glaciers in the Andes of Chile and priorities for future work. *The Science of the Total Environment*. doi:10.1016/j.scitotenv.2013.10.055.

Peña, H., & NAZARALA, B. (1987). Snowmelt-runoff simulation model of a central Chile Andean basin with relevant orographic effects. *IAHS-AISH publication*, (166), 161-172.

Perkins, S. (2011). A Simple bias correction method for climate extremes estimated by the generalized extreme value distribution. Oral presentation at IUGG 2011 General Assembly, Melbourne, Australia, 28 de junio al 7 de julio 2011.

Quintana, J., (2004). Estudio de los factores que explican la variabilidad de la precipitación en Chile en escalas de tiempo interdecadal. MSc Thesis, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile. 88 pp.

Ragetti, S., & Pellicciotti, F. (2012). Calibration of a physically based, spatially distributed hydrological model in a glacierized basin: On the use of knowledge from glaciometeorological processes to constrain model parameters. *Water Resources Research*, 48(3).

Rivera, A., Casassa, G., Acuna, C., & Lange, H. (2000). Variaciones recientes de glaciares en Chile. *Investigaciones geográficas*, (34), Pág-29-60.

Rivera, A., Acuña, C., Casassa, G., & Bown, F. (2002). Use of remotely sensed and field data to estimate the contribution of Chilean glaciers to eustatic sea-level rise. *Annals of Glaciology*, 34, 367-372.

Reinwarth, O. and Stäblein, G. (1972): Die Kryosphäre - das Eis der Erde und seine Untersuchung. *Würzburger Geographische Arbeiten* 36: 71 pp.

Soncini, A., Bocchiola, D., Confortola, G., Minora, U., Vuillermoz, E., Salerno, F., Viviano, G., Shrestha, D., Senese, A., Smiraglia, C., Diolaiuti, G. (2016). *Future hydrological regimes and glacier cover in the Everest region: The case study of the upper Dudh Koshi basin. Science of The Total Environment.*

Song, C., Woodcock, C. E., Seto, K. C., Lenney, M. P., & Macomber, S. A. (2001). Classification and change detection using Landsat TM data: when and how to correct atmospheric effects?. *Remote sensing of Environment*, 75(2), 230-244.

Storck, P., Bowling, L., Wetherbee, P., and Lettenmaier, D., (1998), Application of a GIS-based distributed hydrology model for prediction of forest harvest effects on peak stream flow in the Pacific Northwest: *Hydrological Processes*, v. 12, no. 6, p. 889-904.

Taylor, K.E., Stouffer, R.J., Meehl, G.A., (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bull. Am. Met. Soc.* 93, 485–498. <http://dx.doi.org/10.1175/BAMS-D-11-00094.1>.

Terink, W., R.T.W.I. Hurkmans, P.J.J.F. Torfs y R. Uijlenhoet. (2009). Bias correction of temperature and precipitation data for regional climate model application to the Rhine basin. *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, 6, 5377–5413, 2009.

Thyer, M., Beckers, J., Spittlehouse, D., Alila, Y., and Winkler, R., (2004), Diagnosing a distributed hydrologic model for two high-elevation forested catchments based on detailed stand- and basin-scale data: *Water Resources Research*, v. 40, no. 1, p. W01103.

Wigmosta, M. S., Vail, L. W., & Lettenmaier, D. P. (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water resources research*, 30(6), 1665-1679.

Wood, A. W., W. Maurer, E. P., Kumar, A., y D. P. Lettenmaier. (2002). Long-range experimental hydrologic forecasting for the eastern United States, *J. Geophysics. Res* 107(D20), 4429.

Wood, A. W., L.R. Leung, V. Sridhar y D. P. Lettenmaier. (2004). Hydrologic Implications of Dynamical and Statistical Approaches to Downscaling Climate Model Outputs. *J. Climatic Change*. Springer Netherlands, p 189-216. 2004

Yilmaz, K. K., Gupta, H. V., & Wagener, T. (2008). A process-based diagnostic approach to model evaluation: Application to the NWS distributed hydrologic model. *Water Resources Research*, 44(9).

Zhao, Q., Liu, Z., Ye, B., Qin, Y., Wei, Z., & Fang, S. (2009). A snowmelt runoff forecasting model coupling WRF and DHSVM. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13(10), 1897-1906.

## ANEXOS C: Forzantes climáticas

A continuación se presentan las curvas de variación estacional de los 21 GCM existentes

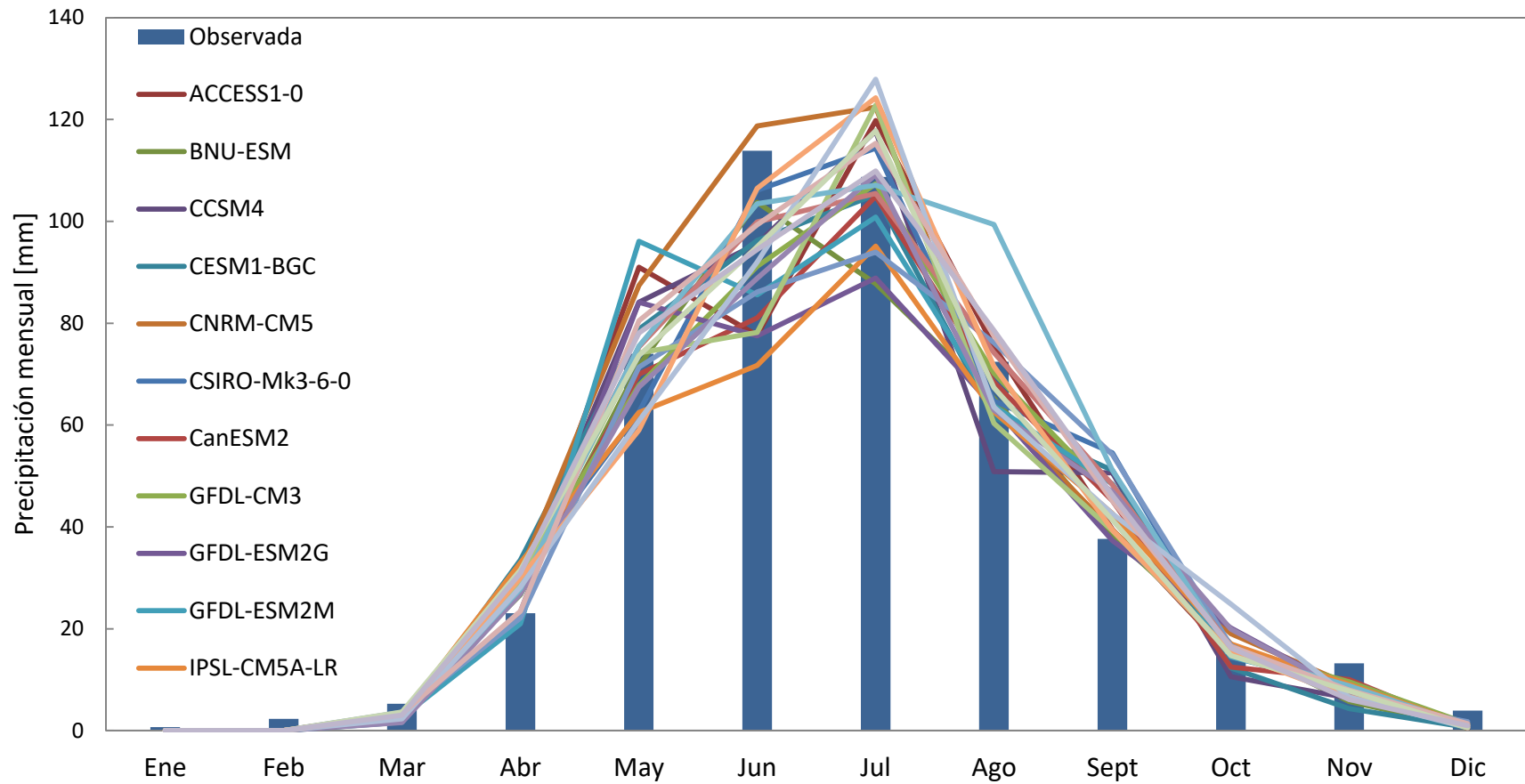


Figura 0.1 Curva de variación estacional de precipitación para los 21 GCM existentes.

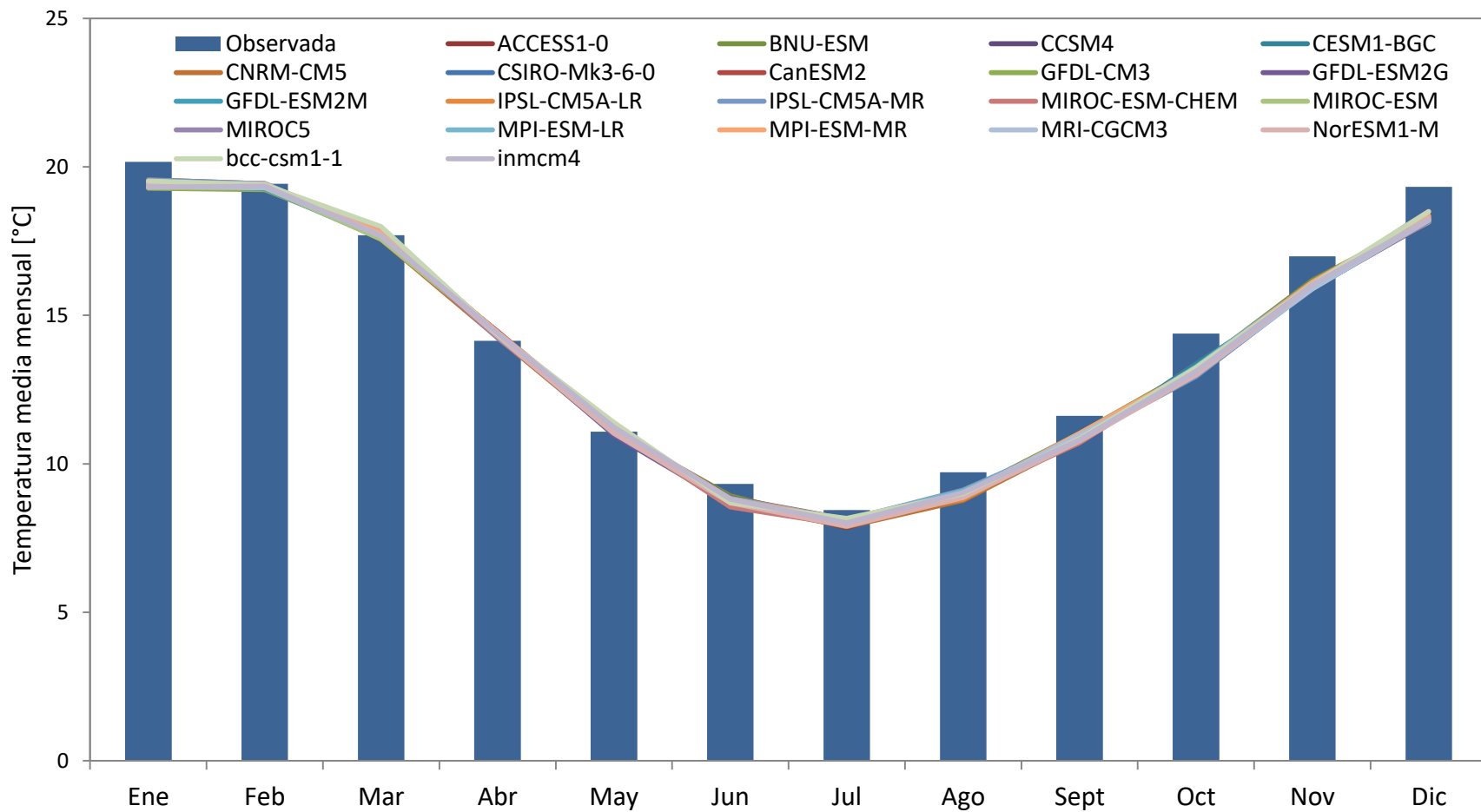


Figura 0.2 Curva de variación estacional de temperatura para los 21 GCM existentes.

## ANEXOS D: Ecuaciones modelos hidrológicos

### 1. Ecuaciones del modelo DHSVM

El balance global de agua de cada celda es el siguiente:

$$\Delta S_s + \Delta S_v + \Delta W = P - E_s - E_v - P_2 \quad (1)$$

Con  $\Delta S$  la variación en el almacenamiento de las distintas capas de suelo,  $\Delta S_v$  la variación en el almacenamiento de la vegetación producto de la intercepción i.,  $\Delta W$  es la variación en el almacenamiento de nieve,  $P$  es la precipitación,  $P_2$  es el agua que percolada hacia estratos inferiores,  $E_s$  es la evaporación del suelo,  $E_v$  es la evapotranspiración vegetal.

A continuación se muestran los procesos calculados:

#### a. Evapotranspiración

Se considera que la precipitación queda interceptada en la superficie de las capas vegetales (dosel y follaje) en función de la capacidad de almacenamiento ( $I_{co}$  para el dosel y  $I_{cu}$  para el follaje).

$$I_{co} = 10^{-4}LAI_oF \quad (2)$$

$$I_{cu} = 10^{-4}LAI_u \quad (3)$$

Donde LAI es el índice de área foliar asociada al tipo de vegetación y  $F$  es la fracción de área superficial cubierta del dosel. El exceso de agua pasa al suelo directamente, además, el modelo no distingue diferencias entre almacenamiento de nieve o agua.

El modelo diferencia la evapotranspiración de superficies mojadas y secas. Para el caso de superficie seca se usa la relación de Penman-monteith para calcular la transpiración.

$$E_{tj} = \frac{\Delta R_{nj} + \frac{\rho c_p (e_s - e)}{r_{aj}}}{\lambda_v \left[ \Delta + \gamma \left( 1 + \frac{r_{cj}}{r_{aj}} \right) \right]} dt \quad (4)$$

Donde  $E_{tj}$  es la transpiración en el tiempo  $t$  para la capa de vegetación  $j$  (follaje u o dosel o),  $\Delta$  es la pendiente de la curva temperatura-presión de vapor saturado,  $R_{nj}$  es la densidad de radiación neta,  $\rho$  es la densidad del aire,  $c_p$  es el calor específico del aire a presión constante,  $e$  y  $e_s$  son las presiones de vapor y de vapor saturado,  $r_{aj}$  es la resistencia aerodinámica al transporte de vapor,  $\lambda_v$  es el calor latente de vaporización del agua,  $\gamma$  es la constante psicométrica,  $r_{cj}$  es la resistencia de las hojas al transporte de vapor y el paso de tiempo es  $dt$ . Se calculan por separado las variables  $R_{nj}$ ,  $r_{aj}$  y  $r_{cj}$ .

La evaporación en las hojas mojadas ( $E_{pj}$ ) se calcula anulando la resistencia de las hojas al transporte de vapor.

$$E_{pj} = \frac{\Delta R_{nj} + \frac{\rho c_p (e_s - e)}{r_{aj}}}{\lambda_v [\Delta + \gamma]} dt \quad (5)$$

El modelo calcula la evaporación y transpiración de forma independiente para el dosel y el follaje. Primero el agua interceptada es evaporada y luego, si la hoja está seca, se calcula la transpiración.

La evaporación del suelo se calcula tomando el mínimo entre la evapotranspiración potencial para el suelo  $E_{ps}$  calculada con la ecuación 5 y el volumen de agua ascendente  $F_e$ .

$$E_s = \min(E_{ps}, F_e) \quad (6)$$

La resistencia aerodinámica  $r_a$  se calcula independientemente para el dosel y el follaje. Se utiliza un perfil logarítmico para evaluar el viento a diferentes alturas.

La resistencia de las hojas al transporte de agua  $r_c$  se calcula separadamente entre el dosel y el follaje y depende de las características de la vegetación. Este parámetro se representa como la suma de la resistencia estomática ( $r_s$ ) proyectada de las hojas. La resistencia estomática depende



de cuatro factores limitantes: la temperatura del aire, el déficit de presión de vapor, la radiación PAR y la humedad del suelo.

b. Radiación de onda corta

El balance radiativo incorpora el albedo de cada vegetación, calculando las interacciones entre la radiación solar, las diferentes capas de vegetación de manera independiente y a la vez relaciones entre estas últimas con el suelo.

El balance para el dosel es el siguiente:

$$R_{so} = R_s[(1 - a_o) - \tau_o(1 - a_u)]F + (L_d + L_u - 2L_o)F \quad (7)$$

Donde  $R_{so}$  es la radiación de onda corta neta absorbida por el dosel,  $R_s$  es la radiación de onda corta incidente,  $a_o$  y  $a_u$  es el albedo del dosel y follaje respectivamente,  $\tau_o$  es la transmisividades del dosel hacia abajo,  $F$  es la fracción cubierta por el dosel,  $L_d$ ,  $L_u$  y  $L_o$  la radiación de onda corta incidente sobre el follaje, radiación de onda larga emitida bajo el follaje y sobre el follaje respectivamente.

$$\tau_o = \exp(-kLAI_o) \quad (8)$$

$$L_o = \sigma (T_o + 273)^4, L_u = \sigma (T_u + 273)^4 \quad (9)$$

Donde  $k$  es el coeficiente de atenuación del dosel,  $T_o$  y  $T_u$  son la temperatura del dosel y follaje respectivamente, las que se consideran igual a la temperatura del aire exepcto en el caso de existencia de nieve, ya que en ese caso la temperatura es calculada.

Para el follaje la radiación es atenuada: según la ecuación 10.

$$R_{nu} = R_s(1 - a_u)[\tau_o F + [1 - F]] + (1 - F)L_d + FL_o - L_u \quad (10)$$

Donde  $R_{nu}$  es la radiación de onda corta neta absorbida por el follaje y  $a_u$  es el albedo del follaje.

para el caso del suelo desnudo la radiación se caracteriza por la ecuación 11.

$$R_{sg} = R_s \tau_u (1 - \alpha_g) [(1 - F) + \tau_o F] \quad (11)$$

c. Precipitación, Acumulación y derretimiento de nieve

La precipitación cae en estado sólido o líquido dependiendo de la temperatura del aire, como se muestra en la ecuación 12

$$\begin{aligned} P_s &= P \quad T_a \leq T_{min} \\ P_s &= \frac{T_{max} - T_a}{T_{max} - T_{min}} \quad T_{min} < T_a < T_{max} \\ P_s &= 0 \quad T_a \geq T_{max} \end{aligned} \quad (12)$$

$$P_l = P - P_s$$

Con  $P$  la precipitación total,  $P_s$  la precipitación en estado sólido,  $P_l$  la precipitación en estado líquido,  $T_a$  la temperatura del aire,  $T_{max}$  la temperatura sobre la que toda la precipitación es líquida y  $T_{min}$  la temperatura bajo la cual toda la precipitación es sólida.

El modelo de acumulación y derretimiento de nieve considera dos capas: una delgada capa superficial en la que ocurren los procesos de transferencia de energía con la atmósfera, vegetación y el manto nival. La ecuación de balance energético de la capa superficial se expresa en términos de diferencia finita de tiempo  $\Delta t$

$$W^{t+\Delta t} T_s^{t+\Delta t} - W^t T_s^t = \frac{\Delta t}{\rho_w c_s} (Q_r + Q_s + Q_e + Q_p + Q_m) \quad (13)$$

Donde  $c_s$  es el calor específico del hielo,  $\rho_w$  es la densidad del agua,  $W$  es el equivalente en agua de nieve de la capa superficial,  $T_s$  es la temperatura de la capa superficial,  $Q_r$ ,  $Q_s$ ,  $Q_e$ ,  $Q_p$  y  $Q_m$  son los flujos de radiación, calor sensible, calor latente, calor proveniente de la precipitación o nieve y energía entregada al manto producto del congelamiento o

derretimiento. El flujo de radiación se calcula en base a la ecuación 10, considerando la temperatura y el albedo de la nieve,  $T_u = T_s$  y  $\alpha_u = \alpha_s$ .

El albedo de la nieve se considera que decae en base al tiempo de la última nevada, dependiendo de si el análisis se realiza en el período de acumulación o derretimiento, lo que se considera que depende de la temperatura. El valor del albedo máximo es un parámetro de calibración. Se considera que el albedo mínimo para la nieve es de  $\alpha_s = 0.44$ , lo cual también se considera un parámetro de calibración

$$\alpha_s = \begin{cases} 0.81(0.92)^{N^{0.56}} & T \leq 0 \\ 0.81(0.7)^{N^{0.46}} & T > 0 \end{cases} \quad (14)$$

El flujo de calor sensible está dado por la ecuación 15, donde  $r_{as}$  representa la resistencia aerodinámica entre la superficie de la nieve y una superficie de referencia.

$$Q_s = \frac{\rho c_p (T_a - T_s)}{r_{as}} \quad (15)$$

El flujo de calor latente está dado por la ecuación 16, donde  $\lambda_i$  es el calor latente de vaporización cuando existe agua líquida en la capa superficial y  $P_a$  la presión atmosférica.

$$Q_e = \frac{\lambda_i \rho \left[ \frac{0.622}{P_a} \right] [e(T_a) - e_s(T_s)]}{r_{as}} \quad (16)$$

La energía advectada al manto nival producto de la precipitación está dada por la ecuación 17, donde  $c_w$  es el calor específico del agua,  $P_L$  es la altura de agua en estado líquido y  $P_I$  el equivalente en agua líquida de la fase sólida.

$$Q_p = \frac{\rho_w c_w T_a P_L + \rho_w c_s T_a P_I}{\Delta t} \quad (17)$$

La energía total para recongelar el agua en estado líquido o para derretir la nieve está dada por la energía neta, según la ecuación 18.

$$Q_{\text{net}} = \frac{Q_r + Q_s + Q_e + Q_p}{\Delta t} \quad (18)$$

Si  $Q_{\text{net}}$  es negativa el agua líquida puede ser congelada, y si es suficientemente negativa para congelar toda el agua líquida existente, entonces se produce un incremento en el contenido de frío del manto. Si  $Q_{\text{net}}$  es positivo, entonces el exceso de energía disponible después de satisfacer el contenido de frío produce el derretimiento de la nieve, caracterizado por la ecuación 19.

$$\begin{aligned} Q_m \Delta t &= \min(-Q_{\text{net}}, \rho_w \lambda_f W_{\text{liq}}), \quad Q_{\text{net}} < 0 \\ Q_m \Delta t &= -(Q_{\text{net}} + c_s W_{\text{ice}} T_s^t), \quad Q_{\text{net}} \geq 0 \end{aligned} \quad (19)$$

Finalmente, el balance de masa de la capa superficial está dado por la ecuación 20

$$\begin{aligned} \Delta W_{\text{liq}} &= P_L + \left[ \frac{Q_e}{\rho_w \lambda_v} - \frac{Q_m}{\rho_w \lambda_f} \right] \Delta t \\ \Delta W_{\text{ice}} &= P_1 + \left[ \frac{Q_e}{\rho_w \lambda_s} + \frac{Q_m}{\rho_w \lambda_f} \right] \Delta t \end{aligned} \quad (20)$$

#### d. Ecurrimiento no saturado y saturado subterráneo

El modelo hace diferencia entre el escurrimiento no saturado y saturado. El supuesto es que el agua fluye superficialmente solo cuando el suelo está saturado.

##### a) Ecurrimiento no saturado

Se realiza un balance de masa entre las capas  $d_1$  y  $d_2$ , que representan la capa superficial y la profunda respectivamente, asociadas a las zonas de raíces superiores y profundas con la humedad respectiva  $\theta$ . La percolación  $P_1$  y  $P_2$  asociada a dichas capas se calcula usando la ecuación de Darcy.

$$d_1 \cdot (\theta_1^{t+\Delta t} - \theta_1^t) = P_0 - P_1(\theta_1) - E_{t_0} - E_{t_1} - E_s - V_{\text{sat}} - V_r \quad (21)$$

$$d_2 \cdot (\theta_2^{t+\Delta t} - \theta_2^t) = P_1(\theta_1) - P_2(\theta_2) - E_{to} + V_{sat} \quad (22)$$

Donde  $\theta_i^{t+\Delta t} - \theta_i^t$  es la diferencia de humedad con el paso de tiempo para la capa de suelo  $i$ ,  $P_0$  es el agua proveniente de la lluvia,  $E_s$  es la evaporación del suelo,  $V_{sat}$  es el volumen de agua proveniente de un nivel freático superior a la profundidad de la capa de suelo,  $V$  es el exceso de agua ante una subida del nivel freático por sobre la superficie.

b) Esguerrimiento saturado

Todo exceso de agua se convierte en flujo en una de las 8 direcciones. Para una celda  $i, j$  se tiene que el caudal la dirección  $k$  se calcula como se muestra en la ecuación 23.

$$q(t)_{i,j,k} = T(t)_{i,j} \beta_{i,j,k} w_k \quad (23)$$

Donde  $T_{ij}$  es la transmisividad de la celda  $i, j$  y  $\beta_{i,j,k}$  es la pendiente de la celda  $i, j$  en dirección  $k$  y  $w_k$  es el ancho del flujo en la dirección  $k$ .

La transmisividad  $T_{i,j}$  se calcula utilizando la relación presentada en Beven (1982).

e. Módulo Glaciar

El balance de masa neto glaciar se calcula a nivel mensual, y está dado por la ecuación 24, donde SWE es el equivalente en agua de nieve e IWE es el equivalente en agua de hielo.

$$b_n = \Delta IWE + \Delta SWE \quad (24)$$

El espesor del glaciar para cada pixel  $i, j$  se actualiza como resultado de los cambios en la superficie glaciar dado por la ecuación 25, donde  $S$  representa la cota de la superficie y  $B$  la cota de la topografía basal del glaciar.

$$h(i, j, t + dt) = \begin{cases} 0 & S(i, j, t) \leq B(i, j, t) \\ S(i, j, t) - B(i, j, t) & S(i, j, t) > B(i, j, t) \end{cases} \quad (25)$$

Al final de cada mes se ajusta la altura del IWE

$$IWE_t(i, j, t + dt) = \left( S(i, j, t - dt) + b_{n,ice}(i, j, t) \right) * \frac{\rho_{ice}}{\rho_w} \quad (26)$$

El proceso de derretimiento glaciario es similar al planteado para la nieve.

## 2. Ecuaciones del modelo WEAP

### a) Modelo original

A continuación se presentan las principales ecuaciones asociadas al modelo WEAP.

La escorrentía superficial ( $E_s$ ) ocurre a partir de la precipitación efectiva ( $P_e$ ) y la irrigación (la última es 0 en todo este trabajo), y depende de la humedad que tenga la primera capa de suelo ( $Z_1$ ) y el índice de resistencia a la escorrentía (RRF).

$$E_s = (P_e + \text{Irrigación}) * Z_1^{\text{RRF}} \quad (27)$$

La escorrentía directa ocurre cuando se sobrepasa el 100% de humedad en la primera capa de suelo.

El flujo superficial se calcula utilizando el cuadrado del porcentaje de humedad de la primera capa de suelo, y es directamente proporcional a la conductividad de esa capa (RZC) y al porcentaje de flujo que va desde la capa superior a la inferior (PFD).

$$\text{Flujo subsuperficial} = (RZC * PFD) * Z_1^2 \quad (28)$$

La percolación desde la primera capa de suelo a la profunda se calcula a partir de la conductividad de la primera y al porcentaje de flujo asignado a la segunda.

$$\text{Percolación} = (\text{RZC} * (1 - \text{PFD})) * Z_1^{\text{SSRC}_1} \quad (29)$$

El flujo base tiene una dependencia similar al flujo subsuperficial, siendo calculado con el cuadrado del porcentaje de humedad de la segunda capa y directamente proporcional a la conductividad de ésta (DC), como se muestra en la ecuación.30

$$\text{Flujo base} = \text{DC} * Z_2^2 \quad (30)$$

Finalmente el caudal se obtiene del aporte de cada área mediante la ecuación 31

$$Q = \text{Esc. superficial} + \text{Esc. directa} + \text{Flujo subsuperficial} + \text{Flujo base} \quad (31)$$

El cálculo de la precipitación efectiva se realiza mediante la ecuación 32, donde  $P_i$  corresponde la precipitación en el paso de tiempo  $i$ ;  $M_C$  y  $M_i$  son términos que corresponden al derretimiento de nieve, que se definen en las ecuaciones 33 y 34.

$$P_e = P_i * M_C + M_i \quad (32)$$

$$M_C = \begin{cases} 0 & \text{si } T_i < T_S \\ 1 & \text{si } T_i > T_d \\ \frac{T_i - T_S}{T_d - T_S} & \text{si } T_S < T_i < T_d \end{cases} \quad (33)$$

$$M_i = \min(\text{AC}_i * M_C, E_m) \quad (34)$$

$T_i$  corresponde a la temperatura de derretimiento,  $T_S$  corresponde a la temperatura de congelamiento y  $T_D$  corresponde a la temperatura de derretimiento,  $E_m$  es la energía disponible para derretimiento convertida en un equivalente de profundidad/tiempo,  $\text{AC}_i$  corresponde a la acumulación de nieve en el periodo de tiempo  $i$ .

$$E_m = R_{\text{Net}} + E_{\text{other}} \quad (35)$$

$$E_{\text{other}} = R_{\text{Net}} * (\text{Cloudiness Fraction}) \quad (36)$$

$$AC_i = AC_{(i-1)} + (1 - M_i) * P_i - M_{(i-1)} \quad (37)$$

Either representa parámetros energéticos agrupados en un solo término,  $R_{Net}$  representa la radiación neta sobre las captaciones de acuerdo a la latitud y al día del año, la cual es automáticamente calculada por el modelo y Cloudiness Fraction corresponde a las horas del día libre de nubes, 0 completamente nublado y 1 totalmente despejado.

El cálculo de la evapotranspiración se realiza mediante la ecuación 38, donde PET corresponde a la ecuación de Penman-Monteith utilizada por la FAO para calcular evapotranspiración y utiliza la humedad relativa y el viento observados o estimados en el área

$$\text{Evapotranspiración} = \text{PET} * \frac{5 * Z_1 - 2 * Z_1^2}{3} \quad (38)$$

#### b) Módulo glaciar

El flujo de entrada está dado por la precipitación en estado líquido o sólido caída en la banda  $i$  en el tiempo  $t$  ( $P_{liq\ i,t}$  y  $P_{snow\ i,t}$  respectivamente), las que se caracterizan por la ecuación 39, donde  $T_0$  representa la temperatura umbral a partir de la cual el agua sólida pasa a la fase líquida y viceversa.

$$P_{liq\ i,t} = \begin{cases} P_{i,t} & T_{i,t} \geq T_0 \\ 0 & T_{i,t} < T_0 \end{cases} \quad (39)$$

$$P_{snow\ i,t} = \begin{cases} P_{i,t} & T_{i,t} < T_0 \\ 0 & T_{i,t} \geq T_0 \end{cases}$$

Para el derretimiento glaciar se considera el balance de energía simplificado en el manto de nieve/hielo, según la ecuación 40, donde  $E_i$  representa la variación del flujo de energía interna del manto nival,  $E_{ns}$  el flujo radiativo neto de onda corta,  $E_{nl}$  el flujo radiativo de onda larga,  $E_h$  el flujo de calor sensible en la interfaz nieve-aire,  $E_e$  el flujo convectivo de calor latente por intercambio de vapor,  $E_r$  el flujo de calor latente y sensible proveniente de la precipitación,  $E_g$  el flujo de calor del suelo y  $E_m$  el flujo de energía disponible para el derretimiento.



$$E_i = E_{ns} + E_{nl} + E_h + E_e + E_r + E_g - E_m \quad (40)$$

El término  $E_i$  puede considerarse como 0, por lo que reordenando la ecuación y llevándola al lenguaje del modelo se obtiene la ecuación 41, donde  $E_{n,i,t}$  representa la radiación neta total, mientras que  $E_{other}$  resume todos los flujos de energía adicionales al  $E_n$  y se caracteriza por la ecuación 42, donde  $R_f$  es un parámetro de calibración que va entre 0 y 1; se expresa con signo negativo pues  $E_n$  representa el máximo potencial de derretimiento.

$$E_{m,i,t} = E_{n,i,t} - E_{other,i,t} \quad (41)$$

$$E_{other} = R_f * E_{n,i,t} \quad (42)$$

Para el cálculo del derretimiento se utilizan las ecuaciones 43 y 44

$$M_{pot\ snow\ i,t} = \begin{cases} \frac{E_{m,i,t}}{\rho_w L_f B} & T_{i,t} \geq T_0 \\ 0 & T_{i,t} < T_0 \end{cases} \quad (43)$$

$$M_{ice\ i,t} = \begin{cases} S_{free,i,t} \frac{E_{m,i,t}}{\rho_w L_f B} F_{ice} & T_{i,t} \geq T_0 \\ 0 & T_{i,t} < T_0 \end{cases} \quad (44)$$

Donde  $\rho_w$  es la densidad de la agua,  $L_f$  el calor latente de fusión, es el coeficiente de calidad térmica del manto,  $F_{ice}$  la fracción de hielo (adimensional que varía entre 0 y 1) y  $S_{free,i,t}$  la proporción de glaciar libre de nieve, calculada mediante la ecuación 46.

El caudal proveniente del hielo glaciar, en altura de agua, se calcula según la ecuación 45

$$Q_{ice,i,t} = Q_{icei,(t-1)} e^{\frac{\Delta t}{K_{ice}}} + (P_{liq,i,t} * S_{free,i,t} + M_{ice,i,t}) * \left(1 - e^{\frac{\Delta t}{K_{ice}}}\right) \quad (45)$$

Donde  $K_{ice}$  es la constante de tiempo que determina el rezago producto del ruteo del caudal,  $M_{ice}$  representa el derretimiento de hielo desde el glaciar, calculado según la ecuación 44,

$$S_{\text{free},i,t} = \begin{cases} 0 & P_{\text{snow},i,t} > 0 \\ 1 - \frac{S_{\text{Final},i,t} - M_{\text{snow},i,t}}{S_{\text{Final},i,t}} & 0 < 1 - \frac{S_{\text{Final},i,t} - M_{\text{snow},i,t}}{S_{\text{Final},i,t}} < 1 \\ 1 & \left(1 - \frac{S_{\text{Final},i,t} - M_{\text{snow},i,t}}{S_{\text{Final},i,t}}\right) \geq 1 \\ 0 & S_{\text{Final},i,t} > 0 \end{cases} \quad (46)$$

Dado que las ecuaciones anteriores están dadas en unidades de altura de agua, para obtenerlas en unidad de volumen se emplea la ecuación 47. Finalmente el caudal glaciar total se da por la ecuación 48.

$$VQ_{\text{ice},i,t} = Q_{\text{ice},i,t} * A_{\text{glacier},i,t} \quad (47)$$

$$VQ_{\text{ice},t} = \sum_{i=1}^n VQ_{\text{ice},i,t} \quad (48)$$

El balance de masa se realiza al concluir el año hidrológico, evaluando el cambio de volumen glaciar, y mediante la ecuación 49 traducirlo en una variación de superficie glaciar.

$$V_{\text{glacier},t} = c * A_{\text{glacier},t}^b \quad (49)$$

$$A_{\text{glacier},t} = \sum_{i=1}^n A_{\text{glacier},i,t}$$

### 3. Otras ecuaciones

La irradiación potencial solar para superficies horizontales se calcula mediante la ecuación 50, con  $I_0 = 1300 \text{ W m}^{-2}$ , e el vector de radio y Z el ángulo zenith.

$$I_s = \left(\frac{I_0}{e^2}\right) \cos Z \quad (50)$$

El ángulo zenith se calcula en base a la latitud  $\theta$ , la declinación solar  $\delta$  y el ángulo asociado a la hora  $wt$

$$\cos Z = (\sin \theta \sin \delta + \cos \theta \cos wt) \quad (51)$$

La radiación solar a nivel diario se obtiene sencillamente promediando los valores horarios. Para considerar la nubosidad se utiliza la ecuación 52, donde  $c$  es la fracción de área cubierta por nubosidad.

$$I_{s_{nub}} = I_s * (0.85 - 0.4 * c) \quad (51)$$