



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

SENSIBILIDAD CLIMÁTICA DE LA EVOLUCIÓN DEL MANTO NIVAL Y SU IMPACTO EN LA HIDROLOGÍA A ESCALA DE CUENCA

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL

CATALINA ANDREA SILVA GALAZ

PROFESORA GUÍA
XIMENA VARGAS MESA

PROFESOR CO-GUÍA
EDUARDO MUÑOZ CASTRO

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
JAMES MCPHEE TORRES
PABLO MENDOZA ZUÑIGA

SANTIAGO DE CHILE
2022

SENSIBILIDAD CLIMÁTICA DE LA EVOLUCIÓN DEL MANTO NIVAL Y SU IMPACTO EN LA HIDROLOGÍA A ESCALA DE CUENCA

En cuencas donde el derretimiento de nieve estacional es la principal fuente de agua dulce en el periodo de estiaje, el estudio de los procesos del manto nival y su sensibilidad al clima resulta fundamental para comprender los efectos del cambio climático sobre la disponibilidad del recurso hídrico.

El presente trabajo busca comprender la dependencia climática del manto nival en cuencas de alta montaña ubicadas en Chile central. Para ello, se implementó el modelo hidrológico semidistribuido de base física CRHM a escala temporal horaria en dos cuencas controladas. Las cuales corresponden a Río Tinguiririca en Bajo Los Briones (BNA 6028001) y Río Teno después de junta con río Claro (BNA 7104002). La modelación consideró el periodo histórico 2000-2020, con un subperiodo de calibración (2005-2015) y dos de verificación (2000-2005 y 2015-2020).

La calibración realizada a partir del algoritmo de optimización DDS, entregó valores de KGE iguales a 0,66 y 0,48 para las series escorrentía media diaria, en Río Tinguiririca y Río Teno, respectivamente. En términos de correlación temporal las variables nivales, fSCA y SWE, presentan valores superiores a 0,9. Así, la evaluación del periodo 2000-2020 muestra que, durante los años más secos y cálidos existe una reducción en el almacenamiento nival, lo cual se traduce en una disminución de la escorrentía. No obstante, dicha reducción, asociada a déficit de precipitaciones, se suaviza en la cuenca del Río Tinguiririca, donde existe una mayor contribución glacial (hasta 30%).

Para comprender los impactos de cambios en el clima sobre el manto nival, se realizó un análisis de sensibilidad a partir de perturbaciones controladas de precipitación y temperatura. Posteriormente, se forzó el modelo con series de precipitación y temperatura derivadas de cuatro GCM, bajo un escenario de emisiones RCP8.5; los cuales corresponden a CCSM4, CSIRO-MK3-6-0, IPSL-CM5A-LR y MIROC-ESM.

Como principales resultados se obtiene: i) las variables presentan una mayor dependencia con la precipitación, ii) se advierte un adelantamiento de la escorrentía, el cual no genera un cambio en el régimen hidrológico, iii) se observan variaciones máximas de 30% para las variables relacionadas con la nieve (e.g., SWE máximo y acumulado) y 20% para la escorrentía, iv) las tasas de acumulación y ablación presentan aumentos con la disminución en la temperatura o aumento de la precipitación. Respecto a las proyecciones de cambio climático, en el periodo 2040-2060 se proyecta una reducción de la escorrentía y las variables nivales, cercana al 20% respecto al periodo histórico.

De estos resultados se desprende la necesidad de comprender y cuantificar los cambios en el manto nival producto de cambios en el clima, especialmente considerando un posible futuro más cálido y seco

AGRADECIMIENTOS

En primer lugar, quiero agradecer a mi familia que me ha dado la libertad y el apoyo para dedicarme a lo que quisiera elegir, gracias por incentivar me a aprender y a superarme. Gracias, por sobre todo, por inculcarme valores que hoy definen mi accionar y por el amor y las enseñanzas que me han entregado a lo largo de los años.

También quiero agradecer a todas mis amigas y amigos, que me han apoyado durante tanto tiempo. Gracias por recordarme creer en mí cada vez que lo necesité, por escucharme y por ser mis fans siempre. Llenaron la universitaria de recuerdos bonitos que me hacen terminar feliz esta etapa.

Gracias a la gente con la que he compartido estudios, por ayudarnos mutuamente cada vez que pudimos, porque así la vida es mucho más fácil. A mis compañeras y compañeros de hidráulica, en especial a la salita de memoristas, que hicieron tan ameno este periodo final de la carrera.

Finalmente, gracias a mi comisión por darme la oportunidad de aprender tanto. En particular, quiero agradecer a la profe Ximena por su buena disposición y por todo lo que me enseñó. También quiero agradecer a Eduardo por tener infinita paciencia, ayudarme cada vez que lo necesité y aunque por momentos no lo agradecí gracias por empujarme a desarrollar el mejor trabajo que pudiese. A ambos les agradezco la calidad de persona que son y por preocuparse de mí más allá de lo exclusivamente académico.

Mención especial a la Jaquie que siempre está para apoyarnos, darnos una palabra de ánimo, conversar o ayudarnos cuando estamos en problemas; haces el tercer piso mucho más humano.

Tabla de contenido

1	Introducción.....	1
1.1	Objetivos	2
1.1.1	Objetivo general	2
1.1.2	Objetivos específicos	2
1.2	Estructura del informe.....	2
2	Antecedentes de estudio	3
2.1	La importancia de la nieve en los Andes Centrales.....	3
2.2	Sensibilidad del manto y respuesta hidrológica.....	4
2.2.1	Sensibilidad espacial.....	4
2.2.2	Sensibilidad climática	5
2.3	GCMs y proyecciones de cambio climático	6
2.4	Percepción remota como herramienta de apoyo para la modelación	7
2.5	Cold Region Hydrological Model (CRHM) y aplicaciones en Chile	8
2.6	Síntesis	9
3	Zona de estudio	10
3.1	Cuenca Río Tinguiririca en Bajo los Briones.....	10
3.2	Cuenca Río Teno después de Junta con Claro	12
4	Información disponible.....	15
5	Metodología	17
5.1	Construcción del modelo CRHM.....	18
5.1.1	Módulos utilizados.....	18
5.1.2	Determinación de unidades de respuesta hidrológica (URHs)	19
5.1.3	Estimación de parámetros observables	21
5.1.4	Calibración y validación del modelo.....	22
5.2	Escenarios sintéticos de perturbaciones controladas	26
5.3	Proyecciones de cambio climático	26
6	Resultados y discusión	28
6.1	Calibración y validación del modelo CRHM	28
6.2	Periodo histórico 2000-2020	32
6.3	Escenarios sintéticos.....	38
6.4	Proyecciones de cambio climático periodo 2020-2060.....	48
7	Conclusiones y recomendaciones	56
	Bibliografía	58

Índice de Tablas

Tabla 5.1: Criterios de eficiencia utilizados	23
Tabla 6.1: Valores promedio del periodo histórico 2000-2020	32
Tabla 6.2: Anomalías hidroclimáticas máximas y mínimas en periodo histórico 2000-2020.....	34
Tabla 6.3 : enival frente a escenarios de perturbación de precipitación o temperatura...	41
Tabla 6.4: Rangos de variación en escenarios de modificación de una forzante. Cuenca del Río Tinguiririca	41
Tabla 6.5: Rangos de variación en escenarios de modificación de una forzante. Cuenca del Río Tenó	42
Tabla 6.6: Rangos de variación perturbación en escenarios de perturbación conjunta de temperatura y precipitación.....	48
Tabla 6.8: Rango de variaciones en la respuesta modelada con GCMs. Periodo de futuro inmediato y cercano	52

Índice de Figuras

Figura 2.1: Mapa de los Andes extratropicales de Latinoamérica que muestra las subdivisiones regionales (Andes Desert, Andes Centrales de Chile y Argentina y Andes Patagónicos) y la ubicación de los sitios glaciares mencionados en el texto. Los límites regionales.	3
Figura 3.1: Ubicación cuenca río Tinguiririca en Bajo Los Briones, región del Libertador Bernardo O'Higgins.....	11
Figura 3.2: Curva hipsométrica cuenca Tinguiririca en Bajo Los Briones derivada del DEM SRTM.....	11
Figura 3.3: Climograma cuenca Río Tinguiririca en Bajo Los Briones, periodo abril del 2000- marzo del 2020. Datos: Explorador de cuencas Camels.....	12
Figura 3.4: Ubicación cuenca Río Teno después de junta con Claro, región del Maule...	13
Figura 3.5: Curva hipsométrica cuenca Teno después de junta con río Claro derivada del DEM SRTM	13
Figura 3.6: Climograma cuenca Teno después de junta con río Claro, periodo abril del 2000- marzo del 2020. Datos: Explorador de cuencas Camels.....	14
Figura 4.1: Ubicación de estaciones fluviométricas y meteorológicas presentes en la zona de estudio. Red hidrométrica nacional, DGA.	15
Figura 5.1: Flujo metodológico empleado en el presente estudio.	17
Figura 5.2: Esquema de URHs cuenca Tinguiririca en Bajo los Briones, en blanco se presentan las unidades glaciares.	20
Figura 5.3: Esquema de URHs cuenca Teno antes de junta con río Claro, en blanco se presentan las unidades glaciares y en celeste los cuerpos de agua.	21
Figura 5.4: Grilla de perturbaciones a precipitación y temperatura, 49 escenarios sintéticos.....	26
Figura 6.1: Curvas de duración de escorrentía y SWE de los valores medios diarios (observado y modelado) del periodo 2000-2020, cuenca del Río Teno.....	31
Figura 6.2: Anomalía hidroclimáticas anual promedio del periodo histórico,2000-2020, para precipitación media anual (a), temperatura media anual (b), escorrentía (c), SWE máximo (d), duración de la nieve (e) y SWE acumulado (f). Cuenca Río Tinguiririca.....	33
Figura 6.3: Anomalía hidroclimáticas anual promedio del periodo histórico,2000-2020, para precipitación media anual (a), temperatura media anual (b), escorrentía (c), SWE máximo (d), duración de la nieve (e) y SWE acumulado (f). Cuenca Río Teno.....	35
Figura 6.4: Aporte relativo a la escorrentía a escala mensual promedio de la precipitación líquida, deshielo nival y glacial, para el periodo histórico 2000-2020. Cuenca río Tinguiririca.....	36
Figura 6.5: Aporte relativo a la escorrentía a escala anual de la precipitación líquida, deshielo nival y glacial, para el periodo histórico 2000-2020. Cuenca Río Tinguiririca.	37
Figura 6.6: Aporte relativo a la escorrentía a escala mensual promedio de la precipitación líquida, deshielo nival y glacial, para el periodo histórico 2000-2020. Cuenca río Teno	37
Figura 6.7: Aporte relativo a la escorrentía a escala anual de la precipitación líquida, deshielo nival y glacial, para el periodo histórico 2000-2020. Cuenca Río Teno.	38
Figura 6.8: Curvas de variación estacional frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta la escorrentía total (a y b), el deshielo glacial (c y d) y el nival (e y f). Cuenca del Río Tinguiririca	39
Figura 6.9: Curvas de variación estacional frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta la escorrentía total (a	

y b), el deshielo glacial (c y d) y el nival (e y f). Cuenca del Río Teno 40

Figura 6.10: Variación anual promedio frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta el SWE max (a y b), duración de la nieve (c y d) y SWE acum. (e y f). Cuenca del Río Tinguiririca..... 41

Figura 6.11: Variación anual promedio frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta el SWE max (a y b), duración de la nieve (c y d) y SWE acum. (e y f). Cuenca del Río Tinguiririca42

Figura 6.12: Variación anual promedio frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta el SWE max (a y b), duración de la nieve (c y d) y SWE acum. (e y f). Cuenca del Río Teno43

Figura 6.13: Curva empírica de distribución de probabilidad acumulada (EDCF) de tasas de acumulación y ablación en el periodo 200-2020, dado los escenarios de perturbación individual de precipitación y temperatura. a) EDCF tasa de acumulación para caso de variación de temperatura, b) EDCF tasa de acumulación para caso de variación de precipitación, c) EDCF tasa de ablación para caso de variación de temperatura, d) EDCF tasa de ablación caso de variación de precipitación. Cuenca del Río Tinguiririca.44

Figura 6.14: Curva empírica de distribución de probabilidad acumulada (EDCF) de tasas de acumulación y ablación en el periodo 200-2020, dado los escenarios de perturbación individual de precipitación y temperatura. a) EDCF tasa de acumulación para caso de variación de temperatura, b) EDCF tasa de acumulación para caso de variación de precipitación, c) EDCF tasa de ablación para caso de variación de temperatura, d) EDCF tasa de ablación caso de variación de precipitación. Cuenca del Río Teno.....45

Figura 6.15: Mapa de calor con variaciones de escorrentía (a), SWE max (b), duración de la nueva (c), SWE acumulado (d), escorrentía de deshielo nival (e) y de deshielo glaciario (f), en respuesta a alteraciones en la precipitación y temperatura. Cuenca del Río Tinguiririca.....46

Figura 6.16: Mapa de calor con variaciones de escorrentía (a), SWE max (b), duración de la nieve (c), SWE acumulado (d), escorrentía de deshielo nival (e) y de deshielo glaciario (f), en respuesta a alteraciones en la precipitación y temperatura. Cuenca del Río Teno.....47

Figura 6.17: Curvas de variación estacional de escorrentía y escorrentía de deshielo nival, SWE máximo y acumulados anuales, para el periodo futuro 2020-2040. Las líneas segmentadas en los paneles a y b, muestran los valores del periodo histórico 2000-2020. Los paneles c y d muestran los valores futuros e históricos con cuadrados y círculos, respectivamente. Cuenca del Río Tinguiririca.....49

Figura 6.18: Curvas de variación estacional de escorrentía y escorrentía de deshielo nival, SWE máximo y acumulados anuales, para el periodo futuro 2040-2060. Las líneas segmentadas en los paneles a y b, muestran los valores del periodo histórico 2000-2020. Los paneles c y d muestran los valores futuros e históricos con cuadrados y círculos, respectivamente. Cuenca del Río Tinguiririca.....50

Figura 6.19: Curvas de variación estacional de escorrentía y escorrentía de deshielo nival, SWE máximo y acumulados anuales, para el periodo futuro 2020-2040. Las líneas segmentadas en los paneles a y b, muestran los valores del periodo histórico 2000-2020. Los paneles c y d muestran los valores futuros e históricos con cuadrados y círculos, respectivamente. Cuenca del Río Teno..... 51

Figura 6.20: Curvas de variación estacional de escorrentía y escorrentía de deshielo nival, SWE máximo y acumulados anuales, para el periodo futuro 2040-2060. Las líneas segmentadas en los paneles a y b, muestran los valores del periodo histórico 2000-2020. Los paneles c y d muestran los valores futuros e históricos con cuadrados y círculos, respectivamente. Cuenca del Río Teno..... 51

Figura 6.21: ECDF tasas de acumulación y ablación para los periodos 2000-2020, 2020-2040 y 2040-2060, utilizando 4 GCMs bajo escenario RCP8.5. Paneles a y b corresponden a las tasas de acumulación y ablación, respectivamente, para la cuenca del Río Tinguiririca. Paneles c y d corresponden a las tasas de acumulación y ablación, respectivamente, para la cuenca del Río Teno 53

Figura 6.22: Análisis de tendencia asociada a valores anuales promedio entre GCMs para diferentes variables hidrometeorológicas en el periodo 2000-2060 en la cuenca del Río Tinguiririca. a) Precipitación anual, b) temperatura media anual, c) escorrentía total, d) escorrentía nival, e) SWE máximo anual, y f) SWE acumulado. La pendiente de Sen se expresa en términos de la unidad de la variable por año. 54

Figura 6.23: Análisis de tendencia asociada a valores anuales promedio entre GCMs para diferentes variables hidrometeorológicas en el periodo 2000-2060 en la cuenca del Río Teno. a) Precipitación anual, b) temperatura media anual, c) escorrentía total, d) escorrentía nival, e) SWE máximo anual, y f) SWE acumulado. La pendiente de Sen se expresa en términos de la unidad de la variable por año. 55

1 Introducción

El cambio climático compromete la oferta hídrica en muchas zonas del país, acentuando la necesidad de una gestión más eficiente y eficaz del recurso. Al comparar los periodos 1985- 2015 y 2030-2060, Stehr et al. (2019) proyectaron una disminución en las precipitaciones anuales de 5 a 15 % entre las regiones de Coquimbo y Aysén, y un aumento de temperatura media anual entre 0,5 y 2,5 °C a lo largo de Chile. Este escenario futuro más seco y cálido puede tener un impacto directo sobre aquellas zonas donde la nieve y el hielo desempeñan un papel importante en el almacenamiento natural de agua. Por ejemplo, se puede esperar una reducción en el almacenamiento de agua en forma de nieve y, a su vez, cambios en las tasas de derretimiento (Musselman et al., 2017), generando una disminución de la escorrentía (Barnhart, 2016).

El suministro de agua de más de una sexta parte de la población de la Tierra depende de los glaciares y las capas de nieve estacionales, lo que hace probable que las consecuencias de los cambios hidrológicos sobre la disponibilidad de agua en el futuro sean graves (Barnett, 2005). En consecuencia, una correcta estimación de las variables nivales y el impacto de su variación en los demás procesos hidrológicos es clave para una planificación hídrica estratégica de corto, mediano y largo plazo.

Las cuencas andinas de la zona central de Chile se encuentran, en general, dominadas por el deshielo, lo cual hace que sus caudales sean más sensibles frente al cambio climático (Cortes et al., 2011; Sther y Aguayo, 2017). Esto se corrobora con los resultados obtenidos por DGA (2017), que dan cuenta de una mayor reducción del caudal medio en las zonas cordilleranas, con disminuciones de ~25%, al comparar el periodo 2030-2060 respecto al periodo 1985-2015. Lo anterior cobra vital importancia en la zona andina, debido a que la escorrentía de deshielo tiene una importancia relativa mayor que la pluvial. En esta zona, los ríos que nacen de las altas cumbres de Los Andes son la principal fuente de agua para la generación de energía, riego y agua potable entender cómo podría cambiar la disponibilidad y estacionalidad de los recursos futuros es clave. Más aún, la actual escasez hídrica en Chile central y la necesidad de mantener suministros de agua durante todo el año, acentúa la importancia de cuantificar los impactos del cambio hidrológico futuro y, así, definir estrategias para avanzar hacia la resiliencia hídrica (Cordero et al., 2019; Cortes et al., 2011). No obstante, la incertidumbre de la estimación realista de la capa de nieve es una fuente de preocupación, especialmente en las aplicaciones de predicción y las evaluaciones de cambio climático (Saida, 2020).

La presente investigación busca estudiar cómo los cambios en el clima afectan los patrones de acumulación y derretimiento de nieve en Chile central y cuáles son sus implicancias a escala de cuenca.

Para representar distintas condiciones hidroclimáticas se utilizan las cuencas río Tinguiririca en Bajo Los Briones y Teno después de junta con río Claro, las cuales son calibradas y evaluadas en el periodo 2000-2020 a partir de registros fluviométricos y productos derivados de imágenes satelitales, que dan cuenta de la cobertura fraccional de nieve. Las forzantes del modelo son obtenidas del producto grillado del CR2MET v2.0, desagregadas a escala horaria a partir de la distribución sub horaria derivada del reanálisis atmosférico ERA5 y agregadas a nivel de unidad de respuesta hidrológica (URH). Asimismo, se generan simulaciones forzando los modelos con series sintéticas dadas por la

aplicación de variaciones controladas de precipitación y temperatura, y según cuatro modelos de circulación general (GCM) verificados para Chile por su buena representación de modelos de variabilidad y patrones climáticos locales. Así, el trabajo busca responder a las siguientes preguntas de investigación:

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo general

Analizar la evolución del manto nival y cambios asociados a su balance de masa, frente a variaciones en el clima; y su impacto a escala de cuenca.

1.1.2 Objetivos específicos

1. Implementar un modelo hidrológico que represente diferentes procesos de dinámica nival, en 2 cuencas colindantes con distintos regímenes hidroclimáticos.
2. Evaluar cambios en las tasas de derretimiento y acumulación de nieve, a nivel interanual y a largo plazo. Así como la cobertura y duración de la nieve.
3. Determinar la sensibilidad climática de los procesos nivales.

1.2 Estructura del informe

Los capítulos contenidos en este trabajo se encuentran explicados a continuación:

- Capítulo 2 Antecedentes de estudio: tiene por objetivo mostrar conceptos generales necesarios para el desarrollo del trabajo, así como también analizar los resultados de estudios previos en las materias a desarrollar.
- Capítulo 3 Zona de estudio: se caracterizan los principales atributos y comportamiento hidroclimático de las cuencas de estudio.
- Capítulo 4 Información disponible: se estudia la información disponible para la zona y su utilidad para el presente estudio.
- Capítulo 5 Metodología: en este apartado se especifica la configuración elegida para el modelo hidrológico seleccionado CRHM, el procedimiento de estimación de parámetros y supuestos adoptados. Finalmente, se explica la construcción de escenarios sintéticos y el proceso de calibración y validación.
- Capítulo 6 Resultado y discusión: se presentan los resultados del proceso de calibración y validación, periodo histórico y análisis de sensibilidad, todos ellos con su respectivo análisis.
- Capítulo 7 Conclusiones y recomendaciones: se detallan las principales conclusiones obtenidas del trabajo y los desafíos pendientes.

2 Antecedentes de estudio

2.1 La importancia de la nieve en los Andes Centrales

Los Andes extratropicales se dividen en Andes Áridos (17° – 36° S) y Andes Patagónicos (36° – 55° S), caracterizándose esta última región por el aumento significativo del número y extensión de glaciares (Masiokas et al., 2009) (ver Figura 2.1). No obstante, en los Andes áridos y semiáridos las cuencas de alta montaña presentan una importante componente nival, con un periodo de acumulación, principalmente durante el otoño tardío e invierno (meses de mayo a agosto/septiembre para el hemisferio sur) y con deshielos durante la primavera, verano, otoño temprano o hasta el agotamiento del manto nival (septiembre/octubre a marzo/abril en el hemisferio sur) (Sther y Aguayo, 2017).

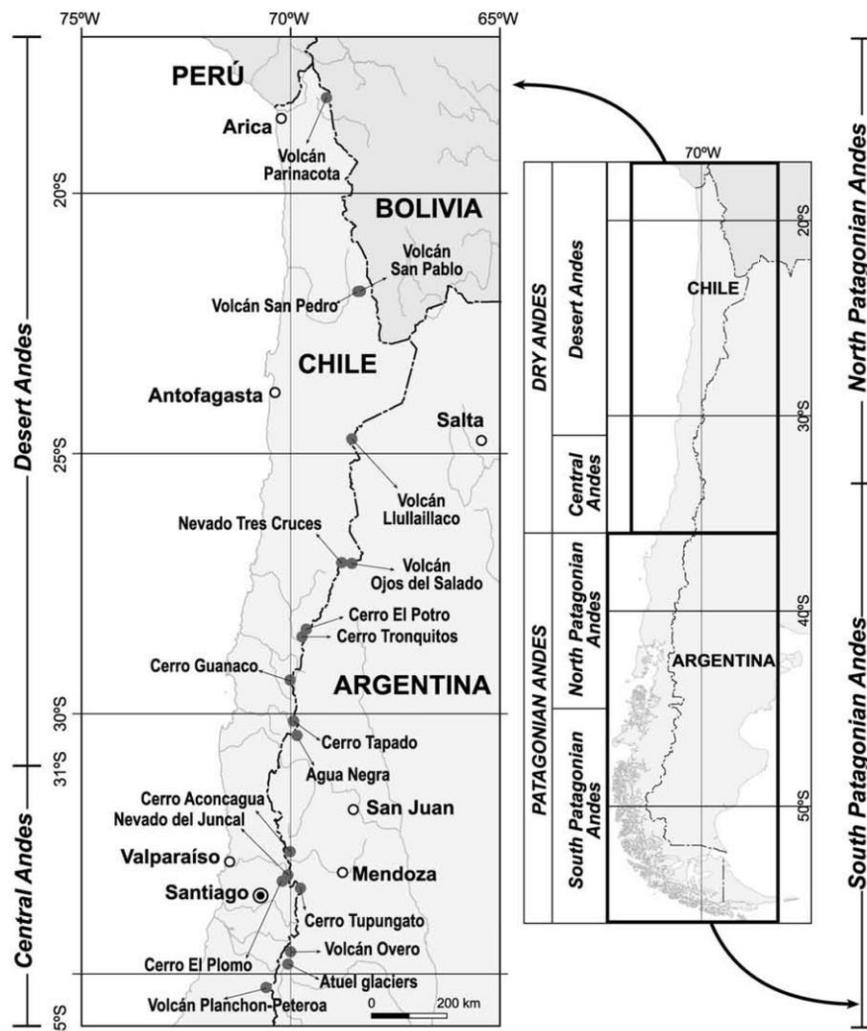


Figura 2.1: Mapa de los Andes extratropicales de Latinoamérica que muestra las subdivisiones regionales (Andes Desert, Andes Centrales de Chile y Argentina y Andes Patagónicos) y la ubicación de los sitios glaciares mencionados en el texto. Los límites regionales.

El cambio climático en Chile ha tenido como consecuencia una reducción en las precipitaciones y un aumento de las temperaturas, generando una disminución en la disponibilidad de agua. Al comparar los periodos 1985-2015 y 2030-2060, Stehr et al. (2019) proyectan una disminución en las precipitaciones de 5 a 15 % entre las regiones de Coquimbo y Aysén, y un aumento entre 0,5 y 2,5 °C a lo largo de Chile. La actualización del Balance Hídrico Nacional (DGA, 2018) evidencia que las zonas cordilleranas son las que presentan las reducciones de caudal, del orden de 25 % para la macrozona centro.

El estudio de los actuales patrones de acumulación/ablación da cuenta de los cambios que podrían observarse en condiciones más cálidas y secas. Por ejemplo, la extensión de la cobertura nival (SC por sus siglas en inglés) ha disminuido a una tasa de alrededor del 10 % por década durante la estación seca en latitudes extratropicales (23 ° -34 ° S) en el periodo 1986-2017 (Cordero et al., 2019). De este modo, en aquellas zonas donde la nieve y el hielo pueden desempeñar un papel importante para el almacenamiento y regulación del agua estacional temporal de agua, el escenario futuro más seco y cálido que se proyecta generaría una reducción en el almacenamiento de agua en forma de nieve y, a su vez, tendría un impacto directo en las tasas de derretimiento asociadas (Musselman et al., 2017, 2021).

La zona central de Chile continental está compuesta por cuencas de origen cordillerano que, en su cabecera, se encuentran fuertemente dominadas por el derretimiento de nieve y, en algunos casos, glacial. Lo cual hace sus caudales más sensibles frente al cambio climático (Cortes et al., 2011; Sther y Aguayo, 2017), considerando la dependencia de los procesos nivales con respecto a la precipitación y temperatura (Barnett et al., 2005; Musselman, 2021). Se espera que el cambio climático cambie las tasas de deshielo y reduzca el almacenamiento nival, lo que se traduce en una disminución de la escorrentía (Barnhart, 2016). En esta zona los ríos provenientes de los Andes son la principal fuente hídrica para la generación de energía, riego y agua potable (usos con variación estacional), por lo que prever cambios en la hidrología futura es fundamental para asegurar suministros de agua durante todo el año, protegiendo así la economía y seguridad hídrica, especialmente considerando que el agua ya es un recurso escaso en la zona (Cortes et al., 2011; Cordero et al., 2019).

2.2 Sensibilidad del manto y respuesta hidrológica

El cambio climático sugiere el desafío de mejorar la comprensión sobre las dependencias climatológicas y fisiográficas del manto nival y la sensibilidad de estas a variaciones en el tiempo (Musselman et al., 2021). Gran parte de los estudios que pretenden abordar esta problemática han sido realizados en el hemisferio norte, que presenta condiciones topográficas y orográficas muy distintas de las chilenas (Sther y Aguayo, 2017). A continuación, se realiza una revisión de estudios enfocados en la sensibilidad espacial y climática del manto nival tanto a nivel nacional como mundial.

2.2.1 Sensibilidad espacial

Existen diversos estudios que analizan la sensibilidad del manto nival respecto a la elevación, los cuales reportan que en el caso del volumen total de nieve y los patrones de acumulación, por ejemplo, el equivalente de agua nieve (SWE por sus siglas en inglés) y el

área cubierta por nieve (SCA por sus siglas en inglés), y el deshielo la dependencia es alta. Así, la respuesta hidrológica en cuencas bajas es más sensible a los cambios en las temperaturas que cuencas altas; incluso, en estas últimas hay variables hidrológicas que no presentan variación. Además, las cuencas bajas presentan mayor variabilidad en la respuesta hidrológica (Jara et al., 2021; Morán- Tejada et al., 2013; Musselman et al., 2021; Shea et al., 2021). Resultados similares se obtienen respecto a la escorrentía de origen nival, la cual da cuenta de una alta sensibilidad climática con la elevación (Schöner et al., 2009; Tennant et al., 2015). De esta manera, las cuencas ubicadas en elevaciones bajas son más sensibles a los impactos del cambio climático que las cuencas altas (Knowles and Cayan, 2004; Nayak et al., 2010; Nolin and Daly, 2006).

Si bien existe una relación entre la respuesta del manto nival y la elevación que caracteriza el dominio de estudio, la respuesta también puede estar condicionada por otros atributos fisiográficos. Golding (1974) muestra que la profundidad de nieve está correlacionada con la elevación, pero también con la pendiente, aspecto y vegetación. Berezowski et al. (2015) reafirmaron dichos hallazgos, concluyendo que los patrones de sensibilidad espacial pueden ser fácilmente interpretados por la concurrencia de diferentes factores ambientales, como por ejemplo la geomorfología, el uso de suelo, precipitación y temperatura, donde se destacan la textura del suelo, para cuencas con alto aporte de escorrentía subterránea, y la pendiente, como los más incidentes.

En la actualidad, las técnicas de percepción remota permiten estimar la cobertura nival y utilizar dicha información como variable de entrada para la calibración y/o verificación de modelos hidrológicos. No obstante, a pesar del aporte que puede tener este tipo de información para reducir la incertidumbre, la sensibilidad de la distribución espacial del manto nival aún no ha sido evaluada en detalle (Berezowski et al., 2015).

2.2.2 Sensibilidad climática

A nivel global se observa una reducción en el manto nival histórico y su duración, lo cual se ha atribuido al sistemático aumento de la temperatura global. Musselman et al. (2017) estudiaron este efecto en el oeste de Estados Unidos mediante la simulación con el modelo WRF (sigla proveniente de Weather Research and Forecasting) bajo el escenario RCP 8.5, obteniendo una reducción de 64 % del SCA. En Chile, Cordero et al. (2019) estimaron una reducción de 13 % en la extensión de la cobertura nival anual (aproximadamente a los 34°S) y 10-20 % de caída por década en la persistencia anual de nieve (entre los 23-40°S), de acuerdo con la comparación de imágenes satelitales Landsat del periodo 1986 -2018.

Por otra parte, apoyados con el modelo hidrológico CRHM (Cold Regions Hydrological Model), Jara et al. (2021) estimaron una disminución en la SCA promedio mensual y la duración del manto nival en el norte de Chile, precisamente en la cuenca del río Copiapó en el periodo 2001-2016, a medida que aumenta la temperatura. Lo anterior, derivado a partir de escenarios de aumento de temperatura de 1, 2, 3, 4 y 5 °C sobre las series históricas 2001-2016.

En términos de recursos y disponibilidad hídrica, resulta importante cuantificar el volumen de agua en forma de nieve presente en una determinada área de interés. Para ello, usualmente se recurre al concepto de SWE, el cual es la altura de la lámina de agua

generada por el completo derretimiento de un volumen de nieve. El SWE tiene una alta dependencia con la precipitación, lo que complica la evaluación de la respuesta del manto nival frente al calentamiento global, particularmente porque las proyecciones de precipitación son más inciertas que las de temperatura. De las estaciones analizadas por Musselman et al. (2021), 11 % muestra una reducción en SWE. Además, este mismo estudio advierte que el SWE máximo es moderadamente dependiente de ambas variables climáticas (ie., precipitación y temperatura). En Chile, Jara et al. (2021) reportaron una disminución en el peak de SWE de 3,4 mm/°C (lo que representa poco menos del 10 %) en la cuenca del río Copiapó ubicada en el norte de Chile.

A diferencia del proceso de acumulación de la nieve, el deshielo es más sensible a los cambios en la temperatura. Escenarios más cálidos generan un aumento en las tasas de derretimiento en periodos tempranos y de disminución en los periodos tardíos. Lo anterior debido a que menores volúmenes tienden a persistir hasta el momento de mayor radiación (necesario para altas tasas) y, por lo tanto, se adelanta el derretimiento primaveral (Musselman et al., 2017; Shea et al., 2021). Otro proceso nival que ha sido estudiado es la sublimación; de acuerdo con Jara et al. (2021) existe una reducción de la superficie de sublimación y un aumento de la sublimación por viento (*blowing snow sublimation*).

La evidencia actual muestra que zonas frías (temperaturas medias inferiores a 5°C) presentan insensibilidad en la duración, profundidad y área de cobertura nival, y ligeras fluctuaciones en las componentes de ablación, especialmente en elevaciones altas (Harder et al., 2015; Jara et al., 2021). Asimismo, en cuencas altas también se detecta una mayor incidencia de la precipitación en la persistencia de la nieve (Cordero et al., 2019).

En relación con cambio en las tasas de derretimiento, se debe tener en cuenta que tiene una repercusión en la escorrentía: altas tasas son más eficientes en la formación de escorrentía mientras que menores tasas tienden a infiltrar, reduciendo la capacidad de almacenamiento de los suelos y aumentando los riesgos de inundaciones en respuesta a lluvia sobre nieve y deshielo primaveral (Barnhart et al., 2016). Finalmente, la disminución en la cobertura nival, cambio en las tasas de derretimiento y el adelantamiento de este generan consecuencias en el ecosistema, el suministro de agua y la generación hidroeléctrica (Musselman et al., 2017, 2021).

2.3 GCMs y proyecciones de cambio climático

Existen diversos estudios en Chile que abordan el cambio climático mediante el uso de modelos climáticos globales (GCM por sus siglas en inglés). Entre ellos se encuentran, por ejemplo, el estudio de Actualización del balance hídrico nacional (DGA, 2017, 2018, 2019) y el de elaboración de una base digital del clima comunal de Chile (MMA, 2016), los cuales proyectan la disponibilidad del recurso hídrico a corto y largo plazo en distintas zonas de Chile.

Para estudiar las proyecciones a futuro derivadas del cambio climático, el Panel Intergubernamental por el Cambio Climático (IPCC por sus siglas en inglés) establecieron escenarios de emisiones (Representative Concentration Pathway, RCP) en base a distintos supuestos de desarrollo socioeconómico. Los RCPx muestran que, para el año 2050, la atmósfera terrestre absorberá radiación que antes escapaba al exterior, y convertirá en

calor x watts/m², lo cual se traducirá en aumentos de la temperatura promedio global. Se definen cuatro escenarios RCP, los que se ordenan del más optimista al más pesimista según RCP 2.6, 4.5, 6.0 y 8.5 (IPCC, 2013).

En el marco del Quinto Informe del IPCC (Moss et al., 2010) se establecen nuevos escenarios de concentración de GEI (gases de efecto invernadero) en base a la actualización de los niveles de estabilización, mitigación y líneas de base de emisión del planeta, contemplando un corto y largo plazo. El Proyecto de Intercomparación de Modelos Acoplados (CMIP5 por sus siglas en inglés) los considera como forzante radiativa de los distintos GCMs actualizados. Estos modelos buscan representar los procesos físicos que ocurren en la atmósfera, océanos, criósfera y superficie terrestre en un período base y los cambios que podrían experimentar frente a los distintos RCP. Con ello, se generan proyecciones climáticas en base a la utilización de procesos físicos sobre cada componente del sistema. Si bien en toda proyección existe incertidumbre, los CGMs son capaces de simular con bastante confiabilidad los patrones climáticos históricos y la evolución futura del clima del planeta.

Los modelos existentes presentan distinta sensibilidad frente a los escenarios de emisión y diferencias en la climatología simulada, debido a que tienen diferentes formas de representar procesos, métodos numéricos, resolución horizontal y vertical, entre otros. En consecuencia, se hace necesario elegir los modelos que representen mejor las condiciones y meteorología de la zona de estudio, por ejemplo, preservando una buena correlación de las simulaciones históricas con los fenómenos de El Niño Oscilación del Sur (ENSO) y el modo Anular del Sur (SAM) (DGA, 2017) o una buena representación de los patrones estacionales locales.

Estos modelos trabajan con una resolución entre 125 a 375 km, por lo que es necesario realizar un escalamiento espacial para representar la heterogeneidad del comportamiento climático. Esto resulta especialmente importante en zonas con fuertes gradientes altitudinales (como es la realidad de ciertas zonas de Chile) y para el estudio de la capa nival puesto que no es homogénea en el espacio, tanto en su distribución inicial como en su redistribución (Freudiger et al., 2017).

Así, dado el potencial que tienen los GCMs y la base física que los sustenta, se justifica adoptar dicho enfoque para estudiar la evolución del clima futuro y cómo dicho cambio se puede transferir a los procesos hidrológicos.

2.4 Percepción remota como herramienta de apoyo para la modelación

En la última década, se ha experimentado un acelerado crecimiento de la información satelital (Sheffield et al., 2018). El avance tecnológico ha disminuido las barreras tradicionales de acceso y uso de datos satelitales debido a la diversificación de fuentes, aumento en la disponibilidad de datos y disminución en los costos de obtención de estos. Por ejemplo, los pequeños satélites CubeSats pueden ser lanzados por docenas, y tienen una resolución muy fina (3-5 m); otro ejemplo es la utilización de drones para el mapeo de profundidad de nieve (McCabe et al., 2017; Sheffield et al., 2018).

Los datos y productos de teledetección no solo son capaces de complementar las observaciones in situ, que suelen ser escasas y representativas solo a nivel local, sino que también son complementarias en área y temporalidad entre ellas. Así, es posible llenar vacíos y mejorar las modelaciones, especialmente en zonas donde la información in situ es escasa o inexistente (Balsamo et al., 2018; Jara et al., 2021; Sheffield et al., 2018). La información satelital permite observar grandes áreas con alta resolución, dando cuenta de la heterogeneidad y discontinuidad en el espacio-tiempo (Balsamo et al., 2018; Schmugge et al., 2002). No obstante, McCabe et al. (2017) destacan que no todos estos datos son útiles debido a múltiples factores, entre ellos las limitaciones en términos de tiempo de cómputo en el procesamiento y post procesamiento de estos.

De acuerdo con Schmugge et al. (2002), actualmente existen diversas tecnologías empleadas en la hidrología, por ejemplo, el infrarrojo cercano y visible (VNIR, por sus siglas en inglés) para el mapeo de la nieve y la calidad del agua; el infra rojo termal (TIR por sus siglas en inglés) para estudios de temperatura superficial y balance energético y el microondas pasivo (alta resolución espacial) para la humedad del suelo y la nieve. Estos autores también señalan que este tipo de imágenes son muy útiles para monitorear la acumulación del manto y la cobertura nival. Musselman et al. (2021), cuyos resultados evidencian el beneficio de usar observaciones de nieve de estaciones automatizadas para monitorear las tendencias de derretimiento como un indicador eficaz de los cambios inducidos por el calentamiento en los recursos hídricos, respaldan lo anteriormente mencionado.

Resulta importante destacar que la información satelital puede ser utilizada para calibrar modelos hidrológicos. Si bien tanto Dembélé et al. (2020) como Tong et al. (2021) concluyeron que la incorporación de estos datos disminuye la eficiencia en la modelación de los caudales, coinciden en que aumenta la fidelidad en la representación de los procesos internos, es decir, la consistencia interna del modelo. En Dembélé et al. (2020) se mejora la representación del almacenamiento de agua terrestre, dinámica temporal de la humedad del suelo y patrones espaciales de humedad del suelo. En el estudio de Tong et al. (2021) se mejoró las simulaciones de los procesos nivales, situación similar a la reportada por Parajka y Blöschl, (2008) en cuencas sin observaciones de precipitación. Además, estos datos ayudaron a reducir los errores de subestimación de la nieve en cuencas de tierras planas en condiciones climáticas cambiantes (Sleziak et al., 2020).

2.5 Cold Region Hydrological Model (CRHM) y aplicaciones en Chile

CRHM es un modelo hidrológico semi distribuido de base física desarrollado por el Centro de Hidrología de la Universidad de Saskatchewan, Canadá (Pomeroy et al., 2007). Como su nombre lo indica, está enfocado en la modelación en zonas frías, buscando simular procesos típicos de ellas como lo es la acumulación, deshielo, transporte de nieve e infiltración en suelos congelados, entre otros. CRHM ofrece una estructura modular, lo que permite elegir los procesos físicos a modelar de acuerdo con las necesidades y disponibilidad de información de la investigación, pudiendo elegir desde módulos básicos (conceptuales) a avanzados (de base física). Espacialmente, el modelo trabaja en unidades de respuesta hidrológica (URH), las que corresponden a zonas definidas bajo el supuesto de generar una respuesta hidrológica única debido a que comparten características físicas. Por otro lado, la resolución temporal va desde escala horaria a diaria.

Aunque CRHM cuenta con una interfaz gráfica, también es posible trabajar externamente con R mediante el paquete CRHM.r. De acuerdo con sus creadores, el modelo está pensado para prescindir de calibración, considerando la base física que sustenta al modelo y bajo el supuesto de un completo conocimiento de las características y procesos presentes en la zona a estudiar, por lo que no cuenta con esta herramienta. Sin embargo, debido a que se trata de una conceptualización de la realidad y de que existe incertidumbre o falta de información, es posible calibrar y validar el modelo utilizando R con distintos métodos de calibración.

CRHM se ha utilizado ampliamente en distintas partes del mundo. En Chile, una de las primeras aplicaciones es realizada por Gonthier (2011), quien a pesar de no lograr una modelación satisfactoria (coeficientes Nash–Sutcliffe menores a 0,6), presentando una subestimando en la acumulación de nieve de hasta en un 400 %, logró implementar el modelo y cimentar el camino para futuras aplicaciones de este. Así, a este estudio lo siguieron una serie de trabajos con resultados satisfactorios en términos de indicadores de rendimiento del modelo y el cumplimiento de los objetivos dispuestos para las investigaciones en cuestión. Entre ellos se cuentan los trabajos realizados por Krögh (2012), Videla (2013), Vásquez (2018) y Marcoleta (2019). Así, los estudios desarrollados abarcan desde el norte del país a la Patagonia chilena. Entre los avances, se destaca la incorporación del módulo glaciar y el mejoramiento de los módulos asociados a suelo.

2.6 Síntesis

Se destaca la importancia nival en el ciclo hidrológico de la Chile central, así como la importancia del agua para la economía y seguridad hídrica de la zona. Además, en base a los estudios realizados sobre sensibilidad espacial y su impacto en la eficiencia de la modelación, cobra mayor sentido incluir una modelación semi distribuida basada en la estimación de parámetros físicos. El cálculo de los cuales está apoyado en el uso de imágenes satelitales que permitan dar cuenta de la heterogeneidad de las características de las cuencas. También, se revela que las imágenes satelitales son de gran utilidad para obtener datos observados y mejorar así los procesos de calibración y validación. Finalmente, en base a los efectos esperados en Chile a causa del cambio climático reportados en la literatura y los resultados obtenidos por diversos estudios sobre sensibilidad climática, se postula la hipótesis que, bajo escenarios de aumento de temperatura y disminución en las precipitaciones, se observará una disminución en la cobertura nival y en la duración de esta, de la misma manera se prevé una disminución en el SWE, lo que a su vez producirá una reducción en los caudales.

3 Zona de estudio

La zona de estudio se compone por dos cuencas ubicadas en la zona central de Chile: 1) Río Tinguiririca en Bajo Los Briones (BNA 6028001) ubicada en la región del Libertador Bernardo O'Higgins y 2) Río Teno después de junta con río Claro (BNA 7104002) ubicada en la región del Maule. Ambas cuencas se caracterizan por contar con una superficie glacial menor o cercana al 5 %, de modo que el caudal de deshielo está dado principalmente por la contribución nival. Además, las cuencas tienen una baja intervención antrópica (<1 %) y registro fluviométrico continuo en cada cuenca, necesario para calibrar el modelo.

En base a la revisión bibliográfica realizada sobre el modelo CRHM se optó por cuencas medianas cuyo tamaño estuviese entre los 1000 a 2000 km²; si bien es posible trabajar por subcuencas, y abordar la calibración y validación del modelo a partir de dicho enfoque (como lo realizado por Krögh (2012)), se decidió utilizar el control fluviométrico asociado a las cuencas completas debido a la baja cantidad de estaciones fluviométricas en la parte alta de estas y la poca densidad de sus mediciones, lo que imposibilitaba la calibración y validación del modelo. La selección final de las cuencas se basó en representar cuencas con distinto aporte nival (desde alrededor del 20 % de precipitación en forma sólida hasta un 50 %) y elevación, con elevaciones máximas que van aproximadamente desde los 4000 a los 5000 m.s.n.m.

En base a la estación fluviométrica a la salida de la cuenca (outlet), se delimitaron las cuencas con el software GRASS utilizando imágenes satelitales DEM SRTM 1 obtenidas a partir de la base de datos de la NASA (<https://search.earthdata.nasa.gov/search>). Del mismo modo, se identificó la red de drenaje y la topografía de la zona, lo cual posibilita la estimación de parámetros morfométricos de la cuenca necesarios para la modelación

A continuación, se detalla la ubicación y la caracterización hidroclimática de las cuencas seleccionadas. Entre ellas se destaca el tipo de régimen hidrológico, los patrones climáticos, la hipsometría de las cuencas y atributos fisiográficos asociados a las coberturas de suelo predominantes.

3.1 Cuenca Río Tinguiririca en Bajo los Briones

La cuenca del río Tinguiririca en Bajo Los Briones cuenta con un área de km², con un 5,08% de su área cubierta por glaciares y tan solo un 0,22% de intervención antrópica. Como se observa en la Figura 3.1, está ubicada en el límite sur de la región del Libertador Bernardo O'Higgins y es la cuenca que se ubica más al norte del dominio de estudio. La curva hipsométrica que se muestra en la Figura 3.2 deja de manifiesto la forma característica de una cuenca intermedia propia de una cuenca de alta montaña, con una elevación mínima, media y máxima de 560, 2558 y 4971 m.s.n.m, respectivamente; con una pendiente media de 27,05%. A su vez, según los mapas de cobertura de suelo desarrollados por Buchhorno et al. (2020), en la cuenca es predominante el suelo desnudo, abarcando un 62% de la superficie, seguida por un 18% de pastos, 8% de bosques y solo un 6% de nieve/hielo.

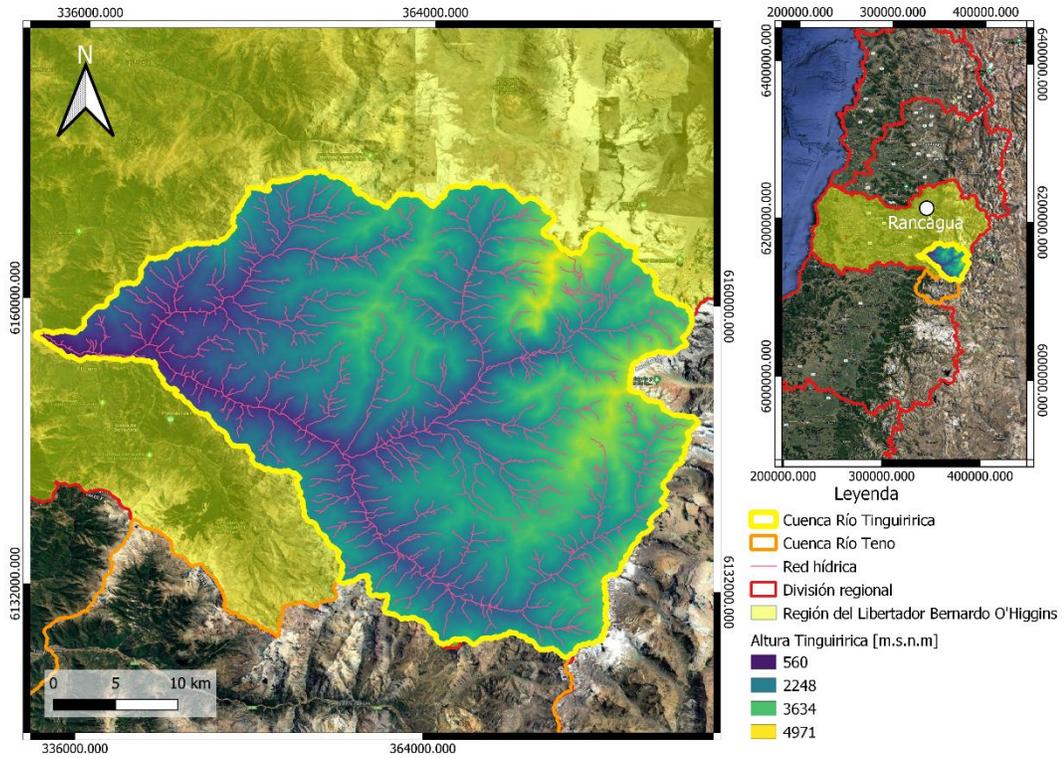


Figura 3.1: Ubicación cuenca río Tinguiririca en Bajo Los Briones, región del Libertador Bernardo O'Higgins

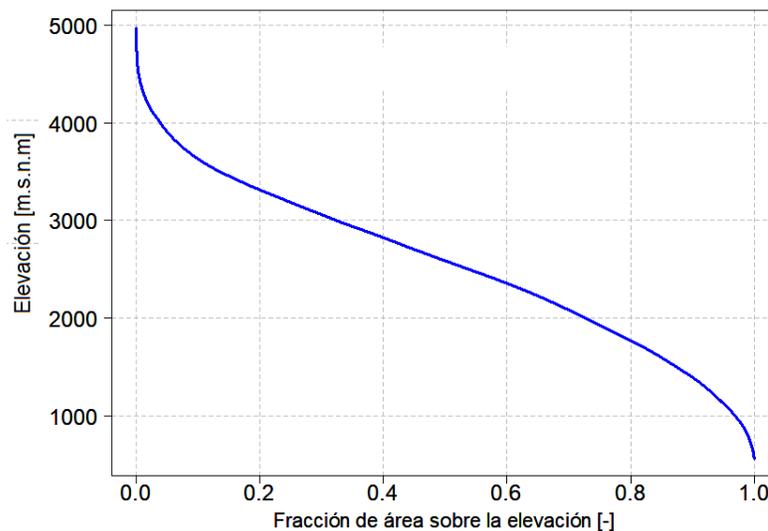


Figura 3.2: Curva hipsométrica cuenca Tinguiririca en Bajo Los Briones derivada del DEM SRTM

La curva de variación estacional de la escorrentía mensual promedio del periodo 2000-2020 presentada en la Figura 3.3, muestra que la cuenca presenta un marcado régimen nival, con máximos medios mensuales en el periodo de deshielo, octubre a marzo. Además, se observa que las precipitaciones se concentran principalmente entre los meses de mayo y agosto, mientras que la temperatura media anual alcanza valores mínimos y máximos de 2,5 y 10,8 °C, respectivamente.

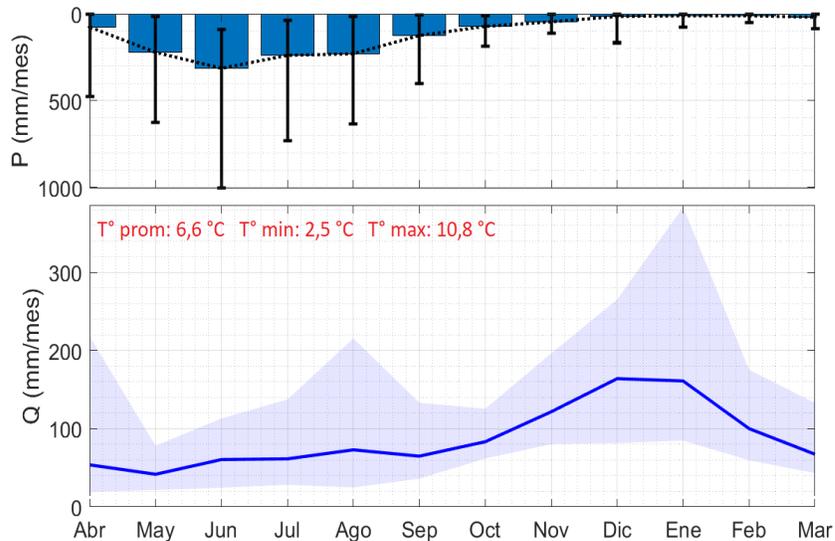


Figura 3.3: Climograma cuenca Río Tinguiririca en Bajo Los Briones, periodo abril del 2000- marzo del 2020. Datos: Explorador de cuencas Camels.

3.2 Cuenca Río Teno después de Junta con Claro

La cuenca Río Teno después de junta con río Claro se ubica en la parte norte de la región del Maule (Figura 3.4), colindado con la cuenca Río Tinguiririca en Bajo Los Briones. Cuenta con un área de 1205 km², un 0,35% de superficie glacial y un 0,11% de intervención antrópica de su caudal medio anual. La curva hipsométrica que se muestra en la Figura 3.5, al igual que para la cuenca de Tinguiririca, deja de manifiesto la forma característica de una cuenca intermedia propia de una cuenca de alta montaña, con una elevación mínima, media y máxima de 651, 2097 y 3990 m.s.n.m, respectivamente; con una pendiente media de 26,6%.

En relación con la cobertura de suelo, se estimaron los suelos predominantes de manera análoga a lo desarrollado para la cuenca de Tinguiririca, obteniéndose un 54% de la superficie total cubierta por suelo desnudo, seguido de un 23% de pastos, 15% de bosque y 6 % de matorrales.

A partir de lo observado en la curva de variación estacional de escorrentía mensual promedio en el periodo 2000-2020 (Figura 3.6), la cuenca presenta un régimen nivopluvial. Ya que si bien existe un aumento de la escorrentía en otoño e invierno (junio-agosto) debido a las lluvias, los máximos medios mensuales se alcanzan en los meses de noviembre y diciembre, asociados al deshielo del manto nival. A su vez, en la Figura 3.6 se observa que las precipitaciones se concentran entre los meses de mayo y agosto, al igual que en la cuenca del Río Tinguiririca. Sin embargo, las temperaturas son un poco mayores con máximas y mínimas de 13,2 y 3,3 °C, respectivamente.

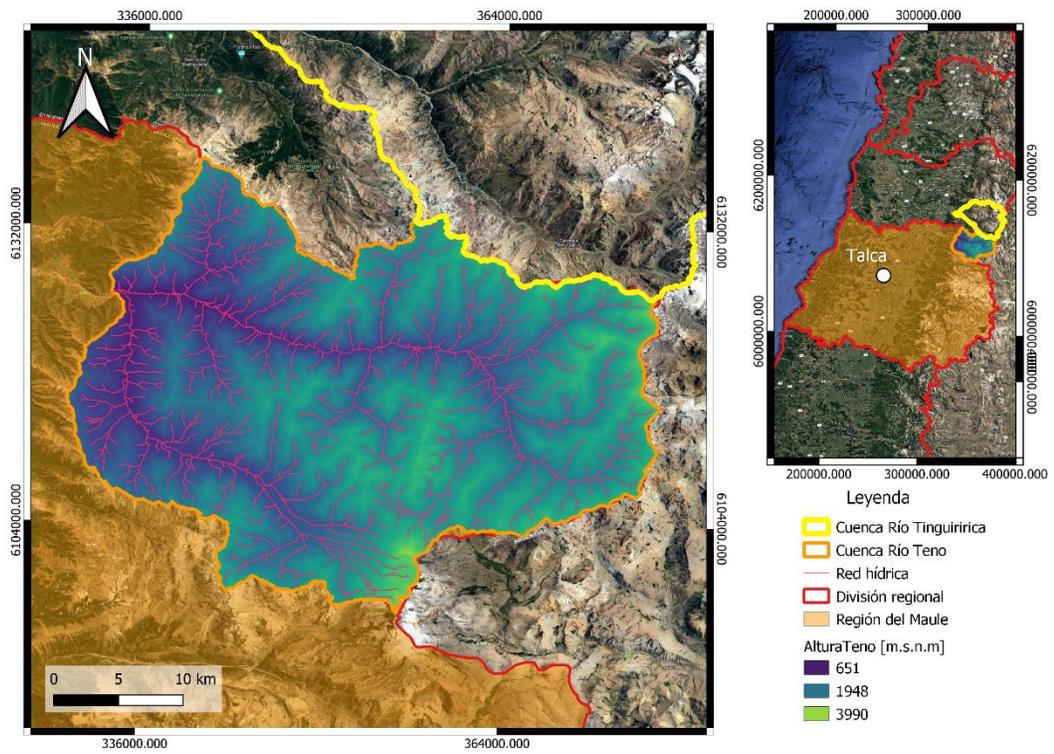


Figura 3.4: Ubicación cuenca Río Teno después de junta con Claro, región del Maule.

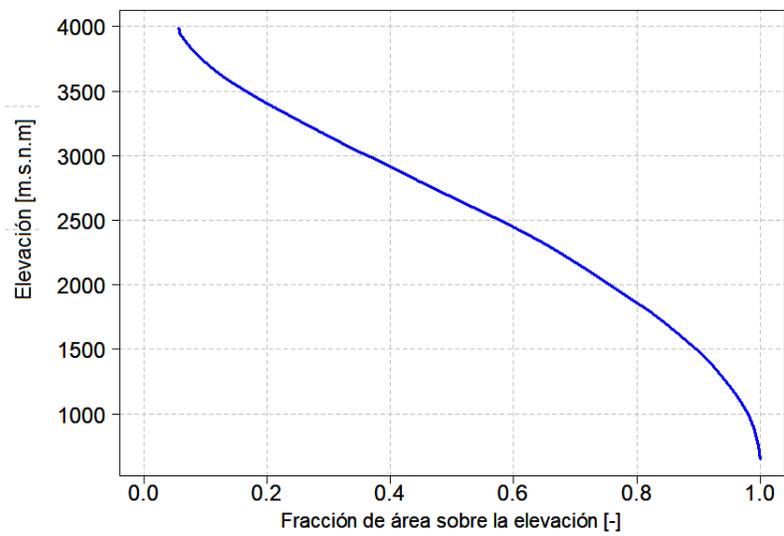


Figura 3.5: Curva hipsométrica cuenca Teno después de junta con río Claro derivada del DEM SRTM

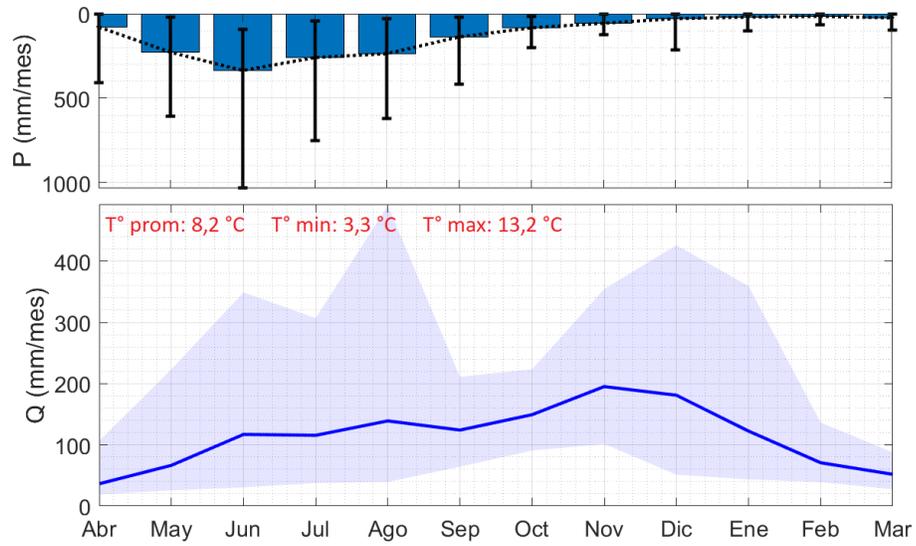


Figura 3.6: Climograma cuenca Teno después de junta con río Claro, periodo abril del 2000- marzo del 2020. Datos: Explorador de cuencas Camels.

4 Información disponible

Chile se caracteriza por presentar diferencias hidrometeorológicas y fisiográficas de norte a sur y de mar a cordillera. Así, la escasez de registros de diferentes variables hidrometeorológicas y otros atributos (e.g., propiedades de suelo, textura, etc.) dificulta el estudio de, por ejemplo, las interacciones que dominan los procesos de generación de escorrentía a diferentes escalas espacio-temporales (Vásquez et al., 2021). Este problema, se acentúa en zonas de alta montaña donde, en general, no se cuenta con una red hidrometeorológica de larga data y representativa a nivel de cuenca. Lo anterior queda de manifiesto en la Figura 4.1 para las cuencas de Río Tinguiririca y Teno, las cuales cuentan con no más dos estaciones meteorológicas en su interior y un solo control fluviométrico con un registro continuo de al menos 20 años.

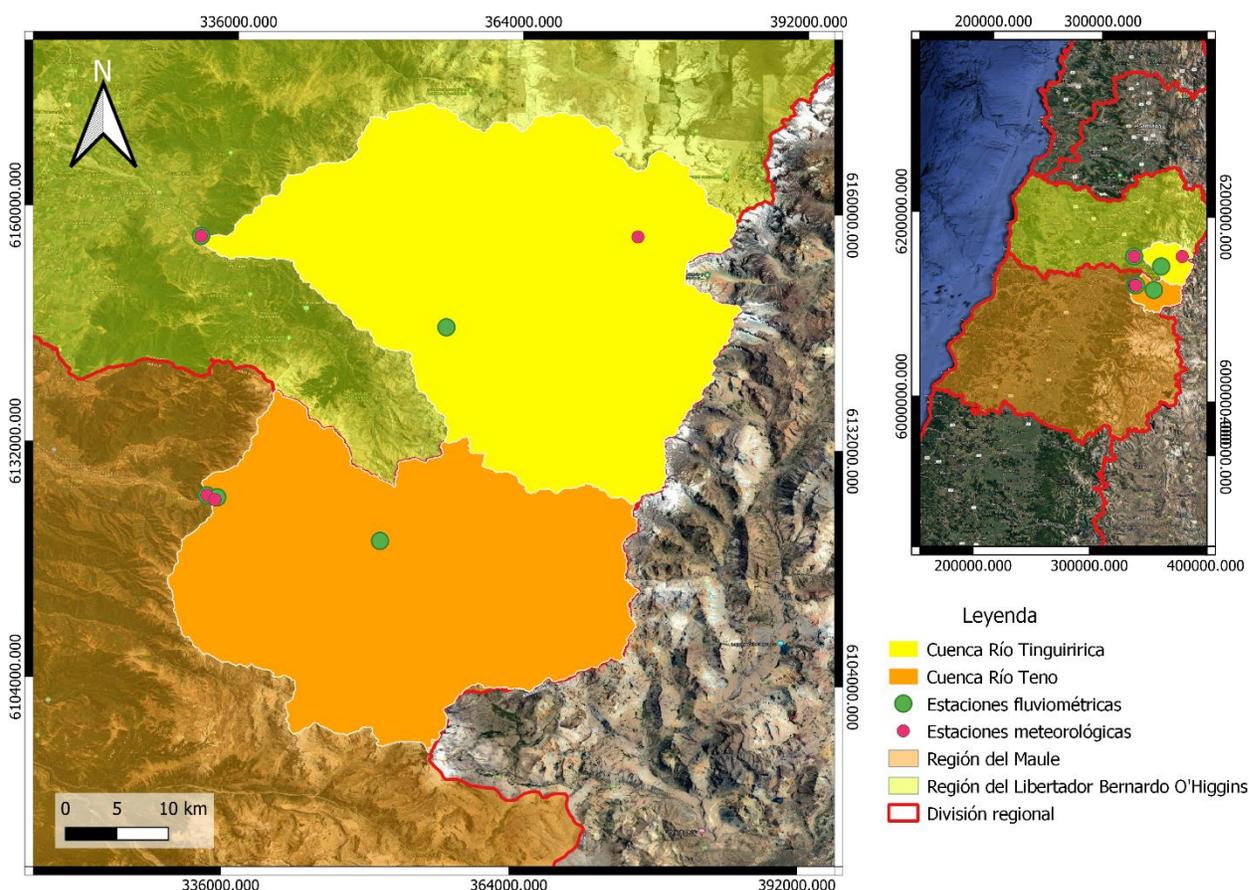


Figura 4.1: Ubicación de estaciones fluviométricas y meteorológicas presentes en la zona de estudio. Red hidrométrica nacional, DGA.

A pesar de la escasez de registros meteorológicos continuos en el tiempo y representativos espacialmente, en la actualidad existen diferentes alternativas que permiten representar en forma continua (o semi continua) los cambios espacio-temporales de determinadas variables meteorológicas. A nivel nacional, ejemplo de ello es el producto grillado CR2MET (JP Boisier et al., 2018) desarrollado por el Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR2), el cual provee información espacialmente distribuida de precipitación y temperaturas extremas (i.e., máxima y mínima) diarias. Esta base de datos, en su versión 2.0 (DGA 2020) proviene un modelo estadístico alimentado con datos del reanálisis atmosférico ERA5, que considerando la topografía local y observaciones locales de las

variables, da como resultado información climática distribuida espacialmente en una grilla de aproximadamente $5 \times 5 \text{ km}^2$ para Chile central con una resolución temporal diaria en el periodo 1979-2020. En el caso de las temperaturas extremas, cabe mencionar que también consideran datos de temperatura superficial estimada mediante imágenes satelitales (i.e., MODIS LST).

Del mismo modo, se cuenta con el reanálisis atmosférico ERA5, el cual permite estimar diferentes variables (e.g., temperatura del aire, velocidad del viento, radiación de onda corta/larga incidente) cercanas a la superficie (e.g., 2 y 10 m) y a diferentes niveles de presión atmosférica. Adicionalmente, la utilización del producto CR2MET e información derivada del reanálisis atmosféricos ya ha demostrado tener una gran utilidad para el estudio del ciclo del agua en Chile (e.g., DGA, 2017, 2018).

A pesar de que la presencia de glaciares abarca menos del 5% de las cuencas, se hace necesario contar con antecedentes que permitan caracterizar los patrones de acumulación y ablación glacial. En el caso particular del presente estudio se utilizan los balances geodésicos obtenidos de Hugonnet et al. (2021), el cual estudió el cambio de volumen en m^3 asociado a distintos glaciares a nivel global en base a imágenes satelitales ASTER entre los años 2000 y 2019, en mapas ráster de resolución espacial regular de 100 m. Estos datos que fueron agregados a escala de URH sumando las variaciones de todos los glaciares presentes en la unidad.

Para caracterizar la cobertura nival se considera la fracción de cobertura de nieve (fSCA) obtenida desde el Observatorio de Nieve en los Andes de Argentina y Chile (<https://observatorioandino.com/nieve/>). Dicha plataforma desarrollada en conjunto por el Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA-CONICET) con el apoyo del Centro de Investigación del Clima y la Resiliencia (CR)2 de Chile, presenta el fSCA espacialmente agregado a escala de cuenca para diferentes cuencas de interés de Chile (CL) y Argentina (ARG) como, por ejemplo, Río Aconcagua (CL), Río Atuel (ARG), Río Illapel (CL), Río Mendoza, entre otros. Las estimaciones se obtienen partir del pre y post procesamiento de imágenes satelitales diarias de MODIS Terra y Aqua, de 500 m de resolución espacial, obtenidas del NSIDC (Hall et al., 2016). El fSCA se encuentra disponible a partir del año 2000, a resolución temporal diaria.

De forma complementaria, para evaluar la representación de los procesos de acumulación y ablación del manto nival se cuenta con las estimaciones de SWE obtenidas por Cortés y Marguilis (2017). Dichas estimaciones se desarrollan en base a un reanálisis de alta resolución, elaborado mediante integración de datos de agotamiento de la nieve observados de Landsat junto con un modelo de nieve al que se acopla un esquema de asimilación de datos. Los datos diarios pueden ser recuperados de la base de datos de CAMELS-CL (Alvarez-Garretton et al., 2018b) a escala espacial de cuenca y para el periodo 1984 al 2015.

5 Metodología

En el presente capítulo se describe la metodología empleada, comenzando por la construcción del modelo CRHM. En este apartado, se incluyen los módulos utilizados, delimitación de URHs, estimación de parámetros observables y finalmente, calibración y validación del modelo. Luego, se detalla la generación de escenarios sintéticos y de cambio climático. En la Figura 5.1 se esquematiza el flujo metodológico para ayudar a su comprensión.

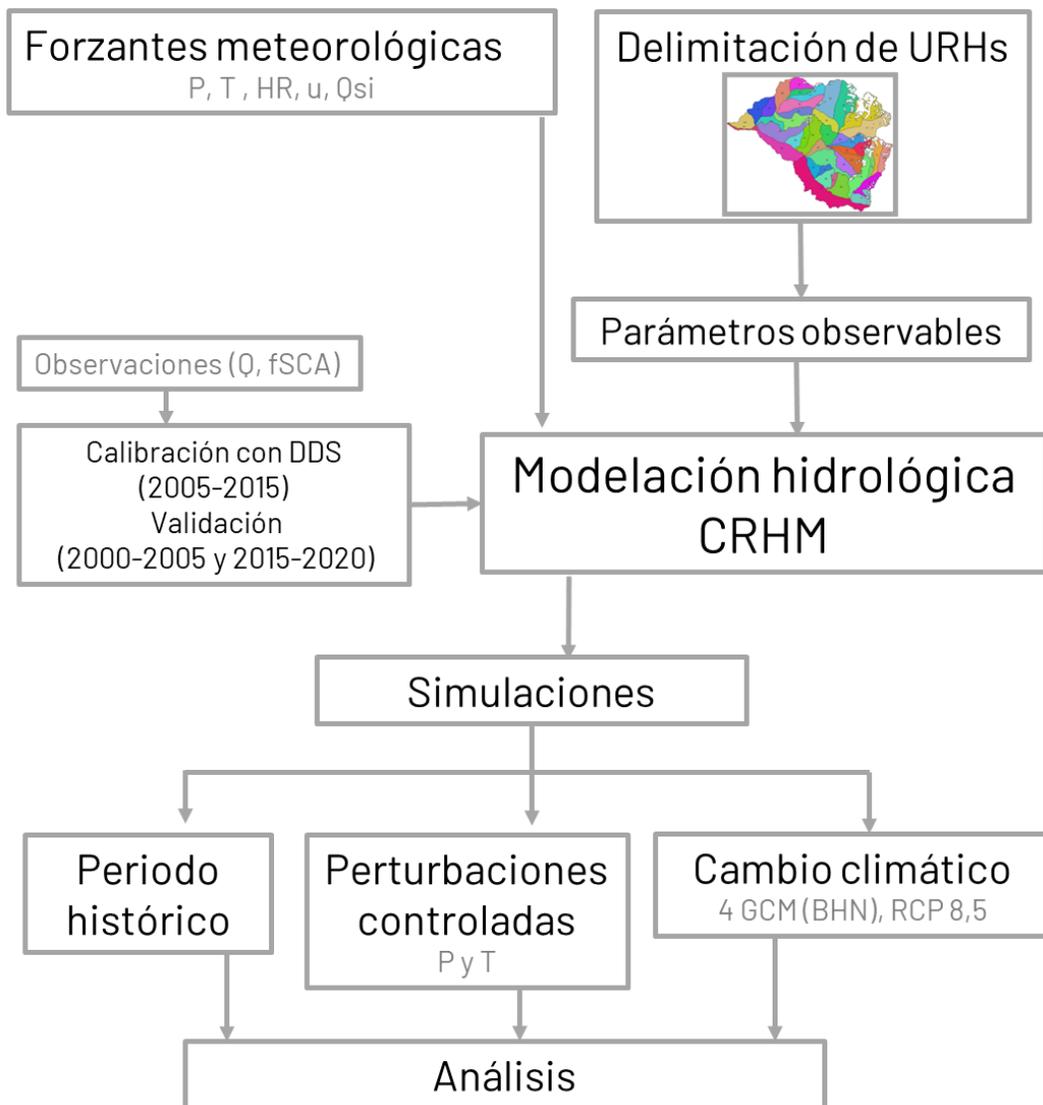


Figura 5.1: Flujo metodológico empleado en el presente estudio.

5.1 Construcción del modelo CRHM

La modelación se desarrolla a escala horaria con el modelo CRHM y contempla el periodo comprendido entre el año 2000 y 2020, con un subperiodo de calibración (2005-2015) y dos de validación (2000-2005 y 2015-2020). Dado que CRHM es un modelo de estructura modular se debe, en primer lugar, definir aquellos módulos empleados en este estudio. A su vez, el modelo se distribuye en unidades de respuesta hidrológica (URH) por lo que se establece un criterio para realizar la discretización correspondiente. Luego, tomando en consideración dicha discretización se estimaron una serie de parámetros observables, a escala de URH, con el objetivo de lograr una mejor caracterización de la zona. Finalmente, se estableció una metodología de calibración que permitiese representar de manera correcta los distintos procesos hidrológicos presentes en las cuencas estudiadas. Los detalles de la configuración del modelo se indican a continuación.

5.1.1 Módulos utilizados

Para llevar a cabo la modelación se utilizan los siguientes módulos:

Tabla 3.1: Descripción módulos CRHM utilizados. Fuente: Adaptación apunte curso de hidrología de nieves.

Módulo en CRHM	Conceptualización	Referencias asociadas
Basin	Controla las características morfológicas de la cuenca y su caracterización espacial, definiendo los atributos de cada URH	Pomeroy et al., (2007)
Obs	Integra las observaciones meteorológicas con las que el modelo funciona, (temperatura, precipitación, radiación solar y velocidad del viento). Procesa la información de entrada ingresada al modelo y la distribuye al resto de los módulos.	Pomeroy et al., (2007)
Global	Estima la radiación neta teórica, así como también las componentes directas y difusas de la radiación solar incidente y las horas de sol diarias.	Pomeroy et al., (2007), Granger y Gray (1990)
LongVt	Calcula el flujo de radiación de onda larga variable entrante utilizando un factor de vista de terreno (terrain view factor)	Sicart et al., (2005, 2006)
Netall	Estima la radiación neta y el flujo de calor desde el suelo, estos cálculos no son utilizados por el modelo de nieves, sino por el módulo que simula la evapotranspiración.	Pomeroy et al. (2007), Garnier y Ohmura, (1970)
Evap	Estima las tasas de evaporación siguiendo las metodologías de Granger o Priestley Taylor.	
PbsmSnobal	Este módulo calcula el transporte de nieve por viento y la sublimación. Es manejado por el supuesto de que la nieve se distribuye uniformemente sobre cada intervalo del día. El transporte y la sublimación de la nieve que sopla se calculan cada intervalo utilizando la velocidad del viento, la temperatura del aire y la humedad relativa.	Pomeroy y Li, (1999, 2000)

Módulo en CRHM	Conceptualización	Referencias asociadas
Glacier #1	Estima un balance de masa y energía (EBSM) sobre una URH con presencia de glaciar. Calcula el flujo saliente del glaciar como agua derretida y la variación de la altura y la densidad en el tiempo	Pradhananga, Dhiraj (2016)
Snobal_CRHM	Calcula el balance de masa y energía mediante una conceptualización de dos capas de nieve.	Marks (1989), (1998)
Soil	Simula la humedad sub-superficial mediante la conceptualización de dos capas de suelo.	Pomeroy et al. (2007)
Netroute_M	Corresponde a la Rutina de Muskingun. Maneja la secuencia de flujos a través de la cuenca, en base a tiempos de almacenamientos y desfases asociados a cada URH.	Chow, (1964), Chow, (1959), Clark, (1945), Pomeroy et al. (2007)
Annadale#1	Estima la radiación de onda corta incidente a partir de la temperatura máxima y mínima	Annandale et al. (2002)
Intcp	Sustituto a Canopy en ambientes abiertos. Calcula los componentes de radiación de onda corta, larga y de onda completa en la superficie de la nieve.	
Albedo	Estima el albedo de la nieve durante el invierno y el periodo de derretimiento	
FrozenAyers	Estima la infiltración en suelos no congelados utilizando conductividad hidráulica; para suelos congelados se usa Zhao y Gray (1999).	Zhao y Gray, (1999)
Volumetric	Este módulo permite visualizar el volumen de humedad de suelo obtenido en el módulo Soil, además establece el parámetro "fallstat" para manejar la infiltración en suelos congelados desarrollada por FrozenAyers	Fang X. et al. (2013)
K_estimate	Calcula la velocidad de flujo lateral	Fang X. et al. (2013)

5.1.2 Determinación de unidades de respuesta hidrológica (URHs)

Las URHs son los elementos espaciales básicos de cálculo del modelo CRHM, razón por la cual gran parte del éxito de la modelación radica en una sabia delimitación de estas (Gonthier, 2011).

En este trabajo, la delimitación de unidades de respuesta hidrológica está basada principalmente en una división hidrográfica considerando la orientación de las URHs. Lo anterior, considerando que dicho atributo fisiográfico determina la cantidad de radiación recibida por la unidad, lo que a su vez tiene un alto impacto en los procesos nivales. Además, se incorporaron unidades extra asociadas a glaciares y cuerpos de agua.

Para ello, utilizando el software QGIS se delimitan subcuencas de acuerdo con la cantidad de URHs deseadas, menor o cercano a 50 unidades, en base al DEM de la cuenca. Luego, mediante fotointerpretación, se subdividen aquellas URHs que no representan

correctamente la diferencia entre laderas soleadas y sombrías obtenidas a través de la reclasificación del mapa de sombras (Hillshade) del 1 de septiembre del 2010 (mitad de periodo de modelación), incluyendo así las diferencias de radiación entre unidades. Posteriormente, se incorporan los cuerpos de agua en estado líquido y sólido. Para las lagunas y lagos se agregan aquellos presentes en el mapa vectorial de masas de agua de la Biblioteca del Congreso Nacional de Chile (BCN). En el caso de glaciares se utilizó el inventario de la DGA 2014, en las URHs con glaciares de área mayor a 1 km² se establece una nueva URH con todos los glaciares presentes en esta, luego todos los glaciares menores a 1 km² que no han sido considerados se agrupan en una sola URH para toda la cuenca.

Finalmente, las URHs se enumeraron en el siguiente orden: glaciares, lagos y luego de cabecera a salida, obteniéndose un total de 54 y 30 URHs para las cuencas de Tinguiririca (Figura 3.1) y Teno (Figura 3.4), respectivamente. En las Figura 5.2 y Figura 5.3 se presentan esquemáticamente las unidades obtenidas para cada cuenca.

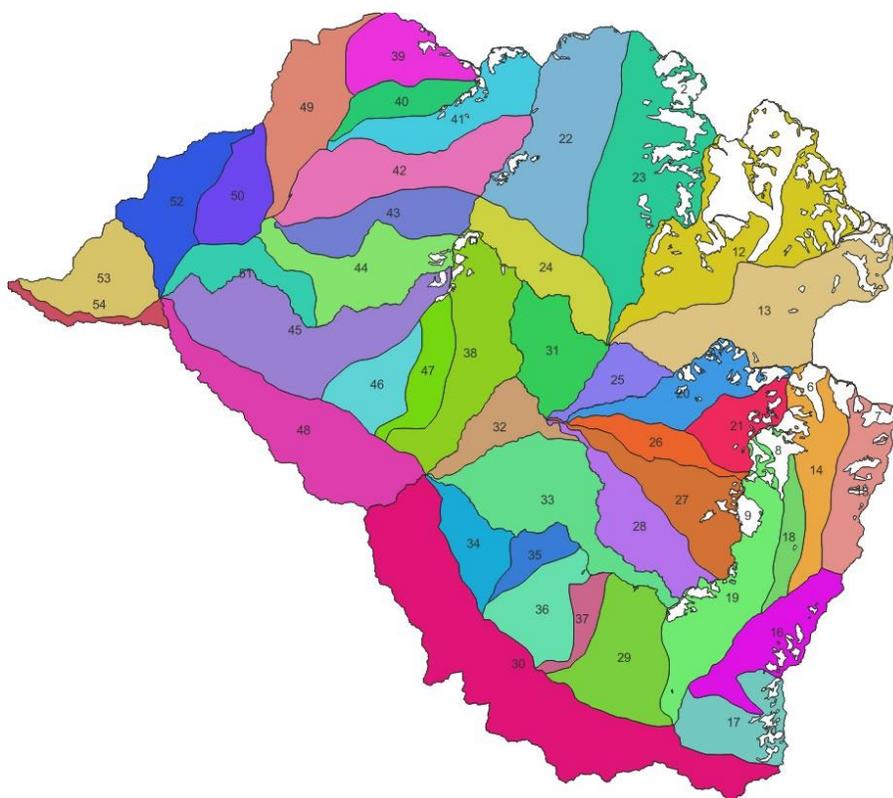


Figura 5.2: Esquema de URHs cuenca del Río Tinguiririca en Bajo los Briones, en blanco se presentan las unidades glaciares.

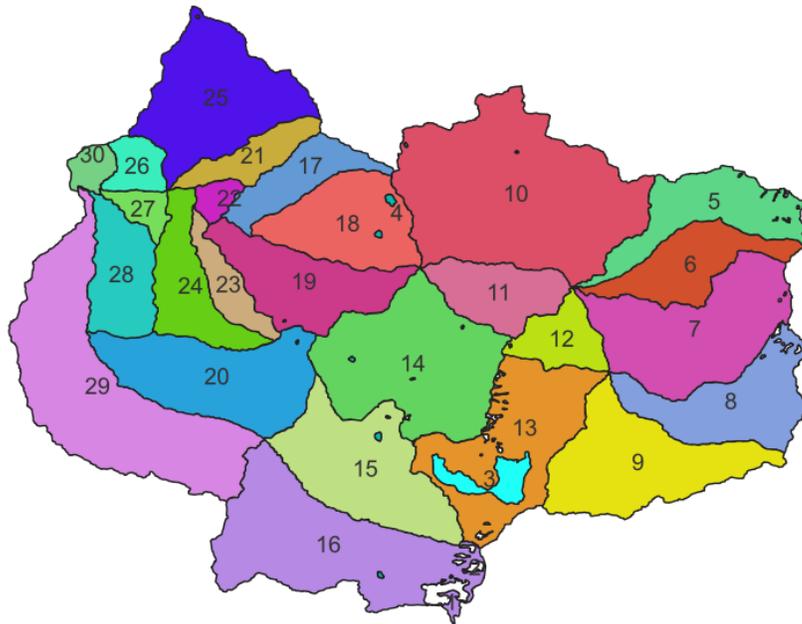


Figura 5.3: Esquema de URHs cuenca del Río Teno antes de junta con río Claro, en blanco se presentan las unidades glaciares y en celeste los cuerpos de agua.

5.1.3 Estimación de parámetros observables

Trabajar con un modelo de base física permite relacionar aquellos parámetros que acompañan las ecuaciones que definen la estructura numérica del modelo con variables que se pueden medir (e.g., albedo máximo de la nieve, conductividad hidráulica, etc.) Así, conocer la mayor cantidad de parámetros observables facilita representar correctamente procesos hidrológicos y disminuir la incertidumbre asociada a ellos. No obstante, conocer a cabalidad todos los parámetros es prácticamente imposible, ya sea por un tema de representatividad espacio-temporal u otro, por lo que se debe recurrir a estrategias de calibración de parámetros para estimar aquellos que no se pueden observar.

En este trabajo se estimaron alrededor de 15 parámetros físicos. En primer lugar, se encuentran los asociados a la morfología de la cuenca como lo son la altura, orientación, pendiente, latitud y área. Estos valores son agregados a escala de URH en base al archivo de elevación DEM.

Uno de los parámetros fundamentales en los procesos nivales es la radiación recibida, por lo que se calculó el Terrain factor (TF). Este factor representa cuanto se expone el suelo a la radiación, así mientras más plano el suelo el valor es más cercano a uno mientras que si el terreno es más escarpado o encajonado el valor tiende a cero. El valor se estima a escala de URH utilizando la herramienta Sky View Factor de QGIS, los valores obtenidos se encuentran entre 0,2 y 0,6, con excepciones de 0,9 asociadas a las URHs de lagunas.

El parámetro de cobertura de suelo (“cover_type”) se estimó en base al producto

LandCover del año 2015 (Buchhorno et al. (2020), <https://lcviewer.vito.be/2015>), definiendo una cobertura predominante por URH. Esta cobertura considera matorral, vegetación herbácea, tierras de cultivo (en porcentajes muy pequeños), suelo desnudo, hielo y nieve, cuerpos de agua, humedales, terreno construido y bosque (para las cuencas estudiadas); mientras que “cover_type” solo considera suelo desnudo, cultivos, pastizal escaso, granos pequeños, pastizales abundantes y bosques. Por lo tanto, la clasificación de LandCover fue adaptada a CRHM. Además, al analizar el catastro de uso de suelo (CONAF, 2016; <https://www.ide.cl/index.php/flora-y-fauna/item/1513-catastros-de-uso-de-suelo-y-vegetacion>) se obtuvieron las mismas coberturas predominantes.

Utilizando dichas coberturas, y basados en bibliografía sobre altura de vegetación (Gutiérrez y Becerra, 2018) y tipo de vegetación en la zona central cordillerana (Muñoz et al., 2000), se estimó por URH el parámetro de altura de vegetación (“Ht”). Además, en base a la cobertura de suelo, se define el tipo de evaporación; para suelo desnudo se utiliza el método Granger mientras que, para bosque, pastizales escasos y abundantes se opta por Penman- Monteith debido a que este método trabaja con evapotranspiración.

Las texturas en CRHM se dividen en grano grueso, medio, fino y suelo orgánico, las cuales se distribuyeron desde las URHs de alta montaña (grano grueso) a las de valle (suelo orgánico).

En relación con nieves y glaciares se estimaron, a escala de URH, el albedo de suelo desnudo y de hielo, la altura inicial de hielo, la temperatura promedio anual sobre glaciares (TKMA), la precipitación con temperaturas inferiores a cero sobre estos mismos (SWEAA). El albedo proviene de un análisis que utiliza Modis Terra (MOD10A) y Aqua (MYD10A), que contiene los promedios mínimos y máximos para el periodo 2000-2018. Para el albedo de suelo desnudo se utilizaron los mínimos, mientras que para el albedo de hielo se utilizaron los máximos.

Finalmente, se obtuvo la altura de hielo para el año 2000 a partir del volumen de hielo del inventario nacional (DGA,2014) menos la variación de volumen reportada por los balances geodésicos (Hugonnet et al. (2021)). Una vez que se obtuvo el volumen del año 2000 se dividió por el área de la URH para obtener la altura de hielo.

5.1.4 Calibración y validación del modelo

Para la implementación del modelo, se utiliza un periodo de calibración entre el año 2005 y 2015 -con el objetivo de incluir el comienzo de la megasequía- y dos periodos de validación entre los años 2000-2005 y 2015-2020, completando el periodo de modelación 2000-2020. La calibración es de tipo secuencial, pues se comienza con el ajuste de la componente glacial, seguido de nieves y otro de escorrentía, y finalmente, un ajuste conjunto de parámetros asociados a la nieve y escorrentía. Para glaciares, se realiza una calibración manual, mientras que para nieves y escorrentía se sigue un esquema de calibración automática con el algoritmo de calibración Dynamical Dimension Search (DDS; Tolson y Shoemaker, 2007). Una de las ventajas que presenta DDS es que permite decidir la cantidad de iteraciones, por lo que es posible realizar el proceso de forma secuencial, tomando el mejor set de parámetros obtenido en cada paso, analizar la dispersión y su desempeño. Lo anterior resulta de gran utilidad pues permite gestionar el costo computacional asociado al proceso de calibración.

Así, una vez que se obtienen los valores finales para la calibración de glaciares, estos se utilizan para configurar el modelo y continuar con la calibración de nieve, proceso que se repite para la calibración de escorrentía y calibración conjunta de nieve y escorrentía. Para calibrar escorrentía, se utiliza como función objetivo el criterio de eficiencia Kling Gupta, KGE (Gupta et al., 2009), mientras que para fSCA se utiliza la raíz del error cuadrático medio (RMSE). En la Tabla 5.1: Criterios de eficiencia utilizados Tabla 5.1 se pueden observar las principales características de los criterios utilizados.

Tabla 5.1: Criterios de eficiencia utilizados

Criterio de eficiencia	Fórmula	Rango de variación	Óptimo
KGE	$1 - \sqrt{(r - 1)^2 + (\alpha - 1)^2 + (\beta - 1)^2}$ $\beta = \frac{\mu_s}{\mu_o}$ $\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_o}$	$-\infty$ a 1	1
RMSE	$\sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (S_i - O_i)^2}$	0 a ∞	0

Donde:

- r : coeficiente de correlación de Pearson
- μ_s : promedio de los valores simulados
- μ_o : promedio de los valores observados
- σ_s : desviación estándar asociada a los valores simulados
- σ_o : desviación estándar asociada a los valores observados
- n : número de valores
- S_i : valor simulado en el tiempo i
- O_i : valor observado en el tiempo i

Los balances geodésicos (GMB) recuperados del estudio de Hugonnet et al. (2021) contienen variaciones de espesor de hielo entre los años 2000 y 2020, con puntos de control cada 5 años, los cuales permiten estimar el cambio en el volumen de hielo respecto al año 2000. Tomando en cuenta el volumen inicial de hielo estimado para el año 2000 y las variaciones del balance se obtiene el volumen para el año 2015, el cual se utiliza como referencia para evaluar el desempeño del módulo glacial de CRHM. Para los valores simulados, se trabaja con la variable de salida “glaciar_h2o” que representa el volumen de equivalente de agua hielo para cada URH. De este modo, para ajustar las simulaciones a los valores de referencia se modifica el factor grado día de derretimiento asociado a cada unidad glaciar. Lo anterior, con el objetivo de busca reducir al mínimo la diferencia entre los valores de referencia y simulados para las unidades glaciares.

Para calibrar la distribución espacial de la nieve se utiliza el fSCA recuperado de la base de datos del Observatorio Andino de Nieves y se modifican los parámetros de albedo de suelo desnudo (Albedo_Bare) y el decaimiento del albedo para nieve derritiéndose (a2).

Para ello, se define como límite de calibración los valores mínimos y máximos obtenidos por Comte (2017) para decaimiento del albedo de nieve derritiéndose. Adicionalmente, a modo de preservar los patrones de distribución espacial recuperados del análisis del producto de albedo de Modis Terra y Aqua, se aplica un enfoque de regularización de parámetros aditivo (Ecuación 3.1) para ajustar el albedo del suelo desnudo.

$$Albedo_{ical} = Albedo_i + C \quad (3.1)$$

Donde:

$Albedo_{ical}$: albedo de suelo desnudo calibrado para URH i
 $Albedo_i$: albedo de suelo desnudo sin calibrado para URH i
 C : factor aditivo (igual para todas las URHs)

Los valores simulados se obtienen a partir de la variable de salida “snow_cover” de CRHM que corresponde a un vector binario para cada URH que indica si a esa hora existía presencia (o ausencia) de nieve. El fSCA a escala de cuenca se estima a partir de la suma ponderada de superficie de cada URH y el valor de “snow_cover” asociado a la misma. La función objetivo empleada corresponde al RSME. No obstante, a modo de no sesgar el cálculo de la métrica, solo se comparan aquellos valores distintos a cero tanto para los valores simulados como para los observados.

La implementación de un esquema de regularización de parámetros permite reducir la dimensionalidad del problema de calibración manteniendo, en el caso de la regularización aditiva, la distribución espacial y la heterogeneidad del parámetro. Se decide utilizar regularización por adición (Ecuación 3.1) ya que no modifica la varianza del conjunto, a diferencia de la multiplicativa que tiende a modificar más los valores extremos (Pokhrel y Gupta, 2010); la regularización por adición simplemente suma un valor constante para todas las URHs a los valores estimados para cada una de ellas. Por lo tanto, lo que se modifica en cada iteración es una constante de adición “C”, con rangos que permitan que el albedo se mantenga dentro de los estimados para la cuenca, y el parámetro a_2 .

Luego, se calibra la escorrentía. Para ello, se consideran tres parámetros asociados al suelo y el ruteo. El primero corresponde a la máxima humedad del suelo (soil_moist_max), la cual en trabajos anteriores (e.g., Marcoleta, 2019) había presentado alta sensibilidad de la escorrentía. También se calibran los parámetros “runLag” (desfase de la escorrentía) y “runKstorage” (constante de almacenamiento), que permiten retrasar y suavizar, respectivamente, el hidrograma. Estos dos últimos parámetros se definieron de forma homogénea para las distintas URHs, mientras que para estimar “soil_moist_max” se adoptó un enfoque de regularización basado en la estimación de la profundidad de suelo y la porosidad. Lo anterior, considerando que la humedad de suelo máxima se puede conceptualizar como:

$$soil_{moist\ max} = h * \eta \quad (3.2)$$

Donde:

h : espesor de capa
 η : porosidad del suelo [-]

Por lo tanto, a partir de los valores estimados para la porosidad y profundidad de suelo se calcula el parámetro, como se explicó anteriormente, calibrando un coeficiente aditivo a la porosidad y multiplicativo correspondiente a la profundidad máxima de la ecuación 3.1 y 3.2. Al igual que con el resto de los parámetros regularizados, en el interior de la función objetivo se asegura que los valores obtenidos no superen los rangos establecidos por CRHM u obtenidos a partir de la estimación de parámetros físicos.

En base a la metodología propuesta en DGA (2017), el espesor de suelo a priori se puede determinar a partir de la Ecuación (3.3). Dicha ecuación se resuelve, en el caso del presente estudio, a una escala de 30*30 m dado el DEM base empleado (i.e., SRTM) y luego se agrega espacialmente a escala de URH.

$$h = h_{min} + (h_{max} - h_{min}) * \left[\alpha * \left(1 - \frac{s}{s_{max}}\right)^{0.25} + (1-\alpha) * \left(1 - \frac{z}{z_{max}}\right)^{0.75} \right] \quad (3.3)$$

Donde:

h_{min} : espesor mínimo de capa, para este estudio 40 [mm]
 α : factor entre 0 y 1 que representa el peso que tiene la pendiente en el cálculo del espesor de suelo. En este estudio $\alpha=0.7$
 s : pendiente en grados
 s_{max} : valor máximo de pendiente sobre la cual la pendiente no afecta la profundidad del suelo. En este estudio 50°
 z : elevación en m.s.n.m
 z_{max} : elevación máxima sobre la cual la elevación no afecta la profundidad del suelo, en este caso 4500 [m.s.n.m]

De este modo, en el proceso de calibración se ajusta un el valor de h_{max} para obtener un valor de h . Por otro lado, la porosidad del suelo se estima a partir de la densidad del suelo aparente (bulk density) y real. La primera se obtiene de la base de datos Soilgrids (Poggio et al., 2021; <https://soilgrids.org/>) y se supone una densidad real equivalente a 2650 kg/m³. Así, se calibra un súper-parámetro que se incorpora de forma aditiva a la porosidad estimada a priori.

Finalmente, se realiza una calibración conjunta de los dos parámetros de nieve y tres de escorrentía, utilizando como función objetivo KGE de la escorrentía. Resulta importante precisar que esta serie de calibraciones busca representar la heterogeneidad espacial de las cuencas en estudio, pero reduciendo la dimensionalidad de la calibración y, en consecuencia, la incertidumbre asociada. Asimismo, se debe tener en cuenta que el proceso de calibración considera múltiples iteraciones con DDS.

5.2 Escenarios sintéticos de perturbaciones controladas

Con objetivo de cuantificar la contribución individual de la precipitación y la temperatura a las variaciones en la respuesta del modelo, se generan perturbaciones controladas a las series históricas (2000-2020) asociadas. Para ello, como se muestra en el esquema de la Figura 5.4, se define una grilla regular de perturbaciones entre $\pm 20\%$ para la precipitación y $\pm 1,5^\circ \text{C}$ para la temperatura. Luego, se aplican estas perturbaciones a las forzantes históricas 2000-2020 por URH y se simulan los 49 escenarios generados, almacenando los valores diarios de variables como el SWE, escorrentía, derretimiento nival y glacial, entre otros, para su posterior análisis.

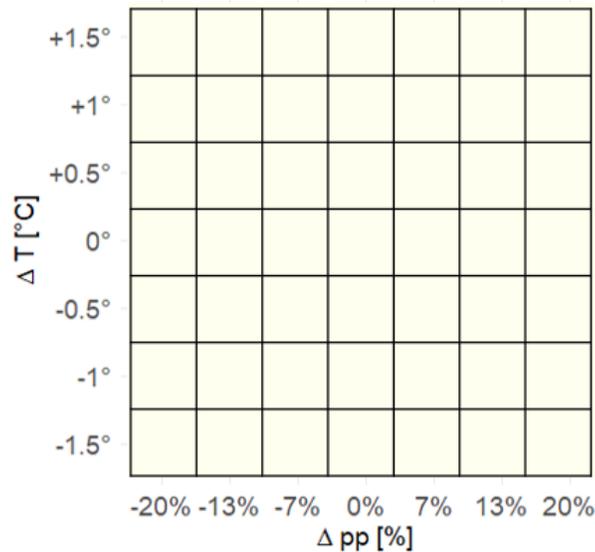


Figura 5.4: Grilla de perturbaciones a precipitación y temperatura, 49 escenarios sintéticos.

5.3 Proyecciones de cambio climático

Las proyecciones de cambio climático se realizan considerando las series de precipitación y temperaturas extremas estimadas para el escenario de emisiones RCP8.5 según cuatro modelos de circulación general (GCM), los cuales corresponden a: CCSM4, CSIRO-MK3.6-0, IPSL-A5 y MIROC-ESM. Para utilizar las series de precipitación y temperatura extremas como forzantes de CRHM, en primer lugar, se realizó un escalamiento estadístico de los GCMs a la resolución de CR2MET mediante interpolación bilineal al centroide de los píxeles del producto. Luego, los datos de los GCMs crudos se agregaron a escala de URH y posteriormente se corrigieron por sesgo (bias correction) utilizando el método Multivariate BIAS Correction Algorithm (MBCn, Cannon 2018). Dicho método corresponde a una generalización del método Quantile Delta Mapping original (QDM, Cannon et al 2015) pues considera la interrelación entre las forzantes, con el fin de preservar la temporalidad.

Así, con el objetivo de preservar la interrelación entre variables y la interrelación espacial entre ellas, se realizó la corrección de sesgo multivariado considerando la precipitación, temperatura mínima y amplitud térmica de todas las URHs de forma simultánea. A su vez,

cabe mencionar que se utilizó el periodo 2000-2020 como referencia para la corrección de sesgo, la cual se realizó de manera secuencial por bloques de 20 años (i.e., 2020-2040 y 2040-2060) y por meses (i.e., para corregir el mes A se consideraron las estadísticas del mismo mes en el periodo de referencia).

Finalmente, dado que se requieren series de forzantes a resolución horaria y, adicionalmente, series asociadas al resto de las forzantes empleadas para generar las simulaciones (e.g., velocidad del viento, humedad relativa, etc.) se utilizó el método de símiles climáticos. En dicho método se busca para cada día de interés un símil en un conjunto de valores de referencia. En el caso del presente estudio, se define como símil aquel día que tiene la menor distancia euclidiana, (Ecuación (3.4)) respecto al día de interés. A su vez, los conjuntos de referencia se obtienen de las series diarias derivadas de CR2MET en el periodo histórico 2000-2020. Así, para cada día de un mes determinado, se busca un símil dentro del conjunto de referencia para el mismo mes, se asigna la distribución horaria asociada al símil y se transfieren el resto de las series de forzantes que no fueron obtenidas del GCM.

$$D_s = \min \sqrt{\frac{(P_f - P_o)^2}{P_f} + \frac{(T_{max_f} - T_{max_o})^2}{T_{max_f}} + \frac{(T_{min_f} - T_{min_o})^2}{T_{min_f}}} \quad (3.4)$$

Donde:

- D_s : día símil
- P_f : precipitación día de interés [mm]
- P_o : precipitación día histórico [mm]
- T_{max_f} : temperatura máxima día de interés [°C]
- T_{max_o} : temperatura máxima día histórico [°C]
- T_{min_f} : temperatura mínima día de interés [°C]
- T_{min_o} : temperatura mínima día histórico [°C]

Debido a que no se cuenta con la información necesaria para generar series representativas del futuro, se supone estacionariedad con respecto a las forzantes de humedad relativa, velocidad del viento y radiación de onda corta.

6 Resultados y discusión

A continuación, se presentan los resultados obtenidos de la modelación hidrológica desarrollada con CRHM. Comenzando con los procesos de calibración y validación del modelo, seguidos de una evaluación del periodo histórico. Posteriormente, se muestran y analizan los escenarios sintéticos asociados a las perturbaciones de precipitación y temperatura, determinando la sensibilidad climática de los procesos nivales. Finalmente, a modo de contar con proyecciones de cambio hidrológico más realistas para las cuencas de estudio, se presentan los resultados de la modelación forzada con las series derivadas de cuatro GCM bajo escenario de emisiones RCP8.5.

6.1 Calibración y validación del modelo CRHM

Los resultados del proceso de calibración para la cuenca del Río Tinguiririca se muestran para el periodo 2000-2020 en la Figura 4.1, en ella es posible observar los valores medios diarios de referencia y simulados de fSCA, escorrentía y SWE, en los paneles a, b y c, respectivamente. Para la cuenca del Río Teno los resultados se presentan en la Figura 4.2.

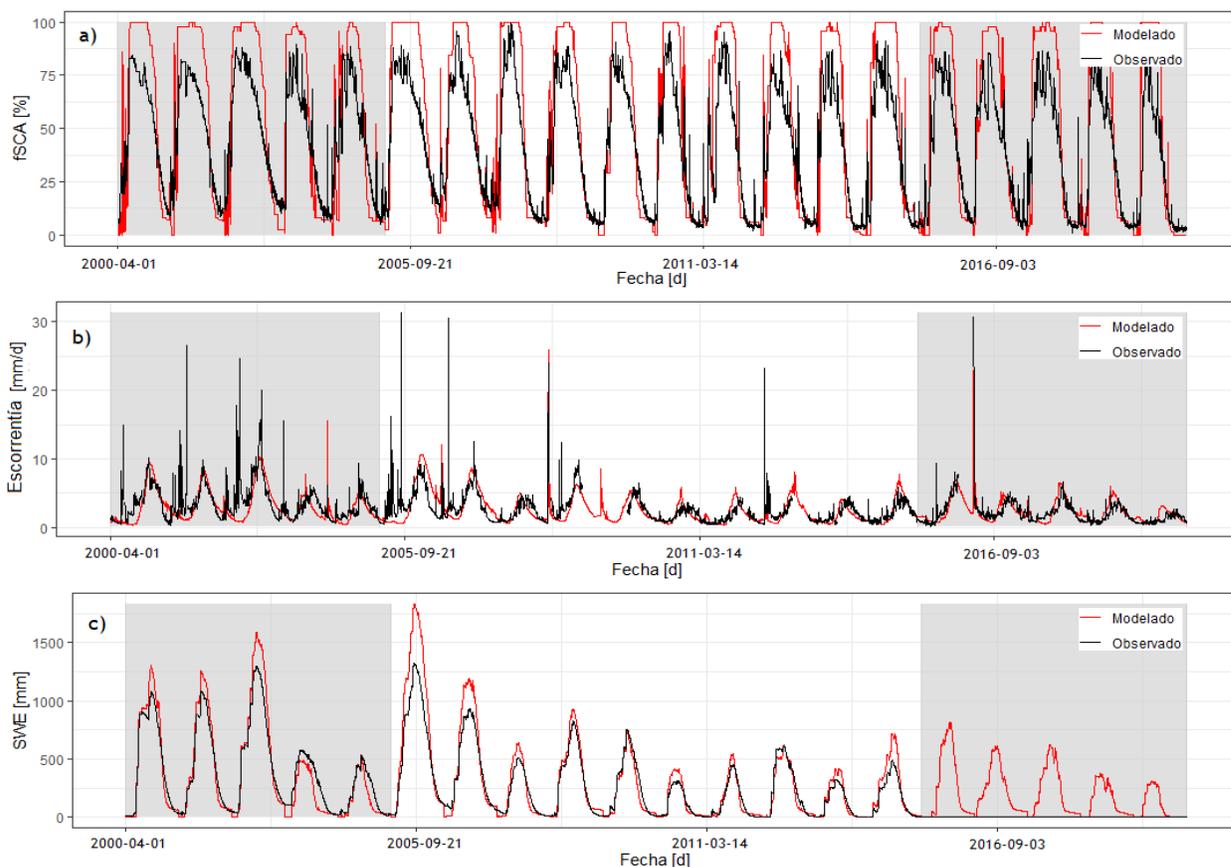


Figura 4.1: Comparación de valores medios diarios de referencia y modelados para la cuenca del Río Tinguiririca. Contempla el periodo 2000-2020, las bandas grises señalan los periodos de validación mientras que el resto es calibración. Los paneles a), b) y c) muestran fSCA, escorrentía y SWE, respectivamente.

En la cuenca de Tinguiririca (Figura 4.1), el índice de KGE para la escorrentía alcanza valores de 0,66 en el periodo de calibración (Tabla 4.1), mientras que en los periodos de

validación se observa una ligera disminución para el primer periodo ($KGE=0,62 (-0,04)$) y un aumento segundo periodo ($KGE=0,78 (+1,2)$).

En el panel b de la Figura 4.1 es posible advertir problemas en la representación de la escorrentía asociados a la precipitación antes del segundo periodo de validación (e.g., año 2003 en el panel b de la Figura 4.1). También, es posible observar que solo algunas de las crecidas logran ser simuladas. Sin embargo, la escorrentía de valores medios y la temporalidad se encuentran bien representados en gran parte del periodo de modelación, lo cual queda en evidencia con los valores de KGE reportados en cada subperiodo.

Las variables asociadas a nieves (paneles a y c de la Figura 4.1) muestran un muy buen desempeño respecto a la temporalidad, con valores de coeficiente de correlación de Pearson (r) mayores a 0,9. En el caso del SWE (panel c también se logra simular correctamente las magnitudes, especialmente en el período de acumulación y de agotamiento, con una sobreestimación en los meses de máximo valor. No obstante, el modelo no es capaz de reproducir correctamente la curva observada de fSCA, con una sobre estimación de las coberturas máximas, la cual puede deberse al carácter binario de la variable “snow_cover” que no permite diferenciar más que entre 0 y 100% de la URH cubierta, lo que, sumado a una discretización no muy fina de la cuenca, sobreestima la cobertura.

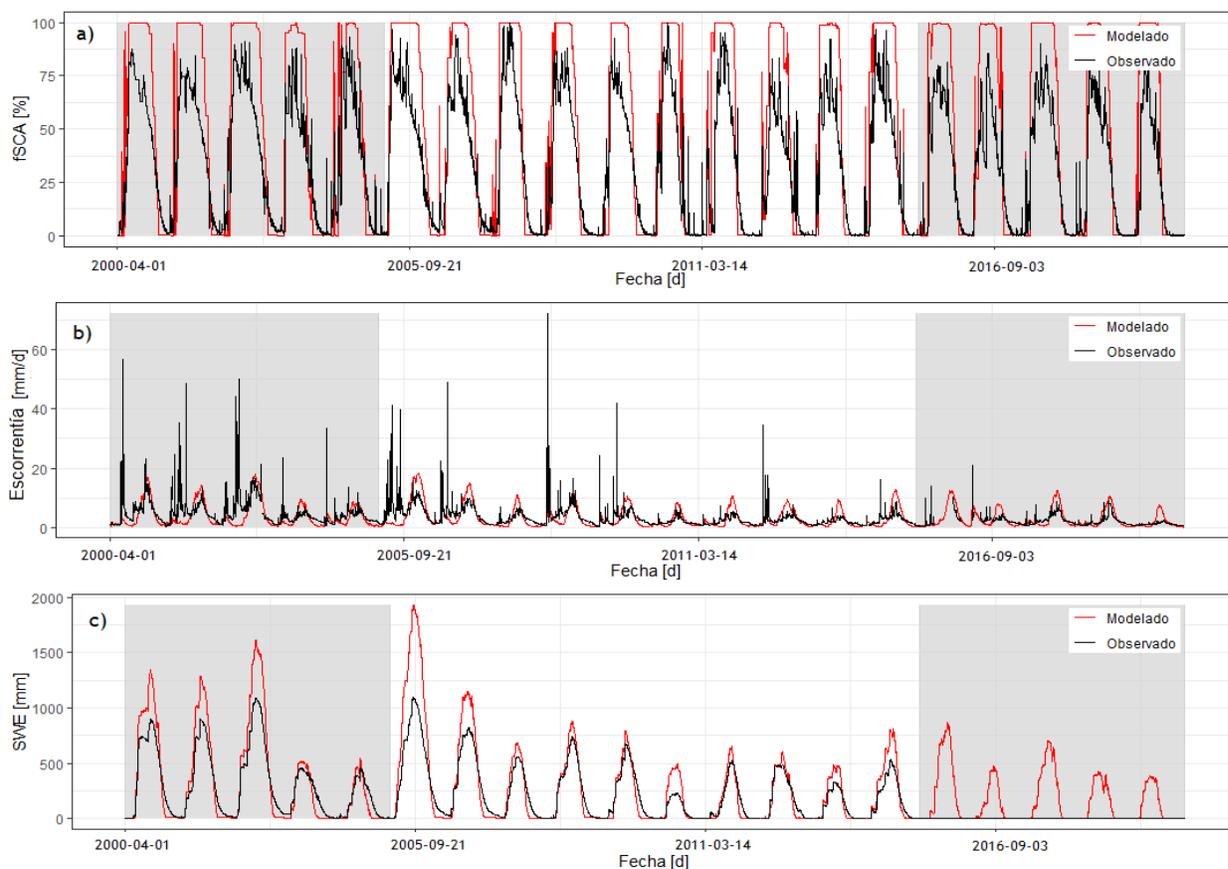


Figura 4.2: Comparación valores medios diarios observados y modelados para la cuenca del Río Teno. Contempla el periodo 2000-2020, las bandas grises señalan los periodos de validación mientras que el resto es calibración. Los paneles a), b) y c) muestran fSCA, escorrentía y SWE, respectivamente.

Por otro lado, la cuenca de Teno (Figura 4.2) reporta valores de KGE para escorrentía de 0,48; 0,3 y 0,24 para los periodos de calibración, validación 1 y 2, respectivamente. Lo anterior, da cuenta de un peor desempeño en comparación con la cuenca del Río Tinguiririca. Asimismo, se advierte que este modelo es incapaz de representar de buena forma las crecidas y muestra problemas con la representación de la escorrentía asociada a precipitación líquida y una ligera sobreestimación de la escorrentía de verano. La temporalidad de la escorrentía de deshielo se encuentra correctamente simulada.

En términos nivales, el modelo presenta un desempeño satisfactorio respecto a la temporalidad y patrones estacionales (coeficiente $r > 0,9$), representando correctamente los procesos de acumulación y derretimiento respecto a las fechas de comienzo y fin de la cobertura nival. Sin perjuicio de lo anterior, el SWE (panel c de la Figura 4.2) muestra un agotamiento temprano de manto nival respecto a la referencia. En relación con la simulación del fSCA (panel a de la Figura 4.2), se observan sesgos persistentes, con periodos prolongados de 100% de cobertura nival, lo cual no resulta coherente con la referencia. Cabe mencionar que la discretización espacial de esta cuenca es más gruesa que la de la cuenca del Río Tinguiririca, a lo cual se atribuye el peor desempeño de la cuenca del Río Teno en la representación del fSCA.

En la Figura 4.3 se presentan las curvas de duración de los valores diarios de escorrentía y SWE de Tinguiririca, en el periodo 2000-2020. En ellas es posible apreciar que en la escorrentía asociada a una baja probabilidad de excedencia los valores observados y simulados coinciden, mientras que los asociados a escorrentía media y baja son subestimados. Algo similar ocurre con el SWE (panel b Figura 4.3), que presenta una leve sobreestimación de los valores con probabilidad de excedencia alta y una subestimación de los valores medios y bajos.

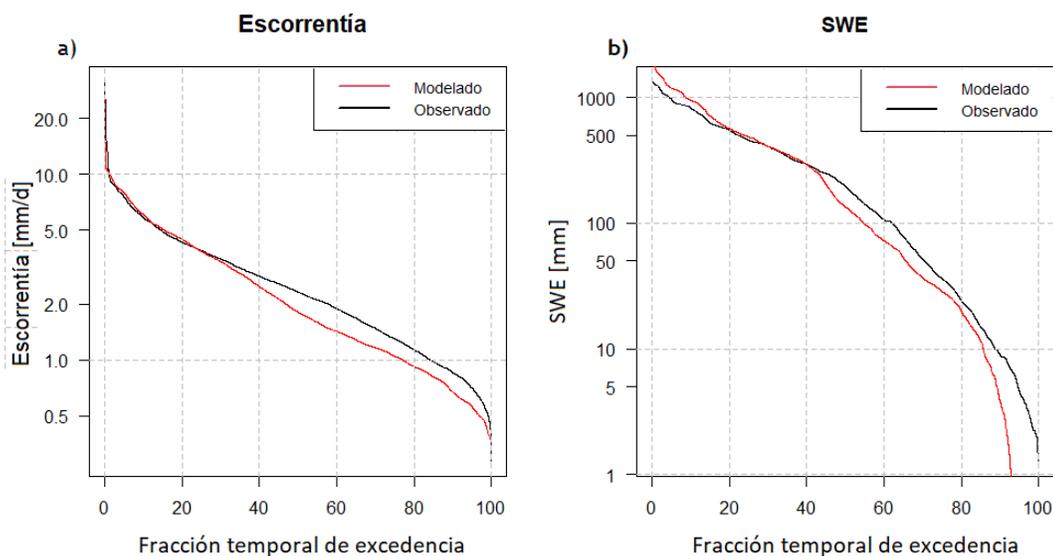


Figura 4.3: Curvas de duración de la escorrentía y SWE de los valores medios diarios (observado y modelado) del periodo 2000-2020, cuenca de Tinguiririca.

Por su parte, como se observa en la Figura 4.4, la cuenca del Río Teno muestra una sobreestimación en el segmento alto de la curva de duración de escorrentía, mientras que

para probabilidades de excedencia medias y bajas se tienen sesgos negativos. El comportamiento del SWE es similar al descrito para Tinguiririca, sin embargo, se evidencia una caída abrupta en los valores medios y bajos.

A modo de evaluar cuantitativamente el desempeño de los modelos calibrados para cada cuenca de estudio, en la Tabla 4.1 se presenta un resumen de los indicadores de rendimiento para las tres variables en todos los subperiodos de estudio para ambas cuencas. De allí se desprende que la cuenca del Río Teno presenta un menor desempeño en escorrentía en comparación con la cuenca del Río Tinguiririca. Respecto al fSCA y SWE, se aprecia un buen desempeño para todos los periodos, con una ligera o nula variación, para ambas cuencas.

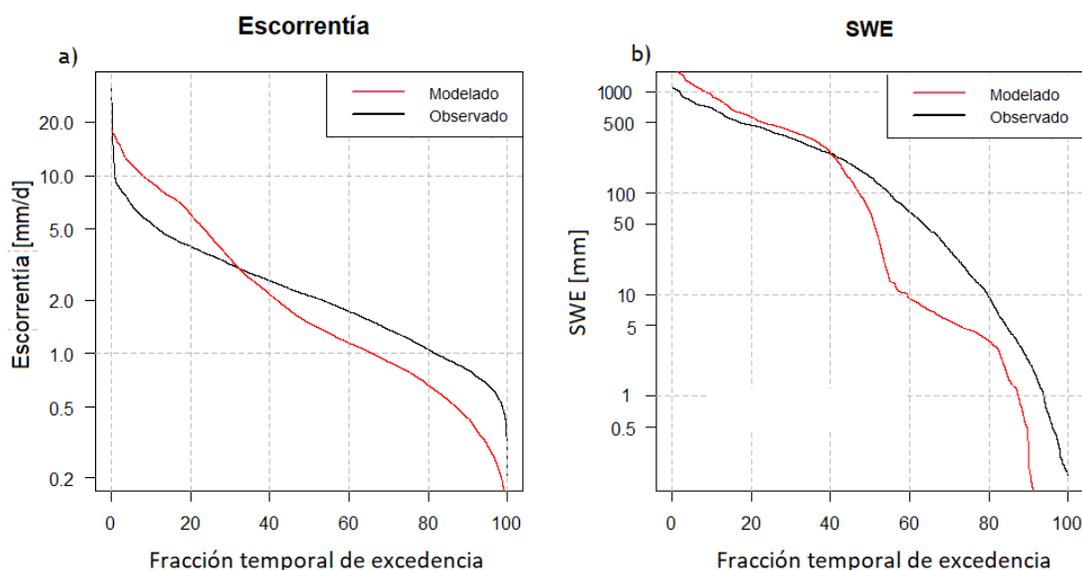


Figura 6.1: Curvas de duración de escorrentía y SWE de los valores medios diarios (observado y modelado) del periodo 2000-2020, cuenca del Río Teno.

Tabla 4.1: Indicadores de rendimiento de los modelos de la cuenca del Río de Tinguiririca y Río Teno para los distintos periodos de modelación. * Escorrentía (mm/d), fSCA (%), SWE (mm)

	Tinguiririca							
Variable	Escorrentía			fSCA			SWE	
Periodo	Calib	Valid 1	Valid 2	Calib	Valid 1	Valid 2	Calib	Valid 1
KGE (-)	0,66	0,62	0,78	0,47	0,38	0,39	0,66	0,77
RMSE (*)	1,74	2,19	1,03	21,56	21,77	23,35	118,81	113,0
r (-)	0,67	0,66	0,8	0,93	0,92	0,93	0,98	0,98
	Teno							
Variable	Escorrentía			fSCA			SWE	
Periodo	Calib	Valid 1	Valid 2	Calib	Valid 1	Valid 2	Calib	Valid 1
KGE (-)	0,48	0,3	0,24	0,33	0,33	0,12	0,4	0,49
RMSE (*)	3,68	3,4	2,04	26,81	27,18	30,03	172,7	169,21
r (-)	0,48	0,6	0,75	0,91	0,91	0,92	0,96	0,96

6.2 Periodo histórico 2000-2020

Para caracterizar el comportamiento climático de las cuencas de estudio y cómo la escorrentía y las variables nivales se relacionan con dichos cambios, se estudian las anomalías hidroclimáticas del periodo 2000-2020. Las anomalías se definen como la diferencia entre cierto periodo temporal y el promedio del periodo, en este caso se trabaja con valores medios anuales. Respecto con las variables analizadas, el SWE máximo se define como el máximo valor alcanzado en el proceso de acumulación nival, el SWE acumulado como la suma de las variaciones positivas del SWE entre cierto día y el siguiente y la duración de la nieve como todos aquellos días donde el SWE tiene un valor superior a los 5 mm. Todas estas variables son calculadas por año hidrológico.

En la Figura 6.2 se presentan las anomalías anuales respecto al promedio del periodo 2000-2020 para distintas variables en la cuenca de Tinguiririca, dichos promedios se presentan en la Tabla 6.1. De allí se desprende que la escorrentía, SWE máximo y acumulado tienen un comportamiento similar respecto a las anomalías climáticas. Así, cuando las precipitaciones aumentan y las temperaturas disminuyen se observa un aumento de escorrentía y acumulación nival, mientras que en los años secos y cálidos se observa una disminución en las variables mencionadas. Sin embargo, se presentan diferencias en las magnitudes, pues al comparar años secos y fríos el SWE disminuye en menor proporción que la escorrentía, debido a que mayor parte de la precipitación puede precipitar en forma sólida. Respecto a la duración de la nieve no es posible identificar un patrón de comportamiento atribuible a las forzantes (ver panel e de la Figura 6.2).

Para la cuenca del Río Teno (Figura 6.3) las anomalías climáticas y las variables modeladas mantienen relaciones similares a las presentadas para la cuenca del Río Tinguiririca, variando ligeramente los porcentajes. Así, en años húmedos y fríos se observan anomalías positivas de escorrentía y de las variables nivales, mientras que en años secos y cálidos se observan anomalías negativas.

Tabla 6.1: Valores promedio del periodo histórico 2000-2020

Variable	Tinguiririca	Teno
Precipitación [mm/año]	1381	1599
Temperatura [°C]	6,7	7,2
Escorrentía [mm/año]	967	1176
SWE máximo [mm]	799	832
SWE acumulado [mm/año]	964	994
Duración de la nieve [d]	313	254

Asimismo, las figuras también muestran que desde el año 2009 no se presentan anomalías positivas de precipitación, a excepción del año 2012 para la cuenca del Río Teno y el año 2016 para la cuenca del Río Tinguiririca. Lo anterior da cuenta de la persistente mega sequía que enfrenta la zona central de Chile desde el año 2010 a la fecha (Garreaud et al., 2017). Además, desde el año 2014 se observan, en general, exclusivamente aumentos de temperatura.

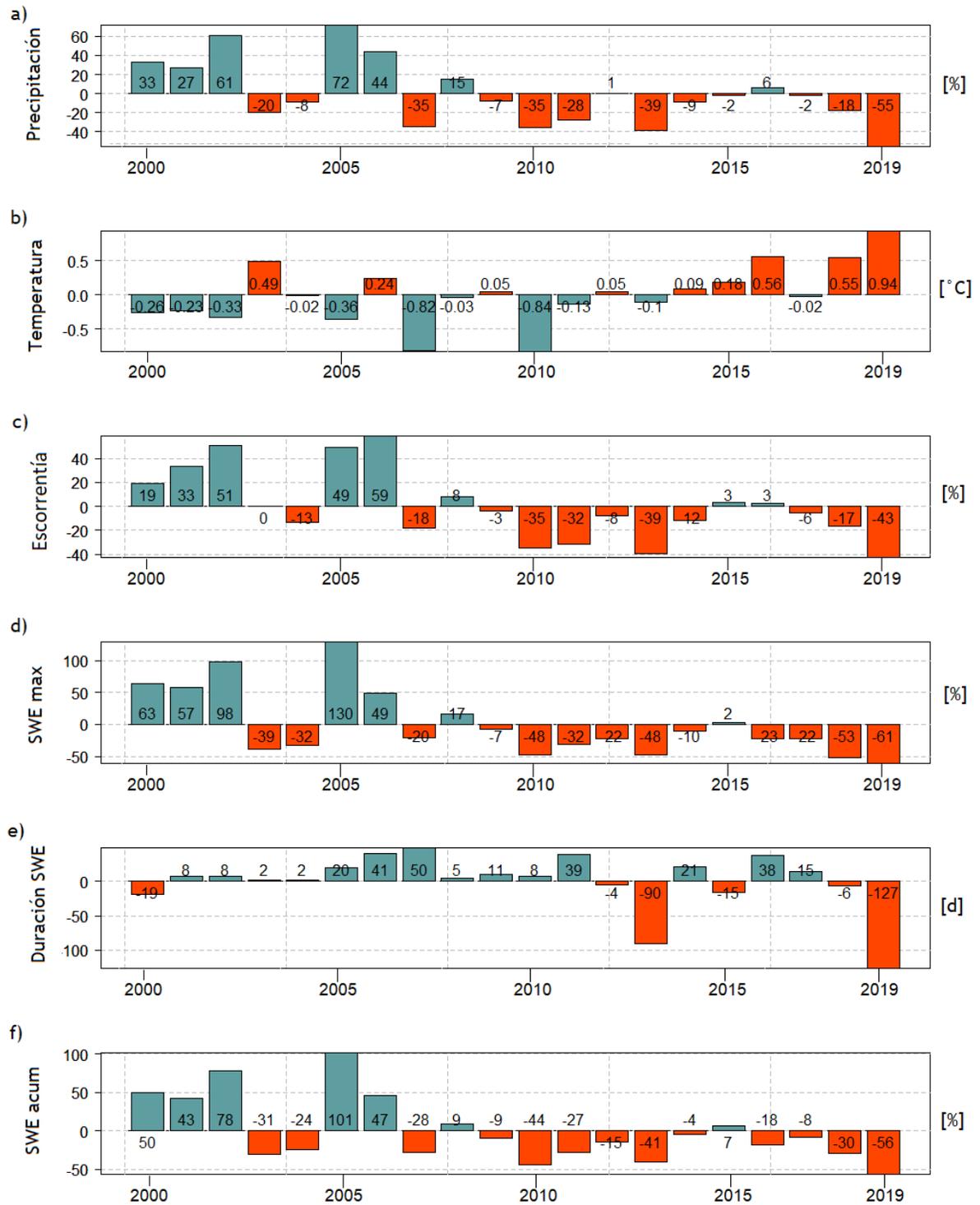


Figura 6.2: Anomalia hidroclimáticas anual promedio del periodo histórico, 2000-2020, para precipitación media anual (a), temperatura media anual (b), escorrentía (c), SWE máximo (d), duración de la nieve (e) y SWE acumulado (f). Cuenca Río Tinguiririca.

Por otro lado, la disminución de precipitaciones llega a un valor máximo el año 2019, reportando una reducción respecto al promedio del periodo de 55% y 49%, para la cuenca del Río Tinguiririca y Teno respectivamente. Además, ese mismo año se registran los mayores aumentos de temperatura, llegando a valores cercanos a +1 °C para ambas cuencas. Lo anterior, provoca en dicho año una disminución de la escorrentía en un 43% y 51%, del SWE máximo en un 61% y 54%, del SWE acumulado en un 56% y 48% y la duración de la nieve en -127 y -94 días, para la cuenca del Río Tinguiririca y Teno, respectivamente, tratándose de las máximas variaciones durante el periodo. Las variables muestran una reducción similar para ambas cuencas ante anomalías climáticas, con una mayor reducción en la cuenca del Río Tinguiririca (como se observa en la Tabla 6.2), salvo la escorrentía cuya reducción es menor, lo cual se atribuye directamente al aporte glacial que incluye la cuenca.

Al analizar los años 2005 y 2006 se observa el impacto de la variación de temperatura y precipitación por separado. En ambos años se registra un aumento de precipitaciones, pero el 2005 se reporta una disminución de la temperatura, mientras que el 2006 un aumento. Es posible advertir que en ambos años todas las variables aumentan, pero cuando la temperatura es mayor, la escorrentía aumenta más que las variables nivales, mientras que cuando es menor aumentan más las variables nivales.

Tabla 6.2: Anomalías hidroclimáticas máximas y mínimas en periodo histórico 2000-2020.

Cuenca	Tinguiririca		Teno	
	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
Variable anual				
Δ Precipitación [%]	-55	72	-49	68
Δ Temperatura [°C]	-0,84	0,94	-0,86	0,93
Δ Escorrentía [%]	-43	59	-51	77
Δ SWE max. [%]	-61	130	-54	132
Δ Duración de la nieve [d]	-127	50	-100	78
Δ SWE acum. [%]	-56	101	-48	105

A modo de estudiar la contribución promedio a la escorrentía de la precipitación líquida (aporte pluvial), el deshielo nival y glacial a nivel mensual, se presentan las Figura 6.4 y Figura 6.6 para las cuencas del Río Tinguiririca y Teno, respectivamente. Allí se observa que las contribuciones promedio cambian de importancia relativa a medida que transcurre el año.

Así, entre los meses de abril y agosto predomina el aporte de precipitación líquida en ambas cuencas. A partir de julio se observa un aumento progresivo del aporte relativo del deshielo nival hasta llegar a su peak. Dichos valores máximos se alcanzan en el mes diciembre (~85% de aporte) para la cuenca del Río Tinguiririca y entre los meses de septiembre y diciembre (~80% de aporte) para la cuenca del Río Teno. Otra diferencia se marca al fin de la temporada de deshielo, donde el aporte nival que, en el caso de la cuenca del Río Tinguiririca en marzo es del ~10%, en Teno llega al ~0%.

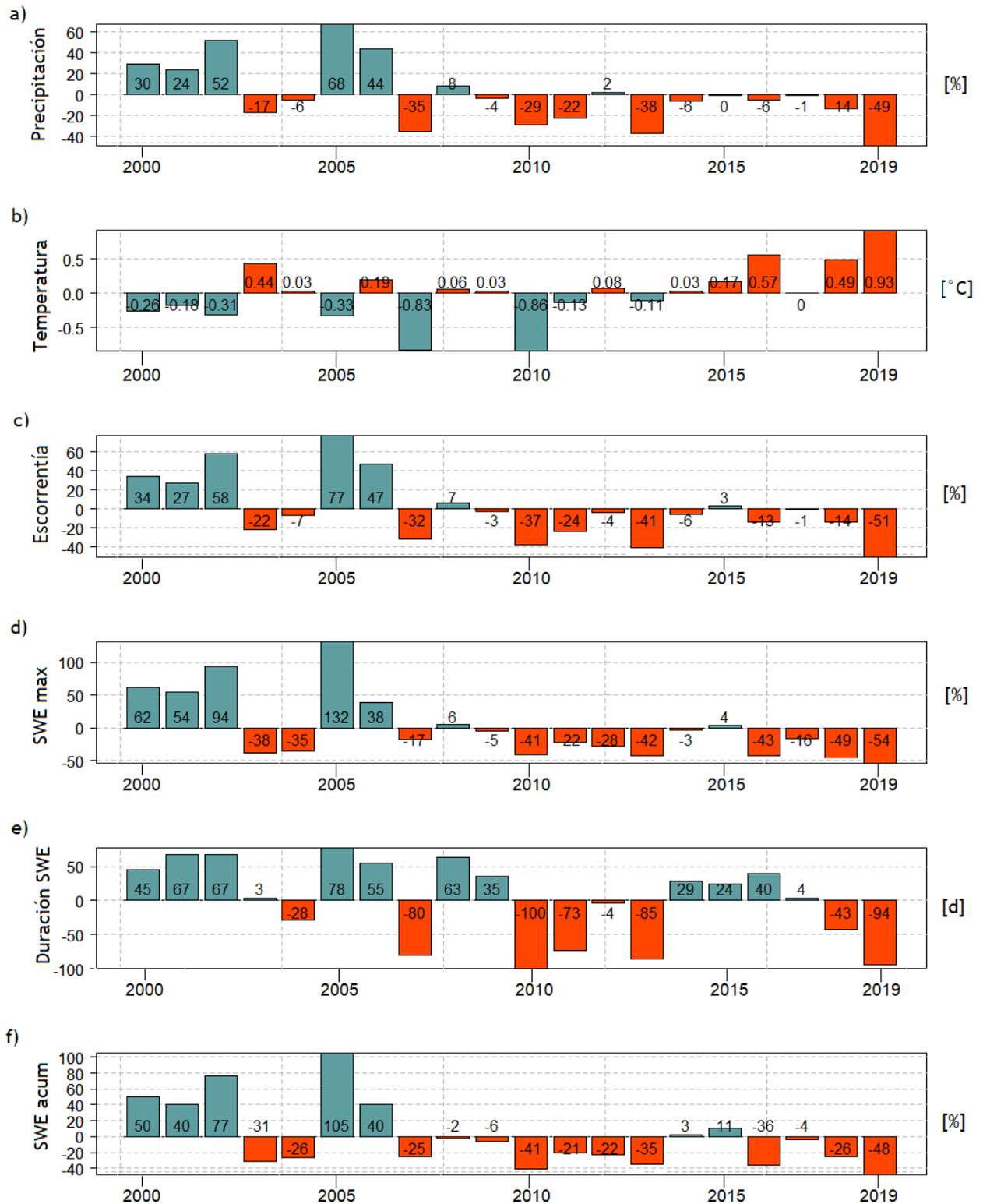


Figura 6.3: Anomalía hidroclimáticas anual promedio del periodo histórico, 2000-2020, para precipitación media anual (a), temperatura media anual (b), escorrentía (c), SWE máximo (d), duración de la nieve (e) y SWE acumulado (f). Cuenca Río Teno.

En el caso del comportamiento glacial, en la cuenca del Río Tinguiririca su aporte comienza en febrero y se mantiene hasta finales de mayo, donde el mayor aporte se obtiene en marzo, periodo donde ya se ha derretido toda la nieve. En contraste, el periodo de aporte glacial es mucho menor para la cuenca del Río Teno (3 meses vs 6 meses en Tinguiririca). Asimismo, el porcentaje de contribución glacial es significativamente menor en la cuenca del Río Teno (~5%) en comparación a la cuenca del Río Tinguiririca, donde alcanza valores de sobre el 20% entre los meses de febrero y marzo.

Si se realiza un análisis anual en el periodo 2000-2020, se observa que en la cuenca del Río Teno (Figura 6.7) el aporte relativo anual del deshielo glacial es despreciable (menor al 1%), lo que es concordante con el porcentaje de área glacial de la cuenca (~0.35%). En el caso de la cuenca del Río Tinguiririca (Figura 6.5) se muestran contribuciones desde el año 2009 y alcanza su máximo el año 2019 con ~35%. Durante el periodo 2016-2017 se observa una disminución de la contribución glacial, debido a que dichos años no se cumple la tendencia de reducción de precipitaciones mostrada desde el año 2009 (las anomalías de precipitaciones fueron de +6% y -2%, para el año 2016 y 2017 respectivamente).

En relación con el aporte nival, se aprecia que en la cuenca del Río Tinguiririca existe una mayor contribución que la cuenca del Río Teno, contribuyendo en un ~55% y ~50% respectivamente. Además, resulta importante notar que, si bien presenta variaciones a nivel interanual, la contribución se mantiene, entorno a los porcentajes mencionados, durante todo el periodo de modelación.

Finalmente, es posible advertir que la escorrentía disminuye en ambas cuencas a partir del año 2007. La reducción es menor en la cuenca de Tinguiririca, lo que puede atribuirse a la contribución glacial que permite amortiguar el déficit de precipitaciones en la cuenca y modular la forma en que esta se transfiere al sistema hidrológico.

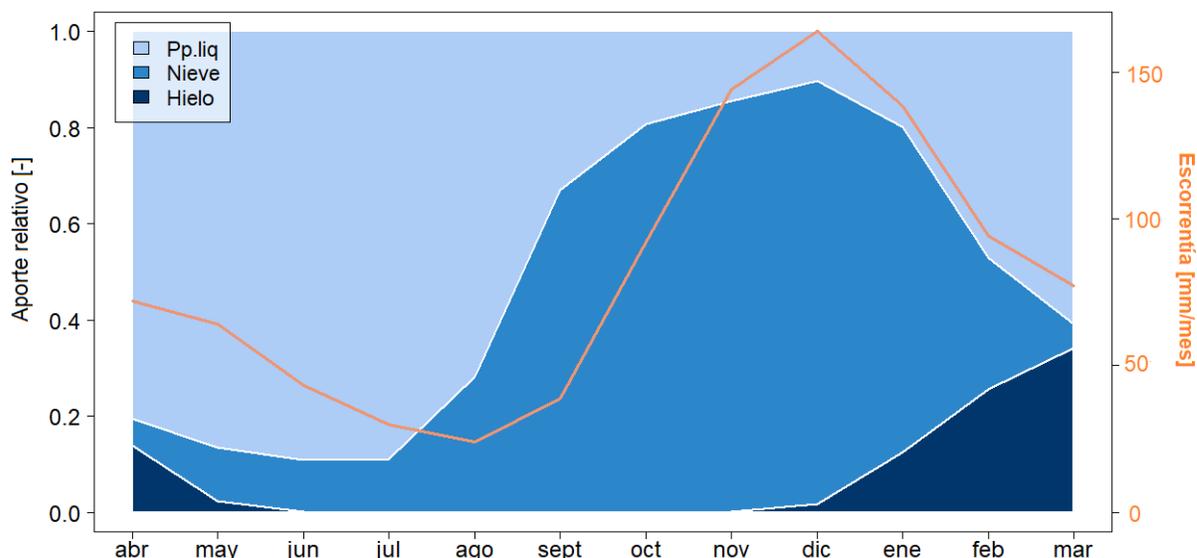


Figura 6.4: Aporte relativo a la escorrentía a escala mensual promedio de la precipitación líquida, deshielo nival y glacial, para el periodo histórico 2000-2020. Cuenca río Tinguiririca

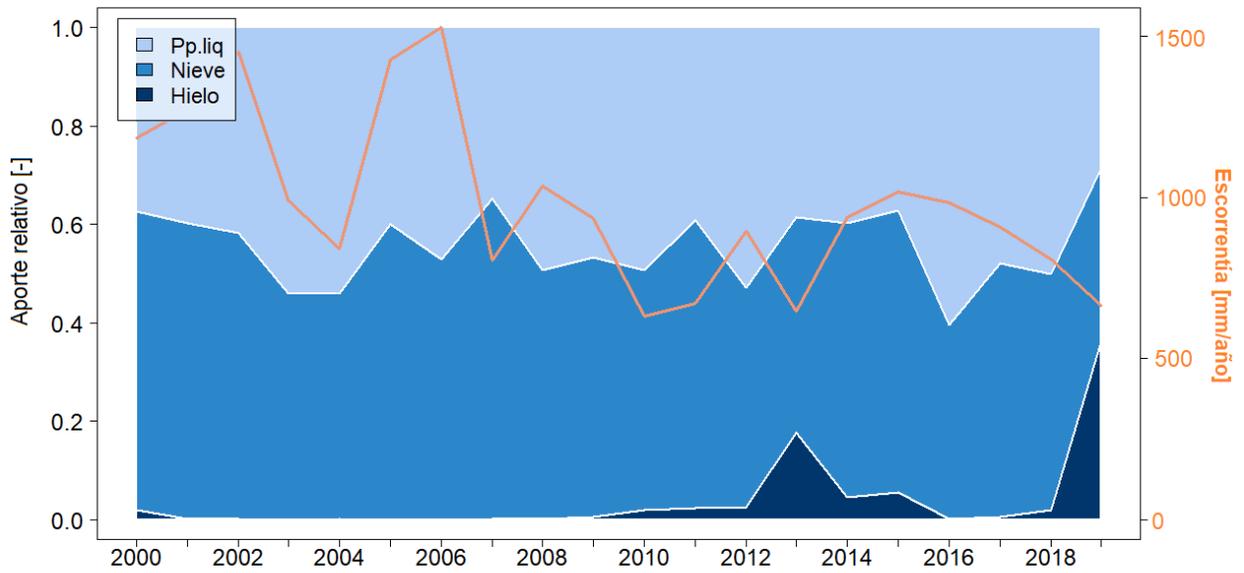


Figura 6.5: Aporte relativo a la escorrentía a escala anual de la precipitación líquida, deshielo nival y glacial, para el periodo histórico 2000-2020. Cuenca Río Tinguiririca

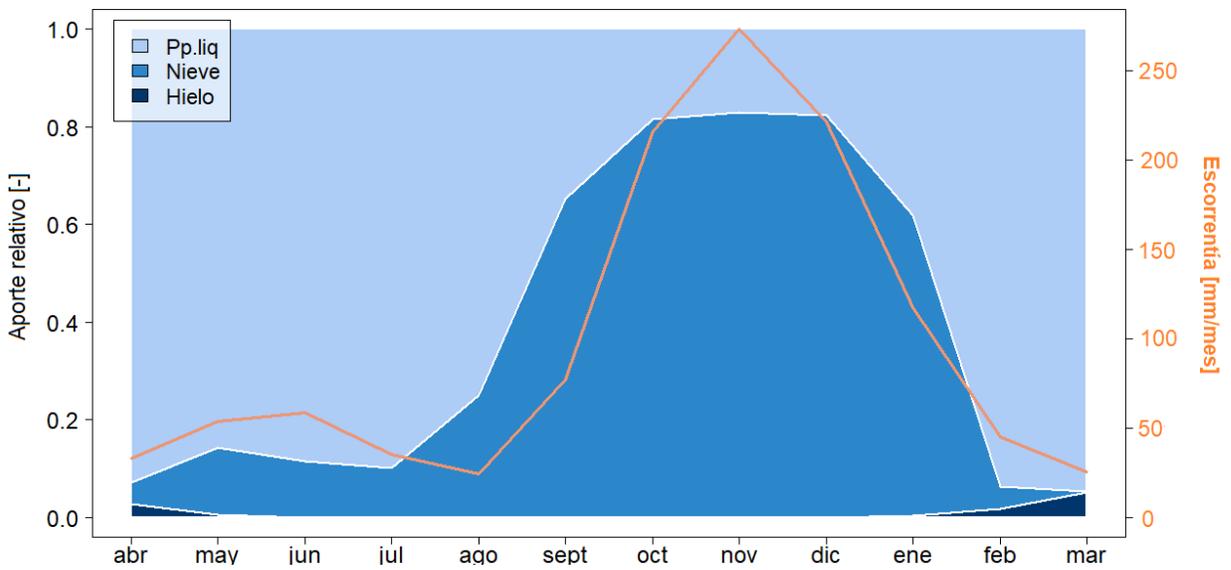


Figura 6.6: Aporte relativo a la escorrentía a escala mensual promedio de la precipitación líquida, deshielo nival y glacial, para el periodo histórico 2000-2020. Cuenca río Teno

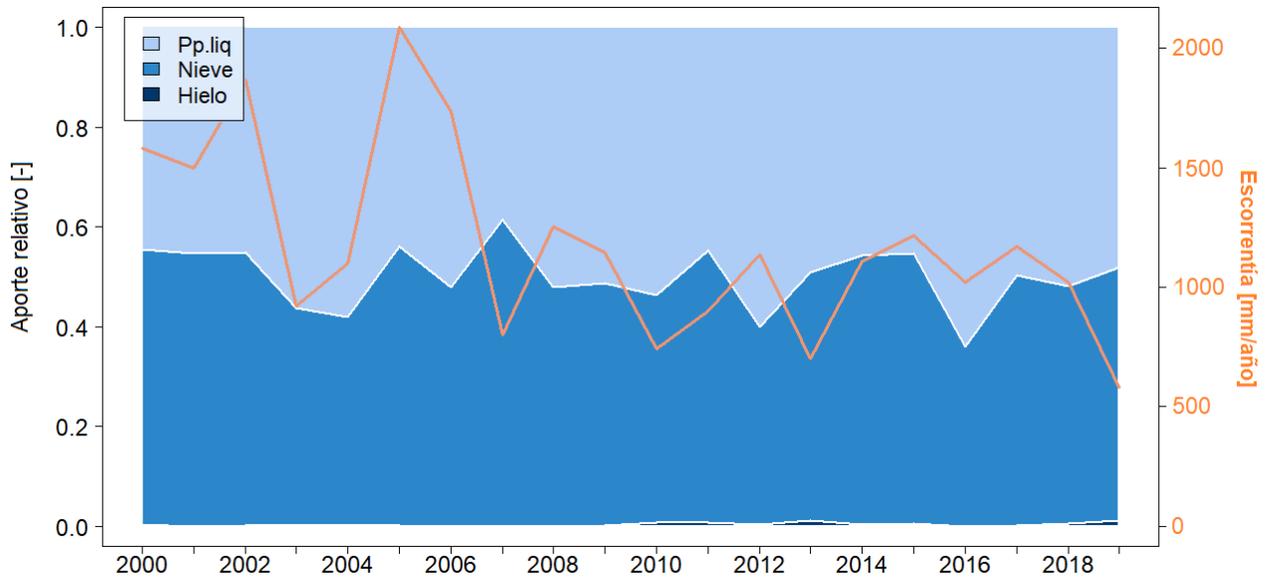


Figura 6.7: Aporte relativo a la escorrentía a escala anual de la precipitación líquida, deshielo nival y glacial, para el periodo histórico 2000-2020. Cuenca Río Teno.

6.3 Escenarios sintéticos

En esta sección se analiza la sensibilidad climática mediante dos métodos. En primer lugar, se analizan las variaciones producidas por la perturbación individual de precipitación o temperatura. En segundo lugar, se analizan todas las combinaciones posibles entre las perturbaciones individuales, según lo cual se configuran 49 escenarios sintéticos asociados a la variación conjunta de precipitación y temperatura.

En las Figura 6.8 y Figura 6.9 se muestra la variación de escorrentías en escenarios con modificación individual de precipitación o temperatura, para la cuenca del Río Tinguiririca y Teno respectivamente. En el panel a) y b) de estas figuras es posible apreciar que, dado el rango de variación, la escorrentía total presenta un comportamiento más sensible a la precipitación que a la temperatura. A su vez, es posible notar que a medida que aumenta (disminuye) la precipitación o disminuye (aumenta) la temperatura la escorrentía aumenta (disminuye). Por otro lado, es posible ver que los cambios de temperatura generan un ligero cambio en la estacionalidad (de hasta ~13 y ~17 días para la cuenca del Río Tinguiririca y Teno respectivamente, observar Tabla 6.4: Rangos de variación en escenarios de modificación de una forzante. Cuenca del Río Tinguiririca Tabla 6.4 y Tabla 6.5), mientras que los de precipitación generan un menor cambio en la estacionalidad (de hasta ~5 y ~6 días para la cuenca del Río Tinguiririca y Teno respectivamente, observar Tabla 6.4 y Tabla 6.5), pero un cambio en la magnitud de la escorrentía.

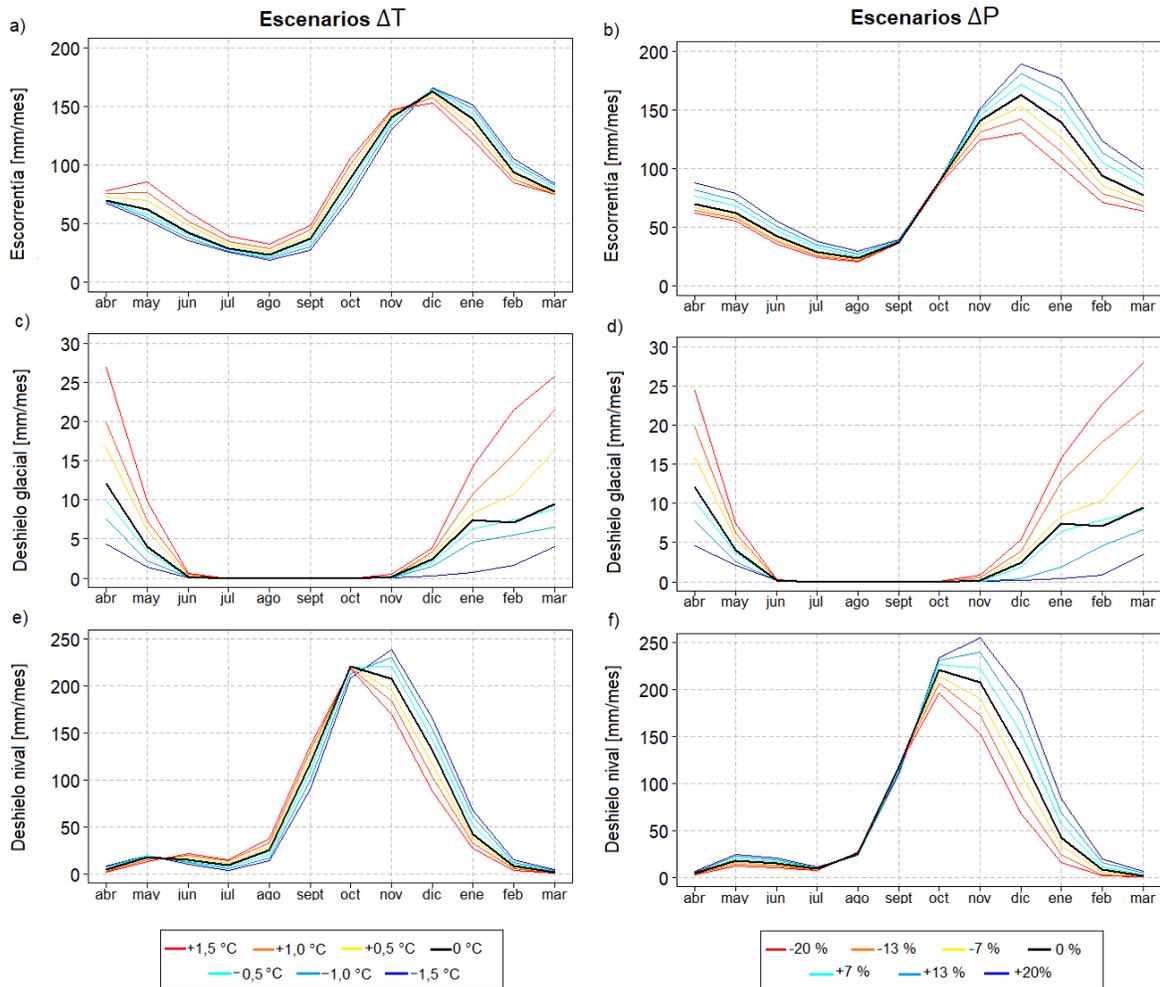


Figura 6.8: Curvas de variación estacional frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta la escorrentía total (a y b), el deshielo glacial (c y d) y el nivel (e y f). Cuenca del Río Tinguiririca

La escorrentía de deshielo nival muestra cambios similares respecto a la estacionalidad para los casos de perturbación de temperatura y precipitación, con cambios entorno a ~9 días para la cuenca del Río Tinguiririca (variación similar para casos de perturbación de precipitación y temperatura) y de ~12 y ~8 días para la cuenca del Río Teno (perturbación de temperatura y precipitación respectivamente, Tabla 6.3).

Por otro lado, los cambios en la precipitación generan mayores cambios en la escorrentía nival, respecto al caso base, que las perturbaciones de temperatura (como puede observarse en los paneles f de las Figura 6.8 y Figura 6.9). Además, es posible observar que en el periodo de invierno al aumentar las temperaturas se observa un aumento de la escorrentía de deshielo nival, lo que se debe a una mayor cantidad de tiempo donde se alcanzan las condiciones necesarias para derretir la nieve. Mientras que para el verano un aumento de temperaturas produce una disminución en la escorrentía, además del adelantamiento de la escorrentía máximo, lo que podría explicarse por una menor acumulación nival (se observa en los paneles c y d de las Figura 6.8 y Figura 6.9)) y un aumento de la sublimación y evaporación.

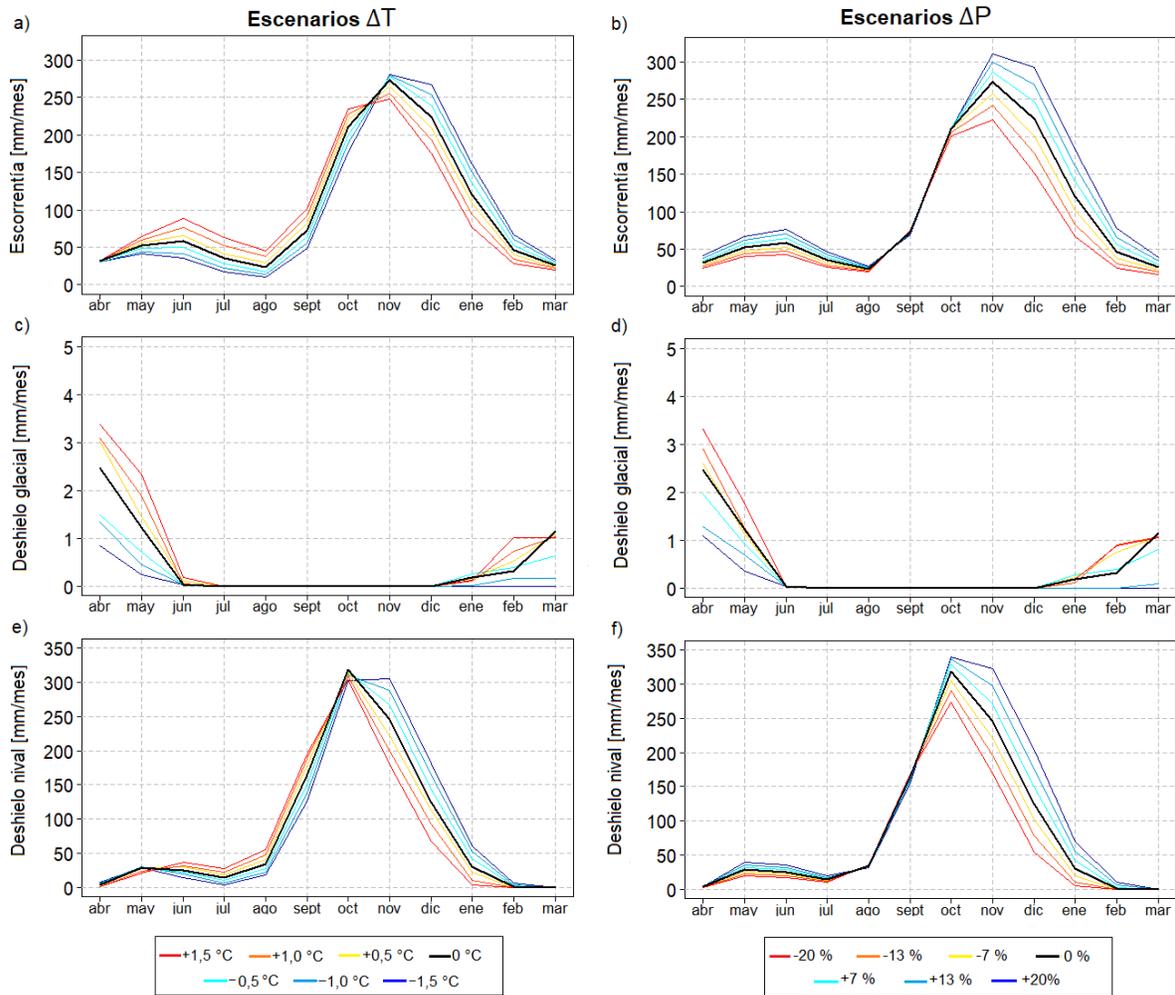


Figura 6.9: Curvas de variación estacional frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta la escorrentía total (a y b), el deshielo glacial (c y d) y el nival (e y f). Cuenca del Río Teno

Tabla 6.3 : enival frente a escenarios de perturbación de precipitación o temperatura

Δ CG Tinguiririca (d)					
	Escorrentía	Deshielo		Escorrentía	Deshielo
-1,5	7,7	9,1	-20%	-4,8	-8,7
-1	5,4	6,1	-13%	-2,9	-5,5
-0,5	2,9	2,9	-7%	-1,3	-2,7
0,5	-4,5	-2,9	7%	0,0	2,8
1	-8,5	-5,9	13%	0,1	5,1
1,5	-13,1	-9,1	20%	0,2	7,5
Δ CG Teno (d)					
	Escorrentía	Deshielo		Escorrentía	Deshielo
-1,5	15,4	11,08	-20%	-5,6	-8,0
-1	11,1	7,75	-13%	-3,3	-5,1
-0,5	5,6	3,95	-7%	-1,4	-2,4
0,5	-4,8	-3,85	7%	1,6	2,3
1	-11,0	-7,74	13%	3,1	4,5
1,5	-17,4	-12,33	20%	4,6	6,7

En las Figura 6.11, Figura 6.10 y Figura 6.12 se presentan, para la cuenca del Río Tinguiririca y Teno respectivamente, las variaciones de los promedios anuales del periodo de estudio del SWE máximo y acumulado y la duración de la nieve en los escenarios de variaciones de temperatura y precipitación mencionados anteriormente. Las tres variables presentan un comportamiento similar, aumentando con el aumento de precipitaciones y también con la disminución de temperaturas. Además, los rangos de variación muestran que, para ambas cuencas y en las tres variables, la variación de la precipitación genera mayores cambios que la variación de la temperatura, como puede observarse en las Tabla 6.4 y Tabla 6.5.

Tabla 6.4: Rangos de variación en escenarios de modificación de una forzante. Cuenca del Río Tinguiririca

Escenarios	Δ precipitación		Δ temperatura	
	-20%	20%	-1,5 °C	1,5 °C
Variable anual	-20%	20%	-1,5 °C	1,5 °C
Δ Escorrentía [%]	-16,0	19,7	-3,0	6,6
Δ Deshielo nival [%]	-23,2	24,1	5,9	-8,4
Δ Deshielo glacial [%]	144,0	-72,4	-70,6	140,1
Δ SWE max [%]	-21,3	21,1	5,0	-7,6
Δ Duración de la nieve [d]	-35	16	15,3	-21,0
Δ SWE acum. [%]	-21,8	21,8	9,5	-11,9

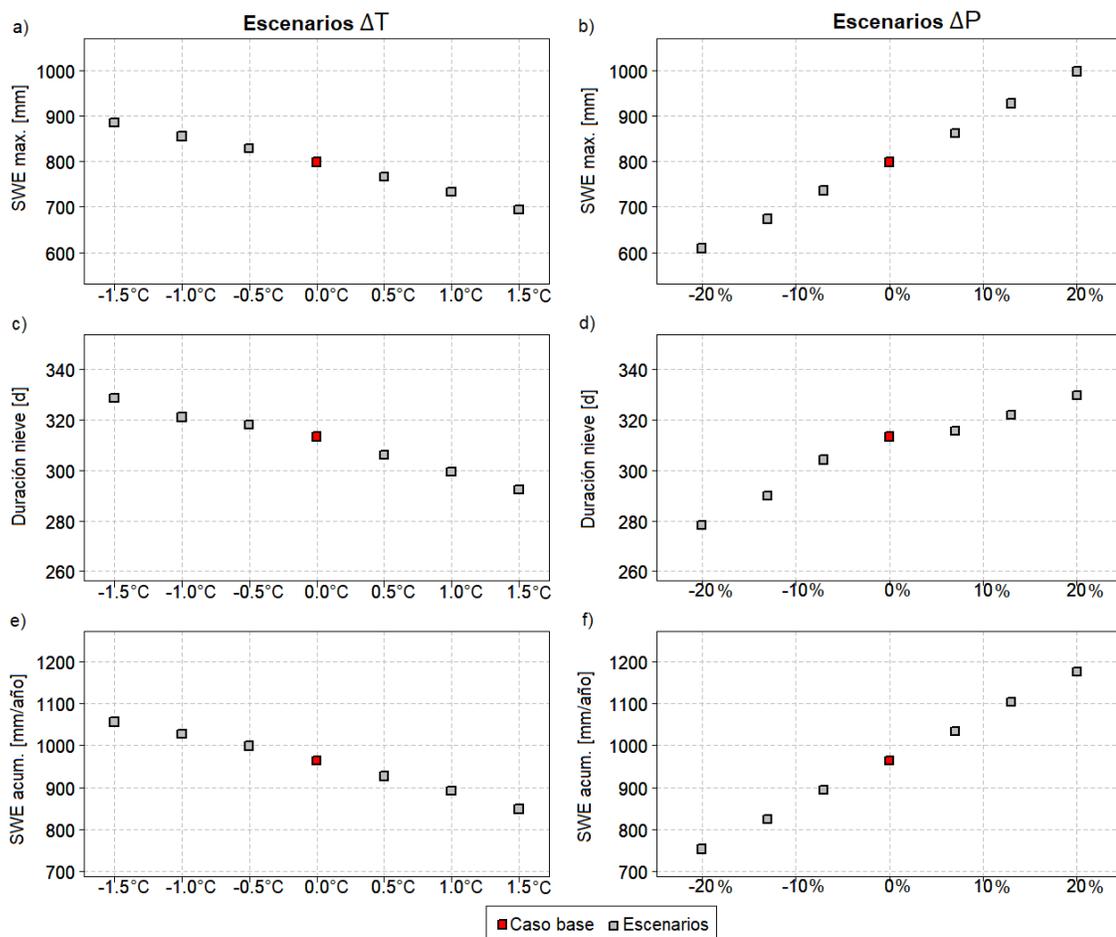


Figura 6.11: Variación anual promedio frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta el SWE max (a y b), duración de la nieve (c y d) y SWE acum. (e y f). Cuenca del Río Tinguiririca

Tabla 6.5: Rangos de variación en escenarios de modificación de una forzante. Cuenca del Río Tenó

Escenarios	Δ precipitación		Δ temperatura	
	-20%	20%	-1,5 °C	1,5 °C
Variable anual	-20%	20%	-1,5 °C	1,5 °C
Δ Escorrentía [%]	-22,5	22,56	-0,6	0,2
Δ Deshielo nival [%]	-23,7	24,2	6,7	-9,9
Δ Deshielo glaciario [%]	34,3	-72,5	-79,5	49,5
Δ SWE max [%]	-20,9	20,6	6,3	-10,5
Δ Duración de la nieve [d]	-48	39	29,6	-47,3
Δ SWE acum. [%]	-21,5	21,5	11,9	-15,0

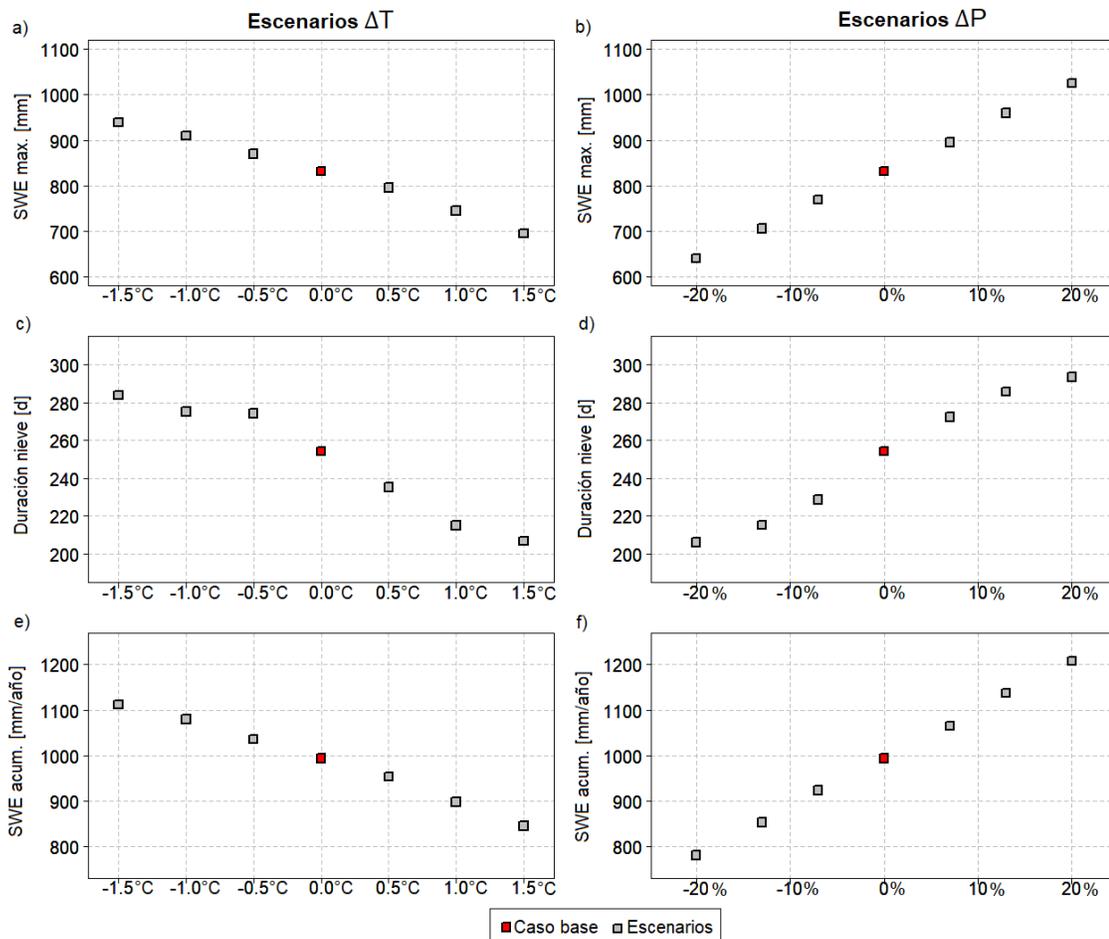


Figura 6.12: Variación anual promedio frente al cambio de forzantes (temperatura primera columna y precipitación segunda). En las filas se presenta el SWE max (a y b), duración de la nieve (c y d) y SWE acum. (e y f). Cuenca del Río Teno

Para estudiar los cambios en las tasas de acumulación y ablación, asociados a perturbaciones de precipitación y temperatura, se elaboraron curvas empíricas de distribución de probabilidad acumulada (EDCF por sus siglas en inglés), las cuales se presentan en las Figura 6.13 y Figura 6.14 para las cuencas del Río Tinguiririca y Teno respectivamente. Dichas curvas representan, en el eje y, la probabilidad de igualar o no exceder una cierta magnitud definida en el eje x, la cual, para el caso antes mencionado, corresponde a la tasa de acumulación (i.e., cambios positivos en el SWE entre un cierto día y el anterior) y ablación (i.e., cambios negativos en el SWE entre un cierto día y el anterior). Así, para la cuenca del Río Tinguiririca se desprende lo siguiente:

- Las tasas de acumulación (panel a y b en Figura 6.13) muestran cambios proporcionales a las perturbaciones de precipitación donde, a medida que se aumenta (disminuye) la precipitación la tasa de acumulación aumenta (disminuye) respecto al caso sin perturbar. Lo anterior, resulta concordante con los cambios en el SWE acumulado asociado a los casos de perturbación de precipitación y de temperatura (Figura 6.10). Respecto a los cambios de temperatura casi no se observan cambios en las tasas de acumulación.

- Las tasas de ablación (panel c y d en Figura 6.13) muestran que la perturbación en la temperatura no genera grandes cambios respecto al caso base sin perturbar, con variaciones del orden de $\sim 0,01$ en la probabilidad de no excedencia de una determinada magnitud entre los casos analizados. Del mismo modo, las curvas se superponen entre ellas en la mayoría del espacio. Por otro lado, las tasas de ablación muestran una mayor sensibilidad a los cambios en la precipitación, donde una mayor (menor) precipitación se traduce en un aumento (disminución) de la magnitud asociada a la tasa (la curva se desplaza a la derecha respecto al caso base sin perturbación). Lo anterior tiene directa relación con los cambios en la acumulación asociada a las perturbaciones de precipitación (Figura 6.10) y los patrones estacionales de derretimiento nival (paneles e y f de las Figura 6.8).

Para la cuenca del Río Teno se observa un comportamiento similar al anteriormente descrito respecto a las tasas de acumulación y ablación (Figura 6.14).

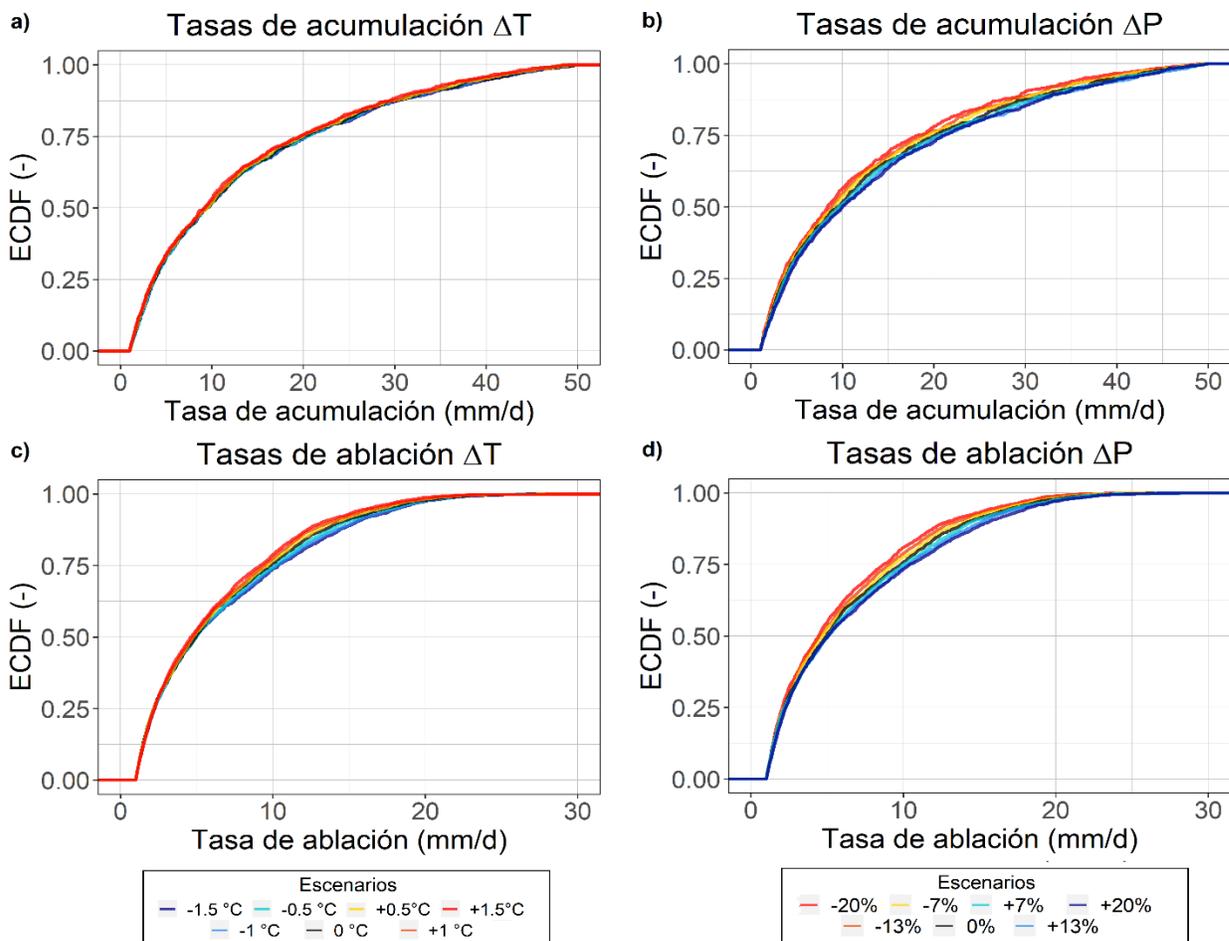


Figura 6.13: Curva empírica de distribución de probabilidad acumulada (ECDF) de tasas de acumulación y ablación en el periodo 200-2020, dado los escenarios de perturbación individual de precipitación y temperatura. a) ECDF tasa de acumulación para caso de variación de temperatura, b) ECDF tasa de acumulación para caso de variación de precipitación, c) ECDF tasa de ablación para caso de variación de temperatura, d) ECDF tasa de ablación caso de variación de precipitación. Cuenca del Río Tinguiririca.

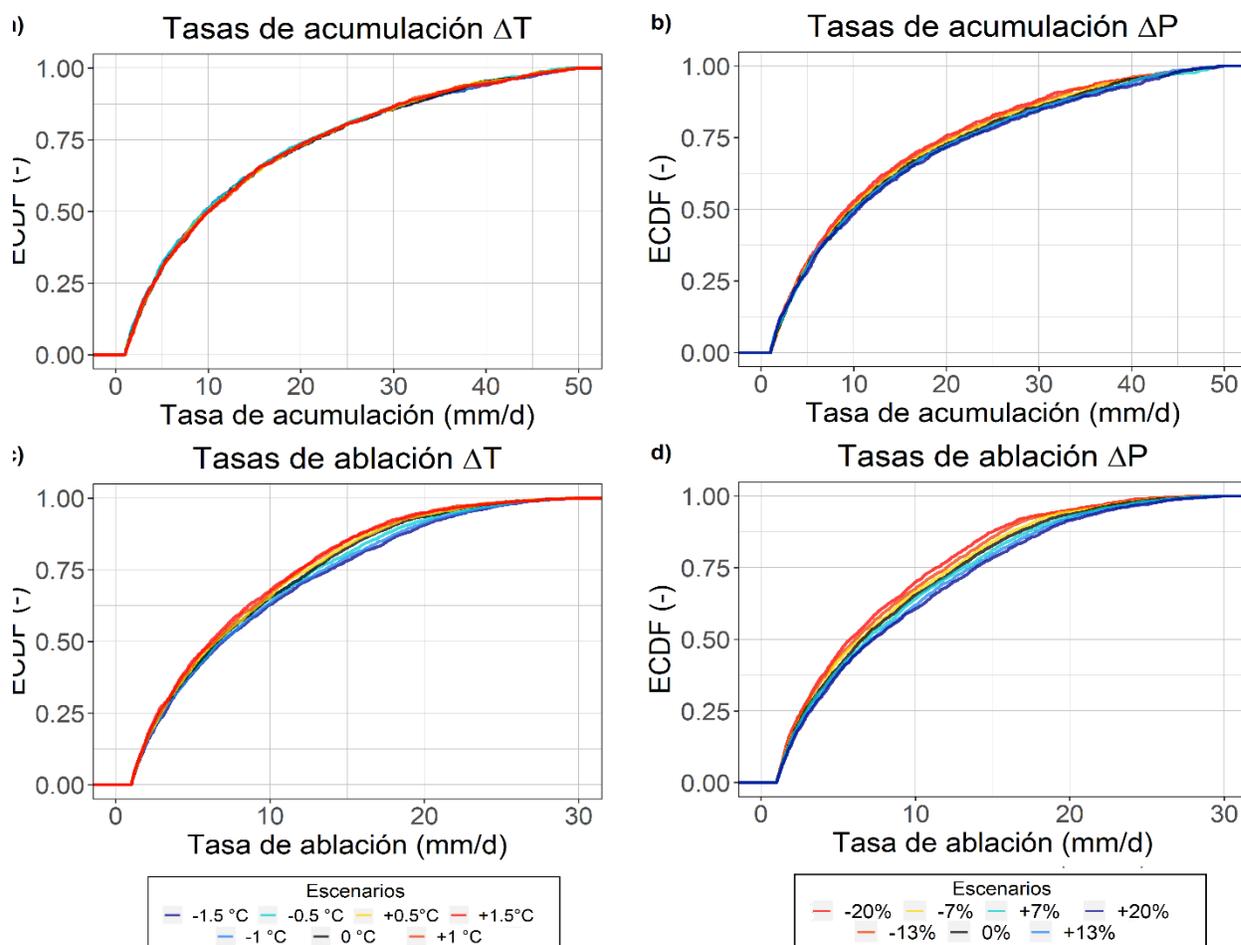


Figura 6.14: Curva empírica de distribución de probabilidad acumulada (ECDF) de tasas de acumulación y ablación en el periodo 200-2020, dado los escenarios de perturbación individual de precipitación y temperatura. a) ECDF tasa de acumulación para caso de variación de temperatura, b) ECDF tasa de acumulación para caso de variación de precipitación, c) ECDF tasa de ablación para caso de variación de temperatura, d) ECDF tasa de ablación caso de variación de precipitación. Cuenca del Río Teno.

El segundo análisis se realiza mediante mapas de calor (Figura 6.15 y Figura 6.16 para las cuencas de Río Tinguiririca y Teno, respectivamente). En ellos, es posible observar cómo se comportan las variables frente a variaciones conjuntas de la precipitación y la temperatura. Los resultados obtenidos reafirman el comportamiento señalado en el análisis previo, donde el aumento de precipitación genera aumento de la escorrentía, del SWE y la duración del manto nival. Con respecto a la temperatura, cambios en ella conducen a distintas alteraciones para la escorrentía y nieve, donde un aumento en la temperatura tiene asociado un aumento de la escorrentía y una disminución del SWE.

Asimismo, se evidencia un mayor impacto del cambio de precipitaciones en comparación al de la temperatura, ya que el aumento o disminución de la precipitación condiciona la respuesta de las variables analizadas (i.e., si aumentan o disminuyen respectivamente). Mientras que los cambios en las temperaturas solo inciden en la magnitud de los cambios reportados. Estos resultados son concordantes con los obtenidos en estudios previos sobre sensibilidad climática en otras zonas.

En particular, podemos observar que en caso de las variables asociadas a la nieve (i.e.,

SWE máximo, duración del manto nival, SWE acumulado y deshielo nival) al aumentar las temperaturas las variables estudiadas disminuyen para ambas cuencas. Por el contrario, en cada cuenca el escurrimiento presenta una respuesta distinta. En el caso de la cuenca del Río Tinguiririca a medida que se aumenta la temperatura la reducción de la escorrentía se mitiga. Mientras que en la cuenca del Río Teno no se observan cambios asociados al cambio de las temperaturas.

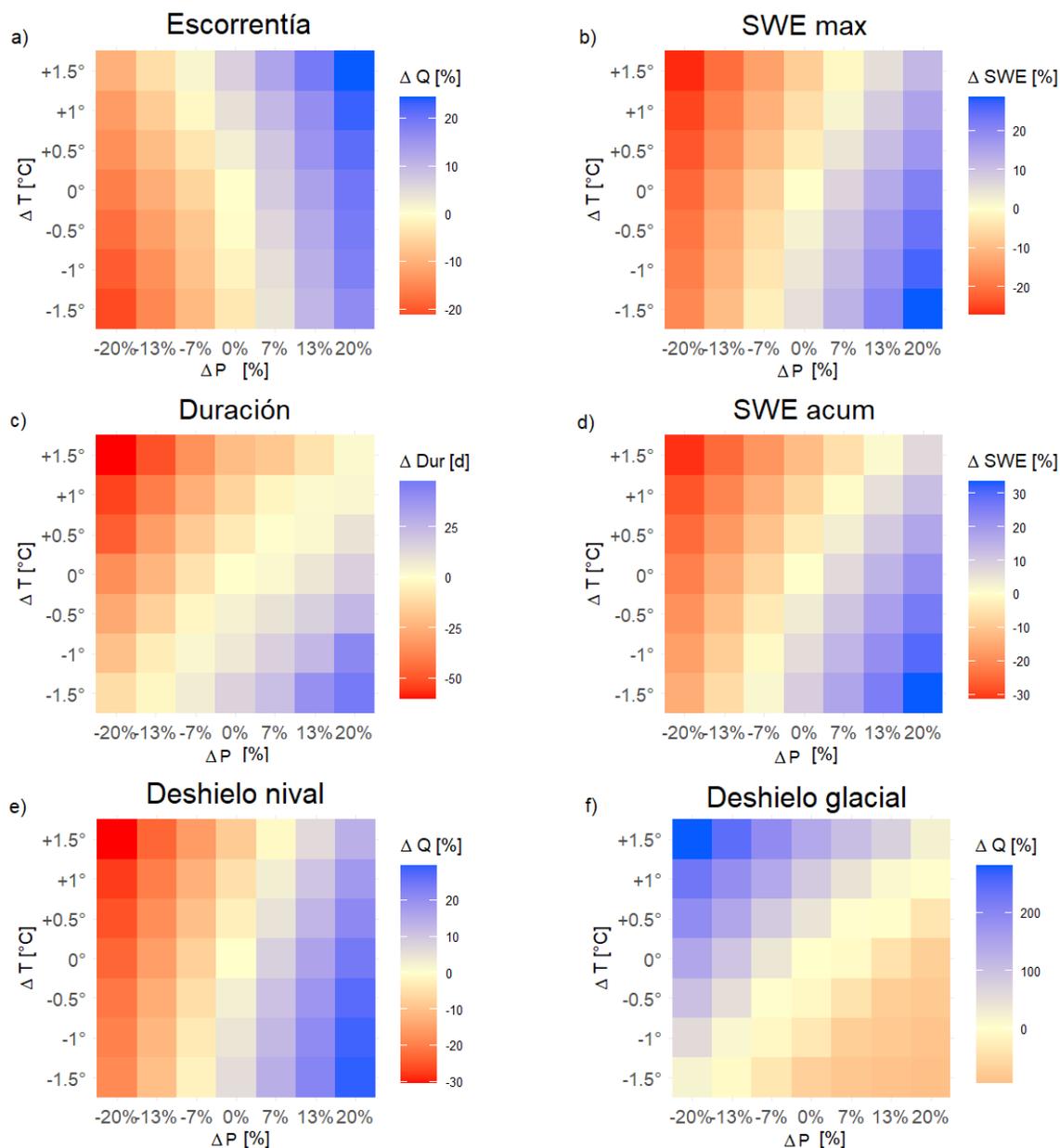


Figura 6.15: Mapa de calor con variaciones de escorrentía (a), SWE max (b), duración de la nueva (c), SWE acumulado (d), escorrentía de deshielo nival (e) y de deshielo glacial (f), en respuesta a alteraciones en la precipitación y temperatura. Cuenca del Río Tinguiririca

La única variable que no cumple con el comportamiento antes descrito es el deshielo

glacial en ambas cuencas, que dependiente de los cambios en las temperaturas y de precipitación (observándose cambios de signo de variación tanto en la vertical como la horizontal del panel f de la Figura 6.16). Finalmente, es preciso destacar que los rangos de alteración de la escorrentía, el deshielo nival, SWE máximo y acumulado son similares a los de la precipitación, como puede observarse en la Tabla 6.6.

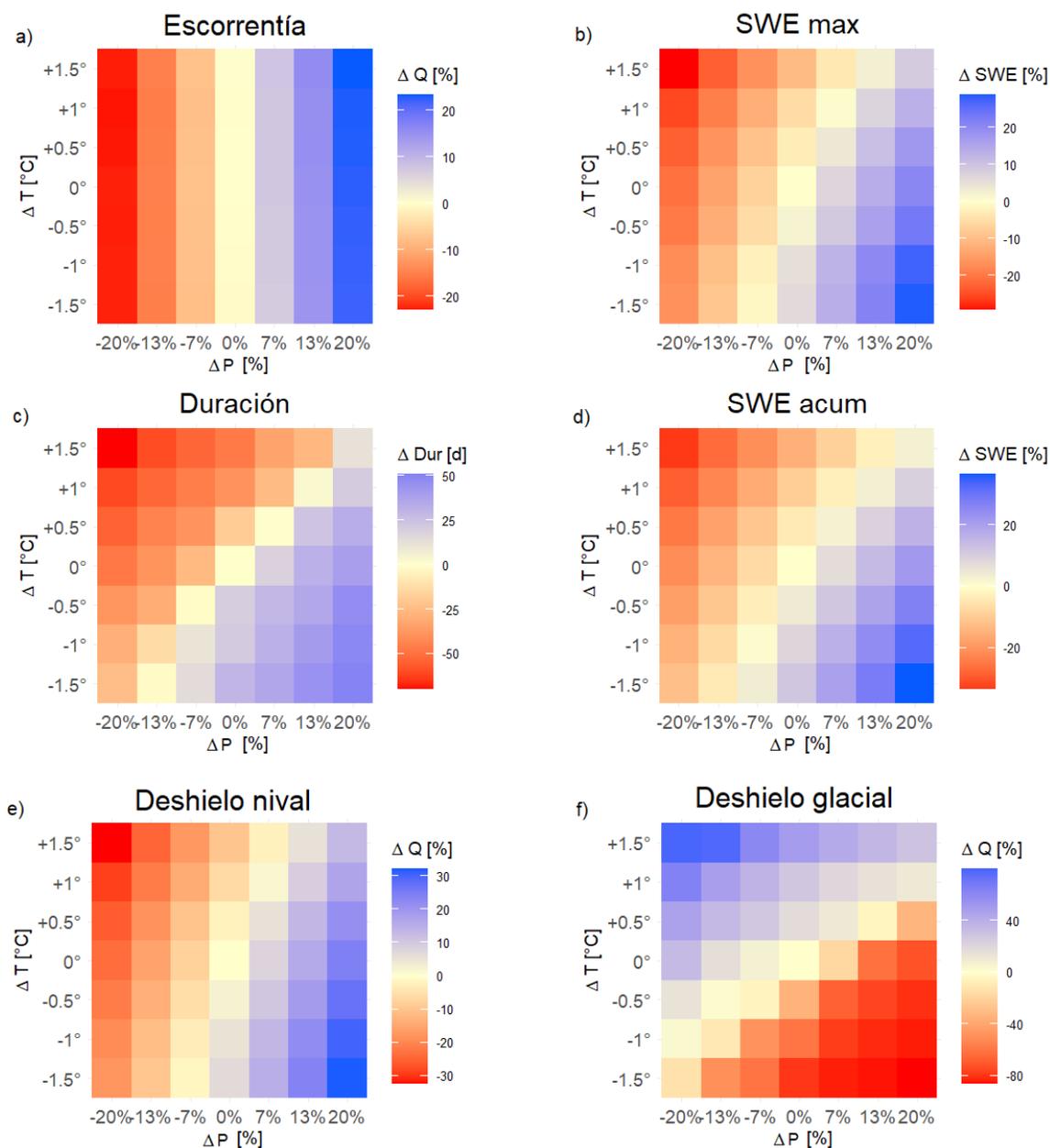


Figura 6.16: Mapa de calor con variaciones de escorrentía (a), SWE max (b), duración de la nieve (c), SWE acumulado (d), escorrentía de deshielo nival (e) y de deshielo glacial (f), en respuesta a alteraciones en la precipitación y temperatura. Cuenca del Río Teno.

Tabla 6.6: Rangos de variación perturbación en escenarios de perturbación conjunta de temperatura y precipitación

Cuenca	Tinguiririca		Teno	
Variables anuales	Mínimo	Máximo	Mínimo	Máximo
Δ Escorrentía [%]	-21,1	24,4	-22,9	23,2
Δ Deshielo nival [%]	-30,4	29,4	-32,3	32,0
Δ Deshielo glaciar [%]	-94,5	281,1	-86,3	79,7
Δ SWE max [%]	-27,1	28,5	-29,2	28,7
Δ Duración de la nieve [d]	-60	48	-70	51
Δ SWE acum. [%]	-31,3	33,5	-33,3	36,3

6.4 Proyecciones de cambio climático periodo 2020-2060

El análisis de las proyecciones de cambio climático para el periodo 2020-2060 se realiza mediante la comparación de periodos de igual extensión que el periodo histórico 2000-2020 (i.e., periodos de 20 años). Así, se define como futuro inmediato el periodo 2020-2040 y como futuro cercano el periodo 2040-2060. Los análisis intra anuales de escorrentía total y nival son realizados a escala mensual, con el objetivo de observar los cambios en la estacionalidad. Mientras que los análisis sobre SWE son desarrollados a escala anual para evaluar el cambio en la magnitud de acumulación. Luego, para estudiar los patrones interanuales se analizan estadísticamente las tendencias de los cambios persistentes observados en diferentes variables frente a los escenarios de cambio climático.

Para la cuenca del Río Tinguiririca, se presenta en las Figura 6.17 y Figura 6.18 las curvas de variación estacional promedio de la escorrentía total y escorrentía de deshielo nival, el SWE máximo y acumulado anual para los periodos de futuro inmediato y cercano, respectivamente. De manera análoga, se presentan los mismos resultados para la cuenca del Río Teno en las Figura 6.19 y Figura 6.20. De ellos se desprende que:

- Existe una correcta representación de la estacionalidad de la escorrentía total y nival del periodo histórico obtenido por los GCMs (líneas punteadas), paneles a) y b), al compararlos con los valores históricos modelados con las forzantes de CR2MET (línea punteada roja).
- El comportamiento nival histórico (círculos en paneles c y d) también se encuentra bien representado, ya que los valores obtenidos por los GCMs son muy similares al caso base (CR2MET).

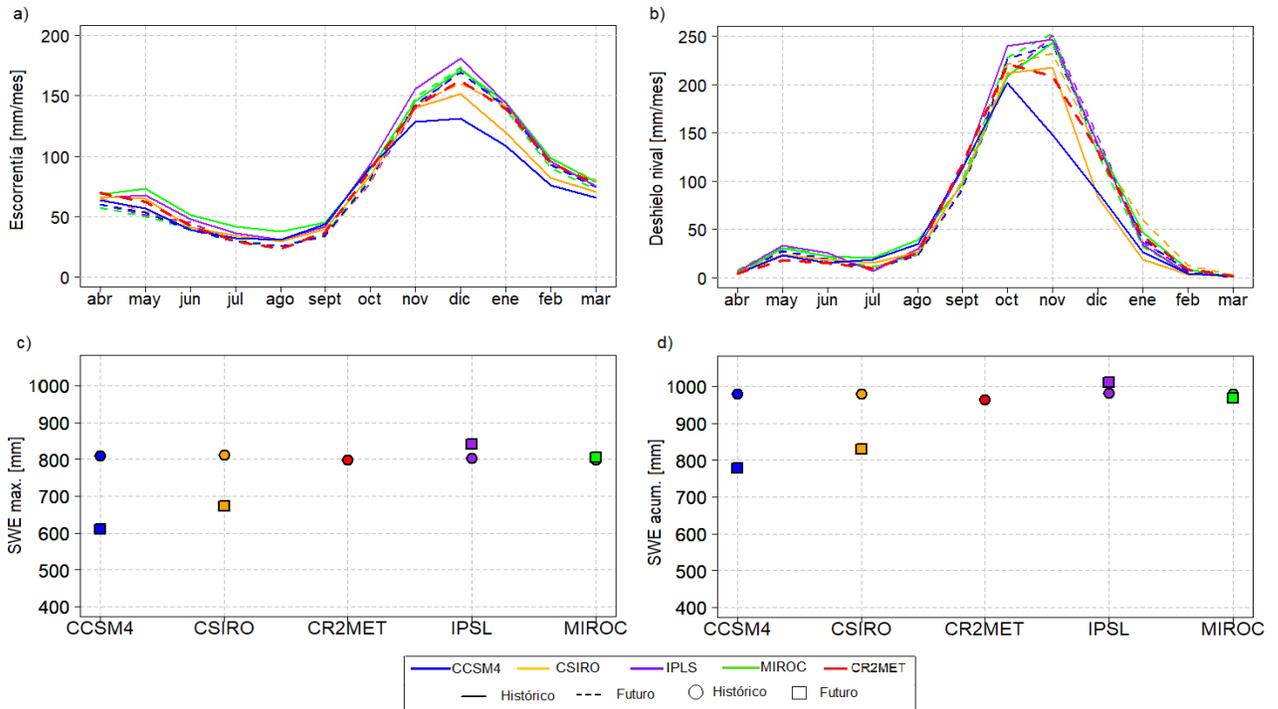


Figura 6.17: Curvas de variación estacional de escorrentía y escorrentía de deshielo nival, SWE máximo y acumulados anuales, para el periodo futuro 2020-2040. Las líneas segmentadas en los paneles a y b, muestran los valores del periodo histórico 2000-2020. Los paneles c y d muestran los valores futuros e históricos con cuadrados y círculos, respectivamente. Cuenca del Río Tinguiririca

Al comparar la respuesta de los GCMs en el periodo de futuro inmediato (Figura 6.17 y Figura 6.19) en términos de la señal proyectada se da cuenta de un comportamiento disímil entre ellos. Por ejemplo, los modelos CCSM4 y CSIRO proyectan una disminución de todas las variables estudiadas, mientras que los modelos IPSL y MIROC proyectan un ligero aumento. Al estudiar la respuesta de los modelos CCSM4 y CSIRO, es posible observar que, en el caso de la escorrentía, ambas cuencas presentan una reducción entre los meses de octubre a marzo. En el caso de la cuenca del Río Tinguiririca también se registra un pequeño aumento entre los meses de mayo a septiembre. La disminución de escorrentía en el periodo de estiaje se relaciona con la reducción de deshielo nival entre los meses de octubre a enero, como se observa en los paneles b de las figuras analizadas.

Al estudiar el futuro cercano (Figura 6.18 y Figura 6.20) se observa una homogenización de la respuesta de los GCMs. Esta respuesta se traduce en una intensificación de la respuesta de los modelos CCSM4 y CSIRO para el futuro inmediato, sin embargo, no se produce un cambio de régimen hidrológico. En los paneles c y d de dichas figuras, se observa una reducción máxima del SWE máximo y acumulado entorno al 20-25% respecto al periodo histórico.

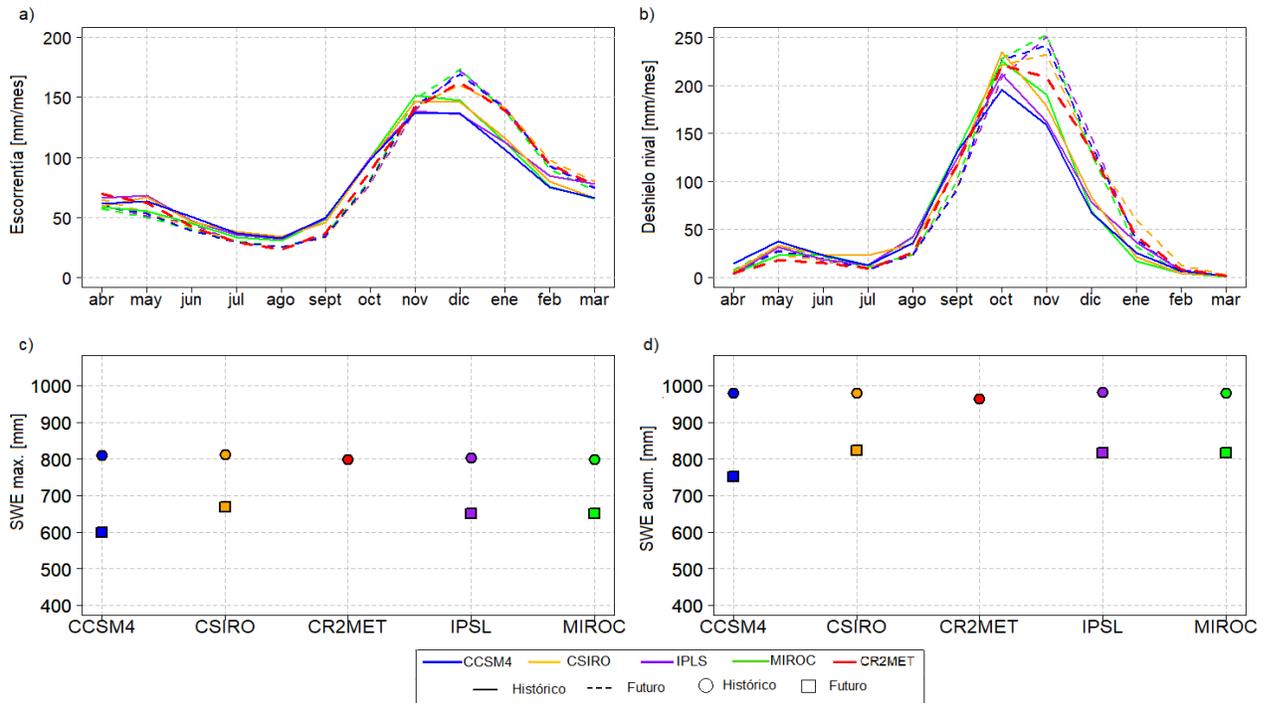


Figura 6.18: Curvas de variación estacional de escorrentía y escorrentía de deshielo nival, SWE máximo y acumulados anuales, para el periodo futuro 2040-2060. Las líneas segmentadas en los paneles a y b, muestran los valores del periodo histórico 2000-2020. Los paneles c y d muestran los valores futuros e históricos con cuadrados y círculos, respectivamente. Cuenca del Río Tinguiririca

A modo de establecer los rangos de variación entre modelos GCM (i.e., la dispersión de las proyecciones), se presenta la Tabla 6.7 donde se muestra el rango de variación en la respuesta de los GCMs en periodo futuro inmediato y cercano. Allí se corrobora que en el periodo de futuro inmediato los modelos presentan diferencias en el comportamiento proyectado, teniendo incluso aumentos en algunos modelos. Del mismo modo, en el futuro cercano los valores son más coherentes entre sí, mostrando reducciones de hasta 25% para el SWE máximo y acumulado y ~10% (Teno) y ~1% (Tinguiririca) para la escorrentía.

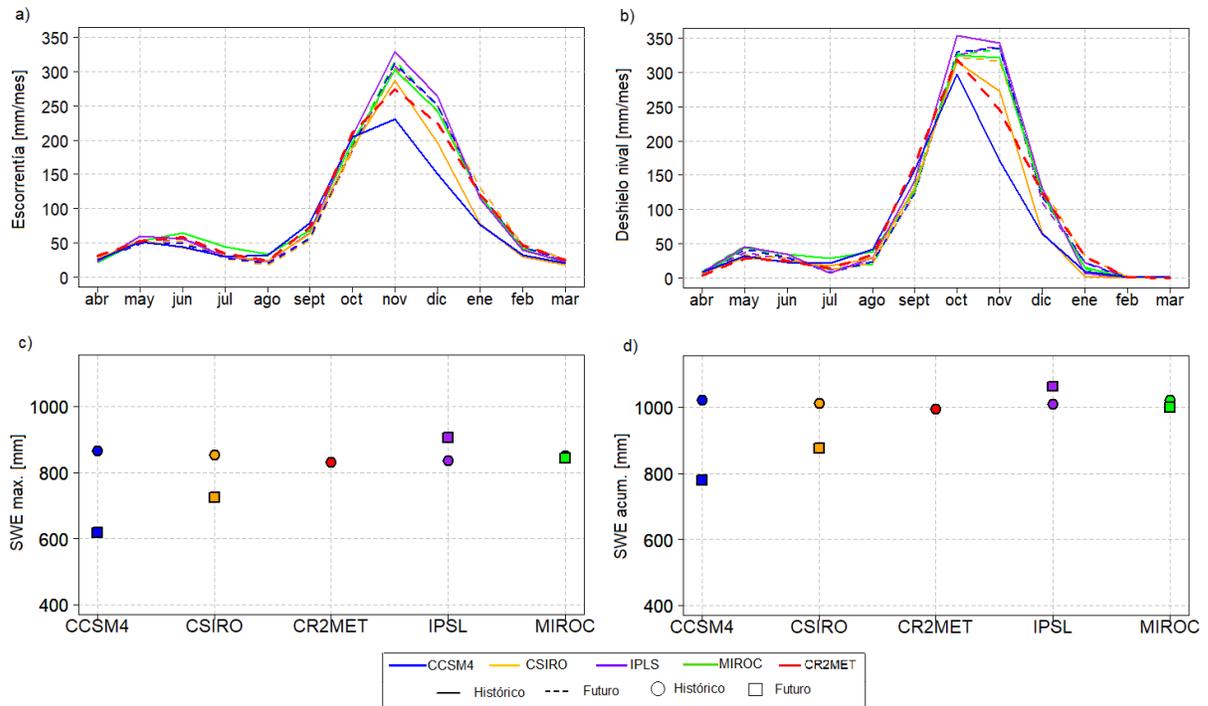


Figura 6.19: Curvas de variación estacional de escorrentía y escorrentía de deshielo nival, SWE máximo y acumulados anuales, para el periodo futuro 2020-2040. Las líneas segmentadas en los paneles a y b, muestran los valores del periodo histórico 2000-2020. Los paneles c y d muestran los valores futuros e históricos con cuadrados y círculos, respectivamente. Cuenca del Río Teno

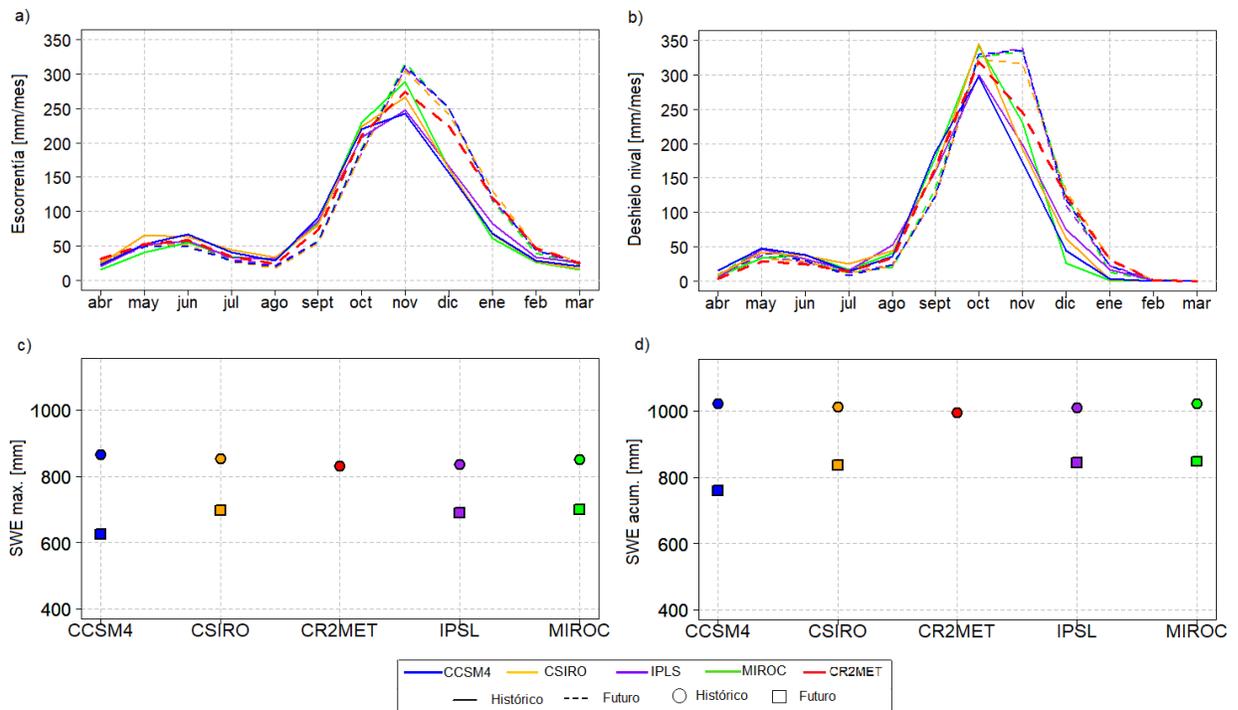


Figura 6.20: Curvas de variación estacional de escorrentía y escorrentía de deshielo nival, SWE máximo y acumulados anuales, para el periodo futuro 2040-2060. Las líneas segmentadas en los paneles a y b, muestran los valores del periodo histórico 2000-2020. Los paneles c y d muestran los valores futuros e históricos con cuadrados y círculos, respectivamente. Cuenca del Río Teno

Tabla 6.7: Rango de variaciones en la respuesta modelada con GCMs. Periodo de futuro inmediato y cercano

Tinguiririca				
Periodo	2020-2040		2040-2060	
Variación anual	Min	Max	Min	Max
Δ Precipitación [%]	4,9	-14,2	-7,2	-10,2
Δ Temperatura [°C]	0,54	0,69	1,25	1,46
Δ Escorrentía [%]	10,82	-7,96	0,21	-2,97
Δ Deshielo nival [%]	5,78	-17,75	-8,64	-14,49
Δ SWE max [%]	3,58	-23,6	-16,8	-22,1
Δ SWE acum [%]	3,09	-19,3	-17,4	-25,1
Teno				
Periodo	2020-2040		2040-2060	
Variación anual	Min	Max	Min	Max
Δ Precipitación [%]	4,43	-15,11	-8,09	-10,69
Δ Temperatura [°C]	0,55	0,69	1,26	1,51
Δ Escorrentía [%]	5,66	-16,42	-7,65	-11,38
Δ Deshielo nival [%]	7,30	-42,87	-10,57	-17,48
Δ SWE max [%]	5,88	-25,6	-16,3	-24,9
Δ SWE acum [%]	-1,1	-21,7	-16,13	-23,63

De manera análoga al análisis reportado en el acápite 6.3, para el estudio de las tasas de acumulación y ablación derivado de las proyecciones de cambio climático en escenario RCP8.5 de los cuatro GCMs del CMIP5 seleccionados, se construyeron las ECDF reportadas en la Figura 6.21. De allí se desprenden resultados coherentes con los obtenidos en el análisis de casos de perturbación. Dentro de los cambios proyectados se destaca lo siguiente:

- El aumento de temperatura respecto a la línea base 2000-2020 de, en promedio, 0,6 y 1,3°C para el futuro inmediato y cercano respectivamente, sumado a la disminución en precipitación proyectada (5% y 9%), se traducen, en general, en una disminución de la tasa de acumulación y ablación nival. Lo anterior, se puede visualizar en el desplazamiento de las curvas hacia el eje y respecto a los resultados derivados del análisis del periodo 2000-2020.
- Para el futuro inmediato, existen diferencias en la proyección de cambio asociada a las tasas de acumulación y ablación, mientras que en el futuro cercano la señal de cambio disminuye su dispersión. Lo anterior, resulta coherente a lo reportado en la Figura 6.19 en términos de los cambios en los patrones mensuales de derretimiento nival y los montos anuales de SWE.
- Respecto a los periodos y GCM que escapan al comportamiento generalizado, en el futuro inmediato el modelo MIROC presenta tasas similares a las del periodo histórico, mientras que IPSL proyecta mayores tasas de acumulación y ablación, principalmente para tasas de acumulación menores a 50 mm/d y ablación entre 1 y ~15 mm/d.

En relación con la cuenca del río Teno, se observan cambios similares a los identificados en la cuenca del Río Tinguiririca.

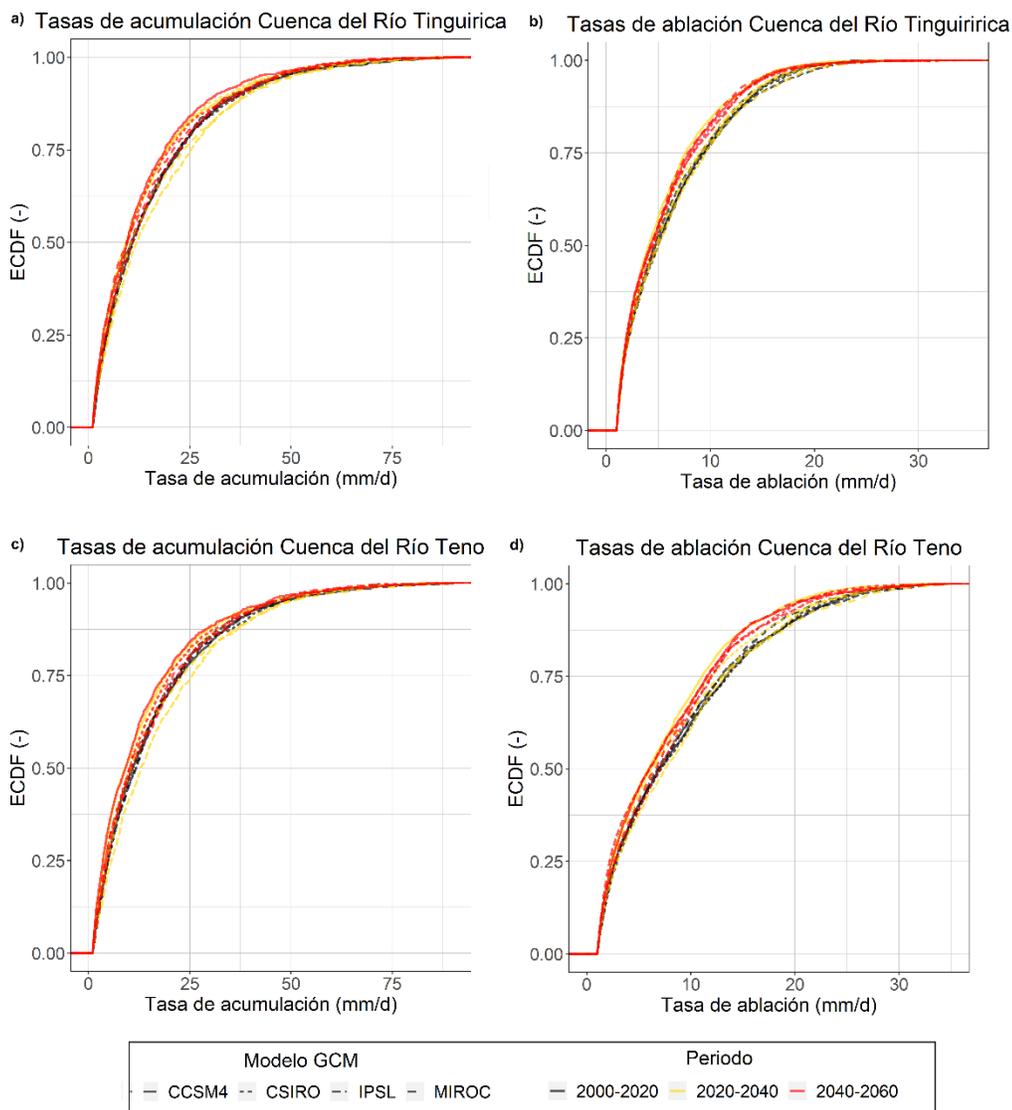


Figura 6.21: ECDF tasas de acumulación y ablación para los periodos 2000-2020, 2020-2040 y 2040-2060, utilizando 4 GCMs bajo escenario RCP8.5. Paneles a y b corresponden a las tasas de acumulación y ablación, respectivamente, para la cuenca del Río Tinguiririca. Paneles c y d corresponden a las tasas de acumulación y ablación, respectivamente, para la cuenca del Río Teno

Las Figura 6.22 y Figura 6.23 muestran que, salvo para la escorrentía anual, tanto la cuenca del Río Tinguiririca como Teno presentan una significativa tendencia decreciente en las series anuales precipitación, escorrentía nival, SWE máximo y SWE acumulado promedio entre GCMs en el periodo 2000-2060, y positiva en el caso de la temperatura media anual.

No obstante, si bien la precipitación y temperatura muestran un valor de pendiente de Sen similar para ambas cuencas, la forma en que dichas tendencias se traducen en términos nivales resulta ser diferente. Por ejemplo, la escorrentía nival en Tinguiririca tiene una pendiente de Sen de -2,7 mm/año, mientras Teno reporta un valor de -3,75 mm/año. Lo

anterior se puede atribuir, potencialmente, a la diferencia de elevación que existe entre las cuencas pues, considerando que Tinguiririca se ubica a una mayor elevación y presenta menores temperaturas medias anuales, podrían existir zonas donde, a pesar de los aumentos de temperatura proyectados, sigan existiendo condiciones favorables para la ocurrencia de precipitación sólida. Lo anterior se evidencia, a su vez, en las pendientes de menor magnitud reportadas en Tinguiririca respecto a Teno para la disminución del SWE máximo y SWE acumulado.

En relación con la escorrentía total anual en el periodo 2000-2060, si bien la cuenca del Río Tinguiririca muestra, en promedio para los GCM, una disminución sistemática de los montos, la tendencia asociada no resulta estadísticamente significativa (p-valor > 5% para test de Mann-Kendall). Lo anterior se asocia a i) el aporte glacial que tiene la cuenca el cual, a pesar de disminuir en el futuro, mitiga en parte la reducción de precipitación en la cuenca, y ii) la menor sensibilidad de la componente nival a los cambios de temperatura.

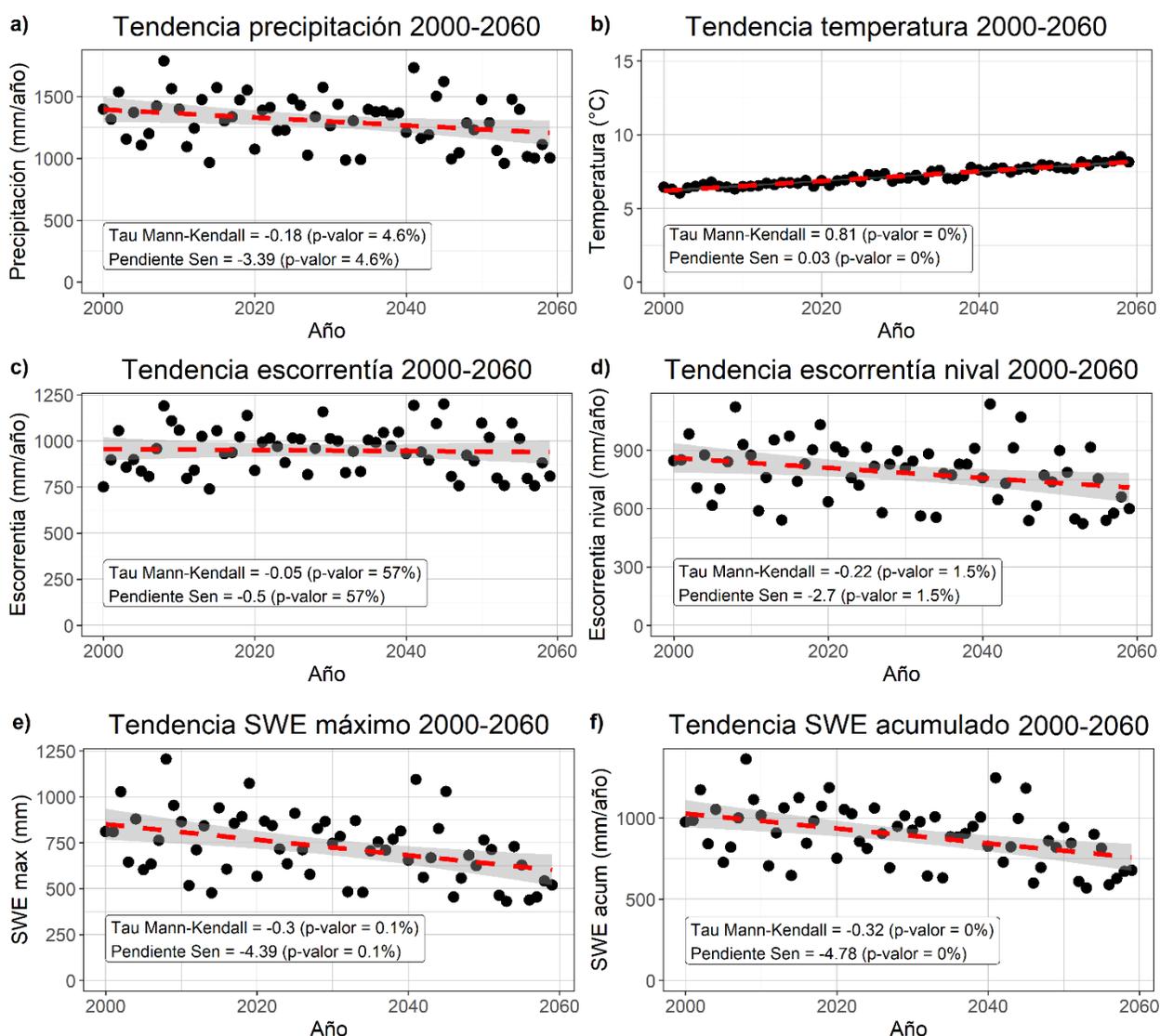


Figura 6.22: Análisis de tendencia asociada a valores anuales promedio entre GCMs para diferentes variables hidrometeorológicas en el periodo 2000-2060 en la cuenca del Río Tinguiririca. a) Precipitación anual, b) temperatura media anual, c) escorrentía total, d)

escorrentía nival, e) SWE máximo anual, y f) SWE acumulado. La pendiente de Sen se expresa en términos de la unidad de la variable por año.

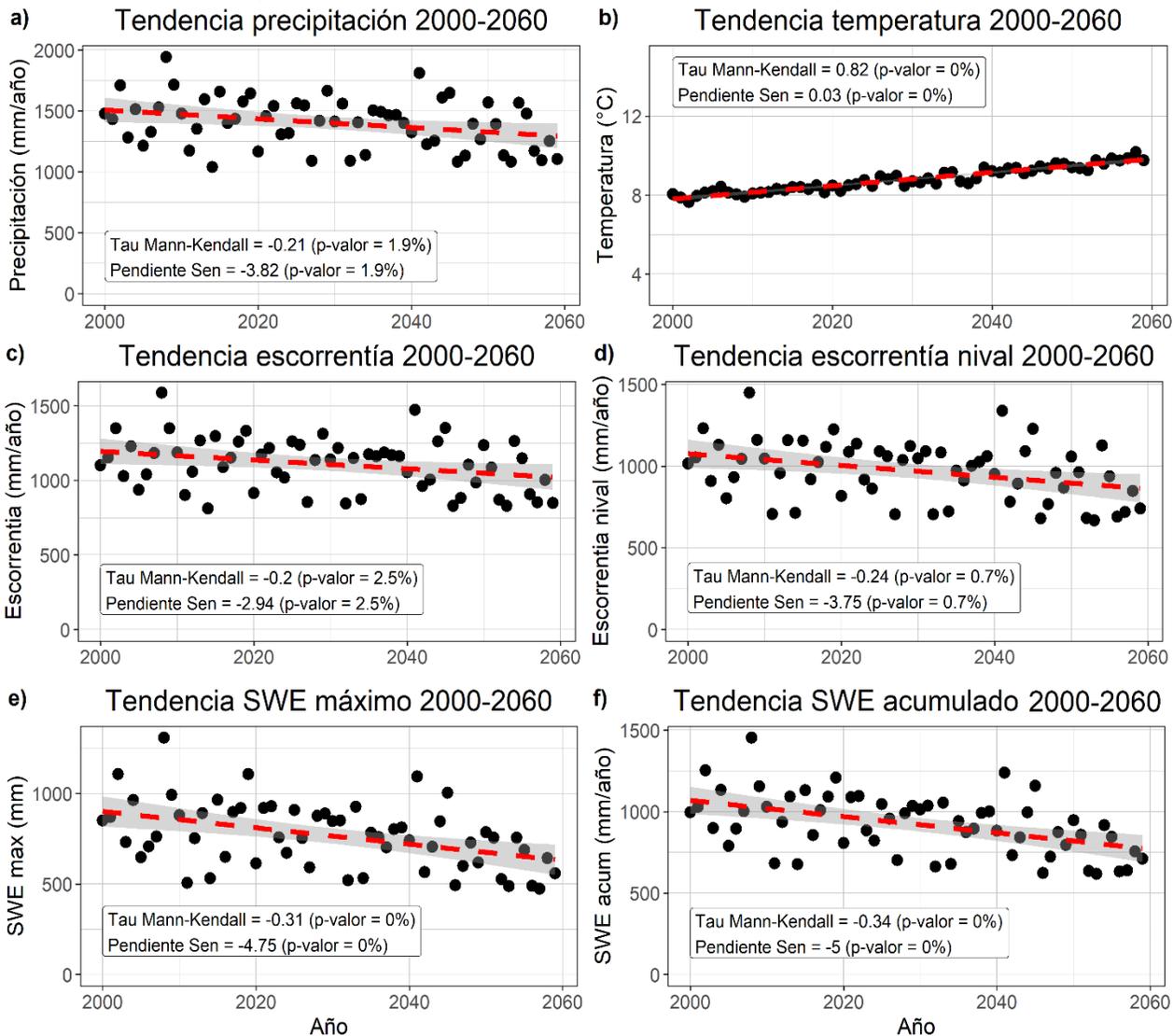


Figura 6.23: Análisis de tendencia asociada a valores anuales promedio entre GCMs para diferentes variables hidrometeorológicas en el periodo 2000-2060 en la cuenca del Río Teno. a) Precipitación anual, b) temperatura media anual, c) escorrentía total, d) escorrentía nival, e) SWE máximo anual, y f) SWE acumulado. La pendiente de Sen se expresa en términos de la unidad de la variable por año.

7 Conclusiones y recomendaciones

El presente estudio logra implementar de manera aceptable el modelo hidrológico CRHM para ambas cuencas de estudio, presentando un mejor desempeño en Tinguiririca con índices hidrológicos para el periodo de calibración de $KGE = 0,66$ para la escorrentía, $r = 0,93$ para fSCA y $r = 0,98$ para SWE; estos dos últimos no presentan variación en los periodos de validación mientras que el índice de la escorrentía muestra una disminución y un aumento en estos periodos. La cuenca de Teno presenta índices de $KGE = 0,48$ para la escorrentía, $r = 0,91$ para fSCA y $r = 0,96$ para SWE, al igual que Tinguiririca las variables nivales no presentan variación en los periodos de validación. Por otro lado, la escorrentía aumenta sus índices de correlación con valores de 0,6 y 0,75, pero disminuye el KGE.

En ambas cuencas el modelo logra representar la estacionalidad de la escorrentía y los valores asociados a probabilidad de excedencia media, sin embargo, se presentan problemas para simular las crecidas. Con respecto al fSCA, el modelo logra una muy buena temporalidad respecto al inicio de la acumulación y término del deshielo, no obstante, presenta graves problemas en la representación de los valores asociados a la mayor cobertura, mostrando 100% de cobertura gran parte del tiempo. Este error puede deberse a la discretización de la cuenca ya que el fSCA se calcula en base a una variable binaria, así no es posible determinar el porcentaje de cobertura sobre una unidad. El SWE presenta una buena temporalidad y una aceptable representación del proceso de acumulación y derretimiento, principalmente con sobre estimaciones. Lo anterior permite validar el modelo para el estudio de análisis de sensibilidad.

Al evaluar el periodo histórico mediante el uso de anomalías respecto al promedio del periodo de modelación se observan tendencias concordantes con lo reportado por la literatura. En años secos y cálidos se presentan anomalías negativas, mientras que en años húmedos y fríos se observan anomalías positivas. En el caso de la escorrentía la variación es similar a la de precipitación y en el caso de las variables nivales es cercana, en general, al doble de los cambios en la precipitación.

Finalmente, al analizar los escenarios sintéticos se valida la hipótesis planteada de que ante escenarios de aumento de temperatura y disminución en la precipitación se observará en las zonas de estudio una disminución en el SWE y escorrentía. Además, es posible determinar que las variables de escorrentía y nieve son más sensibles a la precipitación que a la temperatura; así, se aprecia que si la variación de precipitación es negativa la variación en las variables también lo serán, mientras que la temperatura solo modifica la intensidad de la variación. En relación con las tasas de acumulación y ablación, se observa una reducción en las tasas en escenarios con disminución de la precipitación, los cambios en las temperaturas no generan grandes cambios en las tasas.

Estos resultados son coherentes con los obtenidos por otros autores, Jara et al. (2021) y Musselman et al. (2021) reportan disminución en la acumulación del manto nival y en los valores máximos del SWE ante escenarios más cálidos. Además, Musselman et al. (2017) y Shea et al. (2021) obtienen aumento en las tasas de deshielo y adelantamiento del deshielo nival ante escenarios cálidos.

Cabe destacar que, si bien el enfoque de variaciones delta nos permite entender de manera

controlada el comportamiento de las variables frente a cambios en las forzantes, este no evalúa la interacción entre ellas, es decir, como la alteración de una forzante puede modificar el sistema meteorológico. Asimismo, la variación de la temperatura se produce de manera constante a lo largo del tiempo y las estaciones. Estas dos características no permiten reproducir un escenario realista y, por lo tanto, no es posible utilizarlo para un estudio de aplicación directa, por ejemplo, de impacto de cambio climático.

Respecto al estudio de cambio climático, se proyectan aumentos en las temperaturas (de hasta $\sim 1,5$ °C) y una disminución de la precipitación (de hasta $\sim -10\%$) para el periodo 2040-2060. Lo anterior se traduce en un comportamiento similar al obtenido en escenarios sintéticos de aumento de temperatura y reducción en las precipitaciones, con una disminución de las variables nivales y de la escorrentía, especialmente el asociado a deshielos; además de presentar un adelantamiento del deshielo. Cabe destacar, que en el periodo de futuro inmediato (2040-2060) los modelos logran representar una respuesta muy similar, con reducciones en torno al $\sim 20\%$, mientras que en el futuro cercano (2020-2040) se presentan respuestas hidrológicas distintas entre GCMs (asociadas a la diferencia de proyecciones de precipitación en dicho periodo).

Para estudios futuros se sugiere evaluar otro método de perturbación de forzantes climáticas, que contemple la interacción entre ellas e incorpore cambios diferenciados de acuerdo con la temporada o incluso a nivel mensual, lo anterior permitiría obtener escenarios más realistas para el estudio de la variación en la respuesta hidrológica ante cambios en el clima. Por otro lado, respecto a la modelación en CRHM se sugiere estudiar el impacto de una delimitación de mayor cantidad de URHs en la eficiencia del modelo, especialmente centrada en la simulación de fSCA, para de esta forma buscar un óptimo de área y cantidad de URHs por cuenca. Estudios previos sugieren que cuencas que se encuentran a mayores elevaciones presentan menor sensibilidad climática, por lo tanto, sería interesante estudiar la respuesta de la escorrentía y en manto nival a escala de URH, analizando las variaciones en base a la elevación promedio de las unidades de respuesta.

Bibliografía

- [1] Alvarez-Garreton, C., Mendoza, P. A., Boisier, J. P., Addor, N., Galleguillos, M., Zambrano-Bigiarini, M., Lara, A., Puelma, C., Cortes, G., Garreaud, R., McPhee, J., and Ayala, A.: The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies – Chile dataset, *Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss.*, <https://doi.org/10.5194/hess-2018-23>, in review, 2018
- [2] Alvarez-Garreton, Camila; Mendoza, Pablo A; Boisier, Juan Pablo; Addor, Nans; Galleguillos, Mauricio; Zambrano-Bigiarini, Mauricio; Lara, Antonio; Puelma, Cristóbal; Cortes, Gonzalo; Garreaud, Rene; McPhee, James; Ayala, Alvaro (2018): The CAMELS-CL dataset - links to files. PANGAEA, <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.894885>, Supplement to: Alvarez-Garreton, C et al. (2018): The CAMELS-CL dataset: catchment attributes and meteorology for large sample studies - Chile dataset. *Hydrology and Earth System Sciences*, 22(11), 5817-5846, <https://doi.org/10.5194/hess-22-5817-2018>
- [3] Balsamo, G., Agusti-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Beljaars, A., Bidlot, J., ... Zeng, X. (2018). Satellite and in situ observations for advancing global Earth surface modelling: A review. *Remote Sensing*, 10(12), 2038.
- [4] Barnett, T. P., J. C. Adam, and D. P. Lettenmaier (2005), Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions, *Nature*, 438(7066), 303–309, doi:10.1038/nature04141.
- [5] Barnhart, T. B., N. P. Molotch, B. Livneh, A. A. Harpold, J. F. Knowles, and D. Schneider (2016), Snowmelt rate dictates streamflow, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 8006–8016, doi:10.1002/2016GL069690
- [6] BCN. Mapa vectorial “Masas de agua: polígono de lagos, lagunas, hielos y otros”. Recuperado de https://www.bcn.cl/siit/mapas_vectoriales/index_html
- [7] Berezowski, T., Nossent, J., Chormański, J., Batelaan, O. (2015). Spatial sensitivity analysis of snow cover data in a distributed rainfall-runoff model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19(4), 1887-1904.
- [8] Boisier, J. P., Alvarez-Garretón, C., Cepeda, J., Osses, A., Vásquez, N., & Rondanelli, R. (2018, April). CR2MET: A high-resolution precipitation and temperature dataset for hydroclimatic research in Chile. In *EGU General Assembly Conference Abstracts* (p. 19739).
- [9] Buchhorn, M. ; Smets, B. ; Bertels, L. ; De Roo, B. ; Lesiv, M. ; Tsendbazar, N. - E. ; Herold, M. ; Fritz, S. Copernicus Global Land Service: Land Cover 100m: collection 3: epoch 2015: Globe 2020. DOI 10.5281/zenodo.3939038
- [10] Cannon, A. J., Sobie, S. R., & Murdock, T. Q. (2015). Bias correction of GCM precipitation by quantile mapping: how well do methods preserve changes in quantiles and extremes?. *Journal of Climate*, 28(17), 6938-6959.
- [11] Cannon, A. J. (2018). Multivariate quantile mapping bias correction: an N-dimensional probability density function transform for climate model simulations of

multiple variables. *Climate dynamics*, 50(1), 31-49.

[12] Cline, D. (1995). Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental alpine site. In *Biogeochemistry of Seasonally Snow-Covered Catchments*, Publ. No. 228, ed. K.A. Tonnessen, M. W. Williams, and M. Tranter. International Association of Hydrological Sciences, pp. 157–66.

[13] Cline, D. W. (1997). Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude alpine site. *Water Resour. Res.*, 33(4), 689–701.

[14] Comte Bustos, M. M. (2017). Modelación hidrológica de la cuenca del río Mapocho en Los Almendros usando el modelo cold regions hydrological model (Doctoral dissertation, Universidad de Chile).

[15] CONAF. (2015). “Catastro del Uso del Suelo y Recursos Vegetacionales Nativos de Chile”

[16] Cordero, R. R., Asencio, V., Feron, S., Damiani, A., Llanillo, P. J., Sepulveda, E., ... Casassa, G. (2019). Dry-Season Snow cover Losses in the Andes (18–40 S) driven by changes in Large-Scale climate Modes. *Scientific reports*, 9(1), 1-10.

[17] Cortés, G., Margulis, S. (2017). Impacts of El Niño and La Niña on interannual snow accumulation in the Andes: Results from a high-resolution 31 year reanalysis. *Geophysical Research Letters*, 44(13), 6859-6867.

[18] Cortés, G., Vargas, X., McPhee, J. (2011). Climatic sensitivity of streamflow timing in the extratropical western Andes Cordillera. *Journal of Hydrology*, 405(1-2), 93-109.

[19] Dembélé, M., Ceperley, N., Zwart, S. J., Salvadore, E., Mariethoz, G., Schaefli, B. (2020). Potential of satellite and reanalysis evaporation datasets for hydrological modelling under various model calibration strategies. *Advances in Water Resources*, 143, 103667.

[20] DeWalle, D. R., Henderson, Z., Rango, A. (2002, May). Spatial and temporal variations in snowmelt degree-day factors computed from SNOTEL data in the Upper Rio Grande basin. In *Proceedings of the Western Snow Conference* (Vol. 70, p. 73). Colorado State University.

[21] DeWalle, D. R., Rango, A. (2008). *Principles of snow hydrology*. Cambridge University Press. Dirección general de aguas DGA, Ministerio de obras públicas MOP. (2017). Actualización del balance hídrico nacional. Informe final. Santiago, Chile.

[22] DGA. (2014). Inventario de glaciares. Recuperado de <https://dga.mop.gob.cl/estudiospublicaciones/mapoteca/Paginas/Mapoteca-Digital.aspx>

[23] DGA, 2017. Actualización del Balance Hídrico Nacional, SIT N° 417. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por Universidad de Chile y Pontificia Universidad Católica de Chile.

[24] DGA, 2018. Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional a las macrozonas Norte y Centro, SIT N° 435. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación. Elaborado por UNTEC

en UTP con la P.U. Católica de Chile.

[25] DGA, 2019. Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en la macrozona sur y parte norte de la macrozona Austral, SIT N° 441. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por Universidad de Chile.

[26] DGA, 2019. Aplicación de la metodología de actualización del balance hídrico nacional en las cuencas de la parte sur de la Macrozona Austral e Isla de Pascua, SIT N° 444. Ministerio de Obras Públicas, Dirección General de Aguas, División de Estudios y Planificación, Santiago, Chile. Elaborado por Universidad de Chile

[27] Freudiger, D., Kohn, I., Seibert, J., Stahl, K., Weiler, M. (2017). Snow redistribution for the hydrological modeling of alpine catchments. *Wiley Interdisciplinary Reviews : Water*, 4(5), e1232.

[28] Garreaud, R. D., Alvarez-Garretón, C., Barichivich, J., Boisier, J. P., Christie, D., Galleguillos, M., ... & Zambrano-Bigiarini, M. (2017). The 2010–2015 megadrought in central Chile: Impacts on regional hydroclimate and vegetation. *Hydrology and earth system sciences*, 21(12), 6307-6327.

[29] Golding, D. L. (1974). The correlation of snowpack with topography and snowmelt runoff on Marmot Creek Basin, Alberta. *Atmosphere*, 12(1), 31-38.

[30] Gonthier, C. (2011). Influencia de la escala espacial y representación hidrológica de una cuenca de montaña sobre la capacidad predictiva de un modelo hidrológico. Universidad de Chile.

[31] Gutierrez, I., & Becerra, P. (2018). Composición, diversidad y estructura de la vegetación de bosques ribereños en el centro sur de Chile. *Bosque (Valdivia)*, 39(2), 239-253.

[32] Harder, P., Pomeroy, J. W., and Westbrook, C. J. (2015). Hydrological resilience of a Canadian Rockies headwaters basin subject to changing climate, extreme weather, and forest.

[33] Hernández, H.J., Galleguillos, M Estades, C. 2016. Mapa de Cobertura de Suelos de Chile 2014: Descripción del Producto. Laboratorio GEP, Facultad de Ciencias Forestales y de la Conservación de la Naturaleza, Universidad de Chile.

[34] Hong, M., Zongchao, L., and Yifeng, L. (1992). Energy balance of a snow cover and simulation of snowmelt in the western Tien Shan mountains, China. *Annals of Glaciol.*, 16, 73–8.

[35] Hood, E., Williams, M., and Cline, D. (1999). Sublimation from a seasonal snowpack at a continental mid-latitude alpine site. *Hydrol. Process.*, 13, 1781–97.

[36] Hugonnet, R., McNabb, R., Berthier, E., Menounos, B., Nuth, C., Girod, L., ... & Kääb, A. (2021). Accelerated global glacier mass loss in the early twenty-first century. *Nature*, 592(7856), 726-731.

[37] Jara, F., Lagos-Zúñiga, M., Fuster, R., Mattar, C., McPhee, J. (2021). Snow Processes and Climate Sensitivity in an Arid Mountain Region, Northern Chile. *Atmosphere*, 12(4), 520.

- [38] Knowles, N., Cayan, D. R. (2004). Elevational dependence of projected hydrologic changes in the San Francisco estuary and watershed. *Climatic Change*, 62(1), 319-336.
- [39] Krögh, S. (2012). Avances en la modelación hidrológica de gran escala en cuencas patagónicas mediante la incorporación de reanálisis climatológicos: aplicación en la cuenca del río Baker, región de Aysén. Universidad de Chile.
- [40] Liang, X., D. P. Lettenmaier, E. F. Wood, and S. J. Burges, 1994: A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for GCMs. *J. Geophys. Res.*, 99, 14 415–14 428, <https://doi.org/10.1029/94JD00483>
- [41] Male, D. H. and Granger, R. J. (1981). Snow surface energy exchange. *Water Resour. Res.*, 17(3), 609–27.
- [42] Marcoleta R, Luis. (2019). Hidro-glaciología de glaciares rocosos y descubiertos en los andes de Chile central. Universidad de Chile
- [43] Marks, D. and Dozier, J. (1992). Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada, 2. snow cover energy balance. *Water Resour. Res.*, 28(11), 3043–54.
- [44] Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., Aravena, J. C. (2009). Glacier fluctuations in extratropical South America during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3-4), 242-268.
- [45] McCabe, M. F., Rodell, M., Alsdorf, D. E., Miralles, D. G., Uijlenhoet, R., Wagner, W.,... Wood, E. F. (2017). The future of Earth observation in hydrology. *Hydrology and earth system sciences*, 21(7), 3879-3914.
- [46] Ministerio del Medio ambiente MMA. (2016). Elaboración de una base digital del clima comunal de Chile: línea base (1980-2010) y proyección al año 2050. Santiago.
- [47] Morán-Tejeda, E., López-Moreno, J. I., and Beniston, M. (2013). The changing roles of temperature and precipitation on snowpack variability in Switzerland as a function of altitude. *Geophys. Res. Lett.* 40, 2131–2136. doi: 10.1002/grl.50463
- [48] Muñoz-Schiciu, M. É. L. I. C. A., Moreira-Muñoz, A., & Villagrán, C. (2000). Caracterización florística y pisos de vegetación en los Andes de Santiago, Chile Central. *Boletín del museo nacional de historia natural*, 49, 9-50.
- [49] Musselman, K. N., Addor, N., Vano, J. A., Molotch, N. P. (2021). Winter melt trends portend widespread declines in snow water resources. *Nature Climate Change*, 11(5), 418- 424.
- [50] Musselman, K. N., Clark, M. P., Liu, C., Ikeda, K., Rasmussen, R. (2017). Slower snowmelt in a warmer world. *Nature Climate Change*, 7(3), 214-219.
- [51] Nayak, A. N. U. R. A. G., Marks, D., Chandler, D. G., Seyfried, M. (2010). Long-term snow, climate, and streamflow trends at the Reynolds Creek experimental watershed, Owyhee Mountains, Idaho, United States. *Water Resources Research*, 46(6).
- [52] Nolin, A. W., Daly, C. (2006). Mapping “at risk” snow in the Pacific Northwest. *Journal of Hydrometeorology*, 7(5), 1164-1171.
- [53] Parajka, J., Blöschl, G. (2008). The value of MODIS snow cover data in validating and calibrating conceptual hydrologic models. *Journal of hydrology*, 358(3-4), 240-258.

- [54] Pluss, C. and Mazzoni, R. (1994). The role of turbulent heat fluxes in the energy budget of high alpine snow cover. *Nordic Hydrol.*, 25(1994), 25–38.
- [55] Poggio, L., De Sousa, L. M., Batjes, N. H., Heuvelink, G., Kempen, B., Ribeiro, E., & Rossiter, D. (2021). SoilGrids 2.0: producing soil information for the globe with quantified spatial uncertainty. *Soil*, 7(1), 217-240.
- [56] Pokhrel, P., & Gupta, H. V. (2010). On the use of spatial regularization strategies to improve calibration of distributed watershed models. *Water Resources Research*, 46(1).
- [57] Pomeroy, J., Gray, D., Brown, T., Hedstrom, N., Quinton, W., Granger, R., Carey, S., 2007. The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrol. Process.* 21, 2650–2667. <https://doi.org/10.1002/hyp.6787>
- [58] Saavedra, D., Mendoza, P. A., Addor, N., Llauca, H., & Vargas, X. (2022). A multi-objective approach to select hydrological models and constrain structural uncertainties for climate impact assessments. *Hydrological Processes*, 36(1), e14446.
- [59] Saida Nemri, Christophe Kinnard, Comparing calibration strategies of a conceptual snow hydrology model and their impact on model performance and parameter identifiability, *Journal of Hydrology*, Volume 582, 2020, 124474, ISSN 0022-1694.
- [60] Schmugge, T. J., Kustas, W. P., Ritchie, J. C., Jackson, T. J., Rango, A. (2002). Remote sensing in hydrology. *Advances in Water Resources*, 25(8-12), 1367–1385. doi:10.1016/S0309-1708(02)00065-9.
- [61] Schöner, W., Auer, I., and Böhm, R. (2009). Long term trend of snow depth at Sonnblick (Austrian Alps) and its relation to climate change. *Hydrol. Process.* 23, 1052–1063. doi: 10.1002/hyp.7209
- [62] Shea, J. M., Whitfield, P. H., Fang, X., Pomeroy, J. (2021). The Role of Basin Geometry in Mountain Snowpack Responses to Climate Change. *Frontiers in Water*, 3, 4.
- [63] Sheffield, J., Wood, E. F., Pan, M., Beck, H., Coccia, G., Serrat-Capdevila, A., Verbist, K. (2018). Satellite remote sensing for water resources management: Potential for supporting sustainable development in data-poor regions. *Water Resources Research*, 54(12), 9724-9758.
- [64] Slezciak, P., Szolgay, J., Hlavčová, K., Danko, M., Parajka, J. (2020). The effect of the snow weighting on the temporal stability of hydrologic model efficiency and parameters. *Journal of Hydrology*, 583, 124639.
- [65] Stehr, A., Aguayo, M. (2017). Snow cover dynamics in Andean watersheds of Chile (32.0–39.5 S) during the years 2000–2016. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(10), 5111-5126.
- [66] Stehr A., C. Álvarez, P. Álvarez, J. L. Arumí, C. Baeza, R. Barra, C. A. Berroeta, Y. Castillo, G. Chiang, D. Cotoras, S. A. Crespo, V. Delgado, G. Donoso, A. Dussailant, F. Ferrando, R. Figueroa, C. Frêne, R. Fuster, A. Godoy, T. Gómez, E. Holzapfel, C. Huneus, M. Jara, C. Little, K. Lizama, M. Musalem, M. Olivares, O. Parra, R. D. Ponce,

D. Rivera, I. Rodríguez, A. Sepúlveda, M. Somos, F. Ugalde, R. Urrutia, M. Valenzuela, C. Vargas, X. Vargas, S. Vásquez, I. L. Vera, S. Vicuña, G. Vidal y M. Yévenes (2019). Recursos hídricos en Chile: Impactos y adaptación al cambio climático. Informe de la mesa Agua. Santiago: Comité Científico COP25; Ministerio de Ciencia, Tecnología, Conocimiento e Innovación.

[67] Tennant, C. J., Crosby, B. T., and Godsey, S. E. (2015). Elevation-dependent responses of streamflow to climate warming. *Hydrol. Process.* 29, 991–1001. doi: 10.1002/hyp.10203

[68] Tolson, B. A., & Shoemaker, C. A. (2007). Dynamically dimensioned search algorithm for computationally efficient watershed model calibration. *Water Resources Research*, 43(1).

[69] Tong, R., Parajka, J., Salentinig, A., Pfeil, I., Komma, J., Széles, B., ... Blöschl, G. (2021). The value of ASCAT soil moisture and MODIS snow cover data for calibrating a conceptual hydrologic model. *Hydrology and Earth System Sciences*, 25(3), 1389-1410.

[70] Vano, J. A., Das, T., & Lettenmaier, D. P. (2012). Hydrologic sensitivities of Colorado River runoff to changes in precipitation and temperature. *Journal of Hydrometeorology*, 13(3), 932-949.

[71] Vásquez, N. (2018). Incorporación de información de percepción remota para mejorar la representación de procesos del ciclo hidrológico usando el modelo CRHM. Aplicación en la cuenca del río Elqui, Chile. Universidad de Chile.

[72] Vásquez, N. et al. (2021). Catchment-Scale Natural Water Balance in Chile. In: Fernández, B., Gironás, J. (eds) *Water Resources of Chile*. World Water Resources, vol 8. Springer, Cham. https://doi.org/10.1007/978-3-030-56901-3_9

[73] Videla, Y. (2013). Modelación hidrológica de la cuenca de alta montaña del río Maipo mediante la aplicación del software “Cold Region Hydrological Model” (2008-2012). Universidad de Chile.

[74] Wigmosta M.S., Vail L.W., Lettenmaier D.P. (1994). A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. *Water Resour. Res.*, 30 (6) (1994), pp. 1665-1679, 10.1029/94WR00436