



UNIVERSIDAD TECNICA
FEDERICO SANTA MARIA

Departamento de Obras Civiles

IMPACTO DE EVENTOS DE LLUVIA SOBRE NIEVE ANTE PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO EN LA CUENCA ALTA DEL RIO MAULE, CHILE

Memoria de Título presentada por

Constanza Javiera Benavente Moreno

como requisito parcial para optar al título de la carrera de

Ingeniería Civil

Profesor Guía
Miguel Ángel Lagos Zúñiga
Profesora Co-Guía:
Lina Castro Heredia

Octubre de 2025



CONSTANCIA DE VALIDACIÓN Y CONFIDENCIALIDAD DE MONOGRAFÍA A REPOSITORIO ACADÉMICO

1.- IDENTIFICACIÓN DEL TRABAJO ACADÉMICO

Tipo de monografía (marcar una opción): ☒ Memoria o trabajo de título; ☐ Tesis de Postgrado;

Título del trabajo: Impacto de eventos de lluvia sobre nieve ante proyecciones de cambio climático en la cuenca alta del Río Maule, Chile.

Nombre del candidato(a): Constaza Javiera Benavente Moreno

Carrera / Grado: Ingeniería Civil

Campus: Santiago San Joaquín ; **Departamento:** Obras Civiles

2.- VALIDACIÓN DEL PROFESOR GUÍA/DIRECTOR DE TESIS

Yo, Miguel Lagos Zúñiga, en mi calidad de profesor(a) guía/director(a) del trabajo académico mencionado anteriormente **DEJO CONSTANCIA** que:

- He revisado esta versión del documento y corresponde a la versión final aprobada del trabajo.
- El trabajo cumple con los requisitos académicos y de formato establecidos por la institución

3.- EVALUACIÓN DE CONFIDENCIALIDAD POR PROPIEDAD INDUSTRIAL

☒ El trabajo **NO contiene información que amerite confidencialidad** y puede ser publicado de inmediato en repositorio con acceso abierto.

☐ El trabajo **CONTIENE** información con potenciales implicancias de propiedad industrial o intelectual y requiere un periodo de confidencialidad (embargo) por:

☐ 6 meses; ☐ 12 meses; ☐ 2 años; ☐ 3 años; ☐ 5 años; ☐ 10 años

Fundamentación de la necesidad de confidencialidad (obligatorio si se solicita embargo):

4.- FIRMAS

Profesor(a) guía o director(a) de memoria o tesis:

Fecha: 29/10/2025

; Firma:

Estudiante o Candidato(a):

Fecha: 29/10/2025

; Firma:

Este formulario debe ser insertado como página 2 de la memoria o tesis, completado y firmado por estudiante y profesor(a) antes de la entrega en portal PRISMA de Biblioteca USM.

IMPACTO DE EVENTOS DE LLUVIA SOBRE NIEVE ANTE PROYECCIONES DE CAMBIO CLIMÁTICO EN LA CUENCA ALTA DEL RIO MAULE, CHILE

La escorrentía derivada del deshielo nival es una fuente esencial de agua en cuencas montañosas, y en Chile central cumple un rol fundamental en el abastecimiento para riego, consumo humano y generación hidroeléctrica. Sin embargo, el cambio climático ha modificado los patrones hidrometeorológicos, con aumentos sostenidos de temperatura y disminuciones en las precipitaciones, reduciendo la acumulación de nieve y aumentando la ocurrencia de fenómenos extremos. En este contexto, los eventos de lluvia sobre nieve (ROS, por sus siglas en inglés *rain on snow*) adquieren una gran relevancia, ya que combinan la ocurrencia de precipitación líquida con una fusión acelerada del manto nival, generando caudales elevados en poco tiempo. Este tipo de eventos ha sido asociado a grandes crecidas, inundaciones y avalanchas en zonas de montaña, y en la cordillera andina, representando una amenaza para la infraestructura y la gestión del recurso hídrico.

El presente estudio analiza y modela la ocurrencia de eventos de lluvia sobre nieve en la cuenca alta del río Maule, evaluando sus impactos hidrológicos en el período histórico y en el futuro, proyectado para 2035–2065 bajo el escenario SSP5–8.5. Para ello se utilizaron registros horarios meteorológicos, nivales y de caudal de estaciones nivométricas y fluviométricas de la red de la Dirección General de Aguas, además de datos del reanálisis ERA5-Land y proyecciones climáticas de ARCLim. Con esta información se estudió la frecuencia, duración, magnitud y condiciones meteorológicas de los eventos entre 2015 y 2023, y se evaluaron los posibles cambios futuros mediante la implementación del Cold Regions Hydrological Model (CRHM) en configuraciones puntual y distribuida.

Entre 2015 y 2023 se identificaron en promedio tres eventos por año, los cuales se concentraron en primavera y su duración promedio fue de 1,5 días, con pérdidas de nieve fuertemente condicionadas por la temperatura, que se intensificaron sobre los 10 °C. Considerando la modelación hidrológica distribuida en el período histórico 2010–2023, se identificaron 34 eventos de lluvia sobre nieve, en los cuales la fusión del manto nival aportó en promedio un 18,6 % del caudal total generado, alcanzando valores superiores al 60 % en los episodios más intensos. Para el horizonte 2035–2065 se proyectaron 44 eventos, más frecuentes e intensos, con un desplazamiento estacional hacia el invierno y la primavera temprana, asociado al aumento de la temperatura y a la disminución de la precipitación. En este escenario, el aporte medio de la fusión nival se redujo a 16,4 % durante los eventos ROS, debido a la menor acumulación de nieve, aunque en los episodios de mayor magnitud la contribución siguió representando más de la mitad del caudal generado.

Los resultados demuestran que, aunque son poco frecuentes, los eventos de lluvia sobre nieve cumplen un rol fundamental en la formación de crecidas en la cuenca alta del Maule y están fuertemente condicionados por la temperatura y bajo escenarios de cambio climático, seguirán siendo un factor determinante en la hidrología del lugar. No obstante, la presencia de la Laguna del Maule representa una dificultad adicional para la modelación, ya que la regulación del embalse modifica los caudales observados en relación con el régimen natural simulado. Esto refuerza la necesidad de mejorar las aproximaciones de modelación y el monitoreo de los procesos nivales para apoyar futuras evaluaciones y medidas de adaptación.

A mis padres, por todo su cariño y confianza

Agradecimientos

En primer lugar, quiero agradecer a mis papás por estar siempre ahí para mí, por su apoyo incondicional, por confiar en mí incluso cuando yo dudaba y por darme ánimos para seguir adelante. Gracias por preocuparse siempre, por escucharme, por su cariño y por estar presentes en cada momento, sin importar lo ocupados que estuvieran.

A mi pareja, por acompañarme durante toda la carrera, en los buenos y malos momentos. Por compartir el estrés, las risas y las desveladas, por entenderme, confiar en mí y hacerme sentir que nunca estaba sola. Gracias por intentar quitarme el peso de encima y por recordarme siempre que todo iba a estar bien.

A mis hermanos, que me ayudaron siempre, aunque muchas veces no se dieran cuenta de que lo hacían. Gracias por acompañarme, dejarme molestarlos y distraerme cuando sentía que ya no podía más, y por hacerme reír incluso en los días más pesados.

A mi tía Nina, por acompañarme siempre, por regalarme, escucharme y dejarme desahogarme cuando lo necesitaba. Gracias por su cariño, su compañía y la confianza que siempre me entregó.

A mis amigos, por apañarme durante toda la carrera, por cada trabajo compartido, cada hora de estudio y cada junta que siempre partía con una buena conversación, aunque hubiéramos pasado todo el día juntos. Gracias también por las risas, por las salidas y por ayudarme a despejar la cabeza cuando más lo necesitaba.

Y por último, pero no menos importante a mi perrita Blanquita, que me acompañó durante gran parte de mi vida y de esta carrera. Gracias por estar siempre cerca, por acompañarme mientras estudiaba, por hacerme salir a despejarme y por moverme la cola como diciéndome que todo estaba bien. Gracias por tu cariño, tu compañía y por haber sido una parte tan importante de mi vida.

Tabla de Contenidos

1	Introducción.....	4
1.1	Motivación.....	4
1.2	Objetivos.....	5
2	Revisión de antecedentes.....	6
2.1	Cambio climático.....	6
2.1.1	Antecedentes.....	6
2.1.2	Escenarios de cambio climático según trayectorias SSP.....	7
2.1.3	Evidencia y Proyecciones en Chile.....	8
2.2	Hidrología de nieve.....	10
2.2.1	Conceptos y Procesos nivales.....	11
2.2.2	Balance de energía.....	12
2.2.3	Eventos de lluvia sobre nieve.....	13
2.3	Modelación Hidrológica.....	16
2.3.1	Modelo CRHM.....	17
3	Zona de estudio.....	19
3.1	Antecedentes generales.....	19
3.2	Condiciones hidroclimáticas.....	20
3.3	Geomorfología.....	21
3.4	Cobertura de suelo.....	22
3.5	Información meteorológica, nivometrica e hidrológica.....	23
4	Metodología.....	25
4.1	Forzantes hidrometereológica y nivométricas.....	25
4.1.1	Datos históricos.....	26
4.1.2	Condiciones meteorológicas futuras.....	26
4.2	Identificación de eventos de lluvia sobre nieve.....	26
4.3	Modelación hidrológica.....	27
4.3.1	Unidades de Respuesta Hidrológica.....	27
4.3.2	Distribución de forzantes meteorológicas.....	28
4.3.1	Construcción del modelo.....	29
4.3.2	Calibración y Validación.....	30
4.3.3	Identificación y Aporte de eventos ROS.....	32
5	Resultados.....	34
5.1	Caracterización de eventos ROS a partir de datos observados.....	34
5.1.1	Contexto hidrometereológico (2015-2023).....	34
5.1.2	Identificación de eventos de lluvia sobre nieve.....	35
5.1.3	Patrones y tendencias de los eventos ROS.....	36

5.2	Resultados modelación hidrológica	36
5.2.1	Forzantes meteorológicas	36
5.2.2	Modelación puntual en estación Nueva Lo Aguirre	38
5.2.3	Calibración y validación del modelo hidrológico a nivel de cuenca	39
5.2.4	Eventos ROS modelados	40
5.3	Eventos de lluvia sobre nieve proyectados bajo escenario SSP5-8.5	41
6	Análisis y Discusión	43
6.1	Forzantes meteorológicas	43
6.1.1	Observaciones locales y producto ERA5-Land	43
6.1.2	Proyecciones de temperatura y precipitación	43
6.2	Modelación hidrológica	44
6.2.1	Modelación puntual del SWE	44
6.2.2	Modelación a nivel de cuenca	44
6.3	Eventos de lluvia sobre nieve (ROS)	45
6.3.1	ROS observados	45
6.3.2	Impacto de los eventos bajo escenario de cambio climático	46
7	Conclusiones	48
	Bibliografía	50
	ANEXOS	54

Índice de Figuras

Figura 2.1 :Evolución de la temperatura media global desde 1850 hasta 2020. Fuente: IPCC (2023) ...	7
Figura 2.2: Proyecciones de cambio en la temperatura global en superficie (°C) con respecto al período 1850–1900, para diferentes trayectorias SSP. Fuente: IPCC, 2021.	8
Figura 2.3: Variación de temperatura media anual observadas entre 1965 y 2006 en distintas zonas de Chile central según altitud. Fuente: Adaptado por Falvey & Garreaud, (2009).....	9
Figura 2.4: Precipitación anual para Chile en mm y anomalía porcentual de precipitación respecto al promedio 1961-2990. Fuente: Adaptado por DMC, 2023.	10
Figura 2.5: Mecanismos de transporte de nieve: arrastre, saltación y suspensión turbulenta. Fuente: Adaptado por DeWalle & Rango, 2008.	11
Figura 2.6: Interacción de los flujos energéticos con el manto nival. $Q_{s\downarrow}$ y $Q_{s\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda corta incidente y reflejada respectivamente. Análogamente, $Q_{l\downarrow}$ y $Q_{l\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda larga incidente y reflejada. Fuente: Adaptado por Prado Ceroni, 2017	13
Figura 2.7: Evolución de la equivalencia de agua de nieve, precipitación y caudal en el río South Santiam durante el evento ROS de febrero de 1996. Fuente: Adaptado por (Marks et al., 1998).	14
Figura 2.8: Porcentaje de caudales máximos diarios ≥ 1 y ≥ 5 años de intervalos de retorno a partir de la mediana de eventos simulados de lluvia sobre nieve para los períodos históricos, 2040 y 2080 para North Santiam por debajo de Boulder Creek (NFS), South Santia.....	15
Figura 2.9: Frecuencia, características y contribución de los eventos ROS. Fuente: Adaptado Glasner Vivanco, 2022.	16
Figura 2.10: Diagrama de flujos de energía y procesos simulados por el modelo CRHM. Fuente: Adaptado por Courmerme Gonzalez,(2021).	17
Figura 3.1: Ubicación de la cuenca.	19
Figura 3.2: Climograma de la cuenca del río Maule en Los Baños, elaborado a partir reanálisis climático ERA5 Land (enero 2010 – diciembre 2023).	20
Figura 3.3: Caudal medio mensual en la estación fluviométrica Río Maule en Los Baños (DGA), periodo 2003–2023.	21
Figura 3.4: Curva hipsométrica cuenca Río Maule en los Baños.....	22
Figura 3.5: Ubicación estaciones utilizadas.	24
Figura 4.1: Esquema resumen de metodología.....	25
Figura 5.1: Climograma obtenido a partir de datos observados.	34
Figura 5.2: Promedio y variación mensual de SWE, obtenida a partir de datos observados.	35

Figura 5.3: Distribución de la cantidad de eventos ROS identificados.	35
Figura 5.4: Temperatura y precipitación media mensual en el periodo histórico y futuro.	37
Figura 5.5: Serie de equivalencia de agua de nieve horario observados y simulados.	38
Figura 5.6: Ajuste del modelo en cuanto a equivalencia de aguanieve medios diarios máximos mensuales.	39
Figura 5.7: Caudal simulado vs. observado para el periodo de calibración y validación.	39
Figura 5.8: Curvas de duración del caudal observado y simulado para los periodos de calibración y validación, en la cuenca Rio maule en los Baños.	40
Figura 6.1: Comparación estacionalidad eventos históricos y futuros	47
Figura B. 1: Precipitación (mm) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.	55
Figura B. 2: Temperatura (°C) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.	55
Figura B. 3: Velocidad del viento (m/s) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.	55
Figura B. 4: Radiación (W/m^2) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.	56
Figura B. 5: Humedad relativa (%) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.	56
Figura C. 1: Bandas de elevación en la cuenca Rio Maule en los Baños de elevación.	57
Figura C. 2: Mapa de orientaciones de la cuenca Rio Maule en los Baños.	58

Índice de Tablas

Tabla 1: Características morfológicas de la cuenca.....	21
Tabla 2: Cobertura de suelo cuenca rio Maule en los baños.	22
Tabla 3: Distribución de eventos ROS según la precipitación.	36
Tabla 4: Clasificación de los eventos de lluvia sobre nieve según pérdida de SWE y parámetros hidrometeorológicos asociados.	36
Tabla 5: Deltas mensuales de temperatura (°C) y precipitación (%), obtenidas a través del ARCLim..	37
Tabla 6: Resultados indicadores estadísticos de desempeño del modelo puntual.	38
Tabla 7: Resultados indicadores estadísticos de desempeño del modelo distribuido para el período de calibración (2014 - 2019) y de validación (2020 - 2023).	40
Tabla 8: Parámetros KGE periodo de calibración y validación.	40
Tabla 9: Clasificación de eventos ROS según precipitación acumulada y aporte relativo del derretimiento de nieve.	41
Tabla 10: Clasificación de eventos ROS según precipitación acumulada y aporte relativo del derretimiento de nieve para el periodo futuro.	42
Tabla C. 1: Características de las unidades de respuestas hidrológica del modelo CRHM.	58
Tabla D.1: Parámetros calibrados segun modelo.	60

1 Introducción

1.1 Motivación

La escorrentía derivada del deshielo nival constituye una fuente esencial de agua en cuencas montañosas, donde el almacenamiento invernal de nieve actúa como una reserva natural que permite sostener la disponibilidad hídrica durante los meses secos. En países como Chile, este proceso tiene una relevancia particular en regiones cordilleranas, donde contribuye de manera significativa al abastecimiento de sistemas de riego, consumo humano y generación hidroeléctrica (Bravo et al., 2017; DGA, 2004). Sin embargo, el cambio climático ha generado transformaciones importantes en el régimen hidrometeorológico, alterando los patrones de temperatura, precipitación y escorrentía y favoreciendo la ocurrencia de fenómenos extremos que afectan la disponibilidad y gestión del recurso hídrico.

En Chile, estas tendencias se han reflejado en las últimas décadas en un aumento de la temperatura media cercano a 0,3 °C por década y una disminución de las precipitaciones entre 10 y 15 %, principalmente en la zona centro-sur (DMC & DGAC, 2023; MMA, 2024). Estas condiciones han favorecido la ocurrencia de fenómenos como aluviones, olas de calor y sequías prolongadas (CR2, 2016), generando impactos en la infraestructura y en las actividades productivas. Las proyecciones del Ministerio del Medio Ambiente (2024), indican que, durante las próximas décadas, la zona central experimentará temperaturas superiores a 40 °C y una reducción estimada entre el 30% y 50% en la acumulación de nieve, elevando el riesgo de desastres asociados a fenómenos climáticos extremos.

En este escenario, los eventos de lluvia sobre nieve (ROS, por sus siglas en inglés¹) han adquirido creciente relevancia. Este fenómeno ocurre cuando la precipitación líquida cae sobre una superficie cubierta de nieve en condiciones de temperatura superiores a 0 °C, provocando un derretimiento acelerado del manto nival. Esta combinación de energía térmica y lluvia puede generar altos volúmenes de escorrentía en poco tiempo, desencadenando crecidas fluviales, avalanchas, inundaciones y daños en infraestructura (Surfleet & Tullos, 2013; Marks et al., 1998). En regiones como los Alpes o las Montañas Rocosas, los ROS han sido ampliamente estudiados por su relación directa con eventos hidrológicos extremos (Beniston & Stoffel, 2016). En Chile, estudios recientes también han detectado la ocurrencia de ROS en los Andes centrales, asociándolos a aumentos abruptos de caudal y aceleración en la pérdida de cobertura nival (Garreaud et al., 2019; Glasner Vivanco, 2022).

La cuenca alta del río Maule, ubicada en la cordillera andina de la Región del Maule, presenta condiciones propicias para la ocurrencia de eventos ROS, dada su altitud, régimen nival predominante y alta sensibilidad al cambio climático. Diversos estudios y reportes recientes han documentado la ocurrencia de este tipo de eventos en cuencas andinas del Maule y zonas aledañas, asociados a precipitaciones cálidas invernales y aumentos rápidos de caudal (DMC & DGAC, 2023; Glasner Vivanco, 2022a). Si bien las proyecciones del Atlas de Riesgo Climático (ARClím) señalan para el período 2035–2065 una disminución superior al 50 % en la acumulación de nieve, también indican un incremento en la frecuencia de lluvias cálidas en altura (MMA, 2024). Estos cambios podrían reducir la extensión del manto nival y, en consecuencia, las condiciones favorables para que ocurran este tipo de eventos. No obstante, cuando las precipitaciones coinciden con una cobertura limitada de nieve, pueden generar impactos significativos en la dinámica hidrológica de la cuenca.

La identificación y análisis de eventos de lluvia sobre nieve resulta especialmente desafiante en zonas de montaña, debido a su corta duración, variabilidad espacial y limitada visibilidad en los registros hidrometeorológicos convencionales en zonas de montaña. Esta dificultad ha restringido la comprensión de su frecuencia, intensidad y efectos hidrológicos, particularmente en la zona central de Chile. Incluso estudios recientes que han aplicado herramientas satelitales han evidenciado que muchos eventos de menor intensidad pueden no ser detectados, lo que refleja una brecha relevante en la caracterización de este fenómeno en contextos cordilleranos (Melgar & Meza, 2020).

¹ Rain on snow

Ante este escenario, resulta necesario analizar y modelar la ocurrencia de eventos de lluvia sobre nieve en la cuenca alta del río Maule, con el fin de cuantificar los posibles impactos del cambio climático bajo el escenario climático SSP5-8.5 para el período 2035–2065. Para ello, se utiliza el modelo Cold Regions Hydrological Model (CRHM), diseñado para simular procesos de acumulación, fusión de nieve y escorrentía en regiones de alta montaña (Pomeroy et al., 2022), lo que permitirá evaluar la respuesta hidrológica de la cuenca ante distintos escenarios climáticos proyectados.

1.2 Objetivos

El objetivo principal de este estudio consiste en analizar y modelar la ocurrencia de eventos de lluvia sobre nieve en la cuenca alta del Río Maule, cuantificando los potenciales impactos del cambio climático en estos eventos y cómo pueden afectar la hidrología de la cuenca, bajo el escenario SSP5-8.5 en el período 2035–2065.

Los objetivos específicos son:

- Identificar los principales patrones, tendencias y variables hidrometeorológicas que dan origen a eventos de lluvia sobre nieve, y estudiar la frecuencia y magnitud de estos eventos, analizando datos históricos observados en las estaciones nivométricas Lo Aguirre y Nueva Lo Aguirre.
- Desarrollar una modelación puntual en las estaciones nivométricas Nueva Lo Aguirre, además de una modelación hidrológica de la cuenca definida por la estación DGA Maule en Los Baños, para determinar el aporte de los eventos de lluvia sobre nieve en eventos de crecidas.
- Estudiar el impacto del cambio climático en la recurrencia e intensidad de eventos de lluvia sobre nieve, en el escenario SSP5-8.5 para el período 2035–2065, utilizando información climática representativa del ArClim, mediante un experimento de sensibilidad climática para el escenario y período de análisis.

2 Revisión de antecedentes

2.1 Cambio climático

2.1.1 Antecedentes

El cambio climático se refiere a las variaciones de largo plazo en los patrones climáticos y en la temperatura media del planeta. Estas modificaciones pueden ser atribuibles tanto a causas naturales como cambios en la radiación solar o erupciones volcánicas como a actividades humanas, especialmente desde la Revolución Industrial (Pachauri et al., 2014). Entre las principales causas antropogénicas se encuentra la quema masiva de combustibles fósiles (carbón, petróleo y gas), que ha provocado un aumento sostenido en la concentración de gases de efecto invernadero (GEI) en la atmósfera, tales como el dióxido de carbono (CO_2), el metano (CH_4) y el óxido nitroso (N_2O). Estos gases interfieren en el balance energético terrestre, logrando que la Tierra capture más energía debido a la mayor capacidad de la atmósfera de absorber energía emitida desde la superficie terrestre (MMA, 2024).

Como consecuencia, se han evidenciado alteraciones significativas en el sistema climático global. Entre los efectos más destacados se encuentran el aumento de la temperatura media global, cambios en la distribución de las precipitaciones, derretimiento acelerado de glaciares, disminución de la cobertura nival y del hielo marino, aumento del nivel del mar y una mayor frecuencia e intensidad de eventos extremos, como olas de calor, inundaciones, sequías y tormentas (IPCC, 2014). Como se puede observar en la Figura 2.1, la temperatura media de la superficie terrestre ha aumentado en aproximadamente $1,1\text{ }^\circ\text{C}$ entre los años 2011 y 2020, en comparación con los niveles preindustriales (1850–1900), lo que representa el mayor calentamiento sostenido en más de 100.000 años. Además, se espera que el calentamiento global alcance los $1,5\text{ }^\circ\text{C}$ entre 2021 y 2040, lo que podría desencadenar impactos severos e irreversibles si no se adoptan medidas de mitigación ambiciosas (IPCC, 2023.)

Estos impactos no se distribuyen de manera uniforme en el planeta, ya que algunas regiones presentan una mayor vulnerabilidad, como las zonas montañosas, áridas o aquellas que dependen fuertemente de recursos hídricos estacionales. En estos territorios, el cambio climático ha afectado de forma particularmente significativa la disponibilidad, calidad y distribución temporal de los recursos hídricos, lo que representa un desafío creciente para la gestión del agua y la planificación de infraestructura resiliente (Barnett et al., 2005). Esta situación es especialmente crítica en países como Chile, donde una parte importante del suministro hídrico proviene del almacenamiento nival invernal y de los caudales generados por el deshielo (Garreaud, 2011).

Debido a estos cambios, se ha evidenciado un calentamiento sostenido del sistema climático global, acompañado de alteraciones significativas en los patrones de temperatura y precipitación a nivel mundial. La Figura 2.1 muestra la evolución de la temperatura media global desde 1850 hasta 2020, evidenciando un aumento de aproximadamente $1,1\text{ }^\circ\text{C}$ en el período 2011–2020 respecto a los niveles preindustriales (IPCC, 2023). Este incremento confirma la tendencia al alza de la temperatura superficial y refuerza la necesidad de comprender las posibles trayectorias futuras del clima.

En este contexto, surge un creciente interés por anticipar los cambios futuros en el sistema climático. Para ello, se han desarrollado distintos escenarios de proyección que permiten evaluar posibles trayectorias de cambio bajo diversos contextos sociales, económicos y tecnológicos.

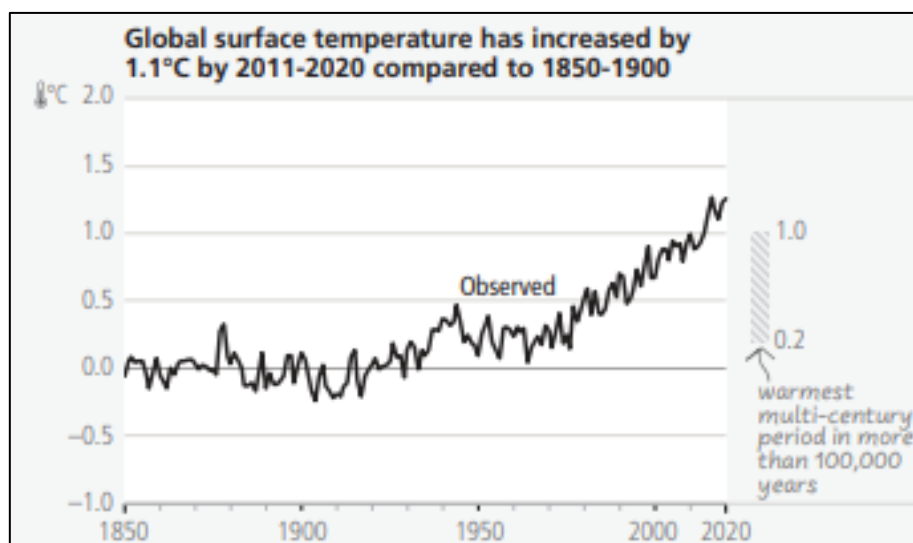


Figura 2.1 :Evolución de la temperatura media global desde 1850 hasta 2020. Fuente: IPCC (2023).

2.1.2 Escenarios de cambio climático según trayectorias SSP

En los últimos años, un equipo internacional de científicos del clima, economistas y modeladores de sistemas energéticos desarrolló un nuevo conjunto de escenarios denominados Trayectorias Socioeconómicas Compartidas (*Shared Socioeconomic Pathways*, SSP por sus siglas en inglés). Estas trayectorias, introducidas en el Sexto Informe de Evaluación (AR6²), constituyen un marco conceptual que permite evaluar el impacto potencial del cambio climático bajo distintos contextos de crecimiento económico, evolución demográfica, gobernanza, tecnología y uso del suelo (Riahi et al., 2017).

A diferencia de los anteriores escenarios RCP utilizados en el AR5³, los nuevos SSP permiten analizar tanto la evolución de las emisiones de gases de efecto invernadero como los contextos sociales y económicos, lo que permite una mejor evaluación de los desafíos para la mitigación y adaptación climática.

Con el objetivo de proyectar los posibles efectos del cambio climático, los escenarios SSP se combinan con modelos climáticos globales desarrollados en el marco del proyecto CMIP6, lo que permite simular el comportamiento futuro de variables clave como la temperatura media del aire, las precipitaciones y la ocurrencia de eventos extremos bajo distintos escenarios socioeconómicos (IPCC, 2021). A partir de esta combinación, el IPCC obtiene cinco escenarios principales, cada uno asociado a un nivel específico de forzamiento radiativo (W/m^2), que permite determinar distintos grados de calentamiento global proyectado hacia el año 2100. Los cuales se describen a continuación:

- **SSP1-1.9 y SSP1-2.6:** Corresponden a trayectorias de muy bajas y bajas emisiones, respectivamente. Representan un mundo sostenible, con alta cooperación internacional, políticas climáticas ambiciosas, tecnologías limpias y menor uso de los recursos naturales.

² AR6 corresponde al Sexto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático, publicado por el IPCC en 2021.

³ RCP son las “Representative Concentration Pathways” (Trayectorias de Concentración Representativas), y AR5 hace referencia al Quinto Informe de Evaluación del Panel Intergubernamental sobre Cambio Climático (IPCC).

SSP1-1.9 está alineado con el objetivo de limitar el calentamiento global a 1,5 °C, mientras que SSP1-2.6 permitiría mantenerlo por debajo de 2 °C.

- **SSP2-4.5:** Es un escenario climático intermedio, que refleja una continuación de las tendencias actuales sin presentar cambios significativos, es decir, con avances tecnológicos y climáticos moderados. En este caso, las emisiones aumentan hasta mediados de siglo y posteriormente se estabilizan.
- **SSP3-7.0:** Describe un mundo con alta fragmentación regional, donde predominan los intereses nacionales, por lo que existe una escasa cooperación internacional y existe un bajo desarrollo tecnológico. En consecuencia, las emisiones crecen sin un control significativo, generando grandes impactos.
- **SSP5-8.5:** Corresponde a un escenario con emisiones muy altas, impulsado por un rápido crecimiento económico y una fuerte dependencia de combustibles fósiles. Aunque existen avances tecnológicos, estos no se enfocan en la mitigación.

Las diferentes proyecciones de temperatura global en superficie se observan en la Figura 2.2, donde se muestra la evolución proyectada del calentamiento global desde 1950 hasta el año 2100 para cada una de las trayectorias SSP. En ella se puede observar que los escenarios de muy bajas emisiones (SSP1-1.9 y SSP1-2.6) presentan una estabilización del aumento de temperatura hacia mediados de siglo, mientras que los escenarios de altas y muy altas emisiones (SSP3-7.0 y SSP5-8.5) muestran un aumento sostenido, superando los 3 y 4 °C, respectivamente. Esta información permite visualizar de forma clara la magnitud del cambio climático asociado a cada trayectoria.

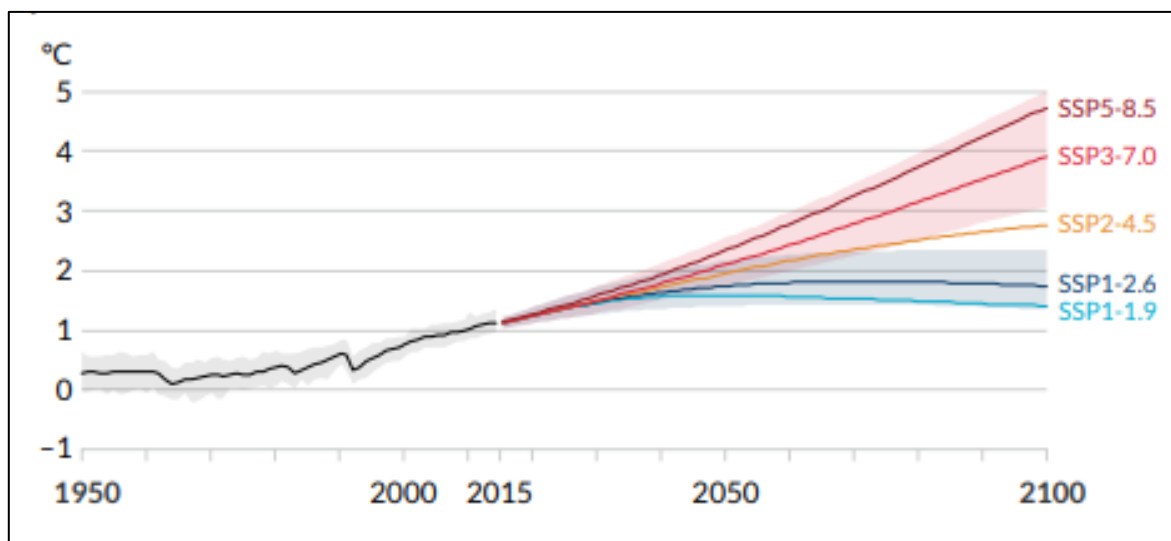


Figura 2.2: Proyecciones de cambio en la temperatura global en superficie (°C) con respecto al período 1850–1900, para diferentes trayectorias SSP. Fuente: IPCC, 2021.

2.1.3 Evidencia y Proyecciones en Chile

Diversos estudios científicos han documentado de manera consistente que el clima de Chile ha experimentado cambios significativos durante las últimas décadas. Si bien la magnitud varía según el lugar geográfico, todos dejan evidenciados cambios en el clima de Chile, llegando como resultado general a una tendencia hacia el calentamiento y una disminución sostenida de las precipitaciones, especialmente en la zona centro y centro-sur del país (Burger et al., 2018; Garreaud, 2011).

En el estudio de Falvey & Garreaud, (2009) realizaron un análisis de series temporales entre 1979 y 2006 para estaciones ubicadas en la zona central, observando un patrón contrastante: mientras en la costa las temperaturas han disminuido a razón de $-0,15\text{ }^{\circ}\text{C}$ por década, en la cordillera el aumento ha sido cercano a $+0,25\text{ }^{\circ}\text{C}$ por década, atribuible a una intensificación del anticiclón subtropical del Pacífico Sur, lo cual fue posteriormente respaldado por Garreaud, (2011), en donde en este nuevo estudio destacó que el calentamiento es más notorio en sectores interiores y cordilleranos, en contraste con un enfriamiento costero. Además, estudios más recientes como el de Burger et al., (2018) destacan que las tendencias altitudinales y refuerzan este contraste térmico, observándose los mayores aumentos en zonas de altura. Además, Gonzalez et al., (2024) señalan impactos significativos en la disponibilidad hídrica futura, con reducciones proyectadas de entre un 15% y un 40% en los caudales anuales bajo distintos escenarios de cambio climático, sobre todo en cuencas costeras de la zona central.

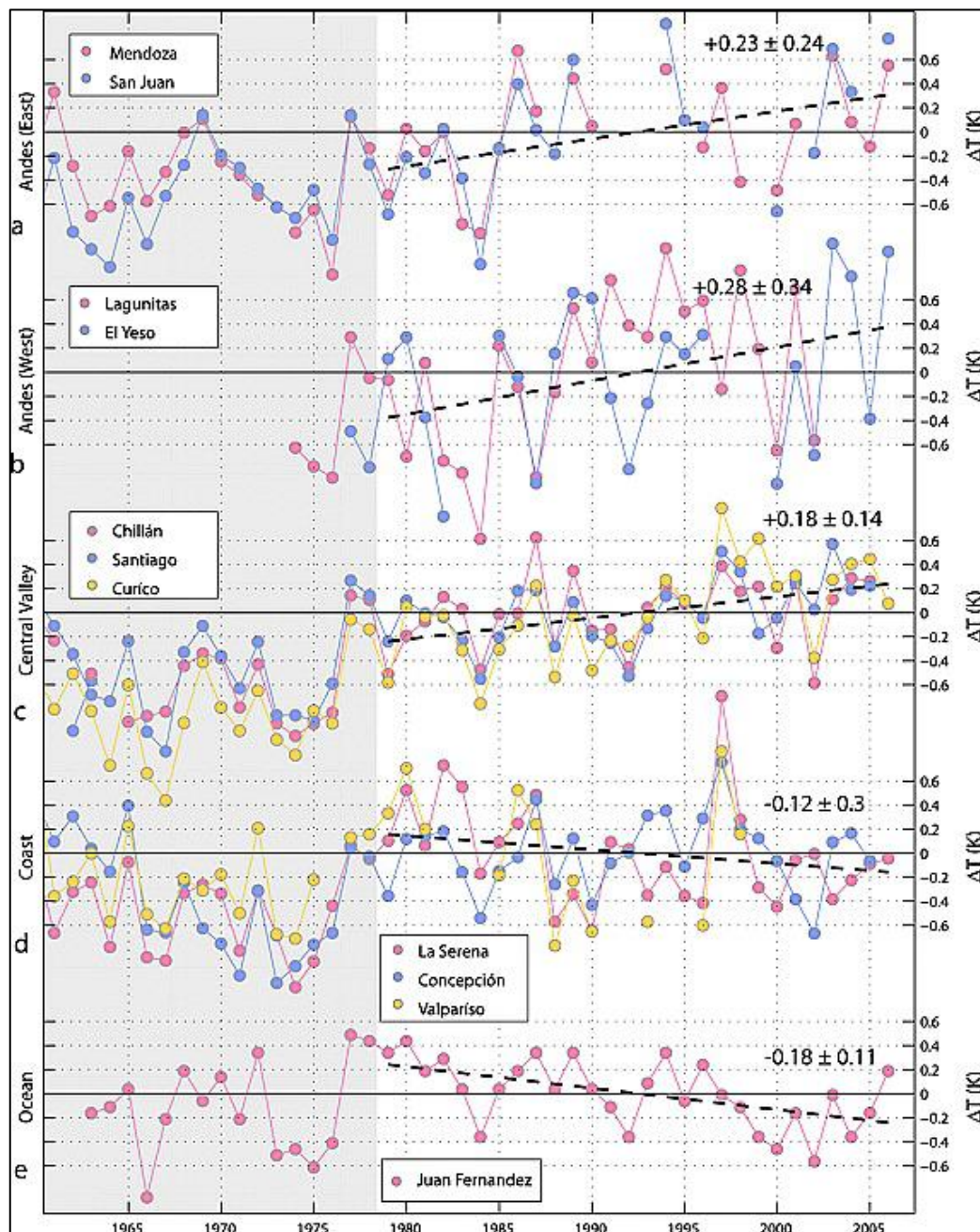


Figura 2.3: Variación de temperatura media anual observadas entre 1965 y 2006 en distintas zonas de Chile central según altitud. Fuente: Adaptado por Falvey & Garreaud, (2009).

En cuanto a las precipitaciones, el Boletín Climático Nacional de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC, 2023) señala que el 2022 fue el decimotercer año más seco desde 1961, con un déficit del 22 % respecto al promedio 1961–1990. Además, se reporta una tendencia decreciente de aproximadamente -26 mm por década a nivel nacional. A nivel regional, Garreaud, (2011) identificó una tendencia negativa de hasta 100 mm por década en sectores como Valdivia, basada en series de observaciones históricas.

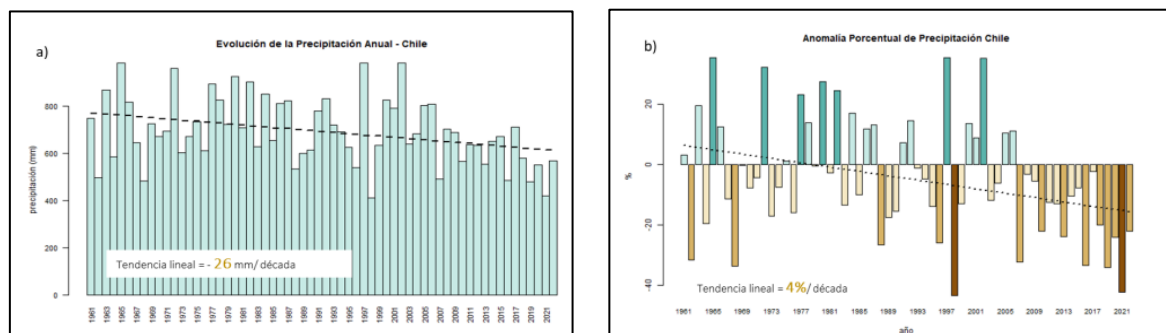


Figura 2.4: Precipitación anual para Chile en mm y anomalía porcentual de precipitación respecto al promedio 1961-1990. Fuente: Adaptado por DMC, 2023.

Proyecciones climáticas futuras realizadas mediante técnicas de downscaling (Araya-Osses et al., 2020) estiman que, bajo el escenario RCP 8.5, la temperatura media en el país podría aumentar entre 2 y 4 °C hacia fines de siglo, siendo los mayores incrementos en el norte y la cordillera. Asimismo, se proyecta una disminución de hasta un 20% en las precipitaciones en regiones como Valparaíso, Metropolitana y O'Higgins, con impactos significativos en la disponibilidad de agua para consumo humano, agricultura y generación hidroeléctrica. Estas estimaciones reafirman los posibles impactos críticos sobre la disponibilidad de agua en varias regiones del país.

2.2 Hidrología de nieve

Las ciencias hídricas abarcan el estudio del agua en sus múltiples formas y procesos, incluyendo su distribución, circulación, propiedades físicas y químicas, así como su interacción con los ecosistemas y la atmósfera. En este contexto, la hidrología se define como la ciencia que estudia el ciclo hidrológico, es decir, la continua circulación del agua entre la superficie terrestre y la atmósfera, mediante procesos como la precipitación, infiltración, escorrentía, evaporación y transpiración vegetal (Ven Te Chow et al., 1994).

La hidrología de nieve constituye un campo especializado de la hidrología que se enfoca en los procesos relacionados con la acumulación, transformación y liberación del agua en forma de nieve. Esta disciplina es fundamental en regiones montañosas o de latitudes medias y altas, donde el manto nival actúa como un reservorio temporal, almacenando agua durante el invierno y liberándola gradualmente durante el derretimiento estacional (Mills, 2022). El estudio del comportamiento del manto depende de variables como la densidad, temperatura y contenido de agua líquida de la nieve, además de los procesos de fusión, sublimación y transporte, que están influenciados por factores meteorológicos como la radiación solar, la temperatura del aire, el viento y la humedad relativa. Para estudiar su dinámica, es necesario aplicar modelos de balance de masa y energía sobre un volumen de control, lo que permite estimar los cambios diarios o estacionales del manto nival (Pomeroy et al., 2022).

Comprender estos procesos en cuencas donde la nieve representa una parte importante del aporte hídrico anual es crucial, debido a que su dinámica condiciona la gestión del agua disponible para consumo humano, riego y generación eléctrica. Mas aún en un contexto de cambio climático, donde los patrones de temperatura, precipitación, acumulación y fusión de nieve cambian constantemente. En este escenario, la hidrología de nieve resulta clave para anticipar situaciones de escasez, variabilidad y riesgo (Barnett et al., 2005).

2.2.1 Conceptos y Procesos nivales

El manto nival representa un reservorio estacional de agua en cuencas de montaña, cuya evolución está dominada por procesos físicos clave: acumulación, transporte eólico, fusión, sublimación y derretimiento. Estos procesos controlan la forma, distribución y disponibilidad del agua almacenada, y determinan el momento en que se libera hacia la red de drenaje (DeWalle & Rango, 2008; Pomeroy et al., 2022).

Una variable esencial para cuantificar el contenido hídrico del manto es el equivalente en agua de nieve (SWE, por sus siglas en inglés), que expresa el volumen de agua líquida equivalente al derretimiento completo del manto. Se calcula mediante:

$$SWE = H \cdot (\rho_s / \rho_w)$$

donde:

- H es la altura de nieve (mm),
- ρ_s es la densidad de la nieve (kg/m^3),
- ρ_w es la densidad del agua (aproximadamente 1000 kg/m^3).

La altura de nieve corresponde a la profundidad total del manto acumulado sobre el terreno, mientras que su densidad varía en función del tipo de precipitación, metamorfismo térmico, compactación y contenido de agua líquida. En términos generales, la densidad de la nieve fresca se encuentra entre 50 y 150 kg/m^3 , mientras que en la nieve más vieja o compactada puede alcanzar valores entre 300 y 500 kg/m^3 , e incluso superar los 600 kg/m^3 en condiciones húmedas o cercanas al derretimiento (DeWalle & Rango, 2008; Pradhananga & Pomeroy, 2022). Ambas variables están directamente relacionadas con la cantidad de agua almacenada y el momento en que esta será liberada (Marks et al., 1998)

Entre los procesos nivales más relevantes se encuentra la acumulación, que se produce a partir de la precipitación en forma sólida. Su distribución e intensidad dependen tanto de condiciones meteorológicas (como frentes fríos, temperatura y humedad) como de factores topográficos (altitud, pendiente, orientación). La acumulación no es uniforme en la cuenca, ya que el manto nival también está sujeto a procesos de transporte eólico, los cuales redistribuyen la nieve mediante arrastre superficial, saltación y suspensión turbulenta, generando heterogeneidades en la altura de nieve (HS) y en el SWE (DeWalle & Rango, 2008). La Figura 2.5 ilustra estos mecanismos de transporte.

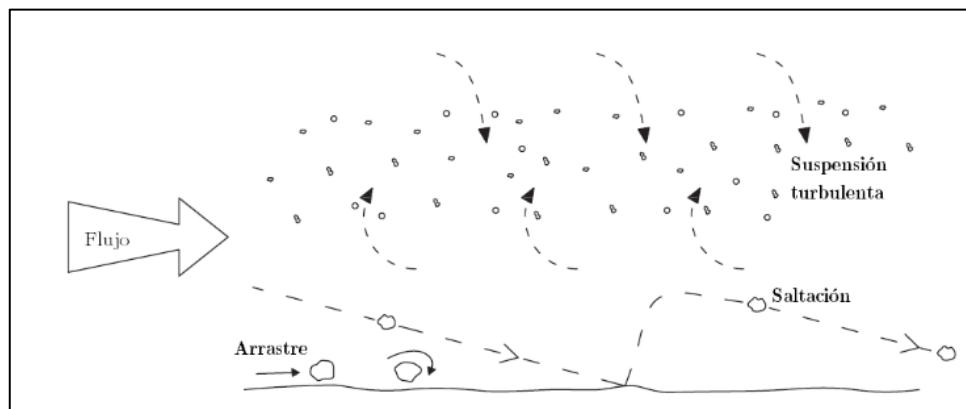


Figura 2.5: Mecanismos de transporte de nieve: arrastre, saltación y suspensión turbulenta. Fuente: Adaptado por DeWalle & Rango, 2008.

El transporte de nieve también contribuye a intensificar la sublimación, proceso mediante el cual el hielo pasa directamente al estado de vapor sin fundirse. Esta transformación implica una pérdida de masa que no se traduce en escorrentía, lo cual puede tener efectos importantes en la disponibilidad hídrica durante el deshielo (Marks et al., 1998).

Finalmente, el derretimiento ocurre cuando el balance energético neto en la superficie del manto es positivo, es decir, cuando la energía disponible excede el umbral térmico necesario para iniciar la fusión (0 °C). Este proceso está controlado por múltiples factores, entre ellos: la radiación solar, la temperatura del aire, la nubosidad, la humedad relativa y la naturaleza del terreno subyacente. El derretimiento constituye la principal vía de generación de escorrentía desde la nieve y es un componente crítico en la modelación hidrológica, especialmente en escenarios de crecidas o eventos extremos en primavera y verano (Barnett et al., 2005).

2.2.2 Balance de energía

El balance de energía del manto nival representa un componente fundamental en la hidrología de nieve, ya que regula los procesos de fusión, recongelamiento, sublimación y evaporación. Este balance describe el intercambio de energía entre la superficie del manto nival y su entorno, y permite comprender en qué momento y con qué intensidad se genera escorrentía a partir del deshielo (DeWalle & Rango, 2008; Pomeroy & Essery, 1999).

Este análisis energético se realiza sobre un volumen de control, con límite superior en la interfaz atmósfera-nieve e inferiormente por la interfaz nieve-suelo (Helgason & Pomeroy, 2012). Este puede obtener mediante la ecuación

$$\Delta Q_i = Q_{ns} + Q_{nl} + Q_h + Q_e + Q_r + Q_g - Q_m$$

Donde:

- ΔQ_i : Variación de energía interna del manto nival.
- Q_{ns} : Radiación neta de onda corta.
- Q_{nl} : Radiación neta de onda larga.
- Q_h : Flujo de calor sensible.
- Q_e : Flujo de calor latente.
- Q_r : Energía producto de la precipitación líquida.
- Q_g : Flujo de calor hacia o desde el suelo.
- Q_m : Energía utilizada en la fusión de nieve.

Todos los valores expresan en unidades [W/m^2] y según la convención utilizada, los flujos positivos indican un ingreso neto de energía al manto nival (Helgason & Pomeroy, 2012).

El comportamiento del manto está condicionado por los distintos flujos de energía que interactúan con su superficie, los cuales determinan si se produce un derretimiento o enfriamiento. Cuando el balance energético es positivo, es decir, existe un excedente de energía disponible, se favorece la fusión de la nieve; en cambio, un balance negativo implica una pérdida de energía, lo que propicia el enfriamiento del manto o su recongelación. Dentro de los términos más relevantes destacan la radiación neta de onda corta, proveniente del sol, y la radiación de onda larga, proveniente de la atmósfera y de la propia superficie terrestre, las cuales actúan principalmente en la interfaz superior del manto y desempeñan un papel fundamental durante el proceso de deshielo estacional (Marks et al., 1998).

La Figura 2.6 presenta un esquema conceptual que muestra la interacción de estos flujos con la superficie del manto nival, resaltando el origen y destino de cada componente energético.

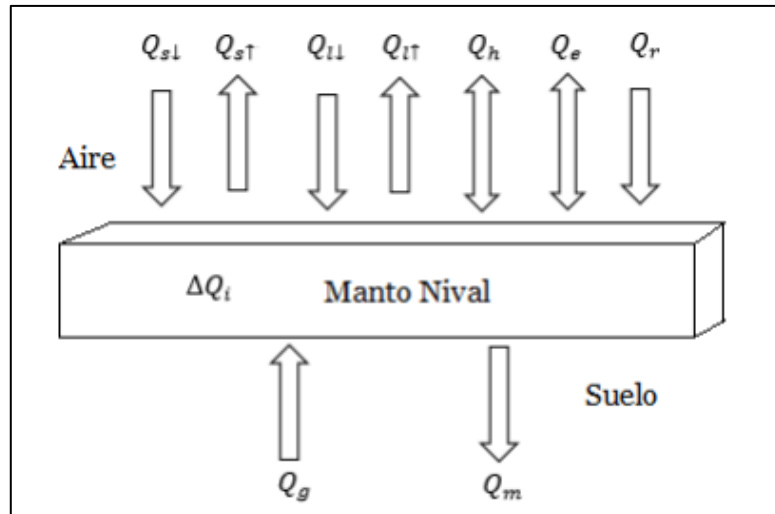


Figura 2.6: Interacción de los flujos energéticos con el manto nival. $Q_{s\downarrow}$ y $Q_{s\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda corta incidente y reflejada respectivamente. Análogamente, $Q_{l\downarrow}$ y $Q_{l\uparrow}$ hacen referencia a la radiación de onda larga incidente y reflejada. Fuente: Adaptado por Prado Ceroni, 2017.

2.2.3 Eventos de lluvia sobre nieve

Uno de los fenómenos meteorológicos que ha adquirido una relevancia creciente en las investigaciones hidrológicas, dado su rol cada vez más destacado en la generación de crecidas extremas en cuencas montañosas, particularmente bajo escenarios de cambio climático, es el evento de lluvia sobre nieve (Brandt et al., 2022). Este fenómeno ocurre cuando la precipitación líquida incide sobre un manto nival existente, generando su derretimiento acelerado. Este proceso combina el efecto térmico de la lluvia con condiciones meteorológicas cálidas, que entregan energía suficiente para fundir la nieve. Su ocurrencia está determinada por varios factores, entre ellos: la temperatura del aire, la estructura del manto nival, la intensidad de la lluvia, la velocidad del viento y los flujos de energía presentes en la atmósfera.

Existen muchos estudios en diversas regiones de montañosas que han mostrado resultados relevantes sobre la dinámica energética de estos eventos. Uno de esos es el estudio de Wurzer et al., (2016), donde por medio del modelo SNOWPACK en los Alpes suizos, analizaron 1.000 eventos ROS y concluyeron que los flujos turbulentos (calor sensible y latente) son los principales responsables del derretimiento del manto nival, especialmente en eventos con altos contenidos iniciales de agua líquida. La lluvia, por su parte, representa en promedio el 73 % de la escorrentía generada durante estos eventos, siendo el derretimiento responsable del 27 % restante. Además, se encontró que el calor advectado por la lluvia puede aportar hasta un 13 % de la energía total, dependiendo de su temperatura e intensidad.

En otro estudio, Gunther, (2015) aplicó el modelo CRHM en las Montañas Rocosas canadienses para analizar la sensibilidad del deshielo a factores como la topografía, las condiciones meteorológicas y el uso del suelo. Los resultados mostraron que la radiación de onda larga es dominante en eventos cálidos y nublados, mientras que los flujos turbulentos se vuelven relevantes con altas velocidades de viento. Por ejemplo, un aumento de 10 °C en la temperatura del aire provocó entre 66 y 77 mm adicionales de deshielo, dependiendo de la cobertura del terreno. Asimismo, una triplicación de la velocidad del viento generó hasta 41 mm extra de fusión en zonas abiertas, mientras que bajo cubierta forestal el efecto fue casi nulo.

En el estudio de (Marks et al., 1998) se estudió un evento extremo de ROS ocurrido en febrero de 1996 en las montañas Cascade, Oregón. En ese periodo, el caudal del río South Santiam aumentó desde 20 m³/s hasta cerca de 900 m³/s en solo cinco días. El análisis evidenció que los flujos de calor sensible y latente, junto con la condensación sobre la superficie de nieve, fueron los principales mecanismos

responsables del derretimiento acelerado. En sitios abiertos, la pérdida de nieve alcanzó hasta 258 mm, mientras que en zonas boscosas fue de solo 48 mm, debido a la reducción de viento y radiación directa.

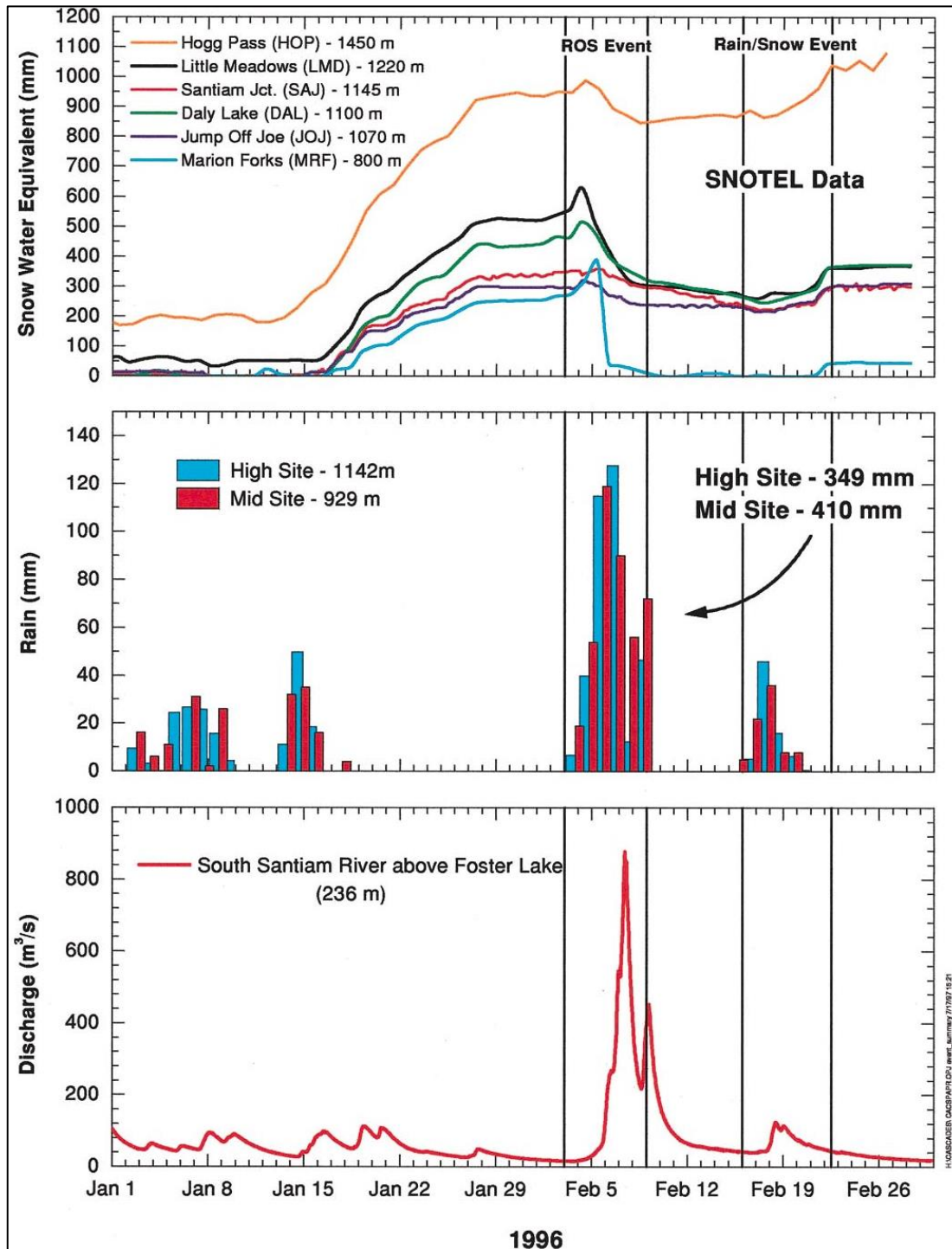


Figura 2.7: Evolución de la equivalencia de agua de nieve, precipitación y caudal en el río South Santiam durante el evento ROS de febrero de 1996. Fuente: Adaptado por (Marks et al., 1998).

En relación con el comportamiento proyectado de estos eventos bajo escenarios de cambio climático, Surfleet y Tullos (2013) modelaron la cuenca del río Santiam (Oregón) con el fin de evaluar la frecuencia de ROS en el futuro. Sus resultados indican que, históricamente, entre el 64 % y 70 % de los eventos de caudales máximos diarios estuvieron asociados a ROS, mientras que hacia el año 2080 esta frecuencia

se reduciría a cerca del 30 % en las zonas de media y baja altitud, debido a la disminución de la cobertura nival. En contraste, en las zonas de mayor altitud, donde actualmente la lluvia es menos frecuente, se espera un aumento en la ocurrencia de ROS por el ascenso de la isoterma 0 °C.

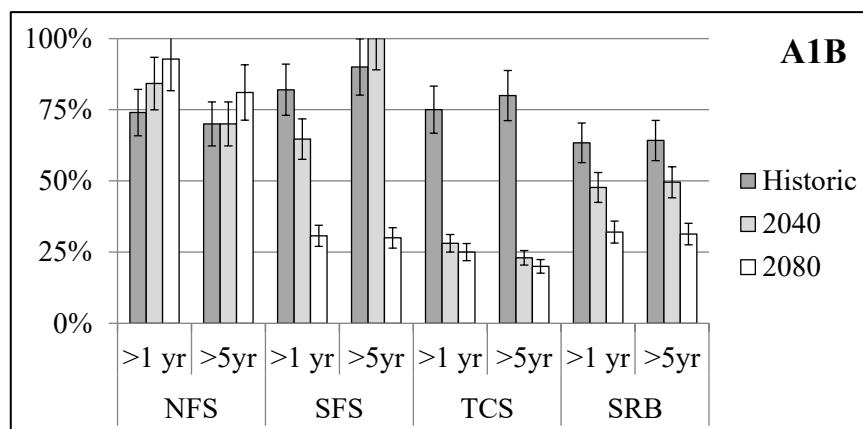


Figura 2.8: Porcentaje de caudales máximos diarios ≥ 1 y ≥ 5 años de intervalos de retorno a partir de la mediana de eventos simulados de lluvia sobre nieve para los períodos históricos, 2040 y 2080 para North Santiam por debajo de Boulder Creek (NFS), South Santia.

En contexto nacional, estudios recientes han confirmado la existencia y relevancia de estos eventos en la zona central de Chile. Glasner (2022), mediante un análisis de tormentas cálidas en cuencas andinas, identificó que los ROS en esta región ocurren típicamente al inicio de los frentes, en presencia de isoterma 0 °C altas (sobre 2.000 m), asociadas a ríos atmosféricos intensos. En casos extremos, se ha documentado la pérdida total de nieve en ciertas bandas altitudinales. Por ejemplo, en la cuenca del río Teno, se observó una pérdida de cobertura nival de hasta un 2,5 % en eventos individuales, lo que estuvo acompañado por un aumento notable en el caudal y una respuesta hidrológica acelerada. En cuanto a su frecuencia, se ha determinado que estos eventos se vuelven más comunes hacia el sur del país y en cotas más bajas, lo que se puede observar en la Figura 2.9. La cuenca del río Ñuble, por ejemplo, presenta hasta 19,6 eventos ROS al año, frente a solo 1,6 en la cuenca del Aconcagua.

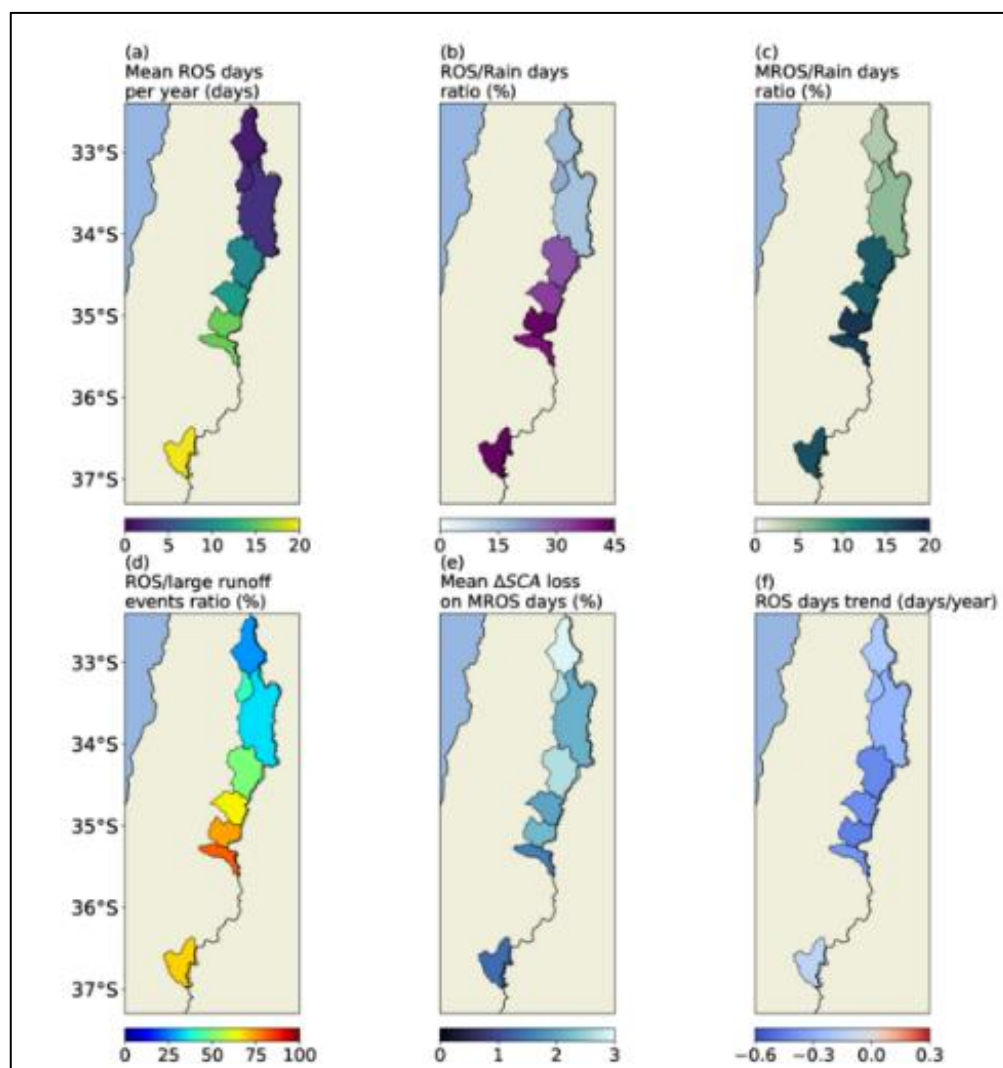


Figura 2.9: Frecuencia, características y contribución de los eventos ROS.
Fuente: Adaptado Glasner,(2022).

Cuando se consideran únicamente los episodios con pérdida significativa de nieve, estas cifras se reducen a 7,2 y 0,4, respectivamente. Además, se ha observado que más del 50 % de los caudales máximos registrados en ciertas cuencas del sur se asocian a lluvia sobre nieve. No obstante, en muchos casos, el aporte del derretimiento sigue siendo secundario frente al volumen de precipitación líquida, aunque puede acelerar la respuesta hidrológica (Glasner Vivanco, 2022) .

2.3 Modelación Hidrológica

La modelación hidrológica es una herramienta fundamental para representar, analizar y predecir el comportamiento del ciclo del agua en una cuenca. Mediante estos modelos es posible simular procesos como precipitación, escorrentía, infiltración, fusión nival, evapotranspiración, entre otros, los cuales permiten comprender la dinámica hidrológica de una cuenca y evaluar su respuesta ante distintos escenarios, como el cambio climático o eventos extremos.

Existen distintos tipos de modelos hidrológicos. Según su conceptualización, pueden ser empíricos (basados en relaciones estadísticas), conceptuales (representan el sistema con estructuras simplificadas) o basados en procesos (utilizan leyes físicas para simular los procesos). En cuanto a su representación

espacial, pueden ser concentrados, semi-distribuidos o distribuidos, los cuales representan la variabilidad espacial del terreno, clima y uso del suelo de forma detallada (Cabrera & Eng, 2012).

2.3.1 Modelo CRHM

El *Cold Regions Hydrological Modelling* (CRHM) es una plataforma de modelación hidrológica, diseñada para simular procesos clave del ciclo hidrológico en regiones donde predominan condiciones de nieve, hielo y suelos congelados. El modelo fue desarrollado por el *Centre for Hydrology* de la Universidad de Saskatchewan, y tiene como objetivo representar de forma detallada, procesos como acumulación y fusión de nieve, sublimación, escorrentía superficial y subsuperficial, entre otros (Pradhananga & Pomeroy, 2022).

CRHM es un modelo de base física, en el que los procesos hidrológicos se representan mediante ecuaciones fundamentadas en los principios de conservación de la masa y la energía. Se organiza de forma modular, permitiendo seleccionar e integrar distintos bloques de simulación según los procesos relevantes de la cuenca y los objetivos del estudio. Además, es un modelo semi-distribuido, ya que representa espacialmente la cuenca mediante unidades de respuesta hidrológica (URHs), en las cuales se resuelven de forma independiente los balances de masa y energía (Jara, 2017).

Entre los procesos que pueden ser representados mediante sus módulos se encuentran: el transporte de nieve por viento, la sublimación, la interceptación de precipitación por vegetación, la fusión de nieve y hielo, la infiltración en suelos congelados o no, la evapotranspiración, el almacenamiento de humedad en el suelo, el escurrimiento superficial, el flujo subsuperficial, el flujo base y la dinámica de humedales, entre otros. Estos procesos y flujos se muestran en la Figura 2.10.

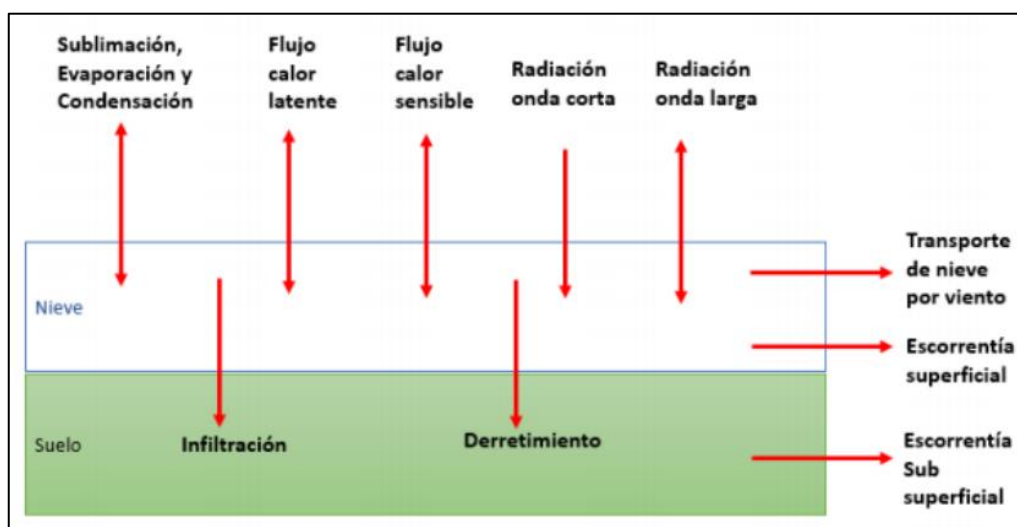


Figura 2.10: Diagrama de flujos de energía y procesos simulados por el modelo CRHM. Fuente: Adaptado por Courmerme Gonzalez,(2021).

CRHM representa espacialmente las características de la cuenca a través de Unidades de Respuesta Hidrológica (URHs), donde cada una de ellas corresponde a un área de la cuenca que presenta condiciones relativamente homogéneas en términos de altitud, pendiente, orientación y cobertura del suelo, entre otros. Cada URH se modela de forma independiente, lo que permite capturar la variabilidad espacial de los procesos hidrológicos.

El funcionamiento general de CRHM se estructura a partir del ingreso de información meteorológica, la configuración modular del modelo y la asignación de parámetros físicos. Las variables forzantes, como temperatura del aire, precipitación, humedad relativa y velocidad del viento deben ser ingresadas

de forma independiente para cada URH, respetando las condiciones específicas de cada unidad. Posteriormente, se seleccionan los módulos que representan los procesos hidrológicos relevantes para el estudio, como fusión nival, escorrentía, infiltración, entre otros. Cada uno de estos módulos incluye parámetros físicos que pueden ser ajustados según las características de la cuenca y de cada URH, tales como tipo de suelo, cobertura vegetal, pendiente u orientación. Con esta configuración realizada, el modelo resuelve los balances de masa y energía, permitiendo simular el comportamiento hidrológico del sistema bajo distintas condiciones climáticas.

3 Zona de estudio

3.1 Antecedentes generales

La zona de estudio corresponde a la cuenca alta del río Maule, delimitada por la estación fluviométrica de la Dirección General, Maule en Los Baños (Lat. -35.42° , Lon. -70.76°). Se ubica en el sector cordillerano de la Región del Maule, cercana a la frontera con Argentina y a aproximadamente 145 km al este de la ciudad de Talca. La cuenca presenta una superficie aproximada de 1.171 km^2 y un rango altitudinal entre 955 y 3.251 m.s.n.m., extendiéndose aproximadamente entre las latitudes $36.20^\circ \text{ S} - 35.70^\circ \text{ S}$ y las longitudes $70.30^\circ \text{ O} - 70.80^\circ \text{ O}$. La Figura 3.1 muestra la ubicación de la cuenca y su delimitación principal, destacando el emplazamiento de la Laguna del Maule, principal cuerpo de agua del sector.

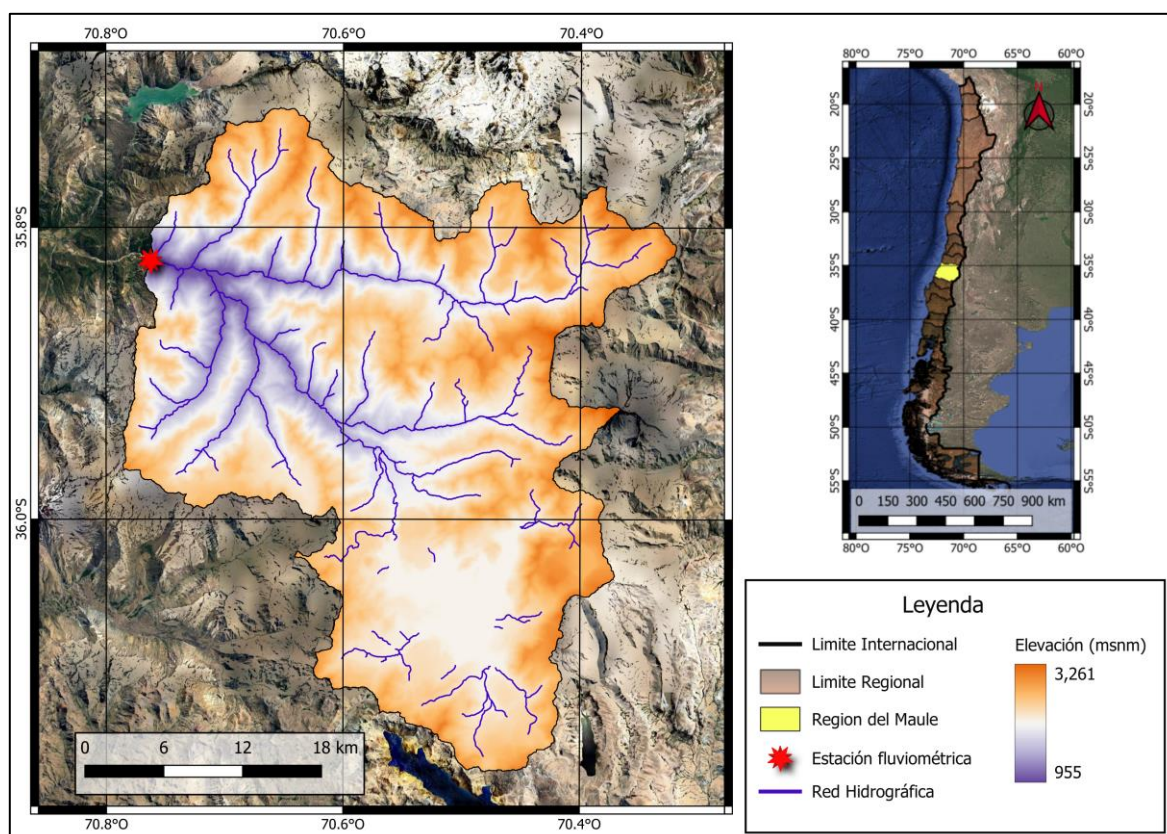


Figura 3.1: Ubicación de la cuenca.

El cauce principal de la cuenca en estudio corresponde al río Maule, cuyo nacimiento se sitúa en la Laguna del Maule, en el sector alto de la cuenca. Desde ese punto, el río fluye predominantemente hacia el oeste hasta desembocar en el océano Pacífico, en la ciudad de Constitución, con una longitud total aproximada de 240 km.

La Laguna del Maule es un cuerpo de agua de origen natural, situado a una altitud aproximada de 2.165 m.s.n.m., próximo a la frontera con Argentina. Presenta una superficie media cercana a los 50 km^2 , con variaciones estacionales en función de su almacenamiento y operación. Aunque es de origen natural, actualmente está regulada mediante un sistema de represas y compuertas, alcanzando una capacidad de almacenamiento de aproximadamente 1420 hm^3 (Junta de Vigilancia Río Maule, 2021). La laguna recibe aportes de pequeños ríos y esteros de alta montaña, alimentados principalmente por acumulación nival y deshielos, constituyendo la principal fuente de caudal para el tramo alto del río Maule.

3.2 Condiciones hidroclimáticas

La cuenca del río Maule en Los Baños se encuentra bajo la influencia de un clima mediterráneo, caracterizado por precipitaciones concentradas en la temporada de invierno y veranos secos, con marcadas variaciones térmicas entre estaciones. Las diferencias de altitud y las condiciones propias de la cordillera de los Andes generan variaciones internas que permiten distinguir dos bioclimas (DGA, 2004):

- Mediterráneo pluviestacional - oceánico: presente en los sectores cordilleranos ubicados bajo los 2.000 m.s.n.m.
- Mediterráneo pluviestacional - continental: característico de las zonas andinas altas, por sobre los 2.000 m.s.n.m.

La Figura 3.2 muestra el climograma de la cuenca, elaborado a partir del reanálisis climático ERA5-Land, para el periodo enero 2010 – diciembre 2023. Se observa una precipitación media anual de 1.151 mm/año, concentrada principalmente entre mayo y agosto, y temperaturas medias mensuales que varían entre -5 °C en julio (mes más frío) y 12 °C en enero (mes más cálido).

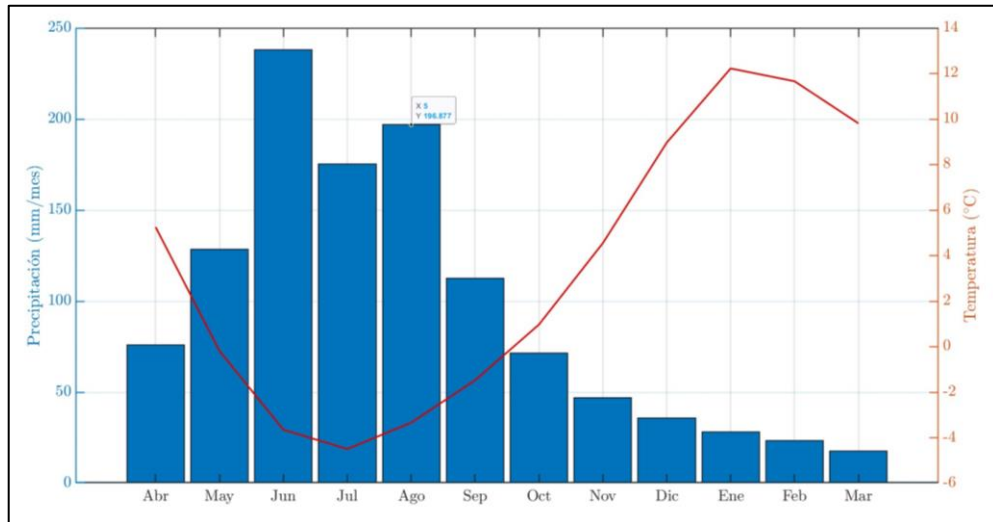


Figura 3.2: Climograma de la cuenca del río Maule en Los Baños, elaborado a partir reanálisis climático ERA5 Land (enero 2010 – diciembre 2023).

La cuenca presenta un régimen hidrológico nival-pluvial, con un caudal medio máximo de 81 m³/s en noviembre, asociado principalmente a la fusión de nieve acumulada durante el invierno, y un incremento secundario en julio de 19 m³/s, vinculado a las precipitaciones invernales (Figura 3.3). Los caudales más bajos se registran entre marzo y mayo, coincidiendo con el inicio del otoño, periodo en el que la nieve ya se ha derretido y las precipitaciones comienzan a incrementarse.

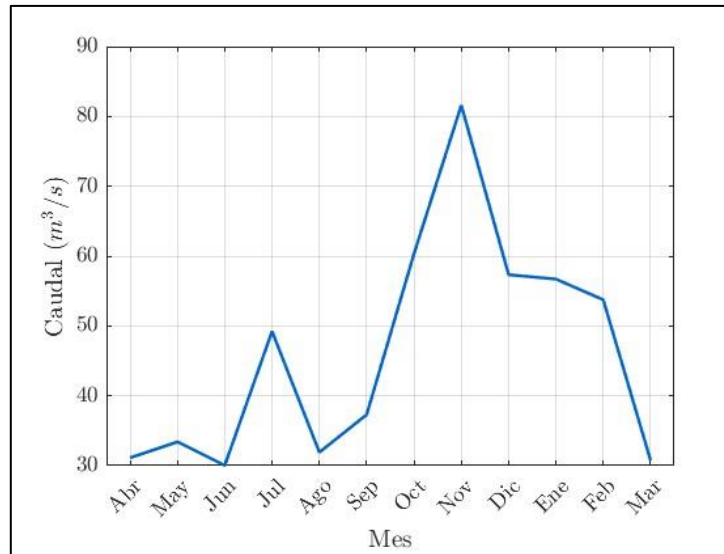


Figura 3.3: Caudal medio mensual en la estación fluviométrica Río Maule en Los Baños (DGA), periodo 2003–2023.

3.3 Geomorfología

El análisis de las características geomorfológicas de la cuenca alta del río Maule se realizó a partir de un Modelo Digital de Elevación (DEM, por sus siglas en inglés Digital Elevation Model), elaborado a partir de imágenes satelitales que representan la altitud del terreno en formato digital.

A partir de este modelo se determinaron los principales parámetros morfométricos de la cuenca, los cuales se presentan en la Tabla 1.

Tabla 1: Características morfológicas de la cuenca.

Parámetro	Valor	Unidad
Área	1176	Km ²
Altura máxima	3261	m.s.n.m
Altura mínima	955	m.s.n.m
Altura media	2324	m.s.n.m
Pendiente media	39	%
Longitud del cauce principal	36.12	Km
Pendiente del cauce principal	3.4%	%

La curva hipsométrica (Figura 3.4) representa el relieve de la cuenca, la cual presenta un rango altitudinal entre 955 y 3.261 m s.n.m., con una altura media de 2.324 m s.n.m. Se observa que un poco menos del 50 % de la superficie total se encuentra sobre los 2.400 m s.n.m., lo que refleja el predominio de sectores de alta montaña. Alrededor del 40 % del área se concentra entre los 2.000 y 2.400 m s.n.m., mientras que entre un 15 % y un 20 % se localiza por debajo de los 2.000 m s.n.m., altitud que corresponde aproximadamente a la línea de nieve media en la zona central de Chile (Garreaud, 1992).

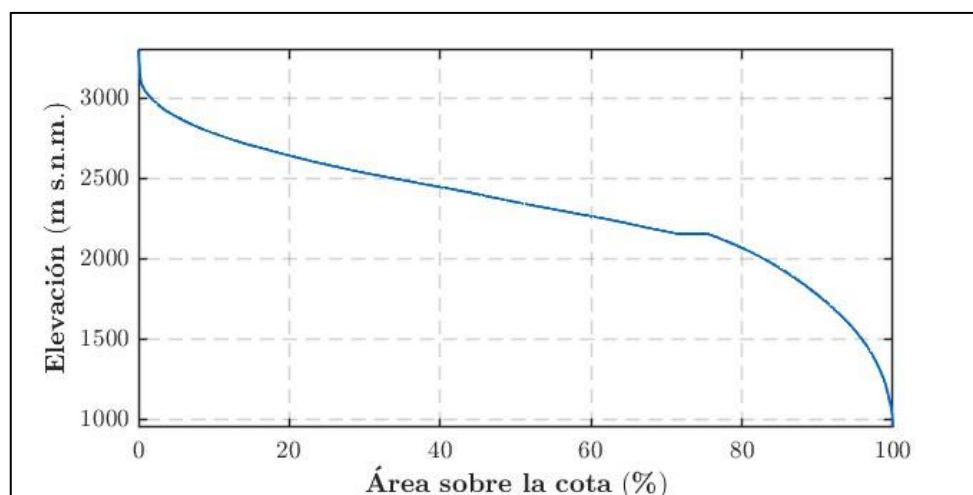


Figura 3.4: Curva hipsométrica cuenca Río Maule en los Baños.

3.4 Cobertura de suelo

La cobertura de suelo de la cuenca fue caracterizada a partir del producto Land Cover Chile (Zhao et al., 2016), el cual clasifica el territorio continental en diferentes categorías de uso y cobertura, con una resolución espacial de 30 m. Este sistema se organiza en tres niveles jerárquicos, considerando 10 clases en el nivel 1, 30 en el nivel 2 y 35 en el nivel 3 (Jaime Hernández et al., 2016).

Según la clasificación obtenida, en la cuenca predomina la presencia de tierras desnudas (64,87%), seguida por pastizales (16,90%), matorrales (12,60%) y cuerpos de agua (5,00%). El resto de la superficie se distribuye entre bosques, humedales, superficies impermeables, cultivos y nieve, que representan menos del 1%. La Tabla 2 presenta el detalle de la cobertura de suelo y su representación relativa en la cuenca, mientras que la Figura 3.5 muestra su distribución espacial.

Tabla 2: Cobertura de suelo de la cuenca Río Maule en los Baños.

Cobertura de suelo	Área (km ²)	Superficie relativa
Cultivos	0.63	0.05%
Bosques	5.41	0.46%
Pastizales	198.72	16.90%
Matorrales	148.16	12.60%
Humedales	1.01	0.09%
Cuerpos de Agua	58.75	5.00%
Superficies Impermeables	0.42	0.04%
Tierras desnudas	762.84	64.87%
Nieve	0.07	0.01%

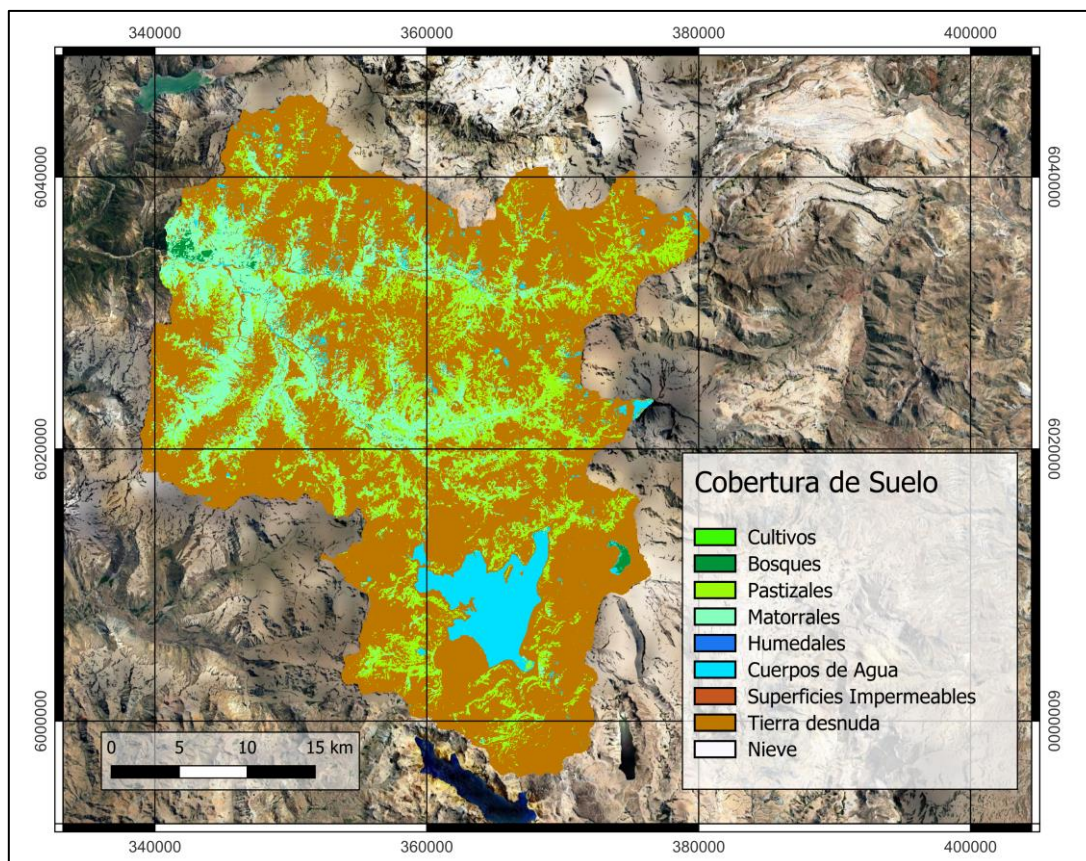


Figura 3.5: Mapa de cobertura de suelo de la cuenca Río Maule en los Baños.

3.5 Información meteorológica, nivométrica e hidrológica

Se utiliza el reanálisis ERA5-Land para obtener series horarias de precipitación, temperatura del aire, humedad relativa, velocidad del viento y radiación de onda corta. Este producto, desarrollado por el European Centre for Medium-Range Weather Forecasts (ECMWF) dentro del Copernicus Climate Change Service (C3S), entrega información climática y de superficie terrestre a nivel global, con una resolución espacial de $0,1^\circ$ (~ 9 km) y temporal horario, abarcando el periodo 1950 hasta la actualidad (Muñoz-Sabater et al., 2021).

Por otra parte, se emplean registros a nivel horario de las estaciones nivométricas Lo Aguirre y Nueva Lo Aguirre, administradas por la Dirección General de Aguas (DGA). La estación Lo Aguirre operó hasta el año 2020 y fue reemplazada en 2021 por la estación Nueva Lo Aguirre, ubicada a menos de 1 km de distancia. Ambas estaciones registran variables meteorológicas y nivométricas, como precipitación, temperatura del aire, humedad relativa, viento, radiación y equivalente de agua de nieve (SWE).

Finalmente, se dispone de datos hidrológicos de la estación fluviométrica Río Maule en Los Baños (DGA), a partir de la cuales se obtienen series horarias de caudales para el periodo 2010–2023. En la Figura 3.6 se observa la ubicación respecto a la cuenca Río Maule en los Baños de las estaciones utilizadas.

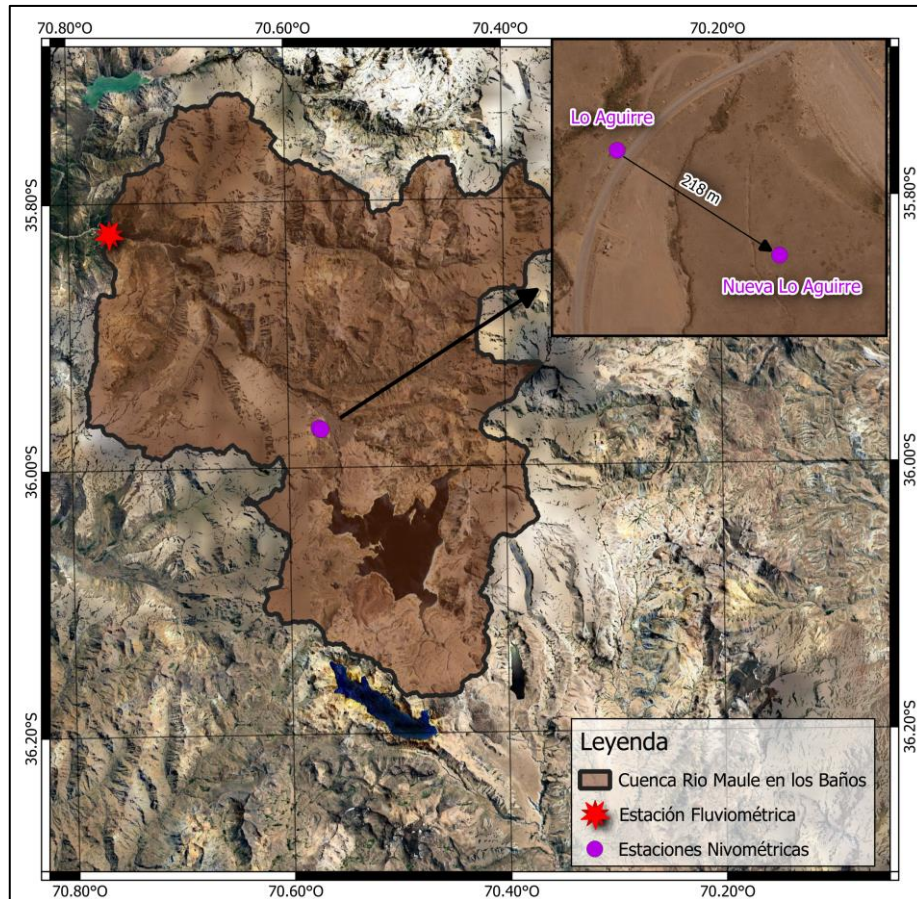


Figura 3.6: Ubicación estaciones utilizadas.

4 Metodología

En este capítulo se describe la metodología empleada para el desarrollo del estudio, la cual comprende la recopilación de forzantes hidrometeorológicas y navales históricas y futuras, junto con la construcción, calibración y validación del modelo hidrológico aplicado a la cuenca alta del río Maule. La Figura 4.1 presenta un esquema general que resume el procedimiento metodológico seguido en esta investigación.

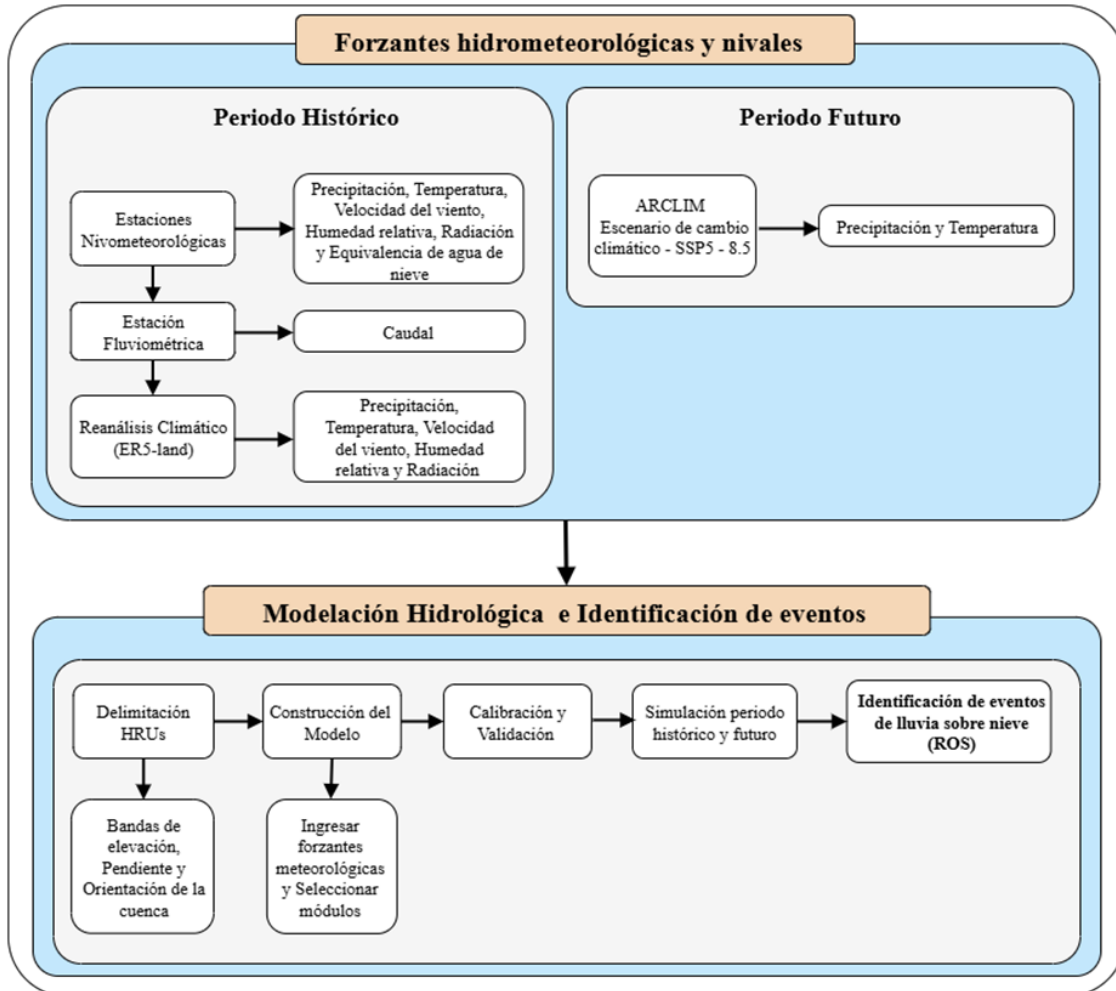


Figura 4.1: Esquema resumen de metodología.

4.1 Forzantes hidrometeorológica y nivométricas

Para el análisis de eventos históricos y la implementación del modelo hidrológico CRHM, tanto a nivel puntual como de cuenca, se utilizaron las siguientes variables meteorológicas e hidrológicas con resolución horaria:

- Precipitación (mm)
- Temperatura (°C)
- Velocidad del viento (m/s)
- Humedad relativa (%)
- Radiación (W/m²)
- Equivalencia de agua de nieve (mm)
- Caudal (m³/s)

A continuación, se detalla el procedimiento de recopilación de estas forzantes para el periodo histórico y futuro.

4.1.1 Datos históricos

Las forzantes históricas utilizadas provienen de estaciones nivométricas y fluviométricas de la Dirección General de Aguas (DGA) y del reanálisis climático ERA5-Land. Para la identificación de eventos de lluvia sobre nieve y la modelación puntual se emplearon los registros horarios de las estaciones Lo Aguirre y Nueva Lo Aguirre, ubicadas en el sector alto de la cuenca. La estación Lo Aguirre operó hasta el año 2020, siendo reemplazada en 2021 por la estación Nueva Lo Aguirre, situada a menos de 1 km de distancia, lo que permitió asegurar la continuidad de los registros y trabajar con una serie que abarca el periodo 2015–2023. Ambas estaciones entregan información meteorológica (precipitación, temperatura, humedad relativa, viento y radiación) y nivométricas (SWE y altura de nieve). Antes de utilizarlos, los registros fueron revisados con el fin de eliminar valores inconsistentes dentro de la serie y rellenar datos faltantes a partir de estaciones cercanas.

Para la modelación hidrológica a nivel de cuenca se utilizó el reanálisis climático ERA5-Land, desarrollado por el ECMWF, el cual proporciona series horarias de precipitación, temperatura, humedad relativa, viento y radiación, con una resolución espacial de aproximadamente 9 km (Anexo A). Este producto cuenta con una gran capacidad de representar de manera continua la variabilidad espacial en áreas de montaña donde las observaciones son escasas (Muñoz-Sabater et al., 2021).

Finalmente, se recopilieron los registros horarios de caudales de la estación fluviométrica Río Maule en Los Baños (DGA), los cuales son utilizados para los procesos de calibración y validación del modelo hidrológico a nivel de cuenca, debido a que permiten comparar los datos observados con los obtenidos a través de la simulación.

4.1.2 Condiciones meteorológicas futuras

Para evaluar el impacto del cambio climático en los eventos de lluvia sobre nieve se utilizaron datos del Explorador de Amenazas Climáticas (ARCLIM) (Ministerio del Medio Ambiente (MMA) et al., 2023). Este producto entrega información climática procesada a partir de un conjunto de 34 modelos globales de la iniciativa CMIP6, corregidos y ajustados para representar de manera más realista las condiciones locales en Chile.

Se consideró el escenario de altas emisiones SSP5-8.5 para el horizonte temporal 2035–2065, dado que corresponde al escenario más pesimista y permite evaluar los posibles impactos extremos asociados al cambio climático. A partir de ARCLIM se obtienen los deltas mensuales de precipitación y temperatura, los cuales se aplican a las series históricas con el fin de generar las forzantes meteorológicas futuros requeridos en la modelación hidrológica.

El ajuste de las variables se realiza mediante las siguientes expresiones:

$$T_F = T_H + \Delta T$$
$$P_F = P_H \cdot \left(1 + \frac{\Delta P}{100}\right)$$

Donde T_F y P_F corresponde a la temperatura y precipitación futura, T_H y P_H a las series históricas y los ΔT y ΔP a los cambios proyectados para cada mes, en el escenario y periodo temporal considerado.

4.2 Identificación de eventos de lluvia sobre nieve

La identificación de eventos de lluvia sobre nieve (ROS) se realizó a partir de los registros horarios de las estaciones nivométricas Lo Aguirre y Nueva Lo Aguirre, junto con los caudales de la estación fluviométrica Río Maule en Los Baños. Se definió un evento ROS como aquel que cumpliera simultáneamente las siguientes condiciones:

- Precipitación instantánea de 24 horas > 0.
- Intensidad mínima de 10 mm/día.

- Temperaturas del aire superiores a la de congelamiento definida en CRHM.
- Disminución del equivalente de agua de nieve durante el evento (SWE).
- Aumento del caudal durante el evento.

Estos parámetros tienen como objetivo identificar los eventos ROS, descartando lluvias de baja magnitud, asegurando que las condiciones favorezcan el derretimiento del manto nival.

Previo al análisis, las series de datos fueron sometidas a un proceso de control de calidad para detectar valores inconsistentes y vacíos de información. Esto permitió trabajar con una serie continua en el periodo 2010–2023, representativa de las condiciones hidrometeorológicas de la cuenca.

Una vez identificados los episodios, se procedió a su caracterización, la cual considero: frecuencia interanual, distribución estacional, magnitud de la precipitación y pérdida de SWE, recurrencia de los eventos más significativos y patrones meteorológicos comunes entre eventos, como la presencia de anomalías de temperatura.

4.3 Modelación hidrológica

4.3.1 Unidades de Respuesta Hidrológica

Las Unidades de Respuesta Hidrológica (URH) corresponden a subdivisiones de la cuenca que agrupan áreas con características físicas similares, donde se supone que los procesos hidrológicos que ocurren en su interior son relativamente uniformes (Markstrom et al., 2015). La delimitación de las URH se realizó a partir del Modelo de Elevación Digital (DEM) ASTER, con una resolución espacial de 30 m, disponible en la web de la NASA (A <https://search.earthdata.nasa.gov/search>).

Los criterios empleados fueron elevación y orientación, por su influencia directa en los procesos nivosos. La elevación regula la distribución de la temperatura, la ocurrencia de lluvia o nieve y la acumulación nival (Gnann et al., 2025), mientras que la orientación condiciona los procesos de fusión y sublimación debido a diferencias en radiación solar incidente y exposición al viento (Marks et al., 1992).

El proceso de delimitación se realizó en tres etapas:

- 1) A partir de la curva hipsométrica de la cuenca, se definieron tres bandas altitudinales de igual área, delimitadas a 2205, 2508 y 3261 m.s.n.m. (Anexo C).
- 2) La cuenca se subdivide en cuatro orientaciones principales (NE, SE, NO y SO), e acuerdo con la dirección hacia la que se inclina el terreno (Anexo C).
- 3) Finalmente, se combinan ambos criterios quedando un total de 40 URH, cuya distribución espacial se muestra en la Figura 4.2.

Cada URH presenta distintos tamaños y formas, con superficies que varían entre 0.14 y 118.24 km². La estación Río Maule en Los Baños se ubica dentro de la URH 14. En el Anexo X se incluye una tabla con las características de cada unidad, detallando su área, elevación media y coordenadas del centroide.

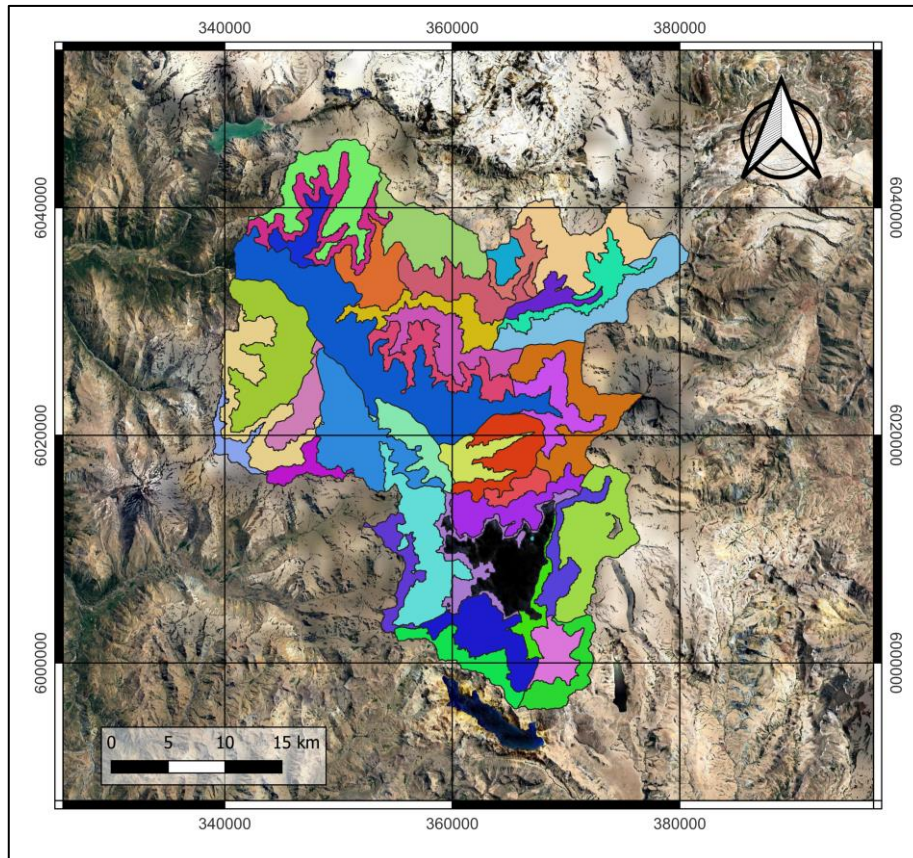


Figura 4.2: Unidades de Respuesta Hidrológica del modelo CRHM en la cuenca Río Maule en los Baños.

4.3.2 Distribución de forzantes meteorológicas

Para este estudio se generaron dos conjuntos de forzantes en función de la escala de modelación: puntual (en cada estación nivométrica) y distribuida (a escala de cuenca por URHs).

Modelación puntual

Las forzantes para la modelación puntual se construyeron a partir de los registros observados en las estaciones nivométricas Nueva Lo Aguirre para el período enero/2022 – agosto/2024. Los datos descargados desde la estación se organizaron en series de tiempo continuas y se utilizaron sin regionalización espacial, de modo que cada estación conserva su variabilidad local observada, debido que la modelación se realiza en el mismo punto donde se encuentra la estación.

Modelación distribuida

Para la modelación distribuida a nivel de cuenca, las forzantes meteorológicas se obtuvieron a partir del producto ERA5-Land, descargado sobre un polígono que cubre la cuenca de estudio, para el período 2010–2023. Dado que este conjunto de datos posee una resolución espacial de aproximadamente 9 km, lo que corresponde a cerca de 10 píxeles sobre la cuenca, fue necesario aplicar un proceso de interpolación espacial.

Las forzantes meteorológicas de ERA5-Land se distribuyeron hacia los centroides de cada Unidad de Respuesta Hidrológica (URH) mediante el método de Inversa de la Distancia Ponderada (IDW, por sus siglas en inglés), el cual asigna valores ponderados en función de la distancia entre los puntos de origen y destino. Este método asigna un valor interpolado $Z(x_0)$ en una ubicación x_0 como el promedio

ponderado de los valores observados $Z(x_i)$ en los puntos vecinos, donde la influencia de cada punto depende de la distancia $d(x_0, x_i)$ entre el punto de interés y cada punto medido.

$$Z(x_0) = \frac{\sum_{i=1}^N \frac{Z(x_i)}{d(x_0, x_i)^p}}{\sum_{i=1}^N \frac{1}{d(x_0, x_i)^p}}$$

Donde:

- $Z(x_0)$: Valor interpolado en el punto centroide de la URH.
- $Z(x_i)$: Valor observado en el punto medido i .
- $d(x_0, x_i)$: Distancia entre el punto interpolado y el punto observado.
- N : Número de vecinos considerados
- p : El exponente de decaimiento

Para este estudio se consideró $N=5$, y $p=2$ a excepción de puntos donde existiera menos de 5 vecinos válidos, donde solo se promediaron los disponibles. Como resultado, se obtiene una serie temporal por URH, para las variables de temperatura, precipitación, velocidad del viento, humedad relativa y radiación. En el Anexo se incluye una tabla con los datos de coordenadas de cada URH junto con su altura.

4.3.1 Construcción del modelo

La construcción del modelo, tanto a nivel puntual como distribuido, se basó en la utilización de un conjunto de módulos del CRHM, que permiten representar los principales procesos hidrológicos y nivales en la cuenca. A continuación, se describen brevemente:

- **Basin:** Define las características topográficas y generales de cada URH, como área, pendiente, orientación y latitud.
- **Global:** Calcula la radiación global teórica y su descomposición en componentes directa y difusa.
- **Obs:** Lee las series de las forzantes meteorológicas (temperatura, velocidad del viento, humedad relativa, precipitación y radiación) y las distribuye a las URH.
- **SlopeQsi:** Estima la radiación de onda corta sobre superficies inclinadas, considerando la pendiente y orientación.
- **Calsum:** Determina las horas de sol de la radiación de onda corta, utilizadas en el balance de energía y cálculo de fusión nival.
- **Intcp:** Simula la intercepción de lluvia y nieve por la vegetación, incluyendo goteo y descarga hacia el suelo.
- **LongVt:** Estima la radiación de onda larga incidente, en función de la temperatura y la radiación observada.
- **Netall:** Calcula la radiación neta considerando las componentes de onda corta y larga.
- **Evap:** Calcula la evapotranspiración mediante el método Penman-Monteith, aunque CRHM también permite usar Granger-Gray o Priestley-Taylor

- **AlbedoRichard:** Estima el albedo del manto nival durante el invierno y la temporada de fusión, permitiendo identificar el inicio del derretimiento en el balance de energía.
- **PbsmSnobal:** estima el transporte de nieve por viento y la sublimación nival, basado en el modelo Prairie Blowing Snow (PBSM) de Pomeroy y Li (2000).
- **SnobalCRHM:** Módulo de balance de energía que estima la fusión y el escurrimiento generado a partir de los componentes de energía y radiación.

En el caso del modelo distribuido, se añadieron cuatro módulos adicionales que permiten representar procesos de infiltración, almacenamiento y drenaje:

- **K-estimate:** Calcula los flujos horizontales de agua a través del suelo, en función de la conductividad hidráulica.
- **Ayers:** Simula la infiltración del agua de fusión en suelos no congelados, en función de su textura y cobertura.
- **Soil:** Representa la dinámica de humedad en dos capas (superficial y subsuperficial), considerando interacción con acuíferos
- **NetrouteM:** Representa el ruteo o drenaje, basado en el método de Muskingum, en el que el suelo se representa como un sistema de retención–descarga.

4.3.2 Calibración y Validación

El modelo CRHM no cuenta con un procedimiento interno de calibración, dado que sus parámetros fueron concebidos para ser medibles directamente en terreno (Pomeroy et al., 2007). No obstante, debido a la limitada disponibilidad de información en la cuenca y con el objetivo de mejorar la representación de los procesos hidrológicos, fue necesario realizar un proceso de ajuste de parámetros. Para ello se consideró una calibración inicial manual de las Unidades de Respuesta Hidrológica (URH), en la cual se ajustaron variables geométricas básicas como pendiente, área, elevación y exposición. Posteriormente, se aplicó una calibración automática mediante el algoritmo Shuffled Complex Evolution (SCE; Duan et al., 1993) un método de optimización global que combina enfoques determinísticos y probabilísticos para encontrar soluciones robustas evitando mínimos locales.

Función Objetivo

La calibración de los modelos se realizó empleando como función objetivo el índice de eficiencia de Kling-Gupta (KGE). Este índice otorga el mismo peso a la correlación, al sesgo medio y a la variabilidad de la serie simulada, siendo su valor óptimo igual a 1 y se define por la siguiente ecuación:

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

$$r = \frac{cov(Q_s, Q_o)}{\sigma_s \cdot \sigma_o}$$

$$\alpha = \frac{\sigma_s}{\sigma_o}$$

$$\beta = \frac{\mu_s}{\mu_o}$$

Donde:

- Q_s : Valor simulado.
- Q_o : Valor Observado.
- μ_s, μ_o : Medias de los valores simulados y observados.
- σ_s, σ_o : Desviación estándar de los valores simulados y observados.
- r : Coeficiente de correlación lineal de Pearson entre los valores simulados y observados.

Métricas de validación

Además del parámetro KGE como función objetivo de calibración, se utilizaron tres distintas métricas para evaluar el desempeño del modelo.

1. Coeficiente de determinación (r^2): Mide el grado de ajuste entre los valores observados y simulados, y su valor optimo es 1.

$$R^2 = \left(\frac{\sum_{t=1}^n (Q_{o,t} - \mu_o) \cdot (Q_{s,t} - \mu_s)}{\sqrt{\sum_{t=1}^n (Q_{o,t} - \mu_o)^2} \cdot \sqrt{\sum_{t=1}^n (Q_{s,t} - \mu_s)^2}} \right)^2$$

2. Índice de eficiencia de Nash-Sutcliffe (NSE): Evalúa la capacidad del modelo para reproducir las observaciones y su valor optimo es 1.

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{o,t} - Q_{s,t})^2}{\sum_{t=1}^n (Q_{o,t} - \mu_o)^2}$$

3. Sesgo porcentual (PBIAS): Cuantifica la tendencia del modelo para sobrestimar o subestimar los valores observados, y el óptimo es 0%.

$$PBIAS = 100 \cdot \frac{\sum_{t=1}^n (Q_{o,t} - Q_{s,t})}{\sum_{t=1}^n Q_{o,t}}$$

Donde:

- $Q_{o,t}, Q_{s,t}$: Valor observado y simulado en el tiempo t.
- μ_s, μ_o : Medias de los valores simulados y observados.

Modelo Puntual

El modelo puntual tuvo como variable de simulación el contenido de agua en nieve (SWE), calibrado con los valores observados en la estación nivométrica Nueva Lo Aguirre. Para esta configuración se utilizó una única Unidad de Respuesta Hidrológica (URH) con un área representativa de 1 km².

Los parámetros calibrados correspondieron principalmente a los módulos SnobalCRHM y PBSMsnobal, relacionados con procesos de acumulación, derretimiento y fusión de nieve. La calibración se efectuó con el algoritmo SCE para el periodo enero/2021 – diciembre/2023, ajustando los parámetros a los valores observados de SWE.

Modelo distribuido

En el caso distribuido, el modelo simuló el caudal de la cuenca, calibrado frente a los caudales observados en la estación fluviométrica Maule en Los Baños.

La calibración partió de parámetros ajustados manualmente relacionados con características físicas de las URH (pendiente, altitud, orientación y área), incorporando además los parámetros calibrados en el modelo puntual. Adicionalmente, se ajustaron parámetros de los módulos Soil (infiltración y almacenamiento en suelo) y Netroute_M (ruteo y tránsito del caudal).

El proceso se desarrolló en tres etapas:

- Periodo de estabilización: enero/2010 – diciembre/2014.
- Periodo de calibración: enero/2015 – diciembre/2019.
- Periodo de validación: enero/2020 – diciembre/2023.

En el Anexo D, se observa la tabla con los parámetros calibrados.

4.3.3 Identificación y Aporte de eventos ROS

Una vez calibrado y validado el modelo hidrológico, se procedió a la identificación de los eventos de lluvia sobre nieve (ROS) en la cuenca alta del río Maule. Estos eventos se definieron como aquellos períodos en que ocurre precipitación líquida sobre sectores con cobertura nival, siguiendo los criterios presentados en la Sección 4.2.

La caracterización de cada evento consideró distintas métricas hidrológicas que permiten describir tanto su ocurrencia como su magnitud. En primer lugar, se determinó la frecuencia de los eventos, a nivel anual y mensual, lo que permitió analizar su estacionalidad y la concentración temporal a lo largo del año hidrológico. Asimismo, se evaluó la duración promedio de los eventos y se cuantificó su intensidad en términos del caudal máximo generado y del volumen de fusión asociado.

Para estimar el aporte específico de los eventos ROS al régimen hidrológico, se calculó el caudal de deshielo (Q_{melt}) obtenido a partir de la tasa de fusión simulada y el área de la cuenca, y posteriormente el aporte (A_{ROS}):

$$Q_{melt} = \frac{Melt \cdot A}{3600}$$

$$A_{ROS} = \frac{Q_{melt}}{Q_{total}} * 100$$

Donde:

- Q_{melt} : Caudal de fusión nival (m³/s)
- A: Área de la cuenca (km²)
- Melt: Tasa de fusión simulada (mm/h)
- Q_{total} : Caudal total simulado (m³/s)
- A_{ROS} : Aporte relativo de la fusión nival al caudal total (%).

Adicionalmente, se evaluó la variación del almacenamiento nival durante los eventos mediante la diferencia del equivalente en agua de nieve (ΔSWE), con el fin de cuantificar la pérdida total de nieve asociada a cada evento:

$$\Delta SWE = SWE_f - SWE_i$$

Donde:

- SWE_i : Equivalente de agua de nieve al inicio del evento (mm).
- SWE_f : Equivalente de agua de nieve al término del evento (mm).

El análisis se realizó tanto para el periodo histórico (2010–2023), en el cual se utilizaron las forzantes meteorológicas observadas, como para el periodo futuro (2035–2065). En este último caso, se aplicó el mismo modelo calibrado y validado, manteniendo los parámetros ajustados previamente, pero forzándolo con las proyecciones meteorológicas entregadas por ARCLIM bajo el escenario SSP5–8.5. Esto permitió realizar una comparación entre ambos periodos y evaluar los posibles cambios en la frecuencia, estacionalidad e intensidad de los eventos ROS en un contexto de cambio climático.

5 Resultados

En esta sección se presentan, en primer lugar, los resultados del análisis histórico de las variables hidrometeorológicas observadas en las estaciones nivométricas Lo Aguirre y Nueva Lo Aguirre durante el período 2010–2023. Luego se muestran los resultados de la modelación puntual en la estación Nueva Lo Aguirre y de la modelación hidrológica distribuida en la cuenca del río Maule en Los Baños, incluyendo su calibración y validación. Posteriormente, se presentan los resultados de la identificación y caracterización de los eventos de lluvia sobre nieve (ROS) y su aporte a las crecidas de la cuenca, y finalmente se presentan los impactos proyectados del cambio climático bajo el escenario SSP5–8.5 para el horizonte 2035–2065.

5.1 Caracterización de eventos ROS a partir de datos observados.

5.1.1 Contexto hidrometereológico (2015–2023).

Para el período 2015–2023 se utilizaron los registros observados en las estaciones nivométricas Lo Aguirre y Nueva Lo Aguirre, obtenidos desde la Dirección General de Aguas (DGA). Las variables consideradas corresponden a precipitación, temperatura del aire y equivalente en agua de nieve (SWE). En el caso de la estación Lo Aguirre, algunos vacíos en los registros de precipitación y temperatura fueron completados a partir de series de estaciones cercanas ubicadas en la zona alta de la cuenca, lo que permitió asegurar la continuidad de los datos. A partir de esta información se construyó la climatología mensual de la cuenca, cuyos resultados se presentan en la Figura 5.1.

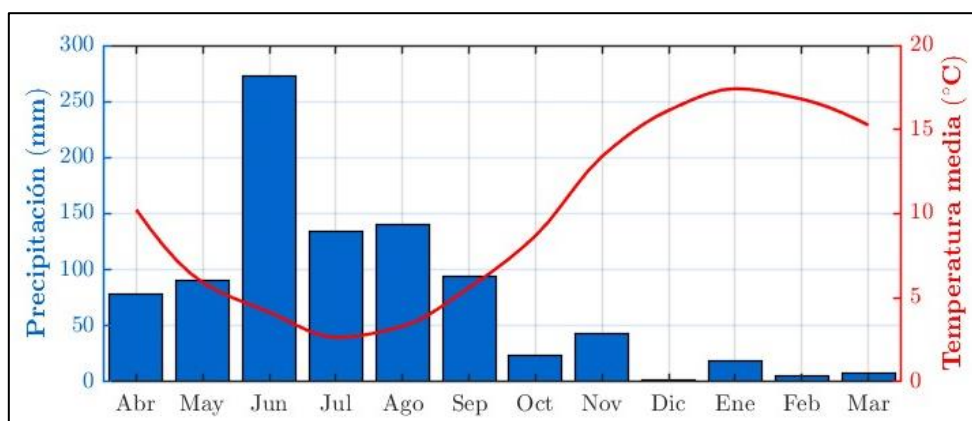


Figura 5.1: Climograma obtenido a partir de datos observados.

Se observa que la precipitación se concentra principalmente entre los meses de junio y agosto, alcanzando en promedio valores cercanos a 270 mm en junio, mientras que durante el verano los montos son casi nulos, con registros inferiores a 10 mm. La temperatura, por su parte, presenta un ciclo anual marcado, con valores mínimos en julio de 1 °C y máximos en enero de 17 °C.

En la Figura 5.2 se muestra la evolución mensual promedio y el rango interanual del equivalente en agua de nieve (SWE) para el período 2015–2023. La acumulación nival comienza en otoño, alcanza un máximo en agosto con promedios cercanos a 440 mm y disminuye rápidamente durante la primavera, llegando en diciembre a valores próximos a 0 mm, condición que se mantiene durante el verano. La variabilidad interanual es más marcada en los meses de invierno, con valores que oscilan entre 107 y 840 mm, lo que refleja la diferencia entre temporadas con mayor y menor acumulación de nieve.

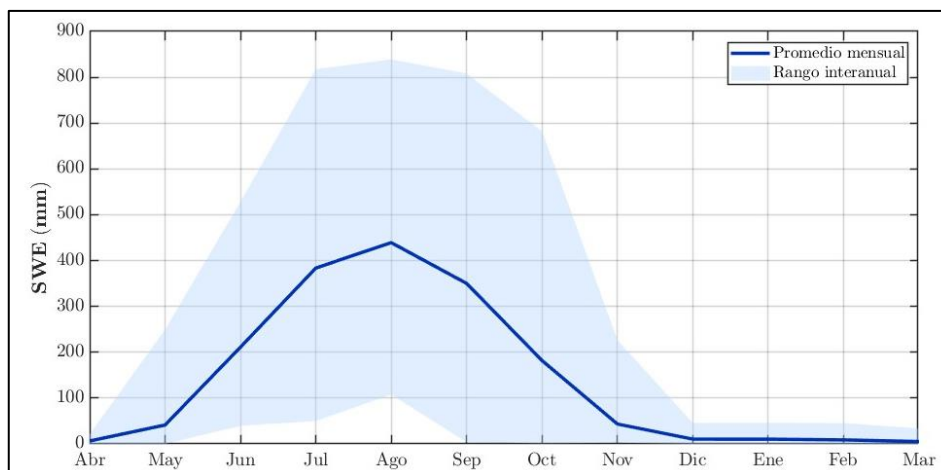


Figura 5.2: Promedio y variación mensual de SWE, obtenida a partir de datos observados.

5.1.2 Identificación de eventos de lluvia sobre nieve

Siguiendo los criterios establecidos en la metodología (sección 4), se identificaron los eventos de lluvia sobre nieve (ROS) ocurridos en la cuenca alta del río Maule durante el período 2015–2023, a partir de los registros de precipitación, temperatura, equivalente en agua de nieve (SWE) y caudal medidos en las estaciones disponibles.

En total se detectaron 26 eventos, lo que corresponde a una frecuencia promedio de tres eventos por año, con una variación entre uno y cinco eventos según la temporada. La mayor cantidad de episodios se concentró en primavera, principalmente en los meses de septiembre y octubre, mientras que en verano prácticamente no se registraron. La Figura 5.3 presenta la distribución de los eventos según estación del año.

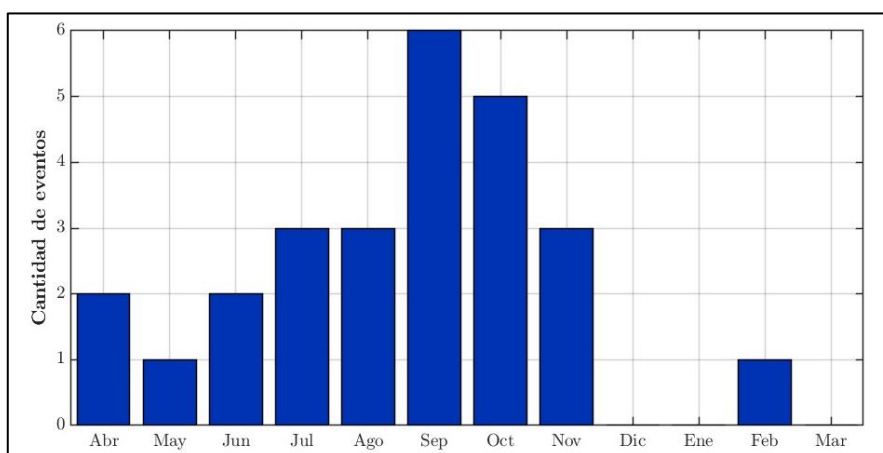


Figura 5.3: Distribución de la cantidad de eventos ROS identificados.

En cuanto a la magnitud de la precipitación asociada a los eventos ROS, se observó que la mayoría correspondió a acumulados entre 15 y 25 mm en 24 horas, con un total de 10 eventos en este rango. En menor medida se registraron episodios con precipitaciones superiores a 40 mm, los cuales alcanzaron un total de 3 eventos. En relación con la duración, los episodios presentaron un promedio de 1,5 días, con valores entre 1 y 3,5 días, siendo este último el evento más prolongado, ocurrido en agosto de 2023. La distribución completa de los eventos según rango de precipitación se presenta en la Tabla 3.

Tabla 3: Distribución de eventos ROS según la precipitación.

Precipitación acumulada (mm)	ROS
0 - 15	31%
15 - 25	38%
25 - 40	19%
>40	12%

5.1.3 Patrones y tendencias de los eventos ROS

Una vez identificados los 28 eventos de lluvia sobre nieve ocurridos en la cuenca alta del río Maule entre 2015 y 2023, cuya mayor frecuencia se registró en primavera, se procede a caracterizar los principales patrones y tendencias hidrometeorológicas asociados a su ocurrencia.

En promedio, los eventos de lluvia sobre nieve presentaron una pérdida de SWE de 42,7 mm, con valores que oscilaron entre 8,9 y 294,1 mm, mientras que la temperatura media fue de 6,6 °C, con un rango que se extendió desde -0,6 °C hasta 16,6 °C. En relación con la precipitación, el acumulado promedio alcanzó 29 mm, con valores mínimos de 11,7 mm y máximos de 82 mm, y al considerar la duración de los eventos se obtuvo un valor promedio de 20,2 mm/día.

La mayoría de los eventos de lluvia sobre nieve correspondió a pérdidas de SWE inferiores a 25 mm, con un total de 15 episodios que se registraron bajo temperaturas medias de 4,5 °C, precipitaciones acumuladas de 22,8 mm con un promedio de 20,3 mm/día. En el rango de 25 a 75 mm se contabilizaron ocho eventos, con temperaturas en torno a 5,7 °C, precipitaciones de aproximadamente 32,9 mm e intensidades de 16,6 mm/día. Cuatro eventos se ubicaron entre 75 y 150 mm de pérdida, presentando temperaturas más elevadas, con un promedio de 11,8 °C, acompañadas de precipitaciones de 37,4 mm e intensidades de 27,7 mm/día. Finalmente, un único episodio superó el rango de los 150 mm, alcanzando una pérdida de SWE de 294 mm en condiciones de temperatura del aire promedio de 14,8 °C, una precipitación de 35,2 mm en 30 horas y una intensidad de 29 mm/día. Todos estos resultados se resumen en la Tabla 4.

Tabla 4: Clasificación de los eventos de lluvia sobre nieve según pérdida de SWE y parámetros hidrometeorológicos asociados.

Perdida SWE (mm)	Cant. Eventos	T (°C)	P acum (mm)	P diaria (mm/día)
< 25	15	4,5	22,8	20,3
25 - 75	8	5,7	32,9	16,6
75 - 150	4	11,8	37,4	27,7
> 150	1	14,8	35,2	29,0

5.2 Resultados modelación hidrológica

5.2.1 Forzantes meteorológicas

Las forzantes meteorológicas utilizadas en la modelación hidrológica corresponden a los registros del reanálisis ERA5-Land para el periodo histórico 2010–2023 (Anexo B), descargados sobre la cuenca alta del río Maule. Estas series incluyen variables de temperatura del aire, precipitación, velocidad del viento, humedad relativa y radiación. Para representar condiciones futuras, dichas forzantes fueron ajustadas mediante deltas obtenidos del producto ARCLIM, bajo el escenario de cambio climático SSP5–8.5 en el horizonte 2035–2065.

En la Figura 5.4 se muestran las temperaturas y precipitaciones medias mensuales correspondientes al periodo histórico (2010–2023) y al escenario futuro (2035–2065), mientras que en la

Tabla 5 se presentan los deltas aplicados a las series del periodo histórico.

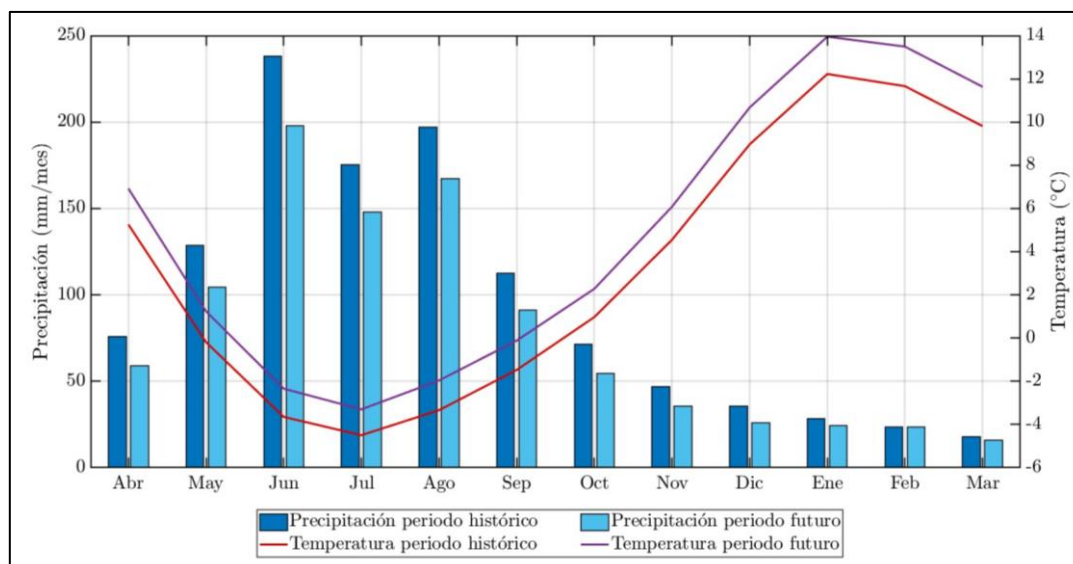


Figura 5.4: Temperatura y precipitación media mensual en el periodo histórico y futuro.

Tabla 5: Deltas mensuales de temperatura (°C) y precipitación (%), obtenidas a través del ARClím.

Mes	ΔT (°C)	ΔP (%)
Enero	1,73	-13,81
Febrero	1,83	-0,14
Marzo	1,82	-9,58
Abril	1,67	-22,21
Mayo	1,43	-18,82
Junio	1,31	-16,91
Julio	1,20	-15,67
Agosto	1,38	-15,13
Septiembre	1,36	-19,00
Octubre	1,31	-23,72
Noviembre	1,53	-24,33
Diciembre	1,71	-27,20

Las proyecciones evidencian un aumento de la temperatura en todos los meses del año, con los mayores incrementos durante el verano y comienzos de otoño, alcanzando hasta +1.83 °C en febrero. En cuanto a la precipitación, se proyecta una reducción generalizada a lo largo del año, con descensos más pronunciados en primavera y verano, destacando -27 % en diciembre y -24 % en noviembre. Por otro lado, la precipitación acumulada anual disminuye de 1151 a 947 mm/año (-18 %), mientras que la temperatura media anual se incrementa de 3.36 a 4.88 °C (+1.52 °C).

5.2.2 Modelación puntual en estación Nueva Lo Aguirre

La modelación del equivalente en agua de nieve (SWE) se validó a partir de la comparación entre los valores simulados con CRHM y los registros observados en la estación nivométrica Nueva Lo Aguirre. Las forzantes meteorológicas utilizadas corresponden a los datos medidos en la misma estación entre 2021 y 2023.

Para esta modelación se calibraron parámetros asociados a los procesos de acumulación, transporte y fusión del manto nival, además de ajustarse manualmente aquellos vinculados a las características de la cuenca, como la elevación. En total, se calibraron 5 parámetros relacionados con la dinámica nival, los cuales sus valores se presentan en el Anexo D.

En la Figura 5.5 se muestran las series de SWE observado y simulado durante el periodo de calibración. Ambas series presentan un comportamiento similar en los ciclos anuales de acumulación y derretimiento de nieve, reproduciendo de manera semejante los periodos de inicio y término de la temporada nival. Los valores máximos simulados se ubican en rangos próximos a los observados, aunque se identifican diferencias puntuales en la magnitud de algunos peaks y un desfase temporal en su ocurrencia, donde los máximos simulados no siempre coinciden con las fechas de los observados.

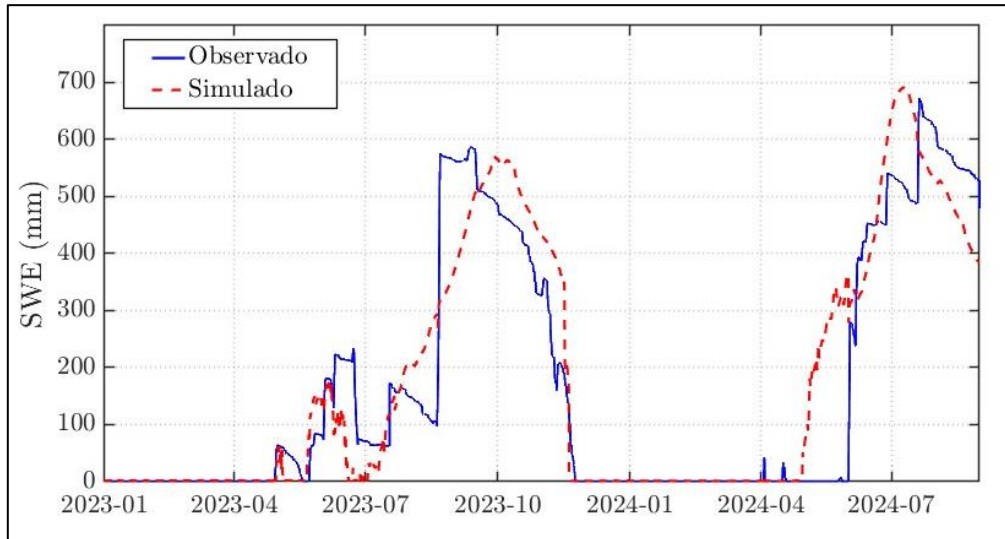


Figura 5.5: Serie de equivalencia de agua de nieve horario observados y simulados.

Los indicadores estadísticos de desempeño obtenidos se presentan en la Tabla 6, de los cuales se calibro por medio de KGE y se utilizó para la validación NSE, R^2 y PBIAS. Adicionalmente, en la Figura 5.6 se presenta la comparación entre los valores máximos mensuales de SWE observado y simulado. La distribución de los puntos se concentra en torno a la línea 1:1, indicando una correspondencia general entre ambas series. La recta de ajuste presenta una pendiente de 0.94 y un coeficiente de determinación de $R^2 = 0.844$, lo que refleja un ajuste cercano a la proporción 1:1. No obstante, algunos valores muestran desviaciones respecto de la línea de referencia, principalmente en los máximos de mayor magnitud.

Tabla 6: Resultados indicadores estadísticos de desempeño del modelo puntual.

Estadístico	Valor obtenido
KGE	0.880
NSE	0.812
R^2	0.824
PBIAS	7.71%

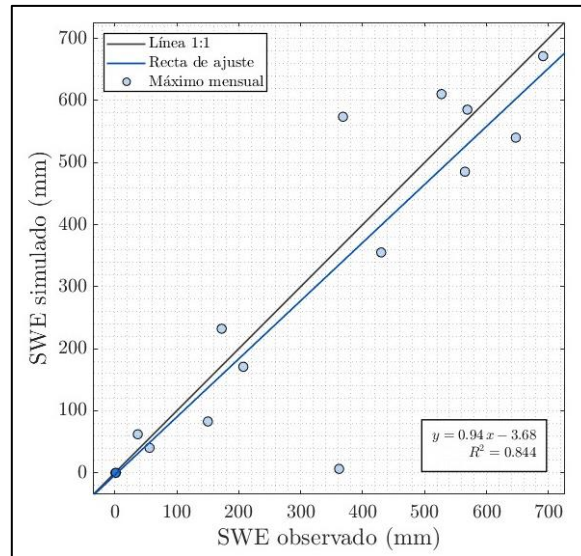


Figura 5.6: Ajuste del modelo en cuanto a equivalencia de aguanieve medios diarios máximos mensuales.

5.2.3 Calibración y validación del modelo hidrológico a nivel de cuenca

En la modelación hidrológica de la cuenca se utilizaron los parámetros de nieve calibrados en la estación Nueva Lo Aguirre (Sección 5.2.2), con el fin de mantener la relación con los periodos de acumulación y fusión característicos de la zona de estudio. Además, se realizó la calibración de los parámetros asociados a los procesos hidrológicos de cuenca, tales como infiltración, almacenamiento y escorrentía, junto con la caracterización de las unidades de respuesta hidrológica (URH). Los valores calibrados se presentan en el Anexo D.

En la Figura 5.7 se presenta la serie de caudal observado y simulado en la estación Maule en Los Baños para el período 2014–2023, diferenciando la etapa de calibración (2014–2019) y la de validación (2020–2023). En el período de calibración, el modelo reproduce adecuadamente la variabilidad estacional, ajustándose a los caudales bajos y medios, y presentando una buena correspondencia en los eventos de crecida. Durante la validación, se mantiene un comportamiento similar, con un ajuste aceptable en la reproducción de los caudales máximos y una representación consistente de la dinámica general.

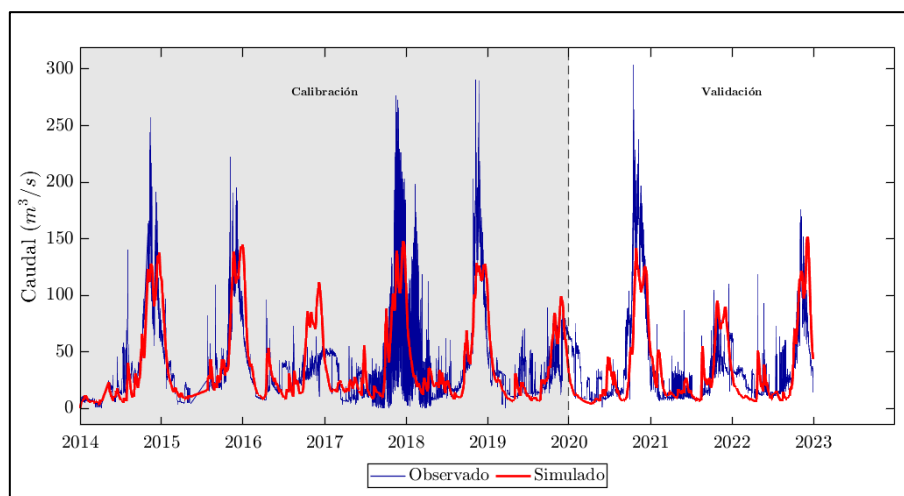


Figura 5.7: Caudal simulado vs. observado para el periodo de calibración y validación.

Los estadísticos de desempeño obtenidos se presentan en la Tabla 7, los cuales muestran que los indicadores al pasar de calibración a validación presentan una disminución en los valores de eficiencia (KGE, NSE y R^2), junto con un aumento en el sesgo porcentual (PBIAS). La

Tabla 8 desglosa los componentes del índice KGE, los cuales muestran que la correlación temporal entre caudales simulados y observados (r) se mantuvo alta en ambos intervalos, con valores de 0,73 en calibración y 0,71 en validación. El parámetro de variabilidad relativa (α) mostró una reducción, lo que indica una menor representación de la dispersión de los caudales en la etapa de validación. En cuanto al sesgo medio (β), se obtuvieron valores cercanos a uno, reflejando que el modelo reproduce de forma adecuada los caudales medios en ambos periodos. La Figura 5.8 muestra las curvas de duración del caudal observado y simulado, para los periodos de calibración y validación.

Tabla 7: Resultados indicadores estadísticos de desempeño del modelo distribuido, calculados a partir de series horarias, para el período de calibración (2014 - 2019) y de validación (2020 - 2023).

	Calibración	Verificación
KGE	0.71	0.63
NSE	0.52	0.48
R^2	0.53	0.51
PBIAS	-4.90%	-9.20%

Tabla 8: Parámetros KGE periodo de calibración y validación.

Parámetro	Calibración	Validación
r	0.73	0.71
α	0.89	0.79
β	0.99	0.91

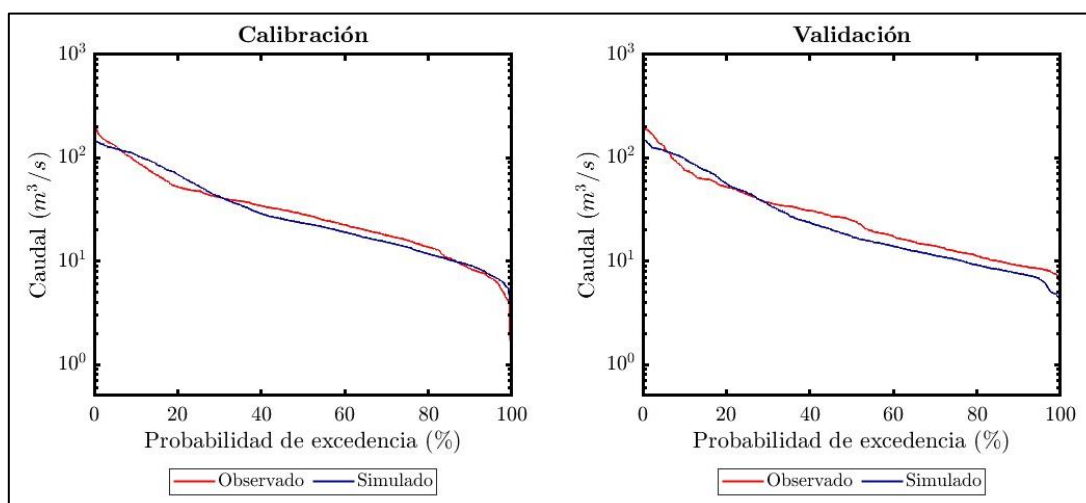


Figura 5.8: Curvas de duración del caudal observado y simulado para los periodos de calibración y validación, en la cuenca Río Maule en los Baños.

5.2.4 Eventos ROS modelados

A partir de la simulación hidrológica en la estación Maule en Los Baños se identificaron 34 eventos de lluvia sobre nieve (ROS) en el período 2010–2023, lo que corresponde a un promedio de 2,4 eventos

por año. La duración de los episodios varió entre 1 y 4,4 días, con un promedio de 1,71 días, mientras que la intensidad se encontró en un rango de 10,2 a 21,5 mm/día, con una media de 12 mm/día y el derretimiento de nieve aportó en promedio un 18,6 % al caudal total generado durante estos eventos.

De los eventos de lluvia sobre nieve obtenidos, se obtuvo que el mayor número de estos se concentró en noviembre, con 9 registros, seguido de octubre, que alcanzó 7 casos, mientras que en los meses de junio y julio no se identificaron eventos.

La Tabla 9 presenta la clasificación de los eventos ROS históricos simulados según rangos de precipitación acumulada, junto con el aporte relativo del derretimiento de nieve al caudal (A_{ROS}). Se observa que la mayoría de los eventos registró precipitaciones menores a 25 mm, lo que corresponde aproximadamente al 74 % del total, mientras que solo una fracción reducida superó los 40 mm. El valor de aporte relativo de derretimiento muestra un incremento progresivo en los distintos rangos de precipitación, alcanzando un máximo de 75,5 % en los eventos de mayor magnitud.

Tabla 9: Clasificación de eventos ROS según precipitación acumulada y aporte relativo del derretimiento de nieve.

Precipitación acumulada (mm)	Cant. ROS	A_{ROS}
0 - 15	45.7%	6,2%
15 - 25	28.6%	20,1%
25 - 40	20.0%	34,3%
>40	5.7%	43,8%

Del total de eventos identificados, el de mayor duración se registró en septiembre, con 4,4 días, una intensidad de 10,6 mm/día, una precipitación acumulada de 49 mm y un aporte de 47 % proveniente del derretimiento de nieve. Por otro lado, el evento de mayor intensidad ocurrió en noviembre, alcanzando 21,5 mm/día, asociado a una precipitación de 25 mm y una duración ligeramente superior a un día, con un aporte de 25% de derretimiento al caudal.

5.3 Eventos de lluvia sobre nieve proyectados bajo escenario SSP5-8.5

Con la aplicación del modelo hidrológico previamente calibrado y validado (5.2.3), y utilizando las forzantes climáticas futuras descritas en la Sección 5.2.1 bajo el escenario SSP5-8.5, se proyectó la ocurrencia de eventos de lluvia sobre nieve (ROS) en la cuenca del Maule para el período 2035–2065. Como resultado de la simulación se identificaron 44 eventos, equivalentes a un promedio de 3,1 eventos por año. La duración de los episodios varió entre 1 y 3,7 días, con un promedio de 1,57 días, mientras que la intensidad se encontró en un rango de 10,0 a 24,1 mm/día, con una media de 13,9 mm/día. El aporte promedio del derretimiento de nieve al caudal (A_{ROS}) fue cercano al 16 %.

En el período futuro, el mes de noviembre concentró la mayor cantidad de eventos, con un total de 9 registros, seguido de octubre, en el cual se identificaron 7 eventos. En cambio, durante los meses de febrero, marzo y junio no se observaron ocurrencias de ROS.

La Tabla 10 presenta la clasificación de los eventos ROS proyectados para el período futuro según rangos de precipitación acumulada, junto con el aporte relativo del derretimiento de nieve al caudal (A_{ROS}). Se observa que la mayor parte de los eventos se concentró en precipitaciones entre 15 y 25 mm representando el 36.6% del total de los eventos, mientras que los de mayor magnitud, superiores a 40 mm, representaron solo un 7.3% del total. En cambio, el aporte relativo del derretimiento al caudal mostró una tendencia a incrementarse en los rangos de mayor precipitación, alcanzando valores cercanos al 38 % en los eventos más intensos.

Tabla 10: Clasificación de eventos ROS según precipitación acumulada y aporte relativo del derretimiento de nieve para el periodo futuro.

Precipitación acumulada (mm)	ROS	A_{ROS}
0 - 15	29.3%	5,7%
15 - 25	36.6%	15,3%
25 - 40	26.8%	27,8%
>40	7.3%	37,6%

El evento de mayor duración se registró en septiembre, con 3,7 días, una intensidad de 13,6 mm/día, una precipitación acumulada de 50 mm y un aporte de 41 % proveniente del derretimiento de nieve. Por su parte, el evento más intenso ocurrió en agosto, alcanzando 24,1 mm/día, asociado a una precipitación de 60 mm y a una duración de poco más de un día, con un aporte de 45 % al caudal por derretimiento de nieve.

6 Análisis y Discusión

6.1 Forzantes meteorológicas

6.1.1 Observaciones locales y producto ERA5-Land

Las forzantes meteorológicas consideradas en este estudio provienen de dos fuentes principales: registros observados en estaciones y datos de reanálisis ERA5-Land. La primera fuente corresponde principalmente a las estaciones nivométricas Lo Aguirre y Nueva Lo Aguirre, que entregan series horarias de precipitación, temperatura y equivalente en agua de nieve (SWE), junto con la estación fluviométrica Maule en Los Baños, que registra los caudales de la cuenca. Estas series presentan una extensión temporal acotada, con información disponible únicamente para el período 2015–2023. Además, al encontrarse en puntos específicos de la cuenca, las estaciones nivométricas próximas a los 2000 m.s.n.m y la estación fluviométrica en torno a los 1000 m.s.n.m., no representan la variabilidad espacial propia de un entorno cordillerano, influenciada por gradientes altitudinales y diferencias de orientación y exposición de laderas.

La segunda fuente corresponde al reanálisis ERA5-Land, utilizado para el período 2010–2023. Este producto entrega series continuas y espacialmente distribuidas de variables meteorológicas, lo que permite complementar los registros de estaciones y disponer de forzantes consistentes en toda la cuenca. Sin embargo, la resolución espacial de ERA5-Land es relativamente baja, de modo que la cuenca queda representada por un número reducido de celdas. Esta característica limita su capacidad para capturar la heterogeneidad propia de sectores cordilleranos, donde la topografía condiciona fuertemente la distribución de la precipitación y la temperatura. Estudios previos han señalado que los reanálisis globales tienden a presentar sesgos en estas zonas, asociados principalmente a la baja densidad de observaciones en altura y a la dificultad de reproducir adecuadamente la precipitación sólida (Hersbach et al., 2020).

Al comparar ambos climogramas (Figura 3.2 y Figura 5.1) se observan diferencias relevantes tanto en la temperatura como en la precipitación. En ERA5-Land las temperaturas son más bajas, con valores negativos en invierno que alcanzan -5°C y máximos estivales cercanos a 12°C , mientras que en los datos observados los mínimos invernales se mantienen en torno a 1°C y los máximos llegan a 17°C . En cuanto a la precipitación, en ambos climogramas el mes de mayor acumulación corresponde a junio, aunque con valores más altos en los registros observados. El reanálisis, en cambio, presenta montos menores en ese mes, pero más elevados en julio y agosto. Estas diferencias pueden atribuirse tanto a sesgos propios del producto grillado como a la diferencia de escala entre las fuentes: ERA5-Land integra condiciones de toda la cuenca, desde aproximadamente 985 hasta 3200 m s.n.m., mientras que las estaciones representan un punto específico en torno a los 2000 m s.n.m., donde gran parte de la precipitación ocurre en forma líquida. En cambio, en los sectores más altos de la cuenca predomina la precipitación sólida, lo que se refleja en menores valores de precipitación líquida en ERA5-Land durante junio y explica que el máximo observado sea superior al estimado por el reanálisis.

6.1.2 Proyecciones de temperatura y precipitación

Bajo el escenario SSP5–8.5, las proyecciones climáticas para el período 2035–2065 indican un aumento de la temperatura del aire y una disminución de la precipitación en la cuenca alta del río Maule. El incremento anual de la temperatura se sitúa entre $+1,2^{\circ}\text{C}$ y $+1,8^{\circ}\text{C}$, con los mayores valores en verano y comienzos de otoño. En paralelo, la precipitación media anual se reduce en torno a un 18 %, pasando de 1151 a 947 mm, con descensos más marcados hacia fines de primavera y comienzos del verano (-27% en diciembre y -24% en noviembre).

Estos resultados son consistentes con lo reportado en el Plan de Acción Regional de Cambio Climático del Maule, que proyecta un aumento de temperatura promedio de $+1,2^{\circ}\text{C}$ respecto al período 1980–2010, con incrementos máximos en comunas cordilleranas como San Clemente, Colbún, Romeral y Molina, donde se estiman aumentos de hasta $+1,4^{\circ}\text{C}$. En cuanto a las precipitaciones, dicho plan

señala una disminución promedio de $-15,2\%$, con reducciones de hasta $-17,5\%$ en algunas comunas de la región, lo que refleja un clima más cálido y seco en la Región del Maule.

Las proyecciones de temperatura y precipitación están sujetas a diversas incertidumbres. Una de ellas proviene del escenario SSP5–8.5, que plantea una trayectoria de emisiones de alta severidad y que no necesariamente corresponde al futuro más probable hacia mediados de siglo (Brunner et al., 2020). Otra limitación está vinculada al producto ARCLIM, que combina diferentes modelos climáticos globales y aplica metodologías de corrección estadística. Su resolución espacial, al promediar condiciones dentro de celdas relativamente grandes, puede no reflejar de manera adecuada la heterogeneidad de la cuenca, especialmente en ambientes cordilleranos. Finalmente, la utilización de deltas mensuales implica un suavizamiento de las variaciones de menor escala y dificulta la representación de eventos extremos, lo que resulta particularmente relevante en el análisis de la precipitación sólida y líquida en la cordillera andina (Clark et al., 2016).

6.2 Modelación hidrológica

6.2.1 Modelación puntual del SWE

La simulación puntual realizada en la estación Nueva Lo Aguirre entre 2021 y 2023 permitió calibrar los parámetros del modelo asociados al equivalente en agua de nieve (SWE). El modelo representó de buena forma la evolución estacional del manto nival, reproduciendo el inicio y término de la temporada y la magnitud de los valores máximos acumulados, aunque con desfases en la ocurrencia de los picos y diferencias en la forma del SWE (Figura 5.5). La comparación de los valores máximos mensuales, mediante un gráfico de dispersión entre los datos observados y simulados, entregó una pendiente de 0.94 y un $R^2 = 0.844$, valores cercanos a la relación 1:1. En general, la correspondencia fue adecuada, aunque en los meses de mayor acumulación se presentaron desviaciones en la magnitud y desfases en la ocurrencia de los máximos.

Los indicadores de desempeño obtenidos fueron $KGE = 0.88$, $NSE = 0.81$, $R^2 = 0.82$ y $PBIAS = 7.7\%$. En conjunto, estos valores reflejan un ajuste satisfactorio entre las series simuladas y observadas. El KGE y el NSE muestran que el modelo reproduce de manera adecuada tanto la dinámica temporal como la variabilidad del SWE, mientras que el R^2 evidencia una correlación elevada entre ambas series. El PBIAS positivo y cercano a 0% corresponde a una sobrestimación en la acumulación total de nieve, la cual es de baja magnitud y se mantiene dentro de márgenes aceptables para este tipo de estudios.

La serie utilizada para la calibración es reducida (tres años), lo que limita la posibilidad de evaluar el desempeño del modelo frente a inviernos con distinta intensidad. Aun así, los parámetros obtenidos son consistentes con la dinámica local y se utilizan en la modelación distribuida posterior, permitiendo representar de manera adecuada los procesos de acumulación y fusión de nieve a escala de cuenca.

6.2.2 Modelación a nivel de cuenca

En la modelación hidrológica de la cuenca se utilizaron los parámetros de nieve calibrados en la estación Nueva Lo Aguirre (Sección 5.2.2), con el fin de mantener consistencia con los periodos de acumulación y fusión característicos de la zona de estudio. A esto se sumó la calibración de parámetros asociados a procesos hidrológicos de infiltración, almacenamiento y escorrentía, junto con la caracterización de las unidades de respuesta hidrológica (URH).

Los indicadores de desempeño obtenidos para la estación Maule en Los Baños muestran diferencias entre la etapa de calibración (2014–2019) y la de validación (2020–2023). El KGE alcanzó 0.71 en calibración y 0.63 en validación, lo que corresponde a un ajuste global moderado, suficiente para representar la dinámica general de la cuenca. El NSE varió de 0.52 a 0.48, valores relativamente bajos que reflejan que el modelo reproduce solo de manera parcial la variabilidad temporal del caudal. El R^2 se mantuvo cercano a 0.5 en ambos periodos (0.53 y 0.51), lo que representa una correlación moderada entre las series simuladas y observadas. El PBIAS presentó valores negativos de -4.9% en calibración y -9.2% en validación, lo que corresponde a una subestimación de los caudales simulados, más marcada en la segunda etapa. Estos valores se ubican en un rango medio respecto a estudios en cuencas

cordilleranas, donde la complejidad topográfica y la falta de registros de larga duración dificultan alcanzar desempeños más altos.

El desglose del KGE permite un análisis más detallado. La correlación temporal (r) se mantuvo alta en ambos intervalos (0.73 y 0.71), lo que señala que el modelo sigue de manera consistente la dinámica de la serie. El parámetro de variabilidad relativa (α) se redujo de 0.89 en calibración a 0.79 en validación, lo que refleja una menor capacidad para representar la dispersión de los caudales. En cuanto al sesgo medio (β), los valores se mantuvieron cercanos a la unidad, con 0.99 en calibración y 0.91 en validación, lo que indica que los caudales medios fueron representados de manera adecuada en ambas etapas. Las curvas de duración del caudal confirman esta tendencia, con un mejor ajuste en los caudales medios y mayores diferencias en los extremos. En particular, los caudales bajos tienden a ser subestimados, mientras que los altos no siempre son reproducidos en magnitud ni en sincronía, lo que explica la disminución de eficiencia en el periodo de validación.

Un factor que afecta los resultados de la modelación es la presencia de la Laguna del Maule dentro de la cuenca. Este embalse constituye una de las principales fuentes de regulación hídrica de la región, utilizada tanto para riego como para generación hidroeléctrica, y su funcionamiento modifica el régimen de caudales observado en la estación Maule en Los Baños. Durante el invierno parte de los flujos son almacenados, mientras que en primavera y verano se liberan descargas que aumentan el caudal disponible aguas abajo. Como consecuencia, los registros disponibles no corresponden en su totalidad a caudales naturales, mientras que el modelo simula un régimen sin intervención. Esta diferencia altera tanto la magnitud como la temporalidad de los caudales y contribuye a que los indicadores de eficiencia no alcancen valores más altos en la calibración.

En cuanto a las limitaciones, la modelación está sujeta a distintas fuentes de incertidumbres, las cuales provienen de los datos de entrada y los caudales utilizados para la calibración, y de la estructura del modelo. El uso de productos de reanálisis como ERA5 ha permitido disponer de series continuas y espacialmente completas, aunque estos datos presentan limitaciones para reproducir con detalle la variabilidad local en sectores cordilleranos de topografía compleja (Hersbach et al., 2020; Tarek et al., 2020). A nivel de procesos, la fusión nival fue representada mediante un esquema grado-día, una aproximación ampliamente utilizada en cuencas de montaña por su bajo requerimiento de datos, pero que simplifica el balance energético y puede afectar la simulación de eventos de mayor magnitud (Clark et al., 2016). Otra fuente de incertidumbre está asociada a la calibración de parámetros, ya que distintas combinaciones pueden entregar desempeños similares y compensar errores estructurales, lo que refleja el problema de equifinalidad señalado en la literatura (Beven & Freer, 2001). Finalmente, la interpretación de los indicadores de desempeño está condicionada por la métrica utilizada: en particular, el KGE tiende a ser sensible a pocos pares de datos, mientras que enfoques alternativos como el Split-KGE permiten una evaluación más robusta al equilibrar la influencia de cada año en el periodo de calibración (Fowler et al., 2018).

6.3 Eventos de lluvia sobre nieve (ROS)

6.3.1 ROS observados

Durante el período 2015–2023 se identificaron 26 eventos de lluvia sobre nieve en la cuenca alta del Maule, lo que corresponde a un promedio cercano a tres episodios por año. La mayor concentración se registró en primavera, especialmente en septiembre y octubre, cuando el manto nival acumulado durante el invierno aún se mantiene en la cuenca y las temperaturas comienzan a incrementarse, favoreciendo la ocurrencia de procesos de fusión al coincidir con precipitaciones líquidas. Este comportamiento responde a las condiciones propias de la zona, donde la estación nivométrica se ubica en torno a los 2000 m s.n.m., altitud suficiente para conservar nieve hasta inicios de primavera y, al mismo tiempo, expuesta a un régimen térmico que permite la transición hacia episodios de lluvia. Si bien la primavera concentró la mayor parte de los ROS, también se registraron algunos eventos en invierno, asociados a tormentas con temperaturas sobre 0 °C que generaron frentes de precipitación líquida sobre un manto nival parcialmente consolidado. En otoño los episodios fueron menos frecuentes y de menor magnitud,

lo que refleja la limitada acumulación nival en esa época del año, mientras que en verano prácticamente no se identificaron, debido a la ausencia de nieve en la zona de registro.

La magnitud de los eventos mostró un rango amplio. La mayoría correspondió a precipitaciones acumuladas entre 15 y 25 mm, asociadas a pérdidas de SWE inferiores a 25 mm, es decir, episodios de intensidad moderada. También se presentaron eventos más severos, con pérdidas de SWE sobre 75 mm y un caso extremo cercano a 300 mm. Estos episodios coincidieron con precipitaciones líquidas del orden de 30 a 40 mm y, sobre todo, con temperaturas medias superiores a 10 °C, condición en la que también se observaron intensidades de precipitación mayores a 25 mm/día. Este comportamiento muestra un patrón claro: los eventos que combinan lluvias intensas con temperaturas más cálidas son los que generan las mayores pérdidas de nieve, aun cuando los montos de precipitación acumulada sean similares a los de episodios menos severos.

En cuanto a la duración, la mayoría de los eventos se extendió entre uno y dos días, lo que coincide con el paso de sistemas frontales típicos de Chile central. Falvey & Garreaud, (2007) señalan que la mayor parte de las precipitaciones en esta zona durante el invierno y la primavera está asociada a estos frentes, los cuales generan episodios cortos, pero de alta intensidad en la cordillera. Tomando en cuenta esto, los eventos ROS observados en la cuenca coinciden con el comportamiento descrito, correspondiendo a fenómenos de corta duración capaces de generar aumentos rápidos de caudal.

6.3.2 Impacto de los eventos bajo escenario de cambio climático

La comparación entre el período histórico (2010–2023) y las proyecciones futuras (2035–2065, SSP5–8.5) evidencia un aumento en la recurrencia de eventos de lluvia sobre nieve (ROS), pasando de un promedio de 2,4 a 3,1 episodios anuales, equivalente a un incremento cercano al 30 %. Este resultado refleja el efecto del calentamiento proyectado en la zona, que favorece la ocurrencia de precipitaciones líquidas sobre un manto nival todavía presente en la alta cordillera.

La duración de los eventos muestra valores similares en ambos períodos, con un rango de 1 a 4,4 días en el histórico y de 1 a 3,7 días en el futuro, lo que indica que el cambio climático no modifica de forma significativa su permanencia. En cambio, la intensidad sí presenta variaciones relevantes: la media aumenta de 12 a 13,9 mm/día, con máximos de 21,5 y 24,1 mm/día, respectivamente. Esto sugiere que bajo condiciones más cálidas los episodios tienden a ser más intensos y concentrados, generando respuestas hidrológicas más rápidas y un mayor potencial de crecidas.

La Figura 6.1 evidencia un cambio marcado en la estacionalidad de los ROS, mostrando que en el período histórico simulado los eventos se concentran principalmente en primavera (octubre, noviembre y diciembre), pero también se registran en verano, mientras que en invierno prácticamente no ocurren. En el escenario futuro desaparecen los eventos estivales y aumenta la ocurrencia durante los meses de invierno y primavera temprana (agosto a noviembre), siendo octubre el mes con mayor número de eventos. Este resultado indica un desplazamiento de la estacionalidad, que pasa de un patrón primavera–verano en el histórico a uno dominado por invierno–primavera en el futuro, en respuesta al aumento de las temperaturas invernales que reduce la acumulación de nieve en verano y adelanta los procesos de fusión.

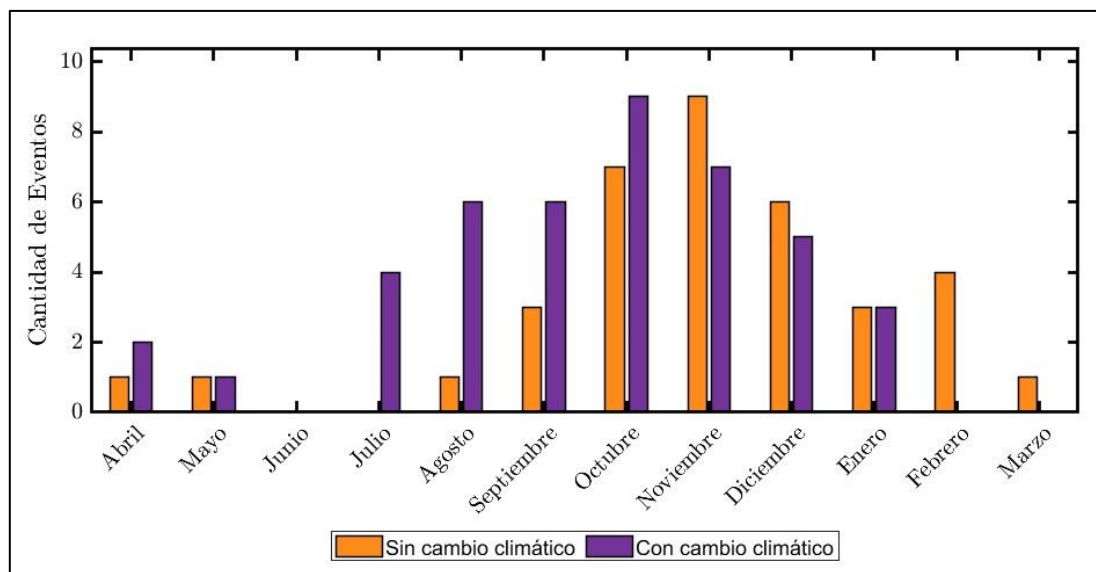


Figura 6.1: Comparación estacionalidad eventos históricos y futuros

El aporte relativo del derretimiento de nieve experimenta una reducción marcada, pasando de un 18,6 % en el período histórico a un 16,4 % en las proyecciones futuras, lo que se entiende a partir de tres procesos hidrometeorológicos que actúan en conjunto. Por un lado, el volumen de nieve acumulada es menor en un clima más cálido, ya que la temporada de acumulación se acorta y el manto alcanza espesores más reducidos, limitando la cantidad de nieve susceptible de fundirse durante un episodio de lluvia (Mernild et al., 2017). Además, el ascenso de la isoterma 0 °C incrementa la proporción de la precipitación que ocurre directamente como lluvia, de modo que el caudal generado durante un ROS está cada vez más dominado por el aporte pluvial (Musselman et al., 2017). Finalmente, la reducción en la duración y extensión de la cobertura nival implica que los mantos presentes en el período futuro son menos voluminosos y alcanzan temperaturas más cercanas al punto de fusión, lo que disminuye su capacidad de almacenamiento y favorece que el escurrimiento responda más rápidamente a la lluvia (Mernild et al., 2017).

Aunque el valor promedio del AROS disminuye en el período futuro, la comparación de las Tablas 9 y 10 muestra un aumento en la frecuencia de eventos con mayor precipitación acumulada. Los episodios en el rango de 25–40 mm pasan de 20,0 % a 26,8 %, y los superiores a 40 mm de 5,7 % a 7,3 %. En estos casos el aporte relativo del derretimiento se mantiene elevado, entre 53 % y 63 %, lo que indica que, a pesar de que en promedio la lluvia pasa a tener un rol más dominante, la nieve continúa aportando una contribución relevante en los eventos de mayor magnitud.

7 Conclusiones

A partir de los resultados obtenidos del análisis histórico, la modelación hidrológica y las proyecciones de cambio climático bajo el escenario SSP5-8.5 para los eventos de lluvia sobre nieve, se puede concluir que:

1. Los datos observados entre 2015 y 2023 muestran una baja frecuencia de eventos de lluvia sobre nieve, con un promedio cercano a tres por año. Estos se concentraron principalmente en primavera, con mayor ocurrencia en septiembre y octubre, mientras que en invierno fueron poco frecuentes y en verano no se registraron. Este comportamiento responde al régimen climático de la cuenca: en julio y agosto predominan las precipitaciones sólidas y se acumula el manto nival, el cual desaparece por completo al inicio del verano. En cuanto a su caracterización, los eventos presentaron una duración media de 1,5 días y pérdidas de nieve fuertemente condicionadas por la temperatura, alcanzando reducciones considerablemente mayores cuando esta superó los 10 °C.
2. La modelación puntual del equivalente en agua de nieve (SWE) en la estación Nueva Lo Aguirre mostró un buen desempeño, con indicadores de ajuste elevados ($KGE = 0,88$; $NSE = 0,81$; $R^2 = 0,82$), aunque con un sesgo positivo que señala una ligera sobrestimación en la acumulación de nieve y con algunos desfases en los picos de acumulación. Estos resultados indican que el modelo reproduce de forma adecuada la dinámica de acumulación y fusión, aunque presenta limitaciones en la representación de valores extremos. Si bien la calibración se realizó sobre una serie corta (2021–2023), los parámetros obtenidos fueron consistentes y permitieron su utilización en la modelación distribuida de la cuenca. Para mejorar la representación, sería conveniente complementar con métodos alternativos de obtención de datos de SWE, con el fin de disponer de series más largas para la calibración.
3. La modelación distribuida de la cuenca del Maule en Los Baños entregó un ajuste moderado, logrando representar la variabilidad estacional y los caudales medios, pero con limitaciones en la reproducción de eventos extremos. Durante la calibración el desempeño fue aceptable, aunque en la validación se observó una disminución en los indicadores y una subestimación más marcada de los caudales. Uno de los factores que explica estos resultados es la presencia de la Laguna del Maule dentro de la cuenca, cuya regulación modifica el régimen observado en la estación, mientras que el modelo simula un régimen natural sin intervenciones humanas. A pesar de estas limitaciones, el modelo resultó adecuado para representar el comportamiento general de la cuenca. No obstante, se concluye que para mejorar la modelación hidrológica en este sector resulta necesario evaluar el efecto de la laguna sobre los caudales, con el fin de representar de manera más realista el comportamiento de la cuenca.
4. La simulación hidrológica para el período histórico (2010–2023) mostró que los eventos de lluvia sobre nieve ocurrieron con baja frecuencia, en torno a 2 a 3 por año, y concentrados en primavera. El número de eventos resultó menor al registrado en los datos observados, pero la similitud en su estacionalidad y en su corta duración evidencia que el modelo logra representar de manera adecuada la dinámica hidrológica de la cuenca. Aunque se trata de fenómenos poco frecuentes, en los casos más intensos el derretimiento de nieve llegó a aportar más de la mitad del caudal generado, lo que confirma que los ROS cumplen un rol determinante en la formación de crecidas y en el régimen hidrológico del Maule alto.
5. En el escenario SSP5–8.5 proyectado para el período futuro, los eventos de lluvia sobre nieve aumentarían en frecuencia e intensidad, con un promedio de 3,1 por año y mayores volúmenes de precipitación que en el período histórico. Aunque su duración se mantendría cercana a 1,5 días, se proyecta un cambio en la estacionalidad, de modo que dejarían de registrarse en verano y serían más frecuentes en invierno y en la primavera temprana. Este comportamiento se relaciona con el aumento de la temperatura, cercano a 2,5 °C, y con la disminución de la

precipitación en torno al 10 %, condiciones que provocan menor acumulación de nieve en invierno y la desaparición del manto nival durante el verano. Como consecuencia, el aporte de derretimiento al caudal disminuye en promedio, aunque en los eventos más intensos la nieve seguiría representando más de la mitad del caudal generado, lo que confirma que, incluso bajo escenarios de cambio climático, los ROS continuarán siendo un factor relevante en la formación de crecidas en la cuenca alta del Maule, afectando la disponibilidad de recursos hídricos de la zona.

Finalmente, los resultados obtenidos confirman que los eventos de lluvia sobre nieve, a pesar de su baja frecuencia, cumplen un rol fundamental en la hidrología de la cuenca alta del Maule, porque aportan de manera significativa a la generación de crecidas. Las proyecciones bajo el escenario SSP5–8.5 indican que estos eventos aumentarán en frecuencia e intensidad y modificarán su estacionalidad, desapareciendo en verano y concentrándose en invierno y en la primavera temprana. Este cambio se proyecta como consecuencia del aumento de las temperaturas, que reduce la acumulación de nieve en invierno, y de la desaparición del manto nival en verano, lo que altera los periodos en que la Laguna del Maule recibe y regula los caudales. En una cuenca donde el embalse juega un papel central, estas modificaciones adquieren particular relevancia, ya que afectan tanto la magnitud de las crecidas como la disponibilidad de recursos hídricos para su gestión. Por lo tanto, es necesario fortalecer la modelación y el monitoreo de estos procesos e integrar los ROS en la planificación de la gestión hídrica y en las estrategias de adaptación frente al cambio climático.

Bibliografía

- Araya-Osses, D., Casanueva, A., Román-Figueroa, C., Uribe, J. M., & Paneque, M. (2020). Climate change projections of temperature and precipitation in Chile based on statistical downscaling. *Climate Dynamics*, 54(9–10), 4309–4330. <https://doi.org/10.1007/S00382-020-05231-4/FIGURES/13>
- Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303–309. <https://doi.org/10.1038/NATURE04141>
- Beniston, M., & Stoffel, M. (2016). Rain-on-snow events, floods and climate change in the Alps: Events may increase with warming up to 4 °C and decrease thereafter. *Science of The Total Environment*, 571, 228–236. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2016.07.146>
- Beven, K., & Freer, J. (2001). Equifinality, data assimilation, and uncertainty estimation in mechanistic modelling of complex environmental systems using the GLUE methodology. *Journal of Hydrology*, 249(1–4), 11–29. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(01\)00421-8](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(01)00421-8)
- Brandt, W. T., Haleakala, K., Hatchett, B. J., & Pan, M. (2022). A Review of the Hydrologic Response Mechanisms During Mountain Rain-on-Snow. *Frontiers in Earth Science*, 10, 791760. <https://doi.org/10.3389/FEART.2022.791760/TEXT>
- Bravo, C., Loriaux, T., Rivera, A., & Brock, B. W. (2017). Assessing glacier melt contribution to streamflow at Universidad Glacier, central Andes of Chile. *Hydrology and Earth System Sciences*, 21(7), 3249–3266. <https://doi.org/10.5194/HESS-21-3249-2017>,
- Brunner, L., Pendergrass, A. G., Lehner, F., Merrifield, A. L., Lorenz, R., & Knutti, R. (2020). Reduced global warming from CMIP6 projections when weighting models by performance and independence. *Earth System Dynamics*, 11(4), 995–1012. <https://doi.org/10.5194/ESD-11-995-2020>,
- Burger, F., Brock, B., & Montecinos, A. (2018). Seasonal and elevational contrasts in temperature trends in Central Chile between 1979 and 2015. *Global and Planetary Change*, 162, 136–147. <https://doi.org/10.1016/J.GLOPLACHA.2018.01.005>
- Cabrera, J., & Eng, C. (2012). *Modelos Hidrológicos*.
- Centro de Ciencia del Clima y la Resiliencia - CR2. (2016, December). *El cambio climático golpea fuerte a los recursos hídricos*. <https://www.cr2.cl/el-cambio-climatico-golpea-fuerte-a-los-recursos-hidricos/>
- Clark, M. P., Schaeffli, B., Schymanski, S. J., Samaniego, L., Luce, C. H., Jackson, B. M., Freer, J. E., Arnold, J. R., Moore, R. D., Istanbuluoglu, E., & Ceola, S. (2016). Improving the theoretical underpinnings of process-based hydrologic models. *Water Resources Research*, 52(3), 2350–2365. <https://doi.org/10.1002/2015WR017910>
- Corumerme Gonzalez, D. A. (2021). *Caracterización de eventos meteorológicos extremos en la parte alta del Río Maipo, Chile: Efecto de eventos de lluvia sobre nieve y proyecciones por cambio climático*.
- DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008). Principles of Snow Hydrology. *Principles of Snow Hydrology*, 9780521823623, 1–418. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535673>
- Dirección general de Aguas (DGA). (2004). *DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS DIAGNOSTICO Y CLASIFICACION DE LOS CURSOS Y CUERPOS DE AGUA SEGUN OBJETIVOS DE CALIDAD - CUENCA DEL RIO MAULE*.
- DMC, & DGAC. (2023). *REPORTE ANUAL DE LA EVOLUCIÓN DEL CLIMA EN CHILE*.

- Duan, Q. Y., Gupta, V. K., & Sorooshian, S. (1993). Shuffled complex evolution approach for effective and efficient global minimization. *Journal of Optimization Theory and Applications*, 76(3), 501–521. <https://doi.org/10.1007/BF00939380/METRICS>
- Falvey, M., & Garreaud, R. (2007). Wintertime Precipitation Episodes in Central Chile: Associated Meteorological Conditions and Orographic Influences. *Journal of Hydrometeorology*, 8(2), 171–193. <https://doi.org/10.1175/JHM562.1>
- Falvey, M., & Garreaud, R. D. (2009). Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979–2006). *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 114(4). <https://doi.org/10.1029/2008JD010519;WGROU:STRING:PUBLICATION>
- Fowler, K., Peel, M., Western, A., & Zhang, L. (2018). Improved Rainfall-Runoff Calibration for Drying Climate: Choice of Objective Function. *Water Resources Research*, 54(5), 3392–3408. <https://doi.org/10.1029/2017WR022466>
- Garreaud, R. D. (2011). *Cambio Climático: Bases Físicas e Impactos en Chile*. <http://www.dgf.uchile.cl/rene>
- Garreaud, R. D., Boisier, J. P., Rondanelli, R., Montecinos, A., Sepúlveda, H. H., & Veloso-Aguila, D. (2020). The Central Chile Mega Drought (2010–2018): A climate dynamics perspective. *International Journal of Climatology*, 40(1), 421–439. <https://doi.org/10.1002/joc.6219>
- Glasner Vivanco, L. H. (2022a). *Eventos hidrometeorológicos de lluvia sobre nieve en los Andes de Chile Central*. <https://repositorio.uchile.cl/handle/2250/188859>
- Glasner Vivanco, L. H. (2022b). *Eventos-hidrometeorologicos-de-lluvia-sobre-nieve-en-los-Andes-de-Chile-Central*.
- Gnann, S., Baldwin, J. W., Cuthbert, M. O., Gleeson, T., Schwanghart, W., & Wagener, T. (2025). The Influence of Topography on the Global Terrestrial Water Cycle. *Reviews of Geophysics*, 63(1), e2023RG000810. <https://doi.org/10.1029/2023RG000810>
- Gonzalez, A. C. C., Alcayaga, H., Escanilla-Minchel, R., Aguayo, M., Aguayo, M., & Orellana, C. (2024). Evaluation of the effects of climatic variabilities on future hydrological scenarios: application to a coastal basin in Central Chile. *Hydrology Research*, 55(12), 1197–1216. <https://doi.org/10.2166/NH.2024.069/1515576/NH2024069.PDF>
- Gunther, D. (2015). *Sensitivity of snowmelt energy fluxes during rain-on-snow events to topography, climate conditions and land use*.
- Helgason, W., & Pomeroy, J. (2012). Problems Closing the Energy Balance over a Homogeneous Snow Cover during Midwinter. *Journal of Hydrometeorology*, 13(2), 557–572. <https://doi.org/10.1175/JHM-D-11-0135.1>
- Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., Nicolas, J., Peubey, C., Radu, R., Schepers, D., Simmons, A., Soci, C., Abdalla, S., Abellan, X., Balsamo, G., Bechtold, P., Biavati, G., Bidlot, J., Bonavita, M., ... Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999–2049. <https://doi.org/10.1002/QJ.3803>
- IPCC. (2021). *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*.
- Jaime Hernández, H., Galleguillos, M., & Estades, C. (2016). *Mapa de Cobertura de Suelos de Chile 2014: Descripción del Producto*. www.gep.uchile.cl
- Jara, F. (2017). *Influencia de la sublimación nival en el balance hídrico de la cuenca alta del río Copiapó, Chile*.
- Junta de Vigilancia Río Maule. (2021). *Laguna del Maule: Uso prioritario para riego*.

- Lee, H., & Romero, J. (2023). *Climate Change 2023 Synthesis Report IPCC, 2023: Sections. In: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team. 35–115. <https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647>*
- Marks, D., Dozier, J., & Davis, R. E. (1992). Climate and energy exchange at the snow surface in the Alpine Region of the Sierra Nevada: 1. Meteorological measurements and monitoring. *Water Resources Research*, 28(11), 3029–3042. <https://doi.org/10.1029/92WR01482>
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D., & Link, T. (1998). *The sensitivity of snowmelt processes to climate conditions and forest cover during rain-on-snow: A case study of the 1996 Pacific Northwest flood.*
- Markstrom, S. L., Regan, R. S., Hay, L. E., Viger, R. J., Webb, R. M. T., Payn, R. A., & Lafontaine, J. H. (n.d.). *PRMS-IV, the Precipitation-Runoff Modeling System, Version 4.* <https://doi.org/10.3133/tm6B7>
- Melgar, D. O., & Meza, F. J. (2020). Exploring the Fingerprints of Past Rain-on-Snow Events in a Central Andean Mountain Range Basin Using Satellite Imagery. *Remote Sensing 2020, Vol. 12, Page 4173*, 12(24), 4173. <https://doi.org/10.3390/RS12244173>
- Mernild, S. H., Liston, G. E., Hiemstra, C. A., Malmros, J. K., Yde, J. C., & McPhee, J. (2017). The Andes Cordillera. Part I: snow distribution, properties, and trends (1979–2014). *International Journal of Climatology*, 37(4), 1680–1698. <https://doi.org/10.1002/JOC.4804;PAGEGROUP:STRING:PUBLICATION>
- Mills, A. (2022). *Snow Hydrology: Principles and Applications* .
- Ministerio del Medio Ambiente. (2024). *Cambio Climático – Ministerio del Medio Ambiente.* <https://cambioclimatico.mma.gob.cl/>
- Ministerio del medio ambiente. (2024). *Proyecciones Climáticas – Cambio Climático.* <https://cambioclimatico.mma.gob.cl/proyecciones-climaticas/>
- Ministerio del Medio Ambiente (MMA), Centro de Ciencia del Clima y Resiliencia (CR2), & Dirección Meteorológica de Chile (DMC). (2023). *Explorador de Amenazas Climáticas (ARCLIM).* Ministerio Del Medio Ambiente.
- Muñoz-Sabater, J., Dutra, E., Agustí-Panareda, A., Albergel, C., Arduini, G., Balsamo, G., Boussetta, S., Choulga, M., Harrigan, S., Hersbach, H., Martens, B., Miralles, D. G., Piles, M., Rodríguez-Fernández, N. J., Zsoter, E., Buontempo, C., & Thépaut, J. N. (2021). ERA5-Land: A state-of-the-art global reanalysis dataset for land applications. *Earth System Science Data*, 13(9), 4349–4383. <https://doi.org/10.5194/ESSD-13-4349-2021>
- 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. <https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3225>
- Pachauri, R. K., Meyer, L., Hallegatte France, S., Bank, W., Hegerl, G., Brinkman, S., van Kesteren, L., Leprince-Ringuet, N., & van Boxmeer, F. (2014). Cambio climático 2014: Informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I,II y III al Quinto Informe de Evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático [Equipo principal de redacción, R.K. Pachauri y L.A. Meyer (eds.)]. *Kristin Seyboth (USA)*. <http://www.ipcc.ch>.
- Pomeroy, J. W., Brown, T., Fang, X., Shook, K. R., Pradhananga, D., Armstrong, R., Harder, P., Marsh, C., Costa, D., Krogh, S. A., Aubry-Wake, C., Annand, H., Lawford, P., He, Z., Kompanizare, M., & Lopez Moreno, J. I. (2022). The cold regions hydrological modelling platform for hydrological diagnosis and prediction based on process understanding. *Journal of Hydrology*, 615, 128711. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2022.128711>
- Pomeroy, J. W., & Essery, R. (1999). Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions. *Hydrological Processes*, 13(18), 2963–2975.

<https://www.research.ed.ac.uk/en/publications/turbulent-fluxes-during-blowing-snow-field-tests-of-model-sublima>

- Pomeroy, J. W., Gray, D. M., Brown, T., Hedstrom, N. R., Quinton, W. L., Granger, R. J., & Carey, S. K. (2007). The cold regions hydrological model: A platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21(19), 2650–2667. <https://doi.org/10.1002/HYP.6787>;CSUBTYPE:STRING:SPECIAL;PAGE:STRING:ARTICLE/CHAPTER
- Pradhananga, D., & Pomeroy, J. W. (2022). Diagnosing changes in glacier hydrology from physical principles using a hydrological model with snow redistribution, sublimation, firnification and energy balance ablation algorithms. *Journal of Hydrology*, 608, 127545. <https://doi.org/10.1016/J.JHYDROL.2022.127545>
- Rene Garreaud. (1992). Estimación de la altura de nieve en cuencas de Chile Central. *Revista Chilena de Ingeniería Hidráulica*, 7, 21–32.
- Riahi, K., van Vuuren, D. P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neill, B. C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J. C., KC, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., ... Tavoni, M. (2017). The Shared Socioeconomic Pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview. *Global Environmental Change*, 42, 153–168. <https://doi.org/10.1016/J.GLOENVCHA.2016.05.009>
- Surfleet, C. G., & Tullos, D. (2013). Variability in effect of climate change on rain-on-snow peak flow events in a temperate climate. *Journal of Hydrology*, 479, 24–34. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2012.11.021>
- Tarek, M., Brissette, F. P., & Arsenault, R. (2020). Evaluation of the ERA5 reanalysis as a potential reference dataset for hydrological modelling over North America. *Hydrology and Earth System Sciences*, 24(5), 2527–2544. <https://doi.org/10.5194/HESS-24-2527-2020>,
- Ven Te Chow, Maidment, D. R., & Mays, L. W. (1994). *Hidrología Aplicada*. https://www.academia.edu/105588091/Ven_Te_Chow_Hidrologia_Aplicada
- Wurzer, S., Jonas, T., Wever, N., & Lehning, M. (2016). Influence of initial SNOWPACK properties on runoff formation during rain-on-snow events. *American Meteorological Society*, 17, 1801–1815. https://journals.ametsoc.org/view/journals/hydr/17/6/jhm-d-15-0181_1.xml
- Zhao, Y., Feng, D., Yu, L., Wang, X., Chen, Y., Bai, Y., Hernández, H. J., Galleguillos, M., Estados, C., Biging, G. S., Radke, J. D., & Gong, P. (2016). Detailed dynamic land cover mapping of Chile: Accuracy improvement by integrating multi-temporal data. *Remote Sensing of Environment*, 183, 170–185. <https://doi.org/10.1016/J.RSE.2016.05.016>

ANEXOS

Anexo A

Grilla ERA5-Land

En la Figura A.1 se muestran los centroides de los puntos de la grilla, obtenida de ERA5-Land en el sector de la cuenca.

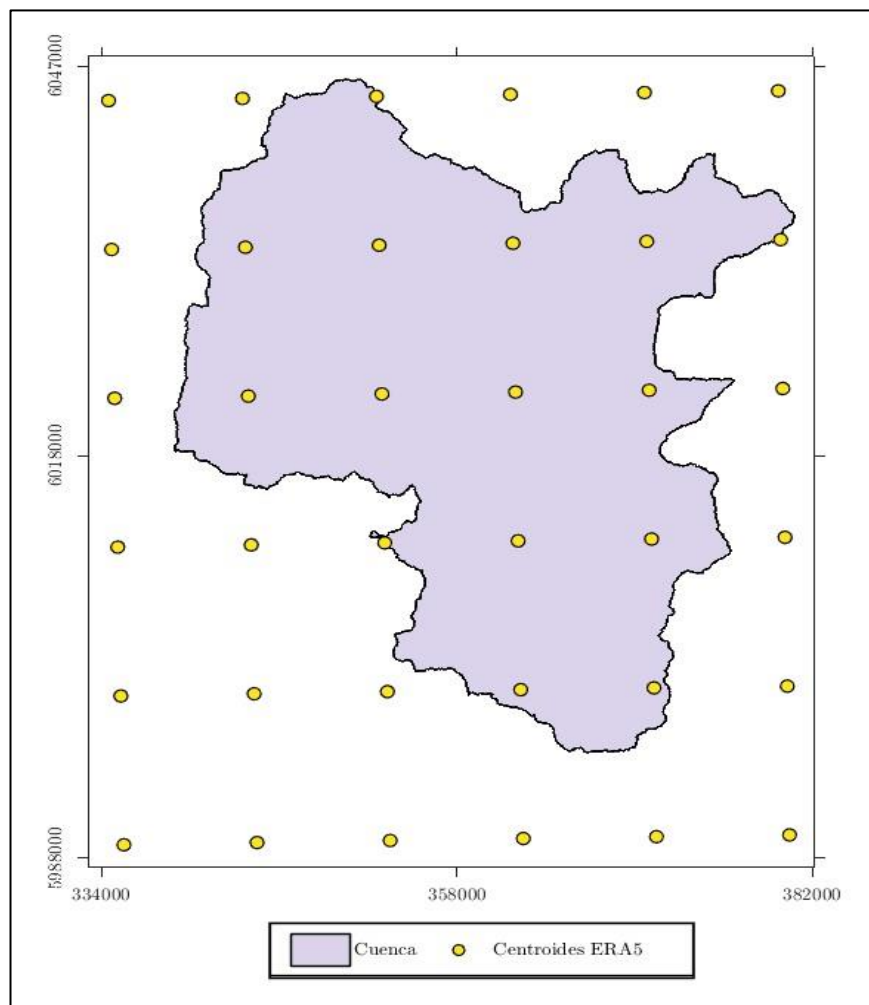


Figura A.1: Grilla de forzantes meteorológicas, obtenida de ERA5-Land.

Anexo B

Forzantes Meteorológicas Periodo Histórico (2010 – 2023)

En las Figura B. 1, Figura B. 2, Figura B. 3, Figura B. 4 y Figura B. 5 se presentan las forzantes meteorológicas históricas obtenidas por medio de ERA5-Land en el periodo histórico para la cuenca Río Maule en los Baños

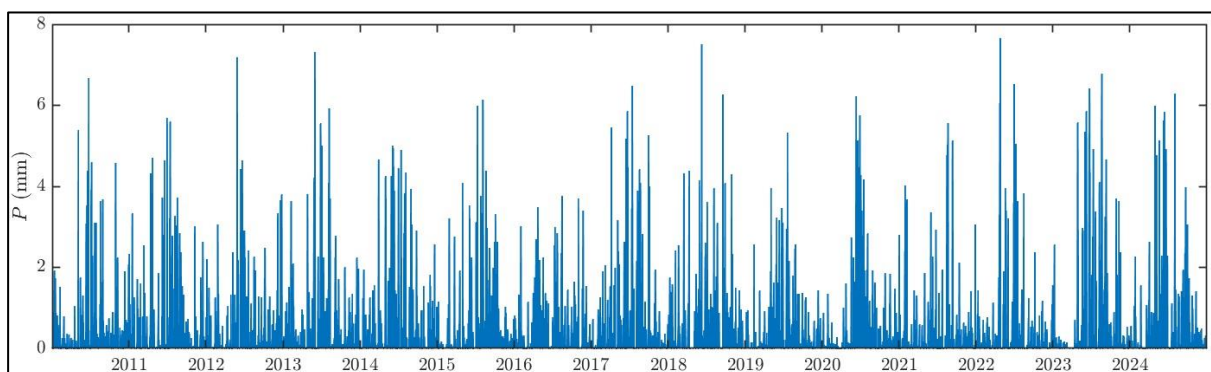


Figura B. 1: Precipitación (mm) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.

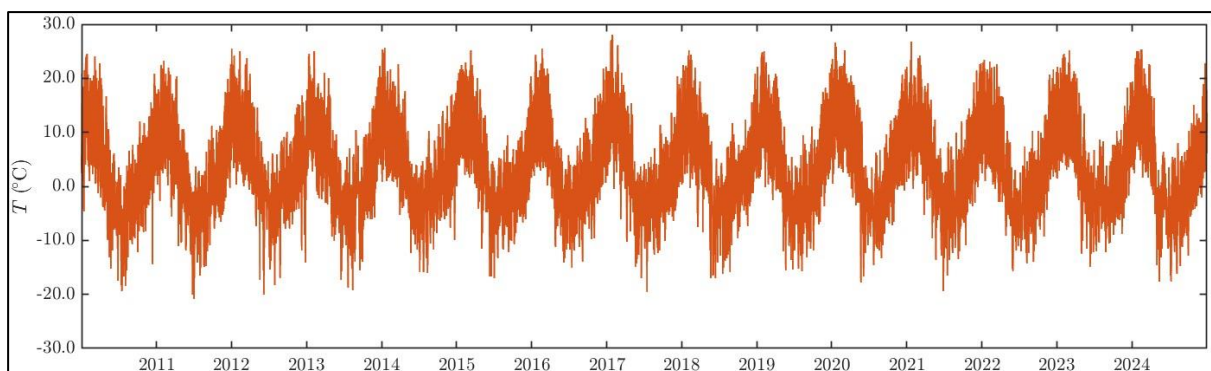


Figura B. 2: Temperatura (°C) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.

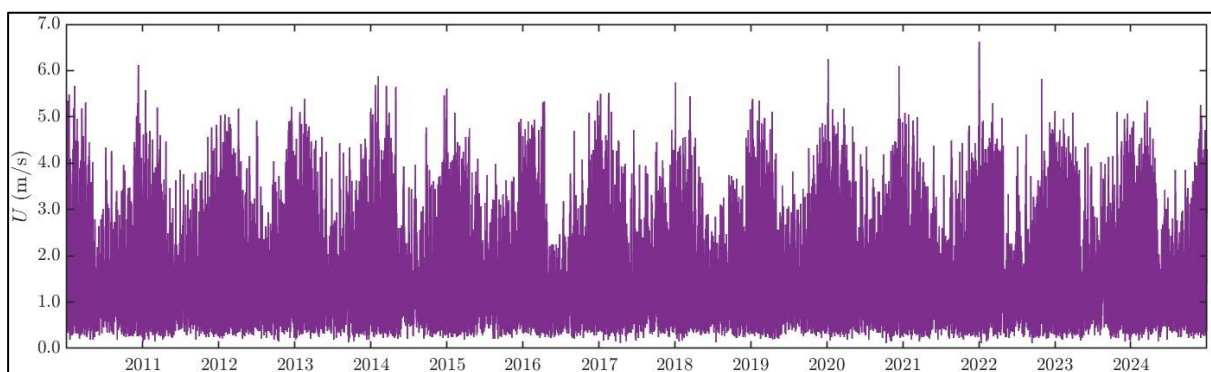


Figura B. 3: Velocidad del viento (m/s) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.

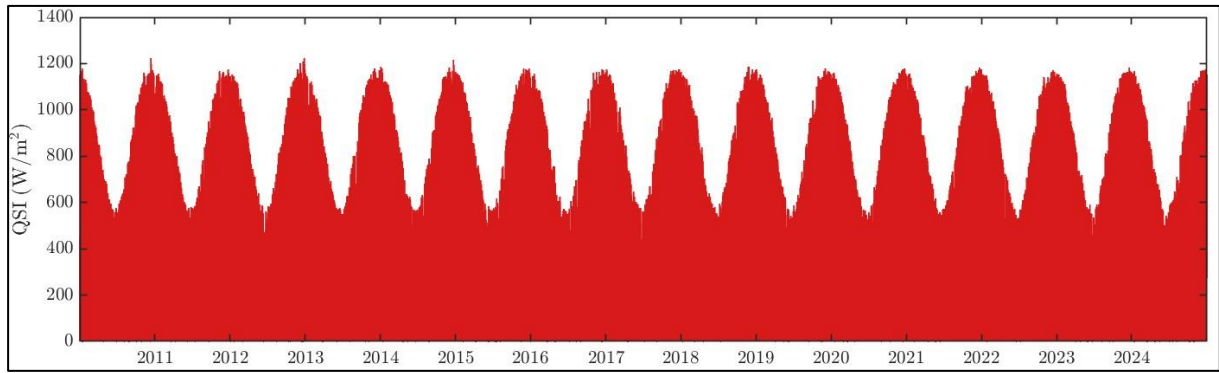


Figura B. 4: Radiación (W/m^2) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.

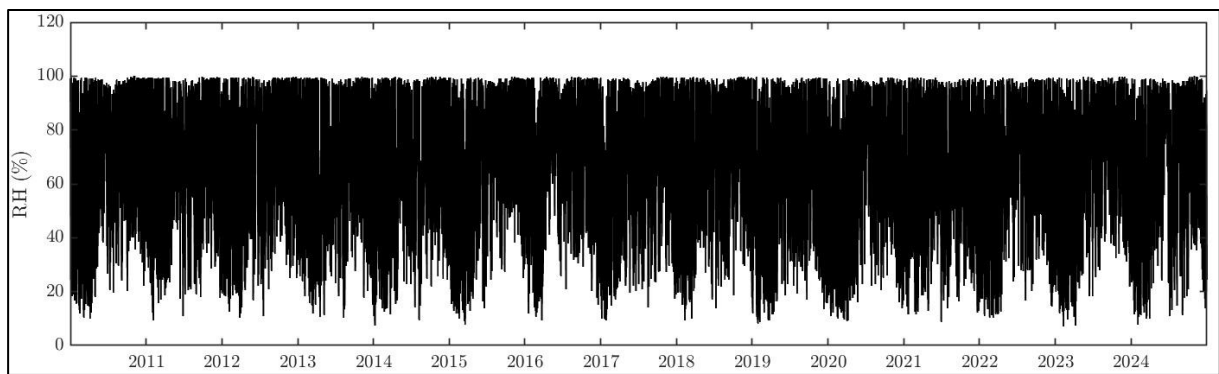


Figura B. 5: Humedad relativa (%) a escala de cuenca, entre 2010 y 2023.

Anexo C

Delimitación y Definición de las Unidades de Respuesta Hidrológica

La Figura C. 1 y **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**Figura C. 2, presentan las bandas elevaciones y las orientaciones de la cuenca utilizadas para definir las URH.

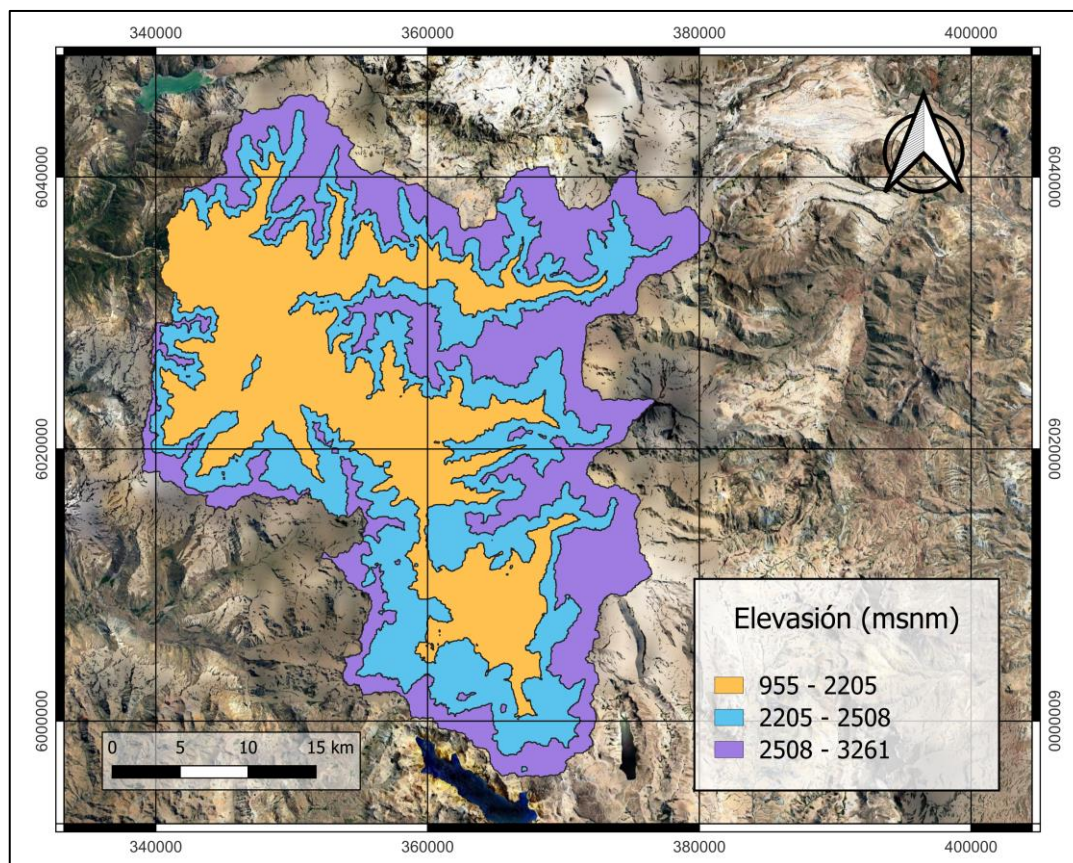


Figura C. 1:Bandas de elevación en la cuenca Rio Maule en los Baños de elevación.

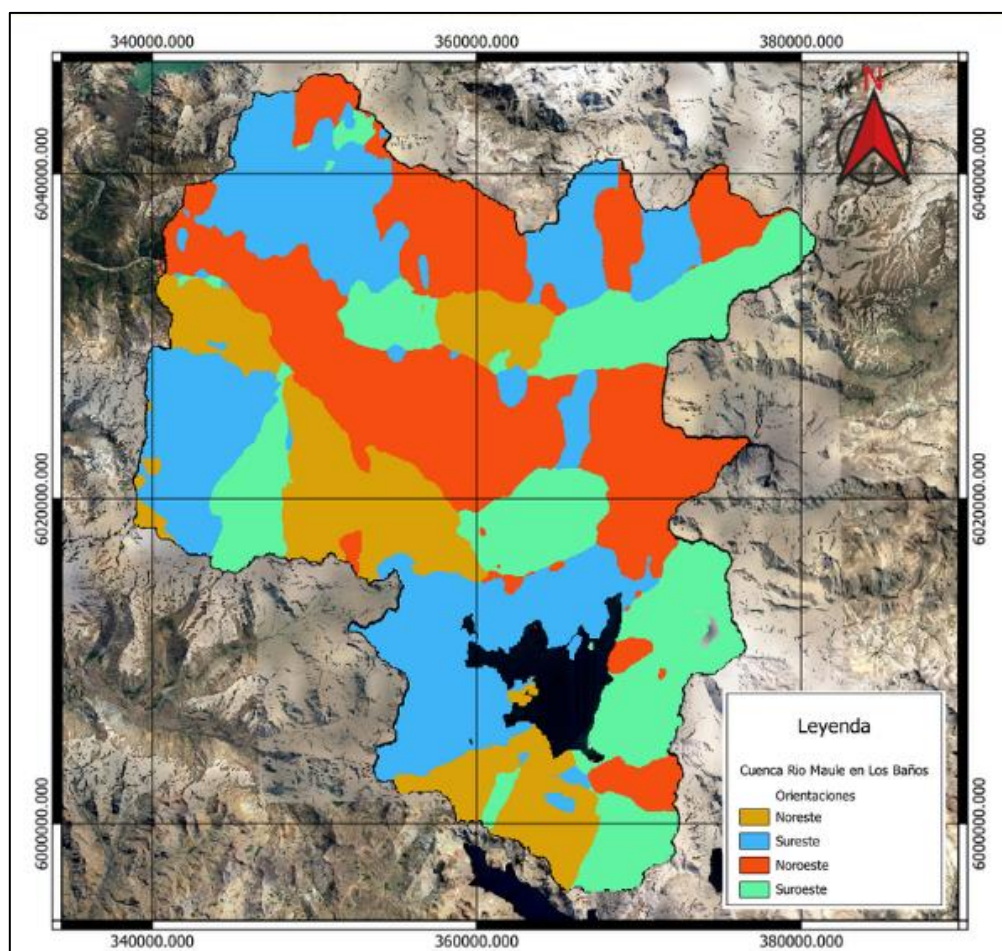


Figura C. 2: Mapa de orientaciones de la cuenca Rio Maule en los Baños

En la Tabla C. 1 se presenta la ubicación geográfica, el área y la elevación media de las 40 unidades de respuesta hidrológica del modelo en CRHM.

Tabla C. 1: Características de las unidades de respuestas hidrológica del modelo CRHM.

URH	LAT	LON	Área (km ²)	Elevación media (msnm)
1	-35.91	-70.77	41.12	2358
2	-36.03	-70.58	47.041	2383
3	-35.82	-70.50	7.678	2796
4	-35.77	-70.65	42.734	2956
5	-35.94	-70.78	9.546	2639
6	-35.97	-70.69	10.071	2514
7	-36.04	-70.48	0.142	2173
8	-35.96	-70.57	19.91	1939
9	-35.97	-70.54	16.744	2028
10	-35.89	-70.71	57.467	1412
11	-35.79	-70.68	12.498	1924

URH	LAT	LON	Área (km²)	Elevación media (msnm)
12	-36.05	-70.55	21.48	2168
13	-35.92	-70.69	17.468	1564
14	-35.87	-70.66	118.243	1620
15	-36.08	-70.47	10.321	2178
16	-35.84	-70.55	27.497	1784
17	-35.82	-70.62	24.658	2430
18	-35.85	-70.45	11.202	2177
19	-35.79	-70.58	41.727	2707
20	-36.13	-70.45	17.534	2345
21	-35.82	-70.47	13.663	2204
22	-35.94	-70.65	55.714	1974
23	-36.12	-70.52	34.086	2455
24	-35.84	-70.40	22.116	2240
25	-36.04	-70.46	17.37	2358
26	-36.04	-70.41	50.125	2898
27	-35.90	-70.60	27.661	2403
28	-35.86	-70.53	22.812	2314
29	-35.93	-70.45	23.949	2303
30	-35.78	-70.69	32.387	2418
31	-36.01	-70.48	25.959	2306
32	-36.06	-70.59	15.826	2559
33	-36.14	-70.52	19.904	2714
34	-36.14	-70.42	19.477	2660
35	-35.81	-70.43	45.96	2786
36	-35.84	-70.38	40.054	2653
37	-36.00	-70.48	8.913	2779
38	-35.94	-70.41	43.812	2664
39	-35.88	-70.55	29.077	2791
40	-35.97	-70.50	29.295	2503

Anexo D

Parámetros Calibrados Modelo CRHM

En la Tabla D.1 se presentan los parámetros calibrados, los cuales están clasificados según la modelación en cual fueron calibrados y su respectivo modulo.

Tabla D.1: Parámetros calibrados segun modelo.

Calibración	Modulo	Parámetro	Valor	Unidad
Modelo puntual	Albedo Richard	amax	0.88	-
		amin	0.46	-
		smin	0.11	mm/int
	obs	lapse_rate	0.91	°C/100m
		tmax_allrain	4.5	°C
		tmax_allsnow	0.5	°C
		snow_rain_determination	0	°C
	SnobalCRHM	hru_rho_snow	221	kg/m3
		max_h20_vol	0.08	-
		z_0	0.0018	mm/int
Modelo distribuido	Ayers	groundcover	1	-
		texture	4	-
	Neutrote_M	runKstorage	5	d
	K_Estimate	PSD	1.47	-
	evap	evap_type	2	-
	soil	gw_init	53	mm
		gw_max	760	mm
		Soil_moist_init	156	mm
		Soil_moist_max	500	mm
		soil_rechr_init	10	mm
		soil_rechr_max	90	mm