

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

**ESTIMACIÓN DEL BALANCE DE MASA Y ENERGÍA DE LA NIEVE EN SITIOS DE
BOSQUE NATIVO DE LA REGION DE ÑUBLE, MEDIANTE SIMULACIÓN
NUMÉRICA Y REDES DE SENSORES**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERA CIVIL

PAULA ESMERALDA OJEDA CARREÑO

**PROFESOR GUÍA:
JAMES MCPHEE TORRES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN
PABLO MENDOZA ZÚÑIGA
RENÉ GARREAUD SALAZAR**

**SANTIAGO DE CHILE
2019**

RESUMEN DE LA MEMORIO PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: Ingeniera Civil
POR: Paula Esmeralda Ojeda Carreño
FECHA: agosto 2019
PROFESOR GUÍA: James McPhee Torres

ESTIMACIÓN DEL BALANCE DE MASA Y ENERGÍA DE LA NIEVE EN SITIOS DE BOSQUE NATIVO DE LA REGION DE ÑUBLE, MEDIANTE SIMULACIÓN NUMÉRICA Y REDES DE SENSORES

El efecto que puede producir la presencia de bosques en los procesos de acumulación y derretimiento de la nieve pueden ser muy relevantes en áreas que se encuentran en latitudes medias y altas. En el hemisferio norte, se han realizado muchos estudios para entender las interacciones entre los bosques y la nieve, pero, por el contrario, es considerablemente menor el conocimiento cuando se trata del hemisferio sur, con bosques de especies y estructuras que son característicos.

La cuenca experimental Valle Hermoso se encuentra en la zona centro sur de Chile, en la precordillera y posee un clima mediterráneo. Cuenta con estaciones hidrometeorológicas ubicadas en cuatro sectores que difieren en altura, orientación y cobertura vegetal. Cada una cuenta con sensores de altura de nieve que realizan mediciones continuas ubicados en un sitio de claro y en uno de bosque.

En esta investigación, se busca realizar un estudio comparativo de los balances de masa y energía entre zonas con y sin vegetación. Para esto se desarrollan simulaciones puntuales de la acumulación y el derretimiento en los pares de sitio de claro y bosque utilizando Cold Regions Hydrological Model (CRHM). Además, se emplea un enfoque delta para estudiar la respuesta de estas zonas ante el cambio climático, representado por variaciones en la precipitación y la temperatura.

Los resultados obtenidos muestran que las simulaciones de acumulación y derretimiento de la nieve realizadas por los modelos son capaces de reflejar las diferencias generales que existen entre los sitios con y sin vegetación de cada nodo, presentando una eficiencia de Nash-Sutcliffe promedio de todos los sitios de 0,77. El máximo equivalente de agua nieve (SWE) fue en promedio un 26% mayor en los claros, debido principalmente a la falta de interceptación. La sublimación de la nieve interceptada representa una pérdida considerable de nieve en los sitios de bosque, representando un 24,8% del total caído durante la temporada.

Los análisis arrojaron que los modelos son sensibles a variaciones en las forzantes meteorológicas como a humedad relativa y a parámetros como la rugosidad de la superficie de la nieve, principalmente por la influencia que ejercen en los flujos energéticos.

Un análisis por separado de los efectos que producirían alteraciones en las forzantes meteorológicas indicó que variaciones en la temperatura pudiesen generar disminuciones drásticas en la acumulación de la nieve, llegando a reducciones de hasta un 80% promedio en el SWE si el aumento fuese de 2°C. Mientras que reducciones de 30% en la precipitación, producirían disminuciones de hasta un 60% en el SWE promedio.

A Nicolás
Para ti, toda mi vida...

AGRADECIMIENTOS

A mi profesor guía, James McPhee, por la confianza depositada, por su gran disposición a responder mis inquietudes y compartir sus valiosos conocimientos. A mi profesor co-guía Pablo Mendoza, por siempre estar dispuesto a colaborar y entregar consejos para llevar a cabo el trabajo de la mejor manera.

A mis padres, Juan y Marsia, por su amor y apoyo incondicional, por alentarme a desarrollar mis capacidades al máximo y por mostrarme la educación como una forma de libertad. Con su ejemplo aprendí que los logros se alcanzan con esfuerzo y dedicación. Me faltaría vida para agradecerles todo lo que han hecho por mí.

A mis abuelos, Juan y Esmeralda, por ser responsables de gran parte de mi identidad, por acompañarme en cada etapa de mi vida y principalmente por enseñarme que la familia y las tradiciones son los más importante.

A mi hermana Marcia, por ser mi cómplice desde la más tierna edad, por cumplir un rol protector y ser un ejemplo para mí. Somos compañeras de vida, siempre hemos estado juntas y siempre lo estaremos.

A mi tía Laly y mi Amandita, por confiar siempre en que lograré mis metas y estar continuamente transmitiéndome alegría. Mi pequeña Amanda, desde que naciste has sido inspiración para mí.

A mi tío Nano y mi Palomita, por estar siempre a mi lado y poder disfrutar mutuamente de nuestros logros y los buenos momentos en familia.

Finalmente quiero agradecer a mi compañero de vida, Nicolás, por ser fundamental en esta etapa universitaria que está finalizando, por ser capaz de transmitirme tranquilidad en los momentos de estrés y poseer una paciencia envidiable. Me has mostrado la vida con otros ojos y me emociona pensar todo lo que está por venir para nosotros.

A todos, muchas gracias

TABLA DE CONTENIDO

1.	Introducción.....	1
1.1.	Objetivos.....	2
1.1.1.	Objetivo general.....	2
1.1.2.	Objetivos específicos.....	2
2.	Revisión bibliográfica.....	3
2.1.	Modelación Hidrológica.....	4
2.1.1.	Cold Regions Hydrological Model.....	4
2.2.	Cambio climático.....	9
2.2.1.	Cambio climático en Latinoamérica.....	11
3.	Área de estudio.....	13
4.	Metodología.....	16
4.1.	Construcción de modelos puntuales.....	16
4.1.1.	Datos de entrada.....	16
4.2.	Módulos del modelo.....	18
4.3.	Evaluación del desempeño de los modelos.....	19
4.3.1.	Coefficiente de determinación R^2	19
4.3.2.	Índice de eficiencia.....	19
4.3.3.	Sesgo porcentual.....	20
4.3.4.	Error medio cuadrado.....	20
5.	Resultados y discusión.....	21
5.1.	Desempeño de los modelos.....	21
5.2.	Intercambio energético del manto nival.....	30
5.3.	Balance de Masa.....	37
5.3.1.	Balance en el dosel de los bosques.....	37
5.3.2.	Balance considerando todo el sistema.....	39
5.4.	Análisis de Sensibilidad.....	44
5.4.1.	Humedad Relativa.....	44
5.4.2.	Parámetros: Rugosidad de la superficie.....	46
5.4.3.	Parámetros: Máxima carga que soporta el dosel ($Sbar$).....	48
5.5.	Evaluación durante el año 2016.....	50
5.5.1.	Análisis cualitativo entre Caudal, Humedad e Infiltración.....	52
5.6.	Cambio Climático.....	54

5.6.1.	Variaciones en la precipitación.....	54
5.6.2.	Variaciones en la temperatura	57
5.6.3.	Variación en temperatura y precipitación.....	61
6.	Conclusiones.....	63
7.	Bibliografía.....	65
8.	Anexos	68

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Características de las estaciones.....	14
Tabla 2: Valores de índice bias, eficiencia del modelo, R^2 y error medio cuadrado de cada sitio	23
Tabla 3: Valores de SWE medidos y simulados para las fechas en que se realizaron calicatas, y el error porcentual.....	25
Tabla 4: Flujos energéticos promedio de los sitios de bosque, y valor neto del balance para cada mes.....	30
Tabla 5: Flujos energéticos promedio de los sitios de claro y valor neto del balance para cada mes	30
Tabla 6: Flujos máxicos totales durante la temporada para cada nodo.....	37
Tabla 7: Valores de los flujos máxicos durante la temporada para cada nodo en los sitios de bosque.....	40
Tabla 8: Valores de los flujos máxicos durante la temporada para cada nodo en los sitios de claro	40
Tabla 9: Variaciones porcentuales en las simulaciones del valor promedio de SWE, cuando se aumenta la humedad relativa (variable de entrada del modelo) en 2% y 5%	44
Tabla 10: Variaciones porcentuales en las simulaciones del máximo SWE, cuando se aumenta la humedad relativa (variable de entrada del modelo) en 2% y 5%	44
Tabla 11: Valores de la rugosidad de superficie de nieve utilizada en cada uno de los modelos .	46
Tabla 12: Variaciones promedio de la temporada del SWE ante reducciones de 20% y 40%, y aumentos de 20% y 40% en el valor de la rugosidad de la superficie de la nieve	46
Tabla 13: Variaciones promedio de la temporada del Calor Sensible ante reducciones de 20% y 40%, y aumentos de 20% y 40% en el valor de la rugosidad de la superficie de la nieve	47
Tabla 14: Variaciones promedio de la temporada del Calor Latente ante reducciones de 20% y 40%, y aumentos de 20% y 40% en el valor de la rugosidad de la superficie de la nieve	48
Tabla 15: Variaciones promedio en el valor de SWE para simulaciones en los sitios de nodo con diferentes valores de $Sbar$	48
Tabla 16: Valores de índice bias, eficiencia del modelo, R^2 y error medio cuadrado de cada sitio	50
Tabla 17: Duración del manto de nieve para las observaciones y simulaciones del año 2016	52
Tabla 18: Variaciones porcentuales de SWE, ante disminuciones de 10%, 20% y 30% en la precipitación	54
Tabla 19: Variaciones porcentuales del SWE máximo de la temporada en los sitios de bosque, de claros y el promedio total	54
Tabla 20: Variaciones porcentuales promedios entre los sitios de bosque, los de claro y todos los sitios, ante variaciones aditivas en la temperatura de 0,5°C, 1°C, 1,5°C y 2°C	57
Tabla 21: Variación porcentual del SWE máximo para cada nodo y en cada caso de aumento de la temperatura	57
Tabla 22: Variación porcentual entre el caso base y el caso en que existe variación en temperatura y precipitación, tanto para el valor de SWE promedio y el máximo.....	61
Tabla 23: Fecha en la que se alcanza el máximo SWE para el caso base y el de cambio climático	61

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Diagrama conceptual del modelo Snobal.....	6
Figura 2: Anomalías del promedio anual y global de temperatura en superficie, terrestres y oceánicas, combinadas respecto del promedio del período de 1986 a 2005. Los colores indican diferentes conjuntos de datos (IPCC, 2014).	10
Figura 3: Concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero, dióxido de carbono (CO ₂ , verde), metano (CH ₄ , naranja), y óxido nitroso (N ₂ O, rojo), determinadas a partir de datos de los testigos de hielo (puntos) y de mediciones atmosféricas directas (líneas) (IPCC, 2014). ..	10
Figura 4: Cambio en la temperatura media en superficie (a) y cambio en la precipitación media (b) sobre la base de proyecciones de la media multimodelos para 2081-2100 en relación con 1986-2005 bajo los escenarios RCP 2.6 (izquierda) y RCP 8.5 (derecha)	11
Figura 5: La imagen a la izquierda corresponde al cambio de la temperatura anual promedio de América Latina, 1901-2012. La de la derecha corresponde al cambio de precipitación media anual en América Latina, 1951-2010 (IPCC, 2013).....	12
Figura 6: Mapa de la cuenca experimental Valle Hermoso y ubicación de los nodos	13
Figura 7: Esquema de estación nivometeorológica	14
Figura 8: Estación correspondiente al Nodo 1. a) Zona de Claro. b) Zona de Bosque	15
Figura 9: Gráfico de las forzantes meteorológicas correspondientes al Nodo 1 en la zona de bosque.....	17
Figura 10: Series de tiempo de altura de nieve modelada y observada en sitios de bosque y claros para el año 2015.....	22
Figura 11: Gráficos de altura de nieve diaria promedio simulada versus la observada para todos los sitios, los sitios de bosque y los sitios de claro	23
Figura 12: Gráficos de errores (sim-obs) versus valores observados para cada sitio.....	24
Figura 13: Valores de SWE simulados y estimados para cada uno de los nodos.....	26
Figura 14: Máximo SWE de la temporada para cada nodo, tanto en los sitios de bosque como de claro	27
Figura 15: Gráfico de la altura de nieve simulada y los eventos de precipitación líquida correspondiente al Nodo 4.....	28
Figura 16: Series simuladas de densidad y mediciones realizadas obtenidas como el promedio de la densidad observada a distintas profundidades (calicatas)	29
Figura 17: Radiación Neta Simulada en el Nodo 3	31
Figura 18: Series de tiempo del calor sensible, la temperatura atmosférica y temperatura de la capa activa del manto de nieve durante la temporada en estudio, correspondientes al Nodo 3 en el claro	33
Figura 19: Series de tiempo del calor latente, de la presión de vapor y de la velocidad del viento durante la temporada en estudio, correspondientes al Nodo 3 en el claro.....	34
Figura 20: Flujos energéticos promedios mensuales de radiación de onda corta y larga, flujos turbulentos de calor latente y sensible y calor de conducción entre el suelo y la nieve para cada estación.....	35
Figura 21: Esquema del volumen de control y los flujos considerados para el balance	37
Figura 22: a) Balance de masa en milímetros de las ramas para cada nodo. b) Balance de masa de las ramas en porcentaje para cada nodo.....	38

Figura 23: Gráfico del porcentaje de intercepción vs el índice de área foliar para cada nodo.....	39
Figura 24: Esquema del volumen de control y los flujos involucrados en el balance de masa.....	39
Figura 25: Flujos máxicos obtenidos en mm de agua en el bosque y en el claro en cada nodo	41
Figura 26: Gráficos correspondientes al Nodo 3 en el claro. a) Tasa de derretimiento diaria durante el periodo de estudio. b) Altura de nieve simulada durante la temporada por el modelo	43
Figura 27: Gráfico de la altura simulada de nieve y la temperatura media diaria correspondientes al Nodo 3 en el claro.....	43
Figura 28: Simulaciones de SWE en el Nodo 2 para diferentes valores de la humedad relativa (gráficos de los otros nodos se incluyen en los anexos).....	45
Figura 29: Simulaciones de SWE en el Nodo 1 con vegetación y sin vegetación, para distintos valores de rugosidad de la superficie de la nieve (los gráficos de los otros nodos se incluyen en los anexos).....	47
Figura 30: Flujos máxicos totales durante la temporada correspondientes al Nodo 3, variando el valor de $Sbar$ (los gráficos de los otros nodos se presentan en anexos).	49
Figura 31: Series de tiempo de altura de nieve modelada y observada en sitios de bosque y claros para el año 2016.....	51
Figura 32: a) Serie temporal de caudal y precipitación. b),c) y d) Series de tiempo de la humedad medida promedio medida en las estaciones y la infiltración simulada para cada nodo (Nodo 3 no cuenta con datos de humedad).....	53
Figura 33: Simulaciones de SWE, para cada estación, con disminuciones de 10%, 20% y 30% en la precipitación	55
Figura 34: Máxima altura de nieve durante la temporada para cada escenario de precipitación estudiado en los sitios de bosque y de claro	56
Figura 35: Gráficos de los flujos energéticos para el caso base y cuando hay aumentos de 1 y 2 grados. Corresponden al nodo 1 en el claro.....	58
Figura 36: Simulaciones de SWE, para cada estación, con aumentos de 0,5°C, 1°C ,1,5°C y 2°C en la temperatura	59
Figura 37: Máxima altura de nieve durante la temporada para cada escenario de temperatura estudiado en los sitios de bosque y de claro	60
Figura 38: Simulaciones de SWE en cada nodo, tanto del caso de base como del caso en que existe una reducción del 20% de la precipitación y un aumento de 1°C en la temperatura.....	62

1. INTRODUCCIÓN

En cuencas de alta montaña, la nieve acumulada durante los meses de invierno sirve como un almacenamiento de agua que podrá ser utilizado en la temporada de verano. Cuando en estas zonas existen áreas forestadas, la hidrología está dominada por los procesos asociados a la interacción nieve-bosque, y juegan un rol fundamental en el almacenamiento y liberación del agua (e.g, Moeser et al., 2015). Dada la situación climática actual, entender la respuesta de procesos hidrológicos al cambio climático es crítico para desarrollar estrategias de mitigación y adaptación para una gestión sostenible de los recursos hídricos, por lo que un análisis de este tipo también debe ser considerado.

En cuencas forestadas de alta montaña de la zona centro sur de Chile, se ha obtenido que en bosques de *Nothofagus* la intercepción alcanza el 23,6% del total anual de precipitación nival (Huerta, 2018). Esto debido, a la alta densidad de las ramas y la gran altitud de los árboles, dejando en evidencia la relevancia de representar de manera precisa los procesos que están involucrados en la interacción nieve-bosque.

Por otro lado, el cambio climático tiene un impacto directo en el suministro de agua en las cuencas, y estudios han resaltado la importancia de considerar los efectos combinados de las variaciones en las cubiertas vegetales y el clima (Cristea et al., 2014). El Panel Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC), en su informe publicado en 2013, plantea cuatro posibles escenarios que se relacionan con las emisiones de CO₂ de acuerdo con distintos casos de emisión, considerando medidas de mitigación y conductas de la población. Los escenarios son RCP 2,6, RCP 4,5, RCP 6 y RCP 8,5, siendo el último el caso más crítico.

Es indispensable entender el funcionamiento de las cuencas hidrográficas y los procesos que predominan en la generación de la escorrentía, para lo cual es necesario conocer las relaciones de control entre las variables asociadas a la depositación de la nieve y las características del suelo. Además, cuantificar los posibles efectos del cambio climático en la hidrología de las cuencas, permite tener un mejor manejo del recurso y poder desarrollar estrategias para enfrentar los cambios que se generarán en el futuro.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

El objetivo general del Trabajo de Título es estimar el balance de masa y energía del manto nival en sitios de claro y de bosque en la cuenca forestada de alta montaña Valle Hermoso, ubicada en la región de Ñuble a través de la realización de modelos hidrológicos puntuales.

1.1.2. Objetivos específicos

- Evaluar la importancia relativa de distintos procesos hidrológicos a partir de la realización de un ejercicio de modelamiento.
- Estudiar y cuantificar el impacto de los posibles cambios en la hidrología de la cuenca ante un escenario de cambio climático, en donde existen variaciones de temperatura y precipitación.

2. REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

La hidrología de nieves es sumamente importante en terrenos de alta montaña. Mucha agua que es utilizada por las personas con fines domésticos, por las industrias o la que necesitan los ecosistemas, es suministrada por ríos o flujos subterráneos que se abastecen por el derretimiento de la nieve. Este hecho implica que es necesario un entendimiento profundo de cómo funciona el sistema hidrológico en estas zonas.

Un aspecto fundamental de la hidrología de nieves es entender los procesos que conducen a la generación de nevadas y la eventual distribución de la nieve en el terreno. La ocurrencia de una nevada depende de varios factores climáticos y geográficos como la latitud, altitud, distancia a grandes cuerpos de agua entre otros (McKay & Gray, 1981). Un factor importante que afecta la distribución de la nieve es el viento, que es capaz de trasportarla por kilómetros, representando un serio problema cuando se desea modelar escorrentía generada por el derretimiento.

También caracteriza a las zonas forestadas de alta montaña la interceptación, que corresponde al proceso por el cual parte de la nieve queda atrapada por las copas de los bosques. La nieve interceptada en la mayoría de los casos representa una pérdida de agua, ya que es el principal impulsor de la nieve sublimada en áreas boscosas (Moeser et al., 2015). Hasta un 60% de una nevada puede llegar a ser interceptada por los bosques (Hedstrom & Pomeroy 1998) y las tasas de derretimiento en estas zonas pueden llegar a ser 70% más bajas que en área abiertas (Hendrick et al., 1971).

La distribución espacial y temporal de la humedad del suelo controla numerosos procesos de las cuencas como la generación de escorrentía, la recarga subterránea, la evapotranspiración, entre otros. Su distribución está controlada por variables estáticas y dinámicas, y su superposición genera distintos patrones dependiendo del período (secos, húmedos). En regiones de montaña dominadas por la nieve, estas interacciones son considerablemente más complejas, ya que el agua que precipita y que entra al suelo es determinada en gran medida por la variabilidad espacial de la acumulación y derretimiento de la nieve (Williams et al., 2009).

Todos los modelos climáticos predicen un aumento en la temperatura superficial, lo que implica importantes consecuencias para el ciclo hidrológico, particularmente en las regiones donde el suministro de agua es dominado por el derretimiento de la nieve o el hielo. En un mundo más cálido, disminuyen las precipitaciones sólidas y el derretimiento de la nieve ocurre más temprano en la primavera. Estos dos efectos generan, que a pesar de que no aumente la intensidad, los niveles máximos en la escorrentía se presenten en invierno y a comienzos de la primavera, alejándose del verano y otoño cuando la demanda es mayor (Barnett et al., 2005).

Algunas de las características mencionadas anteriormente, evidencian el complejo sistema que son las cuencas forestadas de alta montaña donde la nieve ejerce un control sobre todos los procesos hidrológicos y, por ende, es fundamental entender su funcionamiento ya que de eso dependerá el suministro de agua para las zonas que se encuentren aguas abajo.

A continuación, se estudian conceptos claves para la generación de modelos puntuales en una cuenca experimental forestada, ubicada en la zona de Nevados de Chillán que permita cumplir con los objetivos: 1) evaluar la importancia relativa de distintos procesos hidrológicos a partir de la realización de un ejercicio de modelamiento y 2) estudiar y cuantificar el impacto de los posibles cambios en la hidrología de la cuenca ante un escenario de cambio climático, en donde existen variaciones de temperatura y precipitación.

2.1. MODELACIÓN HIDROLÓGICA

En cuencas hidrográficas, es imposible medir todo lo necesario para caracterizar el sistema hidrológico, debido al elevado grado de heterogeneidad y la limitación de técnicas de medición, que son aún mayores cuando los terrenos son complejos como por ejemplo los de alta montaña. Estas limitaciones en conjunto con la necesidad de extrapolar datos tanto espacial como temporalmente, impulsaron la utilización de modelos hidrológicos. La modelación hidrológica es un procedimiento en el cual una o más de las fases del ciclo hidrológico se representan a través de un sistema simplificado. El proceso necesario para representar un sistema se puede dividir en tres etapas: formulación del modelo, calibración del modelo y verificación del modelo (McCuen, 1973).

Los modelos hidrológicos son fundamentales para un amplio rango de aplicaciones, como, por ejemplo, el manejo y la gestión del recurso hídrico, la predicción de inundaciones, el impacto de cambios climáticos y distintos usos del suelo, entre otros

2.1.1. Cold Regions Hydrological Model

Cold Regions Hydrological Model (CRHM; Pomeroy et al, 2007) es un modelo de base física que simula el ciclo hidrológico en regiones frías. Fue desarrollado por el Centro de Hidrología de la Universidad de Saskatchewan, Canadá, luego de una extensa investigación que incluyó tanto estudios en terreno como ejercicios de modelamiento de los procesos relacionados con la nieve.

CRHM posee una estructura modular, que permite seleccionar los procesos hidrológicos para cada cuenca desde una librería de módulos, los que se vinculan para simular el ciclo hidrológico de las Unidades de Respuesta Hidrológica (URH's). Una URH se define como una unidad espacial en la que los procesos y estados se pueden describir adecuadamente para el cálculo mediante un conjunto único de parámetros, variables de estados y flujos.

Los parámetros y la estructura del modelo se seleccionan en base al entendimiento del sistema hidrológico y puede ser utilizado tanto para predicción como para la realización de un diagnóstico del entendimiento de la hidrología.

CRHM opera a través de la interacción de sus cuatro componentes principales: (1) observaciones, (2) parámetros, (3) módulos, y (4) variables y estados. A continuación, se presenta una breve descripción de cada componente enfocados en ambientes forestados:

1. Observaciones: corresponde a las series de tiempo de las forzantes meteorológicas para cada paso de la simulación.
2. Parámetros: proporciona una descripción física del sitio, que incluyen latitud, pendiente y orientación, densidad de la cubierta forestal, altura, especies, y propiedades de suelo.
3. Módulos: son los algoritmos implementados para procesos hidrológicos específicos que son seleccionados por el usuario.
4. Estados y variables: son especificados dentro de cada módulo.

2.1.1.1. Módulos

Los módulos de CRHM pueden ser clasificados en las categorías que se presentan a continuación, dentro de las cuales hay variados procedimientos de cálculo, que van desde los más básicos hasta los que poseen una fuerte base física. Esta gama de opciones permite la elección de los algoritmos más apropiados dado los datos disponibles, la confiabilidad de la información, las características de la cuenca, entre otros.

1. Cuenca: Características físicas, de suelo y vegetación de la cuenca.
2. Observaciones: Interpolación de datos meteorológicos en la URH utilizando relaciones adiabáticas y cálculos de presión de vapor de saturación.
3. Transporte de nieve: Algoritmos de transporte de nieve y sublimación
4. Intercepción: Intercepción de precipitaciones, intercepción de nevadas, intercepción de nieve en las copas de los bosques y sublimación.
5. Radiación: Algoritmos de onda corta directa y difusa, correcciones por pendiente, decaimiento del albedo, radiación de onda larga, transmisividad del dosel y radiación neta.
6. Evaporación: Metodologías de base física para superficies saturadas y no saturadas, incluida la transpiración.
7. Derretimiento: Balance de energía del manto de nieve, índice de radiación, índice de temperatura, decaimiento de la capa de nieve y métodos de fusión de la superficie.
8. Infiltración: Rutinas de infiltración básicas para suelos congelados, cálculo de profundidad de heladas, infiltración y redistribución Green-Ampt para suelos no congelados.
9. Balance de humedad de suelo: Se realiza el balance en la zona de recarga, en la zona subsuperficial y en la zona de agua subterránea.
10. Flujo: Controla el tiempo y almacenamiento de flujos.

2.1.1.2. Módulo de balance energético de la nieve

Snobal (Marks, 1992) es un modelo puntual que usando el balance energético calcula el derretimiento y predice la escorrentía. El modelo aproxima el manto de nieve como si estuviese compuesta por dos capas, una superficial y una inferior, y para cada una calcula la temperatura y la masa por unidad de área. En la Figura 1 se presenta un esquema de la conceptualización del modelo.

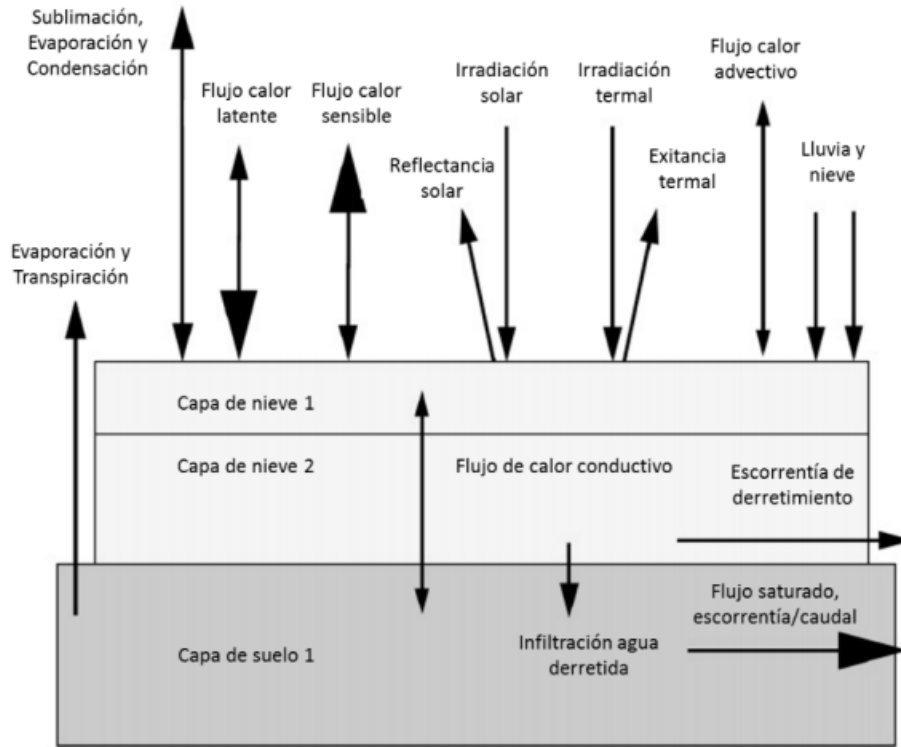


Figura 1: Diagrama conceptual del modelo Snobal

CRHM resuelve el balance como la suma de flujos energéticos radiativos, turbulentos, advectivos y conductivos a la nieve:

$$\frac{dU}{dt} = Q_m + Q_n + Q_H + Q_E + Q_G + Q_D \quad (1)$$

Donde dU/dt es el cambio en la energía interna de la nieve, Q_m es la energía necesaria para el derretimiento, Q_n es la suma de radiaciones netas de onda larga y onda corta, Q_H y Q_E son flujos turbulentos sensible y latente respectivamente, Q_G es el calor hacia el suelo y Q_D es la energía de advección de fuentes externas. Magnitudes positivas representan ganancia de energía, mientras que las negativas se asocian a pérdidas. La cantidad de derretimiento (M) se calcula a partir de Q_m como:

$$M = \frac{Q_m}{\rho_w B \lambda_f} \quad (2)$$

Donde ρ_w es la densidad del agua (kg/m^3), B es la calidad térmica del manto y λ_f es el calor latente de fusión del hielo (MJ/kg).

Snobal simula la densificación de la cobertura de la nieve utilizando la curva densidad-tiempo, la cual depende de la máxima densidad que se genera por la compactación ($\rho_{s,max}^{grav}$) debido a la gravedad (se asume 350 kg/m^3) y una constante (τ) que representa el tiempo que se tarda en alcanzar la mitad de la máxima densidad (se asume 10 días). Cuando se agrega nieve fresca, de menor densidad, se recalcula la posición en la curva. Se obtiene la densidad como:

$$\rho_s(t) = \frac{\rho_{s,max}^{grav}}{1 + \tau/t} \quad (3)$$

Cuando hay derretimiento, el agua líquida contribuye al proceso de densificación, y se simula considerando la máxima densidad por procesos de derretimiento (se asume de 550 kg/m^3) ($\rho_{s,max}^{melt}$), un parámetro empírico (β) que controla la tasa de densificación (se asume 0,4) y la razón entre la masa de agua líquida que se agrega a la nieve por el derretimiento y la lluvia, y la tasa de la cobertura de nieve (B), como:

$$\Delta\rho_s(t) = \frac{\rho_{s,max}^{melt} - \rho_s}{1 + \beta/B} \quad (4)$$

Radiación de Onda Corta a la nieve en bosques

La radiación neta de onda corta a la nieve bajo el bosque ($K *_{f}$), es igual a la irradiancia sobre las copas de los árboles que es transmitida a través del dosel, menos la cantidad reflejada desde la nieve:

$$K *_{f} = K \downarrow \tau(1 - \alpha_s) \quad (5)$$

donde α_s es el albedo de la superficie de la nieve [], y τ la transmitancia de onda corta de los bosques que se estima a través de una variación de la formulación de Pomeroy & Dion's (1996) (Pomeroy et al., 2009).

$$\tau = e^{-\frac{1,081\theta \cos(\theta)LAI}{\sin(\theta)}} \quad (6)$$

Donde θ es el ángulo solar sobre el horizonte.

Radiación de Onda Larga a la nieve en bosques

La irradiancia de onda larga a la nieve en los bosques ($L \downarrow_f$) se mejora en relación con la de los claros, considerando las emisiones térmicas del dosel. Las simulaciones de $L \downarrow_f$ se obtienen como la suma de las emisiones de onda larga del cielo y el bosque, ponderadas por el factor de vista del cielo (v).

$$L \downarrow_f = vL \downarrow + (1 - v)\varepsilon_f \sigma T_f^4 \quad (7)$$

Donde ε_f es la emisividad térmica del sitio de bosque [], σ es la constante de Stefan-Boltzmann [$\text{Wm}^{-2}\text{K}^{-4}$], y T_f es la temperatura del bosque [K]. La onda larga emitida por la nieve ($L \uparrow$) se determina como:

$$L \uparrow = \varepsilon_s \sigma T_s^4 \quad (8)$$

Donde ε_s es la emisividad térmica de la nieve [], y T_s es la temperatura de la superficie de la nieve [K].

Calor Latente y sensible

La determinación del calor sensible (Q_h) y latente (Q_e) en sitios abiertos y de bosques se realiza utilizando la formulación semi-empírica desarrollada por Gray & Landine (1988):

$$Q_h = -0,92 + 0,076u_{mean} + 0,19T_{max} \quad (9)$$

$$Q_e = 0,08(0,18 + 0,098u_{mean})(6,11 - 10ea_{mean}) \quad (10)$$

Donde, u_{mean} es la velocidad diaria promedio [m/s], T_{max} es la máxima temperatura diaria [$^{\circ}\text{C}$], y ea_{mean} es la presión de vapor diaria promedio [kPa]. Cuando existen eventos de lluvia sobre la nieve, la energía entregada al manto por medio de la advección de la lluvia (Q_p) es determinada como:

$$Q_p = 4,2 \cdot 10^{-3}(P_r - I_r)T_r \quad (11)$$

2.1.1.3. Módulo de balance de masa

En el modelo, la nieve se mantiene dentro de una unidad espacial, y su masa varía dependiendo de la divergencia entre flujos entrantes y salientes. En zonas de claro, el SWE se puede expresar a partir de un volumen de masa de ganancias y pérdidas en la vertical y horizontal:

$$SWE = SWE_0 + (P_s + P_r + H_{in} - H_{out} - S - M)\Delta t \quad (12)$$

Donde, Δt es el paso de tiempo de cálculo del modelo, SWE_0 es el valor anterior al que se está calculando, P_s y P_r son las tasas de nieve y lluvia, H_{in} es el transporte horizontal entrante, H_{out}

es el de salida, S es la tasa de pérdida por sublimación y M es la tasa de derretimiento. En zonas de bosque la ecuación se modifica a:

$$SWE = SWE_0 + (P_s - (I_s - U_l) + P_r - (I_r - R_d) - M)\Delta t \quad (13)$$

Donde I_s e I_r son las tasas de intercepción de nieve y lluvia respectivamente, U_l es la tasa de “descarga” de nieve y R_d es el goteo de la lluvia interceptada.

La cantidad interceptada por la copa de los árboles depende de varios factores físicos como la especie de árbol, la densidad del follaje y la nieve interceptada previamente. CRHM determina esta cantidad como:

$$I_s = (I_s^* - I_{s,0})(1 - e^{-C_l P_s t / I_s^*}) \quad (14)$$

Donde C_l es el área de contacto dosel-hoja por unidad de suelo y I_s^* es la máxima carga de nieve interceptada de la especie, el cual se calcula a partir del promedio de la máxima carga por unidad de área de las ramas, la densidad de la nieve cayendo y el índice de área foliar (LAI).

2.2. CAMBIO CLIMÁTICO

El clima se define como la medida de la media y la variabilidad de los valores de ciertas variables relevantes, como la temperatura, la precipitación o el viento, durante un período de tiempo, que varía de meses a miles o millones de años. En un sentido más amplio, es el estado del sistema climático, el cual consiste en cinco componentes principales: la atmósfera, la hidrósfera, la criosfera, la superficie de la Tierra y la biósfera. El sistema está continuamente cambiando debido a la interacción entre sus componentes, como también por factores externos como erupciones volcánicas o variaciones en la radiación solar, y factores inducidos por la humanidad como cambios en la atmósfera y en el uso del suelo (World Meteorological Organization).

United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC) define al cambio climático como un cambio en el clima que se atribuye directa o indirectamente a la actividad humana que altera la composición global de la atmósfera, y que se suma con la variabilidad climática natural observada a través de periodos de tiempo comparables. World Meteorological Organization se refiere al cambio climático como una variación estadística significativa, tanto en el estado medio del clima como en su variabilidad, que persiste durante un periodo prolongado. Se puede deber a procesos naturales internos o a factores externos, como cambios en el uso del suelo.

El sistema climático se ha visto claramente influenciado por la humanidad, quedando de manifiesto en que las emisiones de gases de efecto invernadero son las más altas de la historia y generando impactos tanto en sistemas naturales como humanos. El calentamiento del sistema climático es evidente, la atmósfera y el océano se han calentado, los volúmenes de nieve y hielo

han disminuido y el nivel del mar se ha elevado. Datos de temperatura de la superficie terrestre y oceánica, combinados y promediados a nivel global, muestran un incremento de 0.85 °C en el período comprendido entre 1880 y 2012. En la Figura 2 se presenta un gráfico del que se desprende que además del calentamiento multidecenal, existe gran variabilidad interanual en la temperatura media global.

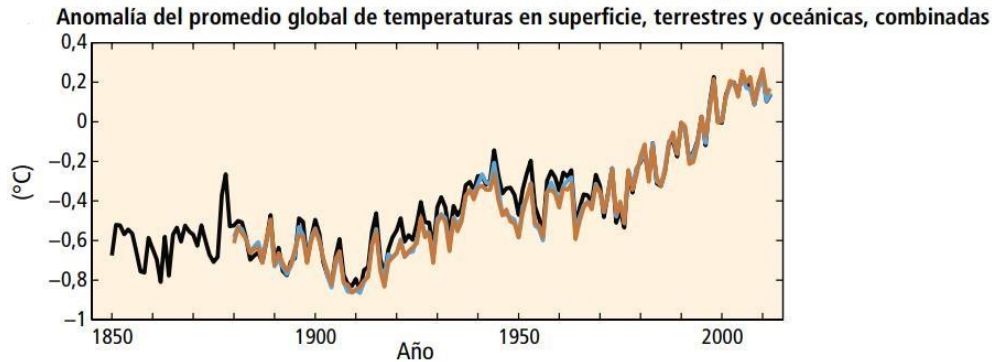


Figura 2: Anomalías del promedio anual y global de temperatura en superficie, terrestres y oceánicas, combinadas respecto del promedio del período de 1986 a 2005. Los colores indican diferentes conjuntos de datos (IPCC, 2014).

El crecimiento económico y demográfico generaron que desde la era preindustrial existiese un incremento en las emisiones de gases invernaderos, las cuales han tenido un aumento sostenido hasta la actualidad. Este factor, sumado a otros, son probablemente la razón dominante del calentamiento global observado a partir de la segunda mitad del siglo XX. En la Figura 3 se presenta un gráfico que deja de manifiesto el crecimiento sostenido en las emisiones de gases desde finales del siglo XIX, y el incremento pronunciado desde mediados del siglo XX.

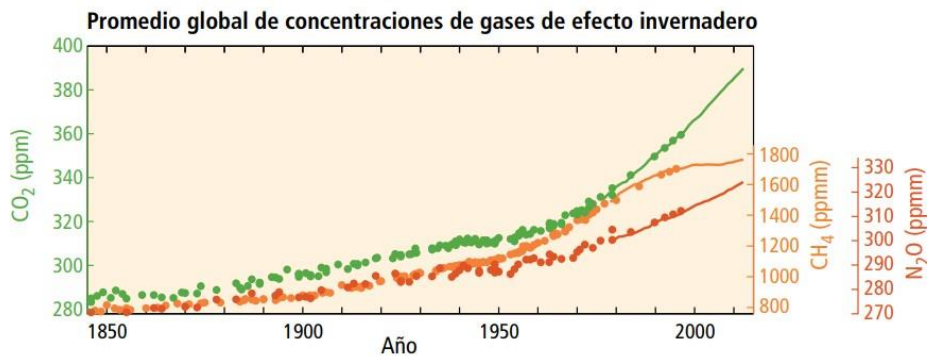


Figura 3: Concentraciones atmosféricas de los gases de efecto invernadero, dióxido de carbono (CO₂, verde), metano (CH₄, naranja), y óxido nitroso (N₂O, rojo), determinadas a partir de datos de los testigos de hielo (puntos) y de mediciones atmosféricas directas (líneas) (IPCC, 2014).

El grupo intergubernamental de expertos sobre el cambio climático (IPCC) establecieron trayectorias de concentración representativas (RCP) de las emisiones y concentraciones atmosféricas de gases del efecto invernadero, de las emisiones de contaminantes atmosféricos y del uso del suelo. Se utilizan para realizar proyecciones y se basan en los factores que influyen en las emisiones antropogénicas como el tamaño de la población, la actividad económica, el estilo de vida, el uso de la energía, los patrones de uso del suelo, la tecnología y la política climática. La trayectoria RCP 2,6 corresponde a un escenario de mitigación estricto, RCP 4,5 y RCP 6,0

corresponden a casos intermedios y el RCP 8,5 es un caso más crítico en que existe un alto nivel de emisiones de gases de efecto invernadero. En la Figura 4 se muestra las variaciones de temperatura y precipitación media en la superficie a nivel mundial para los escenarios RCP 2,5 y el RCP 8,5.

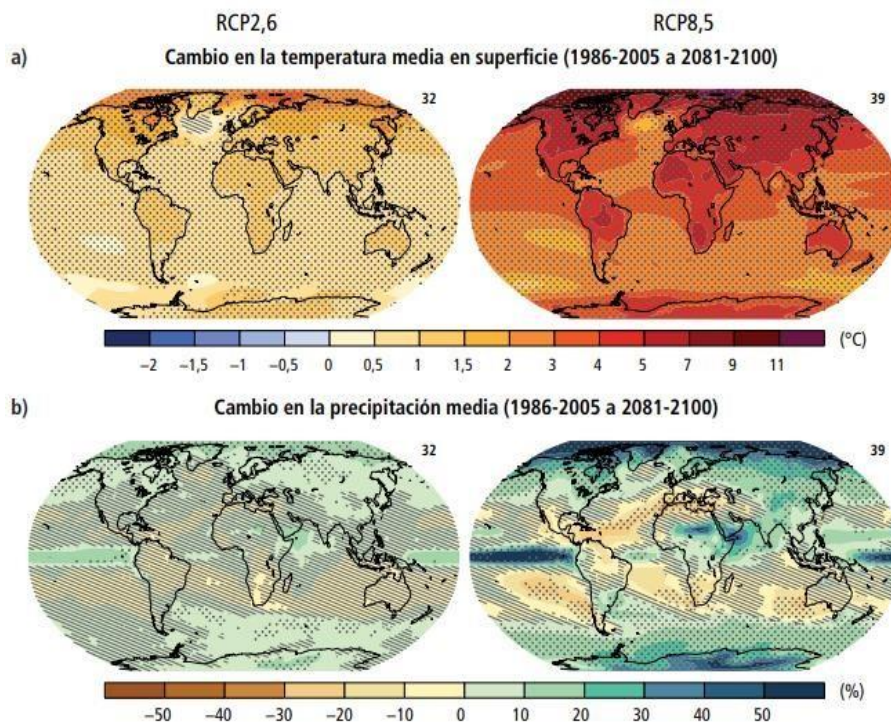


Figura 4: Cambio en la temperatura media en superficie (a) y cambio en la precipitación media (b) sobre la base de proyecciones de la media multimodelos para 2081-2100 en relación con 1986-2005 bajo los escenarios RCP 2.6 (izquierda) y RCP 8.5 (derecha)

2.2.1. Cambio climático en Latinoamérica

Un gran porcentaje de la población que vive al oeste de los Andes de Sudamérica depende del derretimiento de glaciares para alimentar los ríos que suministran agua y energía hidroeléctrica. Si no se cuenta con esa agua generada a partir del derretimiento, la población y la economía deberán sufrir grandes ajustes. La física que gobierna los glaciares de los Andes es sumamente complicada. Dependiendo de la latitud y a qué lado de los Andes se considere, el balance de masa puede ser afectado por diferentes factores. A pesar de que los cambios en la temperatura en el aire son importantes en la mayoría de las regiones, otros procesos como el flujo de humedad y la precipitación dominan en algunas áreas. Esto produce que la predicción de lo que ocurra en los Andes sea mucho más difícil.

Las proyecciones presentadas en el quinto reporte del IPCC indican que la temperatura aumentará en toda América Latina para 2100. Las variaciones, dependiendo del escenario de emisiones podría ser de +1,6°C a 4°C en América Central y de +1,7°C a +6,7°C en América del Sur.

Sin importar el escenario de emisión que se analice, el nivel del mar seguirá aumentando durante el siglo XXI. Bajo un escenario de altas emisiones (RCP 8,5) la elevación total del nivel del mar podría llegar hasta 98 cm para 2100.

Se esperan incrementos o descensos de las precipitaciones dependiendo de la zona, con niveles de confianza medio. En la costa oeste de Sudamérica, que comprende a Chile, el Noreste de Brasil, en la Amazonía y en la América y México se proyecta una disminución en las lluvias promedio con una tendencia de disminución de hasta 25%.

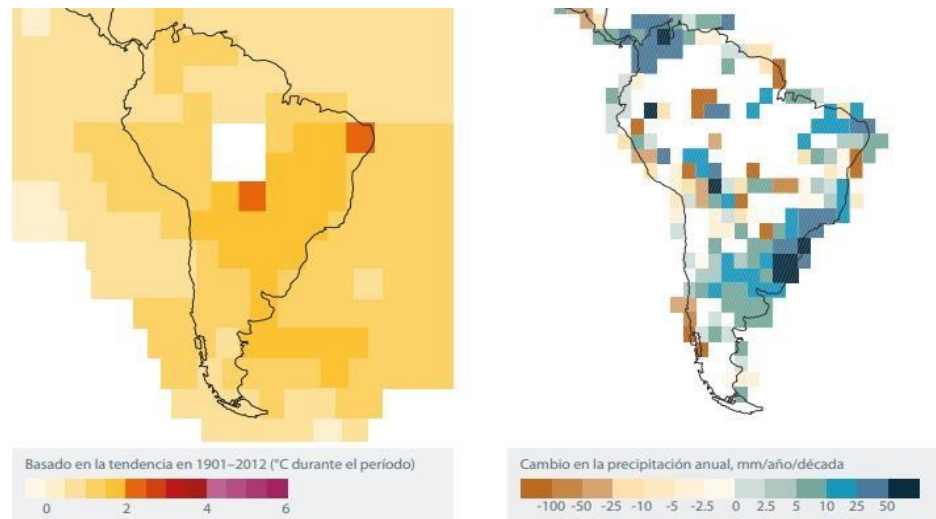


Figura 5: La imagen a la izquierda corresponde al cambio de la temperatura anual promedio de América Latina, 1901-2012. La de la derecha corresponde al cambio de precipitación media anual en América Latina, 1951-2010 (IPCC, 2013)

3. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio corresponde a la cuenca experimental Valle Hermoso, ubicada en la Cordillera de los Andes, región de Ñuble entre los paralelos 36°89'-36°92' latitud sur y meridianos 71°43'-71°38' longitud oeste. Posee un área de 4,3 [km²] y alturas que van desde los 1564 [msnm] hasta 2460 [msnm]. Posee un clima mediterráneo y un 55% de su superficie se encuentra cubierta por bosque nativo, que en su mayoría corresponden al género *Nothofagus* de tipo caducifolio. La Figura 6 muestra la ubicación de la cuenca dentro del país.

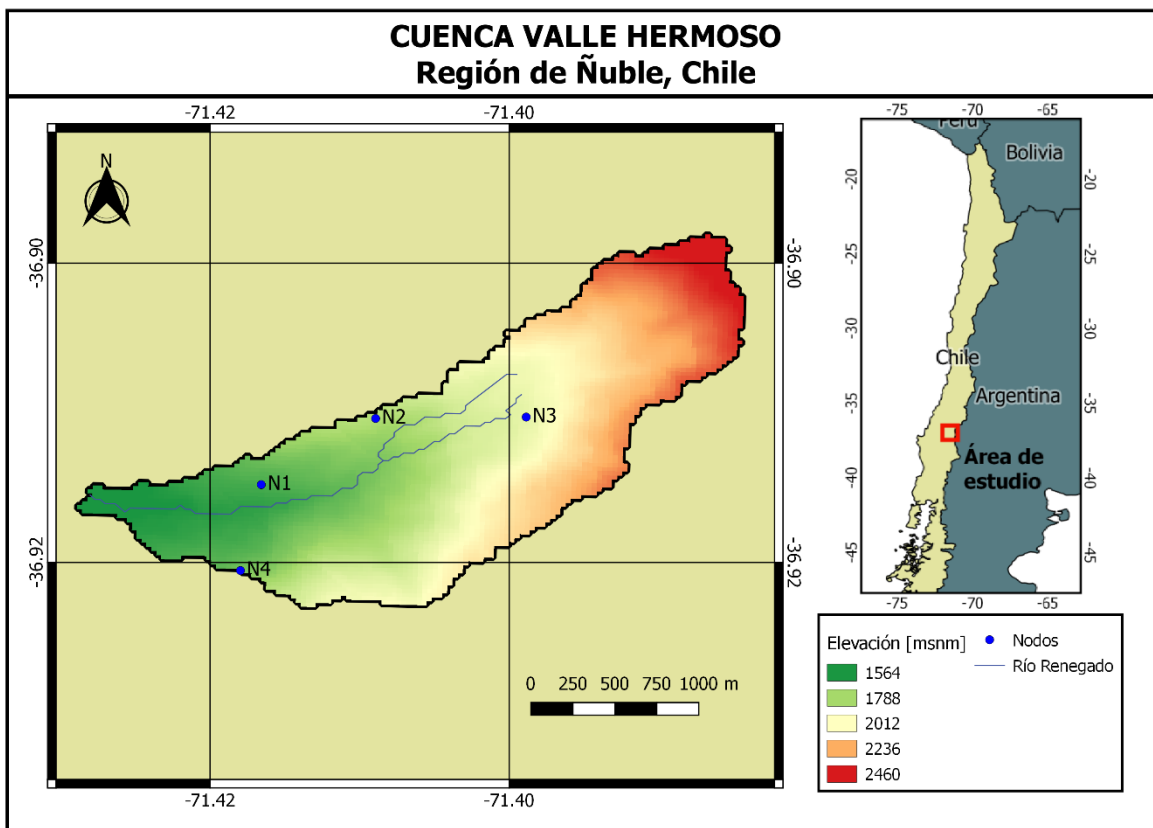


Figura 6: Mapa de la cuenca experimental Valle Hermoso y ubicación de los nodos

Como parte del proyecto “Advancing drought and avalanche preparedness through multiscale snow measurements and models”, en la cuenca se encuentra instalada una red de estaciones hidrometeorológicas correspondiente a cuatro nodos localizados en distintos puntos, como se muestra en la Figura 6. En la Tabla 1 se presentan valores de altura, pendiente y orientación de cada nodo, además de su latitud y longitud. Los Nodos 1 y 4 se localizan a baja altura, el primero con orientación sur y el segundo norte. Mientras que los Nodos 2 y 3 se ubican a mayores alturas, con orientaciones sureste y sur respectivamente.

Tabla 1: Características de las estaciones

Estación	Latitud	Longitud	Altura [msnm]	Pendiente [°]	Orientación [°]
Nodo 1	-36,91	-71,42	1634	14,0	200
Nodo 2	-36,91	-71,41	1815	9,0	150
Nodo 3	-36,91	-71,40	1953	16,1	271
Nodo 4	-36,92	-71,42	1716	14,8	325

Cada nodo consta de dos estructuras distanciadas por 35 [m] aproximadamente, una ubicada en un claro y la otra en una zona de bosque, como se muestra en la Figura 7. Cada estructura está equipada con sensores que miden temperatura del aire, humedad relativa (HMP60) y altura de nieve (SR50A). Además, cuentan con sensores subterráneos que miden la humedad de suelo a diferentes alturas. Todos los datos son almacenados en un datalogger (CR200 Campbell), el cual se encuentra instalado en la zona de claro. Se realizan mediciones cada 5 minutos, y se registra el promedio de los valores cada media hora.

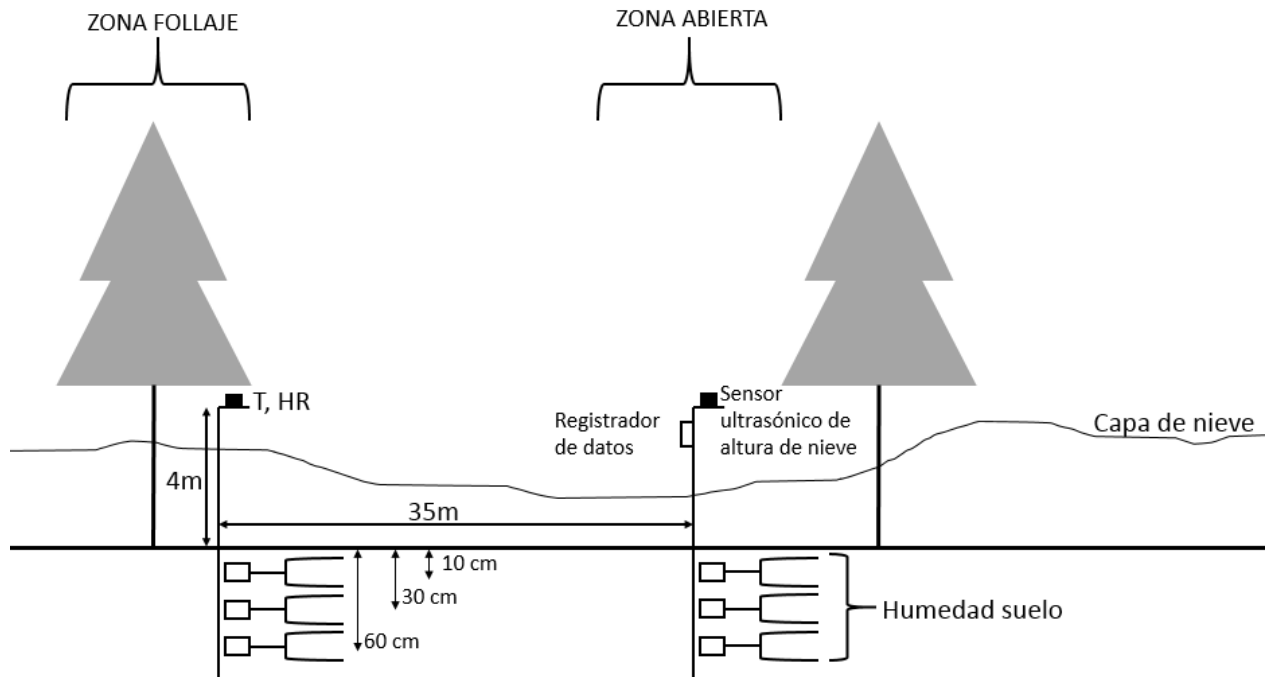


Figura 7: Esquema de estación nivometeorológica

La Figura 8 corresponde a fotografías de la estación del Nodo 1 en la zona de claro y en el bosque aledaño.

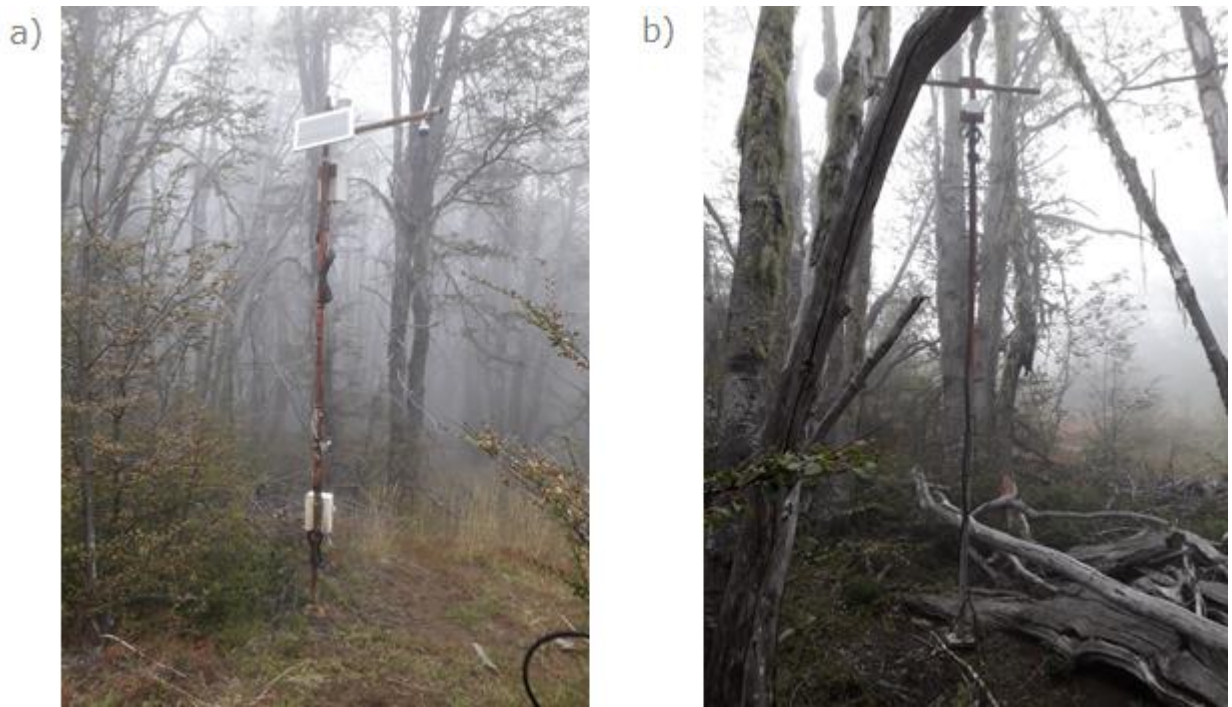


Figura 8: Estación correspondiente al Nodo 1. a) Zona de Claro. b) Zona de Bosque

4. METODOLOGÍA

Se quiere estudiar los procesos hidrológicos y su importancia relativa en cada uno de los nodos, por lo que se desarrolla un modelo utilizando CHRM para cada estación, tanto en la zona de bosque como en la de claro. A continuación, se mencionan los datos de entrada necesarios, los módulos a emplear y método para evaluar el desempeño de las simulaciones.

4.1. CONSTRUCCIÓN DE MODELOS PUNTUALES

4.1.1. Datos de entrada

Las forzantes meteorológicas con las que se cuentan para la generación de los archivos de observación que requieren los modelos como datos de entrada son las siguientes:

- Temperatura, Ta [°C]
- Humedad relativa, RH [%]
- Precipitación, P [mm]
- Velocidad del viento, u [m/s]

Se cuenta con datos de temperatura y altura de nieve medidos en cada estación. La humedad relativa y la precipitación líquida se obtiene a partir de la estación meteorológica Nevados de Chillán operada por la Dirección Meteorológica de Chile, ubicada a menos de 2 [km] de la cuenca experimental. La velocidad del viento se extrae del Explorador Solar, plataforma desarrollada por la Universidad de Chile en colaboración con el Ministerio de Energía, y se utiliza el mismo valor en los sitios de bosque y de claro.

Con los datos de altura de nieve se obtiene el equivalente de agua nieve (SWE) utilizando datos estimados de la densidad de nieve de acuerdo con la siguiente fórmula:

$$SWE = d \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (15)$$

Donde d es la profundidad de nieve en [mm], ρ_s es la densidad de la nieve fresca [kg/m^3] y ρ_w la densidad del agua [kg/m^3]. La densidad de la nieve se estima a partir de calicatas realizadas durante la temporada en estudio, y se utiliza un valor promedio considerando mediciones a distintas profundidades y en fechas diferentes. Se considera la precipitación líquida y la sólida, esta última se ingresa como la variación de SWE que existe entre cada intervalo de la modelación.

Se usan los valores del índice de Área Foliar (LAI por sus siglas en inglés) presentados por Huerta (2018) para cada nodo. Estos fueron obtenidos a partir de fotografías digitales hemisféricas tomadas con un lente “ojo de pez” durante la temporada nival de 2017, y luego procesadas con el software Gap Light Analyzer.

En la Figura 9 se muestran las forzantes meteorológicas correspondientes al Nodo 1 en la zona de bosque. El paso de tiempo utilizado es horario y el tiempo de estudio está comprendido entre mayo y diciembre del año 2015.

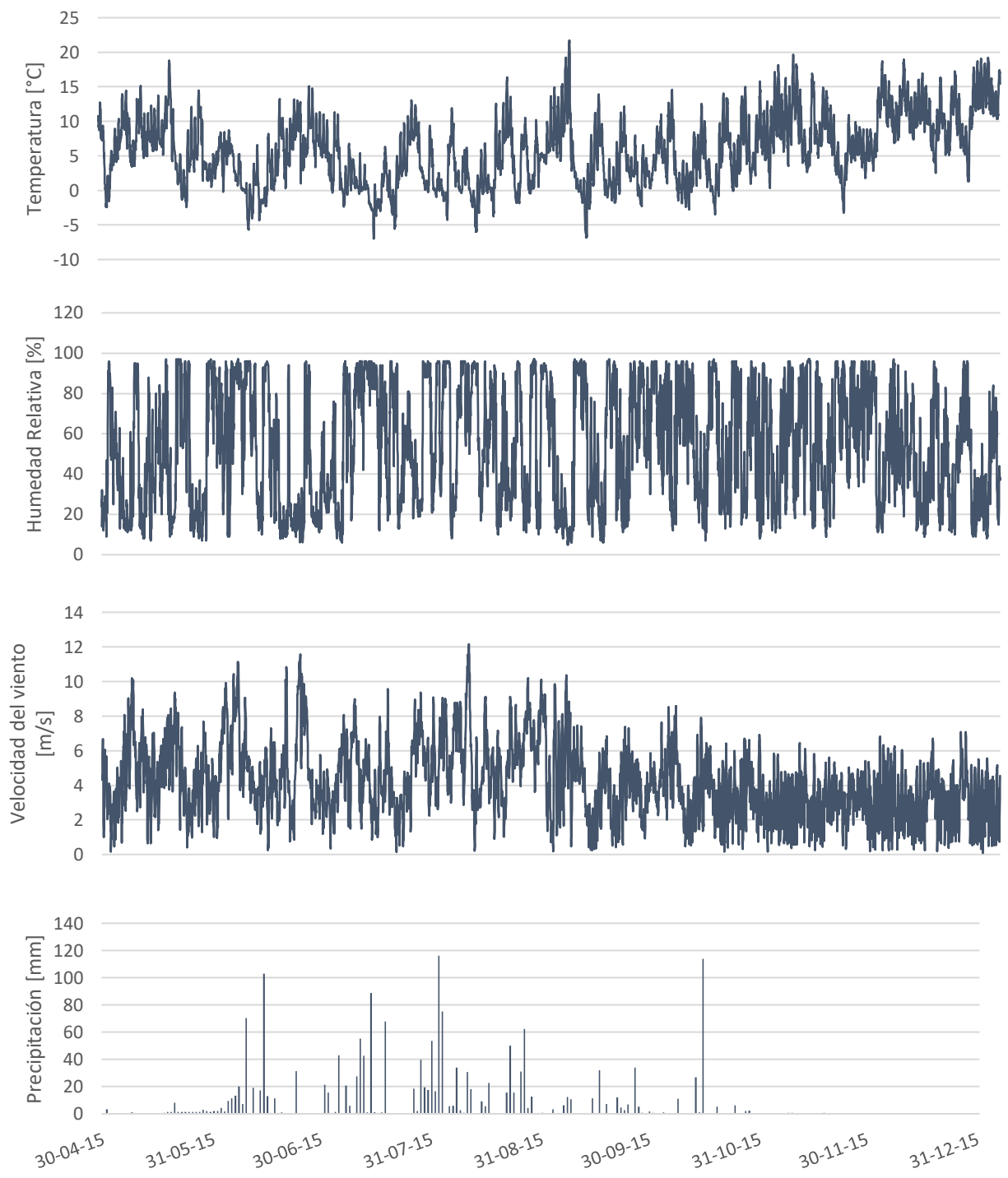


Figura 9: Gráfico de las forzantes meteorológicas correspondientes al Nodo 1 en la zona de bosque

4.2. MÓDULOS DEL MODELO

Los módulos son seleccionados de acuerdo con las forzantes disponibles y los procesos que se requieren simular. A continuación, se presenta una breve descripción de los módulos seleccionados:

Basin: En este módulo se declaran los parámetros generales para el modelo, como por ejemplo el área, la latitud, la elevación, la pendiente del suelo y la orientación.

Obs: Lee los datos de las forzantes climatológicas desde el archivo de las observaciones. El paso de tiempo se determina a partir del intervalo en que se encuentran los datos en las observaciones. Y el módulo asigna los datos a cada HRU con las correcciones que correspondan de elevación y cambio climático.

Global: Calcula la radiación de onda corta directa y difusa teórica de cada intervalo. La componente directa se obtiene con el método desarrollado por Garnier & Ohmura (1970) y la difusa con el enfoque de List (1968). Los valores diarios y para cada intervalo se calculan acumulando 10 minutos de valores calculados. También se calculan el número máximo de horas diarias de sol.

CanopyClearing: Modela la radiación neta de todas las ondas en la superficie de la nieve, que se encuentra bajo el dosel de los árboles, a partir de la radiación incidente de onda corta y la ecuación modificada de Brunt (Satterlund, 1979). La interceptación en las copas se modela durante verano usando el modelo de interceptación Rutter (Valente, 1997) y en invierno, una rutina acoplada de interceptación y sublimación.

SnobalCHRM: Snobal es un modelo que utiliza el balance energético para calcular el derretimiento y predecir la escorrentía a partir de las propiedades de la nieve, mediciones de profundidad e intercambios energéticos. El modelo representa la cobertura de nieve con dos capas, una superior activa de grosor fijo y una inferior, y para ambas obtiene la temperatura y la masa específica. Se calcula el derretimiento cada vez que la energía acumulada excede el contenido de frío cuando el contenido de frío es mayor a cero.

LongVT: Calcula el flujo de radiación de onda larga variable entrante utilizando el factor de vista de terreno (Sicart et al., 2006).

Evap: Estima las tasas de evaporación siguiendo las metodologías de Granger, Priestley Taylor o Penman Monteith.

pbsmSnobal: Calcula el transporte de nieve por el viento y su sublimación para cada intervalo, utilizando la velocidad del viento, la humedad relativa y la temperatura del aire.

Albedo_Richard: Calcula el albedo de la cobertura de nieve como una función de decaimiento exponencial desarrollada por Verseghy (1991) y modificada por Essery & Etchevers (2004).

Annandale: Este módulo estima la radiación de onda corta incidente utilizando las temperaturas máximas y mínimas de cada día, cuando no se cuentan con observaciones de radiación. Annandale et al. (2001) desarrolló una metodología empírica para estimar la transmisividad a partir de un rango de temperaturas diarias.

Netall: Modela las radiaciones netas a partir de la radiación de onda corta calculada y de la ecuación Brunt. Los datos meteorológicos necesarios son temperatura, presión de vapor y las horas reales de sol.

Soil: Controla la humedad del suelo durante todo el año. Cuando existe presencia de nieve, la entrada corresponde a la infiltración. El suelo se representa por medio de dos capas, una superior llamada de recarga y una inferior.

La razón por la cual se emplean varios módulos de radiación es debido a que no se cuenta con datos medidos de radiación de onda corta ni larga. El módulo Annandale estima la radiación incidente de onda corta, y es necesario para el módulo LongVT que calcula la onda larga, y en conjunto con Global, que calcula las horas de sol, son necesarios para CanopyClearing que calcula la radiación en la superficie del manto de nieves.

4.3. EVALUACIÓN DEL DESEMPEÑO DE LOS MODELOS

La evaluación del desempeño de los modelos se realiza en base a la habilidad de representar la altura de nieve observada en los nodos. Para ello se emplean métricas que comparan los valores modelados con los observados.

4.3.1. Coeficiente de determinación R^2

El coeficiente de determinación R^2 se define como el cuadrado del coeficiente de correlación de acuerdo con Bravais-Pearson y se calcula como:

$$r^2 = \left(\frac{\sum(x_{obs} - \bar{x}_{obs})(x_{mod} - \bar{x}_{mod})}{\sqrt{\sum(x_{obs} - \bar{x}_{obs})^2} \sqrt{\sum(x_{mod} - \bar{x}_{mod})^2}} \right)^2 \quad (16)$$

Donde x_{obs} son los valores observados y x_{mod} los modelados. El valor del parámetro se encuentra entre 0 y 1, describiendo cuanto de la dispersión observada se explica por la modelación. El valor 0 significa que no existe correlación, mientras que 1 significa que la dispersión de la predicción es igual a la de las observaciones. Entre las desventajas del parámetro se encuentra su incapacidad para evidenciar sobreestimación o subestimación del modelo, por lo que es recomendable incluir otros parámetros en el análisis para suplir esta falla.

4.3.2. Índice de eficiencia

El índice de eficiencia es un indicador del desempeño del modelo comparado con el valor promedio de las observaciones.

$$ME = 1 - \left[\frac{\sum(x_{sim} - x_{obs})^2}{\sum(x_{obs} - x_{avg})^2} \right] \quad (17)$$

Donde x_{avg} es el promedio de los valores observados. La eficiencia del modelo aumenta a medida que el índice ME aproxima a 1, lo que representa un ajuste perfecto entre las simulaciones y las observaciones. Si el valor de ME es 0, implica una eficiencia igual entre las simulaciones y el x_{avg} , mientras que valores negativos representan una sobreestimación del valor promedio de los valores observados.

4.3.3. Sesgo porcentual

El índice de sesgo porcentual (PB) mide la tendencia promedio que tienen los datos simulados a ser mayores o menores que los observados.

$$PB = \frac{\sum(x_{sim} - x_{obs})}{\sum x_{obs}} \cdot 100 \quad (18)$$

Donde x_{sim} y x_{obs} son los valores simulados y observados en cada paso de tiempo respectivamente. Valores de PB negativos significa que existe sesgo de subestimación del modelo, mientras que valores positivos significa una sobreestimación.

4.3.4. Error medio cuadrado

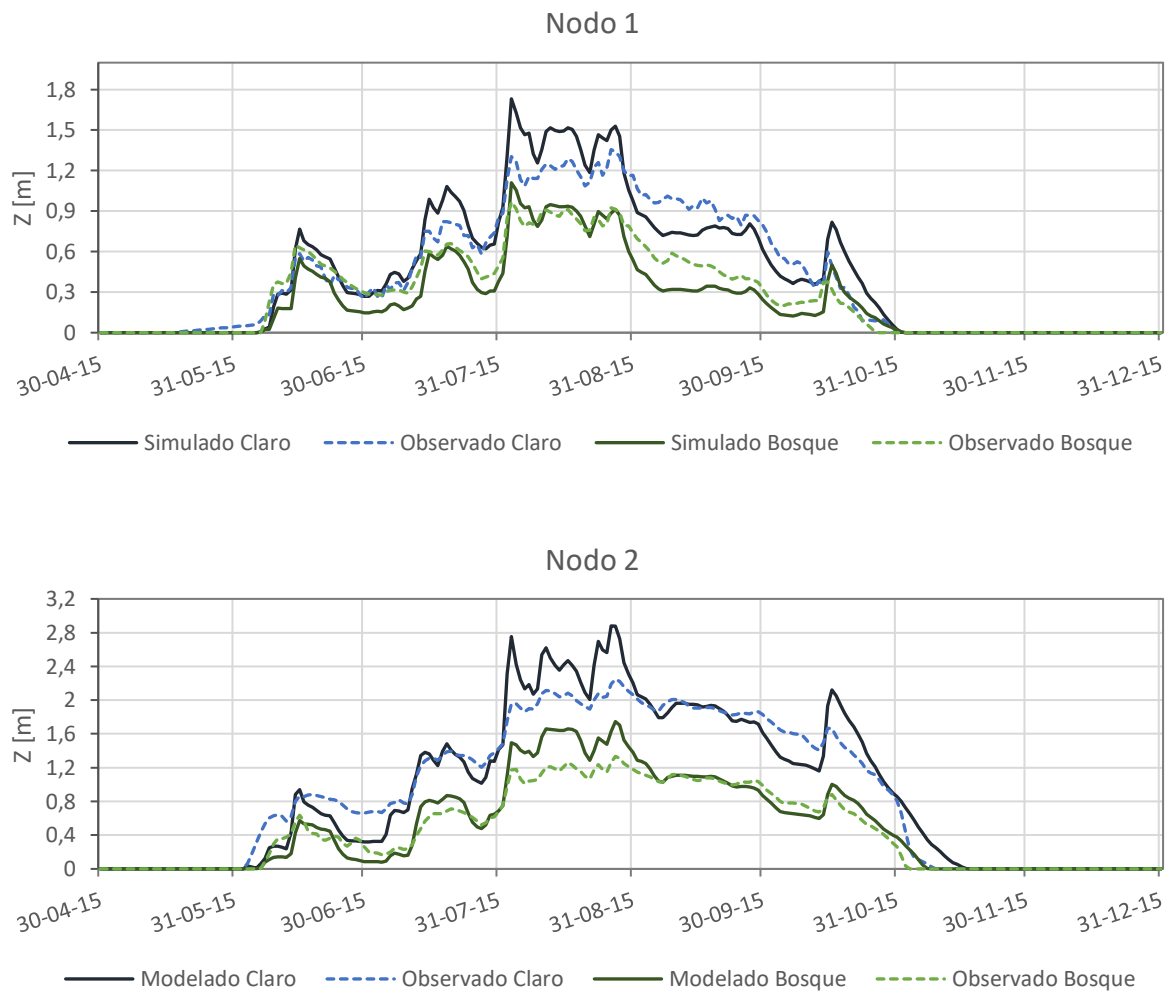
El error medio cuadrado es una cuantificación del error absoluto entre las simulaciones y las observaciones. Es adecuado para cuantificar el error en las mismas unidades de la variable analizada.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{n} \sum (x_{sim} - x_{obs})^2} \quad (19)$$

5. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

5.1. DESEMPEÑO DE LOS MODELOS

Se desarrollan modelos puntuales en CRHM de acuerdo con la metodología descrita en el Capítulo 4 para cada uno de los nodos, tanto en la zona de bosque como de claro. Se simula la altura de nieve entre mayo y diciembre del año 2015, periodo para el cual se cuenta con mediciones continuas de los sensores de la altura de nieve. En la Figura 10 se presentan gráficos de las series de tiempo de altura de nieve modelada y observada en cada uno de los sitios.



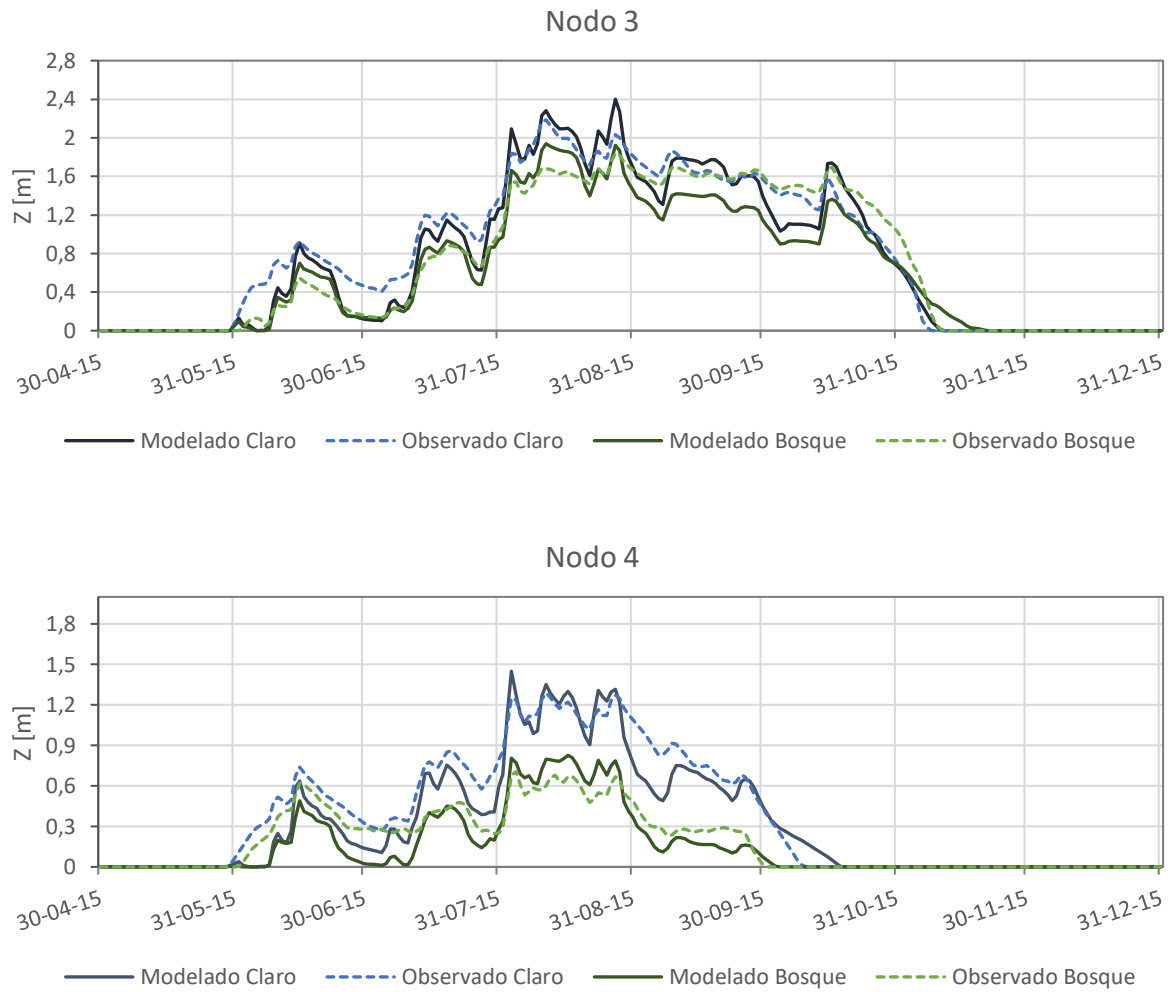


Figura 10: Series de tiempo de altura de nieve modelada y observada en sitios de bosque y claros para el año 2015

Las simulaciones de acumulación y derretimiento de la nieve realizadas por los modelos, se evalúa de acuerdo a la capacidad de representar la altura de nieve durante la temporada. Se comparan los datos de altura modelada y medida en las estaciones y se calculan las métricas mencionadas en la metodología para analizar el desempeño de los modelos, las cuales se resumen en la Tabla 2.

Tabla 2: Valores de índice bias, eficiencia del modelo, R^2 y error medio cuadrado de cada sitio

Estación	PB [%]	ME []	RMSE [m]	R^2 []
Nodo 1 Bosque	-16,14	0,78	0,13	0,86
Nodo 1 Claro	4,97	0,84	0,16	0,88
Nodo 2 Bosque	9,85	0,74	0,19	0,90
Nodo 2 Claro	1,82	0,82	0,27	0,89
Nodo 3 Bosque	-11,31	0,84	0,25	0,88
Nodo 3 Claro	-7,54	0,85	0,24	0,87
Nodo 4 Bosque	-18,86	0,47	0,14	0,78
Nodo 4 Claro	-15,60	0,78	0,17	0,87
Claros (promedio)	-4,09	0,83	0,20	0,89
Bosques (promedio)	-9,11	0,71	0,18	0,85
Todos los nodos	-6,60	0,77	0,19	0,87

Como se aprecia en la Figura 10, los modelos son capaces de reflejar las diferencias generales que existen entre los sitios con y sin vegetación de cada nodo. En promedio, existen subestimaciones de la altura de nieve tanto en zonas de bosque como en los claros, con valores de PB de -9,1% y -4,1% respectivamente. La eficiencia promedio de todos los modelos fue de 0,77, siendo mayor la eficiencia de los sitios de claro con un 0,83. El RMSE promedio de todos los modelos es de 0,19 [m] y el menor corresponde al Nodo 1 en el bosque con un valor de 0,13. Existe una alta correlación entre los datos medidos y observados en todos los nodos, siendo los valores de R^2 iguales o superiores a 0,78.

En la Figura 11 se presentan gráficos de los valores simulados versus los observados correspondientes al promedio diario en los sitios de bosque y de claro. En los gráficos se observa que la correlación es levemente superior en las zonas de claro, mientras que en los bosques existe una mayor dispersión asociado a valores superiores a 1 [m] de profundidad de nieve.

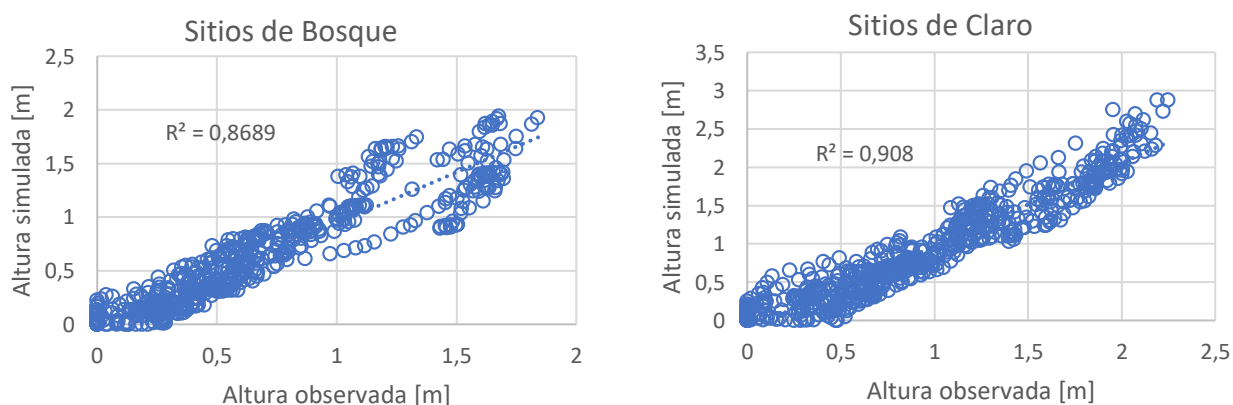


Figura 11: Gráficos de altura de nieve diaria promedio simulada versus la observada para todos los sitios, los sitios de bosque y los sitios de claro

En la Figura 12 se presentan gráficos de errores, correspondiente a la diferencia entre datos simulados y observados, versus los observados. Se aprecia que no existe una tendencia clara que relacione los mayores errores o su acumulación con cierta altura de nieve. Por ejemplo, en el Nodo 4 en el claro existen subestimaciones y sobreestimaciones asociados a alturas menores de 0,4 [m] de nieve, los cuales muestran los errores al comienzo de la acumulación y al término del manto de nieves. En el Nodo 3 en el Bosque si se aprecia que los errores tienden a aumentar cuando es mayor la altura observada.

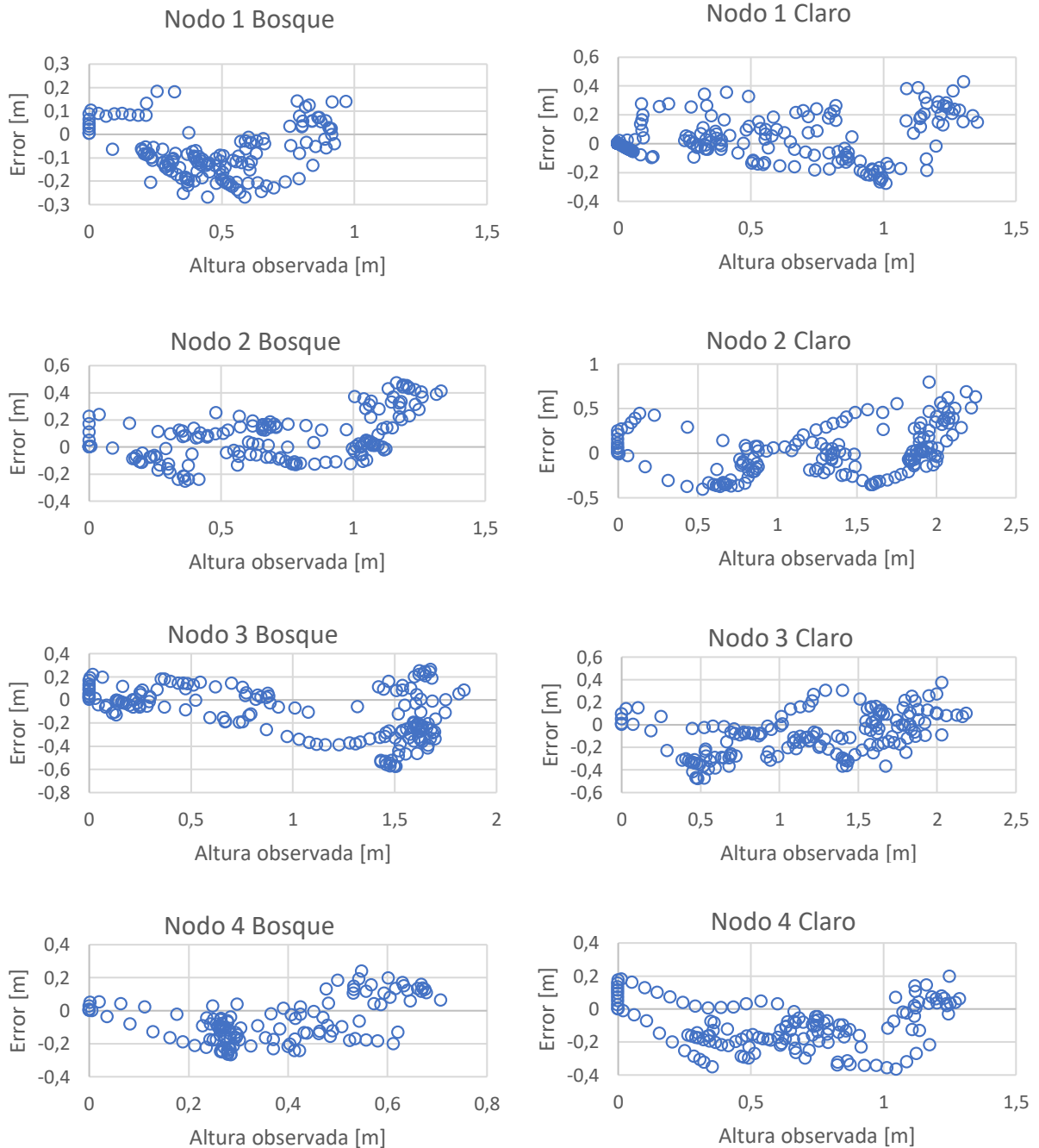


Figura 12: Gráficos de errores (sim-obs) versus valores observados para cada sitio

Para evaluar los valores de SWE entregados por el modelo se realiza una comparación con datos observados, los cuales se estiman a partir de la densidad obtenida de calicatas realizadas en la temporada de estudio y los datos de altura de nieve medidos en las estaciones. Se cuentan con datos de dos fechas: 17 de agosto y 25 de septiembre.

En la Tabla 3 se resumen los valores de SWE estimados y simulados de las dos fechas en que se realizaron calicatas, además, se presenta el error porcentual entre los datos.

Tabla 3: Valores de SWE medidos y simulados para las fechas en que se realizaron calicatas, y el error porcentual

	17-08			25-09		
	Calicata [mm]	CRHM [mm]	Error [%]	Calicata [mm]	CRHM [mm]	Error [%]
Nodo 1 Bosque	408	314	23	178	158	11
Nodo 1 Claro	575	484	16	334	324	3
Nodo 2 Bosque	-	-	-	431	479	-11
Nodo 2 Claro	-	-	-	829	690	17
Nodo 3 Bosque	718	598	17	720	550	24
Nodo 3 Claro	680	652	4	729	585	20
Nodo 4 Bosque	-	-	-	-	-	-
Nodo 4 Claro	-	-	-	234	241	-3

En la Figura 13 se presentan los gráficos de cada sitio con las simulaciones de SWE durante la temporada y los valores estimados a partir de las mediciones de densidad del manto.

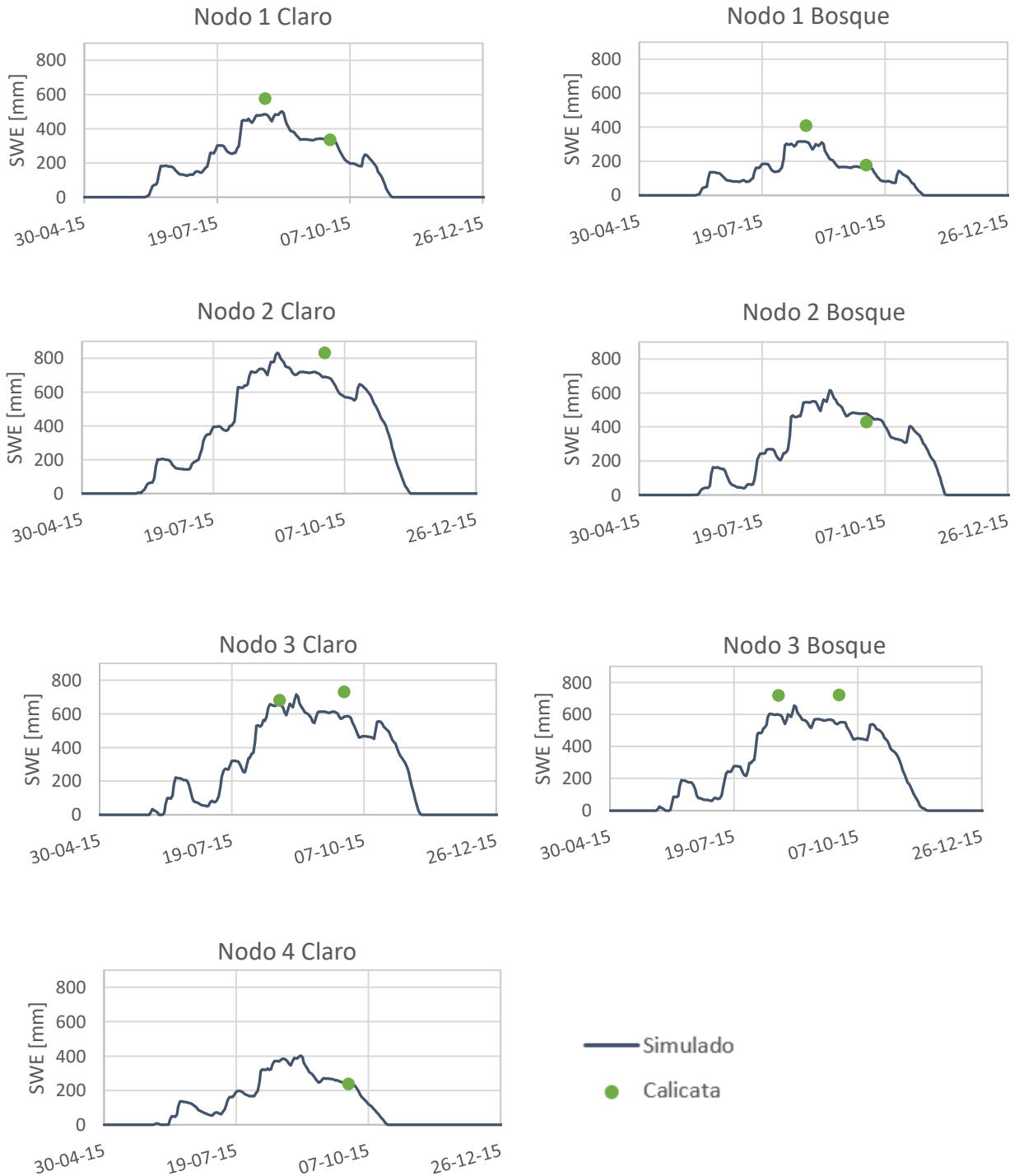


Figura 13: Valores de SWE simulados y estimados para cada uno de los nodos.

De los datos de la Tabla 3 se aprecia que los valores del día 17 de agosto se encuentran subestimados por los modelos, presentando errores mayores en los sitios de bosque llegando a 23% en el Nodo 1, mientras que en la zona de claro del Nodo 3 es de 4%. Los errores de los datos de la segunda fecha tienden a ser mayores en la zona de bosque, excepto en el Nodo 2, en cual existe una subestimación de 11% en el bosque y una sobreestimación de 17% en el claro. Se debe considerar que los valores de SWE obtenido a partir de las calicatas corresponden a valores estimados, ya que la densidad utilizada es un valor promedio del estrato.

En la Figura 14 se grafica el peak de SWE durante la temporada para cada uno de los nodos, mostrando que este valor es un 26% mayor en los sitios de claro que en los de bosque, es decir, existe una variación considerable en la acumulación. Huerta (2018) reportó que la diferencia entre máximo SWE entre bosque y claro para el año 2015 fue de 25,7%, y que la diferencia entre el SWE promedio acumulado en el suelo fue de 26,9% en las estaciones de Valle Hermoso.

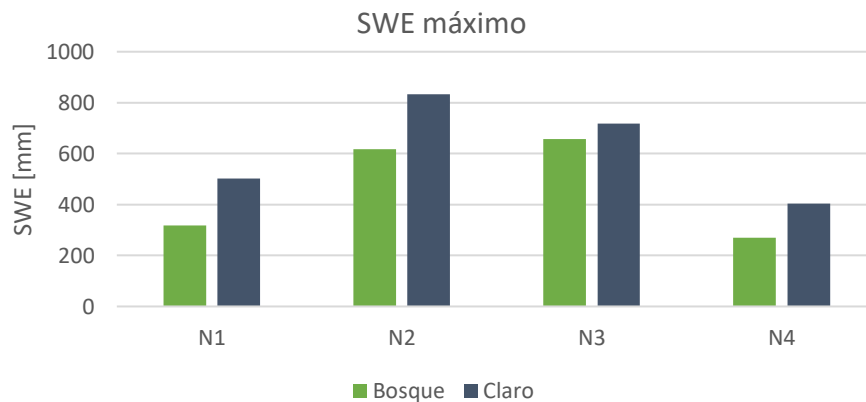


Figura 14: Máximo SWE de la temporada para cada nodo, tanto en los sitios de bosque como de claro

Aunque la altura de nieve se acerca bastante a la medida en las estaciones, existen errores considerables en el SWE, lo cual se puede atribuir a errores en los valores simulados de la densidad del manto de nieve. Snobal emplea una curva empírica de densidad-tiempo para representar la densificación de la nieve por compactación y derretimiento. Bajo condiciones de derretimiento, la densidad que calcula el modelo depende del agua líquida que ingresa al manto, ya sea por derretimiento o por precipitación líquida. En el caso de derretimiento, influyen los flujos energéticos y, por ende, todas las forzantes meteorológicas ingresadas al modelo y aquellas calculadas por otros módulos como la radiación, lo cual acarrea gran incertidumbre. Una fuente de error considerable pueden ser los eventos de precipitación líquida sobre la nieve, ya que no se cuenta con registros en los puntos de estudio, y se recurrió a interpolaciones lineales con estaciones cercanas.

Para contrastar lo anterior, se puede comentar lo obtenido por Raleigh & Small (2017). Sus resultados arrojaron que la estimación de la densidad de nieve se vuelve la principal fuente de incertidumbre en mapeos de SWE cuando se emplean mediciones con lidar y la nieve excede los 50 [cm] de profundidad. Como la incertidumbre en la medición de profundidad con lidar es

generalmente mayor a muchas otras técnicas, la incertidumbre de la densidad domina la incertidumbre del SWE obtenido con muchos otros enfoques.

Sumado a todo lo mencionado, al ser modelos de base física, existe incertidumbre asociada tanto a los parámetros como a la estructura misma. Los modelos son un conjunto de supuestos y simplificaciones y, por lo tanto, inevitablemente aproximaciones imperfectas de la realidad (Liu & Gupta, 2007). En general, no se cuentan con mediciones de muchos de los parámetros de los módulos como, por ejemplo, características del suelo, por lo cual se debe recurrir a literatura. Esto acarrea errores e incertidumbre, sobre todo considerando que muchas veces estos parámetros son variables espacial y temporalmente.

En la Figura 15 se muestran la precipitación líquida y la altura del manto de nieves correspondientes al Nodo 4. Se aprecia que existen eventos de precipitación líquida mientras está presente el manto de nieves, lo cual afecta el cálculo de la densidad.

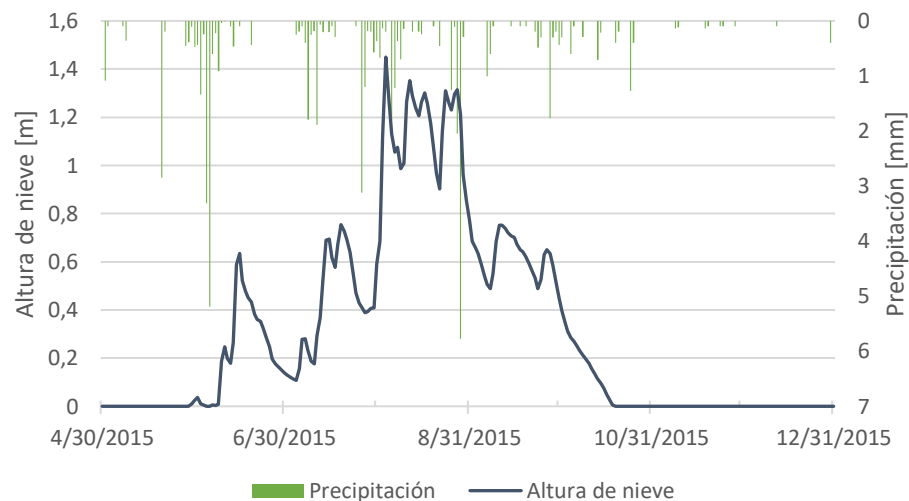


Figura 15: Gráfico de la altura de nieve simulada y los eventos de precipitación líquida correspondiente al Nodo 4

En la Figura 16 se muestran las gráficas de las simulaciones de la densidad de nieve en cada nodo y el valor de la densidad estimada tras la realización de calicatas.

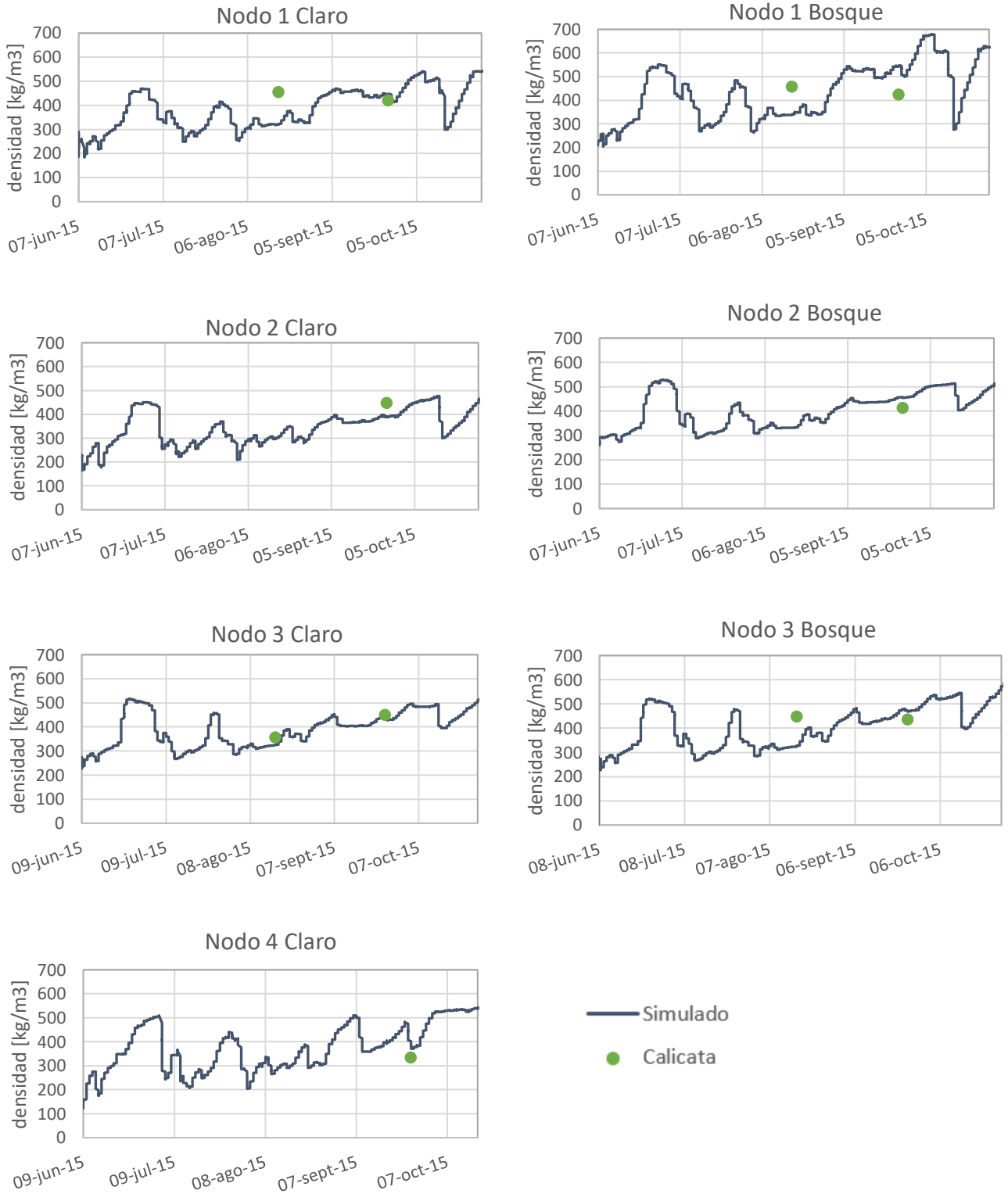


Figura 16: Series simuladas de densidad y mediciones realizadas obtenidas como el promedio de la densidad observada a distintas profundidades (calicatas)

5.2. INTERCAMBIO ENERGÉTICO DEL MANTO NIVAL

Se analizan los flujos energéticos calculados por el módulo SnobalCRHM, los que corresponden a la radiación de onda corta y larga, calor sensible y latente y la conducción de calor entre el suelo y la nieve. En la Tabla 4 se muestran los flujos promedios para los meses de análisis en los sitios de bosque, mientras que en la Tabla 5 se presentan los correspondientes a los sitios de claro. Los valores de los flujos correspondientes a cada estación se incluyen en la sección de Anexos.

Tabla 4: Flujos energéticos promedio de los sitios de bosque, y valor neto del balance para cada mes

Sitios de Bosque	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	18,2	3,5	0,3	-0,1	-0,3
Junio	6,3	4,8	50,1	-33,4	-5,4
Julio	4,7	2,0	40,0	-28,0	-4,0
Agosto	6,7	4,0	54,2	-33,4	-2,9
Septiembre	14,5	5,3	39,6	-27,0	-5,9
Octubre	31,5	7,8	28,4	-16,4	-8,4

Tabla 5: Flujos energéticos promedio de los sitios de claro y valor neto del balance para cada mes

Sitios de Claro	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	66,0	-49,1	0,2	-0,1	-0,2
Junio	23,1	-46,9	50,1	-26,0	-3,7
Julio	17,0	-35,5	38,7	-22,1	-2,2
Agosto	20,5	-31,8	51,5	-26,9	-2,5
Septiembre	38,4	-40,8	37,6	-21,9	-4,8
Octubre	72,2	-35,1	29,7	-15,7	-6,4

En la Figura 17 Se presentan gráficos de la Radiación Neta simulada en el bosque y el claro del Nodo 3.

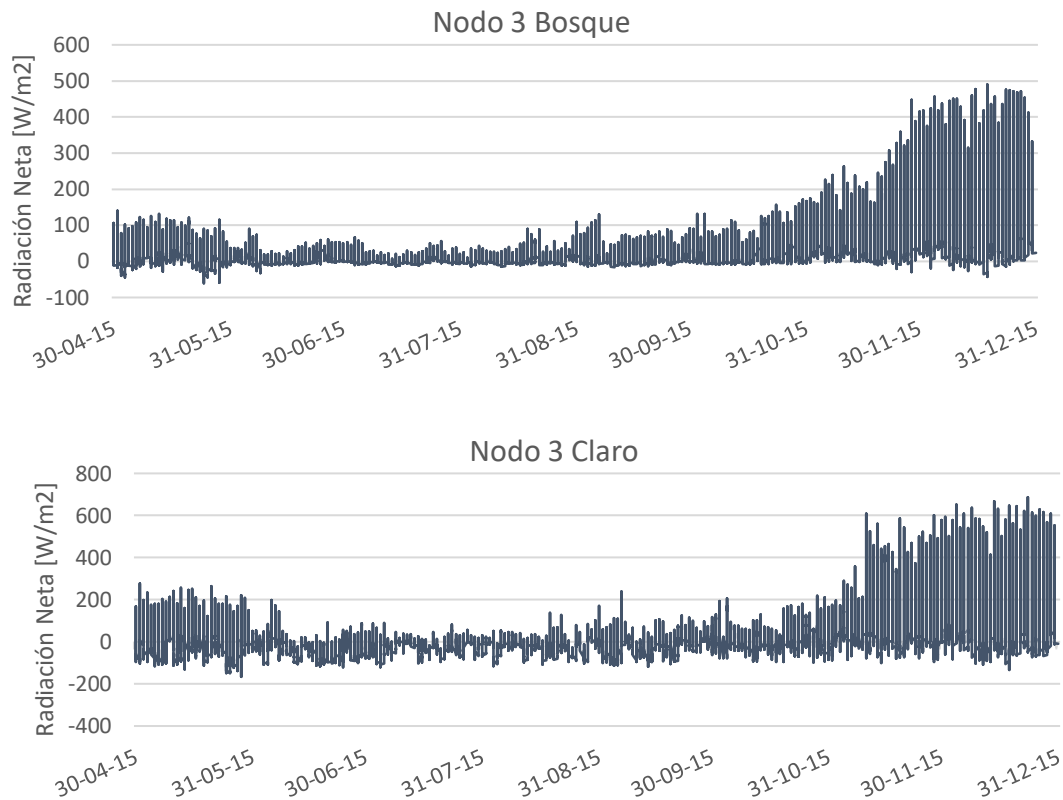


Figura 17: Radiación Neta Simulada en el Nodo 3

Los valores netos obtenidos para las zonas de bosque y los claros se condicen con lo esperado. Dado que un cambio en la energía interna se relaciona con enfriamiento y congelación cuando ese cambio es negativo, es decir, cuando pierde energía. Mientras que cuando es positivo, lo que implica una ganancia de energía, se relaciona con el calentamiento y el derretimiento.

Los valores netos de los flujos energéticos promedios de cada mes son mayores en los sitios de claros que en los de bosque. La principal razón, es la disminución en la radiación de onda corta neta, la cual se explica con la atenuación que existe al pasar a través de los árboles. A pesar de que el valor promedio del albedo es levemente inferior en los bosques debido a la mayor cantidad de impurezas que se depositan en la nieve, y por ende es menor el valor de la onda corta reflejada, lo que implicaría un aumento de la onda corta neta, el efecto generado por los bosques en reducir la onda incidente es más significativo y contrarresta el efecto del albedo. La diferencia en la radiación de onda corta neta es de un 60% entre los sitios de bosques y de claros. La mayor diferencia la presenta en Nodo 4, con una variación promedio de 70%, lo cual se debe a que el mayor valor del Índice de área foliar lo posee ese nodo con un valor de 1,47, siendo entre un 25% y 35% mayor al de los otros nodos.

En relación con la variación temporal de la radiación de onda corta durante el período de estudio, se observa que los valores disminuyen en los meses de invierno, y comienzan a aumentar en los meses de primavera y verano. Esto ocurre debido al albedo, el cual presenta valores altos

entre 0,83 y 0,85 tras eventos de nevadas importantes, luego comienza a decaer llegando a valores cercanos a 0,5 debido a la metamorfosis y la depositación de impurezas. La radiación de onda larga varía considerablemente entre los sitios de bosque y los claros, representando una ganancia de energía en el caso del bosque, mientras que en los claros es una pérdida. Esto debido a los grandes valores de radiación de onda larga incidente generado por el dosel como resultado de la absorción de radiación de onda corta.

La presencia de bosques se puede interpretar como una capa que genera un desacoplamiento en la atmósfera por sobre la copa de los árboles y por debajo, lo cual podría reflejarse en los valores de calor latente y sensible. Debido a la poca disponibilidad de datos, se emplean los mismos valores de velocidad del viento y humedad relativa como forzantes de los modelos en los sitios de claro y bosque. No se logra apreciar diferencias considerables, y en ambos casos los flujos turbulentos contribuyen con cantidades equivalentes al balance de energía. Ambos flujos presentan alta variabilidad durante el día, debido a su dependencia con las forzantes meteorológicas como la velocidad del viento, la temperatura y la humedad relativa.

Los valores promedios de los flujos turbulentos significan grandes aportes netos de energía. En el caso del calor sensible, se explica debido al clima templado de la zona de estudio y a la presencia de eventos de precipitación líquida sobre la nieve (Marks, et al., 1998). Dado que la temperatura atmosférica es mayor que la de la superficie del manto durante prácticamente toda la temporada, el calor sensible representa una ganancia energética para el manto. Esto queda de manifiesto al observar la Figura 18, en la que se grafican el calor sensible, la temperatura atmosférica y la temperatura de la capa activa (capa superficial de la nieve). Por ejemplo, se aprecia que entre el 21 y 25 de julio existió un aumento en la temperatura promedio, lo que implicó que existiese una mayor diferencia con respecto a la temperatura superficial del manto de nieve, esto resultó en un aumento considerable del calor sensible en esa fecha. En el caso contrario se puede apreciar, por ejemplo, que entre el 9 y el 14 de julio, la temperatura atmosférica presentó valores que rondan los 0 [°C] y, por ende, el flujo de calor sensible se reduce considerablemente.

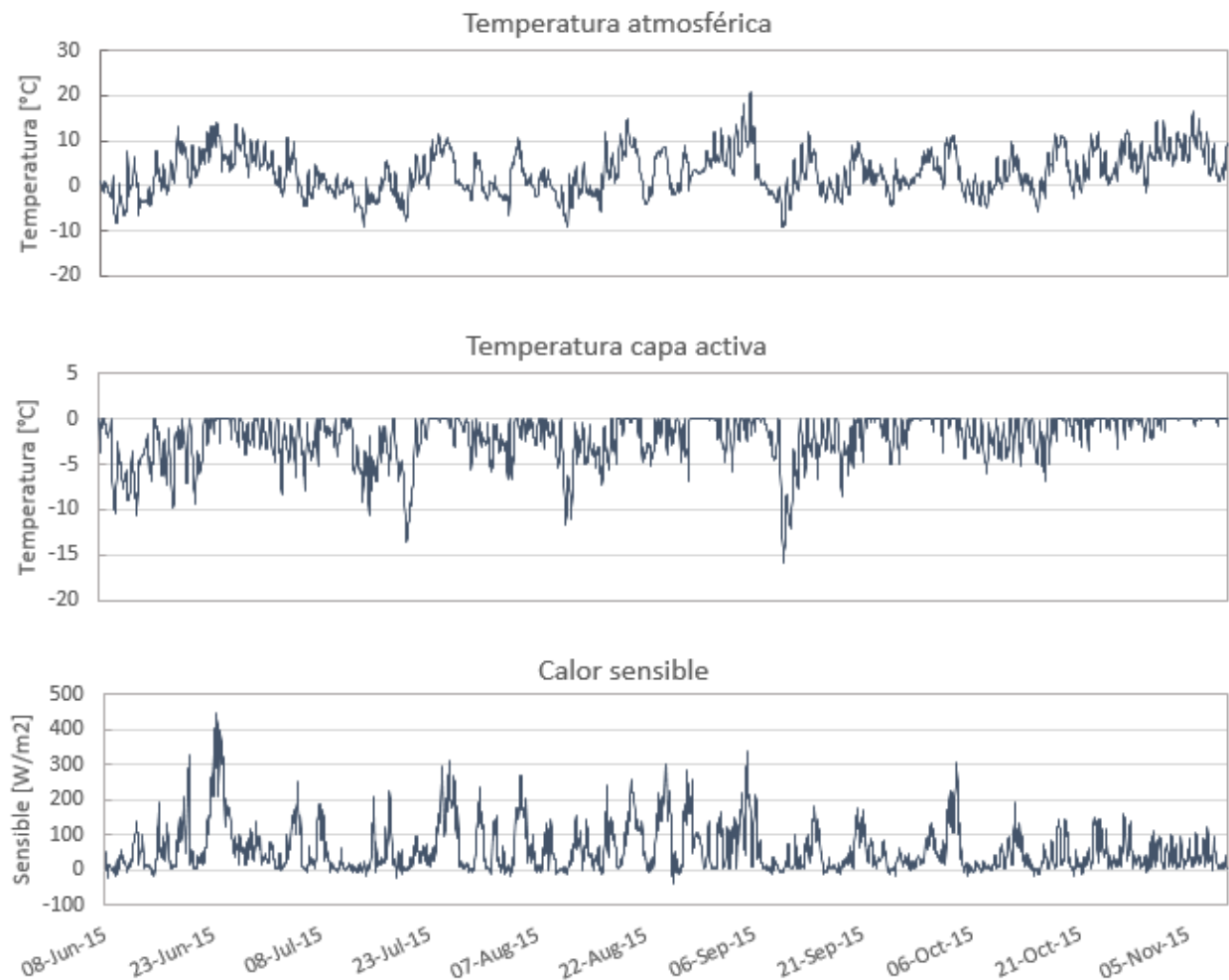


Figura 18: Series de tiempo del calor sensible, la temperatura atmosférica y temperatura de la capa activa del manto de nieve durante la temporada en estudio, correspondientes al Nodo 3 en el claro

El calor latente, por el contrario, representa en promedio una pérdida de energía para el manto de nieve, la cual es más significativa en los períodos en que se derrite la nieve, debido a que necesita de esa energía para poder cambiar de fase. En la Figura 19 se aprecia la alta variabilidad que presenta el flujo de calor latente, siendo principalmente negativo, pero en algunos casos positivos, debido a la liberación de energía que ocurre durante el proceso de condensación, lo que significa una ganancia energética para el manto. Se aprecia que para el 23 de junio aumenta la magnitud del flujo de calor latente, lo cual se puede relacionar con un aumento de la velocidad y una reducción en la presión de vapor.

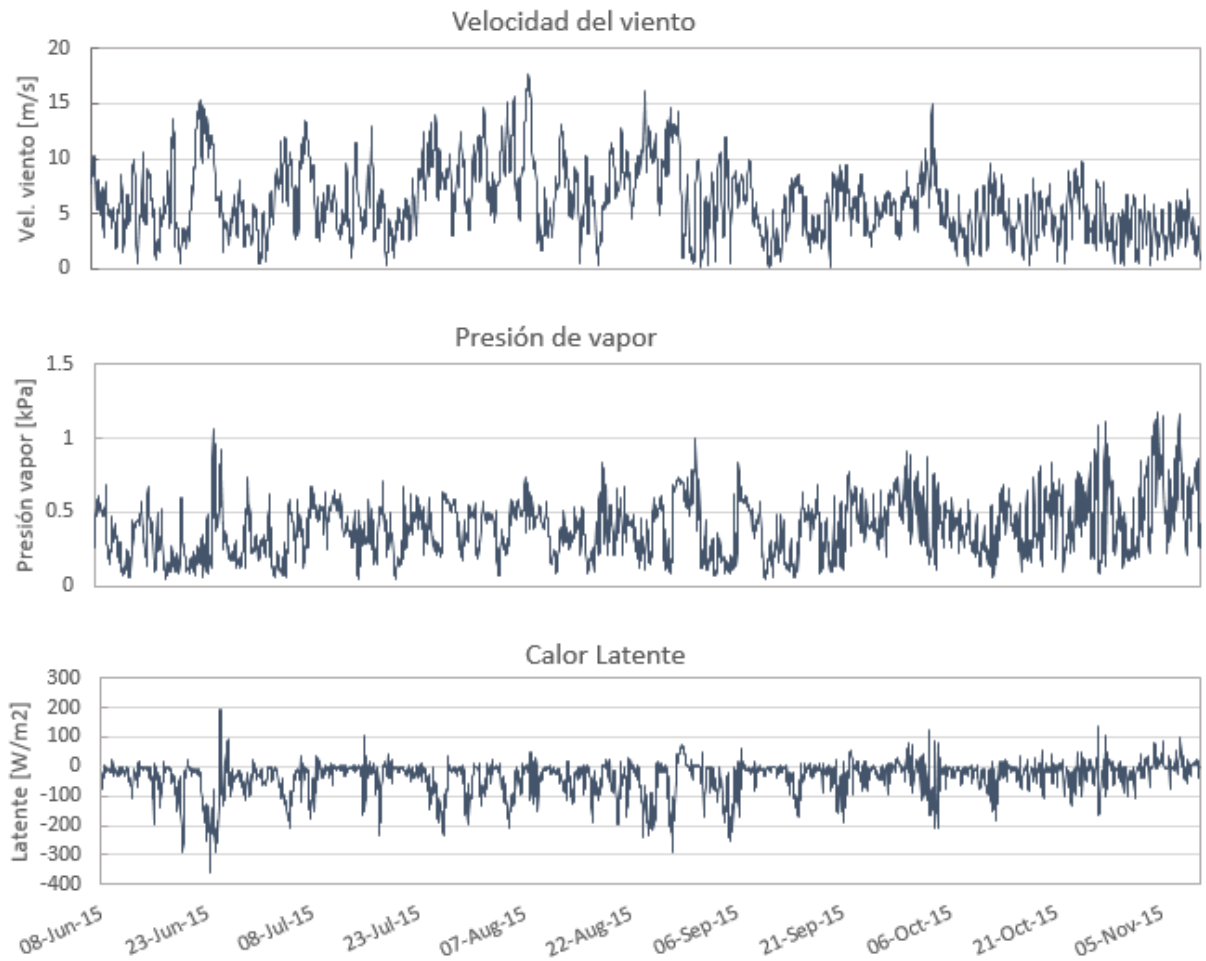


Figura 19: Series de tiempo del calor latente, de la presión de vapor y de la velocidad del viento durante la temporada en estudio, correspondientes al Nodo 3 en el claro

El flujo de calor convectivo entre el manto y el suelo representa una pérdida de energía, que en magnitud es un flujo menos relevante en comparación a los otros analizados, sobre todo en el caso de los claros. Su valor depende de la diferencia de temperaturas que existen entre la capa inferior del manto y la del suelo, y como el suelo tiende a encontrarse a una temperatura menor, el flujo de energía es hacia el suelo.

En la Figura 20 se presentan gráficos de cada nodo con los flujos energéticos promedio de cada mes del período simulado.

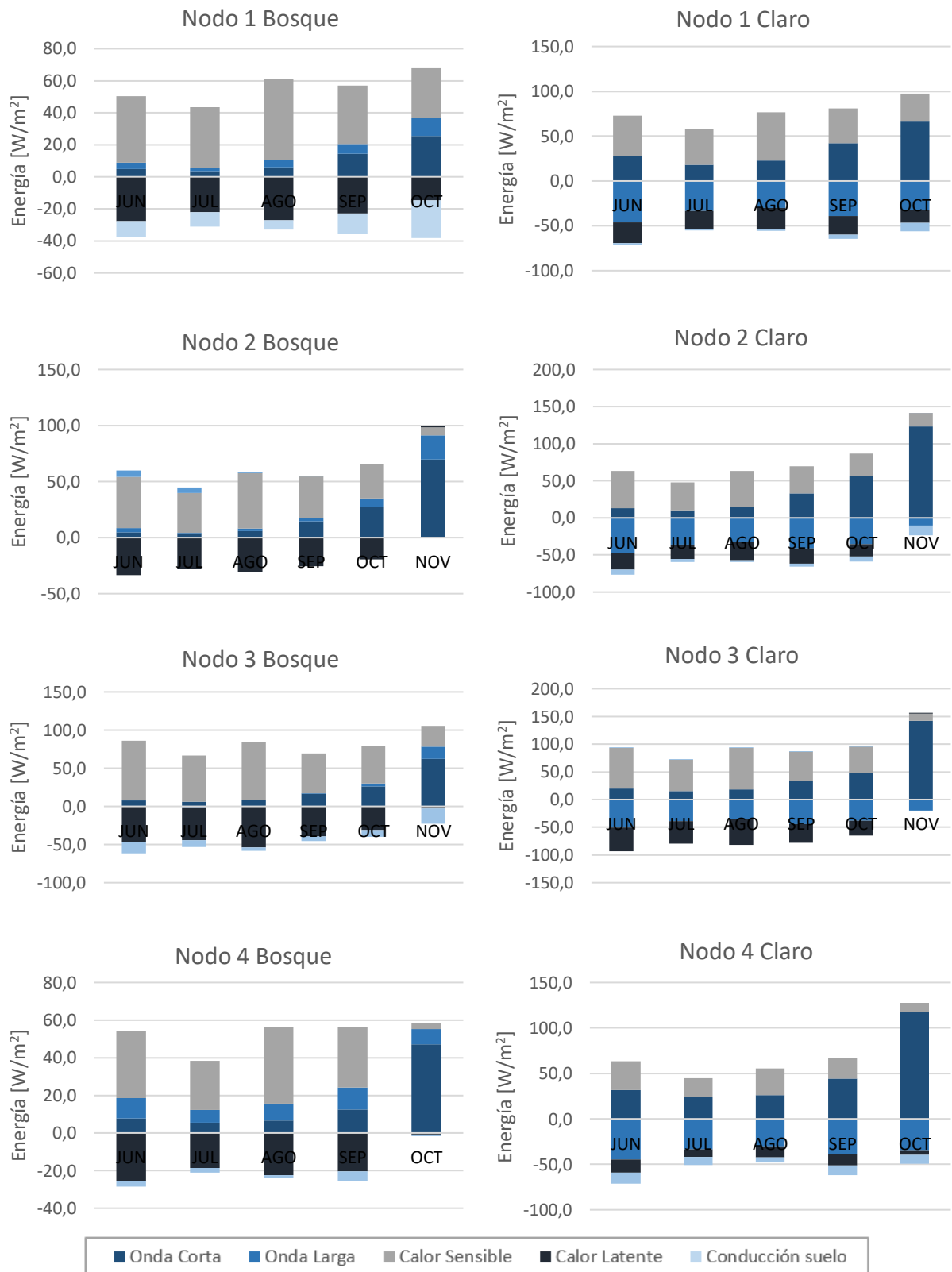


Figura 20: Flujos energéticos promedios mensuales de radiación de onda corta y larga, flujos turbulentos de calor latente y sensible y calor de conducción entre el suelo y la nieve para cada estación

Contrastando los flujos obtenidos en los nodos de Valle Hermoso con otros sitios, podemos mencionar a Ellis et al. (2010), quienes simularon los flujos energéticos del manto de nieve con CRHM en un bosque de pinos y un sitio de claro aledaño en Marmot Creek, Alberta, Canadá. Obtuvieron que la radiación de onda corta es bastante superior en el claro, siendo mayor en un 80% aproximadamente en promedio al sitio de bosque. Este valor es superior a la diferencia promedio obtenida en los nodos de Valle Hermoso, la cual es de un 65% superior en los claros que en los bosques. Esto se puede deber al mayor valor de índice de Área foliar en aquel sitio el cual es de 2,0 [m/m], mientras que el nodo que presenta mayor LAI en Valle Hermoso es de 1,47 [m/m]. La radiación de onda larga en una componente negativa significativa del balance, cuyo valor promedio ronda los -45 [W/m^2] en el claro, y es muy cercana a cero en el bosque. Estos valores tienden a ser relativamente superiores en magnitud en el claro, e inferiores en el bosque en comparación a Valle Hermoso.

Hardy et al. (1998) modelaron la radiación bajo el dosel, la transferencia turbulenta y los procesos de nieve en un bosque de Álamos (caducifolio) en el Parque Nacional Prince Albert ($53,9^\circ\text{N}$, $104,7^\circ\text{O}$) en Canadá, y los resultados se validaron con mediciones en terreno. Obtuvieron que los valores medidos de radiación solar incidente en la superficie de la nieve muestran alta variabilidad temporal y espacial comparada con la radiación solar sobre el dosel. Midieron que la transmisión de radiación solar a través del dosel es de 32% a comienzos de marzo. También obtuvieron que el calor latente es despreciable y el calor sensible positivo, pero de baja magnitud. La radiación neta se impone ante los flujos turbulentos como el principal flujo impulsor del derretimiento. En el caso de Valle Hermoso, el porcentaje de la radiación de onda corta incidente que llega hasta la cobertura de nieve es de un 35,8%, porcentaje similar al presentado por Hardy et al 1998, lo cual se puede atribuir a que en ambos sitios los árboles son caducifolios. En relación con los flujos turbulentos, existe una diferencia considerable en la magnitud en comparación a lo obtenido en Valle Hermoso. En los nodos, el calor latente y sensible son componentes relevantes del balance, mientras que en Prince Albert son poco influyentes, esto se puede deber a las diferencias en las condiciones climáticas. Por ejemplo, Hardy reportó una temperatura media anual de $0,1^\circ\text{C}$, mientras que en Valle Hermoso la temperatura media anual ronda los 10°C . En cuanto a las velocidades, se estimó que eran en promedio de 1,8 [m/s] durante el periodo de derretimiento, mientras que en Valle Hermoso son aproximadamente de 4,6[m/s].

Marks et al. (2008) compararon valores de flujos turbulentos simulados con el modelo Snobal y mediciones realizadas con el sistema Eddy Covariance (EC) entre la atmósfera y la nieve en un bosque de pinos. El estudio fue realizado en Colorado, Estados Unidos, en el bosque experimental Fraser. Al igual que en Valle Hermoso, el calor latente representa un flujo negativo significativo en el balance, mientras que el calor sensible es una componente positiva. Existen diferencias significativas en las magnitudes de los flujos en ambos sitios, ya que mientras los peaks en Colorado alcanzan los 50 [W/m^2], en Valle Hermoso se pueden alcanzar valores de hasta 200 [W/m^2]. Estas diferencias pueden estar relacionadas con variaciones en las condiciones climáticas entre ambos sitios, como la temperatura atmosférica y la velocidad del viento. En la sección de Anexos se incluyen gráficos de los estudios mencionados anteriormente.

5.3. BALANCE DE MASA

5.3.1. Balance en el dosel de los bosques

Primero se analiza lo que ocurre con los flujos másicos considerando como volumen de control el dosel de los árboles en los sitios de bosque, como se aprecia en la Figura 21. La intercepción corresponde a la diferencia entre la precipitación total del sitio y la precipitación directa a través del dosel, sin considerar la descarga que se puede producir después. En la descarga está considerada la caída desde las ramas en forma de nieve y el goteo.

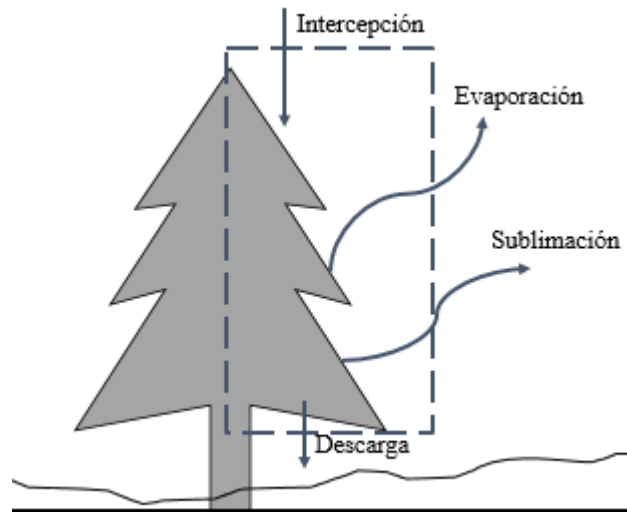


Figura 21: Esquema del volumen de control y los flujos considerados para el balance

En la Tabla 6 se resumen los valores totales en milímetros del período en estudio para cada uno de los nodos, y en la Figura 22 se grafican los balances en milímetros de agua y en porcentaje.

Tabla 6: Flujos másicos totales durante la temporada para cada nodo

	Nodo 1	Nodo 2	Nodo 3	Nodo 4
Intercepción [mm]	860,7	757,7	656,7	805,9
Descarga [mm]	568,7	329,1	352,7	530,9
Evaporación [mm]	42,0	11,4	17,5	19,2
Sublimación [mm]	249,9	417,1	286,5	255,6

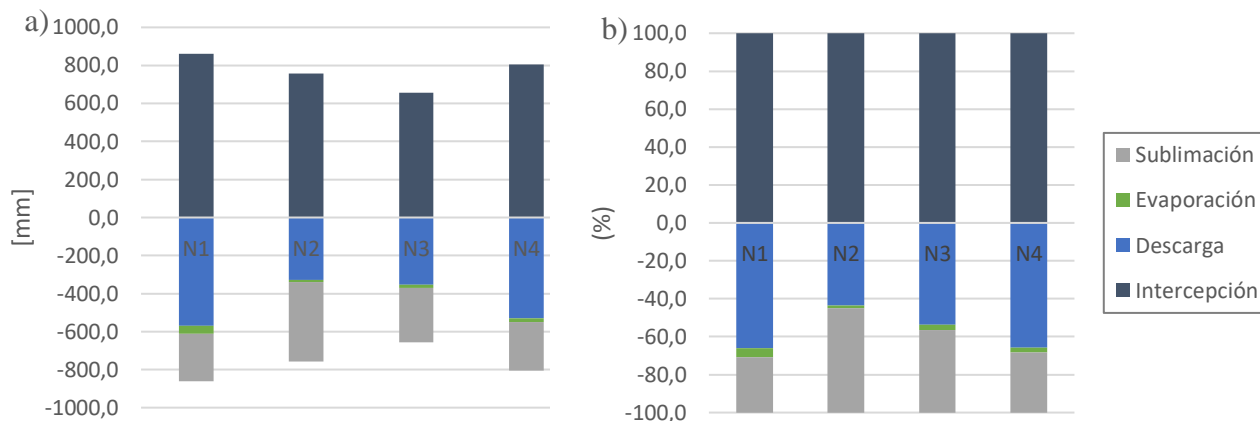


Figura 22: a) Balance de masa en milímetros de las ramas para cada nodo. b) Balance de masa de las ramas en porcentaje para cada nodo.

La cantidad de nieve interceptada por los bosques es en promedio 26% del total de nieve caída, lo cual representa un valor bastante elevado para ser árboles de hoja caduca, lo cual significa que su estructura posee una gran relevancia al momento de la intercepción.

En promedio, el 24,8% del total de nieve caída en cada nodo es sublimada desde la copa de los árboles, lo cual es un valor significativo y muestra que la principal razón en la diferencia del SWE máximo entre los sitios de bosque y los claros es la intercepción, específicamente por el proceso de sublimación. La sublimación es de carácter dinámico, es decir, asociado a la velocidad del viento.

La evaporación de la nieve interceptada es el proceso que menos influye en la variación de la nieve acumulada entre los bosques y los claros, ya que representa, en promedio, menos del 2% del total precipitado.

Existe una cantidad considerable de nieve que luego de ser interceptada cae desde los árboles y pasa a formar parte del manto. Esto asociado a la carga previa y a la intensidad de las tormentas, ya que la nieve acumulada va aumentando a medida que ocurre la nevada, hasta que llega a un punto que las ramas no son capaces de soportar tanta masa y termina en un proceso de descarga.

En la Figura 23 se grafica el porcentaje interceptado en cada nodo, en función del Índice de área Foliar (LAI). Se aprecia que existe una correlación lineal entre ambos valores con un R^2 de 0,98.

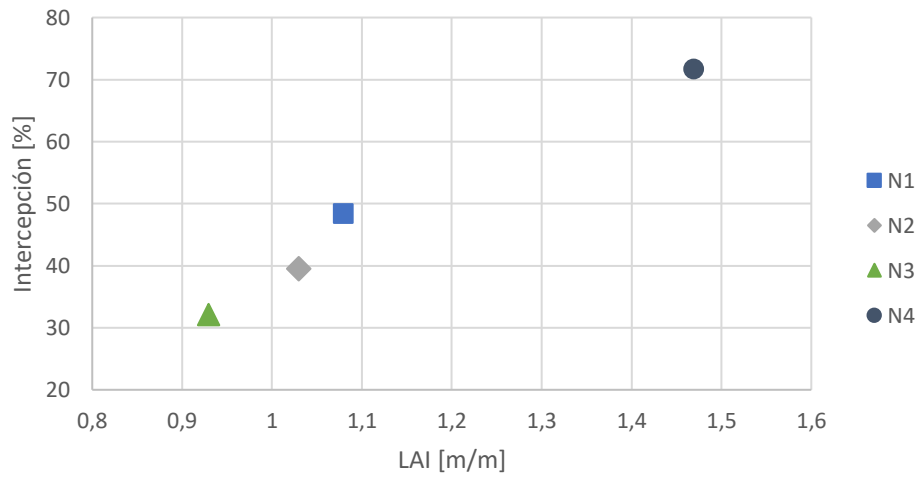


Figura 23: Gráfico del porcentaje de intercepción vs el índice de área foliar para cada nodo

5.3.2. Balance considerando todo el sistema

Se analizan los flujos másicos considerando todos los componentes del sistema, como es la intervención de las copas de los árboles y el transporte de nieve por el viento. En la Figura 24 se presentan los flujos involucrados en el balance de masa.

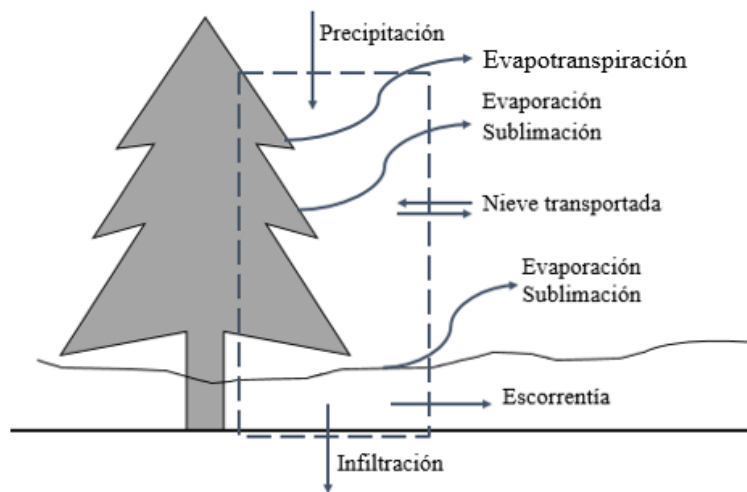


Figura 24: Esquema del volumen de control y los flujos involucrados en el balance de masa

En la Tabla 7 y la Tabla 8, se presentan las cantidades totales de equivalente de agua durante la temporada asociadas a cada proceso. En los resultados se considera tanto la fase líquida como sólida y el valor de la precipitación se refiere a la componente directa que cayó a través de los árboles en el caso de los bosques, es decir, no considera el valor interceptado, ya que esa salida se incorpora en los valores de sublimación y evaporación.

Tabla 7: Valores de los flujos máxicos durante la temporada para cada nodo en los sitios de bosque

Sitios de bosque				
	Nodo 1	Nodo 2	Nodo 3	Nodo 4
Precipitación [mm]	1778,1	1916,1	2042,4	1123,7
Evaporación [mm]	214,5	231,6	210,2	329,1
Evapotranspiración [mm]	67,6	49,1	45,4	67,4
Infiltración [mm]	836,6	355,7	500,8	208,8
Escorrentía [mm]	540,8	997,9	1013,0	566,0
Sublimación [mm]	249,9	417,1	286,5	255,6
Nieve transportada [mm]	0,0	0,0	0,0	0,0

Tabla 8: Valores de los flujos máxicos durante la temporada para cada nodo en los sitios de claro

Sitios de Claro				
	Nodo 1	Nodo 2	Nodo 3	Nodo 4
Precipitación [mm]	1778,1	1916,1	2042,4	1123,7
Evaporación [mm]	73,6	38,4	56,2	86,2
Evapotranspiración [mm]	35,0	25,2	29,7	36,2
Infiltración [mm]	868,3	1065,5	1241,4	645,8
Escorrentía [mm]	801,0	701,5	526,2	413,4
Sublimación [mm]	4,9	22,5	52,5	5,7
Nieve transportada [mm]	2,4	3,4	42,4	1,8

En la Figura 25 se presentan gráficos de los flujos máxicos en los sitios de bosque y de claro en cada nodo.

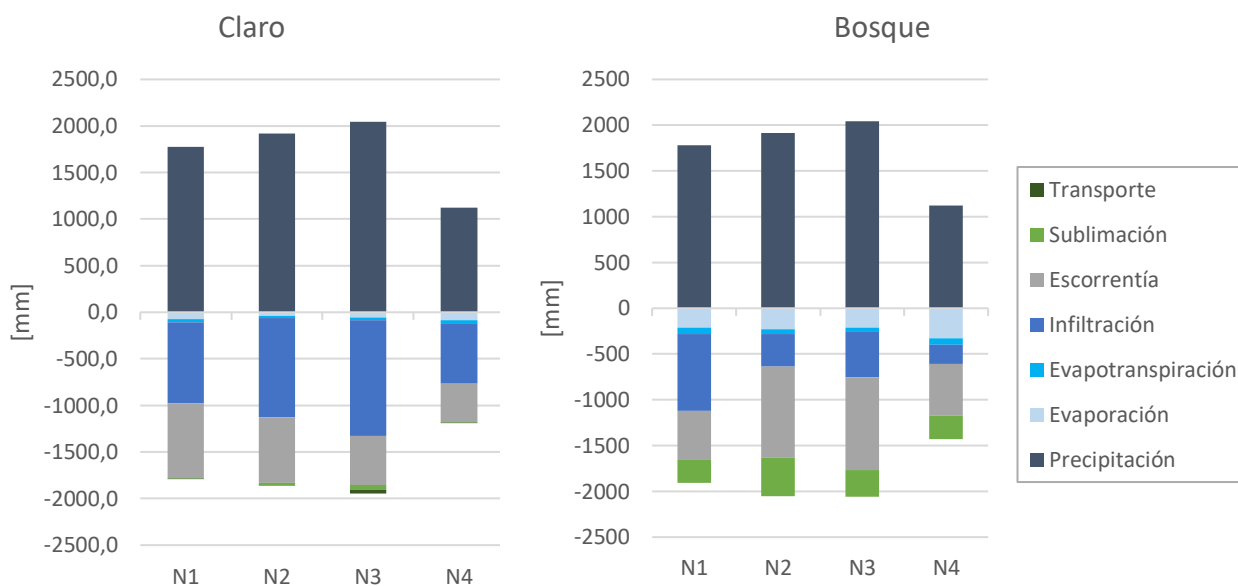


Figura 25: Flujos máxicos obtenidos en mm de agua en el bosque y en el claro en cada nodo

De los datos observados en la Tabla 7 y Tabla 8 se puede apreciar que el principal flujo de salida es a través de la infiltración, asociado principalmente al tipo de suelo, mientras que procesos como la evapotranspiración y la sublimación son menos relevantes.

La sublimación obtenida corresponde solo a la componente dinámica, generada a partir de la influencia generada por el viento en las copas de los árboles para el caso de los sitios de bosque, y su influencia en la nieve transportada para el caso de los sitios de claro. Los modelos arrojan que no existe evaporación ni sublimación desde el manto de nieves. Esta situación puede estar asociada a la forma en que se obtienen las radiaciones netas que es necesaria para calcular las componentes de los flujos máxicos del ciclo hidrológico como el derretimiento, la sublimación y la evapotranspiración. Los modelos utilizan la metodología propuesta por Annandale (2002) para estimar la radiación de onda corta incidente, pero Shook & Pomeroy (2011) compararon esta metodología y otros modelos semi-empíricos con valores observados, y a pesar de que Annandale presentó las mejores estimaciones en comparación a los otros modelos, su desempeño de igual forma fue relativamente pobre, presentando un sesgo considerable. Esto se debe a la incapacidad de poder dar cuenta de los efectos en la transmitancia producidos por los climas en terrenos complejos de alta montaña. El posible error en el valor obtenido en la radiación de onda corta luego afecta la componente incidente de la radiación de onda larga calculada con el módulo LongVt y finalmente altera el cálculo de las componentes de la radiación en la superficie de la nieve realizada por el módulo CanopyClearing. Por lo que se podría considerar que el módulo Annandale no es capaz de representar fehacientemente la física del manto de nieves, generando que no se tenga la energía necesaria para generar procesos como la sublimación desde el manto de nieves.

En el caso de los bosques, es nula la cantidad de nieve transportada, mientras que en los claros en promedio es menor al 1% de la nieve caída. Y la sublimación de la nieve transportada

representa un 1,7% del total. La nieve transportada es considerablemente mayor en el Nodo 3, lo cual está asociado a que la velocidad del viento en ese nodo es superior al resto, lo cual se encuentra relacionado a que es la estación que se encuentra ubicada a una mayor altura en la cuenca.

La evaporación desde el suelo tiende a aumentar a medida que se acerca la temporada de verano debido al aumento en la magnitud de la radiación de onda corta y el hecho de que aumenten las horas de luz durante el día.

La tasa de derretimiento promedio entre los sitios de claro fue un 18% superior que la de los bosques. El nodo que presentó menores diferencias en la tasa de derretimiento fue el 4, con una variación promedio de 0,46 [mm/d]. En la Figura 26 se presentan gráficos de la tasa de derretimiento diaria durante la temporada y la altura de nieve simulada para el Nodo 3 en el claro. Se aprecia que existe concordancia en que el principal motor de salida de la nieve desde el manto es el derretimiento, ya sea infiltrándose o por escorrentía. Es claro que los momentos en que disminuye la profundidad de la nieve, está asociado a procesos de derretimiento, siendo esta tasa mayor durante los primeros días de noviembre, que es cuando el manto de nieve se extingue. Cada periodo en que disminuye el manto de nieve tiene asociado un proceso considerable de derretimiento, y el cual a la vez se asocia con temperaturas mayores como se ve en la Figura 27. Cabe señalar que la tasa de derretimiento presenta un patrón diario marcado por presentar derretimiento durante el día y tasas nulas durante la noche, debido a la disminución en la temperatura y la radiación, por ende, da lugar a que el agua se vuelva a congelar, lo cual no implica un aumento en la profundidad de la nieve, debido a que se ocupan los poros que anteriormente se encontraban vacíos.

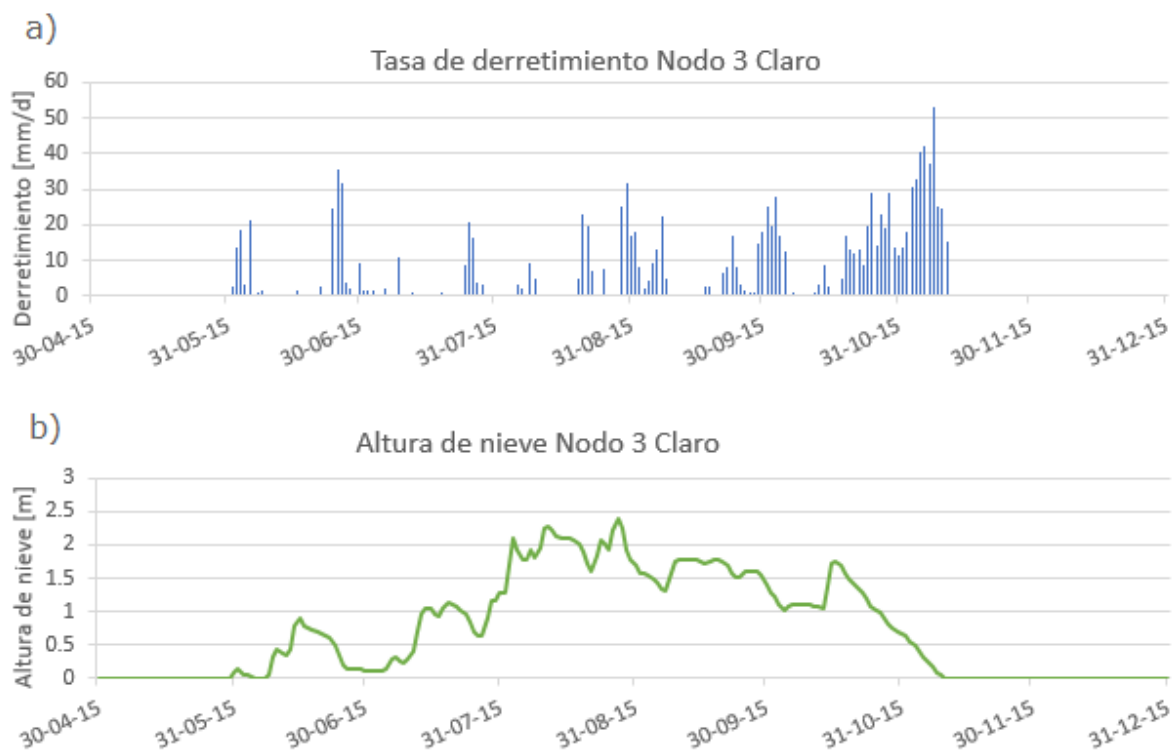


Figura 26: Gráficos correspondientes al Nodo 3 en el claro. a) Tasa de derretimiento diaria durante el periodo de estudio. b) Altura de nieve simulada durante la temporada por el modelo

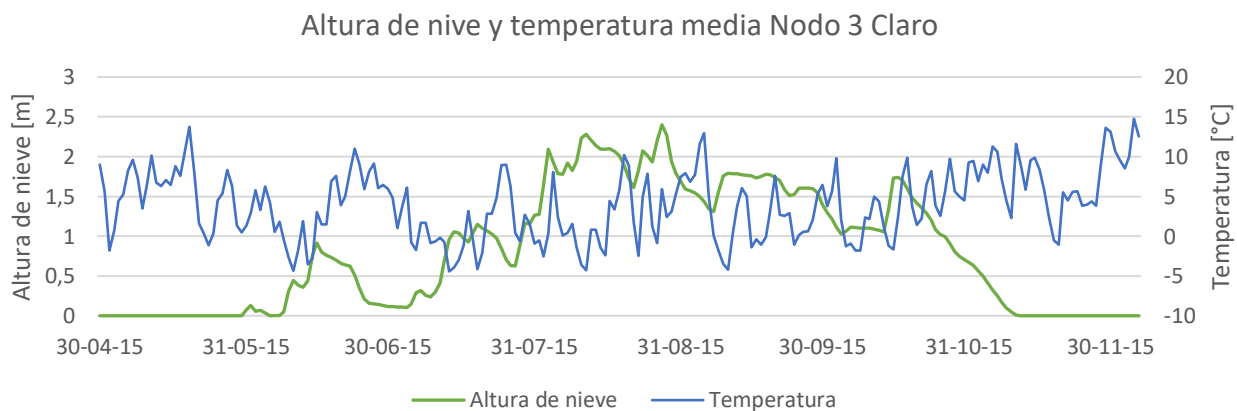


Figura 27: Gráfico de la altura simulada de nieve y la temperatura media diaria correspondientes al Nodo 3 en el claro

5.4. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

Se realiza un análisis de sensibilidad para analizar cómo afecta a las simulaciones del modelo la variación de ciertos factores. Se estudia la humedad relativa que corresponde a una de las forzantes de los modelos, ya que no se cuenta con mediciones en los nodos durante el periodo en estudio y se emplearon los datos de la estación Nevados de Chillán de la DMC. También se estudian el valor de la máxima carga que pueden soportar los árboles (S_{bar}) y los valores de la rugosidad de la superficie de la nieve (Z_0) y la capa superior de la nieve que corresponde a la zona activa, ambos parámetros incluidos en el módulo de SnobalCRHM. Estos parámetros fueron variados para mejorar el ajuste de los modelos.

5.4.1. Humedad Relativa

Se realiza un análisis de sensibilidad, para evaluar cómo influyen variaciones en los valores de la humedad relativa en los modelos. Esto a raíz que no se cuentan con datos medidos en las estaciones para el período de estudio y se emplean datos de la estación Nevados de Chillán perteneciente a la Dirección Meteorológica de Chile. En la Tabla 9 se presentan las variaciones porcentuales promedio de SWE durante la temporada cuando se aumentan los valores de humedad relativa en 2% y un 5%, con respecto a los valores bases. Y en la Tabla 10 se muestra la variación porcentual del SWE máximo en cada caso. Se varió la humedad relativa en estos porcentajes ya que se analizó el año 2016, el cual, si contaba con datos de humedad en los nodos, y se realizaron regresiones con los datos entregados por la estación Nevados de Chillán para ese año. Arrojando que los nodos tienden a presentar valores relativamente superiores. En la sección de Anexos se presentan gráficos de dispersión con su respectiva regresión lineal.

Tabla 9: Variaciones porcentuales en las simulaciones del valor promedio de SWE, cuando se aumenta la humedad relativa (variable de entrada del modelo) en 2% y 5%

		Nodo 1	Nodo 2	Nodo 3	Nodo 4
Variación SWE promedio [%]	+ 2%	-5,3	-6,2	-5,5	-10,2
	+ 5%	-12,5	-15,8	-11,8	-25,1

Tabla 10: Variaciones porcentuales en las simulaciones del máximo SWE, cuando se aumenta la humedad relativa (variable de entrada del modelo) en 2% y 5%

		Nodo 1	Nodo 2	Nodo 3	Nodo 4
Variación SWE máximo [%]	+ 2%	-1,5	-1,1	-0,9	-2,4
	+ 5%	-4,1	-5,9	-3,2	-8,0

Se aprecia que las simulaciones muestran que al aumentar la humedad relativa disminuyen los valores de SWE. Aumentos en un 2% en la humedad relativa pueden generar disminuciones promedio de 7% en el SWE, mientras que aumentos de 5% ocasionan reducciones de un 16% promedio entre los nodos. Las variaciones en el valor del SWE máximo son menores en comparación con las variaciones del SWE promedio. La máxima variación ocurre en el Nodo 4,

llegando a existir una variación de 8%, cuando la humedad relativa aumenta en un 5%, y no existe variación en el día en que se llega al peak.

Estas disminuciones en la cantidad de SWE durante la temporada se puede explicar tanto por la influencia que ejerce la humedad en la formación de la nieve, como también por su influencia en el proceso de derretimiento de la nieve. Este último punto ocurre debido a la alteración que existe en el balance de los flujos energéticos, ya que, al haber una humedad mayor, es más fácil transferir calor a la nieve desde la atmósfera, y por ende hay mayor energía disponible para el derretimiento.

La radiación de onda larga incidente depende de la temperatura y la cobertura de nieve, además de la presión de vapor, variable que presenta una estrecha relación con la humedad relativa, ya que, al aumentar la presión de vapor a una misma temperatura, aumenta la humedad relativa. Este factor influye en la onda larga incidente, ya que se obtiene en función de la emisividad del cielo despejado, la cual se ve influenciada por la presión de vapor. La onda larga incidente presentó aumentos promedio durante la temporada entre todos los Nodos de $3[\text{W}/\text{m}^2]$ para el caso en que la humedad relativa se aumentó en un 5%.

En el caso del calor latente, si la presión de vapor aumenta, aumentará la humedad que se encuentra en contacto con la capa de nieve y, por ende, el manto ganará energía y la superficie se calentará, lo que pudiese producir derretimiento.

En la Figura 28 se presentan gráficos correspondientes a las simulaciones de SWE del Nodo 2 para los diferentes casos considerados de humedad relativa. Se aprecia que las principales variaciones ocurren entre septiembre y octubre, ya que la variación de la humedad relativa afecta principalmente el proceso de derretimiento.

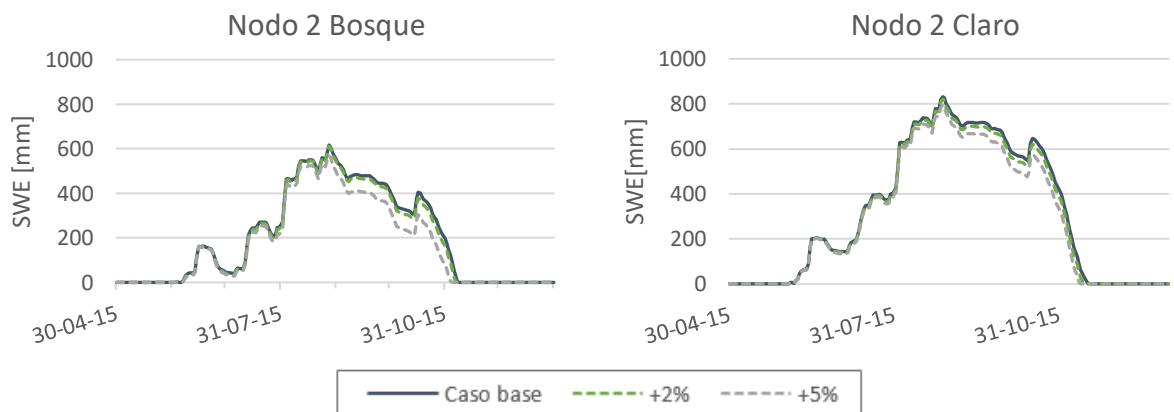


Figura 28: Simulaciones de SWE en el Nodo 2 para diferentes valores de la humedad relativa (gráficos de los otros nodos se incluyen en los anexos)

5.4.2. Parámetros: Rugosidad de la superficie

La cubierta de nieve es uno de los tipos de superficie terrestre más suave en la naturaleza y, en consecuencia, mediciones de Z_0 sobre la nieve entregan pequeños valores del orden de 10^{-4} a 10^{-3} [m] (Amstrong & Brun, 2008). Este parámetro, correspondiente al módulo SnobalCRHM, fue uno de los que se calibraron para los modelos. En la Tabla 11 se presentan los valores de Z_0 de cada nodo.

Tabla 11: Valores de la rugosidad de superficie de nieve utilizada en cada uno de los modelos

	Z_0 [m]			
	Nodo 1	Nodo 2	Nodo 3	Nodo 4
Bosque	0,0015	0,001	0,0025	0,0012
Claro	0,0015	0,0007	0,002	0,0002

Se aprecia que los valores en los sitios de bosque son iguales o superiores a los de claro, lo cual se puede explicar por la turbulencia inducida por el dosel. Ya que las superficies de la nieve en sitios expuestos, al ser más suave requiere menores valores de Z_0 .

En la Tabla 12 se presentan las variaciones promedio de SWE durante la temporada, para aumentos y reducciones de 20% y 40% en el valor de la rugosidad de la nieve para cada uno de los sitios en estudio.

Tabla 12: Variaciones promedio de la temporada del SWE ante reducciones de 20% y 40%, y aumentos de 20% y 40% en el valor de la rugosidad de la superficie de la nieve

Estación	SWE [mm]			
	-40%	-20%	+20%	+40%
Nodo 1 Bosque	25,52	10,82	-9,88	-18,87
Nodo 1 Claro	30,96	14,24	-12,89	-24,77
Nodo 2 Bosque	38,93	18,07	-14,14	-26,95
Nodo 2 Claro	26,03	12,08	-10,42	-20,10
Nodo 3 Bosque	48,32	21,79	-18,66	-35,01
Nodo 3 Claro	52,22	24,88	-21,47	-39,85
Nodo 4 Bosque	17,56	7,10	-7,95	-11,80
Nodo 4 Claro	10,84	5,09	-3,98	-7,43

Se aprecia que, para aumentos en el valor de la rugosidad, el SWE disminuye su magnitud, llegando a reducciones promedio de 23 [mm] durante la temporada, que es equivalente a reducciones de 13%. Esto se puede explicar debido a la dependencia que existe entre los flujos turbulentos y el valor de la rugosidad, ya que aumenta el derretimiento, por ende, disminuye el valor del SWE, ya que existe un flujo másico que sale del manto de la nieve.

En la Figura 29 se muestran las gráficas del SWE simulado en el Nodo 1 para los distintos valores de Z_0 . Se aprecia que las variaciones son más notorias en la época de derretimiento que en el de acumulación, acentuándose en los meses de agosto, septiembre y octubre.

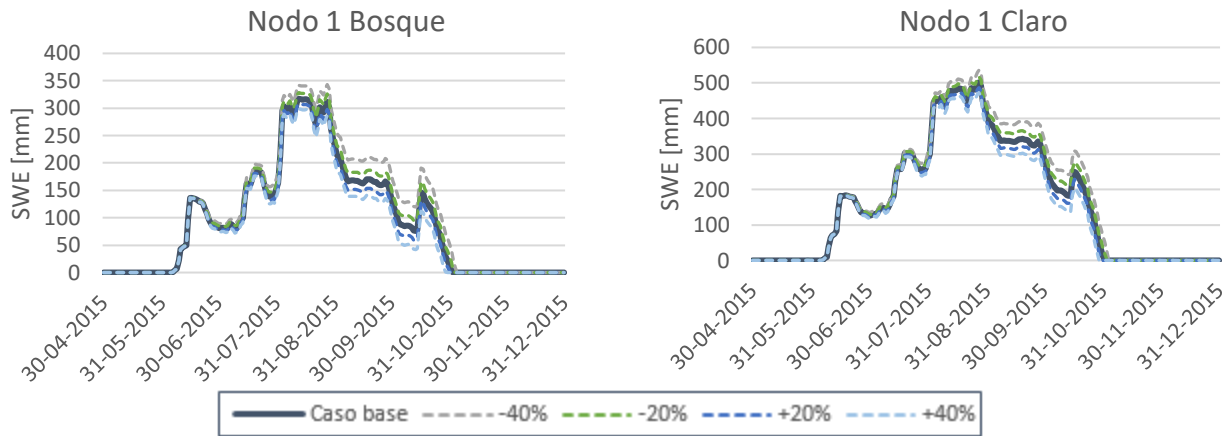


Figura 29: Simulaciones de SWE en el Nodo 1 con vegetación y sin vegetación, para distintos valores de rugosidad de la superficie de la nieve (los gráficos de los otros nodos se incluyen en los anexos)

En la Tabla 13 y Tabla 14 se presentan las variaciones promedio en el calor sensible y latente respectivamente de la temporada que generarían reducciones y aumentos de 20% y 40% en el valor del Z_0 para cada uno de los sitios en estudio.

Tabla 13: Variaciones promedio de la temporada del Calor Sensible ante reducciones de 20% y 40%, y aumentos de 20% y 40% en el valor de la rugosidad de la superficie de la nieve

Estación	Calor Sensible [W/m ²]			
	-40%	-20%	+20%	+40%
Nodo 1 Bosque	-4,46	-2,06	1,72	3,22
Nodo 1 Claro	-4,53	-2,05	1,45	3,11
Nodo 2 Bosque	-4,73	-2,16	1,89	3,60
Nodo 2 Claro	-4,26	-1,94	1,71	3,26
Nodo 3 Bosque	-8,17	-3,73	3,35	6,44
Nodo 3 Claro	-7,32	-3,42	2,95	5,66
Nodo 4 Bosque	-2,30	-1,25	0,67	1,04
Nodo 4 Claro	-1,87	-0,80	0,72	1,39

Tabla 14: Variaciones promedio de la temporada del Calor Latente ante reducciones de 20% y 40%, y aumentos de 20% y 40% en el valor de la rugosidad de la superficie de la nieve

Estación	Calor Latente [W/m ²]			
	-40%	-20%	+20%	+40%
Nodo 1 Bosque	2,83	1,23	-0,97	-1,76
Nodo 1 Claro	2,89	1,34	-0,81	-1,80
Nodo 2 Bosque	3,27	1,47	-1,35	-2,57
Nodo 2 Claro	2,61	1,17	-1,07	-2,04
Nodo 3 Bosque	5,62	2,49	-2,27	-4,34
Nodo 3 Claro	5,21	2,44	-2,02	-3,92
Nodo 4 Bosque	0,95	0,77	-0,78	-0,98
Nodo 4 Claro	1,10	0,49	-0,44	-0,81

Se aprecia que aumentos en el valor de Z_0 implican aumentos en el valor del calor sensible. En el caso del calor latente, sus valores disminuyen, pero como es un flujo en promedio negativo, en realidad aumentan en magnitud, lo cual se correlaciona con lo obtenido en las simulaciones de SWE. Ya que el aumento en la magnitud del flujo del calor latente significa que el manto de la nieve está perdiendo energía debido a cambios de fase, y por ende disminuyendo la cantidad de nieve en el manto.

También se estudió como afectaban variaciones en la profundidad de la capa superior de la nieve (Active Layer Thickness), pero sus cambios afectaron en menos de 5 [mm] promedio el SWE y los flujos turbulentos en menos de 0,5 [W/m²] en promedio durante la temporada. Mostrando que el modelo es considerablemente menos sensible ante variaciones del grosor máximo de la capa activa en comparación a parámetros como la rugosidad de la superficie. Cabe señalar que los valores del grosor de la capa activa empleada en los modelos fueron igual o superior en los sitios de claro en comparación a los bosques.

5.4.3. Parámetros: Máxima carga que soporta el dosel (S_{bar})

Otro parámetro que se analizó fue la máxima carga que puede soportar el dosel de los árboles para los sitios de bosque. Se simula el SWE con diferentes valores de S_{bar} , aumentando y disminuyendo en 1 y 2 [kg/m²]. En la Tabla 15 se muestran las variaciones promedio de SWE durante la temporada en comparación a los datos obtenidos con la simulación base.

Tabla 15: Variaciones promedio en el valor de SWE para simulaciones en los sitios de nodo con diferentes valores de S_{bar}

S_{bar} [kg/m ²]	SWE [mm]			
	-2	-1	+1	+2
Nodo 1	11,1	5,5	-4,7	-9,1
Nodo 2	17,0	8,1	-7,6	-14,3
Nodo 3	15,8	7,7	-7,2	-14,3
Nodo 4	2,5	1,2	-1,4	-3,1

Al aumentar el valor de S_{bar} , el SWE disminuye, mientras que cuando disminuye, el SWE aumenta. Esto se explica debido a que, al aumentar el valor de la carga máxima, aumenta la interceptación, llegando a valores superiores de entre 2% a 5% en relación con el valor base, cuando se aumenta en 2 unidades el S_{bar} . Mientras que el valor de la descarga, para ese caso, aumenta en promedio 1,5% y la variación en la evaporación es prácticamente nula, siendo la sublimación el flujo que presenta mayores variaciones, llegando a ser, en promedio, un 7% superior al caso base. Como es lógico, los nodos que se encuentran a mayor altura y que presentan mayores acumulaciones de nieve, que corresponden a al Nodo 2 y al 3 son los que presentan variaciones más pronunciadas.

A pesar de que cuando aumenta el S_{bar} , aumenta la cantidad descargada desde el dosel y podría significar un aumento en la nieve acumulada del manto, el aumento de la interceptación es el factor dominante y, por ende, el valor neto entre la cantidad interceptada y la posterior descarga significa una reducción en la nieve que llega al manto en relación con el caso base, y por ende disminuye el valor del SWE. Estas variaciones en los flujos máxicos se pueden apreciar en los gráficos de la Figura 30, los cuales corresponden al Nodo 3 y en el que se presentan los totales de la temporada para los procesos de interceptación, evaporación, descarga y sublimación.

Se puede apreciar que los procesos de interceptación, descarga y sublimación presentan una relación lineal con el valor de la carga máxima, mientras que el único proceso que prácticamente no varía es la evaporación.

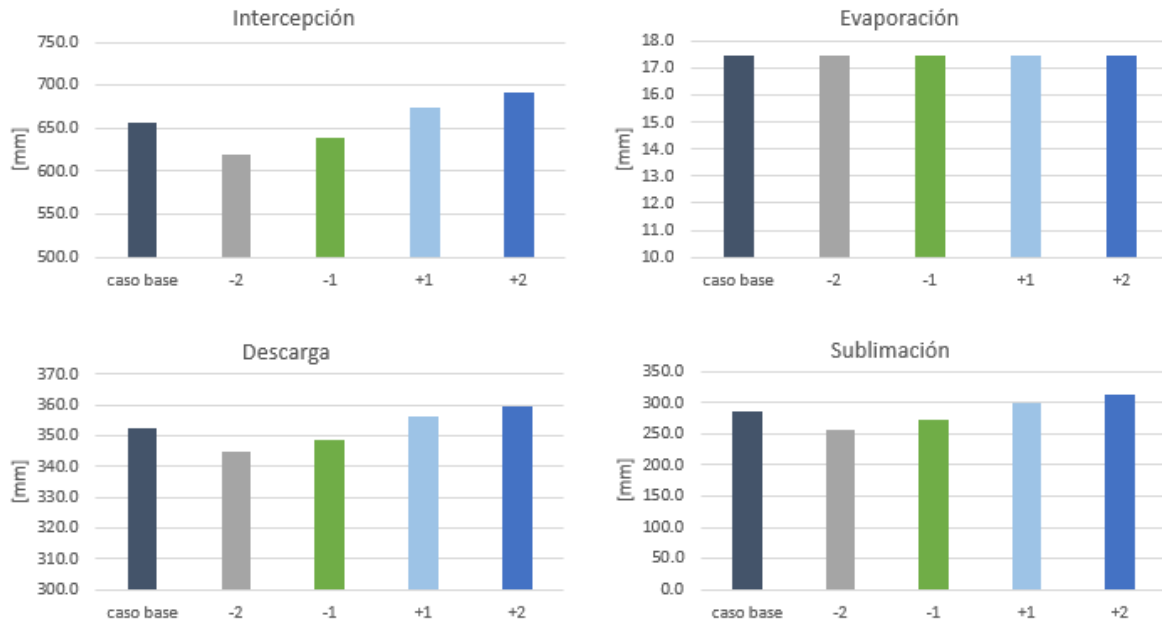


Figura 30: Flujos máxicos totales durante la temporada correspondientes al Nodo 3, variando el valor de S_{bar} (los gráficos de los otros nodos se presentan en anexos).

5.5. EVALUACIÓN DURANTE EL AÑO 2016

Se utilizan los modelos desarrollados previamente con las forzantes meteorológicas correspondientes al año 2016, para estudiar cómo funcionan con otros datos de entradas y, por ende, analizar si son capaces de ser utilizados para otros periodos de estudio. En la Tabla 16 se presentan los valores de las métricas para evaluar el desempeño simulando la altura de nieve en cada nodo.

Tabla 16: Valores de índice bias, eficiencia del modelo, R2 y error medio cuadrado de cada sitio

Estación	PB [%]	ME []	RMSE [m]	R2 []
Nodo 1 Bosque	0,64	0,82	0,06	0,84
Nodo 1 Claro	-42,75	0,18	0,17	0,67
Nodo 2 Bosque	21,91	0,70	0,15	0,94
Nodo 2 Claro	13,58	0,70	0,15	0,86
Nodo 3 Bosque	81,90	0,41	0,20	0,97
Nodo 3 Claro	61,24	-0,41	0,23	0,96
Nodo 4 Bosque	-56,70	0,23	0,11	0,51
Nodo 4 Claro	-45,86	0,02	0,17	0,40

En este caso, las simulaciones de acumulación y derretimiento en los sitios individuales presentan variaciones considerables en la exactitud prediciendo la cantidad de nieve y su permanencia en el tiempo. Hay sitios que presentan ME superiores o iguales a 0,7 como es el caso del Nodo 1 en el bosque y el Nodo 2, tanto en el claro como en el bosque. También hay valores de ME negativos, lo que significa una estimación superior al valor promedio de las observaciones, como es el caso del Nodo 3. En este nodo, a pesar de que, los valores de R^2 son muy cercanos a 1, lo que significa que presentan la misma tendencia, los valores en conjunto se encuentran sobreestimados.

Las simulaciones de SWE no arrojan valores del PB que sigan cierta tendencia, ya sea para los sitios de bosque, de claros o todos los sitios. Esto sugiere que muchos de los errores asociados a los modelos pueden ser de diversa naturaleza, ya sea por errores asociados a las observaciones o a la parametrización de los modelos.

En promedio, la eficiencia de los modelos se reduce considerablemente en comparación con las simulaciones del año 2015, esto puede tener relación con la cantidad de nieve acumulada durante el año 2016, la cual fue considerablemente menor a la del año anterior, presentando alturas máximas de nieve, 47% menor en promedio entre los nodos. Esta situación se podría entender como que los mantos de nieve menos profundos son más sensibles a errores en los balances de energía y masa, presentando mayores errores relativos.

En la Figura 31 se muestra la altura de nieve simulada y observada en cada uno de los nodos para el año 2016. Se aprecia que a pesar de presentar ajustes considerablemente menores al año 2015, en términos generales los modelos son capaces de representar la presencia del manto de nieve, sobre todo en los nodos que se encuentran a mayor altitud (Nodo 2 y Nodo 3) y que presentan cantidades superiores de nieve acumulada.

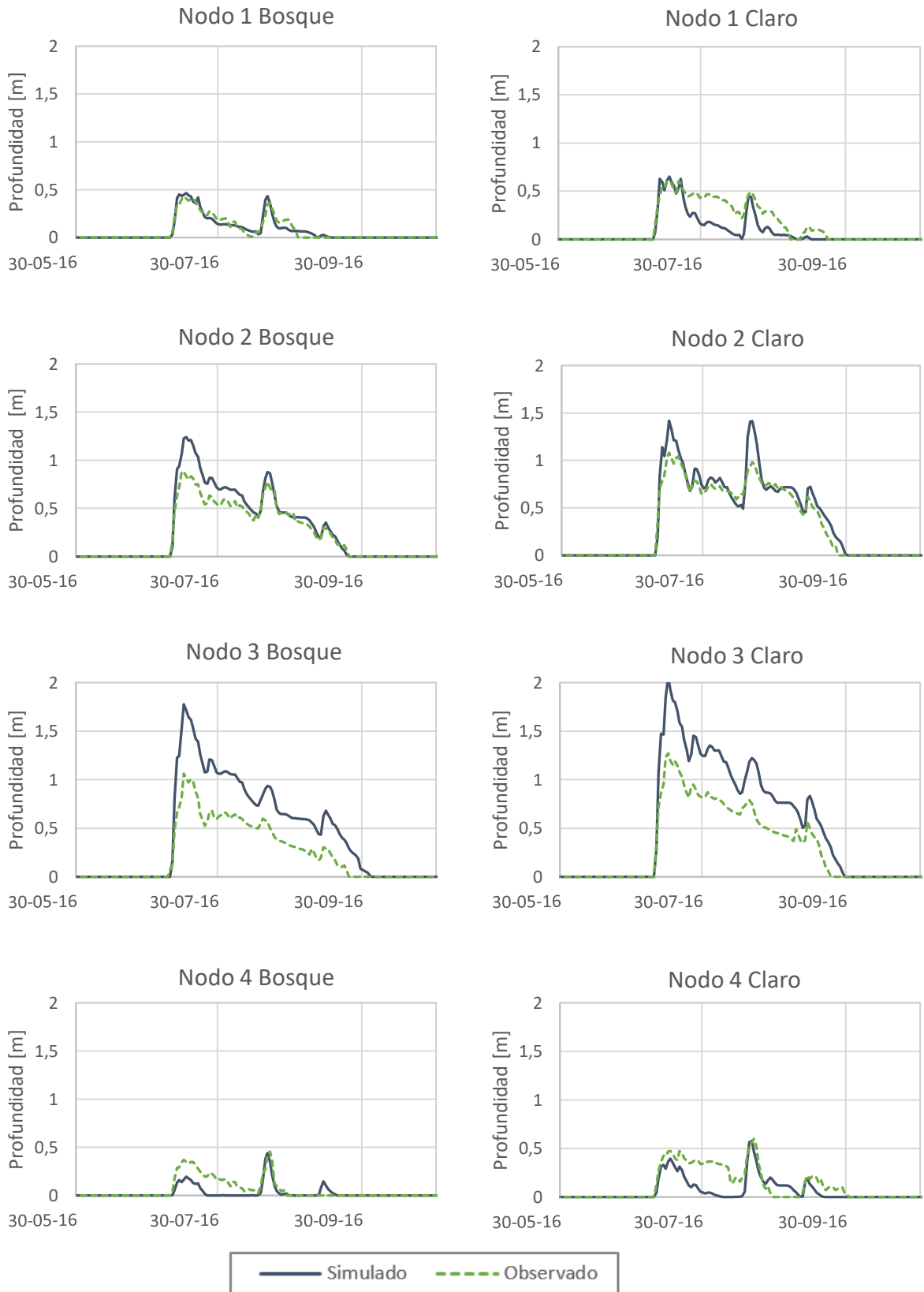


Figura 31: Series de tiempo de altura de nieve modelada y observada en sitios de bosque y claros para el año 2016

En la Tabla 17 se presentan los valores correspondientes a la duración del manto de nieves en días para cada uno de los nodos. Se aprecia que tanto el Nodo 1 en el claro como el Nodo 2 en el bosque sobreestiman en un día la duración del manto. Mientras que el Nodo 1 en el bosque lo sobreestima en 2 semanas.

Tabla 17: Duración del manto de nieve para las observaciones y simulaciones del año 2016

Duración del manto de nieve [días]								
	N1 CV	N1 SV	N2 CV	N2 SV	N3 CV	N3 SV	N4 CV	N4 SV
Simulado	69	70	77	84	86	81	39	68
Observado	55	69	76	78	77	75	49	71

5.5.1. Análisis cualitativo entre Caudal, Humedad e Infiltración

Se realiza un análisis cualitativo entre el caudal medido a la salida de la cuenca, la infiltración entregada por los modelos y la humedad de suelo medida en cada una de las estaciones. En la Figura 32 se presentan series de tiempo de cada nodo con los datos de interés.

Al igual como se comentó en la sección del balance de masa, el modelo tiende a subestimar la infiltración, lo cual se puede apreciar en los eventos de precipitación que ocurren en abril, ya que a pesar de que la humedad del suelo en los nodos muestra un aumento durante ese mes, la infiltración es muy baja. Las mayores infiltraciones ocurren luego de las tormentas más significativas.

La humedad del suelo tiende a reducir su magnitud a mediados del mes de octubre, lo cual ocurre al cabo de entre 10 a 15 días desde que se terminó de derretir el manto de nieves, lo cual hace sentido dado que la evaporación desde el suelo toma un rol relevante luego del derretimiento de la nieve.

Desafortunadamente los datos de caudal y humedad se encuentran discontinuados durante la temporada, y no se cuenta con información de la humedad del Nodo 3. Cabe destacar que la humedad graficada corresponde al promedio de las mediciones a diferentes profundidades (10, 30 y 60 [cm]).

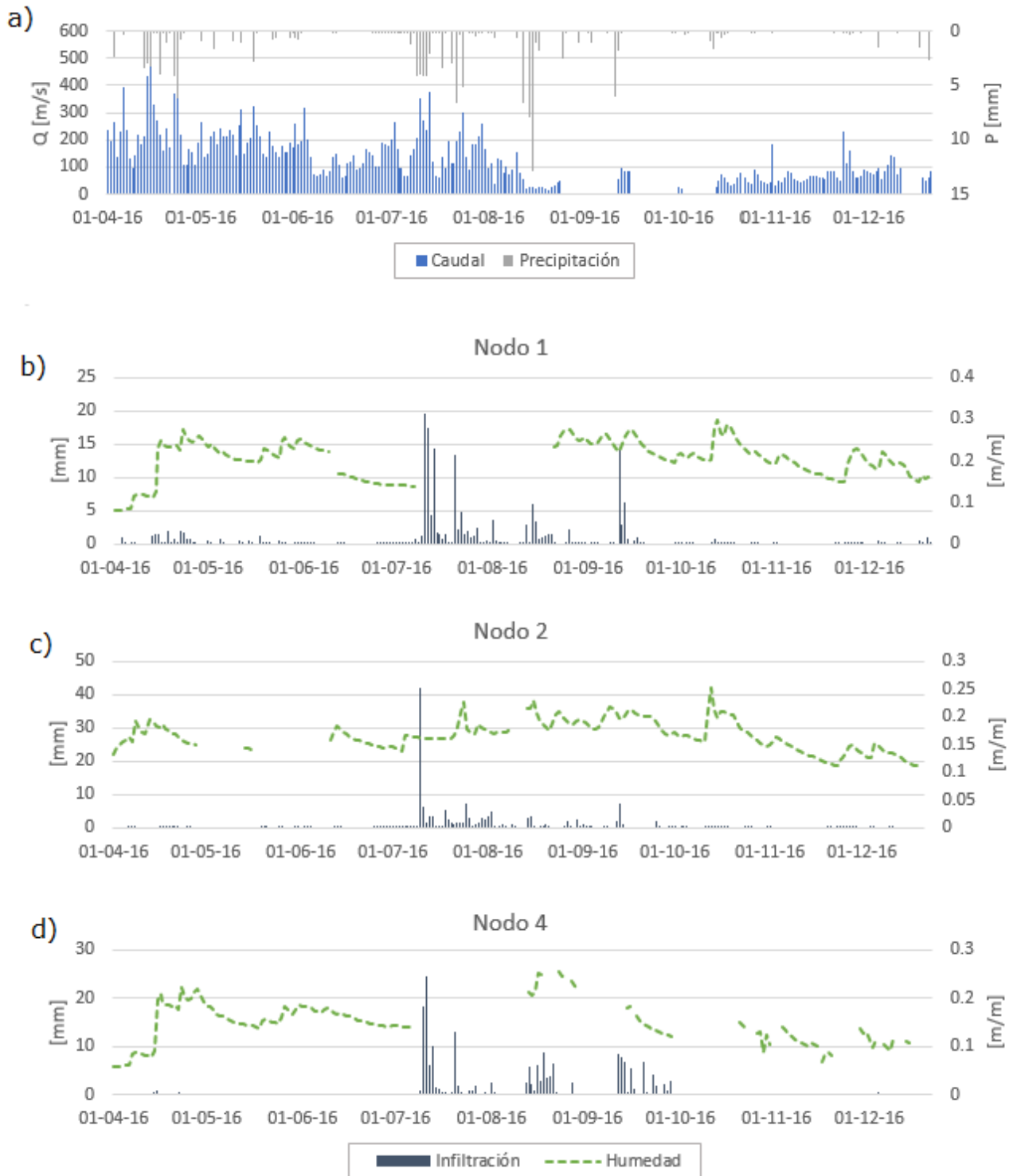


Figura 32: a) Serie temporal de caudal y precipitación. b),c) y d) Series de tiempo de la humedad medida promedio medida en las estaciones y la infiltración simulada para cada nodo (Nodo 3 no cuenta con datos de humedad).

5.6. CAMBIO CLIMÁTICO

5.6.1. Variaciones en la precipitación

Para el estudio de los posibles efectos que pudiese producir el cambio climático, representado como variaciones de precipitación y temperatura, en la hidrología de Valle Hermoso, se emplea el método delta. Se alteran las forzantes meteorológicas con el módulo “obs” de CRHM, aplicando factores multiplicativos de 0,9, 0,8 y 0,7, es decir, disminuciones de 10%, 20% y 30% en la precipitación, obteniéndose las variaciones porcentuales de SWE presentados en la Tabla 18. En la Tabla 19 se muestran las variaciones porcentuales correspondientes al SWE máximo de la temporada.

Tabla 18: Variaciones porcentuales de SWE, ante disminuciones de 10%, 20% y 30% en la precipitación

	Variación porcentual de SWE [%]								
	N1 CV	N2 CV	N3 CV	N4 CV	N1 SV	N2 SV	N3 SV	N4 SV	Media
-10%	-30,0	-31,0	-21,9	-30,1	-21,8	-16,8	-24,0	-25,6	-25,1
-20%	-51,4	-55,6	-42,3	-48,5	-41,4	-32,1	-47,1	-45,4	-45,5
-30%	-67,1	-69,6	-61,2	-62,3	-58,3	-46,8	-63,4	-61,4	-61,3

Tabla 19: Variaciones porcentuales del SWE máximo de la temporada en los sitios de bosque, de claros y el promedio total

	Variación Porcentual de SWE máximo [%]		
	-	+1°C	+1,5°C
Claros	-25,7	-43,8	-60,0
Bosques	-29,2	-49,2	-63,8
Promedio	-27,5	-46,5	-61,9

Reducciones en la precipitación significarían reducciones de hasta un 60% promedio en el SWE de todos los sitios, si es que se redujera en un 30%, mientras que, si disminuyesen en un 10%, el SWE se reduciría en un cuarto. Es decir, variaciones en la precipitación significarían una alteración significativa en la hidrología.

En promedio, las zonas de bosque son más sensibles, ya que una reducción de 10% en la forzante generaría una variación de 6,2% superior del SWE en las zonas de bosques que en las de claros, y una reducción de 30% en la forzante, implicaría una reducción de 7,6% superior del SWE en las zonas de bosques que en las de claros.

En la Figura 33 se aprecian gráficas del SWE simulado con la precipitación actual y las diferentes disminuciones. Son claras las variaciones, que llegan a ser incluso de 67% en el Nodo 1 con vegetación para el caso en que se disminuye en un 30% la precipitación. En todos los casos disminuyen los días con presencia de nieve. Se observa que se reduce el tiempo de permanencia del manto de nieves y se acelera el proceso de derretimiento.

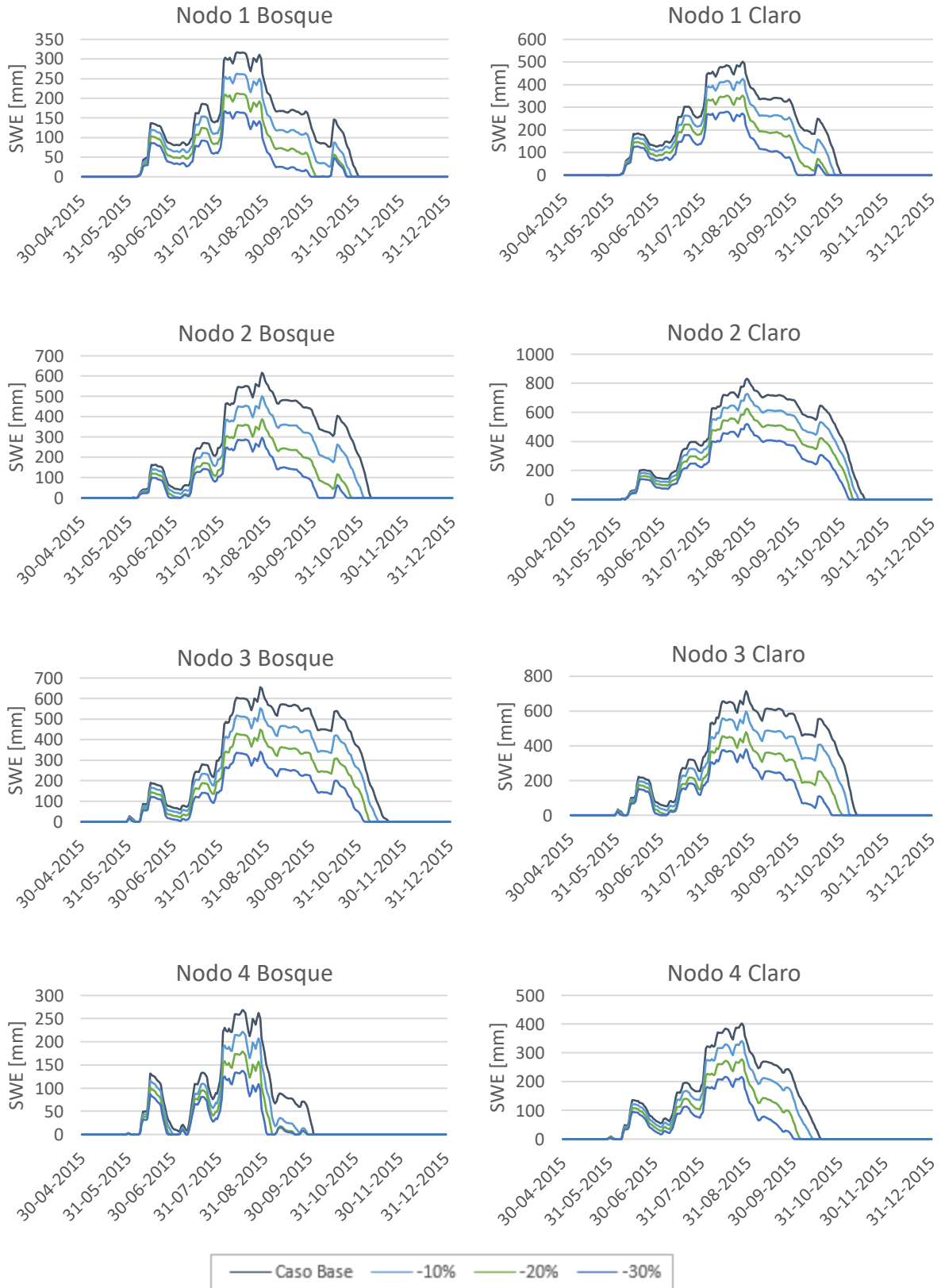


Figura 33: Simulaciones de SWE, para cada estación, con disminuciones de 10%, 20% y 30% en la precipitación

En la Figura 34 se grafican las alturas máximas de nieve durante temporada, para las simulaciones variando la precipitación. Las disminuciones porcentuales en la altura son mayores en los bosques. Una de las razones que explica esta mayor sensibilidad es el mayor porcentaje de nieve interceptada con respecto al total precipitado. Para el caso en que se reduce un 30% de la precipitación, el porcentaje interceptado aumenta en un 5% promedio con respecto al caso base y, por lo tanto, también aumenta la cantidad sublimada desde la zona de los bosques, generando una disminución más acentuada del SWE acumulado en los bosques.

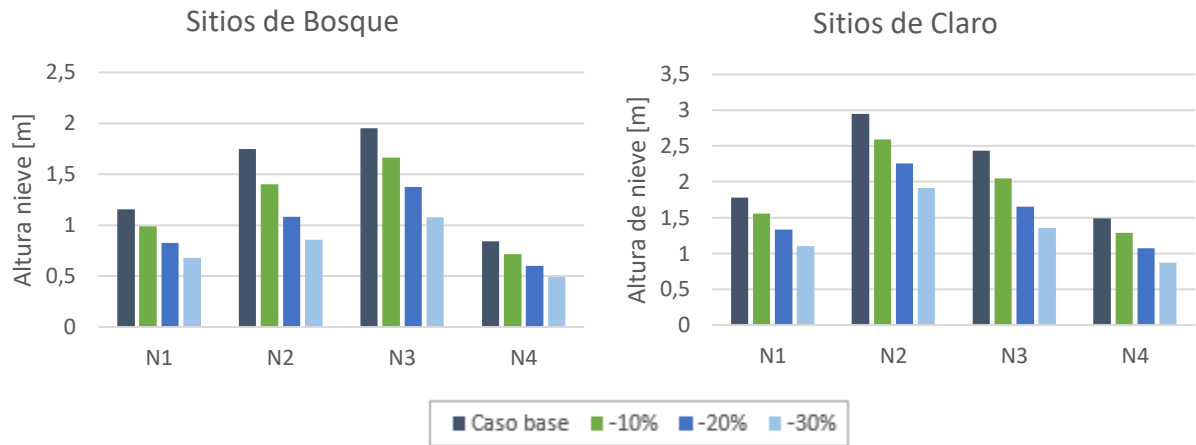


Figura 34: Máxima altura de nieve durante la temporada para cada escenario de precipitación estudiado en los sitios de bosque y de claro

5.6.2. Variaciones en la temperatura

Para estudiar el impacto que pudiesen producir variaciones en la temperatura, también se emplea el módulo “obs” y se corren los modelos con variaciones aditivas de 0,5 °C, 1 °C, 1,5 °C y 2 °C. Se adiciona la misma cantidad a cada uno de los valores de cada intervalo. En la Tabla 20 se muestran las variaciones porcentuales promedios en el SWE frente a las variaciones de la temperatura y en la Tabla 21 las correspondientes al máximo SWE para cada sitio.

Tabla 20: Variaciones porcentuales promedios entre los sitios de bosque, los de claro y todos los sitios, ante variaciones aditivas en la temperatura de 0,5°C, 1°C, 1,5°C y 2°C

	Variación Porcentual de SWE promedio [%]			
	+0,5°C	+1°C	+1,5°C	+2°C
Bosque	-50	-68	-80	-83
Claro	-40	-59	-72	-79
Promedio	-45	-64	-76	-81

Tabla 21: Variación porcentual del SWE máximo para cada nodo y en cada caso de aumento de la temperatura

	Variación Porcentual de SWE máximo [%]			
	+0,5°C	+1°C	+1,5°C	+2°C
Claros	-25,7	-43,8	-60,0	-69,4
Bosques	-29,2	-49,2	-63,8	-67,7
Promedio	-27,5	-46,5	-61,9	-68,5

Se aprecia que los sitios de bosque son los más sensibles ante las variaciones de temperatura, presentando variaciones porcentuales superiores en el SWE, con diferencias que van de 4% a 10% con respecto a los sitios de Bosque. Esto se puede explicar por las variaciones que existen en los flujos energéticos que dependen directamente de la temperatura, como por ejemplo la radiación de la onda larga. En la Figura 35 se presentan gráficos con los flujos promedios de cada mes en que se encuentra presente el manto de nieves, y corresponden al Nodo 1 en el claro.

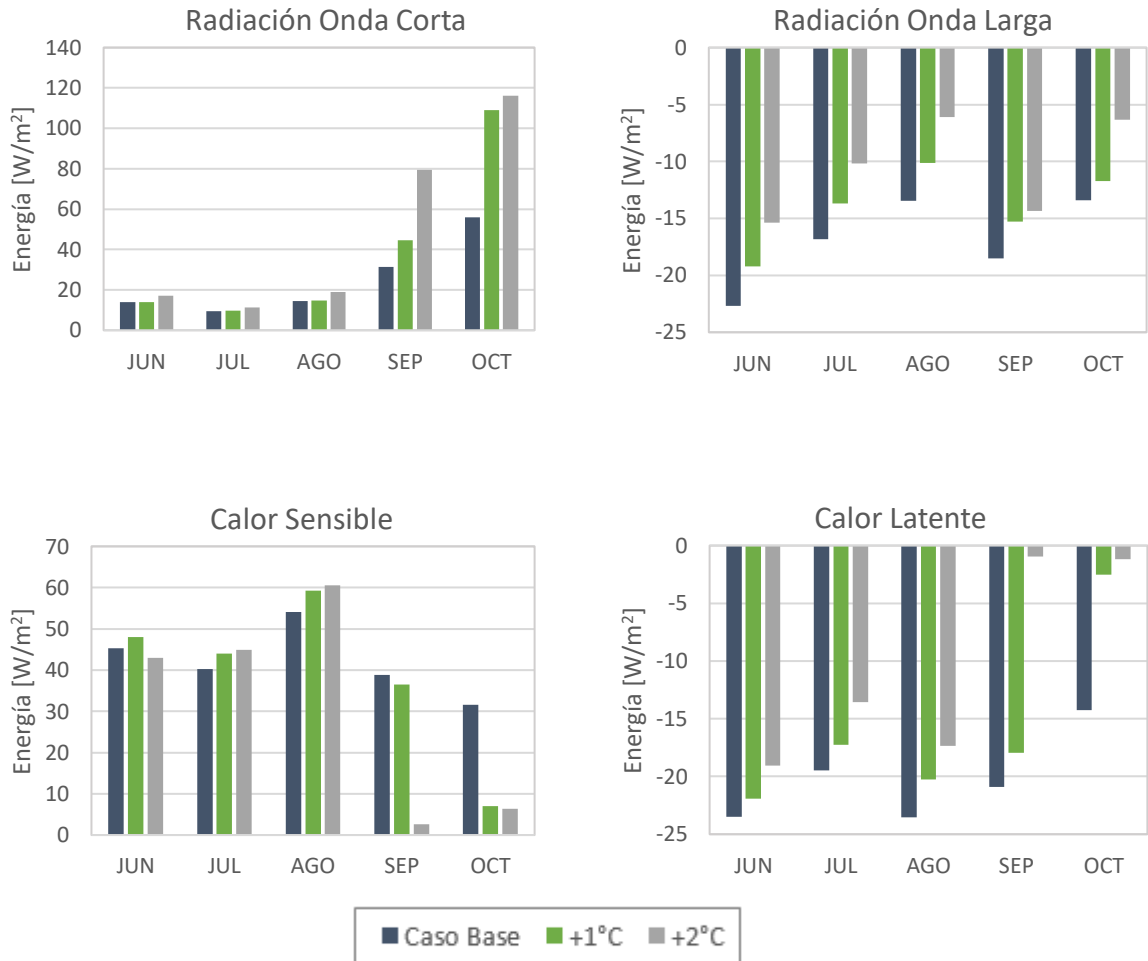


Figura 35: Gráficos de los flujos energéticos para el caso base y cuando hay aumentos de 1 y 2 grados. Corresponden al nodo 1 en el claro

Es evidente que el SWE es altamente propenso a disminuir ante las variaciones de la forzante meteorológica, llegando a disminuir en aproximadamente un 80% cuando aumenta en 2°C la temperatura.

En la Figura 36 se presentan gráficas del SWE simulado con la temperatura actual y los diferentes aumentos, mostrando la drástica reducción que generarían estos aumentos de temperatura en la acumulación de nieve, de acuerdo a un enfoque delta.

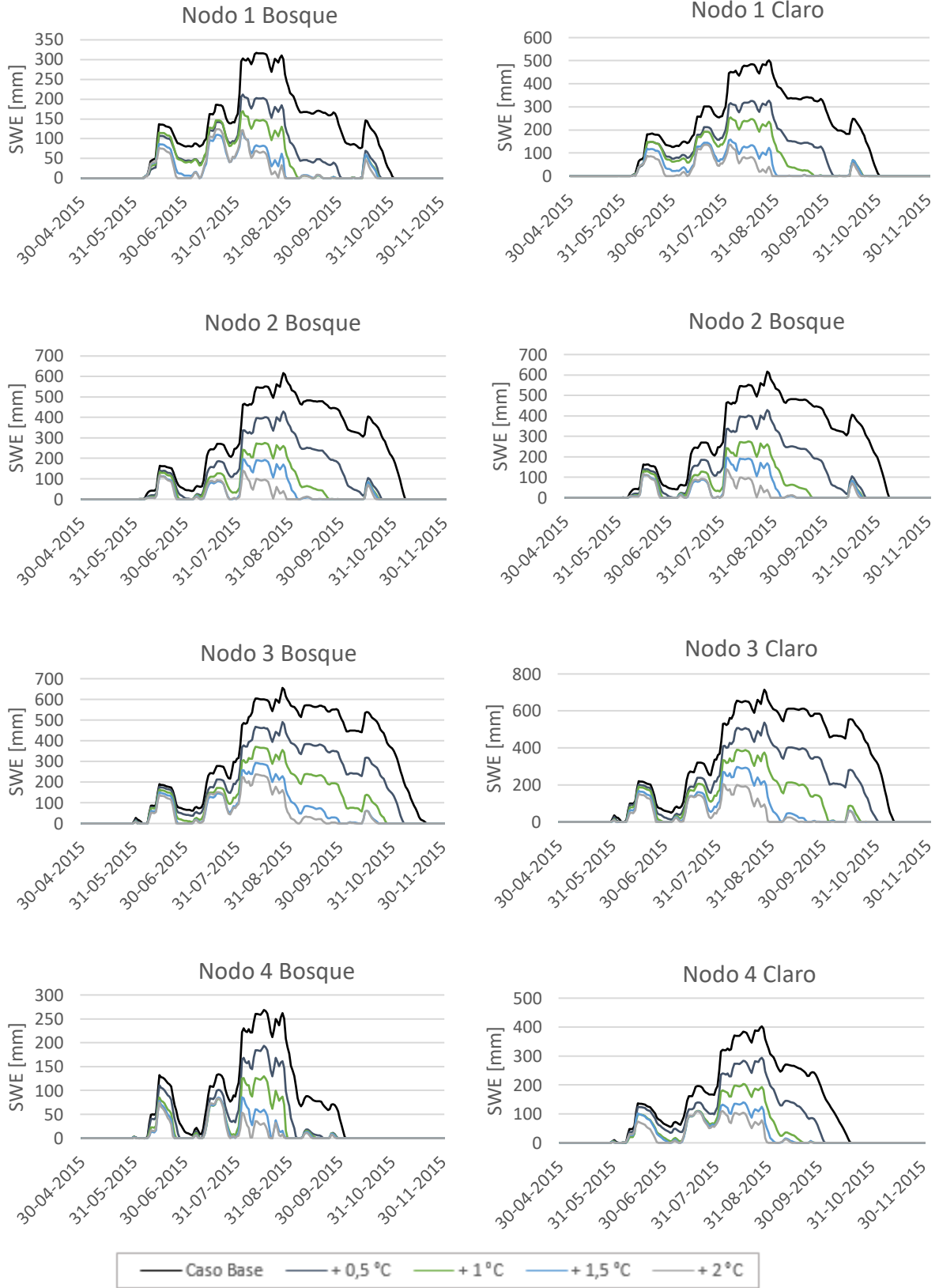


Figura 36: Simulaciones de SWE, para cada estación, con aumentos de 0,5°C, 1°C, 1,5°C y 2°C en la temperatura

Entre los principales efectos que puede producir un aumento de la temperatura se encuentra la alteración de la fase de la precipitación, generando un aumento en la precipitación líquida y una disminución en la sólida. Las simulaciones arrojaron que la cantidad de lluvia caída en promedio entre los nodos podría aumentar en un 48% si la temperatura se elevara en 1°C, e incluso elevarse hasta en un 75% si la temperatura aumentase en 2°C.

Además de los cambios que se producen en la fase de la precipitación, los aumentos en las temperaturas influyen directamente en los flujos energéticos, influyendo en la aceleración del derretimiento, y por ende en la cantidad de nieve del manto. Al aumentar la temperatura, aumenta el gradiente existente entre la atmósfera y la superficie de la nieve, generando una ganancia de calor sensible. Además, se ve afectada la radiación de onda larga, ya que la componente incidente aumenta su magnitud, debido a relaciona directa que tiene con la temperatura, y por lo tanto aumenta el valor del flujo neto. Todas estas alteraciones producen que exista mayor energía disponible para el derretimiento, generando un adelantamiento en su ocurrencia y reduciendo los días en que se encuentra presente el manto de nieves.

La alta humedad, característica de la zona igual influye, ya que cuando ocurren nevadas durante la primavera, al encontrarse en un ambiente relativamente más cálido, son más propensas a cambiar de fase debido al calentamiento.

En la Figura 37 se grafican las alturas máximas de nieve durante temporada, para las simulaciones variando la temperatura.

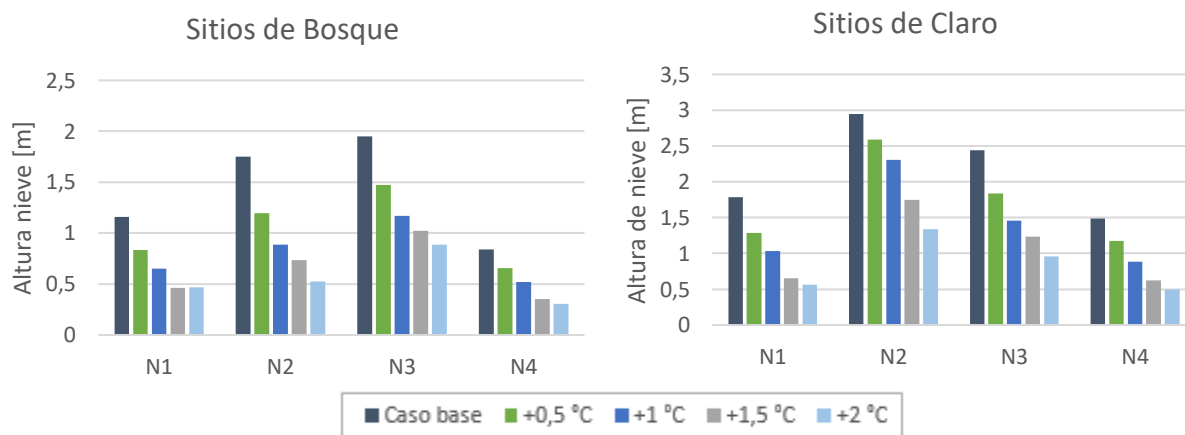


Figura 37: Máxima altura de nieve durante la temporada para cada escenario de temperatura estudiado en los sitios de bosque y de claro

Las alteraciones en el SWE para los diferentes casos estudiados tienden a ser más drásticos de lo que se esperaba, esto puede atribuirse tanto a que los modelos de los nodos tienden a sobreestimar la fracción líquida de la precipitación, como la metodología empleada, que incrementa la temperatura de cada intervalo en igual cantidad. Por lo que esta metodología se debe considerar como una primera aproximación de la sensibilidad que pudiese tener la cuenca ante el cambio climático.

5.6.3. Variación en temperatura y precipitación

Finalmente se estudia en que se consideren variaciones en ambas forzantes, específicamente, una reducción del 20% en la precipitación y un aumento de 1°C de la temperatura. Al igual que en las secciones anteriores, se emplea el módulo de las observaciones de CRHM. En la Tabla 22 se presentan las variaciones porcentuales del SWE promedio en cada uno de los nodos, y también la variación porcentual del SWE máximo.

Tabla 22: Variación porcentual entre el caso base y el caso en que existe variación en temperatura y precipitación, tanto para el valor de SWE promedio y el máximo

Estación	Variación Porcentual [%]	
	SWE promedio	SWE máximo
Nodo 1 Bosque	-82,7	-71,8
Nodo 1 Claro	-79,3	-69,1
Nodo 2 Bosque	-88,9	-73,7
Nodo 2 Claro	-65,1	-51,2
Nodo 3 Bosque	-82,9	-65,3
Nodo 3 Claro	-80,3	-63,4
Nodo 4 Bosque	-86,2	-66,5
Nodo 4 Claro	-79,6	-66,8
Claros (promedio)	-76,1	-62,6
Bosques (promedio)	-85,2	-69,3
Todos los sitios	-80,6	-66,0

En un caso en que exista un aumento de la temperatura y una reducción en la precipitación, se producirían disminuciones drásticas en la acumulación de nieve en estos sitios. En promedio, el SWE medio de todos los nodos disminuiría en un 81%, siendo mayor la reducción en el caso de los bosques. El SWE máximo de la temporada presentaría una reducción de un 63% en los claros, mientras que un 69% en los bosques.

En la Tabla 23 se muestran los días en que se alcanza el máximo SWE en cada nodo. Se aprecia que esta fecha tiende a adelantarse, siendo el Nodo 2 en el bosque el sitio que presenta la mayor variación.

Tabla 23: Fecha en la que se alcanza el máximo SWE para el caso base y el de cambio climático

Estación	Caso Base	Cambio climático
Nodo 1 Bosque	12-08-15	04-08-15
Nodo 1 Claro	27-08-15	04-08-15
Nodo 2 Bosque	27-08-15	03-08-15
Nodo 2 Claro	27-08-15	27-08-15
Nodo 3 Bosque	27-08-15	11-08-15
Nodo 3 Claro	27-08-15	11-08-15
Nodo 4 Bosque	16-08-15	03-08-15
Nodo 4 Claro	27-08-15	16-08-15

En la Figura 38 se muestran las simulaciones de SWE en cada nodo y para cada caso.

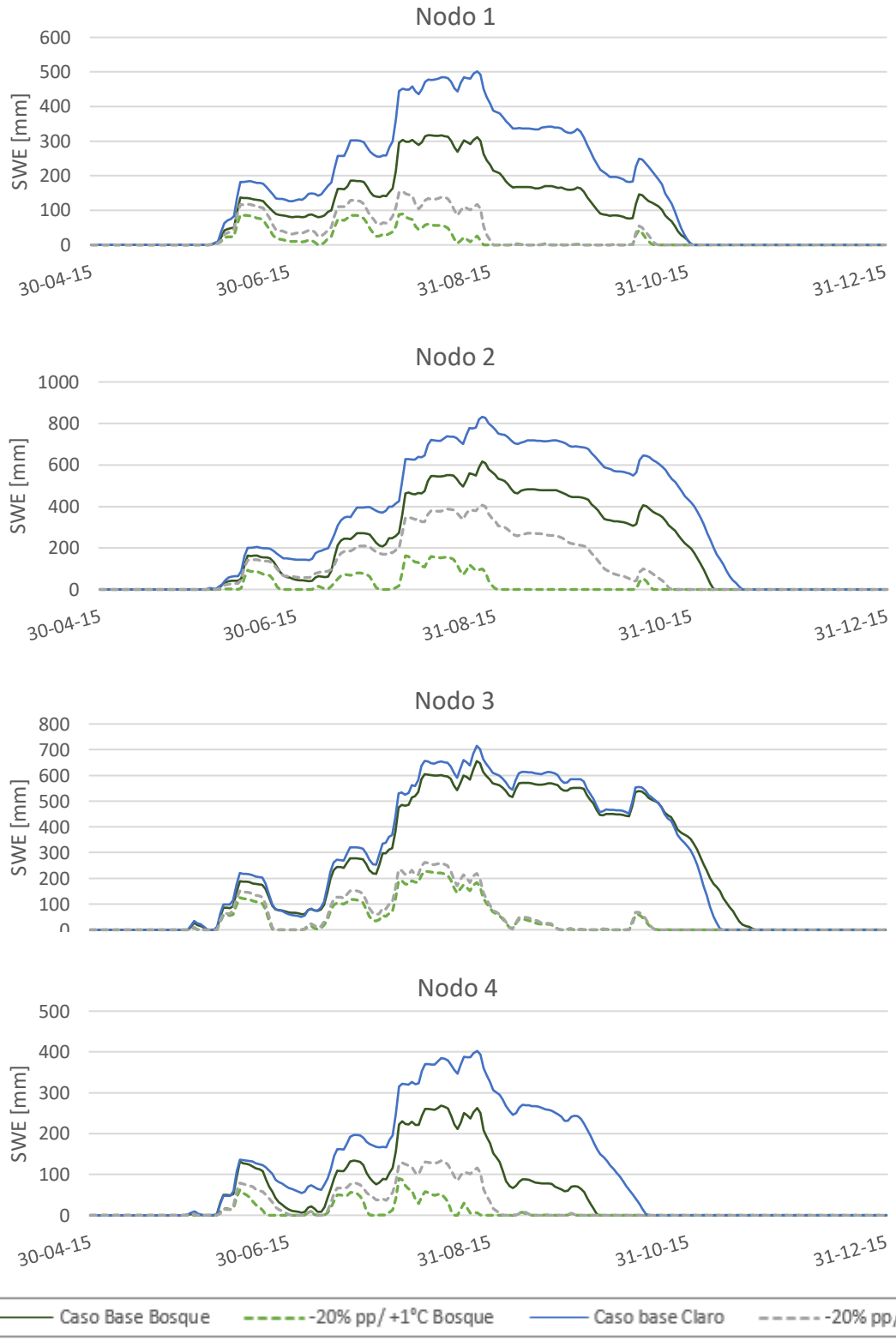


Figura 38: Simulaciones de SWE en cada nodo, tanto del caso de base como del caso en que existe una reducción del 20% de la precipitación y un aumento de 1°C en la temperatura

6. CONCLUSIONES

El desarrollo de los modelos puntuales en la cuenca experimental Valle Hermoso ha permitido simular la acumulación y el derretimiento de la nieve, además de estudiar la variación de los procesos entre zonas de claro y bosque, permitiendo aportar al conocimiento del ciclo hidrológico de la nieve en ambientes forestados de la zona centro sur de Chile, el cual, al día de hoy, es escaso.

A pesar de que existe gran incertidumbre asociada a los modelos desarrollados, que proviene tanto de su estructura como de los parámetros y las forzantes, los resultados muestran que son capaces de representar en cantidad y temporalidad los procesos de acumulación y derretimiento de la nieve. Además, proveen una caracterización satisfactoria en la interacción entre la nieve y los bosques. Todo esto es bastante relevante considerando la limitación en la cantidad y calidad de los valores de las forzantes meteorológicas y de los parámetros de los módulos. Por lo tanto, se puede considerar que CRHM es capaz de representar las variaciones en la acumulación de nieve entre sitios de bosque y claro, logrando una eficiencia promedio de 0,77 en las simulaciones de los sitios individuales.

La presencia de bosques altera los flujos máxicos y energéticos en comparación a los sitios de claro aledaños, debido a la intercepción y la modificación de los balances energéticos bajo el dosel. En el estudio se obtuvo que en promedio un 24,8% del total de la nieve caída es sublimada desde las copas de los árboles, siendo el principal proceso que explica las diferencias en la acumulación de nieve entre los bosques y los claros. El SWE máximo promedio es superior en un 26% en los claros.

En relación con los flujos energéticos, se obtuvo que el calor latente y el sensible son componentes relevantes del balance. La radiación de onda corta es considerablemente superior en los claros debido a la atenuación que existe de la componente incidente al atravesar el dosel. La radiación de onda larga es una componente negativa de gran magnitud en los claros, mientras que en los bosques es positiva y de menor magnitud. Esto se atribuye a que existen valores elevados de radiación de onda larga incidente generados por el dosel como resultado de la absorción de radiación de onda corta.

Se estudió como influía la variación de la humedad relativa y de los parámetros correspondiente la rugosidad de la superficie de la nieve, el grosor de la capa activa correspondiente a la que se encuentra en contacto con la atmósfera, y el valor de la máxima carga que resisten los árboles. Aumentos en la humedad relativa provocaron reducciones en el valor del SWE, debido a su influencia en la formación de la nieve y en los procesos de derretimiento debido a la alteración en ciertos flujos energéticos. Los modelos resultaron ser poco sensibles ante variaciones de la capa activa, mientras que cambios en la rugosidad si influyen, generando disminuciones en el SWE cuando su valor aumenta. Esto se debe principalmente a su relación con los flujos turbulentos. Finalmente, como era de esperar, aumentos en la máxima carga que resisten los árboles, generan disminuciones en el SWE, debido a aumento en la nieve interceptado y por ende de la sublimación de la nieve desde las copas de los árboles.

El enfoque delta utilizado para analizar el efecto de variaciones de temperatura y la precipitación en los puntos de estudio, entregó que la acumulación de nieve se reduciría drásticamente en esta zona si la temperatura aumentase o la precipitación disminuyese. En el caso de la variación de la temperatura, los sitios de bosque resultaron más sensibles que la de los claros. Las variaciones alteran la fase de la precipitación, aumentando la líquida; y también influyen en los flujos energéticos y, por ende, la energía disponible para el derretimiento. Las variaciones en la precipitación también influyeron de manera más considerable en los bosques, ya que aumenta la cantidad interceptada por las copas y por ende la nieve sublimada. El enfoque utilizado debe ser considerado como una aproximación del posible rango de efectos que pudiesen producir las variaciones en la temperatura, esto debido a que es poco realista un aumento de igual magnitud durante todo el periodo, y no una variación mayor en los valores extremos.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Annandale, J., Jovanovic, N., Benadé, N., & Allen, R. (2001). Software for missing data análisis of Penman-Monteith reference evapotranspiration. *Irrig. Sci*, 21, 57-67.
- Armstrong, R., & Brun, E. (2008). *Snow and Climate*.
- Barnett, T., Adam, J., & Lettenmaier, D. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature international journal of science*, 438, 303-309.
- Cristea, N., Lundquist, J., Loheide, S., Lowry C., & Moore C. (2014). Modelling how vegetation cover affects climate change impacts on streamflow timing and magnitude in the snowmelt-dominated upper Tuolumne Basin, Sierra Nevada. *Hydrological Processes*, 28, 3896-3918.
- Ellis, C., Pomeroy, J., Brown, T., & MacDonald, J. (2010). Simulation of snow accumulation and melt in needleleaf forest environments. *Hydrology and Earth system sciences*, 14, 925-940.
- Essery, R., & Etchevers, P. (2004). Parameter sensitivity in simulations of snowmelt. *Journal of Geophysical Research*, 109, D20111.
- Garnier, B., & Ohmura, A. (1970). The evaluation of surface variations in solar radiation income. *Solar Energy*, 13, 21-34.
- Gray, D., & Landine, P. (1988). An energy budget snowmelt model for the Canadian Prairies. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25, 1292- 1303.
- Günter, D. Sensitivity of snowmelt energy fluxes during rain-on-snow events to topography, climate conditions and land use.
- Hardy, J., Davis, R., Jordan, R., Ni, W., & Woodcock, C. (1998). Snow ablation modelling in a mature aspen stand of the boreal forest. *Hydrological Processes*, 12, 1611-1625.
- Hedstrom, N., & Pomeroy, J. (1998). Measurements and modelling of snow interception in the boreal forest. *Hydrological Processes*, 12, 1611-1625.
- Hendrick, R., Filgate, B., Adams, W. (1971). Application of environment analysis to watershed snowmelt. *J. Appl. Meteorol.* 10, 418-429.
- Huerta, M. (2018) Análisis de la variabilidad interanual de la intercepción de nieve en un bosque caducifolio de nothofagus y las implicancias para la distribución espacial de la nieve. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- IPCC. (2013). Summary for Policy Makers. In: *Climate Change 2013: The Physical Basis. Contribution of WG I to the AR5 of IPCC*.
- IPCC. (2014). *Climate Change 2014, Synthesis Report AR5*. Ginebra.
- List, R. (1968). *Smithsonian meteorological tables*. Smithsonian Miscellaneous collections, vol. 114, 6th edition.

- Liu, Y., & Gupta, H. (2007). Uncertainty in hydrologic modeling: Toward an integrated data assimilation framework. *Water Resources Research*, 43, W07401.
- McCuen, R. (1973). The role of sensitivity analysis in hydrologic modeling. *Journal of Hydrology*, 18, 37-53.
- Marks, D., & Dozier, J. (1992). Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada: 2. Snow cover energy balance. *Water Resources Research*, 28, 3043–3054.
- Marks, D., Reba, M., Pomeroy, J., Link, T., Winstral, A., Flerchinger, G., & Elder, K. (2008). Comparing simulated and measured sensible and latent heat fluxes over snow under a pine canopy to improve an energy balance snowmelt model. *Journal of Hydrometeorology*, 9, 1506-1522.
- Marks, D., Winstral, A., Flerchinger, G., & McDonnell, J. (2008). Assessing the controls of the snow energy balance and water available for runoff in a rain-on-snow environment. *Journal of Hydrometeorology*, 9, 1506-1522.
- McKay, G., & Gray, D. (1981). The distribution of snowcover. *Handbook of Snow*, 153-190
- Moeser, D., Stahli, M., & Jonas, T. (2015). Improved snow interception modeling using canopy parameters derived from airborne LiDAR data. *Water Resources Research*, 51, 5041–5059.
- Pomeroy, J., & Dion, K. (1996). Winter radiation extinction and reflection in a boreal pine canopy, measurements and modelling. *Hydrological Processes*, 10, 1591-1608.
- Pomeroy, J., Gray, D., Brown, T., Hedstrom, N., Quinton, W., Granger, R., & Carey, S. (2007). The Cold Regions Hydrological Model, a platform for basin process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21, 2650-2667.
- Pomeroy, J., Marks, D., Link, T., Ellis, C., Hardy, J., Rowlands, A., & Granger, R. (2009). The impact of coniferous forest temperature on incoming longwave radiation to melt snow. *Hydrological Processes*, 23, 2513-2525.
- Raleigh, M., & Small, E. (2017). Snowpack density modeling is the primary source of uncertainty when mapping basin-wide SWE with lidar. *Geophysical Research Letters*, 44,3700-3709.
- Satterlund, D. (1979). An improved equation for estimating long-wave radiation from the atmosphere. *Water Resources Research*, vol 15, N°6.
- Shook, K., & Pomeroy, J. (2011). Synthesis of incoming shortwave radiation for hydrological simulation. *Hydrology Research*, 42, 433-446.
- Sicart, J., Pomeroy, J., Essery, R., & Bewley, D. (2006). Incoming longwave radiation to melting snow: observations, sensitivity and estimation in northern environments. *Hydrological Processes*, 20, 3697-3708.

Valente, F., David, J., & Gash, J. (1997). Modelling interception loss for two sparse eucalypt and pine forest in central Portugal using reformulated Rutter and Gash analytical model. *Journal of Hydrology* 190, 141-162.

Verseghy, D. (1991). Class - A Canadian land surface scheme for GCMs, I. Soil model. *International Journal of Climatology*, 11, 111– 113.

Williams, C., McNamara, J., & Chandler, D. (2009). Controls on the temporal and spatial variability of soil moisture in a mountainous landscape: the signature of snow and complex terrain. *Hydrology and Earth System Sciences*, 13, 1325-1336.

8. ANEXOS

8.1. FORZANTES METEOROLÓGICAS DE LOS MODELOS

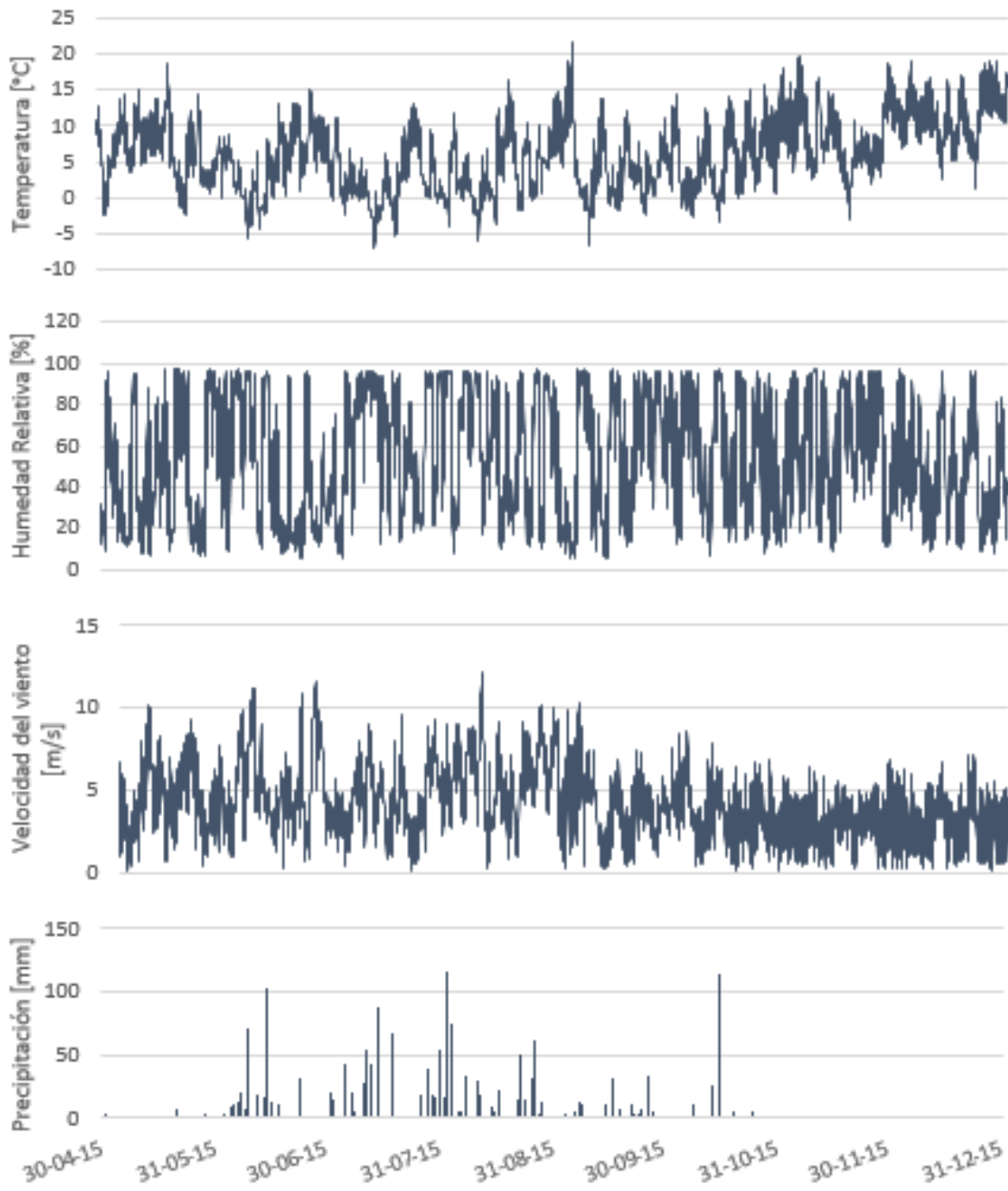


Figura 39: Forzantes meteorológicas Nodo 1 en el bosque

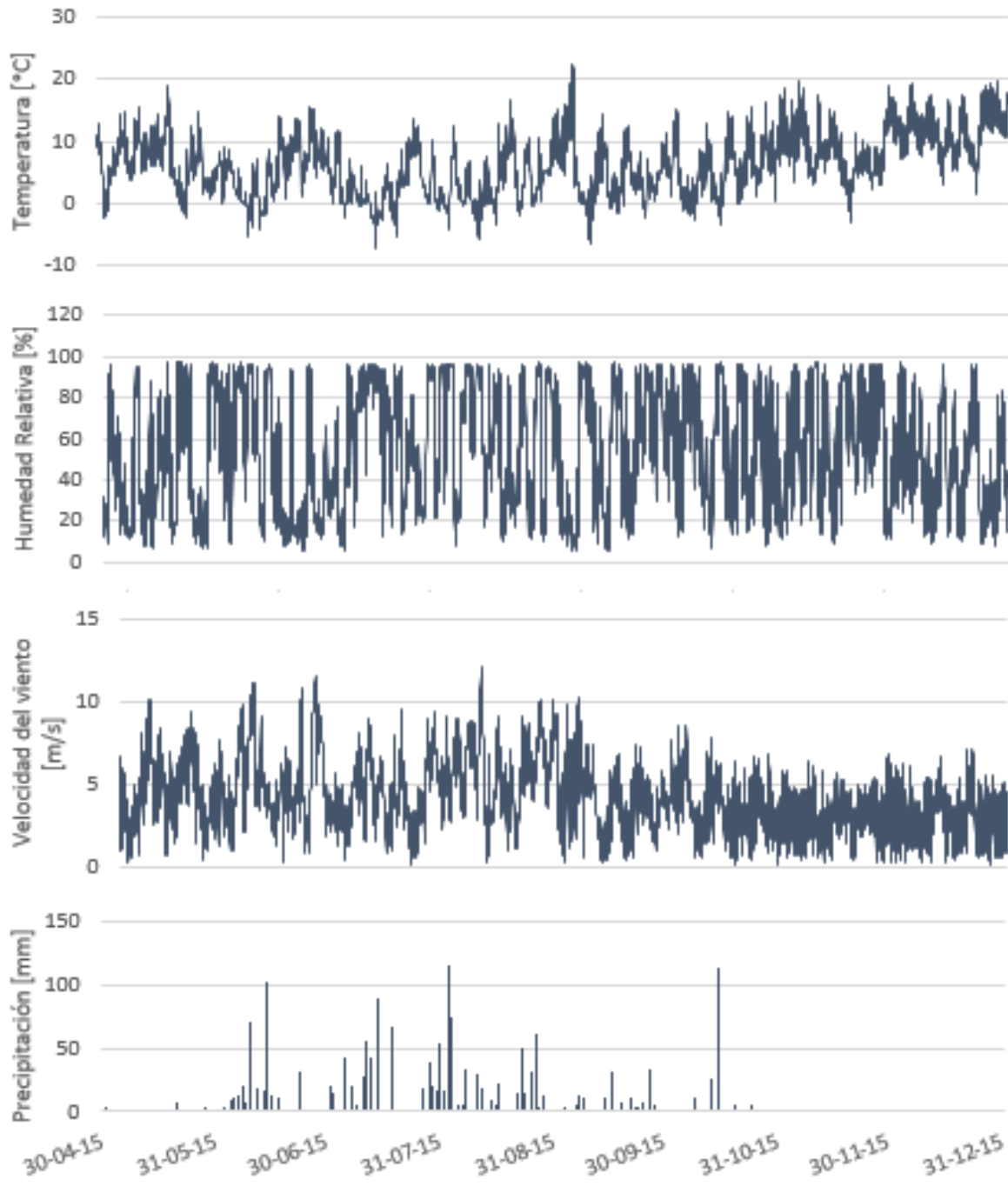


Figura 40: Forzantes meteorológicas Nodo 1 en el claro

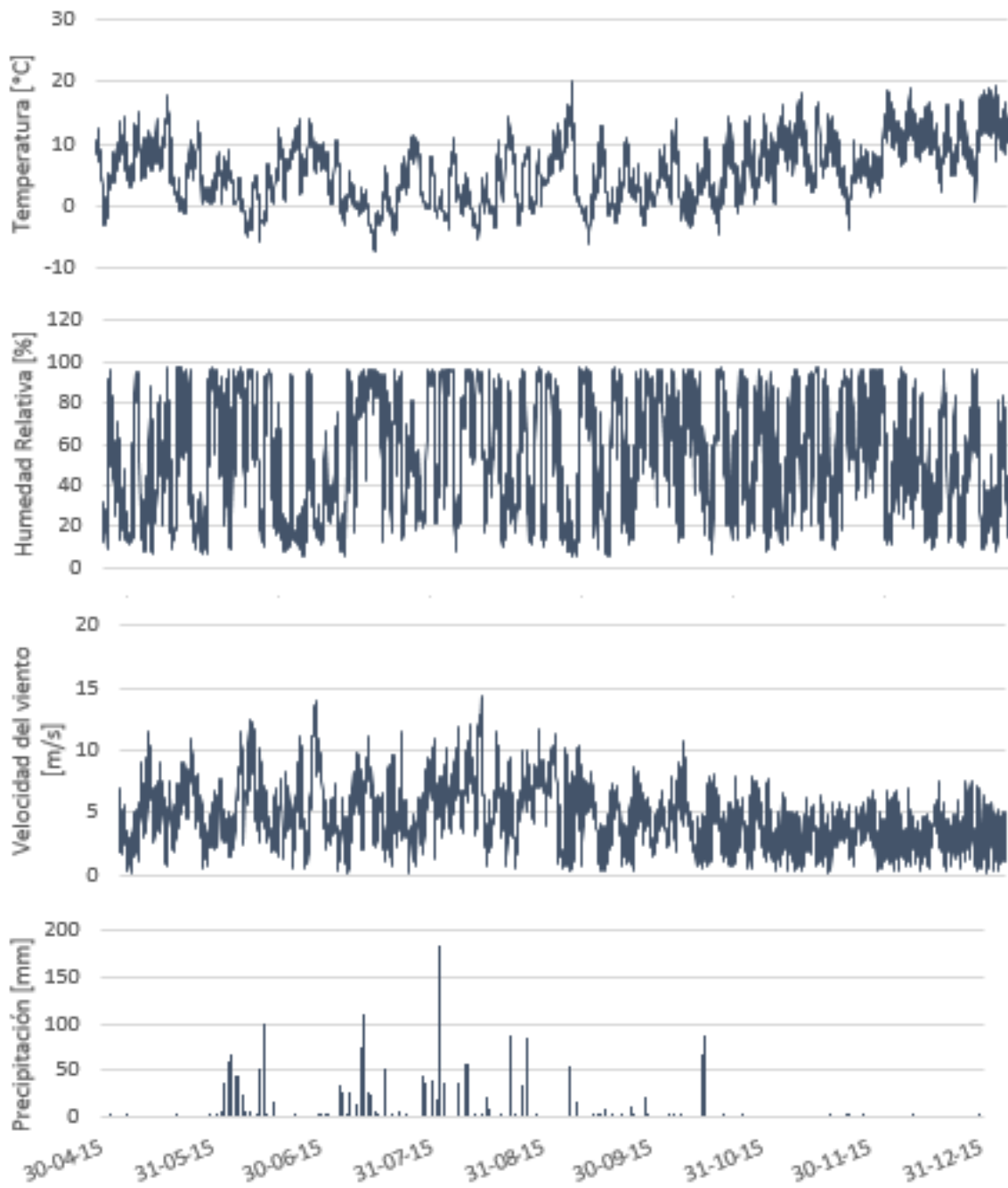


Figura 41: Forzantes meteorológicas Nodo 2 en el bosque

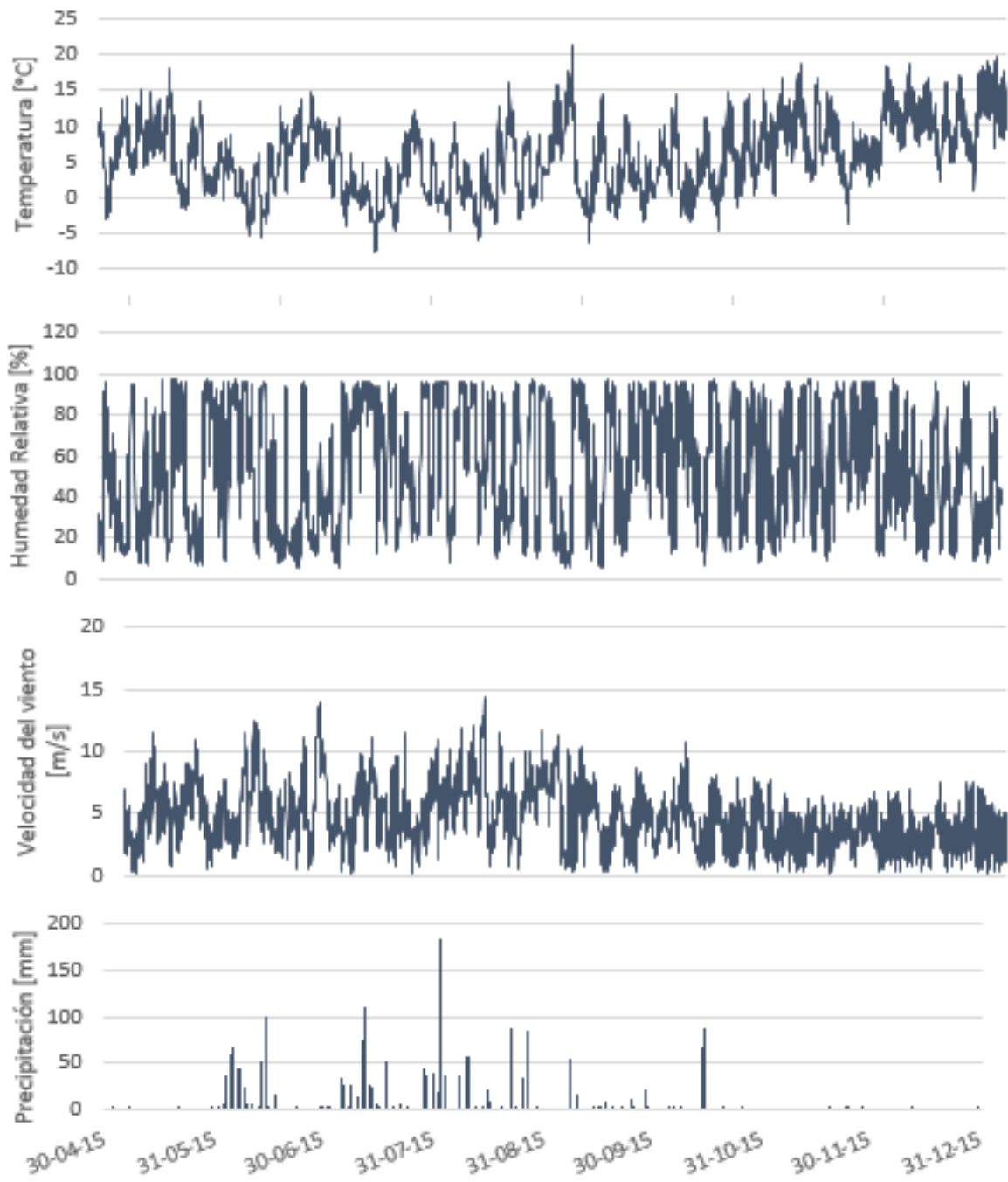


Figura 42: Forzantes meteorológicas Nodo 2 en el claro

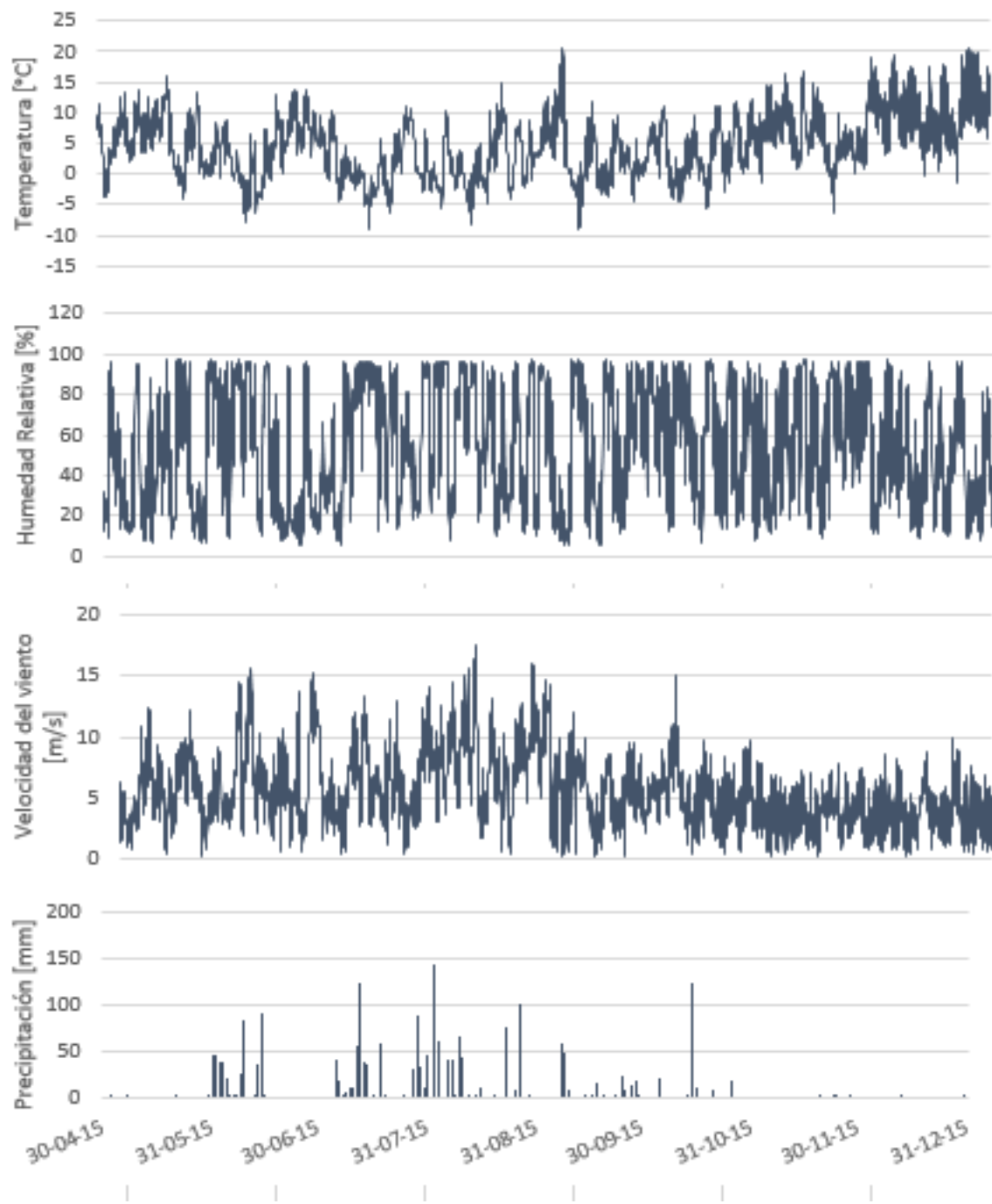


Figura 43: Forzantes meteorológicas Nodo 3 en el bosque

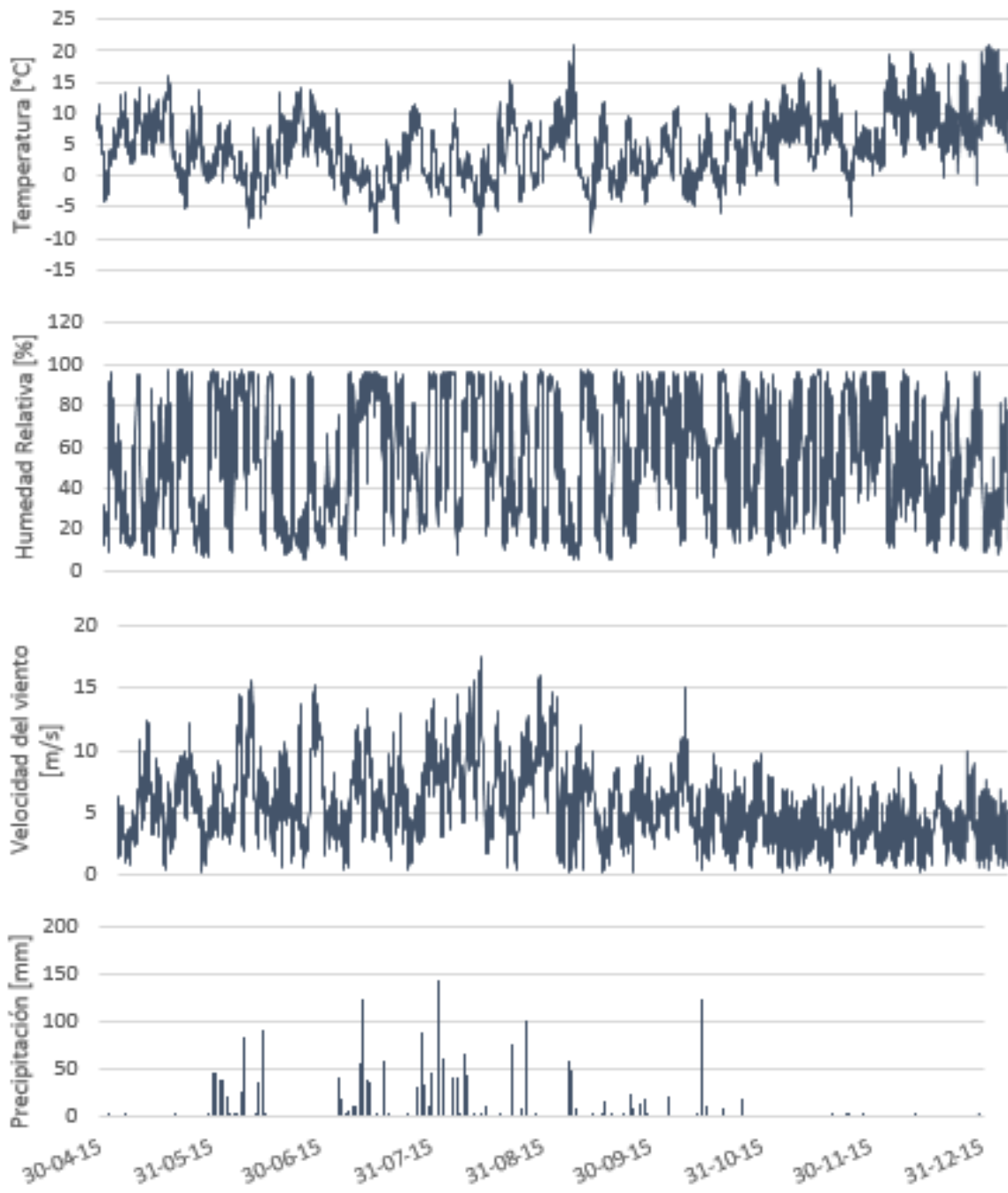


Figura 44: Forzantes meteorológicas Nodo 3 en el claro

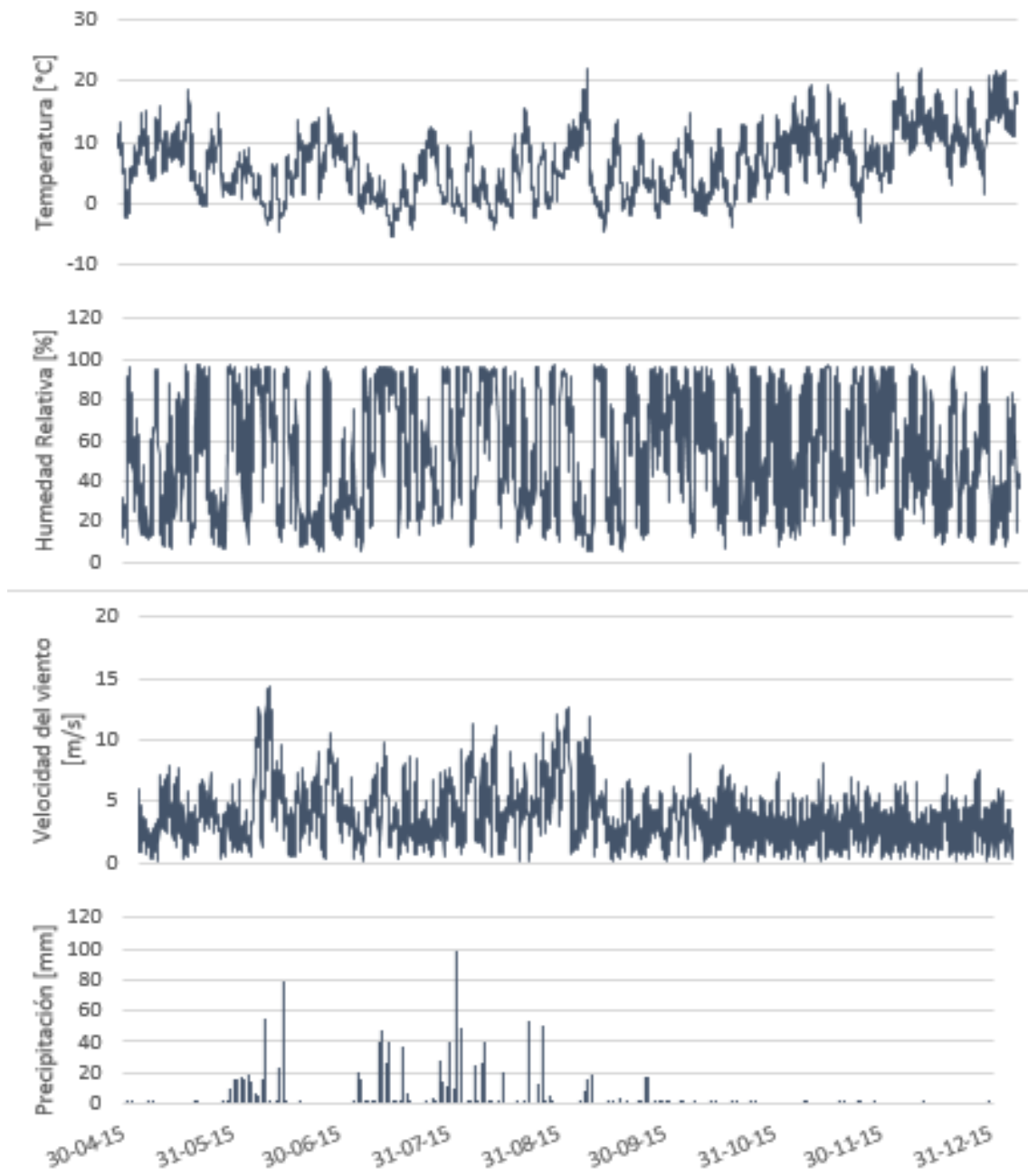


Figura 45: Forzantes meteorológicas Nodo 4 en el bosque

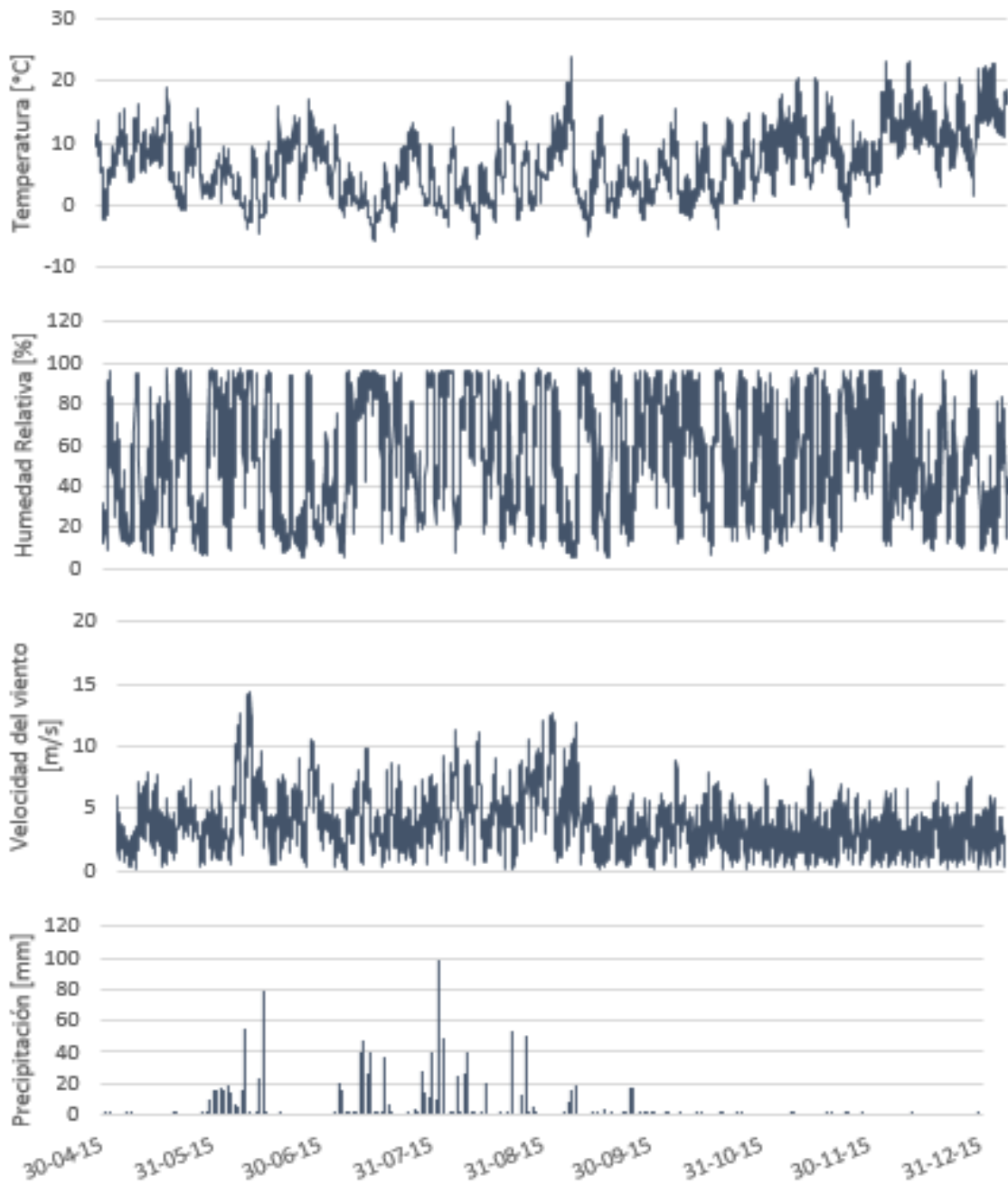


Figura 46: Forzantes meteorológicas Nodo 4 en el claro

8.2. PARÁMETROS DE LOS MODELOS

Tabla 24: Parámetros de los modelos de los nodos 1 y 2

Módulo	Parámetro	Unidad	N1 CV	N1 SV	N2 CV	N2 SV
Albedo_Richard	a1	[s]	1,08E+07	1,08E+07	1,08E+07	1,08E+07
	a2	[s]	7,20E+05	7,20E+05	7,20E+05	7,20E+05
	Albedo_Bare	[-]	0,17	0,17	0,17	0,17
	Albedo_Snow	[-]	0,85	0,85	0,85	0,85
	amax	[-]	0,84	0,84	0,84	0,84
	amin	[-]	0,5	0,5	0,5	0,5
	smin	[mm/int]	10	10	10	10
Annandale	krs	[-]	0,16	0,16	0,16	0,16
	hru_elev	[m]	1633	1633	1633	1633
Basin	basin_area	[km ²]	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06
	hru_area	[km ²]	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06
	hru_lat	[°]	-36,91	-36,91	-36,91	-36,91
	hru_elev	[m]	1634	1634	1815	1815
	hru_GSL	[°]	14	14	9	9
	hru_AS_L	[°]	180	180	180	180
Obs	catchadjust	[]	0	0	0	0
	lapse_rate	[°C/100m]	0,75	0,75	0,75	0,75
	obs_elev	[m]	1634	1634	1815	1815
	snow_rain_determination	[-]	0	0	0	0
CanopyClearing	CanopyClearing	[-]	0	1	0	1
	LAI	[-]	1,08	0,1	1,03	0,1
	Sbar	[kg/m ²]	13	0	20	0
	unload_t	[°C]	1	1	1	1
	unload_t_water	[°C]	4	4	4	4
	Z0snow	[m]	0,01	0,01	0,01	0,01
	Zref	[m]	4,2	4,2	4,2	4,2
	Zvent	[-]	0,75	0,75	0,75	0,75
	Ht	[m]	17	0,1	18	0,1
Evap	evap_type	[-]	0	0	0	0
	F_Qg	[-]	0,1	0,1	0,1	0,1
	rs	[d/m]	0,002315	0,002315	0,002315	0,002315
FrozenAyers	C	[-]	1	1	1	1
	groundcover	[%]	6	6	6	6
	hru_tsoil	[°K]	269,1	269,1	269,1	269,1
	S0	[mm ³ /mm ³]	1	1	1	1
	Si	[mm ³ /mm ³]	0,5	0,5	0,5	0,5
	t0	[h]	0	0	0	0
	texture	[%]	1	1	1	1
	t_ice_lens	[°C]	-20	-20	-20	-20
Global	Time_Offset	[H]	-4,7	-4,7	-4,7	-4,7
K_Estimate	Ks_gw	[m/s]	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06
	Ks_lower	[m/s]	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06
	Ks_upper	[m/s]	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06
	PSD	[-]	0,252	0,252	0,252	0,252

Módulo	Parámetro	Unidad	N1 CV	N1 SV	N2 CV	N2 SV
LongVt	epsilon_s	[-]	0,98	0,98	0,98	0,98
	Vt	[-]	0,3	0,3	0,3	0,3
pbsm_Snobal	A_S	[m]	0,003	0,003	0,003	0,003
	distrib	[-]	0	0	0	0
	fetch	[m]	1000	1000	1000	1000
	inhibit_bs	[-]	0	0	0	0
	inhibit_subl	[-]	0	0	0	0
	N_S	[1/m ²]	320	320	320	320
SnobalCRHM	HRU_F_g	[W/m ²]	0	0	0	0
	KT_sand	[-]	0,08	0,08	0,08	0,08
	maxh2o_vol	[-]	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
	max_z_s_0	[m]	0,1	0,25	0,25	0,3
	rain_soil_snow	[-]	0	0	0	0
	relative_hts	[-]	0	0	0	0
	T_g_or_G_flux	[-]	0	0	0	0
	z_0	[m]	0,0015	0,0015	0,001	0,0007
	z_g	[m]	0,1	0,1	0,1	0,1
	z_T	[m]	4,2	4,2	4,2	4,2
	z_u	[m]	2	2	2	2
Soil	cov_type	[-]	1	1	1	1
	gw_init	[mm]	187	187	187	187
	gw_max	[mm]	375	375	375	375
	Sinit	[mm]	0	0	0	0
	Sdmax	[mm]	0	0	0	0
	soil_moist_init	[mm]	187	187	187	187
	soil_rechr_init	[mm]	30	30	30	30
	soil_ssr_runoff	[-]	1	1	1	1
	soil_withdrawal	[-]	2	2	2	2
	transp_limited	[-]	0	0	0	0

Tabla 25: Parámetros de los modelos de los nodos 3 y 4

Módulo	Parámetro	Unidad	N3 CV	N3 SV	N4 CV	N4 SV
Albedo_Richard	a1	[s]	1,08E+07	1,08E+07	1,08E+07	1,08E+07
	a2	[s]	7,20E+05	7,20E+05	7,20E+05	7,20E+05
	Albedo_Bare	[-]	0,17	0,17	0,17	0,17
	Albedo_Snow	[-]	0,85	0,85	0,85	0,85
	amax	[-]	0,84	0,84	0,84	0,84
	amin	[-]	0,5	0,5	0,5	0,5
	smin	[mm/int]	10	10	10	10
Annandale	krs	[-]	0,16	0,16	0,16	0,16
	hru_elev	[m]	1633	1633	1633	1633
Basin	basin_area	[km ²]	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06
	hru_area	[km ²]	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06	1.00E-06
	hru_lat	[°]	-36,91	-36,91	-36,92	-36,92
	hru_elev	[m]	1953	1953	1716	1716
	hru_GSL	[°]	16,1	16,1	14,8	14,8
	hru_AS_L	[°]	270	270	0	0
Obs	catchadjust	[]	0	0	0	0
	lapse_rate	[°C/100m]	0,75	0,75	0,75	0,75
	obs_elev	[m]	1953	1953	1716	1716
	snow_rain_determination	[-]	0	0	0	0
CanopyClearing	CanopyClearing	[-]	0	1	0	1
	LAI	[-]	0,93	0,1	1,47	0,1
	Sbar	[kg/m ²]	14	0	21	0
	unload_t	[°C]	1	1	1	1
	unload_t_water	[°C]	4	4	4	4
	Z0snow	[m]	0,01	0,01	0,01	0,01
	Zref	[m]	4,2	4,2	4,2	4,2
	Zvent	[-]	0,75	0,75	0,75	0,75
	Ht	[m]	18	0,1	17	0,1
Evap	evap_type	[-]	0	0	0	0
	F_Qg	[-]	0,1	0,1	0,1	0,1
	rs	[d/m]	0,002315	0,002315	0,002315	0,002315
FrozenAyers	C	[-]	1	1	1	1
	groundcover	[%]	6	6	6	6
	hru_tsoil	[°K]	269,1	269,1	269,1	269,1
	S0	[mm ³ /mm ³]	1	1	1	1
	Si	[mm ³ /mm ³]	0,5	0,5	0,5	0,5
	t0	[h]	0	0	0	0
	texture	[%]	1	1	1	1
	t_ice_lens	[°C]	-20	-20	-20	-20
Global	Time_Offset	[H]	-4,7	-4,7	-4,7	-4,7
K_Estimate	Ks_gw	[m/s]	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06
	Ks_lower	[m/s]	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06
	Ks_upper	[m/s]	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06	6,90E-06
	PSD	[-]	0,252	0,252	0,252	0,252
LongVt	epsilon_s	[-]	0,98	0,98	0,98	0,98
	Vt	[-]	0,3	0,3	0,3	0,3

Módulo	Parámetro	Unidad	N3 CV	N3 SV	N4 CV	N4 SV
pbsm_Snobal	A_S	[m]	0,003	0,003	0,003	0,003
	distrib	[-]	0	0	0	0
	fetch	[m]	1000	1000	1000	1000
	inhibit_bs	[-]	0	0	0	0
	inhibit_subl	[-]	0	0	0	0
	N_S	[1/m ²]	320	320	320	320
SnobalCRHM	HRU_F_g	[W/m ²]	0	0	0	0
	KT_sand	[-]	0,08	0,08	0,08	0,08
	maxh2o_vol	[-]	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001
	max_z_s_0	[m]	0,1	0,25	0,25	0,3
	rain_soil_snow	[-]	0	0	0	0
	relative_hts	[-]	0	0	0	0
	T_g_or_G_flux	[-]	0	0	0	0
	z_0	[m]	0,0015	0,0015	0,001	0,0007
	z_g	[m]	0,1	0,1	0,1	0,1
	z_T	[m]	4,2	4,2	4,2	4,2
	z_u	[m]	2	2	2	2
Soil	cov_type	[-]	1	1	1	1
	gw_init	[mm]	187	187	187	187
	gw_max	[mm]	375	375	375	375
	Sinit	[mm]	0	0	0	0
	Sdmax	[mm]	0	0	0	0
	soil_moist_init	[mm]	187	187	187	187
	soil_rechr_init	[mm]	30	30	30	30
	soil_ssr_runoff	[-]	1	1	1	1
	soil_withdrawal	[-]	2	2	2	2
	transp_limited	[-]	0	0	0	0

8.3. FLUJOS ENERGÉTICOS POR NODO

Tabla 26: Flujos energéticos promedios de cada mes en el Nodo 1 en el bosque

Nodo 1 Bosque	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	14,0	3,5	0,0	0,0	0,0
Junio	4,8	4,0	41,6	-27,7	-9,7
Julio	3,7	1,8	38,0	-22,1	-9,1
Agosto	5,9	4,6	50,6	-27,0	-5,9
Septiembre	14,5	6,1	36,5	-23,0	-13,0
Octubre	25,5	11,3	31,0	-14,6	-23,7
Noviembre	73,7	24,2	0,9	-0,6	-0,8
Diciembre	81,1	32,4	0,0	0,0	0,0

Tabla 27: Flujos energéticos promedios de cada mes en el Nodo 1 en el claro

Nodo 1 Claro	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	72,6	-46,7	0,0	0,0	0,0
Junio	27,8	-45,9	45,4	-23,5	-2,0
Julio	18,2	-33,6	40,2	-19,5	-2,2
Agosto	22,6	-29,9	54,1	-23,5	-2,2
Septiembre	42,1	-39,1	38,8	-20,9	-4,4
Octubre	66,1	-32,3	31,5	-14,2	-9,6
Noviembre	177,5	-6,8	0,8	-0,5	-0,3
Diciembre	181,6	-13,6	0,0	0,0	0,0

Tabla 28: Flujos energéticos promedios de cada mes en el Nodo 2 en el bosque

Nodo 2 Bosque	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	15,8	1,9	0,0	0,0	0,0
Junio	4,8	3,5	45,9	-33,4	5,5
Julio	3,8	0,5	35,7	-28,0	4,7
Agosto	5,8	2,3	49,6	-30,3	0,5
Septiembre	14,5	3,0	37,1	-25,5	0,5
Octubre	27,4	7,4	30,6	-19,4	0,2
Noviembre	69,8	21,2	7,2	1,3	0,0
Diciembre	86,9	30,0	0,0	0,0	0,0

Tabla 29: Flujos energéticos promedios de cada mes en el Nodo 2 en el claro

Nodo 2 Claro	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	44,3	-49,5	0,0	0,0	0,0
Junio	12,9	-46,9	50,4	-22,8	-7,2
Julio	10,3	-36,2	37,7	-19,6	-3,7
Agosto	14,9	-32,4	48,3	-24,6	-2,8
Septiembre	33,1	-41,1	36,6	-20,7	-4,2
Octubre	57,2	-35,8	29,7	-16,3	-6,6
Noviembre	123,3	-10,3	16,2	1,2	-13,1
Diciembre	172,7	-18,1	0,0	0,0	0,0

Tabla 30: Flujos energéticos promedios de cada mes en el Nodo 3 en el bosque

Nodo 3 Bosque	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	23,6	-3,4	0,8	-0,3	-0,8
Junio	7,8	0,9	77,2	-47,2	-14,5
Julio	6,1	-1,2	60,5	-43,3	-9,0
Agosto	8,3	0,3	75,9	-53,6	-4,7
Septiembre	16,9	0,3	52,5	-39,2	-6,1
Octubre	26,1	4,1	48,8	-30,9	-9,1
Noviembre	62,2	16,2	27,3	-2,8	-19,9
Diciembre	111,5	21,0	0,0	0,0	0,0

Tabla 31: Flujos energéticos promedios de cada mes en el Nodo 3 en el claro

Nodo 3 Claro	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	61,4	-55,7	0,6	-0,5	0,3
Junio	20,0	-50,3	72,9	-43,0	6,5
Julio	15,3	-39,0	56,6	-40,6	5,8
Agosto	18,5	-34,8	74,6	-46,9	0,4
Septiembre	34,1	-44,5	52,2	-33,5	0,3
Octubre	47,5	-38,2	47,7	-27,0	0,3
Noviembre	142,4	-19,6	12,9	1,2	0,0
Diciembre	209,5	-30,2	0,0	0,0	0,0

Tabla 32: Flujos energéticos promedios de cada mes en el Nodo 4 en el bosque

Nodo 4 Bosque	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	19,4	12,0	0,3	0,0	-0,6
Junio	7,8	10,7	35,7	-25,5	-3,0
Julio	5,4	6,9	26,0	-18,6	-2,5
Agosto	6,6	8,9	40,6	-22,5	-1,4
Septiembre	12,4	11,9	32,1	-20,4	-5,1
Octubre	47,0	8,2	3,1	-0,8	-1,0
Noviembre	63,9	29,7	0,0	0,0	0,0
Diciembre	69,0	42,3	0,0	0,0	0,0

Tabla 33: Flujos energéticos promedios de cada mes en el Nodo 4 en el claro

Nodo 4 Claro	Onda Corta [W/m²]	Onda Larga [W/m²]	Calor Sensible [W/m²]	Calor Latente [W/m²]	Conducción con el suelo [W/m²]
Mayo	85,7	-44,5	0,3	0,1	-1,2
Junio	31,6	-44,6	31,8	-14,6	-12,0
Julio	24,2	-33,3	20,4	-8,8	-8,6
Agosto	26,1	-30,0	29,1	-12,5	-5,6
Septiembre	44,5	-38,6	22,7	-12,4	-11,0
Octubre	117,9	-34,3	9,7	-5,3	-9,6
Noviembre	185,8	-6,4	0,0	0,0	0,0
Diciembre	190,2	-11,1	0,0	0,0	0,0

8.4. GRÁFICOS DE FLUJOS ENERGÉTICOS DE ESTUDIOS SIMILARES

“Comparing Simulated and Measured Sensible and Latent Heat Fluxes over Snow under a Pine Canopy to Improve an Energy Balance Snowmelt Model” (Marks et. al., 2008)

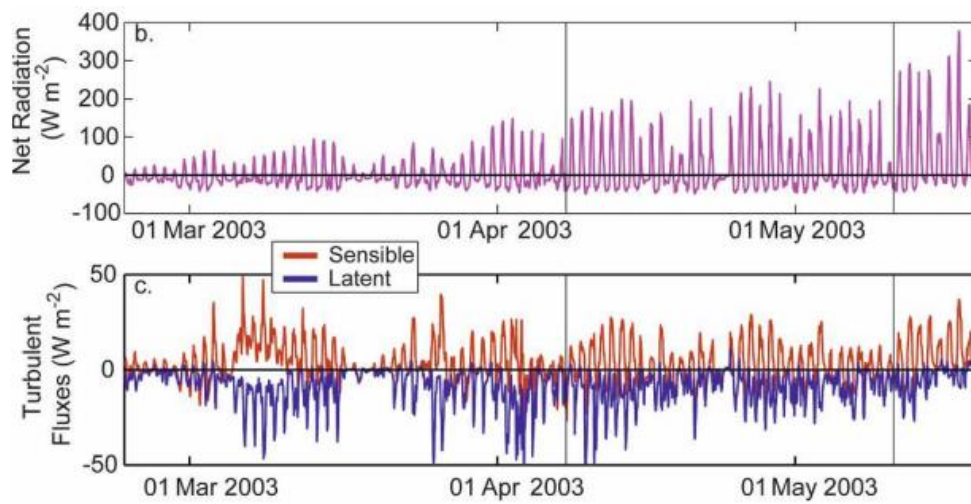


Figura 47: Simulaciones de los flujos turbulentos con el modelo Snobal en un bosque de pinos en Colorado

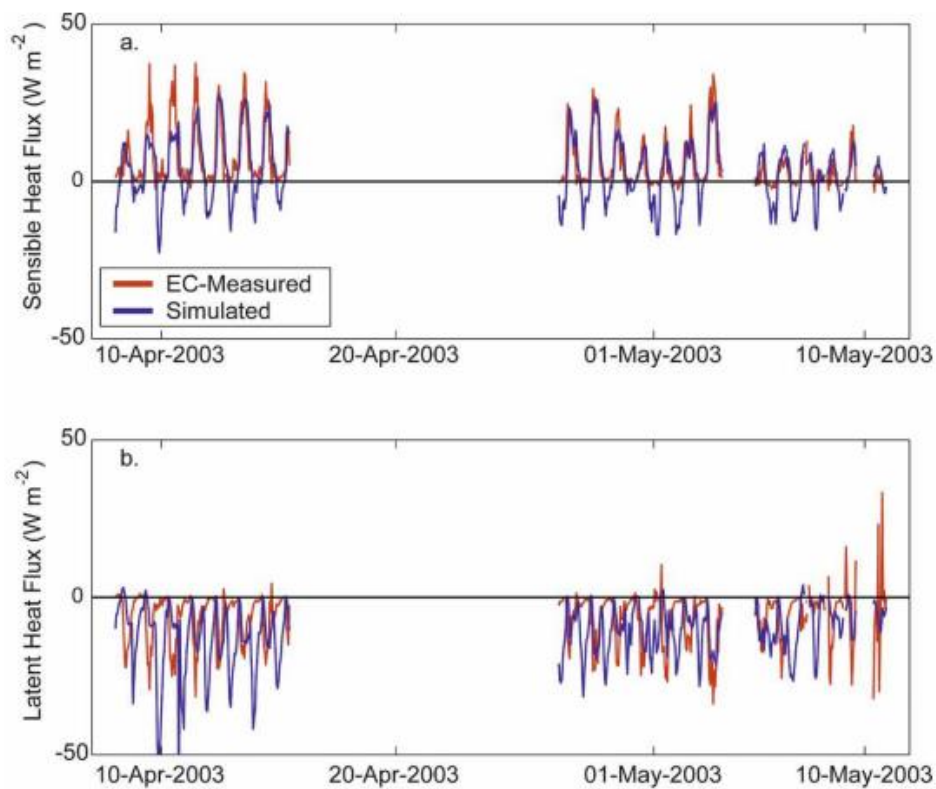


Figura 48: Mediciones EC y simulaciones con Snobal del calor sensible y latente en un bosque de pinos en Colorado

“Snow ablation modelling in a mature aspen stand of the boreal forest” (Hardy et. al., 1998)

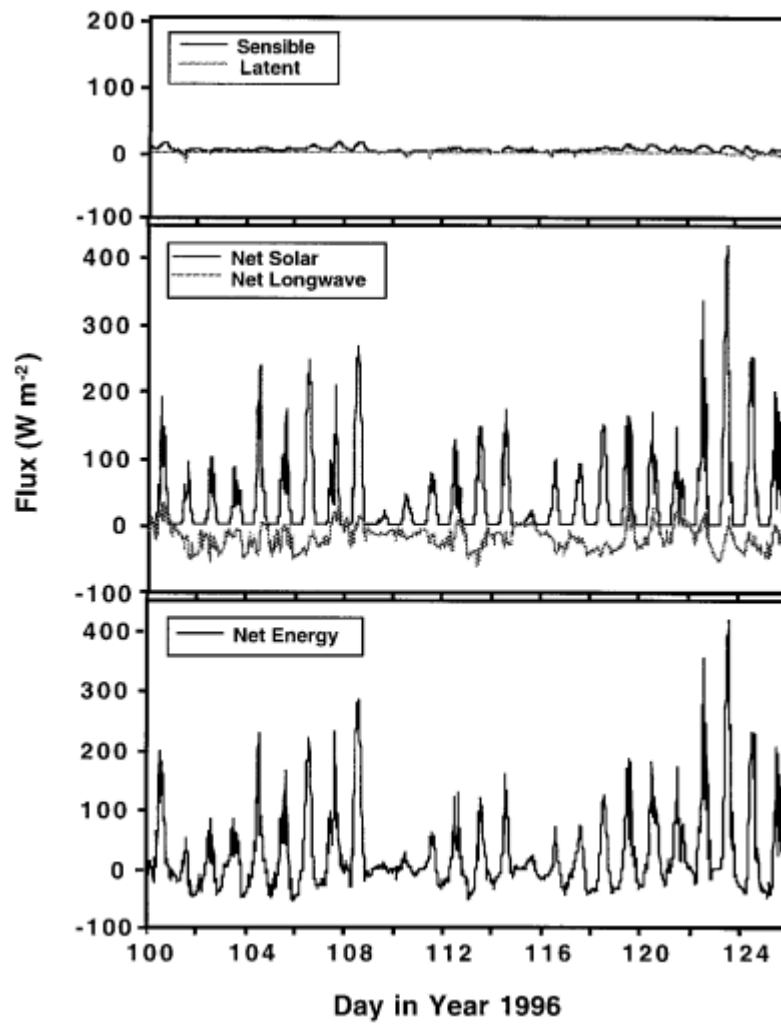


Figura 49: Flujos de energía predichos en la superficie de la nieve durante el periodo de derretimiento entre los días 100-125,1996 (Hardy et al., 1998)

“Simulation of snow accumulation and melt in needleleaf forest environments” (Ellis et. al., 2010)

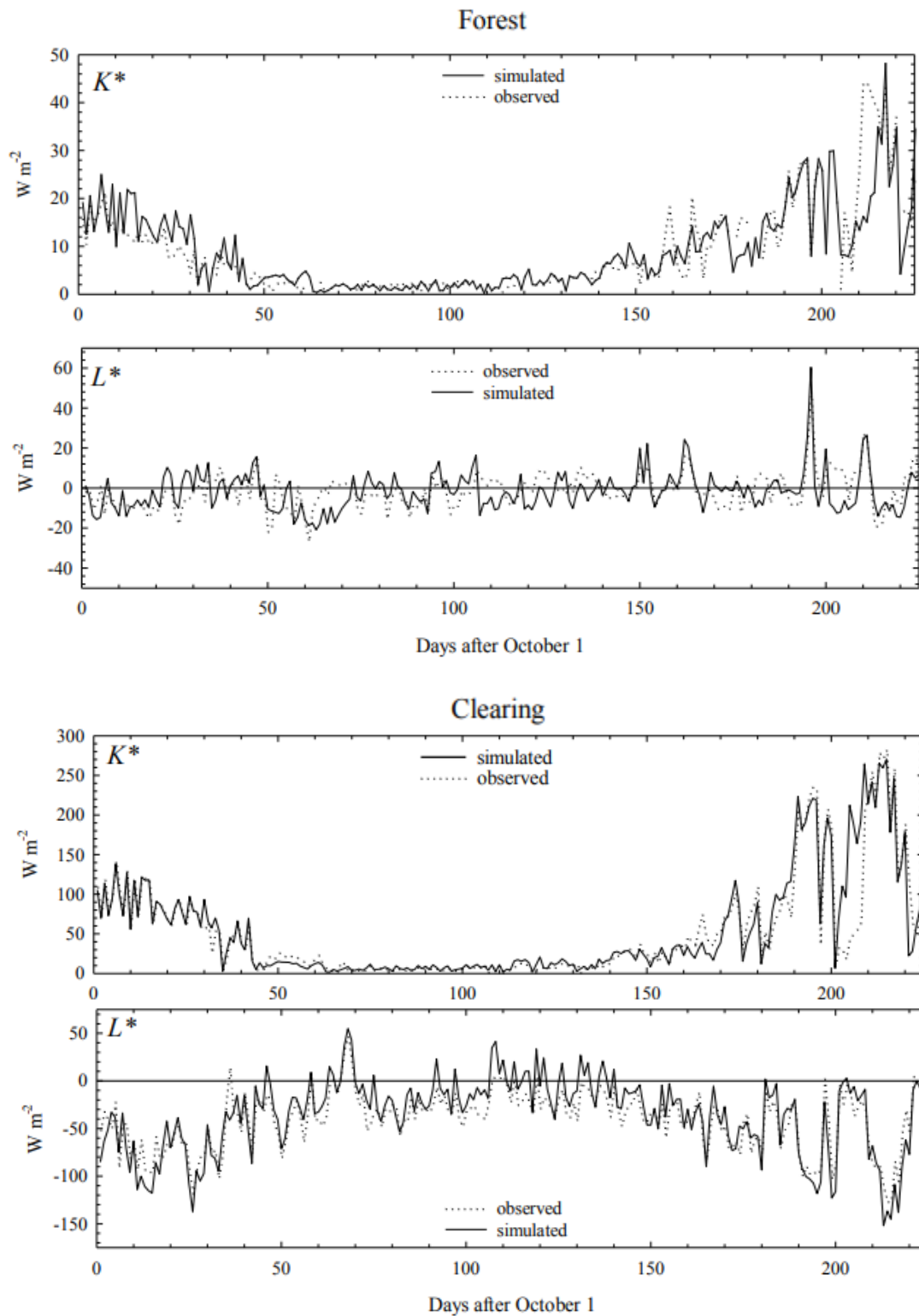
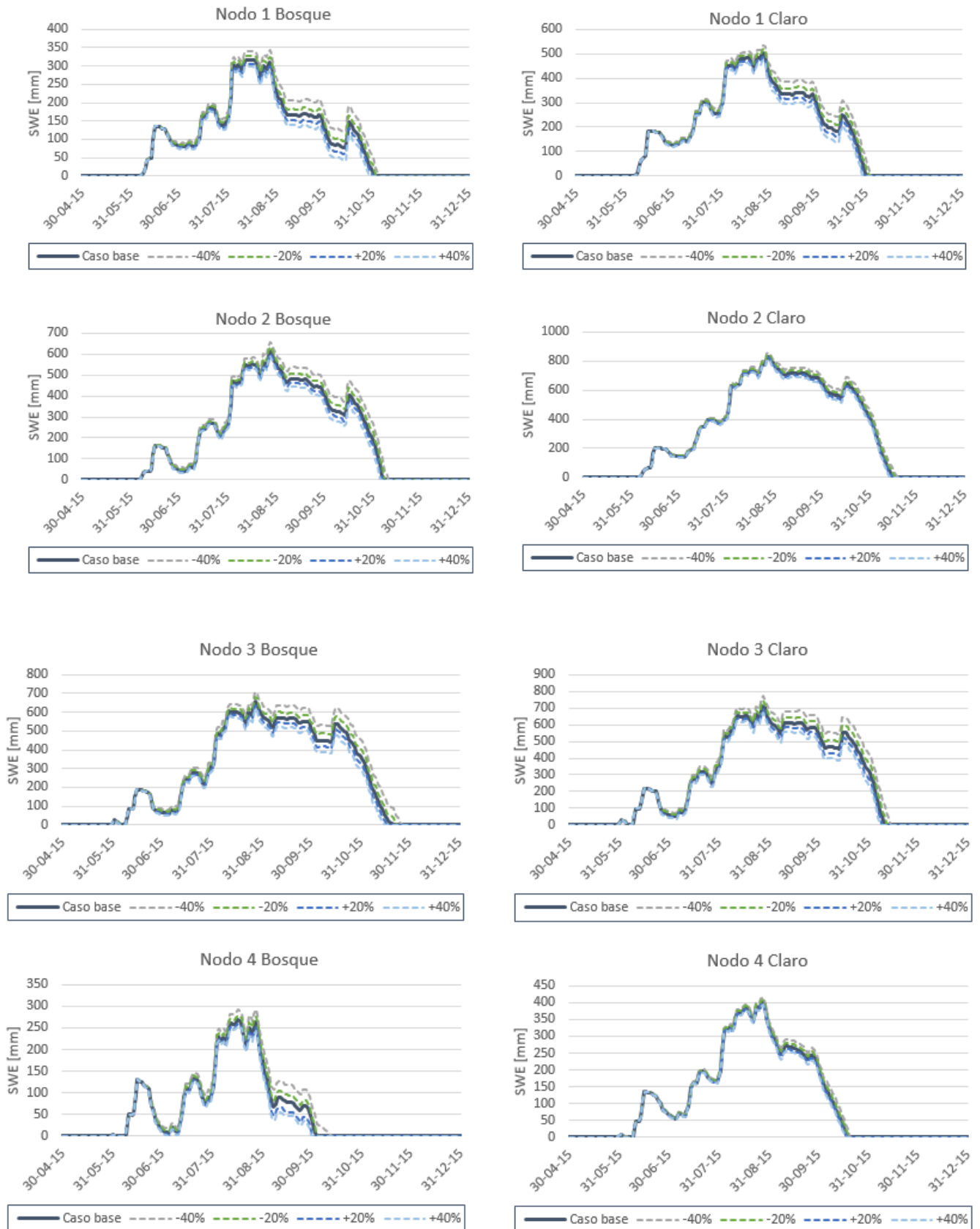


Figura 50: Series de radiación neta de onda corta (K) y larga (L) simulada y observada, en bosque de pino y en un claro en Marmot Creek, Alberta, Canadá

8.5. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD Z_0



8.6. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE LA HUMEDAD RELATIVA

Tabla 34: Variaciones promedio del SWE y la altura de nieve ante variaciones de la Humedad Relativa

Estación	SWE [mm]		Z [m]	
	+2%	+5%	+2%	+5%
Nodo 1 Bosque	-2,2	-5,7	-2,8	-7,3
Nodo 1 Claro	-8,3	-19,3	-9,1	-20,9
Nodo 2 Bosque	-6,9	-19,8	-7,3	-21,2
Nodo 2 Claro	-5,5	-11,7	-6,2	-13,2
Nodo 3 Bosque	-3,6	-5,9	-4,1	-7,0
Nodo 3 Claro	-7,5	-17,8	-8,0	-19,0
Nodo 4 Bosque	-11,8	-32,9	-11,2	-33,9
Nodo 4 Claro	-8,6	-17,3	-8,9	-18,3

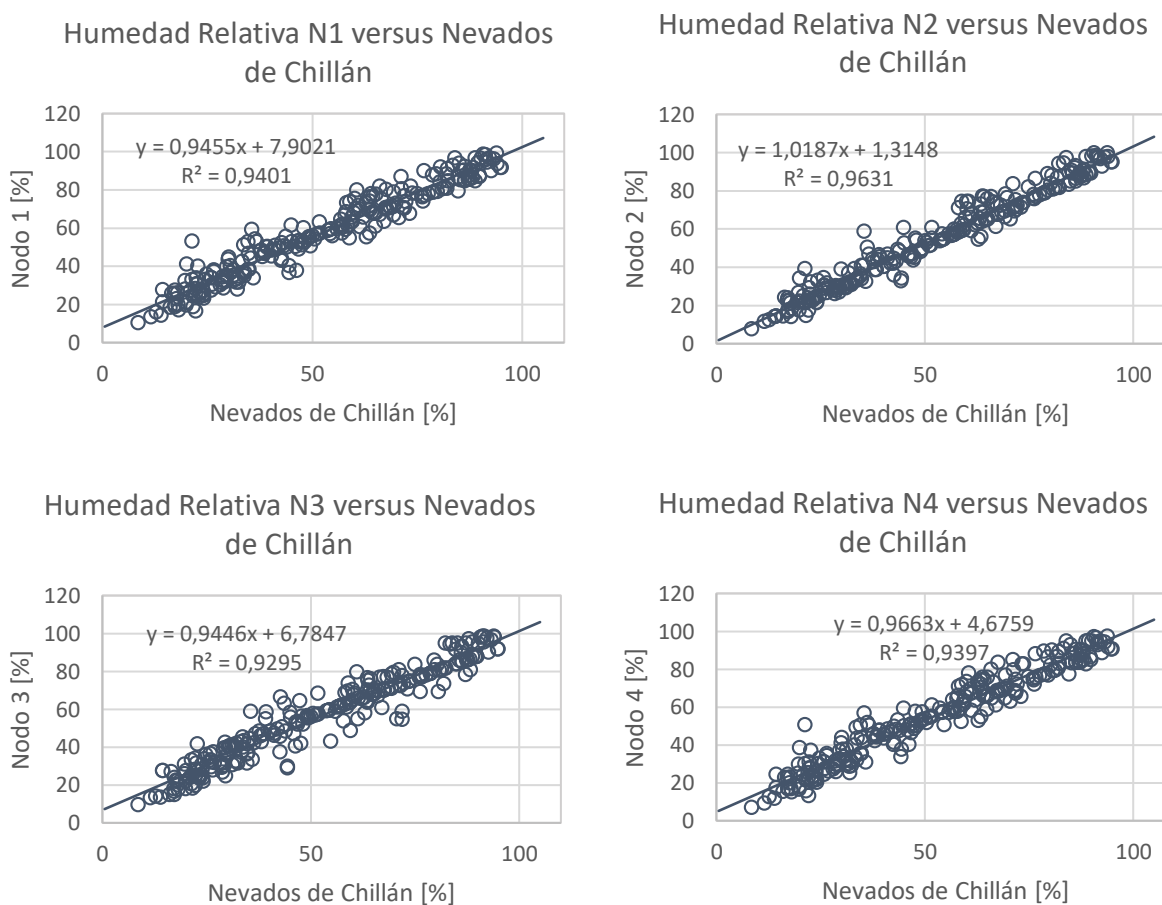


Figura 51: Gráficos de la Humedad Relativa medida en cada nodo durante el 2016 versus la Humedad Relativa medida en la estación Nevados de Chillán de la Dirección Meteorológica de Chile durante el mismo año

8.7. ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD DE LA MÁXIMA CARGA QUE RESISTE EL DOSEL

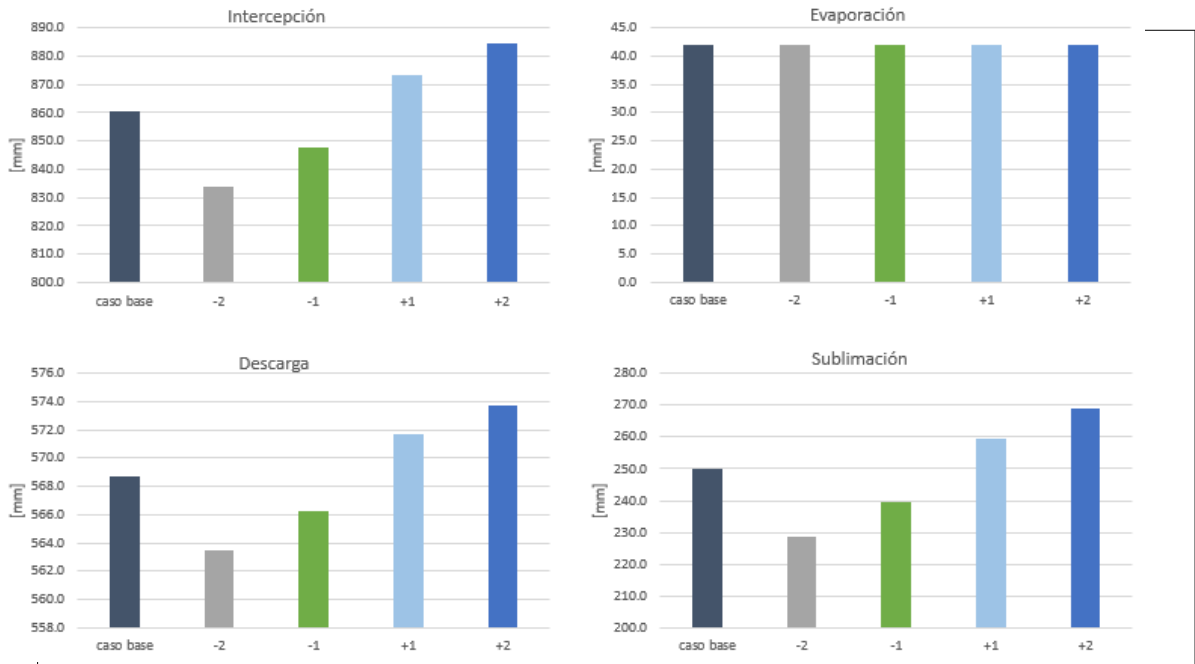


Figura 54: Flujos máxicos totales durante la temporada correspondientes al nodo 2, variando el valor de S_{bar}

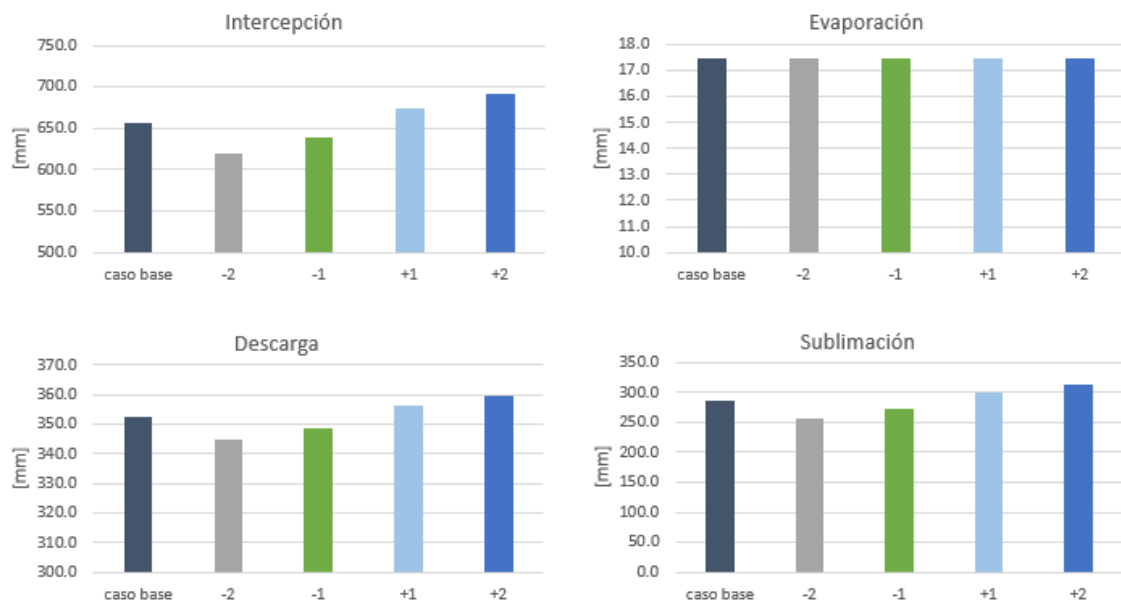


Figura 53: Flujos máxicos totales durante la temporada correspondientes al nodo 3, variando el valor de S_{bar}

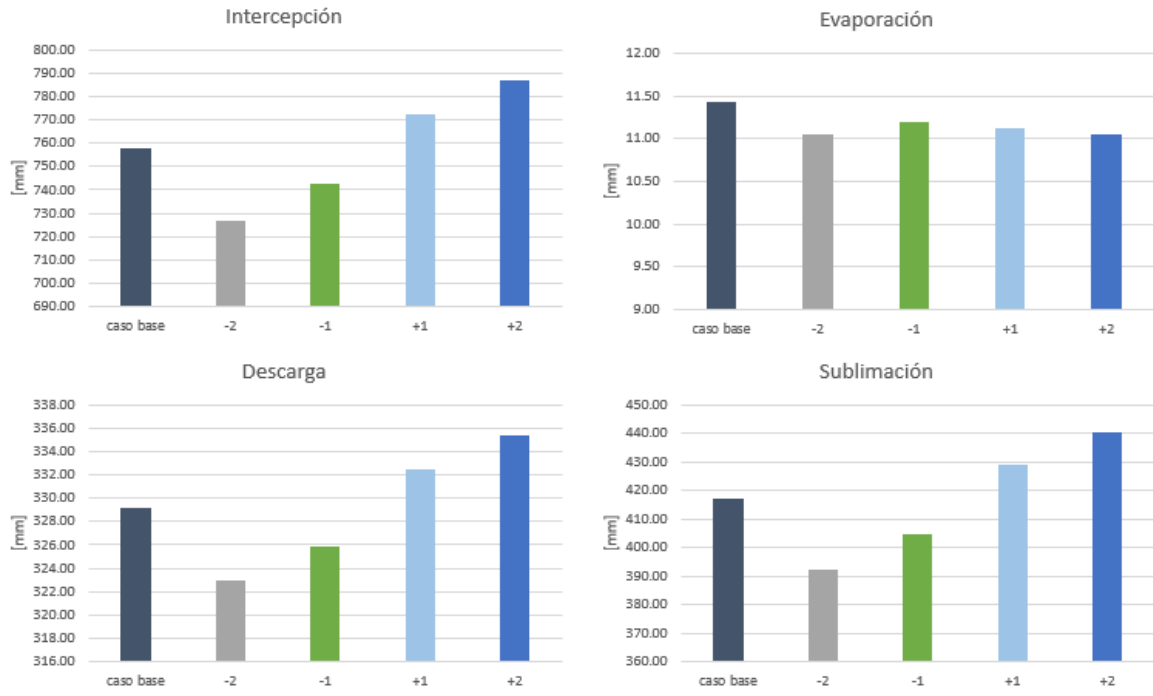


Figura 55: Flujos máxicos totales durante la temporada correspondientes al nodo 4, variando el valor de S_{bar}