



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

MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA DEL RÍO MAPOCHO EN LOS
ALMENDROS USANDO EL MODELO COLD REGIONS HYDROLOGICAL MODEL

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE
INGENIERA CIVIL

MICHELLE MAGDALENA COMTE BUSTOS

PROFESOR GUÍA
JAMES MCPHEE TORRES

MIEMBROS DE LA COMISIÓN
XIMENA VARGAS MESA
MIGUEL LAGOS ZÚÑIGA

SANTIAGO DE CHILE
2017

RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR
AL TÍTULO DE: Ingeniera Civil
POR: Michelle Magdalena Comte Bustos
FECHA: Marzo 2017
PROFESOR GUÍA: James McPhee Torres

MODELACIÓN HIDROLÓGICA DE LA CUENCA DEL RÍO MAPOCHO EN LOS ALMENDROS USANDO EL MODELO COLD REGIONS HYDROLOGICAL MODEL

En la zona central de Chile, una fracción importante de la precipitación cae en forma sólida en la parte alta de la Cordillera de los Andes. La cuenca en estudio, posee un régimen hidrológico nivo-pluvial, por lo que es importante modelar los procesos hidrológicos involucrados en la acumulación y derretimiento de nieve para estimar la disponibilidad de agua en épocas del año donde la precipitación es escasa. En este trabajo se utiliza un modelo numérico para realizar simulaciones del manto de nieve a escala de sitio y distribuidas para la cuenca del Río Mapocho en Los Almendros.

En escala de sitio, se realizaron simulaciones con datos medidos en la estación meteorológica y nivométrica Valle Nevado del Departamento de Ingeniería Civil. Se analiza la evolución del albedo y su variación estacional entre 2013-2015, obteniéndose una tasa de decaimiento diaria entre 0.01 y 0.035 para manto frío y entre 0.04 y 0.1 para manto deritiéndose. El modelo de balance de energía de nieve muestra que los flujos radiativos predominan en el área de estudio. Además, el equivalente en agua de la nieve (SWE en inglés) modelado y medido en terreno, tiene un error entre 5 y 27%, mientras que duración del manto coincide con la estimada a partir del fSCA de imágenes MODIS. Por otro lado, las simulaciones con cambios de precipitación y temperatura según proyecciones para la región, muestran que estas variaciones pueden influir significativamente en la magnitud del SWE y la duración de la cobertura nival. Esto afecta directamente los caudales que se generan a partir del derretimiento de nieve, y por ende la disponibilidad del recurso hídrico para la época de deshielo.

En el modelo semi-distribuido, la cuenca se subdivide en unidades de respuesta hidrológica (URH) que se conectan entre sí. Los resultados de cobertura nival del modelo se comparan con el fSCA obtenido de imágenes satelitales, obteniéndose un coeficiente de determinación $R^2 > 0.6$ para 3 de 4 de las subcuencas analizadas, además la duración del manto modelada es similar a la observada. Luego se modelan los derretimientos semanales en la cuenca, analizando su distribución espacial y temporal. Para los caudales medios diarios modelados, se obtiene un índice de eficiencia Nash-Sutcliffe mayor a 0.74 para dos de las subcuencas en estudio. Sin embargo, se identificó un error en el módulo de infiltración de CRHM, que afecta la generación de escorrentía superficial. Finalmente, los tiempos de residencia del agua a nivel superficial, fueron calibrados y son menores a un día, según la rápida respuesta observada en los caudales de salida frente a los derretimientos. Trabajos futuros deberían enfocarse en una mejor comprensión de los flujos subsuperficiales en la cuenca, así como del rol de los glaciares en la hidrología de la misma, sobre todo respecto de la mantención de flujos base.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer primero a Dios, porque sin Él no habría llegado hasta aquí, por darme la fortaleza para seguir aún en los momentos difíciles. Todo lo que me ha pasado en la vida ha sido un aprendizaje, que me ha ayudado a tratar de ser mejor día a día.

Gracias a mi mamá, por ser mi pilar fundamental en la vida, gracias por tu amor y apoyo incondicional. A mi hermano Jean, gracias por tu cariño y por hacerme reír siempre. Gracias a los dos por aguantarme y entenderme, los amo. No puedo dejar de mencionar a Mario, gracias por involucrarte en mi vida y ser un apoyo en estos últimos años. Agradecer también a mi tío Kiko y tía Bárbara, por su preocupación y apoyo en los momentos en que más lo necesitamos.

Quiero agradecer a todos mis amigos y compañeros que formaron parte de esta linda etapa de mi vida, en plan común y en civil, en especial al mejor grupo, que partió siendo de estudio pero después se convirtieron en algo mucho más que eso: Pauli, Fari, Enzo y Abel, gracias por todos los buenos momentos. Agradecer también a los hidráulicos Seba, Xavi y Pancho y a todos los de la oficina 339, por las risas, tardes relajadas, asados, carretes y chaqueteos varios, gracias a ustedes trabajar en la U era mucho más entretenido. También quiero agradecer a dos grandes equipos de los que fui parte en mi paso por la universidad, Difusión y la Feria Empresarial, donde conocí personas muy lindas, con las que fue un agrado trabajar y con las que compartí muy buenos momentos, especialmente este último año con la Gabi, gracias por todo.

Gracias a mis amigas del Carmela, porque aunque no nos veamos tan seguido, el cariño y la amistad se mantienen en el tiempo. Agradecer especialmente a la Karen y la Chubi, gracias por sus consejos y por darme ánimo cuando lo necesitaba.

Gracias a mi profesor guía James McPhee y a los profesores de mi comisión: Ximena Vargas y Miguel Lagos, por su buena disposición y por motivarme y ayudarme en el desarrollo de este trabajo. Agradezco también a los profesores del departamento de hidráulica, que hicieron que me interesara por esta carrera, y a la Jackie por su preocupación y cariño.

Termino mi etapa universitaria feliz, eternamente agradecida de todo lo que aprendí, y de las lindas personas que conocí y fueron parte de este camino.

TABLA DE CONTENIDO

1	Introducción	1
1.1	Objetivos	2
1.1.1	Objetivo General.....	2
1.1.2	Objetivos específicos.....	2
1.2	Organización del informe	3
2	Revisión Bibliográfica.....	4
2.1	Hidrología de nieves.....	4
2.1.1	Balace de energía.....	4
2.1.2	Procesos hidrológicos subsuperficiales	8
2.1.3	Albedo	9
2.2	Tiempo de residencia	11
2.3	Estudios previos.....	13
2.4	Cold Regions Hydrological Model (CRHM)	15
2.4.1	Componentes de CRHM.....	15
2.4.2	Módulos del CRHM.....	16
2.5	Cambio climático	17
3	Zona de estudio	19
3.1	Ubicación	19
3.2	Hidrología y estaciones de monitoreo	20
3.2.1	Estación Valle Nevado – Universidad de Chile.....	22
3.3	Sistema natural	23
3.3.1	Topografía	23
3.3.2	Clima	24
3.3.3	Suelos y geología	25
3.3.4	Vegetación.....	25
4	Metodología	26
4.1	Recopilación de información y preparación de datos	26
4.2	Construcción modelo puntual en estación Valle Nevado	27
4.3	Construcción modelo semi-distribuido en la cuenca	29
4.3.1	Delimitación de Unidades de respuesta hidrológica	29
4.3.2	Distribución espacial variables meteorológicas	30
5	Resultados.....	33
5.1	Modelo de balance de energía puntual	33
5.1.1	Datos de entrada	33

5.1.2	Evolución del Albedo	35
5.1.3	Modelación del Snow Water Equivalent	37
5.1.4	Intercambio de energía en el manto de nieve.....	38
5.1.5	Derretimiento y contenido de frío.....	41
5.1.6	Análisis bajo cambio climático	43
5.2	Modelo semi-distribuido cuenca Mapocho en Los Almendros	46
5.2.1	Cobertura nival	46
5.2.2	Derretimiento semanal.....	50
5.2.3	Caudales	55
5.2.4	Tiempo de residencia	62
6	Discusión	65
6.1	Albedo	65
6.2	Balance de energía puntual	65
6.3	Modelo semi-distribuido en CRHM.....	66
7	Conclusiones	68
	Bibliografía	70
	Anexos	73
	Anexo A: Relleno de datos.....	73
	Temperatura	73
	Humedad Relativa	75
	Viento.....	76
	Precipitación	77
	Radiación solar	79
	Albedo.....	81
	Anexo B: Procesamiento imágenes MODIS	81
	Anexo C: Análisis sensibilidad a parámetros de suelo.....	82
	Anexo D: Comparación albedo	84

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 2.1 Volumen de control para el cálculo de derretimiento de nieve (Fuente: Modificado de Pomeroy et al. 2007).....	4
Figura 2.2 Diagrama conceptual del modelo SNOBAL (Fuente: Modificado de Marks & Winstral, 2001)	7
Figura 2.3 Modelo conceptual del suelo de CRHM (Fuente: Modificado de Fang et al.,2013)	9
Figura 3.1 Mapa de la zona de estudio	19
Figura 3.2 Curva de variación estacional río Mapocho en Los Almendros.....	20
Figura 3.3 Mapa de subcuencas y estaciones de monitoreo	21
Figura 3.4 Estación Valle Nevado Abril 2016	22
Figura 3.5 Curva hipsométrica cuenca Mapocho en Los Almendros	24
Figura 3.6 Curvas hipsométricas según subcuenca.....	24
Figura 4.1 Respuesta espectral del LI-200R junto con la distribución energética en el espectro solar (Fuente: LI-COR página web oficial).....	28
Figura 4.2 Delimitación de unidades de respuesta hidrológica para modelo semi-distribuido. Elevación según satélite SRTM	30
Figura 4.3 Precipitación anual según estaciones de la cuenca por elevación.....	31
Figura 5.1 Temperatura en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016	34
Figura 5.2 Precipitación en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016	34
Figura 5.3 Albedo calculado en Valle Nevado desde agosto 2013 hasta octubre 2015.....	35
Figura 5.4 Decaimiento del albedo para invierno	36
Figura 5.5 Decaimiento del albedo para otoño.....	37
Figura 5.6 SWE y fracción cubierta de nieve en Valle nevado	38
Figura 5.7 Flujo de energía en el manto de nieve en Valle Nevado	39
Figura 5.8 Energía acumulada en el Manto de nieve Valle Nevado.....	40
Figura 5.9 Derretimiento diario	41
Figura 5.10 Derretimiento acumulado	42
Figura 5.11 Contenido de frío del manto de nieve.....	43
Figura 5.12 Comparación SWE bajo distintas condiciones de temperatura y precipitación	44
Figura 5.13 Comparación SWE para escenarios proyectados de cambio climáticos.....	44
Figura 5.14 SWE máximo y duración del manto según condiciones climáticas	45
Figura 5.15 Fractional Snow Covered Area subcuenca SFaYL	47
Figura 5.16 Fractional Snow Covered Area subcuenca YLaSF	48
Figura 5.17 Fractional Snow Covered Area subcuenca SFeYLyM.....	48
Figura 5.18 Fractional Snow Covered Area subcuenca MaSF.....	49
Figura 5.19 Derretimiento semanal por URH simulado en CRHM	54
Figura 5.20 Derretimientos semana 30 de Septiembre 2015	55
Figura 5.21 Caudales horarios modelado y observado subcuenca MaSF	56
Figura 5.22 Caudales horarios modelado y observado subcuenca YLaSF.....	56
Figura 5.23 Balance de masa en porcentaje para subcuenca río Molina antes junta río San Francisco	57
Figura 5.24 Balance de masa en porcentaje para subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco	57
Figura 5.25 Balance de masa en mm para subcuenca río Molina antes junta río San Francisco.....	58

Figura 5.26 Balance de masa en mm para subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco	58
Figura 5.27 Caudales medios diarios modelados y observados subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco	61
Figura 5.28 Caudales medios diarios modelados y observados subcuenca río Molina antes junta río San Francisco.....	61
Figura 5.29 Caudales medios semanales modelados y observados subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco	61
Figura 5.30 Caudales medios semanales modelados y observados subcuenca río Molina antes junta río San Francisco.....	61
Figura 5.31 Caudales medios mensuales modelados y observados subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco	62
Figura 5.32 Caudales medios mensuales modelados y observados subcuenca río Molina antes junta río San Francisco.....	62
Figura 5.33 Derretimientos según banda de elevación subcuenca YLaSF	64
Figura 5.34 Derretimiento según banda de elevación subcuenca MaSF	64
Figura A - 1 Serie de temperaturas horarias en estaciones DGA.....	73
Figura A - 2 Temperatura promedio diaria medida en estaciones DGA y estación Valle Nevado.....	74
Figura A - 3 Distribución de temperatura horaria en Valle Nevado	74
Figura A - 4 Temperatura promedio diaria medida y calculada en estación Valle Nevado	75
Figura A - 5 Serie de humedad relativa horaria en estaciones DGA	76
Figura A - 6 Humedad relativa en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016	76
Figura A - 7 Velocidad del viento en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016	77
Figura A - 8 Precipitación horaria estaciones DGA dentro de la cuenca	77
Figura A - 9 Precipitación diaria MeLA y VN	78
Figura A - 10 Precipitación diaria YLaSF en VN.....	78
Figura A - 11 Precipitación diaria MaSF en VN.....	78
Figura A - 12 Precipitación diaria en Valle nevado medida y calculada con gradiente...79	
Figura A - 13 Radiación solar de onda corta incidente en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016	80
Figura A - 14 Radiación de onda larga incidente en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016	81
Figura A - 15 Albedo en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016.....	81
Figura C - 1 Caudales subcuenca YLaSF con cambios en parámetros de suelo.....	83
Figura C - 2 Caudales subcuenca MaSF con cambios en parámetros de suelo	84
Figura D - 1 Comparación albedo modelado y medido	85

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 2.1: Variables de estado de nieve y forzantes para el modelo SNOBAL (Fuente: Modificado de Marks & Winstral, 2001)	7
Tabla 3.1 Estaciones de monitoreo DGA	21

Tabla 3.2 Equipos estación Valle Nevado - Universidad de Chile.....	23
Tabla 4.1 Disponibilidad de datos 2015-2016	26
Tabla 4.2 Calicatas realizadas en Valle Nevado para 2015	27
Tabla 5.1 Series decaimiento del albedo para invierno	36
Tabla 5.2 Series decaimiento del albedo para otoño	37
Tabla 5.3 Comparación SWE calicatas y CRHM.....	38
Tabla 5.4 Componentes del balance de energía en el manto de nieve Valle Nevado ...	39
Tabla 5.5 Coeficiente de correlación R^2 para fSCA en cada subcuenca.....	49
Tabla 5.6 Indices de eficiencia del modelo.....	60
Tabla 5.7 Tiempo de residencia del agua en cada componente según subcuenca	63
Tabla C - 1 Parámetros de infiltración y suelo modelo distribuido.....	82
Tabla C - 2 Parámetros de conductividad hidráulica saturada modelo distribuido	83

1 INTRODUCCIÓN

En la zona central de Chile, gran parte de la precipitación cae en forma sólida en la parte alta de la cordillera de los Andes. La nieve almacenada en las montañas es una fuente importante del recurso hídrico para épocas del año donde la precipitación líquida en la región es escasa. Para predecir cuánta agua estará disponible a partir de la nieve caída se deben estudiar los diversos factores que intervienen en la distribución y posterior derretimiento del manto.

La cuenca en estudio, del río Mapocho en Los Almendros, posee un régimen hidrológico nivo-pluvial, caracterizado por tener caudales medios mensuales mayores en los meses de deshielo y en el período de invierno donde se concentran los eventos de precipitación. El principal uso del agua en la cuenca es para riego, tanto de cultivos agrícolas como plantaciones forestales o praderas naturales. Además en una de sus subcuencas existe actividad minera (CADE-IDEPE, 2004). Para determinar el derretimiento a nivel espacial y temporal, y acotar la incertidumbre en la predicción de caudales, es importante comprender los procesos de balance de masa y energía distribuidos a nivel de la cuenca. Además, se busca entender los procesos de almacenamiento y transporte, tanto superficial como subsuperficial del agua, dentro de la red hidrológica.

La herramienta que se utiliza en este trabajo es el paquete computacional “Cold Regions Hydrological Model” (Pomeroy et al., 2007), CRHM, un programa modular que permite realizar simulaciones multi-objetivo que puede ser utilizado para modelar procesos hidrológicos en regiones de clima frío y templado. Incorpora procesos con gran incertidumbre dentro de la cuenca, tales como redistribución de nieve a causa del viento, evaporación, sublimación y derretimiento de nieve. Los datos que se utilizan para calibrar el modelo provienen de la estación nivométrica-meteorológica ubicada en el centro de ski de Valle Nevado, operada por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile. Entró en vigencia en junio de 2013 y posee equipos para medir variables de nieve como densidad y profundidad, además de parámetros meteorológicos como temperatura del aire y precipitación, entre otros.

En la cuenca y en la zona cordillerana de Chile existen estudios que abordan la hidrología de nieves desde distintas problemáticas. CRHM ya ha sido utilizado en la cuenca de estudio por Fernández (2016), considerando mediciones en la estación Valle Nevado de un período de dos meses. Para este trabajo, se utilizan datos de un año hidrológico completo, donde se modela el comportamiento del manto a nivel puntual en la estación de Valle Nevado desde el período de acumulación hasta el derretimiento. Además, se estudia el comportamiento del manto bajo escenarios de cambio climático. Luego se realiza una modelación semi-distribuida para toda cuenca, donde se analiza la cobertura nival, el derretimiento y los caudales a la salida de las subcuencas.

1.1 Objetivos

1.1.1 Objetivo General

Estudiar y modelar procesos hidrológicos que ocurren en la cuenca del río Mapocho en Los Almendros, tales como acumulación y derretimiento de nieve, incorporando la utilización del modelo CRHM (Cold Regions Hydrological Model) y datos obtenidos de la estación instalada en Valle Nevado.

1.1.2 Objetivos específicos

- Realizar el balance de energía de nieve y estudiar la evolución del albedo con datos obtenidos de la estación en Valle Nevado para el año hidrológico 2015-2016, para luego analizar el comportamiento del manto de nieve.
- Estudiar la dinámica de nieve en el tiempo dentro de la cuenca y la distribución espacial de derretimientos en la temporada.
- Estudiar la hidrología de la cuenca usando el modelo CRHM y determinar el tiempo de residencia del agua en distintas componentes del ciclo hidrológico.

1.2 Organización del informe

En el Capítulo 2 se presenta una revisión bibliográfica sobre la hidrología de nieves, el modelo utilizado para calcular el balance de energía en el manto de nieve, el albedo, los procesos hidrológicos subsuperficiales, el tiempo de residencia del agua y estudios previos en la cuenca.

En el Capítulo 3 se describe la zona de estudio, clima, vegetación, régimen hidrológico, estaciones de monitoreo presentes y variables medidas.

En el Capítulo 4 se describe la metodología utilizada para recopilación y preparación de datos, construcción del modelo de balance de energía puntual, la delimitación de las unidades de respuesta hidrológica, distribución de variables meteorológicas, y finalmente la construcción del modelo semi-distribuido en la cuenca Mapocho en Los Almendros.

En el Capítulo 5 se muestra los resultados obtenidos para la evolución del albedo en Valle Nevado, el balance de energía a nivel puntual con el modelo CRHM y el análisis de sensibilidad con respecto a potenciales impactos del cambio climático. También se presentan los resultados del modelo semi-distribuido en la cuenca: cobertura nival, derretimiento semanal, caudales y tiempo de residencia.

En el Capítulo 6 se presenta la discusión de los resultados principales.

Finalmente, el Capítulo 7 contiene las conclusiones con respecto a los resultados obtenidos.

2 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA

2.1 Hidrología de nieves

2.1.1 Balance de energía

El derretimiento de nieve implica un cambio de fase de sólido a líquido, por lo que para calcularlo se requiere aplicar la ecuación de energía al manto de nieve. Pomeroy et al. (2007) presenta el esquema para el cálculo de derretimiento de nieve (Figura 2.1):

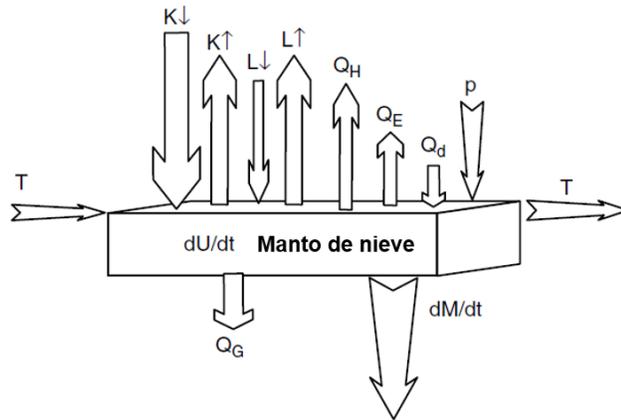


Figura 2.1 Volumen de control para el cálculo de derretimiento de nieve (Fuente: Modificado de Pomeroy et al. 2007)

La ecuación que representa este proceso (y que utiliza CRHM) es que la cantidad de energía que se usa para el cambio de fase, más los flujos transferidos al manto de nieve por radiación, convección, conducción y advección, es igual a la tasa de cambio de energía interna del volumen de control (Ecuación 2.1):

$$Q_m + Q_n + Q_H + Q_E + Q_G + Q_D = \frac{dU}{dt} \quad \text{Ecuación 2.1}$$

Donde:

$\frac{dU}{dt}$: Tasa de cambio de energía interna del volumen de control $\left[\frac{W}{m^2} \right]$

Q_m : Energía para el derretimiento $\left[\frac{W}{m^2} \right]$

Q_n : Suma de la radiación neta de onda corta (K) y radiación neta de onda larga (L) $\left[\frac{W}{m^2} \right]$

Q_H : Flujo turbulento de calor sensible $\left[\frac{W}{m^2} \right]$

Q_E : Flujo turbulento de calor latente $\left[\frac{W}{m^2}\right]$

Q_G : Flujo de calor hacia el suelo $\left[\frac{W}{m^2}\right]$

Q_D : Energía por advección de fuentes externas $\left[\frac{W}{m^2}\right]$

Para que la nieve se derrita, debe haber suficiente energía para que se produzca el derretimiento. La cantidad derretida se expresa según la Ecuación 2.2:

$$M = 86400 \frac{Q_m}{\rho_w B h_f} \quad \text{Ecuación 2.2}$$

Donde:

M : Derretimiento diario $\left[\frac{mm}{día}\right]$

Q_m : Energía para el derretimiento $\left[\frac{W}{m^2}\right]$

ρ_w : densidad del agua, 1000 $\left[\frac{kg}{m^3}\right]$

B : Calidad térmica del manto $[-]$

h_f : calor latente de fusión del hielo, 333.5 $\left[\frac{kJ}{kg}\right]$

Por otro lado, al hacer un balance de masa en el manto de nieve, se puede determinar la tasa de acumulación de Equivalente en Agua de la Nieve o en inglés Snowpack Water Equivalent (SWE) según la Ecuación 2.3:

$$\frac{dSWE}{dt}(x) = P - p \left[\nabla F(x) + \frac{\int E_B(x) dx}{x} \right] - E - M \quad \text{Ecuación 2.3}$$

Donde:

P : tasa de precipitación en forma nieve $\left[kg \cdot \frac{m^2}{s}\right]$

p : probabilidad de ocurrencia de transporte de nieve

F : Tasa de transporte por viento $\left[kg \cdot \frac{m^2}{s}\right]$

E : Tasa de sublimación de nieve superficial $\left[kg \cdot \frac{m^2}{s}\right]$

E_B : tasa de sublimación de nieve transportada $\left[kg \cdot \frac{m^2}{s} \right]$

M : tasa de derretimiento de nieve $\left[kg \cdot \frac{m^2}{s} \right]$

x : Distancia fetch considerada para el transporte [m]

El SWE representa la cantidad de agua que se liberaría si el manto se derritiera completamente (DeWalle & Rango, 2008). Se puede determinar directamente según la Ecuación 2.4:

$$SWE = d \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad \text{Ecuación 2.4}$$

Donde:

SWE : Equivalente de agua del manto de nieve [m]

d : profundidad manto de nieve [m]

ρ_w : densidad del agua, 1000 $\left[\frac{kg}{m^3} \right]$

ρ_s : densidad de nieve $\left[\frac{kg}{m^3} \right]$

Otra de las variables de importancia en la hidrología de nieves es el contenido de frío del manto, que representa la energía requerida por unidad de área para elevar la temperatura del manto de nieve a 0°C. Por otro lado, se define como la cantidad de agua líquida de derretimiento o lluvia que debe congelarse en una capa de nieve para calentar el manto desde su temperatura actual a una temperatura de 0 °C (DeWalle & Rango, 2008). Una vez que el manto de nieve alcanza esa temperatura, el contenido de frío se vuelve cero. Esta variable es importante debido a que es una medida de cuanta energía se requiere para derretir el manto, lo que permite relacionarla con los flujos radiativos y turbulentos y analizar cuál de éstos controla el proceso de derretimiento.

En este trabajo el modelo que se utiliza para calcular el balance de energía y masa en el manto de nieve es SNOBAL. Marks & Winstral (2001) lo utilizaron simulando en 2 sitios con distinta exposición al viento y vegetación. La principal conclusión, es que la complejidad de la topografía y la heterogeneidad de la vegetación son factores que influyen en la distribución y derretimiento del manto de nieve.

Debido a la estacionalidad del manto de nieve, éste se encuentra constantemente cambiando hasta que se derrite y se transforma en escorrentía durante la primavera. El modelo SNOBAL define el manto de nieve como una composición de dos capas, una en contacto con el suelo y otra superficial activa (Figura 2.2):

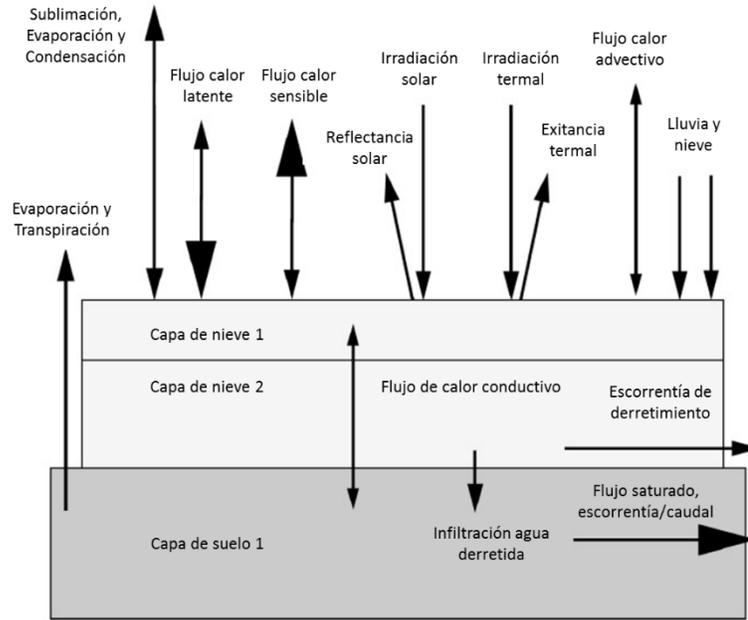


Figura 2.2 Diagrama conceptual del modelo SNOBAL (Fuente: Modificado de Marks & Winstral, 2001)

SNOBAL usa condiciones iniciales que describen el manto de nieve y la topografía de la zona, junto con datos meteorológicos y precipitación para predecir el desarrollo del manto de nieve, derretimiento y la generación de escorrentía a partir de él. Las forzantes y las variables de estado que predice el modelo se muestran en la Tabla 2.1:

Tabla 2.1: Variables de estado de nieve y forzantes para el modelo SNOBAL (Fuente: Modificado de Marks & Winstral, 2001)

Variables de estado de la nieve	Forzantes
Profundidad (m)	Radiación solar neta (W/m^2)
Densidad (kg/m^3)	Radiación térmica incidente (W/m^2)
Temperatura capa superficial ($^{\circ}C$)	Temperatura del aire ($^{\circ}C$)
Temperatura promedio del manto ($^{\circ}C$)	Presión de vapor (Pa)
Contenido de agua líquida promedio (%)	Velocidad viento (m/s)
	Temperatura del suelo ($^{\circ}C$)
	Masa y temperatura precipitación (mm, $^{\circ}C$)

Marks & Winstral (2001) analizaron los resultados del modelo en el área de estudio y concluyeron que SNOBAL simula con bastante precisión el desarrollo y derretimiento del manto de nieve. En el sitio más expuesto donde había velocidades de viento más altas, el balance de energía está dominado por el flujo turbulento de calor sensible, mientras que para el sitio más protegido está dominado por la radiación neta, lo que muestra la importancia de la topografía en la evolución del manto de nieve. Finalmente, el

análisis indica que para modelar la disposición y derretimiento de nieve es necesario representar adecuadamente los parámetros climáticos, como el viento y la precipitación.

La importancia de incorporar la física del transporte y sublimación de nieve fue estudiada por Pomeroy et al. (1999), a través de mediciones en terreno y el uso del modelo "Prairie Blowing Snow Model". Las principales conclusiones de este estudio indican que es necesario caracterizar adecuadamente los flujos de calor latente durante el transporte de nieve a causa del viento, para poder representar adecuadamente en los modelos hidrológicos el balance de masa y energía durante eventos de transporte de nieve.

2.1.2 Procesos hidrológicos subsuperficiales

Otro fenómeno importante dentro de la modelación de la hidrología de nieves, corresponde al estado de humedad del suelo y su relación con el flujo lateral y la generación de escorrentía en una cuenca de influencia nival. McNamara et al. (2005) investigaron estas relaciones, llegando a la conclusión de que se pueden identificar distintas condiciones de humedad del suelo, dependiendo de la estación. Además, encontraron la relación de que bajas tasas de entrada de agua al suelo durante el invierno lleva a que las regiones secas del suelo persistan en la interfaz de suelo-roca, que actúa como barrera para el flujo lateral. Si esta barrera es humedecida, se establece una conectividad hidráulica en toda la pendiente de las laderas lo que permite que ocurra el flujo lateral y que haya una conexión directa entre las partes altas y el suelo cercano a los cauces. Esta conectividad puede modificar la entrega de agua, presión y solutos al cauce.

Para calcular el balance de la humedad de suelo, almacenamiento de agua subsuperficial y subterránea, CRHM utiliza un volumen de control con dos capas de suelo y una capa de aguas subterránea, además de depresiones superficiales o macro poros (Fang et al., 2013). La representación conceptual se muestra en la Figura 2.3:

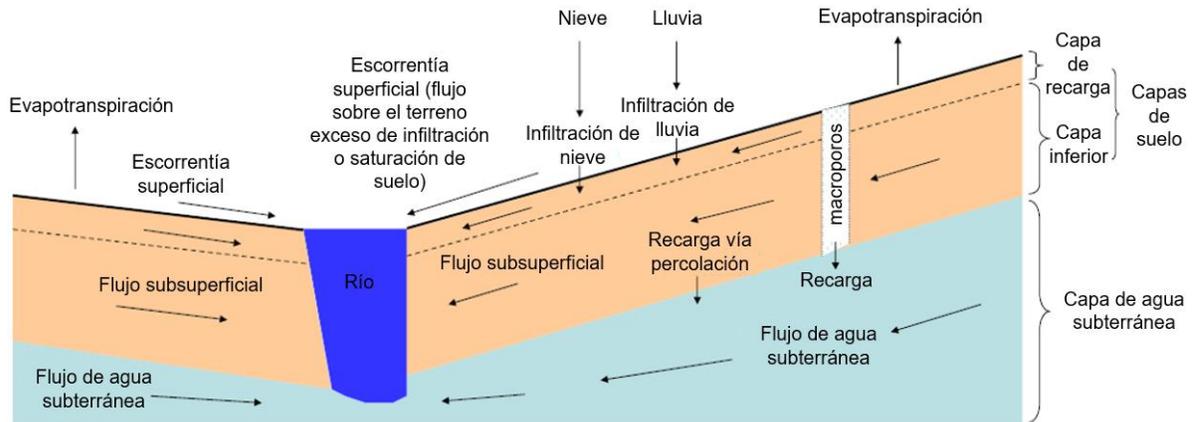


Figura 2.3 Modelo conceptual del suelo de CRHM (Fuente: Modificado de Fang et al.,2013)

La capa más superficial corresponde a la de recarga, donde entra la infiltración a partir de la lluvia y derretimientos de nieve. La evaporación ocurre primero de la intercepción de las plantas, luego de las depresiones superficiales y finalmente de la capa de recarga o de ambas capas de suelo. La recarga de agua subterránea se genera a través de percolación de las capas de suelo o a través de los macro poros. El flujo subsuperficial sale vía drenaje horizontal de las capas de suelo, y para el flujo subterráneo a través de su capa correspondiente. La escorrentía superficial se genera cuando las entradas de lluvia o derretimientos de nieve exceden las salidas sub superficiales del suelo saturado, o si la tasa de lluvia o nieve exceden la tasa de infiltración del suelo.

En áreas montañosas la escorrentía superficial y subsuperficial tienen gran importancia por lo que es importante caracterizar de forma adecuada la capacidad de infiltración del suelo y sus propiedades hidráulicas. Barontini et al. (2005) estudiaron la relación entre la conductividad hidráulica saturada del suelo y la retención de agua en suelos alpinos de montaña. Una de las cuencas estudiadas es representativa de cuencas montañosas con presencia de rocas metamórficas, pendientes pronunciadas y escorrentías superficiales altas, donde los suelos poseen un espesor pequeño. En este tipo de suelo, la escorrentía está controlada por las capas superficiales. Las principales conclusiones muestran que a pesar de la gran cantidad de datos obtenidos en terreno y el uso de distintos métodos, existen incertidumbres de 1 orden de magnitud o más en la estimación de las conductividades. A pesar de esto, se puede observar que existe un rango de conductividad hidráulica según el tipo de suelo, que puede ser utilizado como primera aproximación.

2.1.3 Albedo

Una de las fuentes de energía más importantes para el derretimiento de nieve es la radiación neta, donde una de sus componentes, la radiación de onda corta, depende del

albedo del manto de nieve. Este parámetro es afectado por múltiples factores por lo que es difícil de estimar y a la vez es de gran importancia para predecir el derretimiento. DeWalle & Rango (2008) dan cuenta de los factores que controlan el albedo:

- Tamaño del grano de nieve: el albedo disminuye si el tamaño del grano aumenta.
- Ángulo cenital: el albedo decrece cuando el ángulo cenital de la radiación de onda corta decrece.
- Radiación visible e infrarrojo cercano: El albedo es menor en días nublados cuando se recibe más radiación de infrarrojo cercano.
- Contaminantes en el manto de nieve: el albedo es menor es zonas con polvo eólico o contaminación del aire.
- Profundidad del manto de nieve: El albedo disminuye cuando el manto de nieve se vuelve más superficial y denso.

Algunos de los modelos propuestos para estimar el albedo se presentan en la Ecuación 2.5 y Ecuación 2.6 (DeWalle & Rango, 2008). Para ambas ecuaciones el albedo disminuirá en el tiempo, pero puede aumentar rápidamente cuando ocurre una nevada.

$$\alpha = 1.03 - \rho_s \quad \text{Ecuación 2.5}$$

Donde:

α : Albedo

ρ_s : Densidad de la nieve en $[\frac{g}{cm^3}]$

$$\alpha = \alpha_0 + K \exp(-nr) \quad \text{Ecuación 2.6}$$

Donde:

α_0 : albedo mínimo del manto de nieve $\cong 0.4$

K : constante $\cong 0.44$

n : número de días desde la última nevada significativa

r : coeficiente de recesión

El coeficiente de recesión corresponde a 0.05 para temperaturas del aire menores a 0°C y a 0.12 para temperaturas mayores a 0°C. La definición de nevada significativa para determinar n está determinada por una nevada de al menos 3 cm de profundidad y la ecuación funciona bien para profundidades del manto de nieve mayores a 10 cm (DeWalle & Rango, 2008).

Además, si existen mediciones de radiación solar, se puede calcular el albedo según la Ecuación 2.7 (DeWalle & Rango, 2008):

$$\alpha = \frac{OC \uparrow}{OC \downarrow} \quad \text{Ecuación 2.7}$$

Donde:

$OC \uparrow$: Onda corta reflejada [$W m^{-2}$]

$OC \downarrow$: Onda corta incidente [$W m^{-2}$]

Sólo se utilizan las mediciones realizadas en torno al medio día, ya que son las más precisas debido a que el sol se encuentra en un ángulo de incidencia de aproximadamente 0° , y la luz se recibe directamente en la superficie superior del ojo del sensor.

2.2 Tiempo de residencia

En un contexto hidrológico, el tiempo de residencia (TR) de una molécula de agua se define como el tiempo que ha estado la molécula dentro de un dominio desde su momento de entrada. En otras palabras, es el tiempo promedio en que el agua se mantiene dentro de los límites de un sistema.

El TR del agua es un buen indicador de la hidrología de una cuenca, ya que revela información acerca del almacenamiento, flujo y fuente del agua en una sola medida integrada (McGuire et al., 2005). Además, se puede utilizar para evaluar la sensibilidad hidrológica de la cuenca a cambios climáticos, uso de suelo y contaminación.

Diversos factores pueden influir en el valor del TR, según características de la cuenca. McGuire et al. (2005) llevó a cabo un estudio con el objetivo principal de determinar el rol de la topografía en el tiempo de residencia y su relación con el tamaño de la cuenca. El sitio de estudio incluyó 7 cuencas del Oeste de "Cascade Mountains" de Oregon, USA, con áreas desde 0.085 a 62.4 km² con diferentes características geológicas y geomorfológicas, además de ubicarse a distintas elevaciones y tener pendientes variadas.

Para estimar el tiempo de residencia se utilizó un isotopo estable de agua como trazador (^{18}O). Es importante notar que la composición del trazador en la precipitación que cae en una cuenca estará retrasada en el tiempo hasta llegar al cauce, por lo tanto, la composición de salida (Ecuación 2.8) dependerá de la composición de entrada desfasada:

$$\delta_{out}(t) = \frac{\int_0^{\infty} g(\tau)w(t - \tau)\delta_{in}(t - \tau)d\tau}{\int_0^{\infty} g(\tau)w(t - \tau)d\tau}$$

Ecuación
2.8

Donde:

$\delta_{out,in}(t)$: Composición del isótopo en la salida o entrada del flujo

$g(\tau)$: Distribución del tiempo de residencia

$w(t - \tau)$: Ponderación de recarga

τ : tiempo de desfase entre la composición del trazador de entrada y salida

Luego para modelar la distribución del tiempo de residencia se utilizaron varios modelos, resultando el más adecuado el exponencial (Ecuación 2.9), ya que para este estudio entregó simulaciones satisfactorias con respecto a los isótopos observados y además es simple ya que sólo se debe estimar el TR promedio del agua (τ_m) :

$$g(\tau) = \tau_m^{-1} \exp\left(-\frac{\tau}{\tau_m}\right)$$

Ecuación
2.9

La ecuación anterior describe como el trazador sale del sistema y es fundamental para describir la hidrología de la cuenca. Si el trazador es conservativo y no existen zonas donde se queda atrapado dentro de la cuenca, entonces el TR promedio del trazador es igual TR promedio del agua (Ecuación 2.10) que es definido como el tiempo transcurrido desde que la molécula de agua entra a la cuenca como recarga (precipitación o derretimiento de nieve) hasta que sale en algún punto de descarga:

$$\tau_m = \frac{V_m}{Q}$$

Ecuación
2.10

Donde:

V_m : volumen de agua móvil

Q : Caudal a través del sistema

El análisis y conclusiones principales de este estudio son que los TR promedio y la distribución del TR concuerdan con otros estudios similares en cuencas pequeñas, pero no dependen del área de la cuenca. Por otro lado, las características topográficas que describen los patrones de flujo superficial sí están altamente correlacionadas con el TR, lo que podría indicar que la topografía controla el transporte a la escala de la cuenca. En general, los patrones de flujo se distribuyen siguiendo la topografía y se observó que la longitud y gradiente de la trayectoria de flujo son factores relevantes en el TR, lo que indica que la pendiente y la estructura de la red hídrica de la cuenca son más importantes en el transporte que el área de la misma.

2.3 Estudios previos

Debido a la importancia del derretimiento de nieves en la zona de estudio, en el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile se han realizado varias memorias en relación con la hidrología de nieves en la cuenca del río Maipo, que incluye la cuenca del río Mapocho en Los Almendros y también específicamente en esta cuenca.

Cartes (2009) evaluó el uso de las redes neuronales recurrentes y las imágenes satelitales MODIS en el pronóstico de volúmenes de deshielo en la zona alta de las cuencas del río Aconcagua y del río Maipo. Para el análisis, utilizó información entre el año 2000 y 2007, tanto de imágenes satelitales como registros fluviométricos. En la identificación de la cobertura de nieve, empleó el “Índice de Diferenciación de Nieve Normalizado”, para determinar la existencia de nieve y no nieve en las imágenes satelitales de la zona. El análisis de la evolución de la cobertura de nieve permitió observar elementos fundamentales en los procesos hidrológicos involucrados, tales como el desfase que existe entre la cobertura y la escorrentía de deshielo y el efecto del tiempo de acumulación sobre el volumen de escorrentía. Por otro lado, para la predicción de los volúmenes de deshielo utilizó redes neuronales recurrentes, ya que la generación de escorrentía a partir del derretimiento de nieve es inestable en el tiempo y su relación con el manto de nieve puede abordarse mediante el procesamiento de señales temporales. Los resultados indicaron que las redes neuronales son una buena herramienta de modelación para determinar la escorrentía de deshielo, sin embargo, encontrar la estructura de red adecuada resulta complicado y requiere mucho tiempo. Finalmente, el pronóstico de volúmenes de deshielo obtenido para un período de 5 meses presentó un error promedio mayor al 30%, lo que pudo deberse a que las características de ese año eran diferentes a las que se utilizaron para generar el modelo.

Otro reciente estudio en la región de Atacama, específicamente en Pascua-Lama evalúa el efecto del viento en el manto de nieve. Gascoin et al. (2012) utiliza el modelo de nieve distribuido “SnowModel” para simular el transporte por viento y específicamente determinar su rol en la formación de glaciares. La zona de dicho estudio, corresponde a una región árida de la cordillera de Los Andes, donde existen bajas precipitaciones y una alta radiación solar. En esa área, hay 2 procesos fundamentales: la sublimación y el efecto del viento en la distribución de nieve. Ambos procesos son relevantes para el balance de masa de nieve. El modelo utilizado posee 4 submodelos para simular la meteorología, el balance de energía, la evolución de la profundidad y densidad del manto de nieve, y la evolución de la profundidad del manto debido al efecto del viento. Además, para determinar el área cubierta de nieve, se utilizaron imágenes MODIS/Terra (Daily Snow Cover Product). A pesar de que el objetivo principal del estudio eran analizar el balance de masa en los glaciares, extendieron las simulaciones a un área mayor considerando el manto de nieve, para poder comparar el balance de masa en zonas glaciares y no glaciares. Las principales conclusiones de los resultados del modelo con respecto a los efectos del viento en el manto de nieve, fueron que la sublimación es dominante durante el transporte, por lo que es responsable de los principales cambios en los patrones de nieve. Además, el transporte también modifica la distribución temporal

del balance de masa, ya que disminuye la escorrentía durante la primavera debido a que el manto de nieve se encuentra reducido para cuando empieza la temporada de derretimiento. Con respecto a los glaciares, el modelo muestra que el transporte de nieve podría ser un mecanismo de recarga importante para éstos. Finalmente es importante notar que el modelo tuvo diversas limitaciones, debido a que los datos de entrada no eran completamente confiables y que el área de estudio era compleja debido al terreno y su influencia en los campos de viento. Esto conllevó a una mayor dificultad en la descripción de los procesos físicos involucrados en las interacciones viento-nieve.

CRHM ha sido utilizado anteriormente en Chile. Gonthier (2011) evalúa el desempeño del modelo para cuencas de montaña en la zona central, sin embargo sus resultados muestran que a partir de la información disponible no se pudo simular satisfactoriamente la hidrología de la zona. Otro estudio posterior (Videla, 2013) realiza una modelación hidrológica en la cuenca alta del río Maipo con CRHM. Como conclusión principal, muestra que existe una distribución diferencial de la cobertura nival, determinada por la geomorfología del terreno. Estos factores son considerados a través de los parámetros del modelo. Además muestra la alta sensibilidad de los hidrogramas bajo escenarios de cambio climático.

Finalmente, una memoria recientemente publicada del Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile analiza la hidrología de la cuenca del río Mapocho en Los Almendros con el modelo CRHM. Fernández (2016) utiliza las observaciones de la estación nivométrica de Valle Nevado operada por la Universidad de Chile para analizar la acumulación y la evolución de la nieve depositada. Emplea datos desde el 7 de agosto al 26 de septiembre de 2013. En este trabajo se utiliza la plataforma CRHM para realizar un balance de transferencia de masa-energía para evaluar el comportamiento del equivalente en agua de la nieve (SWE en inglés) y compararlo con las mediciones en la estación. Finalmente, desarrolla un modelo hidrológico que simula la respuesta en escorrentía superficial de la cuenca. Algunos de los resultados obtenidos fueron siguientes:

- **Observaciones nivométricas:** La información disponible permitió evaluar el funcionamiento de los equipos, detectar errores instrumentales y aportar observaciones a gran nivel de detalle. Sin embargo, parte de los datos se perdieron debido a dificultades técnicas.
- **Modelo de balance de energía:** Los resultados del balance utilizando el modelo CRHM tuvieron una buena correlación con el agua equivalente observada en la estación nivométrica de Valle Nevado, sin embargo, en algunos períodos el modelo subestima el derretimiento de nieve. Por otro lado, la densidad del manto no logra ser bien simulada por el modelo, ya que durante ciertos intervalos de tiempo la sobreestima, y en otros se ajusta mejor.
- **Modelo hidrológico de escorrentía superficial:** El modelo representó efectivamente las tasas de derretimiento intradiario, sin embargo, no logró representar la serie observada de caudales diarios a la salida de la cuenca a pesar de haber construido diversos escenarios con distinta variación de parámetros.

2.4 Cold Regions Hydrological Model (CRHM)

El modelo CRHM es desarrollado en Canadá, incorpora procesos hidrológicos de alta incertidumbre en la modelación del ciclo hidrológico de cuencas pequeñas y medianas. El modelo fue descrito y utilizado en cuencas de la región central, oeste y norte de Canadá. Estas zonas incluyen praderas, zonas verdes, bosque boreal, sub-ártico, ártico y bosques de alta elevación, y ambientes de tundra. En las cuencas estudiadas se identificaron procesos hidrológicos fundamentales para comprender su comportamiento, tales como redistribución de nieve a causa del viento, derretimiento de nieve, infiltración a suelos congelados y evaporación de superficies no saturadas.

El modelo físicamente basado y espacialmente distribuido permite simular el ciclo hidrológico incluyendo el balance hídrico, escorrentía y otras variables de interés como la humedad del suelo y la acumulación de nieve. CRHM es un modelo modular, donde se pueden desarrollar y evaluar algoritmos físicamente basados e integrarlos dentro de la modelación.

Los parámetros y la estructura del modelo son seleccionados según el conocimiento del sistema hidrológico de la cuenca y los procesos que ocurren en ella son descritos usando algoritmos físicamente basados. Estos se pueden modificar y se pueden crear nuevos algoritmos y agregarlos como un módulo. Cada módulo representa un algoritmo físicamente basado o una transformación de datos.

La plataforma permite asignar procesos hidrológicos para la cuenca y simular el ciclo hidrológico de las unidades de respuesta hidrológica (URH). Éstas son definidas como unidades espaciales de cálculo de balance de masa y energía que corresponden a unidades de paisaje biofísicos, dentro de la cual los procesos y estados pueden ser descritos adecuadamente para el cálculo de un conjunto único de parámetros, variables de estado y flujos. Una URH posee estados biofísicos como cubierta de vegetación, variables de estado como humedad del suelo y flujos verticales y horizontales como evapotranspiración y escorrentía respectivamente. Pueden ser de una escala pequeña como el segmento de una ladera o a mayor escala como una subcuenca. El modelo orienta el flujo entre URHs según como varían los procesos, por lo que la cuenca se puede caracterizar a través de una serie de cascadas de URH.

2.4.1 Componentes de CRHM

- **Observaciones:** Son series de tiempo de datos meteorológicos y observaciones superficiales de caudal, manto de nieve y humedad del suelo en intervalos variables.
- **Parámetros:** Datos espaciales, como por ejemplo el área de la cuenca, elevación, tipo de cobertura entre otros. Se generan usando una herramienta SIG para

delimitar la cuenca y realizar la caracterización y parametrización de las URH. Éstas son subdivisiones de la cuenca caracterizadas a través del entendimiento de los procesos hidrológicos, terreno y uso de suelo.

- **Módulos:** Los algoritmos que ejecutan los procesos hidrológicos/físicos y son escogidos por el usuario. La estructura de datos del modelo es especificada declarándola en los módulos, pero es implementada globalmente por la plataforma del CRHM.
- **Grupos:** Una colección de módulos ejecutados en secuencia para todas las URHs pueden ser conectados como un grupo. Se puede utilizar en vez de módulos individuales específicos y usualmente es una buena forma para caracterizar un conjunto de procesos que ocurren en un ambiente en particular, como una subcuenca.
- **Estructura:** Una colección paralela de módulos, esencialmente un grupo aplicado a una URH específica. Puede ser utilizada para comparar conjuntos de algoritmos y personalizar el diseño del modelo a características únicas de una URH.
- **Variables y estados:** Se crean declarándolas en los módulos. Las variables son meteorológicas como precipitación, temperatura y velocidad del viento y los estados corresponden a las condiciones de las URH, como humedad del suelo, albedo y SWE.

2.4.2 Módulos del CRHM

El conjunto de módulos del modelo está clasificado según categorías, donde cada una de ellas posee procedimientos físicamente basados, desde lo más simple a lo más complejo. Esto permite adecuar los algoritmos a los datos disponibles, confiabilidad de la información, características de la cuenca, escala, entre otros.

- **Cuenca:** Establece las características físicas de suelo y vegetación para la cuenca y las URHs.
- **Observación:** Interpola los datos meteorológicos en la URH usando relaciones adiabáticas y cálculo de presión de vapor de saturación.
- **Transporte de nieve:** Rutinas de transporte de nieve y sublimación.
- **Intercepción:** Análisis de la intercepción de precipitación.
- **Radiación:** Selecciona rutinas de algoritmos para onda corta directa y difusa, correcciones por pendiente, disminución del albedo, radiación de onda larga, transmisividad de las copas de los árboles y radiación neta.
- **Evaporación:** Diversas rutinas que utilizan métodos como el de Penman-Monteith y Granger.
- **Derretimiento de nieve:** Se define a través de modelos como “Energy Balance Snowmelt Model”, SNOBAL y otros como la radiación neta y el índice de temperatura.
- **Infiltración:** Usa una variedad de rutinas para suelos congelados, infiltración simple en suelo no congelado, y redistribución e infiltración.

- **Balance de la humedad del suelo:** Usa un modelo de 3 capas para hacer el balance, zona de recarga, zona subsuperficial y zona de agua subterránea.
- **Flujo:** Controla los tiempos de desfase y almacenamiento en los distintos flujos, de agua subterránea y caudal superficial.

CRHM ha mostrado éxito en la modelación de procesos hidrológicos de regiones frías y climas temperados debido a su estructura flexible y base física fuerte. Los módulos que posee permiten simular el ciclo hidrológico en un amplio rango de ambientes (Pomeroy et al., 2007).

2.5 Cambio climático

Actualmente diversos estudios predicen un calentamiento de la atmósfera, e indican que la influencia humana en el cambio climático es clara, considerando que las emisiones de gases de efecto invernadero son las más altas en la historia (IPCC, 2014). Desde 1950 se han observado cambios sin precedentes, dentro de los cuales se encuentran el aumento de la temperatura superficial, disminución en las cantidades de nieve, calentamiento de los océanos y elevación del nivel del mar.

Dentro de las consecuencias del cambio climático, el aumento de las temperaturas superficiales tiene importantes consecuencias en el ciclo hidrológico, especialmente en aquellas regiones donde gran parte de la disponibilidad del recurso hídrico depende del derretimiento de nieve. Específicamente los procesos físicos que ocurren en la cordillera de Los Andes no dependen sólo de la temperatura, si no que están controlados por diferentes factores incluyendo la precipitación y presencia de glaciares (Barnett, 2005). Es por esta razón que es fundamental considerar las proyecciones recientes para estudiar el comportamiento de la cuenca bajo escenarios futuros.

El cambio climático proyectado para la región contempla una variación significativa en la temperatura del aire y precipitación, variables meteorológicas que influyen en la acumulación y derretimiento de nieve. El estudio de la CONAMA (2006) considera dos escenarios de emisiones de gases de efecto invernadero (A2 y B2) para estudiar la variabilidad del clima, definidos por el IPCC. Existen factores que influyen en las emisiones, como el desarrollo económico, protección ambiental y equidad social, en los cuales el escenario B2 presenta mejoras con respecto a la situación actual, y por el contrario para el A2 un deterioro. Ambos escenarios se diferencian principalmente en que para el A2 el aumento de la población es rápido y para el B2 más moderado.

En términos generales, se proyecta que para la región de estudio, la temperatura media aumente entre 3 y 4°C para el escenario A2, mientras que para el B2 entre 2 y 4

°C. En cuanto a las precipitaciones estas disminuirían para el período de invierno entre 20-30% para el A2 y menos de 10% para el B2.

3 ZONA DE ESTUDIO

La cuenca del río Mapocho en Los Almendros se encuentra ubicada en la Región Metropolitana de la zona central de Chile, al noreste de la ciudad de Santiago, en la zona cordillerana. La estación fluviométrica que la define está localizada a 966 msnm y la cuenca posee una superficie de 637 km². Se caracteriza por ser una cuenca de alta montaña, con escasa intervención humana en la mayoría de sus subcuencas. Los principales cauces son el río San Francisco, el estero Yerba Loca y el río Molina, los cuales son afluentes del río Mapocho.

3.1 Ubicación

La cuenca del río Mapocho en Los Almendros se extiende entre los paralelos 33°05'-33°30' latitud sur y meridianos 70°10'-70°28' longitud oeste y alcanza una altura de 5188 msnm en su punto más alto (Figura 3.1).

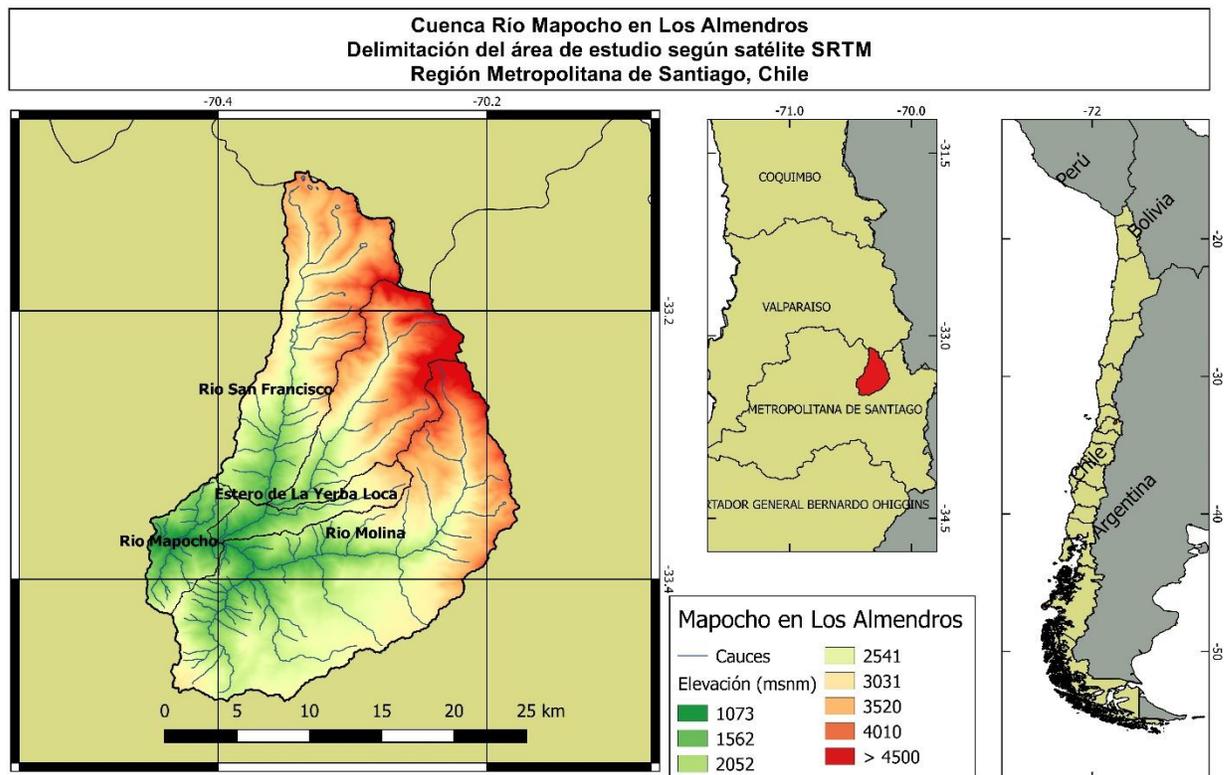


Figura 3.1 Mapa de la zona de estudio

La cuenca se divide en 5 subcuencas (Figura 3.3), caracterizadas por los cauces principales:

1. Río San Francisco antes junta estero Yerba Loca (SFaYL)
2. Estero Yerba Loca antes junta río San Francisco (YLaSF)
3. Río San Francisco entre confluencia estero Yerba Loca y confluencia río Molina (SFeYLyM)
4. Río Molina antes junta río San Francisco (MaSF)
5. Río Mapocho entre confluencia río San Francisco y Los Almendros (MeLA)

3.2 Hidrología y estaciones de monitoreo

La cuenca en estudio presenta un régimen hidrológico nivo-pluvial caracterizado por un aporte menor de precipitaciones durante los meses de invierno y luego mayores caudales en primavera, con caudales medios mensuales máximos en noviembre, producto del derretimiento de nieve como se muestra la Figura 3.2.

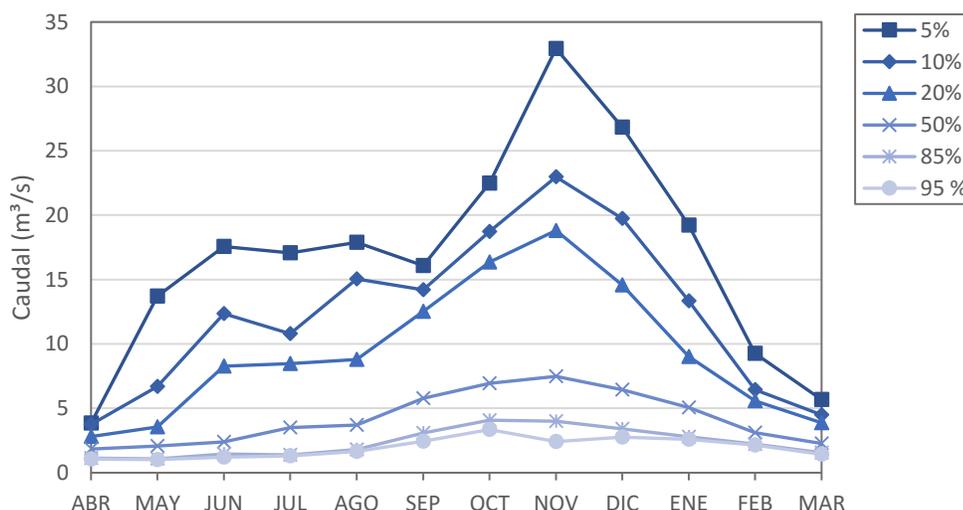


Figura 3.2 Curva de variación estacional río Mapocho en Los Almendros

Dentro de la cuenca existen estaciones fluviométricas y meteorológicas vigentes (Figura 3.3), operadas por la Dirección General de Aguas (DGA), como se muestra en la Tabla 3.1, y además una estación meteorológica-nivométrica operada por el Departamento de Ingeniería Civil de la Universidad de Chile.

Tabla 3.1 Estaciones de monitoreo DGA

Estación	Altura (msnm)	Vigencia desde el año	
		Meteorológica	Fluviométrica
Río San Francisco antes junta Estero Yerba Loca	1550	2009	2009
Estero Yerba Loca antes junta río San Francisco	1350	2004	1986
Río Molina antes junta San Francisco	1158	2009	1987
Río Mapocho en Los Almendros	966	1999	1948

Las estaciones de monitoreo hidrológico y las subcuencas se muestran en la Figura 3.3.

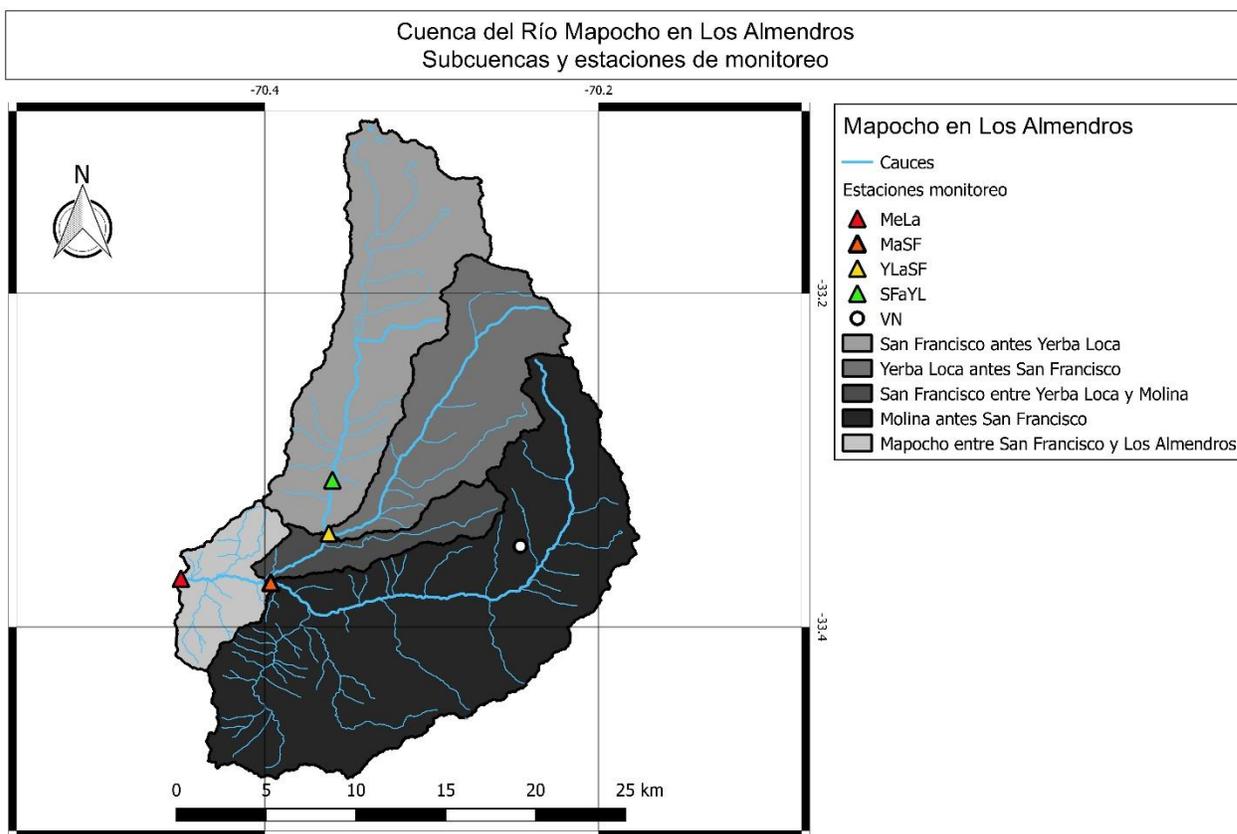


Figura 3.3 Mapa de subcuencas y estaciones de monitoreo

3.2.1 Estación Valle Nevado – Universidad de Chile

La estación nivométrica y meteorológica operada por el departamento de Ingeniería Civil de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile está vigente desde el 7 de agosto de 2013. Se ubica en el centro de ski Valle Nevado (VN), a una altura de 3038 msnm en el paralelo 33°21' latitud sur y meridiano 70°14' longitud oeste. Posee equipos especializados para medir variables meteorológicas y condiciones del manto de nieve, que se describen en la Tabla 3.2. En la Figura 3.4 se pueden observar algunos equipos de la estación, como el Snow Pack Analyser (izquierda) y el Snow Scale (derecha).



Figura 3.4 Estación Valle Nevado Abril 2016

Tabla 3.2 Equipos estación Valle Nevado - Universidad de Chile

Sensor	Variable Medida	Intervalo de registro
Sonda Campbell HMP60	Temperatura Humedad relativa	15 minutos
Anemómetro Young Company 05103-5	Velocidad viento Dirección viento	
Barómetro Campbell CS106	Presión atmosférica	
Piranómetros Li-Cor Li200	Onda corta incidente Onda corta reflejada	
Pluviómetro OTT Pluvio2	Intensidad precipitación Precipitación acumulada Temperatura	
Sonda Temperatura Campbell 109	Temperatura del suelo	
Radiómetro Kipp and Zonen CNR2	Radiación neta de onda corta Radiación neta de onda larga Radiación neta	
Snow Pack Analyser Sommer (inclinado y a 10-30-50 cm del suelo)	Fracción agua Fracción hielo Densidad nieve SWE	10 minutos
Snow Scale Sommer SSG200	SWE	
Sensor ultrasónico Sommer USH-8	Profundidad nieve	
Sonda temperatura Sommer	Temperatura aire Temperatura nieve	

3.3 Sistema natural

3.3.1 Topografía

La cuenca, ubicada en la Cordillera de Los Andes, posee la mayor parte de su área sobre los 2000 msnm, como se muestra en la curva hipsométrica (Figura 3.5). En la Figura 3.6 se muestran las curvas hipsométricas según subcuenca, donde se observa que la subcuenca del Estero Yerba Loca antes junta con río San Francisco (YLaSF) es la más alta, con el 70% de su área sobre los 3000 msnm, seguida por Río San Francisco antes de Yerba Loca (SFaYL) con 60% del área sobre esa cota. Las subcuencas restantes poseen el 50% o más de su área bajo los 2500 msnm.

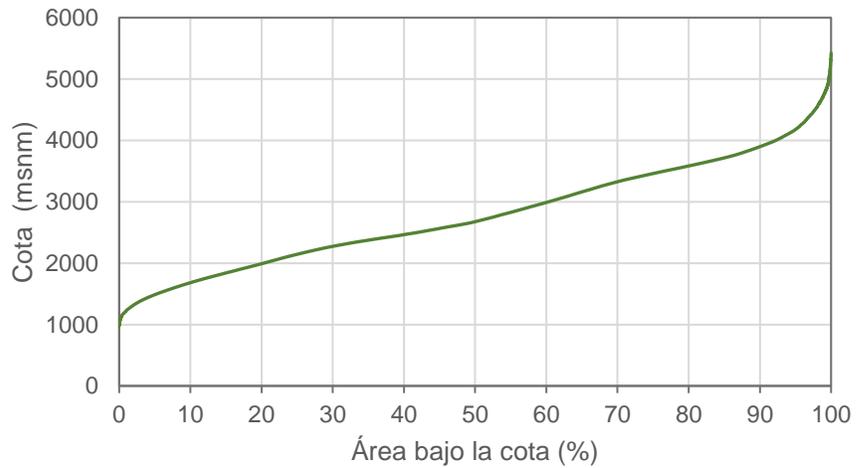


Figura 3.5 Curva hipsométrica cuenca Mapocho en Los Almendros

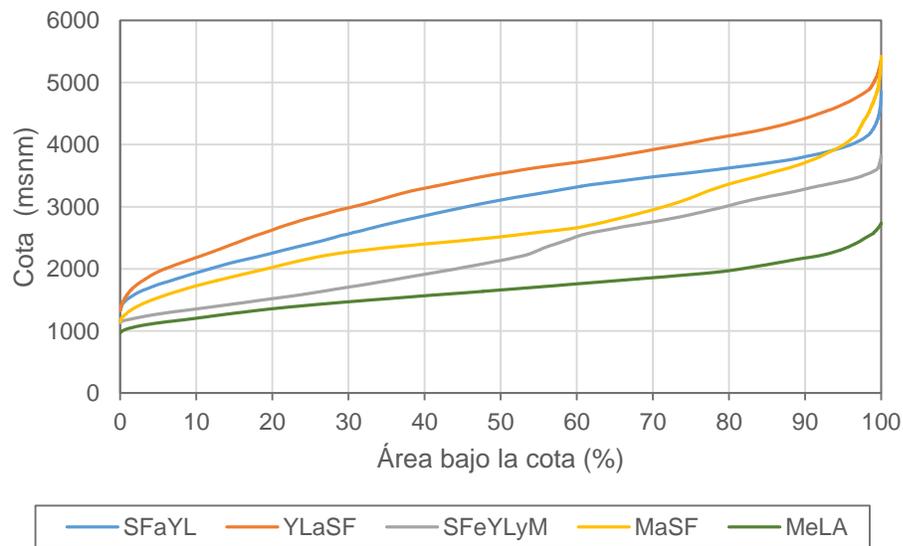


Figura 3.6 Curvas hipsométricas según subcuenca

3.3.2 Clima

En la cuenca de estudio, se observan 2 climas, ambos templados de tipo mediterráneo (CADE-IDEPE, 2004). La parte baja está caracterizada por una estación seca prolongada y un invierno bien marcado con temperaturas extremas que llegan a cero grados. Sobre los 2000 metros, en la cordillera de los Andes se distingue un clima frío de altura, donde existen bajas temperaturas que permiten una mayor acumulación de nieve. En ambos tipos de clima las mayores precipitaciones se generan en la temporada de invierno, en los meses de junio a septiembre.

3.3.3 Suelos y geología

En la parte alta de la cordillera se presenta suelo esquelético sobre afloramiento rocoso. La litología y formaciones geológicas de la cuenca permiten una infiltración a escasa profundidad y existe poca acumulación y transmisión de agua subterráneas. Superficialmente, debido a la erosión sobre las laderas de alta pendiente, se arrastra material hacia el lecho de los ríos (CADE-IDEPE, 2004).

En la parte baja de la cuenca se distinguen secuencias volcano-sedimentarias: lavas basálticas a dacíticas, rocas epiclásticas y piroclásticas. La parte más alta presenta complejos volcánicos parcialmente erosionados y secuencias volcánicas: lavas, brechas, domos y rocas piroclásticas andesítico-basálticas a dacíticas (SERNAGEOMIN, 2003).

3.3.4 Vegetación

La vegetación de la cuenca es característica de alta montaña, donde es determinante la altura y el relieve abrupto y montañoso en las comunidades vegetales. En la parte baja de la cuenca existe presencia de matorrales sub andinos y andinos hasta los 2000 metros aproximadamente. Sobre esta altura es predominante la vegetación del tipo estepa alto andina que se caracteriza por plantas bajas. Para la parte alta de la cuenca, sobre los 3000 metros, se presenta el desierto alto andino que posee escasa o nula vegetación (Muñoz et al., 2000).

4 METODOLOGÍA

4.1 Recopilación de información y preparación de datos

Se realiza la recopilación de datos de entrada meteorológicos, principalmente temperatura y precipitación de estaciones de monitoreo presentes en la cuenca. Los datos de calibración y validación son caudales observados a la salida de las subcuencas.

La modelación se realiza para el año hidrológico 2015-2016 ya que es el año en el que existe mayor disponibilidad de datos durante el periodo de acumulación de nieve desde la entrada en vigencia de la estación de Valle Nevado. La disponibilidad de datos en las estaciones se muestra en la Tabla 4.1.

Tabla 4.1 Disponibilidad de datos 2015-2016

Estación	Variable	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F	M
Valle Nevado	Meteorológicas												
	Nivométrica												
SFaYL	Temperatura												
	Precipitación												
	Caudal												
YLaSF	Temperatura												
	Precipitación												
	Caudal												
YLePC	Humedad relativa												
MaSF	Temperatura												
	Precipitación												
	Caudal												
MeLA	Temperatura												
	Precipitación												
	Caudal												

Sin datos

Completo

<20 días

<10 días

En la estación de Valle Nevado se tienen datos cada 15 minutos, y en las otras estaciones de la cuenca a nivel horario.

Además, se tienen datos de mediciones en terreno en el sector donde se ubica la estación de Valle Nevado (Tabla 4.2), con las que se pudo calcular el SWE (Ecuación 2.4). La metodología con la que se realizaron las calicatas, es la que describe Cornwell et al. (2016): La densidad de nieve se estimó mediante un promedio ponderado en profundidad de las densidades de nieve medidas en calicatas con una cuña de 1000 cc.

Las muestras se obtuvieron en intervalos regulares de 10 cm de profundidad a lo largo de la cara de la calicata o en la profundidad media aproximada de los estratos de nieve identificables para condiciones de nieve muy superficial.

Tabla 4.2 Calicatas realizadas en Valle Nevado para 2015

Fecha	Número de calicatas
15 Julio	2
12 Agosto	2
21 Septiembre	1
8 Octubre	2

Además, se hizo una recopilación de imágenes satelitales MODIS/Terra Snow Cover Daily L3 Global 500m Grid (MOD10A1) para validar los resultados. Éstas fueron procesadas de forma que se obtiene un valor diario de cobertura de nieve en cada subcuenca (Anexo B: Procesamiento imágenes MODIS).

4.2 Construcción modelo puntual en estación Valle Nevado

Para el balance de energía en el manto de nieve a nivel puntual se utiliza el modelo SNOBAL en CRHM (versión 06/07/2016). Las observaciones requeridas son:

- Temperatura del aire (°C)
- Humedad relativa (%)
- Velocidad del viento (m/s)
- Precipitación (mm/intervalo)
- Radiación solar incidente (W/m²)
- Radiación de onda larga incidente (W/m²)
- Albedo (-)

La estación de Valle Nevado mide directamente las 4 primeras variables meteorológicas.

Para obtener la radiación, se tienen dos tipos de instrumentos, piranómetros y radiómetro. Se utilizan los piranómetros ya que permiten medir la radiación de onda corta incidente y reflejada de forma independiente, y el radiómetro solo la onda corta neta. Se considera que los piranómetros miden radiación solar global (la combinación de radiación solar directa y difusa) en el rango de 400 a 1100 nm con un fotodiodo de silicio sin filtro. Su principal ventaja es que resisten las condiciones climáticas y son durables para uso en exterior en períodos extensos. Además, es un sensor desmontable y su instalación es

simple. En la Figura 4.1 se muestra la longitud de onda que mide el piranómetro en relación con el espectro solar.

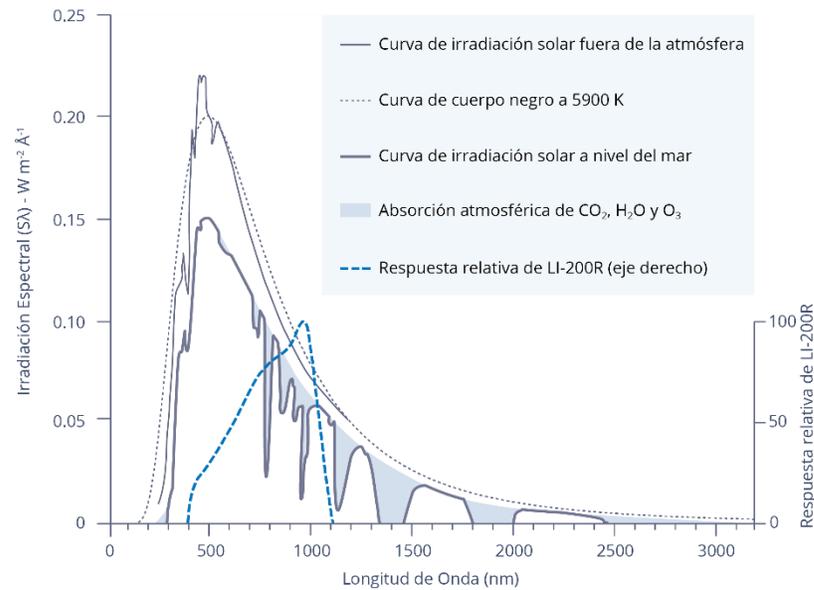


Figura 4.1 Respuesta espectral del LI-200R junto con la distribución energética en el espectro solar (Fuente: LI-COR página web oficial)

Luego para obtener la radiación de onda corta incidente se utilizan las mediciones del piranómetro y se corrigen según la siguiente fórmula (Ecuación 4.1), enunciada por Michalsky et al. (1987):

$$OC_{corr} = \frac{OC_{Li-200}}{a + b \cdot \ln(OC_{Li-200}) + c \cdot [\ln(OC_{Li-200})]^2} \quad \text{Ecuación 4.1}$$

Donde:

OC_{corr} : Radiación de onda corta corregida $\left[\frac{W}{m^2}\right]$

OC_{Li-200} : Radiación solar medida por el piranómetro $\left[\frac{W}{m^2}\right]$

$a = 0.9735$

$b = -0.0927$

$c = -0.0507$

Para obtener la radiación incidente de onda larga se utiliza el módulo longVt de CRHM que calcula la radiación a partir de la radiación de onda corta incidente medida, que incorpora la nubosidad y además la radiación solar global con cielo despejado.

Finalmente, para obtener el albedo se utiliza la radiación solar corregida en la Ecuación 2.7. Se calcula a nivel horario y luego se promedian los valores de albedo

obtenido en las horas cercanas al medio día. En este horario las mediciones de radiación solar son más precisas debido a que el sol se encuentra en un ángulo de incidencia de aproximadamente 0° , y la luz se recibe directamente en la superficie superior del ojo del sensor.

Se tienen mediciones en la estación de Valle Nevado desde el 16 de mayo al 8 de octubre de 2015, por lo que el resto del período fue rellenado con distintos métodos, que se describen en el Anexo A: Relleno de datos.

4.3 Construcción modelo semi-distribuido en la cuenca

4.3.1 Delimitación de Unidades de respuesta hidrológica

Para simplificar el modelamiento, la cuenca se subdivide en unidades de respuesta hidrológica (URH) que corresponden a unidades espaciales con características biofísicas determinadas que responden al ciclo hidrológico de distinta manera. Para delimitarlas se utilizan los siguientes criterios:

1. **Subcuencas:** según estaciones DGA y puntos donde se requiere el caudal.
2. **Línea de nieves:** Para el período de simulación, la línea de nieves llegó a su punto más bajo a 1920 msnm en la cuenca vecina del río Maipo en el Manzano, según datos procesados de cobertura nival (Garreaud, 2016).
3. **Uso de suelo:** La cuenca posee poca intervención humana, por lo que su uso se divide principalmente en suelo desnudo en la parte más alta (sobre 3000 msnm) y suelo cubierto de vegetación, principalmente matorrales de escasa altura.
4. **Riberas de ríos principales:** Se definieron URHs en las riberas del río San Francisco, estero Yerba Loca y río Mapocho de 200 metros en cada lado de ancho, y 250 metros de ancho para el río Molina en la parte alta de la cuenca. Esto debido a que en los valles pueden existir acuíferos y además porque en las riberas existe mayor vegetación sobre todo en la zona baja de la cuenca, donde hay presencia de bosques.
5. **Aspecto:** La orientación de las laderas determina la exposición a la radiación solar y al efecto del viento, por lo que a cada URH se le asigna una orientación promedio.
6. **Pendiente:** Se divide en baja (0° - 25°), media (25° - 60°) y alta (60° - 90°). Para pendientes bajas, la acumulación de nieve puede alcanzar hasta 5 metros de profundidad sin resbalar por las laderas. Mientras que para pendientes medias, entre uno y cinco metros. Finalmente para pendientes sobre 60° el manto de nieve se mantiene estático solo si su profundidad es menor a un metro, de lo contrario se producen deslizamientos (Bernhardt & Schulz, 2010).
7. **Altitud:** Se divide en 2000, 3000 y 4000 msnm. Esta subdivisión se utiliza para que la altitud promedio de cada URH esté acotada en un rango, para luego establecer correctamente su temperatura y precipitación.

La cuenca se subdivide en 119 unidades de respuesta hidrológica (URH), como se muestra en la Figura 4.2. Luego, se realiza un rastreo entre ellas, dirigiendo el agua como una cascada entre URHs, en el sentido que debería escurrir según pendiente y altura.

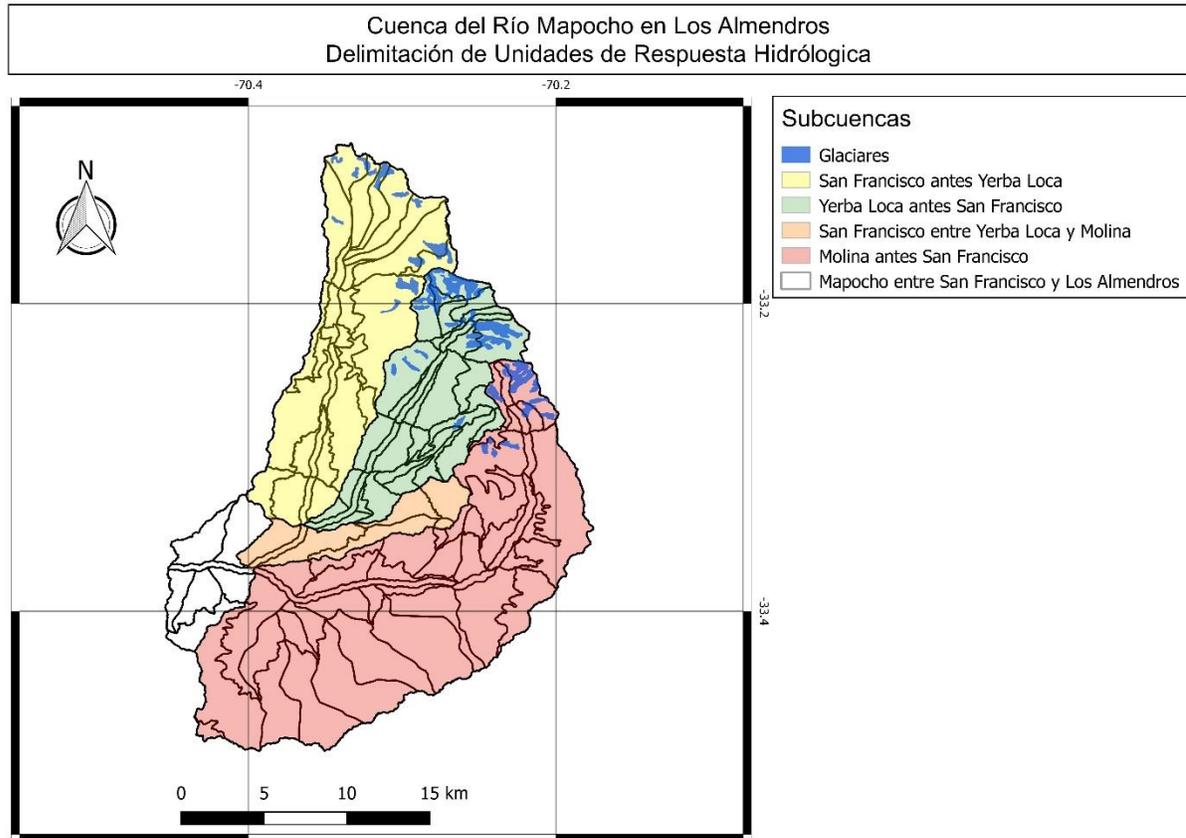


Figura 4.2 Delimitación de unidades de respuesta hidrológica para modelo semi-distribuido. Elevación según satélite SRTM

4.3.2 Distribución espacial variables meteorológicas

4.3.2.1 Temperatura

Para la distribución de temperatura en la cuenca se utiliza la información horaria de la estación en Valle Nevado, y luego se usa un gradiente de $0.3^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ para todo el período de simulación, por lo que la temperatura en cada URH se obtiene según la elevación promedio a la que se encuentra. Este gradiente se calibró considerando que para gradientes mayores a este, se generaba mayor precipitación líquida entre mayo y julio, y el modelo mostraba máximos de caudal a la salida de las subcuencas MaSF y YLaSF que no concordaban con lo observado en las estaciones de la DGA.

4.3.2.2 Precipitación

Para distribuir la precipitación en la cuenca se utiliza información de precipitación mensual de las estaciones MeLA, MaSF, YLaSF, SFaYL y VN. Se calcula un gradiente logarítmico y se calculan los coeficientes según la Ecuación 4.2:

$$Pp(z, t) = \frac{A \ln(z) + B}{A \ln(z_{VN}) + B} Pp_{VN}(t) \quad \text{Ecuación 4.2}$$

Donde:

z : elevación (msnm)

z_{VN} : elevación estación Valle Nevado, 3038 (msnm)

$Pp(z, t)$: Precipitación en la elevación z en el tiempo t (mm)

$Pp_{VN}(t)$: Precipitación estación Valle Nevado en tiempo t (mm)

Los coeficientes obtenidos son $A=379.1$ y $B=-2346.8$, a través del gradiente calculado que se muestra en la Figura 4.3.

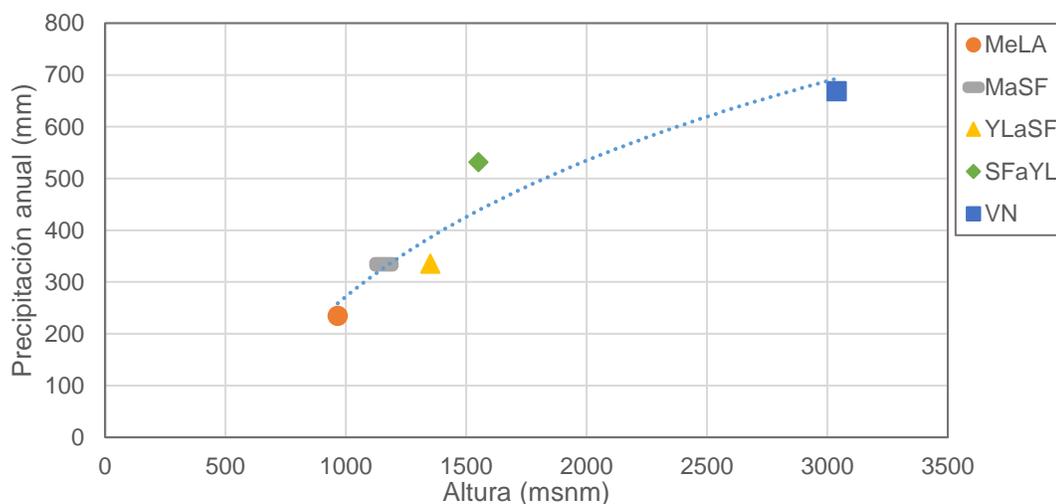


Figura 4.3 Precipitación anual según estaciones de la cuenca por elevación

Luego se definen 8 bandas de elevación desde los 1000 hasta 4500 msnm, con un intervalo de 500 m entre cada una. Se calcula la precipitación horaria en cada URH según la banda en la que se encuentren. Este método considera que cuando precipita en Valle Nevado, precipita en toda la cuenca.

4.3.2.3 Radiación solar

La radiación solar de onda corta depende de factores del terreno tales como pendiente, altitud, aspecto, latitud y día del año, por lo que para determinarla en cada URH estas variables deben ser consideradas. Para incorporarlas se utiliza el módulo r.sun de GRASS GIS (GRASS Development Team, 2016), que entrega un mapa ráster para cada día del año con la radiación directa y difusa para cielo despejado. Como esta radiación no incluye el efecto de la nubosidad, se utiliza la Ecuación 4.3 (Fernández, 2016) para distribuir la radiación observada en la estación de Valle Nevado en el resto de la cuenca.

$$OC \downarrow (x, t) = \frac{OC \downarrow_{r.sun} (x, d_t)}{OC \downarrow_{r.sun} (x_{VN}, d_t)} OC \downarrow_{VN} (t) \quad \text{Ecuación 4.3}$$

Donde:

$OC \downarrow (x, t)$: Radiación solar incidente en la URH x para tiempo t [$W m^{-2}$]

$OC \downarrow_{r.sun} (x, d_t)$: Radiación solar incidente promedio en la URH x según r. sun para el día d_t correspondiente al tiempo t [$W m^{-2}$]

$OC \downarrow_{r.sun} (x_{VN}, d_t)$: Radiación solar incidente promedio en URH de estación Valle Nevado según r. sun para el día d_t correspondiente al tiempo t [$W m^{-2}$]

$OC \downarrow_{VN} (t)$: Radiación solar incidente medida en Estación Valle Nevado en el tiempo t [$W m^{-2}$]

5 RESULTADOS

5.1 Modelo de balance de energía puntual

Se calcula el balance de energía en CRHM en el sitio de emplazamiento de la estación Valle Nevado, utilizando los siguientes módulos:

- **Basin:** Declara los parámetros generales para el modelo, como por ejemplo el área de la cuenca, área de cada HRU, latitud, elevación, pendiente y aspecto.
- **Obs:** Lee los datos meteorológicos a partir del archivo de observación. El paso de tiempo se define según este archivo.
- **Albedo_obs:** Lee la serie de observaciones de albedo.
- **Intcp:** Maneja la intercepción de verano e invierno una vez que se finalizan los algoritmos. A pesar de que en la zona de estudio la vegetación es escasa, debe incluirse ya que este módulo es requerido por SNOBAL.
- **pbsmSnobal:** Calcula el transporte y sublimación de nieve en cada intervalo, usando la velocidad del viento, temperatura del aire y humedad relativa.
- **SnobalCRHM:** Modelo que usa el balance de energía puntual para calcular derretimiento de nieve y predecir la escorrentía.

5.1.1 Datos de entrada

El período de simulación se extiende desde el 1 de abril de 2015 al 1 de abril de 2016, lo que corresponde a un año hidrológico completo. En la Figura 5.1 y Figura 5.2 se grafican las series de tiempo de las forzantes meteorológicas de entrada de temperatura y precipitación.

En la Figura 5.1 se muestra la serie de tiempo de la temperatura, la cual registra temperaturas bajo 0°C desde fines de mayo hasta fines de octubre, lo cual concuerda con el clima de la región, donde las temperaturas mínimas ocurren en invierno. Desde noviembre en adelante existen temperaturas que se mantienen superiores a 0°C, alcanzando máximas de hasta 25°C durante los meses de verano, meses más cálidos.

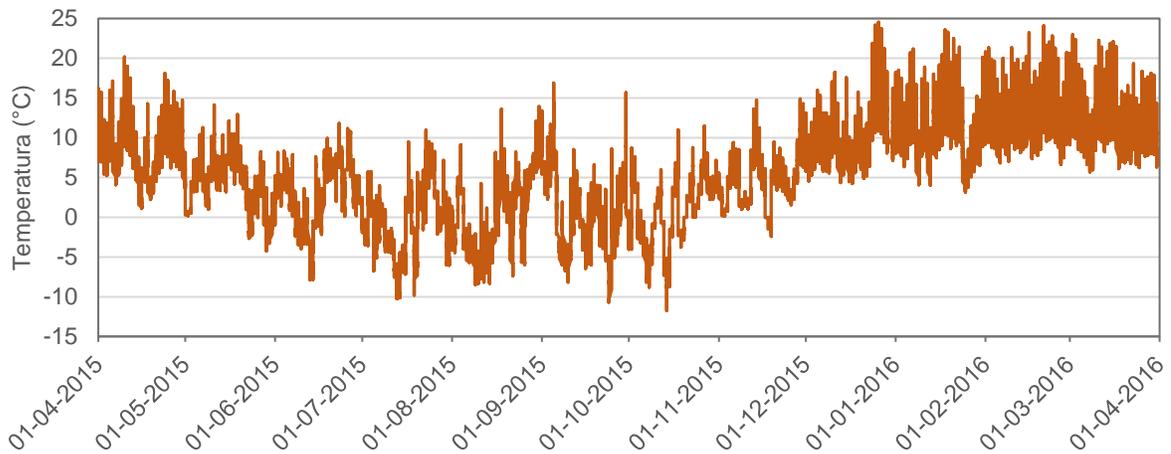


Figura 5.1 Temperatura en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016

En la Figura 5.2 se muestran los eventos de precipitación del año, los cuales se concentran en los meses de invierno, desde junio a septiembre. La precipitación anual alcanza los 668 mm, superior a la precipitación anual promedio de la zona de 550 mm (DGAC, 2001). Existen varios eventos importantes de precipitación en octubre y noviembre, los cuales no son frecuentes en esta época del año (primavera), además de un evento en el mes de enero, poco usual para este mes de verano que normalmente es seco. Desde el 8 de octubre en adelante corresponde a datos rellenados, por lo que las tormentas podrían estar sobreestimadas.

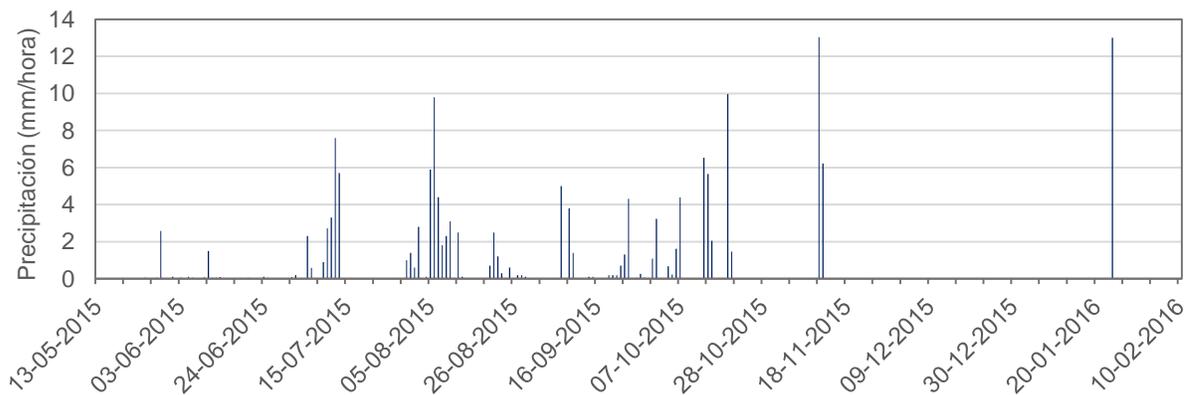


Figura 5.2 Precipitación en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016

Las demás forzantes de entrada como humedad relativa, viento, radiación solar y albedo se muestran en el Anexo A: Relleno de datos.

5.1.2 Evolución del Albedo

El comportamiento del albedo depende de diversos factores, como la profundidad de la nieve acumulada y la ocurrencia de la última nevada, entre otros. Esto se puede observar claramente en el albedo calculado a partir de observaciones de radiación solar en Valle Nevado durante la temporada de acumulación de nieve, donde luego de un evento de precipitación significativa el albedo aumenta y luego decae en función del tiempo. En la Figura 5.3, se muestra el albedo calculado y se marca cuando ocurre la nevada.

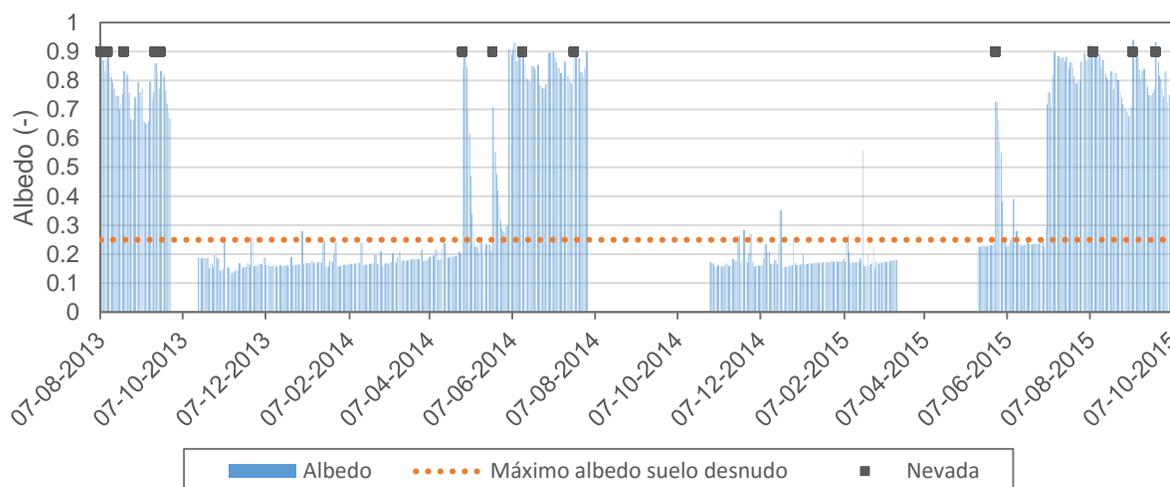


Figura 5.3 Albedo calculado en Valle Nevado desde agosto 2013 hasta octubre 2015

En la Figura 5.4 y Figura 5.5 se observan tendencias de decaimiento del albedo según el período en el que se encuentra el manto de nieve, correspondiente al decaimiento en un manto frío y en un manto derriéndose, considerando las condiciones meteorológicas imperantes (Tabla 5.1 y Tabla 5.2). Para una simplificación del análisis, se divide la evolución del albedo de otoño e invierno. Este análisis no se realiza para todas las nevadas que ocurren, si no para aquellas donde se puede observar claramente el comienzo de la tormenta y luego un decaimiento del albedo durante días posteriores, en los que no existen precipitaciones significativas.

Para el período de invierno, donde se tiene un manto frío debido a menores temperaturas y radiación solar, se observan tasas de decaimiento entre 0.01 y 0.03 por día y un albedo máximo de 0.9 (Figura 5.4, donde S1, S2, ... representa cada serie donde ocurre una nevada). Las series 9 y 10 del decaimiento de invierno (Tabla 5.1) tienen pendientes más cercanas a las que se generan en otoño, por lo que no deberían incluirse en el modelo estadístico de invierno. Para el otoño (Figura 5.5), donde normalmente no existe acumulación previa de nieve y existen mayores temperaturas y radiación solar, al ocurrir una nevada el albedo decae a una tasa entre 0.05 y 0.1 por día (Tabla 5.2), ya que la nieve caída se derrite rápidamente.

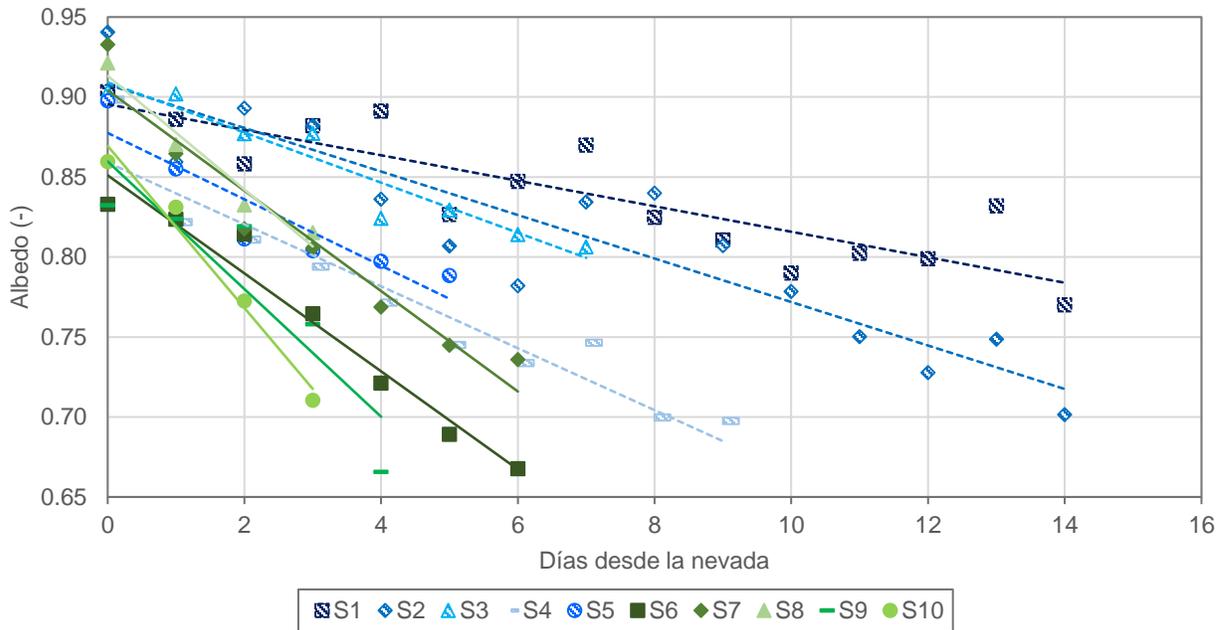


Figura 5.4 Decaimiento del albedo para invierno

Tabla 5.1 Series decaimiento del albedo para invierno

Fecha	Serie	Pendiente	Albedo máximo	R2	Nevada (mm/tormenta)
09-08-2015	1	-0.008	0.90	0.9	12
07-09-2015	2	-0.014	0.91	0.8	28
22-07-2014	3	-0.016	0.92	0.9	6.9
12-08-2013	4	-0.019	0.88	0.9	24.3
14-06-2014	5	-0.021	0.90	0.9	50.6
20-09-2013	6	-0.031	0.88	1	9.7
24-09-2015	7	-0.031	0.90	0.9	35.14
07-08-2013	8	-0.036	0.95	1	75.85
24-08-2013	9	-0.04	0.90	0.8	3.9
16-09-2013	10	-0.051	0.92	1	12.2

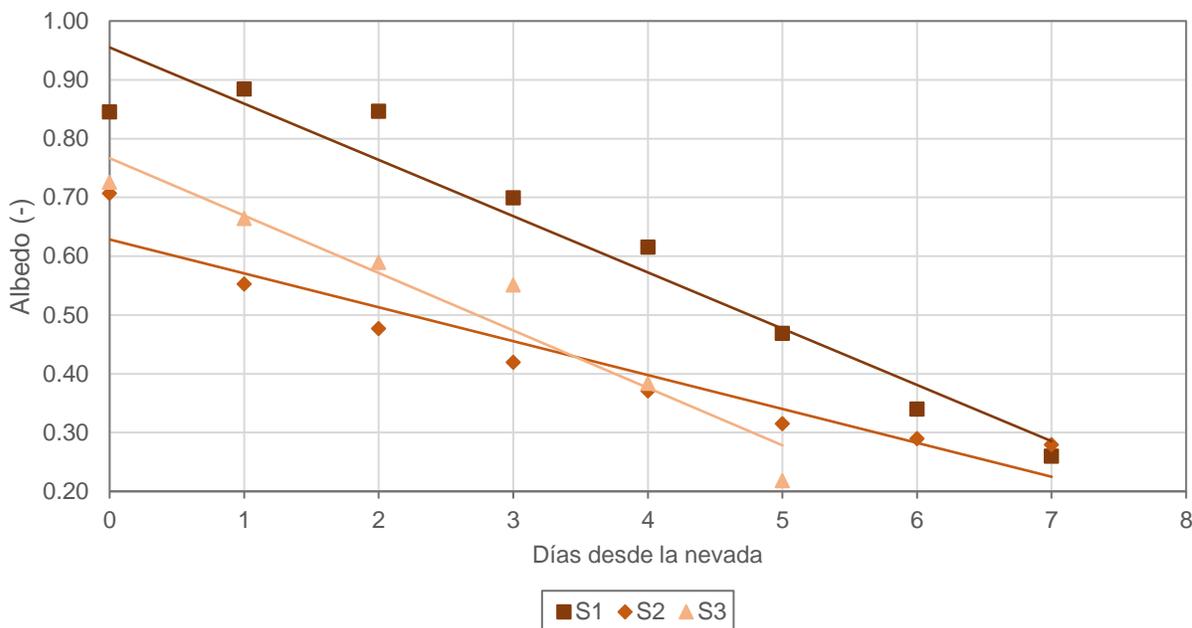


Figura 5.5 Decaimiento del albedo para otoño

Tabla 5.2 Series decaimiento del albedo para otoño

Fecha	Serie	Pendiente	Albedo máximo	R2	Nevada (mm/tormenta)
29-05-2015	1	-0.098	0.77	0.93	7.6
23-05-2014	2	-0.058	0.63	0.91	93.42
01-05-2014	3	-0.098	0.96	0.94	28.56

5.1.3 Modelación del Snow Water Equivalent

Para validar los resultados de SWE obtenidos con CRHM, se utilizan datos del equipo Snow-Scale de la estación de Valle Nevado, sin embargo, para el período de estudio sólo se tienen mediciones durante 7 días. Además, se calcula el SWE en base a datos de calicatas realizadas en terreno en 4 días durante la temporada de acumulación de nieve (Tabla 4.2). Por otro lado, se tiene el fSCA obtenido a partir de imágenes satelitales que entrega el porcentaje cubierto de nieve donde se ubica la estación. La comparación de estas variables se muestra en la Figura 5.6.

El SWE modelado tiene una buena correlación con respecto al SWE calculado a partir de datos obtenidos en terreno (Tabla 5.3). Para el terreno del 21-09-2015 se hizo sólo una calicata y no 2 como en las otras fechas de terreno, lo que puede influir en que exista un mayor error entre lo modelado y medido. El fSCA muestra una duración del manto de nieve desde principios de julio hasta mediados de noviembre lo que coincide

con el SWE modelado, al igual que el decaimiento de este con las mediciones in situ obtenidas por el equipo Snow Scale (Figura 5.6).

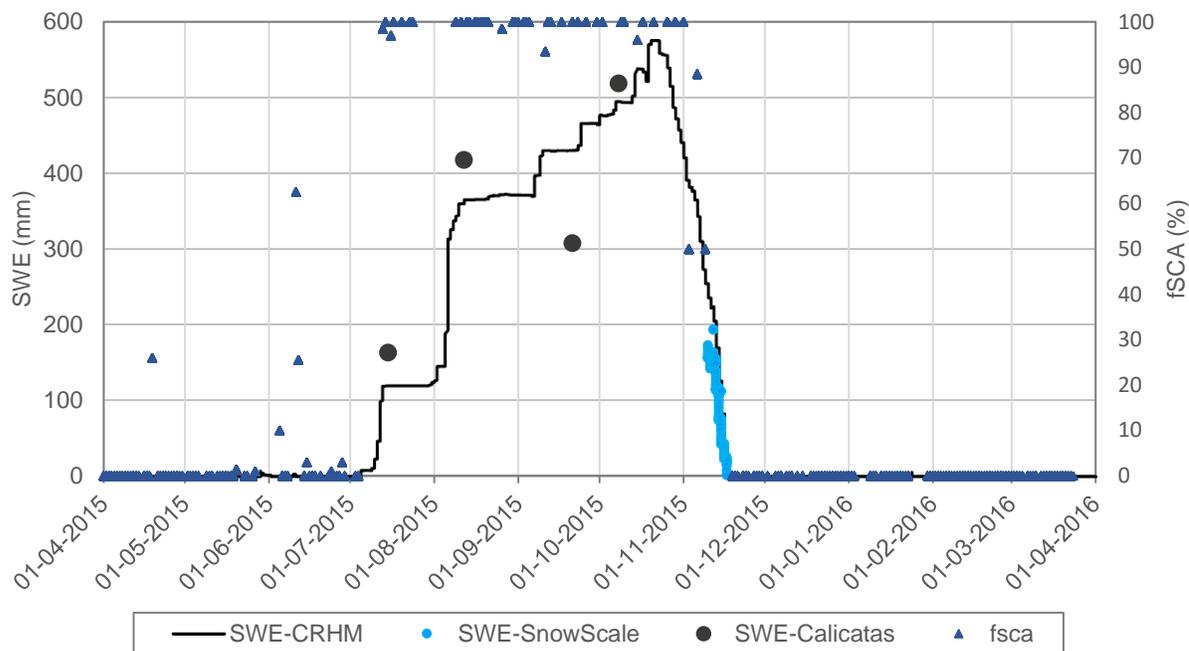


Figura 5.6 SWE y fracción cubierta de nieve en Valle nevado

Tabla 5.3 Comparación SWE calicatas y CRHM

Fecha	SWE (mm)				Error (%)
	Calicata 1	Calicata 2	Promedio calicatas	CRHM	
15-07-2015	158	168	163	119	27
12-08-2015	430	405	417	365	13
21-09-2015	308	-	308	429	39
08-10-2015	554	483	519	492	5

5.1.4 Intercambio de energía en el manto de nieve

Para los meses de acumulación y derretimiento de nieve, el modelo calcula el flujo de energía en el manto según componente. La Figura 5.7 muestra que el intercambio de energía promedio en el manto es negativo desde mayo a septiembre, período de acumulación de nieve, y positivo en octubre y noviembre donde ocurre el derretimiento, lo que también se ve en la radiación neta en la Figura 5.8. Las variaciones estacionales influyen en el balance de energía, y además se observa que en el área de estudio los flujos radiativos (Q_{ns} y Q_{nl} en la Figura 5.7) representan la mayor cantidad de flujo de energía en el manto.

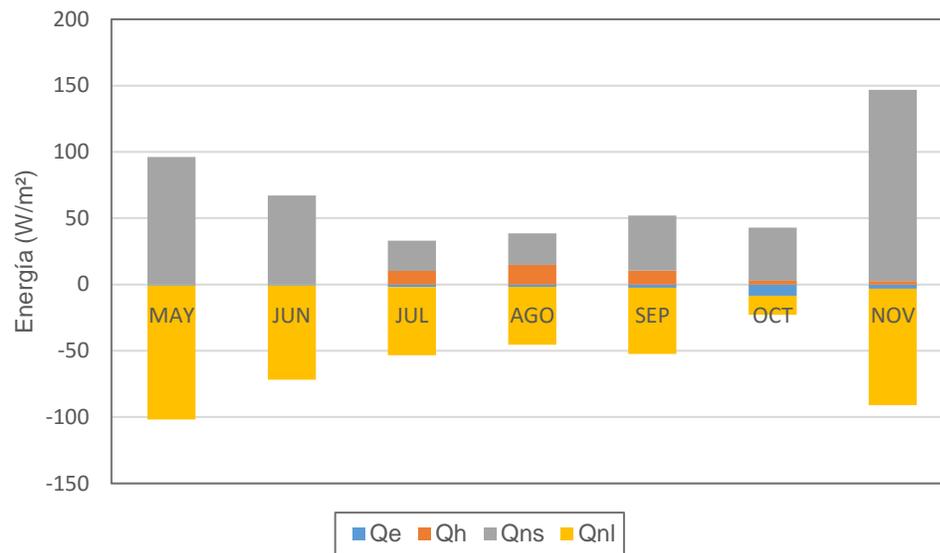


Figura 5.7 Flujo de energía en el manto de nieve en Valle Nevado

Tabla 5.4 Componentes del balance de energía en el manto de nieve Valle Nevado

	Calor (W/m ²)		Radiación (W/m ²)		
	Latente	Sensible	Onda corta	Onda larga	Neta
	Qe	Qh	Qns	Qnl	Rn
Mayo	-0.7	0.1	96.1	-101.2	-5.0
Junio	-0.9	0.3	66.8	-70.9	-4.1
Julio	-2.0	10.3	22.8	-51.4	-28.7
Agosto	-1.7	14.9	23.7	-43.6	-19.9
Septiembre	-2.5	10.6	41.3	-49.9	-8.6
Octubre	-8.5	2.9	40.0	-14.4	25.6
Noviembre	-3.1	2.5	144.3	-87.9	56.4

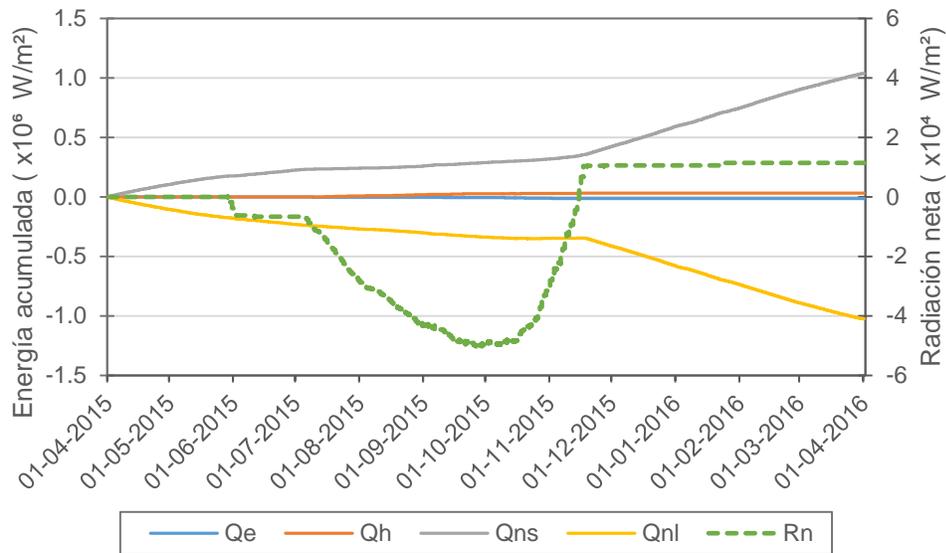


Figura 5.8 Energía acumulada en el Manto de nieve Valle Nevado

Durante el invierno la radiación neta de onda corta es menor debido al alto albedo que presenta el manto y debido a que los días son más cortos. Esta componente representa la mayor fuente de energía para el derretimiento del manto. Durante el mes de noviembre se generan los mayores derretimientos, cuando la radiación neta de onda corta es mayor. Por otro lado, la radiación neta de onda larga, que representa una pérdida de energía en el manto, es menor durante los meses de invierno. En octubre se aprecia una disminución significativa. Esto debido a que depende de la temperatura atmosférica y del manto, cercana a 0°C durante este mes, pues comienzan los derretimientos (Figura 5.9). Esto se traduce en que es positiva en algunos períodos del mes, ya que la temperatura atmosférica es positiva y la del manto 0°C, por ende al calcular el promedio mensual es negativa, pero en magnitud es más pequeña.

Los flujos turbulentos de calor latente y sensible aportan un intercambio de energía menor en el manto, con rango promedio entre -3.1 y -0.7 W/m² y entre 0.1 y 14.9 W/m² respectivamente. La transferencia de calor sensible se genera debido a la diferencia de temperatura entre la superficie del manto y la atmósfera. Durante toda la temporada, en promedio la temperatura atmosférica es más alta que la de la nieve acumulada, pero para los meses de julio, agosto y septiembre esta diferencia es mayor, por lo que se genera una ganancia significativa de energía en el manto, lo que puede observarse en la Figura 5.7. Por otra parte, el calor latente representa una pérdida de energía del manto, la cual es mayor en octubre (Tabla 5.4) debido a que en este período la nieve se está derritiendo y el manto posee agua líquida durante todo el período, por lo que ocurre una transferencia mayor de vapor desde el manto a la atmósfera.

5.1.5 Derretimiento y contenido de frío

En la Figura 5.9 y Figura 5.10, se muestra el derretimiento diario y acumulado respectivamente, y en la Figura 5.11 el contenido de frío del manto de nieve donde se ubica la estación de Valle Nevado.

La Figura 5.9 muestra el derretimiento diario para el período de simulación, donde ocurren eventos aislados de deshielo menores a 5 mm a fines de mayo y a principios de septiembre. El derretimiento significativo del manto ocurre durante noviembre, alcanzando un máximo de 44 mm por día. Esto también puede observarse en la Figura 5.10 donde hasta fines de octubre se tiene un derretimiento acumulado de 150 mm aproximadamente, y a fines de noviembre se tienen 609 mm acumulados, lo que indica que más del 70% de los derretimientos ocurre durante noviembre. Esto se ajusta a la existencia de mayores caudales medios mensuales en la cuenca durante este período (Figura 3.2) y además coincide con el SWE modelado que llega a cero a mediados de noviembre (Figura 5.6).

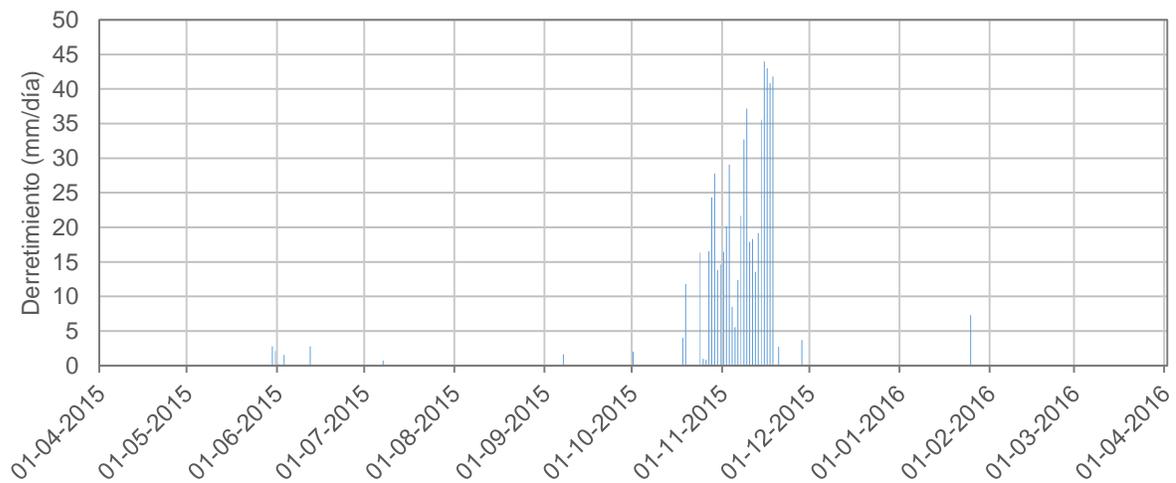


Figura 5.9 Derretimiento diario

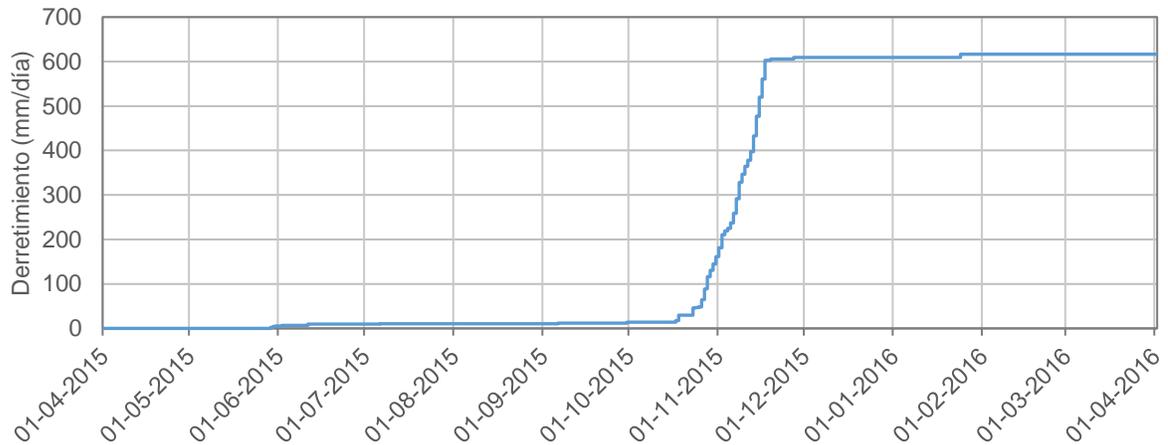


Figura 5.10 Derretimiento acumulado

En la Figura 5.11 se observa que durante los meses de julio y agosto el contenido de frío es mayor en magnitud, meses de acumulación de nieve en los cuales se requiere mayor energía para derretir el manto, debido a que la radiación solar, que aporta energía es menor. A principios de septiembre el contenido de frío se acerca a cero ya que se alcanza la energía necesaria para el derretimiento (Figura 5.9), al igual que a fines de septiembre y principios de octubre donde existen derretimientos menores. En estos días el contenido de frío oscila en torno a cero, lo que significa que ocurren ciclos de derretimiento durante el día y congelamiento durante la noche. El agua de estos derretimientos no sale inmediatamente como escorrentía, ya que el manto puede contener agua líquida. Luego las dos primeras semanas de octubre el contenido de frío vuelve a aumentar en magnitud debido a que ocurren nuevas tormentas de nieve. A mediados de este mes, también existen ciclos de derretimiento y congelamiento en el manto. Desde el 20 de octubre en adelante la mayor parte del tiempo el contenido de frío es cero, esto indica que el manto de nieve alcanza la temperatura de 0°C y se derrite completo, lo que se observa también en los resultados de derretimiento diario y acumulado (Figura 5.9 y Figura 5.10).

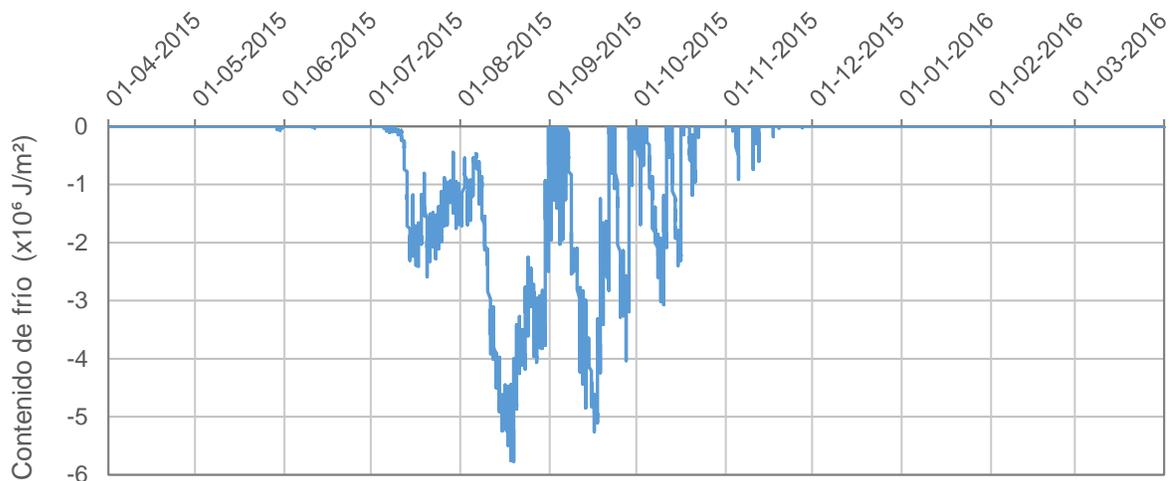


Figura 5.11 Contenido de frío del manto de nieve

5.1.6 Análisis bajo cambio climático

Para observar el efecto de las proyecciones de cambio climático que pueden afectar la acumulación de nieve en la zona de estudio se simula el efecto de aumentar la temperatura y disminuir la precipitación para el modelo puntual, considerando el cambio de una sola variable (Figura 5.12). Además, se realizan dos simulaciones considerando los escenarios proyectados, que combinan cambios de temperatura y precipitación (Figura 5.13):

1. Escenario pesimista: Aumento de 4°C en la temperatura y disminución de la precipitación en 30%
2. Escenario moderado: Aumento de 2°C en la temperatura y disminución de la precipitación en 10%

Los resultados de SWE modelados muestran que la acumulación de nieve y la duración del manto son afectadas por las variaciones de cambio climático. Se observa que el modelo es sensible tanto a los cambios de precipitación que de temperatura (Figura 5.12), sin embargo, la acumulación se ve más afectada por la disminución de la precipitación durante la temporada.

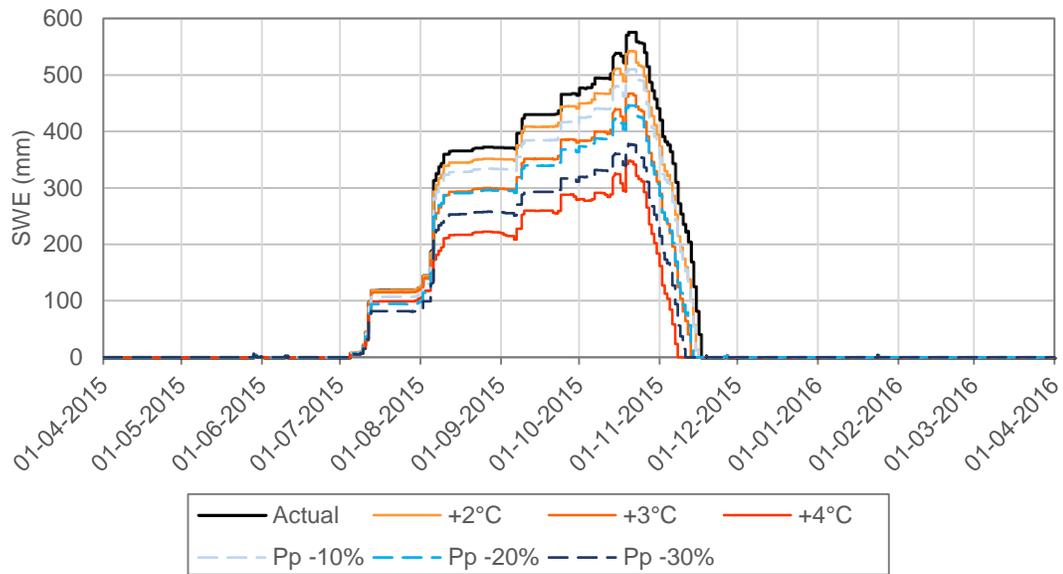


Figura 5.12 Comparación SWE bajo distintas condiciones de temperatura y precipitación

Según las proyecciones consideradas (Figura 5.13) se modela el SWE con condiciones meteorológicas actuales y luego para los escenarios proyectados. Para el escenario moderado (+2°C y precipitación -10%) la duración del manto de nieve no varía significativamente, mientras que el SWE máximo disminuye en aproximadamente en un 20%. Para el caso pesimista (+4°C y precipitación -30%) el SWE máximo se reduce a menos del 30%, lo que implica que la acumulación de nieve es mucho menor. Además, se observa un adelanto en el derretimiento de nieve, lo que significa que se acorta el período de duración del manto.

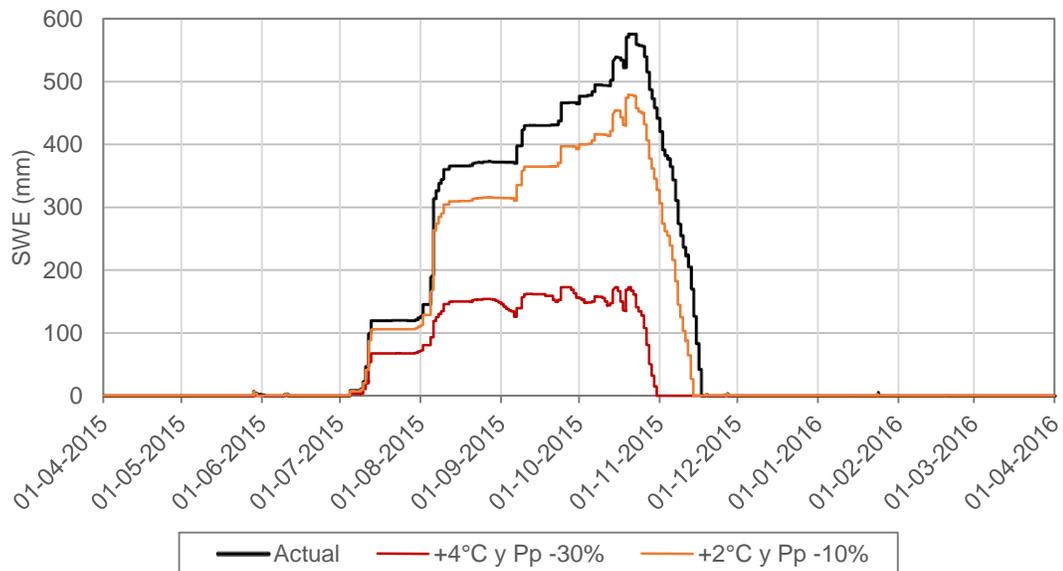


Figura 5.13 Comparación SWE para escenarios proyectados de cambio climáticos

En la Figura 5.14 se muestra el SWE máximo y la duración del manto según todas las condiciones climáticas modeladas, como un resumen de los resultados mostrados en la Figura 5.12 y Figura 5.13. Para la situación con el clima actual, se tiene una duración del manto de nieve de aproximadamente 19 semanas y un SWE máximo de 576 (mm). Estas variables no cambian significativamente con el aumento de 2°C en la temperatura o la disminución de un 10% de la precipitación. Luego para los casos de +3°C, Pp-20% y escenario moderado (+2°C y Pp-20%) si se observa que el SWE máximo es menor a 500 mm, pero la duración del manto no disminuye de forma importante. Para los casos en que la precipitación disminuye un 30% o para un aumento de 4°C en la temperatura, se tiene una disminución mayor en el máximo SWE (menor a 400 mm) y la duración del manto es de 18 semanas aproximadamente. Finalmente, para el escenario pesimista, donde se combina el efecto de mayor cambio en temperatura y precipitación (+4°C y Pp-30%) el SWE disminuye a menos del 30% del actual, además que el derretimiento total del manto de adelanta en 3 semanas.

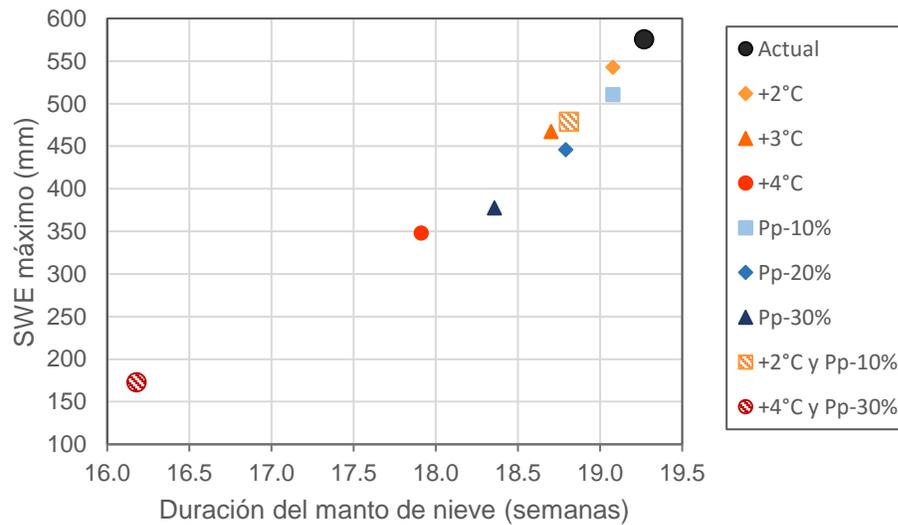


Figura 5.14 SWE máximo y duración del manto según condiciones climáticas

5.2 Modelo semi-distribuido cuenca Mapocho en Los Almendros

CRHM posee más de un módulo para modelar cada proceso hidrológico que ocurre dentro de la cuenca. Para este trabajo en particular, se utilizan los mismos módulos que en el de balance de energía puntual construido para Valle Nevado, y además se agregan los siguientes:

- **Albedo_richard:** Estima el albedo de nieve durante todo el invierno y en el período de derretimiento. El algoritmo desarrollado utiliza valores diarios de radiación neta, temperaturas máximas y mínimas diarias, nevadas y cubierta de nieve SWE, además de tasas de decaimiento del albedo para manto frío y manto derriéndose. Estas tasas fueron calibradas según los resultados obtenidos en la sección Evolución del Albedo. La estimación del albedo a través de este módulo de comparó con lo calculado a partir de mediciones en Valle Nevado, obteniéndose una aproximación satisfactoria (Anexo D: Comparación albedo).
- **Evap:** Calcula la evapotranspiración usando el método de Penman-Monteith.
- **Ayers:** Modela la infiltración en suelo no congelado considerando la cobertura de vegetación y la textura del suelo.
- **K_estimate:** Estima los factores de drenaje que controlan las tasas de flujo lateral y vertical en las capas de suelo y de agua subterránea a partir de una conductividad hidráulica saturada dada.
- **Soil:** Modela el suelo como dos capas, una de recarga (superficial) y otra subsuperficial. Calcula la humedad del suelo a lo largo del año.
- **Netroute_M:** maneja el rastreo de la escorrentía superficial, la escorrentía subsuperficial y el rastreo de cada URH usando el método Muskingum. El flujo de salida de una URH se calcula retrasando su flujo de entrada por el tiempo de recorrido a través de la URH, luego lo rastrea a través de un embalse de almacenamiento lineal definida por la constante de almacenamiento K. El flujo de salida de una URH puede ser desviado a la entrada de otra URH o dirigido directamente a la salida de la cuenca.

5.2.1 Cobertura nival

Para validar los resultados de la duración del manto de nieve en la cuenca, considerando desde la acumulación hasta el derretimiento de nieve, se utiliza el fSCA obtenido de imágenes satelitales para las subcuencas sobre los 2000 metros, donde se encuentra la línea de nieves y se compara con el fSCA obtenido del CRHM para cada subcuenca (Figura 5.15 a la Figura 5.18).

El fSCA según los resultados de la modelación en CRHM se calcula según la Ecuación 5.1 y Ecuación 5.2:

$$\text{Si } SWE_i(d) > 5 \text{ mm} \rightarrow fsc a_i(d) = 100\% \quad \text{Ecuación 5.1}$$

$$fsc a_s(d) = \sum_{i=1}^N \frac{fsc a_i(d) \cdot \text{Área}_i}{\text{Área}_s} \quad \text{Ecuación 5.2}$$

Donde:

$SWE_i(d)$: SWE obtenido en CRHM para URH i en el día d

$fsc a_s(d)$: Fractional snow covered area para subcuena s en el día d

$fsc a_i(d)$: Fractional snow covered area para URH i en el día d

Área_i : Área URH i

Área_s : Área subcuena s

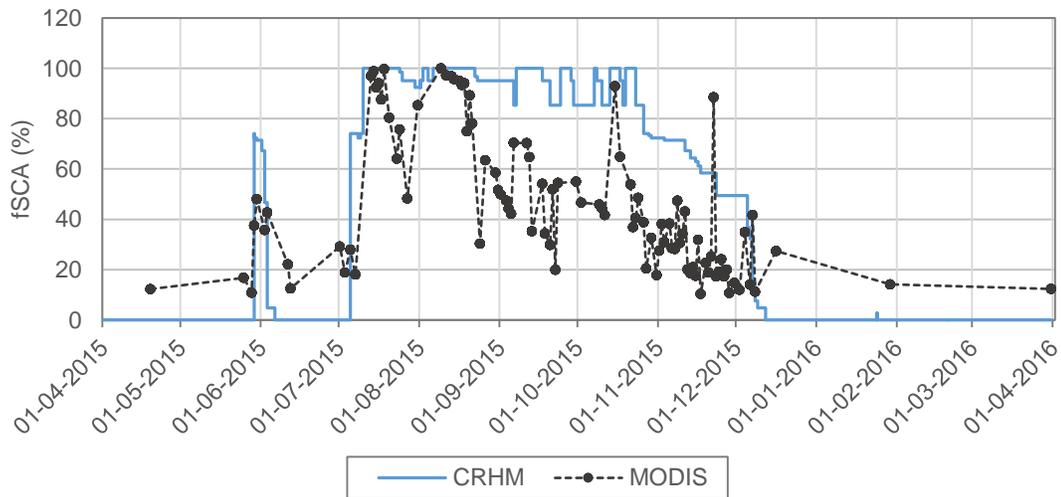


Figura 5.15 Fractional Snow Covered Area subcuena SFaYL

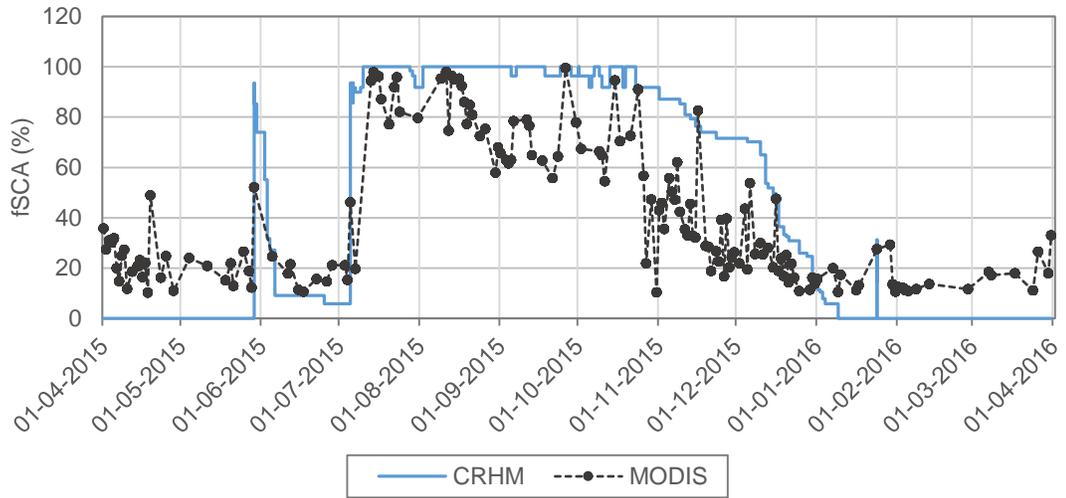


Figura 5.16 Fractional Snow Covered Area subcuenca YLaSF

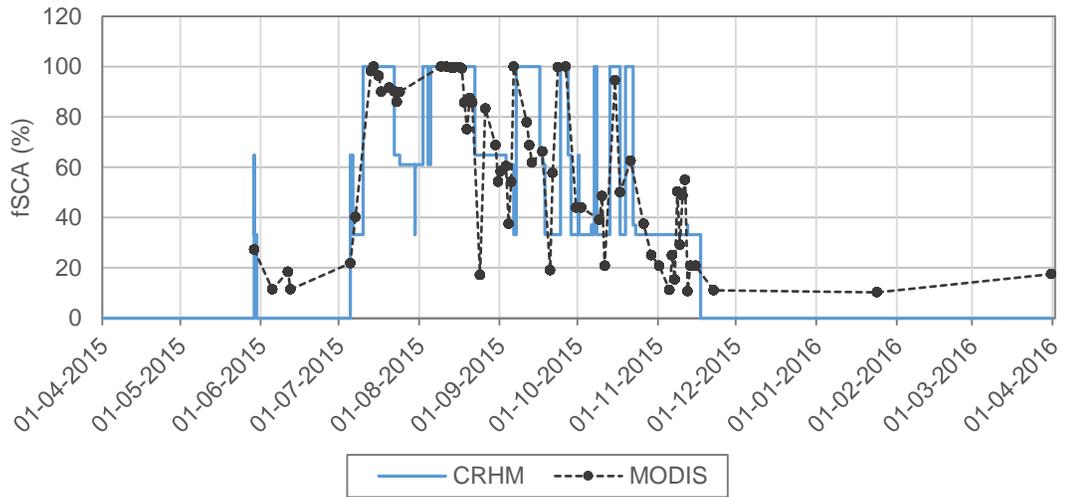


Figura 5.17 Fractional Snow Covered Area subcuenca SFeYLyM

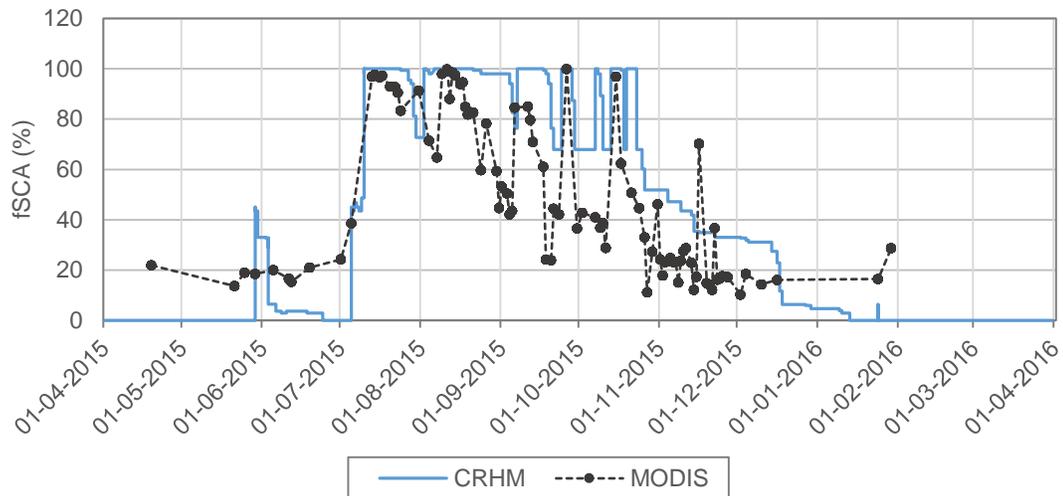


Figura 5.18 Fractional Snow Covered Area subcuena MaSF

Los resultados entre el fSCA obtenido por imágenes satelitales y el obtenido considerando los resultados de la modelación en CRHM muestran una buena correlación (Tabla 5.5), considerando que el fSCA dado por el modelo tiene una resolución menor, por lo que sobreestima el área cubierta de nieve.

Tabla 5.5 Coeficiente de correlación R^2 para fSCA en cada subcuena

Subcuena	SFaYL	YLaSF	SFeYLyM	MaSF
R^2	0.44	0.67	0.69	0.61

Es importante destacar, que para las 4 subcuencas se tiene que la duración del manto de nieve modelado en CRHM coincide con lo obtenido a través de las imágenes MODIS. Según lo modelado y observado, ocurre una nevada en la cuenca a fines de mayo, donde el manto se derrite y desaparece rápidamente. Luego el manto nival comienza a desarrollarse a principios de julio para toda la cuenca, y se mantiene hasta mediados de noviembre para SFeYLyM (Figura 5.17), principios de diciembre para SFaYL (Figura 5.15) y mediados de enero para YLaSF (Figura 5.16) y MaSF (Figura 5.18), que son las subcuencas que tienen mayor porcentaje de su área sobre los 4000 msnm (20% y 5% respectivamente), donde las temperaturas son menores y la nieve tarda más en derretirse. Además, se tiene que en la subcuena YLaSF existe un fSCA observado mayor a 10% en el período donde ya no existe manto de nieve, lo que se debe probablemente a los glaciares presentes en su zona alta.

El fSCA obtenido a partir de las imágenes satelitales fue filtrado, y sólo se grafican los días que presentan un valor mayor a 10%. Además, en las imágenes a veces existe presencia de nubes, las cuales no permiten ver si existe cubierta de nieve. Estos píxeles no fueron rellenados en el procesamiento de las imágenes, por lo que, al calcular el

promedio de fracción cubierta de nieve en la subcuenca, pueden resultar valores menores a los que realmente existen y subestimar el fSCA.

5.2.2 Derretimiento semanal

En la Figura 5.19 se grafica el derretimiento acumulado semanal simulado de cada URH, para las 119 URH de la cuenca en estudio. Durante las primeras semanas, desde el 27 de mayo al 10 de junio 2015, los derretimientos ocurren sobre los 2000 y son menores a 20 mm semanales, lo que corresponde a la nieve caída en las tormentas del 29-05-2015 y 10-06-2015 (Figura 5.2). Estos derretimientos ocurren durante la misma semana, en la cual la radiación neta es positiva (Figura 5.8). Además, en este periodo existen altas temperaturas (Figura 5.1) y no hay nieve acumulada previamente. Al mismo tiempo esto concuerda con el decaimiento rápido del albedo calculado para esa fecha en Valle Nevado, a 3000 msnm (ver Figura A - 15) y también con el fSCA observado en las subcuencas.

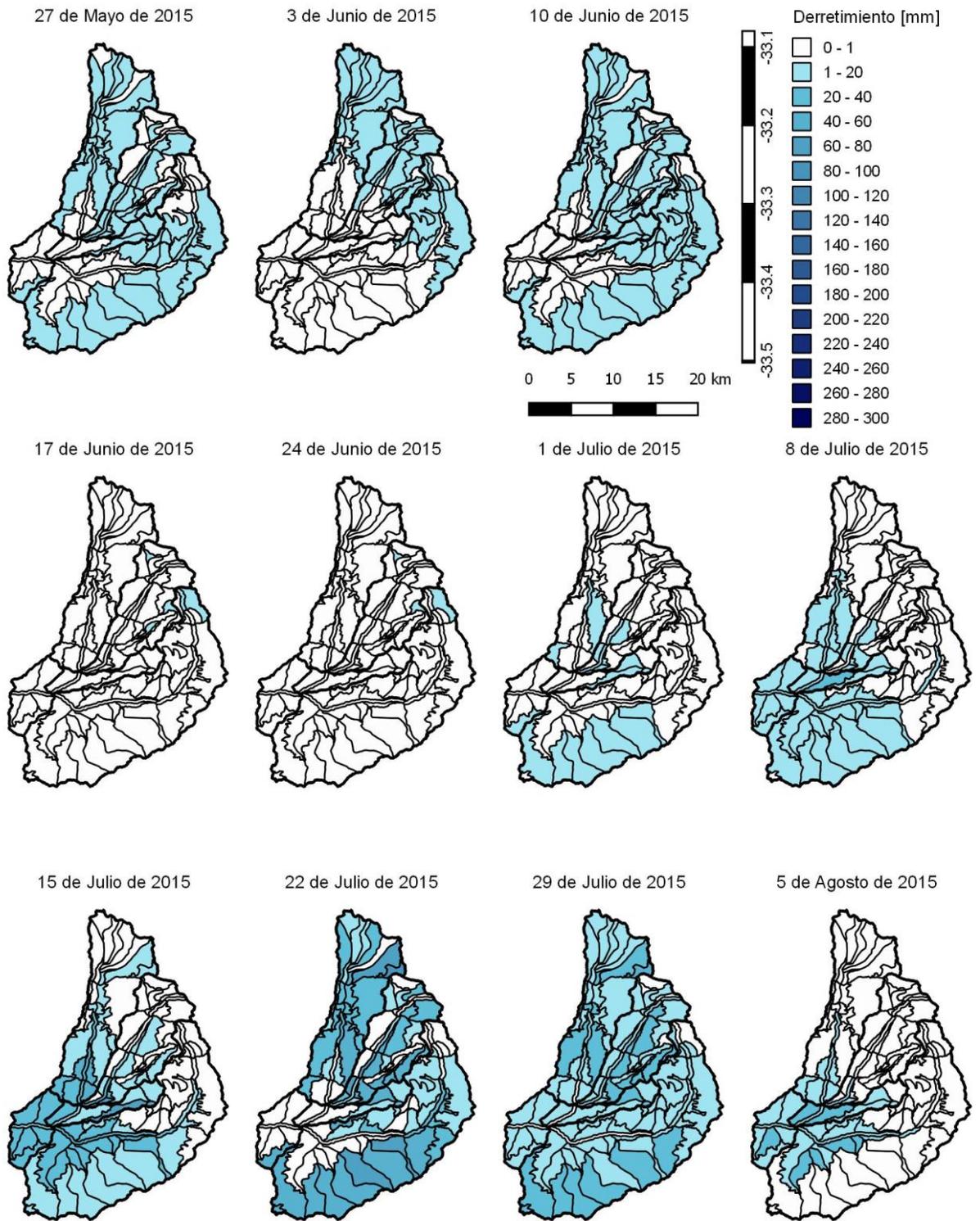
Luego, entre el 5 y 13 de julio de 2015 existen acontecimientos de precipitación donde se acumula nieve en gran parte de la cuenca, sin embargo, bajo los 2000 msnm esta se derrite durante la misma semana (semanas 1,8 y 15 de Julio) ya que el manto rápidamente alcanza rápidamente la temperatura de 0°C, en parte debido a que la temperatura atmosférica es más alta en esta zona. Luego la semana del 22 de Julio ocurren derretimientos menores a 60 mm en la mayoría de las URH sobre los 2000 msnm. Debido a su baja magnitud, el manto de nieve se mantiene, como muestran los resultados de fSCA.

Desde el 30 de julio al 12 de agosto precipita nuevamente de forma significativa en la cuenca, y en la parte baja los derretimientos ocurren rápidamente. El 21 de agosto ocurre otro evento en el cual existe acumulación de nieve, pero luego durante todo el período comprendido entre el 27 de agosto hasta el 6 de septiembre se observa que el contenido de frío es cero a los 3000 msnm (Figura 5.11), por lo que se generan derretimientos superiores a 60 mm en la parte más alta de la cuenca y también menores a los 20 mm en la parte baja (Semana 02-09-2015) debido a un evento de precipitación el 7 de septiembre. Luego ocurren varias nevadas (24 de septiembre, 01, 07, 13, 14 y 19 de octubre) que permiten una acumulación en la parte alta de la cuenca y se generan derretimientos menores a 80 mm en cada URH en la parte baja y media de la cuenca, debido a que la precipitación que cae en forma sólida en esta zona se derrite más rápido por las temperaturas más elevadas.

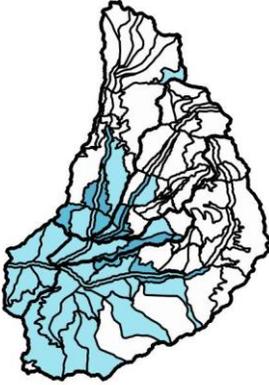
Desde la semana del 28 de octubre el derretimiento acumulado en cada URH es mayor a 100 mm y se produce en la zona alta de la cuenca, lo que se prolonga hasta la semana del 11 de noviembre donde luego ocurren derretimientos menores en la parte baja debido a una tormenta ocurrida esa misma semana. En este período las temperaturas superan los 0°C. Luego en diciembre ocurren derretimientos sobre los 3500

msnm. Para la subcuenca SFaYL el manto sólo dura hasta mediados de diciembre. Las últimas URH en que se derrite el manto son las que se encuentran a mayor altura, en las subcuencas de YLaSF y MaSF, ya que presentan mayor acumulación según la precipitación distribuida por el gradiente logarítmico y además debido a su elevación tienen menores temperaturas. Estas URH representan un área pequeña de cada subcuenca y además poseen glaciares, lo que explica que el fSCA observado es mayor a 10% incluso cuando ya no existe manto de nieve (Figura 5.16).

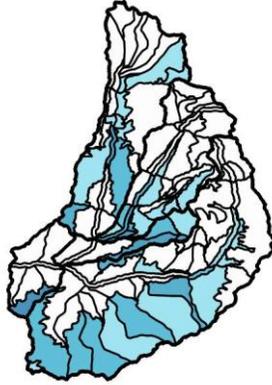
Finalmente, en la semana del 20 de enero de 2016, existen derretimientos menores a 20 mm sobre los 3000 msnm, debido a un evento de precipitación el 24 de enero del mismo año. La nieve caída en la parte alta de la cuenca se derrite durante esa misma semana debido a que la radiación solar es mucho más alta durante este periodo, al igual que las temperaturas. La cobertura nival observada con el fSCA (ver sección Cobertura nival) también aumenta en esa fecha, lo que valida la ocurrencia de la nevada, poco usual para la época del año.



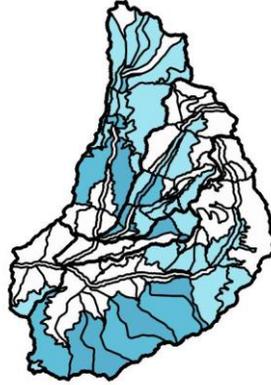
12 de Agosto de 2015



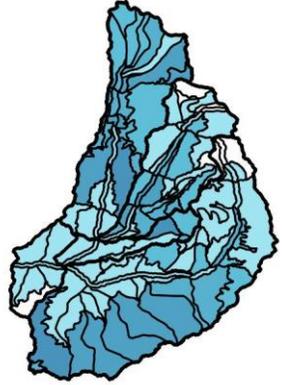
19 de Agosto de 2015



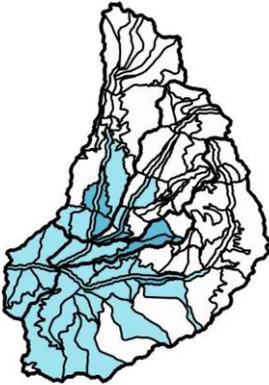
26 de Agosto de 2015



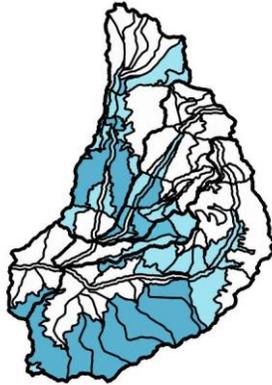
2 de Septiembre de 2015



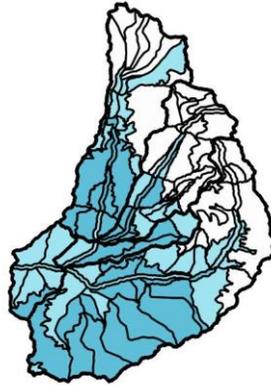
9 de Septiembre de 2015



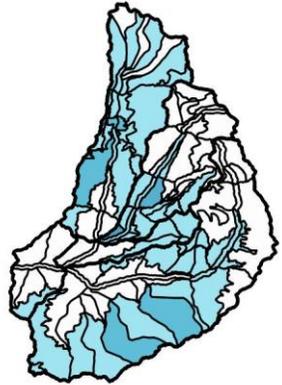
16 de Septiembre 2015



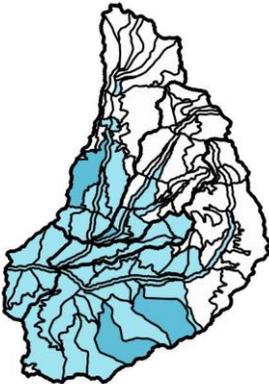
23 de Septiembre 2015



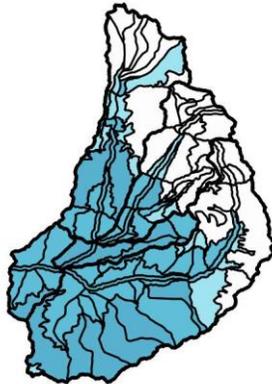
30 de Septiembre 2015



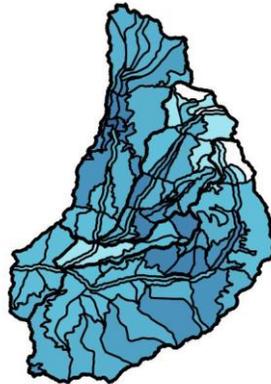
7 de Octubre de 2015



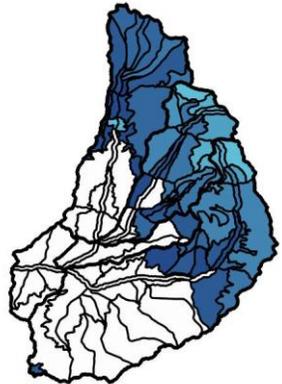
14 de Octubre de 2015



21 de Octubre de 2015



28 de Octubre de 2015



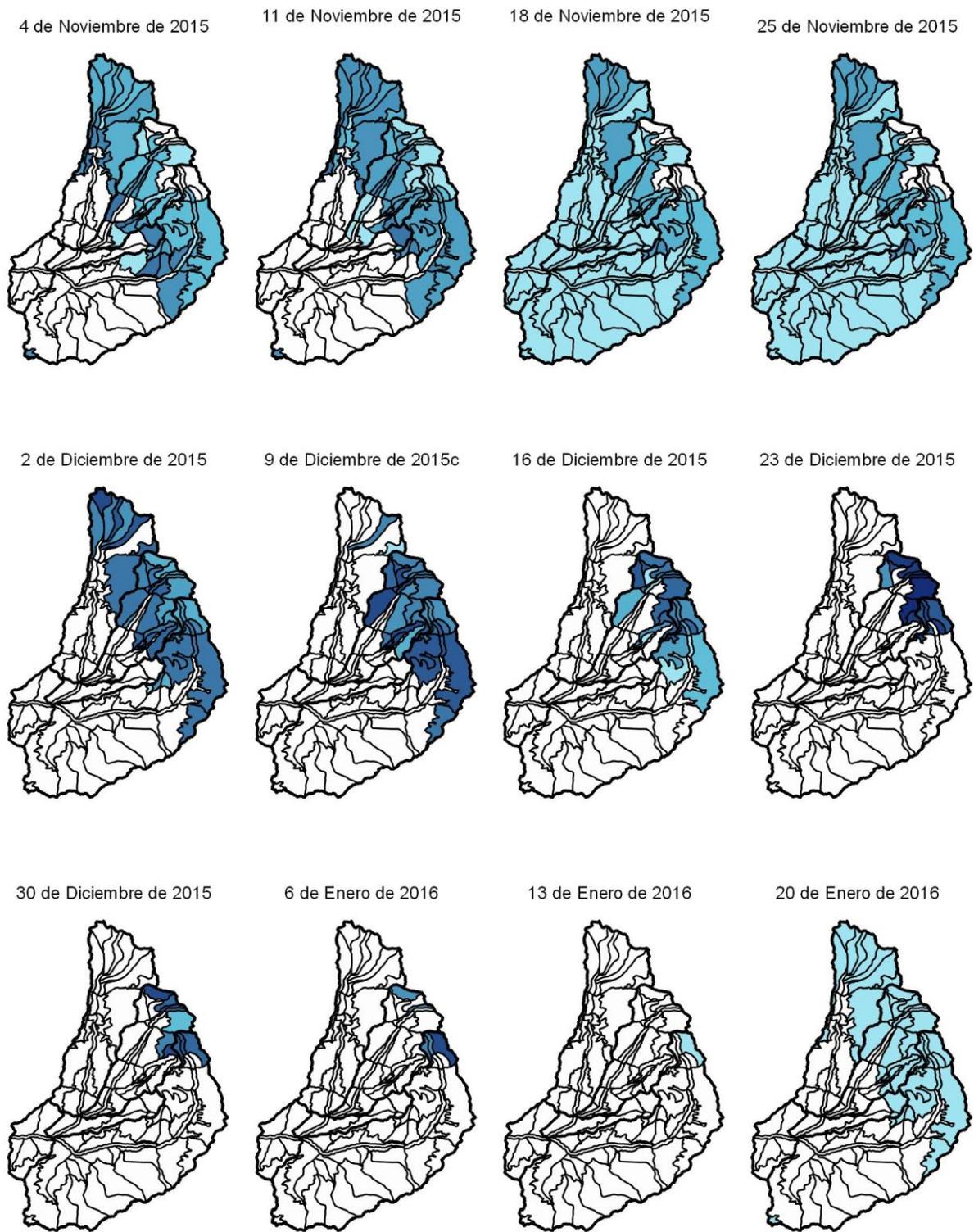


Figura 5.19 Derretimiento semanal por URH simulado en CRHM

La altura a la que se encuentra cada URH no es el único factor que influye en los derretimientos, sino que también la orientación que tenga, ya que el flujo de energía que

recibe el manto varía según su exposición solar. Esta variación está incluida en la simulación. Un ejemplo se puede observar en la parte superior de la subcuenca de SFaYL, en la semana del 30 de septiembre (Figura 5.20). Sólo hay derretimientos en las URH que se orientan hacia el este (URH 1) y hacia el oeste (URH 3,5 y 7). Las que se orientan hacia el sur (URH 2, 4 y 6) pasan más tiempo a la sombra y reciben menor exposición solar, por lo que no existen derretimientos. Todas las URH mencionadas están a la misma altura promedio de 3500 msnm.

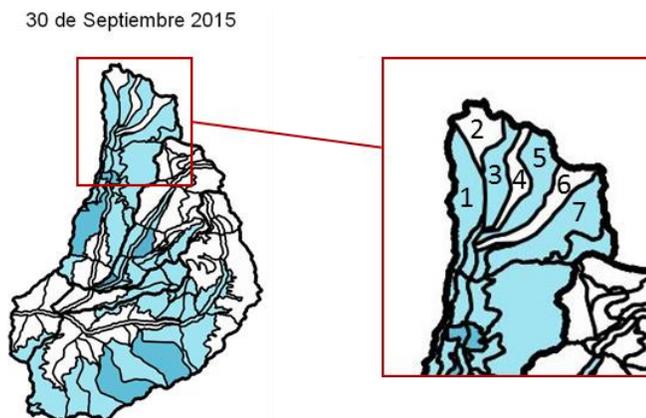


Figura 5.20 Derretimientos semana 30 de Septiembre 2015

5.2.3 Caudales

A pesar de la baja intervención en la mayor parte de la cuenca, sólo se pudo utilizar para la validación de caudales 2 subcuencas (YLaSF y MaSF), ya que SFaYL tiene intervención significativa en sus caudales y la estación MeLA posee datos incompletos. Por otro lado, todas las estaciones de la DGA están bajo los 1600 msnm, zona donde generalmente no existe acumulación importante de nieve. La existencia de la estación de Valle Nevado permite obtener datos tanto meteorológicos como nivométricos esenciales para el estudio del comportamiento del manto nival.

Se compara el caudal modelado y observado a la salida de las subcuencas MaSF y YLaSF, debido a que son las que presentan menor intervención humana. En la Figura 5.21 y Figura 5.22 se muestran los resultados de caudal horario desde mayo de 2015 a febrero 2016. Desde mayo a fines de julio no existen precipitaciones considerables por lo que el caudal observado en ambas subcuencas es constante. Los eventos de precipitación y derretimiento que ocurren en este período son de baja magnitud, como se observa en los derretimientos semanales (Figura 5.19) y también en los derretimientos que ocurren en Valle Nevado, menores a 3 mm diarios (Figura 5.9). Además, el suelo se encuentra aún en un período seco donde tiene mayor capacidad para retener agua que infiltra, por lo que la generación de escorrentía superficial es baja y no se observa un aumento en los caudales.

Para la cuenca MaSF se logra representar el caudal base de este período a través de la calibración de parámetros de suelo, sin embargo, para la subcuenca de YLaSF el modelo no consigue incorporar de forma satisfactoria el caudal base previo a la ocurrencia de precipitaciones, esto probablemente a que los parámetros de suelo considerados no representan adecuadamente los de la subcuenca, o bien a que este caudal es parte del derretimiento de glaciares presentes en la parte alta, que no fueron considerados en la modelación.

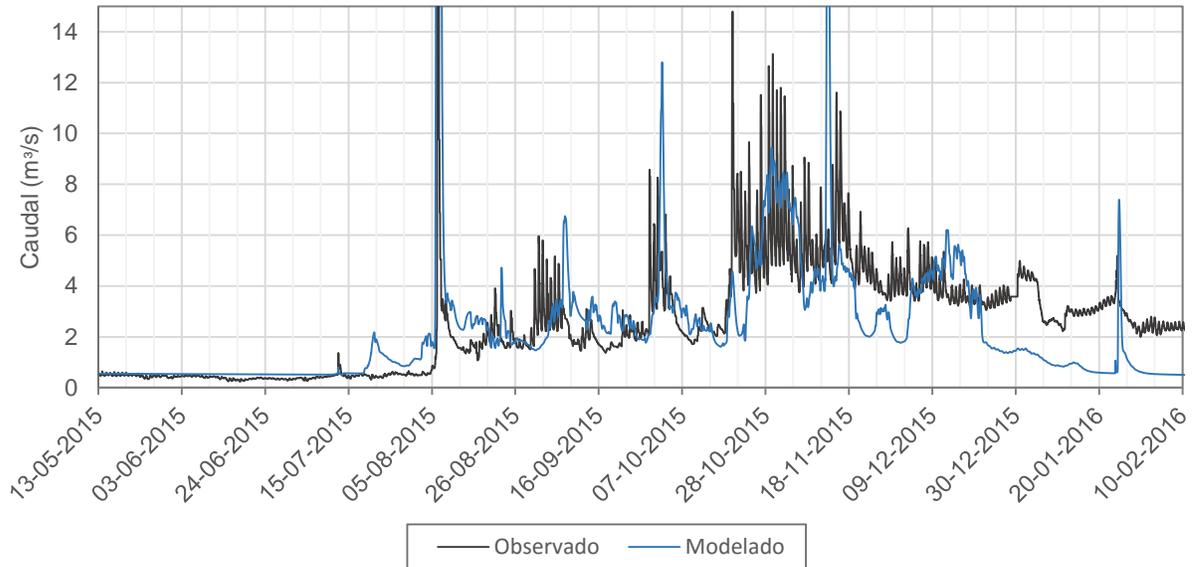


Figura 5.21 Caudales horarios modelado y observado subcuenca MaSF¹

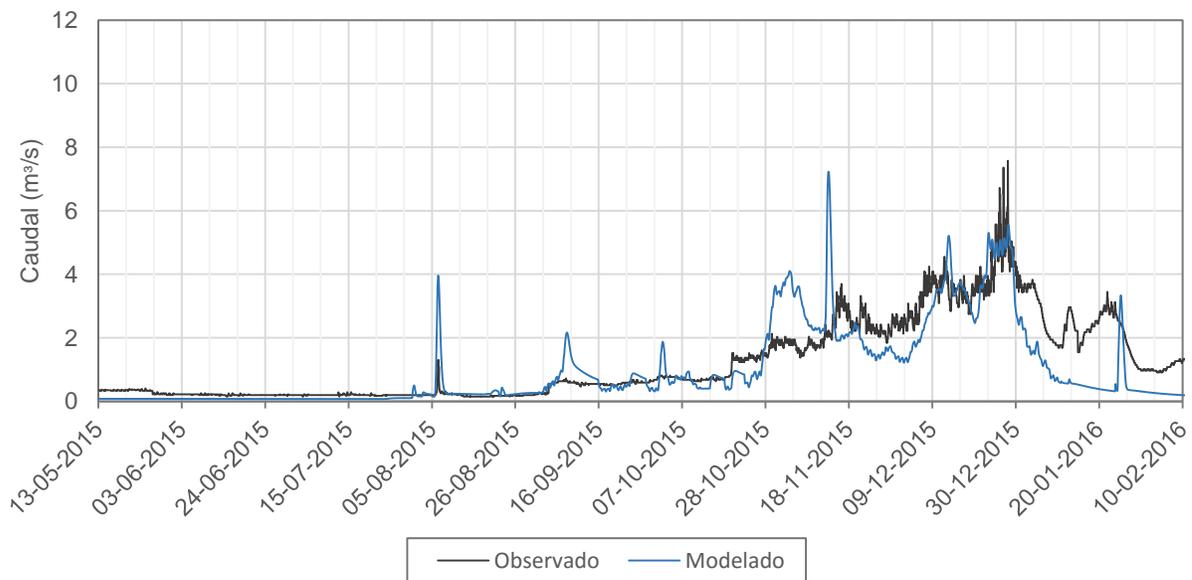


Figura 5.22 Caudales horarios modelado y observado subcuenca YLaSF

¹ Máximo caudal 06-08-2015: 78.8 m³/s (observado) 92.4 m³/s (modelado)

Al comprobar el balance de masa (Desde Figura 5.23 a Figura 5.26), se descubrió un error del CRHM en el módulo de Ayers, el cual calcula la infiltración. El módulo maneja sin problemas la infiltración y escorrentía a partir de la precipitación líquida, sin embargo, para el caso del caudal proveniente de deshielos, sólo procesa entre un 30-60% en cada URH, infiltrando la mayor parte de ese caudal. Este error conlleva a que parte del agua proveniente de derretimientos desaparece de la cuenca, y por ende los caudales modelados son menores. En ambas subcuencas modeladas (MaSF y YLaSF) se pierde aproximadamente un 40% de la precipitación total, lo que se observa en la Figura 5.23 y Figura 5.24 donde las salidas de la cuenca se muestran negativas. En ambas figuras “Drift” corresponde al transporte de nieve fuera de la cuenca, el cual es de 0.1% y la sublimación un 0.5% del total de precipitación. Ambas variables no logran distinguirse en las figuras debido a su bajo porcentaje.

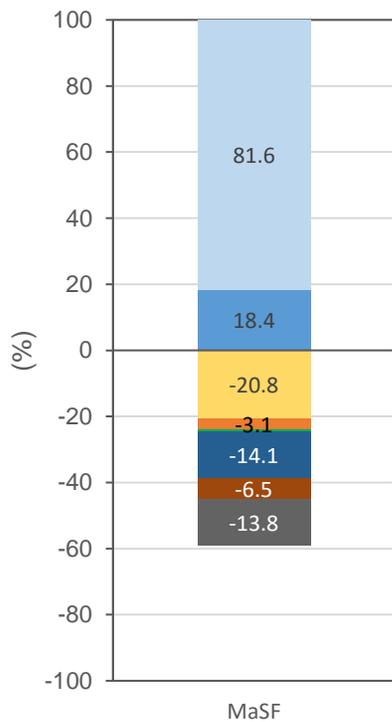


Figura 5.23 Balance de masa en porcentaje para subcuenca río Molina antes junta río San Francisco

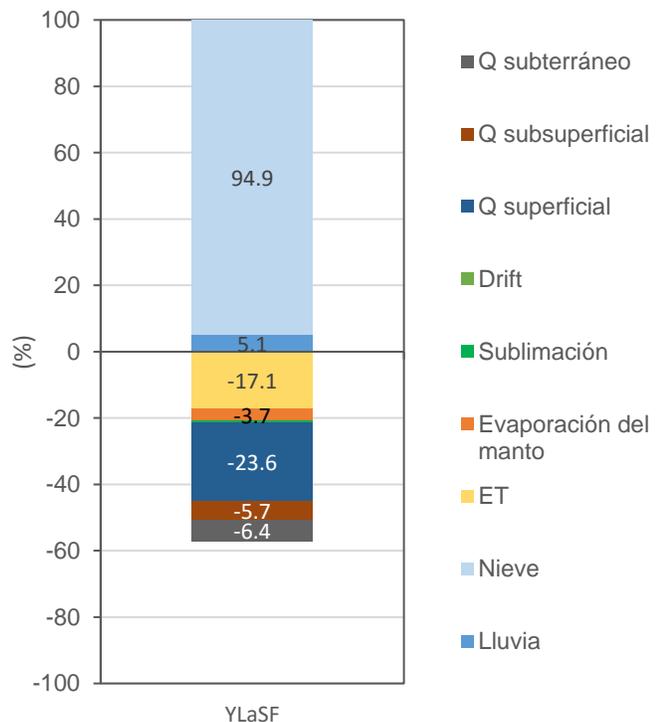


Figura 5.24 Balance de masa en porcentaje para subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco

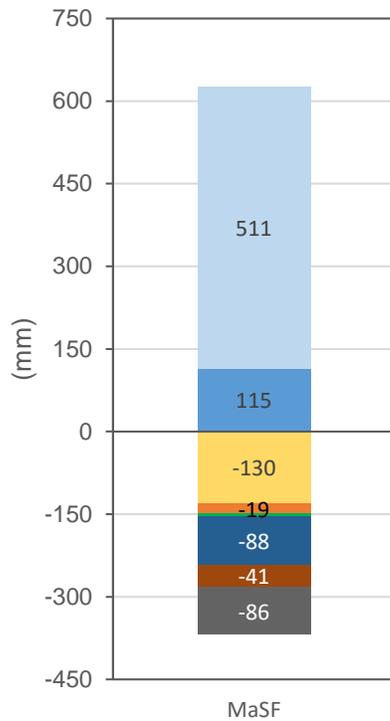


Figura 5.25 Balance de masa en mm para subcuena río Molina antes junta río San Francisco

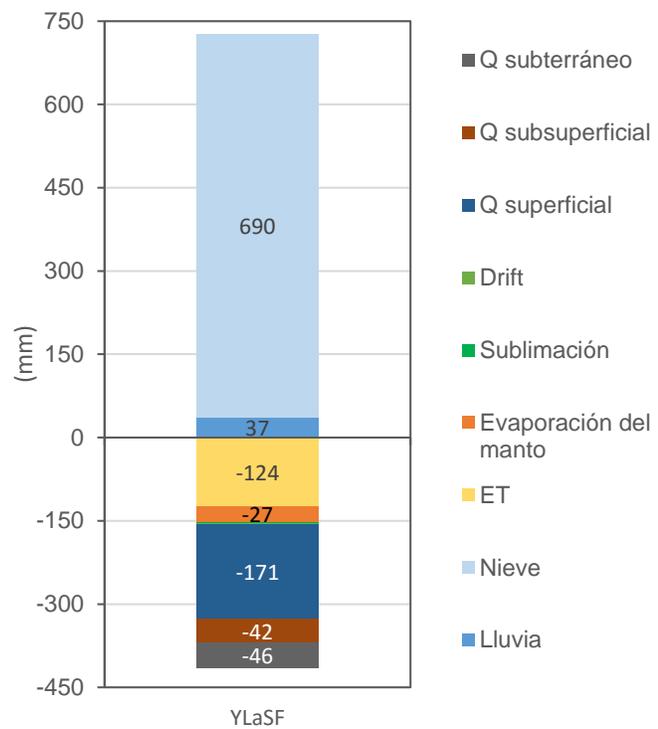


Figura 5.26 Balance de masa en mm para subcuena estero Yerba Loca antes junta río San Francisco

Parte de este caudal de derretimiento que se pierde, en caso de corregirse utilizando otro módulo para calcular la infiltración, se infiltraría y la otra parte escurriría sobreestimando los caudales a la salida de la cuenca. Sin embargo, a pesar del error, los caudales se ajustan relativamente bien en el período de deshielo, por lo que existe la posibilidad de que ésta pérdida se genere realmente, pero por otras razones. Se debe considerar que la precipitación sobre todo en la parte alta de la cuenca, podría estar sobreestimada, debido a que sólo se tienen estaciones con información completa entre los 1000 y 1500 metros aproximadamente, porque la estación de Valle Nevado (3038 msnm) posee información sólo entre mayo y octubre de 2015.

Otro factor que podría explicar esta pérdida, es la sublimación por transporte de nieve, que en la modelación es menor a 1% de la precipitación sólida, según DeWalle & Rango (2008) puede variar entre 10-40% de la precipitación sólida anual dependiendo si la zona es ventosa. Esta pérdida podría estar siendo mal representada ya que ésta depende de la velocidad del viento y humedad relativa, variables que sólo están medidas en 1 punto de la cuenca (estación Valle Nevado) y que además están incompletas para el período de modelación, por lo que debieron ser rellenadas. La sublimación y evaporación del manto que en la modelación es menor a 5% de la nieve caída, puede llegar a ser hasta un 20%, y depende de la temperatura y humedad relativa, variables que sólo están medidas en un punto en la parte alta de la cuenca, y podrían estar siendo distribuidas inadecuadamente.

Luego, a pesar de este error, los caudales se ajustan bastante bien, pero tienen mayor validez previo al período de derretimiento. Se observa que para la tormenta ocurrida el 5 y 6 de agosto el modelo sobreestima el caudal a la salida de ambas subcuencas, lo que también ocurre en las tormentas del 07-09-2015 y 01-10-2015, y que se observa claramente en los máximos de caudal. Esto puede deberse a que una mayor cantidad de agua debería infiltrarse, lo que no sucede debido a que se tienen tasas de infiltración bajas para la mayor parte de la cuenca, o bien que las temperaturas son muy altas y no están correctamente representadas para este día, por lo que parte de la precipitación debería caer en forma sólida, en vez de escurrir de inmediato. También se observa un máximo de caudal en ambas subcuencas para la tormenta de mediados de noviembre (12-11-2015), lo que puede deberse a que es una precipitación rellenada y puede haber sido sobreestimada, ya que no se observa una variación apreciable en los caudales medidos por las estaciones fluviométricas.

Desde agosto hasta fines de octubre en la subcuenca MaSF el caudal es mejor representado, sin embargo, está ligeramente desfasado. Esto puede deberse a que el rastreo seleccionado entre URHs dentro de la subcuenca no se ajusta completamente a la realidad, por lo que agua de derretimientos e infiltración sale después de lo observado. El rastreo se realiza según elevación y aspecto, dirigiendo la ruta del agua desde las URH más altas a las más bajas, llegando todas a los lechos de los ríos principales. En la subcuenca se generan derretimientos entre los 2000-3000 msnm durante este período (Figura 5.19) lo que aporta al caudal, y se observan ciclos diarios donde el caudal aumenta durante el día y disminuye en la noche. Sin embargo, los caudales podrían estar siendo subestimados debido al error del módulo de infiltración. En la subcuenca YLaSF desde agosto hasta mediados de octubre el caudal observado y modelado se asemeja, y los derretimientos en este período son menores en la subcuenca ya que la mayor parte de su área está sobre los 3000 msnm.

Luego en la semana del 28 de octubre, tanto para YLaSF como para MaSF se generan las condiciones para derretimientos mayores, lo que se ve reflejado en el caudal de ambas subcuencas y que también se observa en el derretimiento semanal (Figura 5.19).

Finalmente, desde mediados de diciembre en adelante el caudal modelado en ambas subcuencas decae significativamente, ya que la nieve acumulada durante el invierno ya se ha derretido casi en su totalidad, como se puede observar a través del derretimiento semanal (Figura 5.19) y también con la cobertura de nieve. Para este período, el fSCA modelado en el área sobre 2000 msnm es de 35% para YLaSF y menor a 20% para MaSF (Figura 5.16 y Figura 5.18 respectivamente). Por lo tanto, el caudal observado a través de las estaciones fluviométricas puede deberse en parte a los derretimientos glaciares existentes en la parte alta (Figura 4.2) los que no son considerados en la modelación. Éstos se derriten en los meses de verano (21 de diciembre a 21 de marzo) período seco donde existe mayor radiación solar, temperaturas más altas que en el resto del año, y casi nula precipitación.

Para calcular la eficiencia del modelo se calcula el coeficiente de determinación R^2 y el índice de eficiencia Nash-Sutcliffe (Tabla 5.6). Se comparan los caudales desde mayo a diciembre, ya que luego de esa fecha existe influencia de glaciares en ambas subcuencas, la que no está incluida en la modelación.

Tabla 5.6 Índices de eficiencia del modelo

	Diario			Semanal			Mensual		
	R^2	NS(Q)	NS(log(Q))	R^2	NS(Q)	NS(log(Q))	R^2	NS(Q)	NS(log(Q))
YLaSF	0.78	0.74	0.63	0.84	0.83	0.75	0.97	0.97	0.56
MaSF	0.62	0.79	0.60	0.71	0.67	0.82	0.98	0.96	0.94

El índice R^2 muestra que existe una buena correlación entre los caudales modelados y observados para ambas subcuencas, al igual que el índice de eficiencia NS a nivel diario, semanal y mensual. A pesar de los buenos resultados en los índices, se estima que la eficiencia del modelo en cuanto a la modelación de escorrentía superficial, no es correcta en la época de deshielo, debido al error en el módulo de infiltración.

Desde la Figura 5.27 a la Figura 5.32, se presentan las regresiones diarias, semanales y mensuales por subcuenca, con el coeficiente de determinación R^2 , el gradiente e intercepto correspondiente.

Para la cuenca YLaSF (Figura 5.27, Figura 5.29 y Figura 5.31) al comparar caudales medios diarios, semanales y mensuales, las pendientes son muy cercanas 1, el intercepto es casi cero y $R^2 > 0.75$. Esto significa que no existe un gran sesgo entre lo modelado y observado a pesar del error en el módulo de infiltración, que genera una pérdida importante de agua. Como se menciona anteriormente, podría ser que la precipitación está sobreestimada debido a que hay un período en el que fue rellenada, o bien que la sublimación del manto puede estar subestimada.

En la cuenca MaSF, los caudales medios diarios (Figura 5.28) no tienen un ajuste satisfactorio, la pendiente es de 0.52 y se observa que el modelo subestima considerablemente los caudales, con respecto a lo observado. Luego en los caudales medios semanales y mensuales (Figura 5.30 y Figura 5.32 respectivamente) la pendiente es de alrededor a 0.8 y el intercepto cercano a cero, lo que indica un mejor ajuste entre lo modelado y observado, pero aún con una pequeña subestimación de los caudales.

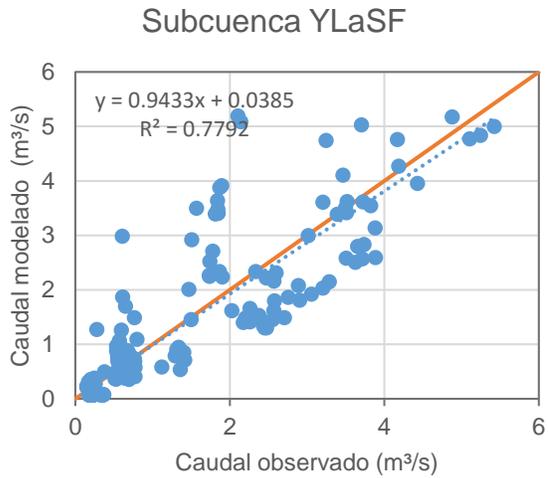


Figura 5.27 Caudales medios diarios modelados y observados subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco

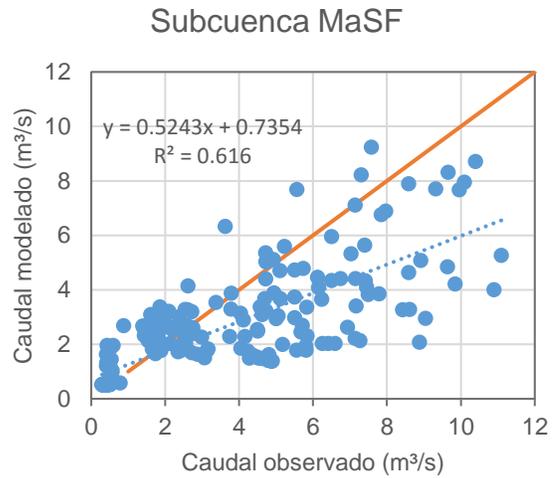


Figura 5.28 Caudales medios diarios modelados y observados subcuenca río Molina antes junta río San Francisco

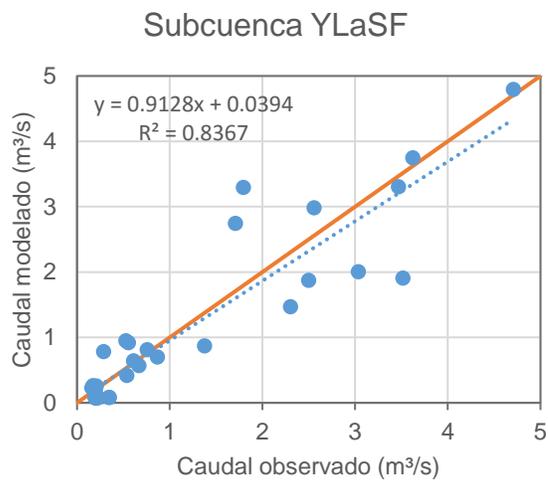


Figura 5.29 Caudales medios semanales modelados y observados subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco

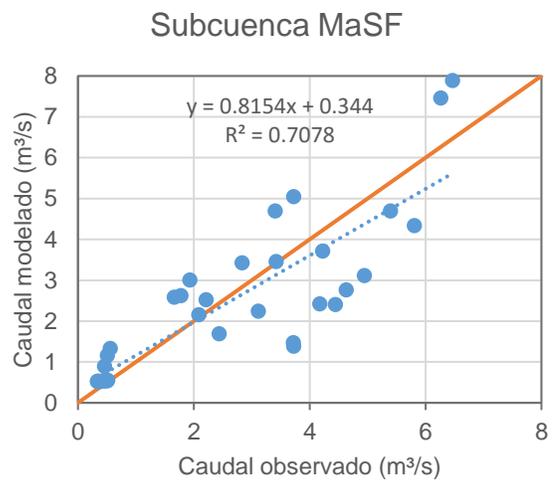


Figura 5.30 Caudales medios semanales modelados y observados subcuenca río Molina antes junta río San Francisco

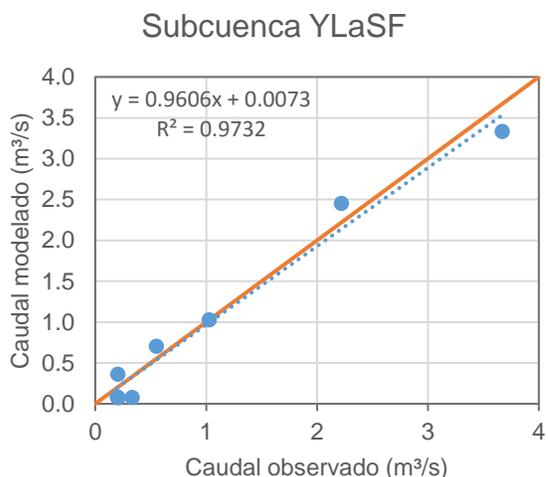


Figura 5.31 Caudales medios mensuales modelados y observados subcuenca estero Yerba Loca antes junta río San Francisco

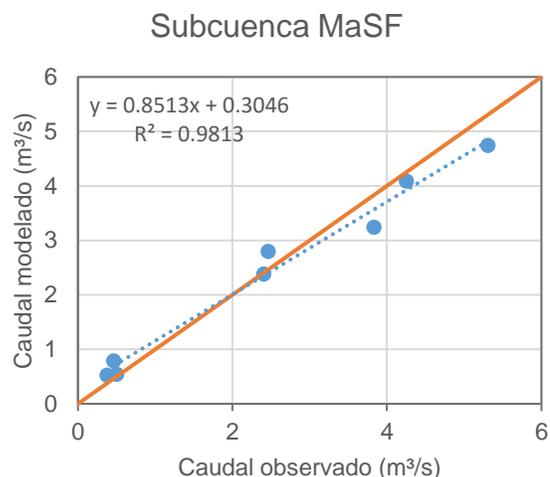


Figura 5.32 Caudales medios mensuales modelados y observados subcuenca río Molina antes junta río San Francisco

Por otro lado, es importante mencionar que se deben caracterizar adecuadamente los parámetros de suelo dentro de la cuenca, ya que variaciones de un orden de magnitud pueden conllevar a cambios importantes en los caudales de salida. Las características hidrogeológicas utilizadas en los parámetros del modelo, poseen un alto nivel de incertidumbre ya que no existen mediciones en terreno, y las estimaciones se realizaron considerando estudios en zonas similares. Un análisis de los parámetros utilizados en este trabajo se muestra en el Anexo C: Análisis sensibilidad a parámetros de suelo. Además se debe mencionar que durante el invierno las capas de suelo son humedecidas debido a la precipitación y derretimientos, lo que genera una conectividad hidráulica en la pendiente de las laderas lo que permite que ocurra el flujo lateral y que haya una conexión directa entre las partes altas y el suelo cercano a los cauces. Durante el período de deshielo como las capas de suelo se encuentran humedecidas, se genera una mayor escorrentía superficial ya que el suelo tiene menor capacidad de infiltración.

5.2.4 Tiempo de residencia

El tiempo de residencia del agua en cada subcuenca fue calibrado a través del parámetro kstorage, el cual indica cuanto tiempo se retiene el agua en cada URH según componente: escorrentía superficial, subsuperficial y subterránea. Los resultados se muestran en la Tabla 5.7. Estos se calibraron observando los caudales de salida observados de las subcuencas en estudio. En la calibración se considera un tiempo de residencia superficial del agua menor a un día (entre 3 y 4 horas), por lo que al ocurrir los derretimientos esto se ve reflejado rápidamente en el aumento de caudal superficial. Mientras mayor sea el tiempo de residencia superficial, el hidrograma se suaviza, por lo

que para poder representar la variación diaria de los caudales observados el valor adoptado en el modelo debe ser menor a un día.

Para la cuenca YLaSF se consideraron tiempos mayores para el flujo subsuperficial y subterráneo, en comparación con los tiempos de MaSF (ver Tabla 5.7), esto para poder ajustar de mejor forma los caudales a la salida de cada subcuenca. Los valores de tiempo de residencia tanto subsuperficial como subterráneo son mayores a los superficiales en ambos casos, ya que el suelo retiene más tiempo el agua debido a sus propiedades.

Tabla 5.7 Tiempo de residencia del agua en cada componente según subcuenca

Tiempo de residencia	YLaSF (días)	MaSF (días)
Superficial	0.2	0.125
Subsuperficial	7	0.5
Subterráneo	10	5

En la Figura 5.33 y la Figura 5.34 se muestran los derretimientos según banda de elevación y se compara con el caudal medio diario a la salida de cada subcuenca. En ambas figuras se observa que en el período de deshielo, los derretimientos provocan un rápido aumento de caudal a la salida de cada subcuenca.

En la subcuenca YLaSF (Figura 5.33) se tienen derretimientos menores bajo los 3000 msnm durante todo el período, sin embargo, sobre los 3000 son mayores y ocurren desde fines de octubre hasta fines de diciembre, lo que se ve reflejado en el máximo de caudal a fines de diciembre tanto en el modelado como observado. Esto tiene relación con que la mayor parte del área de la subcuenca se encuentra por sobre los 3000 msnm (Figura 3.6).

Por otro lado, para la subcuenca MaSF (Figura 5.34) los mayores derretimientos ocurren entre 2000 y 3000 msnm (el 70% del área de la subcuenca está bajo los 3000 msnm) desde fines de octubre hasta mediados de diciembre, y luego ocurren derretimientos menores sobre los 4000 msnm a fines de diciembre y principios de enero.

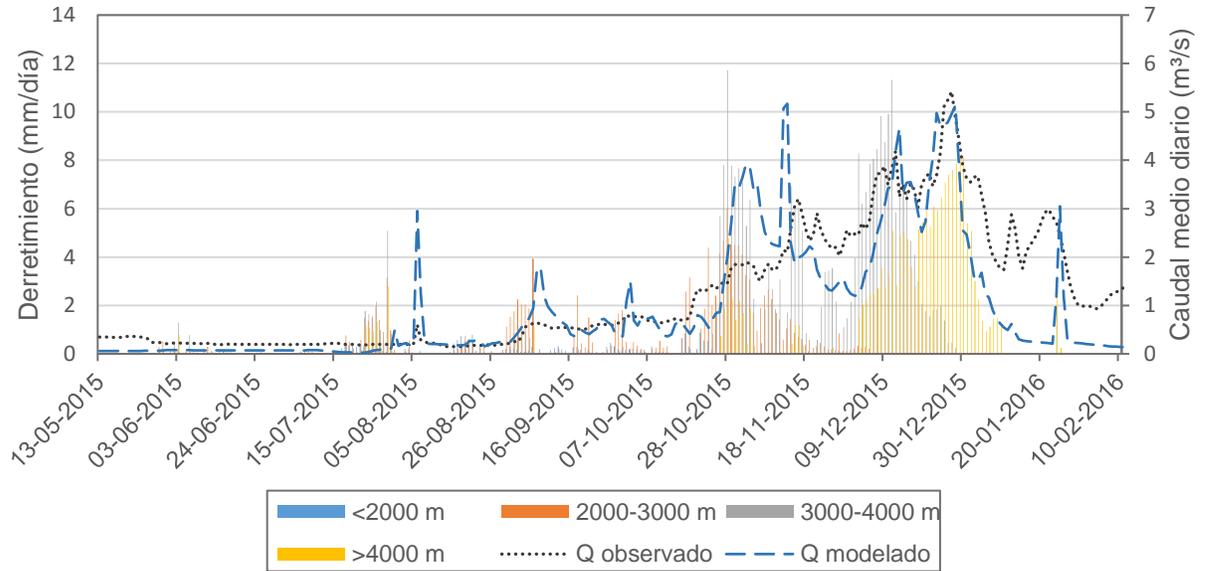


Figura 5.33 Derretimientos según banda de elevación subcuena YLaSF

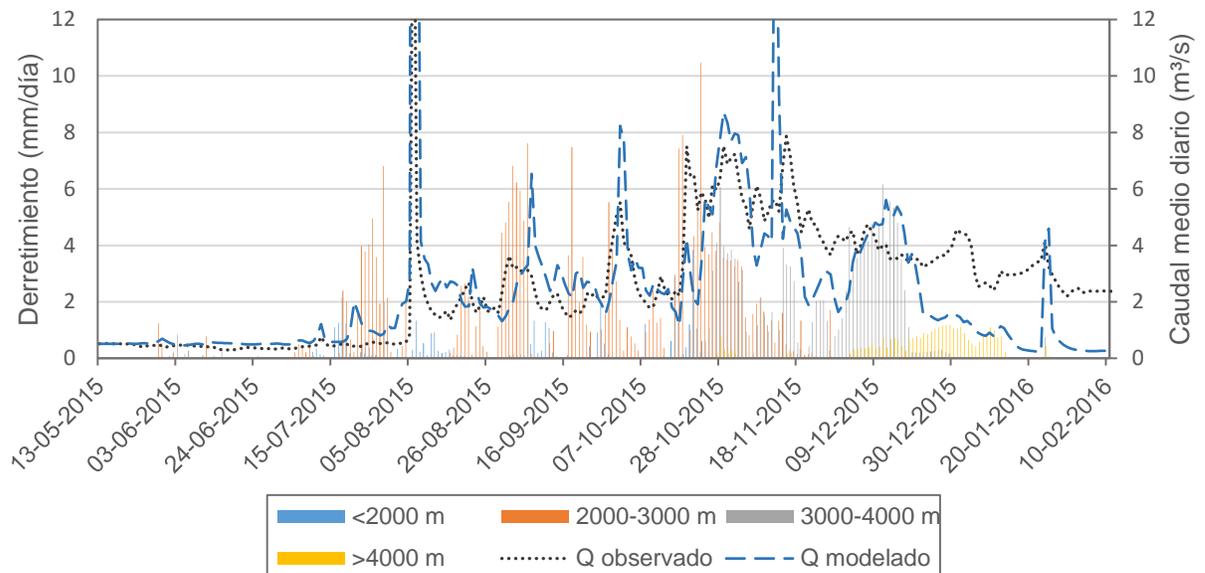


Figura 5.34 Derretimiento según banda de elevación subcuena MaSF

6 DISCUSIÓN

6.1 Albedo

El albedo calculado a partir de las mediciones de radiación solar de la estación Valle Nevado permitió estimar la tasa de decaimiento diaria de esta variable, obteniéndose una tasa entre 0.01 y 0.035 por día para manto frío y entre 0.04 y 0.1 por día para manto derritiéndose. Gray & Landine (1987) proponen un modelo de albedo con un decaimiento promedio de 0.006/día pre-derretimiento el cual es menor al obtenido, sin embargo, durante el derretimiento la tasa propuesta es de 0.071/día, valor que coincide con el promedio de tasas obtenidas en Valle Nevado. Los resultados muestran que tal como indica la teoría, la evolución del albedo tiene variabilidad estacional, ya que depende de si existe un manto de nieve previo a la nevada y de la radiación solar. Además, se observa que para una misma zona existe un amplio rango de tasas de decaimiento, ya que no sólo depende de estos factores, sino que también del tamaño del grano, los contaminantes que tenga el manto, entre otros.

Los resultados obtenidos permiten estimar el albedo en Valle Nevado durante el período de octubre y noviembre donde no se tienen mediciones de radiación solar. Además, con el análisis de la evolución del albedo entre 2013-2015 se obtiene un rango de tasas de decaimiento para un manto frío y manto derritiéndose, valores que se utilizan luego en el módulo de CRHM que distribuye esta variable en toda la cuenca, obteniéndose una buena correlación entre lo medido y estimado. El albedo es una variable de gran importancia para poder predecir el derretimiento de nieve en la zona de estudio, por lo que tener mediciones in situ permite predecir con menor incertidumbre la evolución del manto de nieve.

6.2 Balance de energía puntual

Los resultados del modelo de balance de energía puntual muestran que el SWE obtenido con CRHM tiene una buena correlación con los datos obtenidos de la estación de Valle Nevado y las calicatas realizadas en terreno. Con respecto a estudios previos (Fernández, 2016) para este estudio se cuenta con mayor cantidad de datos para la modelación, lo que permite realizar una simulación para todo el período de acumulación y derretimiento de nieve. Sin embargo, debido a la pérdida de datos en algunos períodos, se ha debido rellenar y utilizar estaciones de monitoreo que se encuentran en la parte baja de la cuenca, lo que puede influir en los resultados. Además, la falta de datos nivométricos durante 2015-2016, como el SWE y la densidad de nieve, limitan el estudio en mayor profundidad de la evolución diaria del manto durante la acumulación y derretimiento. A pesar de esto, la duración del manto de nieve, desde la acumulación hasta el derretimiento, se pudo validar a través de las imágenes satelitales de fracción cubierta por nieve, por lo que el modelo logra representar correctamente estos procesos.

Los resultados del modelo puntual muestran un intercambio de energía en el manto que concuerda con lo esperado, ya que la energía en el manto es negativa desde mayo a septiembre período de acumulación de nieve y positiva en octubre y noviembre donde ocurre el derretimiento. En el área de estudio los flujos radiativos representan la mayor cantidad de intercambio de energía en el manto, por lo que las mediciones de radiación solar en la estación de Valle Nevado son fundamentales para calcular adecuadamente el balance de energía. Además, la radiación solar es parte de las forzantes que requiere el modelo SNOBAL para calcular el balance de masa y energía del manto de nieve. Por otro lado el contenido de frío muestra que existen ciclos de derretimiento y congelamiento a principios y mediados de octubre, donde durante el día es cero y durante la noche aumenta en magnitud, principalmente debido a que la radiación solar es positiva durante el día y el manto alcanza la temperatura de 0°C para derretirse.

Los resultados de SWE obtenidos al considerar las proyecciones de cambio climático en el modelo puntual, muestran que la acumulación de nieve y la duración del manto son afectadas tanto por los cambios de precipitación como de temperatura, lo que se ajusta con lo esperado en una región de alta montaña. Además, se observa una disminución en la duración del manto de nieve para el escenario más pesimista, lo que podría influir significativamente en el futuro en cuanto a la disponibilidad del recurso hídrico para el período de primavera.

6.3 Modelo semi-distribuido en CRHM

El modelo semi-distribuido en la cuenca permite analizar los diversos procesos que ocurren en la cuenca durante un año hidrológico completo, como la acumulación de nieve, la duración del manto, los derretimientos y la infiltración. La cobertura nival y su duración en cada subcuenca es representada satisfactoriamente por el modelo, resultados que son validados con imágenes satelitales MODIS. Luego de la acumulación ocurre el derretimiento el cual depende de manera significativa del albedo el cual se distribuye por URH, donde una de las variables importantes son las tasas de decaimiento para un manto frío y en condiciones de derretimiento. Gracias a las mediciones realizadas en Valle Nevado desde 2013, esta tasa se calibró para cada subcuenca. Sin embargo, el modelo también considera valores de temperaturas máximas y mínimas, radiación neta y nevadas para la distribución del albedo en la cuenca, variables que no fueron directamente medidas por la estación de Valle Nevado desde principios de octubre de 2015 y fueron rellenadas utilizando datos de la parte baja de la cuenca donde prácticamente no existe nieve, lo que puede afectar directamente los resultados.

Los resultados de caudal en las subcuencas utilizadas para la calibración, tienen un buen ajuste y los índices de eficiencia del modelo son satisfactorios, sin embargo, el error del módulo de infiltración de CRHM afecta la confiabilidad en los resultados, ya que

un 40% del agua a partir del deshielo se pierde. A pesar de esto, el buen ajuste podría indicar que el rastreo entre URH está correcto y que además la pérdida de agua a partir de la nieve ocurre realmente, pero por otras razones. Según los resultados de la modelación, la sublimación a partir del transporte de nieve es menor a 0.5% de la precipitación sólida, y en la realidad podría ser hasta un 40% (DeWalle & Rango, 2008). La subestimación de estas pérdidas puede deberse a que parte de las variables relevantes, como la humedad relativa y el viento, sólo fueron medidas en un punto (estación Valle Nevado) y no fueron distribuidas, se ocupa el mismo valor para toda la cuenca. Por otro lado, otro factor podría ser que la precipitación en la cuenca está siendo sobreestimada y que la utilización del gradiente logarítmico no sea la más correcta. Para calcular los coeficientes se utilizó a la precipitación anual de Valle Nevado, la cual contiene un período de relleno donde ocurren varias tormentas significativas (octubre y noviembre), lo que podría conllevar a valores de precipitación anual que no corresponden. En resumen, la pérdida de agua a partir de la nieve puede deberse a una subestimación de la sublimación y evaporación de nieve, a una sobreestimación de la precipitación, o a una combinación de ambos elementos.

Para los tiempos de residencia, se calibran tiempos de almacenamiento en las URH menores a un 4 horas para la escorrentía superficial, lo que se ve reflejado en que al ocurrir un evento de precipitación o derretimientos significativos el caudal aumenta de inmediato. Para los tiempos de residencia en el suelo, se calibraron tiempos de residencia de entre 0.5 y 7 días para el flujo subsuperficial y entre 5 y 10 días para el agua subterránea. Sin embargo, estos valores pueden no ser representativos de la realidad debido al error que existe en el módulo de infiltración, que provoca una pérdida importante del agua proveniente de deshielos.

El análisis de sensibilidad de los parámetros de suelo muestra que es importante caracterizarlos adecuadamente dentro de la cuenca, ya que variaciones de un orden de magnitud pueden conllevar a cambios importantes en los caudales de salida. Las características hidrogeológicas utilizadas en los parámetros del modelo, poseen un alto nivel de incertidumbre ya que no existen mediciones en terreno, y las estimaciones se realizaron considerando estudios en zonas similares.

7 CONCLUSIONES

La cuenca en estudio posee un régimen hidrológico nivo-pluvial por lo que es importante contar con una red de monitoreo fluviométrico y meteorológico en alta montaña y no sólo en la parte baja de la cuenca. La estación de Valle Nevado otorga información importante para el estudio del comportamiento del manto de nieve y posterior derretimiento. Sin embargo, debido a la falta de datos meteorológicos desde octubre de 2015 en adelante, se debieron utilizar diferentes metodologías para el relleno, lo que influye en los resultados obtenidos del modelo semi-distribuido, ya que el período donde no se tienen datos en la parte alta de la cuenca corresponde a primavera y verano donde ocurre el derretimiento de nieve. De igual forma no tener suficientes datos nivométricos incide en que el desarrollo diario del manto de nieve durante la temporada no se pudo estudiar en profundidad. Esto significa que no se tuvieron datos de duración del manto, densidad diaria y máximo SWE en la temporada. Estas variables podrían haber sido comparadas con los resultados del modelo para conseguir un mejor ajuste.

Los resultados del balance de energía a nivel puntual muestran que el modelo logra representar satisfactoriamente la duración del manto de nieve en Valle Nevado, así como también la acumulación y posterior derretimiento, lo que permitió analizar el flujo de energía en el manto e identificar las variables de mayor importancia, siendo en este caso la radiación neta la que domina el intercambio de energía. Por esta razón, tener mediciones in situ de radiación solar resulta transcendental para poder realizar el balance adecuadamente. Además, a partir de estas mediciones se puede obtener el albedo, variable que permite identificar cuando el manto se derrite y a que tasa ocurre, obteniéndose una tasa entre -0.01 y -0.035 (1/día) para manto frío y entre -0.04 y -0.1 (1/día) para manto derritiéndose, y así poder representar el comportamiento de la nieve durante toda la temporada. Además, el análisis de sensibilidad del modelo puntual muestra como el cambio climático proyectado para la zona de estudio influye en la acumulación de nieve y la duración del manto, lo que puede afectar la disponibilidad del recurso hídrico en el período de primavera y verano. Se propone estudiar con mayor profundidad su comportamiento frente a estos cambios, considerando diversos escenarios de cambio climático. Es importante desarrollar este tipo de estudios, ya que permiten analizar la disponibilidad hídrica futura para la población.

Para el modelo semi-distribuido los resultados son satisfactorios en cuanto a la acumulación de nieve, duración del manto y posterior derretimiento, donde se pudo comprobar la importancia del albedo y su tasa de decaimiento en el comportamiento del manto. Por otro lado, en la cuenca se logra un buen ajuste en la escorrentía superficial en las dos subcuencas utilizadas para la calibración. Sin embargo, los resultados no son concluyentes debido al error descubierto en el software, específicamente en el módulo de infiltración. Esto muestra la importancia de comprobar los resultados al utilizar plataformas computacionales como CRHM, que se encuentran constantemente actualizándose. Para trabajos futuros se recomienda utilizar el mismo módulo de infiltración (Ayers) ya que es el más adecuado para la zona de estudio, pero con CRHM

corregido, que corresponde a la versión del 11/01/2017. Se sugiere además utilizar una mejor caracterización de suelo en cuanto a tasas de infiltración, conductividad hidráulica y espesor del suelo, ya que el modelo es sensible a los cambios en estos parámetros y existe una alta incertidumbre en ellos, debido a que no existen mediciones dentro de la cuenca. Con respecto a incluir glaciares en la modelación, Ragetti et al. (2014) usa 2 modelos hidrológicos para estudiar el comportamiento de una cuenca con glaciares en la cordillera de los Andes Central. Los resultados muestran que es importante incluir la hidrología glaciar aun cuando el porcentaje de glaciares en la cuenca sea moderado, para predecir mejor la respuesta de la cuenca bajo escenarios de cambio climático. Finalmente, se recomienda incluir los glaciares de la parte alta de la cuenca en la modelación, ya que pueden influir en la generación de caudales en la temporada de verano.

BIBLIOGRAFÍA

Barnett, T. P., Adam, J. C., & Lettenmaier, D. P. (2005). Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. *Nature*, 438(7066), 303-309.

Barontini, S., Clerici, A., Ranzi, R., & Bacchi, B. (2005). Saturated hydraulic conductivity and water retention relationships for Alpine mountain soils. *Climate and Hydrology of Mountain Areas*, edited by: de Jong, C., Collins, D., and Ranzi, R., John Wiley and Sons, Ltd, 101-20.

Bernhardt, M., & Schulz, K. (2010). SnowSlide: A simple routine for calculating gravitational snow transport. *Geophysical Research Letters*, 37(11).

CADE-IDEPE (2004). Diagnóstico y clasificación de los cuerpos de agua según objetivos de calidad: Cuenca del río Maipo. Gobierno de Chile. Ministerio de Obras Públicas. Dirección General de Aguas., 2004. Disponible en http://www.sinia.cl/1292/articles-31018_Maipo.pdf

Cartes Valdivia, M. (2009). Pronóstico de Volúmenes de Deshielos Mediante Redes Neuronales Recurrentes e Imágenes Satelitales Modis. Disponible en <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/102115>

Castillo Ávalos, Y. (2015). Caracterización de la hidrología glaciar de la cuenca del Río Maipo mediante la implementación de un modelo glacio-hidrológico semi-distribuido físicamente basado. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/132835>

CONAMA. 2006. Estudio de la variabilidad climática en Chile para el siglo XXI, Informe Final. Departamento de Geofísica, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 2006.

Cornwell, E., Molotch, N. P., & McPhee, J. (2016). Spatio-temporal variability of snow water equivalent in the extra-tropical Andes Cordillera from distributed energy balance modeling and remotely sensed snow cover. *Hydrology and Earth System Sciences*, 20(1), 411-430.

DeWalle, D. R., & Rango, A. (2008). Principles of snow hydrology. Cambridge University Press.

DGAC. (2001). Climatología Regional. Dirección Meteorológica de Chile. Departamento de climatología y meteorología. Disponible en http://164.77.222.61/climatologia/publicaciones/Climatologia_regional.pdf

Fang, X., Pomeroy, J. W., Ellis, C. R., MacDonald, M. K., DeBeer, C. M., & Brown, T. (2013). Multi-variable evaluation of hydrological model predictions for a headwater basin in the Canadian Rocky Mountains. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(4), 1635-1659.

Fernández Morales, S. (2016). Respuesta hidrológica de la Cuenca Mapocho en Los Almendros y su relación con variables de almacenamiento. Disponible en <http://repositorio.uchile.cl/handle/2250/140857>

Garreaud, R., Molina, A., Jelinik, M. (2016). Cobertura Nival en Chile Central. Departamento de Geofísica Universidad de Chile. [Abril de 2015 a abril de 2016]. Disponible en <http://www.dgf.uchile.cl/rene/MODIS/>

Gascoin, S., Lhermitte, S., Kinnard, C., Bortels, K., & Liston, G. E. (2013). Wind effects on snow cover in Pascua-Lama, Dry Andes of Chile. *Advances in Water Resources*, 55, 25-39.

Gonthier Norambuena, C. (2012). Influencia de la Escala Espacial y Representación Hidrológica de una Cuenca de Montaña sobre la Capacidad Predictiva de un Modelo Hidrológico. Disponible en <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/102782>

GRASS Development Team. (2016). Geographic Resources Analysis Support System (GRASS) Software, Version 7.0.4. Open Source Geospatial Foundation. Disponible en: <http://grass.osgeo.org>

Gray, D. M., & Landine, P. G. (1987). Albedo model for shallow prairie snow covers. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 24(9), 1760-1768.

Hall, D. K., Riggs, G. A., & Salomonson, V. V. (2006). Updated daily. MODIS/Terra snow cover daily L3 global 500 m grid V005, [April 2015 to March 2016]. Boulder, Colorado USA: National Snow and Ice Data Center. Digital media.

IPCC. (2014). Climate Change 2014: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. IPCC, Geneva, Switzerland, 151 pp : [Core Writing Team, R.K. Pachauri and L.A. Meyer (eds.)], 2014.

Lagos, M., Cornwell, E. & McPhee, J. (2013). La cobertura nival fraccional como predictor de volumen estacional de deshielo. XXI Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica.

Lagos, M., Cornwell, E., McPhee, J. and Vargas, X. (2015). La cobertura nival fraccional como predictor de volumen estacional de deshielo. XXII Congreso Chileno de Ingeniería Hidráulica. Sociedad Chilena de Ingeniería Hidráulica.

Marks, D., & Winstral, A. (2001). Comparison of snow deposition, the snow cover energy balance, and snowmelt at two sites in a semiarid mountain basin. *Journal of Hydrometeorology*, 2(3), 213-227.

McGuire, K. J., McDonnell, J. J., Weiler, M., Kendall, C., McGlynn, B. L., Welker, J. M., & Seibert, J. (2005). The role of topography on catchment-scale water residence time. *Water Resources Research*, 41(5).

McNamara, J. P., Chandler, D., Seyfried, M., & Achet, S. (2005). Soil moisture states, lateral flow, and streamflow generation in a semi-arid, snowmelt-driven catchment. *Hydrological Processes*, 19(20), 4023-4038.

Muñoz Schick, M., Moreira-Muñoz, A., & Villagrán, C. (2000). Caracterización florística y pisos de vegetación en los Andes de Santiago, Chile Central.

Pomeroy, J. W., & Essery, R. L. H. (1999). Turbulent fluxes during blowing snow: field tests of model sublimation predictions. *Hydrological Processes*, 13(18), 2963-2975.

Pomeroy, J. W., Gray, D. M., Brown, T., Hedstrom, N. R., Quinton, W. L., Granger, R. J., & Carey, S. K. (2007). The cold regions hydrological model: a platform for basing process representation and model structure on physical evidence. *Hydrological Processes*, 21(19), 2650-2667.

Ragetti, S., Cortés, G., McPhee, J., & Pellicciotti, F. (2014). An evaluation of approaches for modelling hydrological processes in high-elevation, glacierized Andean watersheds. *Hydrological Processes*, 28(23), 5674-5695.

SERNAGEOMIN (2003). Mapa Geológico de Chile: versión digital. Servicio Nacional de Geología y Minería, Publicación Geológica Digital, No. 4 (CD-ROM, versión 1.0, 2003). Santiago.

Videla Giering, Y. (2013). Modelación hidrológica de la cuenca alta del río Maipo mediante la aplicación del software "Cold Region Hydrological Model" (2008-2012). Disponible en <http://www.repositorio.uchile.cl/handle/2250/114889>

ANEXOS

Anexo A: Relleno de datos

El período de simulación corresponde al año hidrológico 2015-2016 ya que es el que presenta mayor cantidad de datos en los meses de acumulación de nieve. Para completar las observaciones meteorológicas se utiliza información de estaciones dentro de la cuenca.

Temperatura

Se utilizaron datos de la estación río Mapocho en Los Almendros y río San Francisco antes de junta estero Yerba Loca, con un intervalo de tiempo de una hora (Figura A - 1).

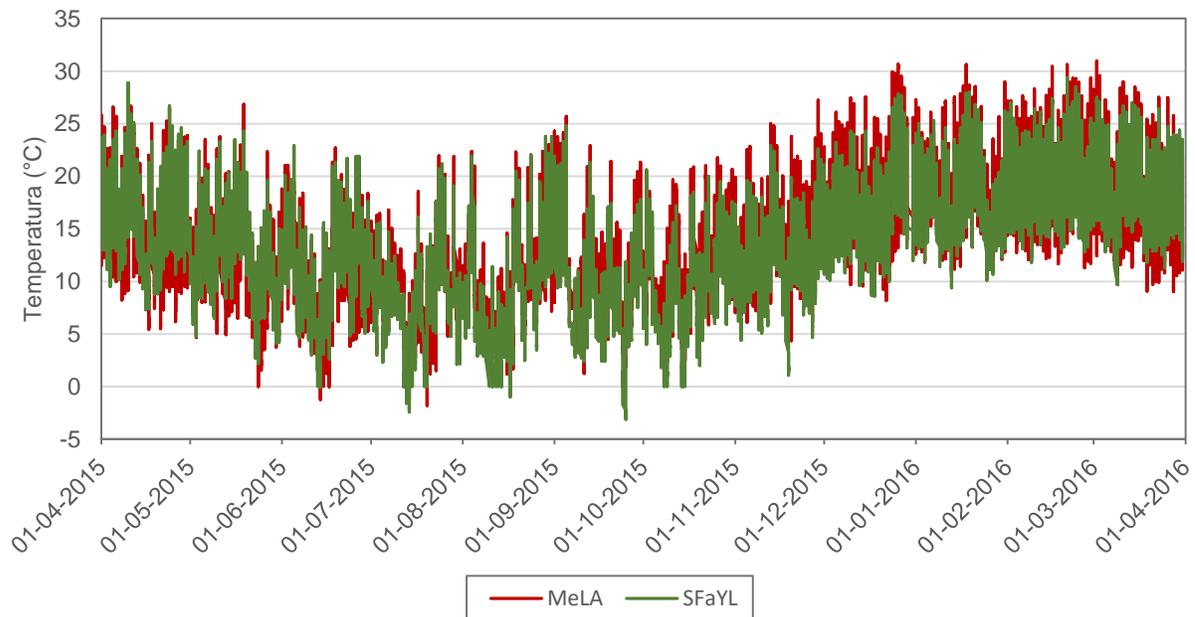


Figura A - 1 Serie de temperaturas horarias en estaciones DGA

El promedio diario en cada estación se comparó con el promedio diario en Valle Nevado. La regresión lineal tiene un mejor ajuste para SFaYL como muestra la Figura A - 2:

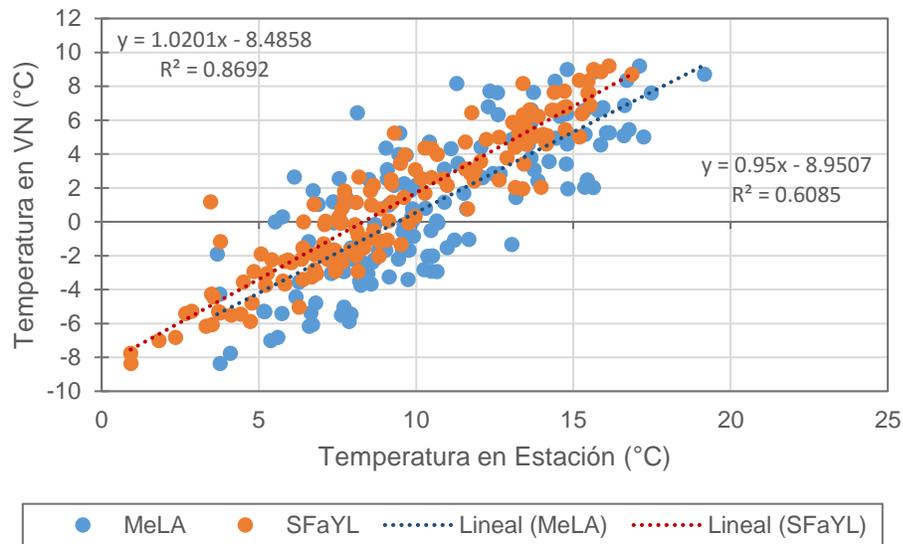


Figura A - 2 Temperatura promedio diaria medida en estaciones DGA y estación Valle Nevado

Luego se tiene que para cada día del año la temperatura se comporta de forma cíclica siendo menor en la madrugada y mayor después del mediodía. Esta curva se calcula para cada día del año en la estación Valle Nevado y luego calcula el promedio de ellas por lo que se obtiene que las menores temperaturas son entre las 4 y 7 de la mañana y las mayores entre las 12 y las 16 horas (Figura A - 3).

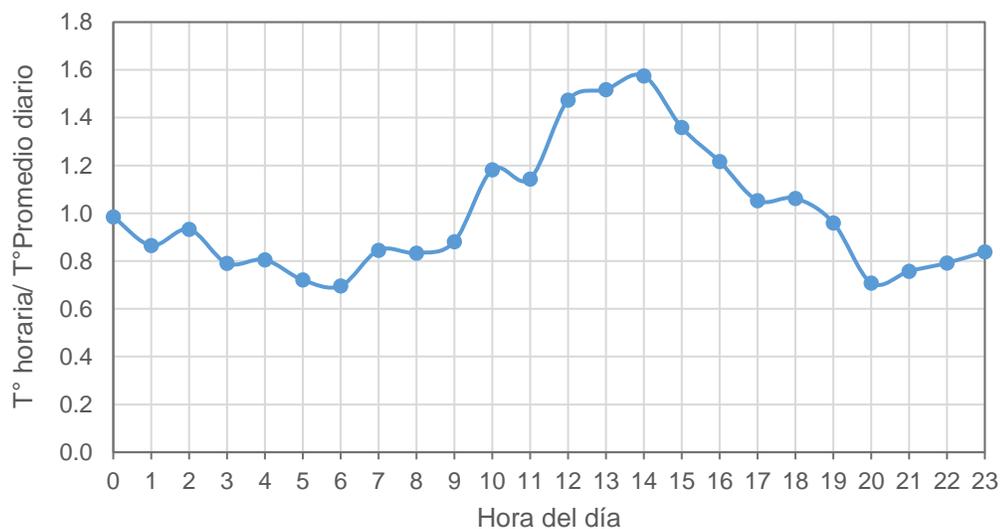


Figura A - 3 Distribución de temperatura horaria en Valle Nevado

Para los días donde no se tienen datos en Valle Nevado, se utiliza la temperatura diaria promedio que existe en MeLA y SFaYL y se utilizan las regresiones para calcular el valor promedio en VN, luego ambos resultados se ponderan, obteniéndose una buena correlación entre lo medido y calculado (Figura A - 4).

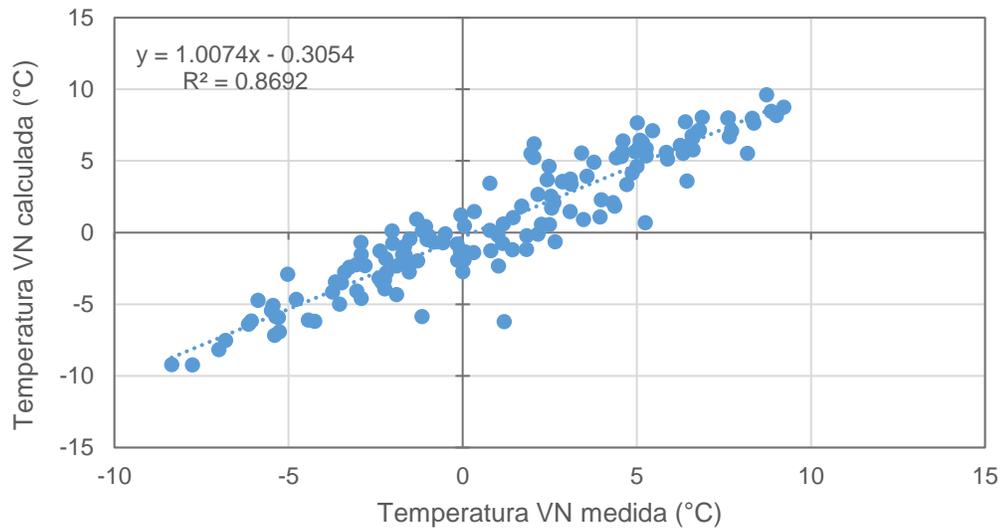


Figura A - 4 Temperatura promedio diaria medida y calculada en estación Valle Nevado

Humedad Relativa

Para completar los datos de humedad relativa se tiene información horaria de la estación Estero Yerba Loca en Piedra Carvajal (3250 msnm) y también de MeLA, sin embargo para el relleno sólo se utilizan los valores de la estación YLePC, debido a que la humedad relativa depende de la temperatura del aire y en consecuencia de la altura. Ambas series se muestran en la Figura A - 5. La serie de tiempo de humedad relativa utilizada en el modelo puntual es la que se muestra en la Figura A - 6.

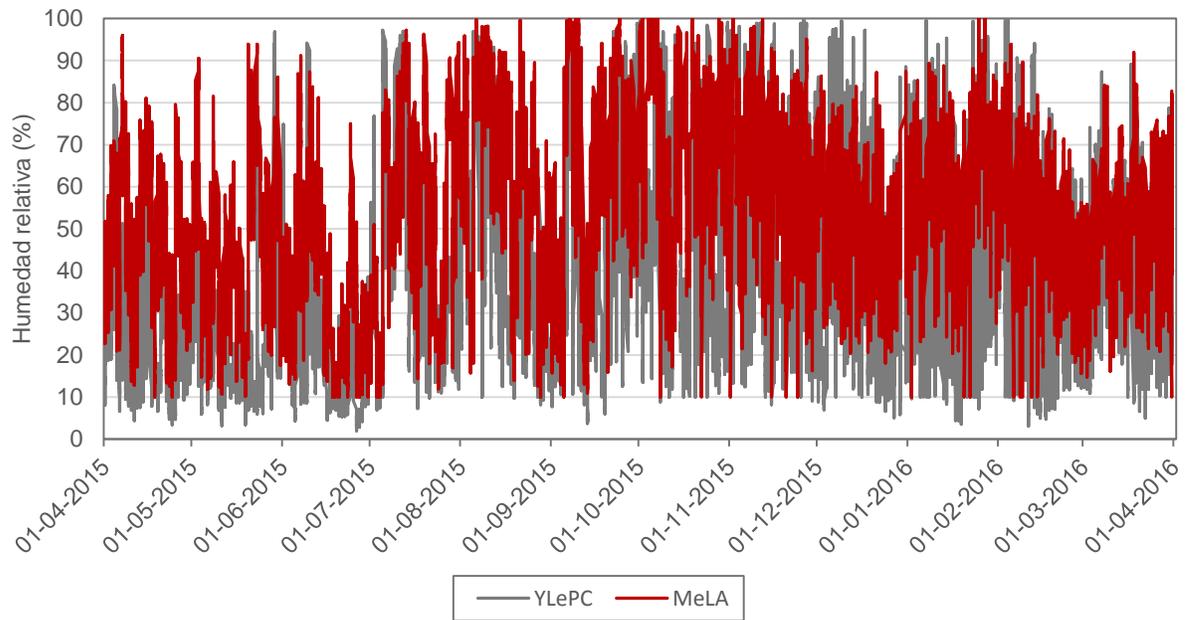


Figura A - 5 Serie de humedad relativa horaria en estaciones DGA

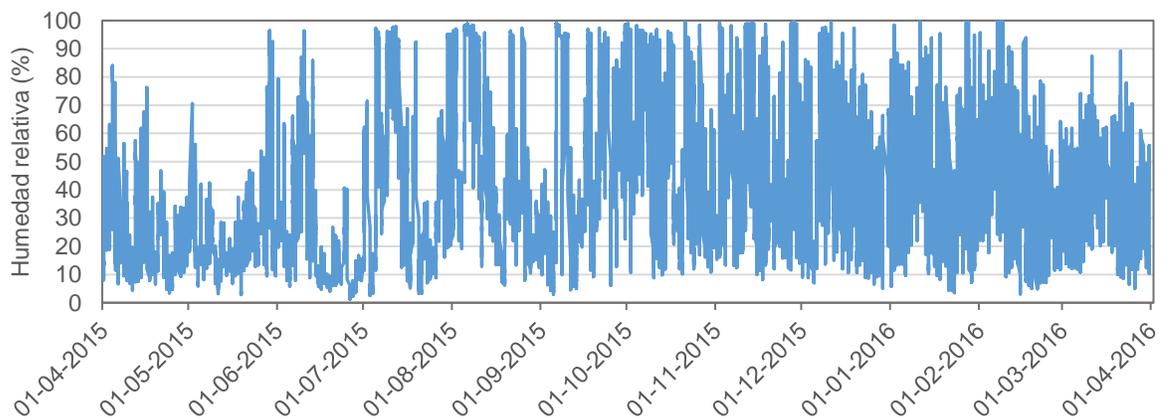


Figura A - 6 Humedad relativa en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016

Viento

La velocidad del viento faltante fue rellena con datos de años anteriores de la misma estación de Valle Nevado. Esta variable es relevante para el transporte y sublimación de nieve, y en los meses donde se debió rellena prácticamente no existe nieve por lo que no es importante la precisión de los datos rellenos.

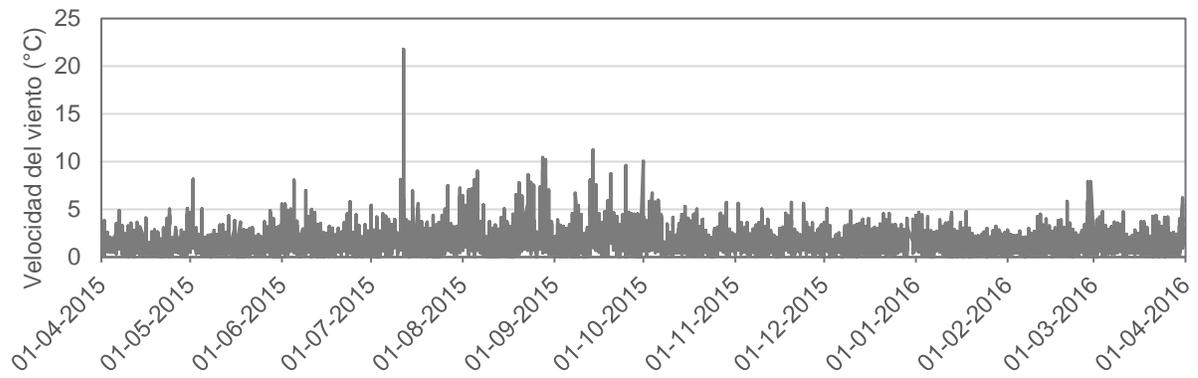


Figura A - 7 Velocidad del viento en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016

Precipitación

Se tienen datos de precipitación horaria en 3 estaciones dentro de la cuenca operadas por la DGA, que se muestran en la Figura A - 8:

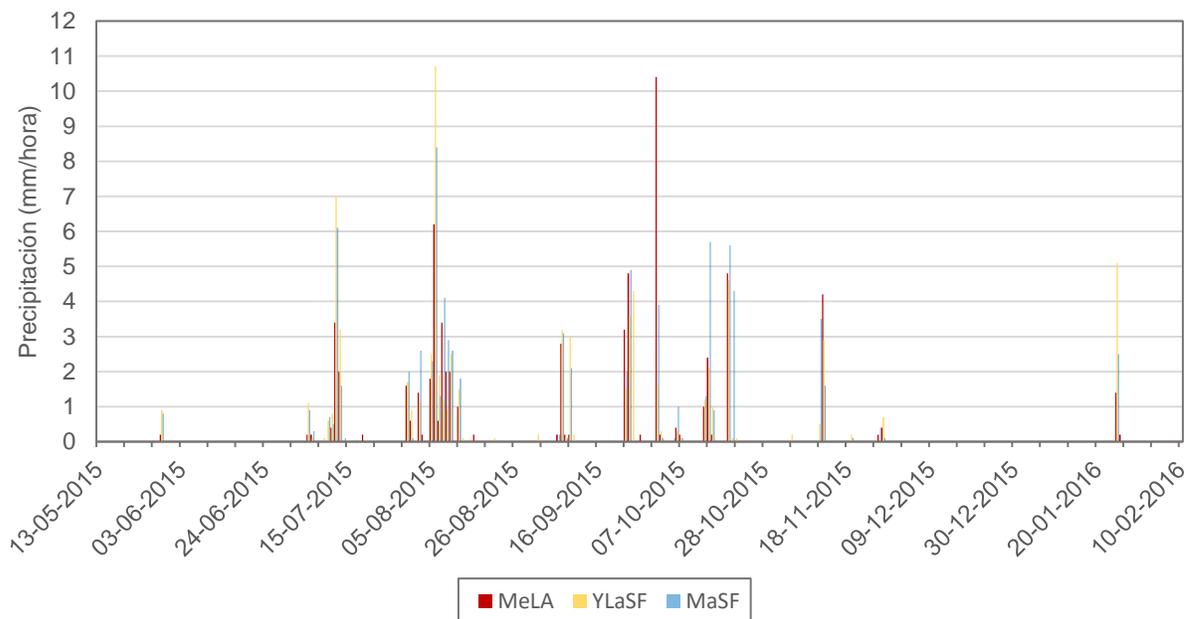


Figura A - 8 Precipitación horaria estaciones DGA dentro de la cuenca

Se hace una regresión de la precipitación diaria medida en VN y las otras estaciones, como se muestra desde la Figura A - 9 a la Figura A - 11:

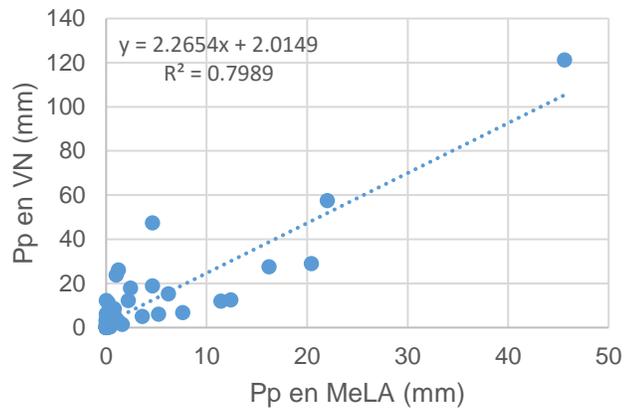


Figura A - 9 Precipitación diaria MeLA y VN

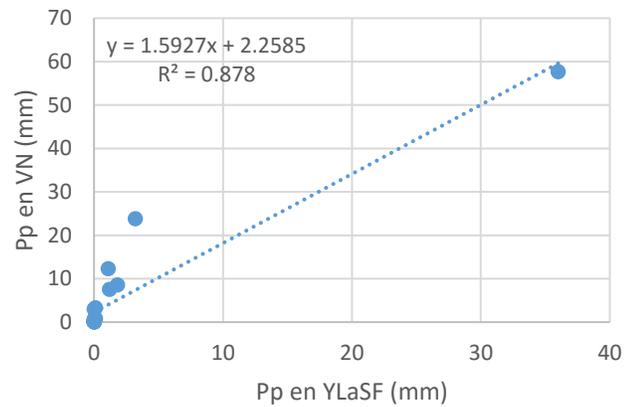


Figura A - 10 Precipitación diaria YLaSF en VN

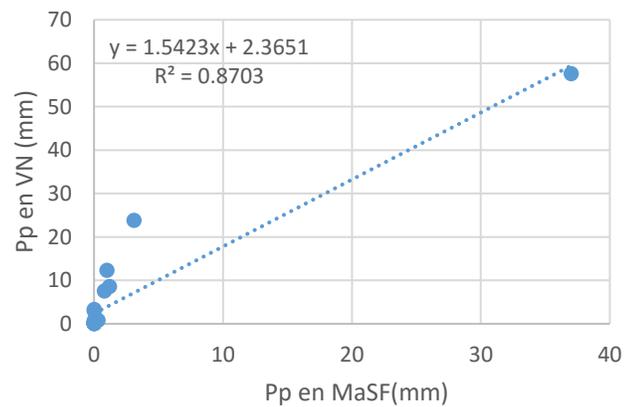


Figura A - 11 Precipitación diaria MaSF en VN

La precipitación diaria en VN se calcula con cada una de las regresiones, pero finalmente se utilizan sólo las de las estaciones MaSF y YLaSF, ya que al usar la

regresión de MeLA se sobreestima considerablemente la precipitación en VN. Este resultado de precipitación diaria se distribuye en forma horaria siguiendo la misma distribución de la precipitación horaria en YLaSF. La correlación en la precipitación medida y calculada según gradiente en Valle Nevado se muestra en la Figura A - 12.

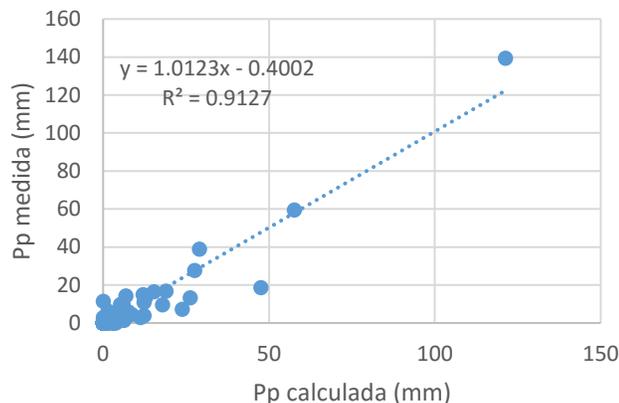


Figura A - 12 Precipitación diaria en Valle nevado medida y calculada con gradiente

Este método no considera cuando precipita en Valle Nevado pero no en las otras estaciones que se encuentran en la parte baja de la cuenca.

Radiación solar

Esta variable es importante para el balance de energía en la nieve. Se calcula según la Ecuación A - 1 (DeWalle & Rango, 2008):

$$K \downarrow = I_q(0.85 - 0.47C) \quad \text{Ecuación A - 1}$$

Donde:

I_q : Radiación solar potencial (Wm^{-2})

C : fracción cubierta por nubes

La radiación solar potencial (radiación directa más difusa) se calculó con el módulo global de CRHM, mientras que la fracción de cobertura de nubes está dada según la Ecuación A - 2:

$$C = 1 - K_c \quad \text{Ecuación A - 2}$$

Donde K_c corresponde al Clear Sky Index dado por la Ecuación A - 3 (Cornwell et al., 2016):

$$K_c = \left(\frac{\overline{G_{r\downarrow}}}{\overline{G_{c\downarrow}}} \right) \quad \text{Ecuación A - 3}$$

Donde:

$G_{r\downarrow}$: Insolación incidente sobre una superficie horizontal

$G_{c\downarrow}$: Irradiancia para cielo despejado

Ambos valores se obtienen de forma diaria a partir del producto que se encuentra en el proyecto "Climatology Resource for Agroclimatology" de la NASA "Prediction Energy Resource POWER" y del módulo r.sun de GRASS GIS respectivamente. Por otro lado, el producto POWER de la NASA entrega una insolación en MJ/m²/día con una resolución de 1° de latitud y longitud. Con el módulo r.sun se obtienen mapas ráster para cada día del año, con información de la irradiancia en Wh/m²/día donde se obtiene el valor necesario según la ubicación de la estación. Finalmente la radiación de onda corta incidente se muestra en la Figura A - 13.

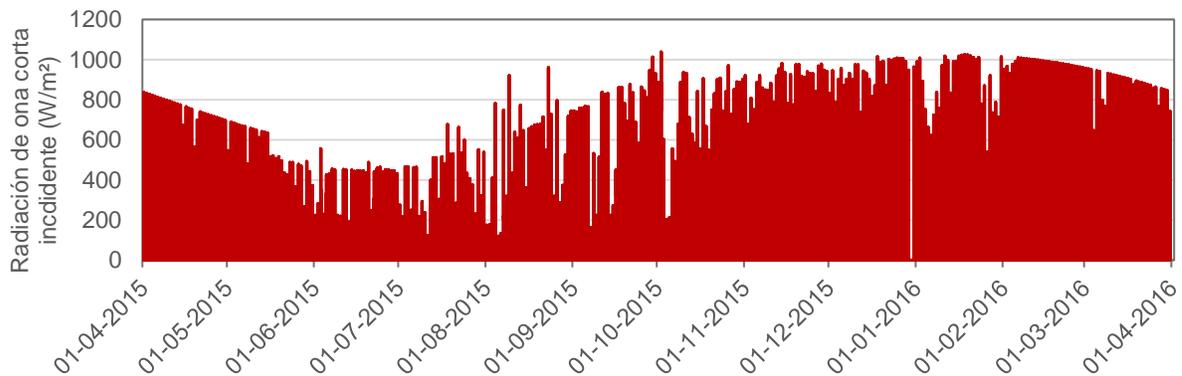


Figura A - 13 Radiación solar de onda corta incidente en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016

La radiación de onda larga incidente se obtuvo en CRHM a partir de la radiación de onda corta incidente y utilizando el módulo longVt (Figura A - 14).

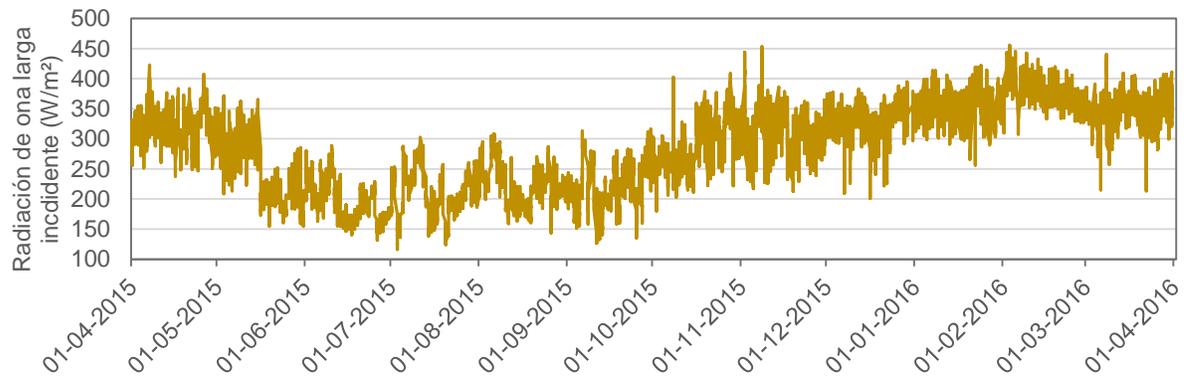


Figura A - 14 Radiación de onda larga incidente en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016

Albedo

Para rellenar los datos de albedo se considera un albedo máximo de 0.85 para la ocurrencia de las tormentas significativas en el mes de octubre y para noviembre. Además se usa la misma pendiente de decaimiento de albedo de agosto-septiembre de 2015 y mayo 2014 respectivamente debido a la similitud de temperaturas de este período, que provocan un derretimiento más rápido de la nieve. Cuando no existe nieve se considera un albedo de 0.25 lo que corresponde al albedo de suelo seco. El albedo para el año hidrológico completo se muestra en la Figura A - 15.

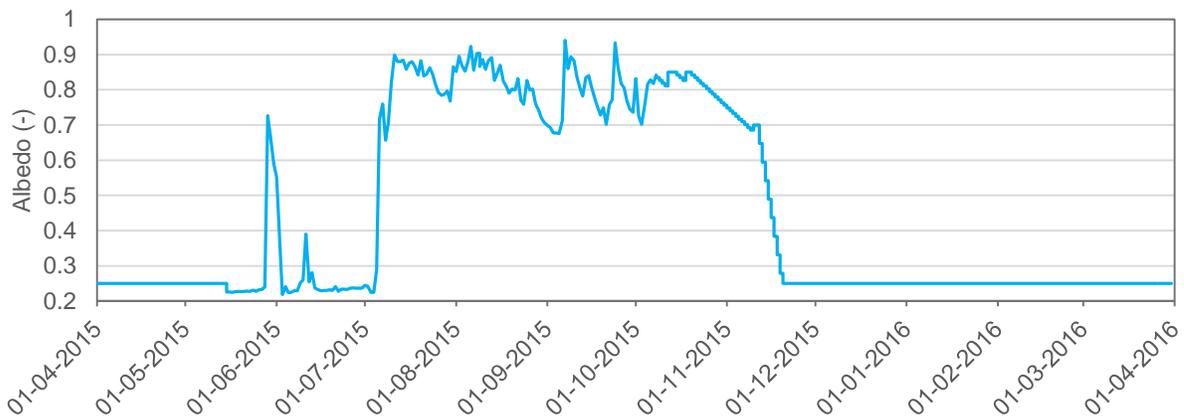


Figura A - 15 Albedo en Valle Nevado año hidrológico 2015-2016

Anexo B: Procesamiento imágenes MODIS

Para obtener el fSCA promedio en cada subcuena para cada día del año se realiza lo siguiente:

1. Se transforma a formato ráster el archivo que contienen las subcuencas.

2. Se importan las imágenes satelitales a GRASS para ajustar el tamaño.
3. Se exporta en formato MATLAB las imágenes satelitales y las subcuencas
4. En MATLAB se asigna valor NaN a todos los píxeles que no contienen información de fSCA (nubes, sin datos, entre otros).
5. Se crea una máscara que contiene 1 en la ubicación de la subcuenca de interés y cero en los demás píxeles.
6. Se multiplica la máscara por cada imagen satelital elemento a elemento y luego se calcula el promedio de fSCA utilizando la función nanmean de MATLAB que descarta los valores NaN.

El método puede subestimar el valor promedio de fSCA para días demasiado nubosos o donde existan pocos datos, por lo que se filtran aquellos días que no tienen concordancia con el fSCA del día anterior y siguiente. Lagos et al. (2013) propone una metodología para rellenar los píxeles sin información o con presencia de nubes. Lagos et al. (2015) propone además mejoras en esta corrección, incluyendo un análisis por el proceso de lluvia. Para futuros estudios, se recomienda realizar un relleno de estos píxeles, para obtener mayor precisión en el fSCA a partir de imágenes MODIS.

Anexo C: Análisis sensibilidad a parámetros de suelo

Se realiza un análisis de sensibilidad del modelo a los parámetros de suelo considerados para la calibración, que se muestran en la Tabla C - 1 y Tabla C - 2:

Tabla C - 1 Parámetros de infiltración y suelo modelo distribuido

Altura (msnm)	Altura vegetación (m)	Infiltración (Ayers)			Suelo (Soil)	
		Cobertura de suelo	Textura	Tasa infiltración (mm/hora)	Suelo (cm)	Capa recarga (cm)
<1500	1.5	pastos escasos	medios/finos sobre fino	2.5	50	12.5
1500-2000	0.5	plantas separadas	medios/finos sobre fino	1.8	30	7.5
>2000	0.1	suelo desnudo	suelo sobre roca madre poco profunda	0.5	10	2.5

Tabla C - 2 Parámetros de conductividad hidráulica saturada modelo distribuido

	Conductividad hidráulica (m/s) (K_estimate)
Altura (msnm)	Capa superficial
<2000	$2.88 \cdot 10^{-6}$
2000-3000	10^{-6}
3000-4000	10^{-7}
>4000	10^{-8}

Se realiza una simulación considerando un cambio en las capas de suelo reduciendo su magnitud a la mitad. Los resultados muestran que no hay variaciones significativas en el caudal modelado, por lo que no se muestra en las siguientes figuras. Se realizan además 2 simulaciones con cambio de los parámetros de conductividad hidráulica, haciéndola más rápida (Ks+) y más lenta (Ks-), aumentándola y disminuyéndola en un orden de magnitud respectivamente.

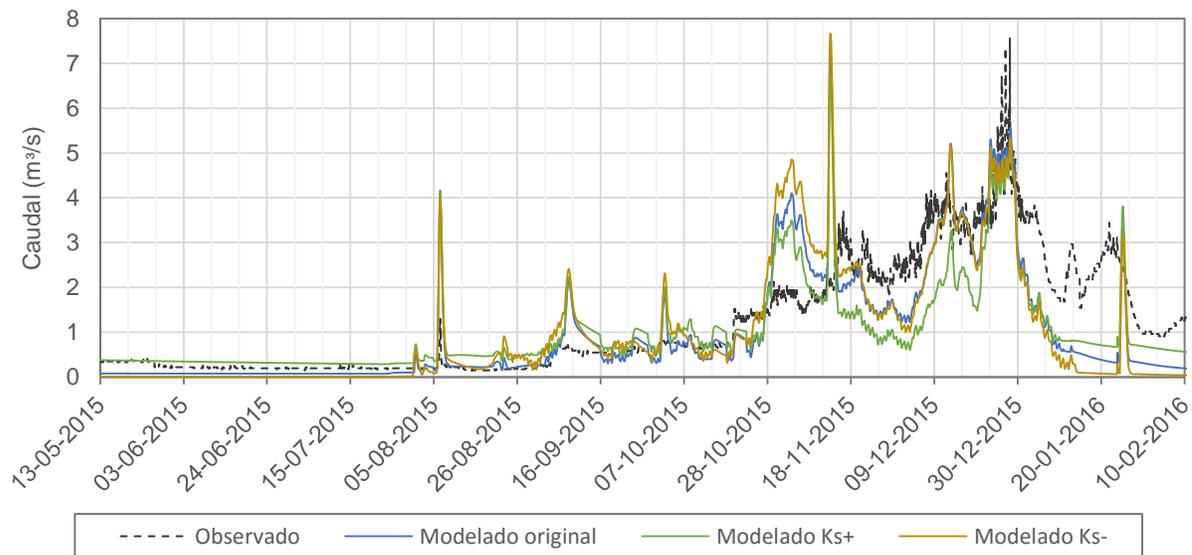


Figura C - 1 Caudales subcuenca YLaSF con cambios en parámetros de suelo

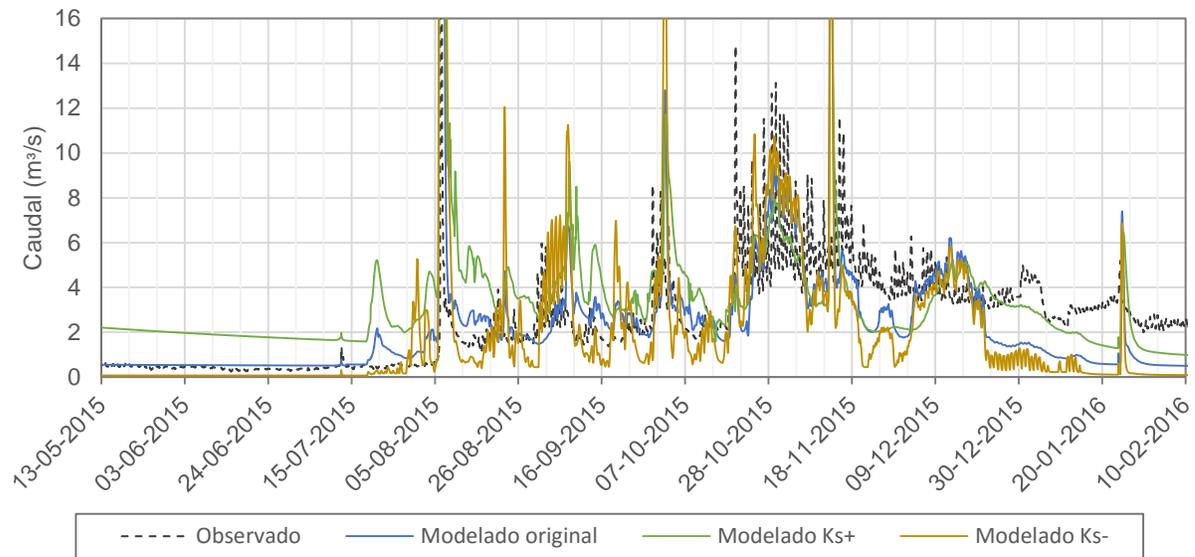


Figura C - 2 Caudales subcuenca MaSF con cambios en parámetros de suelo

En ambas cuencas (Figura C - 1 y Figura C - 2) la variación del caudal al cambiar las conductividades hidráulicas se aprecia que el caudal es mayor previo al derretimiento, esto debido a que tanto lo almacenado en el suelo como lo que precipita y se infiltra, escurre más rápidamente a través de las capas de suelo, por lo que sale antes de las subcuencas. En consecuencia, en el período de derretimiento los caudales son menores, pues gran parte del agua que infiltra previo a los derretimientos ya ha salido de la subcuenca. Sin embargo, estos resultados no son concluyentes debido al error del módulo de infiltración en el manejo de los caudales de deshielo.

Anexo D: Comparación albedo

Para el modelo semi-distribuido se utilizó el módulo Albedo Richard de CRHM, que estima el albedo para el invierno y para el periodo de derretimiento. El algoritmo utiliza valores diarios de radiación neta, mínima y máxima temperatura, nieve caída y la cobertura de nieve según SWE. Los parámetros que utiliza son:

- Albedo_bare: Albedo para suelo desnudo (0.22)
- Albedo_snow: Albedo para nieve recién caída (0.7)
- a1: Tiempo de decaimiento del albedo para manto frío (s)
- a2: Tiempo de decaimiento del albedo para manto derritiéndose (s)
- amax: Albedo máximo para nieve recién caída (0.85)
- amin: Albedo mínimo para nieve vieja (0.55)
- smin: mínima precipitación para renovar albedo (1 mm/hora)

Para los parámetros a_1 y a_2 se utilizaron valores dentro de los rangos de tasa de decaimiento encontradas a través del estudio del albedo en Valle Nevado (Evolución del Albedo). En la Figura D - 1 se muestra una comparación entre el albedo calculado en la estación Valle Nevado y luego el albedo modelado por CRHM para la URH donde se ubica la estación. El coeficiente de correlación obtenido es de 0.72.

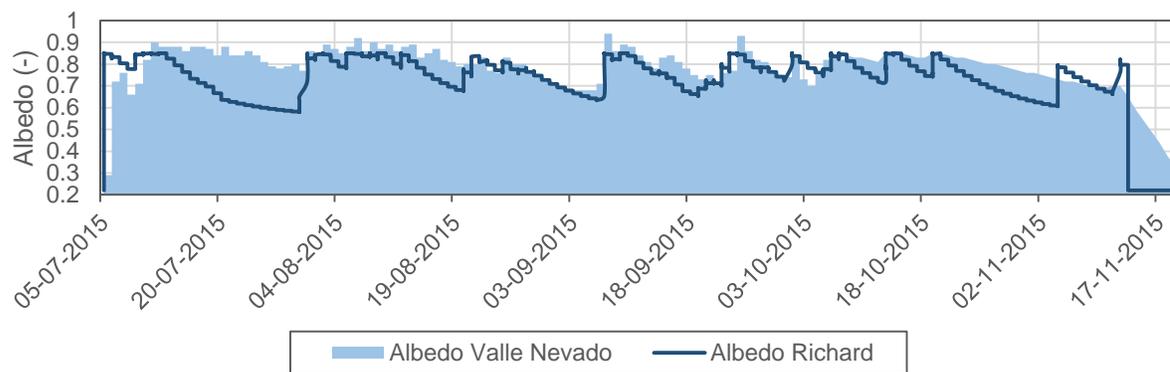


Figura D - 1 Comparación albedo modelado y medido