

1. SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

XXII CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

MODELACIÓN DISTRIBUIDA DEL DERRETIMIENTO DEL MANTO NIVAL MEDIANTE UN BALANCE DE ENERGÍA EN LA CUENCA ALTA DEL RÍO MALLECO

**PATRICIO MUÑOZ PROBOSTE¹
ALEJANDRA STEHR G.²
OSCAR LINK L.³**

RESUMEN

En este estudio se presenta un modelo hidrológico distribuido que simula el derretimiento de la capa de nieve, mediante un balance de energía. Las ecuaciones que gobiernan los flujos energéticos dentro del balance de energía están en función de variables meteorológicas comunes como la temperatura del aire, precipitación, humedad relativa, velocidad del viento y radiación solar. Dentro de la cuenca en estudio se cuenta con dos estaciones hidrometeorológicas y una estación fluviométrica ubicada en el cierre de la cuenca. A partir de una condición inicial de cobertura nival, obtenida de imágenes satelitales, el modelo calcula las tasas de derretimiento para cada celda e intervalo de tiempo, entregando como resultado la cobertura final de la capa de nieve. Para poder determinar el aporte del derretimiento del manto nival al caudal del río Malleco se programó un modelo de generación y rastreo de la escorrentía. Se modeló a escala horaria un periodo de derretimiento primaveral, verificando que el modelo de balance de energía reproduce correctamente la disminución en el espesor del manto nival de forma puntual. Además, se predice la cobertura final de la capa de nieve y se estima el aporte que hace el derretimiento al caudal del río Malleco.

¹Investigador, Centro EULA, Universidad de Concepción – astehr@udec.cl

²Profesor Asistente, Departamento Ingeniería Ambiental, Facultad de Ingeniería Ambiental, Universidad de Concepción – astehr@udec.cl

³Profesor Asociado, Departamento de Ingeniería Civil, Facultad de Ingeniería, Universidad de Concepción – olink@udec.cl

2. INTRODUCCIÓN

El agua proveniente del derretimiento del manto nival, acumulado durante el invierno, representa una de las principales fuentes de recursos hídricos en cuencas cordilleranas durante el verano. Por lo tanto, una correcta estimación de las tasas de derretimiento y de la distribución espacial de la cobertura nival es necesaria para una adecuada determinación de la disponibilidad de agua en los meses críticos. Durante los últimos años ha habido un creciente interés en la modelación distribuida de procesos hidrológicos, tales como la acumulación y derretimiento del manto nival. Los modelos empíricos, que relacionan la tasa de derretimiento con otra variable como la temperatura del aire y/o la radiación solar, son los más usados por su simplicidad y bajo requerimiento de información. Estos no pueden simular precisamente situaciones complejas, como por ejemplo, cuando cae lluvia sobre la capa de nieve, ni reproducir la variabilidad espacial de las tasas de derretimiento. Con el aumento en la disponibilidad de información meteorológica, se ha hecho posible la aplicación de modelos más complejos, que permiten reproducir de mejor manera la variabilidad espacial y temporal de las tasas de derretimiento. Estos se basan en el cálculo de los flujos de energía que interactúan con la capa de nieve. Sánchez (2012) modeló satisfactoriamente, a través de un balance de energía, la tasa de derretimiento de manera puntual en la cuenca alta del río Malleco, utilizando para ello la información de dos estaciones hidrometeorológicas. El objetivo de este estudio es verificar a la escala de la cuenca los resultados obtenidos por Sánchez (2012), por lo cual fue necesario generar un modelo que simule el balance de energía de manera distribuida y entregue como resultado las tasas de derretimiento, además del espesor y cobertura de la capa de nieve. Lo anterior, en conjunto con un modelo de generación y rastreo de la escorrentía, permite estimar el aporte del derretimiento del manto nival al caudal del río Malleco. Tanto el modelo de balance de energía como el de generación y rastreo de la escorrentía fueron programados en Matlab.

3. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca alta del río Malleco se ubica dentro de la provincia de Malleco, al noreste de Temuco en la novena región. La cuenca en estudio tiene una superficie aproximada de 27 km². Presenta fuertes pendientes y su altitud varía entre los 900 y 1800 m.s.n.m, como se puede observar en la Figura 1. Posee un clima templado lluvioso, caracterizado por presentar precipitaciones regulares durante todo el año, pero concentradas durante los meses de invierno. En promedio durante un año caen cerca de 3000 mm de precipitación. En invierno, debido a las bajas temperaturas se acumula nieve, que luego en primavera se derrite completamente. La cuenca alta del río Malleco se encuentra dentro del Parque Nacional Tolhuaca y la Reserva Nacional Malleco, por lo que su uso del suelo es principalmente bosque nativo. De acuerdo al trabajo de Charlin (2012), los suelos que predominan en la cuenca tienen una textura franco arenosa o arenosa franca, que son suelos caracterizados por tener un alto porcentaje de arena (mayor a 70%) y limo (cercano a 20%). Dentro de la zona de estudio existen dos estaciones meteorológicas y una estación fluviométrica, instaladas por el Centro de Ciencias Ambientales EULA-CHILE, que están vigentes y registran datos cada 15 minutos de manera continua. En la Figura 1 se puede observar la posición de las estaciones meteorológicas Laguna Malleco (903 m.s.n.m.) y Tolhuaca (1187 m.s.n.m.). La estación Tolhuaca inició sus mediciones en Abril del 2010 y la estación Laguna Malleco en Abril del 2011. Ambas estaciones miden radiación solar de onda corta neta, radiación de onda larga neta, temperatura del aire, precipitación, velocidad y dirección del viento, humedad

relativa, flujo de calor en el suelo y el espesor de la capa de nieve. La estación fluviométrica se encuentra ubicada cerca de la estación meteorológica Laguna Malleco, a 1.1 km aguas arriba de la Laguna Malleco. La estación fluviométrica mide la profundidad de escurrimiento de manera indirecta, mediante dos sensores de presión, uno ubicado en el lecho del río y otro a presión atmosférica. Tomando en cuenta la disponibilidad de datos de las estaciones meteorológicas y de la estación fluviométrica, además de los periodos en que hubo nieve dentro de la cuenca, se escogió un periodo primaveral para modelar que va desde el 07/09/2011 hasta el 14/10/2011.

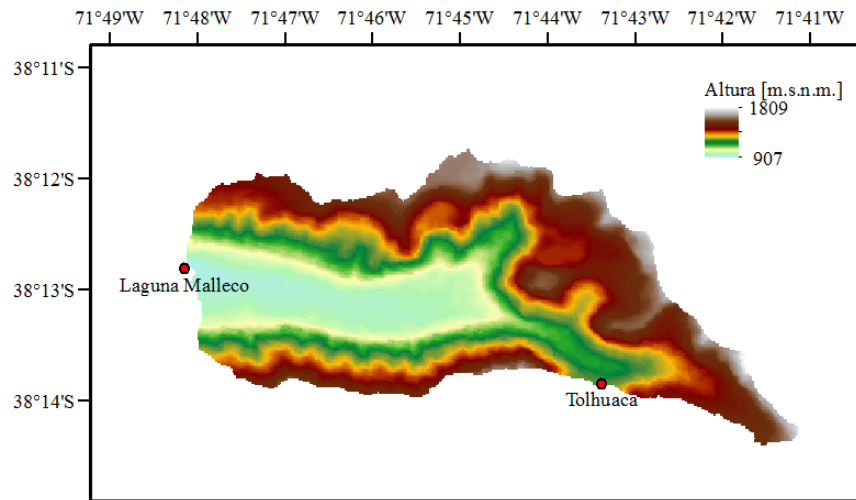


Figura 1. Modelo digital de elevación de la cuenca alta del río Malleco y posición de las estaciones meteorológicas.

4. DATOS DE ENTRADA

Para realizar la modelación se utilizó un modelo digital de elevación (MDE) con una resolución de 30 m. El cual fue generado a partir de mediciones hechas por el satélite *Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer* (ASTER) y fue publicado de manera gratuita gracias a una colaboración entre el gobierno Japonés y la NASA. El uso del suelo se obtuvo del Catastro Vegetacional de la Corporación Nacional Forestal (CONAF). El tipo de suelo se obtuvo de la memoria de título de Charlin (2012), en la cual se clasificaron los suelos de la cuenca, utilizando 18 muestras de suelo a las cuales se les determinó la granulometría, contenido de materia orgánica y coeficiente de permeabilidad.

El modelo de balance de energía para la capa de nieve necesita como entrada, para cada intervalo de tiempo, mapas de las siguientes variables: temperatura del aire, precipitación, velocidad del viento, humedad relativa y radiación solar de onda corta entrante. La cuenca alta del río Malleco sólo dispone de dos estaciones meteorológicas, por lo que no es posible aplicar un método geoestadístico para generar los mapas, ni tampoco calcular un gradiente, ya que ambas estaciones se encuentran en la parte baja de la cuenca (903 y 1187 m.s.n.m.). Para la precipitación se decidió utilizar la ponderación por el inverso de la distancia (PID), ya que la cuenca es relativamente pequeña (27 km²) y la precipitación varía poco a esa escala espacial, lo que se corroboró con datos medidos. En cambio, se espera que la temperatura del aire disminuya a

medida que la altura aumenta, por lo cual se decidió utilizar un gradiente altitudinal. Sin embargo, como no es posible calcularlo sólo con dos estaciones, se agregaron siete estaciones de la red hidrometeorológica de la Dirección General de Aguas (DGA), cercanas a la cuenca. Con los datos de estas nueve estaciones, se calculó un gradiente mensual utilizando el promedio de las temperaturas máximas y mínimas, encontrándose buenos coeficientes de correlación. Para el caso de la velocidad del viento y la humedad relativa del aire, no se disponía de información externa para estimar un gradiente, por lo que se decidió utilizar la ponderación por el inverso de la distancia. Para generar los mapas distribuidos de radiación solar, existen diversos modelos que calculan la radiación solar al tope de la atmósfera y luego la ajustan por el aspecto, pendiente y la sombra generada por objetos cercanos. Entre estos se destacan SRAD, Solei-32, r.sun y Solar Radiation (Ruiz-Arias *et al.*, 2009). En este estudio se utilizó la extensión Solar Radiation del SIG ArcGIS, herramienta que genera mapas de radiación para un intervalo de tiempo dado (horas, días, años) a partir de un modelo digital de elevación. La radiación que entrega la herramienta Solar Radiation es aquella que habría en condiciones de cielo despejado, por lo que es necesario ajustarla por la nubosidad (ver Figura 2). Para ello se calcula en cada intervalo de tiempo la relación entre la radiación solar medida en las dos estaciones y la generada por el modelo, obteniéndose dos índices de nubosidad, que luego son extrapolados al resto de la cuenca utilizando PID, lo que permite corregir los valores de radiación.

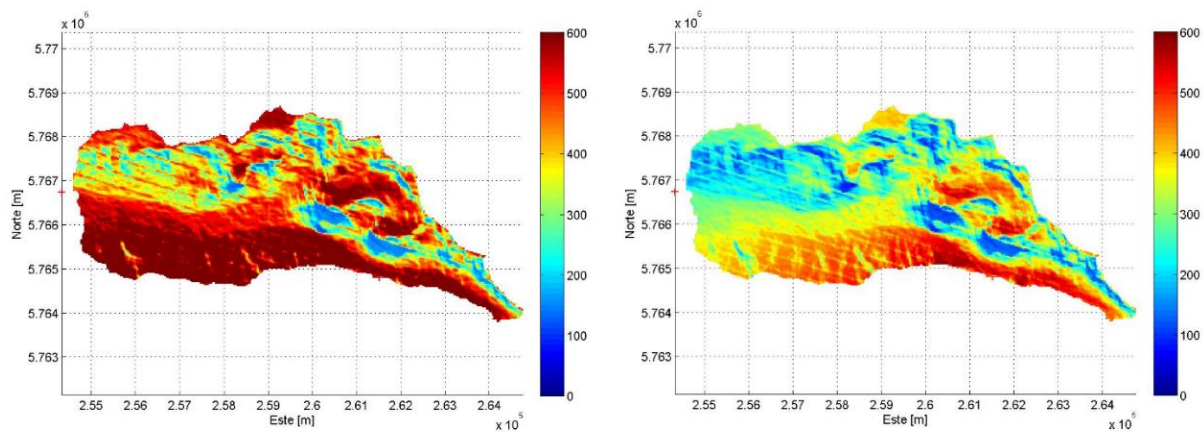


Figura 2. Ejemplos de mapas de radiación solar de onda corta entrante, en W/m^2 para el 7 de Septiembre de 2011 entre las 11 y 12 del día. A la izquierda, mapa sin corregir por la nubosidad, y a la derecha mapa corregido.

La cobertura inicial de la capa de nieve se obtuvo de imágenes satelitales MODIS, específicamente del producto MOD10A1, el cual consiste en mapas con una resolución de 500 m, donde se muestra la cobertura máxima de nieve registrada durante un día. Para definir el espesor de la capa de nieve, se contaba con la información registrada por ambas estaciones meteorológicas. Además, de rutas de nieve realizadas al inicio del periodo. Se analizaron las rutas de nieve y no se encontró una buena relación entre altura y espesor de la capa de nieve; además, los puntos de la ruta de nieve están ubicados sólo en la parte sur de la cuenca, concentrados entre los 1000 y 1200 m.s.n.m., por lo que no son representativos. Para el periodo a modelar, sólo la estación Tolhuaca presentaba nieve. Teniendo en cuenta lo expuesto anteriormente, se optó por usar como espesor inicial el valor de la estación Tolhuaca, asumiéndolo uniforme sobre todas las celdas, que de acuerdo a la imagen satelital tuviesen nieve. Para estimar la densidad de la capa de

nieve, se disponía de rutas de nieve como fuente de información, por lo que se optó por sacar un valor promedio y asumirlo constante, tanto espacial como temporalmente. El valor de densidad de la nieve calculado a partir de las rutas de nieve corresponde a 400 kg/m³, lo que coincide con valores encontrados en la literatura para nieve madura, que es el tipo de nieve que se encuentra típicamente en periodos primaverales de derretimiento (Meløy Sund *et al.*, 2007). En el modelo, la densidad de la capa de nieve se utiliza para calcular cuánto disminuye el espesor del manto para una cantidad de derretimiento dada.

5. BALANCE DE ENERGÍA PARA LA CAPA DE NIEVE

El derretimiento del manto nival depende de la interacción de distintos flujos energéticos entre la atmósfera, la capa de nieve y el suelo. Estos flujos son variables en el espacio y tiempo, dependiendo principalmente de las condiciones atmosféricas (Garen y Marks, 2005). Conociendo los flujos de energía hacia la capa de nieve es posible hacer su balance de energía y determinar la energía disponible para generar el derretimiento de acuerdo a la Ecuación 1:

$$\Delta H = S_{in} - S_{out} + L_{in} - L_{out} \pm Q_l \pm Q_s \pm Q_g + Q_p - Q_i \quad (1)$$

Donde ΔH es la energía disponible para el derretimiento, S_{in} es la radiación solar de onda corta incidente, S_{out} es la radiación solar de onda corta reflejada, L_{in} es la radiación de onda larga incidente, L_{out} es la radiación de onda larga emitida por la superficie de la nieve, Q_l es el flujo de calor latente, Q_s es el flujo de calor sensible, Q_g es el flujo de calor desde el suelo, Q_p es el calor aportado por precipitaciones y Q_i es la energía interna almacenada dentro del manto en forma de calor sensible y latente. En este estudio, al modelarse un periodo donde predomina el derretimiento, se decidió desprestigiar la energía interna almacenada dentro de la capa de nieve (Q_i), ya que cuando hay fusión todo el manto se encuentra en estado isotérmico a 0°C (Koivusalo *et al.*, 2000). En tal caso, no hay un gradiente de temperatura dentro de la capa de nieve y la energía interna almacenada es nula. Además, se desprestigia el flujo de calor desde el suelo debido a su baja magnitud comparada con el resto de los flujos.

Flujos Radiativos

La radiación solar de onda corta incidente (S_{in}) es un dato de entrada al modelo y se mostró en la sección anterior como se calculaba. La radiación solar de onda corta reflejada (S_{out}) es el porcentaje de S_{in} que es reflejada por la superficie de la capa de nieve. Este porcentaje se conoce como albedo (α), el cual depende de la edad de la nieve (disminuye con la edad), el ángulo solar (es menor a mediodía que en la mañana o tarde) y de la contaminación de la nieve por polvo, hojas, ramas, etc. (lo cual disminuye el albedo). Para modelar la variación temporal del albedo se utilizó el modelo propuesto por Hock y Holmgren (2005), en el cual se calcula el albedo a la escala horaria, en función del albedo de la hora anterior. Para periodos en que no cae nieve, el albedo disminuye en función de los días transcurridos desde la última nevada importante y de la temperatura del aire, según la siguiente ecuación:

$$\alpha_{t(i)} = \begin{cases} \alpha_{t(i-1)} - a_1 \cdot \ln(T_a + 1) \cdot e^{a_2 \sqrt{n_d}} & : n_d > 0 \text{ y } T_s > 0 \\ \alpha_{t(i-1)} - a_3 \cdot e^{a_2 \sqrt{n_d}} & : n_d > 0 \text{ y } T_s < 0 \\ \alpha_{t(i-1)} + a_4 \cdot P_s & : n_d = 0, \text{ durante el evento} \end{cases} \quad (2)$$

Donde T_a es la temperatura del aire ($^{\circ}\text{C}$), P_s es la precipitación en forma de nieve (mm/h), n_d es el número de días desde la última medición importante, T_s es la temperatura superficial del manto nival ($^{\circ}\text{C}$) y a_1, a_2, a_3 y a_4 son coeficientes obtenidos por calibración, con $a_1 = 0.005$, $a_2 = -1.05$, $a_3 = 0.0005$ y $a_4 = 0.02$.

La radiación de onda larga incidente (L_{in}) es emitida principalmente por las nubes, el vapor de agua y moléculas de dióxido de carbono y ozono presentes en la atmósfera. Para estimar su magnitud, Sedlar y Hock (2009) proponen un modelo que depende de la temperatura del aire, la presión de vapor y la nubosidad. Para las dos primeras variables por lo general se tiene buena información, pero para la nubosidad no, por lo que ellos parametrizaron el grado de nubosidad del cielo en función de la relación entre la radiación solar incidente medida y la radiación solar al tope de la atmósfera.

$$L_{in} = \varepsilon_{cs} \cdot F \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (3)$$

$$\varepsilon_{cs} = 0.23 + 0.4393 \cdot (e/T_a)^{1/7} \quad (4)$$

$$F = -0.486 \cdot \tau^{1.843} + 1.327 \quad (5)$$

Donde ε_{cs} es la emisividad atmosférica con cielo despejado, F es un factor de la nubosidad que expresa el incremento de L_{in} debido al aumento de la nubosidad, σ es la constante de Stefan-Boltzmann ($5.67 \cdot 10^{-8} \frac{\text{W}}{\text{m}^2\text{K}^4}$), T_a es la temperatura absoluta del aire a una altura de referencia (K), e es la presión de vapor (Pa) y τ es la relación entre S_{in} y la radiación solar al tope de la atmósfera (I_{toa}).

La radiación de onda larga emitida por la superficie de la capa de nieve (L_{out}) depende de la temperatura a la que se encuentre su superficie. Para calcular la magnitud de este flujo de energía se utiliza la ley de Stefan-Boltzmann, la cual propone que la radiación de onda larga que emite un cuerpo está directamente relacionada con su temperatura superficial y se resume en la siguiente expresión:

$$L_{out} = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (6)$$

Donde ε es la emisividad de la superficie (para la nieve cercana a 1) y T_s es la temperatura absoluta de la superficie de la capa de nieve (K).

Flujos Turbulentos

Un modelo ampliamente utilizado en la estimación de los flujos turbulentos, debido a su simplicidad y a la baja cantidad de datos que necesita, es la aproximación aerodinámica de Thornthwaite y Holzman (1939) para la transferencia de calor, momento y vapor de agua. Este

modelo sólo requiere datos de velocidad del viento, presión de vapor y temperatura del aire. El flujo de calor sensible (7) y el flujo de calor latente (8) se pueden calcular de la siguiente manera:

$$Q_s = \rho_a \cdot c_p \cdot C_h \cdot u_a \cdot (T_a - T_s) \quad (7)$$

$$Q_l = \rho_a \cdot 0.622 \cdot \frac{L_v}{P_a} \cdot C_e \cdot u_a \cdot (e_a - e_s) \quad (8)$$

Donde ρ_a es la densidad del aire (1.27 kg/m³), c_p es el calor específico del aire, C_h es el coeficiente de transferencia para calor sensible, u_a es la velocidad del viento (m/s), L_v es el calor latente de evaporación o sublimación, P_a es la presión atmosférica, C_e es el coeficiente de transferencia para calor latente, e_a es la presión de vapor a una altura de referencia (Pa) y e_s es la presión de vapor en la superficie de la nieve (Pa), se asume saturada. Además, se hicieron correcciones al coeficiente de transferencia (C_h y C_e) de acuerdo a las condiciones de estabilidad atmosféricas siguiendo lo propuesto por Moore (1983), Oke (1987), Morris (1989) y DeWalle y Rango (2008).

La lluvia puede influir de dos formas el balance de energía de la capa de nieve. La primera corresponde a la adición de energía en forma de calor sensible (Ecuación 9), cuando cae lluvia a una temperatura mayor a la de la capa de nieve. La segunda corresponde a la liberación de calor latente al congelarse la lluvia en una capa de nieve que tiene una temperatura menor al punto de congelación (Ecuación 10). El calor proporcionado por la lluvia se obtiene sumando ambas fuentes de energía.

$$Q_{p1} = P_r \cdot \rho_w \cdot c_w \cdot (T_p - T_s) , \text{ si } T_s = 0^\circ\text{C} \quad (9)$$

$$Q_{p2} = P_r \cdot \rho_w \cdot L_f , \text{ si } T_s < 0^\circ\text{C} \quad (10)$$

Donde Q_{p1} es el flujo de calor sensible debido a la lluvia caída sobre la nieve (W/m²), P_r es la intensidad de la precipitación (m/s), ρ_w es la densidad del agua líquida (1000 kg/m³), c_w es el calor específico del agua líquida (4.1876 · 10³ J/kg · °C), T_p es la temperatura de la lluvia (°C), se asume igual a la del aire, Q_{p2} es el flujo de calor latente liberado por el congelamiento de la lluvia (W/m²) y L_f es calor latente de fusión (3.34 · 10⁵ J/kg).

6. GENERACIÓN Y RASTREO DE LA ESCORRENTÍA

La escorrentía o lluvia efectiva es la cantidad de agua que efectivamente escurre, es decir, que no es interceptada por la vegetación ni se infiltra. La infiltración depende principalmente de las características de la lluvia, las condiciones de la superficie del suelo, el tipo y contenido de humedad del suelo. Una forma de estimar la escorrentía generada en una celda es usando coeficientes de escorrentía (C_{esc}), los que dependen del tipo de suelo, pendiente y uso del suelo:

$$E = C_{esc} \cdot P \cdot \left[\frac{\theta}{\theta_s} \right] \quad (11)$$

Donde E es la escorrentía (mm), C_{esc} es el coeficiente de escorrentía, P es la precipitación (mm), θ es el contenido de humedad del suelo (m^3/m^3) y θ_s es el contenido de humedad de suelo saturado (m^3/m^3). Los valores del coeficiente de escorrentía se obtuvieron de Liu y De Smedt (2004).

En este estudio se utilizó un modelo de rastreo que resuelve la ecuación de Saint-Venant en una dimensión (Ecuación 12), a través de una aproximación de onda difusiva propuesta por De Smedt *et al.* (2002). En este modelo la escorrentía generada en cada celda es rastreada, de manera independiente, hasta la salida de la cuenca, utilizando rutas de flujo que son determinadas dentro de un sistema de información geográfica (SIG) con un modelo digital de elevación. Con la aproximación propuesta por De Smedt *et al.* (2002) se calculan funciones de respuesta para cada celda, que dependen de la pendiente, velocidad de flujo y de las características disipativas del terreno a lo largo de la ruta de flujo. Finalmente, para cada intervalo de tiempo las funciones de respuesta de cada celda se suman para obtener el hidrograma a la salida de la cuenca.

$$\frac{\partial Q}{\partial t} = D \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} - c \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (12)$$

Donde Q es el caudal (m^3/s), D es el coeficiente de dispersión de la onda (m^2/s), c es la celeridad de la onda (m/s), x es la distancia a lo largo de la trayectoria de flujo (m) y t es el tiempo (s). El coeficiente de dispersión de la onda (D) y la celeridad de la onda (c) dependen de las características del terreno, de la profundidad del flujo y de la velocidad del flujo (Sturm, 2001). Esta última se calcula mediante la ecuación de Manning. De Smedt *et al.* (2002) proponen una solución aproximada a la Ecuación 12 mediante una función de respuesta que relaciona el caudal al final de una ruta de flujo con la escorrentía disponible en el inicio de ella:

$$q(t) = \frac{(1 + \frac{t_0}{t})}{2\sigma\sqrt{2\pi t/t_0}} \cdot \exp\left[-\frac{(t - t_0)^2}{2\sigma^2 t/t_0}\right] \quad (13)$$

$$Q(t) = A \int_0^t E(\tau) \cdot q(t - \tau) d\tau \quad (14)$$

Donde q es la función de respuesta (s^{-1}), t_0 es el tiempo promedio de viaje a través de una ruta de flujo (s), σ es la desviación estándar del tiempo de viaje (m), Q es el caudal al final de la ruta de flujo (m^3/s) y A es el área de la celda (m^2). Los valores de t_0 y σ para una celda cualquiera se obtienen integrando las Ecuaciones 15 y 16 a través de su ruta de flujo:

$$t_0 = \int \frac{dx}{c} \approx \sum \frac{\Delta x}{c} \quad (15)$$

$$\sigma = \sqrt{\int \frac{2D}{c^2} dt} \approx \sqrt{\int \frac{2D}{c^3} dx} \approx \sqrt{\sum \frac{2D}{c^3} \Delta x} \quad (16)$$

Finalmente, reemplazando t_0 y σ en la Ecuación 13 se obtiene la función de respuesta para una celda. Luego, superponiendo las funciones de respuesta de todas las celdas se obtiene el hidrograma a la salida de la cuenca

7. RESULTADOS

A continuación se muestran los resultados del modelo de balance de energía de manera puntual en la estación Tolhuaca, junto con un análisis de sensibilidad. Luego, se presentan los resultados a escala de cuenca de los flujos energéticos calculados, la cobertura nival y el caudal generado por el derretimiento. En la Figura 3 se aprecia claramente que la energía disponible para el derretimiento y la correspondiente tasa de derretimiento, siguen un patrón diario similar a la radiación solar. Las mayores tasas de derretimiento, que son del orden de los 3 mm/h, están concentradas a medio día. Durante la noche la tasa de derretimiento es nula, a excepción de aquellas noches en que hubo precipitación y el calor aportado por la lluvia fue suficiente para generar pequeñas tasas de derretimiento.

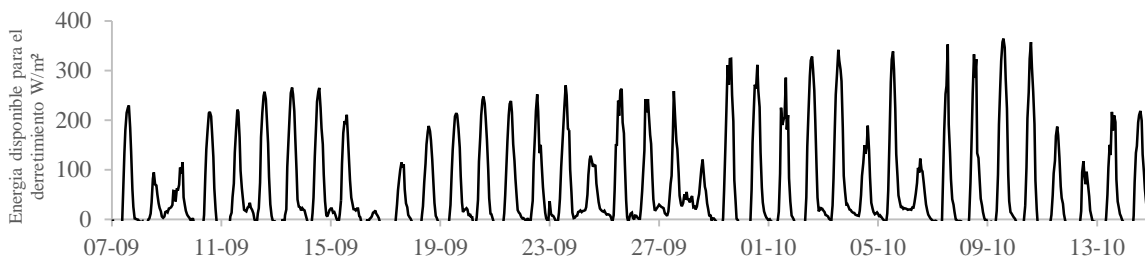


Figura 3. Energía disponible para el derretimiento en la estación Tolhuaca.

Una de las formas de determinar si el modelo funciona de manera correcta es comparando el espesor de la capa de nieve medido con el modelado. En la Figura 4 se puede observar que la tasa de derretimiento modelada es prácticamente igual a la medida, lo que indica que el balance de energía se está calculando correctamente.

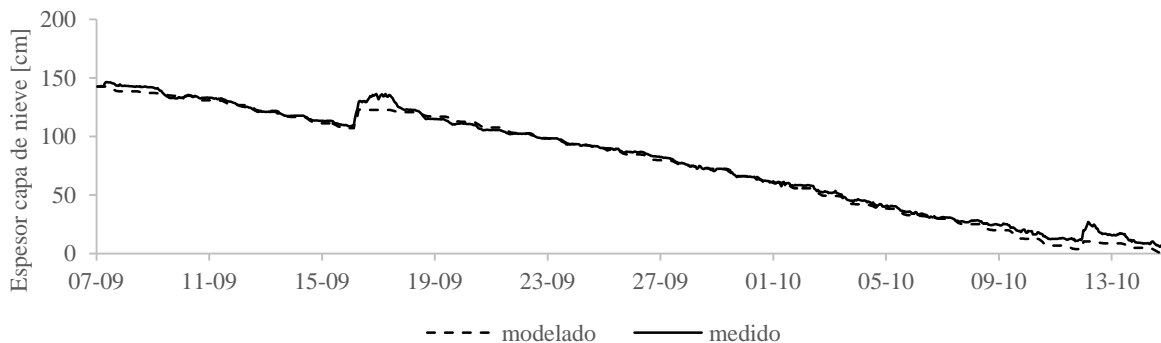


Figura 4. Comparación entre el espesor del manto nival medido y el modelado en la estación Tolhuaca.

Se efectuó un análisis de sensibilidad al albedo inicial y la densidad de la capa de nieve, ya que no se tenía certeza acerca de sus valores. La radiación solar es la principal fuente de energía para el derretimiento, por lo que una mala estimación del albedo inicial llevará a calcular tasas de

derretimiento erróneas. En la Figura 5 se muestra la disminución del espesor de la capa de nieve, utilizando distintos valores de albedo inicial. Suponer un albedo inicial bajo implica un aumento en las tasas de derretimiento, ya que una mayor cantidad de radiación solar penetrará dentro de la capa de nieve. Por el contrario, si se supone un albedo inicial alto las tasas de derretimiento serán más bajas a las reales, ya que se reflejará una cantidad mayor de radiación solar. Para el periodo modelado, el efecto no es tan notorio, ya que en medio del periodo hubo una nevazón importante, lo que aumentó el albedo a 0.9 en los tres casos, pero la diferencia en el espesor de la capa de nieve que se generó al inicio del periodo, por los distintos albedo iniciales, se mantuvo luego de la nevazón.

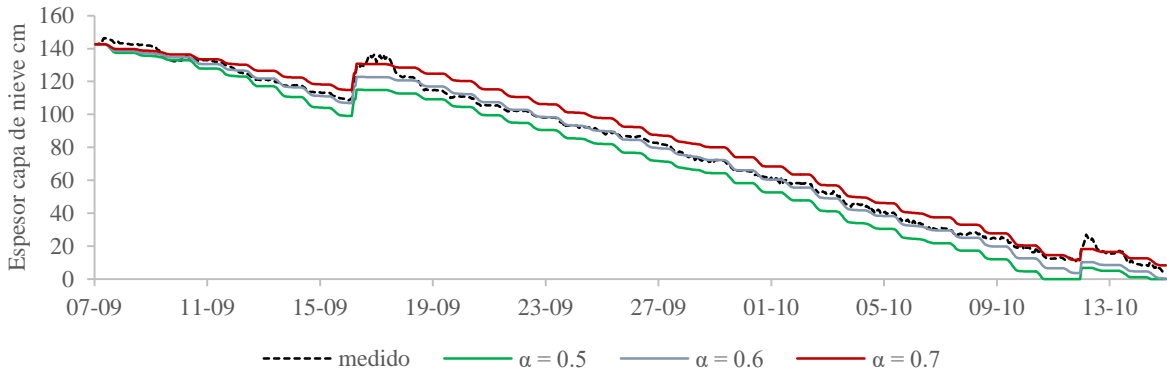


Figura 5. Espesor de la capa de nieve sensibilizado para distintos valores de albedo inicial.

Otro parámetro importante en la modelación es la densidad de la nieve, la cual permite convertir derretimiento en disminución del espesor del manto nival. En la Figura 6 se puede apreciar lo sensible que es el modelo a la densidad de la nieve; cambios en un 25% pueden generar adelantamientos o retrasos de varios días en el derretimiento total de la capa de nieve y por ende una sobre o subestimación del caudal generado, ya que la cobertura nival no podría ser la correcta. Lo ideal sería efectuar el balance de masa de la capa de nieve en equivalentes de agua (SWE en inglés) para no tener que suponer una densidad, pero para ello es necesario contar con instrumentos que midan el peso del manto nival, como *snow pillows* (almohadillas).

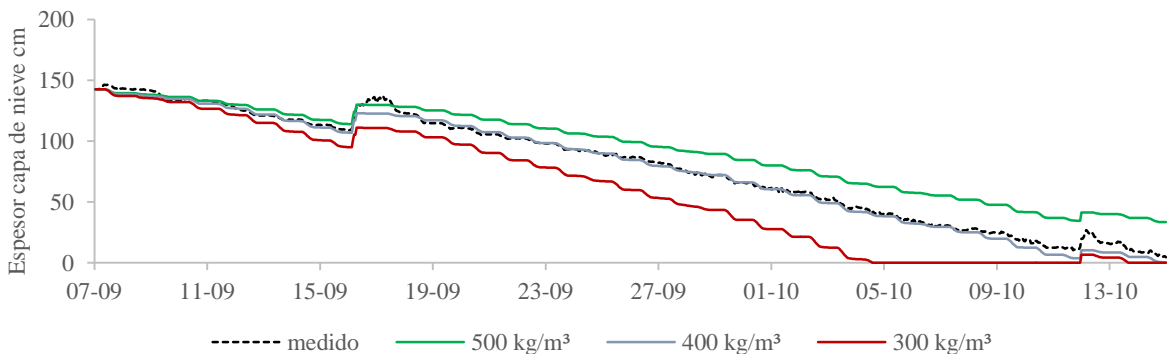


Figura 6. Espesor de la capa de nieve sensibilizado para distintos valores de densidad del manto.

La Figura 7 muestra los flujos de energía promedio para cada celda de la cuenca. La radiación solar neta fluctúa entre 30 y 60 W/m², dependiendo del lugar, y si se compara con el mapa de energía disponible para el derretimiento queda en evidencia que es la principal fuente de energía.

La radiación de onda larga neta fluctúa entre 10 y -10 W/m², siendo mayor en zonas con menor altitud, lo que se debe a que la radiación solar de onda larga incidente depende de la temperatura del aire. Los promedios de los flujos de calor latente, sensible y aportado por lluvias son cercanos a cero, por lo que en general no son flujos importantes, pero en situaciones específicas, como cuando cae lluvia o cuando hay fuertes vientos y altas temperaturas, cobran relevancia.

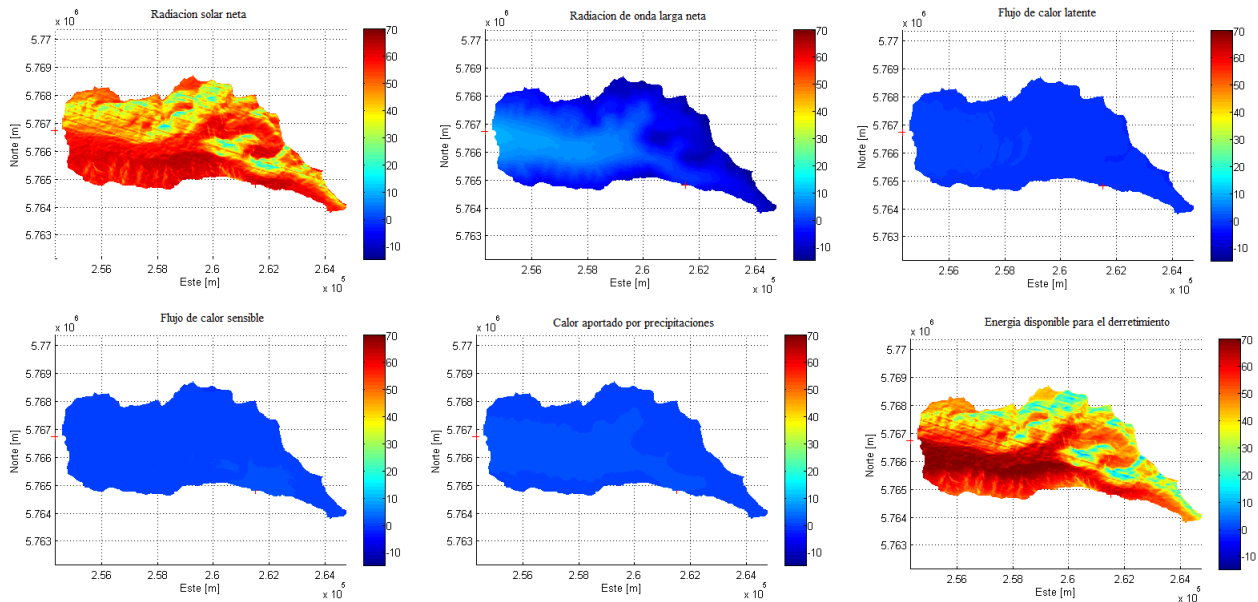


Figura 7. Flujos de energía promedio en W/m².

Otro resultado que entrega el modelo es la cobertura y profundidad de la capa de nieve para cada celda dentro de la cuenca. La Figura 8 muestra la cobertura inicial, la cobertura final observada y la cobertura final modelada. Si bien las imágenes MODIS presentan celdas sin información, debido a la presencia de nubes, es de esperar que estas hayan tenido nieve si se toman en cuenta las celdas vecinas y la altura de las mismas celdas. El modelo logra predecir relativamente bien la cobertura final, se puede observar como las zonas que reciben una mayor cantidad de radiación solar (Ver Figura 2) presentan una menor cobertura de la capa de nieve. La cobertura modelada solo presenta problemas en la parte noroeste de la cuenca, esta diferencia con la imagen satelital se puede deber a una mala estimación de la profundidad inicial de la capa de nieve, cabe recordar que ella se asumió constante en toda la cuenca, ya que, a pesar de contar con rutas de nieve durante el inicio de la modelación, no se encontró una relación entre la profundidad de la capa de nieve y la altura, que tuviese un buen coeficiente de correlación.

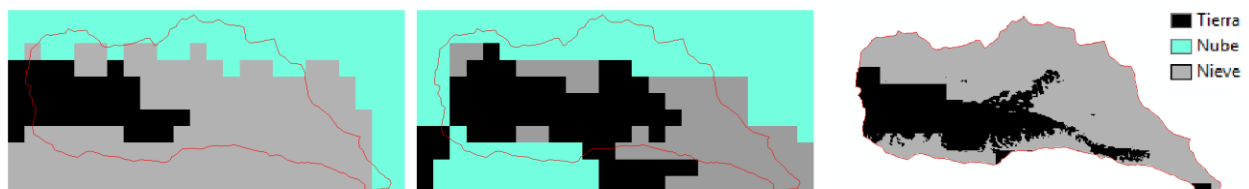


Figura 8. Cobertura inicial (izquierda) y cobertura final (centro), obtenidas de imágenes satelitales MODIS MOD10A1. Cobertura final modelada (derecha).

Las tasas de derretimiento generadas para cada celda e intervalo de tiempo, junto con los mapas de precipitación, sirven como entrada al modelo distribuido de rastreo. En la Figura 9 se muestra el hidrograma medido en la estación fluviométrica y el hidrograma modelado, observándose que el modelo de rastreo reproduce bien los peaks generados por precipitaciones en cuanto a tiempo y magnitud; sólo presenta una sobrestimación y un desfase en el primer peak modelado. En cuanto al caudal generado por la fusión de la nieve, éste oscila entre 1 y 2 m³/s. En cuanto a magnitud, el caudal generado por la fusión es menor al caudal observado, lo que es correcto, ya que el modelo no considera el aporte de aguas subterráneas y dado el tipo de suelo predominante en la cuenca (arenoso franco y franco arenoso), debiese ser importante.

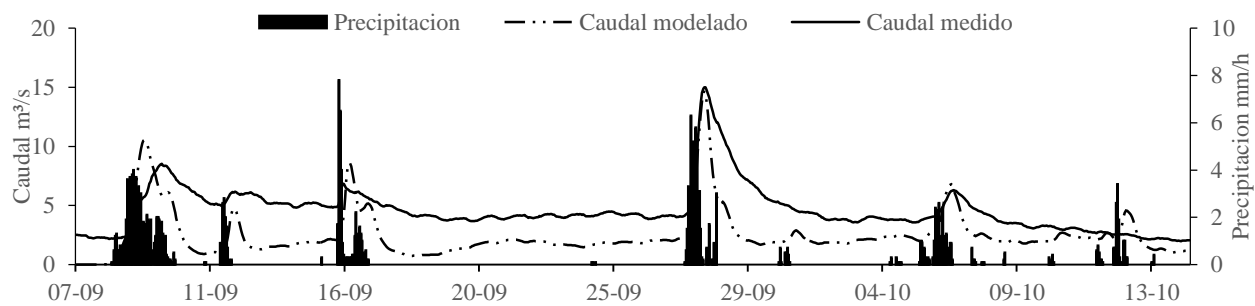


Figura 9. Comparación entre el hidrograma medido y el modelado.

8. CONCLUSIONES

Se ha generado un modelo distribuido basado en un balance de energía para modelar el derretimiento del manto nival en la cuenca alta del río Malleco. Se modeló un periodo primaveral de derretimiento, a escala horaria. Se logró replicar los buenos resultados obtenidos por Sánchez (2012) de manera puntual a escala de cuenca. A pesar de que dentro de la cuenca en estudio sólo había dos estaciones, lo que dificultaba la generación de mapas de extrapolación precisos, se logró distribuir de buena manera dos de las variables que afectan en mayor medida los resultados del balance de energía, la temperatura del aire y la radiación solar. En condiciones normales, la radiación solar es el componente más importante dentro del balance de energía. En situaciones especiales, los otros componentes pueden cobrar relevancia, como por ejemplo cuando cae lluvia cálida a una alta intensidad sobre el manto nival, lo que libera grandes cantidades de calor sensible, generando descensos abruptos en la capa de nieve. El modelo simula correctamente la disminución del espesor del manto nival de manera puntual, lo que se traduce en buenas predicciones de la cobertura de la capa de nieve a nivel de cuenca. Sin embargo, hay que tener cuidado en la elección de los parámetros, ya que el modelo es muy sensible al albedo inicial y la densidad de la nieve. Los modelos de escorrentía y rastreo entregan resultados aceptables, en cuanto a forma del hidrograma y peaks generados por precipitaciones, pero subestima la magnitud del caudal. Por lo anterior, es necesario implementar una rutina que estime el flujo de aguas subterráneas para poder comparar de mejor forma el caudal modelado con el observado. Además de modelar otras cuencas y periodos de tiempo más extensos.

REFERENCIAS

- Charlin, I. (2012) Muestreo y caracterización de los suelos de la cuenca alta del río Malleco para modelación hidrológica distribuida. Memoria de Título Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Concepción. Concepción
- De Smedt, F., Liu Y., y Qiao, Y. (2002) Prediction of floods with the WetSpa model. *Annals of Warsaw Agricultural University – SGGW Land reclamation*. 33. 71-80
- DeWalle, D. y A. Rango (2008) *Principles of Snow Hidrology*. Cambridge University Press, New York.
- Garen, D., y D. Marks (2005) Spatially distributed energy balance snowmelt modelling in a mountainous river basin: estimation of meteorological inputs and verification of model results. *Journal of Hydrology*. 315 .126–153
- Hock, R., y B. Holmgren (2005) A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären. *Journal of Glaciology*. 51(172)
- Koivusalo, H., M. Heikinheimo y T. Karvonen (2001) Test of a simple two-layer parameterisation to simulate the energy balance and temperature of a snow pack. *Theoretical and Applied Climatology*. 70. 65-79.
- Liu, Y.B., y F. De Smedt (2004) WetSpa Extension, A GIS-based Hydrologic Model for Flood. Vrije Universiteit Brussel, Department of Hydrology and Hydraulic Engineering.
- Meløysund, V., Leira, B., Høiseth, K. V. y Lisø, K. R. (2007) Predicting snow density using meteorological data. *Meteorological Applications*. 14. 413–423.
- Moore, R.D. (1983) On the use of bulk aerodynamic formulae over melting snow. *Nordic Hidrology*. 14(4). 193-206.
- Morris, E.M. (1989) Turbulent transfer over snow and ice. *Journal Hydrology*. 105. 205-23.
- Oke, T.R. (1987) *Boundary Layer Climates*, Segunda Edición. Routledge. London.
- Ruiz-Arias, J.A., J. Tovar-Pescador, D. Pozo-Vásquez y H. Alsamanra (2009) A comparative analysis of DEM-based models to estimate the solar radiation in mountainous terrain. *International Journal of Geographical Information Science*. 23(8). 1049-1076.
- Sánchez, R. (2012) Análisis de flujos de energía que controlan las características del manto de nieve: monitoreo en la cuenca alta del río Malleco. Memoria de Título Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil. Universidad de Concepción. Concepción
- Sedlar, J., y R. Hock (2009) Testing longwave radiation parameterizations under clear and overcast skies at Storglaciären. *The Cryosphere*. 3. 75-84.
- Sturm, T., (2001) *Open Channel Hydraulics*, McGraw-Hill Series in Water Resources and Environmental Engineering, New York: 354.
- Thornthwaite, C. W. y Holzman, B. (1939) The determination of evaporation from land and water surfaces. *Monthly Weather Review*. 67. 4-11