



SOCIEDAD CHILENA DE INGENIERÍA HIDRÁULICA
XVI CONGRESO CHILENO DE INGENIERÍA HIDRÁULICA

ESTIMACIONES PRELIMINARES DE LA EVOLUCIÓN DE COBERTURA NIVAL EN PERÍODO ABRIL – JULIO 2002 EN LA CORDILLERA DEL MAULE, USANDO PRONÓSTICOS METEOROLÓGICOS

PATRICIO VALCK XIMENA VARGAS
Depto. Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
Av. Blanco Encalada 2120 4^{to} Piso. Casilla 228-3, Santiago, Chile.
Teléfono: 6968448; Fax: 6718788
e-mail: pvalck@ing.uchile.cl

RESUMEN

El conocimiento de la cobertura nival y su espesor para efectuar pronósticos de deshielo, es de suma importancia para una amplia gama de actividades productivas. Para esto se propone un modelo espacialmente distribuido para la simulación continua del manto de nieve, utilizando pronósticos meteorológicos distribuidos generados por el modelo MM5.

El modelo propuesto, mediante balances de calor y masa, simula en forma continua la evolución del manto a escala horaria para una región específica, la cuál es representada mediante una grilla regular.

En este trabajo se presentan los resultados preliminares del modelo en el período de acumulación, obtenidos en la cordillera del Maule, que cuenta con la mayor potencia hidroeléctrica instalada de Chile.

ABSTRACT

The forecasting of flows during the melting season, it is extremely important for a wide range of productive activities. To make these forecasts it is necessary to know the snow coverage thickness and its spatial distribution, so a distributed model, which uses distributed weather forecasts generated by MM5 model, for the continuous spatial and temporal simulation of the snow pack is implemented.

The model, through a mass and heat balance, simulates continuously the snow pack evolution at hourly scale for a specific region, represented by a regular grid.

In this paper, the preliminary results obtained during the snow accumulation season at a location in Chile where installed hydroelectric power is important, the Maule Mountains, are presented.



ESTIMACIONES PRELIMINARES DE LA EVOLUCIÓN DE COBERTURA NIVAL EN PERÍODO ABRIL – JULIO 2002 EN LA CORDILLERA DEL MAULE, USANDO PRONÓSTICOS METEOROLÓGICOS

1 Introducción

La necesidad de conocer la cobertura nival y espesor del manto para los pronósticos de deshielo es de suma importancia para la determinación la disponibilidad de agua en la temporada de deshielo para riego, hidroelectricidad y otras actividades productivas.

Los modelos utilizados en la actualidad en Chile para efectuar pronósticos, son en general, modelos de regresión que utilizan como variable de entrada precipitación invernal medida en una o más estaciones y/o equivalentes en agua registrados en las escasas rutas de nieve disponibles en el país. Estos modelos extrapolan una situación puntual hacia todo el manto de nieve estudiado. El conocer la evolución del manto de nieve con mayor detalle posibilita hacer pronósticos más acertados de la disponibilidad de agua, así como también, el llevar un seguimiento de la acumulación de agua en forma de nieve en zonas sin mediciones.

Se propone un modelo espacialmente distribuido para la simulación continua del manto de nieve, utilizando pronósticos meteorológicos distribuidos.

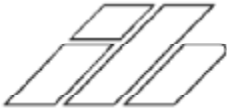
En este trabajo se mostrarán resultados preliminares obtenidos en la cordillera del Maule en el período de acumulación del manto nival. Los resultados se validan con los antecedentes disponibles en una estación nivométrica y con imágenes satelitales.

2 Modelación

El modelo calcula el estado de la nieve mediante balances de masa y de energía en una grilla regular de resolución 250 [m]. La información meteorológica es obtenida del modelo de pronóstico MM5, operado por el Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile, a una resolución espacial de 15 [Km] y temporal de 1 [hr]. La información de pronóstico se convierte en un registro continuo, extraído de las primeras 24 horas de pronóstico del modelo MM5 cuyo horizonte de pronóstico es de 72 horas.

El modelo MM5 entrega al modelo de simulación nival los antecedentes de precipitación, temperatura a 0, 2 y 30 [m] sobre el suelo, y componentes de flujo de calor sobre una superficie horizontal desprovista de nieve. Esta información al estar en una resolución espacial menor que la de simulación se debe interpolar para llevarla a la resolución de simulación, optándose por una interpolación lineal de ésta. Para las componentes de temperatura se consideró un gradiente pseudo – adiabático para así obtener la temperatura a 2 metros de la superficie de simulación.

La resolución de simulación debe ser tal que no se pierda el sentido físico del problema y se tenga una buena representación del terreno. Por esto, se ha optado por una resolución espacial de 250 [m] la que además ha sido utilizada en modelos similares en el extranjero (Wigmosta et al. 1994). Se hace necesario tener la topografía



a una mayor resolución que la de simulación, para así obtener una mejor representatividad, y suavizar efectos topográficos extremos.

Según la U.S. Army Corps of Engineers (1998) y otros autores, el estado de la nieve se puede obtener mediante un balance energético en superficie, el cuál es aproximado por un balance de calor en la capa más superficial del manto, llamada capa activa. En ésta se produce el intercambio de calor con el medio ambiente, siendo las principales por radiación de onda corta y larga, y por calor sensible y latente (transferencias turbulentas). La ecuación de balance queda determinada por la ecuación (1), en la que además se incorporan el calor cedido por la lluvia y el suelo (despreciable).

$$Q_t = Q_{roc} \cdot (1 - Albedo) + Q_{rol} + Q_{ss} + Q_{lat} + Q_s + Q_{pp} \quad (1)$$

Sin embargo al modelar el manto de forma no agregada, se hace necesario unir físicamente los elementos de simulación mediante flujos de masa y de calor. Se propone, tal como se muestra en la figura 1, incorporar la componente de flujo neto de calor de los elementos vecinos hacia el elemento simulado.

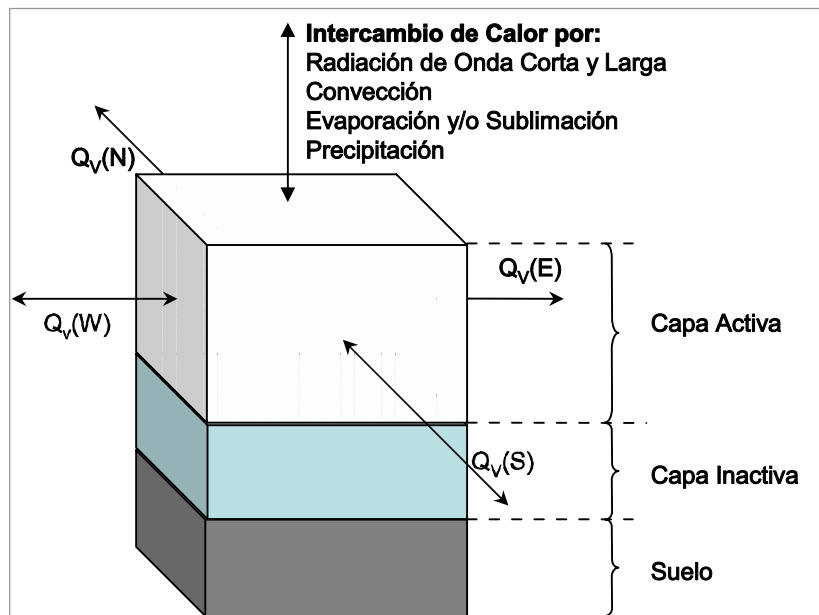


Figura 1 Balance de Calor en elemento de simulación

El flujo de calor desde los vecinos es estimado mediante el equivalente en agua y su conductividad térmica teórica ($K_h = 2,3 \text{ [W/m}^2\text{K]}$), suponiendo una superficie de contacto entre elementos igual al equivalente en agua medio entre elementos. Es así como el flujo de calor queda determinado por la ecuación (2).

$$Q_v = \sum K_h \bar{EA} \frac{dT}{dx} \quad (2)$$

Realizando la suposición que la temperatura de la precipitación es $1,3 \text{ [}^\circ\text{C]}$ menor que la temperatura del aire, el calor cedido por la lluvia es estimado por la ecuación (3)



propuesta por el Corps of Engineers (1998), en la que C_{agua} es el calor específico del agua (1 [cal/gr°C]), pp la precipitación en [cm] y T_{aire} la temperatura del aire en [°C].

$$Q_{II} = pp \cdot c_{\text{agua}} \cdot (T_{\text{aire}} - 1,3) \quad (3)$$

Por efectos prácticos se ha despreciado la componente de calor del suelo, la cuál puede ser considerada constante durante toda la época de simulación (Corps of Engineers 1998)

El calor por radiación de onda corta puede ser calculado mediante fórmulas empíricas que dependen de las condiciones meteorológicas imperantes, de la localización geográfica, temporal y condiciones de orientación y pendiente del terreno. El modelo MM5 entrega el calor por radiación de onda corta en una superficie horizontal, por lo que se hace necesario corregir este efecto. El calor por radiación de onda corta puede ser estimado mediante la siguiente expresión para el hemisferio sur:

$$Q_{roc} = CT \cdot FN \cdot 60 \cdot S \cdot \left(1 + 0,033 \cdot \cos \left(\frac{2 \cdot \pi \cdot (DIA + 284)}{365,24} \right) \right) \cdot \cos(\Theta_z) \left[\frac{ly}{hr} \right] \quad (4)$$

En que CT es el efecto de transparencia atmosférica, FN el efecto de la nubosidad, S la constante solar (2,94 [ly/min]), DIA es el día desde el 1^{ero} de enero, y Θ_z es el ángulo zenital del sol en el momento de cálculo. Duffie y Beckman (1974) obtuvieron una expresión para calcular el ángulo de incidencia real de la radiación solar incidente sobre un manto con orientación A_z y pendiente i :

$$\begin{aligned} \cos(\Theta) = & \sin(\delta) \cos(W) \cos(Lat) \cos(i) + \cos(\delta) \cos(W) \sin(Lat) \sin(i) \cos(A_z) \\ & + \cos(\delta) \sin(Lat) \cos(i) - \sin(\delta) \sin(Lat) \sin(i) \cos(A_z) \\ & + \cos(\delta) \sin(i) \sin(A_z) \sin(W) \end{aligned} \quad (5)$$

En la que δ es la declinación solar y W el ángulo horario del sol. La declinación se puede estimar según la fórmula de Cooper (1969) y W es función de la duración e inicio del día solar. Con la expresión (5) se puede decir finalmente que el valor del calor por radiación de onda sobre la topografía de simulación será:

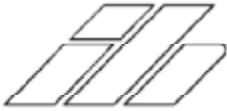
$$Q_{roc} = Q_{roc}^{MM5} \frac{\cos(\Theta)}{\cos(\Theta_z)} \quad (6)$$

El flujo de calor por radiación de onda larga (interacción con la atmósfera) obtenido desde el MM5 es considerando una superficie desprovista de nieve a una temperatura calculada por el mismo modelo, la cuál emite radiación según la ley de Stefan – Boltzman, con lo que se puede obtener la radiación atmosférica y por consiguiente el flujo de calor por onda larga al manto de nieve.

$$Q_{rol} = Q_{rol}^{MM5} + E_{\text{suelo}} \cdot \sigma \cdot T_{\text{suelo}}^4 - E_{\text{nieve}} \cdot \sigma \cdot T_{\text{nieve}}^4 \quad (7)$$

Considerando una cobertura vegetal despreciable, la ecuación (7) es representativa del flujo de calor por onda larga, en que la emisividad del suelo (E_{suelo}) es 0,34 y la de la nieve (E_{nieve}) es 0,99 considerando las temperaturas del suelo y de la nieve en [°K], con $\sigma = 49,56 \cdot 10^{-10}$ [ly/hr°K⁴] la constante de Stefan – Boltzman.

Las componentes de calor turbulentas son directamente dependientes de la velocidad del viento (Corps of Engineers 1998). Del modelo MM5 se puede obtener la dirección y magnitud del viento, por lo que interpolando estas variables a la resolución de simulación se puede obtener para cada hora de simulación la exposición en porcentaje de cada elemento. Luego, las componentes de calor turbulento, en cada



elemento de simulación, serán las interpoladas del MM5 afectadas por la exposición al viento calculada.

Los Parámetros de la nieve nueva son obtenidos según las relaciones de Anderson y Crawford (1964) para la densidad y la disminución de la profundidad del manto por la nueva nevada. La temperatura de la nieve nueva se asume 1,3 [°C] menor a la del aire (Corps of Engineers 1998).

El modelo necesita procesar la topografía, con tal de obtener la pendiente y orientación de la región a simular, una vez creados los set de datos el modelo opera según el diagrama de flujo de la figura 2.

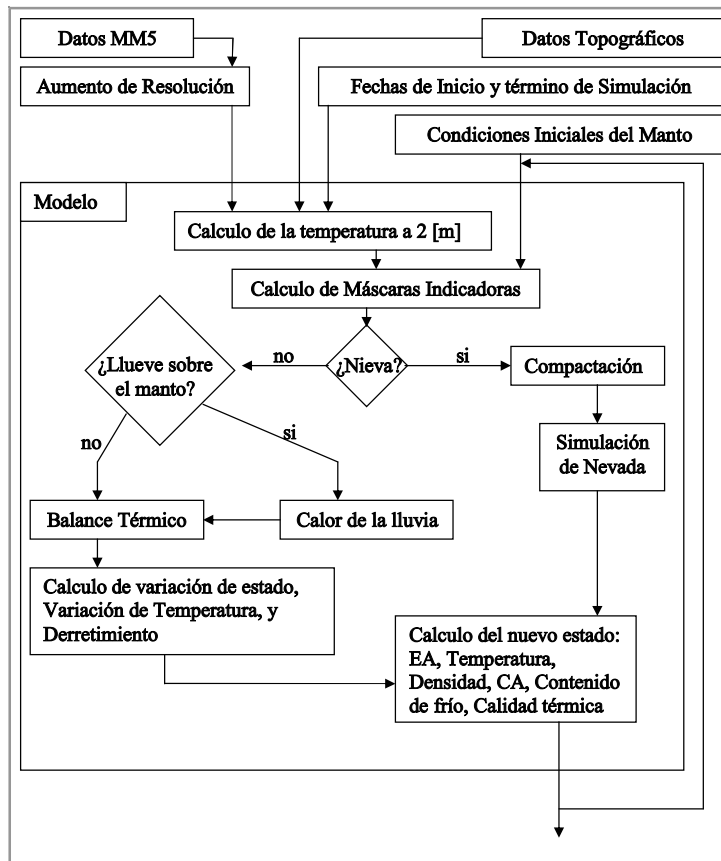


Figura 2 Diagrama de flujo Simplificado del Modelo

El modelo se ha programado en código Matlab, por su manejo transparente de matrices y arreglos, sin dejar de lado la posible implementación del modelo como parte integral del Sistema de Información Geográfico GRASS GIS originalmente escrito por [U.S. Army Construction Engineering Research Laboratories](#) (USA-CERL, 1982-1995) y que actualmente está en desarrollo por centros en Italia y en la Universidad de Baylor de Estados Unidos.



3 Zona de Aplicación

La zona escogida para la aplicación del modelo corresponde a la cordillera del Maule, específicamente entre las coordenadas $35^{\circ}30'S$ $36^{\circ}42'S$, $71^{\circ}14'W$ y $70^{\circ}26'W$, la que se presenta en la figura 3. De acuerdo a lo indicado en la metodología esto significa 84 nodos en la resolución del modelo MM5 y a 237.600 elementos de simulación.

La topografía se obtuvo del programa "Shuttle Radar Topography Mission" (SRTM) a una resolución de 90 [m].

La cuenca del Maule es la con mayor potencia hidroeléctrica instalada del país, siendo la nieve acumulada en el período invernal la principal componente para la generación de hidroelectricidad.

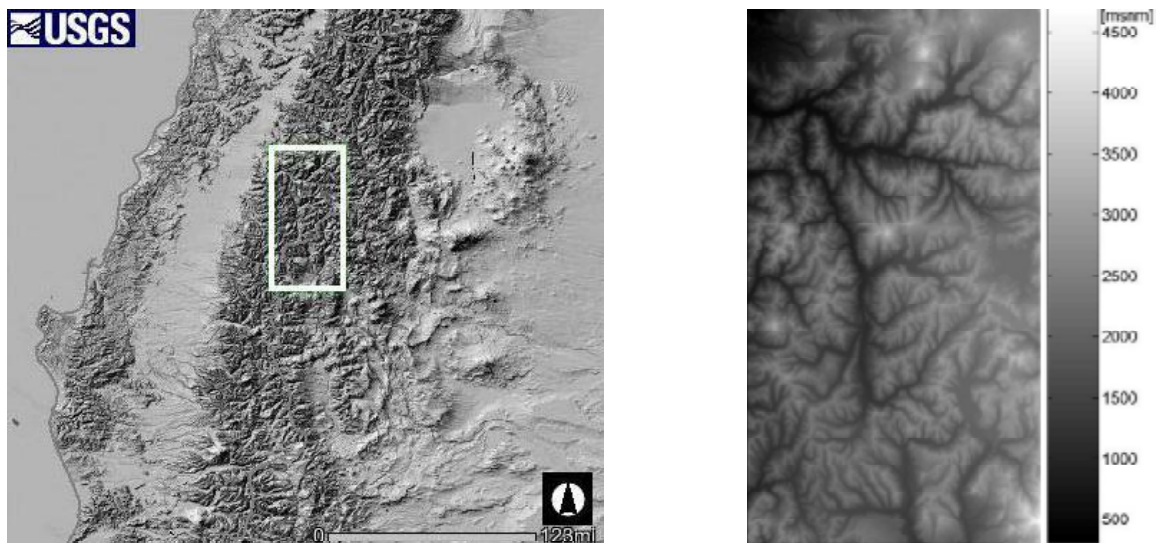


Figura 3 Región de Simulación

La región de simulación presenta una cobertura abundante y persistente en el período mayo – diciembre siendo el período normal de acumulación de abril a septiembre. Los caudales del río Maule en Armerillo presentan un régimen nivo – pluvial.

Además, es importante señalar que en esta región se cuenta con la información evolución del manto nival en la estación Lo Aguirre ($35^{\circ}58'12'' S$, $70^{\circ}32'24'' W$).

El tipo predominante de eventos de precipitación son del tipo frontal, con una fuerte componente orográfica. La cubierta vegetal es escasa en la zona de estudio, predominando los suelos descubiertos.



4 Resultados Preliminares

Según imágenes satelitales de febrero y marzo del 2002, la cobertura nival en dicha época es prácticamente nula en la región, por lo que el modelo se inicializa el 13 de abril considerando que no existe nieve acumulada antes de dicha fecha.

Se dispone de una estadística continua de pronósticos entregados por el modelo MM5 desde el 12 de abril 12:00 UTC hasta el 24 de septiembre 13:00 UTC, siendo UTC la hora universal.

Los resultados que se presentan en este trabajo incluyen la simulación entre el 13 de abril 00:00 UTC y 31 de julio 24:00 UTC, que corresponden a 2616 horas de simulación.

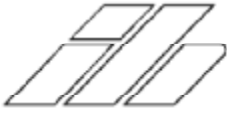
El modelo genera para cada hora el mapa de cobertura nival, los que pueden contrastarse con imágenes satelitales disponibles en fechas específicas. Además, pueden desplegarse mapas asociados que muestran las principales características del manto (equivalente en agua, temperatura, densidad, calidad térmica, etc.).

Para el día 8 de mayo a las 11AM local, el modelo indica una cobertura nula; al comparar con la información satelital (figura 4) se aprecian algunas cumbres con nieve. En la figura 5 se presenta la cobertura simulada el día 27 de julio del 2002 11AM local, la que al superponerla con la imagen satelital correspondiente, muestra pequeñas diferencias en zonas donde la altura del manto es despreciable. A modo de ejemplo, los mapas de densidad y equivalente en agua para el día 27 de julio se presentan en la figura 6.



Figura 4 Cobertura Nival 8 de Mayo del 2002, Imagen Satelital

Los valores de equivalente en agua simulados en las coordenadas de la estación Lo Aguirre se comparan, en la figura 7, con los valores medios diarios observados en dicha estación, apreciándose que la tendencia entre ambos valores es similar. Las



diferencias son del orden de 20 [cm] en los meses de mayo y junio. Sin embargo los errores son considerables para el mes de Julio puesto que el modelo MM5, al parecer, subestima la magnitud de la precipitación ocurrida a fines de junio del 2002.

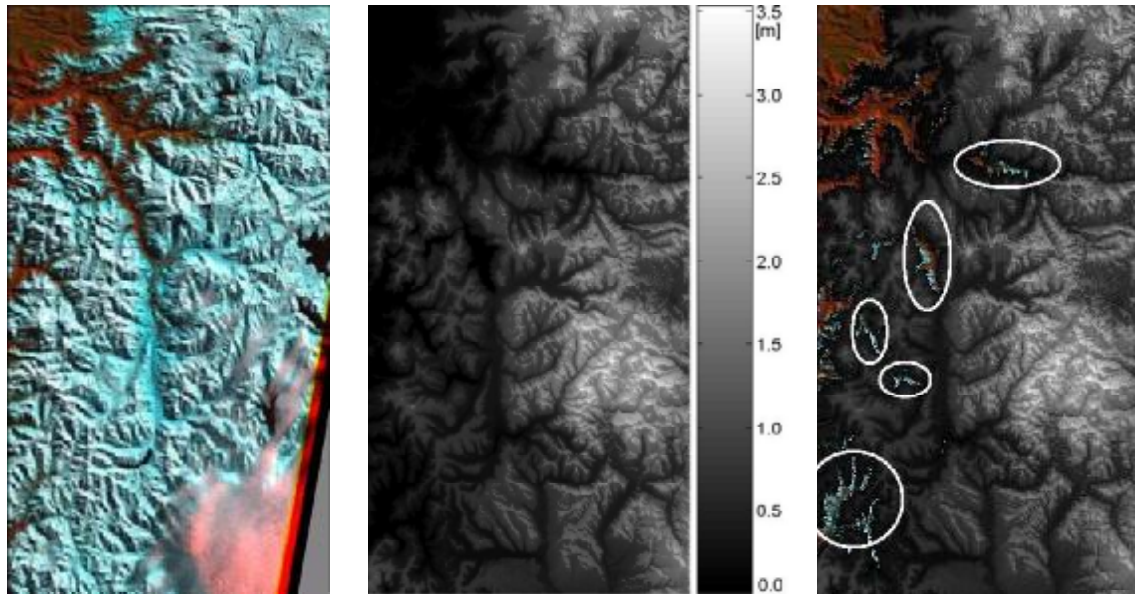


Figura 5. Cobertura Nival 27 Julio del 2002.
a) Imagen Satelital, b) Mapa Simulado, c) Superposición de ambas.

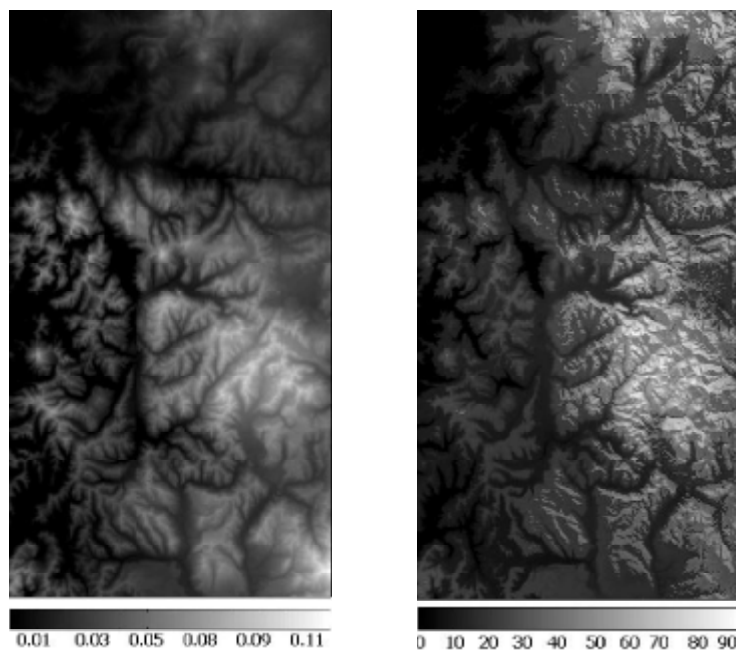


Figura 6 a) Densidad Media [gr/cm^3], b) Equivalente en Agua [cm]

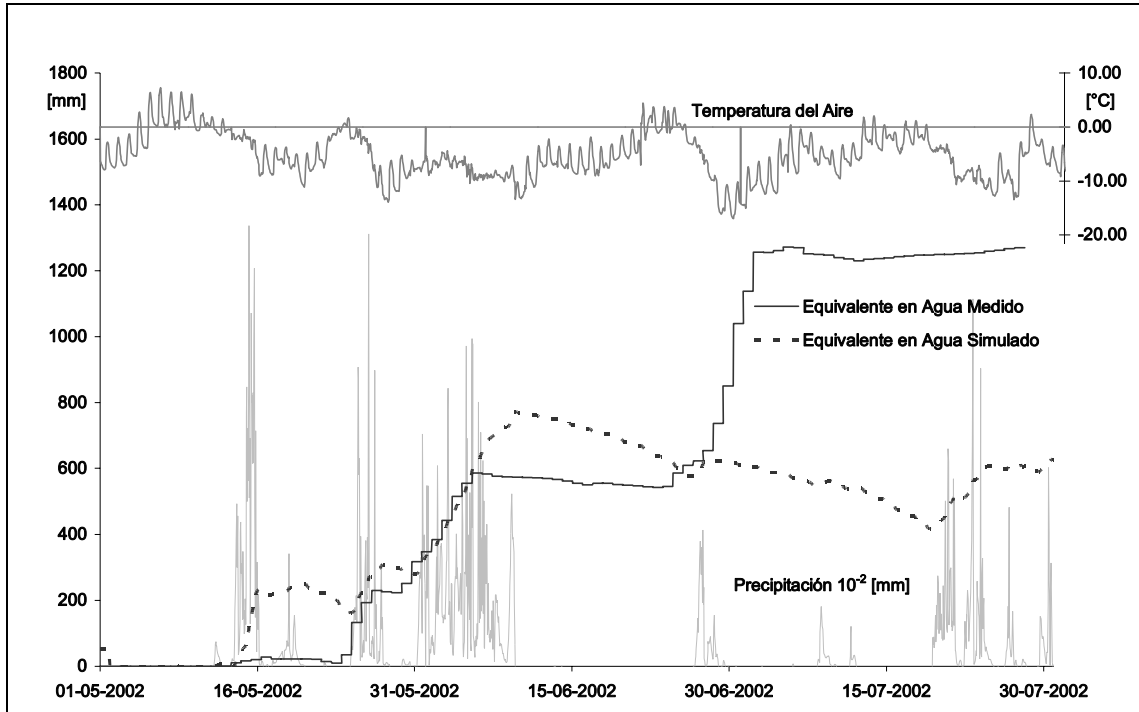


Figura 7 Equivalente en Agua Simulado y observado en la Estación Lo Aguirre.

La evolución de la densidad del manto simulada en las coordenadas de la estación Lo Aguirre que se muestra en la figura 8, indicando valores simulados en torno a $0,3 \text{ [gr/cm}^3\text{]}$ lo que se considera dentro de los rangos aceptables de acuerdo con la literatura (McKay 1968 y Branson et al. 1981). En los instantes en que se produce un derretimiento completo del manto el modelo asume una densidad igual a $1 \text{ [gr/cm}^3\text{]}$ (densidad del agua), lo que se ve reflejado en dos saltos en la figura 8.

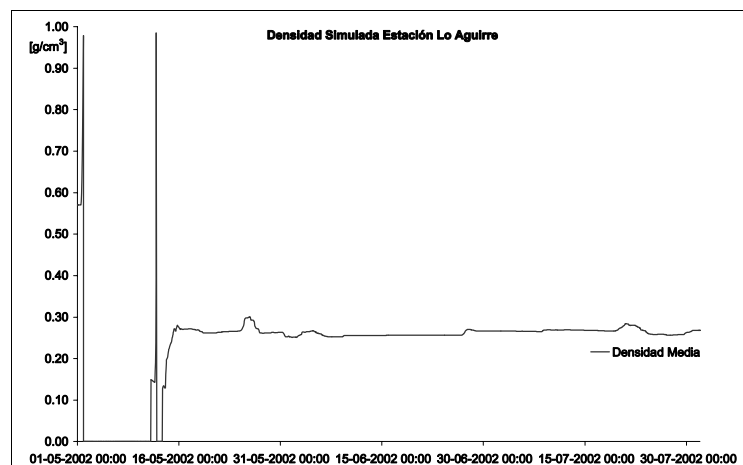


Figura 8 Evolución de la densidad media simulada en la estación Lo Aguirre.



5 Conclusiones

Aunque la cobertura nival simulada al 8 de mayo del 2002 es nula quizás por la fuerte influencia de la condición inicial supuesta (cobertura nula). Sin embargo, la que se simula para el 27 de julio del año 2002 es bastante acertada.

Los resultados presentados muestran que el modelo posee una buena capacidad para representar la cobertura nival, aunque se estima que pueden refinarse algunos aspectos como es por ejemplo el espesor de la capa activa.

Los valores de densidad simulados siempre están dentro de los márgenes establecidos, siendo la densidad típica de precipitación $0,05 \text{ [gr/cm}^3\text{]}$ y del orden de $0,3 \text{ [gr/cm}^3\text{]}$ en el período de acumulación. Durante el período simulado, no se observa una densificación fuerte del manto, la que se espera que ocurra al empezar la época de deshielo.

Los pronósticos entregados por el modelo MM5 permiten simular adecuadamente la evolución de la cobertura nival, sin embargo para modelar convenientemente el espesor del manto pareciera que deben validarse con alguna estación de superficie los valores de precipitación pronosticados por el modelo.

6 Referencias

1. U.S. Army Corps of Engineers. *“Engineering and Design, Runoff from Snowmelt”*. Wahington, DC. U.S. Army Corps of Engineers, 1998. 142 p.
2. Wigmosta, Marks S.; Vail, Lance W., Lettenmaier, Dennis P. *“A distributed Hydrology – Vegetation Model for Complex Terrain”*. Water Research (30), N°5, 1994. pp. 1665-1679.
3. National Aeronautics and Space Administration (NASA), National Imagery and Mapping Agency (NIMA), German Aerospace Center (DLR), Italian Space Agency (ASI). *“Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) Elevation Dataset*. Sioux Falls, SD. U.S. Geological Survey 2002.
4. Bras, Rafael. *“Hidrology: an introduction to hydrologic science”*. Addison – Wesley Series in Civil Engineering. 1990. pp. 247-280.
5. Martínez P. *“Simulación de Caudales de Deshielo en Cuencas Pluvionivales, Aplicación en la Cuenca Alta del Río Mapocho”*. Tesis (Ingeniería Civil). Santiago, Chile. Universidad de Chile, 1993. 255 p.

7 Agradecimientos

Los autores del trabajo agradecen al *Centro del Agua para Zonas Áridas y Semi Áridas de América Latina y el Caribe (CAZALAC)* por los fondos otorgados para el financiamiento de parte de esta investigación.

Se agradece especialmente a René Garreaud del Departamento de Geofísica de la Universidad de Chile por su colaboración y aporte de información meteorológica (MM5) para la realización de este trabajo.