

UN MODELO DE BALANCE ENERGÉTICO DE EVOLUCIÓN DE LA NIEVE ESTACIONAL

Alberto Fernández Matía

Servicio de Aplicaciones Meteorológicas. INM

RESUMEN

En este trabajo se describe un modelo de nieve estacional que aporta, dentro de los modelos de balance energético, como principal novedad la de incluir al agua líquida contenida entre las variables de estado, lo que permite considerar de forma completa todos los procesos –en particular el de la recongelación interna– relacionados con ella. El modelo ha sido validado y calibrado con los datos tomados durante las campañas 88/89 y 94/95, en la estación experimental alpina de Col de Porte (Centro de Estudios de la Nieve, Météo-France). Los resultados de la comparación de los valores simulados y observados de la altura, la temperatura superficial y la escorrentía muestran que el modelo simula de forma correcta la evolución de la nieve estacional en estas campañas. El modelo participa actualmente en el proyecto SNOWMIP (<http://www.cnrm.meteo.fr/snowmip/>) de intercomparación de modelos de nieve y está en proceso de estudio su integración en el modelo HIRLAM.

1. Introducción

La nieve es un componente con características propias de gran importancia en el sistema climático en el que influye mediante los cambios que genera en las propiedades de la superficie. En cuanto a sus propiedades radiativas tiene un gran albedo en comparación a otros materiales. Su baja conductividad térmica y el hecho de que la mayor parte del intercambio energético se emplea en el cambio de fase hielo-agua, logran aislar el suelo de las influencias atmosféricas exteriores. Su baja rugosidad hace disminuir la de la superficie en su conjunto. El agua procedente de la fusión de la nieve tiene una gran importancia hidrológica que incluye el suministro de agua, la erosión y el control de inundaciones. La fusión de la nieve esta regulada básicamente por los intercambios energéticos entre la nieve y la atmósfera.

2. Características generales del modelo

Se trata de un modelo de balance energético que adapta y amplía los modelos de Kondo y Yamazaki (1990), que predice simultáneamente la temperatura superficial de la nieve y la profundidad de congelación, y de Tarboton y Luce (1996), que calcula el agua que en estado líquido se encuentra en el interior de la capa de nieve. La novedad principal que aporta el modelo que a continuación se describe respecto a los dos modelos anteriores es la de incluir al agua líquida contenida como variable de estado, lo que permite, al integrar la entalpía latente asociada a ella, formular el balance de energía de forma sencilla y completa y parametrizar todos los procesos físicos que la afectan, como, por ejemplo, el de la recongelación interna, de especial importancia en la evolución de la nieve.

El modelo, aunque considera el manto de nieve de forma global y por lo tanto no es multicapa, distingue dos subcapas, seca y húmeda, separadas por la profundidad de congelación.

El modelo actual no tiene en cuenta la vegetación, la topografía ni la influencia del viento.

2.1 Estructura de la capa de nieve

A semejanza del espesor equivalente en agua de la nieve *SWE* (*Snow Water Equivalent*), el modelo define la profundidad equivalente z como el valor que tendría la profundidad asociada a la profundidad real si la capa de nieve estuviera en estado líquido. La profundidad equivalente (en adelante profundidad) hace el papel de coordenada vertical en el modelo.

El modelo (Figura 1) considera el manto de nieve dividido en dos capas dinámicas separadas por la profundidad de congelación z_o , que se define como la profundidad a la que la temperatura de la nieve T alcanza el punto de fusión ($T(z_o) = T_o = 0$ °C). Se considera que la capa superior (en adelante capa seca) no contiene agua y su temperatura crece con la profundidad desde la temperatura superficial T_s hasta T_o a la profundidad de congelación. La capa inferior (en adelante capa húmeda) tiene la temperatura uniforme

de T_o y puede contener agua (la proporción de agua se representa por $w(z)$). El suelo se supone siempre a la temperatura T_o .

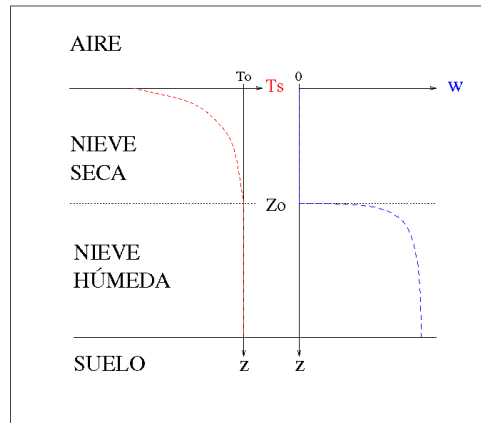


Figura 1: Estructura vertical de la capa de nieve; perfiles esquemáticos de la temperatura $T(z)$ y de la fracción de masa líquida $w(z)$.

El hecho de trabajar con la variable z_o , en lugar de con la profundidad de congelación real asociada permite que el modelo pueda independizarse de la densidad lo que facilita la efectividad de la parametrización de algunos procesos.

2.2 Percolación

La infiltración de agua en el suelo se considera un proceso independiente. Si se llama agua contenida WC a la altura del agua que se encuentra en estado líquido en el interior de la capa de nieve y se define la fracción líquida w_u como el cociente entre el agua contenida WC y el espesor equivalente de la capa húmeda ($SWE - z_o$), el modelo propone que habrá percolación siempre que la fracción líquida w_u sea mayor que un valor umbral w_o (capacidad de retención). La intensidad W de la percolación se parametriza mediante la siguiente adaptación de la ley de Darcy para el flujo a través de un medio poroso

$$W = k_{sat} (w_u - w_o)^3 \quad [1]$$

donde k_{sat} es la conductividad hidráulica de saturación que es considerada como un parámetro de calibración del modelo.

2.3 Balances de masa y entalpía

Se propone que el balance de masa se exprese, de forma simplificada, a través del espesor equivalente SWE (m) mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{\delta SWE}{\delta t} = P - W + \frac{E}{\rho_w} \quad [2]$$

donde P es la intensidad de la precipitación ($m s^{-1}$), W la de percolación ($m s^{-1}$), E el flujo de vapor de agua en la superficie ($kg m^{-2} s^{-1}$) y ρ_w la densidad del agua ($kg m^{-3}$). Esta versión del modelo no incluye los efectos de arrastre y evaporación de la nieve debidos al viento, que pueden llegar a ser de gran importancia.

Si se considera que una capa de nieve se encuentra en su estado de referencia cuando no contiene agua y tiene la temperatura uniforme de $0^\circ C$, se puede definir su entalpía H ($J m^{-2}$) como la energía necesaria para pasar de dicho estado de referencia al estado actual. Esta entalpía se puede descomponer como la suma de la entalpía latente HL debida al cambio de fase hielo-agua y de la entalpía sensible HS debida al cambio de temperatura. La entalpía latente HL es siempre positiva y está asociada a la capa húmeda

$$HL = WC \rho_w L_f \quad [3]$$

donde WC es el agua contenida y L_f es el calor de fusión del hielo (334400 J kg⁻¹). El modelo considera que la entalpía sensible HS es siempre negativa, está asociada a la capa seca y la parametriza como:

$$HS = k_{HS} \rho_w c_s z_o (T_s - T_o) \quad [4]$$

donde k_{HS} es el segundo parámetro adimensional de calibración y c_s es el calor específico de la nieve. Si en un intervalo de tiempo δt se resuelven independientemente los cambios de entalpía asociados a los flujos de entrada de agua (lluvia) y de salida (percolación), se consideran constantes, provisionalmente, el espesor equivalente SWE y la fracción líquida w_u y no se tiene en cuenta el intercambio de energía con el suelo, el cambio de entalpía se deberá únicamente al flujo superficial de calor $F_s (T_s)$, y la ecuación del balance de entalpía se podrá expresar como una relación entre la temperatura superficial de la nieve T_s y la profundidad de congelación z_o :

$$\frac{\delta H(T_s, z_o)}{\delta t} = F_s (T_s) \quad [5]$$

2.4 Adaptación de la ecuación de conducción del calor

La ecuación anterior establece una relación entre la temperatura superficial de la nieve T_s y la profundidad de congelación z_o . Bastaría una segunda relación entre ellas para resolver, con el sistema así formado, ambas variables. Para ello, estableciendo un paralelismo con la ecuación de conducción del calor en la superficie de forma similar al artículo de Kondo y Yamazaki (1990), se introduce la siguiente ecuación:

$$F^* (T_s) = k_{\lambda e} \frac{T_s - T_o}{z_o} \quad [6]$$

donde F^* es el flujo de calor superficial menos el flujo radiativo de onda corta ($F^* = F_s - SW_N$) y $k_{\lambda e}$ se define como el factor de conductividad térmica, tercer y último parámetro de calibración del modelo.

2.5 Resolución práctica

Las parametrizaciones del albedo efectivo –recogida del modelo ISBA (Douville, Royer y otros, 1995)- y de los flujos de calor y el esquema del proceso de resolución práctica se recogen en un artículo previo (Fernández, 1998). Esta resolución práctica se regula mediante un diagrama de flujo que determina la evolución de la temperatura superficial de la nieve T_s y de la profundidad de congelación z_o y la posibilidad de fusión o de recongelación interna en función de la anulación o no de la entalpía sensible HS y de los signos de los flujos superficiales de calor F_s y F^* . En uno de los casos particulares de dicho diagrama, T_s y z_o se resuelven, previa linealización de F_s y de F^* en T_s , a través de la ecuación de segundo grado a que da lugar el sistema formado por las ecuaciones del balance de entalpía [5] y de la adaptación de la conducción del calor [6].

3. Descripción del conjunto de datos experimentales

La versión del modelo que aquí se expone ha sido calibrada y validada mediante las medidas de campo obtenidas durante las campañas 88/89 y 94/95 en el laboratorio experimental de Col de Porte del Centro de Estudios de la Nieve de Météo-France. Este centro se encuentra a una altitud de 1320 m en la parte Norte de los Alpes franceses (45°N, 6°E). La nieve cubre el suelo normalmente desde los últimos días de noviembre hasta primeros de mayo. En la primera campaña (17/12/1988 - 08/05/1989) la capa de nieve tenía ya una altura de 21 cm al comenzar el registro de medidas. El suelo de la zona de experimentación está cubierto únicamente con hierba corta, por lo que la vegetación no influye apenas en la evolución de la nieve. La nieve profunda está húmeda la mayor parte del tiempo pero la nieve superficial se encuentra en condiciones muy variadas en función del tiempo exterior lo que hace que el laboratorio sea muy apropiado para poder validar el modelo.

La versión del modelo que ha sido contrastada necesita los siguientes valores de entrada: precipitaciones en forma de lluvia y nieve, presión atmosférica, temperatura y humedad del aire junto al suelo, velocidad del viento próxima al suelo y radiaciones incidentes de onda corta y larga. Todas estas variables, salvo la

presión, fueron medidas en el laboratorio y registradas cada hora. La versión actual del modelo parametriza la presión considerándola constante e igual a la de la Atmósfera Estándar a la altitud del laboratorio: 863 hPa (la poca sensibilidad del modelo respecto a la presión permite justificar esta parametrización). La temperatura y la humedad se miden a una altura de 2 m y la velocidad del viento a 2,5 m.

Además de los datos meteorológicos, el laboratorio mide otras variables que pueden ser comparadas con las salidas del modelo. La altura de la nieve se mide cada hora con un sensor ultrasónico, y una vez a la semana a partir de un pozo manual. Hay algunas diferencias cuando se comparan los datos provenientes de estas dos fuentes. El sensor ultrasónico está probablemente más expuesto a la radiación solar (Douville, Royer y otros, 1995), por lo que la altura de la nieve que registra es menor que en los pozos manuales. La temperatura superficial de la nieve se registra cada hora, directamente mediante un termómetro en la campaña 88/89 e indirectamente mediante un piranómetro en la campaña 94/95. El albedo efectivo de la nieve definido como el cociente entre los flujos de radiación solar de salida y de entrada se registra de forma global una vez al día. Brun, Martin y otros (1992) sugieren que el albedo está ligeramente subestimado debido a la fusión de la nieve al pie del pilón instrumental. En la validación se trabaja directamente con los valores medidos del albedo efectivo y de la altura de la nieve, asumiendo que las pequeñas inconsistencias que afectan a ambas medidas se cancelan entre sí. La percolación diaria se mide mediante un lisímetro de 5 m².

En el artículo *A comparison of four snow models using observations from an alpine site* (Essery, Martin y otros, 1999) se compara el modelo INM con otros tres de distintas características, se describen mas ampliamente las dos campañas experimentales que aparecen en este trabajo y se muestran resultados complementarios.

Observación: este artículo está publicado en la intranet del INM: http://www0.inm.es/www/publicaciones/compara_coldeporte.pdf.

4. Resultados: calibración y evaluación del modelo

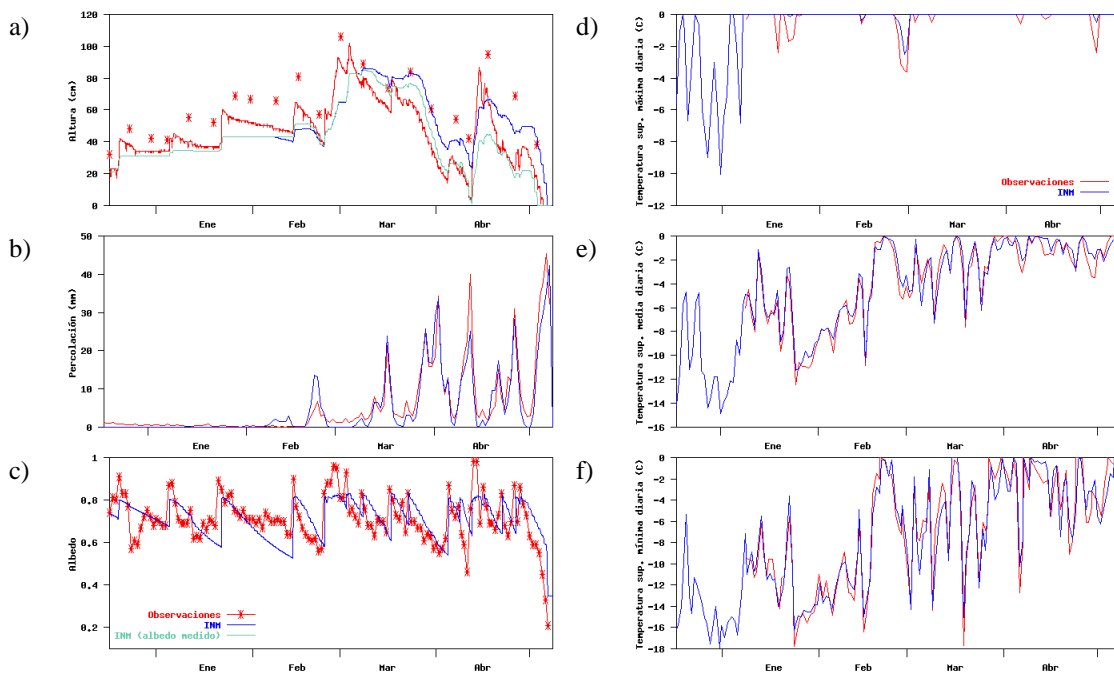


Figura 2: Comparación entre los valores observados (rojo) y simulados (azul) de a) la altura, b) la percolación, c) el albedo y de las temperaturas superficiales diarias d) máxima, e) media y f) mínima durante el ciclo de nieve estacional 88/89. En la gráfica a) de la altura se representan también la simulación INM con el albedo medido (verde) y las medidas manuales semanales de la altura en pozos de nieve próximos (estrellas rojas discontinuas).

El modelo, una vez inicializado, toma como única entrada los datos atmosféricos observados durante la campaña y se ejecuta con paso de tiempo horario. Sus principales salidas son el conjunto de variables de estado - el equivalente en agua SWE , la temperatura de la superficie T_s , la profundidad de congelación z_0 ,

el agua contenida WC y el albedo efectivo α_s - y la percolación W . El modelo se puede ejecutar con el albedo parametrizado y calculado cada hora, que es la versión que se representa gráficamente y que se designa como INM, o tomando, como valor constante del albedo a lo largo del día, el correspondiente al albedo efectivo medido dicho día, versión que se designa como 'INM (albedo medido)'.

Los valores de los tres parámetros de calibración: la conductividad hidráulica de saturación k_{sat} , el factor de la entalpía sensible k_{HS} y el factor de la conductividad térmica $k_{\lambda e}$, se obtienen mediante tanteo al comparar, gráfica y numéricamente, las simulaciones de la altura, la temperatura superficial y la percolación con sus valores medidos a lo largo del invierno 88/89. Los valores seleccionados, $k_{sat} = 6 \cdot 10^{-4} \text{ m s}^{-1}$, $k_{HS} = 0,1$ y $k_{\lambda e} = 0,26 \text{ W m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, fueron aplicados en la simulación del invierno 94/95.

En la gráfica a) de las figuras 2 y 3 se representa la altura de la nieve que se obtiene al dividir el equivalente en agua SWE entre la densidad ρ_s . A pesar de que el modelo considera la densidad constante (300 kg m^{-3}), la simulación representa razonablemente bien la evolución de la altura y el momento de la desaparición final de la capa de nieve.

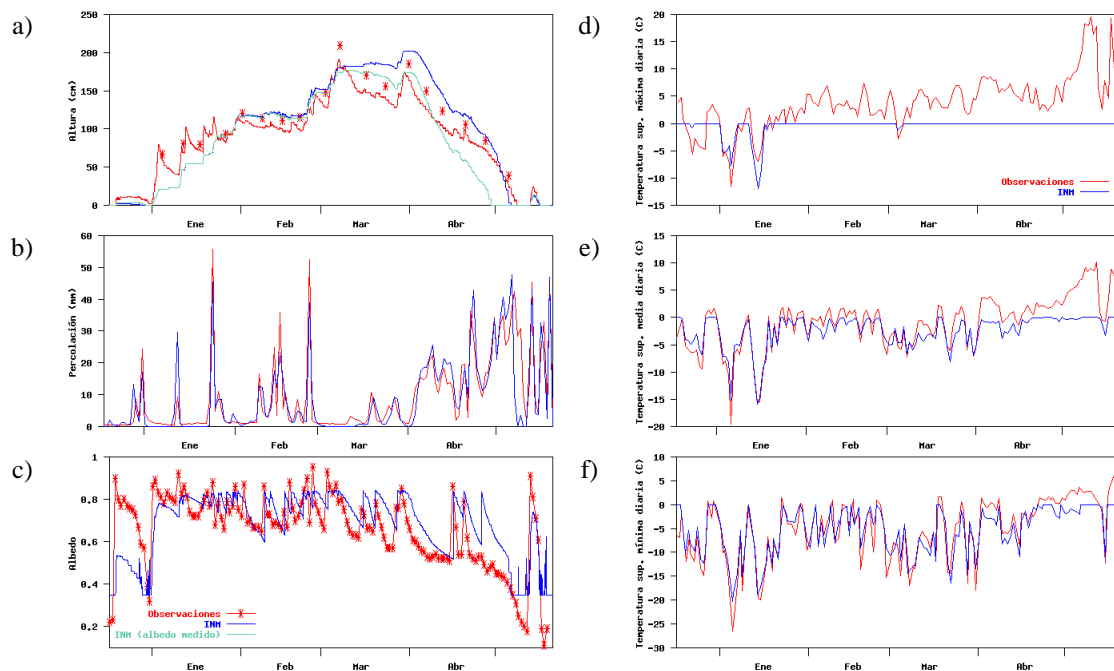


Figura 3: Comparación entre los valores observados (rojo) y simulados (azul) de a) la altura, b) la percolación, c) el albedo y de las temperaturas superficiales diarias d) máxima, e) media y f) mínima durante el ciclo de nieve estacional 94/95. En la gráfica a) de la altura se representan también la simulación INM con el albedo medido (verde) y las medidas manuales semanales de la altura en pozos de nieve próximos (estrellas rojas discontinuas).

La gráfica b) de las figuras 2 y 3 compara los valores observados y simulados de la percolación diaria, mostrando, en general, una buena concordancia. El hecho de que el modelo simule la recongelación interna que se produce con la bajada de temperaturas, principalmente a comienzos de temporada y por las noches, consigue que el inicio de la percolación se retrase -particularmente en la campaña 88/89- y que la magnitud de la percolación acumulada disminuya de acuerdo a lo observado (Essery, Martin y otros, 1999).

La gráfica c) de las figuras 2 y 3 muestra, también en general, una buena concordancia cualitativa para el albedo durante las dos campañas. La mayor discrepancia está en que el albedo simulado no es capaz de seguir la intensidad de algunas de las bruscas disminuciones que se observan.

Las gráficas d), e) y f) de las figuras 2 y 3 representan, respectivamente, las temperaturas superficiales máxima, media y mínima diarias observadas y simuladas de la nieve y muestran también una buena concordancia (por ejemplo, el error cuadrático medio de la simulación horaria de la temperatura superficial para los 120 días de la campaña 88/89 es de $1,02 \text{ }^\circ\text{C}$). Las gráficas d) de las temperaturas máximas muestran que las simulaciones recogen prácticamente la totalidad de los días en que se alcanza la temperatura de fusión, aunque añaden algunos en los que la fusión no fue observada. Las temperaturas

mínimas -gráficas f)- se simulan bien también, aunque, en general, a principio de temporada las simuladas son inferiores a las observadas y en época de fusión sucede lo contrario.

Observación: en las gráficas de la percolación y las temperaturas, no se representa la versión 'INM (albedo medido)' por ser sus resultados muy próximos a la versión INM en la que sí está parametrizado el albedo.

5. Conclusiones y perspectivas

El modelo INM es el primero -en lo que el autor conoce- de la categoría de los modelos monocapa de balance de energía de la nieve que incluye el agua contenida y la profundidad equivalente de congelación como variables de estado, lo que permite formular los balances de masa y energía de forma completa e independientemente de la densidad de la nieve. Si en un futuro se dispone de una buena parametrización de la densidad se puede estudiar la posible mejora de las parametrizaciones de la percolación (Ec. 1) y de la adaptación de la ecuación de conducción del calor (Ec. 6).

A partir de la buena concordancia entre las gráficas de los valores observados y simulados de la altura, la percolación y la temperatura superficial, se puede afirmar que el modelo simula de forma adecuada los principales procesos físicos involucrados en la evolución de la nieve y en particular el de la recongelación interna del agua contenida. Esto se consigue mediante un modelo monocapa de balance de energía y con parametrizaciones simples que no requieren observaciones directas de la nieve. El hecho de no parametrizar la transformación de los cristales en la nieve, reflejado en la adopción de valores constantes y uniformes de parámetros internos como la densidad, el calor específico y la conductividad térmica, podría ser una de las causas que expliquen las discrepancias observadas. La falta de una parametrización directa de la interacción con el suelo se puede considerar otro posible factor.

En principio, el modelo es aplicable de forma puntual a lugares que reúnan las mismas características que Col de Porte como la ausencia de vegetación significativa y el arrastre inapreciable de nieve por el viento. La actual participación del modelo INM en el proyecto SNOWMIP de intercomparación de modelos de nieve (<http://www.cnrn.meteo.fr/snowmip/>) permitirá sacar algunas conclusiones acerca de la operatividad del modelo al ser aplicado a otros lugares. Se ha completado la primera fase de este proyecto con el envío de los resultados de las simulaciones al comité científico y se está a la espera de los informes que se publiquen.

Entre los proyectos futuros se encuentran la integración del modelo de nieve en el modelo numérico de predicción atmosférica HIRLAM y su transformación, integrando nuevos procesos y adaptando las parametrizaciones necesarias, en un modelo distribuido.

Agradecimientos

A Eric Brun y Eric Martin del Centro de Estudios de la Nieve (Météo-France) por facilitar la base de datos que ha hecho posible el desarrollo práctico del modelo.

Referencias

- Brun, E., Martin, E., Simon, V., Gendre, C., Coleou, C., 1989: An energy and mass model of snow cover suitable for operational avalanche forecasting. *J. of Glaciol.*, 35, 121, 333-342.
- Douville, H., Royer, J.F., Mahfouf, J.F., 1995: A new snow parameterization for the Meteo-France climate model, Part I: Validation in stand-alone experiments. *Climate Dynamics*, 12, 21-35.
- Essery, R., Martin, E., Douville, H., Fernández, A., Brun, E., 1999: A comparison of four snow models using observations from an alpine site. *Climate Dynamics*, 15, 583-593
- Fernández, A. 1998: An energy balance model of seasonal snow evolution. *Physics and Chemistry of the Earth*, 23(5-6), 661-666.
- Kondo, J., Yamazaki, T., 1990: A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method. *J. Appl. Meteorol.*, 29, 375-384.
- Tarboton, D.G., Luce, C.H., 1996: Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model. Utah Water Research Laboratory, Utah State University.