

**UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA**

Departamento de Obras Civiles

**ESTIMACIÓN DE PÉRDIDAS POR EVAPO-SUBLIMACIÓN EN  
CUENCAS NIVALES**

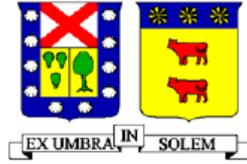
**NICOLÁS MALUK SPAHIE**

**Memoria para optar al Título de  
Ingeniero Civil**

**Profesor Guía**

**Ludwig Stowhas Borghetti**

**Junio de 2009**



**UNIVERSIDAD TÉCNICA FEDERICO SANTA MARÍA**

Departamento de Obras Civiles

**ESTIMACIÓN DE PÉRDIDAS POR EVAPO-SUBLIMACIÓN EN  
CUENCAS NIVALES**

**Memoria de titulación presentada por:**

**Nicolás Maluk Spahie**

**Como requisito parcial para optar al título de:**

**Ingeniero Civil**

**Profesor Guía:**

**Ludwig Stowhas Borghetti**

**Junio de 2009**



## RESUMEN

Durante el período de existencia de un manto de nieve estacional, parte de la nieve acumulada es liberada desde la superficie hacia la atmósfera en forma de flujos de vapor de agua, por medio de los mecanismos de evaporación y sublimación (en conjunto, evapo-sublimación), constituyendo una fracción del recurso almacenado que no estará disponible como agua líquida hacia la temporada de derretimiento. La transferencia neta de vapor de agua hacia la atmósfera es uno de los componentes menos estudiados del balance hidrológico de cuencas nivales.

En este trabajo se busca obtener, mediante un modelo de simulación hidrológica, tasas diarias de evapo-sublimación. La simulación se realizó en base a un modelo hidrológico desarrollado por el profesor Stowhas en la Universidad de California, Davis, que reproduce los procesos de acumulación, metamorfosis y derretimiento de un manto de nieve a partir de un conjunto de relaciones teóricas y semiempíricas.

El modelo fue aplicado a conjuntos de datos meteorológicos diarios provenientes de dos cuencas de la Cordillera de Los Andes de Chile central. Se presentan los totales de evapo-sublimación a escala mensual y por banda de altura. Se realizan diversos análisis enfocados a determinar el comportamiento espacial y temporal de los flujos de vapor. Además se estudia el efecto de la variación de datos de entrada y parámetros del modelo.

Los resultados revelan que las tasas de evapo-sublimación parecen depender del estado de maduración del manto, siendo más preponderantes al inicio de la temporada de derretimiento. Se halló que las variables meteorológicas que mejor predicen las tasas de evapo-sublimación son la velocidad del viento y la humedad relativa, a partir de las cuales se proponen expresiones para la estimación de la evapo-sublimación a escala mensual.

**KEYWORDS:** Evapo-sublimación de nieve, sublimación, flujos de vapor entre nieve y atmósfera, intercambio turbulento de humedad, capa límite atmosférica.

# ÍNDICE

	Pág.
<b>1 INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 ANTECEDENTES GENERALES	1
1.2 OBJETIVOS	4
1.3 ORGANIZACIÓN DE ESTE INFORME	5
<b>2 BASE CONCEPTUAL</b>	<b>6</b>
2.1 INTRODUCCIÓN	6
2.2 ELEMENTOS DE HIDROLOGÍA NIVAL	7
2.2.1 Composición del Manto de Nieve	7
2.2.2 Propiedades del Manto de Nieve	8
2.2.2.1 Temperatura	8
2.2.2.2 Densidad	8
2.2.2.3 Equivalente de Agua	8
2.2.2.4 Capacidad de Retención de Agua Líquida	9
2.2.2.5 Contenido de Frío	11
2.2.2.6 Conductividad Térmica	11
2.2.2.7 Albedo	12
2.2.3 Balance Energético de la Superficie del Manto	13
2.2.3.1 Radiación de Onda Corta	14
2.2.3.2 Radiación de Onda Larga	19
2.2.3.3 Flujo de Calor Sensible	23
2.2.3.4 Flujo de Calor Latente	23
2.2.3.5 Intercambio de Calor con el Interior del Manto	24
2.2.3.6 Calor de la Precipitación	24
2.3 FLUJOS TURBULENTOS ENTRE NIEVE Y ATMÓSFERA	26
2.3.1 Fundamentos de la Turbulencia	26
2.3.1.1 Perfil de Velocidad del Viento	28
2.3.1.2 Estabilidad Atmosférica en la Capa Límite	29
2.3.1.3 Teoría de Similitud de Monin-Obukhov	30
2.3.2 Determinación de los Flujos Turbulentos de Calor	31
2.3.2.1 Rugosidades Superficiales de Temperatura y Vapor de Agua	33
2.3.2.2 Funciones de Estabilidad	34

2.4	<b>MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA TRANSFERENCIA DE VAPOR DE AGUA</b>	<b>37</b>
2.4.1	<b>Método Aerodinámico Simplificado</b>	<b>37</b>
2.4.2	<b>Método del Perfil Aerodinámico</b>	<b>40</b>
2.4.3	<b>Método de Correlación de Flujo Turbulento</b>	<b>42</b>
2.4.4	<b>Mediciones con Bandejas de Evaporación</b>	<b>43</b>
<b>3</b>	<b>MODELACIÓN DE LA EVAPO-SUBLIMACIÓN</b>	<b>44</b>
3.1	<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>44</b>
3.2	<b>ASPECTOS GENERALES DEL MODELO DE ACUMULACIÓN Y DERRETI-MIENTO DE NIEVES</b>	<b>46</b>
3.2.1	<b>Requerimientos de Información</b>	<b>46</b>
3.2.2	<b>Modelación del Terreno</b>	<b>47</b>
3.2.3	<b>Tratamiento de los Datos Meteorológicos</b>	<b>48</b>
3.2.3.1	Histogramas de Temperatura y Humedad Relativa del Aire	48
3.2.3.2	Gradiente de Temperaturas	49
3.2.3.3	Hietogramas de Precipitaciones	50
3.2.3.4	Distribución de Precipitaciones en la Altura	50
3.2.3.5	Distribución Horaria de la Radiación Solar	51
3.2.4	<b>Balance Energético en la Superficie del Manto</b>	<b>52</b>
3.2.4.1	Componentes del Balance Energético	52
3.2.4.2	Determinación de la Temperatura Superficial del Manto	54
3.3	<b>MODELACIÓN DE LOS FLUJOS DE VAPOR DE AGUA</b>	<b>56</b>
3.3.1	<b>Transferencias de Vapor de Agua en la Interfase Nieve-Atmósfera</b>	<b>56</b>
3.3.2	<b>Flujos de Vapor Potenciales</b>	<b>58</b>
3.3.3	<b>Balance de Masa en la Capa Superficial del Manto</b>	<b>59</b>
3.3.3.1	Aporte de Precipitaciones	60
3.3.3.2	Fusión de Nieve y Congelamiento de Agua Líquida	62
<b>4</b>	<b>APLICACIÓN DEL MODELO</b>	<b>63</b>
4.1	<b>INTRODUCCIÓN</b>	<b>63</b>
4.2	<b>DATOS DE ENTRADA</b>	<b>65</b>
4.2.1	<b>Información Meteorológica</b>	<b>65</b>
4.2.2	<b>Parámetros de Ingreso</b>	<b>65</b>
4.2.2.1	Factores de Distribución de Temperatura y Humedad Diaria	66

4.2.2.2	Gradiente de Temperaturas	66
4.2.2.3	Gradiente de Precipitaciones	67
4.2.2.4	Rugosidad Superficial de la Nieve	68
<b>4.3</b>	<b>APLICACIÓN A CUENCA LOS LEONES – ESTACIÓN LAGUNITAS</b>	<b>70</b>
<b>4.3.1</b>	<b>Evapo-Sublimación Neta Simulada</b>	<b>71</b>
<b>4.3.2</b>	<b>Importancia Relativa de la Evapo-Sublimación en el Balance Másico</b>	<b>74</b>
<b>4.3.3</b>	<b>Análisis Temporal de la Evapo-Sublimación</b>	<b>82</b>
4.3.3.1	Variabilidad Estacional	82
4.3.3.2	Evapo-Sublimación Potencial	85
<b>4.3.4</b>	<b>Análisis Espacial de la Evapo-Sublimación</b>	<b>87</b>
4.3.4.1	Distribución en la Altura	87
4.3.4.2	Efectos de la Orientación y Pendiente del Terreno	89
<b>4.4</b>	<b>APLICACIÓN A CUENCA CAVIDAD EL TENIENTE – ESTACIÓN SEWELL</b>	<b>91</b>
<b>4.5</b>	<b>ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD</b>	<b>95</b>
<b>4.5.1</b>	<b>Correlación con Variables Meteorológicas Medidas</b>	<b>95</b>
<b>4.5.2.</b>	<b>Sensibilidad de Parámetros</b>	<b>98</b>
4.5.2.1	Rugosidad Superficial de la Nieve ( $z_0$ )	98
4.5.2.2	Gradiente Térmico ( $\Gamma$ )	101
4.5.2.3	Funciones de Estabilidad ( $\Phi_m, \Phi_h, \Phi_w$ )	102
<b>4.6</b>	<b>GENERALIZACIÓN Y COMPARACIÓN DE RESULTADOS</b>	<b>104</b>
<b>4.6.1</b>	<b>Generalización de Resultados</b>	<b>104</b>
<b>4.6.2</b>	<b>Comparación con Estudios Relacionados</b>	<b>107</b>
<b>5</b>	<b>CONCLUSIONES</b>	<b>112</b>
<b>5.1</b>	<b>SÍNTESIS DE RESULTADOS</b>	<b>112</b>
<b>5.2</b>	<b>COMENTARIOS SOBRE EL MODELO</b>	<b>116</b>
<b>REFERENCIAS</b>		<b>118</b>
<b>ANEXOS</b>		<b>122</b>
<b>A.</b>	<b>Evapo-sublimación mensual por banda de altura, cuenca Los Leones</b>	<b>123</b>
<b>B.</b>	<b>Evapo-sublimación mensual por banda de altura, cuenca Cavidad El Teniente</b>	<b>128</b>

# 1 INTRODUCCIÓN

## 1.1 ANTECEDENTES GENERALES

En nuestro país, la mayor parte del recurso hídrico utilizado por la población y la industria proviene del que se encuentra almacenado en forma de nieve en las zonas de la alta cordillera. Conocer los procesos que determinan la cantidad de nieve depositada al final de la estación de invierno es de vital importancia para pronosticar la disponibilidad de agua hacia la temporada de deshielos.

Antes de que la nieve comience a ser derretida para escurrir a las zonas más bajas, una fracción de ella es liberada hacia la atmósfera mediante flujos de vapor de agua. Éste se transfiere por medio de sublimación de nieve superficial y evaporación de la eventual agua líquida presente en sus intersticios. En adelante en el presente trabajo, a este mecanismo conjunto se le denominará **evapo-sublimación**.

En general, la literatura da cuenta de una gran gama de opiniones respecto a la relevancia de la evapo-sublimación en el régimen hídrico de cuencas nivales (**Hood et al., 1999**). A pesar de los grandes avances en el campo de la micrometeorología de la capa límite atmosférica, la importancia de los flujos de vapor de agua netos transferidos hacia la atmósfera sigue siendo un aspecto relativamente poco conocido del balance hidrológico en regiones de nieve (**Box & Steffen, 2001**). Esto se puede explicar, en la teoría, por la cantidad y complejidad de variables y procesos involucrados, y en la práctica, por la dificultad de realizar mediciones continuas y prolongadas en el tiempo de este fenómeno, y por la variabilidad que el mismo puede presentar en las distintas regiones estudiadas alrededor del planeta.

En los últimos años, el mecanismo de evapo-sublimación de nieve ha sido foco de estudio de muchos investigadores debido a que puede representar, bajo ciertas condiciones, un medio importante de pérdida de masa dentro del balance hidrológico de una cuenca nivopluvial (**Zhang et al., 2004**). La estimación cada vez más ajustada de la magnitud de este proceso y el conocimiento más cabal de los factores que lo controlan, finalmente repercutirá en una mejor estimación de los caudales disponibles hacia la temporada de deshielos.

Hoy en día, la mayor capacidad de procesamiento que brinda la computación permite que los modelos de simulación hidrológica cuenten con mayores posibilidades y flexibilidad de operación, pudiendo modelar de manera más detallada y precisa el comportamiento de un manto nival. En particular, un modelo de acumulación y derretimiento de nieves debe tener, para los fines de la hidrología, la capacidad de simular con un aceptable nivel de detalle los mecanismos de intercambio energético y másico con la atmósfera, así como la evolución y metamorfosis que experimenta el manto, con el fin de predecir satisfactoriamente el caudal de derretimiento disponible en un lugar y tiempo deseados.

En este contexto, tales modelos cuentan con mucha información intermedia que habitualmente es desaprovechada en el afán de conseguir los resultados de interés hidrológico más comunes. Sin embargo, mucha de esta información interna puede proporcionar interesantes resultados y conclusiones acerca de la hidrología de una localidad, que eventualmente podrían servir de ayuda cuando se pretenda modelar el comportamiento hídrico de otra zona de la que se cuente con menor

grado de información. A su vez, la refinación en la modelación de tales procesos internos contribuirá a aumentar la precisión de los resultados obtenidos a cualquier nivel de interés.

De esta manera, se propone hacer uso de un modelo de acumulación y derretimiento de nieves disponible, incorporando las modificaciones necesarias, de modo de poder obtener valores a escala diaria de pérdidas de agua desde el manto por evapo-sublimación de nieve.

La simulación se realizará en base a un modelo hidrológico nival desarrollado inicialmente por Stowhas en la Universidad de California, Davis (**Stowhas, 1975**), por lo que gran parte de las ecuaciones y expresiones presentadas en este trabajo corresponden a las desarrolladas en dicho modelo original y a las incorporadas en las modificaciones posteriores, fundamentalmente en los trabajos de **Miguel (1994)** y **Rojas (2005)**.

## 1.2 OBJETIVOS

El principal objetivo de este trabajo consiste en cuantificar las pérdidas de agua que experimenta un manto de nieve por evapo-sublimación neta hacia la atmósfera, mediante (1) un conjunto de relaciones matemáticas con base teórica y/o experimental que represente satisfactoriamente los procesos físicos involucrados, (2) un conjunto de datos geomorfológicos y meteorológicos lo suficientemente continuos y representativos de una cuenca en un período determinado y (3) un modelo de simulación hidrológica que permita relacionar dichas variables y expresiones, y así representar de manera temporalmente continua y espacialmente distribuida el fenómeno a estudiar.

Dentro de los objetivos específicos de este estudio, se mencionan:

- Obtener mediante simulación hidrológica, tasas diarias de evapo-sublimación neta para una cuenca de régimen nival a partir de datos meteorológicos reales.
- Determinar la importancia de la evapo-sublimación en el balance hídrico de la cuenca.
- Determinar el comportamiento a diferentes escalas temporales. Analizar la distribución espacial de la evapo-sublimación simulada con respecto a la altura y la incidencia de la orientación y pendiente del terreno.
- Realizar un análisis de sensibilidad respecto a las variables y parámetros involucrados en la modelación del fenómeno.
- Comparar los resultados obtenidos a partir de distintos conjuntos de datos y, a partir de esto, intentar generalizar los resultados.
- En la medida de lo posible, se desea establecer patrones comparativos con estudios relacionados sobre el tema.
- Analizar la validez de los resultados obtenidos y estudiar las ventajas y limitaciones del modelo.

### 1.3 ORGANIZACIÓN DE ESTE INFORME

El presente trabajo está organizado de manera que pueda, en primer término, dar un marco teórico al estudio realizado, y a continuación describir su aplicación práctica a datos reales y establecer los resultados derivados de ella.

El Capítulo 2 describe los conceptos básicos de hidrología de nieves, la teoría de flujos turbulentos en la capa límite atmosférica y las metodologías actuales para calcular las transferencias de vapor de agua asociadas a los flujos de calor latente. Se presentan las ecuaciones teóricas y algunas expresiones semiempíricas planteadas por diversos autores para describir tales procesos.

En el Capítulo 3 se detallan los aspectos más importantes del modelo de simulación empleado, en concordancia con los conceptos definidos en el capítulo anterior. En especial se describe la modelación referida a los flujos de vapor de agua, indicando las modificaciones incorporadas especialmente para este estudio.

La aplicación del modelo en cuencas reales se realiza en el Capítulo 4, donde se presentan los resultados obtenidos para distintas escalas temporales y de distribución espacial. Se realiza, además, un análisis de sensibilidad para determinar el efecto de la variación de algunos parámetros y variables del modelo. Adicionalmente, se comparan los resultados obtenidos con estudios relacionados y se propone obtener expresiones generales para calcular la evapo-sublimación a escala mensual.

Finalmente, en el Capítulo 5, se exponen las conclusiones de este trabajo y se plantean recomendaciones para estimar evapo-sublimación de nieve, en base a los resultados obtenidos. Además se realiza un análisis crítico del modelo y de la validez y extensión de dichos resultados.

## 2 BASE CONCEPTUAL

### 2.1 INTRODUCCIÓN

Las propiedades y características de la nieve acumulada están controladas en gran medida por las condiciones del entorno atmosférico. Como consecuencia, la zona del manto de nieve que experimenta mayor intensidad de intercambios de masa y energía, por su exposición directa a la atmósfera, es la capa superficial.

Las fuentes principales de energía son los flujos de radiación provenientes del Sol y de la atmósfera, y los flujos turbulentos producto del intercambio de calor sensible y latente en la región inferior de la atmósfera. En ella se presentan características particulares que propician elevadas transferencias de energía y masa con la superficie de nieve expuesta.

En este capítulo se repasan, en primer lugar, los elementos básicos de la hidrología de nieves y los mecanismos que controlan la evolución de un manto nival a lo largo de un período de acumulación y derretimiento. A continuación se describe brevemente la teoría de transporte turbulento en la capa límite atmosférica, aplicada a superficies de nieve. Finalmente, se presentan los métodos actuales de cálculo y medición de flujos de vapor de agua entre nieve y atmósfera.

## 2.2 ELEMENTOS DE HIDROLOGÍA NIVAL

La hidrología nival estudia los procesos que controlan el comportamiento de un manto de nieve desde su depósito y acumulación hasta su derretimiento y ablación final, y el papel que juega en el balance hidrológico de una localidad determinada.

La nieve se caracteriza por ser un medio dinámico cuyas propiedades varían constantemente desde el instante en que se deposita sobre la superficie. Cada aporte de nieve, a su vez, presenta características únicas asociadas a las condiciones meteorológicas particulares reinantes durante cada evento de precipitación.

En los puntos siguientes se describe la estructura y las propiedades que caracterizan un manto de nieve y se presentan las componentes del balance de energía en la interfase nieve-aire.

### 2.2.1 Composición del Manto de Nieve

Un manto de nieve se forma por la acumulación sucesiva de capas de nieve que se han depositado durante diferentes tormentas a lo largo de un período de tiempo. Este hecho hace que el manto presente una naturaleza verticalmente heterogénea y anisotrópica, y puedan distinguirse diferentes estratos a lo largo de su altura. Eventualmente, éstos se encuentran separados por delgadas costras de hielo, correspondientes a una capa superficial anterior que, al exponerse a las condiciones atmosféricas reinantes, experimentó ciclos de fusión y posterior recongelación.

La nieve es una mezcla porosa de cristales de hielo, aire y agua líquida. La composición relativa de estos elementos determina las propiedades de estado de un manto en particular. Así, un aporte de nieve nueva puede presentar características (tales como temperatura, densidad o reflectividad) radicalmente distintas a las exhibidas por las capas inmediatamente subyacentes, de mayor edad y que ya han experimentado algún grado de metamorfosis.

## 2.2.2 Propiedades del Manto de Nieve

### 2.2.2.1 Temperatura

La temperatura de un manto de nieve suele ser variable en profundidad. Cerca de la interfase con el suelo la nieve tiende a estar cercana a los 0 °C, mientras que en la superficie presenta una mayor variabilidad que, en general, se relaciona con las oscilaciones diarias y estacionales de la temperatura del aire. Durante la temporada invernal, la nieve superficial suele estar seca presentando temperaturas bajo el punto de fusión. Durante la primavera y el verano, el manto tiende a temperarse uniformemente a 0 °C, generando las condiciones propicias para iniciar el proceso de derretimiento.

### 2.2.2.2 Densidad

El manto de nieve, debido a su estructura irregular y a los diversos procesos que se llevan a cabo a medida que sus capas se acumulan, presenta una densidad variable en profundidad y a lo largo del tiempo. La nieve nueva o recién caída presenta densidades bajas que oscilan entre 0.05 y 0.2 [g/cm<sup>3</sup>] (Valck, 2004) dependiendo de ciertas condiciones ambientales como el viento y la temperatura del aire. La nieve acumulada en el manto, en tanto, se densifica con el tiempo fundamentalmente mediante un proceso denominado *sinterización* y, en menor medida, por la compactación mecánica de sus capas. La sinterización consiste en el cambio de forma de los cristales de nieve a granos de hielo cada vez más grandes y cohesionados, resultando en estratos más firmes y densos.

### 2.2.2.3 Equivalente de Agua

Esta propiedad representa la cantidad equivalente de agua líquida almacenada en una capa o manto de nieve. Se simboliza generalmente por SWE (*snow water equivalent*) y se expresa en [mm]. Conociendo el espesor y la densidad, se obtiene mediante la siguiente expresión:

$$\text{SWE} = d_s \cdot \frac{\rho_s}{\rho_w} \quad (2.1)$$

donde

$d_s$  : Espesor de la capa de nieve, en [mm]

$\rho_s$  : Densidad de la capa de nieve, en [g/cm<sup>3</sup>]

$\rho_w$  : Densidad del agua líquida, 1 [g/cm<sup>3</sup>]

Esta propiedad es considerada una de las más importantes en hidrología de nieves, ya que informa acerca de cuánto recurso agua se dispone en un manto.

#### 2.2.2.4 Capacidad de Retención de Agua Líquida

La porosidad del manto de nieve permite que bajo determinadas condiciones contenga una cierta cantidad de agua líquida retenida en sus intersticios (habitualmente simbolizada por SWC, *snow water content*). Esto es posible gracias a las fuerzas capilares del manto que impiden que el agua escurra por gravedad a las capas inferiores. La cantidad máxima de agua que puede contener un manto en sus intersticios sin que el agua comience a escurrir se denomina capacidad de retención de agua líquida, WHC (*water holding capacity*), y generalmente se expresa como porcentaje del equivalente de agua del manto.

Esta propiedad determina el desfase de tiempo entre el instante en que una porción de nieve se derrite y en el que comienza a percolar a las capas inferiores.

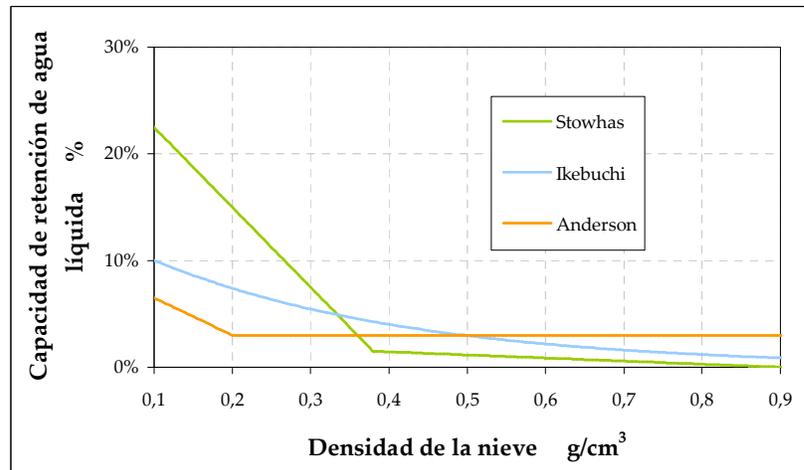
Los resultados experimentales son algo contradictorios en cuanto a la capacidad de retención de agua líquida. Se presume que depende de diversos factores como la profundidad y densidad de la nieve, la masa de las capas de hielo y el grado de canalización del manto. El U.S. Army Corps of Engineers reporta valores medidos que fluctúan entre 2 y 5%. Sugiere además que este límite puede aumentar sensiblemente para mantos poco profundos y de baja pendiente (USACE, 1998).

Por otra parte, algunos autores como Bertle (1966), indican que si se considera el agua en tránsito que escurre por el manto, esta propiedad puede alcanzar valores de hasta un 75% para nieve fresca.

En general, los investigadores han intentado relacionar esta propiedad con la densidad de la nieve. Algunas expresiones propuestas se resumen en la Tabla 1, las que no consideran el agua en tránsito.

**Tabla 1: Expresiones propuestas para el cálculo de la capacidad de retención de agua líquida. Fuentes: Stowhas (1975); Ikebuchi et al. (1986); Jin et al. (1999)**

Autor	Capacidad de Retención de Agua Líquida WHC	Ec.
Stowhas (1975)	$0.3 \cdot \rho_s - 0.75 \cdot \rho_s^2$ $\rho_s < 0.38$ [g/cm <sup>3</sup> ]	(2.2)
	$0.0259 \cdot \rho_s - 0.0288 \cdot \rho_s^2$ $\rho_s \geq 0.38$ [g/cm <sup>3</sup> ]	
Anderson (1976)	$0.03 + 0.07 \cdot \left( \frac{0.2 - \rho_s}{0.2} \right)$ $\rho_s < 0.2$ [g/cm <sup>3</sup> ]	(2.3)
	0.03 $\rho_s \geq 0.2$ [g/cm <sup>3</sup> ]	
Ikebuchi et al. (1986)	$0.136 \cdot \exp(-3.05 \cdot \rho_s)$	(2.4)



**Figura 1: Expresiones propuestas para el cálculo de la capacidad de retención de agua líquida**

Adicionalmente, para representar el agua en tránsito que circula por el manto, **Stowhas (1975)** propone sumar a la expresión anterior el término  $M/V_s$ , donde  $M$  es la tasa de derretimiento en [cm/s] y  $V_s$  es la velocidad de infiltración, la cual estima mediante:

$$V_s = 4000 \cdot \rho_s^3 \text{ [cm/s]} \tag{2.5}$$

### 2.2.2.5 Contenido de Frío

Corresponde a la cantidad de energía en [cal/cm<sup>2</sup>] necesaria para incrementar hasta los 0 °C la temperatura de un manto de nieve que se encuentra bajo el punto de fusión. Esta propiedad provee información de cuan cerca está la nieve de comenzar a ser derretida. Se determina mediante:

$$Q_{cc} = \rho_s \cdot d_s \cdot C_i \cdot (T_m - T_s) \quad (2.6)$$

donde

$C_i$  : Calor específico del hielo, 0.5 [cal/g·°C]

$T_s$  : Temperatura de la capa o manto de nieve [°C]

$T_m$  : Temperatura del punto de congelamiento del agua, 0 [°C]

$d_s$  : Espesor del manto [cm]

$\rho_s$  : Densidad del manto [g/cm<sup>3</sup>]

### 2.2.2.6 Conductividad Térmica

Representa la capacidad de la nieve para conducir el calor. Si bien este parámetro es aproximadamente constante en los cuerpos sólidos, en la nieve suele variar de acuerdo a sus propiedades. En general, la gran presencia de aire en los intersticios de un manto de nieve hace que ésta sea un relativamente mal conductor de calor. Consecuentemente, una capa de nieve más densa (con menor contenido de aire en sus poros) presentará una mayor conductividad térmica. Numerosas expresiones de estructura similar han sido planteadas por diversos autores para estimar esta propiedad. **Stowhas (1975)** utiliza un ajuste de datos entregados por una serie de investigadores a la siguiente curva:

$$\alpha_s = 0.0069 \cdot \rho_s^{2.04} + 0.00008 \quad [\text{cal/cm}\cdot\text{s}\cdot\text{K}] \quad (2.7)$$

donde la densidad de la nieve  $\rho_s$  está en [g/cm<sup>3</sup>].

### 2.2.2.7 Albedo

Es una de las propiedades más importantes a la hora de la conservación de un manto de nieve y representa la fracción de radiación solar que es reflejada por la superficie de éste. La nieve fresca posee una muy alta reflectividad en el espectro de luz visible (radiación de onda corta irradiada por el Sol), lo cual explica su característico color blanco. El valor del albedo disminuye a medida que la nieve envejece, se llena de impurezas y aumenta su contenido de agua líquida. Existen numerosas relaciones teóricas o empíricas para determinar el albedo en función de ciertas propiedades de estado de la nieve. Dentro de las más utilizadas por su simpleza, se encuentran las curvas propuestas por el U.S. Army Corp of Engineers (Valck, 2004):

$$a = a_{ns} \cdot 0.94^{t^{0.58}} \quad \text{Período de acumulación} \quad (2.8)$$

$$a = a_{ns} \cdot 0.82^{t^{0.46}} \quad \text{Período de derretimiento} \quad (2.9)$$

donde  $t$  es el número de días a contar desde la última nevada y  $a_{ns}$  es el albedo de la nieve nueva.

En un esfuerzo por expresar de manera más teórica esta propiedad, Stowhas (1975) planteó la siguiente expresión, que estima el albedo como una ponderación de la contribución de las fracciones relativas de nieve nueva, nieve antigua y agua líquida:

$$a = (a_w \cdot \theta) + (a_i \cdot \xi) + (a_{ns} \cdot (1 - \theta - \xi)) \quad (2.10)$$

donde  $\theta$  es el contenido porcentual de agua líquida en la capa superficial y  $\xi$  corresponde a la ponderación del aporte al albedo por parte de la fracción de nieve antigua, estimado por:

$$\xi = \frac{\rho_s - \rho_{ns}}{\rho_i - \rho_{ns}} \quad (2.11)$$

donde  $\rho_{ns}$  es la densidad de la nieve nueva en  $[\text{g}/\text{cm}^3]$  y  $\rho_i$  es la densidad del hielo (alrededor de  $0.9 [\text{g}/\text{cm}^3]$ ).

Por otro lado,  $a_w$  y  $a_i$  corresponden al albedo del agua líquida y del hielo (0.08 y 0.35, respectivamente), mientras que  $a_{ns}$  representa el albedo de la nieve recién caída, calculado a partir de **Stowhas (1975)** mediante:

$$a_{ns} = 0.872 - 0.58 \cdot \rho_{ns} \quad (2.12)$$

### 2.2.3 Balance Energético de la Superficie del Manto

La superficie del manto de nieve experimenta un continuo intercambio de energía con la atmósfera en contacto con ella, manifestado principalmente como flujos de calor radiativos y turbulentos. Adicionalmente, la superficie de nieve transfiere calor desde y hacia el resto del manto por conducción, pero en cantidades menores dada la ya mencionada baja conductividad térmica de la nieve. Finalmente, el manto puede recibir o ceder calor ocasionalmente producto de precipitaciones.

El balance energético de la interfase nieve-atmósfera en general puede expresarse por:

$$R_{OC} + R_{OL} + H_S + H_L + Q_S + Q_P - Q_E = 0 \quad (2.13)$$

donde

$Q_E$  : Exceso de calor disponible para derretir el manto

$R_{OC}$  : Radiación de onda corta neta

$R_{OL}$  : Radiación de onda larga neta

$H_S$  : Flujo de calor sensible

$H_L$  : Flujo de calor latente

$Q_S$  : Flujo de calor intercambiado con el interior del manto

$Q_P$  : Calor intercambiado con las precipitaciones

En la expresión anterior se consideran positivos los flujos que entregan energía a la superficie del manto y negativos los que liberan energía de éste.

Esta ecuación suele expresarse en términos de flujo de energía, es decir, como una cantidad de energía por unidad de tiempo y unidad de área. Típicamente se utilizan las unidades de Watt por metro cuadrado [ $\text{W}/\text{m}^2$ ] o Langley por minuto [ $\text{Ly}/\text{min}$ ] donde, por definición:

$$1 [\text{Ly}] \equiv 1 [\text{cal}/\text{cm}^2] \quad (2.14)$$

La mayoría de los flujos de calor que participan en el balance anterior tienen algún grado de dependencia de la temperatura superficial  $T_0$ . Luego, dicha temperatura debe ser tal que satisfaga la condición de balance energético.

### 2.2.3.1 Radiación de Onda Corta

La radiación de onda corta corresponde a la energía electromagnética que es irradiada por el Sol. Esta energía es emitida a una tasa relativamente constante hacia la Tierra, alcanzando un flujo de valor promedio al tope de la atmósfera de  $1367 [\text{W}/\text{m}^2]$  ó  $1.96 [\text{Ly}/\text{min}]$  (Duffie & Beckman, 1991), conocida como *constante solar*. Este valor fluctúa a lo largo del año debido a la rotación de la Tierra alrededor del Sol y la consecuente variabilidad de la distancia relativa entre ambos astros. En su camino hacia la superficie de la Tierra, la radiación interactúa con la atmósfera (principalmente con moléculas de ozono, vapor de agua y aerosoles) experimentando absorción y difusión. El primer efecto atenúa la intensidad de la radiación, mientras que el segundo dispersa los rayos solares en todas las direcciones, de manera que cualquier superficie sobre el planeta recibe radiación de onda corta de manera *directa* desde el Sol y en forma *difusa* desde la totalidad de la semiesfera celeste (Figura 2). Ambas componentes, denominadas en conjunto como radiación de onda corta *global*, tienen incidencia sobre el balance energético de la superficie del manto.

La manera más confiable de determinar las tasas incidentes de radiación de onda corta global es utilizando instrumentos de medición. Los más comunes son el piranómetro, que mide la radiación global sobre una superficie horizontal y el pirheliómetro, que mide la radiación directa siguiendo la

trayectoria del Sol. A partir de la medición de radiación de un piranómetro, se puede suponer que la radiación global incidente sobre una superficie normal a la propagación de los rayos solares es:

$$R_{OCin}^{(\perp)} = \frac{\hat{R}_{OCin}}{\cos(Z)} \quad (2.15)$$

donde

$\hat{R}_{OCin}$  : Radiación de onda corta incidente medida por el piranómetro

$Z$  : Ángulo zenital del Sol en el instante de medición

El ángulo zenital del Sol corresponde al ángulo entre la normal a la superficie y el Sol, medido sobre el círculo horario del astro, variando entre  $0^\circ$  y  $180^\circ$ .

La expresión anterior asume implícitamente que la radiación difusa (generalmente de menor magnitud relativa) registrada por el instrumento posee una dirección 'en torno' al disco solar (*modelo circumsolar*), por lo que se considera como una fracción escalar de la radiación directa. Esta simplificación es aceptada, pero a menudo inexacta, sobre todo bajo condiciones de extrema nubosidad, donde la radiación difusa tiende a adquirir una mayor preponderancia.

Si bien es deseable contar con mediciones instrumentales, en muchas ocasiones éstas no se encuentran disponibles. En tales casos, es posible estimar la radiación sobre una superficie normal a ella, mediante una expresión del tipo:

$$R_{OCin}^{(\perp)} = S \cdot E_0 \cdot \tau \cdot \alpha \quad (2.16)$$

donde

$S$  : Constante solar, 1.96 [Ly/min]

$E_0$  : Corrección por variación interanual de la distancia Tierra-Sol

$\tau$  : Función dependiente de la transmisividad del aire

$\alpha$  : Función dependiente de la absorción de las nubes

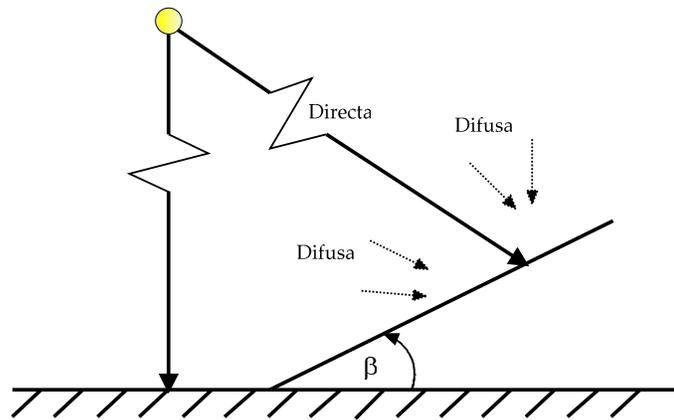


Figura 2: Radiación directa y difusa sobre una superficie inclinada

La corrección por distancia se estima por la relación entre la distancia media Tierra-Sol ( $r_0$ ) y la distancia para un día cualquiera del año ( $r$ ). De esta manera, se obtiene por (**Duffie & Beckman, 1991**):

$$E_0 = \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 = 1 + 0.033 \cdot \cos\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot n}{365}\right) \quad (2.17)$$

donde  $n$  es el número de día del año a contar del 1 de Enero.

Los fenómenos de atenuación radiante por absorción y dispersión atmosférica han sido fruto de variados estudios experimentales. **Stowhas (1968)** propone una expresión para el producto de las funciones  $\tau$  y  $\alpha$ , sobre la base de mediciones meteorológicas realizadas en la Cordillera de Los Andes, en Chile (**Stowhas, 1975**):

$$\tau \cdot \alpha = 0.798 \cdot \exp\left(-\frac{0.0173 \cdot e + K \cdot (1 - N)}{\cos(Z_0)}\right) \quad (2.18)$$

donde

$e$  : Presión de vapor del aire a 1.5 [m], en [hPa]

$K$  : Coeficiente de transparencia de nubes (adimensional)

$N$  : Fracción de horas de sol (adimensional)

$Z_0$  : Ángulo zenital del Sol a mediodía (culminación solar)

Finalmente, si se desea contar con la radiación incidente sobre una superficie con cualquier inclinación respecto de los rayos solares, la radiación normal se corrige por:

$$R_{OC_{in}} = R_{OC_{in}}^{(\perp)} \cdot \cos(\Theta) \quad (2.19)$$

donde  $\Theta$  es el *ángulo de incidencia*, definido como aquél que se forma entre la dirección de los rayos solares y la normal a la superficie. Lógicamente, la radiación será mayor sobre una superficie normal a su propagación que sobre una superficie que se encuentre inclinada respecto de ésta. Este ángulo puede ser expresado en función de diversos parámetros geográficos y astronómicos, siendo la relación citada por **Duffie y Beckman (1991)** una de las más usadas en la actualidad:

$$\begin{aligned} \cos(\Theta) = & \cos(\delta) \cdot \cos(\omega) \cdot \cos(\phi) \cdot \cos(\beta) + \cos(\delta) \cdot \cos(\omega) \cdot \text{sen}(\phi) \cdot \text{sen}(\beta) \cdot \cos(Az) \\ & + \text{sen}(\delta) \cdot \text{sen}(\phi) \cdot \cos(\beta) - \text{sen}(\delta) \cdot \cos(\phi) \cdot \text{sen}(\beta) + \cos(\delta) \cdot \text{sen}(\beta) \cdot \text{sen}(Az) \cdot \text{sen}(\omega) \end{aligned} \quad (2.20)$$

donde

$\delta$  : Declinación solar

$\omega$  : Ángulo horario del Sol

$\phi$  : Latitud geográfica

$\beta$  : Pendiente del lugar

$Az$  : Azimut u orientación horizontal del lugar

La declinación solar corresponde al ángulo en grados ( $^\circ$ ) entre el plano del Ecuador y el Sol, medido sobre el círculo horario del astro. Está comprendido entre  $-90^\circ$  y  $90^\circ$ , tomando los valores negativos en el hemisferio Sur y su valor diario se puede aproximar por la expresión de Cooper (**Duffie & Beckman, 1991**):

$$\delta = 23.45 \cdot \text{sen}\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot (n + 284)}{365}\right) \quad (2.21)$$

donde  $n$  es igual que en la Ec. 2.17.

El ángulo horario del Sol es el ángulo en grados ( $^{\circ}$ ) entre el meridiano del lugar y el círculo horario del Sol, medido sobre el plano del Ecuador. Se mide positivamente hacia el Oeste y negativamente hacia el Este, y su valor oscila entre  $-180^{\circ}$  y  $180^{\circ}$ . Varía a lo largo del día y está dado por:

$$\omega = 15 \cdot \text{HD} - 180^{\circ} \quad (2.22)$$

donde HD es la hora del día en decimales.

La latitud geográfica  $\phi$  corresponde al ángulo en grados ( $^{\circ}$ ) entre el plano del Ecuador y el lugar, medido sobre el meridiano de éste. Varía entre  $-90^{\circ}$  y  $90^{\circ}$ , tomando los valores negativos en el hemisferio Sur.

La pendiente es un dato que se puede estimar por la topografía del terreno y el azimut se obtiene a partir de las coordenadas horizontales del lugar. Se mide desde el Sur, positivamente hacia el Este y varía entre  $-180^{\circ}$  y  $180^{\circ}$ .

El ángulo zenital del Sol ( $Z$ ) puede obtenerse mediante la expresión del ángulo de incidencia aplicada a una superficie horizontal. De esta forma, reemplazando  $\beta = 0$  en la Ec. 2.20, se tiene:

$$\cos(Z) = \cos(\delta) \cdot \cos(\omega) \cdot \cos(\phi) + \sin(\delta) \cdot \sin(\phi) \quad (2.23)$$

Mientras que el ángulo zenital de culminación solar ( $Z_0$ ) se obtiene evaluando la expresión anterior cuando  $\omega = 0^{\circ}$ :

$$\cos(Z_0) = \cos(\delta) \cdot \cos(\phi) + \sin(\delta) \cdot \sin(\phi) = \cos(\delta - \phi) \quad (2.24)$$

Sin embargo, buena parte de esta radiación no logra penetrar en el manto debido a la gran reflectividad que posee la nieve. Como se definió en el punto 2.2.2.7, el albedo es la fracción de radiación de onda corta que es reflejada hacia la atmósfera, oscilando entre valores tan bajos como

0.35 para nieve antigua y tan altos como 0.9 para nieve recién caída (**Stowhas, 1975**). De esta forma, la radiación de onda corta neta se puede escribir como:

$$R_{OC} = R_{OCin} \cdot (1 - a) \quad (2.25)$$

### 2.2.3.2 Radiación de Onda Larga

Corresponde a la radiación que emiten cuerpos terrestres que se encuentran a temperaturas muy inferiores con respecto a la del Sol.

La radiación emitida por cualquier cuerpo que se encuentra sobre los 0 [K] se describe, en general, de acuerdo a la ley de Stephan-Boltzmann:

$$R = \varepsilon \cdot \sigma \cdot T^4 \quad (2.26)$$

donde

$\varepsilon$  : Emisividad del cuerpo radiante (adimensional)

$\sigma$  : Constante de Stephan-Boltzmann,  $8.14 \cdot 10^{-11}$  [Ly/min·K<sup>4</sup>]

T : Temperatura del cuerpo radiante [K]

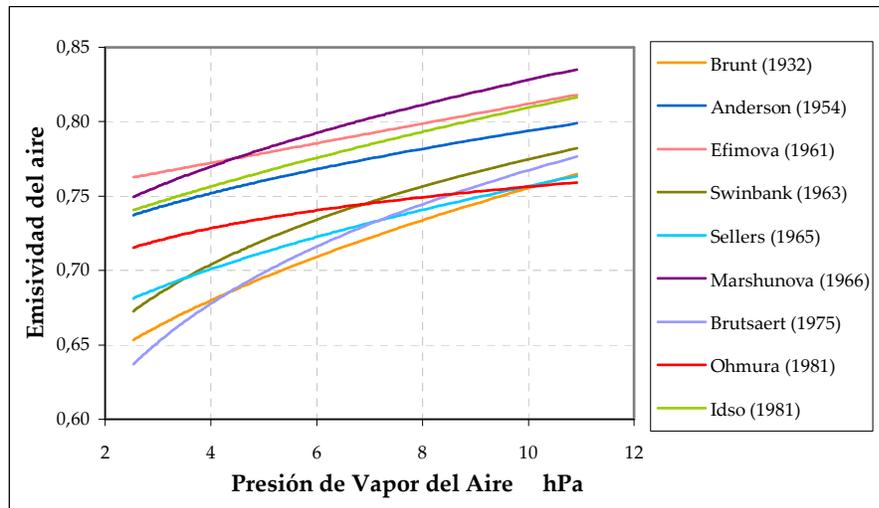
Mientras la atmósfera, las nubes y la vegetación emiten radiación de onda larga hacia la superficie, la nieve hace lo propio en dirección a la atmósfera, pero con una emisividad mayor, cercana al ideal físico de *cuerpo negro* ( $\varepsilon = 1$ ). En general, valores aceptados para la emisividad de la nieve  $\varepsilon_s$  varían entre 0.97 y 0.99 para nieve sucia y limpia, respectivamente (**Valck, 2004**).

La emisividad atmosférica  $\varepsilon_a$ , sin embargo, es más variable y se ha observado que está ligada a ciertos parámetros meteorológicos. Las primeras expresiones empíricas que relacionaron la emisividad con la presión de vapor del aire fueron formuladas por Ångström (1918) y Brunt (1932) (**Iziomon et al., 2003**). En adelante, diversos estudios se han enfocado en estimar relaciones de

diversa índole, algunas de las cuales se resumen en la Tabla 2 y se muestran graficadas en la Figura 3.

**Tabla 2: Fórmulas propuestas para emisividad bajo cielos claros.  $T_a$  en [K] y  $e$  en [hPa]. Fuentes: Pirazzini et al. (1999); Iziomon et al. (2003)**

Autor	Emisividad bajo cielos claros $\varepsilon_a^{(cl)}$	Ec.
Brunt (1932)	$0.55 + 0.065 \cdot \sqrt{e}$	(2.27)
Anderson (1954)	$0.68 + 0.036 \cdot \sqrt{e}$	(2.28)
Efimova (1961)	$0.746 + 0.0066 \cdot \sqrt{e}$	(2.29)
Swinbank (1963)	$9.36 \cdot 0.000001 \cdot T_a^2$	(2.30)
Sellers (1965)	$0.605 + 0.048 \cdot \sqrt{e}$	(2.31)
Marshunova (1966)	$0.67 + 0.05 \cdot \sqrt{e}$	(2.32)
Brutsaert (1975)	$1.24 \cdot (e/T_a)^{1/7}$	(2.33)
Ohmura (1981)	$0.008733 \cdot T_a^{0.788}$	(2.34)
Idso (1981)	$0.7 + 0.0000595 \cdot e \cdot \exp(1500 / T_a)$	(2.35)



**Figura 3: Emisividad del aire bajo cielos claros<sup>1</sup>**

<sup>1</sup> Sólo para efectos de comparar las curvas del gráfico de la Figura 3, en el caso de las expresiones que dependen además de la temperatura del aire ( $T_a$ ) se ha adoptado una humedad relativa del aire fija de 60%. La temperatura del aire correspondiente es obtenida según la relación funcional entre la presión de vapor saturado y la temperatura (ver Ecs 2.89 a 2.94).

En general, las expresiones se han derivado para condiciones de cielo claro. Sin embargo, bajo condiciones de nubosidad, la emisión radiativa de la atmósfera se ve fuertemente incrementada, por lo que debe corregirse por un factor que reproduzca esta situación. Han sido propuestas innumerables expresiones para describir la influencia de la nubosidad en la radiación de onda larga incidente en la superficie. De acuerdo con **Pirazzini et al. (1999)**, ellas se han parametrizado mediante dos formas más comunes:

$$\varepsilon_a = \varepsilon_a^{(cl)} \cdot (1 - \eta_1 \cdot C^{\eta_2}) + \eta_3 \cdot C^{\eta_4} \quad (2.36)$$

$$\varepsilon_a = \varepsilon_a^{(cl)} \cdot (1 + \eta_5 \cdot C^{\eta_6}) \quad (2.37)$$

donde

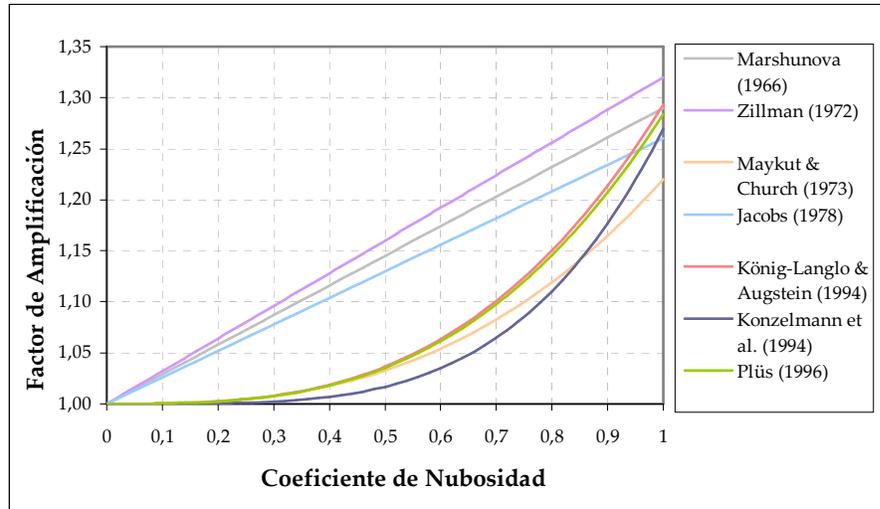
$\varepsilon_a^{(cl)}$  : Emisividad atmosférica bajo cielos claros

C : Fracción de cielo cubierto por nubes

Las constantes  $\eta_1, \eta_2, \eta_3, \eta_4, \eta_5, \eta_6$  son coeficientes experimentales cuyos valores han sido calibrados por diversos autores, algunos de los cuales se presentan en la Tabla 3. El efecto de amplificación sobre la condición de cielo claro producto del grado de nubosidad se representa en la Figura 4 para las expresiones propuestas.

**Tabla 3: Coeficientes para influencia de nubes en radiación de onda larga incidente según Ecs. 2.36 y 2.37**  
Fuentes: Plüs & Ohmura (1996); Pirazzini et al. (1999)

Autor	$\eta_1$	$\eta_2$	$\eta_3$	$\eta_4$	$\eta_5$	$\eta_6$
Marshunova (1966)	-	-	-	-	0.29	1
Zillman (1972)	0.96	1	0.96	1	-	-
Maykut & Church (1973)	-	-	-	-	0.22	2.75
Jacobs (1978)	-	-	-	-	0.26	1
König-Langlo & Augstein (1994)	-	-	-	-	0.22	3
Konzelmann et al. (1994)	1	4	0.952	4	-	-
Plüs (1996)	1	3	0.963	3	-	-



**Figura 4: Amplificación de la emisividad atmosférica por efecto de la nubosidad**

Para el cálculo de la emisividad del aire bajo condiciones de nubosidad, la fracción de cielo cubierto por nubes (C) se puede representar como un valor promedio diario calculado a partir de observaciones de fracción de horas de sol (N), de la forma:

$$C = 1 - N \tag{2.38}$$

donde la fracción N habitualmente se mide durante las horas de luz diurnas. Esta simplificación asume que la nubosidad tiene un comportamiento similar durante la noche, lo cual si bien es una aproximación aceptable, puede ser una fuente de error en la estimación.

Hay que mencionar que en el análisis anterior no está incluido el efecto de la radiación de onda larga emitida desde la vegetación.

Con todo lo anterior, la radiación neta de onda larga puede ser escrita como:

$$R_{OL} = \epsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 - \epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_0^4 \tag{2.39}$$

donde  $T_a$  y  $T_0$  son la temperatura del aire y de la superficie de nieve, respectivamente.

### 2.2.3.3 Flujo de Calor Sensible

El intercambio de calor sensible se genera en virtud de un gradiente de temperatura entre la superficie de nieve y el aire ubicado en la capa inferior de la atmósfera. En esta interfase, las características altamente irregulares de los flujos de aire hacen que éstos no puedan considerarse como laminares, por lo que es preciso recurrir a las herramientas teóricas de transporte turbulento.

El flujo de calor sensible depende principalmente de dos factores: la magnitud del gradiente de temperatura y la tasa de mezcla turbulenta que, a su vez, es función de la velocidad del viento, la rugosidad superficial y la estabilidad atmosférica.

### 2.2.3.4 Flujo de Calor Latente

Este flujo de calor está asociado al intercambio de moléculas de vapor de agua entre el aire y la superficie del manto producto de un gradiente de humedad específica.

Dado que la transferencia de calor latente está ligada a la transferencia de masa que tiene lugar en la interfase aire-nieve, su estudio proporciona el fundamento teórico para la estimación de las tasas de evapo-sublimación de nieve hacia la atmósfera a tratarse en el presente trabajo.

Tomando en cuenta las mismas consideraciones que para el flujo de calor sensible, el transporte de moléculas de agua en la región inferior de la atmósfera también se produce en condiciones de flujo turbulento.

El intercambio de calor latente depende principalmente de la magnitud del gradiente de humedad específica y de la tasa de mezcla turbulenta ya mencionada.

La teoría acerca de los flujos turbulentos de calor sensible y latente se describe con más detalle en la Sección 2.3.

### 2.2.3.5 Intercambio de Calor con el Interior del Manto

El flujo de calor desde/hacia el interior del manto se describe de acuerdo a la ecuación de Fourier de conducción del calor, según la diferencia de temperatura entre la superficie y la capa inmediatamente subyacente del manto:

$$Q_s = \alpha_s \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \approx \alpha_s \cdot \left( \frac{T_s - T_0}{d_s} \right) \quad (2.40)$$

donde  $T_s$ ,  $\alpha_s$  son la temperatura y la conductividad térmica de la capa del manto que intercambia calor.

Como se explicó anteriormente, la nieve es un ineficiente conductor de calor. Por este motivo, el término  $Q_s$  tiene una importancia relativa menor en el balance energético del manto.

### 2.2.3.6 Calor de la Precipitación

Cuando la precipitación cae en forma de lluvia o nieve con una temperatura diferente a la existente en el manto, ella libera o absorbe una cierta cantidad de energía. El flujo de calor es intercambiado hasta que los contenidos de energía de la precipitación y del manto alcanzan un estado de equilibrio térmico.

Cuando precipita nieve o lluvia, el calor absorbido ( $T_P > T_0$ ) o liberado ( $T_P < T_0$ ) por el manto, se puede expresar por:

$$Q_P = i_P \cdot \rho_w \cdot C \cdot (T_P - T_0) \quad (2.41)$$

donde

$i_P$  : Tasa de precipitación

$T_P$  : Temperatura de la precipitación (°C)

$C$  : Calor específico del hielo ( $C_i = 0.5$  [cal/g·°C]) o del agua líquida ( $C_w = 1$  [cal/g·°C]), según corresponda

Es preciso consignar que cuando se produce precipitación de lluvia sobre nieve se deben distinguir dos casos (**Stowhas, 1975; Male & Gray, 1981**). En primer lugar, si el manto está en proceso de derretimiento y por tanto contiene agua líquida, la lluvia no se congela y el intercambio de calor queda igualmente descrito por la Ec. 2.41. El segundo caso se produce cuando el manto se encuentra seco y bajo el punto de congelamiento ( $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), situación en la que *parte* de la lluvia se congela liberando su calor latente de fusión  $L_f$ . La naturaleza de este fenómeno es algo más compleja de describir, pero se puede aproximar asumiendo que se congela *toda* la lluvia precipitada, con lo cual:

$$Q_P = i_P \cdot \rho_w \cdot (C_w \cdot (T_P - T_0) + L_f) \quad (2.42)$$

donde el calor latente de fusión del agua  $L_f$  equivale a  $80\text{ [cal/g]}$ .

En cuanto al valor de la temperatura de la precipitación  $T_P$ , éste es difícil de predecir con certeza, pero se puede estimar asumiendo que es levemente inferior a la temperatura de bulbo húmedo del aire. Bajo esta hipótesis y considerando aire cercano a la saturación ( $H\% \approx 100\%$ ) en días de tormenta, se asume que:

$$T_P = T_a - \Delta T_P \quad (2.43)$$

donde  $\Delta T_P$  representa la diferencia entre las temperaturas del aire saturado y de la precipitación. **Seguel & Stowhas (1985)** obtienen un valor de  $\Delta T_P = 0.9\text{ }^{\circ}\text{C}$  para un conjunto de datos de cuencas pluvio-nivales, mientras que **Valck (2004)** emplea  $\Delta T_P = 1.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ .

## 2.3 FLUJOS TURBULENTOS ENTRE NIEVE Y ATMÓSFERA

Para estudiar el flujo de moléculas de vapor de agua entre la superficie del manto y el entorno atmosférico es necesario remitirse a algunos conceptos de transporte turbulento (**Castro et al., 1991; Yagüe, 1992; Buenestado, 2003**). En la región de la atmósfera que se encuentra en contacto con la superficie terrestre, conocida como *capa límite atmosférica (atmospheric boundary layer, ABL)* y en especial en el tramo inferior de ésta denominado *capa superficial atmosférica*, se desarrollan importantes intercambios de cantidad de movimiento, calor y vapor de agua propiciados por una intensa mezcla turbulenta.

En esta sección se revisa brevemente la teoría que involucra la transferencia turbulenta de calor y masa en la capa límite atmosférica, aplicada en particular a la interfase aire-nieve. Se estudian los principales parámetros, ecuaciones teóricas y relaciones empíricas que describen los mecanismos que controlan el intercambio turbulento.

### 2.3.1 Fundamentos de la Turbulencia

La turbulencia es el movimiento irregular y caótico de un flujo, constituido por una superposición de flujos de remolino de un amplio rango de escalas de longitud y de tiempo. Se caracteriza por generar un movimiento aleatorio, rotacional, disipativo y de gran difusividad (capacidad de mezcla).

En particular, los fenómenos de intercambio turbulento que tienen lugar en la capa límite atmosférica se desarrollan a muy pequeña escala, de ahí que la rama dedicada a su estudio se denomine micrometeorología.

La capa límite atmosférica se caracteriza por el comportamiento altamente irregular de variables como velocidad del viento, temperatura y humedad del aire. Por esta razón y por la dificultad que conlleva predecir su conducta en el tiempo, éstas suelen expresarse como la suma de un valor medio más una parte fluctuante, de la forma:

$$\mathbf{u} = \bar{\mathbf{u}} + \mathbf{u}' \quad \text{Velocidad del viento} \quad (2.44)$$

$$T = \bar{T} + T' \quad \text{Temperatura} \quad (2.45)$$

$$q = \bar{q} + q' \quad \text{Humedad específica} \quad (2.46)$$

El planteamiento del sistema de ecuaciones que rige la física de la capa límite atmosférica induce a un problema no determinable analíticamente sin la ayuda de ciertas simplificaciones. Los intercambios verticales turbulentos de cantidad de movimiento, calor y humedad se pueden aproximar bajo un esquema de cierre de primer orden por (**Buenestado, 2003**):

$$\tau = \rho_a \cdot \overline{\mathbf{u}' \cdot \mathbf{w}'} \quad \text{Flujo turbulento de moméntum} \quad (2.47)$$

$$H_S = \rho_a \cdot C_p \cdot \overline{T' \cdot \mathbf{w}'} \quad \text{Flujo turbulento de calor sensible} \quad (2.48)$$

$$H_L = \rho_a \cdot L \cdot \overline{q' \cdot \mathbf{w}'} \quad \text{Flujo turbulento de calor latente} \quad (2.49)$$

donde

$\rho_a$  : Densidad del aire, en [g/cm<sup>3</sup>]

$C_p$  : Calor específico del aire a presión constante, 0.24 [cal/g·°C]

$L$  : Calor latente de vaporización ( $L_v$ ) o sublimación ( $L_s$ ), 597 y 677 [cal/g], respectivamente

$\mathbf{u}'$ ,  $T'$ ,  $q'$  representan las fluctuaciones instantáneas de velocidad del viento, temperatura y humedad específica, respectivamente.  $\mathbf{w}'$  es la perturbación instantánea de la componente vertical de la velocidad del viento. El producto de dos términos de fluctuación en las ecuaciones corresponde a la **covarianza** de ambas variables. La barra horizontal indica que se consideran las cantidades promedio.

Para evitar la complejidad que implica la manipulación de los términos de divergencia turbulenta, Boussinesq (1877) desarrolló una teoría de analogía molecular en relación a la ley de viscosidad de Newton, y por extensión, a las leyes de difusión calórica de Fourier y de transferencia de masa de Fick, resultando respectivamente en las siguientes expresiones:

$$\tau = \rho_a \cdot K_m \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad (2.50)$$

$$H_S = \rho_a \cdot C_p \cdot K_h \cdot \frac{\partial \bar{T}}{\partial z} \quad (2.51)$$

$$H_L = \rho_a \cdot L \cdot K_w \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} \quad (2.52)$$

donde  $K_m$ ,  $K_h$  y  $K_w$  corresponden a los denominados *coeficientes de intercambio turbulento* de cantidad de movimiento, calor y vapor de agua, respectivamente. En general no son constantes y deben ser obtenidos de acuerdo a relaciones semiempíricas.

La hipótesis de analogía mencionada (conocida como “*Teoría K*”) no es totalmente satisfactoria en ciertos casos, donde los intercambios parecen no tener relación directa con los gradientes respectivos (Yagüe, 1992), sin embargo es la forma más práctica y actualmente utilizada para modelar este fenómeno.

### 2.3.1.1 Perfil de Velocidad del Viento

La capa superficial atmosférica bajo condiciones neutras se caracteriza por un perfil de velocidad del viento de tipo logarítmico. De acuerdo a la ley de Von Kármán-Prandtl, este perfil está descrito por:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad (2.53)$$

donde

$\kappa$  : Constante de Von Kármán (adimensional). Su valor varía en la literatura entre 0.35 y 0.42

$z_0$  : Rugosidad superficial

$u_*$  corresponde a la llamada velocidad de fricción, definida como:

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau}{\rho_a}} \quad (2.54)$$

La rugosidad superficial representa la altura respecto de la superficie a la cual la velocidad del viento es nula. Su valor depende de las características dinámicas del suelo, tomando valores diversos según el tipo de terreno. En general, un valor aceptado para superficies de nieve es  $z_0 = 0.5$  [cm], aunque puede presentar valores que fluctúan entre órdenes de magnitud de  $10^{-2}$  [cm] (capas de hielo) y  $10^2$  [cm] (campos de penitentes). Este parámetro se discutirá más adelante en el punto 4.2.2.4.

### 2.3.1.2 Estabilidad Atmosférica en la Capa Límite

La estabilidad atmosférica está asociada a la relación entre las fuerzas de flotación producto del gradiente térmico y las fuerzas mecánicas originadas por el perfil de velocidad del viento. Uno de los parámetros más utilizados para determinar la estabilidad de la capa límite atmosférica es el denominado *número de Richardson*, que se define como:

$$Ri = \frac{g}{\bar{T}} \cdot \frac{(\partial T / \partial z - \Gamma_a)}{(\partial u / \partial z)^2} \quad (2.55)$$

donde  $\Gamma_a$  es el gradiente adiabático del aire seco, alrededor de  $-0.00976$  [°C/m] y  $g$  es la aceleración de la gravedad,  $9.8$  [m/s<sup>2</sup>].

$\bar{T}$  es la temperatura característica de la capa de aire en estudio, y suele establecerse como el promedio de los límites inferior y superior de ésta.

Sin embargo, en la mayoría de los casos se cuenta con sólo una altura de medición de las variables meteorológicas. En dichas situaciones un parámetro más útil es una variante del número de Richardson expresado en forma de diferencias finitas y que suele designarse por  $Ri_b$ , donde el subíndice  $b$  proviene del inglés "*bulk*":

$$Ri_b = \frac{g}{\frac{1}{2} \cdot (T_0 + T_a(z_m))} \cdot \frac{(T_a(z_m) - T_0)}{(u(z_m))^2} \cdot (z_m - z_0) \quad (2.56)$$

donde  $z_m$  es la altura de medición de las variables meteorológicas, mientras que el límite inferior es considerado a una altura equivalente a la rugosidad ( $z_0$ ) de la superficie en cuestión.

Una atmósfera es neutra cuando  $Ri = 0$ , inestable cuando  $Ri < 0$  y estable cuando  $Ri > 0$ . Se genera una atmósfera inestable cuando las fuerzas de flotación superan a las fuerzas mecánicas. Este hecho induce una amplificación de la magnitud de los flujos turbulentos con respecto a la situación neutra. En caso contrario, una atmósfera estable tiende a reducir los efectos de la mezcla turbulenta. Tal es así, que en casos de extrema estabilidad, se demuestra que el flujo pasa a ser laminar.

El otro parámetro que comúnmente es utilizado para verificar la estabilidad atmosférica es la longitud de Obukhov, descrita más abajo.

### 2.3.1.3 Teoría de Similitud de Monin-Obukhov

Los estudios de Monin y Obukhov (1954) permitieron determinar expresiones para los perfiles de velocidad del viento, temperatura y humedad específica bajo distintas condiciones de estabilidad. La hipótesis de similitud de M-O asume que los flujos de momento, calor y vapor de agua se pueden considerar constantes en la capa superficial atmosférica (varían menos del 20%, **Castro et al. (1991)**) y plantea la posibilidad de modelar la turbulencia en la capa límite en función de ciertos parámetros obtenidos a partir de un análisis dimensional. Para ello definieron convenientemente las funciones de similitud  $\Phi_m$ ,  $\Phi_h$ ,  $\Phi_w$ , de tal manera que dependan de un único parámetro de estabilidad  $\zeta$ , definido como:

$$\zeta = \frac{z}{L_O} \quad (2.57)$$

con

$$L_O = \frac{u_*^3}{\left( \kappa \cdot \frac{g}{T} \cdot \frac{H_S}{\rho_a \cdot C_p} \right)} \quad (2.58)$$

donde  $L_o$  es la *longitud de Obukhov* y representa la altura respecto a la superficie a la cual se igualan las fuerzas de flotación (convectivas) y de cizalla (mecánicas).

Las funciones de similitud cumplen con:

$$\Phi_j(\zeta) = \frac{u_* \cdot \kappa \cdot z}{K_j} \quad (2.59)$$

donde  $j$  representa los subíndices (m, h, w) para las funciones de moméntum, calor y vapor de agua, respectivamente. Diversos estudios coinciden en que se puede asumir con poco error que  $\Phi_h = \Phi_w$  (Castro et al., 1991).

### 2.3.2 Determinación de los Flujos Turbulentos de Calor

Con los elementos expuestos anteriormente, pueden obtenerse los perfiles para  $u$ ,  $T$  y  $q$  en la capa superficial atmosférica. Reemplazando  $\Phi_m(\zeta)$  en la Ec. 2.50 e integrando entre  $z_0$  y  $z$ , se llega a:

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial z} = \Phi_m(\zeta) \cdot \frac{u_*}{\kappa \cdot z} \quad (2.60)$$

$$\Rightarrow u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \left( \ln \left( \frac{z}{z_0} \right) - \Psi_m(\zeta) \right) \quad (2.61)$$

que es el perfil de velocidad del viento alterado por la influencia del grado de estabilidad atmosférica.

Análogamente, se pueden establecer perfiles de temperatura y humedad específica similares al de velocidad del viento. Reemplazando  $\Phi_h(\zeta)$  y  $\Phi_w(\zeta)$  en las Ecs. 2.51 y 2.52 y considerando las condiciones de borde impuestas por la superficie:  $T(z_{0T}) = T_0$ ;  $q(z_{0q}) = q_0$ , se tiene:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial z} = \Phi_h(\zeta) \cdot \frac{H_s}{\rho_a \cdot C_p \cdot u_* \cdot \kappa \cdot z} \quad (2.62)$$

$$\Rightarrow T(z) = T_0 + \frac{H_S}{\rho_a \cdot C_p \cdot u_* \cdot \kappa} \cdot \left( \ln\left(\frac{z}{z_{0T}}\right) - \Psi_h(\zeta) \right) \quad (2.63)$$

y

$$\frac{\partial \bar{q}}{\partial z} = \Phi_w(\zeta) \cdot \frac{H_L}{\rho_a \cdot L \cdot u_* \cdot \kappa \cdot z} \quad (2.64)$$

$$\Rightarrow q(z) = q_0 + \frac{H_L}{\rho_a \cdot L \cdot u_* \cdot \kappa} \cdot \left( \ln\left(\frac{z}{z_{0q}}\right) - \Psi_w(\zeta) \right) \quad (2.65)$$

$z_{0T}$  y  $z_{0q}$  representan las rugosidades superficiales para intercambio de calor y vapor de agua, respectivamente.

$\Psi_m$ ,  $\Psi_h$ ,  $\Psi_w$  corresponden a las funciones de similitud integradas y físicamente representan la distorsión de los respectivos perfiles de velocidad del viento, calor y humedad en relación a sus valores neutros. Las expresiones de tales funciones se obtienen al calcular la integral:

$$\Psi_j(\zeta) = \int_{z_{0j}/L_o}^{z/L_o} (1 - \Phi_j(\zeta)) \cdot \frac{d\zeta}{\zeta} \quad (2.66)$$

donde  $j$  representa los subíndices (m, h, w) para cada perfil.

Sin embargo, la resolución de tales integrales puede llevar a engorrosas expresiones por lo que, para efectos prácticos, las funciones de similitud se suelen asumir como constantes en el intervalo de integración. Con esto, los perfiles se expresan sencillamente por:

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \cdot \Phi_m \quad (2.67)$$

$$T(z) = T_0 + \frac{H_S}{\rho_a \cdot C_p \cdot u_* \cdot \kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{0T}}\right) \cdot \Phi_h \quad (2.68)$$

$$q(z) = q_0 + \frac{H_L}{\rho_a \cdot L \cdot u_* \cdot \kappa} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{0q}}\right) \cdot \Phi_w \quad (2.69)$$

Finalmente, las expresiones que describen los flujos turbulentos de calor, pueden obtenerse reemplazando  $u_*$  de la Ec. 2.67 en las Ecs. 2.68 y 2.69, con lo cual:

$$H_S = \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot u(z) \cdot \kappa^2}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{0T}}\right) \cdot \Phi_m \cdot \Phi_h} \cdot (T(z) - T_0) \quad \text{Flujo de calor sensible} \quad (2.70)$$

$$H_L = \frac{\rho_a \cdot L \cdot u(z) \cdot \kappa^2}{\ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \cdot \ln\left(\frac{z}{z_{0q}}\right) \cdot \Phi_m \cdot \Phi_w} \cdot (q(z) - q_0) \quad \text{Flujo de calor latente} \quad (2.71)$$

Las ecuaciones presentadas arriba contienen algunos parámetros que son difíciles de medir o estimar y han sido fruto de profundas investigaciones. En particular, la determinación de las rugosidades superficiales de temperatura y vapor de agua y las funciones de estabilidad requieren ser estimadas por medio de relaciones semiempíricas.

### 2.3.2.1 Rugosidades Superficiales de Temperatura y Vapor de Agua

En diversos modelos suele asumirse que  $z_{0T} = z_{0q} = z_0$ , pero se ha demostrado que este supuesto por conveniente que parezca no es efectivamente válido, pudiendo existir diferencias de hasta un orden de magnitud entre  $z_0$  y sus análogos para  $q$  y  $T$  (**Brutsaert, 1975**). Para el caso específico de superficies de nieve, **Andreas et al. (2004)** obtuvo, en base a mediciones de flujos turbulentos, la siguiente relación para estimar  $z_{0T}$  y  $z_{0q}$ :

$$z_{0T,q} = z_0 \cdot \exp(b_0 + b_1 \cdot \ln(\text{Re}_*) + b_2 \cdot (\ln(\text{Re}_*))^2) \quad (2.72)$$

donde  $\text{Re}_*$  corresponde al denominado *número de Reynolds rugoso*, definido como:

$$\text{Re}_* = \frac{u_* \cdot z_0}{\nu_a} = \frac{u_* \cdot z_0 \cdot \rho_a}{\mu_a} \quad (2.73)$$

$\nu_a$  y  $\mu_a$  son la viscosidad cinemática y dinámica del aire en  $[\text{cm}^2/\text{s}]$  y  $[\text{g}/\text{cm}\cdot\text{s}]$ , respectivamente, donde  $\mu_a = 1.73 \cdot 10^{-4} [\text{g}/\text{cm}\cdot\text{s}]$  a  $0^\circ\text{C}$  y  $1 [\text{atm}]$ .

$b_0$ ,  $b_1$  y  $b_2$  son coeficientes empíricos que dependen de la región aerodinámica determinada por el valor de  $Re_*$  y se indican en la Tabla 4 (Andreas et al., 2004).

**Tabla 4: Coeficientes para el cálculo de las rugosidades superficiales de temperatura y vapor de agua.**  
Fuente: Andreas et al. (2004)

Rugosidad Superficial	Coefficiente	Suave $Re_* \leq 0.135$	Transición $0.135 < Re_* < 2.5$	Rugoso $2.5 \leq Re_* \leq 1000$
Temperatura $z_{0T}$	$b_0$	1.250	0.149	0.317
	$b_1$	0	-0.550	-0.565
	$b_2$	0	0	-0.183
Humedad $z_{0q}$	$b_0$	1.610	0.351	0.396
	$b_1$	0	-0.628	-0.512
	$b_2$	0	0	-0.180

### 2.3.2.2 Funciones de Estabilidad

Las funciones de estabilidad fueron incorporadas a partir de la teoría de similitud de Monin-Obukhov, y originalmente dependen del parámetro de estabilidad  $\zeta$ .

Un inconveniente de dicho parámetro es que depende de los flujos de  $H_s$  y  $\tau$  a priori desconocidos, por lo que resulta más práctico trabajar con las funciones de estabilidad en términos del número de Richardson. Se han planteado numerosas relaciones para las funciones de estabilidad en términos de los parámetros de Monin-Obukhov y de Richardson. En este trabajo, se mencionarán algunas expresiones para el factor de corrección por estabilidad  $1/(\Phi_m \cdot \Phi_h)$  definido en términos del número de Richardson en diferencias finitas ( $Ri_b$ ), pues es el parámetro más utilizado en modelaciones numéricas por las ventajas de implementación que posee. Dichas expresiones se citan en la Tabla 5 para estratificación inestable ( $Ri_b < 0$ ) y en la Tabla 6 para estratificación estable ( $Ri_b > 0$ ) y se grafican en las Figuras 5 y 6 para el rango  $-0.2 \leq Ri_b \leq 0.4$ .

Un repaso de las funciones de estabilidad dependientes del parámetro de Monin-Obukhov  $\zeta$  se puede hallar en **Andreas (2001)** y **Buenestado (2003)**. Por otra parte, algunos intentos por definir relaciones analíticas entre los parámetros  $\zeta$ ,  $Ri$  y  $Ri_b$  se pueden encontrar en **Byun (1989)**.

**Tabla 5: Expresiones propuestas para las funciones de estabilidad bajo atmósfera inestable. Fuentes: Morgan et al. (1971); You et al. (2004); Sheppard (2004)**

Autor	$\frac{1}{\Phi_m \cdot \Phi_h} = \frac{1}{\Phi_m \cdot \Phi_w}$	Ec.
Dyer & Hicks (1970)	$(1 - 16 \cdot Ri_b)^{3/4}$	(2.74)
Morgan et al. (1971)	$1.13 \cdot \frac{(1 - 60 \cdot Ri_b)^{0.074}}{(1 - 16 \cdot Ri_b)^{-2/3}}$	(2.75)
Louis (1979)	$1 - \frac{15 \cdot Ri_b}{1 + 75 \cdot \left( \frac{\kappa}{\ln(z/z_0)} \right)^2 \cdot \sqrt{-Ri_b \cdot \frac{z}{z_0}}}$	(2.76)

**Tabla 6: Expresiones propuestas para las funciones de estabilidad bajo atmósfera estable. Fuentes: Morgan et al. (1971); Cassano et al. (2000); Sheppard (2004); You et al. (2004)**

Autor	$\frac{1}{\Phi_m \cdot \Phi_h} = \frac{1}{\Phi_m \cdot \Phi_w}$	Ec.
Price & Dunne (1976)	$\frac{1}{1 + 10 \cdot Ri_b}$	(2.77)
Morgan et al. (1971)	$1.13 \cdot \frac{(1 + 95 \cdot Ri_b)^{-0.11}}{(1 + 16 \cdot Ri_b)^{2/3}}$	(2.78)
Louis (1979)	$\frac{1}{1 + 15 \cdot Ri_b \cdot \sqrt{1 + 5 \cdot Ri_b}}$	(2.79)
Hack et al. (1993)	$\frac{1}{(1 + 10 \cdot Ri_b) \cdot (1 + 8 \cdot Ri_b)}$	(2.80)

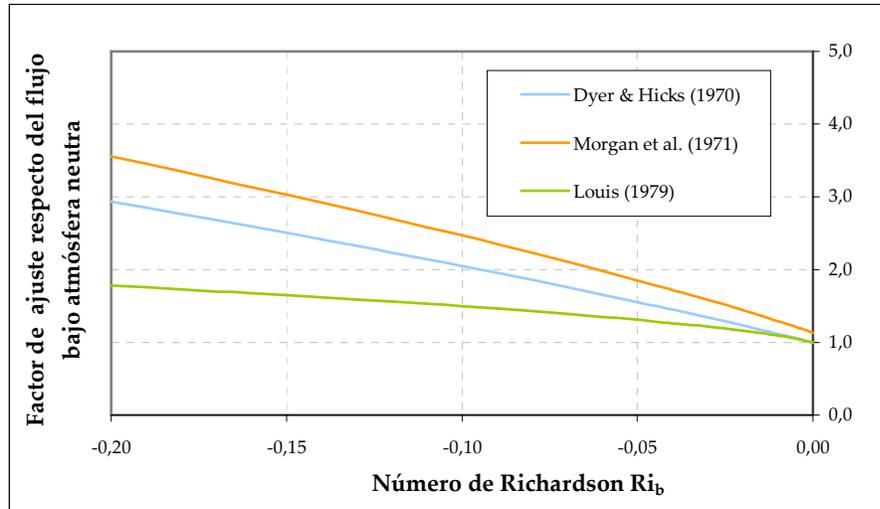


Figura 5: Ajuste por estabilidad atmosférica, atmósfera inestable

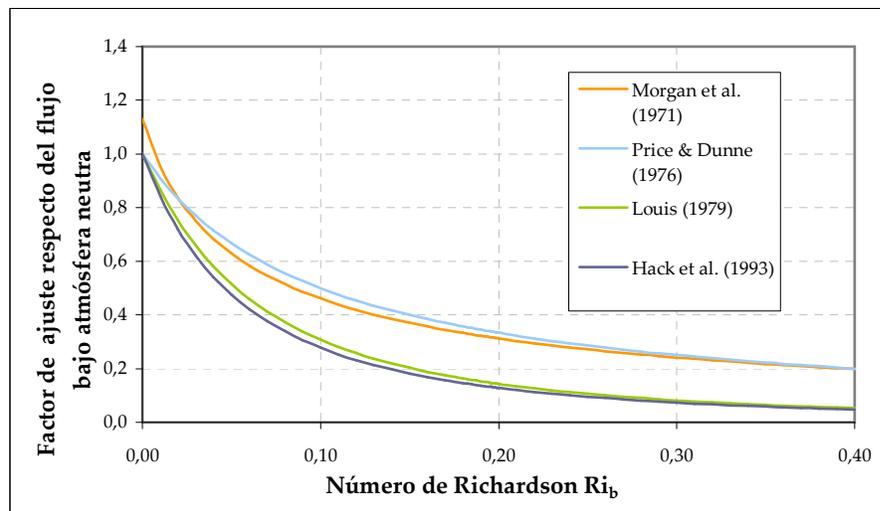


Figura 6: Ajuste por estabilidad atmosférica, atmósfera estable

Se puede observar cómo una atmósfera inestable puede aumentar el efecto de mezcla turbulenta hasta alrededor de 3 veces el valor del caso neutro, para el rango graficado. En cambio, una estratificación estable tiende a disminuir la difusividad turbulenta.

En el Capítulo 4, se realizará un análisis de sensibilidad respecto al uso de las distintas funciones de estabilidad aquí presentadas para estudiar su influencia dentro de la simulación.

## 2.4 MÉTODOS DE ESTIMACIÓN DE LA TRANSFERENCIA DE VAPOR DE AGUA

El intercambio de vapor de agua entre nieve y atmósfera está controlado por el flujo turbulento de calor latente descrito en detalle en la sección anterior. Este mecanismo de transferencia de moléculas de agua puede asociarse a una pérdida de masa por evaporación/sublimación o a una ganancia de masa por condensación/escarcha, dependiendo de las propiedades de estado del manto de nieve y del signo del gradiente de humedad específica que se presente en la interfase con la atmósfera. La masa de agua transferida en un intervalo de tiempo  $\Delta t$ , se puede obtener mediante:

$$\Delta M = \frac{H_L}{L \cdot \rho_w} \cdot \Delta t \quad [\text{mm}] \text{ de equivalente de agua} \quad (2.81)$$

donde un flujo de calor latente positivo indica una ganancia de masa por parte del manto de nieve ( $\Delta M$  positivo).  $L$  corresponde al calor latente de vaporización o sublimación, según el cambio de estado involucrado.

A continuación se describen los métodos más comunes empleados en la estimación y/o medición de la evapo-sublimación neta desde el manto de nieve.

### 2.4.1 Método Aerodinámico Simplificado

Una de las técnicas más utilizadas en los modelos de simulación de cobertura nival a la hora de cuantificar los intercambios turbulentos de calor y vapor de agua, es el denominado método aerodinámico simplificado (*bulk aerodynamic method*), o simplemente método aerodinámico. La conveniencia de este método radica en que se requiere de sólo una altura de medición de las variables meteorológicas más ciertas hipótesis que determinarán las características de la humedad

del aire inmediatamente en contacto con el manto. El flujo de calor latente calculado así, se determina en analogía a la Ec. 2.71:

$$H_L = \frac{\rho_a \cdot L \cdot u(z_m) \cdot \kappa^2}{\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_m}{z_{0q}}\right) \cdot \Phi_m \cdot \Phi_w} \cdot (q(z_m) - q_0) \quad (2.82)$$

donde  $z_m$  corresponde a la altura de medición de los datos meteorológicos sobre la superficie;  $u(z_m)$  y  $q(z_m)$  representan la velocidad del viento y la humedad específica a la altura de medición, mientras que  $q_0$  es la humedad específica del aire en los intersticios de la superficie de nieve.

La densidad del aire se puede calcular mediante la ley de gases ideales:

$$\rho_a = \frac{P}{R_a \cdot T_a} \quad (2.83)$$

donde  $p$  es la presión atmosférica y  $R_a$  es la constante de gas ideal para el aire, que equivale a:

$$R_a = R_d \cdot (1 + 0.608 \cdot q) \approx R_d = 287 [\text{J} / \text{Kg} \cdot \text{K}] = 1.987 [\text{cal/mol} \cdot \text{K}] \quad (2.84)$$

con  $R_d$  definida como la constante de gas ideal del aire seco (sin considerar vapor de agua).

Los términos de humedad específica en cada nivel se calculan mediante las ecuaciones:

$$q(z_m) = 0.622 \cdot \frac{e(z_m)}{p - 0.378 \cdot e(z_m)} \quad (2.85)$$

$$q_0 = 0.622 \cdot \frac{e_0}{p - 0.378 \cdot e_0} \quad (2.86)$$

donde  $e(z_m)$  y  $e_0$  corresponden a la presión de vapor del aire a la altura de medición y en los intersticios de la superficie de nieve, respectivamente. La presión atmosférica es una variable que habitualmente se mide en las estaciones meteorológicas, aunque puede ser estimada a partir de la ley de la presión hidrostática:

$$\frac{dp}{dz} = -\rho_a \cdot g \quad (2.87)$$

Combinando las Ecs. 2.83 y 2.87 y considerando el gradiente térmico  $\Gamma$ , se llega a la siguiente expresión (**Chow et al., 1994**):

$$p = p^* \cdot \left( \frac{T_a}{T^*} \right)^{\frac{g}{R_a \cdot \Gamma}} \quad (2.88)$$

donde  $p^*$  y  $T^*$  son la presión y temperatura atmosférica a nivel del mar. Para un atmósfera estándar, se pueden considerar los siguientes valores típicos:  $p^* = 1013.3$  [hPa],  $T^* = 288$  [K],  $\Gamma = 0.0065$  [K/m].

La presión de vapor, en tanto, se obtiene a partir de la humedad relativa del aire (H%), por medio de:

$$e = H\% \cdot e_s \quad (2.89)$$

donde  $e_s$  es la presión de vapor de saturación del aire, dependiente de la temperatura. Para describir la relación funcional entre ( $e_s$ ) y (T) se suele utilizar la ecuación teórica de Clausius-Clapeyron, definida por:

$$e_s(T) = 6.11 \cdot \exp\left(\frac{m_v \cdot L}{R_d} \cdot \left(\frac{1}{273.15} - \frac{1}{T}\right)\right) \quad (2.90)$$

donde  $m_v$  es la masa molecular del vapor de agua, 18 [g/mol], y L es el calor latente de vaporización o sublimación, dependiendo del cambio de estado involucrado.

Sin embargo, hoy en día se prefiere utilizar fórmulas ajustadas a datos reales, ya que son comparativamente más precisas. Algunas de ellas se recopilan en la Tabla 7 (**Gueymard, 1992**).

Para el caso de la presión de vapor a la altura de la superficie de nieve, se asume que en este nivel el aire se encuentra totalmente saturado (es decir,  $H\% = 100\%$ ) y se utiliza la temperatura a nivel

superficial  $T_0$ . Algunos investigadores plantean que esta suposición tiende a sobrestimar las tasas de evapo-sublimación, debido a que se ha demostrado que no necesariamente se da la saturación del aire en la superficie (**Box & Steffen, 2001**). Además, se debe asumir un valor para la rugosidad superficial  $z_0$ , lo que aumenta la inexactitud del método.

**Tabla 7: Fórmulas para el cálculo de presión de vapor saturado. Fuente: Gueymard (1992)**

Autor	Presión de vapor saturado $e_s$	Ec.
Langlois (1967)	$\frac{T^2 - 488.56 \cdot T + 60009.3}{0.0361622 \cdot T^2 - 24.209 \cdot T + 4104.45}$	(2.91)
Leckner (1978)	$0.01 \cdot \exp\left(26.21 - \frac{5416}{T}\right)$	(2.92)
Raudviki (1979)	$6.11 \cdot \exp\left(\frac{17.27 \cdot T}{273.3 + T}\right)$	(2.93)
Buck (1981)	$6.1121 \cdot \exp\left(\frac{17.502 \cdot T}{240.97 + T}\right)$	(2.94)

### 2.4.2 Método del Perfil Aerodinámico

El método del perfil aerodinámico (*aerodynamic profile method*) es similar al anterior y consiste en utilizar dos o incluso más alturas de medición de las variables meteorológicas para describir sus perfiles. Para dos alturas de medición ( $z_1$  y  $z_2$ ), la expresión utilizada es la siguiente:

$$H_L = \frac{\rho_a \cdot L \cdot (u(z_2) - u(z_1)) \cdot \kappa^2}{\left(\ln\left(\frac{z_2}{z_1}\right)\right)^2 \cdot \Phi_m \cdot \Phi_w} \cdot (q(z_2) - q(z_1)) \quad (2.95)$$

Este método se considera más preciso porque evita la hipótesis de saturación del aire en la superficie del manto, al medir directamente las diferencias de humedad y velocidad del viento verticales. Además no necesita asumir la rugosidad superficial  $z_0$ . Su desventaja radica en que es muy poco frecuente contar con mediciones de las variables meteorológicas a dos o más niveles.

A este respecto es conveniente citar el trabajo de **Box & Steffen (2001)**, quienes calcularon la evapo-sublimación neta anual en base a mediciones de variables meteorológicas a uno y dos niveles (método aerodinámico simplificado y método del perfil aerodinámico, respectivamente) para un conjunto de estaciones meteorológicas automáticas distribuidas a lo largo del territorio de Groenlandia. Los autores determinaron que el cálculo de los flujos de vapor mediante mediciones a dos niveles arroja valores de evapo-sublimación menores que bajo el método aerodinámico simplificado y mayor frecuencia de ocurrencia de condensación.

Las tasas anuales obtenidas mediante ambos métodos se muestran correlacionadas en el gráfico de la Figura 7.

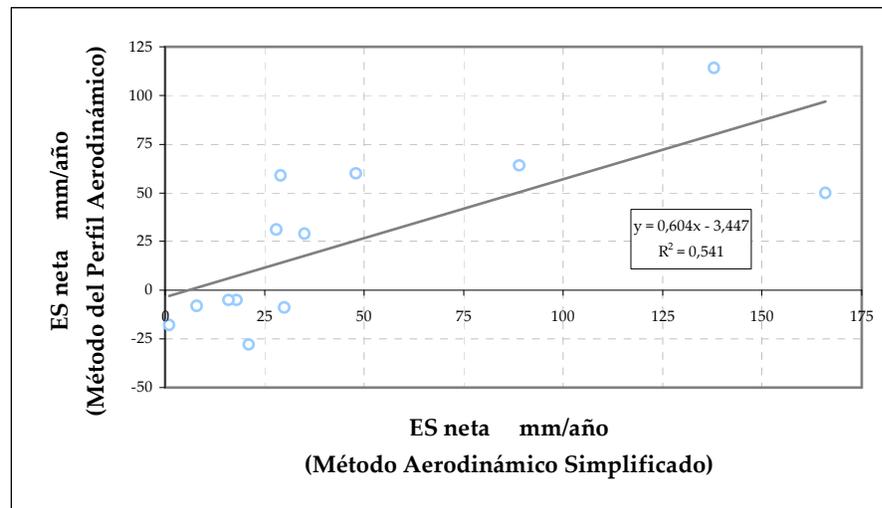


Figura 7: Correlación evapo-sublimación neta anual según métodos aerodinámico simplificado y del perfil aerodinámico en base a mediciones en el territorio de Groenlandia. Fuente: Box & Steffen (2001)

Se observa una significativa discrepancia entre los resultados obtenidos para ambos métodos, destacando que el método que utiliza mediciones a dos niveles reporta en promedio menor evapo-sublimación neta que el método simplificado.

Los autores justifican esta diferencia en la probable sobrestimación de la evapo-sublimación por parte del método simplificado, al asumir que el aire en contacto con la superficie se encuentra completamente saturado.

### 2.4.3 Método de Correlación de Flujo Turbulento

De los métodos basados en la estimación del flujo de calor latente, éste es el considerado más exacto (Hood et al., 1999). El método de correlación de flujo turbulento (*eddy flux correlation method*, ECM) es una técnica que permite medir los intercambios de vapor de agua por medio de sofisticados instrumentos que detectan las variaciones instantáneas de las variables meteorológicas. Las fluctuaciones verticales de la velocidad del viento ( $w'$ ) se miden con un anemómetro ultrasónico, mientras que las fluctuaciones de concentración de humedad en la atmósfera ( $q'$ ) son registradas por medio de un higrómetro de kriptón. En su conjunto, conforman un denominado sistema de covarianza turbulenta (*eddy covariance system*) que realiza mediciones sincronizadas de alta frecuencia ( $\geq 10$  [Hz]) y permite calcular directamente el flujo de calor latente a partir de la Ec. 2.38:

$$H_L = \rho_a \cdot L \cdot \overline{q' \cdot w'} \quad (2.96)$$

Naturalmente que la desventaja radica en la dificultad de disponer de instrumentos tan sofisticados y costosos, y que además pueden ser muy frágiles como para ser usados por largos períodos en un medio ambiente de montaña.

#### 2.4.4 Mediciones con Bandejas de Evaporación

Los métodos presentados arriba, por más precisos que sean, tienen la limitante de tener que estimar indirectamente el flujo de vapor por medio de la medición de variables meteorológicas (viento y humedad). La utilización de bandejas de evaporación (*evaporation pans*), en cambio, tiene la ventaja de medir directamente la disminución o ganancia de masa por parte del manto.

Se realiza depositando una muestra de nieve en un recipiente situado en la misma superficie del manto y sometido a condiciones análogas a la nieve circundante. La tasa de evapo-sublimación resultante se obtendrá dividiendo la diferencia entre el peso final e inicial de la bandeja por el tiempo transcurrido. Habitualmente se realizan una o dos mediciones durante el día, separadas en intervalos regulares.

El inconveniente de este método es que se convierte en una tarea difícilmente practicable para períodos extensos de tiempo y bajo condiciones climáticas desfavorables, que es la situación que se presenta habitualmente.

# 3 MODELACIÓN DE LA EVAPO-SUBLIMACIÓN

## 3.1 INTRODUCCIÓN

Los modelos de acumulación y derretimiento de nieves, en general, están enfocados a la obtención de los caudales disponibles para la temporada de deshielos. Si bien la mayoría reproduce internamente los intercambios turbulentos asociados al flujo de calor latente, no es común que cuenten con la información de salida de las magnitudes de tales flujos a lo largo de un período continuo.

La transferencia turbulenta de vapor de agua con la atmósfera es un fenómeno que, como se revisó, involucra un análisis teórico bastante complejo y por lo tanto su magnitud es de difícil predicción. Frente a esto, el modelo de simulación empleado debe ser capaz de implementar este proceso de una manera lo suficientemente completa, basándose en las herramientas conceptuales estudiadas en el capítulo anterior, y, a su vez, con un grado de simplicidad tal que evite caer en un exceso de parámetros y variables de entrada.

En este capítulo se exponen los elementos principales del modelo de simulación hidrológica utilizado. En primer lugar se describen los aspectos generales del modelo en cuanto a requerimientos de información, distribución temporal y espacial de los datos meteorológicos de entrada y simulación del balance energético. Posteriormente se detalla el método y criterio empleados para determinar la magnitud y dirección de los flujos de vapor de agua para finalmente contar con las tasas netas de evapo-sublimación de cada intervalo de simulación.

## 3.2 ASPECTOS GENERALES DEL MODELO DE ACUMULACIÓN Y DERRETIMIENTO DE NIEVES

La simulación se realizó en base a un modelo de acumulación, metamorfosis y derretimiento de nieves originalmente elaborado por **Stowhas (1975)** en la forma de un modelo concentrado que estima las tasas horarias de derretimiento para una superficie unitaria cubierta por nieve. Este trabajo original contiene la estructura medular y gran parte de las relaciones teóricas y empíricas en que aún se basan las versiones más actuales del modelo.

Trabajos posteriores de Luna (1981), Migueles (1994), Silva (2000) y Rojas (2005) se ocuparon de complementar el trabajo original, ampliando el rango de aplicabilidad y funcionalidad del modelo. Actualmente, reproduce de manera espacialmente distribuida los procesos de intercambio de energía y masa con la atmósfera, así como las transferencias internas de calor y los procesos de maduración y derretimiento del manto. Esto lo realiza varias veces al día dependiendo del intervalo de simulación escogido por el usuario.

En este trabajo han sido incorporadas y modificadas algunas rutinas necesarias para los objetivos del presente estudio.

### 3.2.1 Requerimientos de Información

El modelo requiere una cierta cantidad mínima de datos para poder caracterizar la cuenca y los procesos de acumulación y evolución del manto. Estos datos pueden dividirse en dos grupos, el primero que sea capaz de describir la geomorfología de la zona y el segundo que contenga la información meteorológica de una suficiente cantidad de días como para reproducir la evolución de un manto nival a lo largo de varias estaciones.

Para la caracterización del terreno se requieren las coordenadas cartesianas de todos los sectores que lo conforman (con orientación UTM), previa definición de un conjunto de curvas de nivel a intervalos más o menos constantes.

En cuanto a la meteorología, se requiere contar con un conjunto de datos continuos de las siguientes variables:

- Temperaturas extremas diarias  $T_{\min}, T_{\max}$
- Humedades relativas extremas diarias  $H\%_{\min}, H\%_{\max}$
- Velocidad media del viento diaria  $u$
- Precipitación diaria  $P$
- Fracción de horas de sol  $N$
- Coeficiente de nubes  $K$

Las variables de fracción de horas de sol y coeficiente de nubosidad pueden ser omitidas si se cuenta con mediciones de radiación solar, en cuyo caso bastará con el dato de radiación máxima diaria.

### 3.2.2 Modelación del Terreno

Para una definición detallada del terreno se requiere, en primer término, discretizarlo en **sectores** por medio de una triangulación. El modelo exige que cada sector esté contenido dentro de una determinada **banda de altura**, definiendo ésta como la superficie del terreno comprendida ente dos curvas de nivel consecutivas, escogidas convenientemente. La cota característica de la banda de altura corresponderá a la cota media de ella.

De esta manera, los sectores quedan determinados por las coordenadas rectangulares XYZ de sus vértices, que son los datos de ingreso requeridos. Esta representación distribuida del terreno es útil

para determinar la variabilidad espacial del fenómeno de evapo-sublimación refiriendo los resultados a la cota característica de cada banda de altura.

### 3.2.3 Tratamiento de los Datos Meteorológicos

Por motivos de eficiencia en la entrada y almacenamiento de datos, el modelo habitualmente requiere de un solo dato característico diario por cada variable meteorológica (o dos extremos para el caso de T y H%). Sin embargo, en la realidad, ciertas variables experimentan distribuciones tanto espaciales (gradientes) como temporales a lo largo del día, las que deben intentar ser reproducidas si se pretende realizar una simulación más fidedigna.

#### 3.2.3.1 Histogramas de Temperatura y Humedad Relativa del Aire

Tanto la temperatura como la humedad relativa del aire registran variaciones más o menos típicas durante el día. El modelo intenta reproducir tales variaciones de acuerdo a un ajuste con respecto a observaciones horarias disponibles. De esta forma, la temperatura y la humedad relativa del aire para un tramo "m" del día se estiman respectivamente como:

$$T_a(m) = T_{\min} + FT(m) \cdot (T_{\max} - T_{\min}) \quad (3.1)$$

$$H\%(m) = H\%_{\min} + FH(m) \cdot (H\%_{\max} - H\%_{\min}) \quad (3.2)$$

donde los subíndices 'min' y 'max' indican los datos de extremas mínima y máxima de temperatura y humedad relativa, según corresponda y FT(m), FH(m) corresponden a los factores de distribución de temperatura y humedad, respectivamente, para el tramo "m" del día. En rigor, estos parámetros debieran ser ajustados para cada zona que requiera ser modelada.

### 3.2.3.2 Gradiente de Temperaturas

Al estar dividido el terreno en sectores con distinta elevación, se hace necesario representar la variación de la temperatura del aire con la altitud. El gradiente térmico para una atmósfera estándar normalmente oscila entre los 5 y 8 [°C/Km], siendo un valor típico 6.5 [°C/Km].

En algunos modelos de simulación (Valck, 2004; Rojas, 2005) se propone evaluar el gradiente térmico, para el caso de aire húmedo (por ejemplo en días de precipitación), de acuerdo al denominado *gradiente pseudo-adiabático* o *gradiente adiabático húmedo*, dado por la siguiente expresión:

$$\Gamma_s = \frac{g}{C_p} \cdot \left( \frac{1 + \frac{L_v \cdot \omega_s}{R_d \cdot T_a}}{1 + \frac{0.622 \cdot L_v^2 \cdot \omega_s}{C_p \cdot R_d \cdot T_a^2}} \right) \quad (3.3)$$

donde  $\omega_s$  es la razón de mezcla del aire saturado, dada por:

$$\omega_s = 0.622 \cdot \frac{e_s}{p - e_s} \quad (3.4)$$

Sin embargo, el gradiente térmico puede depender de múltiples factores locales y presentar variación en el tiempo e incluso en la altura, por lo que debiese ser calibrado en base a observaciones reales de la zona estudiada. Para efectos de simulación, el modelo asume un gradiente constante  $\Gamma$ , de modo que la temperatura a una cota  $h$  (msnm) es:

$$T_a(h) = T_a - \Gamma \cdot (h - h_m) \quad (3.5)$$

donde  $h_m$  es la cota en (msnm) de la estación meteorológica donde se ha medido la temperatura.

### 3.2.3.3 Hietogramas de Precipitaciones

Para representar con mayor fidelidad el comportamiento temporal de una tormenta, se propone construir hietogramas de precipitaciones según el *método del bloque alterno* (Chow et al., 1994) a partir del dato de precipitación *total* diaria. Para ello se asume que la duración de cada tormenta es de 24 [h] y la curva de intensidad-duración de cada una se estima por la fórmula de Grunsky:

$$i_{P(\Delta t)} = P_{(24)} \cdot \sqrt{\frac{1}{24 \cdot \Delta t}} \quad (3.6)$$

donde  $i_P$  corresponde a la intensidad de la tormenta de duración  $\Delta t$  en [mm/h] y  $P_{(24)}$  a la precipitación total caída en 24 horas, en [mm].

El método del bloque alterno se basa en asumir que la altura de precipitación total de la tormenta puede ser distribuida en intervalos cuya máxima intensidad se presente en el centro de su tiempo de duración y decaiga alternadamente hacia los extremos. Dicha distribución es realizada automáticamente por el modelo, según el paso de tiempo seleccionado.

Si bien no es completamente correcto asumir que la duración de cada tormenta es de 24 horas, esto no debería representar una fuente de error importante debido al carácter acumulativo de la nieve.

### 3.2.3.4 Distribución de Precipitaciones en la Altura

En general cuando se trabaja sobre una cuenca con un amplio rango de alturas, la precipitación puede ser subestimada si se utiliza la información pluviométrica de sólo una estación ubicada a menor cota. Esto suele suceder en regiones montañosas donde la precipitación aumenta con la altura por efectos orográficos (Rojas, 2005). Como lo habitual es contar con la información de sólo una estación pluviométrica, ésta se debe corregir por un factor que dependa de la altitud del sector. De esta forma, la precipitación estimada para una cota  $h$  (msnm) es:

$$P(h) = FP(h) \cdot P(h_e) \quad (3.7)$$

donde  $P(h_e)$  es la precipitación medida en la estación meteorológica. El factor de precipitación puede ser sensible a las características de la zona estudiada, por lo que idealmente debiera ser calibrado en cada caso.

### 3.2.3.5 Distribución Horaria de la Radiación Solar

La radiación solar presenta su valor más alto alrededor del mediodía, cuando el Sol se encuentra en su posición de culminación. El modelo distribuye la radiación a lo largo de distintos intervalos del día, requiriendo sólo el valor diario característico de la radiación normal incidente, cuyo valor es obtenido con una de las siguientes expresiones:

$$R_{OCin}^{(\perp)} = S \cdot E_0 \cdot \tau \cdot \alpha \quad (3.8)$$

$$R_{OCin}^{(\perp)} = \frac{\hat{R}_{OCin}^{(max)}}{\cos(Z_0)} \quad (3.9)$$

donde la Ec. 3.8 se utiliza cuando no existen mediciones de radiación solar, en cuyo caso las variables de entrada son el coeficiente de nubes y la fracción de horas de sol (K y N, respectivamente), mientras que la Ec. 3.9 es usada cuando se cuenta con el dato de radiación máxima diaria  $\hat{R}_{OCin}^{(max)}$  medida por un piranómetro (Ec. 2.15).

La variación diaria de la radiación queda implícitamente definida por el coseno del ángulo de incidencia de los rayos solares sobre la superficie de cada sector y es distribuida por el modelo según la extensión de la trayectoria solar para cada día del año, en un número de intervalos que depende de la duración del paso de simulación  $\Delta t$  escogido.

Con lo anterior, se tiene que el modelo sólo detectará radiación de onda corta incidente si el intervalo de simulación está dentro del rango definido por  $t_s$  y  $t_p$ , que corresponden a las horas de salida y puesta de sol, respectivamente y pueden calcularse, en horas, aproximadamente mediante:

$$t_s = 12 - \frac{\omega_0}{15} \quad (3.10)$$

$$t_p = \frac{\omega_0}{15} + 12 \quad (3.11)$$

donde  $\omega_0$  es el ángulo horario de salida del Sol, en grados, que se obtiene a partir de la Ec. 2.23, cuando  $Z = 90^\circ$ , es decir:

$$\omega_0 = \text{Arc cos}(-\text{tg}(\phi) \cdot \text{tg}(\delta)) \quad (3.12)$$

### 3.2.4 Balance Energético en la Superficie del Manto

En cada paso de tiempo el modelo realiza un balance energético en la superficie del manto de nieve, basándose en la Ec. 2.13, donde la incógnita de la ecuación es la temperatura de la superficie  $T_0$ .

La condición de presencia de nieve en la interfase exige que la temperatura de equilibrio de la ecuación de balance no supere los  $0^\circ\text{C}$ . Si el modelo obtiene una temperatura mayor, impone la condición de  $T_0 = 0^\circ\text{C}$  en la superficie y el excedente de calor  $Q_E$  aporta al derretimiento del manto. Luego, se tiene:

$$R_{OC}(T_0) + R_{OL}(T_0) + H_S(T_0) + H_L(T_0) + Q_S(T_0) = 0 \quad \text{si} \quad T_0 < 0^\circ\text{C} \quad (3.13)$$

ó

$$R_{OC}(0) + R_{OL}(0) + H_S(0) + H_L(0) + Q_S(0) = Q_E ; T_0 = 0^\circ\text{C} \quad \text{si} \quad T_0 \geq 0^\circ\text{C} \quad (3.14)$$

#### 3.2.4.1 Componentes del Balance Energético

La determinación de las distintas componentes del balance energético por el modelo se realiza en función de los conceptos repasados en el capítulo anterior.

Los flujos radiativos netos de onda corta y larga son calculados mediante las ecuaciones descritas en la Sección 2.2.3. De esta manera:

$$R_{OC} = R_{OCin}^{(\perp)} \cdot \cos(\Theta) \cdot (1 - a) \quad (3.15)$$

$$R_{OL} = \varepsilon_a \cdot \sigma \cdot T_a^4 - \varepsilon_s \cdot \sigma \cdot T_0^4 \quad (3.16)$$

Las expresiones y parámetros adoptados para el cálculo de los flujos radiativos en este estudio se resumen en la Tabla 8.

**Tabla 8: Parámetros y expresiones adoptadas para el cálculo de flujos radiativos**

Parámetro		Fórmula	Ec.
Albedo de la nieve	a	Stowhas (1975)	2.10
Emisividad del aire	$\varepsilon_a$	Idso (1981)	2.35
		Plüs (1996)	2.36
Emisividad de la nieve	$\varepsilon_s$	0.98	

Los flujos turbulentos incluidos en la ecuación de balance energético se determinan en función de los conceptos revisados en la Sección 2.3.2. Para la estimación del flujo de calor latente se utiliza el método aerodinámico, asumiendo que el aire en los intersticios del manto se encuentra saturado. Las expresiones empleadas son:

$$H_S = \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot u(z_m) \cdot \kappa^2}{\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_m}{z_{0T}}\right) \cdot \Phi_m \cdot \Phi_h} \cdot (T(z_m) - T_0) \quad (3.17)$$

$$H_L = \frac{\rho_a \cdot L \cdot u(z_m) \cdot \kappa^2}{\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_m}{z_{0q}}\right) \cdot \Phi_m \cdot \Phi_w} \cdot (q(z_m) - q_0) \quad (3.18)$$

Los parámetros adoptados en este estudio para la modelación de los flujos turbulentos se resumen en la Tabla 9. En este trabajo se propone el uso de rugosidades superficiales de la nieve para T y q en las ecuaciones de flujo de calor sensible y latente (Ecs. 3.17 y 3.18) y adicionalmente se realizará un

análisis de sensibilidad para comparar cuánto difieren los resultados obtenidos con el uso de esta formulación en contraste a la utilizada en el modelo original que asumía implícitamente  $z_{0T} = z_{0q} = z_0$ .

**Tabla 9: Parámetros y expresiones adoptadas para el cálculo de flujos turbulentos**

Parámetro		Fórmula	Ec
Presión de vapor saturado	$e_s$	Buck (1981)	2.94
Rugosidad superficial de la nieve	$z_0$	0.5 [cm]	
Rugosidades superficiales de la nieve para T y q	$z_{0T}, z_{0q}$	Andreas et al. (2004)	2.72
Funciones de estabilidad	$\Phi_{m,w,h}$	Morgan et al. (1971)	2.75 2.78
Constante de von Kármán	$\kappa$	0.4	

Finalmente, se considera el intercambio de calor por la diferencia de temperatura entre la superficie y la primera capa del manto, de profundidad  $d_{s(1)}$ , temperatura  $T_{s(1)}$  y conductividad térmica  $\alpha_{s(1)}$ .

$$Q_s = \alpha_{s(1)} \cdot \left( \frac{T_{s(1)} - T_0}{d_{s(1)}} \right) \tag{3.19}$$

donde  $\alpha_s$  se calcula mediante la Ec. 2.7 propuesta por **Stowhas (1975)**.

El calor de la precipitación no se considera en el balance anterior, puesto que como se verá más adelante, se incorpora como un aporte de energía y masa que se adiciona al calor excedente del balance para calentar o derretir el manto.

### 3.2.4.2 Determinación de la Temperatura Superficial del Manto

La incógnita de la ecuación de balance energético es la temperatura superficial  $T_0$ , presente de manera implícita en la mayoría de las componentes del balance. La no-linealidad de esta ecuación

requiere de algún método numérico iterativo para resolverla. El modelo calcula  $T_0$  por medio del denominado *método de Newton*, que aproxima la solución mediante rectas tangentes evaluadas en el resultado de la iteración anterior. Si se considera la función  $B(T_0)$  igual al lado izquierdo de la Ec. 3.13, se puede escribir:

$$B(T_0) = 0 \quad (3.20)$$

y  $T_0$  se obtiene con el siguiente esquema iterativo:

$$T_0^{(i+1)} = T_0^{(i)} - \frac{B(T_0^{(i)})}{B'(T_0^{(i)})} \quad (3.21)$$

siendo  $T_0^{(i)}$ , el resultado de la iteración  $i$ -ésima dentro de un intervalo de simulación y  $B'(T_0)$  es la derivada de la función  $B(T_0)$ . La iteración se detiene cuando  $|B(T_0)|$  es menor a una tolerancia especificada, en este caso de 0.0001 [Ly/min].

### 3.3 MODELACIÓN DE LOS FLUJOS DE VAPOR DE AGUA

El modelo simula el manto como una superposición de  $N$  capas de nieve formadas por el aporte acumulativo de las distintas tormentas (Rojas, 2005). En particular, en este estudio interesa conocer las características de la primera capa del manto que es la que realiza gran parte de los intercambios de masa y energía con la atmósfera.

Como se ha revisado en el capítulo anterior, la mayoría de los flujos de energía en la interfase dependen de la temperatura superficial del manto  $T_0$ . La ecuación de balance energético permite calcular en cada intervalo dicha temperatura, con lo que es posible conocer la dirección y el valor del flujo de calor latente del mismo período. A partir de éste, el modelo debe decidir qué proceso está asociado a dicho flujo, en función de las propiedades de estado actualizadas de la superficie.

Después de establecer la temperatura de equilibrio de la superficie del manto, el modelo realiza un balance másico que establece la pérdida o ganancia de masa neta producto de los flujos de vapor de agua que entran y salen de la capa superficial de nieve. Además debe considerar el aporte eventual de agua proveniente de una precipitación y los posibles procesos de fusión de nieve o congelamiento de agua líquida de la capa superficial.

#### 3.3.1 Transferencias de Vapor de Agua en la Interfase Nieve-Atmósfera

El modelo calcula los flujos de vapor de agua mediante el enfoque aerodinámico, explicado en la Sección 2.4.1. Según la Ec. 2.81, para un intervalo de simulación 'k', de duración  $\Delta t$ , la ganancia neta de equivalente de agua en milímetros está dada por:

$$\Delta M^{(k)} = \frac{H_L^{(k)}}{L \cdot \rho_w} \cdot \Delta t \quad (3.22)$$

donde  $H_L$ , como se explicó, se obtiene mediante la Ec. 3.18.

El modelo simula las transferencias de vapor de agua en la interfase asumiendo la posibilidad de ocurrencia de cualquiera de los cuatro cambios de estado potenciales:

- Sublimación  $\Rightarrow SBL = -\Delta M$  (3.23)

- Evaporación  $\Rightarrow EVP = -\Delta M$  (3.24)

- Condensación  $\Rightarrow CND = \Delta M$  (3.25)

- Escarcha  $\Rightarrow ESC = \Delta M$  (3.26)

El criterio empleado para decidir la ocurrencia de uno de ellos está basado en (1) la dirección del gradiente de humedad específica y (2) la presencia de agua líquida en la capa superficial del manto.

El diagrama de flujo de la Figura 8 esquematiza la secuencia que sigue el modelo. En tanto detecta presencia de agua líquida en la capa superficial al inicio del intervalo, el flujo de calor latente se asocia a transferencia de agua por evaporación o condensación cuando el signo del flujo sea negativo o positivo, respectivamente. Análogamente, si el manto se encuentra superficialmente seco, puede darse sublimación o escarcha dependiendo de la dirección del gradiente de humedad.

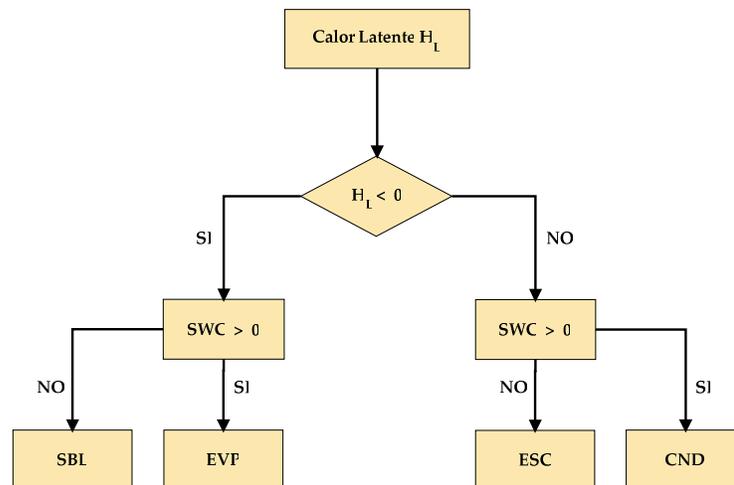


Figura 8: Diagrama del esquema de decisión adoptado por el modelo para determinar el proceso de transferencia

De lo anterior se infiere que el modelo admite la ocurrencia de un solo proceso en cada intervalo de simulación. Esto puede ser una buena representación de la realidad siempre y cuando el paso de tiempo considerado sea suficientemente pequeño y, de este modo, tienda a reproducir el estado instantáneo del manto de nieve.

Un caso particular se produce cuando el modelo identifica la ocurrencia de evaporación y la atmósfera tiene la capacidad de evaporar toda el agua líquida presente en la superficie antes de finalizar un intervalo de simulación. El modelo reconoce esta situación y automáticamente transfiere ese déficit de agua líquida a una cantidad energéticamente equivalente de nieve sublimada.

La transferencia de vapor de agua se calcula para cada intervalo de tiempo “k”, en cada sector “j”. Luego, si el paso de tiempo escogido es  $\Delta t$ , el modelo calcula diariamente por separado cada uno de los cuatro flujos de masa, de la forma:

$$\Delta M^{(\text{Dia})}_{(\text{SBL,EVP,CND,ESC})}(j) = \sum_{k=1}^{24/\Delta t} \Delta M_{(\text{SBL,EVP,CND,ESC})}(k,j) \quad (3.27)$$

Eventualmente el modelo tiene la capacidad de arrojar los resultados de flujos de masa para cada intervalo de tiempo de simulación, pero naturalmente que esto va en contra de su eficiencia y aumenta considerablemente el volumen de información de salida.

### 3.3.2 Flujos de Vapor Potenciales

La presencia estacional durante sólo algunos meses de la mayoría los mantos de nieve que se depositan en las cuencas montañosas, hace aún más difícil la medición o estimación de los niveles de evapo-sublimación después de los meses de primavera. En el presente trabajo, a modo de complemento, se ha querido investigar el comportamiento del modelo hidrológico asumiendo un manto de nieve que se conserva durante los meses de primavera y verano, con el objetivo de analizar la capacidad potencial de evapo-sublimación que posee la atmósfera en función de las variables

meteorológicas medidas durante la temporada seca y así establecer una comparación con las tasas simuladas para el período de acumulación. El resultado de dicha modelación se denominará de aquí en adelante en este trabajo **evapo-sublimación potencial**.

Para implementar esta idea en el modelo, se realizó una simulación análoga a la ya descrita, basada en el balance energético superficial, pero asumiendo la permanencia de un hipotético manto de nieve a lo largo del todo el período de simulación. La diferencia en este caso radica en que al no existir un manto de nieve ‘real’ modelado, sus propiedades de estado deben ser estimadas. Para dicho efecto, se asume que siempre existe una profundidad de nieve suficiente que interactúa con la atmósfera y cuya temperatura superficial se puede determinar mediante la ecuación de balance energético, bajo los criterios señalados en las Ecs. 3.13 y 3.14, es decir imponiendo un límite máximo de 0 °C en la superficie. Por su parte, el albedo ‘potencial’ de la superficie es calculado mediante la curva de decaimiento propuesta por el US Army Corps of Engineers para el período de derretimiento (Ec. 2.9) y con un límite inferior de 0.35 (albedo aproximado del hielo).

Es preciso mencionar que el fundamento del cálculo de la evapo-sublimación potencial es puramente teórico, por lo que sus resultados deben interpretarse con sumo cuidado y asumiendo la posibilidad de que puedan distorsionar lo que sucedería en un escenario real. Los resultados obtenidos y su análisis crítico se abordan en el Capítulo 4.

### 3.3.3 Balance de Masa en la Capa Superficial del Manto

La modelación del balance másico de la capa superficial del manto debe reflejar todos los flujos de agua que entran y salen a ella. La forma en que se incorporan dichos flujos a la capa superficial es actualizando las propiedades de espesor de la capa de nieve y su contenido de agua líquida. De esta manera se tiene, en forma general, que para cada paso de tiempo ( $k + 1$ ):

$$d_s^{(k+1)} = d_s^{(k)} + \left( \frac{ESC}{\rho_e} - \frac{SBL}{\rho_s^{(k)}} + \frac{\Delta C}{\rho_i} - \frac{\Delta F}{\rho_s^{(k)}} \right) \cdot \rho_w \quad \text{Espesor capa superficial} \quad (3.28)$$

$$SWC^{(k+1)} = SWC^{(k)} + P_{liq} - EVP + CND + \Delta F - \Delta C \quad \text{Contenido de agua líquida} \quad (3.29)$$

donde

$P_{liq}$  : Altura de precipitación líquida caída

$\Delta F$  : Fracción de nieve superficial fusionada

$\Delta C$  : Fracción de agua líquida superficial congelada

$\rho_{e,i,w}$  : Densidad de la escarcha, del hielo y del agua líquida, 0.6, 0.9 y 1 [g/cm<sup>3</sup>], respectivamente

$\rho_s^{(k)}$  : Densidad de la nieve superficial en el intervalo k

Adicionalmente, el modelo considera que cuando el contenido de agua líquida SWC supera la capacidad de retención de la capa superficial WHC, el exceso de agua por sobre dicha capacidad percola a la capa de nieve inferior. La variable WHC se calcula mediante el criterio descrito en la Ec. 2.2, propuesto por **Stowhas (1975)**.

### 3.3.3.1 Aporte de Precipitaciones

El modelo requiere como dato de ingreso el total de precipitación de cada día del período de análisis. Como en general no se dispone de una información más detallada, se asume una distribución monotónicamente centrada a lo largo del día, según lo descrito en el párrafo 3.2.3.3. Para cada paso de tiempo verifica si la precipitación caída es sólida o líquida dependiendo de su temperatura, estimada por la Ec. 2.43:

$$T_p = T_a - 0.9 \quad ^\circ\text{C} \quad (3.30)$$

Se tendrá nieve si  $T_p < 0$  y lluvia si  $T_p \geq 0$ . Es decir, no se considera la posibilidad de precipitación mixta.

La ocurrencia de una nevazón altera el manto de nieve creando una nueva capa superficial en el modelo con propiedades, en general, distintas a las del manto existente. Como se explicó en el párrafo 2.2.2.2, la nieve nueva presenta una densidad bastante baja que depende de ciertas

condiciones ambientales como temperatura y velocidad del viento. El modelo estima su valor mediante una expresión propuesta por Rickhter (**Stowhas, 1975**):

$$\rho_{ns} = \begin{cases} 0.0375 + 0.0006 \cdot u & T_a < -4^\circ\text{C} \\ 0.0855 + 0.0006 \cdot u + 0.012 \cdot T_a & T_a \geq -4^\circ\text{C} \end{cases} \quad (3.31)$$

Sin embargo, cuando el modelo identifica caída de nieve en el paso de tiempo inmediatamente anterior, se interpreta que es fruto de la misma nevada y por ende formará parte de la misma capa. Las propiedades de estado de la nueva capa de nieve en estos casos resultan de la ponderación de las propiedades de la nieve caída en cada intervalo consecutivo. Así, temperatura, densidad y espesor de la nueva capa superficial para el intervalo de simulación (k+1) se pueden estimar por:

$$T_s^{(k+1)} = \frac{\Delta d_s \cdot \rho_{ns} \cdot T_p + d_s^{(k)} \cdot \rho_s^{(k)} \cdot T_s^{(k)}}{\Delta d_s \cdot \rho_{ns} + d_s^{(k)} \cdot \rho_s^{(k)}} \quad (3.32)$$

$$\rho_s^{(k+1)} = \frac{\Delta d_s \cdot \rho_{ns} + d_s^{(k)} \cdot \rho_s^{(k)}}{\Delta d_s + d_s^{(k)}} \quad (3.33)$$

$$d_s^{(k+1)} = d_s^{(k)} + \Delta d_s \quad (3.34)$$

donde  $\Delta d_s$  corresponde al aporte de nieve en el intervalo (k+1).

La ocurrencia de un evento de lluvia sobre nieve, en tanto, implica un análisis algo más complejo. Esta situación involucra potenciales cambios de estado, ya sea de congelación de la lluvia incidente o derretimiento parcial del manto producto de la advección de calor, dependiendo del contenido de frío de la nieve. Un manto frío tiene una cierta capacidad de incrementar su energía interna sin necesariamente derretirse, a costa de un aumento en su temperatura. Esta situación es factible mientras permanezca bajo el punto de congelamiento. Por el contrario, si el manto se encuentra temperado a  $0^\circ\text{C}$  o cercano a este punto, es probable que la lluvia derrita parte de la nieve.

### 3.3.3.2 Fusión de Nieve y Congelamiento de Agua Líquida

En base a lo explicado anteriormente, la cantidad de agua líquida potencialmente congelable en la capa superficial del manto, se puede expresar por:

$$\Delta C_{\text{pot}} = \frac{Q_{\text{cc}} - (Q_{\text{E}} + Q_{\text{P}} + Q_{\text{S}}) \cdot \Delta t}{L_f \cdot \rho_w} \quad (3.35)$$

donde

$Q_{\text{cc}}$  : Contenido de frío de la capa superficial, en [Ly]

$L_f$  : Calor latente de fusión del agua, 80 [cal/g]

El agua líquida que efectivamente se congelará lógicamente está limitada por la cantidad disponible en la primera capa SWC. Por otra parte, si el valor de  $\Delta C_{\text{pot}}$  resulta negativo, indica que la energía disponible del balance superficial en conjunto con el calor de la lluvia superan el contenido de frío del manto, por lo que se derretirá una fracción de éste. Tal cantidad no podrá exceder el equivalente de agua en nieve disponible en la primera capa.

En síntesis, se tiene:

$$\Delta C = \begin{cases} \text{mín}\{\Delta C_{\text{pot}}; \text{SWC}\} & \Delta C_{\text{pot}} > 0 \\ 0 & \Delta C_{\text{pot}} \leq 0 \end{cases} \quad (3.36)$$

$$\Delta F = \begin{cases} 0 & \Delta C_{\text{pot}} > 0 \\ \text{mín}\{-\Delta C_{\text{pot}}; \text{SWE}\} & \Delta C_{\text{pot}} \leq 0 \end{cases} \quad (3.37)$$

El modelo realiza transferencias de calor y de masa internas entre las capas de nieve subyacentes, a partir de los mismos principios explicitados acá. No se ahondará en mayor detalle de tales expresiones, que se pueden encontrar en el trabajo de **Rojas (2005)**, ya que se alejan de los alcances de este trabajo.

# 4 APLICACIÓN DEL MODELO

## 4.1 INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo, se determina el comportamiento del modelo aplicándolo a datos meteorológicos disponibles provenientes de dos cuencas de régimen nival situadas en la cordillera de Los Andes de Chile central. Éstas corresponden a la cuenca Los Leones ( $\phi = 33^{\circ} 04' \text{ Sur}$ ), tributaria al río Blanco, comprendiendo altitudes entre los 2100 y 5400 msnm y la cuenca Cavidad de la Mina El Teniente ( $\phi = 34^{\circ} 05' \text{ Sur}$ ), entre las cotas 2310 y 3600 msnm. La simulación correspondiente a la cuenca Los Leones constituirá el grueso del análisis de este estudio debido a que comprende un período de análisis más extenso, dejando la simulación de la Cavidad El Teniente para efectos de comparación y generalización de los resultados.

El modelo reconstruye la evolución del manto de manera continua, simulando los procesos de acumulación, metamorfosis, intercambio de vapor de agua y, eventualmente, el derretimiento de la nieve en cada paso de tiempo, según los elementos definidos en el Capítulo 3.

La **evapo-sublimación neta** ( $ES_{neta}$ ) es calculada a escala diaria como la cantidad de agua neta liberada por el manto, a partir de los totales diarios de sublimación, escarcha, evaporación y condensación expresados en milímetros, es decir:

$$ES_{neta} = EVP + SBL - CND - ESC \quad (4.1)$$

Cada componente de la Ec. 4.1 se obtiene como la suma al final del día de los valores parciales simulados en cada paso de tiempo (Sección 3.3.1).

Los períodos de simulación fueron establecidos como años hidrológicos independientes. Esto es, se consideró el 1º de Abril de cada año como el primer día de simulación, asumiendo como condición inicial que las cuencas estudiadas están libres de nieve en toda su altura. Esta suposición se basa en el hecho de que en Chile central se acostumbra a establecer en este día el fin de la temporada de estiaje y, por consiguiente, el inicio del año hidrológico.

En primer lugar se definen los datos de entrada y parámetros que han sido ingresados en el modelo para cada caso y su justificación. A continuación se presentan los resultados arrojados por el modelo en forma de figuras y gráficos que permitan analizar de manera clara el comportamiento temporal y espacial de los flujos de vapor de agua. Como complemento se realiza un análisis de sensibilidad con el fin de determinar el grado de variabilidad del modelo frente a distintas entradas de datos. Finalmente se presenta una generalización de los resultados obtenidos y se establece una comparación con estudios relacionados.

## 4.2 DATOS DE ENTRADA

### 4.2.1 Información Meteorológica

Los datos meteorológicos provienen de las estaciones de Lagunitas y Sewell cercanas a las cuencas de Los Leones y Cavidad El Teniente, respectivamente. Específicamente, se cuenta con los registros diarios de temperatura, humedad relativa, precipitaciones, velocidad del viento y fracción de horas de sol.

Los datos disponibles para la estación de Lagunitas comprenden un período de 15 años correlativos entre 1986 y 2000, mientras que los de Sewell incluyen 4 años entre 2000 y 2003.

Los parámetros de las estaciones meteorológicas que se deben incorporar al modelo comprenden la cota de la estación ( $h_e$ ) y la altura de medición de los datos meteorológicos respecto de la superficie ( $z_m$ ). Éstos se resumen en la Tabla 10.

**Tabla 10: Parámetros de las estaciones meteorológicas**

Datos Estación	Lagunitas	Sewell
Cota estación meteorológica $h_e$	2765 msnm	2155 msnm
Altura medición variables $z_m$	150 [cm]	200 [cm]
Período de datos	May 1986 - Dic 2000	Abr 2000 - Oct 2003

### 4.2.2 Parámetros de Ingreso

Como se discutió en el Capítulo 3, en ciertas ocasiones el modelo utiliza parámetros que pueden ser particulares para la zona analizada e incluso pueden tener características diferentes para cada cuenca

de estudio, por lo que idealmente deben ser obtenidos a partir de calibraciones para un conjunto de datos de la misma localidad, cuencas vecinas o de similares características. Los valores adoptados para el presente estudio se han escogido según los criterios indicados en cada caso.

#### 4.2.2.1 Factores de Distribución de Temperatura y Humedad Diaria

Tal como se explicó en el punto 3.2.3.1, la temperatura y humedad relativa del aire presentan histogramas característicos que el modelo reproduce a partir de los valores extremos (mínimos y máximos) diarios de cada variable, distribuyéndolos en cinco tramos a lo largo del día.

Los valores de FT y FH que utiliza el modelo para este estudio fueron obtenidos por **Rojas (2005)**, a partir de la calibración con datos reales de mediciones de temperatura y humedad relativa del aire cada 30 minutos para la estación meteorológica de Sewell entre 2002 y 2003, y se presentan en la Tabla 11.

**Tabla 11: Factores de distribución de temperatura y humedad relativa diaria**

Rango (hrs)	FT(m)	FH(m)
[ 0 ; $t_s + 1$ ]	0.29	0.34
[ $t_s + 1$ ; 11 ]	0.51	0.25
[ 11 ; 16 ]	0.82	0.42
[ 16 ; $t_p + 1$ ]	0.60	0.58
[ $t_p + 1$ ; 24 ]	0.34	0.54

En la tabla anterior,  $t_s$  y  $t_p$  corresponden a la hora de salida y puesta de sol, calculados con las Ecs. 3.10 y 3.11, respectivamente.

#### 4.2.2.2 Gradiente de Temperaturas

Este parámetro, si bien en teoría puede estimarse a escalas globales bajo ciertas suposiciones físicas, suele adquirir valores particulares a escalas locales. Esto es especialmente cierto en regiones montañosas, donde entran en juego muchas variables en la determinación del gradiente térmico

local. En general, la literatura sugiere que un valor razonable promedio para zonas montañosas a lo largo del mundo es  $5 \pm 1$  [ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ] (Smith, 2004). Para la calibración del modelo, Rojas (2005) concluyó que el gradiente más ajustado al régimen de escorrentías de la cuenca de la mina El Teniente es el valor constante de 4 [ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ]. Por otra parte, Valck (2004) emplea un criterio basado en precipitaciones para decidir entre la utilización del gradiente seco  $\Gamma_a$  (cuando no precipita) y el gradiente húmedo  $\Gamma_s$  (cuando precipita).

Para la zona de Los Andes de Chile Central en particular, se ha reportado un gradiente estacionalmente variable con un promedio de 4 [ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ] en invierno y 7 [ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ] en verano, y una media anual de 6.1 [ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ] (Cavieres et al., 2000).

Tomando en consideración estos antecedentes y en base a los resultados de simulaciones previas realizadas durante esta investigación se ha decidido utilizar un gradiente constante de 4 [ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ], excepto los días en que se presentan precipitaciones, donde se adoptará el valor correspondiente al gradiente pseudo-adiabático, calculado mediante la Ec. 3.3.

Adicionalmente, como una manera de complementar los resultados aquí expuestos, se realizará un análisis de sensibilidad con respecto a la variación del gradiente térmico ingresado en el modelo.

#### 4.2.2.3 Gradiente de Precipitaciones

La expresión para el gradiente de precipitaciones que se utiliza en esta modelación se basa en el análisis realizado por Rojas (2005) para la cuenca Cavidad El Teniente. A partir de datos de precipitaciones de cuatro estaciones pluviométricas (ubicadas entre 500 y 2155 msnm), propone una función para la estimación del factor de precipitaciones en relación a los datos observados de la estación de Sewell, a 2155 msnm, con una doble curvatura que tiende asintóticamente a un valor máximo. Para el caso de las precipitaciones medidas en Lagunitas se ha adaptado la curva ajustándola de manera proporcional a la cota de dicha estación (2765 msnm), y manteniendo la misma forma de la función original.

La expresión general es la siguiente:

$$FP(h) = \begin{cases} A_1 \cdot h^2 - A_2 \cdot h + A_3 & h \leq 2350 \text{ msnm} \\ A_4 - \frac{A_5}{h - A_6} & h > 2350 \text{ msnm} \end{cases} \quad (4.2)$$

donde  $h$  es la cota de la banda de altura en msnm.  $FP(h)$  multiplica a la precipitación medida en las estaciones meteorológicas correspondientes, según la Ec. 3.7. Los coeficientes de cada estación se resumen en la Tabla 12.

**Tabla 12: Coeficientes para el gradiente de precipitaciones**

Coeficiente	Lagunitas	Sewell
$A_1$	$3.778 \cdot 10^{-7}$	$6.215 \cdot 10^{-7}$
$A_2$	$7.453 \cdot 10^{-4}$	$1.226 \cdot 10^{-3}$
$A_3$	0.4601	0.7568
$A_4$	1.185	1.950
$A_5$	146.90	241.65
$A_6$	1972.42	1972.42

#### 4.2.2.4 Rugosidad Superficial de la Nieve

Este parámetro se introduce a partir del análisis de los flujos turbulentos (Sección 2.3.1). La literatura da cuenta de un gran espectro de valores reportados en superficies de nieve. **Moore (1983)** recopila valores obtenidos por diversos autores, los que típicamente fluctúan entre 0.02 y 2 [cm]. Los valores cercanos al límite inferior se suelen emplear en superficies lisas de hielo o glaciares. Como referencia, **Box & Steffen (2001)** han adoptado un valor constante de 0.05 [cm] para la capa de hielo de Groenlandia, mientras que **Juen (2006)** calibró un valor de 0.03 [cm] para mediciones con bandejas de evaporación en el Glaciar Artesonraju, Perú.

En depósitos de nieve estacionales y de menor edad esta cifra se debería incrementar, al estar los granos de nieve superficiales menos consolidados. **Hultstrand (2006)** emplea  $z_0 = 0.1$  [cm] en un

manto estacional de las Montañas Rocosas, y **You et al. (2004)** calibraron  $z_0 = 1$  [cm] para tres depósitos de nieve en las Montañas Rocosas y Sierra Nevada. Sin embargo, un valor más frecuentemente utilizado para estos casos es  $z_0 = 0.5$  [cm] (**Tarboton & Luce, 1996; Fassnacht, 2004**) que coincide con el calibrado con el modelo original de Stowhas para La Parva, Farellones (**Rojas, 2005**) y es el que se ha adoptado para ejecutar la simulación en este estudio.

Se puede estimar que en superficies tan irregulares como campos de penitentes, el valor de  $z_0$  podría incluso ser del orden de 1 [m].

Sin embargo, hay que consignar que este es uno de los parámetros que se estima con mayor grado de desconocimiento, producto de su naturaleza teórica y de la dificultad de representar mediante un solo valor las múltiples condiciones que determinan la rugosidad de un manto de nieve real.

Dada la incertidumbre inherente a la estimación de este parámetro y a la no menor sensibilidad del modelo respecto de él observada en simulaciones preeliminares de este estudio, se puso especial énfasis en la investigación de los enfoques actuales de la incorporación de este parámetro en los modelos de cobertura nival. Junto con ello, la definición de rugosidades superficiales diferenciadas para la transferencia de calor y humedad ( $z_{0T}$  y  $z_{0q}$  respectivamente) resultó en una pequeña, pero satisfactoria estabilización del modelo frente a la variación de  $z_0$ .

Muy pocas investigaciones han abordado de manera profunda el estudio de este parámetro, destacándose los trabajos de **Andreas (2001)** y **Andreas et al. (2004)**.

Más adelante en este capítulo se realiza un análisis de sensibilidad para estudiar en qué medida incide la incertidumbre de este parámetro en los resultados obtenidos.

### 4.3 APLICACIÓN A CUENCA LOS LEONES – ESTACIÓN LAGUNITAS

La cuenca estudiada se dividió en 129 sectores definidos por medio de una triangulación arbitraria del terreno. Éstos fueron distribuidos en 7 bandas de altura, situadas en intervalos de 400 metros, con cotas medias que varían entre los 2400 y 4800 msnm.

El modelo fue ejecutado para 15 años hidrológicos entre 1986 y 2000, en base a datos disponibles registrados en la estación de Lagunitas, a partir de los cuales se obtuvo la evapo-sublimación diaria por sector según la Ec. 4.1. Se empleó un paso de tiempo de 4 horas para la simulación.

Con el fin de simplificar la presentación y comparación de la información de salida, se ha optado por obtener un solo valor representativo para cada banda de altura. Esto se realizó obteniendo un promedio de la evapo-sublimación diaria de cada banda ponderado por la superficie de cada sector, asumiendo inicialmente con esto que la variación diaria de dichas tasas por efectos de pendiente y orientación del terreno no es significativa, lo cual será verificado en los párrafos siguientes (ver punto 4.3.4.2). De esta manera se cuenta con un valor diario de evapo-sublimación por cada banda de altura.

Para efectos de mejor interpretación de los resultados, estos debieron ser agrupados y analizados criteriosamente de manera de obtener conclusiones acerca de la distribución espacial y temporal de la evapo-sublimación neta y del grado de incidencia de los parámetros y variables en este fenómeno.

Adicionalmente, se consideró apropiado definir una clasificación de los distintos años hidrológicos disponibles según los niveles de precipitación medidos, permitiendo con esto comparar de manera más adecuada los resultados de evapo-sublimación obtenidos de la simulación. Para ello se cuenta con la estadística de precipitaciones anuales de la estación Lagunitas para 35 años entre 1970 y 2004. Realizando un análisis estadístico se determinó la probabilidad empírica de cada total anual, de manera de clasificar los años en secos, normales y húmedos. Los resultados de dicha clasificación se presentan en la Tabla 13 para los 15 años de los que se tiene información meteorológica completa. En base a este criterio se determinará una comparación de la evapo-sublimación anual según la clasificación definida.

Tabla 13: Clasificación de los años de estadística según precipitaciones anuales medidas en Lagunitas

Clasificación	Año	Precipitación Anual [mm]	Probabilidad de No Excedencia (Empírica)
Secos	1996	234.1	0.029
	1988	389.0	0.057
	1998	405.4	0.086
	1990	494.1	0.171
	1995	548.6	0.286
Normales	1994	748.2	0.429
	1993	821.2	0.457
	1989	863.8	0.486
	1992	933.2	0.571
	1999	976.6	0.600
Húmedos	1986	1167.2	0.686
	1991	1308.9	0.771
	1997	1443.8	0.857
	1987	1569.1	0.886
	2000	1598.9	0.914

### 4.3.1 Evapo-Sublimación Neta Simulada

Considerando los antecedentes anteriores, se obtuvo la evapo-sublimación neta diaria para los 15 años hidrológicos estudiados. Las Tablas 14, 15 y 16 resumen los totales mensuales de evapo-sublimación neta simulada como promedio de los años secos, normales y húmedos, respectivamente. El detalle de los valores mensuales obtenidos para cada año de simulación se puede encontrar en los Anexos de este trabajo.

Tabla 14: Evapo-sublimación neta mensual simulada (Los Leones), promedio para años secos [mm]

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr	1.7	4.1	6.9	8.2	8.8	9.8	9.9
May	1.4	4.7	11.6	15.9	22.5	22.7	22.1
Jun	10.2	21.1	26.4	30.3	32.7	31.9	30.0
Jul	17.8	22.0	24.4	28.8	33.4	34.8	36.4
Ago	9.4	19.1	21.6	25.8	25.7	25.8	27.5
Sep	4.0	9.9	21.4	26.8	29.4	29.5	29.2
Oct	0.1	0.8	2.2	5.6	12.1	18.3	25.3
Nov	0.5	0.4	0.4	0.7	1.0	2.1	5.9
Dic	0.2	0.6	0.5	0.5	0.6	0.8	1.2
Ene	0.0	0.0	0.0	1.3	3.4	4.2	8.0
Feb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3
Mar	0.0	0.0	0.7	2.0	3.1	3.2	3.7
<b>Total</b>	<b>45.3</b>	<b>82.7</b>	<b>116.1</b>	<b>145.9</b>	<b>172.7</b>	<b>183.0</b>	<b>199.4</b>

Tabla 15: Evapo-sublimación neta mensual simulada (Los Leones), promedio para años normales [mm]

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr	1.1	4.1	7.3	10.0	12.5	12.1	11.4
May	10.8	22.7	25.5	26.3	27.0	27.7	27.7
Jun	12.8	28.9	32.7	33.2	35.8	31.6	31.0
Jul	21.0	33.3	48.1	44.5	45.7	45.6	44.0
Ago	12.4	26.7	45.2	55.0	58.4	55.5	52.3
Sep	9.0	17.5	29.7	41.3	51.1	51.0	46.7
Oct	0.2	1.4	7.0	14.8	41.1	63.6	65.8
Nov	0.0	0.1	1.0	2.9	10.6	35.4	59.7
Dic	0.0	0.2	0.4	1.0	1.4	6.7	27.4
Ene	0.0	0.0	0.0	1.0	4.9	8.1	14.1
Feb	0.0	0.0	0.0	1.3	1.3	1.7	6.4
Mar	0.0	0.5	0.5	0.4	0.5	0.5	3.6
<b>Total</b>	<b>67.3</b>	<b>135.4</b>	<b>197.4</b>	<b>231.8</b>	<b>290.4</b>	<b>339.6</b>	<b>390.1</b>

**Tabla 16: Evapo-sublimación neta mensual simulada (Los Leones), promedio para años húmedos [mm]**

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr	0.0	0.0	2.9	9.2	12.5	13.5	12.4
May	4.8	9.6	15.3	16.7	19.0	21.1	19.2
Jun	18.8	27.4	28.6	28.2	26.6	25.6	22.3
Jul	26.2	48.6	49.7	50.0	47.5	44.1	40.2
Ago	21.9	43.4	51.0	51.8	50.5	47.6	43.6
Sep	9.0	31.8	45.3	49.9	49.3	47.2	43.7
Oct	4.7	18.0	34.3	50.7	53.4	53.6	53.3
Nov	0.5	1.3	19.9	31.7	48.6	55.4	57.4
Dic	0.0	0.2	1.0	8.7	24.2	40.7	48.0
Ene	0.0	0.0	0.0	0.0	5.6	20.5	40.0
Feb	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	9.0	23.7
Mar	0.0	0.0	0.8	1.8	3.9	8.7	24.2
<b>Total</b>	<b>85.9</b>	<b>180.3</b>	<b>248.8</b>	<b>298.6</b>	<b>342.4</b>	<b>386.9</b>	<b>427.9</b>

Los promedios anuales muestran que para los tres casos la evapo-sublimación neta presenta valores ascendentes para mayores cotas, mientras que los años lluviosos presentan comparativamente los más altos promedios de evapo-sublimación anual en todas las bandas de altura. Los menores totales anuales fueron obtenidos para los años secos.

Lo anterior es un resultado esperable por el solo hecho de que a mayor altitud se acumula mayor cantidad de nieve, especialmente en los años clasificados como húmedos. Al permanecer mayor tiempo el manto expuesto a la interacción atmosférica, el resultado es que mayor volumen de agua neto es liberado por evapo-sublimación.

No es correcto aún, sin embargo, inferir sobre la influencia del gradiente de temperaturas en los resultados anteriores. Para ello se requerirá un análisis en mayor profundidad que se describe en los párrafos siguientes.

### 4.3.2 Importancia Relativa de la Evapo-Sublimación en el Balance Másico del Manto

Para un período de tiempo determinado, el balance másico específico del manto de nieve puede establecerse como sigue:

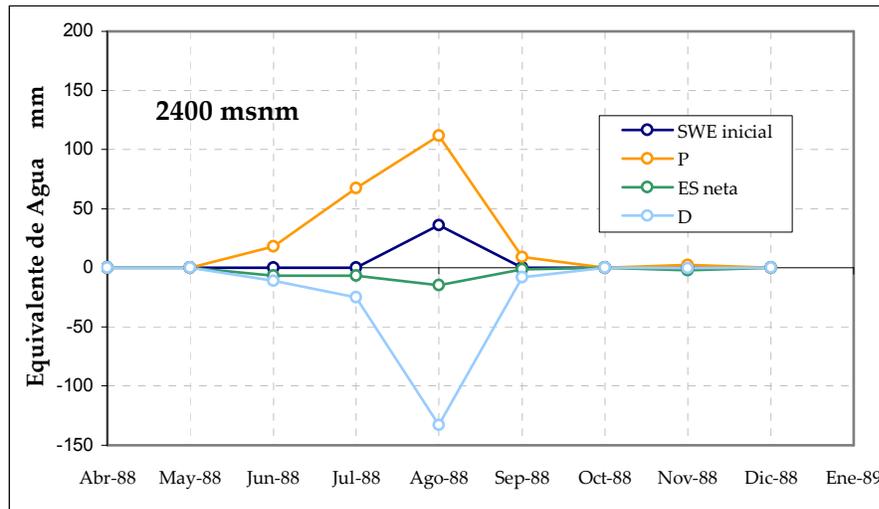
$$SWE_f = SWE_i + P - D - ES_{\text{neta}} \quad (4.3)$$

donde  $SWE_{i,f}$  son los equivalentes de agua inicial y final del manto en el período considerado,  $P$  es la precipitación y  $D$  es el derretimiento del manto que escurre como agua líquida hacia las zonas más bajas de la cuenca.

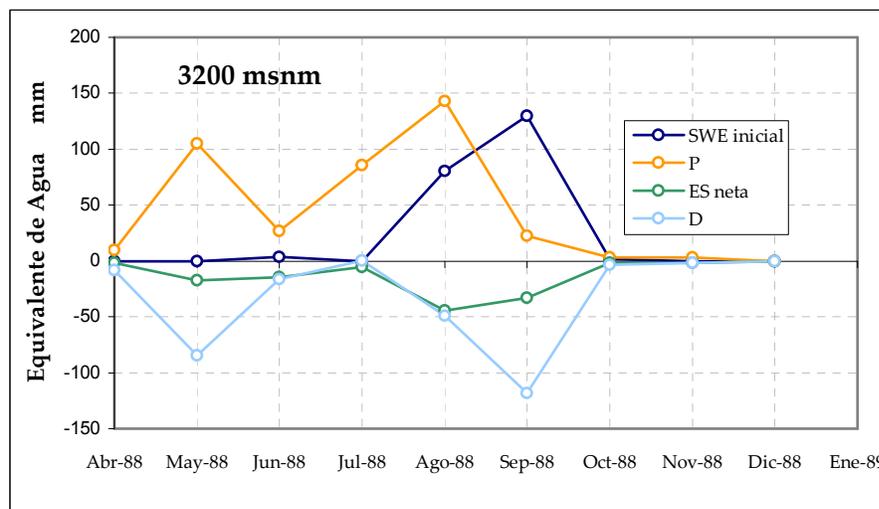
Una manera de ponderar la importancia de la evapo-sublimación en la hidrología de una cuenca nival es comparar su magnitud en relación al resto de los componentes del balance másico desde la acumulación hasta la ablación final del manto. Para representar esta situación, fueron escogidos tres años representativos de tipo seco, normal y húmedo (1988, 1993 y 1991, respectivamente), calculando en cada caso el balance másico a escala mensual para las cotas 2400, 3200, 4000 y 4800 msnm. Los resultados se muestran en las Figuras 9 a 12 para 1988, Figuras 13 a 16 para 1993 y Figuras 17 a 20 para 1991. Los valores de  $ES_{\text{neta}}$  y  $D$  fueron graficados con signo negativo para denotar la pérdida de masa.

Cabe destacar que para que tenga sentido este análisis, la precipitación considerada en el balance (ya sea ésta en forma de lluvia o nieve) contempla únicamente aquella que tuvo lugar durante el período de existencia del manto de nieve en cada banda de altura.

- **Balance Másico para Año Seco (1988)**



**Figura 9: Balance másico año 1988, cota 2400 msnm (Los Leones)**



**Figura 10: Balance másico año 1988, cota 3200 msnm (Los Leones)**

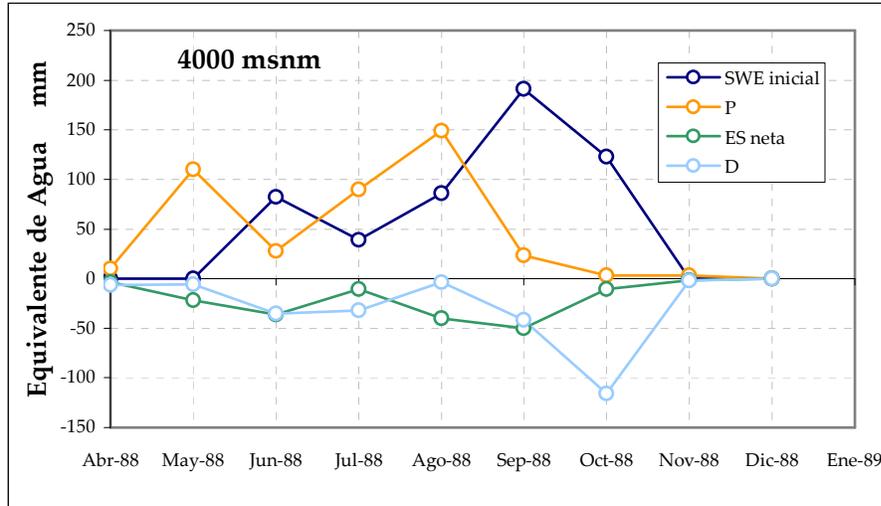


Figura 11: Balance mástico año 1988, cota 4000 msnm (Los Leones)

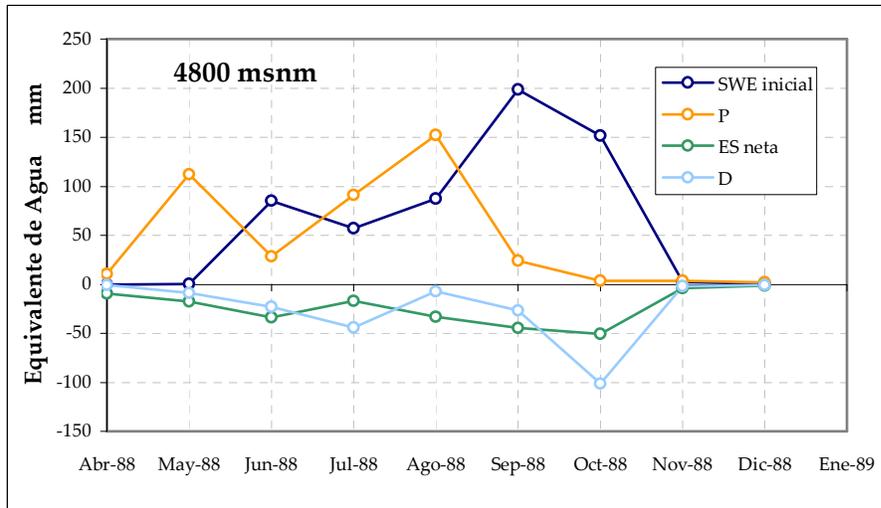


Figura 12: Balance mástico año 1988, cota 4800 msnm (Los Leones)

- **Balance Másico para Año Normal (1993)**

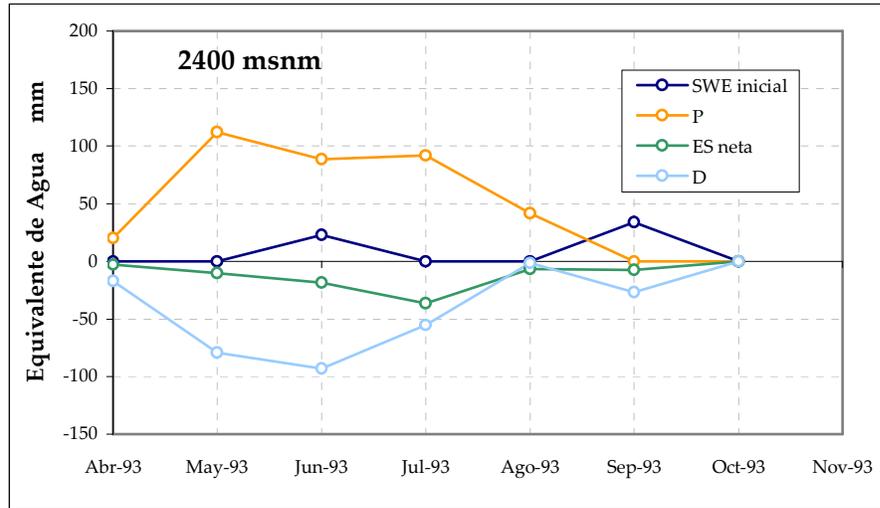


Figura 13: Balance másico año 1993, cota 2400 msnm (Los Leones)

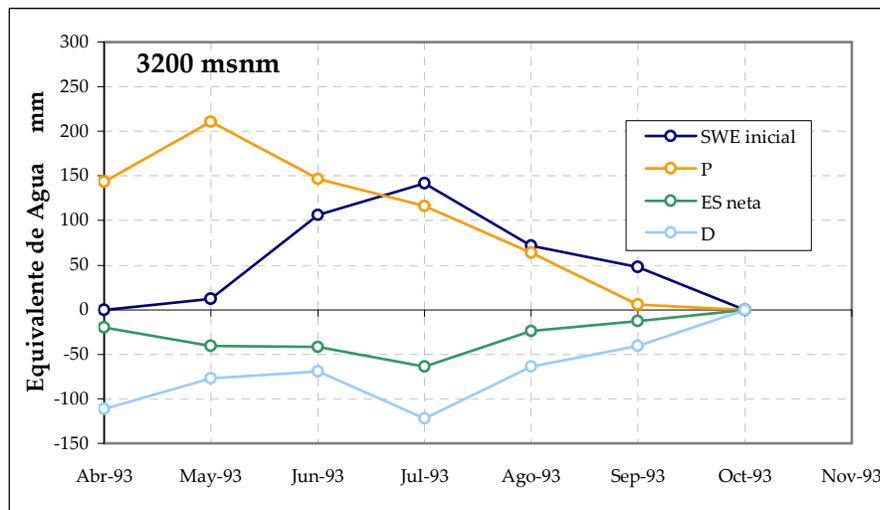


Figura 14: Balance másico año 1993, cota 3200 msnm (Los Leones)

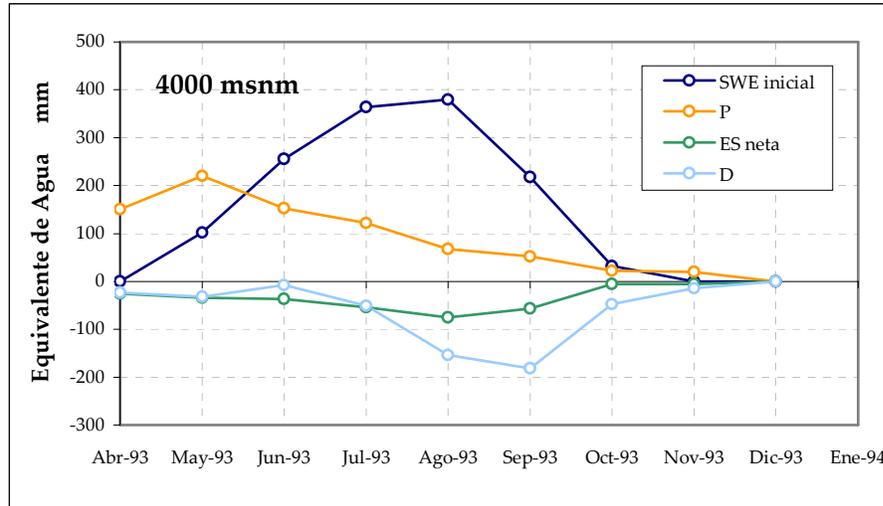


Figura 15: Balance máxico año 1993, cota 4000 msnm (Los Leones)

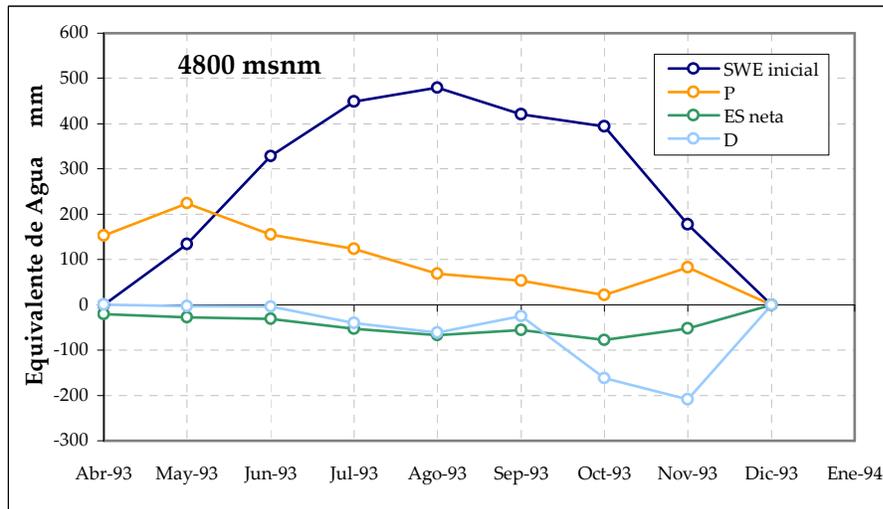


Figura 16: Balance máxico año 1993, cota 4800 msnm (Los Leones)

- **Balance Másico para Año Húmedo (1991)**

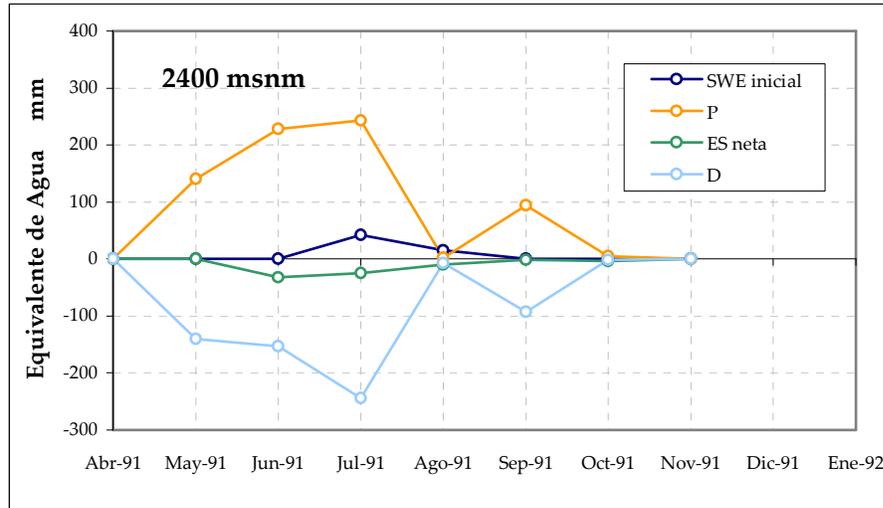


Figura 17: Balance másico año 1991, cota 2400 msnm (Los Leones)

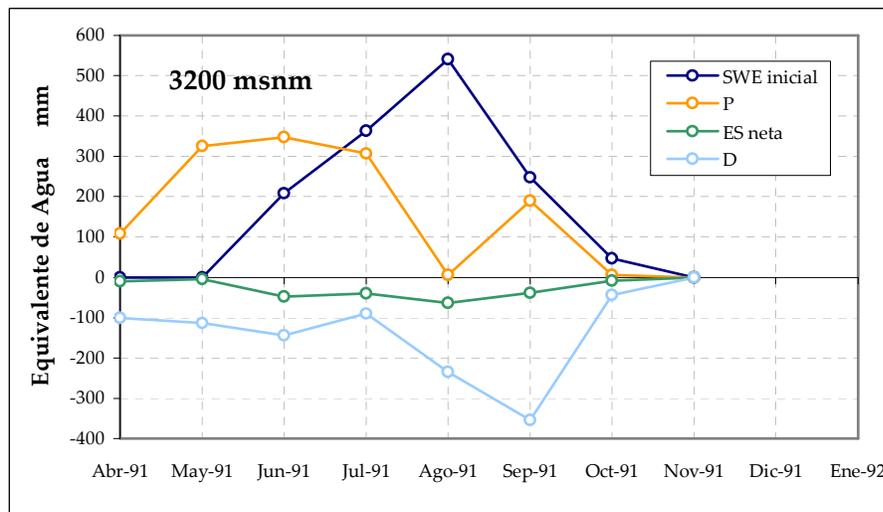


Figura 18: Balance másico año 1991, cota 3200 msnm (Los Leones)

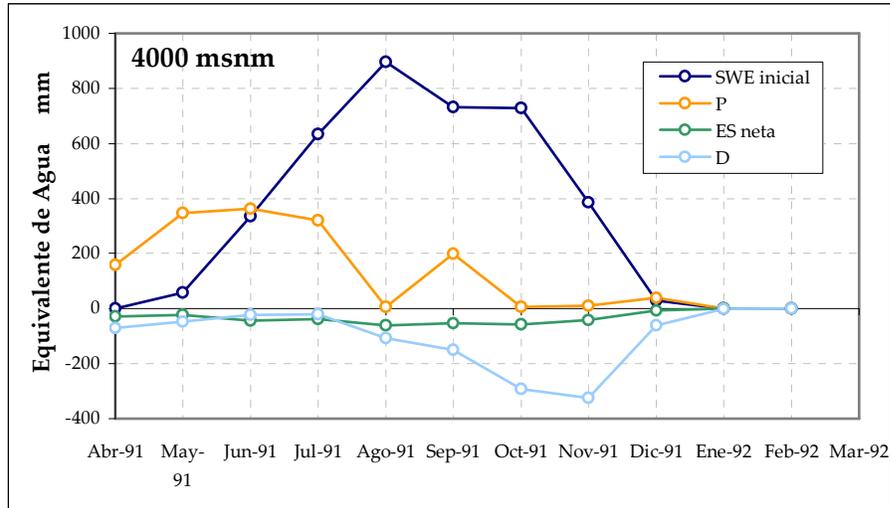


Figura 19: Balance másico año 1991, cota 4000 msnm (Los Leones)

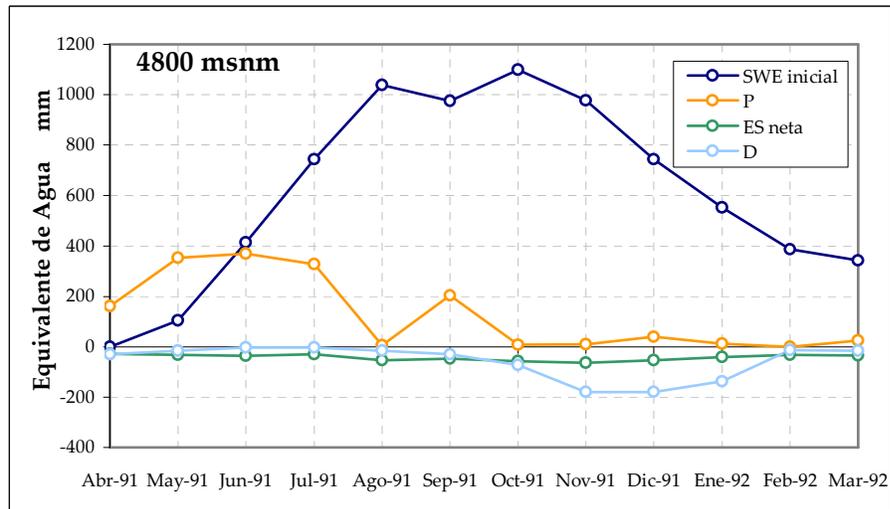
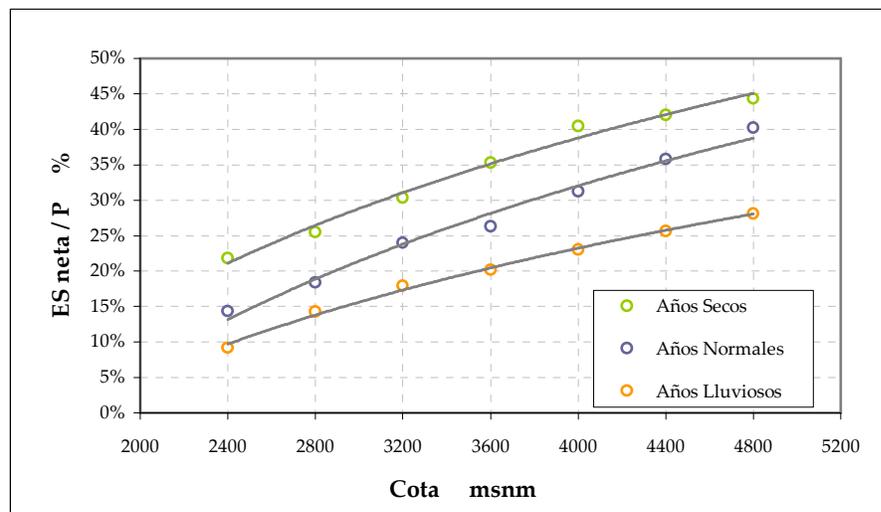


Figura 20: Balance másico año 1991, cota 4800 msnm (Los Leones)

Los gráficos anteriores reflejan cierta tendencia a la mayor evapo-sublimación durante los meses de mayor derretimiento, con lo cual los *peaks* de evapo-sublimación neta se producen durante o a fines del período invernal para los años secos y se desplazan hacia los meses de primavera para los años normales y húmedos. Un desfase similar ocurre entre las diferentes bandas de altura, observándose máximos más tardíos a mayor cota.

Realizando un balance similar para los 15 años de simulación, se obtuvo un valor promedio del porcentaje de evapo-sublimación neta respecto de la precipitación caída. Se debe recalcar que la precipitación considerada acá sólo abarca la que tuvo lugar durante el período de nieve (entre el inicio de la acumulación y el derretimiento final) para cada banda de altura. Los resultados promedio, según la clasificación de años empleada hasta acá, se muestran en la Tabla 17 y se grafican en la Figura 21.



**Figura 21: Porcentaje de evapo-sublimación neta por banda de altura respecto de la precipitación caída durante el período de nieve (Los Leones)**

**Tabla 17: Porcentaje de evapo-sublimación neta por banda de altura respecto de la precipitación caída durante el período de nieve (Los Leones)**

Clasificación	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Secos	21.8%	25.5%	30.3%	35.3%	40.4%	42.0%	44.3%
Normales	14.4%	18.4%	24.0%	26.3%	31.3%	35.8%	40.2%
Húmedos	9.2%	14.2%	18.0%	20.2%	23.0%	25.7%	28.1%

Según los resultados obtenidos para todos los años de simulación, la evapo-sublimación neta presenta una importancia relativa mayor en los años secos y menor en los años húmedos. La información anterior entrega una idea bastante concreta de la escala del fenómeno dentro de la hidrología de la cuenca estudiada, variando entre un mínimo de alrededor de un 10% para la banda de altura menor en años húmedos y casi un 45% para la mayor banda de altura en los años secos.

### 4.3.3 Análisis Temporal de la Evapo-Sublimación

El análisis del comportamiento a lo largo del tiempo de los intercambios de vapor de agua obtenidos por medio de la simulación es uno de los objetivos centrales trazados en este trabajo. Con esta información se podrá extraer conclusiones acerca de si existen tendencias estacionales que puedan asociarse a las oscilaciones climáticas de una región o cuenca en particular.

#### 4.3.3.1 Variabilidad Estacional

Con el objeto de tener una visión más general de las tendencias estacionales de los flujos de vapor, se realizó un análisis de evapo-sublimación promedio mensual considerando sólo los **meses de nieve** de cada banda de altura. Esta denominación alude a aquellos meses en los que el modelo reconoció de principio a fin la presencia de un manto de nieve. Consecuentemente, aquellos meses con al menos un día sin nieve en la banda de altura respectiva fueron omitidos de este análisis. Este criterio permite eliminar el sesgo asociado a los meses de nieve esporádica que pudiera subestimar el valor

promedio de un mes en particular. Los resultados se presentan en la Tabla 18 para cada mes según la banda de altura correspondiente. Los espacios en blanco denotan los casos en que no fueron reportados meses de nieve completos, o éstos no fueron suficientes como para establecer un valor promedio.

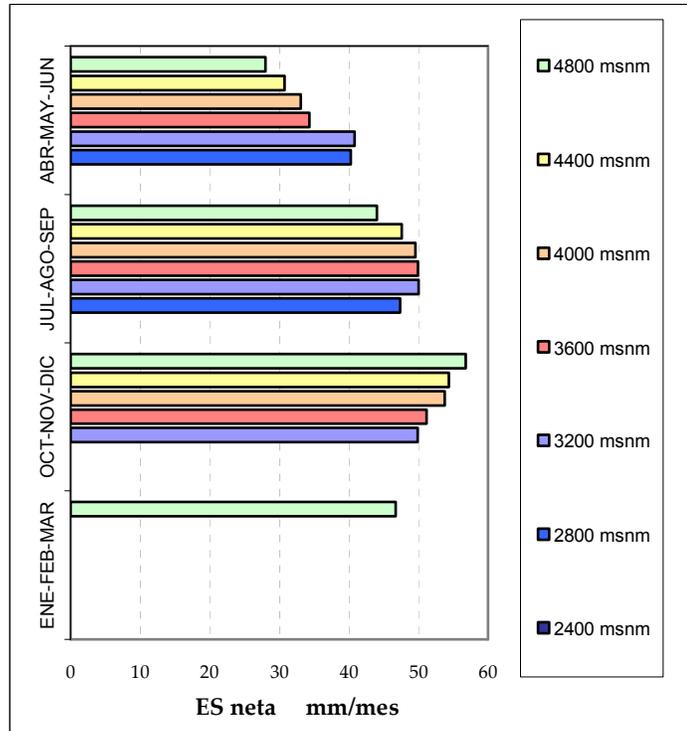
Para mayor claridad, la Tabla 19 y la Figura 22 resumen las tasas de evapo-sublimación mensual expresadas como promedios estacionales.

**Tabla 18: Evapo-sublimación neta mensual (Los Leones), promedio para meses de nieve [mm/mes]**

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr							
May				31.6	30.3	28.7	26.2
Jun		40.3	40.8	35.4	34.2	31.7	28.8
Jul		57.3	56.7	50.1	47.7	44.0	40.7
Ago		41.3	50.7	52.9	53.7	50.3	46.6
Sep		39.7	41.5	46.8	47.4	48.1	44.4
Oct			49.9	53.1	53.8	58.1	59.5
Nov				48.7	53.6	52.6	59.3
Dic						46.7	48.5
Ene							46.7
Feb							
Mar							

**Tabla 19: Evapo-sublimación neta estacional (Los Leones), promedio para meses de nieve [mm/mes]**

Estación	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-May-Jun		40.3	40.8	34.3	33.1	30.8	28.0
Jul-Ago-Sep		47.4	50.0	49.9	49.6	47.6	44.0
Oct-Nov-Dic			49.9	51.2	53.8	54.4	56.8
Ene-Feb-Mar							46.7



**Figura 22: Evapo-sublimación neta estacional (Los Leones), promedio para meses de nieve**

El gráfico resultante muestra varios aspectos interesantes. En primer lugar se aprecia que no en todas las estaciones del año la variación de la evapo-sublimación con la altura sigue el mismo patrón. Mientras que en las estaciones de acumulación (Abril-Septiembre) las cotas menores tienden a presentar mayores tasas mensuales, hacia la temporada de derretimiento (Octubre-Marzo) la evapo-sublimación neta prevalece en las cotas más altas. Este resultado tiene que ver con que el estado de maduración del manto en cada cota se produce en distintos meses del año. El ciclo de vida del manto reproducido por el modelo tiene menor duración en las cotas más bajas, por lo que comienza a derretirse incluso a fines de los meses de invierno. Como se vio anteriormente, las tasas de evapo-sublimación parecen seguir una tendencia similar a las tasas de derretimiento y, en consecuencia, se justifica que predominen a menores cotas en dicha época del año. Por otro lado, a mayores cotas, la época de derretimiento se encuentra desplazada hacia los meses de primavera, período donde las tasas de evapo-sublimación revelan cierto aumento con la altitud.

En términos generales, las estaciones de derretimiento presentan promedios mensuales de evapo-sublimación neta mayores que hacia el período de acumulación.

En algunos años de extrema precipitación, el modelo simuló meses de nieve en verano en la cota más alta de la cuenca estudiada, observándose además altos niveles de evapo-sublimación, aunque inferiores a los de primavera.

A este respecto, resulta algo llamativa la disminución de las tasas de evapo-sublimación observada en el gráfico y las tablas anteriores hacia los meses de verano. La explicación a esto se puede hallar en el hecho de que el modelo asume la permanencia del manto de nieve en bandas de altura superiores a la cota de la estación meteorológica, al mismo tiempo que la banda de la estación puede hallarse libre de nieve y, por consiguiente, las variables allí registradas no verse influenciadas por la presencia de un manto de nieve. El modelo, al extrapolar estas mediciones a las bandas superiores podría inducir a cierta distorsión en la simulación de los flujos de vapor. Esta situación se discute en mayor detalle en el punto siguiente (4.3.3.2).

Un segundo motivo probable que podría incidir en que las tasas de verano hayan resultado similares o incluso menores a las de primavera tiene relación con que el mayor input de energía que recibe la superficie durante el verano se traduzca en su mayoría en derretimiento de nieve, favorecido por el estado de madurez del manto, y no así en aumento de evapo-sublimación, al ser éste un mecanismo que demanda comparativamente mayor cantidad de energía.

En definitiva, habría una explicación de origen mixto para justificar la disminución de los valores hacia el verano. La influencia relativa de ambos factores, sin embargo, es difícil de evaluar.

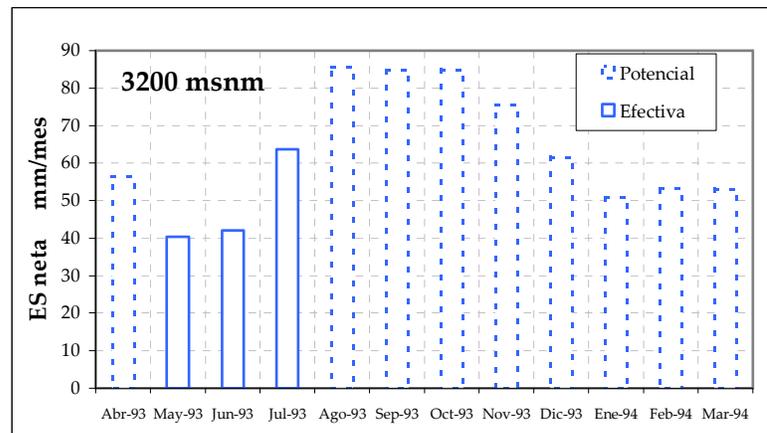
#### **4.3.3.2 Evapo-Sublimación Potencial**

La idea de reproducir valores potenciales de evapo-sublimación surge a partir de la necesidad de cubrir los vacíos de información que se producen durante los períodos donde el modelo no identifica la existencia de un manto de nieve, como los que se observan en las Tablas 18 y 19. Sin embargo, y como se indicó en la Sección 3.3.2, la simulación de tasas potenciales de evapo-sublimación podría arrojar resultados que no se condicen con lo observado en un escenario real.

Una serie de simulaciones preliminares destinadas a obtener tasas de evapo-sublimación potencial arrojó resultados que dan cuenta de ciertas inconsistencias que impiden considerarlos como válidos y por lo tanto no serán incorporados en detalle en el presente estudio.

Entre las falencias observadas en dichas simulaciones, la más importante dice relación con que un manto de nieve real influye sobre las variables meteorológicas medidas a una altura cercana a la superficie del terreno. La ausencia del mismo, por lo tanto, permite un aumento de la temperatura del aire observada. Este hecho provocó que en los meses de verano se simularan tasas elevadas de condensación, las que evidentemente no se corresponden con la situación predecible en la realidad. La condición de temperatura máxima igual a 0 °C impuesta en la superficie genera un gradiente térmico exagerado en la capa superficial de la atmósfera, considerando las temperaturas del aire reportadas en el período de estiaje. El aire cálido, al admitir un mayor contenido de humedad específica (generando con ello un gradiente de humedad hacia el manto), propicia la simulación de las altas tasas de condensación mencionadas.

Un ejemplo de lo indicado se muestra en la Figura 23, donde se ha simulado la evapo-sublimación potencial para el año 1993 en la banda de altura 3200 msnm, la cual posee sólo tres meses de nieve (graficados con línea continua). Si bien los meses de finales de invierno e inicios de primavera muestran una tendencia creciente que es consistente con las variaciones mensuales presentadas anteriormente, hacia los meses de verano los valores netos obtenidos comienzan a decrecer producto de las tasas de condensación simuladas.



**Figura 23:** Evapo-sublimación potencial simulada para el año hidrológico 1993, cota 3200 msnm (Los Leones)

Este análisis, de paso, respalda la tesis sugerida en el punto 4.3.3.1 para explicar cierta disminución de las tasas hacia el verano en las bandas de altura superiores.

#### 4.3.4 Análisis Espacial de la Evapo-Sublimación

Un aspecto interesante del modelo desde el trabajo de **Rojas (2005)**, es que permite trabajar con una definición detallada del terreno por medio de una triangulación de éste. De esta manera, cada sector queda definido por su banda de altura, pendiente y orientación, lo que permite que se pueda realizar un análisis espacial de las tasas de evapo-sublimación en función de dichos parámetros.

##### 4.3.4.1 Distribución en la Altura

Uno de los aspectos a estudiar es la variabilidad que presentan los flujos de vapor de agua con respecto a la altitud. Las diferencias se explican principalmente por el gradiente térmico y por el aumento de las precipitaciones con la altura. Las Figuras 24, 25 y 26 representan las curvas de ajuste de los resultados obtenidos anteriormente. Las líneas verticales indican la amplitud de la desviación estándar para cada cota según los años considerados en la modelación.

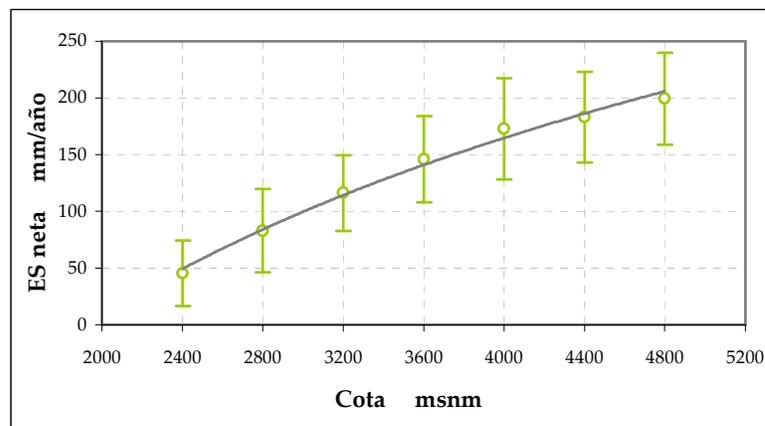


Figura 24: Evapo-sublimación neta anual simulada, promedio para años secos (Los Leones)

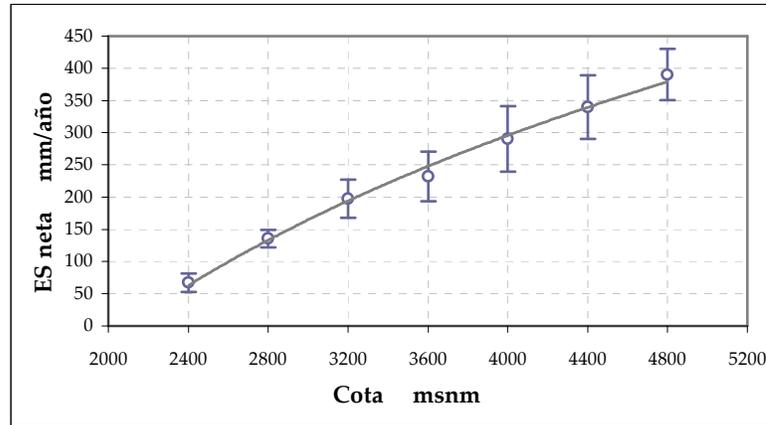


Figura 25: Evapo-sublimación neta anual simulada, promedio para años normales (Los Leones)

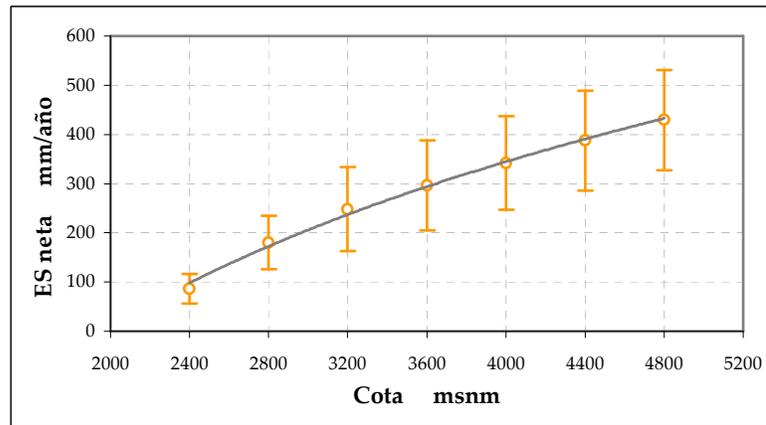


Figura 26: Evapo-sublimación neta anual simulada, promedio para años húmedos (Los Leones)

Los resultados anteriores revelan en todos los casos un aumento sostenido de los totales anuales de evapo-sublimación con la altura. Sin embargo, como ya se explicó, dichos resultados están determinados por la desaparición más prematura del manto a menor altitud, debido a los gradientes de precipitación y temperatura empleados.

Por otra parte, del análisis realizado en el punto 4.3.3.1, se observó que el *gradiente* de evapo-sublimación no siempre presenta el mismo signo. Las tasas de  $ES_{neta}$  predominan a menores cotas a fines del invierno, pero son superadas por las bandas más altas durante la primavera e inicios del verano.

#### 4.3.4.2 Efectos de Orientación y Pendiente del Terreno

Hasta el momento se han presentado los resultados de una banda de altura en particular como el promedio de los sectores que la conforman, ponderado por la superficie de cada sector. Se asumió inicialmente con esto que existe una desviación menor entre ellos. Un análisis de la variabilidad de las tasas diarias entre los sectores pertenecientes a una misma banda de altura arrojó dispersiones poco significativas: de acuerdo a las desviaciones estándar diarias obtenidas para un período de muestra, en este caso el año 1993, se han obtenido valores que fluctúan en promedio entre 0.02 y 0.13 [mm/día] para las distintas bandas de altura.

Sin embargo, se debe verificar si tales fluctuaciones siguen alguna tendencia con respecto a los parámetros de orientación y pendiente del terreno. Para analizar esta situación, se seleccionó un conjunto de sectores entre 3200 y 4000 msnm para el período de muestra mencionado, de modo de graficar la distribución de los promedios diarios de evapo-sublimación con respecto a la orientación (Figura 27) y la pendiente de los sectores (Figura 28).

Se observa que la evapo-sublimación presenta valores levemente superiores para azimuts más cercanos a cero (es decir, para los sectores orientados hacia el Sur), mientras que hacia las orientaciones Este y Oeste tiende a disminuir en similar magnitud. Este resultado tiene su origen en que el manto de nieve suele perdurar más tiempo en las laderas orientadas hacia el sur (**Miguelés, 1994**). Si bien lo explicado al inicio de esta sección da cuenta de variabilidades poco significativas a escala diaria, por más pequeñas que éstas sean, presentan una tendencia cuya aparente persistencia en el tiempo puede determinar diferencias más importantes entre sectores orientados en distinta dirección si se consideran períodos mayores de simulación.

La pendiente del terreno, por el contrario, parece tener una incidencia mucho menor en las tasas de evapo-sublimación modeladas, no encontrándose una correlación significativa para los sectores entre las cotas estudiadas.

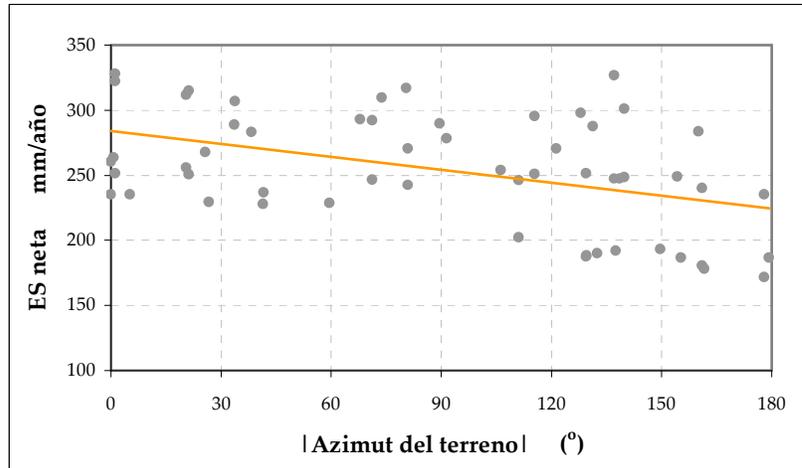


Figura 27: Correlación evapo-sublimación neta anual v/s orientación del terreno (Los Leones)

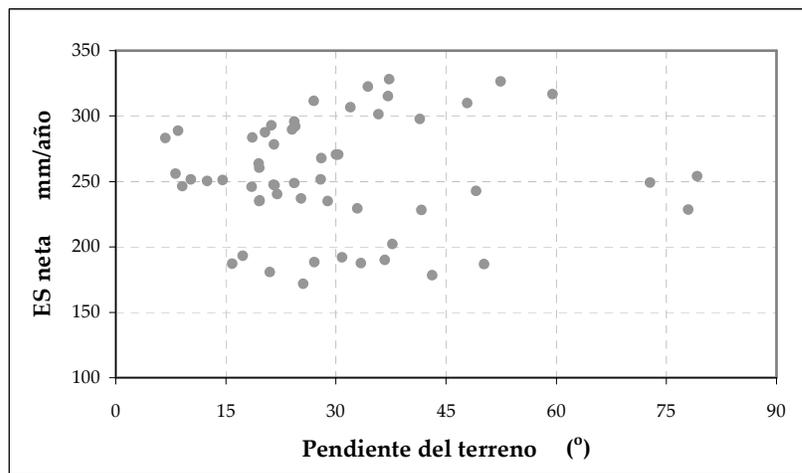


Figura 28: Correlación evapo-sublimación neta anual v/s pendiente del terreno (Los Leones)

#### 4.4 APLICACIÓN A CUENCA CAVIDAD EL TENIENTE – ESTACIÓN SEWELL

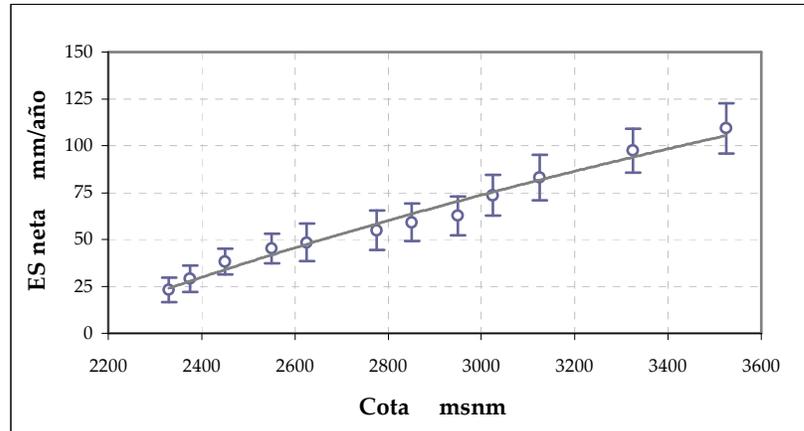
Para este caso, la caracterización del terreno de la cuenca de la Cuidad El Teniente fue la utilizada por **Rojas (2005)**, donde la superficie fue dividida en 236 sectores distribuidos en 12 bandas de altura con cotas medias que varían entre los 2330 y 3525 msnm.

El modelo fue ejecutado para 4 años hidrológicos entre 2000 y 2003, a partir de los datos disponibles registrados en la estación de Sewell y utilizando un intervalo de simulación de 4 horas.

De la misma manera que para el análisis de la cuenca Los Leones, se obtuvo un valor de evapo-sublimación neta por cada banda de altura, a partir del promedio ponderado de los sectores de igual cota. Los valores mensuales promedio son los que se muestran en la Tabla 20, mientras que el promedio anual por banda de altura se grafica en la Figura 29.

**Tabla 20: Evapo-sublimación neta mensual (El Teniente), promedio años simulados [mm]**

Mes	Cota (msnm)											
	2330	2375	2450	2550	2625	2775	2850	2950	3025	3125	3325	3525
Abr	0.0	0.0	0.2	0.4	0.4	0.6	0.6	0.6	0.8	0.9	0.8	0.7
May	1.9	2.4	3.2	3.7	3.8	3.8	4.6	4.7	5.1	5.7	6.5	7.4
Jun	4.3	5.9	7.5	9.4	9.5	10.7	11.9	12.4	14.3	15.1	16.4	16.9
Jul	8.5	9.8	12.4	14.2	15.5	17.7	18.1	17.7	22.1	23.8	26.4	27.9
Ago	5.1	6.6	9.0	10.5	10.5	12.3	13.0	14.4	16.4	19.6	23.7	26.2
Sep	3.0	3.8	5.3	6.2	7.3	8.0	8.7	9.5	10.6	12.5	15.5	18.7
Oct	0.2	0.2	0.3	0.6	0.9	1.0	1.3	1.6	1.8	2.2	3.4	4.4
Nov	0.1	0.1	0.3	0.5	0.6	0.9	1.2	2.2	3.0	4.2	5.1	6.9
Dic	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	0.2	0.8	1.2
Ene	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.5
Feb	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.6
Mar	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
<b>Total</b>	<b>23.2</b>	<b>29.1</b>	<b>38.3</b>	<b>45.3</b>	<b>48.6</b>	<b>55.1</b>	<b>59.5</b>	<b>63.2</b>	<b>74.2</b>	<b>84.2</b>	<b>98.8</b>	<b>111.6</b>



**Figura 29: Evapo-sublimación neta anual promedio años simulados (El Teniente)**

Según lo observado, la menor banda de altura (2330 msnm) totaliza un promedio anual de 23.2 [mm], bastante inferior a los promedios obtenidos en Los Leones para la cota 2400 msnm (45.3 [mm] para años secos, 67.3 [mm] para años normales y 85.9 [mm] para años húmedos). Algo similar ocurre con la mayor banda de altura (3525 msnm) de la Cavity El Teniente, que registró un promedio anual de 111.6 [mm], el cual es excedido significativamente por los valores obtenidos para la banda de altura 3600 msnm en la cuenca Los Leones (145.9 [mm] para años secos, 231.8 [mm] para años normales y 298.6 [mm] para años húmedos).

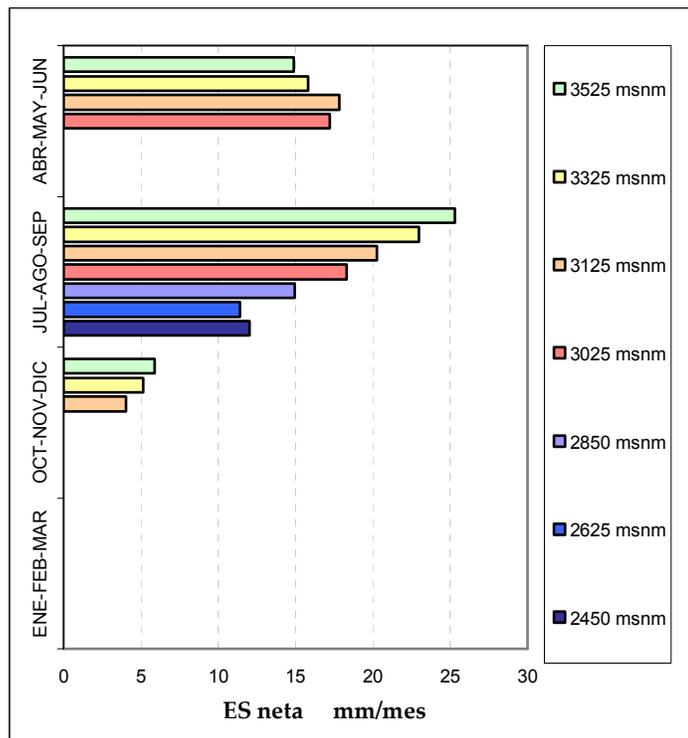
Estas importantes diferencias en los totales simulados entre las dos conjuntos de datos pueden tener su origen en que las velocidades del viento diarias registradas en la estación de Lagunitas son claramente superiores a las de Sewell, debido probablemente al emplazamiento de cada estación dentro de las respectivas cuencas.

En consecuencia, se hace importante realizar un análisis de sensibilidad que permita determinar qué variables pudieran influir en mayor medida en la producción de flujos de evapo-sublimación, tema que será abordado en la Sección 4.5.1.

Adicionalmente y de manera análoga que para la cuenca Los Leones, se realizó un análisis estacional de la evapo-sublimación simulada a partir de los meses de nieve (ver punto 4.3.3.1). Los resultados expresados como promedio estacional se resumen para bandas de altura seleccionadas en la Tabla 21 y se muestran graficadas en la Figura 30.

**Tabla 21:** Evapo-sublimación neta estacional (El Teniente) , promedio para meses de nieve [mm/mes]

Estación	Cota (msnm)						
	2450	2625	2850	3025	3125	3325	3525
Abr-May-Jun				17.2	17.8	15.8	14.9
Jul-Ago-Sep	12.0	11.4	14.9	18.3	20.3	23.0	25.3
Oct-Nov-Dic					4.1	5.1	5.9
Ene-Feb-Mar							



**Figura 30:** Evapo-sublimación neta estacional (El Teniente), promedio para meses de nieve

Se observa una distribución cualitativamente similar que para la cuenca Los Leones. Si bien el comportamiento de mayor evapo-sublimación a cotas más altas parece producirse anticipadamente en El Teniente con respecto a Los Leones, es un hecho que pudiera asociarse con que esta cuenca se encuentra a menor altitud y por lo tanto es esperable que en la estación Julio-Agosto-Septiembre gran parte del manto se encuentre en proceso de derretimiento.

Por otra parte, se volvieron a evidenciar tasas menores a las esperables en las bandas de altura superiores para los meses de mayor derretimiento, en este caso Octubre-Noviembre-Diciembre. Siguiendo el mismo razonamiento anterior, es probable que el modelo arroje menores tasas en este período producto de la no correspondencia entre el valor de las variables medidas en la estación de Sewell y las condiciones meteorológicas reales esperables en tales bandas de altura, situación discutida anteriormente en el punto 4.3.3.1.

## 4.5 ANÁLISIS DE SENSIBILIDAD

Con el objeto de obtener conclusiones más generales para ser aplicadas a distintos escenarios climáticos, se consideró necesario analizar el grado de incidencia de las variables meteorológicas de entrada en las tasas de evapo-sublimación arrojadas por el modelo. Por otro lado, y como se trató anteriormente en este capítulo, el modelo es alimentado con ciertos parámetros cuya variación puede afectar, significativamente o no, la información de salida, lo cual también requiere ser verificado.

Se plantean dos vías para evaluar la sensibilidad del modelo en relación a las variables y parámetros de entrada, respectivamente: (1) un análisis de correlación con respecto a las variables meteorológicas medidas a lo largo de uno o más años hidrológicos y (2) la ejecución sucesiva del modelo para parámetros variables dentro de ciertos rangos establecidos.

Ambos análisis fueron aplicados a los resultados obtenidos en la cuenca Los Leones, a partir de los registros de la estación Lagunitas, puesto que constituyen una muestra más completa de datos.

### 4.5.1 Correlación con Variables Meteorológicas Medidas

Se realizó un análisis de correlación estadística de las tasas diarias de evapo-sublimación neta con respecto a las variables meteorológicas medidas. El objetivo es visualizar si existe algún grado de asociación significativo entre ellas, de manera de determinar qué variables de entrada tienen mayor incidencia en la simulación del fenómeno.

Este análisis fue aplicado en base a la información media diaria de temperatura, humedad relativa y velocidad del viento, tomando como universo de datos aquellos registrados en los años 1988 (seco), 1993 (normal) y 1991 (húmedo) en la estación de Lagunitas. Los gráficos de las correlaciones obtenidas se presentan en las Figuras 31 a 33 para la banda de altura 2800 msnm y en las Figuras 34 a 36 para la banda de altura 4000 msnm.

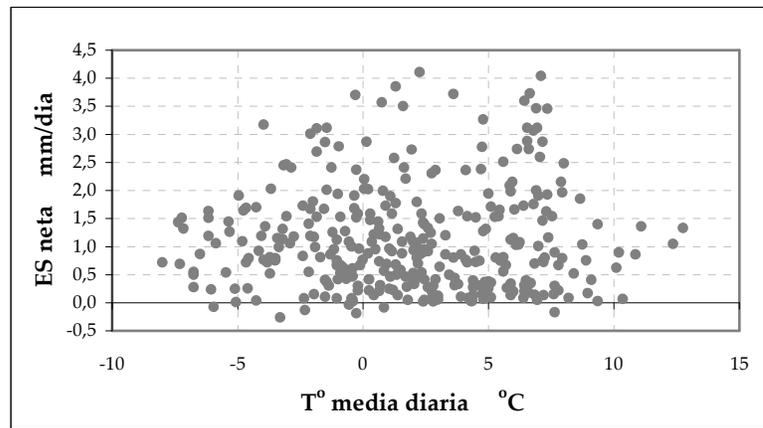


Figura 31: Correlación evapo-sublimación v/s T° media diaria, cota 2800 msnm (Los Leones)

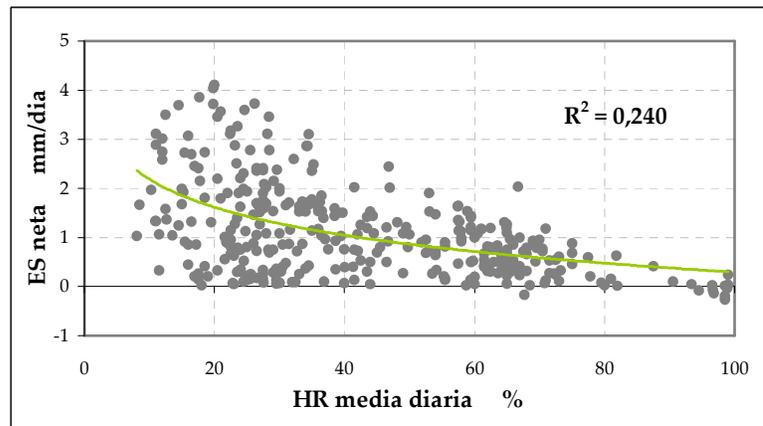


Figura 32: Correlación evapo-sublimación v/s H% media diaria, cota 2800 msnm (Los Leones)

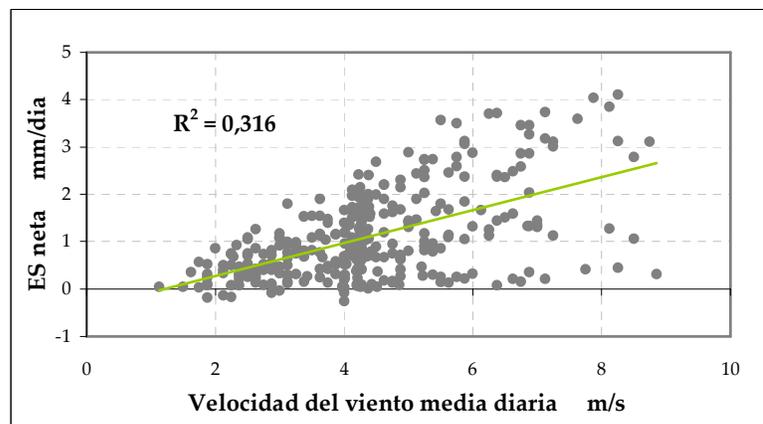


Figura 33: Correlación evapo-sublimación v/s velocidad media del viento, cota 2800 msnm (Los Leones)

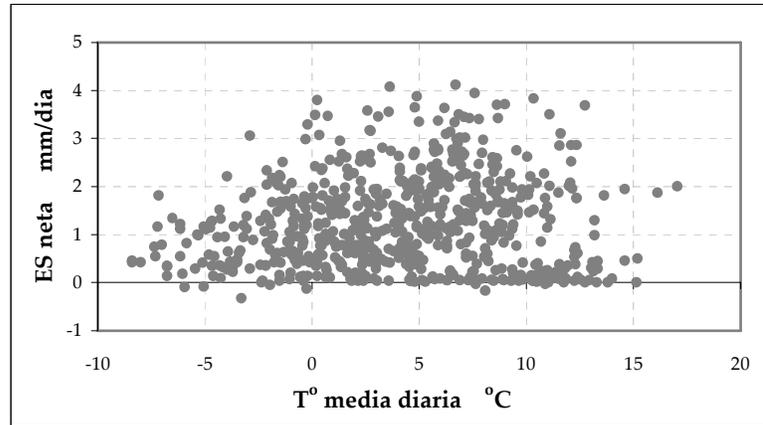


Figura 34: Correlación evapo-sublimación v/s T° media diaria, cota 4000 msnm (Los Leones)

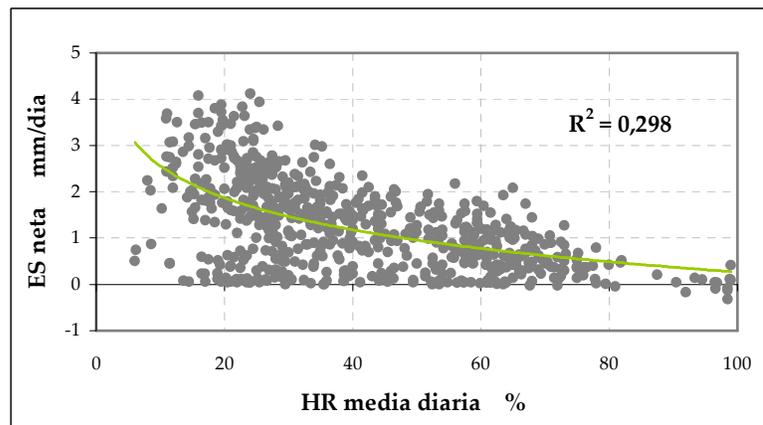


Figura 35: Correlación evapo-sublimación v/s H% media diaria, cota 4000 msnm (Los Leones)

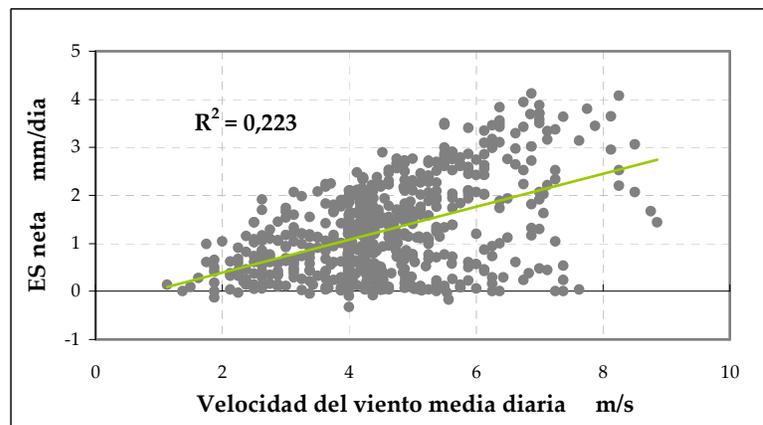


Figura 36: Correlación evapo-sublimación v/s velocidad media del viento, cota 4000 msnm (Los Leones)

Las figuras muestran para ambas cotas graficadas una correlación muy baja para temperatura del aire y correlaciones algo mayores para humedad relativa y velocidad del viento. Se observa que en base a estos resultados, estas dos variables meteorológicas son las que predicen de mejor manera los flujos de evapo-sublimación. Por lo anterior, se puede prever que los días secos favorecen este fenómeno, el que a su vez se puede ver intensificado por la presencia de vientos de mayor importancia.

## 4.5.2 Sensibilidad de Parámetros

Como se indicó, existe un número limitado de parámetros cuyo valor ha sido adoptado conforme a calibraciones de estudios anteriores, pero que es deseable indagar la respuesta del modelo ante su variación. En especial serán estudiados los parámetros de rugosidad superficial de la nieve y gradiente térmico de la atmósfera, además de comparar los resultados arrojados bajo la utilización de funciones de estabilidad alternativas a la parametrización que actualmente emplea el modelo.

Dicho análisis se efectuó para la cuenca Los Leones, según simulaciones para el año hidrológico 1993.

### 4.5.2.1 Rugosidad Superficial de la Nieve ( $z_0$ )

Tal como se discutió en el punto 4.2.2.4, la rugosidad de la nieve es uno de los parámetros que se estima con mayor grado de incerteza. Esta situación y el hecho de que participe directamente en la ecuación de flujo de calor latente, hace presagiar que la variación de la rugosidad superficial podría afectar de manera no despreciable las tasas de evapo-sublimación.

Para cuantificar este hecho, se realizó un análisis de sensibilidad ejecutando el modelo con valores de  $z_0 = 0.05; 0.1; 0.2; 0.5$  y  $1$  [cm], para así analizar la variación de la evapo-sublimación neta obtenida. Los resultados se muestran en la Figura 37.

Las curvas dan cuenta de una variabilidad poco significativa de la respuesta en relación a la variación del parámetro, considerando que se trata de tasas anuales. Se observa que la pendiente se acentúa mientras menor es el valor de la rugosidad superficial, lo que es consistente con la forma

logarítmica de este parámetro en la ecuación de calor latente. Se debe recordar que los valores bajo 0.1 [cm] no se utilizan con frecuencia en modelos de simulación de mantos de nieve estacionales.

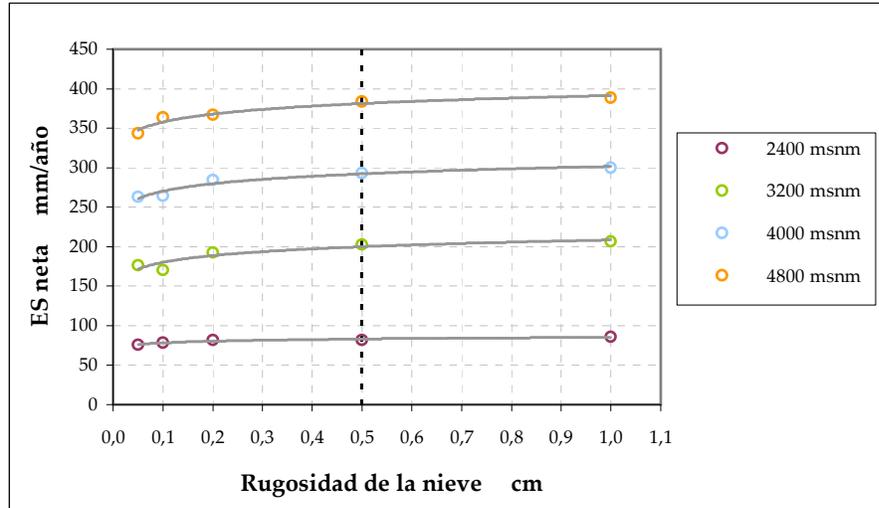


Figura 37: Análisis de sensibilidad, parámetro rugosidad de la nieve z<sub>0</sub>

Adicionalmente se estudió el impacto que significó en el modelo la incorporación de las rugosidades superficiales de temperatura y humedad en las ecuaciones de transferencia de calor sensible y latente, con respecto a la formulación clásica que asume un valor genérico de rugosidad superficial z<sub>0</sub> (ver Tabla 22).

Tabla 22: Fórmulas clásica y modificada para la estimación de los flujos turbulentos de calor

Expresión	Fórmula Clásica	Fórmula Modificada
Flujo de Calor Sensible	$H_S = \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot u(z_m) \cdot \kappa^2}{\left(\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right)\right)^2 \cdot \Phi_m \cdot \Phi_h} \cdot (T(z_m) - T_0)$	$H_S = \frac{\rho_a \cdot C_p \cdot u(z_m) \cdot \kappa^2}{\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_m}{z_{0T}}\right) \cdot \Phi_m \cdot \Phi_h} \cdot (T(z_m) - T_0)$
Flujo de Calor Latente	$H_L = \frac{\rho_a \cdot L \cdot u(z_m) \cdot \kappa^2}{\left(\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right)\right)^2 \cdot \Phi_m \cdot \Phi_w} \cdot (q(z_m) - q_0)$	$H_L = \frac{\rho_a \cdot L \cdot u(z_m) \cdot \kappa^2}{\ln\left(\frac{z_m}{z_0}\right) \cdot \ln\left(\frac{z_m}{z_{0q}}\right) \cdot \Phi_m \cdot \Phi_w} \cdot (q(z_m) - q_0)$

El gráfico de la Figura 38 muestra la comparación para ambas formulaciones, para el caso  $z_0 = 0.5$  [cm]. El uso de la fórmula modificada para este caso revela, en promedio para todas las bandas de altura, una desviación del 2% anual con respecto a la formulación clásica. Realizando un análisis similar para otros valores de rugosidad simulados, se obtuvo un máximo de 4% de desviación con respecto a las expresiones clásicas para el caso  $z_0 = 0.1$  [cm]. En general se observó una pequeña tendencia a la disminución entre las tasas simuladas bajo la utilización de la fórmula modificada para los distintos valores de rugosidad en el rango  $z_0 = 0.1 - 1$  [cm].

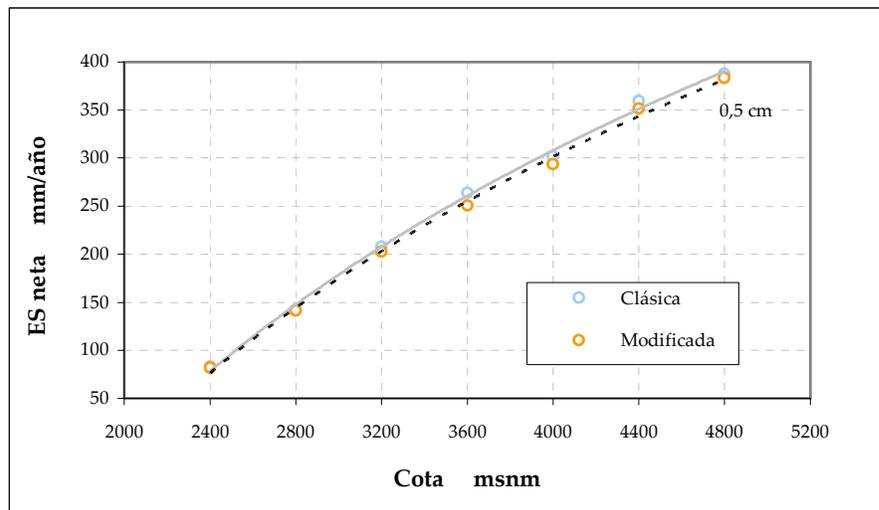


Figura 38: Análisis de sensibilidad entre formulaciones clásica y modificada de flujos turbulentos de calor

En conclusión, la implementación de los parámetros de rugosidad para temperatura y humedad parece no representar un cambio significativo en lo que se refiere a estimación de evapo-sublimación. Sin embargo se puede justificar su incorporación al modelo en virtud de una mayor coherencia y rigurosidad en la descripción de las ecuaciones de transferencia turbulenta, significando de paso en una menor dispersión en la respuesta de éste ante la incertidumbre del parámetro  $z_0$ .

### 4.5.2.2 Gradiente Térmico ( $\Gamma$ )

Este parámetro también resulta de difícil predicción y puede experimentar variaciones producto de fenómenos locales que no son reproducidos por el modelo. Se analizó el comportamiento de los totales anuales de evapo-sublimación neta para gradientes térmicos de  $\Gamma = 3; 4; 5; 6$  y  $7$  [ $^{\circ}\text{C}/\text{Km}$ ], cuyos resultados se muestran en la Figura 39.

La figura da cuenta de un aumento de la evapo-sublimación neta anual hacia mayores gradientes. Sin embargo, para la única banda de altura ubicada bajo la cota de la estación meteorológica, el efecto del aumento del gradiente provocó una disminución de la  $ES_{\text{neta}}$  simulada para todo el año, como era de esperarse.

Nuevamente, estos resultados tienen que ver con que la simulación de temperaturas más frías hace que el manto permanezca más tiempo sin derretirse, y por consiguiente, totalice mayores niveles de evapo-sublimación a lo largo de un año.

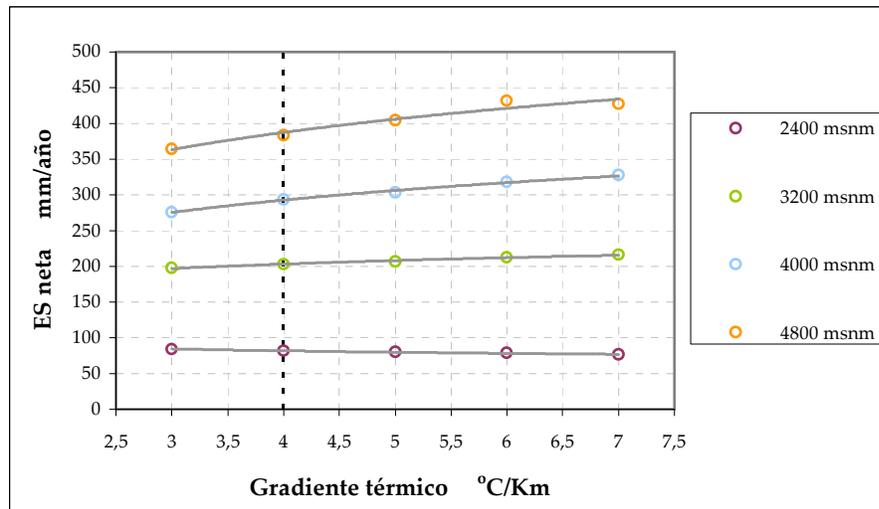


Figura 39: Análisis de sensibilidad, parámetro gradiente térmico  $\Gamma$

#### 4.5.2.3 Funciones de Estabilidad ( $\Phi_m$ , $\Phi_h$ , $\Phi_w$ )

Como se revisó en el punto 2.3.2.2, se han planteado diversas expresiones de carácter semiempírico para evaluar la influencia del grado de estabilidad atmosférica en la magnitud del intercambio turbulento de calor latente y sensible, situación en la cual el modelo emplea la parametrización propuesta por **Morgan et al. (1971)** (Ecs. 2.75 y 2.78).

Con el fin de comparar el efecto de la utilización de distintas funciones de estabilidad se testearon las siguientes expresiones alternativas:

- (1) La parametrización utilizada en el trabajo de **You et al. (2004)**, que consiste en la expresión de Dyer & Hicks (Ec. 2.74) para el rango inestable y Price & Dunne (Ec. 2.77) para el rango estable.
- (2) La parametrización propuesta por Louis (Ecs. 2.76 y 2.79), citado en **Sheppard (2004)**.

Dichas expresiones fueron aplicadas en simulaciones de prueba para el año hidrológico 1993, y la comparación de los resultados se muestra graficada en la Figura 40.

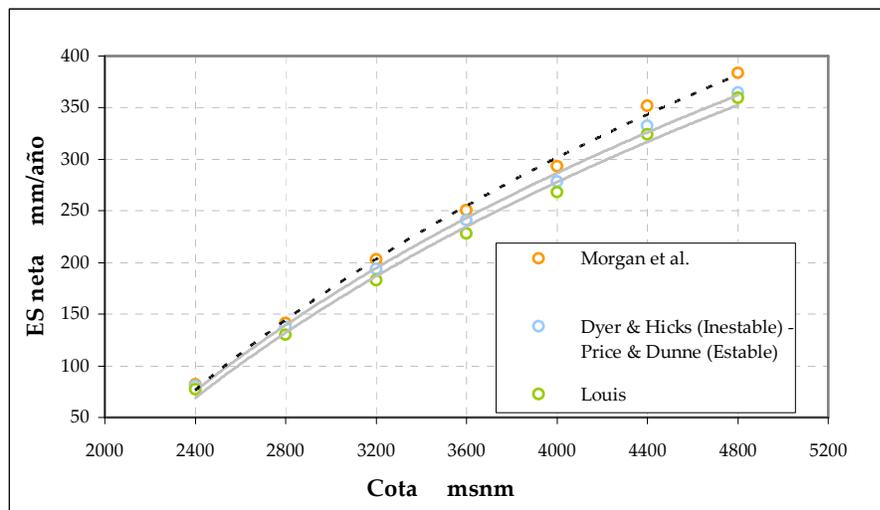


Figura 40: Análisis de sensibilidad, funciones de estabilidad  $\Phi_m$ ,  $\Phi_h$ ,  $\Phi_w$

Los resultados obtenidos arrojan pequeñas diferencias entre la utilización de las expresiones alternativas en comparación con las funciones utilizadas actualmente por el modelo. Se observa que

las funciones de estabilidad propuestas por **Morgan et al. (1971)** son las que generan las mayores tasas relativas de evapo-sublimación para el período escogido. Las expresiones alternativas (1) y (2) hicieron disminuir las tasas anuales en alrededor de 4% y 8% (como promedio entre las bandas de altura), respectivamente.

Este resultado es consistente con lo esperado según la inspección de los gráficos de las Figuras 5 y 6, donde se observa que la parametrización empleada por el modelo es la que genera las curvas de mayor amplitud en casi la totalidad del rango graficado. Las mayores diferencias entre dichas curvas se presentan hacia la condición de mayor inestabilidad ( $R_{ib} < -0.05$ ), situación a la que podría atribuirse en gran medida la diferencia observada. Sin embargo, en la mayoría de los casos es esperable que la inestabilidad atmosférica se dé con menor frecuencia, lo que explicaría lo poco significativo de dicha diferencia.

## 4.6 GENERALIZACIÓN Y COMPARACIÓN DE RESULTADOS

Para sintetizar los resultados expuestos en las secciones anteriores de este capítulo, se propone realizar algunos análisis complementarios que permitan generalizar y contextualizar los resultados obtenidos, rescatando de paso los aspectos medulares de este estudio.

La evidencia de valores algo disímiles en la simulación de las cuencas estudiadas y la aparente dependencia de las tasas de evapo-sublimación frente a ciertas variables medidas motivó la necesidad de intentar generalizar los resultados en términos de expresiones que dependan de dichas variables. Por otra parte, es deseable establecer una comparación con algunos estudios relacionados que a través de diversos enfoques han abordado el tema de la evapo-sublimación de nieve y cuentan con estimaciones y/o mediciones con respecto a las cuales se pueden contrastar los valores obtenidos en este estudio.

Ambos análisis se detallan a continuación.

### 4.6.1 Generalización de Resultados

Tal como se observó, la aplicación del modelo a dos cuencas con conjuntos de datos meteorológicos provenientes de estaciones independientes, arrojó valores de evapo-sublimación de magnitud notoriamente discrepante. Lo anterior podría explicarse en gran medida por la diferencia de los niveles de velocidad del viento registrada en una y otra estación, en virtud de la dependencia que se aprecia con respecto a esta variable en el análisis de sensibilidad realizado en la Sección 4.5.1. Este resultado impediría en principio generalizar los valores obtenidos en la cuenca Los Leones hacia otras cuencas y conjuntos de datos medidos, por lo que se desearía obtener expresiones que permitan estimar la evapo-sublimación mensual en términos de las variables que presentaron mayor incidencia en dichos resultados.

Se propone con esto hallar alguna expresión de ajuste que relacione valores a escala mensual de evapo-sublimación obtenidos para ambas cuencas estudiadas con variables meteorológicas medidas, en particular con respecto a los promedios mensuales de velocidad del viento y humedad relativa.

El universo de meses considerado comprende los denominados *meses de nieve*, es decir, aquellos que presentaron permanentemente un espesor de nieve en una banda de altura en particular. Adicionalmente, el conjunto de meses fue agrupado en dos períodos, el primero de éstos comprende los meses entre Abril y Septiembre, mientras que el segundo abarca los meses entre Octubre y Marzo, intentando de esta manera incluir en forma simple el aparente factor de variabilidad estacional de la evapo-sublimación observada en las secciones anteriores.

Con el fin de hallar las expresiones de ajuste, se recurrió al software de regresión no lineal y tratamiento de datos experimentales **Lab FIT (Pereira da Silva, 1999)**. El programa evalúa diversas expresiones y determina aquellas que presentan más alto coeficiente de correlación. Para ambos períodos, la expresión que presentó mejores resultados es la siguiente:

$$ES_{\text{neta}} = \left( u \cdot \left( 1 - \frac{H\%}{100} \right) \right)^A \cdot (B + C \cdot \ln(z)) \quad (4.4)$$

donde  $u$  es la velocidad del viento promedio mensual en [m/s], medida a 1.5 [m] sobre el terreno,  $H\%$  la humedad relativa promedio mensual y  $z$  es la cota de la banda de altura, en (msnm). La Tabla 23 resume los parámetros de ajuste obtenidos para cada período y el coeficiente de correlación respectivo. Además indica el universo de meses de nieve utilizados para realizar el ajuste en cada caso. En las Figuras 41 y 42, en tanto, se presentan los gráficos de las superficies de ajuste obtenidas por el programa Lab FIT que mejor representan el universo de meses incorporados al análisis.

**Tabla 23: Parámetros de ajuste de evapo-sublimación mensual y coeficientes de correlación asociados**

Período	Nº Meses	A	B	C	R <sup>2</sup>
Abr-Sep	291	0.951	85.32	-7.972	<b>0.856</b>
Oct-Mar	63	1.112	8.348	1.058	<b>0.897</b>

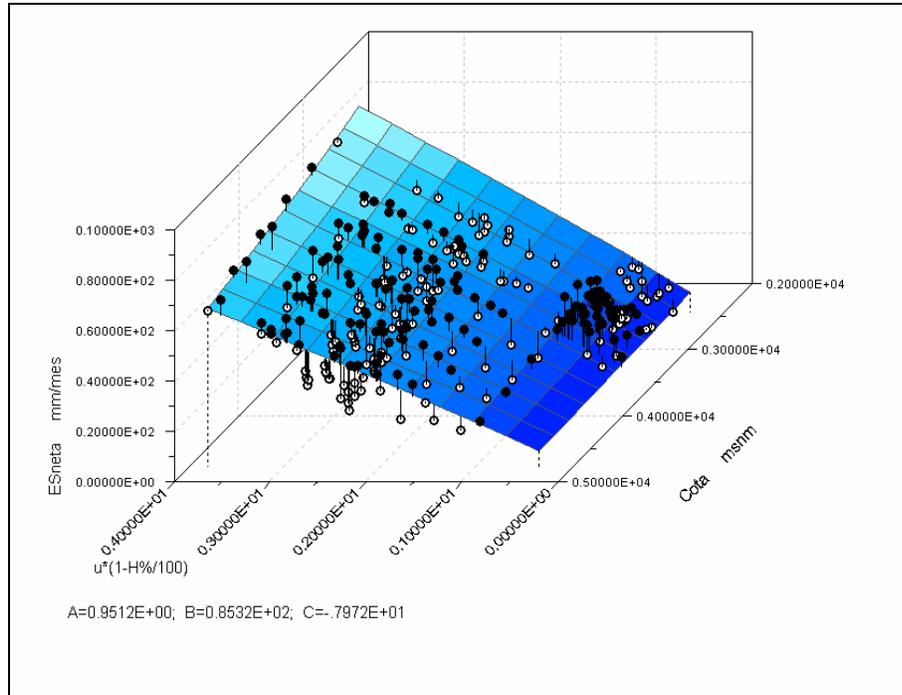


Figura 41: Ajuste de evapo-sublimación mensual, meses de nieve período Abril-Septiembre

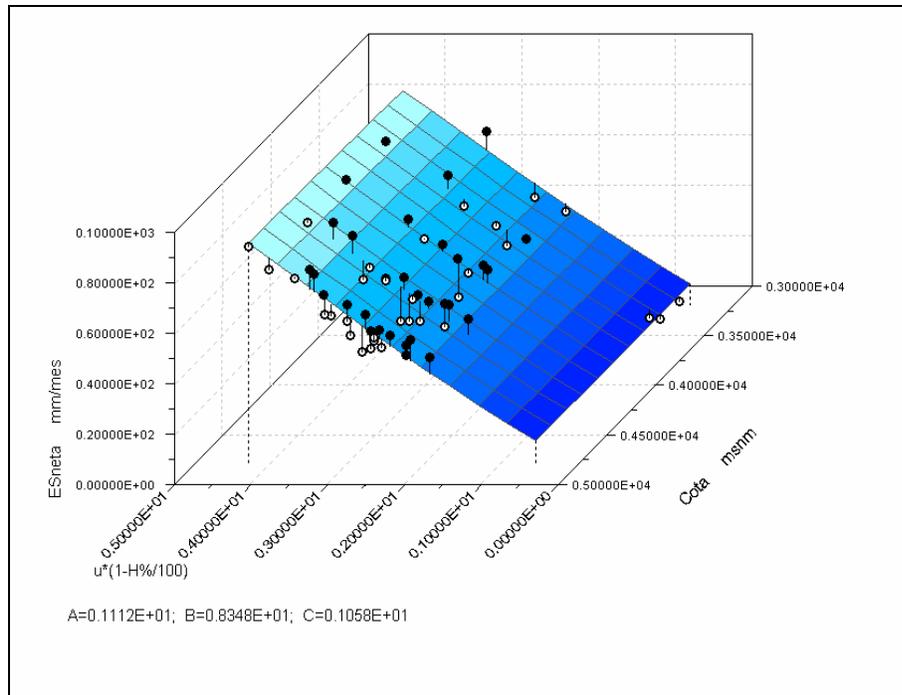


Figura 42: Ajuste de evapo-sublimación mensual, meses de nieve período Octubre-Marzo

Los coeficientes de correlación obtenidos para ambas funciones (0.86 y 0.90) dan cuenta de un grado de asociación bastante satisfactorio de la evapo-sublimación mensual con respecto a las variables escogidas, tomando en cuenta que se ha realizado un análisis bastante simplificado.

Si bien la agrupación de los meses puede ser considerada algo arbitraria dado que, como se observó anteriormente, el comportamiento estacional de la evapo-sublimación puede ser variable de un año a otro y entre las distintas bandas de altura, se ha optado por ella persiguiendo una mayor simpleza y comodidad de las expresiones.

#### 4.6.2 Comparación con Estudios Relacionados

Si bien la modelación de los fenómenos de evaporación y sublimación desde superficies de nieve está presente en numerosos modelos de acumulación y derretimiento disponibles en la actualidad, pocos son los trabajos que han enfocado su objetivo principal en el análisis del comportamiento temporal y espacial de tales flujos. A esta limitante y a las diferencias en las metodologías empleadas por cada autor se les suma la diversidad de regiones en las cuales han sido realizados los estudios, comprendiendo zonas montañosas en variadas localidades del planeta, bosques boreales subárticos, glaciares de alta montaña y capas de hielo en regiones de latitud extrema. De cualquier forma, aquí se realiza una pequeña compilación de algunos trabajos relacionados, anticipando la dificultad que conlleva una comparación justa entre ellos. A continuación se hace una breve reseña de cada uno de los estudios que fueron incluidos en este análisis:

- (1) Durante la operación de un laboratorio de hidrología de nieves en la localidad de La Parva en la precordillera de Santiago, **Stowhas (1968)** realizó mediciones con bandejas de evaporación durante los meses de nieve de 1968 (entre Mayo y Agosto), obteniendo adicionalmente valores estimativos de evapo-sublimación potencial para los meses de primavera y verano.
- (2) Realizando mediciones de flujo de calor latente cada diez minutos a lo largo de todo el período, **Hood et al. (1999)** calcularon tasas horarias, diarias y mensuales de evapo-sublimación neta desde un manto de nieve estacional ubicado en las Montañas Rocosas de Estados Unidos, entre Octubre de 1994 y Julio de 1995 usando el método del perfil aerodinámico a tres niveles. En total,

reportaron una evapo-sublimación neta de 195 [mm] de equivalente de agua que representó el 15% de la precipitación reportada en la temporada de nieve.

(3) Dentro de los trabajos más completos sobre la materia se encuentra el realizado por **Box (2001)** y **Box & Steffen (2001)**, que contempla la confección de mapas de evapo-sublimación anual de todo el territorio de Groenlandia, a partir de mediciones de 5 años de estaciones meteorológicas automáticas. Mediante los métodos aerodinámico simplificado y del perfil aerodinámico y comparando los resultados con mediciones de correlación de flujo turbulento y bandejas de evaporación, obtuvieron tasas de evapo-sublimación mayores en verano y en las zonas de menor altura. En este caso sólo se incluyen los valores obtenidos en una de las estaciones meteorológicas (Swiss Camp).

(4) **Hultstrand (2006)** realiza estimaciones de la evapo-sublimación mediante el método aerodinámico simplificado a partir de mediciones meteorológicas horarias en un manto de nieve de la cuenca West Glacier Lake, en Estados Unidos. Se obtuvo un total neto de 251 [mm] para el año hidrológico 2005, con un *peak* mensual de 60 [mm] en Diciembre septentrional. Considerando que se contó con una precipitación de 1060 [mm] en el período de acumulación, el total de evapo-sublimación neta corresponde al 19.1%.

(5) **Juen (2006)** realizó estimaciones de evapo-sublimación utilizando el método aerodinámico, a partir de datos de estaciones meteorológicas automáticas ubicadas sobre la superficie del glaciar tropical Artesonraju, en la Cordillera Blanca de Perú. Adicionalmente, se llevaron a cabo mediciones con bandejas de evaporación a lo largo de 8 días en 2004 y 12 días en 2005, con las cuales se calibró un parámetro de rugosidad superficial  $z_0$  igual a 0.03 [cm].

La Tabla 24 resume los antecedentes principales de los estudios anteriormente citados. Los totales netos mensuales se grafican para cada caso en la Figura 43, donde, para simplificar la comparación, los valores para el hemisferio Norte se han trasladado a los meses correspondientes del hemisferio Sur. En el mismo gráfico se incluyen algunos de los resultados derivados de este estudio. En particular se muestran los promedios mensuales para la banda de altura 3600 msnm obtenidos en la cuenca Los Leones tanto para años secos como para años normales y húmedos, además de los valores mensuales obtenidos en la Cavity El Teniente para la banda de altura 3525 msnm.

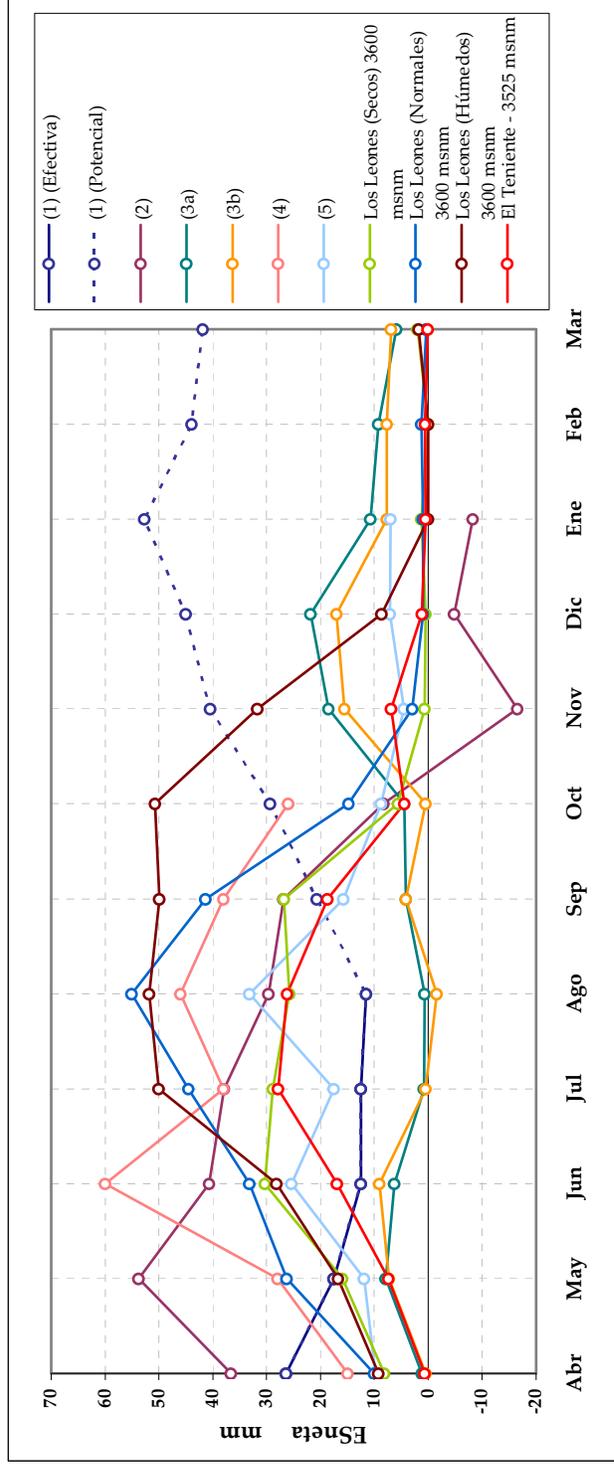


Figura 43: Comparación con valores mensuales de evapo-sublimación publicados en otros estudios

Tabla 24: Antecedentes de estudios relacionados

Fuente	Región	Latitud	Altitud	Período	Método
(1) Stowhas (1968)	La Parva, Cordillera de Los Andes	33° S	2600 m	1968	Bandejas de evaporación
(2) Hood et al. (1999)	Montañas Rocosas, USA	40° 03' N	3517 m	1994-1995	Método aerodinámico
(3a) Box (2001), (3b) Box & Steffen (2001)	Swiss Camp, Groenlandia	69° 34' N	1149 m	1997	Método del perfil aerodinámico
(4) Hultstrand (2006)	Snowy Range Mountains, USA	41° 22' N	3277-3493 m	2004-2005	Método aerodinámico
(5) Juen (2006)	Glaciar Artesonraju, Perú	8° 58' S	4850 m	2004-2005	Método aerodinámico

Tal como se anticipara, se observa que los distintos estudios reunidos presentan resultados algo discordantes. Sin embargo y a pesar de las diferencias numéricas, parece existir cierta coherencia de los resultados obtenidos en este estudio con respecto a los trabajos de Hultstrand y Juen en mantos estacionales presentando las mayores tasas de evapo-sublimación a inicios del período de derretimiento.

Respecto a las mediciones realizadas por Stowhas también en la cordillera de Los Andes de Chile central a similar latitud, pero a una cota 1000 metros menor, existe una relativa concordancia con respecto a la tendencia proyectada en ese estudio hacia el período seco, que es comparable con el análisis de los meses de nieve realizado en este trabajo (Sección 4.3.3). Sin embargo, dichas mediciones dan cuenta de tasas de menor magnitud en el período de acumulación. Esto puede revelar que el modelo esté sobrestimando la magnitud de la evapo-sublimación debido principalmente a dos posibles motivos: En primer lugar el modelo asume una velocidad del viento constante a lo largo del día, siendo que en períodos calmos (por ejemplo durante la noche), la transferencia de vapor hacia la atmósfera debería ser mínima. Por otra parte, puede atribuirse a la aparente sobrestimación de los flujos de vapor de agua asociados al método empleado en este trabajo.

Un comportamiento algo diferente se aprecia en las tasas medidas en la capa de hielo permanente del territorio de Groenlandia (Swiss Camp), presentando valores máximos de evapo-sublimación de alrededor de 20 [mm/mes] entre Junio y Julio septentrional y valores inferiores a 10 [mm/mes] en el resto del año, para ambos métodos de estimación utilizados. Sin embargo, dadas las importantes diferencias climáticas presentes en esta región con respecto a un clima montañoso, pudiera no ser un patrón de comparación satisfactorio.

De los trabajos citados, el de Hood es el que presenta mayor frecuencia de ganancia de masa, en tres meses del verano septentrional.

Finalmente y como examen complementario, se propone realizar una comparación con tasas de evapotranspiración potencial (ETP) estimadas para las cuencas estudiadas. La evapotranspiración se define como el proceso combinado entre la evaporación desde el suelo y superficies de agua y la transpiración liberada por las plantas. Para ello se recurrió a mapas de evapotranspiración potencial

disponibles para el territorio de Chile, los que entregan la ETP a escala anual a través de isolíneas y distribuciones mensuales típicas para diferentes zonas del país (CNR, 1996). Éstas fueron contrastadas con las tasas mensuales de evapo-sublimación neta obtenidas en los meses de nieve para las bandas de altura superiores de ambas cuencas en el período Abril-Septiembre. La comparación resultante se detalla en las Tablas 25 y 26.

**Tabla 25: Comparación con tasas de evapotranspiración potencial [mm/mes] (Los Leones)**

Mes	Cota (msnm)				ET Potencial
	3600	4000	4400	4800	
Abr					90.4
May	31.6	30.3	28.7	26.2	69.3
Jun	35.4	34.2	31.7	28.8	59.5
Jul	50.1	47.7	44.0	40.7	61.5
Ago	52.9	53.7	50.3	46.6	59.3
Sep	46.8	47.4	48.1	44.4	65.8

**Tabla 26: Comparación con tasas de evapotranspiración potencial [mm/mes] (El Teniente)**

Mes	Cota (msnm)				ET Potencial
	3025	3125	3325	3525	
Abr					53.6
May			6.2	6.9	31.7
Jun	17.2	17.8	19.0	16.9	21.3
Jul	22.1	23.8	26.4	27.9	24.2
Ago	18.0	20.3	23.7	26.2	35.6
Sep	10.9	13.3	17.5	20.6	54.3

Como era de esperarse, en prácticamente todos los casos la ETP supera a la evapo-sublimación neta simulada, diferencia que se hace más importante aún en los primeros meses de acumulación. Hacia el inicio del derretimiento, en tanto, dichas tasas se aprecian mucho más próximas entre sí.

Se observa además una correspondencia entre la proporción de la magnitud de los fenómenos para ambas cuencas, siendo en ambos casos predominante en la cuenca Los Leones.

# 5 CONCLUSIONES

## 5.1 SÍNTESIS DE RESULTADOS

Se puede afirmar que el modelo utilizado ha logrado simular con éxito tasas diarias de evapo-sublimación neta desde un manto de nieve.

Adicionalmente, a partir de los resultados obtenidos en este trabajo, se pueden considerar las siguientes conclusiones:

- En general, la evapo-sublimación parece representar un proceso no despreciable en el balance hídrico de una cuenca nival, en base a los resultados obtenidos para la cuenca Los Leones, pudiendo representar entre un 10% de la precipitación caída en período de acumulación para cotas bajas en años húmedos y un 45% de la precipitación para cotas altas en años secos.

- Se aprecia que las tasas mensuales de evapo-sublimación presentan un comportamiento temporal y espacialmente dependiente. En base al análisis estacional realizado, se observa que los períodos *peaks* de evapo-sublimación parecen depender del estado de maduración del manto de nieve, el que puede ser variable para las distintas bandas de altura, incluso si son comparados en el mismo período de tiempo. Los mantos de nieve que han alcanzado su madurez se caracterizan por presentar temperaturas levemente por debajo o incluso iguales al punto de congelamiento, situación en que también pueden contener agua líquida en su superficie. Bajo este estado, el aire superficial del manto se encuentra saturado y está más propenso a liberar vapor de agua si existen las condiciones atmosféricas apropiadas, es decir, aire seco y presencia de abundante viento. Las mayores tasas de evapo-sublimación para meses de nieve se registraron a fines del período de invierno en las cotas más bajas, mientras que para las cotas medias y altas ellas ocurrieron durante el período de primavera.
- La distribución espacial da cuenta de totales anuales efectivos superiores a mayores altitudes. Este resultado no se puede atribuir al efecto del gradiente térmico, sino que responde a la mayor conservación del manto de nieve en las bandas de altura superiores. El análisis de los meses de nieve, en cambio, indicó que el gradiente de evapo-sublimación puede tener distinto signo según la época del año, de acuerdo al estado de maduración del manto en cada banda de altura. En cuanto a la incidencia de la orientación del terreno, se observa que si bien la variabilidad diaria entre sectores con azimuts diferentes no es significativa, el hecho de que los sectores orientados hacia el Sur se conserven mayor tiempo con nieve hace que a la vez presenten mayores totales de evapo-sublimación en cada año simulado. La pendiente del terreno, por su parte, no parece tener una incidencia mayor en las tasas obtenidas.
- Los análisis de sensibilidad respecto de las variables meteorológicas constatan que las variables que influyen en mayor medida en la producción de flujos de vapor son la humedad del aire y la velocidad del viento, obteniendo correlaciones en ambos casos de alrededor de 0.3 para tasas de  $ES_{\text{neta}}$  diarias. La temperatura del aire demuestra no incidir de manera directa en la evapo-sublimación simulada.
- La influencia de la velocidad del viento en las tasas simuladas se vio reflejada en la magnitud de la evapo-sublimación asociada a la cuenca Los Leones en comparación a la obtenida para

la Cavidad El Teniente, esta última presentando totales anuales significativamente más bajos asociados a las menores velocidades del viento registradas en la estación Sewell respecto a Lagunitas.

- Los resultados obtenidos no parecen alterarse significativamente frente a la variación de los parámetros de rugosidad superficial de la nieve y gradiente térmico de la atmósfera, cuando éstos se mantienen dentro de los rangos usuales. Además, la utilización de funciones diferentes a las que actualmente utiliza el modelo para evaluar la influencia de la estabilidad atmosférica en la transferencia de vapor de agua arrojó pequeñas diferencias en las tasas anuales simuladas, explicadas principalmente por la mayor discrepancia que presentan dichas funciones en el rango de inestabilidad ( $R_{ib} < 0$ ).
- La incorporación de parámetros de rugosidad asociados a los perfiles de temperatura y humedad ( $z_{0T}$  y  $z_{0q}$ ) en las ecuaciones de flujos turbulentos de calor probó no incidir significativamente en la modelación, aunque su inclusión podría justificarse en función de una representación más ajustada de los fenómenos reales.
- Ciertos estudios parecen evidenciar que las tasas de evapo-sublimación calculadas a partir de mediciones de variables meteorológicas a un solo nivel (asumiendo aire superficial completamente saturado) arrojan valores mayores en comparación a los métodos que emplean mediciones a más de un nivel sobre la superficie del terreno y que podrían considerarse más precisos (**Box & Steffen, 2001**). En el presente estudio, así como en la mayoría de los casos, sólo se disponía de mediciones a un nivel por lo que las tasas de evapo-sublimación podrían resultar sobrestimadas.
- De acuerdo a los resultados obtenidos en la modelación de las cuencas Los Leones y Cavidad El Teniente para 15 y 4 años de simulación, respectivamente, y conforme a los análisis posteriores realizados sobre los datos de salida arrojados por el modelo, se recomiendan las siguientes expresiones para un uso referencial en caso de no contar con una simulación hidrológica, que permiten la estimación de tasas de evapo-sublimación neta mensuales, en [mm/mes]:

$$ES_{\text{neta}} = \left( u \cdot \left( 1 - \frac{H\%}{100} \right) \right)^{0.951} \cdot (85.32 - 7.972 \cdot \ln(z)) \cdot \lambda \quad \text{Abril-Septiembre} \quad (5.1)$$

$$ES_{\text{neta}} = \left( u \cdot \left( 1 - \frac{H\%}{100} \right) \right)^{1.112} \cdot (8.348 + 1.058 \cdot \ln(z)) \cdot \lambda \quad \text{Octubre-Marzo} \quad (5.2)$$

donde

$u$  : Velocidad del viento promedio mensual [m/s], medida a 1.5 [m] sobre el terreno

$H\%$  : Humedad relativa del aire promedio mensual

$z$  : Cota media de la cuenca o de la banda de altura analizada [m]

$\lambda$  : Factor que representa fracción de días del mes de presencia de nieve en la cuenca, incorporado considerando que las expresiones anteriores han sido obtenidas a partir del análisis de meses de nieve completos.

- La comparación de los resultados de este estudio con estimaciones realizadas en trabajos similares revela ciertas consistencias con respecto a la distribución temporal de los flujos de evapo-sublimación neta, siendo en general preponderantes hacia el inicio de la temporada de derretimiento. Sin embargo, no pueden obviarse algunas diferencias reflejadas entre cada uno de los trabajos analizados, las cuales tienen que ver con variados factores como el método empleado, el tiempo de permanencia del manto de nieve en la zona estudiada y el comportamiento climático y meteorológico de cada región. Adicionalmente, la estacionalidad de los mantos de nieve de dichos estudios limita la comparación de los flujos de vapor durante el período seco o de verano, caso que en este trabajo pudo ser observado tangencialmente en el análisis de los años lluviosos.
- El modelo fue aplicado a dos cuencas situadas en la cordillera de Los Andes de Chile central completando en total un período de 19 años de estadística. Los resultados obtenidos permitieron estimar las pérdidas por evapo-sublimación en relación a las variables medidas en dichas localidades y por lo tanto esto debe ser considerado si se pretende realizar una generalización hacia otras zonas y períodos. Sin embargo, los resultados y expresiones pueden constituir una referencia consistente a la hora de estudiar cuencas sometidas a un clima y régimen de similares características.

## 5.2 COMENTARIOS SOBRE EL MODELO

El modelo de acumulación y derretimiento de nieves que ha sido utilizado como base para el desarrollo de este trabajo es un modelo consistente y conceptualmente robusto a la hora de simular los procesos involucrados en los intercambios de masa y energía del manto de nieve. Esto se ha conseguido fruto del desarrollo y perfeccionamiento a partir de la elaboración original por **Stowhas (1975)** y se refrenda en la aplicación satisfactoria sobre datos reales en trabajos recientes de **Miguelés (1994)** y **Rojas (2005)**.

Sin embargo, la calidad del modelo debe estar en constante evolución y refinamiento, de acuerdo al mayor acceso a datos continuos de meteorología, a los nuevos avances del conocimiento en el área y al sostenido aumento en la capacidad de almacenamiento y procesamiento de datos.

Si bien la intervención de la estructura medular del modelo de derretimiento se aleja de los objetivos de este estudio, dentro del presente se han propuesto pequeñas modificaciones enfocadas al mejoramiento de la simulación de ciertos procesos, como el tratamiento del aporte de la nubosidad a la radiación de onda larga, la distribución de las precipitaciones a lo largo del día y la parametrización de los flujos turbulentos de calor, considerando la utilización de rugosidades superficiales para la temperatura y el vapor de agua distintas al parámetro clásico de momento. En general, se hace necesario abordar de manera más profunda el estudio de la capa límite atmosférica para el mejoramiento del desempeño del modelo en el futuro.

Por otra parte, como se indicó anteriormente, el modelo es medianamente sensible a los datos meteorológicos de humedad y velocidad del viento. En particular esta última variable puede presentar valores muy dispersos durante el día y en distintos períodos y zonas estudiadas, por lo que puede ser una limitación del modelo contar con sólo un valor constante para su representación. Por ello, es recomendable establecer distribuciones típicas que se ajusten a las variaciones observadas a lo largo del día y la noche.

Todo modelo es una representación simplificada de la realidad y, como tal, posee errores inherentes que se asumen al momento de trasladar procesos reales a un conjunto de variables y funciones matemáticas. Las fuentes de error que pudieran afectar los valores obtenidos provienen de tres orígenes principales: (1) errores de medición instrumental, (2) errores en la modelación de los fenómenos involucrados y (3) errores en la estimación de los parámetros.

La primera fuente de error está vinculada a cualquier proceso de medición de datos, y se asocia al grado de precisión instrumental, por lo que eventualmente puede conocerse.

El segundo origen de error dice relación con el conjunto de hipótesis, modelos físicos y expresiones matemáticas empleadas en la simulación. En particular y haciendo referencia al fenómeno de transferencia de vapor de agua entre la nieve y la atmósfera, la diversidad y complejidad de procesos involucrados en el intercambio turbulento de calor en la capa límite atmosférica (Sección 2.3) puede representar una gran dificultad teórica no sólo para este estudio, sino para la mayoría de los que han abordado y abordarán el tema en un futuro.

La tercera y última categoría de error está ligada al valor de los parámetros adoptados en la simulación. En muchas ocasiones, éstos corresponden a componentes con algún sentido físico o geométrico, cuyo valor es de difícil estimación o es muy variable dentro del sistema modelado. Si bien esto puede ser subsanado por medio de relaciones semi-empíricas en términos de otras variables o a través de algún proceso de calibración, siempre conlleva un grado de incerteza difícilmente cuantificable.

Por último, la elección del intervalo de tiempo de simulación no es un detalle menor en el contexto de una modelación de fenómenos reales. Una escala de tiempo demasiado espaciada puede obviar una serie de procesos que varían de manera importante a lo largo de un día, por lo que se supondría deseable reducir esta escala a la menor posible, a costo de una mayor ineficiencia en la operación del modelo. Sin embargo, un paso de tiempo excesivamente reducido podría jugar en contra de la representación de los fenómenos reales modelados, debido a que muchos de los cambios en las propiedades del manto de nieve y los intercambios de masa pueden tomar sobre una hora en desarrollarse (Valck, 2004). Bajo estos fundamentos, la escala temporal adoptada de 4 horas se considerada apropiada.

## REFERENCIAS

**Andreas (2001) "Parameterizing Scalar Transfer Over Snow and Ice: A Review"**

Journal of Hydrometeorology 3, 417-432.

**Andreas et al. (2004) "Roughness Lengths over Snow"**

18th Conference on Hydrology, Seattle, WA.

**Bertle F. (1966) "Effect of Snow Compaction on Runoff from Rain on Snow"**

United States Department of the Interior, Bureau of Reclamation.

Engineering Monograph N° 35, Water Resources Technical Publication.

**Box J. (2001) "Surface Water Vapor Exchanges on the Greenland Ice Sheet Derived from Automated Weather Station Data"**

University of Colorado, Boulder.

**Box J., Steffen K. (2001) "Sublimation on the Greenland Ice Sheet from Automated Weather Station Observations"**

Cooperative Institute for Research in Environmental Sciences (CIRES), University of Colorado, Boulder.

**Brutsaert W. (1975) "The Roughness Length for Water Vapor, Sensible Heat, and Other Scalars"**

Journal of Atmospheric Sciences 32, 2028-2031.

**Buenestado P. (2003) "Análisis y Caracterización de la Capa Superficial Atmosférica"**

Departament d'Astronomia i Meteorologia, Universitat de Barcelona.

**Cassano J., Parish T., King J. (1999) "Evaluation of Turbulent Surface Flux Parameterizations for the Stable Surface Layer over Halley, Antarctica"**

Department of Atmospheric Science, University of Wyoming, Laramie.

Monthly Weather Review 129, 26-46.

- Castro M., González R., Portela A. (1991) "Parametrización de la Capa Límite Atmosférica en los Modelos Numéricos de Pronóstico Meteorológico"**  
Departamento de Geofísica y Meteorología, Universidad Complutense de Madrid.  
Física de la Tierra 3, 103-138.
- Cavieres L., Peñaloza A., Kalin M. (2000) "Altitudinal Vegetation Belts in the High-Andes of Central Chile (33° S)"**  
Revista Chilena de Historia Natural 73 N° 2, 331-344.
- Chow V. T., Maidment D., Mays L. (1994) "Hidrología Aplicada"**  
McGraw-Hill. Inc.
- Comisión Nacional de Riego (1996) "Cálculo y Cartografía de la Evapotranspiración Potencial en Chile"**  
Centro de Investigación de Recursos Naturales – CNR, Chile.
- Crawford T., Duchon C. (1998) "An Improved Parameterization for Estimating Effective Atmospheric Emissivity for Use in Calculating Daytime Downwelling Longwave Radiation"**  
Journal of Applied Meteorology 38, 474-480.
- Duffie J., Beckman W. (1991) "Solar Engineering of Thermal Processes"**  
John Wiley & Sons Inc., Estados Unidos.
- Fassnacht S. R. (2004) "Estimating Alter-Shielded Gauge Snowfall Undercatch, Snowpack Sublimation, and Blowing Snow Transport at Six Sites in the Conterminous United States"**  
61st Eastern Snow Conference, Portland, Maine, USA.
- Gueymard C. (1992) "Assessment of the Accuracy and Computing Speed of Simplified Saturation Vapor Equations Using a New Reference Dataset"**  
Journal of Applied Meteorology 32, 1294-1300.
- Hood E., Williams M., Cline D. (1999) "Sublimation from a Seasonal Snowpack at a Continental, Mid-Latitude, Alpine Site"**  
Hydrological Processes 13, 1781-1797.
- Hultstrand D. (2006) "Geostatistical Methods for Estimating Snowmelt Contribution to the Seasonal Water Balance in an Alpine Watershed"**  
Thesis for the Degree of Master of Science, Colorado State University.
- Ikebuchi S., Takebayashi S., Tomomura M. (1986) "Snow Accumulation, Melting and Runoff in the Warm Climate of Japan"**  
Modelling Snowmelt-Induced Processes (Proceedings of the Budapest Symposium, Julio 1986).  
IAHS 155, 176-268.

- Iziomon M. G., Mayer H., Matzarakis A. (2003) "Downward Atmospheric Irradiance under Clear and Cloudy Skies: Measurement and Parameterization"**  
Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics 65, 1107-1116.
- Jin J. et al (1999) "One-Dimensional Snow Water and Energy Balance Model for Vegetated Surfaces"**  
Hydrological Processes 13, 2467-2482.
- Juen I. (2006) "Glacier Mass Balance and Runoff in the Tropical Cordillera Blanca, Perú"**  
Institute of Geography - Tropical Glaciology Group, University of Innsbruck.
- Male D., Gray D. (1981) "Snowcover Ablation and Runoff"**  
Handbook of Snow: Principles, Processes, Management & Use, 360-436, Pergamon Press, Canada.
- Miguel R. (1994) "Síntesis de Caudales Diarios en Cuencas Pluvionivales"**  
Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad Técnica Federico Santa María.
- Ministerio de Obras Públicas (2002) "Manual de Carreteras". Vol. Nº 3 Instrucciones y Criterios de Diseño. Cap. 3.900 Riesgo y Protección de Avalanchas de Nieve**  
Dirección de Vialidad, MOP Chile.
- Moore D. (1983) "On the Use of Bulk Aerodynamic Formulae over Melting Snow"**  
Nordic Hydrology 14(4), 193-206.
- Morgan D., Pruitt W., Lourence F. (1971) "Analyses of Energy, Momentum and Mass Transfers above Vegetative Surfaces"**  
University of California, Davis, Research and Development Technical Report.
- Pereira da Silva W. (1999) "Lab FIT Curve Fitting Software"**  
Software de Regresión No Lineal y Tratamiento de Datos Experimentales, [www.labfit.net](http://www.labfit.net).
- Pirazzini R. et al. (1999) "Parameterization of the Downward Longwave Radiation from Clear and Cloudy Skies at Ny-Ålesund (Svalbard)"**  
Department of Meteorology, University of Helsinki, Finlandia.  
National Research Council - Institute of Atmospheric and Oceanic Sciences, Bologna, Italia.
- Plüss C., Ohmura A. (1996) "Longwave Radiation on Snow-Covered Mountainous Surfaces"**  
Journal of Applied Meteorology 36, 818-824.
- Rojas D. (2005) "Modelo Hidrológico Distribuido para Cuencas Pluvio-Nivales Aplicado sobre la Caverna de la Mina El Teniente"**  
Memoria para optar al título de Ingeniero Civil, Universidad Técnica Federico Santa María.

- Seguel R., Stowhas L. (1985) "Estimación de Crecidas de Diseño en Cuencas Mixtas Pluvionivales"**  
VII Congreso Nacional de Hidráulica, Concepción.
- Sheppard R. (2004) "On the Parameterisations of the Turbulent Fluxes in GCM's"**  
Swiss Federal Institute of Technology, Zurich.
- Smith R. (2004) "Mountain Meteorology and Regional Climates"**  
Atmospheric Turbulence and Mesoscale Meteorology, Cambridge University Press.
- Stowhas L. (1968) "Instalación y Operación de un Laboratorio de Hidrología de Nieves"**  
Publicación SHR 1, Departamento de Obras Civiles, Universidad de Chile.
- Stowhas L. (1975) "Simulation of Energy Budget and Melting Processes in Snowpack Systems under Data Constraints"**  
M. Sc. Thesis, University of California, Davis, CA.
- Tarboton D., Luce H. (1996) "Utah Energy Balance Snow Accumulation and Melt Model (UEB) Computer Model Technical Description and Users Guide"**  
Utah Water Research Laboratory, Utah State University.  
USDA Forest Service, Intermountain Research Station.
- U.S. Army Corps of Engineers (1998) "Engineering and Design: Runoff from Snowmelt" Engineer Manual**  
Department of the Army, Washington DC, USA.
- Valck P. (2004) "Modelación Espacial de la Cobertura Nival Usando Distribuciones de Precipitaciones de Modelos Meteorológicos"**  
Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias de la Ingeniería Mención Recursos y Medio Ambiente Hídrico, Universidad de Chile.
- Yagüe C. (1992) "Estudio de la Mezcla Turbulenta a través de Experimentos de Laboratorio y Datos Micrometeorológicos"**  
Departamento de Física de la Tierra, Facultad de Ciencias Físicas, Universidad Complutense de Madrid.
- You J., Tarboton D., Luce H. (2004) "Modeling the Snow Surface Temperature in an Energy Balance Snowmelt Model"**  
Water Engineering Program, Utah State University.
- Zhang Y. et al. (2004) "Sublimation from Snow Surface in Southern Mountain Taiga of Eastern Siberia"**  
Journal of Geophysical Research 109, D21103.

## **ANEXOS**

### A. Evapo-sublimación mensual por banda de altura, cuenca Los Leones

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
May-86	7.0	9.0	14.7	12.5	9.4	9.8	8.3
Jun-86	17.2	32.4	32.2	28.7	25.6	22.8	19.6
Jul-86	7.7	57.8	63.0	62.8	61.8	58.8	53.9
Ago-86	22.4	33.9	46.3	47.7	46.2	43.6	40.6
Sep-86	1.6	17.8	51.6	54.1	53.3	51.5	48.4
Oct-86	0.0	1.5	13.1	41.3	47.6	47.9	47.3
Nov-86	2.3	3.4	4.9	8.9	40.1	49.8	49.1
Dic-86	0.0	0.0	0.7	1.5	5.2	23.5	36.8
Ene-87	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2	1.9	26.4
Feb-87	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	11.4
Mar-87	0.0	0.1	0.2	0.2	0.5	0.7	1.4
<b>Total</b>	<b>58.2</b>	<b>156.0</b>	<b>226.7</b>	<b>257.8</b>	<b>290.8</b>	<b>310.4</b>	<b>343.1</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-87	0.0	0.1	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.2
May-87	4.3	7.6	11.4	12.4	14.3	17.3	15.0
Jun-87	1.7	4.5	9.0	17.6	19.0	21.7	19.0
Jul-87	9.5	13.9	15.2	23.6	22.3	19.7	18.6
Ago-87	24.6	28.6	29.8	30.1	29.3	28.5	25.9
Sep-87	17.9	37.2	38.0	42.9	42.0	40.8	37.3
Oct-87	4.0	29.2	37.4	42.4	45.7	47.8	49.6
Nov-87	0.0	0.0	15.3	25.4	34.8	41.0	46.4
Dic-87	0.0	0.0	0.0	0.4	28.9	41.2	46.1
Ene-88	0.0	0.0	0.0	0.0	10.4	25.4	37.4
Feb-88	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	6.3	20.0
Mar-88	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	6.2	25.0
<b>Total</b>	<b>61.9</b>	<b>121.2</b>	<b>156.3</b>	<b>194.8</b>	<b>249.2</b>	<b>295.8</b>	<b>340.2</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-88	0.0	0.0	1.7	2.5	3.6	9.1	9.5
May-88	0.0	2.1	17.1	25.6	21.9	19.5	17.8
Jun-88	6.8	10.0	14.3	26.2	36.2	35.3	33.7
Jul-88	6.4	6.1	5.5	4.8	10.6	8.5	17.1
Ago-88	14.6	45.4	44.4	43.5	40.1	37.0	33.0
Sep-88	1.2	9.4	32.7	46.5	50.3	46.7	44.7
Oct-88	0.0	0.7	1.3	2.1	10.8	29.3	50.6
Nov-88	2.3	2.2	1.7	1.6	1.3	1.2	3.9
Dic-88	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.7	1.2
Ene-89	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	1.7	2.2
Feb-89	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mar-89	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.2	-0.1	0.3
<b>Total</b>	<b>31.2</b>	<b>76.0</b>	<b>118.7</b>	<b>152.7</b>	<b>175.0</b>	<b>188.9</b>	<b>214.1</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-89	1.7	3.5	3.0	2.4	2.0	1.7	1.5
May-89	18.7	30.8	35.2	43.7	42.0	38.6	36.1
Jun-89	4.3	7.8	11.6	18.1	34.0	31.3	37.8
Jul-89	17.0	19.4	22.2	24.0	31.1	39.3	41.2
Ago-89	25.4	44.1	46.0	47.3	46.3	43.6	40.6
Sep-89	12.6	20.4	32.1	36.3	38.7	38.4	37.1
Oct-89	0.5	3.5	25.5	39.8	55.8	58.6	59.6
Nov-89	0.0	0.0	0.8	0.0	10.1	35.8	50.1
Dic-89	0.0	0.0	0.1	0.3	0.4	1.1	21.3
Ene-90	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	3.9
Feb-90	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.9	1.1
Mar-90	0.0	2.3	2.4	2.2	2.1	2.0	2.0
<b>Total</b>	<b>80.3</b>	<b>131.9</b>	<b>179.0</b>	<b>214.1</b>	<b>262.5</b>	<b>291.4</b>	<b>332.1</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-90	1.0	4.6	6.1	7.5	8.4	8.6	8.5
May-90	4.0	9.1	11.4	15.8	15.7	15.6	14.8
Jun-90	8.8	16.7	26.2	32.8	37.7	37.7	35.7
Jul-90	17.1	25.1	27.5	38.2	43.5	41.3	37.8
Ago-90	0.5	3.9	5.3	8.0	8.3	12.6	18.1
Sep-90	14.5	25.7	39.9	42.3	41.4	39.5	35.8
Oct-90	0.0	0.4	4.9	20.9	34.8	41.9	47.5
Nov-90	0.0	0.0	0.1	0.4	1.5	6.8	21.0
Dic-90	0.9	2.8	2.3	2.3	2.8	3.1	3.3
Ene-91	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Feb-91	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5
Mar-91	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.8
<b>Total</b>	<b>46.8</b>	<b>88.3</b>	<b>123.7</b>	<b>168.2</b>	<b>194.1</b>	<b>206.9</b>	<b>225.8</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-91	0.0	0.0	9.1	22.7	28.7	29.6	27.4
May-91	-0.1	2.6	4.4	8.5	21.6	31.5	31.1
Jun-91	32.7	47.4	47.5	46.4	43.4	39.6	35.5
Jul-91	24.9	39.6	40.1	39.4	37.3	34.1	30.6
Ago-91	10.4	46.2	63.9	63.9	61.2	57.6	53.5
Sep-91	1.8	18.5	38.7	51.9	53.6	50.6	47.8
Oct-91	3.4	4.3	8.8	55.4	57.8	57.9	56.9
Nov-91	0.0	0.0	0.0	3.3	42.0	57.0	63.2
Dic-91	0.0	0.0	1.6	2.6	6.4	40.2	52.8
Ene-92	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	14.2	40.1
Feb-92	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	9.5	32.5
Mar-92	0.0	0.0	3.1	6.1	8.8	14.8	34.7
<b>Total</b>	<b>73.0</b>	<b>158.7</b>	<b>217.3</b>	<b>300.2</b>	<b>360.9</b>	<b>436.6</b>	<b>506.2</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-92	0.8	0.4	7.9	7.4	15.3	17.7	17.5
May-92	11.9	28.4	33.6	31.3	30.5	28.1	26.0
Jun-92	25.0	41.5	43.1	38.9	35.0	31.7	28.6
Jul-92	14.2	46.7	59.1	55.9	52.5	50.8	48.8
Ago-92	6.4	21.9	58.6	65.4	67.2	61.7	59.3
Sep-92	10.9	16.8	34.1	58.5	62.6	57.8	49.7
Oct-92	0.0	0.0	2.6	8.6	58.2	75.1	75.6
Nov-92	0.0	0.0	2.9	9.6	19.6	50.1	67.3
Dic-92	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	6.9	41.5
Ene-93	0.0	0.0	0.0	0.0	2.5	4.2	22.0
Feb-93	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	1.0
Mar-93	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Total</b>	<b>69.1</b>	<b>155.7</b>	<b>241.9</b>	<b>275.6</b>	<b>343.4</b>	<b>384.2</b>	<b>437.4</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-93	3.0	16.1	19.9	28.1	25.5	22.6	19.7
May-93	10.3	36.2	40.3	38.8	34.5	30.8	27.8
Jun-93	18.7	38.3	42.1	39.2	36.3	33.3	30.9
Jul-93	36.3	30.6	63.7	59.7	54.5	53.1	53.2
Ago-93	6.3	11.3	23.9	66.5	75.1	71.4	66.8
Sep-93	7.4	8.9	12.9	18.2	56.3	65.5	55.1
Oct-93	0.0	0.0	0.0	0.0	6.1	62.4	77.4
Nov-93	0.0	0.0	0.0	0.0	5.2	12.6	51.6
Dic-93	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ene-94	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Feb-94	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.1
Mar-94	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Total</b>	<b>82.0</b>	<b>141.4</b>	<b>202.7</b>	<b>250.5</b>	<b>293.4</b>	<b>351.7</b>	<b>383.6</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-94	0.0	0.0	4.4	9.5	14.2	11.5	10.6
May-94	7.9	11.7	12.4	10.4	16.4	24.7	29.7
Jun-94	9.0	30.1	38.0	42.3	47.1	35.8	32.8
Jul-94	20.8	26.9	42.8	45.0	52.5	42.4	38.3
Ago-94	16.4	38.7	59.8	61.0	62.4	56.4	53.2
Sep-94	0.0	14.3	38.3	60.3	63.7	59.1	58.4
Oct-94	0.0	2.2	4.1	6.8	44.6	80.0	73.7
Nov-94	0.0	0.0	1.0	1.4	6.9	39.8	86.1
Dic-94	0.0	0.0	0.0	1.8	3.0	2.4	23.1
Ene-95	0.0	0.0	0.0	5.0	22.0	34.7	9.8
Feb-95	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1
Mar-95	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
<b>Total</b>	<b>54.1</b>	<b>124.0</b>	<b>200.9</b>	<b>243.5</b>	<b>332.9</b>	<b>386.7</b>	<b>415.8</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-95	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
May-95	0.0	0.0	6.8	15.1	44.8	42.6	38.4
Jun-95	19.1	47.0	48.9	44.2	40.4	38.6	35.6
Jul-95	39.7	43.7	45.1	40.4	36.3	32.9	30.5
Ago-95	22.8	27.5	38.2	55.3	55.9	51.3	46.8
Sep-95	2.0	7.9	18.9	22.8	33.5	41.2	47.5
Oct-95	0.7	2.5	3.8	3.9	4.7	5.8	7.3
Nov-95	0.0	0.0	0.0	1.7	2.0	2.5	4.4
Dic-95	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ene-96	0.0	0.0	0.0	6.5	16.0	17.4	31.1
Feb-96	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mar-96	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.3	1.8
<b>Total</b>	<b>84.3</b>	<b>128.6</b>	<b>161.7</b>	<b>189.8</b>	<b>233.6</b>	<b>233.7</b>	<b>243.4</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-96	7.1	9.2	9.5	12.1	14.1	15.3	16.0
May-96	3.1	8.1	10.4	10.7	9.7	9.0	9.7
Jun-96	12.5	23.2	20.5	19.6	19.1	18.1	17.0
Jul-96	26.0	33.6	40.9	48.5	52.0	54.9	55.6
Ago-96	9.0	18.7	20.1	22.2	24.2	26.8	32.6
Sep-96	0.0	0.1	1.6	3.7	3.5	3.2	3.0
Oct-96	0.0	0.7	0.8	0.8	0.9	0.8	0.9
Nov-96	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dic-96	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ene-97	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.3	3.3
Feb-97	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mar-97	0.0	0.0	3.5	10.1	15.7	14.9	12.5
<b>Total</b>	<b>57.6</b>	<b>93.6</b>	<b>107.3</b>	<b>127.6</b>	<b>139.5</b>	<b>143.3</b>	<b>150.6</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-97	0.0	0.0	0.0	3.1	3.6	7.4	7.5
May-97	7.3	15.1	26.4	26.5	23.9	21.6	18.8
Jun-97	31.7	39.9	39.2	34.9	30.6	27.2	23.0
Jul-97	34.5	76.8	77.3	75.5	71.8	68.0	62.4
Ago-97	22.6	61.0	66.3	65.9	65.4	61.9	57.6
Sep-97	9.3	43.1	54.7	55.5	52.3	47.4	40.6
Oct-97	16.3	25.8	69.2	67.2	65.7	62.4	59.1
Nov-97	0.0	1.2	52.5	80.9	81.5	80.2	77.4
Dic-97	0.0	1.0	2.6	32.7	52.7	57.7	59.5
Ene-98	0.0	0.0	0.0	0.0	10.5	40.4	56.1
Feb-98	0.0	0.0	0.0	0.0	3.4	20.2	30.8
Mar-98	0.0	0.0	0.0	0.7	5.8	12.9	35.8
<b>Total</b>	<b>121.6</b>	<b>263.9</b>	<b>388.1</b>	<b>443.1</b>	<b>467.1</b>	<b>507.2</b>	<b>528.5</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-98	0.3	6.5	17.2	18.9	18.0	15.9	15.6
May-98	0.0	4.2	12.6	12.6	20.5	26.6	29.5
Jun-98	3.8	8.6	22.3	28.5	30.2	29.6	28.2
Jul-98	0.0	1.6	3.1	12.1	24.4	36.5	41.0
Ago-98	0.0	0.0	0.1	0.1	0.2	1.4	7.0
Sep-98	2.3	6.3	13.9	18.6	18.3	16.9	15.2
Oct-98	0.0	0.0	0.0	0.6	9.0	13.6	20.1
Nov-98	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Dic-98	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.2
Ene-99	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6	1.6	3.4
Feb-99	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mar-99	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	2.0
<b>Total</b>	<b>6.4</b>	<b>27.2</b>	<b>69.2</b>	<b>91.5</b>	<b>121.3</b>	<b>142.1</b>	<b>163.3</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-99	0.0	0.7	1.3	2.7	5.7	7.1	7.4
May-99	5.4	6.4	6.0	7.1	11.7	16.3	19.1
Jun-99	7.0	26.9	28.7	27.5	26.5	26.1	25.1
Jul-99	16.8	43.1	52.9	37.8	38.0	42.6	38.4
Ago-99	7.5	17.3	37.4	35.0	40.9	44.5	41.4
Sep-99	13.9	27.2	31.2	33.1	34.3	34.2	33.3
Oct-99	0.3	1.1	2.6	18.9	40.8	41.8	42.5
Nov-99	0.0	0.5	0.5	3.3	11.3	38.8	43.4
Dic-99	0.0	0.9	2.1	3.2	3.8	22.9	51.0
Ene-00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.9	34.9
Feb-00	0.0	0.0	0.0	6.4	6.6	7.7	28.6
Mar-00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.4	0.5	16.2
<b>Total</b>	<b>50.8</b>	<b>123.9</b>	<b>162.6</b>	<b>175.0</b>	<b>219.9</b>	<b>284.2</b>	<b>381.4</b>

Mes	Cota (msnm)						
	2400	2800	3200	3600	4000	4400	4800
Abr-00	0.0	0.0	2.2	11.1	18.0	16.9	14.8
May-00	5.6	13.7	19.7	23.5	25.9	25.3	22.7
Jun-00	10.8	12.8	15.2	13.5	14.1	16.9	14.3
Jul-00	54.4	54.9	52.7	48.7	44.2	39.9	35.3
Ago-00	29.5	47.1	48.7	51.3	50.4	46.6	40.3
Sep-00	14.3	42.2	43.2	44.9	45.4	45.7	44.6
Oct-00	0.0	29.3	42.9	47.2	50.3	51.7	53.4
Nov-00	0.0	1.9	27.1	39.8	44.6	48.9	51.1
Dic-00	0.0	0.0	0.1	6.2	27.9	41.1	44.8
<b>Total</b>	<b>114.6</b>	<b>201.8</b>	<b>251.9</b>	<b>286.2</b>	<b>320.8</b>	<b>333.0</b>	<b>321.3</b>

## B. Evapo-sublimación mensual por banda de altura, cuenca Cuidad El Teniente

Mes	Cota (msnm)											
	2330	2375	2450	2550	2625	2775	2850	2950	3025	3125	3325	3525
Abr-00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
May-00	0.8	1.5	2.4	2.7	2.8	2.4	3.7	3.2	4.1	4.3	4.5	6.4
Jun-00	2.2	2.1	2.6	2.7	2.7	3.1	4.0	4.6	5.5	6.7	8.5	10.9
Jul-00	14.7	15.4	17.3	17.6	17.4	18.7	19.2	19.7	22.4	23.1	25.3	27.7
Ago-00	2.9	5.3	9.2	10.8	8.9	11.0	12.3	15.0	15.8	17.8	24.9	28.2
Sep-00	2.3	4.2	7.2	8.2	10.5	11.4	12.5	13.5	13.5	14.9	20.0	23.5
Oct-00	0.0	0.0	0.0	0.2	0.3	0.3	0.5	1.2	1.1	1.8	4.7	6.5
Nov-00	0.2	0.4	0.7	0.9	0.9	1.3	1.4	1.6	2.7	3.4	2.9	5.4
Dic-00	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Ene-01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Feb-01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Mar-01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	-0.1
<b>Total</b>	<b>23.1</b>	<b>28.8</b>	<b>39.3</b>	<b>43.1</b>	<b>43.6</b>	<b>48.4</b>	<b>53.7</b>	<b>58.9</b>	<b>65.3</b>	<b>72.2</b>	<b>90.8</b>	<b>108.4</b>

Mes	Cota (msnm)											
	2330	2375	2450	2550	2625	2775	2850	2950	3025	3125	3325	3525
Abr-01	0.0	0.0	0.8	1.1	1.1	1.5	1.3	1.3	2.2	2.3	2.4	2.3
May-01	2.9	3.0	3.5	3.7	3.6	3.5	4.2	4.7	4.9	5.2	6.2	6.9
Jun-01	1.8	2.7	5.1	8.3	7.9	10.1	13.5	13.0	17.5	17.4	19.9	20.2
Jul-01	7.9	8.5	10.1	10.3	11.1	12.7	12.9	12.7	17.1	18.9	21.4	23.4
Ago-01	7.4	9.9	12.8	14.3	14.8	16.4	17.1	17.4	19.5	21.3	22.7	25.0
Sep-01	0.5	1.2	3.0	4.0	4.9	5.6	6.4	7.4	8.7	10.9	14.1	17.6
Oct-01	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	-0.1	-0.1	0.1	0.4	0.8	1.6	2.4
Nov-01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.3	0.2	1.5	1.8	3.3	5.7	7.3
Dic-01	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0
Ene-02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Feb-02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.3	0.4	0.4	0.3	0.3	0.3	0.3
Mar-02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	-0.1	0.0	-0.1
<b>Total</b>	<b>20.5</b>	<b>25.4</b>	<b>35.3</b>	<b>41.6</b>	<b>43.5</b>	<b>50.0</b>	<b>55.9</b>	<b>58.4</b>	<b>72.5</b>	<b>80.4</b>	<b>94.3</b>	<b>105.3</b>

Mes	Cota (msnm)											
	2330	2375	2450	2550	2625	2775	2850	2950	3025	3125	3325	3525
Abr-02	-0.1	0.1	0.1	0.2	0.5	0.7	0.6	0.4	0.7	0.8	0.7	0.5
May-02	2.0	2.3	2.8	3.1	3.3	3.6	4.3	4.7	4.8	6.1	8.1	8.6
Jun-02	11.6	15.9	18.2	20.8	21.0	21.4	21.3	21.9	23.4	24.6	25.5	24.6
Jul-02	5.1	6.0	9.0	11.6	14.6	17.8	17.9	18.4	21.1	22.9	24.6	25.9
Ago-02	6.2	6.5	7.9	9.7	11.0	12.2	12.7	13.0	16.5	18.3	21.5	24.3
Sep-02	6.6	7.3	8.0	8.7	9.4	10.3	10.7	11.1	13.1	15.7	18.4	20.9
Oct-02	0.8	0.9	1.2	2.2	2.8	3.6	4.6	4.7	5.0	5.5	6.5	7.5
Nov-02	0.0	0.0	0.0	0.5	0.7	1.1	1.9	3.4	4.4	5.9	6.7	8.1
Dic-02	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.0	0.5	2.2	3.7
Ene-03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.2	1.4
Feb-03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	1.5
Mar-03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.6
<b>Total</b>	<b>32.2</b>	<b>39.0</b>	<b>47.2</b>	<b>56.8</b>	<b>63.4</b>	<b>70.6</b>	<b>74.0</b>	<b>77.9</b>	<b>89.1</b>	<b>100.3</b>	<b>114.5</b>	<b>127.5</b>

Mes	Cota (msnm)											
	2330	2375	2450	2550	2625	2775	2850	2950	3025	3125	3325	3525
Abr-03	0.0	0.1	0.1	0.1	0.1	0.3	0.3	0.5	0.3	0.3	0.2	0.2
May-03	2.1	2.9	4.2	5.3	5.5	5.8	6.2	6.4	6.6	7.0	7.4	7.8
Jun-03	1.8	3.0	4.2	5.6	6.2	8.1	8.6	10.0	10.7	11.4	11.7	11.8
Jul-03	6.3	9.4	13.1	17.2	19.0	21.6	22.6	20.0	27.9	30.2	34.2	34.6
Ago-03	4.1	4.8	6.2	7.1	7.5	9.5	9.9	12.0	14.0	21.2	25.5	27.2
Sep-03	2.7	2.6	3.1	4.0	4.6	4.8	5.1	5.8	7.0	8.4	9.6	12.8
Oct-03	0.0	0.0	0.0	0.0	0.2	0.2	0.3	0.4	0.6	0.9	0.9	1.1
<b>Total</b>	<b>16.9</b>	<b>22.8</b>	<b>30.9</b>	<b>39.3</b>	<b>43.2</b>	<b>50.2</b>	<b>53.0</b>	<b>55.2</b>	<b>67.0</b>	<b>79.4</b>	<b>89.7</b>	<b>95.6</b>

# ÍNDICE DE TABLAS

		Pág.
<b>Tabla 1</b>	Expresiones propuestas para capacidad de retención de agua líquida	10
<b>Tabla 2</b>	Expresiones propuestas para emisividad bajo cielos claros	20
<b>Tabla 3</b>	Coefficientes para influencia de nubes en radiación de onda larga incidente	21
<b>Tabla 4</b>	Coefficientes para el cálculo de rugosidades superficiales de T y q	34
<b>Tabla 5</b>	Expresiones propuestas para funciones de estabilidad bajo atmósfera inestable	35
<b>Tabla 6</b>	Expresiones propuestas para funciones de estabilidad bajo atmósfera estable	35
<b>Tabla 7</b>	Fórmulas para el cálculo de la presión de vapor saturado	40
<b>Tabla 8</b>	Parámetros y expresiones adoptadas para el cálculo de flujos radiativos	53
<b>Tabla 9</b>	Parámetros y expresiones adoptadas para el cálculo de flujos turbulentos	54
<b>Tabla 10</b>	Parámetros de las estaciones meteorológicas	65
<b>Tabla 11</b>	Factores de distribución de temperatura y humedad relativa diaria	66
<b>Tabla 12</b>	Coefficientes para el gradiente de precipitaciones	68
<b>Tabla 13</b>	Clasificación de los años de estadística según precipitaciones anuales en Lagunitas	71
<b>Tabla 14</b>	Evapo-sublimación neta simulada (Los Leones), promedio para años secos	72
<b>Tabla 15</b>	Evapo-sublimación neta simulada (Los Leones), promedio para años normales	72
<b>Tabla 16</b>	Evapo-sublimación neta simulada (Los Leones), promedio para años húmedos	73
<b>Tabla 17</b>	Porcentaje de evapo-sublimación neta por banda de altura respecto de la precipitación caída durante el período de nieve (Los Leones)	82
<b>Tabla 18</b>	Evapo-sublimación neta mensual (Los Leones), promedio para meses de nieve	83
<b>Tabla 19</b>	Evapo-sublimación neta estacional (Los Leones), promedio para meses de nieve	83
<b>Tabla 20</b>	Evapo-sublimación neta mensual (El Teniente), promedio años simulados	91
<b>Tabla 21</b>	Evapo-sublimación neta estacional (El Teniente), promedio para meses de nieve	93
<b>Tabla 22</b>	Fórmulas clásica y modificada para la estimación de los flujos turbulentos de calor	99
<b>Tabla 23</b>	Parámetros de ajuste de evapo-sublimación mensual y coeficientes de correlación	105
<b>Tabla 24</b>	Antecedentes de estudios relacionados	109
<b>Tabla 25</b>	Comparación con tasas de evapotranspiración potencial (Los Leones)	111
<b>Tabla 26</b>	Comparación con tasas de evapotranspiración potencial (El Teniente)	111

# ÍNDICE DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>	
<b>Figura 1</b>	Expresiones propuestas para capacidad de retención de agua líquida	10
<b>Figura 2</b>	Radiación directa y difusa sobre una superficie inclinada	16
<b>Figura 3</b>	Emisividad del aire bajo cielos claros	20
<b>Figura 4</b>	Amplificación de la emisividad atmosférica por efecto de la nubosidad	22
<b>Figura 5</b>	Ajuste por estabilidad atmosférica, atmósfera inestable	36
<b>Figura 6</b>	Ajuste por estabilidad atmosférica, atmósfera estable	36
<b>Figura 7</b>	Correlación evapo-sublimación neta anual según métodos aerodinámico simplificado y del perfil aerodinámico en base a mediciones en el territorio de Groenlandia	41
<b>Figura 8</b>	Esquema de decisión del modelo para determinar proceso de transferencia	57
<b>Figura 9</b>	Balance másico año 1988, cota 2400 msnm (Los Leones)	75
<b>Figura 10</b>	Balance másico año 1988, cota 3200 msnm (Los Leones)	75
<b>Figura 11</b>	Balance másico año 1988, cota 4000 msnm (Los Leones)	76
<b>Figura 12</b>	Balance másico año 1988, cota 4800 msnm (Los Leones)	76
<b>Figura 13</b>	Balance másico año 1993, cota 2400 msnm (Los Leones)	77
<b>Figura 14</b>	Balance másico año 1993, cota 3200 msnm (Los Leones)	77
<b>Figura 15</b>	Balance másico año 1993, cota 4000 msnm (Los Leones)	78
<b>Figura 16</b>	Balance másico año 1993, cota 4800 msnm (Los Leones)	78
<b>Figura 17</b>	Balance másico año 1991, cota 2400 msnm (Los Leones)	79
<b>Figura 18</b>	Balance másico año 1991, cota 3200 msnm (Los Leones)	79
<b>Figura 19</b>	Balance másico año 1991, cota 4000 msnm (Los Leones)	80
<b>Figura 20</b>	Balance másico año 1991, cota 4800 msnm (Los Leones)	80
<b>Figura 21</b>	Porcentaje de evapo-sublimación neta por banda de altura respecto de la precipitación caída durante el período de nieve	81
<b>Figura 22</b>	Evapo-sublimación neta estacional (Los Leones), promedio para meses de nieve	84
<b>Figura 23</b>	Evapo-sublimación potencial simulada año 1993, cota 3200 msnm (Los Leones)	86
<b>Figura 24</b>	Evapo-sublimación neta anual simulada, promedio para años secos (Los Leones)	87
<b>Figura 25</b>	Evapo-sublimación neta anual simulada, promedio para años normales (Los Leones)	88
<b>Figura 26</b>	Evapo-sublimación neta anual simulada, promedio para años húmedos (Los Leones)	88

<b>Figura 27</b>	Correlación evapo-sublimación neta anual v/s orientación del terreno (Los Leones)	<b>90</b>
<b>Figura 28</b>	Correlación evapo-sublimación neta anual v/s pendiente del terreno (Los Leones)	<b>90</b>
<b>Figura 29</b>	Evapo-sublimación neta anual promedio años simulados (El Teniente)	<b>92</b>
<b>Figura 30</b>	Evapo-sublimación neta estacional (El Teniente), promedio para meses de nieve	<b>93</b>
<b>Figura 31</b>	Correlación evapo-sublimación v/s T° media diaria, cota 2800 msnm (Los Leones)	<b>96</b>
<b>Figura 32</b>	Correlación evapo-sublimación v/s H% media diaria, cota 2800 msnm (Los Leones)	<b>96</b>
<b>Figura 33</b>	Correlación evapo-sublimación v/s velocidad del viento, cota 2800 msnm (Los Leones)	<b>96</b>
<b>Figura 34</b>	Correlación evapo-sublimación v/s T° media diaria, cota 4000 msnm (Los Leones)	<b>97</b>
<b>Figura 35</b>	Correlación evapo-sublimación v/s H% media diaria, cota 4000 msnm (Los Leones)	<b>97</b>
<b>Figura 36</b>	Correlación evapo-sublimación v/s velocidad del viento, cota 4000 msnm (Los Leones)	<b>97</b>
<b>Figura 37</b>	Análisis de sensibilidad, parámetro rugosidad de la nieve $z_0$	<b>99</b>
<b>Figura 38</b>	Análisis de sensibilidad, formulaciones clásica y modificada de flujos turbulentos	<b>100</b>
<b>Figura 39</b>	Análisis de sensibilidad, parámetro gradiente térmico $\Gamma$	<b>101</b>
<b>Figura 40</b>	Análisis de sensibilidad, funciones de estabilidad $\Phi_m, \Phi_h, \Phi_w$	<b>102</b>
<b>Figura 41</b>	Ajuste de evapo-sublimación mensual, meses de nieve período Abril-Septiembre	<b>106</b>
<b>Figura 42</b>	Ajuste de evapo-sublimación mensual, meses de nieve período Octubre-Marzo	<b>106</b>
<b>Figura 43</b>	Comparación con valores mensuales de evapo-sublimación publicados	<b>109</b>

