

积雪温度和深度变化特征分析

Analysis of Snow Cover Temperature and Depth with Data from Weather Stations

娄伟平/LOU Wei-ping¹, 吴利红/WU Li-hong², 赵慧娟/ZHAO Hui-juan³, 邓盛蓉/DENG Sheng-rong¹, 潘定邦/PAN Ding-bang¹

1. 浙江省新昌县气象局, 浙江新昌 312500
2. 浙江省气候中心, 杭州 310002
3. 浙江省绍兴市气象局, 浙江绍兴 312000

1. Xinchang Meteorological Bureau, Xinchang 312500, Zhejiang Province, China
2. Zhejiang Climate Center, Hangzhou 310002, China
3. Shaoxing Meteorological Bureau, Shaoxing 312000, Zhejiang Province, China

[摘要] 根据能量守恒原理, 考虑太阳短波辐射、大气和地面的长波辐射、潜能、感热传输以及下垫面的热传导等能量之间的平衡, 并考虑雪层中的温度分布, 建立了一种应用气象站观测数据进行积雪表面温度和深度预测的模型。应用浙江省新昌县气象站 2004 年 12 月 30 日 19 时到 2005 年 1 月 2 日 20 时、2005 年 3 月 12 日 19 时到 3 月 13 日 10 时逐时的各气象要素资料进行模拟分析, 并与该时段内所测得的积雪表面温度和深度进行对比, 发现日落后到日出前积雪表面温度预测值和实测值误差在 1.5 °C 以内; 在日出到日落之间用于雪面温度观测的水银温度计受太阳辐射直接照射影响, 读数明显偏大, 并出现正值; 积雪深度预测值和实测值误差在 2 cm 以内。因此, 该模型对积雪表面最低温度和积雪深度预测具有较好的应用价值。

[关键词] 能量守恒; 积雪; 温度; 深度; 气象观测资料

[中图分类号] P47

[文献标识码] A

[文章编号] 1000-7857(2006)09-0032-04

Abstract: According to the principle of conservation of energy, and having considered solar-wave radiation, atmospheric and ground long-wave radiation, latent heat flux, sensible heat flux and heat conduction of ground, and the temperature distributing in snow cover, a forecasting model for snow cover temperature and depth with data from weather stations was established. The daily observation data of weather stations, Xinchang, Zhejiang (from December 30, 2004 to January 2, 2005 and from March 12, 2005 to March 13, 2005) has been used in the validation of the model. Results showed that from sundown to sunrise, the snow surface temperature forecast value and the actual value error was less than 1.5 °C; from sunrise to sundown, the observation of snow surface temperature was higher than prediction, and sometime was higher than 0 °C owing to mercury thermometer illuminated by sunlight. The biggest error for the snow cover depth was less than 2 cm. So the model is practically useful for forecasting snow surface minimum temperature and snow cover depth.

Key Words: energy balance; snow; temperature; cover depth; data from weather station; forecasting

CLC Number: P47

Document Code: A

Article ID: 1000-7857(2006)09-0032-04

1 引言

雪覆盖层是一类特殊而又十分重要的下垫面。积雪的温度特性和融雪量的预测对军事、交通、水文、气象、农作物生长、环境监测及遥感等领域都具有重要作用。20 世纪 70 年代以来, 各国气象、水文学家开展了用于水文、气候研究的积雪模型研究。Anderson^[1]等发展了详细考虑积雪本身变化过程的、用于水文学研究的复杂积雪模型; Loth^[2]、孙菽芬^[3]、陈海山^[4]等从气候研究角度出发在复杂积雪模型的基础上建立了中等复杂程度的复杂积雪模型。在这些用于水文气候研究的模型中, 雪覆盖层以中高纬度的积雪作为研究对象, 积雪层有一定的厚度, 并可延续 2~3 个月

以上。构建模型时仔细考虑了雪盖内部质量及能量平衡, 相变过程以及与大气的相互作用, 边界资料需包含的积雪深度、积雪水当量、积雪密度、表面温度、下垫面物理性质, 以及每 1 h 的气象观测资料等积雪观测站提供的详细积雪和气象观测资料。如 SAST^[5]、CLSM^[6]模型检验应用了法国 Colde Porte 积雪观测站的资料集。为了利用日常气象观测数据预测融雪量, Kondo^[7]提出了一种基于雪覆盖层热平衡方程的简单模型, 在此模型中, 假设了雪层最下方的温度恒为 0 °C, 同时假定雪层内部由底部到表面的温度变化是线性的, 这种假设可以简化雪层融雪量的计算, 但用于雪面温度和积雪深度预测会带来较大的误差。

收稿日期: 2006-06-20

作者简介: 娄伟平, 男, 浙江省新昌县城关镇人民西路 139 号新昌县气象局, 工程师, 主要从事应用气象研究工作;

E-mail: xclwp@163.com

积雪层温度和深度变化是积雪层净热辐射通量决定的,而积雪层的净热辐射通量是太阳和地球辐射通量之和。若不考虑外界因素对积雪表面的影响,应用能量守恒方法,即考虑太阳短波辐射、大气和地面的长波辐射(辐射)以及潜热、感热传输等能量之间的平衡,可以利用日常气象观测数据建立积雪层温度和深度变化的预报方法。

2 积雪层的能量平衡

2.1 能量平衡方程

根据能量平衡原理,在垂直方向一维条件下,积雪层中每一层的能量平衡方程必须满足如下条件,即进入每一层的净能量通量等于雪层内温度的变化。取Z坐标方向向下,单位面积(1×1 m²)积雪表面的能量平衡方程为:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} dz + \rho \mu \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} + G + G_R \quad (1)$$

在积雪层内:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) + G - \rho \mu \frac{\partial \Phi}{\partial t} \right) \quad (2)$$

在积雪底层:

$$c \frac{\partial T}{\partial t} dz + \rho \mu \frac{\partial \Phi}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=d} + G + \lambda_b \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=d} \quad (3)$$

式中: $\left(\lambda \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right) \right)$ 为积雪层的热传导, G 为源/汇项热通量, $c \frac{\partial T}{\partial t} dz$ 为温度升高所需的热量, $\rho \mu \frac{\partial \Phi}{\partial t}$ 为融化雪所需的潜热, $\lambda_b \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=d}$ 为土壤的热传导, G_R 为降水带来的能量。z 为从积雪表面向下计算的积雪层高度(m), T 为雪层温度(°C), t 为时间(s), ρ 为雪层密度(kg·m⁻³), d 为雪层深度(m), μ 为冰的融化潜热(3.35 × 10⁵ J·kg⁻¹), Φ 为融化雪层深度(m), λ_b 为雪层下垫面的导热系数。

方程(1)、(2)、(3)中有2个未知数 T、Φ, 必须补充一个附加的物理条件使解唯一, 即: T=0, Φ≥0; T<0, Φ=0^[9]。

2.2 方程中源/汇项热通量和参数的确定

2.2.1 方程中源/汇项热通量的确定

1) 在雪层内部:

$$G = (1 - \alpha) R \left[\exp(-\lambda_b z) - \int_{z+1}^d \exp(-\lambda_b z) dz \right] \quad (4)$$

式中 α 为雪面反照率, R 为太阳短波辐射(R 的计算见文献[6]), λ_b 为太阳短波辐射穿过积雪时的消光系数, 由下式计算^[1]:

$$\lambda_b = C_\lambda (\rho \rho_w) d^{-\frac{1}{2}} \quad (5)$$

式中 C_λ 为经验系数(480), ρ_w 为水的密度(1.0 × 10³ kg·m⁻³)。

2) 在积雪表面:

$$G = (1 - \alpha) R \left[1 - \int_1^d \exp(-\lambda_b z) dz \right] + L \downarrow - L \uparrow + H + LE \quad (6)$$

L ↓ - L ↑ 为净长波辐射, H 为感热交换项, LE 为潜热交换项。L ↓ 的计算见文献[6]。雪面的长波辐射 L ↑ 计算式为^[7]:

$$L \uparrow = \sigma (T + 273.16)^4 \cdot \varepsilon_s + (1 - \varepsilon_s) L \downarrow \quad (7)$$

σ 为 Stefan-Boltzmann 常数 (5.669 7 × 10⁻⁸ J·s⁻¹·m⁻²·°K⁻⁴)、ε_s 为雪面辐射率(0.97)^[9]。

感热、潜热交换项计算式为^[9]:

$$H = \rho C_p \frac{P}{P_0} \frac{k^2 v (T_a - T)}{\ln \left(\frac{Z_m}{Z_{0m}} \right) \ln \left(\frac{Z_v}{Z_{0v}} \right)} \quad (8)$$

$$LE = 0.623 L_v \rho \frac{P}{P_0} \frac{k^2 v (e_a - e_s)}{\ln \left(\frac{Z_m}{Z_{0m}} \right) \ln \left(\frac{Z_v}{Z_{0v}} \right)} \quad (9)$$

式中 ρ 为近地面空气密度 (1.29 kg·m⁻³), C_p 为空气比热 (1.01 × 10³ J·kg⁻¹·°K⁻¹), P、T_a、v、e_a 分别为大气气压、气温、风速、水汽压, P₀ 为标准大气压 (1 013 hPa), k 为 von Karman 常数(0.4), L_v 为凝结潜热 (2.514 × 10⁶ J·kg⁻¹), e_s 为雪面饱和水汽压, Z_m 为风速观测高度(10 m), Z_v 为百叶箱内仪器观测高度(1.5 m), Z_{0m}、Z_{0v} 分别为由下垫面的粗糙度决定的高度值(Z_{0m} ≈ Z_{0v} ≈ 0.1 × 10⁻³ m), Z_{0m} 表示此高度处的风速为 0 m·s⁻¹, Z_{0v}、Z_{0v} 表示此高度处的温度、水汽压等于下垫面的温度、水汽压值。

2.2.2 方程中参数的确定

积雪的平均体积热容 c 为^[3]:

$$c = 1.9 \times 10^6 \frac{\rho}{\rho_i} \quad (10)$$

ρ_i 为冰的比重。

雪层的导热系数 λ 为^[1]:

$$\lambda = a_\lambda + b_\lambda \left(\frac{\rho}{\rho_w} \right)^{c_\lambda} \quad (11)$$

a_λ、b_λ、c_λ 分别为 0.021 J·s⁻¹·m⁻¹·°K⁻¹、2.51 J·s⁻¹·m⁻¹·°K⁻¹、2.0, ρ_w 为水的密度(1.0 × 10³ kg·m⁻³)。

雪层下垫面为土壤时, 导热系数 λ_b 由下式计算^[10]:

$$\lambda_b = 1.3 \times 10^{-8} u_g^{1.1} p_g^{1.95} \quad (12)$$

u_g 为土壤含水率, p_g 为干土密度。

3 积雪温度和深度模拟

浙江省各级气象台站在 2002 年年底建成了地面气象自动观测站, 按国家气象局规定, 每天 20 时进行一次人工观测, 有积雪时人工量取积雪深度。由于积雪时人工观测 0 cm 地温表置于雪面观测, 读数表示雪面温度值, 而自动观测站的地温观测部分同无积雪时一样进行, 即自动观测站的 0 cm 地面温度值表示积雪底部土壤表面温度值。

3.1 雪面温度和深度模拟

试验在浙江省新昌县气象站(N 29°31′E 120°53′; 海拔 106 m) 进行, 2004 年 12 月 27 日在地温场东部划定一块 2 m × 2 m 的裸地。在 2004 年 12 月 30 日 08 时至 22 时、2004 年 12 月 31 日到 2005 年 1 月 2 日每天的 05 时至 22 时、2005 年 3 月 12 日 14 时到 22 时、2005 年 3 月 13 日 05 时到 10 时, 按《地面气象观测规范》要求人工观测雪面温度和积雪深度(在观测点积雪消融时停止)。

在预测计算过程中, 取计算时间步长为 1 h, 即: 应用 1 h 1 次的气象要素实况观测资料作为预报计算的气象要素场资料。以降雪停止时的雪深作为计算未来雪深的初始值, 以 20 时雪面温度观测值作为计算未来 24 h 雪面温度的初始值, 从 20 时开始, 每时次的预测值又作为下一时次的起始值。雪层划分以 5.0 m × 10⁻³ m 作为一层^[9], 在 2004 年 12 月 30 日 08 时至 19 时、2005 年 3 月 12 日 14 时到 19 时降雪期间, 雪面 0 cm 温度表读数保持在 0.2 ± 0.1 °C, 因此假定 19 时雪面和积雪中各层温度为 0 °C 并作为起始值。计算时取 α 为 0.80^[11], λ_b 为 0.28 J·s⁻¹·m⁻¹·°K⁻¹, ρ 为 80 kg·m⁻³。

表 1 列出了 2004 年 12 月 30 日 21 时到 2005 年 1 月 2 日 22 时及 2005 年 3 月 12 日 21 时到 3 月 13 日 10 时雪面温度和深度的预测值、实测值(23 时到 04 时未进行实测)。从表 1 和 2004 年 12 月 31 日 5 时到 22 时、3 月 13 日 5 时到 10 时雪面温度预测值和实测值随时间变化对比图(图 1) 可以看到: 在 17 时后、07 时前(日落后到日出前), 雪面温度预测值与实测值之间的最大误差绝对值 < 1.5 °C; 07 时-17 时(日出后到日落前) 实测值比

表 1 积雪表面温度和深度的预测值、实测值
Tbl. 1 The prediction and observation of snow surface temperature and depth

时间	2004 年 12 月 31 日				2005 年 1 月 1 日				2005 年 1 月 2 日				2005 年 3 月 13 日			
	预测值		实测值		预测值		实测值		预测值		实测值		预测值		实测值	
	温度	深度	温度	深度	温度	深度	温度	深度	温度	深度	温度	深度	温度	深度	温度	深度
21	-2.4	11	-2.2	11	-5.2	8	-5.0	7	-4.3	4	-3.9	3	-3.7	7	-3.0	6
22	-3.1	11	-3.1	11	-6.1	8	-5.8	7	-5.4	4	-4.7	3	-4.1	6	-3.6	6
5	-8.0	10	-7.9	10	-9.9	7	-9.7	6	-10.5	4	-9.4	3	-7.1	5	-6.7	5
6	-8.3	10	-8.7	10	-10.4	7	-10.1	6	-11.2	4	-10.2	3	-7.7	4	-7.2	5
7	-8.7	10	-10.0	10	-10.9	7	-10.5	6	-11.6	4	-10.6	3	-7.9	4	-7.5	5
8	-8.7	10	-8.5	9	-10.9	7	-8.7	6	-11.5	4	-7.9	3	-5.4	4	-2.0	4
9	-7.6	10	-4.0	9	-10.0	7	-5.2	6	-10.5	4	-5.4	3	-0.9	4	4.0	3
10	-5.7	10	-0.8	9	-8.1	7	-1.9	6	-8.7	4	-2.5	3	0.0	1	7.6	1
11	-3.6	10	1.7	9	-5.4	7	2.2	6	-6.2	4	1.7	3				
12	-1.5	10	3.4	9	-2.9	7	3.8	6	-3.6	4	4.2	2				
13	0.0	10	4.9	8	-0.7	7	5.2	5	-1.0	4	6.4	2				
14	0.0	9	5.4	7	0.0	5	6.1	5	0.0	3	8.7	2				
15	0.0	8	3.9	7	0.0	5	6.3	4	0.0	2	9.1	1				
16	0.0	8	2.0	7	0.0	4	4.2	3	0.0	1	7.1	1				
17	-1.1	8	-0.9	7	-0.7	4	1.5	3	0.0	1	4.3	1				
18	-2.6	8	-2.1	7	-2.1	4	-1.0	3	-0.7	1	0.5	0				
19	-3.9	8	-3.3	7	-3.4	4	-2.0	3	-1.5	1	-1.2	0				
20	-4.8	8	-4.0	7	-4.6	4	-3.2	3	-2.4	1	-2.0	0				

注: 表中温度单位为 $^{\circ}\text{C}$; 深度单位为 cm 。

预测值偏高, 最大误差达 9.1 $^{\circ}\text{C}$ 。其中雪面温度实测值在 07 时后迅速升高, 如 12 月 31 日 11 - 17 时大于 0 $^{\circ}\text{C}$, 并在 15 时达到最高值 6.3 $^{\circ}\text{C}$ 。这是因为雪面温度观测采用水银柱温度表, 日出后水银柱温度表在太阳辐射直接照射下, 吸收太阳辐射而导致温度读数迅速升高, 因此温度读数不能代表真正的雪面温度。

积雪深度预测值和实测值之间的最大误差绝对值 $\leq 2 \text{ cm}$, 预测值 $\geq$ 实测值, 这是因为本模型中假设温度 0 $^{\circ}\text{C}$ 时才发生融雪现象, 而 Kuhn^[3]研究表明温度 -10 $^{\circ}\text{C}$ 时也会发生融雪现象。在白天和夜间均存在积雪深度变化过程, 表明存在融雪现象。气象资料的分析表明, 新昌县气象站在积雪覆盖期间 20 cm 地温值在 4.7 以上, 0 cm 地温值(自动站观测数据)由于观测部位部分被土覆盖, 在 0.3 以上, 表明积雪底部由于下垫面的热传导, 始终存在融雪过程。

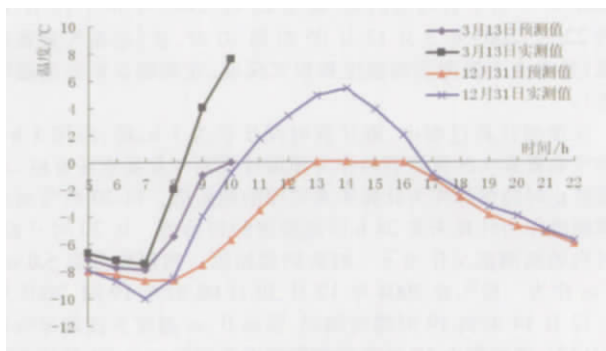


图 1 雪面温度变化图

Fig. 1 The variation of snow surface temperature

图 2 是气温、风速、水汽压、雪面温度变化图。由图 2 可见, 气温不是决定雪面温度和雪面融雪量的唯一条件, 在气温低于 0 时雪面也会出现融雪。风速影响雪面温度和气温的差值, 风速小时二者差值大, 风速大时二者差值小。图 3 给出了不同时刻雪层内部温度随深度变化图, 由图可看出, 在雪层较深处, 温度随深度变化近似于线性关系且变幅小, 在接近积雪表面 3 cm 到积雪表面, 这种线性近似关系不成立, 且在不同时刻温度随深度变化关

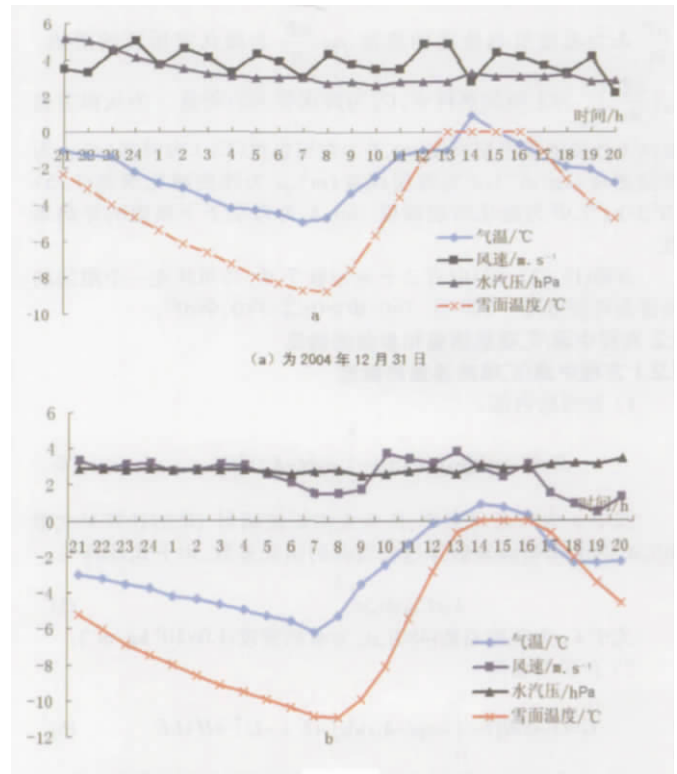


图 2 气温、风速、水汽压、雪面温度变化图

Fig. 2 The variation of air temperature, wind speed, squirt gun and snow surface temperature

系不同。因此, 模拟积雪温度和融雪量时, 不能简单地把雪层内部温度随深度变化看成线性关系, 应从能量平衡原理出发, 确定雪层内部的温度分布及对积雪表面温度和融雪量的影响, 同时雪层划分不能像用于气候模式研究那样, 简单地划分为 2~3 层^[3], 应根据雪层内部温度变化特性划分为多层。

3.2 反照率和下垫面导热参数对雪深的影响

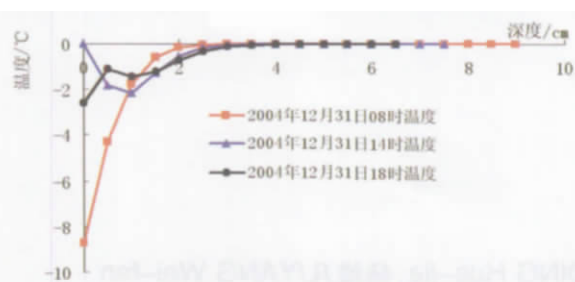


图3 不同时刻雪层内部温度变化模拟图
Fig. 3 The variation simulation of snow cover temperature on different times

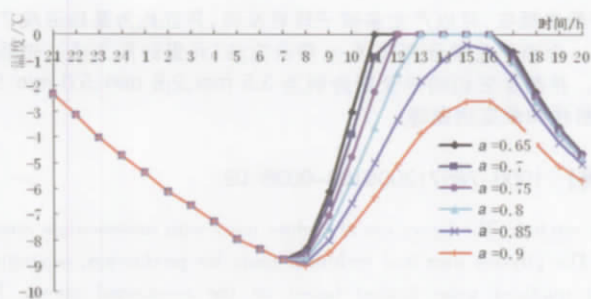


图4 不同反照率对雪面温度的影响(2004年12月31日)
Fig. 4 Effect of different albedo on snow surface temperature

表2 不同反照率的积雪深度拟合
Tbl. 2 Simulation of snow depth on different albedos

	2004年12月31日			2005年1月1日			2005年1月2日		
	08时	14时	20时	08时	14时	20时	08时	14时	20时
$\alpha=0.65$	10	3	0	无积雪					
$\alpha=0.7$	10	5	3	2	无积雪				
$\alpha=0.75$	10	7	6	5	2	0	无积雪		
$\alpha=0.8$	10	9	8	7	5	4	4	3	1
$\alpha=0.85$	10	10	9	9	8	8	7	7	6
$\alpha=0.9$	10	10	9	9	8	8	7	7	6

注:表中积雪深度单位为 cm

表3 不同 λ_g 的积雪深度拟合
Tbl. 3 Simulation of snow depth on different heat conductivities

	2004年12月31日			2005年1月1日			2005年1月2日		
	08时	14时	20时	08时	14时	20时	08时	14时	20时
$\lambda_g=1.5$	6	3	无积雪						
$\lambda_g=0.10$	8	5	3	0	无积雪				
$\lambda_g=0.5$	9	9	7	5	3	2	0	无积雪	
$\lambda_g=0.28$	10	9	8	7	5	4	7	5	4
$\lambda_g=0.1$	11	10	9	9	7	6	6	5	4
$\lambda_g=0.05$	11	10	9	9	8	7	7	6	4

注:表中积雪深度单位为 cm

雪面吸收的太阳辐射和下垫面热传导是影响南方积雪消融的主要因子。但雪面太阳短波辐射反照率是一个经验系数,其值

受雪面状况决定,因此,本文对模型在不同太阳短波辐射反照率($\alpha=0.9, 0.85, 0.8, 0.75, 0.7, 0.65$)下的敏感性进行了试验,结果见图4和表2。不同反照率通过影响积雪吸收的太阳辐射,使积雪表面温度和融雪量相差较大:在2004年12月30日到2005年1月2日这次积雪过程中, $\alpha=0.65$ 时积雪表面在11h就进入融雪状态,积雪只维持了1天; $\alpha=0.85$ 时积雪表面温度在0以下,积雪融化靠下垫面的热传导,积雪维持时间较长。因此,通过积雪表面撒煤灰等方法降低反照率,可促使积雪融化。

不同下垫面的导热系数不同,影响雪层底部的热传导,从而影响雪层底部的积雪融化量。取雪层下面20cm厚的下垫面导热系数 $\lambda_g=1.5$ (水泥混凝土)、1.0、0.5、0.28、0.1、0.05 $\text{J}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}\cdot^\circ\text{C}^{-1}$ 进行了试验,结果见表3。 $\lambda_g\geq 0.5$ 时,积雪深度随 λ_g 变化较大,表明此时下垫面的热传导是影响积雪深度的主导因子; $\lambda_g<0.5$ 时,积雪深度随 λ_g 变化小,此时积雪深度主要受吸收的太阳辐射影响。

4 小结与讨论

1) 应用能量守恒原理,考虑各种能量之间的平衡和积雪层中的温度变化特性、下垫面特性,可以应用气象站常规气象资料建立积雪温度和深度预测模型。

2) 模型对积雪深度和日落后到日出前的雪面温度预测值接近实测值,可用于军事、交通、水文、气象、农业、环境监测及遥感等领域积雪变化过程的模拟和预测。

3) 有日照时,雪面温度预测值和实测值偏差较大,主要是因为目前气象站还缺少专门的积雪温度观测仪器,水银温度表受太阳辐射直接照射时读数受影响。对历史资料中有积雪时0cm地温资料的应用必须考虑这种影响,并进行订正。

4) 自然条件下,积雪深度变化由太阳短波辐射和积雪层下的下垫面性质决定。降低太阳辐射的反照率可促使积雪融化,下垫面导热系数小时,积雪融化速率由吸收的太阳辐射决定。

参考文献(References)

- [1] ANDERSON E A. A point energy and mass balance model of a snow cover [R]. NOAA Technical Report NWS, 19, Office of Hydrology. National Weather Service, Silver Spring, MD, 1976:150.
- [2] LOTH B, GRAF H F. Snow cover model for global climate simulation[J]. Journal of Geophys Res, 1993,8(D6): 10451- 10464.
- [3] 孙菽芬,李敬阳.用于气候研究的雪盖模型参数化方案敏感性研究[J].大气科学,2002,26(4):558- 576.
- [4] 陈海山,孙照渤.积雪季节变化特征的数值模拟及其敏感性试验[J].气象学报,2004,62(3):269- 284.
- [5] KONDO J, YAMAZAKI T. A prediction model for snowmelt, snow surface temperature and freezing depth using a heat balance method[J]. Journal of Applied Meteorology, 1990, 29(5): 375- 384.
- [6] 刘照明,喻迎春,雷桂莲,等.应用辐射平衡原理计算夏季水泥路面温度[J].应用气象学报,2004,15(5):623- 628.
- [7] KOIVUSALO H, HEIKINHEIMO M, KARVONEN T. Test of a simple two-layer parameterisation to simulate the energy balance and temperature of a snow pack [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2001, 70:65- 79.
- [8] KUHN M. Micro-meteorological conditions for snow melt [J]. Journal of Glaciology, 1987, 33(113):24- 26.
- [9] GUSTAFSSON D, STÅHLI M, JANSSON P E. The surface energy balance of a snow cover: comparing measurements to two different simulation models [J]. Theoretical and Applied Climatology, 2001, 70:81- 96.
- [10] 张旭,高晓兵.华东地区土壤及土沙混合物导热系数的实验研究[J].暖通空调,2004,34(5): 83- 85.
- [11] 李崇银.气候动力学引论[M].北京:气象出版社,1995.

(责任编辑 胡春华)