

文章编号: 1000-0240(2007)03-0433-07

表碛下冰面消融模型的改进

韩海东¹, 刘时银^{2, 3}, 赧建^{1, 2}

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 寒旱区流域水文及应用生态实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 3. 中国科学院 青藏高原研究所, 北京 100085)

摘 要: 针对已有的表碛下冰面消融模型的缺点, 通过对模型算法、模型假设和模型结构等方面进行改进, 在模型的易用性和模拟精度上有了较大的提高. 科其喀尔冰川的实例研究表明, 改进模型对于表碛区不同试验点上地温的模拟是较好的, 变化趋势基本一致, 变化幅度也相当. 但也存在模拟值与实测值之间变化相位差异的突出问题, 实际操作可以通过适当的校正程序得以较好的解决. 模型中对表碛热参数的常数化处理不会产生较大的模拟误差, 此外计算开始时均一表碛温度的假设不会对表碛温度的整体模拟效果产生较大的影响. 通过地温模拟得到的冰面消融速率与利用实测表碛热通量计算的冰面消融速率的比较说明, 模型思路合理且算法可行.

关键词: 表碛; 分数微积分; 冰面消融; 科其喀尔冰川

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A

0 前言

随着人类社会经济的不断发展, 水资源短缺及由此产生的社会、经济、生活与环境等问题变得越来越突出^[1-3]. 解决这一水资源瓶颈的核心是进行水资源的合理规划、利用和配置^[4], 而深入了解水资源的产生、运移及变化机理是对水资源进行有效配置和管理的重要前提之一.

对我国西北地区广大的干旱半干旱地区来说, 冰川水资源对区域的环境、经济发展具有重要作用. 表碛覆盖是西北地区许多大陆型和亚大陆型冰川的典型特征之一, 消融区表碛的存在会减缓(或加速)冰川的消融, 从而对下游可用的冰川水资源量及其变化产生重要影响^[5]. 冰川表碛区的水文物理过程研究是冰川消融机理的重要研究课题, 对了解冰川的发展和消亡过程具有重要意义, 同时对于冰川径流的形成机理的研究和径流过程模拟方法的建立具有重要的作用.

对于表碛下冰面消融的观测和估算模拟一直以来都为人们所关注. 1960 年代以来, 许多学者就表

碛厚度变化对其下冰面消融状况的影响进行了野外观测与试验^[6-9], 野外试验结果表明: 当表碛厚度小于某一临界值时(约 20 mm), 表碛的存在会加速冰面的融化; 而当表碛厚度超过临界值后, 随着厚度的增加, 冰面消融强度会急剧减小. 同时, 数学模拟也在进行不断的研究与探索, 其中以 Nakawo *et al.*^[10-11] 建立的能量平衡模型为代表, 该模型针对薄层表碛利用辐射平衡方程进行冰面消融的估算, 结果与实测消融量有着较好的一致性. 但该模型也具有一些弊端: 1) 忽略表碛本身的储热变量, 假设表碛吸收的辐射能全部用于冰的融化. 这样的简化处理在表碛厚度 < 30 cm 时不会造成较大的计算误差, 而随着表碛厚度的增大, 地表吸收的热量在向下传递的过程中会有相当一部分被表碛层吸收, 到达并用于冰面融化的热量因此会不断减少, 此时应用简化方法进行消融量的计算必然会使估算值大大高于实际的冰川消融量; 2) 模型需要的外部变量较多. 利用辐射平衡方程进行计算时需要

收稿日期: 2006-11-02; 修订日期: 2006-12-29
基金项目: 国家自然科学基金项目(40601020; 40571034); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-301); 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所知识创新工程项目(O650448001)资助
作者简介: 韩海东(1977—), 男, 陕西合阳人. 2007 年在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所获博士学位. 主要从事寒旱区水文与水资源研究. E-mail: hhd@lzb.ac.cn

©1994-2018 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. <http://www.cnki.net>

数,这不但增加了数据观测和模型计算的复杂程度,也不利于对较大范围表碛覆盖区的冰川消融进行估算与评价.韩海东等^[12]曾针对 Nakawo 模型的缺点,以热传导理论和能量平衡原理为理论基础,利用地表温度序列、表碛厚度及表碛热属性参数等少数模型驱动参数建立了一个简单的模型,并利用西天山科其喀尔冰川的实测地温数据对模型的可靠性进行了评估.结果表明,模型对于不同厚度表碛下冰面融化热的模拟是较好的.但模型也存在许多不足的地方:1)模型以表碛层中的温度梯度变化和表碛热属性变化为分层依据,而且必须分三层进行计算,降低了模型的易用性;2)对于不同层位地温序列的模拟有较大偏差,一方面反映在实测值与模拟值存在一定的相位差,另一方面反映在相位校正后两者的绝对偏差较大.

针对原模型中存在的问题,本文仍以分数微积分求解一维热传导方程为突破口,通过地温模拟来估算表碛下的冰面消融量,对模型进行了较大改进,以提高其易用性,同时减小模拟误差.

1 模型方法

据 Sellers *et al.*^[13],垂向均质表碛的一维热传导方程为:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \kappa \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \tag{1}$$

$$T = T_0 \quad \text{for} \quad t = 0, z > 0 \tag{2}$$

$$T = T_0 \quad \text{for} \quad t > 0, z \rightarrow +\infty \tag{3}$$

式中: T 为表碛温度(K); κ 为表碛导温系数($\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$); t 为时间.一维热传导方程可以通过分数微积分方法求解^[14].根据文献[15],表碛的垂向温度梯度可以用表碛温差对时间的 1/2 阶偏导表示为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial z} T(z, t) &= \frac{-1}{\sqrt{\kappa}} \frac{\partial^{1/2}}{\partial t^{(1/2)}} [T(z, t) - T_0] \\ &= \frac{-1}{\sqrt{\pi \kappa}} \int_0^t \frac{dT(z, s)}{\sqrt{t-s}} \end{aligned} \tag{4}$$

式中: s 为积分变量.表碛热通量 $Q(z, t)$ (热量向下传输为正)可以表示为^[13]:

$$Q(z, t) = -k_s \frac{\partial}{\partial z} T(z, t) = \frac{k_s}{\sqrt{\pi \kappa}} \int_0^t \frac{dT(z, s)}{\sqrt{t-s}} \tag{5}$$

另有

$$\kappa = k_s / C_s \tag{6}$$

得到

$$Q(z) = \frac{k_s C_s}{\pi} \int_0^t \frac{dT(z, s)}{\sqrt{t-s}} \tag{7}$$

式中: k_s 为导热系数($\text{J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$); C_s 为表碛体积热容量($\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$).式(7)表明,任意深度 z 处的表碛热通量可以通过该深度处的表碛温度时间序列来求得.另外,模型假设同一层表碛的导热系数 k_s 和和表碛热容量 C_s 在计算时段内是常值.

此外,对于一个垂向上比较均一的表碛层,表碛热通量还可以通过表碛层中垂向的温度梯度来进行估算^[16]:

$$Q(z) = k_s \frac{T(z_1) - T(z)}{z - z_1} \tag{8}$$

式中: $T(z_1)$ 为深度 z_1 处的表碛温度.在 $T(z_1)$ 的时间序列和相应的表碛热属性参数已知的情况下,通过式(7)和式(8)进行迭代计算就可以得到 $T(z)$.其迭代方法如下:1)根据经验确定 $T(z)$ 的变化范围并对其进行初始化,开始迭代;2)分别对计算式(7)和式(8)中的 $Q(z)$ 进行计算;3)对计算结果进行比较,如果二者之差的绝对值大于某一个设定的小数,则对 $T(z)$ 增加(或减小)一个迭代步长返回第二步进行计算;否则,取此时的 $T(z)$ 为该时段的地温模拟值;4)在下一个计算时段中,以前一时段模拟的 $T(z)$ 为该时段 $T(z)$ 的初始值,重复步骤2)~3).

需要说明的是,因为式(7)需要至少两个相继的表碛温度序列作为输入,所以整个迭代计算实际上是从第二个计算时段开始的.对于比较厚的表碛层,为减小模拟误差,需要对其分为多层分别进行迭代计算.在给定表碛表面温度序列和表碛热属性的垂向分布后,模型就可以从表碛上层逐渐向下依次进行不同深度表碛层的温度模拟,从而获得冰面附近表碛温度的变化状况.对于靠近冰面的最下层表碛(模型假设冰面的温度为 0°C ,同时忽略冰内的热传导),利用计算的表碛温度根据式(8)即可求得层中表碛热通量,并将其作为冰面的消融热 Q_m .由此可以得到冰面的消融率 r ($\text{cm} \cdot \text{d}^{-1}$):

$$r = \frac{Q_m}{L_f \rho_i} \times 8.64 \times 10^6 \tag{9}$$

式中: L_f 为冰的单位消融热($334 \times 10^3 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$); ρ_i 为冰的密度($900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$).

必须指出,模型假设热量在表碛层中的输送是以热传导方式为主的,这与夏季对表碛温度剖面的观测是相符的^[17].而在冬季,特别是对于比较松散的表碛覆盖,由于表碛温度可能会随着深度的增加而增加,所产生的空气热浮力可能会对模拟结果造成较大的影响^[18].此外,模型假设表碛层中不存在

其他热源或热汇, 这意味着当表碛中存在冻土、冰体、洞穴或者较大的水体等热源或热汇时, 模型的模拟将会产生较大的误差.

2 模型应用

2.1 研究区与观测数据

科其喀尔冰川(图 1)位于新疆温宿县北部, 托木尔峰山汇南部, 属亚大陆型冰川. 关于科其喀尔冰川的详细叙述, 请参见文献 [5, 12, 19–20].

在科其喀尔冰川的消融区中部选取了 3 处具有不同表碛厚度的试验点进行了表碛温度剖面的测量和表碛热通量的测量. 由于缺乏观测仪器, 3 个试验点的野外观测分别在 3 个不同的时段进行: Site 1: 9 月 9~17 日, Site 2: 9 月 18~26 日, Site 3: 9 月 27 日~10 月 5 日. 试验区的表碛主要由中粗粒的花岗岩碎屑组成, 粒径 0.1~3.0 cm. 试验点的表碛厚度分别为 1.2 m (Site 1), 2.0 m (Site 2) 和 0.7 m (Site 3).

表碛温度剖面通过垂向布设的 7 个自制的温度传感器进行测量, 传感器经过实验室校正, 测量精度达到 0.02 °C. 其中一个温度传感器埋设在地表以下几毫米处来记录地表温度的变化过程. Conway *et al.*^[17] 也曾利用这种方法来进行地表温度的测

量. 其它温度传感器布置的深度见表 1. 同时, 在每个试验点地表以下约 0.5 cm 的表碛中布设一个热通量板 (CN-81, EKO) 进行表碛热通量的测量. 由于厚层表碛与薄层表碛不同, 冰面的消融量 (消融速率) 无法通过布设花杆等直接测量得到, 只能采取间接的办法来估算. 试验中在表碛和冰面的接触面附近安装了一个热通量板 (CN-81, EKO) 来测量冰面附近的垂向热通量, 同时假设该表碛热通量全部用于冰面的消融, 从而近似得到冰面的消融量. 试验中的所有传感器都连接到数据采集器 (DT600, Datataker Pty Ltd.) 进行自动记录, 数据记录每 10 s 采样一次, 每 30 min 记录一次.

因埋设传感器后对表碛产生了扰动, 其内的温度状况恢复到自然状态需要一定的时间 (通过对实测地温数据的分析, 3 个试验点的恢复时间约在 3~5 d 之间), 同时为方便模拟结果的比较, 文中对不同的试验点分别选取了连续 4 d (Site 1: 9 月 14~17 日, Site 2: 9 月 23~26 日, Site 3: 10 月 2~5 日) 的有效观测数据进行模型的计算与评估.

2.2 结果与讨论

对科其喀尔冰川消融区中部的表碛层, 因厚度较大, 可根据表碛热属性的差别分为 3 层进行分层

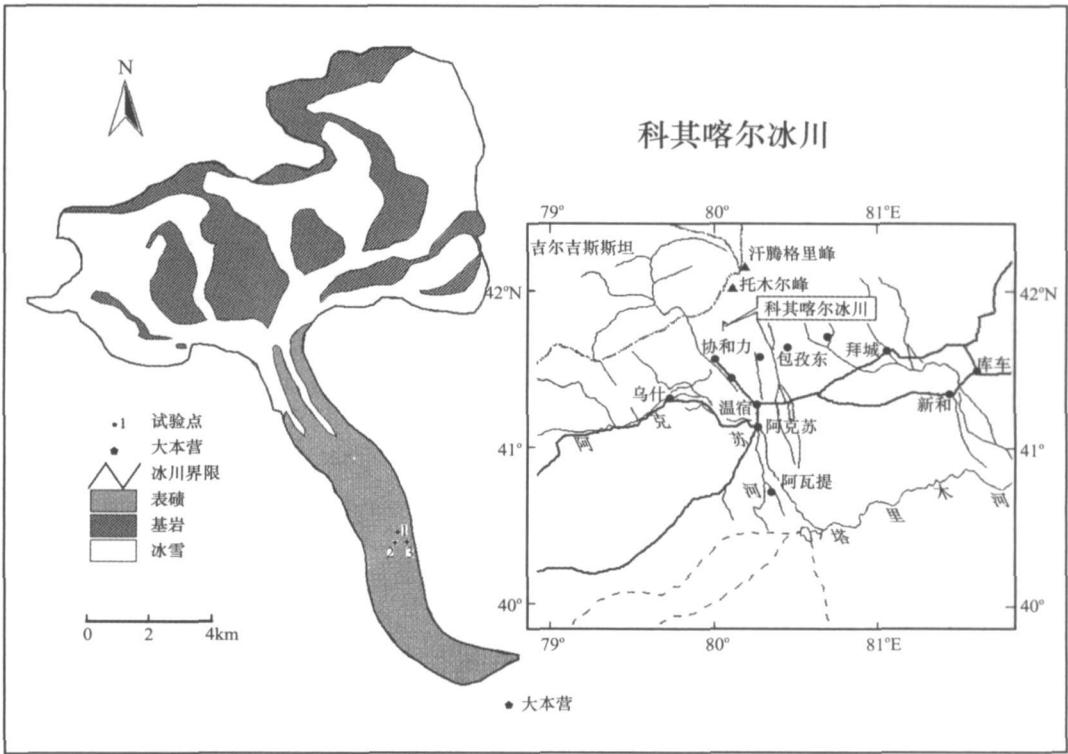


图 1 科其喀尔冰川示意图

Fig. 1 Map showing the Koxkar Glacier and its location

表 1 温度传感器布设深度一览表(m)

Table 1 The allocations of the thermistors at the three experimental sites (m)

试验点	1 #	2 #	3 #	4 #	5 #	6 #	7 #
Site 1	0	0.1	0.3	0.5	0.8	1.0	1.2
Site 2	0	0.1	0.3	0.5	1.0	1.8	2.0
Site 3	0	0.05	0.1	0.2	0.3	0.5	0.7

模拟与计算(图 2, 表 2), 计算时间步长为 30 min. 各表碛层的导热系数和表碛热容量等物理参数根据表碛的粒级组成及表碛含水量进行确定. 在已知地表温度序列 T_g 和表碛总厚度 z 的情况下, 通过合理的表碛分层, 表碛的界面温度 T_1 (深度 z_1 处)和 T_2 (深度 z_2 处)可以通过模型进行迭代求解, 并由此对冰面的消融热 Q_m 和冰面消融速率 r 进行估算.

面的温度差已发生改变, 而层中的热通量并未同步发生变化, 使得计算的通量变化超前于实测值, 这与计算的时间步长和计算垂直间隔有关. 为了考察时间步长对模拟效果的影响, 分别选择了 2 h, 6 h 和 12 h 为计算间隔对 Site 1 的 T_1 进行了模拟(图 5). 可以看到, 采用较大的时间步长来进行模拟可以消除一部分相位差, 提高模拟精度, 但是其缺点

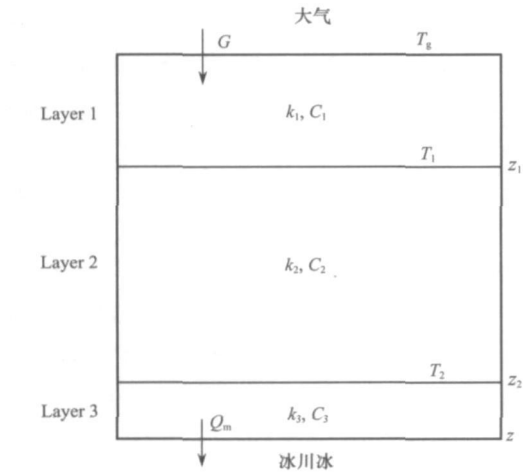


图 2 科其喀尔冰川表碛试验区的土壤分层示意图
Fig. 2 A calculation model of the three debris layers in the test site of the Koxkar Glacier

表 2 各个试验点上表碛的分层深度

Table 1 Depths of each debris layer for Site 1, Site 2 and Site 3

试验点	z_1/m	z_2/m	z/m
Site 1	0.5	1.0	1.2
Site 2	0.5	1.8	2.0
Site 3	0.3	0.5	0.7

图 3 和图 4 分别给出了不同试验点目标层表碛温度 T_1 和 T_2 模拟值和实测值的对比曲线, 对比可以看到, 表碛温度的模拟值与实测值变化趋势是完全一致的, 变化的幅度也相当, 但是二者之间存在明显的变化相位差, 且模拟值的变化要超前于实测地温的变化, 超前的幅度视表碛层深度的不同而不同. 我们认为, 这种模拟结果与实际测量值之间相位偏差的产生, 主要在于温度快速变化时表碛层界

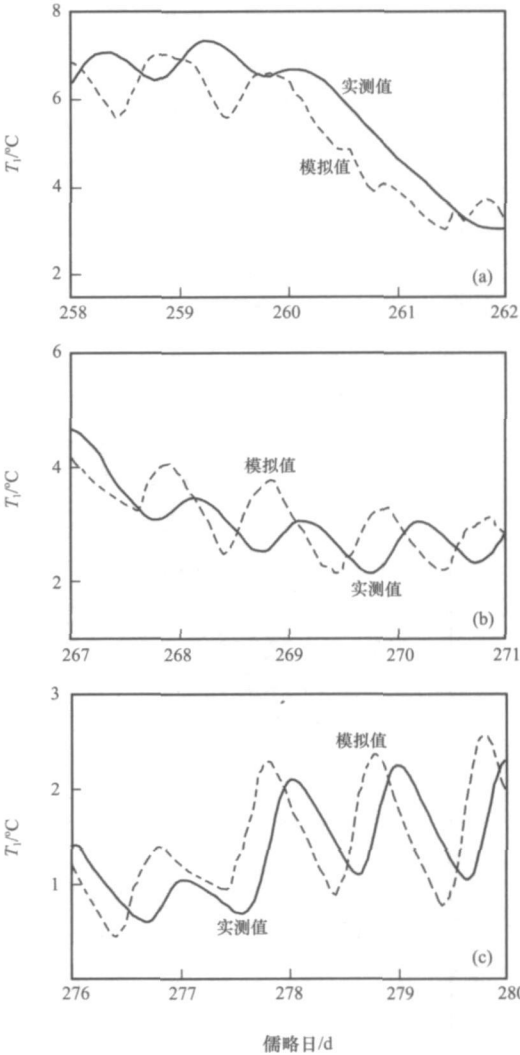


图 3 土壤温度 T_1 分别在三个试验点的模拟值与实测值的对比
a. Site 1; b. Site 2; c. Site 3

Fig. 3 The simulated (broken lines) and observed (solid lines) debris temperatures T_1 at the three test sites

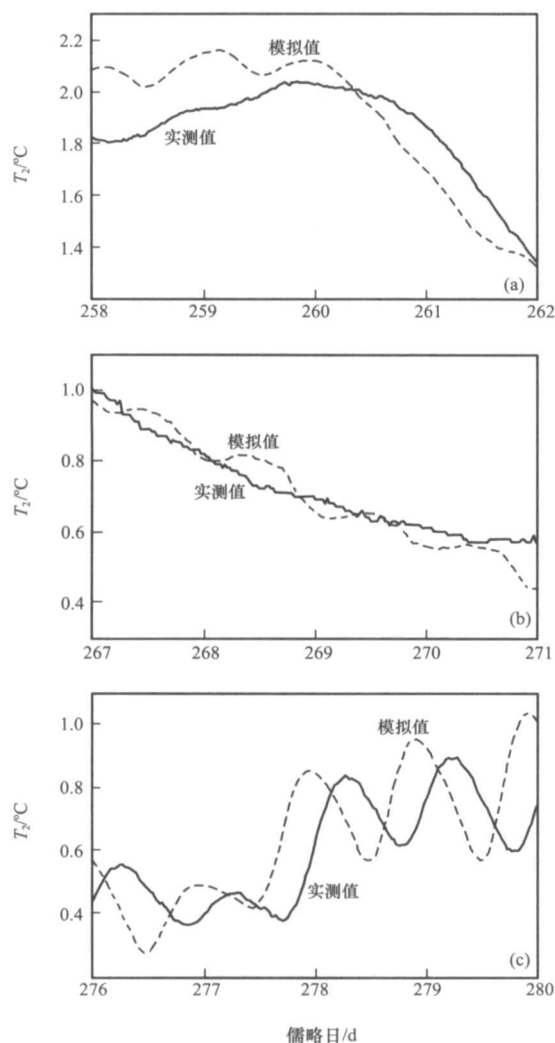


图4 土壤温度 T_2 分别在三个试验点的模拟值与实测值的对比

a. Site 1; b. Site 2; c. Site 3

Fig. 4 The simulated (broken lines) and observed (solid lines) debris temperatures T_2 at the three test sites

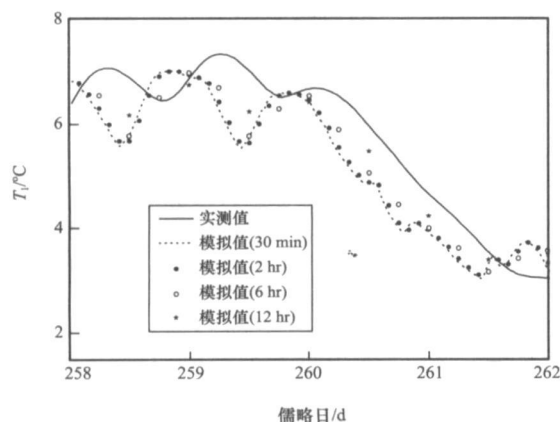


图5 不同计算步长对 T_1 模拟效果的影响(以 Site1 为例)

Fig. 5 Curves T_1 , observed and simulated with different time steps in Site 1

也很明显,即不能较为细致地扑捉到温度的日变化过程.此外,在垂向上较为细致的划分表碛层的间隔在理论上也可以有效的消除模拟相位差,但是整个模拟过程会因此变得非常繁杂,同时计算的累积误差也会相应增大.实际解决的方法是通过在校正期内模拟值与实测值之间的相位分析,确定两者之间的相位差,然后在其后的模拟时段内利用该相位差进行模拟值的相位校正,以减小模拟误差,保证较好的模拟精度.

除了垂向温度的相位差会对模拟结果产生较大影响外,利用分数微积分方法求解表碛热通量的过程也会对最终的模拟效果产生一定的影响.通过式(7)看到,分数微积分方法在一维热传导方程中的应用使得同一深度处的地温时间序列与表碛热通量建立了对应的关系,而这种关系的建立是基于两点假设:1)计算时间段内表碛的热属性参数是不变的;2)在计算开始时,表碛层内的温度是均一的,既不存在热量的垂向输送.显然,这两点假设都是不符合实际情况的,因为表碛的导热系数和表碛热容量等会随着表碛温度和表碛含水量等的变化而变化,同时在自然条件下,表碛(或其它表碛)层中总是会存在一定的温度梯度.然而,Wang *et al.*^[15]在利用该方法进行地热通量的模拟分析中指出,这两点假设不会对模拟结果产生较大的影响.在本试验中,我们通过模拟过程中不同参数模拟结果的对比分析以及模拟值与实测地温的比较也表明,对同一层表碛的不同计算时段取相同的表碛热参数不会产生较大的模拟误差,同时计算开始时均一表碛温度的假设不会对表碛温度的整体模拟效果产生较大的影响.

此外,表碛温度的观测误差也会对模拟效果产生影响.温度传感器的实验室标定精度为 $0.02\text{ }^{\circ}\text{C}$,但在野外实践中,由于环境温度变化和供电电流不稳定等原因,实际精度往往达不到实验室精度^[21],特别是在冰面附近,实际的表碛温度较低且变化缓慢,而电流本身的脉动有可能造成测量值发生较大波动,从而偏离实际值.

图6给出了模拟的表碛下冰面的消融速率和通过实测表碛热通量计算的冰面消融速率的变化曲线.为便于比较,二者之间已经进行了相位校正.图6表明,模拟的冰面消融速率的日变化与实测的冰面消融变化是相符的.需要注意的是,消融速率的“实测值”是通过冰面附近表碛热通量的测量得到的估算值,虽然不能代表实际的消融速率,但能够反映出冰面消融强弱的变化及其变化范围.可以看

到,模型模拟的冰面消融量与热通量监测勾勒出的消融量变化是一致的。因此不论是在表碛下冰面消融的点上评估还是在表碛区冰川融水的区域性估算,该模型的应用都具有实际的意义。

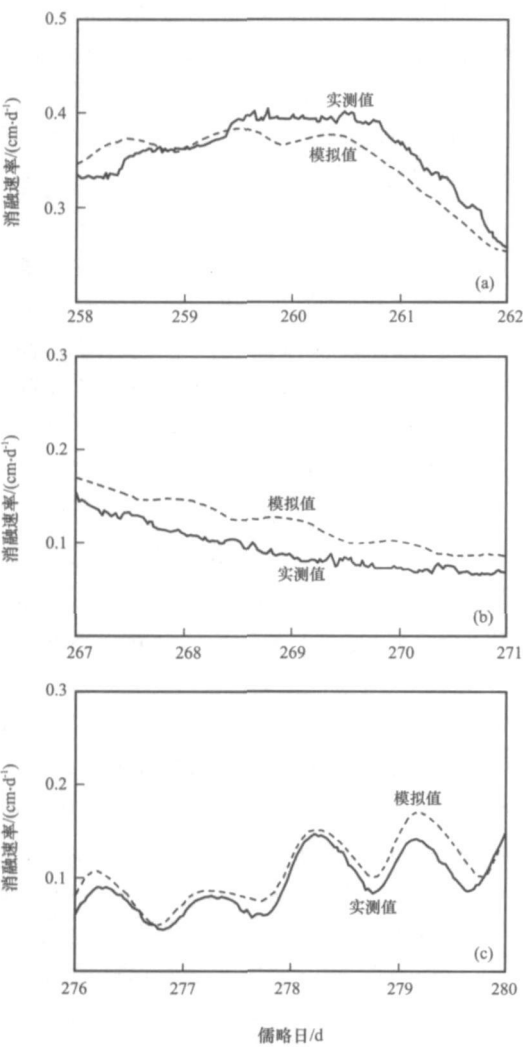


图6 冰面消融率 r 的模拟值与实测值的对比(相位校正后)

a. Site 1; b. Site 2; c. Site 3

Fig.6 Simulated (broken lines) and observed (solid lines) ice ablation rates r at the three test sites (phase shift has been removed)

3 结论

针对原有的表碛下冰面消融模型的缺点,通过对模型算法、模型假设和模型结构等方面进行改进,在模型的易用性和模拟精度上有了较大的提高。科其喀尔冰川的实例研究表明,改进模型对于表碛区不同试验点上地温的模拟是较好的,模拟值与实测值的变化趋势是一致的,变化的幅度也相当,所存在的突出问题是二者之间存在明显的变化

相位差,但这一问题可以通过适当的校正程序得以较好的解决。实例研究也再次表明,对同一层表碛的不同计算时段取相同的表碛热参数不会产生较大的模拟误差,此外计算开始时均一表碛温度的假设不会对表碛温度的整体模拟效果产生较大的影响。通过地温模拟得到的冰面消融速率与利用实测表碛热通量估算的冰面消融速率的比较也说明,模型思路是合理的,模型算法也是可行的。

相对于以往的表碛下冰面消融模型,该模型的最大优点在于需要的参数少,模型结构简单,易于对区域性的表碛区冰川消融状况进行评价。此外,模型的根本原理是基于热传导的表碛温度模拟,因此,模型也可以用于包括冻土在内的其他工程与研究领域,相关的研究正在进行中。

参考文献(References):

[1] Kang Ersi, Li Xin, Zang Jishi, *et al.* Water resources relating to desertification in the Hexi area of Gansu Province, China[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, **26** (6): 657—667. [康尔泗, 李新, 张济世, 等. 甘肃河西地区内陆河流域荒漠化的水资源问题[J]. *冰川冻土*, 2004, **26**(6): 657—667.]

[2] Ye Baisheng, Li Chong, Yang Daqing, *et al.* Variation trend of precipitation and its impact on water resources in China during last 50 years (II): monthly variation[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, **27**(1): 100—105. [叶柏生, 李翀, 杨大庆, 等. 我国过去 50a 来降水变化趋势及其对水资源的影响(II): 月系列[J]. *冰川冻土*, 2005, **27**(1): 100—105.]

[3] Gao Qianzhao, Li Xiaoyan, Wu Yanqing, *et al.* Transformation of water resources in the inland river basins of Hexi Region[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, **26** (1): 48—54. [高前兆, 李小雁, 仵彦卿, 等. 河西内陆河流域水资源转化分析[J]. *冰川冻土*, 2004, **26**(1): 48—54.]

[4] Feng Qi, Liu Wei, Si Jianhua, *et al.* Utilization of water resources and its environment effect in the Tarim River basin [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, **26**(6): 682—690. [冯起, 刘蔚, 司建华, 等. 塔里木河流域水资源开发利用及其环境效应[J]. *冰川冻土*, 2004, **26**(6): 682—690.]

[5] Han Haidong, Ding Yongjian, Liu Shiyin. Estimation and analysis of heat balance parameters in the ablation season of debris-covered Kerkikaer Glacier, Tianshan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, **27**(1): 88—94. [韩海东, 丁永建, 刘时银. 科奇喀尔冰川夏季表碛区热量平衡参数的估算分析[J]. *冰川冻土*, 2005, **27**(1): 88—94.]

[6] Østrem G. Ice melting under a thin layer of moraine and the existence of ice cores in moraine ridges [J]. *Geografiska Annaler*, 1959, **41**(4): 228—230.

[7] Loomis S R. Morphology and ablation processes on glacier ice [J]. *Proc. Ass. Am. Geogr.*, 1970, **2**: 88—92.

[8] Mattson I E, Gardner J S. Energy exchange and ablation

- rates on the debris-covered Rakhit Glacier, Pakistan[J]. *Zeits. Gletscher. Glaziogeol.*, 1989, **25**(1): 17—32.
- [9] Rana B, Nakawo M, Gukushima Y, *et al.* Application of a conceptual precipitation-runoff model (HYCYMODEL) in a debris-covered glacierized basin in the Langtang Valley, Nepal Himalaya[J]. *Annals of Glaciology*, 1997, **25**: 266—231.
- [10] Nakawo M, Yong G J. Field experiment to determine the effect of a debris layer on ablation of glacier ice[J]. *Annals of Glaciology*, 1981, **2**: 85—91.
- [11] Nakawo M, Yong G J. Estimate of glacier ablation under a debris layer from surface temperature and meteorological variables[J]. *Annals of Glaciology*, 1982, **3**: 29—34.
- [12] Han Haidong, Ding Yongjian, Liu Shiyin. Estimation of ice ablation under a debris cover[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, **27**(3): 329—336. [韩海东, 丁永建, 刘时银. 表碛下冰面消融的模拟与估算[J]. *冰川冻土*, 2005, **27**(3): 329—336.]
- [13] Sellers W D. *Physical Climatology*[M]. Chicago: University of Chicago Press, 1965.
- [14] Miller K S, Ross B. *An Introduction to the Fractional Calculus and Fractional Differential Equations*[M]. New York: Wiley, 1993.
- [15] Wang J, Bras R L. Ground heat flux estimated from surface soil temperature[J]. *Journal of Hydrology*, 1999, **216**: 214—226.
- [16] Liang X, Lettenmaier D P, Wood E F, *et al.* A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxed for general circulation models[J]. *Journal of Geophysical Research*, 1994, **99**: 14415—14428.
- [17] Conway H, Rasmussen L A. Summer temperature profiles within supraglacial debris on Khumbu Glacier, Nepal[C]// *International Association of Hydrological Science Publication* 264: *Debris-Covered Glaciers*. Wallingford: IAHS Press, 2000: 89—97.
- [18] Harris B, Pedersen D E. Thermal regimes beneath coarse blocky material[J]. *Permafrost and Periglac. Processes*, 1998, **9**: 107—120.
- [19] Zhang Yong, Liu Shiyin, Shangguang Donghui, *et al.* Study of the positive degree-day factors on the Koxdar Baqi Glacier on the south slope of Tianshan Mountains[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2005, **27**(3): 335—343. [张勇, 刘时银, 上官冬辉, 等. 天山南坡科奇喀尔巴契冰川度日因子变化特征研究[J]. *冰川冻土*, 2005, **27**(3): 335—343.]
- [20] Xie Changwei, Ding Yongjian, Liu Shiyin, *et al.* Analysis on the glacial hydrological features of the glaciers on the south slope of Mt. Tuomuer and the effects on runoff[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2004, **27**(4): 570—575. [谢昌卫, 丁永建, 刘时银, 等. 托木尔峰南坡冰川水文特征及其对径流的影响分析[J]. *冰川冻土*, 2004, **27**(4): 570—575.]
- [21] Li Zhijun. An introduction of the techniques for sea ice investigation during the 19th Chinese Antarctic Expedition[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2003, **25**(Suppl. 2): 210—213. [李志军. 中国第 19 次南极考察中海冰调查技术介绍[J]. *冰川冻土*, 2003, **25**(增刊 2): 210—213.]

An Improved Model for Estimating Ice Ablation under a Debris Cover

HAN Hai-dong¹, LIU Shi-yin^{2, 3}, DING Yong-jian^{1, 2}

① *Laboratory of Watershed Hydrology and Applied Ecology in Cold and Arid Regions, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China*; ② *State Key Laboratory of Cryosphere Science, CAREERI, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China*; ③ *Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100085, China*

Abstract: In this paper, an improved model with upswing numerical solution, model assumption and model structure for estimating ice ablation under a debris cover is proposed to present a robust model and to reduce the errors as compared with the previous models. The case study on Koxkar Glacier shows that, in general, the agreement between the simulated and observed debris temperatures is good. The diurnal variability of the observed debris temperature is well captured by the proposed model. However, there is a phase difference between the simulated and observed debris tempera-

tures. In practice, this problem can be handled by a phase correction procedure, which applies a properly selected phase lag in calibration period to the simulation period. The case study also shows that the two seemingly restrictive assumptions, constant debris thermal properties and uniform debris temperature profile at the beginning of the computation, have no adverse impact on the model simulation. Analyzing the relation between the simulated and observed ice ablation rates also shows that the model is good.

Key words: debris cover; fractional calculus; ice ablation; Koxkar Glacier