

山地冰川表面分布式能量-物质平衡模型及其应用

蒋熹^{①②}, 王宁练^{②*}, 贺建桥^②, 武小波^②, 宋高举^②

① 南京信息工程大学大气科学学院, 气象灾害省部共建教育部重点实验室, 南京 210044;

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, 兰州 730000

* 联系人, E-mail: nlwang@lzb.ac.cn

2009-05-08 收稿, 2009-08-21 接受

中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-310)、国家重点基础研究发展计划(2005CB422003)、国家杰出青年科学基金(40525001)、国家自然科学基金(40901041, 40930526, 40871038)、科技基础性工作专项(2006FY1102007)和中国科学院“西部之光”人才培养计划(290928601)资助

摘要 基于“七一”冰川物质平衡、水文气象观测资料, 结合 DEM 数据, 初步建立了一套时间分辨率达 1 h、空间分辨率为 15 m 的冰川表面分布式能量-物质平衡模型. 模型考虑地形对太阳辐射的遮蔽效应, 引入新的冰川反照率参数化方案, 并发现分布式能量-物质平衡模型对气温垂直递减率、降水梯度、降水固/液态划分指标等参数较敏感. 利用该模型对 2007 年 6 月 30 日 20:00~10 月 10 日 12:00 时段“七一”冰川粒雪线高度变化、物质平衡演变、融水径流状况及其对气候变化的响应等过程进行了模拟研究. 结果表明, 冰川物质平衡高度结构主要受反照率高度结构的影响, 反照率大小直接影响冰川物质平衡水平. 气候敏感性试验表明, 物质平衡对气温变化非常敏感, 它对气温变化的响应呈非线性特征; 而物质平衡对降水量变化敏感性相对较弱, 对降水量变化的响应是线性的. 增温引起的冰川物质亏损量不能靠降低相同气温来得到弥补, 物质平衡变化对气候变暖具有不可逆效应. 气温升高 1℃, 即使降水量增加 20%, “七一”冰川也会呈现较大的物质亏损状态.

关键词

“七一”冰川
分布式能量-物质平衡模型
冰川反照率
物质平衡高度结构
融水径流
敏感性试验

冰川物质平衡是反映冰川物质收入和支出之间的关系, 是冰川发育水热条件的综合反映, 对冰川一系列物理性质及冰川的变化有着深刻的影响^[1]. 冰川表面能量平衡研究是认识和预测冰川对气候变化响应的重要手段和途径^[2~4], 也是联系冰川物质平衡和冰川融水径流的物理纽带^[5~9]. 目前物质平衡模型主要包括两种类型, 一种是建立物质平衡关于气温指标的经验公式^[10,11](temperature-index models)(如度日因子法^[12,13]); 另一种就是详细描述冰川表面物理过程的能量平衡模型(energy-balance models)^[3,5,14~18]. 由于气温资料较容易获取, 度日因子模型在物质平衡研究中得到了广泛的应用^[19~23]. 对于山地冰川, 其物质平衡在时间和空间上都存在较大的变化, 度

日因子也存在较大的变异性. 为了更好地描述物质平衡的时空变化特征, 度日因子模型也尝试加入其他物理变量(如太阳直接辐射等)^[10,24], 并对冰川不同表面状况(如冰面或雪面等)或海拔高度(或坡度、坡向等)使用不同的度日因子^[21,22,24]. 因此气温指标模型(或度日因子模型)有向分布式模型发展的趋势^[19].

目前随着计算机性能的提高, 再加上高分辨率 DEM 数据较易获取, 冰川分布式能量-物质平衡模型得到了较大的发展和较多的应用^[3,14,16,17,19,25,26]. Fujita 和 Ageta^[27]曾利用能量平衡模型对青藏高原小冬克玛底冰川夏季积累量对冰川物质平衡的影响作了模拟研究. 然而, 迄今为止在我国还没有开展关于冰

英文版见: Jiang X, Wang N L, He J Q, et al. A distributed surface energy and mass balance model and its application to a mountain glacier in China. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-3068-9

川表面分布式能量-物质平衡模型及其相关模拟的研究工作. 本文将在综合观测的基础上, 在祁连山“七一”冰川建立冰川表面分布式能量-物质平衡模型, 从物理机理的角度, 探讨冰川物质平衡对气候变化的响应, 了解冰川物质平衡高度结构的特点及其影响因素, 从方法上探索研究冰川变化及其对水资源影响的新途径.

1 研究区概况

“七一”冰川位于青藏高原北部边缘的祁连山中段, 按形态分类, 属于冰斗-山谷冰川; 按冰川物理特性分类, 属于亚大陆型冰川. 该冰川朝北, 冰川规模较小. 根据 1975 年地形图测算^[28], 该冰川的面积为 2.87 km², 长 3.8 km, 末端海拔 4304 m, 冰川最高峰 5158.8 m. “七一”冰川零平衡线高度在 20 世纪 70 年代和 80 年代分别为 4600 和 4670 m, 随着气候变暖, 2002 年度零平衡线高度已高达 5012 m, 为开始观测以来的最大高度^[28].

2 冰川表面分布式能量-物质平衡模型

2.1 模型描述

冰川表面能量-物质平衡模型可用下面的公式描述^[3,9]:

$$M = \int \left(\frac{Q_m}{L_m} (1-f) + P_s + \frac{Q_E}{L} \right) dt, \quad (1)$$

其中 M (kg·m⁻²) 为冰川的比物质平衡, 如果水的密度 $\rho_w = 1000$ kg·m⁻³, 则 M/ρ_w 的单位为 m w.e., 即常用的物质平衡; Q_m 为冰川表面消融耗热; f 为冰川融水滞留在冰川上的量值百分比, 即融水再冻结量; P_s 为降雪量, 换算成雪深(水当量); Q_E 为升华或蒸发耗热; L_m 为冰的融化潜热 (3.34×10^5 J·kg⁻¹); L 为升华或蒸发潜热 ($L_s = 2.834 \times 10^6$ J·kg⁻¹ 或 $L_v = 2.5 \times 10^6$ J·kg⁻¹). Q_m 由冰川表面的能量平衡方程得到, 即

$$S_{in}(1-\alpha) + L_{in} - L_{out} + Q_H + Q_E + Q_P = Q_M + Q_G, \quad (2)$$

式中, Q_G 为冰川表面以下的热传输项; S_{in} 为入射短波辐射; α 为反照率; L_{in} 为向下长波辐射; L_{out} 为向上长波辐射; Q_H 和 Q_E 分别是冰雪面-大气间的感热和潜热交换; Q_P 是降雨供热. 上述各项均以表面获得热量为正, 失去热量为负, 单位为 W/m². 只有

当表面的能量通量为正且表面温度达到熔点时, 消融才发生. 具体计算时, 本文假设只有当冰川上的粒雪层完全消融后(即雪深 $D_s = 0$), 才开始消融下伏冰层; 同时, 由于融水再冻结主要发生在粒雪覆盖区域, 考虑到考察时期内“七一”冰川冰面接近 0℃ 并且冰川表层温度梯度较小, 以及冰面粒雪主要分布在冰川上部而且粒雪层厚度较小, 所以取 f 为 0, 即冰川融水全部产生径流.

2.2 模型驱动及校验的相关数据

2007 年 7 月 1 日~10 月 10 日, 在祁连山“七一”冰川消融区海拔 4473 m 处(39°14.7'N, 97°45.2'E, 见图 1 中 AWS 处)安装了一套自动气象观测站(AWS), 观测要素包括气压、降水、5 层冰温、冰川红外表面温度、太阳短波入射辐射、反射辐射、向下长波辐射、向上长波辐射以及两层风向、风速、湿度、温度等(各要素的记录均为每 10 min 的平均值). 考察期间, 人工观测天气现象(同时记录云量、云状等信息, 北京时间 8:00~20:00 每小时一次), 并对 AWS 附近冰温进

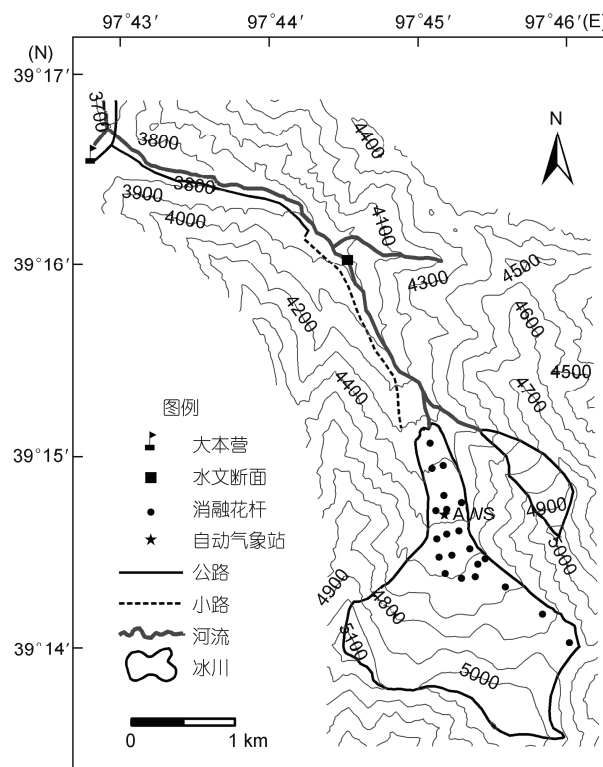


图1 2007年夏季“七一”冰川水文气象及物质平衡观测位置示意图
等高线单位为 m

行测量. 从大本营沿河谷向上到冰川上部, 每隔一定海拔高度还布置了空气温、湿度传感器和雨量筒, 观测空气温、湿度及降水量随海拔高度的变化特征. 下面详细介绍模型中需要的数据^[14]: (1) 冰川及冰川周围地区详细的数字高程(DEM)和相应的坡度、坡向数据. 该数据基于 1975 年“七一”冰川地面立体摄影测量地形图(1:12000)生成的栅格数据(去除顶部边缘区域), 栅格大小为 15 m×15 m. (2) 太阳高度角和方位角的计算, 以便结合 DEM 数据计算地形遮蔽影响的太阳辐射. (3) 冰川上积雪深度的初始分布. 利用 2007 年 7 月 5 日花杆观测点处(图 1)的雪深数据, 拟合一关于雪深-海拔高度的线性回归方程, 然后根据 DEM 数据, 线性插值到整个冰川区域的不同栅格点上. 由于模型计算开始时间为 2007 年 7 月 1 日, 所以将模型计算出的这段时间的消融量叠加到 7 月 5 日的雪深上, 重新得到一个雪深分布, 模型在此估算的雪深基础上重新从 7 月 1 日开始运行. 根据天气观测记录, 降雪后日数初始化为 1 天. (4) 驱动模型的气象数据为架设在消融区冰面的 AWS 观测资料. 模型中太阳辐射遮蔽效应的处理模块处理每 10 min 的平均入射短波辐射, 然后生成小时平均值. 气温、相对湿度、风速也生成小时平均值, 降水为小时累计降水量. 这些生成的每小时数据用于驱动模型运行. 因此, 模型的时间分辨率为 1 h. 根据考察期间的观测资料, 在 AWS 以上冰川区域, 气温垂直递减率 γ_T 为 $0.563^\circ\text{C}/(100\text{ m})$, 消融区 AWS 以下区域 γ_T 为 $0.88^\circ\text{C}/(100\text{ m})$; 相对湿度按高度递增率 $\gamma_{RH}=1.5\%/(100\text{ m})$ 线性插值; AWS 观测的降水量按 30%的修正率修正^[29,30], 整个冰川的降水梯度 γ_p 平均取为 $6.8\text{ mm}/(100\text{ m})$; 对冰川每一栅格点, 降水的固/液态划分根据该栅格处计算的湿球温度 0°C 为临界值, 大于 0°C 为液态降水, 小于 0°C 则为固态降水. 若为固态降水, 则该栅格的雪深按降水量相应增加; 气压按等温压高公式指数规律插值. 相关研究认为, 冰川区风速和海拔高度没有表现出很好的相关性, 具有较大的离散性^[17]. 因此, 本文计算用到的风速以 AWS 风速资料为基础. 模型检验的数据主要为每 5 d 一次利用花杆观测的物质平衡资料和冰川末端下游方向水文断面处的水文观测资料.

2.3 模型计算方案

太阳辐射的地形遮蔽效应采用光线追踪算法计

算^[14,31]. 考虑地形遮蔽效应后, 各栅格处的入射短波辐射值具体计算公式参见文献^[14]. 冰川反照率的参数化将是本模型运行质量的关键之一. 本模型中冰川表面反照率由下式表示:

$$\text{积雪: } \alpha_s = a_1 T_a + a_2 e^{(a_3 \sqrt{n_d})} + a_4 \frac{S_{in}}{I_{TOA}}, \quad (3)$$

$$\text{冰面: } \alpha_i = b_0 + b_1 T_a, \quad (4)$$

式中 T_a 为每小时平均气温; n_d 为降雪后日数; $\frac{S_{in}}{I_{TOA}}$ 为入射短波辐射和大气层顶太阳辐射的比值, 表征当时的天空状况; 系数 $a_1=-0.019$, $a_2=0.814$, $a_3=-0.042$, $a_4=-0.186$, $b_0=0.324$, $b_1=-0.018$. 所有系数均利用 AWS 处冰川反照率的观测值, 由最小二乘方回归分析法得到.

大气长波辐射由下式^[8]计算:

$$L_{in} = (1 + kn^2)(d_1 + d_2 \sqrt{e})\sigma(T_a + 273.15)^4, \quad (5)$$

式中 e , T_a 分别为 1.5 m 高度处的空气水汽压(hPa)和空气温度; n 为云量. 根据云量的观测值和气象要素的回归分析, 云量 n 的估算公式为

$$n = c_1 \frac{S_{in}}{I_{TOA}} + c_2 \ln(c_3 RH), \quad (6)$$

式中 RH 为空气相对湿度; 回归系数 $c_1=-0.691$, $c_2=0.401$, $c_3=0.198$. 对于夜间的云量, 可用前一天最后一时次云量模拟值和第二天第一时次云量模拟值之间作线性内插得到. σ 为 Stefan-Boltzmann 常数($\sigma=5.7\times 10^{-8}\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{K}^{-4}$); k 为与云类有关的常数, 在这里将它和系数 d_1 , d_2 一起当作回归系数, 通过大气长波辐射实测值, 用最小二乘方回归分析法得到: $k=0.364$, $d_1=0.512$, $d_2=0.088$. 在这里, 忽略了周围地形对大气长波辐射的影响^[17]. 冰川出射长波辐射采用黑体计算公式, 其值主要依赖冰川表面温度的变化. 根据观测资料, 当冰川表面能量平衡为正, 且气温大于 0°C 时, 表面温度可取为 0°C ; 而当冰川表面能量平衡为负, 且气温低于 0°C 时, 表面温度可取为气温的 2 倍值. 在暖季消融期, 白天表面温度很容易达到融点. 这种假定在消融期冰川能量物质平衡的研究中已有较多的应用^[2,14,15,19,32], 相关研究^[2,33]也表明, 它对暖季冰川消融量的计算不会造成太大的误差. 在 Sonnblick(Austrian Alps)冰川消融区, 与通

过计算冰川冰下温度、密度廓线方案得出的夏季消融量相比, 0℃假定得出的消融量仅偏高 3%^[33].

冰川表面以下的热传输项 Q_G 为太阳短波辐射透射项 Q_{PS} 和冰/雪层的热传导项 Q_C 之和^[34]. 对于雪面和裸露冰面, Q_{PS} 分别取为净短波辐射值的 10% 和 20%^[34,35]. 热传导采用简单的两层冰温计算:

$$Q_C = -K_L(T_S - T_L)/Z_L, \quad (7)$$

式中 K_L 为表层到第二层深度 Z_L 之间冰/雪的热传导系数, 对于冰层 $K = 2.2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, 对于陈雪 $K = 0.4 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, K_L 为表层(厚度取为 0.04 m, 根据雪深判断为冰或雪)的热传导系数和第二层冰层热传导系数关于厚度的加权平均^[3,36]. 这里表面温度其实是最表层冰/雪的块体平均温度. T_L 为深度 Z_L 处的温度, 在相关研究中它们取为常数^[3,34]. 2007 年“七一”冰川 AWS 处温度观测表明, 深度 2.3 m 处的温度为 -3.2°C , 整个考察期大致保持不变. 因此取 $T_L = -3.2^\circ\text{C}$, $Z_L = 2.3 \text{ m}$. 对于不同的海拔高度, T_L 按 5 K/1000 m 的递减率计算^[3]. 湍流热通量的计算采用总体输送法, 根据文献[37], 热量和水汽的传输系数分别取为 0.002 和 0.0021. 对于液态降水放热项 Q_p 的估算, 假定雨水温度等于该栅格处 1.5 m 高度处空气的“湿球温

度” T_{wet} , 冰面温度 T_S 即为雨水降温放热后的温度. T_{wet} , T_S 均取为降水时段内的平均值.

3 模型输出

模型以 2007 年“七一”冰川消融区 AWS 的气象资料为驱动, 模拟时间段为北京时间 2007 年 6 月 30 日 20:00~10 月 10 日 12:00. 下面着重对模型的主要输出结果予以说明.

3.1 冰面粒雪线

冰面粒雪线(冰川表面裸露冰区与粒雪区的分界线)将冰川分为反照率明显不同的两个区域, 其变化对冰川的消融状况起重要作用. 图 2 是模拟时段内“七一”冰川裸露冰区域与粒雪区域的演变过程. 从图 2 可以看出, 在 2007 年 8 月, 裸露冰区域范围很大, 而粒雪区域范围较小. 在 2007 年 8 月 25 日, 受之前强烈消融的影响整个冰川几乎处于裸露冰状态, 粒雪只存在于冰川上部很小的区域范围内. 2007 年 9 月底整个冰川被粒雪覆盖, 处于积累状态. 由于裸露冰区域与粒雪区域之间往往存在过渡区域(该区域裸露冰与粒雪相间分布), 我们将冰面粒雪线高度定义为该过渡区域的平均高度. 图 3 是模拟的冰面粒雪线高

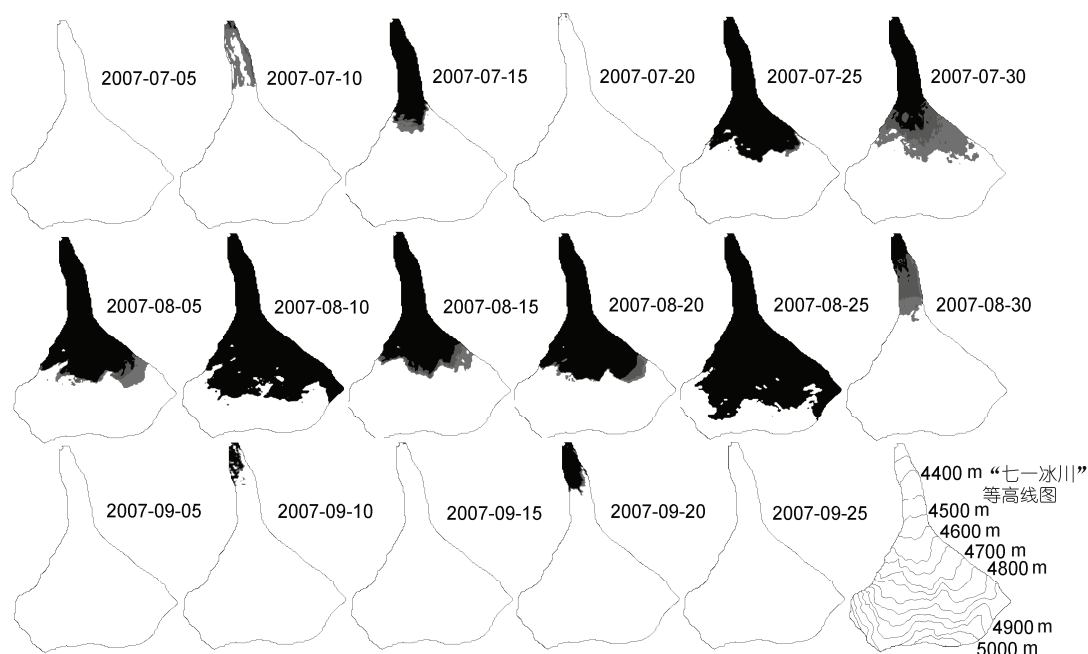


图 2 2007 年 7~9 月模拟的“七一”冰川表面裸露冰区域与粒雪区域的演变过程

黑色为裸露冰区域, 白色为粒雪区域, 灰色为裸露冰-粒雪过渡区域

度与观测结果的比较,两者之间的相关系数高达0.982(置信度水平超过99.9%)。从图3可以看出,冰面粒雪线高度模拟值与观测值在2007年7月10日、15日相差较大,这可能和雪深数据初始化误差有关。在2007年7月15日之后,模型计算趋于稳定,模拟和观测的冰面粒雪线高度变化趋势基本一致。

3.2 冰川物质平衡

图4为模拟时段内模型计算的每5天物质平衡与花杆观测的每5天物质平衡的对比,其散点分布主要集中在45°对角线附近,并且二者之间的相关系数为0.783(置信度水平超过99.9%)。这说明物质平衡的模拟计算结果是比较好的。然而,模型计算的物质平衡水平总体来说比观测值稍偏小。由于物质平衡是消融和积累的代数和,因此物质平衡计算值比观测值稍偏小,一方面可能是因为模型计算的消融量偏大,另一方面可能是因为对固态降水量的估计可能偏小。另外,据Fujita和Ageta^[27]对青藏高原小冬克玛底冰川物质平衡的研究,冰川表面粒雪层融水下渗到冰雪界面后有部分融水再冻结补给冰川。这说明冷冰川粒雪层融水的再冻结作用也可能是造成物质平衡计算值和观测值之间差异的一个原因。这也是今后冰川表面能量-物质平衡模型值得改进的方面。

野外观测发现,即使在较小区域内,冰面状况的差异也是十分显著的,这不仅导致冰川表面温度空间变化较大,而且导致冰面消融的空间差异较大。在模拟时期内,消融区物质平衡呈现西低东高的分布形式(图5)。这和考察期间利用便携式红外表面温度

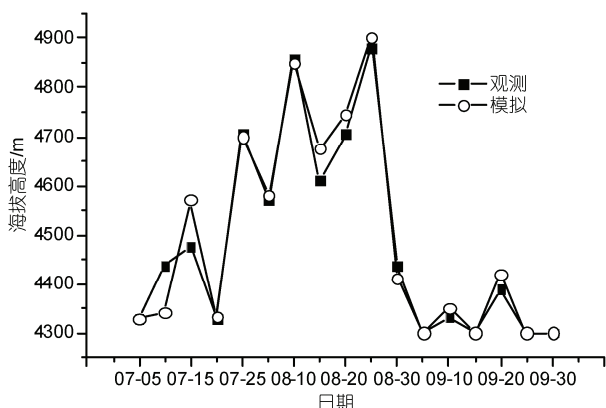


图3 2007年7~9月“七一”冰川冰面粒雪线高度模拟值和观测值比较

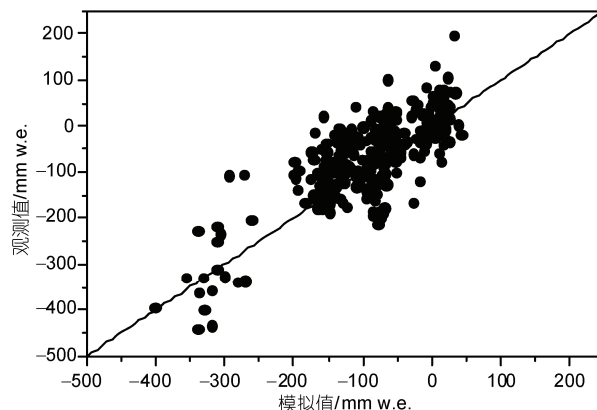


图4 2007年7~9月“七一”冰川各花杆位置处观测和模拟的每5天累计物质平衡对比

计观测到的冰川表面温度的空间分布形式相吻合(图略),即在冰川消融区冰川表面温度西侧高于东侧。模型计算表明,在开始阶段,物质平衡水平在冰川上的分布相对均一,随着时间的推移,因地形等因素造成的不同部位的消融差异也不断累积,从而使得物质平衡水平在冰川不同部位表现出较大的差异(图5)。冰川表面状况的差异也是模型模拟误差的原因之一。

由于地形、冰面状况以及小气候等因素的影响,物质平衡随海拔高度的升高并非呈直线变化(图6),即使在同一高度带,物质平衡也表现出较大的差异(图5)。花杆测量结果也显示,大致相同高度带内不同测点的物质平衡彼此之间差异也很大,甚至在个别地点出现海拔低处的物质平衡比海拔高处的物质平衡值还大的现象。为了探讨冰川物质平衡海拔高度结构特征的形成及影响因素,我们利用模型输出的逐日逐格点物质平衡和日平均反照率等要素,按海拔高度带(取50 m间隔)作空间平均,得到各要素随海拔高度的分布。研究区域内气温和降水量随海拔高度升高一般呈线性变化,因此它们不是形成物质平衡随海拔升高呈非直线变化的直接原因。能量平衡方程中的净长波辐射、感热、潜热通量占能量收支的比重并非最大,并且随海拔高度的升高变化缓慢^[38]。净短波辐射是冰川消融的主要热源,它是入射短波辐射和反射短波辐射的差值。相关研究表明,入射短波辐射(总辐射)有随海拔升高而略微增加的趋势^[38],那么它造成的结果应该是物质平衡随海拔升高而减小,但事实上并非如此。由以上分析可知,反射短波辐射应该是影响冰川物质平衡海拔高度结

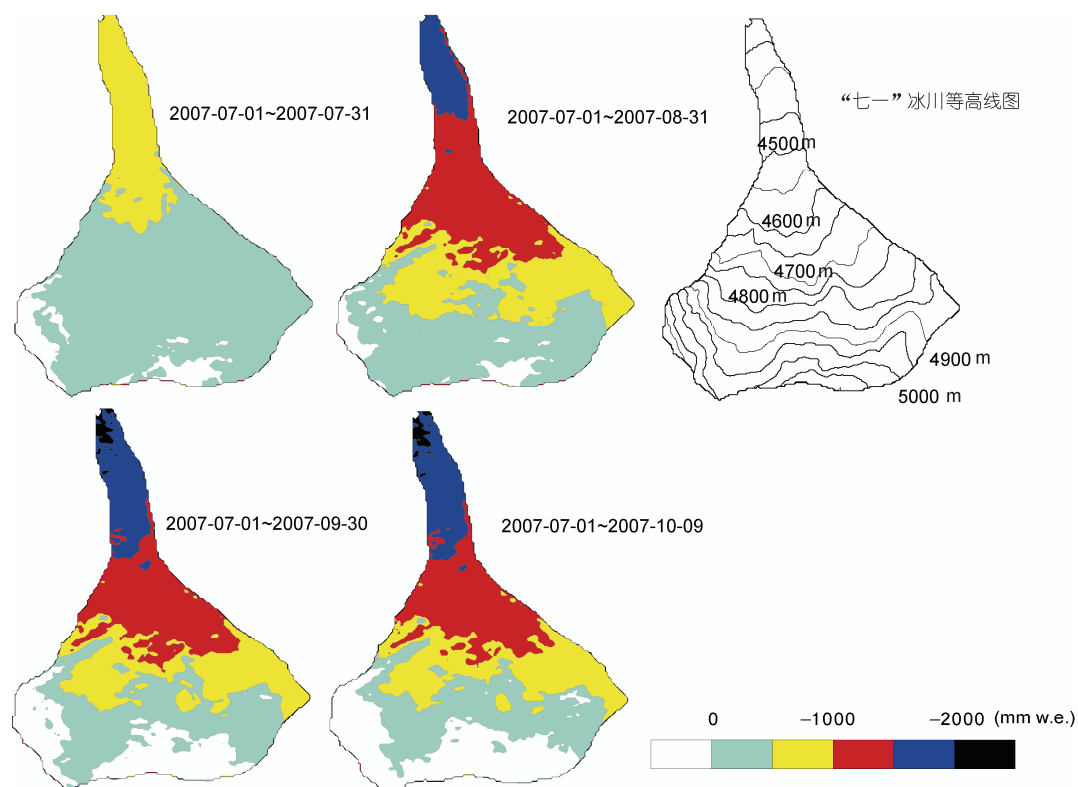


图 5 2007 年暖季“七一”冰川累计物质平衡空间分布模拟图

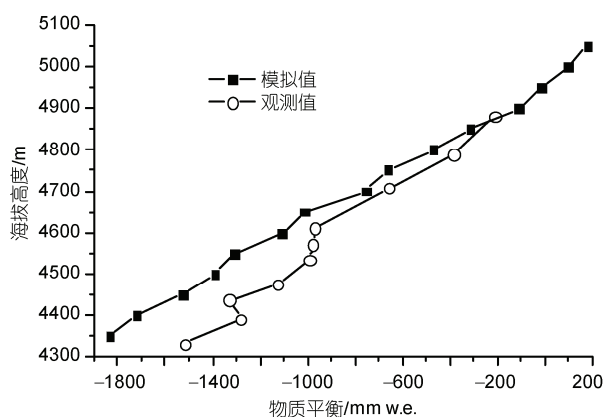


图 6 2007 年 7 月 5 日~9 月 30 日“七一”冰川模拟和观测到的累计物质平衡随海拔高度的分布特征

构的主要因素。衡量冰川反射短波辐射大小的唯一参数就是冰川反照率。图 7 是 2007 年模拟的“七一”冰川物质平衡高度结构和反照率高度结构图。由图 7 可见，冰川物质平衡和反照率随海拔高度的变化曲线形状非常相似，同时也反映出反照率较低的时段物质平衡较低，反照率增高的时段物质平衡也相应增加。图 7 中物质平衡和反照率随高度变化之间的相

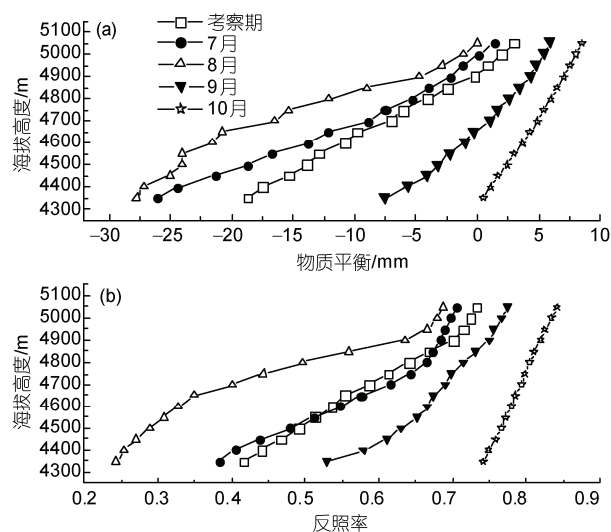


图 7 2007 年“七一”冰川考察期(2007 年 7 月 1 日~10 月 9 日)不同海拔高度带日平均物质平衡高度结构(a)和日平均反照率高度结构(b)演变过程模拟

关系系数 7, 8, 9 月份分别为 0.993, 0.998, 0.994, 10 月上旬为 0.998, 整个考察期为 0.999, 显著性水平平均超过 99.9%。模拟时段的反照率随海拔高度变化(图 7 中

察时期平均值)与基本同期的观测到的物质平衡海拔高度变化(图 6)之间的相关系数亦高达 0.987。另外,冰川反照率空间分布的差异(图 2)也导致了物质平衡空间分布的差异(图 5)。因此,可以认为冰川反照率高度结构是形成物质平衡高度结构的主要因素。国外已开始利用卫星资料反演冰川反照率的方法来获取冰川物质平衡信息^[39]。因此,今后应利用卫星资料来反演冰川反照率,以获得空间大尺度范围内(一个山区或一个流域)冰川的物质平衡状况。

3.3 冰川融水径流

我们将模拟时段内“七一”冰川表面每天各个栅格上计算的消融量累加,可以得到整个冰川的日总消融量,再逐日累加即为模拟时段的冰川总消融量。这些纯冰川消融量汇入河道,成为河川径流的一部分,即冰川融水径流。利用模型计算,得到 2007 年 7 月 1 日~9 月 30 日期间“七一”冰川的总消融量(即冰川融水径流量)为 $278 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。这一时期在“七一”冰川末端下游方向的水文观测点处观测到的径流量为 $300 \times 10^4 \text{ m}^3$,该值扣除水文观测点控制流域内裸露山坡的产流量之后,即为实际冰川融水径流。根据该时段内研究区域的降水量状况及祁连山中段高山冰雪冻土带的径流系数^[40],估计裸露山坡降水所产生的径流量约为 $34 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。因此,模拟时段内实际冰川融水径流量为 $266 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。由此可见,通过模型计算的“七一”冰川融水径流的相对误差仅为 4.5%。这表明利用冰川表面能量-物质平衡模型开展我国西部冰川融水径流研究将是一个重要的途径。

4 敏感性试验

4.1 模型参数敏感性试验

模型参数敏感性试验的目的是为了说明当模型应用到其他冰川时,准确估计模型中各个参数值的重要性。这里我们以“七一”冰川为例,当改变模型中

的一些参数后,来重新计算 2007 年 7 月 1 日~10 月 9 日“七一”冰川的物质平衡,以检验模型对这些参数的敏感性,结果见表 1。敏感性试验中,各试验方案计算的冰川物质平衡变化率以“方案 0”计算的物质平衡为基准,下文中气候敏感性试验亦如此。结果表明:(1) 在利用模型进行冰川物质平衡计算时,必须考虑地形的影响;(2) 气温、降水的海拔高度分布对冰川物质平衡水平的影响也较大,模型移植到其他冰川使用时,这些参数需要正确估计。需要强调的是,本模型中降水的固态、液态划分指标以计算的湿球温度 0°C 为阈值,若阈值增加 0.5°C ,则固态降水的比重增加,物质平衡也相应增加 8.5%。然而,在气候敏感性试验中,降水量增加 20%引起的物质平衡增加率也仅为 7.3%。由此可反映,在全球变暖背景下,即使降水总量增加了,但若固态降水量没有增加,那么降水量增加对冰川物质平衡的贡献不大。同时也说明了模型中降水的固/液态分离的重要性。

4.2 气候敏感性试验

气温和降水量的变化是气候变化最直观的表现。这里只针对气温($\pm 1^\circ\text{C}$)和降水量($\pm 20\%$)对冰川物质平衡的影响作简单的气候敏感性试验,试验结果见表 2。气温增加 1°C 将引起冰川物质平衡的强烈亏损,其减少量高达 69.1%,而增加 20%的降水量引起的物质平衡增加率仅为 7.3%。这说明冰川物质平衡对气温变化最敏感,和其他气候敏感性试验分析结果一致^[2,3,23,28,41~43]。在气候向暖湿方向转变时^[44],同时增加气温($+1^\circ\text{C}$)和降水量($+20\%$),物质平衡依然会出现较大的亏损。将试验方案 2-1 和方案 2-2 的结果进行比较,可以发现气温增加 1°C 和降低 1°C 所引起的物质平衡变化率大小并不相同;而将方案 2-3 和方案 2-4 的结果进行比较,却发现降水量增减相同值时物质平衡变化率大小一致。这说明冰川物质平衡的变化对气温的响应是非线性的,对降水量的响应是线性的。气温升高引起的物质平衡亏损量不能通过

表 1 2007 年 7 月 1 日~10 月 9 日“七一”冰川累计物质平衡模拟值的模型参数敏感性试验

试验方案	考虑地形作用	气温垂直递减率 $/^\circ\text{C} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$	降水梯度 $/\text{mm} \cdot (100 \text{ m})^{-1}$	降水固态/液态阈值温度/ $^\circ\text{C}$	物质平衡/mm	物质平衡相对变化率(%)
0	是	上 0.563 下 0.88	6.8	0	-604	0.0
1-1	否	上 0.563 下 0.88	6.8	0	-814	-34.8
1-2	是	上 0.563 下 0.88	6.8	+0.5	-553	8.5
1-3	是	0.65	6.8	0	-508	15.9
1-4	是	上 0.563 下 0.88	10.2	0	-477	21.0

表 2 2007 年 7 月 1 日~10 月 9 日“七一”冰川累计物质平衡模拟值的气候敏感性试验

试验方案	气温 变化/℃	降水量 变化(%)	物质平衡 /mm	物质平衡相 对变化率(%)
0	0	0	-604	0.0
2-1	+1	0	-1022	-69.1
2-2	-1	0	-266	56.0
2-3	0	+20	-560	7.3
2-4	0	-20	-648	-7.3
2-5	+1	+20	-987	-63.4
2-6	-1	-20	-315	47.9

降低相同的气温来得到弥补.

5 结论及展望

本文在对“七一”冰川暖季(暖季是该冰川的主要物质积累时期,也是其主要的消融时期)物质平衡、水

文气象综合观测的基础上,结合地理信息系统(GIS)DEM 数据,通过一系列参数化方案,初步建立了一套时间分辨率为 1 h、空间分辨率为 15 m 的冰川表面分布式能量-物质平衡模型,利用该模型对 2007 年 6 月 30 日 20:00~10 月 10 日 12:00 时段“七一”冰川粒雪线高度变化、融水径流、物质平衡演变以及对气候变化的响应等过程进行了模拟研究,其模拟结果与同期观测结果具有较好的一致性.这对进一步开展气候-冰川-融水径流系统研究具有重要意义.

冰川物质的积累、消融特征与冰川的性质、规模、地貌位置关系密切.本文获得了“七一”冰川(大陆性冰川)物质平衡对气温、降水量变化的响应特点,今后有必要在其他地区的大量冰川上开展相应的研究工作,以充分认识不同类型、不同规模、不同坡向冰川物质平衡对气温、降水量变化的响应特点.

致谢 蒲健辰老师提供“七一”冰川物质平衡的观测资料,上官冬辉博士对“七一”冰川地形图数字化提供帮助,2007 年祁连山“七一”冰川科考全体队员开展野外工作,在此一并表示感谢.

参考文献

1 谢自楚. 冰川物质平衡及其与冰川特征的关系. 冰川冻土, 1980, 2: 1—10

2 Oerlemans J. Climate sensitivity of glaciers in southern Norway: Application of an energy-balance model to Nigardsbreen, Hellstugubreen and Alftobreen. J Glaciol, 1992, 38: 223—232

3 Klok E J, Oerlemans J. Model study of the spatial distribution of the energy and mass balance of Morteratschgletscher, Switzerland. J Glaciol, 2002, 48: 505—518

4 Steffen K. Surface energy exchange at the equilibrium line on the Greenland ice sheet during onset of melt. Ann Glaciol, 1995, 21: 13—18

5 Escher-Vetter H. Energy balance calculations for the ablation period 1982 at Vernagtferner, Oetzel Alps. Ann Glaciol, 1985, 6: 158—160

6 Gardiner M J, Ellis-Evans J C, Anderson M G, et al. Snowmelt modelling on Signy Island, South Orkney Islands. Ann Glaciol, 1998, 26: 161—166

7 Ma H, Liu Z, Liu Y. Energy balance of a snow cover and simulation of snowmelt in the western Tien Shan Mountains, China. Ann Glaciol, 1991, 16: 73—78

8 Ohta T. A distributed snowmelt prediction model in mountain areas based on an energy balance method. Ann Glaciol, 1994, 19: 107—113

9 Zuo Z, Oerlemans J. Modelling albedo and specific balance of the Greenland ice Sheet: Calculations for the SØndre Strøm fjord transect. J Glaciol, 1996, 42: 305—317

10 Hock R. A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. J Glaciol, 1999, 45: 101—111

11 Hock R. Temperature index melt modelling in mountain areas. J Hydrol, 2003, 282: 104—115

12 Braithwaite R J, Zhang Y. Sensitivity of mass balance of five Swiss glaciers to temperature changes assessed by tuning a degree-day model. J Glaciol, 2000, 46: 7—14

13 Braithwaite R J. Positive degree-day factors for ablation on the Greenland ice sheet studied by energy-balance modelling. J Glaciol, 1995, 41: 153—160

14 Arnold N S, Willis I C, Sharp M J, et al. A distributed surface energy-balance model for a small valley glacier. I. Development and testing for Haut Glacier d’Arolla, Valais, Switzerland. J Glaciol, 1996, 42: 77—89

15 Braithwaite R J, Konzelmann T, Marty C, et al. Reconnaissance study of glacier energy balance in North Greenland, 1993—1994. J Gla-

- ciol, 1998, 44: 239—247
- 16 Brock B W, Willis I C, Sharp M J, et al. Modelling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Ann Glaciol*, 2000, 31: 53—62
- 17 Hock R, Holmgren B. A distributed surface energy-balance model for complex topography and its application to Storglaciären, Sweden. *J Glaciol*, 2005, 51: 25—36
- 18 Andreassen L M, Van Den Broeke M R, Giesen R H, et al. A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreen, Norway. *J Glaciol*, 2008, 54: 245—258
- 19 Hock R. Glacier melt: A review of processes and their modelling. *Prog Phys Geog*, 2005, 29: 362—391
- 20 张勇, 刘时银. 度日模型在冰川与积雪研究中的应用进展. *冰川冻土*, 2006, 28: 101—107
- 21 张勇, 刘时银, 丁永建, 等. 天山南坡科契卡尔巴西冰川物质平衡初步研究. *冰川冻土*, 2006, 28: 477—484
- 22 张勇, 刘时银, 上官冬辉, 等. 天山南坡科其卡尔巴契冰川度日因子变化特征研究. *冰川冻土*, 2005, 27: 337—343
- 23 刘时银, 丁永建, 王宁练, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡对气候变化的敏感性研究. *冰川冻土*, 1998, 20: 9—13
- 24 Brubaker K, Rango A, Kustas W. Incorporating radiation inputs into the snowmelt runoff model. *Hydrol Process*, 1996, 10: 1329—1343
- 25 Dadic R, Corripio J G, Burlando P. Mass-balance estimates for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland, from 2000 to 2006 using DEMs and distributed mass-balance modeling. *Ann Glaciol*, 2008, 49: 22—26
- 26 Reijmer C H, Hock R. Internal accumulation on Storglaciären, Sweden, in a multi-layer snow model coupled to a distributed energy- and mass-balance model. *J Glaciol*, 2008, 54: 61—72
- 27 Fujita K, Ageta Y. Effect of summer accumulation on glacier mass balance on the Tibetan Plateau revealed by mass-balance model. *J Glaciol*, 2000, 46: 244—252
- 28 蒲健辰, 姚檀栋, 段克勤, 等. 祁连山七一冰川物质平衡的最新观测结果. *冰川冻土*, 2005, 27: 199—204
- 29 Yang D, Shi Y, Kang E, et al. Research on analysis and correction of systematic errors in precipitation measurement in Urumqi river basin, Tianshan. In: Sevruck B, ed. *Proceedings of the WMO/IAHS/ETH International Workshop on Precipitation Measurement*, Switzerland. Zurich: Swiss Federal Institute of Technology, 1989. 173—179
- 30 杨大庆, 施雅风, 康尔泗, 等. 乌鲁木齐河源高山区固态降水对比测量的主要结果. *科学通报*, 1990, 35: 1734—1737
- 31 李新, 程国栋, 陈贤章, 等. 任意地形条件下太阳辐射模型的改进. *科学通报*, 1999, 44: 993—998
- 32 Oerlemans J. Analysis of a 3 year meteorological record from the ablation zone of Morteratschgletscher, Switzerland: Energy and mass balance. *J Glaciol*, 2000, 46: 571—579
- 33 Greuell W, Oerlemans J. Sensitivity studies with a mass balance model including temperature profile calculations inside the glacier. *Z Gletscherkd Glazialgeo*, 1986, 22: 101—124
- 34 Mölg T, Hardy D R. Ablation and associated energy balance of a horizontal glacier surface on Kilimanjaro. *J Geophys Res*, 2004, 109, doi:10.1029/2003JD004338
- 35 Bintanja R, Van Den Broeke M R. The surface energy balance of Antarctic snow and blue ice. *J Appl Meteorol*, 1995, 34: 902—926
- 36 Kondo J, Yamazawa H. Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Bound-Lay Meteorol*, 1986, 34: 123—135
- 37 施雅风, 黄茂桓, 任炳辉. *中国冰川概论*. 北京: 科学出版社, 1988. 29—54
- 38 De Ruyter De Wildt M S, Oerlemans J, Björnsson H. A method for monitoring glacier mass balance using satellite albedo measurements: Application to Vatnajökull, Iceland. *J Glaciol*, 2002, 48: 267—278
- 39 王宁练, 张世彪, 贺建桥, 等. 祁连山中段黑河上游山区地表径流水资源主要形成区域的同位素示踪研究. *科学通报*, 2009, 54: 2148—2152
- 40 王宁练, 姚檀栋, 田立德, 等. 天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的气候敏感性研究. *干旱区地理*, 1998, 21: 34—40
- 41 王宁练, 周宇斌. 气候变化对于冰川零平衡线影响的灰色建模分析. 见: *第五届全国冰川冻土会议论文集(上)*. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996. 205—212
- 42 王宁练. 冰川平衡线变化的主导气候因子灰色关联分析. *冰川冻土*, 1995, 17: 8—15
- 43 施雅风, 沈永平, 胡汝骥. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨. *冰川冻土*, 2002, 24: 219—226