基于冰川动力学的古里雅冰帽稳定态建模分析

陈万宝¹, 刘时银^{2,3*}, 李维德¹, 王伟利⁴, 王荣军^{3,5}

1. 兰州大学数学与统计学院, 兰州 730000;

2. 云南大学国际河流与生态安全研究院, 昆明 650091;

3. 中国科学院西北生态环境资源研究院, 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;

4. SGT Inc, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA;

5. 中国科学院大学, 北京 100049

* 联系人, E-mail: shiyin.liu@ynu.edu.cn

2017-08-09 收稿, 2017-09-10 修回, 2017-09-11 接受, 2017-11-16 网络版发表

科技部科技基础性工作专项(2013FY111400)、中国科学院重点部署项目(KZZD-EW-12-1)、国家自然科学基金(41571016)和云南大学人才引进项目(YJRC3201702)资助

摘要 古里雅冰帽是已知亚洲中部最大、最高和最冷的冰帽, 研究其内部运动速度、温度空间分布对气候变化的响应具有重要的意义. 基于二维热耦合冰川动力学流线模型, 以冰川表面观测温度、冰川运动速度及冰川几何形态作为输入, 利用冰帽主流线物质平衡作为驱动, 对古里雅冰帽在稳定态下的运动速度与温度分布进行模拟研究. 通过对参数的敏感性分析表明, 稳定态下在6200 m处的表面运动速度模拟值与实测值吻合较好. 古里雅冰川的运动速度空间差异显著, 消融区和末端的运动速率较低, 而在积累区的运动速度较大; 从中流线的纵剖面来看, 冰川表面运动速度高于底部, 且在冰川积累区尤其明显. 该冰帽温度分布模拟结果和实测数据基本一致, 且古里雅冰川的温度沿着中流线的纵剖面具有分异特点, 冰川由表面到底部冰温逐渐升高, 特别是在海拔6200 m处, 底部冰温为 -1.65°C , 而冰川表面的温度为 -16.2°C . 最后, 对模型存在的不确定性进行了分析, 并由数值模拟结果得出冰川末端相对较小的应变率变化是古里雅冰帽长期处于基本稳定状态的原因之一.

关键词 冰川动力学, 古里雅冰帽, 冰川运动速度, 冰川温度

具有“世界第三极”之称的青藏高原, 由于特殊的地理位置(中低纬度)和海拔高度(平均4500 m以上), 成为两极以外人们最感兴趣的研究热点地区. 青藏高原对全球气候变化有放大作用, 其环境变化与气候变化密切相关. 古里雅冰帽位于青藏高原西北边缘的西昆仑山, 该地区气候寒冷, 地势高耸, 海拔一般都在6000 m以上, 最高达7167 m^[1].

自1987年中日对西昆仑山古里雅冰帽进行的短期考察开始^[2,3], 对该冰帽的研究取得了一系列成果. 从1990~1991年, 姚檀栋等人^[1]对古里雅冰帽进行了以冰芯记录为主的冰川学研究, 包括气候特征、冰川

厚度与温度、冰川消融与积累等. 1992年, 中美合作在该冰帽成功地钻取了3根冰芯, 并进行了一系列的研究^[4], 在此基础上, 杨保和施雅风^[5]总结了冰芯记录所恢复的气候、环境变化研究成果. 基于包括古里雅冰芯在内的青藏高原多根冰芯记录结果, 可重建末次间冰期以来的气候环境变化^[6]. 之后, 田立德和姚檀栋^[7]对青藏高原冰芯高分辨率气候环境记录研究进展进行了系统总结. 与两极地区相比, 中低纬度冰川更加接近于人类活动区, 利用观测数据及冰芯记录资料理解古里雅冰川的运动变化也更具有现实意义. 应用相应的冰川流动模型并进行数值模拟是

引用格式: 陈万宝, 刘时银, 李维德, 等. 基于冰川动力学的古里雅冰帽稳定态建模分析. 科学通报, 2017, 62: 3910~3920

Chen W B, Liu S Y, Li W D, et al. An analysis of the ice temperature and velocity along the main flowline of Guliya Ice Cap of Western Kunlun Mountains based on glacier dynamical model (in Chinese). Chin Sci Bull, 2017, 62: 3910~3920, doi: 10.1360/N972017-00676

理解冰川变化的有效方法,近30年来冰川动力学模型有了快速发展,在两极、格林兰冰盖模拟中取得了系列重要成果^[8-10]。对青藏高原地区冰川的动力学模拟亦有大量尝试,如Zhang等人^[11]对喜马拉雅山东绒布冰川基于二维热动力耦合流带型冰川流动模型模拟;Zhao等人^[12]应用三维热耦合全斯托克斯模型对青藏高原古仁河口冰川波动过程的模拟;Wu等人^[13]对小冬克玛底冰川基于二维冰川流动模型的运动过程模拟;Wang等人^[14]应用二维一阶热耦合冰川流动模型,得出祁连山老虎沟12号冰川对表面气温具有较高的敏感性。受有限的冰川野外观测数据限制,如冰川几何形态、表面物质平衡、冰川温度和冰川运动速度,西昆仑古里雅冰帽的冰川动力学模拟研究较少。黄茂桓^[15]利用冰川能量模型对古里雅冰帽冰川温度进行的稳定态分析是仅有的尝试,该研究指出该冰帽底部达到压熔点的结论。由于没有建立相应的冰川动力学模型以模拟冰川运动速度对冰温分布的影响,该结论尚需进一步论证。

全球变暖,冰川退缩,冰温随之升高,冰体性质也会改变,冰川对气候变化的响应敏感性增加。近期观测到西风环流影响下的喀喇昆仑山等区域,冰川呈现出正平衡变化,西昆仑山多条冰川近期发生了跃动,其机制有待于从热学与力学耦合的数值模拟进行认识。本文基于二维热力耦合冰川动力学流线模型,对古里雅冰帽稳定态下的运动速度与温度分布进行模拟分析,从而认识该地区的冰川物理属性对冰川动态的影响,为喀喇昆仑、西昆仑和帕米尔地区独特的“冰川异常”变化提供理论支撑。本文首先介绍了青藏高原西昆仑山古里雅冰帽及其观测概况,进一步叙述了本文模型当中必要的输入数据。重点介绍了本文应用的冰川动力学模型,并进行了数值模拟及参数的敏感性分析。通过二维热耦合冰川流线模型模拟结果,得出了稳定态下古里雅冰川运动速度、温度分布情况。最后,讨论了模型存在的不确定性因素等并得出结论。

1 研究区和观测概况

青藏高原西北部极端干旱和严寒,这里发育了极大陆型(或极地型)冰川,冰川平衡线处年平均气温低于 -10°C ,年降水量为200~500 mm,西北部较少,东南部较多^[16]。据古里雅冰芯记录显示,自17世纪小冰期最盛时至今气温上升了 2°C ,但冰川退缩量较

小,属青藏高原冰川退缩幅度最小的地区之一^[16]。

古里雅冰帽位于西昆仑山南坡, $81^{\circ}29'\text{E}$, $35^{\circ}17'\text{N}$,是目前在中低纬度发现的海拔最高、气温最低的冰帽^[1]。该冰帽总面积可达 376.05 km^2 ,平均厚度约为200 m^[1]。冰川积累不仅是冰川物质平衡研究的重要一环,也是冰芯研究中用流动模型建立时间序列的基础。古里雅冰帽冬季的平均积累量较小,降水表现出季风影响的特点,集中在夏季^[1],冰芯反映出冰帽顶部积累量在140~260 mm水当量。曾测得该冰帽的表面运动速度介于 $1\sim 20\text{ m/a}$ ^[17],1992年在积累区308.7 m钻孔处表面运动速度为 2.66 m/a ^[6];Thompson等人^[18]曾报道冰芯钻孔处表面平均运动速度为 4.8 m/a 。随后,Chadwell^[17]对分布在该冰帽海拔6000~6055 m附近的花杆网络位移进行了可靠性分析,这些花杆被用来测量冰川表面运动速度,得出从1991~1992年钻孔处花杆位移在 $0.15\pm 0.05\sim 2.7\pm 0.5\text{ m}$ 变化。然而冰川内部速度、温度分布状况却只能通过冰芯钻孔得到有限的数据。因此,充分利用以上冰川表面观测速度的有限数据,建立合理的冰川动力学模型和冰温模型来模拟冰川内部速度分布、冰温分布对于认识古里雅地区极大陆型冰川的动力学特征有重要意义。

2 冰川表面物质平衡

在稳定状态下,冰川平衡线处的积累量等于消融量,前者可由这一高度处的年降水量(P_a ,单位:mm)表示,而后者可由夏季平均气温(T_{6-8} ,单位: $^{\circ}\text{C}$)表示。因此,平衡线处的夏季平均气温和年降水量及其组合,是一定区域内气候在冰川状态上的反映^[16]。由古里雅冰芯记录可知,近2000年来该冰帽积累量在200~400 mm之间^[19]。为了模拟古里雅冰帽在稳定态的动力学性质,假定冰川表面沿主流线的物质平衡分布^[20]:

$$M_s = \min\{0.35, s(R_{cl} - d)\}, \quad (1)$$

其中, d 表示距分冰岭(ice divide)的距离(km), $s=10^{-2}\text{ ma}^{-1}\text{ km}^{-1}$ 是物质平衡梯度, $R_{cl}=7.4\text{ km}$ 是末端到冰川多年平均平衡线位置的距离。由于地形复杂及高海拔等原因,古里雅冰帽的表面运动速度观测数据极少,但由其末端变化(如末次冰期以来该冰川仅退缩了50 m以上^[1])可知,古里雅冰川表面运动速度较低。参考冰芯钻取时测量的运动速度,取表面运动速度

$u_{\text{surface}}=4.8 \text{ m/a}^{[18]}$, 及表面平均物质平衡 $b=0.25 \text{ m/a}^{[15]}$ 来率定模型参数.

3 模型输入数据

3.1 古里雅冰帽形态数据

(i) 冰川厚度. 据冰川编目统计, 古里雅冰帽是中国面积大于 100 km^2 的冰川之一^[21]. 该冰帽最高处海拔为 6710 m , 其最大厚度(350 m)是目前中低纬度冰川上所测得的最大厚度^[1]. 1990~1991年, 在古里雅冰帽海拔 $6200\sim 6400 \text{ m}$ 测得平均冰厚度在 200 m 左右, 最厚达 345 m , 并且在海拔 6400 m 左右 site5 冰厚为 $197 \text{ m}^{[1]}$. 随后, 在该冰帽成功钻取的位于冰帽中部冰面海拔 6200 m 处的透底冰芯(site6), 说明此处冰帽厚度为 308.7 m . 冰帽顶端厚度为 103 m , 在海拔 6040 m 钻孔处的厚度为 $200 \text{ m}^{[18]}$. 由于数据测量方面的困难等原因, 又根据冰帽型冰川的特性, 本文取等高线上等厚度来模拟沿主流线上的厚度分布, 并参考 Zhang 等人^[11] 的处理方法和这些有限测厚数据确

定厚度沿主流线的分布, 由积累区厚度数据到冰川末端及附近数据进行3次插值得到.

(ii) 主流线确定. 姚晓军等人^[22] 基于冰川轮廓矢量数据和数字高程模型, 从冰川形态角度提出了针对单一盆地与单一出口、复式盆地与单一出口、冰帽3种类型冰川的中流线自动提取方案, 利用其方法提取了古里雅冰帽各分支冰川的中流线(图1), 在此基础上, 构建流线模型, 模拟冰帽二维剖面的运动速度、冰温、应力和应变率.

3.2 冰川温度和底部地热通量

参考杨梅学和姚檀栋^[23]、Thompson^[24] 结果, 该冰帽顶部表面至 20 m 深处, 冰温介于 $-18.6\sim -21.6^\circ\text{C}$, 透底冰芯位置平均冰温垂直递减率为 $1.06^\circ\text{C}/100 \text{ m}^{[1]}$. 表1列出了两个钻孔点的冰温观测结果, 其中达到基岩面 308.7 m 的深孔冰芯孔内 10 m , 200 m 和底部冰温分别为 -15.6 , -5.9 , $-2.1^\circ\text{C}^{[24]}$. 比较两个钻孔点冰川活动层(冰面以下 10 m 左右)冰温可知, 从 $6200\sim 6700 \text{ m}$ 处的温度梯度约为 $0.6^\circ\text{C}/100 \text{ m}^{[1]}$. 参考

图1 古里雅冰帽及其主流线分布图

Figure 1 The main flowline of Guliya Ice Cap

表1 实测冰温分布表^[1]

Table 1 Observation data of ice temperature

年份	深度(m)	第一孔位 (6200 m处)	第二孔位 (6700 m处)
1990年	-2	-13.32℃	
	-4		-19.58℃
	-6	-13.87℃	
	-8		-18.62℃
	-10	-15.52℃	
	-12		-17.67℃
	-14	-14.17℃	
	-16		-17.37℃
1992年	-18	-13.55℃	
	-308.7	-2.1℃	

汪集旻和黄少鹏^[25]的汇编数据,本文中取温度梯度为0.049 K/m应用于整个模型。

4 冰川动力学模型及参数确定

4.1 冰帽主流线模型

冰在重力作用下会产生变形。根据冰内应力平衡,本文首先建立简化的二维冰川流线模型。完整的模型描述参见Wang^[26]。在迪卡儿坐标系中,x轴沿冰流方向,z轴垂直向上,y轴按右手系选取,则二维驱动方程为

$$\begin{cases} \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} = 0, \\ \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} = \rho g, \end{cases} \quad (2)$$

其中, σ_{ij} ($i, j = x, z$) 是应力张量中的元素, ρ 是冰密度, g 是重力加速度。模型中所有常值参数的取值如表2所示^[26]。

由在实验室模拟实验可知冰川冰所受剪应力与应变率之间存在着非线性关系^[27](附录1): $\dot{\epsilon}_{xz} = E(\dot{\epsilon}_{xz}, \dot{\epsilon}_z) A(T^*) \sigma_{xz}^n$, 对冰应变率两边关于 z 积分可得水平速度计算公式:

$$u = \frac{1}{2} \int_b^z \dot{\epsilon}_{xz} dz = -\frac{D}{2} \int_1^\xi \dot{\epsilon}_{xz} d\xi. \quad (3)$$

在已知水平运动速度的基础上,冰川垂直应变率和速度有两种计算方法^[26]。(1) 直接利用冰川的不可压缩性,先求出垂直方向应变率,再积分即可得到垂直方向的运动速度;(2) 间接利用水平速度轮廓的

表2 模型参数及其取值

Table 2 Parameters of model

符号	参数	取值	单位
β	克劳修斯常数	8.7×10^{-4}	K m ⁻¹
g	重力加速度	9.8	m s ⁻²
c	冰的比热容	2009	J kg ⁻¹ K ⁻¹
k	冰的导热系数	2.1	W m ⁻¹ K ⁻¹
Q	蠕动活化能		
	当 $T \leq 263.15$ K时,	60	kJ mol ⁻¹
	当 $T > 263.15$ K时	139	kJ mol ⁻¹
R	通用气体常数	8.314	J mol ⁻¹ K ⁻¹
A_0	流动定律参数		
	当 $T \leq -10$ ℃时,	3.985×10^{-13}	s ⁻¹ Pa ⁻³
	当 $T > -10$ ℃时	1.916×10^{-3}	s ⁻¹ Pa ⁻³
ρ	冰密度	918	kg m ⁻³
T_0	水的三相点度	273.16	K
n	流动定律指数	3	

形状函数(shape function),即假设水平速度与深度比在 x 方向变化缓慢,结合冰川的不可压缩性和连续性方程。为了模拟方便,本文采用第二种方案(附录2)。

4.2 冰温模型

为了估算古里雅冰帽内部沿主流线二维冰温分布,构建稳定状态下的二维能量平衡模型:

$$\frac{dT}{dt} = \frac{k}{\rho c} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \frac{1}{\rho c} \frac{\partial k}{\partial T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)^2 + \frac{F}{\rho c}. \quad (4)$$

考虑稳定状态且进行坐标变换有

$$\frac{1}{D^2} \frac{k}{\rho c} \frac{\partial^2 T}{\partial \xi^2} + \frac{1}{D^2} \frac{1}{\rho c} \frac{\partial k}{\partial T} \left(\frac{\partial T}{\partial \xi} \right)^2 - \vec{V} \cdot \nabla_\xi T - w \frac{\partial T}{\partial \xi} + \frac{F}{\rho c} = 0, \quad (5)$$

其中, k 是冰的导热系数^[26], c 是冰的比热容, F 是由于冰流动内部剪切摩擦产生的热量 $F = 2\dot{\epsilon}_{xz}\sigma_{xz}$ 。

由克劳修斯-克拉佩龙方程,冰川冰的压熔点(pressure melting point)为

$$T_{\text{pmp}}(z) = T_0 - \beta \cdot P, \quad (6)$$

其中, $T_0 = 273.15$ K, β 是克劳修斯-克拉佩龙常数, $P \approx \rho g(s - z)$ 是静水压。

4.3 边界条件设置

(i) 应力和速度边界条件。在冰流模型中,初始状态上下游速度边界条件均设置为零。冰川上表面处为无应力状态边界条件,而冰川底部当冰温达

到压熔点时,会发生消融,进一步造成底部滑动增加冰川流动速度.在分析冰川底部达到压熔点的情况时,底部边界条件为关于冰川基岩速度、剪应力、静水压和冰川基岩特征的滑动定律^[28,29],采用Weertman底部滑动公式^[30]:

$$v_s = f_s \cdot \frac{\tau_b^3}{H}, \quad (7)$$

其中, f_s 是与基岩粗糙程度相关的滑动系数, $\tau_b = \alpha \cdot \rho g H$ 是基部剪应力, α 表示冰体压力对冰川基岩的有效剪应力的影响系数.

(ii) 温度边界条件. 冰温模型的上边界条件是观测的年平均气温. 在底部, 冰川热量来源于冰川内部发生形变产生的热量和地热通量, 二者贡献合并为底部温度梯度:

$$\left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_b = \gamma_g + \frac{\tau_b \cdot v_s}{k}, \quad \text{在 } z=b \text{ 处}, \quad (8)$$

其中, γ_g 是冰川基岩地热通量, τ_b 是底部剪应力, v_s 是冰川底部滑动速度. 在冰川顶端, 忽略水平对流项, 由热传导模型的一维解可得垂直冰温剖面.

4.4 数值模拟及模型敏感性分析

为了计算上的方便, 通过坐标变换 $\xi = \frac{s-z}{D}$, 在冰川表面有 $\xi=0$, 在冰川基岩有 $\xi=1$ ^[26]. 本文对古里雅冰帽沿主流线的纵截面进行了 350×31 的网格化处理, 用二阶中心网格有限差分法对式(3)进行离散化处理. 冰帽纵截面(冰帽最高点到末端剖面)水平方向划分了350个网格点, 每个格点水平方向长度约为50 m, 如图2横轴为格点数. 冰温模型采用水平方向一阶迎风差分格式、垂直方向中心节点差分格式进行离散化处理, 由冰川顶端到末端逐列解出冰温. 利用文中建立的模型, 以物质平衡输入为驱动, 模拟当前稳定态下古里雅冰帽主流线的速度和温度分布. 模型有3个待定参数: (1) 冰川形态因子 χ ; (2) 表示基岩粗糙程度的滑动系数 f_s ; (3) 冰体压力对冰川基岩的有效剪应力的影响系数 α . 为确定这3个模型参数, 通过一系列的数值实验, 即保持其他两个不变, 只变化其中一个参数来研究模型对这些参数的敏感性影响程度, 进而确定模型所需参数值.

由模型可知, 冰川的滑动系数 f_s 和底部有效剪应力的影响系数 α 的乘积共同影响底面滑动速度 u_s , 由于古里雅冰帽达到稳定状态时冰川底部滑动速度相

图2 冰川表面运动速度对冰川形态因子 χ 的敏感性. Obs为实测速度值, 横坐标为格点数, 下同

Figure 2 Sensitivity experiments of velocity to shape factor χ along the main flowline. Obs is observational velocity data. The x coordinates are the numbers of grid point, the same below

对来说较小, 从而滑动系数 f_s 和底部有效剪应力的影响系数 α 的乘积对底面滑动速度 u_s 的影响可忽略不计. 通过一系列的数值实验, 可得冰川表面速度对形态因子 χ 的变化最敏感. 由于冰帽受地形约束较小, 本文取相对较小的 χ 值, 图2给出了无底部滑动时, χ 的变化对冰川表面速度的影响.

模拟结果表明, 冰川表面运动速度存在3个不同的极值点, 当冰川形态因子 $\chi=0.65$ 时, 海拔6200 m处冰芯钻孔点表面的实测速度与模拟结果基本一致. 以率定参数为准模拟的冰帽内部温度, 结果表明海拔6200 m处冰芯钻孔的实测冰温与模拟结果有很好的致(图3).

5 模拟结果

冰帽各主流线上的运动速度和冰温分布情况类

图3 古里雅冰帽海拔6200 m处冰芯钻孔site6处实测冰温和拟合曲线
Figure 3 Comparison of measured and modeled ice temperature at site6

似, 本文取其中一条最长的(长度为10.4 km)剖面进行研究, 该剖面最高海拔始于6400 m. 模拟结果表明(图4), 当参数值 $\chi=0.65$ 时, 除海拔6000 m附近比实测值略低外, 模拟的冰川表面运动速度和实测的表面运动速度基本一致. 对古里雅冰帽的冰温垂直分布的模拟结果表明, 在上文中提到的海拔6200 m处深孔冰芯处模拟冰温值与实测值基本一致, 但有较小的误差存在. 原因可能是: (1) 模拟结果反映的是在冰川达到稳定态时的结果; (2) 缺乏冰帽沿主流线

的测厚数据, 本文引入了一个形态因子来修正厚度估计; (3) 冰川物质平衡是除了冰川形态外影响冰川速度的较大因素之一, 本文中采用的平衡线处的表面积累率是 $a=0.35$ m/a水当量, 为近1000年冰芯记录的平均积累量^[19], 与实际物质平衡值可能有出入.

模拟结果表明该冰帽沿主流线速度场整体分布呈现中间运动速度快, 末端运动速度低的分布特点, 而且水平速度和垂向速度变化明显(图4(a)). 冰川运动速度变化快慢对应着应变率的大小, 因此这对于检

图4 古里雅冰帽冰川运动速度(a)和冰温(b)垂直分布

Figure 4 Modelled distribution of horizontal ice velocity (a) and temperature (b) along the main flowline of Guliya Ice Cap

验冰川速度截面在反映不同深度处水平剪切力的增强效应及影响有着重要的意义^[27]. 根据古里雅冰帽的速度模拟结果显示可知, 在6200 m处的实测表面速度4.85 m/a与稳定态下模拟速度(4.8 m/a左右)基本一致. 由图4(a)可知, 古里雅冰川的运动速度空间差异显著, 消融区及末端的运动速率相对较低, 而在积累区的运动速度较大; 从中流线的纵剖面来看, 冰川表面的运动速度高于底部, 这个现象在冰川的积累区尤其明显. 古里雅冰帽沿主流线冰川表面运动速度在平衡线附近和接近冰川末端处出现了流速极值区, 即冰帽沿主流线的速度分布出现了几个“中心”分布, 说明这些地区应变率变化较大, 是物质能量交换强烈的地区. 这种分布结果可能是冰川厚度、应力、底部地形沿主流线差异分布造成的, 显示出冰帽主流线剖面上由上游到末端速度和应力分布的复杂性.

温度分布模拟结果显示, 古里雅冰川的温度沿着中流线的纵剖面具有分异特点, 冰川由表面到底部冰温逐渐升高. 由图4(b)可知, 在冰帽边缘附近表面温度分布状况相对简单, 在冰川内部温度分布相对复杂, 冰帽内部温度分布总体呈现随着深度增加而升高的趋势, 冰温最低值约 -17.9°C , 海拔约6120 m处冰川底部冰温最高, 约为 -1.3°C , 说明整个冰帽底部仍然处于冻结状态, 这与姚檀栋等人^[31]根据观测推断是一致的. 模拟结果表明(图5), 冰温随高度降低而升高, 但在垂直方向冰温在不同海拔处升高速率不同, 且温度梯度随海拔降低呈下降趋势. 在活动层温度升高速率较快, 冰帽厚度较大处冰温上升速率相对较低, 这可能是由于应力逐渐增加带来的热量消耗所致. 冰帽内部垂向温度分布并未完全按照海拔一致保持温度相同, 受应力热能与底部地热通量的共同作用, 在剖面两端同一海拔高度的差值最大可以达到 14°C 左右, 特别是在海拔6200 m冰芯钻点处, 底部冰温为 -1.65°C , 而冰川表面的温度为 -16.2°C . 同时, 由模拟结果可知在流线表面中低海拔处该冰帽底部冰川温度分布出现小部分接近压熔点的温冰川区域, 这与前文假设底部无滑动较一致, 原因可能与青藏高原西昆仑山地区的高地热有关. 位于冰帽低海拔处的冰川边缘区域受气候变化影响显著, 并由图5可知, 该冰帽海拔5850 m垂直剖面冰温较低, 由于气候逐渐变暖对冰川底部冰温产生影响需要一定的时间, 表面气温的有限扰动在短时间内仍然不能改变冰的低温属性.

图5 古里雅冰帽冰川温度在不同海拔的垂直分布

Figure 5 Comparison of measured and modeled ice temperature at different altitudes

6 讨论

根据有限的厚度观测数据及基于有效剪应力公式估算冰川厚度, 由于雷达冰川厚度测量围绕冰芯钻点去展开, 并无沿主流线的厚度测量数据, 因此重建的基岩高程分布与冰床形态存在不确定性; 沿主流线的冰川表面运动速度数据也较少, 这些都是验证模拟精度, 改进模拟效果的重要保证. 影响冰川运动速度的因素有很多, 物质平衡与冰川形态因子是主要因素, 冰川运动速度对其敏感性较高. 在主流线的实际物质平衡分布与稳定态总是有差别的, 故现在选用的参数与实测值出入是允许的. 因此, 本文结合实测积累量数据对物质平衡进行了参数化处理, 并用实测冰川表面运动速度来确定合适的冰川形态因子值. 然而, 由于该冰帽冰川横截面方向的高程数据分布未知且冰帽地形复杂, 本文只建立了相应的二维冰川动力学模型, 忽略了其他次要因素(底部基岩起伏、坡度最大值因素等), 比相应的三维模型需要较少的输入数据, 且模拟结果定量地显示了冰川内部运动速度、冰温分布情况. 这对进一步认识古里雅冰帽对气候变化的响应过程具有重要的意义. 冰温分布模型的求解是依赖于冰帽流线模型的, 故影响冰川运动速度的因素间接地影响冰温分布, 且冰川表面实测冰温分布与稳定态亦是有差别的. 古里雅冰帽表面与大气进行能量交换, 高寒的环境使其上层冰温最低达 -19.58°C . 模拟结果显示, 冰温随深度降低而升高, 冰帽温度随深度变化的梯度并不完全一致, 冰帽厚度最大处底部冰温约为 -1.65°C (而此

处压熔点约为 -0.196°C),说明在该冰帽最厚部位的底部冰与冰床仍处于冻结状态.近百年来全球气候变暖显著,古里雅冰芯记录也显示出变暖事实^[32],在此背景下全球大多数冰川处于强烈退缩状态,一些曾经前进或稳定的冰川也随着气候变暖加剧而转为后退,但古里雅冰川底部仍然未达到压熔点.图6模拟了不同气温条件下,冰帽底部温度沿冰川主流线的分布情况,在表面升温 1°C 和 2.1°C (大约相当于RCP2.6和RCP4.5情景下到21世纪末相对于1986~2005年平均温度的升温值)时^[33],结果表明尽管冰川冰要经历缓慢的升温过程,但是达到稳定状态时,整个冰帽底部的冰温仍低于冰的压熔点.当升温达到 2.1°C 之后的稳定状态时,冰川沿主流线部分区域底部温度逐渐接近压熔点温度,此时对冰川速度场和温度场空间分布的模拟应考虑底部滑动,需要指出

图6 冰帽底部冰温沿主流线的变化过程. $T_{\text{surface}}+1^{\circ}\text{C}$ 表示古里雅冰帽表面气温上升 1°C 后的底部冰温分布; RCP4.5表示RCP4.5升温情景下的底部冰温分布; $\chi=0.65$ 表示上文模拟底部冰温

Figure 6 Sensitivity studies of the basal temperature under scenarios. $T_{\text{surface}}+1^{\circ}\text{C}$, surface ice temperature increase 1°C ; RCP4.5; $\chi=0.65$, modelled basal ice temperature above

的是冰川底部冰温对冰川表面气候变化的响应过程可能需要上百年的时间.

7 结论

冰川动力学模型对于认识冰川物理属性对冰川动态的影响具有重要的作用.由于古里雅冰帽的冰川流速与表面物质平衡等野外观测数据匮乏,利用模型来模拟其运动特征存在困难.而古里雅冰帽是迄今在中国发现的最稳定的冰川^[1],在稳定状态下,本文模型可以较准确地模拟冰帽型冰川的大多数动力学特征,利用一个理想的冰帽流线方程,基于冰川主流线和已有的观测数据,构建了流线模型,模拟了沿冰川主流线的流速和温度场,并绘制与距离相关的响应曲线.模型模拟结果显示在冰帽处于稳定状态时的物理特征与目前观测到的古里雅冰帽的特征相吻合.在技术方法上,本文利用了稳定状态下的连续性方程来求解垂直方向运动速度,从而使得垂向的流速变化与冰川物质平衡响应更加一致.模型敏感性实验结果表明,由于应变率的增加导致的冰帽内部热通量的变化,显著影响了冰帽边缘的温度变化.主流线下游方向的流速增加与地形的变化,导致了应变率增加和冰受压变形.由于在该区域冰川动力学模型模拟所必需的实测数据非常稀少,模拟结果可能与冰川的实际物理状态有一定的差异.总体来说,古里雅冰帽主流线下游速度极值区导致了该处应变率增加(压缩流),其值远小于两个积累区速度极值区的运动速度,因此,古里雅冰帽末端进退取决于积累区运动速度变化.该冰帽冰温分布体现出底部冰体与基岩完全冻结在一起的极大陆型冰川特点,未来一段时间的可能升温还不能改变其这一特性,冰川规模变化相对缓慢仍会维持相当一段时间.

致谢 感谢西北师范大学地理与环境科学学院姚晓军老师提供的主流线数据.另外,特别感谢张勇老师对论文的指导及建议.

参考文献

- 1 Yao T D, Jiao K Q, Zhang X P, et al. Glaciologic studies on Guliya Ice Cap (in Chinese). J Glaciol Geocryol, 1992, 14: 233-241 [姚檀栋, 焦克勤, 章新平, 等. 古里雅冰帽冰川学研究. 冰川冻土, 1992, 14: 233-241]
- 2 Zheng B X, Ageta Y, Chen J M. The preliminary report of Sino-Japanese joint glaciological expedition in West Kunlun Mountains 1987 (in Chinese). J Glaciol Geocryol, 1988, 10: 84-89 [郑本兴, 上田丰, 陈建明. 1987年中日联合西昆仑冰川考察初步报告. 冰川冻土, 1988, 10: 84-89]

- 3 Zhang Z S, Li S D. The China-Japan joint scientific inspection on West Kunlun Mountains (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 1985, 7: 360 [张振拴, 李树德. 中日联合对西昆仑山冰川冻土进行科学考察. 冰川冻土, 1985, 7: 360]
- 4 Yao T D, Thompson L G, Shi Y F, et al. Climate variation since the Last Interglaciation recorded in the Guliya ice core. *Sci China Ser D: Earth Sci*, 1997, 40: 662–668 [姚檀栋, Thompson L G, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 1997, 27: 447–452]
- 5 Yang B, Shi Y F. Research advances of ice core records in Qinghai-Tibet Plateau (in Chinese). *Adv Earth Sci*, 1999, 14: 183–188 [杨保, 施雅风. 青藏高原冰芯研究进展. 地球科学进展, 1999, 14: 183–188]
- 6 Yao T D, Qin D H, Xu B Q, et al. Temperature change over the Past Millennium recorded in ice cores from the Tibetan Plateau (in Chinese). *Clim Change Res*, 2006, 2: 99–103 [姚檀栋, 秦大河, 徐柏青, 等. 冰芯记录的未来 1000 a 青藏高原温度变化. 气候变化研究进展, 2006, 2: 99–103]
- 7 Tian L D, Yao T D. High-resolution climatic and environmental records from the Tibetan Plateau ice cores (in Chinese). *Chin Sci Bull*, 2016, 61: 926–937 [田立德, 姚檀栋. 青藏高原冰芯高分辨率气候环境记录研究进展. 科学通报, 2016, 61: 926–937]
- 8 Huybrechts P, Wolde J D. The dynamic response of the Greenland and Antarctic ice sheets to Multiple-Century climatic warming. *J Clim*, 1999, 12: 2169–2188
- 9 Huybrechts P, Steinhage D, Wilhelms F, et al. Balance velocities and measured properties of the Antarctic ice sheet from a new compilation of gridded data for modelling. *Ann Glaciol*, 2000, 30: 52–60
- 10 Khazendar A, Jenkins A. A model of marine ice formation within Antarctic ice shelf rifts. *J Geophys Res*, 2003, 108: 352–367
- 11 Zhang T, Xiao C D, Colgan W, et al. Observed and modelled ice temperature and velocity along the main flowline of East Rongbuk Glacier, Qomolangma (Mount Everest), Himalaya. *J Glaciol*, 2013, 59: 438–448
- 12 Zhao L Y, Tian L D, Zwinger T, et al. Numerical simulations of Gurenhekou Glacier on the Tibetan Plateau using a full-Stokes ice dynamical model. *J Glaciol*, 2014, 60: 71–82
- 13 Wu Z, Liu S Y, He X B. Numerical simulation of the flow velocity and temperature of the Dongkemadi Glacier. *Environ Earth Sci*, 2016, 75: 1–11
- 14 Wang Y Z, Zhang T, Ren J W, et al. An investigation of the thermo-mechanical features of Laohugou Glacier No.12 in Mt. Qilian Shan, western China, using a two-dimensional first-order flow-band ice flow model. *Cryosphere*, 2016, doi: <https://doi.org/10.5194/tc-2016-38>
- 15 Huang M H. A steady-state analysis of ice temperature in the Guliya Ice Cap, West Kunlun Mountains (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 1997, 19: 202–206 [黄茂桓. 西昆仑山古里雅冰帽深钻孔冰温的稳定态分析. 冰川冻土, 1997, 19: 202–206]
- 16 Shi Y F. Concise Glacier Inventory of China (in Chinese). Shanghai: Shanghai Popular Science Press, 2008 [施雅风. 简明中国冰川目录. 上海: 上海科学普及出版社, 2005]
- 17 Chadwell C D. Reliability analysis for design of stake networks to measure glacier surface velocity. *J Glaciol*, 1999, 45: 154–164
- 18 Thompson L G, Mosley-Thompson E, Davis M E, et al. A 1000 year climate ice-core record from the Guliya Ice Cap, China: Its relationship to global climate variability. *Ann Glaciol*, 1995, 21: 175–181
- 19 Yang B, Shi Y F. Comparison of Guliya ice core accumulation with other proxy precipitation data of China during the Last Two Millennia (in Chinese). *Mar Geol Quat Geol*, 2001, 21: 61–66 [杨保, 施雅风. 近 2000 年古里雅冰心积累量与中国其他地区降水代用资料的比较. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21: 61–66]
- 20 Huybrechts P, Payne T, Group E I. The EISMINT benchmarks for testing ice-sheet models. *Ann Glaciol*, 1996, 23: 1–12
- 21 Liu S Y, Yao X J, Guo W Q, et al. The contemporary glaciers in China based on the Second Chinese Glacier Inventory (in Chinese). *Acta Geogr Sin*, 2015, 70: 3–16 [刘时银, 姚晓军, 郭万钦, 等. 基于第二次冰川编目的中国冰川现状. 地理学报, 2015, 70: 3–16]
- 22 Yao X J, Liu S Y, Zhu Y, et al. Design and implementation of an automatic method for deriving glacier centerlines based on GIS (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2015, 37: 1563–1570 [姚晓军, 刘时银, 朱钰, 等. 基于 GIS 的冰川中流线自动提取方法设计与实现. 冰川冻土, 2015, 37: 1563–1570]
- 23 Yang M X, Yao T D. Abrupt climate change events recorded in the Guliya ice core in the past 300 years (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2002, 24: 717–722 [杨梅学, 姚檀栋. 近 300 a 来古里雅冰芯记录的气候突变事件. 冰川冻土, 2002, 24: 717–722]
- 24 Thompson L G. Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core. *Science* 1997, 276: 1821–1825
- 25 Wang J Y, Huang S P. Compilation of heat flow data for continental area of China (2nd Edition) (in Chinese). *Seismol Geol*, 1988, 12: 351–366 [汪集旻, 黄少鹏. 中国大陆地区大地热流数据汇编(第二版). 地震地质, 1990, 12: 351–366]
- 26 Wang W L. Incorporation of rheological properties into ice sheet flow models. Doctor Dissertation. Australia: University of Tasmania, 2000
- 27 Yang F. Numerical modelling of the ice sheet in the Lambert Glacier basin, East Antarctica (in Chinese). Master Dissertation. Shanghai: Shanghai Normal University, 2011 [杨帆. 东南极 Lambert 冰川盆地冰盖动力学数值模拟研究. 硕士学位论文. 上海: 上海师范大学, 2011]
- 28 Veen C J V D. A numerical scheme for calculating stresses and strain rates in glaciers. *Math Geosci*, 1989, 21: 363–377

- 29 Cuffey K M, Paterson W S B. *The Physics of Glaciers*. 4th Ed. Burlington: Elsevisr, 2010
- 30 Liu C G, Abuduwaili A, Liu S Y. Study of the ice flow models for Alpine glaciers (in Chinese). *J Glaciol Geocryol*, 2012, 34: 821–827 [刘春光, 阿布都热西提, 刘时银. 山地冰川流动模型探讨. *冰川冻土*, 2012, 34: 821–827]
- 31 Yao T D, Jiao K Q, Tian L D, et al. Climatic and environmental records in Guliya Ice Cap. *Sci China Ser B*, 1995, 38: 228–237 [姚檀栋, 焦克勤, 田立德, 等. 古里雅冰帽气候环境记录. *中国科学 B 辑*, 1994, 24: 766–773]
- 32 Yao T D, Qin D H, Xu B Q, et al. Temperature change over the Past Millennium recorded in ice cores from the Tibetan Plateau (in Chinese). *Clim Change Res*, 2006, 2: 99–103 [姚檀栋, 秦大河, 徐柏青, 等. 冰芯记录过去 1000 a 青藏高原温度变化. *气候变化研究进展*, 2006, 2: 99–103]
- 33 Ji Z M, Kang S C. Double-Nested dynamical downscaling experiments over the Tibetan Plateau and their projection of climate change under two RCP scenarios. *J Atmos Sci*, 2013, 70: 1278–1290

补充材料

附录 1

附录 2

本文以上补充材料见网络版 csb.scichina.com. 补充材料为作者提供的原始数据, 作者对其学术质量和内容负责.

Summary for “基于冰川动力学的古里雅冰帽稳定态建模分析”

An analysis of the ice temperature and velocity along the main flowline of Guliya Ice Cap of Western Kunlun Mountains based on glacier dynamical model

CHEN WanBao¹, LIU ShiYin^{2,3*}, LI WeiDe¹, WANG WeiLi⁴ & WANG RongJun^{3,5}¹ School of Mathematics and Statistics, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China;² Institute of International Rivers and Eco-security, Yunnan University, Kunming 650091, China;³ State Key Laboratory of Cryospheric Science, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China;⁴ SGT Inc, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, MD, USA;⁵ University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

* Corresponding author, E-mail: shiyin.liu@ynu.edu.cn

Glacier is an important component of the hydrological cycle at different temporal scales. A major mechanism of glacier formation is “metamorphosis”, by which snow changes into ice. The process is affected by glacier temperature, velocity and mass balance. In recent decades, glaciers in the Western Kunlun Mountains manifested differently from those in other regions. Understanding the mechanism behind their abnormal response to climate change is pressing in order to predict their future trend. However, few simulation researches of Tibetan Plateau glacier change responding to climate warming have been done due to limitation of the availability of glaciological data *in situ* measurements. Knowledge of present-day ice temperature and velocity is important in order to determine how fast a glacier may respond to climate change. Guliya Ice Cap is located in the Western Kunlun Mountains which lies in the northwestern part of Tibetan Plateau. It is an extremely continental-type (cold) glacier and is characterized by low temperature and precipitation. Using the few observed data for ice temperature and surface velocity, we apply a two-dimensional higher-order thermomechanical flowline dynamical model to simulate the ice temperature and velocity in steady-state along the main flowline of Guliya Ice Cap. The rare but valuable observational data are used to validate the results of numerical simulation of the model in this study. Owing to the uncertainty of parameters' values, some diagnostic experiments have been conducted to simulate the present-day spatial distributions of ice velocity and temperature along the main flowline of the Guliya Ice Cap. Based on the sensitivity experiments described above, the appropriate parameters on which the model can best simulate the present-day ice velocity and temperature distributions of Guliya are selected. Generally, modeled and observed ice surface velocities exhibit good agreement under the parameters we adopted. Our results show that significant spatial difference of velocity field of the ice cap exists. The ice flow velocities on the terminus and the ablation zone are lower compared to those in the accumulation area. Similar to other alpine land-terminating glaciers, the mean annual horizontal ice flow speeds of Guliya are relatively low (less than 20 m/a). Several velocity extremum regions inside the ice cap can be observed from the simulation results. Along the streamline profile, the glacier surface velocity is higher than that at the bottom, especially in the glacier accumulation area. Modeled ice temperatures agree well with observed values in a borehole drilled to bottom in 1992. Temperature distribution along the glacier's streamline profile demonstrates an increasing trend from glacier surface to the bed rock, for example -16.2 — 1.65°C at a site of 6200 m above sea level (asl). We extract several vertical profiles of temperature distribution at different altitudes. We find that ice temperature near the glacier terminus remains lower than the melting point, and the temperature gradients are various in different altitudes. This phenomenon indicates that physical property of basal ice frozen to the bed constrains the low amplitude response of the temperature field and the terminus dynamics. We speculate that subsequent simulation researches can possibly consider basal sliding contributes in the future by a sensitivity test of the basal temperature under different scenarios. For a large ice cap with few data *in situ* observations, it is difficult to construct a suitable glacier model with both reliability and simplicity, nevertheless, we can simulate the main glacier dynamic features with much accuracy. The model suggests that the relatively small change in strain rate and low ice temperature near the glacier terminus may be the reason why the Guliya Ice Cap is the most stable glacier found in China up to now.

glacier dynamics, Guliya Ice Cap, ice velocity, ice temperature

doi: 10.1360/N972017-00676