

文章编号:1000-0240(2001)02-0103-08

# 不同规模山谷冰川及其径流对气候变化的响应过程

叶柏生, 丁永建, 刘潮海

(中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 甘肃 兰州 730000)

**摘 要:**以天山伊犁河流域为背景,通过冰川动力模型模拟,研究了统计意义上不同规模冰川及其径流对气候变化的响应过程的差异性。结果表明,不同规模冰川对气候变化的敏感性有较大差异,冰川径流变化与气候的变化亦不一致。在气温变暖、冰川退缩的过程中,冰川径流有一个增大的过程,冰川径流的峰值大小和出现时间取决于冰川大小和升温速率。根据径流峰值出现时间与升温过程的一致与否,提出冰川径流增大的临界升温速度概念。

**关键词:**气候变化;冰川;响应过程

**中图分类号:** P343.6 **文献标识码:** A

## 1 概述

目前全球进行物质平衡观测的冰川不仅数量非常有限,而且冰川规模普遍较小,Koltiyakov 根据天山数条冰川物质平衡资料粗略地估计了中亚的冰川及其径流的趋势变化<sup>[1]</sup>。但是,根据小冰川的资料推算所有冰川的变化,可能会引起较大的误差;另一方面,用冰流模型(The ice-flow model)已对一系列特定冰川进行了模拟研究,分析研究冰川对气候变化的响应过程及其敏感性<sup>[2~5]</sup>。在一个地区,冰川数量较多,难以对每一条冰川进行模拟研究,同时,由于山地冰川的大小、形态差异较大,因而对气候变化的响应过程也会有相当差别,不仅在响应时间上,而且在大小上均有差别<sup>[6~8]</sup>。为此,本文以天山伊犁河流域为背景,根据冰川编目资料,以冰川面积为特征,统计了不同规模冰川的主要特征值的变化规律,据此用冰川动力学模型模拟不同规模冰川对气候变暖的响应过程,从而了解冰川规模对冰川气候变化引起的响应过程的影响。

## 2 伊犁河流域

伊犁河发源于我国天山西部(其中支流特克斯

河源头在哈萨克斯坦境内),经新疆伊犁地区最后流入哈萨克斯坦境内的巴尔喀什湖。伊犁河上游位于 $42^{\circ}14' \sim 44^{\circ}51' N$ , $80^{\circ}15' \sim 86^{\circ}56' E$ ,流域由一系列近于东西走向的山地和介于其间的盆地或谷地组成。根据冰川目录资料<sup>[9,10]</sup>,伊犁河上游区共有冰川2414条,冰川面积2112.9 km<sup>2</sup>,流域冰川最高海拔为5568 m,最低海拔为2640 m,平均雪线海拔3730 m,多年冻土下界海拔约3000 m。

## 3 冰川动力模型

冰川动力模型主要依据 Oerlemans 沿冰川主流线模式<sup>[11]</sup>,同时考虑冰川的形态特征<sup>[4]</sup>,假设冰川横断面为倒梯形,冰川模型由冰川连续性方程和冰川流动方程组成,以主流线为  $x$  轴:

$$\frac{\partial S}{\partial t} = -\frac{\partial Q}{\partial x} + BW \quad (1)$$

$$Q = \bar{U} \cdot S \quad (2)$$

$$\bar{U} = U_d + U_s = f_1 H r_d^3 + \frac{f_2 \tau_d^3}{\rho g} \quad (3)$$

$$\tau_b = -\rho g H \sin \alpha \quad (4)$$

$$S = [W - H \tan \gamma] H \quad (5)$$

式中:  $Q$  为通过横断面的冰通量;  $S$  为断面平均流

收稿日期:2000-06-27;修订日期:2001-02-19

基金项目:中国科学院资源环境领域知识创新工程重大方向项目(KZCX2-301;KZCX1-10-03);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(CACX210017)资助

作者简介:叶柏生(1964—),男,甘肃武威人,研究员,1994年在中国科学院兰州冰川冻土研究所获博士学位,现从事寒区水文学研究。  
E-mail: yebsh@ns.lzb.ac.cn

速;  $\tau_b$  为底部剪应力;  $S$  为横断面面积;  $H_i$  为冰川厚度;  $W$  为冰面宽度,  $\alpha$  为冰面坡度,  $\gamma$  为冰川侧边与垂线夹角;  $B$  为冰面物质平衡,  $f_1$ 、 $f_2$  为冰流动形态参数.  $\rho$ 、 $g$  分别为重力加速度和冰的密度, 冰密度取  $900 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ .

考虑到天山区冰川属于亚极地型和极地型冰川<sup>[12~13]</sup>, 除一些大型山谷冰川外, 冰川运动主要是由冰川冰的变形引起的<sup>[14]</sup>, 冰川流动方程主要考虑冰川冰的变形<sup>[15]</sup>, 式(3)中冰川滑动项  $U$ , 予以忽略. 式(3)变为:

$$\bar{U} = f_1 H \tau_b^3 \quad (6)$$

在上述模型中气候变化的影响主要通过冰川物质平衡来影响冰川的变化, 对于气候变化通过改变冰川温度, 进而影响冰川变化的因素, 因其影响较为复杂, 且影响较小, 本文未予考虑.

### 3.1 冰川形态特征值

为确定统计意义上不同规模冰川的形态, 根据冰川编目资料<sup>[9]</sup>, 对天山伊犁河流域 2 000 多条冰川的特征值, 如冰川面积、长度、作用差(最大高度与最低高度之差)、最高高度以及冰川平均坡度进行统计分析. 结果表明, 冰川面积与冰川长度和冰川作用差存在较好的相关关系, 利用这两个关系可基本确定冰川的整体形态. 用冰川面积与最高、中值和最低高度的关系来确定能够反映冰川绝对高度的参数, 三者中冰川最高高度为最佳. 而冰面高度、厚度、宽度的变化则由其它方法来确定.

#### 3.1.1 冰川面积与最大高度

在一个流域内, 冰川最高高度( $H_{\max}$ )对冰川的模拟结果有较大影响. 通过对伊犁河流冰川按冰川等级统计, 在此基础上统计冰川最高高度  $H_{\max}$  随冰川面积  $S_g$  的变化, 结果如下(图 1):

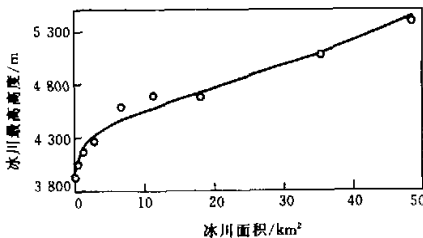


图 1 冰川最高高度与冰川面积的关系

Fig. 1 The relationship between the maximum glacier elevation and glacier area

$$\begin{aligned} H_{\max} &= a \times (26.391 S_g + 4168.2) + \\ &\quad (1-a)(243.4 \ln S_g + 4155.9) \\ a &= S_g / 97 + 0.5 \end{aligned} \quad (7)$$

#### 3.1.2 冰川长度( $L$ )和冰川高度作用差( $TZ$ )

根据流域冰川面积  $S$ 、长度和高度作用差资料得出如下关系:

$$L = 1.638 S_g^{0.5668} \quad n = 2\,242, R = 0.914 \quad (8)$$

$$TZ = 5.992 S_g^{0.3888} \quad n = 2\,242, R = 0.754 \quad (9)$$

#### 3.1.3 冰面坡度沿主流线的变化

冰面坡度一方面对冰川的流动速度有很大的作用, 另一方面能在一定程度上反应冰川的厚度. 实际上, 由于地形的影响, 冰面坡度变化很大, 特别是冰川上有冰瀑布的地方, 而且不同面积和类型的冰川冰面坡度沿主流线的变化也会不同. 为了能准确估计冰面坡度沿主流线的变化, 应用伊犁河流域 1:50 000 地形图选择了 47 条冰川, 沿冰川主流线直接量测冰面坡度值, 同时为了考虑大冰川的作用, 应用托木尔峰地区冰川地形图(1:200 000)对最大的 29 条冰川进行量测, 冰川面积从 0.5~165  $\text{km}^2$ , 根据量测结果统计得到如下关系式:

$$\begin{aligned} K(l) &= S_g^{-0.297} \exp(-5.77l + 4.51l^2 + 0.198) \\ n &= 577, \quad R = 0.763 \end{aligned} \quad (10)$$

式中:  $l$  为沿主流线的相对距离(从冰川顶部算起)  $[0, 1]$ ;  $K(l)$  为冰川主流线  $l$  处的冰面坡度.

#### 3.1.4 冰川面积和冰面宽度沿高度的分布

冰川面积沿高度的分布依据对西天山 Ак-Шыйрак 峰地区 178 条冰川 1943 年和 1977 年两次地形图资料测算统计结果进行估算<sup>[16]</sup>, 即:

$$\Delta S_{gi} = S \sum_{i=1}^5 \frac{a_i}{i} [\cos(i\pi \cdot Z_i) - \cos(i\pi \cdot Z_{i+1})] \quad (11)$$

式中:  $S_g$  为冰川面积;  $Z_i$  为冰川的相对高度,  $Z_i [0, 1]$ ; 系数  $a_i$  按下式计算:

$$a_1 = 0.5$$

$$a_2 = 0.04828$$

$$a_3 = -0.162 + 0.20088 e^{-0.06645 S_g}$$

$$a_4 = 0.05792 - 0.0672 e^{-0.09175 S_g}$$

$$a_5 = 0.21325 - 0.2125 e^{-0.00484 S_g}$$

其中: 当  $S_g \leq 0.1 \text{ km}^2$  时  $S_g = 0.1 \text{ km}^2$ ,  $S_g \geq 70 \text{ km}^2$  时  $S_g = 70 \text{ km}^2$ .

依据冰川在某一高度带的面积  $\Delta S_{gi}$  和相应的

冰面坡度和高度差,可估算出冰川在这一高度带的宽度  $W$ 。

### 2.1.5 冰川厚度估算

根据冰川物理学研究<sup>[17]</sup>,冰川厚度可按下式计算:

$$H = \frac{\tau_0}{K_h \rho g \sin \alpha} \quad (12)$$

式中:  $\alpha$  为冰面与水平面的夹角;  $\tau_0$  为冰的屈服应力,变化在 80~150 kPa;  $K_h$  为冰川横断面的影响系数。

根据托木尔峰地区台兰冰川和天山乌鲁木齐河源 1 号冰川的地形资料及冰川厚度资料<sup>[18, 19]</sup>,可推算出  $\tau_0/K_h \rho g$  值的变化在 8~17 m 之间,平均值为 11.3 m(对应  $\tau_0$  为 100 kPa)。

根据以上分析,利用式(7)~(12)可基本上确定在统计意义上不同面积冰川的形态特征和位置,将其作为冰川动力学模型的初始参数值,用来模拟不同规模冰川对气候变化的响应过程。

### 3.2 冰川物质平衡和径流量计算

冰川物质平衡用度日因子方法计算<sup>[20~22]</sup>,而冰川径流是根据冰川不同高度带由水量平衡计算<sup>[23]</sup>。

根据乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡资料,推算出冰川上积雪和冰川冰消融的度日因子分别为 3.1 和 7.3 mm · °C<sup>-1</sup> · d<sup>-1</sup><sup>[21]</sup>,由于冰川分布高度带较大,因而在冰川物质平衡计算中还考虑了降水中不同降水形态对冰川物质平衡和径流的影响<sup>[24]</sup>。流域内气象和水文台站大都分布在海拔 2 000 m 以下,高山区不同高度的气温和降水量是根据流域中低山带资料和部分高山带资料推算<sup>[24]</sup>。

### 3.3 冰流动特性的综合参数值 $f_1$ 的确定

冰川流动参数  $f_1$  变化较大,已有的研究中  $f_1$  在 10<sup>-25</sup>~10<sup>-24</sup> 之间<sup>[2~5]</sup>,本文直接由相邻流域乌鲁木齐河源 1 号冰川的观测资料推算。根据乌鲁木齐河源 1 号冰川 1980—1986 年的冰川表面运动速度资料、经钻孔资料验证的冰川雷达测厚资料和冰川地形资料<sup>[19]</sup>,由式(6)反推出  $f_1$  值(表 1)。

表 1 冰川流动参数推算表

Table 1 Estimation of the flow parameters of a glacier

|     | 测点  | 海拔<br>/m | 坡度    | 速度<br>/m · a <sup>-1</sup> | 厚度<br>/m | $f_1 (\times 10^{-25})$<br>/m <sup>6</sup> N <sup>-3</sup> s <sup>-1</sup> |
|-----|-----|----------|-------|----------------------------|----------|----------------------------------------------------------------------------|
| 东支  | G4  | 4 004    | 0.187 | 4.4                        | 124      | 13.8                                                                       |
|     | F4  | 3 970    | 0.192 | 5.0                        | 122      | 15.6                                                                       |
|     | E2  | 3 935    | 0.167 | 5.2                        | 130      | 18.8                                                                       |
| 西支  | C2  | 3 845    | 0.278 | 5.7                        | 91       | 20.0                                                                       |
|     | H3  | 4 078    | 0.200 | 6.6                        | 123      | 17.7                                                                       |
|     | G2  | 4 066    | 0.167 | 6.4                        | 131      | 22.5                                                                       |
|     | G+2 | 4 054    | 0.250 | 6.9                        | 130      | 7.8                                                                        |
|     | F2  | 4 000    | 0.167 | 6.8                        | 123      | 30.7                                                                       |
|     | E3  | 3 994    | 0.267 | 8.3                        | 97       | 25.2                                                                       |
| 平 均 |     |          |       |                            |          | 19.1                                                                       |

根据以上所述,以气候资料为输入,用差分方法可对冰川变化过程进行模拟,为配合物质平衡计算,时间步长取月,距离步长随冰川大小介于 100~300 m 之间。

### 4 冰川对气候变化响应过程的模拟结果

以伊犁流域上游冰川为背景,选取面积为 0.5~45.0 km<sup>2</sup> 的不同规模冰川,根据冰川形态参数统

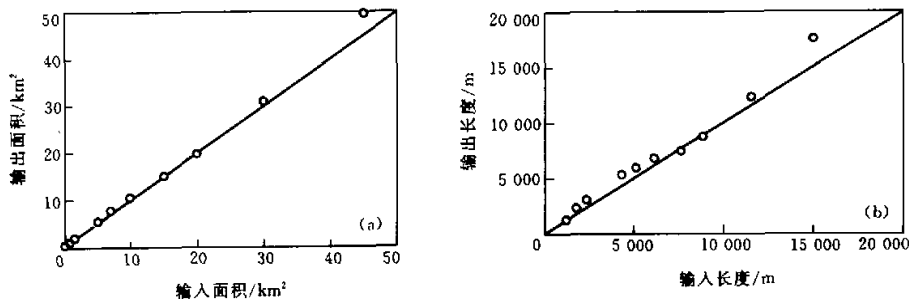


图 2 初始输入冰川与模拟稳定冰川比较

a. 冰川面积; b. 冰川长度

Fig. 2 The comparison of initial glacier with simulated steady glacier

计结果,共有 15 种方案作为冰川动力模型初始条件,以伊犁流域 1954—1997 年的平均气候条件(平均气温和降水)为模型的输入。由于缺乏流域冰川变化过程的实际观测值,因而较难用变化过程对模型进行检验,但可以通过对稳定时冰川规模的模拟结果来检验。

#### 4.1 稳定态冰川规模的模拟结果

用冰川动力模型对不同面积冰川进行模拟,通过稳定时冰川特征值和初始输入值对比(图 2)来检验模型的可靠性。

从图 2 中可以看出,模型的输入与冰川达到稳定时的输出基本上是一致的,模型基本能够模拟出现代气候条件下的冰川发育规模。

#### 4.2 气候变化方案

以 1954—1997 年平均气温和降水为基础,选

择不同气候情景方案。由于对未来降水变化较难作出估计,本文的气候变化只以气温变化为主,气温升温幅度为  $1^{\circ}\text{C}$ ,但升温速率从  $1^{\circ}\text{C}/1\text{ a}$ (突变)到  $1^{\circ}\text{C}/1\,000\text{ a}$ 之间变化,即气温以不同的升温速率升高,升高到  $1^{\circ}\text{C}$ 之后再不再升高。

#### 4.3 计算结果

##### 4.3.1 冰川变化过程

图 3 给出了不同气候变化条件下冰川长度、面积和体积随时间变化的过程线,从图中可以看出,不同规模的冰川对气候变暖的响应有较大差别。冰川越大,升温条件下退缩速度(绝对变化)越快,但它的相对变化则较小,即冰川越小对气候变化越敏感。这一结果与最近根据乌鲁木齐河两次航空摄影,通过对比分析冰川变化的研究结果完全一致<sup>[7]</sup>。在一定气候扰动下,冰川达到稳定所需的时间

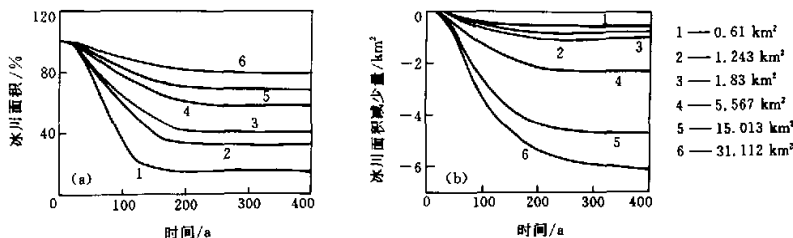


图 3 不同规模冰川的面积变化过程(40 a 内气温升高  $1^{\circ}\text{C}$ )

a. 相对变化; b. 绝对变化

Fig. 3 The processes of area change of glacier with different area on the assumption of air temperature  $1^{\circ}\text{C}$  rising within 40 years

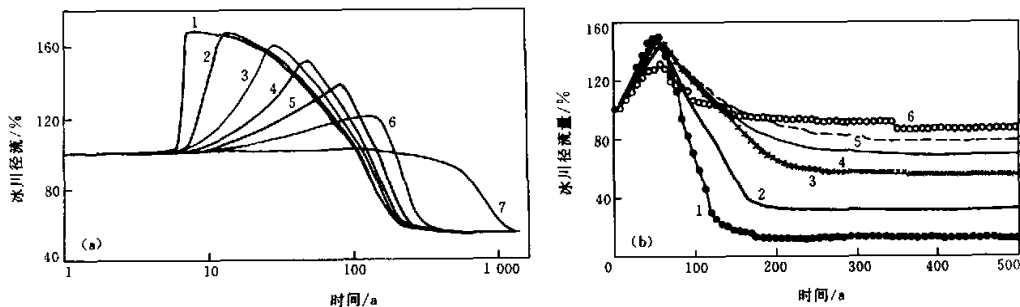


图 4 冰川径流变化过程

a. 不同升温速率条件; 1.  $0^{\circ}\text{C}/\text{a}$ ; 2.  $5^{\circ}\text{C}/\text{a}$ ; 3.  $20^{\circ}\text{C}/\text{a}$ ; 4.  $40^{\circ}\text{C}/\text{a}$ ; 5.  $75^{\circ}\text{C}/\text{a}$ ; 6.  $150^{\circ}\text{C}/\text{a}$ ; 7.  $1\,000^{\circ}\text{C}/\text{a}$ ; b.

不同规模冰川; 1. 0.61  $\text{km}^2$ ; 2. 1.24  $\text{km}^2$ ; 3. 5.57  $\text{km}^2$ ; 4. 19.86  $\text{km}^2$ ; 5. 31.11  $\text{km}^2$ ; 6. 49.86  $\text{km}^2$

Fig. 4 The changing process of glacier runoff

间亦随冰川规模增大而变长。

#### 4.3.2 冰川径流的变化过程

冰川径流的变化要比冰川的变化复杂, 图 4 给出了不同气候变化条件下冰川径流的变化。从图 4 中可以看出: 冰川越小, 冰川径流对气温变化越敏感, 径流峰值越高, 衰减也越快。径流峰值的出现时间与气温的升高速度有关: 升温越快, 峰值出现越早, 且峰值较高, 这同样表明了冰川越小其径流对气候变化越敏感。冰川径流与气温变化的不一致性实际上是冰川对气候变化滞后性的表现, 在过去的几十年中, 由于冰川退缩引起的径流增加在出山口径流中已经有所表现<sup>[25]</sup>。

#### 4.3.3 冰川径流峰值

图 5 给出了不同升温速率条件下不同面积冰川的径流峰值, 从图 5a、b 中可以看出, 径流峰值随冰川面积的增大而逐步减小, 并且, 随升温速率的减小径流峰值亦逐步减小, 冰川规模的影响逐步消失, 径流峰值趋于一致, 亦即, 不同规模冰川, 只有在气候变化较快的情况下, 其径流峰值才会有明

显的差别。由于受计算方法上的限制, 计算的径流峰值出现时间有一定的误差, 特别是升温较为缓慢, 径流峰值较小, 不易准确判断, 误差可能更大, 但仍可以看出一些变化趋势: 在升温速率较大的条件下, 与温度达到最高的时间同步, 但随着升温速率的减小, 小冰川的径流峰值出现时间首先提前于温度达到最高的时间。可以将这开始出现不一致的升温速率称为冰川径流增大的临界升温速率, 它表明了持续升温条件下, 冰川径流开始出现减少的时间(临界升温速率的倒数)。图 5d 给出了临界升温速率随冰川规模的变化, 由于计算方法上的限制, 只能给出一定的范围。

#### 4.4.4 不同规模冰川的平衡态响应

图 6 给出了不同面积冰川在气温升高  $1^{\circ}\text{C}$  后冰川达到稳定状态的特征值。从图中可以看出: 冰川越小, 对气温的变化越敏感; 冰川体积对气温的变化最敏感, 其次是冰川长度和面积, 但在冰川面积较小时(如  $S=0.61\text{ km}^2$ ), 冰川长度与面积变化的敏感性比较接近。根据变化趋势推断, 对于更小的

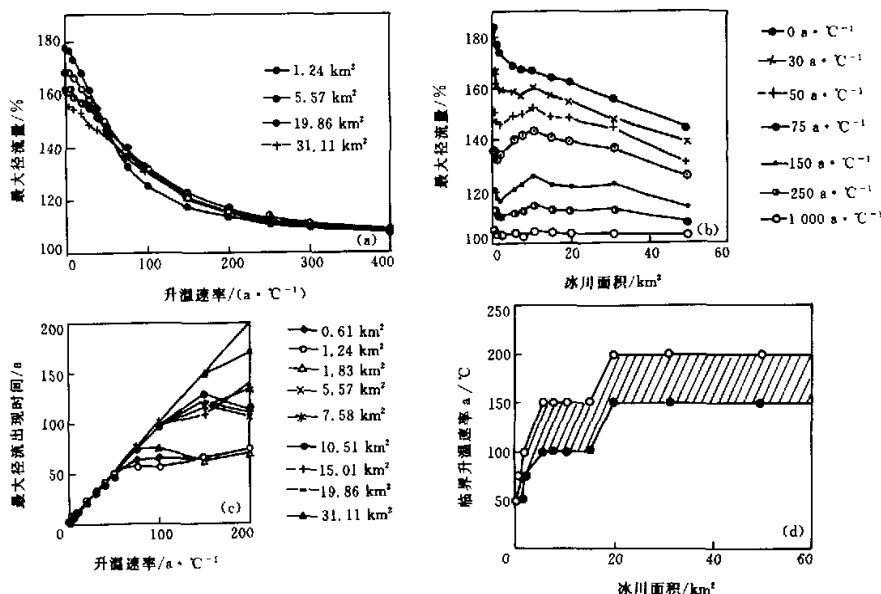


图 5 冰川径流峰值大小及其出现时间

a. 不同冰川规模在气候变暖条件下, 冰川径流峰值随升温速率的变化; b. 不同升温速率条件下, 冰川径流峰值随冰川规模的变化; c. 不同冰川规模在气候变暖条件下, 随升温径流峰值出现时间(从升温开始计算); d. 临界升温速率随冰川面积的变化

Fig. 5 Peak and appearance time of runoff for different glacier size and rising rates of air temperature

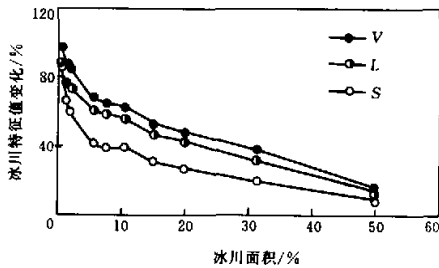


图 6 不同规模冰川的平衡态响应值

Fig. 6 The steady-state response of glaciers with different area

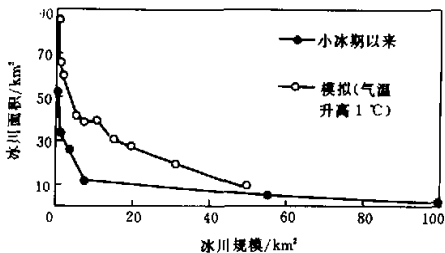


图 7 小冰期以来的天山地区不同规模冰川的面积变化

Fig. 7 Comparison between the simulated and the measured changes of area for glaciers with different size since the Little Ice Age in the Tianshan Mountains

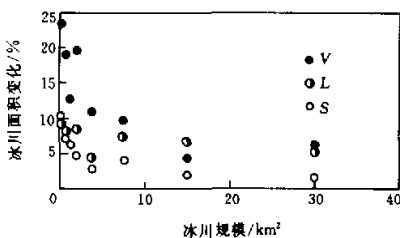


图 8 1962—1989 年间天山伊犁河上游区不同规模冰川的面积变化

Fig. 8 The changes of volume, length and area for glaciers with different size in the upper reaches of the Yili River in the Tianshan Mountains from 1962 to 1989

冰川, 冰川长度的变化将小于面积的变化, 即对于小冰川, 冰川的变化主要是以面积减少为主, 冰川长度相对较小, 这一结果同乌鲁木齐河流域 1964—

1992 年的实际变化结果一致<sup>[7]</sup>, 流域平均冰川面积为 0.31 km<sup>2</sup>, 长度、面积和体积变化分别为 12.4%、13.8% 和 16.8%。对于较大冰川, 则其变化则主要是以冰川退缩(长度变化)为主。由模型计算的冰川变化结果, 与根据冰绩物推算的小冰期以来的天山区冰川变化(图 7)<sup>[6]</sup>, 以及根据重复航片资料量算的伊犁河上游区 40 a 来的 66 条不同面积冰川的变化(图 8)相比, 尽管由于引起冰川变化的条件不同, 在变化量级上存在差异, 但在变化趋势上完全一致, 这也从另一方面表明了冰川模型能够对冰川变化进行模拟。

## 5 小结

本文以天山伊犁河流域为背景, 用冰川动力模型模拟了具有统计意义的不同规模冰川对气候变化的响应过程, 通过计算得出下列结论:

(1) 冰川模型基本能够模拟不同规模冰川对气候变化的响应过程。

(2) 冰川越小, 气温升高引起的冰川绝对变化越小, 相对变化量越大, 对气候变化越敏感。

(3) 气温升高引起的冰川体积变化最大, 其次是冰川长度和面积, 对于较小的冰川( $<0.6 \text{ km}^2$ )冰川长度的相对变化小于冰川面积的变化, 但对于较大的冰川, 则长度的变化大于面积变化。

(4) 冰川越小, 气温升高引起的冰川径流变化越大, 冰川径流的峰值大、退缩也快。

(5) 气温升高引起的冰川径流的峰值大小及出现时间还取决于升温的速率, 升温越快, 峰值越大, 峰值出现时间越早。

(6) 对于给定的升温幅度, 随着升温速率减小, 冰川径流峰值的出现时间与气温的最高值出现时间不同步, 此一临界升温速率与冰川规模呈反相关关系。

## 参考文献 (References):

- [1] Kotlyakov V M, Grosswald M G. The reaction of glaciers to impending climate change [J]. Popular Geography and Ecology, 1991, 15(3): 203—217.
- [2] Zuo Z, Oerlemans J. Numerical modeling of the historic front variation and the future behavior of the Pasterze Glacier, Austria[J]. Annals of Glaciology, 1997, 24: 234—241.
- [3] Oerlemans J. A flowline model for Nigardsbreen, Norway; Projection of future glacier length based on dynamic calibration with the historic record [J]. Annals of Glaciology, 1997, 24: 382—389.
- [4] Schmeits M J, Oerlemans J. Simulation of the historical variations in length of Unterer Grindelwaldletscher, Switzerland

- [J]. *Journal of Glaciology*, 1997, 43(143): 152-164.
- [5] Wallinga J, Roderik S W, De Wal *et al.* Sensitivity of Rhonoe-gletscher, Switzerland, to climate change; experiments with a one-dimensional flowline model[J]. *Journal of Glaciology*, 1998, 44(147): 383-393.
- [6] Ding Yongjian, Haeberli W. Comptaion of long-term glacier fluctuation data in China and a comparison with correspondig records from Switzerland [J]. *Journal of Glaciology*, 1996, 42(141): 390-400.
- [7] Wan Zongtai. Glacier and environment in middle part of Tianshan and east part of Qilian since Little Ice Age [J]. *Acta Geographic Sinica*, 1991, 46(2): 160-167. [王宗太. 天山中段及祁连山东段小冰期以来冰川环境[J]. *地理学报*, 1991, 46(2): 160-167.]
- [8] Chen Jianming, Liu Chaohai, Jin Mingxie. Application of the repeated aerial photogrammetry to monitoring glacier variation in the drainage area of the Ürümqi River [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1996, 18(4): 331-336. [陈建明, 刘潮海, 金明雪. 重复航空摄影测量方法在乌鲁木齐流域冰川变化监测中的应用[J]. *冰川冻土*, 1996, 18(4): 331-336.]
- [9] Ding Liangfu, Xie Weirong, Liu Chaohai *et al.* Glacier Inventory of China (III), Tianshan Mountains (Ili River Drainage Basin) [M]. Beijing: Science Press, 1986. 21-146. [丁良福, 谢维荣, 刘潮海, 等. 中国冰川目录(III), 天山山区(伊犁河流域区)[M]. 北京: 科学出版社, 1986. 21-146.]
- [10] Kazakstan Academy of Sciences. Glacier Inventory of USSR, Vol. 13(2), Part 5 [M]. Leningrad: Hydrological and Meteorologic Press, 1980. 100. [Академия наук казахской СССР. Каталог ледников СССР, Том 13, Выпуск 2, часть 5 [M]. Л.: Гидрометеоиздат, 1980. 100.]
- [11] Oerlemans J. Simulation of historic glacier variations with a simple climate-glacier model [J]. *Journal of Glaciology*, 1988, 34(118): 333-341.
- [12] Huang Maohuan. Forty year's study of glacier temperature in China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(3): 193-199. [黄茂桓. 我国冰川温度研究 40 年[J]. *冰川冻土*, 1999, 21(3): 193-199.]
- [13] Huang Maohuan. Forty year's study of glacier temperature distribution in China; Review and suggestions [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(4): 310-316.
- [14] Huan Maohuan. The movement mechanisms of subpolar-type glaciers in China [J]. *Science in China*, 1995, 38(3): 352-361.
- [15] Ye Baisheng, Chen Kegong. A model simulating the processes in responses of glacier and runoff to climatic change [J]. *Chinese Geographical Science*, 1997, 7(3): 243-250.
- [16] Kuzmichienok V A. Glaciers of Tien-Shan, computerized analysis of the inventory[J]. *Data of Glaciological Studies*. 1993, 77: 30-40. [Кузьмиченко В. А. Ледники Тянь-шаня [J]. *Материалы Гляциологических Исследований*, вып. 1993, 77: 30-35.]
- [17] Paterson W S. The Physics of Glacier [M]. New York: Pergamon Press, 1981.
- [18] Su Zhen. Glacier and Climate in Mt. Tuomuer District [M]. Ürümqi, Xinjiang People's Publishing House, 1987. 33-95. [苏珍. 天山托木尔峰地区的冰川与气象[M]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1987. 33-95.]
- [19] You Gengxiang. Map of Glacier No. 1 and Glacier No. 2 at the Source of Ürümqi River, Tianshan [M]. Xi'an: Xi'an Cartographic Publishing House [M]. 1988. [尤根祥. 乌鲁木齐河源 1 号和 2 号冰川图[M]. 西安: 西安地图出版社, 1988.]
- [20] Braithwaite R J, Olesen O B. Seasonal variation of ice ablation at the margin of the Greenland ice sheet and its sensitivity to climate change, Qamanrssp Sermia, West Greenland [J]. *Journal of Glaciology*, 1993, 39(132): 267-274.
- [21] Liu Shiyong, Ding Yongjian, Ye Baisheng. Study on the mass balance of the Glacier No. 1 at the headwaters of the Ürümqi River using degree-day method [A]. *Proceeding of the Fifth Chinese Conference on Glaciology and Geocryology (Vol. 1)* [C]. Lanzhou: Gansu Culture Press, 1996. 197-204. [刘时银, 丁永建, 叶柏生. 度日因子用于乌鲁木齐河源 1 号冰川物质平衡计算的研究 [A]. 第五届全国冰川冻土学大会论文集(上)[C]. 兰州: 甘肃文化出版社, 1996. 197-204.]
- [22] Liu Shiyong, Ding Yongjian, Ye Baisheng, *et al.* Regional characteristics of glacier mass balance variations in High Asia [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22(2): 97-105. [刘时银, 丁永建, 叶柏生, 等. 高亚洲地区冰川物质平衡变化特征研究[J]. *冰川冻土*, 2000, 22(2): 97-105.]
- [23] Kanavalov B G. Calculation and Forecast of Glacier Melting in Center Asia [M]. Leningrad: Hydro-meteorological Press, 1979. 7-10. [Коновалов В. Г. Расчёт и прогноз таяния ледников Средней Азии [M]. Л.: Гидрометеоздат, 1979. 7-10.]
- [24] Ye Baisheng, Lai Zuming, Shi Yafeng. Some characteristics of precipitation and air temperature in the Yili River basin [J]. *Aridland Geography*, 1997, 20(1): 46-52. [叶佰生, 赖祖铭, 施雅风. 伊犁河流域降水和气温的若干特征[J]. *干旱区地理*, 1997, 20(1): 46-52.]
- [25] Ye Baisheng, Han Tianding, Ding Yongjian. Some changing characteristics of glacier streamflow in Northwest China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1999, 21(1): 54-58. [叶柏生, 韩添丁, 丁永建. 西北地区冰川径流的变化特点 [J]. *冰川冻土*, 1999, 21(1): 54-58.]

## Response of Valley Glaciers in Various Size and Their Runoff to Climate Change

YE Bai-sheng, DING Yong-jian, LIU Chao-hai

(Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou Gansu 730000, China)

**Abstract:** A glacier dynamics model that simulates the change of valley glaciers in various sizes and their runoff in response to climate change is presented for the Yili River basin in the Tianshan Mountains. In order to parameterize the shapes of glaciers with various sizes, some characteristic values of more 2000 glaciers in the Yili River basin have been statistically analyzed based on the glacier inventory. The values include glacier area, length, difference between the maximum and the minimum elevation, the maximum elevation and average slope. It is suggested that: 1) the sensitivity of glaciers to climate change is determined by glacier sizes. Smaller glaciers are more sensitive to climate warming than larger ones, and their relative changes are greater than those of larger glaciers, while their absolute change is contrary. 2) The relative change of the glacier volume with climate warming is most remarkable as compared with that of glacier length and area. For larger glaciers, the change of length (retreat) is more significant than that of area; on the contrary, for smaller glaciers (with

the area  $< 0.6 \text{ km}^2$ ), the change of area is more significant than that of length. 3) The glacier runoff does not change synchronously with climate change. As climate warming and glacier retreating, the glacier runoff tends to increase and then to decrease. Under climate warming, the smaller glaciers with the higher runoff peaks tend not only to vary greatly but also to retreat quickly as compared with the larger ones. The magnitude and appearance time of runoff peak depend not only on the glacier size but also on the rising rate of air temperature. The faster the air temperature rises, the higher the peak, and the earlier the appearance time of the peak takes place. 4) For a given warming range, with a decrease of temperature rising rate, the appearance time of runoff peak tends to be earlier than the occurrence time of the maximum air temperature. The temperature rising rate in such a circumstance is defined as critical rising rate. The critical rising rate has negative correlation with glacier sizes.

**Key words:** glacier dynamics model; critical rising rate of air temperature; glacier runoff change; Yili River basin