

中国冰川系统变化趋势预测研究

谢自楚^{1,3}, 冯清华¹, 王欣², 康尔泗³, 刘潮海³, 谢超¹, 李巧媛¹
(1. 湖南师范大学, 长沙 410081;

2. 湖南科技大学, 湘潭 412000; 3. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所, 兰州 730000)

摘要: 基于中国冰川编目资料, 应用冰川系统、零平衡线、冰川径流变化与冰川面积之间的关系以及冰川对环境变化的适应功能等理论, 按几种不同升温率的气候情景, 对全国各大流域冰川径流、面积、储量及平衡线高度等变化趋势进行预测。结果表明: 平均来讲, 21 世纪前 50 年如果中国西部山区, 以增温率为每年 0.02K 及 0.03K 计算, 到 2030 年, 全国冰川径流将达到最高潮, 2030 年后全国冰川径流将普遍回落, 但至 2050 年仍将高于 20 世纪末的水平。如上述升温趋势一直维持下去, 本世纪中国冰川的面积和储量将持续减少, 到 2030 年, 将减少 6%~9%; 到 2050 年减少 10%~15%; 到本世纪末, 全国冰川径流将回落到 1980 年的水平以下, 全国冰川面积将减少 23.2%~34%。
关键词: 冰川系统; 预测模型; 融水径流变化; 储量变化; 面积变化
中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1005-3409(2005)05-0077-06

Modeling the Response of Glacier System to Climate Warming
——Taking Glaciers in China as an Example

XIE Zi-chu^{1,3}, FENG Qing-hua¹, WANG Xin², KANG Er-si³, LIU Chao-hai³, XIE Chao¹, LI Qiao-yuan¹
(1. *Institute of Resources and Environment of Hunan Normal University, Changsha 410081, China;*
(2. *Geo-spatial Information and Science Institute of Hunan University of Science and Technology, Xiangtan Hunan, 411201 China;*
3. *Cold & Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Science, Lanzhou 730000, China)*

Abstract: According to the Glacier Inventories of China, glaciers in China can be divided and sub-divided as 16 large, 44 less large glacier systems based on the watershed. On the basis of the structure of the glacier system and the nature of the equilibrium line altitudes at the steady state, functional models of glacier system responding to climate warming were established, using Kotlyakov – Krenke’s equation relating annual ablation of glacier and mean summer temperature and the representativity of glacier system’s median size. The models are applied to the study of the response of glacier runoff to climatic change. The effect of decreasing air temperature due to rising of glaciers’ ELA and reduction of glaciers area were considered in these models simultaneously. The modeling results under the climatic scenarios with temperature increasing rate of 0.02 K/a and 0.03 K/a indicate that, by the year of 2030, glacier runoff of China will reach climax level, then it will fall down, and get to the level of 20th’s after the year of 2050. If climate continuously warming, the glacier area will continuously reduce, and by the year of 2030, 2050, 2100, the glacier area in China will averagely reduce for about 6%~9%, 10%~15%, 23.2%~34% respectively.
Key words: glacier system; variation prediction; recovering state; functional models

1 导 言

在我国西部高山地区, 气候严寒, 大量的降雪不断积累, 经过融化- 冻结等一系列物理过程, 逐渐变成冰, 在山坡重力作用下向下流动, 称为冰川。到达较低的河谷, 气候较暖, 冰面不断融化, 产生径流。这样, 降雪- 积累- 成冰- 流动- 融化- 径流这一过程周而复始, 不断循环。冰川在一定的氣候条件下生存, 它随气候的冷暖、干湿波动变化而产生、发展, 其规模增大或缩小, 以至衰亡。在地球演化的漫长历史中, 冰川作用是一股强大的地质力, 是重要的环境因素。同时, 冰川储存淡水资源, 融化补给江河, 特别是在干旱地区和

干旱季节, 冰川融水成倍增加, 而在湿润地区和湿润季节, 冰川不断积累增多, 自动地调节着水源, 因而被称为高山固体水库, 对人类生活生产中发挥着重要的调节作用。将某一地区(山脉、流域等)的冰川不论其数量、大小、形态及方位, 均作为一个整体, 称为冰川系统^[1]。
按中国冰川目录统计^[2], 中国共有冰川 46 246 条, 面积 59 400 km², 冰川储量约 5 593 km³, 占世界第 4 位, 亚洲第 1 位。按河流域可将全国分为 16 个大型、数十个中型、及上百个小型冰川系统, 全部分布于我国西部高山、高原地区(图 1)。冰川是我国、特别是西部重要的水资源, 自上世纪中期以来, 由于全球性的气候变暖^[3], 冰川普遍退缩^[4], 但冰川径流

① 收稿日期: 2005-07-06
基金项目: 国家自然科学基金 40371027
作者简介: 谢自楚(1937-)男, 湖南衡南人, 教授, 1960 年在原苏联莫斯科大学获学士学位, 现主要从事冰川及极地研究。

量有所增加。对于冰川水资源变化趋势,国内外对此已有不少研究^[5~13]。

作者用冰川系统模型对西藏外流水系冰川及其径流的变化趋势作了预测研究^[14],并以中国西部若干冰川区近数十年来的变化资料检验,冰川系统模型预测结果与实测结果十分相近;后来又将该模型应用于塔里木河流域^[15];本文将冰川系统模型应用于预测我国各流域冰川及其径流的变化,得出我国冰川在 21 世纪变化的平均状况。

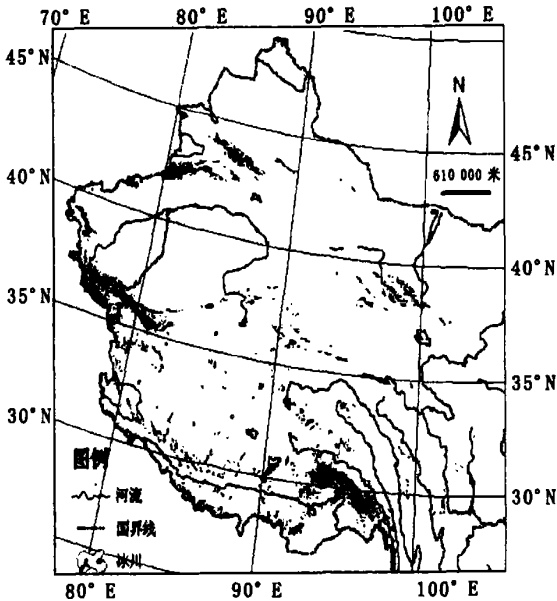


图 1 中国冰川分布图

2 冰川系统变化模型主要参数

冰川的数量即冰川条数(N)、面积(S)、体积(V)等均以已出版的中国冰川目录各卷(本)提供的资料为准。这些资料是按照不同时期出版的航测地形图量算的,反映了成图时的冰川状态(大部分是上世纪 70 年代成图的,少数在 60 年代及 80 年代成图)。本文均修订到 1980 年作为冰川状态的起点。

2.1 冰川规模结构

通常以冰川面积代表冰川的规模。在冰川系统中,一般是小冰川数量占绝大多数,因此要表示系统的平均状态,如果采用冰川面积的算术平均值对小冰川的代表性较大,而使较大冰川的贡献较少。Крейке认为^[16]中值面积 S_{med} ,即系统内小于该面积的冰川总面积正好等于大于该面积的冰川总面积。中值面积 S_{med} 比算术平均面积具有大得多的信息量,因此,在冰川系统研究中普遍应用中值冰川面积来代表平均冰川面积。

2.2 冰川的高度结构

冰川面积随高度的分布模式即高度结构,它与平衡线的分布、变化以及冰川径流的计算均有密切的关系,由于缺乏实测数据,王欣等从统计学角度提出计算冰川系统高度结构的方法^[17],但本文仍采用目前广泛使用^[12,14,18]的经验公式^[19]对其进行计算。系统内冰川分布的最高(H_{max})与最低高度(H_{min})之差称为冰川系统的冰川作用差 ΔH 。

2.3 平衡线高度

冰川上积累与消融相等的高度称为平衡线高度(ELA),俗称雪线,中国冰川编目中是采用赫斯法^[20]来确定平衡线高度(ELA_h)的,其原理是基于冰川表面形态的变化,与冰川

的动力平衡线(ELA_d)的概念是一致的,而冰川形态对气候变化的响应存在滞后性,在高山冰川中冰川动力调整的时间大致平均为 100 年^[21],因此它还是比较稳定的,反映了冰川的多年平均平衡线位置,本文中我们将其作为稳定状态时的平衡线高度 ELA_0 ^[14]。

近年来提出了基于冰川系统极限面积来计算冰川系统平衡线高度^[22]。由于冰川编目中实际量测的 ELA_h 一般只占全部冰川的 10% 左右,因此我们根据 ELA_h 与冰川平均高度 H_{me} 之间存在的特别显著的线性关系计算所有冰川的平衡线高度 ELA_{hc} ,进而计算出全冰川系统的平均平衡线高度 $\overline{ELA_{hc}}$,即 ELA_0 ^[14]。

2.4 积累区比率

冰川积累区面积 S_c 与冰川总面积 S 之比(S_c/S)称为积累区比率(AAR),它反映冰川与气候及地形的综合作用,一般在降水丰富及地形陡峻的地区 AAR 较低,而在降水稀少及地形平缓的地区 AAR 较高。与 $\overline{ELA_h}$ 一样,AAR 的实测值很少,我们应用计算的冰川系统平均平衡线 $\overline{ELA_{hc}}$ 与该系统冰川面积随高度的分布曲线之向的关系,求出整个冰川系统在稳定状态时的 AAR₀₀。

2.5 冰川系统消融量的计算

在众多的冰川消融模式中,我们选用目前流行的“全球”公式^[23]:

$$a = 1.33(9.66 + t_s)^{2.85} \quad (1)$$

式中: a ——冰川上的年总消融量(mm); t_s ——该处夏季(6~8月)平均气温。

在平衡线处积累与消融相等,因此利用(1)式可以同时计算出平衡线处的年消融量 a 及年积累 c 。根据冰川粒雪盆中的集中系数(K_a)可以换算出该处年固体降水量,按天山冰川的观测研究,在山谷冰川上 ELA_0 处的集中系数 K_a 平均为 1.4^[24]。

冰川学研究表明,在多年平衡线附近的消融和积累量大致等于整个冰川的平均值^[17],同样,在稳定状态时的平衡线 ELA_0 处冰川的比物质平衡(bn)等于整个冰川的平均净平衡(bn)^[25]。研究还表明,在冰川的中部平衡线附近可以找到冰川的平均消融线^[26]。这样,本文便可以用 $\overline{ELA_{hc}}$ 为基础计算整个冰川系统的消融、积累、物质平衡和径流。

2.6 平衡线处温度的获取

由于地面气象资料不易收集到,而且受局地条件影响很大,因此,我们采用高空气温资料来推算 ELA_0 处的夏季平均气温 t_s 。本文采用“高原气候图集”(中国科学院兰州高原大气物理研究所等,高原气象图集(内部资料))中的高空等压面温度 t_{pa} ,按不同地区的温度垂直递减率 γ 推算出 $\overline{ELA_{hc}}$ 处的夏季平均气温,并且考虑冰川上的温度跃动值,即:

$$t_s = t_{pa} + \Delta h \gamma + \Delta t_j \quad (2)$$

式中: $\Delta h = h_{pa} - \overline{ELA_{hc}}$, t_{pa} ——高空 600 mb 或 500 mb 等压面 6~8 月平均气温, h_{pa} ——该时段的该等压面的平均高度, γ ——按上述数据计算的该处的气温垂直递减率($-0.0075 \sim -0.0055$ K/m), Δt_j ——由大气过渡到冰面的气温跃动值,按中值冰川面积的大小分别取 0.5K、1.0K 及 1.5K。

该图集是采用 1961~1970 年气象资料编绘的,与冰川编目使用的地图成图时间相近,由此计算的结果可以大致反映当时 $\overline{ELA_{hc}}$ 或 ELA_0 处的夏季平均气温。此外,我们还参考了“青藏高原地图集”^[27]及“世界雪冰资源图集”^[28]中有关高空气温图幅。中国各冰川系统的基本参数列于表 1。

表 1 中国各流域冰川系统基本参数

流域名称	编号	冰川条数	冰川面积	冰川储量	冰川中值面积	雪线高度	AAR	t_s	a_0	W_0	ΔH
		(N)	S_0/km^2	V_0/km^3	$S_{\text{med}}/\text{km}^2$	ELA/m		$/10^6\text{c}$	$/\text{mm}$	$/\text{km}^3$	$/\text{m}$
河西内陆河	5Y 4	2194	1334. 75	61. 9473	1. 54	4633	0. 76	0. 16	894	1. 19395	2100
柴达木盆地等	5Y 51 ~ 5Y 59	1581	1865. 05	128. 5280	3. 25	5112	0. 73	- 0. 54	724	1. 32862	2840
吐哈盆地小河	5Y 81, 5Y 82	446	252. 73	12. 6330	1. 11	3915	0. 73	1. 96	1444	0. 36483	2125
阿尔泰山南麓诸河	5A 25, 5Y 12, 5Y 76	416	293. 20	16. 4924	1. 41	2879	0. 84	4. 76	2670	0. 78277	2134
中亚西亚内陆河区	5X 04, 5X 12	2385	2048. 16	143. 7127	2. 50	3768	0. 66	2. 94	1818	3. 72447	3560
天山北麓诸河	5Y 7	3399	2250. 19	137. 3461	1. 45	3813	0. 69	2. 09	1491	3. 35485	2845
塔里木河源区	5Y 64 ~ 5Y 69	10439	18354	2212	7. 00	4989	0. 71	- 0. 83	660	12. 04997	5931
昆仑山北麓小河	5Y 61 ~ 5Y 63	1368	2132. 14	173. 3425	3. 47	5368	0. 78	- 1. 98	444	0. 94625	2942
羌塘高原内陆区	5Z	5213	7812. 62	772. 1809	7. 74	5770	0. 69	- 2. 43	374	2. 91790	2307
澜沧江	5L	380	316. 32	17. 8845	1. 12	5219	0. 75	1. 75	1371	0. 43367	4100
怒江及伊洛瓦底江	5N	2021	1730. 18	115. 4290	9. 79	5274	0. 68	1. 84	1402	2. 42623	4000
雅鲁藏布江	5O 2	10813	14491. 22	1293. 1336	5. 15	5312	0. 62	3. 03	1855	26. 88121	5400
藏南诸河	5O 1	2192	3609. 31	327. 1103	7. 15	5552	0. 69	- 0. 01	851	3. 07152	5400
藏西诸河	5Q	2033	1451. 26	93. 6509	2. 25	5668	0. 76	- 1. 77	479	0. 69515	2900
黄河	5J 3, 5J 4	176	172. 41	12. 2941	3. 22	4668	0. 83	0. 60	1012	0. 17446	2162
长江	5K	1332	1895. 01	147. 2649	4. 28	5290	0. 77	- 0. 14	818	1. 55163	4800
全国总计		46246	59400	5592. 8945	5. 75 634	5141	0. 69	0. 68	1037	61. 57458	59316

3 冰川系统变化的功能模型

3.1 冰川径流变化规律

当气温上升而降水不变时,冰川出现物质亏损,即负平衡,冰川径流增大,这增大的径流可称为冰川退缩径流^[5],与此同时,冰川则发生退缩,面积减少,这时冰川的总径流量 W 可表示为^[29]:

$$W = (r_0 + r_d)(S_0 - S_d) \tag{3}$$

式中: r_0 ——初始径流深; r_d ——冰川退缩径流深; S_0 ——冰川初始面积; S_d ——冰川退缩面积。在持续升温时,冰川总径流量先是增大,在达到峰值后,又因冰川面积减小而回落,在复原到初始径流量 W_0 时,冰川的退缩面积 S_d 为:

$$S_d = \frac{S_0 r_d}{r_0 + r_d} \tag{4}$$

如不计内补给、蒸发等损耗,可以将消融强度当作径流深,冰川的负平衡当作退缩径流深,即: $a_0 = r_0, |b_n| = r_d, \alpha = \frac{|b_n|}{\alpha_0} = \frac{r_d}{r_0}$ 代入(2) 式得:

$$S_d = \frac{S_0 \alpha}{\alpha + 1} \tag{5}$$

在复原状态时的冰川面积 S_e 为:

$$S_e = \frac{S_0}{\alpha + 1} \tag{6}$$

(3)、(4) 式称为冰川径流复原状态条件。为计算达到复原状态的时间 T_e , 应用计算冰川厚度的经验公式^[30]:

$$\bar{h} = 53. 21s_0 - 11. 32 \tag{7}$$

将 S_0 代入(7) 式并考虑(6) 式可计算复原状态时冰川储量的减少值 v_d :

$$v_d = v_0 - v_e = 53. 21s_0^{0. 3} [1 - (\frac{1}{\alpha + 1})^{1. 3} - \frac{1. 32\alpha}{\alpha + 1}] \tag{8}$$

再按冰川的平均面积 $\bar{s} = \frac{s_0 + s_e}{2}$ 计算冰川厚度减少值 h_d

$$h_d = \frac{v_d}{\bar{s}} = \frac{2(\alpha + 1)}{\alpha + 2} \{53. 21s_0^{0. 3} [1 - (\frac{1}{\alpha + 1})^{1. 3} - \frac{11. 32\alpha}{\alpha + 1}]\} \tag{9}$$

最后按折成冰层厚度的平均负平衡的绝对值 $|b_n|$ 可以

计算出达到复原状态所需的时间 T_e :

$$T_e = \frac{h_d}{|b_n|} = \frac{1. 8(\alpha + 1)}{|b_n|(\alpha + 2)} \{53. 21s_0^{0. 3} [1 - (\frac{1}{\alpha + 1})^{1. 3}] - \frac{1. 32\alpha}{\alpha + 1}\} \tag{10}$$

在持续升温时,(10) 式中各参数逐年发生变化,在 i 年冰川的面积 S_i 为:

$$S_i = S_{i-1} [1 - \frac{\alpha}{(\alpha + 1) T_{ei}}]$$

将 S_i 作为下一年冰川的初始面积 S_0 , 再按(11) 式计算下一年度的 T_e , 如此直到 $T_e < 1$ 。

3.2 冰川系统径流量变化的计算

上述(3) ~ (11) 是对单个冰川而言,为计算冰川系统的径流变化,则需用冰川系统的中值面积 S_{med} 取代上文中的 S_0 、 S_i , 就可以将上述模式推广到冰川系统。因为从(10) 式中可见:复原状态时间 T_e 是随 S_0 的增大而增大的,当 $S_0 = S_{\text{med}}$ 时,全系统 50%, 面积小于 S_{med} 的冰川均已超过复原状态的时间 T_e , 径流发生衰减;但全系统另外 50%, 总面积大于 S_{med} 的冰川还没有达到 T_e , 径流量仍比初始状态多,因这两部分冰川面积相等,因此,全系统增加的径流正好等于减少的径流,从而整个冰川系统在 T_e 时都达到复原状态。因此,我们就可以将 S_{med} 代表整个冰川系统的总面积,在 i 年整个系统的冰川径流 W_i 便是 i 年时冰川消融强度(亦即冰川径流深度) a_i 与该年冰川总面积 S_i 的乘积:

$$W_i = a_i S_i / 1\ 000\ 000 \tag{12}$$

式中:常数 1 000 000 为将 a_i 的单位由 mm 换算为 km 的系数。

3.3 冰川面积及体积(储量)变化的计算

同理,将(11) 式中 S_i 当作冰川系统的总面积即可计算出整个冰川系统面积的变化。累计减少面积与初始面积 $\sum S_0 - S_i$ 与初始面积 S_0 之比为 i 时间冰川面积的减少率。

如前文所述,冰川发生负平衡时,消耗冰川的储量,在 i 时间冰川储量的减少量为:

$$V_{di} = |b_n| S_i / 900\ 000 \tag{13}$$

累计减少量对初始体积之比为 i 时间累计冰川体积的减少率:

$$\frac{V_{di}}{V_o} = \frac{|b_{\bar{a}}| S_i}{900000V_o} \tag{14}$$

由于冰川编目中的冰川储量是用两个不同的经验公式计算的,因此,用本文模型计算的 $\frac{|b_{\bar{a}}| S_i}{900000V_o}$ 在冰川衰亡时 (T_3) 往往不等于 1, 有时出现较大的差值, 这时, 冰川衰亡 8 的时间均以冰川面积 $S_i = 0$ 为准。只有在远远早于 T_3 时, 才可用 (10) 式估计冰川储量的变化程度。

3.4 平衡线上升的计算

冰川的退缩一般是从冰川下部开始的, 当积累区比率 AAR_0 保持稳定时, 冰川面积的减少势必引起零平衡线的上升, 其上升量可以从冰川系统的高度结构中计算:

$$\Delta ELA_0 = K_1(\Delta S/S_0)^3 + K_2(\Delta S/S_0)^2 + K_3(\Delta S/S_0) \tag{15}$$

式中: K_1 、 K_2 、 K_3 为经验系数。

平衡线的上升必然要引起该处夏季气温的下降, 这反映了冰川对于气候变化的反馈功能。由于 ELA 上升而引起的温度下降值 Δt 与不同地区的温度垂直递减率有关, 即

$$\Delta t = \gamma \Delta ELA_0 \tag{16}$$

式中: γ ——温度垂直递减率, 不同地区一般变化于 $-0.0075 \sim -0.0055 \text{ K/m}$ 之间。

冰川退缩必然会引起 ELA_0 的上升, 后者又会使其温度下降, 从而减少自然升温对冰川的影响, 这是冰川对气候变化响应的反馈功能, 是冰川惯性^[31]的一种表现。

4 预测结果

世界气候变化的评估结果表明, 尽管全球气候变化具有明显的区域性及波动性特征, 但近些年来总的趋势是温度持续上升, 在未来数 10 年仍将维持这个趋势。因此, 我们设计了 4 种气候情景, 即升温率为: 0.01 K/a 、 0.02 K/a 、 0.03 K/a 及 0.05 K/a , 对冰川系统的变化趋势进行预测, 再将各冰川系统汇总, 得到全国冰川变化趋势的总结果。

4.1 径流变化的特征时间

冰川径流的变化明显地分为三个时期, 分别以 T_1 、 T_2 及 T_3 表示(均从预测起始时间计算)。 T_1 时, 冰川径流达到最大 (W_{\max}); T_2 时冰川径流复原到初始状态 ($W = W_0$); T_3 时, 冰川径流为零 ($W = 0$), 冰川消亡。

T_1 的时间, 随着冰川系统水交换水平(以初始消融量 a_0 为代表)的增大而缩短, 增温率升高时, T_1 缩短。 T_1 时, 冰川系统径流的增率 $\Delta W_{\max}/W_0$ 也是随水交换水平的增大而减小的, 但随增温率的加大而增大。海洋型冰川系统与极大陆型冰川系统之间的差异极大, T_1 从数十年到数百年。前者对气候变化的响应迅速, 但增流率不大; 后者反之, 对气候的响应迟缓, 但增流率大, 在青藏高原内陆水系的一些流域, 水交换水平极低, 只有 200 mm 左右, T_1 可长达 300 多年, 在增温率为 0.05 K/a 时, 最大增流率 $\Delta W_{\max}/W_0$ 可达 5 倍以上。

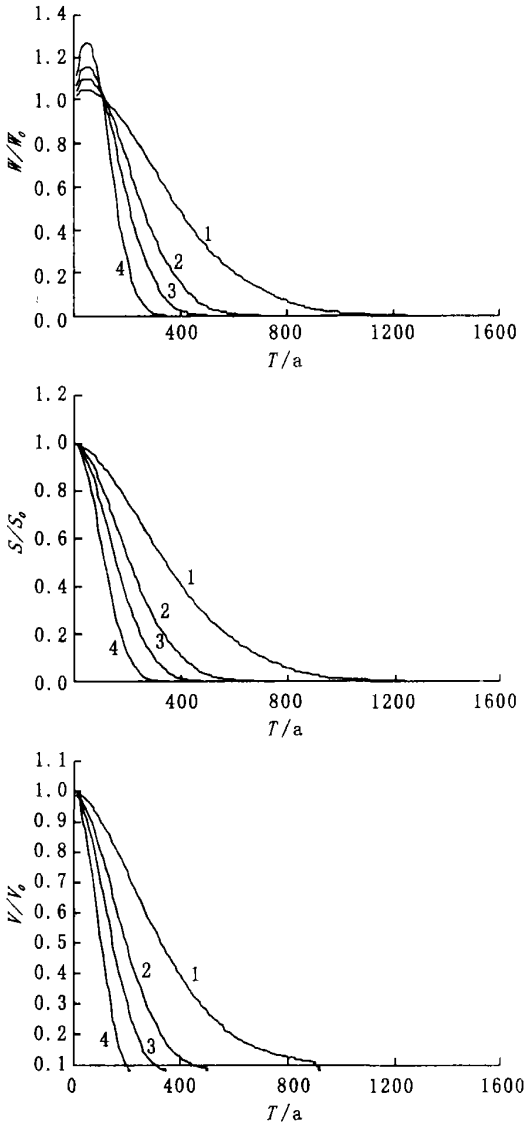
T_2 的时间也同 T_1 一样主要决定于水交换水平, 海洋型冰川系统短, 极大陆型冰川系统 9 长, 并都随增温率的增高而缩短。水交换水平相当时, 冰川中值面积大的流域 T_1 及 T_2 的时间均长一些, 增流率也大一些。

假设增温率一直维持不变, 则最终在 T_3 时冰川消亡, 融水枯竭。 T_3 的时间, 取决于水交换水平、冰川中值面积的大小、以及冰川系统的作用差等的综合影响。增温率增加时, T_3 急剧缩短。图 1 是在气候情景为 0.01 K/a 、 0.02 K/a 、 0.03 K/a 及 0.05 K/a 时, 全国冰川系统变化的平均过程, 总的看来全国冰

川完全消亡的时间(T_3) 分别大致为 1470, 820, 590 及 390 年。冰川储量一般减少得比面积快, 但如上文所述, 储量只作参考。

4.2 中国冰川未来 100 年变化趋势

图 2 是在不同的升温情景时, 全国各流域冰川径流增率 W/W_0 , 冰川面积减少率 S/S_0 及冰川体积减少率 V/V_0 在 120 年(从 1980 年算起)的变化情况。消融强度大的海洋型冰川 W/W_0 较小, 但 S/S_0 及 V/V_0 较大。在相同的水交换条件下, 中值面积较小及冰川作用差较小的冰川退缩速度较快。在升温率保持 0.01 、 0.02 、 0.03 、 0.05 K/a 时, 全国冰川面积在本世纪末将分别减少 11.5%、23.2%、34% 及 54.4%。其中消融量大, 而冰川规模小的河流, 如石羊河, 大通河, 开都河, 乌伦古河等在 0.05 K/a 时, 冰川接近消亡。但消融量小、规模较大的冰川, 如塔里木盆地及羌塘高原的还将保存一半以上的冰川。



注: 1. 0.01 K/a ; 2. 0.02 K/a ; 3. 0.03 K/a ; 4. 0.05 K/a
注: 1. 0.01 K/a ; 2. 0.02 K/a ; 3. 0.03 K/a ; 4. 0.05 K/a

图 2 全国冰川系统变化特征

5 冰川系统预测模型的检验及讨论

近年有关中国冰川面积近期变化的测量结果增多, 加上有关高山区温度变化的研究使我们有可能利用这些资料, 对

冰川系统模型过行检验。应该说明的是, 冰川变化对气候的响应滞后, 特别是对规模大、表碛区面积广的冰川来说时间尺度不够大(数十年)时, 其准确性较差, 但对冰川系统说, 因多数是对气候变化响应较快、且无表碛覆盖的中小冰川, 因此, 仍然可以检验出冰川系统模型的可信性程度。自 80 年代中期以来, 降水已有较大增加, 可能与气候由暖干向暖湿转型^[32]有关。但考虑到降水增加主要发生在西北地区^[33], 对于降水增加对冰川系统变化的作用将单独讨论^[34]。

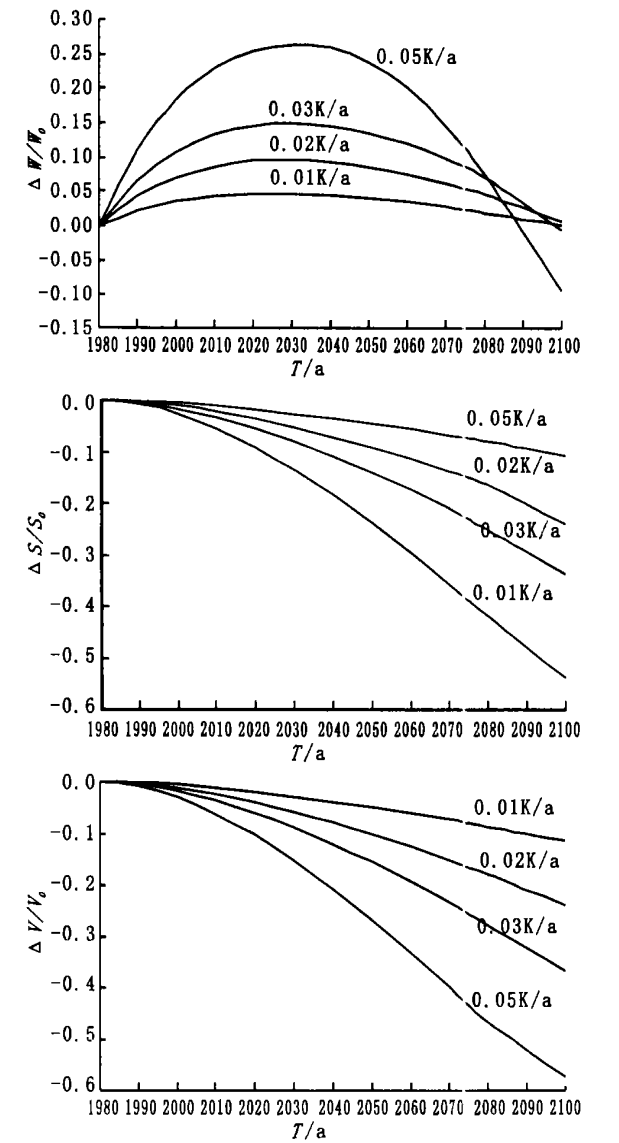


图 3 全国冰川径流、面积及储量近百年变化过程

参考文献:

[1] Кот ликов В М (Редакор) . Г ляди олгитге оий С лварц М] . Ленинград: Гидрометеиздат, 1984. 1– 206.

[2] 刘潮海,施雅风,王宗太,等. 中国冰川资源及其分布特征——中国冰川目录编制完成[J]. 冰川冻土,2000,22(2): 106–112.

[3] IPCC, Climate Change 2000: the scientific Basis[M]. (eds By Houghton J T. et al). Cambridge UK: Cambridge University, 2001. 1– 98.

[4] 刘潮海,谢自楚,刘时银,等. 西北干旱区冰川水资源及其变化[A]. 见: 康尔泗、程国栋、董增川. 中国西北干旱区冰雪水资源与出山径流[M]. 北京: 科学出版社,2002. 18– 50.

[5] К отляков В М, Грозва льд М Г. Дюргерсв М В. Реакция оледенения на предстоящиизменения климата. Известия АН СССР[J]. Серия Географическая, 1991, 5: 34– 45.

[6] Кот ликов В М, Лебедева И М. Возможные изменения абляции ледникового стокавы сочайищих горных стран Азии в связи с

表 2 是现代冰川面积变化及其检验结果。其中包括一些大的冰川系统近期变化的估算值^[4]。为方便使用冰川编目资料,在有些流域,冰川的初始面积不尽一致。但同属相同的冰川系统,只要退缩率不变,对检验结果影响不大。

由表 2 可见近 30~40 年来各冰川系统的退缩率相当于按本文模型计算的平均增温率为 0.034 时的退缩率,即大致相当于小冰期最茂盛以来 300~400 年的退缩率。这与 20 世纪中叶以来特别是 80 年代中期以来高山区剧烈增温^[13]的记录是一致的。

据历史资料对比,北半球 20 世纪 80 年代平均气温比 60 年代高 0.4 K^[35],相当于增温速率为 0.02 K/a,青藏高原更高,同期上升 0.5 K/a,^[36]增温速率达 0.025 K/a。20 世纪 80 年代以后增温率更加增大,据乌鲁木齐河源大西沟气象记录,1985~2001 年年均气温比 1958~1985 年平均升高 0.5 K^[37],相当于增温率约 0.03 K/a。这与表 5~2 中所列,近 40 年来全国冰川退缩率(0.06)所对应的增温率(0.03 K/a)十分相符。因此,本文冰川系统模型是可信的。

表 2 冰川近期变化的检验

冰川系统	检 验 数 据				检 验 结 果			
	S0/ km ²	时间 /a	P0	资料来源	S0 / km ²	升温率/ (K · a ⁻¹)	时间 /a	退缩率 / %
乌鲁木齐河 1 号冰川	1.940	28	0.056	参考文献[4]	1.95	0.03	30	0.054
乌鲁木齐河	48.041	28	0.138	参考文献[38]	45.99	0.03	28	0.137
喀什河五条山	133.846	27	0.035	参考文献[4]	178.85	0.02	27	0.035
四棵河	102.215	27	0.026	参考文献[4]	198.16	0.02	27	0.031
阿尼玛卿山	125.5	34	0.17	参考文献[39]	131.44	0.05	60	0.164
格拉丹冬	899.31	31	0.017	参考文献[40]	947.22	0.03	31	0.017
疏勒河	849.38	35	0.042	参考文献[4]	849.38	0.03	31	0.042
黑河	420.55	35	0.07	参考文献[4]	420.55	0.02	37	0.07
石羊河	64.82	35	0.199	参考文献[4]	64.82	0.05	37	0.20
河西内陆河	1334.25	35	0.05	参考文献[4]	1334.25	0.03	31	0.05
伊犁河	2022.66	35	0.107	参考文献[4]	2022.66	0.05	35	0.05
额尔齐斯河	289.29	35	0.079	参考文献[4]	289.29	0.03	33	0.08
俄罗斯阿尔泰	804.9	46	0.071	参考文献[41]	289.20	0.02	41	0.071
准噶尔内 陆河	2254.10	35	0.062	参考文献[4]	2254.10	0.02	35	0.062
天山西南部 诸河流	4647.4	35	0.049	参考文献[4]	4670.4	0.05	35	0.05
和田河	5336.98	35	0.024	参考文献[4]	5336.98	0.03	32	0.024
叶尔羌河	5924.85	35	0.049	参考文献[4]	5315.31	0.05	34	0.050
喀什噶尔河	2306.65	35	0.053	参考文献[4]	2422.82	0.05	37	0.052
全国	594000.07	40	0.0	刘潮海等[书面通信]	9400.07	0.03	40	0.055

Глобальным потеплением климата[J]. МГИ, 2000, 88: 3– 15.

- [7] Xie Zichu, Liu Chaohai. One Nobuo. Fluctuations of glaciers in Tianshan and Qilianshan Mountains and its influence upon desertification in Central Asia[A]. Proceedings of the Japan- China International symposium on the Study of the Mechanism of Desertification[C]. Tsukuba, 1993. 25– 35
- [8] 谢自楚, 苏珍, 沈永平, 等. 贡嘎山海螺沟水川物质平衡、水交换特征及其对径流的影响[J]. 冰川冻土, 2001, 23(1) : 7– 15.
- [9] Liu Chaohai, Kang Ersi, Liu Shiyin, et al. Study on the glacier variation and its runoff responses in the arid region of North west China[J]. Science in China (D), 1999, 42(Supp) : 64– 71.
- [10] Ye Baisheng, Chen Kegong. A model simulation the processes in responses of glacier and runoff to climatic change[J]. Chinese Geographical Science, 1997, 7(3) : 243– 250.
- [11] Ye Baisheng Ding yongjian, Liu Fengjing, Liun CaoHai. Responses of various-sized alpine glaciers and runoff to climate change[J]. Journal of Glaciology. 2003, 49(164) : 1– 7.
- [12] 施雅风, 刘时银. 中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估[J]. “科学通报”, 2000, 45(4) : 434– 438.
- [13] 谢自楚, 冯清华, 恒河—雅鲁藏布江水系冰川分布特征及其利用前景[A]. 米德生, 谢自楚. 中国冰川编目, 恒河水系—印度河水系[M]. 西安: 西安地图出版社, 2002.
- [14] 谢自楚, 冯清华, 刘潮海. 冰川系统变化的模型研究—以西藏南部外流水系为例[J]. 冰川冻土, 2002, 24(1) : 16– 27.
- [15] 王欣. 塔里木盆地水系冰川系统的主要结构特征及其变化趋势预测[D]. 长沙: 湖南师范大学, 2003.
- [16] Кренке А Н. Ма обмен В ледниковых системах В территории СССР[J]. Л., 15 Гидрометеониздат, 1982, 1– 288.
- [17] 王欣, 谢自楚, 林剑, 等. 冰川系统高度结构计算研究[J]. 冰川冻土, 2004. 26(5) : 551– 556.
- [18] 谢自楚, 刘宗香. 乌什努尔且夫, 等. 天山冰川物质平衡特征和成冰作用[A]. 见: 刘潮海, 谢自楚, 久尔盖诺夫. 天山冰川作用[M]. 北京: 科学出版社, 1998, 98– 117.
- [19] Кузмиченко В А. О расчете распределения горных ледников по высоте[J]. МГИ, 1996, 80: 195– 199.
- [20] Hess H die Gletscher. Braunschweig[M]. Verlag von F. Vieweg u. S. 1904. 426.
- [21] Кренке А Н. Глобальные и Региональные Закономерности Полюс Аккумуляции в Ледниковых Системах[J]. Атлас Снежно-Ледовых Ресурсов Мира, 1997, 11(1) : 205– 230.
- [22] 王欣, 谢自楚, 冯清华. 塔里木河流域冰川系统平衡线的计算及其分布特征[M]. 冰川冻土, 2003, (4) : 380– 388.
- [23] Kotlyakov V M, Krenke A N. Investigation of the hydrological condition of alpine regions by glaciological methods[J]. IAHS, publ. 1982, 138: 31– 42.
- [24] 谢自楚, ИВ 谢维尔斯基. 雪线和高山带积雪量的确定[A]. 见: 天山积雪与雪崩[M]. 长沙: 湖南师范大学出版社, 1996. 13– 29.
- [25] 谢自楚, 丁良福, 刘潮海, 等. 冰川零平衡线处的物质平衡及其应用[J]. 冰川冻土, 1996, 18(1) : 1– 9.
- [26] 康尔泗, 刘潮海, 王纯足, 等. 乌鲁木齐河源冰川物质平衡季节变化和总消融海拔分布[J]. 冰川冻土, 1994, 16(2) : 119– 127.
- [27] 中国科学院地理研究所. 青藏高原地图集[M]. 北京: 科学出版社, 1990.
- [28] Атлас Снежно-ледовых ресурсов Мира. Том. I. Главный редактор[M]. В. М. Котляков, Москва, 1997.
- [29] 谢自楚, 冯清华. 高亚洲冰川变化对于冰川径流的影响[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. 455– 461.
- [30] 刘潮海, 丁良福. 天山伊犁河流域冰川目录编纂说明[A]. 中国冰川目录, 天山地区(伊犁河流域区)[M]. 北京: 科学出版社, 1986, 1– 6.
- [31] Тронов М. В. Инерция Сохранения Ледников, Географический Сборник IV, Гляциология, издат[J]. Академии Наук СССР, 1954, 5– 19.
- [32] 施雅风. 西北气候由暖干向暖湿转型的信号、影响和前景初步探讨[J]. 冰川冻土, 2002, 24(3) : 219– 206. 16.
- [33] 王绍武, 董光荣. 中国西部环境特征及演变第一卷[M]. 见: 秦大河中国西部环境演变评估[M]. 北京: 科学出版社, 2002. 56– 58.
- [34] 王欣, 谢自楚, 冯清华, 等. 降水增加在冰川系统对气候变化响应的作用[J]. 冰川冻土, 2005, (待版).
- [35] 林振耀, 赵昕奕, 青藏高原气候变化与比邻地区和南北极的对比[A]. 见: 汤懋苍, 程国栋, 林振耀. 青藏高原近代气候变化及对环境的影响[M]. 广州: 广东科技出版社, 1998. 145– 160.
- [36] 康兴成, 青藏高原地区近 40 年来气候变化的特征[J], 1996, 18(增刊) : 281– 288.
- [37] 李忠勤, 韩添丁, 井哲帆, 等. 乌鲁木齐河源区气候变化和 1 号冰川 40a 观测事实[J]. 冰川冻土, 2003, 25(2) : 117– 123.
- [38] 陈建明, 刘潮海, 金明燮, 等. 重复航空摄影测量方法在乌鲁木齐河流域冰川变化监测中的应用[J]. 冰川冻土, 1996, 18(4) : 331– 336.
- [39] 刘时银, 鲁安新, 丁永建, 等. 黄河上游阿尼玛卿山区冰川波动与气候变化[J]. 冰川冻土, 2002, 24(6) : 701– 707.
- [40] 鲁安新, 姚檀栋, 刘时银, 等. 青藏高原各拉丹冬地区冰川变化的遥感监测[J]. 冻川冻土, 2002, 24(5) : 559– 562.
- [41] Yu K Narozhniy, S A Nikitin. Recent glaciation of Altay at the beginning of 21th century [J]. МГИ, 2003, 95: 3– 106.