科学通报 2010 年 第 55 卷 第 18 期：1775 ~ 1780
专题：青藏高原冰川退缩和对湖泊的影响 论文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社 SCIENCE CHINA PRESS

近期藏东南帕隆藏布流域冰川的变化特征

杨威[①], 姚檀栋[①②*], 徐柏青[①], 马凌龙[①], 汪志辉[③], 万敏[③]

① 中国科学院青藏高原研究所, 青藏高原环境变化与地表过程重点实验室, 北京 100085;
② 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000;
③ 重庆市北碚气象局, 重庆 400700
* 联系人, E-mail: tdyao@itpcas.ac.cn

2009-12-09 收稿, 2010-03-17 接受
国家重点基础研究发展计划(2005CB422004)、国家自然科学基金重大国际合作项目(40810019001)、国家自然科学基金(40901047)、BRAHM-ATWINN(FP6-036952)和西藏自治区科技计划资助

摘要 青藏高原海洋型冰川在气候变化和水资源利用等方面具有重要的理论与现实意义, 但对其近期变化的研究却相对薄弱. 通过对藏东南帕隆藏布流域内 6 条海洋型冰川的物质平衡和末端变化观测研究, 揭示出 2005/2006~2007/2008 物质平衡年内, 6 条监测冰川的物质平衡均为负值, 冰川末端持续后退的事实. 从面积等级来看, 面积较小的冰川相对于面积较大的冰川显现出更大的相对物质损失. 结合横断山、喜马拉雅山地区海洋性冰川物质平衡变化趋势及藏东南冰川近期面积萎缩的事实, 如果现在气候变化趋势继续, 预测该区海洋型冰川在今后的一段时间内还将处于物质损失和末端后退状态.

关键词
藏东南
海洋型冰川
冰川变化
物质平衡

中国的海洋型冰川主要分布在横断山、喜马拉雅山东段和南坡以及念青唐古拉山的东段和中段, 约占我国现代冰川总条数的 18.6%和总面积的 22.2%[1]. 海洋性冰川变化深刻影响本区社会经济发展, 这一地区已经成为最为关注的区域之一[2~5]. 同时, 由于海洋性冰川受印度季风影响强烈, 具有高积累高消融特征, 小幅的气候变化会引起冰川大幅度的后退或前进, 所以它又是气候变化的敏感指示器[6~12], 自小冰期最盛期以来, 我国海洋型冰川的面积已经减少了相当于现代冰川面积的 30%[1]. 因此, 海洋型冰川的观测研究对于了解高海拔地区的气候变化相当重要, 特别是在探讨海洋型冰川与印度季风变化关系方面具有重要的理论意义.

但是, 相比较我国其他类型冰川较为综合的研究[13~15], 海洋型冰川的观测研究则相对薄弱, 主要是零星的冰川末端观测及少量遥感手段进行的面积变化研究, 其结果初步表明大部分监测冰川处于后退和面积萎缩状态[16~23]. 然而, 开展冰川波动与气候变化关系研究, 仅仅依据冰川的面积和末端变化资料是远远不够的, 冰川物质平衡的观测研究是这一方面研究的关键所在. 但我国海洋型冰川的物质平衡除横断山海螺沟 1 号冰川有利用水量平衡方法计算得到的较长序列资料[24]外, 很少有利用直接的冰川学方法进行的物质平衡结果.

考虑到海洋型冰川区观测资料的匮乏及其对于未来水资源利用、区域气候和自然灾害方面的重要作用, 迫切要求实施一个长期的监测计划. 因此, 从 2006 年起我们在藏东南帕隆藏布流域开展综合的冰川变化观测研究. 本文基于帕隆藏布流域内近 3 年的物质平衡及近期冰川变化资料, 同时结合前人在喜马拉雅山和横断山地区的工作, 试图揭示近期藏东南帕隆藏布江流域海洋性冰川的变化特征.

1 研究区概况及方法

研究区位于西南季风进入青藏高原的重要水汽通道之上, 湿润的水汽加之较高的海拔使得本区成

英文版见: Yang W, Yao T D, Xu B Q, et al. Characteristics of recent temperat glacier fluctuations in the Parlang Zangbo River basin, soutbeast Tibetan Plateau. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-3214-4

为海洋型冰川发育的理想场所. 本研究选取岗日嘎布山脉帕隆藏布源头的 5 条冰川(分别命名为帕隆 4 号, 10 号, 12 号, 94 号和 390 号冰川或德木拉冰川)及波密附近的 24K 冰川进行物质平衡和冰川末端监测. 表 1 为所研究冰川的地理位置信息及观测项目. 帕隆藏布源头的 5 条冰川与波密附近的 24K 冰川虽然其直线距离仅为 130 km, 但在表碛覆盖程度及气候条件方面存在着很大的差异. 24K 冰川消融区为厚厚的表碛所覆盖, 表碛覆盖区约占整个冰川面积的 47%, 冰川主体延伸至海拔 3800 m 处谷底, 两侧的山谷上生长有茂密的森林, 冰川受季风降水影响强烈. 而帕隆藏布上游的 5 条冰川表面为零星的表碛覆盖, 且由于焚风效应的影响[17], 仅有一些高山草甸及灌木生长在河谷, 冰川末端已经抬升至海拔 4600 m 以上.

在本研究中, 利用传统的冰川学方法进行物质平衡观测. 在消融区, 利用蒸汽钻钻取冰孔布设花杆, 通过测量花杆高度的变化得到消融区物质平衡变化(其中冰的密度以 900 $kg\cdot m^{-3}$ 计算). 在积累区, 通过开挖雪坑, 利用层位法及雪层密度测量得到积累区的物质平衡[25].

整个冰川的年物质平衡(B_n)利用下列公式计算:

$$B_n = \sum_{i=1}^{n} B_i (S_i / S),$$

B_n 值通常以毫米水当量(mm w.e.)来表示. 其中 B_i 为不同高度区间 i 上的物质平衡值, S_i 为区间面积, S 为冰川总面积. 对于每一个高度区间, B_i 利用相应区间内花杆和雪坑测量值及物质平衡梯度计算得到, S_i 根据 1∶5 万地形图及 2005 年中巴资源卫星资料进行面积勾勒量取.

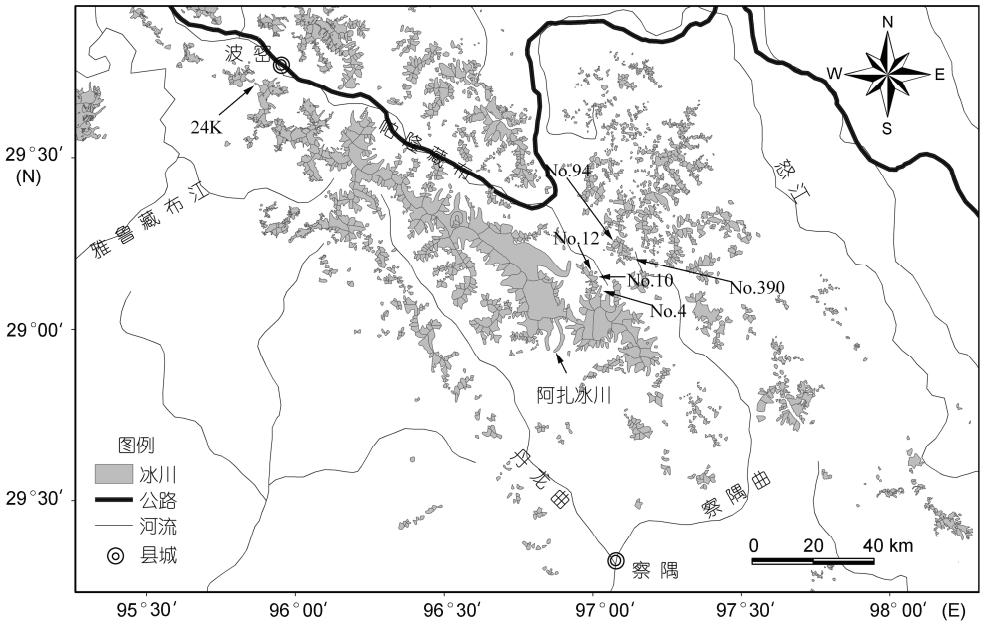

图 1 研究区冰川分布情况及监测冰川所在位置

表 1 藏东南帕隆藏布流域内监测冰川的位置及观测内容

冰川名称	纬度(N)	经度(E)	末端海拔 /m a.s.l.	最高海拔 /m a.s.l.	2007/2008 年平衡线高度 /m a.s.l.	观测项目
帕隆 4 号(No.4)	29°13.57′	96°55.19′	4650	5974	5452[a)]	B_n, R
帕隆 10 号(No.10)	29°17.30′	96°54.44′	4910	5625	5445	B_n, R
帕隆 12 号(No.12)	29°18.00′	96°54.45′	5120	5300	–[b)]	B_n
帕隆 94 号(No.94)	29°23.22′	96°58.56′	5000	5635	5423	B_n, R
帕隆 390 号(No.390)	29°21.38′	97°01.16′	5160	5420	–[b)]	B_n, R
24K	29°45.41′	95°43.81′	3800	5679	–[b)]	B_n, R

a) 代表 2005/2006 年度, b) "_"代表平衡线高度已超过冰川最高点. B_n 为物质平衡, R 为末端变化

2 物质平衡变化特征

帕隆藏布流域6条监测冰川近3年来物质平衡结果(包括物质平衡、积累区面积比、消融量等)在本专题文章中有较为详细的数据, 故本文不再赘述, 本节侧重其变化特征. 首先, 从各冰川的物质平衡值来看, 虽然存在着较大的年际间差异, 但均表现为负值, 其中以24K冰川和12号冰川近期的相对物质损失较为严重, 年均物质平衡分别达到–1219和–1302 mm w.e., 且近期平衡线高度已经超出冰川最高点. 其次, 考虑到帕隆藏布上游的5条监测冰川处于相同的气候条件, 对比其面积与物质平衡值发现随着冰川面积的减小, 冰川表面亏损的程度逐渐增加(图2). 面积较小的冰川相对于面积较大的冰川显示出更大的相对物质损失. 对于面积较大的冰川而言, 其较小的相对物质损失量可能是由于其拥有较大的积累区面积及较高的海拔, 使之获得较多积累的缘故, 如帕隆4号冰川. 然而, 对于面积较小且海拔较低的冰川, 如12号冰川和390号冰川, 平衡线高度已超出冰川表面最高点, 冰川净消融量远远大于净积累量. 因此, 这些冰川显示出较大的负物质平衡, 根据野外实地调查, 12号冰川分布在5120到5300 m a.s.l.这一较低海拔范围之内. 如此低的面积-海拔分布和较小的面积必然导致强烈的冰体消融及相当有限的物质积累, 从而致使其饱受强烈的物质损失.

然而, 对于波密附近的24K冰川, 其明显不同于前5条冰川. 该冰川是1条深受印度季风降水影响的表碛覆盖型冰川, 冰川区降水量相当丰富, 海拔4250 m以上为陡峭的雪崩区. 在计算物质平衡过程中, 雪崩区以最高点观测值进行物质平衡计算. 虽然厚厚的表碛层会对其下伏冰体的消融起到抑制作用[26,27], 但2007/2008年物质平衡仍为较强的负值(–1219 mm w.e.). 图3为其观测点物质平衡-海拔高度关系及不同高度带上的面积分布. 从图3中可以看出, 即使在较厚表碛覆盖的区域, 其损失量仍介于990~2227 mm w.e.之间. 最大的损失出现在4160~4220 m a.s.l.这一区域, 其年物质损失达到了2623 mm w.e., 相当于2.9 m的冰当量. 这一巨大的物质损失主要是由于本区被较薄的表碛所覆盖, 其存在会减小冰面反照率和增加短波辐射的吸收, 从而导致冰川强烈消融. 很显然, 整个冰川总的积累量远远小于总的消融量. 如果与帕隆藏布上游冰川的相对亏损量对比的话, 24K冰川的物质相对亏损值偏大. 以前的研究指出, 强盛的季风降水会带来大量的降雨及从海洋向青藏高原输送更多的潜热[28]. 通过释放潜热, 强盛的印度季风可能会导致更多的冰川消融. 同时, 本区季风海洋性冰川的典型特征是其主要的积累期发生在暖季[29]. 如果夏季气温升高, 那么降雨所占总降水量的比重会增加, 而相应的降雪量减少会使得积累量减少. 因此, 在相同的气候变暖条件下, 其会经历更大的物质亏损. 这些结果表明湿润地区相对于干旱地区的冰川对气候变化更为敏感[11,30], 像24K冰川这样低海拔的季风强烈影响的冰川, 其物质平衡对于气候的响应敏感性也较强.

3 讨论

对藏东南不同面积及不同气候条件下的6条冰川

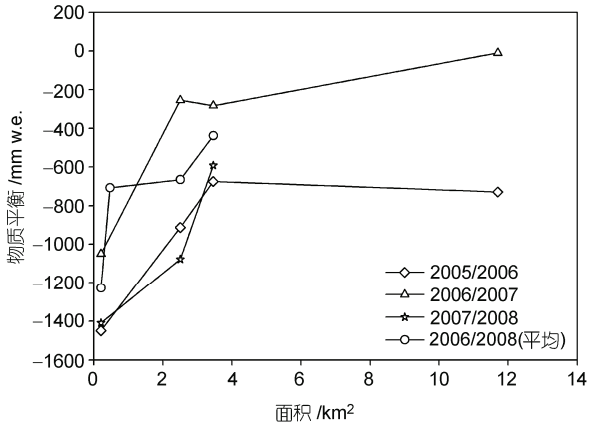

图2 藏东南帕隆藏布上游5条监测冰川的面积与物质平衡关系

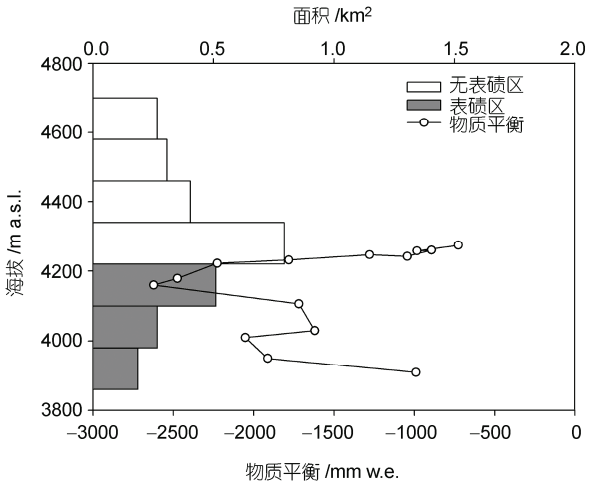

图3 24K冰川物质平衡-海拔关系及冰川面积分布

研究显示, 近期本区监测冰川的物质平衡均为负值. 但考虑到本区物质平衡观测仅为较短的序列, 还很难得出海洋性冰川对于气候变化的长期响应. 参考横断山和喜马拉雅山现有的物质平衡资料, 可以对海洋型冰川的整体变化趋势进行一些初步分析. 图 4 综合了本研究结果及其他地区 7 条海洋性冰川的物质平衡资料[12,24,31,32]. 其中, 利用水文方法计算得到的横断山海螺沟 1 号冰川物质平衡是我国海洋型冰川最长的物质平衡记录, 在 1990~1997 年间的平均物质平衡值为–470 mm w.e., 1990 年以后呈现出加速亏损的趋势[24]. 喜马拉雅山南坡的 Dokriani 冰川 1992~2000 年间, 物质平衡均为负值[32]. 而尼泊尔的 AX010 冰川在 1996~1999 年间的均值达到–703 mm w.e.[31]. Chhota Shigri 冰川 2003~2006 年间的平均物质平衡值接近–1000 mm w.e.[12]. 可见, 尽管物质平衡资料不连续且涵盖的时间跨度较短, 但整体上来看, 从 20 世纪 80 年代以来, 除少数海洋性冰川在个别年份出现正平衡外皆为负平衡.

冰川物质平衡对于气候变化的响应最直观地显现在其末端的波动上. 结合本研究区及其他地区的

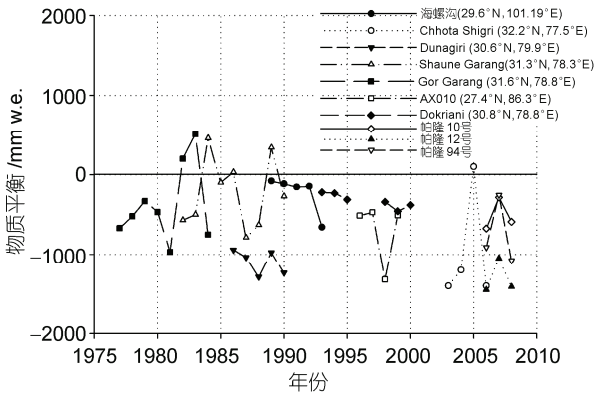

图 4 不同区域海洋性冰川近几十年来的物质平衡值变化

冰川后退资料[19~21], 揭示出在过去的 20 年内, 所有监测的海洋型冰川均经历了末端后退(表 2). 玉龙雪山 1 号冰川末端从 1990 年起呈现加速退缩趋势, 其 1982~2006 年间总的末端海拔上升达到 200 m[20,21]. 而在本研究区内, 过去 3 年的野外实测资料显示其连续的末端后退过程. 监测冰川在过去的 20 多年里也经历了明显的后退, 如阿扎冰川在 1980~2006 年间的年均退缩率为 65 m/a, 其中 2005~2006 年间退缩速率甚至达到 80 m/a(表 2).

近期的一些遥感研究也报道了冰川面积整体退缩且冰碛湖扩张的事实[23,33], 这一点与野外观测相一致. 其中, 我们特别关注帕隆藏布上游的 5 条监测冰川的面积变化. 图 5 为 1980 年地形图和 2005 年中巴资源卫星资料对比的冰川面积变化情况, 其结果表明在过去的 25 年间, 5 条监测冰川均经历了明显的面积萎缩和末端退缩. 在这些川中, 2007 年我们利用 100 MHz 探地雷达对帕隆 12 号冰川的南支厚度进行了测量, 其最厚处约为 40 m, 其纵剖面显示大部分冰体集中在冰斗内[22]. 考虑到其平衡线早已超出冰川最高点这一事实, 根据过去 3 年物质平衡均值(–1302 mm w.e.)及其体积(3.27×10^{-3} km^3)计算, 如果气候仍保持现在状况下, 这条冰川可能在接下来的 30 年内从藏东南消失. 从其冰体消失的方向上来看, 应该是从两端冰川厚度较薄的区域向中部冰斗最深处逐渐萎缩, 这一点与遥感图像显示一致.

临近的两个气象站(波密, 2737 m a.s.l.; 察隅, 2327 m a.s.l.)资料表明相同的研究时段内(1969~2007 年)波密和察隅的升温率分别为 0.23 和 0.15℃/10 a. 就降水而言, 降水量出现较大的年际变化波动, 但整体增加趋势不太明显. 故而本区冰川面积减小可能主要归结于气温的升高. 考虑到横断山、喜马拉雅山地区冰川变化趋势及藏东南冰川近期萎缩的事实,

表 2 研究区及横断山地区近期冰川末端变化情况

山脉	冰川	观测期	末端变化/m	年变化率/m·a^{-1}	参考文献
岗日嘎布	阿扎	1980~2006	–1690	–65	本研究
	帕隆 4 号	1980~2008	–423	–15.1	
	帕隆 10 号	2006~2008	–30.5	–10.2	
	帕隆 94 号	2006~2008	–41.2	–13.7	
	帕隆 390 号	2006~2008	–16.4	–5.5	
贡嘎山	海螺沟 1 号	1981~1998	–310	–17.3	[19]
	海螺沟 2 号	1981~1995	–300	–30	
玉龙雪山	白水河 1 号	1982~2002	–250	–11.9	[20]

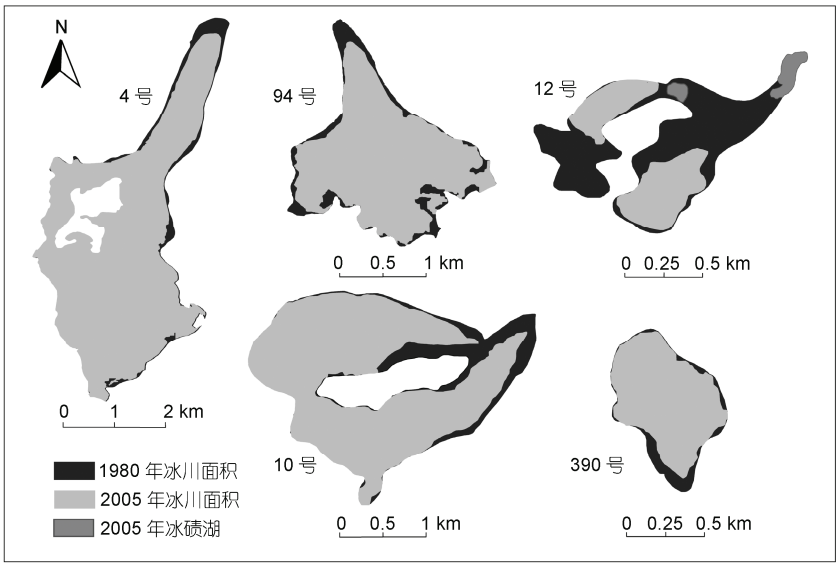

图 5　帕隆藏布上游监测的 5 条冰川 1980 年和 2005 年冰川面积对比

如果现在气候变化趋势继续，预测帕隆藏布流域内的海洋性冰川在今后的一段时间内还将处于物质亏损和后退状态.

4　结论

藏东南帕隆藏布流域内 6 条冰川的研究结果表明，过去 3 年监测冰川的物质平衡均为负值. 面积较小的冰川相对于面积较大的冰川显示出更大的相对物质损失. 结合喜马拉雅山及横断山地区的研究，过去几十年内，除少数冰川在个别年份出现正平衡外皆为负平衡值，且伴随着冰川末端持续后退和面积萎缩. 随着越来越多的冰川的逐步萎缩变小，其萎缩速度将可能会加速. 所以需要进行持续的监测研究，从而定量研究其与气候变化的关系.

参考文献

1　Su Z, Shi Y F. Response of monsoonal temperate glaciers to global warming since the Little Ice Age. Quat Int, 2002, 97-98: 123—131

2　Mool P K, Wangda D, Bajracharya S R, et al. Inventory of Glaciers, Glacial Lakes and Glacial Lake Outburst Floods: Monitoring and Early Warning Systems in the Hindu Kush-Himalayan Region, Bhutan. Kathmandu: International Centre for Integrated Mountain Development, 2001

3　Yao T D, Pu J C, Lu A X, et al. Recent glacial retreat and its impact on hydrological processes on the Tibetan Plateau, China, and surrounding regions. Arct Antarct Alp Res, 2007, 39: 642—650

4　姚檀栋, 刘时银, 蒲健辰, 等. 高亚洲冰川的近期退缩及其对西北水资源的影响. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 535—543

5　Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions. Nature, 2005, 438: 303—309

6　康尔泗. 高亚洲冰冻圈能量平衡特征和物质平衡变化计算研究. 冰川冻土, 1996, 18: 12—22

7　Zhang Y S, Fujita K, Ageta Y, et al. The response of glacier ELA to climate fluctuations in High Asian. Bull Glacier Res, 1998, 16: 1—11

8　施雅风, 刘时银. 中国冰川对 21 世纪全球变暖响应的预估. 科学通报, 2000, 45: 434—438

9　Houghton J T, Ding Y J, Griggs D J, et al. Climate change 2001: The scientific basis. In: Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2001

10　Solomon S, Qin D H, Manning M, et al. Climate change 2007: The physical science basis. In: Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2007

11　Fujita K. Effect of precipitation seasonality on climatic sensitivity of glacier mass balance. Earth Planet Sci Lett, 2008, 276: 14—19

12　Wagnon P, Linda A, Arnaud Y, et al. Four years of mass balance on Chhota Shigri Glacier, Himachal Pradesh, India, a new benchmark glacier in the western Himalaya. J Glaciol, 2007, 53: 603—611

13 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
14 Wang N L, Jiao K Q, Li Z Q, et al. Recent accelerated shrinkage of Urumqi glacier No.1, Tien Shan, China. J Glaciol, 2004, 50: 464—466
15 Pu J C, Yao T D, Yang M X, et al. Rapid decrease of mass balance observed in the Xiao (Lesser) Dongkemadi Glacier, in the central Tibetan Plateau. Hydrol Process, 2007, 22: 2953—2958
16 Ward F. The Himalaya east of the Tsangpo. Geor J, 1934, 84: 369—397
17 李吉均, 郑本兴, 杨锡金, 等. 西藏冰川. 北京: 科学出版社, 1986. 140—148
18 Su Z, Liu S Y, Wang N L, et al. Recent fluctuations of glacier in the Gongga mountains. Ann Glaciol, 1992, 16: 163—167
19 张文敬, 李同阳, 李伟, 等. 海螺沟现代冰川对气候变化的响应. 见: 钟祥浩, 主编. 青藏高原东缘环境与生态. 成都: 四川大学出版社, 2002. 111—119
20 何元庆, 张忠林, 姚檀栋, 等. 中国季风温冰川区近代气候变化与冰川动态. 地理学报, 2003, 58: 550—558
21 Pang H X, He Y Q, Zhang N N. Accelerating glacier retreat on Yulong Mountain, Tibetan Plateau, since the late 1990s. J Glaciol, 2007, 53: 317—319
22 杨威, 姚檀栋, 徐柏青, 等. 青藏高原东南部岗日嘎布地区冰川严重损耗与退缩. 科学通报, 2008, 53: 2901—2905
23 Liu S Y, Shangguan D H, Ding Y J, et al. Glacier change during the past century in the Gangrigabu Mountains, southeast Qinghai-Xizang (Tibetan) Plateau, China. Ann Glaciol, 2006, 43: 187—193
24 谢自楚, 苏珍, 沈永平, 等. 贡嘎山海螺沟冰川物质平衡、水交换特征及其对径流的影响. 冰川冻土, 2001, 23: 7—15
25 Paterson W S B. The Physics of Glaciers. 3rd ed. Oxford: Elsevier, 1994
26 Mattson L E, Gardner J S, Young G J. Ablation on debris covered glaciers: An example from the Rakhiot Glacier, Punjab, Himalaya. IAHS Publication, 1993, 218: 289—296
27 Hagg W, Mayer C, Lambrecht A, et al. Sub-debris melt rates on southern Inylchek Glacier, central Tian Shan. Geogr Ann, 2008, 90: 55—63
28 Hulme M, Osborn T J, Johns T C. Precipitation sensitivity to global warming: Comparison of observations with HADCM2 simulations. Geophys Res Lett, 1998, 25: 3379—3382
29 Ageta Y, Kadota T. Predictions of changes of glacier mass balance in the Nepal Himalaya and Tibetan Plateau: A case study of air temperature increase for three glaciers. Ann Glaciol, 1992, 16: 89—94
30 Oerlemans J, Fortuin J P F. Sensitivity of glaciers and small ice caps to greenhouse warming. Science, 1992, 258: 115—117
31 Dyurgerov M B, Meier M F. Glaciers and the Changing Earth System: A 2004 snapshot. Boulder: Institute of Arctic and Alpine Research, University of Colorado, 2005
32 Dobhal D P, Gergan J T, Thayyey R Y. Mass balance studies of the Dokriani Glacier from 1992 to 2000, Garhwal Himalaya, India. Bull Glacier Res, 2008, 25: 9—17
33 辛晓冬, 姚檀栋, 叶庆华, 等. 藏东南-然乌湖流域冰川湖泊变化遥感研究. 冰川冻土, 2009, 31: 19—26