

气候背景下冰川在博斯腾湖水量平衡中的作用*

孙占东^{1,2}, 王 润²

(1: 中国科学院研究生院, 北京 100039)

(2: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

摘 要: 基于博斯腾湖水量平衡关系, 对博斯腾湖水量变化做了分析, 认为博斯腾湖近年水位的显著变化与占其入湖水量 85% 的开都河流量变化有直接关系。冰川作为开都河上游重要的水资源形势, 造就了开都河稳定的基流。部分冰川在近 20 年全球和区域气候变化影响下发生了较大退缩, 消退的冰雪直接补给了开都河径流, 对开都河连年丰水起了重要作用。随着相对海拔较低的中小冰川的退缩, 冰盖变薄雪线升高, 冰雪储量减少, 冰川对气温升高的敏感性开始降低, 融水补给量可能随之减少, 气候变暖所带来的融水补给效应将减弱, 最终影响到博斯腾湖的入流补给。

关键词: 气候变化; 冰川; 博斯腾湖; 开都河; 水量平衡

Effect of glaciers change to water balance of Lake Bosten under climatic backgrounds

SUN Zhandong^{1,2} & WANG Run²

(1: Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, P. R. China)

(2: Nanjing Institute of Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210008, P. R. China)

Abstract: According to the water-balance analysis carried out in Lake Bosten, discharge of Kaidu River tributary accounts for 85% of the lake's inflow, and thus plays a crucial role in the fluctuation of its water-level. Glaciers, as an important component of the water resources in the upper reach of Kaidu River valley, has had a considerable effect upon by the global and regional climate change of recent years. Water melted away from glaciers has channeled into the downstream section of the river and exceeds the base flow to have entered the Kaidu River over the past twenty years, during which time the lake keep a high inflow level. Small-sized glaciers are more sensitive to temperature rising. With the gradual diminishing and eventual disappearance of these small and middle scale glaciers situated in a fairly low-altitude location, the ELA (snow-line) will rise and the icecap will become thin. The volume and distribution area of the glacier will decrease, which will make the glacier less sensitive to climate change (in other words, preventing the glacier from melting to such a degree), and bring less glacier-melt water discharge. As a result, the water-supply from melting glaciers that will flow into Lake Bosten will lessen.

Keywords: Climate change; glaciers; Lake Bosten; Kaidu River; water balance

中亚是近 50 年全球变化比较活跃的地区, 很多全球及区域气候模型 (GCMs、RCMs) 结果都显示了我国中西部气温升高的趋势^[1-3]。广大干旱半干旱区在持续了相当长一段时间的暖干化后, 部分地区出现了向暖湿化发展的迹象^[4]。博斯腾湖流域正是位于这样一个地带, 在过去的几十年中, 湖水位变化显著^[5], 特别是 80 年代后水位走势急剧上升, 而湖水矿化度在水位的连年攀升中有所下降。作为主要补给源的开都河, 源头有着较丰富的冰川分布, 由于冰川在地区水量平衡中的特殊作用, 有必要明确气候暖湿背景下冰川变化对流域水资源循环和储量的影响。长期以来对博斯腾湖本身及其下游研究较多, 但出山口以上地区的研究相对较少, 因此考察变化背景下湖泊水位-径流-冰川-气候的相互关系, 分析上游冰雪融水补给在博斯腾湖水量平衡中的作用, 把湖泊与流域上源冰川变化结合起来研究, 对于充分认识湖泊对气候和环境变化的

* 国家自然科学基金(40371022, 40271021)资助项目。2005-07-10 收稿; 2005-11-07 收修改稿。孙占东, 男, 1975 年生, 博士研究生; E-mail: sun@niglas.ac.cn

指示作用有重要意义.

1 研究区概况

博斯腾湖流域位于新疆天山南部与塔克拉玛干沙漠北缘,是塔里木流域的一个子流域,中心位置介于(82°58′ - 86°55′E, 41°47′ - 43°21′N)之间^[6],流域面积 $2.7 \times 10^4 \text{ km}^2$. 除少量山区外,整个流域干旱少雨,平原盆地区降水稀少,多年实测平均降水量约 70 mm,年蒸发量达 1141 mm,年平均相对湿度 45% - 56%,气温 8.2℃ - 11.5℃. 博斯腾湖作为开都河的尾间和孔雀河的源头,位于焉耆盆地中部,湖水位在海拔 1048.75 m 时,水面面积 1002.4 km^2 ,平均水深 8.8 m,储水量 $88.0 \times 10^8 \text{ m}^3$,多年平均进入流域的地表总径流量为 $56.87 \times 10^8 \text{ m}^3$. 主要补给河流开都河发源于盆地北面的天山主脉,积水面积 $2.2 \times 10^4 \text{ km}^2$,是新疆年径流量超过 $30 \times 10^8 \text{ m}^3$ 的 6 大河流之一,河源有较丰富的冰川分布.

2 博斯腾湖水位变化及水量平衡分析

2.1 湖水位变化

水位是湖泊水量变化的直接表征. 从博斯腾湖 1955 - 2004 年年平均水位变化过程(图 1)可以看出,湖水位从上个世纪 50 年代到 80 年代中期是一个相对稳定的波动下降过程,1987 年达到海拔 1044.95 m 的最低水位,30a 中平均每年下降 10.9 cm. 随着湖水位的下降,水域面积相应缩小了 132 km^2 ,湖泊储水量减少 $35 \times 10^8 \text{ m}^3$. 1987 年以后,湖水位开始回升,并于 2000 年超过 20 世纪 50 年代水平,2002 年 8 月博斯腾湖平均水位达实测资料以来最高记录 1049.26 m,这一水位比上个世纪 50 年代最高水位还要高出 0.80 m 以上. 2003 年博斯腾湖水位转为下降,并且下降速度很快,2004 年夏季水位低于 2002 年同期最高水位 1.5 m.

2.2 湖泊水量平衡分析

从 1996 年的博斯腾湖水量平衡关系来看(表 1),影响湖泊水位变化的因素是多方面的,但有些影响因素比重很小,有些虽然在湖泊水量平衡中所占比重较大,但多年变化不大,因此不是湖泊水位近年变化的主要影响因素. 我们可以基于此对近年湖水收支变化做个简单分析. 可以看出,开都河入流、湖面蒸发和流出是影响湖水位的主要因素. 开都河多年平均出山径流量 $34.8 \times 10^8 \text{ m}^3$ (1956 - 2004 年),占博斯腾湖流域总径流的近 85%,是博湖最主要的补给水源. 图 2 是开都河出山径流控制站大山口站 1956 - 2005 年平均流量与湖水位变化对照,两个过程线的相似走势可以粗略解释近期博斯腾湖水位的变化. 尤其是近 20 年,1986 年后两者相关系数超过了 0.82. 2003 年以来,博斯腾湖水位开始逐渐下降,2004 年水位与 2002 年 8 月相比下降了近 1.5 m. 而同期的开都河来水量也创下了历史最低,进一步

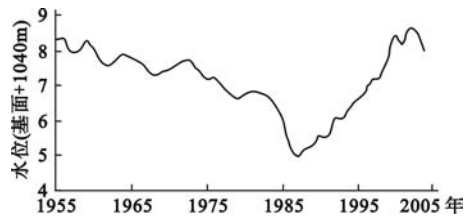


图 1 博斯腾湖 1955 - 2005 年年平均水位变化过程

Fig. 1 Water level of annual average of the Lake Bosten from 1955 to 2005

表 1 1996 年博斯腾湖水量平衡状况¹⁾

Tab. 1 Water balance of Lake Bosten in 1996

收支	进出分项	数量 (10^8 m^3)	百分比(%)
收入	开都河入湖	22.71	84.42
	黄水沟入湖	1.0675	3.97
	其它小河入湖	0.3032	1.13
	农田排水入湖	0.8345	3.1
	承压补给	0.5250	1.95
	湖面降水	1.4600	5.43
支出	湖泊流出	11.3400	45.34
	水面蒸发蒸腾	13.0900	52.24
	湖水外渗	0.5800	2.32
收支差额		1.8902	

1) 数据引自《博斯腾湖流域水环境保护规划》(1999 年)

表明了近期湖水位升降与开都河水量的一致关系. 开都河出口后部分水量被焉耆盆地农业灌溉引用,统计资料显示,流域内农业灌溉定额逐年下降,20 世纪 50 年代末 60 年代初灌溉定额大约在 $22000 \text{ m}^3/\text{hm}^2$,而到 80 年代末降为 $12000 \text{ m}^3/\text{hm}^2$,几乎下降一半. 考虑灌溉面积的增加,合计引水量到 80 年代末先升后降,1976 年引水量最大值比 1988 年多 $3 \times 10^8 \text{ m}^3$,种种原因使近年农田回流排如湖中水量有所增加^[7]. 博斯腾湖另外一条支流黄水沟 2003 年径流量为 $3 \times 10^8 \text{ m}^3$,和开都河水情类似,略高于多年平均 6.7%. 近年湖面

降水变化不大,湖面降水和蒸发相差悬殊,年蒸发是降水的近 30 倍,但多年降水和蒸发差值比较稳定;从多年序列变化过程来看,它们的变化不足以对湖水位产生巨大的影响,其它补给因素影响相对较小.因此近年来湖水位巨大变化只能是湖泊进出流改变的结果;在出流方面,除了开都河水直接通过解放一渠流向孔雀河外,2000 年至 2003 年通过博斯腾湖向塔里木河下游前 5 次紧急生态输水,累计出流达 $22.2 \times 10^8 \text{ m}^3$,这期间湖泊出流有增无减,不可能造成湖泊净水量的增加,因此湖水位上升主要是开都河水增加的结果.

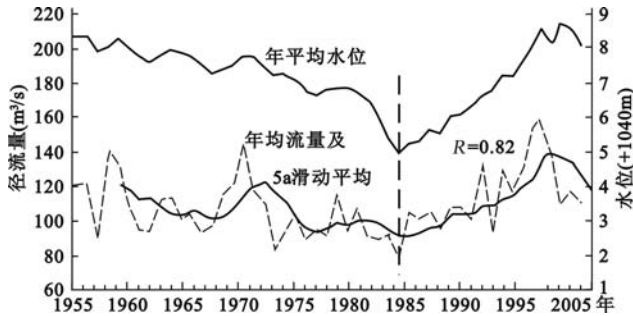


图 2 开都河大山口 1955—2005 年平均流量与博湖水位变化关系

Fig. 2 Relationship between run off in at Dashankou station and water level of the Lake Bosten

与此同时,湖水的矿化度也随水位发生了明显变化.博斯腾湖湖水的矿化度在 1958 年以前为 $0.25 - 0.39 \text{ g/L}$,属于淡水湖,1975 年上升到 1.44 g/L ,1987 年湖水矿化度升高到 $1.6 - 2.02 \text{ g/L}$,达到最高值^[8],之后表现出有升降波动的下降趋势,2000 年降到 1.12 g/L ,16 年中下降了近 600 mg/L ,对于一个拥有大面积灌溉农业,土地盐渍化严重的地区来说,这种变化是比较特殊的,合理的解释是在入、出流作用下,湖区得到大量低盐入湖径流补给稀释的结果.

3 冰川在气候变化下对流域水循环的影响

3.1 气候变化背景与特征

气候变化方面的研究成果表明,全球性气候在过去的 100a 中变暖了 $0.3^{\circ}\text{C} - 0.4^{\circ}\text{C}$,在近 40a 中变暖了 $0.2^{\circ}\text{C} - 0.3^{\circ}\text{C}$,在 1951 - 1990 年期间年平均温度升高了 0.3°C ^[9].新疆是全球变化明显地区之一,20 世纪 90 年代更是新疆近 50a 中最暖的时期,天山以南地区 1987 - 1996 年平均温度 9.5°C ,比上个 10 年升高了 0.6°C ^[10].

图 3 是开都河流域附近天山南北几个站点气温和降水系列(原始数据来自中国气象科学数据共享服务网:<http://cdc.cma.gov.cn>),从图中曲线变化可以看出:四个站点 20 世纪 90 年代起气温有一定的升高趋势;期间的温度、降水变化有较明显的同一性.2003 年所有站点气温都比 2002 年低;而降水量都比 2002 年明显偏多.整体趋势与 1960 - 2001 年博斯腾湖流域内和静、和硕、焉耆、库尔勒和轮台的实测资料较一致^[11].

3.2 开都河上游冰川变化

开都河发源于天山中部的依连哈比尔尕山(Ereh Habirga)和萨尔宾山(Erbeng),河源海拔 4800 m ,根据《中国冰川目录》和中国冰川编目数据库等资料,共分布有冰川 722 条,总面积约 445 km^2 ,有着较丰富的冰川融水量.开都河上游以中小冰川为主,从近年冰川变化率来看,在温升作用下小冰川变化明显比大冰川显著.冰川大量消退的结果,使冰雪存在形式的水资源量持续减少,流域水资源存在形式比例发生了一定变化,这个过程中大量冰雪融水补给到流域地表和地下水,融水对径流贡献明显加大.

资料显示近年中国西部冰川变化多表现出较明显的退缩趋势^[12-14].根据 GIS 集成的 1986 和 2000 年的遥感数据,结合 1963 年的地形图,对开都河流域进行的冰川变化研究显示,区内所选择的八条典型冰川从 1986 年到 2000 年有 7 条后退、一条稳定,这一时期的冰川后退速度很快并具有一定的普遍性,平均后退

速度在 10 - 15 m/a 左右;而在 1963 年到 1986 年间,只有两条冰川后退超过 70 m,速度不过 5 m/a,说明区内冰川后退主要发生在 20 世纪 80 年代中期之后. 图 4 是开都河源冰川最集中的艾尔宾山(Erbeng)1984 年至 2000 年的冰川覆盖变化,从图中可以明显看出期间中小冰川的消失和冰川末梢的显著退缩. 从冰川变化率来看,冰川变化一般随着冰川长度的增加,萎缩率下降,反映了冰川对近年气候变暖事件的响应特征.

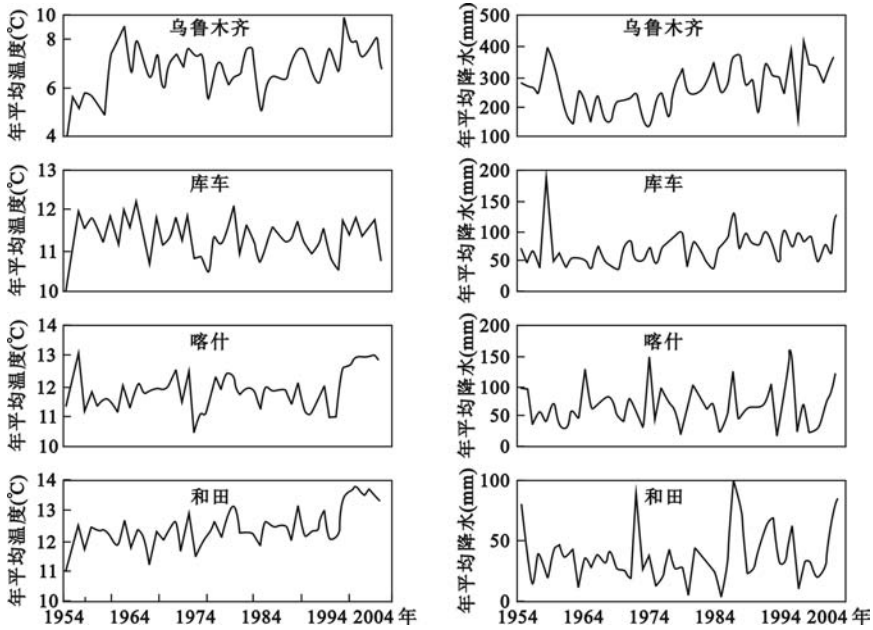


图 3 天山地区降水和气温变化

Fig. 3 Temperature and precipitation change in Tianshan region from 1954 to 2003

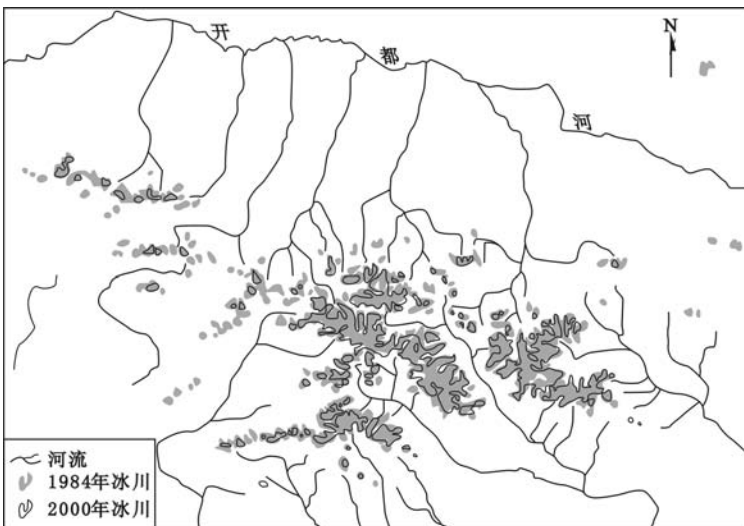


图 4 开都河上游艾尔宾山冰川 1984 - 2000 年覆盖变化

Fig. 4 Glacier distribution in Erbeng, upper reach of Kaidu River in 1984 and 2000

同期的乌鲁木齐河源 1 号冰川站的监测也显示了相似的变化,冰川储量和面积不断减少,冰川融水径流急剧增加,1986-2001 年均径流深 936.7 mm,较之 1958-1985 年的 508.4 mm 高出 428.3 mm,增加幅度达 84.2%^[15],变化十分显著.玉龙喀什河上游河源区冰川的研究也显示,在 1989 年以后有加速萎缩的趋势,其中小于 2 km 的冰川的面积萎缩幅度较大,其萎缩量占整个冰川面积变化的比重也大,大冰川的面积变化比较小,2003 和 2004 年对开都河及相邻的阿克苏流域的实地考察也发现山区积雪明显减少,雪线普遍升高.

一般融水径流集中在 5-9 月的夏季,因此夏季气温对径流的产生影响显著,融水径流量与冰区温度统计上具有指数关系.图 5 是开都上游最高气象站巴音布鲁克站(2458 m)夏季气温变化,可以看出 2000 年后夏季温度出现明显走低趋势.由图 3 中的区域性降水增加和温度下降来看,整体上该时期的降水对开都河径流产生应该是有利的,而为什么 2003 年开径流却出现下降,以及由此带来的博湖水位回落呢(图 2)?部分原因可能与接近雪线的小冰川消失殆尽,导致无水可融;以及在有利的温度条件下,高山区的降水开始补充冰雪储量的长期负平衡过程,从而降低了融水径流的产生有关.

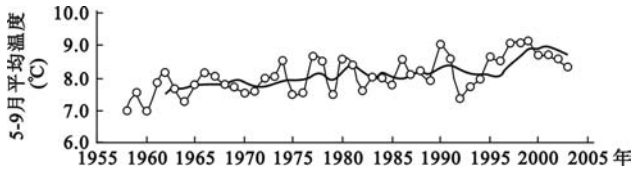


图 5 巴音布鲁克 5-9 月平均气温变化

Fig. 5 May to Sept mean temperature change in Bayinbruk Station

3.3 冰川融水在径流中的作用及影响

冰川作为开都河上游重要的水资源形式,长期以来对径流起到稳定调节的重要作用.按 1984 年的统计计算,开都河整个流域年融水直接补给量约为 $5.14 \times 10^8 \text{ m}^3$,占整个出山径流的 15.2%,2000 年作为开都河典型的丰水年份,年径流量达 $49.7 \times 10^8 \text{ m}^3$,较多年平均偏多 40% 左右,冰雪融水直接补给 $9.6 \times 10^8 \text{ m}^3$,占径流总量 20%,同时,与冰雪融水密切相关的地下水补给达 $19.1 \times 10^8 \text{ m}^3$,较多年平均 $13.0 \times 10^8 \text{ m}^3$,偏多 47%.而在 1957 年和 1973 年这样的典型枯水和平水年份中,冰雪直接径流补给量分别只有 $2.73 \times 10^8 \text{ m}^3$ 和 $3.08 \times 10^8 \text{ m}^3$.因此 2000 年开都河发生的超大径流量中,雪冰融水应该起到相当大的直接和间接作用.

由于冰川和积雪对径流的年际调节作用,径流相对稳定,因此有冰川融水补给的河流,年径流的变差系数 C_v 值一般较小,具体与冰川融水所占径流比重有关.就天山地区而言,天山西段山区 C_v 值最小,在 0.20 左右,天山东段在 0.30-0.50 之间,整个塔里木盆地在 0.80 以上.随着开都河上游冰川的退缩,其对径流的稳定作用将消弱,这种变化结果可能会加剧径流的年季变化.从乌鲁木齐 1 号冰川站的实验研究来看,要改变近 40 几年冰川储量的巨大亏损(-7976 mm),除非连续 21 年出现 42 年来的最大正平衡(374 mm)^[16],从已有的观测来看,上述情况不大可能出现,必须重视冰川储量的负平衡状态及其深远影响.

4 结语

全球变暖使环流水气输送增加、循环加速,开都河上源以中、小冰川为主的特征,使其对气候变暖有较强的敏感性.开都河上游冰川在区域气候变暖的作用下,发生了较大幅度的退缩,冰川消退过程产生的冰雪融水加剧了上个世纪 80 年代中期以来的径流增势.博斯腾湖在开都河径流影响下,持续了近 20 年的水位上升过程.当部分地区冰雪消融到一定程度,冰盖变薄雪线升高,形成新的平衡,尤其是对温度变化最为敏感的低海拔中小冰川消失殆尽时,这种气候变暖所带来的融水补给效应将会有所减弱,冰川融水径流开始减少,最终影响到博斯腾湖水量平衡关系.虽然这一变化过程与温度上升的强度、其它气象因子、地貌状况、冰川分布和储量情况等均有密切关系,其最终影响将是非常巨大的.2002 年后,开都河水量由大变少,可能就是这种反映,因此在气候-湖泊-径流相互关系中,必须关注流域内高海拔地区冰雪的未来变化.

5 参考文献

- [1] 王守荣,郑水红,程磊. 气候变化对西北水循环和水资源影响的研究. 气候与环境研究,2003,8(1): 43-51.
- [2] 陈喜,吴敬禄,王玲. 人工神经网络模型预测气候变化对博斯腾湖流域径流影响. 湖泊科学,2005,17(3):207-212.
- [3] 刘春葵. 中国水资源响应全球气候变化的对策建议. 中国水利,2000,(2):36-38.
- [4] 施雅风. 中国西北气候由暖干向暖湿转型问题评估. 北京:气象出版社,2003:124.
- [5] 王润,Ernst Giese,高前兆. 近期博斯腾湖水位变化及其原因分析. 冰川冻土,2003,25(1):61-64.
- [6] 夏军,左其亭,邵民诚. 博斯腾湖水资源可持续利用——理论方法实践. 北京:科学出版社,2003:401.
- [7] 李玉安,谭芫,姜逢清等. 20世纪下半叶开都河与博斯腾湖的水文特征. 冰川冻土,2003,25(2): 215-218.
- [8] 王亚俊,李宇安,谭芫. 新疆博斯腾湖生态环境变迁分析. 干旱区地理,1997,20(3):43-49.
- [9] 胡汝骥,樊自立,王亚俊. 近50a新疆气候变化对环境影响评估. 干旱区地理,2001,24(2):97-103.
- [10] 徐贵青,魏文寿. 新疆气候变化及其对生态环境的影响. 干旱区地理,2004,27(1):14-18.
- [11] 张月华,张慧岚. 巴州农区气候变化及其对农业生产的影响. 新疆气象,2003,26(3):20-21.
- [12] 秦大河. 中国西部环境演变评估综合报告——综合卷. 北京:科学出版社,2002:80.
- [13] 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. 北京:科学出版社,2002:304.
- [14] Li Baolin, Zhang Zichi, Zhou Chenghu. Remote Sensing Detection of Glacier Changes in Tianshan Mountains for the past 40 years. *Journal of Geographical Sciences*,2004,14(3):296-302.
- [15] 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40年观测事实. 冰川冻土,2003,25(2):117-123.
- [16] 焦克勤,井哲帆,韩添丁等. 42年来天山乌鲁木齐河源1号冰川变化及趋势预测. 冰川冻土,2004,26(3):253-260.