

基于流量监测的西藏东南部然乌湖水量平衡 季节变化及其补给过程分析

崔颖颖^{1,2,3}, 朱立平^{1,2,3}, 鞠建廷¹, 罗 伦¹, 王永杰¹

(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 100101;

2. 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101; 3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 青藏高原分布着亚洲大陆最大的湖泊群, 其湖泊变化对气候变化响应敏感。基于遥感数据的湖泊面积变化不足以反映外流湖对气候变化的响应, 需借助湖泊水量平衡过程分析来进一步研究各补给要素的变化。本文利用2015年4月-11月然乌湖水文气象监测数据, 通过建立流量—水位关系, 依据连续的水位数据重建了观测期内然乌湖主要径流的水文过程线, 并结合SRM模型分析了然乌湖的水量平衡过程及季节变化。结果表明, 观测期内然乌湖入湖水量约为 $18.49 \times 10^8 \text{ m}^3$, 其中冰川融水约为 $10.06 \times 10^8 \text{ m}^3$, 冰川融水占然乌湖补给的54%以上, 湖面降水、湖面蒸发对湖泊水量平衡过程影响微弱。流域降水对湖泊的补给具有明显的季节特征。春季受西南支扰动影响, 然乌湖地区降水量大, 降水是春季然乌湖的主要补给源。夏季和早秋由于气温升高, 冰川消融量大, 冰川融水是湖泊补给的主控因素。在未来气候变暖的条件下, 冰川融水将会在湖泊补给中占据更大比例, 并可能使得流域内的冰湖水量增加, 产生潜在灾害风险。

关键词: 藏东南; 然乌湖; SRM模型; 水量平衡; 季节变化; 冰川融水

DOI: 10.11821/dlxb201707008

1 引言

以青藏高原为主体的第三极地区是亚洲大江大河的发源地, 具有“亚洲水塔”之称^[1]。这里分布着众多的湖泊, 是亚洲大陆最大的湖区之一。基于2000年的陆地卫星影像分析, 青藏高原湖泊总面积达43151.08 km², 超过中国境内湖泊面积的一半^[2]。湖泊不仅是地表液态水体的主要存在形式, 也在以大气水汽为主的气态水体和以冰川为主的固态水体及其相态转化中起着必不可少的作用。气候变化引起的降水增减、冰川进退直接对湖泊面积和水量变化产生影响^[3]。许多冰川发生的显著变化与下游河流和湖泊的变化密切相关^[4-5]。因此, 湖泊的水量平衡直接反映了降水、融水和湿度变化等气候信息, 并进一步通过这些信息指示着流域尺度的气候变化、水资源及其可持续利用条件等。

气温升高导致了青藏高原冰冻圈和水圈系统的改变, 如冰川退缩、积雪融化、冻土面积减少等^[6-7], 从而影响了其补给湖泊的状态。因此, 对湖泊水量平衡的分析成为研究

收稿日期: 2016-08-08; 修订日期: 2017-05-13

基金项目: 国家自然科学基金项目(41130529, 41190082); 科技基础性科技工作专项项目(2012FY111400) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41130529, No.41190082; Project of Basic Science & Technological Special Program, No.2012FY111400]

作者简介: 崔颖颖(1990-), 女, 河南人, 博士生, 主要从事青藏高原湖泊水量平衡研究。E-mail: cuiyy@itpcas.ac.cn

通讯作者: 朱立平(1965-), 男, 河北人, 博士, 研究员, 博导, 主要从事青藏高原湖泊与气候变化研究。

E-mail: lpzhu@itpcas.ac.cn

气候变化及其影响的重要视角。封闭湖泊的面积变化与其水量变化密切相关。近年来,随着遥感技术的发展,已经开展了大量基于封闭湖泊面积及其与气候变化的关系研究。其中一些研究分析了单个湖泊流域的水量平衡,如青海湖^[8]、色林错^[9]、纳木错^[10]、当惹雍错^[11]、羊卓雍错^[12]、佩枯错^[13]、玛旁雍错及拉昂错^[14]等;也有一些研究开展了区域湖泊面积变化的时空分异特征分析^[15-19]。然而,对于青藏高原南部和东南部的大量的外流型湖泊来讲,由于湖水通过外流江河入海,湖泊面积与其水量变化之间并非存在简单的相关关系,基于遥感技术开展的湖泊面积变化难以准确认识湖泊水量平衡及其补给过程。

在近年来的气候变化和季风与西风相互作用影响下,青藏高原的冰川和湖泊呈现出明显的区域变化特征^[19-20]。在冰川变化上,无论是冰川长度、冰川面积还是物质平衡均指示沿喜马拉雅山脉的高原东南部—南部冰川退缩显著,中部的唐古拉山—羌塘高原退缩程度减弱,西北部以及喀喇昆山地区变化较小甚至部分出现前进的现象^[20]。在湖泊变化上,湖泊面积在高原南部雅鲁藏布江流域减小,而在高原北部羌塘高原明显增加^[18]。主要受降水增加影响,湖泊水量在羌塘东南部和西北部以及阿里地区具有一直上升的趋势;受降水和温度升高导致的冰川融水增加共同影响,湖泊水量在昆仑山北部—羌塘中部先下降然后快速上升。然而,青藏高原南部和东南部海洋性冰川广布,在冰川退缩增强的影响下,该地区湖泊对气候变化极为敏感。研究表明,1980-2005年以来,然乌湖地区冰川面积明显减小,湖泊面积逐年增加^[21],但冰川消融对湖泊水量平衡的定量影响难以通过简单的冰川、湖泊面积分析得出结论,需要结合水量平衡的季节变化进行研究,从流量过程的视角详细分析该区的湖泊补给过程。

2 研究区概况

然乌湖位于青藏高原东南部,地理位置 29.47°N、96.78°E,是雅鲁藏布江支流帕隆藏布源头的过水湖(图 1),湖泊呈河道型,总长 29 km,平均宽约 800 m,湖周长约 58 km,湖岸线发育系数为 3.5^[22]。然乌湖湖面海拔 3928 m,湖水面积约 20 km²,湖区控制流域面积为 1985 km²,冰川占流域面积的 16.4%^[23]。然乌湖分上、中、下三段,各段之间有浅窄河道连通。上段称雅错,面积约 4 km²,最深处达 28.2 m,平均深度为 18.6 m;中、下段分别为安错和安目错,面积各约 8 km²,安错最深处为 21.1 m,平均深度为 11.2 m;安目错最深处为 16.4 m,平均深度为 10.6 m。

然乌湖主要入湖补给河流有曲尺河、曲日河、真空弄巴、然弄巴和曲布河。曲尺河自雅错的西南岸汇入,源头自雅弄冰川、作球普冰川和喜日弄普冰川直接补给的冰前湖朗错流出。曲日河来自 40 km 外帕隆藏布源头数个冰川的融水以及沿途汇聚的降水径流。真空弄巴和然弄巴均自湖东岸汇入,流域内冰川分布很少,可视为降水补给河流。2015 年 8 月作者用多普勒走航式流速仪测得曲尺河、曲日河、真空弄巴、然弄巴流量分别为 71.9 m³/s、7.8 m³/s、29.3 m³/s、11.4 m³/s。曲布河流域较小,流程较短,主要为地下水补给,2014 年夏季测得其流量仅为 1 m³/s。

然乌湖所在的藏东南地区在夏季受印度季风影响,冬季则主要受西风南支影响。高登义等^[24]通过对比藏东南的降水分布及雨季开始时间指出,沿布拉马普特拉河—雅鲁藏布江河谷向青藏高原内地有着强大的水汽输送能力。因此,与藏东南的大多数地区一样,夏季的印度季风将暖湿的印度洋和孟加拉湾水汽向然乌湖地区输入。但是,该区的春季环流形式与其他地区有所区别,从每年的 3 月份起,西风南支急流在该地区扰动频

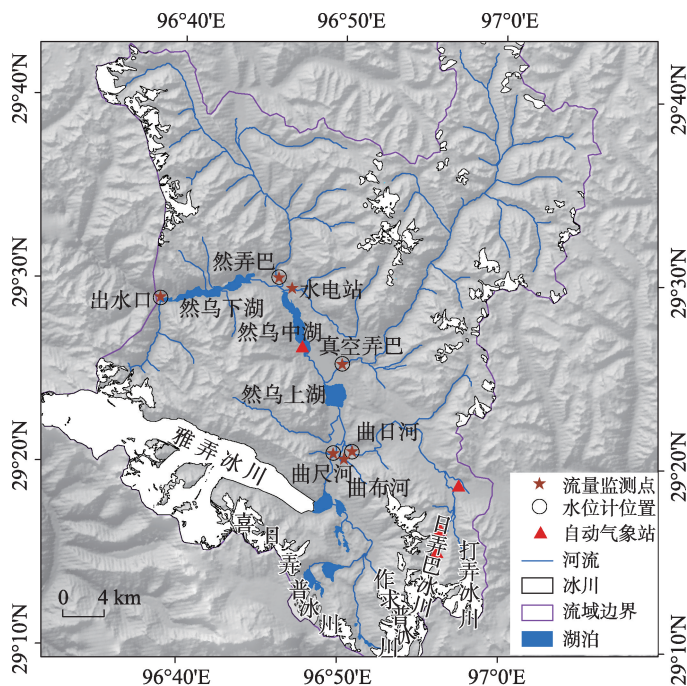


图1 然乌湖地理位置及流域水文分布示意图

Fig. 1 Geographical location of Ranwu Lake and its drainage basin

繁,带来了大量的孟加拉湾水汽并在本区形成强降水^[25]。从分区来看,然乌湖属于高原温带季风湿润气候区^[26]。

3 研究方法

对于过水型湖泊来讲,在不考虑地下水参与的前提下,某一时期的湖泊水量平衡(变化)等于补给减去损耗。其中补给水量主要来自流域降水及其形成的地表径流、冰川融水径流、湖面降水,而损耗水量则等于湖面蒸发和湖水流出量。由于湖面降水和蒸发能够根据气象资料进行计算,因此,获得相对准确的气象和径流数据就成为研究水量平衡的关键。

3.1 气象数据

为了获得湖区的气象数据,中国科学院藏东南高山环境观测站于2014年在然乌湖中湖旁的阿日村(29.47°N, 96.78°E, 3928 m)布设了自动气象站,对风速风向、气温、相对湿度、大气压、总辐射、降水和陆地蒸发进行连续记录。同时,为了比较数据间的相关性以及补充部分缺失数据并建立气温和降水梯度,本文也获取了然察公路三道班处(29.38°N, 96.88°E, 4398 m)、曲日河源处(29.32°N, 96.96°E, 4600 m)的自动气象站记录。

3.2 水位—流量研究方法

由于然乌湖地区没有固定水文站,本文采用连续的水位观测和非连续的流量观测,建立流量—水位关系,以此来计算入湖河流和出湖的流量过程线。2015年4月初,然乌湖湖冰完全融化后,在主要补给河流曲尺河、曲日河、真空弄巴、然弄巴,然乌湖中

湖、然乌湖下湖出水口放置了HOBO水位计进行水位监测。水位数据由水位计记录的水压经气象站的气压数据校准计算所得。同时,在2015年4月-11月,使用SonTek M9型声学多普勒剖面流速仪对然乌湖入湖河流和出湖口流量进行了共16次监测,每次测量至少进行3个重复。水位监测和流量观测点如图1所示。

3.3 湖泊水量计算方法

湖泊水量变化计算采用Lei等^[27]提出的湖泊水量估算方法:

$$\Delta V = \frac{1}{3} \times (S_1 + \sqrt{S_1 \times S_2} + S_2) \times h \quad (1)$$

式中: S_1 为起始时间的湖泊面积; S_2 为计算终止时间的湖泊面积; h 为两期影像时间对应的水位高程差。

使用Landsat 8遥感影像,分别计算了2015年4月初、6月底、10月底、11月底的湖泊面积。由于该地区常年多云,4月初和6月底的遥感影像云层遮挡严重,根据水位计的数据,分别采用了时间较近且水位相近的3月中和7月中的影像来替代。实际计算中使用2015年3月12日、7月18日、10月22日、11月23日的4期影像来计算湖面面积。

3.4 SRM模型模拟方法

为验证水量平衡的计算结果,采用融雪径流模型(Snowmelt runoff model, SRM)^[28]模拟然乌湖流域的冰川消融。SRM模型是一种概念性分布式水文模型,使用度日因子法计算融冰融雪,采用Nash-Sutcliffe系数 R^2 和体积差 D_v 来评价模拟结果。

SRM模型结构简单,在高寒地区的融雪融冰模拟中应用广泛,效果比较理想,其基本计算公式为:

$$Q_{n+1} = \frac{A \times 10000}{86400} \times [c_{sn} \times a_n (T_n + \Delta T_n) \times S_n + c_{Rn} \times P_n] \times (1 - k_{n+1}) + Q_n \times k_{n+1} \quad (2)$$

式中: Q 为日均流量 (m^3/s); c_s 为融雪径流系数; c_R 为降水径流系数; a 为度日因子 ($\text{cm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$); T 是度日因子数 ($\text{C} \cdot \text{d}$); ΔT 为根据气温垂直递减率在不同高程进行插值后的度日因子修正值 ($\text{C} \cdot \text{d}$); S 为冰雪覆盖面积与流域面积的比值; P 为降水量 (cm); A 为流域或分带面积 (km^2); k 为衰退系数; n 为模拟径流连续计算的天数; 10000/86400是径流量到径流深度的换算系数。

SRM模型的主要驱动数据为气温、降水和积雪覆盖率,驱动数据可以通过实测或遥感的方式获得。本文使用的气温和降水数据均来自流域内的气象站观测,为明确冰川消融对湖泊水量平衡的影响,本文单独对冰川消融进行了模拟,冰川面积数据采用第二次冰川编目的流域内冰川面积^[29]。模拟中然乌湖流域的度日因子为 $1.1 \sim 1.5 \text{ cm} \cdot \text{C}^{-1} \cdot \text{d}^{-1}$ ^[30]。

本文模拟将然乌湖流域根据海拔高度分为3个条带,每个条带内均有一个气象站,利用3个气象站分别计算了各条带的气温和降水垂直递减率,将其应用到全流域进行模拟,以此计算冰川消融对流域水量平衡的影响。

基于SRM模型的模拟结果,对湖泊的水量平衡过程进程分析,以分析不同补给来源所占的比例。然乌湖流域主要是冰川融水和降水补给。流域内的曲布河为地下水补给,使用机械式流速仪测得年内流量稳定在 $1 \text{ m}^3/\text{s}$ 左右,补给量小且年内变化不大,故认为然乌湖流域地下水补给对湖泊补给量可以忽略,对水量平衡季节变化影响不大。湖泊水量平衡计算公式如下:

$$P + R_p + R_g = E_s + R_{do} + \Delta S \quad (3)$$

式中: P 为时段内的湖面降水; R_p 为降水入湖径流; R_g 为冰川入湖径流; E_s 为湖面蒸发; R_{do} 为出湖径流; ΔS 为湖水储量变化。

4 结果

4.1 气温、降水与蒸发

图2给出了然乌湖阿日村自动气象站记录的2015年的气温、降水和潜在蒸发情况。然乌湖湖面位置在3月的平均气温仍在0℃左右,4月平均气温达到1.5℃,验证了前人认为该湖泊4月份完全解冻,并出现冰川融水补给的结论^[22]。全年的气温变化呈现夏季气温高(10.96℃),冬季气温低(-5.5℃)的单峰抛物线形态。从降水的情况看,2015年1-11月降水量为355.81 mm,其中4月9日-11月24日监测期间的降水量为307.91 mm。值得注意的是,尽管8月出现全年的最大降水量(93 mm),但春季的4月也出现了另一个降水峰值(66 mm),流域的降水变化敏感地反映了本区春季受西风南支扰动的特点。根据自动气象站记录的风速、气温、相对湿度、气压、辐射等参数,采用Penman-Monteith模型^[31]计算了湖面潜在蒸发及其变化。

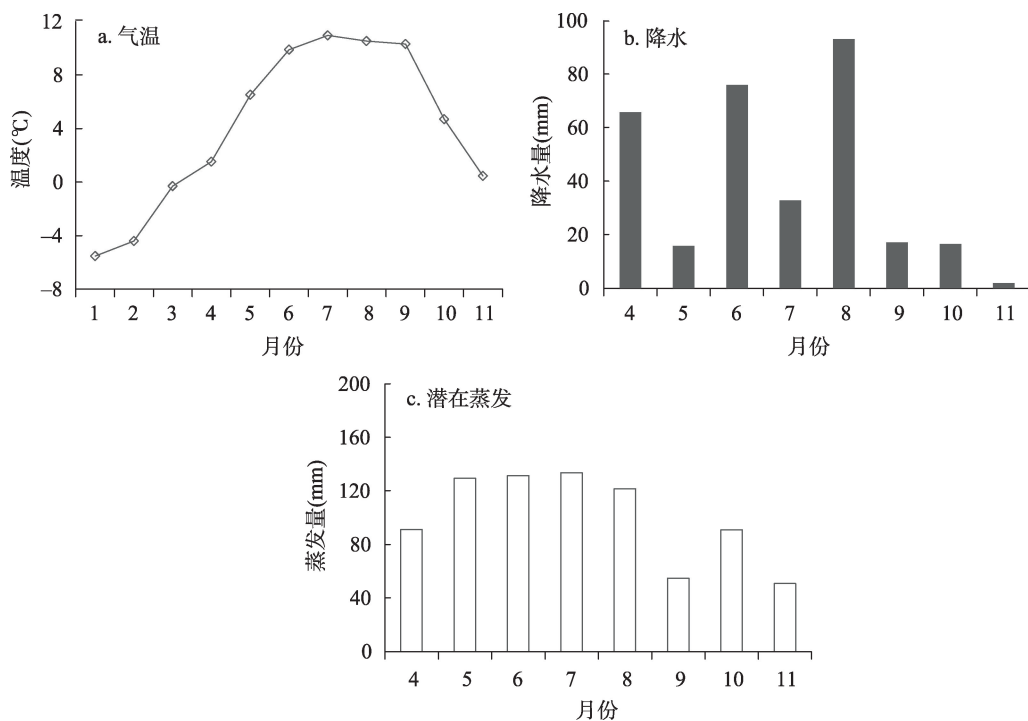


图2 然乌湖流域2015年观测期的气象要素变化

Fig. 2 Change of climatic factors in Ranwu Lake Basin during monitoring period in 2015

4.2 水位监测与流量重建

2014年以来,对然乌湖主要入湖河流以及出湖口的水位进行了连续监测,并在湖泊非封冻期开展了不同水位条件下的非连续性流量测量。对各个监测位置的水位和流量关系进行拟合(图3),结果表明,根据流量—水位关系重建的流量总体具有较高的精度。相对而言,低水位时由于流量小,拟合结果虽然绝对误差很小,但相对误差较大,可能会对低水位期模型模拟结果产生影响。

根据流量—水位关系,利用水位计数据重建了然乌湖主要补给河流和下湖出水口的流量过程线(图4)。然乌湖主要补给河流和湖泊水位及流量变化过程一致。

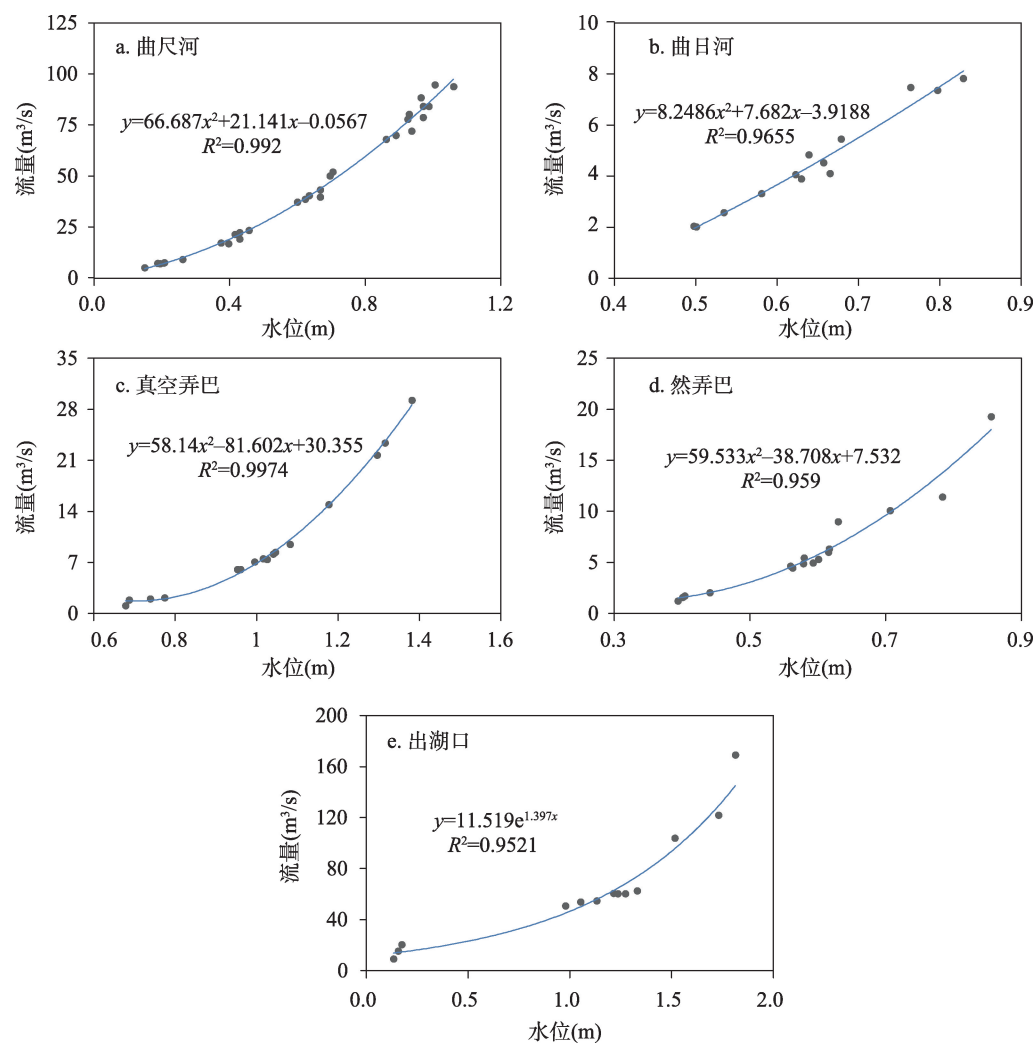


图3 然乌湖主要入湖补给河流以及出水口的流量—水位关系

Fig. 3 The relationships between water levels and runoff of input rivers and outlet of the Ranwu Lake

4.3 湖泊水位、面积、水量及其变化

从然乌湖2015年观测期的水位变化（图5）和水量变化（表1）看，水量平衡的季节变化主要分为五个阶段：① 第一阶段，自4月9日-5月10日为春季枯水期，水位较低并且湖泊面积变化不大，这一时期湖泊储水量增加 $1.51\times10^6\text{ m}^3$ ；② 第二阶段，自5月11日-6月24日为涨水期，水位快速上升，湖泊面积扩张，湖泊储水量增加 $18.34\times10^6\text{ m}^3$ ；③ 第三阶段，自6月25日-9月10日为夏季洪水期，水位保持在高值，湖面最大，相对稳定，湖泊储水量增加 $2.03\times10^6\text{ m}^3$ ；④ 第四阶段，自9月11日-10月25日为落水期，水位快速下降，湖泊面积缩小，湖水出流，储水量迅速下降，储水量减少约 $17.32\times10^6\text{ m}^3$ ；⑤ 第五阶段，自10月26日-11月24日，重新进入枯水期，水位处于较低值并缓慢下降，湖泊面积缓慢缩小，储水量减少约 $3.38\times10^6\text{ m}^3$ 。

4.4 SRM模型模拟结果

以流域内的气象站记录为驱动数据，将然乌湖流域按照表2分为了3个不同海拔的条带，采用SRM模型对该区域分别进行了总径流模拟和冰川融水量模拟（图6）。模型模拟

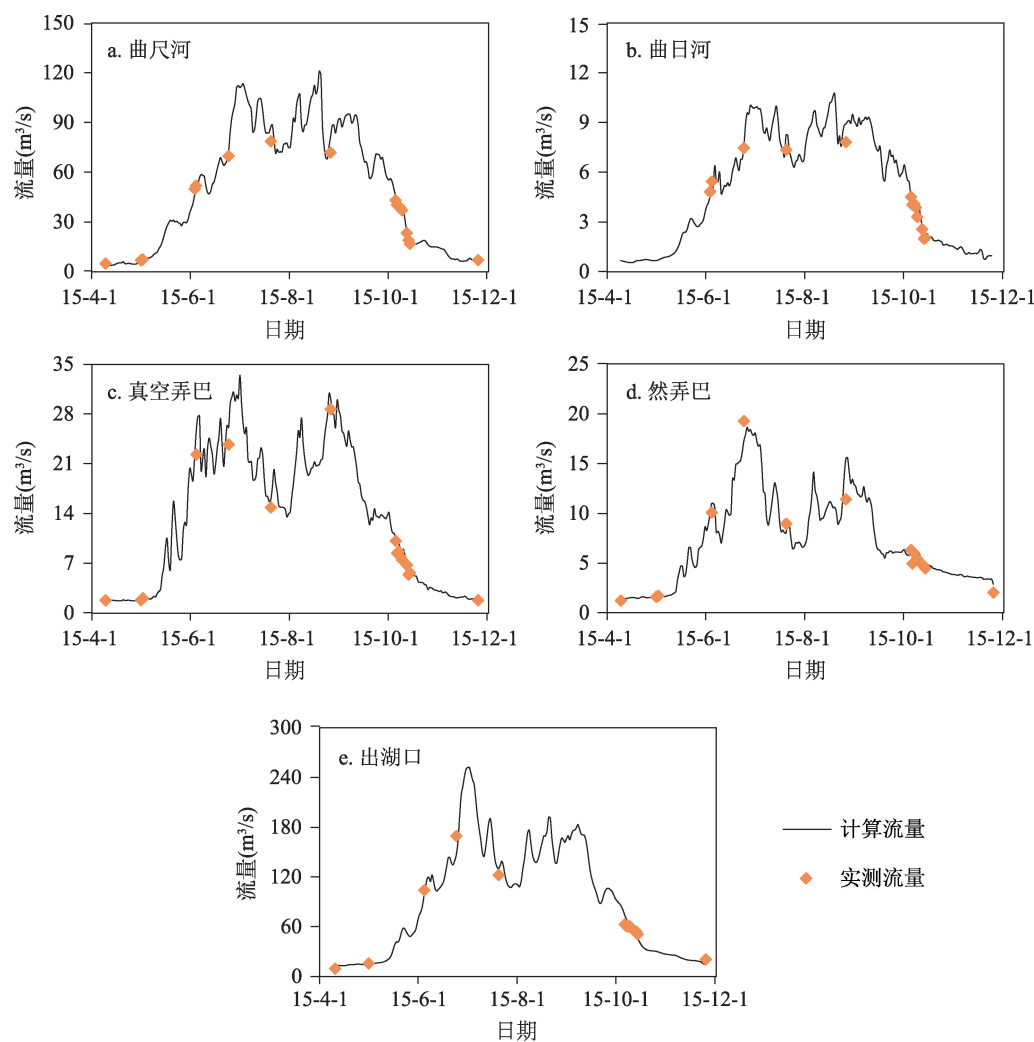


图4 然乌湖入湖河流与出湖流量过程线
Fig. 4 The discharge curves of input rivers and outlet of the Ranwu Lake

的 Nash-Sutchliffe 系数 R^2 为 0.86, 体积差为 4, Nash-Sutchliffe 系数 R^2 优于该模型在全球的平均模拟精度 (0.84), 而体积差略大于全球平均模拟精度 (3.8)。观测时段内, 然乌湖出湖径流约为 $18.33 \times 10^8 \text{ m}^3$, 模型模拟值为 $17.56 \times 10^8 \text{ m}^3$, 二者误差仅为 4%, 模型的模拟效果良好。其中冰川消融产生的径流约为 $10.06 \times 10^8 \text{ m}^3$, 考虑到模拟结果的体积差, 全流域冰川融水约占湖泊补给的 54% 到 58%, 造成体积差的原因将在下文进行详细分析。

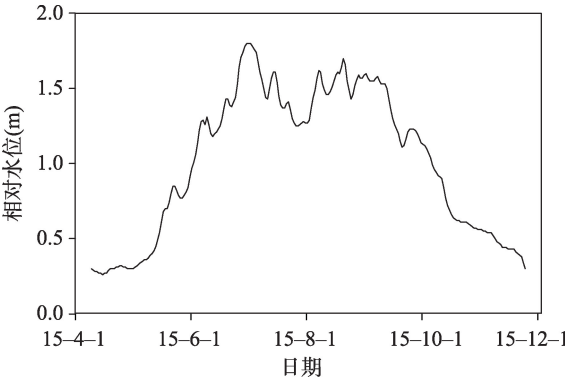


图5 然乌湖2015年观测期相对水位变化
Fig. 5 The relative water level changes of the Ranwu Lake during monitoring period in 2015

表 1 然乌湖 2015 年观测期水储量变化

Tab. 1 The water storage changes of the Ranwu Lake during monitoring period in 2015

时间	面积(km ²)	水位相对变化量(m)	水位累计变化量(m)	水量相对变化(10 ⁶ m ³)	水量累计变化(10 ⁶ m ³)
4月9日	15.1	0	0	0	0
5月10日	15.1	+0.10	+0.10	+1.51	+1.51
6月24日	20.3	+1.04	+1.14	+18.34	+19.85
9月10日	20.3	+0.09	+1.23	+2.03	+21.88
10月25日	17.0	-0.93	+0.30	-17.32	+4.56
11月24日	16.8	-0.20	+0.10	-3.38	+1.18

表 2 然乌湖流域高程分带、各分带面积及平均高程

Tab. 2 Area of elevation zones and the mean hypsometric elevation in the Ranwu Lake basin

条带	高程范围(m)	流域面积(km ²)	条带平均海拔(m)	所占流域面积比例(%)	冰川所占流域面积比例(%)
1	3883~4349	261.52	4155.65	13	6.2
2	4350~4599	236.72	4484.14	12	10.6
3	4600~6342	1481.24	5115.5	75	19.2
全流域	3883~6342	1979.48	4929.78	100	16.4

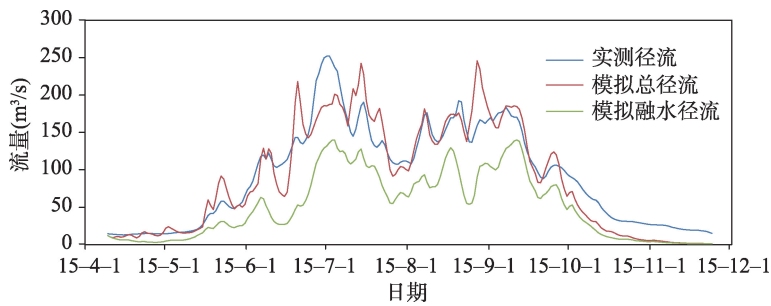


图 6 然乌湖流域总径流和冰川消融量的 SRM 模拟结果以及与实测径流的对比

Fig. 6 Simulated result of total and glacial melt runoff in the Ranwu Lake Basin using SRM Model and their comparison with in situ surveyed total runoff

5 讨论

5.1 基于径流观测的湖泊水量平衡

5.1.1 湖泊的输入水量及其季节变化 表 3 为 2015 年观测期不同的水文阶段然乌湖入湖径流补给的季节变化。

(1) 湖面直接降水 观测时间段内，然乌湖流域总降水量为 307.91 mm，湖面降水量在五个时段内分别仅在丰水期能达到 $0.05 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，枯水期不足 $0.01 \times 10^8 \text{ m}^3$ ，年补给量不足湖泊总补给量的 0.5%。湖面降水对湖泊水量平衡的贡献很小。

(2) 入湖主要径流 入湖主要径流从来源上主要可以分为以下 3 类：① 冰川融水补给径流：从然乌湖流域水文分布（图 1）看出，曲尺河直接来自雅弄冰川、作球普冰川和喜日弄普冰川直接补给的冰前湖朗错，入然乌湖之前流程较短（仅有 8.3 km），无其他径流汇入，可视为单纯的冰川融水补给径流。由重建的流量过程线计算得到，曲尺河 2015 年 4 月 9 日-11 月 24 日补给量约占流域补给量的 55%。② 降水补给径流：真空弄巴和

表3 然乌湖2015年观测期入湖径流补给的季节变化

Tab. 3 The runoff seasonal change of input rivers of the Ranwu Lake during observation period in 2015

时间	曲尺河 (10 ⁸ m ³)	曲日河 (10 ⁸ m ³)	真空弄巴 (10 ⁸ m ³)	然弄巴 (10 ⁸ m ³)	湖面降水 (10 ⁸ m ³)	其他补给 (10 ⁸ m ³)	出湖径流 (10 ⁸ m ³)	湖泊水增量 (10 ⁸ m ³)	湖面降水 比例(%)	其他补给 比例(%)
4/09-5/10	0.17	0.02	0.05	0.04	0.01	0.13	0.40	+0.02	2.38	30.96
5/11-6/24	1.65	0.16	0.65	0.26	0.02	0.62	3.18	+0.18	0.56	18.45
6/25-9/10	6.21	0.59	1.52	0.77	0.05	1.93	11.05	+0.02	0.45	17.43
9/11-10/25	1.83	0.19	0.41	0.23	0.01	0.27	3.11	-0.17	0.34	9.18
10/26-11/24	0.26	0.03	0.07	0.10	0	0.10	0.59	-0.03	0	17.86
总计	10.12	0.99	2.70	1.40	0.09	3.04	18.33	+0.02	0.49	16.58

然弄巴流域内无冰川融水补给, 可视为单纯的降水补给径流。在2015年的监测期内, 真空弄巴总流量为 $2.7\times10^8\text{ m}^3$, 然弄巴总流量 $1.4\times10^8\text{ m}^3$ 。降水补给的主要河流径流补给约占湖泊流域补给量的21%。③降水—冰川融水混合补给径流: 曲日河来自40 km外帕隆藏布源头数个冰川的融水以及沿途汇聚的降水径流。在2015年观测期内, 曲日河总流量约为 $0.99\times10^8\text{ m}^3$, 全年补给量约占流域总补给量的5%。

(3) 其他补给 除湖面降水、4条主要入湖径流外, 然乌湖流域还有一些其他的小规模地表径流和季节性径流。根据水量平衡计算公式, 这些其他形式的补给在观测时间内总量约为 $3.04\times10^8\text{ m}^3$, 占湖泊总补给量的16.58%。其中第一阶段补给占比最高, 约占该阶段总补给量的30.96%。

5.1.2 湖泊的输出水量及其季节变化 (1) 湖面蒸发 然乌湖2015年观测时间内的蒸发总量为 $0.14\times10^8\text{ m}^3$, 占全年输出量不足1%, 蒸发对湖水水量平衡影响非常微弱。

(2) 出湖径流量 整个监测期间, 2015年4月9日-11月24日, 出湖流量为 $18.33\times10^8\text{ m}^3$ 。其中第一阶段出湖流量为 $0.40\times10^8\text{ m}^3$, 第二阶段出湖流量为 $3.18\times10^8\text{ m}^3$, 第三阶段出湖流量为 $11.05\times10^8\text{ m}^3$, 第四阶段出湖流量为 $3.11\times10^8\text{ m}^3$, 第五阶段出湖流量为 $0.59\times10^8\text{ m}^3$ 。

5.2 基于SRM模拟的湖泊水量平衡

基于径流观测的湖泊水量平衡在准确区分不同补给源的补给量方面存在一定不足, 故采取SRM模型模拟来区分冰川融水补给和降水补给。表4中给出了SRM模型模拟结合实测数据计算得到的不同补给源在观测期内不同阶段对然乌湖补给过程的变化。

模拟结果显示, 全年冰川融水补给占流域总补给量的54%。其中第一阶段, 冰川补给占总补给量的34%; 第二阶段, 冰川融水占补给量的39%; 第三阶段冰川融水占补给量的60%; 第四阶段冰川融水占补给量的63%; 第五阶段冰川融水占补给量的11%。

表4 然乌湖2015年观测期湖泊水量收支平衡

Tab. 4 Water balance of the Ranwu Lake during observation period in 2015

时间	湖面降水量 (10 ⁶ m ³)	蒸发水量 (10 ⁶ m ³)	湖泊储量 (10 ⁶ m ³)	融水径流 (10 ⁶ m ³)	降水径流 (10 ⁶ m ³)	出湖径流 (10 ⁶ m ³)	融水补给 占比(%)
4/09-5/10	0.01	0.02	+0.02	0.15	0.28	0.40	34
5/11-6/24	0.02	0.03	+0.18	1.31	2.06	3.18	39
6/25-9/10	0.05	0.06	+0.02	6.66	4.42	11.05	60
9/11-10/25	0.01	0.02	-0.17	1.87	1.07	3.11	63
10/26-11/24	0	0.01	-0.03	0.06	0.51	0.59	11
总计	0.09	0.14	0.02	10.06	8.34	18.33	54

其中模拟结果显示第五阶段冰川融水对补给的贡献量突然减小,结合然乌湖流域融水径流模拟结果(图6)分析表明,模型在温度较低时对径流的模拟偏差较大。在10月26日-11月24日这一时段内,实测然乌湖出湖径流量约为 $0.59 \times 10^8 \text{ m}^3$,而模拟值仅为 $0.09 \times 10^8 \text{ m}^3$,其中冰川融水为 $0.06 \times 10^8 \text{ m}^3$,同期曲尺河流量为 $0.26 \times 10^8 \text{ m}^3$,约占总径流量的44%。说明这一时期融水补给突降可能是由于模拟在温度较低时结果较差所致。造成这种结果可能主要包括3个原因:①从模拟的输入值来看,这一时期的降水多为固态降水。然乌湖流域的气象站采用T200B称重式雨量筒来记录降水数据。该雨量筒对固态降水的捕捉能力要弱于液态降水,尤其是这一时段常见的微量固态降水。对比图6中第一阶段和第五阶段的模拟结果可以发现,第一阶段的流域内总径流模拟结果明显优于第五阶段,而剔除了降水数据后,仅就冰川消融而言,两者模拟值差别不大。因此可知,4月份较好的降水数据是良好模拟的关键因素。获得更好的模拟效果还需要借助更高精度的降水记录。②实测值是根据流量—水位关系由水位计数据重建而来,分析图3和图4表明,在低水位低流量时期,采用线性拟合重建流量的精度与高水位时相比,相对误差较大。③SRM采用度日因子模型计算融冰和融雪,未考虑冰川表面的能量平衡。这一时期气温较低,模型对气温敏感,低温导致的消融量减少被放大。解决这个问题需要更优秀的模型、更高精度的固态降水观测、更多的低水位观测数据来建立更精确的流量水位关系。

综上所述,模型模拟的结果与流量监测的结果基本一致,冰川融水是然乌湖的最主要补给源,观测时间段内冰川融水补给占流域补给55%左右。

5.3 湖泊水量平衡的季节变化

作为河道型的过水湖泊,然乌湖在2015年观测期总补给水量为 $18.49 \times 10^8 \text{ m}^3$,其中冰川融水径流 $10.06 \times 10^8 \text{ m}^3$,地表降水产流补给 $8.34 \times 10^8 \text{ m}^3$,湖面直接降水 $0.09 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。总损耗水量为 $18.47 \times 10^8 \text{ m}^3$,其中流出水量 $18.33 \times 10^8 \text{ m}^3$,湖面蒸发仅为 $0.14 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。观测时段内湖水增量为 $0.02 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。湖泊储水、湖面降水与蒸发对湖水水量平衡影响非常微弱。

从湖泊水量平衡的各个阶段看:2015年4月9日-5月10日,然乌湖枯水期温度较低,冰川消融量较小。然乌湖流域春季具有较多的降水,使降水补给超过水量增加与消耗的66%,成为湖泊补给的重要来源。

2015年5月11日-6月24日,然乌湖涨水期气温迅速回升,冰川消融增加,融水补给约占水量增加与消耗的39%,成为湖泊水量平衡的重要因素。这一时期湖泊水位上涨明显,但湖水储量变化在整体的水量平衡中依然占比很小,不足5%。

2015年6月25日-9月10日,洪水期冰川融水和降水均大幅度增加,气温稳定在较高水平,冰川消融量很大,占水量增加与消耗的60%,而季风带来的大量降水补给则占40%左右。

2015年9月11日-10月25日,这一时期为落水期,气温回落,冰川消融量逐渐减小,但冰川融水占水量增加与消耗的60%以上,依然是维持湖泊水量平衡的最主要因素。

2015年10月26日-11月24日,这一时期气温降低导致冰川消融量迅速减小,模拟显示冰川补给仅占总补给的11%,而冰川融水占绝对优势的曲尺河在这一阶段占总径流量比约为44%。造成模拟结果精度差的原因在上文已有分析。

以上分析表明,从全年来看,冰川融水占然乌湖总补给量的一半以上,对然乌湖流域的水量平衡过程起着决定性作用。降水的季节变化明显,春季受西南风支扰动,孟加

拉涡旋带来的降水对春季的湖泊水量平衡影响重大。夏季降水主要受季风影响, 降水量大, 但由于同期温度升高, 冰川融水增多, 降水对湖泊的补给量居于次位。秋季季风消退, 降水量减小, 温度下降, 融水逐渐减少, 降水补给所占比例回升。

5.4 气候变化对然乌湖流域的影响

在全球变化的大背景下, 西藏地区气温呈现快速升高的特点, 冬季升温尤为突出。基于耦合模式比较计划第三阶段 (CMIP 3) 的耦合模式结果表明, 2011-2040年西藏及周边地区冬夏季增温超过 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的概率大于 80% ^[30]。使用SRM模型对然乌湖流域水文过程在日均温较2015年观测时段内升高 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的情况下进行冰川消融模拟, 结果表明 (图7), 相对2015年, 日均温升高 $1.0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的条件下, 冰川的消融量将增加 25% 。

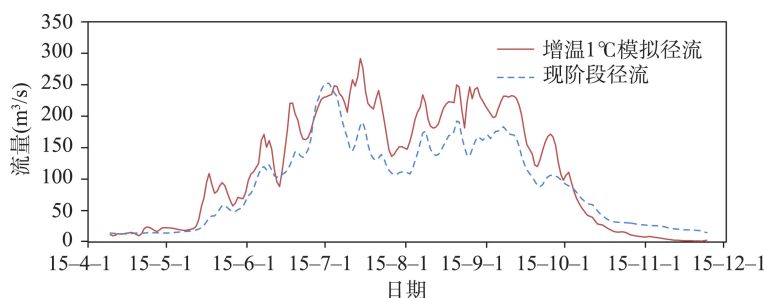


图7 然乌湖流域冰川消融模拟预测

Fig. 7 Prediction of glacial melting in the Ranwu Lake Basin

已有研究表明, 然乌湖流域的冰川物质平衡为负, 且随着气候变暖加剧, 冰川退缩速率可能会加大^[32]。通过对近25年来的遥感影像分析, 然乌湖流域的湖泊面积增加明显^[21]。如果气候变暖趋势继续, 短时间内冰川径流加大^[21, 32], 融水补给河流的流量将会增加, 然乌湖出湖流量将增加。

对帕隆藏布流域的冰湖研究表明, 随着气温的升高, 冰川退缩, 帕隆藏布流域的冰湖面积和数量逐步增长^[33]。位于帕隆藏布上游的然乌湖流域也存在一定数量的冰湖。由于消融期冰川径流与汛期余量的叠加将进一步增加汛期径流的分配比例^[34], 使得冰湖水量存在迅速增加的可能, 存在冰湖溃决的风险, 进而引发次生地质灾害^[35]。

6 结论

(1) 对于藏东南地区的过水型湖泊, 湖泊面积及其反映的水量变化在其水量平衡过程所占比例较小, 湖泊面积和水量变化对湖泊水量平衡过程代表性差, 即使在年内的季节间, 依据湖泊面积变化开展的对区域湖泊水量平衡的分析存在着极大的不确定性。

(2) 对于分布在青藏高原南部和东南部的河道型湖泊来讲, 由于湖泊面积较小, 滞水时间很短, 湖面直接降水和蒸发对于湖泊水量平衡的影响较弱。流域内降水补给季节特征明显。

(3) 然乌湖作为典型的冰川湖泊, 冰川融水是湖泊水量平衡的主要因素。然乌湖的水量平衡过程能够很好地反映该流域的冰川变化。对于分布在青藏高原南部、东南部的大多数湖泊来说, 由于流域内存在面积较大的冰川, 冰川融水成为维持湖泊水量平衡的重要来源, 在未来气候变暖的态势下, 冰川融水在一定时期内将会进一步加大对湖泊水量的补给程度。

致谢: 感谢中国科学院藏东南高山环境综合观测研究站在水文气象观测研究中的支持, 感谢中国科学院青藏高原研究所王磊研究员和杨威副研究员慷慨提供用以建立模拟气温和降水梯度的气象数据。

参考文献(References)

- [1] Immerzeel W W, Van Beek L P, Bierkens M F. Climate change will affect the Asian Water Towers. *Science*, 2010, 328 (5984): 1382-1385.
- [2] Zhang G Q, Yao T D, Xie H J, et al. Lakes' state and abundance across the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2014, 59(24): 3010-3021.
- [3] Zhu L P, Xie M P, Wu Y H, et al. Quantitative analysis of lake area variations and the influence factors from 1971 to 2004 in the Nam Co Basin of the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(13): 1294-1303.
- [4] Singh P, Bengtsson L. Impact of warmer climate on melt and evaporation for the rainfed, snowfed and glacierfed basins in the Himalayan region. *Journal of Hydrology*, 2005, 300(1-4): 140-154.
- [5] Fu Lixin, Chen Yaning, Li Weihong, et al. Relation between climate change and runoff volume in the headwaters of the Tarim River during the last 50 years. *Journal of Desert Research*, 2010, 30(1): 204-209. [傅丽昕, 陈亚宁, 李卫红, 等. 塔里木河源流区近 50a 径流量与气候变化关系研究. *中国沙漠*, 2010, 30(1): 204-209.]
- [6] Kang S C, Xu Y W, You Q L, et al. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau. *Environmental Research Letters*, 2010, 5(1): 015101.
- [7] Yang K, Ye B S, Zhou D G, et al. Response of hydrological cycle to recent climate changes in the Tibetan Plateau. *Climatic Change*, 2011, 109(3/4): 517-534.
- [8] Li X Y, Xu H Y, Sun Y L, et al. Lake-level change and water balance analysis at Lake Qinghai, west China during recent decades. *Water Resources Management*, 2007, 21(9): 1505-1516.
- [9] Bianduo, Bianbaciren, Laba, et al. The response of water level of Selin Co to climate change during 1975-2008. *Acta Geographica Sinica*, 2010, 65(3): 313-319. [边多, 边巴次仁, 拉巴, 等. 1975-2008 年西藏色林错湖面变化对气候变化的响应. *地理学报*, 2010, 65(3): 313-319.]
- [10] Wu Y H, Zhu L P. The response of lake-glacier variations to climate change in Nam Co Catchment, central Tibetan Plateau, during 1970-2000. *Journal of Geographical Sciences*, 2008, 18(2): 177-189.
- [11] La Ba, Bian Duo, Chen Tao, et al. Possible causes of area change of Lake Tangra Yum Co Tibet based on TM images. *Meteorological Science and Technology*, 2012, 40(4): 685-688. [拉巴, 边多, 陈涛, 等. 基于 TM 影像的西藏当惹雍错湖面积变化及可能成因. *气象科技*, 2012, 40(4): 685-688.]
- [12] Ye Q H, Zhu L P, Zheng H P, et al. Glacier and lake variations in the Yamzhog Yumco basin, southern Tibetan Plateau, from 1980 to 2000 using remote-sensing and GIS technologies. *Journal of Glaciology*, 2007, 53(183): 673-676.
- [13] Nie Y, Zhang Y L, Ding M J, et al. Lake change and its implication in the vicinity of Mt. Qomolangma (Everest), central high Himalayas, 1970-2009. *Environmental Earth Sciences*, 2013, 68(1): 251-265.
- [14] Ye Q H, Yao T D, Zheng H X, et al. Glacier and lake co-variations and their responses to climate change in the Mapam Yumco Basin on Tibet. *Geographical Research*, 2008, 27(5): 1178-1190.
- [15] Wan Wei, Xiao Pengfeng, Feng Xuezhong, et al. Remote sensing analysis for changes of lakes in the southeast of Qingtang area, Qinghai-Tibet Plateau in recent 30 years. *Journal of Lake Sciences*, 2010, 22(6): 874-881. [万玮, 肖鹏峰, 冯学智, 等. 近 30 年来青藏高原羌塘地区东南部湖泊变化遥感分析. *湖泊科学*, 2010, 22(6): 874-881.]
- [16] Huang L, Liu J Y, Shao Q Q, et al. Changing inland lakes responding to climate warming in northeastern Tibetan Plateau. *Climatic Change*, 2011, 109(3/4): 479-502.
- [17] Li Junli, Sheng Yongwei, Luo Jiancheng, et al. Remotely sensed mapping of inland lake area changes in Tibet Plateau. *Journal of Lake Sciences*, 2011, 23(3): 311-320. [李均力, 盛永伟, 骆剑承, 等. 青藏高原内陆湖泊变化的遥感制图. *湖泊科学*, 2011, 23(3): 311-320.]
- [18] Lei Y B, Yang K, Wang B, et al. Response of inland lake dynamics over the Tibetan Plateau to climate change. *Climatic Change*, 2014, 125(2): 281-290.
- [19] Yang R M, Zhu L P, Wang J B, et al. Spatiotemporal variations in volume of closed lakes on the Tibetan Plateau and their climatic responses from 1976 to 2013. *Climatic Change*, 2017, 140(3): 621-633.
- [20] Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. *Nature Climate Change*, 2012, 2(9): 663-667.

- [21] Xin Xiaodong, Yao Tandong, Ye Qinghua, et al. Study of the fluctuations of glaciers and lakes around the Ranwu Lake of southeast Tibetan Plateau using remote sensing. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, 31(1): 19-26. [辛晓冬, 姚檀栋, 叶庆华, 等. 1980-2005年藏东南然乌湖流域冰川湖泊变化研究. *冰川冻土*, 2009, 31(1): 19-26.]
- [22] Guan Zhihua, Chen Chuanyou, Ou Yuxiong, et al. *Rivers and Lakes in Tibet*. Beijing: Science Press, 1984: 157-159. [关志华, 陈传友, 区裕雄, 等. *西藏河流与湖泊*. 北京: 科学出版社, 1984: 157-159.]
- [23] Ju Jianting, Zhu Liping, Huang Lei, et al. Ranwu Lake, a proglacial lake with the potential to reflect glacial activity in SE Tibet. *Science Bulletin*, 2015, 60(1): 16-26. [鞠建廷, 朱立平, 黄磊, 等. 基于监测的藏东南然乌湖现代过程: 湖泊对冰川融水的响应程度. *科学通报*, 2015, 60(1): 16-26.]
- [24] Gao Dengyi. Expeditionary studies on the moisture passage of the Yarlung Zangbo River. *Chinese Journal of Nature*, 2008, 30(5): 301-303. [高登义. 雅鲁藏布江水汽通道考察研究. *自然杂志*, 2008, 30(5): 301-303.]
- [25] Li Jijun, Zheng Benxing, Yang Xijin, et al. *Glaciers in Tibet*. Beijing: Science Press, 1986. [李吉均, 郑本兴, 杨锡金, 等. *西藏冰川*. 北京: 科学出版社, 1986.]
- [26] Gao Youxi, Jiang Shikui, Zhang Yiguang. *Climate of Tibet Plateau*. Beijing: Science Press, 1984. [高由禧, 蒋世逵, 张谊光. *西藏气候*. 北京: 科学出版社, 1984.]
- [27] Lei Y B, Yao T D, Bird B W, et al. Coherent lake growth on the central Tibetan Plateau since the 1970s: Characterization and attribution. *Journal of Hydrology*, 2013, 483: 61-67.
- [28] Martinec J, Rango A, Roberts R. *Snowmelt runoff model (SRM) User's Manual (Update Edition 2008, Windows Version 1.11)*. Las Cruces: New Mexico State University, 2008.
- [29] Guo Wanqin, Liu Shiyin, Yao Xiaojun, et al. *The Second Glacier Inventory Dataset of China (Version 1.0)*. Lanzhou: Cold and Arid Regions Science Data Center, 2014. [郭万钦, 刘时银, 姚晓军, 等. *中国第二次冰川编目数据集(V1.0)*. 兰州: 寒旱所科学数据中心, 2014.]
- [30] Yang Wei. Characteristics of glacier variation and discharge in the Ranwu Lake region, southeast Tibetan Plateau [D]. Beijing: Institute of Tibetan Plateau Research, Chinese Academy of Sciences, 2008. [杨威. 藏东南然乌湖地区冰川变化与径流特征研究[D]. 北京: 中国科学院青藏高原研究所, 2008.]
- [31] Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. *Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements*. Fao Irrigation & Drainage Paper, 1998, 56.
- [32] Chen W L, Jiang Z H, Li L. Probabilistic projections of climate change over China under the SRES A1B scenario using 28 AOGCMs. *Journal of Climate*, 2011, 24(17): 4741-4756.
- [33] Yang W, Yao T D, Guo X F, et al. Mass balance of a maritime glacier on the southeast Tibetan Plateau and its climatic sensitivity. *Journal of Geophysical Research-Atmospheres*, 2013, 118(17): 9579-9594.
- [34] Yao T D, Li Z G, Yang W, et al. Glacial distribution and mass balance in the Yarlung Zangbo River and its influence on lakes. *Chinese Science Bulletin*, 2010, 55(20): 2072-2078.
- [35] Liu Yang. Research on the typical debris flows chain based on RS in Palongzangbu Basin of Tibet [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2013. [刘洋. 基于RS的西藏帕隆藏布流域典型泥石流灾害链分析[D]. 成都: 成都理工大学, 2013.]

Seasonal variations of water balance and supply process based upon discharge monitoring in Ranwu Lake of Southeast Tibet

CUI Yingying^{1,2,3}, ZHU Liping^{1,2,3}, JU Jianting¹, LUO Lun¹, WANG Yongjie¹

(1. Key Laboratory of Tibetan Environment Changes and Land Surface Processes (TEL),
Institute of Tibetan Plateau Research (ITP), CAS, Beijing 100101, China;

2. CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth System, Beijing 100101, China;

3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: The Tibetan Plateau boasts the greatest lake group in the Asian continent, where the lakes respond sensitively to climate change. For the exorheic lakes, the area changes based on remote sensing data are insufficient to reflect their responses to climatic changes. Water balance analyses of these lakes are needed for understanding the hydrological processes of lake basins and their relationships with climate changes. In this paper, we use the hydrological and meteorological monitoring data in the Ranwu Lake Basin from April to November in 2015 to examine the relationship between water level and runoff and reconstruct flux process line according to continuous water level data. Together with the snowmelt runoff model (SRM) simulation, we analyze the water balance process and its seasonal changes of the Ranwu Lake. The result shows that the total water yield inputted into the lake during the monitoring period is about $18.49 \times 10^8 \text{ m}^3$, and that the glacial melt water is about $10.06 \times 10^8 \text{ m}^3$, accounting for more than 54% of the lakes' supplies. Precipitation and evaporation of lake water surface and the lake water storage change have only slight effects on the process of lake water balance. Replenishment of the lake water is clearly seasonal as it depends on rainfall. Under the influence of southern branch of Westerlies, the Ranwu Lake area witnesses high precipitation, which is the main supply source in spring. Due to temperature rise in dummer and early autumn, a large amount of glacial melt water is a dominant factor of the water balance of this lake. With the temperature rise in the future, glacial melt water will occupy higher proportions in the total supplies of the lakes in this area. It will conduce to the speedy rise of the glacial lake level and lead to potential hazard risks.

Keywords: southeast Tibetan Plateau; Ranwu Lake; SRM; water balance; seasonal change; glacial melt water