

# 西藏纳木错 1971~2004 年湖泊面积变化及其原因的定量分析

朱立平<sup>①</sup>, 谢曼平<sup>①③</sup>, 吴艳红<sup>②</sup>

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 中国科学院对地观测与数字地球科学中心, 数字地球科学重点实验室, 北京 100190;

③ 中国科学院研究生院, 北京 100049

E-mail: lpzhu@itpcas.ac.cn

2009-04-27 收稿, 2009-08-29 接受

国家重点基础研究发展计划(2005CB422002)、国家自然科学基金(40871099)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-146)和 BRAHMATWINN(FP6-036952)资助项目

**摘要** 利用 1970 年航测地形图、1991 和 2004 年二期影像数据、1971~2004 年纳木错流域附近气象站点气象资料以及纳木错实测水深数据, 综合运用遥感、GIS 技术、空间分析、统计分析等方法, 定量分析了近 34 年来纳木错湖面面积和水量的变化情况, 并从气象要素和水量平衡两方面对其变化原因进行了探讨. 结果表明, 1971~2004 年期间, 湖面面积从 1920 km<sup>2</sup> 增加到 2015.38 km<sup>2</sup>, 增加速率为 2.37 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>; 湖泊水量从 783.23×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup> 增加到 863.77×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>, 平均增加速率为 2.37×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>. 其中, 湖面面积和水量在 1992~2004 年的增加速率(4.01 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup> 和 3.61×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>)均明显大于其在 1971~1991 年的增加速率(2.06 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup> 和 1.60×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>). 气象要素变化分析表明, 纳木错流域气温升高引起的冰川融水增加、流域降水量增长、湖面蒸发量减小共同构成了湖泊水量增加的原因. 从湖泊水量平衡来分析, 两个研究时段内, 湖面降水与陆面降水产生的径流补给分别占湖泊总补给量的 63%和 61.91%, 而冰川融水补给仅占总补给量的 8.55%和 11.48%, 显示降水是构成湖泊补给的主要来源; 从湖泊水量增加的原因来分析, 降水增加及其产生的径流对湖泊总补给增量的贡献率占 46.67%, 而冰川融水增加对湖泊总补给增量的贡献率则高达 52.86%. 湖泊蒸发与水量增加的比例显示, 湖泊总补给增量的 95.71%贡献给湖泊水量的增加, 因此, 冰川融水增加在近期湖泊水量增加的比例占到 50.6%左右, 显示气候变暖引起的冰川融水增加是引起近年纳木错湖面迅速扩张的主要原因.

## 关键词

青藏高原  
纳木错  
湖面变化  
遥感  
水量平衡

青藏高原的湖泊总面积约占全国湖泊总面积的 49.5%, 是地球上海拔最高、数量最多、面积最大的高原湖群区<sup>[1]</sup>. 湖泊演化与环境变化密切相关, 一方面, 湖面波动通过水量变化和改变沉积环境敏感地指示气候变化<sup>[2~4]</sup>; 另一方面, 湖面面积增减通过改变下垫面条件对气候变化产生影响<sup>[5]</sup>.

青藏高原的湖泊变化不仅受制于降水的补给, 也与冰川联系密切. 由于青藏高原大部分地区气候

干燥, 湖泊流域内的降水以及产生的地表径流很快被蒸发消耗, 大多数湖泊的湖面稳定甚至扩张与流域内的冰雪融水密切相关<sup>[6,7]</sup>. 湖面升降与气候变化和冰川退缩之间存在着紧密的内在联系, 它们之间具有相互作用, 并且对人类环境具有明显的影响<sup>[8~10]</sup>. 这些影响主要通过它们之间以水分为纽带的复杂关系得以表现.

卫星遥感具有覆盖范围广、信息量大、重复频率

**英文版见:** Zhu L P, Xie M P, Wu Y H. Quantitative analysis of lake area variations and the influence factors from 1971 to 2004 in the Nam Co Basin of the Tibetan Plateau. Chinese Sci Bull, 2010, 55: 1294—1303, doi: 10.1007/s11434-010-0015-8

高等优势,在全球变化研究中已经成为常规观测无法替代的重要信息源<sup>[11-13]</sup>.利用遥感和GIS技术已经对青藏高原的一些湖泊变化进行了研究<sup>[14-19]</sup>,但是多数研究仍然只是将湖泊面积的改变与气候变化进行了定性的分析,而没有探讨在影响湖泊面积改变的诸多原因中,究竟什么是主导因素,而且这种模糊的认识导致一些研究对湖泊变化的原因分析进入误区.

本文以西藏纳木错流域为典型研究对象,利用遥感、气象以及水文资料,对1971~2004年期间湖泊面积的变化进行研究,结合湖泊水量平衡计算,定量地探讨引起湖泊变化的各种因素所起的作用,从而进一步深入理解湖泊变化的历史过程以及与气候变化之间的联系,揭示湖面变化的原因以及发展过程 and 变化趋势.

## 1 研究区概况

纳木错是西藏自治区最大的湖泊,位于冈底斯-念青唐古拉山的北部,属于藏北南羌塘高原湖盆区,目前为一封闭湖泊.湖泊水面地理范围为 $90^{\circ}16' \sim 91^{\circ}03'E$ ,  $30^{\circ}30' \sim 30^{\circ}55'N$ ,行政区划上属于西藏自治区拉萨市的当雄县与那曲地区的班戈县(图1).20世纪70年代的调查认为,湖面面积为 $1920 \text{ km}^2$ ,湖面

海拔为 $4718 \text{ m}^{[20]}$ .纳木错流域面积达 $10610 \text{ km}^2$ ,跨越范围 $89^{\circ}21' \sim 91^{\circ}23'E$ ,  $29^{\circ}56' \sim 31^{\circ}7'N$ .流域东南部的念青唐古拉山平均海拔约 $5500 \text{ m}$ ,山上发育众多现代冰川,且普遍短小,冰川融水流经短距离的山前地带呈辫梳状直接注入湖泊.流域北部和西北部属于高原内部起伏平缓的低山丘陵区,平均海拔约 $5000 \text{ m}$ .整个流域太阳辐射强,日照时间长,全年可达 $2900 \sim 3200 \text{ h}$ ,属于高原亚寒带季风半干旱气候区,气候寒冷,四季不分明,年温差大于日温差.

对纳木错地区的过去环境变化已经开展了一系列的研究<sup>[21-24]</sup>,并且利用环境指标开展了关于湖面波动的分析<sup>[25,26]</sup>.由于缺乏湖泊的基础调查数据和现代过程研究,对古湖面波动的讨论仅仅是定性的,并且对其波动幅度与气候变化关系的认识也缺乏坚实的数据支持.

## 2 数据来源与方法

### 2.1 数据来源

本研究使用的图像及其数据资料为覆盖研究区的1970年航测地形图(1:100000)、1991年前后的TM卫星遥感影像、2004年的CBERS-1卫星遥感影像和数字高程模型(DEM)(表1),气象资料为与纳木错地理位置相近的17个气象站点1971~2004年日均温、最

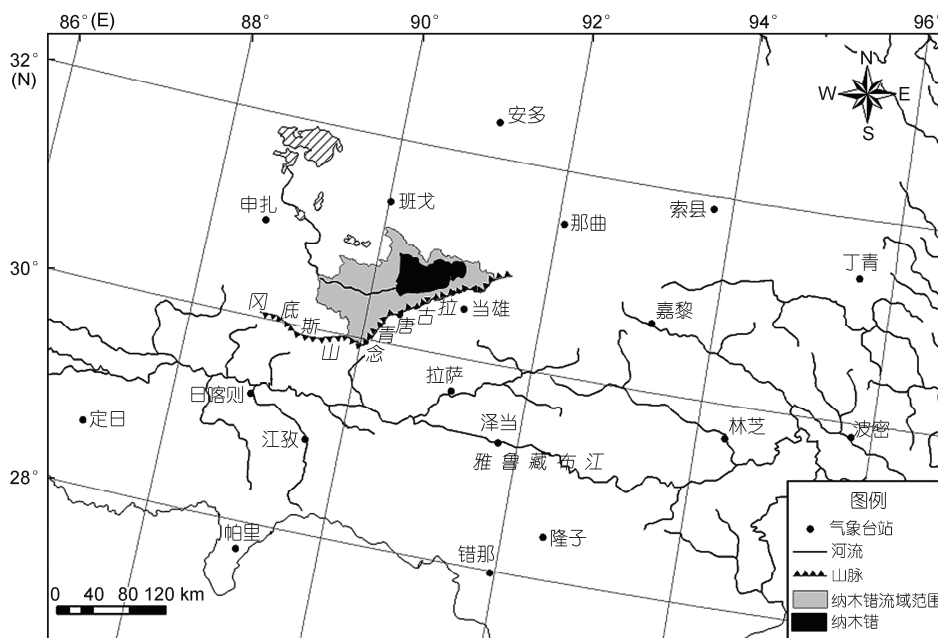


图1 纳木错及其附近气象站点位置示意图

表 1 本研究的图像及其相关数据情况

类型	获取时间	轨道号/行号	分辨率/m	备注
地形图	1970		10	1:100000 纸质地形图扫描获得
数字高程模型	2006		20	由 1970 年地形图数字化获得, 等高距为 20 m
Landsat TM	1989-11-10	P139/r039		
	1991-09-14	P138/r039	30	
CBERS-1	2004-09-14	P025/r065		
	2004-09-14	P025/r066	19.5	
	2004-09-14	P025/r067		

低气温、最高气温、降水量、日照时数、风速、水汽压等观测数据, 该资料由中国气象局气象中心气象资料室提供, 具体情况见表 2, 气象站点分布情况见图 1.

### 2.2 遥感和图像处理以及湖面变化信息提取

青藏高原的湖泊具有明显的季节性变化<sup>[20]</sup>. 不同时期的遥感影像所反映的湖泊面积既可能是阶段性变迁的结果, 也可能受季节性变化影响. 为减少季节更替对湖泊面积变化的干扰, 本研究主要采用季节相近时期获取的数据进行分析. 其中, 绘制 1970 年地形图(1:100000)的航测活动基本在 10~11 月份进行, 而 1991 年前后的 TM 影像和 2004 年的 CBERS-1 影像均为 9 月份获得. 首先, 基于 1:100000 地形图对获取的遥感影像进行正射校正, 校正误差控制在一个像元之内. 然后, 人工目视判读二期遥感影像上的

湖泊分布<sup>[27]</sup>, 采用图谱方法<sup>[28]</sup>获取了 1970~1991 年和 1991~2004 年纳木错的湖泊水面信息, 并计算其面积变化. 流域内的冰川融水是湖泊水量的一个补给来源, 影响到湖面变化. 因此, 在进行湖泊面积判读分析的同时, 也解译和计算同时期内整个流域的冰川面积变化.

### 2.3 影响湖面波动的相关要素确定

湖面波动主要受湖泊入出水量变化的影响. 对于封闭湖泊来讲, 某一时段的入湖水量主要由降水、径流补给, 而出湖水量主要由蒸发构成. 如果有地下水的的作用, 则地下水的入出也有重要的影响. 纳木错是典型的内陆封闭湖泊, 其流域内存在一定数量的冰川, 冰川融水构成湖泊的一个补给来源. 因此, 影响湖泊水面变化的水量平衡方程为

$$\Delta H = P + R_s + R_g - E \pm \varepsilon, \quad (1)$$

表 2 本研究气象资料站点基本情况

序号	站点	经度(E)	纬度(N)	海拔/m	运行时段
1	班戈	31°23'	90°01'	4700	1956-10~2004-12
2	当雄	30°29'	91°06'	4200	1962-08~2004-12
3	那曲	31°29'	92°04'	4507	1954-07~2004-12
4	申扎	30°57'	88°38'	4672	1960-04~2004-12
5	安多	32°21'	91°06'	4800	1965-11~2004-12
6	日喀则	29°15'	88°53'	3836	1955-12~2004-12
7	拉萨	29°40'	91°08'	3648.7	1955-01~2004-12
8	泽当	29°15'	91°46'	3551.7	1956-09~2004-12
9	聂拉木	28°11'	85°58'	3810	1966-07~2004-12
10	定日	28°38'	87°05'	4300	1959-01~2004-12
11	江孜	28°55'	89°36'	4040	1956-11~2004-12
12	错那	27°59'	91°57'	4280	1967-01~2004-12
13	隆子	28°25'	92°28'	3860	1959-07~2004-12
14	索县	31°53'	93°47'	4022.8	1956-11~2004-12
15	丁青	31°25'	95°36'	3873.1	1954-01~2004-12
16	嘉黎	30°40'	93°17'	4488.8	1954-11~2004-12
17	波密	29°52'	95°46'	2736	1955-01~2004-12

其中,  $\Delta H$  为湖泊水位的年变化量(mm);  $P$  为纳木错湖面年降水量(mm);  $R_s$  为降水产生的地表径流折算成的径流深度(mm);  $R_g$  为冰川融水产生的补给;  $E$  为湖面年蒸发量(mm);  $\pm e$  为地下水补给/渗出量以及误差(mm).

纳木错流域内实测资料极度缺乏, 难以对上述因素进行准确确定. 为使水量平衡估算能够与实际相对接近, 我们对上述要素进行了一些限制和假设: (1) 降水量分成两个部分, 即湖面降水和陆面降水, 并且假定整个湖泊的湖面降水在水平空间上是一致的; (2) 陆面降水在空间上仅受地形影响而发生变化, 陆面降水除蒸发消耗外全部形成降水径流补给湖泊, 不考虑入渗的影响; (3) 湖面蒸发在水平空间上一致, 并且等于该区域的实际蒸发量, 陆面蒸发受土壤条件影响; (4) 由于纳木错流域的冰川普遍短小, 冰川融水流经短距离的山前地带直接注入湖泊, 假定冰川消融(体积减少)后没有损耗, 全部补给湖泊. 某一时段内, 纳木错的水量平衡方程可以写成

$$\Delta V_L = n(P_L S_L + R_{La} S_{La} - E_L S_L) + \Delta V_g - q, \quad (2)$$

其中,  $\Delta V_L$  为该时段内湖泊的水量变化量( $10^8 \text{ m}^3$ );  $P_L$  为该时段内湖面年平均降水量(mm);  $S_L$  为该时段内湖面面积( $\text{km}^2$ ), 由于研究时段内湖面面积是变化的, 计算时取其平均值;  $R_{La}$  为该时段内降水产生的年平均径流深度(mm);  $S_{La}$  为该时段内流域内陆面面积( $\text{km}^2$ ), 由于研究时段内陆面面积是变化的, 计算时取其平均值;  $E_L$  为该时段内湖面年平均蒸发量(mm);  $\Delta V_g$  为该时段内冰川体积的变化量( $10^8 \text{ m}^3$ );  $q$  为该时段内计算产生的误差或者不确定量(包括降水入渗、冻土融化形成的地下水补给或可能的地下水输出)( $10^8 \text{ m}^3$ ).

尽管在计算湖泊和冰川初始面积时使用了1970年地形图, 但由于1970年航测时已经接近冬季, 不再有大量冰川融化和降水补给进入湖泊, 因此, 本研究在计算水量平衡时考虑的两个研究时段为1971~1991年和1992~2004年. 第一个时段  $n=21$ , 第二个时段  $n=13$ .

## 2.4 湖泊水量平衡各要素的计算

(i) 湖面降水量估算( $P_L$ ). 由于研究区气象站点稀少, 精确估算流域平均降水量和蒸发量非常困难<sup>[29]</sup>. 本文分析了研究区附近17个站点的降水量观

测资料, 通过相关分析, 认为仅申扎、班戈、安多、当雄、那曲、索县具有一致的降水变化, 并通过显著相关性检验. 因此, 采用薄板样条法(TPS)<sup>[30,31]</sup>依据降水与地形的关系插值得到整个流域内(包括湖面)空间栅格化的降水量数据, 提取湖泊水域部分的降水量作为湖面降水量.

(ii) 湖面蒸发量估算( $E_L$ ). 由于湖泊具有连续的水源补给, 湖面蒸发量即为该区域的实际蒸发量. 在缺乏湖面直接蒸发记录的情况下, 多采用流域内或附近气象站蒸发观测记录乘以折算系数或者用经验公式估算湖泊水面蒸发<sup>[32-35]</sup>. 由于部分站点的实际蒸发量与其计算的最大潜在蒸散具有一定数量关系<sup>[36]</sup>, 而多数气象站点具有利用Penman-Monteith模型<sup>[37]</sup>计算其最大潜在蒸散的观测数据, 因此, 可以利用Penman-Monteith模型计算相邻气象站点的最大潜在蒸散, 根据实际蒸发量与最大潜在蒸散的关系计算湖面的实际蒸发量.

Penman-Monteith模型的公式为

$$ET_0 = \frac{0.408 \Delta (R_n - G) + \gamma \frac{900}{T + 273} U_2 (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma (1 + 0.34 U_2)}, \quad (3)$$

其中,  $\Delta$  表示气温为  $T$  时的饱和水汽压曲线斜率( $\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$ );  $R_n$  为冠层太阳净辐射( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );  $G$  为土壤通热量( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{d}^{-1}$ );  $\gamma$  为干湿常数( $\text{kPa} \cdot \text{C}^{-1}$ );  $T$  为月平均气温( $^{\circ}\text{C}$ );  $U_2$  为2 m高处风速( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ );  $e_s, e_a$  分别为气温为  $T$  时的饱和水汽压和实际水汽压(kPa).

在选定的17个站点中, 仅申扎、班戈、安多、当雄、那曲、索县的最大潜在蒸散具有一致的变化, 并通过显著相关性检验. 因此, 利用这6个站点的资料计算, 并采用薄板样条法(TPS)进行插值, 获得流域的最大潜在蒸散. 在这些站点中, 班戈、安多、申扎3个站具有实际蒸发观测数据, 利用这3个站的实际蒸发与最大潜在蒸散的数据拟合得到公式

$$E_L = -508.412 + 2.366 ET_0, \quad (4)$$

其中,  $E_L$  为实际蒸发量;  $ET_0$  为最大潜在蒸散, 相关系数  $R=0.864$ .

(iii) 降水产生的入湖径流深度估算( $R_{La}$ ). 假设降水产生的地表径流除蒸发外全部补给湖泊, 降水产生的入湖径流深度  $R_{La} = P_{La} - E_{La}$ , 其中,  $R_{La}$  为径流深度(mm);  $P_{La}$  为陆面降水量(mm);  $E_{La}$  为陆面实际蒸发量(mm). 在得到全流域空间栅格化的降水量数据

后,剔除其中湖面降水部分,得到陆面降水量.利用申扎、班戈、安多、当雄、那曲、索县6个站点计算得到流域的最大可能蒸散量( $ET_0$ )后,运用Bagrov模型<sup>[38]</sup>,进一步计算陆面实际蒸发量.公式为

$$\frac{dE_{La}}{dP_{La}} = 1 - \left( \frac{E_{La}}{ET_0} \right)^N, \quad (5)$$

式中,  $P_{La}$  为陆面降水量;  $ET_0$  为潜在蒸散;  $E_{La}$  为实际蒸散;  $N$  为反映土壤类型及土地利用类型的参数,根据研究区的土壤类型图和土地利用图来确定.将陆面降水减去陆面蒸发得到陆面降水径流深度.

(iv) 冰川融水量的估算( $\Delta V_g$ ). 根据纳木错流域内的253条冰川的冰川编目资料<sup>[39]</sup>,拟合了冰川面积( $S_g$ )和冰川体积( $V_g$ )的经验公式,为  $V_g = 0.042S_g^{1.3565}$  ( $R^2=0.9998$ ).在利用遥感数据得到不同时期的冰川面积后,估算冰川体积的情况,并进行冰川体积变化的计算,然后将减少的冰川体积乘以0.9的系数换算为相应的水当量.由于冰川消融受到气温变化的影响,本文同时对研究区附近的17个站点气温数据进行了相关分析,并利用薄板样条法(TPS)插值得到流域内空间栅格化的气温数据及其变化量.

(v) 湖泊水量变化估算( $\Delta V_L$ ). 根据纳木错实测水深数据<sup>[40]</sup>,利用Kriging插值方法得到纳木错湖底地形(DEM).利用遥感数据得到不同时期湖泊水面面积之后,基于湖底地形DEM进行填挖方计算,得到不同时期整个纳木错的湖水体积及其变化量.

### 3 结果

#### 3.1 湖泊面积与水量变化

纳木错湖面面积和水量在1971~2004年间共增加了95.38 km<sup>2</sup>和80.54×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,增加的速率分别为2.81 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>和2.37×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>.1971~1991年和1992~2004年前后两个时段均表现为增加的状态,其中,前一个时段面积和水量分别增加43.28 km<sup>2</sup>和33.62×

10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,增加速率为2.06 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>和1.60×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>;后一个时段面积和水量分别增加52.10 km<sup>2</sup>和46.92×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,增加速率为4.01 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>和3.61×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>(表3).

#### 3.2 冰川面积与储量变化

纳木错流域冰川面积和储量在1971~2004年共减少了30.72 km<sup>2</sup>和111.73×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,减少的速率为0.90 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>和3.92×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>.1971~1991年和1992~2004年前后两个时段均表现为减小的态势,其中,前一个时段冰川面积和储量减少16.03 km<sup>2</sup>与59.14×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,减小速率为0.76 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>和2.82×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>;后一个时段减少14.69 km<sup>2</sup>和52.59×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,其减小速率为1.13 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>和4.05×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>(表4).

#### 3.3 气象要素变化

(i) 气温. 整个研究时段内流域内气温显著上升,在1971~1991年和1992~2004年两个时段内年均温的平均值分别为-3.52和-1.43℃,上升趋势明显(图2(a)).

(ii) 降水. 整个研究时段内流域内降水量呈增加趋势.1971~1991年和1992~2004年两个时段内湖面降水量的平均值分别为415.86和425.64 mm(图2(b)),陆面降水量的平均值分别为396.5和408.99 mm(图2(c)).从降水量的空间分布特征来看,整个研究时段内,降水量在整个流域内分布不均匀,在流域东部地区最大,由东部向西部和西南部递减.

(iii) 蒸发. 整个研究时段内流域内蒸发量变化趋势不一致.其中,湖面蒸发量呈下降趋势;陆面蒸发量呈增加趋势.1971~1991年和1992~2004年两个时段内,湖面蒸发量的平均值分别为1447.58和1416.87 mm(图2(d)),出现下降趋势;陆面蒸发量的平均值分别为273.77和278.82 mm(图2(e)),呈增加趋势.从蒸发量的空间分布特征来看,整个研究时段内,湖面蒸发量空间分布不均匀,由东部向西部、西北部呈增加趋势;陆面蒸发量在流域西北部较高,南部以

表3 纳木错流域1971~2004年航测地形图与各期遥感影像解译的湖面面积以及计算的水量变化

年代	时段初		时段末		变化量		变化比例(%)		变化速率	
	面积/km <sup>2</sup>	水量/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	面积/km <sup>2</sup>	水量/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	面积/km <sup>2</sup>	水量/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	面积	水量	面积/km <sup>2</sup> ·a <sup>-1</sup>	水量/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> ·a <sup>-1</sup>
1971~1991	1920.00	783.23	1963.28	816.85	43.28	33.62	2.25	4.29	2.06	1.60
1992~2004	1963.28	816.85	2015.38	863.77	52.10	46.92	2.65	5.74	4.01	3.61
1971~2004					95.38	80.54	4.90	10.03	2.81	2.37

表4 纳木错流域1971~2004年航测地形图与各期遥感影像解译的冰川面积以及计算的储量变化

年代	时段初		时段末		变化量		变化比例(%)		变化速率	
	面积 /km <sup>2</sup>	储量 /10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	面积 /km <sup>2</sup>	储量 /10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	面积 /km <sup>2</sup>	储量 /10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup>	面积	储量	面积 /km <sup>2</sup> ·a <sup>-1</sup>	储量 /10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> ·a <sup>-1</sup>
1971~1991	196.78	543.29	180.75	484.15	-16.03	-59.14	8.15	-10.89	-0.76	-2.82
1992~2004	180.75	484.15	166.06	431.56	-14.69	-52.59	8.13	-10.86	-1.13	-4.05
1971~2004					-30.72	-111.73	16.28	-21.75	-0.90	-3.29

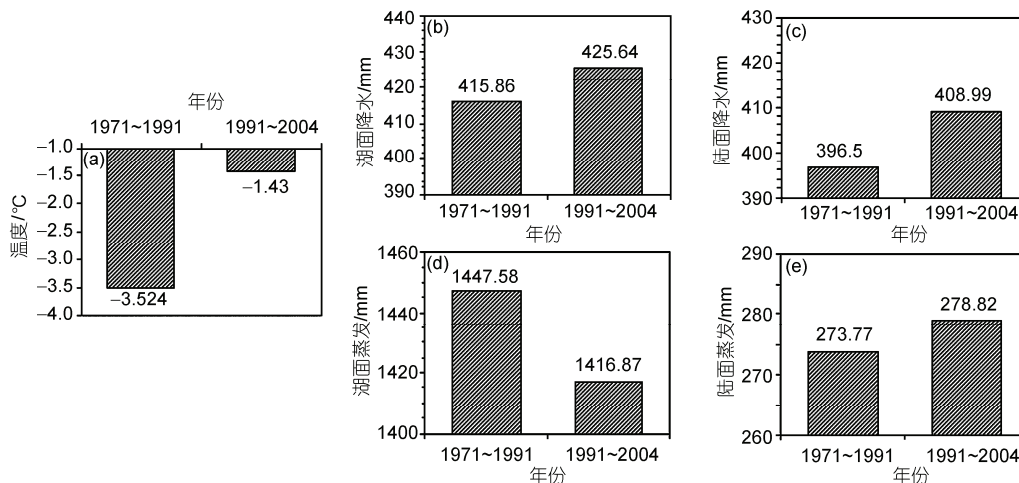


图2 1971~2004年纳木错流域气温、降水和蒸发量的变化

及流域的东部边缘较低，并且随着海拔的升高呈现降低趋势。

### 3.4 湖泊水量平衡各要素变化

根据2.3和2.4节对影响湖面波动的各要素以及计算方法的确定，对1971~1991年和1992~2004年两个时段的年平均湖面直接降水、降水产生的地表径流、冰川融水量(冰川体积变化量乘以0.9)和湖面蒸发量进行计算，结果见表5。为了与湖泊水量的变化比较，表5同时列出同时期的湖泊水量变化情况。从表5可以发现，两个时期的湖泊补给均不能满足湖面蒸发损耗和水量增加的需要。因此，对于纳木错来讲，在不考虑估算误差的情况下，应该存在着地下水或其他形式的水源补给，在保持湖泊水量平衡的条件

下，这些补给在1971~1991年期间为  $8.45 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ，在1992~2004年期间为  $8.46 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。

## 4 讨论

### 4.1 气候变化对湖面扩张的影响

气候变化直接或间接影响着湖泊水量的收入和支出，是湖泊变迁的重要驱动因素。西北地区气候由暖干向暖湿的转型使得新疆博斯腾湖自1987年以来水位持续上升，到2002年累计上升了  $4.5 \text{ m}^{[41]}$ 。周陆生和汪青春<sup>[42]</sup>对青海湖1959~1992年水位资料的研究表明，水位的年际变化主要取决于上年的气候类型，李林等人<sup>[43]</sup>则认为气候的干旱化趋势是42a来青海湖水位持续下降的主要原因。刘天仇<sup>[44]</sup>通过对西藏羊卓雍错近80a的水位变化研究发现，湖泊

表5 1971~2004年纳木错水量平衡各要素计算结果

年代	湖泊水量补给/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> ·a <sup>-1</sup>				湖泊水量损耗/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> ·a <sup>-1</sup>		湖泊水量变化/10 <sup>8</sup> m <sup>3</sup> ·a <sup>-1</sup>
	湖面直接降水	降水产生地表径流	冰川融水	合计	湖面蒸发		
1971~1991	8.07	10.64	2.54	21.25	28.10		1.60
1992~2004	8.47	11.22	3.65	23.34	28.19		3.61

水位的涨落与降水的增减具有较高的一致性,而 20 世纪 80 年代的湖面下降也与温度的快速升高具有紧密的联系。

对西藏地区湖泊变迁空间特征的分析表明,有冰雪融水补给并且靠近高原东南部的青藏高原中南部的湖泊近 30 年以来一直处于扩张趋势,如纳木错、色林错等,而仅靠降水补给的内陆小型湖泊则呈现萎缩趋势<sup>[45,46]</sup>。20 世纪 70 年代中国科学院青藏高原综合科学考察队的实地考察研究认为,纳木错湖水的补给系数为 5.53,这个数值在西藏大、中型湖泊中是最低的,说明除了流域降水以外,来自冈底斯山-念青唐古拉山的冰雪融水对维持这个巨大湖泊的湖面稳定具有相当重要的作用。

## 4.2 湖泊扩张与冰川退缩的耦合

湖面扩张受多种因素影响,其中之一就是冰川融水的补给增加。在整个研究时段,纳木错湖泊面积扩张和数量增加与冰川面积减小和储量下降具有明显的反相关现象(表 3, 4)。1971~1991 年和 1992~2004 年,湖泊面积分别增加了 43.28 和 52.10 km<sup>2</sup>,水量分别增加了  $33.62 \times 10^8$  和  $46.92 \times 10^8$  m<sup>3</sup>;同期的冰川面积则分别减少了 16.03 和 14.69 km<sup>2</sup>,储量分别减少了  $59.14 \times 10^8$  和  $52.59 \times 10^8$  m<sup>3</sup>。湖泊的持续扩张与冰川的持续退缩相呼应。

在研究的两个时段中,湖泊与冰川的变化速率表现出更为显著的耦合性。1971~1991 年和 1992~2004 年,湖泊面积增加的速率分别为 2.06 和 4.01 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>,同期的冰川面积减少的速率为 0.76 和 1.13 km<sup>2</sup>·a<sup>-1</sup>。在水量变化上,湖泊水量增加速率分别为  $1.6 \times 10^8$  和  $3.61 \times 10^8$  m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>,而冰川储量减少的速率分别为  $2.82 \times 10^8$  和  $4.05 \times 10^8$  m<sup>3</sup>·a<sup>-1</sup>。因此,在湖泊表现出加速扩张的同时,冰川也出现加速退缩。

从湖泊面积的空间变化分析<sup>[19]</sup>,1992~2000 年间湖泊面积增加的区域主要发生在南岸,这里正是念青唐古拉山北坡众多短小冰川的下游,是冰川融水短时间内即会对湖泊产生影响的区域。

但是,并非所有湖泊流域内均具有湖泊与冰川的动态变化耦合关系。对青藏高原南部同样存在冰川融水补给的普莫雍错-羊卓雍错流域的研究结果表明,1980~1990 年与 1991~2000 年相比,湖泊面积前期出现了 6% 的退缩,而后期则有 3% 的扩张,然而流域内的冰川则呈现连续退缩状态,整体退缩量为

1.36%<sup>[18]</sup>,这说明在相同的气候变化背景下,不同流域的湖泊扩张与冰川退缩具有各自表现。就湖泊变化来讲,只有弄清引起湖泊面积/水量变化的主导原因,才能更好地利用这些变化进行气候变化规律及其发展趋势的研究。

## 4.3 气温升高引起的冰川加速融化

对纳木错流域的湖泊、冰川动态变化的分析表明,冰川加速退缩带来的融水增加是湖面扩张的原因之一。冰川的加速退缩是气候变化的结果。研究发现,在气象要素中,气温和降水与冰川进退变化的关系最为密切,支配冰川进退变化的关键气象要素是温度,冰川变化虽然滞后于温度变化,但是它们之间存在很好的对应关系<sup>[47-49]</sup>。就小冰川而言,已有研究指出<sup>[50]</sup>,20 世纪 70 年代是冰川退缩速度变化的一个转换时期,之后的 30 a 冰川加速消融,并且近 10 年来退缩速度超过以往,说明温度的升高极大地影响着小冰川的消融。

从百年尺度的气候变化看,整个青藏高原在 20 世纪 60~80 年代为冷期,而 80 年代以来进入一个气温持续偏高的时期<sup>[51]</sup>。对青藏高原 81 个气象台站 1970~2000 年期间气温资料的分析表明,年平均气温、平均最高、最低气温的气候上升率分别为 0.254, 0.223 和 0.339 °C·10 a<sup>-1</sup>,并且空间变化上有很好的-一致性<sup>[52]</sup>。事实上,对纳木错流域的典型冰川监测表明,近期的冰川退缩加剧就是在气候变暖条件下发生的<sup>[53]</sup>。在纳木错流域的气温升高过程中,冷季的增温更加明显,其结果延长了冰川表面的消融期,从而加快冰川的减薄或退缩<sup>[19]</sup>。由于纳木错流域的冰川大多为小冰川,气温的升高以及升温幅度增加无疑会造成这些冰川的加速退缩和消融。

## 4.4 水量平衡计算分析的湖面扩张原因

根据 3.3 节的计算结果,1971~1991 年与 1992~2004 年相比,纳木错流域的湖面本身、陆面区域的降水增长、气温显著上升及其引起的冰川融水增加是造成湖泊扩张的重要原因。然而,湖泊扩张与冰川退缩的高度反相关性是否意味着湖泊水量增加的主要原因就是冰川加剧消融?上述两个时段相比,湖面蒸发的下降会使湖泊水量的损耗减少,而陆面蒸发的增加则会使陆面降水形成的有效径流下降。因此,只

有定量地分析气候诸要素变化对湖泊水量补给比例及其变化量产生的影响,才能发现和判定造成湖面变化的主导因素.

由于1971~1991年与1992~2004年两个时段具有不同的年限,比较它们的补给与消耗总量的意义不大.根据3.3节的计算结果,表6给出了1971~1991年与1992~2004年两个时段湖面降水、陆面降水径流、冰川融水、其他形式补给的年平均数值及其所占比例.从表6可以看出,两个时段内湖面降水、陆面降水径流、冰川融水、其他形式补给分别占27.17%,35.83%,8.55%,28.45%和26.64%,35.28%,11.48%,26.6%,因此来自降水的总贡献分别达63%和61.91%,说明降水一直占据湖泊补给的主导地位.但是,从二期各要素补给的比例看,降水及其产生的径流贡献略有下降,但冰川融水的贡献却在增加,下降和增加的幅度分别为1.09%和2.93%.

尽管湖泊的蒸发量略有增加,但由于总补给的增多,湖面蒸发在总补给中的比例反而下降.在全部补给进入湖泊的水量中,1971~1991年的年平均蒸发损耗占94.61%,湖泊水量增加仅占5.39%,而1992~2004年的年平均蒸发损耗则下降到88.65%,但湖泊年平均水量增加占11.35%,说明后一个时期的蒸发略微增加不足以消耗湖泊总补给的增加,这也是湖泊水量不断增加的原因之一.

两个时段相比,1992~2004年比1971~1991年的年平均总补给增加量为 $2.10 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ,其中湖面降水、陆面降水径流、冰川融水均表现为增加的态势,增加幅度分别是 $0.4 \times 10^8$ , $0.58 \times 10^8$ 和 $1.11 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ,其他形式补给仅增加了 $0.01 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ ,基本保持不变.虽然降水及其产生的径流在总补给中的绝对数量仍然占较大比例,但是湖面降水、陆面降水径流增量在总补给增量中的比例则分别下降到19.05%和

27.62%,也就是降水来源的增量对总补给增量的总贡献只有46.67%.但是,冰川融水的增量要比降水及其产生的径流增量要多,在总补给增量中占了52.86%.从湖泊总补给增量的最终表现形式看,蒸发的增加量仅使总补给增量损失4.29%,而95.71%的总补给增量转化为湖泊水量的增加.因此,两个时段相比,冰川融水增量在湖泊水量增加的贡献中可能占了50.59%,表明近期的湖泊水量增加更主要是受到冰川加剧退缩引起融水增加造成的.

由于纳木错代表了青藏高原中部地区具有冰川补给的大部分湖泊的情况,从定量分析角度认识其湖泊水位波动的原因,对于研究青藏高原地区湖泊水位变化的气候环境原因具有非常重要的意义.

## 5 结论

利用航测地形图、遥感影像和湖泊水量计算方法对纳木错流域1971~2004年的湖泊面积与水量的分析表明,湖泊面积和水量在研究时段内一直处于扩张和增加的状态,1971~1991年与1992~2004年两个时段相比,后期具有较高的扩张与增加速率.相同时期内,整个流域的冰川面积一直处于退缩状态,上述两个时段相比,后期的冰川面积减少与储量下降的速率明显高于前期.湖泊的扩张与冰川的消退存在耦合性.

与1971~1991年和1992~2004年两个时段相对应,纳木错流域的气温、降水、蒸发均具有不同性质的表现.气温表现为一直升高的趋势.湖面降水和陆面降水一直增加,但陆面降水的增加速率低于湖面降水.湖面蒸发一直呈现下降的态势,但陆面蒸发则表现出上升的态势.气温、降水、蒸发的变化对湖泊的补给和消耗产生重要的影响.

根据对湖泊水量平衡各要素的限定与假设,在气候变化条件下,分别计算了1971~1991年与1992~

表6 纳木错水量平衡各要素及其变化情况(A=B+C)

年代	指标	总补给(A)				补给总量(A)	总消耗与水量变化(B+C)	
		湖面降水(A <sub>1</sub> )	陆面降水径流(A <sub>2</sub> )	冰川融水(A <sub>3</sub> )	其他补给(A <sub>4</sub> )		湖面蒸发(B)	湖泊水量变化(C)
1971~1991	年平均/ $10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$	8.07	10.64	2.54	8.45	29.7	28.10	1.60
	占总补给百分比	27.17%	35.83%	8.55%	28.45%	100%	94.61%	5.39%
1992~2004	年平均/ $10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$	8.47	11.22	3.65	8.46	31.8	28.19	3.61
	占总补给百分比	26.64%	35.28%	11.48%	26.60%	100%	88.65%	11.35%
1971~1991年与 1992~2004年比较	年平均变化/ $10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$	0.4	0.58	1.11	0.01	2.10	0.09	2.01
	占年平均变化的百分比	19.05%	27.62%	52.86%	0.47%	100%	4.29%	95.71%



2004年两个时段的湖泊水量增加情况并分析了原因,发现降水及其产生的陆面径流一直是湖泊补给的主要来源,冰川融水在总补给中占相对较小的比例。但是,前后两个时期相比,降水及其产生的径流与冰川融水均呈现增加的趋势,而降水及其产生的径流增量无论在绝对数量上还是在总补给增量的比例中均

小于冰川融水增量的值。湖面蒸发量略有上升,但对总补给增量的消耗仅占有较小比例,绝大部分的总补给增量贡献给了湖泊水量的增加。因此,气候变暖引起的冰川融水增加在湖泊总补给的增加和湖泊水量的增加中占有较高的比例,对近期湖泊水量增加和湖面上升具有重要的影响。

**致谢** 感谢中国气象局气象中心气象资料室提供本文所需要的气象数据。

## 参考文献

- 1 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 398—399
- 2 Hartmann H C. Climate change impacts on Laurentian great lakes levels. *Clim Change*, 1990, 17: 49—67
- 3 Oviatt C G. Lake Bonneville fluctuations and global climate change. *Geology*, 1997, 25: 155—158
- 4 Jones R N, McMahon T A, Bowler J M. Modeling historical lake levels and recent climate change at three closed lakes, Western Victoria, Australia (c.1840—1990). *J Hydrol*, 2001, 246: 159—180
- 5 于革, 薛滨, 王苏民, 等. 末次盛冰期中国湖泊记录及其气候意义. *科学通报*, 2000, 45: 250—255
- 6 姜加虎, 黄群. 青藏高原湖泊分布特征及与全国湖泊比较. *水资源保护*, 2004, 6: 24—27
- 7 朱立平, 鞠建廷, 王君波, 等. 湖芯沉积物揭示的末次冰消开始时期普莫雍错湖区环境变化. *第四纪研究*, 2006, 26: 772—780
- 8 Singh P, Bengtsson L. Impact of warmer climate on melt and evaporation for the rainfed, snowfed and glacierfed basins in the Himalayan region. *J Hydrol*, 2005, 300: 140—154
- 9 Harrison S, Glasser N, Winchester V, et al. A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes. *Holocene*, 2006, 16: 611—620
- 10 IPCC. *Climate Change 2007: The AR4 Synthesis Report*. 2007
- 11 Quincey D J, Richardson S D, Luckman A, et al. Early recognition of glacial lake hazards in the Himalaya using remote sensing datasets. *Glob Planet Change*, 2007, 56: 137—152
- 12 Chu Y H, Li J C, Jiang W P, et al. Monitoring level fluctuations of the lakes in the Yangtze River basin from radar altimetry. *Terrest Atmos Ocean Sci*, 2008, 19: 63—70
- 13 Yang L, Chen F, Chun X, et al. The Jilantai Salt Lake shorelines in northwestern arid China revealed by remote sensing images. *J Arid Environ*, 2008, 72: 861—866
- 14 杨日红, 于学政, 李玉龙. 西藏色林错湖面增长遥感信息动态分析. *国土资源遥感*, 2003, 2: 64—67
- 15 鲁安新, 姚檀栋, 王丽红, 等. 青藏高原典型冰川和湖泊变化遥感研究. *冰川冻土*, 2005, 27: 783—792
- 16 边多, 杨志刚, 李林, 等. 近30年来西藏那曲地区湖泊变化对气候波动的响应. *地理学报*, 2006, 61: 510—518
- 17 Li X Y, Xu H Y, Sun Y L. Lake-Level Change and Water Balance Analysis at Lake Qinghai, West China during Recent Decades. *Water Res Manage*, 2007, 21: 1505—1516
- 18 Ye Q H, Zhu L P, Zhang H X, et al. Glacier and lake variations in the Yamzhog Yumco basin, southern Tibetan Plateau, from 1980 to 2000 using remote-sensing and GIS technologies. *J Glaciol*, 2007, 53: 673—676
- 19 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. *J Geogr Sci*, 2008, 18: 177—189
- 20 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. 176—182
- 21 朱大岗, 赵希涛, 孟宪岗, 等. 西藏纳木错晚更新世湖滩岩. *地质论评*, 2003, 49: 432—438
- 22 朱大岗, 孟宪刚, 赵希涛, 等. 西藏纳木错晚更新世以来湖面变化和湖相沉积中粘土矿物显示的环境信息. *地质力学学报*, 2004, 10: 300—309
- 23 Zhu L P, Wu Y H, Wang J B, et al. Environmental changes reflected from the core sediments since 8.4 ka in Nam Co, central Tibet of China. *Holocene*, 2008, 18: 831—839
- 24 Xie M P, Zhu L P, Peng P, et al. Ostracod assemblages and their environmental significance from the lake core of the Nam Co on the Tibetan Plateau since 8400 years ago. *J Geogr Sci*, 2009, 19: 387—402
- 25 吴中海, 赵希涛, 吴珍汉, 等. 西藏纳木错地区约120 kaBP以来古植被、古气候与湖面变化. *地质学报*, 2004, 78: 242—252

- 26 Zhu L P, Peng P, Xie M P, et al. Ostracod assemblages and their implications on environmental reconstruction in the Nam Co of the Tibetan Plateau. *Hdrobiologia*, 2009, 62, doi: 10.1007/s10750-010-0149-3
- 27 鲁安新, 王丽红, 姚檀栋. 青藏高原湖泊现代变化遥感方法研究. *遥感技术与应用*, 2006, 21: 173—177
- 28 Ye Q H, Kang S C, Chen F, et al. Monitoring glacier variations on Geladandong mountain, central Tibetan Plateau, from 1969 to 2002 using remote-sensing and GIS technologies. *J Glaciol*, 2006, 52: 537—545
- 29 杨针娘, 胡鸣高. 青藏高原东部河川径流特征. *冰川冻土*, 1990, 12: 219—226
- 30 Hutchinson M F. Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines—Part I: Two dimensional smoothing of data with short range correlation. *J Geogr Inform Decision Analysis*, 1998, 2: 139—151
- 31 Hutchinson M F, Hogarth W, Rose C W. Interpolation of rainfall data with thin plate smoothing splines—Part II: Two dimensional smoothing of data with short range correlation. *J Geogr Inform Decision Analysis*, 1998, 2: 152—167
- 32 张国威, 周聿超. 新疆内陆干旱区蒸发的计算和分析. *水科学进展*, 1992, 3: 226—232
- 33 张寅生, 蒲建辰, 太田岳史. 青藏高原中部地面蒸发量观测计算与特征分析. *冰川冻土*, 1994, 16: 166—172
- 34 金相灿. *中国湖泊环境(第三册)*. 北京: 海洋出版社, 1995. 80—90
- 35 李万春, 李世杰, 濮培民. 高原咸水湖水面蒸发估算——以兹格塘错为例. *湖泊科学*, 2001, 13: 227—232
- 36 吴艳红. 西藏纳木错流域冰川-湖泊对气候变化的响应研究. 博士学位论文. 北京: 中国科学院研究生院, 2008
- 37 Allen R G, Pereira L S, Raes D, et al. Crop evapotranspiration guidelines for computing crop water requirements. FAO irrigation and drainage paper 56. 1998. <http://www.fao.org/docrep/X0490E/x0490e00.htm>
- 38 Terpstra J, van Mazijk A. Computer aided evaluation of planning scenarios to assess the impact of land-use changes on water balance. *Phys Chem Earth Part B: Hydrol Oceans Atmos*, 2001, 26: 523—527
- 39 施雅风, 沈永平, 李栋梁, 等. 中国西北气候由暖干向暖湿转型的特征和趋势探讨. *第四纪研究*, 2003, 23: 152—164
- 40 Wang J B, Zhu L P, Daut G, et al. Investigation of bathymetry and water quality of Lake Nam Co, the largest lake on the central Tibetan Plateau, China. *Limnology*, 2009, 10: 149—158
- 41 施雅风. *中国冰川目录*. 上海: 上海科学普及出版社, 2005. 1—30
- 42 周陆生, 汪青春. 青海湖水位年际变化规律的分析 and 预测. *高原气象*, 1996, 15: 478—484
- 43 李林, 朱西德, 王振宇, 等. 近 42 a 来青海湖水位变化的影响因子及其趋势预测. *中国沙漠*, 2005, 25: 689—696
- 44 刘天仇. 西藏羊卓雍错水位动态研究. *地理科学*, 1995, 15: 54—62
- 45 赵元艺, 赵希涛, 郑绵平, 等. 西藏班戈错近 50 年来的湖面变化. *地质学报*, 2006, 80: 876—884
- 46 张继承, 姜琦刚, 李远华, 等. 基于 RS/GIS 的西藏地区湖泊变化动态监测及气候背景. *地球科学与环境学报*, 2008, 30: 87—93
- 47 丁永建. 1980 年以来冰冻圈对气候变暖响应的若干证据. *冰川冻土*, 1996, 18: 131—138
- 48 苏珍, 刘宗香, 王文体. 青藏高原冰川对气候变化的响应及趋势预测. *地球科学进展*, 1999, 14: 607—612
- 49 高晓清, 汤懋苍, 冯松. 冰川变化与气候变化关系的若干探讨. *高原气象*, 2000, 19: 9—16
- 50 Dyurgerov M B, Meier M F. Twentieth century climate change: Evidence from small glaciers. *Proc Natl Acad Sci USA*, 2000, 97: 1406—1411
- 51 林振耀, 赵昕奕. 青藏高原气温降水变化的空间特征. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26: 354—358
- 52 李林, 朱西德, 秦宁生, 等. 青藏高原气温变化及其异常类型的研究. *高原气象*, 2003, 22: 524—530
- 53 张堂堂, 任贾文, 康世昌. 近期气候变暖念青唐古拉山拉弄冰川处于退缩状态. *冰川冻土*, 2004, 26: 736—739