

青藏高原中部色林错湖近 10 年来湖面急剧上涨与冰川消融

孟恺^{①②}, 石许华^③, 王二七^①, 刘锋^{①②}

① 中国科学院地质与地球物理研究所, 岩石圈演化国家重点实验室, 北京 100029;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ Department of Geosciences, the Pennsylvania State University, University Park, PA 16802, USA

E-mail: michael.meng@mail.igcas.ac.cn

2011-08-16 收稿, 2011-10-08 接受

中国科学院知识创新工程重要方向性项目(KZCX-YW-12)、国家重点基础研究发展计划(2011CB403106)和国家自然科学基金(40940018)资助

摘要 量化了 1976~2010 年间, 特别是 2000~2010 年间西藏色林错、错鄂及班戈错的湖面面积及湖面海拔高度变化, 分析了不同补给方式对湖面变化的影响, 为最近 10 年青藏高原中东部气候变暖所致冰川加速消融提供了新证据. 结合差分 GPS 实测湖面海拔、数字高程模型(DEM)及不同时相(1976~2009 年)湖面面积的遥感解译, 研究提出: (1) 近 40 年来色林错湖面海拔高度变化过程可分为两个阶段. 1976~2000 年, 色林错湖面海拔缓慢上升 4.3 m, 平均 0.18 m/a; 2000~2010 年, 湖面急剧上涨 8.2 m, 平均 0.82 m/a. 与色林错近 10 年湖面海拔的快速增长对比, 错鄂和班戈错的湖面上升趋势缓慢且平稳. (2) 1976~2009 年间, 色林错湖面面积变化过程经历了平稳增长→加速增长→平稳增长的变化过程. 湖面总体扩大 656.64 km², 增长幅度为 39.4%, 特别是 1999~2009 年间, 湖面急剧扩大 549.77 km², 增长幅度为 30.6%. 根据气象数据相关性 & 湖水水位平衡分析, 近期气温升高所致上游冰川的加速消融是色林错近 10 年湖面快速变化的主要因素——冰川融水直接导致色林错湖面上涨约 8 m, 降水量的增加是影响湖面变化的次要因素; 而主导班戈错湖面变化的因素是长期降水量的变化, 气温的影响是次要因素.

关键词

色林错
错鄂
班戈错
高海拔盐湖
湖面上涨
冰川消融
气候变化
相关分析

全球气候变化与人类社会的生存发展息息相关, 近年来已经成为最热门的地球科学问题之一^[1]. 该科学问题的研究对象主要集中于对气候变化敏感的冰川、海洋以及内陆湖泊^[2]. 青藏高原作为南、北极之外的世界第三极, 其内部广泛分布的冰川及内流湖泊也受到了学者的高度关注^[3~9]. 西藏内陆地区人口稀少, 湖泊的自然条件保持好, 湖面面积及湖拔高度变化受人类活动因素影响较小, 该地区湖面变化能够真实地反映区域气候变化状况. 因此, 西藏内陆湖泊的湖面变化(如纳木错^[4,6]、色林错^[3,10]、龙木错和松西错^[11,12])成了反映高原气候变化最为敏感的指标之一. 前人的成果对探讨高原内陆湖泊面积、湖面海

拔高度变化与高原气候变化之间的关系具有重要意义. 但是, 多数学者都将研究的重点放在了单个湖体的湖面面积或湖面高度变化方面, 缺少对局部地区、相似气候条件下湖群面积及湖面高度的对比研究. 而这样的对比是区分湖面变化对区域气候参数差异响应的关键. 色林错与错鄂、班戈错(图 1)相距 10 km 以内, 三者的气候条件几乎相同, 这为讨论导致湖面面积和水位变化的原因提供了相似的气象条件.

1 研究区背景

青藏高原湖区是全球海拔最高、数量最多、面积最大的高原内陆湖区, 高原现代湖泊总面积约

英文版见: Meng K, Shi X H, Wang E, et al. High-altitude salt lake elevation changes and glacial ablation in Central Tibet, 2000–2010. Chin Sci Bull, 2012, 57: 525–534, doi: 10.1007/s11434-011-4849-5

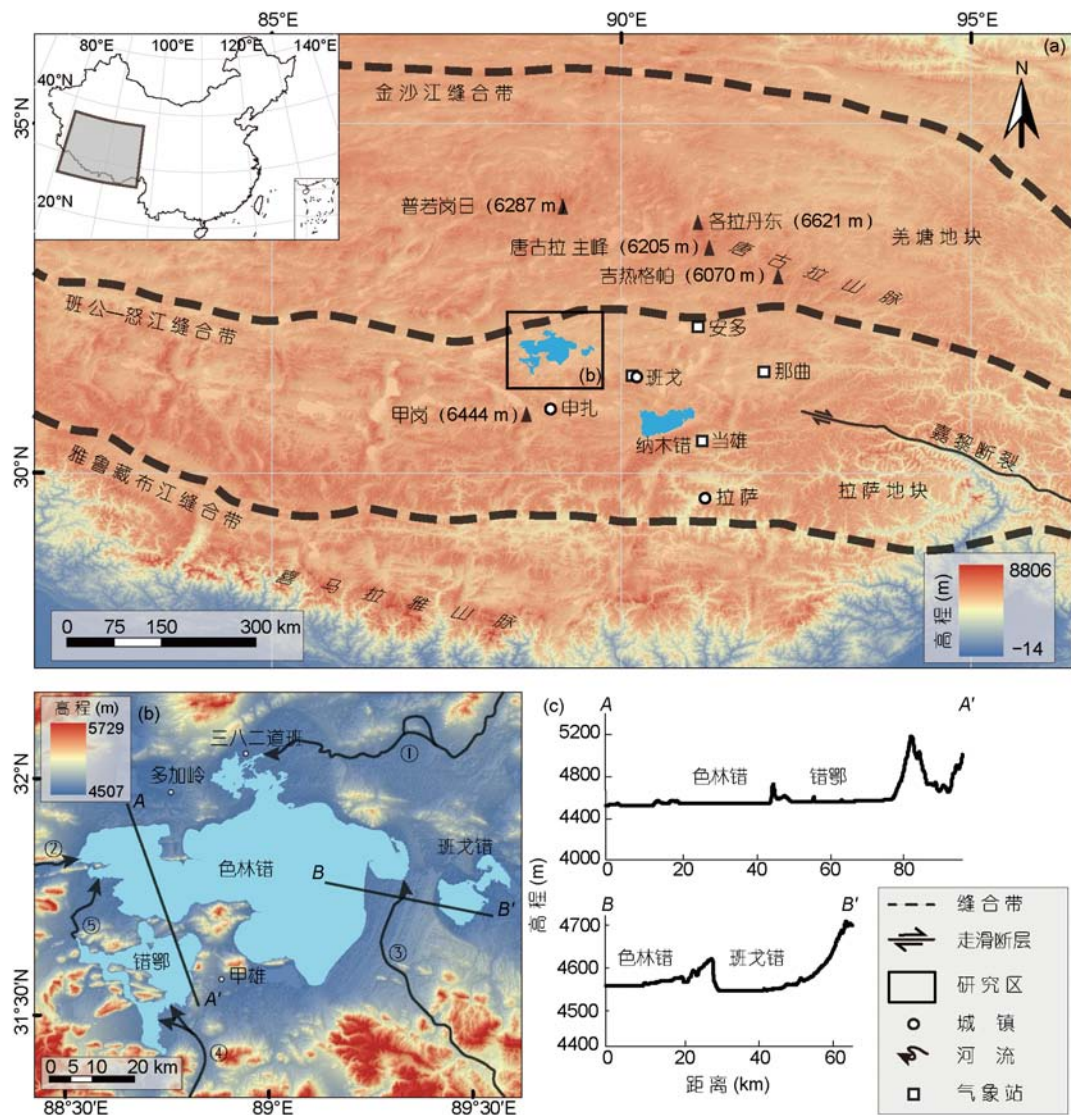


图1 藏中地区及色林错湖区地貌简图

(a) 藏中地区区域构造及地貌图。插图中的灰框显示主图地理位置。(b) 色林错湖区地貌及河流分布图。① 扎加藏布；② 扎根藏布；③ 波曲藏布；④ 达尔噶瓦藏布；⑤ 阿里藏布。(c) 色林错-错鄂(A-A')和色林错-班戈错(B-B')地形剖面。DEM数据来自 <http://srtm.csi.cgiar.org>

37000 km², 占全国湖泊总面积的 52%^[13]。在这些湖泊中, 面积超过 1 km² 的多达 600 余个^[14]。藏北地区周边分布许多高大山脉, 包括念青唐古拉山、唐古拉山、昆仑山等^[5], 山脊高度一般都在 5500 m 以上, 其上发育大量现代冰川。据中国冰川目录资料统计显示, 青藏高原上分布现代冰川 36793 条, 冰川面积约 49874 km², 冰储量约为 4560 km³^[15]。

色林错位于那曲地区, 距班戈县约 80 km, 是班戈县、申扎县和双湖特别行政区的湖界(图 1(a))。值得注意的是, 色林错目前已超过纳木错, 成为西藏第

一大湖泊^[10]。经测量, 截至 2010 年 10 月, 色林错湖面海拔 4542.5 m, 湖面面积约 2323.6 km²。位于色林错南部 1 km 的错鄂, 湖面海拔为 4562.8 m, 湖面面积约 274.1 km²。位于色林错东部 8 km 的班戈错, 湖面海拔为 4522.5 m, 湖面面积约 130.6 km²。后两个湖在更新世晚期曾经都是色林错的潟湖, 同色林错之间被沙坝分隔。

色林错流域面积 45530 km², 是西藏最大的内陆湖水系^[16]。如图 1(b), 色林错的常年径流补给河流主要有 3 条, 分别是北岸三八二道班汇入的扎加藏

布、从东岸嘎日秋汇入的波曲臧布和从西岸亚古拉汇入的扎根臧布。其中,最大的扎加臧布全长 409 km,是西藏境内最长的内流河,它发源于藏北的冰川山脉唐古拉(6205 m)、各拉丹东(6621 m)、吉热格帕(6070 m)等。扎根臧布发源于甲岗雪山(6444 m)。波曲臧布发源于巴布日雪山(5654 m)^[10]。错鄂的主要补给为达尔噶瓦臧布和下岗臧布,均从其东南部汇入,两河不是发源于冰川山脉,但流域内可能存在少量小型冰川。班戈错的径流补给仅有卡瓦臧布,发源于南部的朗钦山(5506 m),山上没有常年积雪或冰川^[5]。综上所述,色林错的补给类型为冰川融水补给,而错鄂、班戈错的主要补给方式为流域内降雨补给。

2 研究方法资料来源

2.1 研究方法

通过对比 1976~2009 年间相同季节的遥感卫星影像,可以得出色林错、错鄂和班戈错的湖面变化。而差分 GPS 测量结合实际地形三角点可以获得 2010 年 10 月的湖面海拔。结合湖面面积变化与数字高程模型(digital elevation model, DEM),可以获得不同年份的湖面高程变化。最后通过对比邻近地区的气象参数,分析得出湖面变化的具体原因。

遥感数据通过 ENVI, ArcGIS, ERDAS 进行处理。研究使用的所有图像已经经过辐射校正。利用 ENVI

对数据进行几何校正、正射校正,误差均控制在 1 个像素之内。经过校正之后的所有数据均采用 WGS-1984-UTM 大地坐标系。

提取湖面范围主要使用 ArcGIS 和 ERDAS 软件,并如图 2 中步骤完成:(1) 利用 ERDAS 中的非监督分类模块对影像数据进行分类,分类的原理是水体和其他地物对红外光的吸收特性不同。将图像分为两类,生成未经修正的矢量数据。(2) 利用 ERDAS 中的数据转换模块,将得到的矢量数据转换为栅格数据,在 ArcGIS 中结合目视解译进行数据修正,提取各期湖面边界,校正误差控制在 1 个像元之内。(3) 利用统计像元数目计算湖面面积。

野外差分 GPS 测量遵循以下步骤:(1) 选取一个稳定基准点建立 GPS 基站,通过长时间(几天)接收信号进行精确定点,保证高程测量点距离基站不超过 20 km。(2) 选取位于湖区的一个已知地形三角点进行测量,将通过误差检验的测量结果与该地形三角点实际高程对比获得实际校正值。(3) 测量湖面高程并进行高程校正。本次测量使用的差分 GPS 高程测量精度为 ± 0.1 m。

气象数据方面,由于西藏气象台站稀少,目前只能利用色林错湖区周边 4 个气象台站(包括班戈、安多、那曲、当雄气象站,申扎气象站数据 1990~2000 年部分缺失,故弃用此站数据)的数据进行统计分析,

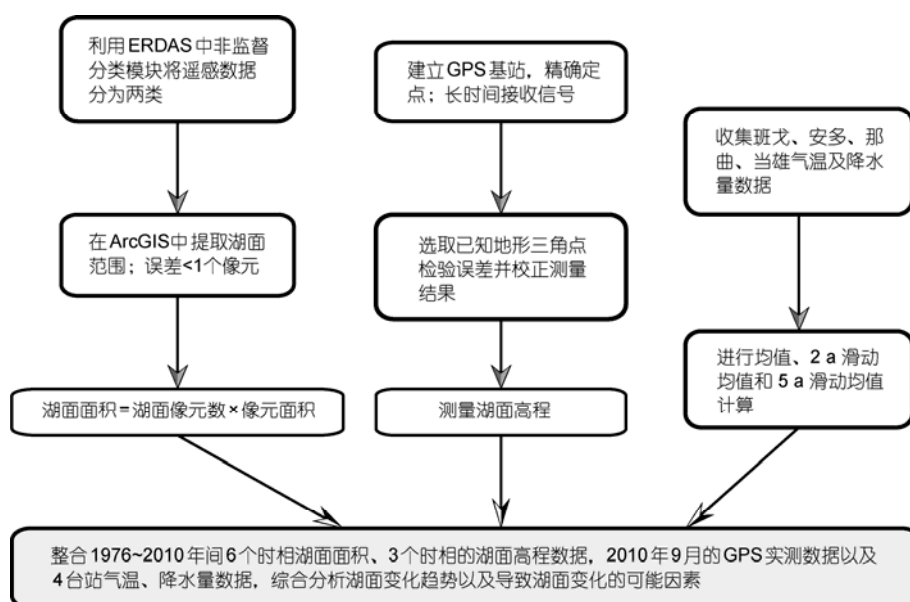


图 2 研究方法流程图

统计 1970~2007 年时段内湖区的年降水量、年降水量距平百分比、年均温和年均温距平, 并进行 2 a 和 5 a 滑动平均统计; 最后, 将湖面面积和气象统计数据进行分析, 确定导致湖面变化的主要因素及次要因素.

2.2 数据来源

本文引用的数据包括遥感数据和气象资料两部分. (1) 遥感数据下载自美国地质调查局网站(<http://glovis.usgs.gov>), 具体数据参数见表 1. (2) 气象数据包括西藏班戈、安多、那曲、当雄 4 个气象台站 1970~2007 年间平均降水量、降水平均距平百分比、平均气温、平均气温距平数据. 需要说明的是, 冰川融水补给型湖泊的变化与热季和雨季相关, 而潟湖的变化主要与雨季相关. 色林错湖区的热季和雨季均为每年的 6~9 月, 通常情况下湖水水位在 9~10 月达到年内稳定最大值. 此次野外考察获取湖面海拔高度的时间为 2010 年 9 和 10 月. 为了减小因季节变化导致的湖面差异, 在卫星影像的选取上, 尽量采用 9 和 10 月获取的数据.

3 数据分析结果

3.1 湖面面积

由图 3 和 4 发现, 色林错、错鄂和班戈错的湖面面积在 1976~2009 年变化趋势有所不同. 在这一时期, 色林错湖面面积一直处于增长态势, 而且其变化速率在时间上存在较大差异; 而错鄂湖面面积略有波动, 但总体没有显著变化; 班戈错湖面面积也保持增长, 但面积增量较小.

从图 4 中可见, 色林错的湖面变化在 1976~2009 年间可分为 3 个阶段, 即 1976~1999 年平稳变化阶段、1999~2007 年快速变化阶段和 2007~2009 年平稳变化阶段. 色林错湖面面积在 1976 年为 1666.96 km²,

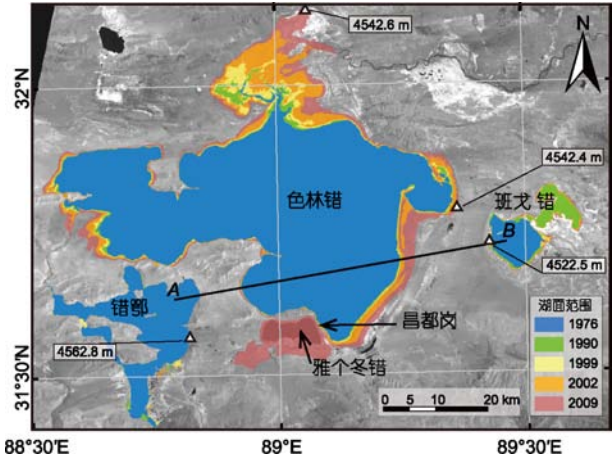


图 3 色林错、错鄂和班戈错 1976~2009 年面积变化及 2010 年实测高程点(三角形)位置示意图

A-B 为湖区地形剖面(图 5), 底图影像(1990-06-30 LandSAT TM [band 4])来自 <http://glovis.usgs.gov>

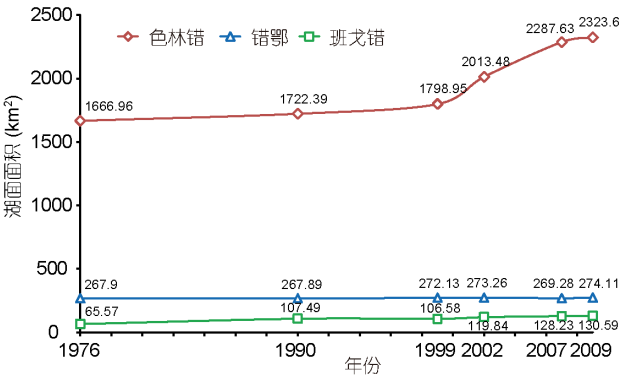


图 4 1976~2009 年色林错湖区湖面面积变化对比

1990 年为 1722.39 km², 到了 1999 年这个数值增加为 1798.95 km². 在 1976~1990 年时段内, 湖面增长面积为 55.43 km², 增长幅度 3.32%. 而在接下来的 1990~1999 年时段内, 湖面增长面积为 76.56 km², 增长幅度为 4.44%. 上述两个时段内, 湖面面积年均增长率分别为 3.96 和 8.51 km²/a. 1999~2007 年间, 湖面面积增长速率明显加剧, 湖面面积从 1798.95 km² 增加到 2287.63 km², 面积增长了 488.68 km², 增长幅度高达 27.16%, 面积年均增长率为 61.09 km²/a. 2007 年之后, 湖面面积增长速率又恢复平稳, 截至 2009 年 11 月, 湖面面积仅增加了 35.97 km², 面积年增长率为 18 km²/a. 从 1976 年到 2009 年, 色林错湖面总体扩大 656.64 km², 增长幅度为 39.39%. 近 10 年湖面面积增量是前 24 年增量的近 4 倍. 遥感图像显示, 2003~2005 年间, 由于水位不断上涨, 色林错南部湖面在

表 1 引用 LandSAT 遥感数据及参数

拍摄时间	传感器类型	分辨率(m)	行号/列号	数据格式
1976-10-08	MSS	79	150/38	GeoTIFF
1990-06-30	TM	30	139/38	GeoTIFF
1999-09-19	ETM+	30	139/38	GeoTIFF
2002-10-29	TM	30	139/38	GeoTIFF
2007-10-03	TM	30	139/38	GeoTIFF
2009-11-25	TM	30	139/38	GeoTIFF

昌都岗地区同雅个冬错发生了联通,并在此后的时间内,湖面逐步扩大到了雅个冬错的西南岸。

1976~2009 年错鄂湖面面积总体略有小幅波动但保持稳定. 1990, 1999, 2002, 2007 和 2009 年较前一时相湖面面积变化分别为-0.11, 4.24, 1.13, -3.98 和 4.83 km². 湖面扩大的主要位置在错鄂南岸奇林村附近, 错鄂的主要补给河流——达尔噶瓦臧布和下岗臧布在此处入湖(图 1(b), 图 3), 并形成了面积约 30 km² 的冲积扇, 该区地形较缓, 多为沼泽, 是湖面变化反应较为敏感的地区。

班戈错湖面变化趋势呈波动增长趋势. 1990, 1999, 2002, 2007 和 2009 年相较前一时相湖面面积变化分别为 41.92, -0.91, 13.26, 8.39 和 2.36 km². 相较 1976 年的湖面面积, 2009 年湖面面积增加了 92.62%。

3.2 湖面海拔

色林错、错鄂、班戈错的湖面海拔总体为西高东低的阶梯形态(图 5)。提取了 1976, 2000 和 2010 年实测高程数据进行比较. 如表 2, 1976~2000 年, 色林错湖面海拔升高 4.3 m(4530 m 升至 4534.3 m), 年均升高速率为 0.18 m/a; 2000~2010 年, 湖面升高 8.2 m (4534.3 m 升至 4542.5 m), 水位升高幅度为前 24 年的近 2 倍, 年均升高速率为 0.82 m/a. 这个结果与其他

遥感研究非常一致(0.8 m/a)^[17,18]. 虽然数字高程模型本身具有一定的误差, 但是 2000 年前后时间段内的湖面高程变化与其面积变化密切吻合(图 4 和 5, 表 2), 进一步佐证了该高程变化的准确性. 对比两个时段, 湖面海拔增长速率变化最大的是色林错, 班戈错的湖面增速在两个时段内基本没有明显变化, 年变化率保持在 0.1 m/a 以下, 此变化率与差分 GPS 误差吻合, 也说明该湖海拔变化不显著; 湖面高度变化速率介于两者之间的是错鄂, 其变化速率由 0.1 m/a 增加到 0.45 m/a.

3.3 气象数据

综合班戈、那曲、安多、当雄 4 个气象站的年降水量距平百分比数据, 可以发现, 20 世纪 70 年代色林错流域降水较历史同期大幅减少, 这一“少雨时期”持续了大约 10 年. 从 1980 年到 20 世纪 90 年代中期, 流域内降水与历史同期总体持平, 仅在个别年份有小幅变化. 1997~2007 年, 降水量持续大幅增加, 并在 2003 年出现了最近 37 年内最大年降水量, 达到 507.3 mm. 1997~2007 年, 年均降水距平百分比一直维持+10%以上(图 6(a)). 数据表明, 最近十几年该区域的降水量持续增加, 其增加幅度之大和持续时间之久都是近 40 年所罕见。

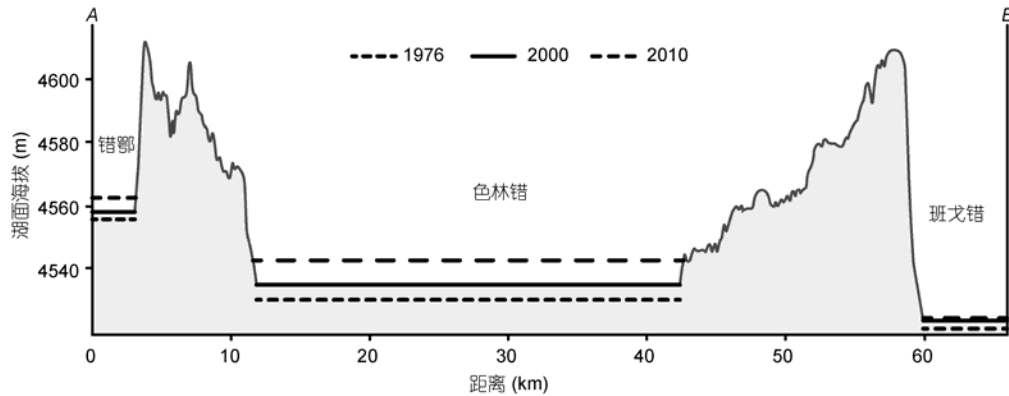


图 5 1976, 2000, 2010 年错鄂、色林错及班戈错湖面高程剖面图
图中纵坐标已放大

表 2 色林错、错鄂和班戈错 1976, 2000, 2010 年湖面海拔高度

	湖面海拔 (m)			1976~2000 年海拔增量 (m)	1976~2000 年海拔增速 (m/a)	2000~2010 年海拔增量 (m)	2000~2010 年海拔增速 (m/a)
	1976 年	2000 年	2010 年				
色林错	4530	4534.3	4542.5	↑ 4.3	0.18	↑ 8.2	0.82
错鄂	4556	4558.3	4562.8	↑ 2.3	0.1	↑ 4.5	0.45
班戈错	4520.6	4522.3	4522.5	↑ 1.7	0.07	↑ 0.2	0.02

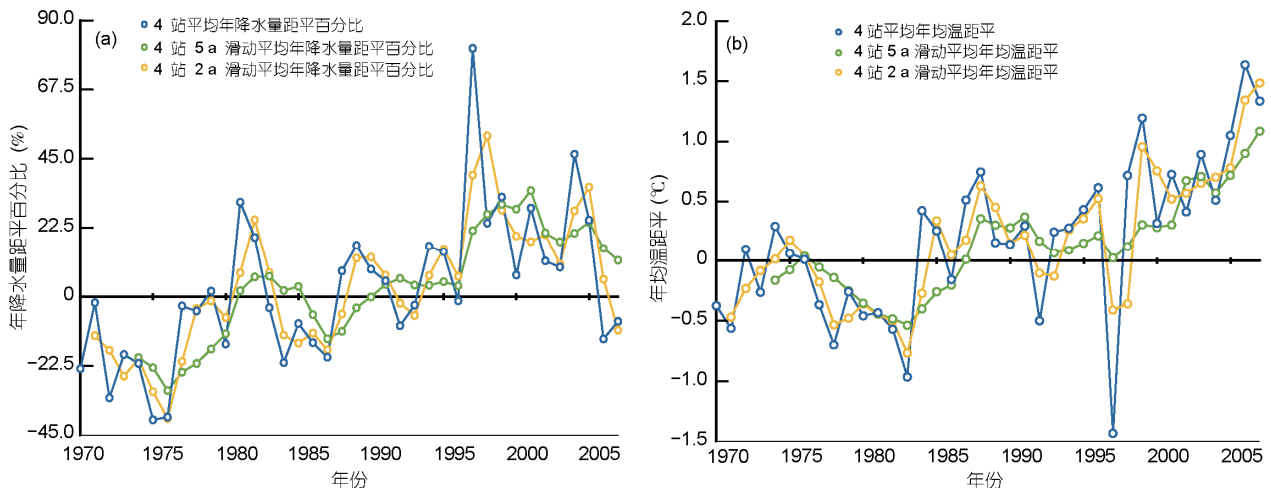


图 6 4 站年降水量距平百分比(a)统计和年均温距平(b)统计

另外, 通过分析气温距平数据, 发现从 20 世纪 70 年代末期到 80 年代中期, 西藏中东部地区气温逐年降低, 这段非常明显的降温过程与此前发现的“少雨时期”在时间上可以较好地匹配. 从 20 世纪 90 年代中后期开始, 出现了一轮持续 10 年以上的增温过程(图 6(b)). 气温增长的幅度据估算超过了 0.3°C . 这样的结果也与前人针对冰川的研究结论一致^[15,19-21].

4 讨论

4.1 湖面变化主要影响因素

通过将色林错、错鄂和班戈错湖面面积与统计得出气象要素做相关分析(表 3), 发现色林错的湖面面积变化同 5 a(长期)滑动年均温变化显著相关, 相关系数达到 0.9 以上(图 7(a), (b)), 而与年降水量变化相关性不明显(图 7(c), (d)). 这表明色林错近 10 年的湖面扩大和水位升高受到长期区域气温升高趋势控制. 根据蒲健辰等人^[15,19]的研究, 进入 20 世纪 80 年代以来的气温快速升高, 使高原冰川末端在近几十年间出现了快速退缩. 根据鲁安新等人^[20,21]对青藏高原冰川的研究, 格拉丹东冰川面积从 1969 年的 899.31 km^2 减小到 2000 年的 884.4 km^2 , 降幅为 1.7%. 以冰川融水为主要补给的纳木错和色林错以扩大为主. 另外, 康世昌等人^[22]对格拉丹东冰芯进行 $\delta^{18}\text{O}$ 研究之后发现, 该冰川在 20 世纪 90 年代以来的增温率约为 20 世纪 70 年代以来的 2 倍, 表明近期的增温有加速趋势且高海拔区域对全球变暖的响应更为敏感. 气象数据统计结果进一步证实了前人对高原中东部

表 3 色林错、错鄂和班戈错面积与年降水量、年均温相关系数

	色林错	错鄂	班戈错
5 a 滑动平均年降水量	0.4767	0.3907	0.8194
2 a 滑动平均年降水量	0.0133	0.4415	0.4137
5 a 滑动平均年降水量距平百分比	0.2159	0.3518	0.6446
2 a 滑动平均年降水量距平百分比	0.0060	0.3339	0.3989
5 a 滑动平均年均温	0.8844	0.0227	0.8995
2 a 滑动平均年均温	0.6950	0.0217	0.6542
5 a 滑动平均年均温距平	0.9821	0.0058	0.7233
2 a 滑动平均年均温距平	0.7203	0.0070	0.5234

地区持续增温的判断, 升温对色林错湖面变化产生影响的具体过程可能是气温持续升高, 造成上游冰川如格拉丹东、甲岗雪山和巴布日雪山等加速消融, 融水通过 3 条内流河注入湖中, 最终导致湖面发生大幅变化.

野外调查发现, 班戈错不存在冰川融水补给. 因此, 年降水量的增加主导了班戈错近 10 年的湖面变化过程(表 3, 图 7(g)). 有趣的是, 通过分析发现班戈错的湖面变化同长期年均温变化也存在相关性(图 7(e), (f)). 一种可能的解释是: 色林错和班戈错的湖面面积都显示与长期气温变化存在较好的相关性, 但是温度变化对两湖的作用方式却不尽相同. 大气升温导致色林错的补给冰川加速消融, 融水直接通过河流汇入湖中. 这种影响发生的速度快, 而且直接对班戈错而言, 随着全球性的气候变暖, 近 30 年以来藏北最大冻土深度以 $0.15\sim 1.9\text{ cm/a}$ 的速度减小^[10], 虽然这样的冻土消融速率对色林错的补给的影响是

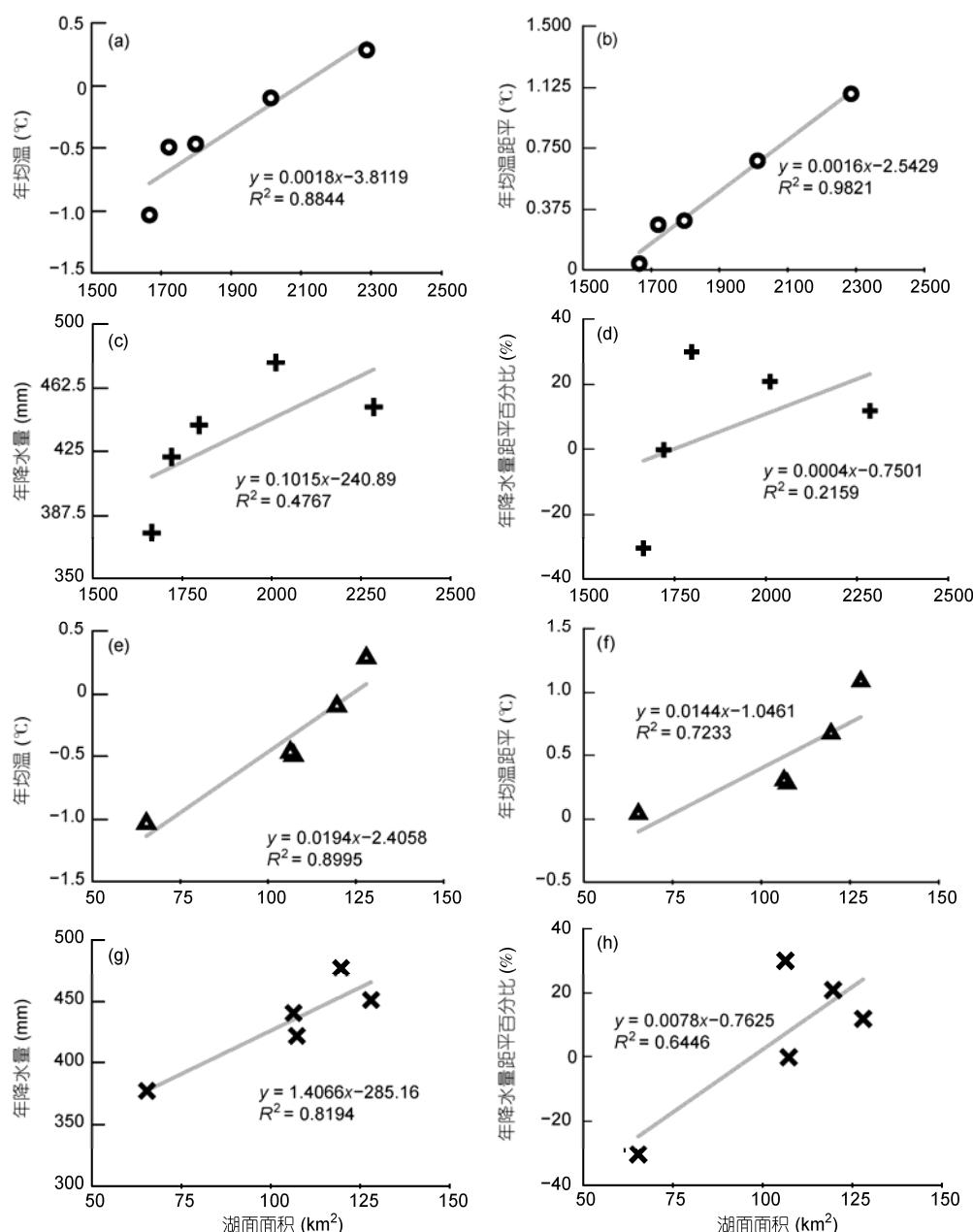


图 7 湖面面积与气象参数线性拟合

(a) 色林错面积 vs. 5 a 滑动平均年均温; (b) 色林错面积 vs. 5 a 滑动平均年均温距平; (c) 色林错面积 vs. 5 a 滑动平均年降水量; (d) 色林错面积 vs. 5 a 滑动平均年降水量距平百分比; (e) 班戈错面积 vs. 5 a 滑动平均年均温; (f) 班戈错面积 vs. 5 a 滑动平均年均温距平; (g) 班戈错面积 vs. 5 a 滑动平均年降水量; (h) 班戈错面积 vs. 5 a 滑动平均年降水量距平百分比

非常有限,但对于湖水较浅(有研究表明,班戈错水深小于 $2 \text{ m}^{[5]}$)、湖盆平缓的班戈错,有限的冻土消融量仍然可以一定程度上影响到班戈错的湖面变化。但是,由此导致的湖面扩大与升温作用之间存在着时间上的滞后,而且这种影响相对迟缓、间接。换言之,湖盆的地形特征决定了班戈错的湖面变化也同

长期的气温变化同样存在关联。

对于色林错湖面变化的原因,前人还提出过其他解释。例如,吕鹏等人^[23]认为,色林错、班戈错的水域面积扩大和高原隆升过程中差异性隆升有关,即在高原总体隆升的背景下,该地区处于相对沉降的过程中。另外,杨日红等人^[3]也提出,在近南北向

挤压应力的作用下,班公湖-怒江缝合带中部变形达到最大,色林错湖面水域扩大极有可能是近东西向新构造运动或缝合带构造活动的结果,使得湖面水域南北向距离缩小,进而引起湖面水域扩大.我们认为,在几十年的时间内,高原内部的构造变形不足以影响色林错湖面如此明显的变化.再者,有研究指出,色林错流域内有许多互相串联的内陆湖泊群,例如吴如错、恰规错、格仁错等,其中色林错位于全流域最低洼的地区,是水流汇集的中心^[3,10,13].而班戈错在全新世之初与色林错为一体,现在分隔二者的沙嘴主要是砂质湖滨沉积物,透水性较好,所以二者之间有“藕断丝连”的关系^[5].我们认为,这种解释有悖于色林错与班戈错地形差异及湖面历史的实际.根据赵元艺等人^[5]的研究,20 世纪 70~90 年代,班戈错湖面海拔趋于微小的波动,而色林错湖面从 20 世纪 70 年代至今一直是高于班戈错湖面,如果存在两湖之间的联通,根据地形及压力关系,那么班戈错的湖面海拔应该是持续上升,但是事实是班戈错的湖面上升始于 20 世纪 80 年代,并在 20 世纪 90 年代末期存在明显的面积波动,这些观察与“藕断丝连”的观点不一致.此外,通过野外考察,发现色林错周边低级湖滨沉积物胶结程度很好,基本已经固结成岩,色林错通过岩层与班戈错发生联通的可能性很小.

4.2 色林错冰川补给估算

高原内陆湖泊水位变化,其平衡方程应当表示为

$$\Delta h = P + R - E \pm \varepsilon, \quad (1)$$

其中, Δh 为单位时间内湖面海拔变化量; P 为单位时间内区域降水量; R 为单位时间内径流补给量(R_B , 班戈错径流补给量); E 为单位时间内蒸发量; ε 为单位时间内高原冻土融水、地下水、下渗作用导致的变化量^[4].

2000 年以后,班戈错的湖泊水位平衡方程中 $\Delta h = 0.2$ m; 径流补给(R_B)对于班戈错水位影响较小,可以忽略.因此可以估算得到公式:

$$\Delta h_B \approx P - E \pm \varepsilon \approx 0.2 \text{ m}. \quad (2)$$

因为 3 个湖气候条件非常相似,降水量的增加和蒸发量的减少对湖面水位高度的贡献一致,故在 3 个湖的对比中可以消减.所以,假设色林错的湖面高度变化为 Δh_S , 则色林错的径流补给量(R_S)可以表示为

$$R_S = \Delta h_S - (P - E \pm \varepsilon). \quad (3)$$

将公式(2)代入公式(3),得到:

$$R_S = \Delta h_S - \Delta h_B. \quad (4)$$

$$R_S = 8.2 \text{ m} - 0.2 \text{ m} = 8 \text{ m}. \quad (5)$$

即径流补给使色林错的湖面高度在近 10 年升高约 8 m, 同理可以得到错鄂的径流补给为 4.3 m. 但是,因为色林错和错鄂之间通过阿里臧布存在间歇性联通,所以可能对色林错和错鄂的湖面变化有一定影响.但是可想而知,近 10 年期间如此明显的水位升高和湖面扩大必定和冰川加速消融有着密切的联系.

5 结论

综合以上数据分析和讨论,得到如下结论:(1) 近 40 年来色林错湖面海拔高度变化过程可分为两个阶段.1976~2000 年,色林错湖面海拔缓慢上升 4.3 m (4530 m 升至 4534.3 m), 平均 0.18 m/a; 2000~2010 年,湖面急剧上涨 8.2 m (4534.3 m 升至 4542.5 m), 平均 0.82 m/a. 与色林错近 10 年湖面海拔的快速增长对比,错鄂和班戈错的湖面上升趋势显得缓慢且平稳.(2) 1976~2009 年间,色林错湖面面积变化过程经历了平稳增长→加速增长→平稳增长的变化过程.湖面总体扩大 656.64 km², 增长幅度为 39.4%, 特别是 1999~2009 年间,湖面急剧扩大 549.77 km², 增长幅度为 30.6%. (3) 根据气象数据相关性分析及水位平衡分析,近期气温升高所致上游冰川的加速消融是色林错近 10 年湖面快速变化的主要因素——冰川融水直接导致色林错湖面上涨约 8 m, 降水量的增加是影响湖面变化的次要因素;而主导班戈错湖面变化的因素是长期降水量的变化,气温的影响是次要因素.

参考文献

- 1 沈永平, 梁红. 全球冰川消融加剧使人类环境面临威胁. 冰川冻土, 2001, 23: 208–211
- 2 Oviatt C G. Lake Bonneville fluctuations and global climate change. *Geology*, 1997, 25: 155–158
- 3 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
- 4 朱立平, 谢曼平, 吴艳红. 西藏纳木错 1971~2004 年湖泊面积变化及其原因的定量分析. 科学通报, 2010, 55: 1789–1798
- 5 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, 6: 876–884

- 6 吴艳红, 朱立平, 叶庆华, 等. 纳木错流域近 30 年来湖泊-冰川变化对气候的响应. 地理学报, 2007, 62: 301-311
- 7 Raymo M E, Ruddiman W F. Tectonic forcing of Late Cenozoic climate. *Nature*, 1992, 359: 117-122
- 8 Kutzbach J E, Guetter P J, Ruddiman W F, et al. Sensitivity of climate to Late Cenozoic uplift in Southern Asia and the American West: Numerical experiments. *J Geophys*, 1989, 94: 18393-18407
- 9 Li J J. The environmental effects of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 479-483
- 10 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: 313-319
- 11 Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000-year climate record from Western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 472-475
- 12 Kong P, Na C G, Fink D, et al. Cosmogenic ^{10}Be inferred lake-level changes in Sumxi Co basin, Western Tibet. *J Asian Earth Sci*, 2007, 29: 698-703
- 13 Bian D, Yang Z G, Li L, et al. The response of lake area change to climate variations in North Tibetan Plateau during Last 30 years. *Acta Geogr Sin*, 2006, 61: 510-518
- 14 刘登忠. 西藏高原湖泊萎缩的遥感图像分析. 国土资源遥感, 1992, 4: 1-6
- 15 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 近百年来青藏高原冰川的进退变化. 冰川冻土, 2004, 26: 517-522
- 16 中国科学院青藏高原综合科学考察队. 西藏河流与湖泊. 北京: 科学出版社, 1984
- 17 Doin M, Twardzik C, Ducret G, et al. Visco-elastic rebound of the lithosphere around the lake Siling Co in Tibet observed by InSAR. In: American Geophysical Union, Fall Meeting 2010, Abstract G41B-0817. 2010
- 18 Zhang G Q, Xie H J, Zhu M Q, et al. Water level changes of two tibetan lakes Nam Co and Selin Co from ICESat altimetry data. In: Geo-science and Remote Sensing (IITA-GRS), 2010 Second IITA International Conference, 2010. 463-466
- 19 蒲健辰, 姚檀栋, 王宁练, 等. 普若岗日冰原及其小冰期以来的冰川变化. 冰川冻土, 2002, 24: 87-92
- 20 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
- 21 鲁安新, 姚檀栋, 刘时银, 等. 青藏高原各拉丹东地区冰川变化的遥感监测. 冰川冻土, 2002, 24: 559-562
- 22 康世昌, 张拥军, 秦大河, 等. 近期青藏高原长江源区急剧升温的冰芯证据. 科学通报, 2007, 52: 457-462
- 23 吕鹏, 曲永贵, 李庆武, 等. 藏北地区色林错、班戈错湖盆扩张及现代裂陷活动. 吉林地质, 2003, 2: 15-19