科学通报 2014 年 第 59 卷 第 31 期：3095 ~ 3103
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

青藏高原不同类型湖泊温度季节性变化及其分类

王明达[①②], 侯居峙[①*], 类延斌[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 中国科学院大学, 北京 100049
* 联系人, E-mail: houjz@itpcas.ac.cn

2014-02-24 收稿, 2014-06-23 接受, 2014-09-25 网络版发表
国家自然科学基金(41072120, 41321061)资助

摘要 青藏高原广泛分布的湖泊是研究高原气候变化及其与全球气候系统相互关系的理想载体, 但是目前对于高原湖泊现代过程研究仍然比较缺乏, 在某种程度上制约了对过去气候环境变化记录的指标意义和湖泊生态系统演替的深入理解. 本研究对青藏高原西部淡水湖泊班公错和中部咸水湖泊达则错开展了为期 1 年的湖水温度监测, 讨论其湖水分层、翻转等水文物理过程. 数据显示班公错属于典型的双季对流混合型湖泊(dimictic lake), 而达则错属于半对流湖泊(meromictic lake), 可能与达则错深部湖水盐度较高有关. 利用湖泊模型 Lake Analyzer 进一步确认达则错不完全混合是由湖水盐度梯度所致. 现代湖泊温度监测为高原湖泊分类提供有效数据, 也为进一步深入研究过去气候变化和生态系统演替提供了水文物理学基础.

关键词
青藏高原湖泊
温度监测
班公错
达则错
双季对流混合型湖泊
半对流湖泊

湖泊现代过程研究有助于理解湖泊生态系统演替和深入探讨并合理解释过去气候环境变化记录. 湖水热量分布影响湖水的分层, 进而影响湖水溶解氧及营养物质的含量和分布, 并进一步影响水生生物分布[1~3]. 因此湖水温度的季节性变化被认为是影响生物群落结构及生态系统生产力的决定性因素之一[2~5]. 同时湖泊现代过程研究可以为过去气候环境变化的指标提供机制上的解释, 帮助深入理解过去气候环境变化记录的意义, 并且有可能提供新的研究思路[6~8].

青藏高原气候变化受多个大气环流系统影响[9,10], 目前其气候变化机制尚不明确. 青藏高原湖泊是记载气候变化和区域响应的重要载体, 分布广、数量多[11,12], 为从空间尺度上重建高原气候变化并讨论其机制提供良好基础. 基于已有的湖泊沉积物记录, 目前对青藏高原不同地区的气候变化有了一定了解[13~18], 但是对一些气候代用指标的指示意义仍存在争议[19,20], 这主要是由于高原湖泊的现代过程研究十分有限, 限制了对这些气候代用指标的指示意义及其机制的深入研究. 加强湖泊现代过程研究, 深入理解气候代用指标的科学意义, 建立指标与气候环境要素的定量关系是当前的主要任务[21,22]. 目前对青藏高原湖泊现代过程研究仅限于一些湖泊的不连续测量和调查[23~28]. 为了深入理解不同代用指标的气候环境变化指示意义和研究高原湖泊生态系统的变化, 有必要开展长期连续的湖泊现代过程研究. 因此选择青藏高原 2 个典型湖泊, 西部淡水湖班公错(盐度为 0.47 g/L)和中部咸水湖达则错(盐度为 14.69 g/L)进行了为期 1 年的温度监测, 研究不同盐度湖泊的季节性温度分布、湖水分层与翻转等方面的异同, 并且利用物理湖泊模型 Lake Analyzer 分析其差异的原因.

引用格式: 王明达, 侯居峙, 类延斌. 青藏高原不同类型湖泊温度季节性变化及其分类. 科学通报, 2014, 59: 3095–3103
英文版见: Wang M D, Hou J Z, Lei Y B. Classification of Tibetan lakes based on variations in seasonal lake water temperature. Chin Sci Bull, 2014, 59: 4847–4855, doi: 10.1007/s11434-014-0588-8

1 研究区概况

班公错(33°26′~33°58′N, 78°25′~79°56′E, 4220 m a.s.l.)是青藏高原西部最大的湖泊, 属构造成因, 湖泊面积 627 km^2, 在我国境内的面积约为 413 km^2, 流域面积约为 25787 km^2, 湖泊最大水深 41.7 m[11,29,30]. 据中国科学院阿里荒漠环境观测研究站(Ngari Station for Desert Environment Observation and Research, Chinese Academy of Sciences, NASDE)观测(2010~2012 年), 班公错地区年均降水量 87 mm, 年平均气温 2℃. 位于中国境内的东部湖盆湖水主要以冰川融水补给为主, 3 条主要入湖河流分别为北部的多玛曲、东部的昂卖曲以及南部的麻嘎藏布(图 1(b)). 冬季表层湖水会发生冻结, 结冰期为当年的 11 月至次年 4 月. 据 2012 年 8 月实地观测(图 2(a)), 班公错温跃层出现在水深 12~26 m 处, 湖水盐度为 0.47 g/L 且垂直剖面上基本不变; 湖水透明度较高, 塞氏盘深度为 14 m. 有研究表明晚全新世以来班公错逐渐由外流湖转变成为内流湖[31], 这可能与构造活动和气候变化有关[14,33].

达则错(31°49′~31°59′N, 87°25′~87°39′E, 4450 m a.s.l.)地处藏北高原南部, 位于那曲地区尼玛县的一个断陷盆地内, 呈“北东-南西”向分布. 湖泊最大水深 38 m, 年蒸发量 2302 mm[34]. 湖泊属碳酸盐型咸水湖, 湖泊面积和流域面积分别为 245 和 10885 km^2, 湖水主要依赖波仓藏布补给(图 1(c)), 也可能存在地下水补给[33], 结冰期为 11 月至次年 4 月. 据距离达则错 150 km 的申扎气象站数据, 该地区 2012 年降水量为 316 mm, 年均温 0.55℃. 据 2012 年 8 月实地观测(图 2(b)), 达则错温跃层在水深 16~23 m 处, 表层湖水盐度为 14.69 g/L, 盐度随深度增加而增大, 底部湖水盐度为 21.41 g/L, 在 25~29 m 处出现盐跃层(halocline); 湖水透明度较小, 塞氏盘深度为 6 m. 达则错东部存在一系列的古湖岸阶地, 最高比现代湖面高 57 m 左右, 表明达则错对过去气候变化响应敏感[36].

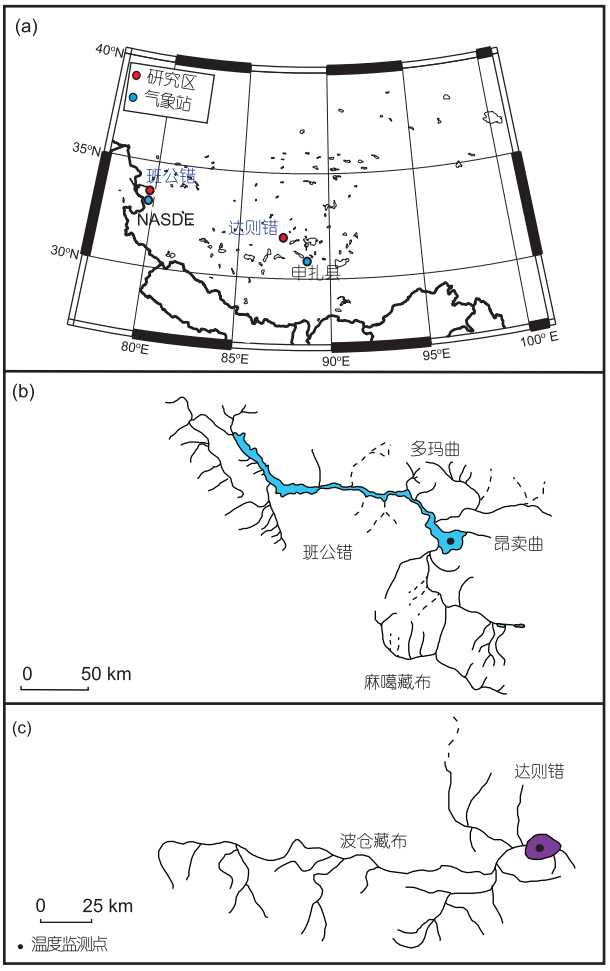


图 1 班公错和达则错在青藏高原的地理位置(a)及湖泊水系示意图(b), (c)

(b) 班公错水系图, 修改自文献[31]; (c) 达则错水系图, 修改自文献[35]. NASDE, 中国科学院阿里荒漠环境观测研究站

2 研究方法

本研究采用美国 Onset 公司的 HOBO Water Temperature Pro V2 U22-001 型防水温度记录仪对班公错和达则错不同深度的湖水温度进行监测. 该温度计采用3.6 V锂电池, 在水中测量范围为–40~50℃, 精度在 0~50℃之间是±0.21℃, 年际温度漂移误差不超过 0.1℃. 在班公错东部湖底地形相对平缓且接近最大水深处选取温度监测点(33°31′34.84″N, 79°49′42.07″E), 监测点水深 36.6 m, 在水深 11 m 及以上每隔 1 m 处, 在 11~23 m 每隔 2 m 处, 在 23 m 及以下每隔 3 m 处分别放置温度计, 共放置 17 个温度计. 温度计用扎带固定在登山绳上, 登山绳底部用桶装水泥固定在湖底, 登山绳上端有 2 个半径为 20 cm 的浮球以确保温度计测量不同深度水温. 温度计于 2012 年 7 月 27 日放置, 2012 年 7 月 29 日 0:00 开始记录水温, 数据采集频率设置为每小时 1 次; 2013 年 8 月 20 日读取数据并重新放回同一位置继续进行监测. 达则错温度监测点同样位于湖底地形相对平

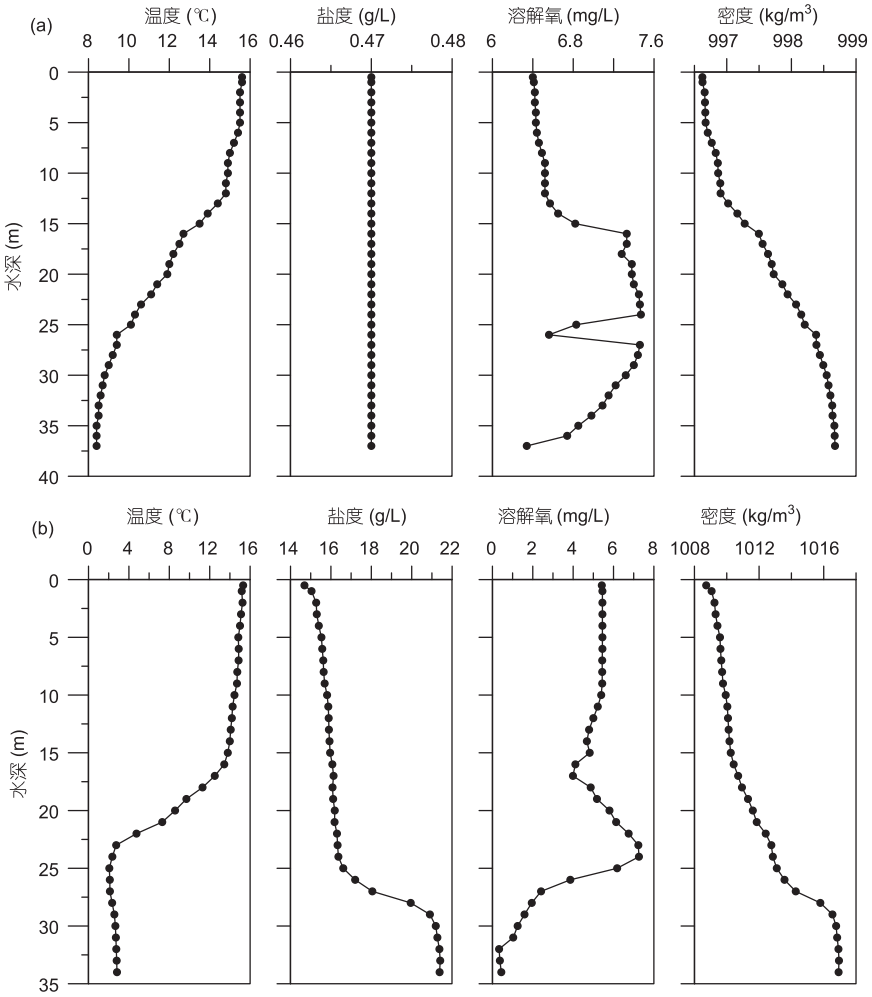


图 2　班公错与达则错的水质参数的垂向变化与湖水密度变化

(a) 班公错(2012 年 7 月 27 日测量); (b) 达则错(2012 年 8 月 18 日测量); 湖水密度变化利用文献[32]的公式计算

缓且接近最大水深处(31°51′40.30″N, 87°33′30.62″E), 水深 37.3 m. 温度计在水深 11 m 及以上每隔 1 m 处, 在 11~23 m 每隔 2 m 处, 在 23 m 及以下每隔 3 m 处放置, 共 18 个温度计. 温度计于 2012 年 8 月 18 日放置, 于 2012 年 8 月 19 日 0:00 开始记录水温, 数据采集频率设置为每小时 1 次; 于 2013 年 8 月 29 日读取数据并重新放回湖中继续进行监测. 由于 2 个湖泊表层湖水冬季都会结冰, 因此班公错和达则错最接近湖泊表层的第一个温度计分别在水深 5 和 4 m 处, 以保证温度计不被冬季结冰和春季冰消而带来的湖水活动影响.

3　结果

2012 年 8 月到 2013 年 8 月为期 1 年的湖泊温度数据显示班公错是典型的双季对流混合型湖泊(图 3(a)), 在春季和秋季湖水整体发生翻转, 在夏季湖水出现分层, 而达则错则是一个典型的半对流型湖泊. 在监测期间, 两个湖泊中最靠近湖泊表层的温度计温度与附近气象站测量的空气温度呈较强的正相关(图 4). 而在冬季, 由于表层湖水结冰, 相关性出现偏差.

在监测期间, 班公错湖水依次出现分层期、翻转期、结冰期、翻转期和分层期(图 3(a)). 第一个湖水分层期(2012-08~2012-10), 由于监测开始于夏季末, 该期属于夏季分层期的后一阶段, 湖水呈正温层分布, 水温随深度增加而降低; 期间湖水整体温度逐渐下降, 表层水温由 16.9℃降低至 12.9℃; 温跃层平均深度逐渐增加, 从 20 m 增至 29 m, 在 10 月初达到

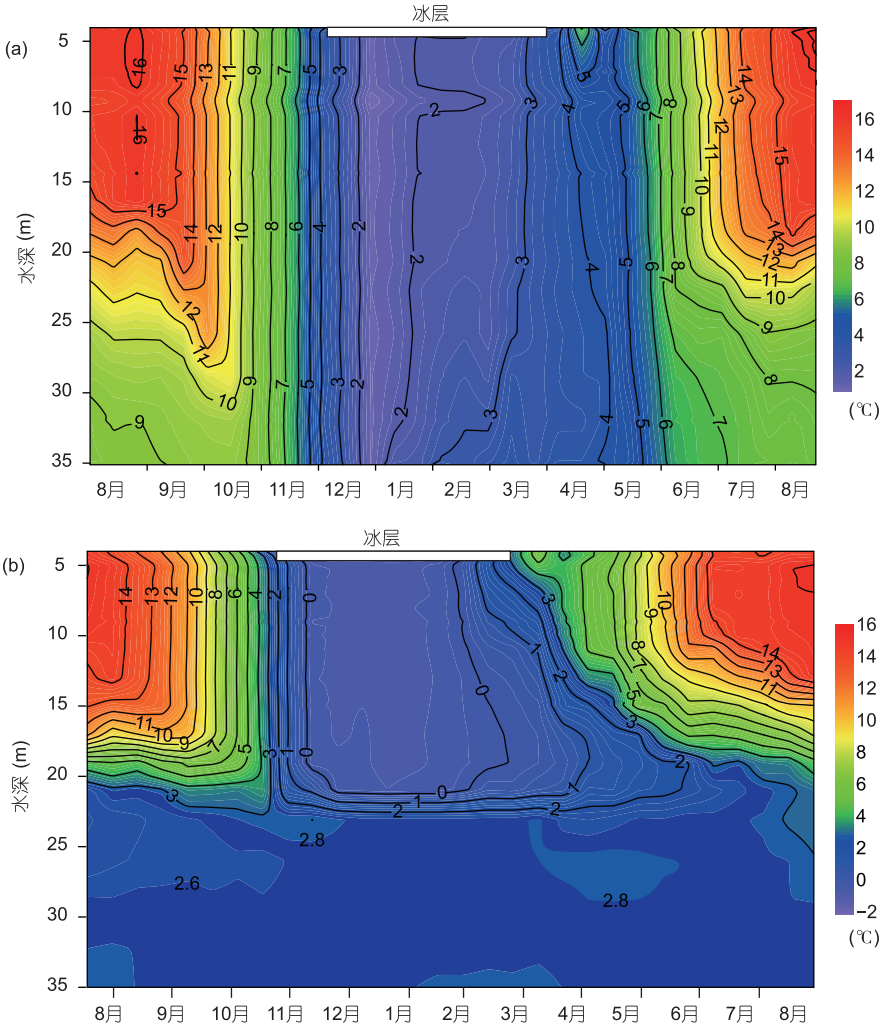


图 3 班公错与达则错等温线分布示意图

(a) 2012-07-29~2013-08-20; (b) 2012-08-19~2013-08-29. 不同颜色代表温度变化, 实线为等温线. 图中显示 2 个湖泊的季节性温度变化显著不同

最深, 并且温跃层内水温变化梯度逐渐变小, 表层水与深层水温度趋于一致.

第一个湖水翻转期(2012-10~2012-11), 即秋末冬初翻转期, 湖水发生垂直对流并混合, 同一时间不同层位湖水温度一致; 期间水体整体温度逐渐降低, 从 8℃降至 1℃; 不存在温跃层.

结冰期(2012-11~2013-04), 湖面完全冻结; 湖水温度接近全年最低值(~2℃).

第二个湖水翻转期(2013-05~2013-06), 即春末夏初翻转期, 同一时间不同层位湖水温度一致, 整体水温逐渐从 4℃升至 8℃ .

第二个湖水分层期(2013-07~2013-08), 与第一个湖水分层期同属夏季分层期但属于夏季分层期的前一阶段, 湖水呈正温层分布; 湖水整体温度逐渐升高, 分层明显; 温跃层平均深度约 20 m 且略呈变浅趋势.

监测期间在班公错水深约 10 m 处出现厚度约 2 m 的温度负异常带. 相比上下层湖水, 该层水体温度略低(约 0.3℃), 可能是受到河流或地下水输入的影响所致.

与班公错相比, 达则错湖水温度分布特征显著不同(图 3(b)). 监测数据显示达则错属于半对流湖泊(meromictic lake, 本文采用《湖沼学-内陆水生态系统》的解释[37], 半对流湖泊又称半混合型或不完全混合型湖泊[6]), 在监测期间 20 m 水深以下湖水与上层湖水不发生混合, 且深层水体温度常年保持在 3℃左

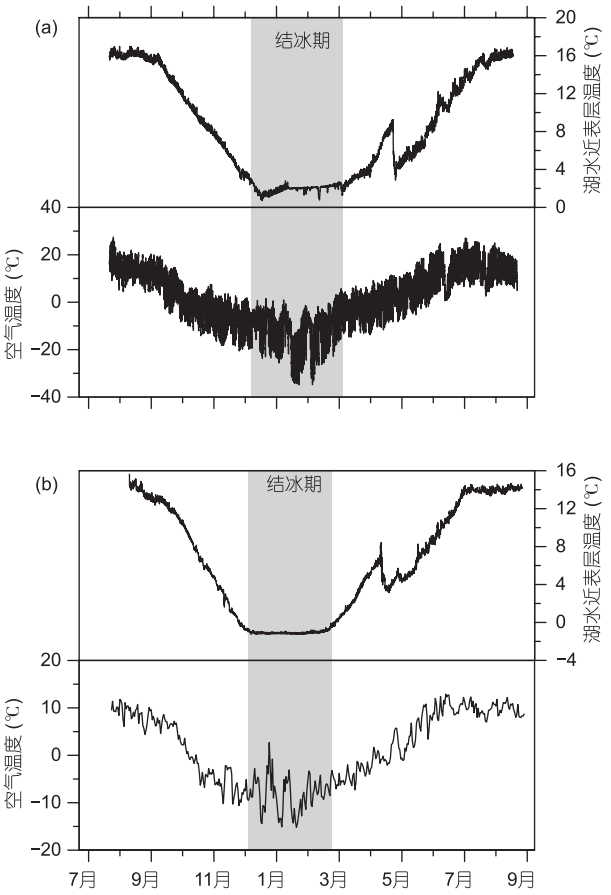


图 4　湖泊表水温度与空气温度变化

(a) 班公错; (b) 达则错. 阴影表示结冰期

右. 而上层湖水与班公错的温度变化相似, 呈现出双季对流混合型湖泊的特征, 存在分层期和翻转期. 值得指出的是, 由于达则错湖水盐度影响, 冬季 20 m 以上湖水均在 0℃以下.

上层湖水第一个分层期(2012-08~2012-10), 与班公错类似, 该分层期属夏季分层期的后一阶段, 湖水呈正温层分布; 中上层湖水(水深 20 m 及以上)温度逐渐降低, 下层湖水温度不变; 温跃层平均深度变化很小; 上下层湖水温度梯度大.

上层湖水第一个翻转期(2012-10~2012-11), 即秋末冬初翻转期, 上层湖水温度一致, 逐渐从 6℃降至 2℃; 深层水温度基本恒定(约 3℃); 上下层湖水温度梯度先减小后增大.

结冰期(2012-11~2013-04), 湖水呈逆温分布, 温度随深度增加而升高, 但不高于 4℃; 上下层湖水温度垂直梯度小.

上层湖水第二个翻转期(2013-04~2013-05), 春季翻转期, 上层湖水温度逐渐升高, 并与下层水体逐渐发生混合, 混合程度逐渐加强但较缓慢, 上层湖水未达到完全混合.

上层湖水第二个分层期(2013-06~2013-08), 即夏季分层期的前一阶段, 湖水呈正温层分布; 水体温度升高, 近表层水温从 8℃逐渐增至 14℃.

在监测期间发现, 在达则错水深约 5 m 处存在次生温跃层(secondary thermocline), 该温跃层上下水体呈逆温分布, 上部温度低, 下面温度高.

4　分析与讨论

4.1　班公错与达则错湖水分层差异及可能原因

湖水的翻转与分层主要受上下层湖水密度差异和风力作用影响, 而水体密度差异又是控制湖水垂直运动的主要因素[38,39]. 水体密度主要受控于温度、盐度以及压力[40], 对于较浅湖泊而言, 压力影响可以忽略[41]. 因此, 淡水湖湖水密度主要受温度控制, 在 4℃时纯水密度最大, 为 1000 kg/m^3; 当水温高于或低于 4℃时, 水密度变小; 而咸水湖湖水密度不仅受温度影响, 盐度对密度的影响也非常明显, 密度随盐度增加而增大[42].

所监测的班公错东部湖盆湖水盐度仅为 0.47 g/L, 湖水密度主要受温度控制. 夏季, 太阳辐射作用较强, 由于湖水透明度高, 表层水可以吸收大量太阳辐射使得水温升高, 表层湖水密度较小; 而深部湖水受湖水透明度的影响较少或几乎没有吸收太阳辐射, 水温较低, 湖水密度较大; 因此湖水呈现出较强的稳定性, 出现分层. 进入秋季, 随着太阳辐射的季节性降低, 气温和上层水温降低, 上层湖水密度逐渐增大, 而深部湖水基本保持不变, 因此湖水稳定性降低, 表层湖水逐渐与深部湖水发生交换; 随着气温和上层湖水温度进一步降低, 上层湖水与深部湖水密度接近一致, 由此产生对流或密度流有利于水体混合, 伴随风力扰动, 湖水发生翻转, 湖泊进入翻转期[2,42]. 进入冬季, 湖水表层开始结冰, 由于冰的阻隔作用, 湖水不受风力影响, 湖水温度变化主要受生物扰动或者其他因素影响. 在冬末春初, 随着太阳辐射逐渐增强, 冰层开始消融, 表层湖水温度逐渐升高, 再次与深部湖水温度一致, 在风力作用下进入春季翻转期. 随着表层水温持续升高, 表层水密度逐渐降低, 又一次进入分层期.

对于咸水湖泊达则错, 由于湖水存在盐度梯度, 盐度对湖水密度影响明显(图 2(b)). 达则错湖水盐度从表层到深部变化范围为 14.69~21.41 g/L, 夏季湖水温度变化范围为 3~15.65℃, 利用湖水温度和盐度计算可知达则错上层湖水与深部湖水的密度差约为 8.12 g/L[42], 这足以抗拒风力引起的扰动[2]. 因此, 盐跃层(halocline)以下高密度水体, 又称永滞层(moni-molimnion)可以保持常年低温, 与上层水体不发生混合. 而在盐跃层以上湖水(又称混成层 mixolimnion)温度变化与双季对流混合型湖泊班公错具有相似的变化特征. 在夏季, 由于太阳辐射较强, 表层湖水水温较高, 上部水密度小, 湖水出现分层. 在秋季, 随着气温和表层湖水温度降低, 盐跃层以上水体密度接近一致, 在风力作用下发生翻转. 与班公错温度变化不同之处在冬末春初湖冰开始消融时, 由于达则错湖水盐度影响, 盐跃层之上水体下部盐度较高导致其密度较大, 在春季达则错并没有发生完全翻转, 而是表层水向下翻转的深度随着气温增加和风力影响逐渐加深, 这也可能是导致 2013 年 8 月温度与 2012 年 8 月剖面温度不一致的原因.

造成达则错湖水盐度梯度的原因目前还不清楚. 深部湖水有可能部分来自于地下水的渗流[33], 地下水可溶解地层的可溶性盐, 并将其携带至湖泊深部, 形成高盐度湖水[3,33], 并且地下水温度较低, 可能对湖水温度分布造成影响, 但是目前对达则错地下水没有研究, 尚不能确定其影响. 另一种可能性是达则错高盐度湖水来自于湖泊演化过程中的富集, 湖泊东部一系列的古湖岸线表明达则错在地质历史时期范围比现代面积大并且湖水较深, 但是由于气候环境变化等原因, 湖水受到强烈蒸发而富集, 而现在表层水主要受冰融水河流波仓藏布补给, 使得表层水盐度相对降低. 这些猜测均需进一步研究证实.

4.2 Lake Analyzer 模型

物理湖泊模型 Lake Analyzer(LA)利用湖底地形、温度序列、近地表风速序列、湖泊水位、盐度等数据可以计算表征湖水混合、分层等各种稳定度参数, 如 Wedderburn Number(W), Schmidt Stability(S_T)等[43]. W 和 S_T 均可反映湖水的稳定性. W 用来表述垂向水柱的稳定度以及湖水分层情况下, 发生翻转的可能性. 当 $W\leqslant 1$ 时, 表明混合层加深, 混合程度加大; 当 $W>1$ 时, 混合层深度增加缓慢, 湖水相对稳定[44,45]. S_T 表示湖泊分层状态被瓦解的瞬间所需要的能量, 同样可以反映湖水混合的可能性. 当 S_T 接近于 0 时, 指示湖水翻转所需能量很小, 翻转的可能性较大; 当 $S_T>0$ 时, 表明湖水发生翻转需要的能量较多, 翻转的可能性较小[2,46].

在班公错, 利用 LA 模型计算的各种稳定度参数可以很好地反映观测时间内湖水分层和翻转变化(图 5). 在夏季湖水分层期间, $W>1$, S_T 较大(500 J/m^2), 表明湖水稳定度高, 分层明显. 进入 9 月, W 和 S_T 逐渐变小反映湖水稳定度减弱. 10 月中旬 S_T 达到全年最低值, W 趋近于 0, 表明湖水趋于混合状态; 10~11 月为湖水翻转期, W 在 0~1 之间变化, S_T 位于最低值, 反映湖水稳定度差, 湖水受到外力(通常是风力)干扰就会发生混合[47]. 在冬季结冰期, 虽然 S_T 也接近于 0, 但由于冰层阻隔, 湖水不受外界风力影响, 湖水运动主要受湖内密度流影响. 在春季湖水翻转期, W 在 0~1 之间变化且后期呈增加趋势, 反映水体混合程度降低. 在夏季湖水分层期, W 整体大于 1 且呈上升趋势, S_T 波动式上升, 都反映湖水水体稳定并逐渐分层.

在达则错, LA 模型结果与班公错显著不同. 虽然达则错的稳定度参数与班公错稳定度参数呈相同变化趋势, 即夏季高而其他季节较低, 但是达则错 S_T 的绝对值要比班公错高很多, 在秋季和春季达 1000 以上, 这表明达则错湖水需要超过 1000 J/m^2 的能量才能翻转. 假定 W=1 时湖水混合, 如果转换成风速, 则需要高达 37.29 m/s 的风速才能使达则错翻转[43], 这在青藏高原是很少见的.

班公错和达则错湖水稳定度差异如此巨大的原因主要是由于盐度的影响, 因为 2 个湖泊无论大小、地形、深度、气候等均类似, 唯一显著的区别是班公错是淡水湖泊, 而达则错是咸水湖泊且具有盐度梯度.

本文利用 LA 通过对比实验发现达则错各稳定度参数受盐度影响非常明显, 如果达则错湖水为淡水或者湖水垂直剖面上不存在盐度梯度, LA 模拟得到的 W 和 S_T 均指示湖水稳定度将显著降低(图 6(b), (d)), 在春秋季节湖水有可能发生全湖翻转. 如果达则错湖水不存在盐度梯度, 假设湖水盐度均与表层湖水一致, 即 14.69 g/L, 湖水密度主要受温度变化, 表层湖水和深部湖水的密度差异仅为 2.63 g/L, 在一般风力条件下湖水可能发生翻转. 因此达则错盐度梯度是造成该湖泊为半对流湖泊的主要原因.

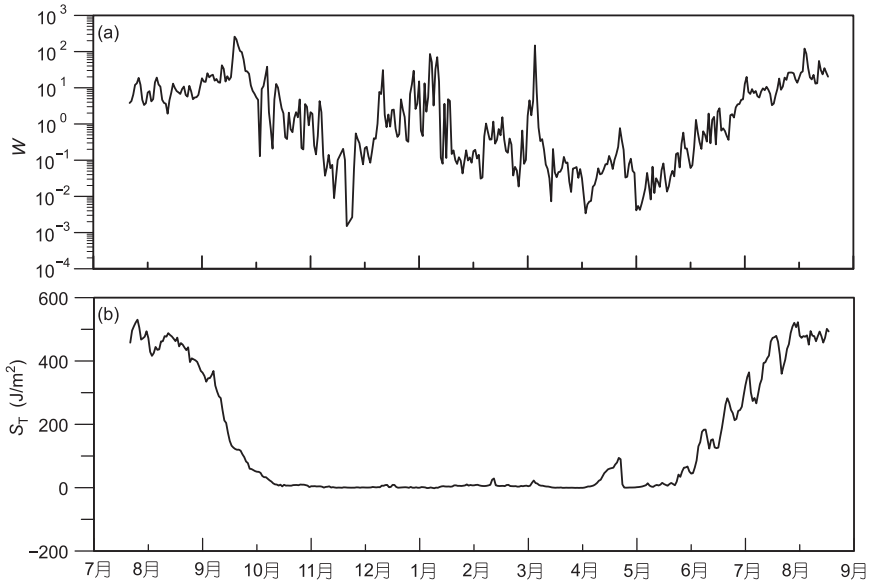


图 5　湖泊模型 Lake Analyzer 表征班公错湖水稳定度参数

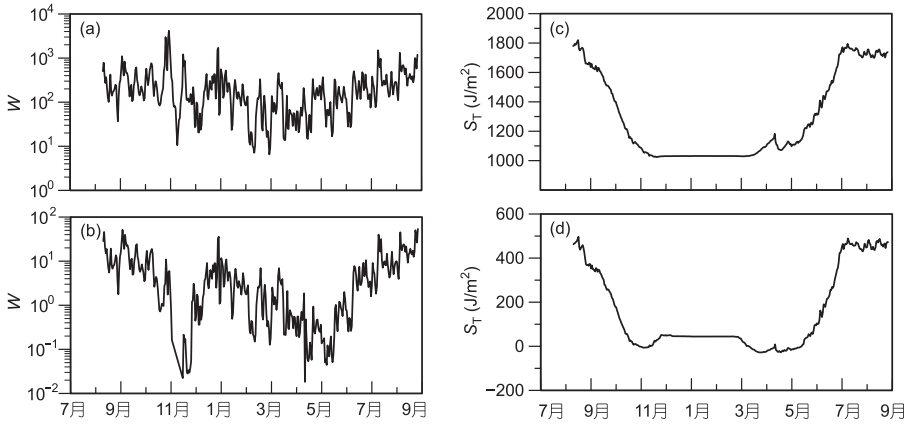


图 6　基于 Lake Analyzer 表征达则错湖水稳定度参数及盐度对湖水稳定度影响

(a), (c) 考虑盐度梯度影响(实际情况); (b), (d) 不考虑盐度梯度影响

5　结论

通过对青藏高原 2 个典型湖泊为期 1 年的温度监测发现, 淡水湖泊班公错属于双季对流混合型湖泊(dimictic lake), 而咸水湖泊达则错属于半对流湖泊(meromictic lake). 班公错湖水翻转与分层主要受控于水体温度变化, 而盐度是造成达则错为半对流湖泊的主要原因, 通过物理湖泊模型 Laker Analyzer 的分析证实了这一猜测. 已有的湖泊分类(如 Hutchison 等人[48]和 Lewis[49]等人, 图 7)对于部分青藏高原湖泊是适用的, 但是对于高原上广泛分布的咸水湖泊则需谨慎, 因此有必要对高原湖泊继续进行长期、连续温度监测, 厘清高原湖泊类型.

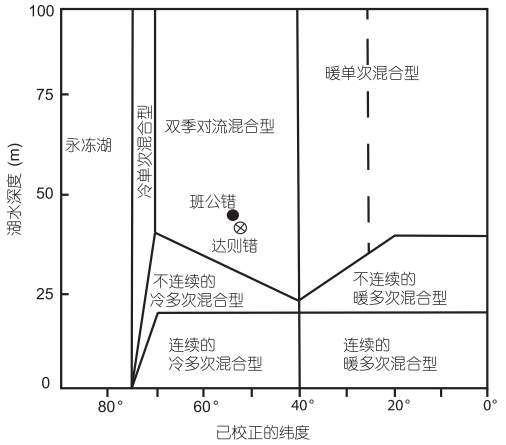


图 7　班公错和达则错在湖泊分类示意图中的位置

湖泊分类图修改自文献[49], 纬度已进行海拔校正

致谢 感谢中国科学院青藏高原研究所田立德研究员提供阿里站气象数据, 王君波副研究员提供班公错地形数据, 张宏波在气象数据处理过程中的帮助.

参考文献

1 Boehrer B, Schultze M. Density stratification and stability. In: Likens G E, ed. Biogeochemistry of Inland Waters. Amsterdam: Elsevier, 2010
2 Kalff J. Limnology: Inland Water Ecosystems. New Jersey: Prentice Hall, 2002
3 Wetzel R G. Limnology: Lake and River Ecosystems. San Diego: Elsevier, 2001
4 MacIntyre S, Flynn K M, Jellison R, et al. Boundary mixing and nutrient fluxes in Mono Lake, California. Limnol Oceanogr, 1999, 44: 512–529
5 Lewis Jr W M. Global primary production of lakes: 19th Baldi Memorial Lecture. Inland Waters, 2011, 1: 1–28
6 李万春, 李世杰, 尹宇, 等. 青藏高原腹地半混合型湖泊的发现及其意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 269–272
7 Brauer A. Annually laminated lake sediments and their palaeoclimatic relevance. In: Fischer H, Kumke T, Lohmann G, et al., eds. The Climate in Historical Times. Heidelberg: Springer, 2004. 109–127
8 Mischke S, Zhang C J, Borner A, et al. Lateglacial and Holocene variation in aeolian sediment flux over the northeastern Tibetan Plateau recorded by laminated sediments of a saline meromictic lake. J Quat Sci, 2010, 25: 162–177
9 Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings. Nat Clim Change, 2012, 2: 663–667
10 Yao T D, Masson-Delmotte V, Gao J, et al. A review of climatic controls on δ^{18}O in precipitation over the Tibetan Plateau: Observations and simulations. Rev Geophys, 2013, 51: 525–548
11 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998
12 马荣华, 杨桂山, 段洪涛, 等. 中国湖泊的数量, 面积与空间分布. 中国科学: 地球科学, 2011, 41: 394–401
13 Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13000-year climate record from western Tibet. Nature, 1991, 353: 742–745
14 Gasse F, Fontes J C, Van Campo E, et al. Holocene environmental changes in Bangong Co Basin (Western Tibet). Part 4: Discussion and conclusions. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 1996, 120: 79–92
15 Morrill C, Overpeck J T, Cole J E, et al. Holocene variations in the Asian monsoon inferred from the geochemistry of lake sediments in central Tibet. Quat Res, 2006, 65: 232–243
16 Wu Y H, Lucke A, Jin Z D, et al. Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: A sedimentary record from Cuoe Lake. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 2006, 234: 328–340
17 Zhu L P, Wu Y H, Wang J B, et al. Environmental changes since 8.4 ka reflected in the lacustrine core sediments from Nam Co, central Tibetan Plateau, China. Holocene, 2008, 18: 831–839
18 An Z S, Colman S M, Zhou W J, et al. Interplay between the Westerlies and Asian monsoon recorded in Lake Qinghai sediments since 32 ka. Sci Rep, 2012, 2: 619
19 Henderson A C G, Holmes J A, Leng M J. Late Holocene isotope hydrology of Lake Qinghai, NE Tibetan Plateau: Effective moisture variability and atmospheric circulation changes. Quat Sci Rev, 2010, 29: 2215–2223
20 Wang H Y, Liu W G, Zhang C L, et al. Assessing the ratio of archaeol to caldarchaeol as a salinity proxy in highland lakes on the north-eastern Qinghai-Tibetan Plateau. Org Geochem, 2013, 54: 69–77
21 沈吉. 末次盛冰期以来中国湖泊时空演变及驱动机制研究综述: 来自湖泊沉积的证据. 科学通报, 2012, 57: 3228–3242
22 王政, 刘卫国. 青海湖长链烯酮 $U^{K'}_{37}$指标与实测水温拟合建立的温度方程. 科学通报, 2012, 57: 2999
23 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
24 Murakami T, Terai H, Yoshiyama Y, et al. The second investigation of Lake Puma Yum Co located in the Southern Tibetan Plateau, China. Limnology, 2007, 8: 331–335
25 Ju J T, Zhu L P, Wang J B, et al. Water and sediment chemistry of Lake Pumayum Co, South Tibet, China: Implications for interpreting sediment carbonate. J Paleolimnol, 2010, 43: 463–474
26 Zhu L P, Ju J T, Wang J B, et al. Further discussion about the features of Lake Puma Yum Co, South Tibet, China. Limnology, 2010, 11: 281–287
27 王君波, 彭萍, 马庆峰, 等. 西藏当惹雍错和扎日南木错现代湖泊基本特征. 湖泊科学, 2010, 22: 629–632
28 王君波, 彭萍, 马庆峰, 等. 西藏玛旁雍错和拉昂错水深、水质特征及现代沉积速率. 湖泊科学, 2013, 25: 609–616

29 Khan A, Richards K, Parker G, et al. How large is the Upper Indus Basin? The pitfalls of auto-delineation using DEMs. J Hydrol, 2013, 509: 442–453
30 万玮, 肖鹏峰, 冯学智, 等. 卫星遥感监测近 30 年来青藏高原湖泊变化. 科学通报, 2014, 59: 701–714
31 Fontes J-C, Gasse F, Gibert E. Holocene environmental changes in Lake Bangong basin (Western Tibet). Part 1: Chronology and stable isotopes of carbonates of a Holocene lacustrine core. Paleogeogr Paleoclimatol Paleoecol, 1996, 120: 25–47
32 Millero F J, Chen C T, Schleicher K, et al. A new high-pressure equation of state for seawater. Deep-Sea Res Part A-Oceanogr Res Pap, 1980, 27: 255–264
33 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
34 刘沙沙, 贾沁贤, 刘喜方, 等. 西藏达则错盐湖沉积背景与有机沉积结构. 生态学报, 2013, 33: 5785–5793
35 朱道清. 中国水系图典. 青岛: 青岛出版社, 2010
36 乔程, 骆剑承, 盛永伟, 等. 青藏高原湖泊古今变化的遥感分析——以达则错为例. 湖泊科学, 2010, 22: 98–102
37 古滨河, 刘正文, 李宽意. 湖沼学: 内陆水生态系统. 北京: 高等教育出版社, 2011
38 Pielou E C. Fresh Water. Chicago: University of Chicago Press, 1998
39 Boehrer B, Schultze M. Stratification of lakes. Rev Geophys, 2008, 46: RG2005, doi: 10.1029/2006RG000210
40 Dietz S, Lessmann D, Boehrer B. Contribution of solutes to density stratification in a meromictic lake (Waldsee/Germany). Mine Water Environ, 2012, 31: 129–137
41 Boehrer B, Herzsprung P, Schultze M, et al. Calculating density of water in geochemical lake stratification models. Limnol Oceanogr, 2010, 8: 567–574
42 Millero F J, Poisson A. International one-atmosphere equation of state of seawater. Deep-Sea Res Part A-Oceanogr Res Pap, 1981, 28: 625–629
43 Read J S, Hamilton D P, Jones I D, et al. Derivation of lake mixing and stratification indices from high-resolution lake buoy data. Environ Modell Softw, 2011, 26: 1325–1336
44 Guildford S, Bootsma H, Fee E, et al. Phytoplankton nutrient status and mean water column irradiance in Lakes Malawi and Superior. Aquat Ecosyst Health, 2000, 3: 35–45
45 Imberger J, Patterson J C. Physical Limnology. In: Hutchinson J W, Wu T Y, eds. Advances in Applied Mechanics. Amsterdam: Elsevier, 1989. 303–475
46 Kling G W. Comparative transparency, depth of mixing, and stability of stratification in lakes of Cameroon, West Africa. Limnol Oceanogr, 1988, 33: 27–40
47 Langenberg V, Sarvala J, Roijackers R. Effect of wind induced water movements on nutrients, chlorophyll-a, and primary production in Lake Tanganyika. Aquat Ecosyst Health, 2003, 6: 279–288
48 Hutchinson G E, Löffler H. The thermal classification of lakes. Proc Natl Acad Sci USA, 1956, 42: 84–86
49 Lewis Jr W M. A revised classification of lakes based on mixing. Can J Fish Aquat Sci, 1983, 40: 1779–1787
50 Walker K F, Likens G E. Meromixis and a reconsidered typology of lake circulation patterns. Verh Internat Ver Limnol, 1975, 19: 442–458