

杨吉磊, 李兴, 吕杜, 等. 色林错-班戈错水文变化及其对硼锂资源富集的影响[J]. 盐湖研究, 2025, 33(6): 131-140.

Yang J L, Li X, Lü D, et al. Hydrological changes and their effects on the enrichment of boron and lithium resources in Selin Co-Bangor Co[J]. Journal of Salt Lake Research, 2025, 33(6): 131-140.

DOI: 10.3724/j.whyj.2025016

CSTR: 32273.14.j.whyj.2025016

色林错-班戈错水文变化及其对硼锂资源富集的影响

杨吉磊^{1,2,3}, 李兴⁴, 吕杜^{4*}, 王治颖⁴, 张庆松⁴, 李金生⁴, 唐小容⁴,

李庆宽^{1,2}, 陈天源^{1,2}, 樊启顺^{1,2}

(1. 中国科学院青海盐湖研究所, 盐湖资源绿色高值利用重点实验室, 青海 西宁 810008; 2. 青海省盐湖地质与环境重点实验室, 青海 西宁 810008; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 四川省矿产资源勘查集团有限责任公司, 四川 成都 610051)

摘要: 盐湖型硼锂资源的富集除了受到物源补给影响之外, 其区域水文条件的改变也是一个重要的控制因素。文章系统总结了地质时期和近几十年色林错-班戈错湖面变化和水文联系及其对硼锂资源富集的影响, 获得了以下认识: (1) 末次间冰期色林错-班戈错存在高湖面, 两湖彼此连通形成古大湖; 至末次冰消期-全新世湖面仍保持高水位, 但比末次间冰期湖面低; 晚全新世色林错古湖水位下降并与班戈错分离, 导致后者发育为盐湖且为硼锂资源富集奠定了基础。(2) 1959—2024年色林错-班戈错湖区水位和面积变化显示: 两湖水量均呈现增长趋势, 而色林错水位增长极为迅速, 观测资料表明降水和冰川融水的增加是主要控制因素, 极端降水事件已导致色林错湖水突然外溢至班戈错, 影响班戈错盐湖资源。(3) 班戈错硼锂的富集过程主要受到地热水和河流(大气降水)两个补给端元的控制, 在古大湖-盐湖演化过程中, 间冰期和冰期的水文变化使得湖泊硼锂特征分别偏向河流和地热水端元。研究表明古色林错湖水汇聚的B、Li元素对现代班戈错B-Li资源的形成产生了重要作用。(4) 从地质时期湖泊水文连通到分离以及到现代青藏高原暖湿化引起的湖泊水量增加, 湖面变化呈现了一个“高水位-低水位-正在扩张”的过程, 应尽快建立水文预警机制, 加强湖区盐湖资源储量勘查, 防止湖泊急剧扩张对盐湖资源、道路交通以及畜牧业造成的危害。

关键词: 色林错; 班戈错; 古湖演化; 水文变化; 硼锂资源; 现代过程

中图分类号: P612; P342

文献标志码: A

文章编号: 1008-858X(2025)06-0140-10

硼锂作为我国的战略性矿产资源, 被广泛运用于民生、现代工业和国防领域。我国西藏地区是主要的盐湖型硼锂矿床分布区, 目前已经查明储量的盐湖数量超过了60个, 它们含有丰富的钾、锂、硼、铷、铯等矿产资源, 估测LiCl资源量达到了1500万t, B₂O₃资源量在4768万t以上^[1]。一直以来, 关于西藏富硼锂盐湖的主要来源, 存在水热循环蚀变围岩的地热水补给和源区基岩化学风化的地表径流补给两种观点^[2,3]。作为藏北高原一个典型的富硼锂盐湖, 班戈错发育了大型的硼锂矿床, 截至2019年11月, 湖区已探明的LiCl资源储量为6452 t, B₂O₃资源储量达到了18541 t, 地表卤水中的B₂O₃平均品位为694.65 mg/L, LiCl平均品位达到251.82 mg/L(据西

藏中鑫投资有限公司)。对该区域硼锂来源、富集过程以及成矿机制等, 前人通过对湖区补给水体以及基岩的地球化学特征已经开展了深入的研究。郑绵平和向军^[4]通过对班戈错沉积环境、矿床地质特征、水化学特征的研究, 认为湖区南部的布绝温泉为湖泊提供了B、Li物源, 色林错含B、Li湖水通过潜水层渗入补给班戈错。Li等^[5]认为班戈错湖水中的B主要来自河水和冷泉水的混合, 且以冷泉水为主, 二者不均匀的混合导致了班戈错不同湖区水体的差异。而近年来对班戈错湖水锂来源的研究认为盐湖中锂的富集主要与河流的贡献有关, 其次是冷泉, 且早期沉积的碳酸盐矿物风化输入也有潜在的贡献^[6]。班戈错作为色林错的一个分蘖湖, 其与色林错仅相

收稿日期: 2025-02-20; 修回日期: 2025-04-10

基金项目: 四川资源集团“川资投函[2024]204号”科技创新研究项目; 中国科学院前瞻战略科技先导专项(XDA0430104)

作者简介: 杨吉磊(1998—), 男, 博士研究生, 研究方向: 盐湖演化及资源成矿。Email: yangjilei21@mails.uas.ac.cn。

通信作者: 吕杜(1985—), 男, 工程硕士, 高级工程师, 主要从事盐湖资源勘探。Email: 329768546@qq.com。

距8 km,二者之间由湖积物质组成的阶地分隔开^[7]。赵元艺等^[8]认为色林错仍与班戈错存在水力联系,色林错湖水可渗流补给班戈错。综上所述,目前针对班戈错硼锂的来源(温泉、色林错湖水、河水、冷泉等)研究仍然不充分,究竟哪一种物源决定了班戈错大规模硼锂矿床的沉积缺乏深入认识。

盐湖硼锂矿床的形成除了受湖盆地质和物质来源的影响,其区域水文条件的改变也是盐湖资源快速富集成矿的先决条件。全新世早期,西藏典型富硼锂盐湖广泛经历了大湖期^[9]。色林错古湖水位在全新世早期可达4 594 m,比现今色林错湖面(4 551 m)高40 m以上,比班戈错湖面(4 529 m)高65 m左右,此时班戈错作为色林-班戈古大湖的一部分^[10]。随着全新世以来几千年的演化,班戈错从古大湖中分离,最终形成富硼锂盐湖。因此,班戈错硼锂矿床的形成与古大湖的分离息息相关。湖泊水文条件的变化可能加剧了硼锂含量快速增加,从而造就班戈错湖区资源富集成矿。近50年以来,青藏高原湖泊呈现快速扩张的趋势。根据遥感影像,青藏高原面积大于1 km²的湖泊数量从1976年的1 080个增加到了2018年的1 424个,同期湖泊总面积从40 124 km²增加到了50 323 km²^[11]。在2000—2018年青藏高原湖泊急剧扩张期间,一共发生了11次湖泊水系重组事件,其中包含了24个不同的湖盆,覆盖面积达到了61 115 km²^[12]。湖泊的扩张和水系重组会对青藏高原盐湖矿化度和离子浓度带来剧烈影响,研究发现152个面积大于50 km²的湖泊,从2000—2019年盐度呈现下降趋势,2000年平均盐度为27.5 g/L,2019年降到了19.3 g/L^[13]。色林错是1976—2019年期间西藏地区水量扩张最大的湖泊,水量增加了约23 Gt^[11]。2023年9月,色林错突然发生湖水外溢,湖水迅速补给毗邻的班戈错,形成了宽约200 m,深2 m的溢流通道^[14],标志着色林错与班戈错又重新形成了水力联系。而色林错-班戈错湖区现代及未来水文条件的改变,必然会对班戈错硼锂资源的储量及开采产生重要的影响。

本研究通过总结前人已经报道的色林错-班戈错湖区关于古水位重建的年代学数据以及环境指标数据,系统整理班戈错从古大湖到富硼锂盐湖的演化过程。同时集成1959—2024年以来色林错和班戈错的湖泊水位及面积变化,厘清班戈错的现代演化过程及其对盐湖资源变化的影响。通过系统构建地质时期至现代的“连通—分离—连通”过程,更深入

了解色林错-班戈错水文条件变化及其对班戈错硼锂资源的影响。

1 研究区概况

色林错-班戈错湖区地处班公-怒江构造带控制的古伦坡拉-色林错断陷盆地内次一级坳陷盆地,主要受北西西向和北东东向两组断裂控制,湖盆南北两侧构造发育,岩浆活动强烈^[4]。湖区属于链式断陷盆地,该类型盆地各湖系内部湖盆之间呈网状连通,在干旱收缩期,湖系解体,但往往在大湖周围的次盆地之间还藕断丝连,形成众多的链式或环式排列组合的次湖盆群,这种类型沿断裂系往往有深部热水等补给^[4]。湖区位于西风带和季风带的过渡区域(图1)。根据班戈错观测站2016—2020年气象观测资料,湖区年平均气温在1.23~1.8℃之间。月平均最高气温为12.44℃,最低为-13.02℃。年降水量为271.1~495.1 mm,主要集中在6—9月份,占全年降水量的80%,年蒸发量为1 740.6~1 898.2 mm,为降水量的3.5~8.2倍^[15]。色林错流域自近三十年以来,年均降水量和温度总体呈现明显的上升趋势。早全新世两湖为统一古大湖,而后由于古湖面阶段性下降被色林错南北两侧向湖延伸的沙嘴隔开^[7,10],班戈错西北部发育与色林错全新世连通水道的遗迹^[16]。发源于北部唐古拉山脉的扎加藏布河是色林错最大的入湖河流,该河也是西藏最长的内流河,而扎根藏布自色林错西部汇入湖泊;甲嘎藏布从南部补给班戈错[图1(b)]。

班戈错湖水因水菱镁矿坝的自然形成而分成三个湖泊,从东向西分别为班戈错Ⅰ湖、Ⅱ湖和Ⅲ湖。固体硼锂矿床主要分布在班戈Ⅱ湖的湖床和湖边[图1(c)]。在班戈错的北部和南部有很多小冷泉,且南部分布大量泉华^[17],显示了早期的热泉补给[图1(c)]。班戈错湖水水化学类型为碳酸盐型,沉积的盐类矿物主要包括碳酸盐矿物(方解石、文石、水菱镁矿、菱镁矿、含锂菱镁矿、氯碳钠镁石、碳酸氢钠石、水碱、泡碱、天然碱等)、硫酸盐矿物(芒硝、无水芒硝、钾芒硝、石膏等)、氯化物盐(石盐、水石盐)、硼酸盐矿物(硼砂、三方硼砂),以芒硝、水菱镁矿、硼砂为主^[18]。同时,前期报道该湖卤水中钾(3 905.3~14 424.4 mg/L)、锂(68.8~245.0 mg/L)、硼(B₂O₃: 1 332.1~4 851.1 mg/L)含量远超边界品位,具有综合利用价值。

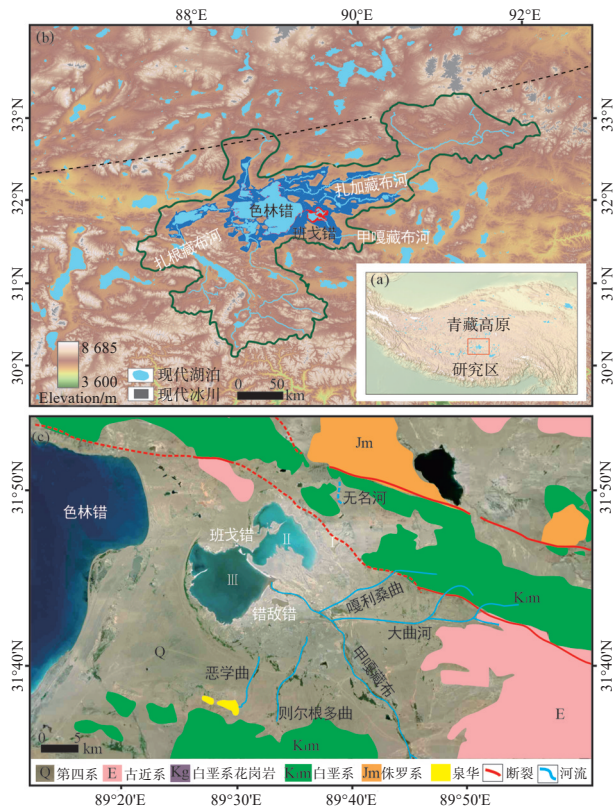


图1 (a) 研究区位置概况;(b)色林错-班戈错湖区地理概况,其中黑色虚线代表现代季风-西风线;绿色线条代表色林错流域范围;深蓝色区域代表湖面海拔达到4640 m的色林-班戈古湖范围^[19],红色区域代表2030年色林-班戈湖区范围^[14];(c)班戈错湖区地质概况

Fig. 1 (a) Overview of the location of the study area; (b) Geographical profile of the Selin Co-Bangor Co lake area, where the black dotted line represents the modern monsoon-westerly line; The green line represents the Selin Co watershed area; The dark blue area represents the area of the Selin-Bangor mega-lake with an altitude of 4 640 m^[19], and the red area represents the area of the Selin-Bangor Lake in 2030^[14]; (c) Geological overview of the Banngor Co lake area

2 色林错-班戈错湖泊水位变化记录

2.1 色林错-班戈错古大湖高湖面的形成年代

色林错周围发育了大量多达几十级的古湖岸线,其保存完好程度不一,拔湖高度从几米到百米不等^[4,19]。目前色林错残留的最高湖岸堤海拔为4 640 m,分布于该湖北部半岛,揭示了大型古湖泊的存在(图1)。古湖岸堤、浪蚀湖岸阶地以及近岸沉积物作为湖面波动最为直接的指示剂,可以代表湖泊到达的最高水位,利用现代较为成熟的测年技术,如:¹⁴C、光释光(OSL)、铀系、宇宙成因核素、电子自旋共振测年(ESR)可以对沉积物进行年代的测定,从而指示高湖

面形成的年代。Li等^[19]利用OSL测年技术测定了色林错最高一级湖岸堤(4 640 m)年代为~68 ka;赵希涛等^[7]对班戈错实际考察,发现残留的高位湖相沉积物海拔可以达到4 666~4 747 m,这些沉积物的铀系年代在57~62 ka之间,但由于缺少古湖岸堤分布,且缺乏明显的纵向特征,无法证实其是否受到后期地壳运动的影响。班戈错最高一级的湖岸阶地的湖相沉积物分布于海拔4 640~4 660 m,铀系年代为~48 ka,但在该阶地上并未发现湖岸堤的分布,而在次一级湖岸阶地(4 605~4 633 m)发现了海拔为4 622.7 m的湖岸堤分布,比班戈错现代湖面高93 m^[7]。事实上,虽然4 640 m目前是色林错已知的最高一级湖岸堤,但可能不是最老的(图2)。Kong等^[20]发现色林错高位湖相(4 600 m)露头的暴露年龄可以达到160~250 ka。而Shi等^[21]则对更高的海拔为4 601~4 636 m的湖脊滩进行测年,发现它们沉积年龄在110~190 ka之间。色林错全新世以来残存的湖岸堤较为完整,Shi等^[22]发现了六组湖岸堤,最高一组湖岸堤海拔达到了4 594 m,石英OSL年代显示该湖岸堤形成于7.8~3.9 ka。因此,色林错目前最高的湖岸堤海拔为4 640 m,比现代色林错湖面(4 551 m)高出~90 m,此时班戈错为古大湖的一部分,该湖岸堤的年代为~68 ka,对应于末次间冰期-末次冰期过渡期。

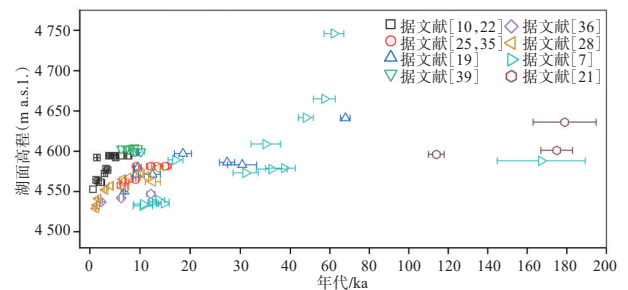


图2 色林错-班戈错湖区重建的湖面高程与年代对比
Fig. 2 Comparison of reconstructed lake-level elevation and age in Selin Co-Bangor Co lake area

前人对青藏高原大湖期的研究进行了系统的总结,认为青藏高原高湖面的分布存在时空复杂性^[9,23,24]。大湖期主要落在MIS 5阶段和全新世早期,而高原西南部分地区也存在着MIS 3和MIS 2阶段的高湖面,造成不同区域高湖面出现时间差异的原因是复杂的,比如会受到季风降水、冰川融水、多年冻土退化以及蒸发速率等影响^[9]。色林错湖区在末次间冰期-末次冰期早期过渡阶段形成高湖面,

在这一时期增加的季风降水和冰川融水可能是导致色林错出现高湖面的原因^[19]。

2.2 色林错在末次冰消期存在高水位

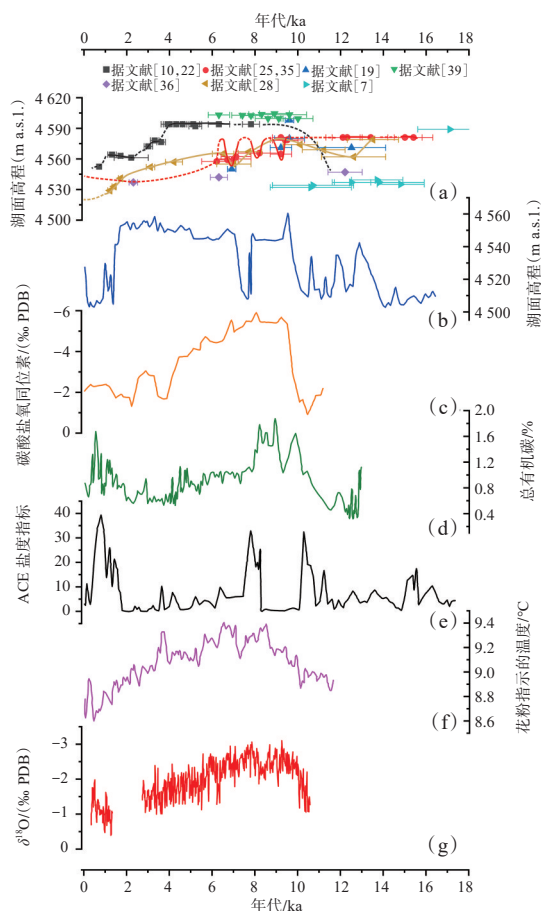
关于色林错古湖是否在末次冰消期存在高水位条件,前人的研究仍存在争议[图3(a,b)]。Hou等^[25]采用钾长石 pIRIR 测年认为在 15~10 ka 期间,色林错湖面比现代湖面高 40~45 m;Li 等^[19]采用多矿物的长石测年发现在 12.5 ka 和 18.6 ka 时色林错古湖面可以达到 4 571 m 和 4 597 m;Gyawali 等^[26]也认为在 12.9~11 ka 期间古湖具有低盐度和高湖面的特点。但 Kou 等^[27]运用 GDGT 指标却认为在末次冰消期色林错的湖平面具有动态波动和整体低湖面

的特征,且水位低于现代湖面[图3(b)]。对班戈错在该时期的水位重建工作也存在分歧,赵光通等^[28]通过对湖岸堤进行石英 OSL 测年发现末次冰消期存在高水位条件,而赵希涛等^[7]重建的水位则显示了低湖面特征[图3(a)]。在末次冰消期,印度季风的强度较弱,无法提供较强的降水^[29],但该阶段高原西部湖泊的大湖期普遍发生,研究认为冰川融水的补给作用导致大湖期的形成^[30]。根据 1976 年遥感影像,发现色林错流域冰川覆盖面积达到了 593 km²^[25],考虑到末次冰消期冰盖的面积和范围更大,而冰川融水可以通过扎加藏布等大型河流为色林错提供径流量,因此在末次冰消期色林错湖区存在高水位是完全可能的。位于色林错南部约 100 km 的纳木错,湖水补给主要来源于降水和念青唐古拉山脉的冰川融水,也显示其在末次冰消期存在高水位^[31,32]。同样位于羌塘地区的当惹雍错和扎日南木错也被证实存在末次冰消期存在高水位^[33,34],且都认为高水位条件与冰川融水补给有关。因此,本研究认为在末次冰消期色林错湖区存在高水位。

2.3 早全新世色林错湖区存在高湖面

大量的研究表明色林错在全新世早期经历了高水位条件^[10,22,35,19,39]。Luo 等^[39]利用石英 OSL 技术对色林错东南部海拔 4 600 m 的古湖岸堤进行测年,得到该湖岸堤的年龄为 10~7 ka。Shi 等^[10]通过色林错周围的湖岸堤沉积物和相关的冲积物,重建了全新世以来百年-千年尺度的湖面水位变化,发现全新世早期到 4 ka 期间湖泊处于高位湖面,水位维持在 4 595 m。Hou 等^[35]认为色林错稳定的高水位保持在 10~7 ka,水位可以达到 4 578 m,其间发生了湖平面下降事件(~9.2 ka 和 8.2 ka)[图3(a)]。Gyawali 等^[26]通过对 Ti 含量、Sr/Ca 比值、TOC、TIC、粒度等环境指标的分析,认为从 11~8 ka,湖区经历了从干燥过渡到相对潮湿的时期,并在 9.2 ka 时期识别出了一次冷事件,而在 8~4 ka 期间,展现出相对温暖和干燥的气候,各项指标变化幅度较小[图3(d)]。通过 GDGT 指标物进行湖面重建,发现色林错自 10.7 ka 以来一直保持较高的湖平面,直到 1.8 ka 才迅速减少,湖泊水位达到了 4 560 m^[27][图3(b)]。

湖岸堤和湖泊沉积指标均显示在早全新世色林错湖区存在高水位。但是不同学者对水位高度的重建存在差异,高程相差达 10 余米,这可能是前人在高程测量方式上的不同导致出现误差,因此笔者认



(a) 湖区水位重建记录,其中[10,22,19,25,35,36]为色林错水位重建,而[7,28]为班戈错水位重建;(b) GDGT 指标重建的色林错古水位^[27];(c) 碳酸盐氧同位素指标^[37];(d) TOC 指标^[26];(e) ACE 盐度指标^[27];(f) 花粉指示的青藏高原温度变化^[38];(g) 洞穴沉积物指示的印度季风变化^[38]

图3 色林错-班戈错湖区末次冰消期以来湖面水位重建与环境指标记录

Fig. 3 Reconstruction of lake level and environmental index records since the Last Deglaciation in Selin Co-Bangor Co Lake Area

为湖岸高程的测量应该基于实地的水准测量,应该避免采用卫星地图定位等方式获取,以便得到准确的古水位波动。GDGT 指标重建的色林错高水位最高不超过 4 560 m^[27][图 3(b)],而笔者在 2023 年实地考察中发现色林错湖岸分布多级湖岸堤,这些湖岸堤高于现代湖面(4 551 m) 10~50 m,多数年代显示来自全新世以来^[10,35],因此我们认为该指标的重建可能低估了色林错的湖面水位。自早全新世以来发生了多次全球性的冷事件^[40],湖岸堤和环境指标物可以识别出~9.2 ka 和~8.2 ka 的湖面迅速下降事件,可能对应于全球冷事件,说明色林错整体的湖面波动受控于全球气候变化。

2.4 色林错湖区中晚全新世湖面水位下降

色林错湖面何时从早全新世的高水位条件开始下降,前人的研究存在较大的争议。Hou 等^[35]认为 7~6 ka 湖平面有一个明显的下降状态,认为在全新世中期(6.2~2.4 ka)色林错湖泊水位可能位于一个非常低的水平,低于现代水位,持续到了 2.4 ka,而在 2.4 ka 之后湖泊水位开始上升的趋势[图 3(a)]。而 Shi 等^[10]认为色林错湖面在 4 ka 之后湖面快速衰退,在 3.0 ka、1.3 ka 和 0.7 ka 分别快速降低到 4 574 m、4 562 m 和 4 550 m,但是这种衰退伴随着几个百年尺度的稳定性[图 3(a)]。Li 等^[19]认为色林错在 7~6 ka 时水位有一次下降事件;薛蕾等^[36]认为色林错在约 6.3 ka 和 2.3 ka 至少出现了阶段性湖泊收缩过程,下降后湖面海拔分别达到了 4 542 m 和 4 537 m [图 3(a)]。Gyawali 等^[26]认为在 4 ka 之后湖面开始降低,而低湖面一直从 4 ka 持续到 0.8 ka。Kou 等^[27]认为色林错湖面直到 1.8 ka 才迅速降低。班戈错湖岸堤的研究发现早全新世以来湖面逐渐下降,在 7 ka 出现一次短暂的低水位事件,而在 2 ka 之后湖面迅速下降^[28]。

因此,不管是湖岸堤还是环境指标物的水位重建,关于色林错湖面下降的时间仍然缺乏共识。毫无疑问,中全新世以来青藏高原地区的季风降水不断地减弱,而温度也逐渐降低[图 3(f~g)]导致湖泊的水位呈现逐步减小的变化趋势。中晚全新世以来全球气候频繁波动,湖岸堤和湖泊沉积物指示的湖面在千年尺度的迅速下降很可能是对全球千年尺度气候事件的响应^[40]。但是湖岸堤无法记录湖泊连续的水位波动而且环境指标物也无法直接指示湖面变化,因此色林错的湖岸堤和指标物对湖面波动的重

建可能指示某一时间段的变化,无法还原“全貌”。~7.2 ka 全球发生了一次干旱事件,而色林错湖面波动可能记录了这一事件^[19,35]。这一时间点发生的低湖面事件也被同处藏北高原的塔若错、龙木错、达则错等记录^[41,42]。4 ka 也被认为广泛存在一次季风减弱事件^[43],季风减弱可能导致色林错湖面水位迅速降低^[10,26]。同样,塔若错^[41]、当惹雍错^[33]也表现出了 4 ka 之后的湖泊水位突然降低。而 2 ka 以来湖泊水位的迅速降低也被广泛记录,学者认为在~2 ka 全球气候发生了显著的改变,这可能与大西洋经向反转环流(AMOC)变化有关^[44]。2 ka 以来色林错湖区蒸发量的增加和 ISM 降水量的减少破坏了色林错湖区的降水/蒸发平衡线,导致湖泊迅速萎缩^[27,28]。诸如纳木错^[32]、达则错^[45]、当惹雍错^[46]、扎日南木错^[47]、塔若错^[41]等也都在 2 ka 以来发生了湖泊水位迅速下降事件。

年代的准确性对于水位重建至关重要。目前光释光测年技术被广泛运用于湖岸堤等湖相沉积物。但是释光测年原材料的不同也会导致同一样品出现不同的年代结果。Hou 等^[25]分别采用了常规石英单片再生法和钾长石 pIRIR 法对同一湖岸堤样品进行测年,发现长石颗粒信号强度高且晒退充分,年代在 15~10 ka,而石英颗粒展现出非常暗淡的信号且存在异常衰退的问题,整体比对应的 pIRIR 年龄年轻约 10%~30%,年代落在 9~10 ka。因此,认为石英组分可能不适合测定色林错的湖相沉积物,并且认为采用常规石英单片再生法测定的湖岸堤年代可能存在低估现象^[25,35]。对达则错一个高位湖相沉积物进行测年发现,钾长石 pIRIR 年代与木屑的 AMS¹⁴C 年龄非常一致,但是常规石英年龄年轻~2 ka,通过对衰退系数进行检测发现石英颗粒可能存在异常衰减问题^[48]。事实上,有学者研究认为在西藏地区的常规石英 OSL 年龄应该被谨慎对待,甚至被认为是不合适的,究其原因是其存在非常微弱的自然信号甚至是异常衰减,从而导致年龄的低估^[49,50]。因此,常规石英测年对色林错湖区湖相沉积物的适用性仍然值得深一步研究。对于湖岸堤样品测年而言,在同一地点应该测定一系列样品,并且应该采用不同的测年方法用以交叉验证,获得更精准的年代。同时,应该考虑湖泊水文变化的各种因素,包括降水、冰川融水、冻土退化以及蒸发率等。厘清湖泊演化的主要控制因素是进一步评价湖泊水文变化的前提^[9]。

2.5 器测记录以来色林错-班戈错水位呈现上升趋势

通过搜集自 1959—2024 年发表的色林错-班戈错湖区水位及湖面变化的数据,来构建器测记录以来的现代水文变化过程。Zhang 等^[51]对青藏高原不同湖泊面积和水位的关系进行了系统的总结,公式 $Elevation = 0.11 \cdot Area + 4\ 514.813$ 用于计算班戈错的水位变化,Area 代表不同年份的湖泊面积,单位为 km^2 , Elevation 代表湖泊水位,单位为 m。前人研究表明,1959 年班戈错面积仅为 $66.2\ \text{km}^2$ ^[7],而 2024 年班戈错面积为 $192\ \text{km}^2$ ^[14],对应的湖泊水位分别为 $4\ 522.1\ \text{m}$ 和 $4\ 536\ \text{m}$ 。但在这期间班戈错水位并不是持续增加的,从 1969—1977 年,班戈错水位不断减少。在 1973 年湖区面积仅为 $3.5\ \text{km}^2$,接近干涸,水位也降至最低^[8]。从 1983 年起,湖面持续上升,2005 年时班戈错湖区面积达到 $131.7\ \text{km}^2$,其水位也增加至 $4\ 529.3\ \text{m}$ ^[7],在此之后班戈错水位波动幅度较小,在 2023 年之后,湖泊水位迅速增长[图 4(b, c)]。班戈错水位变化的原因,除了考虑增多的降水以及冰川融水的补给,其旁边色林错湖水溢出的影响更大。色林错被认为是自 1976—2019 年期间“亚洲水塔”湖泊中水量增加最大的湖泊[图 4(a)],增加了约 23 Gt 水量,湖平面上升了 $14.4\ \text{m}$ ^[11,54]。前人利用 WEB-DHM-SF 模型对色林错未来蓄水量变化进行评估,发现在 2030 年色林错将与班戈错合并,届时湖面海拔会与色林错持平,达到 $4\ 552\ \text{m}$,班戈错的面积将达到 $330\ \text{km}^2$,为现代湖泊面积的两倍多^[14](图 1)。

Tong^[51]通过构建色林错水位变化模型,发现从 1979—2013 年,色林错湖区扩大了约 40%,但冰川融水占湖泊总水量的 10% 以下,而降水引起的径流量约占 67%~75%。这表明降水可能是引起色林—班戈湖泊扩张的主导因素。根据色林错-班戈错湖区附近的班戈县气象站显示,1965—2023 年平均气温以每 10 年 $0.38\ ^\circ\text{C}$ 的平均速率快速上升,降水量总体呈现增加趋势,但波动比较大^[14][图 4(d, e)]。降水波动的幅度增大,意味着极端降水越发频繁,2023 年的降水量比多年平均值高了 $76\ \text{mm}$,安多县 8 月份降水量达到了 $171.7\ \text{mm}$,比多年平均值多 70%,且在 8 月 7 日和 9 月 14 日记录了极端降水天气(日降水量分别达到了 $51.3\ \text{mm}$ 和 $25.3\ \text{mm}$)。8、9 月份集中的降水事件可能引起了 9 月份色林错湖水的突然外溢^[14]。

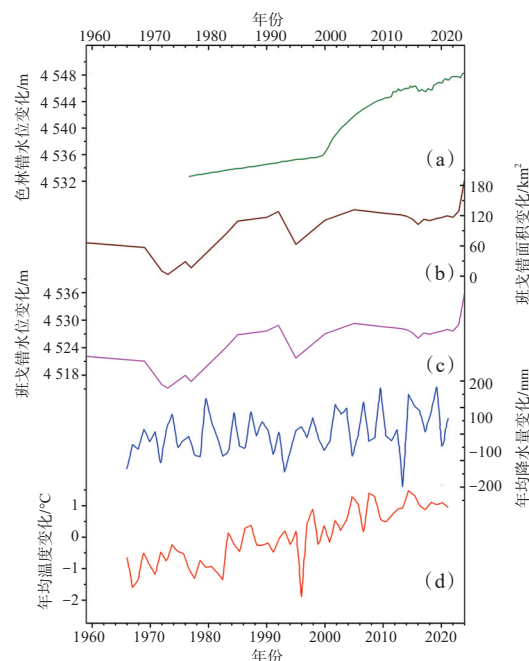


图 4 (a)色林错水位变化趋势^[14];(b)班戈错面积变化趋势^[7,15,51-53];(c)班戈错水位变化趋势^[7,14,15,51,53];(d)湖区降水量变化趋势^[14];(e)湖区温度变化趋势^[14]
Fig. 4. (a) Variation trend of Selin Co lake-level^[14];
 (b) The variation of the lake-area of Bangor Co^[7,15,51-53];
 (c) Variation trend of the lake-level in Bangor Co^[7,14,15,51,53];
 (d) Variation trend of precipitation in the lake area^[14];
 (e) Trend of temperature change in the lake area^[14]

综上,在近 65 年以来色林-班戈湖区湖泊不断扩张,虽然出现了班戈错水位下降的年份,但是总体呈现增大的趋势,我们认为降水的增多是主导因素,升温导致的冰川融水增加也是一个因素。极端降水天气所引发的色林湖水外溢也会是未来班戈错湖面扩张的主导因素。我们认为在未来应该持续加强色林-班戈湖区的水位预警机制,防止湖水外溢造成班戈错湖面的突然增大,对盐湖资源、道路交通、草场以及人类定居点产生巨大的影响。

3 色林错-班戈错水文变化对硼锂资源富集的影响

青藏高原现代富硼锂盐湖的形成与地热水补给密切相关。在区域地壳富集稀有元素的地球化学背景下, Li、B 等不相容元素在岩浆-热液过程中逐步富集,并通过深部高温水-岩反应从围岩中进一步萃取一部分成矿元素,在近地表与深循环地下水相互作用,最终喷出地表形成富硼锂地热泉。伴随地热泉的排出,这些元素源源不断被地表径流输送到湖盆,

在极度干旱气候环境下持续浓缩演化为盐湖矿产资源,构成了“内生外聚”盐湖成矿模式^[55]。硼同位素可以有效追踪深部流体参与的混合水体的地球化学演化过程,因此被广泛运用于揭示青藏高原复杂水文系统中B及Li元素循环机制^[3,55]。

班戈错的硼锂来源被认为是高 $\delta^{11}\text{B}$ 的河水和低 $\delta^{11}\text{B}$ 的冷泉水混合补给(图5),这主要是基于班戈错现代补给过程的研究^[5]。班戈Ⅲ湖西部存在硼异常泉水的出露,局部的硼含量达到了60 mg/L,郑绵平等^[4]认为西部泉水B、Li的来源与色林错的水文地质条件有关,尤其是两湖存在明显的水位差,推测可能与色林错含B、Li的湖水通过潜水层有关。色林错湖水的B含量高达186.2 mg/L, Li含量也达到了8.61 mg/L,很有可能是班戈错盐湖的一个潜在硼源。然而地质历史时期以来,班戈错的硼锂资源很可能是地热成因的温泉提供的。在班戈错南部有大片含硼锂的温泉群出露(图1),郑绵平等^[4]对其钙华的产状和规模变化进行分析,发现其可以分为三个温泉活动期:第一期钙化规模较大, ^{14}C 年龄为 $34.4\pm 0.1\text{ ka BP}$,第二期钙华规模较小,年代为 $19.4\pm 0.2\text{ ka BP}$,而第三期为近代钙华,规模最小。南部温泉的 B_2O_3 含量在33~55 mg/L之间, Li含量达到1.46 mg/L^[4]。由此可见至少从34 ka开始,南部的温泉就已经向班戈错大规模补给B、Li等资源。虽然如今的班戈错湖区热泉活动已经停止,但是其地质历史时期的补给是不容忽视的。由于缺乏南部温泉的B同位素数据,我们搜集了同样地处班公-怒江缝合带的当雄错湖区热泉的B- $\delta^{11}\text{B}$ 数据用于对比^[3],它们都有相似的高B-Li,低 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^7\text{Li}$ 的特征。班戈

错湖水的同位素值介于河水和地热水之间(图5)。因此,两种端元的补给:即高Li-B,低 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^7\text{Li}$ 的地热水端元和低Li-B,高 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^7\text{Li}$ 的河流(大气降水)端元共同决定盐湖中高Li-B,高 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^7\text{Li}$ 的特征。

流域水文条件的改变必然会影响两种补给端元的补给比例,即在气候湿润期(古大湖阶段),季风降水增加,河流补给端元占比变大,使得湖泊硼锂元素和同位素特征偏河水端元,表现为低B-Li,高 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^7\text{Li}$ 特征,此时虽然地热水持续补给硼锂资源,但是班戈错无法富集硼锂资源[图6(a)],而随着气候持续干燥,班戈错逐步从色林错分离,此时季风降水变少,导致河水补给端元占比变小,湖泊硼锂元素和同位素特征偏向地热水端元,表现为高B-Li,低 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^7\text{Li}$ 特征,此时硼锂资源开始富集[图6(b)],而色林错与班戈错彻底分离之后,班戈错缺乏水源补给,硼锂大量富集,而且湖水蒸发浓缩作用,导致湖水 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^7\text{Li}$ 变高,最后呈现高B-Li,高 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^7\text{Li}$ 特征[图6(c)]。我们认为现代班戈错资源型盐湖的形成可能是其历史时期被丰富物源补给的结果。间冰期(气候湿润)与冰期(气候干燥)的交替演化使得班戈错湖区硼锂资源特征也展现出动态的变化,然而其物源(地热水)是持续补给的,在高水位阶段,大湖的汇水面积广阔,聚集了大量的B、Li成矿物质,但是硼锂资源无法富集。而在古大湖水位持续下降时,由于水源补给的减少,班戈错才会开始富集硼锂资源。在古大湖-盐湖的演化阶段,古色林错湖水汇聚的B、Li元素对班戈错形成资源型盐湖可能产生了重要的作用。与色林错-班戈错古湖系统相似,地质历史阶段,塔若错-扎布耶-拉果错古湖系统和当惹雍措-当雄错古湖系统都可能对各自现代富硼锂的子湖产生了极为重要的影响^[3,55]。近年来,由于季风降水和冰川融水补给的增加,班戈错和色林错的水位不断扩张。自2023年9月份以后,色林错与班戈错重新发生水力联系,导致班戈错湖面迅速扩张[图6(d)]。分析前人对班戈错湖水不同期次的矿化度研究,发现在1976年班戈错的矿化度为221.9 g/L,而在2010年降至46.72 g/L^[18,53],而笔者在2024年10月份采集的班戈Ⅲ湖湖水的矿化度仅为31.3 g/L;据郑喜玉等^[18]在1976年采集的班戈错湖水Li含量达到了127 mg/L, B含量为850 mg/L,而在2023年10月份班戈错湖水Li含量仅为26 mg/L, B含量降至155 mg/L(团队未发表数据);同样,班戈错的 $\delta^{11}\text{B}$ 值在1989年

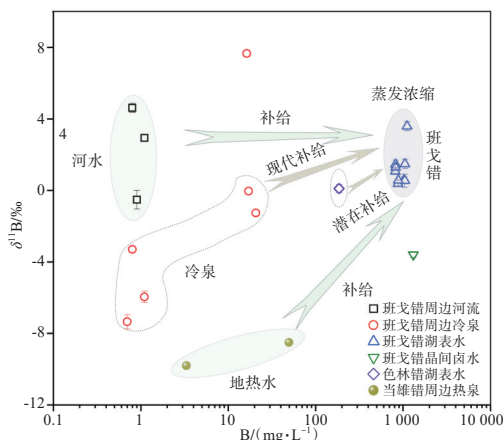


图5 班戈错湖区周边不同水体的B- $\delta^{11}\text{B}$ 图(数据引自[3,5])

Fig. 5 B- $\delta^{11}\text{B}$ plot for water bodies surrounding the Bangor Co lake area (data from [3, 5])

为+4.059‰^[4],而在2022年为+0.38‰~+3.59‰^[5],这表明班戈错已经急剧淡化,水位扩张对盐湖矿化度和B、Li资源的影响是巨大的,而这势必会对班戈错的硼锂资源矿床产生影响。根据模型的预测,2030年色林错与班戈错将重新连接在一起,未来朝着更大湖泊的方向演化^[14](图1)。

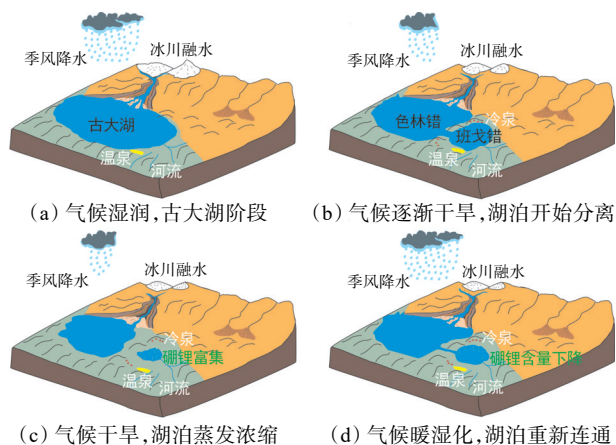


图6 色林错-班戈错湖区水文变化与硼锂富集模式图
Fig. 6 Hydrological changes and boron and lithium enrichment patterns in Selin Co-Bangor Co Lake area

4 结 论

(1) 色林错-班戈错湖区最高一级湖岸堤海拔为4 640 m,形成于末次间冰期-末次冰期过渡阶段。色林错-班戈错古湖由于受冰川融水的影响,在末次冰消期存在高水位。而全新世早期由于季风降水和冰川融水,古湖持续保持高水位。从中全新世开始古湖开始剧烈波动,湖泊水位减少,但是由于古湖岸堤缺乏连续记录、测年方法存在差异性以及环境指标物与湖面高度的对应性,使得自中全新世以来色林错古湖的演化序列仍然存在争议。

(2) 器测记录以来的水位和面积变化数据显示,色林错水位呈现迅速增加的趋势,而班戈错的水位在1973年和1995年出现两次低值,但总体呈现缓慢增长趋势。区域季风降水和冰川融水是湖泊水位上升的主要原因。未来更应该考虑极端降水事件导致色林错湖水外溢至班戈错的情况,建立该区域的预警机制,防止色林错湖水突然外溢对班戈错盐湖矿产资源、道路交通以及人类定居点造成严重影响。

(3) 除了物源补给之外,色林错-班戈错的水文变化对班戈错硼锂资源的富集也会产生影响,在气候湿润期,季风降水增加,河流补给较多,湖泊硼锂特征偏河流补给端元,即:低B-Li,高 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^{7}\text{Li}$ 特征;而

在气候干燥期,季风降水减弱,湖泊硼锂特征偏向地热水补给端元,即:高B-Li,低 $\delta^{11}\text{B}$ - $\delta^{7}\text{Li}$ 特征。我们认为现代班戈错资源型盐湖的形成可能是其历史时期被丰富物源补给的结果,古色林错湖水汇聚的B、Li元素对班戈错形成资源型盐湖产生了重要的作用。

(4) 气候暖湿化已经对班戈错硼锂资源产生了重要的影响,近期应加大对班戈错硼锂资源的勘查,尽快掌握湖区资源储量,以应对未来气候变化影响下资源的管理和保护。

参考文献

- [1] 林勇杰,郑绵平,刘喜方. 青藏高原盐湖硼矿资源[J]. 科技报,2017,35(12):77-82.
- [2] 张彭熹,张保珍,唐渊,等. 中国盐湖自然资源及其开发利用[M]. 北京:科学出版社,1999:1-325.
- [3] 吕苑苑. 青藏高原盐湖硼、锂同位素变化规律及其对当雄错盐湖资源评价应用[J]. 地质力学学报,2024,30(1):107-128.
- [4] 郑绵平,向军. 青藏高原盐湖[M]. 北京:北京科学技术出版社,1989.
- [5] Li B K, He M Y, Ma H Z, *et al.* Boron isotope geochemistry of Bangor Co Salt Lake (central Tibet): Implications for boron origin and uneven mixing of lake water [J]. *Acta Geochimica*, 2022,41(5):731-740.
- [6] Zhou J D, Li B K, He M Y, *et al.* Hydrochemical Characteristics and Sources of Lithium in Carbonate-Type Salt Lake in Tibet [J]. *Sustainability*, 2023,15:16235.
- [7] 赵希涛,赵元艺,郑绵平,等. 班戈错晚第四纪湖泊发育、湖面变化与藏北高原东南部末次大湖期湖泊演化[J]. 地球学报,2011,32(1):13-26.
- [8] 赵元艺,赵希涛,郑绵平,等. 西藏班戈错近50年来的湖面变化[J]. 地质学报,2006,80(6):876-884.
- [9] Zhang S, Zhang J F, Zhao H, *et al.* Spatiotemporal complexity of the "Greatest Lake Period" in the Tibetan Plateau [J]. *Science Bulletin*, 2020:1317-1319.
- [10] Shi X H, Kirby E, Furlong K P, *et al.* Rapid and punctuated Late Holocene recession of Siling Co, Central Tibet [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2017:15-31.
- [11] Yao T D, Bolch T, Chen D L, *et al.* The imbalance of the Asian water tower [J]. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2022,3(10):618-632.
- [12] Liu K, Ke L H, Wang J D, *et al.* Ongoing drainage reorganization driven by rapid lake growths on the Tibetan Plateau [J]. *Geophysical Research Letters*, 2021:48095795.
- [13] Liu C, Zhu L P, Wang J B, *et al.* The decrease of salinity in lakes on the Tibetan Plateau between 2000 and 2019 based on remote sensing model inversions [J]. *International Journal of Digital Earth*, 2023,16(1):2644-2659.
- [14] Lei J, Zhou T, Yao B W, *et al.* Overflow of Xizang's largest endorheic lake (Siling Co) and its environmental impacts [J]. *Science Bulletin*, 2024,69(18):2829-2832.
- [15] 李胜群,叶传永,赵元艺. 西藏富锂盐湖-班戈错未来水位变化趋势预测[J]. 盐湖研究,2024,32(1):39-47.
- [16] 王苏民,窦鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京:科学出版社,1998.

- [17] 曲永贵. 中华人民共和国区域地质调查报告: 比例尺 1:250000. 多巴区幅[R], 2011.
- [18] 郑喜玉. 中国盐湖志[M]. 北京: 科学出版社, 2002.
- [19] Li D W, Li Y K, Ma B Q, *et al.* Lake-level fluctuations since the Last Glaciation in Selin Co (lake), Central Tibet, investigated using optically stimulated luminescence dating of beach ridges [J]. *Environmental Research Letters*, 2009, 4(4): 045204.
- [20] Kong P, Na C G, Brown R, *et al.* Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al dating of paleolake shorelines in Tibet [J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2011, 263-273.
- [21] Shi X H, Furlong K P, Kirby, E, *et al.* Evaluating the size and extent of paleolakes in central Tibet during the late Pleistocene [J]. *Geophysical Research Letters*, 2017, 44: 5476 - 5485.
- [22] Shi X H, Kirby E, Furlong K P, *et al.* Crustal strength in central Tibet determined from Holocene shoreline deflection around Siling Co [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2015: 145-154.
- [23] Yu S Y, Colman S M, Lai Z P. Late-Quaternary history of 'great lakes' on the Tibetan Plateau and palaeoclimatic implications - A review [J]. *Boreas*, 2019, 48: 1 - 19.
- [24] 隆浩, 沈吉. 青藏高原及其邻区晚更新世高湖面事件的年代学问题——以柴达木盆地和腾格里沙漠为例 [J]. *中国科学: 地球科学*, 2015, 45(1): 52-65.
- [25] Hou Y D, Long H, Zhang J R, *et al.* Luminescence dating of shoreline sediments indicates a late deglacial lake-level rise of Selin Co on the central Tibetan Plateau [J]. *Quaternary Geochronology*, 2022, 71: 101313.
- [26] Gyawali, A.R., Wang, J.B., Ma, Q.F., *et al.* Palaeoenvironmental change since the Late Glacial inferred from lacustrine sediment in Selin Co, central Tibet [J]. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 2019, 516: 101 - 112.
- [27] Kou Q Q, Zhu L P, Wang J B, *et al.* Archaeal tetraether-inferred hydrological variations of Serling Co (Central Tibet) during the late Quaternary [J]. *Global and Planetary Change*, 2023, 224: 104113.
- [28] 赵光通, 都永生, 魏海成, 等. 班戈错盐湖古湖岸堤石英光释光年代学及其古环境指示意义研究 [J]. *盐湖研究*, 2018, 26(3): 26-34.
- [29] Dutt, S., Gupta, A K., Clemens, S C, *et al.* Abrupt changes in Indian summer monsoon strength during 33,800 to 5500 years BP [J]. *Geophysical research letters*, 2015, 42: 5526 - 5532.
- [30] Zhang S, Zhao H, Sheng Y W, *et al.* Mega-Lakes in the north-western Tibetan Plateau formed by melting glaciers during the last deglacial [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2022, 285: 107528.
- [31] Zhou J, Zhou W J, Dong G C, *et al.* Cosmogenic ^{10}Be and ^{26}Al exposure dating of Nam Co lake terraces since MIS 5, southern Tibetan Plateau [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2021, 231: 106175.
- [32] Huang L, Chen Y W, Wu Y, *et al.* Lake level changes of nam co since 25 ka as revealed by OSL dating of paleo-shorelines [J]. *Quaternary Geochronology*, 2022, 70: 101274.
- [33] Alivernini M, Lai Z P, Frenzel P, *et al.* Late quaternary lake level changes of taro co and neighbouring lakes, southwestern tibetan plateau, based on osl dating and ostracod analysis [J]. *Global and Planetary Change*, 2018: 1-18.
- [34] Jonell, T N, Aitchison, J., Li, G.Q., *et al.* Revisiting growth and decline of late Quaternary mega-lakes across the southcentral Tibetan Plateau [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 248: 106475.
- [35] Hou Y D, Long H, Shen J, *et al.* Holocene lake-level fluctuations of Selin Co on the central Tibetan plateau: Regulated by monsoonal precipitation or meltwater? [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2021, 61: 106919.
- [36] 薛蕾, 张振卿, 刘维明, 等. 西藏色林错 12 ka 以来的湖泊退缩过程——基于古湖岸线的 OSL 测年 [J]. *地质科学*, 2010, 45(2): 428-439.
- [37] 顾兆炎, 刘嘉麒, 袁宝印, 等. 12000 年来青藏高原季风变化-色林错沉积物地球化学的证据. *科学通报*, 1993, 38(1): 577-581.
- [38] Chen, F H, Zhang, J F, Liu, J B, *et al.* Climate change, vegetation history, and landscape responses on the Tibetan Plateau during the Holocene: a comprehensive review [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 243: 106444.
- [39] Luo L, Lai Z P, Zheng W H, *et al.* OSL Chronology of the Siling Co Paleolithic Site in Central Tibetan Plateau [J]. *Frontiers in Earth Science*, 2021, 9: 699693.
- [40] Bond G, Kromer B, Beer J, *et al.* Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene [J]. *Science*, 2001, 294: 2130-2136.
- [41] Huang C, Guo Y, Yu L P, *et al.* Holocene hydrological history of a Tibetan glacier-fed lake Taro Co in response to climate change [J]. *Catena*, 2023, 220: 106686.
- [42] Liu X J, Madsen D B, Liu R Y, *et al.* Holocene lake level variations of Longmu Co, western Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2016, 75: 301.
- [43] Nakamura A, Yokoyama Y, Maemoku H, *et al.* Weak monsoon event at 4.2 ka recorded in sediment from Lake Rara, Himalayas [J]. *Quaternary International*, 2016, 397: 349-359.
- [44] Hoogakker B A A, Chapman M R, McCave I N, *et al.* Dynamics of North Atlantic Deep Water masses during the Holocene [J]. *Paleoceanography*, 2011, 26(4): PA4214.
- [45] Liu X J, Wang Y X, Miao X D, *et al.* Holocene lake level variations of Dagze Co in central Tibetan Plateau revealed by OSL dates on palaeoshorelines [J]. *Catena*, 2022, 219: 106645.
- [46] Ahlborn M, Haberzettl T, Wang J B, *et al.* Holocene lake level history of the Tangra Yumco lake system, southern-central Tibetan Plateau [J]. *The Holocene*, 2015, 26(2): 176-187.
- [47] Cong L, Wang Y X, Zhang X Y, *et al.* Radiocarbon and Luminescence Dating of Lacustrine Sediments in Zhari Namco, Southern Tibetan Plateau [J]. *Frontiers in Earth Science*, 2021, 9: 640172.
- [48] Feng Y Y, Hou Y D, Zhang J R, *et al.* Timing of Holocene lake highstands around Dawa Co in inner Tibetan Plateau: comparison of quartz and feldspar luminescence dating with radiocarbon age [J]. *Quaternary Geochronology*. 2022, 69: 101267.
- [49] Tsukamoto S, Rades E F. Performance of pulsed OSL stimulation for minimizing the feldspar signal contamination in quartz samples [J]. *Radiation Measure*, 2016, 84: 26-33.
- [50] Hou J Z, Andrea W J, Liu Z H. The influence of ^{14}C reservoir age on interpretation of paleolimnological records from the Tibetan Plateau [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2012, 48(10): 67-79.
- [51] Zhang G Q, Bolch T, Chen W F, *et al.* Comprehensive estimation of lake volume changes on the Tibetan Plateau during 1976-2019 and basin-wide glacier contribution [J]. *Science of the Total Environment*, 2021, 772: 145463.
- [52] 孟恺, 石许华, 王二七等. 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[J].科学通报,2012,57:571-579.
- [53] Yan L J, Zheng M P. Influence of climate change on saline lakes of the Tibet Plateau, 1973-2010[J]. *Geomorphology*, 2015, 246: 68-78.
- [54] Tong K, Su F, Xu B. Quantifying the contribution of glacier meltwater in the expansion of the largest lake in Tibet[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2016, 121 (19): 11158-11173.
- [55] 薛飞, 谭红兵, 张西营等. 西藏富稀有金属元素地热泉物源、富集过程和资源效应[J]. *中国科学: 地球科学*, 2024, 54(11): 3513-3537.

Hydrological Changes and Their Effects on the Enrichment of Boron and Lithium Resources in Selin Co-Bangor Co

YANG Jilei^{1,2,3}, LI Xing⁴, LÜ Du^{4*}, WANG Zhiying⁴, ZHANG Qingsong⁴, LI Jinsheng⁴,
TANG Xiaorong⁴, LI Qingkuan^{1,2}, CHEN Tianyuan^{1,2}, FAN Qishun^{1,2}

(1. *Key Laboratory of Green and High-end Utilization of Salt Lake Resources, Qinghai Institute of Salt Lakes, Chinese Academy of Sciences, Xining, 810008, China*; 2. *Qinghai Provincial Key Laboratory of Geology and Environment of Salt Lakes, Xining, 810008, China*; 3. *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100049, China*; 4. *Sichuan Mineral Resources Exploration Group Co., Ltd., Chengdu, 610051, China*)

Abstract: The enrichment of boron-lithium resources in salt lakes is influenced not only by the replenishment of material sources but also significantly controlled by changes in regional hydrological conditions. This study systematically examines the paleo-lake level fluctuations, hydrological connectivity and their impacts on B-Li enrichment in the Siling Co-Bango Co system across geological epochs and recent decades. Key findings include: (1) During the Last Interglacial, Selin Co and Bangor Co featured high lake levels and were interconnected to form a mega-lake. From the Last Deglaciation to the Holocene, the lake levels remained high but were lower than those during the Last Interglacial. During the Late Holocene, there was a lake-level decline, separating it from Bangor Co, which subsequently developed into a salt lake and created the foundation for the enrichment of boron and lithium resources. (2) From 1959 to 2024, changes in water level and surface area of Selin Co-Bangor Co lake region indicate an increasing trend in water volume for both lakes, with an extremely rapid rise in the lake-level of Selin Co. Observational data suggest that increased precipitation and glacial meltwater is the primary controlling factor, and extreme precipitation events have led to sudden overflow of Selin Co water into Bangor Co, affecting the salt lake resources of Bangor Co. (3) Bango Co B-Li accumulation is governed by two distinct recharge endmembers: Geothermal fluids and meteoric water-fed rivers. The evolution from paleo-megalake to salt lake reveals that interglacial-glacial hydrological shifts drove alternations between river-dominated (interglacial) and geothermal-dominated (glacial) B-Li signatures. Crucially, paleo-Siling Co served as a major reservoir of B and Li, contributing substantially to modern Bango Co's resource endowment. (4) From the geological periods of lake hydrological connection to separation and to the increase in lake water volume caused by the warming and wetting of the Qinghai-Xizang Plateau in modern times, the lake level changes have exhibited a reversible process of "high-low-rising again". Therefore, it is urgent to establish a hydrological early warning mechanism, strengthen the exploration of salt lake resource reserves in the lake region, and prevent the harm caused by rapid lake expansion to salt lake resources, road traffic, and animal husbandry.

Key words: Selin Co; Bangor Co; Lake evolution; Hydrological changes; Boron and lithium resources; Modern process