

青藏高原中西部湖泊生物标志物记录的过去两千年气候变化

李秀美*, 范宝伟

(信阳师范学院 气候变化与环境演变重点实验室/河南省水土环境污染协同防治重点实验室, 河南 信阳 464000)

摘要:以青藏高原中西部湖泊达则错和阿翁错为研究对象,通过分析湖泊沉积物岩芯中 GDGTs、长链不饱和烯酮与叶蜡化合物单体氢同位素等生物分子标志物获得过去 2000 a 以来青藏高原中西部定量的温度与降水同位素记录,以期探讨晚全新世以来不同时段青藏高原气候变化区域特征,并揭示过去 2000 a 季风与西风对青藏高原影响范围的变化。结果表明:(1)青藏高原气候变化存在强烈的区域性特征,两个湖泊均存在中世纪暖期(MWP),但是暖期持续的时间有所不同,高原西部(阿翁错)MWP 持续时间明显长于高原中部(达则错);达则错有明显的小冰期(LIA)降温,阿翁错没有发现明显的 LIA,可能受样品分辨率低的影响;过去 200 a 达则错温度有缓慢降低趋势,可能是冰融水补给湖泊温度变化滞后于气候变化的表现。(2)过去 2000 a 印度夏季风在青藏高原的最北界线可能发生了北移,在距今 1000~2000 a, 夏季风边界线位于阿翁错以北、达则错以南;但在过去 1000 a 印度季风边界线移动到阿翁错和达则错以北。

关键词:青藏高原;过去 2000 a;湖泊沉积物;气候变化

中图分类号:P467 **文献标志码:**A

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



Climatic Changes During the Past 2000 Years Based on Lake Biomarkers from the Central and Western Tibetan Plateau

LI Xiumei*, FAN Baowei

(Key Laboratory of Climate Change & Environmental Evolution/Henan Key Laboratory for Synergistic Prevention of Water and Soil Environmental Pollution, Xinyang Normal University, Xinyang 464000, China)

Abstract: Based on the analysis of bio-molecular markers (including GDGTs, long chain alkenone and leaf waxes) in lake sediments, Dagze Co on the central Tibetan Plateau (TP) and Aweng Co on the Western TP were selected to investigate climate changes during the past 2000 years. Quantitative temperature records and precipitation isotope records on the west and central TP had been obtained to investigate the regional patterns of climate changes during the past 2000 years, and to understand the influence of monsoon and westerly jet on the climate changes on TP. The results were achieved as follows: (1) there were strong regional characteristics of climate change on the TP. Both lakes had a Medieval Warm Period (MWP), but the duration of the MWP in the western plateau (Aweng Co) was obviously longer than that in the middle TP (Dagze Co). Dagze Co had a significant Little Ice Age (LIA) cooling, which did not find in the Aweng Co. This may be affected by the low resolution of the Aweng Co sediments. During the past two hundred years, there was a slightly cooling trend in Dagze Co, and the infusion of glacial meltwater may be the reason which delayed the temperature change in the ice melting lake. (2) During the late Holocene, the boundary of the summer monsoon on the TP may have changed. During the 1000~2000 cal.yr BP, the boundary of the summer monsoon located in the north of Aweng Co and the south of Dagze Co; whereas during the past 1000 years the boundary moved to the north of Aweng Co and Dagze Co.

Key words: Tibetan Plateau; past 2000 years; lake sediments; climate change

0 引言

全球变暖已经成为一个不争的事实,过去 30 a 可能是近 1400 a 来北半球最暖的 30 a^[1]。然而近百

年来的升温是自然变化的结果,还是人为因素起主导作用,目前还没有定论^[2]。未来气候变化的趋势以及幅度也成为政府以及气候学家主要关注的问

收稿日期:2018-10-16;修订日期:2018-11-27; *通信联系人, E-mail: lixm@xynu.edu.cn

基金项目:国家自然科学基金项目(41601205);信阳师范学院基金项目(18055, 17186)

作者简介:李秀美(1988—),女,山东济南人,讲师,博士,主要从事气候变化与环境演变研究。

题,目前对气候未来预测的主要途径是气候模式,然而气候模式还存在很大的不确定性.定量的古气候记录可以给模型提供精确的参数和边界条件,提高气候模式模拟预测的精度^[3].过去 2000 a 是人类社会快速变动和发展的时期,也是衔接地质记录和器测、历史文献资料的时间窗,既包括工业革命以前自然变率为主的气候变化,又包括工业革命以来在自然波动基础上因人类活动导致的气候变化,是全球变化研究关注的核心内容之一,国际过去全球变化(Past Global Changes, 简称 PAGES)和气候变率与可预测性(Climatic variability and predictability, CLIVAR)计划均以过去 2000 a 的气候变化为研究重点^[4].该时段气候记录为研究气候自然变率以及人类活动在全球气候系统变化中的作用提供了重要依据,可以帮助我们揭示年代—百年尺度的地球系统动力学机制,对目前全球增温可能引发的气候灾变具有重要的预警意义.

青藏高原被称为“世界屋脊”“亚洲水塔”“地球第三极”,位于东亚季风、印度季风和西风环流等大尺度大气环流系统的交互影响区,因其独特的地形与地理位置被称为全球气候变化的“起动机”与“放大器”,是全球变化研究的重点区域,历次 IPCC 报告都指出青藏高原气候研究的重要性.在季风与西风影响下青藏高原气候变化表现出明显的区域特征^[5].虽然对青藏高原的古气候重建工作已经开展,但目前对过去 2000 a 以来青藏高原气候变化的区域性特征及其机制还不甚了解,过去 2000 a 西风与季风对青藏高原的影响还不清楚,原因之一就是青藏高原上缺乏定量的古温度记录和降水同位素记录,限制了对高原过去气候变化机制的理解^[6],因而从空间尺度上开展青藏高原古气候定量重建工作是非常必要的.

由于青藏高原气象台站数量较少且大多是最近几十年才设立的,要想获得过去更长时间尺度的气候记录就需要借助气候代用指标,冰芯、树轮、湖泊沉积物等古气候载体应运而生.然而这些介质的分布会受到自然环境条件的局限.例如树轮主要分布在高原的东部、东北部和东南部等气候适宜的地区,而冰芯则主要分布在降雪可以连续保存的高海拔地区.相比之下,湖泊分布受自然环境的限制较小,在青藏高原分布着全球海拔最高、面积最大、数量最多的高原湖泊群^[7].湖泊沉积物具有较好的连续性和较高的分辨率,而且含有丰富的气候环境变化信息,是研究青藏高原时空变化的良好介质.

湖泊沉积物中保存的生物标志化合物因在地质体中较为稳定、能够提供地质历史环境下有机质的来源、且能重建母质生长的环境等优势而在古环境重建中受到越来越多的应用^[8].GDGTs、长链烯酮和叶蜡氢同位素(δD_{wax})是古环境中常用的生物标志化合物.其中 GDGTs 是微生物细胞膜脂的重要组成部分,常见的 GDGTs 包括类异戊二烯 GDGTs (isoprenoid GDGTs, iGDGTs) 和支链 GDGTs (branched GDGTs, bGDGTs), 分别主要由古菌和细菌产生. bGDGTs 一般含有 2~6 个甲基支链和 1~2 个环戊烷结构.对全球土壤研究发现, bGDGT 分子中环戊烷结构数目与土壤 pH 有关,甲基数目与平均气温 (Mean Air Temperature, MAT) 有关,也与土壤 pH 有关,进一步发现利用 bGDGTs 的甲基化指数和环化指数的比值可以重建温度变化.叶蜡是指包围着植物角质层的蜡状物,其主要成分为各种脂类化合物,包括:正构烷烃、正构脂肪醇、正构脂肪酸等.陆生高等植物利用环境水进行生长,是湖泊沉积物中长链脂肪酸 (C_{26} 、 C_{28} 、 C_{30}) 的主要来源,因而其 δD_{wax} 记录了大气降水的信息,可以重建大气降水同位素,进而追踪水汽来源.长链烯酮是由定鞭金藻纲藻类合成的具有 2~4 个不饱和键的酯类化合物,对环境因子如温度响应非常敏感.培养实验发现烯酮的不饱和度随着生长环境温度的变化而变化,于是提出了基于烯酮不饱和度的 U_{37}^k 指标作为温度指标.本文利用上述生物标志物重建的青藏高原中部达则错和西部阿翁错定量温度、降水同位素等气候记录进行区域对比分析,探讨区域气候变化异同的可能原因,研究季风与西风过去 2000 a 对青藏高原中西部影响范围的变化,以期加深对青藏高原气候变化机制的认识.

1 研究区概况

达则错 ($31.82^{\circ}N \sim 31.98^{\circ}N$, $87.42^{\circ}E \sim 87.65^{\circ}E$) (图 1) 位于西藏自治区那曲地区尼玛县境内的一个断陷盆地中,海拔 4450 m,属于碳酸盐型咸水湖.达则错东部存在很多古湖岸阶地,最高的阶地比现代湖面高约 57 m,指示该湖过去经历了剧烈的水文变化.湖水主要依赖波仓藏布补给.达则错湖泊长 21.1 km,最大宽 16.9 km,最大水深 38 m,湖泊面积和流域面积分别为 245 和 10 885 km^2 ,补给系数 44.5.湖区严寒干燥,距离达则错 150 km 的申扎气象站数据显示该地区 1981—2012 年期间年均降水量为 316 mm,90%降水量在

7—9月; 年均气温 $0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, 年平均夏季温度(7—9月) $8\text{ }^{\circ}\text{C}$. 根据2012年8月实地观测, 达则错温跃层在水深 $16\sim 23\text{ m}$ 处, 湖水 pH 为 9.9, 表层湖水盐度为 14.69 g/L , 随着深度增加盐度也随之增大, 湖水底层盐度为 21.41 g/L , 在 $25\sim 29\text{ m}$ 处出现盐跃层; 湖水透明度较小, 塞氏盘深度为 6 m . 达则错湖水温度监测显示该湖属于半对流湖泊, 可能与湖泊深部湖水盐度较高有关^[9].

阿翁错 ($32^{\circ}42'\text{N}\sim 32^{\circ}49'\text{N}$, $81^{\circ}38'\text{E}\sim 81^{\circ}48'\text{E}$, 4427 m a.s.l.) 是位于西藏西部日土县境内的一个碳酸盐型封闭盐水湖, 具有明显的藏北高原寒冷干旱一半干旱气候特征(图1). 湖泊长 23.3 km , 最大宽 5.3 km , 面积 58.6 km^2 , 流域面积 1749.4 km^2 , 补给系数 29.8. 盆地外围被山地环绕, 湖滨西北、东南为戈壁滩和盐碱地. 湖盆受北西—南东向延伸的班公—怒江断裂带所控制, 湖水主要依赖西北岸入湖的阿翁藏布、冰雪融水和泉水补给, 集水域内有 53 个泉眼. 根据2012年8月实地观测, 阿翁错表层湖水盐度为 27.65 g/L , 盐度随深度增大而增大, 底层湖水盐度为 28.16 g/L ; 湖泊最大水深 6 m , pH 为 9.2. 附近的狮泉河气象站气象数据(2011—2017年)显示该区现代降水为季风降水, 夏季降水占全年总降水量的 80% .

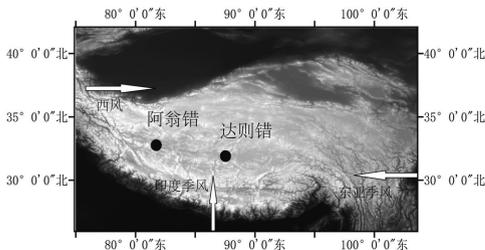


图1 达则错、阿翁错在青藏高原地理位置图

Fig. 1 Location of Dagze Co and Aweng Co on the Tibetan Plateau

2 数据及处理方法

应用 Uwitec 生产的漂浮式采样平台及长度为 300 cm 、内径为 60 mm 的深钻采样器 (Piston Corer) 选取达则错、阿翁错湖水深度较大且地形较为平缓的地区, 进行长湖芯样品钻取. 采集到的阿翁错、达则错湖芯分别长 567 cm 和 291 cm . 其中达则错湖芯采于2011年夏季, 采样点 (31.89°N 、 87.55°E , 4420 m) 水深 37 m ; 阿翁错湖芯采于2011年夏季, 采样点 (32.745°N 、 81.757°E , 4450 m) 水深约 4 m ; 样品采集后用 Uwitec 分样器进行分样, 样品分完后装入 Nasco © whirl pak 无菌采样袋冷冻保存.

对冷冻干燥后的样品进行生物标志化合物的

提取与分析. 本研究中选用的生物分子标志物提取方法为超声波萃取法, 采用的分离方法为柱色谱分离法. 对达则错沉积物进行叶蜡脂肪酸氢同位素和长链烯酮指标的提取分析; 对阿翁错进行叶蜡脂肪酸氢同位素和 GDGTs 指标的提取分析. 达则错、阿翁错沉积岩芯的年代学框架基于放射性年代学方法 ($^{210}\text{Pb}/^{137}\text{Cs}$ 和 ^{14}C). 具体实验步骤及定年见 LI 等(2015)^[6] 和 LI 等(2017)^[10]. 采用转换方程将达则错沉积物中的烯酮和阿翁错沉积物 bGDGTs 分别转换为温度^[6, 10]. 本文选取阿翁错和达则错过去 2000 a 的气候记录进行对比, 研究两个湖泊气候变化的异同. 在对气候记录进行对比前首先明确不同代用指标的指示意义: 达则错烯酮不饱和度指标重建的是夏季大气温度; 阿翁错 bGDGTs 指标重建的是年平均大气温度; 达则错 δD_{wax} 记录的是夏季降水同位素的信息, 其变化可以反映季风强度和水汽来源的变化^[6]; 阿翁错晚全新世受冰川融水影响, δD_{wax} 可能主要记录的是温度信号, 但是也可能夹杂着其他因素(比如大气环流)的信息^[10]. 湖泊碳库效应带来的年龄误差会对区域气候对比造成一定的影响, 这里我们只对特定时段 (MWP、LIA、过去 200 a) 的气候特征进行对比探讨.

3 结果

3.1 达则错湖泊沉积物烯酮和脂肪酸化合物分布特征

图2为达则错湖泊沉积物中烯酮和脂肪酸化合物色谱分布图, 横轴为时间, 纵轴为各化合物的响应信号. 达则错沉积物中所含烯酮化合物以 C_{37} 、 C_{38} 含量最多. 湖芯沉积物脂肪酸分子组成显示脂肪酸碳数主要集中在 $\text{C}_{16}\sim\text{C}_{30}$, 大多数样品不含 C_{20} 脂肪酸化合物, 有机酸含量以 $n\text{-C}_{16}$ 、 $n\text{-C}_{18}$ 、 $n\text{-C}_{26}$ 、 $n\text{-C}_{28}$ 含量较高(图2).

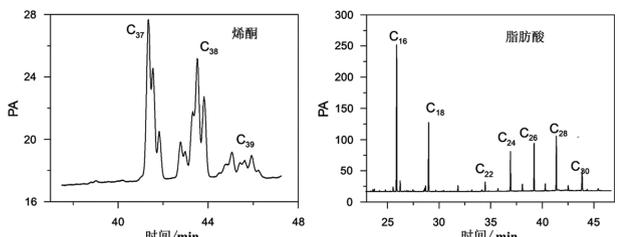


图2 达则错湖泊沉积物烯酮和脂肪酸化合物分布特征

Fig. 2 Distributions of alkenones and *n*-acid in Dagze Co sediments

3.2 阿翁错湖泊沉积物 GDGTs 和脂肪酸化合物分布特征

图3为阿翁错湖泊沉积物中 GDGTs 和脂肪

酸化合物色谱分布图,横轴为时间,纵轴为各化合物的响应信号.阿翁错湖泊沉积物中 bGDGTs 含量明显高于 iGDGTs.沉积物脂肪酸分子组成显示脂肪酸碳数主要集中在 $C_{16} \sim C_{32}$, 其中 $n-C_{16}$ 、 $n-C_{18}$ 、 $n-C_{26}$ 、 $n-C_{28}$ 有机酸含量较高(图 3).

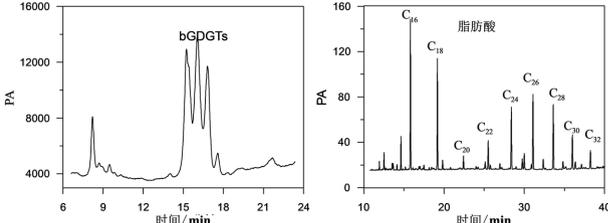


图 3 阿翁错湖泊沉积物 GDGTs 和脂肪酸化合物分布特征

Fig. 3 Distributions of GDGTs and n -acid in Aweng Co sediments

3.3 生物标志化合物重建的达则错与阿翁错过去 2000 a 气候变化

应用转换方程将达则错烯酮温度指标转换为温度,重建了达则错过去 2000 a 的温度变化.过去 2000 a 达则错地区温度变化剧烈(图 4),300~500,750~950,~1300,1400~1550 cal. yr BP 为相对冷期;~1700 cal. yr BP 温度最低;300~500 cal. yr BP 温度比现在低 3°C ,对应于小冰期(LIA);500~750 cal. yr BP 温度与现代温度相当,对应于中世纪暖期(MWP);近 200 a 来温度低于 2000~1000 cal. yr BP 间的平均温度,并有缓慢降低的趋势.过去 2000 年达则错的叶蜡脂肪酸氢同位素记录变化明显,200~400、750~900、1100~1400 和 1600~1800 cal. yr BP 期间 δD 相对偏正,400~750、~1100 和 1400~1600 cal. yr BP 期间 δD 相对偏负(图 4).达则错 δD 记录结合温度记录表明在过去 1000 年中达则错受印度季风影响,小冰期气候冷干,中世纪暖期气候暖湿.1000~2000 cal. yr BP,在季风减弱的时期西风也会深入到达则错,影响其气候变化.

阿翁错 bGDGTs 重建的温度表明过去 2000 a 温度在波动中上升,1100~600 cal. yr BP 有明显升温,可能对应于北半球的中世纪暖期;该湖没有记录到明显的小冰期降温,在 500~350 cal. yr BP 温度有小幅降低,之后温度在波动中上升到现在的水平(图 4).过去 2000 a 阿翁错 δD_{wax} 受冰川融水影响^[10],在 1100~600 cal. yr BP δD_{wax} 明显偏负,可能受较多的季风降水影响所致.

4 讨论

4.1 达则错与阿翁错中世纪暖期气候对比

目前已有不少学者利用冰芯、树轮、湖泊沉积物等古气候载体对青藏高原过去 2000 a 气候环境

变化做了大量工作^[11-13],结果表明青藏高原晚全新世以来的气候变化存在明显的区域性特征,MWP 在高原不同地区冷暖阶段的起止时间和冷暖幅度不一致.我们的结果表明阿翁错和达则错都存在中世纪暖期,但是温暖期的起止和持续时间不同.达则错在 500~750 cal. yr BP 气候暖湿,阿翁错在 600~1100 cal. yr BP 有明显升温,这些暖期可能对应于北半球的 MWP,是对北半球的太阳辐射增强的响应^[14](图 4).MWP 的升温在青藏高原中西部的区域差异可能与温度的季节性差异有关,达则错烯酮不饱和度指标重建的是夏季温度,而阿翁错 bGDGTs 指标重建的是年均温度,不同季节的温度变化差异是导致重建的 MWP 出现区域差异的重要原因.研究表明阿翁错晚全新世 δD_{wax} 主要受冰川融水影响,但是在 600~1100 cal. yr BP δD_{wax} 明显偏负,可能此时段季风增强,带来较多的降水影响阿翁错 δD_{wax} .烯酮和叶蜡氢同位素记录表明达则错中世纪暖期气候主要受季风影响^[6],因而中世纪暖期季风可以影响到青藏高原中西部的达则错与阿翁错.

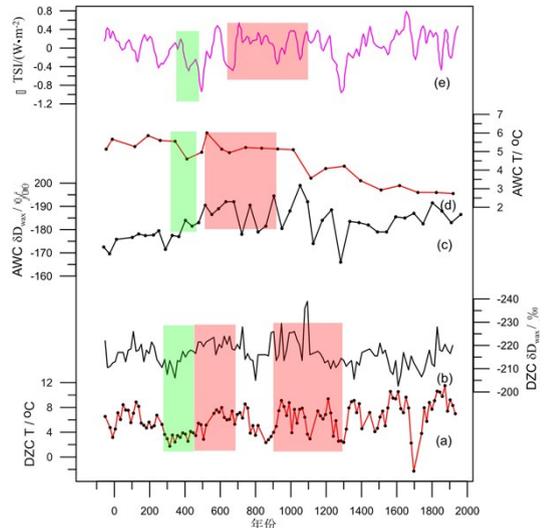


图 4 过去 2000 a 达则错和阿翁错气候记录对比

- (a) 达则错烯酮重建的温度记录;
 (b) 达则错叶蜡脂肪酸氢同位素记录 δD_{wax} ;
 (c) 阿翁错叶蜡氢同位素记录 δD_{wax} ;
 (d) 阿翁错 bGDGTs 重建的温度记录;(e) 太阳活动.
- Fig. 4 Comparison of climate records from Dagze Co and Aweng Co during the past 2000 years
 (a) alkenone-based temperature record in Dagze Co;
 (b) δD_{wax} in Dagze Co; (c) δD_{wax} in Aweng Co;
 (d) bGDGTs-based temperature record in Aweng Co;
 (e) Total solar irradiance

4.2 达则错与阿翁错小冰期气候对比

300~600 cal. yr BP 北半球太阳辐射降低,达则错气候记录表现出明显的 LIA 降温特征(图 4).达则错在 300~600 cal. yr BP 温度比现在温度低

3 °C, 气候冷干; 阿翁错在 350~500 cal. yr BP 温度也有小幅度降低, 但是这段时期内的温度与 MWP 相当, 可能由于样品分辨率低的原因, 阿翁错没有记录到明显的 LIA 降温. LIA 达则错受季风环流影响^[6]. 阿翁错由于样品分辨率低, 此时段季风与西风的影响难以确定. 然而侯居峙等对晚更新世以来青藏高原古气候的研究表明晚全新世青藏高原西部的班公错气候受季风影响^[15], 同处阿里地区的阿翁错可能具有相似的气候特征, 即也受季风环流影响.

4.3 达则错与阿翁错近两百年气候对比

近两百年北半球太阳辐射一直处于波动上升的趋势^[14], 然而青藏高原中部达则错烯酮重建的温度却逐渐降低(图 5). 近 200 a 的低温有可能是 20 世纪升温大背景下被忽略的一种有趣的地理现象, 即在气候变化过程中, 冰川融水补给的湖泊湖水温度的变化存在滞后. 阿翁错虽然表现出升温趋势, 但是在过去两百年中该湖温度记录的分辨率太低, 可能导致所得结论出现偏差, 后续工作需要加大样品分辨率, 从而对该湖气候变化进行更为详细深入的研究.

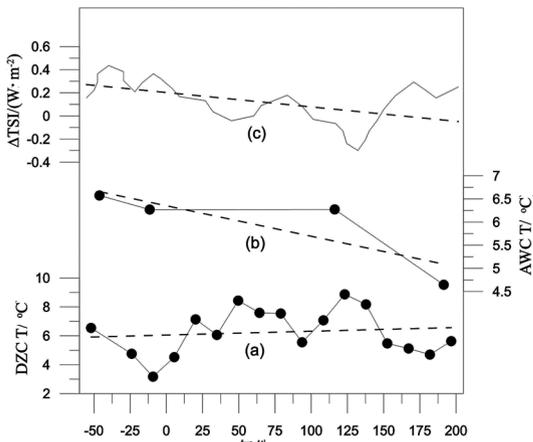


图 5 过去两百年达则错和阿翁错温度记录对比

(实线为记录变化曲线, 虚线为记录的一元线性拟合曲线)

(a) 达则错烯酮重建的温度记录;

(b) 阿翁错 bGDGTs 重建的温度记录; (c) 太阳活动.

Fig. 5 Comparison of climate records from Dagze Co and Aweng Co during the past 200 years

(a) alkenone-based temperature record in Dagze Co;

(b) bGDGTs-based temperature record in Aweng Co;

(c) Total solar irradiance (The solid line is the variation curve of the climate record, and the dotted line is the unitary linear fitting curve of the record)

4.4 过去 2000 a 季风与西风环流对青藏高原中西部的影响

青藏高原中部达则错在过去 2000 年中气候变化由西风环流影响转变为季风影响^[6]. 在 1000~

2000 cal. yr BP 间, 达则错受季风影响偏小而西风环流影响明显, 表现为冷湿和暖干的气候特征. 而在过去 1000 年中达则错主要受印度季风影响. 阿翁错样品分辨率较低且 δD_{wax} 受冰川融水影响明显, 难以分辨季风与西风对该湖气候变化的影响. 然而研究表明附近的班公错全新世气候受季风环流影响^[15], 间接指示阿翁错在过去 2000 a 气候变化也可能受季风影响.

对青藏高原不同地区气象站点现代降水同位素的研究发现西南季风能影响到青藏高原的最北边界^[16](图 6). 该边界线以南地区主要受季风影响, 而该界线以北地区主要受西风环流影响^[16]. 本文研究发现在过去 1000 年达则错与阿翁错均主要受季风影响, 夏季风在青藏高原的最北边界线位于达则错和阿翁错以北. 然而在 1000 cal. yr BP 左右, 达则错的气候发生了变化(西风环流可以影响到达则错). 此时段阿翁错仍然受印度季风影响, 说明 1000~2000 cal. yr BP 夏季风的最北边界线移动到了达则错以南、阿翁错以北的位置.

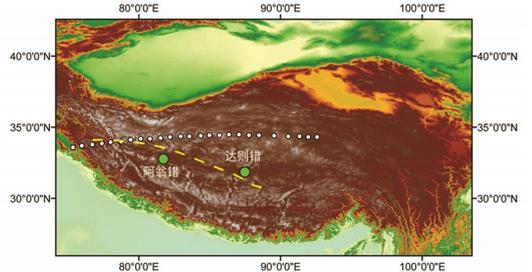


图 6 过去 2000 a 印度夏季风边界线在青藏高原位置图点虚线为由现代降水同位素所得出的夏季风边缘线 (Tian et al., 2007), 短线虚线为本文推断出的 1000~2000 cal yr BP 时段边夏季风边界线位置.

Fig. 6 The summer monsoon limit during the late Holocene on the Tibetan Plateau

Dot dashed line represents the limit of the summer monsoon based on precipitation isotope (Tian et al., 2007), short line dashed line represents the limit between 1000~2000 cal yr BP based on this dissertation.

综上所述, 夏季风的边缘线在过去 2000 a 可能发生了往北移动(图 6). 在 1000~2000 cal. yr BP 期间, 边缘线位于阿翁错以北、达则错以南, 高原西部受季风影响而高原中部受西风影响较明显. 在过去 1000 年夏季风边缘线位于阿翁错、达则错以北, 高原中西部均处于季风影响范围之内.

5 结论

过去 2000 a 来达则错与阿翁错气候记录表明青藏高原气候变化存在强烈的区域性特征. 两个湖泊均存在中世纪暖期, 但是暖期持续的时间有所不

同,高原西部阿翁错中世纪暖期的时间明显长于高原中部的达则错.达则错有明显的小冰期降温,小冰期气候冷干.阿翁错没有发现明显的小冰期,可能受样品分辨率低的影响.过去 200 a 达则错温度

缓慢降低,可能是受冰川融水影响,湖水温度对气候变化的响应发生了滞后.综合各项气候指标,过去 2000 a 印度夏季风在青藏高原的最北界线发生了北移.

参考文献:

- [1] IPCC. Climate change 2013: The physical science basis. Contribution of working group i to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change [M]. Cambridge, UK and New York, NY: Cambridge University Press, 2013.
- [2] 杨保, 施雅风, 李恒鹏. 过去 2 ka 气候变化研究进展[J]. 地球科学进展, 2002, 17(1): 110-117.
YANG Bao, SHI Yafeng, LI Hengpeng. Some advances in climatic change over the past two millennia [J]. Advance in Earth Sciences, 2002, 17(1): 110-117.
- [3] SHEN C, LIU K B, TANG L, et al. Quantitative relationships between modern pollen rain and climate in the Tibetan Plateau [J]. Review of Palaeobotany & Palynology, 2006, 140(1/2): 61-77.
- [4] 葛全胜, 郑景云, 郝志新. 过去 2000 年亚洲气候变化(PAGES-Asia2k)集成研究进展及展望[J]. 地理学报, 2015, 70(3): 355-363.
GE Quansheng, ZHENG Jingyun, HAO Zhixin. PAGES synthesis study on climate changes in Asian over the last 2000 years: Progresses and perspectives [J]. Acta Geographica Sinica, 2015, 70(3): 355-363.
- [5] YAO T, THOMPSON L, YANG W, et al. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings [J]. Nature Climate Change, 2012, 2(9): 663-667.
- [6] LI X, LIANG J, HOU J, et al. Centennial-scale climate variability during the past 2000 years on the central Tibetan Plateau [J]. Holocene, 2015, 25(6).
- [7] 王苏民, 张振克. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展[J]. 科学通报, 1999, 44(6): 579-587.
WANG Sumin, ZHANG Zhenke. New progress in the study of lake deposition and environmental evolution in China [J]. Chinese Science Bulletin, 1999, 44(6): 579-587.
- [8] CASTAÑEDA IS, SCHOUTEN S. A review of molecular organic proxies for examining modern and ancient lacustrine environments [J]. Quaternary Science Reviews, 2011, 30(21): 2851-2891.
- [9] 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[J]. 科学通报, 2014, 59(31): 3095-3103.
WANG Mingda, HOU Juzhi, LEI Yanbin. Classification of Tibetan lakes based on variations in seasonal lake water temperature [J]. Chinese Science Bulletin, 2014, 59(31): 3095-3103.
- [10] LI X, WANG M, ZHANG Y, et al. Holocene climatic and environmental change on the western Tibetan Plateau revealed by glycerol dialkyl glycerol tetraethers and leaf wax deuterium-to-hydrogen ratios at Aweng Co [J]. Quaternary Research, 2017, 87(3): 455-467.
- [11] YAO T, THOMPSON L G, DUAN K, et al. Temperature and methane records over the last 2 ka in Dasuopu ice core [J]. Science in China, 2002, 45(12): 1068-1074.
- [12] LIU Y, AN Z S, LINDERHOLM H W, et al. Annual temperatures during the last 2485 years in the mid-eastern Tibetan Plateau inferred from tree rings [J]. Science in China, 2009, 52(3): 348-359.
- [13] HE Y, ZHAO C, WANG Z, et al. Late Holocene coupled moisture and temperature changes on the northern Tibetan Plateau [J]. Quaternary Science Reviews, 2013, 80: 47-57.
- [14] STEINHILBER F, JOSE A A, BEER J, et al. 9400 years of cosmic radiation and solar activity from ice cores and tree rings [J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2012, 109(16): 5967-5971.
- [15] HOU J, D'ANDREA W J, WANG M, et al. Influence of the Indian monsoon and the subtropical jet on the climate change on the Tibetan Plateau since the late Pleistocene [J]. Quaternary Science Reviews, 2017, 163: 84-94.
- [16] TIAN L, YAO T, MacCLUNE K, et al. Stable isotopic variations in West China: A consideration of moisture sources [J]. Journal of Geophysical Research, 2007, 112:D10112. doi:10.1029/2006JD007718.

责任编辑:张建合