

青藏高原中部全新世气候变化的湖泊沉积 地球化学记录

吴艳宏^{①*} Andreas Lücke^② Bernd Wünnemann^③ 李世杰^① 王苏民^①

(① 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊沉积与环境重点实验室, 南京 210008; ② Institute of Chemistry and Dynamics of the Geosphere V: Sedimentary Systems, Research Centre Jülich, D-52425 Jülich, Germany; ③ Interdisciplinary Centre Ecosystem Dynamics in Central Asia, Freie Universität Berlin, 12249 Berlin, Germany)

摘要 通过青藏高原中部兹格塘错湖泊沉积物总碳(TC)、总有机碳(TOC)、总氮(TN)、总硫(TS)、氢指数(HI)、氧指数(OI)和有机质的碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$)等多项指标的综合分析, 在判断沉积物中有机质来源的基础上, 根据各指标的变化特征阐明了各自的气候指示意义, 建立了兹格塘错全新世以来的古气候演化序列. 10100 cal a BP 兹格塘错地区进入全新世, 全新世早中期为暖湿气候特征, 在 8600~8400 和 7400~7000 cal a BP 发生两次强烈冷事件; 中晚全新世以来气候变冷变干. 这一气候演化过程与其邻近的错鄂的研究结果相近, 代表了青藏高原中部全新世的气候演化特点. 青藏高原中部全新世气候变化主要受太阳辐射控制.

关键词 湖泊沉积 氢指数(HI) 同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$) 古气候 青藏高原中部

近年来人们猜测现代全球气候变暖与全新世早期的快速升温有很大的相似性. 因此全新世气候记录研究愈来愈引起关注. 青藏高原在东南亚气候演变、亚洲季风的形成和演变乃至北半球的大气环流演变中发挥着巨大的作用, 由于其高海拔, 青藏高原对全新世以来的太阳辐射导致的温度变化更为敏感. 然而在青藏高原全新世古气候研究并不多见^[1,2], 仅有的研究也多为高原的边缘区针对树轮、冰芯和少量湖泊沉积以及一些不连续的露头开展的研究^[3~20], 而高原中部的研究非常薄弱^[21].

兹格塘错位于青藏高原中部, 是一个主要靠降水补给的封闭湖泊, 本研究利用沉积物总有机碳稳定同位素和其他地球化学指标, 探讨全新世以来高原中部的环境变迁.

1 研究区概况

兹格塘错(32°00'~32°09'N, 90°44'~90°57'E, 4560 m a.s.l.)位于青藏高原中部安多县境内, 湖泊面积约 190 km², 流域面积约为 3430 km², 流域内主要出露第四纪湖相、河流相和冲积相堆积物, 下伏第三纪砂岩, 湖岸西侧出露侏罗纪钙质灰岩, 流域内还出露燕山期辉绿岩. 湖泊主要靠河流和降水补给, 没有冰融水补给. 湖泊为碱性湖, 具有化学跃层和温跃层^[22,23]. 湖泊详细特征见表 1.

2 材料和方法

2002 年 9 月, 借助于水上平台, 利用活塞采样器, 在湖心水深 28.5 m 处采得 7.4 m 长的沉积岩芯. 沉积物以青灰色泥为主, 岩性变化不大, 在钻孔 300~600

表 1 兹格塘错现代湖泊特征及湖水化学特征

| 现代湖泊特征 | | | | | | | | |
|-----------------------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|-------------------------------|
| 海拔/m.a.s.l | 4560 | | | 季节性入湖河流 | 7 | | | |
| 湖面面积/km ² | 187.0 | | | 出流 | 无 | | | |
| 流域面积/km ² | 3430 | | | 年平均温度/°C | -3.4 | | | |
| 最大水深/m | 38.9 | | | 年降水/mm | 240~500 | | | |
| 湖水 pH 值 | 10.0 | | | 年蒸发量/mm | 792~1112 | | | |
| 盐度/g·L ⁻¹ | 41.36 | | | | | | | |
| 湖水主要离子浓度/mg·L ⁻¹ | | | | | | | | |
| | Na ⁺ | K ⁺ | Mg ²⁺ | Ca ²⁺ | CO ₃ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ | Cl ⁻ | SO ₄ ²⁻ |
| 0~8 m | 12336 | 762 | 121 | 11 | 3243 | 14682 | 1507 | 8095 |
| 8~22 m | 12561 | 780 | 126 | 9 | 3382 | 15182 | 1541 | 8266 |
| 22~38 m | 12698 | 787 | 126 | 10 | 3075 | 16011 | 1555 | 8365 |
| 入湖河流 | 28.4 | 3.4 | 48.5 | 114.4 | 5.8 | 124.3 | 14.7 | 52.3 |

cm 段常出现黑色几丁质, 与青灰色泥形成文层状沉积物. 黑色几丁质呈片状, 易碎, 为枝角类动物表皮. 上部 20 cm 按 0.5 cm/样进行分样, 用于 ²¹⁰Pb 和 ¹³⁷Cs 测定.

在不同深度采集 5 个 ¹⁴C 年代样品, 利用总有机碳分别在波兰 Poznań ¹⁴C 实验室和美国 Beta analytics, Miami, 完成测试. 测试结果用 OxCal 3.5 校正程序进行校正为日历年龄, 参照 INTCAL 98 校正数据库, 采用 2σ 校正结果的中值年龄, 进行年代学讨论.

²¹⁰Pb 和 ¹³⁷Cs 利用 EG & G Ortec 公司生产的高纯锗探测器(Ortec HPGe GWL)与 Ortec919 型谱控制器构成的多道γ谱分析系统测定.

总碳(TC)和总硫(TS)在德国 Jülich 研究中心利用 CS-225 IR112 (LECO, 美国)元素分析仪测定, 样品通过燃烧生成 SO₂ 和 CO₂ 进入 IR-Cells 探测器, 再根据样品重量自动转换成 S 和 C 的百分含量, 利用 S 和 C 的标准物质(LECO, 美国)对所测样品进行校正. 总有机碳(TOC)和总氮(TN)测试在样品用盐酸去除无机碳后, 在德国 Jülich 研究中心利用自制 CHNS 分析仪测定. TIC 为 TC 与 TOC 的差值. TC, TIC, TOC, TN 和 TS 均以百分含量表示.

氢指数(HI)和氧指数(OI)在德国 Jülich 研究中心利用 Rock-Eval(DELSI, 美国)热解仪测定, HI 为有机质中氢的含量, 单位为 mg H·g⁻¹ C_{org}; OI 代表有机质中的氧碳比, 单位为 mg CO₂·g⁻¹ C_{org}.

碳同位素测定样品, 加 5% 盐酸水浴 6 h 后用蒸馏水清洗至中性, 然后冷冻干燥. 考虑到几丁质可能对有机碳同位素产生的影响, 将样品轻轻磨碎, 镜下发现, 几丁质主要以 >40 μm 状态存在于沉积物中,

因此将沉积物过 400 目筛分为粗颗粒和细颗粒两部分, 分别测试碳同位素值. 氮同位素测定利用全样, 冻干后直接称重, 和碳同位素一样利用 IsoPrimeTM (GV Instruments, 英国)恒定流同位素质谱仪(IRMS)附带元素(EuroEA3000, Eurovector, 意大利)分析仪测定. 碳同位素比值采用 PDB 标准, 氮同位素以大气为标准, 根据 $\delta = (R_s/R_{st}-1) \times 1000$ 计算, 其中 R_s 和 R_{st} 分别代表样品和标样的同位素比值.

3 结果与讨论

3.1 沉积物年代

兹格塘错 ²¹⁰Pb 与 ²²⁶Ra 在 10 cm 以下基本达到平衡, 非补偿 ²¹⁰Pb(²¹⁰Pb_{ex})大致随深度呈指数衰减, 根据恒定初始浓度模式(CIC 模式)计算, 兹格塘错上部沉积速率约为 0.7 mm/a. 考虑到沉积速率可能的变化, 利用恒定 ²¹⁰Pb 供给速度模式(CRS 模式)计算, 取表层年龄为 2002AD, 9.75cm 处年龄为 1902AD, 平均沉积速率约为 1.0 mm/a(表 2). ¹³⁷Cs 在 5.25 cm 处首次检测到, 在 3.75 cm 处出现峰值, 根据 ¹³⁷Cs 的时标意义, 这两个深度分别对应与 1952AD 和 1963AD (图 1, 表 2). 可见, CRS 模式年龄与 ¹³⁷Cs 结果较接近, 上部沉积物年龄可根据 ²¹⁰Pb 的 CRS 模式确定.

兹格塘错 5 个 ¹⁴C 样品均获得了年龄(表 3), 且样品深度与年代结果线性相关非常明显($r^2=0.99$), 表明全新世以来兹格塘错沉积速率变化不大. 0~2 cm 处的测量值为(2010±50) a BP, 据此可以肯定兹格塘错沉积物 ¹⁴C 年龄受到了碳库效应的影响. 为了消除近代核试验对 ¹⁴C 年龄的影响, 理论上应测定 1950 年前某已知年龄深度的 ¹⁴C 年龄, 作为碳库效应年龄, 可将 ²¹⁰Pb 年龄作为已知年龄, 但由于采样方面的原因,

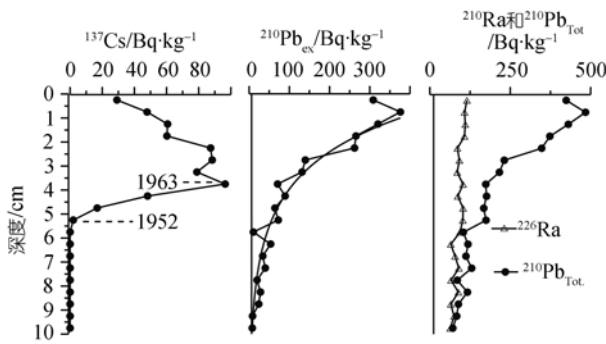


图 1 兹格塘错 ^{210}Pb 和 ^{137}Cs 结果

未采集 5~10 cm 的样品进行 ^{14}C 年代测定. 因此, 根据 0~2 和 149~155 cm 处两个 ^{14}C 年龄内插, 5.25 cm 的 ^{14}C 年龄为 2062 a BP, 同一深度的 ^{210}Pb 结果为 2 a BP(1948 AD), 将两者之差 2060 a 作为兹格塘错碳库效应年龄. 假定在湖泊的不同发展时期碳库效应恒定的, 对所获年龄进行碳库年龄修正, 在此基础上

应用 OxCal 3.5 校正程序进行校正为日历年龄, 参照 INTCAL 98 校正数据库, 采用 2σ 校正结果的中值年龄建立兹格塘错沉积年代序列. 兹格塘错上部沉积速率稍大, 为 1.13 mm/a, 下部沉积速率稳定为 0.63 mm/a(图 2).

3.2 TC, TOC, TS, HI 和 OI 等的变化特征

兹格塘错 TC 最高值出现在 106~101 cm(910~860 cal a BP), 其变化特征是 741~618 cm(10660~8720 cal a BP)和 431~215 cm(5750~2310 cal a BP)相对较高值阶段, 618~431 cm(8720~5750 cal a BP)相对较低值段, 215~0 cm(2310 cal a BP 以来)波动频繁, 波幅较大(图 3). TC 与 TIC 显著正相关($r^2=0.86$), 从百分含量看, TIC 是 TC 的主要贡献者, 因此, 兹格塘错全新世 TIC 的变化与 TC 变化趋势一致. TOC 含量较低, 在 0.15%~2.23%间变化, 平均值仅为 1.09%, 变化没有明显的规律性. TOC 总体上看, 对 TC 的贡献较小, 因

表 2 兹格塘错上部沉积物 $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ CRS 模式年龄和 ^{137}Cs 结果

| 深度/cm | 质量深度 /g·cm ⁻² | $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ 强度 /Bq·kg ⁻¹ | ^{137}Cs 强度 /Bq·kg ⁻¹ | 质量累积速率 /g·cm ⁻² | CRS 模式年代 /AD | ^{137}Cs 年代 /AD |
|-------|--------------------------|---|---|----------------------------|--------------|--------------------------|
| 0.25 | 0.089 | 308.640 | 29.12 | 0.041 | 2002 | |
| 0.75 | 0.241 | 376.170 | 47.88 | 0.031 | 1999 | |
| 1.25 | 0.422 | 320.429 | 60.64 | 0.031 | 1993 | |
| 1.75 | 0.536 | 265.622 | 60.23 | 0.031 | 1988 | |
| 2.25 | 0.756 | 262.013 | 87.39 | 0.028 | 1983 | |
| 2.75 | 1.017 | 139.718 | 88.39 | 0.039 | 1975 | |
| 3.25 | 1.258 | 131.503 | 78.88 | 0.033 | 1968 | |
| 3.75 | 1.528 | 70.729 | 96.45 | 0.048 | 1962 | 1963 |
| 4.25 | 1.661 | 89.342 | 48.19 | 0.031 | 1957 | |
| 4.75 | 1.793 | 64.095 | 16.86 | 0.038 | 1953 | 1954 |
| 5.25 | 2.021 | 72.273 | 1.96 | 0.030 | 1948 | |
| 5.75 | 2.157 | 10.470 | 0.00 | 0.157 | 1943 | |
| 6.25 | 2.305 | 53.350 | 0.00 | 0.030 | 1940 | |
| 6.75 | 2.478 | 33.762 | 0.00 | 0.040 | 1936 | |
| 7.25 | 2.611 | 39.984 | 0.00 | 0.029 | 1931 | |
| 7.75 | 2.784 | 19.536 | 0.00 | 0.051 | 1927 | |
| 8.25 | 3.088 | 28.068 | 0.00 | 0.032 | 1921 | |
| 8.75 | 3.287 | 23.767 | 0.00 | 0.027 | 1913 | |
| 9.25 | 3.557 | 8.397 | 0.00 | 0.058 | 1906 | |
| 9.75 | 3.750 | 7.695 | 0.00 | 0.054 | 1902 | |

表 3 兹格塘错 ^{14}C 测年结果

| 样号 | 深度/cm | 测年材料 | 实验室 | ^{14}C 年龄/a BP | 修正年龄/a BP | 日历校正年龄/a BP |
|----------|---------|----------------------------------|----------------|-------------------------|-----------|-------------|
| Zgt1 | 0~2 | OM _{bulk} ^{a)} | Beta analytics | 2010±50 | -52 | -52 |
| zgt14C-4 | 149~155 | OM _{bulk} | Poznań | 3505±40 | 1445 | 1320 |
| Zgt2 | 348 | OM _{bulk} | Beta analytics | 6030±50 | 3970 | 4418 |
| zgt14C-5 | 522~532 | OM _{bulk} | Poznań | 8410±50 | 6350 | 7267 |
| Zgt3 | 740~741 | OM _{bulk} | Beta analytics | 11500±50 | 9440 | 10642 |

a) OM_{bulk}: 全样的总有机质

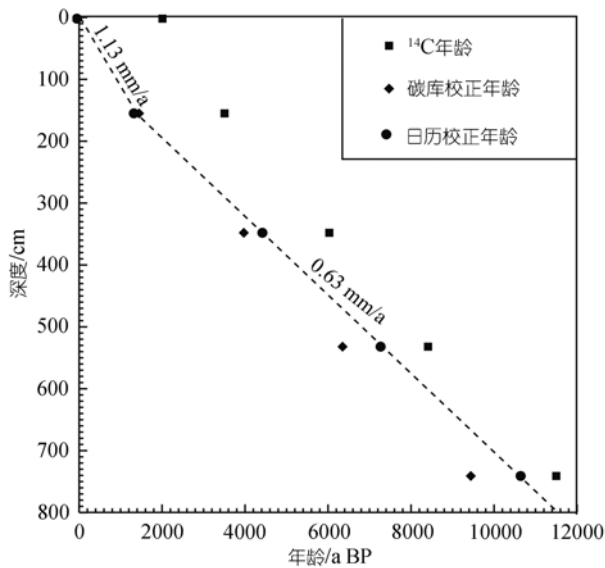


图2 兹格塘错 ^{14}C 年代序列

此TOC与TC相关性较差, r^2 仅为 0.004. TN的变化也没有明显的规律性, 且TN与TOC相关性不强($r^2=0.035$), 一方面表明无机N是沉积物中N的重要组成部分^[24], 另一方面反映有机质分解作用非常强, 在兹格塘错较强的碱性水体中, 有机质易于分解, CO_2 释放出来, 而 NH_4^+ 被黏土矿物吸附, 保存于沉积物中. 这也导致了兹格塘错TOC/TN总体偏低, 并不能有效反映湖泊初始生产力变化. TS含量也较低, 在0.45%~2.05%间, 平均值仅为1.08%, 最高值出现529 cm(7300 cal a BP), 对应于TC的最低值. TS的总体趋

势是由下而上波动上升, 106 cm(910 cal a BP)后再次迅速下降. 兹格塘错HI在309~472 $\text{mg H/g C}_{\text{org}}$ 间变化, 在350 cm以下(4500 cal a BP以前)总体较高, 170 cm以上(约1600 cal a BP)以来是又一个较高的阶段. OI在20~80 $\text{mg CO}_2/\text{g C}_{\text{org}}$ 间变化. 在van Krevelen图上(图4), HI和OI集中分布在类型II变化曲线附近, 表明有机质主要来自贫氢的藻类^[25].

3.3 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$

细颗粒与粗颗粒沉积物的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 差别不大, 除个别样品外相差不到0.5‰(图5), 其原因可能包括: (1)假释的枝角类动物残体对沉积物有机质的贡献以及对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的影响可以忽略不计; (2)枝角类动物进食浮游植物、有机碎屑, 其同位素组成与湖泊自身有机质一致; (3)仅凭颗粒大小, 不能完全将枝角类动物残体分离出来, 细颗粒沉积物中仍混有枝角类动物的残体. 在难以确定枝角类残体对沉积物有机质的贡献以及对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的影响的情况下, 本文仅对细颗粒沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 变化展开讨论.

全新世以来兹格塘错沉积物 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 表现为3个阶段2次阶梯式下降, 3个阶段分别为706 cm以下(10100 cal a BP以前)、706~315 m(10100~3900 cal a BP)和315 cm以上(3900 cal a BP以来). 在第二阶段中出现3次较低 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 的时期, 分别为9400, 8500 cal a BP和7400~7000 cal a BP. 在第三阶段中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 波幅较大, 尤其是1500 cal a BP以来 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 波动更

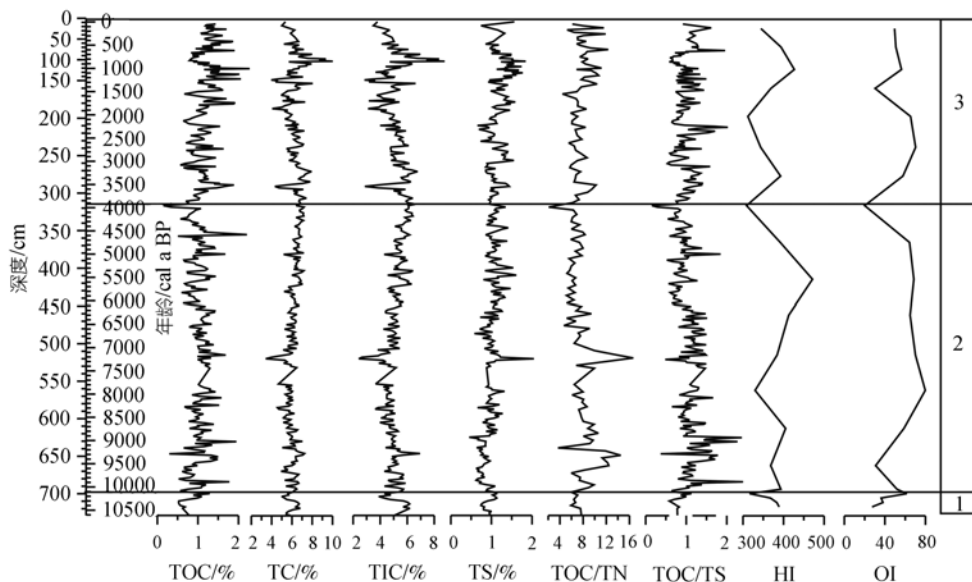


图3 兹格塘错 TC, TOC, TS, HI 和 OI 等的变化特征

HI 的单位为 $\text{mg H} \cdot \text{g}^{-1} \text{C}_{\text{org}}$; OI 的单位为 $\text{mg CO}_2 \cdot \text{g}^{-1} \text{C}_{\text{org}}$

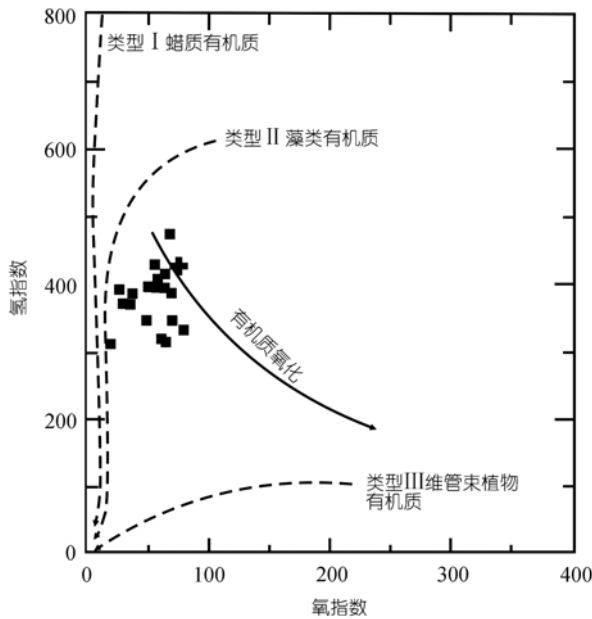


图4 兹格塘错 HI 和 OI 在 van Krevelen 图上的分布
HI 的单位为 $\text{mg H} \cdot \text{g}^{-1} \text{C}_{\text{org}}$; OI 的单位为 $\text{mg CO}_2 \cdot \text{g}^{-1} \text{C}_{\text{org}}$

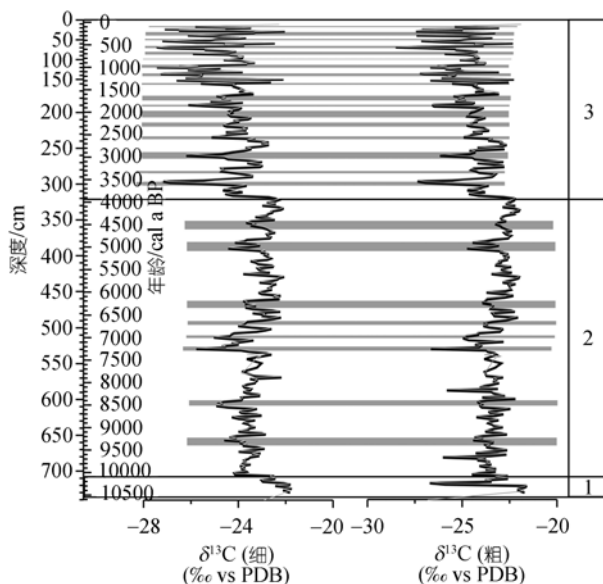


图5 兹格塘错有机质稳定碳同位素变化

为频繁, 并出现整个剖面的最低值。

3.4 兹格塘错有机质来源

湖泊沉积物中有机质有不同来源. 沉积记录中不同来源有机质组成的变化, 对解释沉积物中有机质的相关地球化学指标(如同位素等)的变化以及所富含的环境信息产生影响. 因此在解释与有机质相关的有关环境指标前, 有必要首先对有机质来源进行判断.

在北半球中纬度地区的陆生植物和水生高等植物的有机碳同位素 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值一般大于 -28‰ [26], 而湖泊藻类的有机碳同位素 $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比值低于 -25‰ , 甚至可以低至 -36‰ [26-28]. 在碱性湖泊中 HCO_3^- 浓度较高, 湖泊藻类选择吸收水体溶解的 HCO_3^- ($\delta^{13}\text{C} = 1\text{‰}$), 会导致有机质同位素比值的升高 [25]. 就兹格塘错目前的水化学特征看(表 1), 其 pH 达到 10, HCO_3^- 高达 15000 mg/L , 藻类选择吸收湖泊水体溶解的 HCO_3^- 是必然的. 兹格塘错的沉积物有机碳同位素比值在 -21.75‰ ~ -27.45‰ 之间, 平均值为 -23.86‰ . 结合同位素与 TOC/TN 判断, 兹格塘错沉积物有机质应以湖泊藻类来源为主, 陆源有机质的贡献量不大, 且难以区分.

沉积物氮同位素组成, 亦能提供有机质来源的信息, 其原理基于提供水生植物和陆生植物的无机氮库的氮同位素差异. 溶解的硝酸盐平均氮同位素比值为 7‰ ~ 10‰ , 而大气的氮同位素比值为 0 , 这种差异反映在水生浮游植物(平均 $\delta^{15}\text{N} = 8\text{‰}$)和陆生植物(平均 $\delta^{15}\text{N} = 1\text{‰}$)的同位素差异上 [25]. 兹格塘错沉积物氮同位素比值在 6.05‰ ~ 12.83‰ , 平均值为 10.21‰ . 如此高的氮同位素比值一方面进一步证明兹格塘错沉积物中无机氮占有较大比例, 另一方面也表明兹格塘错沉积物有机质主要来自湖泊自生藻类.

有质的 TOC/TON 常被用来判识陆源有机质和湖泊水生内源有机质 [25], 因为湖泊内生的浮游植物(藻类等)含有较高蛋白质因而 N 含量较陆生维管束植物高, 通常浮游植物的 TOC/TON 在 $4\sim 0$, 而陆生维管束植物 TOC/TON 可高达 20 甚至更高. 在实际工作中由于有机氮很难与无机氮区分开, 因此常用 TOC/TN 替代 TOC/TON. 兹格塘错的 TOC/TN 平均值仅为 7.75 , 表明其有机质主要来自湖泊自生藻类. 然而 TOC 与 TN 的相关关系较弱, 无机 N 是兹格塘错沉积物中 N 的重要组成部分, TOC/TN 的低值与无机 N 的影响有密切关系. 因此须借助于其他手段对有机质来源进行判断. 陆生植物较水生有机质具有较高的 TOC/TS 值 [29], 因此 TOC/TS 可以作为一个辅助指标来判识沉积物中有机质的来源. 兹格塘错 TOC/TS 在 $9500\sim 400 \text{ cal a BP}$ 总体上较高, 寓示外源有机质含量增加. HI 和 OI 在 van Krevelen 图上的分布也反映出兹格塘错有机质的主要来源是湖泊自生浮游植物(图 3).

3.5 地球化学指标的气候变化解释

TIC 的高低反映了碳酸盐矿物沉积量, 受控于单位面积蒸发量和碎屑物质输入量, 间接反映气候的干湿变化和气温高低变化。

有机质进入水体以及沉积后的一段相当长的时间内会受到降解作用^[25]。硫酸盐还原原伴随着沉积物有机质氧化, 反映在 TOC/TS 比值上, TOC/TS 低, 氧化作用强, 暗示湖水水位低; 反之还原作用强, 湖水水位增高。

有机质降解对沉积物的 TOC 和 TN 产生较大的影响, 但对于碳同位素的初始信息不会产生明显的改变^[25,30], 因而沉积物有机质的碳同位素能有效反映有机质形成时的环境信息。调查显示, 在青藏高原中部和北部, 海拔 3500 m 以上植被主要是 C3 植物组成(高山草甸)^[31], 即湖泊沉积物中来自陆源的有机质主要来自 C3 植物, 其碳同位素组成特征对降水或有效湿度较为敏感^[21,31-33], $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 高, 对应于较多的降水, 反之亦然。当气温上升, 浮游植物繁盛消耗大量水体中溶解的碳, 造成水体的 CO_2 分压降低, 利于大气 CO_2 ($\delta^{13}\text{C} \cong -7.0\text{‰}$) 进入水体, 导致 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 升高^[28,34]。枝角类动物, 也是一种浮游动物, 以浮游藻类、细菌和有机碎屑等为食, 因此其同位素组成与湖泊自生藻类的同位素组成类似。根据上述讨论, 兹格塘错沉积物中有机质主要来自湖泊自生藻类, 部分来自陆源有机质和枝角类动物, 有机质碳同位素的变化反映了环境变化的特征: 较高的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 对应于相对暖湿的环境, 而较低的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 对应于较冷干的环境。

在温湿条件下, 湖泊初始生产力高, 沉积物中富氢有机质较多, 保存较好, 为相对还原的环境, HI 就较高, 而干冷条件下则相反, HI 较低^[35,36]。

综上所述, 高 TOC, HI, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 及 TOC/TS, 对应于较高的湖泊初始生产力和温暖湿润的气候, 反之亦然, 而 TIC 的变化是较为复杂的环境效应, 在气温较高, 蒸发量较大, 但湿度也较大的时期, TIC 的沉积量也会增加。

3.6 兹格塘错全新世环境变化

兹格塘错 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 等指标表明, 10600 cal a BP 以来该地区气候变化经历了 3 个阶段:

阶段 I: 10600~10100 cal a BP, 这一时段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 为整个剖面的最高值段, 反映总体上气温偏高, 前期 (10600~10300 cal a BP) TOC, HI, 及 TOC/TS 均较低,

$\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 也略低, 但 TIC 较高, 为暖干时期; 后期 (10300~10100 cal a BP) TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 及 TOC/TS 均较高, 而 TIC 较低, HI 在 10100 cal a BP 为谷值, 表明这一时期为暖湿期。

阶段 II: 10100~3900 cal a BP, 这一时段 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值在 -24‰ 左右波动, 为整个剖面的第二高值时段, 根据其他地球化学指标的变化, 推断这一时段为暖湿气候, 最暖湿的时期出现在 9000~5600 cal a BP。5600~3900 cal a BP 尽管 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 值仍较高, 但 TIC 增加, TOC, HI 和 TOC/TS 均下降, 表明气候有变干的趋势。 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 显示在 8600~8400 和 7400~7000 cal a BP 发生两次明显的冷事件, 后一次冷事件时期湿度也较大, 造成 TIC 和 TC 的谷值, 而 TS 为峰值, 表明湖水水位较高, 湖底为较强的还原环境。

阶段 III: 3900 cal a BP 以来, 这一时段整体上为冷干的特征, 但波动明显。在 3600, 3000, 2000 和 1400 cal a BP 前后发生明显的冷湿事件, 1400 cal a BP 后, 冷波动发生更为频繁, 表现为 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 和 TIC 的低值, 而在 1000~700 cal a BP, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 略有上升, HI 为较高值, TIC 出现最高值, 推测这一时段为暖湿气候, 湿润的气候导致水位上升, 初始生产力上升, 而较高的气温导致蒸发量增加, TIC 累积增加。这一阶段的短暂暖湿气候后, 迅速转型, 再次变冷边干。

4 结论与讨论

兹格塘错地球化学指标所反映的该地区全新世古气候变化特征是: 早中全新世表现为暖湿环境, 其中有较剧烈的环境事件发生, 如 8600~8400 和 7400~7000 cal a BP 的两次强烈冷事件, 中全新世以来向冷干转型, 3900 cal a BP 以来干旱趋势更为明显。这一气候变化模式与北半球 30° 的太阳辐射变化趋势相吻合^[37], 也支持了一些季风研究成果^[1,38-40]。

兹格塘错东南 40 km 左右错鄂的湖泊沉积物显示 10140 cal a BP 前该地区是冷干的气候特征^[21], 而兹格塘错在 10600~10100 cal a BP 间是温暖湿润的, 这反映了在进入全新世前的这段时间高原中部的气候不稳定性。错鄂地区在 10140 cal a BP 进入全新世, 而兹格塘错从 10100 cal a BP 开始进入全新世, 两者在时间上是一致的, 但兹格塘错没有表现出错鄂在全新世早期的气候波动特征, 而对 8.2 ka 全球性的冷事件有明显的反映。5600 cal a BP 后兹格塘错地区气候变干, 比错鄂略滞后 (5750 cal a BP)^[21]。此后两地

区的气候变化模式相近。兹格塘错和错鄂的湖泊沉积所反映的古气候变化代表了青藏高原中部全新世的气候变化模式, 即: 早中全新世暖湿、中全新世开始变冷干, 3000年来干旱化的趋势更强烈。

参 考 文 献

- Morrill C, Overpeck J T, Cole J E. A synthesis of abrupt changes in the Asian summer monsoon since the last deglaciation. *Holocene*, 2003, 13: 465—476[DOI]
- Herzschuh U. Palaeo-moisture evolution at the margins of the Asian monsoon during the last 50 ka. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 163—178[DOI]
- Thompson L G, Yao T, Davis M E, et al. Tropical climate instability: the last Glacial cycle from a Qinghai Tibetan ice core. *Science*, 1997, 276: 1821—1825[DOI]
- Fang J. Lake evolution during the past 30000 years in China, and its implication for the environmental change. *Quat Res*, 1991, 36: 1—24[DOI]
- Gasse F, Arnold M, Fontes J C, et al. A 13,000-year climate record from western Tibet. *Nature*, 1991, 353: 742—745[DOI]
- Lister G S, Kelts K, Chen K, et al. Lake Qinghai, China: closed-basin lake levels and oxygen isotope record for ostracode since the last Pleistocene. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocool*, 1991, 54: 141—162[DOI]
- van Campo E, Gasse F. Pollen- and diatom-inferred climatic and hydrological changes in Sumxi Co Basin (western Tibet) since 13000 yr B P. *Quat Res*, 1993, 39: 300—313[DOI]
- Fontes J Ch, Melieres F, Gibert E, et al. Stable isotope and radiocarbon balances of two Tibetan lakes(Sumxi Co, Longmu Co) from 13000 yr BP. *Quat Sci Rev*, 1993, 12: 875—887[DOI]
- 顾兆言, 刘嘉麒, 袁宝印, 等. 12000年来青藏高原季风变化——色林错沉积地球化学证据. *科学通报*, 1993, 38(1): 61—64
- 孙湘君, 杜乃秋, 陈因硕, 等. 西藏色林错湖相沉积物的花粉分析. *植物学报*, 1993, 35(12): 943—950
- 李元芳, 张青松, 李炳元, 等. 青藏高原西北部 17000年以来的介形类及环境演变. *地理学报*, 1994, 49(1): 46—53
- Avouac J P, Dobremez J F, Bourjot L. Paleoclimatic interpretation of a topographic profile across middle Holocene regressive shorelines of Longmu Co(Western Tibet). *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocool*, 1996, 120: 93—104[DOI]
- 沈才明, 唐领余. 青藏高原全新世古季风变化的花粉证据. *微生物古生物学报*, 1996, 13(4): 433—436
- 王富葆, 韩辉有, 阎革, 等. 青藏高原东北部 30 ka 来的古植被与古气候演变序列. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1996, 26(2): 111—117
- 姚檀栋, Thompson L, 施雅风, 等. 古里雅冰芯中末次间冰期以来气候变化记录研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1997, 27(3): 247—252
- 李升峰, 王富葆, 张捷, 等. 西藏昂仁湖全新世硅藻记录与环境演变. *科学通报*, 1999, 44(3): 302—323
- Wei K, Gasse F. Oxygen isotopes in lacustrine carbonates of west China revisited: implication for post glacial changes in summer monsoon circulation. *Quat Sci Rev*, 1999, 18: 1315—1334[DOI]
- 李炳元, 王苏民, 朱立平, 等. 12 kaBP 前后青藏高原湖泊环境. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31(增刊): 258—263
- 沈吉, 刘兴起, Matsumoto R. 晚冰期以来青海湖沉积物多指标高分辨率的古气候演化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2004, 34(6): 582—589
- Shen J, Liu X, Wang S, et al. Palaeoclimatic changes in the Qinghai Lake area during the last 18000 years. *Quat Int*, 2005, 36: 131—140
- Wu Y, Lücke A, Jin Z, et al. Holocene climate development on the central Tibetan Plateau: a sedimentary record from Cuoe Lake. *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocool*, 2006, 234: 328—340[DOI]
- 李世杰, 李万春, 夏威岚, 等. 青藏高原现代湖泊变化与考察初步报告. *湖泊科学*, 1998, 10(4): 95—96
- 李万春, 李世杰, 夏威岚等. 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(增刊): 269—272
- Lücke A, Brauer A. Biogeochemical and micro-facial fingerprints of ecosystem response to rapid Late Glacial climatic changes in varved sediments of Meerfelder Maar (Germany). *Paleogeogr Paleoclimatol Paleocool*, 2004, 211: 139—155[DOI]
- Meyers P A, Lallier-Vergès. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *J Paleolimnol*, 1999, 21: 345—372[DOI]
- Meyers P A, Ishiwatari R. Organic matter accumulation records in lake sediments. In: Lerman A, Imboden D, Gat J, eds. *Physics and Chemistry of Lakes*. Berlin: Springer, 1995. 279—328
- Mayer B, Schwark L. A 15000 year stable isotope record from sediments of Lake Steisslingen, Southwest Germany. *Chem Geol*, 1999, 161: 315—337[DOI]
- Lücke A, Schleser G H, Zolitschka B, et al. A lateglacial and Holocene organic carbon isotope record of lacustrine palaeoproductivity and climatic change derived from varved lake sediments of Lake Holzmaar, Germany. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 569—580[DOI]
- Rudd J W M, Kelly C A, Furutani A. The role of sulfate reduction in long term accumulation of organic and inorganic sulfur in lake sediments. *Limnol Oceanogr*, 1986, 31: 1281—1291
- Hodell D A, Schelske C L. Production, sedimentation and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. *Limnol Oceanogr*, 1998, 43: 200—214
- 吕厚远, 顾兆炎, 吴乃琴, 等. 海拔高度对青藏高原现代代表土有机碳同位素组成的影响. *第四纪研究*, 2001, 21(5): 399—406
- Francey R J, Farquhar G D. An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in tree rings. *Nature*, 1982, 297: 28—31[DOI]
- Sternberg LO, Deniro M J, Johnson H B. Isotope ratios of cellulose from plants having different photosynthetic pathways. *Plant Physiol*, 1984, 74: 557—561
- Herczeg A L, Fairbanks R G. Anomalous carbon isotope fractionation between atmospheric CO_2 and dissolved inorganic carbon induced by intense photosynthesis. *Geochim Cosmochim Acta*, 1987, 51: 895—899[DOI]
- Ariztegui D, Farrimond P, McKenzie J A. Compositional variations in sedimentary lacustrine organic matter and their implications for high Alpine Holocene environmental changes: Lake St. Moritz, Switzerland. *Org Geochem*, 1996, 24: 453—461[DOI]
- Sabel M, Bechtel A, Püttmann W, et al. Palaeoenvironment of the Eocene Eckfeld Marr lake (Germany): implications from geochemical analysis of the oil shale sequence. *Org Geochem*, 2005, 36: 873—891[DOI]
- Berg A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quat Sci Rev*, 1991, 10: 297—317[DOI]
- Fleitmann D, Burns S, Mudelsee M, et al. Holocene forcing of Indian monsoon recorded in a stalagmite from southern Oman. *Science*, 2003, 300: 1737—1739[DOI]
- Wang Y, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian Monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308: 854—857[DOI]
- Herzschuh U. Palaeo-moisture evolution at the margins of the Asian monsoon during the last 50 ka. *Quat Sci Rev*, 2006, 25: 163—178[DOI]