

论文

青藏高原东北部柴达木盆地古湖泊沉积物正构烷烃记录的MIS3 晚期气候变化

蒲阳^{①②}, 张虎才^{①*}, 雷国良^①, 常凤琴^①, 杨明生^③, 张文翔^①, 类延斌^{①②},
杨伦庆^{①②}, 庞有智^{①②}

① 中国科学院南京地理与湖泊研究所湖泊与环境国家重点实验室, 南京 210008;

② 中国科学院研究生院, 北京 100049;

③ 南昌大学环境与化学工程学院鄱阳湖环境与资源利用教育部重点实验室, 南昌 330031

* 联系人, E-mail: zhanghc@niglas.ac.cn

收稿日期: 2009-04-21; 接受日期: 2009-12-13

国家自然科学基金(批准号: 40871096, 40371117)资助

摘要 通过对青藏高原柴达木盆地察尔汗古湖泊贝壳堤剖面 254 cm 湖相沉积物中正构烷烃的分析, 结合现有的湖相记录资料, 探讨了柴达木盆地察尔汗湖区 39.7~17.5 ¹⁴C ka BP(校正年代为 43.5~22.4 cal. ka BP, 相当于深海氧同位素第3阶段晚期)之间湖泊演化规律. 在湖泊演化的不同阶段, 正构烷烃呈现了不同的分布模式, 体现了研究区植被变化及水文条件的改变. 正构烷烃代用指标(CPI_h , ACL_h 和 P_{aq})与同纬度地区夏季太阳辐射量变化趋势一致, 揭示了夏季太阳辐射是青藏高原地区气候变化的重要驱动力, 间接影响了湖泊的演化. 另一方面 CPI_h , ACL_h 与孢粉总浓度以及格陵兰冰芯气泡甲烷浓度变化趋势吻合, 响应了气候快速变化的 Dansgaard-Oeschger(DO)旋回, 说明 MIS3 晚期察尔汗湖区气候相对暖湿阶段具有不稳定性. 本次研究是青藏高原气候变化受控于夏季太阳辐射来自古湖泊沉积物分子化石的最新证据.

关键词

古湖泊沉积物
分子化石
正构烷烃
古气候
太阳辐射

近年来, 分子化石作为一类具有生物来源指示意义的地球化学指标在全球变化研究中得到了广泛地应用^[1]. 来自于雪冰^[2]、黄土^[3,4]、红土^[5]、石笋^[6,7]、泥炭^[8,9]、沉积岩^[10]、古/现代湖泊沉积物^[11~14]、土壤^[15,16]以及海洋沉积物^[17,18]的研究表明不同类型的沉积物中与生物来源紧密相关的各种分子化石的相对丰度和(或)组成均与生物活动和区域气候环境变化密切相关. 而一些现代过程的研究也表明生物体中的类脂物在不同的气候条件下会表现出相应的变

化^[19].

在湖泊沉积物中利用分子化石来探讨古湖泊与现代湖泊演化的研究报道已有不少, 主要应用于古环境、古气候的重建以及人类活动和生态系统的评价^[20]. 相对而言, 此类研究工作在青藏高原湖泊沉积物中起步较晚, 开展的较少. 最早的相关报道出现于 90 年代初期: 青海湖沉积物中发现了 C_{12} ~ C_{33} 具有强烈奇碳优势的系列正烷基-2-酮, 它们被认为直接来源于各种生物^[21]; 此后相关研究逐渐展开: Li 等^[22]

在青海湖沉积物中报道了来源于某种藻类的系列长链不饱和烯酮; Chu 等^[23]对中国 50 个湖泊的表层沉积物中分子化石进行了系统地分析(其中包括 8 个青藏高原湖泊), 建立了长链不饱和烯酮代用指标 U_{37}^k 与温度之间的数学关系, 证明了湖泊沉积物中长链不饱和烯酮对环境温度存在着敏感地响应. Herzsuh 等^[24]利用孢粉数据结合碳氮比、有机碳同位素、正构烷烃指标重建了青藏高原东北部乱海子湖地区近 45 ka 以来气候变化, 其中系列正构烷烃的分布特征变化印证了孢粉数据所得到的结论, 但是由于分子化石数据量少且不连续, 故没有针对正构烷烃进行详细地讨论. 张虎才等^[25]在察尔汗地区贝壳堤剖面古湖泊沉积中发现了 A~C 三个系列的含季碳长链支链烷烃类分子化石, 分别被确定为 5, 5-二乙基支链烷烃、6, 6-二乙基烷烃、5-丁基, 5-乙基支链烷烃系列, 指示了湖泊内可能存在特殊的古菌活动; 纳木错 NMLC-1 孔湖芯沉积物中的正构烷烃的含量与组成反应了湖区约 8.4 ka 以来的环境变化历史, 说明高原封闭型湖泊中正构烷烃的组成与含量和气候环境变化存在密切关系^[26]; 青藏高原中部两个现代湖泊沉积物中正构烷烃 δD 值的变化对当地气候与水文条件变化具有指示作用^[27].

值得注意的是目前有关青藏高原湖泊沉积物中分子化石的研究主要是针对现代湖泊, 有关古湖泊的研究仅见于察尔汗古湖贝壳堤剖面^[25], 而连续的高分辨率古湖泊沉积物分子化石记录在青藏高原上还未见报道. 虽然类脂物分子化石的种类众多, 但是在古湖泊沉积物中许多常见的分子化石易受早期成岩/成土作用的改造而与古气候的关系比较模糊. 而正构烷烃相对稳定, 含量较高, 碳数分布完整连续, 来源明晰, 所以应是青藏高原古湖泊沉积物分子化石研究的重点.

作者在柴达木盆地察尔汗古湖贝壳堤剖面已开展了大量细致的工作. 通过对贝壳堤剖面粒度与磁化率^[28]、Sr 同位素^[29]、孢粉^[30]、介形虫^[31]、有机碳含量及其同位素值^[32]的分析, 我们认为在 43.5~22.4 cal. ka BP 之间(相当于深海氧同位素第 3 阶段晚期)察尔汗古湖经历了湖泊发育早期水位较低→湖面扩张, 水位上升→湖面萎缩, 水位下降直至湖泊退出贝壳堤所在位置的过程. 在这些已有工作的基础上, 本文对察尔汗古湖贝壳堤剖面正构烷烃类分子化石

进行了详细地探讨, 以期通过高分辨率的分子化石记录来重建察尔汗湖区 MIS3 阶段晚期气候环境变化过程并探讨其可能的驱动机制.

1 研究区域概况及研究方法

柴达木盆地是青藏高原东北部边缘一个巨大的高原型山间盆地. 位于盆地中央的察尔汗盐湖是中国最大的盐湖. 该地区的现代气候极端干旱, 盐湖广泛发育, 植被稀疏、种类单一. 贝壳堤位于察尔汗古湖东南缘, 地理坐标为 36°30'N, 96°12'E. 贝壳堤裸露地表且高出地面约 2~3 m, 顶面海拔高度为 2698~2702 m, 平均约 2700 m, 最宽达 140 m 左右, 东西延伸约 2130 m, 高出现代察尔汗盐湖(海拔高度 2675 m)25 m, 代表了过去高湖面存在的事实, 是柴达木盆地晚更新世古湖泊演化良好的地质记录^[33].

贝壳堤剖面沉积结构清晰, 变化明显, 沉积物主要是由粉砂以及粉砂质黏土组成^[33]. 依据剖面的岩性特征, 在黏土层以 2 cm 间距, 砂层以 2~5 cm 间距连续采样, 整个 254 cm 长的岩芯上共取得分子化石样品 78 个, 每个样品的时间分辨率约为 280 a. 称取样品 30 g, 研磨至 100 目, 采用溶剂-超声波萃取法, 将样品用二氯甲烷: 甲醇(93:7)混合溶剂浸泡 24 h, 再用超声波常温萃取两次, 每次 20 min, 合并萃取液并过滤, 将滤液浓缩恒重. 由于所得有机物仅有 5~15 mg, 为防止样品中微量组分在分离过程中进一步流失, 不再用硅胶-氧化铝色谱柱分离为族组分. 自然风干并用氯仿稀释后, 直接全组分进行 GC-MS 分析. 所有试剂均为分析纯, 并经重新蒸馏后使用, 空白样品的 GC-MS 谱图中未发现文中所要讨论的有机物组分. 有机质分析在中国科学院地质与地球物理研究所气体地球化学重点实验室完成. 每个样品另取 50~120 g 进行孢粉提取工作, 孢粉处理按照标准 HF 方法进行^[30]. 由于剖面 215 cm 以下样品中孢粉含量极低, 无法进行统计计算, 故本文中孢粉数据仅从剖面顶部至剖面 215 cm 处.

有机碳含量(TOC)利用重铬酸钾氧化-硫酸亚铁滴定法测试(中国科学院地质与地球物理研究所气体地球化学重点实验室测试); 有机碳同位素($\delta^{13}C_{org}$)的测试利用 MAT-252 质谱仪, 样品碳同位素测试结果均为相对于 V-PDB 标准, 所有样品碳同位素分析误差 $\leq 0.1\%$ (中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪

地质国家重点实验室测试)^[32].

通过不同测年方法的对比, 最终确定贝壳堤剖面的形成年代在 39.7~17.5 ^{14}C ka BP 之间, 详细的年代学研究见文献[33, 34]. 为了便于对比, 我们利用德国科隆大学(*University of Cologne*) ^{14}C 年代在线校正程序 (www.calpal-online.de) 对 ^{14}C 年代数据进行了校正, 校正数据显示该剖面形成于 43.5~22.4 cal. ka BP 之间. 研究剖面所在区域夏季太阳辐射(综合 6~8 月份)变化由文献[35]提供的 Fortran 程序运算所得.

2 结果与讨论

2.1 正构烷烃的分布特征及生物来源指示

贝壳堤剖面正构烷烃碳数分布范围在 $\text{C}_{15}\sim\text{C}_{37}$ 之间(部分样品在 $\text{C}_{15}\sim\text{C}_{35}$ 之间), 高碳数部分(碳数大于 21 的正构烷烃)呈现明显的奇碳优势(图 1), 说明未经历明显的微生物降解以及早期成岩/成土作用的改造. 通过观察发现, 贝壳堤剖面所有样品正构烷烃碳数分布可归纳为三种基本模式: ① A 分布模式: 呈双峰型分布形态, 高碳数部分主峰碳数为 C_{29} , 奇碳优势相对较低; ② B 分布模式: 单峰型分布形态, 主峰碳数为 C_{31} , 低碳数正构烷烃含量相对较低, 高碳数部分具有明显的奇碳优势; ③ C 分布模式: 单峰型分布形态, 相对于模式 B 而言 $\text{C}_{21}\sim\text{C}_{25}$ 正构烷烃含量升高, 高碳数部分的奇碳优势下降, 但主峰碳数依然为 C_{31} (图 1).

正构烷烃广泛分布于各种生物体中, 在沉积物

中不同生物来源的正构烷烃可能具有不同的碳数分布特征^[20]. 利用湖泊沉积物中正构烷烃的碳数分布特征来判断有机质来源的报道近年来逐渐增多, 其可靠性已被单体同位素研究证实^[14]. 湖泊沉积物中有机质主要来源于水生生物和陆生高等植物^[36]. 其中水生生物包括藻类、光合作用细菌和各种水生植物. 藻类和光合作用细菌的正构烷烃碳链长度较短, 主要集中在 $\text{C}_{15}\sim\text{C}_{19}$ 之间^[37]; 沉水植物和漂浮植物碳数分布主要集中在 $\text{C}_{21}\sim\text{C}_{25}$ 之间^[38], 这一特征在青藏高原水生植物分子化石的研究中得以体现: 纳木错与相邻的错那湖中三种现代水生植物的主峰碳数均为 C_{23} , 与当地的陆生高等植物的碳数分布特征截然不同^[27]; 陆生高等植物来源的正构烷烃碳链较长 ($\text{C}_{23}\sim\text{C}_{37}$), 通常以 C_{27} , C_{29} 或 C_{31} 为主峰呈单峰型分布, 且具有显著的奇碳优势^[39]; 挺水植物也具有与大多数陆生高等植物类似的正构烷烃分布, 这类植物在水面以上的部分, 具有陆生植物的特征^[38]. 高原封闭湖泊中有机质来源相对简单, 可以主要考虑陆生高等植物的贡献和水生植物的贡献, 微生物贡献及微生物活动对有机质的改造相对较弱.

基于前人的研究成果以及研究区域的实际情况, 我们认为正构烷烃 A 分布模式反应了高等植物与低等菌藻类生物的混合来源; 正构烷烃 B 分布模式指示了典型的以高等植被输入为主的分布模式; 而 C 分布模式指示了水生植物的贡献量相对于 B 分布模式上升, 但依然存在陆源高等植被输入的正构烷烃. 正构烷烃碳数分布模式的变化指示湖泊沉积物中有机质来源的改变, 间接反映了湖区气候环境的变化.

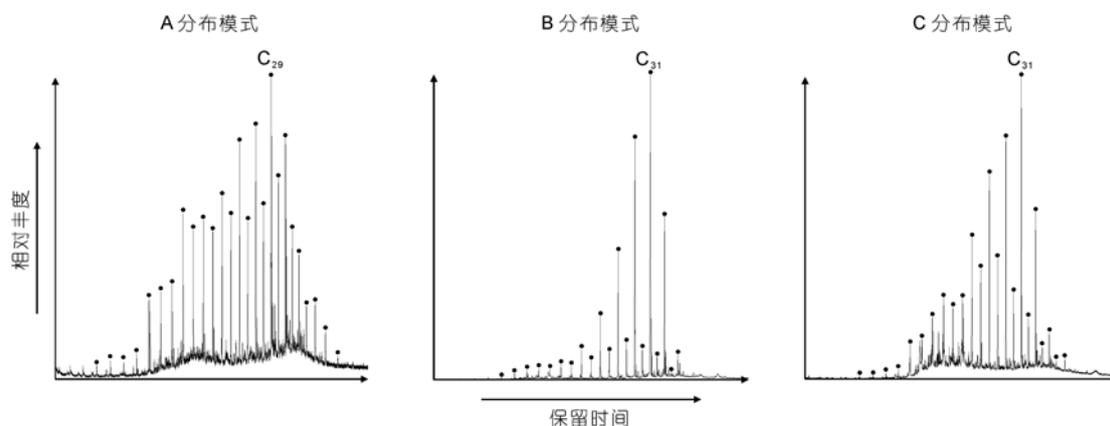


图 1 柴达木盆地贝壳堤剖面古湖泊沉积物中正构烷烃三种碳数分布模式

2.2 察尔汗湖区环境演化的阶段特点

本文选择了 CPI_h (碳数大于 21 的正构烷烃的奇偶优势), ACL_h (碳数大于 21 的正构烷烃的平均碳链长度), P_{aq} (沉水/漂浮植物与挺水以及陆生植物相对量的比值) 三个已经在湖泊沉积物中广泛应用的指标来定量描述正构烷烃碳数分布特征. CPI_h 体现高碳数正构烷烃的奇偶优势, 湖泊沉积物中高 CPI_h 值指示高等植物的来源(包括陆源高等植物及湖泊中的挺水植物), 低 CPI_h 值说明湖泊自生菌藻类生物贡献量增多, 同时还需考虑微生物活动对高碳数正构烷烃的降解; ACL_h 在长时间尺度上反映了植被种类的变化^[40], 当研究区域内高等植被增多时, ACL_h 值会明显增高, 相反当高等植被生长受到限制, 菌藻类生物繁盛时, ACL_h 值会下降, 其次 ACL_h 还受到温度的影响. P_{aq} 指标在泥炭^[9]与湖泊沉积物^[14]中均已得到了很好地应用. 根据现代植被中正构烷烃的研究发现当 P_{aq} 值小于或等于 0.1 指示了陆生高等植被; P_{aq} 在 0.1~0.4 之间指示了挺水植物; P_{aq} 大于 0.4 则指示了沉水和漂浮植物^[38], 所以在第四纪沉积物研究中根据 P_{aq} 值的变化趋势可判断植被变化情况. 同时本次研究结合孢粉数据以及总有机碳含量(TOC)及其同位素值($\delta^{13}C_{org}$)与正构烷烃指标进行对比讨论. 其中孢粉指标为草本植物孢粉颗粒数占总孢粉颗粒数的百分比(草本(%)), 涉及的草本植物包括禾本科、蒿属、菊科、紫菀属、豆科、蓼属、毛茛科、百合科、莎草科、藜科和蕈藜科; 另外还有各种木本植物孢粉颗粒数占总孢粉颗粒数的百分比(木本(%)), 涉及的植物花粉有松属、云杉属、柏科、桦木属、胡桃属以及榆属等. 根据正构烷烃指标结合有机碳及孢粉指标, 可将察尔汗古湖演化过程大致划分为三个阶段:

阶段 I: 剖面 254~188 cm 之间(对应年代约为 43.5~38.0 cal. ka BP), 正构烷烃以 A 分布模式为主, CPI_h 和 ACL_h 指标均处于整个剖面的最低值阶段(图 2(c)和(d)), P_{aq} 值在 0.21~0.56 之间, 处于整个剖面的相对高值阶段(图 2e), 说明此阶段湖泊中正构烷烃的来源主要是菌藻类生物及一些沉水/漂浮植物, 而陆源高等植被及挺水植物的贡献量较少. $\delta^{13}C_{org}$ 值在 -20.22‰~-23.99‰之间, 平均值为 -21.88‰, 在整个剖面上相对偏正, 也体现了以内源输入为主的特征. 孢粉数据显示此阶段草本植物相对繁盛, 木本植物较少. 所有指标反应出贝壳堤剖面在此阶段湖泊水位相对较低, 对应了偏干冷的气候. 该阶段存在孢粉

总浓度极低的阶段(剖面 215 cm 以下, 约 40 cal. ka BP 以前), 推测是由于干冷的气候条件不利于各种植物的生长, 同时沉积环境不稳定也可能是导致孢粉颗粒数低的原因之一.

阶段 II: 剖面 188~112 cm 之间(对应年代约为 38.0~31.7 cal. ka BP), 正构烷烃的分布主要呈现了 B 分布模式, 少数样品呈现 C 分布模式. 主要表现为奇碳优势显著上升, 并且主峰碳数也发生了明显的变化, 由前一阶段以 C_{29} 为主峰逐渐演变为以 C_{31} 为主峰. 按照常规的解释, 正构烷烃以 C_{31} 为主峰, 可指示草本植物的输入, 但是需注意的是不能排除针叶类木本植物的贡献^[41]——贝壳堤剖面在此深度范围内检测出大量木本植物的孢粉, 其中包括了松属与柏科等针叶类的植物的孢粉^[30]. 故具有明显奇碳优势的高碳数正构烷烃来源于草本植物与针叶类植物的混合贡献; P_{aq} 值明显下降, 最低值降至 0.07, 且 CPI_h 和 ACL_h 指标均处于整个剖面的高值阶段, 指示了陆源高等植物的贡献量的增大. 可能的机制是相对暖湿的气候条件有利于流域内各种植物的生长, 同时也改变了该地区的水文条件, 流域内河流径流量增大, 导致更多高等植被的碎屑被河流携带进入湖泊内沉积下来, 此时湖泊水位也显著升高. 湖泊沉积物中 TOC 含量也明显增加(图 2(a)), 指示湖泊生产力及外源输入的有机质总量上升^[42]; $\delta^{13}C_{org}$ 值在 -21.37‰~-24.19‰之间, 平均值为 -23.28‰(图 2b), 与其他阶段相比明显负偏, 说明 C3 植物的数量占植被总量的百分比上升, 指示了相对湿润的环境^[43]. 综上所述, 此阶段湖泊水位比前一阶段明显上升, 处于高湖面时期. 但是值得注意的是所有指标在此阶段存在不同程度的快速波动, 说明此时气候并不稳定, 可能出现过多次气候的快速变化过程.

阶段 III: 从 112~0 cm 处(对应年代约为 31.7~22.4 cal. ka BP), 正构烷烃的分布主要呈现了 C 分布模式, 主峰碳数和前一阶段相同, 依然以 C_{31} 为主峰. 同时 CPI_h 和 ACL_h 相对于前一阶段不同程度地下降, P_{aq} 值在 0.1~0.4 之间(图 2(c)~(e)), 说明流域内的植被发生了显著的变化, 湖泊沉积物正构烷烃的来源转变为水生植物为主(包括沉水/漂浮植物以及挺水植物), 可能也存在少量菌藻类生物的贡献. 孢粉数据也显示此时湖区木本植被总量明显减少, 而草本植被总量增加, 同时 TOC 明显下降, $\delta^{13}C_{org}$ 平均值为 -22.39‰, 比前一阶段偏正(如图 2(a)和(b)). 这些现

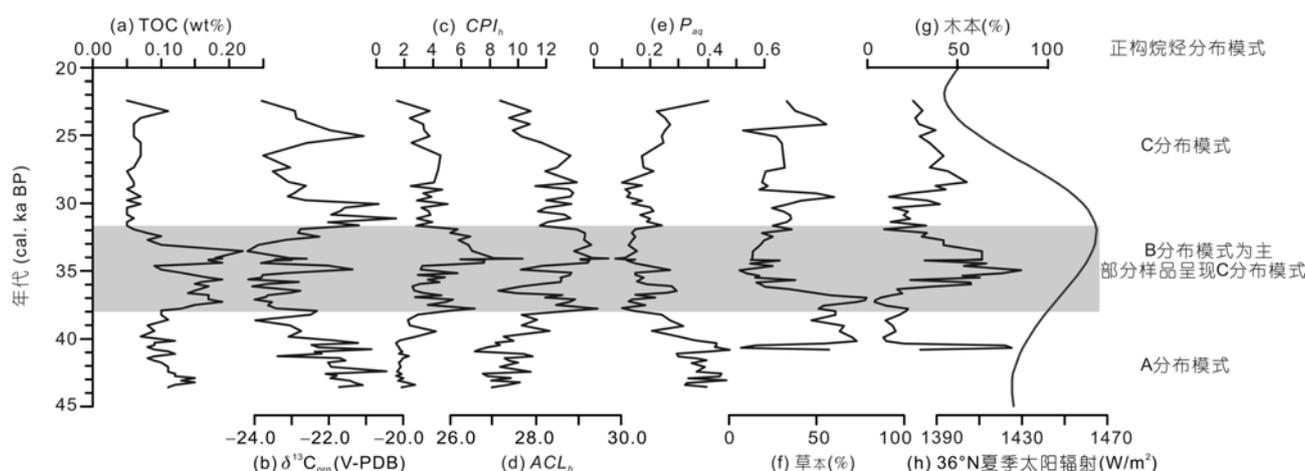


图2 柴达木盆地察尔汗古湖贝壳堤剖面正构烷烃指标、有机碳含量、有机碳同位素以及孢粉指标随校正年代变化与同纬度地区夏季太阳辐射能量曲线对比图

年代数据来源于文献[33, 34]。湖泊演化的不同时期正构烷烃所呈现的分布模式类型标注在右侧。 $CPI_n = \text{odd} \Sigma [C_{23-37}] / \text{even} \Sigma [C_{22-36}]$;
 $ACL_n = (\Sigma [Ci] \times i) / \Sigma [Ci] (22 \leq i \leq 37)$; $P_{aq} = (C_{23} + C_{25}) / (C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31})$

象共同说明湖水水位逐渐降低伴随着流域内木本植物数量减少以及外源输入有机质的降低, 湖泊内源输入量增加(包括各种水生植物及菌藻类生物)。由此推测此阶段气候开始逐渐恶化, 湖区内各种植物生长受到限制, 湖泊水位比阶段 II 明显下降, 直至最终退出贝壳堤所处位置。

通过以上指标的对比及阶段的划分, 可以发现正构烷烃分布模式及代用指标的变化反映出的湖泊演化信息与其他的湖相记录资料所反映出的信息基本一致, 说明古湖相沉积物中正构烷烃类分子化石在指示湖泊演化方面具有一定的可靠性。

2.3 正构烷烃指标反映夏季太阳辐射变化对青藏高原湖泊演化的影响

通过对比发现, 正构烷烃指标与同纬度地区夏季太阳辐射能量曲线(6~8 月太阳辐射能量总和)总体变化趋势一致(图 2), 特别是太阳辐射量相对高值时期对应于察尔汗古湖演化阶段 II (图 2 阴影部分), 正构烷烃碳数分布主要呈现 B 模式(部分样品呈现 C 分布模式), CPI_n , ACL_n 及 P_{aq} 值均呈现了明显的波动, 同时 TOC 值达到了整个剖面相对最高的阶段, $\delta^{13}C_{org}$ 值也明显负偏, 孢粉指标指示木本植物数量明显增加, 而草本植物数量下降, 所有指标均指示了此期间湖泊处于一个相对暖湿的阶段。各类指标与夏季太阳辐射能量变化趋势一致说明了在万年时间尺度上

地球轨道因素所引起的夏季太阳辐射量的变化直接影响了察尔汗湖区气候的变化, 从而间接影响了整个湖区内的植被种类和水文条件的改变。气候模拟的结果表明低纬度地区更多地受到岁差周期驱动^[44]。过去 46.8 ka 太阳辐射量及岁差变化的频谱分析中发现它们均存在约 23 ka 的周期^[45]。而本次研究的时间跨度接近 23 ka, 正构烷烃分布模式的变化及代用指标记录了在此期间察尔汗古湖高湖面的形成到最后逐渐消亡的全过程, 说明可能的机制是地球轨道因素中的岁差周期所引起的夏季太阳辐射能量变化对柴达木盆地气候变化起到了控制作用, 从而间接地对察尔汗湖区湖泊演化起到了控制作用。夏季太阳辐射量的变化可直接导致青藏高原地区气候环境发生变化的结论已在青藏高原冰芯^[46]及古湖泊沉积物^[47]中得到证实, 而本次研究从古湖泊沉积物分子化石的角度揭示了夏季太阳辐射变化是青藏高原地区气候变化的重要驱动力, 间接影响了当地的湖泊演化。

2.4 正构烷烃指示MIS3 晚期察尔汗湖区气候变化的不稳定性

当察尔汗古湖演化处于阶段 II 及阶段 III 的初期 (38.0~29.3 cal. ka BP 之间, 如图 3 阴影部分), CPI_n 与 ACL_n 以及孢粉总浓度均发生了快速的振荡。其振荡的程度、频率及时间范围与 GRIP 冰芯气泡甲烷浓

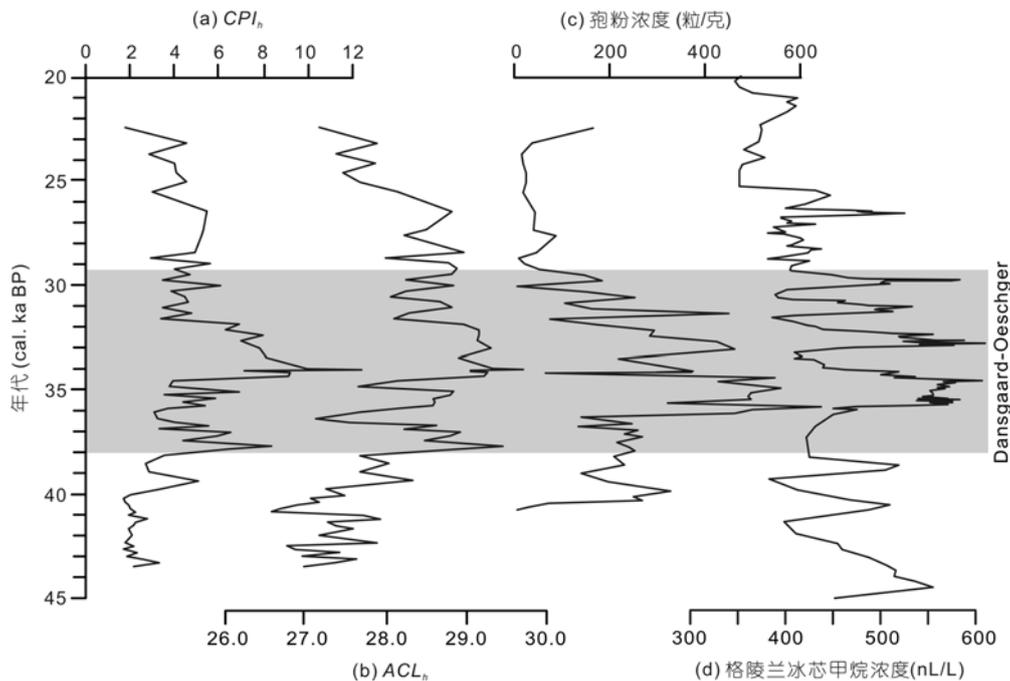


图3 CPI_h 和 ACL_h 和孢粉总浓度与格陵兰冰芯气泡甲烷浓度值对比图

GRIP 冰芯气泡包裹体甲烷浓度数据引自文献[50]

度变化所指示的 DO 旋回具有可对比性. CPI_h 与 ACL_h 值升高均指示了湖泊沉积物中陆源高等植被及挺水植物的贡献量增大. 孢粉总浓度的变化指示了察尔汗湖区植被总量和沉积环境的变化, 相对较高的孢粉总浓度指示了湖区植被总量的增加, 同时湖泊水位升高提供了稳定的沉积环境, 有利于孢粉保存; 而孢粉总浓度降低则说明湖区植被量减小, 湖水水位降低导致沉积环境不稳定, 孢粉颗粒难以保存^[48]. 值得注意的是这些指标的快速变化均对应了 GRIP 冰芯气泡甲烷浓度变化记录的 DO 旋回^[49](图 3). 由于甲烷分子在大气中存在的时间远大于其扩散周期, 故极地冰芯包裹体气泡中甲烷浓度可代表大范围内(甚至是全球)大气甲烷的浓度^[50]. 而大气中甲烷浓度与气候因素中的降水和温度变化密切相关: 当气候处于相对暖湿阶段, 湖泊及其他各种湿地面积将会增加, 导致生物总量增大、生物来源的甲烷量上升, 而大气中甲烷浓度升高, 又可导致环境温度上升, 故它们之间存在正反馈关系. 基于以上分析, 我们认为 CPI_h 与 ACL_h 以及孢粉总浓度与 GRIP 冰芯气泡甲烷浓度变化具有可对比性说明了察尔汗湖区生态系统对气候变化存在快速响应, 同时生态系统的改变也

可能反过来影响气候变化, 表明了两者之间相互作用, 相互制约的反馈机制. 另一方面也说明察尔汗湖区 MIS3 晚期气候变化与全球气候变化同步.

需指出的是由于不同地质记录之间定年方式的不同以及定年过程中可能存在的误差, 各曲线峰谷之间并不完全吻合, 但是不同指标所体现出的气候快速变化的特征是一致的, 由此判断当时的气候处于极不稳定的状态. 结合本文 2.3 节的讨论, 我们认为在 MIS3 晚期察尔汗湖区相对暖湿的时期中也存在气候的频繁波动与快速变化.

3 结论

(1) 利用贝壳堤古湖泊沉积物中正构烷烃分布模式及代用指标重建了 39.7~17.5 ^{14}C ka BP(校正年代为 43.5~22.4 cal. ka BP)以来察尔汗古湖演化过程, 并得到 TOC, $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 以及孢粉资料的验证, 表明古湖泊沉积物中正构烷烃类分子化石可敏感地响应气候变化, 是青藏高原古气候研究的又一可靠手段.

(2) 正构烷烃指标表明 MIS3 晚期青藏高原察尔汗湖区气候环境变化主要受到夏季太阳辐射能量变

化的影响. 该地区在 MIS3 晚期至少经历了一次明显的相对暖湿的阶段, 其间正构烷烃指标表现出高 CPI_h 和 ACL_h 值、低 P_{aq} 值的特征, 主要原因是由于湖区植被种类及水文条件均发生了显著的变化.

(3) 正构烷烃 CPI_h 及 ACL_h 指标以及孢粉总浓度变化趋势与格陵兰冰芯气泡甲烷浓度所记录的 DO 旋回具有可比性, 揭示了察尔汗湖区 MIS3 晚期相对暖湿阶段气候的不稳定性.

致谢 本研究孢粉鉴定工作由中国科学院南京地理与湖泊研究所的李春海副教授及万和文硕士完成, 在此表示感谢; 同时衷心感谢两位审稿专家对本文提出的宝贵意见.

参考文献

- 1 Eglinton T I, Eglinton G. Molecular proxies for paleoclimatology. *Earth Planet Sci Lett*, 2008, 275: 1—16
- 2 谢树成, 姚檀栋, 康世昌, 等. 青藏高原希夏邦马峰地区雪冰有机质的气候与环境意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1999, 29: 457—465
- 3 谢树成, 王志远, 王红梅, 等. 末次间冰期以来黄土高原的草原植被景观: 来自分子化石的证据. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2002, 32: 28—35
- 4 张虎才, 杨明生, 张文翔, 等. 洛川黄土剖面 S-4 古土壤及相邻黄土层分子化石与植被变化. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 1634—1642
- 5 谢树成, 易轶, 刘育燕, 等. 中国南方更新世网纹红土对全球气候变化的响应: 分子化石记录. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 411—417
- 6 Xie S C, Yi Y, Huang J H, et al. Lipid distribution in a subtropical southern China stalagmite as a record of soil ecosystem response to paleoclimate change. *Quat Res*, 2003, 60: 340—347
- 7 Blyth A J, Baker A, Collins M J, et al. Molecular organic matter in speleothems and its potential as an environmental proxy. *Quat Sci Rev*, 2008, 27: 905—921
- 8 Xie S C, Nott C J, Avsejs L A, et al. Palaeoclimate records in compound-specific δD values of a lipid biomarker in ombrotrophic peat. *Org Geochem*, 2000, 31: 1053—1057
- 9 Zhou W J, Xie S C, Meyers P A, et al. Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence. *Org Geochem*, 2005, 36: 1272—1284
- 10 Xie S C, Pancost R D, Yin H F, et al. Two episodes of microbial change coupled with Permo/Triassic faunal mass extinction. *Nature*, 2005, 434: 494—497
- 11 黄麒, 陈克造. 七十三万年来柴达木盆地察尔汗盐湖古气候波动的形式. *第四纪研究*, 1990, 10: 205—212
- 12 沈吉, 王苏民, 刘松玉, 等. 固城湖 9.6 ka BP 发生的一次海侵记录. *科学通报*, 1997, 42: 1412—1414
- 13 张干, 盛国英, 傅家谟, 等. 固城湖 GS-1 孔 11.87—12.28 m 古环境变更线的分子有机地球化学证据. *科学通报*, 1999, 44: 775—779
- 14 Zhang Z H, Zhao M X, Yang X D, et al. A hydrocarbon biomarker record for the last 40 kyr of plant input to Lake Heqing, southwestern China. *Org Geochem*, 2004, 35: 595—613
- 15 王永莉, 方小敏, 白艳, 等. 中国气候 (水热) 连续变化区域现代土壤中类脂物分子分布特征及其气候意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2007, 37: 386—396
- 16 白艳, 方小敏, 王永莉, 等. 现代土壤中含季碳支链烷烃的分布特征及环境意义. *科学通报*, 2006, 51: 448—454
- 17 段毅, 宋金明, 张辉. 南沙海区生物单体脂类碳同位素研究. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2003, 33: 889—894
- 18 段毅, 王智平. 南沙海洋沉积单体长链正构烷烃成因的碳同位素证据. *科学通报*, 2001, 46: 2003—2006
- 19 崔景伟, 黄俊华, 谢树成. 湖北清江现代植物叶片正构烷烃和烯烃的季节性变化. *科学通报*, 2008, 53: 1318—1323
- 20 Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. *Org Geochem*, 2003, 34: 261—289
- 21 应光国, 范璞. 青海湖沉积物中酮的成因. *中国科学 B 辑*, 1992, 22: 514—518
- 22 Li J G, Philp R P, Pu F, et al. Long-chain alkenones in Qinghai Lake sediments. *Geoch Cosmoch Acta*, 1996, 60: 235—241
- 23 Chu G Q, Sun Q, Li S Q, et al. Long-chain alkenone distributions and temperature dependence in lacustrine surface sediments from China. *Geochim Cosmochim Acta*, 2005, 69: 4985—5003
- 24 Herzschuh U, Zhang C J, Mischke S, et al. A late Quaternary lake record from the Qilian Mountains (NW China): Evolution of the primary production and the water depth reconstructed from macrofossil, pollen, biomarker, and isotope data. *Glob Planet Change*, 2005, 46: 361—

379

- 25 张虎才, 常凤琴, 李斌, 等. 柴达木察尔汗湖贝壳堤剖面长链支链烷烃及其古环境意义. 科学通报, 2007, 52: 707—714
- 26 林晓, 朱立平, 汪勇, 等. 西藏纳木错湖芯正构烷烃及其反映的 8.4 ka 以来的环境变化. 科学通报, 2008, 53: 2352—2357
- 27 Mügler I, Sachse D, Werner M, et al. Effect of lake evaporation on δD values of lacustrine *n*-alkanes: A comparison of Nam Co (Tibetan Plateau) and Holzmaar (Germany). *Org Geochem*, 2008, 39: 711—729
- 28 雷国良, 张虎才, 张文翔, 等. 柴达木盆地察尔汗古湖贝壳堤剖面粒度特征及其沉积环境. 沉积学报, 2007, 25: 274—282
- 29 牛洁, 张虎才, 常凤琴, 等. 柴达木盆地察尔汗湖贝壳堤剖面 Sr 同位素及其环境意义. 高校地质学报, 2007, 13: 14—22
- 30 万和文, 唐领余, 张虎才, 等. 柴达木盆地东部 36~18 ka B.P. 期间的孢粉记录及其气候环境. 第四纪研究, 2008, 28: 112—121
- 31 张虎才, 王强, 彭金兰, 等. 柴达木盆地察尔汗湖贝壳堤剖面介形类组合及其环境意义. 第四纪研究, 2008, 28: 103—111
- 32 常凤琴, 张虎才, 陈玥, 等. 柴达木盆地察尔汗古湖贝壳堤剖面沉积地球化学与环境变化. 地球科学, 2008, 33: 197—204
- 33 张虎才, 雷国良, 常凤琴, 等. 柴达木盆地察尔汗湖贝壳堤剖面年代学研究. 第四纪研究, 2007, 27: 511—521
- 34 Zhang H C, Fan H F, Chang F Q, et al. AMS dating on the Shell Bar section from Qaidam Basin, NE Tibetan Plateau, China. *Radiocarbon*, 2008, 50: 255—265
- 35 Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astron Astrophys*, 2004, 428: 261—285
- 36 Robinson N, Cranwell P A, Finlay B J, et al. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments. *Org Geochem*, 1984, 6: 143—152
- 37 Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments — II. *Org Geochem*, 1987, 11: 513—527
- 38 Ficken K J, Li B, Swain D L, et al. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Org Geochem*, 2000, 31: 745—749
- 39 Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 1967, 156: 1322—1335
- 40 Poynter J G, Eglinton G. Molecular composition of three sediments from hole 717C: The Bengal Fan. In: Cochran, J R, Stow, D A V, et al., eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. 1990. 116: 155—161
- 41 Schwark L, Zink K, Lechterbeck J. Reconstruction of postglacial to early Holocene vegetation history in terrestrial Central Europe via cuticular lipid biomarkers and pollen records from lake sediments. *Geology*, 2002, 30: 463—466
- 42 沈吉, 杨丽原, 羊向东, 等. 全新世以来云南洱海流域气候变化与人类活动的湖泊沉积记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 130—138
- 43 蒋庆丰, 沈吉, 刘兴起, 等. 西风区全新世以来湖泊沉积记录的高分辨率古气候演化. 科学通报, 2007, 52: 1042—1049
- 44 Short D A, Mengel J G, Crowley T J. Filtering of Milankovitch cycles by Earth's geography. *Quat Res*, 1991, 35: 157—173
- 45 Hays J D, Imbrie J, Shackleton N J. Variations in the Earth's orbit: Pacemaker of the Ice Ages. *Science*, 1976, 194: 1121—1132
- 46 姚檀栋, Thompson L G, 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: 447—452
- 47 顾兆炎, 刘荣谟. 12000 年来青藏高原夏季季风变化——色林错沉积物地球化学的证据. 科学通报, 1993, 38: 61—64
- 48 肖霞云, 沈吉, 王苏民, 等. 鹤庆深钻孢粉记录揭示的 2.78 Ma 以来的植被演替与气候变迁. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 778—788
- 49 Blunier T, Chappellaz J, Schwander J, et al. Asynchrony of Antarctic and Greenland climate change during the last glacial period. *Nature*, 1998, 394: 739—743
- 50 Brook E J, Sowers T, Orchardo J. Rapid variations in atmospheric methane concentration during the past 110,000 years. *Science*, 1996, 273: 1087—1091