

青藏高原冰蚀湖沉积物正构烷烃记录的气候和环境变化信息: 以希门错为例

蒲阳^①, 张虎才^{②*}, 王永莉^③, 雷国良^②, NACE Trevor^④, 张淑萍^②

① 南京信息工程大学遥感学院, 南京 210044;

② 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;

③ 中国科学院油气资源研究重点实验室, 兰州 730000;

④ Division of Earth and Ocean Sciences, Duke University, Durham NC 27708, USA

* 联系人, E-mail: zhanghc@niglas.ac.cn

2010-11-04 收稿, 2011-02-13 接受

国家自然科学基金(40871096)和中国科学院南京地理与湖泊研究所领域前沿项目(NIGLAS2010XK01)资助

摘要 利用气相色谱-质谱联用仪从青藏高原东部典型冰蚀湖湖泊沉积物中检测出正构烷烃系列分子化石, 将其与湖区表层土壤及牛粪中正构烷烃的分布特征进行对比, 认为冰蚀湖湖泊沉积物中 $C_{27}\sim C_{33}$ 正构烷烃主要来自流域内土壤生态系统中的高等植物, 且食草动物对高等植物的摄食消化过程并未显著改变 $C_{27}\sim C_{33}$ 正构烷烃的分布特征. 在 0~44 cm 的湖泊沉积物岩芯中, 陆生高等植物来源的正构烷烃相对含量从底部到顶部总体上呈现下降趋势, 由此推测, 湖区高等植物在 0~44 cm 沉积时段内有逐渐退化的趋势. 根据 ^{210}Pb 定年并结合已有的 AMS ^{14}C 年代, 认为该沉积岩芯记录了希门错湖区过去近 900 a 以来的气候和环境变化历史, 其正构烷烃指标 (ACL_{27-33} , P_{aq} 以及 P_{wax}) 与区域温度记录具有一定的对应关系, 特别是记录了相对寒冷的小冰期气候事件(LIA), 说明冰蚀湖湖泊沉积物中正构烷烃即使分布模式不变, 其代用指标依然精细地记录了古气候、古环境变化信息.

关键词

青藏高原
冰蚀湖
希门错
湖泊沉积物
分子化石
正构烷烃
气候环境变化

对青藏高原湖泊沉积物中有机组分的研究是探讨青藏高原气候环境变化的有效手段之一^[1-6], 常见的代用指标包括有机碳(氮)同位素、总有机碳(氮)含量、碳氮比及有机质中的氢指数和氧指数、色素含量等, 以及近年来逐渐兴起的分子化石指标. 但是在解译此类指标的过程中可能会遇到一些困难, 原因主要包括: (1) 湖泊沉积物中有机质来源的复杂性导致有机类指标解译的过程存在不确定性或者多解性^[7]; (2) 在沉积过程中各种物理、化学以及生物作用对有机质的改造可能导致湖泊沉积物中有机组分蕴含的环境信息“失真”^[8]. 因此寻找一种相对稳定并且生物源指示意义明确的有机组分是开展此类研究工作的关键.

正构烷烃是一类蕴含了生物源信息的稳定的类脂物分子化石^[7,9], 近年来在青藏高原气候环境变化相关研究中得到了广泛应用^[6,10-14]. 从已有的报道来看, 源于高等植物的长链正构烷烃无论是相对含量还是分布特征在湖泊沉积物中均具有很好的稳定性^[15], 且正构烷烃的来源相对明晰, 不同生物来源的正构烷烃分布特征和相对含量差别较大^[16,17], 甚至在湖泊演化的不同阶段, 正构烷烃的分布模式会呈现出规律性的变化^[12]. 因此认为湖泊沉积物中的正构烷烃指标能够真实地反映不同来源的有机质相对含量的变化, 从而推测区域内的气候、环境变化.

冰蚀湖是指在高山或高纬地区古冰川流动过程中对岩性较软或破碎岩石带挖蚀而成的一种负地形

侵蚀地貌. 冰蚀湖具有湖体面积小、湖岸陡、深度大的特点. 在青藏高原地区存在大量的冰蚀湖泊. 以往对于青藏高原湖泊的研究更多地关注构造成因的湖泊, 其特征为湖体面积较大, 如青海湖^[5]、纳木错^[13,18]、色林错^[19]等. 而对于冰蚀湖的研究却相对薄弱. 由于冰蚀湖存在于冰川地貌的冰斗或槽谷内^[20], 导致冰蚀湖的汇水区域往往具有明显的坡度, 因此无论是冰川融水还是降水均对流域内地表植被和土壤产生了较为明显的冲刷作用, 可携带大量的陆源有机碎屑进入湖泊. 同时由于冰蚀湖湖水深度普遍较深, 沉积环境相对稳定, 有机质能够很好地被保存下来. 在这样一种地质环境背景下, 湖泊沉积物中正构烷烃呈现怎样的分布特征, 在多大程度上反映了区域气候、环境的变化, 这些问题均值得深入研究.

基于此, 本文选择了青藏高原东部年保玉则地区典型的冰蚀湖希门错为研究对象(图 1), 对湖泊沉积物以及湖区内土壤、食草动物排泄物中的正构烷烃分子化石进行了提取, 对比分析了正构烷烃在不同载体中的分布特征. 并利用湖泊沉积物正构烷烃代用指标来探讨研究区域内气候环境的变化.

1 材料和方法

(i) 样品的采集. 年保玉则位于青海省果洛州久治县境内(又称果洛山), 属巴颜喀拉山, 其主峰海拔为 5369 m, 现代雪线海拔约为 5100 m. 在最高峰的周围覆盖有现代冰川^[23]. 希门错是该地区的冰川槽谷在冰后期被冰融水充填而成的典型冰蚀湖. 湖

面平均海拔约为 4020 m, 面积 3.8 km², 平均水深约为 40 m, 最深处水深接近 65 m. 湖水补给主要靠湖区降水以及冰川融水. 气象数据表明, 该地区多年平均降水量约为 774.3 mm, 年均蒸发量小于 1250 mm, 是青海省降水量最多的地区. 流域内植被以高山灌丛草甸和高山草甸为主^[24].

本次研究所有样品采集于 2009 年 7 月上旬, 包括湖泊沉积物以及湖区土壤、牛粪等样品. 如图 1 所示, 采样点 1~5 为现代土采样点, 取样前先去除土壤表层的植被, 然后挖取土壤样本. 湖泊沉积物钻孔坐标为 33°22'40.59"N, 101°06'21.78"E. 利用重力采样器取得湖底 44 cm 深的湖泊沉积物岩芯样品, 编号为 XMC-6. 整个岩芯岩性变化不明显, 为浅灰色粉砂质黏土. 按 2 cm 间隔采样共采集样品 22 个, 分别进行分子化石的分析和有机碳同位素的测定. 此外, 取当地新鲜牛粪样品 1 个. 所有样品采集时均用锡箔纸包好, 然后用样品袋封装编号, 最后放入有冰块的保温盒保存. 运抵实验室后立即用冻干机将其干燥备用.

(ii) 样品的分析. 将每个实验样品称取 2 g, 研磨至 80 目以下, 采用溶剂-超声波萃取法, 将样品用二氯甲烷:甲醇(93:7)混合溶剂浸泡一段时间, 再用超声波常温萃取 3 次, 每次 20 min, 合并萃取液并过滤, 将滤液浓缩恒重. 湖泊沉积物样品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. 自然风干后取出部分样品转移至细胞瓶, 经由 BSTFA 衍生化后, 直接进

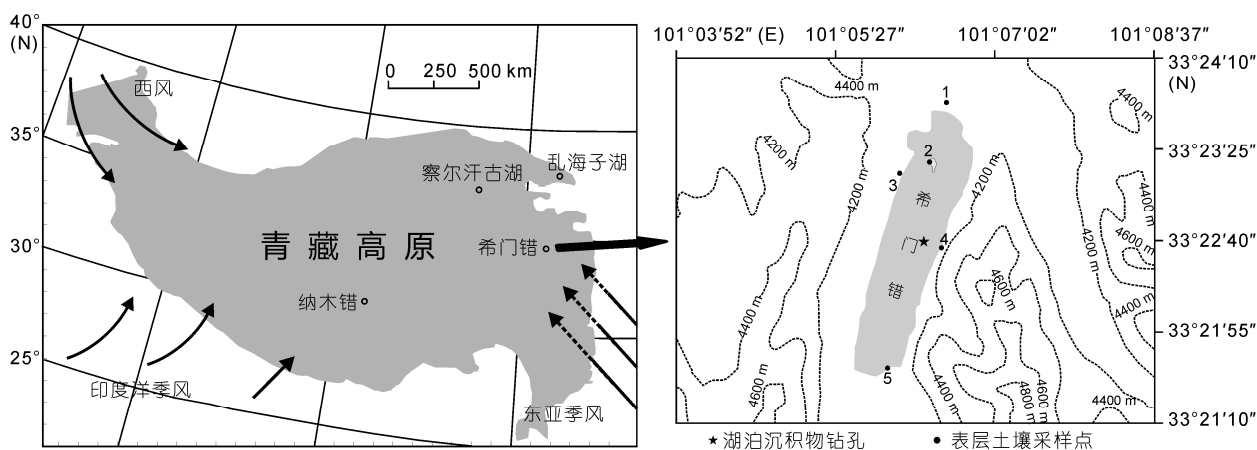


图 1 青藏高原湖泊沉积物正构烷烃分子化石研究地点分布图以及希门错湖区采样位置示意图
 左图包括乱海子湖^[21]、察尔汗古湖^[12,22]、纳木错^[13,17]以及希门错(本次研究). 右图虚线为等高线, 所标注数字为海拔高度

行气相色谱-质谱联用仪(GC/MS)分析. 考虑到土壤样品和牛粪样品的有机质含量较高, 采用层析柱法分离为饱和烃、芳烃和非烃3种组分, 其中饱和烃组分直接上机进行测试. 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.

GC/MS分析采用Agilent 7890A型气相色谱与5975C型质谱联用仪. 色谱条件: DB-5石英毛细管柱(30 m×0.25 mm×0.25 μm), 始温70℃, 升温速率3℃/min, 终温300℃, 终温恒温20 min, 进样口温度300℃, 进样量1 μL, 氦气为载气. 质谱条件: 电子轰击源, 电离能量70 eV, GC与MS接口温度280℃. 正构烷烃的鉴定主要依据GC/MS分析的质谱图以及标准样品, 定量依据 m/z 85质量色谱图的峰面积. 有机质碳同位素($\delta^{13}C_{org}$)测试在EA 1112 HT-MAT253元素分析仪-稳定同位素质谱仪上进行, 同时采用美国SIGMA公司生产的两种国际标样Glycine和Collagen来检测仪器状况, 标样测试误差小于0.15‰(相对于VPDB标准).

(iii) 年代问题. ^{210}Pb 测试的结果显示, 该岩芯表层0~6 cm的沉积速率约为0.503 mm/a, 而本课题组在该短孔稍偏西北水深略深的地方所取长岩芯的测年结果表明, 沉积物的沉积速率至少在深度265 cm以上基本稳定^[25]. 因此可以根据表层6 cm岩芯的沉积速率推算44 cm沉积岩芯的沉积时代. 这一结果与前人根据 ^{210}Pb 和 ^{14}C 定年数据所确定的希门错表层沉积物的沉积速率十分接近^[26]. 因此根据这一沉积速率推算得出本次研究的XMC-6岩芯为875 a以来的湖泊沉积.

2 结果与讨论

2.1 冰蚀湖湖泊沉积物正构烷烃分布特征

XMC-6岩芯中正构烷烃碳数分布范围为 $n-C_{15}$ ~ $n-C_{33}$, 呈单峰型分布, 高碳数正构烷烃($C_n \geq C_{21}$)具有明显的奇碳优势, 其 CPI_h 值在4.68~7.66之间(见表1), 而高碳数正构烷烃相对丰度占正构烷烃系列的90%以上, $n-C_{15}$ ~ $n-C_{20}$ 等低碳数正构烷烃含量较低, 无明显的奇偶优势, 在部分样品中甚至缺失(如图2). 大多数陆生维管束植物表皮蜡质中含有很高比例的长链正构烷烃, 以 $n-C_{27}$, $n-C_{29}$ 或 $n-C_{31}$ 为主峰, 具有显著的奇碳优势^[27]. 而水生维管束植物的正构烷烃

表1 湖泊沉积物样品分子化石参数及有机碳同位素值表^{a)}

采样深度(cm)	CPI_h	ACL_{27-33}	P_{aq}	P_{wax}	$\delta^{13}C_{org}$ (‰)
0~2	4.78	29.73	0.36	0.70	-24.4
2~4	5.09	29.67	0.33	0.73	-24.7
4~6	7.04	29.82	0.40	0.67	-24.1
6~8	5.13	29.77	0.33	0.73	-23.6
8~10	5.38	29.80	0.29	0.76	-23.8
10~12	5.31	29.72	0.32	0.74	-24.1
12~14	5.50	29.73	0.39	0.69	-23.7
14~16	5.06	29.68	0.39	0.68	-23.6
16~18	4.81	29.76	0.38	0.69	-23.6
18~20	4.92	29.56	0.39	0.69	-23.8
20~22	4.84	29.57	0.43	0.65	-23.6
22~24	4.68	29.40	0.40	0.68	-23.8
24~26	7.61	29.93	0.34	0.72	-23.7
26~28	5.71	29.70	0.33	0.73	-23.6
28~30	7.03	29.77	0.33	0.74	-23.8
30~32	5.84	29.78	0.36	0.70	-23.9
32~34	6.66	29.91	0.27	0.77	-23.9
34~36	7.66	29.86	0.29	0.75	-23.3
36~38	5.69	29.70	0.36	0.70	-23.6
38~40	6.64	29.75	0.31	0.75	-23.4
40~42	4.90	29.60	0.39	0.69	-23.4
42~44	5.98	29.81	0.32	0.74	-23.6

a) $CPI_h = \text{odd } \Sigma[C_{21-33}] / \text{even } \Sigma[C_{22-32}]$; $ACL_{27-33} = (27 \times C_{27} + 29 \times C_{29} + 31 \times C_{31} + 33 \times C_{33}) / (C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33})$; $P_{aq} = (C_{23} + C_{25}) / (C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31})$; $P_{wax} = (C_{27} + C_{29} + C_{31}) / (C_{23} + C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31})$. 有机碳同位素值相对于VPDB标准, 误差小于0.15‰.

以 $n-C_{21}$, $n-C_{23}$ 或 $n-C_{25}$ 为主峰^[28], 因此希门错湖泊沉积物中长链正构烷烃主要来自高等维管束植物, 包括陆生以及水生维管束植物. 分析发现所有样品正构烷烃的主峰碳数均为 $n-C_{31}$, 由此可以判断以陆生草本植物的输入为主^[29]. 前人的研究表明, 希门错湖区近2000 a以来, 高等植被以草本和灌木占绝对优势, 其花粉颗粒数占总花粉颗粒数的90%以上^[30]. 因此正构烷烃碳数分布特征反映出的高等植被特征与孢粉数据吻合. 由峰面积归一法计算出 $n-C_{27}$, $n-C_{29}$ 和 $n-C_{31}$ 烷烃占总可抽提有机质的相对百分含量. 如图3所示, 从岩芯底部至顶部出现了一定的下降趋势, $n-C_{27}$, $n-C_{29}$ 和 $n-C_{31}$ 烷烃相对含量的下降指示了陆源有机质贡献量的减少, 考虑到希门错湖泊沉积物中有机质的来源主要为陆生高等植被, 因此可以推断当地的高等植被在0~44 cm沉积时段内有逐渐退化的趋势, 即高等植物的总量减少. 并且以陆生草本植物的退化为主, 原因可能包括气候因素以及当地畜牧业的迅猛发展.

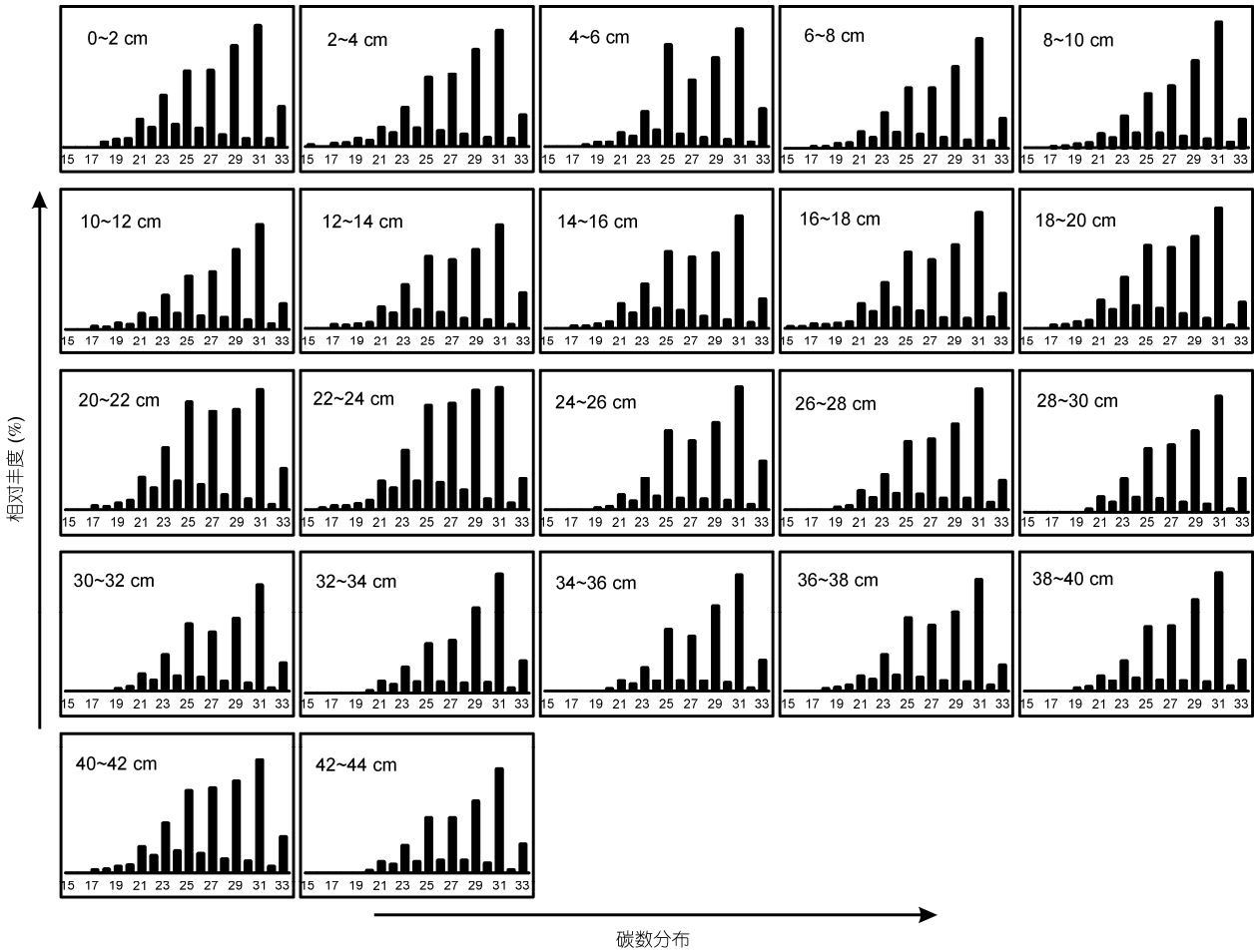


图 2 希门错湖沉积物正构烷烃碳数分布图

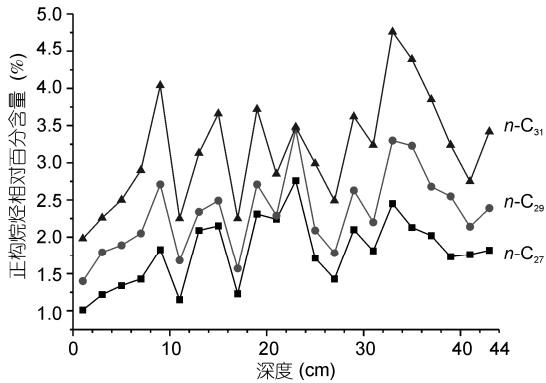


图 3 湖泊沉积物样品中 $n-C_{27}$, $n-C_{29}$ 和 $n-C_{31}$ 正构烷烃占总可抽提有机质的相对百分含量变化

值得注意的是部分样品 $n-C_{25}$ 的相对丰度明显较高, 甚至可以看做正构烷烃系列的次主峰(如 4~6 cm 样品), 指示了水生植物, 特别是沉水/漂浮植物对正构烷烃的贡献^[28]. 通过对比发现青藏高原纳木错湖泊沉积物中正构烷烃基本与希门错湖泊沉积物中正

构烷烃的分布模式相似, 但是纳木错湖泊沉积物中 $n-C_{21}$ 和 $n-C_{23}$ 正构烷烃的相对含量明显较高^[13], 这说明 2 个湖泊中水生植物对湖泊沉积物有机质的贡献均很明显, 但是水生植物的种类可能有较大区别. 希门错湖泊沉积物中正构烷烃的分布模式与青藏高原东北部的乱海子湖湖泊沉积物中的正构烷烃的分布模式却截然不同, 乱海子湖湖泊沉积物正构烷烃多数以 $n-C_{23}$ 和 $n-C_{25}$ 为主峰, 部分样品 $n-C_{19}$ 烷烃的相对含量十分高, 碳优势指数小于 1, 大部分样品的 P_{aq} 值大于 0.4, 体现了正构烷烃的主要来源为水生植物以及湖泊自生的菌藻类生物^[21]. 造成这种差异的主要原因可能是不同湖区之间气候条件与生态系统的差异.

2.2 冰蚀湖湖泊沉积物与湖区土壤、牛粪正构烷烃分布特征的对比

希门错湖区 5 个现代表层土壤样品(图 1, 采样点 1~5)中的正构烷烃的分布模式相同, 说明湖泊周围

的植被分布状况及生态环境背景基本一致, 没有显著差别. 其碳数分布范围在 C_{20} ~ C_{33} 之间, 比湖泊沉积物中正构烷烃的碳数分布范围明显要小. 所有样品表现出以 C_{31} 为主峰的单峰型特征, 并具有明显的奇碳优势(图 4(b)), 指示了草本植物的贡献. 而本次研究的土壤有机碳同位素值变化范围在 $-26.0‰$ ~ $-26.8‰$ 之间, 平均值约为 $-26.4‰$. 一般认为表土有机碳同位素组成与长链正构烷烃的同位素值均可指示上覆植被 C_3 和 C_4 植物的分布状况^[31]. 由此可以判断当地的植被类型主要为 C_3 类型的草本植物, C_4 类型植物较少, 这与研究区现代植被和环境特征及青藏高原其他地区研究结果一致^[32].

通过对比可以发现希门错湖泊沉积物与现代土壤中正构烷烃的分布特征(如图 4(a)和(b)所示)的差别

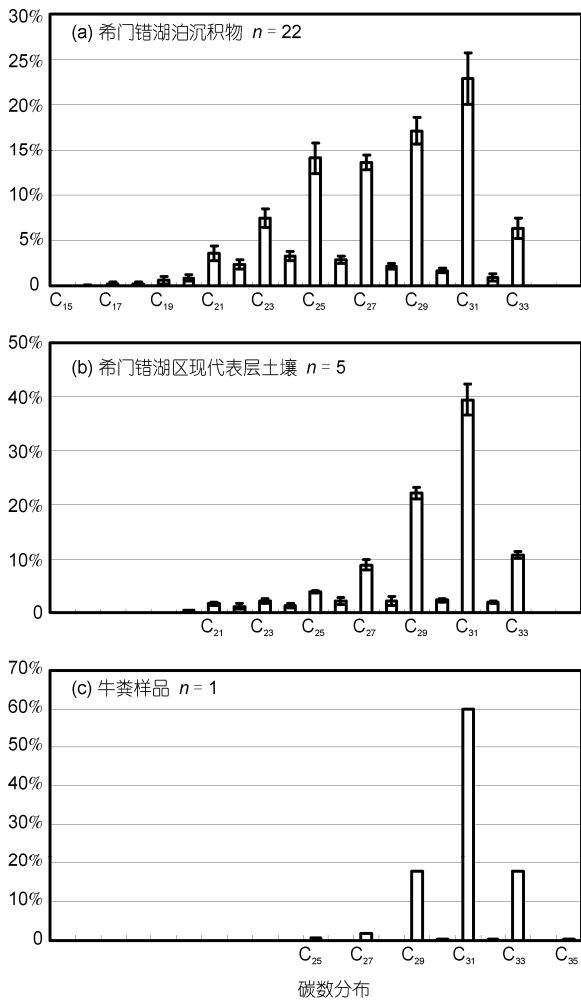


图 4 希门错湖泊沉积物(0~44 cm)(a)与湖区现代土壤(b)及牛粪(c)中正构烷烃碳数分布图
y 值误差线代表正负标准差

在于湖泊沉积物中代表菌藻类生物的 $n-C_{15}$ ~ $n-C_{19}$ 正构烷烃和代表沉水/漂浮植物的 $n-C_{21}$ ~ $n-C_{25}$ 正构烷烃相对含量比土壤中的高, 而代表陆源高等植物和挺水植物的长链正构烷烃($n-C_{27}$ ~ $n-C_{33}$)的分布特征十分相似. 这说明希门错湖泊沉积物中的正构烷烃系列在真实反映了陆生高等植被和(或)挺水植物输入信息的同时也包含了湖泊内部生物的信息, 包括沉水/漂浮植物以及各种菌藻类生物.

对湖区牛粪样品的检测发现其正构烷烃的碳数分布范围为 $n-C_{25}$ ~ $n-C_{35}$, 主峰碳数为 C_{31} , 指示了草本植物的来源, 正构烷烃系列均呈现了显著的奇碳优势(图 4(c)). 这种分布特征与土壤中正构烷烃的分布特征相似, 即以长链正构烷烃为主且呈现明显的奇碳优势, 并均以 C_{31} 为主峰. 对比牛粪和现代土壤中正构烷烃的分布特征可以推断, 牛等食草类动物对食物的选取具有一定的选择性, 主要以草本植物为主, 并且在摄取、消化及排泄过程中并不会改变来自草本植物的正构烷烃的分布特征. 因此认为, 湖区食草类动物数量的变化并不会导致正构烷烃分子化石对湖区生态环境的指示功能丧失.

2.3 冰蚀湖湖泊沉积物正构烷烃指标与古温度记录的吻合

高等植物表皮存在一种特殊的蜡质, 主要作用是保护叶片不受到破坏以及保持水分的平衡, 研究表明叶片表皮蜡质中的正构烷烃对温度的变化有明显的响应: 当温度升高时, 植物合成的长链正构烷烃比例升高, 且链长加长; 反之气温降低, 合成的正构烷烃链长减小^[27]. 基于这一事实, Poynter 等人^[33]引入了平均碳链长度(ACL)的概念, 研究了海洋沉积物中长链正构烷烃 ACL 值的变化, 并认为该指标可以代表陆地物源区古温度的相对变化. 这一结论得到了现代植被叶片中正构烷烃研究的支持: 高等植被叶片蜡质中正构烷烃的 ACL 表现出明显的季节性变化规律, 主要地响应了当地的气温变化^[34]. 而在黄土^[35]和泥炭分子化石^[36]的研究中也都观察到了此类现象. 但需注意的是如果气候变化的程度足以引起植物种属的变迁或者沉积环境发生了变化导致物源发生了变化, 那么 ACL 值便不能有效地反映温度信息, 而更多地体现了植被变化状况^[12], 比如高等植物的正构烷烃 ACL 值高于低等植物和水生藻类, 裸子植物高于被子植物, C_4 植物高于 C_3 植物^[37]. 前文的分析

表明, 0~44 cm 岩芯中正构烷烃的分布特征基本相同, 说明在该沉积时段内湖区内植被分布状况并没有发生显著变化, 因此认为代表陆生维管束高等植物来源的 $C_{27}\sim C_{33}$ 正构烷烃的平均链长可反映研究区域内的温度变化. XMC-6孔正构烷烃 ACL_{27-33} 值的变化如图 5(b)所示, 其变化范围在 29.40~29.91 之间, 平均值约为 29.72 (见表 1). 将该值与青藏高原南部标准化温度(图 5(a))^[38]进行比较发现两者具有一定的对应关系, 即标准化温度的上升伴随着 ACL_{27-33} 值的上升; 而当标准化温度下降的时候, ACL_{27-33} 值也随之下降, 特别是当研究区域进入小冰期阶段时(图 5(a)阴影部分), 对应了 ACL_{27-33} 值的低值阶段. 由此认为 ACL_{27-33} 值对研究区域内的温度变化有着灵敏的响应.

近年来, 有学者利用沉积物中正构烷烃参数 P_{aq} 和 P_{wax} 值来估计湿地环境地质历史中有效湿度的变化^[11,39]. 参数 P_{aq} 表示沉水/漂浮植物输入的烷烃在高碳数正构烷烃中的比例^[28]. 它可以理解为该值处于相对高值阶段时对应了水生植物(特别是沉水和漂浮植物)的贡献量增大, 指示了降水量的增大, 对应了相对湿润的气候条件; 而该值下降时则对应了陆源高等植物和/或挺水植物的贡献量增大, 指示了降水量的减小, 对应了相对干旱的气候条件. 这一规律在青藏高原东部红原泥炭沉积序列中得到了证实^[11],

而 P_{wax} 指标反映的是来自挺水植物以及陆生高等植被的正构烷烃与总的来自高等植被的正构烷烃的比值, 与 P_{aq} 值相反, P_{wax} 的低值反映了相对湿润的气候条件, 而高值反映了相对干旱的条件^[11]. 希门错湖泊沉积物样品 P_{aq} 值在 0.27~0.43 之间变化, 平均值为 0.35(图 5(c), 表 1), 而 P_{wax} 值在 0.65~0.77 之间变化, 平均值为 0.71(图 5(d), 表 1). 图 5 显示青藏高原南部标准化温度处于低值阶段时, P_{aq} 值明显处于高值阶段, 同时 P_{wax} 值也显著下降, 记录了一次沉水/漂浮植物相对繁盛且挺水植物及陆生高等植被贡献相对减少的阶段(如图 5(c)和(d)阴影部分), 而这个阶段恰好对应了 ACL_{27-33} 指标所记录的小冰期阶段, 由此可以认为小冰期期间环境温度虽然显著降低, 但是有效湿度并没有下降, 表现在沉水/漂浮植物贡献的正构烷烃的量相对上升, 而挺水植物和陆生高等植被的贡献量下降. 综合所有正构烷烃指标反映的信息, 推测希门错湖区小冰期阶段很可能呈现出冷湿的气候特征. 这一推论与前人根据该地区的孢粉数据和泥炭沉积速率所得到的结论一致^[40].

同时湖泊沉积物中有机碳同位素值的变化(图 5(e)和表 1)与青藏高原南部标准化温度, ACL_{27-33} , P_{aq} 和 P_{wax} 值的变化也具有一定的可比性, 但是需指出的是在一些细节上并不完全吻合, 甚至出现了相反的变化趋势. 这一现象在察尔汗古湖相沉积物中也

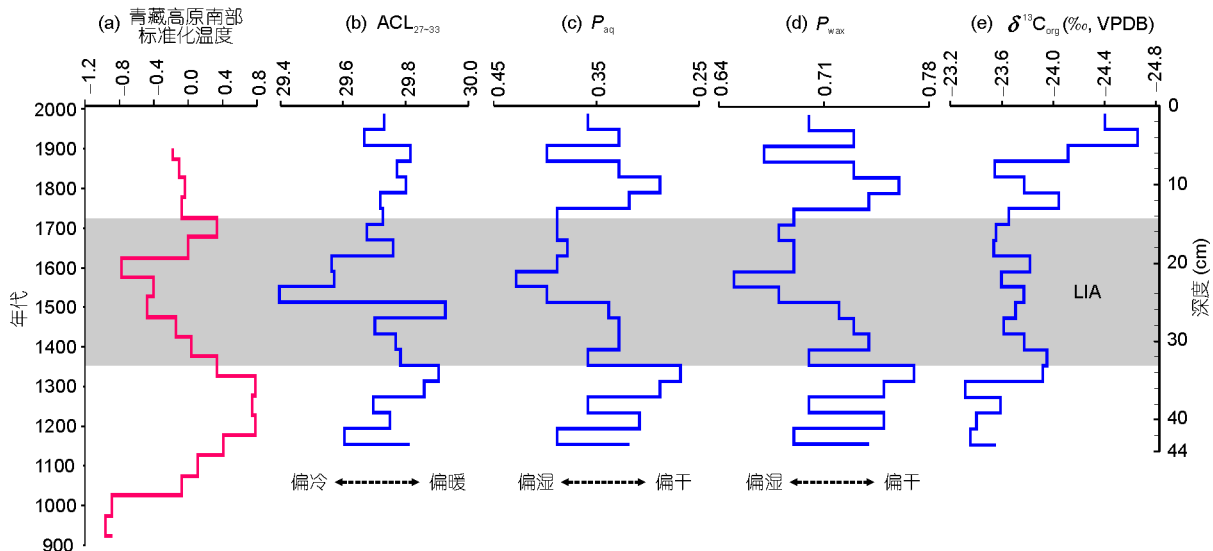


图 5 青藏高原南部标准化温度变化趋势^[38](a)、希门错湖泊沉积物 ACL_{27-33} 指标(b)、 P_{aq} 指标(c)、 P_{wax} 指标(d) 以及 $\delta^{13}C_{org}$ 指标(e)变化序列

希门错位于青藏高原东部, 但是一般认为其气候条件和青藏高原南部地区更为接近, 如文献[38]

有所体现^[12], 可能的原因是青藏高原地区湖泊沉积物中有机碳同位素受到的影响因素较多, 在湖泊沉积物中的变化机理十分复杂, 其变化趋势与环境气候变化并不存在简单的对应关系^[41]. 因此并不能完全与研究区域内的温度变化以及正构烷烃代用指标吻合. 但是通过对比发现在小冰期阶段有机碳同位素值明显正偏, 可能的原因是在环境温度较低的情况下, 大气 CO₂ 浓度降低导致湖水中溶解的 CO₂ 浓度降低, 因而湖泊中的浮游植物、漂浮植物以及沉水植物更多地利用水中的 HCO₃⁻ ($\delta^{13}\text{C}=1\text{‰}$)作为合成自身有机质的碳源, 从而导致沉积物有机质碳同位素值偏正^[7].

通过指标之间的对比可以发现温度变化对高等植物中的正构烷烃产生了显著的影响, 表现在正构烷烃指标与古温度记录表现出相同的变化趋势. 由于正构烷烃分子化石主要基于其化学组成, 被认为是化学种(或分子种), 因此对外界环境变化的响应更为灵敏^[42]. 来自青藏高原泥炭中正构烷烃的研究表明正构烷烃分子种在反映环境条件变化上更具有优势^[43], 在很多情况下植物的属种还未发生改变时, 其分子组成可能已经发生相应的变化^[44]. 因此正构

烷烃指标比单一的有机碳同位素指标或者其他的有机指标更能真实地反映气候环境变化状况. 而这一点在冰蚀湖沉积物中表现的尤为明显.

3 结论

(1) 冰蚀湖湖泊沉积物中 C₂₇~C₃₃ 正构烷烃主要来自流域内土壤生态系统中的高等植物, 湖区食草动物对高等植物的摄食消化过程并不会改变 C₂₇~C₃₃ 正构烷烃的分布特征;

(2) 希门错湖泊沉积物中来自陆生高等植被的长链正构烷烃在 44 cm 的湖泊岩芯中从底部到顶部相对含量逐渐降低, 指示了湖区高等植被正在逐渐退化, 退化的具体原因还需进一步研究, 可能包括气候因素以及当地畜牧业的快速发展;

(3) *n*-C₂₇~*n*-C₃₃ 奇碳正构烷烃的平均链长度 ACL₂₇₋₃₃, *P*_{aq} 以及 *P*_{wax} 值与区域内古温度记录吻合, 特别是在小冰期阶段呈现了明显的波动, 体现了正构烷烃对气候环境变化的灵敏响应. 因此认为青藏高原冰蚀湖湖泊沉积物中正构烷烃分子化石是记录高原古气候、古环境变化的可靠指标.

致谢 李世杰教授、陈炜博士、庞有智硕士参加了样品采集工作; 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所的杨保老师提供了相关的古温度变化数据; 中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室黄俊华教授、黄咸雨博士、王灿发博士、李婧婧博士对实验工作给予了极大帮助, 在此一并表示感谢.

参考文献

- 1 沈吉, 吕厚远, 王苏民, 等. 错鄂孔深钻揭示的青藏高原中部 2.8 Ma BP 以来环境演化及其对构造事件响应. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2004, 34: 359-366
- 2 吴艳宏, Lücke A, Wünnemann B, 等. 青藏高原中部全新世气候变化的湖泊沉积地球化学记录. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1185-1191
- 3 张虎才, 雷国良, 常凤琴, 等. 柴达木盆地察尔汗贝壳堤剖面年代学研究. 第四纪研究, 2007, 27: 511-521
- 4 朱立平, 鞠建廷, 王君波, 等. 湖芯沉积物揭示的末次冰消开始时期普莫雍错湖区环境变化. 第四纪研究, 2006, 26: 772-780
- 5 张家武, 金明, 陈发虎, 等. 青海湖沉积岩芯记录的青藏高原东北部过去 800 年以来的降水变化. 科学通报, 2004, 49: 10-14
- 6 Wang Y L, Fang X M, Zhang T W, et al. Predominance of even carbon-numbered *n*-alkanes from lacustrine sediments in Linxia Basin, NE Tibetan Plateau: Implications for climate change. Appl Geochem, 2010, 25: 1478-1486
- 7 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
- 8 谢树成, 赖旭龙, 黄咸雨, 等. 分子地层学的原理、方法及应用实例. 地层学杂志, 2007, 31: 209-221
- 9 谢树成, 梁斌, 郭建秋, 等. 生物标志化合物与相关的全球变化. 第四纪研究, 2003, 23: 521-528
- 10 李全莲, 王宁练, 武小波, 等. 青藏高原雪中正构烷烃的组成特征及其环境意义. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2009, 39: 1279-1287
- 11 Zheng Y H, Zhou W J, Meyers P A, et al. Lipid biomarkers in the Zoigê-Hongyuan peat deposit: Indicators of Holocene climate changes in West China. Org Geochem, 2007, 38: 1927-1940
- 12 蒲阳, 张虎才, 雷国良, 等. 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. 中国科学: 地球科学, 2010, 40: 624-631

- 13 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
- 14 周静, 张平中, 贾继红, 等. 甘南郎木寺中全新世泥炭总有机碳和脂类分子化合物的组合特征. 第四纪研究, 2008, 28: 754–761
- 15 Rao Z G, Zhu Z Y, Wang S P, et al. CPI values of terrestrial higher plant-derived long-chain *n*-alkanes: A potential paleoclimatic proxy. *Front Earth Sci China*, 2009, 3: 266–272
- 16 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
- 17 林晓, 朱立平, 王君波, 等. 西藏纳木错表层沉积物中正构烷烃的来源与空间分布特征. 湖泊科学, 2009, 21: 654–662
- 18 朱立平, 王君波, 林晓, 等. 西藏纳木错深水湖芯反映的 8.4 ka 以来气候环境变化. 第四纪研究, 2007, 27: 588–597
- 19 顾兆炎, 刘嘉麒, 袁宝印, 等. 12000 年来青藏高原夏季风变化——色林错沉积物地球化学的证据. 科学通报, 1993, 38: 61–64
- 20 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998. 14–18
- 21 Herzsuh 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
- 22 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
- 23 Lehmkuhl F. Extent and spatial distribution of Pleistocene glaciations in eastern Tibet. *Quat Int*, 1998, 45–46: 123–134
- 24 周兴民, 王质斌, 杜庆. 青海植被. 西宁: 青海人民出版社, 1987. 123–125
- 25 类延斌, 张虎才, 尚华明, 等. 青藏高原年保玉则山末次冰期中期以来的湖泊演化与古冰川发育. 第四纪研究, 2008, 28: 132–139
- 26 王苏民, 薛滨, 夏威夷. 希门错 2000 多年来气候变化的湖泊记录. 第四纪研究, 1997, 17: 62–69
- 27 Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes. *Science*, 1967, 156: 1322–1335
- 28 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
- 29 钟艳霞, 陈发虎, 安成邦, 等. 陇西黄土高原秦安地区全新世植被的讨论. 科学通报, 2007, 52: 318–323
- 30 羊向东. 西门错地区 2000 年来的花粉组合与古气候. 微体古生物学报, 1996, 13: 437–440
- 31 饶志国, 贾国东, 朱照宇, 等. 中国东部表土总有机质碳同位素和长链正构烷烃碳同位素对比研究及其意义. 科学通报, 2008, 53: 2077–2084
- 32 旺罗, 吕厚远, 吴乃琴, 等. 青藏高原高海拔地区 C₄ 植物的发现. 科学通报, 2004, 49: 1290–1293
- 33 Poynter J G, Eglinton G. Molecular composition of three sediments from hole 717C: The Bengal Fan. In: Cochran J R, Stow D A V, eds. *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*. 1990, 116: 155–161
- 34 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
- 35 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
- 36 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
- 37 张杰, 贾国东. 植物正构烷烃及其单体氢同位素在古环境研究中的应用. 地球科学进展, 2009, 24: 874–881
- 38 Yang B, Achim B, Shi Y F. Late Holocene temperature fluctuations on the Tibetan Plateau. *Quat Sci Rev*, 2003, 22: 2335–2344
- 39 段毅, 郑朝阳, 吴保祥. 若尔盖沼泽环境中植物和沉积单体正构烷烃氢同位素组成特征及其成因关系. 中国科学: 地球科学, 2010, 40: 745–750
- 40 Schlütz F, Lehmkuhl F. Holocene climatic change and the nomadic Anthropocene in Eastern Tibet: Palynological and geomorphological results from the Nianbaoyeze Mountains. *Quat Sci Rev*, 2009, 28: 1449–1471
- 41 Pu Y, Zhang H C, Lei G L, et al. *n*-Alkane distribution coupled with organic carbon isotope composition in the shell bar section, Qarhan paleolake, Qaidam basin, NE Tibetan Plateau. *Front Earth Sci China*, 2009, 3: 327–335
- 42 谢树成, Evershed R P. 泥炭分子化石记录气候变迁和生物演替的信息. 科学通报, 2001, 46: 863–866
- 43 郑艳红, 周卫健, 谢树成. 青藏高原东北部全新世泥炭正构烷烃的生物记录. 沉积学报, 2009, 27: 142–146
- 44 郑艳红, 周卫健, 谢树成, 等. 正构烷烃分子化石与孢粉记录的指示意义对比: 以华南地区为例. 科学通报, 2009, 54: 1749–1755