

https://doi.org/10.3799/dqkx.2018.512



北京延庆古湖正构烷烃分布特征及古气候意义

张慧娟¹, 杨桂芳^{1*}, 陈正洪², 武法东¹, 田明中¹, 桑 萌¹

1. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083

2. 中国气象局气象干部培训学院, 北京 100081

摘要: 为了更好地了解华北平原核心区延庆盆地古气候演化, 利用气相色谱仪对北京延庆盆地阜高营剖面湖相沉积物中的正构烷烃进行了检测, 结果表明其正构烷烃含量丰富且连续, 碳数分布范围为 $C_{16} \sim C_{33}$, 高碳数奇碳优势明显, 中链和短链烷烃均无奇偶优势, 多以 C_{29} 或 C_{31} 为主峰的单峰分布为主, 同时存在少量低碳数和高碳数并存的双峰型。延庆古湖有机质以陆生植物为主, 包含少量的菌藻类和水生植物。综合 ESR 年代序列、有机碳同位素 ($\delta^{13}C_{org}$)、长链正构烷烃平均链长 (average chain length, ACL) 碳优势指数 (carbon preference index, CPI) 和正构烷烃 Paq 参数, 将延庆盆地晚更新世中期以来的环境演变划分为: 56.8~45.6 ka, 气候暖湿, 湖泊发育良好, 湖面较高; 45.6~31.5 ka, 气候温湿, 湖泊发育缓慢, 水位略有下降; 31.5~20.0 ka, 气候冷干, 湖泊水位严重下降; 20.0~13.4 ka, 气候较为干冷, 有转暖趋势; 13.4~9.2 ka, 气候转暖, 湖泊有所发育, 但水位较低; 9.2 ka 至今, 气候变干, 湖泊萎缩。延庆古湖沉积物中正构烷烃参数的变化与古里雅冰心、李家塬黄土、深海氧同位素反映的气候变化较为一致, 呈现冰期—间冰期旋回, 且受控于同纬度太阳辐射量的变化。

关键词: 正构烷烃; 分布特征; 湖泊沉积物; 古植被; 延庆盆地; 气候变化。

中图分类号: P532

文章编号: 1000-2383(2018)11-4120-08

收稿日期: 2018-01-17

Distribution of *n*-Alkane Indicative of Paleoclimatic Change in Paleolake of Yanqing, Beijing

Zhang Huijuan¹, Yang Guifang^{1*}, Chen Zhenghong², Wu Fadong¹, Tian Mingzhong¹, Sang Meng¹

1. School of Earth Sciences and Resources, China University of Geosciences, Beijing 100083, China

2. Training Centre of China Meteorological Administration, Beijing 100081, China

Abstract: *N*-alkanes in lacustrine sediments could be well preserved and have documented the paleoenvironmental variations. By the aid of GC method, *n*-alkanes were identified in lacustrine sediments from Fugaoying profile within Yanqing basin of Beijing, one of the core regions in the North China plain, to characterize the paleoclimatic variations in this area. The results show that the *n*-alkanes with carbon numbers ranging from C_{16} to C_{33} exhibit different distribution patterns. Most samples show a single peak with high carbons (C_{29} or C_{31} in particular) and have an odd carbon number predominance, while a few have double peaks with lower and high carbons. The middle and short *n*-alkanes have no obvious carbon number characteristics. The results suggest the organic origin from terrestrial, some algae and few aquatic plants. According to ESR sequence, organic carbon isotope, ACL (average chain length), CPI (carbon preference index), and Paq , alternative paleoclimatic conditions have been reconstructed in the study area since 56.8 ka. From 56.8 to 45.6 ka, the pretty hot-humid climate results in a higher lake level. During 45.6 and 31.5 ka, the climate became warm and humid, producing a slightly declined lake level. After that, cold-dry climate and seriously declined lake level were distinct between 31.5 and 20.0 ka. From 20.0 to 13.4 ka, the climate was cold and

基金项目: 北京市自然科学基金委项目 (No.8162038); 中央高校经费基本科研业务费优秀教师基金项目 (No.2652017216); 国际合作与交流项目 (No.2652017285); 国家自然科学基金专项项目 (Nos.41320003, 41220001)。

作者简介: 张慧娟 (1991—), 女, 博士研究生, 研究方向为第四纪环境演化研究。ORCID: 0000-0003-1125-5036。

E-mail: HJZhanghuijuan@163.com

* 通讯作者: 杨桂芳, E-mail: yangguifang@cugb.edu.cn

引用格式: 张慧娟, 杨桂芳, 陈正洪, 等, 2018. 北京延庆古湖正构烷烃分布特征及古气候意义. 地球科学, 43(11): 4120-4127.

dry, but with a warming trend. During 13.4 to 9.2 ka, the climate became warm slightly and the resulted lake level was lower. Since 9.2 ka, the climate became dry, thus leading to a shrunken lake. Distribution of *n*-alkanes indicates that the paleoclimatic changes of Yanqing basin are basically parallel to summer solar radiation, grain size of Lijiayuan profile, and oxygen isotope records in Guliya core and Sulu Sea, potentially suggesting the control of solar radiation.

Key words: *n*-alkane; distribution; lacustrine sediments; paleovegetation; Yanqing basin; climate change.

华北平原晚更新世以来的气候变化日益成为国内外学者的研究重点之一,重要性在于其位于典型的东部季风区且第四纪沉积物分布广泛连续,蕴含丰富的气候环境变迁信息,为季风区晚更新世以来古气候研究提供了良好载体。延庆盆地地处华北平原西北部,为半干旱与半湿润、暖温带与中温带过渡区,对中国季风气候和全球变化极为敏感,并且中更新世以来广泛发育湖相沉积层,是研究第四纪古气候变化的理想场所(李华章,1995)。然而,由于缺少连续完整的沉积剖面,前人对延庆盆地的古气候研究一直比较匮乏。早期的研究主要集中在利用介壳类动物、孢粉及有孔虫化石指标探讨延庆盆地第四纪早期地层划分对比、岩相古地理环境以及海侵问题等方面,气候和湖泊的演化鲜有涉及(庞其清和黄兴根,1984;关绍曾等,1995;李华章,1995)。尽管后期一些学者采用孢粉指标对 55~26 ka 和 20~8 ka 两个时间段内的湖泊演化进行了简单探讨(郑荣章等,2001),但晚更新世以来延庆古湖有机质来源以及区域连续的气候和湖泊演化尚不明确。

分子化石记录如正构烷烃类化合物,不易遭受微生物的降解,能忠实记录植被、温度和湿度变化的信息,在重建古气候演化方面得到了广泛应用(Xie *et al.*, 2004; Huang *et al.*, 2012; 杨桂芳等,2015; 黄咸雨等,2017)。为此,本文拟对华北平原的核心区——延庆盆地典型的湖相沉积剖面开展正构烷烃分布特征研究,旨在为进一步开展华北平原晚更新世以来气候和湖泊演化研究提供新依据。

1 样品采集与分析方法

1.1 样品采集

延庆盆地位于北京西北部山区,海拔约 500 m,为暖温带和中温带、半干旱和半湿润的过渡带,属大陆性季风季候,年均温度 8.5 °C,年均降水量约 450 mm,植被多为温带阔叶混交林,*C₃* 植物占主导地位,主要由针叶裸子植物松及阔叶被子植物桦、栎、榆等组成,灌木较少(郑荣章等,2001)。采样点在延庆盆地中部湖相沉积层广泛发育的阜高营村,具

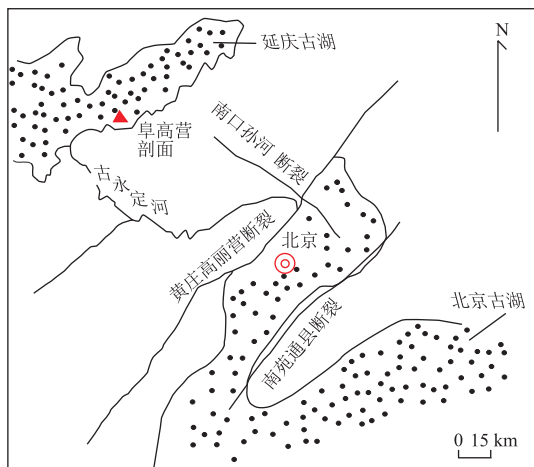


图 1 延庆盆地阜高营沉积剖面地理位置

Fig.1 Location of Fugaoying profile in Yanqing basin
据蔡向民等(2009)略修改

体地理位置为 40° 27' 24.06" N, 116° 02' 52.43" E (图 1),自下而上采集深度为 930 cm,采集密度为 2~5 cm,岩性自下而上由灰褐色粘土为主向上逐渐变为棕色粘土质粉砂为主,上部为浅黄色和浅棕色粉砂质粘土且含有植物根系。

1.2 实验方法

以 10 cm 等间距选取样品,样量 80 g 左右。样品干燥后粉碎至 100 目,然后在索氏抽提器中用二氯甲烷反复抽提 72 h,在旋转蒸发器上进行减压浓缩至 5~10 mL,并用硅胶柱进行组分分离,分别用正己烷、苯或无水甲醇作为冲洗剂,得到饱和烃、芳烃和非烃。有机组分分析在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。实验所用的气相色谱仪是岛津 GC2010。色谱条件:Rtx-5 石英毛细管柱(30 m×0.25 mm×0.25 μm),始温 70 °C,以 10 °C/min 速率升至 210 °C,最后以 3 °C/min 速率达到终温 300 °C,终温恒温 25 min,进样口温度 300 °C,进样量为 1 μL,He 为载气,FID 检测器 320 °C,不分流模式,H₂ 流速为 40.0 mL/min,空气流速为 100.0 mL/min,N₂/Air 补偿为 30.0 mL/min。

以约 8 cm 等间距选取 107 个样品进行有机碳同位素测定。测定前先将样品研磨成粉末状(约 200 目)并烘干,加入浓度约为 3 mol/L 的稀盐酸搅拌并

浸泡 24 h,用蒸馏水在离心机上冲洗至中性,最后在冻干机上冻干离心管内样品,磨匀样品密闭保存,在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室 MAT253(IR-MS)上进行同位素分析.具体步骤为:取 0.01~0.02 g 样品,装入石英反应器底部,加入催化剂、氧化剂等,在 850 °C 下反应几分钟,将反应释放出的 CO₂ 直接进行在线测试,报道的结果是相对于 VPDB 标准,测试误差小于 0.2%。

分别在剖面的 164 cm、374 cm、462 cm、678 cm、760 cm 和 790 cm 处采集年龄样品 6 个送至成都理工大学进行 ESR 年龄测试.具体步骤为:取一定量的样品自然风干,粉碎至 0.20~0.45 mm;测定 γ 及 α 天然放射性,得到铀及钾含量;制取 5 份 0.2~0.3 mm 粒度石英样品(或碳酸钙)进行热活化处理,之后冷却 5~7 d;然后在德国 ER-200D-SRC 型电子自旋共振谱仪上进行测定,测试误差 < 1.0%。

2 结果及指标解译

2.1 年代序列建立

阜高营剖面 164 cm、374 cm、462 cm、678 cm、760 cm 和 790 cm 的年代结果分别为 12.3 ± 0.10 ka、23.5 ± 2.0 ka、29.2 ± 2.0 ka、36.3 ± 3.0 ka、45.6 ± 4.0 ka、50.5 ± 5.0 ka.计算表明,年代与深度呈现很好的线性拟合关系($R^2 = 0.96$),经线性内插和外推法推算剖面为 56.8 ka 以来的沉积(图 2)。

2.2 正构烷烃分布特征及有机质来源

阜高营剖面正构烷烃的碳数分布范围为 C₁₆ ~

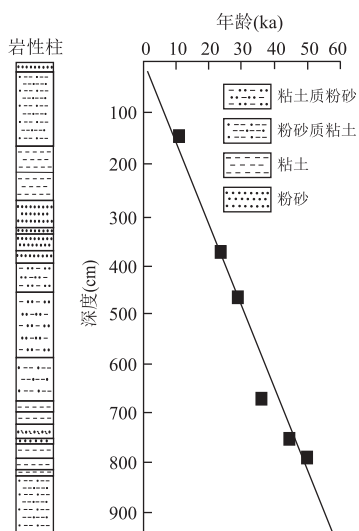


图 2 阜高营剖面年龄-深度模式

Fig.2 Depth-age model of Fugaoying profile in Yanqing

C₃₃,高碳数(C₂₇~C₃₃)奇碳优势明显,短链(C₁₆~C₂₀)和中链正构烷烃(C₂₁~C₂₅)都无奇偶优势.正构烷烃多以 C₂₉或 C₃₁为主峰的单峰分布为主,同时存在一些低碳数和高碳数并存的双峰型(图 3)。

湖泊沉积物中的正构烷烃主要来源于植物,正构烷烃碳数不同,其植物来源也不同.一般来说,源于菌藻类等浮游生物的正构烷烃主峰碳为 C₁₅、C₁₇或 C₁₉,碳数分布范围为 C₁₅~C₂₀;来源于陆生植物的正构烷烃以 C₂₇、C₂₉或 C₃₁为主峰,碳数分布范围为 C₂₇~C₃₃;源于沉水和漂浮等水生植物的正构烷烃主峰碳为 C₂₁、C₂₃或 C₂₅,碳数范围为 C₂₁~C₂₅(Cranwell *et al.*, 1987; Ficken *et al.*, 2000).为了更加准确地分析有机质来源,本文将每个样品 GC-MS 图谱中的各碳数正构烷烃峰高之和视为 100%,并将各碳数正构烷烃峰高相对于总峰高的百分比视为其相对百分含量(%),由此分别计算得出短链(C₁₆~C₂₀)、中链(C₂₁~C₂₅)及长链(C₂₇~C₃₃)正构烷烃的相对百分含量.结果表明,阜高营剖面以长链正构烷烃为主导(相对百分含量均值为 66.8%),其次为短链正构烷烃(均值为 18.1%),中链正构烷烃最少(均值为 15.1%),并且三者的相对百分含量在不同时期均发生了变化,说明阜高营剖面有机质来源以陆生植物为主,在气候演化的不同阶段,陆生植物、菌藻类植物和水生植物对沉积物中有机质的贡献比例并不相同(图 4).由此,其有机质来源可分为 4 个阶段:56.8~45.6 ka,正构烷烃多以长链 C₂₉或 C₃₁为主峰,长链正构烷烃相对百分含量较高,其次为短链正构烷烃,中链烷烃含量最少,揭示该时期有机质来源以陆生高等植物为主且含有少量的菌藻类植物;45.6~31.5 ka,正构烷烃多以长链 C₃₁为主峰,长链和短链正构烷烃相对百分含量与上一阶段相差不大,中链烷烃相对百分含量有所增加,显示该时期有机质以陆生高等植物为主,水生植物有所增加;31.5~13.4 ka,低碳数和高碳数并存的双峰型大量增加,长链正构烷烃相对百分含量显著降低,短链和中链烷烃相对百分含量显著增加,表明菌藻类和水生植物有机质的贡献增多;13.4 ka 至今,正构烷烃多以长链 C₃₁为主峰,长链、中链和短链正构烷烃相对百分含量变幅较大,但长链正构烷烃相对百分含量仍大于中链和短链正构烷烃,说明该阶段沉积物有机质来源以陆生植物为主且复杂多变。

2.3 正构烷烃分子化石组合指数的环境指示意义

碳优势指数(carbon preference index, CPI)起初是用来表示奇偶碳数正构烷烃相对量的指标(公

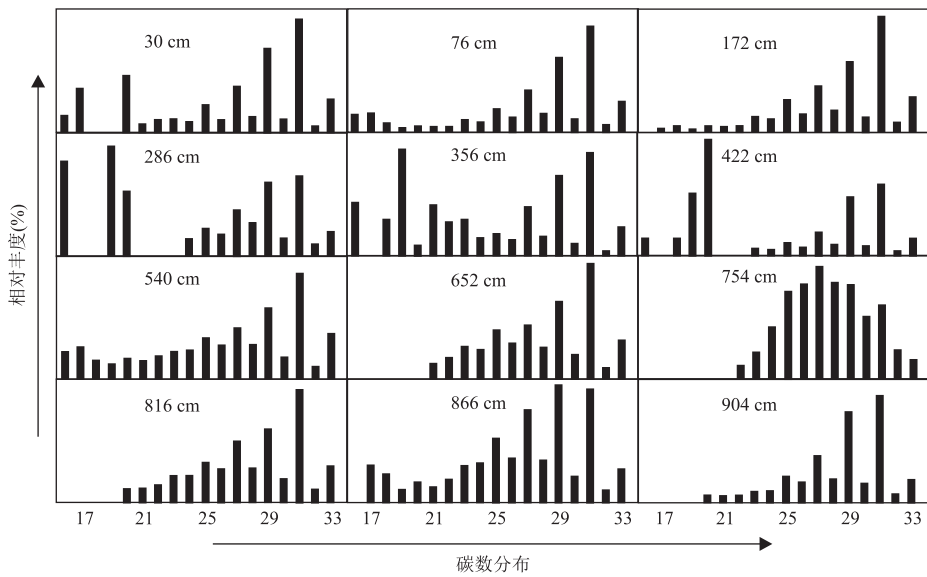


图 3 延庆阜高营剖面典型样品正构烷烃分布特征

Fig.3 Distribution patterns of *n*-alkanes in typical samples from Fugaoying profile in Yanqing

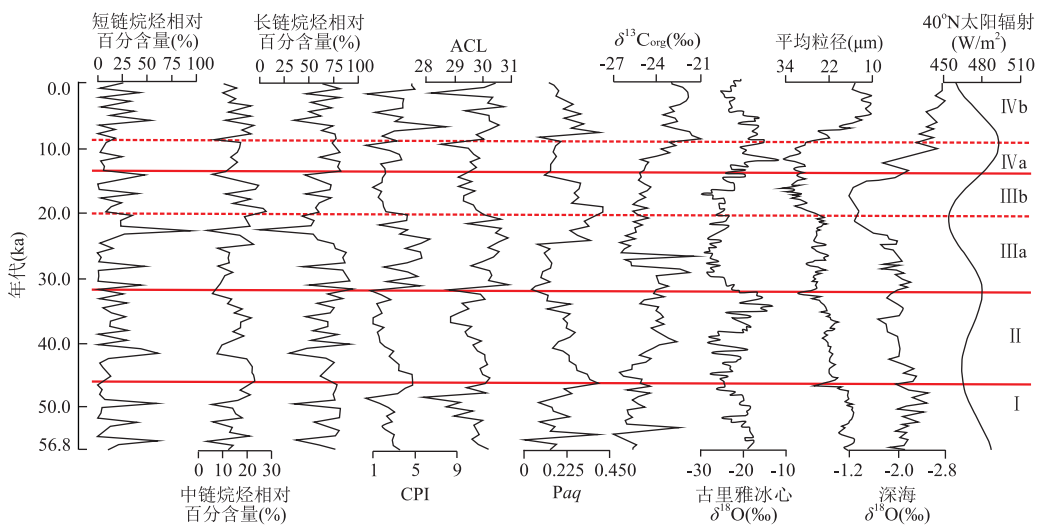


图 4 阜高营剖面正构烷烃各指标和 $\delta^{13}C_{org}$ 值与太阳辐射量变化、古里雅冰心、李家塬黄土剖面及深海氧同位素对比图

Fig.4 Comparison of *n*-alkanes and $\delta^{13}C_{org}$ records from Fugaoying profile with summer solar radiation, grain size of Lijiayuan profile and oxygen isotope records in Guliya core and Sulu Sea

古里雅冰心数据据 Thompson *et al.* (1997); 李家塬黄土剖面数据据丁仲礼等(1996); 深海氧同位素数据据 Linsley(1996)

式(1)),不同生物来源的正构烷烃 CPI 值不同,一般来自陆生植物的正构烷烃具有较强的奇偶优势且 CPI 值 > 5,而源于菌藻类的正构烷烃无奇偶优势且 CPI 值较低(≈ 1) (Cranwell *et al.*, 1987).研究表明,正构烷烃 CPI 值的变化主导是气候控制下的生物降解作用,气候寒冷干燥导致生物降解作用减慢, CPI 值较高,反之 CPI 值较低(Kuder and Kruge, 1998; Xie *et al.*, 2004).并且已经在中国的黄土、第三系红土和泥炭中得到了证实(Xie *et al.*, 2004; Zhou *et al.*, 2005; Bai *et al.*, 2009).本文 CPI 值与

同纬度地区太阳辐射对应良好,即 CPI 高值对应太阳辐射低值, CPI 低值对应太阳辐射高值,而且二者变化趋势呈负相关(图 4).以上表明延庆古湖 CPI 值的指示意义与前人研究一致,是反演古气候变化可靠的替代性指标.

$$CPI = \frac{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}}{2 \times (C_{24} + C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32})} + \frac{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}}{2 \times (C_{26} + C_{28} + C_{30} + C_{32} + C_{34})} \quad (1)$$

长链正构烷烃平均链长(average chain length,

ACL)是指沉积物中各链长(≥ 25)正构烷烃相对丰度的加权平均值(公式(2)).现代分子有机地球化学研究显示正构烷烃 C_{27} 和 C_{29} 主峰主要与木本植物有关, C_{31} 和 C_{33} 主峰主要来自草本植物(Meyers, 2003),因此湖泊沉积物中长链正构烷烃的平均链长首先要受到区域植被组合的制约.很多研究也表明植物长链正构烷烃的平均链长 ACL 与植被类型有关,且变化趋势与其单体碳同位素相似,链长指数增加,叶蜡烷烃碳同位素正偏,指示草本植物增多(Hughen *et al.*, 2004; 张杰和贾国东, 2009).但是,有研究显示草本和木本植物都会产生相对丰度较高的 C_{29} 和 C_{31} ,而且挺水植物来源的正构烷烃主峰碳也为 C_{29} 和 C_{31} (饶志国等, 2011; Bush and McInerney, 2013),因此采用 C_{27}/C_{33} 会相对准确地估计木本植物与草本植物的相对变化,其有效性已被证实(刘嘉丽等, 2017).经计算,本文 ACL 值与 C_{27}/C_{33} 比值呈现较好的负相关($R^2 = 0.63$),即陆生植被中木本植物所占比例增加时,ACL 值降低,陆生植被中草本植物比例增加时,ACL 值升高.同时,从表皮蜡质维持植物用水平衡的角度讲, C_4 植物必须通过合成更长链的烷烃提高水分利用率来适应高温干旱的环境, C_3 植物则相反(张杰和贾国东, 2009),说明研究区 ACL 值可指示植被的组合情况.此外,ACL 与 CPI 值明显正相关($R^2 = 0.65$),进一步证实了 ACL 值是气候控制下陆生植被组合的良好反映,即气候冷干,ACL 值较大指示草本植物相对增多,反之,木本植物增加.

$$ACL = \frac{25 \times C_{25} + 27 \times C_{27} + 29 \times C_{29} + 31 \times C_{31} + 33 \times C_{33}}{C_{25} + C_{27} + C_{29} + C_{31} + C_{33}}. \quad (2)$$

Paq 指数(公式(3))最初由 Ficken *et al.* (2000)提出,用来判断沉水/漂浮植物与挺水以及陆生植物相对量的大小.鉴于同一剖面沉积物有机质中沉水/漂浮植物与挺水及陆生植物相对贡献量受湖泊水位控制,因此, Paq 值的变化也能间接反映湖泊水位的变化.一般而言, Paq 高值对应气候暖湿,湖泊水位较高;反之,气候冷干,湖泊水位较低(Ficken *et al.*, 2000).但是,最近几年研究表明在降水量季节性较强的湖区以及相对封闭的盆地湖区, Paq 低值指示湖泊有机质来源以陆生植物为主,湖泊水位较高; Paq 高值指示陆生植物输入较少,菌藻类和水生植物的相对贡献大大增加,湖泊水位较低(蒲阳等, 2010; 孟培等, 2014; Liu *et al.*, 2017).而延庆古湖为相对封闭的盆地湖泊且降水季节性显

著,气候暖湿有利于流域内植物生长,丰富的降水将大量的陆源高等植物碎屑携带到湖中并沉积保存下来,导致 Paq 值较低;而气候冷干时,降水减少导致陆源高等植物碎屑输入减少,此时湖中菌藻类和水生生物的贡献相对增多(图 4),因此 Paq 表现出相对高值.同时,本文 Paq 值随着长链烷烃(陆生植物)相对百分含量的减小而增大,并且与 CPI 和 ACL 的变化趋势十分相似,意味着气候暖湿(CPI 和 ACL 均值较小),陆生植物输入增加, Paq 值变小,指示湖泊水面扩张,水位较高;气候冷干(CPI 和 ACL 均值较大),陆生植物输入减少, Paq 值变大,指示湖泊水位较低.此外, Paq 值与阜高营剖面同纬度地区的太阳辐射负相关显著, Paq 高值对应太阳辐射低值, Paq 低值对应太阳辐射高值(图 4),与前人研究一致.

$$Paq = \frac{C_{23} + C_{25}}{C_{23} + C_{25} + C_{29} + C_{31}}. \quad (3)$$

2.4 有机碳同位素变化特征及环境指示意义

经测试,阜高营剖面有机碳同位素分布范围为 $-26.7\% \sim -21.4\%$,均值为 -24.0% .整体上看,有机碳同位素自下而上呈现出偏负($56.8 \sim 45.6$ ka) \rightarrow 略偏正($45.6 \sim 31.5$ ka) \rightarrow 偏负($31.5 \sim 13.4$ ka) \rightarrow 偏正($13.4 \sim 0$ ka)的变化趋势,且存在很多波动.一般而言,湖泊沉积物有机质来源主要有两类:一是来自内源的生物,包括菌藻类低等生物和水生植物;二是由外源的河流径流携入的陆生高等植物.因此,不同有机质来源的湖泊沉积物,其有机碳同位素气候指示意义也不相同(Meyers and Horie, 1993).有关阜高营剖面有机碳同位素的气候指示意义已有过详细探讨:在以外源陆生植物输入为主的前提下, $\delta^{13}C_{org}$ 值偏负,指示气候暖湿,反之,气候冷干;在湖泊有机质以内源输入为主时, $\delta^{13}C_{org}$ 值偏负,指示气候冷干,反之,气候暖湿(张慧娟等, 2017).

3 古气候重建

3.1 古气候演变阶段

依据上述对阜高营剖面各阶段有机质来源的分析,结合 $\delta^{13}C_{org}$ 、ACL、CPI 和 Paq 值可将研究区的气候演化划分为 4 个阶段(见图 4):

阶段 I ($56.8 \sim 45.6$ ka): 气候温暖湿润.正构烷烃的主要来源是陆生高等植物和少量菌藻类植物,有机碳同位素在整个剖面上最为偏负,均值为 -25.4% .同时,CPI、ACL 和 Paq 均值都为 4 个阶

段中的最低值,结合该阶段出现的棕黑色粘土层,综合表明该时期气候温暖湿润,木本植物比较繁茂,湖泊发育良好,水位较高.这与华北平原和延怀盆地孢粉(赵英时,1987;郑荣章等,2001)反映的暖湿气候一致.

阶段 II (45.6~31.5 ka):正构烷烃的来源仍以陆生高等植物为主,但略有减少,水生沉水生物可能有所增加,导致有机碳同位素略偏正,均值为 -24.4% .CPI、ACL 和 P_{aq} 均值比上阶段略有增大,表明此时期气候已经转化为温湿,草本植物有所增加,湖泊水位有所下降.延怀盆地的孢粉也显示该时期草本植物有所增加,但整体含量仍较低,指示气候较为温湿,湖泊发育缓慢(郑荣章等,2001).

阶段 III (31.5~13.4 ka):正构烷烃来源发生了很大变化,菌藻类植物和水生植物显著增加,陆源输入大大减少,导致 P_{aq} 值偏大,同时 CPI 和 ACL 均值明显增大,三者均值都为 4 个阶段最高值,有机碳同位素也偏负,同时该阶段岩性柱中含有很多钙质结核.综上所述,该时期气候出现恶化,气候整体以冷干为主,湖泊水位较低.该阶段又可分为两个亚阶段:III a (31.5~20.0 ka),CPI、ACL 和 P_{aq} 均值逐步增加,说明气候变干冷,湖泊水位较低,与华北平原孢粉在该时期反映的气候变化一致(赵英时,1987);III b (20.0~13.4 ka),CPI、ACL 和 P_{aq} 均值逐步减小,但三者均值仍较大,表明气候较为冷干,存在好转的趋势,与北京昌平钻孔指示的气候略有好转是一致的(Yang *et al.*, 2009).

阶段 IV (13.4 ka 至今):正构烷烃的来源复杂多变,总体以陆生植物输入为主,有机碳同位素显著偏正,均值为 -23.5% ;CPI、ACL 和 P_{aq} 均值增大,但仍小于阶段 III,同时三者频繁波动.以上综合表明该时期气候有所转暖,但较为偏干,同时存在冷暖和干湿波动,湖泊整体处于发育晚期,水位较低,同时适合暖干气候条件下生长的 C_4 植物明显增多,造成 $\delta^{13}C_{org}$ 值十分偏正及 ACL 值偏大.该阶段又可分为两个亚阶段:IV a (13.4~9.2 ka),CPI、ACL 和 P_{aq} 均值略偏小,说明气候较为温湿,湖泊存在短暂发育,但水位较低;IV b (9.2 ka 至今),CPI、ACL 和 P_{aq} 均值波动起伏大,均值偏大,表明气候较早全新时期偏干,湖泊发育滞缓,趋向萎缩,这与以往研究成果相吻合(郑荣章等,2001;Chen *et al.*, 2008).

3.2 延庆气候变化对全球变化的响应

晚更新世以来地球气候系统表现为典型的冰期—间冰期旋回,这在古里雅冰心(Thompson

et al., 1997)、李家塬黄土剖面(丁仲礼等,1996)和深海氧同位素(Linsley, 1996)中都得到了很好体现.图 4 显示,延庆古湖正构烷烃参数 CPI、ACL 和 P_{aq} 均值较低的阶段(气候暖湿,湖泊水位较高),分别对应古里雅冰心氧同位素偏正、李家塬黄土粒度偏细和深海氧同位素偏负的阶段;CPI、ACL 和 P_{aq} 均值较高的阶段(气候冷干,湖泊水位较低),分别对应古里雅冰心氧同位素偏负、李家塬黄土粒度偏粗和深海氧同位素偏正的阶段,表明研究区气候变化在晚更新世以来与北半球古气候变化一致,且气候驱动机制存在内在联系.研究表明,李家塬剖面黄土粒度、深海氧同位素以及古里雅冰心氧同位素的变化在长时间尺度上受太阳辐射驱动(丁仲礼等,1996;Linsley, 1996;Thompson *et al.*, 1997).而延庆古湖正构烷烃指标与同纬度地区太阳辐射曲线总体变化趋势一致(图 4).比如,在阶段 III (31.5~13.4 ka)是太阳辐射量均值最低的阶段,对应延庆古湖 P_{aq} 高值,同时 CPI 和 ACL 值也较高,三者呈现与太阳辐射较相似的波动,延怀盆地的孢粉也指示嗜盐好干的藜粉明显增加(郑荣章等,2001),以上均指示此时延庆地区气候比较冷干,湖泊水位较低.这可能说明在万年时间尺度上太阳辐射量的变化直接影响了延庆地区气候的变化,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.

4 结论

(1)北京延庆古湖沉积物中正构烷烃碳数的分布范围为 $C_{16} \sim C_{33}$,高碳数奇碳优势明显,中链和短链烷烃均无奇偶优势,多以 C_{29} 或 C_{31} 为主峰的单峰分布为主,同时存在少量低碳数和高碳数并存的双峰型.正构烷烃的分布特征及长、中和短链正构烷烃的相对百分含量共同反映延庆古湖沉积物有机质来源以陆生高等植物为主,同时含有少量菌藻类和水生植物.

(2)延庆古湖正构烷烃参数 CPI、ACL 和 P_{aq} 很好地记录了晚更新世中期以来延庆古湖及区域气候的演化,即:56.8~45.6 ka,气候暖湿,湖泊发育良好,湖面较高;45.6~31.5 ka,气候温湿,湖泊发育缓慢,水位略有下降;31.5~20.0 ka,气候冷干,湖泊水位严重下降;20.0~13.4 ka,气候较为干冷,有转暖趋势;13.4~9.2 ka 气候转暖,湖泊有所发育,但水位较低;9.2 ka 至今,气候变干,湖泊萎缩.

(3)对比分析表明,北京延庆地区的气候演化与

古里雅冰心、李家塬黄土、深海氧同位素反映的气候变化较为一致,呈现冰期—间冰期旋回,并且在轨道尺度上受控于太阳辐射量的变化。

致谢:本文正构烷烃和有机碳同位素的测定与分析得到了中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室谢树成老师、黄俊华老师、黄咸雨老师和杨欢老师的指导,特在此表示感谢!同时衷心感谢两位匿名审稿专家对本文提出宝贵的意见!

References

- Bai, Y., Fang, X.M., Nie, J.S., et al., 2009. A Preliminary Reconstruction of the Paleoeological and Paleoclimatic History of the Chinese Loess Plateau from the Application of Biomarkers. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 271(1–2): 161–169. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.10.006>
- Bush, R.T., McInerney, F.A., 2013. Leaf Wax *n*-Alkane Distributions in and across Modern Plants; Implications for Paleocology and Chemotaxonomy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 117: 161–179. <https://doi.org/10.1016/j.gca>
- Cai, X.M., Luan, Y.B., Guo, G.X., et al., 2009. 3D Quaternary Geological Structure of Beijing Plain. *Geology in China*, 36(5): 1021–1029 (in Chinese with English abstract).
- Chen, F. H., Yu, Z. C., Yang, M. L., et al., 2008. Holocene Moisture Evolution in Arid Central Asia and Its Out-of-Phase Relationship with Asian Monsoon History. *Quaternary Science Reviews*, 27(3–4): 351–364. <https://doi.org/10.1016>
- Cranwell, P. A., Eglinton, G., Robinson, N., 1987. Lipids of Aquatic Organisms as Potential Contributors to Lacustrine Sediments—II. *Organic Geochemistry*, 11(6): 513–527. [https://doi.org/10.1016/0146-6380\(87\)90007-6](https://doi.org/10.1016/0146-6380(87)90007-6)
- Ding, Z. L., Ren, J. Z., Liu, D. S., et al., 1996. The Irregular Change and Its Mechanism of Monsoon-Desert System in One Thousand Scale since Late Pleistocene. *Science in China (Series D)*, 26(5): 385–391 (in Chinese).
- Ficken, K. J., Li, B., Swain, D. L., et al., 2000. An *n*-Alkane Proxy for the Sedimentary Input of Submerged/Floating Freshwater Aquatic Macrophytes. *Organic Geochemistry*, 31(7–8): 745–749. <https://doi.org/10.1016/s0146-6380gca.2013.04.016>
- Guan, S. Z., Xiao, Z. Z., Zhang, Q. B., et al., 1995. Ostracods and Palaeoecologic Record of Yanqing Basin, Beijing, for Early Quaternary: Implications for Its Palaeotectonic Environment. *Geology of Chemical Minerals*, 17(4): 217–228 (in Chinese with English abstract).
- Huang, X. Y., Xue, J. T., Guo, S. Y., 2012. Long Chain *n*-Alkanes and Their Carbon Isotopes in Lichen Species from Western Hubei Province; Implication for Geological Records. *Frontiers of Earth Science*, 6(1): 95–100. <https://doi.org/10.1007/s11707-012-0300-8>
- Huang, X. Y., Zhang, Z. Q., Wang, H. M., et al., 2017. Overview on Critical Zone Observatory at Dajihu Peatland, Shennongjia. *Earth Science*, 42(6): 1026–1038 (in Chinese with English abstract).
- Hughen, K. A., Eglinton, T. I., Li, X., et al., 2004. Abrupt Tropical Vegetation Response to Rapid Climate Changes. *Science*, 304(5679): 1955–1959. <https://doi.org/10.1126/science.1092995>
- Kuder, T., Kruge, M. A., 1998. Preservation of Biomolecules in Sub-Fossil Plants from Raised Peat Bogs—A Potential Paleoenvironmental Proxy. *Organic Geochemistry*, 29(5–7): 1355–1368. [https://doi.org/10.1016/s0146-6380\(98\)009](https://doi.org/10.1016/s0146-6380(98)009)
- Li, H. Z., 1995. The Quaternary Palaeogeographic Research in Beijing. Geological Publishing House, Beijing (in Chinese).
- Linsley, B.K., 1996. Oxygen-Isotope Record of Sea Level and Climate Variations in the Sulu Sea over the Past 150 000 Years. *Nature*, 380(6571): 234–237. <https://doi.org/10.1038/380234a0>
- Liu, J.L., Liu, Q., Wu, J., et al., 2017. *n*-Alkanes Distributions and Compound-Specific Carbon Isotope Records and Their Paleoenvironmental Significance of Sediments from Lake Sifangshan in the Great Khingan Mountain, Northeastern China. *Journal of Lake Sciences*, 29(2): 498–511 (in Chinese with English abstract).
- Liu, W. G., Liu, H., Wang, Z., et al., 2017. Hydrogen Isotopic Compositions of Long-Chain Leaf Wax *n*-Alkanes in Lake Qinghai Sediments Record Palaeohydrological Variations during the Past 12 ka. *Quaternary International*, 449: 67–74. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.05.024>
- Meng, P., Wang, Y. L., Wang, Z. X., et al., 2014. Compound-Specific Carbon Isotopic Characteristics of *n*-Alkanes in Xianghai Lake Sediments of Northeast China and Their Paleoenvironmental Implications. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 36(2): 110–120 (in Chinese with English abstract).
- Meyers, P.A., 2003. Applications of Organic Geochemistry to Paleolimnological Reconstructions: A Summary of Examples from the Laurentian Great Lakes. *Organic Geochemistry*, 34(2): 261–289. [https://doi.org/10.1016/s0146-6380\(02\)00168-7](https://doi.org/10.1016/s0146-6380(02)00168-7)
- Meyers, P.A., Horie, S., 1993. An Organic Carbon Isotopic Record of Glacial-Postglacial Change in Atmospheric $p\text{CO}_2$ in the Sediments of Lake Biwa, Japan. *Palaeogeography*,

- Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105(3-4): 171-178. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(93\)90082-t](https://doi.org/10.1016/0031-0182(93)90082-t)
- Pang, Q. Q., Huang, X. G., 1984. The Discovery of Early Quaternary Foraminifera and the Transgression in the Yanqing Basin, Beijing. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 4(2): 91-102 (in Chinese with English abstract).
- Pu, Y., Zhang, H. C., Lei, G. L., et al., 2010. Climate Variability Recorded by *n*-Alkanes of Paleolake Sediment in Qaidam Basin on the Northeast Tibetan Plateau in Late MIS3. *Science China Earth Sciences*, 40(5): 624-631 (in Chinese).
- Rao, Z. G., Wu, Y., Zhu, Z. Y., et al., 2011. Is the Maximum Carbon Number of Long-Chain *n*-Alkanes an Indicator of Grassland or Forest?: Evidence from Surface Soils and Modern Plants. *Chinese Science Bulletin*, 56(10): 774-780 (in Chinese).
- Thompson, L. G., Yao, T. D., Davis, M. E., et al., 1997. Tropical Climate Instability: The Last Glacial Cycle from a Qinghai-Tibetan Ice Core. *Science*, 276(5320): 1821-1825. <https://doi.org/10.1126/science.276.5320.1821>
- Xie, S. C., Guo, J. Q., Huang, J. H., et al., 2004. Restricted Utility of $\delta^{13}\text{C}$ of Bulk Organic Matter as a Record of Paleovegetation in Some Loess-Paleosol Sequences in the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research*, 62(1): 86-93. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.03.004>
- Yang, G. F., Ge, Z. L., Dai, Q., et al., 2009. A Grain-Size Record from Beijing Region in Northern China: Late Quaternary Paleoclimate Oscillation in Response to Global Change. *Frontiers of Earth Science*, 3(2): 164-170. <https://doi.org/10.1007/s11707-009-0034-4>
- Yang, G. F., Wu, F. D., Chen, Z. H., et al., 2015. *n*-Alkane Distribution and Their Palaeoenvironmental Implications in Fluvial-Lacustrine Sediments in Dengkou, Inner Mongolia. *Earth Science*, 40(2): 327-333 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, H. J., Yang, G. F., Chen, Z. H., et al., 2017. Paleoclimatic Evolution Inferred from Organic Carbon Isotope of Lacustrine Sediments in the Yanqing Basin of Beijing since Late Pleistocene. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 31(12): 92-97 (in Chinese with English abstract).
- Zhang, J., Jia, G. D., 2009. Application of Plant-Derived *n*-Alkanes and Their Compound-Specific Hydrogen Isotopic Composition in Paleoenvironment Research. *Advances in Earth Science*, 24(8): 874-881 (in Chinese with English abstract).
- Zhao, Y. S., 1987. Palaeoclimate Variability of the North China Plain for the Last 120 000 Years. *Geographical Research*, 6(4): 54-61 (in Chinese with English abstract).
- Zheng, R. Z., Ji, F. J., Li, J. P., 2001. Lake Development and Climatic Changes during the Middle and Late Times of Late Pleistocene in the Yanhuai Basin. *Seismology and Geology*, 23(1): 55-62 (in Chinese with English abstract).
- Zhou, W. J., Xie, S. C., Meyers, P. A., et al., 2005. Reconstruction of Late Glacial and Holocene Climate Evolution in Southern China from Geolipids and Pollen in the Dingnan Peat Sequence. *Organic Geochemistry*, 36(9): 1272-1284. <https://doi.org/10.1016/j.orggeochem.2005.04.005>

附中文参考文献

- 蔡向民, 栾英波, 郭高轩, 等, 2009. 北京平原第四系的三维结构. *中国地质*, 36(5): 1021-1029.
- 丁仲礼, 任剑璋, 刘东生, 等, 1996. 晚更新世季风-沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题. *中国科学(D辑)*, 26(5): 385-391.
- 关绍曾, 萧宗正, 张清波, 等, 1995. 北京延庆盆地第四纪早期介形类动物群, 古生态及对该区古环境的认识. *化工矿产地质*, 17(4): 217-228.
- 黄咸雨, 张志麒, 王红梅, 等, 2017. 神农架大九湖泥炭湿地关键带监测进展. *地球科学*, 42(6): 1026-1038.
- 李华章, 1995. 北京地区第四纪古地理研究. 北京: 地质出版社.
- 刘嘉丽, 刘强, 伍婧, 等, 2017. 大兴安岭四方山天池全新世以来沉积物正构烷烃分布、单体碳同位素特征及古环境意义. *湖泊科学*, 29(2): 498-511.
- 孟培, 王永莉, 王自翔, 等, 2014. 东北地区向海湖泊沉积物正构烷烃单体碳同位素特征及其古环境意义. *地球科学与环境学报*, 36(2): 110-120.
- 庞其清, 黄兴根, 1984. 北京延庆盆地第四纪早期有孔虫化石的发现及海侵的探讨. *海洋地质与第四纪地质*, 4(2): 91-102.
- 蒲阳, 张虎才, 雷国良, 等, 2010. 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*, 40(5): 624-631.
- 饶志国, 吴翼, 朱照宇, 等, 2011. 长链正构烷烃主峰碳数作为判别草本和木本植物指标的讨论: 来自表土和现代植物的证据. *科学通报*, 56(10): 774-780.
- 杨桂芳, 武法东, 陈正洪, 等, 2015. 内蒙古磴口河湖相沉积物正构烷烃分布特征及其环境意义. *地球科学*, 40(2): 327-333.
- 张慧娟, 杨桂芳, 陈正洪, 等, 2017. 北京延庆盆地晚更新世以来的古气候演化: 有机碳同位素记录. *干旱区资源与环境*, 31(12): 92-97.
- 张杰, 贾国东, 2009. 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*, 24(8): 874-881.
- 赵英时, 1987. 华北平原十二万年以来的古气候变化. *地理研究*, 6(4): 54-61.
- 郑荣章, 计凤桔, 李建平, 2001. 延怀盆地晚更新世中晚期湖泊发育与气候变化. *地震地质*, 23(1): 55-62.