

## 8.0 ka BP 以来长江中下游南漪湖沉积记录的正构烷烃及其单体碳同位素组成特征和古气候意义

刘丰豪<sup>1,2</sup>, 胡建芳<sup>1\*</sup>, 王伟铭<sup>3</sup>, 童晓宁<sup>1,2</sup>,  
黄超<sup>1,2</sup>, 廖伟森<sup>1,2</sup>

(1. 中国科学院 广州地球化学研究所 有机地球化学国家重点实验室, 广东广州 510640; 2. 中国科学院大学, 北京 100049; 3. 中国科学院 南京地质古生物研究所, 江苏 南京 210008)

**摘要:** 通过分析长江中下游南漪湖柱状沉积物中正构烷烃分布特征及其单体碳同位素组成, 重建了该地区 8.0 ka BP 以来的植被变化, 进而反演古气候变迁; 同时与其他地质记录的相关指标进行对比, 探讨了长江中下游地区中全新世以来东亚夏季风的变化。8.0~4.8 ka BP, 长链正构烷烃  $nC_{27}$ - $nC_{33}$  含量占绝对优势, Paq 值偏低, 正构烷烃以陆生高等植物输入为主; 相对较低的  $nC_{27}/nC_{31}$  比值及较高的  $ACL_{27-33}$  值表明这一阶段以草本植物相对发育; 长链正构烷烃  $\delta^{13}C$  整体偏负(-34.7‰ ~ -32.9‰),  $C_3$  植物为主; 这一时期气候温暖湿润, 是东亚夏季风最强盛时期。4.8~2.4 ka BP, 长链正构烷烃  $nC_{27}$ - $nC_{33}$  含量降低, Paq 值偏高, 陆生高等植物对正构烷烃的贡献相对减少;  $nC_{27}/nC_{31}$  比值升高,  $ACL_{27-33}$  值降低, 木本植物占优势, 草本植物减少; 长链正构烷烃  $\delta^{13}C$  相对正偏(-33.5‰ ~ -29.1‰),  $C_4$  植物有一定的增加, 但依然以  $C_3$  植物为主; 这一时期东亚夏季风减弱, 气候朝冷干转变。2.4 ka BP 以来, 长链正构烷烃  $nC_{27}$ - $nC_{33}$  含量升高, Paq 值逐渐降低, 陆源高等植物的贡献逐渐增加; 逐渐降低的  $nC_{27}/nC_{31}$  比值以及逐渐升高的  $ACL_{27-33}$  值表明草本植物重新占相对发育, 木本植物含量逐渐减少; 长链正构烷烃  $\delta^{13}C$  波动剧烈, 呈现逐渐偏负的趋势,  $C_3$  植物继续占据绝对优势,  $C_4$  植物呈现逐渐减少的变化趋势; 气候由寒冷干燥逐渐向温暖湿润过度。同时, 这一时期各指标呈现剧烈波动的变化趋势, 推测可能与长江流域人类活动逐渐增加, 显著影响了自然植被变化的过程。这些指标记录的东亚夏季风随着北半球夏季太阳辐射量的减少而持续减弱, 同时记录了多次冷暖/干湿交替事件, 存在 6 次冷干事件(夏季风减弱事件), 其中 5 次与 Bond *et al.* 提出的北大西洋冰筏漂流事件一一对应。

**关键词:** 长江中下游; 正构烷烃; 正构烷烃单体碳同位素; 古气候; 东亚夏季风

中图分类号: P593 文献标识码: A 文章编号: 0379-1726(2018)01-0089-13

**Variations in the distribution and compound-specific stable carbon isotopic compositions of *n*-alkanes recorded in Lake Nanyi sediments from the Middle–Lower Yangtze Region since 8.0 ka BP and implications for the Paleoclimate**

LIU Feng-hao<sup>1,2</sup>, HU Jian-fang<sup>1\*</sup>, WANG Wei-ming<sup>3</sup>, TONG Xiao-ning<sup>1,2</sup>,  
HUANG Chao<sup>1,2</sup> and LIAO Wei-sen<sup>1,2</sup>

1. State Key Laboratory of Organic Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China;

3. Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China

**Abstract:** The composition of *n*-alkanes and the compound-specific stable carbon isotopes in a sediment core taken from Lake Nanyi in the Middle–Lower Yangtze region were investigated. The chronology of the sediment core was established according to the  $^{14}C$ -AMS data of the TOC (total organic carbon) and terrestrial leaves within

收稿日期(Received): 2017-02-07; 改回日期(Revised): 2017-06-01; 接受日期(Accepted): 2017-09-22

基金项目: 中国科学院战略性先导科技专项项目(XDA05120103)

作者简介: 刘丰豪(1990–), 男, 硕士研究生, 地质工程专业, 生物有机地球化学方向。E-mail: liufenghao14@mailsucas.ac.cn

\* 通讯作者(Corresponding author): HU Jian-fang, E-mail: hujf@gig.ac.cn; Tel: +86-20-85290163

the core sediments. The present study reconstructed the paleovegetation from 8.0 ka BP to present, and discussed the paleoclimate, especially the East Asian summer monsoon. The results showed that from 8.0 to 4.8 ka BP, the compositions of *n*-alkanes consisted mainly of long-chain *n*-alkane ( $nC_{27}$ – $nC_{33}$ ), and the low Paq values suggested that the *n*-alkanes were mainly derived from terrestrial higher plants. The higher average chain length (ACL) of *n*-alkanes and the lower ratios of *n*-alkanes  $C_{27}/C_{31}$  indicated that grass vegetation dominated during this stage. Depleted  $\delta^{13}C$  values of long-chain *n*-alkanes indicated vegetation was dominated by  $C_3$  plants, suggesting that the climate was more humid and warmer in the Middle–Lower Yangtze area and the East Asian summer monsoon was strong. From 4.8 to 2.4 ka BP, high Paq values and declining long-chain *n*-alkane contents suggested that the contribution of terrestrial plants decreased. The  $nC_{27}/nC_{31}$  ratios increased and the ACL decreased, indicating that woody vegetation dominated. The  $\delta^{13}C$  values of long-chain *n*-alkanes were between  $-33.5\%$  and  $-29.1\%$ , indicating that  $C_3$  plants dominated, however, contributions of  $C_4$  increased. This phenomenon suggests that the East Asian summer monsoon weakened. After 2.4 ka BP, the decreased Paq values and the slightly increased contents of long-chain *n*-alkane suggested that the contribution of terrestrial plants increased. The decreased  $nC_{27}/nC_{31}$  ratios and increased ACL values indicated that grass vegetation dominated in this region. The  $\delta^{13}C$  values of long-chain *n*-alkanes were between  $-33.9\%$  and  $-28.0\%$ , and changed rapidly, suggesting that the climate tended to be warm and humid. The rapid change of these indexes may be related to the gradual increase of human activity in the Yangtze River Basin since 2.4 ka BP. All these indexes showed that the East Asian summer monsoon weakened when the summer solar radiation in the northern hemisphere decreased. Our multi-proxy records revealed six cold/dry climatic fluctuations that included five Bond events.

**Key words:** Middle–Lower Yangtze Region; *n*-alkane;  $\delta^{13}C$  of *n*-alkane; Paleoclimate; East Asian summer monsoon

## 0 引 言

东亚夏季风作为全球气候系统的一个关键组成部分,显著影响着东亚地区的气候变化进而影响其植被类型<sup>[1–2]</sup>。因此,重建东亚地区的古植被对揭示东亚夏季风的变化有着重要的科学意义。如图 1 所示,近几十年来,许多学者利用黄土<sup>[3]</sup>、泥炭<sup>[4–7]</sup>和湖泊沉积物<sup>[2,8–15]</sup>以及石笋<sup>[16–19]</sup>等地质载体来研究全新世以来东亚夏季风的变化,取得了丰硕的成果,但是,这些研究区域都主要集中在我国北方和南方地区,对长江中下游地区的研究相对薄弱,虽然在巢湖<sup>[20–21]</sup>、鄱阳湖<sup>[22]</sup>、洞庭湖<sup>[23]</sup>、太湖<sup>[24–25]</sup>等地也开展过相关工作,但是对于研究区域内古植被类型以及东亚夏季风的变化尚缺乏深入的探讨。

季风区气候变化的复杂性以及地质记录定年的精度不够,常导致各种代用指示很难真实反映季风变化过程<sup>[26]</sup>,这也导致全新世东亚夏季风的演化仍然存在争议。一些学者根据中国不同地区石笋  $\delta^{18}O$  记录,认为早全新世是东亚夏季风最强盛时期,同时发现东亚夏季风随着北半球夏季太阳辐射量的减少而持续减弱,并且显示与北大西洋冷事件一致的千年尺度振荡(弱季风事件)<sup>[16,17,19]</sup>; Zhang *et al.*<sup>[2]</sup>在季风边界区选取 9 个湖泊进行碳酸盐  $\delta^{18}O_{carb}$  研究,与

泥炭记录以及石笋  $\delta^{18}O$  对比,同样认为在整个全新世期间东亚夏季风持续减弱,且东亚夏季风在不同地区是同步演化的。然而一些学者认为石笋  $\delta^{18}O$  能否作为东亚夏季风的代用指标仍然值得商榷<sup>[12,27,28]</sup>。最近的一些研究却认为东亚夏季风并不是同步演化的:华南地区泥炭孢粉、木炭记录和湖光岩玛珉湖叶蜡烷烃  $\delta^{13}C$ ,华北地区岱海湖孢粉记录、山西公海孢粉记录和黄土高原黄土记录均显示中全新世(8~4 ka BP)东亚夏季风最为强盛,气候湿润<sup>[4–6,11,12,15]</sup>。但长江流域的神农架大九湖泥炭藓烷含量和华南地区的江西省大湖有机质含量记录却显示中全新世(7~3 ka BP)东亚夏季风较弱,气候干旱<sup>[7,13]</sup>。Zhou *et al.*<sup>[14]</sup>利用中国东北部高纬度地区的天池沉积物中的孢粉重建了过去 14.0 ka BP 以来的植被变化,通过与低纬度不同地区的孢粉记录进行对比,认为东亚夏季风的演化是不同步的,且提出了全新世东亚季风最强盛时期从南向北依次推迟的变化模式。

因此,我们需要更多季风区不同地域的高分辨率地质记录,利用相对独立的代用指标来揭示全新世东亚夏季风的演化。基于此,本文选取长江中下游南漪湖柱状沉积物为研究对象,利用沉积记录正构烷烃和单体碳同位素的分布特征,重建该地区 8.0 ka BP 以来的植被变化,反演气候变迁;同时与我国季风区全新世以来东亚夏季风变化的其他记录进行

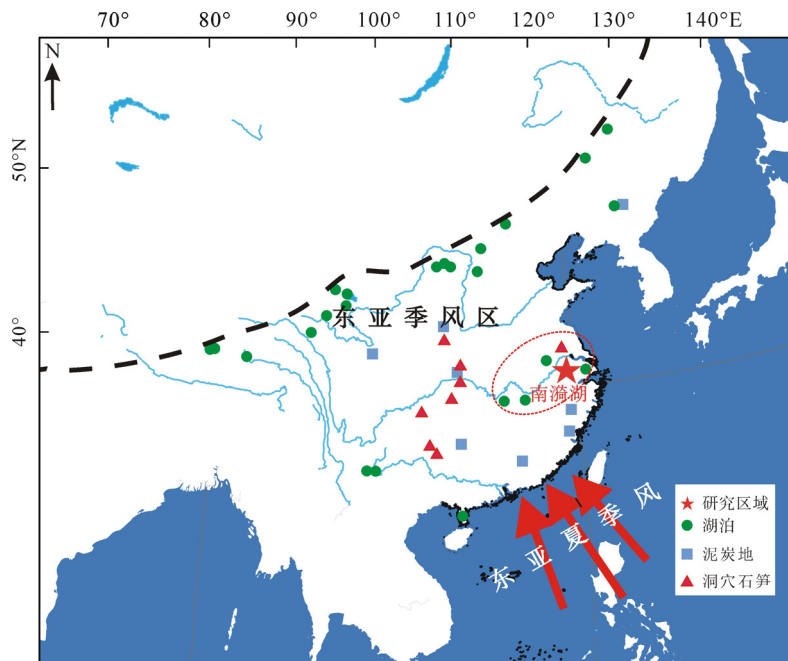


图 1 南漪湖地理位置分布图(图中标出了东亚季风的方向和界线以及其他相关地质记录的位置分布)

Fig.1 Location of Lake Nanyi (The sites of other lakes, peats, and stalagmites are shown)

对比, 进而探讨长江中下游地区中全新世以来东亚夏季风的变化。

## 1 研究区概况

南漪湖(31°03'~31°10'N; 118°50'~119°02'E)是安徽省第四大湖, 跨宣州市、郎溪县, 系新构造断陷洼地经泥沙长期封淤积水而成, 经水阳江汇入长江, 属于通江湖。湖水水位 9.38 m, 长 26.0 km, 最大宽 8.4 km, 平均宽 5.7 km, 面积 148.4 km<sup>2</sup>; 最大水深 3.25 m, 平均水深 2.25 m<sup>[29]</sup>。湖区属北亚热带季风气候, 冬寒夏热, 四季分明, 日照与温度的年内变化趋向一致, 年均气温在 14.5~16.1 °C, 1 月均温 1~2.6 °C, 7 月均温 27.5~28.5 °C。光温同步, 雨热同季, 降水集中在暖热季节, 年降水量 800~200 mm。在植被分区上属于北亚热带常绿、落叶阔叶混交林的江、淮丘陵, 落叶栎类、苦槠、马尾松林区<sup>[30]</sup>。由于地处北亚热带南缘, 其植被组成呈现明显的过渡特征。典型地带性植被类型为常绿、落叶阔叶混交林。

## 2 样品处理分析

### 2.1 样品采集与年代测定

本研究所用岩芯柱(31.1558°N, 119.0545°E)利用套管无扰动钻探取得, 总长度 6.5 m。柱状样获取

后迅速低温运送至实验室, 并保存于 4 °C 冷库中。室内对该岩芯进行剖切、照相和观察描述, 并对沉积物岩芯按 1 cm 间隔取样。同时选取不同深度植物残体或全岩样品进行 AMS<sup>14</sup>C 测定,<sup>14</sup>C 测试是在美国 Beta 实验室完成的。

### 2.2 正构烷烃的提取与分析

根据样品有机碳含量的高低, 称取适量经过冷冻干燥研磨至 200 目的样品, 并加入适量内标(C<sub>24</sub>D<sub>50</sub>), 用二氯甲烷: 甲醇(体积比为 93:7)混合溶剂索氏抽提 72 h。为除去样品中可能存在的硫元素, 抽提前在平底烧瓶底部加入适量经活化处理的铜片。抽提液经浓缩在缓和的 N<sub>2</sub> 流下吹干后加入适量浓度为 5% 的 KOH 甲醇溶液在 60 °C 条件下水解反应 2 h, 后静置 12 h 以上。以正己烷: 二氯甲烷(体积比为 9:1)萃取中性组分。中性组分经硅胶柱进行族组分分离, 用正己烷淋洗得到烷烃组分, 用二氯甲烷: 甲醇(体积比为 3:1)淋洗获得极性组分。烷烃组分通过气相色谱(GC)进行定量分析, 化合物的鉴定通过色谱/质谱(GC/MS)进行。定量分析完成后, 将烷烃组分经尿素络合后进一步纯化分离, 得到正构烷烃, 进行色谱-同位素比值质谱(GC-IRMS)测试, 获得正构烷烃单体稳定碳同位素值( $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ )。

GC 及 GC/MS 分析条件: 气相色谱仪型号为 Agilent7890B 气相色谱仪, FID 检测器。色谱进样口

温度为 290 °C, 检测器温度为 290 °C。色谱柱为 HP-1MS 硅熔融毛细柱(60 m 长×0.25 mm 内径×0.25 μm 内径)。无分流进样。升温程序为: 初始温度 70 °C 保留 2 min, 以 15 °C/min 升至 120 °C, 再以 4 °C/min 升到 290 °C, 保留 40 min。色谱-质谱仪器型号为 Thermo TRACE GC ULTRA-DSQ II 色谱-质谱联用仪, 色谱柱及升温程序与 GC 分析一致, 质谱扫描范围  $m/z$  50~650, 离子源: EI 源。载气为氮气, 流速: 1.2 mL/min。

GC/IRMS 分析: 利用色谱-同位素比值质谱仪 (VG Instruments Isoprime), 色谱柱为 HP-1MS 硅熔融毛细柱(60 m 长×0.32 mm 内径×0.25 μm 涂层), 载气为氮气, 不分流进样。其升温程序为: 初始温度 60 °C, 保留 2 min, 以 15 °C/min 升至 150 °C, 再以 4 °C/min 升到 310 °C, 保留 25 min。正构烷烃单体碳同位素计算公式为:  $\delta^{13}\text{C}(\%) = [(R_{\text{样品}} - R_{\text{标准}}) / R_{\text{标准}}] \times 1000$  式中:  $\delta^{13}\text{C}$  标准为 VPDB,  $R_{\text{样品}}$  为样品的碳同位素比值( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ),  $R_{\text{标准}}$  为标准的碳同位素比值( $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ )。仪器的分析误差  $\leq \pm 0.5\%$ , 所有样品进行 2 次或 2 次以

上测试, 最终结果取其平均值。

### 3 结果

#### 3.1 年代标尺的建立

根据表 1 所列出的 6 个样品测年结果, 利用校正后的日历年龄进行线性内插, 建立南漪湖柱状沉积物的年代标尺, 年龄范围涵盖整个全新世, 本文主要探讨中全新世以来(8.0 ka 至今)气候/环境变化(图 2)。

#### 3.2 正构烷烃的组成特征及相关指标

图 3 为南漪湖柱状沉积物不同深度样品的正构烷烃气相色谱图, 大部分样品检测出的正构烷烃碳数分布范围为  $n\text{C}_{14}$ ~ $n\text{C}_{33}$ , 总体呈现双峰型分布特征。短链部分多数以  $n\text{C}_{16}$ 、 $n\text{C}_{17}$ 、 $n\text{C}_{18}$  为主峰, 奇偶优势不明显; 长链部分以  $n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$  和  $n\text{C}_{31}$  为主峰, 具有明显的奇偶优势。碳优势指数 CPI 值在 2.8~5.2 之间,

表 1 南漪湖岩芯 AMS<sup>14</sup>C 测年数据

Table 1 <sup>14</sup>C-AMS ages from core at Nanyi Lake

实验室编号	深度(cm)	样品类型	<sup>14</sup> C 测定年龄(a BP)	校正后的日历年龄(a BP)
407682	99.5	全岩样品	1790±30	1606~1744
448045	106	植物残体	1830±30	1719~1799
448046	181	全岩样品	4190±30	4600~4784
350102	251	植物残体	5850±30	6501~6676
448047	311	植物残体	6160±30	6951~7107
350103	419	全岩样品	9930±40	11329~11722

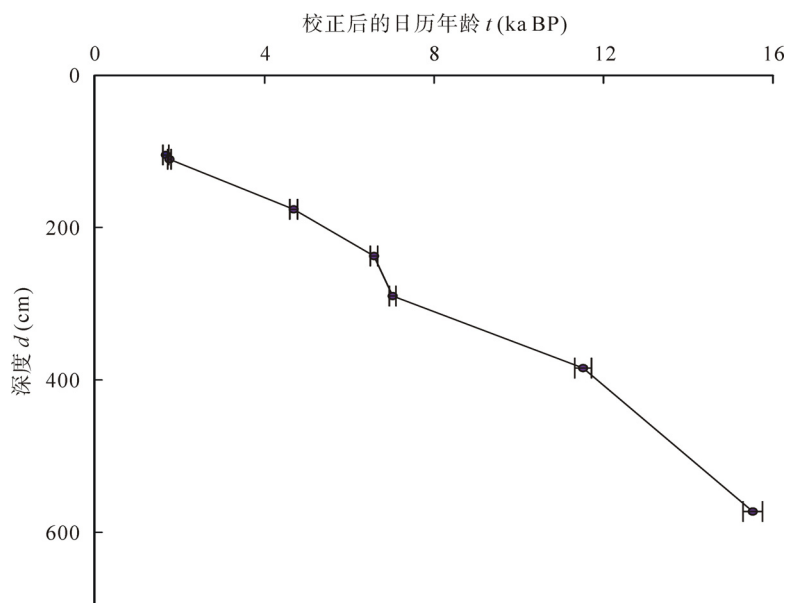


图 2 南漪湖岩芯样品定年结果

Fig.2 <sup>14</sup>C-AMS and calibrated ages of the sediment core from Lake Nanyi

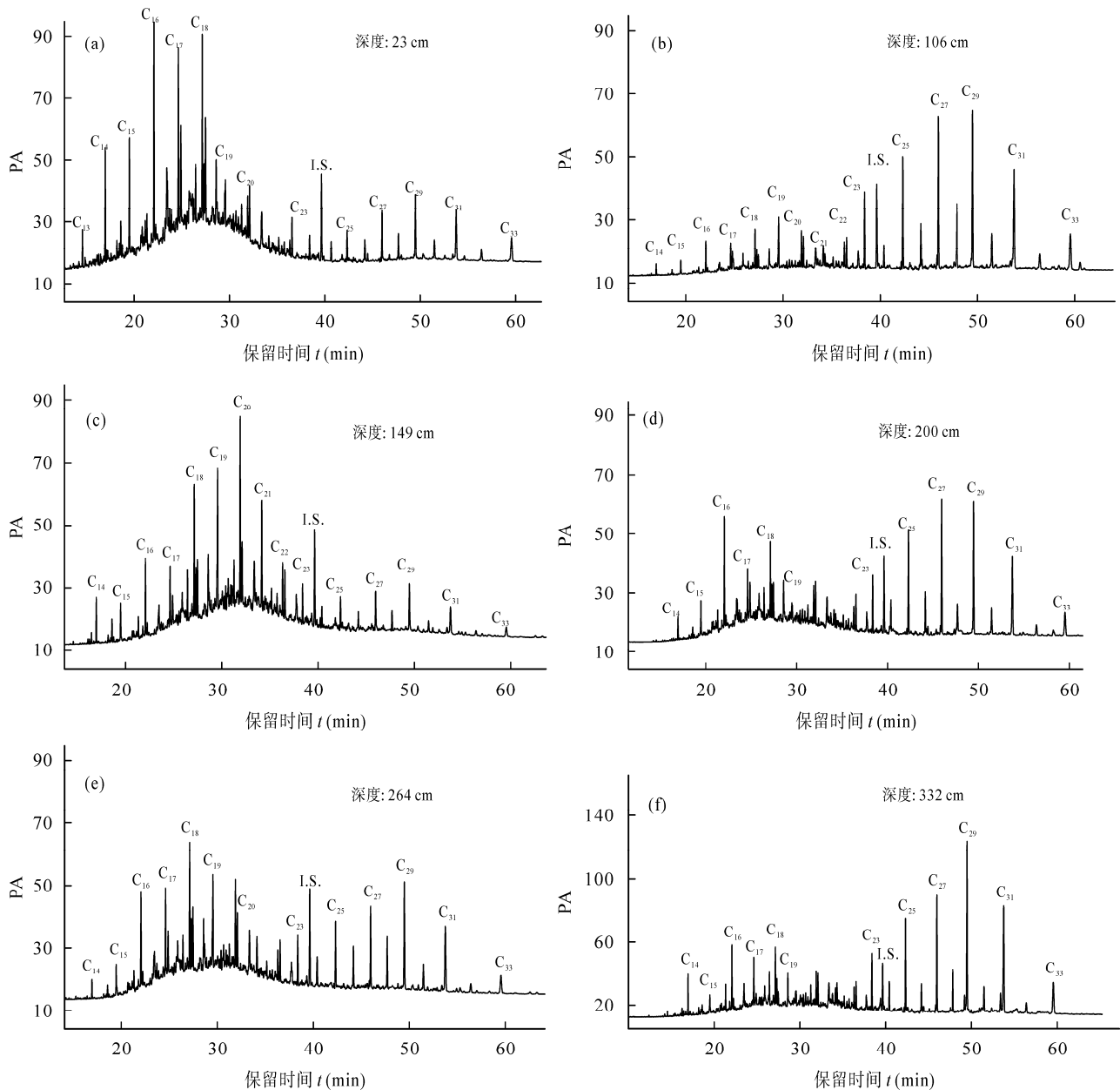


图 3 南漪湖岩芯不同深度正构烷烃气相色谱图

Fig.3 Gas chromatogram of *n*-alkane in different depths of Lake Nanyi  

$$CPI_{24-34} = 1/2 [(nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31} + nC_{33}) / (nC_{24} + nC_{26} + nC_{28} + nC_{30} + nC_{32}) + (nC_{25} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31} + nC_{33}) / (nC_{26} + nC_{28} + nC_{30} + nC_{32} + nC_{34})]$$

此外, 南漪湖大部分样品还能检测到姥鲛烷、植烷。

如图 4 所示, 南漪湖柱状沉积物  $nC_{17}$ – $nC_{21}$ 、 $nC_{23}$ – $nC_{25}$ 、 $nC_{27}$ – $nC_{33}$  变化趋势一致, 但是整体含量不同。柱状样短链奇数正构烷烃( $nC_{17}$ – $nC_{21}$ )整体含量为 30.4~704.9 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 5%~69%; 中链奇数正构烷烃( $nC_{23}$ – $nC_{25}$ )整体含量为 24.3~452.4 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 7%~29%; 长链奇数正构烷烃( $nC_{27}$ – $nC_{33}$ )整体含量为 43.3~1680.2 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 20%~78%。Paq 值的变化范围在 0.24~0.63 之间;  $nC_{27}/nC_{31}$  比值

的变化范围在 0.35~1.82 之间; 长链正构烷烃平均链长  $ACL_{27-33}$  值变化范围在 28.9~30.3 之间。根据整个岩芯正构烷烃组成特征, 将其分为三个阶段:

阶段 I: 8.0~4.8 ka BP,  $nC_{17}$ – $nC_{21}$  整体含量为 39.3~674.8 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 5%~51%;  $nC_{23}$ – $nC_{25}$  整体含量为 24.3~452.4 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 13%~27%;  $nC_{27}$ – $nC_{33}$  整体含量为 43.3~1653.1 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 32%~78%; 整体含量比较高。同时 Paq 值偏低;  $nC_{27}/nC_{31}$  比值偏低;  $ACL_{27-33}$  值偏高。

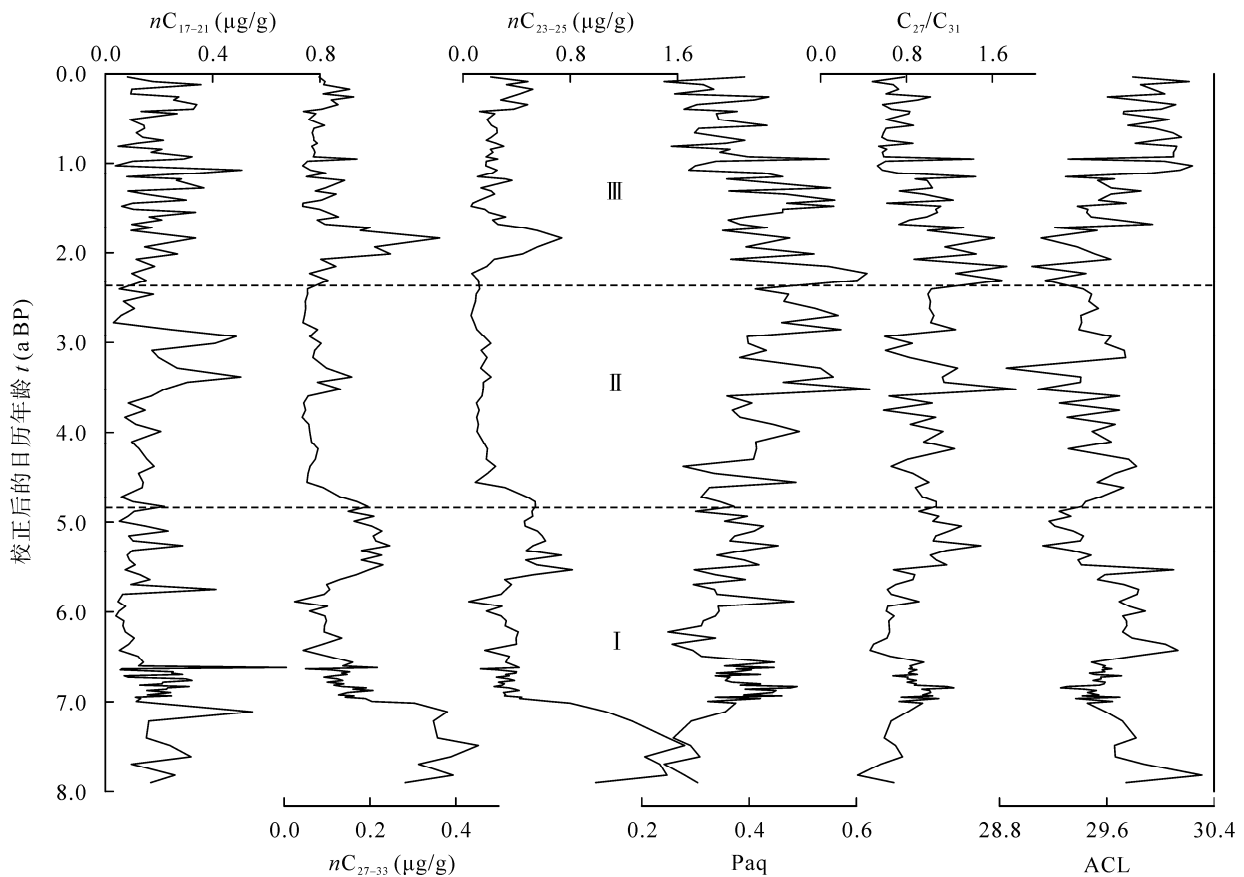


图4 8.0 ka BP以来南漪湖沉积记录的各类正构烷烃百分含量及其相关指标

Fig.4 The percentages and indexes of *n*-alkanes in Lake Nanyi since 8.0 ka BP

$\text{Paq} = (nC_{23} + nC_{25}) / (nC_{23} + nC_{25} + nC_{27} + nC_{29})$ ,  $\text{ACL} = (27 \times nC_{27} + 29 \times nC_{29} + 33 \times nC_{33} + 31 \times nC_{31}) / (nC_{27} + nC_{29} + nC_{33} + nC_{31})$ .

阶段 II: 4.8~2.4ka BP,  $nC_{17}$ ~ $nC_{21}$  整体含量为 72.6~504.9 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 9%~69%;  $nC_{23}$ ~ $nC_{25}$  整体含量为 42.0~157.5 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 8%~29%;  $nC_{27}$ ~ $nC_{33}$  整体含量为 91.8~313.4 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 20%~71%; 整体含量偏低。同时 Paq 值偏高;  $nC_{27}/nC_{31}$  比值偏高;  $\text{ACL}_{27-33}$  值偏低。

阶段 III: 2.4 ka BP 以来,  $nC_{17}$ ~ $nC_{21}$  整体含量为 30.4~508.7 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 11%~62%;  $nC_{23}$ ~ $nC_{25}$  整体含量为 43.1~362.3 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 7%~28%;  $nC_{27}$ ~ $nC_{33}$  整体含量为 60.2~736.7 ng/g, 占奇碳数正构烷烃的 22%~73%; 整体含量波动上升。同时 Paq 值波动降低;  $nC_{27}/nC_{31}$  比值降低;  $\text{ACL}_{27-33}$  值波动上升。

### 3.3 长链正构烷烃单体碳同位素组成特征

如图 5 所示, 南漪湖沉积物长链正构烷烃  $nC_{27}$ 、 $nC_{29}$ 、 $nC_{31}$  的单体碳同位素  $\delta^{13}\text{C}$  值在时间上的变化趋势较为一致, 其变化范围分别为  $-29.1\text{‰}$ ~ $-33.6\text{‰}$ 、

$-29.7\text{‰}$ ~ $-34.7\text{‰}$ 和  $-28.0\text{‰}$ ~ $-33.3\text{‰}$ 。对  $nC_{27}$ 、 $nC_{29}$ 、 $nC_{31}$  的  $\delta^{13}\text{C}$  值进行加权平均得到长链正构烷烃单体碳同位素加权平均值( $\delta^{13}\text{C}_{\text{mean}}$ ), 计算式如下:

$$\delta^{13}\text{C}_{\text{mean}} = (C_{27} \times \delta^{13}\text{C}_{27} + C_{29} \times \delta^{13}\text{C}_{29} + C_{31} \times \delta^{13}\text{C}_{31}) / (C_{27} + C_{29} + C_{31})$$

式中:  $C_{27}$ 、 $C_{29}$ 、 $C_{31}$  分别为  $nC_{27}$ 、 $nC_{29}$ 、 $nC_{31}$  的含量。计算所得  $\delta^{13}\text{C}_{\text{mean}}$  值变化范围在  $-29.4\text{‰}$ ~ $-33.6\text{‰}$  之间, 平均值为  $-31.7\text{‰}$ 。

## 4 讨论

### 4.1 正构烷烃的来源

正构烷烃广泛存在于细菌、藻类、大型水生植物以及高等陆生植物中, 且不同生物来源的正构烷烃的分布特征不同。细菌和浮游藻类等低等生物来源的正构烷烃碳数分布范围为  $nC_{15}$ ~ $nC_{20}$ , 主峰碳大都为  $nC_{17}$  和  $nC_{19}$ , 没有明显的奇偶优势<sup>[31-33]</sup>; 沉水、挺水及漂浮等大型水生植物来源的正构烷烃碳数分布范围为  $nC_{21}$ ~ $nC_{25}$ , 主要以  $nC_{21}$ 、 $nC_{23}$  和  $nC_{25}$  为主

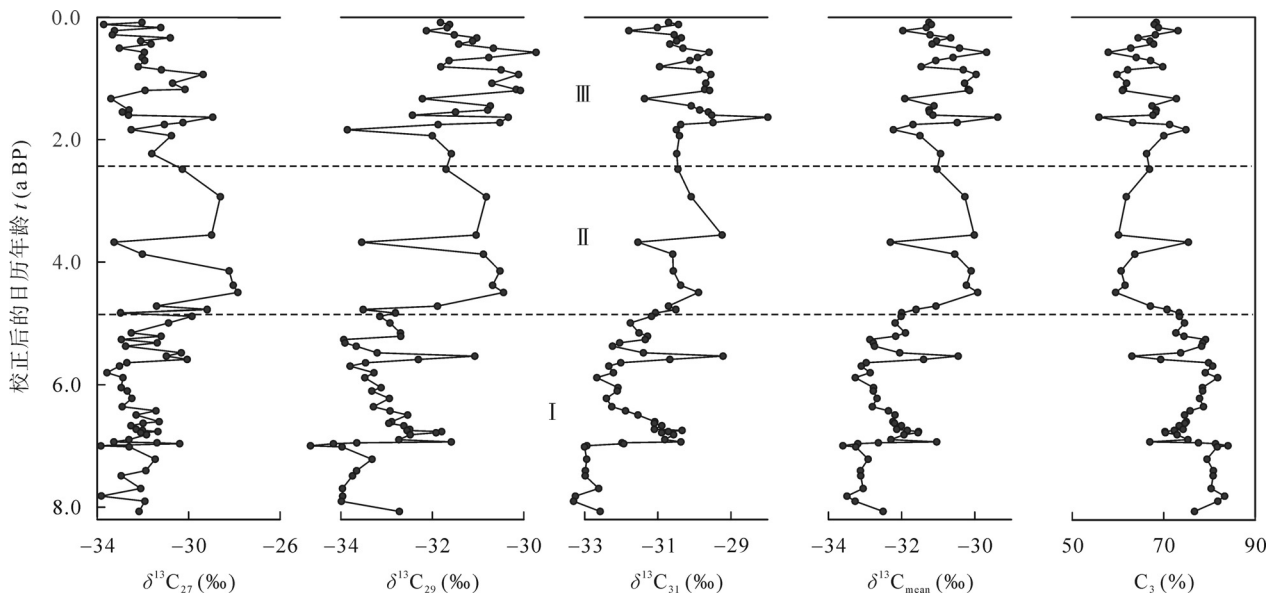


图 5 8.0 ka BP 以来南漪湖沉积记录的长链正构烷烃单体碳同位素  
Fig.5  $\delta^{13}\text{C}$  of long-chain *n*-alkanes in sediments of Lake Nanyi since 8.0 ka BP

峰<sup>[31,34]</sup>; 陆生高等植物来源的正构烷烃碳数则主要分布在  $n\text{C}_{27}\text{--}n\text{C}_{33}$ , 由于其表皮蜡质层中含有大量的  $n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$  和  $n\text{C}_{31}$  等高碳数的正构烷烃, 因此具有明显的奇偶优势<sup>[35]</sup>。

Paq 指数是由 Ficken *et al.* 通过研究东非一些湖泊水生大型植物定义的, 用来指示大型沉水和漂浮型水生植物来源正构烷烃占大型水生植物和陆生高等植物来源的总正构烷烃的比例<sup>[36]</sup>。Paq 值高, 代表沉水和漂浮型水生植物比例较高; Paq 值低, 代表陆生高等植物比例较高。因此, 利用湖泊沉积物中正构烷烃的碳数分布特征以及 Paq 值可以示踪沉积物中正构烷烃来源。

碳优势指数 CPI 值, 一般用来表示一定链长范围内不同碳数正构烷烃之间的奇偶优势, 即奇数碳链长正构烷烃相对于偶数碳链长正构烷烃的相对丰度。一般认为, CPI 接近于 1 时, 表示沉积有机质来源于石油烃类或微生物降解作用<sup>[37]</sup>; CPI 值大于 5, 表示有机质来源主要是以陆生高等植物为主<sup>[36]</sup>。南漪湖沉积正构烷烃 CPI 值在 2.8~5.2 之间, 总体上表明其正构烷烃组分受水生和微生物降解作用影响较小<sup>[38]</sup>。

如图 4 所示, 阶段 I, 中长链正构烷烃  $n\text{C}_{23}\text{--}n\text{C}_{33}$  含量相对较高, 短链正构烷烃  $n\text{C}_{17}\text{--}n\text{C}_{21}$  含量相对较低, 其中长链正构烷烃  $n\text{C}_{27}\text{--}n\text{C}_{33}$  整体含量占绝对优势, 表明这一时期南漪湖沉积正构烷烃来源以陆生高等植物为主, 水生植物和湖泊细菌、藻类贡献较少。低 Paq 值也证明了陆源高等植物的主要贡献。据此, 推测当时南漪湖地区气候温暖湿

润, 流域内陆地植被繁盛, 充沛的雨水也会将更多的陆源高等植物来源的有机质输送到湖泊。

阶段 II, 中长链正构烷烃  $n\text{C}_{23}\text{--}n\text{C}_{33}$  含量降低, 短链正构烷烃  $n\text{C}_{17}\text{--}n\text{C}_{21}$  含量增加, 但是长链正构烷烃  $n\text{C}_{27}\text{--}n\text{C}_{33}$  以及短链正构烷烃  $n\text{C}_{17}\text{--}n\text{C}_{21}$  整体含量明显高于中链正构烷烃  $n\text{C}_{23}\text{--}n\text{C}_{25}$  含量, 表明这一时期南漪湖沉积正构烷烃以陆生高等植物和湖泊细菌、藻类混合来源为主, 湖泊内挺水生植物贡献较少。Paq 值呈现增加的趋势, 表明陆源高等植物输入相对减少。推测这一时期南漪湖地区开始由大暖期的温暖湿润向寒冷干燥过渡, 流域内陆地植被减少, 输送到湖泊的陆源高等植物来源的有机质减少。

阶段 III, 长链正构烷烃  $n\text{C}_{27}\text{--}n\text{C}_{33}$  含量升高, 中短链正构烷烃  $n\text{C}_{17}\text{--}n\text{C}_{25}$  含量基本保持不变, 表明这一时期南漪湖沉积正构烷烃主要来源于陆生高等植物, 水生植物和湖泊细菌、藻类有一定的贡献。Paq 值呈现波动降低的趋势同样证明陆源高等植物贡献增加, 推测这一时期南漪湖地区气候开始变得温暖湿润, 陆地植被繁盛, 但是 Paq 值波动剧烈也可能受人类活动的影响。

#### 4.2 草本/木本植物的变迁及其古气候意义

研究表明, 木本植物的正构烷烃以  $n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$  为主峰, 而草本植物则以  $n\text{C}_{31}$  为主峰。因此, 可以利用  $n\text{C}_{27}/n\text{C}_{31}$  比值来指示木本植物和草本植物相对含量的变化: 比值增加, 草本植物向木本植物过渡; 比值减小, 木本植物向草本植物过渡<sup>[32,38-40]</sup>。

高等植物来源的长链正构烷烃平均链长  $ACL_{27-33}$  值也可以用来指示草本植物相对含量的变化： $ACL_{27-33}$  值越大，说明草本植物所占比例较大<sup>[41-43]</sup>。同时，许多学者利用  $ACL_{27-33}$  值来指示古气候变化，但是仍然没有统一的定论。Zhou *et al.*<sup>[44]</sup>通过研究中国南部定南泥炭正构烷烃，认为  $ACL_{27-33}$  高值对应温暖湿润的环境，低值对应寒冷干燥的环境；而 Zhou *et al.*<sup>[45]</sup>通过研究中国南部哈尼泥炭正构烷烃，认为  $ACL_{27-33}$  高值代表温暖干燥的环境，低值对应寒冷湿润的环境，Sache *et al.*<sup>[46]</sup>通过研究欧洲从北到南 14 个研究点植物叶片正构烷烃，发现  $ACL_{27-33}$  值随着温度增加而增加；Rommerskirchen *et al.*<sup>[47]</sup>研究表明从热带雨林到沙漠干旱区， $ACL_{27-33}$  值随着降雨量减少而增加。以上研究成果表明高等植物来源的长链正构烷烃平均链长  $ACL_{27-33}$  值指示意义因区域环境差异而不同。

如图 4 所示， $nC_{27}/nC_{31}$  比值呈现先升高再降低的趋势， $ACL_{27-33}$  值则呈现先降低再升高的趋势，两个比值变化趋势呈现明显的负相关关系。

阶段 I， $nC_{27}/nC_{31}$  比值由 0.34 波动上升到 1.08， $ACL_{27-33}$  值由 30.3 波动下降到 29.3，表明这一阶段陆地植被以草本植物向木本植物转变，气候向温暖湿润转变。

阶段 II， $nC_{27}/nC_{31}$  比值由 1.08 上升到 1.82，再降低到 1.69， $ACL_{27-33}$  值由 29.3 上升到 29.8，再下降到 29.1，表明这时期研究区域以木本植物占优势，草本植物先减少后增加，气候逐渐向寒冷干燥转变。

阶段 III， $nC_{27}/nC_{31}$  比值由 1.69 波动下降到 0.48， $ACL_{27-33}$  值由 29.1 波动上升到 30.2，表明这一阶段草本植物逐渐增多，木本植物逐渐减少，气候由寒冷干燥逐渐向温暖湿润过度， $nC_{27}/nC_{31}$  和  $ACL_{27-33}$  指标快速的波动可能与人类活动影响有关。这与王心源等<sup>[20-21]</sup>利用巢湖沉积磁化率和孢粉记录得出的长江下游地区 7.7~4.7 ka 气候温暖湿润，4.7~2.2 ka 气候干旱，2.2 ka BP 以来气候再次变得温暖湿润的结果一致；同时 2.2 ka BP 以来木本花粉含量迅速降低，常绿阔叶属种含量比落叶阔叶属种含量降低更迅速，表明长江下游地区受人类活动(砍伐、火烧森林，种植农作物)的强烈影响<sup>[20-21]</sup>。

#### 4.3 $C_3/C_4$ 植物比例的变化及其古气候意义

陆生高等植物根据其光合作用方式的不同，可分为  $C_3$ 、 $C_4$  和 CAM 植物 3 大类<sup>[48-49]</sup>。对当今植物叶片脂类化合物  $\delta^{13}C$  值的分析表明， $C_3$  植物产生的

正构烷烃  $\delta^{13}C$  值为  $-32\% \sim -39\%$ ， $C_4$  植物产生的正构烷烃  $\delta^{13}C$  值为  $-18\% \sim -25\%$ <sup>[50-51]</sup>。

利用二元模型，通过长链正构烷烃单体碳同位素加权平均值( $\delta^{13}C_{mean}$ )可以计算源区  $C_3$ 、 $C_4$  植物的相对丰度<sup>[41,42,52]</sup>。参考前人研究，分别选取  $-36\%$  和  $-21\%$  作为  $C_3$  和  $C_4$  植物正构烷烃  $\delta^{13}C$  的端元值<sup>[53]</sup>，计算南漪湖地区  $C_3$ 、 $C_4$  植物的相对含量，若令  $Y$  为  $C_3$  植物对长链烷烃化合物的贡献率，则可以用下列方程表示  $Y$ ：

$$((-36\%) \times Y + (-21\%) \times (1-Y)) \times 100\% = \delta^{13}C_{mean}$$

式中： $\delta^{13}C_{mean}$  为  $nC_{27}$ 、 $nC_{29}$ 、 $nC_{31}$  的单体碳同位素加权平均值。

计算结果表明， $C_3$  植物的相对丰度变化范围在 55.8%~84.0% 之间，显示长江中下游地区 8.0 ka BP 以来陆生高等植物以  $C_3$  植物为主，不同时期， $C_3$  与  $C_4$  植物随着气候的变化互为消长(图 5)。

阶段 I， $\delta^{13}C_{mean}$  变化范围在  $-33.6\% \sim -30.5\%$  之间，整体偏负， $C_3$  植物的相对丰度变化范围在 63.0%~84.0% 之间， $C_3$  植物占据绝对优势，表明这一阶段降雨充沛，气候温暖潮湿。

阶段 II， $\delta^{13}C_{mean}$  变化范围在  $-32.3\% \sim -29.9\%$  之间，相对正偏， $C_3$  植物的相对丰度变化范围在 59.5%~75.4% 之间， $C_3$  植物依然占据主导地位，但  $C_4$  植物比例有一定的增加，表明这一阶段降雨减少，气候向寒冷干旱转变。

阶段 III， $\delta^{13}C_{mean}$  变化范围在  $-32.2\% \sim -29.4\%$  之间，波动频繁，但呈现逐渐偏负的趋势， $C_3$  植物的相对丰度变化范围是 55.8%~74.8%，呈现  $C_3$  植物与  $C_4$  植物混合的格局， $C_3$  植物依然占优势， $C_4$  植物呈现逐渐减少的变化趋势。表明这一阶段气候总体上由寒冷干燥向温暖湿润过度。这一结果与之前利用正构烷烃分子组成、Paq 值、 $nC_{27}/nC_{31}$  比值、 $ACL_{27-33}$  值所得到的结果基本一致。

#### 4.4 东亚夏季风的演化及可能的驱动机制

南漪湖地区位于东亚季风区内，东亚夏季风的强弱显著影响该地区的气候环境变化以及植被种类和特征。本研究重建的  $C_3/C_4$  植物丰度表明长江中下游地区 8.0 ka BP 以来陆生高等植物以  $C_3$  植物为主。大量研究表明在  $C_3$  植物繁盛地区，其  $\delta^{13}C$  值随着降雨量的增加而降低<sup>[54-56]</sup>；另一方面，泥炭沉积长链正构烷烃单体碳同位素  $\delta^{13}C_{27-31}$  和 Paq 值也能够指示有效降雨或者气候干旱程度<sup>[38,44]</sup>。

将南漪湖柱状沉积记录的长链正构烷烃单体碳



同位素  $\delta^{13}C_{mean}$  值, 长链正构烷烃含量、Paq 值以及 ACL<sub>27-33</sub> 值, 与北半球夏季太阳辐射量<sup>[57]</sup>、中国南方

董哥洞石笋  $\delta^{18}O$ <sup>[16]</sup> 以及北大西洋赤铁矿记录的冷事件<sup>[58]</sup> 进行比对(图 6)。

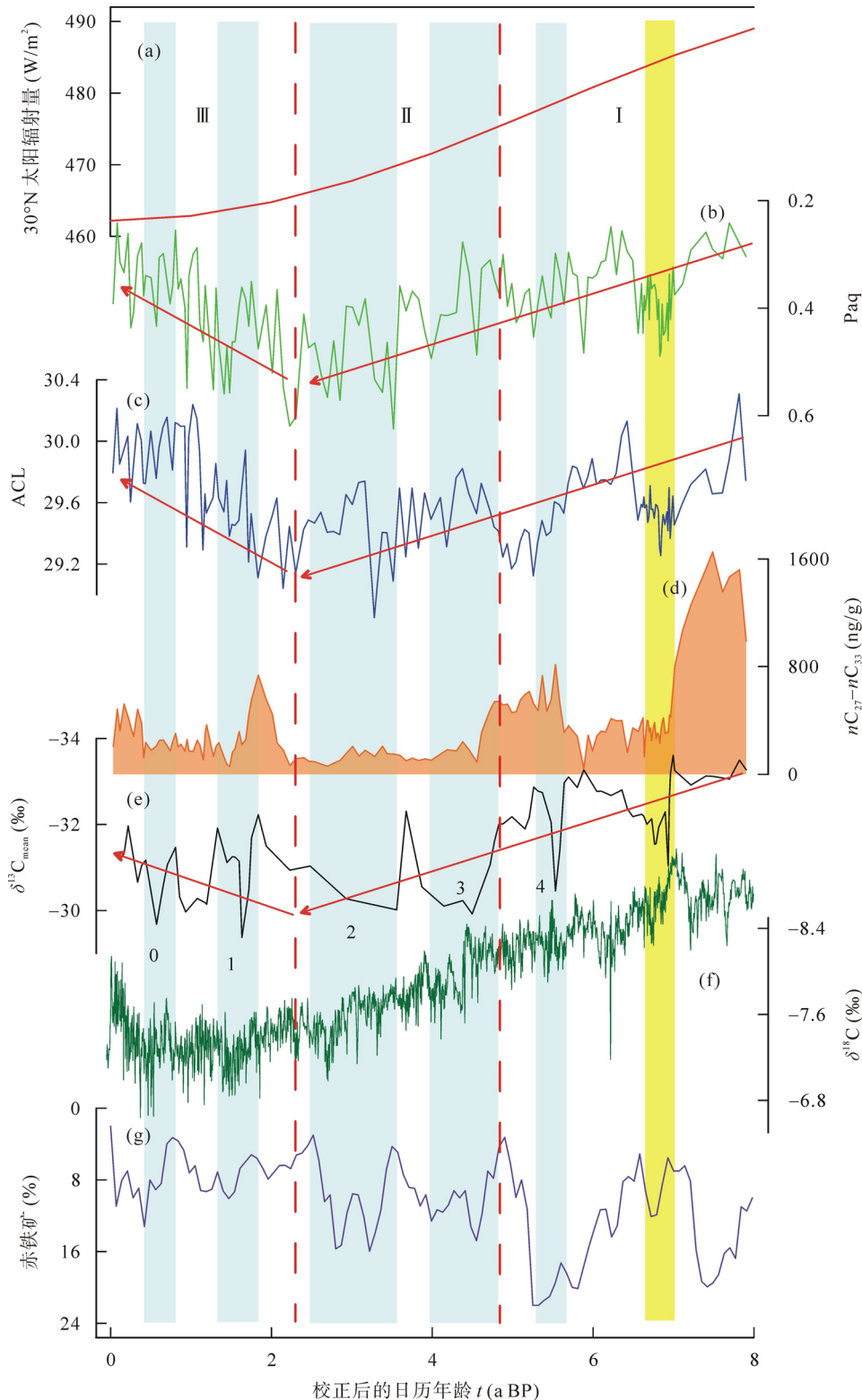


图 6 长江中下游地区 8.0 ka BP 以来东亚夏季风演化趋势

Fig.6 Evolution of the East Asian summer monsoon since 8.0 ka BP in the Middle-Lower Yangtze Region

(a) 30°N 北半球夏季太阳辐射量(W/m<sup>2</sup>)<sup>[56]</sup>; (b) 南漪湖沉积记录的正构烷烃 Paq 值; (c) 南漪湖沉积记录的正构烷烃 ACL 值; (d) 南漪湖沉积记录的长链正构烷烃 nC<sub>27</sub>-nC<sub>33</sub> 含量(ng/g); (e) 南漪湖沉积记录的长链正构烷烃碳同位素加权平均值  $\delta^{13}C_{mean}$  (‰); (f) 中国南部董哥洞石笋  $\delta^{18}O$  值 (‰)<sup>[16]</sup>; (g) 北大西洋 VM29-191 赤铁矿含量(%)<sup>[57]</sup>, 其中蓝色条纹为 Bond 编号冷事件, 黄色条纹为未列入 Bond 编号的冷事件。

由图 6 可以看出: 8.0~2.4 ka BP,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{mean}}$  值逐渐偏正,  $n\text{C}_{27}\text{-}n\text{C}_{33}$  含量逐渐降低, Paq 值逐渐升高,  $\text{ACL}_{27\text{-}33}$  值逐渐降低, 这些气候指标记录的东亚夏季风在整体的变化趋势上与北半球夏季太阳辐射量变化一致, 表明长江中下游地区东亚夏季风随着北半球夏季太阳辐射量的减少而持续减弱。

具体看: 阶段 I, 长江中下游地区降雨最为充沛, 气候温暖湿润, 是东亚夏季风最强盛时期; 与 Ma *et al.*<sup>[4]</sup> 利用武夷山北缘泥炭地孢粉记录、Zhong *et al.*<sup>[5]</sup> 利用南岭泥炭沼泽孢粉记录以及 Yue *et al.*<sup>[6]</sup> 利用福建泥炭地孢粉记录重建的全新世东亚季最强盛时期分别出现在 8.2~5.6 ka BP, 8.2~4.6 ka BP 和 8.2~4.0 ka BP 的研究结果相一致。阶段 II, 降雨减少, 气候向寒冷干燥转变, 夏季风减弱; 与 Wang *et al.*<sup>[59]</sup> 总结前人研究成果, 得出中国 4.0~2.0 ka BP 是一个持续 2 ka 年的干旱期相一致。阶段 III, 南漪湖沉积记录的各指标都表现出快速的波动,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{mean}}$  值呈现逐渐负偏趋势,  $n\text{C}_{27}\text{-}n\text{C}_{33}$  含量升高, Paq 值降低,  $\text{ACL}_{27\text{-}33}$  值升高, 显示该时期夏季风逐渐增强, 而季风区其他记录却显示该时期夏季风是逐渐减弱的<sup>[2,12,16,28]</sup>。推测是由于人类活动的增加影响了自然植被的变化<sup>[60]</sup>。

南漪湖沉积记录的正构烷烃及其单体碳同位素揭示出 8.0 ka BP 以来长江中下游地区气候存在显著的冷暖/干湿波动。如图 6b、图 6c、图 6e 所示: 8.0 ka BP 以来长江中下游地区存在 6 次冷干事件(夏季风减弱事件), 其中 5 次与 Bond *et al.*<sup>[61]</sup> 提出的北大西洋冰筏漂流事件能够对应。如图 4 所示, 冷干发生时, 中长链正构烷烃含量降低, 短链正构烷烃含量升高, 尤其在阶段 II, 这一现象尤为明显, 这也表明寒冷干旱的气候条件是长链正构烷烃含量减少, 短链正构烷烃含量增加的主要原因。许多不同的地质记录同样记录了千年尺度的夏季风弱事件与北大西洋冷事件具有遥相关性。Wang *et al.*<sup>[61]</sup> 分析中国南部董哥洞石笋  $\delta^{18}\text{O}$  发现, 9.0 ka BP 以来共记录了 8 次夏季风弱事件, 其中六次与北大西洋冷事件相对应; Wang *et al.*<sup>[62]</sup> 分析广东湛江湖光岩玛珉湖孢粉记录, 并于其他记录进行对比, 发现 16.0 ka BP 以来, 共存在 11 次干旱事件, 其中 8 次与北大西洋冷事件相对应。Wanner *et al.*<sup>[26]</sup> 选取全球不同地区湖泊沉积物、泥炭、石笋、冰芯, 分析了过去 10 ka 以来 6 次特定冷事件, 认为在全球不同地区, 冷事件对应的温度和湿度差别较大, 北大西洋冰融水、温盐环流的波动以及火山爆发在冷事件中都发挥了重要作用。

正构烷烃  $\delta^{13}\text{C}_{\text{mean}}$  值揭示的 5.6~5.3 ka BP、4.8~4.0 ka BP、3.5~2.5 ka BP、1.8~1.4 ka BP、0.8~0.4 ka BP 以来 6 次干旱事件(图 6e)与谢树成等<sup>[63]</sup> 基于长江中下游地区大九湖泥炭沉积和清和尚洞石笋研究识别的 6.4~5.5 ka BP、4.0~3.0 ka BP、5.0~4.2 ka BP、1.7~1.1 ka BP、0.7~0.0 ka BP 干旱事件几乎一致, 但是由于地理位置、年代模式以及各气候代用指标的灵敏性等差异, 所记录的干旱事件持续时间不尽相同。

## 5 结 论

(1) 南漪湖沉积记录的正构烷烃及其稳定碳同位素分布及组成特征揭示出自 8.0 ka BP 以来, 其气候/环境的演变可划分为 3 个阶段, 分别是阶段 I (8.0~4.8 ka BP)、阶段 II (4.8~2.4 ka BP) 和阶段 III (2.4 ka BP 以来)。

(2) 沉积记录的正构烷烃碳数分布范围为  $n\text{C}_{14}\text{-}n\text{C}_{33}$ , 总体呈现双峰型分布特征。阶段 I 正构烷烃主要来源于陆源高等植物, 以草本植物为主; 阶段 II 陆源高等植物贡献相对减少, 木本植物占据优势, 草本植物含量减少; 阶段 III, 陆源高等植物对正构烷烃的贡献逐渐增加, 草本植物占据优势, 木本植物含量逐渐减少。

(3) 陆源高等植物长链正构烷烃单体碳同位素揭示出长江中下游地区 8.0 ka BP 以来陆生高等植物以  $\text{C}_3$  植物为主, 不同时期,  $\text{C}_3$  植物与  $\text{C}_4$  植物随着气候的变化互为消长。

(4) 南漪湖沉积记录的正构烷烃及其稳定碳同位素分布及组成特征揭示出长江中下游地区 8.0 ka BP 以来夏季风随着北半球夏季太阳辐射量的减少而持续减弱, 8.0~4.8 ka BP, 东亚夏季风最强盛时期, 气候温暖湿润; 4.8~2.4 ka BP, 东亚夏季风减弱, 气候寒冷干燥; 2.4 ka 至今, 自然植被可能受到了强烈的人类活动的影响。8.0 ka BP 以来存在 6 次冷干事件(夏季风弱事件), 其中 5 次与 Bond *et al.* 提出的北大西洋冰筏漂流事件一致。

### 参考文献(References):

- [1] Webster P J, Magaña V O, Palmer T N, Shukla J, Tomas R A, Yanai M, Yasunari T. Monsoons: Processes, predictability, and the prospects for prediction[J]. *J Geophys Res Atmos*, 1998, 103(C7): 14451-14510.
- [2] Zhang J W, Chen F H, Holmes J A, Li H, Guo X Y, Wang J L, Li S, Lue Y B, Zhao Y, Qiang M R. Holocene monsoon climate

- documented by oxygen and carbon isotopes from lake sediments and peat bogs in China: A review and synthesis[J]. *Quatern Sci Rev*, 2011, 30(15/16): 1973–1987.
- [3] Huang C C, Pang J L, Chen S E, Su H X, Han J, Cao Y F, Zhao W Y, Tan Z H. Charcoal records of fire history in the Holocene loess-soil sequences over the southern Loess Plateau of China[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2006, 239(1/2): 28–44.
- [4] Ma T, Tarasov P E, Zheng Z, Han A Y, Huang K Y. Pollen- and charcoal-based evidence for climatic and human impact on vegetation in the northern edge of Wuyi Mountains, China, during the last 8200 years[J]. *Holocene*, 2016, 26(10): 1616–1626.
- [5] Zhong W, Cao J Y, Xue J B, Ouyang J. Last deglacial and Holocene vegetation evolution and climate variability in the subalpine western Nanling Mountains in South China[J]. *Holocene*, 2015, 25(8): 1330–1340.
- [6] Yue Y F, Zheng Z, Huang K Y, Chevalier M, Chase B M, Carre M, Ledru M P, Cheddadi R. A continuous record of vegetation and climate change over the past 50, 000 years in the Fujian Province of eastern subtropical China[J]. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 2012, 365–366: 115–123.
- [7] Xie S C, Evershed R P, Huang X Y, Zhu Z M, Pancost R D, Meyers P A, Gong L F, Hu C Y, Huang J H, Zhang S H, Gu Y S, Zhu J Y. Concordant monsoon-driven postglacial hydrological changes in peat and stalagmite records and their impacts on prehistoric cultures in central China[J]. *Geology*, 2013, 41(8): 827–830.
- [8] Li J Y, Ilvonen L, Xu Q H, Ni J, Jin L Y, Holmstrom L, Zheng Z, Lu H Y, Luo Y L, Li Y C, Li C H, Zhang X J, Seppa H. East Asian summer monsoon precipitation variations in China over the last 9500 years: A comparison of pollen-based reconstructions and model simulations[J]. *Holocene*, 2015, 26(4): 592–602.
- [9] Chu G Q, Sun Q, Xie M M, Lin Y, Shang W Y, Zhu Q Z, Shan Y B, Xu D K, Rioual P, Wang L, Liu J Q. Holocene cyclic climatic variations and the role of the Pacific Ocean as recorded in varved sediments from northeastern China[J]. *Quatern Sci Rev*, 2014, 102: 85–95.
- [10] Rao Z G, Li Y X, Zhang J W, Jia G D, Chen F H. Investigating the long-term palaeoclimatic controls on the  $\delta D$  and  $\delta^{18}O$  of precipitation during the Holocene in the Indian and East Asian monsoonal regions[J]. *Earth Sci Rev*, 2016, 159: 292–305.
- [11] Xu Q H, Xiao J L, Li Y C, Tian F, Nakagawa T. Pollen-based quantitative reconstruction of Holocene climate changes in the Daihai Lake area, Inner Mongolia, China[J]. *J Clim*, 2010, 23(11): 2856–2868.
- [12] 刘建宝. 山西公海记录的末次冰消期以来东亚夏季风演化历史及其机制探讨[D]. 兰州: 兰州大学, 2015.  
Liu Jian-bao. Evolution and mechanism of East Asian summer monsoon since last deglacial recorded by Gonghai Lake, Shanxi Province[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2015 (in Chinese with English abstract).
- [13] Zhou T J, Gong D Y, Li J, Li B. Detecting and understanding the multi-decadal variability of the East Asian Summer Monsoon – Recent progress and stat of affairs[J]. *Meteorol Z*, 2009, 18(4): 455–467.
- [14] Zhou X, Sun L G, Zhan T, Huang W, Zhou X Y, Hao Q Z, Wang Y H, He X Q, Zhao C, Zhang J, Qiao Y S, Ge J Y, Yan P, Yan Q, Shao D, Chu Z D, Yang W Q, Smol J P. Time-transgressive onset of the Holocene Optimum in the East Asian monsoon region[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2016, 456: 39–46.
- [15] Jia G D, Bai Y, Yang X Q, Xie L H, Wei G J, Ouyang T P, Chu G Q, Liu Z H, Peng P A. Biogeochemical evidence of Holocene East Asian summer and winter monsoon variability from a tropical maar lake in southern China[J]. *Quatern Sci Rev*, 2015, 111: 51–61.
- [16] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, He Y Q, Kong X G, An Z S, Wu J Y, Kelly M J, Dykoski C A, Li X D. The Holocene Asian monsoon: Links to solar changes and North Atlantic climate [J]. *Science*, 2005, 308(5723): 854–857.
- [17] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H, Yuan D X, Cai Y J, Zhang M L, Lin Y S, Qing J M, An Z S, Revenaugh J. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2005, 233(1/2): 71–86.
- [18] Zhang H L, Yu K F, Zhao J X, Feng Y X, Lin Y S, Zhou W, Liu G H. East Asian Summer Monsoon variations in the past 12.5 ka: High-resolution  $\delta^{18}O$  record from a precisely dated aragonite stalagmite in central China[J]. *J Asian Earth Sci*, 2013, 73(8): 162–175.
- [19] Liu Z Y, Wen X Y, Brady E C, Otto-Bliesner B, Yu G, Lu H Y, Cheng H, Wang Y J, Zheng W P, Ding Y H, Edwards R L, Cheng J, Liu W, Yang H. Chinese cave records and the East Asia Summer Monsoon[J]. *Quatern Sci Rev*, 2014, 83: 115–128.
- [20] 王心源, 莫多闻, 吴立, 张广胜, 肖霞云, 韩伟光. 长江下游巢湖 9870 cal. a B.P.以来孢粉记录的环境演变[J]. 第四纪研究, 2008, 28(4): 649–658.  
Wang Xin-yuan, Mo Duo-wen, Wu Li, Zhang Guang-sheng, Xiao Xia-yun, Han Wei-guang. Pollen record from Chaohu Lake in the lower reaches of the Changjiang River and environmental changes since 9870 cal. a B.P.[J]. *Quatern Sci*, 2008, 28(4): 649–658 (in Chinese with English abstract).
- [21] 王心源, 吴立, 张广胜, 王官勇, 韩伟光. 安徽巢湖全新世湖泊沉积物磁化率与粒度组合的变化特征及其环境意义[J]. 地理科学, 2008, 28(4): 548–553.  
Wang Xin-yuan, Wu Li, Zhang Guang-sheng, Wang Guan-yong, Han Wei-guang. Characteristics and environmental significance of magnetic susceptibility and grain size of lake sediments since Holocene in Chaohu Lake, Anhui Province[J]. *Sci Geogr Sinica*, 2008, 28(4): 548–553 (in Chinese with English abstract).
- [22] 马振兴, 黄俊华, 魏源, 李均辉, 胡超涌. 鄱阳湖沉积物近 8 ka 来有机质碳同位素记录及其古气候变化特征[J]. 地球化学, 2004, 33(3): 279–285.  
Ma Zhen-xing, Huang Jun-hua, Wei Yuan, Li Jun-hui, Hu Chao-yong. Organic carbon isotope records of the Poyang Lake sediments and their implications for the paleoclimate during the last 8 ka[J]. *Geochimica*, 2004, 33(3): 279–285 (in

- Chinese with English abstract).
- [23] 杜耘, 殷鸿福. 洞庭湖历史时期环境研究[J]. 地球科学-中国地质大学学报, 2003, 28(2): 214-218.  
Du Yun, Yin Hong-fu. Study on historical environment in Dongting Lake Area[J]. Earth Sci J China Univ Geosci, 2003, 28(2): 214-218 (in Chinese with English abstract).
- [24] 薛滨, 瞿文川, 吴艳宏, 王苏民, 吴瑞金. 太湖晚冰期—全新世气候、环境变化的沉积记录[J]. 湖泊科学, 1998, 10(2): 30-36.  
Xue Bin, Qu Wen-chuan., Wu Yan-hong, Wang Su-min, Wu Rui-jin. Sedimentological record of paleoenvironmental of Taihu Lake in late-glacial to Holocene[J]. J Lake Sci, 1998, 10(2): 30-36 (in Chinese with English abstract).
- [25] 丁越峰. 近 10000 年来太湖气候与环境变迁的沉积记录[D]. 上海: 华东师范大学, 2004.  
Ding Yue-feng. Deposit record of climatic and environmental changes of Taihu Lake since 10000 a[D]. Shanghai: East China Normal University, 2004 (in Chinese with English abstract).
- [26] Wanner H, Solomina O, Grosjean M, Ritz S P, Jetel M. Structure and origin of Holocene cold events[J]. Quatern Sci Rev, 2011, 30(21/22): 3109-3123.
- [27] Clemens S C, Prell W L, Sun Y B. Orbital-scale timing and mechanisms driving Late Pleistocene Indo-Asian summer monsoons: Reinterpreting cave speleothem  $\delta^{18}\text{O}$ [J]. Paleoceanography, 2010, 25(4): 545-558.
- [28] Caley T, Roche D M, Renssen H. Orbital Asian summer monsoon dynamics revealed using an isotope-enabled global climate model[J]. Nat Commun, 2014, 5: 5371.
- [29] 王苏民. 中国湖泊志[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 1-580.  
Wang Su-min. Journal of Chinese Lakes[M]. Beijing: Science Press, 1998: 1-580 (in Chinese).
- [30] 吴征镒. 中国植被[M]. 北京: 科学出版社, 1995: 1-1382.  
Wu Zheng-yi. Chinese Vegetations[M]. Beijing: Science Press, 1995: 1-1382 (in Chinese).
- [31] Meyers P A. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions: A summary of examples from the Laurentian Great Lakes[J]. Org Geochem, 2003, 34(2): 261-289.
- [32] Cranwell P A, Eglinton G, Robinson N. Lipids of aquatic organisms as potential contributors to lacustrine sediments-II[J]. Org Geochem, 1987, 11(6): 513-527.
- [33] Gelpi E, Schneider H, Mann J, Oro J. Hydrocarbons of geochemical significance in microscopic algae[J]. Phytochemistry, 1970, 9(3): 603-612.
- [34] Ficken K J, Barber K E, Eglinton G. Lipid biomarker,  $\delta^{13}\text{C}$  and plant macrofossil stratigraphy of a Scottish montane peat bog over the last two millennia[J]. Org Geochem, 1998, 28(3/4): 217-237.
- [35] Eglinton G, Hamilton R J. Leaf epicuticular waxes[J]. Science, 1967, 156(3780): 1322-1335.
- [36] Ficken K J, Li B, Swain D L, Eglinton G. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes[J]. Org Geochem, 2000, 31(7): 745-749.
- [37] Kennicutt M C, Barker C, Brooks J M, Defreitas D A, Zhu G H. Selected organic matter source indicators in the Orinoco, Nile and Changjiang deltas[J]. Org Geochem, 1987, 11(1): 41-51.
- [38] Yamamoto S, Kawamura K, Seki O, Meyers P A, Zheng Y H, Zhou W J. Environmental influences over the last 16 ka on compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  variations of leaf wax *n*-alkanes in the Hani peat deposit from northeast China[J]. Chem Geol, 2010, 277(3/4): 261-268.
- [39] Huang Y S, Street-Perrott F A, Perrot R A, Metzger P, Eglinton G. Glacial-interglacial environmental changes inferred from molecular and compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  analyses of sediments from Sacred Lake, Mt. Kenya[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1999, 63(9): 1383-1404.
- [40] Rieley G, Collier R J, Jones D M, Eglinton G. The biogeochemistry of Ellesmere Lake, U.K.-I: Source correlation of leaf wax inputs to the sedimentary lipid record[J]. Org Geochem, 1991, 17(6): 901-912.
- [41] 匡欢传, 周浩达, 胡建芳, 杨小强, 彭平安, 杨浩. 末次盛冰期和全新世大暖期湖光岩玛珉湖沉积记录的正构烷烃和单体稳定碳同位素分布特征及其古植被意义[J]. 第四纪研究, 2013, 33(6): 1222-1233.  
Kuang Huan-chuan, Zhou Hao-da, Hu Jian-fang, Yang Xiao-qiang, Peng Ping-an, Yang Hao. Variations of *n*-alkanes and compound-specific carbon isotopes in sediment from Huguangyan Maar Lake during the last glacial maximum and Holocene optimum: Implications for paleovegetation[J]. Quatern Sci, 2013, 33(6): 1222-1233 (in Chinese with English abstract).
- [42] 崔琳琳, 王旭, 沈吉, 丁仲礼. 末次盛冰期以来泸沽湖沉积记录的正构烷烃分布特征和单体碳同位素组成及其古植被意义[J]. 第四纪研究, 2015, 35(4): 871-880.  
Cui Lin-lin, Wang Xu, Shen Ji, Ding Zhong-li. Changes in distribution and compound-specific carbon isotope compositions of *n*-alkanes as recorded in Lugu Lake sediments from Southwestern China since last glacial maximum and implications for paleovegetation evolution[J]. Quatern Sci, 2015, 35(4): 871-880 (in Chinese with English abstract).
- [43] Jeng W L. Higher plant *n*-alkane average chain length as an indicator of petrogenic hydrocarbon contamination in marine sediments[J]. Mar Chem, 2006, 102(3): 242-251.
- [44] Zhou W J, Xie S C, Meyers P A, Zheng Y H. Reconstruction of late glacial and Holocene climate evolution in southern China from geolipids and pollen in the Dingnan peat sequence [J]. Org Geochem, 2005, 36(9): 1272-1284.
- [45] Zhou W J, Zheng Y H, Meyers P A, Jull A J T, Xie S C. Post-glacial climate-change record in biomarker lipid compositions of the Hani peat sequence, Northeastern China[J]. Earth Planet Sci Lett, 2010, 294(1/2): 37-46.
- [46] Sachse D, Radke J, Gleixner G.  $\delta\text{D}$  values of individual *n*-alkanes from terrestrial plants along a climatic gradient—Implications for the sedimentary biomarker record[J]. Org Geochem, 2006, 37(4): 469-483.
- [47] Rommerskirchen F, Eglinton G, Dupont L, Guntner U, Wenzel C, Rullkotter J. A north to south transect of Holocene south-

- east Atlantic continental margin sediments: Relationship between aerosol transport and compound-specific  $\delta^{13}\text{C}$  land plant biomarker and pollen records[J]. *Geochem Geophys Geosyst*, 2003, 4(12): 1–29.
- [48] Dengler N G, Nelson T. Leaf structure and development in  $\text{C}_4$  plants[M]//Sage R F, Monson R K.  *$\text{C}_4$  Plant Biology*. San Diego: Academic Press, 1999: 133–172.
- [49] Hatch M D.  $\text{C}_4$  photosynthesis: A historical overview[M]//Sage R F, Monson R K.  *$\text{C}_4$  Plant Biology*. San Diego: Academic Press, 1999: 17–46.
- [50] O'Leary M H. Carbon isotope fractionation in plants[J]. *Phytochemistry*, 1981, 20(4): 553–567.
- [51] Collister J W, Lichtfouse E, Hieshima G, Hayes J M. Partial resolution of sources of  $n$ -alkanes in the saline portion of the Parachute Creek Member, Green River Formation (Piceance Creek Basin, Colorado)[J]. *Org Geochem*, 1994, 21(6/7): 645–659.
- [52] 杨楚鹏, 刘芳, 常晓红, 廖泽文, 胡建芳, 李顺, 李学杰, 姚永坚. 30 ka 以来南海东北部陆坡底沉积有机质的长链正构烷烃特征及其古植被意义[J]. *第四纪研究*, 2015, 35(4): 881–889.  
Yang Chu-peng, Liu Fang, Chang Xiao-hong, Liao Ze-wen, Hu Jian-fang, Li Shun, Li Xue-jie, Yao Yong-jian. The  $n$ -alkane records from sediments in the base of slope (near abyssal plain) of the North-Eastern South China (SCS) over the last 30 ka implications for paleovegetation[J]. *Quatern Sci*, 2015, 35(4): 881–889 (in Chinese with English abstract).
- [53] Zhang Z F, Zhao M X, Lu H Y, Faiia A M. Lower temperature as the main cause of  $\text{C}_4$  plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2003, 214(3/4): 467–481.
- [54] Wang G, Feng X, Han J, Zhou L, Tan W, Su F. Paleo vegetation reconstruction using  $\delta^{13}\text{C}$  of soil organic matter[J]. *Biogeosciences*, 2008, 5(2): 1325–1337.
- [55] Kohn M J. Carbon isotope compositions of terrestrial  $\text{C}_3$  plants as indicators of (paleo)ecology and (paleo)climate[C]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2010, 107(46): 19691–19695.
- [56] Wang G A, Li J Z, Liu X Z, Li X Y. Variations in carbon isotope ratios of plants across a temperature gradient along the 400 mm isoline of mean annual precipitation in north China and their relevance to paleovegetation reconstruction[J]. *Quatern Sci Rev*, 2013, 63: 83–90.
- [57] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years[J]. *Quatern Sci Rev*, 1991, 10(4): 297–317.
- [58] Gupta A K, Anderson D M, Overpeck J T. Abrupt changes in the Asian southwest monsoon during the Holocene and their links to the North Atlantic Ocean[J]. *Nature*, 2003, 421(6921): 354–357.
- [59] Wang S W, Huang J B, Wen X Y, Zhu J H. Evidence and modeling study of droughts in China during 4–2 ka BP[J]. *Chinese Sci Bull*, 2008, 53(14): 2215–2221.
- [60] Xu K H, Li A C, Liu J P, Milliman J D, Yang Z S, Liu C S, Kao S J, Wan S M, Xu F J. Provenance, structure, and formation of the mud wedge along inner continental shelf of the East China Sea: A synthesis of the Yangtze dispersal system[J]. *Mar Geol*, 2012, 291(4): 176–191.
- [61] Bond G, Showers W, Cheseby M, Cheseby M, Lotti R, Almasi P, de Menocal P, Priore P, Cullen H, Hajdas I, Bonani G. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates[J]. *Science*, 1997, 278(5341): 1257–1266.
- [62] Wang X S, Chu G Q, Sheng M, Zhang S Q, Li J H, Chen Y, Tang L, Su Y L, Pei J L, Yang Z Y. Millennial-scale Asian summer monsoon variations in South China since the last deglaciation[J]. *Earth Planet Sci Lett*, 2016, 451: 22–30.
- [63] 谢树成, 胡超涌, 顾延生, 黄咸雨, 朱宗敏, 黄俊华. 最近 13 ka 以来长江中游古水文变化[J]. *地球科学*, 2015, 40(2): 198–205.  
Xie Shu-cheng, Hu Chao-yong, Gu Yan-sheng, Huang Xian-yu, Zhu Zong-min, Huang Jun-hua. Paleohydrological variation since 13 ka BP in Middle Yangtze Region[J]. *Earth Sci*, 2015, 40(2): 198–205 (in Chinese with English abstract).