



末次盛冰期以来中国南方C₃/C₄植被时空演化及影响机制

崔琳琳^{1,2}, 胡建芳^{3*}, 王旭^{2†}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所科技平台, 北京 100029;
2. 中国科学院地质与地球物理研究所新生代地质与环境重点实验室, 北京 100029;
3. 中国科学院广州地球化学研究所, 广州 510640

* 通讯作者, E-mail: hujf@gig.ac.cn

† 通讯作者, E-mail: xuking@mail.iggcas.ac.cn

收稿日期: 2018-01-31; 收修改稿日期: 2018-04-20; 接受日期: 2018-05-14; 网络版发表日期: 2018-07-18

中国科学院战略性先导科技专项项目(编号: XDA05120103)和国家自然科学基金项目(批准号: 41603013和41572163)资助

摘要 当前中国南方C₃/C₄植被演化的研究开展得较少,且C₃/C₄植被演化的主要影响机制也不明确.这有碍于全面了解不同气候环境下C₃和C₄植物竞争机制及其与气候要素的关系,也不利于评估未来气候变化对区域C₃/C₄植被的影响.事实上,区域尺度C₃/C₄植被变化对全球碳循环和农业生产有着重要的影响.由此可见,重建中国南方地区C₃/C₄植被的演化历史并理清气候变化对其影响机制显得尤为重要.文章选取了长江以南地区的湛江湖光岩玛珥湖、泸沽湖、星云湖、鄱阳湖、龙感湖、白马湖、东钱湖和梵净山九龙池等8个湖泊以及定南、南屯、袍烈和铭爱村等4个泥炭沉积记录系统地开展了高碳数正构烷烃稳定碳同位素($\delta^{13}\text{C}$)分析,重建了末次盛冰期以来南方地区C₃/C₄植被的时空演化,并结合已有的古气候记录试图探讨影响研究区C₄植物丰度变化的气候要素.湛江湖光岩玛珥湖、星云湖和泸沽湖3个钻孔岩芯和定南泥炭样品的高碳数(C₂₇~C₃₃)正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 均值的集成结果表明:从末次盛冰期至全新世早期C₄植物比例呈逐渐增加趋势,从21%升高到34%,而到全新世中期C₄植物比例显著降低,最低达到10%.在空间上,末次盛冰期和全新世早期C₄植物丰度总体上呈现由南向北逐渐降低的趋势,而在全新世大暖期则出现相反的空间变化趋势,这体现了C₄植物空间分布由温度调控转变为降雨调控的结果.该研究表明在中国南方温度是C₄植物分布的主控因素,而在温度条件合适时降雨的增多会降低C₄对C₃植物的竞争优势.因此,温度与降雨季节性分配的组合关系是决定C₃/C₄植被比例变化的重要气候要素.在未来温度升高降雨增多的前提下,C₄植物竞争优势的降低可能会对中国农业生产有所影响.

关键词 单体碳同位素组成,高碳数正构烷烃,C₃/C₄植被,末次盛冰期,全新世大暖期

中文引用格式: 崔琳琳, 胡建芳, 王旭. 2019. 末次盛冰期以来中国南方C₃/C₄植被时空演化及影响机制. 中国科学: 地球科学, 49: 1246–1258, doi: 10.1360/N072018-00041

英文引用格式: Cui L L, Hu J F, Wang X. 2019. Spatiotemporal evolution of C₃/C₄ vegetation and its controlling factors in southern China since the Last Glacial Maximum. Science China Earth Sciences, 62: 1256–1268, <https://doi.org/10.1007/s11430-018-9225-9>

1 引言

自然界植物采用两种主要的光合作用方式来固碳: C_3 循环(Calvin循环)和 C_4 循环(Hatch-Slack循环)。 C_4 光合作用途径的出现是地球植物发展史上一次重要进化变革事件(Sage等, 2012)。 C_4 光合作用的优势在于它的 CO_2 浓缩机制, 使得核酮糖-1,5-二磷酸羧化酶/加氧酶(Rubisco)的氧化反应达到最小化, 从而尽可能避免光呼吸作用的发生。 这种机制使得 C_4 植物能够在低 CO_2 浓度、高温、高光照、干旱和盐碱化等环境条件下仍维持较高的生产力和适应性, 而该环境条件却促使 C_3 植物因光呼吸作用而造成碳丢失(Sage等, 2012)。 目前, C_4 植物已经成为当今陆地生态系统的重要组成部分, 约占地球初级生产力的25%(Sage和Monson, 1999)。 同时, C_4 植物也是全球粮食生产的主要来源, 很多农作物如玉米、高粱和谷子等均属于该类植物(马希汉和尉芹, 1994)。 关于 C_4 植物的起源时间虽然尚无定论, 但一些研究表明 C_4 植物早在渐新世就已出现(Christin等, 2008; Vicentini等, 2008; Sage等, 2012), 只是当时所占比例仍然较少。 自晚中新世后, C_4 植物经历了几次显著的扩张使其在陆地生态系统中的丰度大幅增加, 但发生扩张的时间在不同地区却有所差异, 例如南亚和南北美低纬地区 C_4 植物在距今约8~7Ma开始扩张(Quade和Cerling, 1995; Quade等, 1989, 1995; France-Lanord和Derry, 1994; MacFadden和Ceding, 1994; Wang等, 1994; Latorre等, 1997); 东亚地区 C_4 植物在距今约4Ma时发生扩张(Ding和Yang, 2000); 东非地区 C_4 植物扩张发生在距今约3Ma(Cerling, 1992), 而北美西南部和北阿根廷地区 C_4 植物扩张则发生在距今约3.5~2Ma(Koch, 1998)。 有关 C_4 植物扩张的原因说法不一, 一些学者认为是晚中新世大气 CO_2 分压降低到了一个临界阈值以下所导致(Cerling等, 1993), 而另一些学者则认为 C_4 植物扩张与气候变化相关(Latorre等, 1997)。 如果大气 CO_2 的降低是 C_4 植物扩张的主控因素, 那么 C_4 植物扩张的时限在不同地区的差异不应该如此之大, 这说明各地区不同的气候条件至少对 C_4 植物扩张产生了影响。

到目前为止, 各气候因子(如温度和降雨等)对 C_3 / C_4 植被丰度影响的相对重要性仍不明确。 前人通过对现代 C_4 植物与气候环境条件之间关系的研究, 认为温度条件对 C_4 植物生物量贡献具有决定性影响; 然而,

即使温度条件满足 C_4 植物生长的需要, 随着温度的进一步上升, 降水量应相应的下降, C_4 植物方能保持其优势地位(殷立娟和李美荣, 1997; 饶志国等, 2010)。 在冰期-间冰期旋回尺度上, 以东亚季风区为例, 一些研究者认为温度是控制 C_4 植物丰度的主要因素(Gu等, 2003; Zhang等, 2003; 饶志国等, 2005), 而另一些学者则认为夏季风强度增加(亦即夏季降雨增多)(An等, 2005; Liu等, 2005; 赵得爱等, 2013)或降雨季节性增强(Yang等, 2012)有利于 C_4 植物比例增加。 然而, 这些研究均集中在中国北方地区。 相比而言, 有关中国南方 C_3 / C_4 植被变化的研究工作却开展得较少(Zhang等, 2004; Yamamoto等, 2010; Xue等, 2014)。 这有碍于我们全面了解不同气候环境下 C_3 和 C_4 植物竞争机制及与气候要素的关系, 也不利于我们评估未来气候变化对区域 C_3 / C_4 植被的影响。 事实上, 区域尺度 C_3 / C_4 植被变化会对全球碳循环(Still等, 2003)和农业生产(Leakey, 2009)有着重要影响。 由此可见, 重建中国南方地区 C_3 / C_4 植被的演化历史并理清气候变化对其影响机制显得尤为重要。

在中国南方广泛分布着湖泊和泥炭沉积。 这些沉积物中含有大量分子标志物, 如正构烷烃、脂肪酸、醇类和多环芳烃等, 这些标志物与生物输入源有一定的关联性, 记录着湖泊周围与植被和气候相关的生态环境演变信息(Rieley等, 1991)。 正构烷烃作为一种重要的生物标志物, 其分子中含有较高键能的碳-碳键, 结构较为稳定, 不易发生降解, 能够真实地反映母源输入的状况, 其分子组成特征及同位素组成已被广泛应用于重建湖泊及流域内古植被和古气候状况(匡欢传等, 2013; Ficken等, 2000; Zhang等, 2004; Liu和Huang, 2005; Jeng, 2006; Yamamoto等, 2010; Yamoah等, 2016; Li等, 2016; Li等, 2017)。

本文选择中国南方地区8个湖泊沉积钻孔和4个泥炭剖面为研究对象, 通过分析沉积物样品及泥炭样品中正构烷烃碳同位素组成, 重建了末次盛冰期以来的 C_3 / C_4 植被变化特征, 并探讨 C_3 / C_4 植被变化与气候要素(如温度和降雨)的关系。 鉴于末次盛冰期和全新世大暖期是研究未来气候变化的两个极端状态, 所以本文中有些剖面的正构烷烃碳同位素组成数据主要集中在这两个时间段, 用于评价在较大温度和降雨反差情况下 C_3 / C_4 植被的响应。

2 样品与分析方法

2.1 采样点与样品信息

我们选取了中国南方地区的湛江湖光岩玛珉湖、泸沽湖、星云湖、鄱阳湖、龙感湖、白马湖、东钱湖和梵净山九龙池等8个湖泊以及定南、南屯、袍烈、铭爱村等4个泥炭沉积记录开展高碳数正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 分析工作(图1)。其中, 泸沽湖钻孔、星云湖钻孔、梵净山九龙池钻孔、南屯泥炭剖面、袍烈泥炭剖面样品及定年数据均由中国科学院南京地理与湖泊研究所沈吉团队提供。鄱阳湖钻孔、龙感湖钻孔、白马湖钻孔、东钱湖钻孔、定南炭剖面、以及铭爱村泥炭剖面样品及其年代数据均由中国科学院南京地质与古生物研究所的王伟铭团队提供。岩芯及泥炭年代标尺都是选取一定数目样品的植物碎屑或全岩有机碳进行的 ^{14}C 测定获得的, 其他样品点年龄根据这些测年结果作为控制点内插计算所得。湛江湖光岩玛珉湖钻孔的定年详见文献(匡欢传等, 2013)。样品钻取后, 在实验室内对岩芯/泥炭剖面进行剖切, 对岩芯进行拍照和岩性描述, 并挑取植物残体以备定年之用。然后, 按1或2cm间隔对沉积物岩芯/泥炭进行分截取样, 样品保存在低温冰柜中待测。钻孔及泥炭剖面信息如表1所示。

2.2 研究区域概况

根据研究区域的位置, 我们划分为3个部分来简单介绍一下研究区域的气候环境。

(1) 云贵高原地区(泸沽湖、星云湖、九龙池、南屯、袍烈)。云贵高原湖区地处亚热带季风气候区, 受西南季风影响明显。其中, 泸沽湖具有暖温带山地季风气候的特点, 干湿季节分明, 年均气温 12.8°C , 多年平均降水量为 920mm , 全年降水量约85%集中在雨季(崔琳琳等, 2015), 其地带性植被为云、冷杉林以及少量残留的高山栎林, 流域内地形复杂, 小生境变化较大, 各垂直带间镶嵌现象突出, 垂直带谱不明显(曾熙雯等, 2012)。星云湖区属中亚热带半干燥高原季风气候, 流域四季寒暑不分明, 年平均气温 $13.4\sim 16.5^{\circ}\text{C}$, 多年年均降雨量 879.1mm , 年均蒸发量是降雨量的1.14倍, 干湿季分界明显(张立原等, 2006)。梵净山九龙池具有明显的中亚热带季风山地湿润气候的特征, 冬冷夏热, 气候垂直变化多样, 年平均温度为 $5\sim 17^{\circ}\text{C}$, 年平均降水量 $1100\sim 2600\text{mm}$, 发育的植被为湿润性常绿阔叶林, 在海

拔 1200m 以上地区一般仍保持着较好的原生植被(陈佩英, 1989)。南屯泥炭剖面地属黔西北夏温暖冬干冷的暖温带季风气候区, 年平均温度 10.5°C , 年平均降雨量 950.9mm , 植被为云贵高原半湿润常绿阔叶林地带的高原山地常绿栎林、常绿落叶混交林、云南松林小区(陈佩英等, 1991)。袍烈泥炭剖面位于广西平果县境内, 属亚热带湿润季风气候。

(2) 长江中下游地区(龙感湖、鄱阳湖、白马湖)。研究湖区地处亚热带季风气候区。其中, 龙感湖地处长江北岸, 年均温为 16.6°C , 年降雨量 1316.5mm , 自然植被类型为常绿阔叶和落叶阔叶混交林(瞿文川等, 1998)。鄱阳湖位于江西省北部, 长江南岸, 年平均气温 17.6°C , 年平均降水量 1570mm , 年平均蒸发量 1236mm (马振兴等, 2004)。白马湖位于浙江省北部, 钱塘江南岸, 滨临东海, 年平均气温为 16.1°C , 年平均降水量为 1402.5mm , 且降雨量集中在夏季(吴燕妮等, 2016)。

(3) 东南沿海地区(东钱湖、湛江、福建铭爱村、定南)。研究区域主要受东亚季风影响明显。东钱湖地处浙东沿海, 属亚热带季风气候, 年平均气温 15.4°C , 年平均降雨量 1421mm , 其地带性植被是以栲树、米槠、木荷为优势的常绿阔叶林(聂力, 2008)。湛江湖光岩玛珉湖位于湛江市西南方约 18km 处, 属于热带季风气候区, 具有明显的雨季和旱季, 年平均气温 23°C , 年均降水量约为 1600mm , 区域植被主要为半常绿雨林(匡欢传等, 2013)。铭爱村泥炭剖面位于福建省德化县境内, 属亚热带海洋性季风气候。定南泥炭剖面气候属于亚热带季风性湿润气候, 且同时受到东亚季风和南亚季风的共同影响, 年平均气温为 17.8°C , 年均降水量约 1592mm , 因长期的人类活动和经济开发, 泥炭地如今已开垦为水稻田或开发区, 附近山坡生长人工竹林和松林(吕海波, 2006)。

2.3 正构烷烃的提取与分析

样品进行冷冻干燥后研磨均匀, 分别用甲醇、甲醇/二氯甲烷(1:1, v/v)、二氯甲烷超声提取各三遍, 将提取液经旋转蒸发仪浓缩以后, 用硅胶层析柱进行组分分离, 分别用正己烷、甲醇/二氯甲烷(1:1, v/v)淋洗, 得到烷烃和极性组分。烷烃组分通过气相色谱GC-FID进行定量分析, 化合物的定性根据色谱出峰时间和标样进行。烷烃化合物定性、定量分析后, 通过尿素络合处理, 获得的正构烷烃化合物经气相色谱-燃烧-气

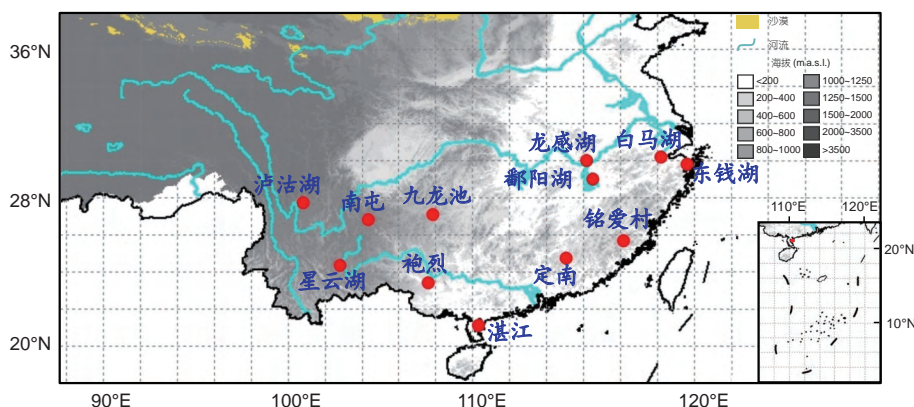


图1 研究点位分布图

表1 研究区域钻孔及泥炭剖面信息和样品分析情况^{a)}

钻孔/剖面名称	钻孔位置	经度	纬度	海拔高度(m)	样品深度	样品个数	样品覆盖年龄 (cal ka BP)
星云湖钻孔	云南省玉溪市江川县境内	24°21'33"E	102°47'11"N	1722	6.2m以上	42个	21.9
泸沽湖钻孔	云南省宁蒗县	27°43'8"E	100°46'33"N	2685	7.5m以上	15个	20.5
湛江湖光岩玛珉湖钻孔	湛江市区西南方	21°9'E	110°16'59"N	16	9.05~4.16m	47个	21.8~5.5
龙感湖钻孔	安徽省安庆市	29°58'9"E	116°8'57"N	13	3.35~2.85m	22个	6.6~5.5
鄱阳湖钻孔	江西省南昌市	28°59'47"E	116°29'7"N	14	4.9~3.93m	24个	6.5~5.5
东钱湖钻孔	浙江省宁波市境内	29°46'48"E	121°37'12"N	3	14.4m以上	26个	8.2
白马湖钻孔	浙江省杭州市境内	30°9'36"E	120°12'N	8	20.99~2.61m	35个	8.8~6.8
梵净山九龙池钻孔	贵州省铜仁市	27°4'48"E	107°49'48"N	2028	4.54~1.66m	16个	17.5~6.2
南屯泥炭剖面	贵州省威宁县境内	26°49'22"E	104°19'47"N	2197	3.0m以上	17个	7.2
袍烈泥炭剖面	广西省百色市太平镇平果县境内	23°26'19"E	107°34'33"N	210	1.08m以上	18个	6.8
定南泥炭剖面	江西省赣州市定南县境内	24°45'24"E	115°2'11"N	251	3.25m以上	48个	21.7
铭爰村泥炭剖面	福建省泉州市德化县境内	25°40'12"E	118°10'12"N	1426	12.5m以上	19个	20.5

a) 实际湖泊钻孔与泥炭剖面的深度与年龄范围更大, 本文只列出了我们测定的样品深度与年龄

体同位素比值质谱仪(GC-C-IRMS)进行单体碳同位素的测定。

GC分析条件: 气相色谱仪型号为Konik HRGC 4000B, 氦气为载气, FID检测器。色谱进样口温度为290℃, 检测器温度为290℃, 色谱柱为HP-5MS毛细柱(60m×0.25mm×0.25μm), SPLITLESS进样模式。升温程序为: 初始温度为80℃, 保留2min, 以10℃ min⁻¹升至150℃, 再以4℃ min⁻¹升至300℃, 保留30min。

GC-C-IRMS分析条件: 气相色谱仪为Trace GC 2000型, 同位素比值质谱仪为Delta V Plus型, 它们之间由GC-C(Combustion)接口连接。正构烷烃化合物经

气相色谱分离后依次进入氧化炉, 并在1020℃下氧化转换为CO₂, 然后CO₂进入气体同位素比值质谱仪测定碳同位素。色谱柱为HP-5MS毛细柱(60m×0.25mm×0.25μm), 升温程序为: 初始温度为80℃, 保留2min, 以10℃ min⁻¹升至150℃, 再以4℃ min⁻¹升至300℃, 保留30min。

正构烷烃单体化合物的碳同位素计算公式为

$$\delta^{13}C(\text{‰}) = \left[\frac{R_{\text{样品}} - R_{\text{标准}}}{R_{\text{标准}}} \right] \times 1000, \quad (1)$$

式中, $R_{\text{样品}}$ 是样品的碳同位素(¹³C/¹²C)丰度比; $R_{\text{标准}}$ 是标准的碳同位素(¹³C/¹²C)丰度比。

碳同位素组成相对于V-PDB标准. 测定样品时, 每隔4个样品测一个实验室工作标准, 用于监测仪器的工作状态, 分析精度<0.5‰, 所有样品进行两次或两次以上测试, 最后结果为多次测试的平均值.

2.4 C₄植物比例计算

高碳数正构烷烃C₂₇、C₂₉、C₃₁或C₃₃通常来源于陆源高等植物叶腊, 其碳同位素可用来重建C₃/C₄植物比例. 在这里, 我们首先通过式(2)对沉积物长链正构烷烃C₂₇、C₂₉、C₃₁或C₃₃的 $\delta^{13}\text{C}$ 值计算加权平均获得 $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值. 然后, 利用常用的二元模式, 分别选取-34‰和-19‰作为C₃和C₄植物正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 的端元值(Huang等, 2001), 根据式(3)计算出所研究地区C₃及C₄植物的相对含量.

$$\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}} = (\delta^{13}\text{C}_{27} \times nA_{27} + \delta^{13}\text{C}_{29} \times nA_{29} + \delta^{13}\text{C}_{31} \times nA_{31} + \delta^{13}\text{C}_{33} \times nA_{33}) / (nA_{27} + nA_{29} + nA_{31} + nA_{33}), \quad (2)$$

$$(-19\text{‰}) \times X + (-34\text{‰}) \times (1 - X) = \delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}, \quad (3)$$

式(3)中, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 为长链正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 的加权平均值; nA_{27} 、 nA_{29} 、 nA_{31} 、 nA_{33} 分别为C₂₇、C₂₉、C₃₁和C₃₃的相对含量; X 表示C₄植物对长链正构烷烃的贡献量, 即C₄植物的相对丰度(百分含量).

3 数据结果

3.1 各研究区高碳数正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 组成与C₄植物比例变化

图2给出了各湖泊钻孔岩芯和泥炭剖面沉积物研究样品高碳数正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 组成变化, 以及所计算得到的C₄植物比例变化情况.

泸沽湖地区: 本研究分析了该钻孔末次盛冰期以来(20.5cal ka BP以来)的正构烷烃碳同位素数据. 末次盛冰期至全新世早期(20.5~8.4cal ka BP), 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$)的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)由-31.1‰逐渐偏正至-29.2‰, 计算所得的C₄含量逐渐增多, 由19%逐渐增加至32%; 全新世中期时, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值逐渐偏负, 并在5.0cal ka BP附近达到最负值, 为-31.1‰, 计算所得的C₄含量逐渐减少, 相应地在5.0cal ka BP附近达到最低值19%; 全新世晚期, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值又呈现偏正的趋势, 缓慢增加至-29.5‰. 详见文献(崔琳琳等,

2015).

湛江湖光岩玛珥湖地区: 本研究分析了该钻孔末次盛冰期至全新世晚期的正构烷烃碳同位素数据(21.8~5.5cal ka BP). 在末次盛冰期至全新世早期阶段(21.8~9.3cal ka BP), 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$ 、 $n\text{C}_{33}$)的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)相对偏正, 其变化范围为-23.7~-29.3‰, 平均为-26.7‰, 计算所得C₄植物比例为31~68%(均值: 48%); 在全新世中期(7.9~5.5cal ka BP), $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 相对偏负, 在-29.3~-31.1‰波动, 平均值为-30.4‰, C₄植物比例减少至19~31%范围内(平均为24%). 详见文献(匡欢传等, 2013).

星云湖区: 本研究分析了该钻孔末次盛冰期以来(21.9cal ka BP以来)的正构烷烃碳同位素数据. 在末次盛冰期至全新世早期(21.9~10.0cal ka BP), 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$ 、 $n\text{C}_{33}$) $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)整体逐渐偏正, 变化范围为-30.6~-33.5‰, 平均为-31.7‰, 相应地, 湖区C₄植物的比例逐渐增多, 总体在13~23%(平均为15%). 随后, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值呈现出逐渐偏负的趋势, 到全新世中期(7.5~3.5cal ka BP)总体上达到最负值-33.3‰, C₄植物比例低至5%. 在3.5cal ka BP以后, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值显著偏正, 变化范围为-28.5~-31.3‰, C₄植物比例增加至18~37%.

定南泥炭剖面: 本研究分析了该剖面末次盛冰期以来(21.7cal ka BP以来)的正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 数据. 在末次盛冰期至冰消期阶段(21.7~14.6cal ka BP), 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$ 、 $n\text{C}_{33}$) $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)逐渐偏正, 由-33.8‰偏正至-31.2‰, 计算所得的C₄含量逐渐增多, 由1.4%逐渐增加至18.4%; 在末次冰消期至全新世阶段(14.6~11.3cal ka BP), $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值从-31.2‰偏负至-34.6‰, C₄植物显著减少甚至消失; 到了早中全新世(9.7~4.0cal ka BP), $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值总体上保持在最负的水平(平均值为-34.3‰), C₄植物基本上已经消失(1%以下); 到2.0cal ka BP以后, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值逐渐偏正至-29.0‰, 相应的, C₄植物逐渐增多, 最多达33%.

铭爰村泥炭剖面: 本研究分析了该剖面涵盖了末次盛冰期以来(20.5cal ka BP以来)的正构烷烃碳同位素数据. 从末次盛冰期到全新世早期(20.5~10.0cal ka BP), 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$ 、 $n\text{C}_{33}$) $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)从-34.8‰逐渐偏正至-33.2‰, C₄植物

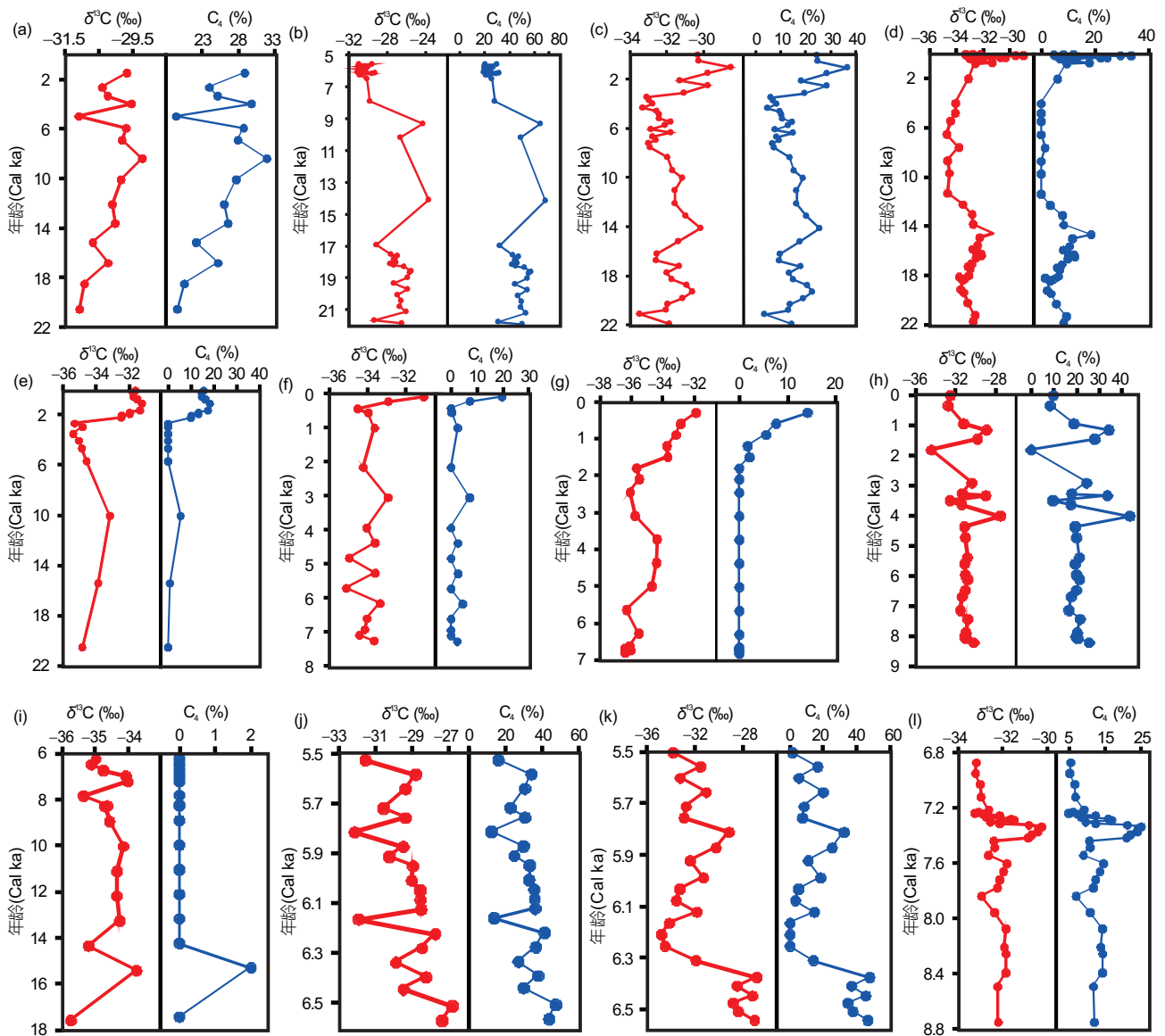


图2 末次盛冰期以来研究区各钻孔/泥炭剖面高碳数正构烷烃碳同位素组成和C₄植被变化

(a) 泸沽湖; (b) 湛江湖光玛珉湖; (c) 星云湖; (d) 定南; (e) 铭爱村; (f) 南屯; (g) 袍烈; (h) 东钱湖; (i) 九龙池; (j) 龙感湖; (k) 鄱阳湖; (l) 白马湖. 红色标识为碳同位素; 蓝色标识为植被变化

开始出现, 比例在5%. 全新世早期至全新世晚期碳同位素逐渐偏负至-35.3‰, C₄植物逐渐消失, C₃植物占绝对优势. 到2.2cal ka BP以后 $\delta^{13}C_{n-alkane}$ 显著偏正至-31.3‰, C₄植物比例逐渐升高, 最高达18%.

南屯泥炭剖面: 本研究分析了该剖面7.2cal ka BP以来的正构烷烃碳同位素数据. 全新世中期(7.2~2.1cal ka BP)高碳数正构烷烃(nC_{27} 、 nC_{29} 、 nC_{31} 、 nC_{33}) $\delta^{13}C$ 平均值($\delta^{13}C_{n-alkane}$)较为偏负, 变化范围为-33.6~

-35.1‰, C₄植物比例很少, 仅在7%以下. 在1.0cal ka BP以后, $\delta^{13}C_{n-alkane}$ 值显著偏正, 变化范围为-31.05~-34.22‰, C₄植物比例增加, 最高到达20%.

袍烈泥炭剖面: 本研究分析了该剖面6.8cal ka BP以来正构烷烃碳同位素数据. 全新世中期(6.8~1.8cal ka BP), 高碳数正构烷烃(nC_{27} 、 nC_{29} 、 nC_{31} 、 nC_{33})的 $\delta^{13}C$ 平均值($\delta^{13}C_{n-alkane}$)较为偏负, 变化范围为-34.4~-36.4‰, 此时C₃植物占绝对优势. 1.5cal ka BP以后,

$\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 显著偏正至-31.8‰, 在这一时段开始出现C₄植物, 并且C₄植物比例逐渐升高, 最高达14%.

东钱湖区: 本研究分析了该钻孔8.2cal ka BP以来的正构烷烃碳同位素数据. 在全新世早中期(8.2~2.9cal ka BP), 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$ 、 $n\text{C}_{33}$)的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)整体偏正, 变化范围为-27.5~-32.6‰, 湖区C₄植物的比例在10~43%. 在1.8cal ka BP附近, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 偏负至-34.4‰, C₄植物逐渐消失. 再之后, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 又开始偏正至-28.9‰, C₄植物增至34%.

梵净山九龙池泥炭剖面: 在近于末次盛冰期至全新世大暖期时段(17.5~6.2cal ka BP), 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$)的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)在-33.7‰和-35.4‰之间变化. 通过计算得出在距今17.6cal ka BP以来研究区C₃植物占绝对优势, 几乎无C₄植物出现.

龙感湖区: 本研究分析了该钻孔全新世大暖期(6.6~5.5cal ka BP)的正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 数据. 在6.6~6.2cal ka BP, 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$)的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)整体偏正, 变化范围为-26.8~-29.9‰, C₄植物比例在27~41%的范围内变化. 6.2~5.5cal ka BP, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 偏负至-32.1‰, C₄植物比例减少至14%.

鄱阳湖区: 本研究分析了该钻孔全新世大暖期(6.5~5.5cal ka BP)的正构烷烃碳同位素数据. 在6.5~6.3cal ka BP时段, 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{27}$ 、 $n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$ 、 $n\text{C}_{33}$)的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)整体偏正, 变化范围为-26.8~-28.8‰, C₄植物比例在37~48%的范围内变化. 在6.3~5.5cal ka BP时段, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 偏负至-33.8‰, C₄植物比例逐渐减少, 最少达1%.

白马湖区: 本研究分析了该钻孔8.8~6.8cal ka BP的正构烷烃碳同位素数据. 在8.8~7.3cal ka BP时段, 高碳数正构烷烃($n\text{C}_{29}$ 、 $n\text{C}_{31}$ 、 $n\text{C}_{33}$)的 $\delta^{13}\text{C}$ 平均值($\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$)由-32.9‰逐渐偏正至-30.3‰, C₄植物比例由7%增加至25%; 在7.3~6.8cal ka BP时段, $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 偏负至-33.3‰, C₄植物比例逐渐减少至5%.

3.2 末次盛冰期以来中国南方C₃/C₄植被的时间与空间变化

为了总体了解中国南方地区C₃/C₄植被在不同气候时期的变化历史, 我们将泸沽湖、星云湖、湛江湖光岩玛珥湖和定南泥炭等4个跨越了22.0~5.0cal ka

BP时段钻孔/剖面数据进行了 $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 值与C₄植物比例数据集成. 具体做法是: 首先, 对于每个钻孔或剖面, 以每1000年时段对本时段内数据进行算术平均, 对于样品点较稀疏不含某1000时段的剖面采用内插方法获得数据; 然后, 再对这4个钻孔/剖面每千年时段的数据进行算术平均, 即可获得南方地区末次盛冰期以来千年时段的 $\delta^{13}\text{C}$ 值与C₄植物情况. 具体结果见图3所示, 从末次盛冰期至全新世早期(22.0~9.0cal ka BP) $\delta^{13}\text{C}$ 值由-30.8‰逐渐偏正至-28.8‰, C₄植物比例呈逐渐增加趋势, 从21%升高到34%, 而到全新世大暖期(6.0~5.0cal ka BP), $\delta^{13}\text{C}$ 值逐偏负至-32.5‰, C₄植物比例显著降低, 最低达到10%.

同时, 为了考察中国南方地区C₃/C₄植被的空间变化, 我们绘制了末次盛冰期(18.0cal ka BP)、全新世早期(9.0~10.0cal ka BP)、全新世大暖期(6.0cal ka BP)3个时段计算所得的C₄植物比例空间等值线图(图4). 我们发现C₄植物比例在空间上变化规律在不同时段不尽相同. 例如, 在末次盛冰期和全新世早期时, C₄植物丰度总体上呈现由南向北逐渐降低的趋势; 但是, 在全新世大暖期, C₄植物丰度总体上却呈现由南向北逐渐增加的趋势.

此外, 不同时段间的比较可以发现: 在末次盛冰期时中国南方地区C₄植物比例总体上在5~20%; 全新世早期C₄植物比例有所增加, 最高达49%, 而全新世中期C₄植物比例显著降低, 多地降至10%以下. 这与前面4个钻孔/剖面的 $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 集成结果是一致的.

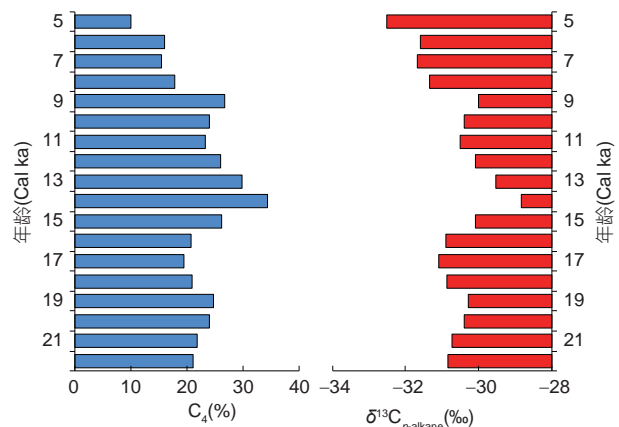


图3 中国南方末次盛冰期以来高碳数正构烷烃 $\delta^{13}\text{C}$ 值变化及C₄植被演化历史

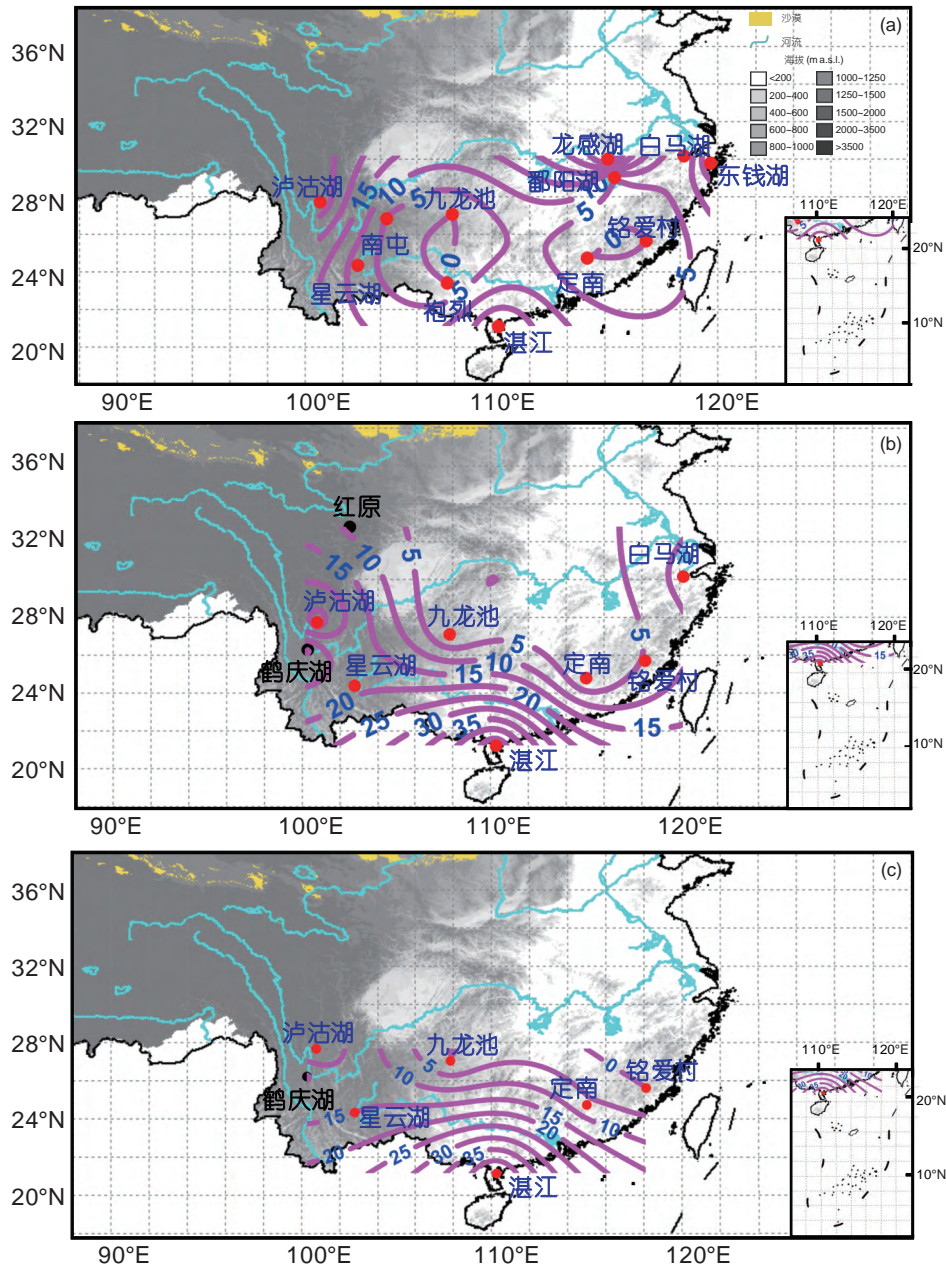


图4 研究区各时段C₄植物比例等值线图

(a) 全新世大暖期; (b) 全新世早期; (c) 末次盛冰期. 红色点位为本题实测钻孔/剖面, 黑色点位数据则引自公开发表的文献, 包括鹤庆湖(Zhang等, 2004)、滇池(Fang等, 2014)和红原(Yamamoto等, 2010)

4 中国南方C₃/C₄植被时间与空间变化的影响机制

不同植物类型适合在不同的环境条件下生存, 从植物生理学角度讲, C₄植物一般喜欢生长在高温、强

光和干旱的气候环境里, 而C₃植物则多生长在阴凉、湿润的环境中(欧杰等, 2012; Ward等, 1999; Nelson等, 2004). 本研究发现, 无论时间演化序列还是空间上不同时段对比, 在末次盛冰期时中国南方C₄植物比例总体较高, 并且随着温度的升高C₄植物比例呈逐渐升

高的趋势, 到全新世早期达到最高(34%), 此后随着降雨的增多C₄植物显著减少, 到距今5000年时仅为10%。

一些研究认为当年均温度低于某一“阈值”时, C₄植物的光合作用就会受到很大的限制, 这一“阈值温度”一般为13~16°C(McWilliam和Naylor, 1967; Slack等, 1974; Zhang等, 2003; Auerswald等, 2009; Wittmer等, 2010; Wang等, 2013)。在中国中部地区的邛山黄土-古土壤剖面, Peterse等(2011)通过四醚膜类脂物(GDGT)重建了过去34000年来的陆地温度, 结果表明在末次盛冰期(19cal ka BP)时段温度为15°C左右, 到早全新世(12cal ka BP)增加到27°C之多。相比之下, 我们的研究剖面都位于邛山剖面以南, 所以末次盛冰期时这些地区温度应该均高于15°C。以位于亚热带地区的湖光岩玛珉湖为例, 由其沉积物的GDGTs指标重建的末次盛冰期平均温度为18~19°C(Chu等, 2017), 但这一时段温度明显高于C₄植物生长的“阈值温度”。显然, 末次盛冰期时中国南方的温度并没有限制C₄植物的生长。前人对西南地区湖区的古气候研究表明, 从末次盛冰期到全新世早期, 西南季风逐步加强、气候向暖湿方向发展(Cook等, 2012; Tareq等, 2011; Xiao等, 2014; Wang等, 2014; 崔琳琳等, 2015)。在这一时段, 虽然中国南方地区降雨量呈现逐渐增加的趋势, 但是泸沽湖岩芯中相对较低的TOC%和孢粉浓度结果(Wang等, 2014)和星云湖岩芯中较低的碳酸盐和有机碳含量(Hodell等, 1999)。表明此时降雨的总量并不大, 总体上属于偏干的状况, 而且星云湖岩芯中孢粉组合也指示出末次盛冰期至冰消期时相对凉干的气候状况(Chen X M等, 2014)。这种偏干的气候条件有助于C₄植物在水分强迫中保持竞争优势(Ward等, 1999; Nelson等, 2004)。而且, 在末次盛冰期至全新世早期相对较干的情况下, 雨期长度缩短并且可能更集中于夏季, 因为夏季高温会导致较强的海陆热力差异从而带来更多的降水。对于某一特定地点, C₃和C₄植物的生长季节存在差异, 表现为C₃植物在春季和秋季生长旺盛而C₄植物则在夏季生长旺盛(Ode等, 1980)。由此, 在本时段集中于夏季的降雨使得C₄植物生长得更繁茂、更有竞争优势, 从这个角度来说也会导致C₄植物比例相对增多。虽然温度被认为是决定C₄植物能否生长的主控因素(Gu等, 2003; Zhang等, 2003; 饶志国等, 2005), 降雨的季节性变化则会决定C₄植物能否在整个植被系统中具有相对竞争优势进而决定C₄植物相对生物量的变化

(Yang等, 2012)。因此, 我们认为温度升高和降雨的季节性分配的共同作用可能是导致从末次盛冰期到全新世早期中国南方地区C₄植物增加的主要因素。

在全新世中期, 泸沽湖高碳数正构烷烃组成特征(崔琳琳等, 2015)以及星云湖岩芯的孢粉研究(Chen F H等, 2014)都表明此时气候非常温暖湿润。C₄植物一般生长在高温、强光和干旱的气候环境里(欧杰等, 2012; Ward等, 1999; Nelson等, 2004), 虽然全新世中期较高的温度总体上有利于C₄植物生长, 但是区域降雨的增加并不利于C₄植物保持竞争优势。另外, 泸沽湖高碳数正构烷烃含量数据(崔琳琳等, 2015)以及孢粉记录(郑茜等, 2014)都表明这一时段中国南方木本植物比例相对较高, 且植被覆盖度较大, 在很大程度上影响了森林的透光性, 这种状况也不利于C₄植物的生长。这些因素的综合作用导致了本阶段的C₄植物比例减少。

在全新世晚期, 一些研究湖区C₄植物比例有所升高, 例如, 星云湖在3.1cal ka BP以后C₄植物比例增加至18~37%。这可能反映了全新世晚期气候的干旱, 同时也可能受到人类活动的影响。在中国云贵高原地区, 研究显示早在6000年前就有人类活动的影响。例如, Shen等(2006)通过孢粉研究给出了在6.3cal ka BP洱海湖区人类活动的证据; Dearing等(2008)的研究还表明该地区在1.6~1.5cal ka BP时出现过较强的人类活动。Wu等(2015)通过磁化率和磁性矿物粒度等指标的研究指出自1.5cal ka BP开始星云湖区人类活动逐渐增强。同时, 湖光岩最近1000多年来, 碳同位素变化可能与该湖周边种植甘蔗(C₄植物)有关(柏杨等, 2014; Jia等, 2015)。可见, 人类可能会通过砍伐森林、烧荒和种植农业作物等活动来改变自然植被组成结构, 进而影响C₃/C₄植被比例的变化。这在晚全新世以来的时期表现得尤为显著, 值得研究者的注意。

另外, 我们发现对于本文中的四个泥炭剖面的样品, 其 $\delta^{13}\text{C}_{n\text{-alkane}}$ 和C₄植物丰度具有相同的变化趋势(图2d~g), 在全新世之前, C₄植物比例均非常少, 甚至没有C₄植物出现, 而到全新世晚期C₄植物比例有所升高, 南屯地区在3.0cal ka BP以后C₄植物比例显著升高, 最高达到20%左右; 袍烈地区在1.5cal ka BP以后C₄植物比例逐渐升高, 最高达到14%左右; 定南地区在2.0cal ka BP以后C₄植物比例逐渐升高, 最高达到33%左右; 福建铭爱村剖面到2.2cal ka BP以后C₄植物比例逐渐

升高,最高达18%。我们认为泥炭地多为湿地,过多的水分不利于C₄植物的生长,而到全新世晚期,人类活动影响也可能是导致这些地区C₄植物比例增多的原因。

在空间上,末次盛冰期和全新世早期C₄植物丰度在总体上呈现由南向北逐渐降低的趋势,而全新世大暖期C₄植物丰度总体上却表现为由南向北逐渐增加(图4)。这种空间分布变化趋势随时间的转变似乎说明了温度和降雨两种环境因素对C₄植物丰度控制相对重要性在不同气候时期的变化。在末次盛冰期和全新世早期,虽然气温呈现上升趋势,但温度总体较低,这时温度对C₄植物的出现和丰度多少起着决定性作用,而温度从南到北降低的空间特征自然就决定了C₄植物丰度的空间分布,所以呈现出C₄植物由南至北逐渐减少的趋势。相比而言,到全新世大暖期,中国南方温度相对较高,完全可以满足C₄植物生长的需要,所以不再是主控因素,而夏季降雨则对C₄植物的丰度多少起着主要作用,由此降雨由南向北减少的空间特征(降雨在由南向北的方向上更集中于夏季)就决定了C₄植物自南向北竞争优势的增强,其丰度也自然会在这些方向表现增加的趋势。这与前人对现代C₄植物与气候条件关系的研究结论基本是一致的(殷立娟和李美荣, 1997; 饶志国等, 2010)。

综上所述,温度与降雨季节性分配的组合关系是决定中国南方地区C₃/C₄植被比例时空变化的重要气候要素。但也必须指出,个别研究地点C₄植物丰度出现了与空间总体变化规律不同的现象(图4),这说明C₃/C₄植被比例变化也会受到局地因素的影响,如海拔高度、大气CO₂浓度、光照强度和地形等因素。例如,在梵净山九龙池钻孔中,距今17.6cal ka BP以来研究区C₃植物占绝对优势,几乎无C₄植物出现,这可能是研究区在海拔2000米以上温度低于其生长的阈值温度所致。同时,前人的调查研究也显示,随着海拔高度的升高,温度逐渐降低,C₄植物比例逐渐减少,C₃植物逐渐增加(Rundel, 1980; Boutton等, 1980; Cavagnaro, 1988),而当海拔超过2000~3000m时,C₄植物非常少,甚至消失(韩家懋等, 2002; 旺罗等, 2004; Boutton等, 1980),但是在大气低CO₂分压背景下,强光照,且降雨集中于高温季节的有利条件下,C₄植物能忍耐更低的温度,生活在海拔超过3800m的青藏高原地区(旺罗等, 2004)。可见,海拔高度对C₄植物分布的影响比较复杂,涉及多方面环境因素,值得我们在今后的研究中去关注。

5 结论

本文系统地研究了中国长江以南地区的湛江湖光岩玛珉湖、泸沽湖、星云湖、鄱阳湖、龙感湖、白马湖、东钱湖和梵净山九龙池等8个湖泊以及定南、南屯、袍烈和铭爱村等4个泥炭剖面的高碳数正构烷烃碳同位素记录,重建了末次盛冰期以来南方地区C₃/C₄植被的演化历史。研究发现,无论时间演化序列还是空间上不同时段对比,在末次盛冰期时中国南方C₄植物比例总体较高,并且随着温度的升高和夏季降雨的增多C₄植物比例呈逐渐升高的趋势,到全新世早期达到最高(34%),此后随着降雨的增多(春秋降雨也增多)C₄植物显著减少,到距今5000年时仅为10%。在全新世晚期,一些研究区C₄植物比例有所升高,这些可能反映了全新世晚期气候的干旱,同时也可能受到人类活动的影响。同时,在空间上,末次盛冰期和全新世早期C₄植物丰度在总体上呈现由南向北逐渐降低的趋势,而在全新世大暖期则出现相反的空间变化趋势,这体现了C₄植物空间丰度由温度调控转变为降雨调控的结果。综上所述,研究区域C₃/C₄植被变化主要是由温度与降雨的组合关系决定的,同时也会受到局地因素的影响。

致谢 衷心感谢中国科学院南京地理与湖泊研究所沈吉团队(张恩楼、纪明)、李春海老师以及中国科学院南京地质与古生物研究所的王伟铭团队在样品获取及年代数据获取方面给予的支持与帮助。感谢两位审稿人提出的宝贵意见。

参考文献

- 柏杨, 欧阳婷萍, 贾国东. 2014. 湖光岩玛珉湖晚全新世人类活动的叶蜡烷烃及其碳同位素沉积记录. 热带地理, 34: 156-164
- 陈佩英. 1989. 贵州省梵净山九龙池剖面全新世孢粉组合与古环境. 贵州地质, 6: 110-116
- 陈佩英, 周启承, 林树基. 1991. 贵州威宁15000年来的古环境——南屯泥炭层剖面研究. 贵州地质, 8: 141-154
- 崔琳琳, 王旭, 沈吉, 丁仲礼. 2015. 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. 第四纪研究, 35: 871-880
- 韩家懋, 王国安, 刘东生. 2002. C₄植物的出现与全球环境变化. 地学前缘, 9: 233-243
- 匡伙传, 周浩达, 胡建芳, 杨小强, 彭平安, 杨浩. 2013. 末次盛冰期和

- 全新世大暖期湖光岩玛珥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. 第四纪研究, 33: 1222–1233
- 吕海波. 2006. 南岭山地末次盛冰期以来古植被古气候的演化. 硕士学位论文. 南京: 南京师范大学
- 马希汉, 尉芹. 1994. 鉴别果汁真假的稳定同位素比率分析法. 西北林学院学报, 9: 99–102
- 马振兴, 黄俊华, 魏源, 李均辉, 胡超涌. 2004. 鄱阳湖沉积物近8ka来有机质碳同位素记录及其古气候变化特征. 地球化学, 33: 279–285
- 聂力. 2008. 东钱湖区域森林生态系统健康评价研究. 硕士学位论文. 上海: 华东师范大学
- 欧杰, 王延华, 杨浩, 王红, 高文静, 徐美娜. 2012. 湖泊沉积物中正构烷烃和碳同位素的分布特征及其环境意义. 南京师大学报(自然科学版), 35: 98–105
- 瞿文川, 吴瑞金, 羊向东, 王苏民, 吴艳宏, 薛滨, 童国榜. 1998. 龙感湖地区近3000年来的气候环境变迁. 湖泊科学, 10: 37–43
- 饶志国, 陈发虎, 曹洁, 张平中, 张平宇. 2005. 黄土高原西部地区末次冰期和全新世有机碳同位素变化与C₃/C₄植被类型转换研究. 第四纪研究, 25: 107–114
- 饶志国, 朱照宇, 贾国东, 陈发虎, Barton L, 张家武, 强明瑞. 2010. 环北太平洋地区现代植被中C₃/C₄植物相对丰度与气候条件关系研究. 科学通报, 55: 1134–1140
- 旺罗, 吕厚远, 吴乃琴, 除多, 韩家懋, 吴玉虎, 吴海斌, 顾兆炎. 2004. 青藏高原高海拔地区C₄植物的发现. 科学通报, 49: 1290–1293
- 吴燕妮, 李冬玲, 沙龙滨, 舒军武, 王伟铭, 徐晓群. 2016. 浙江白马湖地区硅藻记录的早-中全新世海平面上升事件. 古生物学报, 55: 495–507
- 殷立娟, 李美荣. 1997. 中国C₄植物的地理分布与生态学研究 I. 中国C₄植物及其与气候环境的关系. 生态学报, 17: 350–363
- 张立原, 张宏亮, 张世涛, 冯庆来. 2006. 滇中星云湖地区200年来的环境演化. 地质科技情报, 25: 8–12
- 曾熙雯, 王宝荣, 杨树华. 2012. 泸沽湖流域的陆生植被特征. 云南大学学报(自然科学版), 34: 476–485
- 赵得爱, 吴海斌, 吴建育, 郭正堂. 2013. 过去典型增温期黄土高原东西部C₃/C₄植物组成变化特征. 第四纪研究, 33: 848–855
- 郑茜, 张虎才, 明庆忠, 常凤琴, 蒙红卫, 张文翔, 刘梦竹, 沈才明. 2014. 泸沽湖记录的西南季风区15000a BP以来植被与气候变化. 第四纪研究, 34: 1314–1326
- An Z S, Huang Y S, Liu W G, Guo Z T, Clemens S, Li L, Prell W, Ning Y F, Cai Y J, Zhou W J, Lin B H, Zhang Q L, Cao Y N, Qiang X K, Chang H, Wu Z K. 2005. Multiple expansions of C₄ plant biomass in East Asia since 7 Ma coupled with strengthened monsoon circulation. *Geology*, 33: 705–708
- Auerswald K, Wittmer M H O M, Männel T T, Bai Y F, Schäufele R, Schnyder H. 2009. Large regional-scale variation in C₃/C₄ distribution pattern of Inner Mongolia steppe is revealed by grazer wool carbon isotope composition. *Biogeosciences*, 6: 795–805
- Boutton T W, Harrison A T, Smith B N. 1980. Distribution of biomass of species differing in photosynthetic pathway along an altitudinal transect in southeastern Wyoming grassland. *Oecologia*, 45: 287–298
- Cavagnaro J B. 1988. Distribution of C₃ and C₄ grasses at different altitudes in a temperate arid region of Argentina. *Oecologia*, 76: 273–277
- Cerling T E. 1992. Development of grasslands and savannas in East Africa during the Neogene. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 97: 241–247
- Cerling T E, Wang Y, Quade J. 1993. Expansion of C₄ ecosystems as an indicator of global ecological change in the Late Miocene. *Nature*, 361: 344–345
- Chen F H, Chen X M, Chen J H, Zhou A F, Wu D, Tang L Y, Zhang X J, Huang X Z, Yu J Q. 2014. Holocene vegetation history, precipitation changes and Indian Summer Monsoon evolution documented from sediments of Xingyun Lake, south-west China. *J Quat Sci*, 29: 661–674
- Chen X M, Chen F H, Zhou A F, Huang X Z, Tang L Y, Wu D, Zhang X J, Yu J Q. 2014. Vegetation history, climatic changes and Indian summer monsoon evolution during the Last Glaciation (36400–13400 cal yr BP) documented by sediments from Xingyun Lake, Yunnan, China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 410: 179–189
- Christin P A, Besnard G, Samaritani E, Duvall M R, Hodkinson T R, Savolainen V, Salamin N. 2008. Oligocene CO₂ decline promoted C₄ photosynthesis in grasses. *Curr Biol*, 18: 37–43
- Chu G Q, Sun Q, Zhu Q Z, Shan Y B, Shang W Y, Ling Y, Su Y L, Xie M M, Wang X S, Liu J Q. 2017. The role of the Asian winter monsoon in the rapid propagation of abrupt climate changes during the last deglaciation. *Quat Sci Rev*, 177: 120–129
- Cook C G, Leng M J, Jones R T, Langdon P G, Zhang E L. 2012. Lake ecosystem dynamics and links to climate change inferred from a stable isotope and organic palaeorecord from a mountain lake in southwestern China (ca. 22.6–10.5 cal ka BP). *Quat Res*, 77: 132–137
- Dearing J A, Jones R T, Shen J, Yang X, Boyle J F, Foster G C, Crook D S, Elvin M J D. 2008. Using multiple archives to understand past and present climate-human-environment interactions: The Lake Erhai catchment, Yunnan Province, China. *J Paleolimnol*, 40: 3–31
- Ding Z L, Yang S L. 2000. C₃/C₄ vegetation evolution over the last 7.0 Myr in the Chinese Loess Plateau: Evidence from pedogenic carbonate δ¹³C. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 160: 291–299
- Fang J D, Wu F C, Xiong Y Q, Li F S, Du X M, An D, Wang L F. 2014.

- Source characterization of sedimentary organic matter using molecular and stable carbon isotopic composition of *n*-alkanes and fatty acids in sediment core from Lake Dianchi, China. *Sci Total Environ*, 473-474: 410-421
- Ficken K J, Li B, Swain D L, Eglinton G. 2000. An *n*-alkane proxy for the sedimentary input of submerged/floating freshwater aquatic macrophytes. *Org Geochem*, 31: 745-749
- France-Lanord C, Derry L A. 1994. of organic carbon in the Bengal Fan: Source evolution and transport of C₃ and C₄ plant carbon to marine sediments. *Geochim Cosmochim Acta*, 58: 4809-4814
- Gu Z Y, Liu Q, Xu B, Han J M, Yang S L, Ding Z L, Liu T S. 2003. Climate as the dominant control on C₃ and C₄ plant abundance in the Loess Plateau: Organic carbon isotope evidence from the last glacial-interglacial loess-soil sequences. *Chin Sci Bull*, 48: 1271-1276
- Huang Y S, Street-Perrott F A, Metcalfe S E, Brenner M, Moreland M, Freeman K H. 2001. Climate change as the dominant control on glacial-interglacial variations in C₃ and C₄ plant abundance. *Science*, 293: 1647-1651
- Hodell D A, Brenner M, Kanfoush S L, Curtis J H, Stoner J S, Song X L, Wu Y, Whitmore T J. 1999. Paleoclimate of southwestern China for the past 50000 yr inferred from lake sediment records. *Quat Res*, 52: 369-380
- Jeng W L. 2006. Higher plant *n*-alkane average chain length as an indicator of petrogenic hydrocarbon contamination in marine sediments. *Mar Chem*, 102: 242-251
- 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. 2015. Biogeochemical evidence of Holocene East Asian summer and winter monsoon variability from a tropical maar lake in southern China. *Quat Sci Rev*, 111: 51-61
- Koch P L. 1998. Isotopic reconstruction of past continental environments. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 26: 573-613
- Latorre C, Quade J, McIntosh W C. 1997. The expansion of C₄ grasses and global change in the late Miocene: Stable isotope evidence from the Americas. *Earth Planet Sci Lett*, 146: 83-96
- Leakey A D B. 2009. Rising atmospheric carbon dioxide concentration and the future of C₄ crops for food and fuel. *Proc R Soc B-Biol Sci*, 276: 2333-2343
- Li Y Y, Yang S L, Wang X, Hu J F, Cui L L, Xiao X F, Jiang W Y. 2016. Leaf wax *n*-alkane distributions in Chinese loess since the Last Glacial Maximum and implications for paleoclimate. *Quat Int*, 399: 190-197
- Li Y, Song Z G, Zhou Q Z, Xu X M, Cao X X. 2017. The source and paleoclimatic implication of hydrogen isotopic composition of *n*-alkanes in sediments from the Yixian Formation, western Liaoning Province, NE China. *Gondwana Res*, 52: 142-152
- Liu W, Huang Y. 2005. Compound specific D/H ratios and molecular distributions of higher plant leaf waxes as novel paleoenvironmental indicators in the Chinese Loess Plateau. *Org Geochem*, 36: 851-860
- Liu W G, Huang Y S, An Z S, Clemens S C, Li L, Prell W L, Ning Y F. 2005. Summer monsoon intensity controls C₄/C₃ plant abundance during the last 35 ka in the Chinese Loess Plateau: Carbon isotope evidence from bulk organic matter and individual leaf waxes. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 220: 243-254
- MacFadden B J, Ceding T E. 1994. Fossil horses, carbon isotopes and global change. *Trends Ecol Evol*, 9: 481-486
- McWilliam J R, Naylor A W. 1967. Temperature and plant adaptation. I. Interaction of temperature and light in the synthesis of chlorophyll in corn. *Plant Physiol*, 42: 1711-1715
- Nelson D M, Hu F S, Tian J, Stefanova I, Brown T A. 2004. Response of C₃ and C₄ plants to middle-Holocene climatic variation near the prairie-forest ecotone of Minnesota. *Proc Natl Acad Sci USA*, 101: 562-567
- Ode D J, Tieszen L L, Lerman J C. 1980. The seasonal contribution of C₃ and C₄ plant species to primary production in a mixed prairie. *Ecology*, 61: 1304-1311
- Peterse F, Prins M A, Beets C J, Troelstra S R, Zheng H B, Gu Z Y, Schouten S, Damsté J S S. 2011. Decoupled warming and monsoon precipitation in East Asia over the last deglaciation. *Earth Planet Sci Lett*, 301: 256-264
- Quade J, Cater J M L, Ojha T P, Adam J, Mark Harrison T. 1995. Late Miocene environmental change in Nepal and the northern Indian subcontinent: Stable isotopic evidence from paleosols. *Geol Soc Am Bull*, 107: 1381-1397
- Quade J, Cerling T E. 1995. Expansion of C₄ grasses in the Late Miocene of Northern Pakistan: Evidence from stable isotopes in paleosols. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 115: 91-116
- Quade J, Cerling T E, Bowman J R. 1989. Development of Asian monsoon revealed by marked ecological shift during the latest Miocene in northern Pakistan. *Nature*, 342: 163-166
- Rieley G, Collier R J, Jones D M, Eglinton G, Eakin P A, Fallick A E. 1991. Sources of sedimentary lipids deduced from stable carbon-isotope analyses of individual compounds. *Nature*, 352: 425-427
- Rundel P W. 1980. The ecological distribution of C₄ and C₃ grasses in the Hawaiian Islands. *Oecologia*, 45: 354-359
- Sage R F, Monson R K. 1999. *C₄ Plant Biology*. San Diego: Academic Press. 596
- Sage R F, Sage T L, Kocacinar F. 2012. Photorespiration and the Evolution of C₄ Photosynthesis. *Annu Rev Plant Biol*, 63: 19-47
- Shen J, Jones R T, Yang X D, Dearing J A, Wang S M. 2006. The Holocene vegetation history of Lake Erhai, Yunnan province southwestern China: The role of climate and human forcings.

- Holocene, 16: 265–276
- Slack C R, Roughan P G, Bassett H C M. 1974. Selective inhibition of mesophyll chloroplast development in some C₄-pathway species by low night temperature. *Planta*, 118: 57–73
- Still C J, Berry J A, Collatz G J, Defries R S. 2003. Global distribution of C₃ and C₄ vegetation: Carbon cycle implications. *Glob Biogeochem Cycle*, 17: 6–1–6–14
- Tareq S M, Kitagawa H, Ohta K. 2011. Lignin biomarker and isotopic records of paleovegetation and climate changes from Lake Erhai, southwest China, since 18.5 ka BP. *Quat Int*, 229: 47–56
- Vicentini A, Barber J C, Aliscioni S S, Giussani L M, Kellogg E A. 2008. The age of the grasses and clusters of origins of C₄ photosynthesis. *Glob Change Biol*, 14: 2963–2977
- Wang Q, Yang X D, Anderson N J, Zhang E L, Li Y L. 2014. Diatom response to climate forcing of a deep, alpine lake (Lugu Hu, Yunnan, SW China) during the Last Glacial Maximum and its implications for understanding regional monsoon variability. *Quat Sci Rev*, 86: 1–12
- Wang X, Cui L L, Xiao J L, Ding Z L. 2013. Stable carbon isotope of black carbon in lake sediments as an indicator of terrestrial environmental changes: An evaluation on paleorecord from Daihai Lake, Inner Mongolia, China. *Chem Geol*, 347: 123–134
- Wang Y, Cerling T E, MacFadden B J. 1994. Fossil horses and carbon isotopes: New evidence for Cenozoic dietary, habitat, and ecosystem changes in North America. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 107: 269–279
- Ward J Y K, Tissue D T, Thomas R B, Strain B D R. 1999. Comparative responses of model C₃ and C₄ plants to drought in low and elevated CO₂. *Glob Change Biol*, 5: 857–867
- Wittmer M H O M, Auerswald K, Bai Y F, Schäufele R, Schnyder H. 2010. Changes in the abundance of C₃/C₄ species of Inner Mongolia grassland: Evidence from isotopic composition of soil and vegetation. *Glob Change Biol*, 16: 605–616
- Wu D, Zhou A F, Liu J B, Chen X M, Wei H T, Sun H L, Yu J Q, Bloemendal J, Chen F H. 2015. Changing intensity of human activity over the last 2000 years recorded by the magnetic characteristics of sediments from Xingyun Lake, Yunnan, China. *J Paleolimnol*, 53: 47–60
- Xiao X Y, Haberle S G, Yang X D, Shen J, Han Y W S M. 2014. New evidence on deglacial climatic variability from an alpine lacustrine record in northwestern Yunnan Province, southwestern China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 406: 9–21
- Xue J B, Zhong W, Cao J Y. 2014. Changes in C₃ and C₄ plant abundances reflect climate changes from 41000 to 10000 yr ago in northern Leizhou Peninsula, South China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 396: 173–182
- Yamamoto S, Kawamura K, Seki O, Meyers P A, Zheng Y H, Zhou W J. 2010. Paleoenvironmental significance of compound-specific $\delta^{13}\text{C}$ variations in *n*-alkanes in the Hongyuan peat sequence from southwest China over the last 13 ka. *Org Geochem*, 41: 491–497
- Yamoah K K A, Chabangborn A, Chawchai S, Väiliranta M, Wohlfarth B, Smittenberg R H. 2016. Large variability in *n*-alkane $\delta^{13}\text{C}$ values in Lake Pa Kho (Thailand) driven by wetland wetness and aquatic productivity. *Org Geochem*, 97: 53–60
- Yang S L, Ding Z L, Wang X, Tang Z H, Gu Z Y. 2012. Negative $\delta^{18}\text{O}$ - $\delta^{13}\text{C}$ relationship of pedogenic carbonate from northern China indicates a strong response of C₃/C₄ biomass to the seasonality of Asian monsoon precipitation. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 317–318: 32–40
- Zhang Z H, Zhao M X, Lu H Y, Faiia A M. 2003. Lower temperature as the main cause of C₄ plant declines during the glacial periods on the Chinese Loess Plateau. *Earth Planet Sci Lett*, 214: 467–481
- Zhang Z H, Zhao M X, Yang X D, Wang S M, Jiang X H, Oldfield F, Eglinton G. 2004. A hydrocarbon biomarker record for the last 40 kyr of plant input to Lake Heqing, southwestern China. *Org Geochem*, 35: 595–613

(责任编辑: 谢树成)