

赵炳炎, 胡建芳, 刘丰豪, 等. 长江下游南漪湖沉积记录的全新世以来温度变化[J]. 第四纪研究, 2021, 41(4): 1044-1055.
ZHAO Bingyan, HU Jianfang, LIU Fenghao, et al. Variation of temperature in Lake Nanyi sediments from the lower Yangtze River region since the last 12.0 ka B.P. [J]. Quaternary Sciences, 2021, 41(4): 1044-1055.

doi: 10.11928/j.issn.1001-7410.2021.04.14

文章编号: 1001-7410(2021)04-1044-12

长江下游南漪湖沉积记录的全新世以来温度变化*

赵炳炎^{1,3,4}, 胡建芳^{1,4}, 刘丰豪¹, 陈炜², 王伟铭²

(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. 中国科学院南京地质古生物研究所 生物演化与环境卓越创新中心, 现代古生物学和地层学国家重点实验室, 江苏 南京 210008; 3. 中国科学院大学, 北京 100049; 4. 中国科学院深地科学卓越创新中心, 广东 广州 510640)

摘要: 了解全新世的温度变化能为理解目前日益突出的全球变暖、评估未来全球气候变化给出重要的参考。在这项研究中, 基于长江下游南漪湖沉积岩芯深度为 0~450 cm 中 161 个样品的 brGDGTs 代用指标, 对过去 12.0 ka 的大气温度进行重建, 以进一步深化对全新世温度变化的理解。发现湖泊周边土壤与湖泊沉积物 brGDGTs 分子组成存在显著差异: 土壤以 brGDGTs-I 系列为主, 占到总比重的 80% 以上, 计算得的 MBT'_{5ME} 平均值为 0.81; 湖泊表层和柱状沉积物的 brGDGTs 分子组成更相似, 其 brGDGT-I 和 brGDGT-II 分别为 43%、48% 和 62%、35%, 对应的 MBT'_{5ME} 平均值分别为 0.44 和 0.62, 因此认为湖泊沉积物 brGDGTs 主要为自生来源, 进而选用基于 MBT'_{5ME} 的湖泊温度经验计算式进行古温度的重建。重建的南漪湖年均大气温度自 12.0 ka B.P. 以来变化范围为 13.8~22.4 °C, 根据变化趋势, 可以分为 4 个阶段: ①阶段, 早全新世(约 12.0~8.2 ka B.P.), 温度变化范围为 15.1~20.6 °C, 属低温阶段; ②阶段, 中全新世(约 8.2~6.0 ka B.P.), 温度为 16.8~20.0 °C, 为稳定高温阶段; ③阶段, 中晚全新世(约 6.0~3.0 ka B.P.), 温度为 13.8~19.4 °C, 快速降温阶段; ④阶段, 晚全新世(约 3.0 ka B.P. 以来), 温度在 17.4~22.4 °C, 快速升温阶段。通过对比其他古气候记录, 可以得到以下结论: 长江下游地区在约 12.0~8.2 ka B.P. 时期温度变化主要受高纬度冰川残留的影响, 为低温时期; 在约 8.2~6.0 ka B.P. 时期的温度变化主要受到较强的太阳辐射量控制, 属稳定高温期, 对应全新世大暖期; 约 6.0 ka B.P. 后, 温度受到 6.0~3.0 ka B.P. 中低纬度冷事件以及上升温室气体辐射强迫共同影响, 呈现先降后升的“V”型变化趋势。本研究表明长江下游地区自 12.0 ka B.P. 以来温度变化主要受全球温度变化控制, 自晚全新世以来温室气体辐射强迫是影响其温度变化的主要因素。

关键词: 全新世; 长江下游; 湖泊沉积; 生物标志化合物; 古温度

中图分类号: P593, P941.78

文献标识码: A

开放科学标识码(OSID)



0 引言

全新世气候变化研究一直都是地球科学的热点和前沿, 其研究成果为增进人类理解当前日益突出的全球变暖、评估未来气候变化做出了重要的贡献^[1]。然而, 全球全新世温度究竟如何变化, 长期以来没有统一的认识^[2]。Marcott 等^[3]首次基于全球 73 个站点温度记录, 通过模型计算出全新世以来地表平均温度, 发现中全新世以来呈现明显的降温

趋势; 然而 Liu 等^[4]发现这种降温趋势与模拟的全球变暖趋势相反, 并对这种矛盾进行评估, 认为温度代用指标的季节偏向性和当前气候模拟选用参数的气候敏感性是导致这种矛盾的主要原因。随着全新世古温度研究在更多地区的开展, 发现全新世温度变化趋势与 Marcott 等^[3]的研究结果存在显著差异, 如西伯利亚冻土冰楔^[5]和乌拉尔山脉南部洞穴石笋的氧同位素^[6]显示中全新世以来冬季温度整体上呈逐渐升高趋势; 北美和欧洲孢粉化石重建的温

2020-12-15 收稿, 2021-03-09 收修修改稿

* 广东省自然科学基金项目(批准号: 2021A1515011157)、国家自然科学基金项目(批准号: 41991252、41876058 和 41877436)、中国科学院(B类)战略性先导科技专项项目(批准号: XDB26000000)共同资助

第一作者简介: 赵炳炎, 男, 29岁, 博士研究生, 地球化学专业, E-mail: xiaozizby@foxmail.com

通讯作者: 胡建芳, E-mail: hujf@gig.ac.cn

度结果也显示该地区在全新世温度持续升高至晚全新世后期^[7]。虽然 Marsicek 等^[7] 研究发现在 2.0 ka B.P. 之后温度略微降低,但是 Li 等^[8] 指出这种降温趋势可能是人类活动导致木本孢粉比例降低而引起的。

全新世温度变化趋势在我国不同气候区也存在显著差异(图 1a)。例如,我国西北地区,阿尔泰泥炭 α -纤维素碳、氧同位素记录的夏、冬季温度在 8~4 ka B.P. 呈现降温、在 4 ka B.P. 以后升温的“V”型变化趋势^[9-10],这种温度变化趋势在阿翁错 GDGTs^[11] 和可鲁克湖 U_{37}^K ^[12] 温度记录中也存在。而同样处于西北地区的青海湖孢粉^[13] 和柴达木盆地香日德黄土 GDGTs 温度记录^[14] 却呈现出自约 8 ka B.P. 以来降温的趋势。在东北地区,巴彦查干湖孢粉^[15] 重建的温度也呈现“V”型变化趋势,而四海龙湾玛珥湖^[16]、哈尼泥炭^[17] 重建的温度均呈现出自约 8 ka B.P. 以来降温的趋势。中部地区和尚洞石笋的 3-OH-脂肪酸^[18] 和大九湖泥炭支链脂肪醇^[19] 重建的温度也呈现出自约 8 ka B.P. 以来降温的趋势。西南地区红原泥炭地^[20] 南方地区西盟龙潭^[21] 和水竹洋泥炭地^[22] 重建的温度都显示出中、晚全新世温度呈现“V”型变化趋势。全新世不同地区温度变化趋势的不一致性和典型气候阶段起止时

间的区域差异都制约着我们对全新世温度变化趋势及其驱动机制的认识。导致这些问题的主要原因是温度代用指标的指示意义存在不确定性^[23-24],以及关键气候区古温度记录的缺失。

近年来,随着有机地球化学分析技术的进步,生物标志化合物越来越多地被应用于古气候、古环境恢复中,其中甘油二烷基甘油四醚化合物(Glycerol dialkyl glycerol tetraethers,简称 GDGTs)古温度指标得到了广泛的应用和发展^[26-32]。GDGTs 主要包括来源于古菌的类异戊二烯 GDGTs(isoGDGTs)和来源于细菌的支链 GDGTs(brGDGTs),其中 isoGDGTs 的 TEX_{86} 指标主要用于表层海水温度的重建^[33]。大量的研究表明 brGDGTs 指标与温度变化存在良好的相关性,前人已经建立了一系列的土壤^[34-35] 和湖泊^[36-39] 中 brGDGTs 温度指标(如 $MBT(MBT')/CBT$ 、 MBT'_{5me} 和 MBT'_{6me} 等)^[34,40-41] 与温度的相关计算式。尽管受到母源、季节性和 pH 等因素的影响,温度仍然是控制湖泊中 brGDGTs 分布特征的主要因素^[37,42],且已被成功应用于年均大气温度的重建^[21,43-44]。

长江中下游是我国受季风影响的典型区域。前人在该区域内也开展过一系列的古环境研究工作,如杜耘等^[45]、马振兴等^[46] 分别根据洞庭湖地区人

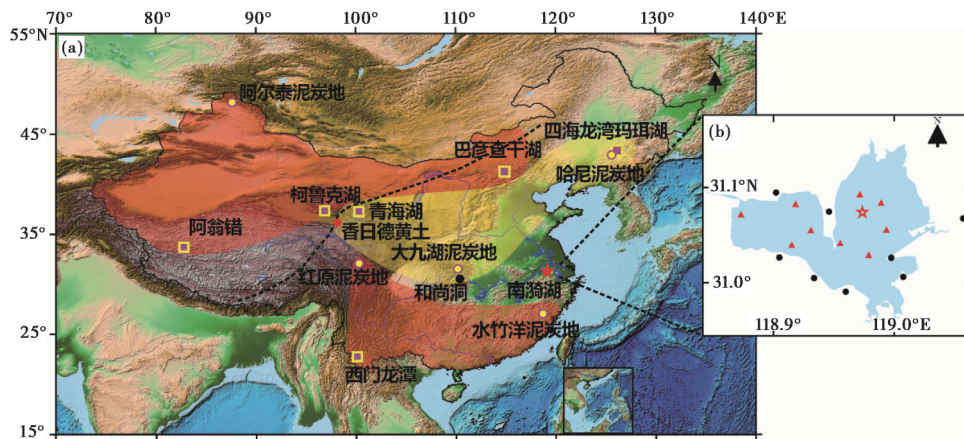


图 1 研究点位与对比点位分布(a)和南漪湖采样点位分布(b)

在(a)中,红星为本研究地点南漪湖;红色阴影为 8 ka B.P. 以来温度变化呈“V”趋势地区,具体为阿尔泰泥炭地^[9-10]、阿翁错^[11]、可鲁克湖^[12]、巴彦查干湖^[15]、红原泥炭地^[20]、西盟龙潭^[21]、水竹洋泥炭地^[22];黄色阴影为 8 ka B.P. 以来逐渐下降地区,包括青海湖^[13]、香日德黄土^[14]、四海龙湾玛珥湖^[16]、哈尼泥炭地^[17]、和尚洞^[18]、大九湖^[19];黑色虚线为夏季风边界线^[25];在(b)中,五角星为钻孔位置,三角星为表层沉积物采集位置,圆点为土壤采集位置

Fig. 1 (a) Locations of Nanyi Lake (red triangle) and other compared sites. Red shaded area is characterized by the V-shaped temperature trend since 8 ka B.P., including: Altai peatland^[9-10], Aweng Co^[11], Hurleg Lake^[12], Bayanchagan Lake^[15], Hongyuan peatland^[20], Ximenglongtan Lake^[21], Shuizhuyang peatland^[22]. Yellow shaded area is characterized by decreasing temperature trend since 8 ka B.P., including Qinghai Lake^[13], Xiangride loess^[14], Xihailongwang Maar Lake^[16], Hani peatland^[17], Heshang Cave^[18], Dajiuhu peatland^[19]. The Asian summer monsoon limit is shown by a black dashed line^[25]; (b) Map of the study area showing sample locations. The core indicated by pentacle, surface sediments indicated by triangle, soils indicated by circle

类遗迹的迁徙以及鄱阳湖沉积物碳同位素变化对 8.0 ka B.P. 以来的古气候变化做了论述,王心源等^[47]、王伟铭等^[48]分别通过对巢湖以及长江河口冲积平原沉积柱的孢粉对全新世古环境变化进行了重建。以上结果综合表明长江下游地区全新世期间的古气候受全球气候变化以及人类活动的控制。但关于长江中下游地区的古温度重建还是相对薄弱,古温度数据较少,不利于探讨我国东亚夏季风的演变以及大陆温度变化的驱机制。Sun 等^[37]与 Dang 等^[38]的研究已表明,我国湖泊沉积物 GDGTs 含量丰富,其指标与温度变化存在良好的相关性,可用于陆相古温度重建。长江流域湖泊众多,能为古环境重建提供丰富的载体。基于此,本文将选取长江下游南漪湖沉积物为研究对象,分析 GDGTs 化合物的分布特征,利用 GDGTs 的古温度指标重建该地区自 12.0 ka B.P. 以来的温度变化,为探讨全新世温度变化机制提供数据支持。

1 研究区域概况

南漪湖(图 1, 31°03′~31°10′N, 118°50′~119°02′E; 海拔 2.2 m), 位于安徽省中部, 长江中下游平原区, 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^[49]。湖泊南北长 26 km, 东西最大宽 8.4 km, 面积约 148.4 km², 平均水深 2.25 m, 最大水深 3.25 m。按水深, 可将其分为东西湖区: 西区水浅, 以砂质沉积为主; 东区水较深, 主要以泥质沉积为主。湖区属北亚热带季风气候, 冬寒夏热, 雨热同期。根据宣城气象站记录 1981~2010 年的数据, 当地年均大气温度为 16.1℃, 冷季(11月~次年3月)月均大气温度为 6.9℃, 暖季(4~10月)月均大气为 22.7℃; 而当地年均降雨量为 1357.1 mm。南漪湖为中性湖泊, pH 介于 6.5~7.5, 明显低于周围的湖泊^[38, 50]。

2 研究材料和研究方法

柱状样采样点位于南漪湖东区中部(图 1b), 水深 3 m。利用套管无扰动钻探器钻取, 沉积柱全长 6.5 m。柱状样获取后迅速低温运送至实验室, 室内对该岩芯进行剖切、照相和观察描述, 后按照 1 cm 间隔取样, 并迅速保存于约 20℃ 条件下。其中按约 4 cm 间隔取样 161 个进行脂类分析。为探讨南漪湖沉积 GDGTs 化合物的来源, 于 2017 年 5 月对湖泊表层沉积物(n=9)及湖边土壤(n=8)进

行了采集, 采集的样品及时保存于 -20℃ 条件下。具体采样位置见图 1b。

南漪湖沉积柱的年代框架是利用加速器质谱放射性碳(AMS) ¹⁴C 定年法建立的。测试过程在美国 Beta 实验室完成, 具体方法详见刘丰豪等^[51]。

GDGTs 化合物的提取过程步骤如下: 1) 称取约 20 g 经过冷冻干燥研磨至 200 目的样品, 加入适量的 C₄₆-GDGT 内标, 用二氯甲烷: 甲醇(93:7, V:V) 混合溶剂索氏抽提 72 h; 2) 在萃取液中加入铜片, 静置 12 h, 达到除硫目的; 3) 将萃取液浓缩、用氮气吹干, 加入浓度为 5% 的 KOH 甲醇溶液在 60℃ 条件下水解反应 2 h, 然后用正己烷进行萃取; 4) 将萃取液用硅胶柱分离, 依次用正己烷、二氯甲烷: 甲醇(3:1, V:V) 洗脱, 分别获得中性、极性组分; 5) 用氮气将包含 GDGTs 的极性组分吹干, 溶于正己烷: 乙酸乙酯(84:16, V:V) 试剂中, 经过 0.22 μm 微孔滤膜过滤后, 等待测试。

GDGTs 化合物的分析是在安捷伦 6410 QQQ HPLC/MS/MS 仪器上完成的。其中液相色谱方法参考 Yang 等^[52], 色谱柱为两根串联的硅胶柱(2.1×150 mm×1.9 μm; Thermo, Finigin, USA); 柱温 30℃; 流动相: A 相为正己烷, B 相为乙酸乙酯; 在分析初始 0~5 min, 流动相比比例保持为 84%:16%(A:B); 在 5~65 min, 流动相比比例线性变化至 82%:18%(A:B); 在 65~86 min, 流动相比比例线性变化至 0%:100%(A:B); 在 86~116 min, 流动相比比例线性变化至 84%:16%(A:B); 在 116~120 min, 流动相比比例保持为 84%:16%(A:B); 整个过程流动相的流速保持在 0.2 ml/min。质谱条件:(正离子) 大气压化学电离; 检测方法: APCI(+); 检测模式: 选择性单离子检测(SIM); GDGTs 化合物扫描质荷比(*m/z*) 为 1292, 1294, 1296, 1298, 1300, 1302, 1022, 1020, 1018, 1036, 1034, 1032, 1050, 1048, 1046 以及 744, 雾化气压力为 60 psi, 干燥气 N₂ 的流速为 5 L/min, 温度为 200℃, 毛细管电压为 3000 v, 雾化温度为 300℃, 电晕电流为 5 μA。同一样品多次测试的与 brGDGTs 分布特征相关的指标 BIT 误差为 ±0.03, MBT_{5ME} 温度误差为 ±0.4℃。其中 BIT 以及 MBT_{5ME} 的计算方式如下:

$$\text{BIT} = (\text{Ia} + \text{IIa} + \text{IIIa} + \text{IIa}' + \text{IIIa}') / (\text{Ia} + \text{IIa} + \text{IIIa} + \text{IIa}' + \text{IIIa}' + \text{Cren}) \quad [53]$$

$$\text{MBT}_{5\text{ME}} = (\text{Ia} + \text{Ib} + \text{Ic}) / (\text{Ia} + \text{Ib} + \text{Ic} + \text{IIa} + \text{IIb} + \text{IIc} + \text{IIIa}) \quad [41]$$

3 结果与讨论

3.1 岩性描述与年龄模式

从整体上看,该沉积柱为连续的粘土沉积(图2)。其中:650~340 cm 为灰白色粘土,质地均一;340~210 cm 为黑色粘土,部分层位可见植物残体;210~185 cm 为深灰色粘土,部分层位含植物残体;185~115 cm 为深棕色粘土,部分层位含黄色粉砂;115~90 cm 为深灰色粘土,含少量植物残体;90~0 cm 为深棕色粘土,局部含黄色粉砂。

该沉积柱的年龄模式已经发表^[51],本文在此基础上增加了一个¹⁴C测年数据(表1)。本文利用Bacon程序^[54]对年龄和深度重新进行了拟合,结果如图2所示,其中¹⁴C年龄通过IntCal 13校正曲线^[55]被校正为日历年龄(cal. ka B.P.)。由图2可以看出沉积柱代表了近16 ka B.P. 以来的沉积。沉积柱的沉积速率相对稳定,除了在7.0 ka B.P. 和6.6 ka B.P. 之间为0.14 cm/a外,其他时间段都低于0.08 cm/a。本文主要对沉积柱记录的12.0 ka B.P. 以来的温度进行重建。该时间段对应的沉积柱深度为0~450 cm,样品数为161个。

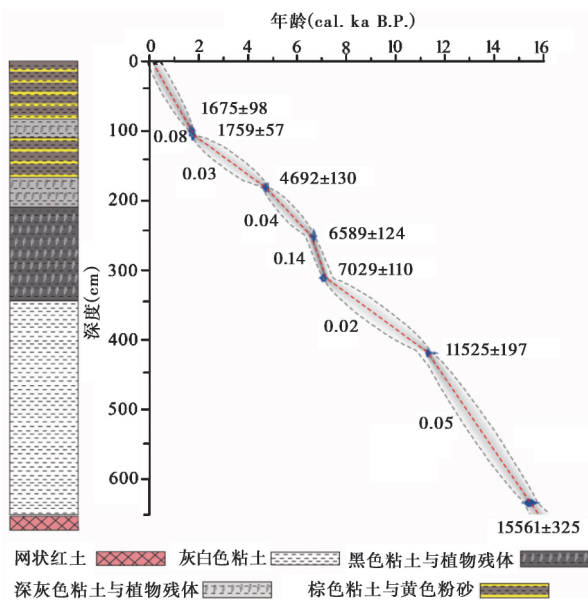


图2 南漪湖岩芯柱状图与年龄-深度模式图

年龄数据为校正年龄值(cal. a B.P.), 两点间数值为沉积速率(cm/a)

Fig. 2 The lithology and the model of depth-age based on 7 calibrated AMS ¹⁴C ages of the sediment core from Lake Nanyi

3.2 GDGTs 分布特征

湖泊表层沉积物、沉积柱样品和湖边土壤样品都检测出了 brGDGTs 化合物,包括 brGDGT-I、

表1 南漪湖沉积柱 AMS ¹⁴C测试详情

Table 1 AMS ¹⁴C ages for the core taken from Nanyi Lake

实验室编号	深度(cm)	样品类型	¹⁴ C测定年龄(a B.P.)
407682	99.5	全岩样品	1790±30
448045	106	植物残体	1830±30
448046	181	全岩样品	4190±30
350102	251	植物残体	5850±30
448047	311	植物残体	6160±30
350103	419	全岩样品	9930±40
350104*	634	植物残体	12930±50

* 已经发表论文^[51]基础上,添加的¹⁴C数据

brGDGT-II 和 brGDGT-III 系列化合物(图3a)。其中湖边土壤样品的 brGDGTs 浓度为 75~596 ng/g, 以 brGDGT-I 化合物为主,百分含量高达 80%, GDGT-III 系列含量最低。brGDGT-I 系列化合物以 GDGT-Ia 为主,百分含量高达 75%, GDGT-Ib 占 5%, GDGT-Ic 缺失。brGDGT-II 系列化合物以 GDGT-IIa 为主,百分含量为 11%, 其次为 GDGT-IIa', 百分含量为 5%, 其他化合物缺失。brGDGT-III 系列化合物缺失。参考前人的 BIT^[53] 和 MBT_{SME}^[41] 指标计算方式,求得土壤中两指标的平均值分别为 0.97±0.02 和 0.82±0.05。

表层沉积物样品的 brGDGTs 浓度为 303~1893 ng/g, 主要以 brGDGT-I 和 II 系列为主,其百分含量分别为 43% 和 48%。在 brGDGT-I 系列化合物中, brGDGT-Ia 百分含量最高,可达 21%, brGDGT-Ib 和 brGDGT-Ic 的百分含量分别为 18% 和 5%。在 brGDGT-II 系列化合物中, brGDGT-IIa 百分含量最高,可达 18%, brGDGT-IIa', brGDGT-IIb 和 brGDGT-IIb' 的百分含量分别为 17.5%、16% 与 3%, brGDGT-IIc 和 brGDGT-IIc' 缺失。在 brGDGT-III 系列化合物中, brGDGT-IIIa 和 brGDGT-IIIa' 依次占 3% 和 2%, 其他化合物缺失。BIT、MBT_{SME} 平均值分别为 0.98±0.02、0.44±0.03。

沉积柱中 161 个样品的 brGDGTs 浓度为 31~1033 ng/g, 以 brGDGTs-I 系列为主,百分含量高达 62%, brGDGTs-II 次之,百分含量为 35%, brGDGT-III 系列化合物缺失。brGDGT-I 系列化合物以 GDGT-Ia 为主,百分含量为 40%, GDGT-Ib 和 GDGT-IIa 次之,百分含量均为 14%。BIT、MBT_{SME} 平均值分别为 0.98±0.02、0.62±0.05。

3.3 湖泊沉积物 brGDGTs 的来源

由图3a 可看出南漪湖沉积物和湖边土壤的 brGDGT 分子组成明显不同: 土壤 brGDGTs 组成以

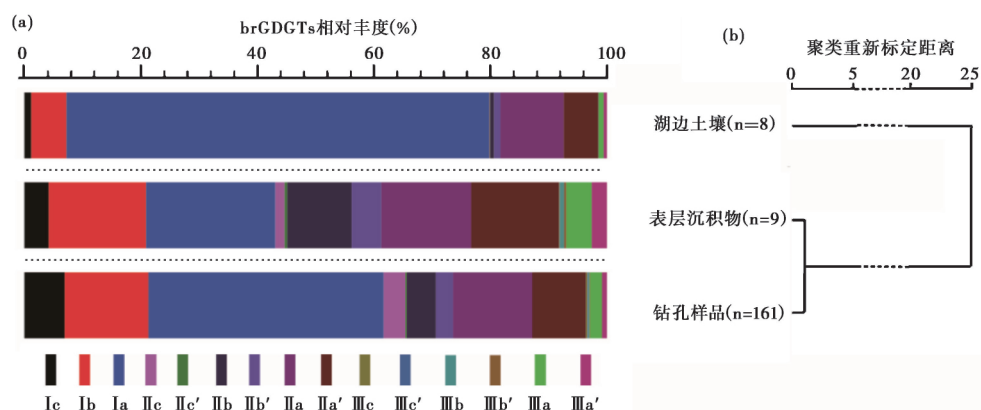


图 3 南漪湖周边土壤、湖泊表层沉积物和柱状沉积物中 brGDGTs 的 (a) 百分含量与 (b) 聚类分析

Fig. 3 The abundance (a) and cluster analysis (b) of brGDGTs in soils, surface sediments and core sediments from Nanyi Lake

brGDGT-I 系列为主, 与全球其他地区土壤 brGDGTs 组成基本一致^[36-37, 39]; 湖泊表层和柱状沉积物的 brGDGTs 分子组成更类似, 其 brGDGT-I 和 brGDGT-II 分别为 43%、48% 和 62%、35%。为了更直观的对比三类样品的异同, 我们将三类样品 15 种 brGDGTs 化合物百分含量做聚类分析(图 3b), 结果可以明显看出表层沉积物和钻孔样品被分为一类, 湖边土壤样品被分成另一类。因此, 可以推断南漪湖沉积物中的 brGDGTs 可能主要来源于湖泊内源。越来越多的研究也证实了湖泊水柱和/或沉积物中都能产生 brGDGTs^[22, 38-39, 42, 56]。但表层沉积物与柱状样中 brGDGTs 的分子组成还是存在一定的差异, 推测可能是由于表层沉积物采集于 2017 年 5 月份, 记录的只是短时间的瞬时沉积信号, 而沉积柱是长时间沉积记录的综合, 二者本身就存在差异。

3.4 温度计算式的选择

brGDGTs 温度经验计算式最初是基于土壤的研究结果^[34, 40, 57]。随着研究的深入, 发现 brGDGTs 存在湖泊内生来源。随后一系列基于湖泊沉积物 brGDGTs 的温度经验计算式被建立^[36-39]。其中, Dang 等^[38]和 Russell 等^[39]发现通过分离 5-甲基和 6-甲基 brGDGTs 位置异构体化合物可以进一步提高湖泊沉积物 brGDGTs 指标与温度的相关性。而 Dang 等^[38]研究的主要为中国东部碱性湖泊, pH 为 8.1~9.5; Russell 等^[39]研究的非洲东部湖泊 pH 为 4~10。南漪湖的 pH 值为 6.5~7.5, 在 Russell 等^[39]所研究的湖泊 pH 值范围内。另外, 南漪湖沉积物 brGDGTs 分子组成特征与 Russell 等^[39]研究的湖泊沉积物的 brGDGTs 分子组成特征也基本一致:

以 I、II 系列化合物为主, III 系列化合物最低。而 Dang 等^[38]研究的中国东部季风区湖泊沉积物 brGDGTs 分子组成与南漪湖不一致, 以 II 系列化合物为主, I 系列化合物最低。因此, 本文主要选取利用 Russell 等^[39]温度计算式重建的温度进行讨论。Russell 等^[39]温度经验计算式如下:

$$\text{MAAT} = -12.1 + 32.42 \text{MBT}'_{5\text{ME}} \\ (r^2 = 0.92, \text{RMSE} = 2.44 \text{ } ^\circ\text{C}, n = 65)$$

MAAT 是指年均大气温度 (mean annual air temperature)。根据以上经验计算式重建的南漪湖表层沉积物温度为 $12.9 \pm 0.9 \text{ } ^\circ\text{C}$, 重建的 12.0 ka B.P. 以来的温度曲线如图 4a。表层沉积物 brGDGTs 重建温度介于当地冷季月平均温度 ($5.9 \text{ } ^\circ\text{C}$) 和年均大气温度 ($16.1 \text{ } ^\circ\text{C}$) 之间; 沉积柱次表层 brGDGTs 重建温度介于当地年均大气温度 ($16.1 \text{ } ^\circ\text{C}$) 和暖季月平均温度 ($22.7 \text{ } ^\circ\text{C}$) 之间(图 4a), 这表明南漪湖沉积柱 brGDGTs 记录的温度具有一定的暖季偏向性。这与 Qian 等^[56]在与南漪湖纬度以及年均大气温度接近的东湖 ($30^\circ 52' \sim 30^\circ 61' \text{N}$; $16 \text{ } ^\circ\text{C}$) 中观测到 brGDGTs 丰度在暖季偏高一致。12.0 ka B.P. 以来, 重建的温度曲线显示南漪湖的温度绝大部分时间高于现在年均温 ($16.1 \text{ } ^\circ\text{C}$), 但总体低于当地暖季月平均温度 $22.7 \text{ } ^\circ\text{C}$ 。推测这可能是南漪湖自生内循环状况导致该湖泊 brGDGTs 信号暖季偏向较周围湖泊明显, 从而使得 12.0 ka B.P. 以来的重建温度整体相对偏高。因此, 本文主要对温度曲线的变化趋势和幅度进行讨论。

3.5 南漪湖 12.0 ka B.P. 以来的温度变化

根据 Russell 等^[39]基于 $\text{MBT}'_{5\text{ME}}$ 的温度经验计算式, 重建了南漪湖 12.0 ka B.P. 以来的温度变化

趋势(图 4a),可以看出: 12.0 ka B.P. 以来其温度变化范围为 13.8~22.4 °C。根据图 4a 温度的变化趋势,可将温度变化分成 4 个阶段。其中每个阶段至少有一个年龄控制点,确保了阶段划分的可靠性。从图 4a 可以看出,①阶段(约 12.0~8.2 ka B.P.),整体为低温阶段,但温度波动较大,变化范围为 15.1~20.6 °C; ②阶段(约 8.2~6.0 ka B.P.),温度相对较高,且比较稳定,维持在 16.8~20.0 °C 间; ③阶段(约 6.0~3.0 ka B.P.),为快速降温阶段,温度变化范围为 13.8~19.4 °C,在约 3.8 ka B.P. 时温度出现

了最低值 13.8 °C; ④阶段(约 3.0 ka B.P. 以来),为升温阶段,温度变化范围为 17.4~22.4 °C,在约 1.2 ka B.P. 时达到最高值 22.4 °C。

3.5.1 早全新世低温事件

在全新世,约 12.0~8.2 ka B.P. 期间,南漪湖的温度较其他阶段值低,在约 9.7 ka B.P. 时达到低值,在之后的约 1.5 ka 内快速上升,升温幅度可达 5.5 °C(图 4a)。在距离研究点较近的东南季风区,水竹洋泥炭地 brGDGTs 重建的温度曲线也揭示出相同的低温现象(图 4b),在后期同样出现快

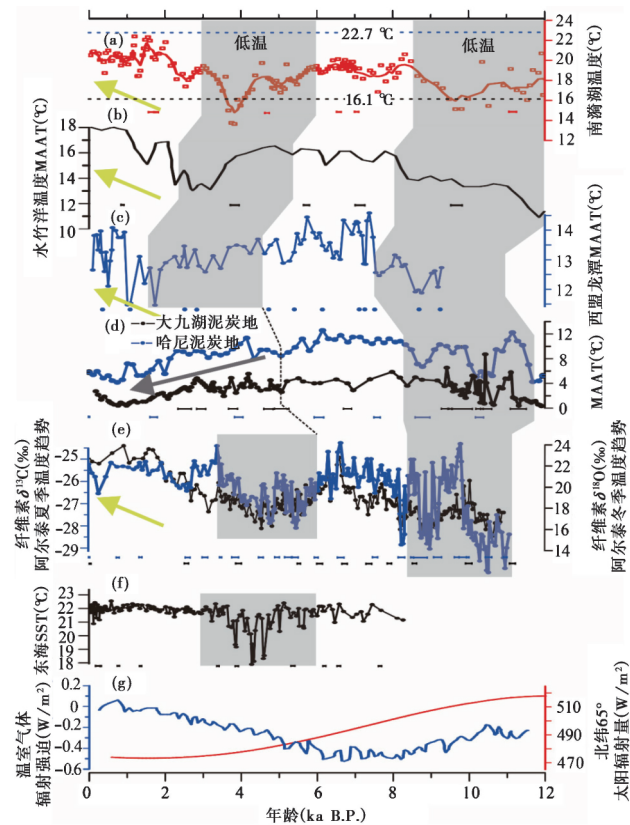


图 4 (a) 南漪湖 brGDGTs 指标重建的温度,上、下虚线分别指标南漪湖暖季月均大气温度和实测年均大气温度; (b) 水竹洋泥炭地 brGDGTs 指标重建的温度^[22]; (c) 西盟龙潭 brGDGTs 指标重建的温度^[21]; (d) 东部季风区中部与北部重建的温度变化曲线^[17,19]; (e) 阿尔泰纤维素碳、氧同位素反映的夏季和冬季温度趋势^[9-10]; (f) 东海沿岸 U_{37}^K 重建的温度^[58]; (g) 12.0 ka B.P. 以来北纬 65° 太阳辐射^[59]与温室气体辐射强迫变化^[60]

灰色阴影指示低温,箭头指示温度变化趋势;(a~f) 记录底部为年龄控制点、长度指示误差

Fig. 4 (a) The brGDGTs derived temperature in the Nanyi Lake, two dotted lines from top to bottom indicating warm season mean monthly atmospheric temperature and the measured MAAT of Nanyi Lake, respectively; (b), (c) The MAAT records from the southeast and the southwest of the summer monsoon region, including Shuizhuyang peatland^[22], Ximenglongtan Lake^[21], respectively; (d) The MAAT records from the midwest and northeast of the summer monsoon region of China, including Hani peatland^[17], Dajiu peatland^[19]; (e) The summer and winter temperature variation inferred by the $\delta^{13}C$ and $\delta^{18}O$ values of cellulose from the Altai^[9-10]; (f) The U_{37}^K -derived SST from the East China Sea^[58]; (g) The 65°N summer solar insolation^[59] and greenhouse gas radiative forcing^[60] from the last 12.0 ka B.P.; Gray shaded area indicating the stage of low temperature, arrows indicating the temperature trend, the mid-points of horizontal lines at the bottom of (a~f) records indicating the age-control point, and length of horizontal lines reflecting the error

速升温,其升温幅度为 2.6°C ^[22]。在更广泛的区域,如西南季风区的西盟龙潭^[21](图4c)、中部季风区的大九湖泥炭地^[19](图4d)、东北季风区哈尼泥炭地^[17](图4d)、西北西风带气候区阿尔泰泥炭地^[9-10](图4e),重建的古温度变化记录都显示出早全新世存在低温事件,及其后的快速升温。尽管不同记录间由于年龄控制点差异而不能进行非常精确的比对,但这些记录充分证明了我国全新世早期存在低温事件。

关于早全新世低温事件的成因,有高纬度冰川控温^[21]和季风降雨控温^[61]两种模式。其中高纬度冰川控温模式认为:早全新世高纬度大面积冰川的存在会引起局部异常低温,可与持续的北极负振荡相媲美,最终使得西风急流和冬季风增强^[21],从而导致早全新世低温;季风降雨控温模式则认为增强的夏季风导致的强降雨以及高云量都会引起降温^[61]。早全新世南漪湖温度变化与高纬度冰川面积的增减变化成反相位关系^[21,62],符合高纬度冰川控温模式。在约8.5 ka B.P.前,劳伦太德冰盖保持较大面积^[21,62],南漪湖的温度也较低;之后,劳伦太德冰盖快速消退至约 62°N 以北^[21,62],南漪湖的温度也快速升高。为了排除降雨模式的影响,要在季风区同时进行降雨与温度的变化的比较。相对于南漪湖地区在早全新世期间遭受较大的降雨^[63],东北季风区的哈尼泥炭地记录在早全新世反而显示为相对于干旱^[64]。但是,这两个地区在全新世早期出现明显的低温。另外,这时期的低温不限于季风区,在不受季风影响的西风带气候区也较为明显^[9-10](图4e)。而在降温幅度上,南漪湖在全新世早期低温幅度比东北季风区大^[17](图4d)。因此,南漪湖温度在全新世早期的低温更大可能是受高纬度冰川面积变化的控制,而同时期的降雨可能起到加剧的作用。另外,太阳辐射以及温室气体辐射强迫的影响也是存在的。因为在此时期,夏季太阳辐射量以及温室气体辐射强迫都处于较高值^[59-60](图4g)。升温与降温的两类胁迫因子对峙,可能是导致南漪湖早全新世温度剧烈变化的原因,也可能是南漪湖重建的温度没有显著的YD冷事件特征的原因。

3.5.2 中全新世大暖期

在中全新世,约8.2~6.0 ka B.P.期间,南漪湖重建的温度为 $16.8\sim 20.0^{\circ}\text{C}$,为稳定的高温期(图4a)。季风区其他的温度记录,如东南地区^[22](图4b)、西南地区^[21](图4c)、中国中部长江中游地区^[19](图4d)以及东北地区^[17](图4d)显示出该

时期为高温阶段。同样,西风带气候区的夏季、冬季温度趋势记录也揭示出在8.2~6.0 ka B.P.出现了稳定高温^[9-10](图4e)。因此,季风区与非季风区重建的温度记录都表明8.2~6.0 ka B.P.是我国全新世普遍高温时期。

施雅风等^[65]的研究指出7.2~6.0 ka B.P.为稳定的温暖湿润阶段,并将之定义为全新世大暖期鼎盛期。南漪湖重建温度记录的8.2~6.0 ka B.P.高温时期可以归为全新世大暖期鼎盛期。但这个持续时间与施雅风等^[65]提出的时间存在一定的差异,推测可能是由于两个研究的年龄控制点分辨率不同而引起的。

3.5.3 中晚全新世冷事件

南漪湖重建的温度结果显示在约6.0~3.0 ka B.P.时期出现了降温事件,降温幅度最高可达 5°C (图4a),这与东海海岸带重建的表层海水温度变化一致^[58](图4f)。西风带气候区重建温度也记录了此次冷事件^[9-10](图4e)。然而,在高纬度地区,此次冷事件的记录并不明显^[66]。由此可以看出,中晚全新世的冷事件可能主要出现北半球中低纬度地区。南漪湖沉积记录的此次冷事件可能是由北半球中低纬度地区大气环流系统引起的。

关于中晚全新世冷事件的成因,Griffiths等^[67]通过模拟提出是由撒哈拉荒漠化促使沃克环流向东移动,导致西风急流南移而引发的。南漪湖温度在约6.0~3.0 ka B.P.的变化与撒哈拉荒漠化进程以及西风急流南移的记录一致^[68-69]。从6.0 ka B.P.开始,撒哈拉荒漠化程度逐渐加剧^[68],日本海的沉积记录也显示西风急流开始南移^[69],南漪湖重建的温度开始降温;在约3.8 ka B.P.撒哈拉荒漠化程度最严重^[68],日本海记录的西风急流位置也达到最南端^[69],南漪湖温度也降低到最低值。通过这些比对可以看出南漪湖温度记录的中晚全新世冷事件是对由撒哈拉荒漠化引起的中低纬度气候突变的响应。

3.5.4 晚全新世升温

从图4a可以看出,在晚全新世,约3.0 ka B.P.之后,南漪湖温度总体呈上升趋势。这趋势也在我国东南、西南季风区以及西风带气候区的古温度记录被发现^[9-10,21-22](图4b、4c和4e)。不同之处是升温时间存在一定的差异,这可能是由于年龄控制点不够精确所致。但是,季风区的中西部以及东北部的温度记录,如大九湖泥炭地^[19](图4d)、香日德黄土^[14]、哈尼泥炭地^[17](图4d)以及四海龙

湾^[16],在全新世晚期呈现降温趋势。

晚全新世温度变化趋势的多样性可能是由温度代用指标的季节性偏向和(或)人类活动干扰而引起的^[3,8]。大量研究已经表明湖泊沉积物中 brGDGTs 与大气年均温有良好的相关性,是温度重建的可靠指标^[36-39]。尽管有大量的现代监测研究指出中高纬度湖泊 brGDGTs 指标存在暖季偏向性^[38,70],但本研究重建的南漪湖温度在 12.0~3.0 ka B.P. 期间与附近地区的温度记录都基本一致^[22,58],这说明在长时间尺度上,南漪湖 brGDGTs 重建温度的变化趋势并不受季节偏向性影响。同时,全球大量的研究表明全新世末期夏季与冬季的温度都呈现上升的趋势^[5-6,9-10]。因此,认为南漪湖全新世末期的升温并不是 brGDGTs 指标暖季偏向性导致的。另外,在人类活动弱的西风带气候区全新世温度研究中,Rao 等^[9-10]与 Wu 等^[71]的研究充分表明全新世以来气候主要呈现升温的模式。南漪湖所处的长江下游地区受人类活动影响较为严重^[48,72],但其晚全新世温度变化趋势与人类活动弱的西风带气候区一致^[9-10](图 4a 和 4e),表明其升温并不是由人类活动引起的。同时由图 4a 和 4g 的比对可以看出:南漪湖温度在晚全新世的总体增温趋势与全球温室气体辐射强迫变化趋势一致。因此,南漪湖记录的全新世晚期升温,可能是由于温室气体辐射强迫急剧上升,使得大气增温幅度超过了由于夏季太阳辐射降低而引起的降温幅度(图 4g)。

季风区的中西部以及东北部的温度记录呈现降温趋势,这可能是其重建所用的温度代用指标存在一定的不确定性而导致的。如 GDGTs、3-OH-脂肪酸,这些代用指标在诸如黄土、泥炭、石笋等地质载体中,尚未开展如湖泊中 GDGTs 那样系统的现代过程研究,难以确定其是否真实反映区域年均温变化趋势。

4 结论

通过对南漪湖表层沉积物和湖边土壤 brGDGTs 分子组成特征的研究,本研究认为湖泊沉积物中的 brGDGTs 主要来源于湖泊内源,选用基于 MBT_{SME} 的湖泊温度经验计算式,对南漪湖 12.0 ka B.P. 以来的温度进行重建,结果显示全新世时期长江下游地区温度变化范围为 13.8~22.4 °C,经历 4 个阶段变化:①早全新世(约 12.0~8.2 ka B.P.) 温度相对较低,但伴随着剧烈的波动,温度变化范围为 15.1~20.6 °C;②中全新世前期(约 8.2~

6.0 ka B.P.), 高温稳定阶段,温度维持在 16.8~20.0 °C 间;③中晚全新世(约 6.0~3.0 ka B.P.), 温度急速降低,变化范围为 13.8~19.4 °C,幅度可达 5.6 °C;④晚全新世(约 3.0 ka B.P. 之后),温度出现快速上升,变化范围为 17.4~22.4 °C。

通过与其他全新世气候记录对比,我们得到以下结论:长江下游地区在约 12.0~8.2 ka B.P. 时期温度变化主要受高纬度冰川残留的影响,出现整体低值;在约 8.2~6.0 ka B.P. 时期的温度变化主要受到较强的太阳辐射量控制,维持稳定的高值,对应全新世大暖期鼎盛期;约 6.0 ka B.P. 后,温度受到 6.0~3.0 ka B.P. 中低纬度冷事件以及上升温室气体辐射强迫共同影响,呈现先降后升的“V”型变化趋势。因此本研究指明 12.0 ka B.P. 以来长江下游地区温度变化主要受全球温度变化控制,自晚全新世以来温室气体辐射强迫是影响其温度变化的主要因素。

致谢:感谢审稿专家给的宝贵修改意见,特别感谢杨美芳老师文字修改意见,感谢中国科学院广州地球化学研究所童晓宁博士在实验与校稿上的帮助,感谢广东海洋大学黄超博士在校稿上的帮助,感谢中国地质大学(武汉)党心悦博士、赵世锦博士提供的帮助,以及张宏斌博士对文章讨论部分给予的意见。

参考文献(References):

- [1] 方修琦,侯光良. 中国全新世气温序列的集成重建[J]. 地理科学, 2011, 31(4): 385-393.
Fang Xiuqi, Hou Guangliang. Synthetically reconstructed Holocene temperature change in China[J]. Scientia Geographica Sinica, 2011, 31(4): 385-393.
- [2] 王绍武,罗勇,赵宗慈,等. 2100 年全球平均温度将超过过去 1 万年[J]. 气候变化研究进展, 2013, 9(5): 388-390.
Wang Shaowu, Luo Yong, Zhao Zongci, et al. Global mean temperatures in AD 2100 will exceed those in the Holocene[J]. Climate Change Research, 2013, 9(5): 388-390.
- [3] Marcott S A, Shakun J D, Clark P U, et al. A reconstruction of regional and global temperature for the past 11,300 years[J]. Science, 2013, 339(6124): 1198-1201.
- [4] Liu Z Y, Zhu J, Rosenthal Y, et al. The Holocene temperature conundrum[J]. Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America, 2014, 111(34): E3501-E3505.
- [5] Meyer H, Opel T, Laepple T, et al. Long-term winter warming trend in the Siberian Arctic during the mid- to Late Holocene[J]. Nature Geoscience, 2015, 8(2): 122-125.
- [6] Baker J L, Lachniet M S, Chervyatsova O, et al. Holocene

- warming in western continental Eurasia driven by glacial retreat and greenhouse forcing[J]. *Nature Geoscience*, 2017, 10(6): 430-435.
- [7] Marsicek J, Shuman B N, Bartlein P J, et al. Reconciling divergent trends and millennial variations in Holocene temperatures[J]. *Nature*, 2018, 554(7690): 92-96.
- [8] Li Y, Tian Y, Guo H, et al. Complex “human-vegetation-climate” interactions in the Late Holocene and their significance for paleotemperature reconstructions[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 2020, 117(11): 5568-5570.
- [9] Rao Z G, Huang C, Xie L H, et al. Long-term summer warming trend during the Holocene in Central Asia indicated by alpine peat α -cellulose $\delta^{13}\text{C}$ record[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2019, 203(1): 56-67.
- [10] Rao Z G, Shi F X, Li Y X, et al. Long-term winter/summer warming trends during the Holocene revealed by α -cellulose $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ records from an alpine peat core from Central Asia[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2020, 232: 106217. doi: 10.1016/j.quascirev.2020.106217.
- [11] Li X, Wang M, Zhang Y, et al. Holocene climatic and environmental change on the western Tibetan Plateau revealed by glycerol dialkyl glycerol tetraethers and leaf wax deuterium-to-hydrogen ratios at Aweng Co[J]. *Quaternary Research*, 2017, 87(3): 455-467.
- [12] Zhao C, Liu Z, Rohling E J, et al. Holocene temperature fluctuations in the northern Tibetan Plateau[J]. *Quaternary Research*, 2013, 80(1): 55-65.
- [13] Liu X, Shen J, Wang S, et al. A 16000-year pollen record of Qinghai Lake and its paleo-climate and paleoenvironment[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2002, 47(22): 1931-1936.
- [14] Sun W, Zhao S J, Pei H Y, et al. The coupled evolution of mid-to-Late Holocene temperature and moisture in the southeast Qaidam Basin[J]. *Chemical Geology*, 2019, 528: 119282. doi: 10.1016/j.chemgeo.2019.119282.
- [15] Jiang W, Guo Z, Sun X, et al. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon[J]. *Quaternary Research*, 2006, 65(3): 411-420.
- [16] Stebich M, Rehfeld K, Schlütz F, et al. Holocene vegetation and climate dynamics of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 124(1): 275-289.
- [17] Zheng Y H, Pancost R D, Liu X, et al. Atmospheric connections with the North Atlantic enhanced the deglacial warming in Northeast China[J]. *Geology*, 2017, 45(11): 1031-1034.
- [18] Wang C F, Bendle J A, Zhang H B, et al. Holocene temperature and hydrological changes reconstructed by bacterial 3-hydroxy fatty acids in a stalagmite from Central China[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2018, 192: 97-105. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.05.030.
- [19] Huang X Y, Meyers P A, Jia C L, et al. Paleotemperature variability in Central China during the last 13 ka recorded by a novel microbial lipid proxy in the Dajuhu peat deposit[J]. *The Holocene*, 2013, 23(8): 1123-1129.
- [20] Zheng Y H, Li Q Y, Wang Z Z, et al. Peatland GDGT records of Holocene climatic and biogeochemical responses to the Asian monsoon[J]. *Organic Geochemistry*, 2015, 87: 86-95. doi: 10.1016/j.orggeochem.2015.07.012
- [21] Ning D L, Zhang E L, Shulmeister J, et al. Holocene mean annual air temperature (MAAT) reconstruction based on branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers from Lake Ximenglongtan, Southwestern China[J]. *Organic Geochemistry*, 2019, 133: 65-76. doi: 10.1016/j.orggeochem.2019.05.003.
- [22] Wang M Y, Zheng Z, Man M L, et al. Branched GDGT-based paleotemperature reconstruction of the last 30,000 years in humid monsoon region of Southeast China[J]. *Chemical Geology*, 2017, 463: 94-102. doi: 10.1016/j.chemgeo.2017.05.014.
- [23] 郭海春, 田怡苹, 魏士凯, 等. 我国全新世泥碳 α 纤维素稳定碳同位素记录的对比与分析[J]. *第四纪研究*, 2020, 40(5): 1136-1144.
Guo Haichun, Tian Yiping, Wei Shikai, et al. Comparison and analyses of the Holocene peat α cellulose stable carbon isotopic record from China[J]. *Quaternary Sciences*, 2020, 40(5): 1136-1144.
- [24] 饶志国, 郭海春. 北疆阿尔泰哈拉沙子高山泥炭岩芯孢粉记录是否指示全新世温度变化历史? [J]. *第四纪研究*, 2021, 41(2): 612-620.
Rao Zhiguo, Guo Haichun. Is the pollen-based taiga biome score record from alpine Sahara sand peatland in southern Altai Mountains of northern Xinjiang an indicator of Holocene temperature history? [J]. *Quaternary Sciences*, 2021, 41(2): 612-620.
- [25] Cai Y, Tan L, Cheng H, et al. The variation of summer monsoon precipitation in Central China since the last deglaciation[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2010, 291(1-4): 21-31.
- [26] 谢树成, 梁斌, 郭建秋, 等. 生物标志化合物与相关的全球变化[J]. *第四纪研究*, 2003, 23(5): 521-528.
Xie Shucheng, Liang Bin, Guo Jianqiu, et al. Biomarkers and the related global change[J]. *Quaternary Sciences*, 2003, 23(5): 521-528.
- [27] 胡建芳, 彭平安. 有机地球化学研究新进展与展望[J]. *沉积学报*, 2017, 35(5): 26-38.
Hu Jianfang, Peng Ping'an. An overview and perspectives on organic geochemistry[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2017, 35(5): 26-38.
- [28] 王欢业, 刘卫国, 张传伦, 等. 青海湖钻孔沉积物中的羟基甘油二烷基甘油四醚类化合物及其环境意义[J]. *第四纪研究*, 2017, 37(5): 1151-1160.
Wang Huanye, Liu Weiguo, Zhang Chuanlun, et al. Hydroxylated glycerol dialkyl glycerol tetraethers in Lake Qinghai sediments and their paleoclimate implications[J]. *Quaternary Sciences*, 2017, 37(5): 1151-1160.
- [29] 曾方明, 杨欢, 卞昊昆. 青海湖地区全新世风尘堆积的 GDGTs 化合物及其环境指示意义[J]. *第四纪研究*, 2018, 38(5): 1233-1243.
Zeng Fangming, Yang Huan, Bian Haokun. GDGTs compounds of the Holocene eolian deposits in Qinghai Lake area and their paleoenvironmental implications[J]. *Quaternary Sciences*, 2018,

- 38(5): 1233–1243.
- [30] 郭海超, 陈焱皓, 白艳, 等. GDGTs 揭示的西宁盆地中新世环境变化[J]. 第四纪研究, 2018, 38(1): 97–106.
Guo Haichao, Chen Chihao, Bai Yan, et al. Paleoenvironmental evolution of the Xining Basin, NE Tibetan Plateau during mid-Miocene: Revealed by GDGTs[J]. Quaternary Sciences, 2018, 38(1): 97–106.
- [31] 李秀美, 朱二雷, 王明达, 等. 喜马拉雅山南坡海拔梯度表土 GDGTs 分布特征及其指示意义[J]. 第四纪研究, 2017, 37(6): 1226–1237.
Li Xiumei, Zhu Erlei, Wang Mingda, et al. Distributions of glycerol dialkyl glycerol tetraether lipids along an altitudinal transect on the southern slope of Mt. Himalaya and their indicating significance[J]. Quaternary Sciences, 2017, 37(6): 1226–1237.
- [32] 张佳皓, 黄钰莹, 王灿发, 等. 湖北清江和尚洞石笋 GDGTs 来源: 5、6-甲基支链 GDGTs 和 brGMGTs 新证据[J]. 第四纪研究, 2020, 40(4): 992–1007.
Zhang Jiahao, Huang Yuying, Wang Canfa, et al. Sources of GDGTs in stalagmites from Heshang Cave, Hubei Province in Central China: New evidence from 5, 6-methyl brGDGTs and brGMGTs[J]. Quaternary Sciences, 2020, 40(4): 992–1007.
- [33] Schouten S, Hopmans E C, Schefuß E, et al. Distributional variations in marine crenarchaeotal membrane lipids: A new tool for reconstructing ancient sea water temperatures? [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 204(1–2): 265–274.
- [34] Weijers J W H, Schouten S, van den Donker J C, et al. Environmental controls on bacterial tetraether membrane lipid distribution in soils[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2007, 71(3): 703–713.
- [35] Yang H, Pancost R D, Dang X Y, et al. Correlations between microbial tetraether lipids and environmental variables in Chinese soils: Optimizing the paleo-reconstructions in semi-arid and arid regions[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2014, 126: 49–69. doi: 10.1016/j.gca.2013.10.041.
- [36] Tierney J E, Russell J M, Eggermont H, et al. Environmental controls on branched tetraether lipid distributions in tropical East African lake sediments[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2010, 74(17): 4902–4918.
- [37] Sun Q, Chu G Q, Liu M M, et al. Distributions and temperature dependence of branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers in recent lacustrine sediments from China and Nepal[J]. Journal of Geophysical Research: Biogeosciences, 2011, 116(G1): G01008. doi: 10.1029/2010JG001365.
- [38] Dang X Y, Ding W H, Yang H, et al. Different temperature dependence of the bacterial brGDGT isomers in 35 Chinese lake sediments compared to that in soils[J]. Organic Geochemistry, 2018, 119: 72–79. doi: 10.1016/j.orggeochem.2018.02.008.
- [39] Russell J M, Hopmans E C, Loomis S E, et al. Distributions of 5- and 6-methyl branched glycerol dialkyl glycerol tetraethers (brGDGTs) in East African lake sediment: Effects of temperature, pH, and new lacustrine paleotemperature calibrations[J]. Organic Geochemistry, 2018, 117: 56–69. doi: 10.1016/j.orggeochem.2017.12.003.
- [40] Peterse F, van der Meer J, Schouten S, et al. Revised calibration of the MBT-CBT paleotemperature proxy based on branched tetraether membrane lipids in surface soils[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2012, 96: 215–229. doi: 10.1016/j.gca.2012.08.011.
- [41] De Jonge C, Hopmans E C, Zell C I, et al. Occurrence and abundance of 6-methyl branched glycerol dialkylglycerol tetraethers in soils: Implications for palaeoclimate reconstruction[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2014, 141: 97–112. doi: 10.1016/j.gca.2014.06.013.
- [42] Hu J F, Zhou H D, Peng P A, et al. Seasonal variability in concentrations and fluxes of glycerol dialkyl glycerol tetraethers in Huguangyan Maar Lake, SE China: Implications for the applicability of the MBT-CBT paleotemperature proxy in lacustrine settings[J]. Chemical Geology, 2016, 420: 200–212. doi: 10.1016/j.chemgeo.2015.11.008.
- [43] Feng X P, Zhao C, D'Andrea W J, et al. Temperature fluctuations during the Common Era in subtropical Southwestern China inferred from brGDGTs in a remote alpine lake[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2019, 510: 26–36. doi: 10.1016/j.epsl.2018.12.028.
- [44] Hu J, Zhou H, Yang X, et al. Reconstruction of a paleotemperature record from 0.3–3.7 ka for subtropical South China using lacustrine branched GDGTs from Huguangyan Maar[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2015, 435: 167–176. doi: 10.1016/j.palaeo.2015.06.014.
- [45] 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 Hongfu. Study on historical environment in Dongting Lake area[J]. Earth Science—Journal of China University of Geoscience, 2003, 28(2): 214–218.
- [46] 马振兴, 黄俊华, 魏源, 等. 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 Zhenxing, Huang Junhua, Wei Yuan, et al. 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.
- [47] 王心源, 莫多闻, 吴立, 等. 长江下游巢湖 9870 cal.a B.P. 以来孢粉记录的环境演变. 第四纪研究, 2008, 28(4): 649–658.
Wang Xinyuan, Mo Duowen, Wu Li, et al. Pollen record from Chao Hu Lake in the lower reaches of the Changjiang River and environmental changes since 9870 cal. a B.P. [J]. Quaternary Sciences, 2008, 28(4): 649–658.
- [48] 王伟铭, 舒军武, 陈炜, 等. 长江三角洲地区全新世环境变化与人类活动的影响[J]. 第四纪研究, 2010, 30(2): 233–244.
Wang Weiming, Shu Junwu, Chen Wei, et al. Holocene environmental changes and human impact in the Yangtze River delta area, East China[J]. Quaternary Sciences, 2010, 30(2): 233–244.
- [49] 王苏民, 龚鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 1–580.
Wang Sumin, Dou Hongshen eds. Lake in China[M]. Beijing:

- Science Press, 1988: 1–580.
- [50] 彭水秀, 张坤, 李晓明, 等. 南漪湖春夏季节叶绿素 α 浓度变化及其与环境因子间的关系 [J]. 淮北师范大学学报(自然科学版), 2016, 37(1): 57–61.
Peng Shuixiu, Zhang Kun, Li Xiaoming, et al. The variations of chlorophyll- α concentration in spring and summer and its relationship to environmental factors in Lake Nanyi [J]. Journal of Huaibei Normal University(Natural Science), 2016, 37(1): 57–61.
- [51] 刘丰豪, 胡建芳, 王伟铭, 等. 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 [J]. 地球化学, 2018, 47(1): 89–101.
Liu Fenghao, Hu Jianfang, Wang Weiming, et al. 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 [J]. Geochimica, 2018, 47(1): 89–101.
- [52] Yang H, Lue X X, Ding W H, et al. The 6-methyl branched tetraethers significantly affect the performance of the methylation index (MBTO) in soils from an altitudinal transect at Mount Shennongjia [J]. Organic Geochemistry, 2015, 82: 42–53. doi: 10.1016/j.orggeochem.2015.02.003.
- [53] Hopmans E C, Weijers J W H, Schefuß E, et al. A novel proxy for terrestrial organic matter in sediments based on branched and isoprenoid tetraether lipids [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2004, 224(1–2): 107–116.
- [54] Blaauw M, Christen J A. Flexible paleoclimate age-depth models using an autoregressive gamma process [J]. Bayesian Analysis, 2013, 6(3): 457–474.
- [55] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and marine 13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP [J]. Radiocarbon, 55(4): 1869–1887
- [56] Qian S, Yang H, Dong C H, et al. Rapid response of fossil tetraether lipids in lake sediments to seasonal environmental variables in a shallow lake in Central China: Implications for the use of tetraether-based proxies [J]. Organic Geochemistry, 2019, 128: 108–121. doi: 10.1016/j.orggeochem.2018.12.007.
- [57] Pearson E J, Juggins S, Talbot H M, et al. A lacustrine GDGT-temperature calibration from the Scandinavian Arctic to Antarctic: renewed potential for the application of GDGT-paleothermometry in lakes [J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 2011, 75(20): 6225–6238.
- [58] Kajita H, Kawahata H, Wang K, et al. Extraordinary cold episodes during the mid-Holocene in the Yangtze Delta: Interruption of the earliest rice cultivating civilization [J]. Quaternary Science Reviews, 2008, 201: 418–428. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.10.035.
- [59] Laskar J, Fienga A, Gastineau M, et al. La2010: A new orbital solution for the long-term motion of the Earth [J]. Astronomy & Astrophysics, 2011, 532: A89. doi: 10.1051/0004-6361/201116836.
- [60] Ramaswamy V, Boucher O, Haigh J, et al. Radiative forcing of climate change [M] // Houghton J T, Ding Y, Griggs D J eds. Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. New York, USA: Cambridge University Press, 2001: 1–212.
- [61] Wu D, Chen X, Lv F, et al. Decoupled Early Holocene summer temperature and monsoon precipitation in Southwest China [J]. Quaternary Science Reviews, 2018, 193: 54–67. doi: 10.1016/j.quascirev.2018.05.038.
- [62] Carlson A E, Legrande A N, Oppo D W, et al. Rapid Early Holocene deglaciation of the Laurentide ice sheet [J]. Nature Geoscience, 2008, 1(9): 620–624.
- [63] Liu J B, Shen Z W, Chen W, et al. Dipolar mode of precipitation changes between North China and the Yangtze River valley existed over the entire Holocene: Evidence from the sediment record of Nanyi Lake [J]. International Journal of Climatology, 2021, 41(3): 1667–1681.
- [64] Zhou W, Zheng Y, Meyers P A, et al. Postglacial climate-change record in biomarker lipid compositions of the Hani peat sequence, Northeastern China [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 294(1–2): 37–46.
- [65] 施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件 [J]. 中国科学(B 辑), 1992, 22(12): 1300–1308.
Shi Yafeng, Kong Zhaochen, Wang Sumin, et al. The climatic fluctuations and important events of Holocene Megathermal in China [J]. Science in China (Series B), 1992, 22(12): 1300–1308.
- [66] McManus J F, Francois R, Gherardi J M, et al. Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes [J]. Nature, 2004, 428(6985): 834–837.
- [67] Griffiths M L, Johnson K R, Pausata F S, et al. End of Green Sahara amplified mid- to Late Holocene megadroughts in mainland Southeast Asia [J]. Nature Communications, 2020, 11(1): 1–12.
- [68] Pennington B T, Hamdan M A, Pears B R, et al. Aridification of the Egyptian Sahara 5000–4000 cal BP revealed from x-ray fluorescence analysis of Nile delta sediments at Kom al-Ahmer/ Kom Wasit [J]. Quaternary International, 2019, 514: 108–118. doi: 10.1016/j.quaint.2019.01.015.
- [69] Nagashima K, Tada R, Toyoda S. Westerly jet-East Asian summer monsoon connection during the Holocene [J]. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 2013, 14(12): 5041–5053.
- [70] Cao J, Rao Z, Shi F, et al. Ice formation on lake surfaces in winter causes warm-season bias of lacustrine brGDGT temperature estimates [J]. Biogeosciences, 2020, 17(9): 2521–2536.
- [71] Wu D, Cao J T, Jia G D, et al. Peat brGDGTs-based Holocene temperature history of the Altai Mountains in arid Central Asia [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2020, 538: 109464. doi: 10.1016/j.palaeo.2019.109464.
- [72] Chen W, Song B, Shu J W, et al. Vegetation history with implication of climate changes and human impacts over the last 9000 years in the Lake Nanyi area, Anhui Province, East China [J]. Palaeoworld, 2020, 9: 006. doi: 10.1016/j.palwor.2020.09.006.

VARIATION OF TEMPERATURE IN LAKE NANYI SEDIMENTS FROM THE LOWER YANGTZE RIVER REGION SINCE THE LAST 12.0 KA B.P.

ZHAO Bingyan^{1,3,4}, HU Jianfang^{1,4}, LIU Fenghao¹, CHEN Wei², WANG Weiming²

(1. State Key Laboratory of Organic Geochemistry, Guangzhou Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guangzhou 510640, Guangdong; 2. State Key Laboratory of Palaeobiology and Stratigraphy, Nanjing Institute of Geology and Palaeontology and Center for Excellence in Life and Palaeoenvironment, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, Jiangsu; 3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049; 4. CAS Center for Excellence in deep Earth Science, Guangzhou 510640, Guangdong)

Abstract

The Holocene temperature variation is critical for better understanding the global warming and predicting the future global climate change. In this study, we reconstructed the temperature over the past 12.0 ka B.P. based on the branched-GDGTs (brGDGTs) index of 161 samples from 0 to 450 cm in length sediment core taken from the Nanyi Lake (31°03′~31°10′N, 118°50′~119°02′E; 2.2 m a.s.l.). The lake is hydrologically-open and located in the plain area of the lower Yangtze River region, belonging to the north subtropical zone. Large differences in the distributions of brGDGTs are found between our surface lake sediments (n = 9) and soils (n = 8). brGDGTs of the soils is dominated by the I series compounds, accounting for more than 80%, and the average value of MBT_{SME} is 0.81. The brGDGTs distribution of lake surface and core sediments samples are both dominated by I and II series compounds, accounting for 43%, 48% and 62%, 35%, respectively. The corresponding MBT_{SME} average values are 0.44 and 0.62, respectively. This indicates that the brGDGTs in the lake are mainly produced *in situ* in the sediment or water column. Therefore, the brGDGT-based calibration formula to lakes is chosen for the temperature reconstructions. The reconstructed temperature (13.8 ~ 22.4 °C) can be divided into four stages. First stage, the Early Holocene (ca. 12.0 ~ 8.2 ka B.P.), the temperature is relatively lower, varying 15.1 ~ 20.6 °C. Then during the first half of Middle Holocene (ca. 8.2 ~ 6.0 ka B.P.), the temperature becomes relatively high and stable, fluctuating 16.8 ~ 20.0 °C. In the Middle-Late Holocene (ca. 6.0 ~ 3.0 ka B.P.), the temperature shows a rapid decrease trend, ranging 13.8 ~ 19.4 °C. Last, the temperature exhibits an increase trend during the rest Late Holocene (since ca. 3.0 ka B.P.), varying 17.4 ~ 22.4 °C. After comparing with multiple records, we get the following conclusions. The low temperature in the Early Holocene and the high temperature in the first half of Middle Holocene are response to the high latitude large glacier cover area and the strong solar radiation, respectively. After ca. 6.0 ka B.P., the temperature is mainly influenced by the cold event in low-medium latitude during 6.0 ~ 3.0 ka B.P. and then by the rising greenhouse gas pressure since 3.0 ka B.P., and therefore presenting the “V” type variation trend. Collectively, this paper shows that during Holocene the temperature in the lower Yangtze River region is response to the variation of global temperature, and greenhouse gas radiative forcing has become the main controlling factor of temperature in the Late Holocene.

Key words: Holocene; lower Yangtze River region; lake sediment; molecular biomarker; paleotemperature