

长江下游升金湖过去千年有机碳埋藏变化及其影响因素*

韩瑞超^{1,2}, 汪勇^{1,2**}, 马再园^{1,2}, 金院^{1,3}, 吴立^{1,2}

(1: 安徽师范大学地理与旅游学院, 芜湖 241002)

(2: 江淮流域地表过程与区域响应安徽省重点实验室, 芜湖 241002)

(3: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 湖泊与环境国家重点实验室, 南京 211135)

摘要: 选择我国长江下游平原浅水湖泊升金湖 86 cm 沉积岩芯为研究对象, 在可靠深度-年代模型基础上, 通过沉积物质量累积速率 (SAR) 和总有机碳 (TOC) 含量计算升金湖过去千年有机碳埋藏速率变化; 利用 C/N 与正构烷烃指标指示升金湖有机碳来源变化, 并结合升金湖流域气候环境与人类活动历史记录探究该湖近千年有机碳埋藏的影响因素。研究表明: 升金湖过去千年有机碳埋藏速率呈增加趋势, 平均有机碳埋藏速率约为 24.77 g/(m²·a), 总有机碳储量约为 3.33 Tg (1 Tg = 10¹² g)。根据升金湖有机碳埋藏速率变化特征, 本研究将其划分为 4 个阶段: 阶段 I: 1000—1350 A.D., 有机碳埋藏速率较低但波动较大; 阶段 II: 1350—1600 A.D., 有机碳埋藏速率有所下降, 为近千年来的最低水平; 阶段 III: 1600—1850 A.D., 升金湖有机碳埋藏速率迅速上升后, 保持在较高水平; 阶段 IV: 1850—2000 A.D., 升金湖有机碳埋藏速率继续上升, 达到近千年来最高水平。进一步研究发现, 升金湖有机碳埋藏速率主要受 TOC 含量的影响, 与质量累积速率相关性较弱; 阶段 I (1000—1350 A.D.) 与阶段 II (1350—1600 A.D.) 沉积物有机质主要来源于内源水生植被, 沉积环境以自然沉积为主; TOC 含量增加推测与降水增多、温度下降有关, 因此自然因素是此阶段湖泊有机碳埋藏速率变化的主控因素。阶段 III (1600—1850 A.D.) 与阶段 IV (1850—2000 A.D.) 沉积物有机质主要来源于外源陆生高等植被, 沉积环境受人类活动影响更为强烈, 如流域人口大量增长、耕地面积增加、化肥农药使用频繁等, 给湖泊流域带来了大量的有机质输入, 进而显著影响湖泊有机碳埋藏速率的变化。

关键词: 碳埋藏; 升金湖; 湖泊沉积物; 过去千年; 人类活动

Changes in organic carbon accumulation and its influencing factors over the past millennium in Lake Shengjin, lower reaches of the Yangtze River*

Han Ruichao^{1,2}, Wang Yong^{1,2**}, Ma Zaiyuan^{1,2}, Jin Yuan^{1,3} & Wu Li^{1,2}

(1: School of Geography and Tourism, Anhui Normal University, Wuhu 241002, P.R. China)

(2: Anhui Key Laboratory of Earth Surface Processes and Regional Response in Yangtze-Huaihe Basin, Wuhu 241002, P.R. China)

(3: State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 211135, P.R. China)

Abstract: An 86-cm long sediment core, obtained from Lake Shengjin in the monsoon region of eastern China, served as the material for studying the mechanisms of organic carbon burial in the lake. Based on the reliable depth-age model, the sediment accumulation rate (SAR) and total organic carbon (TOC) were used to calculate the variation of organic carbon accumulation rate (OCAR) in the lake over the past millennium. The C/N ratio and *n*-alkanes proxies were used to indicate the sources of organic carbon. Then the influencing factors of the OCAR are discussed in terms of the organic matter source, historical climate change and human activities. Results reveal a general increasing trend of OCAR during the past millennium, with the average OCAR of approximately 24.77 g/(m²·a), and the total organic carbon storage of 3.33 Tg (1 Tg = 10¹² g). Specifically, the OCAR during the past millennium can be divided into four stages: Stage I: 1000–1350 A.D., OCAR was generally low but fluctuated significantly;

* 2023-11-19 收稿; 2024-04-25 收修改稿。

国家自然科学基金项目 (41771228) 和安徽师范大学校博士启动金项目 (2017XJJ36) 联合资助。

** 通信作者; E-mail: wangyongqsgy@126.com。

Stage II: 1350–1600 A.D., OCAR decreased to the lowest level during the past millennium; Stage III: 1600–1850 A.D., OCAR increased rapidly and maintained a relatively high level; Stage IV: 1850–2000 A.D., OCAR increased continuously and then reached the highest level. Our results further demonstrate that the sedimentary organic matter in the first two stages is mainly derived from endogenous aquatic plants. The increase in TOC content is speculated to be related to the increase in precipitation and the decrease in temperature, and the decrease in mass accumulation rate may be due to the stable hydrological conditions of the lake. Therefore, we suppose that the natural factors mainly controlled the variations of OCAR in the lake during Stages I and II. During Stage III (1600–1850 A.D.) and Stage IV (1850–2000 A.D.), our result suggests that the sedimentary organic matter was mainly derived from exogenous terrestrial plants, and the sedimentary environment was more strongly influenced by human activities. The massive growth of population, the increase of cultivated land, as well as the frequent use of chemical fertilizers and pesticides, brought a large amount of organic matter into the lake basin. Therefore, we conclude that the variations of OCAR during these two stages were significantly affected by human activities, rather than natural factors.

Keywords: Carbon accumulation; Lake Shengjin; lake sediment; past millennium; human activity

在全球变暖大背景下,碳排放日益增加,不同生态系统的碳循环过程受到众多学者和政府机构的关注^[1-3]。IPCC最新发布的第六次评估(AR6)第一工作组报告指出,目前大气中CO₂的浓度处于至少两百万年来的最高点,碳排放已显著加剧了全球气候变暖并且呈不可逆趋势^[4]。由于湖泊面积较小,早期研究更关注海洋碳埋藏在全球碳循环中的作用,而忽视湖泊碳埋藏的潜力^[5-7]。然而越来越多的研究表明,湖泊生态系统中也含有大量有机碳,在中小区域尺度碳循环中发挥着重要作用^[8-16],根据Downing等^[17]计算,全球湖泊总有机碳每年存储量约为0.05 Pg(1 Pg=10¹⁵ g)。而湖泊沉积物蓄积超过95%的湖泊碳,因此是湖泊碳的主要存储地,也是全球碳的重要源与汇^[18]。而且,湖泊沉积物有着比其他碳库更高的固碳效率,Tranvik等估算全球湖泊碳埋藏速率约为0.6 Pg/a,是海洋碳埋藏速率的4倍^[19]。由此可见,湖泊碳埋藏在全球及区域碳循环中的作用不容忽视。

过去千年是历史文献资料与地质沉积记录记载气候环境变化与人类活动信息相重叠的时期^[20-22],包括中世纪暖期(MWP)、小冰期(LIA)和现代暖期(CWP)3个典型气候特征阶段。越来越多的研究表明,湖泊环境受人类活动影响愈发增强,因而其沉积物记录的碳埋藏过程也受到人类活动的显著影响^[23-25]。因此,认识人类活动持续加强背景下湖泊碳埋藏变化的影响因素,了解较长时间尺度湖泊中碳的存储状态和变化规律^[18],对深入探讨未来气候变化和人类活动对碳循环的影响具有重要意义。

过去全球的碳埋藏研究空间上主要聚焦于北美洲、欧洲和西伯利亚等高纬度地区;时间上主要集中于全新世和近百年两个时段^[10-14]。我国湖泊碳埋藏研究起步相对较晚,但近十多年来学者们对我国湖泊碳埋藏开展了大量研究,使其迅速成为国内湖泊研究热点之一^[26-31]。其中,长时间尺度主要集中于全新世以来湖泊碳埋藏速率与碳储量的估算,如Wang等通过综合我国82个湖泊碳累积记录及58个直接测定的湖泊有机碳埋藏数据,首次对我国湖泊的碳储量进行计算,并综述了我国自12000 cal a B.P.以来湖泊的碳埋藏速率及碳储量变化趋势^[15],但时间精度相对较低;而短时间尺度主要集中于对人类活动影响下湖泊碳埋藏速率变化程度的研究^[27-29]。长江下游平原地区气候环境优越,湖泊众多且湖泊生产力较高;同时该地区湖泊受人类活动影响显著,因此开展该地区历史时期湖泊碳埋藏变化及其与人类活动关系研究具有重要意义。本研究以长江下游平原地区典型浅水湖泊升金湖为研究对象,开展该湖过去千年高分辨率的碳埋藏重建工作,同时利用C/N、正构烷烃等指标重建湖泊有机碳来源的变化,并进一步结合周边气候变化及人类活动历史记录,分析影响升金湖有机碳埋藏的主要因素,探究人类活动影响前后有机碳埋藏速率的变化程度。本研究结果试图加深对我国长江下游平原地区浅水湖泊群碳埋藏的认识,并为深入认识湖泊有机碳埋藏变化对区域碳循环的影响提供理论参考。

1 湖区概况、样品采集与研究方法

1.1 湖区概况

升金湖(30°15′~30°28′N, 116°58′~117°14′E)位于安徽省池州市东至县境内,濒临长江南岸,系长江下游河漫滩洼地经泥沙封淤积水而成,是保存较为完好的浅水河间洼地湖泊^[32](图1)。湖泊东南岸为低山、

丘陵,以灰岩、页岩为主;西北岸为平原,以亚黏土、砂砾为主;湖床自南向北倾斜^[33]。升金湖集水面积可达 1554 km²,平均水深为 1.26 m,蓄水量为 0.99×10⁸ m³,自西向东分为上湖、中湖、下湖 3 部分(图 1)。升金湖丰水期在每年的 5—8 月,湖泊面积超过 140 km²,最高水位超过 17 m;枯水期在每年的 11 月至次年 4 月,湖泊面积最小时仅为 34 km²,最高水位不到 10 m,有大量滩涂裸露^[32,34-35]。湖泊流域属亚热带季风性气候,降水充足,地表径流丰富,四季分明,雨热同期;年平均日照时间约 2000 h,年平均降水量和蒸发量分别为 1600 和 757.5 mm,年平均气温为 16.14 °C,年平均无霜期约为 240 d^[33]。湖泊流域地带性土壤为黄红壤,沿湖四周河漫滩广泛分布潮土和水稻土,适宜农作物生长^[36]。湖泊周边土地利用方式以农用地占比最高,其次为林地、草地;产业以农业为主,为当地农户提供日常所需,实现自给自足^[37]。1960s 升金湖下湖黄湓闸的修建,破坏了湖泊与长江的水文自然连通性,1986 年始建升金湖自然保护区,1997 年 12 月被国务院批准为国家级自然保护区^[33]。

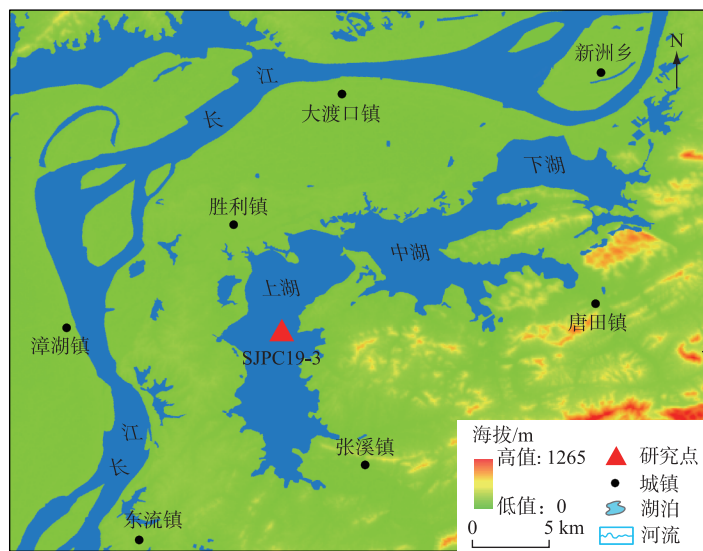


图 1 升金湖沉积物岩芯位置示意

Fig.1 The location of sampling sediment core in Lake Shengjin

1.2 岩芯钻取与样品采集

课题组于 2019 年 3 月利用重力钻在升金湖浅水湿地区域采集一根长度为 86 cm 的岩芯,编号 SJPC19-3,采样位置为 30°20'N、117°0'E(图 1)。岩芯采集后迅速运输至实验室并低温保存。由于岩芯 9 cm 以上部分为含水量很高的稀泥质沉积物,无法进行有效分样,因此本研究选用 9~86 cm 范围内的样品。岩芯 9~30 cm 范围内以 0.5 cm 为间隔进行分样,30~86 cm 范围以 1 cm 间隔进行分样,共分得样品 98 个。将分得的样品用真空冷冻干燥机进行冻干处理后进行下一步分析。

1.3 研究方法

1.3.1 AMS¹⁴C 年代测试 从 SJPC19-3 钻孔中分别挑选了深度为 10、45、86 cm 的 3 个样品,送往美国 Beta Analytic 公司进行 AMS¹⁴C 年代分析,测年材料包括植物残体和全岩有机碳,测试结果使用 CALIB 程序的 INTCAL 13 数据库进行年代校正。

1.3.2 总碳、总有机碳、总无机碳含量分析 对岩芯分样后得到的 98 个样品均开展总碳(TC)和总无机碳(TIC)含量的测试,其测试方法如下:利用 Elementar Vario MAX cub 型元素分析仪测试沉积物 TC 含量,依据高温催化氧化法将样品中所有 C 元素转换为 CO₂后进入非色散红外检测器(NDIR)测定,样品测试炉温为 950 °C,可保证样品所有 C 元素充分转换为 CO₂,提高数据准确率与测样效率^[38-39];利用 TOC-V_{CPH}型总有机碳分析仪测试沉积物中 TIC 含量,利用加酸反应(H₃PO₄)将样品无机碳转化为 CO₂进入 NDIR 测定,TIC 反

应池温度为 200 °C,可保证样品中无机碳充分转化为 CO₂。总有机碳(TOC)含量为 TC 含量减去 TIC 含量获得。该方法经过标准样品验证,相对于提前酸化法直接测量样品中有机碳含量精度更高,测试结果也更准确可靠^[38-39]。

1.3.3 正构烷烃处理与测试 将所采集的岩芯自顶部 10 cm 以下每隔 1 cm 取样进行正构烷烃指标的测试分析,共分析 38 个样品。分析方法如下:称取约 10~15 g 冷冻干燥研磨至 80 目(180 μm)以下的沉积物样品,利用 Thermofisher ASE200 型加速溶剂萃取仪提取总类脂物,萃取试剂为体积比为 9:1 的二氯甲烷和甲醇混合试剂。将提取得到的总类脂物经过高纯氮气浓缩后,分别利用混合试剂(二氯甲烷:异丙醇=2:1, v/v)和混合试剂(乙醚:乙酸=96:4, v/v)作为洗脱剂过氨基硅胶柱(LC-NH₂)分离中性组分和酸性组分。将分离后的中性组分分别利用混合试剂(正己烷:二氯甲烷=9:1, v/v)和混合试剂(二氯甲烷:甲醇=1:1, v/v)作为洗脱剂过硅胶柱分离正构烷烃组分和含有 GDGTs 的极性组分。将分离后的正构烷烃组分溶液定容至 200 μL 后进行 GC/MS 测定。GC/MS 测试仪器为安捷伦 HP6890N 气相色谱仪,毛细柱型号为 Agilent HP-1(30 m×0.32 mm×0.25 μm),毛细柱初始温度为 50 °C,随后以 10 °C/min 的速率升至 320 °C 并保留 30 min,离子源温度 250 °C,氦气流速 1.0 mL/min,采用特征碎片离子(M/Z=85)和相对保留时间定性,内标法定量。

升金湖有机质来源信息通过描述正构烷烃奇数碳链长与偶数碳链长相对丰度的碳优势指数 CPI(carbon preference index)以及奇偶优势 OEP(odd-even predominance)来进行解析,计算公式如下^[40-42]:

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

$$OEP = \frac{n-C_{25} + 6n-C_{27} + n-C_{29}}{4(n-C_{26} + n-C_{28})} \quad (2)$$

1.3.4 升金湖碳埋藏速率计算 升金湖沉积物中有机碳埋藏速率(organic carbon accumulation rate, OCAR, g/(m²·a)),由升金湖每层的质量累积速率(sediment accumulation rate, SAR, g/(m²·a)),与每层的有机碳含量 TOC(%)相乘得到,计算公式如下^[43-45]:

$$OCAR = SAR \cdot TOC \times 100 \quad (3)$$

$$SAR = SR \cdot DBD$$

$$DBD = M_d / V_F$$

式中,SR 为线性累积速率(cm/a),由深度-年代模型计算得出;DBD(g/(m²·a))为沉积物干物质密度,计算方法为样品干重 M_d(g)除以干重体积 V_F(cm³)。

2 结果

2.1 年代-深度序列

SJPC19-3 沉积岩芯 3 个样品 AMS¹⁴C 年代测试结果见表 1。本研究根据 3 个年代数据进行二次多项式拟合,建立岩芯最终的年代-深度序列^[33],如图 2 所示。

表 1 升金湖 SJPC19-3 岩芯 AMS¹⁴C 测年结果

Tab.1 The AMS¹⁴C dating results of the core SJPC19-3 at Lake Shengjin

样品编号	深度/cm	测年材料	AMS ¹⁴ C 年龄(2σ)/a B.P.	校正后日历年龄/A.D.
SJPC19-3-15	10	植物残体	-48±2	1995-1999
SJPC19-3-70	45	植物残体	550±30	1386-1434
SJPC19-3-111	86	总有机质	990±30	989-1052

2.2 升金湖中长链正构烷烃分布特征及参数变化

升金湖 SJPC19-3 岩芯正构烷烃分布以碳数大于 C₂₆ 的长链烷烃为主,中链正构烷烃相对较少,并具有明显的奇偶优势(图 3)。长链正构烷烃 n-C₂₇~n-C₃₅ 相对丰度变化于 36.66%~90.51% 之间,以奇数碳链 n-C₃₁ 相对丰度最高,平均为 20.93%,其次为 n-C₂₉(平均为 15.57%)和 n-C₃₃(平均为 15.19%)。升金湖沉积物正构烷烃 CPI 值变化于 2.11~7.14 之间,平均值为 4.19;OEP 变化于 1.95~6.03 之间,平均值为 3.27(附表 I)。

2.3 沉积岩芯 TIC、TOC、SAR 变化特征

过去千年来升金湖沉积物 TIC 含量变化于 0.1%~1.0% 之间,平均值为 0.18% (图 4)。1600 A.D.前大部分样品无法检测到 TIC 的存在,平均值仅为 0.05%,有短暂时间节点突变。1600—1850 A.D. 沉积物 TIC 含量剧烈波动上升,含量变化于 0.10%~1.10% 之间,平均值为 0.49%,1850 A.D.后又重新下降,含量变化于 0.1%~0.27% 之间,平均值为 0.09%。升金湖沉积岩芯 TOC 含量变化于 0.65%~2.41% 之间,平均值为 1.35%,总体上呈上升趋势。TOC 含量在 1600 A.D.之前较低,但有微弱增加的趋势,变化范围为 0.65%~1.46%,平均值为 0.96%;1640—1670 A.D.期间 TOC 含量迅速上升,之后维持在高值范围,变化范围为 0.93%~2.41%,平均值增加到 1.83%。升金湖 SAR 变化于 0.12~0.48 g/(m²·a) 之间,平均值为 0.17 g/(m²·a),其中在 1000—1600 A.D. 沉积岩芯 SAR 明显下降,变化于 0.09~0.17 g/(m²·a),均值为 0.26 g/(m²·a);从 1600 A.D.之后沉积岩芯 SAR 逐渐趋于稳定,波动于 0.16~0.42 g/(m²·a) 之间,均值为 0.15 g/(m²·a)。

2.4 沉积岩芯 OCAR 的变化特征

过去千年来升金湖 OCAR 变化于 14.36~39.07 g/(m²·a) 之间,平均值为 24.77 g/(m²·a) (图 4)。根据升金湖近千年 OCAR 的变化特征,可将其划分为以下 4 个阶段:阶段 I:1000—1350 A.D.,OCAR 相对较低且波动较大,变化于 17.47~33.62 g/(m²·a) 之间,均值为 24.02 g/(m²·a);阶段 II:1350—1600 A.D.,OCAR 逐渐下降至最低水平,均值为 20.41 g/(m²·a);阶段 III:1600—1850 A.D.,升金湖 OCAR 迅速升高并维持在较高水平,变化范围为 15.38~38.63 g/(m²·a),均值达到 27.11 g/(m²·a);阶段 IV:1850—2000 A.D.,升金湖 OCAR 继续上升,达到了近千年来的最高水平,变化范围为 24.27~39.07 g/(m²·a),均值达到 29.53 g/(m²·a)。此外,将近千年来升金湖平均 OCAR 与升金湖面积及沉积年代相乘,得到近千年来升金湖有机碳储量约为 3.33 Tg。早期岩芯 OCAR 变化与迅速下降的 SAR 变化趋势相一致(图 4 中黄色箭头);中后期,尤其在 1600 A.D.前后岩芯 OCAR 变化与快速升高的 TOC 含量变化趋势一致(图 4 中红色箭头)。

3 讨论

3.1 升金湖 OCAR 与其他区域对比

相比于长时间尺度的湖泊碳埋藏研究,升金湖近千年平均 OCAR (约 24.77 g/(m²·a)),高于全新世以来全球大于 5000 km²大型湖泊 OCAR (约 5 g/(m²·a));低于全球小型湖泊 (<100 km²) 的 OCAR (约 72 g/(m²·a))^[46],与我国大暖期湖泊 OCAR (约 22.3 g/(m²·a)) 较为接近^[9];相较于短时间尺度的湖泊碳埋藏研究,高于长江下游平原的大型湖泊太湖 (约 14.4 g/(m²·a))^[47]、巢湖 (约 7.8 g/(m²·a))^[48] 等近百年的碳埋藏速率,但远低于一些富营养化的小型湖泊碳埋藏速率 (148~17000 g/(m²·a))^[49-50]。整理并对比近千年相关湖泊的平均碳埋藏速率表明,升金湖 OCAR 高于同位于长江下游平原的天目湖 (14.10 g/(m²·a))^[51]、华中地区的东湖 (17.48 g/(m²·a))^[52],而与淮河下游浅水湖泊南四湖 (21.32 g/(m²·a)) 接近^[53],低于西南地区星

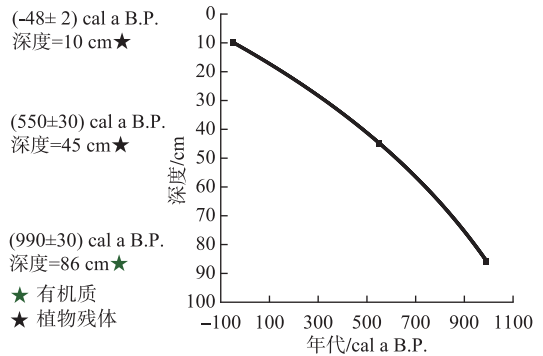


图 2 SJPC19-3 岩芯年代—深度序列

Fig.2 Age-depth model of the core SJPC19-3

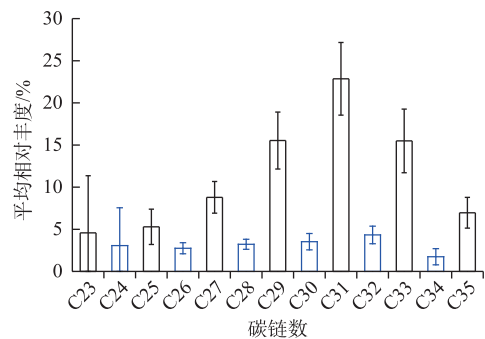


图 3 升金湖 SJPC19-3 岩芯中长链正构烷烃平均相对丰度

Fig.3 Averaged relative abundance of sedimentary n-alkanes in core SJPC19-3 from Lake Shengjin

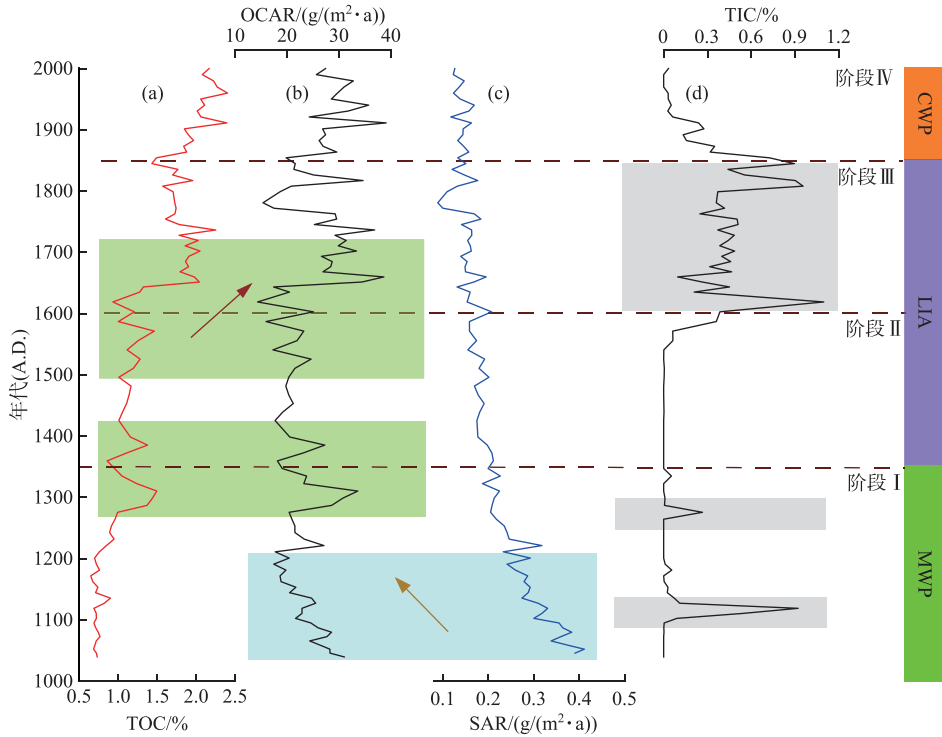


图4 升金湖沉积岩芯碳埋藏指标随时间变化:(a) TOC,(b) OCAR,(c) SAR,(d) TIC

Fig.4 Time series of carbon accumulation proxies in sediment of Lake Shengjin:

(a) TOC,(b) OCAR,(c) SAR,(d) TIC

云湖(47.14 g/(m²·a))^[54]。综上,升金湖 OCAR 介于长江下游大型浅水湖泊与小型湖泊之间,显著低于同样受人类活动影响较为剧烈的西南地区湖泊。

3.2 升金湖 OCAR 与 SAR、TOC 含量的关系

湖泊的 OCAR 因 TOC 含量与 SAR 变化而改变,因此对各阶段升金湖岩芯 OCAR、SAR 和 TOC 含量进行

相关性分析。结果表明(图 5),升金湖岩芯 OCAR 与 TOC 含量呈现显著正相关性,而岩芯 SAR 与 OCAR 没有明显的相关性,说明沉积物 TOC 含量变化是升金湖 OCAR 的主要决定因素,因此分析湖区近千年来 TOC 含量的变化原因,是探究升金湖 OCAR 的关键所在。

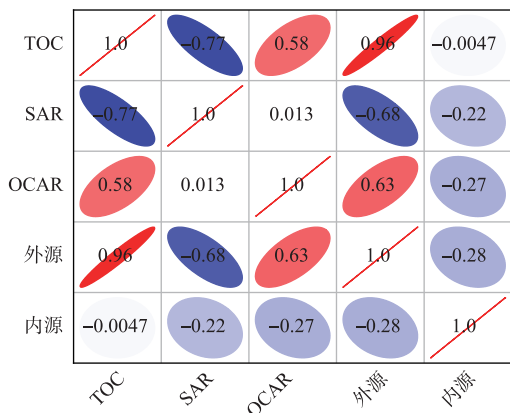


图5 升金湖 OCAR 与其他指标的相关性热图

Fig.5 Correlation heatmap between OCAR and other proxies from Lake Shengjin

3.3 升金湖有机碳来源分析

湖泊沉积物中的有机质来源主要分为内源有机质和外源有机质,其中内源主要包括水生细菌、藻类和大型水生植物等,而外源主要为湖泊流域内输入的陆生高等植物和土壤有机质等。本研究为定量研究升金湖内源和外源有机质对湖泊的相对贡献量,根据课题组前期已发表 C/N 数据(摩尔比,根据质量比乘以 1.167 计算得到),采用二元模式对有机质内源进行估算,计算公式如下^[8,12,55]:

$$\begin{aligned}
 C(i) &= C_1(i) + C_u(i) \\
 N(i) &= N_1(i) + N_u(i) \\
 R_1(i) &= C_1(i) / N_1(i) \\
 R_u(i) &= C_u(i) / N_u(i)
 \end{aligned}
 \tag{4}$$

式中, $C(i)$ 和 $N(i)$ 分别代表了第 i 层沉积物中的 TOC 和 TN 含量, $C_1(i)$ 和 $N_1(i)$ 分别代表了第 i 层沉积物中来自外源的 TOC 和 TN 含量, $C_u(i)$ 和 $N_u(i)$ 分别为第 i 层沉积物样品中来自内源的 TOC 和 TN 含量, $R_1(i)$ 和 $R_u(i)$ 分别代表了第 i 层沉积物中来自陆源和内源的碳氮比。由上述公式可得:

$$\begin{aligned}
 N_1(i) &= [C(i) - R_u(i) \cdot N(i)] / [R_1(i) - R_u(i)] \\
 N_u(i) &= [C(i) - R_1(i) \cdot N(i)] / [R_u(i) - R_1(i)] \\
 C_1(i) &= R_1(i) [C(i) - R_u(i) \cdot N(i)] / [R_1(i) - R_u(i)] \\
 C_u(i) &= R_u(i) [C(i) - R_1(i) \cdot N(i)] / [R_u(i) - R_1(i)]
 \end{aligned}
 \tag{5}$$

式中, $R_1(i)$ 和 $R_u(i)$ 根据零级近似可分别赋予 $R_1 = R_1(i)$, $R_u = R_u(i)$, 通过统计得到升金湖的 C/N 变化范围为 7.67~14.80, 因此, 结合前人研究经验, 本文分别赋值升金湖的 R_1 和 R_u 为 7 和 15^[8], 由此得出升金湖沉积物有机质中内外源的 TOC 含量(图 6d)。结果表明, 1000—1350 A.D., 升金湖沉积物有机质外源显著低于内源输入量。在 1350—1600 A.D. 期间升金湖沉积物有机质外源输入略有增加, 达到与内源相当水平, 但输入量仍较低。1600 A.D. 之后, 升金湖沉积物有机质外源输入量迅速增加, 推测流域在 1600 A.D. 后有机质以外源输入为主(图 6d)。

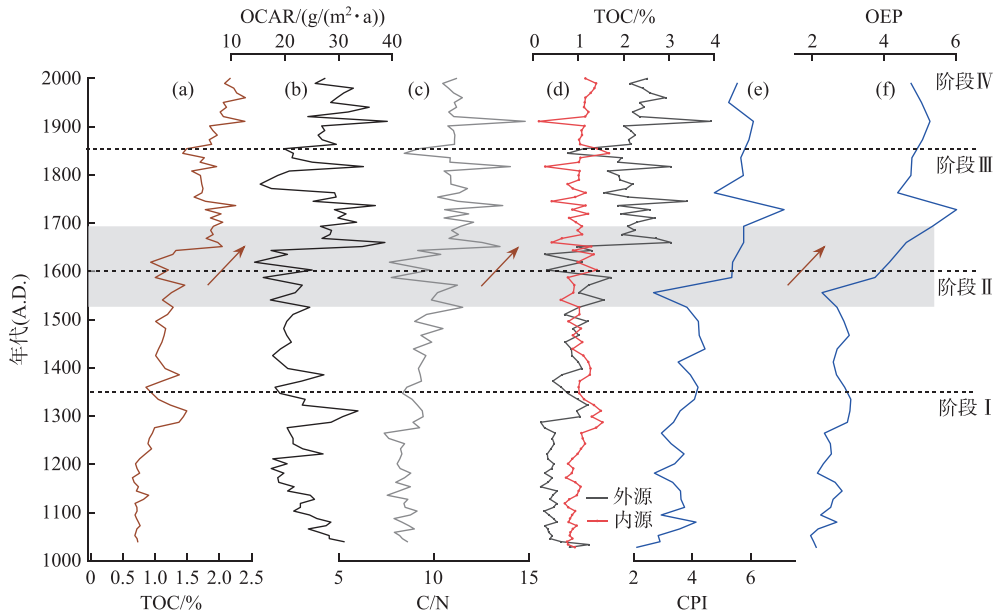


图 6 升金湖沉积岩芯 OCAR 与有机质来源变化指标对比: (a) TOC; (b) OCAR; (c) C/N; (d) 内、外源 TOC 含量; (e) 正构烷烃 CPI; (f) 正构烷烃 OEP

Fig.6 Comparison between organic carbon accumulation and source proxies: (a) TOC; (b) OCAR; (c) C/N; (d) TOC content of endogenous and exogenous sources; (e) n -alkane CPI; (f) n -alkane OEP

正构烷烃广泛存在于藻类、水生植物和高等植物等各种生物体中, 具有结构稳定、不易降解的特点, 描述正构烷烃奇数碳链与偶数碳链相对比例的碳优势指数 CPI 和奇偶优势 OEP 能够记录有机质的来源信息^[40]。由于浮游藻类与水生植物奇偶优势不明显, 而陆生高等植物因表皮叶蜡含有大量奇偶优势明显的 n -C₂₇~ n -C₃₃ 的高碳数正构烷烃, 其 CPI 值一般大于 5, 因此 CPI 与 OEP 值越大, 往往表明陆生高等植物对湖

泊沉积有机质贡献量越多^[41-42]。升金湖岩芯正构烷烃 CPI 值变化趋势结果表明,1600 A.D.前岩芯正构烷烃 CPI 和 OEP 处于低值阶段,1600 A.D.后岩芯正构烷烃 CPI 和 OEP 值迅速升高,CPI 基本维持在 5 以上(图 6e、f),这表明 1600 A.D.前湖区以水生植物为主,1600 A.D.后湖区陆生高等植物比例迅速增加。因此,通过上述指标变化,推测升金湖流域 1600 A.D.前沉积物有机质主要来源于内源水生植物,1600 A.D.后沉积物有机质主要来源于外源陆生高等植被。同时将升金湖 TOC 含量与外源进行相关性分析表明,二者呈现高度正相关性(图 5),即过去千年来升金湖 TOC 含量随着外源有机质输入的增加而呈上升趋势(图 6 中箭头)。

3.4 升金湖 OCAR 影响因素分析

上述研究表明湖泊 OCAR 受 TOC 含量、SAR 变化的影响,而二者又因气候(温度、降水等)、人类活动等因素影响而发生^[8-16],因此本研究结合周边气候变化及历史人类活动记录,分析过去千年影响升金湖沉积物 OCAR 变化的主要因素。

3.4.1 气候因素 有机物经过复杂的风化、搬运沉积等地质过程,在湖泊中持续累积并形成沉积有机碳,因此 OCAR 与气候变化密切相关。前人研究表明,气候对 OCAR 的影响主要表现在温度和降水两个方面,温度和降水可以直接影响湖泊水体及沉积物的水热条件与微生物活性,从而影响有机碳的矿化分解速率,进而影响到沉积物有机碳埋藏^[27];还能够通过影响湖泊流域的植被类型、生物量、湖泊特征(水位、水动力、面积等)进而影响湖泊 OCAR^[56-57]。

(1) 降水

诸多研究表明,当流域降水增加时,植被生长繁茂使得流域土壤碳储量增加,同时流域地表径流输入增强,河流中的溶解有机碳搬运入湖增多,进而造成湖泊 OCAR 的增加^[58]。但也有研究认为,湿润环境下植被覆盖率提高、水动力减弱、湖泊水位上升、面积扩张,也可能造成流域内的侵蚀作用减弱以及单位面积湖泊水体 TOC 含量减少,进而造成 OCAR 下降^[59]。因此降水对湖泊 OCAR 的影响仍存在较大争议。

本研究通过沉积物化学蚀变指数(chemical index of alteration, CIA)以及课题组前期研究成果中 Ti 元素、平均粒径等指标来揭示升金湖流域水文信息^[33,60],进而探究湖区水文环境与 OCAR 间的关系(图 7)。前人研究表明,湿润环境下,Ti 元素容易富集而含量相对升高,而 CIA 则通过元素活动组分与惰性组分的关系来指示源区风化程度,CIA 值越高表明源区化学风化越强、水热条件优越;反之,CIA 值越低反映化学风化作用较弱、水热条件较差^[61-62]。而平均粒径则可指示采样点在湖泊中的位置,进而反映湖泊水位与水动力情况,平均粒径较小时表明采样点距湖岸较远、湖泊水位较高、水动力较弱;反之表明采样点距湖岸较近、湖泊水位较低、水动力较强^[63]。

结果表明,在 1600 A.D.前,升金湖 Ti、CIA、平均粒径等指标与 TOC、TIC 含量的相关性较好,即当湖区水热条件较好、水位较高时,湖区 TOC 含量往往会增加,而水热条件较差、水位下降则会导致 TOC 含量减少、TIC 含量增加,说明此时段升金湖沉积物中 TOC、TIC 含量与流域水文环境关系较为密切。从阶段 I (1000—1350 A.D.)到阶段 II (1350—1600 A.D.)沉积物 Ti、CIA 值明显升高,平均粒径与 TIC 含量则逐渐降低,反映湖区向湿润化转变、湖泊水位增高、采样点附近水动力减小的水文环境,该环境有利于水生植物的繁衍以及径流输入有机质的增加,进而造成湖泊水体中有机质的潜在来源增多,同时水位升高也减少了采样点位置在氧气中的暴露时间,从而减缓了有机质的分解与氧化。这与湖区 TOC 含量在这一时期明显增加的趋势相一致。值得注意的是,阶段 I 前期沉积物 SAR 显著高于其他时段,较高的 SAR 与较低的 TOC 含量,导致 SAR、OCAR 出现协同变化趋势,可能的原因是湖泊流域水热环境波动剧烈,且表现为高温干旱趋势,导致采样点附近侵蚀作用较强、沉积物干密度较高,有利于 SAR 的提升;而之后流域的水热环境趋于稳定。

阶段 III (1600—1850 A.D.),岩芯 Ti 元素、CIA 等指标显著降低,平均粒径与 TIC 含量剧烈波动上升,指示流域水文条件较为干旱;阶段 IV (1850—2000 A.D.),各指标指示流域水文环境开始转湿,与周边湖泊降水重建结果较为一致^[64-65](图 7g、h),推测湖泊水体中有机质潜在来源在这两个阶段先减少后增加。但本研究结果显示岩芯 TOC 含量表现为持续快速升高趋势,可能说明水文环境并非是该阶段湖泊 TOC 含量迅速增加的主导因素。值得注意的是,本研究对象升金湖属于浅水湖泊且岩芯钻孔地点位于地形平坦的滨岸湿地,阶段 III 气候相对干燥、水位下降,可能导致采样点位置露出水面,陆生或挺水植被大量生长,从而造成 TOC 含量增加。

(2) 温度

研究发现,温度升高,有机碳的矿化速率加剧,导致有机碳埋藏效率下降;温度降低,有机碳矿化分解速率变慢,导致 TOC 含量的增加^[27-28]。升金湖所处华东地区的温度距平^[66]重建结果显示(图 7i),该地区温度在约 1000—1850 A.D.期间呈总体降温趋势。已有研究也表明,我国各区域的温度变化在近千年均表现出长期的下降趋势,这反映中世纪暖期与现代暖期两个温暖时期中间存在一段持续时间较长、相对较冷的小冰期^[67-68]。因此除了上述流域降水量因素外,1000—1850 A.D.升金湖沉积物中 TOC 含量的增加还可能受到了温度下降导致的矿化度减弱的影响。

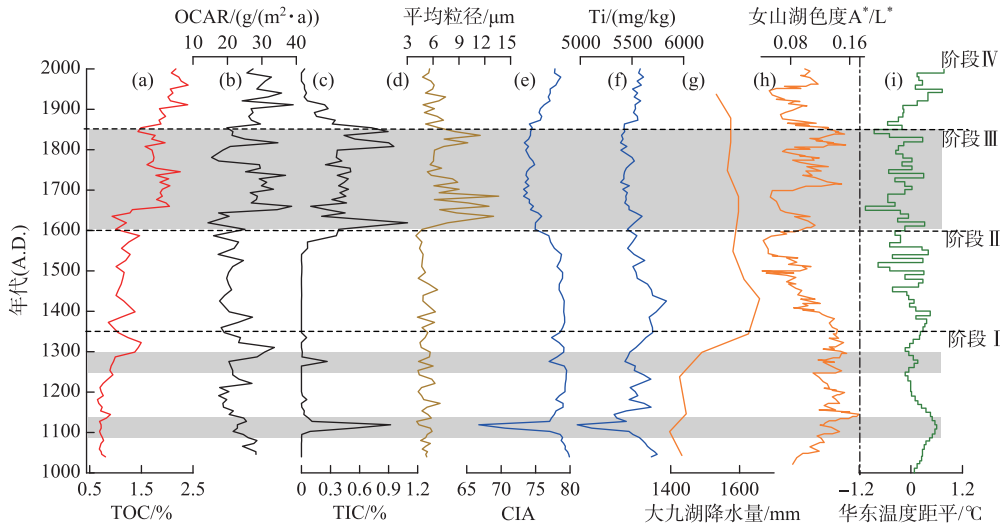


图 7 升金湖 OCAR 与自然影响因素分析:(a) TOC;(b) OCAR;(c) TIC;(d) 岩芯平均粒径^[60];
(e) 化学蚀变指数^[60];(f) Ti^[60];(g) 基于泥炭重建的大九湖降水量变化^[64];
(h) 基于色度 A*/L* 重建的女山湖降水量变化^[65];(i) 华东温度距平^[66]

Fig.7 Analysis of natural influencing factors of organic carbon accumulation rate of Lake Shengjin:
(a) TOC;(b) OCAR;(c) TIC;(d) average grain size;(e) CIA;(f) Ti;(g) precipitation change of
Dajiuhu Peat based on pollen analysis;(h) Lake Nvshan precipitation change based on
A*/L* reconstruction;(i) temperature anomaly of eastern China

3.4.2 人类活动 人类活动主要通过改变土地利用方式影响湖泊碳循环,例如农业活动会导致流域内化肥施用量增加、围垦与耕地面积扩张,不仅能够为湖泊输入更多的营养盐,造成入湖氮磷等元素的增加,还可能破坏地表植被,造成入湖泥沙量增多,进一步导致土壤碳向湖泊输入增多、SAR 提高,最终造成 OCAR 增加^[23-25,69]。

本研究将升金湖 OCAR 变化指标与流域内历史人类活动指标进行对比(图 8)。对比结果发现,阶段 I (1000—1350 A.D.)与阶段 II (1350—1600 A.D.)安徽省人口数量一直维持在低值状态^[59],说明当时人类活动相对较弱,因此对区域环境的影响相对较小(图 8g)。而阶段 III (1600—1850 A.D.)特别是明末清初时段,安徽省人口数快速增长^[70],这与升金湖 OCAR、TOC 含量在此时段的快速上升呈现出高度相关性。升金湖流域以农为本,明清时期人口的快速增长给土地带来巨大的压力,人均耕地面积逐年减小,人口所带来巨大的生存压力只能通过扩大耕地面积来解决,进而导致流域内土地利用方式的变化^[71]。大量研究也证明,明清时期皖江流域圩田兴起并发展进入全盛时期,圩田地域分布广泛,导致水土流失加剧^[72-73]。为进一步理解人类农业活动对升金湖流域 OCAR 的影响,本研究通过历史文献资料粗略整理出中国耕地面积与池州府围垦耕地面积的相关数据^[74-77](图 8h, i),以及利用沉积岩芯重金属砷(As)的含量来反映流域内农业生产和化肥农药使用情况^[78](图 8f)。指标对比结果表明:阶段 III (1600—1850 A.D.),中国耕地面积与池州府耕地

面积快速增加,岩芯 As 含量显著上升,并保持在较高水平,这可能反映出农业生产活动在这一时间段内迅速加强,土地利用方式发生改变以及生产过程中化肥使用开始增加。同时,对比湖泊氮磷硫^[33]等元素变化特征也发现,此时段流域内较高的耕地面积可能导致氮磷硫等营养元素快速增加,为湖泊输入了大量的营养盐。以上指标变化可说明,自阶段Ⅲ开始人类农业生产已显著影响到升金湖的 TOC 沉积过程。阶段Ⅳ(1850—2000 A.D.),升金湖 OCAR、TOC 含量均继续升高,多指标也指示该阶段人类活动进一步加剧,可能反映出人类活动对湖区碳埋藏的影响进一步扩大。值得注意的是,1600 A.D.受人类活动显著影响后,升金湖平均 OCAR 约为(28.06 g/(m²·a)),较 1600 A.D.之前(平均 OCAR 约 22.62 g/(m²·a))增长约 21%。相较于其他湖区受人类活动显著影响的湖泊,增长幅度较慢,这也与前人研究结果相一致^[16,44],主要原因是长江下游浅水湖泊群由于气候、浅水等性质而发生强烈的矿化和分解作用,因此导致该湖区在人类活动强烈、有机碳输入较高的背景下累积量相对较少,但不可否认的是该湖区碳埋藏依然是一个巨大的区域性碳汇。

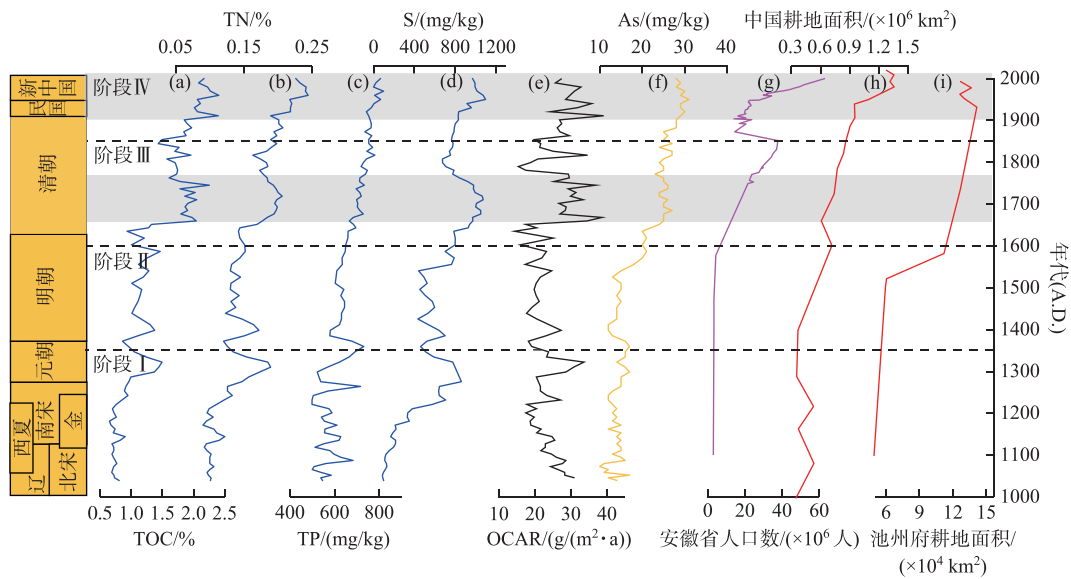


图 8 升金湖 OCAR 与历史人类活动关系分析:(a) TOC;(b) TN;(c) TP;(d) S;(e) OCAR;(f) As;(g)安徽省人口数^[70];(h)中国耕地面积;(i)池州府耕地面积

Fig.8 Relationship between organic carbon accumulation rate changes in Lake Shengjin and historical human activities: (a) TOC;(b) TN;(c) TP;(d) S;(e) OCAR;(f) As;(g) The historical population of Anhui Province^[70];(h) The estimated historical cultivated land areas in China;(i) The estimated historical cultivated land areas of Chizhou Prefecture

本研究探讨了流域内气温降水以及人类活动对升金湖 OCAR 变化的可能影响,依据上述探讨分析内容,总结升金湖过去千年来碳埋藏变化的 4 个阶段大致可分为两类模式(图 9):

阶段 I (1000—1350 A.D.)与阶段 II (1350—1600 A.D.),升金湖流域的 OCAR 整体处于低水平,有机质含量较低。此时段人类活动强度较低,OCAR 受气候条件的影响更为强烈。温度下降、降水增多可引起有机碳矿化分解速率变慢以及有机质潜在来源增加;气候干旱则会引起 TIC 含量上升,TOC 含量下降;而水热环境波动剧烈则可能引起 SAR 的增加。综上,可认为此时段升金湖 OCAR 以自然沉积为主(图 9)。阶段 III (1600—1850 A.D.)与阶段 IV (1850—2000 A.D.),升金湖流域的 OCAR 显著提高,TOC 含量迅速升高,使得升金湖 OCAR 整体达到高水平。此时段流域的水文条件、气温等对升金湖 OCAR 的响应相对较弱,而人口快速增加、耕地面积扩大、农业施肥增多等可能是沉积物 TOC 含量与 SAR 快速上升的主要原因。综上,可认为此时段升金湖 OCAR 受到人类活动的影响更为强烈(图 9)。

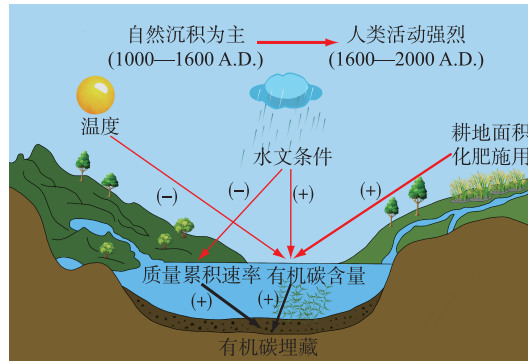


图9 升金湖 OCAR 变化机制示意(箭头粗细代表了影响程度,(+)代表积极效应,(-)代表消极影响)

Fig.9 The sketch of organic carbon accumulation rate mechanisms of Lake Shengjin (arrow thickness represents impact degree, (+) represents positive effect, (-) represents negative effect)

4 结论

1) 升金湖过去千年 OCAR 约为 $24.77 \text{ g}/(\text{m}^2 \cdot \text{a})$, 总有机碳储量约为 3.33 Tg 。其中阶段 I (1000—1350 A.D.) 与阶段 II (1350—1600 A.D.), 升金湖 OCAR 处于低水平; 从阶段 III (1600—1850 A.D.) 开始迅速上升并在阶段 IV (1850—2000 A.D.) 达到峰值。此外升金湖 OCAR 的变化主要是由岩芯 TOC 含量的变化引起, 而受质量累积速率的影响较小。

2) 升金湖流域 1600 A.D. 前沉积物有机质主要来源于内源水生植物, 1600 A.D. 后沉积物有机质主要来源于外源陆生高等植被, 因此 1600 A.D. 后升金湖 TOC 含量的迅速增加可能与湖区陆生高等植物大量输入有关。

3) 升金湖流域有机碳埋藏沉积环境存在两种模式, 其中阶段 I 与阶段 II 以自然沉积为主, 湖区 OCAR 变化推测与降水增多、温度下降有关。阶段 III 与阶段 IV 则受人类活动影响更为强烈, 湖区人口大量增长、耕地面积增加、施肥农药频繁等给湖泊流域带来大量的有机质, 进而影响到湖泊 OCAR 变化。

5 附录

附表 I 见电子版(DOI: 10.18307/2025.0251)。

6 参考文献

- [1] Dorrepaal E, Toet S, van Logtestijn RSP *et al.* Carbon respiration from subsurface peat accelerated by climate warming in the subarctic. *Nature*, 2009, **460**: 616-619. DOI: 10.1038/nature08216.
- [2] Gudaszc C, Bastviken D, Steger K *et al.* Temperature-controlled organic carbon mineralization in lake sediments. *Nature*, 2010, **466**: 478-481. DOI: 10.1038/nature09186.
- [3] Liu ZG. Carbon stock and GHG emission of wetland ecosystem. *Scientia Geographica Sinica*, 2004, **24**(5): 634-639. [刘子刚. 湿地生态系统碳储存和温室气体排放研究. 地理科学, 2004, **24**(5): 634-639.]
- [4] IPCC. Climate change 2021: The physical science basis. Contribution of working group I to the sixth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. New York: Cambridge University Press, 2021.
- [5] Burdige DJ. Preservation of organic matter in marine sediments: Controls, mechanisms, and an imbalance in sediment organic carbon budgets? *ChemInform*, 2007, **107**(2): 467-485. DOI: 10.1021/cr050347q.
- [6] Berner RA. Sedimentary organic matter preservation: An assessment and speculative synthesis—a comment. *Marine Chemistry*, 1995, **49**(2/3): 121-122. DOI: 10.1016/0304-4203(95)00010-o.
- [7] Blair NE, Aller RC. The fate of terrestrial organic carbon in the marine environment. *Annual Review of Marine Science*, 2012, **4**: 401-423. DOI: 10.1146/annurev-marine-120709-142717.
- [8] Zhang FJ, Xue B, Yao SC. Organic carbon burial and its driving mechanism in the sediment of Lake Hulun, northeastern Inner Mongolia,

- since the Mid-Holocene. *J Lake Sci.*, 2018, **30**(1): 234-244. DOI: 10.18307/2018.0123. [张风菊, 薛滨, 姚书春. 中全新世以来呼伦湖沉积物碳埋藏及其影响因素分析. 湖泊科学, 2018, **30**(1): 234-244.]
- [9] Zhang FJ, Xue B, Yao SC *et al.* The organic carbon burial rates in Chinese lake sediments during Holocene megathermal. *Quaternary Sciences*, 2013, **33**(2): 401-402. [张风菊, 薛滨, 姚书春等. 全新世大暖期中国湖泊碳埋藏速率初步研究. 第四纪研究, 2013, **33**(2): 401-402.]
- [10] Alin SR, Johnson TC. Carbon cycling in large lakes of the world: A synthesis of production, burial, and lake-atmosphere exchange estimates. *Global Biogeochemical Cycles*, 2007, **21**(3): GB3002. DOI: 10.1029/2006GB002881.
- [11] Anderson NJ, D'Andrea W, Fritz SC. Holocene carbon burial by lakes in SW Greenland. *Global Change Biology*, 2009, **15**(11): 2590-2598. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2009.01942.x.
- [12] Campbell ID, Campbell C, Vitt DH *et al.* A first estimate of organic carbon storage in Holocene Lake sediments in Alberta, Canada. *Journal of Paleolimnology*, 2000, **24**(4): 395-400. DOI: 10.1023/A: 1008103605817.
- [13] Ferland ME, del Giorgio PA, Teodoru CR *et al.* Long-term C accumulation and total C stocks in boreal lakes in northern Québec. *Global Biogeochemical Cycles*, 2012, **26**(4): GB0E04. DOI: 10.1029/2011GB004241.
- [14] Kastowski M, Hinderer M, Vecsei A. Long-term carbon burial in European Lakes: Analysis and estimate. *Global Biogeochemical Cycles*, 2011, **25**(3): GB3019. DOI: 10.1029/2010GB003874.
- [15] Wang M, Chen H, Yu ZC *et al.* Carbon accumulation and sequestration of lakes in China during the Holocene. *Global Change Biology*, 2015, **21**(12): 4436-4448. DOI: 10.1111/gcb.13055.
- [16] Dong XH, Anderson NJ, Yang XD *et al.* Carbon burial by shallow lakes on the Yangtze floodplain and its relevance to regional carbon sequestration. *Global Change Biology*, 2012, **18**(7): 2205-2217. DOI: 10.1111/j.1365-2486.2012.02697.x.
- [17] Downing JP, Meybeck M, Orr JC *et al.* Land and water interface zones. *Water Air and Soil Pollution*, 1993, **70**(1): 123-137. DOI: 10.1007/BF01104992.
- [18] Hao ST, Zhou AF, Zhang XN *et al.* Progress of research on the burial efficiency of organic carbon and its influencing factors in lacustrine sediments. *Journal of Earth Environment*, 2017, **8**(4): 292-306. [郝盛吞, 周爱锋, 张晓楠等. 湖泊沉积有机碳埋藏效率及其影响因素研究进展. 地球环境学报, 2017, **8**(4): 292-306.]
- [19] Tranvik LJ, Downing JA, Cotner JB *et al.* Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and Oceanography*, 2009, **54**(6part2): 2298-2314. DOI: 10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2298.
- [20] 王越奇. 台湾东黑潮主流径海域近千年来沉积物物源与气候变化讯息反演[学位论文]. 青岛: 中国科学院大学(中国科学院海洋研究所), 2018.
- [21] Harman DJ, Beilman DW, Blaauw M *et al.* Climate-related changes in peatland carbon accumulation during the last millennium. *Biogeosciences*, 2013, **10**(121): 929-944.
- [22] Soon W, Baliunas S. Proxy climatic and environmental changes of the past 1000 years. *Climate Research*, 2003, **23**: 89-110. DOI: 10.3354/cr023089.
- [23] Clow DW, Stackpoole SM, Verdin KL *et al.* Organic carbon burial in lakes and reservoirs of the conterminous United States. *Environmental Science & Technology*, 2015, **49**(13): 7614-7622. DOI: 10.1021/acs.est.5b00373.
- [24] Anderson NJ, Bennion H, Lotter AF. Lake eutrophication and its implications for organic carbon sequestration in Europe. *Global Change Biology*, 2014, **20**(9): 2741-2751. DOI: 10.1111/gcb.12584.
- [25] Anderson NJ, Dietz RD, Engstrom DR. Land-use change, not climate, controls organic carbon burial in lakes. *Proceedings Biological Sciences*, 2013, **280**(1769): 20131278. DOI: 10.1098/rspb.2013.1278.
- [26] Zhang FJ, Xue B, Yao SC. Spatiotemporal pattern of inorganic carbon sequestration in Lake Hulun since 1850. *J Lake Sci.*, 2019, **31**(6): 1770-1782. DOI: 10.18307/2019.0617. [张风菊, 薛滨, 姚书春. 1850年以来呼伦湖沉积物无机碳埋藏时空变化. 湖泊科学, 2019, **31**(6): 1770-1782.]
- [27] Lai S, Wan HB, Tang F *et al.* Characteristics and source analysis of organic carbon buried in sediments of Lake Fuxian. *China Environmental Science*, 2020, **40**(3): 1246-1256. [赖珊, 万宏滨, 唐芳等. 抚仙湖沉积物有机碳埋藏特征及来源解析. 中国环境科学, 2020, **40**(3): 1246-1256.]
- [28] Zang FJ, Gui ZF, Xue B *et al.* Effects of temperature on organic carbon burial and mineralization in sediments of Hulun Lake. *Quaternary Sciences*, 2020, **40**(5): 1240-1250. [张风菊, 桂智凡, 薛滨等. 温度对呼伦湖沉积物有机碳埋藏及矿化影响研究. 第四纪研究, 2020, **40**(5): 1240-1250.]
- [29] Liu HJ, Liu EF, Yu ZZ *et al.* Spatio-temporal patterns of organic carbon burial in the sediment of Lake Erhai in China during the past 100 years. *J Lake Sci.*, 2019, **31**(1): 282-292. DOI: 10.18307/2019.0126. [刘会基, 刘恩峰, 于真真等. 近百年来洱海沉积物有机碳埋藏时空变化. 湖泊科学, 2019, **31**(1): 282-292.]
- [30] Hao Q, Yang SL, Song ZL *et al.* Holocene carbon accumulation in lakes of the current East Asian monsoonal margin: Implications under a changing climate. *Science of the Total Environment*, 2020, **737**: 139723. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2020.139723.

- [31] Xie ZL, He J, Lü CW *et al.* Organic carbon fractions and estimation of organic carbon storage in the lake sediments in Inner Mongolia Plateau, China. *Environmental Earth Sciences*, 2015, **73**(5): 2169-2178. DOI: 10.1007/s12665-014-3568-z.
- [32] 王苏民, 窦鸿身. 中国湖泊志. 北京: 科学出版社, 1998.
- [33] Hu J, Wang Y, Jin Y *et al.* High-resolution paleoclimatic changes recorded in Lake Shengjin, lower reaches of the Yangtze River over the last millennium. *Quaternary Sciences*, 2022, **42**(2): 421-434. [胡洁, 汪勇, 金院等. 长江下游升金湖沉积物记录的过去千年高分辨率气候环境变化. 第四纪研究, 2022, **42**(2): 421-434.]
- [34] Wang WQ, Zhou LZ, Chen W *et al.* Evaluation of conservation effectiveness of Lake Shengjin, lower reaches of the Yangtze River, 1989-2019. *J Lake Sci*, 2021, **33**(3): 905-921. DOI: 10.18307/2021.0324. [王维晴, 周立志, 陈薇等. 长江下游升金湖湿地保护有效性评价(1989—2019年). 湖泊科学, 2021, **33**(3): 905-921.]
- [35] Ye XH, Li TS, Xia XF *et al.* Evaluation of ecosystem services in Shengjin Lake wetland nature reserve. *Environmental Impact Assessment*, 2009, **2**(4): 1-4. [叶小华, 李铁松, 夏训峰等. 升金湖湿地生态系统服务价值评估. 三峡环境与生态, 2009, **2**(4): 1-4.]
- [36] Guo SY, Wang HX, Liu WB *et al.* Characteristics of soil organic matter and nutrient contents under different land use types along Shengjin Lake. *Soils*, 2022, **54**(6): 1132-1137. [郭绍义, 王红新, 刘文彬等. 升金湖沿湖不同土地利用方式下土壤有机质和养分变化特征. 土壤, 2022, **54**(6): 1132-1137.]
- [37] Pan C, Zhou LZ, Wang XH *et al.* Impact of artificial activities on the landscape patterns in Shengjin Lake National Nature Reserve. *Ecological Science*, 2021, **40**(2): 116-124. [潘晨, 周立志, 王晓辉等. 人类活动对升金湖国家级自然保护区景观格局的影响. 生态科学, 2021, **40**(2): 116-124.]
- [38] Gao SP, Xu BQ, Wang JB *et al.* Measuring total organic carbon precisely in lake sediment in tibetan plateau by TOC analyzer. *Chinese Journal of Analysis Laboratory*, 2019, **38**(4): 413-416. [高少鹏, 徐柏青, 王君波等. 总有机碳分析仪准确测定湖泊沉积物中的 TOC. 分析实验室, 2019, **38**(4): 413-416.]
- [39] Qian B, Liu L, Xiao X. Comparative tests on different methods for content of soil organic matter. *Journal of Hohai University: Natural Sciences*, 2011, **39**(1): 34-38. [钱宝, 刘凌, 肖潇. 土壤有机质测定方法对比分析. 河海大学学报: 自然科学版, 2011, **39**(1): 34-38.]
- [40] Liu FH, Hu JF, Wang WM, *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. *Geochimica*, 2018, **47**(1): 89-101. [刘丰豪, 胡建芳, 王伟铭等. 8.0ka 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. 地球化学, 2018, **47**(1): 89-101.]
- [41] 董浩伟. 内蒙古西碱海子正构烷烃及单体碳同位素记录的末次冰消期以来古气候变化[学位论文]. 北京: 中国地质科学院, 2022.
- [42] Li CL, Ma SP, Xia YQ *et al.* Assessment of the relationship between ACL/CPI values of long chain n-alkanes and climate for the application of paleoclimate over the Tibetan Plateau. *Quaternary International*, 2020, **544**: 76-87. DOI: 10.1016/j.quaint.2020.02.028.
- [43] Battin TJ, Luyssaert S, Kaplan LA *et al.* The boundless carbon cycle. *Nature Geoscience*, 2009, **2**: 598-600. DOI: 10.1038/ngeo618.
- [44] Falkowski P, Scholes RJ, Boyle E *et al.* The global carbon cycle; A test of our knowledge of earth as a system. *Science*, 2000, **290**(5490): 291-296. DOI: 10.1126/science.290.5490.291.
- [45] Cox PM, Betts RA, Jones CD *et al.* Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model. *Nature*, 2000, **408**: 184-187. DOI: 10.1038/35041539.
- [46] Dean WE, Gorham E. Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands. *Geology*, 1998, **26**(6): 535. DOI: 10.1130/0091-7613(1998)0262.3.co;2.
- [47] Xu Y, He Y, Pang J *et al.* Seasonal constraints on the burial of organic carbon in the eutrophic Lake Taihu. *Frontiers in Earth Science*, 2023, **11**: 1104413.
- [48] Yu QB, Wang F, Yan WJ *et al.* Carbon and nitrogen burial and response to climate change and anthropogenic disturbance in Chaohu Lake, China. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 2018, **15**(12): 2734. DOI: 10.3390/ijerph15122734.
- [49] Heathcote AJ, Downing JA. Impacts of eutrophication on carbon burial in freshwater lakes in an intensively agricultural landscape. *Ecosystems*, 2012, **15**(1): 60-70. DOI: 10.1007/s10021-011-9488-9.
- [50] Hollander DJ, McKenzie JA, ten Haven HL. A 200 year sedimentary record of progressive eutrophication in Lake Greifen (Switzerland): Implications for the origin of organic-carbon-rich sediments. *Geology*, 1992, **20**(9): 825. DOI: 10.1130/0091-7613(1992)0202.3.co;2.
- [51] Yang H, Xing YP, Xie P *et al.* Carbon source/sink function of a subtropical, eutrophic lake determined from an overall mass balance and a gas exchange and carbon burial balance. *Environmental Pollution*, 2008, **151**(3): 559-568. DOI: 10.1016/j.envpol.2007.04.006.
- [52] Zhang Y, Ma CM, Zhao N *et al.* Late Holocene Rb/Sr ratios as a paleoclimate proxy in the qianmutian peat of tianmu mountains, Zhejiang Province. *Journal of Stratigraphy*, 2015, **39**(1): 97-107. [张愈, 马春梅, 赵宁等. 浙江天目山千亩田泥炭晚全新世以来 Rb/Sr 记录的干湿变化. 地层学杂志, 2015, **39**(1): 97-107.]
- [53] Wu YH, Shen J, Xia WL *et al.* Sedimentary difference between north and South Nansihu Lake, Shandong Province. *Journal of Palaeogeography*, 1999, **1**(2): 78-83. [吴艳宏, 沈吉, 夏威岚等. 南四湖 3000 年来南北沉积差异. 古地理学报, 1999, **1**(2): 78-83.]

- [54] 刘甜甜. 晚全新世以来星云湖沉积物的环境演变记录及碳埋藏研究[学位论文]. 昆明: 云南师范大学, 2021.
- [55] Atahan P, Itzstein-Davey F, Taylor D *et al.* Holocene-aged sedimentary records of environmental changes and early agriculture in the Lower Yangtze, China. *Quaternary Science Reviews*, 2008, **27**(5/6): 556-570. DOI: 10.1016/j.quascirev.2007.11.003.
- [56] Yu LJ, Cheng Y, Wang B *et al.* Climate and vegetation codetermine the increased carbon burial rates in Tibetan Plateau Lakes during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 2023, **310**: 108118. DOI: 10.1016/j.quascirev.2023.108118.
- [57] Downing JA, Prairie YT, Cole JJ *et al.* The global abundance and size distribution of lakes, ponds, and impoundments. *Limnology and Oceanography*, 2006, **51**(5): 2388-2397. DOI: 10.4319/lo.2006.51.5.2388.
- [58] Tranvik LJ, Cole JJ, Prairie YT. The study of carbon in inland waters—From isolated ecosystems to players in the global carbon cycle. *Limnology and Oceanography Letters*, 2018, **3**(3): 41-48. DOI: 10.1002/lo2.10068.
- [59] Tranvik LJ, Jansson M. Terrestrial export of organic carbon. *Nature*, 2002, **415**(6874): 861-862. DOI: 10.1038/415861b.
- [60] Jin Y, Wang Y, Hu J *et al.* Geochemical element records and hydrological significance of Lake Shengjin sediments during the past millennium. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2023, **41**(1): 219-232. [金院, 汪勇, 胡洁等. 升金湖沉积物 1000 年以来的元素地球化学记录及其水文意义. 沉积学报, 2023, **41**(1): 219-232.]
- [61] Shao JQ, Yang SY. Chemical index of alteration(CIA) reflect silicate weathering and monsoonal climate in the Changjiang River basin. *Chinese Science Bulletin*, 2012, **57**: 1178-1187. [邵菁清, 杨守业. 化学蚀变指数(CIA)反映长江流域的硅酸盐岩化学风化与季风气候. 科学通报, 2012, **57**(11): 933-942.]
- [62] Chawchai S, Chabangborn A, Kylander M *et al.* Lake Kumphawapi-an archive of Holocene palaeoenvironmental and palaeoclimatic changes in northeast Thailand. *Quaternary Science Reviews*, 2013, **68**: 59-75. DOI: 10.1016/j.quascirev.2013.01.030.
- [63] Chen JA, Wan GJ, Zhang F *et al.* Environmental records of lake sediments at different time scales—A case study of sediment grain size. *Scientia Sinica: Terrae*, 2003, **33**(6): 563-568. [陈敬安, 万国江, 张峰等. 不同时间尺度下的湖泊沉积物环境记录——以沉积物粒度为例. 中国科学: D 辑, 2003, **33**(6): 563-568.]
- [64] He BY, Zhang S, Cai SM. Climatic changes recorded in peat from the dajiu lake basin in Shennongjia since the last 2 600 years. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2003, **23**(2): 109-115. [何报寅, 张穗, 蔡述明. 近 2600 年神农架大九湖泥炭的气候变化记录. 海洋地质与第四纪地质, 2003, **23**(2): 109-115.]
- [65] Jiang SW, Zhou X, Sachs JP *et al.* Central Eastern China hydrological changes and ENSO-like variability over the past 1800 yr. *Geology*, 2021, **49**(11): 1386-1390. DOI: 10.1130/g48894.1.
- [66] Zheng JY, Liu Y, Hao ZX *et al.* State-of-art and perspective on global synthesis studies of climate change for the past 2000 years. *Quaternary Sciences*, 2021, **41**(2): 309-322. [郑景云, 刘洋, 郝志新等. 过去 2000 年气候变化的全球集成研究进展与展望. 第四纪研究, 2021, **41**(2): 309-322.]
- [67] He YX, Liu WG, Zhao C *et al.* Solar influenced late Holocene temperature changes on the northern Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2013, **58**(9): 1053-1059. DOI: 10.1007/s11434-012-5619-8.
- [68] Hu JF, Zhou HD, Peng PA *et al.* Reconstruction of a paleotemperature record from 0.3–3.7ka for subtropical South China using lacustrine branched GDGTs from Huguangyan Maar. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 2015, **435**: 167-176. DOI: 10.1016/j.palaeo.2015.06.014.
- [69] Vannière B, Bossuet G, Walter-Simonnet AV *et al.* Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs Valley over the 1st millennium AD (Neublans, Jura, France). *Journal of Archaeological Science*, 2003, **30**(10): 1283-1299. DOI: 10.1016/s0305-4403(03)00017-7.
- [70] 葛剑雄, 曹树基. 中国人口史. 上海: 复旦大学出版社, 2001.
- [71] 郭松义. 清代的人口增长和人口流迁. 北京: 中华书局, 1984.
- [72] Lv JL, Chen EH, Guo CM. Population change and land utilization of Wanjiang Basin in Ming and Qing dynasties. *Journal of Anhui Agricultural University: Social Sciences Edition*, 2018, **27**(3): 113-121. [吕君丽, 陈恩虎, 过慈明. 明清时期皖江流域人口的盈缩与土地的开发利用. 安徽农业大学学报: 社会科学版, 2018, **27**(3): 113-121.]
- [73] Chen EH. Polder land building in Chaohu Lake basin in Ming and Qing dynasties. *Agricultural History of China*, 2009, **28**(1): 55-64. [陈恩虎. 明清时期巢湖流域圩田兴修. 中国农史, 2009, **28**(1): 55-64.]
- [74] Wang FH, Zhang KG, Fang XQ *et al.* The spatial and temporal variation of cultivated land in the past 2000 years and its sustainable utilization strategies. *Geological Bulletin of China*, 2024, **43**(8): 1373-1383. [王发浩, 张凯歌, 方修琦等. 中国过去 2000 年耕地的时空变化及其可持续利用策略. 地质通报, 2024, **43**(8): 1373-1383.]
- [75] 赵赞. 苏皖地区土地利用及其驱动力机制(1500—1937)[学位论文]. 上海: 复旦大学, 2005.
- [76] 池州地区地方志编纂委员会. 池州地方志. 池州: 方志出版社, 1996.
- [77] 梁方仲. 中国历代户口、田地、田赋统计. 上海: 上海人民出版社, 1983.
- [78] Jin Y, Wang Y, Hu J *et al.* Pollution history of heavy metal, source analysis and its ecological risk recorded in Lake Shengjin. *Resources and Environment in the Yangtze Basin*, 2023, **32**(5): 1005-1017. [金院, 汪勇, 胡洁等. 升金湖重金属污染历史、来源解析及其生态风险评价. 长江流域资源与环境, 2023, **32**(5): 1005-1017.]

附表 I 升金湖 SJPC19-3 岩芯中长链正构烷烃相对丰度及相关参数
Attached Tab.I Relative abundance and related proxies of mid-chain and long-chain *n*-alkanes
in core SJPC19-3 from Lake Shengjin

样品	年龄 (A.D.)	深度/ cm	相对含量/%							<i>CPI</i>	<i>OEP</i>
			<i>n</i> -C ₂₃	<i>n</i> -C ₂₅	<i>n</i> -C ₂₇	<i>n</i> -C ₂₉	<i>n</i> -C ₃₁	<i>n</i> -C ₃₃	<i>n</i> -C ₃₅		
SJPC19-3-16	1990	10.5	2.05	6.42	10.13	19.47	22.84	16.93	6.79	5.54	4.76
SJPC19-3-20	1950	12.5	8.07	8.32	11.31	19.55	20.32	12.17	4.50	5.25	5.05
SJPC19-3-24	1911	14.5	4.52	5.71	9.99	21.07	24.16	15.47	5.26	6.09	5.29
SJPC19-3-28	1873	16.5	5.16	6.24	10.40	20.42	23.65	14.89	5.09	5.94	5.08
SJPC19-3-32	1836	18.5	6.13	6.27	9.66	19.03	23.62	15.13	5.42	5.66	4.78
SJPC19-3-36	1799	20.5	4.31	5.87	10.37	20.92	24.18	14.67	5.14	5.75	4.75
SJPC19-3-40	1763	22.5	15.86	9.98	8.78	15.21	15.98	10.37	4.32	4.76	4.38
SJPC19-3-44	1728	24.5	5.68	6.23	11.45	19.76	23.64	15.73	5.49	7.14	6.03
SJPC19-3-48	1694	26.5	9.01	7.85	11.65	18.75	19.61	13.17	5.33	5.76	5.35
SJPC19-3-52	1660	28.5	4.19	5.33	9.13	19.31	24.75	16.52	6.16	5.76	4.62
SJPC19-3-56	1619	31	4.63	6.39	10.39	19.29	24.30	14.45	5.14	5.38	4.15
SJPC19-3-58	1587	33	6.88	5.98	8.79	16.68	24.14	16.31	6.33	5.35	3.75
SJPC19-3-60	1556	35	30.93	9.54	4.79	7.90	8.84	5.86	3.01	2.68	2.27
SJPC19-3-62	1526	37	7.40	5.25	7.71	14.53	21.27	15.87	7.66	3.82	2.68
SJPC19-3-64	1496	39	3.53	4.49	8.90	17.45	23.84	15.70	6.97	4.21	2.88
SJPC19-3-66	1467	41	3.67	5.10	8.76	17.52	23.72	15.24	7.02	4.24	3.03
SJPC19-3-68	1439	43	3.25	3.58	5.98	13.78	25.46	20.51	9.18	4.44	2.69
SJPC19-3-70	1412	45	14.03	10.98	6.75	12.52	15.17	10.56	5.79	3.52	2.58
SJPC19-3-72	1386	47	5.08	4.13	7.62	15.49	23.82	16.66	7.09	3.94	2.67
SJPC19-3-74	1360	49	2.68	4.57	9.16	17.89	24.02	15.51	6.94	4.20	2.90
SJPC19-3-76	1335	51	3.37	4.58	9.25	17.06	23.18	15.78	7.08	4.08	3.07
SJPC19-3-78	1311	53	4.31	4.79	9.51	15.77	21.62	14.88	7.58	3.59	3.05
SJPC19-3-80	1287	55	11.15	8.73	10.20	14.77	16.05	10.18	5.51	3.36	2.98
SJPC19-3-82	1265	57	7.54	5.25	8.45	13.39	17.66	14.66	8.39	2.95	2.33
SJPC19-3-84	1243	59	3.25	4.36	9.69	16.29	21.26	14.82	7.05	3.28	2.50
SJPC19-3-86	1221	61	2.31	3.53	6.76	13.05	24.42	19.89	9.00	3.72	2.53
SJPC19-3-88	1201	63	5.62	4.55	7.32	13.44	19.91	17.17	9.66	3.40	2.31
SJPC19-3-90	1182	65	26.61	8.85	5.08	8.68	10.27	7.34	4.23	2.71	2.14
SJPC19-3-92	1163	67	6.21	5.90	9.13	13.24	19.14	15.13	8.40	3.33	2.64
SJPC19-3-94	1145	69	2.40	3.85	9.61	15.98	22.60	16.29	7.53	3.60	2.83
SJPC19-3-96	1127	71	2.42	3.70	7.48	15.34	23.91	17.97	7.64	3.62	2.58
SJPC19-3-98	1111	73	2.45	4.06	7.52	15.58	24.54	17.65	7.12	3.74	2.51
SJPC19-3-100	1095	75	22.90	8.31	5.84	9.45	13.77	10.18	4.88	2.94	2.23
SJPC19-3-102	1080	77	3.71	3.57	5.61	11.48	22.88	23.61	9.83	4.13	2.68
SJPC19-3-104	1066	79	1.83	2.86	5.88	13.01	24.37	21.72	8.66	3.57	2.16
SJPC19-3-106	1052	81	2.26	3.00	5.87	12.81	19.94	19.89	10.85	2.84	1.95
SJPC19-3-108	1040	83	3.74	2.99	5.84	12.94	20.44	19.27	10.03	2.90	2.04
SJPC19-3-110	1028	85	12.69	7.83	8.61	13.01	11.93	9.00	6.06	2.11	2.10
均值			7.15	5.76	8.40	15.57	20.93	15.19	6.79	4.19	3.27
最大值			30.93	10.98	11.65	21.07	25.46	20.51	9.18	7.14	6.03
最小值			2.05	3.58	4.79	7.90	8.84	5.86	3.01	2.11	1.95