

始新世 EECO 和 MECO 期间陆相湖泊系统碳源-汇 动态与碳通量约束：以东北地区依兰盆地为例^{*}

孟庆涛^{1,2} 康嘉楠^{1,2} 胡 菲^{1,2} 李陈向^{1,2} 胡新航^{1,2}

1 吉林大学地球科学学院, 吉林长春 130061

2 吉林省页岩与共生能源矿产重点实验室, 吉林长春 130061

摘 要 始新世是理解地球碳循环演变的关键时期, 中国东北地区在该时期经历了显著的大气 CO₂ 浓度波动 (454~1861 μmol/mol)。尽管这一现象凸显了该区域在碳循环研究中的重要价值, 但目前对陆相湖泊系统碳循环行为的认识仍较为有限, 相关研究多集中于更新世以来的现代湖泊, 对始新世等深时湖泊碳循环过程的系统性探讨仍显不足。本研究综合运用多项地球化学指标, 结合碳源-汇通量定量模型, 恢复了始新世依兰湖盆在早始新世气候最适宜期 (EECO) 与中始新世气候最适宜期 (MECO) 2 次热事件期间的有机碳埋藏量与碳排放量, 系统揭示了该湖盆的碳源-汇动态及其在区域碳循环中的作用。研究表明, 依兰湖盆在 EECO 时期表现出最高的生产力、有机碳埋藏速率以及化石碳氧化释放 CO₂ 通量。尽管热事件期间存在大量碳排放, 湖泊通过光合作用固定的净碳量 (EECO 期间达 241 650 Mt) 及最终埋藏的有机碳量 (EECO 期间约 4028 Mt) 显著高于化石碳氧化所产生的 CO₂ 排放量 (EECO 期间约 1448 Mt)。因此, 依兰湖盆在东北地区始新世热事件期间的碳循环中整体表现为“净碳汇”, 成为该时期区域气候调节的重要自然载体。

关键词 湖泊碳循环 始新世 碳源汇 有机碳埋藏 EECO MECO

第一作者简介 孟庆涛, 女, 1984 年生, 博士, 教授, 长期从事沉积学、石油地质学、非常规油气资源成矿 (藏) 理论与资源评价、中生代气候环境与碳循环等方面的研究。E-mail: mengqt@jlu.edu.cn。

通讯作者简介 康嘉楠, 女, 1999 年生, 博士研究生, 从事非常规油气资源、始新世气候环境与碳循环等方面的研究。E-mail: kangjn21@mails.jlu.edu.cn。

中图分类号: P532; P595 文献标志码: A

Carbon source-sink dynamics and carbon flux constraints in terrestrial lake systems during the EECO and MECO of the Eocene: a case study from Yilan Basin, Northeast China

MENG Qingtao^{1,2} KANG Jianan^{1,2} HU Fei^{1,2} LI Chenxiang^{1,2} HU Xinhang^{1,2}

1 College of Earth Sciences, Jilin University, Changchun 130061, China

2 Key Laboratory for Oil Shale and Coexisting Minerals of Jilin Province, Jilin University, Changchun 130061, China

Abstract The Eocene represents a critical interval for understanding the evolution of the global carbon cycle. During this period, Northeast China experienced significant fluctuations in atmospheric CO₂

谨以此文纪念冯增昭先生 100 周年诞辰。

^{*} 吉林省自然科学基金 (编号: 20230101081JC) 资助。[Financially supported by the Jilin Provincial Natural Science Foundation Project (No. 20230101081JC)]

收稿日期: 2025-12-09 改回日期: 2026-04-26

concentrations, ranging from 454 to 1861 $\mu\text{mol/mol}$. While these variations underscore the region's importance in carbon cycle research, current understanding of carbon cycling in terrestrial lake systems remains limited. Most studies have focused on modern lakes since the Pleistocene, leaving a notable gap in systematic research on carbon cycling in ancient lacustrine basins such as those of the Eocene. This study integrates multiple geochemical proxies with a quantitative carbon source-sink flux model to reconstruct organic carbon burial and carbon emissions in the Yilan paleo-lake basin during the Early Eocene Climatic Optimum (EECO) and the Middle Eocene Climatic Optimum (MECO) events. The findings reveal that the Yilan Basin exhibited peak primary productivity, organic carbon burial rates, and CO_2 emissions from fossil carbon oxidation during the EECO. Despite substantial carbon release during these events, the net carbon fixed via photosynthesis (reaching 241650 Mt during the EECO) and the resulting buried organic carbon (~ 4028 Mt during the EECO) significantly exceeded CO_2 emissions from fossil carbon oxidation (~ 1448 Mt during the EECO). Therefore, the Yilan Basin functioned as a net carbon sink in Northeast China during the EECO and MECO, serving as an important natural regulator of regional climate.

Key words lake carbon cycle, Eocene, carbon source-sink, organic carbon burial, EECO, MECO

About the first author MENG Qingtao, born in 1984, Ph. D., professor, engaged in sedimentology, petroleum geology, unconventional oil/gas reservoir formation theory & resource assessment, Meso-Cenozoic climate, environment, and carbon cycle research. E-mail: mengqt@jlu.edu.cn.

About the corresponding author KANG Jianan, born in 1999, Ph. D., engaged in unconventional hydrocarbon resources, Eocene climate and environment, and carbon cycle research. E-mail: kangjn21@mails.jlu.edu.cn.

0 引言

随着温室气体排放持续加剧全球变暖，全球碳循环过程已成为理解气候变化机制的核心研究议题（曲建升等，2003；IPCC，2014）。海洋碳循环和湖泊碳循环是全球碳循环的重要组成部分，与海洋相比，湖泊的碳源-汇强度更高（Keeling *et al.*, 1996）。湖泊碳循环调控着水生与陆生生态系统中有有机碳的迁移、转化及埋藏过程（McCullough *et al.*, 2018）。湖泊作为重要的碳汇系统，持续接收来自陆地生态系统的大量物质输入，成为陆源碳的关键储存场所。湖泊沉积物能够埋藏大量的有机碳，且具有分辨率高、沉积过程连续、对气候变化敏感等特点（王苏民和张振克，1999；Rioul *et al.*, 2001）。这些被永久封存于沉积物中的碳构成大气 CO_2 的净汇，是实现碳中和目标的关键途径（陈祚伶，2022）。全球湖泊沉积物每年埋藏的有机碳总量可达海洋埋藏量的一半（Cole *et al.*, 2007；Tranvik *et al.*, 2009），这种大规模的碳埋藏过程在调节区域气候、维持区域碳平衡和生态系统平衡方面发挥着至关重要的作用（杨琳，2020；段巍岩和黄昌，2021）。同时，湖泊也是活跃的碳

源，浮游植物在光合作用中吸收 CO_2 ，但同时通过呼吸作用和有机碳矿化过程向大气释放大量 CO_2 和 CH_4 （杨琳，2020）。因此，量化这些双重碳源/汇通量对于准确评估湖泊在区域碳循环中的作用至关重要。

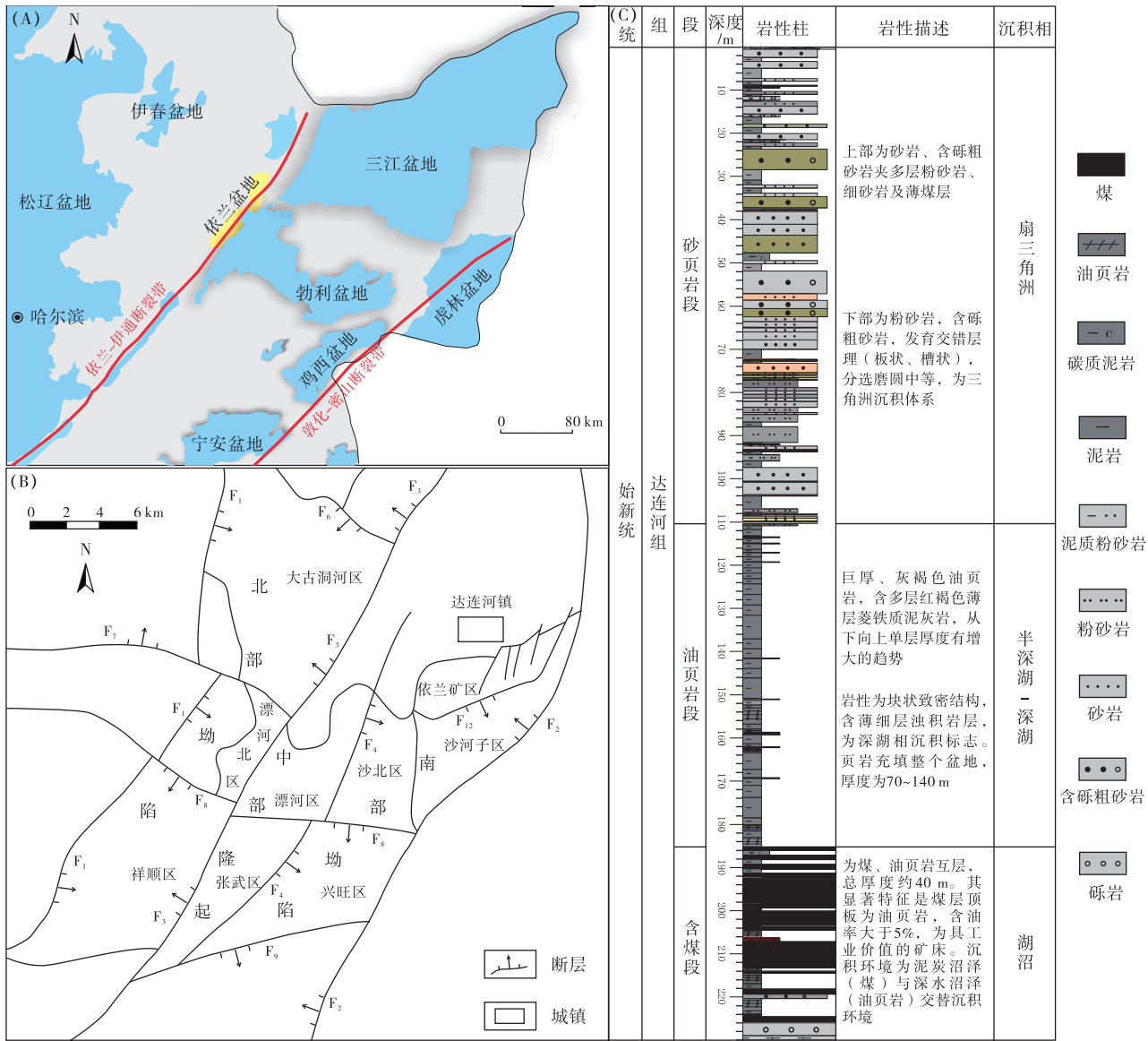
目前关于碳循环的研究主要集中在湿地和海洋生态系统，而湖泊碳循环的研究仍然局限于全新世以来的现代湖泊，缺乏对地质历史时期湖泊系统的相关报道（Holbourn *et al.*, 2015；Lindberg *et al.*, 2022）。依兰盆地作为典型的东北地区含煤—油页岩共生盆地，其内的达连河组完整记录了始新世的连续沉积序列（ $55.8 \pm 0.2 \sim 36$ Ma；万传彪等，2014），其中涵盖全球性变暖事件早始新世气候最适宜期（EECO）和中始新世气候最适宜期（MECO）以及晚始新世全球气候冷却等多个关键气候阶段的碳循环动态（Kang *et al.*, 2025），为研究湖泊碳埋藏、排放与气候变化的响应规律、揭示碳源-汇过程的潜在机制提供了宝贵的陆地沉积档案，对重建古湖泊碳循环动态和预测未来温暖气候背景下湖泊碳封存潜力具有重要科学价值。

1 区域地质概况

依兰盆地位于中亚造山带东段，是中国东北地区典型的新生代陆相断陷盆地(图 1-A) (邵济安，1991；张兴洲等，2006)。该盆地呈北东向展布，面积 365 km²，具有“两拗一隆”的构造格局(图 1-B)。依兰盆地沉积了始新统达连河组，为一套含煤、油页岩及碎屑岩的沉积建造，内含可采煤层 2~3 层。该组自下而上可划分为 3 个岩性段：含煤段、油页岩段和砂页岩段。含煤段形成于盆地演化早期的浅水阶段，发育湖沼相沉积，由煤层、油页岩、碳质泥岩和泥岩组成；油页岩段发育于湖

盆扩张期，以半深湖—深湖相厚层油页岩和泥岩为主，夹薄层粉细砂岩，厚度 70~140 m；砂页岩段代表盆地充填末期，发育扇三角洲相，以粗砂岩、含砾砂岩等粗碎屑沉积为特征(图 1-C；柳蓉等，2012)。

前人基于孢粉学、古地磁、裂变径迹、埋藏史恢复等多种方法将达连河组的年代限定在 55.8±0.2~36 Ma 之间 (刘牧灵，1990；万传彪等，2014；马丽，2017；李金国，2021)，跨越早始新世至晚始新世。李金国 (2021) 和 Zhang 等 (2025) 基于达连河组磁性地层年代格架对比，进



A—地理位置图；B—构造格架图 (孙煜，2015)；C—实测达连河组岩性柱状图 (达连河野外剖面)

图 1 依兰盆地区域地质图和达连河组岩性柱状图

Fig. 1 Regional geological map and stratigraphic column of the Dalianhe Formation in Yilan Basin

一步将达连河组含煤段划定为伊普里斯阶 (Ypresian)，油页岩段划定为卢泰特阶 (Lutetian)，砂页岩段划定为巴顿阶 (Bartonian) 和普利亚本阶 (Priabonian)。基于这一年代框架，Kang 等 (2025) 建立了达连河组的年龄-深度模型，并结合植物碳屑和有机碳同位素偏移情况确定了达连河组发生的始新世极热事件 ETM2、ETM3 以及气候最适宜期 EECO 和 MECO，其中，EECO 发生于含煤段沉积时期，MECO 发生于砂页岩段底部沉积时期，这 2 个暖期事件是本次湖泊碳循环研究中的重点。

2 样品和方法

2.1 孔隙度和沉积物干密度测试

从达连河矿区剖面采集覆盖 3 个岩性段的代表性岩石样品进行孔隙度测量，包括含煤段煤和油页岩、油页岩段泥岩、砂页岩段泥岩和粉砂岩 (图 2)。将样品制备为 $2.5\text{ cm} \times 5\text{ cm}$ 的柱样，在 $105\text{ }^{\circ}\text{C}$ 下烘干称重，视密度测试按照 GB/T 23561.3-2009 (中国煤炭工业协会，2009) 执行。通过 HDK-III 孔隙度测试仪进行孔隙度的测试。根据波义耳定律，利用氦气测得岩石的骨架体积 (GB/T 34533-2017；全国天然气标准化技术委员会 (SAC/TC 244)，2017)，通过岩石的总体积

(包括岩石的孔隙体积) 和骨架体积计算孔隙度。测试依据页岩氦气法孔隙度和脉冲衰减法渗透率的测定 (GB/T 34533-2017；全国天然气标准化技术委员会 (SAC/TC 244)，2017)。

2.2 有机碳含量测试

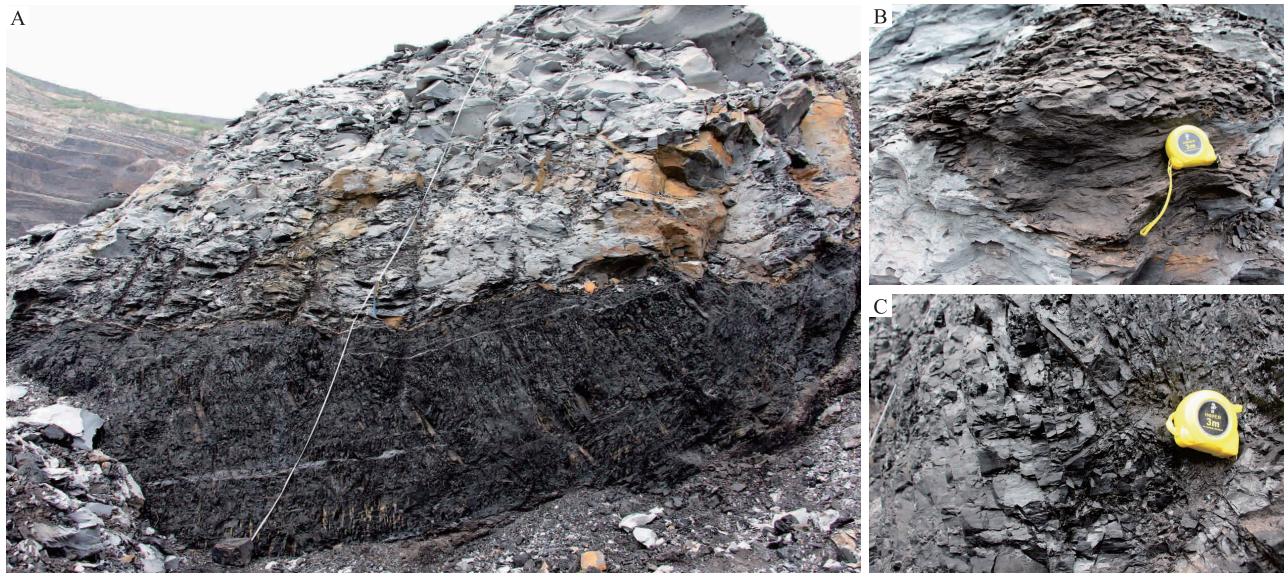
从依兰盆地达连河剖面采集 77 块煤、油页岩和泥岩样品，采样间隔约 1.5 m 。称取 70 mg 粉末样品至透水坩埚中，在水浴加热 $60\text{ }^{\circ}\text{C}$ 的前提下，使用 5% 稀盐酸对样品进行酸处理约 2 小时，直至样品不再起泡，完全去除其中的碳酸盐。随后用蒸馏水反复冲洗样品直至上层清液 pH 呈中性。随后将样品放入烘干箱，在 $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 下干燥 48 小时。使用 LECO CS-230 碳/硫分析仪在纯氧流及高温下快速燃烧，收集所产生的气体测试总有机碳 (TOC) 含量 (GB/T 19145-2022；全国石油天然气标准化技术委员会 (SAC/TC 355)，2022)。

2.3 恢复沉积速率

沉积速率恢复是本研究开展的基础前提，对建立达连河组年龄框架具有重要意义。本研究采用回剥法重建古地层厚度，首先，需进行埋藏过程中的压实校正 (Athy, 1930)：

$$\Phi = \varphi e^{-C_y} \quad (1)$$

式中， Φ (%) 和 φ (%) 分别代表现今和原始地层孔隙度； C (km^{-1}) 为压实系数 (煤、油页岩和



A—达连河剖面；B—油页岩；C—煤

图 2 依兰盆地达连河组野外剖面

Fig. 2 Field section of the Dalianhe Formation in Yilan Basin

泥岩的压实系数为 0.51 km^{-1} ，砂岩为 0.27 km^{-1} ；Sclater and Christie, 1980)； y (km) 为埋藏深度。基于 Athy (1930)、Sclater 和 Christie (1980) 以及刘建良等 (2016) 的回剥法，建立原始地层厚度与现今地层厚度的关系：

$$H_1 = H_g + H_o = H_g + \varphi \times H_1 \quad (2)$$

$$H_2 = H_g + H_z = H_g + \Phi \times H_2 \quad (3)$$

式中， H_1 (m) 和 H_2 (m) 分别为原始地层厚度和现今地层厚度； H_g (m) 和 H_o (m) 分别为原始沉积物的岩石骨架厚度（排除孔隙空间后的厚度，这一厚度不随沉积压实变化，可认为是守恒的）和孔隙厚度； H_z (m) 为任意埋藏深度 Z (m) 处的孔隙厚度。

由此可推导出原始地层厚度 (H_1)：

$$H_1 = (1 - \Phi)/(1 - \varphi) \times H_2 \quad (4)$$

沉积速率 (S ; cm/kyr) 可通过原始地层厚度 (H_1 ; cm) 和沉积持续时间 (T ; kyr) 计算得出：

$$S = H_1/T \quad (5)$$

2.4 恢复古湖泊生产力

古生产力是指古海洋生物在能量循环过程中固定能量的速率，通常以单位面积和单位时间内产生的有机质总量表示（董君社和万晓樵，1996）。在新生代陆相湖盆中，由陆地输入至湖泊的有机质占有显著比例，这一特征明显区别于海相沉积。因此，刘惠民等 (2003) 基于陆源有机质输入与湖泊生产力的内在联系，建立了适用于陆相湖盆的湖泊古生产力与总有机碳含量的定量相关模型：

$$R = 237.5297 \times \text{TOC} \times \rho \times (1 - \varphi) \times S^{0.3778} \quad (6)$$

式中， R 为古生产力 ($\text{g}/\text{m}^2 \cdot \text{a}$)；237.5297 为刘惠民等 (2003) 通过收集云南滇池、洱海和抚仙湖的有机碳聚集速率、有机碳含量、沉积速率、沉积物密度、孔隙度数据进行拟合得出的拟合系数； ρ 为岩石密度 (g/cm^3)。鉴于依兰盆地有机质为陆源和湖泊内源双重来源 (Meng *et al.*, 2023)，为限定水生生物量对总有机碳库的相对贡献，分别采用短链 ($nC_{15} + nC_{17} + nC_{19}$; %) 和长链正构烷烃 ($nC_{27} + nC_{29} + nC_{31}$; %) 代表水生和陆生生物，从而计算水生来源比例 ($r_{\text{lake}} = (nC_{15} + nC_{17} + nC_{19}) / (nC_{15} + nC_{17} + nC_{19} + nC_{27} + nC_{29} + nC_{31})$)。因此，通过以下公式量化湖泊生产力：

$$R = 237.5297 \times r_{\text{lake}} \times \text{TOC} \times \rho \times (1 - \varphi) \times S^{0.3778} \quad (7)$$

2.5 恢复湖泊净初级生产力

估算古湖泊生态系统中光合作用和呼吸作用的碳通量仍具有挑战性，因此，目前广泛采用净初级生产力 ($\text{NPP} = \text{总初级生产力} - \text{自养呼吸}$; $\text{g}/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$) 作为可靠代用指标 (Cao and Woodward, 1998; Pace and Lovett, 2013)。Large 和 Marshall (2015) 发现，在北纬 $40^\circ \sim 60^\circ$ 的全新世泥炭地中， NPP 约为有机碳堆积速率 ($C_{\text{accumulation}}$; $\text{g}/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$) 的 5 倍：

$$\text{NPP} = C_{\text{accumulation}} \times 5 \quad (8)$$

$$C_{\text{accumulation}} = \text{TOC} \times \rho \times S \times 12/100 \quad (9)$$

(Zhou *et al.*, 2007)

2.6 有机碳质量累积速率和有机碳埋藏通量计算

在古湖泊碳循环研究中，有机碳质量累积速率 (MAR ; $\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{kyr}$) 与有机碳埋藏通量 (BF_{OC} ; g/yr) 是定量评估湖泊碳埋藏能力与碳汇潜力的关键指标 (石学法等, 2024)。有机碳埋藏速率反映沉积物中有机碳的长期封存效率，本研究基于沉积速率 (S ; cm/kyr)、岩石密度 (ρ ; g/cm^3) 和总有机碳含量 (TOC ; %) 数据，采用以下公式计算有机碳质量累积速率 (或有机碳埋藏速率) 和有机碳埋藏通量以量化其碳封存潜力：

$$\text{MAR} = S \times \rho \times \text{TOC}/100 \quad (\text{Müller *et al.*, 2005;}$$

$$\text{Alin and Johnson, 2007; 张风菊等, 2018}) \quad (10)$$

$$\text{BF}_{\text{OC}} = \text{MAR} \times A \quad (\text{石学法等, 2024}) \quad (11)$$

式中， A (km^2) 代表盆地面积 ($A = 365 \text{ km}^2$; 王晓永, 2016)。

2.7 陆源化石碳氧化释放 CO_2

甾烷的 R 构型和 $\alpha\alpha$ 构型会逐渐向更稳定的 S 构型与 $\beta\beta$ 构型转化 (Peters and Moldowan, 1993)。因此，可利用热成熟度生物标志化合物 $\text{C}_{29} 20\text{S}/(20\text{S}+20\text{R})$ 和 $\text{C}_{29} \beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ 甾烷比值评估同生有机质与成岩有机质的相对贡献。达连河组含煤—油页岩系 $\text{C}_{29} 20\text{S}/(20\text{S}+20\text{R})$ 和 $\text{C}_{29} \beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ 甾烷比值分别介于 $0.08 \sim 0.32$ 和 $0.22 \sim 0.39$ (Meng *et al.*, 2023)。同生碳 ($X_{\text{background}}$) 定义为未成熟值 (研究区最小值)，其中 $\text{C}_{29} 20\text{S}/(20\text{S}+20\text{R}) = 0.08$, $\text{C}_{29} \beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta) = 0.22$ ；化石碳 (X_{fossil}) 用最高热成熟度平衡值 $\text{C}_{29} 20\text{S}/$

(20S+20R) = 0.52, $C_{29} \beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta) = 0.67$ 表示。实测值 (X_{mix}) 反映了这 2 个来源的混合 (Lyons *et al.*, 2019), 据此计算沉积物中来源于化石碳的有机质比例 (f_{fossil}):

$$X_{\text{mix}} = f_{\text{fossil}} \times X_{\text{fossil}} + (1 - f_{\text{fossil}}) \times X_{\text{background}} \quad (12)$$

2 种参数计算得出的化石碳占比 $f_{\text{fossil-1}}$ 和 $f_{\text{fossil-2}}$ 之间呈现较好的线性相关性 ($R^2 = 0.53$; 图 3), 最终的 f_{fossil} 值采用这 2 个结果的几何平均值, 即 $f_{\text{fossil}} = (f_{\text{fossil-1}} \times f_{\text{fossil-2}})^{1/2}$ 。

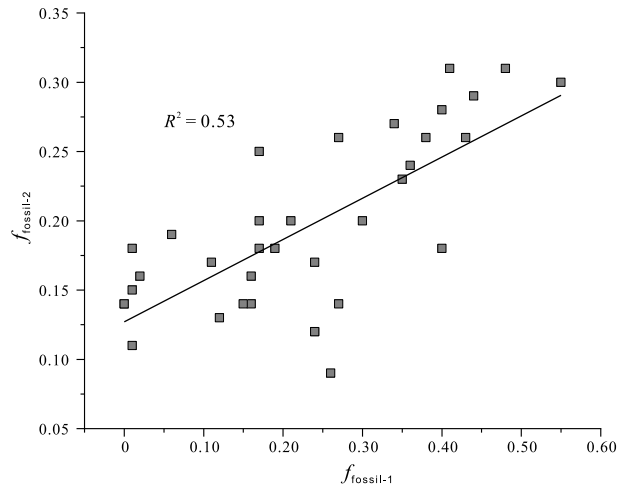


图 3 根据 $C_{29} 20S/(20S+20R)$ 和 $C_{29} \beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ 甾烷比值计算的 $f_{\text{fossil-1}}$ 和 $f_{\text{fossil-2}}$ 相关性图

Fig. 3 Correlation plot of $f_{\text{fossil-1}}$ and $f_{\text{fossil-2}}$ calculated from $C_{29} 20S/(20S+20R)$ and $C_{29} \beta\beta/(\alpha\alpha+\beta\beta)$ sterane ratios

进一步计算化石碳质量累积速率 (MAR_{fossil} ; $\text{g}/\text{cm}^2 \cdot \text{kyr}$):

$$MAR_{\text{fossil}} = S \times \rho \times f_{\text{fossil}} \times \text{TOC}/100 \quad (13)$$

化石碳氧化产生的 CO_2 通量 ($\text{CO}_2 \text{ release}$; Mt/kyr) 可表示为:

$$\text{CO}_2 \text{ release} = MAR_{\text{fossil}} \times r \times A/(1 - r) \quad (14)$$

式中, r 为化石碳再活化速率, 根据现代弱氧化活动边缘到强氧化带的观测结果, r 取值范围为 0.15~0.85, 本研究利用氧化还原敏感元素 V/Cr 来推算始新统达连河组化石碳平均再活化速率。 $V/\text{Cr} < 2$ 通常指示氧化环境; $2 < V/\text{Cr} < 4.25$ 指示中等还原环境; $V/\text{Cr} > 4.25$ 指示强还原环境 (Jones and Manning, 1994)。达连河组含煤—油页岩系 V/Cr 介于 0.76~6.21, 涵盖了强氧化到强还原的沉积环境 (Kang *et al.*, 2026), 因此, 将最小值 $V/\text{Cr} = 0.76$ 作为氧化边界, 对应 $r = 0.85$; 将最大

值 $V/\text{Cr} = 6.21$ 作为强还原边界, 对应 $r = 0.15$ 。据此估算的达连河组中等还原段 (150~220 m; Kang *et al.*, 2026) 和氧化段的值分别为 0.57 和 0.73。

3 结果

3.1 孔隙度和密度特征

达连河组含煤段煤 (200.08 m) 的实测孔隙度为 2.82%, 干密度为 $1.50 \text{ g}/\text{cm}^3$; 油页岩 (214.61 m) 孔隙度为 0.91%, 干密度为 $1.68 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。油页岩段泥岩孔隙度为 1.45% (164.75 m) 和 4.96% (153.08 m), 干密度为 $2.16 \text{ g}/\text{cm}^3$ 和 $2.12 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。砂页岩段泥岩 (94.09 m) 孔隙度为 9.42%, 干密度为 $2.32 \text{ g}/\text{cm}^3$; 砂岩 (69.68 m) 孔隙度为 15.18%, 干密度为 $2.23 \text{ g}/\text{cm}^3$ 。

3.2 沉积速率恢复

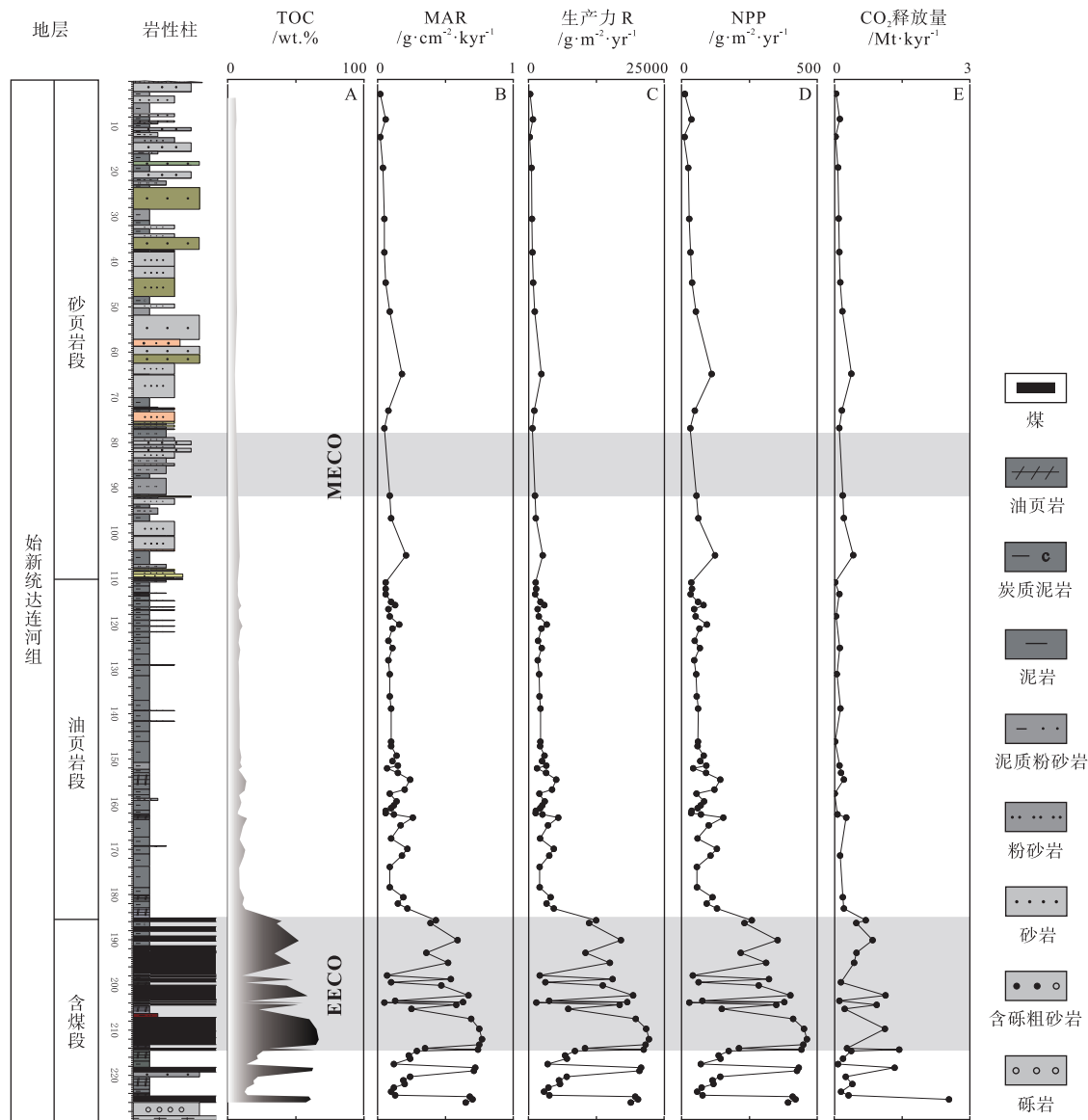
基于公式 (1~5) 恢复的地层厚度 (含煤段: 41.2 m, 油页岩段: 74.6 m, 砂页岩段: 110.6 m) 和沉积持续时间 (含煤段: 5.9 Ma, 油页岩段: 6.6 Ma, 砂页岩段: 5.2 Ma; Kang *et al.*, 2025), 计算得出含煤段的沉积速率为 $0.7 \text{ cm}/\text{kyr}$, 油页岩段的沉积速率为 $1.13 \text{ cm}/\text{kyr}$, 砂页岩段的沉积速率为 $2.13 \text{ cm}/\text{kyr}$ 。

3.3 有机碳含量

达连河组含煤段有机质丰度最高, TOC 介于 4.08 wt.%~73.3 wt.%, 平均 39.44 wt.%; 油页岩段次之, TOC 介于 2.3 wt.%~10.6 wt.%, 平均 5.06 wt.% (Meng *et al.*, 2023); 砂页岩段有机质丰度最低, TOC 介于 0.32 wt.%~4.34 wt.%, 平均 1.68 wt.% (图 4)。

3.4 湖泊生产力和净初级生产力重建

应用公式 (7) 对湖泊内源生产力进行定量重建, 结果显示不同地层单元的生产力存在显著波动。含煤段 EECO 期间 (Kang *et al.*, 2025) 生产力最高, 介于 $281 \sim 3543 \text{ g}/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$, 平均 $2058 \text{ g}/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$; 油页岩段生产力中等, 为 $236 \sim 1089 \text{ g}/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$, 平均 $520 \text{ g}/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$, 对应富营养湖泊; 砂页岩段生产力最低, 为 $38 \sim 515 \text{ g}/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$, 平均为 $200 \text{ g}/\text{m}^2 \cdot \text{yr}$, 对应贫营养湖泊 (Kelts, 1988)。



A—有机碳含量 (TOC); B—有机碳质量累积速率; C—湖泊生产力; D—净光合作用产生的初级生产力 (NPP);
E—陆源化石碳氧化释放 CO_2 通量

图 4 依兰盆地达连河组参数柱状图

Fig. 4 Parameter columnar diagram of the Dalianhe Formation in Yilan Basin

通过公式 (8~9) 计算湖泊净光合作用产生的初级生产力 (NPP), 含煤段 NPP 介于 $28.66 \sim 461.95 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yr}$, 平均 $252.27 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yr}$; 油页岩段 NPP 介于 $33.29 \sim 153.77 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yr}$, 平均 $73.45 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yr}$; 砂页岩段 NPP 介于 $9.01 \sim 123.39 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yr}$, 平均 $47.7 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yr}$ (图 4)。

3.5 有机碳质量累积速率重建

达连河组含煤段沉积于温暖湿润的 EECO 时期, 在这一时期高温、高降水、高湖泊蒸发量的气

候背景下, 叠加缓慢稳定的构造沉降, 依兰盆地形成了广泛的湖泊沼泽环境 (柳蓉等, 2012)。在区域基准面相对较低时, 盆地以浅湖为主, 沿湖泊边缘和河道发育着大片沼泽。随后, 这些浅水湖泊的淤积引发了大面积沼泽化, 为泥炭堆积和煤的形成创造了最佳条件。湖沼期频繁的湖泛导致湖平面和潜水面发生变化, 最终形成了煤和油页岩互层的沉积序列。在油页岩段沉积时期, 持续稳定的高降水伴随湖盆沉降使潜水面上升, 盆地转化为半深湖—深湖环境, 为油页岩发育提供了适宜条件。煤和油

页岩的发育,表明始新世时期依兰盆地埋藏了大量的有机碳。基于公式(10)恢复达连河组有机碳质量累积速率(MAR)。结果显示,达连河组整体 MAR 介于 $0.02 \sim 0.77 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$,其中,含煤段具有较高的 MAR,为 $0.05 \sim 0.77 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$,平均 $0.42 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$;油页岩段 MAR 为 $0.06 \sim 0.26 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$,平均 $0.12 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$;砂页岩段 MAR 最低,为 $0.02 \sim 0.21 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$,平均 $0.08 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$ (图 4)。

3.6 陆源化石碳氧化释放 CO_2 通量计算

通过公式(12—14)计算陆源有机质在搬运过程中化石碳氧化产生的 CO_2 通量。含煤段为 $0.08 \sim 2.54 \text{ Mt/kyr}$,平均 0.64 Mt/kyr ;油页岩段为 $0.01 \sim 0.26 \text{ Mt/kyr}$,平均 0.12 Mt/kyr ;砂页岩段为 $0.03 \sim 0.42 \text{ Mt/kyr}$,平均 0.16 Mt/kyr (图 4)。

4 讨论

4.1 始新世湖泊碳源释放及其对温室气候的贡献

始新世期间,大量轻碳以 CO_2 形式释放至大气中,导致全球大气 CO_2 浓度显著上升。东北地区该时期的大气 CO_2 水平在 $454 \sim 1861 \mu\text{mol/mol}$ 之间,背景值为 $742 \pm 33 \mu\text{mol/mol}$ (Kang *et al.*, 2025)。始新世发生了多次全球性热事件,本研究重点探讨发生于达连河组含煤段沉积时期的 EECO 和发生于砂页岩段底部的 MECO 期间的湖泊碳循环扰动。在 EECO 和 MECO 期间,大气 CO_2 浓度明显升高,EECO 期间达到平均 $1397 \pm 244 \mu\text{mol/mol}$,MECO 期间平均为 $1372 \pm 271 \mu\text{mol/mol}$ 。众多学者强调了成岩有机碳(化石碳)的氧化对大气碳的贡献。Lyons 等(2019)认为,当沉积岩遭受剥露、侵蚀和搬运时,沉积物中化石碳(fossil C)的氧化和风化过程是 CO_2 排放的重要来源,约 $15\% \sim 85\%$ 的再活化化石碳在搬运过程中被氧化为 CO_2 并释放到大气中,剩余部分最终与内源有机质一起被封存于湖泊系统内。在 $10 \sim 100 \text{ kyr}$ 尺度上,全球变暖事件可通过增强富有机质沉积岩的风化、氧化作用,释放数千 Pg 的碳(Lyons *et al.*, 2019)。Bouchez 等(2010)认为河流搬运过程中成岩有机碳的氧化是长期大气 CO_2

收支的重要通量。硅酸盐风化消耗 CO_2 与有机碳封存共同构成了控制大气 CO_2 的主要过程(Wallmann, 2001; Berner, 2004),而成岩有机碳的氧化可能会抵消硅酸盐风化消耗 CO_2 的通量,并指出随着大气 CO_2 浓度升高,全球气温上升可能会加剧大型河流洪泛区中成岩有机碳的氧化,并增加相关 CO_2 的释放(Bouchez *et al.*, 2010)。陆源有机质输入中包含重要比例的化石碳,其氧化是湖泊碳循环中一个不可忽视的 CO_2 来源。

依兰盆地是一个接收大量陆源有机质的湖泊,这些陆源来源的有机质主要包括两部分:一是同期的陆生植被碎片、土壤等这些“新鲜的碳”,其氧化释放的 CO_2 是同期生物圈内部的周转,对大气 CO_2 的地质收支无影响,不构成地质尺度上的净碳源(Bouchez *et al.*, 2010);二是再活化的“化石碳”,这类化石碳是早期埋藏成岩后又发生剥露、侵蚀后重新参与碳循环的碳,研究区热成熟度生物标志化合物的变化可证实这类碳的存在。其氧化是湖泊碳循环中一个不可忽视的 CO_2 来源。始新世温暖多雨的气候非常有利于这些古老地层的风化和侵蚀。因此,化石碳氧化是研究中需要考虑的,能够影响全球碳循环的关键碳源。

结合公式(12—14)计算得出依兰湖盆在 EECO 期间因化石碳氧化释放的 CO_2 通量约为 0.60 Mt/kyr ,累计排放量约 1448 Mt CO_2 ;MECO 期间化石碳氧化释放的 CO_2 通量为 0.19 Mt/kyr , CO_2 累计排放量约 93 Mt 。始新世热事件期间的高 CO_2 浓度背景,会显著促进全球已埋藏化石碳的氧化风化过程,而陆相湖泊中化石碳的氧化释放,又会反过来加剧该时期的温室效应,形成一个正反馈循环机制。

4.2 湖泊碳汇机制及其温暖时期的强化效应

沉积物中永久埋藏的有机碳对调节大气 CO_2 浓度发挥着至关重要的作用(Jiao *et al.*, 2010)。不同湖泊的有机碳埋藏速率存在显著差异,主要受湖泊自身属性及外部环境因素(气候条件、初级生产力、有机质保存条件与降解程度等)共同控制(Zhang *et al.*, 2017; Yu *et al.*, 2023)。气候参数(温度、降水和大气 CO_2 浓度)通过调控水体分层、营养盐有效性、氧化还原状态及盐度等湖泊环境要素,进而影响水生生物群落(包括藻类、

细菌和大型水生植物) 的组成、生产力水平及其代谢活性。具体表现为: 暖湿气候促进流域化学风化与营养盐输入, 升高的 CO_2 浓度通过“施肥效应”直接刺激藻类光合作用, 提升湖泊生产力; 而增强的水文循环则加大了陆源有机质的搬运通量; 微生物降解过程则是控制净碳埋藏效率的最终环节。这些生物与环境响应共同决定了有机质的丰富度和质量及其保存潜力, 尤其在 EECO、MECO 等温暖时期, 升高的温度和大气 CO_2 浓度协同加剧了湖泊水体富营养化和盐度上升, 促进了菌藻类的繁盛, 同时也增加了陆源有机质的输入。这些变化为湖泊中有机碳的大规模埋藏提供了更为充足的物质基础, 进一步强化了湖泊作为碳汇的功能。

依兰盆地 EECO 时期的有机碳埋藏速率显著升高, MAR 达到 $0.05 \sim 0.77 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$, 平均 $0.46 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$, 相比于 pre-EECO 阶段提高了约 $0.08 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$ 。EECO 结束后, MAR 又恢复至较低水平, 平均约 $0.12 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$ 。在 EECO 期间高有机碳埋藏速率背景下, 依兰湖盆的年均有机碳埋藏通量约为 $16.78 \times 10^8 \text{ g/yr}$, 累计有机碳埋藏量约 4028 Mt, 表明陆相湖泊在始新世气候调节中发挥了不可忽视的作用, 通过强化有机碳埋藏参与了热事件后的降温过程, 构成全球“去碳机制”的区域响应环节。相比之下, MECO 期间 MAR 约 $0.09 \text{ g/cm}^2 \cdot \text{kyr}$, 年均有机碳埋藏通量为 $3.34 \times$

10^8 g/yr , 累计埋藏量约 167 Mt, 其碳汇强度明显低于 EECO 时期。

4.3 湖泊碳源-汇过程

湖泊碳循环涵盖 2 个关键路径: 一是长期碳通量, 通过富有机质沉积物的永久埋藏实现长期碳封存, 使碳脱离活跃的碳循环体系, 但同时, 已埋藏化石碳的氧化风化也会在长时间尺度上额外增加地质历史时期的碳排放, 构成潜在的碳源。二是短期活性碳通量, 涉及异源和内源颗粒有机碳的再矿化过程, 这些碳或以溶解有机碳 (DOC) 形式输出, 或经生物地球化学过程重新释放至大气中 (Jiao *et al.*, 2010)。短期碳源主要包括水生生物呼吸作用释放的 CO_2 , 以及有机碳氧化过程产生的 CO_2 ; 进入湖泊的碳则主要包括浮游植物光合作用固定的碳、陆源有机碳输入、凋落物贡献及大气沉降等 (McCullough *et al.*, 2018) (图 5)。有机碳输出与埋藏之间的净平衡决定了湖泊系统的碳源汇角色, 本研究将依兰古湖泊视为核心碳库, 通过量化长期地质尺度上永久埋藏 (即脱离碳循环) 的碳和从湖泊中输出的碳通量, 评估这一始新世陆相湖泊在全球碳循环中的角色—是净碳源还是净碳汇。根据公式 (8~9) 估算的 EECO 和 MECO 期间的净初级生产力 (NPP) 分别约为 $276 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yr}$ 和 $55 \text{ g/m}^2 \cdot \text{yr}$, 对应的净光合碳固定量分别为 241650 Mt 和 7965 Mt。结合前文所得的 EECO 和

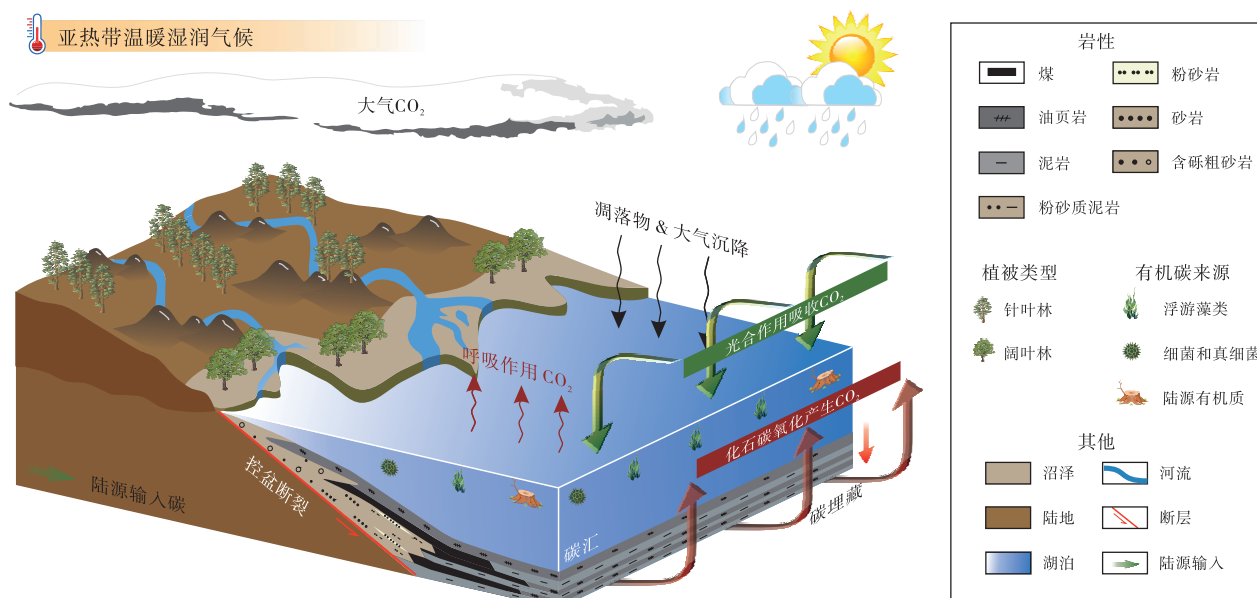


图 5 始新世依兰湖盆碳循环模式

Fig. 5 Carbon cycling model of Yilan lake basin in the Eocene

MECO 期间湖泊有机碳埋藏量分别为 ~ 4028 Mt 和 ~ 167 Mt, 表明大气碳经光合作用固定后, 其中仅一小部分最终被埋藏到沉积物中, EECO 和 MECO 期间有机碳埋藏占净光合固定碳的比例分别为 1.67% 和 2.10%。在湖泊碳排放方面, EECO 和 MECO 期间陆源有机质搬运过程中化石碳氧化产生的 CO_2 释放量分别为 1448 Mt 和 93 Mt, 均低于同期有机碳埋藏量。据此可以确定, 热事件期间依兰湖盆的湖泊埋藏通量 (碳汇) 持续高于排放通量 (碳源), 表明该盆地在始新世暖期 EECO 和 MECO 期间的区域碳循环中扮演了重要的碳汇角色, 净碳埋藏量约 2579 Mt 和 73 Mt。

5 结论与展望

本研究综合多项地球化学指标与碳通量定量模型, 揭示了中国东北地区始新世依兰湖盆在 EECO 和 MECO 期间的碳循环行为与角色。结果表明, 湖盆初级生产力、有机碳埋藏速率及陆源化石碳氧化通量在不同地层单元中具有显著差异: 含煤段对应 EECO 时期, 表现出最高的生产力、有机碳埋藏速率以及化石碳氧化释放 CO_2 通量; 油页岩段与砂页岩段分别对应中、低生产力与埋藏强度阶段。尽管热事件期间陆源化石碳氧化释放大量 CO_2 (如 EECO 期间约 1448 Mt), 但湖泊通过光合作用固定的净碳量 (EECO 期间高达 241 650 Mt) 及最终埋藏的有机碳量 (EECO 期间约 4028 Mt) 均显著高于同期排放通量, 有机碳埋藏占净光合固定碳的比例分别为 1.67% (EECO) 和 2.10% (MECO)。因此, 依兰湖盆在始新世热事件中扮演了净碳汇的关键角色。

总体来看, 地质历史时期的陆相湖泊系统的碳循环研究程度还相对较弱, 受海陆分布变迁、陆地生态系统演化及区域水文气候条件的影响, 湖泊碳循环的地质记录存在显著差异。在未来的研究中, 可进一步整合氧、氮同位素等多维度古气候、古生产力代用指标, 构建更高精度的陆相湖泊碳循环数值模型, 并通过开展跨盆地对比研究, 系统揭示不同构造-气候背景下湖泊碳循环的共性特征与区域差异。同时应加强碳源-汇过程动态耦合机制解析, 重点厘清热事件期间湖泊生产力提升、有机质埋藏与化石碳氧化之间的反馈关系; 最终通过地质历史与现代过程的有机结合, 深化对全球变暖背景

下湖泊碳汇功能演变规律的认识, 为预测未来碳循环变化提供可靠的地质参考。

参考文献 (References)

- 陈祚伶. 2022. 古新世—始新世极热事件碳循环研究进展. 科学通报, 67(15): 1704–1714. [Chen Z L. 2022. Carbon-cycle dynamics during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. Chinese Science Bulletin, 67(15): 1704–1714]
- 董君社, 万晓樵. 1996. 珠江口盆地晚第三纪古生产力的初步研究. 见: 南海珠江口盆地第三纪微体古生物及古海洋学研究. 湖北武汉: 中国地质大学出版社, 129. [Dong J S, Wan X Q. 1996. A preliminary study on the Late Tertiary palaeoproductivity in the Pearl River Mouth Basin. In: Studies on Tertiary Micropalaeontology and Palaeoceanography of the Pearl River Mouth Basin, South China Sea. Hubei Wuhan: China University of Geosciences Press, 129]
- 段巍岩, 黄昌. 2021. 河流湖泊碳循环研究进展. 中国环境科学, 41(8): 3792–3807. [Duan W Y, Huang C. 2021. Research progress on the carbon cycle of rivers and lakes. China Environmental Science, 41(8): 3792–3807]
- 李金国. 2021. 依兰盆地始新统达连河组古地磁研究及其地质意义. 吉林大学硕士学位论文. [Li J G. 2021. Paleomagnetic Study of Eocene Dalianhe Formation in Yilan Basin and its geological significance. Masteral dissertation of Jilin University]
- 刘惠民, 李守军, 郑德顺, 李学艳. 2003. 东营凹陷沙三段沉积期湖泊古生产力研究. 石油勘探与开发, 30(3): 65–67. [Liu H M, Li S J, Zheng D S, Li X Y. 2003. Lacustrine palaeoproductivity in the third member of the Shahejie formation in Dongying Sag. Petroleum Exploration and Development, 30(3): 65–67]
- 刘建良, 刘可禹, 黄秀. 2016. 鄂尔多斯盆地中部二叠系山西组和下石盒子组构造沉降定量恢复及沉积响应. 沉积与特提斯地质, 36(4): 60–70. [Liu J L, Liu K Y, Huang X. 2016. Tectonic subsidence reconstruction and sedimentary responses of the Permian Shanxi and Lower Shihezi Formation in central Ordos Basin. Sedimentary Geology and Tethyan Geology, 36(4): 60–70]
- 刘牧灵. 1990. 东北地区晚白至世—第三纪孢粉组合序列. 地层学杂志, 14(4): 277–285. [Liu M L. 1990. Sequence of Late Cretaceous-Tertiary sporulation assemblages in Northeast China. Journal of Stratigraphy, 14(4): 277–285]
- 柳蓉, 刘招君, 柳世友, 刘冬青, 李宝毅, 杨小红, 徐银波. 2012. 依兰盆地煤与油页岩赋存特征及成矿规律研究. 煤炭学报, 37(5): 776–781. [Liu R, Liu Z J, Liu S Y, Liu D Q, Li B Y, Yang X H, Xu Y B. 2012. Coal and oil shale occurrence characteristic and metallogenic regularity in Yilan Basin. Journal of China Coal Society, 37(5): 776–781]
- 马丽. 2017. 依兰第三煤矿煤的生烃热演化实验研究. 中国矿业大学硕士学位论文. [Ma L. 2017. Experimental study on thermal evolution of hydrocarbon generation of the coal in the middle coal seam on Dalian river group at Yilan No. 3 coal mine. Masteral dissertation of China University of Mining and Technology]
- 曲建升, 孙成权, 张志强, 高峰. 2003. 全球变化科学中的碳循环研究进展与趋向. 地球科学进展, 18(6): 980–987. [Qu J S, Sun C

- Q, Zhang Z Q, Gao F. 2003. Trends and advances of the global change studies on carbon cycle. *Advance in Earth Sciences*, 18(6): 980–987]
- 全国石油天然气标准化技术委员会(SAC/TC 355). 2022. 沉积岩中总有机碳测定: GB/T 19145–2022. 北京: 中国标准出版社. [National Technical Committee for Natural Gas Standardization (SAC/TC 355). 2022. Determination for total organic carbon in sedimentary rock: GB/T 19145–2022. Beijing: China Quality Standards Publishing Media Co., Ltd.]
- 全国天然气标准化技术委员会(SAC/TC 244). 2017. 页岩氦气孔隙度和脉冲衰减法渗透率的测定: GB/T 34533–2017. 北京: 中国标准出版社. [National Technical Committee for Natural Gas Standardization (SAC/TC 244). 2017. Measurement of helium porosity and pulse decay permeability of shale: GB/T 34533–2017. Beijing: China Quality Standards Publishing Media Co., Ltd.]
- 邵济安. 1991. 中朝板块北缘中段地壳演化. 北京: 北京大学出版社, 138. [Shao J A. 1991. Crustal Evolution of The Middle Part of The Northern Margin of The Sino-Korean Plate. Beijing: Peking University Press, 138]
- 石学法, 吴斌, 乔淑卿, 姚政权, 胡利民, 白亚之, 胡珊, 盛洁, 刘焱光, 刘升发, 王昆山, 邹建军. 2024. 中国东部近海沉积有机碳的分布、埋藏及碳汇效应. *中国科学(地球科学)*, 54(10): 3113–3133. [Shi X F, Wu B, Qiao S Q, Yao Z Q, Hu L M, Bai Y Z, Hu S, Sheng J, Liu Y G, Liu S F, Wang K S, Zou J J. 2024. Distribution, burial and carbon sink effects of sedimentary organic carbon in the eastern China seas. *Scientia Sinica (Terrae)*, 54(10): 3113–3133]
- 孙煜. 2015. 依兰矿区煤层气成藏特征及评价. 成都理工大学硕士学位论文. [Sun Y. 2015. The characteristics of the coalbed methane accumulation and evaluation in Yilan mining area. Masteral dissertation of Chengdu University of Technology]
- 万传彪, 薛云飞, 金玉东, 张昕, 张世祥. 2014. 依舒地堑中、新生代地层划分对比研究新进展. *大庆石油地质与开发*, 33(5): 179–185. [Wan C B, Xue Y F, Jin Y D, Zhang X, Zhang S X. 2014. New progresses of Mesozoic and Cenozoic stratigraphic division and correlation studies for Yishu Graben. *Petroleum Geology & Oilfield Development in Daqing*, 33(5): 179–185]
- 王苏民, 张振克. 1999. 中国湖泊沉积与环境演变研究的新进展. *科学通报*, 44(6): 579–587. [Wang S M, Zhang Z K. 1999. New progress of lake sediments and environmental changes research in China. *Chinese Science Bulletin*, 44(6): 579–587]
- 王晓永. 2016. 依兰盆地达连河组含煤地层沉积聚煤特征分析. *中国新技术新产品*, (7): 120. [Wang X Y. 2016. Analysis of sedimentary coal accumulation characteristics in the Dalianhe Formation of the Yilan Basin. *New Technology & New Products of China*, (7): 120]
- 杨琳. 2020. 湖泊水体碳循环研究进展综述. *中国资源综合利用*, 38(7): 122–124. [Yang L. 2020. Review on the research progress of carbon cycle in lake water. *China Resources Comprehensive Utilization*, 38(7): 122–124]
- 张风菊, 薛滨, 姚书春. 2018. 大暖期中国湖泊沉积物有机碳储量的初步估算研究. *第四纪研究*, 38(4): 887–899. [Zhang F J, Xue B, Yao S C. 2018. The organic carbon storage in Chinese lake sediments during the Holocene megathermal. *Quaternary Sciences*, 38(4): 887–899]
- 张兴洲, 杨宝俊, 吴福元, 刘国兴. 2006. 中国兴蒙—吉黑地区岩石圈结构基本特征. *中国地质*, 33(4): 816–823. [Zhang X Z, Yang B J, Wu F Y, Liu G X. 2006. The lithosphere structure in the Hinggan-Jihei (Hinggan-Mongolia-Jilin-Heilongjiang) region, northeastern China. *Geology in China*, 33(4): 816–823]
- 中国煤炭工业协会. 2009. 煤和岩石物理力学性质测定方法—第3部分: 煤和岩石块体密度测定方法: GB/T 23561.3–2009. 北京: 中国标准出版社. [China National Coal Association. 2009. Methods for determining the physical and mechanical properties of coal and rock—Part 3: Methods for determining the block density of coal and rock: GB/T 23561.3–2009. Beijing: China Quality Standards Publishing Media Co., Ltd.]
- Alin S R, Johnson T C. 2007. Carbon cycling in large lakes of the world: a synthesis of production, burial, and lake-atmosphere exchange estimates. *Global Biogeochemical Cycles*, 21(3): 1–12.
- Athy L F. 1930. Density, porosity, and compaction of sedimentary rocks. *AAPG Bulletin*, 14(1): 1–24.
- Berner R A. 2004. *The Phanerozoic Carbon Cycle*. Oxford: Oxford University Press, 150.
- Bouchez J, Beyssac O, Galy V, Gaillardet J, France-Lanord C, Maurice L, Moreira-Turcq P. 2010. Oxidation of petrogenic organic carbon in the Amazon floodplain as a source of atmospheric CO₂. *Geology*, 38(3): 255–258.
- Cao M K, Woodward F I. 1998. Net primary and ecosystem production and carbon stocks of terrestrial ecosystems and their responses to climate change. *Global Change Biology*, 4(2): 185–198.
- Cole J J, Prairie Y T, Caraco N F, McDowell W H, Tranvik L J, Striegl R G, Duarte C M, Kortelainen P, Downing J A, Middelburg J J, Melack J. 2007. Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget. *Ecosystems*, 10(1): 172–185.
- Holbourn A, Kuhnt W, Kochhann K G D, Andersen N, Sebastian Meier K J. 2015. Global perturbation of the carbon cycle at the onset of the Miocene Climatic Optimum. *Geology*, 43(2): 123–126.
- IPCC. 2014. Summary for policymakers. In: *Intergovernmental Panel on Climate Change (ed). Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects*. Cambridge: Cambridge University Press, 1–32.
- Jiao N Z, Herndl G J, Hansell D A, Benner R, Kattner G, Wilhelm S W, Kirchman D L, Weinbauer M G, Luo T W, Chen F, Azam F. 2010. Microbial production of recalcitrant dissolved organic matter: long-term carbon storage in the global ocean. *Nature Reviews Microbiology*, 8(8): 593–599.
- Jones B, Manning D A C. 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox conditions in ancient mudstones. *Chemical Geology*, 111(1–4): 111–129.
- Kang J N, Meng Q T, Hu F, Li C X, Zhang P L, Wang Y N, Ma L, Li B Y. 2025. Exploring the feedbacks of vegetation and carbon cycle processes to climate changes under thermal events in Northeast China by

- reconstructing Eocene climate and atmospheric CO₂ levels. *Global and Planetary Change*, 254: 105009.
- Kang J N, Meng Q T, Hu F, Li J G, Zeng W R. 2026. Divergent mechanisms of organic matter enrichment in contrasting members: a case study of coal-bearing and oil shale successions. *Sedimentology*, 73(1): 267–292.
- Keeling R F, Piper S C, Heimann M. 1996. Global and hemispheric CO₂ sinks deduced from changes in atmospheric O₂ concentration. *Nature*, 381(6579): 218–221.
- Kelts K. 1988. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks: an introduction. Geological Society, London, Special Publications, 40: 3–26.
- Large D J, Marshall C. 2015. Use of carbon accumulation rates to estimate the duration of coal seams and the influence of atmospheric dust deposition on coal composition. Geological Society, London, Special Publications, 404(1): 303–315.
- Lindberg K, Thomas E K, Rosenheim B E, Sepulveda J, Miller G, Anonymous. 2022. Holocene terrestrial and lacustrine carbon cycling history of northeastern Baffin Island, Arctic Canada. Abstracts with Programs-Geological Society of America, 54(5).
- Lyons S L, Baczynski A A, Babila T L, Bralower T J, Hajek E A, Kump L R, Polites E G, Self-Trail J M, Trampush S M, Vornlocher J R, Zachos J C, Freeman K H. 2019. Palaeocene-Eocene Thermal Maximum prolonged by fossil carbon oxidation. *Nature Geoscience*, 12(1): 54–60.
- McCullough I M, Dugan H A, Farrell K J, Morales-Williams A M, Ouyang Z T, Roberts D, Scordo F, Bartlett S L, Burke S M, Doubek J P, Krivak-Tetley F E, Skaff N K, Summers J C, Weathers K C, Hanson P C. 2018. Dynamic modeling of organic carbon fates in lake ecosystems. *Ecological Modelling*, 386: 71–82.
- Meng Q T, Kang J N, Zeng W R, Hu F, Liu Z J, Zhang P L, Li J G, Li L. 2023. The environmental transformation mechanism of the coal-and oil shale-bearing interval in the Eocene Dalianhe Formation, Yilan Basin, Northeast China. *Sedimentary Geology*, 456: 106511.
- Müller B, Maerki M, Schmid M, Vologina E G, Wehrli B, Wüest A, Sturm M. 2005. Internal carbon and nutrient cycling in Lake Baikal: sedimentation, upwelling, and early diagenesis. *Global and Planetary Change*, 46: 101–124.
- Pace M L, Lovett G. 2013. Primary production: the foundation of ecosystems. In: Weathers K, Strayer D, Likens G (eds). *Fundamentals of Ecosystem Science*. San Diego: Academic Press, 312.
- Peters K E, Moldowan J M. 1993. The biomarker guide: interpreting molecular fossils in petroleum and ancient sediments. Prentice Hall Inc, New Jersey Press.
- Rioual P, Andrieu-Ponel V, Rietti-Shati M, Battarbee R W, de Beaulieu J L, Cheddadi R, Reille M, Svobodova H, Shemesh A. 2001. High-resolution record of climate stability in France during the last interglacial period. *Nature*, 413(6853): 293–296.
- Sclater J G, Christie P A F. 1980. Continental stretching: an explanation of the Post-Mid-Cretaceous subsidence of the central North Sea Basin. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B7): 3711–3739.
- Tranvik L J, Downing J A, Cotner J B, Loiselle S A, Striegl R G, Ballatore T J, Dillon P, Finlay K, Fortino K, Knoll L B, Kortelainen P L, Kutscher T, Larsen S, Laurion I, Leech D M, McCallister S L, McKnight D M, Melack J M, Overholt E, Porter J A, Prairie Y, Renwick W H, Roland F, Sherman B S, Schindler D W, Sobek S, Tremblay A, Vanni M J, Verschoor A M, von Wachenfeldt E, Weyhenmeyer G A. 2009. Lakes and reservoirs as regulators of carbon cycling and climate. *Limnology and Oceanography*, 54(6): 2298–2314.
- Wallmann K. 2001. Controls on the Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, atmospheric CO₂ and climate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65(18): 3005–3025.
- Yu L J, Cheng Y, Wang B, Shi P H, Duan K Q, Dong Z B. 2023. Climate and vegetation codetermine the increased carbon burial rates in Tibetan Plateau lakes during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 310: 108118.
- Zhang F J, Yao S C, Xue B, Lu X X, Gui Z F. 2017. Organic carbon burial in Chinese lakes over the past 150 years. *Quaternary International*, 438: 94–103.
- Zhang P L, Meng Q T, Hu F, Ma L, Li J G. 2025. Paleoenvironmental evolution during the early Eocene climate optimum in a mid-high-latitude lake-marsh system, NE Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 670: 112960.
- Zhou L, Huang J H, Archer C, Hawkesworth C. 2007. Molybdenum isotope composition from Yangtze block continental margin and its indication to organic burial rate. *Frontiers of Earth Science in China*, 1(4): 417–424.

(责任编辑 李新坡)