



论文

中国大陆古新世-始新世极热事件时期野火的时空演变

王学婷^{1,2}, 陈祚伶¹, 崔琳琳^{2,3}, 王旭^{1*}

1. 中国科学院地质与地球物理研究所岩石圈演化与环境演变全国重点实验室, 北京 100029

2. 中国科学院大学地球与行星科学学院, 北京 100049

3. 中国科学院地质与地球物理研究所, 北京 100029

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

收稿日期: 2024-06-22; 收修改稿日期: 2024-11-05; 接受日期: 2024-11-19; 网络版发表日期: 2025-01-06

国家重点研发计划项目(2022YFF0800800)和中国科学院战略性先导科技专项(B类)项目(XDB0710000)资助

摘要 古新世-始新世极热事件(PETM)是新生代最显著的气候变暖事件,与现今人类燃烧化石燃料排放温室气体引发的全球变暖过程相似,已成为研究未来气候变化的地质相似型。野火活动作为地球生态系统的重要扰动因素,影响着地球生态系统平衡、全球碳循环及气候变化。因此研究PETM时期野火演变历史及驱动机制对预测和应对未来全球变暖情景下的野火活动,以及深入理解野火干扰下的碳循环至关重要。目前,PETM时期的野火研究主要集中在欧洲、北美等北半球地区,而对于中国大陆的研究相对匮乏。本研究对我国南阳盆地北沟剖面 and 抚顺盆地西露天剖面沉积物开展黑碳含量和碳同位素测试,重建PETM时期干旱/半干旱带和湿润带的野火时空演变历史,并结合前人对研究区的古气候研究,厘清了该时期的野火演变机制。结果表明,南阳盆地和抚顺盆地在碳同位素负漂开始时野火活动减弱,负漂期处于低野火状态,其中南阳盆地在负漂中期野火活动短暂增强;在碳同位素恢复期,野火活动逐渐增强并恢复到碳同位素负漂前的水平。PETM时期的低野火状态很可能是极端高温和高降水的气候及其引发的植被类型演替导致的。PETM恢复期野火活动增强,将生物-大气碳循环的“短期碳汇”转变为黑碳埋藏的“长期碳汇”,该碳汇转换过程可能作为负反馈机制参与了PETM恢复期的轻碳消耗。

关键词 PETM, 野火, 碳循环, 南阳盆地, 抚顺盆地

1 引言

古新世-始新世极热事件(Paleocene-Eocene Thermal Maximum, PETM)是发生在早新生代由巨量轻碳注入地球表生系统引发的一次快速极端增温事件(Zachos等, 2001)。事件发生期间,海陆环境和生态系统发

生了显著的变化,例如高纬海表温度增加了~10℃、低纬温度和深海温度大约升高了4~5℃(Zachos等, 2003)、底栖有孔虫灭绝(Kennett和Stott, 1991)、奇蹄蹄及灵长类动物出现(Bowen等, 2002)、陆生脊椎动物大范围迁徙(Smith等, 2006)、全球水文循环加快(Bowen等, 2004)、海洋环流模式变化(Nunes和Norris,

中文引用格式: 王学婷, 陈祚伶, 崔琳琳, 王旭. 2025. 中国大陆古新世-始新世极热事件时期野火的时空演变. 中国科学: 地球科学, 55(2): 524–536, doi: 10.1360/SSTe-2024-0167

英文引用格式: Wang X T, Chen Z, Cui L, Wang X. 2025. Spatiotemporal evolution of wildfire activity during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in China. Science China Earth Sciences, 68(2): 509–522, <https://doi.org/10.1007/s11430-024-1472-5>

2006)、海洋缺氧(Yao等, 2018)、海洋酸化及碳酸钙补偿深度变浅(Zachos等, 2005)等。由于巨量轻碳注入到大气中, 使得表层沉积系统中的碳同位素(包括无机碳 $\delta^{13}\text{C}$ 和有机碳 $\delta^{13}\text{C}$)发生显著负漂(Carbon Isotope Excursion, CIE), 底栖有孔虫和海洋碳酸盐记录的碳同位素值显示2‰~2.5‰的碳同位素负漂(Kennett和Stott, 1991; Bains等, 1999; Thomas等, 2002), 浮游有孔虫显示4‰的负漂(Thomas等, 2002; Zachos等, 2006; Handley等, 2008), 而陆相有机碳、古土壤碳酸盐、牙釉质等载体记录了4‰~8‰的负漂(Koch等, 1992; Schmitz和Pujalte, 2003; Handley等, 2008)。近几十年来, 关于巨量轻碳的来源一直争论不休, 主要有以下几种假说: 大陆坡天然气水合物的灾难性释放(Dickens等, 1995)、泥炭燃烧释放巨量碳(野火假说)(Kurtz等, 2003)、高纬地区冻土层有机质的热分解(DeConto等, 2012)、沉积物中有机质在细菌呼吸作用下释放大量的 CO_2 (Higgins和Schrag, 2006)、富 ^{12}C 的彗星撞击地球(Kent等, 2003)、北大西洋大火成岩省火山喷发(Gutjahr等, 2017)等。

对于野火假说而言, 最早Kurtz等(2003)利用耦合的碳、硫循环模型, 结合深海沉积物中 $\delta^{13}\text{C}$ 和 $\delta^{34}\text{S}$ 的记录, 认为古新世陆地沉积了 $1.5 \times 10^4 \text{ Gt}$ 的有机碳, 并基于此提出在古新世-始新世界线附近, 全球气候变干, 致使古新世陆地有机碳的持续燃烧, 释放巨量碳($\delta^{13}\text{C} = -22\text{‰}$)到大气中, 导致碳同位素大幅度负漂。然而, 美国新泽西州巴斯河ODP(Ocean Drilling Program) Leg 174AX钻孔的黑碳(Black Carbon, BC)记录显示, 在PETM时期BC含量均较高(121~358 ppm, $1 \text{ ppm} = 1 \times 10^{-6}$, 相当于 $\mu\text{g g}^{-1}$), 但并没有发生明显变化, 而且黑碳碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$)指示BC来源于当时的生物质燃烧, 并非地质时期的老碳, 这对野火假说提出了质疑(Moore和Kurtz, 2008)。此外, 该研究中ODP 1210B钻孔的黑碳含量低于检测限(0.5 ppm), 该钻孔位于开阔的太平洋, 远离陆地, 海水对陆地野火产生的BC含量有稀释作用, 同时海洋沉积物分辨率低, 对百年-千年尺度野火事件产生的BC信号也会有时间平均作用, 可能无法真实记录来自陆地野火的BC信号。因此, 仅凭这项研究无法完全排除生物质燃烧是PETM事件的主因, 亟须开展PETM时期野火活动的高分辨率陆相研究, 以揭示不同区域的野火时空演变历史, 进一步探究PETM事件的触发机制——野火假说。

PETM事件由于升温幅度大、升温速度快、持续时间短, 特别是事件发生期间释放的 CO_2 总量与工业革命以来到21世纪末期的人为碳排放量可资对比(Dickens等, 1995), 因而学术界将其视为预估未来可能产生的增温效应、生态效应以及环境效应的重要基础。近年来, 随着全球变暖、极端气候事件频发以及人类活动日益增强, 全球多个区域野火强度和频率增加, 野火发生历史及调控机制已成为全球气候环境变化研究的热点内容(Kraaij等, 2020)。森林生态系统是陆地生态系统最大的土壤碳库和植被碳库, 其碳通量对全球碳收支具有重要影响, 在全球碳循环和碳平衡中起着重要作用(Dixon等, 1994; Lü等, 2006)。野火作为生态系统的重要扰动因子, 野火干扰过程中生物质燃烧所排放的大量含碳温室气体, 是碳的再分配过程, 造成了植被和土壤碳储量动态变化, 进而影响区域乃至全球碳循环(Dixon等, 1994)。因此, 厘清PETM时期陆地野火时空演变历史, 正确认识野火与气候及碳循环的相互作用过程, 对于我们预测和应对未来全球变暖情景下野火的演变过程和控制因素至关重要。

BC是生物质和化石燃料不完全燃烧后产生的具有高度热稳定性的含碳连续体, 包括一系列不同碳化程度的物质, 如焦炭、烟炱和石墨炭等组分(Knicker, 2011)。由于具有稳定的芳香性结构和较高的生物和化学惰性, BC颗粒在土壤、湖泊和海洋等沉积物中的停留时间可长达数百万年(Conedera等, 2009)。可燃物燃烧生成BC是一种长时间尺度的碳封存机制(Santín等, 2015), 影响区域碳储库以及全球尺度的碳循环过程(Dixon等, 1994)。此外, 植物体在燃烧过程中碳同位素不会发生明显分馏, 而是保留了原始植被的 $\delta^{13}\text{C}$ 信息及气候特征(Wolbach等, 1988)。因此, 作为野火活动的直接产物, 古老地质样品中的BC是研究地质历史时期野火的重要指标(Schmidt和Noack, 2000), 在重建区域野火或更大范围生物质燃烧的历史方面具有较大潜力。古近纪亚洲地区在行星风系控制下, 气候环境格局与现今截然不同, 该时期北东-南西向干旱带横跨中国大部(郭正堂, 2017)。据此, 在古新世时期, 南阳盆地应属干旱/半干旱带, 抚顺盆地应属湿润带, 所以当时两个盆地的区域气候环境条件相差较大。前人在南阳盆地和抚顺盆地开展了精细的古新世-始新世极热事件研究, 阐明了两个盆地PETM时期的气候和环境变化(Chen等, 2014a, 2014b, 2016, 2017; Xie等, 2022), 为

我们研究该时期我国大陆野火的演变历史打下了坚实基础。本研究以南阳盆地北沟剖面 and 抚顺盆地西露天剖面沉积物为研究对象, 利用BC含量和碳同位素, 重建PETM时期中国大陆干旱/半干旱带以及湿润带的野火时空演变历史, 揭示了极端变暖条件下野火活动与气候变化、植被类型演替的关系及其对碳循环的影响。

2 研究区地质概况

南阳盆地位于东秦岭地区(图1a), 是一大型的中新生代山间断陷盆地(冯祖杰等, 1999)。晚白垩世, 燕山运动导致中生代地层向南抬升, 地壳活动出现新的分异, 表现为西部剧烈抬升, 东部急剧陷落, 最终形成近北东向巨型断陷盆地。盆地内沉积了一套完整连续的晚白垩世-早始新世地层(图1c), 包括胡岗组、白营组、玉皇顶组, 该地层层序清晰, 古生物化石丰富(冯祖杰等, 1999)。胡岗组以细碎屑岩为主, 为浅河湖相沉积; 白营组由河湖相泥灰岩与钙质泥岩互层组成; 玉皇顶组以灰红色泥灰岩、红色粉砂岩和钙质泥岩互层为特征(图2a), 代表了深湖相环境(Chen等, 2014b)。详细的生物地层约束了该盆地的沉积地层年代学, 白营组地层中发现的一种单门齿目哺乳动物*Hanomys malcolmi*, 将该组约束为古新世沉积(Huang等, 2004), 而在玉皇顶组下部发现的*Heptodon-Rhombomylus*哺乳动物组合则表明该组应为早始新世沉积(马安成和程捷, 1991)。此外孢粉地层学进一步将古新世-始新世世界线限定在玉皇顶组下部地层中(赵厚宏和郭书元, 1995)。

抚顺盆地位于郯庐断裂带东支, 抚顺-密山断裂带西端(图1a), 是发育在太古界鞍山群片麻岩和下白垩统砂砾岩基底之上的断陷盆地(吴冲龙等, 2002)。盆地呈近北东东向, 全长约18km, 宽约2km。盆地内沉积了早第三纪古新世-始新世厚约1600m的含煤、含油页岩系沉积物——抚顺群, 包括栗子沟组、古城子组、计军屯组和西露天组(图1b), 该地层层序清晰, 含丰富的植物化石、琥珀和介壳类化石(洪友崇等, 1980)。栗子沟组为浅水沼泽沉积, 岩性为灰绿色、灰白色凝灰岩和凝灰质砂岩组成, 夹煤层, 含硅化木及植物碎屑; 古城子组为深水沼泽沉积, 主要含煤层, 夹碳质页岩、黑色页岩与灰黑色粉砂岩(图2d); 计军屯组为浅水湖相沉积, 岩性以褐色的中-薄层状油页岩为主; 西露天

组为深水湖泊沉积, 岩性为褐色页岩与绿色钙质泥岩、浅绿色泥灰岩互层, 韵律清晰。详细的孢粉数据将古新世-始新世世界线约束在古城子组煤层中(洪友崇等, 1980), 煤层顶界年龄由上覆计军屯组的古地磁结果约束为约52Ma(赵传本等, 1992)。此外, 栗子沟组凝灰岩Ar-Ar年代学结果将古城子组煤层底部的年龄约束为(55.07±1.18)Ma, 进一步将西露天剖面的年龄限定在(55.07±1.18)Ma至约52Ma之间(Chen等, 2014a)。

3 材料和方法

本研究主要对南阳盆地北沟剖面(32°43.9'N, 111°27.6'E)和抚顺盆地西露天剖面(41°50.58'N, 123°55.02'E)沉积物开展PETM时期的野火时空演变及碳循环研究。我们在北沟剖面玉皇顶组下部厚约50m的沉积物中以20cm平均间隔选取91个样品进行BC含量测试, 在西露天剖面古城子组沉积物(厚约2.5m)中以8cm的分辨率选取31个样品, 开展BC含量、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$ 和总有机碳(Total Organic Carbon, TOC)测试分析。

我们采用Lim和Cachier(1996)的化学氧化法提取沉积物中的BC。首先, 用30mL HCl(3mol L⁻¹)处理研磨好的粉末样品, 之后加入15mL HF/HCl(10mol L⁻¹:1mol L⁻¹)的混合溶液在室温(25℃)下反应24h, 反应中需多次搅拌, 以去除碳酸盐和部分硅酸盐。经过酸处理的样品, 在55℃下与10mL K₂Cr₂O₇/H₂SO₄(0.1mol L⁻¹:2mol L⁻¹)的混合溶液反应60h, 去除非火成有机质和干酪根。反应后, 残留的难降解碳即为BC组分。对于TOC的提取, 称取约1g粉末样品, 加入过量1mol L⁻¹ HCl反应48h, 期间需多次搅拌, 以去除碳酸盐。反应结束后离心并去除上清液, 加入去离子水多次清洗、离心直至上清液呈中性。处理后的样品经冷冻干燥并研磨均匀备用。样品经过上述处理后, 采用Flash 1112型元素分析仪-MAT 253同位素比值质谱仪连续流系统(CF-IRMS)测试BC含量、 $\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$ 和TOC含量, 同位素测试精度优于±0.2‰, 同位素比值标准采用Vienna Pee Dee Belemnite(VPDB), BC含量以ppm表示。测试标样为已知碳含量的甘氨酸(Cwt%=32%), 每个样品测试六次取平均值, 结果显示BC含量相对误差在5%以内。BC、TOC提取及相关测试均在中国科学院地质与地球物理研究所环境同位素实验室完成。

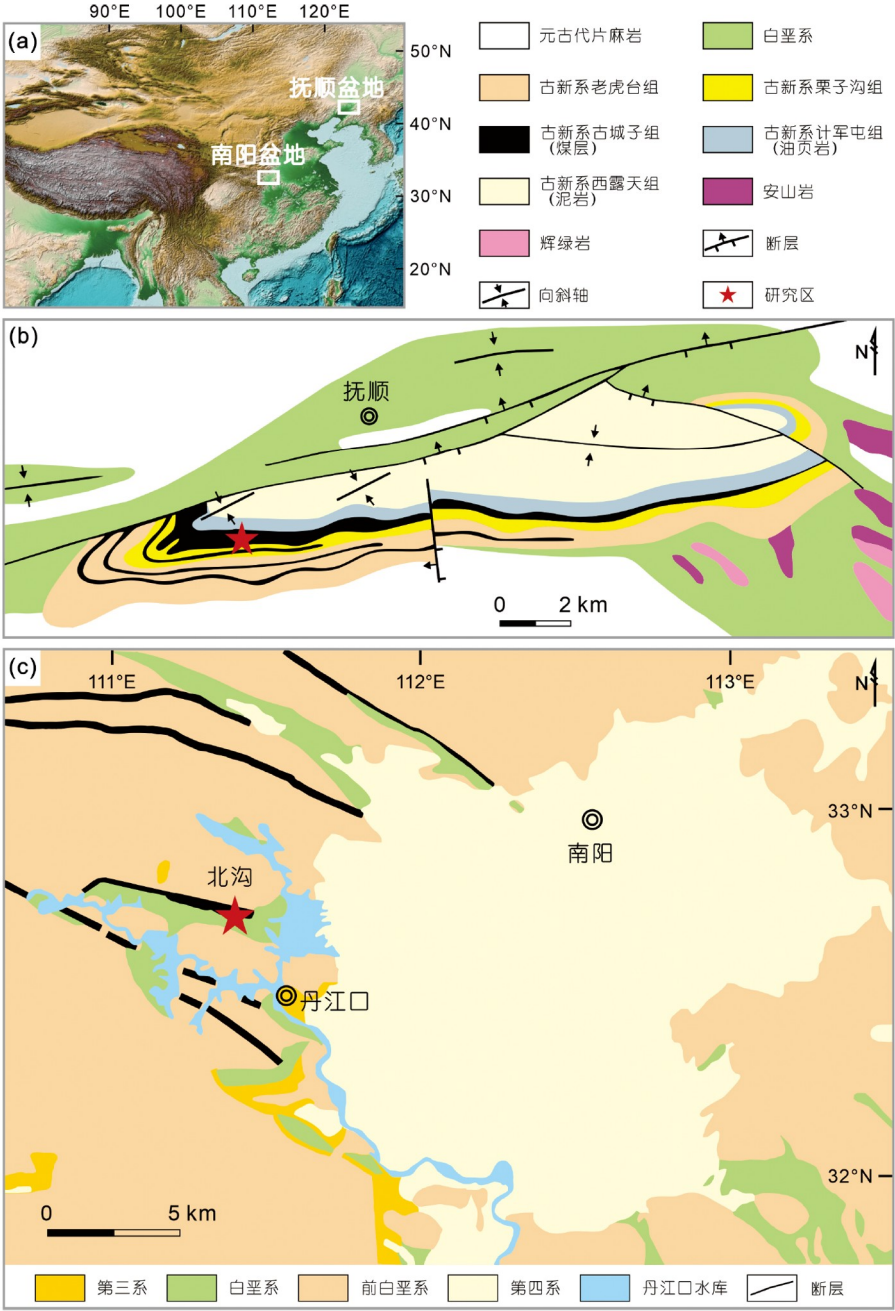


图 1 研究区位置示意图

(a) 抚顺盆地和南阳盆地地理位置图(白色框); (b) 抚顺盆地西露天剖面区域地质图(修改自Chen等, 2014a); (c) 南阳盆地北沟剖面区域地质图(修改自Chen等, 2014b)

4 结果

南阳盆地的BC含量变化范围在1.47~375.72ppm, 平均含量为48.24ppm(图2b). 在0~19m, BC含量相对较

高且稳定, 平均含量为47.80ppm; 在约19m, BC含量从89.96ppm急剧下降到1.47ppm. 此后, 低值一直持续到23.90m, 其中BC含量在28.30m明显增加, 达到85.25ppm的峰值, 之后在30.50m下降到12.74ppm. 在

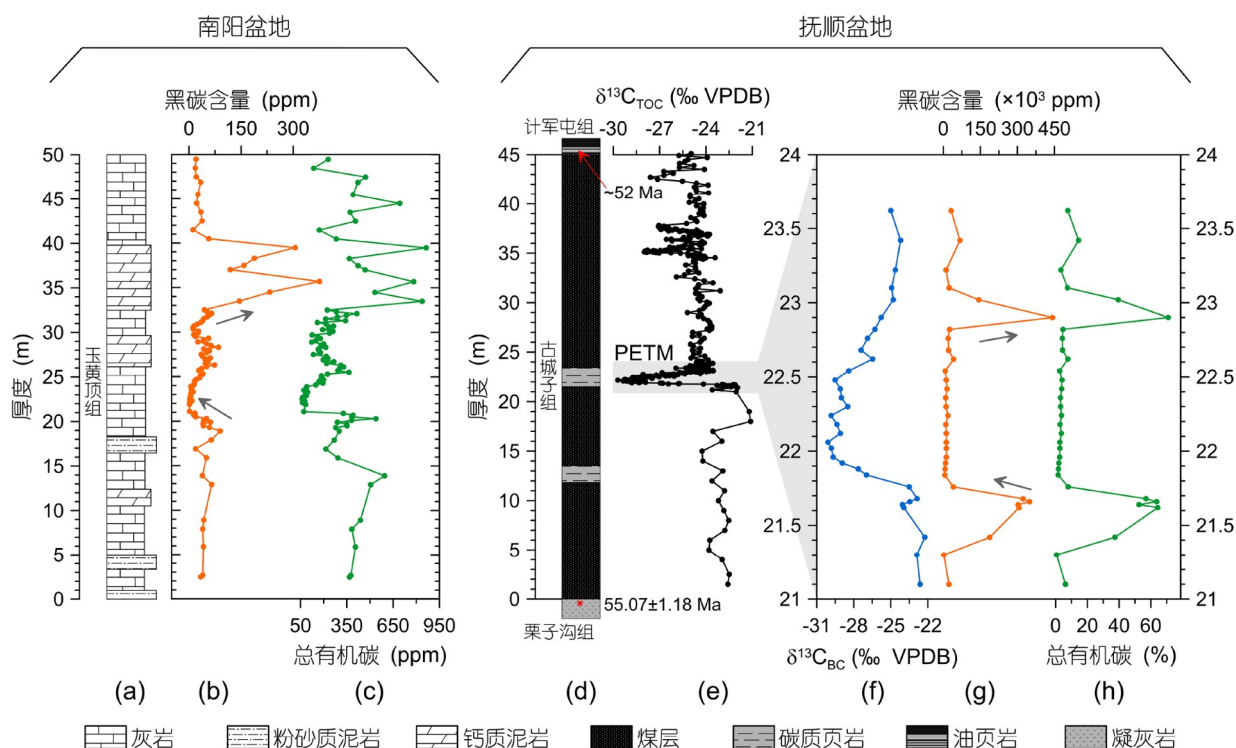


图2 南阳盆地北沟剖面 and 抚顺盆地西露天剖面PETM时期的黑碳含量和碳同位素记录

(a) 北沟剖面岩性柱(修改自Chen等, 2014b); (b) 北沟剖面黑碳含量; (c) 北沟剖面总有机碳含量(引自Wang等, 2022); (d) 西露天剖面岩性柱(修改自Chen等, 2014a); (e) 西露天剖面有机碳同位素(引自Chen等, 2014a); (f) 西露天剖面黑碳同位素; (g) 西露天剖面黑碳含量; (h) 西露天剖面总有机碳含量

30.50m之后, BC含量逐渐增加, 尤其在35.68m和39.48m处出现了两个明显的峰值, 含量分别为375.71和305.95ppm(图2b).

抚顺盆地的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$ 也记录了负漂事件(负漂幅度为7.22‰), 显示出由相对稳定的背景值(-22.87‰)逐渐负漂到最低值(-30.09‰), 之后缓慢恢复到略低于负漂前的背景水平(图2f), 这一负漂趋势与有机碳同位素($\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$, 约6.58‰)记录的相一致(Chen等, 2014a). 具体而言, 在21.70m, $\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$ 急剧负漂, 在22.10m达到最负值, 便一直持续到22.50m, 之后缓慢恢复(图2f).

抚顺盆地的BC含量变化范围在 $2.15 \times 10^3 \sim 4.42 \times 10^5 \text{ ppm}$, 平均含量为 $7.87 \times 10^4 \text{ ppm}$ (图2g). 在CIE之前, BC含量急剧增加达到峰值 $3.49 \times 10^5 \text{ ppm}$. 随后在负漂开始时, BC含量下降到 $4.07 \times 10^4 \text{ ppm}$, 并在整个负漂期保持在较低的水平, 平均含量为 $1.46 \times 10^4 \text{ ppm}$. 在CIE恢复期, BC含量在22.90m处出现一个明显的峰值 $4.42 \times 10^5 \text{ ppm}$, 事件后恢复到负漂前的背景水平(图2g).

抚顺盆地的TOC含量变化趋势与BC含量变化趋

势一致, 变化范围在0.60%~70.97%, 平均含量为15.45%. 在CIE之前, TOC含量增加达到64.31%(图2h). 随后在负漂开始时, TOC含量下降到1.61%, 并在整个负漂期保持在较低的水平. 在PETM恢复期(约22.90m处), TOC含量急剧增加达到70.97%, 随后恢复到负漂前的背景水平(图2h).

5 讨论

5.1 南阳盆地和抚顺盆地PETM时期野火演变历史及其驱动机制

沉积物中BC含量的变化, 在一定程度上可指示当时野火发生的强度和频率(Schmidt和Noack, 2000). 野火活动与气候因素(如温度、降水、季节性)和植被(如可燃物积累量、空间连续性等)紧密相关. 温度和降水对野火活动的影响是复杂的. 通常, 高温会增加特定植被类型发生野火的频率和强度(Belcher, 2013), 但过高的温度也会抑制植被生产力, 致使可燃物减少并导致

野火强度降低和重现期缩短(Pausas和Ribeiro, 2013). 降水对野火活动的影响取决于区域环境的初始湿度, 在相对潮湿的环境中, 可能不受可燃物积累量不足的限制, 降水会增加可燃物的湿度并抑制野火的发生; 在可燃物有限的干旱环境中, 降水量增加会导致植被发育、植被类型演替和可燃物积累量增加, 利于野火活动(Daniau等, 2012). 此外, 降水、温度和湿度的季节性是影响生态系统中野火发生时间、强度和频率的一个重要气候因素(Bond, 2015). 在雨季, 森林生态系统积累可燃植物体; 在旱季, 利于可燃物干燥并发生野火活动. 中国西南部保山盆地新近纪沉积物和云南上新世褐煤层的野火研究表明, 季节性增强有利于野火的发生(Liu等, 2022; Huang等, 2023). 对于植被来说, 植被的类型、丰度、结构和连续性等对野火有着重要影响(Higuera等, 2009). 在植被密集、可燃物负载连续(积累层)的生态系统中, 野火会受到有利于可燃物干燥的气候条件的限制. 相反, 即使气候条件利于野火活动, 但在植被稀疏、可燃物负载不连续的环境下野火也难以发生(Higuera等, 2009). 现代和地质历史时期的野火研究表明, 草原、暖干灌木、针叶林和落叶林是易燃植被(Huang等, 2023). 中国湖北省西部的研究表明, 从深海氧同位素第2阶段到全新世晚期该地区气候逐渐变冷和干燥, 亚热带阔叶林减少, 草本植物和蕨类植物增加, 伴随野火发生频率增加(Song等, 2023), 进一步说明气候变化和植被类型演替对野火活动有着重要影响.

对于PETM时期而言, 野火燃烧的物质可能是PETM之前储存的生物质和泥炭或是PETM同期的可燃物. PETM前的生物质因来自古新世陆地有机碳库(碳同位素稳定), 其燃烧生成的黑碳碳同位素组成基本不会发生变化, 而是保留了原始植被的碳同位素信息(Moore和Kurtz, 2008). 然而, 北沟剖面的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$ 发生明显负漂, 负漂幅度约为6‰, 其幅度和趋势与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ 记录的相一致(图3a和3b). PETM时期南阳盆地所处深湖相沉积环境, 沉积物中的黑碳应是湖盆周围陆生植物体燃烧产生, 随后经地表径流和大气输送到湖泊沉积系统中. 此外, 西露天剖面PETM时期的 $\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$ 值也呈现明显负漂, 负漂幅度约为7.22‰, 其变化趋势与 $\delta^{13}\text{C}_{\text{TOC}}$ (负漂幅度约为6.58‰)记录的相一致, 但负漂幅度略有差异(图4a和4b). 两个盆地 $\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$ 负漂幅度的差异可能与所处环境不同有关. 研究表明, C_3 植物的碳

同位素会随着降雨量的增加而降低(Francey和Farquhar, 1982; Liu等, 2005). 古近纪时期, 南阳盆地位于干旱/半干旱带, 而抚顺盆地位于湿润带, 一般来说, 抚顺盆地相较于南阳盆地降水会更充沛, C_3 植物的碳同位素受降雨量影响负漂幅度更大. 此外, 抚顺盆地PETM同期的泥炭燃烧可能也会对 $\delta^{13}\text{C}_{\text{BC}}$ 的负漂幅度有所贡献.

为了排除碎屑碳、生物生产力和岩性变化的影响, 我们进一步将BC归一化为BC/TOC. 南阳盆地北沟剖面的BC/TOC记录揭示了三次明显的野火变化(图3c). 北沟剖面记录的BC/TOC随着CIE开始显著降低(图3a~3c), 此时岩性和碳酸盐含量(97.5%~99.8%)并没有明显变化(图3d), 我们假设沉积速率也未发生大的变化, 那么BC/TOC的显著降低很可能反映了野火活动减弱. 该时期BC/TOC比值的急剧下降对应于自生碳酸盐Mg/Ca和Sr/Ca比值的降低, 并伴随着自生白云石消失和低镁方解石取而代之成为唯一的碳酸盐矿物(图3e~3g). 前人研究表明, 当湖泊蒸发作用增强时, 湖水盐度增加, Mg/Ca和Sr/Ca比值升高, 有利于白云石的沉淀; 而在湿润气候条件下, 降雨量大于蒸发量, 湖水盐度减小, Mg/Ca和Sr/Ca比值降低, 不利于白云石的沉淀(Last, 1990). Mg/Ca和Sr/Ca比值的变化特征和矿物学证据表明, 在PETM时期南阳盆地降雨量总体增强(Chen等, 2016), 土壤碳循环模拟也显示PETM期间全球相对湿度增加(Bowen等, 2004), 这些证据表明气候变湿润可能是野火大幅减弱的原因之一. 此外, 前人对南阳盆地玉皇顶组孢粉组合的研究表明, 研究区主要以被子植物为主(66%~94%), 其特征型花粉为三沟和三孔沟类, 主要包括*Quercoidites*、*Verbenaceae*、*Salixipollenites*、*Meliaceoidites*、*Roipites*、*Euphorbiacites*、*Araliaceipollenites*和*Oleaceae*(赵厚宏和郭书元, 1995). 蕨类孢粉占3%~28%, 主要以*Pterisporites*和*Schizaeisporites*为主. 相比而言, 裸子植物孢粉则较少, 主要以*Ephedripites*为主(赵厚宏和郭书元, 1995), 孢粉组合特征表明南阳地区早始新世属于亚热带森林, 加之PETM时期温暖湿润的气候促进了植被的进一步发育, 形成封闭冠层林. 这种封闭的树冠会遮挡阳光, 致使森林底部地表更加潮湿, 而在潮湿的气候条件下可燃物难以干燥到足以燃烧的程度, 从而减少野火活动的发生和蔓延(Van Wager, 1983). 模拟研究也表明, 在生产力高、树木繁茂的地区, 野火活动较少

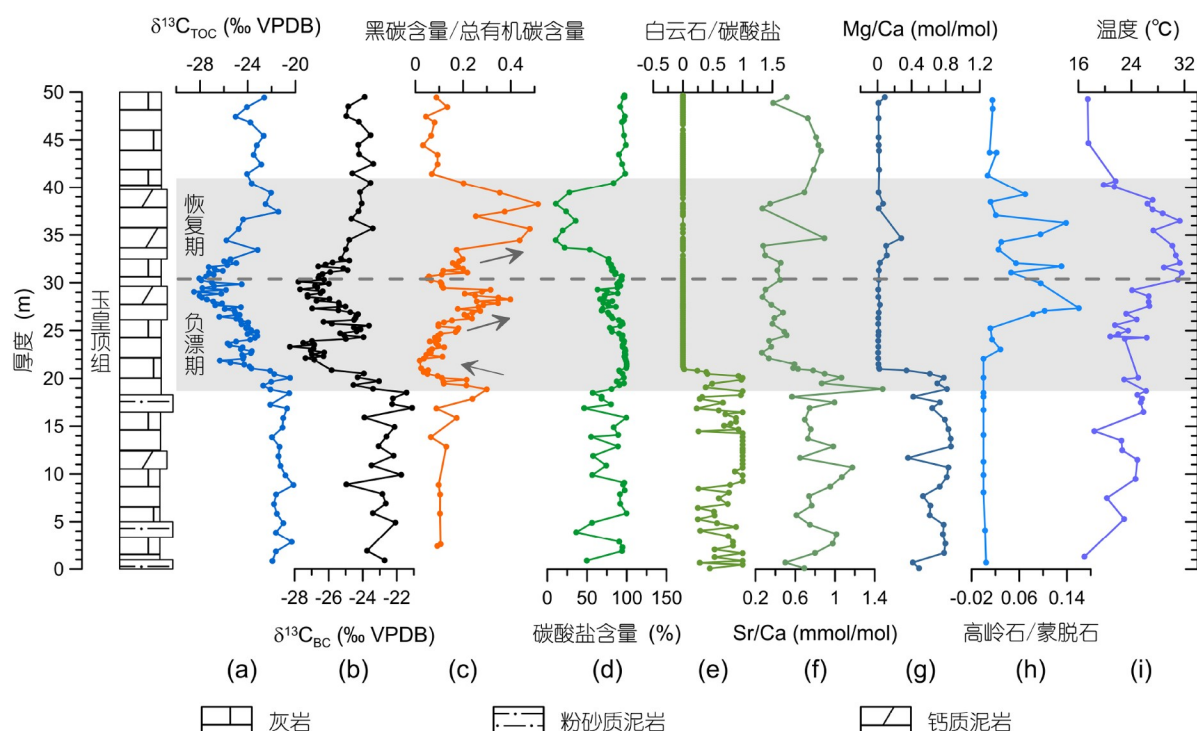


图3 南阳盆地北沟剖面PETM时期的碳同位素、黑碳含量及古气候指标序列

(a) 有机碳同位素; (b) 黑碳同位素; (c) 黑碳含量/总有机碳含量; (d) 碳酸盐含量; (e) 白云石含量/碳酸盐含量; (f) 自生碳酸盐Sr/Ca元素比值; (g) 自生碳酸盐Mg/Ca元素比值; (h) 高岭石/蒙脱石比值; (i) 基于支链甘油二烷基甘油四醚类化合物重建的温度记录。图中灰色阴影代表PETM事件。(a)、(b)、(d)、(e)和(i)的数据引自Chen等(2014b), (f)~(h)的数据引自Chen等(2016), (c)中总有机碳数据引自Wang等(2022)

(Bowman等, 2014)。总之, 气候和植被的变化可能是PETM初期南阳盆地低野火状态的主控因素。我们注意到, 虽然在CIE初期南阳盆地的BC/TOC相对较低, 但在CIE中期(约28.30m)有一短暂的升高, 表明该时期野火活动短暂增强。该时期Mg/Ca和Sr/Ca比值略微升高, 高岭石/蒙脱石比值增大, 温度显著升高, 因此这种相对干热的气候可能增加了植被发生野火的频率与强度(图3f~3i)。此外, 在碳同位素恢复期, 南阳盆地记录的BC含量和BC/TOC比值明显升高, 表明区域野火活动增强。这与同期相对较高的Mg/Ca和Sr/Ca比值, 以及逐渐降低的高岭石/蒙脱石比值和温度所揭示的干旱气候相符(图3f~3i)。该时期气温逐渐降低, 降雨量逐渐减少, 气候趋于干旱, 利于可燃物的干燥及燃烧, 从而导致野火活动增强。

抚顺盆地西露天剖面的BC/TOC也记录了相似的野火演变历史。在CIE开始时, BC/TOC比值显著降低, 并在CIE主体时期保持在相对较低的水平, 表明该区域在PETM初期野火开始减弱, 并在整个负漂期持续

低野火状态(图4a~4c)。在CIE恢复期, BC/TOC明显升高, 事件后逐渐降低并恢复到碳同位素负漂前的背景水平, 表明PETM恢复期野火活动增强(图4a~4c)。抚顺盆地孢粉组合研究表明在PETM时期沼泽生态系统突然崩溃, 以喜温暖湿润气候的杉科植物(水杉、落羽杉、水松和红杉)为主要特征的沼泽湿地林突然被以喜炎热潮湿气候的小刺鹰粉(*Aquilapollenites spinulosus*)和松科植物为主的植物群落所取代, 在PETM事件后沼泽生态系统逐渐恢复(Xie等, 2022)。这种植被类型的演替可能是抚顺盆地PETM负漂期“低野火状态”的主控因素。虽然抚顺盆地PETM时期的野火活动相较于PETM前后时段减弱, 但与南阳盆地的BC记录对比可以发现, 抚顺盆地的BC含量在整个PETM时期及事件前后都比南阳盆地的高2~3个数量级(图2b和2g), 这可能是两个盆地所处的区域气候环境、燃烧物来源和生物量不同所致。PETM时期南阳盆地所处深湖相沉积环境, 孢粉组合特征表明南阳地区早始新世属于亚热带森林(赵厚宏和郭书元, 1995), 因而可燃物更多

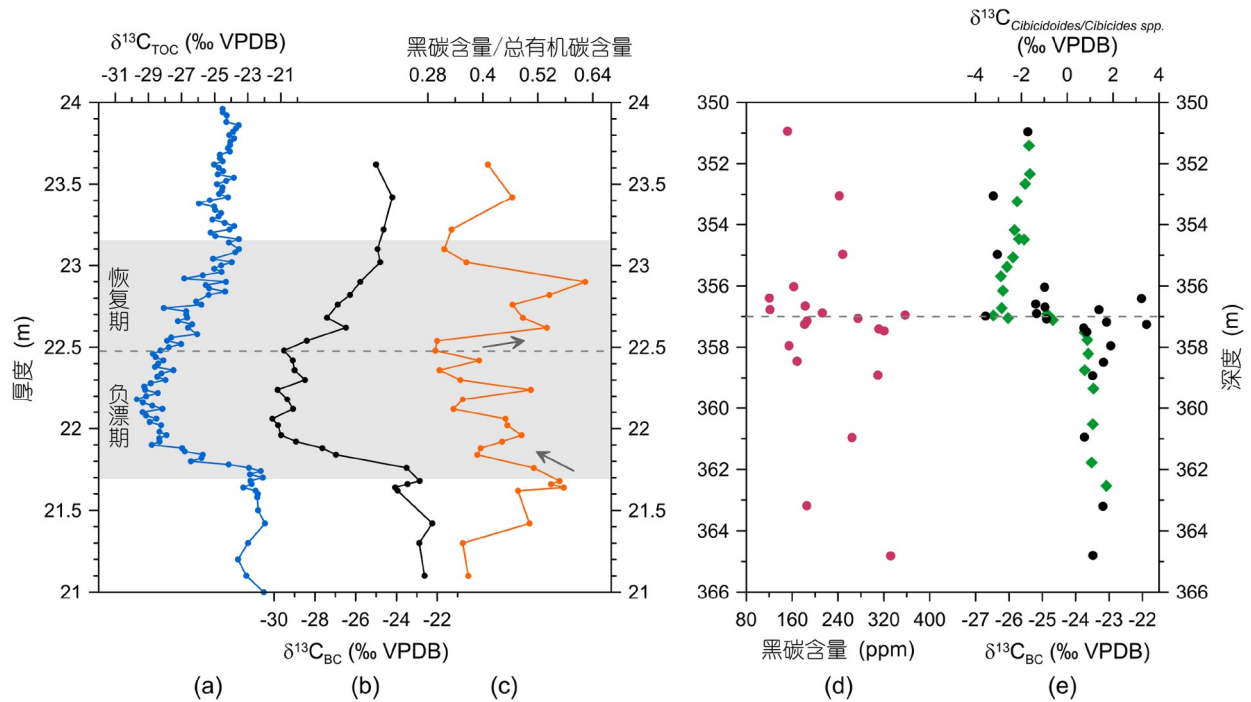


图4 PETM时期抚顺盆地西露天剖面和美国新泽西州巴斯河钻孔(ODP Leg 174AX)的碳同位素和黑碳记录

(a) 西露天剖面有机碳同位素(引自Chen等, 2014a); (b) 西露天剖面黑碳同位素; (c) 西露天剖面黑碳含量/总有机碳含量。图中灰色阴影代表PETM事件。(d) 巴斯河ODP Leg 174AX钻孔的黑碳含量。(e) 巴斯河ODP Leg 174AX钻孔的碳同位素, 绿色点: 有孔虫碳同位素引自Cramer (1998); 黑色圆点: 黑碳同位素引自Moore和Kurtz(2008); 灰色虚线代表有孔虫CIE的峰值。(d)和(e)修改自Moore和Kurtz(2008)

是湖盆周围的地表植物体和林冠层, 且处于干旱区植被生物量相对较小。而抚顺盆地在PETM早期是以水杉、落羽杉、水松和红杉为主要特征的沼泽湿地林(Xie等, 2022), 泥炭沼泽地发育(洪友崇等, 1980), 在PETM中后期主要是以小刺鹰粉(*Aquilapollenites spinulosus*)和松科植物为主的森林生态系统, 因而可燃物可能主要是PETM同期的泥炭和盆地周围的植被, 可燃物相对充足。野火燃烧类型分为明火和阴燃, 明火主要包括典型的地表火和树冠火, 发生在地表的植物体和林冠层, 而阴燃主要发生在地表以下的植物腐殖质层和有机泥炭地(Stracher等, 2012)。因此, 根据南阳盆地和抚顺盆地PETM时期所处的生态环境和植被类型特征推测, 南阳盆地野火燃烧类型可能主要是明火, 而抚顺盆地主要是泥炭阴燃以及盆地周围的植物体明火。一般来说, 明火的点火强烈依赖引火源, 而阴燃不需要较强的加热源和引火源, 可以由热自燃引发, 当环境温度升高时, 阴燃野火可能会发生(Wang等, 2017)。因而泥炭阴燃比植物体明火燃烧更易点燃, 并且可以在相对潮湿的气候条件下发生并持续燃烧

(Turetsky等, 2014)。PETM时期气候炎热潮湿, 研究表明中纬度地区大角盆地的夏季温度可高达45℃(Snell等, 2013), 这种全球范围内持续的炎热气候可能会利于泥炭阴燃。此外, 大兴安岭地区5个泥炭地的现代野火研究表明泥炭地产生的黑碳沉积通量均高于其他生态系统(Gao等, 2017)。这表明尽管两个研究区在野火演变趋势上一致, 但由于区域气候环境、生态系统和植被类型的差异, 使得处于沼泽生态系统的抚顺盆地在PETM时期野火活动相对较强, 黑碳、木炭沉积通量较高, 这也合理解释了Xie等(2022)在抚顺盆地PETM时期的沉积物中发现了丰富的微木炭。两个研究点位从干旱/半干旱带跨越到湿润带, 尽管在PETM时期所处气候环境截然不同, 但是野火演变历史却基本相似, 进而表明该时期中国大陆的野火演变可能是相似的。因此, 中国大陆南阳盆地和抚顺盆地PETM负漂期野火活动减弱, 并没有持续、大规模的野火发生, 而是处于低野火状态, 并不支持大规模泥炭燃烧是PETM事件的触发机制及轻碳来源。

本研究进一步收集了6个北半球不同区域PETM

时期的野火记录(表1), 综合探讨该时期的野火演变趋势及驱动机制。例如, 蒙古高原南部二连盆地PETM时期的野火研究也表明, 该时期没有持续的、大规模的野火发生, 整体呈现低野火状态(王建等, 2024)。该研究认为PETM时期温暖湿润的气候背景下, 气候季节性不分明, 较短的干季不利于野火发生, 是该时期低野火的主因(王建等, 2024)。此外, 美国新泽西州巴斯河ODP Leg 174AX钻孔也记录了与南阳盆地和抚顺盆地相似的野火演变趋势(图4d)。CIE开始前BC含量较高, 随着CIE开始BC含量迅速下降(图4d和4e)。巴斯河ODP Leg 174AX岩芯在PETM时期岩性单一且没有经历显著的沉积速率变化(Moore和Kurtz, 2008), 因此BC含量下降代表该时期野火活动减弱。先前研究表明, 在巴斯河地区, 高岭石含量的脉冲式增加与CIE相吻合, 高岭石的输入可能是PETM期间降水增强, 地表侵蚀加剧所致(Cramer等, 1999), 加之高岭石含量的增加本身也反映了气候逐渐温暖潮湿。因此, 这种气候环境的转变可能是该地区野火减弱的原因。同样, 英格兰南部Cobham褐煤床的野火和孢粉记录显示, 该区域在PETM之前野火活动较频繁, 此时植被类型为低多样性、易燃的蕨类植物和被子植物, 随后在PETM时期野火活动减弱, 这与蕨类植物减少和湿地植物增加直接相关(Collinson等, 2009)。这也得到了北半球其他地区植被类型演替记录的支持, 在斯匹次卑尔根群岛、北海、西班牙和新西兰地区也观察到了在PETM时期被子植物增加、裸子植物减少的植被变化特征(Wing和Currano, 2013)。因此, PETM时期北半球大多数区域记录的“低野火状态”很可能是气候和植被变化所导致的。在CIE时期降雨过多增加了可燃物的湿度, 从而抑制野火的发生。加之温暖湿润的气候会促进植被发育及植被类型演替, 抑制了可燃物的空间连续性, 从而减少野火活动的发生和蔓延(Van Wager, 1983)。此外,

PETM时期气候的季节性不分明, 没有明显的干季或干季较短, 也不利于野火发生。

然而, 北极地区的野火演变与我们的记录所揭示的相反。北极地区的孢粉、生物标志化合物、萜类化合物和多环芳烃等多指标记录显示, 整个PETM期间多环芳烃的丰度相对于植被生物标志物总量比事件发生前后都有所增加, 表明野火发生频率相对于植物生产力有所增加; 同时也意味着, 北极地区在相对潮湿环境下, 野火活动增强(Denis等, 2017)。同样, 该研究认为气候驱动的植被类型演替(以被子植物为主导)是野火活动增强的主因。具体而言, PETM时期温暖湿润的气候条件和高CO₂浓度促进了北极地区陆地植被发育, 致使可燃物积累量的潜在增加, 进而导致野火发生频率及强度增加(Denis等, 2017)。这种不同的野火演变趋势很可能是所处的区域气候环境不同导致的, 南阳盆地(尽管其处于干旱/半干旱带)、抚顺盆地以及北半球的英格兰等地当时可能处于相对潮湿的环境中, 不受可燃物不足的限制, PETM时期的温暖湿润气候反而抑制了野火的发生; 而北极地区处于可燃物有限的干燥环境中, 温暖湿润气候促进了植被类型变化和可燃物积累, 有利于野火活动。

5.2 PETM时期野火对碳循环的影响

野火活动作为地球生态系统的重要扰动因素, 影响着地球生态系统平衡、全球碳循环及气候变化(Bowman等, 2009; Bernath等, 2022)。一方面, 野火活动通过改变区域植被结构与组成, 促进植被演化, 影响着地球生态系统稳定性及生物多样性(Bowman等, 2009); 另一方面, 野火通过燃烧植物体释放含碳温室气体, 将植被由“碳汇”(几十年尺度)转变为“碳源”, 从而影响全球碳循环与气候变化(Bernath等, 2022)。在年际尺度-百年尺度上, 野火活动被认为是“零碳排放事件”, 因

表 1 PETM时期北半球野火记录信息表

地点	区域	野火指标	参考文献
额尔登敖包剖面	蒙古高原南部二连盆地	微体炭屑	王建等, 2024
西露天剖面	中国东北抚顺盆地	木炭、孢粉	Xie等, 2022
ODP 174AX钻孔	美国东部新泽西州	黑碳	Moore和Kurtz, 2008
ODP 1210B钻孔	太平洋中西部	黑碳	Moore和Kurtz, 2008
Cobham褐煤床	英格兰南部	木炭、孢粉	Collinson等, 2009
IODP 302-4A钻孔	北冰洋地区	多环芳烃、孢粉	Denis等, 2017

为可燃物燃烧排放的碳能被再生植被吸收平衡(Bowman等, 2009). 然而, 却忽略了生物质的不完全燃烧会产生相对稳定的黑碳沉积在土壤和沉积物中, 成为更长期(百万年尺度或更长)的碳汇(Santin等, 2015). 这种碳汇过程能够将大量碳从短期的生物-大气碳循环中移除, 进而转移至长期的地质碳循环中(Kuhlbusch和Crutzen, 1995; Forbes等, 2006). PETM时期巨量轻碳注入到地球表生系统, 重建的大气CO₂浓度记录显示, 该时期CO₂浓度可达800~1800ppm(Rae等, 2021). 从北半球PETM时期的野火记录来看, 高CO₂浓度起到气候变暖的作用, 通过影响气候-植被类型演替进而调控野火活动的频率及强度, 野火活动进而影响森林生态系统的碳循环. 具体来说, 在PETM时期北半球中纬度地区(如南阳盆地、抚顺盆地、英格兰南部)和北极地区气候变得相对温暖湿润, 利于植被相较于前期更为繁盛, 致使被子植物增多, 裸子植物和蕨类植物减少(赵厚宏和郭书元, 1995; Collinson等, 2009; Wing和Curran, 2013; Denis等, 2017; Xie等, 2022), 进而导致初级生产力增加, 森林生态系统的碳汇能力增强(Bowen和Zachos, 2010). 而野火活动会增加森林的碳释放, 导致森林生态系统碳汇能力的降低(Volkova等, 2022). 在北半球中纬度地区(如南阳盆地、抚顺盆地、蒙古高原南部、美国新泽西州巴斯河、英格兰南部), PETM负漂期野火显著减弱, 其对森林生态系统碳汇过程的干扰也会减少. 但是, 在干燥地区(如北极地区), 气候变得温暖湿润后, 在促进植被类型变化的同时也有利于可燃物积累, 进而在干旱季节会导致野火活动的频繁发生, 燃烧大量植物体, 从而减弱了森林生态系统的碳汇能力.

从碳同位素曲线可以看出, PETM事件大致分为三个阶段. 首先是 $\delta^{13}\text{C}$ 快速负漂, 然后在一段时间内持续低值, 最后是 $\delta^{13}\text{C}$ 值以指数形式变正, 逐渐恢复到略低于事件前的数值. 碳同位素负漂阶段代表巨量轻碳注入地球表生系统过程, 负漂恢复阶段代表轻碳的消耗吸收过程. PETM负漂期高浓度CO₂对植被的施肥效应, 会导致森林生态系统初级生产力提高, 固定大量轻碳, 促使生物圈碳储量增加(包括生物质、土壤有机碳和泥炭)(Bowen和Zachos, 2010), 即促进了生物-大气碳循环的“短期碳汇”过程. 模拟研究表明, 在植被发育、初级生产力增强条件下, PETM时期陆地生态系统的固碳潜力可达1210Gt C(Gigatons of Carbon)(Beerling,

2000). 随后PETM恢复期野火活动增强, 燃烧了大量PETM负漂期贮藏的有机质(包括植物体、生物体、泥炭等), 有机质不完全燃烧生成的炭屑、黑碳, 可长期保存在土壤和沉积物中, 不会发生降解(百万年尺度或更长)(Conedera等, 2009), 将生物-大气碳循环的“短期碳汇”转变为黑碳埋藏的“长期碳汇”. 本研究中, 在碳同位素负漂开始阶段, 黑碳含量明显降低, 表明惰性碳埋藏减少, 碳更多储存在生物-大气表生系统中. 而在负漂恢复阶段, 黑碳含量显著升高, 表明惰性碳埋藏增加, 碳从短期的生物-大气碳循环中转移到了长期的地质碳循环中. 这种碳汇转变过程可能作为负反馈机制参与了PETM恢复期的轻碳消耗, 并影响着区域碳储库以及全球的碳循环过程. 尽管以上过程有消耗CO₂的潜力, 但每个过程在事件“恢复期”固碳的占比并不清楚, 今后需要更多的黑碳研究记录, 综合其他的碳消耗机制, 并结合数值模拟来加以约束.

野火与气候变化和生态系统之间的相互作用关系是复杂的, 尤其是在PETM时期这种极端温暖湿润的气候条件下, 厘清野火演变及其驱动机制极为困难. PETM期间巨量轻碳注入海气系统, 是人为碳排放引发全球变暖的地质相似型, 故对该事件的研究可为理解当前及未来气候变暖的环境效应提供地质参考. 因此, 未来还需开展更多区域的野火研究, 深入探究PETM时期野火的时空演变及其发生机制, 进而深入理解不同区域野火活动频率及强度与区域植被、气候等因素之间的内在联系, 对于我们应对当前野火威胁以及预测未来全球变暖背景下的野火活动和驱动机制至关重要.

6 结论

本研究对南阳盆地北沟剖面和抚顺盆地西露天剖面沉积物进行了黑碳含量和黑碳碳同位素分析, 重建了PETM时期长序列野火活动的时空演变历史, 获得以下认识:

(1) 黑碳含量变化揭示了古新世-始新世南阳盆地所处的干旱/半干旱带及抚顺盆地所处的湿润带的野火活动频率和强度. 结果表明, 在碳同位素负漂开始时野火活动减弱, 并在负漂期处于低野火状态, 其中南阳盆地负漂中期野火短暂增强. 随后在碳同位素恢复期, 野火活动逐渐增强, 事件后恢复到负漂前的背景水平.

(2) 本研究揭示的野火时空演变历史不支持“野火假说”是PETM事件的触发机制。

(3) 结合南阳盆地和抚顺盆地的古气候、古环境变化及孢粉组合记录, 我们认为PETM时期的低野火状态很可能是气候极端变暖、高降水量及其引发的植被类型演替导致的。加之该时期气候的季节性不分明, 较短的干季不利于野火发生。

(4) PETM恢复期野火活动增强, 黑碳产量增加, 将生物-大气碳循环的“短期碳汇”转变为黑碳埋藏的“长期碳汇”, 该碳汇过程可能作为负反馈机制参与了PETM恢复期的轻碳消耗。

致谢 感谢两位匿名审稿专家提出的宝贵意见和建议。

参考文献

- 冯祖杰, 周世全, 李占扬. 1999. 豫西南晚白垩世红层时代厘定及其意义. *中国区域地质*, 18: 320–328
- 郭正堂. 2017. 黄土高原见证季风和荒漠的由来. *中国科学: 地球科学*, 47: 421–437
- 洪友崇, 阳自强, 王士涛, 孙湘君, 杜乃秋, 孙孟蓉, 李友桂. 1980. 辽宁抚顺煤田地层及其古生物群研究. 北京: 科学出版社. 99
- 马安成, 程捷. 1991. 秦岭东部李官桥盆地玉皇顶组生物地层划分. *地质科学*, 1: 21–29
- 王建, 周新郢, 李小强. 2024. 古新世-始新世暖期北半球野火演化研究. *第四纪研究*, 44: 1–15
- 吴冲龙, 汪新庆, 刘刚, 李绍虎, 毛小平, 李星. 2002. 抚顺盆地构造演化动力学研究. *中国科学D辑: 地球科学*, 31: 477–485
- 赵传本, 魏得恩, 刘皇凤, 安金珍, 王军. 1992. 东北油气区下第三系磁性地层研究. *石油学报*, 13: 14–22
- 赵厚宏, 郭书元. 1995. 河南周口和南阳地区地层古生物. 北京: 地质出版社. 424
- Bains S, Corfield R M, Norris R D. 1999. Mechanisms of climate warming at the end of the Paleocene. *Science*, 285: 724–727
- Beerling D J. 2000. Increased terrestrial carbon storage across the Palaeocene-Eocene boundary. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 161: 395–405
- Belcher C M. 2013. Fire Phenomena and the Earth System: An Interdisciplinary Guide to Fire Science. Hoboken: John Wiley & Sons. 333
- Bernath P, Boone C, Crouse J. 2022. Wildfire smoke destroys stratospheric ozone. *Science*, 375: 1292–1295
- Bond W J. 2015. Fires in the Cenozoic: A late flowering of flammable ecosystems. *Front Plant Sci*, 5: 749
- Bowen G J, Zachos J C. 2010. Rapid carbon sequestration at the termination of the Palaeocene-Eocene thermal maximum. *Nat Geosci*, 3: 866–869
- Bowen G J, Clyde W C, Koch P L, Ting S Y, Alroy J, Tsubamoto T, Wang Y Q, Wang Y. 2002. Mammalian dispersal at the Paleocene/Eocene boundary. *Science*, 295: 2062–2065
- Bowen G J, Beerling D J, Koch P L, Zachos J C, Quattlebaum T. 2004. A humid climate state during the Palaeocene/Eocene thermal maximum. *Nature*, 432: 495–499
- Bowman D M J S, Balch J K, Artaxo P, Bond W J, Carlson J M, Cochrane M A, D'Antonio C M, DeFries R S, Doyle J C, Harrison S P, Johnston F H, Keeley J E, Krawchuk M A, Kull C A, Marston J B, Moritz M A, Prentice I C, Roos C I, Scott A C, Swetnam T W, van der Werf G R, Pyne S J. 2009. Fire in the Earth system. *Science*, 324: 481–484
- Bowman D M J S, Murphy B P, Williamson G J, Cochrane M A. 2014. Pyrogeographic models, feedbacks and the future of global fire regimes. *Glob Ecol Biogeogr*, 23: 821–824
- Chen Z L, Ding Z L, Tang Z H, Wang X, Yang S L. 2014a. Early Eocene carbon isotope excursions: Evidence from the terrestrial coal seam in the Fushun Basin, Northeast China. *Geophys Res Lett*, 41: 3559–3564
- Chen Z L, Wang X, Hu J F, Yang S L, Zhu M, Dong X X, Tang Z H, Peng P A, Ding Z L. 2014b. Structure of the carbon isotope excursion in a high-resolution lacustrine Paleocene-Eocene Thermal Maximum record from central China. *Earth Planet Sci Lett*, 408: 331–340
- Chen Z L, Ding Z L, Yang S L, Zhang C X, Wang X. 2016. Increased precipitation and weathering across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in central China. *Geochem Geophys Geosyst*, 17: 2286–2297
- Chen Z L, Ding Z L, Tang Z H, Yang S L, Wang X, Cui L L. 2017. Paleoweathering and paleoenvironmental change recorded in lacustrine sediments of the early to middle Eocene in Fushun Basin, Northeast China. *Geochem Geophys Geosyst*, 18: 41–51
- Collinson M E, Steart D C, Harrington G J, Hooker J J, Scott A C, Allen L O, Glasspool I J, Gibbons S J. 2009. Palynological evidence of vegetation dynamics in response to palaeoenvironmental change across the onset of the Paleocene-Eocene Thermal Maximum at Cobham, Southern England. *Grana*, 48: 38–66
- Conedera M, Tinner W, Neff C, Meurer M, Dickens A F, Krebs P. 2009. Reconstructing past fire regimes: Methods, applications, and relevance to fire management and conservation. *Quat Sci Rev*, 28: 555–576
- Cramer B S. 1998. The Late Paleocene thermal maximum, Bass River, NJ: Neritic response to a runaway greenhouse event. Dissertation for Master's Degree. New Brunswick, NJ: Rutgers University. 1–

- Cramer B S, Aubry M P, Miller K, G, Olsson R K, Wright J D, Kent D V. 1999. An exceptional chronologic, isotopic, and clay mineralogic record of the latest Paleocene thermal maximum, Bass River, NJ, ODP 174AX. *Bull Soc Geol Fr*, 170: 883–897
- Daniau A L, Bartlein P J, Harrison S P, Prentice I C, Brewer S, Friedlingstein P, Harrison-Prentice T I, Inoue J, Izumi K, Marlon J R, Mooney S, Power M J, Stevenson J, Tinner W, Andrić M, Atanassova J, Behling H, Black M, Blarquez O, Brown K J, Carcaillet C, Colhoun E A, Colombaroli D, Davis B A S, D'Costa D, Dodson J, Dupont L, Eshetu Z, Gavin D G, Genries A, Haberle S, Hallett D J, Hope G, Horn S P, Kassa T G, Katamura F, Kennedy L M, Kershaw P, Krivonogov S, Long C, Magri D, Marinova E, McKenzie G M, Moreno P I, Moss P, Neumann F H, Norström E, Paitre C, Rius D, Roberts N, Robinson G S, Sasaki N, Scott L, Takahara H, Terwilliger V, Thevenon F, Turner R, Valsecchi V G, Vannière B, Walsh M, Williams N, Zhang Y. 2012. Predictability of biomass burning in response to climate changes. *Glob Biogeochem Cycle*, 26: GB4007
- DeConto R M, Galeotti S, Pagani M, Tracy D, Schaefer K, Zhang T J, Pollard D, Beerling D J. 2012. Past extreme warming events linked to massive carbon release from thawing permafrost. *Nature*, 484: 87–91
- Denis E H, Pedentchouk N, Schouten S, Pagani M, Freeman K H. 2017. Fire and ecosystem change in the Arctic across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth Planet Sci Lett*, 467: 149–156
- Dickens G R, O'Neil J R, Rea D K, Owen R M. 1995. Dissociation of oceanic methane hydrate as a cause of the carbon isotope excursion at the end of the Paleocene. *Paleoceanography*, 10: 965–971
- Dixon R K, Solomon A M, Brown S, Houghton R A, Trexler M C, Wisniewski J. 1994. Carbon pools and flux of global forest ecosystems. *Science*, 263: 185–190
- Forbes M S, Raison R J, Skjemstad J O. 2006. Formation, transformation and transport of black carbon (charcoal) in terrestrial and aquatic ecosystems. *Sci Total Environ*, 370: 190–206
- Francey R J, Farquhar G D. 1982. An explanation of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ variations in tree rings. *Nature*, 297: 28–31
- Gao C Y, He J B, Cong J X, Zhang S Q, Wang G P. 2017. Impact of forest fires generated black carbon deposition fluxes in Great Hinggan Mountains (China). *Land Degrad Dev*, 29: 2073–2081
- Gutjahr M, Ridgwell A, Sexton P F, Anagnostou E, Pearson P N, Pálike H, Norris R D, Thomas E, Foster G L. 2017. Very large release of mostly volcanic carbon during the Palaeocene-Eocene Thermal Maximum. *Nature*, 548: 573–577
- Handley L, Pearson P N, McMillan I K, Pancost R D. 2008. Large terrestrial and marine carbon and hydrogen isotope excursions in a new Paleocene/Eocene boundary section from Tanzania. *Earth Planet Sci Lett*, 275: 17–25
- Higgins J A, Schrag D P. 2006. Beyond methane: Towards a theory for the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Earth Planet Sci Lett*, 245: 523–537
- Higuera P E, Brubaker L B, Anderson P M, Hu F S, Brown T A. 2009. Vegetation mediated the impacts of postglacial climate change on fire regimes in the south-central Brooks Range, Alaska. *Ecol Monogr*, 79: 201–219
- Huang X S, Li C K, Dawson M R, Liu L P. 2004. *Hanomys malcolmi*, a new simpliciidentate mammal from the Paleocene of central China: Its relationships and stratigraphic implications. *Bull Carnegie Mus Nat History*, 36: 81–89
- Huang Y J, Momohara A, Li S F, Ji X P, Qiu J, Jia L B, Hu J J, Ji Y H, Zhou Z K. 2023. Wildfire associated with a deciduous broadleaved forest from the Neogene Baoshan Basin at the southeastern margin of the Tibetan Plateau. *J Palaeogeogr*, 12: 448–462
- Kennett J P, Stott L D. 1991. Abrupt deep-sea warming, palaeoceanographic changes and benthic extinctions at the end of the Palaeocene. *Nature*, 353: 225–229
- Kent D V, Cramer B S, Lanci L, Wang D, Wright J D, Van der Voo R. 2003. A case for a comet impact trigger for the Paleocene/Eocene thermal maximum and carbon isotope excursion. *Earth Planet Sci Lett*, 211: 13–26
- Knicker H. 2011. Pyrogenic organic matter in soil: Its origin and occurrence, its chemistry and survival in soil environments. *Quat Int*, 243: 251–263
- Koch P L, Zachos J C, Gingerich P D. 1992. Correlation between isotope records in marine and continental carbon reservoirs near the Palaeocene/Eocene boundary. *Nature*, 358: 319–322
- Kraaij T, Engelbrecht F, Franklin J, Cowling R M. 2020. A fiery past: A comparison of glacial and contemporary fire regimes on the Palaeo-Agulhas Plain, Cape Floristic Region. *Quat Sci Rev*, 235: 106059
- Kuhlbusch T A J, Crutzen P J. 1995. Toward a global estimate of black carbon in residues of vegetation fires representing a sink of atmospheric CO_2 and a source of O_2 . *Glob Biogeochem Cycle*, 9: 491–501
- Kurtz A C, Kump L R, Arthur M A, Zachos J C, Paytan A. 2003. Early Cenozoic decoupling of the global carbon and sulfur cycles. *Paleoceanography*, 18: 1090
- Last W M. 1990. Lacustrine dolomite—An overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences. *Earth-Sci Rev*, 27: 221–263
- Lim B, Cachier H. 1996. Determination of black carbon by chemical oxidation and thermal treatment in recent marine and lake sediments and Cretaceous-Tertiary clays. *Chem Geol*, 131: 143–154
- Liu B J, Spiekermann R, Zhao C L, Püttmann W, Sun Y Z, Jasper A,

- Uhl D. 2022. Evidence for the repeated occurrence of wildfires in an upper Pliocene lignite deposit from Yunnan, SW China. *Int J Coal Geol*, 250: 103924
- Liu W G, Feng X H, Ning Y F, Zhang Q L, Cao Y N, Zhisheng A N. 2005. $\delta^{13}\text{C}$ variation of C_3 and C_4 plants across an Asian monsoon rainfall gradient in arid northwestern China. *Glob Change Biol*, 11: 1094–1100
- Lü A F, Tian H Q, Liu M L, Liu J Y, Melillo J M. 2006. Spatial and temporal patterns of carbon emissions from forest fires in China from 1950 to 2000. *J Geophys Res*, 111: D05313
- Moore E A, Kurtz A C. 2008. Black carbon in Paleocene-Eocene boundary sediments: A test of biomass combustion as the PETM trigger. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 267: 147–152
- Nunes F, Norris R D. 2006. Abrupt reversal in ocean overturning during the Palaeocene/Eocene warm period. *Nature*, 439: 60–63
- Pausas J G, Ribeiro E. 2013. The global fire-productivity relationship. *Glob Ecol Biogeogr*, 22: 728–736
- Rae J W B, Zhang Y G, Liu X Q, Foster G L, Stoll H M, Whiteford R D M. 2021. Atmospheric CO_2 over the past 66 million years from marine archives. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 49: 609–641
- Santín C, Doerr S H, Preston C M, González-Rodríguez G. 2015. Pyrogenic organic matter production from wildfires: A missing sink in the global carbon cycle. *Glob Change Biol*, 21: 1621–1633
- Schmidt M W I, Noack A G. 2000. Black carbon in soils and sediments: Analysis, distribution, implications, and current challenges. *Glob Biogeochem Cycle*, 14: 777–793
- Schmitz B, Pujalte V. 2003. Sea-level, humidity, and land-erosion records across the initial Eocene thermal maximum from a continental-marine transect in northern Spain. *Geology*, 31: 689–692
- Smith T, Rose K D, Gingerich P D. 2006. Rapid Asia-Europe-North America geographic dispersal of earliest Eocene primate *Teilhardina* during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Proc Natl Acad Sci USA*, 103: 11223–11227
- Snell K E, Thrasher B L, Eiler J M, Koch P L, Sloan L C, Tabor N J. 2013. Hot summers in the Bighorn Basin during the early Paleogene. *Geology*, 41: 55–58
- Song M L, Dodson J, Lu F Y, Shi G, Yan H. 2023. A continuous paleorecord of vegetation and environmental change from Erxianyan Wetland over the past 60,000 years in central China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 613: 111399
- Stracher G, Prakash A, Sokol E. 2012. Coal and Peat Fires: A Global Perspective. United Kingdom: Elsevier. 174
- Thomas D J, Zachos J C, Bralower T J, Thomas E, Bohaty S. 2002. Warming the fuel for the fire: Evidence for the thermal dissociation of methane hydrate during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Geology*, 30: 1067–1070
- Turetsky M R, Benscoter B, Page S, Rein G, van der Werf G R, Watts A. 2014. Global vulnerability of peatlands to fire and carbon loss. *Nat Geosci*, 8: 11–14
- Van Wager C E. 1983. Fire behavior in northern conifer forests and shrublands. *Scope*, 18: 65–81
- Volkova L, Paul K I, Roxburgh S H, Weston C J. 2022. Tree mortality and carbon emission as a function of wildfire severity in south-eastern Australian temperate forests. *Sci Total Environ*, 853: 158705
- Wang S P, Huang X Y, Chen H X, Liu N A. 2017. Interaction between flaming and smouldering in hot-particle ignition of forest fuels and effects of moisture and wind. *Int J Wildland Fire*, 26: 71–81
- Wang X, Feng L J, Longstaffe F J, Chen Z L, Zhu M, Li H W, Cui L L, Du G P, Ding Z L. 2022. Changes in sulfur cycling in a large lake during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum and implications for lake deoxygenation. *Glob Planet Change*, 208: 103716
- Wing S L, Currano E D. 2013. Plant response to a global greenhouse event 56 million years ago. *Am J Bot*, 100: 1234–1254
- Wolbach W S, Gilmour I, Anders E, Orth C J, Brooks R R. 1988. Global fire at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, 334: 665–669
- Xie Y L, Wu F L, Fang X M. 2022. Abrupt collapse of a swamp ecosystem in northeast China during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 595: 110975
- Yao W Q, Paytan A, Wortmann U G. 2018. Large-scale ocean deoxygenation during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 361: 804–806
- Zachos J, Pagani M, Sloan L, Thomas E, Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, 292: 686–693
- Zachos J C, Wara M W, Bohaty S, Delaney M L, Petrizzo M R, Brill A, Bralower T J, Premoli-Silva I. 2003. A transient rise in tropical sea surface temperature during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 302: 1551–1554
- Zachos J C, Rohl U, Schellenberg S A, Sluijs A, Hodell D A, Kelly D C, Thomas E, Nicolo M, Raffi I, Lourens L J, McCarren H, Kroon D. 2005. Rapid acidification of the ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum. *Science*, 308: 1611–1615
- Zachos J C, Schouten S, Bohaty S, Quattlebaum T, Sluijs A, Brinkhuis H, Gibbs S J, Bralower T J. 2006. Extreme warming of mid-latitude coastal ocean during the Paleocene-Eocene Thermal Maximum: Inferences from TEX_{86} and isotope data. *Geology*, 34: 737–740

(责任编辑: 李小强)