DOI:10.19789/j.1004-9398.2017.04.015

洞庭盆地末次冰期中晚期以来黑褐色土壤剖面野火记录及气候关联*

谭志海[1,4] 龙艳侠[1] 毛龙江[2**] 莫多闻[3] 廖 冰[1] 刘 钊[1,4]

(1. 西安工程大学环境与化学工程学院,陕西 西安 710048; 2. 南京信息工程大学海洋科学学院,江苏 南京 210044;
3. 北京大学城市与环境学院,北京 100871; 4. 中国科学院地球环境研究所黄土与地质国家重点实验室,陕西 西安 710061)

摘 要

洞庭盆地澧阳玉成黑褐色土壤剖面记录了末次冰期中晚期以来火生态的演变过程. 通过野外采样和分析测试,参照可靠 AMS-^{14}C 测年和考古数据断代,利用沉积物中高分辨率炭屑和黑碳数据,探讨该区域末次冰期中晚期以来的野火发生和快速气候变化以及植被演替的相互作用. 结果表明: 该研究区域氧同位素 MIS3(Marine Isotope Stage,56.0~23.0 ka BP)期间,气候冷干向暖干转变,野火发生十分有限; 氧同位素 MIS2(23.0~10.6 ka BP)阶段,气候冷湿,C_3 木本植被明显增加. 然而,随着百年-千年尺度气候冷事件发生,冬季风加强和可燃物干燥程度的增加,促使区域和本地野火普遍发生; 氧同位素 MIS1(10.6~7.0 ka BP)阶段,随着气温和降水的增加,植被由温带落叶阔叶混交林(C_3 木本)所取代,致使区域野火明显下降. 洞庭盆地野火发生与末次冰期快速突变气候事件(Heinrich and Younger Drays events)密切关联表明千年尺度野火机制模式受到北半球太阳辐射所控制的东亚夏季风强弱和全球冰量变化以及植被演替的共同影响.

关键词: 野火,黑碳,炭屑,末次冰期,气候变化.
中图分类号: P534.632; P941.74

0 引 言

野火作为一种独特且重要的生态环境因子,是反映气候变化的重要指标之一[1-4]. 自20世纪90年代以来,随着厄尔尼诺现象频繁出现,极端气候事件所引起的世界许多地方特大或近似前所未有的野火事件频繁发生,火灾问题已成为各国科学家高度关注的焦点. 野火机制与气候变化(温度与湿度平衡)和植被特征(生物量和易燃性),以及人类活动时空分布,形成复杂非线性函数关系[5]. 气候变化通过雷击闪电、燃料湿度以及普遍的火险天气等条件直接影响野火机制,同时通过植被类型和生产量的变化间接影响其发生; 另一方面,野火机制的变化通过全球碳循环、大气化学、植被覆盖以及如土地表面反照率、土壤持水量和土壤养分状等其他物理和生物特性而对气候有反馈作用. 此外,野火机制越来越受到人类活动影响. 保存于沉积物中的炭屑和黑碳是野火历史记录的主要信息来源[6]. 来自澳大利亚、美国、中国和欧洲的学者通过孢粉、地球化学重金属、古地磁等指标,利用生物地球化学、遥感技术、大气物理学和环境建模等其他学科技术手段分别对野火历史展开研究,取得大量成果[7-21]. 然而,由于采样点区域范围差异和时间尺度分辨率的限制,使得人们理解野火发生过程存在很大分歧. 尤其末次冰期以来野火发生与短期快速气候变化关系相关报道甚少,这也是第四纪地质火研究方向的研究焦点. 其中一些研究认为在冰期干冷气候条件下,天然火发生的强度较大,而在间冰期温暖湿润气候条件下,天然火发生的频率降低; 还有一些研究得到的结论与之完全相反,即间冰期更容易发生火灾,而冰期火灾明显减少[22-23]. 因此,不能单凭气候温度和湿度等具体单因素来判断火灾发生机制,必须通盘考虑野火机制时间尺度、指标选取精度和野火发生条件以及对气候区域响应的差异.

收稿日期: 2016-09-28

* 国家自然科学基金(No. 41271228); 中科院地球环境研究所黄土与第四纪地质实验室开放基金(SKLLQG 1518); 中科院气溶胶物理与化学实验室开放基金(No. KLACP141201); 江苏省青蓝工程中青年学术带头人项目.

**通讯作者

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

洞庭湖盆地位于典型亚热带季风区,该区域气候环境主要受控于东亚夏季风强度的变化,是研究该区古火、植被和气候变化及其对东亚季风响应程度的理想场所. 本文采用高分辨黑碳和炭屑记录,有助于深入地揭示该区域末次冰期中晚期以来野火发生、快速气候变化和植被演变相互作用及其对东亚季风变化的响应程度.

1 研究区概况

玉成剖面(YC)位于湖南省洞庭湖平原西北岸的澧水中下游的大坪乡,地处武陵山脉的东北边缘,西、南、北三面环山,南临澧水,东向洞庭湖敞(见图1). 该区气候属亚热带湿润季风气候,气候四季分明. 年平均气温 16.5 ℃,年平均降水量 1 300 mm. 该区内河流主要有澧水及其支流澹水和涔水,其中汛期主要集中在 5 ~ 9 月; 该区森林覆盖率达 57.13%,主要以亚热带常绿阔叶林、常绿落叶阔叶混交林、落叶阔叶林、山顶苔藓矮林为主; 该区以红壤、水稻土为主,适宜多种农作物生长.

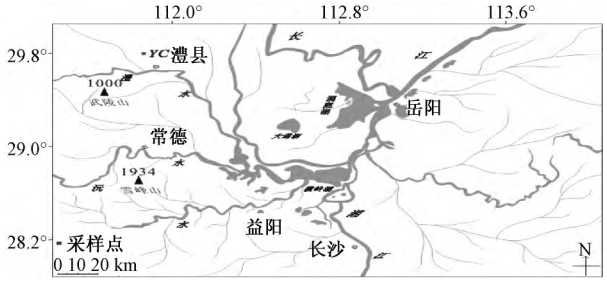


图1 采样点的区域位置

2 剖面选取和实验方法

通过野外考察和论证,在澧阳大坪乡玉成村选取典型黑褐色土壤剖面. 该剖面以 2 ~ 5 cm 不等间距连续采样,共采集样品 65 个. 其岩性特征从上往下依次为: 0 ~ 20 cm(L_0)为棕黄色土层,黏土质粉沙; 20 ~ 88 cm(S_0^*)为黑褐色土层,此层广泛发育; 88 ~ 114 cm(Lt^*)为铁锰结核层,可见铁锰结核; 114 ~ 160 cm(L_1)为棕黄色黄土层(图1)[24]. 根据沉积学、土壤学和考古地层学原理以及该剖面岩性特征,剖面中文化遗物与地层的层位关系,参照 YC 剖面所测定的 4 个可靠 AMS^{14}C 和 OSL 年代控制点[24],从而建立 YC 剖面的年代框架以及该剖面的深度与年代关系(见图2). 这个年代框架结果与其考古证据和野外剖面岩性特征一致[25]. 本文磁化率测定采用英国 Bartington 公司生产 MS-2 型磁化率仪分别对待测的样品进行低频(0.47 KHz)测定; 总有机碳通过分别称取土壤样品 0.15 g 置于仪器中,加入 30% 盐酸处理后,采用德国 High-TOC Ⅱ 型仪器测定; 炭屑浓度通过称取 50 g 土壤样品,进行酸碱前处理和重液浮选,样品统计时加入已知浓度的蒿属计数花粉,在光学显微镜下依据炭屑粒径大小(< 50 μm、50 ~ 100 μm 和 > 100 μm)三个等级对其统计,以换算炭屑浓度[26]; 黑碳测定通过分别称取土样样品 0.5 ~ 0.6 g,经 HCL 和 HF 等酸处理后制成片,然后采用热光反射法和 IMPROVE 协议,通过 DRIModel 2001 Thermal/Optical Carbon Analyzer 碳分析仪分别对其进行黑碳组分的分析,在测定过程中通入纯氦气气体 He 时,温度分别上升至 120、250、450、550 ℃四个阶段,生成 4 个有机碳组分(OC_1, OC_2, OC_3, OC_4); 然后通入 2% O_2/98% He 的混合气体,温度分别上升至 550、700、800 ℃三个阶段,生成三个元素碳组分(EC_1, EC_2, EC_3),其中组分 EC_1 部分生成热解碳(POC). 通常焦炭定义为 EC-char = EC_1-POC,烟炱 Soot = EC_2 + EC_3[27-29].

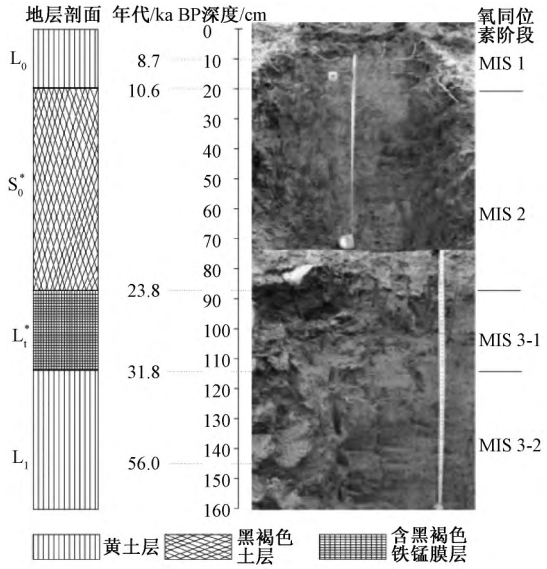


图2 YC 剖面岩性和深度与年代关系曲线

3 结果与解释

沉积物中总有机碳浓度变化指示成壤环境的演变过程和植被覆盖变化[30],从 YC 剖面的 TOC 变化曲线趋势上来看(图3f),TOC 值总体变化趋势基本与地层变化是一致的. 浓度变化范围为(0.018 ~ 0.883 mg·g^{-1}),其中 TOC 浓度低值范围(0.018 ~

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

0.297 mg·g^{-1}) 出现在棕黄色黄土层(L_1) 114 ~ 160 cm 层位; 而高值范围(0.414 ~ 0.800 mg·g^{-1}) 出现在黑褐色土层(S_0*) 20 ~ 88 cm 层位. 地质历史时期沉积物中炭屑作为火灾发生理想指标,其沉积通量可以反映过去火灾范围和强度的变化[31] ,其中粗粒径炭屑浓度(>50 μm) 指示本地野火发生频率与强度变化,而细粒径炭屑浓度(<50 μm) 指示区域野火发生频率与强度变化[4,32] . 细粒径炭屑通量高峰值(3 814 粒·cm^{-2}·ka^{-1} 和 5 475 粒·cm^{-2}·ka^{-1}) 分别出现在黑褐色土层深度 30 cm 层位和铁锰结核层深度 92 cm 层位; 而细粒径炭屑通量低值范围(0 ~ 412 粒·cm^{-2}·ka^{-1}) 出现在棕黄色黄土层(L_1) 114 ~ 160 cm 层位(图 3c,d) . 同样, 粗粒径炭屑高值(107 粒·cm^{-2}·ka^{-1}) 出现在黑褐色土的 60 cm 层位; 而粗粒径浓度低值范围(0 ~ 5 粒·cm^{-2}·ka^{-1}) 则出现在棕黄色黄土层(L_1) 114 ~ 160 cm 层位. 保存在土壤剖面中的黑碳记录野火历史及其气候变化[33] . 其中焦炭反映区域野火强度和范围,烟炱反映更大区域尺度生物质燃烧水平[34] . 黑碳(焦炭或烟炱) 通量从末次冰期到全新世早期期间呈现出逐渐增加趋势,焦炭和烟炱通量变化范围分别为(0 ~ 9.19 mg·cm^{-2}·ka^{-1}) 和(0 ~ 2.05 mg·cm^{-2}·ka^{-1}) (图 3c,d) . 焦炭和烟炱达到峰值范围分别为(7.95 ~ 9.19 mg·cm^{-2}·ka^{-1}) 和(0.95 ~ 2.05 mg·cm^{-2}·ka^{-1}) 出现在黑褐色土层(S0*) 20 ~ 88 cm 层位; 而焦炭和烟炱低值范围分别为(0 ~ 0.67 mg·cm^{-2}·ka^{-1}) 和(0 ~ 0.59 mg·cm^{-2}·ka^{-1}) 出现在棕黄色黄土层(L_1) 114 ~ 160 cm 层位.

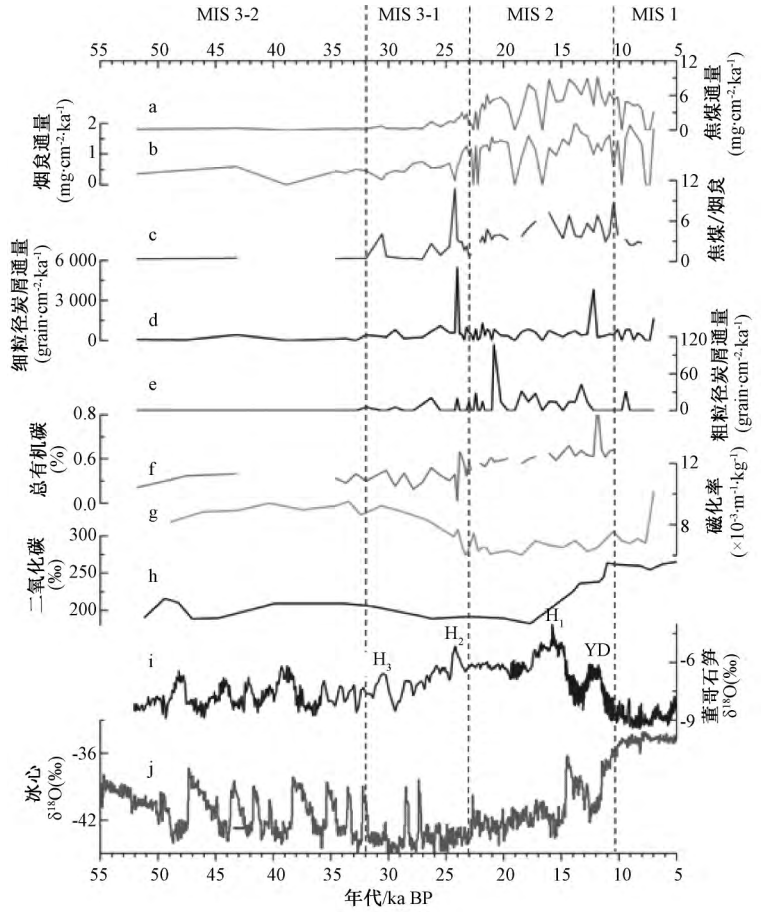


图 3　YC 剖面末次冰期中晚期以来黑碳通量与多项古气候指标对比曲线

(a) YC 剖面的焦炭通量; (b) YC 剖面的烟炱通量; (c) YC 剖面焦炭/烟炱的比值; (d) 小于 50 μm 炭屑通量; (e) YC 剖面的大于 50 μm 炭屑通量; (f) YC 剖面的总有机碳; (g) YC 剖面的磁化率; (h) Vostok 冰芯过去 42 ka BP 二氧化碳浓度变化[35] (i) 董哥石笋 $\delta^{18}O$ 浓度[36] ; (j) 格陵兰冰芯氧同位素 $\delta^{18}O$ 浓度[37]

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

4 讨 论

为了深入理解研究区域野火对气候的响应,根据该研究剖面岩性划分,将炭屑和黑碳记录的古火历史粗略地与格陵兰冰芯氧同位素分别在氧同位素 MIS3(56.0 ~ 23.0 ka BP),其中包括 MIS3-2(56.0 ~ 32.0 ka BP)和 MIS3-1(32.0 ~ 23.0 ka BP)两个阶段,氧同位素 MIS2(23.0 ~ 10.6 ka BP)阶段,氧同位素 MIS1(10.6 ~ 7.0 ka BP)进行对比,探讨末次冰期中晚期以来洞庭盆地地区火生态演变过程.

4.1 氧同位素 MIS3 (56.0 ~ 23.0 ka BP)阶段,洞庭盆地区域野火事件与快速气候事件密切相关

末次冰期以来野火机制一方面受到太阳辐射变化和全球冰量变化以及东亚季风强弱所控制的气候干湿变化的影响,另一方面野火频率变化又反演东亚季风气候变化和植被景观演替过程. 同属长江流域中游的鄱阳湖孢粉特征表明 55.0 ~ 28.0 ka BP 该区此阶段疏林草原发育,木本以落叶阔叶乔木为主,气候先后出现 2 次温偏干与凉干的旋回波动[38];来自野外剖面岩性位于深度 160 ~ 114 cm 层位出现棕黄色风成黄土沉积层(56.0 ~ 32.0 ka BP,MIS3-2,图 2)[39-40];此阶段深海氧同位素(偏负)、石笋氧同位素(偏正)、有机碳(低值),这一系列指标记录表明该区域氧同位素 MIS3-2 (56.0 ~ 32.0 ka BP)阶段气候整体上趋势是以冷干为主. 然而,该剖面深度 114 ~ 88 cm 层位出现铁锰结核层(见图 2),与此同时深海氧同位素、石笋氧同位素和有机碳记录说明 32.0 ~ 23.0 kaBP(氧同位素 MIS3-1)阶段,该区域气候经历暖干阶段(见图 3),生物量有所增加. 细粒径炭屑和黑碳(焦炭和烟炱)通量的低位震荡表明氧同位素 MIS3(56.0 ~ 23.0 ka BP)阶段区域野火发生十分有限;而其中在 30.0 ka BP 和 24.0 ka BP 期间细粒径炭屑通量和 Char/Soot 指数明显的高峰值表明此阶段区域火灾频繁发生. 此时正好遇到格陵兰 GISP2 冰芯深海氧同位素所记录的 Heinrich3(30.1 ka BP)和 Heinrich2(24.1 ka BP)快速气候变冷恶化事件,导致其燃料干燥易燃,促使火灾事件发生[41]. 从全球范围来看,来自世界古火 700 例沉积记录表明末次冰期以来野火与百年 - 千年短尺度快速气候变化密切关联[42,43]. 来自南海沉积物、黄土、东北大兴安岭月亮湖等记录说明这些区域野火发生对全球 Heinrich 事件旋回的响应具有一致性[44-47]. 由于此阶段太阳岁差周期影响,N65°太阳辐射开始减少,全球极地大陆冰川扩张,加之大西洋冰筏事件的发生而导致海陆热力性质的差异显著,使得东亚夏季风加强,造成该区生物量有所增加. 然而,东亚季风区许多其他沉积记录也表明 MIS3 阶段由于东亚夏季风较强造成相对较湿润的时期但较冰消期及全新世阶段仍属较干冷阶段[48-49]. 我国黄土沉积记录中此阶段黄土高原气候冷干特征,相对湿润,曾出现弱土壤发育[50];在中国南方地区气候冷湿特征,降水相对较多;而洞庭湖盆地区此阶段在冷干向暖干转变的气候环境下,形成疏林草原景观. 由于燃料供给量有限而且少量落叶阔叶林植被燃点高,致使此阶段区域野火发生十分有限[46]. 而来自我国北方黄土高原西部诸多沉积剖面表明此阶段黄土高原呈现草原植被[51-52],其燃料较为干燥而且燃点低,致使该区氧同位素 MIS3-1 阶段(30.0 ~ 23.0 ka BP)野火呈现明显增加趋势[45-46]. 这些火灾模式区域差异说明野火发生明显受到不同区域气候和植被分布格局的影响. 可见,千年尺度野火机制不仅受到太阳辐射变化和全球冰量波动的驱动,而且受到东亚季风强弱所控制下植被组成变化的影响.

4.2 氧同位素 MIS2 (23.0 ~ 10.6 ka BP)阶段,洞庭盆地区域和本地野火普遍发生

所研究剖面的磁化率(低值)、深海氧同位素(偏正)、石笋氧同位素(偏负),有机碳值(高值),这一系列指标记录表明该区此阶段由于正处于末次冰盛期,气候特征为冷湿或凉湿(见图 3). 来自江汉平原的孢粉记录表明此阶段植被以喜冷湿常绿针叶林和阔叶混交林为主森林 - 草原景观[53-56]. 野外剖面岩性表明此阶段洞庭盆地平原广泛发育黑褐色粘土[38](见图 2). 由于这些土壤中含有 50% 以上松属、雪松、云杉等喜冷湿孢粉,且 Fe_2O_3 的含量偏高,在气候冷湿气候条件情况下沉积而成[55]. 从水热配置来看,该区末次盛冰期冷湿的气候与同时期我国东部草原植被、青藏高原的荒漠植被及黄土高原区快速风尘堆积所反映的冷干气候特征呈相反态势. 这可能由于该区冰期 - 间冰期冷暖干湿组合特征与其季风区存在明显差异[56]. 所研究区域 YC 剖面的细粒径炭屑和黑碳(焦炭和烟炱)呈现出明显大幅度成倍增长趋势,这些说明氧同位素 MIS2 阶段(23.0 ~ 10.6 ka BP)区域野火广泛而普遍发生,其中 17.0 ~ 15.0 ka BP 期间粗粒径炭屑通量和 Char/

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

Soot 指数明显高峰值表明此阶段本地火灾频繁发生,这正好与葫芦石笋氧同位素和格陵兰 GISP2 冰芯深海氧同位素记录所指示 Heinrich1(16.8 ka BP)的快速变冷事件基本可以一一对应[41]. 来自南海沉积物、黄土、东北大兴安岭月亮湖等记录说明野火发生与全球 H 事件的响应具有一致性[44-47]. 此外,粗粒径炭屑通量和 Char/Soot 指数峰值变化表明 14 ~ 13 ka BP 期间本地火灾发生有所下降,紧接着在 12 ~ 10 ka BP 之间本地火灾发生明显增加. 此时正与格陵兰深海氧同位素(偏负)和董哥石笋氧同位素(偏正)所记录的阿勒罗德(Allerod)和博令(Boling)间冰阶段(14.3 ~ 12.7 ka BP),而后新鲜女木事件 YD 冷事件(12.2 ~ 11.5 ka BP)具有良好一致性. 来自南海沉积物、黄土、滇西、北美等记录说明区域野火发生对全球 BA 和 YD 事件的响应具有一致性[57-60]. 此阶段北半球太阳辐射强度减弱驱动极地冰盖扩张削弱了东亚夏季风强度,而且冬季风增强. 因而使得长江流域中游地区域在相对干冷气候条件下生长大量 C_3 喜寒针叶林植被[51,52]. 尽管此阶段燃料具有燃点高且不易燃的特性,由于此阶段期间百年 - 千年冷干气候事件频繁发生,加之冬季风加强,造成林区燃料异常干燥,促使该区域火灾普遍发生并释放出高浓度黑碳颗粒物而沉降下来. 类似我国内蒙古大兴安岭的寒针叶林,随着夏季可燃物干燥程度的增加,使得区域火灾频繁发生[61]. 与此同时,在极端干冷的我国北方黄土高原以 C_3 植被为主荒漠草原,由于缺乏连续性的可燃料供给量,从而抑制了区域野火向外扩展蔓延的可能. 可见,氧同位素 MIS2 阶段野火机制受到东亚季风所控制区域季节性降雨变化以及燃料(植被)供给量共同作用结果.

4.3　氧同位素(10.6 ~ 7.0 ka BP)阶段,区域野火发生有所下降

YC 剖面的磁化率(低值)、深海氧同位素(偏正)、石笋氧同位素(偏负)、有机碳(高值),这一系列指标记录表明所研究区域此阶段气候变得逐渐温暖而湿润(见图 3). 来自同属长江流域中游的湖北大九湖孢粉记录表明此阶段禾本科比例仍然较高,12.0 ka BP 以后,随着气温和降水的增加大九湖周围的草地植被由温带落叶阔叶混交林所取代[62]. 而所研究 YC 剖面的细粒径炭屑和黑碳(焦炭和烟炱)通量总体上呈明显下降趋势,这些说明该区域全新世早期(10.6 ~ 7.0 ka BP)阶段,区域野火发生有所下降. 本阶段由于北半球太阳辐射强度所控制东亚季风增强,季节性降雨增多和植被湿度增大,进而抑制火灾发生. 野火频率反映冰消期以来千年 - 百年尺度东亚季风强弱变化. 此外,该区此阶段出现高浓度粗粒径炭屑并呈现峰值波动(粗粒径炭屑浓度达到 30 粒·g^{-1}),同时位于该剖面 20 cm 褐色土壤上发现许多来自新石器时代早期的人类文化遗迹(8 ~ 6 ka BP),考古记录表明洞庭湖盆地地区澧水和沅江下游广泛分布彭头山文化的古遗址(8 ~ 6 ka BP)[63]. 这些高浓度的炭屑峰值可能与那个时期古人类活动有关[39-40].

5　结　论

本文通过洞庭盆地黑褐色土壤中炭屑和黑碳的记录,结合多项气候指标和考古数据,重建该区域末次冰期中晚阶段火生态演变过程,初步得到以下结论:

(1) 氧同位素 MIS3(56.0 ~ 23.0 ka BP)阶段,气候冷干向暖干转变,植被为疏林草原景观,由于缺乏可燃物供给量,致使 MIS3-2(56.0 ~ 32.0 ka BP)阶段整个过程区域野火发生十分有限; 然而,在 30.0 ka BP 和 24.0 ka BP 阶段细炭屑通量高峰值表明此期间区域火灾事件频繁发生与百年 - 千年短尺度快速气候变化密切关联. 这些快速气候变冷恶化事件(Heinrich3 和 Heinrich2 事件),导致其燃料干燥易燃,促使 MIS3-1(32.0 ~ 23.0 ka BP)阶段火灾事件发生.

(2) 氧同位素 MIS2(23.0 ~ 10.6 ka BP)阶段,气候冷湿,植被为森林 - 草原景观,C_3 木本植被明显增加,由于此阶段百年 - 千年尺度气候冷事件发生,冬季风加强,可燃物干燥程度的增加,促使区域和本地野火普遍发生; 其中 17.0 ~ 15.0 ka BP,14.0 ~ 13.0 ka BP,12.0 ~ 10.0 ka BP 期间粗炭屑通量和 Char/Soot 指数峰值表明此阶段区域火灾发生与短尺度快速气候变化事件(Heinrich1,BA 和 YD)密切关联.

(3) 氧同位素 MIS1(10.6 ~ 7.0 ka BP)阶段,随着气温和降水的增加,植被由温带落叶阔叶混交林(C_3 木本)所取代,使得该区域野火呈现明显下降趋势. 然而,该区此阶段高浓度粗粒径炭屑峰值波动可能与彭头山文化的古遗址(8.0 ~ 6.0 ka BP)古人类活动有关.

(4) 从轨道尺度上看,该研究区域末次冰期以

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved.　http://www.cnki.net

来野火发生受到太阳辐射季节性周期变化和北半球冰量变化所控制的所引起的有效水分变化相关联;在百年-千年尺度野火频率受到东亚季风强弱所控制季节性降雨和区域植被特征的作用.

参 考 文 献

[1] 周道违. 火生态学研究评述[J]. 世界林业研究, 1993, 6(6):38-44.

[2] Tan Z H, Huang C C, Pang J L, et al. Wildfires related to climate and land-use change over the Weihe River Basin, China[J]. Quaternary International, 2011, 234(1):167-173.

[3] 谭志海, 黄春长, 庞奖励, 等. 陇东黄土高原北部全新世野火历史的木炭屑记录[J]. 第四纪地质, 2008, 33(4):733-739.

[4] Huang C C, Pang L, Chen S E, et al. Charcoal records of wildfire history in the Holocene loess-soil sequences over the southern Loess Plateau of China[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2006, 239(1-2): 28-44.

[5] Huber U M, Markgraf V, Schäbitz F. Geographical and temporal trends in Late Quaternary fire histories of Fuego-Patagonia, South America[J]. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(9):1079-1097.

[6] Daniau A L, Bartlein P J. Fire regimes during the Last Glacial[J]. Quaternary Science Reviews, 2009a, 200: 1-13.

[7] 李小强, 周新郢, 尚雪, 等. 黄土木炭屑统计方法及其在火演变研究中意义[J]. 湖泊科学, 2006, 18(5):540-544.

[8] Cousins W J. Optical microscopy of charcoal[J]. J Microscopy, 1975, 105: 15-18.

[9] McGinnis E. A Use of scanning electron microscopy in studies of wood charcoal formation[J]. Scanning Electron. Microsc, 1974, 2: 469-476.

[10] GuoY, Bustin R M. Firespectrospy and reflectance of modern charcoal and fungal decayed woods implication for studies of inertinete in coals[J]. Int. J. Coal Geo., 1998, 37: 29-53.

[11] Taylor G H, Teichmuller M. Organic petrology[M]. Berlin: Gebruder Borntraeger, 1998.

[12] Chaloner W G. Fossil charcoal as an indicator of palaeoatmospheric oxygen level[J]. J Geol Soc London, 1989, 146: 171-174.

[13] Jones T P. Utratructural and chemical studies on Oligocene fossil wood from Bovey Tracey, Devon, UK[J]. Review of Palaeobotany and Palynology, 1994, 81: 279-288.

[14] 陈因硕. 澳大利亚白令湖早全新世森林演替中的森林火[J]. 植物学, 1990, 32(1):69-75.

[15] GreenD. Time series and post-glacial forest ecology[J]. Quartary Research, 1981, 15: 265-277.

[16] WhitehouseNJ. Forest fires and insects: palaeoentomological research from a subfossil burn forest[J]. Polaeogeography, Polaeoclimatology, Polaeoecology, 2000, 164: 231-246.

[17] 吕静, 王宇飞, 李承森. 古木炭屑与古森林火[J]. 古地理学报, 2002, 4(2):72-76.

[18] 黄春长. 渭河流域 3 100 年前资源退化与人地关系演变[J]. 地理科学, 2001, 21(1): 20-31.

[19] 张健平, 吕厚远. 现代植物炭屑形态的初步分析及其古环境意义[J]. 第四纪研究, 2006, 26(5): 857-863.

[20] 许清海, 孔昭宸, 陈旭东, 等. 鄂尔多斯东部 4 000 余年来的环境与人地关系的初步探讨[J]. 第四纪研究, 2002, 22(3):105-112.

[21] 孙湘君, 李逊, 陈怀成. 南海北部最近 37 万年以来天然火与气候[J]. 中国科学(D 辑), 2000, 30(2):163-168.

[22] Daniau A L, Sánchez-Goñi M F, Beaufort L, et al. Dansgaard-oeschger climatic variability revealed by fire emissions in southwestern Iberia[J]. Quaternary Science Reviews, 2007, 26(9/10):1 369-1 383.

[23] Daniau A L, Sánchez-Goñi M F, Duprat J. Last glacial fire regime variability in western France inferred from microcharcoal preserved in core MD04-2845, Bay of Biscay[J]. Quaternary Research, 2009b, 71(3): 385-396.

[24] 毛龙江, 莫多闻, 周昆叔, 等. 湖南澧阳平原黑褐色土的稀土元素地球化学特征及其环境意义[J]. 环境科学学报, 2009, 29(7): 1561-1567.

[25] 毛龙江, 莫多闻, 周昆叔, 等. 澧阳平原晚冰期短尺度气候变化的风成沉积物稀土元素和粒度记录[J]. 中国沙漠, 2010, 30(2): 267-272.

[26] 谭志海. 渭河流域全新世生态环境变化和野火活动的记录[D]. 西安: 陕西师范大学, 2004.

[27] Han Y M, Cao J J, An Z, et al. Evaluation of the thermal/optical reflectance method for quantification of elemental carbon in sediments[J]. Chemosphere, 2007, 69(4): 526-533.

[28] Han Y M, Cao J J, Posmentier E S, et al. The effect of acidification on the determination of elemental carbon, char-, and soot-elemental carbon in soils and sediments[J]. Chemosphere, 2009, 75(1): 92-99.

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

[29] 谭志海,龙艳侠,范汇晨,等. 史前关中盆地土壤剖面的黑碳与炭屑记录[J],土壤通报,2016,44(3):518 - 524.
[30] 谭志海,黄春长,庞奖励,等. 渭河流域全新世土壤剖面木炭屑记录及其古环境意义[J]. 中国生态农业学报,2010,18(1): 25 - 30.
[31] Whitlock C, Larsen C V. Charcoal as a fire proxy//Smol J P, Birks H J B, Last W M. Tracking environmental changes using lake sediments: terrestrial, algal, and siliceous indicators(Vol. 3)[M]. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2001:75 - 96.
[32] Clark J S. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and Sampling[J]. Quaternary Research, 1988, 30:67 - 80.
[33] Wang X, Peng P A, Ding Z L. Black carbon records in Chinese Loess Plateau over the last two glacial cycles and implications for paleofires[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,2005, 223: 9 - 19.
[34] Tan Z H., Han Y M., Cao J J, et al. Holocene wildfire history and human activity from high-resolution charcoal and elemental black carbon records in the Guanzhong Basin of the Loess Plateau, China[J]. Quaternary Science Reviews, 2015, 109:76 - 87.
[35] Petit J R, Jouzel J, Raynaud D,et al. Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok Ice Core,Antarctica[J]. Nature,1999, 399(6735):429 - 436.
[36] Dykoski C A, Edwards R L, Cheng H,et al. A high-resolution, absolute-dated Holocene and deglacial Asian monsoon record from Dongge Cave, China[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005(233): 71 - 86.
[37] North Greenland Ice Core Project members. High-resolution record of Northern Hemisphere climate extending into the last interglacial period[J]. Nature,2004,431(7005): 147 - 151.
[38] 吴艳宏,羊向东,王苏民. 鄱阳湖地区晚更新世古环境变迁[J]. 地质力学学报,1997,3(4):69 - 77.
[39] 郭媛媛,莫多闻,毛龙江,等. 澧阳平原晚更新世晚期至全新世早中期环境演变及其对人类活动的影响[J]. 地理科学,2016,36(7):1091 - 1098.
[40] 毛龙江,莫多闻,周昆叔,等. 澧阳平原黑褐色土壤剖面常量元素地球化学特征[J]. 环境化学,2009,28(5):734 - 738.
[41] 王有清,姚檀栋. 冰芯记录中末次间冰期冰期旋回气候突变事件的研究进展[J]. 冰川冻土,2002,24(5):550 - 559.
[42] Power M J, Marlon J R,Bartlein P J,et al. Fire History and the Global Charcoal Database: a new tool for hypothesis testing and data exploration[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,2010, 291(1 - 2):52 - 59.
[43] Steffensen J P, Andersen K K,Bigler M et al. High-resolution greenland ice core data show abrupt climate change happens in few years[J]. Science,2008, 321(5889):680 - 684.
[44] 罗运利,陈怀成,吴国煊,等. 南海最近 3 个冰期旋回中的天然火与气候—ODP1144 孔深海沉积中的炭屑记录[J]. 中国科学(D 辑),2001,31(10):854 - 860.
[45] 周斌, 沈承德, 孙彦敏, 等. 370 ka 以来灵台黄土剖面元素碳记录及其对气候环境变化的响应. 科学通报[J]. 2006,51(10):1211 - 1217.
[46] Wang X, Ding Z L, Peng P. Changes in fire regimes on the Chinese Loess Plateau since the last glacial maximum and implications for linkages to paleoclimate and past human activity [J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,2012(315 - 316):61 - 74.
[47] 伍婧,刘强. 晚冰期月亮湖炭屑记录反映的古气候演化[J]. 地质科学,2013,48(3):860 - 869.
[48] Clemens S C, Murray D W. Nonstationary phase of the Plio-Pleistocene Asian monsoon[J]. Science, 1996, 274: 943 - 948.
[49] 刘庆生,安芷生,孙东怀,等. 最近 0.6 Ma 南、北半球古气候对比初探[J]. 中国科学: 地球科学,1996(2): 97 - 102.
[50] 鹿化煜,马海州,谭红兵,等. 西宁黄土堆积记录的最近 13 万年高原季风气候变化[J]. 第四纪研究,2001,21(5):416 - 426.
[51] 薛积彬,钟巍,曹家元,等. 末次冰期以来雷州半岛北部 C3/C4 植物相对丰度变化及其驱动因素[J]. 湖泊科学,2014,26(3): 464 - 472.
[52] 饶志国, 陈发虎, 张晓, 等. 末次冰期以来全球陆地植被中 C3/C4 植物相对丰度时空变化基本特性及其可能驱动机制[J]. 科学通报,2012,57(18):1633 - 1645.
[53] 杨达源. 晚更新世冰期最盛时长江中下游地区的古环境[J]. 地理学报,1986(4): 302 - 310.
[54] 朱育新,薛滨,羊向东,等. 江汉平原沔城 M1 孔的沉积特征与古气候重建[J]. 地质力学学报,1997,3(4):77 - 84.

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net

[55] 杨达源. 洞庭湖的演变及其整治[J]. 地理研究,1986,5(8):39-46.
[56] 羊向东,王苏民,童国榜,等. 云南鹤庆古湖泊晚更新世孢粉的记录及其古气候意义[J]. 第四纪研究,1998(4):335-343.
[57] 曹现勇. 安阳洹河流域全新世以来环境变化与人类活动的沉积记录[D]. 石家庄:河北师范大学,2009.
[58] Power M J, Marlon J, Ortiz N, et al. Changes in fire activity since the Last Glacial Maximum: an assessment based on a global synthesis and analysis of charcoal data[J]. Climate dynamics,2008,3:887-907.
[59] Marlon J M, Bartleina P J, Walsha M K. Wildfire responses to abrupt climate change in North America[J]. PNAS, 2009,106(8): 2519-2524.
[60] Tan Z H, Huang C C, Pang J L, et al. Wildfire history and climatic change in the semi-arid loess tableland in the middle reaches of the Yellow River of China during the Holocene: evidence from charcoal records[J]. The Holocene,. 2013, 23(10):1466-1476.
[61] 赵凤君,舒立福,田晓瑞,等. 气候变暖背景下内蒙古大兴安岭林区森林可燃物干燥状况的变化[J]. 生态学报,2009,29(4):1914-1920.
[62] 李杰,郑卓,Cheddadi R,等. 神农架大九湖四万年以来的植被与气候变化[J]. 地理学报,2013,68(1):69-81.
[63] 湖南省文物考古研究所,澧县文物管理所. 湖南澧县彭头山新石器时代早期遗址发掘简报[J]. 文物,1990(8):12-18.

Records of the Dark Brown Soil Profile by Charcoal and Black Carbon (Char and Soot) Sedimentary Archives from Dongting Basin Since the Middle-late Last Glacial Period

Tan Zhihai[1,4] Long Yanxia[1] Mao Longjiang[2] Mo Duowen[3] Liao Bin[1] Liu Zhao[1,4]

(1. Institute of Environmental Science and Chemistry Engineering, Xi'an Polytechnic University, Xi'an Shaanxi 710048;
2. School of Marine Sciences, Nanjing University of Information Science Technology, Nanjing Jiangsu 210044;
3. College of Urban and Environmental Sciences, Peking University, Beijing 100871;
4. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Chinese Academy of Sciences, Xi'an Shaanxi 710061)

Abstract

The high-resolution sedimentary charcoal and black carbon (char and soot) records from the dark brown soil of the profile at Yuchen site in the Dongting Basin. Combined with magnetic susceptibility and other paleo-proxies, revealpast wildfire history and the evolution of natural ecological landscape since the last glacial period are discussed. The results suggest that cold-dry and wet conditions on forest and meadow steppe landscape in the Dongting Basin appeared during MIS3 (56.0 ~ 23.0 ka BP), which was reduced regional fire activity across steppe landscape. Wetter and colder conditions during MIS2 (23.0 ~ 10.6 ka BP), fire was frequently and pervasively occurred with fuel drying on the development of forest and steppe (expansion of C_3 Needles woody) in the rapid climate changes at millennial-scale, even though the base level of biomass burning was less than today. The subsequent decrease in fire-episode frequency since MIS1 (10.6 ~ 7.0 ka BP) is consistent with warmer and wetter conditions on the development of deciduous broad-leaved forest during those periods. The close association between fire occurrence and the rapid climate changes (H3, H2, H1, YD) at millennial-scale fire pattern on Dongting Basin causes by East Asian Monsoon and ice volume in Northern Hemisphere interacted as both respond to solar radiation.

Key words: wildfire, black carbon, charcoal, the last glacial period, climate change.

作者简介 谭志海(1974-),男,江苏南京人,副教授,主要环境演变方面的研究.
通讯作者 毛龙江(1976-),男,湖南涟源人,教授,主要从事环境变化与环境考古方面的研究. E-mail: mlj1214@163.com

(C)1994-2020 China Academic Journal Electronic Publishing House. All rights reserved. http://www.cnki.net