

DOI: 10.5846/stxb202110082782

张瑞,迟云平,谢远云,康春国,吴鹏,孙磊,魏振宇.哈尔滨黄土炭屑记录的中晚更新世以来古火活动及其驱动机制.生态学报,2022,42(24): 10317-10328.

Zhang R, Chi Y P, Xie Y Y, Kang C G, Wu P, Sun L, Wei Z Y. Paleofire events recorded by charcoal in Harbin loess since the middle-late Pleistocene with driving mechanism. Acta Ecologica Sinica, 2022, 42(24): 10317-10328.

哈尔滨黄土炭屑记录的中晚更新世以来古火活动及其驱动机制

张 瑞¹, 迟云平^{1,2,*}, 谢远云^{1,2}, 康春国³, 吴 鹏¹, 孙 磊¹, 魏振宇¹

1 哈尔滨师范大学地理科学学院, 哈尔滨 150025

2 哈尔滨师范大学寒区地理环境监测与空间信息服务黑龙江省重点实验室, 哈尔滨 150025

3 哈尔滨学院地理系, 哈尔滨 150086

摘要:火作为陆地生态系统中重要的环境因子,与气候、植被和人类活动密切相关,古火演化已成为目前全球变化关注的热点问题之一。炭屑是探索古火活动和人类用火及其驱动机制的重要指标,为研究古环境和古气候的演变提供了一种新的途径。我国东北地区的炭屑研究较为薄弱,仅有的少数研究集中在全新世,缺少更长时间尺度的沉积记录。为此,基于光释光、电子自旋共振、深海氧同位素转折年龄构建了哈尔滨黄土的年代框架。在此基础上,重点对黄土-古土壤中炭屑和总有机碳(TOC)进行分析,以重建中晚更新世以来松嫩平原东部的古火活动与古植被-古气候间的关系,并进一步探讨古火活动的驱动机制。结果表明:哈尔滨黄土-古土壤炭屑中圆叶炭屑总数最多,长叶炭屑数量较少,炭屑形态揭示研究区主要为木本型炭屑;炭屑粒度以<30 μm 的炭屑为主,>100 μm 的炭屑最为稀少,炭屑粒度特征记录本地区为区域性古火事件。哈尔滨荒山黄土-古土壤炭屑总浓度、圆叶炭屑浓度、长叶炭屑浓度的变化具有较高的一致性,炭屑浓度曲线与 TOC 曲线比较吻合,古土壤炭屑浓度高,在弱古土壤层呈现出逐渐增加的趋势,表明温度的上升和生物量增多导致古火活动增强,揭示出古火活动主要受控于生物量。通过与铷/锶比值、全球 CO₂浓度以及深海氧同位素的对比,发现古火还受温度条件的限制。温度作为触发因素,对植物的生长和古火的发生起到了积极的作用,即温度影响木本植物生长,较高的温度导致更密集的蒸发,较低的温度会导致较高的有效湿度,从而对火灾的发生和植物的生长产生影响,这也揭示了古火-植被-气候之间的复杂性。

关键词:炭屑;古火;古气候;木本植物;哈尔滨黄土

Paleofire events recorded by charcoal in Harbin loess since the middle-late Pleistocene with driving mechanism

ZHANG Rui¹, CHI Yunping^{1,2,*}, XIE Yuanyun^{1,2}, KANG Chunguo³, WU Peng¹, SUN Lei¹, WEI Zhenyu¹

1 College of Geographic Science, Harbin Normal University, Harbin 150025, China

2 Heilongjiang Province Key Laboratory of Geographical Environment Monitoring and Spatial Information Service in Cold Regions, Harbin Normal University, Harbin 150025, China

3 Geography Department, Harbin Institute, Harbin 150086, China

Abstract: Fire, a significant environmental factor in the terrestrial ecosystem, is closely related to climate, vegetation and human activity, and the evolution of paleofire has become one of the most striking issues of attention in global changes. Charcoal, an important index for exploring the activity of paleofire and artificial fire and their driving mechanisms, provides a new way to study the evolution of paleoenvironment and paleoclimate. Research on charcoal in northeastern China is

基金项目:国家自然科学基金项目(41601200, 41871013);黑龙江省自然科学基金项目(D2017003);哈尔滨师范大学学术创新项目(HSDSSCX2021-23)

收稿日期:2021-10-08; **网络出版日期:**2022-07-28

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: 1982cyp@163.com

relatively weak, with only a few studies focusing on the Holocene, lacking longer-timescale sedimentary records. Therefore, based on the optically stimulated luminescence (OSL), electron spin resonance (ESR) datings and transition ages of the deep-sea oxygen isotope stages, the study constructed the chronological framework of the loess in Harbin Huangshan section. Based on this, we selectively analyzed the charcoal and total organic carbon (TOC) from the loess-paleosol sequence to reconstruct the relationship between paleovegetation and paleoclimate in the eastern Songnen Plain since the middle and late Pleistocene, and to further explore the driving mechanism of paleofire. The results show that the amount of the round leaf charcoal is dominant for the Harbin loess deposits, and however, that of the long leaf charcoal is least, reflecting that the study area is mainly made up of woody charcoal. The grain size composition of the charcoals is characterized by the dominance of $<30\ \mu\text{m}$ fraction, with the least amount of $>100\ \mu\text{m}$ fraction, which reveals a regional paleofire event in this area. The variations in the total concentration of the charcoal (TCC), the round leaf charcoal (CRLC) and the long leaf charcoal (CLLC) in the loess-paleosol sequence are highly consistent. Additionally, the variations of the charcoal concentration in the loess-paleosol sequence are well consistent with those of the TOC. The charcoal concentration in the paleosol is high and gradually increases in weak paleosol layer, indicating that the increasing temperature and biomass lead to the enhanced paleofire activity and the paleofire activity is mainly controlled by biomass. Comparing with Rb/Sr ratio, global CO_2 concentration and deep-sea oxygen isotopic composition, it is found that the paleofire pattern is also limited by temperature conditions. Temperature plays an active role in plant growth and paleofire occurrence, i. e., temperature influences woody plants' growth, with higher temperature leading to more intensive evaporation and lower temperature leading to higher effective humidity, thus having an impact on paleofire occurrence and plant growth, which also indicates the complexity of interaction between paleofire, vegetation and climate.

Key Words: charcoal; paleofire; paleoclimate; woody plants; Harbin loess

古火作为一种独特的生态环境因子,在世界干旱、半干旱^[1]和湿润的季风区^[2-3]都有所发育。其中最为常见的是在生态系统相对脆弱且对气候和环境敏感性较高的干旱和半干旱的地区。一般情况下,植被和气候是影响古火的主要因素。古火演化不仅影响全球生态系统模式,而且对局地气候环境变化产生重要的影响,因此,古火演化可以反映出气候的变化^[4-7]。

炭屑是有机体不完全燃烧或高温分解所产生的深褐色或黑色多孔无机碳化合物^[8-10],在空间上具有分布广泛的特点,在时间上具有相对连续的特点,可以记录数千年^[11]、万年^[12]、甚至数百万年^[13-14]的古火活动,被认为是古火及环境演化的重要标志。炭屑沉积主要集中在湖泊沉积物^[15-16]、泥炭沉积物^[17-18]和黄土-古土壤序列等^[19-22]。古火燃烧后形成的炭屑形态多样,通过对不同形态的炭屑进行分析可以判断植被类型(木本植物和草本植物)^[23-26],从而能够进一步来讨论古气候、古植被的变化。

目前,许多国家和地区对古火的历史和炭屑的沉积记录进行了研究,揭示出炭屑变化的过程、火环境特征以及与植被和气候间的耦合关系等^[1-7]。但是古火活动的复杂性和研究材料不足导致了目前对古火活动、炭屑变化规律及驱动机制的认识还存在诸多分歧。我国的炭屑研究目前主要集中在黄土高原地区^[27-31],对于我国东北地区的炭屑研究较为薄弱,仅有的少数研究集中在全新世的泥炭和沼泽,缺少更长时间的沉积记录,这阻碍了基于炭屑变化来理解该地区古火活动、古植被类型及其与古气候的联系。因此,本文以哈尔滨黄土为研究对象,对黄土-古土壤中的炭屑浓度、形态和粒径进行统计和分析,探讨该地区的古火活动、古植被和古气候的特征及驱动机制,为松嫩平原中晚更新世以来的古植被、古环境重建提供了重要依据。

1 研究区概况

哈尔滨位于松嫩平原东部,东南临近张广才岭支脉丘陵,北部为小兴安岭山区,属于半湿润性温带大陆性季风气候,四季分明。年平均气温 4.2°C ,主导风向为西南风。由于哈尔滨地区纬度较高,邻近亚洲北部寒冷的冬季风源地,冬季受蒙古西北气流控制,气候湿冷,11月—次年3月为冬季,漫长寒冷且干燥。夏季多受太平洋西伸北跃西南气流的影响,降水集中,年平均降水量 $569.1\ \text{mm}$,7—8月为夏季,时间短促而温暖,其降水量为全年的60%—70%,土壤类型以黑土和黑钙土为主^[32]。

哈尔滨荒山(45°43'N、125°36'E)位于哈尔滨市道外区团结镇东郊,松花江支流阿什河右岸,属于松花江二级河流堆积阶地,海拔高约为 180 m,主要由黄土-古土壤序列和河湖沉积物组成^[33—34],是我国东北地区第四纪典型剖面(图 1)。该区植被类型主要以针叶林和针阔叶混交林为主,常见的木本植物以乔木和灌木为主,如白桦(*Betula platyphylla*)、云杉(*Picea*)、蒙古柳(*Salix mongolica*)、兴安杜鹃(*Rhododendron davuricum*)等。常见的草本植物主要包括藜科(*Chenopodiaceae*)和禾本科(*Poaceae*)的部分植物,如羊草(*Aneurolepidium chinense*)、贝加尔针茅(*Stipa baicalensis*)等^[35—36]。

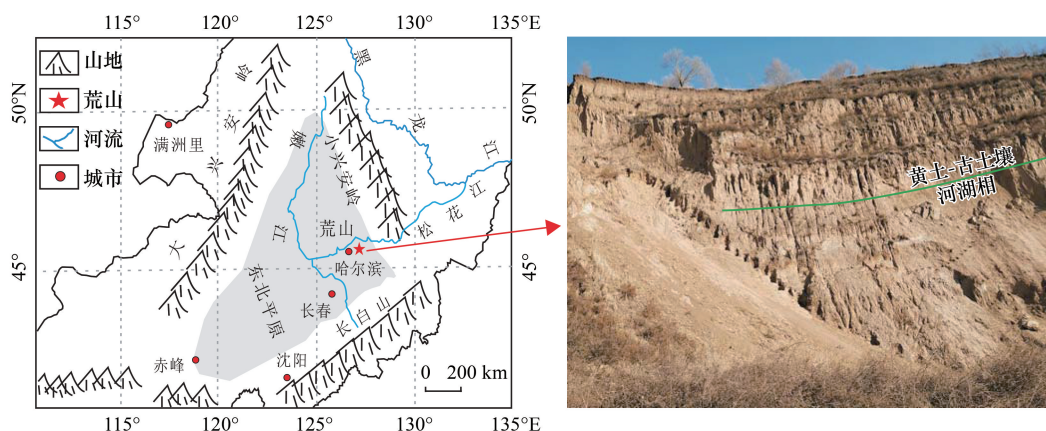


图 1 研究区位置与荒山剖面沉积图

Fig.1 Location of the study area and sedimentary map of Huangshan

2 材料与方法

2.1 样品的采集与年代框架的建立

本文选择哈尔滨荒山钻孔岩芯作为研究对象,其中,0—0.98 m 是现代土壤,0.98—30.4 m 是风成堆积,30.4—95.182 m 是河湖相堆积^[32—34]。对 0—30.4 m 黄土-古土壤序列进行炭屑研究。其中,黄土层(L1—L5)岩性为浅黄褐色,结构疏松,无层理,块状构造,垂直节理发育,含白色菌丝体,具有典型风成黄土特点;古土壤层(S0—S4)岩性特征为深灰褐色—灰黑色,结构致密,有白色菌丝体发育。取样间隔 1 m 左右,共获取样品 25 个用于炭屑分析。其中,表土层 2 个;古土壤层共 8 个(S0:2 个;S1:1 个;S2:1 个;S3:2 个;S4:2 个);黄土层共 15 个(L1:5 个;L2:2 个;L3:2 个;L4:2 个;L5:4 个)。

通过使用光释光(OSL)和电子自旋共振(ESR)测年方法测定哈尔滨黄土年龄,并且与深海氧同位素曲线阶段(MIS)的转折年龄,共同作为年龄控制点,通过线性内插的方式建立剖面年代序列,这种年代框架的建立 在黄土高原和赤峰剖面得到普遍的应用^[37—38],具体测年方法及年代学结果见本岩芯先前的研究结果^[32—35]。

2.2 炭屑的提取、鉴定与统计

对所有的样品进行炭屑提取,所采用的方法为孢粉流程法^[39—40],具体操作步骤如下:称取干样品 10 g 左右,加入 1 片石松孢子片,用 10% HCl、40% HF 及 10% Na₂CO₃ 分别进行酸碱处理,最后采用重液浮选的方法,其目的是为了减少实验过程中对炭屑的影响。

炭屑统计过程采用点接触法^[5,9],根据炭屑粒径的大小分为:<30 μm 炭屑、30—50 μm 炭屑、50—100 μm 炭屑、>100 μm 炭屑。在统计炭屑的过程中,记录石松孢子的数量,以便使用它们来计算炭屑浓度。炭屑浓度的计算采用公式:

$$W = A \times 27600 / (B \times G)$$

式中, W 表示炭屑浓度(粒/g), A 表示统计的炭屑数, B 表示统计的石松孢子数, G 表示样品重量。每个样品统计不少于 40 个视域。炭屑图谱的绘制是使用 MLA650 软件完成。

炭屑形态(草本和木本)采用了长宽比值测量法^[23,26],将炭屑制成固定片在显微镜下直接观察形状,测量(长度 L /宽度 W)并进行统计,然后计算 L/W 的比值。每个样品统计35—50粒,最终取平均值及误差范围进行统计分析。炭屑大小是通过测量单个颗粒最长轴(长度 L)和最短轴(宽度 W)来确定的。

在鉴定中,把长宽比值小于2.5鉴定为圆叶炭屑;长宽比值大于2.5鉴定为长叶炭屑^[24],分别代表木本植物和草本植物。炭屑统计和测量在 Olympus CX31 显微镜下进行,实验在中国科学院寒区旱区环境与工程研究所(现中国科学院西北生态环境资源研究院)完成。

2.3 总有机碳(TOC)含量测量

TOC 含量采用快速碳立方体红外碳分析仪进行测定,从多次测量中得到的标准差小于1%。以间隔10 cm间距进行采样,样品在80℃下烘干48小时后,然后用玛瑙砂浆磨成<200目筛。将0.8 g样品加入36%浓度盐酸,使样品充分反应,处理去除碳酸盐,反复离心,蒸馏水洗涤至中性,烘干研磨,并采用高温煅烧的方法测得总碳TC、检测CO₂气体量的方法,测得总有机碳含量。样品采用德国Elementar公司生产的Rapid C cube 仪器进行测量,实验在中国地质科学院第四纪年代学与水文环境演变重点实验室完成。

3 结果与分析

3.1 黄土-古土壤炭屑浓度变化

荒山岩芯黄土-古土壤中炭屑总浓度为1715—24071粒/g,平均值为5803粒/g。炭屑总浓度表现为古土壤层偏高,黄土层偏低的趋势,最高值出现在表土层和L1黄土层中的弱古土壤层L1S1,分别达到24071粒/g和19841粒/g(图2)。炭屑总浓度在古土壤层出现两个峰值分别在S3的19 m和S4的25 m处,为8554粒/g和10299粒/g。炭屑总浓度在黄土层L1的4.7 m和L4的21 m处炭屑出现最低值为2180粒/g和1715粒/

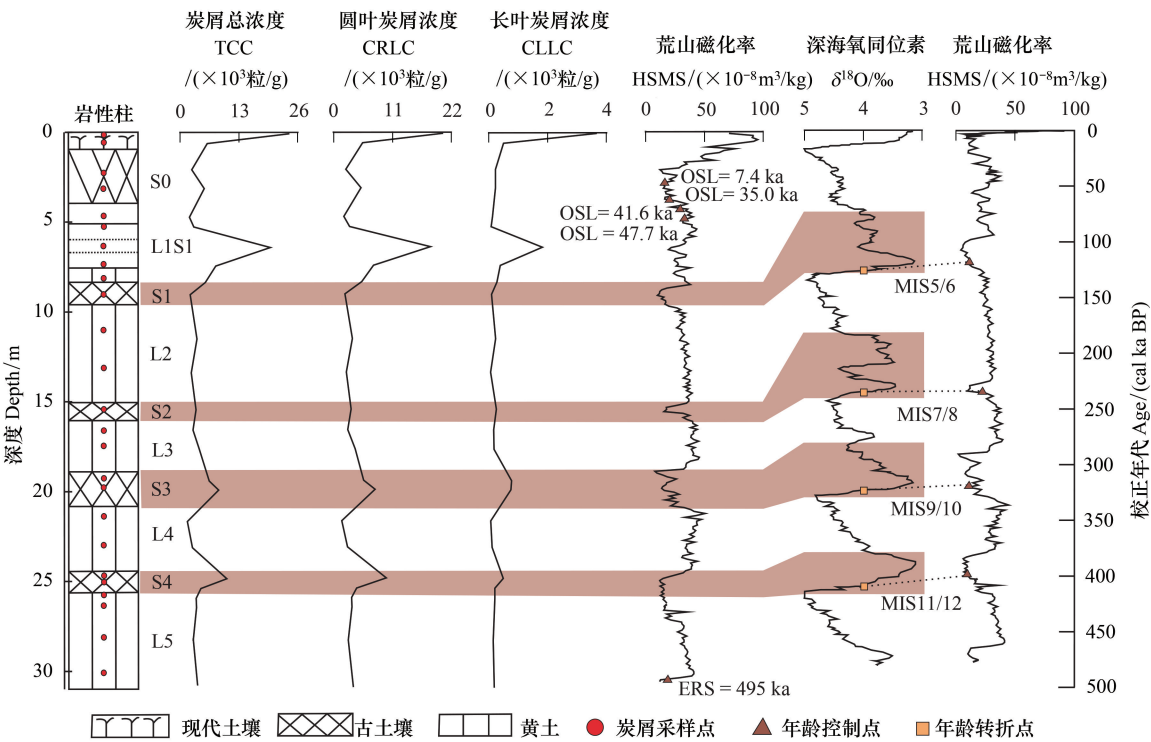


图2 荒山黄土岩性-不同类型炭屑浓度图

Fig.2 Lithology of Huangshan Loess-concentration diagram of different types of charcoal

TCC:炭屑总浓度 Total concentration of charcoal;CRLC:圆叶炭屑浓度 Concentration of round leaf charcoal;CLLC:长叶炭屑浓度 Concentration of long leaf charcoal;HS:荒山 Huangshan;MS:磁化率 Magnetic susceptibility;S:古土壤 Paleosol;L:黄土 Loess;L1S1:弱古土壤层 Weak paleosol; OSL:光释光 Optically stimulated luminescence;ERS:电子自旋共振 Electron spin resonance;MIS:深海氧同位素阶段 Marine isotope stages

g;炭屑的总浓度高值都出现在古土壤层(弱古土壤层),低值都出现在黄土层。

圆叶炭屑浓度为 1630—20417 粒/g,平均值为 5331 粒/g,圆叶炭屑浓度最高值出现在表土层和弱古土壤层 L1S1,分别达到 20417 粒/g 和 18019 粒/g(图 2)。圆叶炭屑浓度在古土壤层出现两个峰值分别为 S3 的 19 m 和 S4 的 25 m 处,为 7791 粒/g 和 9798 粒/g。圆叶炭屑浓度在黄土层 L1 的 4.7 m 和 L4 的 21 m 处炭屑出现最低值为 2031 粒/g 和 1630 粒/g。

长叶炭屑浓度为 84—3654 粒/g,平均值为 473 粒/g,长叶炭屑浓度最高值出现在表土层和 L1 黄土层中的弱古土壤层 L1S1,分别达到 3654 粒/g 和 1821 粒/g(图 2)。长叶炭屑浓度在古土壤层出现峰值分别为 S3 的 19 m 处和 S4 的 25 m 处,其值为 762 粒/g 和 500 粒/g。长叶炭屑浓度在黄土层 L1 时的 4.7 m 处出现低值为 148 粒/g,在 L4 时的 21 m 处炭屑出现最低值为 84 粒/g;长叶炭屑浓度、圆叶炭屑浓度的曲线变化和总浓度曲线的变化趋势基本一致。

3.2 黄土-古土壤炭屑粒径变化

荒山岩芯黄土-古土壤中炭屑的粒径以 $<30\ \mu\text{m}$ 的炭屑粒径为主, $30\text{—}50\ \mu\text{m}$ 和 $50\text{—}100\ \mu\text{m}$ 两类粒径的炭屑相对较少, $>100\ \mu\text{m}$ 的大颗粒炭屑最少。 $<30\ \mu\text{m}$ 的炭屑总数为 43997,平均值为 1759.88; $30\text{—}50\ \mu\text{m}$ 的炭屑总数为 10566,平均值为 422.64; $50\text{—}100\ \mu\text{m}$ 的炭屑总数为 1216,平均值为 48.64; $>100\ \mu\text{m}$ 的炭屑总数为 17,平均值为 0.68。

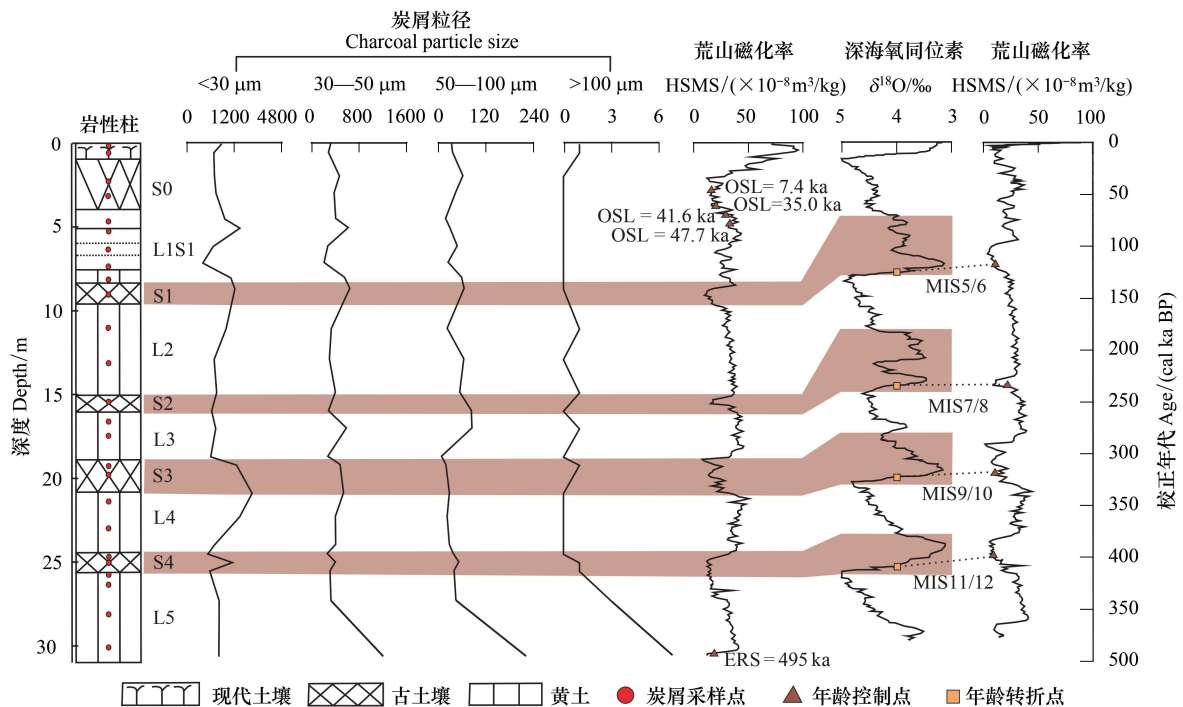


图 3 荒山黄土岩性-不同粒径炭屑浓度图

Fig.3 Lithology of Huangshan Loess-concentration of charcoal with different particle sizes

3.3 黄土-古土壤炭屑形态的变化

在哈尔滨荒山采集的 25 个炭屑样品中,对所有的圆叶炭屑数量和长叶炭屑数量进行了统计(图 4)。其中,圆叶炭屑数量较多,总数为 52470, $<30\ \mu\text{m}$ 的圆叶炭屑数量为 42354, $30\text{—}50\ \mu\text{m}$ 的圆叶炭屑数量为 9134, $50\text{—}100\ \mu\text{m}$ 的圆叶炭屑数量为 977, $>100\ \mu\text{m}$ 的圆叶炭屑数量为 5;长叶炭屑数量相比圆叶炭屑数量较少,总数为 3326, $<30\ \mu\text{m}$ 的长叶炭屑数量为 1643, $30\text{—}50\ \mu\text{m}$ 的长叶炭屑数量为 1432, $50\text{—}100\ \mu\text{m}$ 的长叶炭屑数量为 239, $>100\ \mu\text{m}$ 的长叶炭屑数量为 12。在数量上,从两种不同形态炭屑中可以看出圆叶炭屑更占优势。

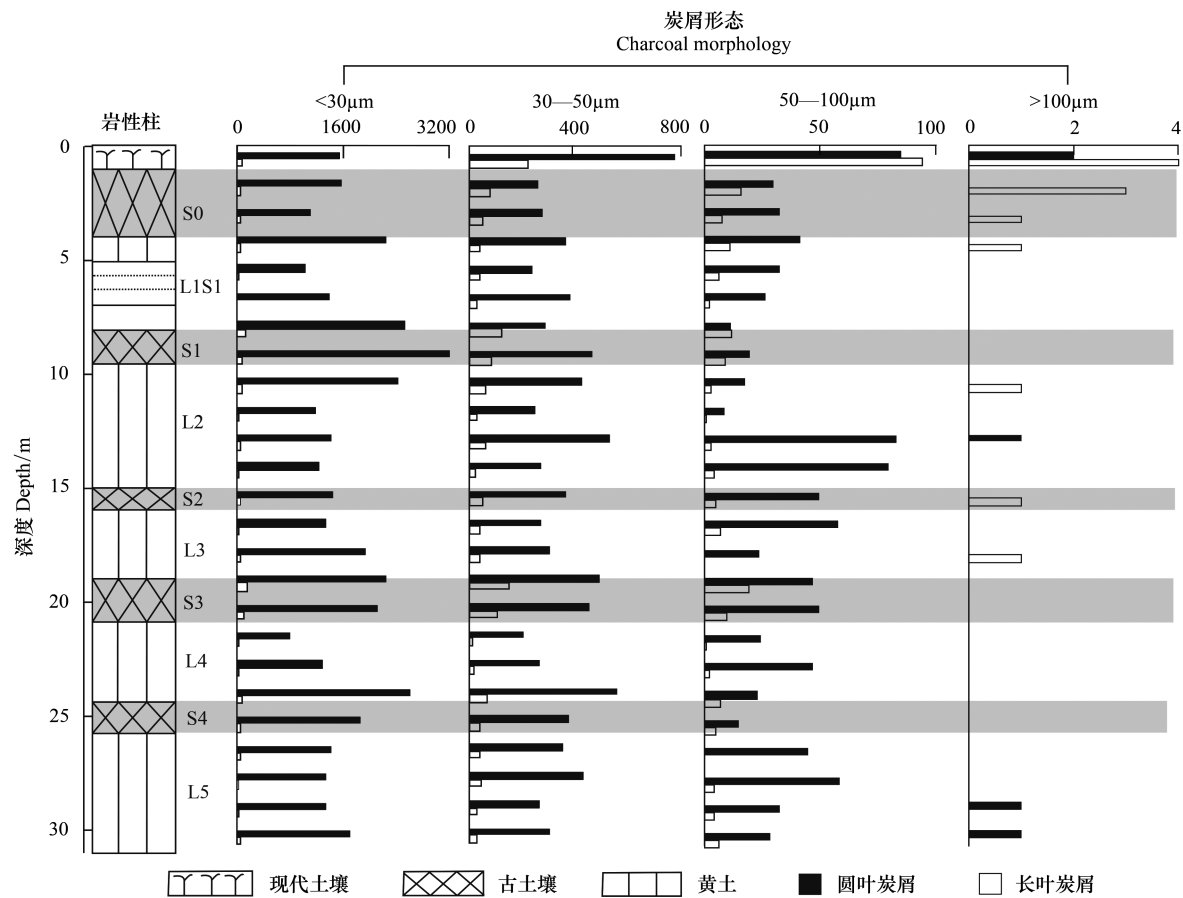


图4 荒山黄土-古土壤炭屑形态随深度的变化

Fig.4 Variation of charcoal morphology with depth in loess-paleosol of Huangshan

3.4 TOC 含量的变化

从荒山剖面选取的 282 个样品中测定的 TOC 结果来看(图 5),哈尔滨黄土-古土壤序列 TOC 含量在 0.04%—1.76% 范围内变化,平均值为 0.25%,最低值出现在黄土层 L1 堆积时期,最高值出现在表土层。总体上看,古土壤层的 TOC 含量高于黄土层,在 L1 黄土层中的 L1S1 弱古土壤层 TOC 含量急剧上升。

4 讨论

4.1 哈尔滨黄土-古土壤炭屑揭示的植被特征

研究表明草本植物与木本植物的炭屑形态特征及表面结构具有明显差异^[23—26]。在通常情况下,木本植物生物量较大,更容易保存,而草本植物相对木本植物来说更容易灰化。由于不同的植物生长的环境不同,它们生活的地域也不同。木本植物主要生长在湿润、低温的温带和寒带的高纬度地区,主要有如松、杉、樟等为代表的植物^[41—43];草本植物主要生长在干旱、高温的热带和亚热带地区,主要指茎内的木质不发达,含木质化细胞少,生命力较弱的植物^[44—45]。

如前所述,哈尔滨荒山黄土-古土壤炭屑中圆叶炭屑总数较多(52470),而长叶炭屑总数较少(3326),分粒级特征也显示了圆叶炭屑占绝对优势,长叶炭屑占次要地位。指示了本地区以木本植物占主导地位,草本植物相对较少(图 4)。这一认识也得到岩芯有机碳同位素组成($\delta^{13}C_{org}$)变化的佐证,哈尔滨黄土-古土壤中 $\delta^{13}C_{org}$ 组成揭示了哈尔滨地区主要以 C_3 植物为主, C_4 植物较少^[35]。而 C_3 植物主要以木本植物占优势,含有少量的草本植物, C_4 植物主要为草本植物^[46—50],这与本文用圆叶炭屑和长叶炭屑揭示的木本植物占主导是相符合的。

此外,根据当前的植被调查和研究^[51],东北地区常见的植被类型主要为:(1)寒温带针叶林湿地植被;(2)落叶阔叶林湿地植被;(3)落叶阔叶灌丛湿地植被。上述植被类型显示出本区主要以木本植物占优势,这也从现代植被层面上印证了哈尔滨黄土-古土壤炭屑中木本植物的主导地位。

4.2 炭屑浓度记录的古火演化特征

古火活动发生后,一部分细小的炭屑随着烟雾升空,然后通过顺风传播,而另一部分粗粒炭屑则在原处或近处沉积。从炭屑传播和沉积的规律看,粗粒炭屑传播距离较短,源区离沉积地点较近;细粒炭屑传播路程相对较长,源区离沉积地点较远,因此通过炭屑的粒级大小可以指示火源区距沉积区的相对远近,有效指示炭屑来源^[5,9,20]。较为常见的炭屑粒级划分是以 50 μm 为界,将炭屑分为细粒炭屑(<50 μm)和粗粒炭屑(>50 μm),并认为细粒炭屑主要反映区域性古火活动事件,粗粒炭屑则反映地方性古火活动事件^[9,52]。本研究对哈尔滨黄土-古土壤中炭屑粒径进行统计,将炭屑粒径分为<30 μm 、30—50 μm 、50—100 μm 和>100 μm 4 个等级,并按上述粒级划分进行汇总分析,发现细粒炭屑占有绝对优势(其中,<30 μm 炭屑含量最多,30—50 μm 炭屑含量次之);而粗粒炭屑含量较少(其中,>100 μm 的炭屑最为稀少)。以上结果表明本区主要以细粒炭屑为主,因此哈尔滨地区以区域性古火事件为主。

哈尔滨荒山钻孔岩芯黄土-古土壤炭屑总浓度、圆叶炭屑浓度、长叶炭屑浓度的变化具有较高的一致性(图 2)。炭屑浓度总体变化趋势为:在黄土层表现为低值,古土壤层则表现为高值。其中,S4 和 S3 古土壤层炭屑浓度显著升高,S2 古土壤层炭屑浓度略微升高,在 L1 黄土层中的弱古土壤层 L1S1 也存在明显的炭屑浓度升高,且达到整个研究时段的次高峰值(图 5)。总体而言,炭屑浓度的变化与黄土-古土壤序列具有较好的对应关系,可以认为研究区炭屑浓度的变化是冰期—间冰期气候旋回的有效记录。此外,从 L1S1 弱古土壤层开始,粗粒炭屑明显增加(图 4),结合炭屑浓度在 L1S1 层位的次高峰值特征,可能与本地火(地方性古火活动)的贡献有关。

另外,在本研究中炭屑浓度的最高值出现在现代表土层 0.06—0.8 m,并且达到了一个最高值,这明显的超过了正常的波动范围,这一数值的急剧升高,可能受现代人类活动的影响,这也得到了相关资料的佐证。如在黑龙江省阿城区交界镇双扶采石场发现的交界洞遗址,在此地发掘出的动物化石和石制品通过铀系法年代测定后,证明早在万年前的哈尔滨地区就已存在远古人类生存活动的遗迹^[53—54],因此,研究区现代表土层的高浓度炭屑可能与人类活动有关。

4.3 哈尔滨黄土-古土壤中古火演化的驱动机制分析

大量的研究表明,炭屑浓度的变化可以有效指示古火活动的强度,炭屑浓度高表明古火活动强烈,炭屑浓度低则反映古火活动微弱,而古火活动的强度又与气候条件、可供燃烧的生物量和植被类型相关。其中,古火活动一方面受到气候因素影响,气候条件是引起火灾的重要因素,高强度火灾往往与干旱和少雨的气候条件有关,并对应于高浓度的炭屑^[27—29]。另一方面,古火活动受到可供燃烧的生物数量影响,可供燃烧的生物数量为古火活动提供良好的物质基础,进一步影响炭屑的浓度^[29—31]。

根据哈尔滨黄土-古土壤炭屑浓度曲线(图 5),从宏观上看,炭屑浓度在黄土层偏低,而古土壤层偏高。按照一般的认识,炭屑浓度与气候的干湿具有明显的对应关系,即干旱的环境容易导致火灾的发生,进而炭屑浓度高^[27—31]。显然,这一规律并不符合哈尔滨地区炭屑浓度变化的特征,研究区炭屑浓度在相对湿润的古土壤沉积时期反而是一个高值,与干旱环境导致炭屑浓度升高这一认识不相符。因此,气候干湿变化并不是影响哈尔滨地区炭屑浓度变化的主要因素。

可供燃烧的生物量也是影响炭屑浓度变化的重要因素。一般情况下,冰期黄土堆积,气候寒冷干旱,这种环境不适宜植物的生长,可供燃烧的生物量减少,因此,古火活动发生的可能性较小,导致低的炭屑浓度。而古土壤发育的间冰期,气候温暖湿润,这种环境有利于植被的生长,因此可供燃烧的生物数量增多,有利于促进古火活动的发生,导致炭屑浓度升高。

在本研究中,炭屑浓度的高值基本都出现在古土壤层(S4 和 S3 的明显升高、S2 和 S0 的微弱升高)或弱

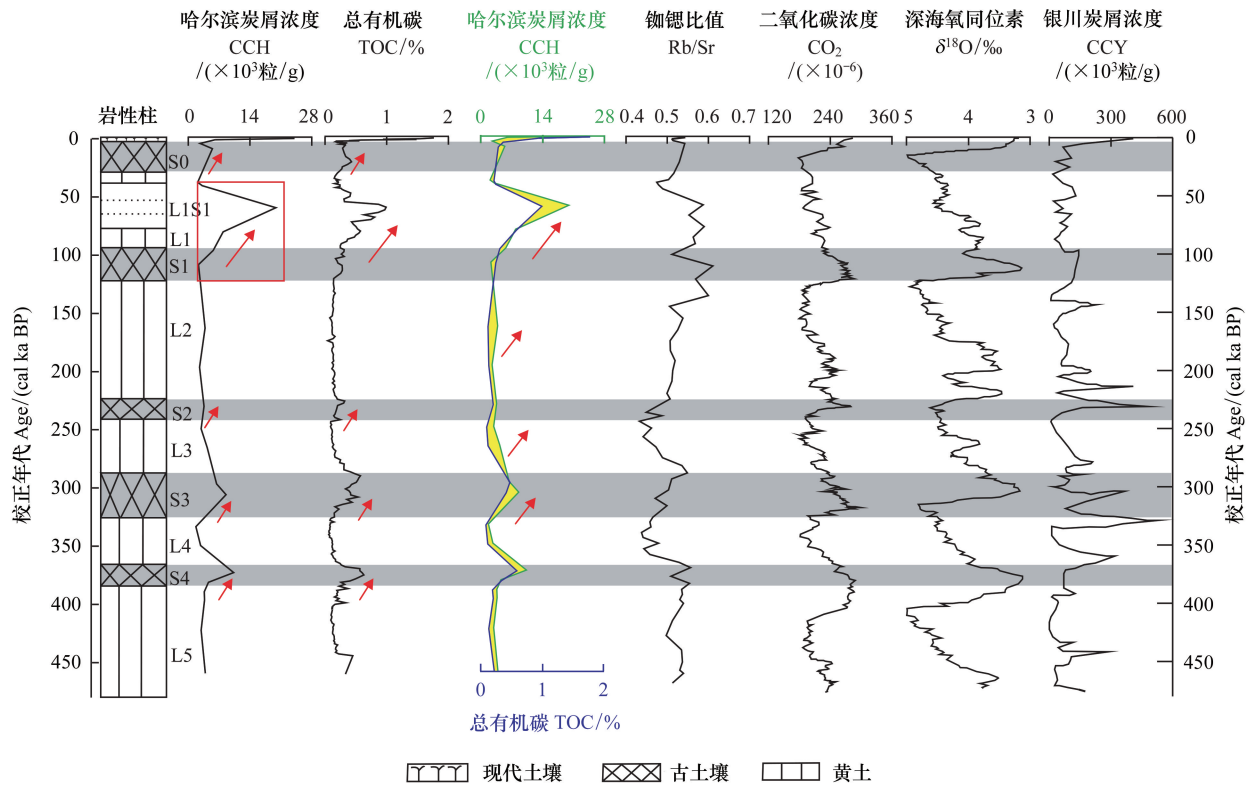


图5 哈尔滨荒山环境代用指标与全球和区域综合对比图

Fig.5 Global and regional comprehensive comparison of environmental proxies for Huangshan in Harbin

CCH:哈尔滨炭屑浓度 Charcoal concentration of harbin; TOC: 总有机碳 Total organic carbon; CCY: 银川炭屑浓度 Charcoal concentration of yinchuan

古土壤层(L1S1),这可能是由于间冰期本区可供燃烧的生物量增加所导致的。把本文所研究的炭屑浓度变化曲线与 TOC 变化曲线进行对比(图 5),发现两者的变化趋势具有很高的-致性,炭屑浓度的低值对应于 TOC 的低值;炭屑浓度升高的几个古土壤层或弱古土壤层,都很好地与 TOC 的升高相对应。TOC 含量作为指示生物量变化的直接和有效指标得到了广泛的应用^[55-56],一般而言,TOC 含量高代表植被生长茂盛,土壤中的有机质积累多,生物成壤作用强,并指示温暖湿润的环境;反之,TOC 含量低代表植被较为贫乏,土壤中的有机质积累较少,并指示寒冷干旱的环境^[57-58]。哈尔滨黄土-古土壤序列中的 TOC 含量变化宏观表现为古土壤层或弱古土壤层 L1S1 高值,而黄土层为低值(图 5),反映了冰期-间冰期气候波动背景下生物生产力的变化。此外,在 L1S1 弱古土壤层中 TOC 含量最高(图 5),在黄土-古土壤序列中的土壤有机质含量主要受土壤中生物体含量的控制^[59],而其来源主要为微生物分解后的陆地动植物残体和部分分泌物^[60],故 L1S1 弱古土壤层中 TOC 含量的高值,指示了该时期生物量大幅度的增加,大量的有机质沉积,导致了 TOC 含量的快速增加。因此,认为哈尔滨黄土-古土壤中 TOC 含量可作为有效的生物量指标,并可与研究区气候演化相对应^[61-62]。综上,研究区炭屑浓度和 TOC 变化趋势具有高度的吻合性,认为哈尔滨地区炭屑浓度变化主要受控于生物量的变化。

为了更直观的展示哈尔滨地区炭屑浓度与 TOC 之间的相互关系,进一步将炭屑浓度和 TOC 叠加拟合并绘制成图 5,其目的是为了对比两者之间的变化幅度差别,其中绿色曲线代表炭屑浓度,紫色曲线代表 TOC 含量。通过综合对比,二者曲线的变化具有较高的相似性,也证实了生物量是本区域炭屑浓度的主控因素。进一步对比发现,尽管二者曲线的变化趋势大体一致,但二者的变化幅度在个别层位存在些许差异(如图 5 中黄色阴影部分所示),黄色阴影部分面积的大小代表着在炭屑浓度变化中,剔除生物量的影响后气候所带来

的影响,通过图 5 发现,在 50—80 ka 期间,有着一个较大的阴影部分面积区域,表示气候因子影响的参与程度较大,对炭屑浓度也产生了一定的影响;在 150—200 ka,250—300 ka 和在 300—350 ka 期间,有着 3 个较小的阴影部分面积区域,也反应了在这 3 个时间段中除生物量的影响外,气候也发挥了少部分的作用。综上所述,生物量是影响哈尔滨地区中晚更新世以来炭屑浓度变化的主控因素,而气候因素在其中也起到了一定的作用。

为进一步探讨哈尔滨古火演化与植被和气候的耦合关系,进行了全球和区域的对比研究。如前所述,生物量的变化是导致哈尔滨地区古火演化的直接因素,而气候因素中的干湿变化不是影响炭屑浓度变化的主要因素,进一步探讨气候因素中的温度变化与研究区古火演化与植被的关系。首先,前期对哈尔滨黄土-古土壤中 $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ 组成的研究,揭示出温度是影响本区植物及其碳同位素组成的主控因素^[35]。对岩芯进行 Rb/Sr 比值的研究表明,温暖湿润的间冰期,Rb/Sr 值上升;在寒冷干旱的冰期,Rb/Sr 值下降,故可作为黄土-古土壤序列中东亚夏季风强度变化的代用指标^[61]。进一步对比哈尔滨黄土-古土壤中炭屑浓度变化曲线、TOC 变化曲线和 Rb/Sr 比值(图 5),发现 Rb/Sr 比值可以较好地对应于炭屑浓度的变化和 TOC 含量的变化趋势。综上所述,温度变化对本区生物量和古火演化起到了积极的作用,即温暖湿润的间冰期,生物量较为丰富,为古火活动提供充足的“燃料”,古火活动较为频繁,炭屑浓度高;反之,在寒冷干旱的冰期,生物量较为缺乏,古火活动较少,炭屑浓度低。

前人研究表明,全球 CO_2 浓度变化是影响陆地植被生长的重要因素^[63]。通过与全球 CO_2 浓度的对比发现,中更新世以来 CO_2 浓度在间冰期偏正,冰期偏负,对应于本研究黄土-古土壤的划分,古土壤层 S0—S4 的 CO_2 浓度都普遍高于黄土层 L1—L5(图 5)^[64]。结合深海氧同位素变化曲线(图 5)^[38],全球温度与 CO_2 浓度变化具有较好地对应性,这也说明了间冰期 CO_2 浓度升高和温度的增加,导致哈尔滨地区的生物量多于冰期。在温带和亚热带大部分地区,温度被认为是影响木本植物生长的决定性因素^[65]。温度的主要作用可以解释为在间冰期对有效湿度有着强烈的控制作用,即较高的温度导致更密集的蒸发,较低的温度会导致较高的有效湿度^[66],温度升高通过调节有效水分并在激发森林火灾中发挥了主要作用^[65,67]。

如前所述,尽管发现研究区古火演化与生物量和温度的耦合关系,并且在宏观上存在冰期与间冰期的旋回特征。但也注意到炭屑浓度在 L1S1 弱古土壤层达到了最大值,且与 TOC 代表的生物量具有一致的表现,说明该时间段植被尤为丰富,可供燃烧的生物量增加;并且 Rb/Sr 比值自 S1 至 L1S1 时期整体表现为稳定的高值,指示了温暖湿润的气候环境。此外,Rb/Sr 比值自 S1 至 L1S1 时期并没有表现出与生物量的明显升高相对应(尽管表现为稳定的高值,但非明显升高趋势);全球温度在该阶段也没有表现出与之明显的对应,这也体现了植被生长对气候响应具有复杂性。综上所述认为 L1S1 时期较高的生物量是导致炭屑浓度高值的直接原因,而适宜的气候环境,为生物的生长和古火的发生提供了重要的外界条件,植被生长与气候响应具有一定的复杂性。

此外,将哈尔滨荒山岩芯黄土-古土壤炭屑浓度与银川盆地岩芯炭屑浓度(图 5)进行对比,从区域角度探讨古火演化与植被和气候关系。对比发现,总体上哈尔滨地区炭屑浓度高于银川盆地炭屑浓度,银川盆地炭屑浓度变化范围为 1—408,平均值 124^[68];而哈尔滨黄土-古土壤中炭屑浓度为 1715—24071,平均值 5803。结合两地的气候条件分析,哈尔滨年降水量 350—700 mm,属于温带季风气候;而银川盆地年降水量为 200 mm,相比之下,哈尔滨地区降水量明显高于银川盆地。银川气候相对干旱而炭屑浓度却较哈尔滨明显偏低,显然不是降雨量(干湿)这一气候要素导致的。而从植被类型分析可知,由于较少的降水量导致银川盆地的植被类型为沙漠草原,植被群落主要为旱生草本植物,相比而言降水较为丰富的哈尔滨地区植被类型主要为木本植物。本研究认为上述银川盆地炭屑浓度较哈尔滨地区低的主要原因是植被类型及生物量的多少导致的,即哈尔滨地区主要为木本植物(木本植物生物量较大,更容易保存^[25]);银川盆地主要为草本植物(相较于木本植物而言,更容易灰化^[26])导致的。

如前述,本研究揭示出生物量对于古火演化的直接影响,而银川盆地的研究也强调了生物量(由植被的

量控制)对野火燃烧的重要作用。从哈尔滨黄土和银川盆地的黄土层和古土壤层炭屑浓度变化特征来看,两地区都表现为古土壤层偏高,黄土层偏低的宏观趋势,表明这两个地区在古土壤发育时期,炭屑浓度的变化主要受控于生物量,这与本研究的基本认识是相符的。此外,两地区炭屑浓度对比也存在一些不一致的地方,如银川盆地在黄土层 L5、L4 的顶部和 L2 的底部炭屑浓度中均出现高值,也被认为是火灾活动的触发由气候的稳定性决定(即炭屑浓度的峰值通常发生在气候过渡时期)。诚然,在哈尔滨黄土炭屑的研究,受限于分辨率等因素,这一变化并没有体现出来,在以后的工作中有待进一步深入研究,这也体现出炭屑浓度—古火演化—植被-气候之间的复杂关系。

综上所述,生物量的变化是哈尔滨地区炭屑浓度和古火演化的直接驱动因素,温度作为触发因素对植物的生长和古火的发生起到了积极的作用。温度影响木本植物的生长,温度通过调节有效水分进而影响到火灾的发生和植物的生长,反映了古火-植被-气候之间的复杂关系。

这项研究对于理解我国东北地区的古火演化—植被-气候之间的耦合关系具有重要的理论意义,尤其是在全球气候变暖的背景下,应更多的关注我国东北地区乃至北方地区生物量的变化以及由此导致的区域性火灾的演化。未来以期进一步加强对本区域孢粉、大化石等的研究,以进一步从植被类型等层面上提供更多的佐证。

5 结论

通过对哈尔滨荒山钻孔岩芯黄土-古土壤炭屑浓度、炭屑粒径、炭屑形态,以及 TOC 含量进行分析,并与 Rb/Sr 比值、全球 CO₂ 浓度、深海氧同位素曲线及区域综合对比,得出结果如下:

(1) 哈尔滨地区炭屑形态揭示研究区炭屑的主要形态为木本型炭屑,炭屑粒度特征记录本地区主要为区域性古火事件。

(2) 哈尔滨黄土-古土壤炭屑浓度曲线与 TOC 曲线具有很高的一致性,炭屑浓度的高值对应于古土壤层和 L1S1 弱古土壤层,揭示出古火活动主要受控于生物量。

(3) 温度通过调节有效水分影响木本植物的生长及区域火灾的发生,反映了古火-植被-气候之间的复杂关系。

参考文献(References):

- [1] Gimingham C H, Johnson E A. Fire and vegetation dynamics: studies from the North American boreal forest. *The Journal of Ecology*, 1993, 81 (2): 384.
- [2] Cheung A H, Vachula R S, Clifton E, Sandwick S, Russell J M. Humans dominated biomass burning variations in Equatorial Asia over the past 200 years: evidence from a lake sediment charcoal record. *Quaternary Science Reviews*, 2021, 253: 106778.
- [3] Behling H, Jantz N, Safford H D. Mid-and late Holocene vegetation, climate and fire dynamics in the Serra do Itatiaia, Rio de Janeiro State, southeastern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2020, 274: 104152.
- [4] Bird M I, Cali J A. A million-year record of fire in sub-Saharan Africa. *Nature*, 1998, 394(6695): 767-769.
- [5] 李小强, 周新郢, 尚雪, John Dodson. 黄土炭屑分级统计方法及其在火演化研究中的意义. *湖泊科学*, 2006, 18(5): 540-544.
- [6] 占长林, 曹军骥, 韩永明, 安芷生. 古火灾历史重建的研究进展. *地球科学进展*, 2011, 26(12): 1248-1259.
- [7] 伍婧, 刘强. 晚冰期月亮湖炭屑记录反映的古气候演化. *地质科学*, 2013, 48(3): 860-869.
- [8] Swain A M. A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments. *Quaternary Research*, 1973, 3(3): 383-396.
- [9] 李宜垠, 侯树芳, 赵鹏飞. 微炭屑的几种统计方法比较及其对人类活动的指示意义. *第四纪研究*, 2010, 30(2): 356-363.
- [10] 郭小丽, 赵文伟, 孙静会, 李芙蓉, 张科, 赵艳. 我国古环境中炭屑的研究现状与展望. *冰川冻土*, 2011, 33(2): 342-348.
- [11] Wei H C, E C Y, Zhang J, Sun Y J, Li Q K, Hou G L, Duan R L. Climate change and anthropogenic activities in Qinghai Lake Basin over the last 8500 years derived from pollen and charcoal records in an aeolian section. *CATENA*, 2020, 193: 104616.
- [12] 蒙蒙, 介冬梅, 李楠楠, 刘宝健, 牛洪昊, 李德晖, 刘颖, 张桂华. 全新世以来长白山区孤山屯泥炭地炭屑记录与古火演化历史. *微体古生物学报*, 2019, 36(1): 70-78.
- [13] 黄翡. 南海北部 0.36—1.02Ma 高分辨率碳屑记录及天然火. *微体古生物学报*, 2002, 19(1): 78-84.

- [14] 罗运利, 孙湘君, 陈怀成. 南海北部地区百万年以来的天然火与气候: ODP1144 孔深海沉积中的炭屑记录. 科学通报, 2006, 51(8): 942-950.
- [15] 储国强. 湖光岩玛珥湖近 2000 年来炭屑沉积通量的变化与人类活动. 第四纪研究, 2001, 21(2): 183.
- [16] 吴立, 王心源, 张广胜, 肖霞云. 安徽巢湖湖泊沉积物孢粉—炭屑组合记录的全新世以来植被与气候演变. 古地理学报, 2008, 10(2): 183-192.
- [17] Jiang W Y, Leroy S A G, Ogle N, Chu G Q, Wang L, Liu J Q. Natural and anthropogenic forest fires recorded in the Holocene pollen record from a Jinchuan peat bog, northeastern China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2008, 261(1/2): 47-57.
- [18] Glückler R, Herzsuh U, Kruse S, Andreev A, Vyse S A, Winkler B, Biskaborn B K, Pestryakova L, Dietze E. Wildfire history of the boreal forest of south-western Yakutia (Siberia) over the last two millennia documented by a lake-sediment charcoal record. *Biogeosciences*, 2021, 18(13): 4185-4209.
- [19] Chun C H, Pang J L, Chen S E, Su H X, Han J, Cao Y F, Zhao W Y, Tan Z H. Charcoal records of fire history in the Holocene loess-soil sequences over the southern Loess Plateau of China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2006, 239(1/2): 28-44.
- [20] 曹艳峰, 黄春长, 韩军青, 李云岗, 张珊珊. 黄土高原东西部全新世剖面炭屑记录的火环境变化. 地理与地理信息科学, 2007, 23(1): 92-96.
- [21] 蔡晓敏, 苗运法, 靳鹤龄, 刘冰, 严永耀. 全新世中期毛乌素沙地炭屑记录与火灾历史. 中国沙漠, 2015, 35(5): 1156-1162.
- [22] 谭志海, 黄春长, 庞奖励, 张占平. 渭河流域全新世土壤剖面木炭屑记录及其古环境意义. 中国生态农业学报, 2010, 18(1): 25-30.
- [23] 韩晓丽, 孙爱芝, 强杨, 徐星娜, 张德怀. 金佛山 4 种植物群落下表土炭屑特征初步分析. 西南师范大学学报: 自然科学版, 2011, 36(6): 19-23.
- [24] 王梓莎, 苗运法, 赵永涛, 李芳, 雷艳, 向明星, 邹亚国. 柴达木盆地北缘湖泊表层沉积物炭屑特征及其环境意义. 中国沙漠, 2020, 40(4): 10-17.
- [25] 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. 第四纪研究, 2006, 26(5): 857-863.
- [26] 李成, 李戈, 李仁成, 梁婉怡, 温梦丹, 陶欣悦. 植物燃烧微炭屑与植硅体的比值研究. 微体古生物学报, 2019, 36(1): 79-86.
- [27] 谭志海, 黄春长, 庞奖励, 周群英. 陇东黄土高原北部全新世野火历史的木炭屑记录. 第四纪研究, 2008, 28(4): 733-738.
- [28] 谭志海, 黄春长, 庞奖励, 李平华. 周原全新世土壤剖面木炭屑与野火活动的关系研究. 中国生态农业学报, 2005, 13(2): 31-33.
- [29] 赵文宇, 庞奖励, 黄春长. 泾河中游 ETC 全新世剖面木炭屑记录的环境信息解译. 宝鸡文理学院学报: 自然科学版, 2005, 25(3): 224-227.
- [30] 谭志海, 龙艳侠, 范汇晨, 刘钊, 毛龙江. 史前关中盆地土壤剖面的黑碳与炭屑记录. 土壤通报, 2016, 47(3): 518-524.
- [31] 谭志海, 黄春长, 庞奖励, 丁敏. 渭河流域全新世以来野火历史与人类土地利用的炭屑记录. 吉林大学学报: 地球科学版, 2014, 44(4): 1297-1306.
- [32] 张曼, 谢远云, 康春国, 迟云平, 吴鹏, 魏振宇, 张月馨, 刘璐. 哈尔滨荒山岩芯黄土-古土壤的化学风化特征—对古土壤形成环境指示. 土壤学报, 2021, 58(3): 673-684.
- [33] 吴鹏, 谢远云, 康春国, 迟云平, 魏振宇, 孙磊, 王嘉新. 哈尔滨荒山黄土的成因—粒度、地球化学、磁化率、沉积和地貌特征的整合记录. 地球学报, 2020, 41(3): 420-430.
- [34] 杜慧荣, 谢远云, 康春国, 迟云平, 王嘉新, 孙磊. 哈尔滨黄土的粒度与地球化学特征及其对粉尘物源的指示. 中国沙漠, 2020, 40(1): 64-76.
- [35] 张月馨, 迟云平, 谢远云, 康春国, 吴鹏, 魏振宇, 张曼, 刘璐. 中更新世以来哈尔滨黄土有机碳同位素组成及其古气候意义. 地球学报, 2020, 41(4): 525-534.
- [36] 刘丹, 于成龙. 气候变化对东北主要地带性植被类型分布的影响. 生态学报, 2017, 37(19): 6511-6522.
- [37] Zeng L, Lu H Y, Yi S W, Stevens T, Xu Z W, Zhuo H X, Yu K F, Zhang H Z. Long-term Pleistocene aridification and possible linkage to high-latitude forcing: new evidence from grain size and magnetic susceptibility proxies from loess-paleosol record in northeastern China. *CATENA*, 2017, 154: 21-32.
- [38] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanography*, 2005, 20(1): PA1003.
- [39] 张晓飞, 王永立, 黄猛, 樊航宇, 李明辰, 李继军. 内蒙古西乌旗中更新世晚期以来古环境变迁的孢粉记录. 地质科技情报, 2019, 38(5): 174-185.
- [40] 蒋庆丰, 季峻峰, 沈吉, Matsumoto RYO, 童国榜, 钱鹏, 任雪梅, 闫德智. 赛里木湖孢粉记录的亚洲内陆西风区全新世植被与气候变化. 中国科学: 地球科学, 2013, 43(2): 243-255.
- [41] 张玲, 袁晓颖, 张东来. 大小兴安岭过渡区木本植物群落数量分类与排序. 东北林业大学学报, 2007, 35(9): 49-51.
- [42] 王国宏. 中国木本植物新分类群. 植物研究, 1995, 15(4): 428-430.

- [43] 王萌, 张淑梅, 王欣, 李丁男, 王丹, 张旭. 东北地区木本植物一个新记录属和五个新记录种. 广西植物, 2017, 37(7): 930-933.
- [44] 王建中. 《东北草本植物志》第1卷补正(I). 河北林学院学报, 1990, 5(2): 113-121.
- [45] 张涵丹, 康希睿, 邵文豪, 杨旭, 张建锋, 刘学全, 陈光才. 不同类型杉木人工林林下草本植物多样性特征. 生态学报, 2021, 41(6): 2118-2128.
- [46] 宁有丰, 刘卫国, 安芷生. 甘肃西峰黄土-古土壤剖面的碳酸盐与有机碳的碳同位素差值($\Delta\delta^{13}\text{C}$)的变化及其古环境意义. 科学通报, 2006, 51(15): 1828-1832.
- [47] 李嘉竹, 王国安, 刘贤赵, 韩家懋, 刘敏, 柳晓娟. 贡嘎山东坡 C_3 植物碳同位素组成及 C_4 植物分布沿海拔高度的变化. 中国科学: D 辑: 地球科学, 2009, 39(10): 1387-1396.
- [48] 韩梅, 杨利民, 张永刚, 周广胜. 中国东北样带羊草群落 C_3 和 C_4 植物功能群生物量及其对环境变化的响应. 生态学报, 2006, 26(6): 1825-1832.
- [49] 饶志国, 陈发虎, 曹洁, 张平中, 张平宇. 黄土高原西部地区末次冰期和全新世有机碳同位素变化与 C_3/C_4 植被类型转换研究. 第四纪研究, 2005, 25(1): 107-114.
- [50] 刘贤赵, 王国安, 李嘉竹, 王文文, 赵丽丽, 李宝江. 中国北方农牧交错带 C_3 草本植物 $\delta^{13}\text{C}$ 与温度的关系及其对水分利用效率的指示. 生态学报, 2011, 31(1): 123-136.
- [51] 陈国富, 牟兆军, 刘会锋, 张婷. 大兴安岭东部林区湿地植被类型与分布. 林业勘查设计, 2019(3): 51-56.
- [52] Thevenon F, Anselmetti F S. Charcoal and fly-ash particles from Lake Lucerne sediments (Central Switzerland) characterized by image analysis: anthropologic, stratigraphic and environmental implications. Quaternary Science Reviews, 2007, 26(19/20/21): 2631-2643.
- [53] 邢晓莹. 古遗址凸显黑龙江流域文明—从哈尔滨地区古遗址中了解黑龙江流域文明. 黑龙江省中华炎黄文化研究会. 龙江春秋—黑水文化论集之三. 黑龙江省中华炎黄文化研究会; 黑龙江省社会科学界联合会, 2005: 251-257.
- [54] 谭炜. 黑龙江省绥滨县二九〇农场一队古遗址调查. 北方文物, 2011, 4(1): 9-12.
- [55] 赵艳, 吴福莉, 迟云平. 总有机碳同位素组成在古环境研究中的应用. 地球环境学报, 2013, 4(6): 1519-1530.
- [56] 刘卫国, 李祥忠, 王政, 王欢业, 刘虎, 张博, 张欢. 西北干旱区湖泊碳同位素与环境变化. 中国科学: 地球科学, 2019, 49(8): 1182-1196.
- [57] Lu H Y, Zhou Y L, Liu W G, Mason J. Organic stable carbon isotopic composition reveals late Quaternary vegetation changes in the dune fields of Northern China. Quaternary Research, 2012, 77(3): 433-444.
- [58] Lu H Y, Zhang H Y, Zeng L, Lü A Q, Zhang Z H, Chen Y Y, Yi S W. Temperature forced vegetation variations in glacial interglacial cycles in northeastern China revealed by loess paleosol deposit. Quaternary Sciences, 2015, 35(4): 828-836.
- [59] Post W M, Emanuel W R, Zinke P J, Stangenberger A G. Soil carbon pools and world life zones. Nature, 1982, 298(5870): 156-159.
- [60] 张普, 刘卫国. 黄土高原中部黄土沉积有机质记录特征及 C/N 指示意义. 海洋地质与第四纪地质, 2008, 28(6): 119-124.
- [61] Wu P, Xie Y Y, Chi Y P, Kang C G, Sun L, Wei Z Y, Zhang M, Zhang Y X. Loess accumulation in Harbin with implications for late Quaternary aridification in the Songnen Plain, Northeast China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2021, 570: 110365.
- [62] 刘硕, 迟云平, 郝冬梅, 谢远云, 康春国, 吴鹏. 中更新世以来松嫩平原夏季风演化: 来自哈尔滨黄土的磁化率、地球化学和总有机碳记录. 地质科学, 2021, 56(4): 1279-1298.
- [63] 顾兆炎, 刘强, 许冰, 韩家懋, 杨石岭, 丁仲礼, 刘东生. 气候变化对黄土高原末次盛冰期以来的 C_3/C_4 植物相对丰度的控制. 科学通报, 2003, 48(13): 1458-1464.
- [64] Lüthi D, le Floch M, Bereiter B, Blunier T, Barnola J M, Siegenthaler U, Raynaud D, Jouzel J, Fischer H, Kawamura K, Stocker T F. High-resolution carbon dioxide concentration record 650,000—800,000 years before present. Nature, 2008, 453(7193): 379-382.
- [65] Pang Y, Zhou B, Zhou X, Xu X C, Liu X Y, Zhan T, Lu Y H. Abundance and $\delta^{13}\text{C}$ of sedimentary black carbon indicate rising wildfire and C_4 plants in Northeast China during the early Holocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2021, 562: 110075.
- [66] Zhou W J, Zheng Y H, Meyers P A, Jull A J T, Xie S C. Postglacial climate-change record in biomarker lipid compositions of the Hani peat sequence, Northeastern China. Earth and Planetary Science Letters, 2010, 294(1/2): 37-46.
- [67] Fletcher T, Eble C, Sinninghe Damsté J S, Brown K J, Rybczynski N, Gosse J, Liu Z, Ballantyne A. Widespread wildfire across the Pliocene Canadian Arctic archipelago. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2021, 584: 110653.
- [68] Shi Y L, Pan B L, Wei M J, Li X L, Cai M T, Wang J P, Xu X K, Hu J M, Shi W. Wildfire evolution and response to climate change in the Yinchuan Basin during the past 1.5 Ma based on the charcoal records of the PL02 core. Quaternary Science Reviews, 2020, 241: 106393.