

DOI: 10.20103/j.stxb.202401280255

刘锐, 赵林, 谢远云, 刘立新, 吴少强, 臧淑英. 孢粉记录的晚全新世以来大兴安岭北部多年冻土泥炭地演化及其影响因素. 生态学报, 2024, 44(18): 7991-8002.

Liu R, Zhao L, Xie Y Y, Liu L X, Wu S Q, Zang S Y. Evolution of permafrost peatland and its influencing factors in the northern Greater Khingan Mountains recorded by palynology since the Late Holocene. Acta Ecologica Sinica, 2024, 44(18): 7991-8002.

孢粉记录的晚全新世以来大兴安岭北部多年冻土泥炭地演化及其影响因素

刘 锐¹, 赵 林², 谢远云¹, 刘立新¹, 吴少强¹, 臧淑英^{1,*}

1 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

2 南京信息工程大学地理科学学院, 南京 210044

摘要:当前泥炭所揭示的区域古植被、古气候与环境变化相关工作已广泛开展,然而对于泥炭地本身演化的研究却很少涉及,尤其是对于大兴安岭北部多年冻土泥炭地演化及其影响因素仍不清晰,阻碍了人们对这一特殊类型泥炭地历史动态和未来发展趋势的认知。为此基于大兴安岭北部多年冻土泥炭岩芯孢粉证据,利用 AMS¹⁴C 测年技术,重建了区域 3500 cal a BP 以来植被与气候历史,并与其他古气候指标进行对比,从而揭示区域泥炭地演化及其影响因素。结果表明:3500—2900 cal a BP 植被以松属、喜暖乔木及水龙骨科为主,气候温暖湿润成为泥炭孕育期;2900—2250 cal a BP 植被以松属、喜暖乔木及蒿属为主,气候温暖潮湿成为泥炭发育启动期;2250—1650 cal a BP 植被以松属、桦属及水龙骨科为主,气候寒冷湿润成为泥炭发育旺盛期;1650—1150 cal a BP 植被以松属和蒿属为主,气候寒冷干燥成为泥炭发育减缓和停滞期;1150—750 cal a BP 阔叶林和湿地植被扩张,气候温暖湿润成为泥炭发育再次启动期,完成由富营养沼泽到中营养沼泽类型的转变;750 cal a BP 至今植被以松属、桤木属及莎草科为主,气候寒冷湿润成为泥炭发育再次旺盛期,中营养沼泽开始向贫营养沼泽类型过渡。造成多年冻土泥炭地演化的主导因素并不是地质地貌变动和人类活动,而是来自气候变化及其驱动下多年冻土环境的改变,因此气候变化才是影响多年冻土泥炭地演化的主动力,未来多年冻土泥炭地变化取决于全球气候的发展。

关键词:大兴安岭;孢粉;晚全新世;多年冻土;泥炭地演化;气候与环境变化

Evolution of permafrost peatland and its influencing factors in the northern Greater Khingan Mountains recorded by palynology since the Late Holocene

LIU Rui¹, ZHAO Lin², XIE Yuanyun¹, LIU Lixin¹, WU Shaoqiang¹, ZANG Shuying^{1,*}

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

2 School of Geographical Sciences, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, China

Abstract: At present, extensive research has already been conducted on regional ancient vegetation, paleoclimate and environmental changes revealed by peat. However, evolution of peatland itself is rarely involved, and especially the evolution process of permafrost peatland and its influencing factors are still unclear in the northern Greater Khingan Mountains (GKM), which hinders our understanding of the historical dynamics and future development trends of this special type of peatland. To address this, based on palynology evidence from permafrost peat cores in the northern GKM and using AMS¹⁴C dating technique, the vegetation and climate history of the region since 3500 cal a BP have been

基金项目:科技基础资源调查专项(2022FY100701);国家自然科学基金联合基金重点项目(U20A2082);国家自然科学基金(41971151);哈尔滨师范大学博士研究生创新基金(HSDBSCX2022-07)

收稿日期:2024-01-28; **网络出版日期:**2024-07-12

* 通讯作者 Corresponding author. E-mail: zsy6311@hrbnu.edu.cn

reconstructed. This history was then compared with other paleoclimate indicators to reveal the evolutionary process of the regional peatland and its influencing factors. The results indicated that: From 3500—2900 cal a BP, the vegetation mainly consisted of *Pinus*, thermophilic broad-leaved forest, and Polypodiaceae, warm and wet climate was the peat incubation period. From 2900—2250 cal a BP, the vegetation mainly consisted of *Pinus*, thermophilic broad-leaved forest, and *Artemisia*, warmer and humid climates led to an initiation of peat developmental initiation period. From 2250—1650 cal a BP, the vegetation mainly consisted of *Pinus*, *Betula* and polypodiaceae, cold and wet climates led to an initiation of peat prosperity period. From 1650—1150 cal a BP, the vegetation mainly consisted of *Pinus*, and *Artemisia*, cold and dry climate led to a slowdown or stagnation of peat development period. From 1150—750 cal a BP, broad-leaved forests and wetland vegetation expansion, warm and wet climate caused peat to development period again, completed the transition from low swamp to medium swamp. Since 750 cal a BP, the vegetation mainly consisted of *Pinus*, *Alnus* and *Cyperaceae*, cold and wet climate as a period of peat prosperity period again, medium swamp began to transit to high swamp. The analysis reveals that the dominant factors causing the evolution of permafrost peatland are not geological landform and human activities, but rather the changes in the permafrost environment driven by climate change. Therefore, climate change is the primary force determining the evolution of permafrost peatland, and future changes in these peatlands will depend on the development of the global climate.

Key Words: Greater Khingan Mountains; pollen; Late Holocene; permafrost; peatland evolution; climate and environmental changes

泥炭地作为湿地类型的一种,尽管只占陆地表面面积的约 3%^[1],但在调节全球碳循环^[2]、维护生物多样性^[3]、调节小气候^[4]等方面发挥着至关重要的作用,被认为是全球变化的敏感区与预警区。泥炭由于对外界变化敏感和沉积稳定连续等特性成为良好的古生态信息记录载体,是区域气候与环境变化乃至人类活动的理想地质档案^[5]。国内外有关泥炭地历史碳储量估算^[6]、环境关联^[7]、形成机制^[8]等方面已取得诸多成果,随着全球变暖趋势加剧和我国“双碳”目标的确立,泥炭地动态变化备受人们关注。

孢粉是植物孢子和花粉的总称,代表着区域陆地生态系统的缩影^[9]。研究表明气候条件可以显著影响陆地生态系统中的植被生长^[10],植物对气候条件中的温度与湿度变化极具敏感性,植被的历史演替被认为是气候与环境变化的重要指示^[11–12]。植物残体作为泥炭地沉积物的主要来源,利用植物残体中孢粉重建泥炭地古气候与环境可靠准确^[13–14]。因此依据泥炭沉积可以有效记录古生态信息,利用孢粉揭示泥炭地演化具有不可替代的优势。

目前基于孢粉的大兴安岭北部及周边泥炭地研究已经大量开展,Han 等^[15]通过大兴安岭图强泥炭地孢粉分析,认为东亚季风气候是控制泥炭地植被演替的主导;Bazarova 等^[16]研究俄罗斯阿穆尔河流域 3 个泥炭剖面孢粉发现,晚全新世以来针叶林持续扩张,较高松属含量指示冷湿的气候环境,表明阿穆尔河(黑龙江)流域气候变化具有整体性。Zhao 等^[17]发现 3500—2500 cal a BP 的降温事件是导致大兴安岭北部霍拉盆地植被演替的主要原因。李宜垠等^[18]根据大兴安岭满归泥炭地定量古气候重建表明,2100 cal a BP 以来区域气候波动主要是对中世纪暖期和小冰期的响应,温度分别比现在高约 0.2℃ 和低约 0.8℃;夏玉梅^[19]通过对比研究大兴安岭北部和小兴安岭泥炭地发现,大兴安岭北部泥炭发育明显晚于小兴安岭,并且发育经历了快速泥炭类型转变;邢伟等^[20]通过对比东北地区泥炭基底年龄发现,大兴安岭泥炭地形成于 4000 cal a BP 的晚全新世以后,是东北地区泥炭发育最晚的一个地区,并指出这可能与其高纬度和高海拔致使的全新世气候变暖迟缓有关。李小强等^[21]研究大兴安岭北红泥炭地发现,多年冻土泥炭地植被对气候变化的响应中多年冻土的冻结和融化起到重要作用,气候、冻土与生态过程具有相互作用关系。Han 等^[22–23]总结黑龙江流域泥炭地 2000 cal a BP 以来植被与气候变化情况,并基于大兴安岭图强泥炭地 150 cal a BP 以来植被与人类活动定量重建,表明当前泥炭地的发育和退化是受到人类活动和全球变暖共同影响的结果。然而这些研究主要集中在

泥炭指示的区域古植被、古气候与环境变化等方面,对于泥炭地本身演化的研究很少涉及,利用泥炭岩芯的实证深入研究更为缺乏,并且作为我国重要生态功能区的大兴安岭北部多年冻土泥炭地演化及其影响因素仍不清晰,阻碍了人们对这一特殊类型泥炭地历史动态和未来发展趋势的认知。

本研究提供了我国最北的大兴安岭北部多年冻土泥炭岩芯孢粉数据,利用 AMS¹⁴C 测年技术,重建了区域植被与气候历史,并与其他古气候记录进行对比,从而揭示多年冻土泥炭地演化及其影响因素,本研究不仅为了多年冻土泥炭地生态过程与发展趋势提供认知,也为中高纬度多年冻土区晚全新世以来植被、气候与环境重建提供可靠依据。

1 区域与方法

1.1 研究区概况

研究区选取大兴安岭漠河市北极村“漠河森林生态系统国家定位观测研究站”试验区内多年冻土泥炭地,简称为北极泥炭地(53°28'17"N、122°19'47"E,图 1)。区域属寒温带大陆性季风气候,降水集中在 6—9 月的夏季,年均降水量 468.9 mm,冬季受到冬季风和极地冷气团影响,极端气温-52.3℃,1 月平均气温-29.7℃,7 月平均气温 19.8℃,年平均温度-4.9℃,地表每年冻结期超过 8 个月^[24]。区域发育有典型不连续多年冻土,活动层 4—9 月为融化期,地温常年保持 0℃ 以下,夏季地下冰平均厚 3—5 m。地表过湿润,夏季水面高约 10 cm,形成大面积森林湿地,其中沼泽泥炭地占绝大多数^[25]。

研究区平均海拔 450 m,受黑龙江及支流额尔古纳河等侵蚀塑造,呈丘陵起伏状,北极泥炭地周围形成高低不等的山地,外围最高峰为白卡鲁山(1396 m)。土壤以暗针叶林土、沼泽土和泥炭为主。地表优势物种为白桦(*Betula platyphylla*)、兴安落叶松(*Larix gmelinii*)、樟子松(*Pinus sylvestris*)、红松(*Pinus koraiensis*)等;灌木零星有兴安杜鹃(*Rhododendron dauricum*)和柴桦(*Betula fruticosa*)分布;林下湿地由塔头(*Carex meyeriana*)、水龙骨科(*Polypodiode snipponica*)和部分苔藓(Bryophytes)等植被组成^[26]。

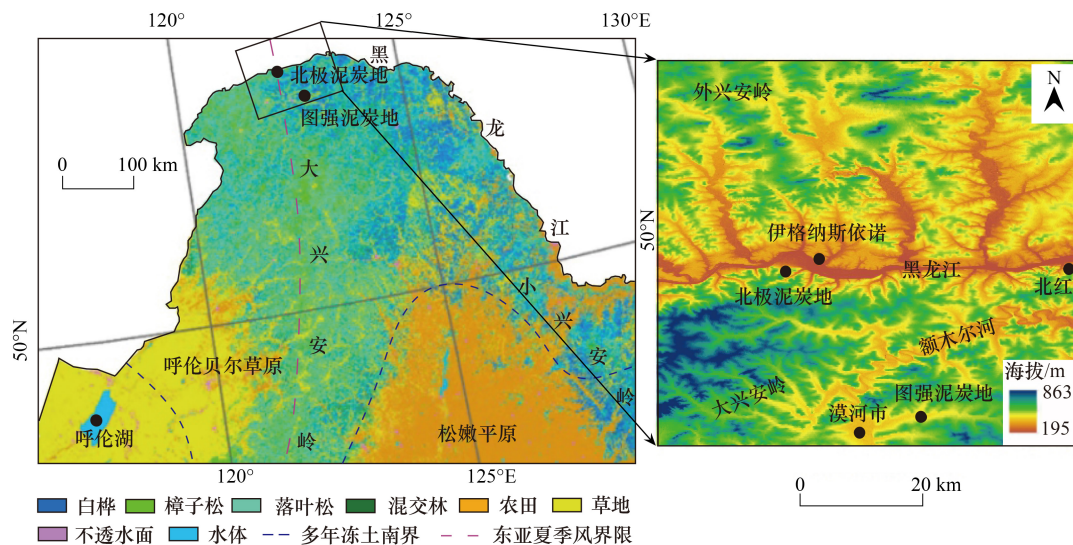


图 1 研究区植被与位置及讨论的其他地点位置

Fig.1 Vegetations and location in the study area and other sites discussed in this study

底图数据来源 <http://www.glen.org>

1.2 样品采集与实验方法

2017 年 9 月在多年冻土泥炭地发育区,利用地质动力钻机采集岩芯,使用保温箱转运至-80℃ 低温柜进行保存。样品微解冻后,使用土壤刀按 5 cm 间距进行分割样品,并装入 PE 袋以备后续测试。依据沉积岩性

和冻土层位,采集 3 个 AMS¹⁴C 年代学样品,测试委托美国 Beta 实验室进行。孢粉分析按照常规 HCl-NaOH-HF 方法提取处理,每个样品加入一粒现代石松孢子片(规格 10315 粒/片),鉴定仪器使用 Olympus BX53 生物显微镜放大 400 倍,鉴定参照借助于《中国植物花粉形态》和《中国第四纪孢粉图鉴》完成^[27—28],每块样品鉴定统计数量不少于 300 粒,采用绝对百分比法表示,即以全部孢粉总数为基数进行计算,利用 Tilia 2.0.45 进行孢粉图谱制作和聚类分析。

2 结果

2.1 岩性与年代

沉积岩性自上而下由泥炭和粘土交替的 5 个层位构成,多年冻土构造自上而下由活动层、过渡层和冻结层的 3 个层位构成(图 2,表 1)。岩芯年代学序列基于 AMS¹⁴C 年代数据建立,并使用 Calib 8.1 软件 Intal 20 进行树轮校正(自 1950 a 算起),通过 R 语言 Bacon 数据集构建年代深度模型,经计算岩芯平均沉积速率 0.057 cm/a,最底部年龄约为 3500 cal a BP(表 2)。

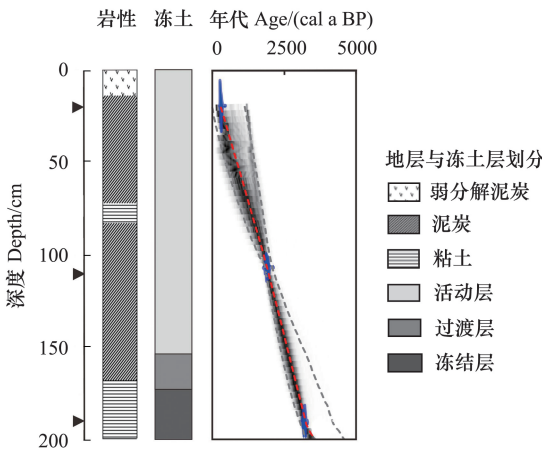


图 2 北极泥炭地岩芯岩性、多年冻土和年代
Fig.2 Lithology, permafrost and ages of Beiji peatland core

表 1 北极泥炭地岩芯岩性特征
Table 1 Lithological characteristics of Beiji peatland core

深度 Depth/cm	颜色 Colour	岩性 Lithology	主要来源 Main sources	详细说明 Detailed description
0—15	黑色	弱分解泥炭	莎草、苔藓和阔叶	含大量腐殖质和植物根系
15—70	黑色	泥炭	莎草和蕨类	含少量白色菌丝和碳化物
70—80	灰褐色	粘土	淤积物	含少量黄色细粉砂
80—170	深褐色	泥炭	针叶和蕨类	含少量粉砂和砾石
170—200	深褐色	粘土	淤积物	含少量粉砂,底部砂石增多,并含层状分凝冰,未见底

表 2 北极泥炭地岩芯 AMS¹⁴C 年代结果
Table 2 AMS¹⁴C dating results of Beiji peatland core

深度 Depth/cm	冻土层位 Permafrost layer	测试材料 Dated material	表观年龄 AMS ¹⁴ C age/ (a BP)	日历年龄 Corrected age/ (2σ cal a BP)	中值年龄 Calibrated age/ (cal a BP)	沉积速率 Deposition rate/ (cm/a)
20	活动层	泥炭	600±30	582—648	589	0.033
110	活动层	泥炭	2070±30	1973—2117	2031	0.129
190	冻结层	有机物	3110±30	3234—3391	3328	0.062

2.2 孢粉组合特征

本次分析达到统计意义样品 38 块,共鉴定出 32 个孢粉科属,选取了其中 22 个含量较高的科属进行统计和分析。孢粉组合整体以乔木为主(75.97%,平均含量下同),其中针叶林(48.5%)由松属(*Pinus*)(41.87%)、云杉属(*Picea*)(4.86%)和落叶松属(*Larix*)(1.76%)组成;阔叶林(27.47%)主要由桦属(*Betula*)(10.17%)、桤木属(*Alnus*)(7%)和栎属(*Quercus*)(2.56%)等组成;灌木(1.06%)仅有少量花椒属(*Zanthoxylum*)和杜鹃花科(*Ericaceae*),因含量较低纳入阔叶林进行统计;其次是湿地植被(21.28%)由水生草本、蕨类和苔藓类的水龙骨科(*Polypodiaceae*)(11.23%)、莎草科(*Cyperaceae*)(7.87%)和水藓科(*Fontinalaceae*)(0.96%)等组成;最低是陆生草本(16.14%),主要由蒿属(*Artemisia*)(7.83%)、禾本科(*Poaceae*)(1.44%)和花荵科

(Polemoniaceae) (0.72%) 等组成。根据孢粉组合聚类分析结果,划分为 5 个孢粉组合带(图 3),各带特征如下:

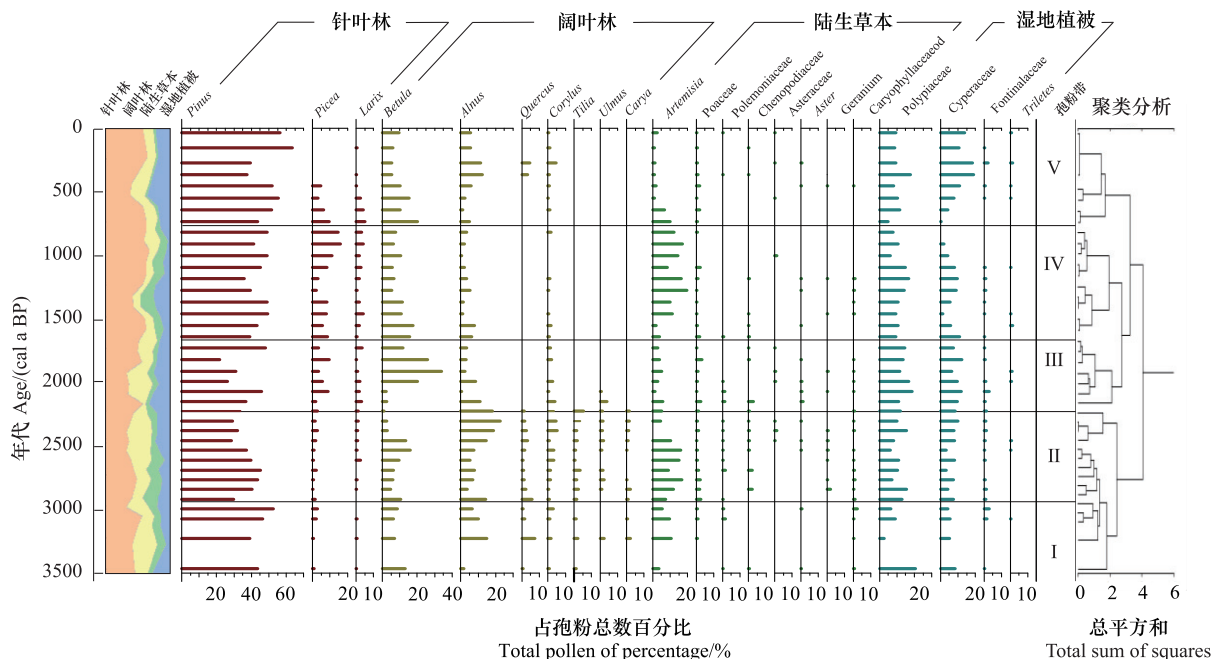


图 3 北极泥炭地岩芯主要孢粉组合百分比

Fig.3 Pollen percentage diagram for main taxa of Beiji peatland core

孢粉带 I (200—170 cm, 3500—2900 cal a BP): 孢粉组合中针叶林 (44.32%) 含量最高, 主要以松属 (42.33%) 为优势, 还有少量云杉属 (1.67%); 阔叶林 (27.72%) 含量其次, 以桤木属 (9.59%)、桦属 (9.22%) 和栎属 (3.3%) 为主; 湿地植被 (18.23%) 也有一定含量, 以水龙骨科 (10.39%)、莎草科 (6.14%) 和水藓科 (1.2%) 为主; 陆生草本 (11.33%) 含量最低, 以蒿属 (7.37%)、禾本科 (1.02%) 和石竹科 (Caryophyllaceae) (1.01%) 为主。

孢粉带 II (170—120 cm, 2900—2250 cal a BP): 针叶林 (39.34%) 含量降低, 主要是松属 (36.67%) 的减少; 阔叶林 (27.05%) 含量基本未变, 但各科属含量有所变化, 主要是桤木属 (11.63%)、桦属 (6.55%) 和榛属 (Corylus) (2.83%) 的扩张; 湿地植被 (18.86%) 含量基本未变, 但莎草科 (7.05%) 有所增加; 陆生草本 (15.04%) 含量增加, 以蒿属 (9.5%) 为优势物种, 其他科属含量均较低。

孢粉带 III (120—80 cm, 2250—1650 cal a BP): 针叶林 (46.8%) 含量增加, 保持了以松属 (38.14%) 为优势, 云杉属 (6.69%) 持续扩张; 阔叶林 (22.84%) 含量降低, 桤木属 (4.19%) 减少, 山核桃属 (Carya) 和椴属 (Tilia) 几乎消失, 桦属 (17.29%) 扩张显著成为优势物种; 湿地植被 (22.78%) 含量显著增加, 主要是水龙骨科 (13.18%) 和莎草科 (8.22%) 的扩张; 陆生草本 (7.58%) 含量显著降低, 尤其是蒿属 (4.23%) 减少最多。

孢粉带 IV (80—30 cm, 1650—750 cal a BP): 针叶林 (57.11%) 含量达到最大值, 主要是松属 (45.92%) 和云杉 (8.3%) 的增加; 阔叶林 (13.25%) 含量显著降低, 主要是桦属 (10%), 桤木属 (2.74%) 的减少; 湿地植被 (16.37%) 含量降低, 尤其是莎草科 (5.1%) 显著减少, 水龙骨科 (10.84%) 仍为优势物种; 陆生草本 (13.27%) 含量增加, 以蒿属 (11.61%) 显著扩张为主, 其他科属含量均较低。

孢粉带 V (30—0 cm, 750 cal a BP 至今): 针叶林 (50.84%) 含量有所降低, 但松属 (49.7%) 持续扩张显著, 并达到最大值; 阔叶林 (18.66%) 含量增加, 以桤木属 (8.17%) 扩张最显著, 桦属 (7.36%) 略减少, 其他科属含量均较低; 湿地植被 (26.63%) 显著增加, 莎草科 (14.61%) 成为优势物种, 水龙骨科 (10.74%) 略减少; 陆生草本 (3.88%) 含量显著降低, 以蒿属 (1.62%) 减少最多, 其他科属含量均较低。

3 讨论

3.1 晚全新世以来多年冻土泥炭地演化

为探究孢粉组合和气候因子之间的相互关系,利用主成分分析(PCA)方法对选取的 15 种主要植被类型进行排序(图 4),PCA 轴 1 将左侧喜冷的松属、桦属和云杉属等与右侧喜暖的榆属(*Ulmus*)、山核桃属和椴属等科属分开;PCA 轴 2 将上面喜湿的莎草科、水龙骨科和水藓科等科属与下面蒿属分开,因此 PCA 轴 1 和轴 2 分别代表相对温度和湿度的变化。基于北极泥炭地孢粉 PCA 结果,重建了区域气候变化历史,并与研究区西部呼伦湖^[29]和南部图强泥炭地^[30]的孢粉重建气候记录,以及指示温度变化的北半球太阳辐射量^[31]和东亚季风降水变化的董哥洞 $\delta^{18}\text{O}$ ^[32]进行对比,从而揭示大兴安岭北部泥炭地演化过程。

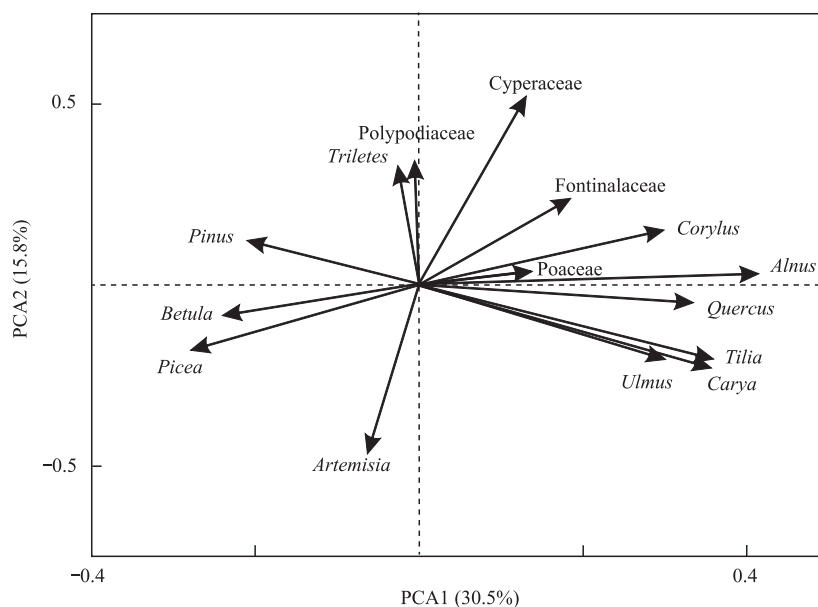


图 4 北极泥炭地主要孢粉类型 PCA 排序

Fig.4 PCA ordination of major pollen types for Beiji peatland

3.1.1 泥炭孕育期(3500—2900 cal a BP)

进入晚全新世以来,北半球夏季太阳辐射量开始持续降低,但相较于整个晚全新世时段仍算温暖^[34],董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 的高值指示夏季风带来更多降水。此时大兴安岭北部针叶林含量高于阔叶林和灌木含量,湿地植被含量相比陆生草本也更多,意味着泥炭地及周边形成了以松树为主的针阔混交林,湿地也已发育了一定面积。与呼伦湖和图强泥炭地记录的气候条件相似(图 5),表明这一时期区域气候温暖湿润。气候驱动多年冻土大量融化和强降水的耦合,导致土壤水分易过饱和,地表径流增强,湖泊与湿地扩张明显^[35]。大兴安岭北部 C_4 植物开始扩张^[36],东北北部地区平原和盆地易发生严重内涝和洪水^[37],北极泥炭地孢粉带 I 中水藓科突然增多,沉积岩性为淤积物粉砂质粘土(平均粒径 = $7.89\ \mu\text{m}$),反映区域湿地形成高水面。这种环境有利于湿地的发育和扩张,对于需要浅水位和停滞、微水流的泥炭发育条件来说并不利,因此高水位环境未促成区域泥炭发育的启动,但湿地的发展为泥炭的发育孕育了基础。

3.1.2 泥炭发育启动期(2900—2250 cal a BP)

董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 显著降低指示东亚季风强度的减弱,此时气候特征与北欧亚北方期非常相似,由于受到西风带的向东传送作用,迫使中高纬地区温暖干燥^[38]。大兴安岭北部针叶林含量的降低主要是由于松属的减少,阔叶林和灌木含量虽然基本未变,但喜暖乔木开始扩张,如山核桃属、椴属和榆属等,表明区域温度显著增加,同时陆生草本含量增加,尤其是指示干燥的蒿属增加。呼伦湖和图强泥炭地温度重建显示区域温度普

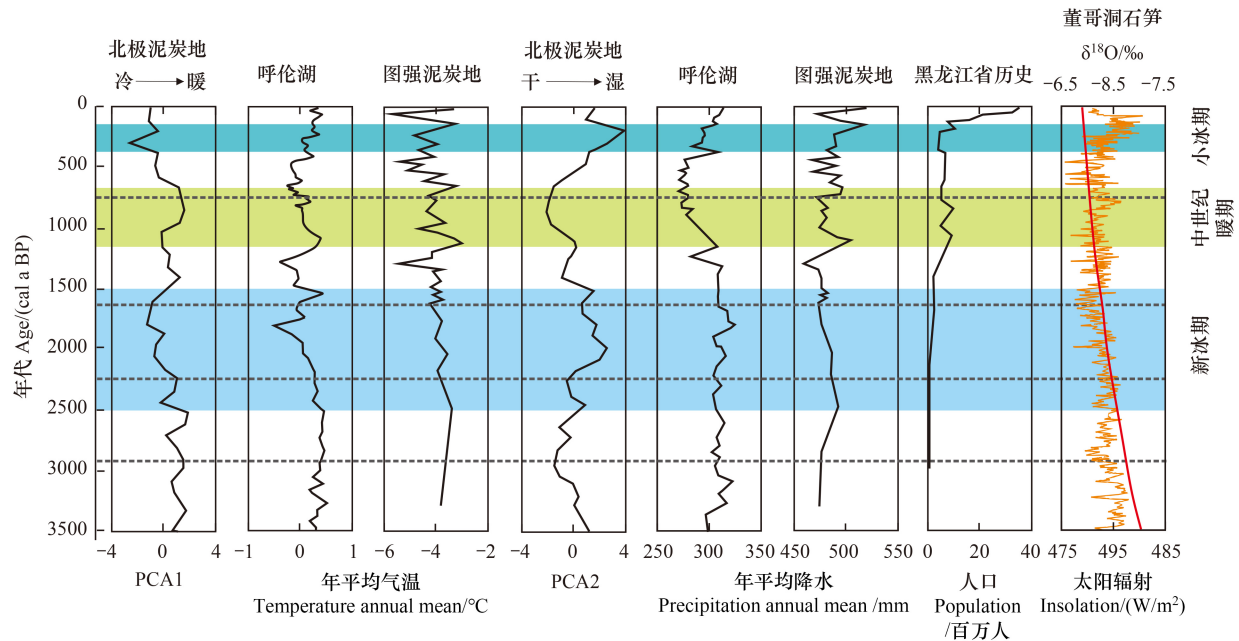


图5 北极泥炭地孢粉记录与其他记录对比,呼伦湖 Tann 和 Pann^[29],图强泥炭地 Tann 和 Pann^[30],黑龙江省历史人口^[33],45°N 夏季太阳辐射^[31],董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[32]

Fig.5 Comparison of Beiji peatland pollen records other records, Hulun Lake Tann and Pann^[29], TQ peatland Tann and Pann^[30], Population of Heilongjiang Province^[33], July insolation at 45°N^[31], $\delta^{18}\text{O}$ of Dongge Cave stalagmite^[32]

遍升高约 0.1—0.2℃,降水减少 20 mm 以上(图 5),区域气候相比之前变得干燥。然而本区泥炭却在这种气候不利条件下形成,研究表明尽管此时区域降水量持续减少,但由于中高纬地区蒸发量少,地表相对湿度却在增加^[20],这种温暖潮湿的地表环境非常适合草本植被生长,图强和北极泥炭地草本植被含量都达到最大,区域孢粉通量也都相继达到最高,持续到 1800 cal a BP 时期都是植被生长适宜期^[15]。反映区域降水量虽减少,但温暖潮湿的地表环境促进了生物量的原始积累,并有利于湿地水面降低和稳定的水环境,湿地环境有利于沼泽潜育化进程^[39],因此促进了埋藏的针叶林和草本植被残体向泥炭的转换,在温暖潮湿的地表环境下,致使区域泥炭发育的启动。

3.1.3 泥炭发育旺盛期(2250—1650 cal a BP)

随着北半球夏季太阳辐射量显著降低,董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值却在增加,指示季风强度增强。此时大兴安岭北部针叶林含量和阔叶林中喜冷的桦属含量显著增加,一些喜暖乔木如椴属和山核桃属几乎绝迹,灌木也在持续减少。陆生草本含量显著降低,尤其是指示干燥气候的蒿属含量显著减少,湿地植被含量增加。与呼伦湖和图强泥炭地温度和降水重建记录高度相似,指示大兴安岭区域气温降低约 1℃,降水增加约 30—50 mm(图 5),区域开始出现了降温增湿的气候特征。这种气候背景与新冰期寒冷湿润特征相符,大兴安岭伊图里河冰楔发育达最大值^[40],指示降温驱动多年冻土不断扩张和增厚,由于多年冻土地下冰致使地表水不能下渗而滞留,地下水位升高加剧了地表湿润化^[41],同时还有降低活动层土壤温度的低温效应^[42],因此在寒冷湿润气候和多年冻土冻结背景下,植物残体分解量降低,沉积速率达到最大(表 2),有利于泥炭发育,区域进入泥炭发育旺盛期,此时东北多个地区都记录了泥炭地发育持续旺盛的过程^[43—44]。

3.1.4 泥炭发育减缓和停滞期(1650—1150 cal a BP)

北半球夏季太阳辐射量与董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值均出现降低,此时大兴安岭北部松属和云杉扩张致使针叶林含量持续增加并达到最大值,相应的阔叶林显著减少,陆生草本含量增加,湿地植被含量减少。与呼伦湖和图强泥炭地气候重建记录几乎一致(图 5),区域气候转为寒冷干燥。表明新冰期结束后,区域温度和降水恢

复缓慢,尤其是降水的剧烈减少制约了沼泽的发育,蒿属、禾本科、石竹科等耐旱草本的显著增加,指示沼泽萎缩和退化,因此在气候最严酷期,北极泥炭地粘土沉积取代了泥炭沉积,泥炭发育出现停滞,东北湿地重建记录也证实发育速率的减缓^[45]。

3.1.5 泥炭发育再次启动期(1150—750 cal a BP)

董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值开始持续增加,指示季风强度增加,大兴安岭北部莎草科、水龙骨科、水藓科等喜湿植被重新扩张。北极泥炭地降水趋势与呼伦湖和图强泥炭地均一致增加,而升温却十分缓慢,松属和云杉保持着高含量,长期寒冷气候致使地表植被减少,这可能与多年冻土区温度变化延迟有关^[46]。直到本阶段末期(900—750 cal a BP)才有所缓解,阔叶林和湿地植被显著增加,中世纪暖期温暖湿润气候特征开始凸显,区域泥炭再次发育启动。季风降水增加和多年冻土融化,导致沼泽补给水源的多元化,泥炭矿物质含量降低、颜色变暗,完成由富营养沼泽到中营养沼泽类型转变(图6)。

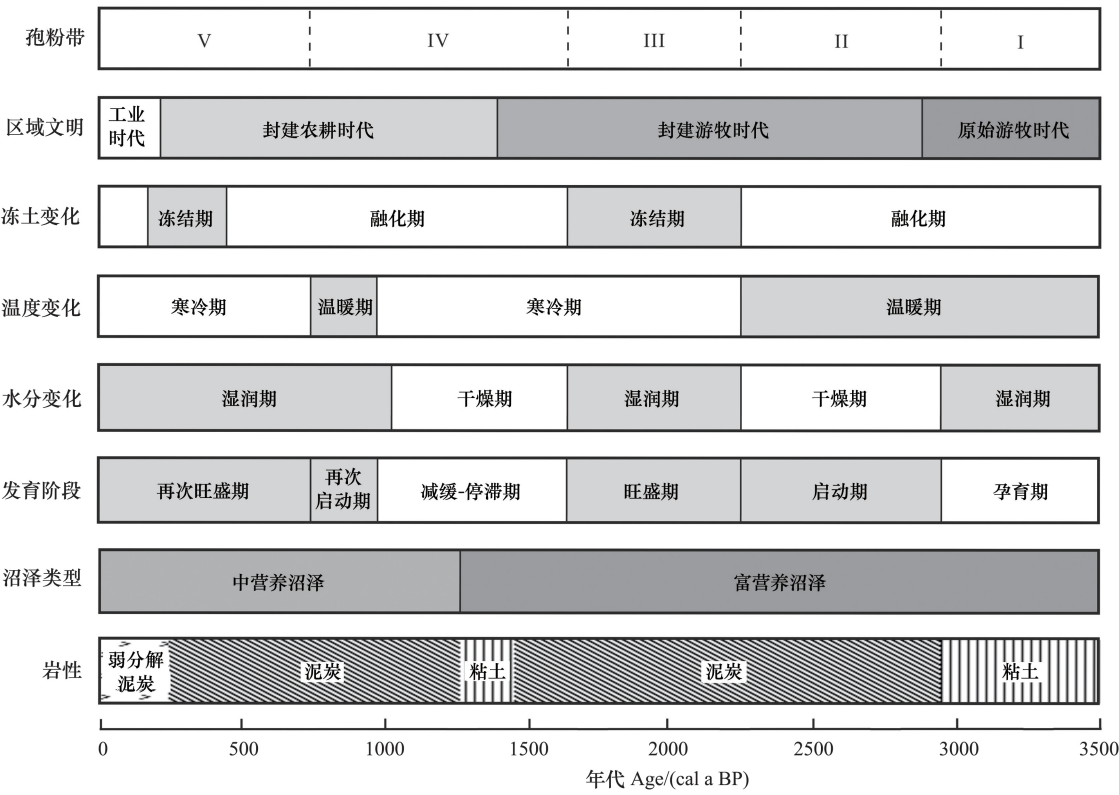


图6 北极泥炭地泥炭演化环境特征,区域文明^[23]

Fig.6 Environmental characteristics of peat evolution in Beiji peatland, district civilizations^[23]

3.1.6 泥炭发育再次旺盛期(750 cal a BP 至今)

随着北半球夏季太阳辐射量继续降低,董哥洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值开始增加。此时松属保持了区域的优势物种,阔叶林含量略增加,陆生草本含量包括蒿属都显著降低,而湿地植被得到快速扩张,莎草科占据优势,并保持持续扩张的趋势,指示区域整体寒冷湿润程度加深。这一气候背景标志着区域对小冰期寒冷湿润气候特征的响应,北半球平均温度下降了约 0.6—0.8℃^[18,47]。呼伦湖与图强泥炭地气候湿润趋势相似,在小冰期均出现了降温和增湿的变化,但是寒冷湿润程度均不如北极泥炭地明显,反映出多年冻土的存在会导致区域气候增强的特性,也印证了学者对区域气候逐渐向冷湿变化趋势的判断^[48]。寒冷湿润气候和多年冻土扩张环境,促进了泥炭再次快速积累,区域泥炭再次进入发育旺盛期,这与东北其他区域泥炭地发育逐渐减弱或退化的趋势存在显著差异,支持了全新世晚期北方泥炭地加速发展的假设^[49]。随着季风降水强度增加,莎草科和苔藓类植被显著增多,泥炭表层 10 cm 呈酸性(pH=4.56),表明泥炭地开始向贫营养沼泽类型转变。

3.2 多年冻土泥炭地演化影响因素

泥炭地的演化是多种因素的结合,受到气候、冻土、地质地貌、人类活动等多重影响^[49-50]。如前所述气候因子中温度和降水是影响泥炭形成和发展的重要条件,泥炭的发育气候一般可分为高日照、高降水的温暖湿润期和低日照、高降水的寒冷湿润期^[51],都需要植物残体沉积速率大于分解量。北极泥炭地位于东亚季风与多年冻土双重影响区,这意味着地理位置决定了泥炭的形成与发展对气候与冻土环境变化响应具有特殊敏感性。大兴安岭北部多年冻土泥炭地形成于寒冷湿润的晚全新世,目前绝大多数泥炭地完成了贫营养沼泽类型转变^[52],本文报道的中营养沼泽末期泥炭地类型,证实区域泥炭不断旺盛发育过程正是气候影响的结果。Zhou 等^[53]研究东亚季风区古植被发现,全新世大暖期时段具有随纬度推迟特性,气候带到达东北北部地区时间在中全新世约 6000 cal a BP,根据呼伦湖^[29]、大兴安岭月亮湖^[54]和三江平原洪河^[55]孢粉记录,此时气候偏暖干并不利于泥炭积累,而全新世大暖期结束的转冷节点恰在晚全新世的 4000—3000 cal a BP 时段。因此可以推断全新世大暖期结束后,尽管气候存在波动,但在北半球太阳辐射量持续降低和东亚夏季风不断增强的耦合作用下(图 5),北极泥炭地松属和莎草科持续扩张,寒冷湿润化趋势明显,显然冷湿相比暖干的气候组合更有利于区域泥炭的积累,并促进沼泽类型的快速转变,体现出气候作用对泥炭形成与发展的影响。

由于多年冻土泥炭地是覆盖在多年冻土层之上,多年冻土又是寒冷气候的直接产物,对气候变化十分敏感,在气候的冷暖、干湿波动下,多年冻土变化势必导致泥炭地植被、生物和水文环境发生改变^[56]。西伯利亚研究表明气候和多年冻土是植被形成和演替的主要驱动力,多年冻土的完全退化会导致气候变得温暖干燥,森林沼泽将面临退化成森林草原风险^[57]。由于受到气候的驱动,晚全新世以来大兴安岭北部多年冻土的存在,一定程度上增强或放大了气候冷湿的特性,有利于泥炭的发育,形成了气候、植被、多年冻土相互作用的区域生态系统。

大兴安岭北部泥炭地发育还可能与地质地貌变动有关,自晚更新世到中全新世受新构造影响,大兴安岭主体间歇抬升,侵蚀作用大于堆积作用,因此不利于泥炭发育^[58]。晚全新世以来区域地质运动相对平稳,泥炭基底多发育于风化壳、古湖和古河道之上,少见基岩面上发育的泥炭。北极泥炭地基底粘土沉积物可能来自浅水相淤积物,指示区域泥炭发育是经历了长期湿地沼泽化孕育过程,后期沼泽扩张与泥炭发育同步于粘土基底上进行,沼泽与森林交错形成碟状湿地斑块景观(图 1)。

晚全新世作为与人类活动关系最为密切的时期,人类活动对多年冻土泥炭的影响不可忽视。通过北极泥炭地孢粉结果发现,自 3500 cal a BP 以来北极泥炭地及周围山地形成了以松属为主体的针阔混交林,并保持不断增长趋势,然而区域现代被大量白桦树占据(>60%),说明桦属取代松属成为区域优势物种,而泥炭沉积层中并未发现火灾证据,因此推断白桦树是近年来入侵的植被,根据白桦树轮推测树龄约 30 cal a BP 也支持了这一观点。可能原因是近几十年以来人类的选择性采伐导致区域其他乔木的急剧减少,植被重新恢复的情况下,白桦树的适应能力更强和扩张速度更快,迅速成为地表的优势乔木^[59]。资料表明黑龙江省历史人口组成主要以游牧民族为主,封建农耕与游牧模式导致人口增长十分缓慢(图 5,图 6)。一百年以来伴随着北方人口的大量迁移,大兴安岭土地开垦和森林采伐兴起,草本植物花粉和杂草类植物花粉类型含量的急剧增加证明了人类对区域生态环境的影响^[60],尤其是近五十年以来区域人口增加了近 10 倍^[61],人类活动急剧增强并达到峰值。随着大兴安岭北部林区开发建设,大规模森林采伐进行,图强泥炭地松属的急剧减少和桦属及蒿属、藜科(Chenopodiaceae)草本的扩张标志着人类活动的加剧^[15]。直到近年来随着我国天然林保护工程、国家湿地保护计划和国有林区全面停止商业采伐的实施,泥炭地及周边区域生态得到有效恢复和保护。这表明近五十年以来区域泥炭地植被变化与人类活动有关,改变了泥炭地的原始地表景观格局。

综合分析晚全新世以来泥炭演化情况,区域地质地貌变动相对稳定,且人类活动的干扰也十分短暂,多年冻土泥炭的演化主要因素来自气候变化及其驱动下多年冻土环境的改变,因此气候变化才是影响多年冻土泥炭地演化的主动力,未来多年冻土泥炭地变化取决于全球气候的发展。

4 结论

通过对北极泥炭地孢粉分析,总结了 3500 cal a BP 以来大兴安岭北部多年冻土泥炭地植被与气候变化历史,并基于此分析了泥炭演化及其影响因素,结论如下:

(1) 3500—2900 cal a BP 植被以松属、喜暖乔木及水龙骨科为主,气候温暖湿润成为泥炭孕育期;2900—2250 cal a BP 植被以松属、喜暖乔木及蒿属为主,气候温暖潮湿成为泥炭发育启动期;2250—1650 cal a BP 植被以松属、桦属及水龙骨科为主,气候寒冷湿润成为泥炭发育旺盛期;1650—1150 cal a BP 植被以松属和蒿属为主,气候寒冷干燥成为泥炭发育减缓和停滞期;1150—750 cal a BP 阔叶林和湿地植被增加,气候温暖湿润成为泥炭发育再次启动期,完成由富营养沼泽到中营养沼泽类型的转变;750 cal a BP 至今植被以松属、桤木属及莎草科为主,气候寒冷湿润成为泥炭发育再次旺盛期,中营养沼泽开始向贫营养沼泽类型过渡。

(2) 造成多年冻土泥炭地演化的主导因素并非地质地貌变动和人类活动,而是来自气候变化及其驱动下多年冻土环境的改变,因此气候变化才是影响多年冻土泥炭地演化的主动力,未来多年冻土泥炭地变化取决于全球气候的发展。

参考文献 (References):

- [1] Page S E, Baird A J. Peatlands and global change: response and resilience. *Annual Review of Environment and Resources*, 2016, 41: 35-57.
- [2] Gorham E. Northern peatlands: role in the carbon cycle and probable responses to climatic warming. *Ecological Applications*, 1991, 1(2): 182-195.
- [3] 曾子怡, 王一诺, 王国栋, 徐志伟, 王升忠. 不同水位控制条件下泥炭沼泽土壤微生物群落及酶活性. *湿地科学*, 2023, 21(6): 887-896.
- [4] 孙晓新, 宋长春, 王宪伟, 毛璐, 郭跃东, 路永正. 多年冻土退化对湿地甲烷排放的影响研究进展. *生态学报*, 2011, 31(18): 5379-5386.
- [5] 鲍锬山, 王国平, 赵红梅, 邢伟, 吕宪国. 泥炭沉积与气候变化的泥炭记录. *地层学杂志*, 2012, 36(1): 97-108.
- [6] 刘利娟, 刘欣蔚, 鞠佩君, 朱单, 薛丹, 刘建亮, 何奕忻, 陈槐. 15000 年以来若尔盖高原泥炭地发育及其碳动态. *生态学报*, 2018, 38(18): 6493-6501.
- [7] Fritz M, Wolter J, Rudaya N, Palagushkina O, Nazarova L, Obu J, Rethemeyer J, Lantuit H, Wetterich S. Holocene ice-wedge polygon development in northern Yukon permafrost peatlands (Canada). *Quaternary Science Reviews*, 2016, 147: 279-297.
- [8] 杨永兴. 小兴安岭东部全新世森林沼泽形成、发育与古环境演变. *海洋与湖沼*, 2003, 34(1): 74-82.
- [9] Bonan G B, Pollard D, Thompson S L. Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 1992, 359: 716-718.
- [10] Yu G, Ke X, Xue B, Ni J. The relationships between the surface arboreal pollen and the plants of the vegetation in China. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2004, 129(4): 187-198.
- [11] Wang C, Zhao H, Wang G. Vegetation development and water level changes in Shenjiadian peatland in Sanjiang Plain, Northeast China. *Chinese Geographical Science*, 2015, 25: 451-461.
- [12] Kolari T H M, Korpelainen P, Kumpula T, Tahvanainen T. Accelerated vegetation succession but no hydrological change in a boreal Fen during 20 years of recent climate change. *Ecology and Evolution*, 2021, 11(12): 7602-7621.
- [13] 喻春霞, 罗运利, 孙湘君. 吉林柳河哈尼湖 13.1—4.5 cal.kB.P. 古气候演化的高分辨率孢粉记录. *第四纪研究*, 2008, (5): 929-938.
- [14] Gálka M, Swindles G T, Szal M, Fulweber R, Feurdean A. Response of plant communities to climate change during the late Holocene: Palaeoecological insights from peatlands in the Alaskan Arctic. *Ecological Indicators*, 2018, 85: 525-536.
- [15] Han D, Gao C, Yu Z, Yu X, Li Y, Cong J, Wang G. Late Holocene vegetation and climate changes in the Great Hinggan Mountains, Northeast China. *Quaternary International*, 2019, 532: 138-145.
- [16] Bazarova V B, Klimin M A, Mokhova L M, Orlova L A. New pollen records of Late Pleistocene and Holocene changes of environment and climate in the Lower Amur River Basin, NE Eurasia. *Quaternary International*, 2008, 179(1): 9-19.
- [17] Zhao C, Li X Q, Zhou X Y, Zhao K L, Yang Q. Holocene vegetation succession and responses to climate change in the northern sector of Northeast China. *Science China Earth Sciences*, 2016, 59: 1390-1400.
- [18] 李宜垠, 李博闻, 徐鑫. 大兴安岭北部满归泥炭孢粉重建的过去 2100 年古气候. *第四纪研究*, 2019, 39(4): 1034-1041.
- [19] 夏玉梅. 大小兴安岭高位泥炭孢粉记录及泥炭发育和演替过程研究. *地理科学*, 1996, (4): 337-344.
- [20] 邢伟, 鲍锬山, 韩冬雪, 王国平. 全新世以来东北地区沼泽湿地发育过程及其对气候变化的响应. *湖泊科学*, 2019, 31(5): 1391-1402.

- [21] 李小强, 赵超, 周新郢. 末次盛冰期以来中国东北地区特征时期植被格局. 中国科学: 地球科学, 2019, 49(8): 1213-1230.
- [22] Han D, Gao C, Liu H, Yu X, Li Y, Cong J, Wang G. Vegetation dynamics and its response to climate change during the past 2000 years along the Amur River Basin, Northeast China. *Ecological Indicators*, 2020, 117: 106577.
- [23] Han D, Gao C, Liu H, Li Y, Cong J, Yu X, Wang G. Anthropogenic and climatic-driven peatland degradation during the past 150 years in the Greater Khingan Mountains, NE China. *Land Degradation and Development*, 2021, 32(17): 4845-4857.
- [24] Wu X, Zang S, Ma D, Ren J, Chen Q, Dong X. Emissions of CO₂, CH₄, and N₂O fluxes from forest soil in permafrost region of Daxing'an mountains, Northeast China. *International Journal of Environmental Research and Public Health*, 2019, 16(16): 2999.
- [25] 董星丰, 赵光影, 李苗, 刘超, 王迪, 杨盛东, 臧淑英. 大兴安岭北部多年冻土区土壤碳氮含量及有机碳矿化特征. 生态学报, 2021, 41(17): 6728-6737.
- [26] Sun J, Li X Z, Wang X W, Lv J J, Li Z M, Hu Y M. Latitudinal pattern in species diversity and its response to global warming in permafrost wetlands in the Great Hing'an Mountains, China. *Russian Journal of Ecology*, 2011, 42: 123-132.
- [27] 王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 杨惠秋. 中国植物花粉形态第2版. 北京: 科学出版社, 1995.
- [28] 唐领余, 毛礼米, 舒军武, 李春梅, 沈才明, 周忠泽. 中国第四纪孢粉图鉴. 北京: 科学出版社, 2016.
- [29] Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, Zhai D Y, Xu Q H, Li Y C, Itoh S. Holocene precipitation and temperature variations in the East Asian monsoonal margin from pollen data from Hulun Lake in northeastern Inner Mongolia, China. *Boreas*, 2010, 39(2): 262-272.
- [30] 韩冬雪. 东北地区中高纬沼泽湿地演化过程及驱动因子分析[D]. 长春: 中国科学院东北地理与农业生态研究所, 2020.
- [31] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10(4): 297-317.
- [32] Wang Y, Cheng H, Edwards R L, He Y, Kong X, An Z, Wu J, Kelly M J, Dykoski C A, Li X. The Holocene Asian monsoon: links to solar changes and North Atlantic climate. *Science*, 2005, 308(5723): 854-857.
- [33] Cong J, Gao C, Zhang Y, Zhang S, He J, Wang G. Dating the period when intensive anthropogenic activity began to influence the Sanjiang Plain, Northeast China. *Scientific Reports*, 2016, 6(1): 22153.
- [34] Yasuyuki S. Temperature evolution from the $\delta_{18}\text{O}$ record of Hani peat, Northeast China, in the last 14000 years. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2009, 52(7): 952-964.
- [35] Zhai D, Xiao J, Zhou L, Wen R, Chang Z, Wang X, Jin X, Pang Q, Itoh S. Holocene East Asian monsoon variation inferred from species assemblage and shell chemistry of the ostracodes from Hulun Lake, Inner Mongolia. *Quaternary Research*, 2011, 75(3): 512-522.
- [36] 马雪云, 魏志福, 王永莉, 汪亘, 巩俊成, 张婷, 何薇, 玉晓丽. 末次冰盛期以来东北地区霍拉盆地湖泊沉积物记录的 C3/C4 植被演化. 第四纪研究, 2018, 38(5): 1193-1202.
- [37] Liu H, Yu X, Gao C, Zhang Z, Wang C, Xing W, Wang G. A 4000-yr multi-proxy record of Holocene hydrology and vegetation from a peatland in the Sanjiang Plain, Northeast China. *Quaternary International*, 2017, 436: 28-36.
- [38] Chen J, Huang W, Feng S, Zhang Q, Kuang X, Chen J, Chen F. The modulation of westerlies-monsoon interaction on climate over the monsoon boundary zone in East Asia. *International Journal of Climatology*, 2021, 41: E3049-E3064.
- [39] Ruppel M, Välranta M, Virtanen T, Korhola A. Postglacial spatiotemporal peatland initiation and lateral expansion dynamics in North America and northern Europe. *The Holocene*, 2013, 23(11): 1596-1606.
- [40] 杨思忠, 金会军. 大兴安岭伊图里河地区的冰楔冰氢、氧同位素记录及其反映的古温度变化. 中国科学: 地球科学, 2010, 40(12): 1710-1717.
- [41] 周梅, 余新晓, 冯林, 王林和, 那平山. 大兴安岭林区冻土及湿地对生态环境的作用. 北京林业大学学报, 2003, 25(6): 91-93.
- [42] Luthin J N, Guymon G L. Soil moisture-vegetation-temperature relationships in central Alaska. *Journal of Hydrology*, 1974, 23(3-4): 233-246.
- [43] Jiang W, Leroy S A G, Ogle N, Chu G, Wang L, Liu J. 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.
- [44] 杨永兴, 王世岩. 8.0ka B.P.以来三江平原北部沼泽发育和古环境演变研究. 地理科学, 2003, 23(1): 32-38.
- [45] 高传宇, 邢伟, 刘汉向, 王春玲, 韩冬雪, 王国平. 全新世东北地区沼泽湿地演化对全球变化的响应. 第四纪研究, 2018, 38(4): 854-863.
- [46] Camill P, Clark J S. Long-term perspectives on lagged ecosystem responses to climate change: permafrost in boreal peatlands and the grassland/woodland boundary. *Ecosystems*, 2000, 3: 534-544.
- [47] Kokfelt U, Struyf E, Randsalu L. Diatoms in peat-Dominant producers in a changing environment? *Soil Biology and Biochemistry*, 2009, 41(8): 1764-1766.

- [48] Zheng Y, Pancost R D, Naafs B D A, Li Q, Liu Z, Yang H. Transition from a warm and dry to a cold and wet climate in NE China across the Holocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 2018, 493: 36-46.
- [49] Weckström J, Seppä H, Korhola A. Climatic influence on peatland formation and lateral expansion in sub-arctic Fennoscandia. *Boreas*, 2010, 39 (4): 761-769.
- [50] Yu Z, Loisel J, Charman D J, Beilman D W, Camill P. Holocene peatland carbon dynamics in the circum-Arctic region: an introduction. *The Holocene*, 2014, 24(9): 1021-1027.
- [51] Yu Z, Beilman D W, Jones M C. Sensitivity of northern peatland carbon dynamics to Holocene climate change. *Carbon Cycling in Northern Peatlands*, 2009, 184: 55-69.
- [52] 鲍鲲鹏. 东北泥炭及其环境记录. 北京: 科学出版社, 2022: 26-30.
- [53] Zhou X, Sun L, Zhan T, Huang W, Zhou X, Hao Q, Wang Y, He X, Zhao C, Zhang J, Qiao Y, Ge J, Yan P, Yan Q, Shao D, Chu Z, Yang W, Smol J. Time-transgressive onset of the Holocene Optimum in the East Asian monsoon region. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 456: 39-46.
- [54] 伍婧, 刘强. 晚冰期以来月亮湖孢粉记录反映的古植被与古气候演化. *地球科学*, 2012, 37(5): 947-954.
- [55] Zhang Z, Yao Q, Xu Q, Jiang M, Zhu T. Hydrological and palynological evidence of wetland evolution on the Sanjiang Plain (NE China) in response to the Holocene East Asia summer monsoon. *Catena*, 2021, 203: 105332.
- [56] Vardy S R, Warner B G, Turunen J, Aravena R. Carbon accumulation in permafrost peatlands in the Northwest Territories and Nunavut, Canada. *The Holocene*, 2000, 10(2): 273-280.
- [57] Soja A J, Tchebakova N M, French N H F, Flannigan M D, Shugart H H, Stocks B J, Sukhinin A I, Parfenova E I, Chapin III F S, Stackhouse Jr P W. Climate-induced boreal forest change: predictions versus current observations. *Global and Planetary Change*, 2007, 56(3/4): 274-296.
- [58] 尹善春. 中国泥炭资源及其开发利用. 北京: 地质出版社, 1991: 56-59.
- [59] Liu H, Cheng Y, Anenkhonov O A, Sandanov D V, Wang H, Zhou M, Wei J, Korolyuk A Y. Dynamics of the climate-permafrost-vegetation coupling system at its southernmost zone in Eurasia under climate warming. *Fundamental Research*, 2023, 9(14): 114-125.
- [60] Huang X Z, Chen X M, Du X. Modern pollen assemblages from human-influenced vegetation in northwestern China and their relationship with vegetation and climate. *Vegetation History and Archaeobotany*, 2018, 27: 767-780.
- [61] 李德滨, 石方. 黑龙江移民概要. 哈尔滨: 黑龙江人民出版社, 1987: 87-89.