

30 ka BP以来大兴安岭漠河盆地多年冻土区 气候与环境变化

刘 锐¹, 臧淑英¹, 赵 林², 吴晓东³, 刘立新¹, 吴少强¹, 李天瑞¹,
张紫豪¹, 何俭翔¹, 李 彪¹, 张博雄¹, 程小峰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; 3. 中国科学院西北生态环境与资源研究院, 兰州 730000)

摘要: 多年冻土对全球变化非常敏感, 利用植被演替揭示多年冻土区气候与环境变化具有重要意义。本文以大兴安岭漠河盆地多年冻土岩芯孢粉学为证据, 通过AMS¹⁴C构建了年代学框架, 重建多年冻土区更新世晚期以来植被演替与气候历史, 分析了植被演替对多年冻土区环境变化的响应。结果显示孢粉组合较好地反映漠河盆地和外围山地植被组成格局, 依据区域关键植被对气候指示关系, 漠河盆地30 ka BP以来植被演替指示气候发生了5次显著变化过程: 30.0—27.1 ka BP形成草甸湿地景观, 指示气候寒冷湿润; 27.1—20.5 ka BP形成针叶林草原景观, 指示气候相对寒冷干旱; 20.5—11.3 ka BP由针叶林湿地向针阔混交林湿地景观转变, 指示气温开始转暖, 但气候仍寒冷湿润; 11.3—1.9 ka BP形成针阔混交林湿地景观, 指示气候温暖湿润; 1.9 ka BP至今形成针叶林湿地景观, 指示气候冷凉湿润。通过对比分析发现, 影响植被演替的因素不仅包括纬度和海陆位置上的气候差异, 还有多年冻土本身引起的区域环境效应, 植被演替对冰期、间冰期多年冻土变化具有不同响应机制。在末次冰盛期, 由于多年冻土冻结和扩张, 导致多年冻土环境更能适应耐寒耐旱、根系较浅的蒿属、藜属等陆生草本繁殖, 干旱草原扩张; 在全新世大暖期, 多年冻土的融化和退缩不仅为植被提供了良好的生境, 还有利于湿地的潜育化和面积扩大, 促进水生植被、蕨类苔藓和乔木的大量繁殖, 形成森林湿地景观。因此, 由于多年冻土的存在, 放大了气候的水热特性, 植被对多年冻土区环境变化的响应更为敏感。

关键词: 漠河盆地; 更新世晚期; 多年冻土; 植被响应; 古气候

DOI: 10.11821/dlxb202409008

1 引言

多年冻土是指温度在 ≤ 0 °C存在两年以上的岩土层, 主要发育在高纬度和高海拔地带, 北半球欧亚大陆高纬度多年冻土带主要分布在48°N以北地区^[1]。多年冻土作为寒冷气候的产物, 对气候的冷暖波动高度敏感, 成为衡量全球气候变化的重要指示^[2-3]。目前, 中国东北地区高纬度多年冻土一般被认为是第四纪残留冻土^[4], 在历史上可能历经了多次

收稿日期: 2023-12-01; 修订日期: 2024-08-19

基金项目: 科技基础资源调查专项项目(2022FY100701); 国家自然科学基金联合基金重点项目(U20A2082); 国家自然科学基金项目(41971151); 哈尔滨师范大学博士研究生创新基金项目(HSDBSCX2022-07) [Foundation: Science & Technology Fundamental Resources Investigation Program, No.2022FY100701; Key Joint Program of National Natural Science Foundation of China, No.U20A2082; National Natural Science Foundation of China, No.41971151; Doctoral Innovation Foundation of Harbin Normal University, No.HSDBSCX2022-07]

作者简介: 刘锐(1989-), 男, 黑龙江哈尔滨人, 博士生, 主要从事寒区第四纪环境演变研究。E-mail: 7414369@qq.com

通讯作者: 臧淑英(1963-), 女, 黑龙江哈尔滨人, 博士, 教授, 主要从事地表过程与环境演变研究。

E-mail: zsy6311@hrbnu.edu.cn

扩张和收缩,尤其是更新世晚期以来,气候的频繁冷暖与干湿交替势必导致了多年冻土环境发生改变^[5-6]。因此,了解多年冻土区的气候与环境变化过程十分必要。

植被作为全球陆地系统的重要组成部分,是连接大气圈与岩石圈之间相互交换的媒介^[7],植被与气候环境变化密切相关^[8-9],植被的动态演替被认为是区域气候与环境变化的重要指示^[10-11]。在多年冻土区,植被演替与多年冻土进退具有相互作用关系,植被演替会改变多年冻土水热状态,影响多年冻土发育^[12];同时气候与多年冻土变化是北方森林演替的主要驱动力,多年冻土的退缩与扩张也会改变上覆植被的演替^[13]。在多年冻土环境的变动下,气候—冻土—植被往往形成了相互作用关系^[14],植被演替对多年冻土区环境变化具有响应^[15]。孢粉是植物孢子和花粉的统称,代表区域陆地植被群落的缩影,通过地层沉积的埋藏作用,可以有效地记录长时间尺度地表植被动态,揭示气候与环境变化规律,利用孢粉反映多年冻土植被与气候与环境变化具有不可替代的优势^[16]。

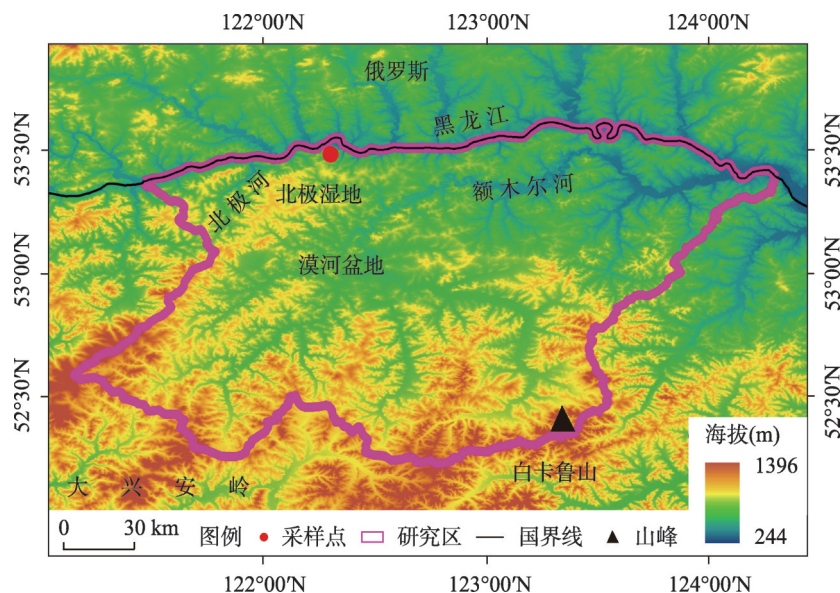
大兴安岭漠河盆地是中国典型高纬度多年冻土分布区,也是欧亚大陆多年冻土带南缘,其历史气候与环境变化过程对于认知多年冻土区演变具有重要的参考价值。以往学者揭示大兴安岭古气候与环境重建的工作已大量开展,研究集中在高山湖泊和河谷湿地,包括月亮湖^[17-19]、四方山天池^[20-21]、达里湖^[22]、红水泡^[23-24]、阿尔山天池^[25-27]和驼峰岭湖^[28],以及霍拉盆地^[29-30]、北红湿地^[31]、图强湿地^[32]和满归湿地^[33]等地。研究表明,大兴安岭历史气候与环境尽管受到北半球冰量、西风、周边海域、火山活动及人类活动等多重因素驱动,但气候演变模式对东亚季风波动更具敏感性,大量湖泊与湿地沉积记录证实,大兴安岭植被、水文、风尘变化与冬、夏季风强弱波动密切相关。

然而,这些研究主要集中在大兴安岭中南部地区,对于大兴安岭北部多年冻土区的古气候与环境变化研究较为缺乏,对多年冻土区植被演替与气候变化过程认识尚不清晰;并且研究时间尺度多集中在末次冰消期(16—10 ka BP)以来,缺少末次冰盛期及之前的气候与环境实证记录。本文基于大兴安岭北部漠河盆地多年冻土岩芯孢粉记录,旨在分析更新世晚期(30 ka BP)以来植被演替历史,从而揭示多年冻土区气候变化过程,探讨植被演替对冰期、间冰期多年冻土环境变化的响应,以此说明多年冻土区气候与环境的差异性与特殊性。研究结果不仅提供了中国最北部的大兴安岭漠河盆地气候与环境变化可靠记录,也为了解植被演替对多年冻土区环境变化的响应关系提供科学依据。

2 研究区概况

研究区位于大兴安岭北部漠河盆地(52°10'N~53°33'N, 121°07'E~124°20'E,图1),盆地平均海拔450 m,外围山地最高峰为白卡鲁山,海拔1396.7 m。盆地内水系发达,主要径流为黑龙江及其支流北极河和额木尔河。漠河盆地地处欧亚多年冻土带南缘区,属于不连续多年冻土区,为寒温带大陆性季风气候,冬季受蒙古国—西伯利亚高压影响,寒冷而干燥;夏季受太平洋气流影响,温暖且短暂多雨。1月平均气温-29.7℃,冬季极端气温-52.3℃,7月平均气温19.8℃,年平均温度-4.9℃,年均降水量约468.9 mm,7—9月降水量占全年80%以上。地表每年冻结期超过8个月,地温常年保持0℃以下,活动层4—9月为融化期^[34],夏季多年冻土地下冰平均厚度约3~5 m,多年冻土层年平均厚度60 m,最大厚度可达120 m^[35],多年冻土分布面积约 1.84×10^4 km²。

盆地内地表呈丘陵起伏,森林与湿地交错分布。坡地形成森林,土壤以森林壤土为主,植物包括兴安落叶松(*Larix gmelinii*)、樟子松(*Pinus sylvestris*)、红松(*Pinus koraiensis*)、红皮云杉(*Picea koraiensis*)、白桦(*Betula platyphylla*)、毛赤杨(*Alnus hirsuta*)和平榛(*Corylus heterophylla*)等,灌木零星有兴安杜鹃(*Rhododendron*



注：基于自然资源部标准地图服务网站黑S(2022)87号标准地图制作，底图边界无修改。

图1 欧亚大陆多年冻土带和漠河盆地位置

Fig. 1 Location of the Eurasian permafrost zone and the Mohe Basin

dauricum) 和柴桦 (*Betula fruticosa*) 分布；低地区形成大面积多年冻土泥炭沼泽湿地，湿地夏季水面高约 10 cm，土壤以泥炭土和沼泽土为主，植物包括塔头 (*Carex meyeriana*)、水龙骨 (*Polypodiode snipponica*)、柳叶菜 (*Epilobium hirsutum*) 和苔藓类 (Bryophytes) 等^[36]。

3 材料与方法

3.1 钻取岩芯

为了便于湿地岩芯取样完整，2017年9月末的初冻时节，选取位于漠河市北极村的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湿地，简称北极湿地 (53°28'17"N, 122°19'47"E, 海拔298 m)。在北极湿地沉积和多年冻土发育较好的中心低地，使用XY2000型地质动力钻贯穿了多年冻土层至底部基岩，钻取742 cm冻土沉积岩芯，命名BJC-3岩芯，岩芯回收率92.5%。沉积岩性自下而上由灰色砾石粉砂层 (742~640 cm)、褐色粘土质粉砂层 (640~530 cm)、青灰色淤泥层 (530~270 cm)、褐色粘土层 (270~170 cm)、深褐色泥炭层 (170~80 cm)、深褐色粘土层 (80~70 cm)、黑色泥炭层 (70~15 cm)、黑色腐殖质层 (15~0 cm) 的8个交替层位构成，底部为不整合接触的深绿色花岗岩基岩层，岩芯整体以湿地沼泽相沉积为主 (图2)。多年冻土构造自下而上由非冻结层 (742~530 cm)、多年冻结层 (530~180 cm)、活动层 (180~0 cm) 的3个层位构成 (划分依据钻孔地温监控链)，多年冻结层以层状分凝冰为主 (图2)，体积含冰量36%。岩芯钻取后清洗表面并套入PVC管，装入-5 °C保温箱冷冻封装，以减少和外界环境交换，转运至实验室-80 °C超低温柜进行保存。

3.2 年代测定

根据岩芯沉积岩性和多年冻土构造，采集6个AMS¹⁴C年代学样品，分别位于岩芯两套不同质地的黑/深褐色泥炭层 (活动层)、褐色粘土层 (活动层下界)、青灰色淤泥层

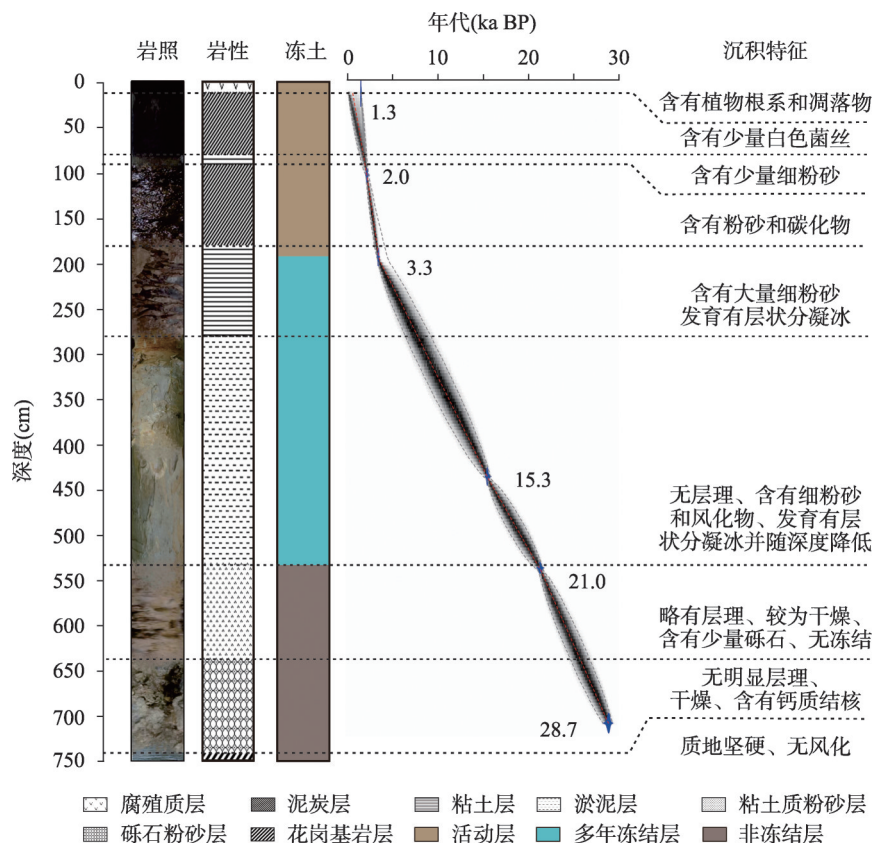


图2 漠河盆地BJC-3岩性与年代—深度模型

Fig. 2 Lithology and age-depth model of BJC-3 core in the Mohe Basin

(多年冻结层)、青灰色淤泥层与褐色粘土质粉砂层交界层(多年冻结层下界)和灰色砾石粉砂层(非冻结层)。此外,取样还充分考虑了沉积层位含碳量和含冰量,尽量选取有机质含量高和含冰量低的层位采集。取样流程为岩芯微解冻后,根据岩性采集岩芯中间新鲜样品50~200 g,并装入PE袋编号密封。样品放射性AMS¹⁴C实验流程为样品使用的盐酸(3.6% HCl)浸泡以去除无机碳,水浴加热后洗至中性,烘干后将样品与氧化铜(CuO)封存于石英管中进行900 °C燃烧生成CO₂,最后进行气体纯化和石墨化后上机测试,测试委托美国Beta实验室进行。

3.3 孢粉分析

因多年冻结层不易分割和保存,且岩芯中土质沉积物含量较低,考虑底层孢粉含量可能降低的特性,采取了岩芯不同间距的取样方式。其中活动层(180 cm)以上的黑色腐殖质层、黑色泥炭层、深褐色粘土、深褐色泥炭层和褐色粘土层以5 cm为间距共取样36块,冻结层和非冻结层(180~742 cm)的褐色粘土层、青灰色淤泥层、褐色粘土质粉砂层和灰色砾石粉砂层以10 cm为间距共取样56块,共获得92块样品。实验与鉴定流程为每块取约100 g岩芯样品进行烘干后过0.3 mm网筛,根据样品岩性制备样品30~50 g,加入规格10315粒/片的指示性花粉石松孢子。实验方法采用常规盐酸(36% HCl)—氢氧化钠(10% NaOH)—氢氟酸(36% HF)方法提取,样品水浴加热后洗至中性,使用超声波振荡过10 μm网筛,加入乙醇(95% C₂H₅OH)以离心脱水,最后置于甘油(C₃H₈O₃)中保存并制片^[37]。样品鉴定仪器使用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》与《中国第四纪孢粉图鉴》完成^[38-39], 每块样品鉴定统计数量不少于300粒。数据统计使用Excel软件, 采用绝对百分比法进行统计, 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^[40]。

4 结果分析

4.1 岩芯年代

BJC-3岩芯AMS¹⁴C年代结果从下至上的时间顺序排列 (表1), 使用Calib 8.1软件中Intcal 20北半球陆地标准数据集进行树轮曲线校正, ¹⁴C校正年龄采用置信区间较高的2 σ 年龄范围和中值年龄^[41]。并基于R语言Bacon数据集构建年代—深度模型, 写入模型计算流程代码, 程序根据沉积速率插值方法计算出岩芯每1 cm深度的对应年代值, 根据年代与深度值自动建立模型曲线图 (图2)。经推算岩芯平均沉积速率0.025 cm/a, 最底部年龄约为30 ka BP。

表1 漠河盆地BJC-3岩芯AMS¹⁴C年龄
Tab. 1 AMS¹⁴C dating of BJC-3 core in the Mohe Basin

取样编号	测试编号	取样冻土层位	测样材料	深度 (cm)	¹⁴ C表观年龄 (ka BP)	¹⁴ C校正年龄 (2 σ ka BP)	¹⁴ C中值年龄 (ka BP)
XAB-1	621829	活动层	泥炭	20	1.4	1.2—1.3	1.3
XAB-2	621831	活动层	泥炭	110	2.0	1.9—2.1	2.0
XAB-3	621832	活动层	有机物	190	3.1	3.2—3.3	3.3
XAB-4	621833	多年冻结层	淤泥	430	12.8	15.1—15.5	15.3
XAB-5	621835	多年冻结层	淤泥	530	17.4	20.8—21.2	21.0
XAB-6	621834	非冻结层	有机物	710	24.5	28.6—28.9	28.7

注: ¹⁴C半衰期为5568年,起始年龄自1950年算起。

4.2 孢粉组合

4.2.1 孢粉种属特征 分析达到统计意义样品76块, 共鉴定出40个孢粉种属, 选取32个种属来计算孢粉百分比 (图3), 其他8种种属: 蔷薇科 (Rosaceae)、苍耳属 (Xanthium)、豆科 (Leguminosae)、桔梗科 (Campanulaceae)、蓼科 (Polygonaceae)、唇形科 (Labiatae)、伞形科 (Umbelliferae)、茄科 (Solanaceae) 在各层位出现数量和频率过低, 不具有统计意义。

孢粉组合总体以乔灌木 (58.3%, 平均含量下同) 含量最高, 其中针叶乔木 (35.1%) 全岩芯含量最高, 阔叶乔木 (22.9%) 其次, 灌木 (0.3%) 最低, 种属以松属 (*Pinus*)、桦属 (*Betula*)、云杉 (*Picea*) 和桤木属 (*Alnus*) 为主, 以及少量的落叶松属 (*Larix*)、栎属 (*Quercus*)、榆属 (*Ulmus*)、椴属 (*Tilia*)、杜鹃花科 (Ericaceae) 和花椒属 (*Zanthoxylum*); 陆生草本 (21.9%) 种属以蒿属 (*Artemisia*)、藜科 (Chenopodiaceae) 和禾本科 (Poaceae) 为主, 以及少量菊科 (Compositae)、紫菀属 (*Aster*)、蒲公英属 (*Taraxacum*) 和十字花科 (Cruciferae) 等; 水生草本 (9.7%) 种属以莎草科 (Cyperaceae) 和柳叶菜科 (Onagraceae) 为主, 部分层位还有少量香蒲属 (*Typha*) 分布; 蕨类苔藓 (10.1%) 种属以水龙骨科 (Polypodiaceae) 含量最多, 其他种属还有水藓科 (Fontinalaceae) 和三缝孢子 (*Triletes*)。

4.2.2 孢粉带划分 根据岩芯孢粉聚类分析结果, 共划分出5个孢粉带和6个孢粉亚带 (图3), 孢粉组合带描述如下:

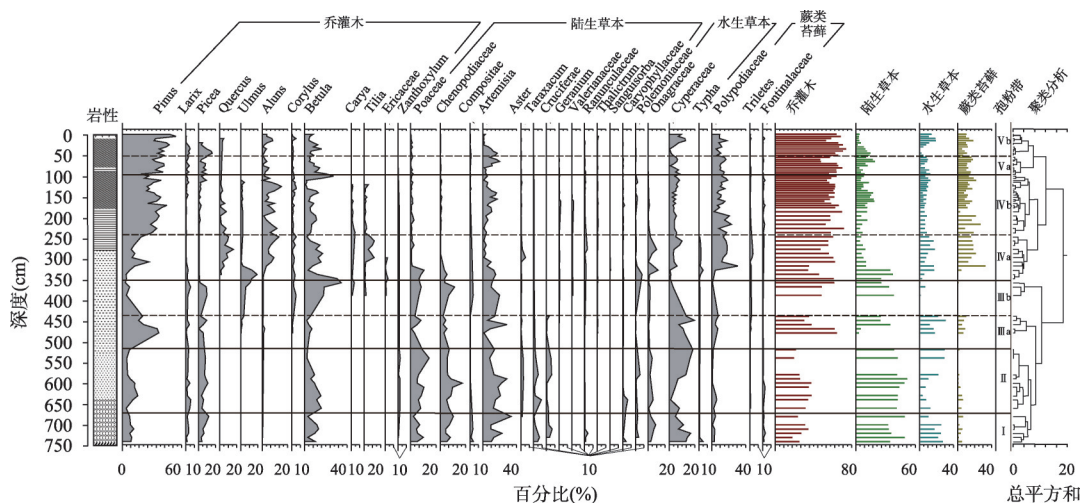


图3 漠河盆地BJC-3岩芯孢粉组合

Fig. 3 Percentage of for main pollen taxa of BJC-3 core in the Mohe Basin

孢粉带I (740~670 cm、30.0—27.1 ka BP) 陆生草本 (45.4%) 含量最高, 以蒿属 (16.4%)、藜科 (9.7%) 和禾本科 (8.6%) 为优势; 乔灌木 (29.6%) 含量其次, 以桦属 (10.5%)、松属 (10.4%) 和云杉属 (6.4%) 为优势; 水生草本 (21.3%) 也有一定含量, 以莎草科 (16.7%) 最多; 还含有少量的蕨类苔藓 (3.7%)。

孢粉带II (670~520 cm、27.1—20.5 ka BP) 陆生草本 (59.9%) 含量显著增加, 以藜科 (18.1%)、蒿属 (17.8%) 和禾本科 (12.1%) 为优势; 乔灌木 (31.2%) 含量略增加, 以松属 (11.5%)、桦属 (10.5%) 和云杉属 (7%) 为优势; 水生草本 (6.8%) 和蕨类苔藓 (2.1%) 含量均显著降低。

孢粉带III (520~350 cm、20.5—11.3 ka BP) 本带整体上乔灌木 (53.8%) 含量明显增加; 陆生草本 (30.9%) 含量显著降低; 水生草本 (11.2%) 含量增加; 蕨类苔藓 (4.1%) 含量增加。本带分为两个亚带:

孢粉带IIIa (520~440 cm、20.5—15.9 ka BP) 乔灌木 (47.1%) 含量显著增加, 主要为松属 (30.5%) 的增加, 还首次出现了少量榆 (1.2%)、榛属 (0.8%) 等喜暖阔叶乔木种属; 陆生草本 (25.9%) 含量显著降低; 水生草本 (19.7%) 和蕨类苔藓 (7.3%) 含量均显著增加。

孢粉带IIIb (440~350 cm、15.9—11.3 ka BP) 乔灌木 (60.6%) 含量继续增加, 其中桦属 (31.6%) 显著增加, 松属 (9.2%) 显著降低, 喜暖阔叶乔木和灌木种属开始陆续出现, 如山核桃属 (2%)、椴属 (1.8%) 和杜鹃花科 (1.8%) 等; 陆生草本 (35.9%) 显著增加; 水生草本 (2.8%) 和蕨类苔藓 (0.9%) 含量均降低。

孢粉带IV (350~95 cm、11.3—1.9 ka BP) 本带整体上乔灌木含量略增加 (62.8%); 蕨类苔藓 (15.3%) 含量增加; 陆生草本 (13.1%) 含量降低; 水生草本 (9.6%) 含量降低。本带分为两个亚带:

孢粉带IVa (350~240 cm、11.3—5.8 ka BP) 与上层相比, 乔灌木 (58.1%) 含量基本未变, 其中松属 (15.3%) 略增加, 喜暖阔叶乔木种属大量出现: 如桤木属 (9.4%)、椴属 (5.7%)、榆属 (4.3%) 和榛属 (2.5%) 等, 还首次出现了栎属 (6.7%); 同时桦属 (12.1%)、落叶松 (0.6%) 和云杉 (0.1%) 等喜冷乔灌木种属和灌木 (1.4%) 均降低; 陆生草本 (14.5%) 含量持续降低; 水生草本 (11.6%) 和蕨类苔藓 (17.2%) 含量增加。

孢粉带IVb (240~95 cm、5.8—1.9 ka BP) 乔灌木 (67.6%) 含量显著增加, 主要以松属 (37.6%) 和桤木属 (9.4%) 的增加为优势, 喜暖阔叶乔木种属持续降低: 如榛属 (2%)、栎属 (1.9%), 并且椴属 (1.4%)、山核桃属 (1.3%) 和榆属 (0.8%) 在本带几乎绝迹, 灌木 (0.1%) 也很少出现; 陆生草本 (11.6%)、水生草本 (7.5%) 和蕨类苔藓 (13.4%) 含量也均降低。

孢粉带V (95~0 cm、1.9 ka BP至今) 本带整体上乔灌木 (70.1%) 含量继续增加; 蕨类苔藓 (11.7%)、陆生草本 (10.3%) 和水生草本 (7.8%) 含量均略降低。本带分为两个亚带:

孢粉带Va (95~50 cm、1.9—1.6 ka BP) 与上层相比, 乔灌木 (66.6%) 含量略降低, 其中松属 (43%) 和云杉 (2%) 持续增加, 桦属 (10.5%) 基本未变, 喜暖阔叶乔木种属继续降低: 如桤木属 (4%) 和榛属 (0.7%); 陆生草本 (12.8%) 含量略增加, 以蒿属 (10.2%) 为优势; 水生草本 (7.2%) 和蕨类苔藓 (13.2%) 含量变化不大。

孢粉带Vb (50~0 cm、1.6 ka BP至今) 乔灌木 (73.5%) 含量增加到全岩芯最大, 主要是松属 (49%) 和云杉 (6%) 显著增加, 喜暖阔叶乔木种属略增加: 如桤木 (5.1%)、榛属 (1%) 和栎属 (0.7%) 等; 陆生草本 (7.9%) 含量降低, 主要以蒿属 (6.3%) 的降低; 水生草本 (8.4%) 含量增加, 以莎草科 (8.2%) 为优势; 蕨类苔藓 (10.2%) 含量降低。

5 讨论

5.1 漠河盆地多年冻土区孢粉来源与气候指示意义

BJC-3岩芯位于黑龙江上游盆地的中心位置, 以黑龙江为界, 北侧为俄罗斯的上阿穆尔盆地, 南侧为中国最北部的漠河盆地。漠河盆地受到断陷作用^[42], 外围地势起伏较大, 南部为大兴安岭主脊伊勒呼里山脉, 盆地内大部区域由于地势较低, 地下水位较高, 现代发育多年冻土湿地, 主要补给来自夏季集中降水和黑龙江多条小支流稳定汇入, 形成中营养型湿地^[43]。低洼地貌 (如湖泊和湿地) 的孢粉化石沉积与汇水区原位沉积及集水区径流输入密切相关, 漠河盆地孢粉主要来源包括湿地水生植被的原位孢粉沉积, 降水径流对坡地和外围山地孢粉的输入; 漠河盆地地处东亚季风北缘, 受季风交替影响形成季节风变^[44], 夏季以东南风向为主, 冬季以西北风向为主, 导致盆地内不同区域空气孢粉的沉降输入; 本区由于受人类干扰较少, 一些野生动物活动的搬运作用也不可忽视。

在湿地原位孢粉沉积, 水流、风以及动物等搬运作用下, 会将盆地湿地、坡地和外围山地植被孢粉输入埋藏, 暖季孢粉沉积伴随着冬季多年冻土冻结累积, 因此, 形成冻结与孢粉共生沉积“汇”, BJC-3岩芯孢粉组合可以较好地反映盆地及外围山地生态景观格局。BJC-3岩芯孢粉化石整体沉积较好, 但岩芯底部淤泥层和粉砂层部分层位孢粉含量较低, 未能达到统计意义, 推测可能是冬季风增强导致孢粉沉降区域的扩大, 减少了孢粉的区域沉降密度, 以及后期较厚的淤泥层指示湿地汇水区可能受到了洪水冲刷扰动。

现代孢粉数据研究表明, 孢粉组合中一些关键植被具有重要气候指示作用^[45], 孢粉组合与区域植被种属和气候之间存在显著关系^[46], 一些具有特殊意义的植物孢粉在气候学研究中具有超代表性^[47]。根据区域植被的气候指示特性, 可以利用孢粉特征来重建气候变化过程。

松属是本区常见的针叶乔木, 主要分布在大兴安岭北部和东麓, 是典型的耐寒乔木, 一般需要降水量达到300~400 mm以上, 适应相对寒冷湿润的气候环境生长^[34, 48]; 云杉属

于高山乔木, 需要更寒冷的气候条件, 主要在1000 m以上的亚高山带环境; 桦属也是大兴安岭地区常见乔木, 漠河盆地当前主要以喜冷的白桦为主, 对寒冷环境适应性极强^[49]; 现代的栎属、椴属、榆属、桤木属和榛属等喜暖阔叶乔木的孢粉频率与中国东北地区的年平均温度变化呈正相关^[50], 因此, 这些喜暖阔叶乔木孢粉的总百分比值可以作为温度升高的指示^[51]。

在湿度/降水方面, 根据现代孢粉代表性指示, 禾本科和蒿属组合为典型草原特征, 是当前大兴安岭西部呼伦贝尔半干旱草原的主要植被种属^[52]; 蒿属和藜属常用于研究干旱区的指示, 生境年均降水范围200~600 mm, 蒿藜比与东北地区西部年平均湿地呈正相关, 高含量的陆生草本通常指示气候干燥^[53]; 水生植被和蕨类苔藓的高含量通常反映了夏季风增强和高湿环境^[54-55], 尤其是高含量的莎草科、香蒲属和水藓科等植被, 被认为是湿地的重要指示^[37]; 林下低矮灌木通常代表了温暖湿润的气候环境^[49], 但因本区总体含量不高, 不具有代表性。

5.2 漠河盆地植被演替指示的多年冻土区气候变化过程

30.0—27.1 ka BP植被以草本为主, 还有少量乔灌木和蕨类苔藓。发育的水生植被, 以莎草、柳叶菜和香蒲为主; 陆生草本也有一定含量, 以蒿属、藜科和禾本科为主; 乔木不仅数量少, 且种属较为单一, 以松、云杉和桦为主。推断此时外围山地为针叶森林, 盆地发育了一定规模的浅水湿地, 水生植被与陆生草本交错分布, 形成草甸湿地景观, 指示气候寒冷湿润。

27.1—20.5 ka BP陆生草本快速扩张, 主要为耐旱的蒿属、藜科; 乔木以耐寒的松、桦和云杉为主; 水生植被和蕨类苔藓较少。推测此时期盆地湿地大面积萎缩消失, 盆地内及外围山地被草原占据, 针叶乔木向河、湖周围和山地阳坡迁移, 形成以草原为主的针叶林草原景观, 这与邻近的霍拉地区植被组成相似^[30], 指示气候相对寒冷干旱, 气候特征与末次冰盛期特征相符。

20.5—11.3 ka BP乔木开始显著增加, 其中以松属和桦属扩张最明显; 陆生草本中代表干旱的蒿属和藜科明显减少; 水生草本和蕨类苔藓开始增加。推测此时期气候逐渐转暖, 外围山地冰雪融化促进了盆地快速湿润化, 低地湿地开始扩展发育, 坡地的松属突增; 15.9 ka BP之后, 由于阔叶林增加形成针阔混交林湿地景观, 指示气温开始转暖, 但气候仍寒冷湿润, 气候特征与末次冰消期特征相符。

11.3—1.9 ka BP显著特征是植被数量和种属都明显增加。中早期(11.3—5.8 ka BP)喜暖的榆属、桤木属、椴属等阔叶树种开始增长, 陆生草本中的蒿属和藜科明显降低; 水生草本和蕨类苔藓增加, 如莎草科和水龙骨科。推断此时盆地内湿地规模达到最大, 坡地被阔叶林和少量针叶林占据, 外围山地被阔叶林和大量针叶林占据, 形成针阔混交林湿地景观, 指示出此时区域具备良好的水热条件, 温度和降水均得到增加, 气候温暖湿润, 气候特征与全新世最适宜期相符。中晚期(5.8—1.9 ka BP)乔灌木的扩张以松属增加为标志, 喜暖的栎属、榛属、椴属等阔叶树种持续减少甚至消失; 陆生草本和水生植被及蕨类苔藓含量也开始降低。推断此时维系了针阔混交林湿地景观, 但生态格局可能发生了变化, 坡地和外围山地针叶林开始扩张, 并侵入湿地边缘区, 湿地面积发生递减, 表明温度相较于湿度降低更为明显, 气温较之前有所降低。

1.9 ka BP至今, 陆生草本蒿属和藜科明显降低; 水生草本和苔藓蕨类持续增加, 说明气候趋于湿润化。松属、桦属和云杉扩张明显, 喜暖的栎属、榛属和桤木属等阔叶树种明显减少, 以针叶乔木为主的森林达到最大值, 说明气温逐渐降低转凉。此时气候开始普遍降温^[56], 标志着区域全新世适宜期的结束, 这与东北境内月亮湖、呼伦湖和镜泊

湖孢粉记录显示的降温时段特征吻合^[17, 57-58]。推测盆地内湿地持续发育中, 但面积和水位可能明显降低, 被坡地 and 外围山地针叶林不断侵入, 尤其是喜冷耐湿的松属更能适应湿地生长, 形成了针叶林湿地交错分布景观, 指示气候冷凉湿润。

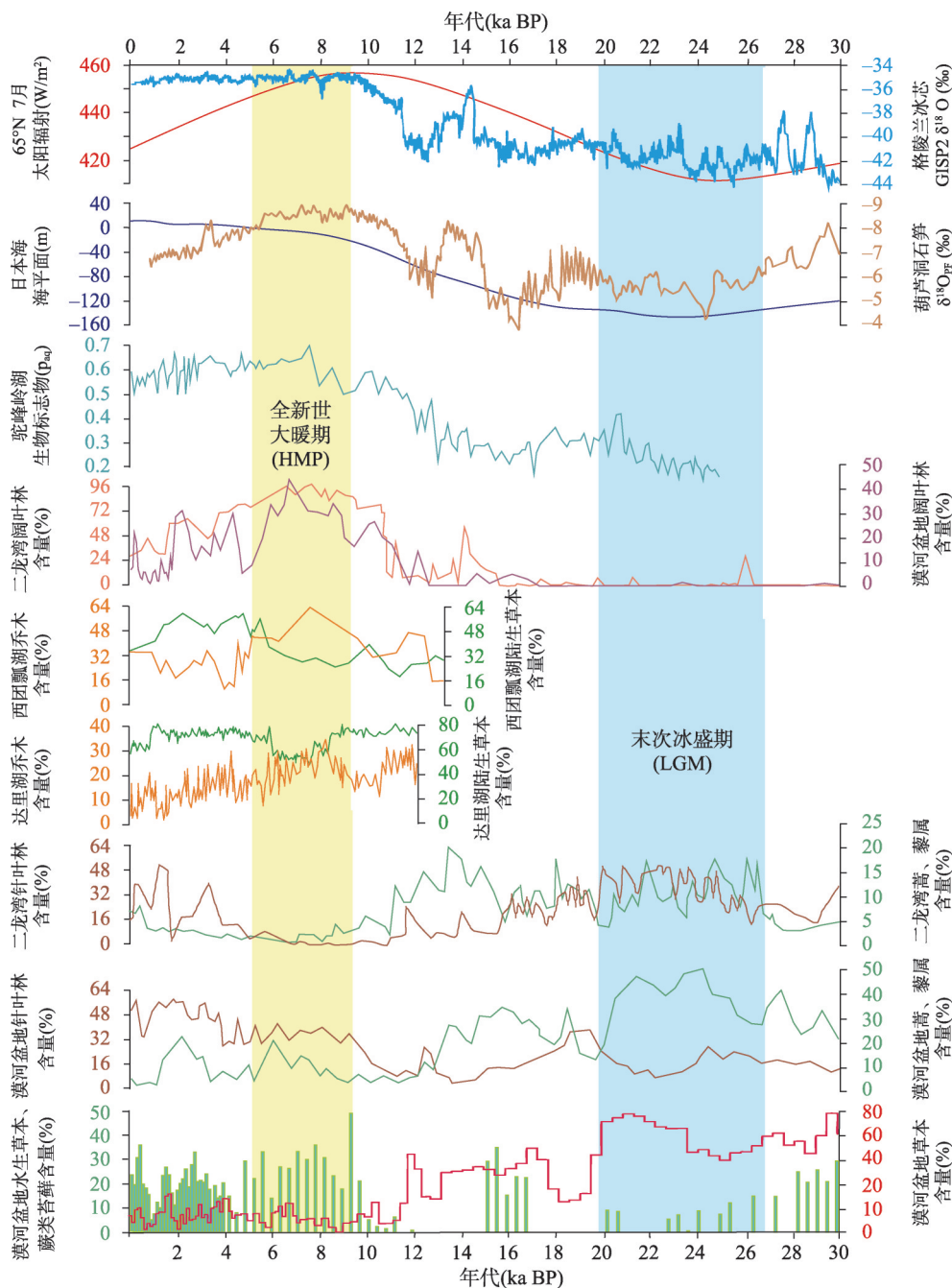
综上所述, 30 ka BP以来漠河盆地植被演替与气候发生5次明显演化过程, 植被由草甸湿地、针叶林草原、针叶林湿地、针阔混交林湿地至针叶林湿地演替, 气候由寒冷湿润、寒冷干旱、寒冷湿润、温暖湿润至冷凉湿润转变。说明漠河盆地进入末次冰盛期之前气候就已经趋于寒冷, 末次冰盛期的剧烈降温并不是气候的突变, 经历了一个长期的气候趋冷过渡过程。末次冰盛期时段漠河盆地由于受到北方多年冻土的扩张, 启动时间较为提前^[59], 期间草本含量高达66.7%, 而非推断的大兴安岭北部完全被针叶林占据的景观格局^[60], 表明大兴安岭西部干旱、半干旱草原越过山脊向北扩张。湿地的发育始于末次冰消期, 且东北大部地区都进入了湿地快速发育期^[61], 由于多年冻土和山地积雪大量融化, 与之相比漠河盆地湿润化启动时间可能最早, 此时段是区域气候湿润化的重要节点。全新世适宜期漠河盆地喜暖阔叶林和水生植被扩张明显, 但针叶林(32.7%)的高含量说明相较于中国其他季风区温度仍偏低, 5.8 ka BP以后松属、蒿属含量开始增加, 气候开始转为温凉略干, 指示气候最适宜期结束, 这与中国季风区孢粉指示的气候变化特征基本一致^[62]。全新世晚期大兴安岭北部气候与东北中南部及华北变化趋势出现差异^[63-65], 气候逐渐变凉且湿润化, 印证了学者对东北北部地区气候逐渐向冷湿变化趋势的判断^[66], 当前逐渐增强的冷湿过程也是大兴安岭北部沼泽泥炭发育旺盛的主要原因^[67]。

5.3 多年冻土区植被演替对冰期、间冰期环境变化的响应

末次冰盛期和全新世大暖期是末次冰期以来最显著的冰期、间冰期气候旋回, 对全球大气环流和陆地生态格局均产生了深远影响^[68-69]。北半球夏季太阳辐射引起的冰量扩张与消融, 以及季风波动和周边海域海陆气流交换是东北地区气候转变的主要影响因素^[70-73], 30 ka BP以来漠河盆地孢粉记录与全球记录具有较好的一致性(图4)。历史上受气候变化的驱动, 大兴安岭多年冻土势必发生多次变动, 由连续多年冻土到不连续多年冻土、岛状和零星多年冻土转换^[6]。据此, 植被可能对多年冻土环境变化具有相应的响应机制。

与大兴安岭中部驼峰岭湖生物标志物^[28]、大兴安岭南部落里湖孢粉记录^[22]、东北南部西团瓢湖孢粉记录^[63]和东北中部二龙湾孢粉记录^[73]对比发现, 末次冰盛期时植被表现较为贫瘠, 漠河盆地和二龙湾地表植被多以耐寒耐旱的蒿属、藜科为主, 喜暖阔叶林显著减少, 驼峰岭湖 P_{aq} 比率(中长链正构烷烃相对丰度)表明湖泊降至浅水位, 缺少乔木等大型植被输入; 全新世大暖期时植被表现异常茂盛, 漠河盆地、达里湖、西团瓢湖和二龙湾陆生草本含量均出现下降, 乔木显著增加, 驼峰岭湖面开始扩张, 湖中水生植物茂盛。这说明东北地区整体上植被演替对冰期、间冰期气候变化有较为敏感的响应。

然而, 在冰期、间冰期气候的水热特征却存在明显区域差异, 在末次冰盛期, 根据全球记录显示了全球性的寒冷干旱气候特征(图4), 漠河盆地较二龙湾针叶林含量低约15%, 而陆生草本中蒿属、藜科含量较二龙湾高20%以上, 驼峰岭湖 P_{aq} 比率 <0.2 指示湖泊输入植物几乎来自陆生草本植被。这表明东北地区虽然降温幅度相当, 但大兴安岭中北部干旱程度更为剧烈; 在全新世大暖期, 全球记录显示气温显著回升、降水增加(图4), 达里湖乔木和陆生草本含量约85%(乔木25%、陆生草本60%), 西团瓢湖乔木和陆生草本含量约90%(乔木55%、陆生草本35%), 二龙湾单阔叶林含量就高达约92%, 反映出喜湿的水生植被和蕨类苔藓等植被含量很低。而漠河盆地乔木和陆生草本含量72.6%



注: 数据来源为 65°N7月太阳辐射^[70]、格陵兰冰芯 GISP2 $\delta^{18}\text{O}$ ^[71]、葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ ^[72]、日本海海平面^[73]、驼峰岭湖生物标志物^[28]、二龙湾孢粉记录^[74]、达里湖孢粉记录^[22]、西团瓢湖孢粉记录^[64],其他数据来自 BJC-3 岩芯孢粉记录。

图4 漠河盆地 BJC-3 岩芯孢粉记录与区域和全球记录对比

Fig. 4 Pollen-based climate from the BJC-3 core in the Mohe Basin and comparisons with regional and global records

(针叶林27.8%、阔叶林29.6%和陆生草本15.2%), 水生草本和藓类苔藓含量27.4%, 驼峰岭湖 P_{aq} 比率 > 0.4 指示水生植物和乔木输入为主。这表明达里湖、西团瓢湖和二龙湾可能温度更高, 但却不如大兴安岭中北部的漠河盆地和驼峰岭湖湿润。

一方面气候条件中温度和降水变化是植被演替最主要的控制因素,漠河盆地和驼峰湖纬度高更接近冬季风源地,经度上也距海远导致水汽量递减,末次冰盛期时受冬季风影响相对干旱,全新世大暖期时纬度高、蒸发弱导致更湿润;另一方面多年冻土引起的环境特殊效应也不可忽视,多年冻土的扩张与收缩对植被生长最主要的影响是土壤温度、水分、肥力和根系生长空间的变化^[75](图5),从而对植被演替起到影响。

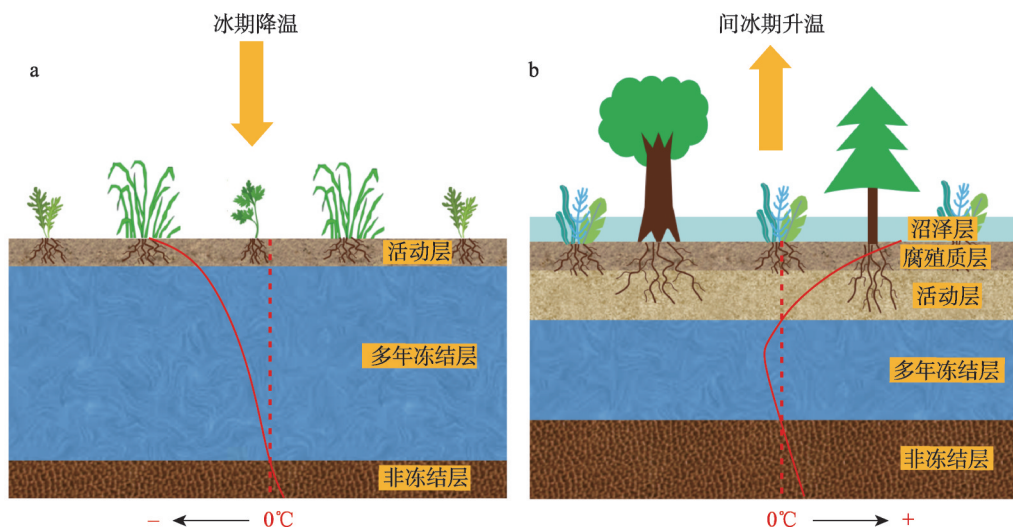


图5 冰期、间冰期多年冻土变化及对植被演替的影响

Fig. 5 Impact of permafrost changes on vegetation succession during glacial and interglacial periods

在末次冰盛期时,气候导致的大兴安岭多年冻土区环境变化是植被演替的主要驱动力,寒冷气候条件下,多年冻土面积扩张并垂直增厚,多年冻土层由于自身年地温低于 0°C 的低温效应,会降低植被根系对养分和水分的吸收^[76],抑制植物生长。随着温度的降低,冻结层具有双向冻结特性^[77],当冻融锋面向地表上升,不仅冻结植物根系和限制根系下扎生长,还降低了区域水汽循环过程,地表更为干旱恶劣^[9]。这些因素导致大兴安岭多年冻土环境更适合耐寒耐旱和根系较浅的蒿属、藜属等陆生草本植被繁殖,而乔木不能适应多年冻土环境被迫南迁,或在河流、湖泊和山地阳坡周边形成的融区庇护所存活。因此,由于多年冻土扩张引起的环境效应,大兴安岭漠河盆地和同属于多年冻土区的驼峰岭湖相比二龙湾更为干旱。

在全新世大暖期时则相反,气温升高致使漠河盆地和驼峰湖多年冻土势必发生融化和退缩,但因较高纬度和高海拔导致地下冰并未完全消融^[78],随着融化过程的深入,土壤温度升高和冻融锋面下降,不仅促进了植被根系对养分和水分的吸收,还为植被根系生长提供了活动空间。由于未融化的多年冻结层的隔水作用,活动层土壤水分增加,地表水不能下渗而滞留,当水分饱和后会形成还原环境,还有利于湿地的潜育化和面积扩大^[79]。沼泽湿地土壤表层有机质的积累增加了土壤肥力,盆地植被生产力也得到了提高^[80],同时还会反作用于植被生长的需要。湿地的发育促进了地表径流和水汽循环,也有利于多年冻土区域的降水,这也是漠河盆地气候逐渐向湿润转变的原因。因此,漠河盆地和驼峰岭湖在间冰期适宜的环境促进了水生植被、苔藓类植被和乔木的大量繁殖,并且这种情况越向多年冻土腹地越明显,在漠河盆地多年冻土与沼泽湿地具有共生性^[81],形成了森林湿地,表现出了与大兴安岭南部的达里湖和东北中南部二龙湾、西团瓢湖的景观差异。

总的来说, 多年冻土与植被长期形成了复杂的生态系统, 冰期、间冰期由于多年冻结层的扩张和融化, 引起了区域环境的转变, 放大了气候的水热特性, 植被演替对多年冻土区环境变化的响应更为敏感。值得说明的是, 多年冻土对植被演替的影响是长期环境作用叠加的结果, 尽管多年冻土区的冻融循环每年都会发生, 但植被对于冻融循环会产生季节性的适应, 短期的冻融强度变化不会对植被演替产生较大影响。

6 结论

基于漠河盆地BJC-3岩芯孢粉分析表明, 孢粉主要来源包括湿地植被的原位孢粉沉积, 以及在水流、风以及动物等搬运作用下将外围山地植物孢粉输入盆地。暖季孢粉沉积伴随冬季多年冻土冻结累积, 成为共生多年冻结孢粉沉积层, 形成孢粉“汇”, 粉组合较好地反映了漠河盆地和外围山地植被组成格局, 依据区域关键植被的气候指示特性, 利用孢粉特征可以重建气候变化过程。

漠河盆地30 ka BP以来植被演替指示气候发生了5次显著变化过程, 30.0—27.1 ka BP形成草甸湿地景观, 指示气候寒冷湿润; 27.1—20.5 ka BP形成针叶林草原景观, 指示气候相对寒冷干旱; 20.5—11.3 ka BP由针叶林湿地向针阔混交林湿地景观转变, 指示气温开始转暖, 但气候仍寒冷湿润; 11.3—1.9 ka BP形成针阔混交林湿地景观, 指示气候温暖湿润; 1.9 ka BP至今形成针叶林湿地景观, 指示气候冷凉湿润。

多年冻土的扩张与消融对植被演替最主要的影响土壤温度、水分、肥力和根系生长空间的改变, 多年冻土本身引起的区域环境效应, 植被演替对多年冻土冰期、间冰期具有不同响应机制。在末次冰盛期, 由于多年冻土冻结和扩张, 区域水汽循环过程降低, 地表更为干旱恶劣, 导致多年冻土环境更能适应耐寒耐旱、根系较浅的蒿属、藜属等陆生草本繁殖, 草原扩张; 在全新世大暖期则相反, 多年冻土的融化和退缩不仅为植被提供了良好的生境, 还有利于湿地的潜育化和面积扩大, 促进了地表径流和水汽循环, 也有利于多年冻土区的降水, 促进水生植被、蕨类苔藓和乔木的大量繁殖, 形成森林湿地景观。因此, 由于多年冻结层的扩张和融化, 放大了气候的水热特性, 植被对多年冻土区环境变化响应更为敏感。

参考文献(References)

- [1] Zhang T, Barry R G, Knowles K, et al. Statistics and characteristics of permafrost and ground-ice distribution in the Northern Hemisphere. *Polar Geography*, 2008, 23(2): 132-154.
- [2] Luo J, Niu F J, Lin Z J, et al. Recent acceleration of thaw slumping in permafrost terrain of Qinghai-Tibet Plateau: An example from the Beiluhe Region. *Geomorphology*, 2019, 341: 79-85.
- [3] Mu C C, Abbott B W, Norris A J, et al. The status and stability of permafrost carbon on the Tibetan Plateau. *Earth-Science Reviews*, 2020, 211: 103433. DOI: 10.1016/j.earscirev.2020.103433.
- [4] Qiu Guoqing, Cheng Guodong. Permafrost in China: Past and present. *Quaternary Sciences*, 1995, 15(1): 13-22. [邱国庆, 程国栋. 中国的多年冻土: 过去与现在. *第四纪研究*, 1995, 15(1): 13-22.]
- [5] Jones M C, Grosse G, Jones B M, et al. Peat accumulation in drained thermokarst lake basins in continuous, ice-rich permafrost, northern Seward Peninsula, Alaska. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2012, 117(G2). DOI: 10.1029/2011JG001766.
- [6] Zhao L, Jin H J, Li C C, et al. The extent of permafrost in China during the local Last Glacial Maximum (LLGM). *Boreas*, 2014, 43(3): 688-698.
- [7] Bonan G B, Pollard D, Thompson S L. Effects of boreal forest vegetation on global climate. *Nature*, 1992, 359(6397): 716-718.

- [8] Keller F, Kienast F, Beniston M. Evidence of response of vegetation to environmental change on high-elevation sites in the Swiss Alps. *Regional Environmental Change*, 2000, 1: 70-77.
- [9] Tong Guobang, Yang Xiangdong, Wang Sumin, et al. Ecotype exploration of polynoflora from Zhalainor since the Late Quaternary. *Acta Geographica Sinica*, 1997, 52(1): 72-79. [童国榜, 羊向东, 王苏民, 等. 扎赉诺尔晚第四纪孢粉植物群的生态类型探讨. *地理学报*, 1997, 52(1): 72-79.]
- [10] Fritz M, Wolter J, Rudaya N, et al. Holocene ice-wedge polygon development in northern Yukon permafrost peatlands (Canada). *Quaternary Science Reviews*, 2016, 147: 279-297.
- [11] Kolari T H M, Korpelainen P, Kumpula T, et al. 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.
- [12] Soja A J, Tchebakova N M, French N H F, et al. Climate-induced boreal forest change: Predictions versus current observations. *Global and Planetary Change*, 2007, 56(3-4): 274-296.
- [13] Chang Xiaoli, Jin Huijun, Wang Yongping, et al. Influences of vegetation on permafrost: A review. *Acta Ecologica Sinica*, 2012, 32(24): 7981-7990. [常晓丽, 金会军, 王永平, 等. 植被对多年冻土的影响研究进展. *生态学报*, 2012, 32(24): 7981-7990.]
- [14] Liu H Y, Cheng Y, Anenkhonov O A, et al. Dynamics of the climate-permafrost-vegetation coupling system at its southernmost zone in Eurasia under climate warming. *Fundamental Research*, 2023, 9(14): 114-125.
- [15] Gálka M, Swindles G T, Szal M, et al. 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.
- [16] Bazarova V B, Klimin M A, Mokhova L M, et al. 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] Wu Jing, Liu Qiang. Pollen-Recorded vegetation and climate changes from Moon Lake since Late Glacial. *Earth Science*, 2012, 37(5): 947-954. [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.]
- [18] Wang Lixian, Liu Qiang, You Haitao. Climatic variability since Late Glacial Period inferred from biogenic silica records in Moon Lake sediments. *Earth and Environment*, 2012, 40(3): 328-335. [王利贤, 刘强, 游海涛. 晚冰期以来月亮湖生物硅含量变化的古气候意义. *地球与环境*, 2012, 40(3): 328-335.]
- [19] Wu Jing, Liu Qiang. Palaeoclimatic evolution as reflected in the Late Glacial Period Moon Lake charcoal debris record. *Scientia Geologica Sinica*, 2013, 48(3): 860-869. [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.]
- [20] Liu Jiali, Liu Qiang, Chu Guoqiang, et al. Sediment record at lake Sifangshan in the central-northern part of the Great Xing'an Range, Northeast China since 15.4 ka BP. *Quaternary Sciences*, 2015, 35(4): 901-912. [刘嘉丽, 刘强, 储国强, 等. 大兴安岭四方山天池15.4 ka B.P. 以来湖泊沉积记录. *第四纪研究*, 2015, 35(4): 901-912.]
- [21] Liu Jiali, Liu Qiang, Wu Jing, et al. N-alkanes distributions and compound-specific carbon isotope records and their paleoenvironmental significance of sediments from Lake Sifangshan in the Great Khingan Mountain, Northeastern China. *Journal of Lake Sciences*, 2017, 29(2): 498-511. [刘嘉丽, 刘强, 伍婧, 等. 大兴安岭四方山天池全新世以来沉积物正构烷烃分布、单体碳同位素特征及古环境意义. *湖泊科学*, 2017, 29(2): 498-511.]
- [22] Wen R L, Xiao J L, Fan J W, et al. Pollen evidence for a mid-Holocene East Asian summer monsoon maximum in northern China. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 176: 29-35.
- [23] Li Mengzhen, Jie Dongmei, Li Nannan, et al. Diatom assemblages and paleoenvironmental change of the Hongshuipao peatland in the middle part of the Great Khingan Mountains since the middle Holocene. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 2019, 36(2): 163-174. [李梦真, 介冬梅, 李楠楠, 等. 中全新世以来大兴安岭中段红水泡泥炭地硅藻组合记录的古环境演化. *微体古生物学报*, 2019, 36(2): 163-174.]
- [24] Yang Yue, Jie Dongmei, Li Nannan, et al. Climate change recorded by humification degree and total organic carbon of Hongshuipao peatland in the Greater Hinggan Mountains since the last 5 ka BP. *Wetland Science*, 2019, 17(4): 424-435. [杨月, 介冬梅, 李楠楠, 等. 大兴安岭红水泡泥炭地腐殖化度与总有机碳记录的5 ka BP以来的气候变化. *湿地科学*, 2019, 17(4): 424-435.]
- [25] Li Xuelin. Inner Mongolia the Are Tianchi since the Little Ice Age lake drilling pollen characteristics and vegetation succession [D]. Beijing: China University of Geosciences, 2012. [李雪林. 内蒙古阿尔山天池小冰期以来湖泊钻孔孢粉特征及植被演替[D]. 北京: 中国地质大学, 2012.]
- [26] Cui Qiaoyu, Zhao Yan. Climatic abrupt events implied by lacustrine sediments of Arxan Grater Lake, in the central

- Great Khingan Mountains, NE China during Holocene. *Quaternary Sciences*, 2019, 39(6): 1346-1356. [崔巧玉, 赵艳. 大兴安岭阿尔山天池湖泊沉积物记录的全新世气候突变. 第四纪研究, 2019, 39(6): 1346-1356.]
- [27] Leng Chengcheng, Zhao Cheng, Cui Qiaoyu, et al. Paleoclimatic changes recorded by n-alkanes from the lacustrine sediments of Arxan Crater Lake, in the central Great Khingan Mountains, Northeast China during the Holocene. *Quaternary Sciences*, 2021, 41(4): 976-985. [冷程程, 赵成, 崔巧玉, 等. 大兴安岭阿尔山天池沉积物中正构烷烃记录揭示的全新世古气候变化. 第四纪研究, 2021, 41(4): 976-985.]
- [28] Sun W W, Zhang E L, Liu E F, et al. Hydroclimate changes since the last glacial maximum from sedimentary biomarkers in a crater lake in the Great Khingan Mountains, Northeast China. *Quaternary Science Reviews*, 2023, 312: 108175. DOI: 10.1016/j.quascirev.2023.108175.
- [29] Zhao C, Li X Q, Zhou X Y, et al. Holocene vegetation succession and responses to climate change in the northern sector of Northeast China. *Science China Earth Sciences*, 2016, 59: 1390-1400.
- [30] Ma Xueyun, Wei Zhifu, Wang Yongli, et al. C_3/C_4 vegetation evolution recorded by lake sediments in the Huola Basin, Northeast China since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Sciences*, 2018, 38(5): 1193-1202. [马雪云, 魏志福, 王永莉, 等. 末次冰盛期以来东北地区霍拉盆地湖泊沉积物记录的 C_3/C_4 植被演化. 第四纪研究, 2018, 38(5): 1193-1202.]
- [31] Zhao C, Li X Q, Zhou X Y, et al. Holocene vegetation succession and response to climate change on the south bank of the Heilongjiang-Amur River, Mohe County, Northeast China. *Advances in Meteorology*, 2016: 2450697. DOI: 10.1155/2016/2450697.
- [32] Han D X, Gao C Y, Yu Z C, et al. Late Holocene vegetation and climate changes in the Great Hinggan Mountains, northeast China. *Quaternary International*, 2019, 532: 138-145.
- [33] Li Yiyin, Li Bowen, Xu Xin. Pollen-based climate reconstruction during the past 2100 years from the MG peat profile in the northern Daxing'an Mountains. *Quaternary Sciences*, 2019, 39(4): 1034-1041. [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.]
- [34] Wang Lili, Shao Xuemei, Huang Lei, et al. Tree-ring characteristics of *Larix gmelinii* and *Pinus sylvestris* var. *Mongolica* and their response to climate in Mohe, China. *Chinese Journal of Plant Ecology*, 2005, 29(3): 280-285. [王丽丽, 邵雪梅, 黄磊, 等. 黑龙江漠河兴安落叶松与樟子松树轮生长特性及其对气候的响应. 植物生态学报, 2005, 29(3): 280-285.]
- [35] Liu Changwang, Pei Fagen, Qiu Gengen, et al. Permafrost distribution characteristics of northern Mohe Basin in Northeast China. *Geophysical and Geochemical Exploration*, 2017, 41(6): 1204-1214. [刘畅往, 裴发根, 仇根根, 等. 东北漠河盆地北部冻土分布特征. 物探与化探, 2017, 41(6): 1204-1214.]
- [36] Hu Lile, Li Junsheng, Liu Wenhui, et al. *Colourful Pictures of Common Plants in Greater Hinggan Mountains*. Beijing: Science Press, 2014. [胡理乐, 李俊生, 刘文慧, 等. 大兴安岭常见植物彩色图鉴. 北京: 科学出版社, 2014.]
- [37] Faegri K, Iversen J. Textbook of pollen analysis. *Journal of Biogeography*, 1975, 2(4): 310. DOI: 10.2307/3038005.
- [38] Wang Fuxiong, Qian Nanfen, Zhang Yulong, et al. *Pollen Flora of China*. 2nd ed. Beijing: Science Press, 1995. [王伏雄, 钱南芬, 张玉龙, 等. 中国植物花粉形态, 2版. 北京: 科学出版社, 1995.]
- [39] Tang Lingyu, Mao Limi, Shu Junwu, et al. *An Illustrated Handbook of Quaternary Pollen and Spores in China*. Beijing: Science Press, 2016. [唐领余, 毛礼米, 舒军武, 等. 中国第四纪孢粉图鉴. 北京: 科学出版社, 2016.]
- [40] Grimm E C. CONISS: A FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. *Computers & Geosciences*, 1987, 13(1): 13-35.
- [41] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. Intcal 13 and marine 13 radiocarbon age calibration curves 0-50000 years cal BP. *Radiocarbon*, 2013, 55: 1869-1887.
- [42] Li Liang, Sun Fengyue, Li Bile, et al. Geochronology of Ershi'erzhan formation sandstone in Mohe Basin and tectonic environment of its provenance. *Earth Science*, 2017, 42(1): 35-52. [李良, 孙丰月, 李碧乐, 等. 漠河盆地二十二站组砂岩形成时代及物源区构造环境判别. 地球科学, 2017, 42(1): 35-52.]
- [43] Sun J, Li X Z, Wang X W, et al. 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.
- [44] Chu G Q, Liu J Q, Schettler G, et al. Sediment fluxes and varve formation in Sihailongwan, a maar lake from northeastern China. *Journal of Paleolimnology*, 2005, 34: 311-324.
- [45] Sun Xiangjun, Wang Bengyu, Song Changqing. Pollen-climate response surface analyses of some families in northern China. *Science China: Earth Sciences*, 1996, 26(5): 431-436. [孙湘君, 王臻瑜, 宋长青. 中国北方部分科属花粉—气候响应面分析. 中国科学: 地球科学, 1996, 26(5): 431-436.]

- [46] Odgaard B V. Fossil pollen as a record of past biodiversity. *Journal of Biogeography*, 1999, 26(1): 7-17.
- [47] Tarasov P, Williams J W, Andreev A, et al. Satellite-and pollen-based quantitative woody cover reconstructions for northern Asia: Verification and application to late-Quaternary pollen data. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 264(1-2): 284-298.
- [48] Zhou Yiliang. *Geography of the Vegetation in Northeast China*. Beijing: Science Press, 1997: 49-51. [周以良. 中国东北植被地理. 北京: 科学出版社, 1997: 49-51.]
- [49] Zhou Yiliang. *Vegetation of Greater Hinggan Mountains in China*. Beijing: Science Press, 1991: 88-91. [周以良. 中国大兴安岭植被. 北京: 科学出版社, 1991: 88-91.]
- [50] Shen Caiming, Tang Lingyu. *The Climate in the Changbai Mountain and Lesser Hinggan Mountains during the Holocene: The Climates and Environments of Holocene Megathermal in China*. Beijing: China Ocean Press, 1992. [沈才明, 唐领余. 全新世长白山和小兴安岭气候: 中国全新世大暖期气候与环境. 北京: 中国海洋出版社, 1992.]
- [51] Davies C P, Fall P L. Modern pollen precipitation from an elevational transect in central Jordan and its relationship to vegetation. *Journal of Biogeography*, 2001, 28(10): 1195-1210.
- [52] Wu J, Liu Q, Wang L, et al. Vegetation and climate change during the last deglaciation in the Great Khingan Mountain, Northeastern China. *Plos One*, 2016, 11(1): e0146261. DOI: 10.1371/journal.pone.0146261.
- [53] Cui Qiaoyu, Zhao Yan, Qin Feng, et al. Characteristics of the modern pollen assemblages from different vegetation zones in Northeast China: Implications for pollen-based climate reconstruction. *Scientia Sinica (Terrae)*, 2020, 50(1): 134-148. [崔巧玉, 赵艳, 秦锋, 等. 中国东北表土花粉组合特征及其在古气候重建中的意义. 中国科学: 地球科学, 2020, 50(1): 134-148.]
- [54] Sun X J, Luo Y L, Huang F, et al. Deep-sea pollen from the South China Sea: Pleistocene indicators of East Asia monsoon. *Marine Geology*, 2003, 201: 97-118.
- [55] Liew P M, Huang S Y, Kuo C M. Pollen stratigraphy, vegetation and environment of the last glacial and Holocene: A record from Toushe Basin, central Taiwan province. *Quaternary International*, 2006, 147(1): 16-33.
- [56] Bond G, Kromer B, Beer J, et al. Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science*, 2001, 294(5549): 2130-2136.
- [57] Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, et al. 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.
- [58] Li C H, Wu Y H, Hou X H. Holocene vegetation and climate in Northeast China revealed from Jingbo Lake sediment. *Quaternary International*, 2011, 229(1-2): 67-73.
- [59] Vandenberghe J, French H M, Gorbunov A, et al. The Last Permafrost Maximum (LPM) map of the Northern Hemisphere: Permafrost extent and mean annual air temperatures, 25-17 ka BP. *Boreas*, 2014, 43(3): 652-666.
- [60] Li Xiaoqiang, Zhao Chao, Zhou Xinying. Vegetation pattern of Northeast China during the special periods since the Last Glacial Maximum. *Scientia Sinica (Terrae)*, 2019, 49(8): 1213-1230. [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.]
- [61] Li Nannan. *Response of vegetation dynamics to climate change since the Younger Dryas in the Longgang Region, Northeastern China [D]*. Changchun: Northeast Normal University, 2020. [李楠楠. 中国东北龙岗地区新仙女木事件以来植被动态对气候变化的响应[D]. 长春: 东北师范大学, 2020.]
- [62] Li J Y, Ilvonen L, Xu Q H, et al. East Asian summer monsoon precipitation variations in China over the last 9500 years: A comparison of pollen-based reconstructions and model simulations. *The Holocene*, 2016, 26(4): 592-602.
- [63] Stebich M, Rehfeld K, Schluetz F, et al. Holocene vegetation and climate dynamics of NE China based on the pollen record from Sihailongwan Maar Lake. *Quaternary Science Reviews*, 2015, 124: 275-289.
- [64] Ma Ruifeng, Zhang Wei, Jin Peihong, et al. Palaeo-vegetation and palaeo-climate changes since 13.5 cal ka BP in Jinzhou, southern of Liaoning province. *Quaternary Sciences*, 2021, 41(1): 43-50. [马瑞丰, 张威, 金培红, 等. 辽宁南部金州地区距今13.5 ka以来古植被古气候变化. 第四纪研究, 2021, 41(1): 43-50.]
- [65] Wang Na, Xu Qinghai, Zhang Shengrui, et al. Climatic and environmental evolution of the Baiyangdian area since the Lateglacial. *Acta Geographica Sinica*, 2022, 77(5): 1195-1210. [王娜, 许青海, 张生瑞, 等. 白洋淀地区晚冰期以来的气候和环境演变. 地理学报, 2022, 77(5): 1195-1210.]
- [66] Zheng Y H, Pancost R D, Naafs B D A, et al. 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.
- [67] Xing Wei, Bao Kunshan, Han Dongxue, et al. Holocene wetland developing history and its response to climate change

- in northeast China. *Journal of Lake Sciences*, 2019, 31(5): 1391-1402. [邢伟, 鲍银山, 韩冬雪, 等. 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.]
- [68] Osman M B, Tierney J E, Zhu J, et al. Globally resolved surface temperatures since the Last Glacial Maximum. *Nature*, 2021, 599(7884): 239-244.
- [69] Shi Yafeng, Kong Zhaochen, Wang Sumin, et al. Climate and environment during the Holocene Megathermal maximum in China. *Science China: Series B*, 1993, 23(8): 865-873. [施雅风, 孔昭宸, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境. *中国科学: B辑*, 1993, 23(8): 865-873.]
- [70] Berger A L. Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research*, 1978, 9(2): 139-167.
- [71] Stuiver M, Grootes P M. GISP2 oxygen isotope ratios. *Quaternary Research*, 2000, 53(3): 277-284.
- [72] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu Cave, China. *Science*, 2001, 294(5550): 2345-2348.
- [73] Spratt R M, Lisiecki L E. A late pleistocene sea level stack. *Climate of the Past*, 2016, 12(4): 1079-1092.
- [74] Liu Yuying. Vegetation and Environment history of Erlongwan Maar Lake since the late stage of Late Pleistocene [D]. Changchun: Jilin University, 2009. [刘玉英. 晚更新世晚期以来二龙湾玛珥湖植被与环境演化研究[D]. 长春: 吉林大学, 2009.]
- [75] Luthin J N, Guymon G L. Soil moisture-vegetation-temperature relationships in central Alaska. *Journal of Hydrology*, 1974, 23(3-4): 233-246.
- [76] Peng R N, Liu H Y, Anenkhonov O A, et al. Tree growth is connected with distribution and warming-induced degradation of permafrost in southern Siberia. *Global Change Biology*, 2022, 28(17): 5243-5253.
- [77] Dong X F, Liu C, Li M, et al. Variations in active layer soil hydrothermal dynamics of typical wetlands in permafrost region in the Great Hing'an Mountains, northeast China. *Ecological Indicators*, 2021, 129: 107880. DOI: 10.1016/j.ecolind.2021.107880.
- [78] Jin Huijun, Jin Xiaoying, He Ruixia, et al. Evolution of permafrost in China during the last 20 ka. *Scientia Sinica (Terrae)*, 2019, 49(8): 1197-1212. [金会军, 金晓颖, 何瑞霞, 等. 两万年来中国多年冻土形成演化. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49(8): 1197-1212.]
- [79] Shur Y L, Jorgenson M T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2007, 18(1): 7-19.
- [80] Yue Y Y, Liu H Y, Xue J X, et al. Ecological indicators of near-surface permafrost habitat at the southern margin of the boreal forest in China. *Ecological Indicators*, 2020, 108: 105714. DOI: 10.1016/j.ecolind.2019.105714.
- [81] Sun Guangyou. Discussion on the symbiotic mechanisms of swamp with permafrost: Greater-Lesser Hinggan Mountains as examples. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2000, 22(4): 309-316. [孙广友. 试论沼泽与冻土的共生机理: 以中国大小兴安岭地区为例. *冰川冻土*, 2000, 22(4): 309-316.]

Climate and environmental changes in the Mohe Basin permafrost region of the Greater Hinggan Mountains since 30 ka BP

LIU Rui¹, ZANG Shuying¹, ZHAO Lin², WU Xiaodong³, LIU Lixin¹, WU Shaoqiang¹,
LI Tianrui¹, ZHANG Zihao¹, HE Jianxiang¹, LI Biao¹, ZHANG Boxiong¹, CHENG Xiaofeng¹

(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; 3. Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, CAS, Lanzhou 730000, China)

Abstract: Permafrost is highly sensitive to global changes, and it is important to reveal climate and environmental changes in permafrost regions using vegetation succession. Based on palynological evidence and AMS¹⁴C dating from a sediment core, vegetation succession and climate history in the Late Pleistocene of the Mohe Basin (MHB) in the Greater Hinggan Mountain permafrost region was reconstructed. The response of vegetation to environmental changes was further investigated. Results showed that pollen assemblages effectively reflect the vegetation composition in the MHB and surrounding mountainous areas. Based on the relationship between key regional vegetation and climate indicators, vegetation has undergone significant historical changes: from 30.0 to 27.1 ka BP, a meadow wetland landscape showed a cold and humid climate; from 27.1 to 20.5 ka BP, a coniferous forest-grassland landscape indicated a relatively cold and arid climate; from 20.5 to 11.3 ka BP, there was a transition from coniferous forest wetlands to mixed coniferous-broadleaved forest wetlands, indicating the beginning of a warming although the climate remained cold and humid; from 11.3 to 1.9 ka BP, a mixed coniferous-broadleaved forest wetland landscape demonstrated a warm and humid climate; from 1.9 ka BP to the present, a coniferous forest wetland landscape revealed a cool and humid climate. A comparative analysis showed that factors influencing vegetation succession include not only climate conditions related to latitude and land-sea location but also regional factors caused by permafrost itself. Vegetation succession exhibited different response mechanisms to permafrost changes during glacial and interglacial periods. During the Last Glacial Maximum, permafrost expansion benefited the growth of cold and drought-resistant terrestrial herbs with shallow roots such as *Artemisia* and *Chenopodiaceae*, leading to the expansion of arid grasslands. During the Holocene Megathermal Period, permafrost degradation provided favorable habitats for vegetation, and also facilitated the formation and expansion of wetlands, promoting the extensive proliferation of aquatic plants, ferns, mosses, and trees, forming a forest wetland landscape. Therefore, permafrost presence enhances the effects of water and heat under different climate conditions on vegetation, making vegetation more sensitive to environmental changes in permafrost regions.

Keywords: Mohe Basin; Late Pleistocene; permafrost; vegetation response; paleoclimate