

赵延卓, 谢远云, 康春国, 等. 呼伦贝尔沙地风成砂-古土壤剖面记录的全新世气候变化[J]. 中国沙漠, 2023, 43(5): 85-96.

# 呼伦贝尔沙地风成砂-古土壤剖面记录的全新世气候变化

赵延卓<sup>1a</sup>, 谢远云<sup>1ab</sup>, 康春国<sup>2</sup>, 迟云平<sup>1b</sup>, 孙磊<sup>1a</sup>, 吴鹏<sup>1a</sup>, 魏振宇<sup>1a</sup>

(1. 哈尔滨师范大学 a. 地理科学学院, b. 寒区地理环境监测与空间信息服务黑龙江省重点实验室, 黑龙江 哈尔滨 150025; 2. 哈尔滨学院 地理系, 黑龙江 哈尔滨 150086)

**摘要:** 沙地和沙漠是干旱半干旱地区重要的地质档案载体, 记录着丰富的气候演化和沙漠变化信息, 尤其是位于东亚温带季风区的呼伦贝尔沙地, 蕴含着丰富的东亚季风和人类活动信息。然而受沙丘流动性影响及研究手段的匮乏, 目前对于呼伦贝尔沙地全新世以来的气候信息知之甚少。本研究针对呼伦贝尔沙地两个典型风成砂-古土壤沉积序列, 进行了多指标如粒度、磁化率、色度、地球化学和总有机碳(TOC)分析, 同时结合岩性特征重建了呼伦贝尔沙地全新世以来的气候演化历史。结果表明: 两个剖面古土壤层的细颗粒组分、磁化率、化学蚀变指数(CIA)、Rb/Sr、TOC呈高值, 而(CaO+Na<sub>2</sub>O+MgO)/TiO<sub>2</sub>和亮度呈低值。此外, 在6356±31~2235±51 cal. a BP和1620±42~498±17 cal. a BP年龄阶段出现两个明显的变化趋势, 指示了呼伦贝尔沙地气候向暖湿方向的逆转, 且风成砂层(气候干冷)向古土壤层(气候暖湿)过渡是逐渐进行的, 而由古土壤层(气候暖湿)向风成砂层(气候干冷)过渡是骤然变化的。通过与呼伦贝尔沙地古土壤年龄汇编对比, 当前研究的古土壤发育年代与邻区的气候暖湿期对应较好, 表明呼伦贝尔沙地的正逆演化过程受区域气候演化控制。沙地古土壤发育时间与太阳辐射高值相对应, 表明太阳辐射驱动的东亚夏季风变化是呼伦贝尔沙地气候逆转的主要因素。此外, 近2000年来人类活动的增强可能对风沙活动加剧造成了一定影响。

**关键词:** 呼伦贝尔沙地; 全新世; 气候变化; 风成砂-古土壤

文章编号: 1000-694X(2023)05-085-12

DOI: 10.7522/j.issn.1000-694X.2023.00021

中图分类号: P531

文献标志码: A

## 0 引言

沙漠和沙地是干旱气候的产物, 对气候变化反应敏感<sup>[1]</sup>, 受气候和地貌部位等控制<sup>[2]</sup>, 内部的风沙沉积物已成为干旱半干旱区特殊的地质环境记录载体, 能够直接记录环境变化, 并反映全球性的气候环境演化过程<sup>[3]</sup>。此外, 风沙沉积物可在不同的气候条件下形成不同的沉积单元, 能够用于研究古气候的变迁<sup>[4]</sup>。末次冰盛期-全新世是第四纪距今最近的、变化幅度很大的气候转型期<sup>[5]</sup>, 对认识沙地沉积演化历史和气候环境变迁有重要意义。

呼伦贝尔沙地位于东亚温带季风区的北部边界附近, 对气候变化的响应较为敏感<sup>[6]</sup>。在此处沙地广泛发育了风成砂-古土壤的沉积序列, 为区域

气候环境变化的研究提供了良好的载体, 记录了多次气候的冷暖波动<sup>[7]</sup>。然而, 目前对于沙地气候演化的研究前人多基于粒度、磁化率、地球化学等单一或几个指标进行分析<sup>[7-14]</sup>, 研究相对薄弱。更重要的是, 持续和严重的干旱导致了此地区的植被退化和荒漠化<sup>[15]</sup>, 荒漠化作为首要的生态环境问题影响着人类的生存和发展<sup>[16]</sup>。先前对风成砂-古土壤沉积序列的研究虽然较为丰富, 然而所选取的剖面中多数只有一个古土壤和风成砂的旋回<sup>[5, 17]</sup>, 古土壤层并未完全显露可能存在缺失, 导致在这种情况下无法对气候逆转年龄开始和结束的阶段进行完整的约束, 从而得到不完整的气候冷暖转换年代。为此, 我们所选取的两个剖面古土壤均处在中间

收稿日期: 2022-12-16; 改回日期: 2023-03-07

资助项目: 国家自然科学基金项目(42171006, 41871013)

作者简介: 赵延卓(1999—), 男, 黑龙江哈尔滨人, 硕士研究生, 主要研究方向为第四纪地质与环境演化。E-mail: 2391125525@qq.com

通信作者: 谢远云(E-mail: xyy0451@hrbnu.edu.cn)

层,其上下层均有风成砂的存在,揭示的气候演化过程完整,可以得到完整的气候逆转年龄。由于古土壤层的沉积速率远低于风成砂<sup>[7]</sup>,堆积缓慢,鉴于这种情况,如果进行稀疏的个别取样,很难识别出更精细的演化过程。

为此,采用粒度、磁化率、色度、地球化学、TOC等气候代用指标,以及<sup>14</sup>C测年的方法,对位于内蒙古东部呼伦贝尔沙地的风成砂-古土壤剖面进行高分辨率取样、多指标综合分析,更加精细地揭示了全新世以来的冷暖气候变化。这项研究对于深入理解风成沉积物对气候变化的响应,提高对生态环境脆弱地区风成地貌过程的认识具有重要意义。

## 1 材料与方法

### 1.1 研究区域概况

呼伦贝尔沙地位于内蒙古东北部、大兴安岭西侧的呼伦贝尔高原上<sup>[18]</sup>,是中国纬度最高的沙地<sup>[14]</sup>(图1)。海拔500~800 m,地势相对平坦,东、东南、北和西北三面环山,西南敞口面向蒙古高原<sup>[19]</sup>。研究区年均气温1~2℃,年平均降水量由东南部向西

北部递减。发源于大兴安岭的多条河流包括海拉尔河、伊敏河、辉河和哈拉哈河等河流穿过呼伦贝尔沙地汇入呼伦湖(亦称达赉湖,中国第四大淡水湖),为沙地带来大量的碎屑物质<sup>[3]</sup>。呼伦贝尔沙地沿东西方向分布三条沙带<sup>[3,7]</sup>,北部沙带分布于海拉尔河沿岸,东西长约110 km,流动、半固定沙丘占绝对优势;中部沙带东起哈留内布拉克,西至英根庙一带,主要分布于新巴尔虎左旗。可见已被完全固定的抛物线形沙丘和历经风蚀再次活化的风蚀沙丘,沙丘高度5~15 m;南部沙带东起伊敏河西岸,西至甘珠尔庙一带,沙带已被基本固定,存在少量可见的风蚀坑。

### 1.2 样品采集

在呼伦贝尔沙地内部,分布较多的埋藏古土壤层和古风成砂层。在大量野外调查的基础上,我们在呼伦贝尔沙地的腹地选取了2个有代表性的风成砂-古土壤沉积剖面(图1)。X剖面位于新宝力格苏木敖伦诺尔嘎查党群服务中心附近,剖面厚3.37 m,为风成砂-古土壤-风成砂层。其中古土壤层采样11个(55~113 cm),弱古土壤层采样1个(133~

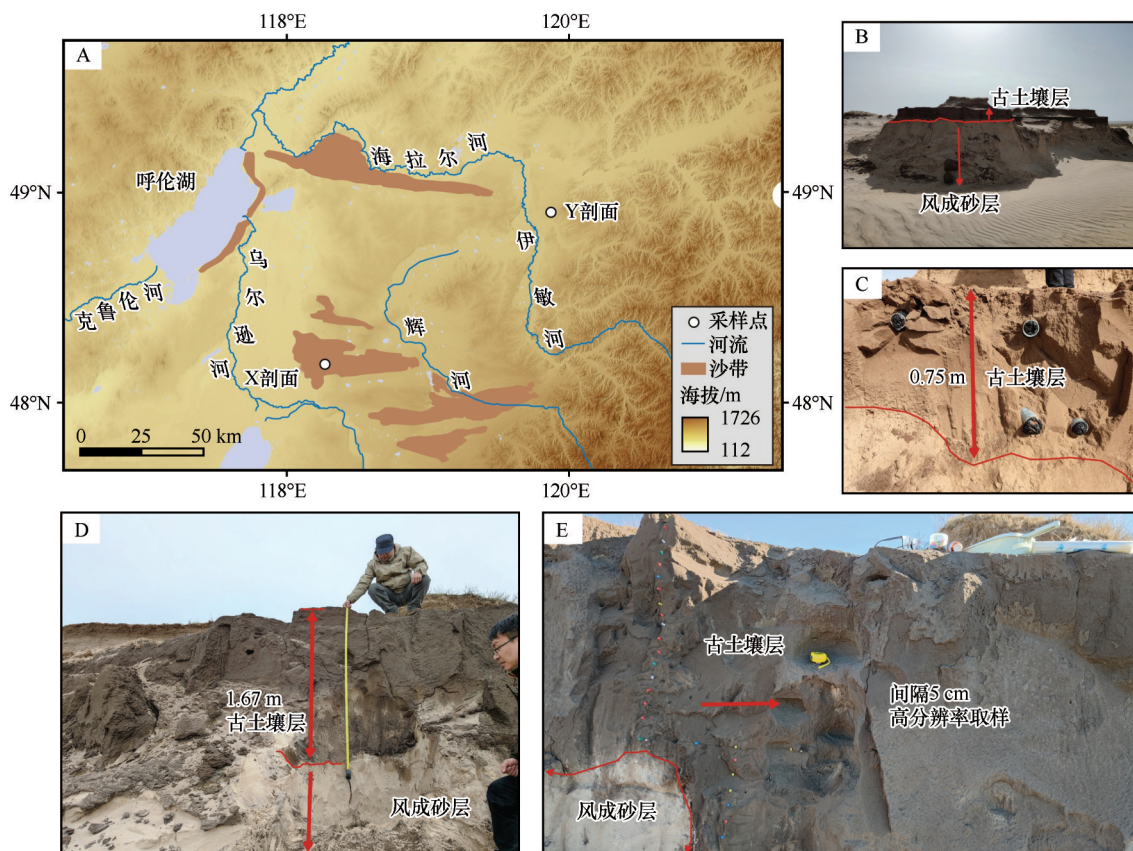


图1 呼伦贝尔沙地采样位置示意

Fig.1 Schematic diagram of sampling location in Hulun Buir Sandy Land



188 cm), 风成砂层采样3个(0~55 cm和188~303 cm), X剖面共采集散样15个。Y剖面位置在敖包浑迪附近, 海拔664 m, 剖面厚4.52 m, 为风成砂-古土壤-风成砂层。其中古土壤层采样32个(120~292 cm), 风成砂层采样2个(20~120 cm和292~452 cm), Y剖面共采集散样34个。此外, Y剖面的古土壤层顶面非常平整, 延续性非常好, 底面与风成砂过渡时则呈“波浪状”不平整接触。为了较好地反映沙地演化过程, 我们分别在两个剖面的古土壤层上、下边界各采集一个年代学样品。

### 1.3 样品测试

需要进行 $^{14}\text{C}$ 测年的两个古土壤层上下界的4个年代学样品, 首先用酸-碱-酸法进行处理, 再将处理过的样品装入石英管中并放入1根银丝, 使石英管连接到真空系统上, 并抽真空至 $10^{-2}$  Pa左右, 加热后用注气瓶收集二氧化碳。在石墨制备装置中, 催化加热去水, 将二氧化碳还原成石墨, 生成的石墨约1 mg。将制备好的石墨和5个美国草酸II标准、1个中国糖碳标准以及2个石墨本底送到北京大学重离子物理研究所进行测试, 获得样品的 $^{14}\text{C}$ 年代。此外, 采用牛津大学提供的OxCal v4.2<sup>[20]</sup>校正软件进行样品年代校正。

将需要进行粒度测试的49个沉积物样品, 分别加入10%过氧化氢溶液以及 $0.5\text{ mol}\cdot\text{L}^{-1}$ 盐酸进行24 h样品预处理, 用来去除样品中的碳酸盐和有机物。通过超声处理, 再使用10%六偏磷酸钠溶液对样品进行分散处理。最后, 使用Malvern Mastersizer 2000激光颗粒分析仪对样品进行测试, 令测量范围保持在 $0.02\sim 2\,000\text{ }\mu\text{m}$ , 并多次重复测量, 保证误差范围低于2%。

先将样品在室内进行风干, 再使用研磨棒进行碾碎处理, 然后放入边长为2 cm的正方体弱磁盒中, 采用英国Bartington MS2型磁化率仪器, 在470 Hz低频条件下和4 700 Hz高频条件下对样品进行磁化率测定, 并计算出频率磁化率=(低频磁化率-高频磁化率)/低频磁化率, 磁化率样品测试在哈尔滨师范大学岩矿实验室完成。

首先将风成砂-古土壤序列中待测样品进行干燥处理, 再进行研磨至无结块后, 平铺放在无色透明的玻璃板上。采用日本美能达公司生产的CM-700d型分光测色计进行样品测试, 并量化输出颜色。颜色结果用 $L^*$ 色度体系来表示, 数值0~100, 为

黑色-白色的由深到浅的灰色系列。

样品过250目筛, 筛取粒径 $<63\text{ }\mu\text{m}$ 的粒度组分进行地球化学分析。常量元素利用荷兰帕纳科XRF光谱仪进行压片法测量, 误差 $<3\%$ 。微量元素、稀土元素检测使用的仪器是电感耦合等离子体质谱仪MAT, 并采用中国国家标准土壤参比样品(GSS-28)进行校准<sup>[21]</sup>。分析间隔40~60 cm, 误差 $<2\%$ , 具体实验过程见参考文献[22]。

对样品的总有机碳测定, 需以间隔为10 cm进行分析, 将样品在80 °C下进行烘干, 烘干时间为24 h, 然后进行碾碎并研磨成粉末, 通过200目筛。取0.8 g样品加入浓度为36%盐酸进行充分反应, 目的是除去碳酸盐, 再将样品离心清洗、烘干研磨, 采用TC高温煅烧和检测 $\text{CO}_2$ 气体量的方法, 测得总有机碳含量, 进行多次测量令其分析误差 $<2\%$ 。

## 2 结果与分析

### 2.1 X剖面地层年代控制

X剖面由上下两层风成砂和中间一期古土壤组成(图2)。古土壤层顶部和底部的 $^{14}\text{C}$ 年龄为 $498\pm 17\text{ cal. a BP}$ 、 $1\,620\pm 42\text{ cal. a BP}$ (表1)。剖面的最顶层为现代土壤-风成砂层, 中间为古土壤层, 剖面最底部的风成砂可分为河湖沙和风成砂两部分, 古土壤层和底部风成砂层之间夹杂着一层弱古土壤过渡层。

在X剖面中,  $<4\text{ }\mu\text{m}$ 和 $>63\text{ }\mu\text{m}$ 颗粒组分二者变化趋势相反。其中 $>63\text{ }\mu\text{m}$ 粗颗粒组分体积分数在古土壤层中远远小于上下风成砂层, 并在古土壤层呈波动式减小。中值粒径( $M_d$ )为 $207.58\sim 229.54\text{ }\mu\text{m}$ , 从上到下粒度表现为先增后再增的变化趋势。其中古土壤层中值粒径最小, 风成砂层中值粒径最大, 并且在古土壤层呈波动式降低。

X剖面沉积物低频磁化率( $\chi_{lf}$ )、高频磁化率( $\chi_{hf}$ )和风成砂层沉积段基本保持稳定, 在古土壤层逐渐增大。在0~1.13 m分别由 $8.4\times 10^{-8}$ 、 $7.39\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ 升至 $30.32\times 10^{-8}$ 、 $27.79\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ ; 在1.13~3.37 m分别由 $30.32\times 10^{-8}$ 、 $27.79\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ 减小至 $3.01\times 10^{-8}$ 、 $2.91\times 10^{-8}\text{ m}^3\cdot\text{kg}^{-1}$ 。频率磁化率( $\chi_{fd}$ )在0.55~1.13 m波动稍大。

X剖面中,  $L^*$ 、 $a^*$ (红绿)和 $b^*$ (黄蓝)的变化趋势相同。相对于风成砂层的 $L^*$ 高值(52.01~66.76), 古土壤层 $L^*$ 值(47.82~56.13)较低。TOC含量在风

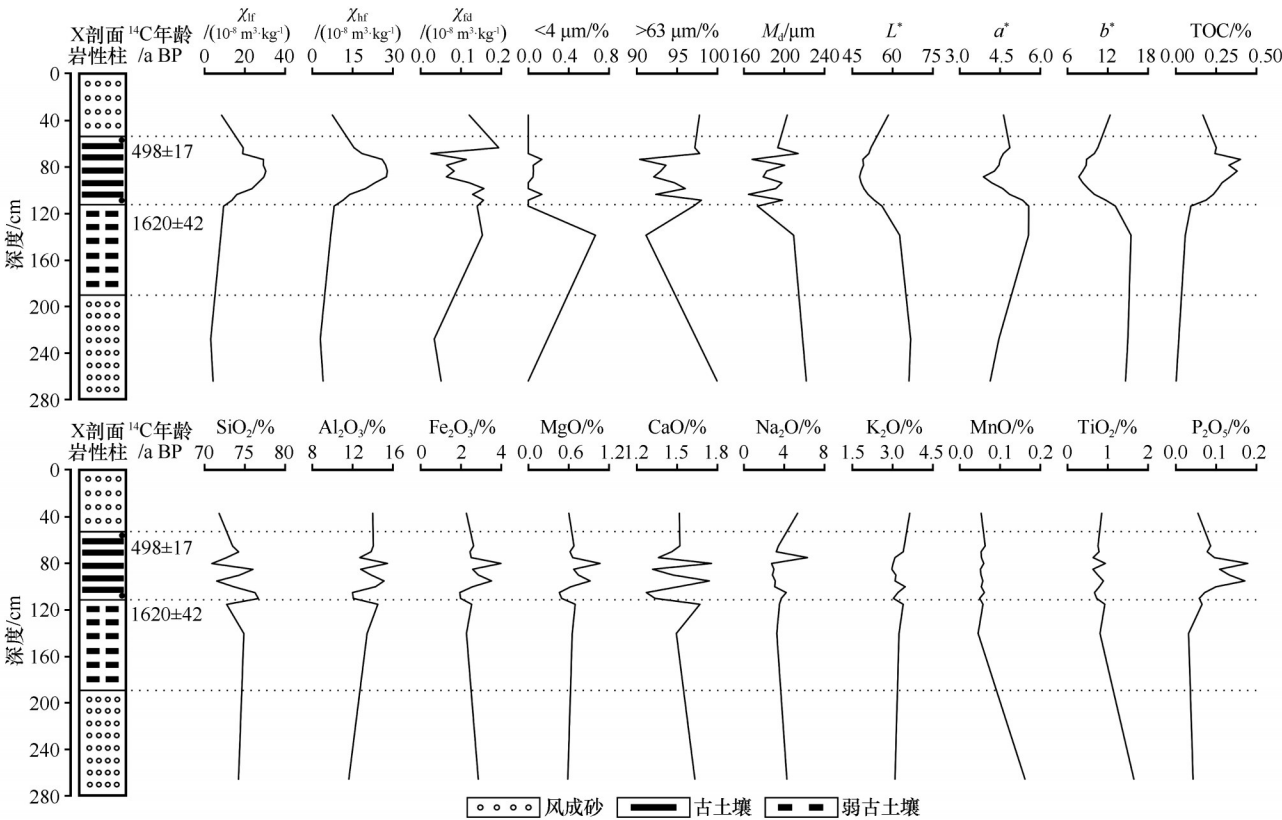


图2 X剖面气候代用指标和常量元素含量随深度变化

Fig.2 Distribution of climate proxy indexes and major element contents with depth in profile X

表 1 呼伦贝尔沙地风成砂-古土壤剖面的<sup>14</sup>C测年结果

Table 1 <sup>14</sup>C dating results of aeolian sand-paleosol profile in Hulun Buir Sandy Land

剖面	野外 编号	深度 /cm	距今年代 /a BP	树轮校正/cal. a BP	
				区间	校正年龄
X	HL-67	55	430±20	512(68.2%)493	498±17
X	HL-66	113	1 710±25	1 689(14.4%)1 672 cal. a BP 1 624(53.8%)1 566	1 620±42
Y	HL-64	120	2 235±25	2 320(12.7%)2 302 cal. a BP 2 245(50.8%)2 178 2 169(4.7%)2 161	2 235±51
Y	HL-63	292	5 575±30	6 396(31.1%)6 365 cal. a B P 6 353(37.1%)6 316	6 356±31

成砂层(0.06~0.25)较低,在古土壤层(0.1~0.4)含量较高,间接说明色度指标的高低变化可指示地层中黑色有机质含量变化。

X剖面风成砂-古土壤序列中,常量元素以氧化物形式表示(图2)。以SiO<sub>2</sub>占绝对优势,平均含量73.78%;Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>次之,平均含量13.51%;其他氧化物(Na<sub>2</sub>O、K<sub>2</sub>O、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、CaO、TiO<sub>2</sub>、MgO、P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>、MnO)含量较少(<4%)。各元素含量在古土壤层变幅明显较大,在风成砂层变幅普遍较小。

2.2 Y剖面地层年代控制

Y剖面由上下两层风成砂和中间一期古土壤组

成(图3)。古土壤顶部和底部的<sup>14</sup>C年龄为2 235±51 cal. a BP、6 356±31 cal. a BP(表1)。剖面的表层存在着现代土壤,现代土壤下部为风成砂层,中间为古土壤层,最底部为风成砂层。

Y剖面中<4 μm细颗粒组分含量表现为古土壤层高于上下风成砂层,在古土壤层呈波动式增加(图3)。>63 μm粗颗粒组分含量变化趋势与之相反。中值粒径153.59~215.05 μm,在古土壤层强烈波动,古土壤层的中值粒径小于风成砂层。

Y剖面沉积物X<sub>lf</sub>、X<sub>hf</sub>在上下风成砂层沉积段基本保持稳定,在古土壤层明显增大。在0.2~2.92 m分别由11.9×10<sup>-8</sup>、11.09×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>·kg<sup>-1</sup>升至68.27×10<sup>-8</sup>、

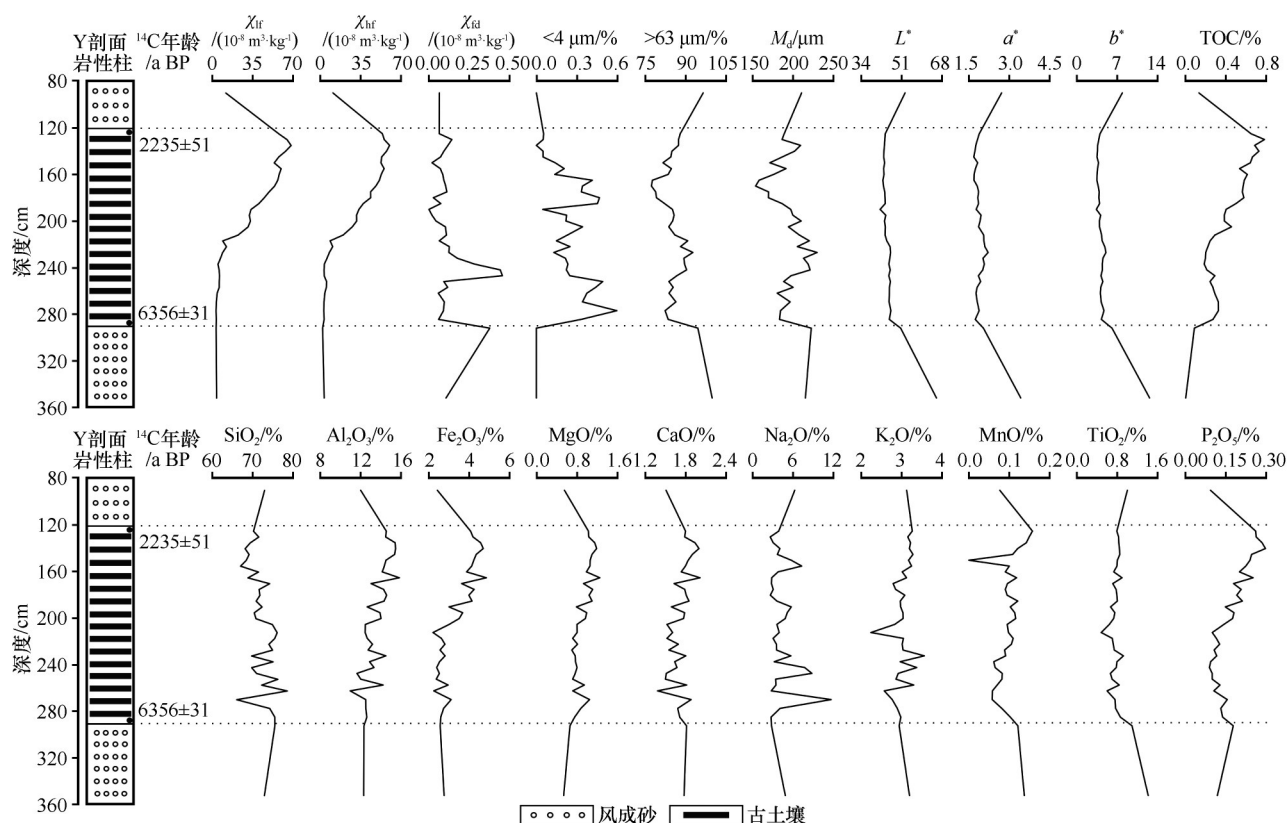


图3 Y剖面气候代用指标和常量元素含量随深度变化

Fig.3 Distribution of climate proxy indexes and major element contents with depth in profile Y

$60.02 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ; 在 2.92~4.52 m 分别由  $68.27 \times 10^{-8}$ 、 $60.02 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$  减小至  $3.91 \times 10^{-8}$ 、 $3.49 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ 。 $\chi_{fd}$  在 1.2~2.92 m 波动稍大。

Y剖面中  $L^*$ 、 $a^*$ 、 $b^*$  的变化趋势依然相同,与X剖面变化趋势一致。相较于风成砂层的高  $L^*$  值 (52.53~65.72), 古土壤层的  $L^*$  值 (43.24~50.67) 较低。TOC 含量在风成砂层 (0.01%~0.14%) 远低于古土壤层 (0.09%~0.78%)。色度与 TOC 呈现出变化的趋势相反。

Y剖面风成砂-古土壤序列中,常量元素以氧化物形式表示。以  $\text{SiO}_2$  占绝对优势,平均含量 72.10%;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  次之,平均含量 13.47%; 其他氧化物 ( $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{TiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$ 、 $\text{MnO}$ ) 含量较少 (<5%)。各元素含量在古土壤层中变幅明显大于风成砂层。

### 3 讨论

#### 3.1 气候代用指标

风成砂-古土壤剖面中常用的粒度、磁化率、色度、地球化学和 TOC 等气候代用指标已经广泛应用于东亚季风气候的形成演化、受控机制,以及记录

气候突变事件、内陆干旱化历史的研究<sup>[23]</sup>。为此,我们选取以上指标进行呼伦贝尔沙地全新世气候变化的讨论。

风成沉积物的粒度指标常被用于气候和环境演变过程的研究,如温度、降水以及冬季风强度活动的强弱<sup>[24~26]</sup>。粗颗粒组分含量和中值粒径 ( $M_d$ ) 与冬季风强度呈正相关,细颗粒组分含量与风化成壤作用密切相关<sup>[27~30]</sup>。两个剖面的粒度曲线揭示了风成砂层的粒度偏粗,  $>63 \mu\text{m}$  粒度百分含量、 $M_d$  高,  $<4 \mu\text{m}$  粒度百分含量低,说明剖面沉积物以沙组分为主,此时风力强盛,气候环境干冷 (图3)。当气候转为暖湿时,植被发育较好,风沙活动减弱,成壤作用增强,发育古土壤。此时,  $>63 \mu\text{m}$  粒度百分含量、 $M_d$  低,  $<4 \mu\text{m}$  粒度百分含量高,风力较弱,为沙地的湿润期。

磁化率作为气候替代性指标已经被广泛应用于成壤作用,可用于重演古环境变化<sup>[25~26,31]</sup>。磁化率指标能够反映沉积物成壤作用的变化。古土壤层磁化率的高值表明了此时沙地具有较强的成壤作用,风力减弱,气候暖湿;反之,古风成砂层磁化率为低值则指示了较弱的成壤作用,说明此时沙地



风力增强,气候冷干。研究表明,不同气候区、不同沉积类型的沉积物,磁化率的变化特征不同<sup>[32]</sup>。研究者对浑善达克沙地风成砂-古土壤序列磁化率变化特点的分析表明,古风成砂的磁化率为低值,古土壤层磁化率为高值<sup>[32-33]</sup>。我们所选取的两个剖面磁化率数值的变化符合这一规律。

亮度是指沉积物的明暗程度,颜色结果用 $L^*$ 色度体系来表示。第四纪风成沉积物的颜色主要受氧化铁矿物、有机物和碳酸盐含量以及细粒氧化铁矿物(尤其是赤铁矿和针铁矿)的影响<sup>[34]</sup>。其中,由于 $L^*$ 受碳酸盐和有机质的影响,碳酸盐含量高,土壤成壤强度弱,有机质含量低,土壤颜色暗<sup>[35]</sup>;反之,成壤和颜色相反。根据两个剖面中色度参数(在沉积相垂直向)变化特征可知, $a^*$ 、 $b^*$ 数值在古土壤层大致高于风成砂层。古土壤层在发育时期气候暖湿,古风成砂层在堆积时期气候冷干<sup>[36-37]</sup>,由此可知, $a^*$ 和 $b^*$ 数值较高指示沉积物在形成时气候相对暖湿,反之则指示气候相对冷干。同时 $a^*$ 和 $b^*$ 曲线存在明显的峰值与谷值,与岩性对应较好。曲线的峰谷区交替反映了剖面地层旋回,更好地对应气候冷暖干湿变化过程。古土壤层 $L^*$ 值低于古风成砂层, $L^*$ 高值可指示沉积层发育时期气候相对冷干, $L^*$ 低值可指示沉积层发育时期气候相对暖湿。同时, $L^*$ 具有随地层深度和地层年龄减小而增大的变化趋势,说明剖面形成过程中,气候向冷干化发展。因此,色度参数可初步揭示不同沉积相地层形成时期的气候环境特征,对研究古气候具有一定意义。

有关地球化学的研究结果表明,地层中各化学元素的变化能够反映地层沉积环境的演变过程,进而指示气候的变化<sup>[9-10]</sup>。在风成沉积物中,各化学元素的迁移和淋溶会受到气候、地形、源区物质的化学成分差异,以及元素自身特点等多种因素的影响。在同一剖面中,若各地层单元地形条件和化学元素本身的性质相对不变,那么化学元素的迁移、淋溶和积聚就可以用来解释古气候的变化<sup>[11]</sup>。

Na化学性质活泼,在受到风化作用后产生可溶性钠盐,在暖湿气候条件下最易淋溶和迁移;Ca、Mg化学活性中等,化学风化过程中在Na后析出;Al、Fe化学性质较稳定不易迁移,化学风化过程中则最后析出。从气候角度分析,只有气候温暖潮湿Ca、Mg才会被较多的迁移和淋溶;若气候转干,温度降低降水减少,则CaO、Na<sub>2</sub>O等干燥型氧化物相

对富集<sup>[9,12]</sup>。在气候冷干时,土壤水分偏碱性,即使化学元素性质活泼也不易被淋失,从而导致Al、Fe含量相对减少;在气候暖湿时,性质活泼不稳定的元素大量淋失,Al、Fe相对富集。因此,地层中各化学元素的淋溶、迁移、积聚能够较好地指示气候的变化。但将某个化学元素单独作为一个指标用来指示气候的变化是不合适的,因此化学元素的综合参数(元素比值等)广泛应用于古气候的研究<sup>[13]</sup>。

通常利用CIA (Chemical Index of Alteration,  $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ , 化学蚀变指数,摩尔数)来评价沉积物的化学风化程度<sup>[38]</sup>。风化程度的强弱与气候和环境的变化关系密切,化学风化程度增强通常与较高的温度和降水有关,反之亦然<sup>[38]</sup>。 $CIA$ 值<50代表未风化,50~60代表弱风化,60~80代表中等风化,>80代表强风化<sup>[39]</sup>。呼伦贝尔沙地的两个风成砂-古土壤剖面 $CIA$ 值的变化范围分别为44.34~59.45和33.17~58.79,具有弱风化强度(图4)。在同一剖面,古土壤层的 $CIA$ 值高,说明在该层经历了暖湿的气候条件,化学风化作用较强;而风成砂层 $CIA$ 值较低,指示在该层经历了相对冷干的气候条件和较弱的化学风化作用。Rb/Sr能够反映土壤湿度的变化,也是夏季风强度变化的主要标志<sup>[40-42]</sup>。因此,Rb/Sr值一般被用来作为夏季风强度的替代性指标<sup>[40-42]</sup>。 $(CaO + Na_2O + MgO) / TiO_2$ 指标经常被用作化学风化水平的替代性指标<sup>[43]</sup>。由于受到气候变化的影响,相对稳定元素和易迁移元素会产生不同地球化学行为,因此利用Rb/Sr值和 $(CaO + Na_2O + MgO) / TiO_2$ 值可以进行古气候变化的重建。在古土壤层Rb/Sr比值较高, $(CaO + Na_2O + MgO) / TiO_2$ 较低,指示了相对暖湿的气候条件;反之,在风成砂层指示了相对冷干的气候条件。

TOC含量代表了陆地生态系统的生物量,并与反映区域水分变化的地表植被环境密切相关<sup>[34]</sup>。在干旱半干旱的研究区表明,沉积物中有机质TOC的含量对 $L^*$ 影响较为显著,一般表现为线性负相关关系<sup>[44-45]</sup>。根据两个剖面中TOC参数(在沉积相垂直向)变化特征可知,TOC在古土壤中常为高值,在风成砂中常为低值。沉积物中TOC含量与沉积时期的植被状况密切相关,尤其在干旱半干旱区,与植被的生长和降水关系密切<sup>[46]</sup>。在两个剖面的沉积序列中,TOC可以作为反映植被状况的指标,间接可以指示区域降水变化。因此,沉积物中TOC的

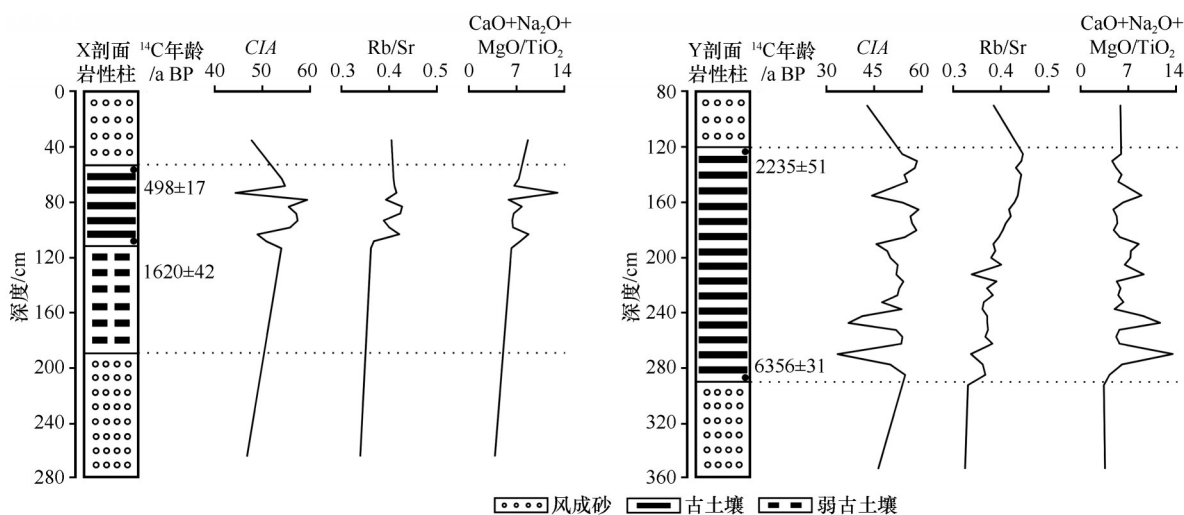


图4 X剖面和Y剖面化学风化指数随深度变化

Fig.4 Distribution of Chemical Weathering Indices in X and Y profiles with depth

变化在指示区域植被覆盖程度变化的同时,进而反映出研究区古气候的变化。

### 3.2 气候变化的特征

在对呼伦贝尔沙地两个剖面进行现场取样时,可以观察到X剖面的古土壤层的顶面非常平整,延续性较好,但是底面与风成砂接触时则呈“波浪状”不平整接触,即在风成砂层向古土壤层过渡时存在弱古土壤过渡层,说明当风成砂向古土壤过渡时是由较冷气候逐渐向较暖气候过渡。然而古土壤层顶面与风成砂接触时呈平整接触,说明当古土壤向风成砂过渡时是较暖气候突然转冷。在Y剖面中没有出现风成砂与古土壤之间的弱古土壤过渡层,但可以观察到古土壤层顶面与风成砂接触时依然呈平整接触。这说明当古土壤向风成砂过渡时是较暖气候突然转冷。

综合所有气候代用指标和 $^{14}\text{C}$ 测年结果,我们认为在 $6356\pm31\sim2235\pm51$  cal. a BP和 $1620\pm42\sim498\pm17$  cal. a BP两个年龄阶段呼伦贝尔沙地出现气候向暖湿方向的逆转。在两个剖面中,相较于风成砂层,古土壤层中 $>63\mu\text{m}$ 粗颗粒组分粒度百分含量、 $M_d$ 低,二者曲线变化趋势相同,此时磁化率处于高值; $<4\mu\text{m}$ 细颗粒组分百分含量高,与其曲线变化趋势相反,此时磁化率处于低值。成壤作用导致生成的细颗粒物增强,磁化率值升高,沙地气候特征趋于暖湿。

根据CIA、Rb/Sr、 $(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{MgO})/\text{TiO}_2$ 等3个比值参数变化曲线可知,在风成砂层向古土壤层

过渡时,化学风化作用加深,但曲线波动较小,具有明显的稳定性,表明区域内可能迎来了最适宜古土壤发育的水热条件,成壤作用加强,说明当风成砂向古土壤过渡时是由较冷气候逐渐向较暖气候过渡。但古土壤层向风成砂层过渡时,化学风化作用减弱,但可以看出曲线的波动较大,直至风成砂层曲线波动才趋于稳定,明显具有不稳定性,此时说明当古土壤向风成砂过渡时较暖气候突然转为较冷气候,充分印证了上文的论证。

TOC是影响 $L^*$ 变化的主要因素。根据两个剖面参数变化曲线可知,TOC在古土壤中常为高值,在风成砂中常为低值, $L^*$ 曲线与TOC曲线成镜像对称,二者表现为明显的反向趋势。此外,TOC与植被状况和区域降水密切相关。此时TOC含量增加, $L^*$ 值降低,说明植被茂密,降雨增多,气候转为暖湿。

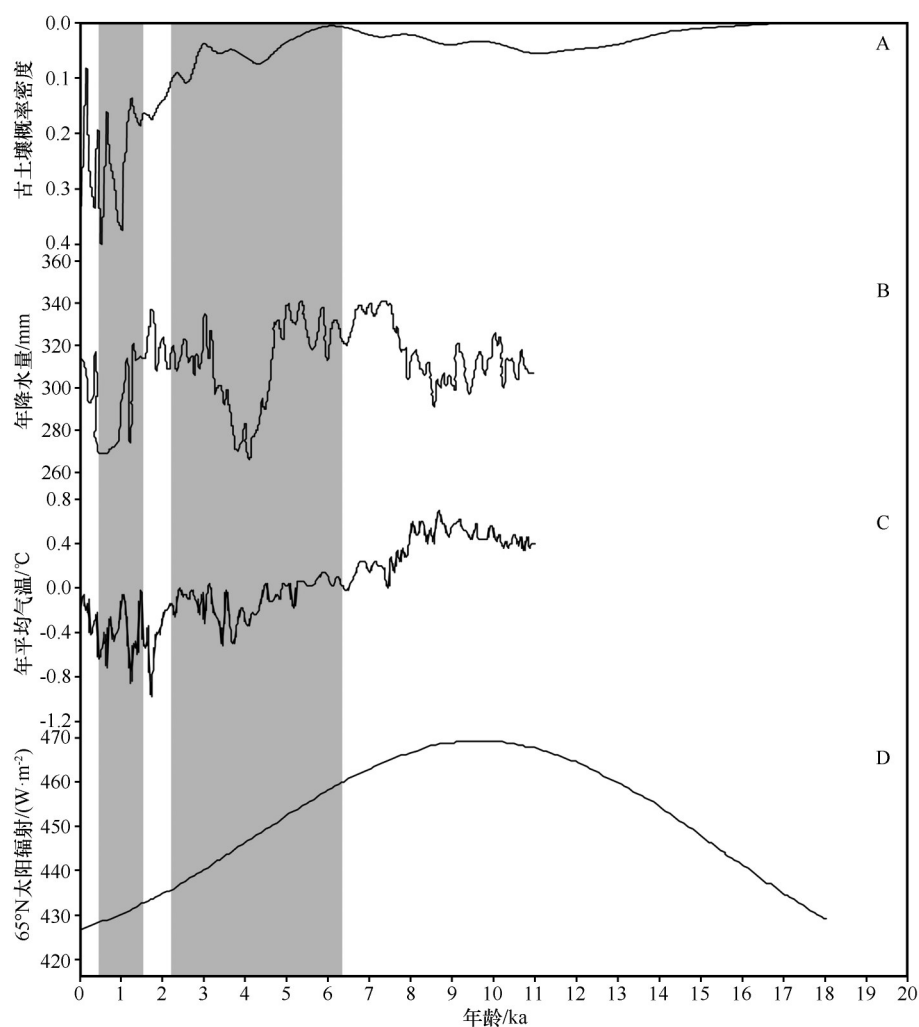
在呼伦贝尔沙地,刘瑾等<sup>[7]</sup>研究的嵯岗剖面显示古土壤结束时间约为4 ka;曾琳等<sup>[14]</sup>、Li等<sup>[47]</sup>研究的剖面古土壤发育到4 ka;Yang等<sup>[48]</sup>、Shen等<sup>[49]</sup>研究剖面显示古土壤发育持续到5 ka,呼伦湖记录的高湖面结束时间为5 ka<sup>[50-52]</sup>,二者较为一致。以上研究指示了全新世中晚期内蒙古东部夏季风逐渐减弱的过程。同时,嵯岗剖面显示中世纪暖期的持续时间在1~0.5 ka<sup>[7]</sup>,汪佩芳<sup>[53]</sup>认为呼伦贝尔沙地相对固定的时间约为1 ka左右,Li等<sup>[47]</sup>认为其中弱古土壤的发育时间在1.8~0.5 ka。在这一时期内,成壤强度低,东亚夏季风强度明显减弱。

### 3.3 气候变化的驱动机制

由于呼伦贝尔沙地位于东亚温带季风区的北缘,沙丘地的活动和成土变化对东亚夏季风的进退和人类活动高度敏感<sup>[6]</sup>。因此,沙丘地区古土壤和风成砂的地层序列对于重建沙丘活动、土壤发生的历史以及对过去季风降水和人类活动强度波动的响应具有巨大潜力。

限于地理位置、地貌条件和风向的空间异质性,单独的一个或几个风成砂-古土壤剖面记录的地层

信息可能是不完整的。对比本研究中的两个剖面的古土壤发育阶段和呼伦贝尔沙地的古土壤年龄的汇编数据,两个阶段基本对应概率密度曲线的低(峰)值(图5),因此,仅仅本研究中的两个剖面不能完全地代表整个呼伦贝尔沙地,同时也表明大数据汇编在一定程度上可以最小化由于地理位置和地貌条件对风成砂-古土壤发育和保存偏差造成的影响。邻区呼伦湖沉积物花粉的定量结果显示,古降水量的低值时期呼伦贝尔沙地古土壤发育较少,表明降水是控制呼伦贝尔沙地古土壤发育的重要因素。



图中灰色条带代表了两个剖面古土壤发育阶段

图5 呼伦贝尔沙地古土壤的概率密度曲线与邻区呼伦湖定量重建年降水量、年平均气温、65°N 太阳辐射的对比<sup>[6,54]</sup>

Fig.5 Comparison of the probability density curve of paleosol in Hulun Buir Sandy Land with the quantitative reconstruction of annual mean precipitation, annual mean temperature and 65°N solar radiation in Hulun Lake<sup>[6,54]</sup>

太阳活动、地球轨道参数变化和地表圈层相互作用均对全球气候变化产生影响<sup>[55]</sup>。在千年尺度变化中,太阳活动被认为是导致气候变化最重要的驱动因素。此外,太阳紫外线和宇宙射线也是驱动

因素之一<sup>[56-57]</sup>。地表太阳辐射量的纬度梯度通过作用于驱动大气-海洋环流的温度梯度进而改变气候<sup>[58]</sup>。植被-气候模型模拟显示,植被覆盖度与地表反射率呈负相关,植被覆盖度增加会导致温度的



季节变化减小<sup>[59]</sup>。火山灰也会导致气候短暂的变冷,但无法令气候长期变化,这是由于火山灰在平流层的停留时间仅为数年<sup>[60-61]</sup>。因此,在全新世期间,百年至千年尺度上降水和季风强度的改变可能主要受到东亚季风的控制<sup>[62]</sup>。夏季风的强度决定了降雨量和温度,当夏季风活动增强时,降雨丰富,植被覆盖增加,气候暖湿,沙丘固定,沙漠收缩,发育土壤;当冬季风增强时,水汽输送量减少,植被覆盖减少,沙丘活化,沙漠扩张,干旱加剧<sup>[6,49]</sup>。从冰量作用力的角度看,冰盖的扩张增强了冬季干冷风的强度,进一步促进了呼伦贝尔沙地的扩张<sup>[48]</sup>。

对亚洲季风区进行研究表明,在全新世期间气候波动的驱动因素是太阳辐射和轨道驱动力<sup>[63-64]</sup>。前人研究表明,北半球夏季日照峰值发生在早全新世期间,然而,气候最适宜期却发生在全新世中期,比夏季日照峰值滞后4~3 ka<sup>[6,65]</sup>。一系列假说被提出来解释这一滞后现象,部分研究认为北半球夏季11~10 ka的太阳辐射峰值会大大提高气温和蒸发量,同时还会增强亚洲季风环流,在这种情况下,高水分会被日照增加引起的高蒸发所充分抵消。随着全新世中后期日照的减少,出现了新的降水-蒸发平衡,更大的有效湿度允许古土壤的大规模发育<sup>[66]</sup>。一些研究认为这种滞后效应是北太平洋极地锋向北退缩的结果,因为存在残余的北半球冰盖,这将推迟夏季季风锋向北移动,从而抑制东亚季风降水<sup>[67]</sup>。此外,时滞也可能与气候系统对日照的复杂反应以及气候系统各组成部分的相互作用有关。

此外,前人研究结果证实约2 ka以来风成沙广泛发育,我们研究中Y剖面的古土壤也在2 235±51 cal. a BP停止发育,表明该时期以来的风沙活动加剧,这可能是气候变化或人类活动导致的(图5)。然而,在此期间,中国北方的东亚季风普遍增强,降水增加<sup>[68-70]</sup>。如果呼伦贝尔沙地的沙丘活动和成土作用完全受气候变化控制,则在相对暖湿气候条件下,沙丘活动和成土作用应该趋于稳定,风沙活动减弱,然而,呼伦贝尔沙地却对应于风成砂层的广泛发育,因此,这暗示了可能存在人类活动的影响。研究记载在2.05~1.00 ka拓跋鲜卑族移居于此,直至辽、金、元时期又陆续修建城池,农业开始缓慢发展。随着人类对应寒冷环境增强的适应,活动强度再度得以提高<sup>[71]</sup>。因此,我们认为气候变化并不是控制晚全新世沙丘活动的唯一因素,人类活动的

加剧可能导致草原植被的大规模破坏,导致发育的土壤风蚀加剧在全新世中期,最终增强了沙丘的流动性<sup>[71-73]</sup>。

基于本文中<sup>14</sup>C测年已经建立的有效年代序列和大数据汇编结果,我们认为呼伦贝尔沙地全新世期间太阳辐射驱动的东亚夏季风变化是呼伦贝尔沙地气候逆转的主要机制,此外,人类活动近2 000年来加剧可能对风沙活动加剧造成一定影响<sup>[6,71-73]</sup>。

## 4 结论

通过对呼伦贝尔沙地两个代表性剖面风成砂-古土壤序列的粒度、磁化率、色度、地球化学、TOC数据分析,结合<sup>14</sup>C测年的方法,与呼伦贝尔沙地古土壤年龄汇编对比,对呼伦贝尔沙地全新世以来的气候变化及其影响机制进行了研究。

在沉积序列中,相较于风成砂层,古土壤层中的磁化率、CIA、Rb/Sr、TOC和<4 μm细颗粒组分含量增加,(CaO+Na<sub>2</sub>O+MgO)/TiO<sub>2</sub>、亮度和>63 μm粗颗粒组分含量降低,充分反映了岩性和沉积物成壤作用的变化。

在6 356±31~2 235±51 cal. a BP和1 620±42~498±17 cal. a BP两个年龄阶段呼伦贝尔沙地出现气候向暖湿方向的逆转。根据岩性变化可知,在风成砂层向古土壤层过渡时是由较冷气候逐渐向较暖气候变化的,反之当古土壤层向风成砂层过渡时是较暖气候突然转冷的。

通过与呼伦贝尔沙地古土壤年龄汇编对比,当前研究的古土壤发育年代与邻区的气候暖湿期对应较好,表明呼伦贝尔沙地的正逆演化过程受区域气候演化控制。同时,沙地古土壤发育时间与65°N太阳辐射高值相对应,表明太阳辐射驱动的东亚夏季风变化是呼伦贝尔沙地气候逆转的主要机制。此外,近2 000年来人类活动增强可能对风沙活动加剧造成一定影响。

**致谢:**地球化学组成测试得到兰州大学甘肃省西部矿产资源重点实验室熊聪慧、闫晓丽老师的支持,研究生汪烨辉、刘若男、时蕴琳、高宏宇、刘俊贺参与了野外取样工作,研究生李秋杭、孙杨、宋莹、赵慧莹、符锦霞、张鑫茹参与论文写作讨论,在此一并表示感谢。

## 参考文献:

- [1] 赵爽,夏敦胜,靳鹤龄,等.科尔沁沙地过去近5000年高分辨

- 率气候演变[J].第四纪研究,2013,33(2):283-292.
- [2] 冯晗,鹿化煜,弋双文,等.末次盛冰期和全新世大暖期中国季风区西北缘沙漠空间格局重建初探[J].第四纪研究,2013,33(2):252-259.
- [3] 杨小平,梁鹏,张德国,等.中国东部沙漠/沙地全新世地层序列及其古环境[J].中国科学:地球科学,2019,49(8):1293-1307.
- [4] 王思齐,魏东岚,张威.末次冰期以来辽东半岛风沙沉积的粒度端元特征与古气候演变研究[J].第四纪研究,2022,42(2):338-349.
- [5] 杨利荣,乐平.光释光测年揭示的科尔沁沙地末次晚冰期-全新世沙漠空间格局变化[J].第四纪研究,2013,33(2):260-268.
- [6] Zeng L, Yi S W, Lu H Y, et al. Response of dune mobility and pedogenesis to fluctuations in monsoon precipitation and human activity in the Hulunbuir dune field, northeastern China, since the last deglaciation [J]. *Global and Planetary Change*, 2018, 168(2018): 1-14.
- [7] 刘瑾,王永,姚培毅,等.末次冰消期以来内蒙古东部气候变化:基于风成砂-古土壤序列的地球化学记录[J].中国地质,2015,42(4):1103-1114.
- [8] 赵国永,刘秀铭,吕兵,等.全新世黄土记录的古气候演化及磁化率和粒度参数灵敏性探讨[J].第四纪研究,2012,32(4):777-784.
- [9] 李铮华,王玉海.黄土沉积的地球化学记录与古气候演化[J].海洋地质与第四纪地质,1998,18(2):42-48.
- [10] 靳鹤龄,苏志珠,孙忠.浑善达克沙地全新世中晚期地层化学元素特征及其气候变化[J].中国沙漠,2003,23(4):32-37.
- [11] 赵锦慧,王丹,鹿化煜,等.西宁地区黄土地球化学元素所揭示的古气候变化[J].干旱区资源与环境,2006,20(5):104-108.
- [12] 张虎才,李吉均,马玉贞,等.腾格里沙漠南缘武威黄土沉积元素地球化学特征[J].沉积学报,1997,15(4):154-160.
- [13] 文启忠,刁桂仪,贾蓉芬,等.末次间冰期以来渭南黄土剖面地球化学指标所反映的古气候变化[J].地球化学,1996,25(6):529-535.
- [14] 曾琳,鹿化煜,弋双文,等.末次盛冰期和全新世大暖期呼伦贝尔沙地的环境变化[J].第四纪研究,2013,33(2):243-251.
- [15] Pye K, Tsoar H. *Aeolian Sand and Sand Dunes* [M]. Berlin, Germany: Springer, 2009.
- [16] UNDP, UNCCD. *The Forgotten Billion: MDG Achievement in the Drylands* [M]. New York, USA: United Nations Office, 2015.
- [17] 范育新,张青松,蔡青松,等.光释光年代学对腾格里沙漠化机制及风沙物源的指示[J].第四纪研究,2022,42(2):350-367.
- [18] 孙磊,谢远云,康春国,等.呼伦贝尔沙地重矿物、Sr-Nd同位素组成及其对亚洲风尘系统的指示[J].中国地质,2021,48(6):1965-1974.
- [19] 韩广,张桂芳,杨文斌.呼伦贝尔沙地沙丘砂来源的定量分析:逐步判别分析(SDA)在粒度分析方面的应用[J].地理学报,2004,59(2):189-196.
- [20] 尹金辉,郑勇刚,刘粤霞.古地震~(14)C年龄的日历年代校正[J].地震地质,2005,27(4):678-688.
- [21] 袁方,谢远云,詹涛,等.地球化学组成揭示的杜蒙沙地化学风化和沉积再循环特征及其对风尘物质贡献的指示[J].地理科学,2017,37(12):1885-1893.
- [22] Yang X P, Liu Y S, Li C Z, et al. Rare earth elements of aeolian deposits in northern China and their implications for determining the provenance of dust storms in Beijing [J]. *Geomorphology*, 2007, 87(4): 365-377.
- [23] 杜青松.黄土高原黄土-古土壤序列古气候代用指标综述[J].西北地质,2011,44(2):177-185.
- [24] 丁仲礼,孙继敏,刘东生.联系沙漠-黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标[J].中国科学:D辑,1999,29(1):82-87.
- [25] Lu H Y, Miao X D, Zhou Y L, et al. Late Quaternary aeolian activity in the Mu Us and Otindag dune fields (north China) and lagged response to insolation forcing [J]. *Geophysical Research Letters*, 2005, 32(21): L21716.
- [26] An Z S, Kukla G J, Porter S C et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130 000 years [J]. *Quaternary Research*, 1991, 36(1): 29-36.
- [27] 鹿化煜,安芷生.黄土高原黄土粒度组成的古气候意义[J].中国科学:D辑,1998,28(3):278-283.
- [28] 刘秀铭,毛学刚,丁仲礼,等.黄土古气候变化趋势与青藏高原隆升关系初探[J].第四纪研究,2009,29(5):988-999.
- [29] Ding Z L, Sun J M, Rutter N W, et al. Changes in sand content of loess deposits along a north-south transect of the Chinese Loess Plateau and the implications for desert variations [J]. *Quaternary Research*, 1999, 52(1): 56-62.
- [30] Xiao J L, Porter S C, An Z S, et al. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of Central China during the last 130 000yr [J]. *Quaternary Research*, 1995, 43(1): 22-29.
- [31] Zhou L P, Oldfield F, Winale A G, et al. Parity of pedogenic origin of magnetic variations in Chinese Loess [J]. *Nature*, 1990, 346: 737-739.
- [32] 李明启,靳鹤龄,张洪,等.浑善达克沙地磁化率和有机质揭示的全新世气候变化[J].沉积学报,2005,23(4):683-689.
- [33] 靳鹤龄,苏志珠,孙良英,等.浑善达克沙地全新世气候变化[J].科学通报,2004,49(15):1532-1536.
- [34] Ding Z Y, Lu R J, Wang L D, et al. Early-Mid Holocene climatic changes inferred from colors of eolian deposits in the Mu Us Desert [J]. *Geoderma*, 2021, 401: 115172.
- [35] 彭淑贞,郭正堂.西峰晚第三纪红土记录的亮度学特征[J].第四纪研究,2003,23(1):110.
- [36] Kukla G, Heller F, Liu X M, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility [J]. *Geology*, 1988, 16(9): 811-814.
- [37] 赵景波.黄土形成与演变模式[J].土壤学报,2002,39(4):459-466.

- [38] Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites [J]. *Nature*, 1982, 299: 715–717.
- [39] Fedo C M, Nesbitt W H, Young G M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance [J]. *Geology*, 1995, 23(10): 921–924.
- [40] Chen J, An Z S, Head J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess-paleosol sequences of central China during the last 130,000 years and their implications for monsoon paleoclimatology [J]. *Quaternary Research*, 1999, 51(3): 215–219.
- [41] Dasch E J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep-sea sediments, and sedimentary rocks [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1969, 33(12): 1521–1552.
- [42] 曾方明. 西宁地区新近纪风尘堆积的元素组成特征及物源指示意义 [J]. *第四纪研究*, 2017, 37(6): 1309–1319.
- [43] 刘硕, 迟云平, 郝冬梅, 等. 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 [J]. *地质科学*, 2021, 56(4): 1279–1298.
- [44] 冯力威, 吴克宁, 查理思, 等. 仰韶文化遗址区古土壤色度特征及其气候意义 [J]. *生态环境学报*, 2015, 24(5): 892–897.
- [45] 石培宏, 杨太保, 田庆春, 等. 靖远黄土-古土壤色度变化特征分析及古气候意义 [J]. *兰州大学学报(自然科学版)*, 2012, 48(2): 15–23.
- [46] Bai Y F, Wu J G, Xing Q, et al. Primary production and rain use efficiency across a precipitation gradient on the Mongolia Plateau [J]. *Ecology*, 2008, 89(8): 2140–2153.
- [47] Li S H, Sun J M. Optical dating of Holocene dune sands from the Hulun Buir desert, North Eastern China [J]. *The Holocene*, 2006, 16(3): 457–462.
- [48] Yang L R, Ding Z L. Expansion and contraction of Hulun Buir dune field in north-eastern China in the last late glacial and Holocene as revealed by OSL dating [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2013, 68(5): 1305–1312.
- [49] Shen Q, Ao S, Xu Y, et al. Aeolian landform processes since the last deglaciation revealed by OSL chronology and stratigraphy in the Hulunbuir dune field in NE China [J]. *Quaternary Geochronology*, 2022, 72: 101352.
- [50] 张振克, 王苏民. 13 ka 以来呼伦湖湖面波动与泥炭发育、风沙-古土壤序列的比较及其古气候意义 [J]. *干旱区资源与环境*, 2000, 14(3): 56–59.
- [51] 羊向东, 王苏民. 呼伦湖、乌伦古湖全新世植物群发展与气候环境变化 [J]. *海洋与湖沼*, 1996, 27(1): 67–72.
- [52] 王苏民, 吉磊. 呼伦湖晚第四纪湖相地层沉积学及湖面波动历史 [J]. *湖泊科学*, 1995, 7(4): 297–306.
- [53] 汪佩芳. 全新世呼伦贝尔沙地环境演变的初步研究 [J]. *中国沙漠*, 1992, 12(4): 16–22.
- [54] Shigeru Itoh. Holocene precipitation and temperature variations in the East Asian Monsoonal Margin from pollen data from Hulun Lake in northeastern Inner Mongolia, China [C]//中国地质与地球物理研究所第十届(2010年度)学术年会论文集(下). 2011: 874–884.
- [55] 刘子亭, 杨小平, 朱秉启. 巴丹吉林沙漠全新世环境记录的年代校正与古气候重建 [J]. *第四纪研究*, 2010, 30(5): 925–933.
- [56] Beer J, Mende W, Stellmacher R. The role of the sun in climate forcing [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19(1): 403–415.
- [57] Geel B V, Raspopov O M, Renssen H, et al. The role of solar forcing upon climate change [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1999, 18(3): 331–338.
- [58] Davis B A S, Brewer S. Orbital forcing and role of the latitudinal insolation/temperature gradient [J]. *Climate Dynamics*, 2009, 32(2/3): 143–165.
- [59] Ganopolski A, Kubatzki C, Claussen M, et al. The influence of vegetation-atmosphere-ocean interaction on climate during the mid-Holocene [J]. *Science*, 1998, 280(5371): 1916–1919.
- [60] Minnis P, Harrison E F, Stowe L L, et al. Radiative climate forcing by the Mount Pinatubo eruption [J]. *Science*, 1993, 259(5100): 1411–1415.
- [61] Crowley T J, Criste T A, Smith N R. Reassessment of crete (Greenland) ice core acidity/volcanism link to climate change [J]. *Geophysical Research Letters*, 1993, 20(3): 209–212.
- [62] Neff U, Burns S J, Mangini A, et al. Strong coherence between solar variability and the monsoon in Oman between 9 and 6 kyr ago [J]. *Nature*, 2001, 411(6835): 290–293.
- [63] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. The Holocene Asian monsoon: links to solar change and north Atlantic climate [J]. *Science*, 2005, 308(5723): 854–857.
- [64] Liu X, Dong H, Yang X, et al. Late Holocene forcing of the Asian winter and summer monsoon as evidenced by proxy records from the northern Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 280(1/4): 276–284.
- [65] Berger A M. Insolation values for the climate of the last 10 million years [J]. *Quaternary Science Reviews*, 1991, 10(4): 297–317.
- [66] Mason J, Swinehart J. Holocene climatic changes revealed by aeolian deposits from the Qinghai Lake area (northeastern Qinghai-Tibetan Plateau) and possible forcing mechanisms [J]. *The Holocene*, 2011, 21(2): 297–304.
- [67] Li P, Zhang C X, Wu H B, et al. Geochemical characteristics of Holocene loess-paleosol sequences in central Chinese Loess Plateau and their implications for East Asian monsoon evolution [J]. *Quaternary International*, 2022, 33: 616–623.
- [68] Zhang P, Cheng H, Edwards R, et al. A test of climate, sun, and culture relationships from an 1810-year Chinese cave record [J]. *Science*, 2008, 322(5903): 940–942.
- [69] Liu J, Wang B, Wang H, et al. Forced response of the East Asian summer rainfall over the past millennium: results from a coupled model simulation [J]. *Climate Dynamics*, 2011, 36(1): 323–336.
- [70] Chen F, Xu Q, Chen J, et al. East Asian summer monsoon precipitation variability since the last deglaciation [J]. *Scientific*



- Reports, 2015, 5: 11186.
- [71] 卓海昕, 鹿化煜, 贾鑫, 等. 全新世中国北方沙地人类活动与气候变化关系的初步研究[J]. 第四纪研究, 2013, 33(2): 303–313.
- [72] Sun J. Origin of eolian sand mobilization during the past 2300 years in the Mu Us Desert, China [J]. Quaternary Research, 2000, 53(1): 78–88.
- [73] Lu H Y, Yi S W, Xu Z W, et al. Chinese deserts and sand fields in Last Glacial Maximum and Holocene Optimum [J]. Chinese Science Bulletin, 2013, 58(23): 19–27.

## Holocene climate change recorded by paleosol profile in Hulun Buir Sandy Land

Zhao Yanzhuo<sup>1a</sup>, Xie Yuanyun<sup>1ab</sup>, Kang Chunguo<sup>2</sup>, Chi Yunping<sup>1b</sup>, Sun Lei<sup>1a</sup>, Wu Peng<sup>1a</sup>, Wei Zhenyu<sup>1a</sup>

(1. a. College of Geographic Science / b. Heilongjiang Province Key Laboratory of Geographical Environment Monitoring and Spatial Information Service in Cold Regions, Harbin Normal University, Harbin 150025, China; 2. Geography Department, Harbin Institute, Harbin 150086, China)

**Abstract:** Sand-desert is an important geological archive carrier in arid and semi-arid regions, recording rich climate evolution and desert changes, especially in Hulun Buir Sandy Land, located in the East Asian temperate monsoon region, which contains rich information about the East Asian monsoon and human activities. However, due to the impact of sand dune mobility and the lack of research methods, little is known about the climate information of Hulun Buir Sandy Land since the Holocene. Therefore, based on the two typical aeolian sand-paleosol sedimentary sequences in Hulun Buir Sandy Land, this paper has carried out multiple indicators such as grain size, magnetic susceptibility, color, geochemistry and TOC analysis, and combined with lithological characteristics, reconstructed the climate evolution history of Hulun Buir Sandy Land since the Holocene. The results show that the fine particle composition, magnetic susceptibility,  $CIA$ ,  $Rb/Sr$  and TOC of the paleosol layer in the two sections are high, while  $(CaO+Na_2O+MgO)/TiO_2$  and brightness are low. In addition, there are two obvious change trends in the age stages of  $6356\pm31-2235\pm51$  cal. a BP and  $1620\pm42-498\pm17$  cal. a BP, indicating that the climate of Hulun Buir Sandy Land is reversed to the warm and wet direction, and the transition from the aeolian sand layer (dry and cold climate) to the paleosol layer (warm and wet climate) is gradual, while the transition from the paleosol layer (warm and wet climate) to the aeolian sand layer (dry and cold climate) is sudden change. By comparing with the compilation of paleosol ages in Hulun Buir Sandy Land, the paleosol development ages studied at present correspond well with the warm and humid climate periods in the adjacent area, indicating that the positive and negative evolution process of Hulun Buir Sandy Land is controlled by the regional climate evolution. The development time of the ancient soil in the sandy land corresponds to the high value of solar radiation, indicating that the change of the East Asian summer monsoon driven by solar radiation is the main factor for the climate reversal in Hulun Buir Sandy Land. In addition, the intensification of human activities in the past 2 000 years may have had a certain impact on the intensification of sandstorm activities.

**Key words:** Hulun Buir Sandy Land; holocene; climate change; aeolian sand-paleosol