

文章编号: 1006-6616 (2017) 04-0602-10

内蒙古东南缘晚第四纪以来的气候环境演化

田飞¹, 王永¹, 迟振卿¹, 刘瑾^{1,2}, 江南¹, 汤文坤¹, 姚培毅¹

(1. 中国地质科学院地质研究所, 北京 100037;

2. 中国地质大学地球科学与资源学院, 北京 100083)

摘要: 基于内蒙古东南缘西拉木伦河上游刘家店河湖相剖面的粒度、磁化率、微量元素地球化学指标, 重建该区 35 ka BP 以来的气候演化过程。结果表明, 在 MIS 3 晚期 (35.23 ~ 25.15 ka BP) 研究区气候条件总体温暖湿润, 并伴有区域变干的趋势; MIS 2 阶段 (25.15 ~ 11.13 ka BP) 气候整体寒冷干燥, 但叠加有短暂回暖气候事件。剖面记录的末次盛冰期 (LGM) 出现于 22.25 ~ 18.47 ka BP, 此时气候极度干冷; MIS 2 阶段叠加了两个短暂气候适宜期, 分别出现于 18.47 ~ 16.24 ka BP 和 14.72 ~ 11.13 ka BP。在 11.13 ka BP 前后研究区进入全新世, 气候变得暖湿。刘家店剖面的气候记录与周边气候记录具有可对比性, 揭示了区域上东亚夏季风进退具有一致性, 并认为自 MIS 3 晚期以来东亚夏季风受北半球太阳辐射及冰量的共同驱动。此外, 刘家店剖面记录揭示的千年尺度气候变化对典型气候事件具有一定的响应, 推测这些千年尺度的季风强度变化可能与北大西洋经向翻转环流 (AMOC) 相关。

关键词: 刘家店河湖相剖面; 晚第四纪; 古气候记录; 内蒙古东南缘

中图分类号: P534.63

文献标识码: A

0 引言

东亚季风是全球大气环流的重要组成部分, 对人口密集东亚地区的经济与社会发展具有重要的影响^[1]。其中, 东亚夏季风对中国东部水汽供应起着极其重要的作用。而季风边缘区受夏季风进退影响显著, 是公认的气候敏感区^[2]。地处季风边缘区的内蒙古高原东部和南部分布着大量河湖相沉积, 为古气候重建提供了良好的材料。在该区域内基于湖泊沉积物的多指标古气候重建研究多有报道^[3-7], Wang and Feng^[2]更是进一步综合该区的古气候记录后提出了区域平均湿润指数 (Monsoonal Margin RA-moisture Index), 并探讨了东亚夏季风可能的驱动机制。然而上述研究多局限于全新世内, 缺少长尺度的气候演化记录。目前该区仅有的较长尺度古气候记录 (48.5 ka BP) 来自内蒙古高原北缘的乌拉盖湖^[8]。因而, 加强

该区的长尺度古气候研究势在必行。

刘家店剖面地处东亚夏季风边缘区, 现代植被以森林草原和典型草原植被为主, 对夏季风进退的响应十分敏感, 是研究区域气候变化的理想地点。本文拟通过对刘家店剖面沉积物进行粒度、磁化率及微量地球化学的多指标分析, 尝试重建 35 ka BP 以来内蒙古东南缘的气候环境变化, 并深入探讨区域季风演化模式及其驱动力。

1 区域概况

刘家店剖面位于内蒙古克什克腾旗刘家店附近, 为西拉木伦河上游支流大浩来图河左岸的第四纪河湖相沉积剖面 (编号 P38)。该剖面的地理坐标为 42°58'58.0"N、117°26'39.3"E, 剖面底部海拔高度为 1129 m, 实测剖面顶部距河面的垂直高度为 98.8 m。剖面位于内蒙古高原的东南缘, 濒临东亚夏季风的北界 (见图 1a)。该区广泛覆盖

收稿日期: 2017-02-15

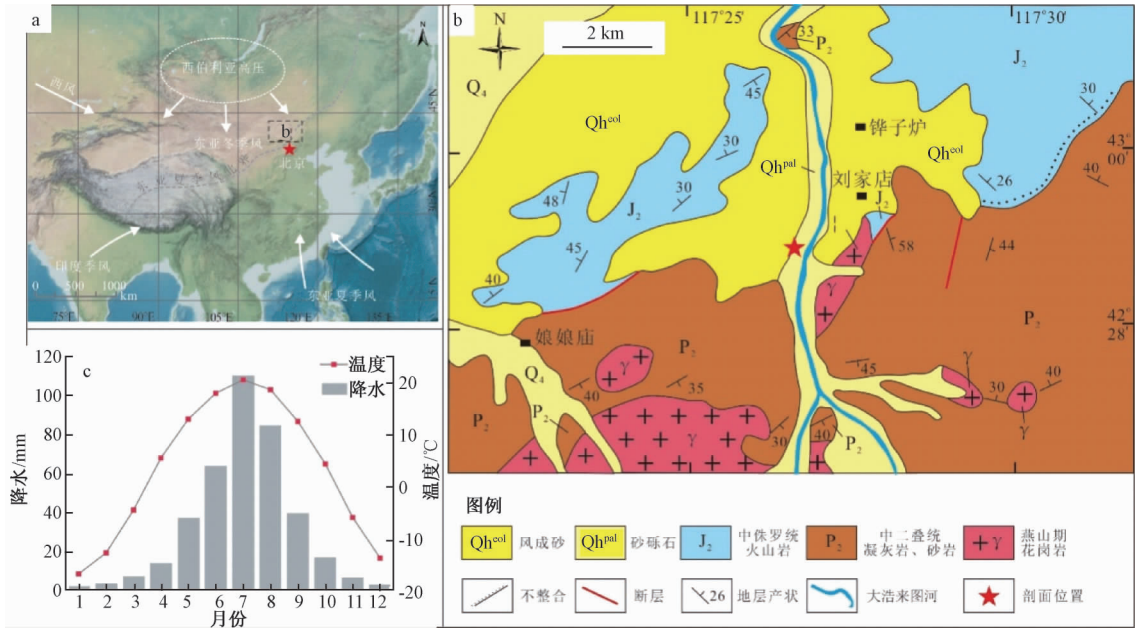
基金项目: 中国地质调查局项目 (DD20160345, 121201102000150010-07, 1212011120115)

作者简介: 田飞 (1985-), 女, 博士, 从事第四纪古环境重建研究。E-mail: tianfei_cags@foxmail.com

通讯作者: 王永 (1968-), 男, 研究员, 从事第四纪地质与新构造研究。E-mail: wangyong@cags.ac.cn

第四纪松散堆积物, 并见花岗岩、砂岩及火山岩露头 (见图 1b)。气候上属中纬度温带半干旱大陆性季风区, 夏季短促温凉, 冬季漫长寒冷, 昼夜温差较大。一月份最低平均气温 $-16.7\text{ }^{\circ}\text{C}$, 七月份最高平均气温 $20.5\text{ }^{\circ}\text{C}$; 一月份年降水量仅为 2.5 mm , 降水量最高为七月份可达 110.3 mm (见图 1c)。受水热条件限制, 研究区现代植被类型主要有高山植被、森林草原、草原植被三类, 含有针叶林、阔叶林、灌丛、草原及栽培植物五类^[9]。

其中草原为该区主导植被类型, 包含有克氏针茅 (*Stipa krylovii*)、贝加尔针茅 (*Stipa baicalensis*)、针茅 (*Stipa grandis*)、羊草 (*Leymus chinensis*) 等植物。同时研究区零散分布有油松 (*Pinus tabulaeformis*)、蒙古栎 (*Quercus mongolica*)、山杨 (*Populus davidiana*)、白桦 (*Betula platyphylla*) 为主的乔木及虎榛子 (*Ostryopsis davidiana*)、锦鸡儿 (*Caragana sinica*) 为主的灌丛。



a—研究区位置图; b—研究区地质简图 (根据文献^[10]修改);
c—克什克腾旗年均降水和年均温统计图 (1981—2010) (数据来自: <http://data.cma.gov.cn/>)

图 1 刘家店剖面位置图

Fig. 1 Location map of the Liujiadian section

2 研究方法

为了更好地构建剖面地层年代格架, 根据剖面沉积及岩性特征选用了放射性碳同位素 (AMS^{14}C) 及光释光 (OSL) 两种测年方法。剖面上部采取 2 件全有机质 ^{14}C 样品, 由中国科学院南京地理与湖泊研究所测试; 中下部采取 4 件 OSL 年代样品分别由中国地震局地壳应力所及中国地质科学院水文地质环境地质研究所测试。剖面共采集样品 154 件, 用于粒度、磁化率和微量元素地球化学环境代用测试测试。粒度分析采用英国 Malvern 公司的 Mastersizer 2000 激光粒度分析仪, 粒度测量范围为 $0.02 \sim 2000\text{ }\mu\text{m}$, 重复测量误差小于 1%; 磁化率使用英国 Bartington 公司生产的 MS2 型磁化

率仪测量, 测试流程详见^[11]。微量元素地球化学分析采用等离子光谱 (IRIS)、等离子质谱 (X-series) 和原子荧光 (XGY-1011) 在国家地质实验测试中心完成。

3 结果分析

3.1 年代及岩性特征

刘家店剖面共测得 6 个样品年龄 (见表 1), 其中包括 2 个样品 AMS^{14}C 年龄及 4 个样品 OSL 年龄。 ^{14}C 年龄使用 OxCal4.2 软件进行日历年龄校正, 校正选取 IntCal 13^[12] 树轮曲线, 校正后获得 2σ 日历年龄范围, 并以均值加减误差的方式近似的作为该区间的日历年龄值。之后, 基于 AMS^{14}C 日历年龄及 OSL 年龄, 利用分段线性插值方法获得该

剖面不同层位年龄。剖面上部的平均沉积速率约为 0.2 cm a^{-1} ，全新世沉积了约 13 m。剖面中下部的平均沉积速率上升为 0.65 cm a^{-1} 。

表 1 刘家店剖面测年结果

Table 1 Dating results of the Liujiadian Section

AMS ¹⁴ C 测年				
样品编号	深度/ m	测试 材料	年龄/ (a BP)	校正年龄/ Cal a BP
P38BF-152	4	全有机质	6269 ± 115	7166 ± 115
P38-128	17	全有机质	11751 ± 175	13606 ± 175
OSL 测年				
样品编号	深度/ m	等效剂量 E. D/Gy	环境剂量率/ (Gy/ka)	年龄/ (ka BP)
P38OSL-117	28	57.74 ± 3.39	3.69	15.64 ± 0.92
P38OSL-83	49	67.22 ± 4.58	3.77	17.84 ± 1.21
P38OSL-10	94	129.68 ± 6.90	4.75	27.28 ± 1.45
08XL-50	99	124.31 ± 6.49	3.37	36.9 ± 2.4

刘家店剖面自下而上共划分为 6 个岩性单元

(见图 2): (1) 98.13 ~ 70.53 m, 以黄褐色粉—细砂为主, 沉积构造发育, 见平行层理及波状层理, 底部见槽状交错层理; (2) 70.53 ~ 49.83 m, 粘土、粉砂等细粒组分急剧减少, 以黄褐色细砂、中粗砂组分为主, 底部见约 30 cm 厚英安质火山岩粗砾石层, 磨圆与分选较差, 指示其近源性, 该层上部 (57.5 ~ 52 m) 见腹足类化石; (3) 49.83 ~ 33.73 m, 灰黄色粉砂与极细砂互层; (4) 33.73 ~ 21.08 m, 以灰白色中—细砂为主, 夹薄层泥质层, 发育平行层理; (5) 21.08 ~ 2.3 m, 灰黄—白粉砂和极细砂为主, 水平层理与波状层理发育, 其中在 6.13 ~ 2.30 m 灰黄—白色中细砂和灰色粘土质细砂组成韵律层理, 由下至上每个韵律中的粘土质细砂薄层都含腹足类化石, 构成水平层理或小型波状层理的细纹层; (6) 2.3 ~ 0 m, 黄色偏黑含粉砂细砂, 富含有机质。

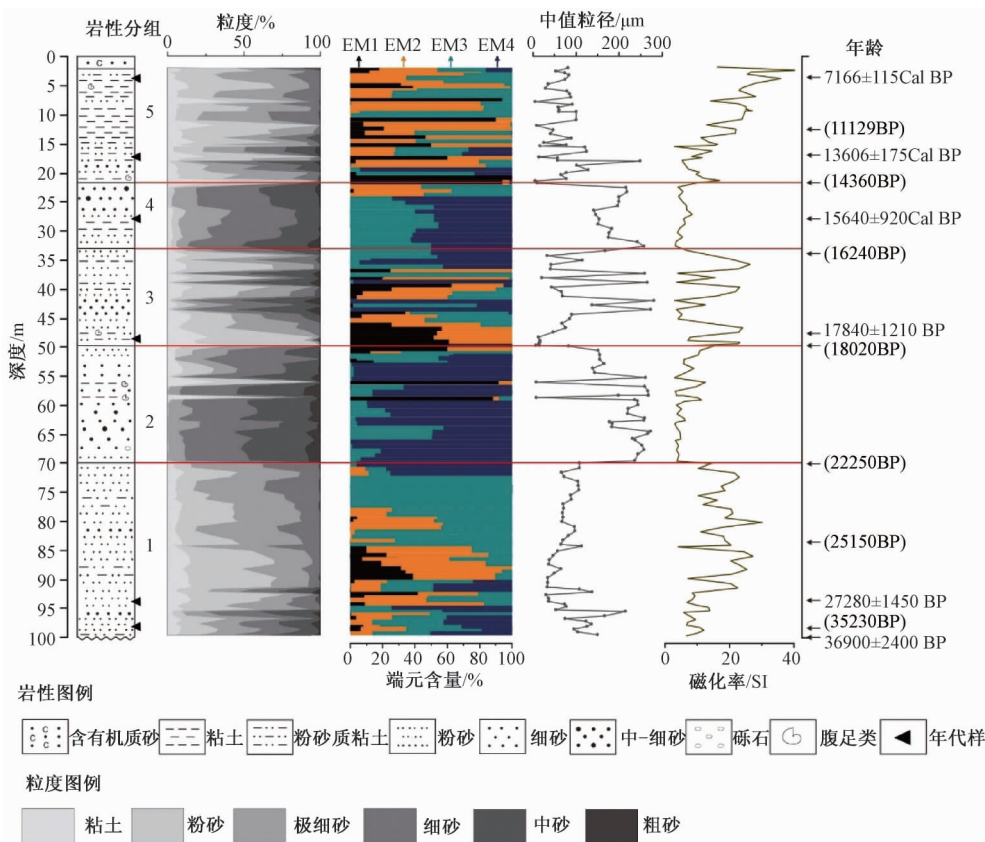


图 2 刘家店剖面粒度及磁化率特征

Fig. 2 Grain-size distributions and magnetic susceptibility results of the Liujiadian section.

3.2 粒度及磁化率特征

除直观的粒度组分含量曲线外 (见图 2), 为了更深入探究剖面中碎屑沉积的来源及搬运方式, 对刘家店剖面的粒度数据进行端元组分分析

(EMMA)。端元组分分析使用 $R^{[13]}$ 中的 geoEMMA^[14] 包进行。分析结果表明 (见图 3), 刘家店剖面的粒度数据可划出为四个相对独立的端元 (EM), 共解释了 84.78% 的数据。从左向右依

次命名为 EM1、EM2、EM3、EM4。在四个端元中,前两个端元呈现多峰结构。一般认为,位于端元主峰之下的其他端元次级峰为统计噪声而非指示分选状况,因而讨论只关注各端元的主峰^[15]。粉砂组分 EM1、EM2 其峰值出现在 4.37 μm 和 22.91 μm ,分别解释了 12.9%、26.3% 的总变量;极细砂组分 EM3 峰值出现在 79.43 μm ,解释了 35.2% 的总变量;EM4 峰值达 239.88 μm ,具有 25.6% 的解释量。综合刘家店剖面粒度及磁化率数据,可以将剖面划分为五段。

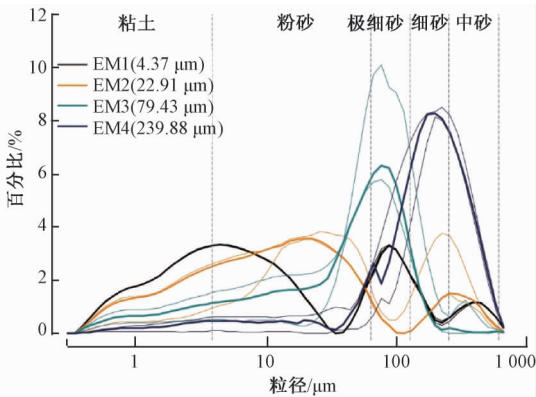


图3 端元组分分析结果

Fig. 3 Analysis results of end-member composition

(1) 98.13 ~ 70.53 m, 以粉砂 (31.52%)、极细砂 (34.95%) 和细砂 (18.34%) 为主,粘土含量较低 (8.65%), 仅在底部见少量中砂 (5.26%) 组分。该阶段以 EM3 为主导, 同时在底部出现 EM4, 中部粒度变细, 出现 EM1、EM2。中值粒径维持在较低水平, 平均值为 82.86 μm 。磁化率虽有波动, 整体呈高值, 平均为 $15.33 \times 10^{-5} \text{SI}$ 。(2) 70.53 ~ 49.83 m, 该段粒度以细砂 (37.92%)、中砂 (30.90%) 为主, 并且出现了粗砂组分 (5.12%)。EM4 为主导端元, 同时含有少量 EM3, 中值粒径增加至 200.77 μm 。磁化率值低 ($6.25 \times 10^{-5} \text{SI}$), 波动小。(3) 49.83 ~ 33.73 m, 该段粒度波动显著, 粉砂含量显著增加 (39.93%), 同时还出现中砂尖峰, 最高值可达 47.24%。各端元含量波动剧烈, 中值粒径平均值为 87.08 μm 。磁化率也出现显著波动, 均值为 $14.34 \times 10^{-5} \text{SI}$, 高于上一阶段。(4) 33.73 ~ 21.08 m, 粒度显著变粗, 以细砂 (44.18%)、中砂 (27.74%) 为主。EM3、EM4 主导此阶段, 中值粒径相应上升至 188.48 μm 。磁化率出现低谷, 均值为 $5.35 \times 10^{-5} \text{SI}$ 。(5) 21.08 ~ 1.92 m, 粒度

波动显著, 主要由粉砂 (38.59%) 和极细砂 (31.85%) 组成, 各端元含量波动显著, 但是 EM1、EM2 增加显著。中值粒径降至 68.97 μm 。磁化率呈波动上升趋势, 达到本剖面最大值, 均值为 $35.9 \times 10^{-5} \text{SI}$ 。

3.3 微量元素地球化学特征

对刘家店剖面的样品进行了微量元素地球化学分析, 共分析 B、Hg、Li、V、Cr、Co、Ni、Zn、Zr、Cd、Cs、Pb、Rb 及 Sr 14 种元素, 获得该剖面各微量元素含量在垂向上的变化曲线 (见图 4)。自下至上分为 5 个带: (1) 98.13 ~ 70.53 m, B、Hg、Li、V、Cr、Co、Ni、Zn、Zr、Cs 均呈现微弱的递减趋势, Cd、Pb 含量极低, 波动不显著。Rb、Sr 呈先增后减趋势, Rb/Sr 呈微弱的递增趋势, 其平均值为 0.50。(2) 70.53 ~ 49.83 m, B、Hg、Li、V、Cr、Co、Ni、Zn、Zr、Cs 元素含量均处于较低值, 后期出现显著增加。Cd、Pb 含量极低, 波动不显著。Rb、Sr 呈先减后增趋势, Rb/Sr 维持相对高值, 均值为 0.70。(3) 49.83 ~ 33.73 m, 除 Pb 外, 各元素均有增加, 然而 Rb/Sr 却有所下降, 均值为 0.45。(4) 33.73 ~ 21.08 m, 该阶段各元素都呈现低值, 但是 Hg、Li、V、Cr、Co、Ni、Zn、Zr、Cs、Rb 均存在显著增加的异常值。Rb/Sr 在此阶段显著增加, 增加至 0.56。(5) 21.08 ~ 1.92 m, 除 Pb 外各元素波动剧烈, Rb/Sr 显著下降, 均值为 0.44。

4 讨论

4.1 主成分分析讨论

为了更好的探讨剖面各指标之间的关系, 利用主成分分析方法 (PCA) 探讨各指标间的线性关系并探寻起支配作用的共同因素。选取的指标通过了 KMO 和 Bartlett 检验, PCA 结果指示前两个主成分占方差的比例分别为 54.6% 和 15.8% (见图 5)。第一主成分 (PC1) 与粘土、粉砂组分含量呈显著正相关, 与极细砂组分相关性不显著。同时, 粘土组分与大部分微量元素具正相关性, 表明这些元素易被粘土矿物吸附。与 Rb 相比, Sr 与粉砂组分关系似乎更密切。一般认为, 在风化成壤过程相当一部分 Sr 会以离子形式 (主要以重碳酸盐、氯化物、硫酸盐的形式) 随土壤溶液或地表水进行迁移, 导致 Sr 的淋失^[16]。而强的化学

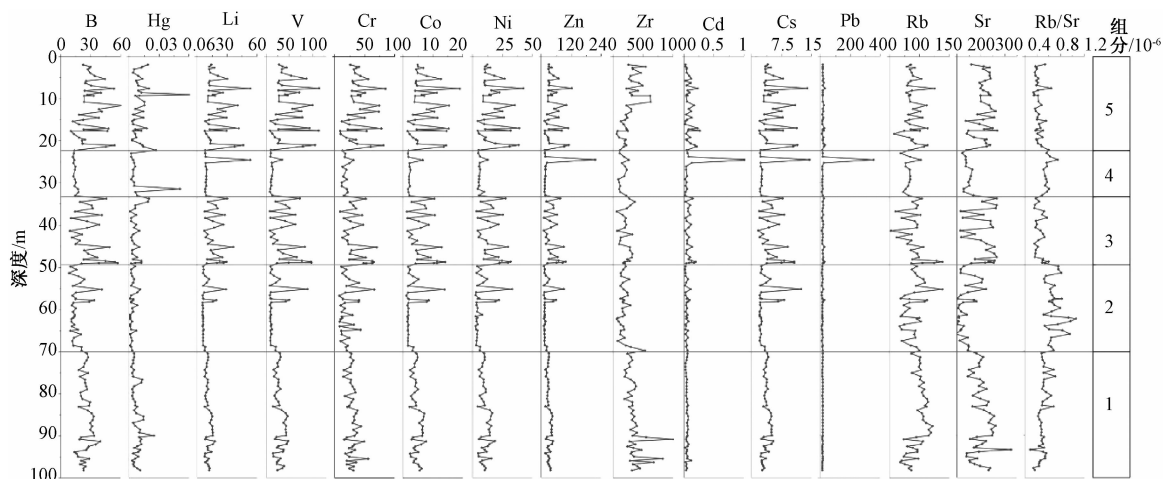


图4 刘家店剖面微量元素特征

Fig. 4 Trace elements characteristics of Liujiadian section

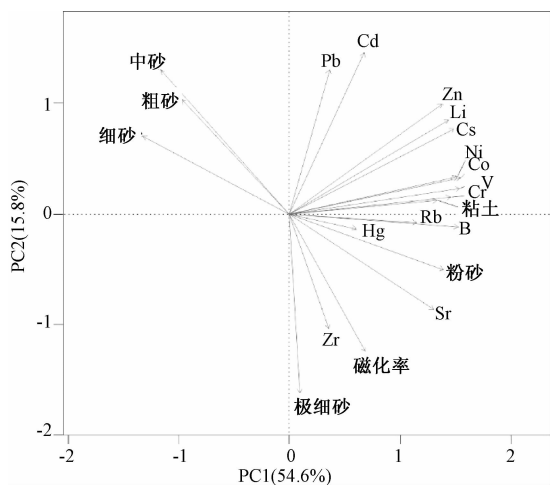


图5 刘家店剖面指标 PCA 分析结果

Fig. 5 PCA results of the selected proxies from the Liujiadian section

风化导致更多的溶解态 Sr 迁移进入湖泊水体, 致使沉积物中的 Rb/Sr 比值降低^[17]。Zr 在表生地球化学风化过程中较为稳定, 多以锆石的形式赋存较粗的陆源碎屑沉积物中^[18], 刘家店剖面沉积物中的 Zr 也呈现出与极细砂组分良好的相关性。磁化率与细粒组分(粘土、粉砂)呈正相关, 指示磁性矿物主要赋存于细粒组分中。前人研究表明, 细粒沉积物磁化率含量较高, 一方面由于细粒沉积为气候湿润深水条件下磁性矿物受到较小的破坏保存较好, 另一方面还有可能由于深水形成相对还原环境有利于铁磁性硫化物铁矿生成^[19]。因此, 认为刘家店剖面磁化率的增加可以用于指示湿润气候。PC1 负轴, 分布有细砂、中砂、粗砂, 指示粗粒沉积。因此, PCA 分析的第一主成分正

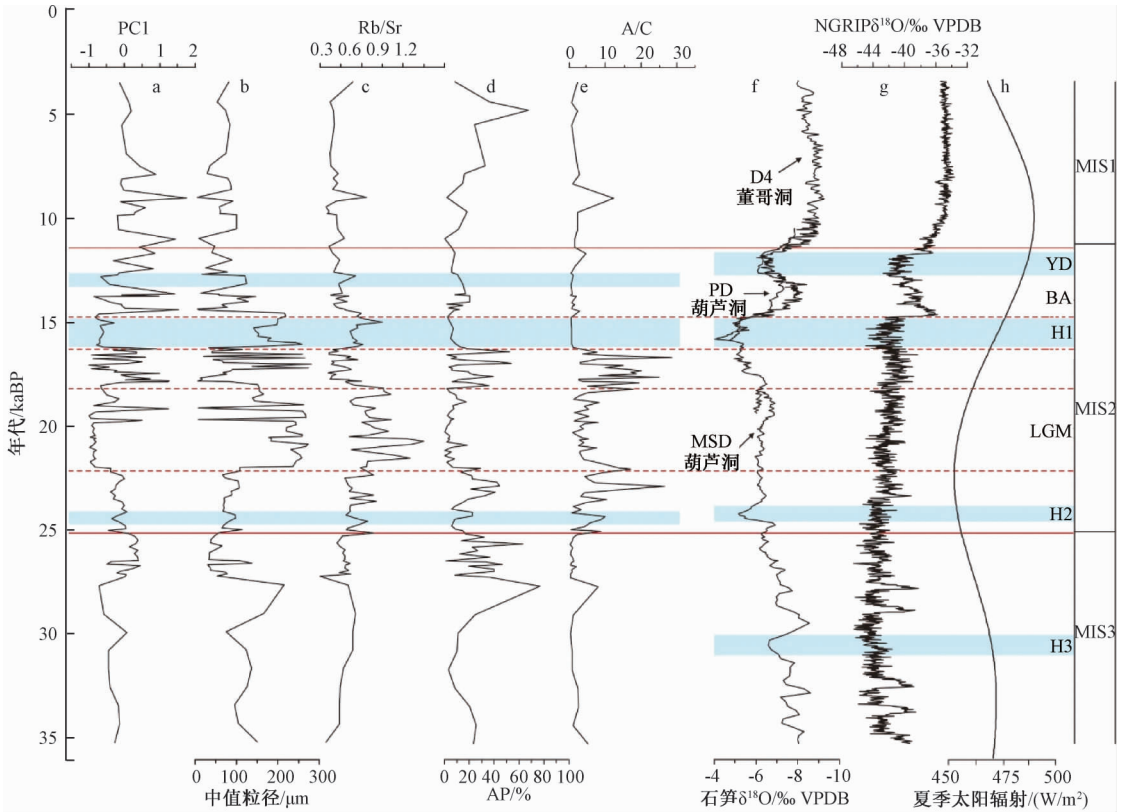
值增大时, 剖面沉积以细粒组分(粉砂、极细砂)为主, 同时对应对应着磁化率高值; 负值减小时剖面沉积以粗粒组分(细、中、粗砂)为主, 同时磁化率为低值。

4.2 35 ka BP 以来的气候环境演化及对比

(1) MIS 3 晚期

35.23 ~ 25.15 ka BP 对应深海氧同位素 3 阶段(MIS 3)晚期。在此阶段, PC1 显著增加, 对应于中值粒径的减小, 指示了细粒沉积增多, 尤其是悬浮组分 EM2、EM1 显著增加, 表明此时沉积环境可能为静水弱水动力环境^[15]。同时, 磁化率增加, 而且 Rb/Sr 维持在较低的水平, 指示了区域温暖湿润的环境。对应于较高乔木花粉含量(AP)及低蒿藜比(A/C)指示的森林草原景观(见图6)。

刘家店剖面记录的 MIS 3 晚期(35.23 ~ 25.15 ka BP)暖湿在周边气候记录中也均有体现。位于研究区东北的乌拉盖湖其沉积在晚 MIS 3 呈现高 LOI550 和极低中值粒径及砂组分($> 64 \mu\text{m}$), 指示了温暖湿润的气候^[8]。此外, 黄土高原的针叶林扩张^[20]及腾格里沙漠的高湖面均表明了该时段气候较为湿润^[21-23]。然而, 在整体气候较为湿润的背景下, 中国北方泥河湾地区出现了短期草原及荒漠草原植被入侵^[24]、黄土高原连续堆积风成沉积^[25]和葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 值逐渐增加^[26], 敏感地探测出该阶段气候的干旱趋势。这表明在晚 MIS 3 阶段, 东亚夏季风的强度已经出现了减弱的趋势, 这与北半球太阳辐射衰减相关联^[27](见图 6h)。此时, 北半球太阳辐射强度的降低会促使赤道辐合带南移, 降低亚洲大陆与海洋的热力效应从而



a—第一主成分 (PC1); b—中值粒径; c—Rb/Sr; d—乔木花粉百分含量 (AP); e—蒿藜比 (A/C); f—石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 曲线来自葫芦洞 PD 和 MSD 石笋 (23.50°N、119.17°E、100 m a. s. l.)^[26] 及董哥洞 D4 石笋 (25.28°N、108.08°E、680 m a. s. l.)^[29]; g—格陵兰冰芯 (NGRIP, 75.10°N、42.32°W、2917 m a. s. l.) $\delta^{18}\text{O}$ 曲线^[30]; h—北半球夏季 (6月—8月) 太阳辐射曲线^[31]; 蓝色条带—Heinrich 事件及新仙女木事件 (YD)

图 6 区域气候记录对比

Fig. 6 Comparison of the results of the climate reconstructions from the Liujiadian section with other climate records

削弱东亚夏季风^[28]。

(2) MIS 2 阶段

进入 MIS 2 之后, 气候整体干冷, 具有多期波动特征。在 25.15 ~ 22.25 ka BP 期间, PC1 较上一阶段减小, 对应于中值粒径略有增加, 体现为极细砂组分 EM3 成为主导, 指示沉积物以风成来源的跳跃组分为主。区域气候干旱致使 Rb/Sr 具有一定程度的上升。AP 显著降低及 A/C 显著上升指示区域植被类型从森林草原逐渐向着典型草原演化 (见图 6a—6e)。进入 22.25 ~ 18.47 ka BP 阶段, PC1 降至极低值, 中值粒径增大, 细砂组分 EM4 成为主导, 该组分为周边沙丘粗粒物质以跃移或蠕移方式搬运而来。细粒组分的剧减, 对应于磁化率降至极低值。Rb/Sr 于此阶段呈高值, 指示区域气候寒冷, 不适宜化学风化。AP 呈现极低值, 结合该阶段极低的 A/C, 表明区域在干冷气候控制下发育荒漠草原植被。之后, 在 18.47 ~ 16.24 ka

BP 阶段, 干冷气候有所缓解, 表现为 PC1 显著增加, 中值粒径下降, 细粒沉积增多, 尤其是悬浮组分 EM2、EM1 显著增加。磁化率值波动显著, 相较上一阶段显著增加, Rb/Sr 又降至低值。AP 增加, 同时藜科花粉含量的降低导致了本阶段较高的 A/C, 这些都指示了区域植被转向暖湿条件下发育的森林草原 (见图 6a—6e)。16.24 ~ 14.72 ka BP 阶段, 干冷的气候重新主导该区域。PC1 显著降低, 粗粒组分增加, 近源跃移和悬移的 EM3、EM4 组分占主导。磁化率处于极低水平, Rb/Sr 略有增加。AP 维持在极低值, A/C 显著减小, 指示植被为荒漠草原 (见图 6a—6e)。在 14.72 ~ 11.13 ka BP 阶段, PC1 显著增加, 中值粒径波动减小, EM1、EM2 组分重新出现。磁化率波动上升, Rb/Sr 波动下降, 指示气候朝着温暖湿润的方向演化。AP 增加趋势不显著, A/C 略有增加指示区域植被为典型草原 (见图 6a—6e)。

25.15 ~ 11.13 ka BP 阶段, 气候表现为整体干冷的特征叠加短暂的暖湿气候事件。乌拉盖湖记录的气候转干始于 30 ka BP, 持续至 11 ka BP^[8]。在 28 ~ 22 ka BP, 黄土高原西缘的植被类型从疏林向草原转换, 之后 22 ~ 11 ka BP, 草原植被主导该区, 指示了干旱的环境^[20]。基于植硅体的黄土高原地区定量古气候重建表明在 23 ~ 10.5 ka BP 时期, 黄土高原地区气候呈现干冷特征, 年均温降至 6.5 °C, 年均降水量降至 370 mm^[32]。基于风成沉积的沉积相及植被特征重建的末次盛冰期湿度演化表明, 中国北方沙漠地区在 21 ~ 16 ka BP 为极端干旱阶段^[33]。24.18 ka BP 前后葫芦洞石笋 $\delta^{18}\text{O}$ 记录到一次显著的降温事件, 并将其识别为 H2。相比之下, 刘家店剖面记录的波动降温过程中呈现对 H2 的弱响应, 之后 21 ~ 18 ka BP 研究区广泛发育荒漠草原植被, 推测为末次盛冰期的干冷气候影响下形成。葫芦洞石笋记录在 H1 事件期间 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加了 2‰, 于 16.07 ka BP 前后达到峰值。在 16.24 ~ 15.1 ka BP 期间, 刘家店剖面记录的干冷气候阶段是对 H1 事件的良好响应。波令—阿勒罗德间冰阶 (BA), 在董哥洞石笋记录中出现 $\delta^{18}\text{O}$ 低值, 而刘家店剖面仅呈现出相对短暂的湿度增加阶段。随之而来的新仙女木事件 (YD) 在刘家店剖面中仅表现为短暂的干旱期, 而后研究区迅速进入了湿润的全新世。

前人研究表明东亚夏季风的持续减弱导致了区域气候干旱^[26, 34], 同时东亚夏季风对北半球夏季太阳辐射的衰减呈现滞后响应^[31], 因而推测东亚夏季风的驱动因素非单一。丁仲礼等^[35]指出北半球冰盖的扩张也促使东亚夏季风减弱。冰盖的扩张会增加两极与中低纬的温度及气压梯度差, 从而阻碍湿润季风的北进, 削弱了中国北方地区的东亚夏季风。此外, 受全球冰量增加的影响, 20 ka BP 前后, 出现了全球性低海平面^[36], 海退增大了海陆距离, 不利于东亚夏季风的深入^[33]。极地冰盖的扩张使得低纬度海洋温度降低, 导致蒸发量减少, 也减弱了东亚夏季风^[27]。刘家店剖面记录的千年尺度季风变化与格陵兰冰心记录的气候事件具有一定的对应。H 事件引起北大西洋淡水注入, 在耦合气候模式中表现为东亚季风降水对 AMOC 的减弱具有显著响应^[37], 并且该气候信号可能是由西风带传递^[38]。

(3) 全新世

进入全新世以后 (~ 11.13 ka BP), 刘家店剖面沉积记录的分辨率较低, 仅反映出温暖湿润的气候特征 (见图 6a—6e)。PC1 增加, EM2、EM3 组分主导, 指示近源悬移、跃移组分增多。磁化率不断攀升至剖面最高值, Rb/Sr 维持在低值; AP 略有增加趋势, A/C 维持在较低的水平。Zhao and Yu^[39]通过收集季风边缘区高分辨率孢粉数据, 涵盖了呼伦湖^[40]、好鲁库^[41]、巴彦查干^[42]、调角海子^[43]、察素齐^[44]和岱海^[3]等湖泊, 拟合出乔木花粉 Z 值, 归纳出区域全新世气候波动规律, 即早全新世较为湿润、中全新世湿润及晚全新世干旱的特征。早全新世太阳辐射增强并于 10 ka BP 前后达到峰值^[31] (见图 6h), 这导致了赤道辐合带的北移, 增强了东亚夏季风。

5 结论

通过对刘家店剖面气候记录的重建, 35ka BP 以来研究区的环境及气候演化存在 3 个阶段。35.23 ~ 25.15 ka BP 期间, 即 MIS 3 晚期, 该区为温暖湿润的气候环境, 剖面以细粒沉积为主, 研究区发育森林草原植被。之后在 MIS 2 (25.15 ~ 11.13 ka BP) 阶段, 气候虽有波动但整体呈现寒冷干燥的特征。MIS 2 早期 (25.15 ~ 22.25 ka BP), 区域植被从森林草原向典型草原演化, 指示气候干冷的趋势, 对 H2 事件的响应不显著。及至 22.25 ~ 18.47 ka BP 期间, 气候极度干冷阶段, 研究区发育荒漠草原植被, 对应于末次盛冰期。随之而来出现短暂气候适宜期持续至 16.24 ka BP。在 16.24 ~ 14.72 ka BP, 气候又转变为干冷, 荒漠草原植被重新主导研究区, 该阶段的气候变化是对 H1 事件的响应。在 14.72 ka BP 之后, 干冷气候开始逐步缓解, 出现了对应于 BA 的暖湿阶段, 随之而来的 YD 事件仅表现为短暂的干旱期, 在这之后研究区迅速进入了湿润的全新世。刘家店剖面记录指示研究区全新世以来 (~ 11.13 ka BP) 植被向着森林草原演化, 指示温暖湿润的气候环境。东亚夏季风的进退主要受北半球太阳辐射的控制, 同时还受北半球冰量、海陆距离及海平面变化影响, 而千年尺度季风强度变化可能与北大西洋经向翻转环流相关。

参考文献/References

[1] Wang B. The Asian monsoon [M]. Chichester: Springer,

- 2006, 1 ~ 10.
- [2] Wang W, Feng Z D. Holocene moisture evolution across the Mongolian Plateau and its surrounding areas: a synthesis of climatic records [J]. *Earth-Science Reviews*, 2013, 122: 38 ~ 57.
- [3] Xiao J L, Xu Q H, Nakamura T, et al. Holocene vegetation variation in the Daihai Lake region of north-central China: a direct indication of the Asian monsoon climatic history [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23 (14/15): 1669 ~ 1679.
- [4] Peng Y J, Xiao J L, Nakamura T, et al. Holocene East Asian monsoonal precipitation pattern revealed by grain-size distribution of core sediments of Daihai Lake in Inner Mongolia of north-central China [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2005, 233 (3/4): 467 ~ 479.
- [5] Xu Q H, Xiao J L, Li Y C, et al. Pollen-based quantitative reconstruction of Holocene climate changes in the Daihai Lake area, Inner Mongolia, China [J]. *Journal of Climate*, 2010, 23 (11): 2856 ~ 2868.
- [6] Yu Z T, Liu X Q, Wang Y, et al. A 48.5-ka climate record from Wulagai Lake in Inner Mongolia, Northeast China [J]. *Quaternary International*, 2014, 333: 13 ~ 19.
- [7] 蒋复初, 王书兵, 傅建利, 等. 鄂尔多斯高原距今 15 ka 以来环境演化 [J]. *地质力学学报*, 2014, 20 (2): 165 ~ 173.
JIANG Fuchu, WANG Shubing, FU Jianli, et al. On the environmental changes since 15 ka BP in the Ordos Plateau [J]. *Journal of Geomechanics*, 2014, 20 (2): 165 ~ 173.
- [8] 王燕, 叶青培, 乔彦松. 内蒙古正蓝旗地区全新世古环境变迁的孢粉记录 [J]. *地质力学学报*, 2006, 12 (3): 324 ~ 328.
WANG Yan, YE Qingpei, QIAO Yansong. Palynological records of the Holocene environmental changes in Zhenglan Qi, Inner Mongolia [J]. *Journal of Geomechanics*, 2006, 12 (3): 324 ~ 328.
- [9] 中国科学院中国植被图编辑委员会. 中华人民共和国植被图 1:1000000 [M]. 北京: 地质出版社, 2007.
Editorial Committee of Vegetation Map of China, Chinese Academy of Sciences. Vegetation map of the People's Republic of China 1:1000000 [M]. Beijing: Geological Publishing House, 2007.
- [10] 王文龙, 王友, 吕希华, 等. 中华人民共和国 1:5万地质矿产图 (马架子幅) [R]. 呼和浩特: 内蒙古自治区第十地质矿产勘察开发院, 2008.
WANG Wenlong, WANG You, LÜ Xihua, et al. 1:50000-scale geological and mineral map of Majiazhi sheet [R]. Hohhot: Inner Mongolia Tenth Geological Mineral Exploration Institute, 2008.
- [11] 杨慧君, 王永, 迟振卿, 等. 河北白洋淀老河头剖面 25.5 ka BP 以来气候环境变化的沉积记录 [J]. *现代地质*, 2015, 29 (2): 291 ~ 298.
YANG Huijun, WANG Yong, CHI Zhenqing, et al. Sedimentary record of climate change during the past 25.5 ka of Laohetou profile from Baiyangdian, Hebei Province [J]. *Geoscience*, 2015, 29 (2): 291 ~ 298.
- [12] Reimer P J, Bard E, Bayliss A, et al. IntCal13 and marine13 radiocarbon age calibration curves 0 ~ 50, 000 years Cal BP [J]. *Radiocarbon*, 2013, 4 (55): 1869 ~ 1887.
- [13] The R Development Core Team. R: A language and environment for statistical computing [M]. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing, 2014, 1 ~ 3405.
- [14] Dietze M, Dietze E. EMMAgeo: end-member modelling algorithm and supporting functions for grain-size analysis R package version 0.9.1 [R]. Potsdam: GFZ German Research Centre for Geosciences, 2013: 1 ~ 36.
- [15] Dietze E, Maussion F, Ahlborn M, et al. Sediment transport processes across the Tibetan Plateau inferred from robust grain-size end members in lake sediments [J]. *Climate of the Past*, 2014, 10 (1): 91 ~ 106.
- [16] 曾艳, 陈敬安, 朱正杰, 等. 湖泊沉积物 Rb/Sr 比值在古气候/古环境研究中的应用与展望 [J]. *地球科学进展*, 2011, 26 (8): 805 ~ 810.
ZENG Yan, CHEN Jing'an, ZHU Zhengjie, et al. Advance and prospective of Rb/Sr ratios in lake sediments as an index of paleoclimate/paleoenvironment [J]. *Advances in Earth Science*, 2011, 26 (8): 805 ~ 810.
- [17] Jin Z D, Cao J J, Wu J L, et al. A Rb/Sr record of catchment weathering response to Holocene climate change in Inner Mongolia [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2006, 31 (3): 285 ~ 291.
- [18] 陈诗越, 王苏民, 金章东, 等. 青藏高原中部湖泊沉积物中 Zr/Rb 值及其环境意义 [J]. *海洋地质与第四纪地质*, 2003, 23 (4): 35 ~ 38.
CHEN Shiyue, WANG Sumin, JIN Zhangdong, et al. Variation of Zr/Rb ratios in lacustrine sediments of the central Tibetan Plateau and its environment implications [J]. *Marine Geology & Quaternary Geology*, 2003, 23 (4): 35 ~ 38.
- [19] 田庆春, 杨太保, 张述鑫, 等. 青藏高原腹地湖泊沉积物磁化率及其环境意义 [J]. *沉积学报*, 2011, 29 (1): 143 ~ 150.
TIAN Qingchun, YANG Taibao, ZHANG Shuxin, et al. Magnetic susceptibility and its environmental significance of lake sediments in Tibet Plateau [J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2011, 29 (1): 143 ~ 150.
- [20] Feng Z D, Tang L Y, Ma Y Z, et al. Vegetation variations and associated environmental changes during marine isotope stage 3 in the western part of the Chinese Loess Plateau [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2007, 246 (2/4): 278 ~ 291.
- [21] Pachur H J, Wünnemann B, Zhang H C. Lake evolution in the Tengger Desert, northwestern China, during the last 40, 000 years [J]. *Quaternary Research*, 1995, 44 (2): 171 ~ 180.
- [22] Zhang H C, Peng J L, Ma Y Z, et al. Late Quaternary palaeolake levels in Tengger Desert, NW China [J].

- Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 211 (1/2): 45 ~ 58.
- [23] Ma Y Z, Zhang H C, Pachur H J, et al. Late Glacial and Holocene vegetation history and paleoclimate of the Tengger Desert, northwestern China [J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48 (14): 1457 ~ 1463.
- [24] Liu X Q, Chi Z Q, Herzschuh U, et al. A MIS 3 charcoal and pollen record and quantitative precipitation inferences from the Jingerwa section of the Nihewan Basin, north-central China [J]. Journal of Paleolimnology, 2014, 51 (2): 211 ~ 221.
- [25] Jiang H C, Wang P, Thompson J, et al. Last glacial climate instability documented by coarse-grained sediments within the loess sequence, at Fanjiaping, Lanzhou, China [J]. Quaternary Research, 2009, 72 (1): 91 ~ 102.
- [26] Wang Y J, Cheng H, Edwards R L, et al. A high-resolution absolute-dated late Pleistocene monsoon record from Hulu cave, China [J]. Science, 2001, 294 (5550): 2345 ~ 2348.
- [27] Ruddiman W F. Orbital insolation, ice volume, and greenhouse gases [J]. Quaternary Science Reviews, 2003, 22 (15/17): 1597 ~ 1629.
- [28] Jiang H C, Mao X, Xu H Y, et al. Last glacial pollen record from Lanzhou (northwestern China) and possible forcing mechanisms for the MIS 3 climate change in Middle to East Asia [J]. Quaternary Science Reviews, 2011, 30 (5/6): 769 ~ 781.
- [29] Yuan D X, Cheng H, Edwards R L, et al. Timing, duration, and transitions of the last interglacial Asian Monsoon [J]. Science, 2004, 304 (5670): 575 ~ 578.
- [30] Svensson A, Andersen K K, Bigler M, et al. A 60000 year Greenland stratigraphic ice core chronology [J]. Climate of the Past, 2008, 4 (1): 47 ~ 57.
- [31] Laskar J, Robutel P, Joutel F, et al. A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth [J]. Astronomy and Astrophysics, 2004, 428 (1): 261 ~ 285.
- [32] Lu H Y, Wu N Q, Liu K B, et al. Phytoliths as quantitative indicators for the reconstruction of past environmental conditions in China II: palaeoenvironmental reconstruction in the Loess Plateau [J]. Quaternary Science Reviews, 2007, 26 (5/6): 759 ~ 772.
- [33] Li Q, Wu H B, Yu Y Y, et al. Reconstructed moisture evolution of the deserts in northern China since the Last Glacial Maximum and its implications for the East Asian Summer Monsoon [J]. Global and Planetary Change, 2014, 121: 101 ~ 112.
- [34] Herzschuh U. Palaeo-moisture evolution in monsoonal Central Asia during the last 50, 000 years [J]. Quaternary Science Reviews, 2006, 25 (1/2): 163 ~ 178.
- [35] Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, et al. Stepwise expansion of desert environment across northern China in the past 3.5 Ma and implications for monsoon evolution [J]. Earth and Planetary Science Letters, 2005, 237 (1/2): 45 ~ 55.
- [36] Peltier W R, Fairbanks R G. Global glacial ice volume and Last Glacial Maximum duration from an extended Barbados sea level record [J]. Quaternary Science Reviews, 2006, 25 (23/24): 3322 ~ 3337.
- [37] Sun Y B, Clemens S C, Morrill C, et al. Influence of Atlantic meridional overturning circulation on the East Asian winter monsoon [J]. Nature Geoscience, 2012, 5 (1): 46 ~ 49.
- [38] Li Y, Song Y G, Lai Z P, et al. Rapid and cyclic dust accumulation during MIS 2 in Central Asia inferred from loess OSL dating and grain-size analysis [J]. Scientific Reports, 2016, 6: 32365.
- [39] Zhao Y, Yu Z C. Vegetation response to Holocene climate change in East Asian monsoon-margin region [J]. Earth-Science Reviews, 2012, 113 (1/2): 1 ~ 10.
- [40] Wen R L, Xiao J L, Chang Z G, et al. Holocene climate changes in the mid-high-latitude-monsoon margin reflected by the pollen record from Hulun Lake, northeastern Inner Mongolia [J]. Quaternary Research, 2010, 73 (2): 293 ~ 303.
- [41] Liu H Y, Xu L H, Cui H T. Holocene history of desertification along the Woodland-Steppe border in northern China [J]. Quaternary Research, 2002, 57 (2): 259 ~ 270.
- [42] Jiang W Y, Guo Z T, Sun X J, et al. Reconstruction of climate and vegetation changes of Lake Bayanchagan (Inner Mongolia): Holocene variability of the East Asian monsoon [J]. Quaternary Research, 2006, 65 (3): 411 ~ 420.
- [43] Shi P J, Song C Q. Palynological records of environmental changes in the middle part of Inner Mongolia, China [J]. Chinese Science Bulletin, 2003, 48 (14): 1433 ~ 1438.
- [44] 王琫瑜, 孙湘君. 内蒙古察素齐泥炭剖面全新世古环境变迁的初步研究 [J]. 科学通报, 1997, 42 (5): 514 ~ 518.
- WANG Fengyu, SUN Xiangjun. Preliminary study of Holocene environmental change in Chasuqi [J]. Chinese Science Bulletin, 1997, 42 (5): 514 ~ 518.

LATER QUATERNARY CLIMATIC AND ENVIRONMENTAL CHANGES IN THE SOUTHEASTERN MARGIN OF INNER MONGOLIA

TIAN Fei¹, WANG Yong¹, CHI Zhenqing¹, LIU Jin^{1,2}, JIANG Nan¹, TANG Wenkun¹, YAO Peiyi¹

(1. *Institute of Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100037, China;*

2. *School of the Earth Sciences and Resource, China University of Geosciences, Beijing 100083, China)*

Abstract: A multi-proxy record including grain size, magnetic susceptibility and trace element from the fluvial-lacustrine Linjiadian section in the upper reaches of Xilamulun River, situated in the southeastern margin of Inner Mongolia, has been proposed to reconstruct the environmental and climatic changes since the last 36 ka BP. The results show that, during 35.23 to 25.15 ka BP, the late stage of Marine Isotope Stage 3 (MIS 3), warm and wet climate conditions dominated this region accompanied by the trend of regional drought climate. The following period, approximately 25.25 ~ 11.35 ka BP, corresponding to MIS 2, was characterized by frequent fluctuations in climate change. The driest and coldest interval was recognized as the last glacial maximum (LGM), ranging from 22.25 to 18.47 ka BP, and two minor climate optimums occurred in 18.47 ~ 16.24 ka BP and 14.72 ~ 11.13 ka BP. The Holocene commenced at about 11.13 ka BP with the transition to a relatively humid and warm climate. Regional comparisons suggest a roughly synchronous pattern of climate change and variation in the East Asian summer monsoon (EASM), attributing to the force of the northern hemisphere summer insolation and ice volume. In addition, the millennial-scale EASM fluctuation had some influence on the Heinrich (H), and the Younger Dryas (YD), indicating the relevance to the rapid Atlantic meridional overturning circulation (AMOC) oscillations.

Key words: fluvial-lacustrine deposits; late Quaternary; palaeoclimatic records; southeastern margin of Inner Mongolia