

DOI: 10.11766/trxb201910080472

张曼, 谢远云, 康春国, 迟云平, 吴鹏, 魏振宇, 张月馨, 刘璐. 哈尔滨荒山岩芯黄土-古土壤的化学风化特征--对古土壤形成环境指示[J]. 土壤学报, 2021, 58(3): 673-684.

ZHANG Man, XIE Yuanyun, KANG Chunguo, CHI Yunping, WU Peng, WEI Zhenyu, ZHANG Yuexin, LIU Lu. Chemical Weathering Characteristics of the Loess-Paleosol Sequences in Harbin Huangshan Rock Core—Implication for Formation Environment of the Paleosol[J]. Acta Pedologica Sinica, 2021, 58(3): 673-684.

## 哈尔滨荒山岩芯黄土-古土壤的化学风化特征\* --对古土壤形成环境指示

张 曼<sup>1</sup>, 谢远云<sup>1, 2†</sup>, 康春国<sup>3</sup>, 迟云平<sup>1, 2</sup>, 吴 鹏<sup>1</sup>, 魏振宇<sup>1</sup>, 张月馨<sup>1</sup>,  
刘 璐<sup>1</sup>

(1. 哈尔滨师范大学地理科学学院, 哈尔滨 150025; 2. 哈尔滨师范大学寒区地理环境监测与空间信息服务黑龙江省重点实验室, 哈尔滨 150025; 3. 哈尔滨学院地理系, 哈尔滨 150086)

**摘 要:** 黄土-古土壤的化学风化特征对于理解亚洲内陆干旱化、东亚季风演化以及全球碳循环等具有重要意义。然而, 对于亚洲内陆干旱化东进进程最前缘的哈尔滨黄土-古土壤的化学风化特征一无所知。本文对哈尔滨荒山岩芯的黄土-古土壤进行元素地球化学、磁化率和重矿物分析。哈尔滨古土壤的颜色为灰褐色-灰黑色, 不同于其他地区的棕红色。黄土-古土壤的 CIA (Chemical Index of Alteration) 值为 68~74 (平均值为 72), 表明了中等程度的化学风化。然而, 古土壤表现出与黄土相近甚至更低的化学风化程度。磁化率和重矿物结果显示, 古土壤的磁化率明显低于黄土, 铁磁性矿物含量明显低于黄土。因此本文认为尽管哈尔滨古土壤是间冰期气候的产物, 但其成壤过程中的气候条件冷湿, 导致古土壤层的化学风化甚至低于黄土层。冷湿的成壤环境也使得古土壤层的磁铁矿还原分解, 导致古土壤层相对于黄土层具有更低的磁化率。哈尔滨古土壤的形成环境和现在的黑龙江黑土相似, 可称之为古黑土。

**关键词:** 黄土-古土壤序列; 哈尔滨; 地球化学; 化学风化; 古黑土

**中图分类号:** P595; S151<sup>+2</sup>      **文献标志码:** A

## Chemical Weathering Characteristics of the Loess-Paleosol Sequences in Harbin Huangshan Rock Core—Implication for Formation Environment of the Paleosol

ZHANG Man<sup>1</sup>, XIE Yuanyun<sup>1, 2†</sup>, KANG Chunguo<sup>3</sup>, CHI Yunping<sup>1, 2</sup>, WU Peng<sup>1</sup>, WEI Zhenyu<sup>1</sup>, ZHANG Yuexin<sup>1</sup>, LIU Lu<sup>1</sup>

(1. College of Geographic Science, Harbin Normal University, Harbin 150025, China; 2. Heilongjiang Province Key Laboratory of Geographical Environment Monitoring and Spatial Information Service in Cold Regions, Harbin Normal University, Harbin 150025, China; 3. Geography Department, Harbin Institute, Harbin 150086, China)

\* 国家自然科学基金项目(41871013, 41601200)和黑龙江省自然科学基金项目(D2017003)资助 Supported by the National Natural Science Foundation of China (Nos.41871013, 41601200) and Heilongjiang Natural Science Foundation of China (No.D2017003)

† 通讯作者 Corresponding author: 谢远云, 博士, 教授, 博士生导师。E-mail: xyy0451@hrbnu.edu.cn

作者简介: 张 曼 (1994—), 女, 硕士研究生, 主要研究方向为风尘系统研究。E-mail: 173172623@qq.com

收稿日期: 2019-10-08; 收到修改稿日期: 2020-03-23; 网络首发日期 (www.cnki.net): 2020-05-18

**Abstract:** The knowledge about chemical weathering characteristics of the loess-paleosol sequence is of great significance for understanding how inland Asia aridifies, East Asian monsoon evolves and how global carbon cycle goes. However, very little is known about chemical weathering characteristics of the loess-paleosol sequence in Harbin, which is located at the easternmost end of the Eurasian loess belt and the forefront of the eastward movement of the aridification process of inland Asia. **【Objective】** This study is to explore chemical weathering characteristics and paleosol formation environment of the Huangshan rock core in Harbin. **【Method】** Samples of the loess-paleosol sequence were collected and analyzed for elemental geochemical properties, magnetizability and heavy mineral contents. **【Result】** The color of the paleosol in Harbin is grey-brown and grey-black, which is dramatically different from those(brownish red)in other areas. The loess-paleosol sequence is 68-74(on average 72)in CIA(Chemical Index of Alteration), which suggests that the sequence is moderate in chemical weathering. However, compared with the loess layers, the paleosol layers do not show any signs of higher degree of chemical weathering, but are quite close to or even lower than the loess layers in chemical weathering degree. The S1 and S3 paleosol layers were the lowest even among the loess-paleosol sequence. The loess layers in Huangshan rock core contain mainly SiO<sub>2</sub>(61.02%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(19.51%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(4.19%)and K<sub>2</sub>O(3.03%), together amounting to 87.75% of the total of the loess layer in mass, while the paleosol layers contain SiO<sub>2</sub>(65.85%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(19.33%)and Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>(4.23%), amounting to 89.41%. In terms of  $\alpha^{Al}$  index characterizing element migration ability, the elements in the loess-paleosol core follow an order of  $\alpha^{Al}_{Ca}(6.2) > \alpha^{Al}_{Na}(2.8) > \alpha^{Al}_{Sr}(2.0) > \alpha^{Al}_{Fe}(1.53) > \alpha^{Al}_{Mg}(1.51) > \alpha^{Al}_{K}(1.46) > \alpha^{Al}_{Ba}(1.28) > \alpha^{Al}_{Rb}(1.23) > \alpha^{Al}_{Ti}(0.91) > \alpha^{Al}_{Cs}(0.75)$ , showing relative depletion of element Ca, Na, Sr, Fe, Mg, K, Ba and Rb and relative enrichment of Ti and Cs elements in the process of chemical weathering. Magnetic susceptibility and heavy minerals analyses show that the paleosol is significantly lower than the loess in magnetic susceptibility(MS), and in content of ferromagnetic minerals too. as the ferromagnetic mineral in the paleosol is mainly magnetic hematite-limonite that does contain magnetite, while that in the loess is magnetite. The Huangshan core is 0.4 and 0.1 in average return coefficient(BA)and ba value(Bc), respectively, and the paleosol layer is higher than the underlying loess layer in Rb/Sr ratio, indicating that the paleosol layers were formed under a wet climate. **【Conclusion】** The Huangshan rock core has experienced moderate chemical weathering. Although the paleosols in Harbin were the products of the interglacial climate, they formed under cold and wet climate, thus keeping the paleosols less chemically weathered than the loess. Moreover, the cold and wet soil-forming environment also caused reduction and decomposition of the magnetite in the paleosol layer, thus making the paleosol layers relatively lower than the loess layers in MS. The soil forming environment of Harbin paleosol is similar to that of the Heilongjiang black soil, which, hence, can be called paleo-black soil.

**Key words:** Loess-paleosol sequence; Harbin; Geochemistry; Chemical weathering; Paleo-black soil

化学风化是地球表层系统中的一个重要过程, 通过强迫和反馈机制, 与全球气候变化及生物地球化学循环密切相关<sup>[1]</sup>。沉积物的化学风化在许多地表过程中起到重要作用, 例如, 通过消耗大气 CO<sub>2</sub> 和控制陆地营养物质进入海洋的数量从而调节全球碳循环和改变生态系统结构<sup>[1-3]</sup>。同时, 化学风化也可以改变土壤的微形态、矿物和地球化学组成<sup>[4]</sup>。因此, 重建沉积物化学风化过程和历史对理解大气 CO<sub>2</sub> 浓度变化、全球碳循环、陆地气候环境变化以及海洋物质平衡等具有重要意义<sup>[1-3]</sup>。此外, 沉积物的化学风化对于评估风尘物源贡献、侵蚀速率、源到汇的沉积物质平衡以及构造-气候-风化的耦合关系等也具有重要意义<sup>[5]</sup>。

中国黄土被认为是最有价值的陆相古气候古环境地质档案, 记录了亚洲内陆干旱化、北半球风尘源区、古大气环流模式以及全球古气候变化等重要信息<sup>[6-7]</sup>。黄土-古土壤序列反映了第四纪冰期-间冰期的气候旋回变化, 已有的研究显示, 黄土层是冰期干冷气候条件下冬季风的产物, 而古土壤层是间冰期夏季风盛行的暖湿气候条件下成壤作用的产物<sup>[8-13]</sup>。

中国黄土-古土壤序列记录了长期的化学风化和气候演化历史<sup>[3, 14-16]</sup>, 迄今为止, 黄土-古土壤序列的化学风化研究主要集中在黄土高原。然而, 由于缺乏保存良好的长时间尺度的黄土堆积, 本文对东北地区, 特别是位于欧亚黄土带最东端的哈尔滨地区长期的化学风化历史和气候演化了解很少。黑



仪器公司生产的 MS2 型磁化率仪对荒山岩芯样品在 470 Hz 的低频下进行质量磁化率的测定。

常量、微量元素样品间隔 40~60 cm, 在中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室完成。常量元素使用荷兰帕纳科 XRF 光谱仪, 采用压片法完成, 测量误差 <3%, 微量元素使用电感耦合等离子体质谱仪 MAT 完成测定。

在黄土层 L2(14.05 m)、L3(17.75 m)、L4(22.25 m) 和古土壤 S3 层(20.15 m) 分别采取了三个样品作重矿物分析。在河北省廊坊诚信地质服务公司进行重矿物处理和鉴定。鉴定过程如下: 将样品烘干称重, 加入分散剂淘洗, 之后用永久性磁铁将样品磁选出强磁性矿物、电磁性矿物和无磁性矿物。

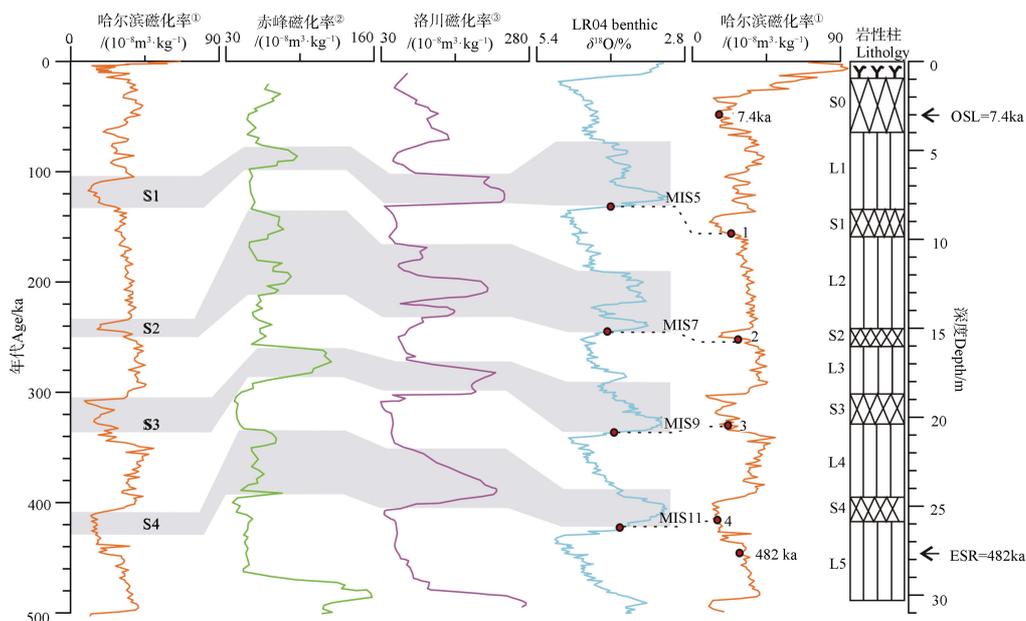
### 1.3 年代标尺的建立

在荒山剖面 3 m 处取 OSL 样品, 单片再生剂量法测得 OSL 年龄为 7.4 ka, 此外, 在 L5 黄土层底部(剖面深度约 27.6 m) 的 ESR 年龄数据为 482 ka, 说明哈尔滨荒山黄土-古土壤系列反映的冰期与间冰期旋回周期约为 100 ka, 与黄土高原及深海氧同位素一致<sup>[18-19]</sup>。因此, 本研究年代标尺的建立是采用深海氧同位素堆栈记录<sup>[18]</sup>的 MIS 阶段转折(即冰期向间冰期转化的中间点)以及 7.4 ka 作为控制点,

采用线性外推的方式获取(图 2)。这个方法已被普遍应用于黄土高原和赤峰黄土剖面<sup>[19]</sup>。其中, MIS1/2 控制点年龄为 11 ka, MIS5/6 控制点年龄为 130 ka, MIS7/8 控制点年龄为 243 ka, MIS9/10 控制点年龄为 337 ka, MIS11/12 控制点年龄为 424 ka。

### 1.4 化学风化指数

本研究采用度量化学风化程度的参数有: 元素迁移指数:  $\alpha_{Al}^{Al} = [Al/E]_{sample} / [Al/E]_{UCC}$ 、化学蚀变指数(CIA)  $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + K_2O + Na_2O + CaO^*)]$ 、化学蚀变指标(CPA, Chemical Proxy of Alteration)  $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O)]$ 、退碱指数(Bc)  $[(CaO^* + Na_2O) / Al_2O_3]$ 、风化淋溶系数(BA)  $[(K_2O + Na_2O + CaO^* + MgO) / Al_2O_3]$ 、化学风化指数(CIW, Chemical Index of Weathering)  $[Al_2O_3 / (Al_2O_3 + Na_2O + CaO^*)]$  和 风化指数(WIP, Weathering Index)  $[100 \times (CaO^* / 0.7 + 2Na_2O / 0.35 + 2K_2O / 0.25 + MgO / 0.9)]$ 。上述式中: 各元素采用摩尔分数,  $CaO^*$  为硅酸盐主峰中的 CaO。本文采用 McLennan<sup>[20]</sup> 提出的校本方法估算硅酸盐组分中的 CaO 含量: 首先消除磷灰石中的 CaO, 即  $CaO_R = mol\ CaO - (10/3 \times mol\ P_2O_5)$ 。假如  $CaO_R \leq Na_2O$ , 则  $CaO_R$  值 =  $CaO^*$ ; 假如  $CaO_R > Na_2O$ , 则  $CaO^* = Na_2O$ 。



①Magnetic susceptibility of Harbin, ②Magnetic susceptibility of Chifeng, ③Magnetic susceptibility of Luochuan

注: 赤峰磁化率<sup>[19]</sup>、洛川磁化率<sup>[19]</sup>、LR04 benthic  $\delta^{18}O$ <sup>[18]</sup>。Note: Magnetic susceptibility of Chifeng<sup>[19]</sup>, Magnetic susceptibility of Luochuan<sup>[19]</sup> and LR04 benthic  $\delta^{18}O$ <sup>[18]</sup>

图 2 哈尔滨荒山岩芯年代标尺

Fig. 2 Chronological scale for the Huangshan rock core

$\alpha^{\text{Al}}$  指数<sup>[21]</sup>反映的是样品中的稳定元素 Al 和任意元素 E 比值与其在 UCC (Upper Continental Crust) 中相比较,  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{E}} > 1$ , E 元素相对于 UCC 表现为亏损;  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{E}} = 1$ , E 元素不富集也不亏损;  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{E}} < 1$ , E 元素相对于 UCC 呈现为富集状态。CIA 值主要反映硅酸盐矿物 (主要是长石矿物) 的风化程度<sup>[22-24]</sup>, 通常情况下, CIA 指数介于 50~100 之间<sup>[25]</sup>, 其中 80~100 反映炎热潮湿条件下的强烈风化程度; 60~80 属于温暖湿润气候条件下的中等风化程度; 50~60 代表寒冷干燥气候条件下的低等化学风化程度<sup>[26-27]</sup>。一般情况下, CIW 指数在 50~60 之间属于未经过风化的岩石,  $\text{CIW} > 70$ , 表明该样品经过较强烈的化学风化<sup>[28-29]</sup>。随着化学风化和再循环的增强, WIP 指数降低。CPA 为反映钠长石淋溶强度的适宜指标<sup>[30]</sup>, BA 主要反映盐基的淋溶情况, 与化学风化呈反比<sup>[31]</sup>, Bc 值越大, 沉积环境越干旱, 越小越暖湿<sup>[32]</sup>。

## 2 结果与讨论

### 2.1 元素特征

荒山岩芯黄土层的主量元素以  $\text{SiO}_2$  (61.02%)、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  (19.51%)、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (4.19%) 和  $\text{K}_2\text{O}$  (3.03%) 为主, 四者平均含量之和可达 87.75%; 古土壤层的主量元素以  $\text{SiO}_2$  (65.85%)、 $\text{Al}_2\text{O}_3$  (19.33%) 和  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (4.23%) 为主, 三者之和可达 89.41%。其中,  $\text{SiO}_2$  变化范围为 58.15%~66.70% (平均值为 63.44%, 下同);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  变化范围为 16.98%~20.59% (19.42%);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  变化范围为 3.03%~4.58% (4.21%);  $\text{MgO}$  变化范围为 1.56%~2.07% (1.87%);  $\text{CaO}$  变化范围为 0.72%~0.96% (0.87%);  $\text{Na}_2\text{O}$  变化范围为 1.62%~2.45% (1.84%);  $\text{K}_2\text{O}$  变化范围为 2.80%~3.19% (2.99%);  $\text{MnO}$  变化范围为 0.001%~0.74% (0.46%);  $\text{TiO}_2$  变化范围为 0.15%~0.80% (0.39%);  $\text{P}_2\text{O}_5$  变化范围为 0.001%~0.22% (0.08%)。

荒山岩芯元素随深度表现出一定程度的变化 (图 3), 各元素有明显的波峰曲线, 其中,  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{TiO}_2$  元素含量在古土壤 S1 和 S3 中表现出明显的峰值,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  元素含量有明显的低谷。相对于 UCC 平均含量<sup>[33]</sup>, 荒山岩芯的  $\text{SiO}_2$ 、 $\text{MgO}$ 、 $\text{CaO}$ 、 $\text{Na}_2\text{O}$ 、 $\text{K}_2\text{O}$ 、 $\text{P}_2\text{O}_5$  含量明显偏低, Ca、Na 元素亏损较多,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ 、 $\text{MnO}$  元素含量较高,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ 、 $\text{TiO}_2$  含量与 UCC 基本一致。

### 2.2 元素迁移 $\alpha^{\text{Al}}$ 指数特征

元素的化学风化分异规律取决于其表生环境中的地球化学行为<sup>[20, 33]</sup>。在化学风化过程中, 元素的迁移能力通常依次为:  $\text{Ca} > \text{Sr} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K} > \text{Si} > (\text{Fe}, \text{Ti}, \text{Al})$ <sup>[34]</sup>, 荒山岩芯黄土-古土壤序列的  $\alpha^{\text{Al}}$  指数在 0.59~6.87 之间变化, 其中,  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Fe}}$  变化范围为 1.32~1.8 (1.53);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Ca}}$  变化范围为 5.55~6.87 (6.20);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Mg}}$  变化范围为 1.36~1.71 (1.51);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{K}}$  变化范围为 1.31~1.79 (1.46);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Na}}$  变化范围为 1.78~3.73 (2.75);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Ti}}$  变化范围为 0.73~1.04 (0.91);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Rb}}$  变化范围为 1.09~1.43 (1.23);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Sr}}$  变化范围为 1.70~2.46 (2.03);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Cs}}$  变化范围为 0.59~0.91 (0.75);  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Ba}}$  变化范围为 1.07~1.58 (1.28)。荒山岩芯中, Fe、Ca、Mg、K、Na、Rb、Sr、Ba 元素较为亏损 (图 4), Ti、Cs 元素相对富集, 按反应的化学风化强度, 哈尔滨荒山岩芯元素迁移  $\alpha^{\text{Al}}$  指数可排序为  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Ca}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Na}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Sr}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Fe}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Mg}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{K}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Ba}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Rb}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Ti}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Cs}}$ , 其中, 在黄土层  $\alpha^{\text{Al}}$  指数序为  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Ca}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Na}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Sr}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Fe}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Mg}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{K}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Ba}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Rb}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Ti}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Cs}}$ , 在古土壤层中,  $\alpha^{\text{Al}}$  指数序为  $\alpha^{\text{Al}}_{\text{Ca}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Na}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Sr}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Fe}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Mg}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{K}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Ba}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Rb}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Ti}} > \alpha^{\text{Al}}_{\text{Cs}}$ 。 $\alpha^{\text{Al}}$  指数在黄土层-古土壤层排序一致, 可见黄土-古土壤形成环境的相似性。

### 2.3 化学风化程度

荒山岩芯黄土-古土壤序列的 CIA 值变化范围为 67.6~76.5 之间, 平均值为 71.6; CIW 指数变化在 77.2~85.3 之间, 平均值为 81.4。在古土壤层 (S0~S4) 中, CIA 范围分别为 73.0~73.9 (73.4)、67.6~71.8 (69.8)、71.3~72.8 (72.2)、69.6~73.9 (72.3)、72.0~72.9 (72.3); 黄土层 (L1-L5) 变化范围分别为 71.0~73.6 (72.2)、71.1~74.1 (72.7)、71.3~73.1 (72.2)、71.1~73.3 (72.3)、71.8~74.5 (73.0)。CIA 值在荒山岩芯黄土-古土壤序列中没有明显变化, 相对于黄土层, 古土壤层也未表现出更高的化学风化强度, 甚至在古土壤 S1 和 S3 层中有明显的低值 (图 5)。WIP 与 CIA 曲线变化趋势相对一致, 即可排除钾的交代作用的影响。W (Weathering) 指数<sup>[35]</sup>和 WIP 的值也常用来反映矿物的风化程度, 未风化母岩的 W 值一般在 0~15<sup>[36]</sup>, 荒山岩芯 W 变化范围为 45.0~56.5 (51.7), 远大于未风化母岩的 W 值, 综上所述可确定该岩芯经历了中等化学风化强度。

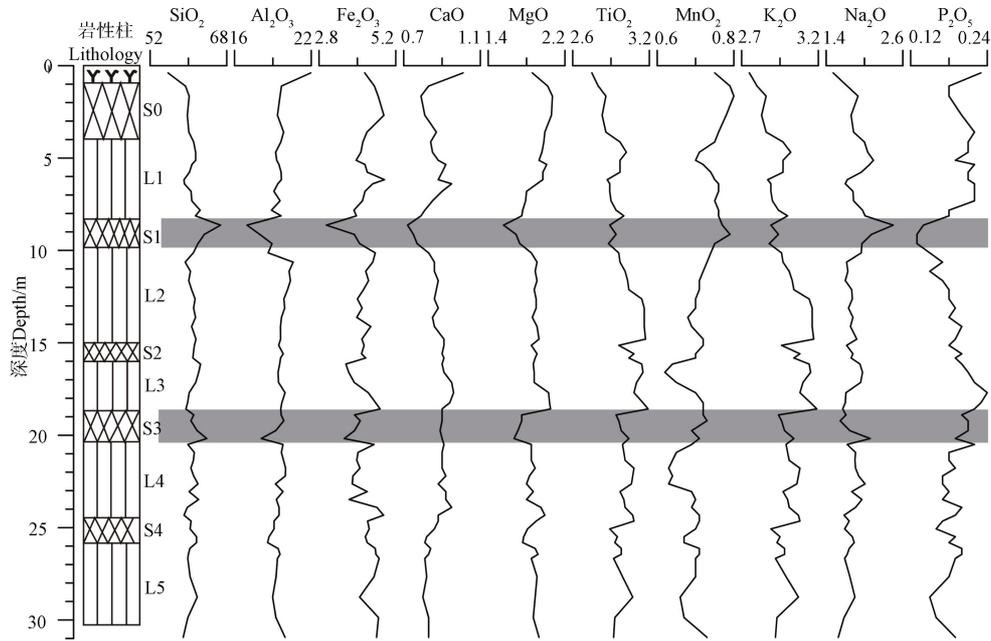


图 3 荒山岩芯黄土-古土壤序列元素随深度的变化

Fig. 3 Variation of element abundance in the Huangshan rock core with depth

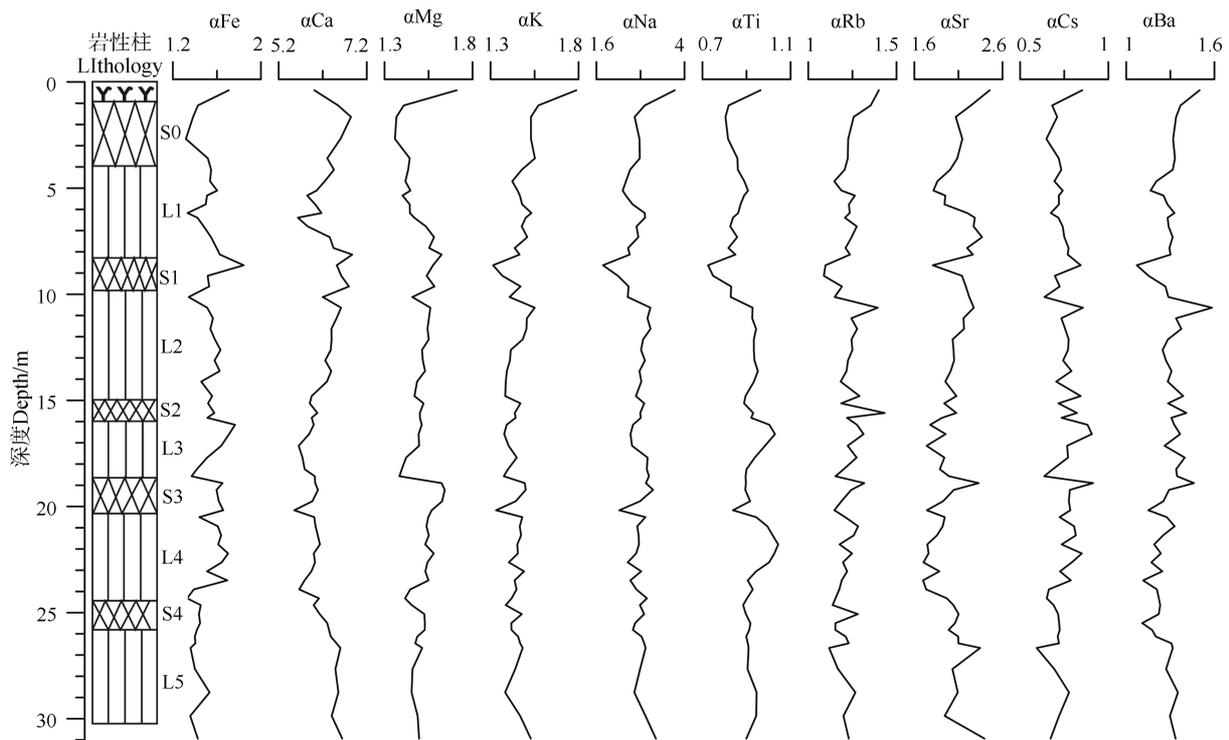
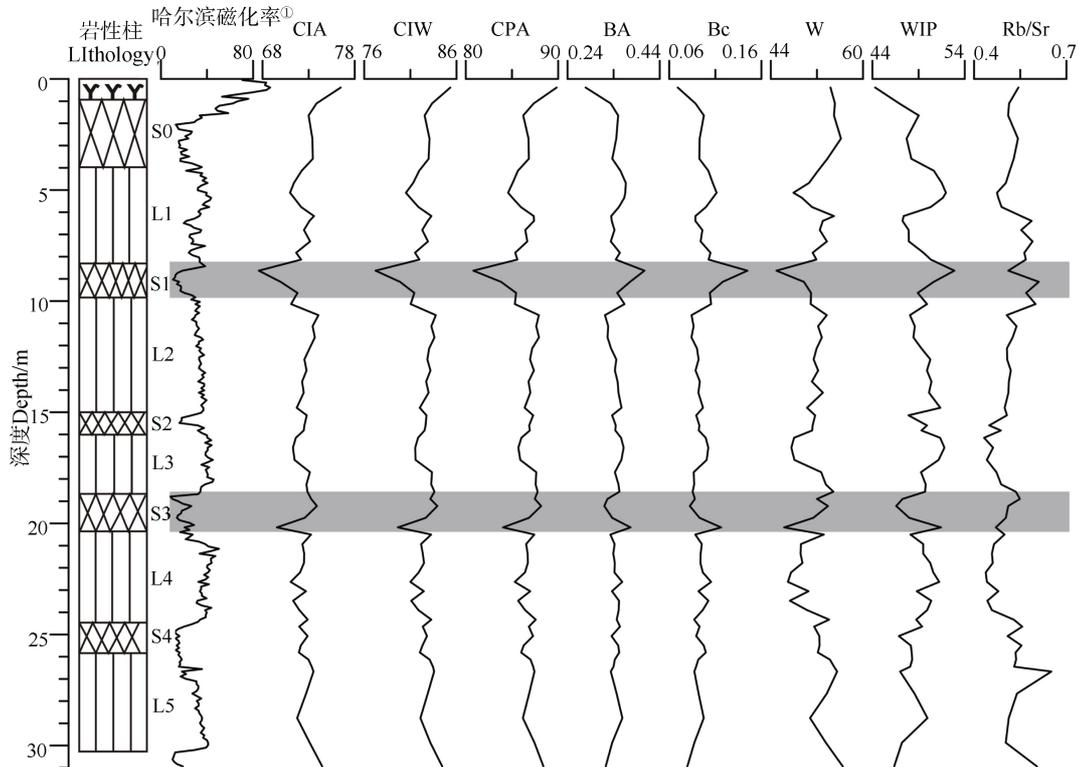


图 4 荒山岩芯黄土-古土壤序列的元素迁移指数  $\alpha^{Al}$  变化特征

Fig. 4 Variation of element migration index  $\alpha^{Al}$  in the Huangshan core loess - paleosol sequence

如图 5 所示, CPA 曲线、BA 曲线和 Bc 曲线表现为波动起伏, CPA 与 BA 和 Bc 曲线呈现出明显的对称性, 体现为负相关性特征。从曲线变化特征上看, CPA 同 CIA 一样在 S1 和 S3 古土壤层也呈现出

明显的最低值, 而 BA 和 Bc 在此处表现为明显的最高值, 表明该处化学风化程度较弱。从平均值上看, 在黄土层 (L1-L5) 中, CPA 平均值为 86.4, BA 平均值为 0.4, Bc 平均值为 0.1; 在古土壤 (S0~S4)



①Magnetic susceptibility of Harbin

图 5 荒山岩芯黄土-古土壤序列的磁化率和化学风化指数变化特征

Fig. 5 Variations of magnetic susceptibility and chemical weathering index of the loess - paleosol sequence in the Huangshan rock core

中，CPA 平均值为 86.7，BA 平均值为 0.3，Bc 平均值为 0.1。CPA、BA、Bc 在黄土与古土壤层没有明显的差异，表示黄土与古土壤形成过程中气候差异不大，但其在古土壤中，BA、Bc 平均值略小于黄土，表明古土壤形成环境较湿润。

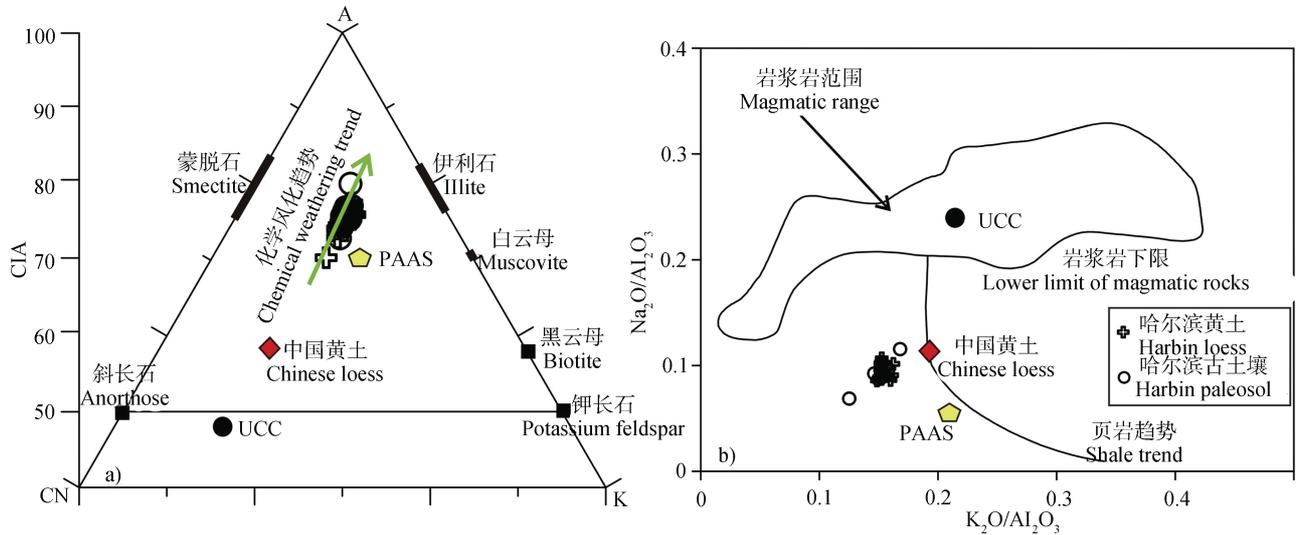
在由 Nesbitt 和 Young<sup>[26]</sup>提出的大陆风化的  $Al_2O_3 - (CaO^* + NaO) - K_2O$  三角模型，即 A-CN-K 三角图解中（图 6），荒山岩芯数据点全部位于斜长石、钾长石上方，且与 PAAS（Post-Archer average Australian Shale，代表典型的大陆初期风化趋势）较为接近，数据投点基本平行于 A-CN 连线，表明斜长石已经风化分解，Ca、Na 流失，钾长石稳定。数据点没有向 A-K 连线靠近的趋势，说明还没有进入脱 K 过程。各数据点紧紧聚集团簇，说明哈尔滨黄土经历了一个稳定状态的化学风化。风化指数 WIP 常用于估算沉积物的化学风化程度甚至可以区分初次沉积和再沉积循环<sup>[37]</sup>，即使在风化程度很强地区，初次循环沉积物的 CIA/WIP 比值也很少超过 10，而多次循环沉积物的 CIA/WIP 比值通常大于 10，甚至达到 100 左右<sup>[37]</sup>，荒山岩芯中，CIA/WIP 比值

在 1.74~2.34 之间，表明荒山岩芯至少经历了一次沉积循环。 $K_2O/Al_2O_3$  与  $Na_2O/Al_2O_3$  二元图解常被用来解释沉积物的化学风化程度及循环再沉积<sup>[38]</sup>。结合图 6 的 A-CN-K 三角图和  $K_2O/Al_2O_3$  与  $Na_2O/Al_2O_3$  二元图解表明，荒山岩芯黄土-古土壤经历了中等程度的化学风化和再循环过程。

#### 2.4 磁化率与重矿物特征

黄土磁化率由沉积物中铁磁性矿物浓度决定<sup>[42]</sup>，古土壤层通常经历了磁性矿物的富集较其原生黄土有相对较高的磁化率值<sup>[43-45]</sup>。荒山岩芯磁化率曲线如图 5 所示，地表受人类活动的影响，有一个明显的最高值，其次，在黄土-古土壤层呈现出了高低性周期变化，黄土层出现了明显的较高值，在古土壤层磁化率较低，与黄土高原磁化率有相反的变化规律，与阿拉斯加和西伯利亚较为相似<sup>[46]</sup>。

从图 5 磁化率曲线变化趋势上看，磁化率在古土壤层有明显的低值，在黄土层磁化率相对较高。荒山岩芯重矿物主要包括磁铁矿、磁赤褐铁矿、角闪石、绿帘石、辉石、石榴子石、电气石、赤褐铁矿、钛铁矿、独居石、榍石、白钛石、锐钛石、金



注: PAAS<sup>[39]</sup>、UCC<sup>[33]</sup>、中国黄土<sup>[40-41]</sup>

图 6 A-CN-K 三角图解 (a) 和 K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 与 Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 二元图解 (b)

Fig. 6 A-CN-K ternary diagram (a) and Binary diagram of K<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> vs. Na<sub>2</sub>O/Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (b)

红石、磷灰石、锆石等, 其中磁铁矿和磁赤褐铁矿为铁磁性矿物。由图 7 重矿物含量可知, 哈尔滨古土壤不含磁铁矿, 铁磁性矿物为磁赤褐铁矿且含量仅为 3.09%, 黄土层磁性矿物为磁铁矿, 为强磁性矿物, 在 L2、L3、L4 层含量分别为 9.17%、10.09%、15.48%, 表明铁磁性矿物含量差异是导致磁化率高

低变化的基本原因。

黄土磁化率增强机制有多种解释, 碳酸钙溶解作用<sup>[43]</sup>、自然条件下的植被燃烧<sup>[47]</sup>、成壤作用<sup>[44, 48]</sup>、植物残体分解<sup>[49]</sup>、磁通量稀释模式<sup>[50]</sup>、物源物质的影响<sup>[51]</sup>、风力作用<sup>[52]</sup>、成壤过程中发生的磁性矿物的溶解作用<sup>[46]</sup>。荒山岩芯 CIA、CIW、CPA、W 指

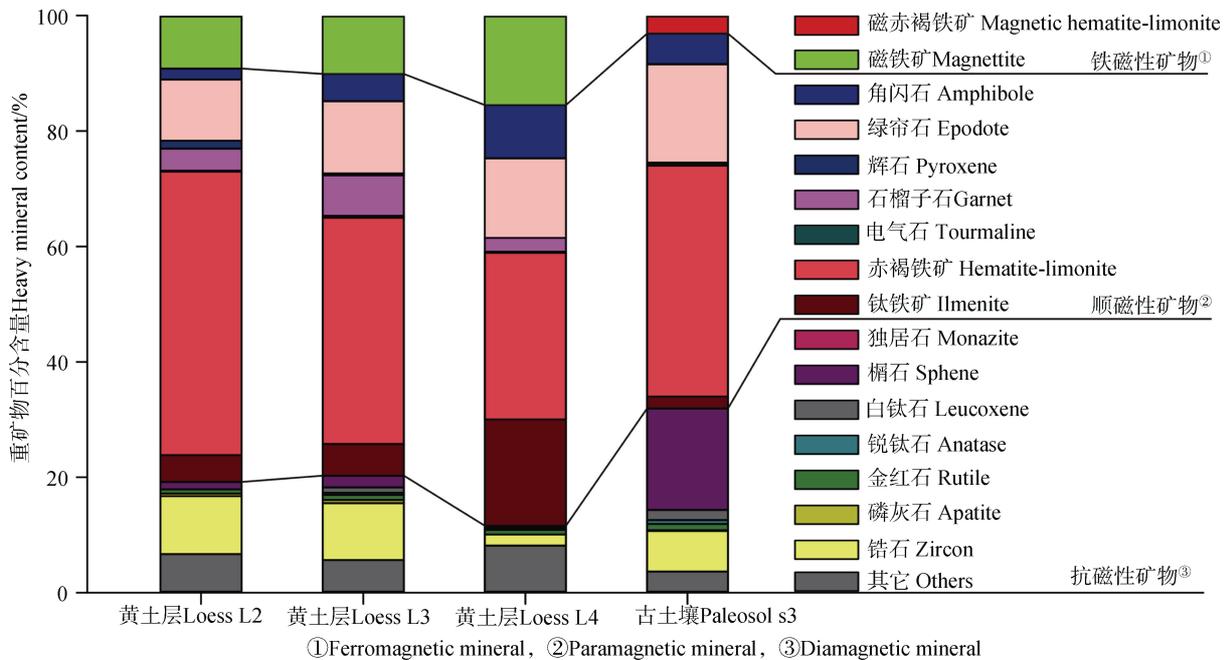


图 7 荒山岩芯黄土-古土壤的重矿物含量特征

Fig. 7 Heavy mineral contents in the loess-paleosol in Huangshan rock core

数与磁化率具有相同的变化特征, 在古土壤层低于黄土层, 且 BA、Bc 指数表征哈尔滨古土壤形成气候较为湿润。荒山岩芯古土壤的磁化率解释可归因于磁性矿物的溶解作用。黄土高原大部分地区, 蒸发量大于降水量, 地表长期处于一种干旱氧化环境, 适当的水分有利于细小的磁铁矿和磁赤铁矿形成, 使得磁化率与古气候呈正比; 哈尔滨地区所处纬度较高, 气候较为寒冷, 蒸发作用较弱, 每年 10—5 月份均会有冰雪覆盖, 降水量大于黄土高原地区, 寒冷湿润气候为该地区的主要特征。间冰期湿润环境导致该地区地表趋于还原环境, 喜氧化的强磁性矿物磁铁矿和磁赤铁矿还原为弱磁性矿物褐铁矿等。

## 2.5 古土壤形成环境

我国黑土分布于四季分明的北温带, 主要分布于辽宁省、吉林省、黑龙江省中东部, 地处温带半湿润气候区, 黑土分布区气候条件较为湿润, 年降水量一般为 500~800 mm 左右, 大多数集中于暖季, 占全年降水量 1/2 以上, 东北地区广泛存在的季节性冰融交替现象大幅度提高了土壤团聚体的水稳定性<sup>[53]</sup>, 冻融作用可使土壤中水分发生迁移, 由水势高的下部迁移至上部, 随着冻融循环周期的增加, 土壤含水量逐渐增大<sup>[54]</sup>, 冻融作用和冰雪融化是土壤容重、土壤结构和含水率的重要因素<sup>[55]</sup>。

以往研究表明黑土是温带草原草甸条件下形成的土壤, 其自然植被为草原化草甸植物, 母质绝大多数为黄土性黏土, 土壤质地较黏, 透水较差, 且有季节性冻土, 容易形成上层滞水, 夏季温暖多雨, 植物生长茂盛, 有机物年积累量非常大, 秋季霜期较早, 植物残体易存于地表和地下, 随之冬季气温急剧下降而使残枝落叶等有机质得不到较好分解, 第二年夏季土温升高, 微生物作用迫使植物残体转化为腐殖质在土壤中积累, 从而形成深厚的腐殖质层。在夏季多雨时期, 在临时性滞水和有机质分解产物的影响下, 产生还原条件, 使土壤中的铁元素发生还原, 这也是导致上述古土壤层磁化率低的重要因素。可见, 黑土成土过程是一种特殊的草甸过程, 主要包括腐殖质积累过程和物质的迁移与转化过程<sup>[56]</sup>。

其次, 黑土区冬季较为寒冷, 降雪量较少, 土壤冻结深度较大, 持续时间较长, 季节性冻层明显, 冻层的存在对黑土团粒结构的形成具有重要意义<sup>[57]</sup>, 土的冻胀作用会使土壤颗粒进一步变细, 粉粒、黏

粒含量增多<sup>[58]</sup>。土壤冰冻状态保持时间的长短, 冻土一般可分为短时冻土、季节冻土以及多年冻土 3 种类型。短时冻土难以形成持续的还原环境, 多年冻土在长期低温下, 有机质难以进行矿化分解, 因此, 黑土多分布于季节冻土区<sup>[57]</sup>。

哈尔滨古土壤不同于赤峰地区的红色古土壤<sup>[59]</sup>及黄土高原乃至其他地区的棕红色古土壤<sup>[59]</sup>, 哈尔滨古土壤为灰褐色-灰黑色黏土, 结构致密, 粒间孔隙度较小, 透水性差, 通气性差, 热容量大, 温度不易上升, 为冷性土, 古土壤的此种地域性差异可追溯为气候差异。

赤峰地区地处内陆, 属于温带半干旱大陆性气候区, 年平均气温为 7.5℃, 年均降水量 365 mm。哈尔滨年均降水量 529 mm, 气候较为寒冷(年平均气温为 4.5℃), 且持续时间较长。一年中, 表土温度最低值出现在 1 月份, 之后温度开始缓慢升高, 到 3 月末地温开始变为零上, 到 6 月中旬冻土全部消融, 夏季多雨短暂, 降水量大于赤峰及黄土高原地区, 蒸发量小于赤峰及黄土高原地区, 气温较低、湿度较大为本区的主要气候特点。

荒山岩芯中, 低的化学风化程度(CIA、CIW、CPA、W 表现为低值, 而 BA、Bc、WIP 体现出明显的高值)表明了哈尔滨古土壤冷湿气候条件下的成壤环境, 蒸发量小于降水量, 致使地表长期处于湿润气候环境, 古土壤层质地较黏, 透水性较差, 水分在不透水层或透水速度较慢层容易造成缺氧环境及还原环境, 这种条件下铁磁性矿物极易发生溶解作用, 强磁性矿物磁铁矿还原为弱磁性矿物褐铁矿等。哈尔滨古土壤的这种滞水潜育成壤机制与黑龙江黑土的形成过程类似, 故可称之为古黑土。尽管哈尔滨古土壤为间冰期气候条件下的产物, 其水热配置成壤条件应为冷湿环境。黄土为风力搬运沉积而形成, 是冰期冷干气候条件下的产物。

## 3 结 论

荒山岩芯的黄土层中常量元素以 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>、Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 K<sub>2</sub>O 为主, 四者之和可达 87.75%; 古土壤层中以 SiO<sub>2</sub>、Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 和 Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> 为主, 三者之和可达 89.41%。表征元素迁移能力的  $\alpha^{\text{Al}}$  指数在化学风化过程中 Ca、Na、Sr、Fe、Mg、K、Ba 和 Rb 元素的相对亏损, Ti 和 Cs 元素的相对富集, 在黄土-古土

壤序列中的排序依次为  $\alpha_{Ca}^{Al} > \alpha_{Na}^{Al} > \alpha_{Sr}^{Al} > \alpha_{Fe}^{Al} > \alpha_{Mg}^{Al} > \alpha_{K}^{Al} > \alpha_{Ba}^{Al} > \alpha_{Rb}^{Al} > \alpha_{Ti}^{Al} > \alpha_{Cs}^{Al}$ 。(2) 荒山岩芯的 BA 指数平均值为 0.4; Bc 指数平均值为 0.1, Rb/Sr 比值在古土壤中比值均大于其在下伏黄土, 表明古土壤形成时气候较为湿润。CPA (86.5) CIA (71.6) CIW (81.4) 和 W (51.7) 均体现出该岩芯属于中等化学风化强度。黄土-古土壤的化学风化强度没有明显差异, 且在古土壤 S1 和 S3 层中表现为最低程度的化学风化。(3) 与洛川和赤峰黄土磁化率对比, 哈尔滨地区黄土-古土壤序列磁化率特征体现出了明显的地域性差异, 古土壤层磁化率低于黄土层。从重矿物组成上看, 哈尔滨古土壤不含磁铁矿, 且铁磁性矿物为磁赤褐铁矿, 含量仅为 3.09%, 黄土层中铁磁性矿物为磁铁矿, 为强磁性, 在 L2, L3, L4 层含量分别为 9.17%、10.09% 和 15.48%, 磁性矿物种类及含量是影响磁化率高低变化的基本原因。黑龙江地区纬度高, 气温低, 降雨量大, 蒸发量小, 荒山岩芯古土壤的磁化率解释机制可归因于磁性矿物的溶解作用。(4) 哈尔滨古土壤 S1 和 S3 层, 磁化率、CIA、CIW、CPA、W 均体现出明显的低值, BA、Bc、WIP 体现出明显的高值, 表明哈尔滨古土壤是冷湿条件下成壤作用的产物, 与黑龙江黑土形成环境相似。尽管哈尔滨古土壤为间冰期气候条件下的产物, 但成壤环境与其他地区有较大的差异性, 其水热配置应为冷湿环境。

**致 谢:** 地球化学组成得到中国地质大学(武汉)地质过程与矿产资源国家重点实验室黄俊华研究员的大力支持, 硕士研究生杜慧荣、孙磊和王嘉新参加了部分野外取样和实验室样品处理工作, 在此一并表示感谢。

### 参考文献 (References)

- [ 1 ] Xiong Z F, Li T G, Jiang F Q, et al. Millennial-scale evolution of elemental ratios in bulk sediments from the western Philippine Sea and implications for chemical weathering in Luzon since the Last Glacial Maximum[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, 179: 127—137.
- [ 2 ] Sun W W, Zhang E L, Liu E F, et al. Linkage between Lake Xingkai sediment geochemistry and Asian summer monsoon since the last interglacial period[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2018, 512: 71—79.
- [ 3 ] Li G J, Ji J F, Zhao L, et al. Response of silicate weathering to monsoon changes on the Chinese Loess Plateau[J]. *Catena*, 2008, 72 (3): 405—412.
- [ 4 ] Sun Z X, Jiang Y Y, Wang Q B, et al. Geochemical characterization of the loess-paleosol sequence in northeast China[J]. *Geoderma*, 2018, 321: 127—140.
- [ 5 ] Maharana C, Srivastava D, Tripathi J K. Geochemistry of sediments of the Peninsular rivers of the Ganga basin and its implication to weathering, sedimentary processes and provenance[J]. *Chemical Geology*, 2018, 483: 1—20.
- [ 6 ] Song Y G, Chen X L, Qian L B, et al. Distribution and composition of loess sediments in the Ili Basin, Central Asia[J]. *Quaternary international*, 2014, 334/335: 61—73.
- [ 7 ] Xie Y Y, Kang C G, Chi Y P, et al. The loess deposits in Northeast China: The linkage of loess accumulation and geomorphic-climatic features at the easternmost edge of the Eurasian loess belt[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2019, 181: 103914.
- [ 8 ] Wang L B, Jia J, Li G Q, et al. Fine-grained quartz OSL dating chronology of loess sequence from southern Tajikistan: Implications for climate change in arid central Asia during MIS 2[J]. *Journal of Asian Earth Sciences*, 2018, 155: 116—123.
- [ 9 ] Liu Z F, Wei G J, Wang X S, et al. Quantifying paleoprecipitation of the Luochuan and Sanmenxia loess on the Chinese Loess Plateau[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 459: 121—130.
- [ 10 ] Dodonov A E, Baiguzina L L. Loess stratigraphy of Central Asia: Palaeoclimatic and palaeoenvironmental aspects[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1995, 14(7/8): 707—720.
- [ 11 ] Bronger A, Winter R, Heinkel T. Pleistocene climatic history of East and Central Asia based on paleopedological indicators in loess-paleosol sequences[J]. *Catena*, 1998, 34 (1/2): 1—17.
- [ 12 ] An Z S. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2000, 19 (1/5): 171—187.
- [ 13 ] 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.
- [ 14 ] 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.
- [ 15 ] Xiong S F, Ding Z L, Zhu Y J, et al. A 6Ma chemical weathering history, the grain size dependence of chemical weathering intensity, and its implications for provenance change of the Chinese loess-red clay deposit[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2010, 29 (15/16): 1911—1922.
- [ 16 ] Yang S L, Ding F, Ding Z L. Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions

- recorded in loess deposits of China and Tajikistan[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2006, 70 (7): 1695—1709.
- [ 17 ] Wang J L. Study on terrace of Harbin section of Songhua River[J]. *Scientia Geographica Sinica*, 1993, 13 (1): 87—90. [王璟璐. 松花江哈尔滨段阶地的研究[J]. *地理科学*, 1993, 13 (1): 87—90.]
- [ 18 ] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic  $\delta^{18}\text{O}$  records[J]. *Paleoceanography*, 2005, 20(1). <https://doi.org/10.1029/2004pa001071>.
- [ 19 ] Zeng L, Lu H Y, Yi S W, et al. Long-term Pleistocene aridification and possible linkage to high-latitude forcing: New evidence from grain size and magnetic susceptibility proxies from loess-paleosol record in northeastern China[J]. *Catena*, 2017, 154: 21—32.
- [ 20 ] McLennan S M. Weathering and global denudation[J]. *The Journal of Geology*, 1993, 101 (2): 295—303.
- [ 21 ] Garzanti E, Padoan M, Setti M, et al. Weathering geochemistry and Sr-Nd fingerprints of equatorial upper Nile and Congo muds[J]. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2013, 14 (2): 292—316.
- [ 22 ] Kirschvink J L. Late Proterozoic low-latitude global glaciation: the snowball Earth[J]. 1992.
- [ 23 ] Hoffman P F. A neoproterozoic snowball earth[J]. *Science*, 1998, 281 (5381): 1342—1346.
- [ 24 ] Hoffman P F, Halverson G P, Domack E W, et al. Are basal Ediacaran (635 Ma) post-glacial “cap dolostones” diachronous?[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2007, 258 (1/2): 114—131.
- [ 25 ] Feng L J, Chu X L, Zhang Q R, et al. CIA (chemical index of alteration) and its applications in the neoproterozoic clastic rocks[J]. *Earth Science Frontiers*, 2003, 10 (4): 539—544. [冯连君, 储雪蕾, 张启锐, 等. 化学蚀变指数 (CIA) 及其在新元古代碎屑岩中的应用[J]. *地学前缘*, 2003, 10 (4): 539—544.]
- [ 26 ] Nesbitt H W, Young G M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites[J]. *Nature*, 1982, 299 (5885): 715—717.
- [ 27 ] Fedo C M, Wayne Nesbitt 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.
- [ 28 ] Harnois L. The CIW index: A new chemical index of weathering[J]. *Sedimentary Geology*, 1988, 55 (3/4): 319—322.
- [ 29 ] Qi L, Yu W C, Du Y S, et al. Paleoclimate evolution of the cryogenian tiesi'ao Formation Datangpo formation in eastern Guizhou Province: Evidence from the chemical index of alteration[J]. *Geological Science and Technology Information*, 2015, 34 (6): 47—57. [齐靓, 余文超, 杜远生, 等. 黔东南华纪铁丝坳期-大塘坡期古气候的演变: 来自 CIA 的证据[J]. *地质科技情报*, 2015, 34 (6): 47—57.]
- [ 30 ] Li T Y, Mo D W, Zhu G R, et al. Geochemical characteristics of major elements and its paleoenvironmental significance of Holocene loess profile in southern Shanxi, China[J]. *Geographical Research*, 2013, 32 (8): 1411—1420. [李拓宇, 莫多闻, 朱高儒, 等. 晋南全新世黄土剖面常量元素地球化学特征及其古环境意义[J]. *地理研究*, 2013, 32 (8): 1411—1420.]
- [ 31 ] Zhang Y F, Shao L, Xiong D Q. Elemental compositions of the “Wushan loess”: Implications for origin and sediment source[J]. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2014, 32 (1): 78—84. [张玉芬, 邵磊, 熊德强. “巫山黄土”元素地球化学特征及成因和物源意义[J]. *沉积学报*, 2014, 32 (1): 78—84.]
- [ 32 ] Mao P N, Pang J L, Huang C C, et al. Chemical weathering characteristics and regional comparative study of the loess deposits in the upper Hanjiang River[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2017, 72 (2): 279—291. [毛沛妮, 庞奖励, 黄春长, 等. 汉江上游黄土常量元素地球化学特征及区域对比[J]. *地理学报*, 2017, 72 (2): 279—291.]
- [ 33 ] Taylor S R, McLennan S M. The continental crust: its composition and evolution[J]. 1985.
- [ 34 ] Xie Y Y, Zhang L J, He K, et al. Geochemical records of chemical weathering characteristics and matter source of sand-dust weather deposits in Harbin[J]. *Geography and Geo-Information Science*, 2009, 25 (2): 79—84. [谢远云, 张丽娟, 何葵, 等. 哈尔滨沙尘沉降物的化学风化特征及物源区意义[J]. *地理与地理信息科学*, 2009, 25 (2): 79—84.]
- [ 35 ] Ohta T, Arai H. Statistical empirical index of chemical weathering in igneous rocks: A new tool for evaluating the degree of weathering[J]. *Chemical Geology*, 2007, 240 (3/4): 280—297.
- [ 36 ] Price J R, Velbel M A. Chemical weathering indices applied to weathering profiles developed on heterogeneous felsic metamorphic parent rocks[J]. *Chemical Geology*, 2003, 202 (3/4): 397—416.
- [ 37 ] Garzanti E, Padoan M, Andò S, et al. Weathering and relative durability of detrital minerals in equatorial climate: Sand petrology and geochemistry in the east African rift[J]. *The Journal of Geology*, 2013, 121 (6): 547—580.
- [ 38 ] Gallet S, Jahn B M, van Vliet Lanoë B, et al. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1998, 156 (3/4): 157—172.
- [ 39 ] Condie K C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: Contrasting results from surface

- samples and shales[J]. *Chemical Geology*, 1993, 104 (1/4): 1—37.
- [ 40 ] Wu M Q, Wen Q Z, Pan J Y, et al. Average chemical composition of loess in China: As a good representative of the upper continental crust[J]. *Sedimentary Geology and Tethyan Geology*, 1995, 15 (2): 127—136. [吴明清, 文启忠, 潘景瑜, 等. 中国黄土的平均化学成分: 上部大陆地壳的一种典型代表(英文)[J]. *沉积与特提斯地质*, 1995, 15 (2): 127—136.]
- [ 41 ] Wen Q Z, Diao G Y, Pan J Y, et al. Comparison of average chemical composition of loess in Loess Plateau with Clark values of crust[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 1996, 33 (3): 225—231. [文启忠, 刁桂仪, 潘景瑜, 等. 黄土高原黄土的平均化学成分与地壳克拉克值的类比[J]. *土壤学报*, 1996, 33 (3): 225—231.]
- [ 42 ] Buggle B, Hambach U, Müller K, et al. Iron mineralogical proxies and Quaternary climate change in SE-European loess-paleosol sequences[J]. *Catena*, 2014, 117: 4—22.
- [ 43 ] Heller F, Tungsheng L. Magnetism of Chinese loess deposits[J]. *Geophysical Journal International*, 1984, 77 (1): 125—141.
- [ 44 ] Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess[J]. *Nature*, 1990, 346 (6286): 737—739.
- [ 45 ] Buggle B, Hambach U, Glaser B, et al. Stratigraphy, and spatial and temporal paleoclimatic trends in Southeastern/Eastern European loess-paleosol sequences[J]. *Quaternary International*, 2009, 196 (1/2): 86—106.
- [ 46 ] Liu X M, Liu D S, Xia D S, et al. Paleoclimatic records of loess susceptibility in China and Siberia—Analysis of two soil-forming models under oxidation and reduction conditions[J]. *Science in China: Series D: Earth Sciences*, 2007, 37 (10): 1382—1391. [刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜, 等. 中国与西伯利亚黄土磁化率古气候记录——氧化和还原条件下的两种成土模式分析[J]. *中国科学: D辑: 地球科学*, 2007, 37 (10): 1382—1391.]
- [ 47 ] Mullins C E. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science—a review[J]. *Journal of Soil Science*, 1977, 28 (2): 223—246.
- [ 48 ] Maher B A, Thompson R. Mineral magnetic record of the Chinese loess and paleosols[J]. *Geology*, 1991, 19 (1): 3—6.
- [ 49 ] Meng X, Derbyshire E, Kemp R A. Origin of the magnetic susceptibility signal in Chinese loess[J]. *Quaternary Science Reviews*, 1997, 16 (8): 833—839.
- [ 50 ] Kukla G, Heller F, Ming L X, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility[J]. *Geology*, 1988, 16 (9): 811—814.
- [ 51 ] Sun J M, Liu T. Multiple origins and interpretations of the magnetic susceptibility signal in Chinese wind-blown sediments[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 180 (3/4): 287—296.
- [ 52 ] Begét J E, Stone D B, Hawkins D B. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the late Quaternary[J]. *Geology*, 1990, 18 (1): 40—43.
- [ 53 ] Wang E H, Zhao Y S, Chen X W. Effects of seasonal freeze-thaw cycle on soil aggregate characters in typical phaeozem region of Northeast China[J]. *Chinese Journal of Applied Ecology*, 2010, 21 (4): 889—894. [王恩姮, 赵雨森, 陈祥伟. 季节性冻融对典型黑土区土壤团聚体特征的影响[J]. *应用生态学报*, 2010, 21 (4): 889—894.]
- [ 54 ] Jing G C, Ren X P, Liu X J, et al. Relationship between freeze-thaw action and soil moisture for Northeast black soil region of China[J]. *Science of Soil and Water Conservation*, 2008, 6 (5): 32—36. [景国臣, 任宪平, 刘绪军, 等. 东北黑土区冻融作用与土壤水分的关系[J]. *中国水土保持科学*, 2008, 6 (5): 32—36.]
- [ 55 ] Zhang J Z Q, Jia Y F, Wang J N, et al. Parameter characteristics of soil erodibility of long gentle slopes under composite erosion in the black soil region of Northeast China[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2020, 57 (3): 590—599. [张加子琦, 贾燕锋, 王佳楠, 等. 东北黑土区长缓复合侵蚀坡面土壤可蚀性参数特征[J]. *土壤学报*, 2020, 57 (3): 590—599.]
- [ 56 ] Hesung Y, Li Q K. *Chinese soil*[M]. 3rd ed. Beijing: Science Press, 1990: 117—118. [熊毅, 李庆远. *中国土壤*[M]. 第3版. 北京: 科学出版社, 1990: 117—118.]
- [ 57 ] Cui H S, Zhang B, Yu L, et al. Pattern and change of black soil resources in China[J]. *Resources Science*, 2003, 25 (3): 64—68. [崔海山, 张柏, 于磊, 等. 中国黑土资源分布格局与动态分析[J]. *资源科学*, 2003, 25 (3): 64—68.]
- [ 58 ] Chen X B, Wang Y Q. A new model for the prediction of viscous soil frost heave [J]. *Science in China: Series B: Life Sciences*, 1991, 21 (3): 296—306. [陈肖柏, 王雅卿. 粘性土冻胀预报新模型[J]. *中国科学: B辑化学: 生命科学*, 1991, 21 (3): 296—306.]
- [ 59 ] Zhao J B, Zhang Y, Chen B Q, et al. Law of water infiltration of lower part of middle Pleistocene loess in Luochuan of Shaanxi[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2009, 46 (6): 965—972. [赵景波, 张允, 陈宝群, 等. 陕西洛川中更新统下部黄土入渗规律研究[J]. *土壤学报*, 2009, 46 (6): 965—972.]

(责任编辑: 檀满枝)