

陕西横山地区 L_3 黄土与 S_3 古土壤元素地球化学特征与环境变化

杨宇哲¹, 岳大鹏^{1*}, 赵景波^{1,2}, 王晓宁¹, 刘怡婷¹, 刘 蓉¹

(1. 陕西师范大学地理科学与旅游学院, 西安 710119;

2. 中国科学院地球环境研究所, 黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710061)

摘 要: 陕西横山地区位于黄土高原和毛乌素沙地的过渡交界地带, 对环境变化敏感, 形成了独特的古风成沙—黄土古土壤序列。论文选取陕西榆林市横山区柳树崾剖面 L_3 、 S_3 黄土—古土壤地层, 对土壤样品中的元素含量与相关地球化学参数进行系统分析。结果显示: 柳树崾剖面常量元素氧化物以 SiO_2 、 Al_2O_3 和 CaO 为主, 黄土层(L_3-1 、 L_3-2)、古土壤层(S_3-1 、 S_3-2)和风沙层(L_3F 、 S_3F)中常量化学元素含量存在差异。 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 在古土壤层中的含量最高, 在黄土层中含量较低, 在风沙层中最低; 黄土层中 CaO 含量最高; 风沙层中 Na_2O 含量最高。剖面样品的化学蚀变指数CIA、Na/K值和淋溶系数反映黄土层和古土壤层处于初等化学风化阶段, 风沙层则未受化学风化。柳树崾剖面CIA、Rb/Sr和磁化率的高值指示风化成壤作用加强, 反映该时段气候相对温暖湿润, 夏季风增强, 毛乌素沙地固定收缩, 而硅铝率Sa值和 $>63\ \mu m$ 颗粒含量的高值则指示冬季风增强, 干冷的气候使得毛乌素沙地活化扩张。柳树崾剖面元素地球化学指标记录了在 L_3 黄土堆积时期存在1个极冷期、2个冷期和1个较暖期, S_3 古土壤发育时期存在2个暖期和1个冷期, 这与中国华北地区其他气候变化记录有着良好的对应。该研究结果为探索黄土高原和毛乌素沙地过渡区的气候变化与环境变迁提供了更多证据。

关键词: 黄土—古土壤; 常量元素; 风化程度; 横山地区

中国黄土高原黄土具有厚度大、风积连续的特点, 它与冰芯和深海沉积并称为研究第四纪气候变化和环境变迁的三大支柱^[1-2]。黄土的地球化学行为研究一直是黄土研究的热点问题之一。黄土—古土壤在沉积发育过程中不断地接受着化学风化和成壤改造作用, 由于表生环境的不断变化, 其所含的各种元素也在不断地迁移与组合, 而元素的迁移和聚集规律可以反映出风化成壤过程中的环境演变信息^[3-5]。有研究指出, 黄土发育时期风化作用较弱, 气候冷干, 而古土壤发育时期风化作用则较强, 气候暖湿^[3]。前人对黄土高原^[6-8]、青藏高原东

北部^[9-10]、中亚地区^[11]、关中地区^[12]和长江中下游^[4]等地黄土的地球元素化学特征进行了大量的实验研究, 取得了丰硕的成果。特别是近年来, 化学蚀变指数(CIA)、元素迁移率和A-CN-K三角图等化学风化指标被广泛使用, 其成果涵盖了黄土的物质来源、沉积过程中的环境变迁以及黄土化学风化的空间变异规律等。

陕西横山地区位于黄土高原和毛乌素沙地的过渡交界地带, 地处东亚夏季风区的西北缘, 生态环境脆弱, 对气候变化敏感。由于历史上毛乌素沙地的多次南侵, 造就了当地黄土剖面特有的古风成

收稿日期: 2022-07-04; 修订日期: 2022-10-04。

基金项目: 国家自然科学基金重点项目(42130507)。[Foundation: Key Program of the National Natural Science Foundation of China, No. 42130507.]

第一作者简介: 杨宇哲(1998—), 男, 辽宁沈阳人, 硕士生, 主要研究方向为水土资源评价与规划。

E-mail: yangyuzhe@snnu.edu.cn

*通信作者简介: 岳大鹏(1964—), 男, 陕西兴平人, 博士, 教授, 博士生导师, 主要研究方向为综合自然地理、土地利用与水土保持。E-mail: yuedp@snnu.edu.cn

引用格式: 杨宇哲, 岳大鹏, 赵景波, 等. 陕西横山地区 L_3 黄土与 S_3 古土壤元素地球化学特征与环境变化[J]. 地理科学进展, 2023, 42(2): 364-379. [Yang Yuzhe, Yue Dapeng, Zhao Jingbo, et al. Characteristics of geochemical weathering of L_3 and S_3 loess-paleosol section in the Hengshan area, Shaanxi Province. Progress in Geography, 2023, 42(2): 364-379.] DOI: 10.18306/dlkxjz.2023.02.013

沙—黄土古土壤序列。深入研究黄土高原与毛乌素沙地过渡区黄土的元素含量及其地球化学特征,对揭示该地区的气候变化和沙地环境变迁具有重要意义。前人对黄土高原北部黄土元素地球化学特征及其代表的古气候意义进行了一定的研究^[13-16],但对毛乌素沙地与黄土高原过渡区黄土沉积过程及环境演变的研究较少,且大都集中在对全新世和晚更新世黄土古土壤(L_0 ~ L_2 层位)的研究,缺少对 L_3 及以下层位中更新世黄土古土壤发育过程及气候环境变化的研究探讨,而 L_3 、 S_3 黄土古土壤沉积发育时期正好对应深海氧同位素 MIS8/9 阶段,较好地记载了一次冰期间冰期旋回期间黄土高原北部地区的气候变化及环境演变。由于沉积物的地球化学组分具有不均一性,使用化学蚀变指数 CIA 或 Na/K 值等单一化学风化指标往往很难准确反映出黄土—古土壤沉积发育期间的环境演变过程^[15],因此,多种元素地球化学指标互相对比分析才能准确解译出黄土—古土壤所记载的风化成壤强度变化及古气候信息。本文以陕西省榆林市横山区柳树崾剖面^[17]的 L_3 、 S_3 黄土—古土壤地层为研究载体,系统分析该剖面中常量元素和微量元素的组成、含量和分布规律;利用元素迁移率、化学蚀变指数 CIA、Na/K 值和 A-CN-K 三角图分析柳树崾剖面 L_3 、 S_3 黄土—古土壤地层记录的化学风化强度信息,通过使用 CIA、Na/K 值、淋溶系数 BA、硅铝率 Sa 值、Rb/Sr 比值等指标进行古气候重建,从而系统地阐述横山地区 L_3 黄土堆积和 S_3 古土壤发育期间元素地球化学各指标参数所记录的气候变化和环境演化信息,为进一步探索黄土高原和毛乌素沙地过渡区的气候变化与环境变迁提供更多证据。

1 材料和方法

1.1 研究区概况

陕西省榆林市横山区位于黄土高原北部(图1),毛乌素沙地南缘,处于黄土高原向鄂尔多斯高原过渡地带,属温带半干旱型大陆性季风气候,多年平均降水量 355.9 mm,年平均蒸发量 1800 mm,年均温 9.2 °C。该区全年平均风速为 2.33 m/s,风向以西北风、偏北风居多(数据来自国家气象信息中心提供的中国地面气候资料 1981—2010 年年值数据集)。研究区内海拔在 882~1535 m 之间,主要地貌类型为黄土丘陵沟壑地貌。



注:图中红色方块为柳树崾剖面;灰色方块均为已发表的黄土剖面(榆林剖面^[17]、石峁剖面^[18]);流动沙地、半固定沙地以及固定沙地数据来自于中国冰川冻土沙漠科学数据中心沙漠数据集(<http://www.ncdc.ac.cn/portal/>)。

图1 研究区位置及研究剖面位置

Fig.1 Location of the study area and the studied loess section

1.2 剖面选择与样品采集

本文选择的柳树崾剖面位于横山区党岔镇无定河南岸柳树崾村(37°56'05"N、109°58'07"E),海拔 1050 m,坡向为 10°。剖面位于挖建的盘山公路旁,出露良好。通过野外调查发现,该剖面山坡顶部为厚度 10 m 左右的马兰黄土(第一层黄土 L_1),呈灰黄色,颜色较下部离石黄土浅,质地疏松,有大孔隙和植物根系存在。马兰黄土之下为第一层古土壤(S_1),颜色呈明显的棕褐色,厚度在 2.5 m 左右,质地较紧实坚硬,有黑色铁锰斑点。 S_1 古土壤之下依次为第二层黄土(L_2)、第二层古土壤(S_2)、第三层黄土(L_3)、第三层古土壤(S_3)、第四层黄土(L_4)、第四层古土壤(S_4)、第五层黄土(L_5)和第五层古土壤(S_5)。 S_3 古土壤呈明显的红棕色,厚度 5 m 左右,是厚度最大的一层古土壤,虽不见明显的红三条,但仔细观察仍可看到 3 个颜色偏深的层次,在其底部发现有清楚的厚度约 1 m 左右的钙质结核淀积层。依据黄土—古土壤分布厚度和地层划分,采样起始位置位于第三层黄土(L_3)顶部,结束于古土壤 S_3 底部。样品采集于 2021 年 9 月,按照 10 cm 间距进行等间距采样,共采集 229 个样品,采样土层厚度为 22.8 m。结合实验测得的元素和粒度数据进行层位划分,可将剖面自上而下划分为 7 层(表 1)。

1.3 实验方法

元素含量测定实验方法为:将自然风干土样磨至 200 目以下,称取 5.0 g 土样使用 YY-40 型液压制

表1 柳树峁剖面地层特征描述

Tab.1 Stratigraphic characteristics of the Liushumao section

| 地层 | 厚度/m | 地层特征描述 |
|-------------------|------|--|
| L ₃ -1 | 14.0 | 极细砂质黄土,灰黄色,较为疏松,存在裂隙和孔洞,垂直节理发育,质地均一,稀疏可见分布有碳酸钙结核 |
| L ₃ S | 1.3 | 极细砂质古土壤,灰黄略发棕色,团块状结构,粒度较上一层偏细,质地较为紧实,土块中可见有暗色斑点,为发育弱的古土壤 |
| L ₃ -2 | 1.3 | 极细砂质黄土,灰黄色,较为疏松,存在裂隙和孔洞,垂直节理发育,质地均一,土壤粒径较上一层偏粗 |
| L ₃ F | 2.0 | 极细砂—细砂风沙层,灰黄色沙层,颜色较浅,颗粒较粗,非常松散 |
| S ₃ -1 | 0.6 | 含细砂极细砂质古土壤,黄褐色—浅红棕色,颗粒较细,成壤特征强,质地紧实坚硬,主要呈棱柱状、团块状结构,含少量铁质胶膜 |
| S ₃ F | 0.7 | 细砂—极细砂风沙层,黄棕色沙层,颗粒较粗,质地较为疏松,比较松散 |
| S ₃ -2 | 2.9 | 含细砂极细砂质古土壤,黄褐色—浅红棕色,颗粒较细,成壤明显,质地紧实坚硬,主要呈团块状结构,有黑色斑点和碳酸钙结核 |

样机压制成圆形薄片,使用德国 BRUKER 公司的 S8 TIGER 型 X-RAY 荧光光谱仪对土壤样品中的常量元素和微量元素进行测定,同时测定 GSS-3 和 GSS-18 土壤成分标准参考样(GB/T 14506.28—2010),测试误差控制在 10 % 以内。

磁化率实验采用英国 Bartington 公司的 MS2 型磁化率仪,取自然风干样品适当研磨后装满体积为 10 cm³ 的样品盒中,密封后称量样品质量,计算样品密度,然后将样品盒放入磁化率仪探头中。在 SI 模式下分别测量低频(0.47 kHz)和高频(4.7 kHz)体积磁化率,每个样品重复测量 3 次,结果取平均值。

CaCO₃ 含量分析采用宋佃星等^[19]改进的气量法进行测试。首先,将样品烘干后过孔径为 2 mm 的筛,称取 2.5 g 土样(精确到 0.001 g)倒入锥形瓶中,加入 20 mL 蒸馏水和 7 mL 浓度为 10% 的稀盐酸;摇晃锥形瓶使之充分反应后,测得 CO₂ 体积 V_1 ,然后称取 0.2 g CaCO₃ 分析纯试剂(精确到 0.001 g),重复上一步骤,测得 CO₂ 体积 V_2 ;最后进行空白对照试验,记录 CO₂ 体积 V_3 。每个样品重复做 3 次试验,结果取其平均值。计算公式如下:

$$W = \frac{M_2 \times (V_1 - V_3)}{M_1 \times (V_2 - V_3)} \times 100\% \quad (1)$$

式中: W 为 CaCO₃ 含量(%), M_1 为土样的质量(g), M_2 为 CaCO₃ 分析纯试剂的质量(g), V_1 是样品释放的 CO₂ 体积(mL), V_2 是 CaCO₃ 分析纯试剂释放的 CO₂ 体积(mL), V_3 是空白样品的体积变化平均值(mL)。

粒度实验采用英国 Mastersizer 2000 型激光粒度仪,测量范围为 0.02~2000 μm,每个样品重复测量三次,结果取平均值。粒度数据采用国内粒径分级标准,即 <5 μm 为黏粒,5~10 μm 为细粉砂,10~50 μm 为粗粉砂,50~100 μm 为极细砂,100~250 μm 为

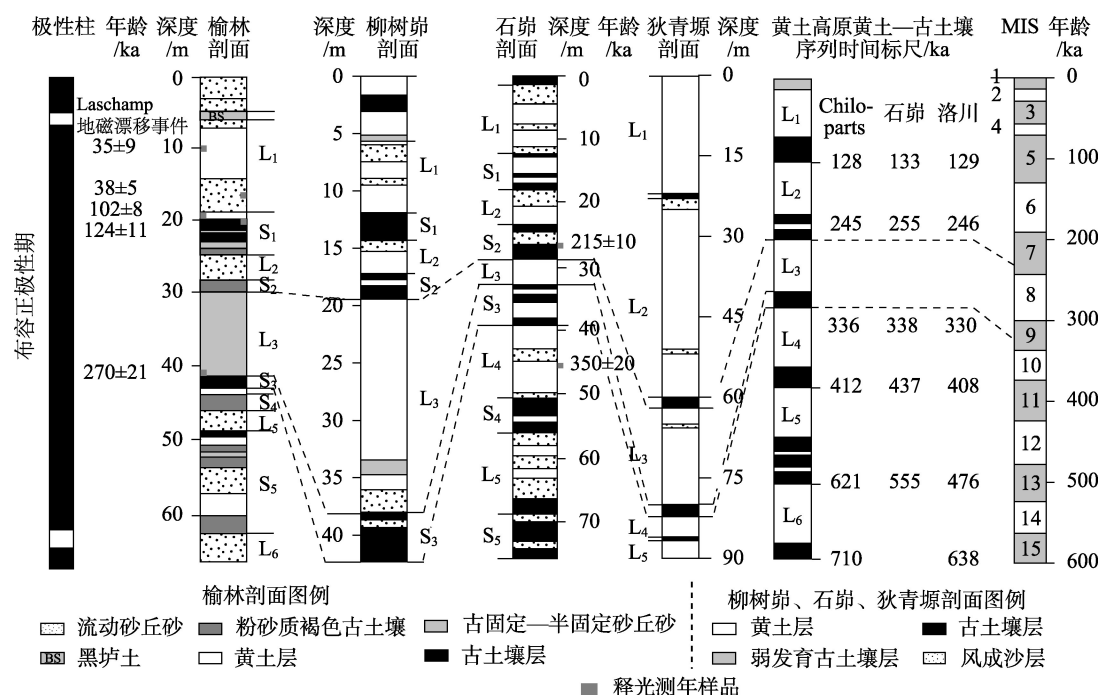
细砂,250~500 μm 为中砂,>500 μm 为粗砂^[20]。

以上实验均在陕西师范大学地理科学与旅游学院实验中心完成。

1.4 地层年代

本文采样的柳树峁剖面邻近 Li 等^[17]研究的榆林(YL)剖面 and Sun 等^[18]研究的石峁(SM)剖面,柳树峁剖面与石峁剖面都位于无定河南岸,属于在同一地貌类型上形成的古风成沙—黄土古土壤沉积序列。柳树峁剖面黄土地层是构成无定河阶地的主要地层,剖面顶部地形与周围基本相同,剖面顶部 10 m 左右厚的马兰黄土(L₁)保存较好。马兰黄土之下为第一层古土壤(S₁),与石峁剖面 S₁ 层相当,该层是重要的标志层,是黄土高原末次间冰期的代表性地层,指示该层底界以上的土层是约 12.8 万年以来发育的。根据黄土地层划分顺序,第一层古土壤之下依次为 L₂ 黄土、S₂ 古土壤、L₃ 黄土、S₃ 古土壤、L₄ 黄土、S₄ 古土壤、L₅ 黄土和 S₅ 古土壤。S₅ 古土壤同样也是黄土地层中的重要标志层,是黄土地层中发育最强和厚度最大的古土壤层。在柳树峁剖面中,S₅ 呈明显的红棕色,是剖面中成壤作用最强的一层,其厚度达 5 m 左右,仔细观察可看到 S₅ 古土壤由 3 个颜色偏深的层次构成,在其底部钙质结核淀积层发育较好。采样层位为 S₅ 古土壤之上的第二层古土壤和第三层黄土,再通过与榆林剖面、石峁剖面进行对比(图 2),可以确定采样层位的黄土与古土壤为 L₃ 和 S₃。

通过野外调查与测量,发现柳树峁剖面 L₃ 黄土的厚度较石峁剖面厚且存在风沙层,这可能是受沉积环境和下伏地形的影响所致:① L₃ 时期该地区气候寒冷干旱,毛乌素沙地沙尘搬运和堆积加快,一般认为,在风力作用下,砂粒级组分的运动形式主



注: 榆林剖面引自文献[17]; 石峁剖面引自文献[18]; 横山区狄青塬剖面引自文献[21], 黄土—古土壤时间序列标尺引自文献[24-25]; 深海氧同位素阶段(MIS)引自文献[26]。

图2 柳树塬剖面地层年代与其他剖面对比

Fig.2 Comparison of stratigraphic age of the Liushumao section with loess sections in other regions

要以近地表的跃移和蠕移为主,搬运距离较短且就近形成风成沙沉积。柳树塬剖面较石峁剖面更加靠近沙源地,这就导致该剖面在L₃时期形成了风成沙沉积和较厚的黄土沉积。在靠近毛乌素沙地的横山狄青塬剖面^[21]黄土也发现具有沉积较厚的特点。②可能与下伏地形的不同有关。一般来说,风成沉积物在地势低平之处沉积较多,在不利地形之处沉积较少。在黄土高原地区,黄土的厚度分布存在以下特点,斜坡的黄土沉积厚度较大,山麓的西坡、北坡黄土较厚,在南坡、东坡黄土较薄^[1-2]。柳树塬剖面位于山麓北坡且坡度较缓,这也可能是剖面L₃黄土层沉积较厚的原因。综上,在沉积环境和下伏地形双重作用下,造成了柳树塬剖面L₃层位与石峁剖面相比有风沙层的存在且黄土厚度较厚。就记录沙地进退活动而言,柳树塬剖面对指示毛乌素沙地的扩张更具代表性。柳树塬剖面S₃古土壤厚度和石峁剖面差别不大,只是石峁剖面S₃层中夹有薄层黄土。在S₃时期气候整体上较L₃时期湿润,降水量大,而在S₃间冰期中的短暂冷期沉积的黄土由于覆盖植被较少,受到的流水侵蚀作用较强^[22]。这很可能是柳树塬剖面缺少薄层黄土的原因。

目前,学者们对中国黄土高原地区黄土地层年

代学研究已经做了大量工作,由最初的地层磁学定年再到如今的天文轨道调谐定年,较高精度的中国黄土—古土壤序列时间标尺不断被建立,如黄土序列时间标尺LLZAD-1999、HLD-2000和Chiloparts等^[23-25]。通过对比临近剖面年代数据和黄土序列时间标尺(图2)及其他长时间序列气候代用指标记录(图3),综合判断柳树塬剖面L₃顶部和底部年龄分别为距今250 ka和280 ka左右,S₃底部年龄为约330 ka,剖面记录的横山地区进入L₃的时间大致为距今280 ka左右。

1.5 数据分析方法

为了揭示剖面土壤的风化程度,本文采用化学蚀变指数CIA、Na/K值、Rb/Sr值、硅铝率Sa值和淋溶系数BA进行判别。

化学蚀变指数CIA计算公式为:

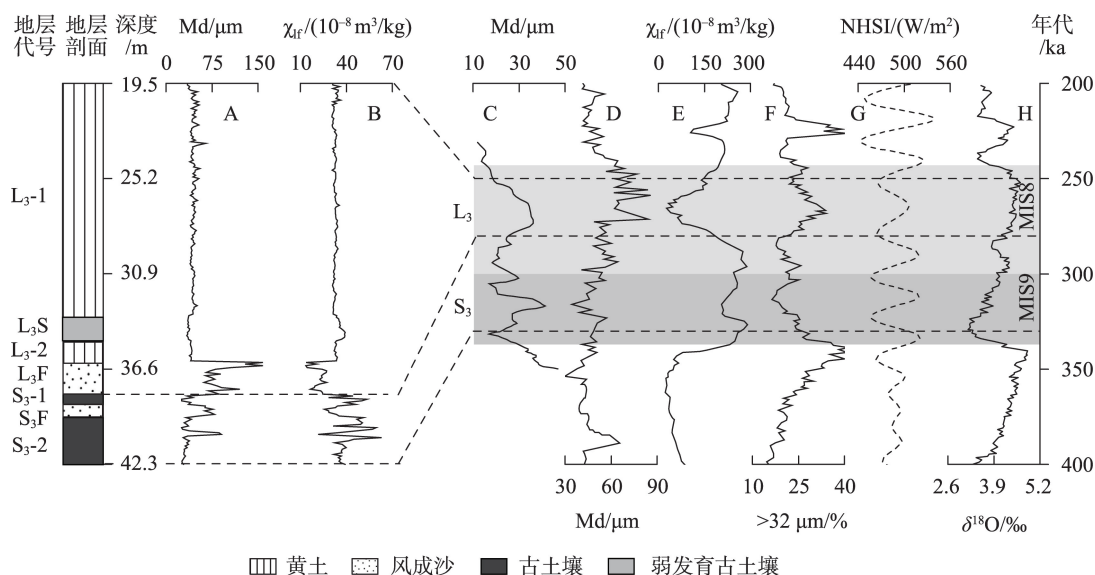
$$CIA = \left[\frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O)} \right] \times 100 \quad (2)$$

淋溶系数BA计算公式为:

$$BA = (CaO + K_2O + Na_2O) / Al_2O_3 \quad (3)$$

硅铝率Sa值计算公式为:

$$Sa = SiO_2 / Al_2O_3 \quad (4)$$



注: A、B 为柳树岭剖面中值粒径(Md)和磁化率值(χ_{if}); C 为石砭剖面中值粒径^[18]; D 为靖边剖面中值粒径^[27]; E、F 为西峰剖面黄土磁化率与 $>32 \mu\text{m}$ 粒径含量^[28]; G 为 30°N 7 月太阳辐射(NHSI)^[29]; H 为深海氧同位素 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[26]。

图3 柳树岭剖面中值粒径和磁化率值与其他气候代用指标对比

Fig.3 Comparison of the median size and magnetic susceptibility values of the Liushumao section with other climatic proxies

式中:元素含量均为摩尔含量,其中 CaO^* 为硅酸盐矿物中钙的含量,采用 McLennan 等^[30]的方法来校正 CaO 的摩尔含量。方法是假设硅酸盐材料的 $\text{CaO}:\text{Na}_2\text{O}$ 为 1:1,若 $m(\text{CaO}) \leq m(\text{Na}_2\text{O})$,则 $m(\text{CaO}^*) = m(\text{CaO})$;若 $m(\text{CaO}) > m(\text{Na}_2\text{O})$,则 $m(\text{CaO}^*) = m(\text{Na}_2\text{O})$ 。

欧阳椿陶等^[31]在研究毛乌素沙漠东南缘萨拉乌苏河流域米浪沟剖面古土壤成壤环境时发现,当地间冰期的气候较为暖湿,其所形成的古土壤的生物化学风化程度与现代华北地区褐土相当,并将剖面古土壤的 CIA 值与褐土所在区域现代的气温及降水量值进行相关分析,建立了回归方程,对古土壤层发育时期的降水量和温度进行了定量重建。米浪沟剖面位于柳树岭剖面以西方向 100 km 左右,与柳树岭剖面同处一个气候带,符合该公式适用范围,因此,选择此模型来重建柳树岭剖面古土壤发育时期的温度和降水量,古降水量 P 与古气温 T 重建公式如下:

$$P = -1162.9 + 30.248 \times \text{CIA} \quad (5)$$

$$T = -120.82 + 32.45 \times \ln \text{CIA} \quad (6)$$

2 结果分析

2.1 常量化学元素含量变化

横山地区柳树岭剖面常量元素含量以硅酸盐

矿物为主,主要化学成分(以氧化物计)为 SiO_2 、 Al_2O_3 和 CaO ,平均含量为 625.38、109.07 和 61.53 g/kg(图 4、表 2)。其他常量元素氧化物成分从多到少依次为 $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} > \text{Na}_2\text{O} > \text{MgO}$ 。上述常量元素含量在各层位中的变异系数 C_v 值较低,除 CaO ($C_v=0.28$) 和 MgO ($C_v=0.14$) 的变异系数较高外,其余元素的 C_v 值均 ≤ 0.12 ,表明古土壤与黄土和风成沙的元素组成具有相似性。

黄土层(L_3-1 、 L_3-2)、古土壤层(S_3-1 、 S_3-2)和风沙层(L_3F 、 S_3F)中常量化学元素含量存在微弱差异,黄土层(L_3-1 、 L_3-2)含量最高的常量元素氧化物为 SiO_2 、 Al_2O_3 和 CaO ,含量分别为 614.89、108.17 和 67.87 g/kg,其他常量元素氧化物成分从多到少依次为 Fe_2O_3 (36.66 g/kg) $> \text{K}_2\text{O}$ (21.03 g/kg) $> \text{MgO}$ (20.75 g/kg) $> \text{Na}_2\text{O}$ (19.76 g/kg)。在黄土中夹杂一层发育较弱的古土壤层 L_3S ,其 CaO 含量明显低于黄土层,为 57.70 g/kg, SiO_2 、 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 含量高于黄土层,分别为 627.64、111.76 和 38.07 g/kg。古土壤层(S_3-1 、 S_3-2)中 CaO 、 Na_2O 、 MgO 含量分别为 52.41、18.59、20.19 g/kg,明显低于黄土层;而 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 含量分别为 635.18、117.38、39.58、22.85 g/kg,明显高于黄土层。这表明古土壤形成时期化学风化作用较强,Na、Ca、Mg 元素性质活泼,在温暖湿润的环境下发生了迁移,而 Al、Fe 元素较为稳定,表现

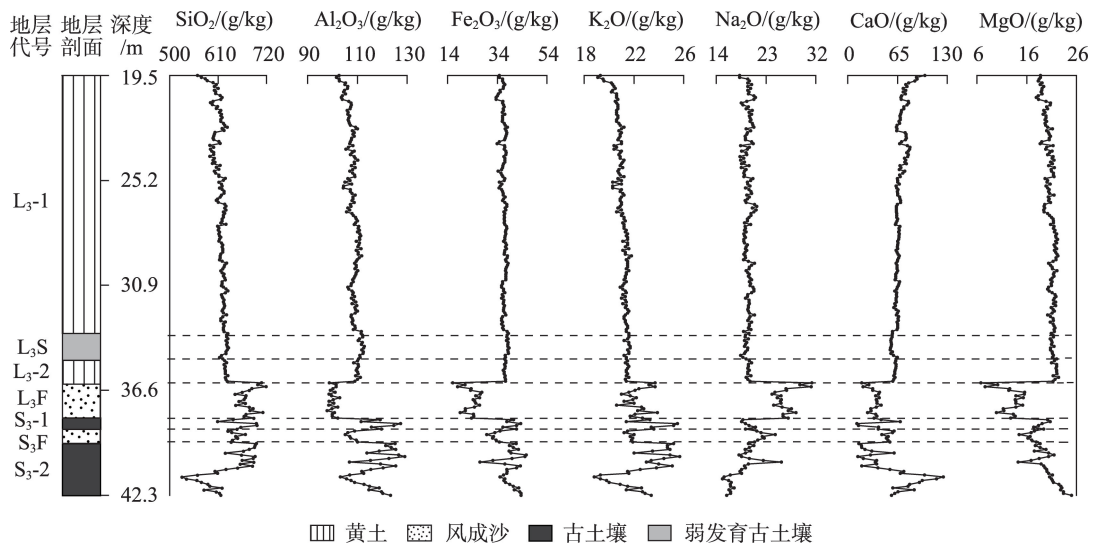


图4 柳树峁剖面常量元素曲线图

Fig.4 Major element contents of the Liushumao section

表2 柳树峁剖面不同地层单元常量元素含量

| Tab.2 Major element concentrations of different eolian deposits in the Liushumao section (g/kg) | | | | | | | |
|---|----------------------------|--------------------------------|--------------------------------|------------------|-------------------|--------------|-------------|
| 地层 | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | K ₂ O | Na ₂ O | CaO | MgO |
| L ₃ -1 | 563.30~632.80 ^① | 101.60~111.80 | 33.60~38.50 | 19.10~21.80 | 18.20~21.30 | 58.50~100.60 | 17.90~22.30 |
| | 613.82 ^② | 108.00 | 36.63 | 20.99 | 19.75 | 68.44 | 20.66 |
| L ₃ S | 613.50~634.00 | 110.30~112.80 | 37.20~38.70 | 21.20~21.70 | 18.40~19.80 | 55.60~64.70 | 20.70~21.50 |
| | 627.64 | 111.76 | 38.07 | 21.52 | 19.25 | 57.70 | 21.12 |
| L ₃ -2 | 620.30~631.80 | 108.50~111.30 | 36.40~37.40 | 21.30~21.60 | 19.40~20.40 | 58.80~63.00 | 21.00~22.40 |
| | 626.48 | 109.95 | 37.05 | 21.45 | 19.85 | 61.65 | 21.79 |
| L ₃ F | 648.30~719.60 | 97.80~102.90 | 16.10~27.80 | 20.60~23.90 | 24.10~31.30 | 18.20~43.70 | 6.80~15.60 |
| | 679.87 | 100.18 | 23.48 | 22.27 | 26.70 | 34.02 | 12.63 |
| S ₃ -1 | 608.20~698.10 | 111.50~127.40 | 36.30~43.50 | 21.40~25.50 | 18.60~21.10 | 11.70~68.80 | 17.40~20.70 |
| | 660.23 | 119.68 | 40.32 | 23.73 | 19.50 | 36.33 | 19.20 |
| S ₃ F | 632.50~672.40 | 105.10~110.10 | 29.80~35.10 | 21.20~22.00 | 20.90~24.70 | 44.30~60.60 | 14.50~17.90 |
| | 647.27 | 107.73 | 32.97 | 21.71 | 22.21 | 53.44 | 16.67 |
| S ₃ -2 | 527.30~696.70 | 103.10~129.10 | 27.00~45.60 | 18.80~25.70 | 15.10~25.80 | 13.00~124.90 | 14.30~25.00 |
| | 629.99 | 116.90 | 39.42 | 22.67 | 18.40 | 55.73 | 20.40 |
| 平均值 | 625.38 | 109.07 | 35.92 | 21.47 | 20.23 | 61.53 | 19.85 |
| 变异系数 | 0.05 | 0.05 | 0.12 | 0.05 | 0.12 | 0.28 | 0.14 |
| 靖边黄土 | 575.20 | 97.40 | 35.70 | 22.50 | 13.40 | 50.40 | 17.10 |
| 绥德黄土 | 637.35 | 126.60 | 44.95 | 23.15 | 16.70 | 63.20 | 21.65 |
| UCC | 660.20 | 154.00 | 50.40 | 28.00 | 32.70 | 35.90 | 24.80 |

注:① 代表范围,② 代表平均值,其他类似。

出富集的特征。值得注意的是,在S₃-2下部,K₂O含量出现极小值,CaO含量出现极大值,其可能的原因这一时期土壤风化作用较为强烈,K元素淋失^[4],而CaO含量较高的原因是这一层中含有较多CaCO₃,上部的Ca元素以CaCO₃形式淋溶淀积到S₃-2下部,导致CaO含量升高。风沙层(L₃F、S₃F)中,

Al₂O₃、Fe₂O₃、CaO、MgO的含量分别为102.13、25.94、39.06、13.67 g/kg,明显低于黄土和古土壤层。横山地区毗邻毛乌素沙地,而风沙层是由于历史时期或地质时期毛乌素沙地南侵而形成的^[32],经对比,其元素含量与毛乌素沙地^[15,33]具有相似性。

剖面常量元素氧化物同大陆壳(upper continen-

tal crust, UCC)^[34]比值变化规律见图5,在元素含量分布上与靖边黄土^[13]和绥德黄土^[14]趋势基本相同, Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 Na_2O 相对亏损, CaO 相对富集, SiO_2 、 MgO 含量较上陆壳(UCC)差别不大。

受物质来源的影响,元素的绝对含量变化往往不能反映真实的风化成壤过程中的地球化学行为。活性较强的元素的淋失迁移会导致稳定性元素浓度的相对增加,从而无法真实反映化学风化过程中元素迁移和富集情况。为减轻这种影响,往往采用某一稳定元素(Ti、Al等)作为参照,计算样品中其他元素的变化率百分比,从而获知元素的迁移和富集程度^[4,7]。公式如下:

$$\Delta = \left[\left(X_s / I_s \right) / \left(X_L / I_L \right) - 1 \right] \times 100\% \quad (7)$$

式中: Δ 为元素迁移率(%), X_s 和 I_s 分别代表样品中元素X和参比元素I的含量, X_L 和 I_L 分别代表上述元素在原始母质中的含量。

由于剖面风化前的原始母岩成分未知,结合土壤颜色、磁化率等数据,本文选择风化程度最弱的风沙层 L_3F 来近似代表,选择变异系数最低的Al元素作为参比元素计算剖面元素含量的变化率百分数(图6)。结果表明,常量元素中Na、K元素的 $\Delta < 0$ 且 $|\Delta| > 10$,说明在化学风化过程中Na、K元素较Al元素发生了一定程度的迁移,古土壤层的Na、K元素较Al元素迁移程度要高于黄土层和风沙层。Mg、Ca、Fe、Si元素较Al元素都存在不同程度的富集。黄土层的Mg、Ca元素的富集程度要略高于古土壤层和风沙层,值得注意的是 S_3-1 层中Ca元素相对于其他层位发生明显迁移,这可能是由于当时温暖湿润的环境导致Ca元素淋溶流失,加之这一层古土壤发育较薄,Ca元素迁移到下一层土壤中。

2.2 微量元素含量变化

微量元素在剖面不同层位平均含量统计结果见表3。由表3得知,Ba、Mn元素含量最高,分别为472.13和469.09 mg/kg,将微量元素含量数据同上陆壳(UCC)值进行标准化处理后的结果见图7。结果显示,Cr、As元素相对富集,而V、Mn、Co、Ni、Cu、Zn、Sr、Ba、Ce、Th相对亏损。其中Mn、Co元素亏损严重,Rb、Pb、Nd元素基本与上陆壳持平。古土壤层中Mn、Co、Ni、Cu、Zn、Rb、Pb元素含量大于黄土层和风沙层,风沙层中Cr、Sr、Ba元素的含量最高。

2.3 磁化率和碳酸钙的变化

磁化率数值的高低可反映气候的干湿状况,对风化强度也有很好的指示作用^[35]。风化成壤作用

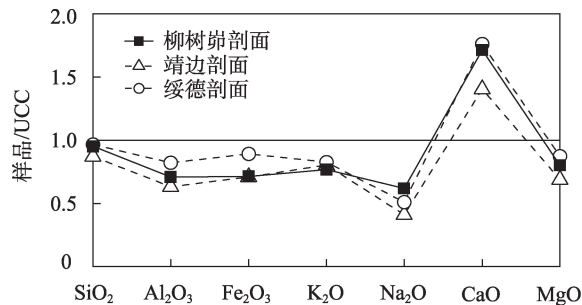


图5 柳树崮剖面土壤常量元素的UCC标准化曲线

Fig.5 UCC-normalized pattern of major elements in the Liushumao section

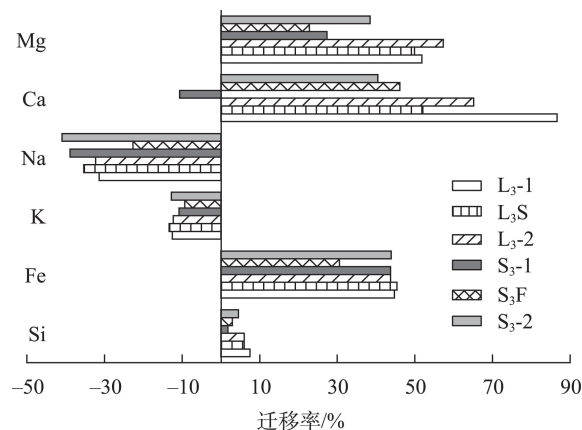


图6 柳树崮剖面各层常量元素相对于Al元素的迁移率

Fig.6 Migration ratios of major elements of the Liushumao section relative to the stable element aluminium

使铁磁性赤铁矿矿物含量增高,因此磁化率高值指示了成壤作用强烈的相对温暖湿润的气候环境。测定结果(表4)表明,柳树崮剖面中磁化率波动范围为 $13.62 \times 10^{-8} \sim 62.90 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,平均值为 $33.36 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。古土壤层(S_3-1 、 S_3-2)磁化率值最高,平均值为 $41.75 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,而风沙层(L_3F 、 S_3F)的磁化率值最低,为 $24.33 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。

CaCO_3 含量能够指示土壤发育时的降水量和土壤湿度变化^[12,19]。 CaCO_3 含量分析结果(表4)显示,在柳树崮剖面中 CaCO_3 含量的变化分异性比较显著,全剖面含量范围为1.06%~16.75%,黄土层 L_3-1 的 CaCO_3 含量最高,达到了9.99%。整体上看,古土壤层 CaCO_3 含量明显低于黄土层,说明古土壤中碳酸盐受到了较强的淋溶作用^[19]。

3 讨论

3.1 A-CN-K三角图指示的化学风化阶段

A-CN-K(即 Al_2O_3 - CaO^+ Na_2O - K_2O)三角模型图

表3 柳树峁剖面不同地层单元微量元素平均含量

| Tab.3 Average concentrations of trace elements of different deposits in the Liushumao section (mg/kg) | | | | | | | | |
|---|-------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------|------------------|-------------------|--------|
| 元素 | L ₃ -1 | L ₃ S | L ₃ -2 | L ₃ F | S ₃ -1 | S ₃ F | S ₃ -2 | 全剖面 |
| V | 65.49 | 67.76 | 65.32 | 41.79 | 70.60 | 58.94 | 70.69 | 64.13 |
| Cr | 125.72 | 109.70 | 121.51 | 136.63 | 155.52 | 175.14 | 125.34 | 127.77 |
| Mn | 482.58 | 514.98 | 494.29 | 277.35 | 518.05 | 401.69 | 509.99 | 469.09 |
| Co | 7.72 | 8.14 | 8.00 | 4.25 | 9.05 | 6.61 | 9.01 | 7.62 |
| Ni | 25.14 | 26.12 | 25.49 | 15.69 | 29.53 | 23.40 | 28.45 | 24.87 |
| Cu | 16.84 | 18.09 | 16.92 | 9.42 | 18.95 | 14.67 | 18.95 | 16.52 |
| Zn | 50.30 | 53.70 | 51.40 | 29.42 | 53.67 | 41.60 | 53.46 | 48.96 |
| Rb | 82.17 | 84.91 | 83.34 | 72.20 | 89.33 | 77.03 | 86.32 | 82.08 |
| Sr | 217.09 | 188.58 | 222.60 | 238.31 | 186.87 | 212.71 | 201.52 | 214.74 |
| Ba | 451.77 | 453.21 | 453.02 | 558.92 | 533.60 | 509.49 | 505.64 | 472.13 |
| Pb | 16.27 | 16.79 | 16.45 | 15.54 | 17.80 | 15.86 | 17.60 | 16.44 |
| As | 9.48 | 9.12 | 9.05 | 4.90 | 9.50 | 7.11 | 9.99 | 9.03 |
| Ce | 52.41 | 55.64 | 54.32 | 38.03 | 56.87 | 51.86 | 54.86 | 51.83 |
| Nd | 24.53 | 26.09 | 25.21 | 17.46 | 27.02 | 23.30 | 26.92 | 24.37 |
| Th | 8.99 | 9.06 | 9.36 | 4.82 | 9.53 | 7.69 | 9.41 | 8.68 |

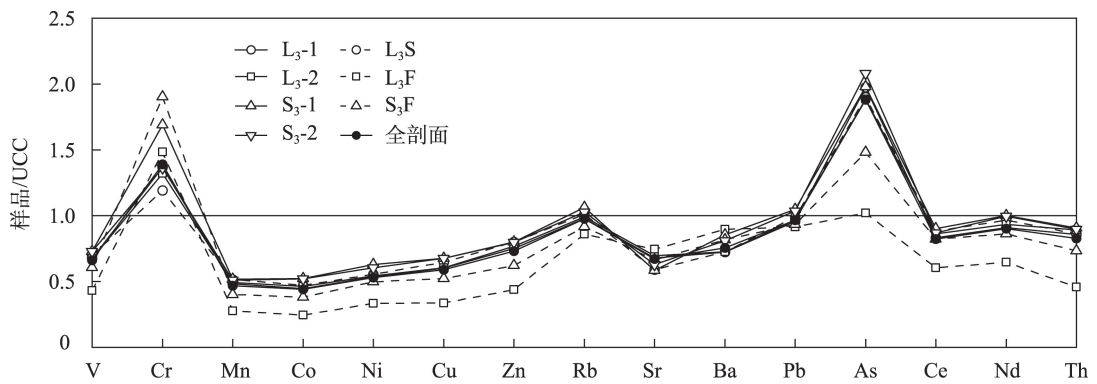


图7 柳树峁剖面土壤微量元素的UCC标准化曲线

Fig.7 UCC-normalized pattern of trace elements in the Liushumao section

表4 柳树峁剖面质量磁化率和CaCO₃含量
Tab.4 Magnetic susceptibility and CaCO₃ content
of the Liushumao section

| 层位 | $\chi_{if}/(10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg})$ | | CaCO ₃ /% | |
|-------------------|---|-------|----------------------|------|
| | 范围 | 平均值 | 范围 | 平均值 |
| L ₃ -1 | 30.56~40.66 | 32.69 | 8.30~15.03 | 9.99 |
| L ₃ S | 34.97~39.17 | 37.01 | 7.35~8.69 | 7.96 |
| L ₃ -2 | 32.00~34.11 | 33.12 | 8.41~8.92 | 8.61 |
| L ₃ F | 13.62~27.28 | 21.89 | 2.24~5.19 | 4.00 |
| S ₃ -1 | 28.40~53.57 | 43.63 | 2.66~8.14 | 6.12 |
| S ₃ F | 25.73~35.32 | 31.29 | 5.20~8.82 | 6.98 |
| S ₃ -2 | 21.64~62.90 | 41.37 | 1.06~16.75 | 7.60 |
| 全剖面 | 13.62~62.90 | 33.36 | 1.06~16.75 | 8.77 |

最早由 Nesbitt 等^[36]提出,根据质量平衡原理、长石淋溶实验和矿物稳定性的热力学计算得出大陆风化趋势。图8显示,柳树峁剖面土壤的风化程度接近UCC,化学风化趋势线大致平行于CN-A连线且指向A-K连线,说明土壤中的斜长石最先风化分解,但化学风化趋势线距A-K还有一段距离,说明斜长石的风化还处于初级阶段。同时,从A-CN-K三角图中的投影点位置可以看出其经历的化学风化仍处在去Ca、Na的初级化学风化阶段,与毛乌素沙漠东南缘榆林镇北台剖面^[37]记录的结果一致。由于东亚夏季风对黄土高原北部影响偏弱,土壤的风化程度偏低,剖面样品均属于初等化学风化阶

段,风沙层则未受化学风化。剖面不同层位的化学风化强度仍存在一定差异,古土壤 L_3S 、 S_3-1 和 S_3-2 更靠近A点,指示斜长石被风化转变成黏土矿物的程度最高,而风沙层 L_3F 、 S_3F 更靠近CN点,说明其遭受的化学风化程度最低。

3.2 地球化学参数指示的风化成壤程度

元素的绝对含量有时不能准确指示气候变化,而地球化学综合参数受干扰较小,具有更加明确的气候意义^[3-5]。本文选取化学蚀变指数CIA、Na/K值、淋溶系数BA、硅铝率和Rb/Sr值指标来指示风化成壤强度,以期可以更好地揭示沉积时期气候环境变化。剖面各参数变化趋势如图9所示。

化学蚀变指数CIA定量反映了相对于新鲜母岩,长石风化和转化为次生粘土矿物的程度,一般认为,CIA<50表示未受化学风化作用,CIA在50~

65之间表示初等化学风化程度,CIA在65~85之间表示中等化学风化水平,CIA>85表示高等化学风化作用^[5]。横山地区柳树崮剖面样品CIA值在45.63~61.36之间,平均值为54.95,处于初等化学风化阶段,其值小于黄土高原中部的洛川黄土(CIA=62.50)^[7],高于毛乌素沙地东缘的神木黄土(CIA=48.36)^[15],与陕北榆林同地区的靖边和绥德黄土的CIA值相当(靖边CIA=58.81,绥德CIA=55.20)^[13-14]。该结果与所处的黄土高原与毛乌素沙地过渡带的地理位置相符合。柳树崮剖面黄土层(L_3-1 、 L_3-2)的CIA在53.00~56.88之间,均值为55.19。古土壤层(S_3-1 、 S_3-2)和发育较弱的古土壤层 L_3S 的CIA在49.30~61.36之间,均值为57.58。风沙层(L_3F 、 S_3F)的CIA在45.63~54.34之间,均值为48.93。古土壤的CIA值明显高于黄土层和风沙层,说明古土壤形成时气候温暖湿润,风化成壤作用较强;风沙层和黄土层形成时,气候寒冷干燥,不利于斜长石和钾长石的化学蚀变,风化成壤强度弱。

Na/K值是衡量土壤中斜长石风化程度的指标。由于斜长石的风化速率远大于钾长石,所以Na的迁移流失速率要大于K元素,一般来说,Na/K值与风化程度呈反比^[4]。柳树崮剖面Na/K值在1.03~2.00之间,平均值为1.43。风沙层的Na/K值最高,为1.75;其次为黄土层(1.43);古土壤层Na/K值最低,为1.27,说明古土壤形成时在暖湿的气候条件下斜长石开始风化,Na元素淋溶流失。将CIA值以及Na/K值投影到直角坐标系中(图10),可以发现,

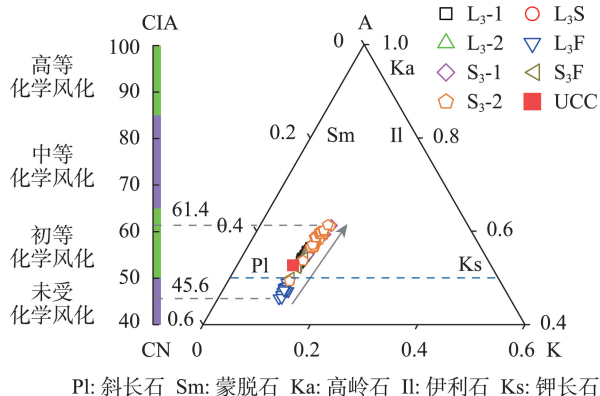


图8 柳树崮剖面沉积物 A-CN-K 三角图

Fig.8 A-CN-K ternary diagram of the Liushumao section

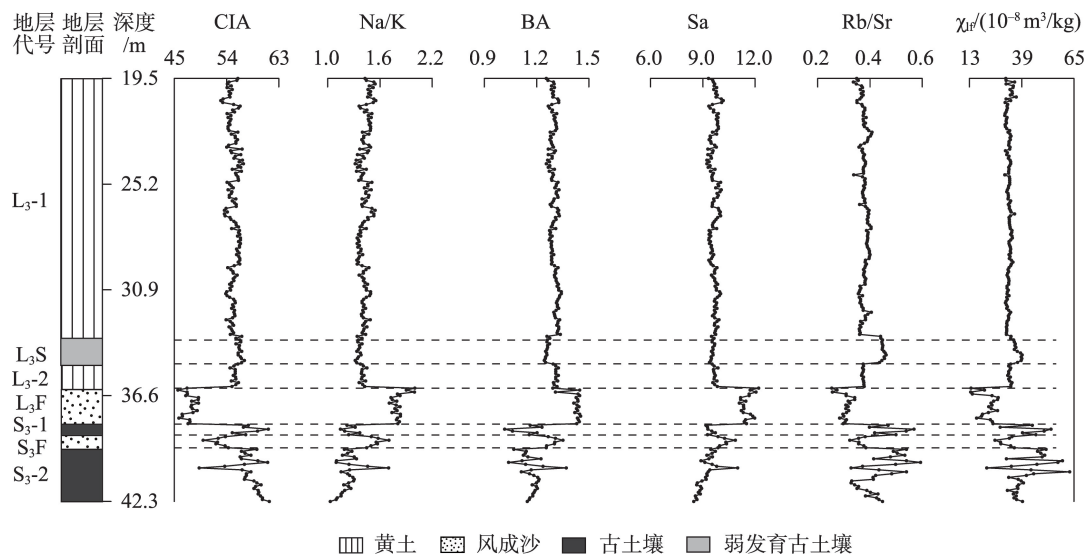


图9 柳树崮剖面地球化学参数和磁化率变化曲线图

Fig.9 Variations of weathering parameters and magnetic susceptibility in the Liushumao section

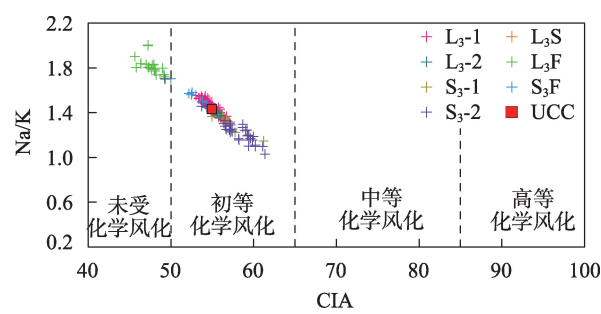


图10 柳树岭剖面黄土—古土壤Na/K-CIA分析图
Fig.10 Na/K-CIA diagram for loess and paleosoil samples in the Liushumao section

柳树岭剖面样品的Na/K值与CIA值呈现明显的负相关关系($R=-0.98$, $n=229$, $P<0.01$)。这与化学蚀变指数表达了相同的环境意义,表明柳树岭剖面土壤处于初等化学风化阶段。

淋溶系数BA是通过利用土壤中活泼性元素Ca、K、Na相对于稳定性元素Al的淋溶迁移程度来判断当时的风化环境及强度^[8,38]。通常情况下,当气候环境变得温暖湿润时,风化成壤作用增强,Ca、K、Na元素淋溶作用强烈,而Al、Fe元素相对沉积富集,因而淋溶系数与风化成壤强度呈反比。硅铝率Sa值也常被用于土壤成因研究,以判断土壤风化程度。在干旱气候条件下,Si相对富集而使Al、Fe元素相对含量减少;在湿润条件下,易溶元素淋失导致Al、Fe元素相对富集。因此,Sa值越高代表风化程度越低,反之则代表风化程度越高^[39]。

Dasch^[40]在对美国中东部地区风化壳Sr、Rb元素迁移规律研究时发现:Rb元素容易被土壤中有有机物或粘土矿物吸附,而Sr元素化学性质活泼,常以游离态的形式被水带走。当气候暖湿程度增强时,化学风化作用增强,有机物和粘土矿物含量变高,Rb被吸附的量就增大,反之,Rb被吸附的量就减少,因此,Rb/Sr比值可以很好地指示当时环境的暖湿程度^[41]。将上述几种地球化学参数进行相关性分析(表6),发现淋溶系数BA、硅铝率Sa值与CIA之间呈明显的负相关($R_{BA}=-0.85$, $R_{Sa}=-0.97$, $P<0.01$),Rb/Sr值与CIA之间呈明显的正相关关系($R=0.71$, $P<0.01$)。柳树岭剖面中古土壤层的淋溶系数和硅铝率最低,分别为1.19和9.29,明显低于风沙层(1.39和11.20)和黄土层(1.30和9.67)。而古土壤层的Rb/Sr值(0.45)明显高于黄土层(0.38)和风沙层(0.32),这些都表明了古土壤层发育时期较风沙层和黄土层堆积时气候温暖湿润,风化成壤作用较

表6 地球化学参数之间的相关性分析
Tab.6 Correlation analysis of geochemical characteristics

| 指标 | CIA | Na/K | BA | Sa | Rb/Sr |
|-------|---------|---------|---------|---------|-------|
| CIA | 1 | | | | |
| Na/K | -0.98** | 1 | | | |
| BA | -0.85** | 0.85** | 1 | | |
| Sa | -0.97** | 0.95** | 0.75** | 1 | |
| Rb/Sr | 0.71** | -0.75** | -0.81** | -0.60** | 1 |

注:**代表在0.01水平(双侧)上显著相关。

强,易溶元素Ca、Na迁移淋失,Fe、Al元素则相对富集。

3.3 剖面元素地球化学指标记录的气候变化

研究认为,化学蚀变指数CIA、Rb/Sr和磁化率可以较好地指示沉积物化学风化强度,是良好的夏季风代用指标^[8,13,41]。彭淑贞等^[42]对黄土高原风成沉积物的研究发现,硅铝率Sa值与黄土中粗颗粒粒级存在显著正相关关系,可反映原始风尘颗粒的大小,是良好的冬季风代用指标。陕西榆林的靖边、横山和神木一带处于毛乌素沙地与黄土高原的边界地带,存在沙地入侵黄土区的现象。该地区风成沉积序列中的古风成沙通常可以看作是地质历史时期沙地活化扩张的标志,而古土壤层则是沙地固定缩小的标志^[31,43]。普遍认为,风成沉积物中粗颗粒($>63\text{ }\mu\text{m}$)的含量(%)能够指示沙漠或沙地的活化扩张^[44]。

横山地区柳树岭剖面地球化学元素含量及参数、磁化率及重建古气温和降水结果(表7、图11)表明,L₃、S₃黄土—古土壤堆积发育期间该区气候环境发生了多次的变化。在距今330 ka左右,横山地区进入暖期,S₃古土壤开始发育,这一时期气候逐渐回暖。在S₃-2层位中,CIA值、Rb/Sr及磁化率为高值,Na/K值、硅铝率、淋溶系数为低值,反映S₃-2层古土壤的风化、淋溶程度较高。表明该阶段夏季风较强,冬季风较弱,气候温暖湿润,利于风化、淋溶。根据降水重建结果可以看出,S₃-2古土壤发育时期降水量接近600 mm,达到半湿润气候,这一时期毛乌素沙地开始收缩固定。值得注意的是,在S₃-2古土壤发育后期,CIA值出现极小值,Na/K值、硅铝率和淋溶系数出现极大值,同时磁化率也发生明显波动,这表明可能出现了一次明显的气候转冷或强沙尘暴事件。随后冬季风增强,导致毛乌素沙地向南扩张,风沙层(S₃F)开始堆积,这一层位的硅铝率表现为相对高值,CIA、Rb/Sr值和磁化率表现

表7 柳树峁剖面古土壤发育时期的温度和降水情况

Tab.7 Vapor heat conditions under which the paleosols developed in the Liushumao section

| 古土壤层位 | CIA | 降水/mm | 与现代降水相比/mm | 温度/°C | 与现代温度相比/°C |
|-------------------|-------|-------|------------|-------|------------|
| S ₃ -1 | 57.92 | 589 | +233 | 10.9 | +1.7 |
| S ₃ -2 | 58.07 | 593 | +237 | 11.0 | +1.8 |

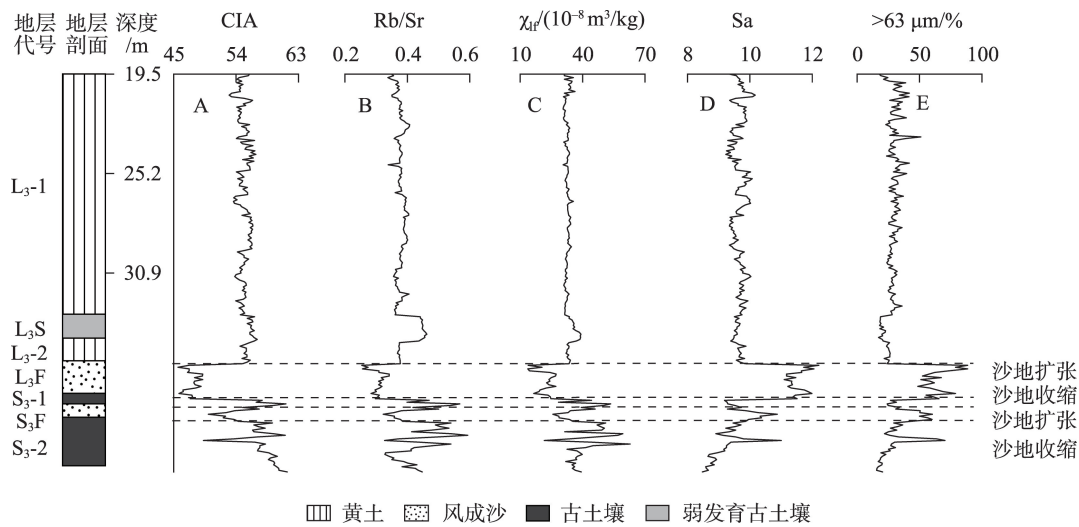


图11 柳树峁剖面地球化学参数、磁化率和>63 μm 含量指示的气候变化

Fig.11 Comparison of climate change indicated by chemical weathering index, magnetic susceptibility, and content of > 63 μm particles in the Liushumao section

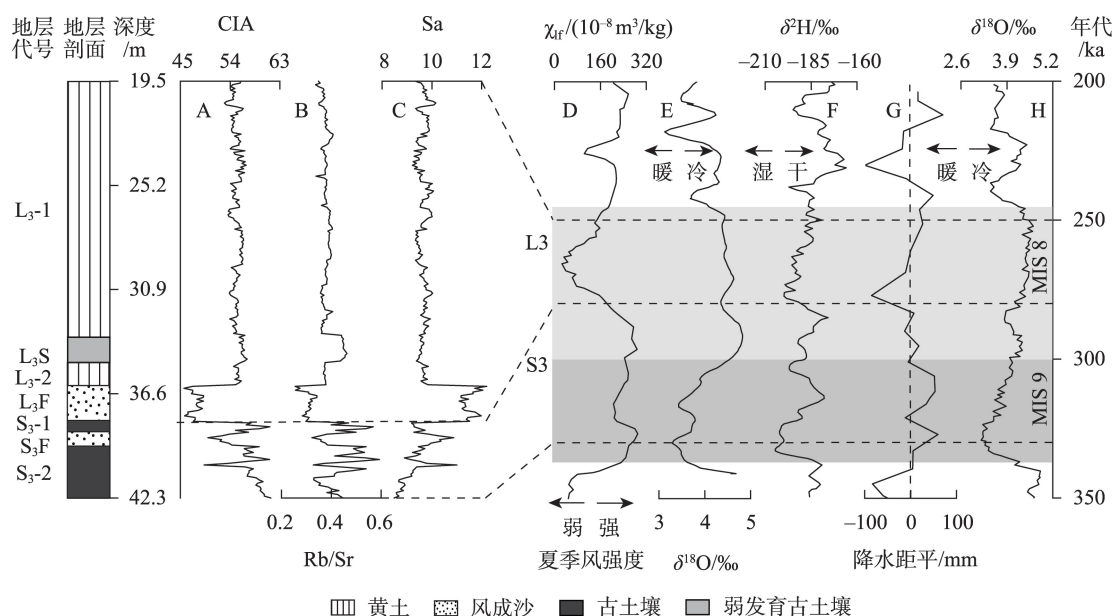
为相对低值。再之后夏季风增强,冬季风减弱,气候逐渐变暖,CIA、Rb/Sr值和磁化率表现为高值,Na/K值、硅铝率、淋溶系数表现为低值,在剖面中表现为S₃-1古土壤层发育。根据降水与气温的重建结果,这一阶段的气候与S₃-2古土壤发育时期气候大体相当,为温暖半湿润气候,这一阶段毛乌素沙地再一次收缩。距今280 ka前后横山地区气候转冷,L₃黄土层开始沉积,在L₃早期,该地区盛行强烈的冬季风,毛乌素沙地再次向南扩张,地层中相应地出现风成砂沉积(L₃F层),这一层的CIA、Rb/Sr值和磁化率为全剖面最低值,硅铝率和粗颗粒含量为全剖面最高值。之后硅铝率减小,CIA、Rb/Sr值和磁化率增加,较上一极冷期相比,此时冬季风稍有减弱,夏季风略有增强,黄土开始堆积直到L₃时期结束,对应的黄土层位为L₃-2和L₃-1。值得注意的是,在L₃-2和L₃-1黄土层之间存在一层发育较弱的古土壤层(L₃S),这一层土壤的CIA、Rb/Sr值和磁化率略高于黄土层(L₃-2、L₃-1),淋溶系数略低于黄土层,说明这一阶段的温度和降水略有增加,土壤的风化作用略有加强。

综上,可将榆林横山地区柳树峁剖面L₃、S₃层

位沉积发育时期的气候变化概括为:在S₃古土壤发育早期和晚期为气候相对温暖期(对应剖面层位为S₃-1、S₃-2),2个温暖期中间存在1个短暂冷期(S₃F)。L₃黄土沉积时期可划分为1个极冷期(L₃F)和2个冷期(L₃-1、L₃-2),其中第二个冷期(L₃-1)持续时间最长,在2个冷期中存在1个较暖期(L₃S)。同时,剖面还记录了中更新世MIS 8/9期间发生的2次沙地扩张和2次沙地收缩事件,扩张事件分别对应的沉积层位为L₃F和S₃F风沙层,收缩事件分别对应的沉积层位为S₃-1和S₃-2古土壤层。

3.4 剖面记录的气候变化与其他气候代用指标的对比

将西峰剖面黄土磁化率^[28]、北大西洋海底沉积物有孔虫δ¹⁸O值^[45]、黄土高原南部渭南黄土叶蜡δ²H值^[46]、NorESM-L模拟的中国华北地区全年降水距平值^[47]以及横山地区柳树峁剖面土壤化学风化指标曲线进行对比(图12)发现,柳树峁土壤剖面化学风化指标曲线变化与西峰土壤磁化率、海底沉积物δ¹⁸O值和华北地区年降水模拟值曲线变化存在一致性。在S₃(MIS9)时期,随着δ¹⁸O值增加,温度和降水同步增加,横山地区土壤风化程度增强,其变化



注: A~C为柳树塬剖面CIA、Rb/Sr、硅铝率Sa值变化曲线; D为西峰剖面黄土磁化率^[28]; E为北大西洋海底沉积物有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[45]; F为渭南黄土叶蜡 $\delta^2\text{H}$ 值^[46]; G为华北地区全年降水距平值^[47]; H为海底沉积物 $\delta^{18}\text{O}$ 值^[26]。

图12 柳树塬剖面CIA、Rb/Sr、硅铝率Sa值变化曲线与其他古气候记录对比

Fig.12 Comparison of CIA, Rb / Sr, value of the ratio of silicon and aluminium (Sa) change curves of the Liushumao section with other paleoclimate records

的一致性表明该地区当时的气候变化主要受东亚夏季风的影响,而在S₃期间西峰剖面黄土磁化率和渭南黄土叶蜡 $\delta^2\text{H}$ 值表现出存在2个较高值和偏负值(夏季风加强,较为湿润),深海沉积物 $\delta^{18}\text{O}$ 值表现出存在2个较低值(相对温暖),这与柳树塬剖面S₃层位出现的2个古土壤层相对应(S₃-1、S₃-2层位)。之后 $\delta^{18}\text{O}$ 值增加,进入冷期,冬季风加强,夏季风减弱。在L₃早期,渭南黄土叶蜡 $\delta^2\text{H}$ 值和华北全年降水值表现出偏正值和极小值,这与柳树塬剖面L₃层位底部出现的风沙层相对应,表明当时华北—黄土高原地区的气候十分干冷。综上,横山地区的气候变化主要受东亚冬夏季风强弱变化的影响,是对北半球气候变化的区域响应。

4 结论

(1) 柳树塬剖面L₃、S₃层位化学常量元素以SiO₂、Al₂O₃和CaO为主,其他常量元素氧化物成分从多到少依次为Fe₂O₃>K₂O>Na₂O>MgO。微量元素中Ba、Mn元素含量最高。在风化成壤过程中Na、K元素较Al元素发生不同程度的迁移淋溶,而Si、Fe、Ca、Mg元素则较Al元素相对富集。

(2) 柳树塬剖面L₃、S₃层位的化学蚀变指数CIA在45.63~61.36之间,Na/K值在1.03~2.00之间。结合淋溶系数、硅铝率和Rb/Sr值综合判断柳树塬剖面土壤处于初等化学风化阶段,其中风沙层未受化学风化。这与其处在黄土高原—毛乌素沙漠过渡带的干旱气候有关。风化程度排序为古土壤层(S₃-1、S₃-2)>发育较弱的古土壤层L₃S>黄土层(L₃-1、L₃-2)>风沙层(L₃F、S₃F)。

(3) 榆林横山地区柳树塬剖面中S₃古土壤发育时的早期和晚期冬季风减弱,夏季风增强,为气候相对温暖期(对应剖面层位为S₃-1、S₃-2)。使用CIA重建得到横山地区S₃古土壤发育阶段的年降水量和年均温,分别较现今高约230 mm和约1.7 °C。2个温暖期中间存在1个短暂冷期(S₃F)。L₃黄土沉积时期冬季风较强,夏季风较弱,可划分为1个极冷期(L₃F)和2个冷期(L₃-1、L₃-2),其中第二个冷期(L₃-1)持续时间最长,在2个冷期中存在1个较暖期(L₃S)。同时,剖面还记录了中更新世MIS 8/9期间发生的2次沙地扩张和2次沙地收缩事件,扩张事件分别对应的沉积层位为L₃F和S₃F风沙层,收缩事件分别对应的沉积层位为S₃-1和S₃-2古土壤层。

(4) 柳树塬剖面L₃、S₃层位的元素地球化学指标

变化所揭示的气候变化,与临近区域的西峰剖面黄土磁化率和渭南黄土叶蜡 $\delta^2\text{H}$ 值等记录的气候变化大致吻合,反映出横山地区的气候变化主要受东亚冬夏季风强弱变化的影响,是对北半球气候变化的区域响应。

参考文献(References)

- [1] 刘东生,等. 黄土与环境 [M]. 北京: 科学出版社, 1985. [Liu Tungsheng, et al. Loess and the environment. Beijing, China: Science Press, 1985.]
- [2] An Z S, Kukla G, Porter S C, et al. Late quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau [J]. *Catena*, 1991, 18: 125-132.
- [3] 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. [Mao Peini, Pang Jiangli, Huang Chunchang, et al. Chemical weathering characteristics and regional comparative study of the loess deposits in the upper Hanjiang River. *Acta Geographica Sinica*, 2017, 72(2): 279-291.]
- [4] 李徐生, 韩志勇, 杨守业, 等. 镇江下蜀土剖面的化学风化强度与元素迁移特征 [J]. *地理学报*, 2007, 62(11): 1174-1184. [Li Xusheng, Han Zhiyong, Yang Shouye, et al. Chemical weathering intensity and element migration features of the Xiashu loess profile in Zhenjiang. *Acta Geographica Sinica*, 2007, 62(11): 1174-1184.]
- [5] 李绪龙, 张霞, 林春明, 等. 常用化学风化指标综述: 应用与展望 [J]. *高校地质学报*, 2022, 28(1): 51-63. [Li Xulong, Zhang Xia, Lin Chunming, et al. Overview of the application and prospect of common chemical weathering indices. *Geological Journal of China Universities*, 2022, 28(1): 51-63.]
- [6] 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, 616: 99-108.
- [7] 陈骏, 季峻峰, 仇纲, 等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究 [J]. *中国科学(地球科学)*, 1997, 27(6): 531-536. [Chen Jun, Ji Junfeng, Qiu Gang, et al. Geochemical study on chemical weathering degree of loess in Luochuan, Shaanxi Province. *Scientia Sinica (Terrae)*, 1997, 27(6): 531-536.]
- [8] 赵锦慧, 王丹, 樊宝生, 等. 延安地区黄土堆积的地球化学特征与最近 13 万年东亚夏季风气候的波动 [J]. *地球化学*, 2004, 33(5): 495-500. [Zhao Jinhui, Wang Dan, Fan Baosheng, et al. Geochemical characteristics of the loess deposit at Yan'an and its implication to changes of East Asia summer monsoon during the past 130 ka. *Geochimica*, 2004, 33(5): 495-500.]
- [9] 刘冰, 靳鹤龄, 孙忠, 等. 青藏高原东北部共和盆地风成沉积地球化学特征及其揭示的气候变化 [J]. *地球科学进展*, 2012, 27(7): 788-799. [Liu Bing, Jin Heling, Sun Zhong, et al. Geochemical characteristics of aeolian deposits in Gonghe Basin, northeastern Qinghai-Tibetan Plateau and the indicating climatic changes. *Advances in Earth Science*, 2012, 27(7): 788-799.]
- [10] Fu H J, Jian X, Liang H H, et al. Tectonic and climatic forcing of chemical weathering intensity in the northeastern Tibetan Plateau since the middle Miocene [J]. *Catena*, 2022, 208: 105785. doi: 10.1016/j.catena.2021.105785.
- [11] Li Y, Song Y G, Chen X L, et al. Geochemical composition of Tajikistan loess and its provenance implications [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2016, 446: 186-194.
- [12] 楚纯洁, 赵景波. 西安少陵塬黄土—古土壤序列 S_3 剖面元素迁移及古气候意义 [J]. *土壤学报*, 2016, 53(2): 311-321. [Chu Chunjie, Zhao Jingbo. Element migration in S_3 profile of the Shaolingyuan Loess-Paleosol sequence in Xi'an and its paleoclimatic implication. *Acta Pedologica Sinica*, 2016, 53(2): 311-321.]
- [13] 王攀, 董秋瑶, 巩雪娇, 等. 黄土高原—毛乌素沙漠过渡带靖边地区全新世土壤元素地球化学特征及其环境意义 [J]. *地球科学与环境学报*, 2020, 42(5): 678-687. [Wang Pan, Dong Qiuyao, Gong Xuejiao, et al. Geochemical characteristics of soil elements in Jingbian area of Loess Plateau-Mu Us Desert transitional zone, China during Holocene and their environmental implications. *Journal of Earth Sciences and Environment*, 2020, 42(5): 678-687.]
- [14] 石浩, 岳大鹏, 赵景波, 等. 陕西绥德地区黄土—古土壤序列地球化学特征及其环境指示意义 [J]. *地球与环境*, 2022, 50(1): 1-13. [Shi Hao, Yue Dapeng, Zhao Jingbo, et al. Geochemical characteristics of loess paleosol sequence and its environmental implications in Suide Area, Shaanxi. *Earth and Environment*, 2022, 50(1): 1-13.]
- [15] 李想, 苏志珠, 韩瑞, 等. 风成沉积地层化学元素记录的毛乌素沙地气候变化 [J]. *冰川冻土*, 2019, 41(3): 563-573. [Li Xiang, Su Zhizhu, Han Rui, et al. Climate change of Mu Us Desert revealed by geochemical elements in the aeolian sedimentary stratum. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2019, 41(3): 563-573.]
- [16] 苏敏. 榆林南部柳树岭剖面记录的 15 万年来气候变化与风沙活动研究 [D]. 西安: 陕西师范大学, 2021. [Su

- Min. Study on climate change and wind-blown sand activities in the past 150000 years recorded by Liushumao profile in southern Yulin. Xi'an, China: Shaanxi Normal University, 2021.]
- [17] Li B S, Gao S Y, Dong G R, et al. Environmental evolution of Ordos desert in China since 1.1 Ma B. P. as indicated by Yulin stratigraphical section and its grain-size analysis results [J]. Chinese Geographical Science, 2005, 15(1): 34-41.
- [18] Sun J M, Ding Z L, Liu T S, et al. 580000-year environmental reconstruction from aeolian deposits at the Mu Us Desert margin, China [J]. Quaternary Science Reviews, 1999, 18: 1351-1364.
- [19] 宋佃星, 马莉. 黄土高原碳酸钙含量变化特征及气候表征研究: 以西安和宝鸡为例 [J]. 西北大学学报(自然科学版), 2016, 46(6): 918-922. [Song Dianxing, Ma Li. The variety characteristic of calcium carbonate content and represented climate of the Loess Plateau. Journal of Northwest University (Natural Science Edition), 2016, 46(6): 918-922.]
- [20] 高广磊, 丁国栋, 赵媛媛, 等. 四种粒径分级制度对土壤体积分形维数测定的影响 [J]. 应用基础与工程科学学报, 2014, 22(6): 1060-1068. [Gao Guanglei, Ding Guodong, Zhao Yuanyuan, et al. Effects of soil particle size classification system on calculating volume-based fractal dimension. Journal of Basic Science and Engineering, 2014, 22(6): 1060-1068.]
- [21] 刘振山. 陕北黄土地貌分类及黄土地层特征研究 [D]. 西安: 长安大学, 2016. [Liu Zhenshan. The study on the classification of loess landscape and the characteristics of loess stratum. Xi'an, China: Chang'an University, 2016.]
- [22] 周旗, 赵景波, 苏敏, 等. 西安地区全新世气候变化与土壤侵蚀研究 [J]. 土壤学报, 2021, 58(6): 1404-1415. [Zhou Qi, Zhao Jingbo, Su Min, et al. Climate change and soil erosion in Holocene in Xi'an area. Acta Pedologica Sinica, 2021, 58(6): 1404-1415.]
- [23] 邓成龙, 郝青振, 郭正堂, 等. 中国第四纪综合地层和时间框架 [J]. 中国科学(地球科学), 2019, 49(1): 330-352. [Deng Chenglong, Hao Qingzhen, Guo Zhengtang, et al. Quaternary integrative stratigraphy and timescale of China. Scientia Sinica (Terrae), 2019, 49(1): 330-352.]
- [24] Ding Z L, Derbyshire E, Yang S L, et al. Stacked 2.6-Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}\text{O}$ record [J]. Paleoclimatology, 2002, 17(3). doi: 10.1029/2001PA000725.
- [25] 鹿化煜, 安芷生, 杨文峰. 洛川黄土序列时间标尺的初步建立 [J]. 高校地质学报, 1996, 2(2): 230-236. [Lu Huayu, An Zhisheng, Yang Wenfeng. A preliminary time scale for loess stratigraphy in Luochuan, Central China. Geological Journal of Universities, 1996, 2(2): 230-236.]
- [26] Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed $\delta^{18}\text{O}$ benthic records [J]. Paleoclimatology, 2005, 20(1). doi: 10.1029/2004PA001071.
- [27] 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: 45-55.
- [28] Guo Z T, Berger A, Yin Q Z, et al. Strong asymmetry of hemispheric climates during MIS-13 inferred from correlating China loess and Antarctica ice records [J]. Climate of the Past, 2009, 5: 21-31.
- [29] 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.
- [30] McLennan S M, Hemming S, McDaniel D K, et al. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics [J]. Geological Society of America Special Paper, 1993, 284: 21-40.
- [31] 欧阳椿陶, 李保生, 欧先交, 等. 萨拉乌苏河流域末次间冰期古土壤化学风化与古气候 [J]. 地理学报, 2007, 62(5): 518-528. [Ouyang Chuntao, Li Baosheng, Ou Xianjiao, et al. Chemical weathering of the Milanggouwan paleosols in the Salawusu river valley and their paleoclimatic implication during the last interglacial period. Acta Geographica Sinica, 2007, 62(5): 518-528.]
- [32] 徐志伟, 鹿化煜. 毛乌素沙地风沙环境变化研究的理论和新认识 [J]. 地理学报, 2021, 76(9): 2203-2223. [Xu Zhiwei, Lu Huayu. Aeolian environmental change studies in the Mu Us Sandy Land, North-central China: Theory and recent progress. Acta Geographica Sinica, 2021, 76(9): 2203-2223.]
- [33] 赵万苍, 刘连文, 陈骏, 等. 中国沙漠元素地球化学区域特征及其对黄土物源的指示意义 [J]. 中国科学(地球科学), 2019, 49(9): 1425-1438. [Zhao Wancang, Liu Lianwen, Chen Jun, et al. Regional characteristics of desert element geochemistry in China and its indicative significance to loess provenance. Scientia Sinica (Terrae), 2019, 49(9): 1425-1438.]
- [34] Rudnick R L, Gao S. Composition of the continental crust [M]// Holland H D, Turekian K K. Treatise on geochemistry. Amsterdam, Netherland: Elsevier, 2003: 1-64.
- [35] 梁潇, 杨萍果, 姚娇, 等. 16 ka以来黄土高原东亚夏季风变化的环境磁学记录 [J]. 地理学报, 2021, 76(3): 539-549. [Liang Xiao, Yang Pingguo, Yao Jiao, et al. En-

- vironmental magnetic record of East Asian summer monsoon variability on the Chinese Loess Plateau since 16 ka BP. *Acta Geographica Sinica*, 2021, 76(3): 539-549.]
- [36] 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.
- [37] 杜婧, 鲁瑞洁, 刘小棣, 等. 全新世以来毛乌素沙地东南缘成壤环境演变研究: 以榆林镇北台为例 [J]. 第四纪研究, 2019, 39(2): 420-428. [Du Jing, Lu Ruijie, Liu Xiaokang, et al. Study on the evolution of pedogenesis environment on the southeast margin of the Mu Us Desert since Holocene. *Quaternary Sciences*, 2019, 39(2): 420-428.]
- [38] 王兆夺, 黄春长, 庞奖励, 等. 甘肃庄浪全新世黄土土壤物源分析及古气候恢复重建 [J]. 沉积学报, 2020, 38(4): 781-789. [Wang Zhaoduo, Huang Chunchang, Pang Jiangli, et al. Provenance analysis and reconstruction of the climate change for the Holocene loess profile in the Zhuanglang County of Gansu Province, China. *Acta Sedimentologica Sinica*, 2020, 38(4): 781-789.]
- [39] 刘俊延, 陈林, 慈恩, 等. 巫山黄土成因及其发育土壤特征研究 [J]. 土壤通报, 2022, 53(2): 262-269. [Liu Junyan, Chen Lin, Ci En, et al. The origin of Wushan loess and the characteristics of soil derived from it. *Chinese Journal of Soil Science*, 2022, 53(2): 262-269.]
- [40] Dasch E J. Strontium isotopes in weathering profiles, deep sea sediments and sedimentary rocks [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1969, 33: 1521-1552.
- [41] 熊平生, 刘沛林, 王鹏. 衡阳盆地红土剖面的磁化率、Rb/Sr值及其古气候指示意义 [J]. 地理科学, 2018, 38(2): 300-306. [Xiong Pingsheng, Liu Peilin, Wang Peng. The magnetic susceptibility, Rb/Sr ratio of red earth profiles in Hengyang Basin and its significance of palaeoclimate. *Scientia Geographica Sinica*, 2018, 38(2): 300-306.]
- [42] 彭淑贞, 郭正堂. 风尘堆积中 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值与粒度的关系及其对东亚冬季风的指示意义 [J]. 中国科学(地球科学), 2001, 31(S1): 209-214. [Peng Shuzhen, Guo Zhengtang. The relationship between $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ value and particle size in dust accumulation and its indicative significance to East Asian winter monsoon. *Scientia Sinica (Terrae)*, 2001, 31(S1): 209-214.]
- [43] 杨萍, 叶玮. 古土壤记录的内蒙古沙区全新世环境变化 [J]. 中国沙漠, 2013, 33(6): 1670-1677. [Yang Ping, Ye Wei. Environment changes of sand fields in Inner Mongolia, China since the Holocene recorded by sandy paleosol. *Journal of Desert Research*, 2013, 33(6): 1670-1677.]
- [44] 巩雪娇, 王攀, 杨振京, 等. 粒度端元记录的靖边地区 MIS 3 以来的气候变化 [J]. 地质科技通报, 2021, 40(1): 184-191. [Gong Xuejiao, Wang Pan, Yang Zhenjing, et al. Climate change recorded by the grain size end member since MIS 3 in Jingbian area. *Bulletin of Geological Science and Technology*, 2021, 40(1): 184-191.]
- [45] Hiscott R N, Aksu A E, Mudie P J, et al. A 340,000 year record of ice rafting, palaeoclimatic fluctuations, and shelf-crossing glacial advances in the southwestern Labrador Sea [J]. *Global and Planetary Change*, 2001, 28: 227-240.
- [46] Thomas E K, Clemens S C, Sun Y B, et al. Heterodynes dominate precipitation isotopes in the East Asian monsoon region, reflecting interaction of multiple climate factors [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2016, 455: 196-206.
- [47] 戴高文. 过去 425 ka 以来东亚季风区温度和降水的模拟研究 [D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2021. [Dai Gaowen. A modelling study of temperature and precipitation in East Asian monsoon region over the past 425 ka. Wuhan, China: China University of Geosciences, Wuhan, 2021.]

Characteristics of geochemical weathering of L₃ and S₃ loess-paleosol section in the Hengshan area, Shaanxi Province

YANG Yuzhe¹, YUE Dapeng^{1*}, ZHAO Jingbo^{1,2}, WANG Xiaoning¹, LIU Yiting¹, LIU Rong¹

(1. School of Geography and Tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, China;

2. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, CAS, Xi'an 710061, China)

Abstract: The Hengshan area in Shaanxi Province is located at the transitional junction of the Loess Plateau and the Mu Us sandy land in China. It is sensitive to environmental changes and has formed a unique paleoaeolian sand loess paleosol sequence. In this study, the L₃ and S₃ loess paleosol strata of the Liushumao section in Hengshan were selected for the analysis of the element content and related geochemical parameters in soil samples, to systematically explain the chemical weathering intensity and environmental evolution information recorded by the element geochemical index parameters during the L₃ loess accumulation and S₃ paleosol development in the Hengshan area. The results show that the major elements in the Liushumao section are mainly SiO₂, Al₂O₃ and CaO. There are differences in the content of major elements in loess layers (L₃-1, L₃-2), paleosol layers (S₃-1, S₃-2), and aeolian sand layers (L₃F, S₃F). The contents of Al₂O₃ and Fe₂O₃ are the highest in the paleosol layer of the section, the content of CaO is the highest in the loess layer, and the content of Na₂O is the highest in the aeolian sand layer. The CIA and Na/K values of the section samples reveal that the loess-paleosol layer are in the stage of primary chemical weathering, and the aeolian sand layer has not entered the stage of chemical weathering. The high values of CIA, Rb/Sr ratio, and magnetic susceptibility in the Liushumao section indicate the strengthening of weathering and pedogenesis, the relatively warm and humid climate in this period, the increasingly strong summer monsoon, and the fixed contraction of the Mu Us sandy land. The high values of the ratio of silicon and aluminium (Sa) and > 63 μm particle content indicate the occurrence of strong winter monsoon, which led to the activation and expansion of the sandy land under the effect of dry and cold climate. One extremely cold period, two cold periods, and a relatively warm period occurred in the L₃ loess accumulation period, while two warm periods and one cold period occurred in the S₃ paleosol development period. The change of element geochemical indicators in the Liushumao section revealed that the climate change in the Hengshan area was mainly affected by the change of strength of the East Asian winter and summer monsoon, which is generally consistent with other climate change records in North China. The study results provide more evidence for exploring the climate and environmental changes in the transitional area of the Loess Plateau and Mu Us sandy land in China.

Keywords: loess-paleosol sequences; major elements; chemical weathering degree; Hengshan area