

DOI:10.11766/trxb202002200055

周旗, 赵景波, 苏敏, 王晓宁, 马延东, 楚纯洁. 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, WANG Xiaoning, MA Yandong, CHU Chunjie. Climate Change and Soil Erosion in Holocene in Xi'an Area[J]. Acta Pedologica Sinica, 2021, 58(6): 1404–1415.

西安地区全新世气候变化与土壤侵蚀研究*

周旗^{1, 2}, 赵景波^{3, 4†}, 苏敏⁴, 王晓宁⁴, 马延东⁵, 楚纯洁⁶

(1. 宝鸡文理学院陕西省灾害监测与模拟重点实验室, 陕西宝鸡 721013; 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; 3. 中国科学院地球环境研究所气溶胶化学与物理重点实验室, 西安 710061; 4. 陕西师范大学地理科学与旅游学院, 西安 710062; 5. 长安大学干旱区地表水文和生态效应教育部重点实验室, 西安 710054; 6. 平顶山学院资源与环境科学学院, 河南平顶山 467000)

摘要: 为了揭示西安地区全新世环境变化和黄土地层的侵蚀期, 利用野外调查和化学分析等方法, 研究了西安地区全新世黄土与古土壤发育时的气候变化和不同气候阶段的土壤侵蚀。通过野外调查, 在西安白鹿塬区发现了在黄土塬区很少见到全新世中期古土壤分为 3 个层次, 整个全新世黄土剖面可分为 5 层, 表明黄土塬区全新世气候变化与沙尘暴活动与河谷地区一样可分为 5 个阶段。土层氧化物、微量元素、CaCO₃ 含量和磁化率测定结果显示, 西安白鹿塬区全新世 8 500~6 000 年和 5 000~3 100 年古土壤发育时较 10 000~8 500 年、6 000~5 000 年和 3 100 年以来的黄土发育时夏季风活动强, 降水量多, 气候湿润, 沙尘暴活动弱。中全新世 8 500~6 000 年间发育的 S₀₂ 古土壤中 Fe₂O₃ 和 Al₂O₃ 有一定富集, 该层土壤类型相当于黄棕壤, 指示当时年平均降水量较现今多 150 mm 左右。虽然沙尘暴活动很弱的间冰期是黄土地层理论上的侵蚀期, 但是实际上这一时期的土壤侵蚀很弱。全新世黄土的侵蚀主要发生在气候冷干时期, 不是发生在温湿时期。全新世中期 6 000~5 000 年间的黄土侵蚀率一般大于堆积率, 使得广大地区全新世中期的薄层黄土在绝大多数地区受到侵蚀而消失。全新世中期薄层黄土发育时气候变冷干引起的植被退化是当时土壤侵蚀加强和出现侵蚀期的原因。

关键词: 全新世; 黄土与古土壤; 气候变化; 全新世土壤侵蚀; 西安地区

中图分类号: P35 **文献标志码:** A

Climate Change and Soil Erosion in Holocene in Xi'an Area

ZHOU Qi^{1, 2}, ZHAO Jingbo^{3, 4†}, SU Min⁴, WANG Xiaoning⁴, MA Yandong⁵, CHU Chunjie⁶

(1. Shaanxi key Laboratory of Disasters Monitoring and Mechanism Simulation, Baoji University of Arts and Sciences, Baoji, Shaanxi 721013, China; 2. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710061, Shaanxi, China; 3. Key Laboratory of Aerosol Chemistry and Physics, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710061, Shaanxi, China; 4. School of Geography and tourism, Shaanxi Normal University, Xi'an 710119, Shaanxi, China; 5. Key Laboratory of Subsurface Hydrology and Ecological Effects in Arid Region (Chang'an University), Ministry of Education, Xi'an, 710054,

* 国家自然科学基金项目(41930641, 4177 1215), 中国科学院气溶胶化学与物理重点实验室项目(KLACP-1904)和黄土与第四纪地质国家重点实验室项目(SKLLQG2013)资助 Supported by the National Natural Science Foundation of China (Nos.41930641, 41771215), Key Laboratory of Aerosol Chemistry and Physics, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences (No.KLACP-1904) and the State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences (No. SKLLQG2013).
通讯作者 Corresponding author, Email: zhaojb@snnu.edu.cn

作者简介: 周旗(1963—), 男, 重庆荣昌人, 博士, 教授, 硕士研究生导师, 主要从事气候变化与资源环境方面的研究。

收稿日期: 2020-02-20; 收到修改稿日期: 2020-11-10; 网络首发日期(www.cnki.net): 2021-01-13

Shaanxi, China; 6. School of resources and environment, Pingdingshan University, Pingdingshan, 467000, Henan, China)

Abstract: 【Objective】 This paper is oriented to reveal changes in climate, monsoon and sandstorm activity in Holocene in Xi'an area, to explore impacts of cold dry climate and warm wet climate on loess erosion and to define erosion period of the loess strata. 【Method】 Field surveys were carried out to investigate how loess and paleosol eroded in Holocene. Of the loess and paleosol, chemical compositions were determined with an X-ray fluorescence analysis instrument, CaCO_3 content with the gas volume method, and magnetic susceptibility with a magnetic susceptibility instrument. 【Results】 Through the field investigation of 13 sample sites points at Bailuyuan of Xian, it is found that the mid-Holocene paleosol, rarely discovered in the loess plateau in the past, can be divided into three layers, including one layers of loess and two layers of paleosol. The loess and paleosol in the entire Holocene profile can be divided into five layers. The Holocene profile in Milucun displayed apparent changes in chemical composition and magnetic susceptibility and its loess and paleosol can also be divided into five layers, of which two paleosol layers are high and three loess layers low in SiO_2 , Fe_2O_3 , Al_2O and K_2O , and the five layers exhibit reverse trends in soil CaO. In the early mid-Holocene S_{02} paleosol layer, Fe_2O_3 content varied in the range of $56.8\sim 62.4 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, and in the lower part of the paleosol it has been enriched up to $8.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ and Al_2O_3 up to $15.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$. The two paleosol layers are high in Rb, Ba, Ni, Sr and V (five trace elements) and the three loess layers are just the opposite, except in Sr. In the Holocene loess profile, CaCO_3 varies similarly to CaO in content. The S_{02} paleosol layer is very low in CaCO_3 , demonstrating the feature of leaching soil being low in CaCO_3 . The two paleosol layers are high in low frequency magnetic susceptibility, while the three loess layers are low. 【Conclusion】 Various environmental indices indicate that in Beiluyuan the Holocene climate change and sandstorm activity can be divided into five stages. In the mid-Holocene, the period between 8 500-6 000 aB.P and 5 000-3 100 aB.P when paleosol was developing witnessed stronger summer monsoon activity, higher precipitation, more humid climate, and weaker sandstorm activity than the period from 10 000-8 500aB.P to 6 000-5 000 aB.P when paleosol was developing in Bailuyuan. During the five climatic stages of Holocene, the five soil layers display an order of paleosol $\text{S}_{02} >$ paleosol $\text{S}_{01} >$ loess $\text{L}_x >$ loess $\text{L}_0 >$ loess L_t in terms of thermohumidity and a reverse order in terms of intensity of sandstorm activity. The mid-Holocene S_{02} paleosol developed during 8 500-6 000 aB.P experienced moderate and moderate on the strong side chemical weathering, and enriched Fe_2O_3 and Al_2O_3 to some extent, hence the soil could be sorted into a type of soil similar to subtropical yellow brown forest soil, which indicates that the average annual precipitation at that time is about 150 mm more than it is today. Although the interglacial period with weak sandstorm activity is the theoretical erosion period of loess strata, in fact, the soil erosion in the interglacial period was very weak. The Holocene loess erosion happened mainly during the period under a cold dry climate instead of under a thermohumid climate. Between the period of 6 000-5 000 aB.P in the mid-Holocene when the thin-layered loess was developing, the climate became dry and cold, thus leading to degradation of the vegetation and intensification of loess erosion. The loess in most areas of Xi'an got lost through erosion more than it accumulated during this period, and so was the case in most areas of the Loess Plateau, too, which is the main reason for the absence of thin-layered loess in the Holocene from 6 000 to 5 000 years in most areas of Loess Plateau.

Key words: Holocene; loess and paleosol, climatic change; Holocene earth erosion, Xi'an area

全新世环境变化对人类的生产与生活有着重要影响, 研究这一时期的环境变化对认识全新世人类文明的发展和变化具有重要作用。全新世是距今最近的一个时期, 研究这一时期的气候变化可为预测未来环境变化提供重要科学依据。

国外对全新世环境变化开展了大量研究。在全新世研究的早期, Wendland 和 Bryson^[1]将北欧地区

的全新世分为 3 个大阶段和 5 个小阶段, 其中早全新世寒冷, 中全新世温暖, 晚全新世又变得寒冷。在后来, Bond 等^[2]研究海洋沉积物指示的气候变化认识到, 除了上述全新世气候变化的 3 个主要阶段之外, 还存在着千年尺度的气候变化事件。Sycheva 等^[3]研究了俄罗斯中部全新世土壤, 得出了中全新世古土壤发育好, 气候温暖。Dusar 等^[4]研究了地中

海东部全新世环境变化对地貌形成动力的影响,表明全新世早期气候是地貌形成的主要动力,但人为因素也影响地貌发展。Muñoz 等^[5]研究指出,在中全新世温暖期存在一个寒冷阶段。Senra 等^[6]研究玻利维亚安第斯山区全新世土壤得出,该区古土壤是从中全新世变暖时才发育的。

总结上述可知,国外对全新世气候研究普遍认为全新世气温变化具有全球性,全新世降水量的变化在各地区不同。虽然欧洲的全新世气候变化有 5 个阶段,但其主要证据来源于湖泊和沼泽沉积,未涉及沙尘暴活动和黄土与古土壤发育的演变。

国内对全新世环境变化也开展了很多研究。孙建中和赵景波^[7]、施雅风等^[8]对湖泊沉积的研究表明,全新世气候可分为 4~5 个阶段。Huang 等^[9-10]在关中平原河谷地区发现中全新世古土壤分为 3 层,中全新世中期存在一个变冷干的气候阶段。安芷生等^[11]研究得出,洛川中全新世古土壤为草原土壤。Wang 等^[12]研究认为黄土高原中全新世古土壤发育较早全新世和晚全新世强,中全新世夏季风活动最强。

然而,过去在广大的黄土塬区见到的中全新世古土壤仅有 1 层组成,在黄土塬区很少发现中全新世古土壤内夹有一个薄层黄土构成的剖面^[12]。研究

中全新世古土壤分层的差异对揭示不同地貌区的环境变化和土壤侵蚀有重要意义。因此,本文依据在西安白鹿塬区野外调查发现的全新世黄土剖面 5 层结构,通过土层氧化物、微量元素、CaCO₃ 含量和磁化率等代用指标的测定,期望揭示该区全新世气候变化及其对土壤侵蚀的影响。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究剖面位于西安市白鹿塬中段的糜鹿村、东端的安村、东南部的西王村和少陵塬中段长安四府村(图 1)。糜鹿村剖面距离西安市中心东南约 20 km。安村剖面 and 西王村剖面分别距离蓝田县城西南约 6 km 和 14 km。长安四府村剖面距离西安市中心南约 12 km。西安地区属于暖温带大陆性季风气候,年平均气温为 13.2℃,年平均降水量为 600~700 mm^[13]。白鹿塬是西安境内最大的黄土塬,其塬长 25 km,宽 6~9 km,面积 263 km²;塬面平坦开阔,自东南向西北倾斜,海拔 680~780 m。白鹿塬黄土地层发育齐全,从早更新世到全新世黄土均有发育,黄土地层总厚度为 120 m 左右。

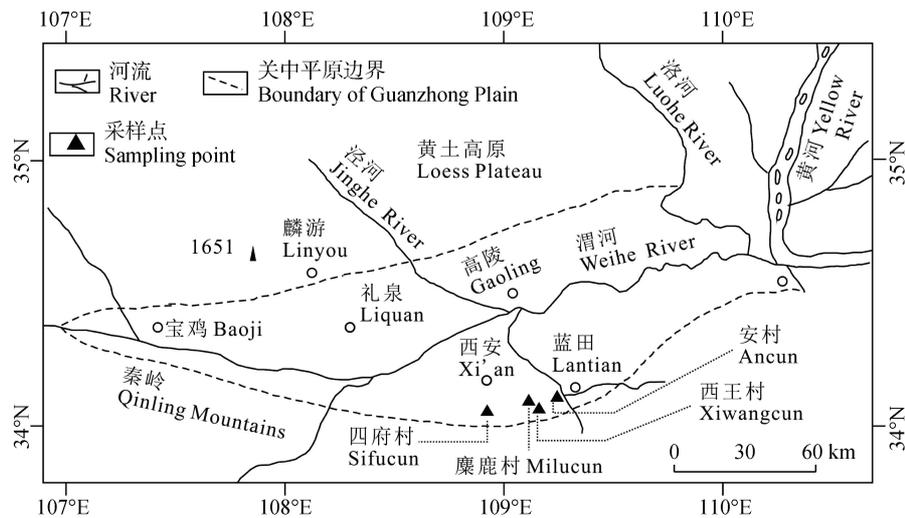


图 1 研究剖面位置

Fig. 1 Distribution of the studied profiles

1.2 样品采集与分析

因为中全新世古土壤的 CaCO₃ 淀积层分布在晚更新世黄土(L₁)中,所以 L₁ 黄土上部到全新世晚期黄土之间的土层是本研究的采样对象。为了查明白鹿塬全新世土壤剖面分层和分布,2017—2019 年

分别对白鹿塬区 13 个地点进行了详细调查。调查地点包括白鹿塬西段的狄寨镇、任家坡、塘村、南支村、中段的糜鹿村、姚村、田禾村、西王村、杜沟村和东段的安村、下白村、吴家庄、宋家咀等。调查方法是观察自然出露剖面或人工取土剖面,剖面

未出露时利用人力打钻进行观察。调查发现在糜鹿村东和村北全新世中期古土壤分为 3 层的剖面，并在剖面各层中以 5 cm 间隔采样，共采集样品 56 个。在安村、西王村和四府村等发现绝大多数剖面的中全新世古土壤仅由 1 层构成。为了证实野外观察到的安村、西王村和四府村剖面是否仅有 1 层构成，对这 3 个剖面也进行了采样，采样间隔为 3 cm。在安村剖面采集样品 112 个、西王村剖面采集 109 个、四府村剖面采集 118 个。通过气量法分析样品 CaCO_3 含量、通过 X-荧光元素分析仪分析元素含量、利用磁化率仪测定黄土磁化率。实验分析在陕西师范大学和中国科学院地球环境研究所完成。

2 结 果

2.1 全新世黄土剖面分层与年代

白鹿塬区 13 个地点的调查发现，除糜鹿村全新世黄土剖面分为 5 层外（图 2a，图 2b），其他 12 个地点仅有 3 个土层（图 2c、图 2d）。白鹿塬中段的糜鹿村剖面从上向下第 1 层为晚全新世黄土（ L_0 ），灰黄色，松散，厚度为 0.6 m；第 2 层为中全新世晚期古土壤（ S_{01} ），灰褐色，棱柱状结构，较致密坚硬，厚 0.5 m；第 3 层为中全新世古土壤中间的薄层黄土（ L_x ），灰黄色，厚 0.3 m；第 4 层为中全新世早期古土壤（ S_{02} ），灰褐色，略显红色，棱柱状结构，较致密坚硬，厚 0.6 m；第 5 层为早全新世黄土（ L_t ），厚 0.5 m。第 5 层之下为晚更新世黄土（ L_1 ），灰黄色，松散，大孔隙发育， CaCO_3 淀积层（ C_k ）分布在该层位上部，可见 CaCO_3 薄膜和小结核。该层出露厚度 1.5 m。在糜鹿村北约 500 m 处，也见到全新世黄土剖面分为 5 层（图 2b），各层厚度与糜鹿村东剖面基本相同。糜鹿村全新世黄土剖面分布在平坦塬面上，分布范围约 1 km^2 ，微地貌特点较周围地形略高，剖面是砖厂取土出露的。所调查的其他全新世黄土剖面由如下 3 层构成。从上向下第 1 层为晚全新世黄土（ L_0 ），厚约 0.5 m；第 2 层为中全新世古土壤（ S_0 ），厚 0.6~0.8 m；第 3 层是早全新世黄土（ L_t ），厚 0.5 m。第 3 层之下为晚更新世黄土（ L_1 ）。西王村剖面 and 安村剖面分布高度与塬面高度持平，地形平坦开阔。西王村剖面 and 安村剖面是建筑取土出露的。

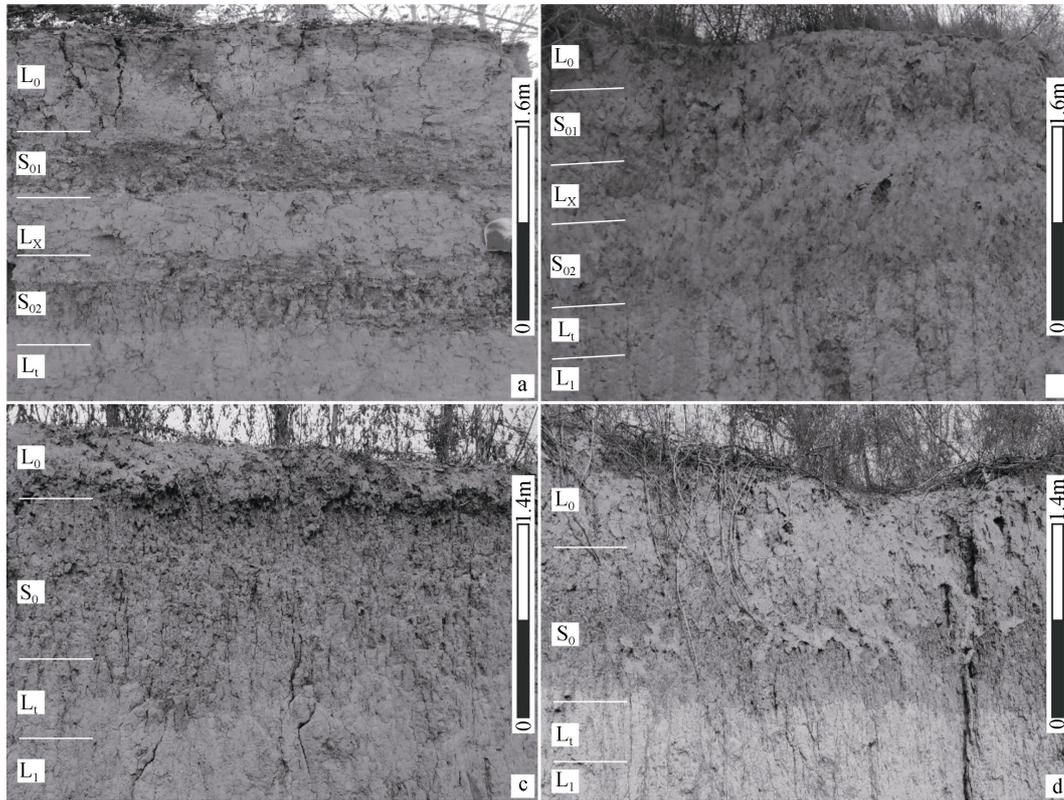
黄土沉积层位稳定，具有大范围可比性。关中平原全新世黄土与古土壤年代测定结果^[9-10,14]（图 3）表明，中全新世早期古土壤（ S_{02} ）与下伏黄土的分界年代为 8 500 年左右， S_{02} 古土壤的上界年龄为 6 000 年左右^[9-10,14]。中全新世中期薄层黄土（ L_x ）上界和下界年代分别为 6 000 年和 5 000 年^[9-10,14]，中全新世晚期古土壤（ S_{01} ）的上界和下界年代分别为 5 000 年和 3 100 年^[9-10,14]。晚全新世黄土（ L_0 ）为 3 100 年以来发育的。因为全新世下界年龄为 11 500 年左右，所以 S_{02} 古土壤之下的马兰黄土（ L_1 ）顶部或 CaCO_3 淀积层分布层位应属于早全新世黄土（ L_t ）。因此，全新世黄土剖面从下向上包括了 L_t 黄土、 S_{02} 古土壤、 L_x 黄土、 S_{01} 古土壤和 L_0 黄土 5 个层位。

2.2 糜鹿村全新世土层氧化物含量

糜鹿村全新世剖面中 SiO_2 、 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 K_2O 的含量在黄土与古土壤层位呈现明显的高低变化特点（图 4），在 2 个古土壤层位含量高，在黄土层位含量低。 CaO 的含量变化与上述 4 个指标相反，在黄土层含量高，古土壤层含量低。这表明古土壤层 CaO 受淋溶作用明显而含量减少， SiO_2 、 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 K_2O 则发生富集，含量增高。这 5 个氧化物指标显示，全新世气候变化至少可分为 5 个阶段。 S_{02} 剖面中的 Fe_2O_3 平均值为 $56.8 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，最大值为 $62.4 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ，在古土壤剖面下部含量最高，指示 Fe 在土壤剖面中上部发生了迁移，在下部出现了聚集（图 4）。 Al_2O_3 的含量变化显示，Al 在 S_{02} 剖面中上部发生了迁移，在下部出现富集（图 4）。 S_{01} 剖面的 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 含量较黄土层略高，显示这两层中 Fe 和 Al 有一定富集，但是它们在黏化层中的含量变化较小，表明迁移不明显。在全新世 3 个黄土层中， L_x 层中的 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 含量大于 L_0 层位，全新世早期黄土 L_t 层位的 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 含量较全新世中期和晚期黄土低。晚更新世黄土 L_1 中的 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 含量最低。 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 含量在全新世 5 个土层中由高到低的顺序为 $S_{02} > S_{01} > L_x > L_0 > L_t > L_1$ 。

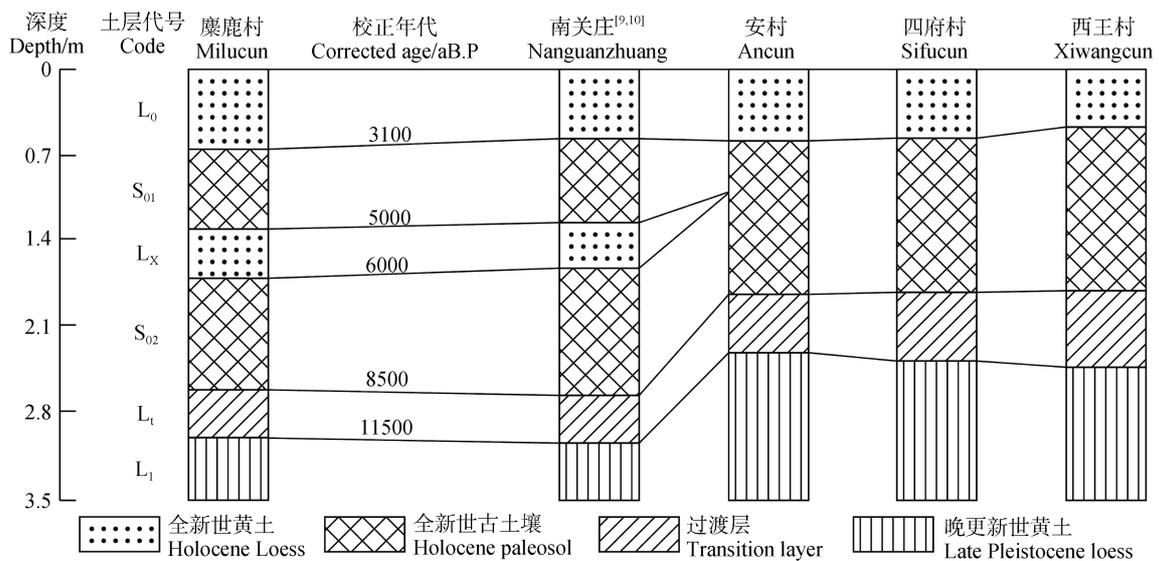
2.3 糜鹿村全新世土层微量元素含量

糜鹿村全新世剖面中微量元素 Rb、Ba、Ni、Sr、V 含量在黄土与古土壤层位呈现明显的高低波动特点（图 5），其中 Rb、Ba、Ni、V 在 2 个古土壤层



注: a. 糜鹿村东剖面; b. 糜鹿村北剖面; c. 西王村剖面; d. 安村剖面 Note:a. Profile east to Milucun; b. Profile north to Milucun; c. Xiwangcun Profile; d. Ancun Profile

图 2 白鹿塬全新世黄土与古土壤剖面
Fig. 2 Holocene loess and paleosol profiles in Bailuyuan



注: L₀. 晚全新世黄土; S₀₁. 中全新世晚期古土壤; L_x. 中全新世黄土; S₀₂. 中全新世早期古土壤; L_t. 过渡层; L₁. 晚更新世黄土。下同。Note: L₀. Late Holocene loess; S₀₁. Late mid-Holocene paleosol; L_x. Mid-Holocene loess; S₀₂. Early mid-Holocene paleosol; L_t. Transition layer; L₁. Late Pleistocene loess. The same as below.

图 3 关中平原全新世黄土与古土壤剖面对比与年代 (土层年代根据文献 [9-10])

Fig. 3 Comparison and age of Holocene loess and paleosol profiles in the Guanzhong Plain (Layer age according to the reference [9-10])

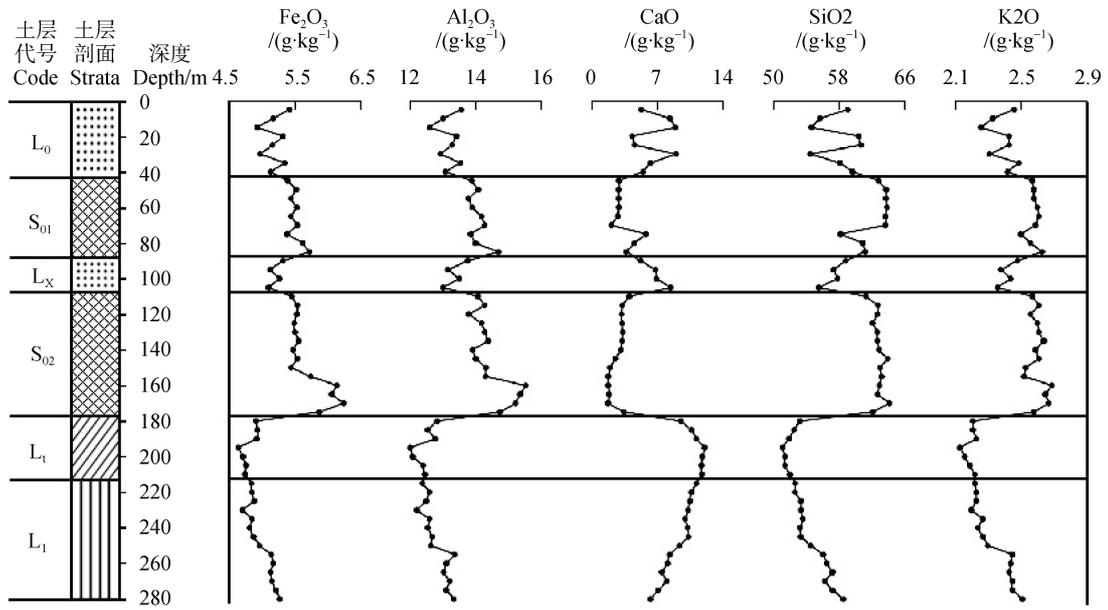


图 4 糜鹿村全新世土层氧化物含量变化

Fig. 4 Oxide content of the Holocene earth layers in Milucun

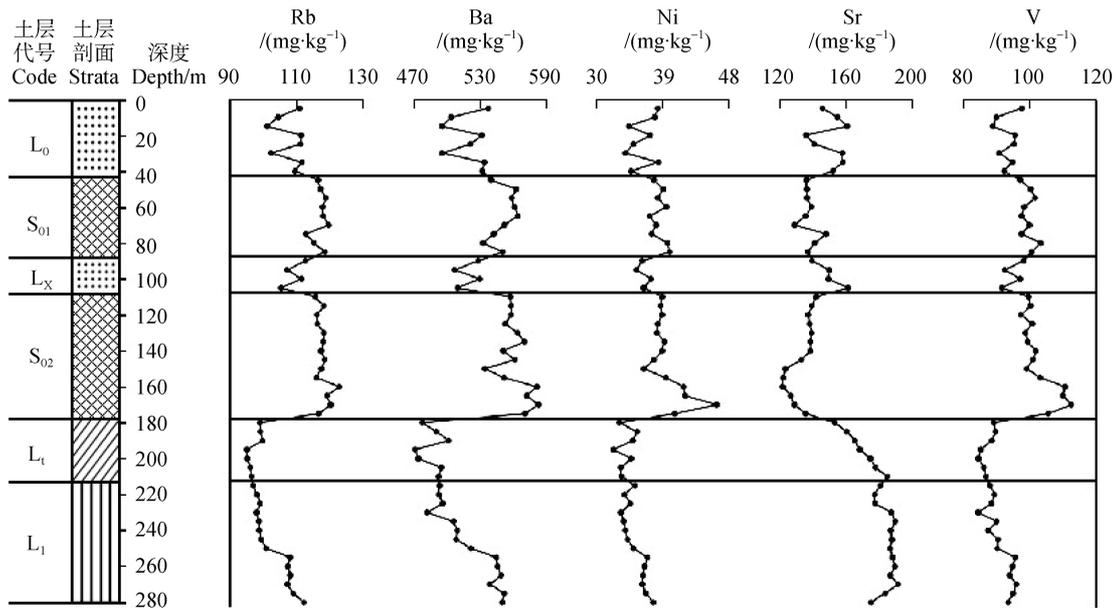


图 5 糜鹿村全新世土层微量元素含量变化

Fig. 5 Trace element content of the Holocene earth layers in Milucun

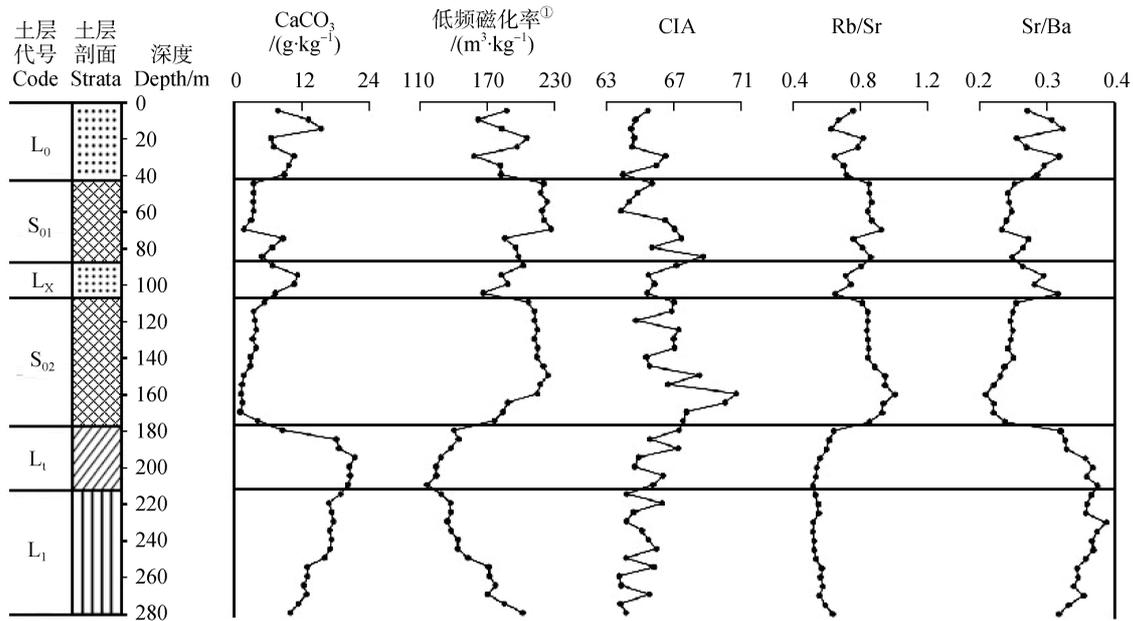
位含量高，在黄土层位含量低。Sr 的含量变化与上述 4 种元素含量变化相反，在黄土层含量高，在古土壤层含量低（图 5）。在 L_0 黄土层，Rb、Ba、Ni、Sr、V 的平均含量分别为 107.85、518.99、36.34、150.93 和 93.29 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。在 S_{01} 古土壤层中，Rb、Ba、Ni、Sr、V 平均含量分别为 117.22、551.59、38.64、137.86 和 99.72 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。在 L_x 层中，Rb、Ba、Ni、Sr、V 平均含量分别为 109.20、518.73、36.45、150.20 和 95.00

$\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。在 S_{02} 古土壤层位，Rb、Ba、Ni、Sr、V 含量分别为 117.94、561.88、39.77、133.39 和 102.98 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。在 L_t 黄土层中，Rb、Ba、Ni、Sr、V 平均含量分别为 97.26、486.20、33.99、169.41 和 87.31 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。在晚更新世黄土层 L_1 中，Rb、Ba、Ni、Sr、V 的平均含量分别为 103.00、520.84、35.39、184.99 和 91.40 $\text{mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ 。剖面各层中 Rb、Ba、Ni、V 平均含量由高到低的顺序为 $S_{02} > S_{01} > L_x > L_0 > L_1 > L_t$ ，

Sr 的含量由高到低的顺序为 $S_{02} > S_{01} > L_X > L_0 > L_1 > L_t$ 。古土壤层中 Rb、Ba、Ni、V 含量较黄土层高的原因同样由于古土壤中黏土含量较黄土层高,黏土吸附导致微量元素含量高。古土壤层中 Sr 含量较黄土层低的原因是由于古土壤发育时的淋溶作用较黄土发育时强,使得古土壤中的 Sr 淋失。

2.4 糜鹿村全新世土层 $CaCO_3$ 含量与磁化率

糜鹿村全新世剖面中 $CaCO_3$ 含量分析(图 6)



①Low frequency susceptibility

图 6 糜鹿村全新世土层环境指标变化

Fig. 6 Variation of environmental index of the Holocene earth layers in Milucun

磁化率测定结果(图 6)显示,糜鹿村全新世剖面 L_0 层低频磁化率平均值为 $182.42 \times 10^8 m^3 \cdot kg^{-1}$, S_{01} 层位为 $212.19 \times 10^8 m^3 \cdot kg^{-1}$, L_X 层位为 $185.17 \times 10^8 m^3 \cdot kg^{-1}$, S_{02} 层位为 $208.26 \times 10^8 m^3 \cdot kg^{-1}$, L_1 层位为 $131.43 \times 10^8 m^3 \cdot kg^{-1}$, L_1 层位上部为 $157.10 \times 10^8 m^3 \cdot kg^{-1}$ 。上述结果表明,在 2 个古土壤层位低频磁化率值高,在黄土层位低。

2.5 糜鹿村全新世土层元素比值与风化指数

Rb 和 Ba 是易于被黏土吸附的元素, Sr 是易受淋溶迁移的元素,因此 Rb/Sr 和 Sr/Ba 比值能够指示气候变化。在气候温暖湿润时期发育的黏土含量高的土壤中 Rb/Sr 比值大,在寒冷干旱时期发育的土壤中比值小。在气候温湿时期发育的黏土含量高的土壤中 Sr/Ba 比值小,在黄土层位 Sr/Ba 比值大(图

表明,全新世 5 个层位 $CaCO_3$ 含量差异明显。 $CaCO_3$ 含量平均值 L_0 层为 $93.3 g \cdot kg^{-1}$, S_{01} 层为 $43.3 g \cdot kg^{-1}$, L_X 层为 $90.4 g \cdot kg^{-1}$, S_{02} 层为 $29.1 g \cdot kg^{-1}$, L_t 层为 $177.7 g \cdot kg^{-1}$, L_1 层为 $150.7 g \cdot kg^{-1}$ 。上述结果表明在 2 个古土壤层位 $CaCO_3$ 含量低,在黄土层位含量高。需要指出的是, $CaCO_3$ 易转化为 $Ca(HCO_3)_2$ 再发生淋溶迁移,古土壤 S_{01} 和 S_{02} 上部 $CaCO_3$ 含量与上覆黄土中 $CaCO_3$ 转化、向下迁移以及再沉淀有关。

6)。在糜鹿村全新世黄土剖面,古土壤层位 Rb/Sr 大, Sr/Ba 小,在黄土层位变化相反。Rb/Sr 和 Sr/Ba 比值反映出糜鹿村全新世黄土发育时期出现了 5 个阶段的气候变化。

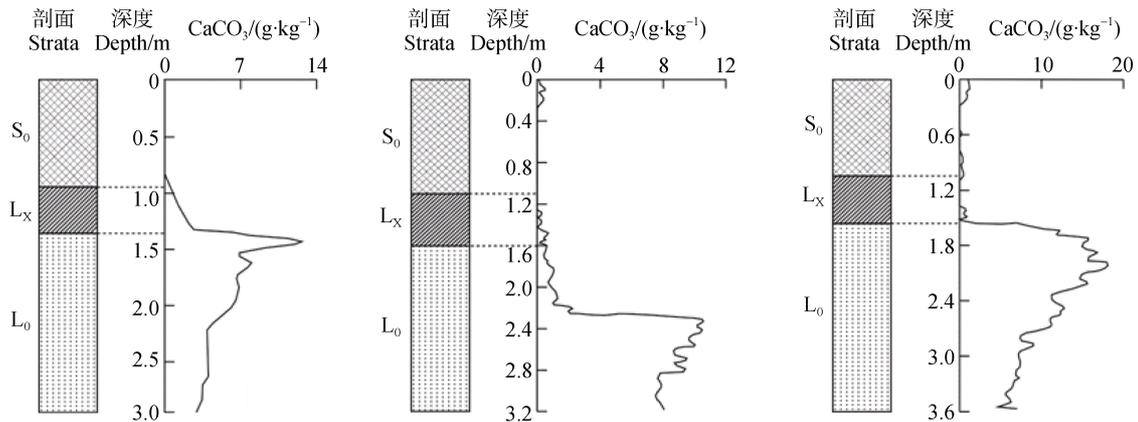
风化指数能够表明土层受风化强弱。根据风化指数计算公式^[15] $CIA = [Al_2O_3 / (Al_2O_3 + CaO + Na_2O + K_2O)] \times 100$ 进行计算,获得了糜鹿村全新世土层风化指数(图 6)。根据 Nesbitt 等^[15]研究, CIA 值在 50% 和 65% 之间代表弱风化和冷干气候, CIA 值在 65% 和 85% 之间,代表中等风化, CIA 值在 85% 和 100% 之间,代表强风化和湿润气候。风化指数显示, L_1 和 L_0 土层的风化指数平均值分别为 64.8% 和 65.1%,表明 L_1 和 L_0 层为弱风化或接近弱风化。 L_1 、 S_{02} 、 L_X 、 S_{01} 层的风化指数平均值分别为 66.0%、

67.3%、66.0%、66.1%，表明这 4 层经受了中等风化。值得指出的是， S_{02} 层古土壤下部 20 cm 厚度的风化指数为 70% 左右，是风化最强层位。

2.6 安村、西王村和四府村全新世土层 CaCO_3 含量

CaCO_3 含量分析显示，安村、西王村和四府村全新世古土壤 CaCO_3 含量很低，一般小于 1%。全新世早期黄土 L_x 层中 CaCO_3 含量也很低，平均为 $10.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 左右。在安村与四府村剖面 CaCO_3 含量

与变化相近， L_1 层上部 1m 左右深度范围内由于古土壤 CaCO_3 淀积和聚集， CaCO_3 含量最高，在向下 CaCO_3 较低（图 7）。西王村剖面 CaCO_3 受淋溶较安村和四府村的强，这是由该剖面距离秦岭较近和降水量较多决定的。西王村剖面的 L_1 上部 0.7 深度范围 CaCO_3 含量也很低，在向下 CaCO_3 含量显著增高（图 7）。这 3 个剖面中的 CaCO_3 含量显示中全新世古土壤仅有 1 层构成，古土壤层内未出现 CaCO_3 含量高的中全新世黄土层。



注：a)、b)、c) 分别为安村、西王村和四府村剖面 CaCO_3 含量。 S_0 中全新世古土壤； S_0 中全新世古土； L_1 晚更新世黄土层。
Note: a), b), and c) stands for CaCO_3 contents in Ancun, Xiwangcun and Sifucun profiles, respectively; S_0 for Mid-Holocene paleosol; L_x for Transition layer and L_1 for Late Pleistocene loess

图 7 西安地区全新世黄土剖面 CaCO_3 含量变化

Fig. 7 Variation of CaCO_3 content of the Holocene loess profile in Xi'an area

3 讨 论

3.1 白鹿塬全新世气候变化与沙尘暴活动

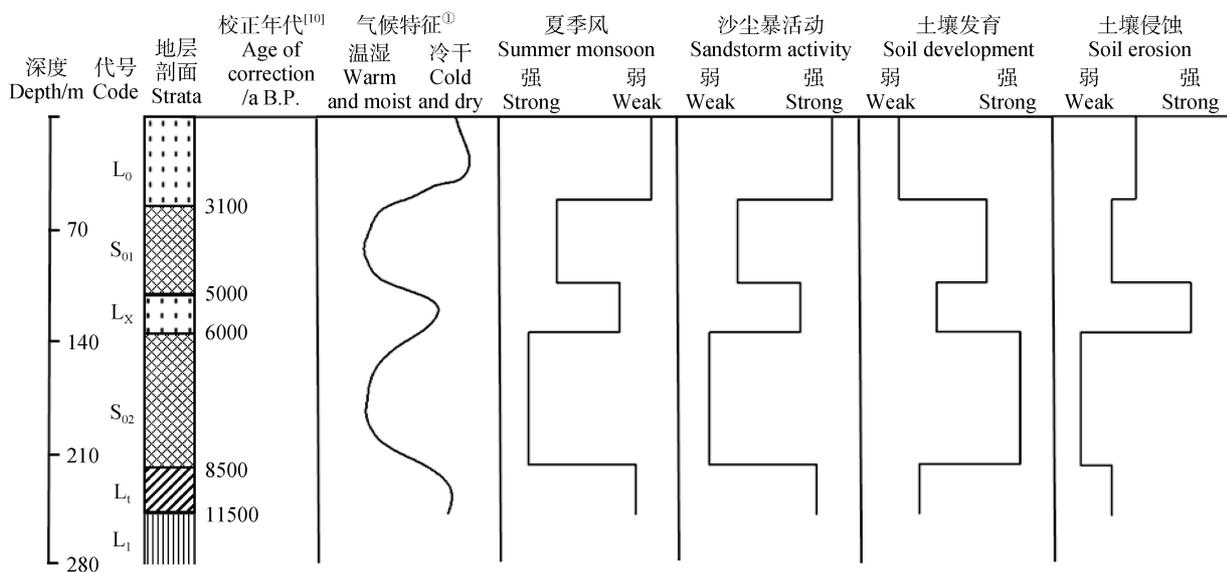
过去对白鹿塬地区古土壤作过许多研究^[16-19]，取得了一些重要成果，但对白鹿塬地区全新世土壤分层和气候变化阶段的认识还很不够。如前所述，在广大黄土高原的黄土塬区，中全新世古土壤仅有 1 层构成，但在关中平原的渭河阶地上该层古土壤偶尔可见由两层构成，中间夹有一薄层黄土^[9]。在白鹿塬等广大黄土塬区，到目前为止一般未确定中全新世古土壤由两层构成。本研究的观察和化学成分及磁化率等测定显示，白鹿塬中全新世古土壤可明显分为两层，两层古土壤之间为代表相对冷干气候的厚 30 cm 的黄土层。中全新世中期黄土层的存在，表明在中全新世白鹿塬地区与关中平原河谷地区一样均存在一个短暂的气候恶化和沙尘暴活动加

强的时期。根据近年来的研究可知，关中平原中全新世河谷地区气候变冷干阶段发生的时间在距今 6 000~15 000 年之间^[9-10,14]。这表明在距今约 6 000 年该区气候发生了转折性变化，出现了一个持续约 1 000 年的沙尘暴活动加强的冷干气候阶段。

白鹿塬全新世黄土剖面分层和氧化物、微量元素、 CaCO_3 含量、磁化率及风化指数 CIA 值各项指标显示，白鹿塬全新世 5 个阶段的气候存在一定差别，其中 S_{02} 层古土壤受到了中等偏强的风化成壤作用，代表的气候最温湿。其次是 S_{01} 层古土壤，其受到了中等风化成壤作用，代表的气候也较温湿。在中全新世中期薄层黄土 (L_x) 发育时的气候较 S_{01} 层古土壤发育时冷干。全新世晚期黄土 (L_0) 和全新世早期黄土 (L_1) 发育时的气候最冷干，全新世晚期黄土发育时的气候似乎较早期黄土发育时更冷干（图 8）。

与 5 个阶段的气候变化相对应的是有 5 个阶段的沙尘暴活动的强弱变化。在全新世 3 层黄土发育时期, 是沙尘暴活动加强时期。其中全新世晚期的 L_0

层黄土和全新世早期的 L_t 黄土形成时的沙尘暴活动较全新世中期 L_x 层黄土形成时更强, 在中全新世 2 层古土壤发育时期为沙尘暴活动较弱时期。



①Climate feature

图 8 白鹿塬全新世黄土与古土壤剖面环境变化阶段划分

Fig. 8 Division of stages of the change in environment of the Holocene loess-paleosol profile in Bailuyuan

3.2 白鹿塬中全新世古土壤类型与季风气候特征

过去的初步研究认为, 洛川中全新世古土壤成壤作用弱, 土壤类型为黑垆土, 当时年均降水量为 300~500 mm, 代表与现代接近的干旱或半干旱的气候环境^[11]。这一认识与中全新世气候较现代明显温暖的认知存在较大矛盾。因此, 很有必要深入讨论中全新世古土壤类型和形成时的气候。现代典型褐土 CaCO_3 含量一般大于 $20 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 淋溶褐土 CaCO_3 含量一般低于 $10.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ ^[20]。本文的 CaCO_3 含量分析表明, 白鹿塬中全新世早期古土壤淋溶最强层位 CaCO_3 含量约为 $10.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$, 具有明显的淋溶土壤 CaCO_3 含量特征。而且这 $10.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的 CaCO_3 可能与上覆黄土层发育时的 CaCO_3 转化、淋溶和淀积有关, 实际的含量应该还要低, 该层古土壤中的氧化物含量高证实了这一点。该层古土壤黏化层下部 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 含量明显增高, 下部较上部分别富集了 $8.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的 Fe_2O_3 和 $15.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 的 Al_2O_3 。研究表明, 土壤黏化层中 Fe_2O_3 含量一般超过 $5.0 \text{ g}\cdot\text{kg}^{-1}$ 就指示 Fe 发生了迁移, 表明土壤是淋溶性的^[20]。 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 含量充分证明糜鹿村全新世早期古土壤为淋溶土壤。典型褐色土是碱性的, 不具有 CaCO_3

淋失和黏粒迁移的特点^[21], 这充分证明中全新世早期古土壤较典型褐土发育明显强。由此确定, 西安白鹿塬中全新世早期古土壤应该为棕色土或黄棕壤。该区现代土壤为褐色土^[13], L_0 层黄土的中上部为现代土壤, 也就是说 L_0 层黄土为褐色土。而全新世中期两层古土壤受到的成壤作用较 L_0 层黄土显著强, 因此 S_{02} 和 S_{01} 层古土壤应分别为黄棕壤和发育弱的棕色土。黄棕壤发育的年降水量一般大于 750 mm, 棕色土发育的降水量一般大于 700 mm^[20]。由此推断, 在全新世古土壤发育时的气候较现代湿润, 当时年降水量较现今多 150 mm 左右, 这与过去的研究得出的认识^[22-23]基本一致。

土壤化学成分、 CaCO_3 含量和磁化率及微结构能够指示降水量变化, 能够反应气候和夏季风的变化^[16,24-28]。如上所述, 白鹿塬地区全新世以来形成了 3 层黄土和 2 层古土壤。如上所述, 古土壤发育时年平均降水量较现今多。因为研究区属于温带季风气候区, 该区的降水主要来自海洋的夏季风或东南季风, 所以古土壤的发育代表了夏季风增强, 活动频繁(图 7)。该区南缘的秦岭山脉是东南夏季风向北运移的障碍, 该山脉也是中国南方和北方气候

的分界线。在中全新世古土壤发育时期, 研究区降水量的明显增多表明在中全新世古土壤发育时, 夏季风能频繁越过秦岭山脉, 并给该区带来较多降水。因为风积黄土是冬季风作为搬运风尘动力的沙尘暴活动形成的, 所以在 L_1 、 L_x 和 L_0 黄土层的发育指示了冬季风活动加强和夏季风活动减弱 (图 8)。由此可见, 西安地区全新世以来发生了 4 次季风变化, 分别发生在距今 8 500 年、6 000 年、5 000 年和 3 100 年。根据这 4 次季风变化, 可将白鹿塬区全新世气候分为 5 个明显不同的季风气候阶段, 其中 8 500~6 000 年与 5 000~3 100 年为夏季风作用强的阶段, 11 500~8 500 年、6 000~5 000 年和 3 100 年以来为夏季风作用弱和冬季风作用强的阶段 (图 8)。

3.3 全新世土壤侵蚀与侵蚀期

关于黄土高原第四纪黄土的侵蚀期, 由于到目前为止发现的直接证据很少, 因此研究成果少, 认识也不一致。有的研究者认为, 间冰期沙尘暴活动较弱, 降水较多导致侵蚀动力加强, 是黄土高原土壤侵蚀期或理论上的侵蚀期^[29-30]。但是事实上由于间冰期降水量较多, 植被发育好, 土壤侵蚀反而相对弱。黄土中古土壤的大量发育和保存充分证实了这一点。尽管间冰期土壤侵蚀很少或微弱, 但是由于间冰期黄土堆积很少, 反而不利于黄土和黄土高原的发育。冰期气候干旱, 沙尘暴活动强, 是黄土的堆积期和黄土高原发育时期。黄土堆积时期地表植被相对稀疏, 缺少间冰期乔木、灌木和草本植物构成的多层植被结构对土壤的保护作用, 土壤侵蚀量较间冰期古土壤发育时要大 (图 8), 是实际上的侵蚀期。全新世 6 000~5 000 年间发育的薄层黄土 (L_x) 在绝大多数地区被全部侵蚀完毕就证实了这一点。黄土发育时期主要为草原植被, 这样的植被同样具有一定的保护地表土壤的作用, 由此黄土高原广泛发育了厚达 140 m 的黄土。然而, 按照土层侵蚀量而论, 黄土发育时期的土壤侵蚀量要较温湿期大许多。

不仅白鹿塬区全新世 6 000~5 000 年间发育的黄土在绝大多数剖面中被侵蚀完毕 (图 3), 而且在海拔高度较低的关中平原河流阶地上的绝大多数全新世黄土剖面中也缺少 6 000~15 000 年间发育的黄土层, 显示当时河流阶地上的黄土侵蚀与黄土塬区一样强烈。这表明在 6 000~15 000 年间的时期, 关中平原的黄土塬区与河谷区土壤侵蚀率大于风尘

堆积率, 是全新世黄土的侵蚀期 (图 8)。此外, 在黄土高原的广大黄土塬区, 全新世中期古土壤一般也仅有 1 层构成^[7,12], 表明在黄土高原中全新世中期薄层黄土发育时期是一个广泛的土壤侵蚀强的侵蚀期 (图 7)。虽然所研究剖面中不见侵蚀面存在, 但存在沉积层的缺失, 这也是确定侵蚀期的两个关键证据之一。据地质学的研究, 侵蚀期有两种基本表现形式, 一是侵蚀面, 二是地层缺失^[31]。白鹿塬全新世黄土剖面中普遍存在沉积层的缺失, 这充分证明 6 000~5 000 年间为普遍的土壤侵蚀期。中全新世延续时间很短, 加之黄土物质成分与结构很均一^[7,11,16], 这是侵蚀面不清楚的原因。

中全新世晚期古土壤 (S_{01}) 发育时的土壤侵蚀值得讨论。根据全新世仅有 1 层古土壤发育的剖面中古土壤的厚度常常较大 (图 3) 分析, 在中全新世晚期古土壤发育时侵蚀较弱, 导致中全新世晚期古土壤叠加在了中全新世早期古土壤之上。因此, 在 S_{01} 古土壤发育时期, 也是一个风尘堆积缓慢和侵蚀缓慢的时期。在早全新世黄土 (L_1) 发育时期, 气候冷干, 是风尘堆积速率大于侵蚀速率的时期, 所以该层黄土分布广泛。早全新世气候较晚全新世降水偏多, 植被发育好, 黄土侵蚀较晚全新世弱。晚全新世 L_0 在该区和黄土高原较常见的, 即使在许多剖面中受到了侵蚀而消失, 也是近代人类活动的结果, 不是当时侵蚀造成的。因此, L_0 发育时期也是堆积率大于侵蚀率的时期 (图 8)。

4 结 论

西安白鹿塬糜鹿村全新世中期古土壤可清楚地分为 3 层, 整个全新世剖面的黄土与古土壤可分为 5 层, 表明黄土塬区全新世气候变化与沙尘暴活动可分为 5 个阶段。土层氧化物、微量元素、 $CaCO_3$ 含量和磁化率测定结果显示, 西安白鹿塬全新世中期 8 500~6 000 年和 5 000~3 100 年间的古土壤发育时夏季风活动较强, 降水量较多, 气候较湿润, 沙尘暴活动较弱。10 000~8 500 年间、6 000~5 000 年间和 3 100 年以来的黄土发育时气候冷干, 夏季风较弱, 冬季风较强, 降水较少, 沙尘暴活动较强。中全新世 8 500~6 000 年间发育的 S_{02} 古土壤经受了中等偏强的化学风化作用, 其中的 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 有一定富集, 该层土壤类型相当于黄棕壤, 指示当

时年平均降水量较现今多 150 mm 左右。全新世中期的 6 000~5 000 年间气候恶化导致黄土或土壤侵蚀加强, 绝大多数地区的黄土侵蚀率大于黄土堆积率, 使得全新世中期这一薄层黄土在绝大多数地区受到侵蚀而消失。虽然沙尘暴活动很弱的间冰期是黄土地层理论上的侵蚀期, 但是全新世黄土的侵蚀主要不是发生在温湿时期, 而是发生在风尘堆积的冷干时期, 只是侵蚀期的风尘沉积率小于侵蚀率。全新世中期薄层黄土发育时气候变冷干引起的植被退化是导致当时土壤侵蚀加强和出现侵蚀期的主要原因。

参考文献 (References)

- [1] Wendland W M, Bryson R A. Dating climatic episodes of the Holocene[J]. *Quaternary Research*, 1974, 4 (1): 9—24.
- [2] Bond G, Showers W, Cheseby M. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climate[J]. *Science*, 1997, 278: 1257—1266.
- [3] Sycheva S, Glasko M, Chichagova O. Holocene rhythms of soil formation and sedimentation in the central Russian Upland[J]. *Quaternary International*, 2003, 106/107: 203—213.
- [4] Dugar B, Verstraeten G, Notebaert B, et al. Holocene environmental change and its impact on sediment dynamics in the Eastern Mediterranean[J]. *Earth-Science Reviews*, 2011, 108 (3/4): 137—157.
- [5] Muñoz P, Gorin G, Parra N, et al. Holocene climatic variations in the Western Cordillera of Colombia: A multiproxy high-resolution record unravels the dual influence of ENSO and ITCZ[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2017, 155: 159—178.
- [6] Senra E O, Schaefer C E, de Corrêa G R, et al. Holocene pedogenesis along a chronotope sequence of soils from the Altiplano to the Cordillera Real, Bolivian *Andes*[J]. *Catena*, 2019, 178: 141—153.
- [7] Sun J Z, Zhao J B. *Quaternary in Loess Plateau* [M]. Beijing: Science Press, 1991: 201—205. [孙建中, 赵景波. 黄土高原第四纪[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 201—205.]
- [8] Shi Y F, Kong Z C, Wang S M. Climatic fluctuation and important events during Holocene Megathermal in China[J]. *Science in China (Series B)*, 1992, 22: 1300—1308.
- [9] Huang C C, Pang J L, Huang P. An early Holocene erosion phase on the loess tablelands in the southern Loess Plateau of China[J]. *Geomorphology*, 2002, 43 (3/4): 209—218.
- [10] Huang C C, Jia Y F, Pang J L, et al. Holocene colluviation and its implications for tracing human-induced soil erosion and redeposition on the piedmont loess lands of the Qinling Mountains, Northern China[J]. *Geoderma*, 2006, 136 (3/4): 838—851.
- [11] An Z S, Wei L Y, Lu Y C. A preliminary study of soil stratigraphy in Luochuan loess profile[J]. *Quaternary Science*, 1985, 6 (1): 166—173. [安芷生, 魏兰英, 卢演涛. 洛川黄土剖面土壤地层的初步研究[J]. 第四纪研究, 1985, 6 (1): 166—174.]
- [12] Wang H P, Chen J H, Zhang X J, et al. Palaeosol development in the Chinese Loess Plateau as an indicator of the strength of the East Asian summer monsoon: Evidence for a mid-Holocene maximum[J]. *Quaternary International*, 2014, 334/335: 155—164.
- [13] Song D M. *Records of Xi'an's Geography*[M]. Xi'an: Shaanxi People's Publishing House, 1987: 88—158. [宋德明. 西安市地理志[M]. 西安: 陕西人民出版社, 1987: 88—158.]
- [14] Pang J L, Huang C C, Zhou Y L, et al. OSL Dating of the Tuojiawan loess-palaeosol profile and climatic change during the last 55 ka BP[J]. *Acta Geologica Sinica*, 2017, 91 (12): 2841—2853. [庞奖励, 黄春长, 周亚利, 等. 湖北庾家湾剖面释光测年与地层年代学及记录的 55 ka BP 气候变化[J]. 地质学报, 2017, 91 (12): 2841—2853.]
- [15] 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.
- [16] Zhao J B, Luo X Q, Ma Y D, et al. Study on climate and soil moisture content during development of the first palaeosol in the southern Loess Plateau[J]. *European Journal of Soil Science*, 2018, 69 (3): 462—474.
- [17] Zhao J B, Ma Y D, Lui R, et al. Palaeoclimatic and hydrological environments inferred by moisture indexes from the S4 palaeosol section in the Xi'an region, China[J]. *Quaternary International*, 2018, 493: 127—136.
- [18] Zhao J B, Gu J, Du J. Climate and soil moisture environment during development of the fifth palaeosol in Guanzhong Plain[J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2008, 51 (5): 665—676.
- [19] Zhao J B, Cao J J, Shao T J, et al. Discovery and study of silver sulfate mineral in S5 from the eastern suburb of Xi'an[J]. *Science China Earth Sciences*, 2012, 55 (3): 456—463.
- [20] Hseung Y, Li Q K. *Chinese soil* [M]. Beijing: Science Press, 1987: 67—78. [熊毅, 李庆远. 中国土壤[M]. 北京: 科学出版社, 1987: 67—78.]
- [21] Tang K L, He X B. Revelation of information on genesis of multi paleosol from quaternary Loess Profile[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2002, 39 (5): 609—617. [唐克利,

- 贺秀斌. 第四纪黄土剖面多元古土壤形成发育信息的揭示[J]. 土壤学报, 2002, 39 (5): 609—617.]
- [22] Zhao J B. Middle Holocene soil and migration of climatic zones in the Guanzhong plain of China[J]. Soil Science, 2005, 170 (4): 292—299.
- [23] Hou C H. Holocene paleosol in the region of Xi'an[J]. Carsologica Sinica, 1999, 18 (3): 207—212. [侯春红. 西安地区全新世古土壤的研究[J]. 中国岩溶, 1999, 18 (3): 207—212.]
- [24] Ma Y D, Zhao J B, Liu R, et al. Formation and movement of groundwater in the thick loess-palaeosol sequences of the Chinese Loess Plateau[J]. Pedosphere, 2018, 28(6): 895—904.
- [25] 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.
- [26] Luo X Q, Zhao J B, Ma Y D, et al. Ferruginous adhesive film and hydrographic features of the fifth palaeosol in Xi'an area[J]. Acta Pedologica Sinica, 2017, 54 (1): 14—22. [罗小庆, 赵景波, 马延东, 等. 西安地区第 5 层古土壤中的铁质薄膜类型与水文特征[J]. 土壤学报, 2017, 54 (1): 14—22.]
- [27] Chu C J, Zhao J B. Element migration in S3 profile of the Shaolingyuan loess-paleosol sequence in Xi'an and its paleoclimatic implication[J]. Acta Pedologica Sinica, 2016,53 (2): 311—321. [楚纯洁, 赵景波. 西安少陵塬黄土—古土壤序列 S3 剖面元素迁移及古气候意义[J]. 土壤学报, 2016,53 (2): 311—321.]
- [28] Pang J L, Huang C C, Zha X C, et al. Micromorphological features of soils derived from loess in Shangdan Basin and their significance in soil diagnosis[J]. Acta Pedologica Sinica, 2015,52 (2): 272—280. [庞奖励, 黄春长, 查小春, 等. 商丹盆地黄土母质发育土壤的微形态特征及其诊断意义[J]. 土壤学报, 2015, 52 (2): 272—280.]
- [29] Zhao J B, Zhu X M. Evolution and eroding history of Loess Plateau[J]. Journal of Soil Erosion and Soil and Water Conservation, 1999, 5 (2): 58—63. [赵景波, 朱显谟. 黄土高原的演变与侵蚀历史[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1999, 5 (2): 58—63.]
- [30] Zhao J B, Du J, Huang C C. Study on erosion periods in Loess Plateau[J]. Journal of Desert Research, 2002, 22 (3): 257—261. [赵景波, 杜娟, 黄春长. 黄土高原侵蚀期研究[J]. 中国沙漠, 2002, 22 (3): 257—261.]
- [31] Zhang B Z, Chen Q. Principles of Geology[M]. Beijing: Geological Press, 1983: 175—176. [张宝政, 陈琦. 地质学原理[M]. 北京: 地质出版社, 1983: 175—176.]

(责任编辑: 檀满枝)