

关中平原全新世土壤与环境研究

赵景波^{1,2)}, 顾静²⁾

1) 陕西师范大学旅游与环境学院, 西安 710062;

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 710075

内容提要: 根据蓝田田家村、长安四府村、西安吴家坟和岐山雍川村剖面样品的粒度分析、CaCO₃含量测定和微结构的鉴定资料得知, 关中平原全新世中期形成的土壤 S₀ 具有明显的淀积粘化特征和现代沉积间断条件下发育的土壤剖面特点, 该层土壤的构成物质至少有一部分是由先前形成的黄土经成壤作用改造而成的。关中平原 S₀ 的粘化类型不仅可以指示当地温湿的气候环境和很少有沙尘暴活动, 而且它与西北荒漠区全新世千年尺度上的环境变化存在遥相关关系。全新世晚期发育的黄土 L₀ 是在相对冷干条件下形成的狭义土壤, 它具有明显的残积粘化和残积—淀积粘化特征, 它发育在沙尘暴连续堆积的条件下, 形成了厚度大发育弱的粘化层和厚度大而均匀分布的 CaCO₃ 淀积层。全新世黄土剖面特征显示, 在风尘连续堆积条件下发育的土壤可以不具有明显的剖面分层, 厚度可以大于 2 m。关中平原全新世 L₀ 发育时的气候与西北荒漠区的气候也存在遥相关关系。

关键词: 关中平原; 全新世; 粘化类型; 土壤发生层类型; 遥相关关系; 沙尘暴活动

人们对中国黄土与环境变化进行了大量研究, 取得了举世瞩目的成就(安芷生等, 1985; 刘东生, 1985; Xiao et al., 1995; Guo et al., 1998; Lu et al., 2000; Porter, 2001; Kohfeld et al., 2003; Zhao, 2004)。根据对黄土高原黄土中古土壤的研究, 前人提出了不同的粘化类型(郭正堂等, 1992, 1993; 唐克丽, 1981; 唐克丽等, 2004; 赵景波, 2005), 得出了全新世中期形成的土壤 S₀ 具有温带棕壤的粘化特点, 发育在温湿的落叶阔叶林植被条件下。在有的剖面中 S₀ 可分为两层, 中间为一薄层黄土(黄春长等, 2002)。全新世晚期的黄土 L₀ 发育时为温暖半湿润和半干旱气候, 成壤作用减弱。关于历史时期沙尘暴活动, 前人曾作过许多研究(王式功等, 1996; 白云岗等, 2005), 但以往主要是探讨沙尘暴活动与气候的关系, 而对沙尘暴活动与不同土壤发育之间的关系研究不够, 对沙尘暴来源的内陆干旱区和沙尘暴堆积的黄土高原季风气候区环境变化的相关性研究不够。本文将通过对全新世中期发育的土壤 S₀ 和全新世晚期发育的黄土 L₀ 粘化特征的研究, 探讨沙尘暴堆积区土壤剖面构成与土壤物质来源的关系, 查明沙尘暴堆积区土壤的粘化特点、

土壤剖面构成与荒漠区气候变化、沙尘暴活动强弱的相关性。这一研究对揭示黄土高原季风气候区与西北内陆荒漠气候区之间环境变化的内在联系有重要意义。

1 研究地剖面概况和方法

研究剖面包括蓝田田家坡、西安吴家坟、长安四府村和岐山雍川村 4 个剖面。蓝田田家坡剖面位于海拔高度 700 m 左右白鹿塬东端, 距蓝田县城西约 3 km。西安吴家坟位于西安市南郊渭河二级阶地上, 海拔高度约 400 m。长安四府村剖面位于海拔高度 550 m 左右的少陵塬中段西坡, 距韦曲镇南 8 km 左右。岐山雍川村剖面位于岐山县城东南海拔约 620 m 的黄土塬上, 距县城东南 10 km。所研究的剖面中全新世黄土地层明显分为以下 3 层, 上部为厚约 0.5~0.7 m 的全新世黄土(L₀), 中部为厚约 0.6 m 的全新世浅红褐色—棕红色古土壤(S₀), 下部为厚 0.2~0.3 m 的过渡黄土层(L₁), 再向下是马兰黄土(L₂)。4 个剖面所在地区现代年平均温度 11~13℃左右, 年平均降水量 600~680 mm。

在各剖面均以 3 cm 间距采样, 在蓝田田家村剖

注: 本文为国家自然科学基金资助项目(编号 40672108)、中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室基金项目(编号 SKLLQG0705)的成果。

收稿日期: 2008-09-06; 改回日期: 2009-05-23; 责任编辑: 章雨旭。

作者简介: 赵景波, 男, 1953 年生。博士, 教授, 博士生导师。主要从事第四纪与自然地理研究。通讯地址: 710062, 西安市陕西师范大学旅游与环境学院; 电话: 029-85307825; Email: zhaojb@snnu.edu.cn。

面共采集颗粒分析和 CaCO_3 分析样品各 52 个, 采集薄片鉴定样品 32 个; 在西安吴家坟剖面采集粒度分析和 CaCO_3 分析样品各 52 个; 在长安四府村剖面采集粒度分析和 CaCO_3 分析样品各 55 个; 在岐山雍川剖面采集粒度分析和 CaCO_3 分析样品各 58 个。

本文研究方法包括野外观察法, 激光粒度分析法, CaCO_3 的气量分析法, x-射线衍射法, 显微镜和电子显微镜下的微结构、超微结构鉴定法。

2 实验与鉴定结果

2.1 全新世土层粒度分析结果

蓝田白鹿塬田家村剖面的 52 个样品的粒度分析结果(图 1)表明, 全新世中期发育的土壤 S_0 中粗粉砂含量在 41.20%~49.8% 之间, 平均含量为 45.4%; 细粉砂含量在 19.8%~23.8% 之间, 平均含量为 20.8%, 粗粉砂含量大于细粉砂; 0.005~0.002mm 的粘粒含量在 19.2%~26.2% 之间, 平均含量为 23.4%; 小于 0.002mm 的胶粒含量在 7.8%~9.6% 之间, 平均含量为 9.2%。在全新世晚期发育的灰黄色土壤 L_0 中, 粗粉砂含量在 48.1%~51.2% 之间, 平均含量为 50.6%; 细粉砂含量在 19.3%~22.6% 之间, 平均含量为 21.3%, 也是粗粉砂含量大于细粉砂; 0.005~0.002mm 的粘粒含量在 19.6%~21.4% 之间, 平均含量为 20.5%; 小于 0.002mm 的胶粒含量在 7.0%~8.2% 之间, 平均含量为 7.4%。 S_0 的粘粒和胶粒平均含量比 L_0 要高。在 S_0 之下的过渡层 (L_t) 中, 粗粉砂和细砂含量

最高, 粘粒和胶粒含量最低(图 1)。

长安四府村剖面、西安吴家坟剖面和岐山雍川剖面 165 块样品粒度成分分析表明, 全新世古土壤粘化层中粘粒含量高, 并且粘化层中部或中偏上部粘土含量最高(图 2), 全新世黄土层和过渡层粘土含量较低(图 2)。粘粒成分含量波动比蓝田田家村剖面略大, 含量差别不大。

2.2 全新世中期 S_0 、 L_0 土壤微结构与矿物组成

根据蓝田白鹿塬田家村剖面全新世中期发育的土壤 S_0 的观察可知, S_0 的剖面厚度为 0.6m 左右, 它的上部呈浅棕红色, 并略带灰黄, 棱柱状结构发育差, 以团块结构为主。中部呈红褐色, 棕褐色, 棱柱状结构发育好, 较为密实坚硬, 大孔隙少, 粘化强, 由于裂隙密集, 易破碎成碎块状。下部为浅棕红色, 带部分灰黄色, 颜色不均匀, 有粗棱柱状结构, 土体内部结构均一, 大孔隙发育, 且具有黄土部分特点, 表明它的物质至少有一部分是由 L_1 经成壤作用改造而成的。另外长安四府村、西安吴家坟和岐山雍川剖面 S_0 古土壤宏观结构在剖面中的变化与蓝田县田家村剖面类似。据对全新世中期土壤样品 28 张薄片微结构的镜下鉴别可知, 全新世 S_0 光性粘土胶膜发育好, 最高含量可达 10% 左右, 光性粘土胶膜有时呈块状(图 3a, b), 通常呈流胶状(图 3c), 棕红色, 光性均一, 纯净, 不见原生方解石存在, 具粒状孔隙胶结结构及部分基底一孔隙胶结结构, 这些特点显示 S_0 具有明显的淀积粘化特征。

根据蓝田白鹿塬田家村与吴家坟剖面全新世晚期发育的黄土 L_0 的观察可知, L_0 的剖面厚度为 1m

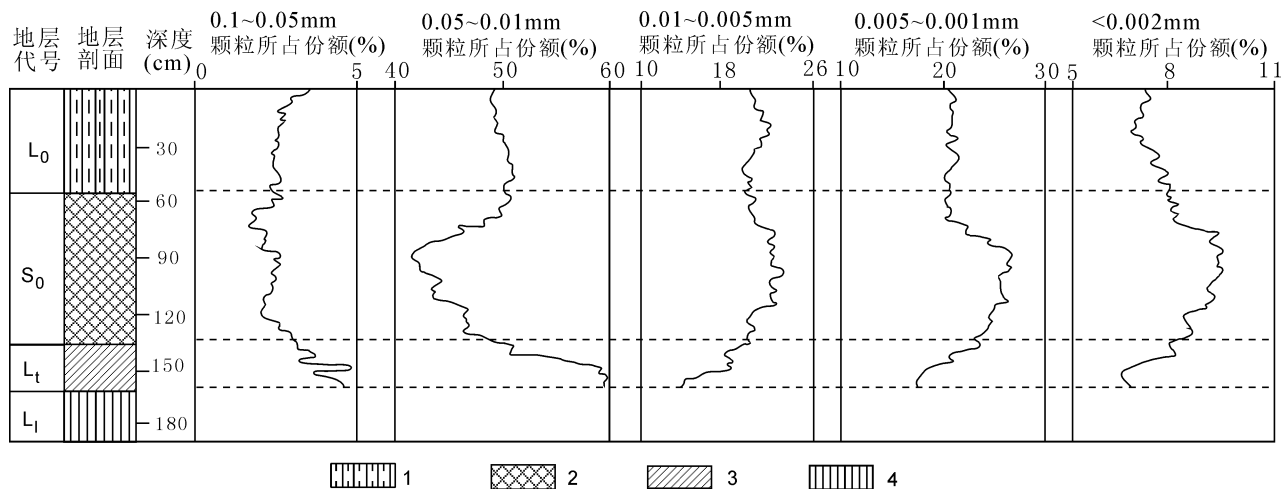


图 1 蓝田田家坡剖面粒度成分含量变化

Fig. 1 Grain size content in the Holocene profile at Tianjiapo, Lantian County

1—全新世黄土; 2—全新世中期土壤; 3—过渡层; 4—马兰黄土

1—Holocene loess; 2—Middle Holocene soil; 3—Transition layer; 4—Malan loess

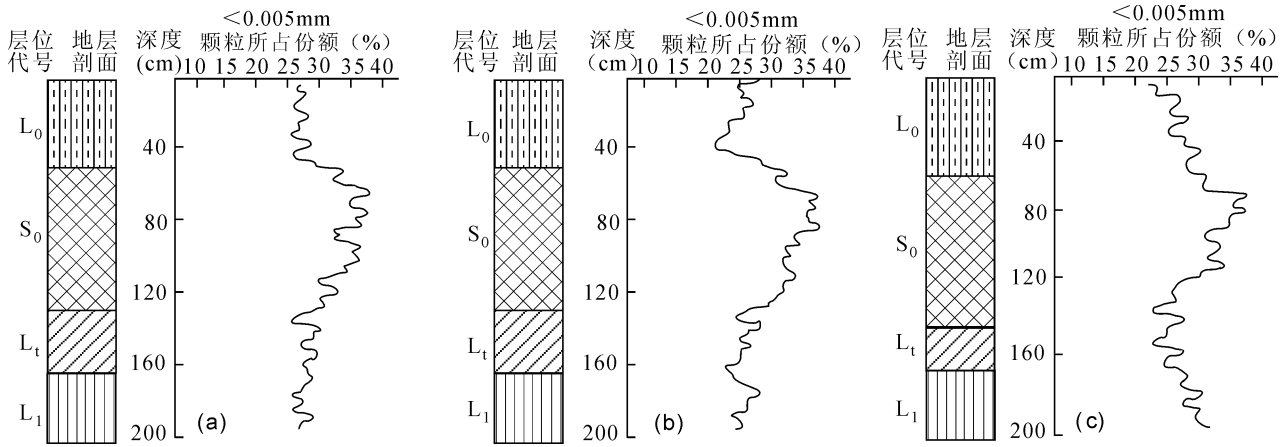


图 2 关中平原全新世粘土含量(图例见图 1)

Fig. 2 Clay content of the Holocene soil in Guanzhong Plain(See Fig. 1 for legend)

(a) 西安吴南郊家坟剖面;(b) 长安四府村剖面;(c) 岐山雍川村剖面

(a) Wujiafen profile in southern suburbs of Xi'an;(b) Sifu profile in Chang'an;(c) Yongchuan profile in Qishan

左右,无分层的显示,它的结构均一,整个剖面中的粘化特点无差别,且颜色都是灰黄色。该层黄土没有下层土壤 S_0 那么致密,且较为松散,团块状结构为主,偶尔有似棱柱结构发育,粘化作用较弱。对该剖面全新世晚期 L_0 的土壤样品微结构的镜下鉴别可知,田家村剖面 L_0 光性粘土胶膜发育弱,胶膜含量一般不足 1%,流胶状为主,不见块状出现,光性不均一,不纯净,含次生方解石,原生碎屑方解石少见。微结构特征表明 L_0 也经历了明显粘化作用,主

要具有残积粘化特征。

为查明 S_0 与 L_0 土壤的矿物组成,我们对蓝田白鹿原田家村剖面的 S_0 和 L_0 分别进行了 3 块样品的 X-射线衍射。结果(表 1)表明,粘化层中石英占 54%左右,长石占 13%左右,伊蒙混层粘土矿物占 15%左右,高岭石占 4%左右,绿泥石占 6%左右(表 1)。全新世 L_0 中的矿物组成与 S_0 有一定不同,特别是粘土矿物与方解石的含量差别明显。 L_0 中的粘土矿物比 S_0 少 7%左右,而且 L_0 中没有高岭石出

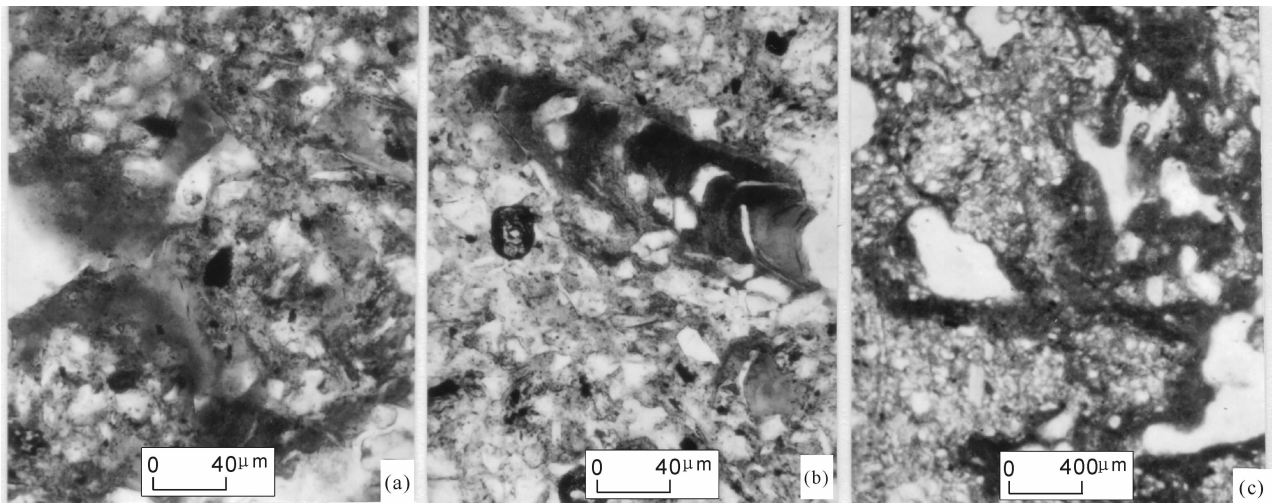


图 3 关中平原全新世土壤微结构

Fig. 3 Microstructure of the Holocene soil in Guanzhong Plain

(a) 蓝田田家坡 S_0 土壤红色块状粘土胶膜(黑色部分)($\times 300$);(b) 西安吴家坟 S_0 土壤红色块状粘土胶膜(黑色部分)($\times 300$);

(c) 西安吴家坟 S_0 土壤红色流胶状粘土胶膜(黑色部分)($\times 300$)

(a) red massive clay films (black parts) of S_0 at Tianjiapo in Lantian ($\times 300$); (b) red massive clay films (black parts) of S_0 at Wujiafen in Xi'an ($\times 300$); (c) red gummosis clay films (black part) of S_0 at Wujiafen in Xi'an ($\times 300$)

现,方解石的含量则达到了6%左右(表1)。在S₀层位,虽然有少量方解石,但是根据淀积粘土胶膜的发育可以确定,这少量方解石也应当是从上覆L₀中迁移下来的。由此可知,S₀发育时粘土矿物的形成较为强烈,指示当时发生了明显的化学粘化作用,高岭石的形成还指示S₀发育过程中土壤出现了酸性环境。

表1 西安吴家坟全新世土壤矿物成分(%)
Table 1 Mineral composition(%) of the Holocene soil near Xi'an

层位	石英	钠长石	微斜长石	伊蒙混层	高岭石	绿泥石	方解石	其它	未检出
S ₀ 粘化层	54	8	4	15	4	6	3	2	4
S ₀ 粘化层	55	10	5	14	3	7	3	0	3
S ₀ 粘化层	54	8	5	16	4	5	0	3	4
L ₀ 黄土	50	16	6	12	0	6	7	0	2
L ₀ 黄土	50	18	8	10	0	6	6	0	2
L ₀ 黄土	52	16	6	10	0	7	6	0	3

2.3 S₀和L₀的CaCO₃含量

蓝田白鹿塬田家村剖面的52个样品的CaCO₃含量分析结果(图4a)表明,全新世中期发育的土壤S₀上部CaCO₃含量最高,在0.8%~2.0%之间,平均含量为1.2%;下部含量居中,在0.7%~1.1%之间,平均含量为0.9%;中部含量最低,在0.5%~0.8%之间,平均含量为0.6%;在下部的母质层中出现CaCO₃含量最高的淀积层(图5a)。全新世晚期发育的黄土L₀的CaCO₃含量在3.8%~7.2%之

间,平均含量为5.5%,且分布较均一,整个剖面CaCO₃含量都较高,并无明显分层现象(图4a)。岐山雍川剖面 and 兴平新仁村剖面个58和52个样品的CaCO₃含量分析结果表明,全新世中期古土壤CaCO₃含量分层明显,晚期的黄土CaCO₃含量无分层变化(图4b,图4c)。长安少陵塬四府村剖面的55个样品的CaCO₃含量分析结果也表明,全新世中期发育的土壤S₀剖面CaCO₃含量很低,全新世晚期发育的黄土L₀的CaCO₃含量较高,且分布均一,整个剖面并无明显分层现象。

3 讨论

3.1 关中平原全新世土壤剖面分层特征与差异原因

前述野外观察表明,古土壤S₀剖面顶部为团块状结构,中上部为棱柱状结构,下部为粗棱柱状和黄土的团粒结构。粘粒含量也显示出古土壤S₀顶部粘粒与胶粒含量较低,细砂与粗粉砂含量较高,中上部粘粒与胶粒含量最多,下部含量又变低。微结构的鉴别表明,该层土壤中部粘土胶膜最发育,上下部发育弱。以往研究表明,古土壤中粘粒含量多少是搬运动力和风尘堆积后的粘化作用决定的。古土壤S₀粘粒含量高表明它经历较明显的粘化作用。CaCO₃含量分析表明,古土壤S₀中部CaCO₃含量最低,上下部略有增多,在底部CaCO₃含量发生了明显的聚集和淀积(图4)。这几项资料都表明古土壤S₀剖面具有明显的分层和成分的分异,表现为上部粘化较弱,中偏上部粘化最强,下部粘化又变弱(图

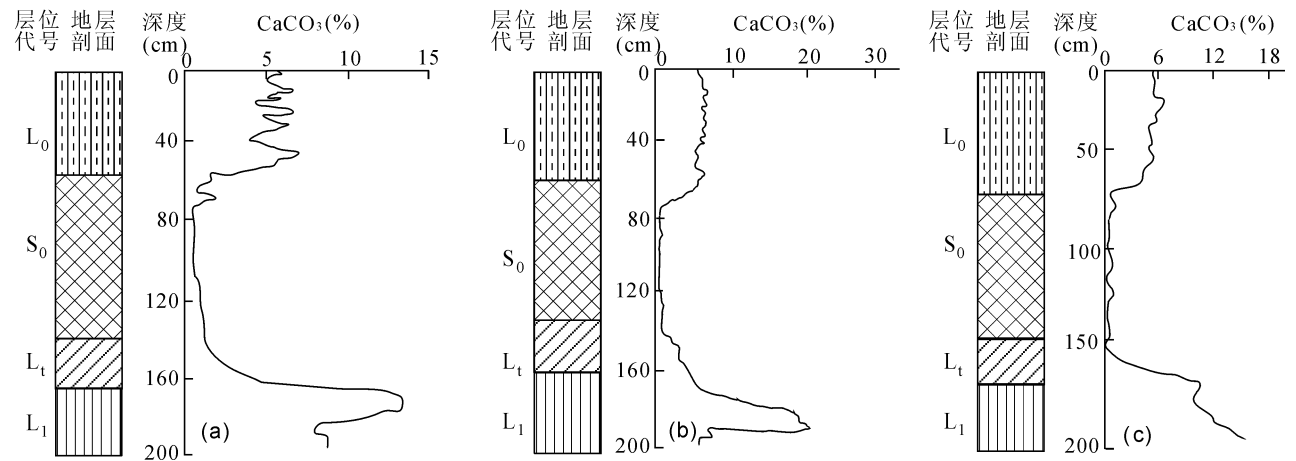


图4 关中平原全新世黄土剖面CaCO₃含量变化(图例见图1)

Fig. 4 CaCO₃ content in Holocene loess profiles in Guanzhong Plain(See Fig. 1 for legend)

(a) 蓝田田家坡剖面;(b) 西安南郊吴家坟剖面;(c) 岐山雍川剖面

(a) Tianjiapo profile in Lantian; (b) Wujiafen profile in southern suburbs of Xi'an; (c) Yongchuan profile in Qishan

1、2), 中部淋溶强, 底部 CaCO_3 淀积层发育。S₀ 具有以上的分层特点是因为其发育过程中的沉积条件和物质来源决定的。根据现代土壤的研究, 在现在沉积间断条件下发育的土壤剖面特点是上部粘化弱, 中偏上部粘化作用强。下部虽不易受蒸发作用的影响, 但强度不大的降水往往难以通过入渗到达土壤下部, 所以含水量较低, 粘化作用也较弱。由于淋溶作用明显, 土壤中的 CaCO_3 在下部聚集, 形成淀积层。由此可见, S₀ 具有现代沉积间断条件下土壤所具有的剖面特征(图 5a), 也就是说, 全新世 S₀ 土壤的物质主要部分或至少有一部分是在该层土壤发育之前形成的, 即它主要是由 L₁ 经成壤作用改造而成的。这也表明了全新世中期, 沙尘暴活动非常弱, 沙尘暴活动给 S₀ 带来的物质相当少。S₀ 古土壤厚度小, 一般仅有 0.5~0.7m 厚。厚度小有两种原因, 一是其发育过程中沙尘暴堆积的物质很少, 二是气候湿润程度不很高。从冷干时期沙尘暴活动强和堆积的物质多分析, 发育过程持续 5400 年的 S₀ 古土壤厚度比发育过程持续 3100 年的 L₀ 厚度还小的主要原因是沙尘暴堆积的物质少。现代沙尘暴活动也表明, 随着降水量的增加, 西北地区沙尘暴活动频次在减少(白云岗等, 2005), 有的年份无沙尘暴活动, 如 2003 年和 2004 年就没有发生到达陕西地区的沙尘暴活动。而且在气候变湿润时, 沙尘暴规模

小, 常常不能到达关中地区。中等强度的沙尘暴一般只能到达兰州附近(顾静等, 2008)。全新世中期比现在气候温湿, 能够到达关中地区的沙尘暴更少。

黄土发育在旱地条件下, 在其发育过程中必然经历了成壤作用, 所以黄土不但是土壤而且是狭义的土壤(赵景波, 1991, 1994, 2002), 这一重要新认识得到了越来越多研究者的认同(朱显谟等, 1992; 郭正堂等, 1994; 唐克丽等, 2002)。前述野外观察表明, 黄土 L₀ 整个剖面的宏观结构均一, 以团块状、团粒状为主, 没有上、中、下部结构的明显差异。粘粒含量也显示出黄土 L₀ 整个剖面中的粘粒与胶粒含量类似, 细砂与粗粉砂含量变化很小。微结构的鉴别表明, 该层黄土中粘土胶膜发育弱, 分布特点是在整个剖面中粘土胶膜分布较均匀, 含量差异很小。CaCO₃ 含量分析表明, 黄土 L₀ 剖面中 CaCO₃ 含量较高, 但含量分异不明显(图 4), 在整个剖面中分布较为均匀, 底部没有发生 CaCO₃ 含量的聚集和淀积(图 4)。这几项资料都表明黄土 L₀ 剖面不具有分层和成分的明显变化。L₀ 不具有分层的原因是该土层发育在沙尘暴连续堆积的条件下, CaCO₃ 的不断迁移和不断淀积形成了均一的 CaCO₃ 淀积层(图 5b), 其下部的粘化层也被后期的 CaCO₃ 淀积层所占据(图 5b)。由于粘化层的不断发育和 CaCO₃ 的不断淀积, 所以形成了连续发育厚度大的粘化层和

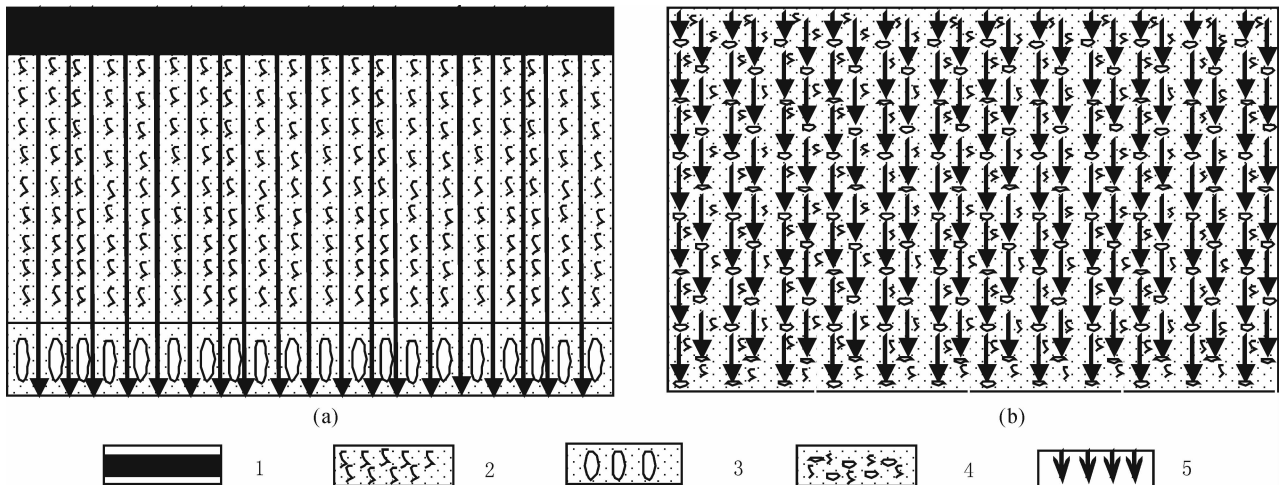


图 5 关中平原不同母质来源条件下发育的土壤剖面分层特征

Fig. 5 Characteristics of soil profile under different parent origin in Guanzhong Plain

(a) 在风尘连续堆积条件下发育的土壤剖面; (b) 在风尘发生沉积间断或堆积很少条件下发育的土壤剖面; 1—有机质层; 2—粘化层; 3— CaCO_3 淀积层; 4—含淀积成分的粘化层; 5— CaCO_3 迁移方向与淀积层位

(a) Soil profile developed during deposition process of eolian dust; (b) Soil profile developed in deposition break; 1—Organic horizon; 2—Bt horizon developed well; 3—Illuvial CaCO_3 horizon occurred in form of nodule; 4—Bt horizon developed weakly with illuvial CaCO_3 occurred in form of spots and films; 5—Migration direction and illuvial position of CaCO_3 leached by air precipitation

均匀分布厚度大的 CaCO_3 淀积层,有机质层也同样如此发育。显然, L_0 既是粘化层,也是 CaCO_3 淀积层和有机质层。 L_0 形成于沙尘暴连续堆积的条件下,它的母质来自于发育过程中的沙尘暴堆积,而不是像 S_0 那样其母质主要来自先前已形成的黄土。传统的土壤学理论认为,土壤剖面具有一定的剖面分层(熊毅等,1987;朱鹤键等,1992),土壤厚度小于2m。如现代褐色土由有机质层、粘化层和 CaCO_3 淀积层构成。然而,这实际上只是发育在沉积间断条件下土壤的特征。如果考虑到风尘连续堆积条件下发育的土壤剖面,完全可以确定土壤剖面的可以不具有明显分层,土壤厚度也可以大于2m。由此可见,传统的土壤学理论没有考虑风尘连续堆积条件下发育的土壤剖面特征,需要补充和完善。

3.2 关中平原全新世土壤粘化类型与环境变化

黄土中发生的粘化作用随地区和时代的不同而不同,一般说来,在降水较多的地区或降水较多时期形成的黄土粘化较明显,降水较少的地区或降水较少时期形成的黄土粘化不明显。粘化作用的结果使黄土粘粒增加,并形成粘土新生体和与粘化有关的土壤结构和构造。黄土中似棱柱状结构、团块状结构,光性粘土胶膜都是粘化作用的直接表现,垂直节理的发育也与粘化过程中土体的收缩有关。因此,粘化作用在关中平原黄土发育过程中表现较为明显。粘化作用的结果使黄土变的较密实、较坚硬。粘化类型可分为残积粘化,淀积粘化和残积—淀积粘化。根据我们对蓝田白鹿塬田家村等剖面粘化类型划分,并结合以往对全新世土壤粘化类型的划分(唐克丽,1981;郭正堂等,1992,1993;赵景波,2005)可知, S_0 具有明显的淀积粘化特征,其粘化类型指示了关中平原全新世中期气候温暖湿润,降水较丰富,土壤发育较为强烈。从 S_0 中粘土胶膜具有棕红色和块状的特点(图3)推断,该层土壤至少经历了棕壤或发育弱的黄棕壤地区的成壤作用。虽然关于全新世中期的土壤类型还有不同认识,但近年来更多的研究者认为其是暖湿气候条件下发育的森林土壤(唐克丽等,2004)。 L_0 具有明显的残积粘化或残积—淀积粘化特征,其粘化类型指示西安地区全新世晚期气候变冷变干,降水减少,沙尘暴堆积加强,成壤作用减弱。从 L_0 中具有少量残积—淀积粘土胶膜判断,该土层应当经历了温带森林北部地区的成壤作用,与形成褐色土的成壤作用类似。另外,该土层中残积粘土胶膜的发育指示了这一土层也经历过森林草原地区的成壤作用。

3.3 关中平原 S_0 粘化类型、剖面构成与荒漠区环境的相关性

因为黄土高原的黄土物质主要来自新疆和内蒙古荒漠区,所以黄土高原的土壤发育特点应当能够指示荒漠区的环境变化,两者之间可能存在密切联系。值得查明全新世千年尺度上内陆干旱物源区与黄土高原季风沙尘堆积区环境变化的相关性。由于 S_0 经历的粘化作用较强,并具有明显的淀积粘化特征,这反映了土壤发育较强,气候较温暖湿润,降水较丰富,沙尘暴活动减弱。当时关中平原发育了茂盛的落叶阔叶林植被(赵景波,2003)。关中地区全新世中期发育的土壤具有现代沉积间断条件下土壤具有的剖面特点,表明它的物质组成至少有一部分是由 L_1 经成壤作用改造而成的,也证明当时沙尘暴给 S_0 带来的物质较少。这表明关中平原全新世中期古土壤发育时的气候与西北内陆荒漠区的气候存在着遥相关的关系,在关中地区全新世气候显著变暖变湿阶段,西北内陆荒漠区的气候也在变暖变湿,土层湿度加大,植被发育变好,沙尘暴的活动显著减弱。现今我国西北戈壁和沙漠广泛分布,为风力搬运提供了丰富的物质来源,但如果粉土物质湿度较大或呈固结状态,那么即使具有搬运动力也是难以将其带走的。大小相同的颗粒含水越少,启动时风速越小,越利于风的搬运;含水越多,启动时的风速越大,越不利于风的搬运。另外气候向温湿变化会引起蒙古高压向北退缩,导致寒潮活动强度与频率减小,削弱了沙尘暴的搬运动力,不利于它的发生。气候温湿,植被发育好,也不利于粉尘的扬起,限制了沙尘暴的活动。根据以往的研究,内蒙古克什克腾旗地区约9940~2320 a BP,植被茂盛,以草原为主,气候表现出温暖湿润的特征(王燕等,2005)。塔里木盆地东部地区在7.0~6.0 ka BP期间出现的相对暖湿的环境(钟巍等,2005)。这些研究结果表明,西北内陆荒漠区全新世中期气候与关中平原半湿润季风区的气候变化在千年尺度上存在一致性。

3.4 关中平原 L_0 粘化类型、剖面构成与荒漠区环境的相关性

由于较强的沙尘暴活动发生在较冷干的气候条件下,所以关中平原黄土 L_0 粘化较弱,具有明显的残积化,或残积—淀积粘化的特征。其粘化类型反映了关中平原 L_0 形成时期,气候恶化,降水减少,沙尘暴堆积增强。这表明关中平原全新世晚期黄土发育时的气候与西北内陆荒漠区的气候也存在着遥相关的关系,在关中平原全新世气候显著变冷变干时,

西北内陆荒漠区的气候也在相对的变冷变干,土层湿度减小,植被发育减弱,沙尘暴的活动很强。根据以往的研究,新疆塔里木盆地东部地区在3.0 ka BP之后,气候环境干旱化程度大幅度增强(钟巍等,2005)。内蒙古克什克腾旗地区约2320 a BP至今,植被仍以草原为主,气候向温凉方向发展(王瑜等,1997)。浑善达克沙地的研究得出,该区在3.4 ka BP以来气候以干旱为主(张洪等,2005)。乌鲁木齐东道海子B剖面的沉积物粒度所反映的全新世大暖期晚期降温发生是在3530 a BP左右(马妮娜等,2005),古尔班通古特沙漠的南缘西部莫索湾的沙丘垄上的沉积剖面也反映该时期的风沙活动增强(陈惠中等,2001)。这些研究结果表明,西北内陆荒漠区全新世晚期气候变化与关中平原半湿润季风区的气候变化一致。

4 结论

(1) 根据以上分析得出关中平原 S_0 具有明显的淀积粘化特点, L_0 具有明显的残积粘化或残积—淀积粘化特点,表明该区 S_0 发育时期具有森林植被和湿润气候的特点, L_0 发育时期具有森林、森林草原植被和半湿润、半干旱气候的特点。

(2) 关中平原 S_0 具有现代沉积间断条件下土壤具有的剖面特点,至少其一部分物质是 L_1 经成壤作用改造而成的,并表明全新世中期沙尘暴活动很弱。 L_0 是在沙尘暴连续堆积的条件下发育的土壤,它的母质来自于发育过程中的沙尘暴堆积。

(3) 关中平原 S_0 具有明显的淀积粘化特征。该区 S_0 的粘化类型可以指示我国西北戈壁和沙漠地区在全新世中期,降水增多,土层含水量增加,沙尘暴的活动减弱。这表明在黄土高原季风气候区和西北内陆干旱荒漠区的气候变化在全新世中期千年尺度上存在遥相关关系,表现为全新世中期气候都变得较为温湿,显示出基本相同的变化特点。

(4) 关中平原 L_0 具有的残积粘化特征或残积—淀积粘化特征指示我国西北戈壁和沙漠地区在全新世晚期,气候冷干,植被衰退,地表裸露,土层干燥疏松,沙尘暴活动增强。这表明在黄土高原季风气候区和西北内陆干旱荒漠区的气候变化在全新世晚期千年尺度上也存在遥相关关系,表现为全新世晚期气候都变的较为冷干,显示出基本相同的变化特点。

(5) 关中平原 S_0 厚度小,土壤发生层分层明显,指示当时沙尘暴活动很弱。全新世晚期发育的土壤

发生层分层不明显,这是在沙尘暴连续堆积条件下发育的土壤的特征。如考虑到风尘连续堆积条件下发育的土壤特点,可知土壤剖面可以不具明显剖面分层,土壤厚度也可以大于2m。

参 考 文 献 / References

- 安芷生,魏兰英. 1985. 洛川剖面土壤地层的初步研究. 第四纪研究,6(1):166~173.
- 白云岗,宋郁东,张建军,白云岗,刘晓敏,杨旭东. 2005. 近40a来塔里木盆地沙尘暴气候时空变化分析. 干旱区资源与环境,19(5):42~45.
- 陈惠中,金炯,董光荣. 2001. 全新世古尔班通古特沙漠演化和气候变化. 中国沙漠,21(4):333~339.
- 顾静,周杰,赵景波. 2008. 西北地区不同等级沙尘暴的空间变化与防治. 灾害学,23(1):27~31.
- 郭正堂,Fedoroff N. 1992. 西安和西峰黄土中盐碱化古土壤气候意义的初步探讨. 第四纪研究,12(2):107~117.
- 郭正堂,Fedoroff N,刘东生. 1993. 全新世与上次间冰期气候差异的古土壤记录. 第四纪研究,13(1):41~53.
- 郭正堂,刘东生,安芷生. 1994. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境. 第四纪研究,14(3):256~279.
- 黄春长,庞奖励,黄萍,等. 2002. 关中盆地西部黄土台原全新世气候事件研究. 干旱区地理,25(1):10~15.
- 刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京:科学出版社,191~276.
- 马妮娜,穆桂金,阎顺. 2005. 中全新世以来乌鲁木齐东道海子B剖面沉积物源探讨与分析. 干旱区地理,28(2):188~193.
- 唐克利. 1981. 武功黄土沉积中埋藏古土壤微形态及其发生学. 科学通报,26(3):177~179.
- 唐克利,贺秀斌. 2002. 第四纪黄土剖面多元古土壤形成发育信息的揭示. 土壤学报,39(5):609~617.
- 唐克利,贺秀斌. 2004. 黄土高原全新世黄土—古土壤演替及气候演变的再研讨. 第四纪研究,24(2):129~139.
- 王式功,董光荣,杨德保,金炯,尚可政. 1996. 中国北方地区沙尘暴变化趋势初探. 自然灾害学报,5(2):87~94.
- 王燕,王书兵,赵志中,王燕,秦义,马寅生,孙继民,孙红艳,田明中. 2005. 内蒙古克什克腾旗地区距今16000 a以来的孢粉组合特征与环境变迁. 地球学报,26(5):449~453.
- 王瑜,宋春长,孙湘君. 1997. 内蒙古土默特平原北部全新世古环境变迁. 地理学报,52(5):430~438.
- 熊毅,李庆远. 1987. 中国土壤. 北京:科学出版社,64~78.
- 张洪,靳鹤龄,苏志珠,孙忠. 2005. 全新世浑善达克沙地粒度旋回及其反映的气候变化. 中国沙漠,25(1):1~7.
- 赵景波. 1991. 第四纪冷干气候条件下发育的古土壤. 土壤通报,22(6):245~248.
- 赵景波. 1994. 西北黄土区第四纪土壤与环境. 西安:陕西科学技术出版社,70~90.
- 赵景波. 2002. 黄土形成与演变模式. 土壤学报,39(2):188~193.
- 赵景波. 2003. 关中平原全新世环境演变. 干旱区地理,26(1):17~22.
- 赵景波. 2005. 关中平原420~350 kaBP的古土壤与环境. 地理学报,60(1):32~40.
- 钟巍,吐尔逊,克依木,舒强,王立国. 2005. 塔里木盆地东部台特玛湖近25.0 ka BP以来气候与环境变迁. 干旱区地理,28(2):183~187.
- 朱鹤键,何宜庚. 1992. 土壤地理学. 北京:高等教育出版社. 1~15.

- 朱显谟, 朱一志. 1992. 试论中国黄土高原土壤与环境. 土壤学报, 29(4): 351~357.
- Guo Zhengtang, Liu Dongsheng, Fedoroff N. 1998. Climate extremes in loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. *Global and Planetary Change*, 18: 113~128.
- Kohfeld K E, Harrison S P. 2003. Glacial—interglacial changes in dust deposition on the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Review*, 22: 1859~1878.
- Lu Huayu, Sun Donghuai. 2000. Pathways of dust input to the Chinese Loess Plateau during the last glacial and interglacial periods. *Catena*, 40: 251~261.
- Porter C. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial—interglacial cycle. *Earth - Science Review*, 2001, 54: 115~128.
- Xiao Jule, Porter C. 1995. Grain size of quartz as an indicator of winter monsoon strength on the Loess Plateau of central China during the last 130,000 Yr. *Quaternary Research*, 43: 22~29.
- Zhao Jingbo. 2004. The new basic theory on place on Quaternary environmental research. *Journal of Geographical Sciences*, 14 (2): 242~250.

Holocene Soil Clay Grouting Characteristics and Enviornmental Significance in Guanzhong Plain

ZHAO Jingbo^{1,2)}, GU Jing²⁾

1) *College of Tourism and Environment Science, Shannxi Normal Unibersity; Xi'an 710062;*

2) *State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, CAS, X i'an 710075*

Abstract: on the basis of materials grain size analysis, CaCO_3 content and microstructure determination of the soil sample from Tianjia village profile in Lantian, Sifu village profile in Chang'an and Yongchuan profile in Qishan, we know that the soil S_0 developed in the middle Holocene had obvious illuvial clay grouting characteristics. The S_0 has the typical characteristics of soil profile under the recent depositional break hiatus. At least, a part of its parent matter was mainly from L_1 which was reconstructed by the soil-forming action. The S_0 clay grouting type in Guanzhong Plain not only to be possible to indicate the characteristics of local biological climate environment and little activity of sand-dust storm, but also to indicate the remote correlation of environmental variation in thousand scale between this area and the northwest desert area. But the L_0 developed in the later Holocene was soil in narrow sense and had the obvious sedentary grouting characteristics or sedentary—illuvial clay grouting characteristics, it developed in the process of continuous sediment of sand-dust storm, and formed the thick clay grouting layer which developed weakly, the thick CaCO_3 illuvial layer which distributed evenly. The profdile characteristics of the Holocene L_0 indicate that soils developed under continuous deposit process of sand-dust storm, there are no obvious horizons in the soil profile and soil thickness can be much larger than 2 m. There was the remote correlation of the climate between Guanzhong Plain and the northwest desert area during development of L_0 .

Key words: Guanzhong Plain; Holocene soil; clay grouting type; soil genetic layer type; remote correlation; sand-dust storm activity