

甘肃东部地区黑垆土的发育演化模式与发生学特性的时空差异*

张维祥 曹继秀 张宇田 胡双熙

(兰州大学地理系, 730000)

许继善

(甘肃省庆阳地区水利水保处)

摘 要

本文研究了甘肃东部(亦称陇东)黄土塬区黑垆土的发育演化模式及成土速率与成土作用强度的时空变异规律。提出黑垆土叠加剖面的形成依次经历了古土壤发育、新冰期黄土粉尘堆积覆盖、人类耕作堆肥熟化三个阶段。埋藏古土壤普遍形成于距今 7500—3500 年高温期的温湿草原环境中,南部粘化黑垆土带还存在距今约 13800—7500 年的古土壤发育阶段,但此时的成土速率比中全新世小。同一阶段的成土速率和成土作用的强度南部比北部大。在新冰期(距今约 3000—2500 年)中黄土粉尘的加速堆积,是古土壤层被掩埋以及形成覆盖层的直接原因。具有普遍性的人为耕作熟化是在全新世黄土覆盖层上进行的,黑垆土剖面中不可能普遍存在古耕层。

关键词 黑垆土,形成过程,发生特性,时空差异

黑垆土是我国土壤分类系统中特有的一个土壤类型,主要分布在陇东、陕北、宁南、陇中等地的黄土塬地以及河流两岸高阶地上。它南接森林褐土,北邻干草原栗钙土,向西与荒漠草原灰钙土毗连,是黄土高原上的一种主要耕种土壤。国际上 10 个国家(包括 FAO)的分类系统中,均无与之相对应的土类^[1]。J. Throp(1963)^[2]、朱显谟(1956, 1957, 1958, 1959, 1961)、黄瑞采(1957)、王振权(1958)、И. Л. 格拉西莫夫(1958)、A.H. 罗赞诺夫(1958)、B.A. 柯夫达(1960)、罗贤安(1961)、中国科学院南京土壤研究所(1978)等曾先后对黑垆土的发生类型,形成演化、剖面特性等问题进行过大量的研究工作,取得了相当的成果^[2-16]。另一部分科学工作者则从地层学和第四纪地质学角度研究过黑垆土与下伏黄土层的接触关系,并在黑垆土分布区建立了黄土——古土壤层序及环境演变的时间序列^[17-19, 26]。本文在前人研究的基础上,根据野外考察资料和若干剖面的¹⁴C 年龄测定、孢粉和理化分析结果,探讨甘肃东部地区黑垆土剖面的发育演化过程及发生学特性的时空变异规律。

* 在本文写作与样品分析中,承蒙黄荣金、申元村、张林源、李吉均、汪世兰、徐齐治诸位先生的指导和帮助,谨致谢意。

一、黑垆土剖面的叠加特征与 ^{14}C 年龄序列

(一) 土壤剖面样点的分布

甘肃东部地区(亦称陇东)是黑垆土发育比较典型的区域。为了探讨不同水热条件下黑垆土发育阶段、成土作用强度及剖面发生学特性的空间差异,我们选取了灵台县苗头村(L)、正宁县下南村(Z)、平凉县大寨(P)、泾川县下坳村(Y)、宁县芦子村(N)、宁县九硷(J)、西峰市后官寨(X)、环县北塬头(H)、环县秦团庄(C)等多个典型剖面进行采样。这些样点介于 $106^{\circ}45'-108^{\circ}30'E, 35^{\circ}05'-36^{\circ}55'N$ 之间,由南而北包括了粘化黑垆土、典型黑垆土和轻黑垆土三个亚类(图 1)。

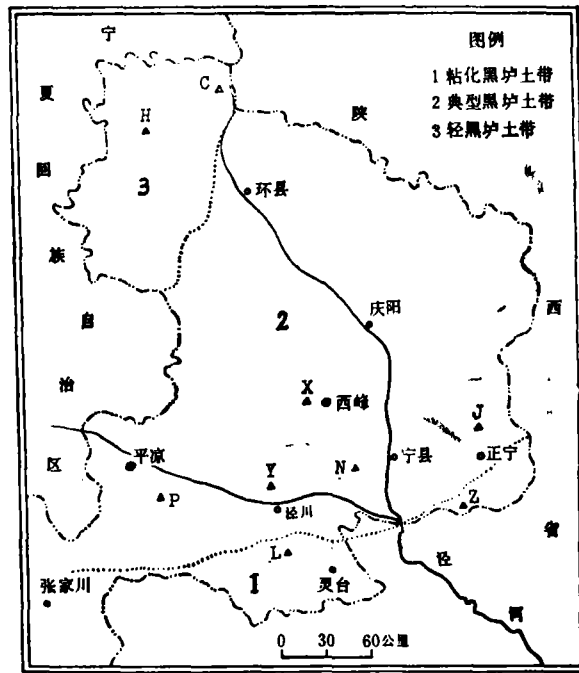


图 1 黑垆土亚类与主剖面样点分布

Fig. 1 Distribution of heiluosol sub-groups and major profiles in the eastern Gansu Province

(二) 黑垆土剖面的叠加特征

在以往的许多报道^[13-16]中,黑垆土剖面被划分为熟化层(包括耕作层和犁底层)、古耕层、腐殖质层、过渡层、石灰淀积层、母质层几个发生层次。实际上,我国土壤分类系统中的黑垆土土体,是有不同阶段的若干发生层复合叠加而成的。在侵蚀较轻的陇东、陕北等地黄土塬上,通常由古土壤剖面和其上的覆盖层(耕作熟化土层)构成,自上而下包括淡黄色土性覆盖层、暗灰褐色埋藏古土壤腐殖质层、淡黄石灰淀积层和黄土母质层四个层次,构成了外观上有显著差异的现代黑垆土剖面。这种特殊的具有叠加特征的土体构造,是

黑垆土区别于其它草原土壤的一个最显著特征。

陇东黄土塬区黑垆土剖面一般保存较好,上部黄土性覆盖层厚度多在 30—50cm 之间,为现代耕作活动的主要土层。剖面中部的埋藏古土壤腐殖质粘化层(湿时颜色 5YR4/2)一般 100—150cm 厚,有明显的腐殖质铁染胶膜和较多的碳酸盐淀积物。例如,西峰市后官寨黑垆土剖面上部的覆盖层(0—43cm)呈团粒-块状结构,腐殖质含量为 10.1 g kg^{-1} , CaCO_3 含量 83.9 g kg^{-1} ;古土壤腐殖质层(43—160cm)呈棱块状-块状结构,腐殖质含量为 12.3 g kg^{-1} , CaCO_3 含量 83.9 g kg^{-1} ,大量的碳酸盐新生体呈假菌丝状和斑点状沿裂隙、孔隙和结构面分布,古土壤石灰淀积层(160—270cm)呈块状结构,腐殖质含量为 5.4 g kg^{-1} , CaCO_3 含量 120.4 g kg^{-1} , 200—250cm 层位出现较多的 CaCO_3 结构, 270cm 以下为黄土母质层。

(三) 埋藏古土壤层的 ^{14}C 年龄

陇东地区黑垆土剖面中埋藏古土壤层的有机质 ^{14}C 年龄测定结果具有极好的一致性,在中北部地区主要集中在距今 7500—3500 年。西峰黑垆土剖面(X)的古土壤腐殖质层有机质 ^{14}C 年龄为 6520 ± 430 年— 3300 ± 60 年 B.P. (图 2),平凉大寨剖面埋藏古土壤层中上部 ^{14}C 年龄为距今 5400 ± 150 年— 3640 ± 100 年,宁县九岭距地表 120cm 深处理藏古土壤下部 ^{14}C 年龄距今 4090 ± 100 年,宁县西李村距地表 100cm 处的古土壤 ^{14}C 年龄距今 3170 ± 190 年^[1],环县北塬头裸露的腐殖质层 ^{14}C 年龄距今 5910 ± 250 年— 3030 ± 80 年,环县吴家墩塬和余家沟古土壤 ^{14}C 年龄分别为距今 4170 ± 135 年和 4820 ± 130 年^[19]。上述事实充分表明,在中全新世的高温期陇东地区古土壤发育具有普遍性,它们代表了发生在距今 7500—3500 年间温暖湿润的古气候环境,我国的仰韶文化正出现在这一阶段。

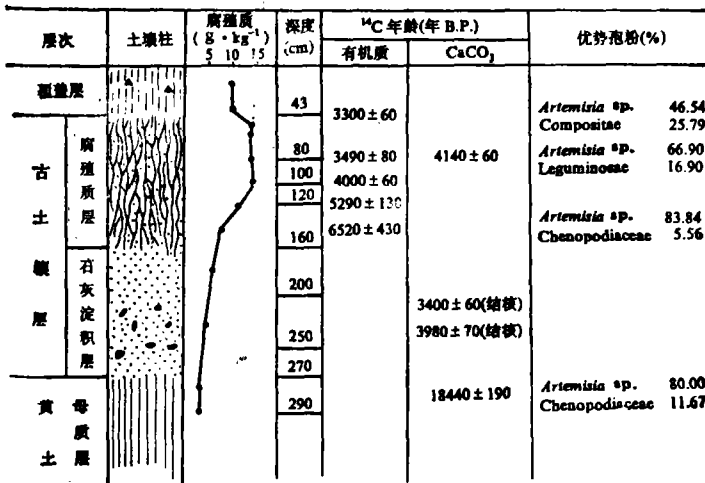
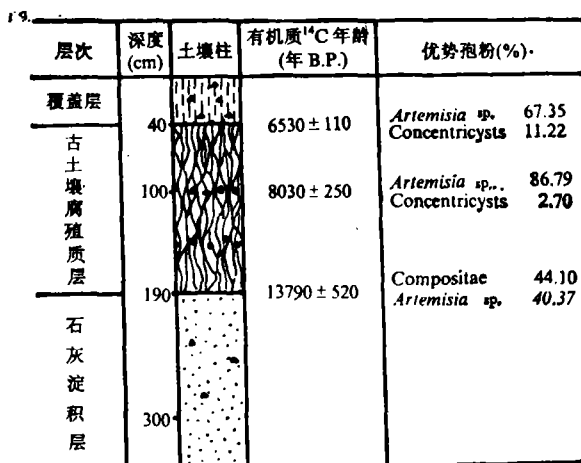


图 2 西峰黑垆土剖面(X)的土体构造及 ^{14}C 年龄序列

Fig. 2 Soil construction of Xifeng heilusol profile (X) and ^{14}C age sequence

陇东南部粘化黑垆土带的埋藏古土壤开始发育的时间比中北部地区早。根据灵台黑垆土剖面(L)有机质 ^{14}C 年龄的测试结果(图 3),埋藏古土壤层的发育时代为距今

图3 灵台粘化黑垆土剖面及¹⁴C年龄Fig. 3 Lingtai argillic heilusol profile (L) and ¹⁴C age sequence

13790 ± 520 年—6530 ± 110 年,说明在距今一万年南部粘化黑垆土带就出现了适宜于土壤发育的气候环境。我们在实地采样时发现,灵台剖面(L)上部现有的覆盖层是后期修筑公路时人为堆垫的黄土性物质,其中夹杂有小碎块侵人体,覆盖层底部有明显的受压形成的水平层理(片状结构)。在地表下 100cm 深处采集的 CaCO₃ 结核内层¹⁴C 年龄为距今 5260 ± 80 年,外层距今 3380 ± 60 年,反映了它们是在中全新世高温期土壤发育过程中碳酸盐淋溶、淀积的产物。因此,距今 7500—3500 年的古土壤发育阶段在南部粘化黑垆土带同样存在,而且淋溶作用相当强烈。灵台剖面中全新世高温期形成的古土壤腐殖质层没能保存下来,是由于后期的侵蚀作用或修路时的人类活动所致。

陇东地区黑垆土剖面中古土壤层的¹⁴C 年龄表明,适宜于土壤发育的古气候环境、成土过程先出现于南部,后出现于北部,这与晚更新世末期以来气候带由南而北迁移有直接关系,这也正是中北部未发育早全新世古土壤的原因。

二、黑垆土的发育演化过程

以往的研究工作者,对黑垆土剖面的形成演化过程,特别是上部覆盖层的成因并无取得一致的看法。但是,黑垆土上部覆盖熟化层是由于人类数千年来施加土粪的堆积作用而形成的人为覆盖层并存在古耕层^[7-11]的观点 30 多年来一直被多数学者普遍接受。我们的研究表明,黑垆土叠加剖面的形成依次经历了古土壤发育、全新世黄土堆积覆盖、人类耕作堆肥熟化三个阶段。

(一) 普遍发生在距今 7500—3500 年的温湿——古土壤发育阶段

对陇东黄土高原的大部地区来说,早全新世时期气温开始回升,但气候还相对干冷,处在从晚冰期向冰后期气候适宜期过渡的阶段。大约从距今 7500 年起,普遍进入温暖期。在温暖湿润的生物气候条件下,土壤在黄土母质上开始发育,土体逐渐分化,形成了以黑垆土层为表层的古土壤。根据西峰剖面孢粉分析结果,在该古土壤层的发育过程中

尽管气候比较暖湿,但并未超出草原环境,处在一种温暖潮湿以蒿属 *Artemisia* sp. 为主的草原植被控制下。

陇东南部黑垆土埋藏古土壤开始发育的时间比中北部地区早,但晚更新世末期—早全新世的成土速率相对较小。灵台黑垆土剖面孢粉表明,古土壤开始发育时为一种稍湿和温凉的草原环境,至迟从距今 8000 年以后气候已变得比较暖湿,并由蒿属草原逐渐向暖湿的森林草原环境演化,淋溶作用相当强烈。

虽然黑垆土剖面中古土壤夹层在外观上并没有明显地表现出成壤间断,但在全新世气候“相对温湿—相对干冷”交替出现以及全新世黄土不断沉积的背景下,古土壤发育不断经历着成壤过程相对强盛——黄土粉尘沉积过程相对衰弱、成壤过程相对衰弱——黄土粉尘沉积过程相对强盛……的交替。但由于成土速率大于黄土粉尘堆积速率与土壤侵蚀速率,所以土壤表面随着黄土堆积而发育,土层逐渐累积加厚,形成了外观上无明显间断特征的深厚的腐殖质层,这与古土壤形成时草类根系的深入以及蚯蚓等动物活动也有一定的关系。

(二) 距今约 3000—2500 年的新冰期干冷——黄土堆积覆盖阶段

仰韶温暖期后,气候开始明显转冷。大约从距今 3000 年前开始,我国普遍进入全新世以来比较干冷的阶段——新冰期(距今约 3000—2500 年)。在此期间,冷高压系统和草原环境得以强化,黄土粉尘沉积加速,大致以 0.4—0.5mm/年的速率连续堆积,在古土壤层之上形成全新世黄土覆盖层,致使古土壤发育间断。近代黄土粉尘或“雨土”^[20]的不断沉积以及后期的人为施肥作用,又使上部覆盖层进一步加厚。因此,距今 3500 年前以来的寒冷时期黄土粉尘的加速堆积,是古土壤层被掩埋以及形成覆盖层的直接原因。这种结论可以从黑垆土剖面的外观特征和化学分析结果方面得到证实^[21]。

(三) 主要发生在隋唐以来的人类耕作堆肥熟化阶段

继古土壤层之上的全新世黄土覆盖层形成后,在自然植被的作用下成土过程加强。但受后期的人类垦殖影响,这种自然成土过程并未得到长时期充分发展,它随着不同地区人类耕作规模和强度的加大而告终,土壤发育进入了人类熟化阶段。

尽管在陇东、陕北等地的黑垆土中曾发现过新石器 and 彩陶文化^[17,19],但是在新石器时代人类在黄土塬上经营农业的范围很小,只限于相当分散的人类居住地附近。因此,这时还不能形成农业地区。研究表明^[22-24],陇东黄土塬区和黄土高原大部地区一样,在历史时期的多半时间内处在半农半牧或牧多农少的状态。只是在隋唐(公元 581—907 年)温暖期特别是明代(公元 1368—1644 年)以后,人类耕作活动才逐渐遍及陇东黑垆土草原地带。我们认为,历史时期黄土高原上大规模的人类耕作活动远没有过去在研究黑垆土覆盖层形成时想象得那么久远,人类耕作熟化强度是有限的。带有普遍性的农业耕作活动是从全新世黄土覆盖层顶部开始进行的,主要发生在隋唐以来的近 1000 多年中。在人为耕种过程中,农民不断施用土粪(70% 是黄土母质)并与原来的自然覆盖层混合,逐渐形成熟化堆积层。

诚然,黑垆土上部覆盖层是在全新世黄土沉积(自然过程)和施用土粪(人为过程)的共同作用下形成的。但是,人类施用土粪改良黑垆土的活动主要发生在最近的数百年内。所测古土壤层顶部 ¹⁴C 年龄普遍在距今 3000 年前,也说明具有普遍性的人为施肥堆垫过

程不是直接从古土壤层顶部开始的,黑垆土剖面中不可能普遍存在古耕层,因为隋唐以前陇东黄土塬区人类活动的范围和耕作熟化强度是有限的。过去,一直把黑垆土剖面中的瓦片、煤屑等侵入体作为断定它是古老耕种土壤和存在古耕层的佐证,因为这些侵入体是判断土层受到人为扰动和土壤熟化层厚度的重要标志或参考,但他们不是判断古耕层存在的唯一的和充分的依据。诚然,某些剖面覆盖层下部或古土壤层上部出现瓦片、煤屑等,说明人为作用曾影响过这些层位。人类长期的各种活动扰动过局部地方的土层,是很正常的。但是,覆盖层与古土壤层交界部位含有侵入体的现象并不具有普遍性。实际上,根据陇东庆阳地区土壤普查中对 1800 多个黑垆土剖面的观察结果¹⁾,覆盖层下部(心土层)具有瓦砾、炭屑等侵入体的仅有 5 个剖面,古土壤层上部出现侵入体的只有 6 个剖面。

黑垆土剖面是由不同阶段的多个具有多元特性的土壤发生层叠加而成。它的形成经历了古土壤被埋藏前后两个不同阶段的成土过程,发育演化模式如图 4 所示:

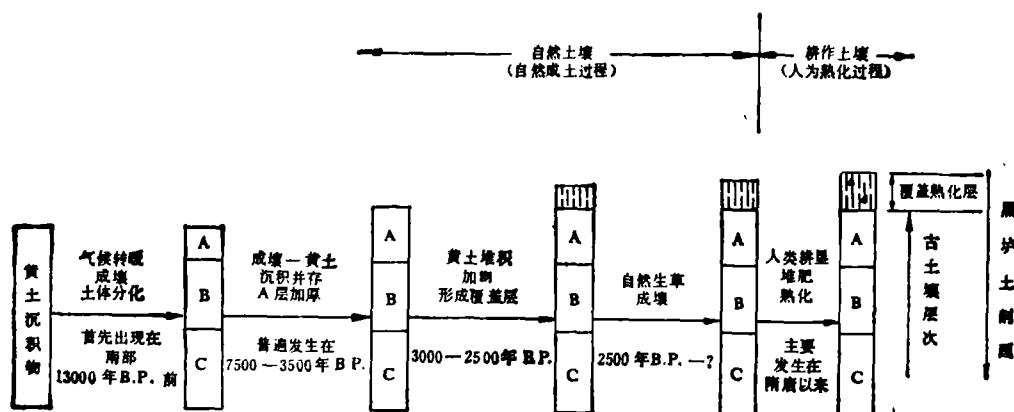


图 4 黑垆土的发育演化模式

Fig. 4 Pedogenesis and evolution model of heilusol profile

三、成土速率与成土作用强度的时空差异

(一) 成土速率的时空变异规律

我们以灵台(L)、西峰(X)剖面为例,对陇东地区晚更新末期以来不同阶段的成土速率进行对比分析。从图 5 可以看出,中全新世高温期是陇东古土壤发育较快的时期。西峰剖面的平均成土速率为 0.30mm/年,而灵台剖面的平均成土速率只有 0.24mm/年。大约距今 5500—3500 年间是土壤发育最快的阶段,在此期间西峰剖面的平均成土速率为 0.40mm/年。

由于黑垆土剖面中埋藏古土壤层的发育演化是在成土过程与黄土粉尘堆积过程的强弱交替中进行的,所以在同一个黑垆土剖面中成土速率的差异实际上反映了成土过程与黄土堆积、侵蚀过程对比关系的时间变异。

1) 庆阳地区土壤普查办公室,1987: 甘肃省庆阳地区土壤(初稿)。

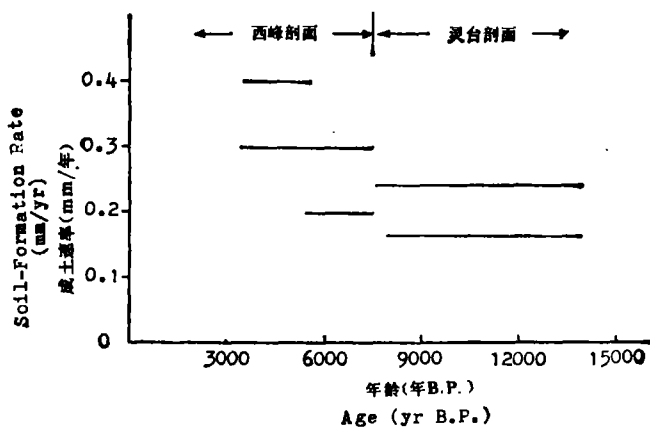


图 5 近 10000 余年不同阶段成土速率平均值对比

Fig. 5 Comparison of average soil-forming rates during different periods since 13800 years B.P

中全新世高温期成土速率的空间变化也具有一定的地带性规律。在粘化黑垆土带的陕西岐山马江塬西沟剖面^[19]中,埋藏古土壤层的发育时代晚于距今 5120 ± 220 年,大致形成于距今 5000—3500 年间,平均成土速率约为 0.53mm/年,比西峰剖面埋藏古土壤层的平均成土速率(0.30mm/年)大。环县北塬头剖面形成于距今 5910 ± 250 年— 3030 ± 80 年的土壤层平均成土速率更小,仅有 0.12mm/年。可以看出,在中全新世高温期成土速率大致由南向北递减,这与现代水热条件的变化规律也具有极好的一致性。

(二) 成土作用强度的时空变异规律

土体中元素氧化物比值的变化可以指示风化成土作用的强弱。首先,我们选取西峰、宁县、泾川三个典型黑垆土剖面(X.N.Y),利用土体中的 CaCO_3 、 SiO_2 、 Al_2O_3 、 $< 0.001\text{mm}$

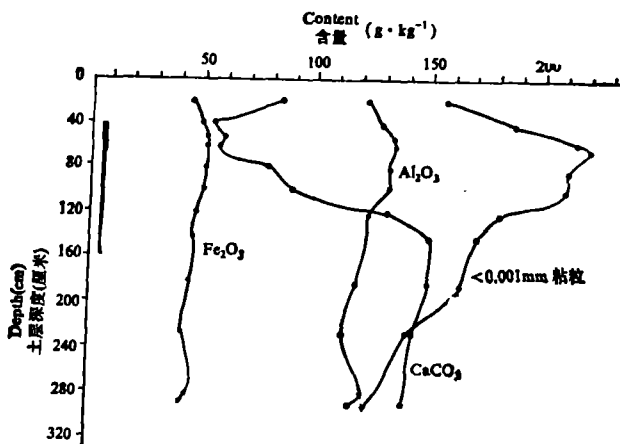


图 6 <0.001mm 粘粒和部分氧化物含量在西峰黑垆土剖面(X)中的变化

Fig. 6 Changes of <0.001mm clay particle and some oxide contents in Xifeng heilusol profile (X)

粘粒含量、硅铁率($\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$)、硅铝率($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$)的测试结果,分析成土作用强度的时间变异规律。

从图 6 可以看出,在埋藏古土壤腐殖质层中 $< 0.001\text{mm}$ 粘粒含量明显增加, CaCO_3 含量相对减少。从三个剖面(X,N,Y)氧化物含量的平均值(表 1)来看,埋藏古土壤腐殖质层中的 Fe_2O_3 含量比覆盖层和母质层分别高出 2.0g kg^{-1} 和 3.6g kg^{-1} , Al_2O_3 含量分别高出 2.1g kg^{-1} 和 6.0g kg^{-1} 。这说明在黑垆土埋藏古土壤层的形成过程中, R_2O_3 发生了一定的积累作用,在一定程度上反映了距今 7500—3500 年间的古土壤发育阶段粘化过程的存在。埋藏古土壤腐殖质层的硅铁率和硅铝率均低于覆盖层和母质层之值,表明古土壤形成时的风化成土作用比其它层次形成阶段的风化成土作用强,也反映了中全新世温湿气候对土壤元素地球化学过程的影响。西峰剖面(X)石灰淀积层中距地表 2.0—2.2m 和 2.2—2.5m 部位的 CaCO_3 结核 ^{14}C 年龄分别为距今 3400 ± 60 年和 3980 ± 70 年,代表了古土壤形成时期较强烈的淋溶淀积过程。在现代成土条件下,西峰一带基本上不能形成 CaCO_3 结核,上部覆盖层中的碳酸盐只能在季节性水分淋溶作用下下移并淀积在古土壤腐殖质粘化层,它们多以次生型的针状或假菌丝状、大晶粒方解石分布在结构面、裂隙或孔道内、产生复钙现象。因此,黑垆土剖面中埋藏古土壤粘化层所具有的一些复合现象(例如,铁铝的淀积与碳酸盐的共存、粘粒的移动与碱性反应的共存),反映了不同气候条件下成土过程以及由此产生的多种发生特性在同一土壤剖面的叠加作用。同时也可以看出,现代成土条件不如中全新世高温期优越,现代成土作用强度远不如埋藏古土壤形成时期的成土作用强度大。

表 1 三个典型黑垆土剖面(X,N,Y)不同层次氧化物含量与风化度比较

Table 1 Comparison of oxide content and weathering degree of different horizons in three typical heilusol profiles (X,N,Y)

层 次 Horizon	土体氧化物(占烘干土 g kg^{-1}) Oxide content of soil (g kg^{-1} of oven-dry soil)						土体分子率平均值 Average molecular ratio of soil	
	SiO		Fe ₂ O ₃		Al ₂ O ₃		SiO ₂ / Fe ₂ O ₃	SiO ₂ / Al ₂ O ₃
	变幅 Range	平均值 Average value	变幅 Range	平均值 Average value	变幅 Range	平均值 Average value		
覆盖层	632.6—646.5	639.2	44.1—48.9	45.9	122.6—130.4	125.7	37.14	8.64
埋藏古土壤层	607.5—627.6	619.7	47.5—48.5	48.0	125.7—128.9	127.8	34.50	8.24
母质层	584.3—604.4	593.6	43.2—46.3	44.3	119.6—123.4	121.8	35.73	8.29

陇东地区黑垆土成土作用强度的空间变异规律主要表现在以下两个方面:

(1) 碳酸钙的淋溶作用由南向北明显减弱: 陇东地区南北水热条件不同。由南部粘化黑垆土带到北部轻黑垆土带,年降水量由 600mm 以上减少到 450mm 左右,年平均气温由 10°C 降低为 7°C 。南部淋溶作用强烈,剖面中部有较多的白色碳酸盐假菌丝体, CaCO_3 结核较大。根据 4 个粘化黑垆土剖面分析资料,埋藏古土壤腐殖质层 CaCO_3 平均含量为 9.4g kg^{-1} ,比覆盖层之值 52.0g kg^{-1} 低 43.0g kg^{-1} ,比母质层之值 138.0g kg^{-1} 低 128.0g kg^{-1} 。中部地带 CaCO_3 淋溶作用较强,在埋藏古土壤腐殖质层多呈假菌丝状,淀

积层一般有成层分布的豆粒大或更大体积的 CaCO_3 结核。在采自西峰、宁县、泾川三地的3个典型黑垆土剖面(X, N, Y)中埋藏古土壤腐殖质层 CaCO_3 含量为 46.2g kg^{-1} — 129.7g kg^{-1} , 平均 84.0g kg^{-1} , 和覆盖层 78.5g kg^{-1} 接近, 低于母质层 141.7g kg^{-1} 。北部淋溶作用弱, CaCO_3 在剖面中位移小且仅以粉末状或较少的假菌丝状淀积于古土壤腐殖质层中, 不见或少见豆粒大的 CaCO_3 结核。腐殖质层以下无明显的淀积层, 全剖面呈强石灰反应。据环县3个轻黑垆土剖面的化学分析结果, 埋藏古土壤腐殖质层的 CaCO_3 含量为 113.0g kg^{-1} — 132.0g kg^{-1} , 平均 125.0g kg^{-1} , 比覆盖层 (104.0g kg^{-1}) 略高, 与母质层 (126.0g kg^{-1}) 十分接近。在黑垆土剖面中, 碳酸钙淀积层的厚度从南向北逐渐变薄, CaCO_3 结核从南向北逐渐变小减少。

(2) 南部地带黑垆土粘粒的形成与聚积比北部地带活跃, 粘化过程由南向北减弱: 根据南部地带4个粘化黑垆土剖面的分析资料, 埋藏古土壤腐殖质层 $< 0.001\text{mm}$ 粘粒的平均含量为 263.0g kg^{-1} , 明显地高于覆盖层 (194.0g kg^{-1}) 和母质层 (203.0g kg^{-1})。中部地带黑垆土埋藏古土壤腐殖质层 $< 0.001\text{mm}$ 粘粒含量3个剖面(X, N, Y)的平均含量为 200.0g kg^{-1} , 比覆盖层平均含量 (171.0g kg^{-1}) 高出 29.0g kg^{-1} , 比母质层 (141.0g kg^{-1}) 高出 59.0g kg^{-1} 。北部地带3个轻黑垆土剖面的埋藏古土壤腐殖质层 $< 0.001\text{mm}$ 粘粒平均含量为 173.0g kg^{-1} , 略高于覆盖层 (155.0g kg^{-1}) 和母质层 (134.0g kg^{-1})。黑垆土土体中 $< 0.001\text{mm}$ 粘粒含量的空间差异表现为南部粘化黑垆土 $>$ 中部典型黑垆土 $>$ 北部轻黑垆土。

从上述分析可以看出, 无论是过去还是现在, 黑垆土的成土作用强度都具有从南向北减弱的趋势。这种空间变化规律, 取决于水热条件的南北差异。

参 考 文 献

- [1] 席承藩, 1982: 我国土壤分类与国际土壤分类的初步评比。土壤专报, 第38号, 1—30页。
- [2] 朱显谟, 1956: 黄土区土壤侵蚀的分类。土壤学报, 第4卷2期, 99—116页。
- [3] 黄瑞采, 1957: 土壤学——土壤学基础及土类各论。247—254页, 科学技术出版社。
- [4] 朱显谟等, 1958: 甘肃中部土壤侵蚀调查报告。土壤专报, 第32号, 53—109页。
- [5] И. П. 格拉西莫夫、马洛之, 1958: 中国土壤发生类型及其地理分布。土壤专报, 第32号, 1—52页。
- [6] A. H. 罗赞诺夫, 1958: 中华人民共和国黄土区古老耕种土。土壤学报, 第6卷4期, 228—237页。
- [7] 朱显谟, 1957: 黄土区的土壤分布规律。科学通报, 第15期, 477—478页。
- [8] 王振权、冯秀美, 1958: 西北地区褐色土型耕种土壤及古土壤的基本性质的初步研究。土壤专报, 第32号, 128—138页。
- [9] 朱显谟等, 1959: 暂拟陕西土壤分类系统。土壤通报, 第1期, 249—266页。
- [10] B. A. 柯夫达著(陈思健等译), 1960: 中国之土壤与自然条件概论。280—294页, 科学出版社。
- [11] 罗贤安、朱显谟, 1961: 黄土地区主要土壤的腐殖质组成及其特性的初步研究。土壤, 第6期, 1—10页。
- [12] 朱显谟, 1961: 黄土地区土壤分类问题的商榷。土壤, 第4期, 1—5页。
- [13] 中国科学院南京土壤研究所主编, 1978: 中国土壤。578—583页, 科学出版社。
- [14] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会, 1981: 中国自然地理(土壤地理分册)。60—63页, 科学出版社。
- [15] 东北林学院主编, 1981: 土壤学(下册)。97—98页, 中国林业出版社。
- [16] 刘北谦, 1988: 土壤地理学原理。223—230页, 陕西师范大学出版社。
- [17] 王永焱等, 1966: 陕北陇东黄土区第四纪地层的划分, 地质学报, 第46卷1期, 102—117页。
- [18] 郑洪汉, 1984: 黄河中游全新世黄土, 地球化学, 第3期, 237—246页。
- [19] 刘东生等编, 1985: 黄土与环境。84—89页, 科学出版社。
- [20] 张德二, 1982: 历史时期“雨土”现象剖析。科学通报, 第27卷5期, 294—297页。
- [21] 张维祥、胡双熙, 1989: 陇东黄土塬区黑垆土形成的时代与过程。科学通报, 第34卷16期, 1252—1255页。
- [22] 王毓瑚, 1981: 我国历史上农耕区的向北扩展。中国历史地理论丛(第一辑), 122—150页, 陕西人民出版社。
- [23] 史金海, 1981: 黄土高原及其农林牧分布地区的变迁。历史地理创刊号, 21—33页。

- [24] 史念海, 1985: 黄土高原森林与草原的变迁。75—138 页, 陕西人民出版社。
- [25] Thorp, J., 1936: *Geography of the soils of China*. pp. 119—130, The National Geological survey of China, Nanjing.
- [26] Kazurake Kyuma, 1985: Paleosols in the luochuan loess section. *Soil Sci. Plant Nutr.* 31 (2): 263—275.

PEDOGENESIS, EVOLUTION PROCESS AND TIME-SPACE VARIATION OF GENETIC PROPERTIES OF HEILUSOL IN EASTERN GANSU PROVINCE

Zhang Weixiang Cao Jixiu Zhang Yutian and Hu Shuangxi

(Department of Geography, Lanzhou University, 730000)

Xu Jishan

(Hydraulic and Soil-Water Conservation Office of the Qingyang Prefecture, Gansu Province)

Summary

Based on the radio-carbon dating, spore-pollen analysis, and physical and chemical data of some heilusol profiles in the loess plains of the eastern Gansu Province, this paper deals with the pedogenesis and evolution process as well as the laws of time-space variation of soil-forming intensity of heilusol. Heilusol profile is composed of some overlapping soil genetic horizons formed in different soil-forming stages with diversified properties. The formation of overlapping profile of heilusol successively underwent paleosol developing stage, Holocene loess accumulating and covering stage, and artificial cultivating, manuring and maturing stage. The overlapping feature in the appearance of heilusol profile and some compound genetic phenomena in the buried argillic paleosol horizon reflects an overlapping function of different soil-forming processes which occurred before and after the paleosol was buried.

The humus ^{14}C ages of the buried paleosol in heilusol profile in the loess plains of the eastern Gansu Province mainly fall in 7500—3500 a B.P., which was a warm-humid period, with the Xifeng profile being a representative. It can be compared with the warm-humid paleosol developing stage during 7000—3500 a B.P. in the northeastern marginal area of the Qinghai-Xizang Plateau, and the Atlantic in Europe and the Yangshao Culture of China were in this period. And yet the humus ^{14}C ages of paleosol horizon in the argillic heilusol zone show that a climatic environment favouring the soil development already appeared in the southern part of the eastern Gansu Province during 13800—7500 a B.P., while the soil-formation rate in this period is slower than that in the hypsithermal period in the Middle Holocene. The climate already got very warm-humid in the southern argillic heilusol zone no later than 8000 a B.P. During 7500—3500 a B. P. the eastern Gansu Province commonly had a warm-humid climate. Except that the southern area became markedly warm-humid forest steppe, other parts were in steppe environment in which *Artemisia* sp. was absolutely dominant. The contents of Fe_2O_3 , Al_2O_3 and clay in the buried paleosol humus horizon of many heilusol profiles increase markedly and some lime concretions are found in calcic horizon, which shows a strong leaching and argillic process in the paleosol forming process. However, the soil-formation in-

tensity weakened from south to north.

In the Neoglaciation which was relatively dry and cold during about 3000—2500 a B.P., accelerated deposition of loess material resulted in the formation of the overburden layer of Holocene loess on the paleosol layer, which has a thickness of 25 cm and is sharply different from the underearth paleosol layer. There is no old agric horizon in heilusol profile in general.

Although the surface layer of heilusol has been intensely affected by artificial cultivation, universal artificial ploughing and manuring-process began on the loess overburden layer and the human maturing activity has mainly taken place during the recent few hundred years. Present forming processes of heilusol are dryland maturity process, carbonate leaching and illuviating process.

Key words Heilusol, Formation process, Genetic property, Time-space variation