

# 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\*

郭正堂 刘东生

(中国科学院地质研究所)

安芷生

(中国科学院西安黄土与第四纪地质研究室)

**内容提要** 关中盆地渭南地区十五万年来的黄土剖面记载了6个大的成壤期。本文对古土壤形成时的古环境进行了解译,并对它们在不同分类系统中的位置进行评价。全新世土壤 $S_0$ 是联合国土壤分类中的淋溶湿草原土。马兰黄土中包含两层古土壤,属典型黑钙土。 $S_1$ 古土壤由三层土壤复合组成,从上到下依次为典型黑钙土、淋溶湿草原土和深色淋溶土。成壤期与全球冰量较小的时期相对应,但古土壤的类型及发育程度与深海氧同位素所推测的全球冰量的变化有很大的不一致性,相反许多方面与北半球夏季太阳辐射的变化有较大的可比性。

**主题词** 黄土-古土壤序列 古土壤 微形态 古环境 古季风

## 一、引言

在国际地圈-生物圈计划(IGBP)的核心项目之一——过去全球变化(PAGES)中,将最近十五万年列为重点研究时段,中国的黄土-古土壤序列又是重点研究对象之一<sup>[1]</sup>,因为黄土高原地处东亚季风环流与西风环流的交汇处,又与对全球古气候演化可能有重要影响的青藏高原相邻接,是认识全球古环境演化的枢纽地区。

对十五万年来黄土高原古环境演化的研究甚多,如安芷生等通过对黄土剖面的粒度、粉尘通量和磁化率等的测定,研究了十三万年来的古季风演化<sup>[2]</sup>;在古土壤学方面,一些学者对全新世土壤 $S_0$ 和 $S_1$ 古土壤从土壤发生学的角度进行了古气候解译<sup>[3-7]</sup>;笔者曾从西峰剖面 $L_2$ 以上的序列中鉴别出13个以成壤-沉积事件为代表的古气候事件<sup>[8]</sup>。上述工作使我们对十五万年来黄土高原古环境的认识逐步趋于统一,但至少存在以下几个问题尚需进一步深入研究:

(1) 对成壤事件的鉴别还不完整,其原因是一些剖面复合古土壤的保存或出露不够理想<sup>[8]</sup>。

(2) 一般认为,黄土中的孢粉来源比较复杂,数量亦不多,且不同学者的研究结果缺乏足够的统一,目前对古土壤形成时的古植被状况还有较多的争议。

第一作者简介:郭正堂 男 30岁 博士 第四纪地质学专业

\* 国家自然科学基金和中国科学院地质研究所所长基金资助项目。

(3) 由于不同学者研究的区域和层位不同,所使用的分类系统和标准不同,对古土壤的命名各异。而不同分类系统中的土类因种种原因很难进行简单的比较,这在一定程度上限制了古土壤的全球性对比。中国黄土-古土壤序列作为全球古环境变化的经典记录,其中古土壤在不同分类系统中的位置是亟待研究的问题之一。

本文运用形态学、土壤化学及粘土矿物学等手段,对关中地区的渭南剖面进行研究,具体探讨以下问题:

- (1) 鉴别十五万年来黄土中的成壤事件及复合古土壤的复合形式;
- (2) 对古土壤进行古环境解译;
- (3) 研究古土壤在中国土壤系统分类<sup>[9]</sup>、联合国土壤制图单元<sup>[10]</sup>、美国土壤诊断分类<sup>[11]</sup>及法国土壤生态学分类<sup>[12]</sup>中的位置;
- (4) 在上述研究的基础上,探讨十五万年来黄土高原古环境的演化与冰盖和太阳辐射变化的异同性。

## 二、材料和方法

研究剖面位于渭南县阳郭镇水库边,是迄今发现的十五万年来最完整的剖面之一。其突出的特点是古土壤发生学层次清晰完整,易于对古土壤的复合形式进行鉴别。以最近的西安气象站资料为参考,该区现代年均温为 13.3°C,平均年降水量为 580mm<sup>[13]</sup>。

我们对其中黄土和古土壤的宏观形态特征进行了描述,并对比了湿态下的芒塞尔(munsell)土壤颜色。所有层位都采集了定向样品,并磨制了 4×5cm 的微形态观察片。文中微形态术语采用 Bullock 等<sup>[14]</sup>的系统,参考黄瑞采等<sup>[15]</sup>的中文译法。土壤的 pH 值用 1:5 溶液电位测定法测定;交换性阳离子用醋酸铵法测定;游离铁用 CBD 法<sup>[16]</sup>测定;粘粒组分的化学全分析采用 X-荧光测试法。样品碳酸盐的含量用气量法测定。

## 三、古土壤的形态学特征及复合古土壤的复合形式

### 1. 宏观形态特征

为讨论方便,有必要对复合古土壤的概念进行统一。

古土壤(paleosol)是指形成于过去自然景观下的土壤<sup>[17-19]</sup>,在这个意义上,只有埋藏在一定深度的土壤才是真正的古土壤,有的土壤尽管形成于过去的自然景观,但没有被埋藏或埋藏不够深,仍受现代成壤过程的改造,这类土壤应称为残余土壤(relict soil)。由于环境因素的相对稳定,土壤发育只经历了一个成壤期,代表一个气候周期,这类土壤称为单周期土壤(monocyclic soil)。由于环境因素的变化,土壤的发育经历了多个成壤期,几次成壤期的特征叠置或部分叠置于同一剖面中,这类土壤称为多周期土壤(polycyclic soil)<sup>[19]</sup>,亦称多元发生土壤(polygenetic soil)或复合土壤(soil complexe)。

渭南十五万年来黄土和古土壤的宏观形态特征列于表 1,其中全新世土壤 S<sub>0</sub>上部 34cm 受人类活动的扰动,下部保存着一个单周期土壤的 B<sub>t</sub> 和 C<sub>k</sub> 层。马兰黄土 L<sub>1</sub> 中有两层清晰的古土壤(L<sub>1-2</sub> 和 L<sub>1-4</sub>)。S<sub>1</sub> 古土壤是典型的多周期土壤,可鉴别出 3 层清晰的

表 1 黄土和古土壤的宏观形态特征

层位	深度(cm)	发生层	质地	颜色(湿)	结 构	其 它 特 征
S <sub>0</sub>	0—20	A <sub>p1</sub>	粘土质粉砂	棕色 (7.5YR4/4)	中等发育的粗团粒状	含大量砖石块及陶片,向下呈突变
	20—34	A <sub>p2</sub>	粘土质粉砂	棕色 (7.5YR4/6)	中等发育的粗团粒状	含少量砖石块及陶片,向下呈突变
L <sub>1-1</sub>	34—70	B <sub>1t</sub>	粉砂质粘土	棕色 (7.5YR4/6)	强发育的大团块状;细疏粒状次结构	松散,腐殖质含量高,结构体空隙发育,5%的碳酸盐白色斑点,含少量胶膜(5YR3/6),向下呈渐变
	70—105	B <sub>2t</sub>	粘土质	暗棕色 (7.5—5YR4/6)	强发育的大团块状;细疏粒状次结构	松散,腐殖质含量较上层略少,结构体空隙发育,5—7%的碳酸盐白色斑点,含较多粘粒胶膜(5YR3/4),向下呈渐变
	105—143	B <sub>3</sub>	粘土质粉砂	棕色 (7.5YR4/6)	中等发育的大团块状	10%的碳酸盐斑点及菌丝体,腐殖质含量少,向下呈清晰过渡
	143—153	Ck	粉砂质	棕色 (10YR4/6)	块状-弱发育中团粒状	20%的碳酸盐菌丝体及沿裂隙发育的松散沉积体,向下减少
L <sub>1-2</sub>	153—200		粉砂质	棕色 (7.5YR4/4)	块状-弱发育中团粒状	含10%的7.5YR4/6的斑点及较多碳酸盐菌丝体,向下呈渐变
	200—300		粉砂质	棕色 (10YR4/6)	块 状	有较多生物孔隙及一些碳酸盐菌丝体,向下呈渐变
	300—363		粉砂质	棕色 (10—7.5YR4/6)	块状-极弱发育中团粒状	生物孔隙较上层略多,有少量碳酸盐菌丝体,向下呈清晰过渡
L <sub>1-3</sub>	363—392	AB	粘土质粉砂	棕色 (7.5YR4/6)	大团块状,强发育细疏粒状次结构	松散,腐殖质含量高,有少量碳酸盐菌丝体,含若干石英块,向下呈渐变
	392—440	B <sub>1</sub>	粉砂质粘土	暗棕色 (7.5YR3/4)	中团块状-粗团粒状细疏粒状次结构	松散,腐殖质较上层减少,结构体空隙发育,较多碳酸盐菌丝体,向下呈渐变
	440—475	B <sub>2</sub>	粉砂质粘土	暗棕色 (7.5YR3/3)	中团块状-粗团粒状	碳酸盐菌丝体较上层少,其余同上
L <sub>1-4</sub>	475—515	I-Ck II-AB	粘土质粉砂	棕色 (7.5YR4/4)	弱发育的大团块状	大量碳酸盐菌丝体,发现若干石英块(2—3cm),向下呈渐变
	515—565	B <sub>1</sub>	粘土质粉砂	暗棕色 (10—7.5YR3/4)	弱发育中棱柱-粗团粒状	生物孔隙较多,一些碳酸盐菌丝体,向下呈渐变
L <sub>1-4</sub>	565—610	B <sub>2</sub>	粉砂质粘土	暗棕色 (7.5YR3/3)	中等发育中棱柱-粗团粒状	生物孔隙发育,少量碳酸盐菌丝体,向下呈渐变
	610—640	B <sub>3</sub>	粉砂质粘土	棕色 (10—7.5YR4/6)	中等发育的粗棱柱状	生物孔隙较上层减少,下部较多碳酸盐菌丝体,向下呈渐变

L <sub>1-3</sub>	640—665	Ck(Ca)	粘土质粉砂	棕色 (7.5YR4/4)	弱发育大团块-粗团粒状	大量碳酸盐菌丝体, 裂隙中有一些不规则钙结核 (1—5cm)
	665—775		粉砂质	棕色 (10—7.5YR4/6)	弱发育大团块-粗团粒状	一些碳酸盐菌丝体, 向下呈渐变
	775—855		粉砂质	棕色 (10—7.5YR4/4)	弱发育大团块-粗团粒状	碳酸盐菌丝体较上层增加, 向下呈渐变
S <sub>1-1</sub>	855—888	A	粘土质粉砂	暗棕色 (7.5YR3/3)	弱发育大团块状, 中疏粒状次结构	结构体空隙发育, 较多碳酸盐菌丝体及松散碳酸盐片状沉积向下呈渐变
	888—930	AC	粉砂质粘土	极暗棕色 (7.5YR2/3)	弱发育中团块状, 强发育的细疏粒状次结构	碳酸盐菌丝体较上层略少, 其余同上
	930—950	Ck	粘土质粉砂	棕-油红棕 (7.5—5YR4/4)	中等发育的粗团粒状	含大量碳酸盐菌丝体及一些小钙结核, 向下渐变
	950—990	I-Ck II-B <sub>1t</sub>	粉砂质粘土	油红棕色 (5YR4/4)	大团块-粗团粒状	碳酸盐菌丝体较上层减少, 可见少量的粘粒胶膜 (5YR2/4), 向下呈渐变
	990—1 035	II-B <sub>2t</sub>	粘土质	深红棕色 (5YR3/4)	强发育的中棱柱状, 中疏粒状次结构	不少粘粒胶膜 (5YR2/4), 含一些碳酸盐菌丝体及极少量铁锰质斑点, 向下呈渐变
S <sub>1-3</sub>	1 035—1 060	II-B <sub>3t</sub>	粘土质	极暗红棕色 (5YR2/4)	强发育的中棱柱状, 中疏粒状次结构	腐殖质含量较上层略增, 未见碳酸盐沉积物, 粘粒胶膜较上层减少, 向下呈渐变
	1 060—1 100	II-B <sub>4t</sub> III-AB	粘土质	极暗红棕色 (5YR2/4)	强发育的中团块状, 细团粒次结构	较上层松散, 腐殖质含量较上层增加, 可见少量粘粒胶膜, 少量碳酸盐菌丝体, 向下呈渐变
	1 100—1 180	III-B <sub>1t</sub>	粉砂质粘土-粘土质	红棕色 (5YR4/8)	强发育的中棱柱状-粗团粒状	有不少粘粒胶膜 (5YR5/8), 向下逐渐减少, 无碳酸盐沉积物, 有极少量铁锰质斑点, 向下呈渐变
	1 180—1 216	III-B <sub>3t</sub>	粘土质-粉砂质粘土	红棕色 (5YR4/6)	中等发育的中棱柱状结构, 粗团粒状次结构	胶膜含量较上层减少, 下部有少量碳酸盐菌丝体, 裂隙中有小钙结核, 向下呈较清晰过渡
	1 216—1 239	III-Ca	粘土质粉砂	亮棕色 (7.5YR5/6)	中等发育的中棱柱状	含大量 5—20cm 钙结核, 基质中可见少量粘粒胶膜
L <sub>2-1</sub>	1 239—1 290	C <sub>1</sub>	粉砂质	亮棕色 (10—7.5YR5/6)	块状-弱发育中棱柱状	含零散钙结核(同上)及较多碳酸盐菌丝体, 向下呈渐变
	1 290—1 370	C <sub>2</sub>	粉砂质	黄棕 (10—7.5YR5/8)	块状	有不少生物孔隙, 含少量零散分布钙结核

土壤 ( $S_{1-1}$ 、 $S_{1-2}$  和  $S_{1-3}$ ), 它们以 A-AC-Ck(IIB<sub>t</sub>)-IIB<sub>t</sub>(IIIAB)-IIIB<sub>t</sub>-Ca-C 的形式复合组成。

## 2. 微形态特征

除钙积层外, 所有古土壤都完全脱钙, 图 2 所示的碳酸盐在土壤中全部为次生碳酸钙的淀积。

全新世土壤  $S_0$  的上部 ( $A_{p1}$  和  $A_{p2}$ ) 由黄土及土壤团块混合组成, 并含有一些木炭碎屑和砖石块, 显然是人类活动扰动的结果。孔隙中有 3% 的深褐色细粉砂质-粘土质无定向包膜。这种包膜在耕作土壤中十分常见, 是原始植被被人类破坏后, 土壤表面裸露, 使水分带动较粗的悬浮颗粒运移淀积而成, 在西方被称为耕作包膜 (Agricutane)<sup>[20]</sup>。在该层中还可见较多的植物硅酸体。

$S_0$  下部的粘化层 ( $B_{1t}$  和  $B_{2t}$ ) 未发现人为扰动的迹象, 从关中地区的耕作历史来看, 粘化层应是全新世中早期的产物。该层具典型的虫孔微结构, 虫孔占薄片面积的 12—15%。虫孔周围的基质被土壤生物强烈扰动, 呈致密生物粪粒充填结构 (dense incomplete excremental infilling)<sup>[14]</sup>。黑云母呈 2—3 级风化<sup>[14]</sup>。细粒组分 (30%) 呈暗褐色, 含较多的腐殖质及少量棕色铁质微粒。孔隙中有 5% 的高腐殖质含量的暗褐色、半透明且具较高双折射率的粘粒胶膜, 并有前述的耕作包膜覆盖其上。 $B_{2t}$  中还有 1—2% 的铁锰质斑点及浸染包膜。Ck 层具典型的海绵状微结构 (Spongy microstructure), 含 15—20% 的碳酸盐浸染包膜、针状碳酸盐充填及浸染片。

马兰黄土中两层古土壤 ( $L_{1-2}$  和  $L_{1-4}$ ) 及  $S_{1-1}$  的微形态特征十分相近。剖面除 Ck 层外全部脱钙, 黑云母呈 1 级左右风化强度。细粒组分 (20—25%) 呈暗褐色, 含较多腐殖质及黑色炭质微粒。AB 层具典型的海绵状微结构, 虫孔及生物粪粒充填面积达 80% 以上。剖面上部含一些木炭碎屑及较多植物硅酸体; 中下部含 3—4% 的碳酸盐浸染包膜及浸染片, 未发现粘粒胶膜及铁锰质特征。需要指出的是,  $L_{1-4}$  和  $S_{1-1}$  中物质的风化强度略高于  $L_{1-2}$ 。

$S_{1-2}$  古土壤的  $B_t$  层与  $S_0$  下部的  $B_t$  层十分相似。所含粘粒胶膜的类型亦相同, 但含量有所增加, 在  $B_{2t}$  中达 12—13%, 向上下逐渐减少。细粒组分 (35—40%) 中铁质微粒的含量较  $S_0$  稍高。 $B_{3t}$  中含一些铁质化木炭碎屑, 是古土壤 A 或 AB 层常有的特征, 表明该层是下伏  $S_{1-3}$  的表层。这与我们在野外对复合古土壤发生层的鉴定是完全一致的。

$S_{1-3}$  古土壤的微形态特征与上述古土壤相比有很大差异, 其突出的特点是: 1) 腐殖质含量低, 细粒组分呈红棕色, 含大量的红色铁质微粒; 2) 微结构以裂隙结构为主, 结构体内为虫孔微结构, 生物扰动的痕迹保存较差; 3)  $B_t$  中粘粒胶膜 (5—6%) 为棕红色, 具有较高的透明度和双折射率, 局部可见显微层理,  $B_t$  层下部有少量铁锰质斑点; 4)  $B_{3t}$  与上部  $B_{2t}$  相比总体粒度显著变粗, 并含有较多的粗石英颗粒, 由此可以推断,  $B_{3t}$  是以  $L_2$  黄土顶部为母质发育的而  $B_{2t}$  以上的物质是成壤期较细的风尘物质的加积所致。

## 四、古土壤的化学及粘土矿物学特性

包括全新世土壤  $S_0$  在内, 所有土壤都偏碱性, 吸附性复合体中代换性阳离子以  $Ca^{2+}$

为主,  $Mg^{2+}$  次之(图 1), 表明土壤无明显的盐碱化现象。土壤的阳离子代换量与微形态观察到的细粒组分含量有较好的一致性。

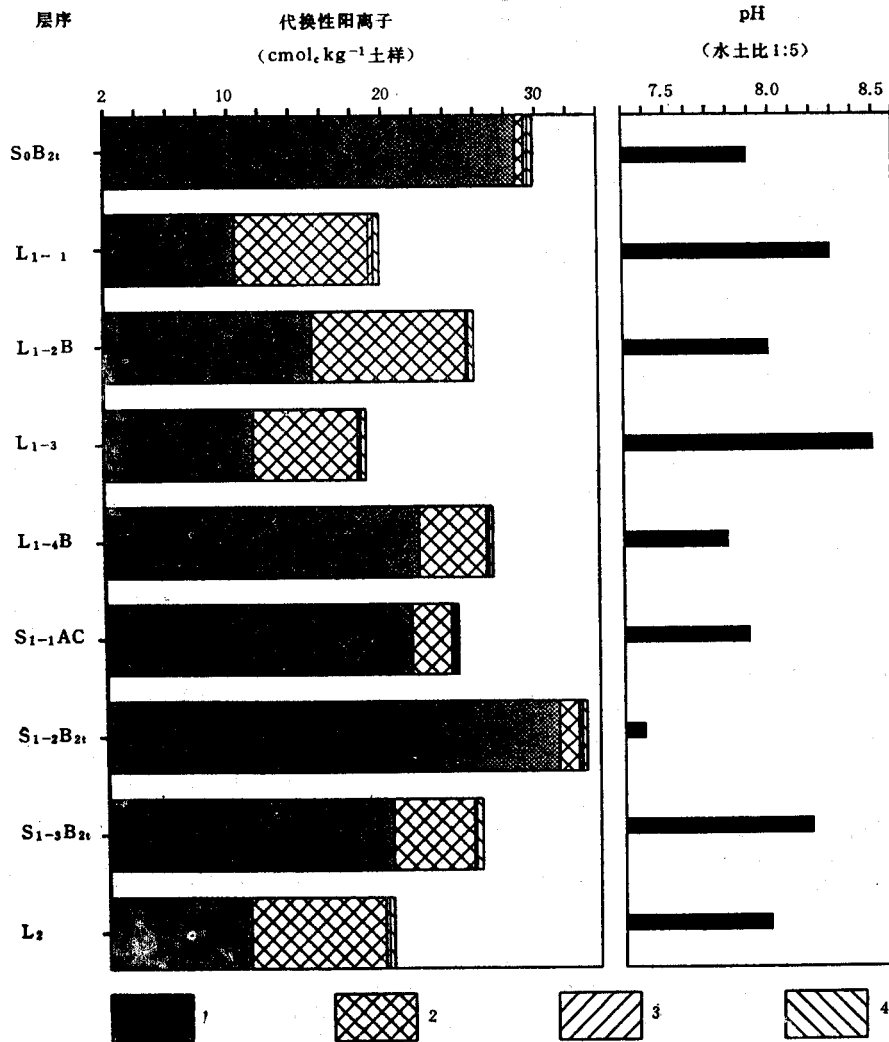


图 1 古土壤的代换性阳离子及 pH 值

1.  $Ca^{2+}$  2.  $Mg^{2+}$  3.  $Na^+$  4.  $K^+$

游离铁的含量在  $S_{1-2}$  和  $S_{1-3}$  中超过 2, 在其它古土壤中都小于 2。从土壤的形态学特征上看,  $S_{1-2}$  中游离铁含量的增高与其物质在三次成壤期都受到风化有关。在古土壤的 B 层或  $B_t$  层中, 粘粒组分的  $SiO_2/Al_2O_3$  分子比较下伏黄土层有所降低(图 2), 表明土壤发育时存在较弱的富铁铝化过程, 但比值显著高于中国土壤系统分类<sup>[9]</sup>中规定的铁铝特性 ( $< 2.4$ )。

我们曾对同一地区的西安剖面中全新世土壤  $S_0$  和  $S_1$  古土壤的粘土矿物成分进行了分析<sup>[21,22]</sup>, 结果表明, 粘土矿物都以 2:1 型矿物为主: 在  $S_0$  的粘化层中有伊利石、高岭石、

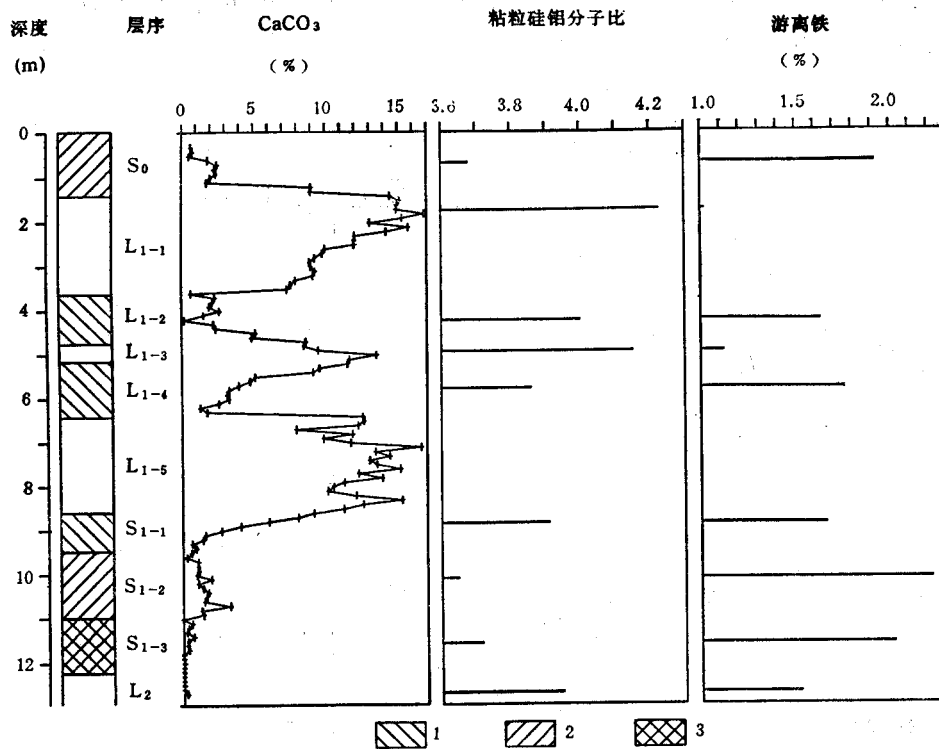


图2 古土壤中  $\text{CaCO}_3$ 、粘粒硅铝分子比及游离铁的含量  
1.淋溶湿草原土 2.典型黑钙土 3.深色淋溶土

蛭石、少量蒙脱石及混层矿物，而下伏黄土中蛭石含量较少，绿泥石含量增高。在  $S_1$  中主要有伊利石、高岭石、绿泥石、蒙脱石及一些混层矿物，与下伏黄土层相比，蒙脱石含量增加，伊利石的结晶度明显降低，表明粘土矿物的演化仍处于伊利石向膨胀型矿物转变的时期。

### 五、古土壤的类型及其形成时的古环境

基于上述结果，我们可以对古土壤的类型(表 2) 及其形成时期的土壤水分状况、热量

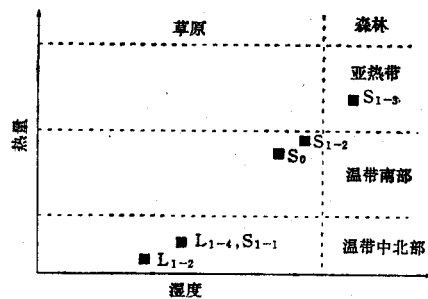


图3 古土壤发育时的古植被和古气候解译

状况、地面植被和古气候状况(图 3) 进行解译。

表 2 古土壤在不同土壤分类系统中的位置

土壤	中国 <sup>[9]</sup>	联合国 (FAO) <sup>[10]</sup>	美国 <sup>[11]</sup>	法国 <sup>[12]</sup>
S <sub>0</sub>	黑垆土-淋溶热黑土过渡型	淋溶湿草原土 luvic phaeozem	粘化干软土 argiustoll	淋溶湿草原土 brunizem lessivé
L <sub>1-2</sub>	黑钙土	典型黑钙土 haplic chernozem	动物扰动干软土 vermustoll	腐殖质黑钙土 chernozem humifère
L <sub>1-4</sub>	黑钙土	典型黑钙土 haplic chernozem	动物扰动干软土 vermustoll	腐殖质黑钙土 chernozem humifère
S <sub>1-1</sub>	黑钙土	典型黑钙土 haplic chernozem	动物扰动干软土 vermustoll	腐殖质黑钙土 chernozem humifère
S <sub>1-2</sub>	黑垆土-淋溶热黑土过渡型	淋溶湿草原土 luvic phaeozem	粘化干软土 argiustoll	淋溶湿草原土 brunizem lessivé
S <sub>1-3</sub>	粘淀 富盐基棕红壤	深色淋溶土 chromic luvisol	暗红色干淋溶土 rhodustalf	淋溶棕红壤 sol brun fersiallitique lessivé

### 1. 全新世土壤 S<sub>0</sub> 和 S<sub>1-2</sub> 古土壤

虽然这两层土壤的表层分别因人类活动和复合作用而被改变,但从 B<sub>t</sub> 和 Ck 层的微结构及较多的腐殖质积累来看,肯定为均腐殖质表层(或松软表层),反映了生物活动十分强烈,是草原土壤的特征。

B<sub>t</sub> 层具致密生物粪粒充填微结构,这种结构是由土壤强烈的生物活动伴有暂时性的土体水饱和所形成,剖面中的铁锰质斑点也说明土壤剖面确能达到暂时性的水饱和状态。但 B<sub>t</sub> 层下 Ck 层的存在及铁锰斑点的低含量说明土壤的水饱和并不频繁,气候排水量 (climatic drainage) 接近于零。因此,土壤水分状况应为中国土壤系统分类<sup>[9]</sup>中的半干旱偏湿润的类型,但在美国土壤分类<sup>[11]</sup>中仍应属于干 (ustic) 的类型。

在这两层土壤中并未发现冻融作用的痕迹,尤其是细粒组分经历了一定的棕化和红化作用,说明土壤热量状况高于冷性,应为温性偏热。从 S<sub>1-2</sub> 的红化程度来看,热量状况略高于 S<sub>0</sub>。

B<sub>t</sub> 中 2:1 型粘土矿物的绝对优势、游离铁含量及粘粒硅铝率都表明,土壤以硅铝特性<sup>[9]</sup>为主,这与上述解译是完全一致的。S<sub>1-2</sub> 中游离铁含量略高于 2% 固然可与偏热的热量状况相联系,但更可能与古土壤的复合作用有关,因为其上部物质在 S<sub>1-1</sub> 的发育时期也经受了一定的风化作用,而剖面下部是在 S<sub>1-3</sub> 剖面上部发育起来的。

综合上述解译及图 1 中的化学特征,我们认为, S<sub>0</sub> 和 S<sub>1-2</sub> 是半干旱-半湿润的暖温带气候下以草原植被为主的土壤。森林植被未能占主导地位主要受控于水分状况的不足,干季太长。但我们并不排除在该地区的沟谷等低洼部位及秦岭山地有森林植被。另外,从这些土壤中粘粒胶膜的特征来看,它们常见于能产生较多富里酸的植被下<sup>[19]</sup>,即植被中可能有一些针叶树的成份。

### 2. L<sub>1-2</sub>、L<sub>1-4</sub> 和 S<sub>1-1</sub> 古土壤

这些古土壤的海绵状微结构及剖面通体较多的有机质积累属均腐殖质特性,表明土



壤具松软表层,是草原土壤的典型特征。海绵状微结构的完好保存说明土壤剖面很少达水饱和状态,剖面中无铁锰质斑点也说明了这一点。因此,土壤发育时的湿度状况为半干润,较  $S_0$  和  $S_{1-2}$  明显偏干。棕化及红化作用的微弱指示了它们发育时的热量状况亦明显低于后二者,应为温带偏凉的状况。

这三层土壤无粘粒淀积现象。游离铁含量及粘粒的硅铝率说明,它们具硅铝特性。它们是典型草原植被下的黑钙土型土壤,其在不同分类系统中的位置列于表 2。

### 3. $S_{1-3}$ 古土壤

与上述古土壤相比,  $S_{1-3}$  土壤以裂隙微结构为主,指示了土壤大中生物活动的相对减弱和地面植被条件的改变;而大中生物活动的减弱绝不是因为水分和热量状况的不足,而是与植被条件的改变相联系。 $B_t$  层中的棕红色、高透明度且具显微层理的粘粒胶膜在形态发生学上一般被认为是阔叶森林植被下特有的产物<sup>[23,24]</sup>,这与土壤有机质含量较上述土壤显著降低的特点是相一致的,因为阔叶森林土壤的有机质积累远较草原土壤为低<sup>[22]</sup>。 $B_t$  层中的铁锰质斑点说明土壤剖面有时能达到局部水饱和的状态。该土壤显著的红化作用指示了较高的热量状况,同时说明其发育时期夏季较高的蒸发量和较大的季节反差<sup>[22]</sup>。这与图 2 及粘土矿物组合所揭示的铁硅铝特性是一致的。

值得说明的是,  $B_t$  层的淀积粘粒胶膜只有 5—6% 与我国季风气候具有水热同步增长的特点并不矛盾。从  $S_{1-3}$  土壤各方面的特性来看,其发育时期的温度和降水都要明显高于其它土壤,代表了十五万年来气候的最佳时期,但夏季的高温下强烈的蒸发作用会减少土壤水分,仍使其保持了半干润的土壤水分状况,这与胶膜含量低及  $B_t$  层下钙积层的存在是相一致的。

上述解译并不意味着在  $S_{1-3}$  的整个发育时期都为森林植被,因为该土壤具虫孔次微结构,且下部有较发育的钙积层,仍带有草原土壤的一些特征。它实际上是联合国土壤制图单元<sup>[10]</sup>中的深色淋溶土(chromic luvisol)向淋溶栗钙土(luvic kastanozem)的过渡型土壤。我们认为它仍是森林-草原型土壤,但在气候适宜期有相当长的时期为森林植被。

## 六、古土壤发育与全球冰量和太阳辐射变化的关系

目前对黄土高原晚第四纪古环境演化的动力问题主要有两种观点:一种观点认为,它和冰盖的变化对冬季风的影响有更直接的关系,持这种观点的学者倾向于把冬季风当作更主动的因子,即冬季风的强弱变化迫使夏季风的伸缩,从而影响高原古环境;另一种观点则倾向于将夏季风看作更主动的因素,认为夏季风在黄土高原环境效应的强弱主要取决于太阳辐射的变化。

对研究剖面中古土壤的精确测年工作仍在进行,但从过去其它剖面的年代学数据<sup>[4]</sup>和黄土-古土壤序列与深海氧同位素记录的地层对比<sup>[25]</sup>来看,  $S_0$  的底界大约为 10 000aB.P.,  $S_1$  的顶界大约为 76 000aB.P., 底界为 0.13MaB.P.。据此可以将渭南的古土壤与反映全球冰量的深海氧同位素记录<sup>[26]</sup>和北半球夏季太阳辐射增量的变化<sup>[27]</sup>进行比较(图4)。

黄土-古土壤序列与深海氧同位素记录的一致性在过去的研究中已有较多的认识。从

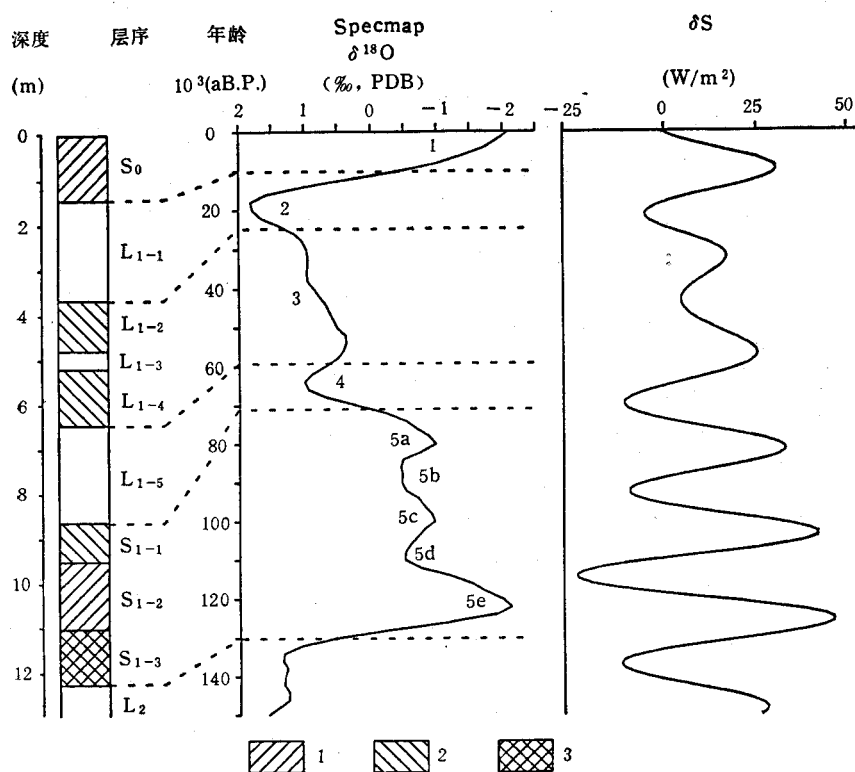


图4 渭南黄土中的古土壤与深海氧同位素记录 (SPECMAP)<sup>[26]</sup> 和北半球夏季太阳辐射增量  $\delta S$  变化<sup>[27]</sup> 的比较  
(图例同图2)

图4可以看出,黄土中古土壤的发育时期对应于全球冰量较小的时期。 $S_{1-3}$ 古土壤代表了十五万年来水热状况的最佳时期,是上次间冰期的气候最适宜期,与氧同位素阶段5e有很好的-致性。但我们更感兴趣的是,两种古气候记录至少有以下三点不同之处,相反,它们和北半球夏季太阳辐射的变化有较大的可比性。

(1) 深海氧同位素阶段1和5e有相同的氧同位素值,反映了大致类似的全球冰量,而 $S_0$ 和 $S_{1-3}$ 古土壤反映的水热状况差异甚大:前者是温带草原景观;后者是亚热带森林和森林草原景观。

(2) 在氧同位素阶段3中可分出两个冰量相对较小时期,但这种波动并不明显,且其氧同位素值和阶段5a相差甚大;而在黄土中则发育了两层明显分开的古土壤,且其类型及发育程度相近,并达到了与 $S_{1-1}$ 类似的程度。结合前述的年代资料来看,黄土-古土壤序列中地球轨道岁差的准2万年的周期成分似乎比深海氧同位素所推测的全球冰量的变化更为明显。

(3) 氧同位素5a和5b的氧同位素值基本相同,但 $S_{1-1}$ 和 $S_{1-2}$ 古土壤的类型及所反映的古气候条件有着较明显的不同,后者比前者明显暖湿。

过去我们在仅对 $S_0$ 和 $S_1$ 的比较研究<sup>[22]</sup>中怀疑二者的差别可能与青藏高原晚更新世

以后的隆升对西南季风的阻挡有关。但从十五万年来全部的成壤期来看,太阳辐射的变化同样是值得注意的原因之一。

当然,古土壤和北半球夏季太阳辐射的变化之间也存在着不一致的地方,如全新世的太阳辐射低于氧同位素阶段 5a 和 5c,但  $S_0$  代表的气候状况明显比  $S_{1-1}$  暖湿。这种现象是否与全新世冰盖较大的退缩有关,是值得今后研究中注意的问题。

黄土高原的古环境变化是受冬夏季风盛衰的控制<sup>[2]</sup>。综合上述的比较结果,我们似乎可以得出这样一种印象:高原古环境的变化在大的波动上确受全球冰量变化的影响,其中受冰盖强烈影响的冬季风环流可能是这种动力最主要的传送者。这在以前的研究<sup>[2,3]</sup>中已有深刻的认识。但黄土-古土壤序列中准 20 000a 周期的加强及古土壤类型和发育程度的相对性又与冰盖变化有很大的不一致性;相反,不少方面与北半球夏季太阳辐射的变化有较大的可比性。这种现象和夏季风环流对太阳辐射变化的响应很可能有更直接的关系。因此,我们推测,黄土高原古环境的演化在大的气候波动中受冰盖的影响较大,但在间冰期和间冰阶时期则可能在较大程度上受太阳辐射变化的更直接影响,而这种影响同样不是一种线性的关系。这样看来,黄土高原的古环境演化是一个相当复杂的问题,它与冰盖和北半球夏季太阳辐射变化都缺乏理想的对应关系,而更可能是二者同时性的综合作用的结果,其具体机制有待于通过更深入的研究来认识。在目前的研究水平下,还很难说二者谁占更主动性的地位。

## 七、结 论

1. 关中地区十五万年来完整的黄土-古土壤序列中记录了 6 个清晰的成壤期,其中  $S_1$  古土壤是由三层古土壤复合组成。其复合形式在解译物理-化学古环境指标在古土壤内部的波动时是必须考虑的因素。该工作证实了我们在西峰剖面的研究<sup>[3]</sup>中对马兰黄土两次成壤期的推测,并加深了我们过去对  $S_1$  成壤期的认识。

2. 剖面中的古土壤以半干润气候下的草原土壤为主,只有  $S_{1-3}$  在发育时有较长时间的阔叶林植被。 $S_0$  和  $S_{1-2}$  是联合国土壤分类中的淋溶湿草原土,马兰黄土中的两层古土壤及  $S_{1-1}$  为典型黑钙土, $S_{1-3}$  则为深色淋溶土(见表 2)。这种解译似与关中地区现代为落叶阔叶林地带的观点不一致,但我们期望上述从古土壤学角度的解译能够在今后较深入的孢粉学研究中得到证实。

3. 黄土中的成壤期和全球冰量较小时期相对应,但古土壤的类型和发育程度与深海氧同位素推测的全球冰量变化存在很大的不一致性;相反,许多方面与北半球夏季太阳辐射的变化有较大的可比性。

## 参 考 文 献

- [1] Global Change (IGBP) Report No19, 1992, Past Global Changes Projects: Proposed Implementation Plans for Research Activities. Stockholm, 1—110.
- [2] 安芷生、吴锡浩、汪品先、王苏民、董光荣、孙湘君、张德二、卢演侑、郑绍华、赵松龄, 1991, 最近 130Ka 中国的古季风, I. 古季风记录。中国科学, 1076—1081页。
- [3] Kyuma, K., Wang Y. Y., Tulaphitak, T., Yue L. P., Araki, S. and Miao J. Y., 1985, Paleosols in the Luochuan Loess Section. I. Field Occurrence and General Characteristics. II. Degree

- of Weathering and Estimation of Paleoclimate. *Soil Sec. Plant. Narr.*, 2, 263—286.
- [4] 刘东生等, 1985, 黄土与环境. 科学出版社, 1—481页。
- [5] Bronger, A. and Heinkele, Th., 1989, Micromorphology and Genesis of Paleosols in the Luochuan Loess Section, China: Pedostratigraphic and Environmental Implications. *Geoderma*, 45, 123—143.
- [6] 石元春, 1989, 中国黄土中古土壤的发生学研究. 第四纪研究, 第2期, 113—122页。
- [7] Guo Z. T., Fedoroff, N. and An Z. S., 1991, Genetic Types of the Holocene Soil and the Pleistocene Paleosols in the Xifeng Loess Section in Central China. in: Liu T.S. (ed.), *Loess, Environment and Global Change*, Science Press, Beijing, 93—111.
- [8] 郭正堂、刘东生、安芷生, 1992, 最后两个冰期间冰期旋回期间黄土中的沉积-成壤事件及其古气候意义. 土壤环境变化, 中国科学技术出版社, 31—36页。
- [9] 中国科学院南京土壤研究所土壤系统分类课题组、中国土壤系统分类课题研究协作组, 1991, 中国土壤系统分类(首次方案), 科学出版社, 1—111页。
- [10] Fao-Unesco, 1974, *Soil Map of the World*, Vol. 1. Legend, Paris.
- [11] Soil Survey Staff, 1975, *Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys*. USDA-SCS Agric. Handb. 436, U. S. Government Printing Office, Washington, DC., 1—754.
- [12] Duchaufour, Ph., 1983, *Pédologie, Tome I: Pédogenèse et Classification*. Masson, Paris, New York, Barcelone, Milan, 1—477.
- [13] 孙湘君, 1989, 陕西渭南北庄村晚更新世晚期古植被的再研究. 第四纪研究, 第2期, 177—190页。
- [14] Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. and Tursina, T., 1985, *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publication, 1—152.
- [15] 黄瑞采, 1990, 土壤微形态学. 高等教育出版社, 1—224页。
- [16] Mehra, O. P. and Jackson, M. L., 1960, Iron Oxide Removal from Soil and Clay by a Dithionite-Citrate System Buffered with Sodium Bicarbonate. *Clays and Clay Minerals*, 7, 317—327.
- [17] Yaalon, D. H., 1971, Soil-forming Processes in Time and Space. in: Yaalon, D. H. (ed.), *Paleopedology: Origine, Nature and Dating of Paleosols*. Hebrew University, Jerusalem, 29—40.
- [18] Birkeland, P. W., 1984, *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press, New York, Oxford, 1—372.
- [19] Fedoroff, N., 1986, Un Plaidoyer en Faveur de la Paléopédologie. *Bullin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, 3—4, 195—204.
- [20] Macphail, R., Romans, J. C. C. and Robertson, L., 1987, The Application of Micromorphology to the Understanding of Holocene Soil Development in the British Isles; with Special Reference to Early Cultivation. in: Fedoroff, N., Courty, M. A. and Bresson, L. M. (eds.), *Soil Micromorphology*, A. F. E. S., Plaisir, France, 647—656.
- [21] Guo Z. T. and Fedoroff, N., 1991, Paleoclimatic and Stratigraphic Implications of the Paleosol S<sub>1</sub> in the Loess Sequence in China. in: Liu T. S. (ed.), *Loess, Environment and Global Change*, Science Press, Beijing, 187—198.
- [22] 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, 第1期, 41—55页。
- [23] Fedoroff, N. and Goldberg, P., 1982, Comparative Micromorphology of Two Late Pleistocene Paleosols (in the Paris Basin). *Catena*, 9, 227—251.
- [24] Avery, B. W., 1985, Argillic Horizons and Their Significance in England and Wales. in: Boardman, J. (ed.), *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. John Wiley & Sons Ltd., London, 68—86.
- [25] Kukla, G. J., 1987, Loess Stratigraphy in Central China. *Quaternary Science Reviews*, 6, 191—219.
- [26] Imbrie, J., Hays, J. D., Martinson, D., McIntyre, A., Mix, A. C., Morley, J. J., Pisias, N. G., Prell, W. L. and Shackleton, N. J., 1984, The Orbital Theory of Pleistocene Climate: Support from a Revised Chronology of Marine Delta 180 Record. in: Berger, A., Imbrie, J., Hays, J., Kukla, G. and Saltzman, B. (eds.), *Milankovitch and Climate, Part 1*. D. Reidel Publishing Co., Dordrecht, Netherlands, 265—305.
- [27] Prell, W. L. and Kutzbach, J. E., 1987, Monsoon Variability over the Past 150,000 Years. *J. Geophys. Res.*, 92, 8411—8452.
- [28] 刘东生、丁仲礼, 1992, 二百五十万年来季风环流与大陆冰量变化的阶段性耦合过程. 第四纪研究, 第1期, 12—23页。

## PALEOSOLS OF THE LAST 0.15Ma IN THE WEINAN LOESS SECTION AND THEIR PALEOCLIMATIC SIGNIFICANCE

Guo Zhengtang    Liu Tungsheng

(*Institute of Geology, Chinese Academy of Sciences*)

An Zhisheng

(*Xi'an Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Chinese Academy of Sciences*)

### Abstract

The Weinan loess section at the southern-most part of the Loess Plateau is sensitive to both depositional and pedogenic processes. The sequence of the last 0.15 Ma are studied in using micromorphological, soil chemical and clay mineralogical methods to identify the soil-forming intervals, interpret the environmental implication of the paleosols and assess their positions in different soil classification systems.

Six paleosols have been identified. The Malan Loess  $L_1$ , overlain by the Holocene soil  $S_0$ , contains two clearly separated paleosols named as  $L_{1-2}$  and  $L_{1-4}$ . The interglacial soil  $S_1$  is polygenetic consisting of three superposed soil units ( $S_{1-1}$ ,  $S_{1-2}$  and  $S_{1-3}$ ). The morphological features and chemical properties allow us to distinguish the studied soils into three groups.

(1)  **$S_0$  and  $S_{1-2}$  soils:** The upper part of the Holocene soil  $S_0$  was strongly reworked by human activity as indicated by the abundant charcoals and brick pieces. An argillic horizon ( $B_c$ ) is well preserved at the lower part, morphologically similar to that of the  $S_{1-2}$  soil (dark brown, 7.5—5YR 4/6). They have dense incomplete excremental infilling microstructure with abundant biopores (12—15%), typical of steppe dominant soil with mollic epipedon. The dense excremental infillings imply that the soil profile can be temporarily water-saturated. This is in agreement with the Fe-Mn hypocoatings (1—2%) around the biopores. The fine fraction (< 5 $\mu$ m) is dark reddish brown and humus-riched, containing some reddish brown iron particles, indicating brunification and weak rubification of the fine fraction. The clay coating (about 5%) are dark brown (humus-riched), slightly dusty and non-laminated with moderate birefringence. This type of humus-riched clay coatings are usually associated with vegetations containing some species providing fulvic acid in relative abundance (*e. g.* resinous). The above features suggest a ustic soil water regime and a mesic temperature regime. The vegetation was dominated by dense steppe containing probably some resinous species.

(2)  **$L_{1-2}$ ,  $L_{1-4}$  and  $S_{1-1}$  soils:** The AC horizon of these soils are dark brown (10—7.5YR 4/6) with fine granular structure, underlain by a Ck horizon with abun-

dant calcitic pseudomycelia. The fine fraction is humus-riched, containing a great amount of dark charcoal particles. These soils have typical spongy microstructure, characteristic of steppe soils with mollic epipedon. The well preserved Spongy microstructure, consistent with the absence of Fe-Mn and textural features, indicates that the water regime has been ustic and the profiles have rarely been water-saturated. The lack of rubification and the significant humus accumulation suggest a temperature regime ranging from mesic to frigid type. These soils can be classified as Vermustolls in U. S. A. system and Haplic Chernozems in FAO system with steppe vegetation.

(3) **S<sub>1-3</sub>soil:** It differs from others in three aspects: (1) weak humus accumulation and strong rubification (reddish brown, 5YR 4/6—8), indicating that the soil temperature regime is significantly hotter. A thermic regime can be suggested as high summer temperature and strong seasonal contrast are the necessary conditions for rubification, (2) the moderate Fe-Mn features (3—4%) and clay coatings (5—6%) and the presence of calcareous horizon imply that the water regime is still ustic, but significantly wetter than in the younger soils. The same inference can be made from the fissure microstructure observed; and (3) a well developed Bt horizon with prismatic structure. The clay coatings are reddish brown, limpid and microlaminated with high birefringence. Such texture features are commonly interpreted as typical of broadleaf forest soils. This soil was formed under subtropical semi-humid conditions with a steppe-forest cover and can be classified as Rhodustalf in U. S. A. system and Chromic' Luvisol in FAO system. The forest may have been dominant during the climatic optimum.

As the Loess Plateau is located within the Eastern Asian monsoon zone, this succession of paleopedogenesis depicts the variability of the monsoon climate over the last climatic cycle. Changes in both orbitally produced north summer insolation and glacial age boundary condition are necessary to explain the climate conditions during the formation of the paleosols. According to the published absolute dating results, the variations of the climate are basically coeval with that of the global ice volume as indicated by the marine  $\delta^{18}\text{O}$  record. The amplitudes of the landscape variability display striking discrepancies with the global ice volume, which may be better explained by the variations of the summer insolation in the northern hemisphere with an apparent time lag of several thousands years for the soil-loess sequence. These results suggest that loess accumulation is linked with global ice volume while soil formation is more closely coupled with insolation through the variations in summer monsoon.