

从古土壤看北京环境变迁

陈 焕 伟

(中国农业大学, 北京 100094)

摘 要 古土壤是在古自然环境条件下形成的土壤。西胡林黄土剖面位于北京低山丘陵, 埋藏有七层古土壤, 根据形态和微形态特征, 可以划分出碳酸盐型古土壤、普通褐土型古土壤、淋溶褐土型古土壤和棕壤型古土壤。其地球化学特征和土壤磁学特性的研究表明, 各古土壤类型之间和各发生层之间存在着显著差异。通过古地磁测年和地层对比, 确定了古土壤的年龄。在研究古土壤性状的基础上, 配合孢粉分析, 可以勾画出北京低山丘陵区的环境变迁。北京地区自 50 万年前至 1 万年前, 交替经历了 14 次温湿、冷干的气候变化。

关键词 北京低山丘陵, 古土壤, 环境变迁

中图分类号 S151⁺.24

北京地处半湿润向半干旱区的过渡带, 属环境变化的灵敏地区之一。第四纪以来, 北京地区古环境发生明显变化, 受全球性古气候变化的影响, 曾发生过多次冷、暖、干、湿的气候波动。由于气候的变化, 导致植物群的变迁, 古土壤的演替, 从而使古环境不断演化与发展。古土壤是在古自然环境条件下形成的土壤, 常以埋藏的形式出现在地层剖面中。通过古土壤的发生特性, 可以推断一定时间和空间范围内景观的变迁^[1]。

北京及其附近地区, 是研究古环境变迁较深入的地区, 从地质、第四纪地质、地貌及自然地理等方面进行的研究取得了丰富的成果^[2], 但是从古土壤的角度, 运用土壤发生学的理论, 运用区域对比的方法, 研究北京地区古环境变迁, 尚感不足。本文以著名的斋堂剖面(马兰黄土以此得名)附近的西胡林黄土—古土壤剖面为对象, 进行了详尽的古土壤研究, 并结合孢粉分析、古地磁分析等方法, 勾画出 50 万年来北京低山丘陵区古景观与古气候的变迁。

1 西胡林黄土—古土壤剖面的特征

北京低山丘陵区属于我国黄土分布区的东翼。西胡林剖面位于北京西山、永定河支流清水河南岸二级阶地上。清水河谷地在斋堂、西胡林附近比较开阔, 形成一个小的山间盆地。西胡林黄土剖面堆积厚度大, 达二十米, 其黄土—古土壤系列, 是我们探讨北京地区自然环境演变的重要依据。

西胡林剖面埋藏有七层古土壤, 从上往下, 依次为 S_0 、 S_1 、 S_2 、 S_3 、 S_4 、 S_5 、 S_6 。根据形态和

微形态特征, 该七层古土壤可以划分出不同的土壤类型, 分别为碳酸盐型古土壤、普通褐土型古土壤、淋溶褐土型古土壤和棕壤型古土壤。

1.1 碳酸盐褐土型

古土壤中的 S_0 、 S_4 剖面为碳酸盐型古土壤。其内钙积粘化层多为暗黄棕色 (10YR 5/4, 干, 4/4, 湿), 粉砂壤土, 弱发育的中团块, 非常松脆 (湿润时), 或无结构, 大块状, 有少量假菌丝体 (单枝状), 石灰反应强烈, 与下层呈波状渐变过渡。母质层为亮黄棕色 (10YR 6/6, 干, 4/6, 湿), 粉砂壤土, 无结构, 干时大块状, 紧实, 细孔隙丰富, 石灰反应强烈, 与下层呈波状渐变过渡。

该类古土壤发育微弱, 通体碳酸盐含量高, 加权平均值为 76.9g/kg (不计母质层), 粘化钙积层 $< 0.001\text{mm}$ 粘粒含量为 12% 左右, 较表层增加仅 10%, 或无变化。从矿质全量分析结果来看, S_0 剖面的粘化钙积层的 CaO/MgO 比值为 2.25, S_4 剖面为 2.43, 均较高, 盐基指数 ($\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$)^[3] 前者为 1.51, 后者为 1.57。土壤发生层次分异不规律, 也不明显。

1.2 普通褐土型

S_1 、 S_2 、 S_3 剖面为普通褐土型古土壤。其钙积层多为黄棕色 (10YR 5/6, 干, 4/6, 湿), 粉砂壤土, 无结构, 大块状, 坚硬。白色而不规则的碳酸钙结核 (料姜) 占总体积 10%, 有的已被碳酸钙胶结成极硬的团块, 甚至在结构体周围形成碳酸钙膜, 三剖面中孔隙略少, 石灰反应强烈, 与下层呈波状渐变过渡。

粘化层多为暗黄棕色 (7.5YR 5/4, 干, 4/4, 湿), 粉砂壤土, 中度发育的次棱块状, 坚实, 有粉末状和假菌丝体状的碳酸钙淀积, 沿结构面分布, 多细孔隙, 石灰反应中等, 与下层呈波状渐变过渡。

母质层多为暗黄橙色 (10YR 6/4, 干, 5/4, 湿), 粉砂壤土, 无结构, 大块状, 点状和单枝状假菌丝体少量, 细孔隙丰富, 石灰反应强烈, 与下层呈波状渐变过渡。

一般来说, 普通褐土的粘化层是脱钙的, 可是普通褐土型古土壤由于受到上覆黄土的影响, 有微量碳酸钙存在, 变动在 13.8~28.4g/kg 之间, 而钙积层的碳酸钙含量为 68.9~136.9g/kg, 比母质层的碳酸钙含量 (61.6~107.6g/kg) 还要高些。由于钙、钾、钠等元素的淋失, 普通褐土型古土壤粘化层的 CaO/MgO 比值为 0.75~0.94, 盐基指数 ($\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) 为 0.71~0.81, 均较碳酸盐褐土的指标低, 反映了其淋失强度。从颗粒组成来看, 普通褐土粘化层 $< 0.001\text{mm}$ 粘粒含量为 12.6%~18.7%, 比上层 (或钙积层) 粘粒增加 20%~40%, 粘化程度较强。

1.3 淋溶褐土型

S_5 剖面为淋溶褐土型古土壤。粘化层为暗黄棕色 (10YR 6/4, 干, 4.5/4, 湿) 的粉砂壤土, 无结构, 大块状, 非常坚硬, 枝状假菌丝体少于 20%, 与下层呈波状渐变过渡。

该类型古土壤的粘化层无石灰反应, 碳酸钙含量很低, 仅为 9.3g/kg, 说明其碳酸盐的淋溶程度较碳酸盐褐土和普通褐土更为彻底。粘化层的 CaO/MgO 比值为 0.51, 盐基指数 ($\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) 为 0.50, 均较碳酸盐褐土和普通褐土要低的多, 这也反映了淋溶褐土型古土壤的淋溶程度较强。淋溶褐土型古土壤的粘化层粘粒含量也在褐土型古土壤中为最高, 达 23.6%, 与上层相比, 增加 30%。

微形态观察表明:褐土型古土壤的微形态结构为交织状微结构,骨骼颗粒大小为 $0.01\sim 0.15\text{mm}$,大小不等,多为石英、长石、角闪石以及云母等,母质层中还有少量原生方解石成为骨骼颗粒,排列较疏松,土壤结构体多团聚体,孔隙较多,多树枝状孔隙和孔洞。

碳酸盐的存在及其形态是褐土型古土壤的一种重要微形态特征。显微镜下可见到数种形态的碳酸盐:沿孔隙壁分布的隐晶质碳酸盐胶膜;无一定形状和边界的碳酸盐凝团(见图版照片1);赋存于孔隙通道中,相互交簇分布的针状结晶碳酸盐;和在正交偏光镜下具晕珍珠光泽的原生或结晶方解石等。

碳酸盐褐土型古土壤中碳酸钙凝团较多,有时占到薄片面积的30%。钙积层的薄片上可见到扩散状粘粒胶膜的发育,以及沿较大骨骼颗粒周边分布有纤维状、鳞片状弱光性方位粘粒形成的应力胶膜,但均较少。

淋溶褐土型古土壤的应力粘粒胶膜较多,而且有少量较薄的泉华状淀积粘粒胶膜,可占到薄片面积的4%~5%,有少量的碳酸钙凝团,无其他碳酸钙淀积物。这些微形态特征与其他褐土型古土壤有明显区别。

1.4 棕壤型

S_0 剖面为棕壤型古土壤。粘化层为三层,上下两层为暗棕色(7.5YR 5/3,干,4/3,湿),粉砂壤土,中度发育的中团块,微硬,结构面上有零星的铁锰胶膜,大量的中孔隙,无石灰反应,与下层呈波状渐变过渡。中间一层为亮棕色(7.5YR 5/6,干,4/6,湿)的粉砂粘土,强度发育的粗棱块状,极硬,结构面上有断续的、中等厚的或厚的铁锰胶膜,在一些大孔隙内有连续的厚胶膜,大量的细孔隙,与下层呈波状渐变过渡。

棕壤型古土壤野外观察时无石灰泡沫反应。化学分析结果表明,碳酸钙含量为痕迹。铁和铝的氧化物略有下移,硅铝率为7.34~8.52,硅铁铝率为6.04~7.08。

从土壤的颗粒组成看出, $< 0.001\text{mm}$ 粘粒含量较高,CaO/MgO比值变动很小,范围值为0.42~0.52,盐基指数($\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$)的范围值为0.50~0.60。棕壤型古土壤的全量铁(Fet)、游离铁(Fed)和活性铁(FeO)^[4,5]含量有随深度增加而增加的趋势,这与剖面观察和微形态观察的结果是一致的。游离度为20%~30%,活化度为20%~50%。

棕壤型古土壤微形态最为典型的特征,是在粘化层的孔隙内,沿孔隙壁发育为泉华、流胶状粘粒胶膜^[6](见图版照片2),厚度为20~120 μm ,呈鲜明的红棕色或黄棕色,在显微镜下可见到胶膜内部的显微层理。铁质浓聚物的出现,也是棕壤型古土壤的微形态的特征之一。

2 西胡林剖面化学元素的分异和磁化率的分布

2.1 西胡林剖面化学元素的迁移和聚集

黄土中元素的分布和集散规律,可以反映出黄土堆积和古土壤形成时的古地理、古气候环境。

按各时代黄土统计, SiO_2 含量约占660~700g/kg,为主要组成部分, Al_2O_3 含量变化在130~150g/kg, Fe_2O_3 含量比较稳定,集中在44~50g/kg间,CaO的含量是所有化学组分中,变化最大的,低者在10g/kg左右,高者可达110g/kg,这一点由较大的变异系数上

也可以反映出来。MgO 的含量变化不大,在 20~30g/kg 间, K₂O 的含量比较一致,集中在 27g/kg, Na₂O 集中在 20g/kg 左右, MnO 和 P₂O₅ 的含量均为 0.9g/kg 左右。

西胡林黄土的平均化学成分与黄土高原的黄土化学成分的含量^[7]类似,显示出黄土物质成分的均一性。

在黄土发育形成古土壤的过程中,化学元素在剖面中发生了一定的分异和再分配^[8]。黄土与古土壤间差异最大的化学成分是 CaO,母质和钙积层中的 CaO 含量为峰值,粘化层中的 CaO 为低峰值。可以推知,黄土形成时,气候干旱寒冷,植被不良,风化成土作用微弱,CaO 几乎没有发生淋失。古土壤形成时,气候温暖湿润,植被茂盛,风化成壤作用很强,CaO 被淋失。Na₂O 在剖面中的变化趋势,与 CaO 相似。与 CaO 和 Na₂O 相反,Al₂O₃、Fe₂O₃、SiO₂ 和 TiO₂ 等化学成分则是在黄土母质和钙积层中含量低,粘化层中相对富集,显示出风化成壤过程中的硅铝化作用。K₂O 的含量变化则比较特殊,粘化层的含量高,母质层和钙积层的含量低,与 CaO、Na₂O 的变化趋势相反(见图 1)。

以黄土母质为基础,可以计算古土壤粘化层氧化物的相对淋溶值和积聚值^[3]。淋溶值和积聚值计算方法: $P = (m - n) / n \times 100\%$ (其中 m 为某元素氧化物在粘化层的百分含量; n 为某元素氧化物在黄土母质层中的百分含量)。表 1 列出了不同类型古土壤化学元素的相对淋溶积聚值。可以看出,碳酸盐褐土型古土壤的相对淋溶值和积聚值均为最小,说明其成土作用微弱,而且由于钙积层和粘化层的分异作用不明显,出现粘化层中 CaO 含量增加的现象。棕壤和淋溶褐土的相对淋溶值和积聚值均较高,说明其成土作用较强,化学元素的分异明显。普通褐土型古土壤元素氧化物的相对淋溶、积聚值介于碳酸盐褐土型古土壤与淋溶褐土型古土壤之间。

2.2 西胡林剖面古土壤的磁学特性

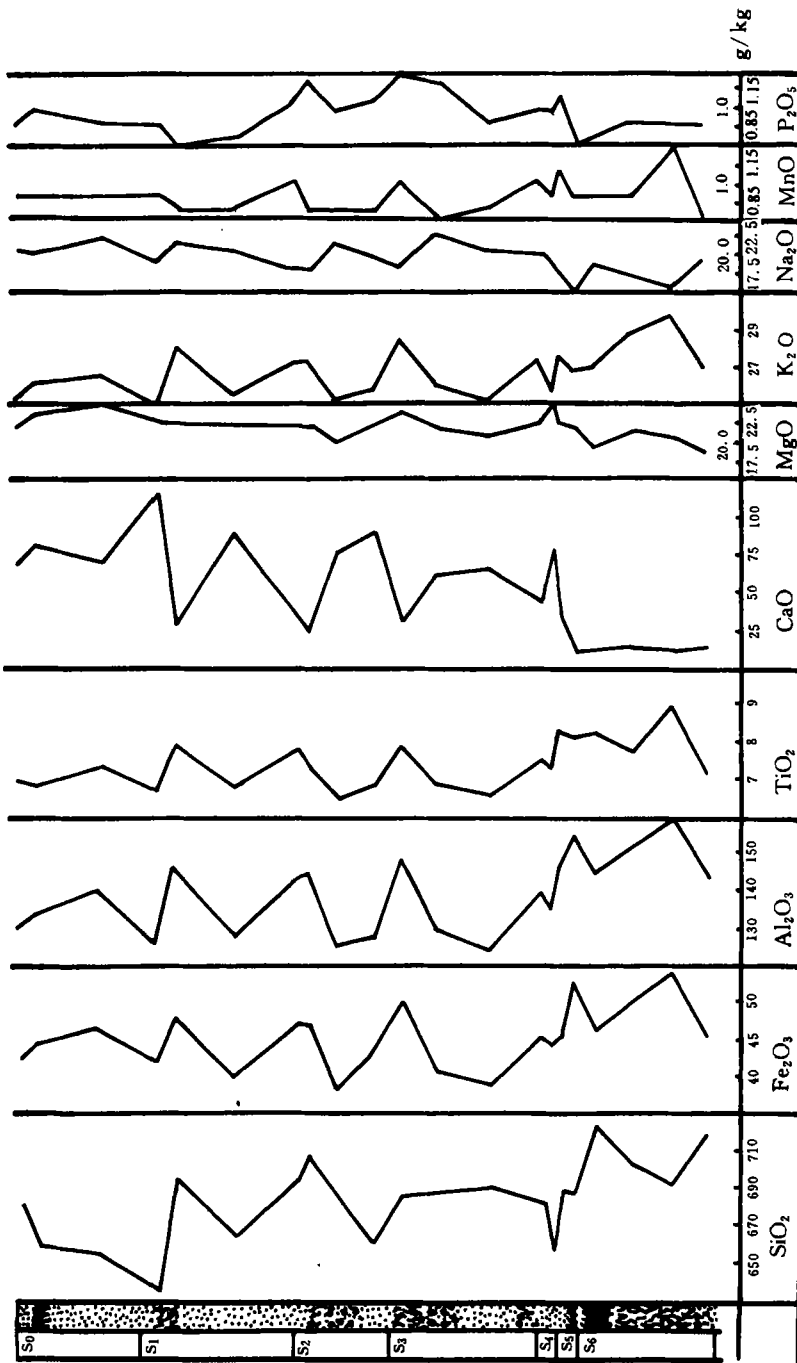
从西胡林剖面自上而下并行重复采样,系统采集了 196 块样品,呈小型圆柱体状,样品间距为 15~30cm,为不等距取样。测试仪器为英制小旋转磁化仪(Minispin),在中国科学院地质研究所的古地磁实验室中进行测定。

在外磁场撤离后,铁磁性物质可保留一部分磁性,称为剩余磁化强度。天然剩余磁化强度是指黄土和古土壤形成至今所获得的剩余磁化强度,其大小主要取决于铁磁性矿物含量及其被磁化的能力。西胡林剖面的天然剩磁的强度,变化范围为 1.224~76.091 × 10⁻³A/m,其中黄土的天然剩磁强度较弱,平均 7.087 × 10⁻³A/m,而埋藏古土壤的剩磁强度高,最大可达 76.091 × 10⁻³A/m,平均值为 15.875 × 10⁻³A/m,古土壤的天然剩磁强度

表1 西胡林剖面不同类型古土壤化学元素的相对淋溶积聚值(%)

Table 1 Relative value of leaching and accumulation of elements in different types of paleosol in Xihulin loess section

古土壤类型 Type	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	层序 Layer order
碳酸盐褐土	-2.35	+3.03	+1.09	-0.69	+17.9	+8.67	0	-4.36	+12.5	-5.56	0, 4
褐土	+3.20	+11.6	+10.3	+8.33	-59.2	+2.37	+8.08	-5.20	+8.33	+18.5	1, 2, 3
淋溶褐土	+3.41	+22.8	+16.87	+13.89	-82.3	-1.78	+3.85	-22.4	+12.5	-22.2	5
棕壤	+4.64	+17.4	+15.0	+16.7	-81.4	-8.30	+10.1	-13.8	+25.0	-3.70	6



S₀, S₄ 为碳酸盐型古土壤, S₁, S₂, S₃ 为普通褐土型古土壤, S₅ 为淋溶褐土型土壤, S₆ 为棕壤型古土壤

图 1 西胡林剖面化学元素分布

Fig. 1 Distribution of elements in paleosol in Xihulin loess soil

较黄土中者大 2.2 倍。

任何物体放在磁场中都要发生磁化,衡量样品被磁化的能力的指标,是磁化率。它可以反映物质磁性强弱和物质磁化难易的程度。由于铁磁性矿物的磁化率要比其它成分的磁化率高出几个数量级,因而决定土壤磁化率大小的主要是铁磁性矿物的多少。测试结果表明,西胡林剖面黄土的平均磁化率为 $48.23 \times 10^{-8} \text{SI}$,而古土壤的平均磁化率为 $68.55 \times 10^{-8} \text{SI}$,古土壤的磁化率是黄土中者的 1.4 倍。

黄土是古土壤的母质,二者原始铁磁性矿物的种类和含量应当相同。成土过程中,一方面是矿物的风化,分析出微粒铁磁组分,另一方面是铁锰氧化物及其水合物和其它粘粒的机械淋溶和淀积,造成铁磁性矿物在古土壤粘化层的相对富集。化学分析和微形态的观察,也提供了这一过程的证据。由于成土作用的结果,古土壤,特别是粘化层的磁化率和天然剩磁较黄土要高出许多,磁化率的峰值与古土壤粘化层相对应。这从另一个侧面反映了成土时期的温湿气候。

从西胡林剖面磁化率和天然剩磁强度的变化,可以看出,磁化率与天然剩磁强度的变化趋势是一致的。碳酸盐褐土的粘化淀积层的磁化率最低,为 $42.75 \times 10^{-8} \text{SI}$,与其它古土壤的粘化层相比,有显著差异,以棕壤型古土壤(Btl)的磁化率为最高,平均 $89.32 \times 10^{-8} \text{SI}$ 。

从古土壤发生学角度,就各发生层间的磁化率做了统计学上的显著性检验。发现粘化淀积层与钙积层、母质层间的磁化率有显著差异;而腐殖层淋溶层与各层间的磁化率没有显著差异,反映成土过程中铁质的淋溶相对较弱;钙积层与母质层间的磁化率也没有显著差异,说明钙积层极少有铁磁性矿物的产生。

3 西胡林剖面的时间序列

3.1 西胡林剖面古地磁测年

原生黄土是由风力搬运堆积而成。黄土颗粒在徐缓沉降过程中,铁磁性碎屑矿物按当时的地磁场方向取向,获得沉积剩磁(DRM),这部分剩磁实际上组成了黄土的天然剩余磁性(NRM),经退磁处理,消除次生磁性的影响以后,可以反映出几十万年来地磁极性变化。通过古地磁的研究,为我们划分、对比第四纪地层,探讨环境演化,提供了时间尺度。

根据我们所做的古地磁测定结果表明,西胡林的黄土地层应属于布容正极性的堆积,堆积年龄小于 70 万年,为马兰黄土和离石黄土上部^[9]。

在西胡林剖面中有三个负极性层位,第一层位于表层,第二个负极性层位于第一层古土壤之下,第三个负极性层位也同样位于第二层古土壤之上的黄土中。

出现在剖面顶部的极性倒转,可能是马兰黄土堆积末期的一次极性偏移,相当于距今 1~1.3 万年的哥德堡事件。出现在 1.35~1.85m 处的极性倒转,可能是拉尚事件的反映,距今约 2~3 万年。出现在 2.60m 和 3.10m 处的极性倒转,反映的可能是距今 10 万年前的布莱克事件。

3.2 地层对比年龄分析

第四纪地层的问题之一是对比问题,古土壤是第四纪地层划分、对比的重要标志。

黄土沉积的特点是它的物质均一,含有多层发育程度不等的埋藏古土壤,构成一个既在时间上和沉积上比较连续,又在成土强度上有所差异的黄土—古土壤序列。近年来磁性地层学、热释光测年、同位素测年的研究,建立了一个相当准确的年代标尺,为黄土区域以及其它区域的地层对比,提供了极为有利的条件。

洛川黄土剖面的 S_5 古土壤层^[10],深褐红色,棱柱状构造,铁锰胶膜发育,由三层古土壤重叠而成,厚度达 5m,在剖面中十分注目,俗称“红三条”。反映出较强烈的成土作用,时间大约是 50 万年前。许多研究者都把它作为黄土地层划分中的重要标志层。这一标志层在甘肃平凉黄土剖面、山西离石黄土剖面中也都有所反映。

北京西山应属于我国黄土分布区的东翼。经我们研究建立起来的西胡林黄土—古土壤序列,与洛川黄土剖面 S_5 以上各层、平凉剖面^[11]、离石剖面^[12]均有非常好的对应关系。

西胡林剖面 S_6 古土壤层,从形态上可以分出三层粘化淀积层,由于黄土层薄,成土过程强烈,风化层次深,中间已没有黄土层相间隔。 S_6 厚度达 3.5m, S_6 第一层粘化层(Bt1)位于最上层,在北京地区俗称“鸡粪土”,粉砂壤土,特点是团聚中等的 2~5mm 的中团块,微硬,有零星铁锰胶膜。下面是 S_6 第二层粘化层(Bt2),粉砂粘土,团聚非常强的、粗的棱块状、极硬、大孔隙内有连续的厚胶膜。最下面是 S_6 第三层粘化层(Bt3),粉砂壤土,无结构,结构面为红色,有中等厚的铁锰胶膜。 S_6 是经过强烈成土过程的古土壤,从微形态的观察中,可以见到厚的泉华状铁质粘粒淀积胶膜,土壤类型为棕壤,可以与洛川剖面 S_5 (即“红三条”,)相对应。由此推知西胡林剖面 S_6 古土壤层形成于 50 万年前。

从孢粉分析的结果看,以 S_6 为界,以上各层次草本花粉,特别是蒿属、藜科占绝对优势,而 S_6 各层,乔木花粉增多,其中还出现少量喜暖树种。孢粉在剖面中的这一分布特征与北京周口店第一地点的孢粉分布可以作比,周口店以第 10 层灰烬层为界,其上下各层孢粉分布模式与西胡林剖面极为相似。第 10 层灰烬层的年令测定结果为 46 万年^[13],因此也同时印证了西胡林剖面 S_6 古土壤层的年龄。

斋堂剖面与西胡林剖面同位于斋堂盆地当中,距离仅有 2.5 公里,黄土堆积条件相似,成土条件也相似。安芷生、卢演涛^[14]对斋堂黄土剖面进行过古地磁研究。对比两个剖面的古地磁材料,可以看出,尽管负极性样品出现的深度不同,但是出现的部位可以一一对应起来。斋堂剖面出现两个负极性层位,一个出现在第一层古土壤中,第二个出现在第二层古土壤之上的黄土中,表层样品有较大的磁偏角。西胡林剖面出现了三个负极性层位,第一层位于表层,可与斋堂中磁偏角较大的样品对应。第二个负极性层位于第一层古土壤之下,第三个负极性层位也同样位于第二层古土壤之上的黄土中。

我们应用古地磁方法研究的结果表明,西胡林剖面的 S_6 和 S_5 古土壤层,与相距 2.5km 的斋堂剖面的第一层和第二层古土壤对应,根据卢演涛等在斋堂所作的石英热释光测年结果,可以推知西胡林剖面第一层古土壤形成于 3.2~3.5 万年前,第二层古土壤形成于 8.3 万年前。

4 北京地区景观和气候演变

4.1 西胡林剖面的孢粉分析所反映的古地理环境

孢粉分析是重建古气候和古植被的一种常用方法。我们在西胡林剖面从下而上系统采

集了 16 块样品, 其中 9 块样品取自古土壤, 7 块样品取自黄土母质。样品采用酸碱处理及碘化钾重液浮选集中。在 18 块样品中均发现有孢子和花粉, 共鉴定孢粉 693 粒, 其中木本植物花粉 67 粒, 草本及小灌木 585 粒, 蕨类孢子 61 粒。

木本植物花粉有: 松属 (*Pinus*)、桦属 (*Betula*)、以及少量片出现的桤木属 (*Alnus*)、栎属 (*Quercus*)、漆树属 (*Rhus*)。灌木及草本植物花粉主要为: 蒿属 (*Asteriasia*)、藜科 (*Chenopodiaceae*)、菊科 (*Compositae*)、禾本科 (*Gramineae*) 等以及少量的榛属 (*Corylus*)、麻黄属 (*Ephedra*)、毛茛科 (*Ranunculaceae*)、蓼属 (*Polygonum*)、石竹科 (*Caryophyllaceae*)、茜草科 (*Rubiaceae*) 等。蕨类孢子有卷柏属 (*Selaginella*)、真蕨纲 (*Filicales*)、凤尾蕨属 (*Pteris*)、水龙骨科 (*Polypodium*) 和水龙骨科 (*Polypodiaceae*)。绘制的孢粉图式反映出草本花粉曲线高于木本花粉曲线, 木本花粉只占到 2.3%~29.4%, 而草本花粉占到 64.7%~90.9%。

根据木本花粉所占比例, 以及一些具有指示气候意义的植物的出现, 从下往上, 可以划分出两个孢粉组合。

组合 1, 样品分别取自 S_6 (棕壤) 和 S_5 (淋溶褐土), 距黄土剖面顶部 15.0~17.95m, 其特点是以草本和小灌木为主, 但含有一定数量的乔木植物花粉, 草本和小灌木花粉占到孢粉总数的 64.7%~74.2%, 其中除以蒿、藜为主外, 中生禾本科占到一定比例, 达 9.1%~18.2%。木本花粉种类增多, 数量也增多, 占到孢粉总量的 9.9%~29.4%, 以松属为主, 桦属次之, 同时还出现了喜暖植物桤木属和漆树属。植物是环境的产物, 又是地理景观的一部分, 植被的存在和演替可以反映出当时的地理景观。组合 1 反映的是以松、蒿、藜为主的森林草原景观。当时可能在较高的山地生长着一些松树, 在向阳山坡是喜暖的栎, 并夹杂着桤木、漆树等, 林下生长着喜湿的水龙骨科等蕨类植物, 在较干燥的地方生长着一些蒿属、藜科、禾本科植物, 在阴坡上生长的是喜凉的桦树^[15], 其植被景观与现代山东丘陵近似, 反映出的气候特点, 较之北京的现代气候, 要温暖湿润些。

组合 2, 样品分别取自 S_0 、 S_1 、 S_2 、 S_3 、 S_4 和母质层, 所处部位距黄土剖面顶部 3.25~15m, 其特点是草本及小灌木占绝对优势, 其花粉占孢粉总数的 76.2%~90.9%, 其中又以耐寒耐旱的蒿、藜为主。蒿属占到草本和小灌木花粉总数的 31.1%~70.3%, 藜科占到 24.3%~56.7%, 在草本花粉中有喜旱植物麻黄属出现。木本花粉中以松属为主, 此外还有桦属, 几乎未发现有其它阔叶树种。组合 2 反映的是以蒿、藜、松、桦为主的疏林草原景观。当时可能是在稍高山地上生长着松属等针叶树, 山坡上生长着稀疏的桦树, 平坦开阔的丘陵区已有成片草原分布, 以蒿、藜为主, 伴有少量麻黄属。反映出的气候特点, 较之北京的现代气候, 要凉爽略干些。

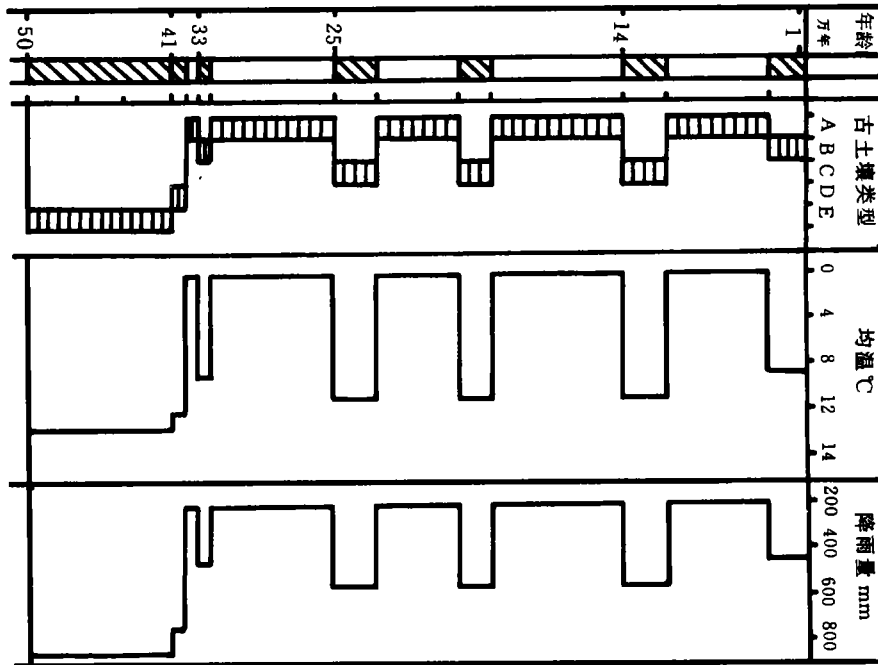
4.2 古土壤反映的环境

从西胡林剖面古土壤的性状来看, 地形因素变化不大, 黄土母质均一, 黄土的沉积风化成土过程均为稳定。因此, 我们可以利用埋藏古土壤的性状^[16~18], 对北京地区气候演变, 作进一步推断。

我国棕壤分布区的年均温为 11~14℃, 降水量为 700~900mm, 可以推知棕壤型古土壤形成发育时的温度要比现在北京地区气温高出 1~2℃, 降水量要增加 100~300mm。山西的普通褐土与碳酸盐褐土的地带性比较明显, 普通褐土多分布在运城和临汾盆地, 年均温 10~12℃, 降水量 500~650mm, 与北京现代气候相近, 碳酸盐褐土多分布在晋中和忻定盆

地,年均温 8~10℃,年降水量 400~500mm,比北京现代气温要低 2~4℃,降水量要减少 100~200mm。淋溶褐土多分布于山地垂直带上,因而热量反而降低,但较湿润,降水量一般为 650~800mm,比现在北京的降水量要增加 100~150mm。

图 2 是根据西胡林剖面埋藏古土壤的类型,与地带性土壤对比所确定的古气候要素值,



A. 风尘黄土 B. 碳酸盐褐土 C. 普通褐土 D. 淋溶褐土 E. 棕壤

图 2 北京地区 50 万年土壤、气候变迁曲线

Fig.2 The change of soil and climate in Beijing regions since 500 thousand years ago

绘制的北京地区 50 万年来土壤与气候变迁曲线图。北京地区自 50 万年前至 1 万年前(晚更新世),交替经历了 14 次温湿冷干的气候变化。北京地区现在的气候比起 50 万年前要干旱和冷凉些,而且气候变化趋势,总的来看,干冷成份在增加,变动的频率在加快。

参 考 文 献

1. 石元春. 中国黄土中古土壤的发生学研究. 中国第四纪研究, 1989, (2): 17~23
2. 李华章. 北京地区第四纪古地理研究. 北京: 地质出版社, 1995
3. 文启忠等. 黄土剖面中氧化物的比值和相对淋溶、积聚值在地质上的意义. 地球化学, 1981, (4): 381~387
4. 陈家坊, 何群, 邵宗巨. 土壤中氧化铁活化过程的探讨. 土壤学报, 1983, 20(4): 387~393
5. 刁桂仪. 黄土中游高氧化铁的古气候意义. 地质地球化学, 1982, (9): 42~45
6. 安芷生, 魏兰英. 淀积铁质粘粒胶膜及其成因意义. 科学通报, 1979, 24(8): 356~359
7. 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
8. 卢演侍. 黄土地层中 CaCO_3 含量变化与更新世气候旋回. 地质科学, 1981, (2): 122~131
9. 刘椿. 第四纪古地磁地层学与第四纪某些基本问题的初步认识. 中国第四纪研究, 1980, (4): 42~45
10. 安芷生, 魏兰英. 离石黄土中的第五层古土壤及其古气候意义. 土壤学报, 1980, 17(1): 1~10

11. 张宗祜等. 中国黄土. 北京: 地质出版社, 1989
12. 石元春. 晋西地区的黄土及其形成过程. 中国第四纪研究, 1958, 1(1): 31~35
13. 郭士伦等. 裂变径迹法测定北京猿人的年代. 科学通报, 1980, 25(24): 1137~1139
14. 安芷生, 卢演俦. 华北更新世马兰期气候地层划分, 科学通报, 1984, 29(4): 228~231
15. 徐仁. 中国猿人时代的气候环境. 中国第四纪研究, 1965, 4(1): 24~28
16. 丁仲礼, 余志伟. 第四纪时期东亚季风变化的动力机制. 第四纪研究, 1995, (1): 63~74
17. 郭正堂, 刘东生, 安芷生等. 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, 1994, (3): 256~269
18. 卢演俦, 安芷生. 约 70 万年以来黄土高原环境变化系列探讨. 科学通报, 1979, 24(5): 221~224

RESEARCH ON THE VARIANCE OF ENVIRONMENT IN BEIJING BY PALEOSOLS

Chen Huan-wei

(China Agricultural University, Beijing 100094)

Summary

There are some types of the paleosols in the hilly regions of Beijing. The seven layers of the paleosols is embedded in the loess section of Xihulin, which located in the second terrace of Qishuihe River. According to the character of configuration and microconfiguration, the paleosols may be divided into the brown earth, carbonate drab soil, drab soil and leached drab soil. The research of its geo-chemical characteristics of elements revealed that there are marked differences for contents of CaO , $\text{Na}_2\text{OAl}_2\text{O}_3$, Fe_2O_3 , SiO_2 and etc, among the paleosols and between the paleosols and the genetic units, the similar conclusion is observed from the research of the soil magnetic character. By means of comparing with other loess section, paleomagnetic studies and spore-pollen analysis, age is ensured. The different types of paleosols are formed during varied geologic period and are largely attributable to bio-climatic conditions, therefore paleosols indicated that the bio-climate had undergone 14 times replacement from warm to cold in the region of Beijing, as well North China, from 500 thousand to 10 thousand ago.

Key words Hilly regions of Beijing, Paleosols, Variance of environment