

豫中黄土地区全新世土壤剖面成壤环境变化研究

葛本伟, 黄春长, 庞奖励, 李小平, 李胜利, 袁源, 李燕

(陕西师范大学 旅游与环境学院, 陕西 西安 710062)

摘要: 通过对河南新郑黄土—土壤剖面的野外考察及室内的磁化率、烧失量、碳酸钙及粒度分析研究, 认为: 豫西山前丘陵台地的完整黄土—土壤剖面, 是在气候波动变化的条件下形成的。全新世气候的变化, 导致了以风尘堆积为主的成黄土期与以风化成壤作用为主的成壤期互相更迭。在全新世早期, 风尘堆积旺盛, 形成了过渡性黄土层(L_1), 在 8500a B.P.~3100a B.P. 的全新世大暖期, 发育了浊红棕色古土壤(S_0)。这一时期降水丰沛, 土壤水分充足, 导致了古土壤层(S_0)及其以下的过渡层(L_t)、马兰黄土层(L_l)顶部都受到了明显的淋溶作用影响, 而完全脱钙。3100a B.P. 之后, 气候恶化, 沙尘暴活动显著增强, 加之黄河下游人类活动影响不断加剧, 黄泛平原风沙活动十分强烈, 风尘堆积形成了沙质黄土(L_0)。1500a B.P. 以来, 近代黄土持续堆积, 由于气候的转暖与人类农业耕作影响在持续堆积的近代黄土 L_0 表层形成了现代土壤(TS)。

关键词: 黄土, 土壤, 全新世, 环境变化, 河南省

中图分类号: S151

文献标识码: A

文章编号: 0564-3945(2008)02-0223-05

全新世是人类文明迅速发展的时期。过去人们认为全新世是一个稳定的暖湿时期, 黄土高原不存在黄土堆积^[1-4], 但研究者们通过对黄土高原地区全新世地层系的多学科综合研究后认为: 全新世仍然存在着气候的波动变化, 在土壤剖面上的表现即是橙黄色的黄土层与浊红棕色古壤层的更迭。并认为这种土层更迭的模式主要是因为季风气候的改变而引起的。在东南季风占优势时, 形成古土壤; 在西北季风主导黄土高原时, 粉尘堆积加速, 形成黄土层。在 8500a B.P.~3100a B.P. 之间的全新世大暖期, 发育了古土壤层 S_0 。在某些地区, S_0 表现为一层单独的古土壤层, 而在另一些地区 S_0 则被黄土夹层分裂为复合的多周期土壤。说明了在全新世最适宜期仍存在着风尘加速堆积使成壤过程中断^[1-4]。在 3100a B.P. 之后, 季风气候快速转型, 气候趋于干旱化, 土壤与土地资源退化, 风尘堆积加速形成了 L_0 。在先周及西周的一些考古剖面上的文化遗存也反映了 3100a B.P. 之后, 气候恶化, 土地退化, 周人从海拔较高的干旱地区向河流低阶地较湿润地区迁移^[1-4]。黄土高原区全新世环境演变已渐渐为人们所知, 而对于黄土高原周边地区, 如分布着不同来源黄土的豫西山前丘陵台地与河流阶地是否也存在着类似的气候演变规律则需要进一步的研究。

颍河上游豫西山前丘陵台地及河流的阶地上分布着典型的黄土。有研究表明, 该地黄土与黄土高原黄土在形成机制上完全不同。颍河上游黄土物质主要来源于豫东、豫北平原上黄泛区的洪水沉积物。本文对河南新郑 GDZ 全新世剖面进行了系统的分析实验

研究并着重讨论了其全新世的成壤环境变化过程。

1 研究地点及实验方法

研究区域位于豫西山前丘陵台地与豫东平原的过渡地带, 属于嵩山山地的山前丘陵台地, 这里分布着较厚层的黄土, 其中含有古土壤。研究地点的 GDZ 剖面位于河南省新郑市北侧。剖面地层中, 全新世古土壤 S_0 发育较强, 各层次界线清晰明显。结合野外考察采样和室内的实验分析, 将 GDZ 剖面向下作以土壤地层学划分:

①表土层(TS): 25~0cm, 现代表土层, 浊橙色, 细沙质粉沙土, 团粒结构。

②黄土层(L_0): 75~25cm, 新黄土, 浊黄橙色, 细沙质粉沙土, 结构疏松均质。

③古土壤层(S_0): 165~75cm, 全新世古土壤, 浊红棕色, 粘土质粉沙土, 棱块—棱柱状结构, 坚硬。

④过渡层(L_t): 200~165cm, 早全新世黄土质过渡层, 浊橙色, 结构疏松。

⑤马兰黄土层(L_l): 包含了: 260~200cm, 晚冰期黄土层(L_l -late), 浊黄橙色, 细沙质粉沙土, 结构疏松均质。? ~260cm, 末次冰期黄土层(L_l -last), 浊黄橙色, 细沙质粉沙土, 结构疏松均质, 290cm 处见细小钙结核(直径 2~3cm)。

在 GDZ 剖面由上至下每 4cm 连续采样, 共采得 75 个样品。置于室内自然风干, 对其进行了磁化率、烧失量、 CaCO_3 、粒度分析的测试。

磁化率的测量是采用英国 Bartington 公司生产的 MS-2B 型磁化率仪测量。测量方法如下: 称取经研磨

收稿日期: 2006-12-06

基金项目: 国家自然科学基金(40571154, 40471119), 国家社科基金(04BZS022), 教育部博士点基金(20050718008)资助

作者简介: 葛本伟(1980-), 男, 新疆人, 硕士研究生, 主要研究方向是环境变迁。E-mail: yhgwbw2005@stu.snnu.edu.cn

以后粒径小于 2mm 风干土样 10g, 装入无磁性小塑料盒中编号; 对每个样品分别都进行高频和低频磁化率的测定, 连续测量 3 次, 取其平均值。

烧失量的测量方法是: 将研磨至 200 目以下的土样放入烘箱中, 在 108℃ 条件下烘干 8 个小时以上, 并取 1g 左右置于瓷坩锅中并精确称量其质量 (精确至 0.0001g), 再放入马弗炉中在 600℃ 下灼烧 6 个小时, 再次精确称量其质量, 计算获得烧失量(%)。

CaCO₃ 含量的测定是采用气量法。将研磨好的样品置于锥形瓶中, 加入 10ml 9.25% 的 HCl 溶液。通过量测收集到的 CO₂ 的体积。查表获得其在一定温度下的比重, 根据公式: 土壤碳酸钙含量 (%) = $V \times \rho \times 10^{-4} \times 2.273/m$ 可计算出碳酸钙含量。

粒度分析过程是: 取约 0.5g 的样品放入 250ml 的

烧杯中, 分别加入 5ml 10% 的 H₂O₂、HCl, 加热使其充分反应除去有机质和 CaCO₃; 然后再往烧杯中注满蒸馏水静置 48 小时后, 抽除清水, 重复几次直至溶液呈中性, 再加入 5ml 0.5N 的 (NaPO₃)₆ 进行分散; 最后采用英国生产的 Mastersizer-S 型激光粒度仪, 在相对误差小于 4% 的条件下进行粒度的测量。

GDZ 剖面的年代是通过与其它全新世黄土—古土壤剖面进行对比获得的。马兰黄土 L₁ 的顶界年龄, 为全新世开始时间, 即 11500a B.P.。以古土壤层 S₀ 底界年龄作为全新世大暖期开始时间, 为 8500a B.P.。以全新世古土壤 S₀ 与晚全新世黄土 L₀ 的界线作为晚全新世环境恶化开始的时间, 为 3100a B.P.。

2 实验结果分析

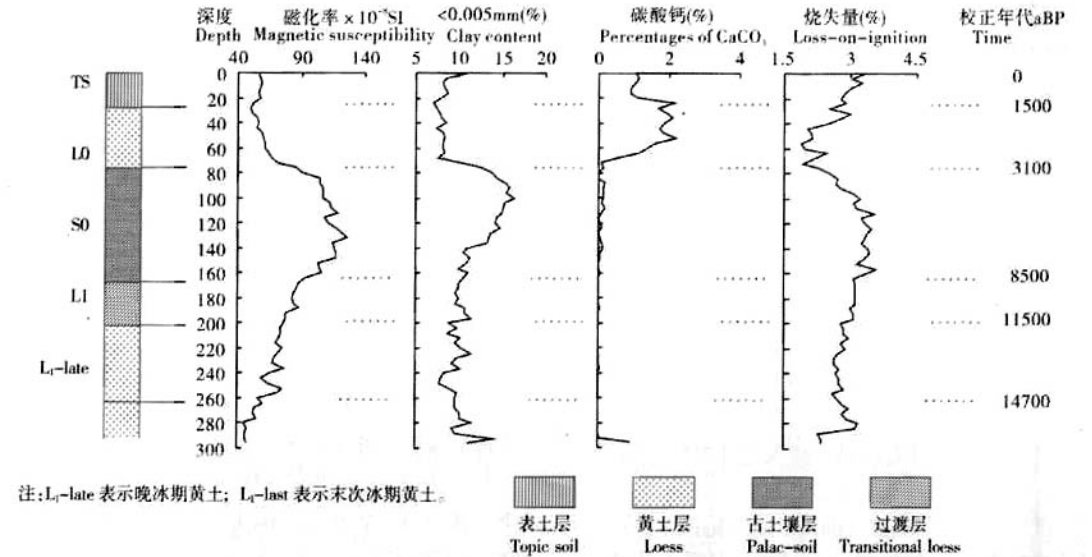


图 1 河南新郑 GDZ 剖面磁化率、烧失量、CaCO₃ 分析曲线

Fig. 1 Magnetic susceptibility, clay content, percentages of CaCO₃ and loss-on-ignition, and clay content in the Holocene loess-palaeosoil at GDZ site, in Xingzhen, Henan Province

表 1 河南新郑 GDZ 剖面磁化率、烧失量、粘粒、CaCO₃ 统计分析表

Table 1 Magnetic susceptibility, percentages of CaCO₃, loss-on-ignition and clay content in the Holocene loess-palaeosoil at GDZ site, in Xingzhen, Henan province

地层 Site	深度 (cm) Depth	样品数 Sample	磁化率 (× 10 ⁻⁵ SI)		烧失量 (%)		CaCO ₃ (%)		<0.005mm (%)	
			Magnetic susceptibility		Loss-on-ignition		Percentages of CaCO ₃		Clay content	
			范围 Scope	平均值 Average	范围 Scope	平均值 Average	范围 Scope	平均值 Average	范围 Scope	平均值 Average
TS	0~25	6	56.1~58.9	57.25	2.78~3.31	3.03	0.89~1.12	1.02	7.76~11.0	8.72
L ₀	25~75	13	49.8~72	58.96	1.89~3.01	2.34	0.1~2.2	1.55	6.95~10.4	8.07
S ₀	75~165	22	85.1~125.7	109.62	2.27~3.59	3.15	0.008~0.18	0.07	9.85~16.4	13.48
L ₁	165~200	9	78~93.7	85.2	3.01~3.12	3.09	0.004~0.04	0.01	9.62~11.3	10.25
L ₁ -late	200~260	15	59.2~77	71	2.62~2.96	2.77	0~0.03	0.01	7.82~11.4	9.37
L ₁ -last	260~296	10	45.2~60.3	51.11	2.27~3.18	2.76	0~0.9	0.1	9.19~13.9	10.4

磁化率数值可以反映土壤剖面中铁磁性矿物相对含量的变化。各层位的铁磁性矿物除由粉尘沉降而来的原生矿物之外,还有很大部分是在成壤过程中形成的次生矿物^[1,9]。因而,土壤中磁化率的不同主要反映了剖面上成壤强弱的不同。间接的反映了气温与降水量的变化。即磁化率可以表征夏季风的演替变化。前人的研究已经表明:磁化率的高值对应着暖湿的气候类型,而较低的磁化率值对应着冷干的气候类型^[1]。GDZ剖面磁化率在 $49 \times 10^{-8} \text{SI} \sim 125 \times 10^{-8} \text{SI}$ 之间(表1)。剖面中磁化率数值波动变化,峰值出现在古土壤层 S_0 中,平均值为 $109.62 \times 10^{-8} \text{SI}$ 。这表明了 S_0 形成时期,气候温暖湿润,成壤作用强烈,是全新世开始以来最为暖湿的时期。而在黄土层 L_1 -late、 L_1 -last、 L_0 中磁化率较低。 L_1 中的磁化率范围在 $59.2 \sim 77 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $45.2 \sim 60.3 \times 10^{-8} \text{SI}$,平均磁化率在 $71 \times 10^{-8} \text{SI}$ 、 $51.11 \times 10^{-8} \text{SI}$ 。 L_0 中的磁化率变化范围在 $49.8 \sim 72 \times 10^{-8} \text{SI}$,平均值在 $58.96 \times 10^{-8} \text{SI}$ 。黄土层中的磁化率变化不大,数值较低,表明了黄土形成时期气候冷干,沙尘暴堆积旺盛,成壤作用较弱。 L_1 -last似乎表现出更加冷干的气候。而有所不同的是 L_1 则是增加趋势, L_0 是减小的趋势。过渡层 L_t 介于古土壤与黄土层之间。是全新世开始之后、大暖期开始之前的一段气候过渡时期。GDZ剖面磁化率曲线图还呈现出了由 L_1 向 S_0 增长较长,而由 S_0 向 L_0 减低较快,似乎表现出由冷向暖是渐变,而由暖向冷是突变的特征。

CaCO_3 作为易溶盐类在剖面上的变化反映了其淋溶与淀积强度的变化,从而可以指示降水量的变化。GDZ剖面 CaCO_3 含量在290cm以下的峰值指示着钙积层的存在;290~75cm之间含量极小,低于0.1%,变化也很小,这段地层包含了末次冰期黄土 L_1 -last上部、晚冰期黄土 L_1 -late、过渡黄土 L_t 和土壤层 S_0 四个层次;75cm以上,即现代黄土层 L_0 及表土层TS中, CaCO_3 含量较高,平均值在1.63%~1.08%。这与黄土高原南部一些剖面 CaCO_3 的分布是极不相同的。在黄土高原的全新世黄土—土壤剖面中, CaCO_3 的低值仅出现在 S_0 层位,而黄土 L_t 和黄土 L_1 顶部 CaCO_3 含量往往高达10%~20%^[14,9]。

通常情况下,粘粒在湿润的气候下因成壤作用而富集,所以可以指示剖面由东南季风引起的成壤作用的强弱^[1]。粒度分析表明:GDZ剖面中粘粒($<0.005 \text{mm}$)平均含量在8%~13.5%之间。粘粒含量的变化与剖面中层次划分相吻合:粘粒峰值出现在古土壤层 S_0 中,平均含量在12%以上;含量较低的是末次冰期黄土层、晚冰期黄土层、过渡层、现代黄土层及表土层,它们

的粒度平均含量分别是10.4%、9.37%、10.25%、8.07%和8.72%。

烧失量反映出成壤过程当中生物活动强度的变化,对环境变化具有明显的指示意义^[9]。GDZ剖面中整体烧失量数值在1.8%~3.6%之间,平均为2.86%。在土壤层(S_0)中烧失量最高,占3.1%。表土层(TS)和过渡层(L_t)中的烧失量值次之,但均大于2.7%。现代黄土层(L_0)、晚冰期黄土层(L_1 -late)、末次冰期黄土层(L_1 -last)中烧失量较小,分别为2.34%和2.77%、2.76%。值得注意的是在290cm~280cm之间、钙积层之上有一个烧失量的低峰值,这可能是在 S_0 形成时期 CaCO_3 淋移过程当中,一些腐殖质成胶体状淋移下迁造成的。

3 讨论

豫西山地东部与豫东平原过渡的丘陵台地与河流阶地黄土,与黄土高原的黄土相比,有不同的性质。这些黄土沉积物质粒度偏粗,含有较多细沙,磁化率偏小,堆积速率较快,显示出它是近源风力沉积物。联系到黄河下游平原广泛的洪水沉积和风沙活动以及沙丘的运动方向,可以确定它是在东北风和偏北风的吹扬、搬运过程中沙尘暴的沉积物。这已经为我们前期的研究所证明^[11,12]。

R.A.拜格诺(1959)的风洞实验表明:粒径小于0.005mm的粘粒在没有粗颗粒的参杂下是不能被风扬起的。只有依靠较粗颗粒跳跃撞击或者附着在粉尘的表面才能被携带至堆积区^[14]。又有研究表明,粘粒在生物成壤过程中会产生富集^[11,13]。这说明了粘粒主要是成壤过程中的次生组分。就全新世黄土—土壤剖面而言,粘粒的百分含量可以很好地指示剖面气候变化。在GDZ粒度分析结果中可以看出,165cm~75cm对应着粘粒含量的最大值,处于8500aB.P.~3100aB.P.,即全新世的最适宜期,当时气候温暖湿润,降水量大,土壤水分丰富,成壤作用非常强烈,形成了古土壤层。在黄土层 L_0 中粘粒含量较低,指示了这一时期,气候干旱,风尘堆积占优势,成壤作用较弱。表土层中可能由于人类活动的扰动,其粘粒含量大于黄土层 L_0 。同是黄土层的 L_1 -last、 L_1 -late及过渡层 L_t 粘粒含量大于黄土层 L_0 ,达到了10.4%、9.37%、10.25%。这似乎可以说明在土壤 S_0 发育时,降水量丰富,使得 S_0 、 L_t 一部分粘粒淋溶并迁移到了 L_t 及 L_1 的顶部。然而,就总体剖面的粘粒含量而言,比起黄土高原区典型黄土剖面的粘粒含量来要低上许多。如在陕西ETC剖面、JYC剖面和SLC剖面中, S_0 和TS层中粘粒组分($<0.005 \text{mm}$)的含

量在 25%~45%之间, 马兰黄土(L_1)和现代黄土(L_0)中粘粒较低, 但其百分含量也在 20%以上^[1]。而在陕西 WLP 剖面中, 粘粒组分更是在 35%~65%之间^[4]。这都说明了, 该地区的黄土是一种近源黄土, 而并非原来所认为的来自西北荒漠。

土壤的 CaCO_3 淀积理论认为^[15,16], 黄土中 CaCO_3 属于易溶盐类, 在次生风化成壤改造过程中变化非常明显, 产生淋溶与淀积, 可以作为大气降水与土壤湿润程度的指标, 在黄土层中 CaCO_3 含量较高, 在土壤层中较湿润的条件下, 成壤作用使 CaCO_3 淋溶迁移, 而 CaCO_3 含量较小^[11,12]。GDZ 剖面 S_0 发育时期降水量大, 土壤水分丰富。 CaCO_3 的淋移深度达到了 220cm (以 S_0 顶面起算), 这大于黄土高原地区。在黄土高原的南部, CaCO_3 的淋移深度较小, 一般钙积层是紧接 S_0 底部的。而 GDZ 剖面钙积层低于 S_0 底达 130cm 以上。有研究认为 CaCO_3 的淀积存在着连续淀积与非连续淀积^[17]。所谓非连续性淀积: CaCO_3 淀积层虽然也是古土壤发育时产生的, 但它已经迁出了古土壤层, 在淀积层与土壤粘化层之间存在着一一定厚度的黄土。这种不连续的淀积层表明了当时降水量很大, 风化淋滤作用很强。甚至在某些情况下, 不仅使得古土壤层中的 CaCO_3 受到淋溶, 而且其下的过渡层和更下部的黄土层也受到淋溶作用的影响, CaCO_3 含量也大为减少, 甚至完全脱钙。新郑 GDZ 剖面正是这样一种情况。况且, 在野外考察时也发现在 290cm 下有较多直径 2~3cm 的钙结核, 该层位已经在 S_0 古土壤层底界之下 132cm 深处。

烧失量是土壤经过高温灼烧后损失质量的百分数。损失的质量中包括了有机质及结晶水。土壤中有有机质对烧失量的贡献仅占 10%~20%左右, 主要贡献是细粒物质中所含的结晶水在高温之下的析出损失^[18]。而土壤中的 CaCO_3 、 MgCO_3 等物质须经过 950℃ 的高温灼烧才能分解成氧化物和 CO_2 ^[17]。所以, 在 600℃ 及其以下温度的灼烧后, 损失量主要是有机质和结晶水。实际测量中所称量的烧失量是损失的有机质、结晶水与增加的氧的元素质量的差。但总体上, 前人的研究认为烧失量可以指示剖面中气候与生物活动强度的变化^[9,10]。在 GDZ 剖面中, S_0 层位中的烧失量最高, 平均值在 3% 以上, 在黄土层 L_1 -late、 L_1 -late、 L_0 中较低, 平均值为 2.34%~2.77%。这表明了在成壤作用强烈时期, 的气候温湿, 生物活动强度大; 而在黄土堆积时期, 气候干旱, 生物活动强度小。

所以, 由剖面观察及化学分析可知该剖面古土壤 S_0 的成壤过程: 降水比较丰沛的时期, 成壤作用强烈, 大于风尘堆积的作用。随着成壤作用的继续, 土壤层在

不断地增厚。受到淋溶作用的影响, 土壤剖面有着正常的向下成壤的过程, 同时由于受到粉尘堆积的作用, 土壤剖面又有着向上的增长加厚^[9]。在黄土堆积强烈时期, 豫中黄土区可能受到地方性风力系统 (如北东风和偏北风) 的影响, 气候干旱少雨, 黄泛区平原风沙活动强烈, 沙尘暴频发, 粉尘堆积作用加强, 成壤过程中断。

4 结论

新郑 GDZ 剖面 260cm 以下为末次冰期黄土层, 未见底。属于晚更新世冷干时期, 其时, 黄泛平原风沙活动盛行, 本地区在北东风和偏北季风的作用下, 风尘堆积作用强、速度较快, 成壤作用微弱, 堆积了厚层的马兰黄土。但是这一时期正处于末次冰期当中, 黄河径流量较小, 在黄泛区洪积的泥沙也相对较少, 所以这段时期内在研究区的黄土沉积速度可能远低于全新世大暖期结束之后的黄土沉积速度。由于全新世大暖期的强烈淋溶, 在其顶部存在着 CaCO_3 、粒粘及部分有机质的淀积。

260cm~200cm 属于晚冰期黄土, 发育于 14,700 a.B.P.~11,500a B.P.之间, 代表着冷干的气候类型。从分析指标中可以看出, 晚冰期内气候多突变, 似乎存在着中间时段的突然增温与结束之时的突然降温事件。似可对应于西欧 13,000a.B.P. 的增温事件及 11,000a.B.P. 的 YD 事件。并且晚冰期黄土层受到了强烈淋溶, 致使 CaCO_3 含量极小, 甚至于脱钙。

剖面中 200cm~164cm 处对应着全新世早期 (11,500a B.P.~8,500a B.P.), 虽然气温有所回升, 但仍是比较寒冷干燥。地表的植被虽然有所恢复, 但仍不丰茂。相对于晚更新世马兰黄土中的烧失量含量略有增大, 这表明了全新世早期存在着一定的风化成壤作用。这一时期形成了由马兰黄土向古土壤层的过渡层。

全新世最适宜期 (8,500a B.P. ~ 3,100a B.P.) 在剖面上表现为 165cm ~ 75cm 的古土壤 S_0 层。该土壤呈浊红棕色, 棱块—棱柱状结构, 质地较硬。这一时期全球普遍进入了全新世最温暖的时期, 东南夏季风控制下, 气候普遍温暖湿润, 黄泛区风沙活动减弱, 风尘堆积相应较弱, 风化成壤强烈。由于降水多, 土壤淋溶作用和粘化作用都较强, 土壤有向下风化成壤过程。实验分析表明这一阶段对应着高磁化率、高烧失量值、低 CaCO_3 含量、高粘粒含量。

全新世晚期, 距今 3,100 年前, 全新世大暖期结束时, 气候进入了恶化期。受东亚季风格局变化的影响, 该地区受到地方性风力系统的控制, 重新进入干旱少雨时期。地表植被开始退化, 风尘堆积速度加快而且颗

粒偏粗,细沙含量显著增大,土层加速向上增长,成壤作用减弱,堆积形成了现代黄土 L_0 覆盖于古土壤 S_0 之上。这一时期,磁化率降低, CaCO_3 含量增大,粘粒含量也呈减小趋势。各种指标证据都表明了 3,100a B.P. 以来是一个相对干旱的时期。 S_0/L_0 的界线标志着晚全新世以来的气候显著变化。直至今日延续了 3,100 多年的气候格局,并没有从根本上改变,只是在百年、十年尺度上有波动变化。而现在的表土层 (TS) 则是 1,500a B.P. 以来气候转暖,加之人类耕作影响在 L_0 的顶部迭加形成的一层耕作土壤,受到人类活动的扰动较大。所以,3,100a B.P. 以来,气候的波动变化并没有超出过去 3,100 年的尺度。作为一个相对干旱的时期,再加上人类高强度的开发,加剧了黄泛平原与黄土丘陵台地土壤与土地资源的退化。风沙活动、盐碱化、干旱、洪水、蝗灾、水土流失等一系列的灾害影响了该地区经济与社会的发展。

参考文献:

- [1] CHUN CHANG HUANG, SHI CHAO ZHAO, JIANGLI PANG, et al. Climatic aridity and the relocations of the Zhou culture in the southern loess plateau of China [J]. *Climatic Change*, 2003, 61:361-378.
- [2] CHUN CHANG HUANG, JIANGLI PANG, PINCHUA LI. Abruptly increased climatic aridity and its social impact on the loess Plateau of China at 3100a B.P. [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2002, 21:87-99.
- [3] CHUN CHANG HUANG, JIANGLI PANG, QUNYING ZHOU, et al. Holocene pedogenic change and the emergence and decline of rain-fed cereal agriculture on the Chinese Loess Plateau. [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23:2525-2535.
- [4] CHUN CHANG HUANG, JIANGLI PANG, SHU'E CHEN, et al. Holocene dust accumulation and the formation of polycyclic cinnamon soils (luvisols) in the Chinese loess plateau [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2003, 28:1259-1270.
- [5] 黄春长, 庞奖励, 陈宝群, 等. 渭河流域先周—西周时代环境和水土资源退化及其社会影响[J]. *第四纪研究*, 2003, 23(4):404-414.
- [6] 黄春长, 庞奖励, 陈宝群, 等. 扶风黄土台塬全新世多周期土壤研究[J]. *西北大学学报(自然科学版)*, 2001, 31(6):509-513.
- [7] 黄春长. 渭河流域 3100 年前资源退化与人类关系演变[J]. *地理科学*, 2001, 21(1):30-34.
- [8] 庞奖励, 黄春长. 黄土高原晚更新世黄土与古季风研究[J]. *干旱区地理*, 1996, 19(2):1-7.
- [9] 张伟华, 孔昭宸, 杜乃秋. 烧失量数值波动对北京地区过去气候和环境的特征响应[J]. *生态学报*, 1998, 18(4):343-347.
- [10] 石建省, 石迎春, 叶浩, 等. 黄土堆积序列“高温烧失量”指标对古气候演化的指示意义[J]. *地理学与国土研究*, 2002, 18(4):104-106.
- [11] 杨一鸣, 黄春长, 庞奖励. 淮河流域全新世风成黄土土壤物质来源研究[J]. *地理与地理信息科学*, 2005, 21(1):43-46.
- [12] 何忠, 黄春长, 庞奖励, 等. 淮河流域全新世黄土—土壤剖面重金属元素分布与环境变化[J]. *环境科学*, 2006, 27(7):1323-1328.
- [13] 黄春长. 环境变迁[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 106-120.
- [14] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985: 1-25.
- [15] 赵景波. 风化淋滤带地质新理论 CaCO_3 淀积深度理论[J]. *沉积学报*, 2000, 18(1):29-33.
- [16] 赵景波, 侯雨坚, 杜娟, 等. 关中平原全新世环境演变[J]. *干旱区地理*, 2003, 26(1):17-21.
- [17] 李庆远. 土壤分析法[M]. 北京: 科学出版社, 1958.
- [18] 黄春长, 延军平, 马进福. 渭河阶地全新世成壤过程及人类因素研究[J]. *陕西师范大学学报(自然科学版)*, 1997, 25(2):72-76.

Holocene Pedogenic Environmental Change in the Loess Region in the Middle Part of the Hennan Province

GE Ben-wei, HUANG Chun-chang, PANG Jiang-li, LI Xiao-ping, LI Sheng-li, YUAN Yuan & LI Yan

(College of Tourism and Environmental Sciences, Shannxi Normal University, Xi'an 710062, China)

Abstract: Pedological and stratigraphic observation indicated that GDZ profile was Holocene loess-palaeosol profile sequence. Magnetic susceptibility, loss-on-ignition, CaCO_3 content and clay content analysis in the profile of loess-soil at Xingzhen identified the climatic change, which brought about by monsoon change. This change resulted in the alternation of dust accumulation and pedogenic period. The cinnamon soil developed during the Holocene Climatic Optimum that was dated to 8,500a B.P.~3,100a B.P. in China. It indicated that the climatic optimum, abundant precipitation and obvious eluviations on the top of Malan Loess (L_1) and transitional loess (L_2). The analytical data indicated that increased climatic aridity at 1150 B.C. in China and these resulted in accumulated eolian loess. The recent loess buried the palae-soil and then people's cultivation on the top of recent loess impelled the form of Top Loess (Ts).

Key words: Loess; Soil; Holocene; Pedogenic environment; Hennan Province