

陕西师范大学

硕士学位论文

黄土高原中南部全新世土壤与环境研究

姓名：郝玉芬

申请学位级别：硕士

专业：自然地理学

指导教师：赵景波

20040501

黄土高原中南部全新世土壤与环境研究

郝玉芬

摘要：全新世环境演变研究在全球变化研究中占据重要的地位。全新世是地球历史最新的一页，现代气候是全新世气候的延续和发展。最近二十多年来，国外国内的地学界都十分重视全新世的研究，深入了解和探讨全新世气候演变规律、各阶段气候特点、有关气候事件的性质和发生原因对认识现代气候形成、灾害发生规律以及预测未来气候既有重要的科学意义又有重要的实际意义。近年来，全新世成壤环境演变研究成为研究的热点和重点之一。深入了解和探讨全新世成壤环境演变规律，认识土壤类型具有重要的现实意义。因此，本文从成壤环境变化的角度探讨黄土高原中南部全新世环境演变。

通过大量的野外考察，选取了黄土高原中部的洛川城东剖面和南部的临潼王庄剖面。两剖面地层稳定，发育连续、完整，保存良好，具有典型性。对两剖面从上往下每隔 2.5cm 间距采取样品，洛川城东剖面采样 94 个；临潼王庄剖面采样 81 个。

本文对研究剖面磁化率、粒度、 CaCO_3 、土壤微结构、pH 值进行了分析测定，获取了比较丰富的全新世成壤环境演变数据资料。剖面中高分辨率的磁化率变化，指示了受东亚季风控制的年降水量变化；各粒级组分含量在黄土剖面中的变化反应了季风强度的长期变化，粒度中 50~10 μm 粗粉沙、小于 5 μm 粘粒含量的变化指示东亚季风所控制的成壤强弱变化；土壤微结构是判别土壤发育强弱、土壤类型的重要依据； CaCO_3 和 pH 值可以作为探索大气降水或湿润程度的指标。

本文根据野外考察和以上实验分析结果，分析论证了黄土高原中南部全新世环境演变的基本规律，并对成壤环境演变进行了深入探讨，得出了如下结论：

(1) 洛川地区全新世中期发育的古土壤 S_0 分为上下两层 (S_0^1 、 S_0^2)，古土壤 S_0^2 的土壤类型应为干性森林条件下发育的典型褐土，年均降水量为 700mm 左右，年均气温为 13 $^{\circ}\text{C}$ 左右；古土壤 S_0^1 的土壤类型应为碳酸盐褐土，其发育时不具明显的森林植被，年均降水量为 600mm 左右，年均气温为 11 $^{\circ}\text{C}$ 左右。

(2) 临潼地区全新世中期发育古土壤 S_0^1 与 S_0^2 相当于亚热带黄褐土，年均降水量为 750mm 左右，年均气温为 15 $^{\circ}\text{C}$ 左右。表明在全新世大暖期秦岭南北两侧均为亚热带气候，当时秦岭已失去温带与亚热带气候分界线的作用。

(3) 黄土形成时的沙尘暴活动比古土壤形成时要强的多。洛川地区全新世晚期黄土中强沙尘暴事件多达 7 次，而古土壤层 S_0^1 、 S_0^2 中各为 1 次。沙尘暴的演化

受轨道因素的控制，但也受百年至千年尺度的非轨道和突发性因素影响。

(4) 在 11500~8500a B. P. 之间的全新世早期，温度上升，降水量略有增加，为夏季风增强，冬季风减弱的时期。气候由寒冷干旱向温暖湿润转变，沙尘暴开始减弱，黄土堆积速率显著减慢，成壤作用逐渐加强，后期有洪水发生。

(5) 8500~6000a B. P. 为全新世中期温度最高、降水量最大的最适宜期，夏季风强度达到最大，沙尘暴偶有发生，土壤发育最为强烈。6000~5000a B. P. 为全新世中期的气候恶化期，夏季风减弱，冬季风增强，沙尘暴活动频繁，风成黄土堆积，降水减少，成壤作用明显变弱。5000~3100a B. P. 为温湿气候回返时期，夏季风增强，冬季风减弱，降水量增多，成壤作用变强，沙尘暴活动微弱。

(6) 3100a B. P. ~今为全新世晚期，季风转变，夏季风减弱，冬季风增强，气候干旱化，沙尘暴最为频繁，土壤退化，形成了现代黄土层 L₀ 和表土层 TS。

关键词：黄土高原 全新世 黄土—古土壤 环境演变 沙尘暴事件

Study on the Holocene Soil and Environment in the middle and south Loess Plateau

Hao Yu-fen

Abstract: Study on the Holocene environmental change occupies the important status of studying on global change. The Holocene period is the last stage of Human history. In recent years, Study on the Holocene Environmental Change of Pedogenesis has become focus and focal points. So the author selects the relationship between the Holocene environmental change and the pedological process as the topic of the thesis.

Two Holocene loess profiles have been found in the middle and south Loess Plateau. They expose fresh steep bank. And they can be observed that the sediments of the Holocene loess are continuous and thus they reflect the environmental change since the Holocene. On the basis of outdoor observation and indoor experimental analysis, the author selects proxy substitute indexes, such as grain-size, magnetic susceptibility, soil micromorphology, CaCO_3 and pH value, etc. Through the comparison study of these climatic substitute indexes, the thesis reveals the process of the change of climatic environment in Holocene in the middle and south Loess Plateau. Finally, the thesis investigates the relationship between the Holocene environmental change and the pedological process.

This thesis draws the following conclusion:

(1) Two layers of soil (S_0^1 and S_0^2) in the Middle Holocene were formed in Luochuan region. S_0^2 should be typical cinnamon soil. The annual precipitation reached about 700mm. The annual temperature reached about 13°C. S_0^1 should be carbonate cinnamon soil. The annual precipitation reached about 600mm. The annual temperature reached about 11°C.

(2) Two layers of soil (S_0^1 and S_0^2) in the Middle Holocene were formed in Lintong region. They should be subtropical yellow cinnamon soil. The annual precipitation reached about 750mm. The annual temperature reached about 15°C. In the Middle Holocene, two sides of the Qinling Mountains both

were subtropical climate, and the Qinling Mountains had lost the function as the boundary between temperate zone and subtropical zone.

(3) Dust storms in Loess period were much stronger than in paleosol period. In the Holocene, about 7 extraordinary dust storms in the Loess (L₀) have happened, but only 1 extraordinary dust storm in each layer of soil. Dust storms must have been impacted by the orbital factors, and by other unorbital and paroxysmal factors on the scale of hundred to thousand.

(4) 11500~8500a B. P., Summer monsoon was stronger and winter monsoon weaker. Therefore, temperature went higher gradually and precipitation got more, dust-storms weakened, pedological process was becoming strong slowly. There were flood sediments in the layer in the later period.

(5) 8500~6000a B. P., Summer monsoon reached its maximum, pedological process was the strongest, dust-storms nearly didn't happen. Precipitation increased remarkably, so was temperature. 6000~5000a B. P., This is a period of climatic deterioration. Summer monsoon was weaker and winter monsoon stronger. Precipitation and temperature decreased mostly, and eolian dust deposition was accelerated. Dust storms became stronger. Pedological process weakened obviously. 5000~3100a B. P., Summer monsoon was stronger and winter monsoon was weaker. Temperature raised and precipitation increased. Dust storms weakened, and pedological process was becoming strong.

(6) Since 3100a B. P., In this period, climate deteriorated again. Summer monsoon was weaker and winter was stronger. A layer of Loess has been accumulated since then. Dust storms were the strongest.

Key Words: Loess Plateau Holocene Loess-Palaeosol Environment Change Dust Storm Event

序言

全新世是人类文明迅速发展的时期，这一时期黄土高原的环境变化对人类社会发展及当今自然环境有深刻的影响，一直是全球变化研究的重点和热点，深入了解和研究全新世成壤环境变化及人地关系演变，对于认识现阶段的地理环境，协调当前人地关系有重要意义。

近二十多年来，全新世的研究取得了多项进展，许多学者利用不同的研究材料，如黄土沉积物、湖泊与深海沉积物、冰芯、树轮、石笋与石钟乳等环境信息载体，通过对其磁化率、粒度、有机质、同位素及地球化学元素等气候代用指标的分析，探讨全新世的环境演变规律。越来越多的证据表明，全新世也存在着明显的气候波动，其中一些短期的气候事件已成为众多学者研究的热点。而各个突发的气候事件具有不同的地区性，对于地区的经济社会发展有重要的影响，因此，在全球变化的背景下，深入揭示地区环境变迁的特殊规律尤为重要。黄土高原地区反映季风气候和环境变化的连续记录来自于黄土剖面。由黄土剖面获得的环境和环境变化信息与世界范围的其它各种记录反映的全球变化有很好的对应关系。

黄土—古土壤风尘沉积序列是目前研究全球变化的最好陆地信息载体之一。自从 260 万年以来，黄土高原形成了以黄土—古土壤相间沉积的土壤旋回，这种旋回是季风气候变化的产物，所以黄土—古土壤旋回直接反映了季风气候的变化。剖面中黄土层指示当时冬季风较强，风尘堆积速率高，温度和降水量较低，气候寒冷干旱，风化成壤作用较弱；古土壤层则反映了夏季风较强，风尘堆积速率慢，温度和降水量较高，具有较强的风化成壤作用。

地球环境系统始终处在不断变化和发展过程之中，从全球尺度来看，虽然最近的一万多年属于冰后期，但受全球性环境变化的影响，黄土高原中南部百年、千年尺度的自然环境波动变化仍很显著，所以沙尘暴活动的强度和频率、风尘堆积的速率和生物风化成壤速率也都是变化的，从而形成不同成壤类型的土壤剖面体系。近年来，黄春长、安芷生、周昆叔等先后研究报道了黄土高原具有多层古土壤的全新世黄土层系，表明全新世并不是一个持续稳定的温湿成壤期，而是具有成壤的多周期性^[1-4]。这种黄土与古土壤的多层交替，表明在全新世温暖湿润时期，即 8500~3000a B. P. 之间，气候仍然有显著的波动，导致风尘堆积速度和成壤作用发生了变化。黄土是在相对干冷环境中发育的一种风尘沉积物^[5]。黄土中保存着更多原始的古环境信息^[6]。目前世界有四大沙尘暴区，即独联体中亚部分及中国西北部的中亚沙暴区、澳大利亚中部的沙暴区、美国中西部的北美沙暴区和非洲撒哈拉沙漠中的中非沙暴区。中亚沙暴区正呈活跃趋势，每年平均发生数

十次沙尘暴灾害^[7]。我国西北地区属于中亚沙尘暴区^[8]。沙尘暴的发生主要与冬半年西伯利亚—蒙古高压驱动下的冷峰过境有关，属冷峰型沙尘暴^[9]。风尘沉积则是这一特殊大气动力环境下的产物，通过对第四纪风尘沉积—黄土纪录的分析，可以较好地重建沙尘暴的形成演化历史，包括形成时的大气动力条件、沙尘暴发生频率及强弱变化等。要较准确预测自然环境在未来几十年、几百年的发展趋势及其影响，为人类的可持续发展提供强有力的科学保障，就必须做到对地球过去的环境演变规律和机制深入细致地了解。

可以说全新世是地球发展历史中最新的一页，在这一万多年中的黄土层和古土壤层中包含着丰富的环境演变信息。全新世也是人类文明迅速发展的阶段，其频繁出现的区域性气候变化和突变，对人类社会的发展有很大影响。因此，研究全新世气候环境在不同时空尺度的演变规律及其机制具有很强的理论意义和现实意义。具体表现在：现代和未来全球及区域环境变化的环境背景是晚更新世气候环境的延续和发展，所以研究全新世而再现其环境演变特征及机制是进行预测今后几十年到几百年全球变化趋势的关键所在，可为人类的可持续发展提供科学保障。

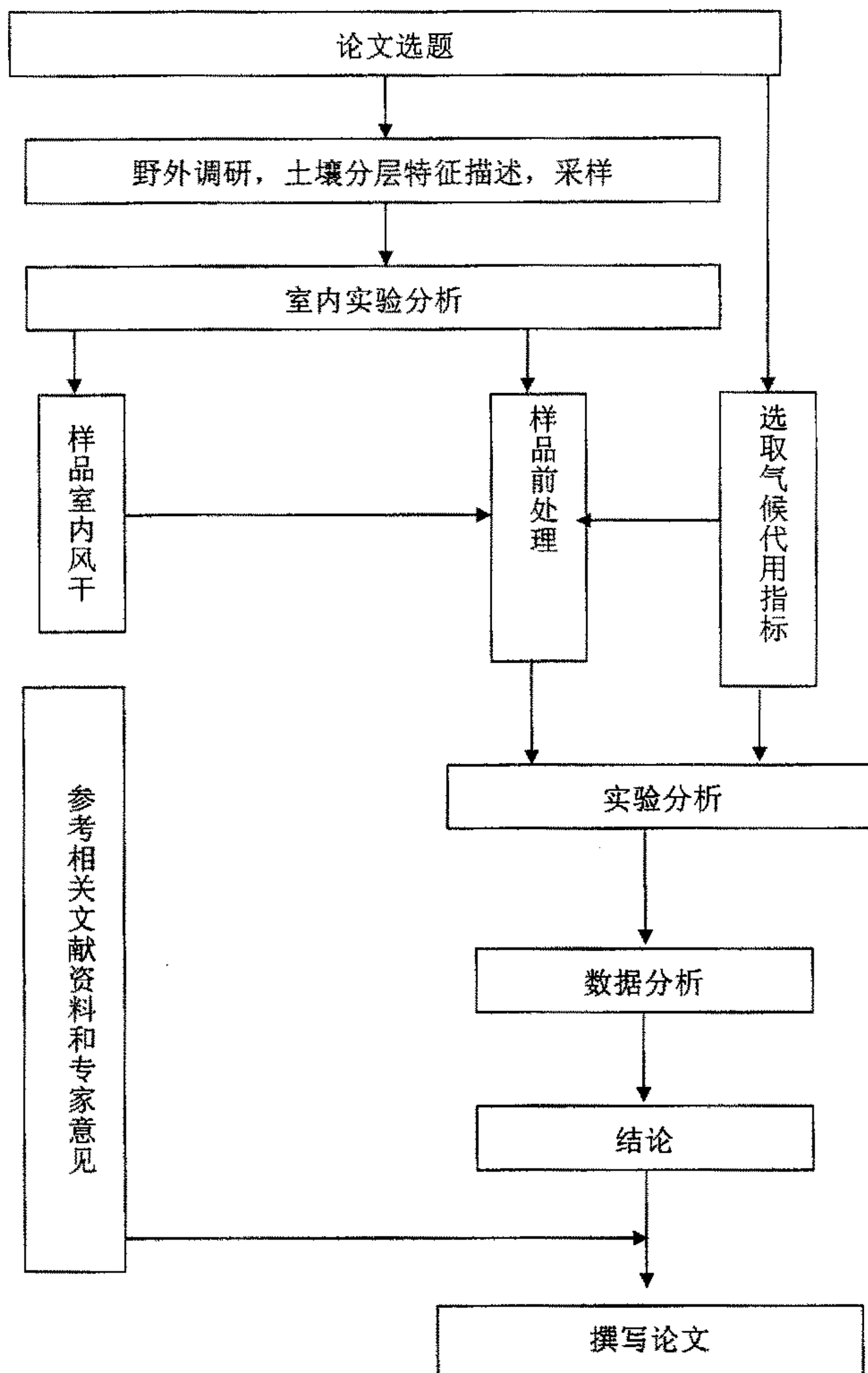
中国独特的自然社会经济状况，决定了中国在全球变化研究中具有重要的地位和作用。如青藏高原的隆起及存在，对中国及全球环境有重大而深远的影响；不断增加的人口和作为世界第一人口大国及快速发展的经济等国情，可能对中国的环境产生更大的强迫作用，从而成为对全球变化影响反馈最敏感的区域，中国的可持续发展在一定程度上依赖于这种反馈的性质。

本文所研究的区域位于我国季风区的黄土高原中南部，南以秦岭与亚热带交接，西与世界屋脊青藏高原接壤，北部是黄土与沙漠过渡区，独特的地理位置，使得本区成为对全球变化响应最为敏感的地区之一。本区的黄土剖面可以较好地再现黄土高原中南部全新世以来百年、千年尺度的自然环境波动变化及一些短期的气候事件。

为了较全面获取本区环境演变准确信息，本次研究在做了多次详细的野外考察之后，首先确定了洛川城东和临潼王庄两个研究剖面，随后选定了粒度、磁化率、碳酸钙、土壤微结构、pH值作为气候代用指标，并认真地进行了室内实验分析。在做每一个实验分析时均按照严格的实验步骤与要求进行操作。为了使分析误差降到最低，还做了大量的样品重复测试。通过检测同一样品分析结果的重现性来确保每一个指标分析结果的准确性和可靠性。最后借助于计算机做了大量详细的统计分析。本文研究目的是再现本区全新世气候环境，获取对黄土高原中南部自末次冰消期以来气候环境演变的全面认识；同时，初步研究本区全新世以来

百年、千年尺度的自然环境波动变化，及一些短期的气候事件的特征及机制，为预测今后几十年到几百年全球环境变化提供科学依据。通过以上研究力求为本区可持续发展提供较可靠的气候环境背景参数。

时间	主要工作	工作过程及工作量	
2003年 3月-5月	选题和开题	查阅大量的中外文资料，了解环境变迁研究的进展及前沿热点，结合参与的课题进行了选题和开题	
2003年 7月-8月中旬	野外考察和采样	在临潼、洛川及其周边地区进行了详细的多次野外考察，最后确定洛川城东和临潼王庄分别为研究剖面并进行了采样，洛川 94 个样品，临潼 81 个样品	
2003年 8月-9月	样品前处理	在样品自然风干以后，每一个样品大约取 30g 进行研磨	
2003年 9月-12月	室内实验分析	磁化率	对 175 个样品分别进行了高频和低频磁化率的测定
		粒度	对 175 个样品分别进行了经过前处理的粒度测定
		碳酸钙	对 175 个样品分别进行了碳酸钙的测定
		土壤微结构	对 22 个薄片分别进行了土壤微结构鉴定分析
		pH 值	对 175 个样品分别进行了 pH 值的测定
2003年 12月到 2004年5月	实验数据统计分析和论文撰写	对实验数据进行了详细地统计分析，结合野外考察结果和专家意见完成论文撰写工作	



1 区域概况

陕西洛川县位于延安地区南部，洛河中游（图 1-1）。境内地势由东北向西南倾斜。一般海拔 800~1300 米。地形以高原沟壑为主，较大的塬有永乡塬、老庙塬、土基塬、秦关塬、槐柏塬等。永乡塬又名洛川塬，长 30 公里，最宽处达 13 公里。塬面开阔平坦，保存比较完整，便于机耕。塬边支离破碎，沟谷深切，水土流失严重。东北部是黄龙山土石山区的延伸部分，梁峁起伏，沟壑纵横，梢林较密，海拔多在 1300 米以上，白雉寺峁海拔 1480 米，为全县最高处。洛河川道地势较低，海拔多在 800 米以下，堡乃村海拔 650 米，为全县最低处。

本县属暖温带气候，早晚温差较大。年平均气温 9.2℃，一月平均气温-5.4℃，七月平均气温 22.2℃，极端最高气温 36.2℃，极端最低气温-22℃， $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温 3007℃。年日照 2521 小时。早霜始于十月中旬，晚霜终于四月中旬，无霜期 182 天。年降水量 623 毫米，七至九月占年降水量的 60%。主要灾害性天气是伏旱、旱、晚霜冻和冰雹。

洛河流经西部边境 120 公里，平均流量 15.5 米³/秒，最大流量 3880 米³/秒，最小流量 0.7 米³/秒，年输沙量 9340 万吨，河床平均比降 0.5%。境内小河较多，主要有厢寺河、仙姑河、黄连河和史家（沙家）河等，均发源于县东黄龙山，注入洛河。

洛川城东剖面位于洛川县县城东约 2 公里处，地处洛川塬面上，海拔 1155 米左右。剖面位于黄土塬内，洛河流经其西侧，采样点选择在人工沟渠挖掘后的新鲜陡坎处，剖面厚约 3.5 米。从剖面的沉积特征可以看出，本剖面黄土沉积连续，而且层次稳定，界限明显，易于识别，较完整而清晰地记录了全新世以来土壤与气候环境变化的信息。经过详细的考察和研究，确定该剖面为原生未扰动的地层剖面。

临潼县已改为临潼区，位于西安市东部（图 1-1）。面积 1111 平方公里。境内地势南高北低。渭河平原约占总面积的四分之三，海拔一般在 500 米以下。地势平坦，土壤肥沃，水利条件较好，是本区主要的粮、棉产区。南部的骊山约占总面积的 17%，有花岗岩、片麻岩组成，红土和黄土层覆盖面积较广，海拔多在 600~1200 米，仁宗庙最高，达 1302 米。骊山山前洪积扇和带状黄土台塬，东宽西窄，沟壑较发育。

本县气候属于暖温带。年平均气温 13.4℃，一月平均气温-1.3℃，七月平均气温 27.2℃，极端最高气温 41.9℃，极端最低气温-17℃， $\geq 10^\circ\text{C}$ 积温 4429℃。年降水量 550 毫米，多集中于七、八、九月。年日照 2094 小时。早霜始于十月下

旬，晚霜终于三月上旬，无霜期 215 天。干旱、冰雹对农业危害较大。

渭河境内流长 36.5 公里。船北村站平均流量 376 米³/秒，最大流量 6250 米³/秒，最小流量 6 米³/秒。主要支流北有清河、石川河，南有零河、戏河、玉川河、沙河、临河、潼河等。

临潼王庄剖面位于临潼区城西北约 4 公里处的王庄村，地处渭河二级阶地上，海拔 500 米左右。采样点选择在人工取土挖掘后的新鲜陡坎处，剖面厚约 3 米。从剖面的沉积特征可以看出，本剖面全新世黄土沉积连续，而且层次稳定，界限明显，易于识别，较完整而清晰地记录了全新世以来土壤与气候环境变化的信息。经过详细的考察和研究，确定该剖面为原生未扰动的地层剖面。

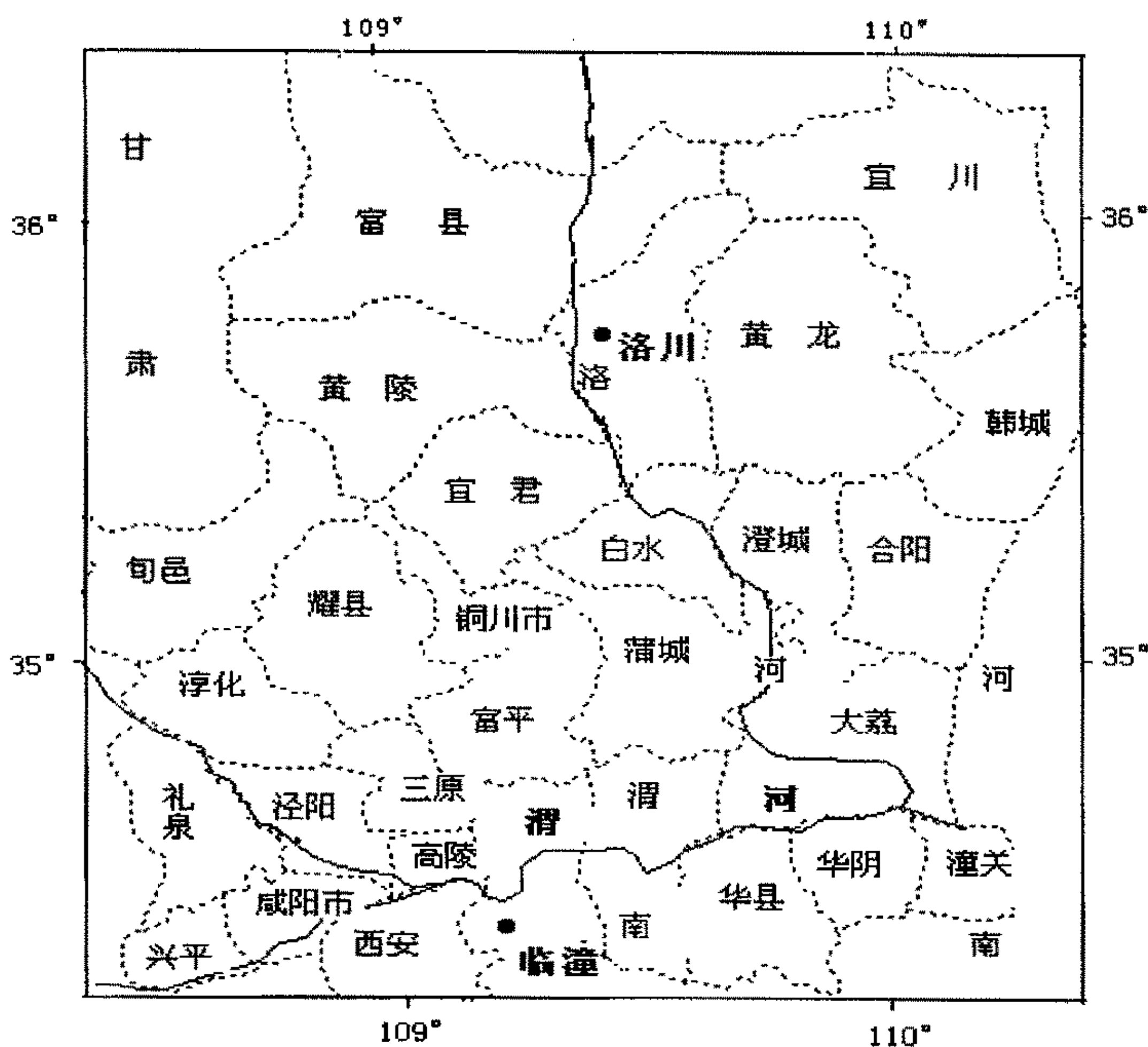


图 1-1 采样剖面位置图 ● 采样剖面位置

2 地层特征、样品采集和年代

对洛川城东全新世剖面每隔 2.5cm 从上到下进行连续采样，共采 88 个样品。在 L_1 每隔 4cm 连续采样，共采 6 个样品。每个样品采 1kg 左右，以备充足的土样用于多气候代用指标分析。同时在该剖面自上而下每隔 10cm 采一整块样品，共采 22 块，以备分析土壤微结构。

根据对剖面野外宏观观察和室内微观观察及分析，将洛川城东剖面地层从上到下划分为以下七个地层单元。

(1) 表土层 (TS): 0—30cm, 上部浅灰黄色, 细粉沙质地, 具团块结构, 疏松易碎成粉末, 虫孔较多; 下部淡黄色微带黑色, 较紧实, 块状, 根孔较多。

(2) 现代黄土 (L_0): 30—90cm, 灰黑色微带棕色, 粉沙质地, 团粒结构, 较紧实, 有较多根孔和虫孔, 沿结构体表面及根孔有一些钙质假菌丝体分布。

(3) 古土壤 (S_0^1): 90—125cm, 浅红褐色, 粘土质粉沙, 团块状结构, 胶结紧实坚硬, 多处可见木炭屑, 故耕作影响显著, 有一些植物根孔, 出现少量白色钙膜。

(4) 黄土夹层 (L_x): 125—145cm, 浅灰黑色, 粉沙质地, 不规则团块结构, 质地较均一, 仅含有小的根孔。球形微团聚体发育弱, 松散, 易碎成粉末状。

(5) 古土壤 (S_0^2): 145—218cm, 上部棕红色, 粘土质粉沙, 棱柱状结构发育, 有机物含量高, 土壤颜色较深。下部浅红褐色, 棱柱状结构, 致密坚硬, 无碳酸钙薄膜斑点, 粘化淋溶强, 有一些植物根孔, 比黑垆土发育强。

该层顶部见有较大的木炭屑和细小红陶及烧土碎屑 (145cm 处), 属仰韶文化早期。底部见细小木炭屑、红陶和烧土屑 (215 cm 处), 属于前仰韶文化时期。

(6) 过渡层 (L_t): 218—240cm, 褐黄色, 粉沙质地, 疏松易成粉末, 均质团块状结构, 有一定程度的成壤, 有细小根孔。

(7) 马兰黄土层 (L_1): 240—264cm, 灰黄色, 粉沙质地, 较紧实, 均质块状结构, 松散易成粉末, 多孔隙。有微小的碳酸钙结核出现 (直径约 1mm)。

为了进行区域对比研究, 在大量的野外考察基础上, 又选择了临潼王庄剖面。对临潼王庄剖面全新世每隔 2.5cm 从上到下进行连续采样, 共采 77 个样品, 在 L_1 每隔 4 cm 连续采样, 共 4 个样品。每个样品采 1kg 左右, 以备充足的土样用于多气候代用指标分析。

根据对剖面野外宏观观察和室内微观观察和分析, 将临潼王庄剖面地层从上到下划分为以下七个地层单元。

(1) 表土层(TS): 0—30cm, 灰黄色, 粉沙质地, 粒状、团粒状结构, 含较多虫孔和植物根系, 疏松易碎成粉末, 人类活动影响明显。

(2) 现代黄土(L₀): 30—70cm, 棕黄色, 粉沙质地, 团块结构, 球形小团粒发育较多, 胶结易松散, 多中小孔隙, 发育少量白色菌丝状碳酸盐。

(3) 古土壤(S₀¹): 70—125cm, 红棕色, 粘土质粉沙质地, 棱柱状结构, 胶结紧实。结构面可见一些棕色-红棕色粘粒胶膜, 但未深入到结构内部。

(4) 黄土夹层(L_x): 125—138cm, 褐黄色, 粉沙质地, 胶结松散, 不规则团粒状或粒状结构, 其中发育少量菌丝状、粉末状碳酸盐。

(5) 古土壤(S₀²): 138—213cm, 红棕色, 粘土质粉沙质地, 均质, 棱柱状结构胶结紧实而坚硬, 结构面上发育棕色粘粒胶膜。

在 193—200cm 处出现细小的洪积沙砾, 是河流阶地古土壤层中发生洪水的纪录。

(6) 马兰黄土层(L): 213cm—, 棕黄色, 粉沙质地, 均质块状, 极易成粉末。

环境变迁研究中, 断代是十分重要的。由于各种环境变化过程和环境事件, 只有将其置于时间标尺之上才有确切的意义, 才能从中得出规律性的认识。关于黄土—古土壤序列年龄的确定是利用黄土记录进行环境变迁研究的关键。众多的学者在此方面已经做了大量的研究工作^[10-12], 然而黄土剖面的精确断代仍然受到各种因素的限制。

根据地层学原理, 参考前人在关中和洛川剖面利用 ¹⁴C 和 TL 测年确定的马兰黄土顶界年代和黄土 L₀底界年代研究^[13, 14], 确定马兰黄土与全新世层段的界限年代为 11500a B. P.。黄春长教授在陕西省眉县清湫村全新世黄土剖面确定了一个年代序列研究^[2, 15-18], 结合本研究剖面中出现的文化层, 初步确定洛川城东和临潼王庄两剖面各层的年代序列(图 2-1)。

根据黄春长教授的研究, 清湫村剖面黄土夹层 L_x对应于穿插在全新世大暖期中 6000~5000a B. P. 时的一个气候恶化回返期, 以显著的干旱为特征, 黄土迅速沉积^[4, 18]。施雅风教授^[19]也曾总结中国全新世大暖期的气候变化, 认为在 6000~5000a B. P. 中, 气候波动剧烈, 环境条件较差。而为考古学界所周知的关中盆地新石器时代的文化衰落, 也发生在此时代, 洛川城东剖面 145cm 处有早期仰韶文化层(6000~6500a B. P.) 出现。由此判断, 洛川城东和临潼王庄两剖面 L_x层也应该对应于这一时期, 即 L_x与 S₀¹分界年代为 5000a B. P., L_x与 S₀²分界年代为 6000 a B. P.。诸多学者将 3100a B. P. 定为全新世大暖期的结束时间^[19-21], 可以将此年代确定为 S₀¹的上限。洛川城东剖面 215cm 深处有前仰韶文化层(8000~7000a

B. P.) 出现, S_0^2 古土壤层也对应于清湫村剖面形成于 8500~6000a B. P. 的 S_0^2 层。由此也可以确定其余各层年代界限 (图 2-1)。

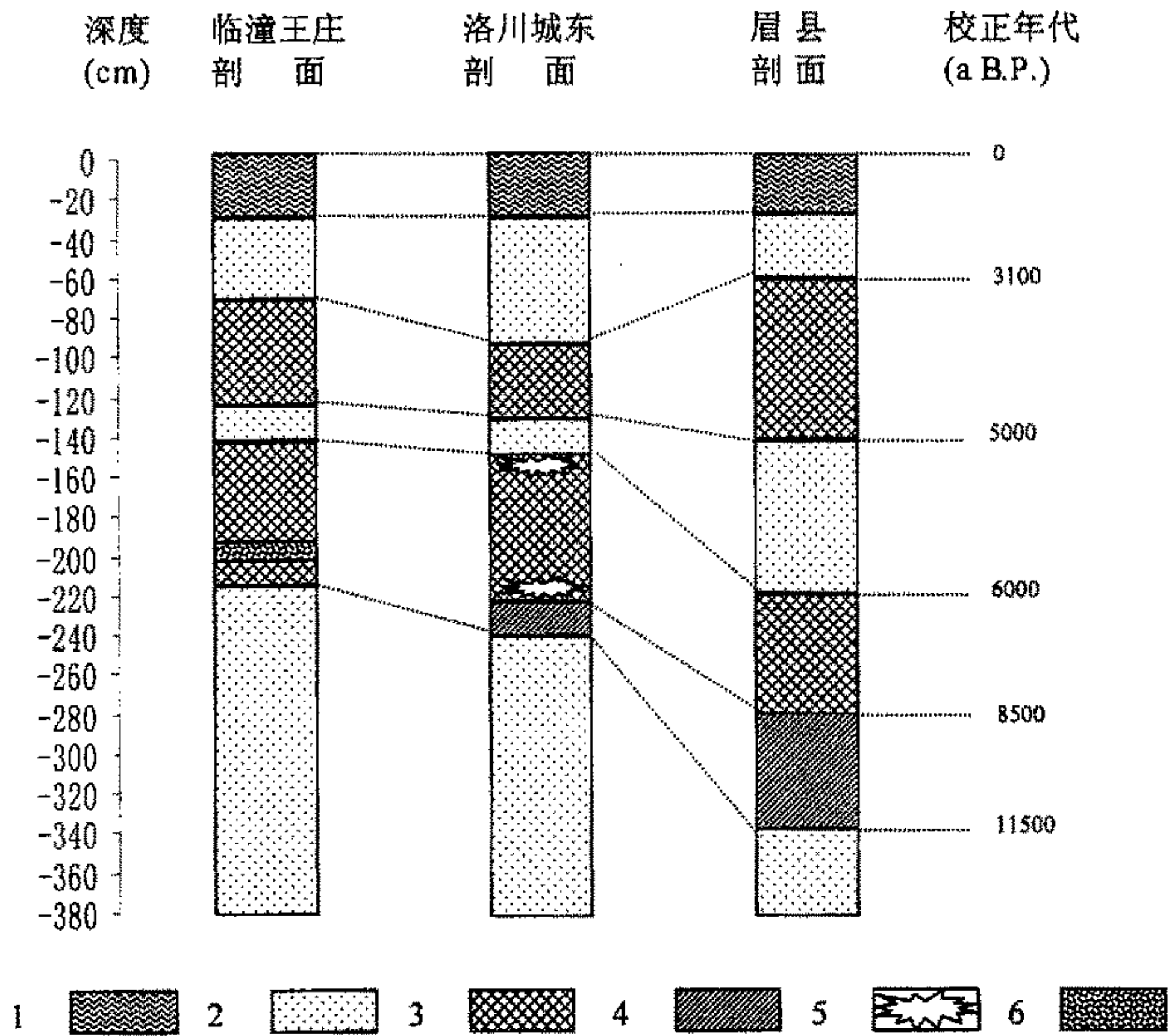


图2-1 洛川城东、临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面地层年代对比图

1. 表土层 2. 黄土层 3. 古土壤层 4. 过渡层 5. 文化层 6. 洪积夹层

3 粒度组成与气候环境演变

风成黄土沉积的粒度组成变化受控于风力强度及大气环流, 具有气候学意义。中国大陆广泛分布的第四纪黄土具有基本连续沉积的特点, 它较完整地记录了古气候演变的信息。风尘黄土沉积物的粒度特征可以反映风搬运的动力特征及沉积环境的特征^[22, 23], 与大气环流变化相关联。大气环流发生发展的环境背景与海陆分布和全球热力状况等因素共同作用, 表现为风成黄土沉积物粒度变化的气候信息记录。

3.1 粒度成分的环境意义

地处东亚腹地的黄土高原，季风气候是这一地区最为活跃的大气环流形式。现代的气象资料表明，发生在黄土高原及其周边地区的降尘（尘暴）事件与中、高纬西伯利亚—蒙古高压的生成和加强有关，而且尘暴日数与发生频次有从西北向东南呈显著降低的趋势。一些学者已经成功地利用黄土剖面中粒度组成的变化来反演冬季风风力的演化历史，并发现冰期时冬季风风力加强，间冰期时则相对减弱^[24, 25]。粉尘堆积后的成土作用则显然与夏季风环流的变迁有关。对黄土高原这一特定的地区而言，风成沉积序列在地域上的差异主要与东亚地区的季风环流在时间上和空间上的变化有关。

黄土剖面中风成沙、黄土、古土壤粒度组成上的差别，主要与冰期、间冰期中蒙古高压的强弱、海洋气团的盛衰有联系。在寒冷、干旱的冰期阶段，以东亚冬季风占优势，沙尘暴增强，沙尘暴携带的颗粒增大，黄土高原所接受的粉尘堆积物通量和粉尘颗粒亦相应的增加，沉积速率大，成壤速率小，在黄土高原区形成黄土层。反之，在温暖、湿润的间冰期，以东亚夏季风占优势，沙尘暴减弱，粉尘通量和颗粒大小也相应的减小，沉积速率小，成壤速率大，在不同的地带形成棕壤、褐土和黑垆土等土壤。

研究表明，中国黄土堆积是东亚冬季风活动的产物^[24-28]。中国黄土高原黄土—古土壤序列的粒度变化指示了搬运粉尘动力的变化以及沉积环境的变化，它也许是过去东亚季风最敏感的替代性指标。由上可见，黄土沉积物的粒度变化主要指示黄土物质源区的气候变化和堆积区成壤环境的演变。

3.2 实验分析方法和过程

本次实验采用英国 Malvern 公司生产的 Mastersize-S 型激光粒度仪测量，仪器条件、测量步骤和方法如下：

- (1) 取 0.8g 的风干土样置于 50ml 的烧杯中，加入约 10ml 10%的 H_2O_2 ，加热使充分反应，除去有机质；
- (2) 加入 10ml 10%的 HCl，加热使其充分反应，除去碳酸盐；
- (3) 将 50ml 烧杯内的物质全部移入 500 ml 的烧杯中，给烧杯注满蒸馏水后静置 48 小时，再抽去蒸馏水，重复几次直至溶液呈中性为止；
- (4) 加入 5ml 0.05N 的 $(Na_2PO_3)_6$ 进行分散；
- (5) 在超声波量为 12.50 单位条件下进行测量，待遮光度稳定在 20%左右后重复测量八次，取其最后值为测量结果。

实验条件：粒度测量范围为 0.03~900 μm ，相对误差小于 1%，符合仪器实验要求。

3.3 粒度成分所指示的环境变迁

目前国内常用的粒度划分方案如下：

粒径 $>50\mu\text{m}$ ，称为沙粒；粒径 $50\sim 10\mu\text{m}$ ，称为粗粉沙；粒径 $10\sim 5\mu\text{m}$ ，称为细粉沙；粒径 $5\sim 1\mu\text{m}$ ，称为粘粒；粒径 $< 1\mu\text{m}$ ，称为胶粒；通常把小于 $5\mu\text{m}$ 的颗粒统称为粘粒。

沉积物的粒度测定研究是获取区域乃至全球环境演化非常重要的气候代用指标^[29-34]。黄土是粉尘沉积物，是风力搬运的产物。黄土粉尘沉积物的粒度变化反映了其搬运动力—季风的相应变化^[29, 32-38]，因此研究黄土—古土壤沉积物的粒度组成及其变化是揭示其搬运动力变化的关键所在。中国黄土高原粉尘沉积物的粒度变化主要是东亚冬夏季风变化决定的，黄土—古土壤系列是东亚冬夏季风相互消长的结果^[29, 32-38]。粉尘沉积物粒度组成的变化无疑反映了东亚季风强度的变化，目前主要是用较粗粒级组分含量的变化反演东亚冬季风的变化^[29]。由于较细粒级组分除受搬运动力影响以外，还受其它许多因素的影响，如粉尘沉积以后的后期成壤作用强度、再搬运过程、人类活动的改造作用等等。所以在用沉积物粒度再现古环境时选取适宜于特定地区的粒级组分是至关重要的，这关系到代用指标的准确性和可靠性。近年的研究发现，黄土粒度组成中不同粒级的含量变化具有不

表 3-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面粒度分布 (%)

地层单元	样品 个数	$<1\mu\text{m}$	$1\sim 5\mu\text{m}$	$5\sim 10\mu\text{m}$	$10\sim 50\mu\text{m}$	$50\sim 100\mu\text{m}$	$>100\mu\text{m}$
表土层(TS)	4	4.93	13.87	12.39	52.10	15.06	1.66
黄土层(L ₀)	24	5.74	14.76	13.10	54.30	11.46	0.64
古土壤层(S ₀ ¹)	13	6.79	19.52	16.50	50.31	6.74	0.13
黄土夹层(L _x)	8	5.98	14.60	12.55	53.77	12.57	0.54
古土壤层(S ₀ ²)	30	7.98	21.76	17.23	47.47	5.53	0.03
过渡层(L _i)	9	6.11	14.22	12.43	55.01	11.81	0.43
马兰黄土(L _i)	6	5.76	12.05	11.79	53.77	15.70	0.94
黄土层(L)	38	5.79	13.30	12.77	54.10	12.36	0.67
古土壤层(S)	43	7.62	21.08	17.01	48.33	5.89	0.06

注：黄土层平均粒径是黄土层(L₀)、黄土夹层(L_x)和马兰黄土层(L_i)的平均值；古土壤层平均粒径是古土壤层(S₀¹)和古土壤层(S₀²)的平均值。

同的古气候意义。对黄土高原及黄土与沙漠交接地带风积物的粒度组成研究表明^[36-38]，揭示类似成因机制的粒级范围因地区不同而异。

洛川城东剖面中粒度分布（表 3-1 和图 3-1）具有以下特征：（1）古土壤层小于 1 μm 的粒度含量高于黄土层，平均高 1.83%，反映出古土壤胶粒含量高于黄土；（2）古土壤层 1~5 μm 的粒度含量高于黄土层，平均高 7.78%，反映出古土壤粘粒含量高于黄土；（3）古土壤层 5~10 μm 的粒度含量高于黄土层，平均高 4.24%，反映出古土壤细粉沙含量高于黄土；（4）黄土层 10~50 μm 和大于 50 μm 的粒度含量高于古土壤层，其中 10~50 μm 的粒度含量平均高 5.77%，50~100 μm 的粒度含量平均高 6.47%，反映出黄土粗粉沙、沙粒含量高于古土壤。

临潼王庄剖面中粒度分布（表 3-2 和图 3-2）具有以下特征：（1）古土壤层小于 1 μm 的粒度含量高于黄土层，平均高 1.23%，反映出古土壤胶粒含量高于黄土；（2）古土壤层 1~5 μm 的粒度含量高于黄土层，平均高 4.73%，反映出古土壤粘粒含量高于黄土；（3）古土壤层 5~10 μm 的粒度含量高于黄土层，平均高 3.64%，反映出古土壤细粉沙含量高于黄土；（4）黄土层 10~50 μm 和大于 50 μm 的粒度含量高于古土壤层，其中 10~50 μm 的粒度含量平均高 3.31%，50~100 μm 的粒度含量平均高 5.29%，反映出黄土粗粉沙、沙粒含量高于古土壤。

表 3-2 临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面粒度分布（%）

地层单元	样品 个数	<1 μm	1~5 μm	5~10 μm	10~50 μm	50~100 μm	>100 μm
表土层(TS)	4	6.86	21.92	20.05	48.91	2.19	0.07
黄土层(L ₀)	15	6.52	18.95	18.08	52.8	3.61	0.04
古土壤层(S ₀ ¹)	23	6.86	19.72	17.79	50.25	4.85	0.54
黄土夹层(L _x)	5	4.05	10.23	9.59	51.48	19.44	5.21
古土壤层(S ₀ ²)	27	6.62	19.49	18.50	48.44	5.45	1.51
洪积夹层(X)	3	3.40	6.39	7.22	52.94	27.45	2.63
马兰黄土(L ₁)	4	3.50	7.54	7.39	53.14	24.91	3.52
黄土层(L)	24	5.50	15.23	14.53	52.58	10.46	1.69
古土壤层(S)	50	6.73	19.60	18.17	49.27	5.17	1.06

注：黄土层平均粒径是黄土层(L₀)、黄土夹层(L_x)和马兰黄土层(L₁)的平均值；古土壤层平均粒径是古土壤层(S₀¹)和古土壤层(S₀²)的平均值。

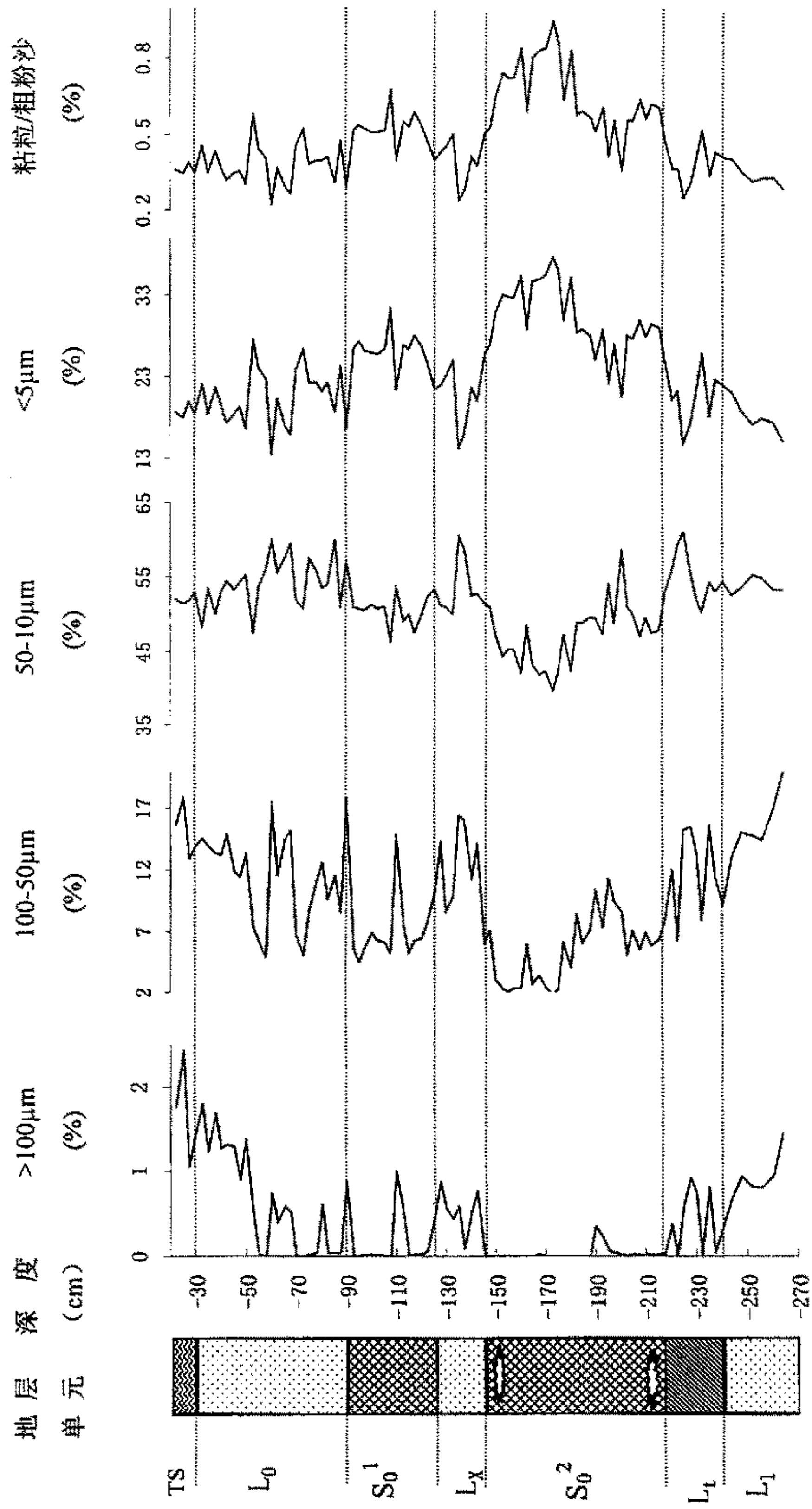


图 3-1 洛川城全新世黄土-古土壤剖面粒度分布曲线图 (图例见图 2-1)

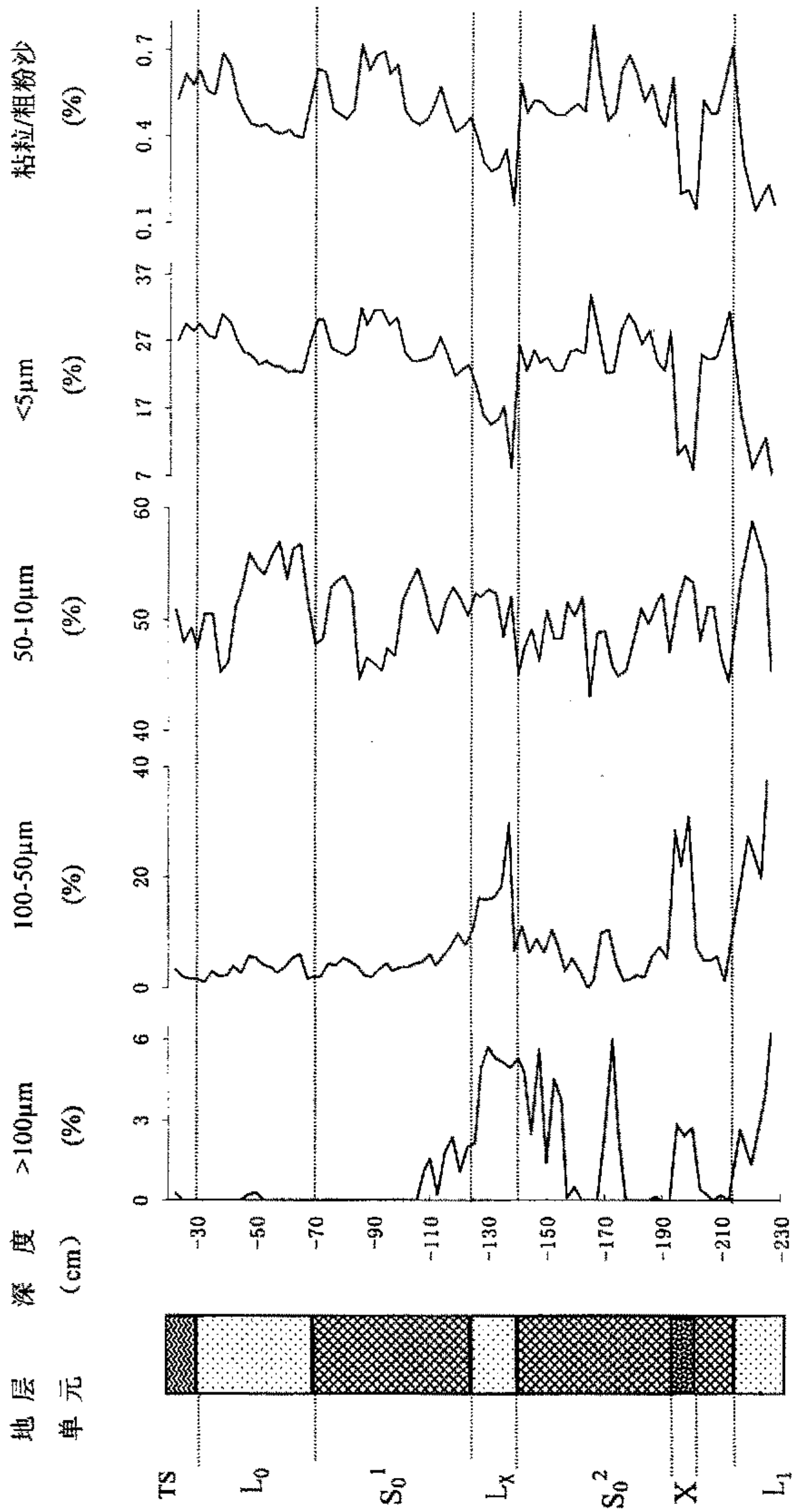


图 3-2 临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面粒度分布曲线图 (图例见图 2-1)

通过以上对粒度组成的详细分析,可以看出 $1\sim 5\mu\text{m}$ 和小于 $1\mu\text{m}$ 的细粒级组分和 $10\sim 50\mu\text{m}$ 的粗粒级组分的粒度含量变化呈明显的反相关关系。小于 $5\mu\text{m}$ 的细粒级组分的粒度含量高,反映了较温湿的气候环境,指示成壤作用强、土壤发育好,沙尘暴活动微弱;而其含量低,反映了较干冷的气候环境,指示成壤微弱、土壤退化,沙尘暴活动频繁。 $10\sim 50\mu\text{m}$ 的粗粒级组分的粒度含量高,反映了较干冷的气候环境,指示成壤微弱、土壤退化,沙尘暴活动频繁;而其含量低,反映了较湿润的气候环境,指示成壤作用强、土壤发育好,沙尘暴活动微弱。粘粒/粗粉沙比值与粘粒含量变化具有相同的变化趋势,与粗粉沙含量变化则相反,比值低反映了较干冷的气候环境,指示成壤微弱、土壤退化,沙尘暴活动频繁;比值高则反映了较温湿的气候环境,指示成壤作用强、土壤发育好,沙尘暴活动微弱。大于 $50\mu\text{m}$ 以上的组分与 $10\sim 50\mu\text{m}$ 组分的粒度含量变化具有同步性和同向性,反映了冬季风的变化特征,指示了强尘暴的发生,这在后面有详细讨论。

洛川城东、临潼王庄两剖面各粒级粒度含量的变化均显示了全新世气候明显的波动(表3-1、表3-2和图3-1、图3-2)。各粒级粒度含量的变化均反映了古土壤层 S_0^1 和 S_0^2 形成期冬季风的减弱和夏季风的增强,表现为小于 $1\mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\mu\text{m}$ 粒度含量的增大, $10\sim 50\mu\text{m}$ 和大于 $50\mu\text{m}$ 粒度含量的减小;古土壤层之间的黄土夹层 L_x 在粒度分布上也得到了明显的反应,表现为小于 $1\mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\mu\text{m}$ 粒度含量的减小, $10\sim 50\mu\text{m}$ 和大于 $50\mu\text{m}$ 粒度含量的增大,反映了黄土夹层 L_x 形成时为冬季风显著增强的气候恶化时期。从临潼王庄剖面中粒度分布的情况可以看出在 S_0^2 形成期有一个特殊层位,约在剖面深 $193\sim 200\text{cm}$ 之间,其粗粒级粒度含量的增大和细粒级粒度含量的减小均非常显著,结合该层位样品的宏观观察发现有大量大于 0.5cm 砾石存在,可以初步断定在本期的风成沉积过程中有洪水发生和洪积物形成。

4 磁化率与环境演变

磁化率是中国黄土—古土壤研究的一个重要物理参量,其作为古气候指标已在国际上日益广泛的用于海陆古气候对比和过去全球变化的研究。黄土磁化率作为夏季东南季风的代用指标,反映了受东南季风控制的成壤强度和降水量的变化。Heller 和刘东生^[11]首次提出磁化率与古气候波动的相关性,并将这一物理参数引入中国黄土研究,用来描述黄土—古土壤序列。同时发现黄土—古土壤磁化率曲线与深海氧同位素变化曲线具有良好的对比性,意味着中国风尘堆积、大陆冰量与全球气候之间存在密切的内在联系^[39]。自此以后,磁化率曲线在黄土与第四纪研究中得以广泛的应用。1985年刘秀铭等^[40]用近千个磁化率数据证明了西峰黄土

磁化率的波峰、波谷与古土壤、黄土层相关性极好。在成土最强的古土壤层磁化率出现最高值，在风化最弱的黄土层出现最低值。

4.1 磁化率的环境指示意义

磁化率是指示物质在磁场中被磁化程度的一种量度，是表征沉积物磁性特征参数之一。物质的初始磁化率(K)可由其磁化率曲线起始段的斜率来定义：

$$K=M/H$$

式中:H表示外加磁场的强度，M表示物质在外加磁场作用下产生的磁化强度^[30]。磁化率的高低主要与黄土、古土壤中所含铁磁性矿物种类及颗粒大小有关^[41]。中国黄土岩石磁学研究表明，组成黄土—古土壤的磁性矿物绝大多数是磁铁矿、赤铁矿和磁赤铁矿^[14, 22, 40, 42]。磁性矿物的粒度是以准单畴为主，古土壤到黄土之间过渡带磁性矿物的矫顽力，剩磁矫顽力和饱和剩余磁化强度的变化为渐变过程，这一过渡带记录的气候由温暖逐渐变为干冷。黄土和古土壤加热和冷却过程中磁化强度是不可逆的，这表现为加热引起磁化强度下降。说明当加热温度达到 300℃时，热磁性质不稳定的磁赤铁矿开始转变为赤铁矿，当加热温度达到 450℃时，磁赤铁矿全部转变为赤铁矿。磁赤铁矿作为一种不稳定的磁性载体存在于黄土和古土壤中，赤铁矿对剩余磁性的贡献是很小的。Zhou, Han, Maher 等^[43-45]先后研究认为，成壤过程是黄土高原土壤磁化率增强的主要原因，成壤过程中有强磁性物质的生成。贾容芬，范国昌^[46]等提出铁细菌和趋磁细菌在土壤磁化率增强中可能有重要的贡献。吕厚远等^[47]认为 C3, C4 植物及燃烧对土壤磁化率有重要的影响，并从现代不同植物的灰化，植物的根系和植物群落的燃烧等方面探讨对植物土壤磁化率的影响，发现植物特别是 C4 植物的生长对土壤磁化率有重要的贡献。目前成壤作用使古土壤磁化率增强的认识已被广泛的认可。

磁化率值随着成壤程度的加强而升高。黄土—古土壤的磁化率主要取决于土壤的粘化强度，而组成黄土—古土壤的原始粉尘的磁化率主要取决于粉尘的粒度组成。末次冰期极盛期的黄土代表了这种未经成壤作用或成壤作用较弱的风成粉尘，对它们的磁化率与粒度形成的相关分析表明，相对纯的风成粉尘的磁化率与粒度之间存在着平缓的线性关系($S=40.79068-0.21568G$ ，这里 S 为野外磁化率，G 为大于 20 μm 颗粒百分含量)。利用这一函数关系可计算出黄土或古土壤样品的磁化率沉积分量，从而可得到磁化率的成壤分量。从这一函数关系可以得到，原始粉尘的磁化率一般低于 50，而古土壤和黄土相对这一本底值的增量主要取决于粉尘堆积后的成壤过程中的次生铁磁性矿物的形成率。因此，大量的磁化率测定发现古土壤的磁化率明显的高于黄土，这是由当时的气候条件所决定的。气候温湿，成壤作用强烈，粘化作用增强，有许多细小的磁铁矿和磁赤铁矿生成，因此使得

古土壤的磁化率增强，可以把磁化率作为东南季风的替代性指标。

磁化率作为一种气候替代性指标，可以把磁化率的变化转化为定量或半定量的气候参数。黄土高原现代气候研究表明，夏季风降水是全年降水的主体，黄土—古土壤成壤分量的高低间接的反映了降水量的大小^[47]。吕厚远等^[48]通过对全国不同地带，不同环境下的表土样品研究发现，年均温 15℃，年降水量 1100mm 左右为临界值，低于此值的黄土高原及周边地区的土壤磁化率与年均温、年降水量成正相关关系，高于此值的华南地区为负相关，新疆和周边地区关系非常复杂。而且，通过对黄土高原及周边地区表层土壤磁化率与相应的年均温、年降水量进行回归检验，得到回归方程，并利用该方程对洛川 S₁—S₂ 黄土地层磁化率进行了古温度和古降水量估算，得到了比较理想的结果。

4.2 磁化率分析方法与结果

磁化率用英国 Bartington 公司生产的 MS-2B 型磁化率仪测量。测量方法如下：

- (1) 称土：称取风干样品 10.0 克，在研钵中轻轻研磨，在不损坏原粒体的前提下，使得团粒的粒径小于 2mm，然后装入小塑料袋编号待测；
- (2) 测量：对每个样品均进行高频和低频磁化率的测定，且连续测量五次，取其平均值为最后测量结果。

运用上述方法对洛川城东剖面 94 个样品和临潼王庄剖面 81 个样品进行了磁化率测定，得到低频和高频磁化率数据，并通过计算得到频率磁化率。频率磁化率% = 100 × (低频 - 高频) / 低频。频率磁化率表示跨越稳定单畴和超单畴界限粒径矿物的存在。高频测量时，粒度较小的磁性矿物由于磁滞而被阻挡，对高频磁化率不再有贡献^[41]。频率磁化率数值随着黄土和古土壤层的出现分别呈波峰和波谷与其相对应，反映在古土壤的发育过程中，有许多超顺磁粒级的铁磁性矿物的形成，这实际上是反映成壤环境的变化。

4.3 磁化率变化及其环境演化特征

由夏季风强度决定的风积物后期成壤强度的不同是导致黄土与古土壤层磁化率差别的主要原因。因此，可以将黄土—古土壤剖面的磁化率值作为成壤强度和粉尘堆积速率的一种量度。当夏季温度偏高和夏季风强盛时，降水较多，沙尘暴活动弱，植被密度较大，成土作用强，风积物和土壤中含有的细颗粒和超顺磁性颗粒组分浓度就高，磁化率高；反之，降水较少，沙尘暴活动强，植被密度小，成土作用弱，风积物和土壤中含有的粗颗粒磁性矿物相对较多，而细颗粒和超顺磁性颗粒组分浓度就低，磁化率低。

表 4-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面的磁化率分布

地层单元	样 数	高频磁化率		低频磁化率		频率磁化率 (xfd)	
		/ $\times 10^{-8}$ SI		/ $\times 10^{-8}$ SI		/ $\times 10^{-2}$	
		范围	平均	范围	平均	范围	平均
表土层 (TS)	4	115~119	116.73	125~130	127.45	7.7~9	8.42
黄土层 (L_0)	24	101~159	125.89	110~174	137.96	7.4~9.8	8.74
古土壤层 (S_0^1)	13	130~147	138.48	141~162	152.05	8~9.6	8.91
黄土夹层 (L_x)	8	131~142	137.06	143~156	150.53	8.5~9.3	8.94
古土壤层 (S_0^2)	30	144~197	176.7	158~219	194.97	8.5~10.4	9.36
过渡层 (L_t)	9	96~158	128.11	104~174	140.02	7.2~9.6	8.49
马兰黄土 (L_1)	6	60~79	65.28	64~86	70.23	5.5~8.7	6.95
黄土层	38	60~159	118.67	64~174	129.91	5.5~9.8	8.5
古土壤层	43	130~197	165.14	141~219	181.99	8~10.4	9.22

注：黄土层平均磁化率是黄土层 (L_0)、黄土夹层 (L_x) 和马兰黄土层 (L_1) 的平均值；古土壤层平均粒径是古土壤层 (S_0^1) 和古土壤层 (S_0^2) 的平均值。

洛川城东剖面磁化率显示了高峰值与低谷值的交替 (表 4-1 和图 4-1)，反映了明显的黄土—古土壤交替变化的特征，大致可划分为六段。第一段为黄土层 L_0 (30~90cm)，低频磁化率 (以下均指低频磁化率) 在 $110\sim 174 \times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 137.96×10^{-8} SI，为低值段，但在 53cm 处各条磁化率曲线上都有一高值点 (见图 4-1)，反映出人类耕作对土壤发育具有一定的影响。第二段为古土壤层 S_0^1 (90~125cm)，磁化率在 $141\sim 162 \times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 152.05×10^{-8} SI，为相对高值段，但与黄土层 L_0 相比变幅不大。第三段为黄土夹层 L_x (125~145cm)，磁化率在 $143\sim 156 \times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 150.53×10^{-8} SI，为相对低值段，但与古土壤层 S_0^1 相比变幅不大。第四段为古土壤层 S_0^2 (145~218cm)，磁化率在 $158\sim 219 \times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 194.97×10^{-8} SI，为明显最高值段，与黄土夹层 L_x 相比变幅大。第五段过渡层 L_t (218~240cm)，磁化率在 $104\sim 174 \times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 140.02×10^{-8} SI，为低值段。第六段为马兰黄土层 L_1 (240~264cm)，磁化率在 $64\sim 86 \times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 70.23×10^{-8} SI，是迅速降低阶段，且出现最低值段。

临潼王庄剖面磁化率显示了高峰值与低谷值的交替 (表 4-2 和图 4-2)，反映

表 4-2 临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面的磁化率分布

地层单元	样 数	高频磁化率		低频磁化率		频率磁化率(xfd)	
		/ $\times 10^{-8}$ SI		/ $\times 10^{-8}$ SI		/ $\times 10^{-2}$	
		范围	平均	范围	平均	范围	平均
表土层(TS)	4	106~111	108.93	118~124	121.7	10~11	10.49
黄土层(L ₀)	15	79~111	93.96	87~122	103.40	8~10	9.13
古土壤层(S ₀ ¹)	23	75~118	90.68	80~128	99.83	7~10	9.14
黄土夹层(L _x)	5	50~68	58.24	52~74	62.64	4~8	6.89
古土壤层(S ₀ ²)	27	53~98	81.74	57~110	90.21	7~11	9.30
洪积夹层(X)	3	52~57	54.07	55~61	57.87	6~7	6.55
马兰黄土(L ₁)	4	37~56	45.4	38~60	48.05	3~7	5.34
黄土层	24	37~111	78.43	38~122	85.68	3~10	8.29
古土壤层	50	53.3~118	85.85	57~128	94.64	7~11	8.91

注：黄土层平均磁化率是黄土层(L₀)、黄土夹层(L_x)和马兰黄土层(L₁)的平均值；古土壤层平均粒径是古土壤层(S₀¹)和古土壤层(S₀²)的平均值。

了明显的黄土—古土壤交替变化的特征，大致可划分为六段。第一段为黄土层 L₀ (30~70cm)，低频磁化率(以下均指低频磁化率)在 79~111 $\times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 93.96 $\times 10^{-8}$ SI，为低值段，但各条磁化率曲线上部相对下部为高值段(见图 4-2)，反映出人类耕作对土壤发育具有一定的影响。第二段为古土壤层 S₀¹ (70~125cm)，磁化率在 75~118 $\times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 90.68 $\times 10^{-8}$ SI，为相对高值段，但与黄土层 L₀相比变幅不大。第三段为黄土夹层 L_x (125~138cm)，磁化率在 50~68 $\times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 58.24 $\times 10^{-8}$ SI，为明显低值段，与古土壤层 S₀¹相比变幅较大。第四段为古土壤层 S₀² (138~213cm)，磁化率在 53~98 $\times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 81.74 $\times 10^{-8}$ SI，为相对高值段，与黄土夹层 L_x相比变幅大。第五段为古土壤层 S₀²中的洪积夹层 X (193~200cm)，磁化率在 52~57 $\times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 54.07 $\times 10^{-8}$ SI，为明显低值段。第六段为马兰黄土层 L₁ (213~230cm)，磁化率在 37~56 $\times 10^{-8}$ SI 之间，平均为 45.4 $\times 10^{-8}$ SI，是迅速降低阶段，且出现最低值段。

洛川城东和临潼王庄两剖面磁化率的上述变化表明，从表土层向下黄土—古土壤序列可看到非常明显的由于气候变化而引起的磁化率高峰值段与低谷值段的

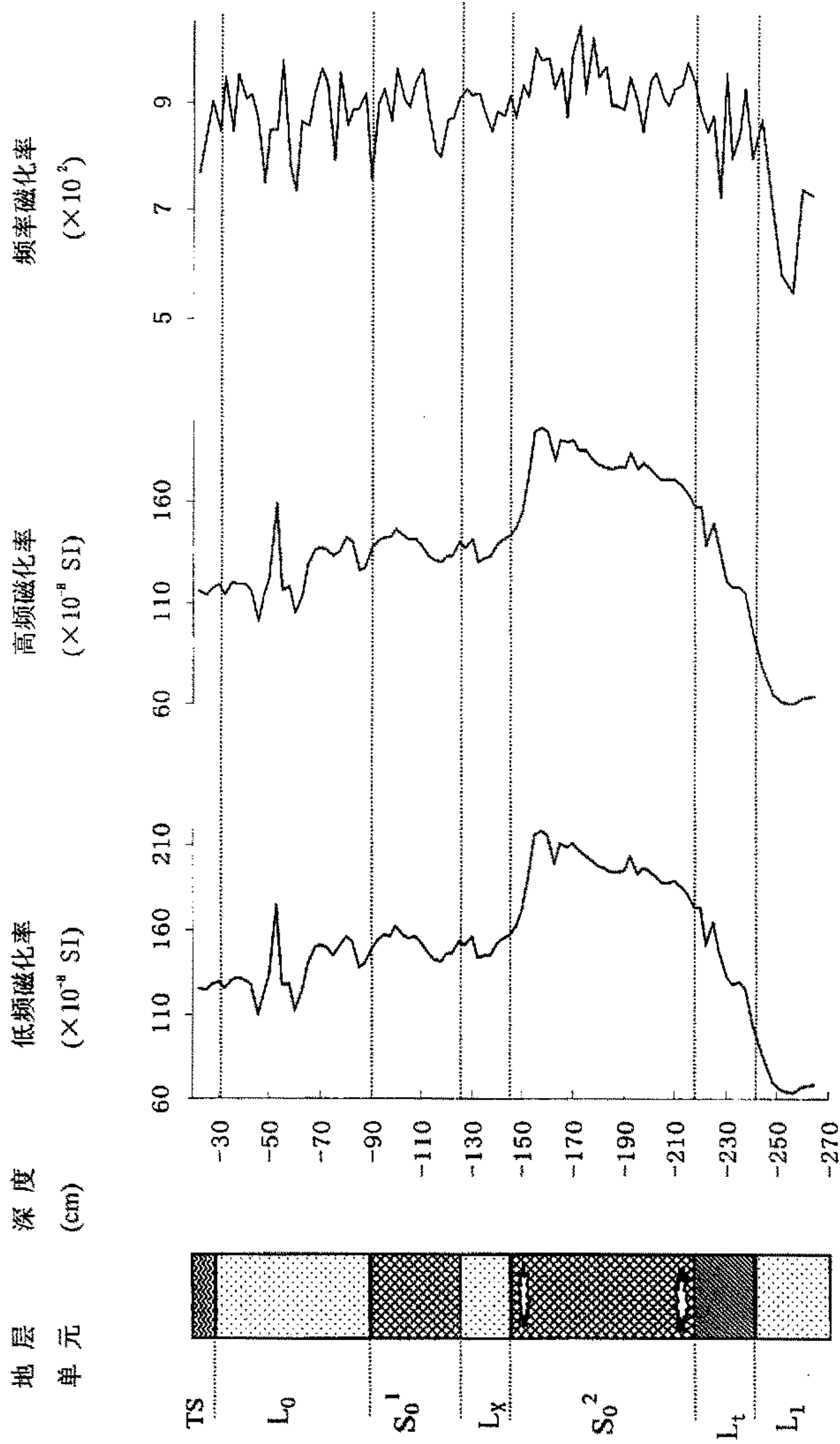


图 4-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面磁化率分布曲线图 (图例见图 2-1)

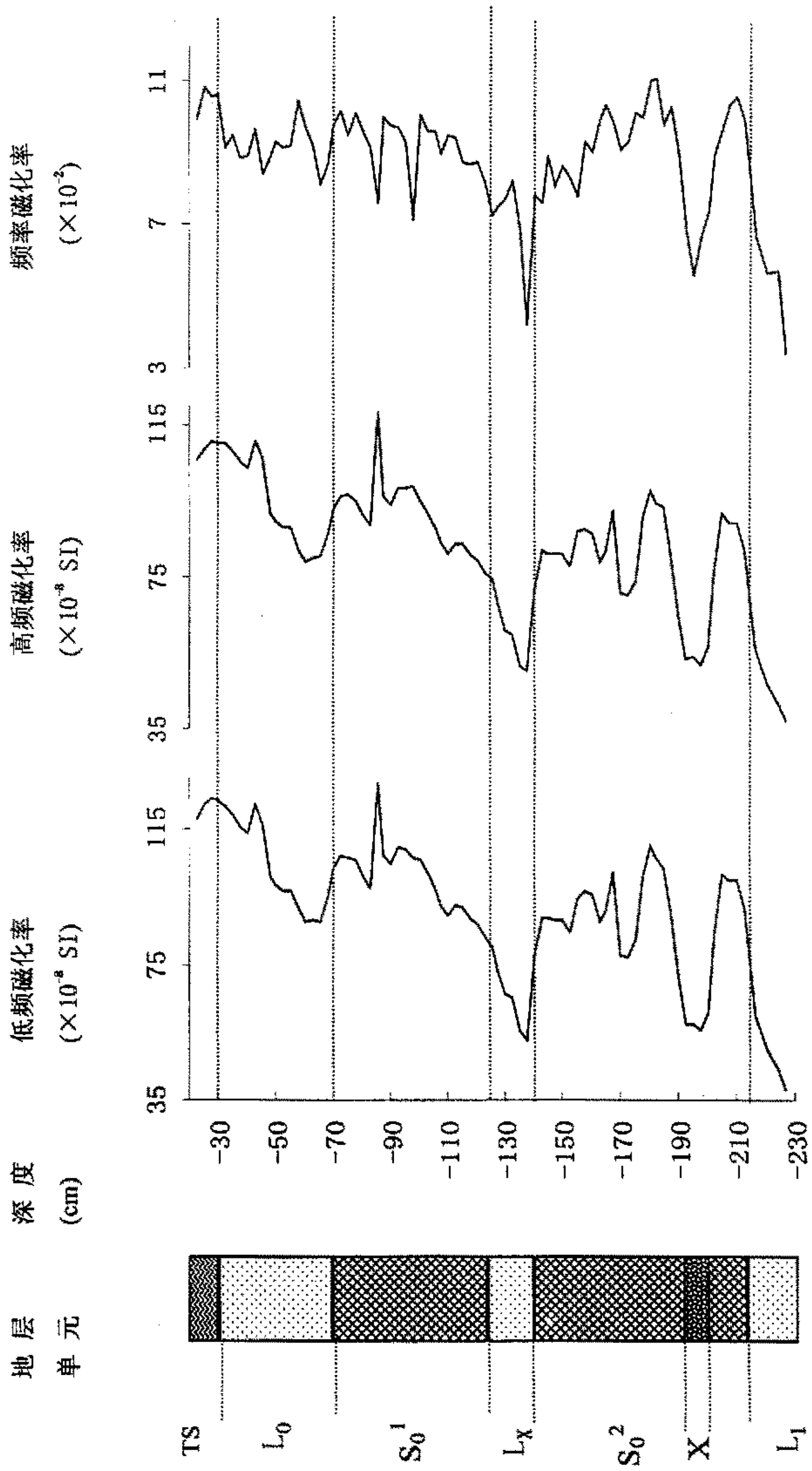


图 4-2 临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面磁化率分布曲线图 (图例见图 2-1)

交替, 在 S_0^2 和 S_0^1 形成期是全新世以来两个最重要的成壤期, 尤其是 S_0^2 形成时的气候条件明显优越于其他各层形成时的气候条件。在二者之间存在的黄土夹层 L_x 为一个磁化率较低值层位, 反映了其形成期是一个降水减少、温度下降的气候恶化期, 是一次粉尘堆积加快阶段。两剖面频率磁化率的峰值与古土壤相对应, 波谷与黄土相对应。临潼王庄剖面 S_0^2 中 193-200cm 处出现一个反常低值段, 表明 S_0^2 形成期存在气候突变事件或有其他沉积物加入, 结合野外观察及前面粒度分析结果表明, 本期可能发生了明显的洪水事件。由于洪积物的加入稀释了黄土中的磁性矿物, 致使该段磁化率明显偏低。两剖面磁化率高峰值段与低谷值段的交替, 明显的反映了由于季风气候变化引起的成壤强度的时间分异。

5 古土壤类型与环境

5.1 碳酸盐含量与环境演变

富含碳酸盐是黄土沉积物的一个很重要的特征。碳酸盐含量的变化, 可以反映黄土—古土壤形成时的风化成壤作用的强弱程度, 从而表现了制约这种作用的生物气候环境的变迁。鉴于碳酸盐的淋溶、淀积与降水密切相关, 从而成为反映气候变化的又一个重要的地球化学指标。刘东生等^[49]也明确指出, 黄土中碳酸盐总量的含义比较直观, 它主要由土壤的淋溶程度所控制。因此, 可作为降水量变化的一个替代性指标。

5.1.1 碳酸盐的环境指示意义

中国黄土剖面碳酸盐含量在黄土与古土壤之间存在着很大的差别。在温湿的土壤发育时期, 加强的夏季风将更多的水气带入黄土高原形成降水, 由此导致碳酸盐的淋溶作用加强, 土壤层碳酸盐含量降低; 而在干冷的黄土堆积时期, 夏季风的强度降低, 持续时间缩短, 有限的降水不足以使碳酸盐产生显著的淋溶。因此, 黄土层通常比古土壤层碳酸盐含量高。如渭南剖面马兰黄土层 L_1^1 、 L_1^2 和 L_1^3 中, $CaCO_3$ 含量一般都大于 15%, 最高可达 22%; 古土壤层显著低于黄土, S_1 中下部仅为 0.22%^[50]。碳酸盐含量的高低标志着黄土、古土壤所经受的风化作用的强弱, 对受东亚季风所控制的降水有较好指示作用。

黄土、古土壤中碳酸盐的成因主要有两种: 一种源区搬运而来的, 以碎屑形式存在的原生碳酸盐, 另一种是黄土、古土壤形成过程中受雨水、温度和生物等作用产生的自生碳酸盐(次生碳酸盐)。后者约占碳酸盐的 90%以上^[30], 并随碳酸盐总含量的降低而增加, 尤其在古土壤中几乎不含原生碳酸盐。文启忠等^[51]研究指出, 黄土次生碳酸盐化的程度主要取决于堆积区当时的生物气候环境, 即黄土中碳酸盐含量的变化主要与湿度有关。

碳酸盐总量的变化主要由土壤水的淋溶过程决定。成土母质黄土富含碳酸钙，在夏季高温多雨条件下，土壤含水量高，水分向下入渗，使土壤中盐类发生季节性淋溶，大部分以重碳酸盐形式随下渗水移动，在剖面下部形成假菌丝体、粉末状、眼斑状和结核状等碳酸钙淀积层。淀积层中 CaCO_3 的含量一般大于 20%，高者可达 80%^[52]。钙积层的深度、厚度及 CaCO_3 含量，因土类和区域不同。总的趋势是降水量越少，钙的淋溶程度越弱，钙积层位越高，含量越多^[27, 33]。有研究表明^[54, 55]，古土壤剖面 CaCO_3 淀积深度的变化，也可以作为衡量气候湿润程度的指标。这对于推断黄土地区过去的降水量变化具有重要意义。

5.1.2 碳酸钙含量分析方法

(1) 取通过 0.25mm 筛孔的风干土样 0.5g，置于 250ml 的三角瓶中，然后将装有 2/3 体积 1:2 盐酸的小试管用镊子立于已盛有土样的三角瓶中；

(2) 广口瓶中装入 $0.5\text{mol} \cdot \text{L} \text{H}_2\text{SO}_4$ 有色溶液，关闭活塞 G，打开夹子 F，用打气筒打气，使水装满滴定管（滴定管 0 刻度处）。关闭活塞 K（与外部空气隔绝），将橡皮塞 J 塞好，此时 B 管液面略低于 A 管，稍等片刻，检查是否漏气。如果漏气，两管液面会慢慢齐平，则应查明原因。打开活塞 K，使 A、B 两管液面重新在同一平面上，并记下 B 管的数字。再关好活塞 K（与外部空气隔绝），同时打开活塞 G；

(3) 三角瓶 C 中的 D 管盐酸倒于瓶底，此时即有 CO_2 气体产生，B 管液面下降，应及时用夹子 F 调节 A 管液面，使 A 管液面始终低于 B 管液面。当 B 管液面停止下降时，用手间歇轻摇三角瓶 4~5 次，（手应拿住瓶口处以减小体温的影响），直到 B 管液面不下降为止；

(4) 用夹子 F 或上下变动 A 管液面高低来调节 A、B 两管液面在同一水平面上，记下读数，前后两读数之差即为所产生的 CO_2 体积。同时读取气压计读数和温度数；

(5) 查相关表（ CO_2 密度）计算；

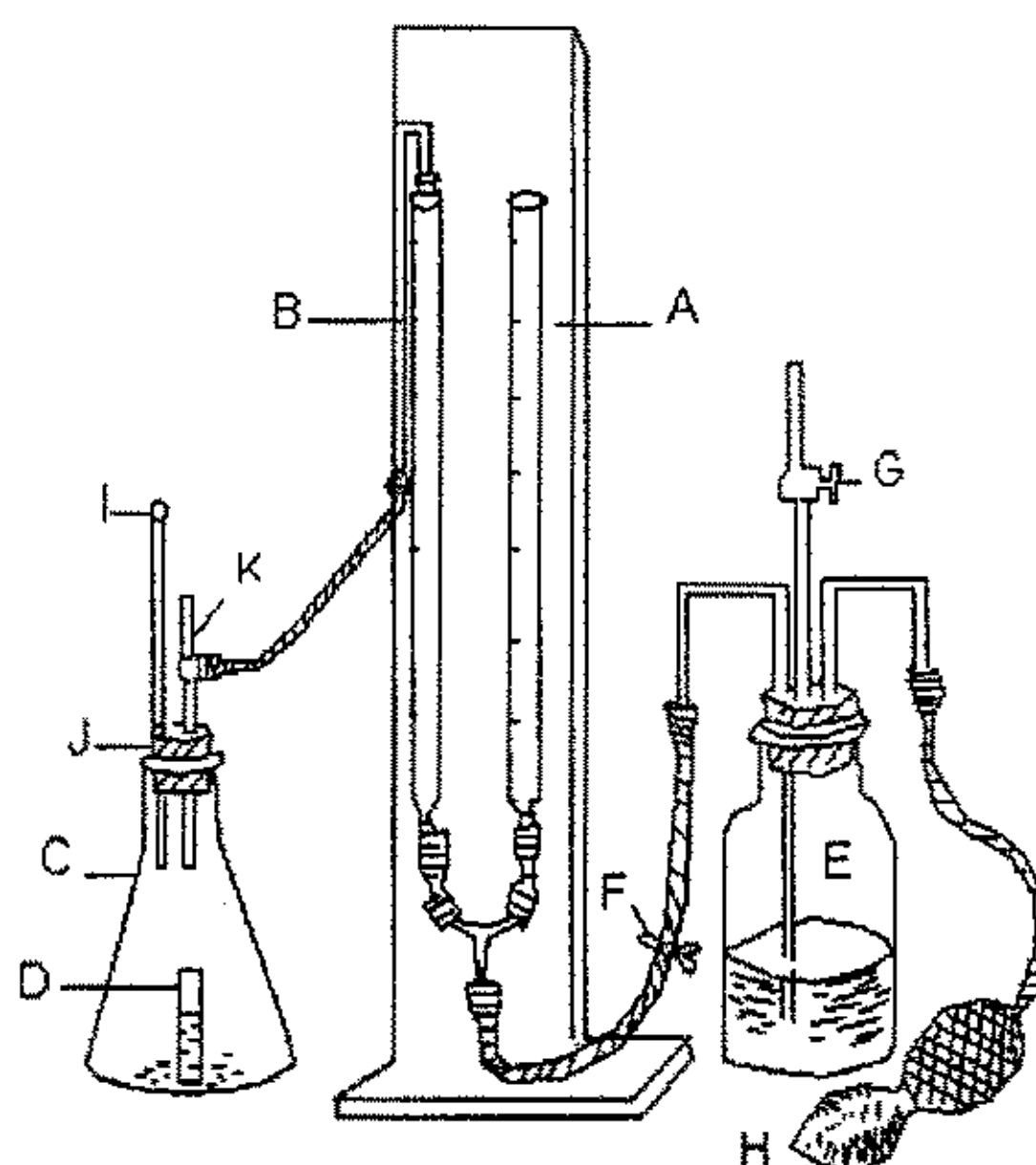


图 5-5 气量法测定 CaCO_3 的装置图

$$\text{土壤 CaCO}_3 \text{ 含量 (\%)} = V \times \rho / m \times 10^{-4} \times 2.273$$

式中: V —在当时气压和温度下产生的 CO_2 体积 (ml);

ρ —在当时气压和温度下查得的 CO_2 密度 ($\mu\text{g} \cdot \text{ml}^{-1}$);

2.273— CO_2 换算成 CaCO_3 系数 (100/44);

m —烘干样品质量 (g)。

5.1.3 碳酸钙含量变化及其环境演变特征

半湿润地区黄土中碳酸钙含量的变化主要取决于由降水决定的土壤湿度的变化, 故其含量变化反应了降水量的波动变化^[30, 56-58]。碳酸钙含量在不同粒级中的分布也不均匀, 主要赋含于 5~50 μm 的粉土粒级中^[56], 而黄土—古土壤中小于 2 μm 粒级中所含的碳酸盐可代表成壤碳酸盐, 其蕴含的地球化学信息可用以重建成壤时的古环境条件^[57]。通过以上分析可以看出, 当降水量增大时, 土壤中碳酸钙化学风化和迁移强度增大, 碳酸钙遭受强烈的淋溶而大量移出该风化层, 导致碳酸钙含量减小; 反之, 碳酸钙含量增大。换言之, 碳酸钙含量减小反映了气候环境的湿润化, 碳酸钙含量增大反映气候环境的干旱化。

洛川城东剖面碳酸钙含量的分析显示, 整个剖面碳酸钙含量变化明显, 黄土层高于古土壤层, 黄土层平均为 5.76%, 古土壤层平均为 0.99%, 二者相差 4.77%, 反映了黄土与古土壤形成期气候环境明显的变化。从表 5-1 和图 5-1 可以看出古土壤层 S_0^2 的碳酸钙含量基本为零, 说明古土壤层 S_0^2 形成期为全新世降水最多的气候最适宜期。过渡层 L_1 之后碳酸钙含量明显增加, 整个剖面最高值出现在 L_1 , 为 12.44%。古土壤层 S_0^1 的碳酸钙含量略高于黄土夹层 L_x , 这可能是进入 S_0^1 时降水增多对下层 L_x 碳酸钙淋溶的结果。在 S_0^2 顶部碳酸钙含量明显高于该层其它部位, 应是上层 L_1 碳酸钙向下淋溶所致。

表 5-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面碳酸钙含量 (%)

层位	TS	L_0	S_0^1	L_x	S_0^2	L_1	L_1	L	S
范围	5.2~11	2.7~9.7	1.8~3.2	1.6~2.4	0~1.8	0.1~8.9	9.9~12.4	1.6~12.4	0~3.2
均值	7.00	5.54	2.50	2.11	0.34	3.66	11.51	5.76	0.99

注: 黄土层碳酸钙平均含量是黄土层 (L_0)、黄土夹层 (L_x) 和 马兰黄土层 (L_1) 的平均值; 古土壤层碳酸钙平均含量是古土壤层 (S_0^1) 和古土壤层 (S_0^2) 的平均值。

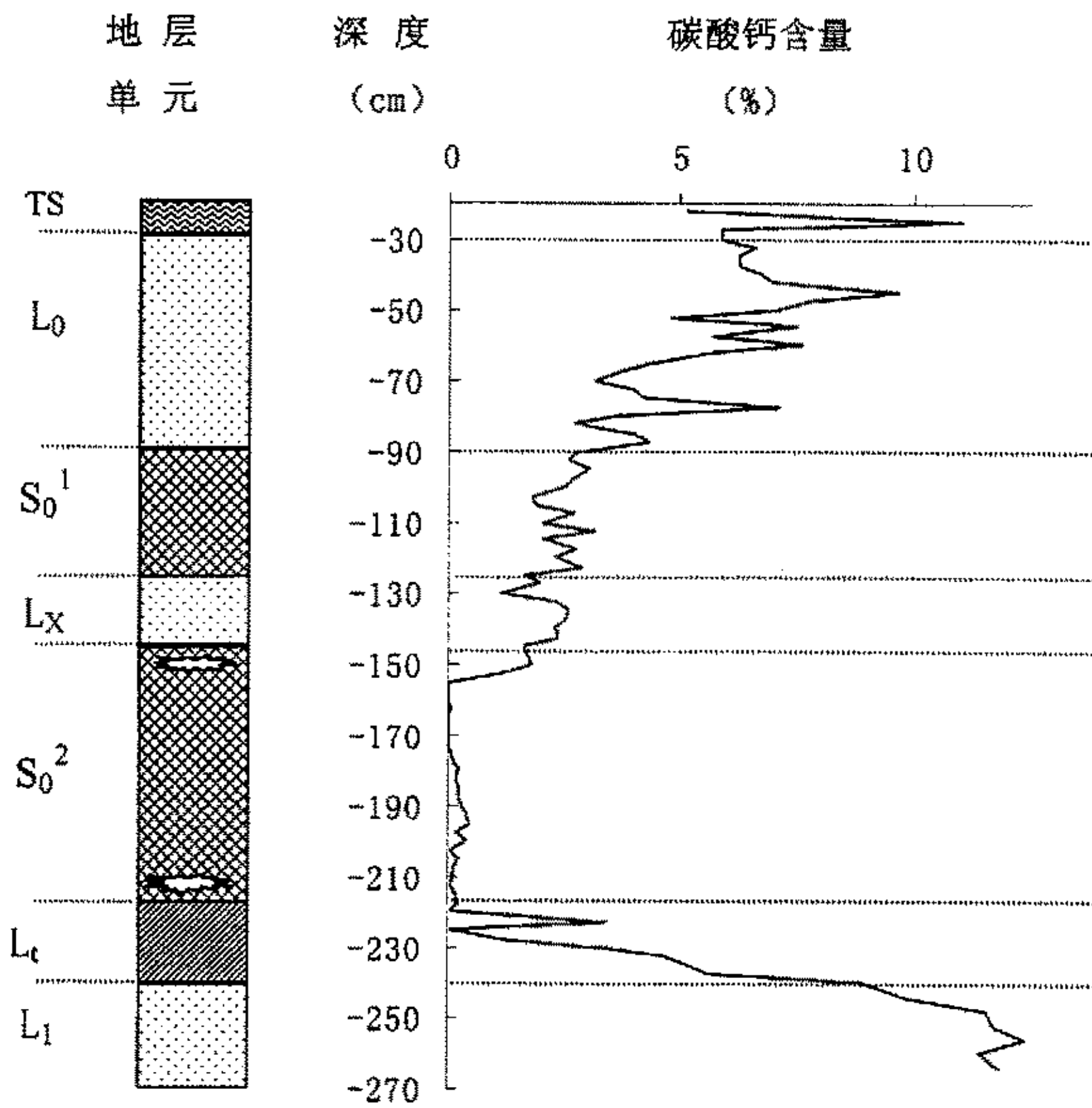


图 5-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面碳酸钙分布曲线图 (图例见图 2-1)

表 5-2 临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面碳酸钙含量 (%)

层位	TS	L ₀	S ₀ ¹	L _x	S ₀ ²	X	L ₁	L	S
范围	1.2~1.6	1.3~2.3	0.7~1.8	1.2~1.7	0.5~2.4	1.6~2.1	1.4~1.6	1.2~2.3	0.5~2.4
均值	1.35	1.7	1.31	1.44	1.30	1.83	1.45	1.59	1.31

注：黄土层碳酸钙平均含量是黄土层 (L₀)、黄土夹层 (L_x) 和 马兰黄土层 (L₁) 的平均值；古土壤层碳酸钙平均含量是古土壤层 (S₀¹) 和古土壤层 (S₀²) 的平均值。

临潼王庄剖面碳酸钙含量的分析显示，整个剖面碳酸钙含量变化明显，黄土层高于古土壤层，黄土层平均为 1.59%，古土壤层平均为 1.31%，二者相差 0.28%，反映了黄土与古土壤形成期气候环境的变化。从表 5-2 和图 5-2 可以看出古土壤层 S₀² 中下部的碳酸钙含量明显增加，这是碳酸钙在古土壤层 S₀² 中上部形成时向

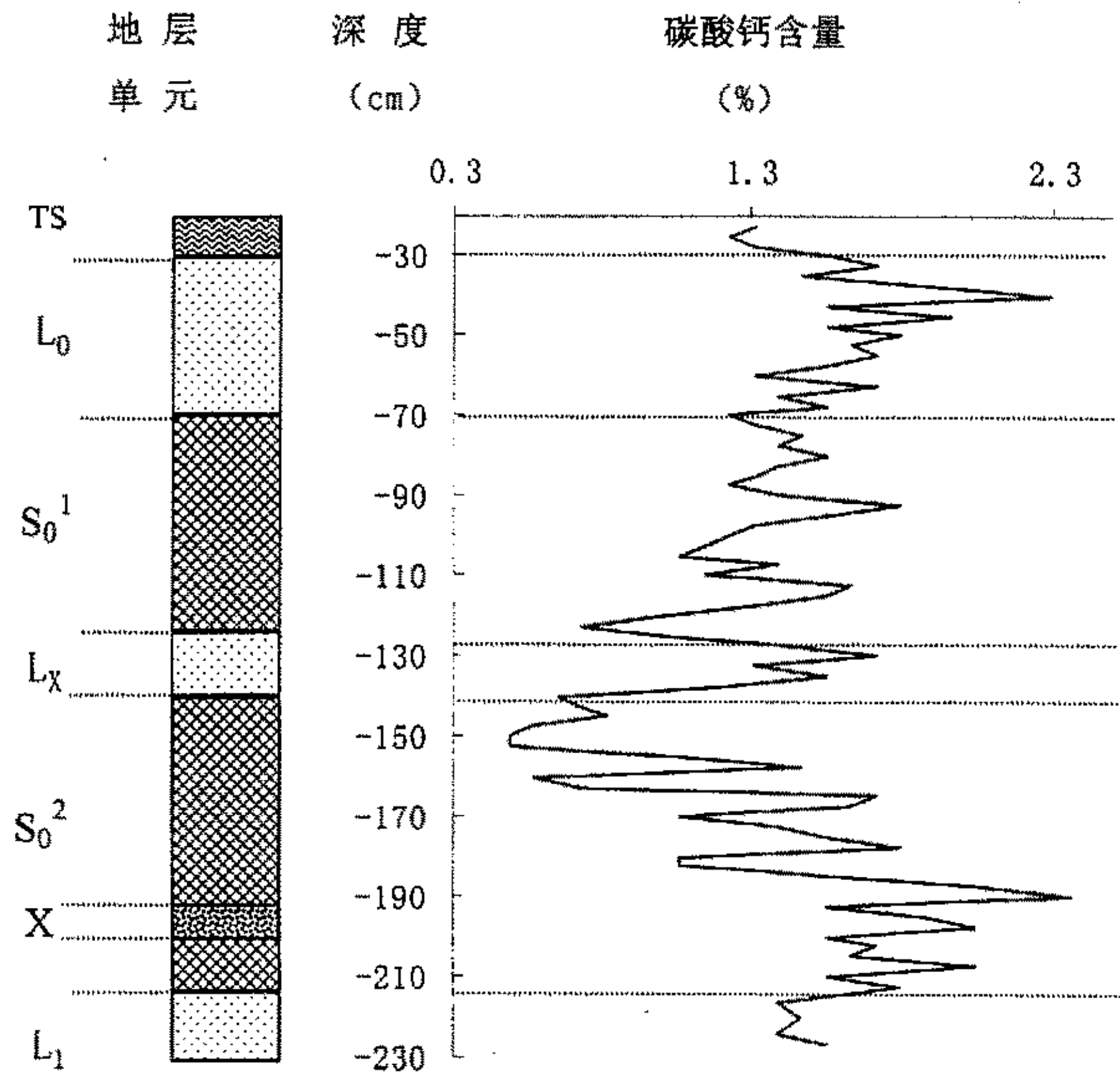


图 5-2 临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面碳酸钙分布曲线图 (图例见图 2-1)

下强烈淋溶的结果。该剖面位于渭河阶地上水分条件较好，易使碳酸钙向下淋溶。剖面黄土中碳酸钙含量偏低，可能是受后期渭河洪水的影响，使剖面上部黄土中的碳酸钙向下迁移到下部黄土 L₁ 中。剖面黄土层 L₀ 中 40cm 处出现一峰值，为 2.29%，这反映近现代人类耕作（主要是人工灌溉）对碳酸钙迁移的影响。两剖面碳酸钙曲线均反映了古土壤形成期气候环境的湿润化，黄土形成期气候环境的干旱化。

5.2 洛川城东剖面全新世古土壤的微结构与环境

5.2.1 古土壤的微结构与环境

风尘自堆积之后就不停地进行风化成土，一定的土壤微结构总是形成在特定的成土过程中，指示了特定的成土强度，直接受到地表环境条件所制约^[30, 59-68]。土壤微结构是在各成土因素共同作用下形成的，能反映土壤的特征、形成过程和性质。土壤微结构也是判别土壤发育强弱、土壤类型的重要依据。发育好的古土壤微结构的特征是有光性粘土胶膜发育。光性粘土胶膜是在土壤发育过程中形成的

新生体，是微细的粘土成份在成壤过程中发生移动产生的。光性粘土胶膜的含量、发育强弱与发育时的气温、降水量有密切关系，气候越温湿偏热，光性粘土胶膜发育越好，反之相反。它对于判定土壤类型具有不可忽视的作用。

5.2.2 洛川城东剖面全新世古土壤的微结构

为了研究洛川城东剖面中古土壤微结构及其反映的成土强度、土壤类型，从该剖面 S_0^1 和 S_0^2 中分别取 5 个和 7 个样品磨片用于土壤微结构分析。对这些薄片在显微镜下观察研究得知，古土壤 S_0^2 中粉沙颗粒多以棱边和棱角接触；矿物边缘风化明显，具有流动的特点，定向排列明显，结构较为紧实；粘土颗粒含量较高，主要是以填充粒间孔隙的形式存在；胶结物主要呈填隙状，多以块状或条带状形式存在，呈现粒状-孔隙胶结微结构。古土壤 S_0^2 上下部土壤发育较强，孔洞边缘残积-淀积粘土胶膜较常见，但光性常不均一；中部土壤发育最强，有块状粘土胶膜出现，且光性较明显。说明中部土壤较上下部土壤发育强。总体来说古土壤 S_0^2 粘土胶膜发育，孔洞边缘均有残积-淀积形成的胶膜，但光性较弱，残积-淀积型土壤特点明显。同时该古土壤层中块状粘土胶膜含量少，而且颜色普遍偏暗，光性不很均一，这可能反映出该层古土壤发育时气候的湿热程度不高，淋滤作用不强烈。

古土壤 S_0^1 中粉沙颗粒多以棱边和棱角接触，孔隙多被胶结物充填，呈现粒状-孔隙胶结微结构；矿物边缘风化不如 S_0^2 明显，粗颗粒具有一定的定向排列，结构较为紧实。古土壤 S_0^1 中有一定的粘化作用，粘土颗粒呈条带状和块状，但无光性。一些地方粘化强，略有红棕色显示，偶见发育弱的粘土胶膜，呈条带状和流胶状，但光性较弱。以上表明该层古土壤是以残积粘化为主的碱性土壤，不具淀积粘化的特征。

5.3 洛川城东剖面全新世古土壤类型与环境

洛川城东剖面中古土壤 S_0^2 呈红褐色，棱柱状结构发育。碳酸钙含量平均为 0.34%，而且其中部的碳酸钙基本被淋失殆尽，一些样品中不含碳酸钙，其它样品碳酸钙含量一般小于 0.2%，只有顶部和底部个别样品含量较高，这可能是上部淋滤和下部残积的结果，反映出大部分碳酸盐淋失。并且根据野外观察，古土壤 S_0^2 中碳酸钙含量很少，仅在棱柱体之间的裂隙处有少量次生碳酸钙薄膜和斑点出现。而发育在半干旱条件下的黑垆土最明显的特征是土壤剖面中常见粉状及菌丝状碳酸钙，且碳酸钙淀积层分布深度小^[69]，所以古土壤 S_0^2 不是黑垆土。另外，据其他方面的研究^[70, 71] 全新世大暖期比现代气候温暖湿润，当时土壤发育强度比现在强。而洛川地区现代的土壤类型为黑垆土，年降水量为 623 毫米，年平均气温 9.2℃，全新世中期比今温湿，土壤发育条件比黑垆土（年降水量为 400 毫米，年平均气

温 9℃) 明显优越, 所以全新世大暖期发育的土壤不是黑垆土。其次, 据该土壤粘化较强及中部略显红棕色的特点分析, 它应该是在温湿或湿热条件下形成的, 可能的类型是褐色土与淋溶褐土。但是从土壤中的块状粘土胶膜含量少, 颜色普遍偏暗, 有明显碳酸钙淀积层发育判断, 古土壤 S_0^3 应当是干性森林条件下发育很好的典型褐土。

古土壤 S_0^1 中粘粒含量明显少于 S_0^2 ; 矿物风化程度不如 S_0^2 明显; 粘土胶膜含量很少, 仅个别地方有发育弱的粘土胶膜, 呈条带状和流胶状, 且光性很弱, 反映其粘化弱, 是以残积粘化为主的土壤。说明古土壤 S_0^1 是比 S_0^2 发育弱的土壤。野外观察可知, 洛川城东剖面中古土壤 S_0^1 中颜色比 S_0^2 浅, 呈浅棕红色; 以团块结构为主, 棱柱状结构不如褐土明显; 厚度小, 为 0.3m 左右。碳酸钙含量在 1.8~3.2% 之间, 平均为 2.50%, 比典型褐土碳酸钙含量多, 并且裂隙壁出现少量的白色钙膜, 反应出古土壤 S_0^1 为粘化弱、含碳酸钙的碱性土壤。古土壤 S_0^1 应当是碳酸盐褐土。

6 土壤 pH 值与环境演变

6.1 土壤 pH 值测定方法

- (1) 称土: 称取通过 1mm 筛孔的风干土样 5g, 置于 50mm 的烧杯中;
- (2) 浸提: 用量筒量取 25ml 无 CO_2 蒸馏水, 加入烧杯中;
- (3) 搅拌: 用玻璃棒搅拌约 13 分钟, 静置半小时, 澄清;
- (4) 用酸度计测定: 首先在测量样品之前将电极用已知的标准缓冲溶液进行标定。之后将 pH 复合电极的球插到待测液面以下, 待显示屏上的 pH 值读数趋于稳定以后, 按确认键和贮存键, 样品测定结束。每测一个样品要用洗瓶轻轻将 pH 复合电极表面和温度传感器顶端所粘附的土粒洗去, 并用滤纸将水吸干, 再进行第二次测定。当测定 5~6 个样品以后, 应用 pH 标准液对复合电极进行重新标定, 以确保测定系统的一致性。

6.2 土壤 pH 值的环境指示意义

土壤的酸碱性是描述土壤形成过程和熟化过程的良好指标, 常以土壤 pH 值来表示。土壤 pH 值受土壤溶液中游离的 H^+ 、 OH^- 的浓度和土壤胶体吸附的 H^+ 、 Al^{3+} 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 等离子浓度的影响, 此外土壤中的 $CaCO_3$ 含量也极大地影响着土壤 pH 值、土壤供肥能力和土壤环境质量, 进而影响植物的生长和发育, 反过来又影响土壤 pH 值^[41]。

影响土壤溶液中游离的 H^+ 、 OH^- 的浓度和土壤胶体吸附的 H^+ 、 Al^{3+} 、 Na^+ 、 Ca^{2+} 等离子浓度以及土壤中的 $CaCO_3$ 含量变化的主要因素是气候因素和植被状况, 当

气候变得湿润时，植被生长茂盛，生物化学风化强烈，土壤 pH 低；当气候变干冷时，植被稀疏，生物化学风化微弱，土壤 pH 高。

6.3 土壤 pH 值变化及其环境演变特征

由测定结果（表 6-1、表 6-2 和图 6-1、图 6-2）可知，洛川城东和临潼王庄

表 6-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面 pH 值变化

层位	TS	L ₀	S ₀ ¹	L _x	S ₀ ²	L _t	L ₁	L	S
范围	8.0~8.8	8.1~8.8	7.8~8.5	8.4~8.8	7.1~8.0	7.1~8.0	7.7~8.8	7.9~8.8	7.1~8.8
均值	8.57	8.41	8.21	8.59	8.22	7.68	8.13	8.41	8.21

注：黄土层 pH 平均值是黄土层（L₀）、黄土夹层（L_x）和 马兰黄土层（L₁）的平均值；古土壤层 pH 平均值是古土壤层（S₀¹）和古土壤层（S₀²）的平均值。

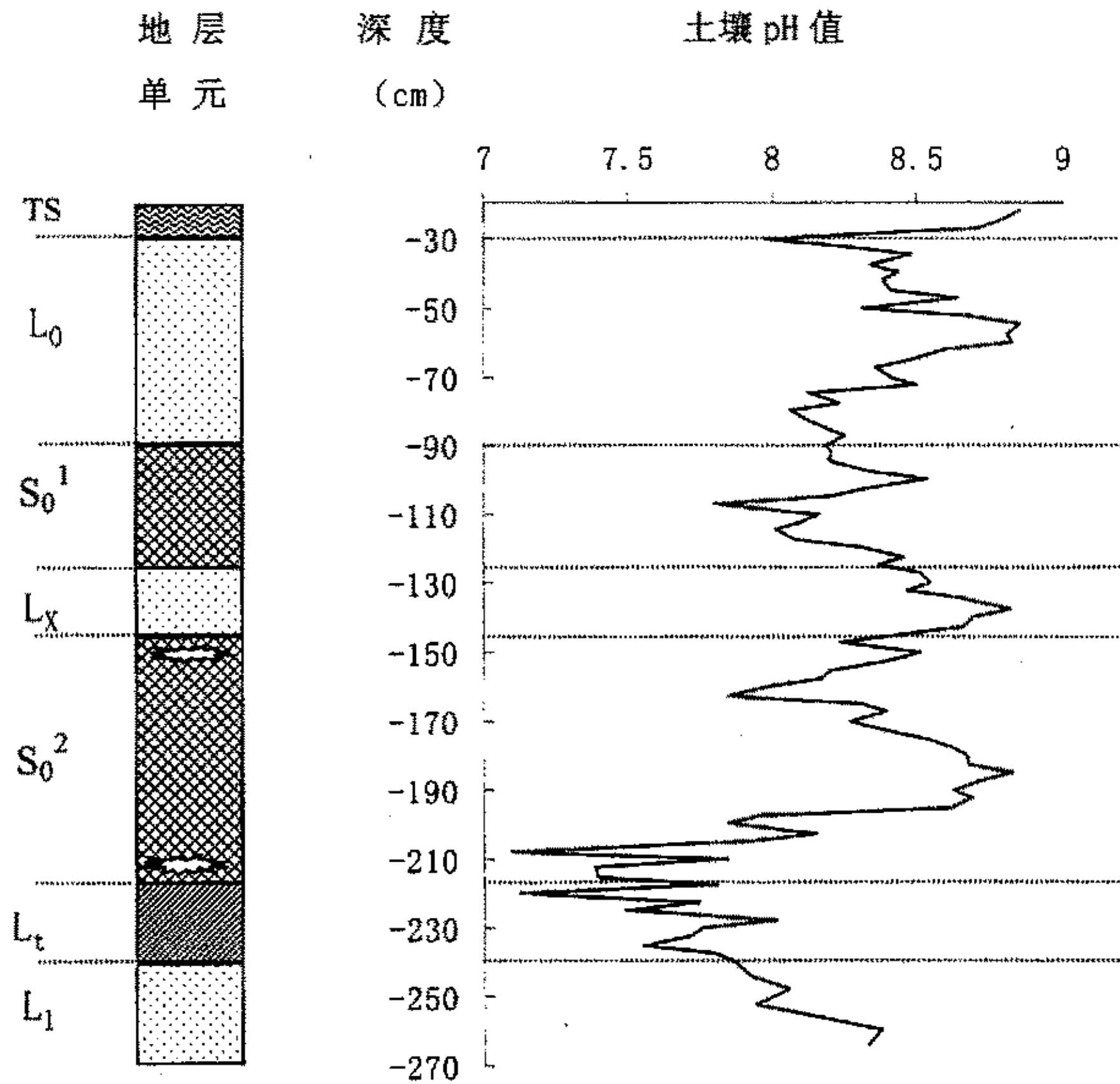


图 6-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面土壤 pH 值曲线图（图例见图 2-1）

表 6-2 临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面 pH 值变化

层位	TS	L ₀	S ₀ ¹	L _x	S ₀ ²	X	L ₁	L	S
范围	8.0~8.2	8.3~8.9	8.6~8.9	9.0~9.3	8.4~9.2	9.0~9.1	8.8~8.9	8.3~9.3	8.4~9.2
均值	8.20	8.59	8.57	9.12	8.78	9.07	8.87	8.75	8.68

注：黄土层 pH 平均值是黄土层 (L₀)、黄土夹层 (L_x) 和 马兰黄土层 (L₁) 的平均值；古土壤层 pH 平均值是古土壤层 (S₀¹) 和古土壤层 (S₀²) 的平均值。

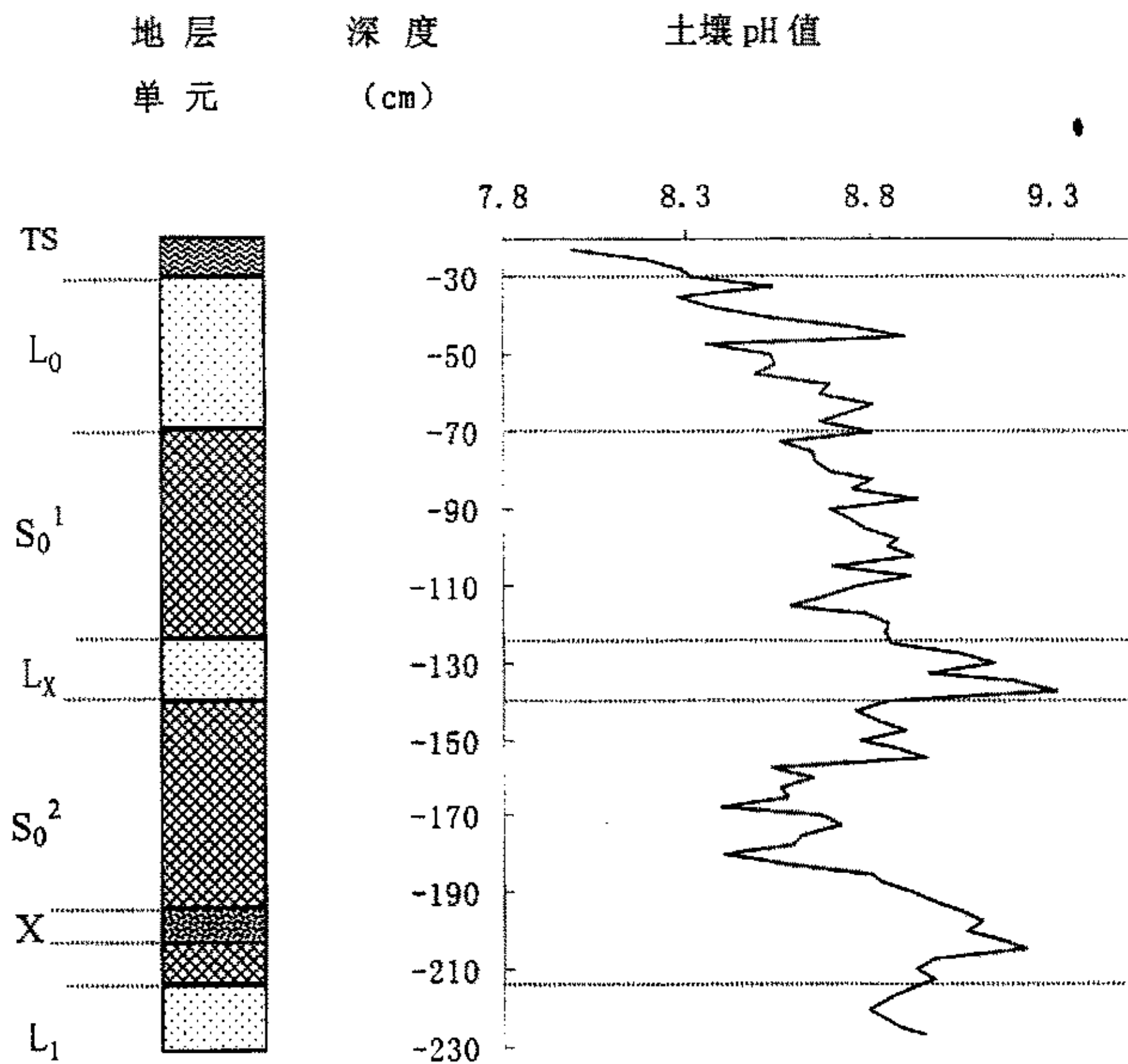


图 6-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面土壤 pH 值曲线图 (图例见图 2-1)

两剖面土壤 pH 值的最高值出现在黄土层 (L)，最低值出现在古土壤层 (S) 和表土层 (TS)；两剖面黄土层 pH 平均值，分别为 8.41 (洛川城东剖面) 和 8.75 (临潼王庄剖面)，两剖面古土壤层 pH 平均值，分别为 8.21 (洛川城东剖面) 和 8.68 (临潼王庄剖面)，二者相差 0.2 和 0.07。另外，两剖面中黄土夹层 L_x 的 pH 值较高，

这是由于该层形成时出现环境恶化事件的结果。pH 值变化反映了古土壤层形成时气候湿润，黄土层形成时气候变干冷。

7 全新世黄土高原中部沙尘暴演化

沙尘暴是我国西北干旱区常见的强对流天气过程。黄土高原中南部所处的地理位置和地形条件的特殊性，成为沙尘暴活动频繁的地区。该区属于全球四大沙尘暴区之一的中亚沙尘暴区^[8]。沙尘暴的发生主要与冬半年西伯利亚—蒙古高压驱动下的冷锋过境有关，属冷锋型沙尘暴^[9]。风尘沉积则是这一特殊大气动力环境下的产物，通过对第四纪风尘沉积—黄土记录的粒度、磁化率等分析，可以较好的重建沙尘暴的形成演化历史，包括形成时的大气动力条件、沙尘暴发生频率及强弱变化。黄土中保存着更多原始的古环境信息^[6]。

7.1 黄土粒度成分和磁化率指示的沙尘暴活动

研究表明历史时期的黄土同样是沙尘暴的产物，现代沙尘暴是历史时期沙尘暴过程的继续^[12, 72, 73]。黄土颗粒度的大小是形成时大气动力条件强弱程度的直接反映。总的说来，粗组分含量越多，堆积越厚，反映大气动力条件越强，当时的沙尘暴活动频繁；反之，粗组分含量越少，反映大气动力条件越弱，当时的沙尘暴活动越少^[72]。

黄土磁化率作为夏季东南季风的代用指标，反映了受东南季风控制的成壤强度、粉尘堆积和降水量的变化。因此，可以将黄土—古土壤剖面的磁化率值作为成壤强度和粉尘堆积速率的一种量度。当沙尘暴活动弱时，风成的粉沙和细沙堆积的速度慢，夏季风强盛，降水较多，植被密度较大，成土作用强，风积物和土壤中含有的细颗粒和超顺磁性颗粒组分浓度就高，磁化率高；反之，当沙尘暴活动强时，冬季风强盛，风成的粉沙和细沙堆积的速度快，降水较少，植被密度小，成土作用弱，风积物和土壤中含有的粗颗粒磁性矿物相对较多，而细颗粒和超顺磁性颗粒组分浓度就低，磁化率低^[72, 73]。

7.2 洛川城东剖面全新世沙尘暴演化

从图 7-1 和表 3-1 可以看出，古土壤层的极细沙含量明显小于黄土层，古土壤层为 5.89%，黄土层为 12.36%，二者之差为 6.47%。在黄土中极细沙含量变化曲线存在明显的波动变化，有多个峰值存在，这些峰值可以指示曾经发生过强沙尘暴事件^[72]。在古土壤层 S_0^1 、 S_0^2 也存在峰值，同样指示发生过强沙尘暴事件，说明在相对温暖的阶段，沙尘暴也会突发性加强。但古土壤层 S_0^1 、 S_0^2 峰值数量极其稀少，明显小于黄土层（黄土中为 10 次，古土壤层 S_0^1 、 S_0^2 各为 1 次）。反映古

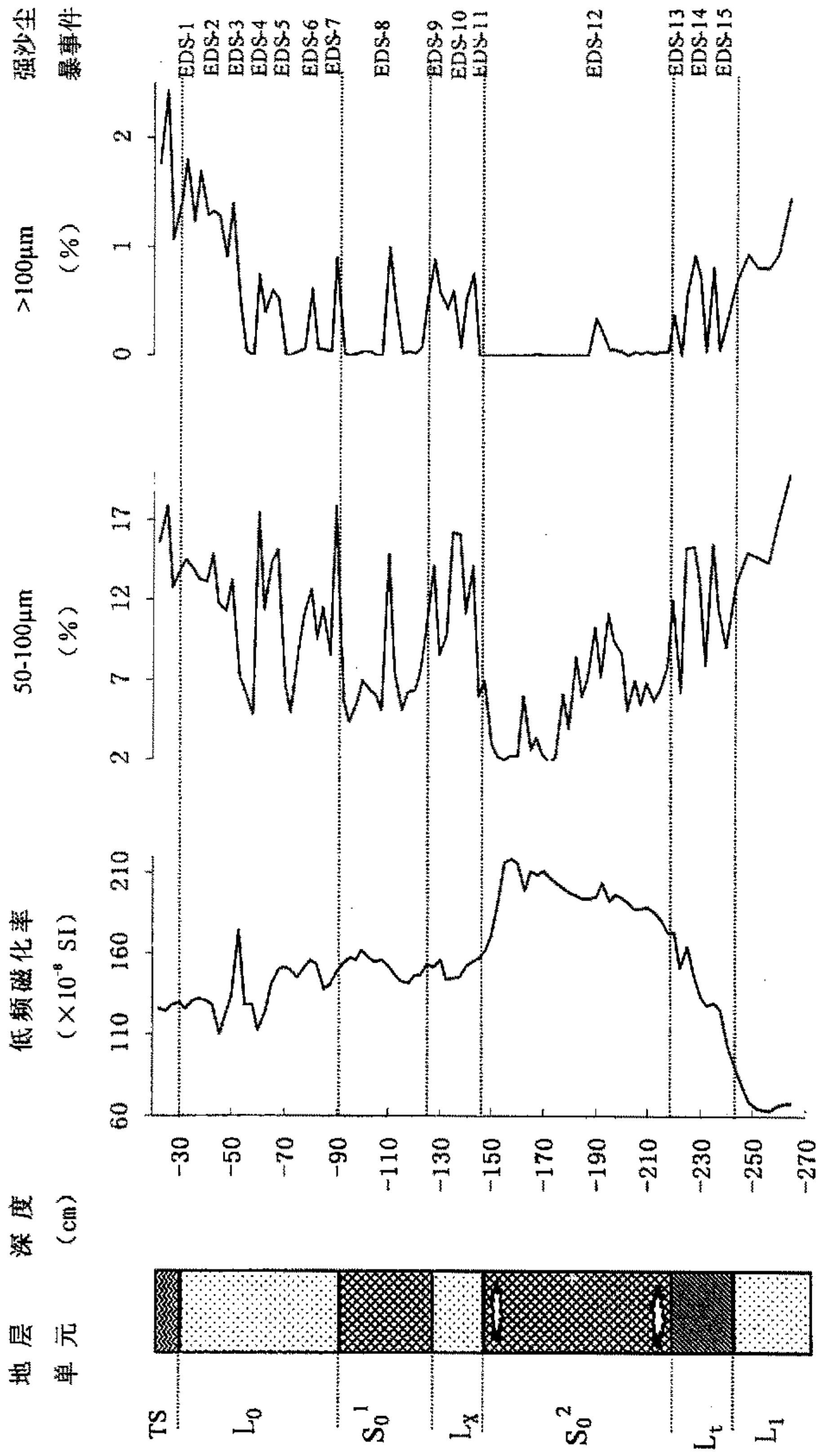


图 7-1 洛川城全新世黄土-古土壤剖面中的强沙尘暴事件 (EDS) 及其分布特征 (图例见图 2-1)

土壤层形成期沙尘暴比黄土层形成期要弱的多。

磁化率曲线与极细沙曲线明显负相关,说明沙尘暴的变化与磁化率的变化有相反关系(图7-1)。且以往的研究表明^[74],黄土—古气候变化主要受地球轨道参数变化周期的控制。说明轨道机制对沙尘暴的演化同样起到基本控制的作用。但沙尘暴的变化较磁化率要频繁的多,两者存在一定的差异。说明沙尘暴的演化也存在着数百年和千年尺度的变化。其演化受Milankovitch轨道因素的控制,但也受百年至千年尺度的非轨道和突发性因素的影响。

8 黄土高原中南部全新世环境演变

8.1 黄土高原中南部全新世成壤环境演变的阶段划分

全新世是晚更新世末次冰期结束以后比较温暖的时期,其气候相当于比较稳定的间冰期^[30, 12, 75]。但近年的大量研究表明^[2, 60, 75-89],全新世气候是不稳定的,表现了明显的冷暖干湿波动。位于黄土高原中南部的洛川和临潼地区,由于其位于中国东部东亚季风和内陆非季风区边缘的特殊地理位置,决定了其受全球变化影响是相当显著的。同时对全球变化的响应也是非常敏感的,因而本区黄土风尘沉积中较完整地保存了不同时间尺度的全球变化信息^[2, 60, 75, 90]。

洛川城东和临潼王庄两剖面为研究黄土高原中南部的成壤环境变化提供了丰富的信息。从黄土—古土壤的颜色、质地、结构等物理性质分析以及从粒度、磁化率、碳酸钙、土壤微结构、pH值等气候替代性指标分析,发现两剖面具有一致性,可以相互印证。本区全新世的气候变化总体上表现为初期的转暖,中期达到最暖(其中有环境恶化事件)和后期又转凉的过程。其中,8500~6000a B.P.代表全新世的最适宜期,以东亚夏季风占优势,沙尘暴较弱,风尘堆积较慢,风化成壤强烈,在洛川地区形成褐色土(S_0^2)。6000~5000a B.P.为本区全新世大暖期期间最严重的气候恶化时期,季风转变,沙尘暴加剧,风尘堆积加速,堆积速率大,成壤速率小,形成过渡层 L_x 。5000~3100a B.P.气候又进入暖湿阶段,东亚夏季风占优势,沙尘暴较弱,风尘堆积较慢,风化成壤强烈,在洛川地区形成碳酸盐褐土(S_0^1)。3100a B.P.以来,季风转变,沙尘暴加剧,风尘堆积加速,堆积速率大于成壤速率,形成黄土层 L_0 与表土层TS。综合两剖面中各个气候替代性指标的变化规律,将黄土高原中南部全新世环境演变划分为以下几个阶段(图8-1, 8-2)。

I: 11500~8500a B.P., 为气候重大转型期。表现为多气候代用指标的较大幅度变化,明显反映了环境由末次冰期气候向全新世大暖期气候转变的特点。资

料表明, 粒度中小于 $1\ \mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\ \mu\text{m}$ 粒度含量相对于其前期马兰黄土 (L_1) 形成时明显增大, 洛川城东剖面分别增大 0.35% 和 2.17%, 而 $50\sim 100\ \mu\text{m}$ 和大于 $100\ \mu\text{m}$ 的粒度含量均减小, 分别减小 3.89% 和 0.51%, 反映了东亚冬季风的减弱和夏季风的增强。 $50\sim 100\ \mu\text{m}$ 和大于 $100\ \mu\text{m}$ 在此阶段出现峰值可能有两个方面的原因, 其一是在夏季风增强的过程中存在突然降温事件, 沙尘暴活动加强; 其二是处于冰消期时本地可能存在洪流漫溢沉积过程, 这对应于野外观察到的临潼王庄剖面深 193~200cm 之间, 有大量大于 0.5cm 砾石存在, 初步断定在本期的风成沉积过程中有洪水发生和洪积物形成。以上两个过程均会增加粗颗粒物的含量, 与其他代用指标对比发现, 本期发生洪流漫溢沉积的可能性极大。磁化率无论是高频还是低频都较马兰黄土形成期 (L_1) 显著增大, 洛川城东剖面分别增大 $62.83\times 10^{-8}\text{SI}$ 和 $69.79\times 10^{-8}\text{SI}$, 临潼王庄剖面进入 S_0^2 磁化率明显增大, 反映了夏季风的增强导致风化成壤强度的增强。洛川城东剖面碳酸钙含量减少 7.85%, 土壤 pH 值减小 0.45; 临潼王庄剖面进入 S_0^2 碳酸钙含量和土壤 pH 值均减小。这些气候代用指标均表明, 全新世早期沙尘暴开始减少, 黄土堆积厚度不大, 但由于降水量不多, 气候仍然较干旱, 所以成壤还比较微弱, 并处于逐渐加强的阶段。

II: 8500~6000a B. P., 本区进入全新世暖湿气候鼎盛期, 表现为多气候代用指标变化幅度达到最大, 即降水、温度达到最大最高时期。此阶段气候温暖湿润, 夏季风强度达到最大, 降水量显著增加, 土壤发育强烈, 在洛川地区形成褐色土。资料表明, 洛川城东剖面粒度中小于 $1\ \mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\ \mu\text{m}$ 粒度含量继续增大, 分别增大 1.87% 和 7.54%, 且含量为全剖面最高, 而 $50\sim 100\ \mu\text{m}$ 和大于 $100\ \mu\text{m}$ 的粒度含量继续减小, 分别减小 7.54% 和 6.28%, 且含量为全剖面最低, 这反映了当时东亚冬季风表现为最弱而夏季风表现为最强的时期。临潼王庄剖面进入 S_0^2 小于 $1\ \mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\ \mu\text{m}$ 粒度含量明显比黄土层含量高, 而 $50\sim 100\ \mu\text{m}$ 和大于 $100\ \mu\text{m}$ 的粒度含量明显比黄土层含量小, 表明临潼地区已进入全新世气候较稳定的最适宜期。磁化率无论是高频还是低频都继续增大, 洛川城东剖面分别增大 $48.59\times 10^{-8}\text{SI}$ 和 $54.95\times 10^{-8}\text{SI}$, 且为全剖面最高。临潼王庄剖面进入 S_0^2 磁化率进入高值段, 反映了此阶段夏季风达到最强, 并由此出现了风化成壤强度的最强时期。洛川城东剖面碳酸钙含量减少, 减幅达 3.32%, 为整个剖面最低值, 一些样品含量接近于零, 这反映了降水增加导致碳酸盐的强烈淋失。洛川城东剖面土壤微结构显示, 古土壤 S_0^2 应为成壤作用强的典型褐土。临潼王庄剖面进入 S_0^2 碳酸钙含量逐渐减少, 上层碳酸钙淋失到下层。这些变化表明当时气候温湿, 降水量丰富, 土壤淋溶作用、粘化作用强度大, 成壤达到最强烈阶段。

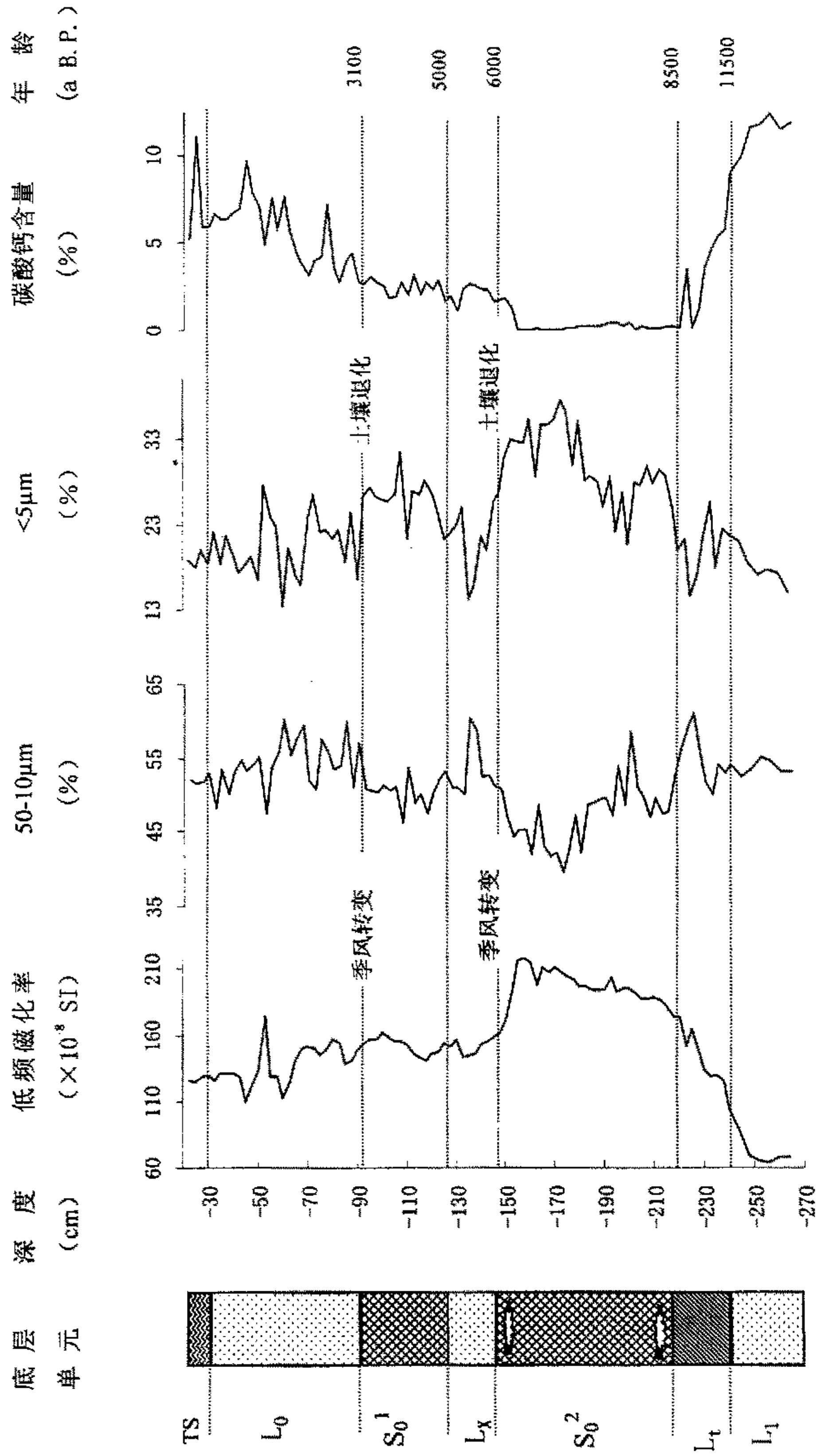


图 8-1 洛川城东全新世黄土-古土壤剖面多项气候代用指标对比图 (图例见图 2-1)

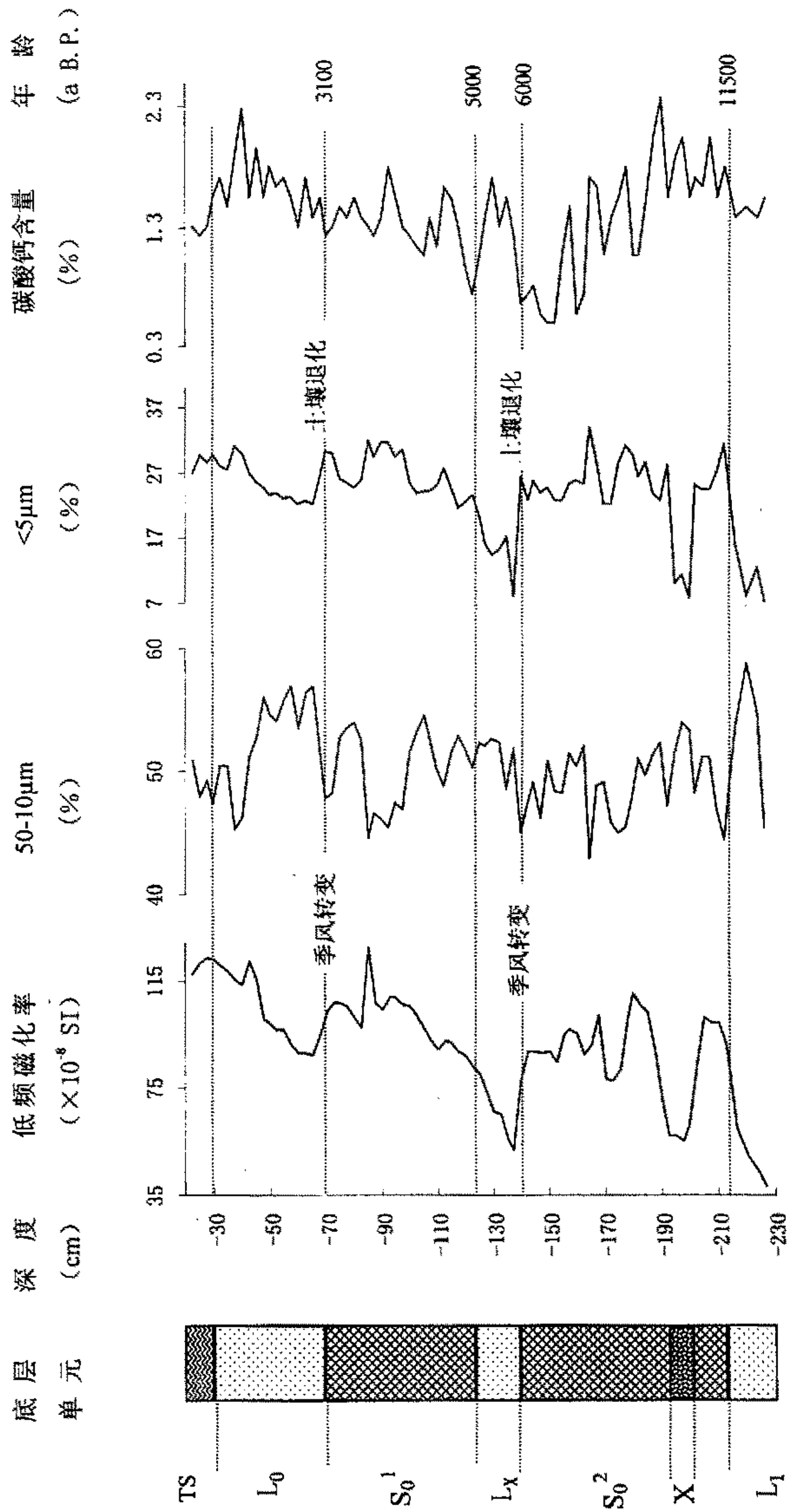


图 8-2 临潼王庄全新世黄土-古土壤剖面多项气候代用指标对比图 (图例见图 2-1)

III: 6000~5000a B. P., 为本区全新世大暖期期间最严重的气候恶化时期, 表现为多气候代用指标的较大幅度变化, 这些变化均反映了降水减少、温度降低的气候恶化。资料表明, 洛川城东剖面粒度中小于 $1\mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\mu\text{m}$ 的粒度含量显著减小, 分别减小 2.0% 和 7.16%, 且含量出现全剖面较低值, 而 $10\sim 50\mu\text{m}$ 和 $50\sim 100\mu\text{m}$ 的粒度含量明显增大, 分别增大 6.3% 和 7.04%, 且含量为全剖面较高值, 同时大于 $100\mu\text{m}$ 的粒度含量增至 0.5%。临潼王庄剖面粒度中小于 $1\mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\mu\text{m}$ 的粒度含量显著减小, 分别减小 1.57% 和 9.26%, 而 $10\sim 50\mu\text{m}$ 和 $50\sim 100\mu\text{m}$ 的粒度含量明显增大, 分别增大 3.04% 和 13.99%, 且含量为全剖面较高值, 这反映了东亚冬季风的增强和夏季风的减弱。洛川城东剖面磁化率无论是高频还是低频均显著减小, 分别减小 $38.64\times 10^{-8}\text{SI}$ 和 $44.44\times 10^{-8}\text{SI}$, 出现全剖面较低值。临潼王庄剖面磁化率无论是高频还是低频磁化率也显著减小, 分别减小 $23.50\times 10^{-8}\text{SI}$ 和 $27.57\times 10^{-8}\text{SI}$, 为全剖面变幅最大的阶段, 出现全剖面较低值。这反映了夏季风明显减弱而导致成土强度的显著减弱。洛川城东剖面碳酸钙含量明显增多, 增幅达 1.77%, 临潼王庄剖面碳酸钙含量增多, 增多 0.14%。pH 值在本阶段分别增大 0.37, 0.34, 同样也反映了气候的干旱化。由此可见, 本期气候为全新世以来温度偏低、降水量偏小的干冷时期。

IV: 5000~3100a B. P., 气候又进入暖湿阶段, 表现为多气候代用指标均有较大幅度变化, 这些变化都反映了降水增加、温度升高的气候变化, 同时也反映了古成壤 S_0^1 的成壤强度仅次于 S_0^2 , 在洛川地区形成碳酸盐褐土。资料表明, 洛川城东剖面粒度中小于 $1\mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\mu\text{m}$ 粒度含量增大, 分别增大 0.81% 和 4.92%, 大于 $50\sim 100\mu\text{m}$ 的粒度含量减小, 减小 5.83%。同时大于 $100\mu\text{m}$ 粒度含量也减小。临潼王庄剖面粒度中小于 $1\mu\text{m}$ 和 $1\sim 5\mu\text{m}$ 粒度含量增大, 分别增大 2.81% 和 8.49%, 大于 $50\sim 100\mu\text{m}$ 的粒度含量减小, 减小 14.59%。同时大于 $100\mu\text{m}$ 粒度含量也减小。以上变化均一致反映了东亚冬季风的减弱和夏季风的增强。洛川城东剖面磁化率无论是高频还是低频都增大, 分别增大 $1.42\times 10^{-8}\text{SI}$ 和 $1.52\times 10^{-8}\text{SI}$ 。临潼王庄剖面磁化率无论是高频还是低频也增大, 分别增大 $32.44\times 10^{-8}\text{SI}$ 和 $37.19\times 10^{-8}\text{SI}$, 反映了夏季风增强导致成土强度的显著增强。洛川城东剖面碳酸钙含量增加, 可能是进入 S_0^1 早期降水较多对下部黄土夹层碳酸钙淋溶的结果, 土壤 pH 值减小。洛川城东剖面土壤微结构显示, 古土壤 S_0^1 应为成壤作用较强的碳酸盐褐土。临潼王庄剖面碳酸钙含量和土壤 pH 值均减小, 反映了降水增加的气候变化。综合以上分析表明, 本期气候表现为温度升高、降水增加的再次好转时期, 但温湿程度不如前面的最适宜期, 成壤作用比最适宜期弱。

V: 3100a B. P. ~ 今, 此阶段季风转变, 气候干旱化, 沙尘暴频繁, 土壤退

化加剧,形成现代黄土层 L₀和表土层 TS。从各个气候代用指标变化曲线可以看出:两剖面磁化率下降,粒度总体变粗,碳酸钙含量增加,土壤 pH 值变大,气候又趋干旱。资料表明,洛川城东剖面粒度中 1 μm 和 1~5 μm 粒度含量减小,分别减小 0.24%和 0.16%,而 10~50 μm 和 50~100 μm 、100 μm 的粒度含量明显增大,分别增大 3.99%、5.32%和 0.51%。临潼王庄剖面粒度中 1 μm 和 1~5 μm 粒度含量减小,分别减小 2.47%和 8.72%,而 10~50 μm 和大于 50~100 μm 、100 μm 的粒度含量明显增大,分别增大 1.55%、15.83%和 0.50%左右。这均反映了东亚冬季风的增强和夏季风的减弱。洛川城东剖面磁化率无论是高频还是低频均减小,分别减小 $11.17 \times 10^{-8}\text{SI}$ 和 $12.57 \times 10^{-8}\text{SI}$ 。临潼王庄剖面磁化率无论是高频还是低频均稍有增加,分别增加 $3.28 \times 10^{-8}\text{SI}$ 和 $3.57 \times 10^{-8}\text{SI}$,可能是其上部受人类耕作影响使成壤作用加强。两剖面碳酸钙含量均明显增加,分别增加 3.04%和 0.39%。土壤 pH 值均增大,分别增大 0.21%和 0.02%。反映了气候向冷干方向的变化,沙尘暴活动频繁,成壤作用小于古土壤层。

8.2 全新世气候变化的区域对比

我国各地全新世环境变化均显现出多个阶段性的特点。虽然不可避免的有着区域环境变化的烙印,但在一定程度上均反映出我国全新世气候变化的总体特点和趋势。黄土高原中南部地区全新世环境变化大致划分为五个阶段,并非只是地区性环境的变化特点,也是我国北方环境变迁规律的体现。如青海湖全新世气候分为五期^[91]:QH-1 期,气候温凉波动;QH-2 期,气候温干;QH-3 期,气候暖湿;QH-4 期,气候凉温暖干;QH-5 期,气候冷干。另外,内蒙古土默特平原^[85],北部地区气候变迁主要经历了凉-温-暖-温-凉五个阶段。在青藏高原东北部^[92, 93],新疆巴里坤湖^[94],腾格里沙漠地区南缘^[95],内蒙古大青山地区^[96],北京地区^[97],乃至南京江北地区^[98]等地全新世变化也都具有这样的阶段性特点。并且在兰州九州台^[99],陕西榆林等地^[100]也有多层古土壤出现于全新世剖面的现象。

全新世早期(11500~8500a B. P.)气候逐渐好转,降水量、气温均波动上升。青海湖^[85]沉积地球化学特征的研究表明,气候明显转暖始于 10200a B. P.。长白山西麓吉林靖宁县全剖面花粉曲线表明,在 10000a B. P.前,以栎、榆、椴、鹅耳枥为代表的阔叶树含量急剧增加,反映全新世初气温迅速增高^[24]。毛乌素沙地、鄂尔多斯高原^[101]在 9500a B. P.前后开始发育古土壤。北京地区孢粉分析表明^[102],自 10250a B. p.开始,森林急剧扩展,草原后退。关中平原东部秦岭北麓黄土台塬阶地区的全新世 9000a B. P.左右有洪水发生^[2]。

8500~3100a B. P.,扶风地区进入全新世最适宜期。施雅风等^[19]将全新世高温期划分为四个阶段,8.5~7.3ka B. P.为不稳定的冷暖波动阶段,7.2~6 ka B. P.

为大暖期的鼎盛阶段,6~5ka B. P. 为气候波动剧烈、环境较差的阶段, 5~3ka B. P. 为温度波动和缓的阶段。陈云等^[21]曾对陕西岐山县黄土剖面中的黑垆土进行了植物硅酸体测试, 得出在 9~6ka B. P. 期间, 在温湿的总背景下存在四次不规则的冷干变化。孢粉资料显示^[5], 长江下游在 6~5ka B. P. 的平均温度比 6.5~6ka B. P. 下降 1℃。近几年来, 黄春长, 安芷生、周昆叔先生等^[2-5, 103-106]先后研究报道了关中盆地有多层古土壤的全新世剖面。最为明显的是关中盆地全新世大暖期中存在一个干旱期(6~5ka B. P.), 使全新世大暖期所对应的古土壤(S_0)分为上下两层 S_0^1 与 S_0^2 。眉县剖面就是一个典型代表, 两层古土壤 S_0^1 与 S_0^2 之间出现黄土夹层(图 2-1)。本文研究的两剖面显示的 6~5ka B. P. 干冷期的存在, 以及全新世大暖期次一级的变化均与以上研究大致吻合。

在 3100a B. P. 后, 黄土高原中南部季风转变, 气候干旱化, 土壤资源退化。敦德冰芯 $\delta^{18}O$ 显示出 3000a B. P. 是过去 5ka 气候变化的一个界限, 在此之前以温暖气候为主, 在此之后气候趋于变冷^[107]。这一气候事件在我国北方许多地区有清楚的反映。如浑善达克沙地 3000a B. P. 左右发生风沙作用强盛, 环境急剧恶化^[108]。岱海、鄂尔多斯高原、锡林浩特等地在这一时期广泛发育了冰融褶曲。在大兴安岭伊图里河地区 3000a B. P. 前后的不活动冰楔。另外, 加拿大西部的洛基山脉, 在 3100~2500a B. P. 发生了显著冰进^[109]。阿尔卑斯山区在 2580~2300a B. P. 冰川前进、雪线下降。由此可知, 这一气候转冷期在整个北半球具有一致性。

综上所述, 黄土高原中南部全新世成壤环境演变总规律与我国北方以及世界其他地区成壤演变具有一致性。

9 讨论

9.1 洛川剖面全新世中期古土壤类型

据刘东生先生以往研究, 洛川地区全新世中期古土壤 S_0 有 6.5%左右的碳酸钙含量和 4%左右的碳酸盐胶膜, 并且在土层中找不到淀积粘粒胶膜, 由此鉴定该区古土壤 S_0 为黑垆土, 推断当时的年降水量为 300~500mm 之间, 年均温为 9℃左右^[30]。而本文研究的洛川城东剖面古土壤 S_0^2 中碳酸钙含量很少, 平均含量为 0.34%, 其中部的碳酸钙基本被淋失殆尽, 其它样品碳酸钙含量一般小于 0.2%。古土壤 S_0^2 中有的光性较弱残积-淀积粘土胶膜发育, 同时该古土壤层中有少量光性不很均一的块状粘土胶膜出现, 说明古土壤 S_0^2 比黑垆土发育强。另外, 据其他方面的研究^[70, 71]全新世大暖期比现代气候温暖湿润, 当时土壤发育强度比现在强。而洛川地区现代土壤类型为黑垆土, 年降水量为 623 毫米, 年平均气温为 9.2℃, 全新世中期比今温湿, 土壤发育条件比黑垆土(年降水量为 400 毫米, 年平均气温为 9℃)

明显优越，也说明全新世大暖期发育的土壤比黑垆土强。从而判定洛川地区古土壤 S_0^2 应当是干性森林条件下发育好的典型褐土，当时年均降水量为 700mm 左右，年均气温为 13℃ 左右。

洛川城东剖面古土壤 S_0^1 中碳酸钙含量在 1.8~3.2% 之间，平均为 2.50%，比典型褐土碳酸钙含量多，但比黑垆土含量少。粘粒含量明显少于 S_0^2 ；矿物风化程度不如 S_0^2 明显；古土壤 S_0^1 中偶见发育弱的粘土胶膜，呈条带状和流胶状，光性很弱，反映其粘化弱，是以残积粘化为主土壤。反应出古土壤 S_0^1 为粘化弱、含碳酸钙的碱性土壤。说明古土壤 S_0^1 是比 S_0^2 发育弱，而比黑垆土发育强的土壤。由上判定洛川地区古土壤 S_0^1 应当是碳酸盐褐土。

9.2 洛川剖面全新世中期的气候

洛川城东剖面古土壤 S_0^2 中残积-淀积粘土胶膜发育，应当是干性森林条件下发育好的典型褐土。年均降水量为 700mm 左右，年均气温为 13℃ 左右。洛川城东剖面古土壤 S_0^1 中很少见光性粘土胶膜发育，但几个样品均有较明显的残积粘化，推断该层古土壤是碳酸盐褐土，其发育时不具明显的森林植被。年均降水量为 600mm 左右，年均气温为 11℃ 左右。近代褐土分布于我国北方半湿润的暖温带半旱生落叶阔叶林地带的西侧，在水平分布上处于棕壤以西的半湿润区，位于燕山、太行山、吕梁山及秦岭等山地和关中、晋南、豫西等盆地中。我国褐土形成的特点是冬干夏湿，高温与多雨季节相一致，年均气温及降水量均较黑垆土地带高。植被以半旱生森林为主，也有草原植被。洛川古土壤中的典型褐土和碳酸盐褐土所反映的气候及环境状况，可以与近代褐土地带的生物气候环境作对比^[30]。

9.3 临潼地区全新世中期的土壤与气候带迁移

以往研究表明^[110-112]，关中平原全新世大暖期的成壤强度比现代关中平原和华北平原显著强，关中平原全新世大暖期土壤粘化层中碳酸钙含量很低，并且发育了淀积型深棕红色块状光性粘土胶膜，明显呈现深棕红色粘土胶膜发育在亚热带气候条件下，指示关中平原全新世大暖期的古土壤应具亚热带土壤特征，当时年均温度为 15℃ 左右，这样的成壤条件是秦岭以南的亚热带气候迁移到了该区的结果。宏观观察和室内分析可知，临潼王庄剖面全新世中期发育的土壤比洛川城东剖面强，碳酸钙含量低（0.5~2.4% 之间），该层土壤中光性粘土胶膜含量比淋溶褐土与典型褐土含量显著高，而与亚热带黄褐土胶膜含量接近。关中地区全新世中期有亚热带竹鼠、獐存在^[80]，表明当时具有亚热带气候性质。表明该区当时形成的土壤相当于亚热带碱性、含碳酸钙的黄褐土，当时年均降水量为 750mm 左右，年均气温为 15℃ 左右。

在关中平原东侧的华北平原和北侧、西侧的黄土高原地区，年均降水量均为

600mm 或不足 600mm, 只有秦岭以南地区的年均降水量可达 800mm 以上。秦岭以南降水丰富是来自东南的暖湿降水气团能较频繁达到这一地区的结果。由此可以确定, 在全新世大暖期气候阶段, 来自中国秦岭以南的暖湿降水气团能够较频繁地到达关中地区, 并给该区带来了较丰富的降水。由于在全新世大暖期秦岭南北两侧均为亚热带气候, 当时的秦岭已不具温带与亚热带气候分界线作用。在 8500~3000a B. P. 年之间的全新世大暖期, 可以说当时秦岭的海拔高度与现代基本相同, 那么当时的降水气团能够较频繁越过秦岭, 表明当时的暖湿气团活动强度比现今大。

9.4 洛川地区全新世强沙尘暴事件

洛川城东剖面古土壤层的极细沙含量明显小于黄土层, 古土壤层为 5.89%, 黄土层为 12.36%, 二者之差为 6.47% (图 7-1, 表 3-1)。在黄土中极细沙含量变化曲线存在明显的波动变化, 有多个峰值存在, 这些峰值可以指示曾经发生过强沙尘暴事件^[72]。在古土壤层 S_0^1 、 S_0^2 也存在峰值, 同样指示发生过强沙尘暴事件, 说明在相对温暖的阶段, 沙尘暴也会突发性加强。但古土壤层 S_0^1 、 S_0^2 峰值数量极其稀少, 明显小于黄土层 (黄土中为 10 次, 古土壤层 S_0^1 、 S_0^2 各为 1 次), 反映黄土层形成期沙尘暴活动比古土壤层形成期要强的多。

以往的研究表明^[74], 黄土—古气候变化主要受地球轨道参数变化周期的控制。而磁化率曲线与极细沙曲线明显负相关, 说明沙尘暴的变化与磁化率的变化有相反关系 (图 7-1)。从而轨道机制对沙尘暴的演化同样起到基本控制的作用。沙尘暴的变化较磁化率要频繁的多, 两者存在一定的差异, 说明沙尘暴的演化也存在着数百年和千年尺度的变化。

9.5 黄土高原中南部气候环境的突变事件

本地区气候环境变化表明, 全新世气候是不稳定的, 在本区自冰消期以来至少出现了三个重大气候事件: (1) 9000~8500a B. P 左右的洪水事件。粒度分析显示在此层粗粒级组分有突然增大的现象, 结合野外宏观观察临潼王庄剖面深 193~200cm 之间出现细小的洪积沙粒及砾石, 推断本期风尘沉积中有洪水漫溢沉积, 这与同期的渭河流域其他地区全新世黄土剖面 S_0^2 底界发现的洪水层位相当^[2-88]。(2) 6000~5000a B. P 的气候干冷事件。这一时期西北季风占主导地位, 气候干旱寒冷, 雨土尘暴频繁, 在约 1000 年的时期内堆积了 20cm (洛川城东)、13cm (临潼王庄) 厚的黄土。据黄春长教授^[15]对眉县清湫村剖面的研究, 这一气候恶化阶段存在于 6000~5000a B. P., 估计当时关中盆地降水量比现代要少 30%, 与大暖期相比减少 300~400mm, 并将其定义为一个区域性气候干旱化时期。(3) 3100a B. P 出现重要的季风转型和气候恶化事件。在这一时期西北季风加强, 气

候干旱寒冷，雨土尘暴频繁，洛川城东剖面强沙尘暴记录达 7 次之多。表现为粗颗粒组分增加，粘粒含量减少，磁化率值降低，CaCO₃ 成分增加，pH 值变大。这一事件在北半球其他地区也有反映^[2, 78, 88]。

总 结

全新世是地球历史最新的一页，现代气候是全新世气候的延续和发展。最近二十多年来，国内外的地学界都十分重视全新世的研究，深入了解和探讨全新世气候演变规律、各阶段气候特点、有关气候事件的性质和发生原因对认识现代气候形成、灾害发生规律以及预测未来气候具有重要的科学意义和实际意义。近年来，全新世成壤环境演变研究成为研究的热点和重点之一。本文从成壤环境变化的角度探讨黄土高原中南部全新世环境演变，通过综合研究得到了以下初步认识：

(1) 黄土高原中部洛川地区全新世中期发育的古土壤 S_0 分为上下两层 (S_0^1 、 S_0^2)，古土壤 S_0^2 的土壤类型应为干性森林条件下发育的典型褐土，发育时的年均降水量为 700mm 左右，年均气温为 13℃ 左右；古土壤 S_0^1 的土壤类型应为碳酸盐褐土，其发育时的年均降水量为 600mm 左右，年均气温为 11℃ 左右。

(2) 黄土高原南部临潼地区全新世中期发育的古土壤 S_0 分为上下两层 (S_0^1 、 S_0^2)，古土壤 S_0^1 与 S_0^2 相当于亚热带黄褐土，当时年均降水量为 750mm 左右，年均气温为 15℃ 左右。这表明在全新世大暖期秦岭南北两侧均为亚热带气候，当时秦岭已失去温带与亚热带气候分界线的作用。

(3) 黄土形成时的沙尘暴活动比古土壤形成时要强的多。洛川地区全新世黄土中强沙尘暴事件多达 10 次，而古土壤层 S_0^1 、 S_0^2 中各为 1 次。沙尘暴的演化受 Milankovitch 轨道因素的控制，但也受百年至千年尺度的非轨道和突发性因素的影响。

(4) 在 11500~8500a B. P. 之间的全新世早期，温度上升，降水量略有增加，为夏季风增强，冬季风减弱的时期。气候由寒冷干旱向温暖湿润转变，沙尘暴开始减少，黄土堆积速率显著减慢，成壤作用逐渐加强。9000~8500a B. P. 左右有洪水沉积纪录，说明发生了洪水事件。

(5) 8500~6000a B. P. 为全新世中期温度最高、降水量最大的最适宜期，夏季风强度达到最大，沙尘暴偶有发生，土壤发育最为强烈，本期内出现了仰韶早期文化。6000~5000a B. P. 为全新世中期的气候恶化期，夏季风减弱，冬季风增强，沙尘暴活动频繁，风成黄土堆积，降水减少，成壤作用明显变弱。5000~3100a B. P. 为温湿气候回返时期，夏季风增强，冬季风减弱，降水量增多，成壤作用变强，沙尘暴活动微弱。

(6) 3100a B. P. ~ 今为全新世晚期，季风转变，夏季风减弱，冬季风增强，气候干旱化，沙尘暴最为频繁，强沙尘暴事件多达 7 次，土壤退化，形成了现代黄土层 L_0 和表土层 TS。

致 谢

光阴荏苒，转瞬间三年攻读硕士学位的学习生涯即将结束，充满学术氛围的师大给我无尽的上进动力，催我努力奋斗，争取进步。最后完成拙作《黄土高原中南部全新世土壤与环境研究》作为我在这三年学习的总结。

如果说我在这三年的学习中取得了一点进步的话，都离不开导师赵景波教授的悉心指导和在各方面给予的帮助，无论从平时专业理论的讲授，还是从每一个具体的实验，无论从毕业论文的选题、资料获取、审稿，还是从平时学习报告的指导、修改，无不倾注着赵老师的大量心血。赵老师以他高尚的学人品质和渊博的知识深刻地影响着我、鞭策着我，使我完成了学业。赵老师的这种诲人不倦、治学严谨和积极向上的精神将永远铭记于我的心中，并将作为我现在和将来努力效仿的榜样。在毕业论文完成之际，让我对在学习和生活上给予我无尽帮助的赵老师及其家人表示由衷的谢意和美好的祝福。

在专业课的讲授中，黄春长教授和庞奖励教授都给予了无私的指导和帮助，同时，庞奖励教授在我做实验的过程中抽出宝贵的时间给我进行了悉心指导，在此，我也感谢他们在我三年的学习过程中给予我的大量帮助和鼓励。

感谢任志远教授、孙根年教授、赵先贵教授、卢新卫教授等在专业知识和技能方面的传授和解惑。同时也感谢马耀峰教授、延军平教授、吴成基教授等给予的诸多在学习上的鼓励和帮助。

在完成实验，学习和撰写论文过程中，张健老师为我提供了许多帮助和大量指导，在此我表示由衷的感谢。同时，我也感谢在平时学习和生活之中给予我许多帮助和鼓励的陈鹏老师、郭彩玲老师、李晓玲老师、李雪芬老师、张凤老师、张旭老师、王立军老师等。

在三年的学习过程中，感谢给予我许多帮助和教益的贾耀峰、董心刚、刘晓琼、李晶、李胜利、党群、刘敏、肖雁飞、朱立巍、谭志海等同学。

最后我要深深感谢支持我完成学业的家人，只有在他们的支持和鼓励下，我才能在师大完成学业。

郝玉芬

二零零四年四月二十六日

参 考 文 献

- [1]周昆叔.周原黄土及其与文化层的关系.第四纪研究[J], 1995, 2: 174-181
- [2]黄春长.渭河流域全新世黄土与环境变迁[J].地理研究, 1989, 8(1):20-31.
- [3]安芷生.最近2万年中国环境变迁研究.黄土·第四纪·全球变化[M].北京:科学出版社, 1990, 1-265
- [4]黄春长, 延军平, 马进福, 韦玉春.渭河阶地全新世成壤过程及人类因素研究[J].陕西师大学报, 1997, (2):72-76.
- [5]黄春长.环境变迁[M].科学出版社, 1998年10月, 31-37.
- [6]师育新, 戴雪荣, 李节通等.末次间冰期兰州黄土记录中的粘土矿物及其环境意义探讨[J].海洋地质与第四纪地质, 1997, 17(1): 87-94.
- [7]王晓青.西北地区沙尘暴灾害及防治对策[J].干旱区研究, 2001, (2): 61-64.
- [8]Pye K. Aeolian Dust Deposits[M]. London:Academic Press Inc.Ltd.1987.
- [9]Brazel A J, Nicking W G. The relationship of weather types to dust storm generation in Arisona(1965~1980)[J]. Climatology, 1986, 6(3):255-275.
- [10]Heller F, Liu T. S. Magnetism of Chinese loess deposits[J]. Geophysical Journal, 1984, 77:125-141.
- [11]Heller F, Liu .T. S. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China[J]. Nature, 1982, 300:431-433.
- [12]刘东生.第四纪环境[M].科学出版社, 1997.
- [13]周明富, 周卫健, Head J. 最近3万年北庄村剖面地层学与测年[A]. 见:刘东生:黄土·第四纪·全球变化(第1集)[C]. 北京:科学出版社, 1990, 12-19.
- [14]An Z S, Kukla G. Porter, S C, et al. Magnetic Susceptibility evidence of monsoon variation on the loess plateau of central China during the last 130000 year[J]. Quaternary Research, 1991, 36:29-36.
- [15]黄春长, 延军平. 关中盆地全新世大暖期当中区域性干旱气候研究, 资源产业化开发与生态环境建设[M]. 中国环境科学出版社, 1999, 11-19.
- [16] Huang Chun-chang, Zhou J, Pang J L et al. A regional aridity phase and its possible cultural impact during the Holocene Megathennal in the Guanzhong Basin, China[J]. The Holocene, 2000, 10(1):135-143.
- [17]Chun Chang Huang, Jiangli Pang, Pinghua Li. Abruptly increased climatic aridity and its social impact on the Loess Plateau of China at 3100 a B. P. [J]. Journal of Arid Environments, 2002, (3):1-13.

- [18] Chun Chang Huang, Jiangli Pang and Jingpo Zhao. Chinese loess and the evolution of the east Asian monsoon[J]. Progress in Physical Geography, 2000, 24(1):75-96.
- [19] 施雅风, 孔韶寰等. 中国全新世大暖期的气候波动与重要事件[J]. 中国科学(B辑), 1992(12):1300-1307.
- [20] 竺可桢. 中国近五千年来的气候变迁的初步研究[J]. 中国科学, 1973, (2):168-189.
- [21] 陈云, 李铮华, 赵景波等. 全新世高温期气候不稳定性记录[J], 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(2):97-103.
- [22] 刘秀铭, 刘东生等. 中国黄土磁颗粒分析及其古气候意义[J], 中国科学(B辑), 1991, (6): 639-643.
- [23] 丁仲礼, 孙继敏等. 灵台黄土-红粘土序列的磁性地层及粒度纪录[J]. 第四纪研究, 1998, (1): 86-92.
- [24] 安芷生, 吴锡浩等. 最近 130ka 中国的古季风, I: 古季风记录[J]. 中国科学(B辑), 1991, 1076-1081
- [25] 安芷生, 吴锡浩等. 最近 130ka 中国的古季风, II: 古季风变迁[J]. 中国科学(B辑), 1991, 1209-1215
- [26] 赵景波. 第四纪冷干气候条件下发育的古土壤[J], 土壤通报, 1991, 245-248
- [27] 赵景波. 西北黄土区第四纪土壤与环境[M]. 西安: 陕西科技出版社, 1994, 70-90
- [28] 丁仲礼, 刘东生. 1.8ma 以来黄土-深海古气候记录对比[J]. 科学通报, 1991, 36(18): 1401-1403
- [29] George Kukla, Friedrich Heller, Liu Xiu Ming, etc. Pleistocene climates in china dated by magnetic susceptibility[J]. Geology, 1988, 16: 811-814.
- [30] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985.
- [31] 李徐生, 杨达源, 鹿化煜. 镇江下蜀黄土粒度特征及成因初探[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(1): 25-31.
- [32] 曹军骥, 张小曳, 程燕, 等. 晚新生代红粘土的粒度分布及其指示的冬季风演变[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2001, 21(3): 99-104.
- [33] 孙有斌, 周杰, 鹿化煜, 等. 风化成壤对原始粉尘粒度的改造作用[J]. 中国沙漠, 2002, 22(1):16-20.
- [34] 孙东怀, 鹿化煜, David Rea, 等. 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义

- [J]. 沉积学报, 2000, 18(3):327-334.
- [35]安芷生, S. C. Potter, J. Chappell, 等. 最近 130ka 洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯纪录[J]. 科学通报, 1994, 39(24): 2254-2256.
- [36]鹿化煜, 安芷生. 黄土高原黄土粒度组成的古气候意义[J]. 中国科学(D), 1998, 28(3): 278-283.
- [37]汪海斌, 陈发虎, 张家武. 黄土高原西部地区黄土粒度的环境指示意义[J]. 中国沙漠, 2002, 22(1): 21-25
- [38]熊尚发, 丁仲礼, 刘东生. 赣北红土与北京邻区黄土及沙漠沙的粒度特征对比[J]. 科学通报, 1999, 44(11): 1216-1219.
- [39]Heller F, Liu T S. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China[J]. Geophysical Research Letters, 1986, 13:1169-1172.
- [40]刘秀铭, Heller F, 许同春等. 低温岩石磁学与黄土磁颗粒特征[J]. 科学通报, 1991, 36(2):125-128.
- [41]刘秀铭, 刘东生, 等. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义[J]. 第四纪研究, 1993, (3):281-287.
- [42]王键, 等. 磁化率与粒度、矿物的关系及其古气候意义[J]. 地理学报, 1996, 51(2):155-162.
- [43]Zhou L P., et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess[J]. Nature, 1990, 364:737-739.
- [44]Han J M. Palaeoclimatic impact on the magnetic and stable isotopic characteristics of the Chinese loess[J]. Ph D Thesis. Vrije University Brussel, 1991, 190-191.
- [45]Maher B A. Magnetic properties of modern soil and Quaternary loess paleosols: paleoclimatic implications[J]. Palaeogeography. Palaeoclimatology. Palaeoecology, 1998, 137:25-54.
- [46]贾蓉芬. 陕西段家坡黄土剖面中趋磁细菌特征与环境意义[J]. 中国科学(D)辑, 1996, 26(5):411-416.
- [47]吕厚远. 等. C3, C4 植物及燃烧对土壤磁化率的影响[J]. 中国科学(D)辑, 2001, 31(1):43-53.
- [48]吕厚远. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义[J]. 中国科学(B)辑:1994, 24(16):1290-1297.
- [49]刘东生, 丁仲礼. 二百五十万年来季风环流与大陆冰量变化的阶段性藕合过程

- [J]. 第四纪研究, 1992, (1):12-23.
- [50] 文启忠, 刁桂仪, 贾蓉芬等. 黄土剖面中古气候变化的地球化学记录[J]. 第四纪研究, 1995, (3):223-231.
- [51] 顾兆炎, 丁仲礼, 熊尚发等. 灵台红粘土和黄土-古土壤序列的地球化学演化[J]. 第四纪研究, 1999, (4):357-363.
- [52] 赵景波. 黄土地层中的 CaCO_3 与环境[J]. 沉积学报, 1993, 11(1):136-142.
- [53] 孙东怀, 安芷生, 吴锡浩等. 最近 150ka 黄土高原夏季风气候格局的演化[J]. 中国科学(D辑), 1996, 26(5):417-422.
- [54] 赵景波. 古土壤 CaCO_3 淀积层与大气降水入渗形式研究[J]. 地理科学, 1995, 15(4):344-349.
- [55] 赵景波. 黄土中古土壤淀积类型[J]. 地理学报, 1995, 50(1):35-40.
- [56] 盛雪芬, 陈骏, 杨杰东, 等. 不同粒级黄土-古土壤中碳酸盐碳氧稳定同位素组成及其古气候意义[J]. 地球化学, 2002, 31(2): 105-111.
- [57] 卢演涛. 黄土地层中 CaCO_3 含量变化与更新时期候旋回[J]. 地质科学, 1981, 2: 122-130.
- [58] 段建南, 李报国, 石原春等. 干旱地区土壤碳酸钙淀积过程模拟[J]. 土壤学报, 1999, 36(3): 318-326.
- [59] 赵景波. 陕西黄土高原 500Ka BP 的古土壤与气候带迁移[J]. 地理学报, 2001, 56(3): 323-331.
- [60] 庞奖励, 黄春长, 张站平. 陕西五里铺黄土微量元素组成与全新世气候不稳定性研究[J]. 中国沙漠, 2001, 21(2): 151-156.
- [61] 郭斌, 朱日祥, 白立新. 黄土沉积物的岩石磁学特征与土壤化作用的关系[J]. 中国科学(D辑), 2001, 31(5): 377-386.
- [62] 付伯杰. 渭河流域全新世黄土与环境变迁[J]. 地理研究, 1989, 8(3): 50-53.
- [63] 贺秀斌, 唐克丽, 等. 黄土高原全新世黄土重矿物研究及其土壤发生学意义[J]. 地理科学, 1996, 16(2): 159-163.
- [64] 贺秀斌, 唐克丽. 黄土高原全新世土锆稿石颗粒表面超微结构及其发生环境[J]. 土壤学报, 1998, 35(3): 289-295.
- [65] 兰叶青, 胡琼英, 薛家骅. 胡敏酸对土壤和粘土矿物分散的影响[J]. 土壤学报, 1998, 35(2): 195-201.
- [66] 顾新运. 土壤超微形态在土壤研究中的应用[J]. 土壤专报, 1989, (43):37-56.
- [67] Frenkel H, Feg M V, Levy G J. Organic and inorganic anion effects on reference and soil clay critical flocculation concentration[J]. Soil

- Sci. Soc. Am. J., 1992, 56:1762-1766.
- [68]Dorrnsoro C.Micromorphological index of the evaluation of soil evolution in central Spain[J].Geoderma, 1994, 61:237-250.
- [69]徐启刚, 黄润华. 土壤地理学教程[M]. 北京: 高等教育出版社. 1990, 188-190.
- [70]施雅风, 孔韶寰等. 中国全新世大暖期鼎盛阶段的气候与环境[J]. 中国科学(B辑), 1993(8):865—873.
- [71]施雅风, 孔韶寰, 王苏民, 等. 中国全新世大暖期气候与环境的基本特征. 中国全新世大暖期气候与环境[M]. 北京:海洋出版社. 1992, 1-18.
- [72]戴雪荣, 李吉均, 俞立中等. 末次间冰期甘肃沙尘暴演化历史的黄土记录分析[J]. 地理学报, 1999, 54(5):445-452.
- [73]施祺, 陈发虎. 早全新世石羊河流域沙尘暴活动记录[J]. 地理科学, 2001, 21(3): 257-261.
- [74]丁仲礼, 于志伟, 刘东升. 中国黄土研究新进展(三) 时间标尺[J]. 第四纪研究, 1991(4): 336-348.
- [75]张兰生, 方修琦, 任国玉编著. 全球变化[M]. 北京: 高等教育出版社, 2000, 179-181.
- [76]黄春长著. 环境变迁[M]. 北京: 科学出版社, 2000, 121-156.
- [77]高尚玉. 全新世大暖期的中国沙漠. 中国全新世大暖期气候与环境[M]. 北京: 海洋出版社. 1992, 161-167.
- [78]施雅风主编. 中国冰川与环境-现在、过去和未来[M]. 北京: 科学出版社, 2000, 349-351.
- [79]靳桂云, 刘东生. 华北北部中全新世降温气候事件与古文化变迁[J]. 科学通报, 2001, 46(20): 1725-1729
- [80]莫多闻, 李菲, 李水城等. 甘肃葫芦河流域中全新世环境演化及其对人类活动的影响[J]. 地理学报, 1996, 51(1): 59-67.
- [81]史培军, 哈斯. 中国北方农牧交错带与非洲萨哈尔地带全新世环境变迁的比较研究[J]. 地学前缘, 2002, 9(1): 121-128.
- [82]王红亚, 石元春, 于彭涛等. 河北平原南部曲周地区早、中全新世冲积物的分析及古环境状况的推测[J]. 第四纪研究, 2002, 22(4): 381-393.
- [83]钟巍, 熊黑钢, 舒强. 全新世以来南疆地区气候环境演变与人类活动的关系[J]. 地理科学进展, 2000, 19(4): 307-315.
- [84]黄春长. 西北欧全新世中期的 Elm Decline 研究新进展[J]. 地球科学进展, 1996, 11(5): 487-491.

- [85]王奉瑜,宋长青,孙湘君.内蒙古土默特平原北部全新世古环境变迁[J].地理学报,1997,52(5):430-437.
- [86]张芸,朱诚,戴东升,等.全新世气候变化与长江三角洲史前文化兴衰[J].地质论评,2001,47(5):556-560.
- [87]安芷生,S.波特,吴锡浩等.中国中、东部全新世气候适宜期与东亚夏季风变迁[J].科学通报,1993,38(14):1302-1305.
- [88]黄春长.我国西北高原盆地全新世沉积与环境变迁[J].干旱区地理,1990,(2):1-8.
- [89]黄春长,庞奖励,黄萍,等.关中盆地西部黄土台塬全新世气候事件研究[J].干旱区地理,2002,25(1):10-15.
- [90]庞奖励,黄春长,陈宝群.黄土高原南部全新世土壤微结构新成机理探讨[J].地理研究,2002,21(4):487-494.
- [91]张彭熹,张保珍,钱桂敏等.青海湖全新世以来古环境参数的研究[J].第四纪研究,1994,(3):225-236.
- [92]徐叔鹰.青藏高原东北部的古土壤及其对环境变迁的反映[J].地理科学,1994,14(3):225-231.
- [93]王富葆,韩辉友等.青藏高原东北部30ka以来的古植被与古气候演变系列[J].中国科学(B辑),1996,26(2):111-117.
- [94]韩淑娣,董光荣.巴里坤湖全新世环境演变的初步研究[J].海洋地质与第四纪地质,1990,10(3):91-98.
- [95]张虎才,李吉均等.腾格里沙漠南缘武威黄土沉积元素地球化学特征[J].沉积学报,1997,4(15):152-158.
- [96]杨志荣,史培军,方修琦.大青山调角海子地区11kaB.P.以来的植被与生态环境演化[J].植物生态学报,1997,21(6):551-563.
- [97]朱日祥,顾兆炎,黄宝春等.北京地区15000年以来地球磁场长期变化与气候变迁[J].中国科学(B辑),1993,23(12):1316-1321.
- [98]张强,朱诚,姜逢清等.南京江北地区晚更新世以来环境演变研究[J].地理科学,2001,21(6):498-504.
- [99]陈发虎,吴海斌,张家武等.末次冰消期以来兰州地区冬季风变化研究[J].第四纪研究,1999,(4):306-312.
- [100]李保生,董光荣,高尚至等.陕西北部榆林第四纪地层剖面的粒度分析与讨论[J].地理学报,1998,43(2):127-133.
- [101]高尚玉,陈渭南,靳鹤龄等.全新世中国季风区西北缘沙漠演化初步研究[J].

- 中国科学(B辑), 1993, 23(2):202-207.
- [102]孔韶囊, 杜乃秋, 张子斌. 北京地区 10000 年以来的植物群发展和气候变迁 [J]. 植物学报, 1982, 24(2):36-42.
- [103]黄春长, 庞奖励, 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):509-512.
- [104]黄萍, 黄春长, 等. 渭北台塬全新世地层高分辨率研究[J]. 地层学杂志, 2001, 25(2):107-110.
- [105]赵景波, 岳应利, 等. 西安地区全新世土壤的演变[J], 中国历史地理论丛, 2002, 17(3):56-59.
- [106]庞奖励, 黄春长, 等. 周原全新世复合古土壤和成壤环境的微观形态学研究 [J]. 土壤学报, 2003, 40(2).
- [107]姚檀栋, Thompson L. G. . 敦德冰芯一记录与过去 5ka 温度变化[J]. 中国科学 (B辑), 1992, (10):1089-1093.
- [108]李森, 孙武等. 浑善达克沙地全新世沉积特征与环境演变[J]. 中国沙漠, 1995, 15(4):323-331.
- [109]Luckman B.N. et al. Neoglacial glacier fluctuation in Canadian Rockies[J]. quaternary Research, 1993, 39(2):144-153.
- [110]赵景波. 关中地区全新世大暖气的土壤与气候变迁[J]. 地理科学, 2003, 23 (5):554-559.
- [111]郭正堂, Fedoroff N, 刘东生. 全新世与上次间冰期气候差异的古土壤堆积记录[J]. 第四纪研究, 1993, 13(1):41-53.
- [112]Fedoroff N, Coldberg P. Comparative micromorphology of two Late Pleistocene paleosols in the Paris Basin[J]. Catena, 1982, 9: 2277-251.

攻读硕士学位期间参加的科研工作和科研成果

1. 参加陕西岩溶生态环境研究. 国际地质对比计划项目 (2000—2004. IGCP448) 子项目
2. 参加延安地区土壤含水量与植被恢复研究 (2002D02) 陕西自然科学基金项目 2002—2004.
3. 渭河流域全新世环境与水文事件研究 (40071006) 国家自然科学基金项目 2001—2003.
4. 关中平原气候变化对低温天气的影响. 中国历史地理论丛, 2002, 3. 第一作者.
5. 西安南郊和陕北长武土壤 CO₂ 释放量研究. 中国岩溶, 2002, 4. 合作.
6. 西安南郊夏季土壤碳排放量的变化研究. 干旱区研究, 2003, 3. 合作.
7. 西安南郊和蓝田夏季土壤碳排放量的变化研究. 陕西师范大学学报, 2003, 4. 合作.