



分类号 P595, X144

密 级 _____

学 号 23621



硕 士 学 位 论 文

题 目 淮河上游全新世黄土-古土壤剖面
高分辨率地球化学研究

作 者 李新艳

指导教师 黄春长 教授

学科专业 自然地理学

提交日期 二〇〇六年五月

淮河上游全新世黄土-古土壤剖面高分辨率地球化学研究

李新艳

摘要：当今，人类正面临着一系列前所未有的重大全球性环境问题，全球变化对于世界各国的经济发展和人类社会的生存都有着深远的影响，全球气候变化更是与人类的生存息息相关。全新世是国际过去气候变化(PAGES)研究的重点，研究全新世气候变化对预测未来环境演变有重要参考价值。许多研究方法和信息载体已经引入了全新世环境演变的研究，并且取得了很大的进展。黄土高原的黄土-古土壤序列是全新世高分辨率研究公认的良好信息载体，通过对黄土-古土壤序列的研究，已经搞清楚了中国黄土高原地区风成黄土的形成机制、物质来源及其所反映的气候变迁历史。

本文在了解国际国内的地学界和环境学界全新世环境演变进展的基础上，经过细致缜密的野外观察，选定淮河上游地区一典型的全新世黄土-古土壤剖面进行高分辨率采样，确定化学元素、磁化率、pH 值、碳酸钙含量和烧失量等环境指标进行室内分析测定，获得了淮河上游全新世环境演变的高分辨率的数据信息。重点研究了各种化学元素在不同地层中的变化规律，并结合其他环境指标，探讨了淮河上游地区全新世黄土-古土壤地球化学特征及其对成壤环境的指示作用和反映的全新世气候环境演变规律，并探讨了黄土的物质来源问题，揭示了淮河上游地区全新世风成黄土-古土壤的物质来源及其成壤环境的变化，这对于阐明该区域过去一万年来成壤演变对全球变化的响应具有重大意义。

经过研究，本文得到如下结论：

(一) 淮河上游地区全新世风成黄土中常量元素氧化物(Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 MgO)含量、重金属元素(Zn、V、Co、Cu、Ni)和其它微量元素(Rb、Ga)含量随土壤地层呈现有规律性变化，即在古土壤层(S_0)中含量最高，在表土层(MS)中次之，在黄土层(L_1 、 L_1 、 L_0)中最低。其它重金属元素(Nb、Pb、Ti、Cr)含量在剖面中的变化趋势与Zn、V、Co、Cu、Ni相似，只是前者的含量在表土层(MS)比在古土壤层(S_0)略高，反映出全新世后期现代成壤改造作用较强。常量元素氧化物 Na_2O 和微量元素Sr含量在古土壤层强烈淋失，在黄土层相对富集。绝大部分化学成分含量与磁化率的相关性很强，表明它们的迁移转化受全新世以来气候变化、沙尘暴活动和成壤环境变化的控制。

(二) 与黄土高原地区相比，淮河上游地区全新世风成黄土有以下特征：

1、磁化率显著偏低，绝对值差别很大；常量元素氧化物在全剖面中的含量较高，结合 CaCO_3 在全剖面中的含量要远远低于于洛川剖面，说明了淮河上游地区全新世的气候状况要比黄土高原地区优越得多。

2、重金属元素（Zn、V、Co、Cu、Ni、Ti）和微量元素（Sr、Rb、Ga）在全剖面中的含量较低，只有 Mn 在古土壤层及 Cr 在全剖面中的含量较高。这正好说明淮河上游黄土-古土壤物质来源与黄土高原地区明显不同，并进而反映影响黄土-古土壤发育的主要风动力系统也不同。联系全新世时期黄河频繁泛滥、改道、沉积与黄淮平原盛行东北风形成流沙地的事实，认为淮河上游地区的黄土物质是黄河泛滥沉积物经过风沙活动改造，由东北风力系统搬运而来的近源粉尘堆积，在不同时段经过就地风化或者成壤改造而形成。

3、淮河上游全新世黄土-古土壤剖面的成壤环境呈现以下特征：

①晚更新世黄土（ L_1 ）形成的末次冰期（ >11500 a B.P.），气候干旱寒冷，黄河下游泛滥平原植被覆盖稀疏，风沙活动盛行，沙尘暴强烈，土壤湿度很低，几乎没有淋溶和粘化作用，但气候干冷程度不如黄土高原地区强烈；

②全新世早期（ $11500-8500$ a B.P.），气候从干冷的末次冰期向温暖的冰后期过渡，气温回升，降水量增加，植被开始恢复，沙尘暴有所减弱，地表微弱的成壤改造开始出现，粉尘在堆积过程中经受了微弱的粘化作用和淋溶作用；

③全新世中期气候适宜期（ $8500-3100$ a B.P.），气候最为温暖湿润，土壤湿度大，植被繁茂，黄河下游泛滥平原风沙活动较弱，淮河上游地区风成沉积物的成壤改造作用强烈，伴随强烈淋溶和粘化作用发生，降水量及其增加幅度远远大于黄土高原地区，生态环境更加适宜；

④全新世晚期（ 3100 a B.P.-现今），此阶段季风转变，气候急剧恶化，降水量减少，加上人类活动的强烈干扰，黄河下游泛滥平原风沙活动十分盛行，沙尘暴活动再次增强，淮河上游地区粉尘沉积加速，成壤作用显著减弱，但其干旱程度不如晚更新世时期强烈。最近 1500 a B.P.以来，气候条件有所改善，但是因为人类活动对于黄河下游泛滥平原土地开发大大增强，风沙活动仍然强烈，沙尘暴频繁，沉积速率增加，但是在农业耕作扰动之下，现代成壤改造作用仍然比较强。

关键词：淮河上游；全新世；黄土；古土壤；地球化学

High-resolution Geochemical Studies of the Holocene Loess-paleosol Profile in the Upper-reaches of the Huaihe River

Xin-yan Li

Abstract: Nowadays human are facing up with a series of global environmental problems which never occurred before. Global changes especially in climate have deep impacts on both economic development of all the countries and survival of human beings. Studies of the Holocene environmental evolution is an essential part of "PAST GLOBAL CHANGES" (PAGES) and has a vitally important reference value to forecasting future environmental changes. Many methods were introduced into the studies and great progress was made. The loess-paleosol sequence in the Loess Plateau which is located in Northwest China was accepted as a wonderful information carrier. The formative mechanism, source of loess-paleosol and history of climatic changes in the Loess Plateau was made clear through the studies of the loess-paleosol sequence.

Through field exploration, sampling and experimenting, we gained a lot of datum of chemical elements, magnetic susceptibility, pH value, content of calcium carbonate and loess-on-ignition which have an important indicative significance to paleoclimatic evolution. We studied mainly the distributing law of different kinds of chemical elements in the loess-paleosol profile and probed into their geochemical characteristics, inductive significance to pedogenic environmental changes and the Holocene climatic change laws with the combination of other environmental indexes, and the source of aeolian loess-paleosol was studied simultaneously. The results are very important for understanding regional response to global changes in the semi-humid zone within the upper reaches of the Huaihe River Basin.

The results are as follows:

1. The contents of major element oxides (Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O and MgO), heavy metal elements (Zn , V , Co , Cu and Ni) and other microelements (Rb , Ga) varied similarly in the Holocene aeolian loess-paleosol profile, that is, the contents of these elements reached highest in the paleosol (S_0) and then in the modern topsoil (MS), and lowest in the loess (L_1 , L_1 , L_0). The contents of other heavy metal elements (Nb , Pb , Ti and Cr) in the modern topsoil (MS) were higher than that in the paleosol slightly which showed that modern pedogenic reconstruction was very strong during the late Holocene. Na_2O and Sr eluviated in the paleosol and congregated relatively in the loess. The contents

of these chemical elements correlated with magnetic susceptibility remarkably, which showed that transference of these elements was mainly controlled by the Holocene climate, dust storms and pedogenic environmental changes.

2. Compare with the Loess Plateau, the Holocene aeolian loess-paleosol in the upper reaches of the Huaihe River has the following characteristics.

(1) The magnetic susceptibility was very low and the absolute value differed much; the contents of major element oxides in the total profile were higher than that in the Luochuan profile, while the content of CaCO_3 was much lower than that in the Luochuan profile, which showed that the climate in the upper reaches of the Huaihe River was superior to that in the Loess Plateau.

(2) The contents of heavy metal elements (Zn, V, Co, Cu, Ni and Ti) and microelements (Sr, Rb and Ga) were lower in the YPC profile, and only the content of Mn in the paleosol and that of Cr in the total profile were higher than that in the Loess Plateau, which revealed that the sources of loess-paleosol and the main wind dynamic system in these two areas were different evidently. Considering that the Yellow River breached dike, changed route and overflowed frequently during the Holocene and quicksand was formed due to the prevailing North-East wind in the Huang-Huai plains, we concluded that the loess-paleosol in the upper reaches of the Huaihe River was a wind-blown dust deposition of near source, which came from the Yellow River inundant alluvial deposition and reconstructed by aeolian sand and then conveyed by North-East wind power systems, and the deposition was weathered on the spot or reconstructed in the process of loess-paleosol formation.

(3) The pedogenic environment of the Holocene loess-paleosol sequence in the upper reaches of the Huaihe River has the following characteristics.

① During the stage of late Pleistocene Loess(L_1) accumulation (>11500 a B.P.), climate was cold and dry. On the floodplain located in the lower reaches of Huanghe River, vegetation was sparse, sand blown by wind and dust storms were intense, and soil humidity was very low, and there was almost no eluviation or secondary clayization. But the degree of coldness and drought was lower than that in the Loess Plateau.

② The transitional layer(L_t) between the Holocene paleosol and the late Pleistocene Loess was developed in the early Holocene between 11500-8500 a B.P.

when climate transferred from the cold last ice age to the warm late ice age. In the process of loess accumulation, temperature rised, rainfall increased, vegetation redeveloped, dust storms weakened, faint pedogenic reconstruction on the earth's surface occurred, wind-blown sand elluviated and clayization appeared slightly.

③Very strong bio-pedogenesis occurred during the mid-Holocene between 8500-3100 a B.P. when climate became very warm and humid, vegetation was prosperous, paleosol(S₀) was developed with leaching and clayization processes. Rainfall and its increment was very bigger and entironment was more ascendant in the upper reaches of the Huaihe River than that in the Loess Plateau

④During the late Holocene from 3100 a B.P., the intensified Eastwest monsoon and dust storms had caused degradation of soil and land resources indicating that climatic decline took place. But the degree of aridity in this stage was not intenser than that in late Pleinstocene. Climate ameliorated from 1500 a B.P., but modern pedogenic reconstruction was still very strong with the influence of agricultural cultivation.

Key words: Upper reaches of the Huaihe River ; Holocene; Loess;
Paleosol; Geochemical characteristics

学位论文独创性声明

本人声明所呈交的学位论文是我在导师的指导下进行的研究工作及取得的研究成果。尽我所知，除文中已经注明引用的内容外，论文中不包含其他个人已经发表或撰写过的研究成果，也不包含为获得陕西师范大学或其它教育机构的学位或证书而使用过的材料。对本文的研究做出重要贡献的个人和集体，均已在文中作了明确说明并表示谢意。

作者签名： 李新艳 日期： 2006.05

学位论文使用授权声明

本人同意研究生在校攻读学位期间论文工作的知识产权单位属陕西师范大学。本人保证毕业离校后，发表本论文或使用本论文成果时署名单位仍为陕西师范大学。学校有权保留学位论文并向国家主管部门或其它指定机构送交论文的电子版和纸质版；有权将学位论文用于非赢利目的的少量复制并允许论文进入学校图书馆、院系资料室被查阅；有权将学位论文的内容编入有关数据库进行检索；有权将学位论文的标题和摘要汇编出版。

作者签名： 李新艳 日期： 2006.05

第一章 绪论

第一节 选题的科学依据和研究意义

1 论文选题的科学依据

1.1 全球变化的研究现状

当今,人类正面临着一系列前所未有的重大全球性环境问题——温室效应与全球变暖、海平面上升、人口激增与土地荒漠化、森林面积剧减与生物物种的快速灭绝、水资源匮乏、臭氧层破坏、环境恶化与灾害频发等。经过 20 多年来全球科学家的研究,人们逐渐认识到人类在改变自己居住环境的过程中,其影响的范围不是局部性的、区域性的,而是全球规模的,它涉及地球系统各圈层(包括大气圈、水圈、生物圈、人类圈、地圈)及其相互作用。全球变化研究是一门跨地球科学、环境科学、宏观生物学、天文学、遥感技术以及有关社会科学的综合性、交叉性和系统性的科学体系^[1],其直接的研究对象是地球巨系统中的物理、化学、生物和人类等子系统。全球变化对于世界各国的经济发展和人类社会生存都有着深远的影响,它直接涉及到地球上有限资源的可持续利用和地球的可居住性等重大的战略性科学与社会问题^[2]。因此,全球变化已成为当前地球科学研究的热点问题。从 20 世纪 80 年代开始提出、规划,到 90 年代以来全球变化研究成为最引人注目和关切的一个环境科学问题。至今,国际科学界已组织了 4 个大型的全球变化研究计划:①世界气候研究计划(WCRP);②国际地圈-生物圈计划(IGBP);③全球环境变化的人类因素计划(IHDP);④生物多样性计划(DIVERSTATS)。

在过去 10 余年中,几十个国家众多的科学家投身于全球变化科学的研究,取得了一系列重要进展。这些进展主要包括^[3-4]:①对地球系统进行了空前的多学科交叉研究,取得了大量高质量的科学数据,发现了一些新的现象,如海洋中的高营养盐低生产力区和铁在初级生产力中的重要作用等^[5-6]。②提出了地球系统中的几个关键性问题,如全球碳循环、水循环、食物系统等,将全球变化研究推进到集成研究阶段^[7-8]。③对地球系统的碳循环有了深入认识,初步找到了所谓丢失的“碳汇”^[9-12]。④热带海洋观测系统(GOOS)的建立,特别是在太平洋赤道地区建立了比较完整的 ELNino 监测系统,同时建立了可以提前半年至一年预报 ELNino 发生的数值模式^[13]。⑤过去全球变化研究(PAGES)在认识气候的自然变率、工业化前的全球大气成分、全球温室气体的自然变化及其与气候的关系、陆地生态系统对过去气候变化的响应、过去气候系统的突发性变化方面做出了重要贡献。

作为全球变化研究的积极倡导者和参加者，中国科学家从 20 世纪 80 年代国际全球变化研究启动之初，就开始参加全球变化科学重大国际计划的可行性研究。我国学者凭借国内特殊的自然条件，如世界屋脊的“青藏高原”、独一无二的“黄土高原”、不可多见的“浅海大陆架”以及我国西高东低的阶梯地形和自然环境的多样性等特征，通过中国黄土、冰芯、海洋和湖泊等记录的研究，在全球变化领域做出了具有国际影响的研究成果^[2]：①提出东亚季风系统和季风区域的概念，并利用黄土-古土壤序列、第三纪风尘堆积、湖泊、海洋、石笋记录、冰芯及历史文献等，建立了季风区域环境演化序列，在国际全球变化研究领域具有重要学术地位^[14-26]。②青藏高原的气候环境变化研究成为国际关注的学术热点，特别是高原冰芯研究以及高原上空夏季臭氧异常低值中心的发现等研究居国际先进水平，在国际上有重要影响^[27]。③在全国范围的气候植被分类、区域蒸散模式与自然植被 NPP 与碳储量的空间格局、土壤有机碳库的储量、生态系统的碳密度与收支等方面，特别是对湿地生态系统的 CH₄ 及相关痕量气体的通量观测、发生和排放问题有了一定的探索，取得了重要研究成果^[28-36]。④在大气水循环、流域水循环、水循环的生物过程、社会经济与水循环、农业与水承载力等与农业有关的诸多水问题方面取得了重大进展，特别是对西部流域水循环中的水与生态问题做出了突破性进展^[37-39]。⑤我国科学家已从积极参与国际计划逐步转向由我国主持在世界上开展的一系列大型全国性科学实验，为国际全球变化研究做出了显著贡献。

全球气候变化是全球变化中最引人注目、对人类可持续发展影响最为深远的变化。全球气候变化研究主要取得以下进展^[4]：（1）数千年至数万年时间尺度的气候变化。近 30 余年来，国际上在地球古气候研究方面取得了重大进展，可提取用于重建古气候和古环境的代用资料的信息来源有树木年轮、冰芯、黄土-古土壤、湖泊沉积、古植被、孢粉、深海沉积岩芯、珊瑚、历史记录等。冰芯研究结果揭示出末次间冰期以来的气候呈现极不稳定且多突变的现象^[40-41]，很难用天文气候的理论来解释。其特点是气候以短周期跳变，这种跳变被称为间阶段，其持续时间一般为数千年，以快速变暖、缓慢变冷和最后极快速变冷为特征。YD 事件、DO 气候快速振荡事件及 Heinrich 事件等短周期（相对于天文气候周期）气候快速波动的证据已在格陵兰冰芯、北大西洋沉积物^[42-43]、佛罗里达州湖泊沉积物^[40,44]、智利安第斯冰碛物^[40]、中国古里雅冰芯^[45]、黄土沉积物^[46]中均有发现，表明末次间冰期以来气候的快速振荡变化具有全球性。从全新世（约 11.5 ka）以来，地球的长期气候比较稳定，比较显著的长期气候变化是数百年尺度的小温暖期和现代小冰期。（2）数十至数百年尺度的气候变化。人类活动是导致过去 0.1 ka 中全球气候变化的最重要因素，人为引起的变化已可与自然变化区分开来，而

且认为影响的结果已大于过去 1ka 的气候自然变化的结果。在数十至数百年尺度的气候变化研究方面取得的进展有^[47-49]：①人类活动使大气中 CO₂，CH₄ 和 N₂O 等温室气体的含量大幅度上升，其结果是对气候产生正的辐射强迫，导致地表增温和其他气候变化。②从 19 世纪末以来的 0.1ka 中，全球平均气温上升了 0.3-0.6 °C，本世纪的地表气温与至少 1400 年以来的其他世纪的地面气温相当或稍高一些；最近的一些年份，是 1860 年以来最暖的年份。③如果没有减少温室气体排放的特殊政策措施，CO₂ 的排放维持在目前的水平（人类使用化石燃料的人为排放约 6 Gt/a 碳），预计到 2100 年全球平均气温将上升 1-3.5 °C，该变暖速率比过去 10 ka 中的变暖速率还大。预计到 2100 年，由于海洋热膨胀和冰川、极冰区的融化，全球平均海平面将上升 15-95 cm。④即使温室气体的浓度可以稳定，在几十年内，气温还将继续上升；在几百年内，海平面还将上升。因为许多温室气体具有长的大气寿命，加之海洋的热惯性，意味着人为排放的温室气体的变暖效应将长期存在。（3）季节至年际的气候波动。厄尔尼诺/南方涛动（ENSO）事件是全球许多地区年际气候变化的最重要自然现象，现在可以提前一年多预测 ENSO 事件^[47,48,50]。ENSO 事件是大尺度海、气相互作用事件，当厄尔尼诺事件与南方涛动事件相互作用时，将影响整个热带地区的温度和降雨型式，并至少波及到中纬度地区。近 20 余年来，厄尔尼诺事件日益成为人们关注的一个焦点，更成为全球变化研究的热点之一。（4）全球大气化学组成的变化。地质记录表明，过去的气候变化与大气中温室气体的丰度的变化同步发生，这表明大气组成的变化可引起地球系统的其他主要组成部分的变化，反之亦然。大气化学组成与地球生态系统之间的复杂相互作用是全球变化研究的一个重点。

1.2 全新世环境演变的研究进展

全新世环境演变是古环境研究的重点，最近 30 多年来，国际国内的地学界和环境学界都十分重视对全新世的研究。研究全新世气候变化对预测未来环境演变有重要参考价值。许多学者从不同的角度，采用多种方法对不同地域的全新世环境演变进行了比较深入的研究，取得了很大的进展。古环境研究的三大信息载体是冰芯、深海沉积、黄土-古土壤序列。

1.2.1 冰芯研究

冰芯因其分辨率高、信息量大、保真性强、时间序列长和洁净度高而成为过去全球变化研究的重要方法之一。冰芯不但记录着过去气候环境各种参数（如气温、降水、大气化学与大气环流等）的变化，而且也记录着影响气候环境变化的各种因子（如太阳活动、火山活动和温室气体等）的变化，同时还记录着人类活

动对于环境的影响^[51]。冰芯研究是近 30 年两极地区的研究热点，在北极、南极和中低纬度许多地方都钻取了冰芯。1994 年，Cuffey^[52]等对格陵兰 GISP2 冰芯深钻孔进行了温度测量，并根据冰芯记录解释了近 4 万年来地表气温的变化。南极 Vostok 冰芯是目前在极区钻取的深度最深（3650 m）、年代跨度最大（>400 ka）的冰芯。关于冰期-间冰期长周期气候变化的主要驱动力的传统认识为天文因素，即地球公转轨道参数的变化（米兰柯维奇理论）。冰芯研究结果已经突破了第四纪时期有 4 次冰期的传统认识，认为第四纪时期出现过多次冰期-间冰期交替。4 个完整的冰期-间冰期气候循环已通过南极 Vostok 冰芯得到了重建^[53]。目前，对于格陵兰冰芯的研究也发现了气温^[54]、大气化学、大气环流^[55]以及陆地生物的 N^[56]排放等的变化也存在轨道效应。末次间冰期以来青藏高原古里雅冰芯中的 $\delta^{18}\text{O}$ 记录也表现出 20 ka 和 40 ka 左右的明显周期^[57]。另外，温室气体研究成果是极地冰芯研究对全球变化研究做出的最重要的贡献之一^[58]。近年来极地冰芯记录的研究表明，最近 300 a 来，3 种主要温室气体（CO₂、CH₄ 和 N₂O）均持续增长。另外也首次证实从末次冰期进入全新世时，温室气体浓度也有显著增加，但雪冰内发生的化学或生物学反应均可能改变上述温室气体的原始浓度，因此在解释冰芯记录时需加以判别。通过对不同极地冰芯之间的对比分析，可靠地恢复了过去 60000 a 来的 CO₂、CH₄ 和 N₂O 变化历史。但是到目前为止，冰芯气候环境信息的空间分辨率还不足以进行大范围变化特征的对比研究。冰芯研究揭示了气候与环境变化的一些重要事实：①确认了 Milankovich 理论。Milankovich 循环不仅已从南极 160 ka 的冰芯记录和格陵兰 20 多万年的冰芯记录中得到证实，而且也从青藏高原古里雅冰芯末次间冰期以来的记录中得到证实。②发现了不同时间尺度的气候环境突变。“三极”地区（南极、北极和青藏高原）长时间尺度的冰芯记录表明，地球气候环境存在着不同时间尺度的突变。突变不仅发生于冰期-间冰期的转换时期（如从 Bolling-Allerod 暖期到 Younger Dryas 冷期气候的快速变化），而且也发生在冰期和间冰期之内。③建立了大气尘埃荷载变化序列。微粒含量的分析结果表明，末次冰期冰芯中微粒含量均比全新世冰芯中的微粒含量高，整个末次冰期冰芯中微粒含量是现代冰芯微粒含量的 8 倍以上，最高时可达 20-30 倍。冰芯中微粒含量及粒径分布的变化为我们提供了尘埃源区演化、大气环流强度变化等多方面的信息。④再现了大气圈内温室气体的变化。南极冰芯已成功地恢复了 160 ka 以来地球大气中 CO₂ 和 CH₄ 含量的连续变化，研究发现在过去冰期和间冰期的交替中，CO₂ 含量的变化与气候变化是同步的，然而，人们目前还不能断定是气候变化引起大气中 CO₂ 的变化，还是大气 CO₂ 的变化导致气候的变化。⑤证实了人类活动的影响。冰芯研究结果表明，工业革命以来，冰芯中的重金属含量、SO₄²⁻、NH₃ 浓度及放射性物质含量均呈上升趋势。

1.2.2 深海沉积研究

远离大陆的深海沉积物主要成分是微细的粘土、生物和化学成因的软泥、有孔虫和藻类残体，以及由风力从陆地上搬运来的风尘和火山灰砂^[59]。1947年，Harlod Urey 提出，碳酸钙从水中沉淀时，温度的变化将造成碳酸钙 $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ 比值可测量出的变化；因此通过测量化石方解石壳的氧同位素组成来确定古海洋温度的变化是可能的。随着稳定同位素理论不断完善和分析测试技术的迅速提高，深海沉积物有孔虫氧同位素的研究取得显著进展。美国学者 Cesare Emiliani 在 1955 年对加勒比海深海岩芯中有孔虫 $\delta^{18}\text{O}$ 作了研究，首次利用深海沉积氧同位素组成编绘出第四纪古温度变化曲线，建立了深海沉积氧同位素曲线，并定义划分了同位素阶段，使之成为大洋第四纪古气候的记录模式^[60]。另外，Ruddiman (1975 年) 在研究北大西洋底距今 9300 年前火山沙砾分布时，发现深海沉积物中有浮冰伐运物质，并据此发现了当时北大西洋盛行的载冰洋流运动方向和路径，进而发现浮冰伐运物质与冰川的扩张对应，代表了气候的变冷。一些学者还通过深海沉积物剖面的尘砂相对丰度变化，重建了该区域的季风活动历史。对于大量深海沉积物岩芯中浮游有孔虫种群和 $\delta^{18}\text{O}$ 的分析研究，获得了各个大洋表层温度 (SST) 变化的连续记录。

我国深海沉积的研究主要集中于我国周边的大陆边缘海，主要通过分析沉积物的碳酸盐旋回、孢粉、地球化学元素、炭粒等进行过去气候学及环境学的研究。比如南沙群岛全新世沉积层中有孔虫及硅藻组合皆以热带大洋性种占优势，说明在全新世时该区处于炎热潮湿环境。

1.2.3 黄土-古土壤研究

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。在亚洲、欧洲和北美洲的荒漠和冰碛物分布区外围的干旱、半干旱草原地区，都分布有黄土。通过分析土壤的气候代用指标，可以间接指示古气候和环境的变化。中国黄土高原的黄土由于其深厚的地层、丰富的环境信息而具有得天独厚的优势。随着采样密度的加大，时间分辨率不断提高，全新世黄土的研究也取得了较大的进展。

在 70 年代以前，第四纪气候划分中流行的是欧洲阿尔斯山区的传统冰期划分方案，即 4-5 次冰期与间冰期，由于黄土地层所显示的气候变化与传统冰期划分差异极大，所以 70 年代以前的黄土地层气候未受到应有的重视，也未对黄土地层的气候旋回进行划分。在 70 年代中期深海氧同位素曲线发表之后，黄土地层的气候研究得到了迅速的发展。70 年代后期以来，我国学者对于黄土的研究取

得了重大进展，刘东生、王永森、安芷生等学者通过大量的野外考察和分析，认为中国黄土完整地记录了第四纪 248 万年里气候的变化，其序列比之欧洲、美洲黄土气候记录要长的多，也完整的多。同时，由于它堆积速率高、厚度大，因而时间分辨率高，冰期气候旋回中的次一级波动也非常清楚^[59]。根据化学成分、同位素、孢粉成分、粒度组成、土壤微形态、磁化率等的研究，人们曾将黄土地层气候演变划分为 20 余个旋回，目前已划分出 40 个左右的气候旋回。加上黄土高原西北部的兰州等地区的许多红褐色古土壤是由 2-3 个分层构成的，它们代表了短周期气候的振动。如果考虑到不同时间周期的气候变化，那么在 250 万年来的黄土地层中，有宏观显示的气候变化已超过 50 个旋回，包括了 100 余个阶段^[61]。根据黄土地层进行的气候划分和深海沉积氧同位素曲线是相当一致的。长期以来，黄土的研究者们尝试了用各种物理的、化学的或生物的指标来反映黄土高原地区的古环境变迁，许多新的研究手段和方法引入了黄土研究。在断代、地层划分、古季风演变、气候替代指标等方面取得了长足的进展，建立和完善了许多气候替代指标，如黄土的磁化率、粒度、CaCO₃ 含量、TOC、烧失量、孢粉、地球化学元素指标等。其中在利用碳、氧同位素作为气候替代指标研究黄土高原地区的植被、降雨量及古季风场的建立方面取得了较大的成果^[62,63]，并与冰芯、深海氧同位素曲线成功的进行了对比^[64-65]。

1.2.4 其他信息载体研究

此外，树轮、湖泊、洞穴碳酸盐、孢粉、木炭屑与火、泥炭、微体生物化石、珊瑚礁、物候资料、史料记载等也是全新世气候变化的主要的信息载体，在这些方面也取得了一系列重要的成果，为我国全新世古环境的恢复和重建提供了重要的数据信息。

2 论文选题的意义

对于全新世黄土的研究，多集中在黄土高原地区，截至目前，对淮河上游地区黄土—古土壤缺乏深入的研究，仅有的少量研究工作也主要在磁性地层学、农业土壤的肥力和有机碳及工程地质的土层力学性质方面^[66-79]，对于该区域全新世以来土壤化学元素含量的动态变化研究较少。本文研究了河南禹州 YPC 黄土-古土壤剖面全新世各个时期化学元素含量的动态演变，并结合磁化率、pH 值、CaCO₃ 含量、烧失量进行对比研究，以揭示淮河上游地区土壤物质来源与成壤环境变化，对于阐明该区域过去一万年来成壤演变对全球变化的响应具有重大意义。

第二节 黄土高原地区和豫西地区风成黄土的研究现状

世界上的黄土主要分布在北半球的中纬度干旱及半干旱地带。南半球除南美洲一些国家和新西兰等外，其他地带很少有黄土分布。亚洲黄土分布最广，北界在北纬 74°（大里亚赫夫斯基岛）左右，南界在北纬 29.5°（江西九江一带）左右。从西伯利亚远东区到里海以北北纬 50°到 60°之间有一个黄土带。还有一支从中国东北呈弧形沿秦岭北麓向新疆及中亚地区黄土断续分布直达里海东南岸^[80]。

黄土主要分布在中纬度气候温暖地带，该区气候以干旱、半干旱、温暖少雨、有强烈季节变化为特点。中纬地带气候温暖、草原发育、雨量不大、冲刷不强，便于黄土的沉积与保存。

中国黄土围绕着戈壁和沙漠由西北向华北直到东北，大致沿昆仑山、秦岭以北，阿尔泰山、阿拉善和大兴安岭一线以南分布，构成北西西-南东东走向的黄土带。黄土带的东端向南北两个方向展布，北至松嫩平原北部，南达长江中下游，处于北纬 30°-49°之间。主要黄土地带的南界大致由长白山的西麓经辽东半岛东沿、山东半岛到秦岭、祁连山和昆仑山北麓。黄土分布区东以松辽平原的黄土为东北翼，西以新疆的黄土为西北翼，中以黄土高原为主体的一个向南突出的弧形。此弧形的西北端与东北端都可达到北纬 48°附近，弧形的主体在南面达到北纬 34°，而长江流域的黄土可以分布到北纬 29.5°一带。在黄土地带内部颗粒的分布在黄河中游地区是由西北向东南有规律地变细，且依次分为沙黄土带、粉黄土带、黏黄土带。在黏黄土带之外还有长江下游的下蜀黄土和四川盆地的成都黄土，它们的颗粒更细，黏性更大。这种颗粒由粗到细的分布规律恰好与蒙古-西伯利亚高压中心所产生的反气旋风（东亚冬季风）的风向一致，反映了沿着风的前进方向动力条件的变化，随着前进方向上风速的减低所能携带的颗粒越细。

黄河中游黄土高原是一个特殊的地质与地貌单元，其特定的地质环境条件，在第四纪时期，堆积了巨厚的松散堆积物——黄土。这里的黄土最发育、厚度最大、地层最全，构成中国黄土的发育中心。分布面积为 275, 600 km²，占中国黄土总面积的 72.36%。我国的黄土高原是世界黄土发育最典型区域之一，无论分布和厚度均占世界首位，所以很早就引起国内外地质、地理、土壤等工作者的注意。Richthofen 最早提出了中国黄土的风成学说，并用欧洲黄土的名字“Loess”来命名中国的黄土。Obruchev 在黄土风成学说的基础上，将中国黄土归类为“热”黄土，即沙漠吹来的黄土。我国地质工作者于 1920 年左右对黄土开始进行了较多的研究，并取得了大量成果。李学清（1921-1929）对黄土的矿物和化学成分作了分析，提到黄土的物质来源和化学元素的分布特征等问题。杨钟健（1930）

对黄土中古脊椎动物化石做了详细研究，为黄土地层的划分奠定了基础。马溶之（1944）、熊毅（1928）等对华北黄土区土壤的化学性质、颗粒成分等进行了试验分析，提出了黄土风成的有力证据，丰富了对黄土形成条件的研究。黄土研究能够真正得到发展，并与生产实践密切结合而服务于国民经济建设，是在建国以后开始的。我国把黄土作为一门科学的研究对象，特别是从地质角度出发探索，是从 19 世纪后半期开始的。

中国黄土高原的黄土-古土壤沉积序列记录了最近 250 万年的冰期气候旋回和季风气候旋回，一些学者已经对黄土-古土壤序列进行出色的划分，将整个第四纪的沉积气候旋回同深海岩芯 $\delta^{18}\text{O}$ 气候曲线作了相当好的对比^[81]，最新研究成果更可以同末次间冰期 15 万年以来的重要事件及格陵兰冰芯对比^[82]。由于其时段长、分辨率高，已经成为全球大陆地区最具代表性的古气候旋回标准柱。

1 黄土高原地区风成黄土的地球化学研究进展

早期的黄土研究工作主要集中在黄土地层、物质组成与物质来源的研究，在研究黄土的物质组成中，黄土的化学组成是一个重要的方面^[83]。利用地球化学的方法对黄土中各种常量元素、微量元素和稀土元素等进行研究，能够阐明黄土形成过程中的地球化学变化规律。各种化学元素及物理特性又往往可作为古气候的替代性指标用以揭示古气候、古环境的变化规律。研究黄土中化学元素的分布、分配和迁移、富集的规律，有助于了解黄土物质成分特征，探索其堆积的地球化学环境、古气候演化以及评价黄土的工程性质和农业生产关系等^[83]。

50 年代以来，刘东生等^[84]在对中国黄土进行全面调查的同时，做了较多的地球化学分析工作，先后对洛川黄土中的常量元素、微量元素、碳酸盐进行了研究，并进一步探讨了黄土堆积的地球化学特征、环境及元素演化与古气候关系等问题。

文启忠等^[85]对 80 年代以前中国黄土的化学成分研究做了总结：（1）各地黄土(包括古土壤)的主要化学成分基本一致；（2）中国黄土的平均化学成分与地壳平均化学成分相似， MgO 、 CaO 和 Na_2O 等稍低于地壳平均值；（3）第四纪以来黄土的化学成分具有一定程度的变化， Fe_2O_3 、 Al_2O_3 和 K_2O 由老到新逐渐减少，而 FeO 、 CaO 和 Na_2O 则具有不明显的增加趋势；（4）古土壤中 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 K_2O 和 SiO_2 等与黄土层中的 FeO 、 CaO 和 Na_2O 具有相反的变化。他们还就元素的区域变化进行了比较，认为无论是主要元素、微量元素，还是稀土元素的含量变化均不大，体现了黄土母质——粉尘化学成分均一性。

最近黄土元素地球化学的研究主要集中在化学风化、气候和环境指标的元素地球化学分析以及对黄土来源物质的进一步调查。

陈骏等^[86,87]对黄土化学风化过程的实验分析发现,黄土中仅 Ca、Sr、P、Mg 和 Na 元素在化学风化过程中为主要活动元素,这些元素相对于 Al 在古土壤中都亏损,典型的稳定性元素为 Al、K、Ti、Rb 和 REE。据此,他们认为黄土的化学风化处于初级阶段,即脱 Ca 去 Na 阶段。

顾兆炎等^[88]运用 ^{10}Be 作为示踪剂对粉尘沉积物的淋滤常数进行了计算,并对黄土中古土壤的风化淋滤程度进行估计,获得了硅酸盐中 Ca、Na、Mg、U、K 和 Si 在当地风化过程平均淋溶损失分别为 43%、25%、18%、17%,约 2%和约 4%的结论。这两项研究从不同途径得到了相同的黄土化学风化特征,即黄土的化学风化为去除易溶碱性元素的过程。

刘东生等^[89]根据 Ti 在风化过程中不移动性及抗化学风化的石英矿物在粉尘粗粒级富集的特征,首次将 $\text{SiO}_2/\text{TiO}_2$ 值作为指示冬季风强度的大气粉尘粒度的替代指标,用来解释 0.15Ma 以来黄土高原冬季风变化。

郭正堂等^[90]注意到成壤过程中元素的迁移特征以及风化产物的组分,将指标 $\text{CIA}(\%) = \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) \times 100$ (摩尔比)及游离铁/全铁比值作为与古夏季风强度有关的黄土-古土壤序列风化强度的替代指标,揭示了末次冰期黄土高原夏季风不稳定的节拍。

陈骏等^[91-93]在考察若干微量元素的基础上,通过与广泛运用的气候替代指标磁化率的对比认为, Rb/Sr 值具有明显的气候意义,在黄土-古土壤风化序列中, Rb/Sr 值可以作为衡量东亚夏季风强度的替代指标。通过对 2.6 Ma 以来洛川黄土-古土壤序列的 Rb/Sr 值测量,获得了比磁化率更具有明确气候意义的 Rb/Sr 值的黄土高原古夏季风记录^[87]。

庞奖励等^[94]研究陕西岐山五里铺全新世黄土剖面也认为黄土剖面的 Rb、Sr 含量、Rb/Sr 值可以作为气候替代指标。相对高的 Rb、Sr 含量及低 Rb/Sr 比值指示黄土层,而相对低的 Rb、Sr 含量及高的 Rb/Sr 比值指示古土壤层。并认为该剖面中 Rb、Sr、Rb/Sr 值作为气候替代指标似乎比磁化率更灵敏,可达百年的时间分辨率。

龚子同^[95]对我国土壤中磷、钾、硼、锌、锰、铜、铁、和钼等 8 种元素的空间分异特点及在农业生产中的应用进行了研究。仇荣亮,熊德祥,黄瑞采^[96]等对

中国西南地区几种土壤的元素地球化学特征进行了研究。陈静生等^[92]对中国东部河流颗粒物的地球化学性质进行了研究。

文启忠等^[98]对末次间冰期以来渭南黄土剖面地球碳酸盐含量、有机碳总量和游离铁含量等进行了研究,认为碳酸盐含量、有机碳总量及游离铁含量这些化学指标可作反映黄土高原古气候变化的替代性指标,并能够反映古气候的波动,还可以与深海沉积氧同位素进行对比。富含碳酸盐是中国黄土的显著特征之一(文启忠,1989)。黄土中碳酸盐分为原生和次生两种。前者指风从源区带来的碎屑碳酸盐矿物;后者指黄土沉积后在原地生成的碳酸盐。其中包括由大气降水、地下水 and 生物活动带入黄土的碳酸盐,碎屑矿物风化溶解出的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 与 HCO_3^- 结合形成的次生碳酸盐。黄土中碳酸盐可能有两个来源:大气降水带来的;源区碎屑物质供给的。据文启忠研究,前一种最多只有 0.58%-1.07%,而以后一种为主。

文启忠等^[99]应用黄河中游地区约 340 块马兰黄土(和有关沉积物)样品中 Zn、Cu、Mn、Co、Ni、Mo 六个微量元素的分析资料,编制了该区黄土微量元素分布图。分布模式图清楚表明,各元素的含量均自西北向东南逐渐增加,并明显地呈带状分布。这几个带分别为:①沙漠黄土过渡带微量元素极低区;②沙黄土带微量元素低含量区;③粉黄土带微量元素中等含量区;④黏黄土过渡带微量元素较高含量区;⑤渭河谷地次生黄土带微量元素高含量区。这种分布规律除受黄土粒度成分的控制外,并与区域的矿物成分和黄土堆积时生物气候环境的差异有关。

2 豫西黄土的研究现状

河南黄土主要分布在豫西山地周围的山麓、丘陵和盆地的高阶地上,故称之为豫西黄土。西起省界,东到郑州,北到太行山南麓,南抵洛宁、宜阳、禹州、登封等地,其范围包括三门峡地区、洛阳地区及郑州地区西部,总面积 10000 km^2 左右,主要沉积于前第四纪盆地——灵(宝)-陕(县)盆地,及济(源)-洛(阳)盆地之中及部分山前地带,所形成的地貌形态类型主要有黄土台塬及黄土丘陵。另外在桐柏山和大别山山前地带也有零星黄土分布。前人对黄河流域三门峡地区黄土、洛阳地区的邙岭黄土、郑州地区北部的邙山黄土已经做了大量工作,蒋复初等对郑州黄河南岸的邙山黄土的研究^[66-72],揭示了此黄土来源于孟津以东的黄河冲积扇顶部,系近源堆积,属于沙黄土。前人对于淮河流域颍河上游地区位于嵩山东缘的黄土也作过一部分研究^[100]。认为中更新世郑州、新郑以西的太行山、嵩箕山山口是西北干冷气流吹进平原的通道,因而堆积黄土夹古土壤层,岩性特

征可与西北或豫西黄土进行对比。进入平原以后，风力和风向都有变动，沉积物的特征和厚度也随之改变和减小。同时平原区又受流水作用，在风与流水共同作用下堆积了亚粘土和沙层，并具红、黄相间的色序变化特征。在漯河-平顶山以南山前地带，也沉积厚达 20-60 m 的红、黄相间的黄土状亚粘土，特征也可以与豫西等地对比。晚更新世时在平原周边山前地带堆积了厚度不等的黄土地层。徐馨、朱明伦^[107]等通过对中原东部第四纪地层的研究认为，风积物是中原东部平原区第四纪主要沉积物之一。中、晚更新世以风成黄土为主，全新世晚期以风成沙丘、沙地为主。中更新世在郑州-新郑以西山前地带的中更新黄土及其所夹的古土壤，可与西北地区黄土、古土壤进行对比。但厚度和古土壤层次均比西北黄土区小而少。在舞阳岗、召陵岗以南，上蔡岗以西，正阳岗以南，在漯河-平顶山以南的伏牛山和大别山山前地带，在中更新世底部砾石层或下更新世位于灰绿色地层之上，发育厚达 40-80 m 棕红与棕黄相间沉积的黄土状亚粘土，经大量粒度分析表明，其粒度频率曲线与郑州西南风成黄土形状峰值完全相似，应属风积成因。但其岩性特征与郑州-新郑西黄土明显不同。一是钙质结核少；二是直立性差；三是粘粒含量稍高，具有一定的粘、塑性。在郑州-新郑以西，晚更新世的风成黄土分布连续且厚度较大，禹州-许昌以南，京广铁路以西，则呈零星分布，厚度各地不一。岩性特征可与郑州西部甚至西北黄土对比，未发育古土壤层，但在剖面上粒度比较均匀。从郑州向东经中牟、开封、兰考、民权北部，以及新郑东部到尉氏一带，全新世风成沙丘分布较广，在沙河、北汝河也有零星分布。沙丘规模各地不一，高者 10-20 m，低者 3-5 m。沙丘沙分选性好，交错层理比较发育。

以前对黄土的深入研究主要集中在黄土高原的内部和南部，而对于淮河上游地区黄土-古土壤的研究缺乏广度更少深度，仅有的少量研究工作也主要在磁性地层学、农业土壤的肥力和有机碳及工程地质的土层力学性质方面^[66-79]，对于化学元素在时间上的分布规律研究较少，特别是对全新世以来化学元素含量的动态变化研究更少。本文的研究基于 2004 年 10 月份对淮河上游地区的野外考察，观察到豫西山地东北坡麓至郑州以西的广大倾斜平原土层中普遍堆积了更新世以来的黄土及多层古土壤层；发现伏牛、嵩山东缘的新郑、禹州广泛出露有晚更新世的黄土-古土壤层，其颜色为黄及灰黄色，局部灰黑色，其颗粒成分较粗，为粉沙状，甚至比黄土高原地区的黄土颗粒成分还要粗。故通过详细考察，选取河南禹州 YPC 剖面作为采样点，经过磁化率、pH 值、碳酸钙、烧失量、化学元素和有机碳的室内测量、分析，探索淮河上游地区全新世黄土-古土壤的地球化学特征，并与黄土高原地区的黄土进行对比，以揭示该地区全新世黄土-古土壤的

物质来源与成壤环境变化、古气候演变规律以及成壤环境变化，对于阐明该区域过去一万年来成壤环境演变对全球变化的响应具有重大意义。

第三节 研究的过程和工作量

为了较全面获取本区全新世成壤环境演变的准确信息，本次研究在经过详细的野外考察之后，首先确定了研究地区和研究剖面（采样点）：在淮河支流颍河上游河南禹州的黄土丘陵台地选择了 YPC 典型剖面；随后选定了多项环境代用指标，包括磁化率、pH 值、碳酸钙、烧失量、化学元素等，并认真地做了室内实验分析。在做每一个实验分析时均严格按照实验步骤与要求，并按照每一个指标的实验分析方法，认真地做了样品前处理和指标实验分析；为了使分析误差降到最低，还做了大量的样品重新测试工作，来确保每一个指标分析结果的准确性和可靠性；最后应用 Excel 软件进行统计分析，并参考专家意见和已有文献，研究了淮河上游地区全新世黄土-古土壤剖面的地球化学特征，并与黄土高原地区典型的全新世黄土-古土壤进行了对比（表 1-1，表 1-2）。

1 野外考察

2004 年 10 月中旬，在导师黄春长教授亲自指导带领下，在豫西山麓黄土地区进行了广泛的考察研究，最后确定对淮河上游河谷黄土台地进行重点研究，选择具有代表性的全新世黄土-古土壤剖面进行采样，并于 2004 年 10 月下旬进行了室内观察描述。

2 样品处理和室内测定分析

将所采集的样品经过自然风干、室内观测、描述后，对其进行磁化率、碳酸钙、pH 值、烧失量、化学元素等环境代用指标的室内实验测定分析，为了保证实验结果的准确性，从样品采集、前期预处理到实验测定分析的整个过程，严格遵守实验规则进行操作。

3 数据分析、处理和解释

将所获取的实验结果进行整理，并用 Excel 软件进行处理，绘制图形，进行分析比较，解释和论证，并撰写成文。

表 1-1 本文研究工作流程表

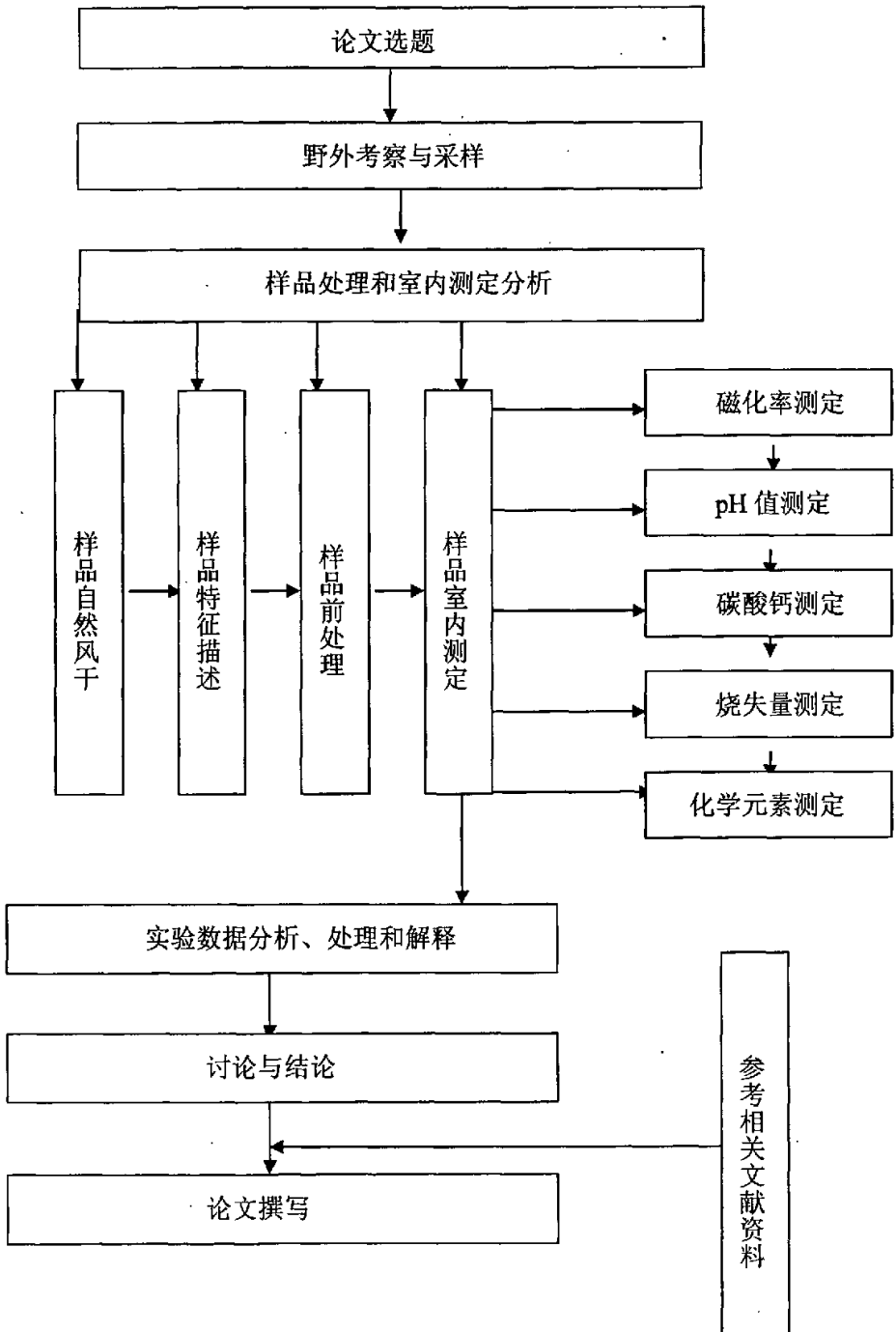


表 1-2 研究工作过程、工作内容及工作量

工作过程	工作内容	工作量
2004 年 10 月下旬在豫西山地东麓黄土地区进行了广泛的考察研究, 最后确定对淮河上游河谷黄土台地进行重点研究, 选择具有代表性的全新世黄土-古土壤剖面进行采样。	野外考察和样品采集	自地表向下每 2cm 进行采样, 共采集样品 118 个, 达剖面深度 250cm。
2004 年 11 月上旬对采集回来的样品性质 (颜色、构造、质地等) 进行室内描述。	样品的室内描述	118 个样品
2004 年 12 月上旬对样品进行研磨处理, 而后用英国 Bartington 公司生产的 MS-2B 型磁化率仪进行测量。	磁化率的测量	118 个样品
2005 年 3 月对样品进行研磨前处理后, 用 PHSJ-4A 型实验室 pH 计测定 pH 值。	pH 值的测量	118 个样品
2005 年 4 月对样品进行研磨前处理后, 用气量法测量其碳酸钙的含量。	碳酸钙的测量	118 个样品
2005 年 5-6 月对样品进行研磨处理, 然后在压样机上压片编号, 利用荷兰 Panalytical 公司生产的 PW2403 X-射线荧光光谱仪进行化学元素含量的测定。	化学元素的测量	118 个样品
2005 年 10 月对样品进行研磨、烘干 (<100℃) 前处理后, 用马福炉高温灼烧, 控制在 600℃ 的高温下进行。	烧失量的测量	118 个样品
2005 年 10 月-2006 年 5 月论文选题, 查阅相关资料, 撰写论文。	论文撰写	完成论文 (文字、图、表)

第二章 研究区概况和剖面选择

第一节 研究区自然概况

研究区域(图 2-1)位于淮河支流颍河上游地区,选取位于禹州市北部黄土丘陵台地的 YPC 剖面进行深入研究。

河南省禹州市位于郑州市区西南部,地处豫西山区向豫东平原过渡地带。地势西高东低,山、丘、岗、洼、平原兼有。京广铁路以西基本属丘陵地区,以东为黄河古阶地,岗洼相间,地势比较平缓,属黄淮海平原。

禹州市属暖温带半湿润大陆性季风气候,年平均气温为 14.4℃,最冷月 1 月平均气温 0.2℃,极端最低气温-13.9℃,最热月 7 月均温 27.7℃,极端最高气温 42.9℃;生长期 259.2 d,无霜期 218 d;年平均日照 2422 h;年平均降水量为 680 mm。

淮河是我国的第三大河流,是我国南方和北方的地理分界线。淮河水系很早就受到黄河的影响,史载,最早一次夺淮发生在汉文帝十二年(公元前 168 年)。事实上,黄河大致在中更新世初期或稍晚形成之后,就在黄淮海平原起着愈益明显的作用,它除了广泛塑造堆积地貌之外,还影响或控制了淮河及海河在晚更新世及全新世中晚期的发生和发展^[101]。而淮北诸河前身都曾是黄河的减水河,至今彼此分野不大明确^[102]。最长的一次是从 1128 年夺淮直至 1855 年铜瓦厢决口,黄河长期驻足淮北平原长达 700 多年^[103]。淮河上游是山地丘陵向平原转变的过渡地带,由山前倾斜平原、岗地、阶地、河谷平原与平原等多种地貌类型组合而成。本区地处豫西山地和大别-桐柏山山前至中原东部平原过渡地带,在第三纪末至第四纪期间,受山地相对抬升、平原相对下陷的影响下,区内各地段构造运动性质和幅度均有较大差异,总的构造运动方向大部分处于相对上升阶段,而且上升过程中具有间歇性质^[100]。

第二节 全新世剖面选择和采样

研究地点(图 2-1)位于淮河支流颍河上游地区的禹州市北部黄土丘陵台地。这里的河谷阶地呈现出一派典型的黄土景观,经过广泛的野外调查研究,选择全新世黄土-古土壤剖面层次清楚、发育完整、人类活动影响很少的 YPC 剖面(34°16'16"N, 113°23'15"E, H195m)进行深入细致的研究,并且自地表向下按 2 cm 间距连续取样,共采集样品 118 个,达剖面深度 250 cm。根据野外观察并结合室内分析,对该剖面进行土壤-地层学划分:

(1) 0~40 cm 为发育良好的现代表土层(MS), 浊橙色, 团块状结构, 粉沙质地含有碳酸盐粉霜;

(2) 40~86 cm 为典型的全新世黄土(L₀), 浊黄橙, 块状结构, 沙质粉沙土质地, 疏松, 含有碳酸盐粉霜;

(3) 86~146 cm 为发育成熟的全新世古土壤(S₀), 浊棕色, 团状结构, 较坚硬, 其表层偶含个别细小木炭屑;

(4) 146~186 cm 为黄土质过渡层(L_t), 浊橙色, 块状结构, 沙质粉沙土质地, 含有细小的钙结核;

(5) 186 cm 以下为晚更新世黄土层(L₁), 浊黄色, 沙质粉沙土质地, 均质块状结构, 很疏松, 含有细沙、细小钙结核和个别蜗牛壳, 相当于马兰黄土。

第三节 全新世黄土-古土壤剖面的地层断代

通过观察分析, 发现该地区黄土层序结构与黄土高原相同, 所以通过地层对比研究^[83,104-107]: 186 cm 深度成壤改造开始出现, 故确定为全新世起点, 根据目前国际上通用的全新世起始时间^[108], 确定其年代为 11500 a B.P., 146 cm 开始出现强烈的成壤改造作用, 故确定为全新世大暖期的起点, 年代为 8500 a B.P., 86 cm 深度古土壤 S₀ 成壤终止, 气候恶化^[108], 确定为 3100 a B.P., 40 cm 深度为 1500 a B.P.。

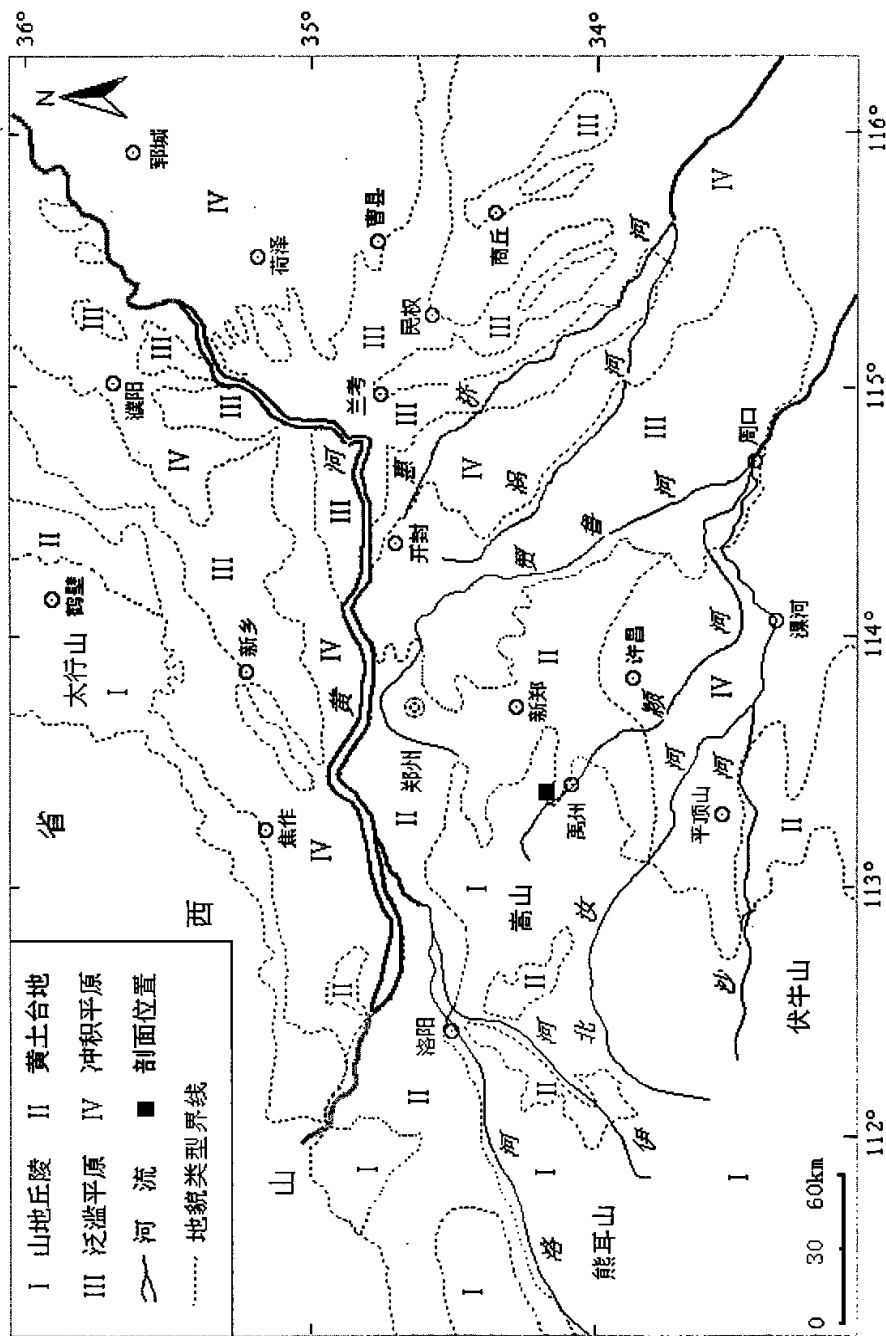


图 2-1 豫东、豫北沙地、黄土分布及研究地点位置图
 (据管述奎, 1964; 朱震达, 1989; 徐馨等, 1994; 河南地方志委员会, 1994 改绘)

第三章 实验分析方法

长期以来, 研究者们尝试了用各种物理的、化学的或者生物的指标来揭示黄土高原地区的环境变迁, 许多新的研究手段和方法也引入到黄土研究中。在断代、地层划分、古季风演变、气候替代指标等方面均取得了长足的进展, 建立和完善了许多替代指标, 如粒度、磁化率、CaCO₃含量、pH值、TOC、地球化学元素、孢粉、蜗牛化石、植物硅酸盐体等, 本文主要利用磁化率、CaCO₃含量、pH值、烧失量、地球化学元素等环境代用指标来研究淮河上游地区全新世风成黄土-古土壤剖面的地球化学特征。

第一节 磁化率实验测定方法

土壤样品磁化率采用英国 Bartington 公司生产的 MS-2B 型磁化率仪测量。测量方法和步骤为:

(1) 称取粗略研磨至粒径小于 2 mm 的风干土样 10 g (精确度 0.01g), 装入 10 cm³ 无磁性塑料盒中 (该塑料盒内径 2 cm、高 1.5 cm, 系同种塑料制作, 其磁化率值为 $-1.0 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 。因黄土样品磁化率最低值一般大于 $30 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$, 远大于塑料盒的值, 所以样盒的磁化率对样品测试的影响可以忽略), 并进行编号;

(2) 用英国 Bartington 公司制造的 MS-2B 型磁化率仪测定样品的磁化率, 对每个样品均进行高频 (4.7 kHz) 和低频 (0.47 kHz) 磁化率测定, 测定精确度为 0.1。每个样品连续测定 5 次, 最后取其平均值。

第二节 土壤 pH 值实验测定方法

(1) 研磨样土, 粒径小于 2 mm;

(2) 称取研磨后的样土 10 g, 置于 50 ml 的小烧杯中;

(3) 加入 25 ml 无 CO₂ 的蒸馏水, 搅拌、静置 2 小时使之沉淀出清液;

(4) 在相同的温度下, 使用 PHSJ-4A 型实验室 pH 计测定清液的 pH 值。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液面以下, 待显示屏上的 pH 值读数趋于稳定以后, 按确认键, 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。

第三节 碳酸钙实验测定方法

采用气量法测定碳酸钙含量（图 3-1）。

(1) 取通过 0.25 mm 筛孔的风干土样 0.5 g，置于 250 ml 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) 在广口瓶中装入 0.5 mol/l H_2SO_4 有色溶液，关闭活塞 G，打开夹子 F，用打气球打气，使水装满滴定管（滴定管 0 刻度处）。检查是否漏气：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；调整 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；

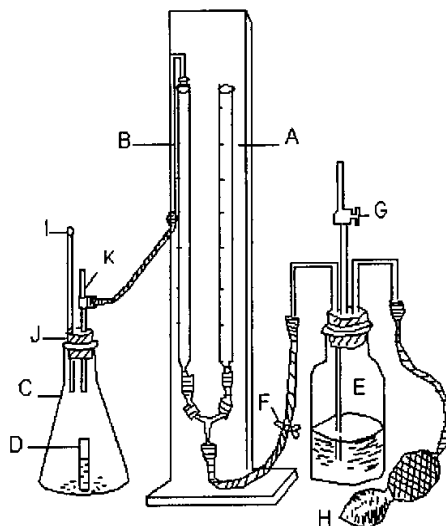


图 3-1 气量法测定 $CaCO_3$ 的装置图

(3) 将三角瓶 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，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 调节使 A 管液面降低至与 B 管液面齐平，记下读数，前后两数之差即为所产生的 CO_2 体积。同时读取温度；

(5) 查相关表（ CO_2 密度）计算：

$$\text{土壤 } CaCO_3 \text{ 含量 (\%)} = V \times \rho / m \times 10^{-4} \times 2.273$$

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 ($\mu g/ml$)；

2.273— CO_2 换算成 $CaCO_3$ 系数 (100/44)；

m—烘干样品质量 (g)。

第四节 烧失量实验测定方法

- (1) 将样品先经 100℃下烘干后称重，之后将样品放入马福炉中控制温度 600℃，时间为 6 h。
- (2) 通过下式： $P\%=(G-B)/(G-A)\times 100\%$
P: 烧失量, G: 坩埚重+100℃下烘干样重,
A: 坩埚重, B: 600℃下烘干样重+坩埚重
- (3) 依据烧失量结果作出剖面烧失量变化曲线图。

第五节 化学元素实验测定方法

化学元素使用荷兰 Panalytical 公司生产的 PW2403 X-射线荧光光谱仪进行测定。具体实验步骤如下：

- (1) 将约 10 g 的风干样品在玛瑙研钵中研磨并过 200 目的筛子；
- (2) 精确称取研细的样品 10 g，在压样机上压片并编号待测；
- (3) 把压片后的样品按顺序放入样杯中，利用 PW2403 X-射线荧光光谱仪进行化学元素含量的测定。

第四章 分析结果及解释

第一节 磁化率的分析结果与成壤环境意义

1 磁化率的环境指示意义

磁化率是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的参数之一。黄土-古土壤序列的磁化率曲线能准确地指示古气候的多旋回变化,可与深海沉积物(公认的记录第四纪气候变化的最好材料)氧同位素曲线相对照^[83],磁化率因此被称作古气候的代用指标,在环境演变研究中应用非常广泛。

磁化率的高低主要与黄土-古土壤中所含铁磁性矿物含量的种类及颗粒大小有关^[109]。据刘秀铭等(1991)和徐立等(1991)研究,黄土中的铁磁性矿物为磁铁矿和赤铁矿,故土壤中除有从黄土中继承的矿物外,还有成壤过程中新生成的矿物,因此古土壤中的主要铁磁性矿物有磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿,此外还有铁的氢氧化物,如针铁矿等。磁赤铁矿在古土壤的磁性中有着主要的贡献,古土壤因含较多在成壤过程中形成的磁赤铁矿而磁性大增。赤铁矿化学成分与磁赤铁矿相同,但属于反磁性矿物。气候温湿程度越高,所形成的磁性矿物有越细的趋势。黄土中的磁颗粒以顺磁单畴和多畴(0.03 μm)为特点,而在温湿气候条件下形成的古土壤含有比干旱条件下形成的黄土更细的超顺磁(<0.03 μm)颗粒,而且含量也高的多,从而磁化率值较高。有研究表明,土壤中的某些超细粒磁铁矿的产生与土壤中趋磁细菌的生命活动有关^[110]。趋磁细菌在其体内生成顺其细胞延长方向呈链状排列的许多磁小体,这种排列会加强其磁性,它们具有沿地球磁力线移动的特性。黄土中的趋磁细菌少,每个趋磁细菌中的磁小体也少(2个);古土壤趋磁细菌多,每个细菌中磁小体多(达15个)形态也多样,有杆状、弧形等。所以古土壤的磁化率比黄土高的多。彭先芝等^[111]证明了趋磁细菌和磁小体的数量与形态由西北向东南变多和多样化,并且证明气候愈向东南愈湿热,变化也愈剧烈与频繁。生物作用在成壤过程中对铁的形态转变起着重要的作用。气候温湿条件下,土壤中生物量大,生物反应活跃,有利于铁磁性矿物的产生。同时,气候特别是降水的季节变化,可使土壤中氧化-还原条件反应交替变化,温湿季节里风化成壤作用除可淋溶一些可溶性盐类使铁质相对富集外,还可以通过氧化作用使 Fe^{2+} 变为 Fe^{3+} ,使弱磁性物质变为强磁性矿物^[80]。

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,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,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。因此,磁化率反映了风化成壤强度的变化,可以在一定程度上衡量夏季风强度的变化。

Bartington 公司生产的 MS-2B 型可以用两种频率(低频 X_{low} : 0.47 kHz 和高频 X_{high} : 4.7 kHz)对样品初始磁化率进行测定。一般 $X_{low} > X_{high}$,这是因为处在超顺磁性和单畴区边界附近的粒径被交流磁化时,频率越高越不容易被磁化。频率磁化率可表示为 $X_{fd}=(1-X_{high}/X_{low})\times 100$,其值大致描述了超顺磁性颗粒的含量,但应注意:一是 0.47 kHz 和 4.7 kHz 这两种频率不过只是反映出磁铁矿的特定大小颗粒(27.6-28.7 nm)而已。二是 X_{fd} 依存于强磁性矿物的存在比。频率磁化率可指示黄土中粒径介于单畴(SD,粒径 30-70 nm)和超顺磁(SP,粒径 < 30nm)边界上的磁性颗粒(15-30nm)的含量。黄土-古土壤的初始磁化率的变化是由于土壤化作用生成的微粒磁铁矿和磁赤铁矿造成,它反映出降水量的变化。

2 磁化率的分析结果及其指示的环境演变

河南禹州 YPC 剖面磁化率的测定结果见曲线图(图 4-1)和表 4-1。

YPC 剖面磁化率显示了高峰值与低峰值的明显交替,反映了明显的黄土-古土壤交替变化的特征。高频磁化率和低频磁化率都比较低,几乎呈现完全相同的变化趋势。整个剖面中,古土壤(S_0)磁化率最高,低频磁化率变化范围为 $63-83.7\times 10^{-8} m^3/kg$,平均值为 $73.1\times 10^{-8} m^3/kg$,高频磁化率变化范围为 $58.2-75.4\times 10^{-8} m^3/kg$,平均值 $66.6\times 10^{-8} m^3/kg$;晚更新世黄土层(L_1)磁化率最低,低频磁化率变化范围为 $44.7-56.5\times 10^{-8} m^3/kg$,平均值为 $50.3\times 10^{-8} m^3/kg$,高频磁化率变化范围为 $41.8-54\times 10^{-8} m^3/kg$,平均值为 $47.2\times 10^{-8} m^3/kg$;过渡层(L_t)、全新世黄土(L_0)和表土层(MS)介于二者之间,但前两者大体相当,表土层(MS)磁化率略高于前两者。磁化率高值反映古土壤(S_0)形成时期夏季风强盛,气候暖湿,降雨量增大,生物成壤作用强烈,铁磁性矿物浓度增加;磁化率低值反映黄土(L_1 、 L_t 、 L_0)堆积时期气候干旱,沙尘暴频繁,成壤极弱,铁磁性矿物没有发现富集。现代表土层(MS)中较高的磁化率值表明现代成壤改造作用较强。

第二节 土壤 pH 值的分析结果与成壤环境意义

1 土壤 pH 值的环境指示意义

土壤的酸碱度 (pH) 是反映黄土形成介质条件的指标, 对沉积物的各种地质过程如元素的迁移富集、矿物的风化、生命物质的循环等都具有重要意义^[85]。影响 pH 值的因素较多, 不仅有固相, 还有液相和气相。黄土的固相组成主要是各种类型的碎屑矿物, 而有机质含量较少, 黄土固相组成在大范围内的均一性特征, 决定了 pH 值在大范围内的相对稳定性。中国科学院南京土壤研究所根据我国土壤酸碱度及其与肥力的关系, 将我国土壤的酸碱性分为五级 (中科院南京土壤研究所, 1978), 即强酸性 (pH < 5.0)、酸性 (pH 5.0-6.5)、中性 (pH 6.5-7.5)、碱性 (pH 7.5-8.5) 和强碱性 (pH > 8.5)。虽然黄河中游黄土的 pH 值在大范围内具有相对的稳定性, 但也有细微的变化。黄土高原北部的沙黄土, 地处干燥气候区, 年降雨量一般在 300-400 mm 左右, 年平均气温 8-12℃, 在此低温少雨条件下, 化学风化作用弱, 易溶盐含量较高 (刘东生等, 1965), pH 值也较高。南部的黄土颗粒不仅比北部的沙黄土细, 比中部地区的也细, 气候也比北部温湿的多, 黄土中的易溶盐含量明显减少, pH 值降低。总体看来, 黄河中游黄土的 pH 值在区域上的分布自西北向东南呈降低趋势, 这不仅与黄土碎屑矿物和粘土矿物组分的变化有关, 而且与生物气候条件的变化也有关。在碱性沉积物中, 土壤的 pH 值主要由 CaCO_3 、 MgCO_3 的水解决定。黄土的特征之一是富含碳酸盐, 主要为碳酸钙, 随着碳酸钙含量的增高, pH 值也升高。黄土中的 CaCO_3 含量有随气候变化而变化的规律, 被视为能反映气候条件的“标型”组分。pH 值和 CaCO_3 含量密切相关, 当气候相对温湿时, CaCO_3 受淋滤而含量减少, pH 值降低。反之, 当气候相对较干旱时, CaCO_3 相对集聚而含量增高, pH 值也增高。这说明黄土剖面中 pH 值的分布与气候条件的变化有密切的关系。pH 的低值是相对温湿阶段的反映, 而 pH 的高值是干冷阶段的反映。黄土中的有机质包括一些有机酸、胡敏酸、富啡酸和腐殖质等, 有机酸本身就含有 H^+ , 因而沉积物中有机质含量增加, 酸性增强, pH 值降低。

土壤溶液中 OH^- 的主要来源, 是 CO_3^{2-} 和 HCO_3^- 的碱金属 (Na、K) 及碱土金属 (Ca、Mg) 的盐类。土壤产生碱性反应的直接原因是由于土壤中含有 Ca、Mg、Na 等的碳酸盐和重碳酸盐^[47]。不同溶解度的碳酸盐和重碳酸盐对土壤碱性的贡献不同, CaCO_3 和 MgCO_3 的溶解度很小, 在正常的 CO_2 分压下, 它们在土壤溶液中的浓度很低, 故富含 CaCO_3 和 MgCO_3 的石灰性土壤呈弱碱性 (pH 7.5-8.5)。 Na_2CO_3 、 NaHCO_3 和 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 属于弱酸强碱盐, 在土壤溶液中能发生水解作用, 产生 OH^- , 使土壤呈现碱性反应, 其中 Na_2CO_3 和 NaHCO_3 的水解过程是土壤呈

现碱性的主要原因。此外，吸附在土壤胶体上的交换性 Na^+ 同样也可产生水解而使土壤显示碱性。一般而言，在温暖湿润条件下，降水丰富，植被生长茂盛，生物化学风化强烈，土壤中大部分可溶性离子被雨水冲走，土壤 pH 值低，沙尘暴活动有所减少；当气候变冷干时，降水减少，植被稀疏，生物化学风化微弱，土壤 pH 值高，沙尘暴活动往往加剧。所以可用黄土-古土壤剖面的 pH 值作为反映全新世沙尘暴活动的一个辅助性指标。

2 土壤 pH 值的分析结果及其指示的成壤环境变化

pH 值变化见图 4-1 和表 4-1。

YPC 黄土-古土壤剖面 pH 值变化明显反映了黄土与古土壤因气候条件改变而发生的有规律交替变化。pH 值最高值出现在黄土层 (L_1 、 L_2 、 L_0)，平均为 8.3；最低值出现在古土壤层 (S_0)，平均为 7.8，二者相差 0.5。过渡层 (L_4) 中 pH 值较高，这是由于其上部古土壤层 (S_0) 中的碳酸钙大量淋溶并在此层发生淀积而使土壤 pH 值增大，这也从另一个侧面反映了古土壤层 (S_0) 形成时期的气候是本区全新世最适宜期。据黄春长^[112]等研究：全新世大暖期当中，季风气候有明显的波动，在 6000-5000 a B.P. 有显著的干旱阶段，在 YPC 剖面古土壤层的 100-112 cm 层位 pH 值出现了较明显的峰值，持续时间大约 1000 年，说明这个时期水分条件变差，生物活动减弱，有机质含量减少，这从另一个方面佐证了全新世大暖期季风气候的波动。全剖面中 pH 值最低值出现在古土壤层 90 cm 层位，与磁化率最高值对应，表明气候最为温暖湿润，成壤作用最强。在全新世黄土层 (L_0) pH 值持续增加并在 56-64 cm 层位出现波动，pH 值出现谷值，反映 3100 a B.P. 以来气候干旱化，降水量在总体上比全新世大暖期减少很多，但在总体减少的情况下有过转湿的波动。56-64 cm 层位对应于 270 B.C.-50 A.D.，是我国历史上的战国后期和秦汉时期。这个时期气候暖湿，年均降水量多于现在^[113]，所以土壤湿度较大，碳酸钙发生淋溶而使 pH 值有所降低。在表土层 pH 值出现两个谷值，从 38 cm 层位逐渐降低，时段上大约对应于 1400 a B.P. (550 A.D.)，是我国隋唐温暖期的起点^[114]，至 12 cm 层位年代大约在 450 a B.P. 降到最低后逐渐升高，在时段上与明朝后期相对应，反映出隋唐以来气候逐渐变得温暖湿润，明后期气候趋向干冷，降水量减少。

第三节 碳酸钙的分析结果与成壤环境意义

1 碳酸钙的环境指示意义

富含碳酸盐使中国黄土的显著特征之一（文启忠等，1989）。一方面，碳酸盐的存在有助于黄土形成特殊的结构和物理力学性质。另一方面，碳酸盐含量的变化反映了黄土形成时的古气候变化，黄土中的碳酸盐记录了黄土形成与演化的过程。因此黄土中碳酸盐的研究有助于解释黄土形成时气候环境的演变。黄土中的碳酸盐分为原生和次生两种。前者指风从源区带来的碎屑碳酸盐矿物；后者指黄土沉积后在原地生成的碳酸盐。其中包括由大气降水、地下水和生物活动带进黄土的碳酸盐，碎屑矿物风化溶解出的 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 与 HCO_3^- 结合形成的次生碳酸盐。黄土主要发育在干旱和半干旱区，发育区年平均降水量多在 200-600 mm，而蒸发量多在 1400-1800 mm。据测定，每升雨水中含有 3.0 mg 的钙。在蒸发过程中，雨水中的碳酸钙就淀积在土壤中，但在降水量较丰富时，会有一部分碳酸钙淋失，古土壤淀积层中碳酸钙含量会减少；第三种来源是粉尘中含钙矿物的风化。钙长石等含钙矿物分解释放的钙离子，与 CO_3^{2-} 结合可形成 CaCO_3 。黄土中 CaCO_3 可分原生和次生 CaCO_3 两种^[83]，原生 CaCO_3 在土壤 CO_2 分压较高时会溶解，生成易溶的 $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 在土壤水的作用下移动；在土壤 CO_2 分压降低或溶液浓缩时， $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 会重新晶出，形成次生 CaCO_3 而淀积。在湿润的土壤发育时期，由于降水较多，导致碳酸钙的淋溶作用加强，土壤层碳酸钙含量降低；而在干冷的黄土堆积时期，降水稀少，不足以使碳酸钙产生显著的淋溶。故黄土层的碳酸钙含量通常要高于古土壤层。因此土体剖面中 CaCO_3 含量变化不仅可以反映古土壤形成时风化作用的强弱程度，还可以反映黄土在遭受风化过程中发育古土壤的生物气候环境（卢演涛，1981）。

2 CaCO_3 含量的分析结果和成壤环境变化

CaCO_3 的分布见图 4-1 和表 4-1。

黄土和古土壤剖面的 CaCO_3 含量对降水量和土壤水分变化比较敏感^[115]，能够指示黄土堆积和成壤过程中降水量和土壤湿度的变化^[97,107,116]。对 YPC 剖面碳酸钙含量的分析显示：整个剖面 CaCO_3 含量发生显著的变化，变化范围在 0.02%-8.8% 之间（图 4-1）。在古土壤层（ S_0 ）含量最低，几乎接近于零，平均含量为 0.03%，黄土层（ L_1 、 L_4 ）平均含量为 3.85%，二者相差 3.82%，反映了黄土堆积与古土壤形成时期气候环境明显的变化。过渡层（ L_t ）含量较高，出现两个峰值，可能反映了次一级的气候变化事件。在全新世黄土层（ L_0 ）和表土层（MS） CaCO_3 含量稍有增加，但增加幅度很小，不超过 1%；在过渡层（ L_t ）和晚更新

世黄土层 (L_1) 突然增加到平均含量为 5.8% (图 4-1), 含量变化幅度达 83%, 远远高于洛川黄土 (37%)^[83], 表现出显著的剖面层次分异。这表明在 S_0 成壤时期, 气候温暖湿润, 降水量较大, 土壤湿润, 风化淋溶作用强烈, $CaCO_3$ 容易淋失, 因为 $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca(HCO_3)_2$ 而随水迁移。碳酸钙随水流向下淋溶强烈, 淋失到过渡层和晚更新世黄土层淀积起来, 故整个剖面碳酸钙含量最高值 (8.8%) 出现在晚更新世黄土层 (L_1), 这也从另一个侧面佐证了古土壤层 (S_0) 形成时期为全新世降水最多的气候最适宜期。在黄土层 (L_1 、 L_4) $CaCO_3$ 含量急剧升高, 反映黄土堆积时期气候冷干, 植被和降水稀少, 淋溶作用弱, 同时反映出由于气候干旱, 土壤水分蒸发强烈, $Ca(HCO_3)_2$ 脱水在土壤中形成 $CaCO_3$ 结核或形成 Ca^{2+} 与 SO_4^{2-} 结合为 $CaSO_4$ 而淀积^[117]。在全新世黄土层 (L_0) $CaCO_3$ 含量很低, 与该层 SiO_2 富集有关。对比 54-62 cm 层位 pH 值异常降低, 可知在秦汉时期气候暖湿, 黄河下游泛滥引起土壤中的 $CaCO_3$ 发生强烈淋溶而含量减少, 而 SiO_2 保留在原地。同时表明 3100 a B.P. 以来气候并不是持续冷干, 而是呈现冷暖波动的变化。表土层 (MS) $CaCO_3$ 含量较晚更新世黄土低得多, 说明表土具有一定的风化成壤。YPC 剖面 $CaCO_3$ 在晚更新世黄土层 (L_1) 的平均含量 (6.14%) 远远低于洛川黄土 (15.6%)^[83], 反映出淮河上游地区晚更新世时期气候不如黄土高原地区干旱; 并且 $CaCO_3$ 含量在晚更新世黄土层和古土壤层的变幅 (83%) 远远大于洛川黄土 (37%)^[83], 反映出在晚更新世和全新世大暖期这两个时期淮河上游地区的降水量变幅要比黄土高原地区大得多。

第四节 烧失量的分析结果与成壤环境意义

1 烧失量的环境指示意义

烧失量是对高温燃烧之后土壤有机质的损失量(loss-on-ignition)的测定。据实验分析, 在 $600^\circ C$ 、6h 的条件下, 损失的重量基本上是有有机质和结晶水的损失量之和^[118], 燃烧的绝大多数是有机质, 由于有机质的元素主要由 C、H、N、O、S 等组成。当植物有机体死亡后受到微生物的作用, 使植物残体经缓慢的缩合、脱水和脱羧基等复杂的生物化学过程后, 使碳元素不断积聚而明显地增加, 氢、氧和氮的含量逐渐减少, 因此有机碳的含量可代表有机质的含量^[119]。烧失量变化反映沉积物中有机碳含量变化, 进而反映沉积物中有机质含量变化。近年来的研究表明, 通过对地层剖面的有机质损失量的测定, 可以反映出过去气候和环境状况^[119]。M.M.科诺诺娃认为, 微生物在土壤温度为 $20-30^\circ C$, 湿度达到 60%-80% 时, 活动能力强; 不是或超过这种水热状况时, 微生物活动能力逐渐减弱^[120]。Rampino 等在讨论岩芯中有机碳分布与古气候波动的信息时, 得出有机碳含量的低值与较寒冷期相对应的结论^[121]。黄麒等在讨论柴达木盆地察尔汗盐湖古气

候波动时得出了有机碳相对含量高的阶段代表相对温湿的气候环境，而低则代表相对干冷的气候^[122]。巴里坤湖研究表明气候发展阶段不同，有机质累积与气候指标有明显差异。气温高，植被生长茂盛，其残体积累增多，有机质含量就增多；气温低，不利于植物生长，进而导致有机质含量的下降^[123]。白光润从分析中国东部和日本 1 万年来的干湿变迁，对泥炭分布影响后，建立了泥炭形成的水热系统指数关系式^[124]： $Z=5.7K+12-T$ (K 为湿润系数， T 为 $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 期间平均气温)，并得出结论：10000-8000 a B.P.左右是低温干燥时期，6000-5000 a B.P.高温期大体与湿润期相当，3000 a B.P.前后开始干燥化，与磁化率反映出来的气候变迁规律一致。由上可见，烧失量的高低与气候有对应关系。湿润的环境是有机质富积的最重要的条件，从温度来看，高温和寒冷都有有机物的积累，但低温时期有机质含量降低。因而烧失量的数值波动所对应的环境状况和气候特征具有明显的指示意义，在一定程度上烧失量和其他古环境记录标志将为人们更准确地恢复过去环境变化提供依据。

2 烧失量的分析结果及其指示的成壤环境变化

烧失量的分布特点见图 4-1 和表 4-1。

从 146 cm 地层以下烧失量最低，平均值为 2.63%，反映了在 8500 a B.P.以前黄土堆积时期气候较为干冷，风力作用和沙尘暴强烈，生物活动微弱；在 146-86 cm 的古土壤层 (S_0) 烧失量最大，变化范围在 3%-4.6%，指示在 8500 a B.P.-3100 a B.P.古土壤形成时期气候适宜，生物活动强烈，土壤经受了较强的生物化学风化作用，有机质含量高，其中在 106-116 cm 深度烧失量有一个明显的谷值，大约对应于 6000 a B.P.-5000 a B.P.，结合此层位 pH 值有明显增加，说明这个时期气候变的干旱寒冷，植物生长量少，生物活动减弱，有机质积累少；在 L_0/S_0 界面烧失量突然减少，揭示在距今 3100 年前，气候急剧恶化，风力作用和沙尘暴再次增强，生物活动减弱，有机质含量减少；在 L_0 64-76 cm 层位烧失量异常增加，大约对应于 2700-2220 a B.P.，是我国历史上的春秋、战国时期。这个时期气候温暖适宜，年平均温度高于现在 $1-2^{\circ}\text{C}$ ，年均降水量也多于现在^[113]，所以生物作用强烈，有机质含量高；表土层 (MS) 自下而上螺旋式增加，说明有机质积累逐渐增多，气候有转暖转湿的趋势。将高温烧失量与磁化率对比，曲线所反映的全新世四个时期的气候变化特征及成壤环境变化与磁化率古气候分析的结果一致。

第五节 化学元素的分析结果与成壤环境意义

1 化学元素的环境指示意义

化学风化是大陆地表圈层相互作用的主要形式，是元素地球化学循环的重要环节，也是古气候、古环境变化过程的记录^[88]。近年来化学风化过程的研究受到高度的重视，成为解释过去全球变化的一种重要手段，黄土物质在其堆积以后要经受各种生物地球化学过程的影响，相应地发生不同程度的化学成分变化，由于上述变化与气候条件有关，是古气候波动的标志，因而黄土-古土壤序列的化学成分变化可在一定程度上反映古气候的变化，这也正是地球化学指标能反映古气候的原因^[9]。由于微量元素与粘土矿物和有机质的密切关系，所以在湿热气候条件下成壤作用和生物活动强，形成的古土壤粘土和有机质含量高，大量微量元素被释放出来，因而含量就高；而干冷气候体条件下形成的黄土微量元素含量就低，因此微量元素成为一类气候替代指标，能反映气候的变化。

2 化学元素含量的分析结果和成壤环境变化

2.1 常量元素含量分析（以氧化物的形式表示）

河南禹州 YPC 黄土-古土壤剖面常量元素氧化物 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 MgO 、 K_2O 、 SiO_2 、 Na_2O 含量变化曲线见图 4-2，含量见表 4-2。

从图 4-2 和表 4-2 可以看出： SiO_2 含量变化范围在 58.9%-66.4%，最高值出现在全新世黄土层（ L_0 ）和古土壤层（ S_0 ），平均含量分别达到 66%和 65%，表土层（MS）次之（64%），在晚更新世黄土层（ L_1 ）和过渡层（ L_t ）中平均含量最低，分别为 61%和 60%，比洛川剖面马兰黄土层（ L_1 ）中的平均含量（57.6%）略高； Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 和 MgO 的含量随地层呈现几乎相同的变化规律，即在古土壤层（ S_0 ）中含量最高，分别为 13.5%、4.7%、2.5%、1.95%，表土层（MS）中相差甚微，分别为 13.8%、4.6%、2.5%、1.86%，在黄土层（ L_0 、 L_1 ）中及过渡层（ L_t ）中最低，在晚更新世黄土层（ L_1 ）中分别为 11.4%、3.6%、2.1%、1.7%，与过渡层相差不大。 Na_2O 含量在地层中的变化趋势与 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 和 MgO 相反，在晚更新世黄土层（ L_1 ）中的平均含量为 1.9%，并出现含量最高值（1.98%）。在全新世黄土层（ L_0 ）和过渡层（ L_t ）的平均含量分别为 1.8%、1.7%，在古土壤（ S_0 ）和表土层（MS）中含量最低，平均含量均为 1.5%。从表 4-2 看出：除 SiO_2 以外， Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 Na_2O 和 MgO 在晚更新世黄土层（ L_1 ）中的平均含量与洛川剖面马兰黄土层 L_1 中的平均含量相差不大，可以作为衡量古土壤层成壤改造的背景值。

从表 4-3 看出: SiO_2 和磁化率相关性不强, 相关系数为 0.56, 说明 SiO_2 的迁移转化不受全新世成壤环境的控制, SiO_2 在土层中富集主要与其矿物学性质和其物源有关。矿物学研究表明^[125], 以粉沙为主、结构均匀的黄土中, 石英含量 40%-80%, 长石和各类粘土矿物含量为 5%-20%, 碳酸盐 1%-20%。 SiO_2 平均含量在 YPC 黄土-古土壤剖面黄土层 (L_1 、 L_4 、 L_0) 和古土壤层(S_0)中分别达到 62% 和 65%, 说明 SiO_2 主要以石英的形式存在。石英是各种矿物中最不容易淋溶迁移的, 在其他大量元素经水土流失、淋溶等作用向下迁移的过程中, SiO_2 却以石英的形式大量保存在土层中。古土壤层(S_0)和全新世黄土层 (L_0) SiO_2 含量的增高是因为碳酸盐的强烈淋溶而相对富集的结果^[83]。在过渡层 (L_4) 和黄土层 (L_1) 中因碳酸盐淀积 (见图 4-1), SiO_2 含量相对降低, 分别为 60%和 61%, 但仍高于洛川黄土 (57.6%), 反映出淮河上游地区晚更新世和全新世早期的气候要比黄土高原地区好些。

Fe_2O_3 与 Al_2O_3 、 K_2O 、 MgO 含量呈正相关, 相关系数分别达到 0.99、0.98、0.85 (见表 4-3), 对比磁化率曲线发现 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 K_2O 全新世以来的动态演变和磁化率曲线都能很好的对应, 相关系数均在 0.92 以上 (见表 4-3), 表明这些元素受全新世气候成壤环境变化的控制。以 Al_2O_3 为代表说明。Al 的化学性质比较稳定, 在湿热的成壤环境中主要以铝的氧化物、铝硅酸盐矿物的形式存在, 不容易迁移, 在碱性环境中形成的两性胶体 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 带负电荷而吸附 K^+ 、 Ba^{2+} 和 Mg^{2+} 等阳离子^[117]。在晚更新世黄土层 (L_1) 中, Al_2O_3 含量比较低, 过渡层 (L_4) 中, Al_2O_3 含量有所增加, 但增幅不大, 表明此期气候依然干冷, 成壤作用微弱, 生物活性不强; 在古土壤层 (S_0) 中, Al_2O_3 含量最高, 并在 90-120 cm 层位出现最高值, 与磁化率峰值相对应, 表明 8500-3100 a.B.P.时期气候温暖湿润, 降水量大增, 生物成壤作用最强; 在全新世黄土层 (L_0) 中, Al_2O_3 含量明显降低, 与磁化率低值相对应, 但仍略高于在 L_1 中的平均含量, 表明 3100 a.B.P.以来气候恶化, 降水量减少, 加之在黄河下游平原人类活动影响加强, 风沙活动和沙尘暴增强, 成壤作用减弱, 但其干旱程度不如晚更新世时期强烈; 在表土层 (MS) 中, Al_2O_3 含量明显升高, 平均值略低于古土壤层, 表明全新世后期在最近 1500 年来气候趋于温暖湿润。

土壤环境中钠元素的含量高低主要取决于气候条件, 即降水量、蒸发量和排水状况^[117]。在温暖湿润的气候条件下, 土壤中的钠元素多被水流带离原地而进行迁移, 但在干旱的土壤环境中钠盐易在原地及其附近累积。 Na_2O 含量与磁化率呈负相关, 相关系数为-0.94 (表 4-3)。 Na_2O 含量在全新世黄土层 (L_0) 和晚更新世黄土层 (L_1) 相对淀积, 与磁化率低值相对应, 表明黄土堆积时期气候干

旱，土壤水分状况和植被条件较差，限制了钠元素的活性；在古土壤层中的含量最低，且在 96 cm 处出现最低值，与磁化率峰值相对应，表明 S_0 形成时期，降水量丰沛，生物作用强烈， Na_2O 发生迁移转化，并出现淋溶。从过渡层 (L_1) 到古土壤层 (S_0) Na_2O 含量逐渐减少，表明从 L_1 到 S_0 成壤时期气候的转暖转湿是渐变过程，这一点从 Fe_2O_3 、 MgO 、 Al_2O_3 、 K_2O 在剖面中的含量变化也可以得到印证 (图 4-2)。

在土壤和沉积物常量元素研究中，元素氧化物的分子比率常被用来作为风化程度的度量^[126]。它们包括硅铝率 (SiO_2/Al_2O_3)、钾钠比 (K_2O/Na_2O)、残积系数 ($Al_2O_3+Fe_2O_3$) / ($CaO + MgO + Na_2O$)、 Fe_2O_3/Al_2O_3 等。硅铝率和残积系数是反映成壤强度的指标，钾钠比与矿物成分和粒度组分有关，是反映粘化作用程度的指标^[126]。残积系数的数值减少，说明风化淋溶作用较弱、气候干旱；反之，说明 Al、Fe 残积较多，气候暖湿^[127]。Fe 和 Al 是表生地球化学过程中化学性质不活泼的元素，相对于地壳明显富集，在沉积物中的分布随沉积物的粒度不同而发生明显的差异，它们的含量比值 (Fe_2O_3/Al_2O_3) 指示了粉尘化学成分的变化，即来源物质的变化^[128]。在 YPC 剖面硅铝率变化范围在 3.36 - 4.33 之间，钾钠比变化在 1.06 - 1.97 之间，残积系数变化在 1.4 - 4.1 之间， Fe_2O_3/Al_2O_3 变化在 0.30 - 0.36 之间 (图 4-3)。

在古土壤形成过程中，硅铝率随风化成土作用加强而渐次减少，而钾钠比值相反成递增趋势^[83]。在河南禹州 YPC 剖面，硅铝率在晚更新世黄土层 (L_1) 中最高，在过渡层 (L_1) 中有所减少，但幅度不大，表明全新世初期气候依然干冷，成壤作用微弱，生物活动性不强；在古土壤层 (S_0) 中，硅铝率最低，在 90-120 cm 层位出现最低值，与磁化率峰值相对应，表明 8500-3100 a B.P. 时期气候温暖湿润，降水量大增，生物成壤作用最强；在全新世黄土层 (L_0) 中，硅铝率明显增加，与磁化率低值相对应，结合 S_0/L_0 界面 pH 值突然增加，烧失量突然减少 (图 4-1)，揭示在距今 3100 年前，气候急剧恶化，风力作用和沙尘暴再次增强，植被减少，成壤作用减弱；在表土层 (MS) 中，硅铝率明显减少，平均值略高于古土壤层，表明全新世晚期从大约 1500 a B.P. 开始气候趋于温暖湿润。硅铝率在黄土层 (L_1 、 L_1) 平均值为 5.34，低于洛川黄土的硅铝率 (8.31)^[83]，反映出淮河上游地区黄土堆积时期的气候不如黄土高原地区干旱。 K_2O/Na_2O 比值在古土壤层高于黄土层反映出古土壤层形成时期的水分条件、植被状况均比黄土层形成时期优越，成壤改造作用强烈，这也可以从磁化率变化得到进一步的证明。在晚更新世黄土层 (L_1) 中 K_2O/Na_2O 比值最低 (1.13)，但还是高于洛川剖面马兰黄土 (0.91)^[83]，也说明了淮河上游地区晚更新世黄土形成时期的气候比黄土高

原地区还要好些。残积系数所表现出来的规律与 K_2O/Na_2O 、磁化率相似，只是在古土壤层和过渡层之间的变化比 K_2O/Na_2O 、磁化率更加明显（图 4-3），因而可以更加明确的揭示出淮河上游全新世黄土与古土壤形成环境的差异。 Fe_2O_3/Al_2O_3 比值在古土壤层中高于黄土层，表现出来的规律与磁化率相似，只是在全新世黄土层 L_0 64-76 cm 层位出现明显的峰值，表明在全新世晚期黄土的化学成分发生变化，指示出气候波动的信息。

2.2 重金属元素含量分析

禹州 YPC 黄土-古土壤剖面重金属元素 Zn、V、Co、Cu、Ni、Nb、Pb、Ti、Mn、Cr 含量变化曲线见图 4-4 和图 4-5，含量见表 4-4、表 4-5。

YPC 黄土-古土壤剖面中重金属元素随地层有显著规律性变化，其中 Zn、V、Co、Cu、Ni 等 5 种元素含量在地层中具有相似的变化规律，即在古土壤层(S_0)含量最高，平均含量分别为 60.2 ppm、73.8 ppm、12.2 ppm、21.2 ppm、30.5 ppm，在表土层(MS)相差不大，平均含量分别为 59.9 ppm、74.2 ppm、11.9 ppm、20.6 ppm、29.8 ppm，在黄土层(L_0 、 L_t 、 L_1)含量最低，在 L_1 中平均含量分别为 46.4 ppm、59.9 ppm、9.2 ppm、15 ppm、22.8 ppm。Nb、Pb、Ti、Cr、Mn 含量在剖面中的变化趋势与这 5 种元素相似，只是 Nb、Pb、Ti、Cr 的含量在表土层(MS)比在古土壤层(S_0)略高，Mn 含量在古土壤层最高，在其他地层差别不大。Zn、V、Co、Cu、Ni、Ti、Pb 的平均含量均比洛川剖面中的元素平均含量要低（表 4-4），只有 Cr 在全剖面中的含量高于洛川剖面马兰黄土的 Cr 平均含量(86 ppm)(表 4-5)，Mn 在古土壤层的平均含量(896 ppm)高于洛川剖面古土壤层的元素平均含量(714 ppm)（表 4-5），这反映淮河上游地区全新世风成黄土的物质来源与黄土高原地区不同。

Zn、V、Co、Cu、Ni、Nb、Ti 曲线都呈双峰双谷状，尤以 Zn、V、Co、Cu、Ni 为显著（图 4-5），它们之间的相关性最大，都在 0.9 以上（表 4-6），对比磁化率曲线发现这些重金属元素全新世以来的动态演变和磁化率曲线都能很好的对应，两者相关性非常好，都在 0.86 以上（表 4-6），这表明它们受全新世气候成壤环境变化的控制。Mn 呈单峰状，峰值出现在古土壤 S_0 层，与磁化率曲线部分能很好对应，与磁化率相关系数仅为 0.42（表 4-6），表明它对于气候环境变化敏感性较差。而 Cr 低值在 L_1 层，全新世以来呈逐渐缓慢增加的趋势，个别时间段呈现高值，对比磁化率曲线发现 Cr 的曲线与其没有明显的对应关系，表明其受气候成壤环境变化控制较弱，可能主要与土壤中粗颗粒成分相关。Pb 与 Zn、V、Co、Cu、Ni、Nb、Ti、磁化率相关系数低于 0.7（表 4-6），而 Zn、V、Co、Cu、Ni、Nb、Ti 元素之间及其与磁化率相关系数都大于 0.8（表 4-6），说明 Zn、

V、Co、Cu、Ni、Nb、Ti 元素的动态变化主要受成壤环境变化控制，而 Pb 的变化有非自然因素的参与，这可能与与大气污染相联系的 Pb 沉降积累有关。尤其是 0-8 cm 层段 Pb 平均含量达到 32 ppm，而作为现代土壤 Pb 自然含量背景值（自然表土 10-40 cm 的平均值）仅为 20 ppm，就更进一步表明表层 Pb 异常为大气污染物沉降所造成的。

2.3 其他微量元素分析

其他微量元素 Rb、Sr、Ga 含量变化曲线见图 4-6，含量见表 4-5。Rb、Ga 与重金属元素含量变化曲线呈现相同的变化规律，即在古土壤层(S₀)含量最高，表土层(MS)次之，在黄土层(L₀、L_t、L₁)含量最低。Sr 含量变化曲线却呈现相反的变化规律，在晚更新世黄土层(L₁)和过渡层(L_t)中最高，在全新世黄土层(L₀)中次之，在表土层(MS)和古土壤层(S₀)中最低。

2.3.1 Rb、Sr 及 Rb/Sr 比的成壤环境意义

Rb 和 Sr 是一对在地球化学行为方面具有明显差别的微量元素，Rb 通常由于受到风化、雨水侵蚀被释放出来，由于半径较大，很容易被带负电荷的粘土矿物吸附，而在原位滞留富集，因此在古土壤中富集，同时伴随有较高的粘土含量^[122]。另外由于一些易溶组分在化学风化中的损耗也会引起较稳定的 Rb 含量相对增高，因此最终导致古土壤中 Rb 的含量要远大于黄土。相比之下离子半径较小的 Sr 表现出比 Rb 更强的活动性，在风化成壤过程中，湿润的酸性淋溶条件导致 Sr²⁺ 较容易以游离态的形式（主要是碳酸盐形式）随土壤溶液或地表水进行迁移，结果导致地层中大量的 Sr 被淋溶^[94]；干旱而无植被覆盖的条件阻止了锶的迁移或强烈的蒸发导致了锶的地球化学积聚^[129]。因此 Sr 含量在古土壤中大大低于黄土。

Rb/Sr 值也是一个较常用的指示化学风化程度的指标，风化成壤过程中的 Rb/Sr 值变化主要是由 Rb、Sr 分离造成的。随风化程度增强，风化产物中 Rb/Sr 值明显增加，其大小与风化程度之间呈正相关关系^[130]。Rb/Sr 值大小与黄土成壤程度密切相关，可指示夏季风强弱变化情况^[91,92]。在黄土堆积时期，冬季风比较强盛，气候干冷，降水量较少，风尘堆积作用占绝对优势。而在古土壤形成时期，夏季风盛行，气候温暖湿润，风化成壤作用占绝对优势，致使风积物中含 Rb、Sr 的矿物变得不稳定，发生分解而释放出 Rb、Sr 元素，Rb 淋溶较弱，Sr 淋溶较强，因此古土壤中 Rb/Sr 值较高。在风化成壤过程中风积物中元素的淋溶强度与当地的年平均降水量和气温有关，而降水量的大小又是指示夏季风强度的主要标志之一。因此，Rb/Sr 值可以作为夏季风强度或降水量的替代指标^[94]。

2.3.2 Rb、Sr 及 Rb/Sr 值的分析结果及指示的成壤环境演变

在晚更新世黄土 (L_1) 中, YPC 剖面的 Rb 含量很低 (见图 4-6、表 4-5), 变化范围在 80-110 ppm 之间, 平均为 83.5 ppm, 低于黄土高原地区马兰黄土 L_1 中的 Rb 含量 (99 ppm)^[87]; Sr 含量在该阶段恰恰相反, 呈现高值, 变化范围在 166-185 ppm 之间, 平均为 175 ppm, 略低于洛川剖面马兰黄土 L_1 中 Sr 的平均含量 (187 ppm)^[87], 表明气候十分干旱寒冷, 土壤湿度很低, 几乎没有淋溶和粘化作用。而 Rb/Sr 值与 Rb 相似, 表现为明显低值, 平均为 0.48, 略小于洛川剖面的 Rb/Sr 值 (0.53)^[91], 也反映了晚更新世黄土堆积时期, 气候干冷, 降水量很少, 淋溶作用微弱。但是与黄土高原地区相比, 淮河上游地区晚更新世时期的气候状况要好一些。

在过渡层 L_t 中, Rb 含量显著地由低值向高值过渡, 在 82-104 ppm 之间变化, 表明气候向温湿发展, 成壤作用逐渐增强, 但其平均值 (88.1 ppm) 仅略高于 L_1 (83.5 ppm), 说明这种温湿程度的增加仍十分有限, 成壤程度还很弱。Sr 含量在过渡层中从下向上表现为下降趋势, 变化范围在 173-148 ppm 之间, 平均含量为 166 ppm, 说明随着气候向温湿转化, 淋溶作用逐渐增强; Rb/Sr 值在 0.5-0.7 之间变化, 有十分显著的增加, 虽然 Rb/Sr 值增长幅度较小, 但已经清晰的反映了过渡层黄土的成壤作用较晚更新世黄土有所增加, 这就进一步证明 Rb/Sr 值作为一个成壤环境指标, 可能比 Rb 和 Sr 本身作为单独的指标具有更确切的含义。通过以上分析, 表明过渡层黄土 L_t 形成时, 气候向暖湿转化, 降水量有所增加, 但总量仍然较低, 风化成壤作用和淋溶作用有一定加强, 但仍然较弱。在晚更新世黄土层 (L_1) 和过渡层 (L_t) 中, 微量元素 Rb、Sr 的含量变化很小, 说明黄土堆积期间所遭受的微弱的风化作用没有使微量元素发生明显分异, 这一点与洛川剖面马兰黄土层中化学元素的分布一致^[87]。

在古土壤层 (S_0), YPC 剖面的 Rb、Sr 含量分别在 102-110 ppm、137-149 ppm 之间变化, 平均含量分别为 105 ppm、145 ppm, 均比洛川剖面略低 (106 ppm、153 ppm)^[91]; Rb/Sr 值变化在 0.7-0.8 之间, 平均值为 0.72, 高于洛川剖面 S_0 中 Rb/Sr 值的平均值 (0.70)^[91]。Rb 和 Rb/Sr 值均表现为峰值, 而 Sr 在该阶段呈谷值, 说明这一时期气候十分温暖湿润, 粘化作用和淋溶作用强烈, 成壤作用旺盛, YPC 剖面处于全新世的气候适宜期。但是其粘化和淋溶程度不如黄土高原地区强烈, 反映其物质来源与黄土高原地区不同。

在全新世黄土层 (L_0), Rb 含量和 Rb/Sr 值都有明显的降低, 而 Sr 含量则有显著的升高。Rb 含量、Sr 含量、Rb/Sr 值在 L_0 中的平均值分别为 94 ppm、151

ppm、0.62，表明在 3100 a B.P.之后，气候明显干化，淋溶作用和成壤作用大大减弱。Sr 在 L_0 中的平均含量（151 ppm）比在晚更新世黄土层 L_1 （166 ppm）和过渡层 L_t （175 ppm）中小，说明 L_0 堆积时期不如 L_1 堆积时期干旱。在表土层（MS），Rb 含量和 Rb/Sr 值有所增加，Sr 含量有所减少，Rb/Sr 值增加，在 MS 中的平均值分别为 103 ppm、143 ppm、0.71，表明距今 1500 a B.P.以来，气候趋向好转，成壤作用有所增强。

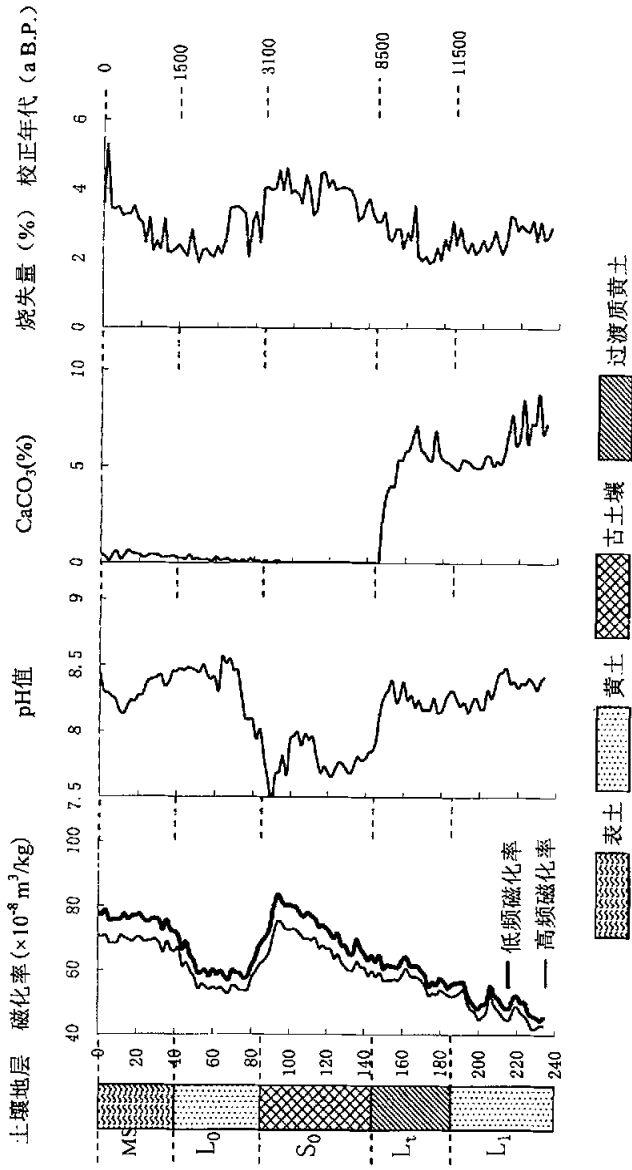


图4-1 河南禹州全新世YPC黄土-古土壤剖面磁化率、pH值、CaCO₃、烧失量含量分布曲线图

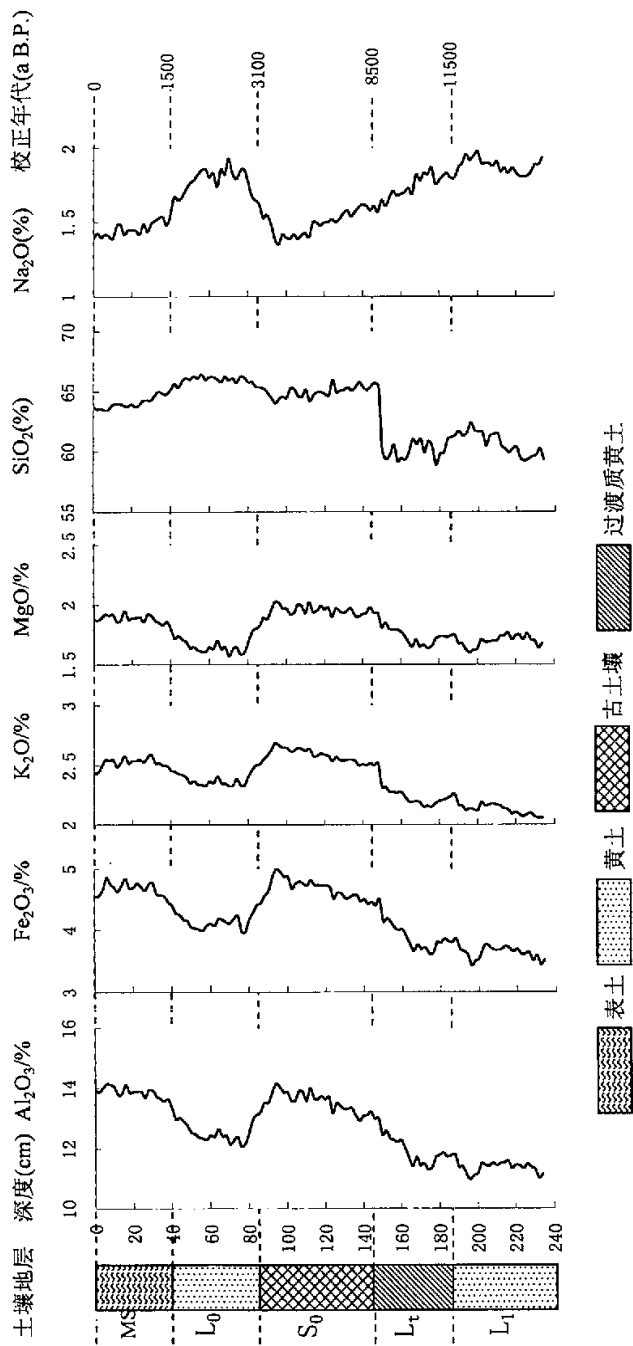


图4-2 河南禹州全新世YPC黄土-古土壤剖面常量元素氧化物含量分布曲线图

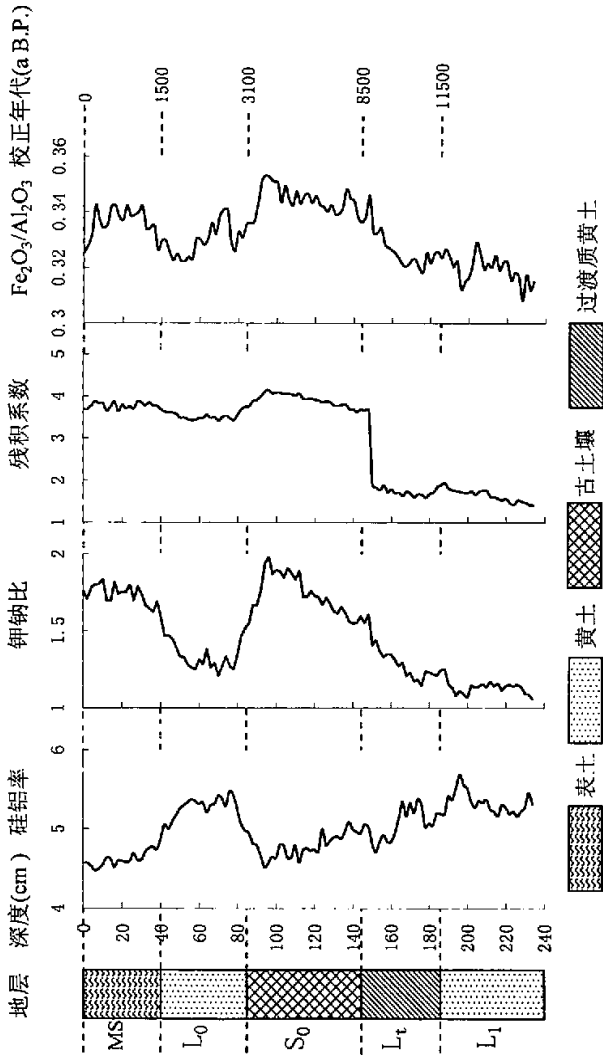


图 4-3 河南禹州全新世 YPC 黄土-古土壤剖面常量元素氧化物含量比值分布曲线图

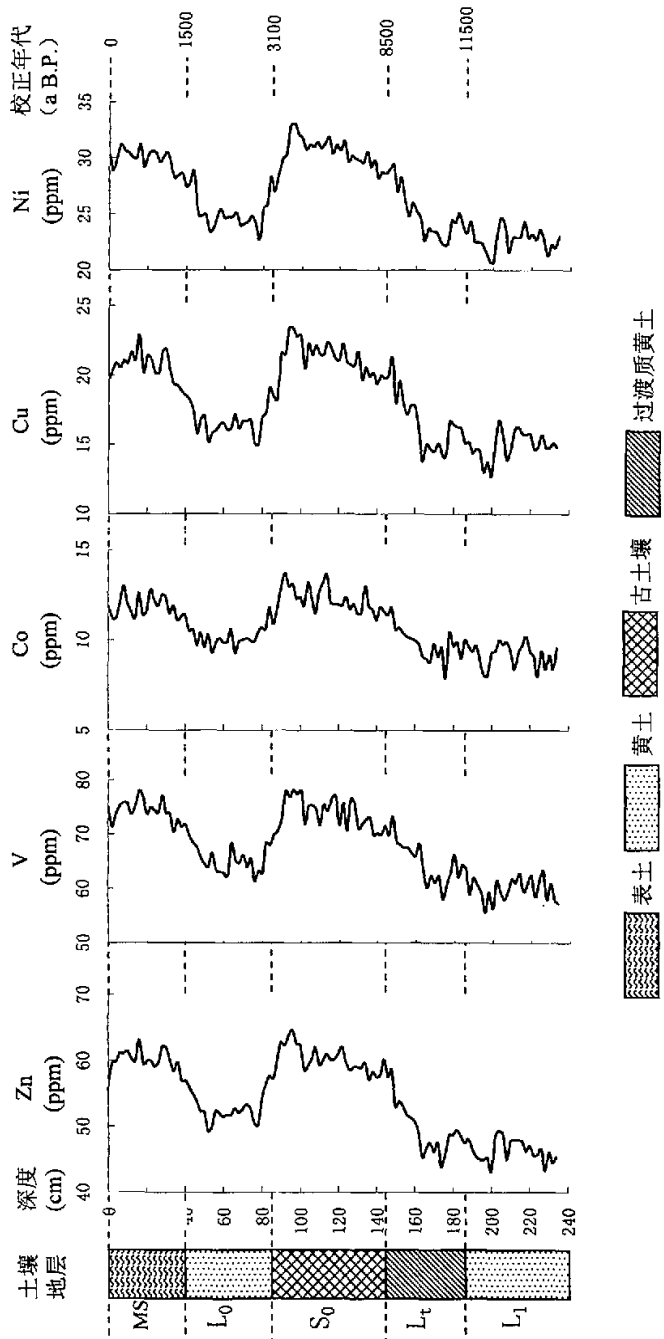


图4-4 河南禹州全新世YPC黄土-古土壤剖面重金属元素分布曲线

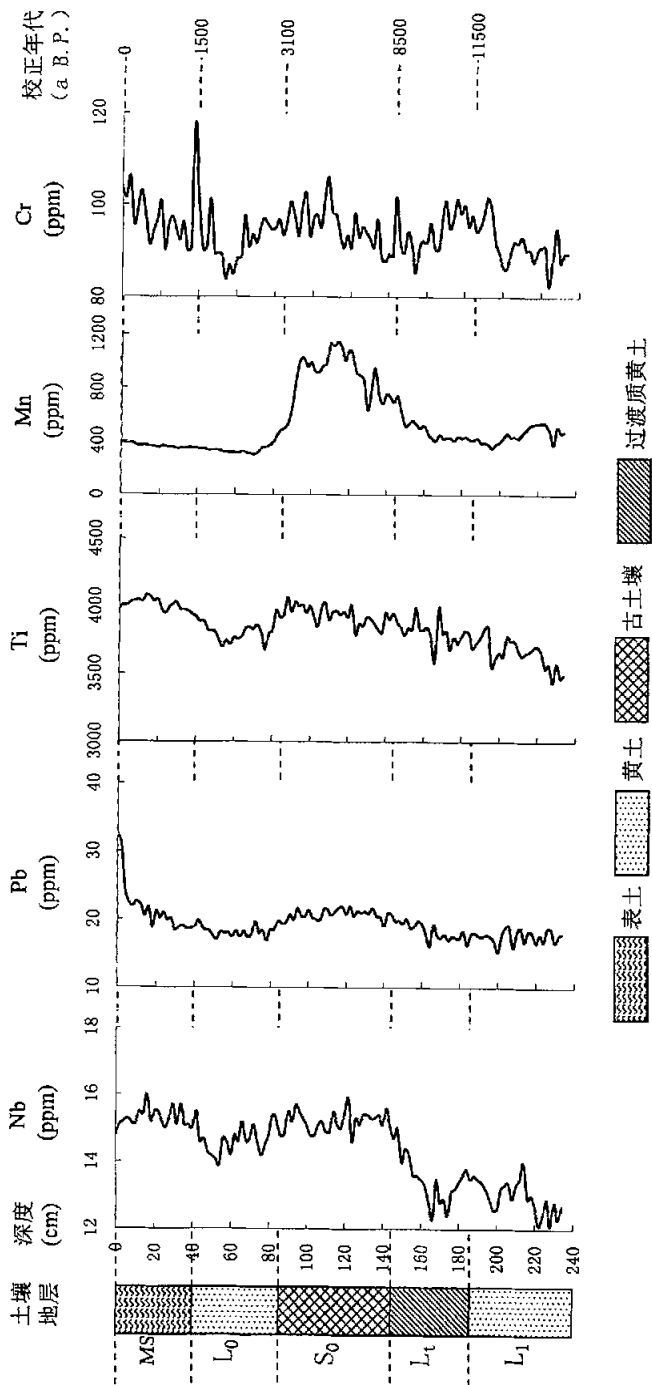


图4-5 河南禹州全新世YPC黄土-古土壤剖面重金属元素分布曲线

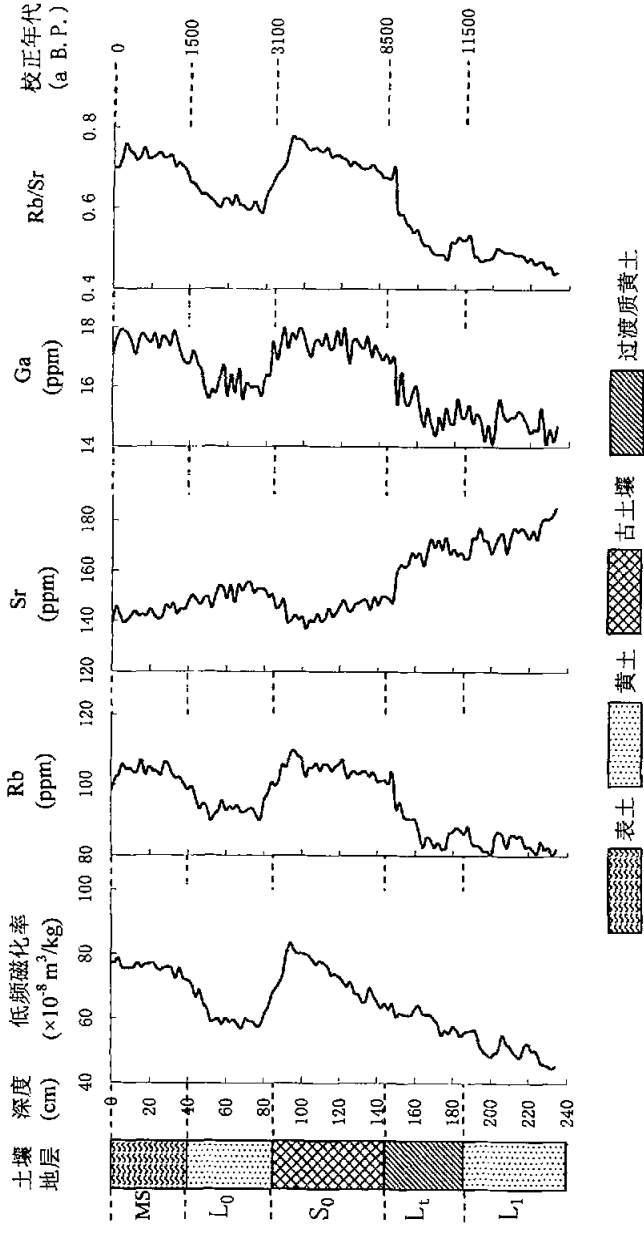


图4-6 河南禹州全新世YPC黄土-古土壤剖面Rb、Sr、Ga和Rb/Sr分布曲线

表 4-1 河南禹州全新世 YPC 黄土-古土壤剖面磁化率、pH 值、CaCO₃ 含量和烧失量分布

地层单元	样品个数	低频磁化率 ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)		高频磁化率 ($10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$)		pH 值		CaCO ₃ (%)		烧失量(%)	
		范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
表土层 (MS)	21	72.2-78.7	75.9	65.5-71	69.1	8.13-8.45	8.31	0.13-0.65	0.38	2.17-5.3	3.03
黄土层 (L ₀)	23	57.1-71	61.8	53-67	57	7.8-8.56	8.33	0.02-0.41	0.16	1.89-4.09	2.75
古土壤 (S ₀)	30	63-83.7	73.1	58.2-75.4	66.6	7.47-7.99	7.79	0.02-0.15	0.03	3.06-4.63	3.86
过渡层 (L ₁)	20	54.7-64.7	59.7	52.0-60.7	56	8.15-8.39	8.24	2.5-7.1	5.3	1.89-3.54	2.5
黄土层 (L ₁)	24	44.7-56.5	50.3	41.8-54	47.2	8.15-8.48	8.32	4.9-8.8	6.1	2.15-3.25	2.65

表 4-2 河南禹州全新世 YPC 黄土-古土壤剖面常量元素氧化物含量在地层中的分布

地层	样数	SiO ₂ /%		Al ₂ O ₃ /%		Fe ₂ O ₃ /%		K ₂ O/%		MgO/%		Na ₂ O/%	
		范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均	范围	平均
表土层 (MS)	21	63.5-65.1	64	13.4-14.2	14	4.4-4.9	4.7	2.4-2.6	2.5	1.7-2.0	1.9	1.4-1.6	1.5
黄土层 (L ₀)	23	65.3-66.4	66	12.1-13.2	13	4.0-4.4	4.2	2.3-2.5	2.4	1.6-1.8	1.7	1.6-1.9	1.8
古土壤 (S ₀)	30	64-66	65	12.9-14.2	14	4.4-5	4.7	2.5-2.7	2.6	1.9-2.0	2	1.4-1.6	1.5
过渡层 (L ₁)	20	58.9-65.5	60	11.3-13	12	3.6-4.5	3.9	2.2-2.5	2.2	1.6-1.9	1.7	1.6-1.9	1.7
黄土层 (L ₁)	24	59.3-62.5	61	11-11.8	11	3.4-3.9	3.6	2.1-2.3	2.1	1.6-1.8	1.7	1.6-2.0	1.9
洛川剖 面 S ₀			57		11.6		3.3		2.1		2		1.7
洛川剖 面 L ₁			57.6		11.9		3.5		2.1		2.1		1.5

洛川剖面的 S₀、L₁数据来源于刘东生等编写的《黄土与环境》

表 4-3 河南禹州全新世 YPC 黄土-古土壤剖面常量元素氧化物含量相关系数表

相关系数	Fe ₂ O ₃	MgO	K ₂ O	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Na ₂ O	磁化率
Fe ₂ O ₃	1.000						
MgO	0.846	1.000					
K ₂ O	0.979	0.808	1.000				
Al ₂ O ₃	0.985	0.823	0.961	1.000			
SiO ₂	0.65	0.286	0.743	0.643	1.000		
Na ₂ O	-0.93	-0.9	-0.89	-0.94	-0.43	1.000	
磁化率	0.943	0.775	0.922	0.948	0.558	-0.94	1.000

表 4-4 河南禹州全新世 YPC 黄土-古土壤剖面重金属元素在地层中的分布

层位	MS	L ₀	S ₀	L ₁	L ₁	洛川剖面 S ₀	洛川剖面 L ₁
样品数	21	23	30	20	24		
Zn	范围 56.8-63.1 均值 59.87	49.3-57.6 52.93	57.1-64.6 60.15	43.9-58.6 49.41	43.2-49.4 46.38	62	60
V	范围 70.4-78 均值 74.22	61.4-69.8 65.46	69.8-78.2 73.77	58.1-73.3 64.61	55.6-63.3 59.85	75	82
Co	范围 11.1-13 均值 11.85	9.3-11.8 10.87	11.1-13.7 12.24	7.9-11.8 9.79	8-10.2 9.19	14.3	14.3
Cu	范围 18.6-22.9 均值 20.6	15-19.1 16.66	18.2-23.4 21.21	13.8-21.3 16.41	12.7-16.8 14.95	24	24
Ni	范围 27.4-31.2 均值 29.79	22.7-28.8 25.13	28.2-33.1 30.48	22.3-29.4 24.65	20.7-24.7 22.71	42	38
Nb	范围 14.8-16 均值 15.29	13.9-15.5 14.67	14.6-15.9 15.2	12.3-15 13.45	12.1-14 12.97		
Ti	范围 3927-4082 均值 4008.29	3681-3971 3816.52	3791-4067 3935.47	3592-4001 3802.65	3442-3855 3656.58	6500	6600
Pb	范围 18.5-32.6 均值 21.59	16.9-19.9 18.3	19.1-22 20.8	16.1-20.2 18.24	15.3-19.1 17.64		30

表 4-5 河南禹州全新世 YPC 黄土-古土壤剖面重金属元素 (Cr, Mn)、微量元素 (Ga, Rb, Sr) 和 Rb/Sr 值在地层中的分布

层位	MS		L ₀		S ₀		L ₁		洛川剖面 S ₀		洛川剖面 L ₁	
	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值	范围	均值
Cr	90-118.1	97.93	84-101.4	92.27	87.7-106.1	95.26	85.4-101.4	94.54	82.6-101.7	91.19	57	54
	342.2-397.1	362.11	302-499	349.83	550-1147.8	895.95	404.2-610.7	465.07	353.5-539.9	450.13	714	651
Mn	16.8-17.9	17.48	15.6-17.5	16.26	16.8-18	17.43	14.4-17	15.3	14.1-15.6	14.81		
	98.5-107.2	103.45	90-100.9	94.38	100.5-110	104.59	82.1-103.7	88.1	80.1-88.4	83.5	106	99
Rb	139.4-148	143.34	145.2-155.8	150.96	137.1-149.9	144.52	147.6-173.4	165.79	165.6-185.2	174.83	153	187
	0.67-0.76	0.72	0.59-0.69	0.63	0.67-0.78	0.72	0.47-0.70	0.53	0.44-0.53	0.48	0.7	0.53
Sr	0.67-0.76	0.72	0.59-0.69	0.63	0.67-0.78	0.72	0.47-0.70	0.53	0.44-0.53	0.48	0.7	0.53
	0.67-0.76	0.72	0.59-0.69	0.63	0.67-0.78	0.72	0.47-0.70	0.53	0.44-0.53	0.48	0.7	0.53
Rb/Sr	0.67-0.76	0.72	0.59-0.69	0.63	0.67-0.78	0.72	0.47-0.70	0.53	0.44-0.53	0.48	0.7	0.53

表 4-6 河南禹州全新世 YPC 黄土-古土壤剖面重金属元素与磁化率相关系数表

相关系数	Zn	V	Co	Cu	Ni	Nb	Pb	Ti	Mn	Cr	磁化率
Zn	1.000										
V	0.947	1.000									
Co	0.918	0.892	1.000								
Cu	0.958	0.942	0.918	1.000							
Ni	0.965	0.944	0.929	0.977	1.000						
Nb	0.926	0.853	0.819	0.842	0.852	1.000					
Pb	0.651	0.643	0.606	0.672	0.692	0.561	1.000				
Ti	0.851	0.842	0.767	0.784	0.805	0.819	0.566	1.000			
Mn	0.488	0.495	0.575	0.594	0.586	0.322	0.322	0.272	1.000		
Cr	0.314	0.344	0.299	0.283	0.318	0.263	0.354	0.476	0.088	1.000	
磁化率	0.915	0.924	0.863	0.882	0.915	0.823	0.646	0.875	0.421	0.437	1.000

*相关性为 0.01

第五章 讨论

第一节 淮河上游全新世风成黄土-古土壤地球化学分析

SiO_2 和磁化率相关系数为 0.558, 说明 SiO_2 的迁移转化不受全新世成壤环境的控制。 SiO_2 在黄土矿物组成中主要以石英的形式存在, 在成壤过程中不容易发生淋溶迁移。古土壤层 (S_0) 中 SiO_2 含量 (65%) 由于碳酸盐和其他可溶性盐类的强烈淋溶而相对增高, 反映出全新世大暖期气候暖湿, 成壤和淋溶作用强烈; 在过渡层 (L_4) 和晚更新世黄土层 (L_1) 中因碳酸盐淀积, SiO_2 含量 (61%) 相对降低, 但仍高于洛川黄土 (57.6%), 反映出淮河上游地区晚更新世和全新世早期的气候比较干冷, 但仍比黄土高原地区好些。

Al 的化学性质比较稳定, 在湿热的成壤环境中主要以铝的氧化物、铝硅酸盐矿物的形式存在, 不容易迁移, 在碱性环境中形成的两性胶体 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 带负电荷而吸附 K^+ 、 Ba^{2+} 和 Mg^{2+} 等阳离子^[117]。在晚更新世黄土层 (L_1) 中, Al_2O_3 含量比较低, 过渡层 (L_4) 中, Al_2O_3 含量有所增加, 但增幅不大, 表明此期气候依然干冷, 成壤作用微弱, 生物活动性不强; 在古土壤层 (S_0) 中, Al_2O_3 含量最高, 在 90-120 cm 层位出现最高值, 与磁化率峰值相对应, 表明 8500-3100 a B.P. 时期气候温暖湿润, 降水量大增, 生物成壤作用最强; 在全新世黄土层 (L_0) 中, Al_2O_3 含量明显降低, 与磁化率低值相对应, 但仍略高于在 L_1 中的平均含量, 表明 3100 a B.P. 以来气候恶化, 降水量减少, 加之在黄河下游平原人类活动影响加强, 风沙活动和沙尘暴增强, 成壤作用减弱, 但其干旱程度不如晚更新世时期强烈; 在表土层 (MS) 中, Al_2O_3 含量明显升高, 平均值略低于古土壤层, 表明全新世后期在最近 1500 年来气候趋于温暖湿润。

土壤环境中钠元素的含量高低主要取决于气候条件, 即降水量、蒸发量和排水状况^[117], 在温暖湿润的气候条件下, 土壤中的钠元素多被水流带离原地而进行迁移, 但在干旱的土壤环境中钠盐易在原地及其附近累积。 Na_2O 含量在全新世黄土层 (L_0) 和晚更新世黄土层 (L_1) 相对淀积, 与磁化率低值相对应, 表明黄土堆积时期气候干旱, 土壤水分状况和植被条件较差, 限制了钠元素的活性; 在古土壤层中的含量最低, 且在 96 cm 处出现最低值, 与磁化率峰值相对应, 表明 S_0 形成时期, 降水量丰沛, 生物作用强烈, Na_2O 发生迁移转化, 并出现淋溶。从过渡层 (L_4) 到古土壤层 (S_0) Na_2O 含量逐渐减少, 表明从 L_4 到 S_0 成壤时期气候的转暖转湿是渐变过程, 这一点从 Fe、Mg、Al、K 在剖面中的含量变化也可以得到印证 (图 4-2)。

CaCO₃ 含量在古土壤层 (S₀) 几乎接近于零, 在黄土层 (L₁、L₄) 出现峰值, 表明在 S₀ 成壤时期, 气候温暖湿润, 降水量较大, 土壤湿润, 风化淋溶作用强烈, CaCO₃ 容易淋失, 因为 $\text{CaCO}_3 + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ 而随水迁移。在黄土层 (L₁、L₄) CaCO₃ 含量急剧升高, 反映黄土堆积时期气候冷干, 植被和降水稀少, 淋溶作用弱, 同时反映出由于气候干旱, 土壤水分蒸发强烈, Ca(HCO₃)₂ 脱水在土壤中形成 CaCO₃ 结核或形成 Ca²⁺ 与 SO₄²⁻ 结合为 CaSO₄ 而淀积^[117]。表土层 (MS) CaCO₃ 含量较晚更新世黄土 L₁ 低得多, 说明表土具有一定的风化成壤。在全新世黄土层 (L₀) CaCO₃ 含量很低, 与该层 SiO₂ 富集有关。YPC 剖面 CaCO₃ 在晚更新世黄土层 (L₁) 的平均含量 (6.14%) 远远低于洛川黄土 (15.6%)^[83], 反映出淮河上游地区晚更新世时期的气候不如黄土高原地区干旱; 并且 CaCO₃ 含量在晚更新世黄土层和古土壤层的变幅 (83%) 远远大于洛川黄土 (37%)^[83], 反映出在晚更新世和全新世大暖期这两个时期淮河上游地区的降水量变幅要比黄土高原地区大得多。

在古土壤形成过程中, 硅铝率随风化成土作用加强而渐次减少, 而钾钠比值相反成递增趋势^[83]。硅铝率在晚更新世黄土层 (L₁) 中最高, 在过渡层 (L₁) 中有所减少, 但幅度不大, 表明全新世初期气候依然干冷, 成壤作用微弱, 生物活动性不强; 在古土壤层 (S₀) 中, 硅铝率最低, 并在 90-120 cm 层位出现最低值, 与磁化率峰值相对应, 表明 8500-3100 a B.P. 时期气候温暖湿润, 降水量大增, 生物成壤作用最强; 在全新世黄土层 (L₀) 中, 硅铝率明显增加, 与磁化率低值相对应, 结合 S₀/L₀ 界面 pH 值急剧增加, 烧失量急剧减少 (图 4-1), 揭示在距今 3100 年前, 气候急剧恶化, 植被减少, 风力作用和沙尘暴再次增强, 成壤作用减弱; 在表土层 (MS) 中, 硅铝率明显减少, 平均值略高于古土壤层, 表明全新世后期从大约 1500 a B.P. 开始气候趋于温暖湿润。硅铝率在黄土层平均值为 5.34, 低于洛川黄土的硅铝率 (8.31)^[83], 反映出淮河上游地区黄土堆积时期的气候并没有黄土高原地区那样的干旱。K₂O/Na₂O 比值在古土壤层高于黄土层反映出古土壤层形成时期的水分条件、植被状况均比黄土层形成时期优越, 成壤改造作用强烈, 这也可以从磁化率变化得到进一步的证明。在晚更新世黄土层 (L₁) 中 K₂O/Na₂O 比值最低 (1.13), 但还是高于洛川剖面马兰黄土 (0.91)^[83], 也说明了淮河上游地区晚更新世黄土形成时期的气候比黄土高原地区还要好些。残积系数所表现出来的规律与 K₂O/Na₂O、磁化率相似, 只是在古土壤层和过渡层之间的变化比 K₂O/Na₂O、磁化率更加明显, 因而可以更加明确的揭示出淮河上游全新世黄土与古土壤形成环境的差异。Fe₂O₃/Al₂O₃ 值在古土壤层中高于黄土层, 表现出来的规律与磁化率相似, 只是在全新世黄土层 (L₀) 64-76 cm 层位出现明显的峰值, 表明在全新世晚期黄土的化学成分发生变化, 指示出气候变化的信息。

重金属元素含量也随地层呈现显著规律性变化,其中 Zn、V、Co、Cu、Ni 等 5 种元素含量在地层中具有相似的变化规律,即在古土壤层(S_0)含量最高,表土层(MS)次之,在黄土层(L_0 、 L_1 、 L_2)含量最低。它们与磁化率的相关系数都在 0.86 以上,说明其含量在土壤地层中的动态变化深受全新世气候及成壤环境的控制。其它重金属元素 Nb、Pb、Ti、Cr、Mn 含量在剖面中的变化趋势与这 5 种元素相似,只是 Nb、Pb、Ti、Cr 的含量在表土层(MS)比在古土壤层(S_0)略高,Mn 含量在古土壤层最高,在其他地层差别不大。表明古土壤层形成时期,气候温暖湿润,生物活动强烈,土壤粘化作用和成壤作用很强,故大多数重金属元素被释放出来。而在黄土堆积时期,气候比较干冷,成壤作用微弱,故重金属元素含量较低。与洛川剖面相比,YPC 剖面中重金属元素 Zn、V、Co、Cu、Ni、Ti、Pb 的平均含量均比较低,只有 Mn 在古土壤层及 Cr 在全剖面中的平均含量大于洛川黄土,这反映淮河上游地区全新世风成黄土的物质来源与黄土高原地区不同。

其它微量元素 Rb、Ga 含量变化及 Rb/Sr 值与重金属元素呈现相同的变化规律,即在古土壤层(S_0)含量最高,表土层(MS)次之,在黄土层(L_0 、 L_1 、 L_2)含量最低。反映出古土壤层的粘化作用强,粘土矿物较多,古土壤形成时期的气候比较温暖湿润,成壤作用强。微量元素 Sr 含量变化曲线却呈现相反的变化规律,在晚更新世黄土层(L_2)和过渡层(L_1)中最高,在全新世黄土层(L_0)中次之,在表土层(MS)和古土壤层(S_0)中最低。反映出在古土壤和表土形成时期气候湿润,Sr 以重碳酸盐形式随土壤溶液向下淋溶迁移;而在晚更新世黄土堆积时期风化成壤改造强度较弱,Sr 元素很少发生淋失。Sr 在晚更新世黄土层(L_2)和过渡层(L_1)中的平均含量比在全新世黄土层(L_0)中大,说明 L_2 堆积时期要比 L_0 堆积时期干旱。在 L_2 和 L_1 中,Rb、Ga、Sr 的含量均变化很小,说明黄土堆积期间微弱的风化作用没有使微量元素发生明显分异,这一点与洛川剖面马兰黄土层中化学元素的分布规律一致。

总之,淮河上游地区全新世风成黄土的化学成分与黄土高原地区基本一致,其常量元素氧化物 (Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 和 MgO)、重金属元素 (Zn、V、Co、Cu、Ni) 和其他微量元素 (Rb、Ga) 的含量随地层呈现几乎相同的变化规律,即在古土壤层 (S_0) 最高,在表土层 (MS) 次之,在黄土层 (L_0 、 L_1 、 L_2) 中最低,在晚更新世黄土层 (L_2) 与过渡层 (L_1) 相差不大。常量元素氧化物 SiO_2 含量在全新世黄土层 (L_0) 中异常增大,与该层碳酸盐和其他可溶性盐类强烈淋溶有关。重金属元素 Nb、Pb、Ti、Cr 含量在剖面中的变化趋势与 Zn、V、Co、Cu、Ni 相似,只是前者的含量在表土层(MS)比在古土壤层(S_0)略高,Mn 含量在

古土壤层最高,在其他地层差别不大。 Na_2O 、 Sr 含量在地层中的变化规律与上述的化学元素相反,其平均含量在晚更新世黄土层最高,在过渡层和全新世黄土层次之,在古土壤和表土层中最低。 CaCO_3 含量变化规律相似,只是在全新世黄土层 (L_0) 异常降低,揭示出全新世晚期气候出现冷暖波动,淮河上游地区的全新世风成黄土频繁受到黄河下游泛滥、侵蚀的影响。

第二节 淮河上游全新世风成黄土与黄土高原地区的比较

1 环境替代指标在剖面中的分布规律不同

与洛川剖面相比,禹州 YPC 剖面磁化率也随地层表现出显著差异,但是总体上显著偏低,绝对值差别很大,古土壤层 (S_0) 中磁化率最高值仅为 $83.7 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,这反映出两个剖面的黄土物质来源有所不同。主要是由于淮河上游地区的全新世风成黄土属于近源堆积,物源来自于黄河下游冲积泛滥平原,其物源物质当中铁磁性矿物含量比较少,而且所处地区风力强劲,风尘堆积速度较快,以致风尘堆积物来不及充分经历成壤作用,因此次生的铁磁性矿物也比较少,所以其黄土堆积物的磁化率就明显偏低。

CaCO_3 在晚更新世黄土层的平均含量 (6.14%) 要比洛川剖面 (15.6%) 低,说明淮河上游地区晚更新世的气候不如黄土高原地区干旱;并且 CaCO_3 含量在晚更新世黄土层和古土壤层的变幅 (83%) 远远大于洛川黄土 (37%),反映出在晚更新世和全新世大暖期这两个时期淮河上游地区的降水量变幅要比黄土高原地区大得多。在古土壤层 (S_0) 中 CaCO_3 的含量几乎接近于零,远远低于洛川剖面 (12.6%),说明淮河上游地区全新世大暖期的气候更加温暖湿润,生物成壤作用更加强烈,故碳酸盐发生强烈淋溶;在全新世黄土层 (L_0) CaCO_3 含量异常降低,不超过 0.5%,这反映出淮河上游地区在全新世晚期受黄河下游改道、泛滥影响比较严重,风尘沉积物频繁接受流水侵蚀,其中的可溶性盐类随流水向剖面下部迁移到晚更新世黄土层淀积起来或者随径流入海洋。

与洛川剖面相比,两个剖面的化学元素成分基本一致。洛川黄土中的主要化学成分是: SiO_2 (50%以上), Al_2O_3 (10%以上), CaO (7.5-10.5%),其次为 Fe_2O_3 (3-6%), FeO (0.4-1.5%), MgO (1.5-5%), K_2O (1.5-2.5%), Na_2O (1.2-2.3%)^[83]。这说明两个剖面的黄土物质成分是一致的,只是化学成分含量及表现出来的地球化学特征有所差别,氧化物 SiO_2 (主要以石英的形式存在)、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 在全剖面中的含量较高,结合 CaCO_3 在全剖面中的含量要远远低于洛川剖面,也有力地说明了淮河上游地区的气候状况要比黄土高原地区优越得多。

2 两个地区的黄土物质来源不同

杨一鸣等^[131]曾经在新郑 PLG 剖面进行研究, 结合黄淮平原的优势风力, 以及黄河下游泛滥平原风沙活动的规律, 证明淮河上游的风成黄土属于近源堆积。认为其物源主要是黄河改道、泛滥、决口沉积的泥沙当中的细沙和粉沙物质。这与本文的研究结论完全一致。据文启忠等^[99] (1986) 研究, 黄土高原区由西北向东南微量元素含量增加, 并形成分带现象。这是由于微量元素与粘土矿物和有机质之间有密切关系, 及黄土高原黄土由西北向东南的粒度由粗变细, 粘土矿物向东南方向逐步增加以及气候从西北向东南方向由干旱变为半湿润, 风化作用加强, 不稳定矿物先在偏北方风化, 稳定矿物向南、向半湿润区才风化, 才释放出微量元素等因素的联合作用。本文的研究结果与黄土高原地区微量元素的分布规律不同。与黄土高原地区的典型黄土洛川剖面相比, 河南禹州 YPC 剖面中重金属元素 Zn、V、Co、Cu、Ni、Ti、Pb 及微量元素 Rb、Sr、Ga 在全剖面中的含量较低, 只有 Mn 在古土壤层及 Cr 在全剖面中的含量较高(表 4-4), 这反映出两个地区的黄土物质来源不同。

黄河南泛流经黄淮平原, 从汉文帝十二年(公元前 168 年)有史记载黄河南泛入淮之始, 到咸丰五年(1855 年)黄河在铜瓦厢决口, 结束黄河长期南泛的历史为止, 黄河下游多次决口改道, 泛滥频繁, 给平原带来了丰富的沙源。泛滥沉积物交替分布, 再加上强劲的风力作用和人类活动等影响, 致使微地貌发生变化, 在平原上留下了大片沙地、沙丘、缓岗、洼地。如在豫东、豫北沙地约有 1600 万亩(10667.2 km²), 以郑州、开封、原阳、封丘间的黄河两岸规模最大, 大体形成三个中心: 一是以兰考为中心, 呈行列和分支状延伸到东明、商丘、马头集一带; 二是以开封、中牟为中心, 北起黄河大堤, 南达尉氏; 三是以豫北原阳、延津、内黄境内成断续条带状或带状分布。豫东、豫北地区的气候是夏季炎热多雨, 冬春干燥多风。豫东各地年平均气温为 13.9℃, 年平均降水量在 587 mm 左右, 蒸发量为 1293.7 mm^[132]。但在一年中各季节的变化悬殊很大, 冬、春季 12 月至第二年 4 月的 5 个月中总降水量为 84.4 mm, 仅占全年总降水量的 14.4%, 在同一时期的蒸发量却高至降水量的 2 倍多。这里冬、春季大风和沙暴较多, 尤其是兰考、民权、睢县、开封、中牟、封县和原阳等县, 春季大风日数 8-9 天, 沙暴日数 5-6 天。由于春季是过渡季节, 为季风环流的调整时期, 冷暖空气相互消长, 更替频繁, 天气系统移动较快, 冷空气活动次数多, 寒潮出现频繁, 所以春季风的频率高^[115]。与此同时该区风力较为强烈, 平均风速约为 3.5-4.5 m/s, 最大风速开封达 28 m/s, 郑州达 24 m/s, 而且刮风日数较多, 持续时间也比较长^[132], 最大风速主要出现于冬、春两季, 以 12-4 月为最多, 频率达 50%以上; 全年大风、沙尘暴、浮尘日数, 郑州年平均 114.9 天, 开封 108.1 天^[133-134]。春季不仅平均风速大, 而且能够携带大量粉尘物质的大风也突出地集中在这一时期, 在此种

干燥的气候条件下地表物质极为松散。另外,由于农民将半固定沙丘在春季垦荒,冬季撂荒,使得一部分半固定沙丘在冬春季节缺乏地面植被保护,易受大风吹扬,为风沙移动创造了条件。上述沙地多集中分布在历史时期黄河泛滥的故道两侧,及近期决口的大溜处,且与故道平行排列,在发生类型上均属于沿河或决口泛滥冲积而成的沿河冲积沙地^[133,135]。

据马程远^[133]研究,豫东平原常年风向以东北风为主,风力强劲,因此风沙流的移动主要为西南方向。在豫东、豫北平原区用手持风速仪实测,结果是距沙表 5 cm 处,风速为 3.5-4 m/s 时开始起沙,沙粒沿地表滚动;风速达 5 m/s 时即严重起沙,沙即离开地面作跳跃式移动;达到 7 m/s 时即普遍起沙,形成风沙流,沙粒飞扬高达 1 m。一般情况下,当地表风速达到 3 m/s 时,粉沙粒(50-5 μm)即可被吹离地面。在 100 km 之内的距离内沉降下来,形成黄土。杨一鸣等^[132]研究也发现,与 YPC 黄土-古土壤剖面同处于淮河上游地区的新郑黄土受到的主风为来自兰考、开封、中牟、郑州的东北风。据《河南省志·气象志》1951-1980 年的记载:新乡、洛阳、郑州、许昌全年的主导方向是东北风,风向频率分别为 15%、12%、12%、10%。

因此,淮河上游地区的全新世风成黄土属于黄河泛滥沉积物质经过风沙活动改造,由不同东北方向的风力系统搬运沉积,在不同时段经过就地风化或者成壤改造而形成。淮河上游风成黄土与古土壤当中绝大多数微量元素含量偏低的主要原因,是在黄河输送泥沙过程当中,一些矿物和活性较强的化学元素被流水携带到了下游入海,而泛滥平原泥沙沉积物作为淮河上游黄土物源成分与黄土高原黄土及其物源成分本身就有显著的不同。

3 两个地区的成壤环境不同

通过对剖面化学元素含量的分析,并结合磁化率、pH 值、 CaCO_3 含量、烧失量等环境指标的分析,为研究淮河上游地区全新世风成黄土的成壤环境演变及气候变化提供了详实的资料和信息。与洛川剖面相比,YPC 剖面自下而上表现出明显分层,可以进行很好的对比。下面对 YPC 剖面不同时期土壤地层的成壤环境进行分析并与黄土高原地区进行比较。

3.1 末次冰期(-11500 a B.P.)

以晚更新世黄土(L_1)为代表,对应于河南禹州 YPC 剖面 186 cm 以下层位。实验分析结果(见图 4-1、4-2、4-3、4-4、4-5、4-6)表明:在晚更新世黄土(L_1)中,指示降水量的指标 pH 值、 CaCO_3 含量和指示冬季风和沙尘暴强度的指标如 Na_2O 含量、Sr 含量、硅铝率($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$)表现为剖面中最大的峰值,而指示

夏季风强度和成壤强度的指标如磁化率、钾钠比 (K_2O/Na_2O)、残积系数、 Fe_2O_3/Al_2O_3 值、Rb 含量、Rb/Sr 值与指示生物作用强度的指标如烧失量、常量元素氧化物 (Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 MgO 、 SiO_2) 含量都表现为整个剖面最低的谷值, 这反映了晚更新世黄土 (L_1) 形成的末次冰期, 气候干旱寒冷, 黄河下游泛滥平原植被覆盖稀疏, 风沙活动盛行, 沙尘暴强烈, 土壤湿度很低, 几乎没有淋溶和粘化作用。在 YPC 剖面晚更新世黄土层 (L_1) 中因碳酸盐淀积, SiO_2 含量 (61%) 相对降低, 但仍高于洛川黄土 (57.6%), K_2O/Na_2O 值在 L_1 的平均值 (1.13) 仍高于洛川马兰黄土 (0.91), 反映出淮河上游地区晚更新世的气候要比黄土高原地区好些。 $CaCO_3$ 在晚更新世黄土层 (L_1) 的平均含量 (6.14%) 远远低于洛川黄土 (15.6%), SiO_2/Al_2O_3 值在 L_1 中也低于洛川黄土, 反映出淮河上游地区晚更新世时期的气候不如黄土高原地区干旱。

3.2 全新世早期 (11500-8500 a B.P.)

全新世早期以阶段性升温为特点, 对应于剖面的过渡层 (L_4), 深度为 186-146 cm。实验分析结果 (见图 4-1、4-2、4-3、4-4、4-5、4-6) 表明: 在过渡层 (L_4), 指示夏季风强度和成壤强度的指标如磁化率、 K_2O/Na_2O 值、残积系数、 Fe_2O_3/Al_2O_3 值、Rb 含量、Rb/Sr 值与指示生物作用强度的指标如烧失量、常量元素氧化物 (Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 MgO 、 SiO_2) 含量都有明显的增幅攀升, 表明过渡层黄土的成壤作用较晚更新世黄土有所增加, 气候从干冷的末次冰期向温暖的冰后期过渡, 气温回升, 降水量增加, 植被开始恢复, 沙尘暴有所减弱, 表明地表微弱的成壤改造开始出现, 粉尘在堆积过程中经受了微弱的粘化作用和淋溶作用。而指示降水量的指标 pH 值、 $CaCO_3$ 含量和指示冬季风和沙尘暴强度的指标如 Na_2O 含量、Sr 含量、 SiO_2/Al_2O_3 值却有明显的下降, 并且表现为逐渐减少, 表明过渡层黄土湿度有所增加, 淋溶作用稍有增强, 气候从干冷的末次冰期向温暖的冰后期转化是一个逐渐增温增湿的过程。

3.3 全新世大暖期 (8500-3100 a B.P.)

全新世中期是全新世最温暖、最适宜的时期, 对应于 YPC 剖面的古土壤层 (S_0), 深度为 146-86 cm。实验分析结果表明: 指示夏季风强度和成壤强度的指标如磁化率、 K_2O/Na_2O 值、残积系数、 Fe_2O_3/Al_2O_3 值、Rb 含量、Rb/Sr 值与指示生物作用强度的指标如烧失量、常量元素氧化物 (Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 MgO 、 SiO_2) 含量都达到了整个剖面的峰值, 而指示降水量的指标 pH 值、 $CaCO_3$ 含量和指示冬季风和沙尘暴强度的指标如 Na_2O 含量、Sr 含量、 SiO_2/Al_2O_3 值却为谷值, 表明该阶段气候最为温暖湿润, 土壤湿度大, 植被繁茂, 黄河下游泛滥

平原风沙活动较弱, 淮河上游地区风成沉积物的成壤改造作用强烈, 伴随强烈淋溶和粘化作用发生; 结合 CaCO_3 含量在晚更新世黄土层和古土壤层的变幅(83%) 远远大于洛川黄土(37%), 反映出淮河上游地区的降水量及其增加幅度远远大于黄土高原地区, 生态环境更加适宜。

3.4 全新世晚期(3100 a.B.P.至今)

全新世晚期以全新世黄土(L_0)和现代表土层(MS)为代表, 分别对应于剖面的 86-40 cm, 40-0 cm。实验分析结果表明: 3100 a.B.P.以来形成的全新世黄土和表土层中各种环境替代指标的理化性质与全新世古土壤(S_0)差异很大。在全新世黄土 L_0 中, 指示夏季风强度和成壤强度的指标如磁化率、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值、残积系数、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值、Rb含量、Rb/Sr值与指示生物作用强度的指标如烧失量、常量元素氧化物(Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 MgO 、 SiO_2)含量均表现为较明显的降低, 指示成壤作用减弱, 植被退化, 气候向冷干演变; 而指示降水量的指标 pH值、 CaCO_3 含量和指示冬季风和沙尘暴强度的指标如 Na_2O 含量、Sr含量、 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值有显著的升高, 指示淋溶作用减弱, 土壤湿度降低, 沙尘暴增强, 气候干化。结合 L_0/S_0 界面 pH值明显增加, 烧失量显著减少, 揭示出在距今 3100年前, 季风转变, 气候急剧恶化, 降水量减少, 植被退化, 加上人类活动的强烈干扰, 黄河下游泛滥平原风沙活动十分盛行, 沙尘暴活动再次增强, 淮河上游地区粉尘沉积加速, 成壤作用显著减弱; Na_2O 、Sr在全新世黄土层(L_0)中的平均含量低于在晚更新世黄土层(L_1)的平均含量, 说明全新世晚期的气候干冷程度不如末次冰期强烈。在表土层(MS), 指示夏季风强度和成壤强度的指标如磁化率、 $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ 值、残积系数、 $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值、Rb含量、Rb/Sr值与指示生物作用强度的指标如烧失量、常量元素氧化物(Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 MgO 、 SiO_2)含量有显著增加, 而指示降水量的指标 pH值、 CaCO_3 含量和指示冬季风和沙尘暴强度的指标如 Na_2O 含量、Sr含量、 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 值明显降低, 表明距今 1500年来, 气候条件有所改善, 由于人类活动对于黄河下游泛滥平原土地开发大大增强, 风沙活动仍然强烈, 沙尘暴频繁, 沉积速率增加, 但是在农业耕作扰动之下, 现代成壤改造作用仍然比较强。

总之, 与洛川剖面相比, 禹州 YPC 剖面磁化率显著偏低, 绝对值差别很大; 两个剖面的黄土物质化学成分是基本一致的, 只是化学成分含量及表现出来的地球化学特征有所差别, 常量元素氧化物(SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O)在全剖面中的含量较高, 结合 CaCO_3 在全剖面中的含量要远远低于于洛川剖面, 也有力地说明了淮河上游地区的气候状况要比黄土高原地区优越得多。重金属元素 Zn、V、Co、Cu、Ni、Ti、和微量元素 Sr、Rb、Ga 在全剖面中的含量较低, 只有 Mn

在古土壤层和 Cr 在全剖面中的含量较高。这正好说明淮河上游黄土-古土壤物质来源与黄土高原地区明显不同，并进而反映影响黄土-古土壤发育的主要风动力系统也不同。根据马程远对豫东、豫北风沙问题的研究和杨一鸣等对河南新郑黄土物质来源的研究，结合淮河上游地区受到黄河下游泛滥、改道影响的历史文献记载，可以认为：淮河上游的黄土物质来源与黄土高原地区不同，前者属于黄河泛滥沉积物质经过风沙活动改造，由不同东北方向的风力系统搬运沉积，在不同时段经过就地风化或者成壤改造而形成。而后者黄土-古土壤发育的主要风动力系统是西北季风和东南季风，其物质来源于西北的荒漠和戈壁。两个地区的全新世风成黄土形成时期都可以划分成全新世早、中、晚三个时期，但是成壤环境有所不同。淮河上游地区的成壤环境要比黄土高原地区优越的多，表现在晚更新世时期的气候不如黄土高原地区干旱，全新世早期气候从干冷的晚更新世向全新世转化是一个逐渐增温增湿的过程，全新世大暖期气候更加温暖湿润，降水量及其增加幅度远远大于黄土高原地区，生态环境更加适宜，全新世晚期气候趋向冷干，但出现冷暖波动，受人类活动对于黄河下游泛滥平原土地开发的影响，沙尘暴仍然频繁，但现代成壤改造作用比较强。

总 结

本研究经过细致缜密的野外考察，选择了淮河上游全新世典型的 YPC 黄土-古土壤剖面进行高分辨率地球化学研究。通过对剖面样品进行化学元素、磁化率、pH 值、CaCO₃ 含量和烧失量等环境指标的分析测定，主要研究了各种化学元素在剖面中的变化规律，并结合其他环境指标，探讨了淮河上游地区全新世黄土-古土壤的地球化学特征及其对成壤环境的指示作用和反映的全新世气候环境演变规律，并探讨了黄土的物质来源问题。主要结论包括以下方面：

(一) 淮河上游地区全新世风成黄土中常量元素氧化物 (Al₂O₃、Fe₂O₃、K₂O、MgO) 含量、重金属元素 (Zn、V、Co、Cu、Ni) 和其它微量元素 (Rb、Ga) 含量随土壤层呈现有规律性变化，即在古土壤层 (S₀) 中含量最高，在表土层 (MS) 中次之，在黄土层 (L₁、L_t、L₀) 中最低。其它重金属元素 (Nb、Pb、Ti、Cr) 含量在剖面中的变化趋势与 Zn、V、Co、Cu、Ni 相似，只是前者的含量在表土层 (MS) 比在古土壤层 (S₀) 略高，反映出后期现代成壤改造作用较强。Na₂O、Sr 含量在古土壤层强烈淋失，在黄土层相对富集。绝大部分化学成分含量与磁化率的相关性很强，表明它们的迁移转化受全新世以来气候变化、沙尘暴活动和成壤环境变化的控制。

(二) 与黄土高原地区相比，淮河上游地区全新世风成黄土有以下特征：

1、磁化率显著偏低，绝对值差别很大；常量元素氧化物在全剖面中的含量较高，结合 CaCO₃ 在全剖面中的含量要远远低于于洛川剖面，说明了淮河上游地区全新世时期的气候状况要比黄土高原地区优越得多。

2、重金属元素 (Zn、V、Co、Cu、Ni、Ti) 和微量元素 (Sr、Rb、Ga) 在全剖面中的含量较低，只有 Mn 在古土壤层和 Cr 在全剖面中的含量较高。这正好说明淮河上游黄土-古土壤物质来源与黄土高原地区明显不同，并进而反映影响黄土-古土壤发育的主要风动力系统也不同。淮河上游地区的黄土物质属于黄河泛滥沉积物质，经过风沙活动改造，由不同东北方向的风力系统搬运沉积，在不同时段经过就地风化或者成壤改造而形成。

3、淮河上游全新世黄土-古土壤剖面的成壤环境呈现以下特征：

①晚更新世黄土 (L₁) 形成的末次冰期 (>11500 a B.P.)，气候干旱寒冷，黄河下游泛滥平原植被覆盖稀疏，风沙活动盛行，沙尘暴强烈，土壤湿度很低，几乎没有淋溶和粘化作用。但气候干冷程度不如黄土高原地区强烈；

②全新世早期 (11500-8500 a B.P.)，气候从干冷的末次冰期向温暖的冰后期过渡，气温回升，降水量增加，植被开始恢复，沙尘暴有所减弱，地表微弱的成壤改造开始出现，粉尘在堆积过程中经受了微弱的粘化作用和淋溶作用；

③全新世中期气候适宜期（8500-3100 a B.P.），气候最为温暖湿润，土壤湿度大，植被繁茂，黄河下游平原风沙活动较弱，淮河上游地区风成沉积物的成壤改造作用强烈，伴随强烈淋溶和粘化作用发生，降水量及其增加幅度远远大于黄土高原地区，生态环境更加适宜；

④全新世晚期（3100 a B.P.-现今）对应的土壤深度为 86-40 cm，40-0 cm，此阶段季风转变，气候急剧恶化，降水量减少，加上人类活动的强烈干扰，黄河下游泛滥平原风沙活动十分盛行，沙尘暴活动再次增强，淮河上游地区粉尘沉积加速，成壤作用显著减弱，但其干旱程度不如晚更新世时期强烈。最近 1500 a B.P. 以来，气候条件有所改善，但是因为人类活动对于黄河下游泛滥平原土地开发大大增强，风沙活动仍然强烈，沙尘暴频繁，沉积速率增加，但是在农业耕作扰动之下，现代成壤改造作用仍然比较强。

参 考 文 献

- [1] IGBP, IHDP, WCRP, DIVERSITAS. Global Change and Earth System: A Planet under Pressure[M]. IGBP Science Series,2001.
- [2] 符超峰, 安芷生, 强小科等. 全球变化研究进展和面临的挑战及应对策略[J]. 干旱区研究, 2006, 23 (1):1-7.
- [3] 陈宜瑜, 陈泮勤, 葛全胜等. 全球变化研究进展与展望[J]. 地学前缘, 2002, 9(1):11-18.
- [4] 张志强, 孙成权. 全球变化研究新进展[J]. 科学通报, 1999,144(5):464-47.
- [5] 邢如楠. 带生物泵三维全球海洋循环碳循环模式[J]. 大气科学, 2000,24(3):333-340.
- [6] Azam F, Fenchel T, Cray JG, et al. The ecological role of water column microbes in the sea[J]. Mar Ecol Prog Ser, 1983,10:257.
- [7] Steffen W, Sanderson A, Tyson P D, et al. Global Change and the Earth System: A Planet under Pressure[M]. IGBP Science Series Stockholm: IGBP2001.
- [8] 孙成权, 林海, 曲建升. 国际全球变化研究核心计划与集成研究[M]. 北京: 气象出版社, 2003: 23-158.
- [9] Boyle E C. Quaternary deepwater paleoceanography[J]. Science, 1990, 274:863-869.
- [10] Thunell R C, Miao Q, Calvert S E, et al. Glacial-Holocene bio-genic sedimentation patterns in the south china sea: Productivity variations and surface water Pco₂[J]. Paleoceanography, 1992, 7(2): 143-162.
- [11] Broecker W S, Peng T H. The role of CaCO₃ compensation in the glacial to interglacial atmospheric CO₂ change[J]. Global Biogeo-chemical Cycles, 1987(1): 15-29.
- [12] Prentice I C; GD Farquhar, MJR Fasham, et al. The carbon cycle and atmospheric carbon dioxide. In: IPCC ed. Climate Change 2001: The Scientific Basis[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001, 183.
- [13] Grass I H. Status and improvements of coupled general circulation models[J]. Science, 2000, 288: 1991.
- [14] An Zhisheng, John E, Kutzbach, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya—Tibetan platean since late Miocene times[J]. Nature, 2001, 411: 62-66.
- [15] An Zhisheng. The history and variability of the East Asian paleomonsoon climate[J]. QuaternaryScienceReviews, 2000, 19: 171-187.

- [16] An Z S, Wang S M, Wu X H, et al. Eolian evidence from the Chinese Loess Plateau: the onset of the Late Cenozoic Great Glaciation in the northern Hemisphere and Qinghai Xizang Plateau uplift forcing[J]. *Sci. China (Ser.D)*, 1999, 32(3): 258-271.
- [17] An Zhisheng, Thompson L G. Paleoclimatic change of monsoon China linked to global change[A]. Galloway J N, Melillo J M *Asian Change in the Context of Global Climate Change*[C]. Cambridge: Cambridge University Press, 1998.: 18-41.
- [18] An Zhisheng, Stephen C. Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China[J]. *Geology*, 1997, 25(7): 603-606.
- [19] An Z S, Liu T S, Lu Y C, et al. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China[J]. *Quat.Int*, 1990, 7(8): 91-95.
- [20] An Z S, Wu X H, Wang P X, et al. Paleomonsoon of China over the last 130kyr II. Paleomonsoon variation[J]. *Sci.China(SerB)*, 1991, 11: 1209-1215.
- [21] Qiang X K, Li Z X, Mc A C, et al. Magnetostratigraphic record of the late Miocene onset of the east Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 187: 83-93.
- [22] 王苏民, 余源盛, 吴瑞金等. 岱海—湖泊环境与气候变化[M]. 合肥: 中国科技大学出版社, 1990: 95-138.
- [23] Wang Pinxian, Zhao Quanhong, Jian Zhimin, et al. Thirty million year deep sea records in the South China sea[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2003, 48(23): 2524-2535.
- [24] 张德二. 中国南部近 500 年冬季温度变化的若干特征[J]. *科学通报*, 1980, 25(6): 270-272.
- [25] 王绍武. 公元 1380 年以来我国华北气温序列的重建[J]. *中国科学 B*, 1990(5): 553-556.
- [26] 张丕远, 王铮, 刘啸雷等. 中国近 2000 年气候演变的阶段性[J]. *中国科学 (B)*, 1994, 24(9): 988-1008.
- [27] 周秀骥. 中国地区大气臭氧层变化及其对气候环境的影响[M]. 北京: 中国气象出版社, 1996, 232-238.
- [28] 张新时, 周广胜, 高琼等. 中国全球变化与陆地生态系统关系研究[J]. *地学前缘*, 1997, 4(1,2): 137-144.
- [29] 张新时, 周广胜, 高琼等. 全球变化的中国东北森林-草原陆地样带(NECT) [J]. *地学前缘*, 1997, 4(1,2): 145-151.

- [30] 张新时, 高琼, 杨莫安等. 中国东北森林)草原全球变化陆地样带(NECT)的梯度分析及其预测[J]. 植物学报, 1997, 39(9): 785-799.
- [31] 张新时, 高琼, 杨莫安等. 全球变化研究的中国东北样带(NECT)梯度分析及其模拟[J]. 中国科学院院刊, 1997, 12(3): 195-199.
- [32] Zhang X S. The Tibetan Plateau in relation to the vegetation of China[J]. *Annals of Missouri Botanical Garden*, 1983, 70: 564-570.
- [33] 曹明奎, 李克让. 陆地生态系统与气候相互作用的研究进展[J]. 地球科学进展, 2000, 15(4): 446-452.
- [34] Gao Youxi , Hu Yingqiao . *Advances in HEIFE Research (1987-1994)*[M]. Beijing: Meteorology Press, 1993: 23-190.
- [35] Ye Duzheng , Lin Hai . *China Contribution to Global Change Studies*[M]. BeiJing: Science Press, 1995: 40-89.
- [36] 林而达, 张厚喧, 王京华等. 全球气候变化对中国农业的影响[M]. 北京: 中国农业科技出版社, 1997: 21-83.
- [37] 王苏民, 林而达, 余之祥. 环境演变对中国西部发展的影响和对策[M]. 北京: 科学出版社, 2001: 1-187.
- [38] 邓慧平, 李秀彬, 张明等. 气候与地表覆被变化对梭磨河流域水文影响的分析[J]. 地理科学, 2001, 21(6): 493-497.
- [39] 沈大军, 刘昌明. 水文水资源系统对气候变化的响应[J]. 地理研究, 1998, 17(4): 435-443.
- [40] 张志强编译. 地球气候将平衡于又一次跳跃? [J]. 地球科学进展, 1995, 10(3): 296-298.
- [41] 鹿化煜, 周杰. Heinrich 事件和末次冰期气候的不稳定性[J]. 地球科学进展, 1996, 11(1): 40-43.
- [42] Heinrich H. Origin and Consequences of Cyclic ice rafting in the northeast Atlantic Ocean during the Past 130000 years[J]. *Quaternary Research*, 1988, 29: 142-152.
- [43] Bood G, Heinrich H, broecker W, et al. Evidence for massive discharges of icebergs into the north Atlantic Ocean during the last glacial Period[J]. *Nature*, 1992, 360: 245-249.
- [44] Grimm E G, Jacobson G L, Watts W A, et al. A 50000 record of climate oscillations from Florida and its temporal correlation with the Heinrich events[J]. *Science*, 1993, 261: 198-200.

- [45] 杨志红, 姚檀栋, 皇翠兰等. 古里雅冰芯中的新仙女木期事件记录[J]. 科学通报, 1997, 42(18): 1975-1978.
- [46] 安芷生, 波特 S C, 夏佩尔 J 等. 最近 15 万年洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录[J]. 科学通报, 1994, 39: 2254-2256.
- [47] Rick Pilts. Our Changing Planet-The FY 1997 US Global Change Program. A Report by SGCR(CENR/NSTC).
- [48] Rick Pilts. Our Changing Planet-The FY 1998 US Global Change Program. A Report by SGCR(CENR/NSTC).
- [49] 丁一汇. IPCC 第二次气候变化科学评估报告的主要科学成果和问题. 见: 丁一汇主编, 中国的气候变化研究[M]. 北京: 气象出版社, 1997: 21-25.
- [50] Webster P J, Palmer T N. The past and the future of El Nino[J]. Nature, 1997, 390(6660): 562-564.
- [51] 王宁练, 姚檀栋. 冰芯对于过去全球变化研究的贡献[J]. 冰川冻土, 2003, 25(3): 275-287.
- [52] Cuffey K M, Clow G D, Alley R B, et al. Large Arctic temperature change at the Wisconsin-Holocene glacial transition[J]. Science, 1995(270): 455-458.
- [53] Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica[J]. Nature, 1999, 399(6735): 429-436.
- [54] Yiou P, Fuhrer K, Meeker L D, et al. Paleoclimatic variability inferred from the spectral analysis of Greenland and Antarctic ice-core data[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(C12): 26441-26454.
- [55] Mayewski P A, Meeker L D, Twickler M S, et al. Major features and forcing of high-latitude northern hemisphere atmospheric circulation using a 110000-year-long glaciochemical series[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(C12): 26345-26366.
- [56] Meeker L D, Mayewski P A, Twickler M S, et al. An 110 000-year history of change in continental biogenic emissions and related atmospheric circulation inferred from the Greenland Ice Sheet Project Ice Core[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102(C12): 26489-26504.
- [57] Yao Tandong, Thompson L G, Shi Yafeng, et al. A study of climatic variations since Last Interglaciation in the Guliya Ice Core[J]. Science in China(Series D), 1997, 27(5): 447-452.

- [58] 姚檀栋, 王宁练, 任贾文等. 国际冰芯与气候环境研究新进展—关于国际“冰芯与气候”会议[J]. 冰川冻土, 2002, 24(6): 806-811.
- [59] 黄春长. 环境变迁[M]. 北京: 科学出版社, 1998: 39-51, 121-151.
- [60] 同济大学海洋地质系编著. 古海洋学概论[M]. 上海: 同济大学出版社, 1989: 1-259.
- [61] 赵景波. 中国黄土地环境研究的进展[J]. 干旱区地理, 2000, 23: 186-190.
- [62] 陈云, 李铮华. 黄土高原中部最近 13 ka 来气候变化的碳、氧同位素记录[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1996, 16(1): 17-22.
- [63] 李春园, 王先彬, 文启忠等. 黄土沉积物中碳酸盐的碳、氧同位素特征与古气候[J]. 中国科学(B辑), 1995, 25(3): 318-323.
- [64] 安芷生, Porter S C, Chapell J. 最近 13 万年洛川黄土堆积序列与格陵兰冰芯记录[J]. 科学通报, 1994, 39(24): 2254-2256.
- [65] 康建成, 温家洪. 15 万年以来极地冰芯、黄土、深海沉积的对比研究与全球变化[J]. 极地研究, 1997, 9(2): 134-144.
- [66] 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国等. 郑州邙山桃花峪高分辨率晚更新世黄土地层[J]. 地质力学学报, 1997, 3(2): 11-17.
- [67] 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国等. 邙山黄土及三门峡贯通的时代[A]. 黄土·黄河·黄河文化[C]. 安芷生主编, 郑州: 黄河水利出版社, 1998: 13-19.
- [68] 吴锡浩, 蒋复初, 王苏民等. 关于黄河贯通三门峡东流入海问题[J]. 第四纪研究, 1998, 5(2): 118.
- [69] 蒋复初, 吴锡浩, 孙东怀等. 中原邙山黄土地层[J]. 地质力学学报, 1998, 4(4): 12-18.
- [70] 吴锡浩, 蒋复初, 肖华国等. 中原邙山黄土及最近 200ka 构造运动与气候变化[J]. 中国科学(D辑), 1999, 29(1): 75-81.
- [71] 蒋复初, 吴锡浩, 肖华国等. 中原邙山黄土及构造与气候耦合作用[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1999, 19(1): 45-51.
- [72] 赵志中, 吴锡浩, 蒋复初等. 三门峡地区黄土与古季风[J]. 地质力学学报, 2000, 6(4): 19-26.
- [73] 雷全奎, 杨小兰, 郭建秋等. 豫西耕地土壤速效钾现状与冬小麦施钾效果[J]. 土壤通报, 2003, 34(2): 158-159.
- [74] 岳乐平. 陕县张汴塬黄土剖面的古地磁研究[J]. 西北大学学报, 1984(4): 79-85.
- [75] 滕志宏. 豫西两个黄土剖面及其地层划分[J]. 地层学杂志, 1998, 12(4): 209-297.

- [76] 肖华国, 蒋复初, 吴锡浩等. 三门峡地区的黄土地层[A]. 见: 黄土·黄河·黄河文化[C], 安芷生主编, 郑州: 黄河水利出版社, 1998: 1-7.
- [77] 滕志宏. 郑州至洛阳间黄河南岸黄土地层及更新世环境分析[A]. 见: 黄土·黄河·黄河文化[C], 安芷生主编, 郑州: 黄河水利出版社, 1998, 8-12.
- [78] 谢封春, 姜泽泛. 豫西黄土的基本特征[J]. 河南地质, 1987, 5(3): 42-48.
- [79] 李永乐. 豫西黄土的基本特征及其工程性质研究[J]. 华北水利水电学院学报, 1995, 16(2): 42-49.
- [80] 孙建中. 黄土学[M]. 香港: 香港考古学会出版, 2005: 1-25.
- [81] 丁仲礼等. 1.80Ma 以来黄土-深海古气候记录对比[J]. 科学通报, 1991(18): 1401-1403.
- [82] 丁仲礼等. 晚更新世季风-沙漠系统千年尺度的不规则变化及其机制问题[J]. 中国科学(D 辑), 1996: 385-391.
- [83] 刘东生. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社, 1985: 1-481.
- [84] 刘东生. 黄河中游的黄土[M]. 北京: 科学出版社, 1964: 1-234.
- [85] 文启忠等. 中国黄土地球化学[M]. 北京: 科学出版社, 1989: 36-114.
- [86] 陈骏, 王洪涛, 鹿化煜. 陕西洛川黄土沉积物中稀土元素及其它微量元素的化学淋滤研究[J]. 地质学报, 1996, 70(1): 61-72.
- [87] 陈骏, 季峻峰, 仇纲等. 陕西洛川黄土化学风化程度的地球化学研究[J]. 中国科学(D 辑), 1997, 27(6): 531-536.
- [88] Gu Z Y, Lal D, Liu T S, et al. Weathering histories of Chinese loess deposits based on uranium and thorium series nuclides and cosmogenic ^{10}Be [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1997, 61: 5221-5231.
- [89] Liu T S, Guo Z T, Liu J Q, et al. Variation of eastern Asian monsoon over the last 140000 years[J]. *Bulletin Socié geologique France*, 1995, 166: 221-229.
- [90] Guo Z T, Liu T S, Guiot J, et al. High frequency pulses of East Asian monsoon climate in the last two glaciations: Link with the North Atlantic[J]. *ClimateDynamics*, 1996, 12(70): 701-709.
- [91] 陈骏, 安芷生, 汪永进等. 最近 800ka 洛川黄土剖面中 Rb/Sr 分布和古季风变迁[J]. 中国科学(D 辑), 1998, 28(5): 498-504.
- [92] 陈骏, 汪永进, 季峻峰等. 陕西洛川黄土剖面的 Rb/Sr 值及其气候地层学意义[J]. 第四纪研究, 1999, (4): 350-356.
- [93] Chen J, An Z S, Head J. Variation of Rb/Sr ratios in the loess Paleosol sequences of central China during the last 130000 years and their implications for monsoon paleoclimatology[J]. *Quaternary Research*, 1999, 51: 215-219.

- [94] 庞奖励, 黄春长, 张占平等. 陕西岐山黄土剖面 Rb、Sr 组成与高分辨率气候变化[J]. 沉积学报, 2001, 19(4): 638-641.
- [95] 龚子同, 黄标, 欧阳洮. 我国土壤地球化学及其在农业生产中的意义[J]. 地理科学, 1998: 2.
- [96] 仇荣亮, 熊德祥, 黄瑞采. 中国西南地区几种土壤的元素地球化学特征[J]. 南京农业大学学报, 1994, 17(4): 60-65.
- [97] 陈静生, 洪松, 王立新, 王飞越. 中国东部河流颗粒物的地球化学性质[J]. 地理学报. 2000, 55(4): 417-427.
- [98] 文启忠, 刁桂仪, 贾蓉芬等. 末次间冰期以来渭南黄土剖面地球化学指标所反映的古气候变化[J]. 地球化学. 1996, 25(6): 529-535.
- [99] 文启忠, 刁桂仪, 余素华等. 黄河中游地区马兰黄土微量元素分布图[J]. 地球化学. 1986, (4): 325-337.
- [100] 徐馨, 朱明伦等. 中原东部第四纪环境及其影响的研究[M]. 贵州: 贵州科技出版社, 1994: 1-234.
- [101] 邵时雄, 郭盛乔, 韩书华. 黄淮海平原结构特征及其演化[J]. 地理学报, 1989(3): 102-133.
- [102] 徐近之. 淮北平原与淮河中游的地文[J]. 地理学报, 1953(2): 25-36.
- [103] 韩昭庆. 黄淮关系及其演变过程研究—黄河长期夺淮期间淮北平原湖泊、水系的变迁和背景[M]. 上海: 复旦大学出版社, 1999, 05: 1-225.
- [104] 黄春长. 渭河流域 3100 年前资源退化与人地关系演变[J]. 地理科学, 2001, 21(2): 30-35.
- [105] 黄春长, 庞奖励, 陈宝群等. 渭河流域先周一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.
- [106] Huang CC, Pang JL, Chen SE, Zhang ZP. Holocene Dust Accumulation and the Formation of Polycyclic Cinnamon Soils in the Chinese Loess Plateau[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2003, 28(12): 1259-1270.
- [107] Huang CC, Pang JL, Zhou QY, Chen SE. Holocene Pedogenic Change and the Emergence and Decline of Rain-fed Cereal Agriculture on the Chinese Loess Plateau. Quaternary Science Reviews, 2004, 23(23-24): 2529-2539.
- [108] Paul A, Mayewskia, Eelco E Rohlingb, J Curt Stagerc, etc. Holocene climate variability[J]. Quaternary Research, 2004, 62: 243-255.
- [109] 刘秀铭, 刘东生, John Shaw. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义[J]. 第四纪研究, 1993, (2): 281-287.

- [110] 彭先芝, 贾蓉芬, 李荣森等. 趋磁细菌及磁小体对黄土-古土壤序列磁化率贡献的模拟实验研究[J]. 第四纪研究, 2002, 22(2): 188-194.
- [111] 彭先芝, 贾蓉芬, 李荣森等. 黄土-古土壤序列中趋磁细菌分布和磁小体形成的古环境研究[J]. 科学通报, 2000, 43(增刊): 2710-2715.
- [112] 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.
- [113] 朱士光, 王元林, 呼林贵. 历史时期关中地区气候变化的初步研究[J]. 第四纪研究, 1998, (1): 2-10.
- [114] 吴宏岐, 党安荣. 隋唐时期气候冷暖特征与气候波动[J]. 第四纪研究, 1998, (1): 31-38.
- [115] 赵景波. 旋积理论与黄土高原环境演变[M]. 北京: 科学出版社, 2002: 17-42.
- [116] An ZS, Wu XH, Wang PX, et al. Changes in the monsoon and associated environmental changes in China since the last interglacial. In: T S ed. Loess, Environmental and Global change[M]. Beijing: Science Press, 1990: 1-29.
- [117] 王云, 魏复盛. 土壤环境元素化学[M]. 北京: 中国环境科学出版社, 1995: 362-379, 75-86, 180-192.
- [118] 石建省, 石迎春, 叶浩, 孙彦敏. 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.
- [119] 张佳华, 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.
- [120] 柴岫. 泥炭地学[M]. 北京: 地质出版社, 1990: 32-42.
- [121] 莱尔曼 A., 王苏民等译. 湖泊的化学地质学和地理学[M]. 北京: 地质出版社, 1989: 132-133.
- [122] 黄麒. 柴达木盆地察尔汗湖区气候波动模式的初步研究[J]. 中国科学(B 辑), 1990: 652-66.
- [123] 韩淑等. 论新疆巴里坤湖沉积地球化学指标的累积规律[J]. 海洋与湖沼, 1994, 25(4): 429-43.
- [124] 白光润. 从泥炭分布的演化过程分析中国东部和日本一万年来干湿变迁[J]. 地理科学, 1995, 15(1): 3-30.
- [125] Pecsí M. Loess is not just the accumulation of the dust[J]. Quaternary International, 1990, 7(8): 1-21.
- [126] 叶玮, YabukiSadaya, KanayamaShinji. 中国西风区黄土常量元素地球化学行为与古环境[J]. 干旱区地理, 2003, 26(1): 23-29.

- [127] 赵锦慧, 王丹, 樊宝生等. 延安地区黄土堆积的地球化学特征与最近 13 万年东亚夏季风气候的波动[J]. 地球化学, 2004, 33(5): 495-500.
- [128] 程燕, 张小曳, 鹿化煜. 最近 140ka 以来黄土元素地球化学演化及其古气候意义[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2003, 23(3): 103-108 .
- [129] 邢光熹, 朱建国. 土壤微量元素和稀土元素化学[M]. 北京: 科学出版社, 2003: 30-31.
- [130] Dasch E J. Strontium isotopes in weathering profile, deep sea sediments and sedimentary rock[J]. Geochim Cosmochim Acta, 1969, 33: 1521-1552.
- [131] 杨一鸣, 黄春长, 庞奖励. 淮河上游全新世风成黄土-土壤物质来源研究[J]. 地理与地理信息科学, 2005, 21(1): 43-46.
- [132] 杨一鸣. 颍河上游地区全新世风成黄土-土壤物质来源研究[D]. 2005, 5: 41-55.
- [133] 马程远. 豫东、豫北风沙问题的初步分析[J]. 中国沙漠, 1982, 2(2): 17-24.
- [134] 付光轩, 刘军臣, 刘和平. 近 40 年河南沙尘暴、扬沙和浮尘气候特征分析[J]. 河南气象, 2002, 1: 22-24.
- [135] 管述奎, 陈嘉秀, 孙宪章等. 豫东风沙地貌的初步研究[A]. 地理汇集第一辑[C]. 郑州: 中国科学院广州地理研究所河南分所, 1964: 14-28.

致 谢

光阴荏苒，三年紧张而充实的研究生生活即将结束，回首往事，历历在目。在此我想衷心感谢以下给予我无私帮助与支持的老师和同学：

首先衷心感谢我的导师黄春长教授，该论文是在黄老师的精心指导下完成的。从论文的前期准备、论文的选题、野外考察、室内实验分析到论文定稿，黄老师进行了严格细致的指导。在这三年中，黄老师更以他渊博的学识、严谨的学风、实事求是的科学态度、积极的人生观，潜移默化的影响着我求学及做人的态度，指引着我前进的方向。千言万语难以表达我对黄老师的崇敬和仰慕之情，老师在我心目中已经竖立了一块丰碑，成为我今后学习的榜样和动力。

衷心感谢庞奖励教授、赵景波教授、任志远教授、孙根年教授在学习和专业方面给予的指导、关心和帮助。

衷心感谢张健工程师、葛淼高级工程师、王利军老师在实验分析中提供的指导和无私的帮助，他们的敬业精神，值得钦佩。

衷心感谢郭彩玲老师、李晓玲老师在日常资料的查阅、收集过程中给予的热情协助和大力支持；衷心感谢张凤老师在资料复印方面给予的支持和帮助。

衷心感谢何忠、贾耀峰、李燕、孙淑梅、张静、申朝瑞、刘安娜、王琨、袁源、葛本伟在完成论文过程中的关心和帮助。

衷心感谢办公室陈鹏老师、李胜利老师三年来在学习、工作及生活等方面所给予的诸多关照和帮助。

衷心感谢旅游与环境学院领导延军平教授、任志远教授、马耀峰教授、刘绍峰书记、崔富奎副研究员对我学习和工作的关心、支持和帮助。

最后我要深深感谢支持我完成学业的家人，如果没有他们的支持和帮助，我是很难完成这三年的学业的。我更要感谢我的丈夫吕志超为所做的大量无私的奉献。

李新艳

2006.05

攻读学位期间参加的科研项目和科研成果

科研项目:

1. 国家自然科学基金项目 (No. 40571154): 黄河中游古代都市迁移发展与环境变迁互动关系研究
2. 国家自然科学基金项目 (No. 40471119): 陕西黄土高原土壤微形态信号与土地利用时空变化研究
3. 国家社会科学基金项目 (No. 04BZS022): 渭河流域古代中心城市迁移发展与环境变化互动关系研究

科研成果:

1. 李新艳. 城市高温灾害分析及预防对策. 固原师专学报, Vol 25, No 6, 2004.06.
2. 历史时期渭河中下游平原水旱灾害. 《地理学报》英文版, Vol 15, No 1, 2005.01, 合作.
3. 老年前期男性血红蛋白正常参考值与中国地理因素. 地理科学, Vol 24, No 6, 2004.12, 合作.
4. 李新艳. 渭河流域都城迁移的自然原因初探. 陕西省地理年会 2004 年年会一等奖.
5. 李新艳, 黄春长, 庞奖励, 王利军, 何忠. 淮河上游全新世黄土-古土壤剖面高分辨率地球化学研究. 土壤学报.
6. 李新艳, 黄春长, 庞奖励, 王利军, 何忠. 淮河上游全新世风成黄土成壤环境变化研究. 干旱区地理.