

分类号 S151, P531

密 级                     

学 号 23623



# 硕 士 学 位 论 文

题 目 河南禹州全新世风成黄土-土壤  
物质来源与沉积动力研究

作 者 何 忠

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

# 河南禹州全新世风成黄土-土壤物质来源与沉积动力研究

何忠

**摘要** 本文对淮河上游禹州市扒村一个典型的全新世黄土-土壤剖面进行了高分辨率研究。通过详细的野外观察、采样和室内实验分析相结合的方法,获得了该黄土-土壤剖面的磁化率、粒度等实验数据;分析论证了各项参数指标与黄土-土壤沉积环境演变的关系及其所反映的沉积特征和沉积环境,重点进行了粒度机械组成及粒度参数(如频率曲线、累积频率曲线、正态概率累积频率曲线、粒度中值、平均值、偏度、标准离差、峰态等参数指标)的分析;对比黄土高原地区陇东 XJN 剖面、关中盆地西部 JYC 剖面以及淮河上游地区的新郑 PLG 剖面,探讨了淮河上游地区黄土-土壤粒度特征与黄土高原地区黄土-土壤粒度特征的异同,揭示了淮河上游地区全新世风成黄土-土壤的物质来源及其沉积动力。分析黄河决溢泛滥频率及豫东、豫北风沙危害及其影响因素,揭示了人类活动对黄河决溢泛滥,对豫东、豫北风沙危害及其对禹州风成黄土-土壤表土层沉积加速的影响。这对于了解淮河上游地区地表物质组成、粉尘来源及其沉积动力系统,反映人类活动对黄土高原土壤侵蚀、黄河下游决溢泛滥和豫东、豫北风沙危害及沙尘暴活动的影响具有重要的现实意义。

经过研究,本文得到如下结论:

(1) 通过与黄土高原地区陇东 XJN 剖面、关中盆地西部 JYC 剖面以及淮河上游地区的新郑 PLG 剖面的进行磁化率和粒度数据的对比,发现淮河上游地区的两个剖面远比黄土高原地区两个剖面磁化率要小,粒度要粗且分选性差。表明两地的黄土形成具有不同的沉积动力系统,有不同的物质来源。较之黄土高原地区陇东 XJN 剖面与关中盆地西部 JYC 剖面,淮河上游地区新郑 PLG 剖面和禹州 YPC 剖面风力搬运物质来源更近,风力更为强劲。

(2) 淮河上游地区黄土物质来源由近源和远源两部分组成。近源物质是主要的,占优势的,其主要来源于黄河决溢泛滥区沉积的沙质和粉沙质物质,其沉积动力主要是地方性的东北风;远源物质是次要的,其来源于西风高空急流所携带的极细粉尘,其组分代表了本地大气粉尘的本底值。东北向的地方性风系、横贯欧亚大陆的高空西风急流,作为淮河上游地区黄土粉尘的搬运介质共同起作用,形成了该地黄土-土壤沉积序列。

黄河自贯通以来,携带大量的黄河中游流域土壤侵蚀的泥沙倾泻到下游平原上,河流比降骤然减小,流速减缓,搬动力减弱,大量的泥沙堆积于河床中,以致河床越堆越高,成为“悬河”。此后黄河频繁的决溢、改道、泛滥在淮河上游地区形成了大片的冲积扇和泛滥平原,为淮河上游地区黄土的形成提供了近源

物质，这些物质经过地方性的东北风的搬运、分选、沉积形成了淮河上游地区厚度较大分布连续的黄土，其与豫东、豫北平原风沙土属于同一风动力系统，本质上是黄土高原水土流失所形成的次生黄土。

(3) 淮河上游地区黄土形成机制的认识。频繁的改道、决口、泛滥在豫北、豫东平原上沉积了大量的黄河泥沙，在冬、春季节，干燥、松散的黄河泥沙在平原强劲的东北风吹扬下，形成沙尘暴，粒径较粗的沙级颗粒以跃移和蠕移的方式被就地搬运，形成风沙流，向西南方向移动；粒径较细的粉沙级颗粒以悬移状态被扬起、搬运、最后沉降在距离来源区 20-150km 的外围。经过风力长期的塑造，前者形成具有沙丘、沙垄等形态的风沙地；后者在高空西风急流所携带极细粉尘的加入和风尘沉积区物理、化学、生物参与成壤改造作用下最终形成沙质黄土-土壤剖面。

(4) 通过对比禹州 YPC 剖面的粒度特征与沉积速率，分析黄河决溢及豫东、豫北风沙危害的主要影响因素，发现黄河中游人口增加及其对土地覆被的破坏导致了入黄泥沙的增多，从而使黄河下游沉积速率增加，黄河河床不断被抬高，黄河决溢泛滥的频率大大增加，黄泛区的范围不断扩大，物质不断更新，为豫东、豫北风沙危害和沙尘暴带来丰富的物质，下风向的禹州风成黄土-土壤沉积速率也因此大大增加。同时黄河下游人类活动的增强，对已固定风沙地上植被的破坏也使其活化，增强了豫东、豫北的风力侵蚀，带来更多的风沙危害和沙尘暴天气，也加速了禹州风成黄土-土壤的沉积。因此要减少豫东、豫北的风力侵蚀和风沙危害，一方面必须做好黄河中游的水土保持，另一方面也必须做好黄河下游的沙地沙丘的固定及土地覆被保护。

**关键词** 全新世；黄土-土壤；物质来源；沉积动力；沉积速率；  
黄河决溢泛滥；风沙危害

# **Substance Source of the Holocene Aeolian Loess-soil and its depositional dynamics in Yuzhou, Henan Province**

He Zhong

**Abstract** A representative Holocene loess-soil profile is studied high-resolutionly in this thesis at Pacun , Yuzhou city in the upper reaches of the Huaihe River. Through field observation, sampling and experimenting, a lot of datas of grain-size, magnetic susceptibility at the loess-soil profile are gained. It is analyzed that the connections between the experiment data and sediment environment, sedimentary feature of the deposits. The analysis of mechanical grain-size composition and grain-size parameter is emphasized, including frequency curves, accumulative frequency curves, normal probability accumulative frequency curves, grain-size median, mean size, standard deviation, skewness, kurtosis. By discussing the similarity and distinction between the loess-soil substance in the upper reaches of the Huaihe River and that in the Loess Plateau, it is revealed that the source of loess-soil substance and the depositional dynamics of loess-soil in the upper reaches of the Huaihe River. Analyzed the frequency of the burst of the Yellow River, the sand damage of the northern and eastern of Henan and their influential factors, it is revealed that the human activity had greatly affected the burst of the Yellow River, the sand damage of the northern and eastern of Henan and the acceleration of the depositional ratio of the TS in Yuzhou. These have importantly actual significances to acquaint the substance composition, pedogenic change, Holocene loess sediment environment changes, and the depositional dynamics of the Yuzhou, these also have importantly actual significances to reflect the affection to soil erosion of the Loess Plateau, the burst of the Yellow River, the sand damage of the northern and eastern of Henan, and the sand storm by human activities.

According to study, the thesis draws the following conclusions:

(1) By comparison of the magnetic susceptibility and grain size of loess-soil profile in the Holocene among Yuzhou YPC profile, Longdong XJN profile and the JYC profile which is in the Guanzhong Basin, it is found that the magnetic susceptibility of loess-soil profile sequences in the upper reaches of the Huaihe River was much lower, the grain size was much thicker, and the separation is worse than those in the Loess Plateau and the Guanzhong Basin. It is represented that there are different substance source and depositional dynamics in the two areas. By contrast of the loess of the Loess

Plateau, the substance source of the Upper reaches of the Huaihe River is closer, and the transport wind is stronger.

(2) The source of loess-soil substance in the upper reaches of the Huaihe River is composed of both near and distant substance. The near substances are dominant, which are silt and clay deposits of the floodplain by the frequent breaching of dike and route-changing, overflowing of the Yellow River. The main depositional dynamics is the northeaster in the area. The distant substances are minority composition, and it is very thin dust carried by West wind in the upper air. The loess-soil sediment profile was formed by the local wind along NE direct and the west in the upper air.

Since the penetration of the Yellow River, with massive silt by the soil erosion in the middle reaches, it pours into the plain of the lower reaches. With the decreasing of the gradient ratio, the mitigation of the velocity ratio, the transport dynamics abate, so massive silt is deposited in the riverbed. The riverbed is rising year after year, even some reaches are higher than the ground. Then it is easy to breach the dike, change the route and overflow the plain with massive silt and clay. The massive deposits provide continual substances, which deposited in the lower reaches of the regional wind mainly by northeaster. The transport dynamics of the loess is similar to the aeolian sand in the plain, and both substances are come from the soil erosion of the Loess Plateau.

(3) The forming process of loess in the upper reaches of the Huaihe River is discussed. A large number of silt and clay were deposited in the plain by the frequent breaching of dike and route-changing, overflowing of the Yellow River since Yellow River formed. The dry and loose silt was blow by strong wind along NE direct in winter and spring, formed sandy windstorm, the thicker grain-size was carried by the form jumping and creeping, and the thinner grain was carried by the suspending form and deposited in the place about 20-150km distance beside the region of the silt source. At last, the former formed the sandy soil, but with the physical process, the chemical process and the biological pedogenic process, the latter became the sandy loess by the long-lasting wind blowing.

(4) By comparison of the frequency of the burst of the Yellow River , climate change curve, the frequency of sandstorm, and the changes of cultivated areas and population, we found that the land cover and the land use of the middle of the Yellow River have been greatly changed by human activities after the Holocene climatic optimum. With the aggravation of soil erosion, the Yellow River pour more silt into the plain of the

lower reaches, causing the higher riverbed, the acceleration of breach and overflow, the expansion of the floodplain, in a word more substance to transport. We also found that because of destroy of the land cover of the sandy land which had been fixed in the lower reaches of the Yellow River, the sand start to move again under the northeast wind, lead to severe soil erosion. All of these provide more sand to transport, lead to more soil erosion and sand storm, and also accelerate the depositional ratio of loess-soil in Yuzhou. So to reduce the soil erosion and the damage of sand storm, first we have to conserve water and soil in the middle of the Yellow River, on the other hand we have to fix the active sand and conserve the land cover of sandy land.

**Key words** Holocene; Loess-soil; Substance source; depositional dynamics; depositional ratio; Burst of the Yellow River; Sand damage

## 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：何忠 日期：2006.5

## 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：何忠 日期：2006.5

# 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

黄土覆盖着约 10% 的地球陆地表面，集中分布在温带和沙漠前缘的半干旱地带。它们都基本集中分布于北半球的中纬地区，主要有欧洲的莱茵河流域、多瑙河流域、中国黄河流域、北美的密苏里和密西西比河流域等，其分布纬度界于 45-62° 之间，构成不连续的全球黄土分布带<sup>[1]</sup>。

刘东生等<sup>[1]</sup>根据《中国黄土分布图》(1/400 万)测得黄土总面积为  $38 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，黄土状岩石分布总面积为  $25.4 \times 10^4 \text{ km}^2$ 。中国的黄土分布所处的纬度在全球黄土分布带中稍稍偏南，大致沿昆仑山、秦岭以北，阿尔泰山、阿拉善和大兴安岭以南分布，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，北自松嫩平原北部（典型黄土北起辽西及热河山地一带），南达长江中下游，处于北纬 30-49° 之间，而以北纬 34-45° 之间的地带最发育、厚度最大、地层最全，构成中国黄土的发育中心。连同戈壁和沙漠总体位于北纬 35-45° 之间，自西北向东南形成一个连续的分布带，而黄土本身自西北向东南依次分为沙黄土、黄土、粘黄土 3 个带，表明戈壁、沙漠、黄土是风成过程的一系列分选结果。

据刘东生等的研究<sup>[1]</sup>，中国黄土的分布自西向东有西部干燥内陆盆地区、中部高原和东部平原三大区。西部干燥内陆盆地区包括新疆准噶尔盆地、塔里木盆地、青海柴达木盆地和甘肃河西走廊。盆地中心是无垠的沙漠，沙漠与山地之间为第四纪沉积物，如冲积、洪积、坡积等，呈带状分布，黄土披覆于山前地带。中部黄土高原区，是中国黄土的分布中心。黄土的分布北起沙漠南缘长城一线，南达秦岭北坡，部分山口处黄土分布可达秦岭以南，南北界线明显，而东西界则与东部山前丘陵平原及西北内陆盆地区断续连接。这里黄土厚度大，地层完整，除了若干山地高出黄土堆积面并覆有晚期黄土之外，黄土基本连续掩盖了第三系及其他古老岩层，形成塬、梁、峁等不同的黄土地貌，黄土的分布面积占全国黄土总面积的 72% 以上。东部山前丘陵及平原区，区域范围为大兴安岭、燕山山脉、太行山、东秦岭和大别山所围成的山前丘陵及平原，包括渤海中的庙岛群岛、鲁东和鲁中南低山丘陵与南京附近的丘陵。这一地区平原占主要面积，我国最大的平原—华北平原和松嫩平原都分布在这一地区。平原区自第四纪以来接受了巨厚的黄土状土堆积，并与河湖相砂砾石及粘土构成间层。典型黄土仅分布于区域边缘山前丘陵地带，以及鲁东和鲁中南低山丘陵与南京附近和渤海中的庙岛群岛。



半个世纪以来,众多学者对黄土高原黄土的来源和形成机理进行了多学科、多方位的研究<sup>[1-26]</sup>,取得了举世瞩目的成果。研究认为黄土高原的深厚黄土主要由盛行于中国的西北冬季风携带来源于西北戈壁、沙漠的粉尘堆积而成<sup>[27-36]</sup>。

近年来,许多学者对黄土高原西北边缘和东南缘等外围的黄土亦做了大量的研究,取得了新的进展,丰富了黄土和全球变化的信息库。

李珍<sup>[37-39]</sup>对黄土高原西北部西宁盆地的黄土研究认为,西宁黄土是由西北季风近源搬运青藏高原内部冰川和冰缘环境冻融风化所产生的粉尘堆积形成的,故其组成粒度以细沙和粗粉沙为主。

谢远云<sup>[40-42]</sup>认为青藏高原及周缘内陆山系上的冰碛物和寒冷风化物可能为民和黄土提供了可观的粗物质补给。

方小敏<sup>[29]</sup>的研究指出大致以昆仑山-布青山-阿尼玛卿山-岷山-南秦岭(摩天岭)一线以南马兰黄土多成片状分布,沉积厚度小,平均粒径粗,尤其沙级颗粒含量高,冰川和冰缘沙含量高,后期化学作用影响较强,属于冷黄土沉积。

叶玮<sup>[43-45]</sup>通过对新疆伊犁谷地的黄土研究认为,伊犁黄土主要来源于中亚的荒漠,为高空西风远源携带堆积而成,粒度组成以粉沙为主,沙含量低,细粉沙和粘粒含量显著增高,属于粘黄土。

孙继敏等<sup>[32-34,46-49]</sup>的研究认为新疆天山北麓和昆仑山北麓的黄土主要由两大盆地内部的3000m以下的近地面风将山地冰川的研磨和冻融风化产生的粉尘吹扬,堆积而成。

靳鹤龄<sup>[50,51]</sup>的研究认为西藏雅鲁藏布江中部流域河谷的黄土是半干旱—半湿润生物气候条件下形成的近源沙质黄土,粒度组成以100-50 $\mu\text{m}$ 和50-10 $\mu\text{m}$ 的颗粒为主。该黄土是在雅鲁藏布江河谷丰富碎屑物质、宽谷与峡谷相间地貌特征的基础上,受冬季或寒冷时期西风急流和河谷与山地间热力差异产生的谷风搬运堆积,并在温暖时期经历生物、化学、粘化作用等过程共同形成的。

秦小光<sup>[52]</sup>对北京灵山黄土的研究认为灵山黄土来源于阴山以北的内蒙古苏尼特右旗—二连浩特方向的荒漠、戈壁地区,是近源堆积形成。

刘乐军<sup>[53]</sup>对青州云门山黄土剖面的研究指出鲁中黄土是风成的,主要由低空地方风系搬运的近源物质堆积而成,其次是高空气流携带而来的内陆远源物质;主要物源区为冰期裸露的莱州湾海底和黄泛平原。

李雪铭<sup>[54]</sup>对大连夏家河子海滨案子山山前坡麓黄土剖面的研究指出,辽南滨海黄土是来自西北内陆的粉沙与冰期低海面海底沙风成混合堆积的产物。

曹家欣,李培英,张祖陆<sup>[55-59]</sup>等通过对山东庙岛群岛和渤海湾南岸的黄土研究,指出它们来源于冰期时裸露的渤海湾大陆架海底的松散沉积物。

李徐生等<sup>[60]</sup>对皖南宣城向阳黄土剖面的研究,认为皖南黄土下段为近源堆积,粒度较粗;而上段为远源堆积,粒度偏细,与黄土高原同源。李徐生等<sup>[61-69]</sup>对南京镇江大港黄土剖面的研究,指出南京下蜀黄土同中国黄土高原一样,粉尘来自西北的戈壁、沙漠,只是粒度更细,分选更好,属于细粘黄土。

河南黄土主要分布于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 1 万平方公里左右,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<sup>[70-79]</sup>,蒋复初等<sup>[74-79]</sup>对郑州黄河南岸的邙山黄土的研究,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<sup>[80]</sup>,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 20-60m 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、朱明伦等<sup>[80]</sup>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 40-80m 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 10-20m，低者 3-5m。沙丘沙分选性好，交错层理比较发育。

王均平等<sup>[61]</sup>研究指出：三门峡、扣马黄土高含量粗沙粒，是区域地貌对环境的作用造成的，黄河的下切，一方面给三门峡及其下游提供了新的物源，另一方面使河谷中风速加快，携带三门盆地、河漫滩及沿河两岸山地中的风尘物，流出峡谷，风速减慢，在峡谷下游堆积，形成各种地貌形态。河南沙尘暴带状分布、沙地的分布等与这种风场作用是密切相关的。

全新世是人类文明迅速发展的时期，全新世时期黄土堆积及其成壤作用与人类社会的发展及当今自然环境的关系最密切。学者们利用冰芯、湖泊沉积物、黄土堆积、海洋沉积物、泥炭、树木年轮、洞穴石笋等信息载体对全新世环境演变进行了深入的研究。

自古以来，我国的文化发展就与黄土有关。在新石器时代，灿烂的仰韶文化基本上发展于黄土区。六、七千年前人类利用了黄土高原独特的自然环境，创造了与两河流域、印度河流域及尼罗河流域等世界早期农业发祥地完全不同的旱作农业，使黄土高原成为世界农业起源区之一。黄土疏松多孔，质地均匀，易于耕作和形成肥田沃土，十分有利于农业发展，从而影响着社会文化的发展，在生产水平不高的古代社会尤其如此。

基于深入透彻地研究黄土高原外围全新世风成黄土区的成壤环境演变及其物质来源和风力沉积系统，探讨人类改造环境过程中对黄土沉积的影响，本文选题切入是非常有价值的。

## 2 研究内容及其意义

对于豫西山地西侧的豫西黄土，前人已经做了大量工作<sup>[70-81]</sup>，基本上已经搞清楚了其来源及形成机理。对豫东、豫北的风沙土，前人亦做了大量研究工作<sup>[82-83]</sup>。但对于豫西山地东麓的黄土，其物质来源及其形成机制很少有人涉及<sup>[84]</sup>，或尚未搞清楚，特别是全新世以来的黄土堆积研究更少。

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、山前普遍堆积中更新世以来的黄土及多层古土壤层；发现伏牛、嵩山东缘的禹州、新郑广泛出露有晚更新世-全新世的黄土-土壤层，其颗粒较粗。故通过详细考察，遂选取禹州市 YPC 剖面为采样点，通过野外观察、土壤学宏观描述和粒度、磁化率等的室内测量、分析，并与黄土高原地区和关中平原西部的黄土进行对比，以揭示淮河上游地区全新世以来的黄土-土壤剖面成壤环境演变、物

质来源及其风力系统。这对于丰富中国黄土和全球变化信息库具有十分重要的意义。

同时我们也发现豫东、豫北在主导风向东北风作用下，风沙危害比较严重，特别是人为破坏植被对风沙土的活化、沙地的扩张、风力侵蚀的加剧有着重要的影响。通过分析黄河决溢泛滥和豫东、豫北风沙危害及其主要影响因素，以揭示人类改造环境中的负面影响，这对于减少豫东、豫北风力侵蚀，对于该区的水土保持工作都具有重要的指导意义。

## 第二节 研究过程和工作量

为了获得本区域更精确的信息，本研究采用野外考察和室内实验分析相结合的方法，并借助历史文献等成果，来揭示淮河上游地区全新世成壤环境黄土-土壤物质的来源及沉积动力系统，并探讨人类活动对环境的影响。

### 1 野外考察

2004年10月，在导师黄春长教授亲自指导下，在豫西山麓黄土地区进行了广泛的考察，最后确定对颍河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-土壤剖面进行采样，并于2004年10月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，对其进行粒度、磁化率等指标的测定分析。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，绘制图形，进行分析比较，解释和论证，并撰写成文。

## 第二章 区域地理概况和剖面选择

### 第一节 区域的地理概况

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。禹州市属暖温带季风气候,年平均气温 14.4℃,1 月平均气温 0.2℃,极端最低气温-13.9℃,7 月平均气温 27.7℃,极端最高气温 42.9℃;生长期 259.2d,无霜期 218d;年平均日照 2422h;年平均降水量为 680mm。

### 第二节 全新世剖面的选择和采样

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, H 195m)进行深入细致的研究,并且自地表向下按 2cm 间距连续取样,共采集样品 118 个,剖面深度达 250cm。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:

①0-40cm 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;

②40-86cm 为典型的全新世黄土(L<sub>0</sub>),浊黄橙,块状结构,沙质粉沙土质地,疏松,含有碳酸盐粉霜;

③86-146cm 为发育成熟的全新世古土壤(S<sub>0</sub>),浊棕色,团状结构,较坚硬,其表层偶含个别细小木炭屑;

④146-186cm 为黄土质过渡层(L<sub>1</sub>),浊橙色,块状结构,沙质粉沙土质地,含有细小的钙结核;

⑤186cm 以下为黄土层(L<sub>1</sub>),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 研究剖面地层的年代确定

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<sup>[21-25]</sup>:186cm 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<sup>[85]</sup>,确定其年代为 11500a B.P.,146cm 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.,86cm 深度古土壤 S<sub>0</sub>成壤终止,气候恶化<sup>[85]</sup>,确定为 3100 a B.P.,40cm 深度为 1500 a B.P.。这样就获得了 YPC 剖面的基本年代框架。



### 第三章 磁化率分析及其环境演变

#### 第一节 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度量，是表征沉积物磁性特征参数之一。物质的初始磁化率 ( $k$ ) 可由其磁化曲线起始段的斜率来定义。

$$k = M / H$$

式中  $H$  是外加磁场的强度， $M$  是物质在外加磁场作用下产生的磁化强度。

磁化率的高低主要与黄土、土壤中所含铁磁性矿物种类及颗粒大小有关<sup>[86]</sup>。中国黄土岩石磁学研究表明，组成黄土-土壤的磁性矿物绝大多数是磁铁矿、赤铁矿和磁赤铁矿<sup>[87-90]</sup>。在中国，最早进行黄土磁化率测量的是安芷生等<sup>[91]</sup>，他们注意到了古土壤与黄土磁化率的明显差异，刘东生和 Riedrich Heller 等<sup>[92-94]</sup>系统测量中国黄土与古土壤的磁化率，发现磁化率值的高低与成土作用的强弱有一定联系，他们指出磁化率可以作为古环境的替代性指标，还首次把中国黄土-古土壤序列的磁化率曲线与深海沉积氧同位素曲线进行对比，认为磁化率的波动变化包含了全球环境变化的信息。根据频率磁化率和等温剩磁实验结果，一些研究者认为：由于成壤作用，土壤中含有较多的超单畴颗粒，与黄土相比，土壤经受了较强的成壤或风化作用，因此由一些无机化学反应过程生成较多的超单畴颗粒，这就是土壤比黄土磁化率高的原因。而在我国南方地区表层土壤磁化率随着温度和降水的增加而降低，其原因是由于高温多雨的气候条件下有利于强磁性的磁铁矿向弱磁性的赤铁矿转化或者在水分充分饱和的土壤中磁性矿物被还原和分解。Zhou, Han, Maher 等<sup>[95-97]</sup>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生成。贾蓉芬等<sup>[98]</sup>提出铁细菌和趋磁细菌在土壤磁化率增强中可能有重要贡献。贾厚远等<sup>[99]</sup>认为，C3、C4 植物及其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，成壤作用使土壤磁化率增强的认识已被广泛的认可。

磁化率随成壤强度的加强而升高。黄土-土壤的磁化率主要取决于土壤的粘化强度，即成壤强度，而组成黄土-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 ( $S=40.79068-0.21568 \times G$ ，这里  $S$  为野外磁化率， $G$  为大于  $20\mu\text{m}$  颗粒百分含量)。利用这一函数关系可以得到，原始粉尘的磁化率一般低于  $50 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ ，而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土壤

的磁化率明显高于黄土，这是由于当时的气候条件决定的，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。

磁化率作为一种古气候代用指标，最终目的是要把磁化率的变化转变成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，黄土和土壤成壤分量的高低间接反映了降水量的大小<sup>[100]</sup>。研究发现，现代土壤磁化率值的区域变化，与黄土高原现代降水量区域分布呈线性关系。即从干旱的黄土西北部（年降水量 250-300mm）向半干旱、半湿润的东南部（年降水量 600-700mm）方向，磁化率呈线性增加。吕厚远等<sup>[101]</sup>通过对全国表土样品的研究发现：黄土高原及周边地区的土壤磁化率随年平均温度、年平均降水量的增高而增高；而长江以南广大地区的土壤磁化率随年平均温度、年平均降水量的增高而降低，其临界范围大致在年平均温度 15℃左右、年平均降水量 1100mm 左右。新疆及周边地区表层土壤磁化率与温度、降水量关系复杂。同时，通过对黄土高原及周边地区土壤磁化率与相对应的年平均温度、年平均降水量进行回归检验，得到回归方程，并利用该方程对洛川 S<sub>1</sub>-S<sub>2</sub> 黄土地层磁化率进行了古温度和古降水量的估算，得到比较理想的结果。

## 第二节 磁化率分析方法

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) 称取经研磨以后粒径小于 2mm 的风干土样 10g，装入小塑料盒编号待测；
- (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 5 次，取其平均值为最后测量结果。

## 第三节 试验结果及其解释

通过对样品磁化率的测定，绘制变化曲线（图 3-1）。从图中可以看出：YPC 黄土-土壤剖面的高频和低频磁化率都较低。整个剖面中，古土壤（S<sub>0</sub>）磁化率最高，低频磁化率变化范围为 57.7-81.2×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg，平均值为 72×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg，高频磁化率变化范围为 51.8-75.4×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg，平均值 65.8×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg；黄土层（L<sub>1</sub>）磁化率最低，低频磁化率变化范围为 44.7-58.5×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg，平均值为 51.82×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg，高频磁化率变化范围为 41.8-53.3×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg，平均值为 48.66×10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup>/kg；过渡层（L<sub>4</sub>）、全新世黄土（L<sub>0</sub>）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。剖面上低频磁化率和高频磁化率几乎呈现完全



相同的变化趋势。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（ $L_1, L_4, L_0$ ）堆积时期气候干旱，沙尘暴频繁，成壤极弱。现代代表土层（MS）中较高的磁化率值表明现代成壤改造作用较强。

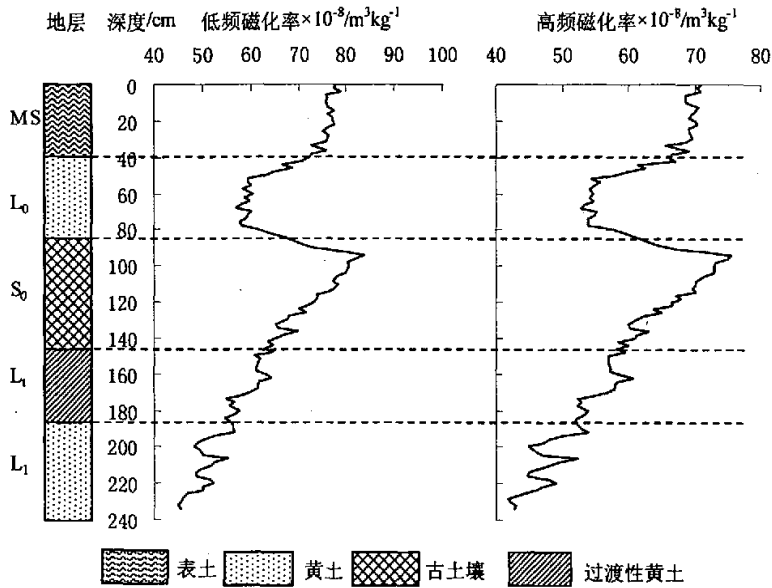


图 3-1 河南禹州YPC黄土-土壤剖面全新世地层划分、磁化率曲线

## 第四章 粒度分析及其沉积环境演变

粒度成分是分布最广泛的一种沉积特征。确定沉积物中不同大小碎屑含量的方法，称为粒度分析或机械分析。碎屑沉积物的粒度组成又称机械成分或颗粒级配，是指不同粒径的颗粒在沉积物中所占的比例，本研究采用体积百分数表示。粒度组成的基本特征不仅是碎屑沉积物分类、命名的基础，而且对于查明这些沉积物的物质来源、搬运介质和动力、沉积环境以及他们的变化，都有重要的意义 [102-105]。

### 第一节 粒度的环境指示意义

#### 1 粒级的划分

粒级的划分标准，因目的不同而各异，目前对粒级的划分方法有两大类。一是采用真数，即以毫米或微米为单位表示颗粒的直径。这种单位的优点是比较直观；缺点是各个粒级不等距，不便于作图和运算。另一种是采用粒径的对数值来表示。目前广泛使用的 $\Phi$ 值是克鲁宾 (Krumbein, 1934) 根据伍登-温德华粒级标准 (Udden-Wentworth scale)，通过对数变换而来，定义为：

$\Phi = -\log_2 d$ ，式中的  $d$  是颗粒直径，单位毫米。

表 4-1 是温德华粒级分类及其与 $\Phi$ 值的关系 [102]。

表 4-1 温德华粒级分类及其与 $\Phi$ 值的关系 (据任明达等, 1981)

粒级名称	粒径下限 (mm)	$\Phi$ 值	粒级名称	粒径下限 (mm)	$\Phi$ 值
--	32 ( $2^5$ )	-5	细沙	0.125 ( $2^{-3}$ )	3
--	16 ( $2^4$ )	-4	极细沙	0.063 ( $2^{-4}$ )	4
--	8 ( $2^3$ )	-3	粗粉沙	0.0315 ( $2^{-5}$ )	5
--	4 ( $2^2$ )	-2	中粉沙	0.0157 ( $2^{-6}$ )	6
卵砾	2 ( $2^1$ )	-1	细粉沙	0.0078 ( $2^{-7}$ )	7
极粗沙	1 ( $2^0$ )	0	极细粉沙	0.0039 ( $2^{-8}$ )	8
粗沙	0.5 ( $2^{-1}$ )	1	粘土	0.0020 ( $2^{-9}$ )	9
中沙	0.25 ( $2^{-2}$ )	2	--	0.0010 ( $2^{-10}$ )	10

## 2 黄土粒度组成及其沉积环境意义

刘东生<sup>[1]</sup>研究表明中国黄土的粒度组成具有较强的一致性：主要是由 50-10 $\mu\text{m}$  粉沙粒组所组成，其含量一般在 45-60%；其次是 <5 $\mu\text{m}$  的粘粒组，含量一般在 15-25%；其它粒组含量都不多，几乎没有大于 250 $\mu\text{m}$  粒径的颗粒。

在黄土粒度组成成分中，50-10 $\mu\text{m}$  粒径的颗粒是各地黄土的众数粒组，该组分易分散、易浮动，是风力长距离搬运的基本粒组，该粒组含量在黄土剖面中的变化常被作为衡量西北季风强度变化的代用指标<sup>[16,106-110]</sup>。黄土中都含有相当数量的 <5 $\mu\text{m}$  的颗粒。对于大气粉尘堆积物，<5 $\mu\text{m}$  粘粒组可视为“挟持粒组”，因为它们是靠较粗颗粒的跳跃撞击而扬起，或者附着在其它粉尘颗粒表面而被携带至堆积区。该粒组在剖面中含量的变化与粗粉沙含量的变化呈很好的反相关，这是由于粉尘堆积后受到风化成壤作用的改造，产生了一些粘粒并富集，此粒组是易变动的次生粒组，其数量随风化成壤作用的发展而增加，通常粘粒组分用来指示成壤强度变化。100-50 $\mu\text{m}$  粒径的颗粒则是悬浮性和分散性均较差的“附加粒组”。

从黄土粒度组成的区域分布特征看，中国马兰黄土粒度由西北向东南变细，可划分为沙黄土带、黄土带、粘黄土带，表明黄土是大气粉尘在风的作用下一系列风选的结果。

从黄土粒度组成的地层剖面分布特征看，粒度组成的变化旋回与黄土-土壤序列有着良好的对应性。表明粒度旋回实际上是沉积旋回或沉积岩性旋回，它反映了每个旋回开始时具有较快的沉积速率，堆积较粗的风尘堆积物，随后沉积速率逐渐变小，并进行风化成壤作用。从而形成旋回的前部为较粗黄土和旋回的后部为古土壤或古土壤与显著风化的黄土。因此，这种粒度旋回具有反映黄土沉积环境演变的意义，可作为确定黄土-土壤序列的一个标志。此外，在一层较厚的黄土层中仍存在粒度粗细的规则变化，可称为“粒度韵律”。“粒度韵律”显示了在一个环境大致相似的较长的沉积阶段中，生物、气候环境仍有较小的、节奏的波动。

安芷生等更进一步的研究则指出黄土粒度的变化主要是由冬季风的强度变化所控制；由此可将其作为冬季风变化的一个替代性指标<sup>[12,15-17]</sup>。特别是 >20 $\mu\text{m}$ （或 30 $\mu\text{m}$ ）的粗颗粒代表了中强程度的大气粉尘输入，不含与成壤作用有关的粘土组分，被认为是优于中值粒径的冬季风的替代性指标。

## 3 常用粒度参数 $M_d$ 、 $M_z$ 、 $\sigma_1$ 、 $SK_1$ 、 $K_g$ 与沉积环境意义

为了进一步揭示该剖面黄土堆积的搬运介质特点，需要计算各种粒度参数，借助参数来反映沉积物的物质来源、搬运介质和动力、沉积环境及其它们的变化。

常用参数值有  $M_d$  (中值粒径)、 $M_z$  (平均粒径)、 $\sigma_1$  (标准离差)、 $SK_1$  (偏度)、 $K_g$  (峰态)等。参数值的计算均采用 Folk and Ward (1957)制定的公式 (颗粒粒径用 $\Phi$ 值表示) :

$$M_d = \Phi_{50}$$

$$M_z = (\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84})/3$$

$$\sigma_1 = (\Phi_{84} - \Phi_{16})/4 + (\Phi_{95} - \Phi_5)/6.6$$

$$S_0 = (Q_3/Q_1)^{0.5}$$

$$SK_1 = (\Phi_{84} + \Phi_{16} - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{84} - \Phi_{16}) + (\Phi_{95} + \Phi_5 - 2\Phi_{50})/2(\Phi_{95} - \Phi_5)$$

$$K_g = (\Phi_{95} - \Phi_5)/2.44(\Phi_{75} - \Phi_{25})$$

沉积学的研究<sup>[94]</sup>表明, 平均粒径 ( $M_z$ ) 表示沉积物颗粒的粗细。用平均粒径作剖面粒度韵律曲线是研究沉积韵律的基础。平均粒径的平面等值线图是划分相带、追索物质来源的依据之一。

标准离差 ( $\sigma_1$ ) 用来表示沉积物粒度的分选程度, 即颗粒大小的均匀性。它与物质搬运中的动力条件以及风化成壤作用密切相关。若粒级少, 主要粒级很突出, 百分含量高, 分选就好, 标准偏差的数值小; 反之, 粒级分布范围很长, 主要粒级不突出, 甚至是两峰或多峰沉积物, 则分选就差, 标准偏差的数值大。沉积物的分选程度与沉积环境的搬运介质和自然地理条件密切相关, 物源的影响也很大。相当多的沉积区的沉积物是受多物源供应的, 不同的物源区供应的物质粒度不一样; 即或同一物源, 粒度也不一定连续。这些都是使沉积物分选变差的原因。

分选系数  $S_0$  用来表示沉积物的分选性。其中  $Q_1$  和  $Q_3$  分别表示累积曲线上累积百分量为 75% 和 25% 处的颗粒粒径。由于  $Q_3$  总是大于  $Q_1$ , 故  $S_0$  总是正值, 且大于 1。 $S_0$  愈大, 即累积曲线愈平缓, 样品的粒径相差悬殊, 分选较差。反之,  $S_0$  愈接近 1, 累积曲线接近垂直, 粒径愈集中, 分选愈好。

偏度 ( $SK_1$ ) 是用来测量频率曲线的不对称程度的。偏态与分选有密切关系, 很纯的分选很好的单峰沉积物, 频率曲线是对称的; 当有另一组或粗或细的少量加入时, 分选变差, 频率曲线变为不对称, 或为正偏态或为负偏态; 当新加入组分的含量逐渐增加, 相应地旧组分减少, 至二组分的含量相等时, 分选最差。

峰态 ( $K_g$ ) 是用来测量频率曲线两尾端的分选与曲线中央部分分选的比率, 即计算频率曲线尾部展开度与中部展开度的比例的。峰度和偏度一样, 都是用来测量沉积物频率曲线的双峰性质和反映其尾部变化的, 可用于判断沉积环境和追溯物源方向。沉积物的粒度性质主要是受物源和沉积环境两方面因素控制的。沉积物的平均粒径 (或中值), 有时甚至标准偏差都是主要受物源控制的, 沉积环

境对沉积物的粒度性质的改造，主要表现在某些原有组分的丢失或新组分的增加，即主要反映在频率曲线尾部的变化上。沉积物中出现极端的峰态（极高或极低），说明该沉积物中有某些组分已经在早先分选能力较强的沉积环境中得到了很好的分选，然后搬运到现在的沉积环境中与这里的另外组分的沉积物发生混合。

## 第二节 粒度的测量分析方法

粒度分析是采用英国 Malvern 公司生产的 Mastersizer-s 型激光粒度仪测量。测量范围 0.03-900 $\mu\text{m}$ ，相对误差小于 2%。仪器设置条件、测量步骤和方法如下：

(1) 取 0.8 g 的风干土样置于 250ml 的烧杯中，加入约 10 ml 10%的  $\text{H}_2\text{O}_2$ ，加热使其充分反应，以除去样品中的有机质；

(2) 冷却后，再加入 10 ml 10%的稀盐酸，加热使其充分反应，直至不再有气泡冒出为止，以除去碳酸盐；

(3) 给烧杯注满蒸馏水，静置 48 小时后，抽掉上部清水，重复几次直至溶液成中性，使烧杯内剩余 100 ml 左右土壤悬液；

(4) 加入 5 ml 0.05N 的  $(\text{Na}_2\text{PO}_3)_6$ ，作为分散剂；

(5) 接通激光粒度仪，调节超声波强度为 12.50 单位，加入样品，待遮光度分布在 17-20%之间，重复测量 5 次，取其平均值为最后结果。

数据结果在 MS-Excel 中进行统计分析。

## 第三节 粒度分析及其解释

### 1 禹州 YPC 沉积粒度组成

粒度数据（表 4-2）表明，该剖面黄土性质为沙质粉沙土，可称为沙质黄土。马兰黄土（ $L_1$ ）粘粒和细粉沙含量在剖面中最少，粗粉沙、细沙及大于 100 $\mu\text{m}$  的沙粒含量在剖面中最高，说明末次冰期气候干旱，沙尘暴频繁，成壤改造极弱。过渡层（ $L_t$ ）粘粒含量较马兰黄土有所增加，但其它各粒级都与马兰黄土相差不大，说明气候开始转暖。全新世古土壤（ $S_0$ ）表现为剖面中最高的细粉沙含量和粘粒含量，大于 10 $\mu\text{m}$  的各粒级含量都呈现剖面最低值，说明全新世大暖期气候暖湿，降雨量增大，生物成壤作用强烈。全新世黄土（ $L_0$ ）与马兰黄土含量变化相似，但粘粒、细粉沙较马兰黄土略高，其它粒级较马兰黄土略低，说明在这个阶段气候恶化，成壤改造作用减弱。现代代表土层（MS）变化与全新世古土壤相似，但细颗粒含量略低，粗颗粒含量略高，说明气候转暖，但幅度不及全新世大暖期。

表 4-2 禹州 YPC 全新世黄土-土壤剖面粒度分布/%

地层单元	样品数	<1 $\mu\text{m}$	1-5 $\mu\text{m}$	5-10 $\mu\text{m}$	10-50 $\mu\text{m}$	50-100 $\mu\text{m}$	>100 $\mu\text{m}$
表土层 (MS)	21	2.701	17.896	15.214	52.238	11.043	0.908
黄土层 (L <sub>0</sub> )	22	2.366	14.714	12.723	52.764	15.792	1.595
古土壤层 (S <sub>0</sub> )	31	3.067	19.134	16.055	50.258	10.503	0.983
过渡层 (L <sub>1</sub> )	20	2.135	11.601	10.303	52.106	20.418	3.436
黄土层 (L <sub>1</sub> )	24	1.884	10.596	9.123	51.247	23.909	3.200

图 4-1 是以 10 $\mu\text{m}$  为间隔的粒度分级图, 整个剖面的粒度曲线表现出明显的粒度旋回, 且变换非常频繁, 曲线峰谷交错。其中小于 2 $\mu\text{m}$ 、2-5 $\mu\text{m}$ 、5-10 $\mu\text{m}$ 、10-20 $\mu\text{m}$  的曲线具有非常明显的相似性, 表现为土壤层 (MS、S<sub>0</sub>) 含量高, 黄土层 (L<sub>1</sub>、L<sub>0</sub>) 含量较低, 过渡层 (L<sub>1</sub>) 介于前两者之间。前人研究证实小于 1 $\mu\text{m}$  的胶粒主要是成壤改造作用形成的, 土壤层 (MS、S<sub>0</sub>) 较高含量的胶粒表明形成时经历了较强的成壤改造作用。2-5 $\mu\text{m}$ 、5-10 $\mu\text{m}$ 、10-20 $\mu\text{m}$  曲线表明在土壤层 (MS、S<sub>0</sub>) 形成时, 风力较弱, 搬运的颗粒较细。大于 30 $\mu\text{m}$  各条曲线吻合程度非常好, 都表现为土壤层 (MS、S<sub>0</sub>) 含量低, 黄土层 (L<sub>1</sub>、L<sub>0</sub>) 含量高, 过渡层 (L<sub>1</sub>) 介于前两者之间, 与小于 20 $\mu\text{m}$  的各条曲线呈相反的变化趋势。说明在黄土层 (L<sub>1</sub>、L<sub>0</sub>) 形成时风力较为强劲, 搬运的颗粒偏粗, 大于 30 $\mu\text{m}$  的曲线可以作为风力强弱的代用指标, 这与黄土高原中西部以大于 30 $\mu\text{m}$  作为东亚冬季风的代用指标非常吻合。而唯独 20-30 $\mu\text{m}$  含量的变化较为特殊, 土壤层 (S<sub>0</sub>) 及其以下变化和小于 20 $\mu\text{m}$  的各条曲线相似, 最上两层的黄土层 (L<sub>0</sub>) 和现代表土层 (MS) 最高, 高于土壤层 (S<sub>0</sub>) 的含量, 而 20 $\mu\text{m}$  正是派伊<sup>[111]</sup>划分的短期悬移和长期悬移的分界线, 说明了全新世大暖期后短期悬移的增加, 这可能和人类活动的增强有关。

粘粒/粗粉沙值与磁化率 (图 3-1) 及小于 20 $\mu\text{m}$  的各条曲线呈现相似的变化趋势, 表现为土壤层 (MS、S<sub>0</sub>) 含量高, 黄土层 (L<sub>1</sub>、L<sub>0</sub>) 含量较低, 过渡层 (L<sub>1</sub>) 介于前两者之间, 它们都是对东亚夏季风的良好响应。

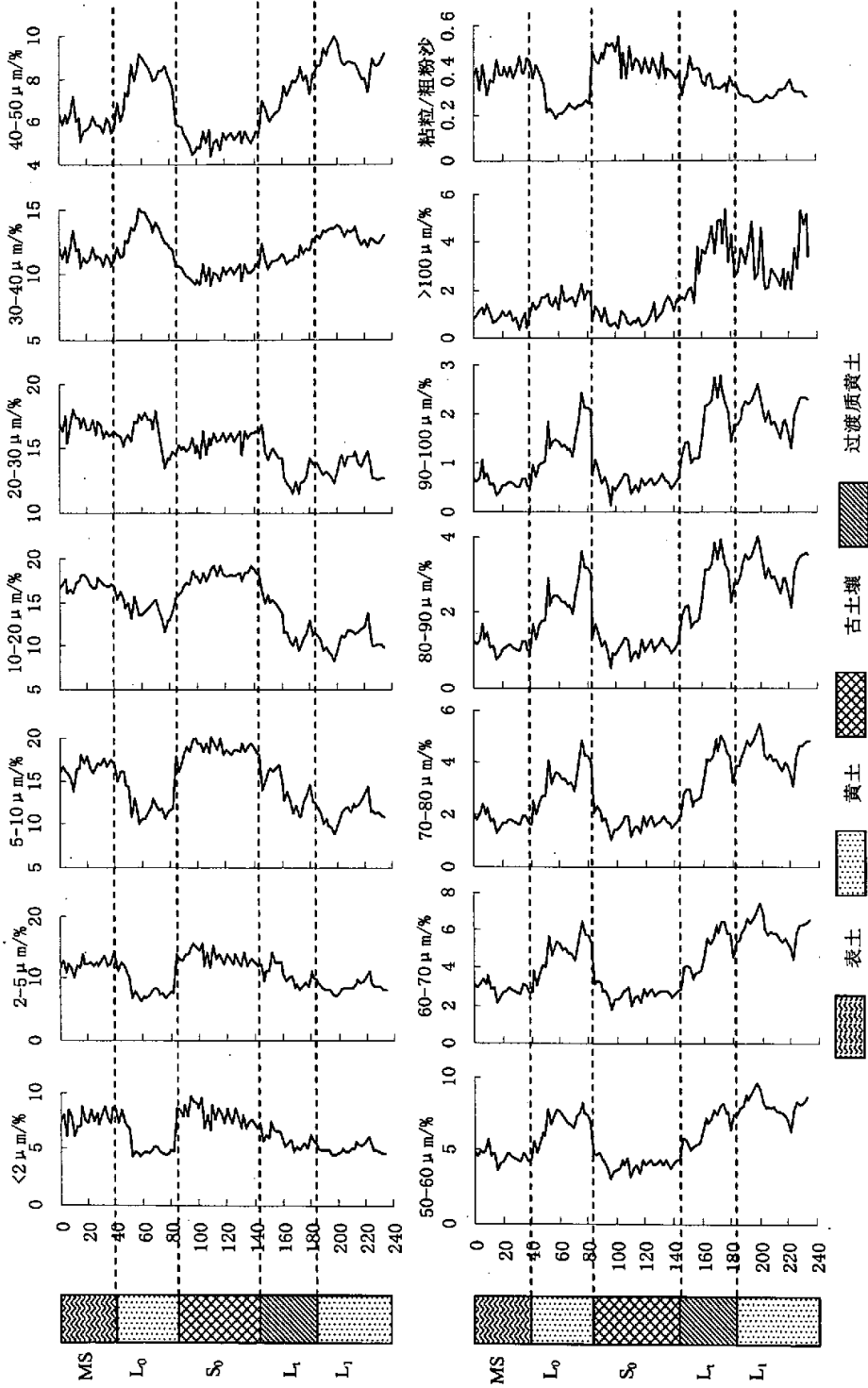


图4-1 河南禹州YPC剖面全新世地层划分、粒度分级曲线

## 2 禹州 YPC 粒度常用参数变化

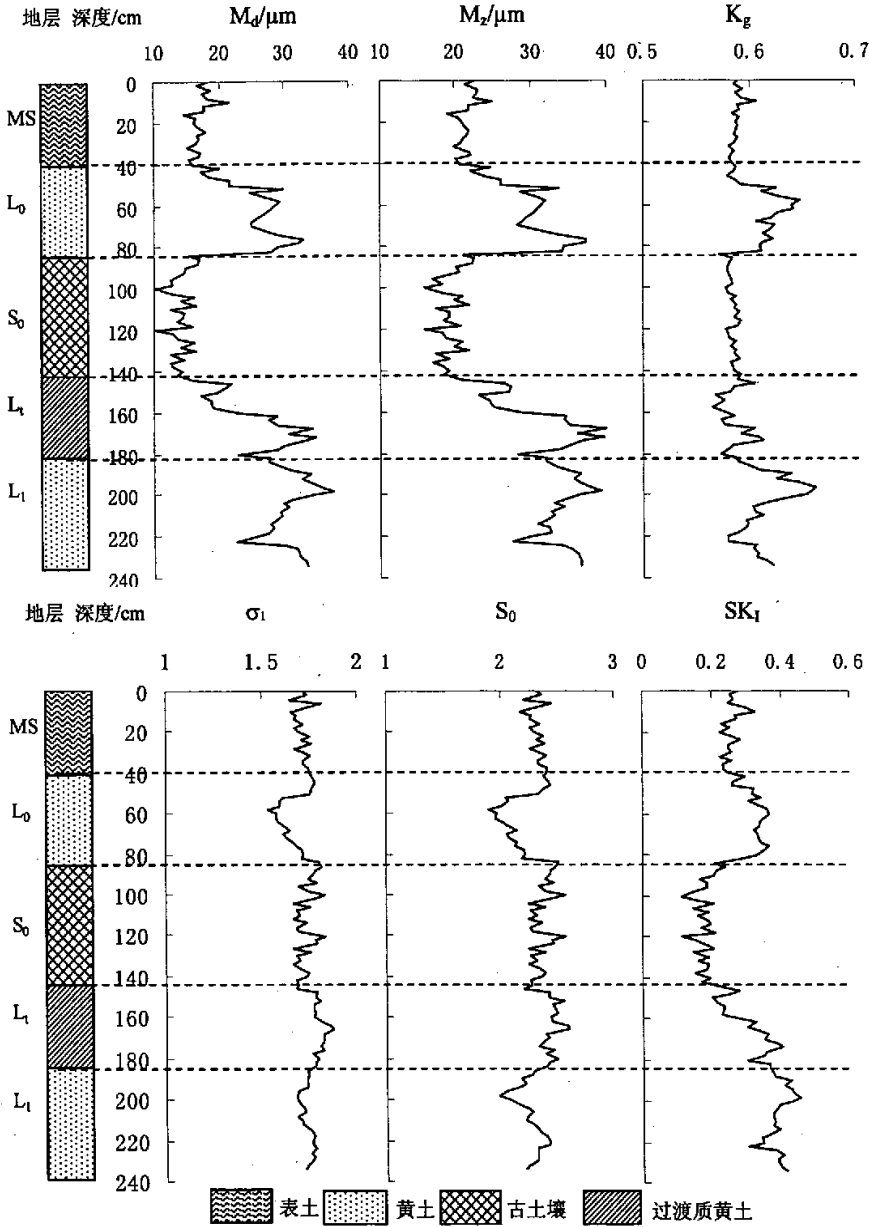


图 4-2 禹州 YPC 剖面粒度参数图

图 4-2 和表 4-3 是禹州常用粒度参数的数据，可以看出古土壤层 (S<sub>0</sub>) 的中值粒径和平均粒径较细，说明其形成时气候暖湿，降雨量增大，沙尘活动减弱，生物成壤作用强烈，经历了较强的成壤作用；中值粒径和平均粒径最粗的是马兰黄



土层，表明堆积时期气候干旱，沙尘暴频繁，成壤极弱，基本上可以作为后期成壤的本底值。过渡层黄土（L<sub>t</sub>）中值粒径和平均粒径表现为自全新世以来逐渐递减的趋势，说明气候逐渐有所转暖转湿，沙尘暴活动减弱，堆积颗粒逐渐变细。全新世黄土层（L<sub>0</sub>）中值粒径和平均粒径和马兰黄土层相似略低于后者，表明全新世大暖期后的寒冷干旱，沙尘暴盛行，风力强劲，堆积颗粒变粗。表土层（MS）的中值粒径和平均粒径也较细，但粗于大暖期的古土壤层，表明气候好转，但暖湿程度远不及全新世大暖期。

表 4-3 禹州 YPC 全新世黄土-土壤剖面粒度参数分布

粒度参数	表土层 (MS)	黄土层 (L <sub>0</sub> )	古土壤层 (S <sub>0</sub> )	过渡层 (L <sub>t</sub> )	黄土层 (L <sub>1</sub> )
样品数目	21	22	31	20	24
M <sub>d</sub> /Φ	5.873	5.337	6.145	5.266	5.017
中值粒径/μm	17.125	25.256	14.287	26.528	31.068
M <sub>z</sub> /Φ	6.137	5.648	6.312	5.624	5.453
平均粒径/μm	21.599	29.546	19.479	31.941	34.493
σ <sub>1</sub>	1.719	1.676	1.728	1.789	1.734
S <sub>0</sub>	2.335	2.190	2.363	2.426	2.257
SK <sub>1</sub>	0.258	0.318	0.180	0.314	0.391
K <sub>g</sub>	0.588	0.611	0.585	0.588	0.616

计算方法采用 Folk and Ward (1957) 制定的公式 (均为平均值)

从标准离差来看，整个剖面各个层位的分选性都差，具体来看：最小的是黄土层（L<sub>0</sub>），依次增大的是表土层（MS）、古土壤层（S<sub>0</sub>）、黄土层（L<sub>1</sub>）、过渡层（L<sub>t</sub>）。分选系数变化规律与标准离差基本相似。标准离差越大，分选系数越大，说明分选越差，而分选性和物质来源及堆积时的风力稳定性以及成壤作用强弱紧密相关。分析可以看出黄土层（L<sub>1</sub>、L<sub>0</sub>）分选较好，说明堆积时风力较为稳定，成壤很微弱，对粒度的改造作用不强。古土壤层（S<sub>0</sub>）形成时风力较弱且不稳定，成壤作用强，对粒度的改造作用很强，所以分选性较差。特别是过渡层（L<sub>t</sub>）形成时风力变化较大，故分选性最差。

从偏度来看，整个剖面所有层位的偏度都为正偏，粒度都集中在粗粒部分，具体看：最小的是古土壤层（S<sub>0</sub>），依次增大的是表土层（MS）、黄土层（L<sub>0</sub>）、黄土层（L<sub>1</sub>）、过渡层（L<sub>t</sub>）。说明从黄土层到土壤层，颗粒在向较细的方向集中。偏度变小，可能是风力减小，搬运较弱形成，但也与成壤作用的强弱密切相关，

如果以黄土层作为上覆土壤层的本底值，可以看出土壤层都经过了较强的成壤作用，偏度明显减小。

从尖度来看，所有层位的峰态都体现为宽平状，大多数为双峰态。尖度最大的是黄土层（ $L_1$ 、 $L_0$ ），土壤层（ $MS$ 、 $S_0$ ）尖度明显减小，可以看出相对于下覆黄土层来说，土壤层变得更为宽平，显示经历了较强的成壤作用。

土壤层（ $MS$ 、 $S_0$ ）偏度和尖度的减小都在一定程度上印证了成壤改造作用对粉尘堆积后分选性的改变。

## 第五章 讨论

### 第一节 淮河上游与黄土高原全新世黄土磁化率对比

表 5-1 为新郑 PLG、禹州 YPC、关中西部 JYC、陇东 XJN 四个剖面磁化率对比,从四个剖面黄土-土壤的磁化率对比中可以看出,无论是黄土层(L<sub>1</sub>、L<sub>0</sub>)还是土壤层(S<sub>0</sub>),YPC 和 PLG 的磁化率值大体相当,但都要比 XJN 和 JYC 小的多,XJN 黄土层(L<sub>1</sub>、L<sub>0</sub>)的磁化率甚至比 YPC 和 PLG 剖面古土壤层(S<sub>0</sub>)的磁化率值还要高。前人研究证明,磁化率是东南季风良好的代用指标,磁化率高,说明成壤活动强烈。根据传统的黄土分带及东南季风的风向和强度,磁化率的高低顺序应该是 PLG、YPC、JYC、XJN,但事实上的顺序是 JYC、XJN、PLG、YPC,从中可以看出 PLG 和 YPC 磁化率明显偏低。说明淮河上游的 YPC 和 PLG 剖面与 XJN 和 JYC 不属于同一风力系统。

表 5-1 PLG、YPC、JYC、XJN 黄土-古土壤磁化率对比

剖面	层位	样品个数	磁化率变化范围 /10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> .kg <sup>-1</sup>	平均值
YPC	L <sub>0</sub>	22	57.0-73.0	62.3
	S <sub>0</sub>	31	63.0-84.0	73.1
	L <sub>1</sub>	24	44.2-56.5	50.5
PLG	L <sub>0</sub>	8	51.0-93.0	68.6
	S <sub>0</sub>	42	79.0-117.0	98.3
	L <sub>1</sub>	32	40.0-53.0	45.4
JYC	L <sub>0</sub>		118.0-136.0	122.5
	S <sub>0</sub>		140.0-170.0	156.6
	L <sub>1</sub>		50.0-80.0	63.8
XJN	L <sub>0</sub>	38	175.0-198.0	184.6
	S <sub>0</sub>	55	158.0-293.0	224.6
	L <sub>1</sub>	20	112.0-160.1	132

蒋复初等<sup>[74-79]</sup>对邛山赵下峪剖面磁化率研究表明,黄土层的磁化率值多在  $30 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$  左右。弱发育古土壤磁化率峰值约  $50-60 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ , 古土壤的磁化率峰值大致变化于  $70-170 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$  之间。末次间冰期晚期冰阶以及末次冰期间冰阶古土壤的磁化率值为  $70-110 \times 10^{-8} \text{m}^3/\text{kg}$ , 明显较下部古土壤的磁化率偏低。

可以认为,  $L_2$  以上古土壤磁化率峰值相对于  $L_2$  以下的古土壤偏小, 在一定程度上是由沉积速率偏大的原因决定的。对于以风尘沉积为母质的加积型古土壤而言, 磁化率值所指示的成壤作用强度, 并不简单地反映间冰期夏季风的强弱, 而是要受到沉积速率变化的影响。邙山黄土是一种近源沙黄土, 其风尘源区就在黄河下游冲积扇的扇顶部位。邙山黄土  $L_2$  及以下的黄土—古土壤序列的厚度则与黄土高原相近, 而  $S_1$  古土壤与  $L_1$  马兰黄土的显著增厚和风尘沉积速率的突变性增大, 表明倒数第二冰期末(相当于  $L_2$  顶部), 约 150kaBP 前后, 沉积邙山黄土的沉积物来源发生了重大的变化, 其原因是此时黄河贯通三门峡东流<sup>[76]</sup>, 给风尘源区带来丰富的物质。东流的黄河携带着大量从黄土高原剥蚀下来的物质, 出三门峡后堆积形成广阔的冲积扇, 细粒物质经风扬为粉尘, 又在邙山这一特殊的构造地貌部位堆积了巨厚的晚更新世黄土。快速堆积巨厚的晚更新世黄土地层需要大量的物质, 黄河泥沙来量快速增加为其提供了丰富的物源。快速堆积降低了沉积后的气候影响下次生改造作用; 使磁化率表现为低值。禹州 YPC 剖面, 新郑 PLG 剖面与邙山赵下峪剖面的磁化率对比有着相似的磁化率值, 虽然没有采取全新世以前层位的样品, 无法进行对比, 但可以肯定的是: 沉积速率在这两个剖面对磁化率的降低起着一定的作用。

组成黄土-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 ( $S=40.79068-0.21568 \times G$ , 这里  $S$  为野外磁化率,  $G$  为大于  $20\mu\text{m}$  颗粒百分含量)。利用这一函数关系可以得到, 原始粉尘的磁化率一般低于  $50 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ , 而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。也就是说磁化率主要的决定因素是沉降堆积的颗粒大小及其堆积后的成壤作用。成壤作用的强弱主要取决于气候的温湿状况。对比四个剖面的气候温湿, 发现淮河上游的禹州 YPC 剖面、新郑 PLG 剖面的气候状况明显好于关中盆地西部 JYC 剖面、陇东 XJN 剖面, 也就是说前两者的成壤强度应该强于后两者。但经过了较强的成壤作用后禹州 YPC 剖面、新郑 PLG 剖面的磁化率还是表现为低值, 那就要从沉积时的颗粒大小来探索。

表 5-2 为禹州 YPC 剖面, 新郑 PLG 剖面, 关中盆地西部 JYC 剖面, 陇东 XJN 剖面平均粒径和中值粒径及粒度分级对比, 可以看出粒径和磁化率有相反的变化规律, 无论是平均粒径、中值粒径还是各种粒度分级, 新郑 PLG 和禹州的粒径都较粗, 远远粗于关中盆地西部 JYC 剖面, 陇东 XJN 剖面, 相应它们的磁化率也最

小。从粒径和磁化率的对比可以看出，黄土沉积粒径较粗，这在一定程度上决定了禹州 YPC 剖面，新郑 PLG 剖面较低的磁化率值。

表 5-2 YPC, PLG, JYC, XJN 粒度参数对比

剖面	地层	中值粒径/ $\mu\text{m}$	平均粒径/ $\mu\text{m}$	<1 $\mu\text{m}$	1-5 $\mu\text{m}$	5-10 $\mu\text{m}$	10-50 $\mu\text{m}$	50-100 $\mu\text{m}$	>100 $\mu\text{m}$
禹州 YPC	黄土层 ( $L_0$ )	25.3	29.5	2.4	14.7	12.7	52.8	15.8	1.6
	古土壤层 ( $S_0$ )	18.3	23.1	3.1	19.1	16.1	50.3	10.5	1.0
	马兰黄土层 ( $L_1$ )	29.0	33.3	2.1	11.6	10.3	52.1	20.4	3.4
新郑 PLG	黄土层 ( $L_0$ )	27.1	33.0	3.6	10.0	9.9	47.1	23.5	5.8
	古土壤层 ( $S_0$ )	18.6	24.0	4.8	13.8	13.2	52.8	13.1	2.4
	马兰黄土层 ( $L_1$ )	39.1	41.9	3.2	8.2	8.3	41.5	30.8	8.2
庄浪 XJN	黄土层 ( $L_0$ )	19.2	23.2	2.7	16.5	14.4	53.1	12.4	0.8
	古土壤层 ( $S_0$ )	16.4	21.1	2.9	18.6	16.2	50.8	10.7	0.7
	马兰黄土层 ( $L_1$ )	18.2	22.5	2.6	16.3	14.9	53.8	11.6	0.8
关中 盆地 西部 JYC	黄土层 ( $L_0$ )	11.4	15.0	8.4	20.3	17.4	49.2	4.7	0.0
	古土壤层 ( $S_0$ )	13.2	15.8	7.5	17.0	15.5	55.9	4.1	0.0
	马兰黄土层 ( $L_1$ )	14.4	17.6	6.4	14.1	17.1	56.5	5.9	0.0

小结：通过四个剖面磁化率的对比研究，发现 YPC 剖面 and PLG 剖面的磁化率远较关中盆地西部 JYC 和陇东 XJN 的磁化率要小，这一方面可能是由于受到较快沉积速率的影响，但更为明显的是和沉积粒径的关系，禹州 YPC 剖面和新郑 PLG 剖面的粒度远较关中盆地西部 JYC 和陇东 XJN 要粗，这在很大程度上影响了磁化率的降低。这显然与传统的粒度分带有本质的区别，说明了禹州 YPC 剖面和新郑 PLG 剖面 and 关中盆地西部 JYC 和陇东 XJN 不属于同一风力系统，它们的物质不是主要来源于西北戈壁荒漠。

## 第二节 淮河上游与黄土高原全新世黄土粒度对比

### 1 禹州 YPC, 新郑 PLG, 关中盆地西部 JYC, 庄浪 XJN 粒度参数对比

表 5-2 是禹州 YPC, 新郑 PLG, 关中盆地西部 JYC, 庄浪 XJN 四个剖面的中值粒径、平均粒径对比及粒径大小对比。从表中数据可以看出: 从新郑 PLG 剖面到禹州 YPC 剖面到庄浪 XJN 剖面到关中西部 JYC 剖面, 粒度越来越细。PLG 剖面和 YPC 剖面粒径远大于关中西部 JYC 剖面和陇东庄浪 XJN 剖面, 禹州 YPC 剖面和 新郑 PLG 剖面的古土壤的粒度比关中盆地 JYC 的黄土层的粒度还粗。

### 2 禹州 YPC, 新郑 PLG, 关中盆地西部 JYC, 庄浪 XJN 频率曲线对比

因为全新世古土壤在粉尘堆积后成壤改造作用较强, 其颗粒成分已经和堆积时的差别很大, 所以首先选取四个剖面的黄土层来进行比较, 以此来探讨淮河上游地区与黄土高原风力系统和物质来源的差异。新郑 PLG 和禹州 YPC 剖面位于淮河上游, 代表淮河上游的黄土粒度; JYC 剖面位于关中盆地西部, XJN 剖面位于陇东, 分别代表黄土高原粘黄土和典型黄土。对比四个剖面的黄土层粒度分布(见图 5-1), 可以看出:

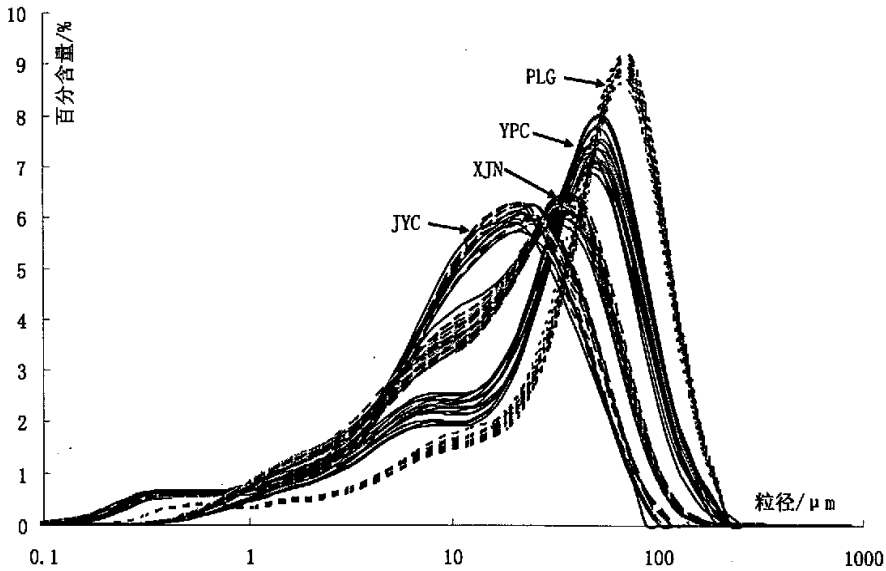


图5-1 YPC、PLG、JYC、XJN剖面黄土层粒度分布频率

(1) 在频率曲线图上, 四个剖面均显示出明显的正偏态。从 PLG 剖面到 YPC 剖面到 XJN 剖面到 JYC 剖面偏度(如图 5-2)依次减小, PLG 剖面和 YPC 剖面粒度的标准离差(如图 5-2)比 XJN 剖面和 JYC 剖面都大, 说明从 PLG 剖面

到 YPC 剖面到 XJN 剖面到 JYC 剖面的分选性越来越好。

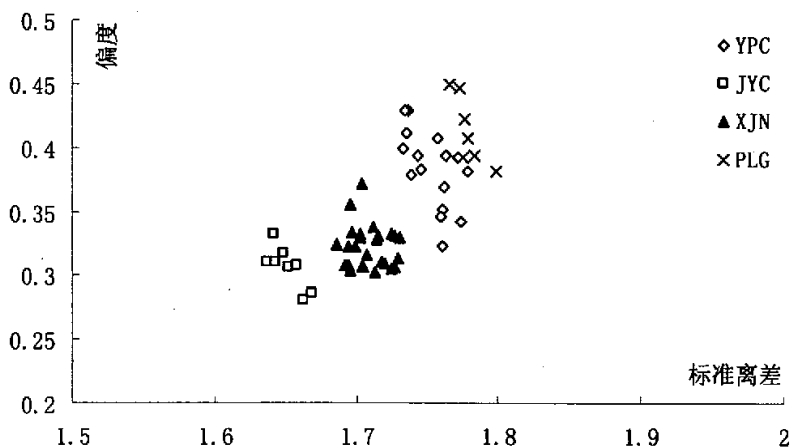


图5-2 YPC、PLG、JYC、XJN剖面标准离差-偏度图

(2) 四个剖面具有相似的粗、中、细三组分结构。所有样品都具有相似的多峰粒径分布，即由粗中细三个组分构成，表现为分布频率图上的 3 个峰。其中，粗粒组分峰型最尖锐，相对含量也最高；细粒组分含量最低，峰型最不明显；中粒组分含量居中，表现为高低峰之间的过渡峰，图中可以看出 PLG、YPC、XJN 中粒组分呈肩形过渡非常明显。

(3) 在粒度机械组成上，均以粗粉沙级粒组为主，且绝大多数样品都以小于  $75\mu\text{m}$  的悬浮颗粒为主<sup>[52,111]</sup>，空气动力学研究表明启动粉尘的最小临界摩擦速度对应的粉尘粒径大致约为  $75\mu\text{m}$ ，小于  $75\mu\text{m}$  的粉尘所需风速在地球上很难出现，这些细粒粉尘主要靠大沙粒在地面的撞击而离开地面。这表明淮河上游地区的黄土和黄土高原地区的黄土成因相同，均为风成沉积物。

(4) 四个剖面黄土层的粒径范围有明显差异。黄土粒度分布频率图表明，新郑 PLG 剖面的黄土粒度峰值分布在  $45-70\mu\text{m}$  之间，禹州 YPC 剖面的黄土粒度峰值分布在  $40-60\mu\text{m}$  之间，XJN 剖面的黄土粒度峰值分布在  $25-35\mu\text{m}$  之间，JYC 剖面黄土粒度峰值分布在  $15-25\mu\text{m}$  之间。明显看出从 PLG、YPC、XJN 到 JYC 剖面黄土粒度逐渐变细。

同时也对比了四个剖面土壤层( $S_0$ )的粒度频率曲线(如图 5-3)，可以看出：

(1) 土壤层粒度频率曲线仍然呈现正偏态，曲线左半部相对平缓，右半部相对陡峻，但陡峻程度不及黄土层，显示成壤改造作用对粒度的影响。

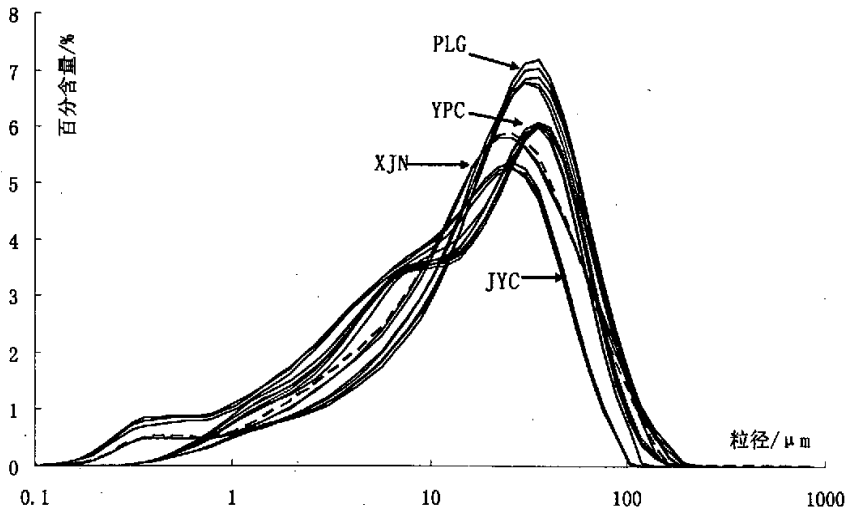


图5-3 YPC、PLG、JYC、XJN剖面土壤层粒度分布频率

(2) 土壤层仍然具有多峰粒径分布，由粗中细三个组分构成，其中，粗粒组分峰型最尖锐，相对含量也最高；细粒组分含量最低，峰型最不明显；中粒组分含量居中，表现为高低峰之间的过渡峰，图中可以看出：YPC剖面中粒组分肩部过渡步明显，说明其经过较强的成壤改造作用，成壤改造作用要强于JYC、XJN剖面。

(3) 四个剖面土壤层的粒径范围也有明显差异。由图 5-3 可以明显的看出从 PLG、YPC、XJN 到 JYC 剖面土壤层粒度有逐渐变细的趋势。虽然 PLG 和 YPC 成壤改造作用要强于 JYC、XJN，但是其粒度本底值要大于其它两个剖面，所以改造后的粒度仍然要较 JYN、XJN 粗。

(4) 比较图 5-1 和图 5-3 发现：黄土层粒度曲线尖而窄，而土壤层粒度曲线相比要宽而平缓，而且土壤层的粒度峰值要比黄土层稍细，曲线上表现为峰值向细粒方向偏移。显示经过了较强的成壤作用。而且四个剖面黄土粒径范围差异较大，土壤层差异较小，表现在图上就是四个剖面黄土层频率曲线相位差大于土壤层位的相位差。

### 3 禹州 YPC，新郑 PLG，关中盆地西部 JYC，庄浪 XJN 累积曲线对比

累积曲线用于定性分析样品的粒度特征。正态分布的频率曲线表现在累积曲线图上，为一对称的“S”形。众数愈大，S形愈陡；众数愈小，S形愈缓。频率曲线的偏态性，表现在累积曲线图上，呈不对称的S形。正偏态曲线，S形的细粒尾端长；负偏态曲线，S形的粗粒尾端长。图 5-4，5-5 为禹州 YPC，新郑 PLG，关中盆地西部 JYC，庄浪 XJN 黄土-土壤剖面黄土层和土壤层粒度累积曲线图。从



图中可以看出,从新郑 PLG 剖面到禹州 YPC 剖面到庄浪 XJN 剖面到关中西部 JYC 剖面,黄土与古土壤的累积曲线越来越陡峭, S 形的细粒尾端也越来越长。这表明从新郑 PLG 剖面到禹州 YPC 剖面到庄浪 XJN 剖面到关中西部 JYC 剖面粒度变粗,也更为正偏,说明风力越来越强劲。而且同一剖面的黄土层的曲线比古土壤层的曲线更为陡峭, S 形的细粒尾端也 longer。显示了古土壤形成时风力的减弱,成壤作用的增强,导致粒度变细。

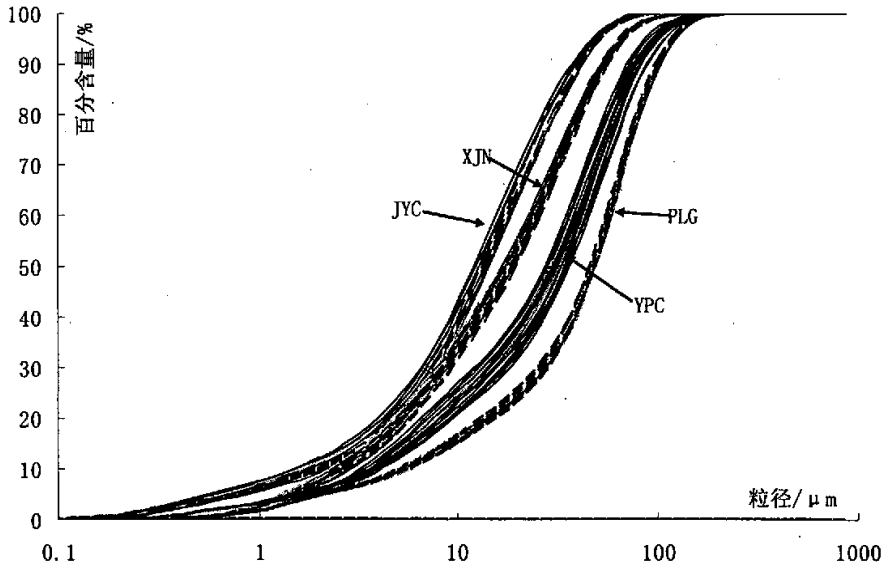


图5-4 YPC、PLG、JYC、XJN剖面黄土层粒度累积频率

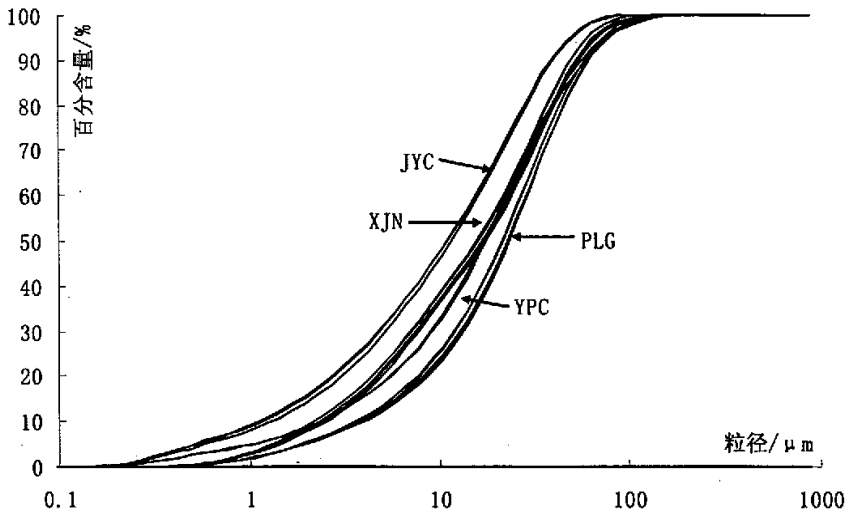


图5-5 YPC、PLG、JYC、XJN剖面土壤层粒度累积频率

#### 4 禹州 YPC, 新郑 PLG, 关中西部 JYC, 庄浪 XJN 正态概率累积曲线对比

在沉积学研究中, 广泛采用粒度分布的正态概率累积曲线来分析碎屑沉积物的形成环境, 以区分不同介质和动力条件下搬运和沉积的粒度组成。沉积物的粒度成分由于搬运方式不同可分为悬移、跃移、推移三个粗细不同的组分。每一种组分中, 粒度分布都自成对数正态分布。因此整个样品的粒度分布在正态概率累积曲线上显示为几个直线段。其中, 粗粒段反映推移组分; 中粒段反映跃移组分; 细粒段反映悬移组分。各个线段的斜率反映了相应组分的分选性。斜率愈大, 分选性愈好。两个直线段的交点称为截点。截点所对应的 $\Phi$ 值粒径分别标志了悬移组分的上限粒径与推移组分的下限粒径<sup>[102]</sup>。一个沉积样品可以由一种、二种或三种搬运方式中沉积下来的混合物构成, 因而它们的概率累积曲线可以表现为由单一的直线段或二个、三个直线段构成<sup>[104]</sup>。

刘东生的研究表明黄土粒度组成的概率累积曲线形态不同于河湖沉积物, 而与现代风尘相同。它们由单一的悬移组分组成, 因此只有一个截点, 出现在 5-6.5 $\Phi$ 之间。截点把黄土的颗粒大小分成两组:  $\Phi$ 值小于截点 $\Phi$ 值的可称为空气中易悬浮粒组,  $\Phi$ 值大于截点 $\Phi$ 值的可视为挟持粒组和次生粒组。次生黄土和黄土母质上发育的古土壤的粒度组成概率累积曲线类似于黄土<sup>[1]</sup>。

孙东怀的研究<sup>[112]</sup>表明中国黄土的粒度分布为一种非对称分布, 总体粒度由两个分布特征和成因不同的组分组成, 第一组分为分布峰度较高、分选较好的粗粒组分, 是黄土的主要组成部分。这一粒度组分代表了冬季风盛行季节里近距离低空搬运的粉尘物质, 它的粒度指示了东亚冬季风环流的强度, 它在全样中的含量可能反映了冬季风粉尘的沉积通量, 进而指示了粉尘源区和沉积区的干燥度; 第二个组分为一种峰度较低、分布平缓、分布粒度范围较大的细粒组分, 可能为一种搬运距离和搬运高度相对较大的常态粉尘物质, 代表了黄土高原原始粉尘的本底特征, 黄土中这一组分的粒度特征与北太平洋西风带粉尘较为一致, 它可能主要由高空西风气流搬运, 因此它的粒度组成可能含有北半球西风环流的某些信息。Patterson 等的研究表明, 源自土壤风蚀过程的大气粉尘粒子, 其粒度分布为 3 个呈对数正态分布粒度方式的组合, 粒度范围分别介于直径 20-200 $\mu\text{m}$  (A 方式)、2-20 $\mu\text{m}$  (B 方式) 和 0.04-1.0 $\mu\text{m}$  (C 方式) 之间<sup>[33]</sup>。张小曳等<sup>[113]</sup>在此三个粒度段上, 对陕西黑木沟黄土和古土壤样品做对数正态分布检验, 发现黄土样品的粒度分布在三种方式上 (其中 A 方式的范围为 20-100 $\mu\text{m}$ ) 均呈对数正态分布。并认为方式 A 代表较剧烈粉尘搬运过程中沉积的风成粉尘, 与尘暴搬运的大气粉尘粒子关系最密切; 方式 B 粒子可视为通常条件下存在的大气粉尘沉积物; 而方式 C 粒子代表了本底气溶胶粒子沉积物, 其中包括一些再作用过程产生的细粒子。

挑选了禹州 YPC, 新郑 PLG, 关中盆地西部 JYC, 庄浪 XJN 黄土-土壤剖面黄土层中粒度具有代表性的样品作了正态概率累积曲线图(图 5-6)。由图可以看出禹州 YPC, 新郑 PLG, 庄浪 XJN 剖面的概率累积曲线均有两个截点, 将概率累积曲线分为三个直线段。这反映了在挟持粒组中有更细的粒组存在, 应该是高空西风急流所携带的粉尘。粗粒组的截点以下直线段代表易悬浮粒组, 此组分百分含量最高, 表明其为占优势的组分, 粒径大小和 Patterson 划分的 A 方式接近, 与尘暴搬运的大气粉尘粒子密切相关; 此直线段斜率较大, 表明其分选性较好, 粒组在降落之前经过了充分的分选。粗粒组的截点以上直线段被一截点分开两段, 截点以上直线段斜率较大, 表明该组分分选性较好, 但含量最低, 不超过 5%, 是本底气溶胶粒子沉积物, 代表了西风高空急流所携带的远源粉尘; 细组分截点和粗组分截点之间的线段, 含量介于粗粒组分段和细粒组分段之间, 为通常条件下存在的大气粉尘沉积物, 斜率最小, 表明该组分分选性差。新郑 PLG 剖面的粗粒截点 $\Phi$ 值较小, 为  $4.5\Phi$  ( $44.2\mu\text{m}$ ), 且易悬浮性颗粒的含量为 60%; 禹州 YPC 剖面的粗粒截点 $\Phi$ 值稍大, 为  $4.8\Phi$  ( $35.6\mu\text{m}$ ), 其易悬浮性颗粒的含量为 50%; 庄浪 XJN 剖面的粗粒截点 $\Phi$ 值大于前两者, 为  $5\Phi$  ( $30.5\mu\text{m}$ ), 其易悬浮性颗粒的含量为 35%; 关中盆地西部 JYC 剖面的粗粒截点 $\Phi$ 值最大, 为  $5.3\Phi$  ( $26.2\mu\text{m}$ ), 其易悬浮性颗粒的含量为 20%。这表明从 PLG 剖面到 YPC 剖面到 XJN 剖面到 JYC 剖面悬移组分颗粒越来越细, 说明搬运它的风动力越来越弱, 其距离源区越来越远。四个剖面细粒截点 $\Phi$ 值相差不大, 而且含量都很小, 小于 5%, 代表了西风高

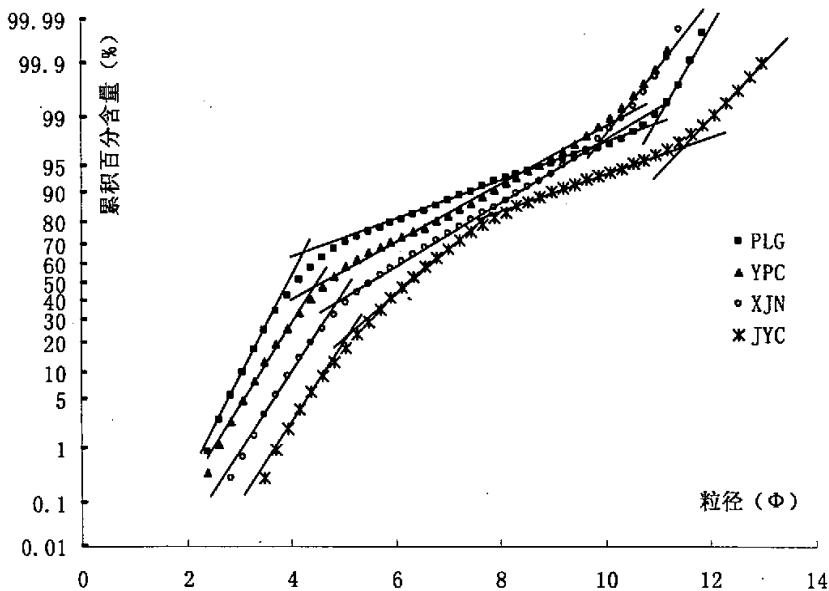


图 5-6 PLG、YPC、XJN、JYC 剖面黄土粒度正态概率累积曲线

空急流所携带的远源粉尘的粒径值。新郑 PLG 剖面中挟持粒组分含量为 39%左右；禹州 YPC 剖面中挟持粒组分含量为 45%左右，庄浪 XJN 剖面挟持粒组分含量为 60%左右；关中盆地西部 JYC 剖面挟持粒组分含量为 70%左右。从 PLG 剖面到 YPC 剖面到 XJN 剖面到 JYC 剖面挟持粒组颗粒的粒径越来越细，含量越来越高，说明其常态粉尘堆积物增多，也印证了风力的减弱。

无论是淮河上游的 PLG 剖面 and YPC 剖面，还是陇东的 XJN 剖面 and 关中盆地西部的 JYC 剖面，它们的黄土物质来源都不是唯一的，而是多源的，且具有明显不同的物质来源，属于不同的风成系统。淮河上游地区 PLG 剖面 and YPC 剖面及陇东的 XJN 剖面 and 关中盆地西部的 JYC 剖面依据搬运粉尘的风力大小可区别出易悬浮性粒组、挟持粒组和高空西风急流粒组。淮河上游地区 PLG 剖面 and YPC 剖面易悬浮性粒组颗粒较陇东的 XJN 剖面 and 关中盆地西部的 JYC 剖面为粗，含量也高，表明前者属于强风暴条件下的近源堆积物，后者则属于弱风暴条件下的远源堆积物。陇东的 XJN 剖面 and 关中盆地西部的 JYC 剖面的粒度分布与 K.Pye<sup>[114]</sup>所谓黄土“通常在 20-30 $\mu\text{m}$  之间有一突出众数”的论述基本吻合，表明它是由长期悬浮物堆积而成，其物质跟黄土高原中部黄土一样来源于西北的荒漠、戈壁，而淮河上游 PLG 剖面 and YPC 剖面的黄土则有不同于黄土高原地区的来源。它们的源区更近，风力也更为强劲。而 PLG 剖面的易悬浮粒组的含量和颗粒大小都要大于 YPC 剖面，似乎表明了 PLG 剖面距离源区更近，短期悬浮物含量增加。

小结：通过新郑 PLG、禹州 YPC、陇东 XJN 和关中盆地西部 JYC 四个剖面的粒度参数、频率曲线、累积曲线、正态概率曲线对比，发现即使经历了更为强烈的成壤作用，淮河上游地区的风成堆积物的粒度仍远较黄土高原的典型黄土和粘黄土粗，分选性也要差，说明淮河上游新郑 PLG 剖面、禹州 YPC 剖面具有更近的源区，具有更强的风动力。

### 第三节 淮河上游黄土物质来源的探讨

#### 1 黄河冲积扇和泛滥平原沉积物分布特征

黄河冲积扇（图 5-7）地跨河北、河南、山东、江苏、安徽五省，其顶点位于孟津的宁咀，宁咀以下到郑州京广铁路桥以西，因受阻于南岸的邙山和北岸的沁河冲积扇，仅 6—10km 宽，铁路桥以东，以现河道为脊轴，分别向东北、东和南东方向倾斜，呈扇形放射状展布。西北以太行山山前冲洪积扇的扇前洼地为界，西南与伏牛山山前冲洪积扇相接，南部直达淮河北岸，东部延伸至鲁西的湖洼地带，海拔在 100—40m 之间，东西长约 355km，南北宽 410km，总面积 72144km<sup>2</sup>，

为华北平原最大的河流冲积扇。

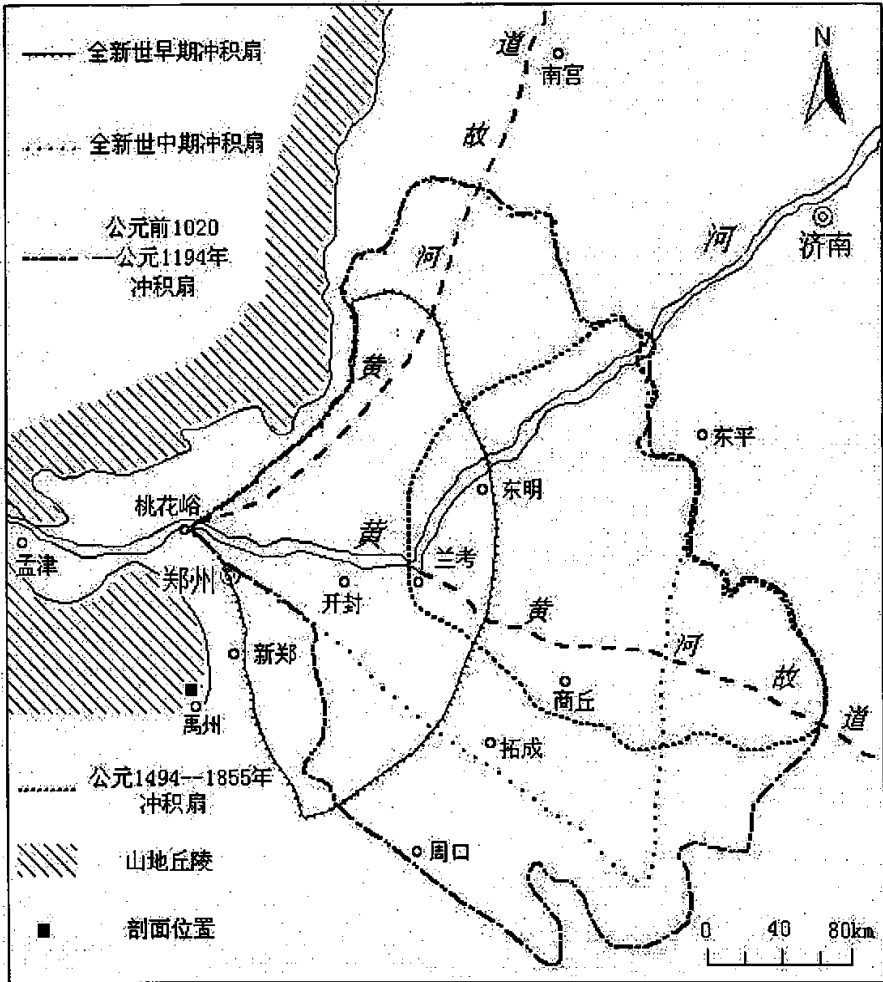


图 5-7 全新世以来黄河冲积扇发展演变图 (据陈永宗等, 1988 改绘)

图 5-8 为本区全新世沉积物等厚线图, 从图中也可以看出等厚线与黄河冲积扇有着相似的规律, 沉积中心主要沿黄河及其泛道两侧分布, 距离黄河及其古泛道越近沉积厚度越大, 反映水动力较强, 越远厚度越小, 水动力减弱, 搬运沉积能力减弱。

在郑州、新郑、长葛和尉氏之间, 出露着区内唯一的黄河早期冲积扇, 上覆固定、半固定沙丘、沙地, 其南部为南北平行排列, 高出地面 10—20m、宽 80—250m, 长数公里的梳妆岗地。主要由颗粒均匀、石英质为主的粉细沙组成, 内含蜗牛化石, 部分岗顶有一层厚几米的褐黄、褐红色具钙质条带和二元相结构的亚

粘土和亚沙土，其层位关系应该为黄河晚更新世冲积物。

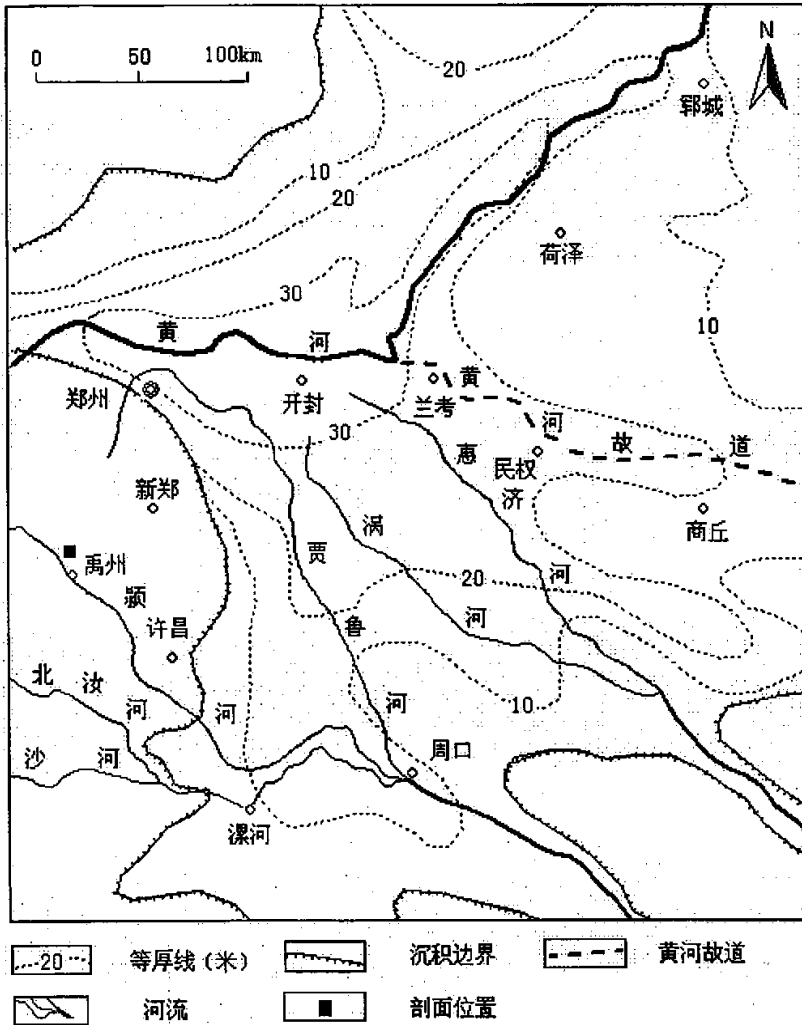


图5-8 豫东、豫北全新世沉积等厚线图 (Changxing Shi, 2005) [111]

黄河早期的冲积扇一般被后期的沉积物所覆盖，出露地表的现代冲积扇大部分为全新世中晚期所形成。黄河现代冲积扇是黄河自公元前 602 年第一次大改道以来，经历了 1500 多次决口，7 次大改道建造所成的复合体。现行河道以北（北翼），是公元 1194 年以前 3000 多年来黄河主要决口、泛滥区。公元 1194 年以后，黄河虽改道南泛、夺淮入海，但也经常北决泛滥，遗留了河道高地和洼地、沙丘沙地、决口扇和古大堤等一系列河道演变的微地貌形态。现行河道以南（南翼），是公元 1194 年河决阳武由泗入淮，至公元 1855 年铜瓦厢决口改道北流的 660 多

年间形成的(图 5-9)。公元 1194—1494 年的 300 年间,主要通过颍河、涡河等泛道。改道 5 次,决口 473 次,平均每年泛滥 1.6 次。水流不定,泛道随迁,洪水淹没辽阔,黄泛堆积极广。一般决口处水流集中,沉积厚度较大(图 5-8)。如花园口、兰考、民权、商丘等决口扇。决口扇顶部为粗颗粒,现已成沙丘、沙地;中部多为轻亚沙土及粉沙;下部一般为亚粘土及胶泥层。在横向上,主流相一般颗粒较粗,多为粉沙、轻亚沙土,沉积漫流相颗粒变细,由粉沙、轻亚沙土逐渐过渡到亚沙土、轻亚粘土,在泛流边缘多沉积亚粘土,及局部胶泥层。

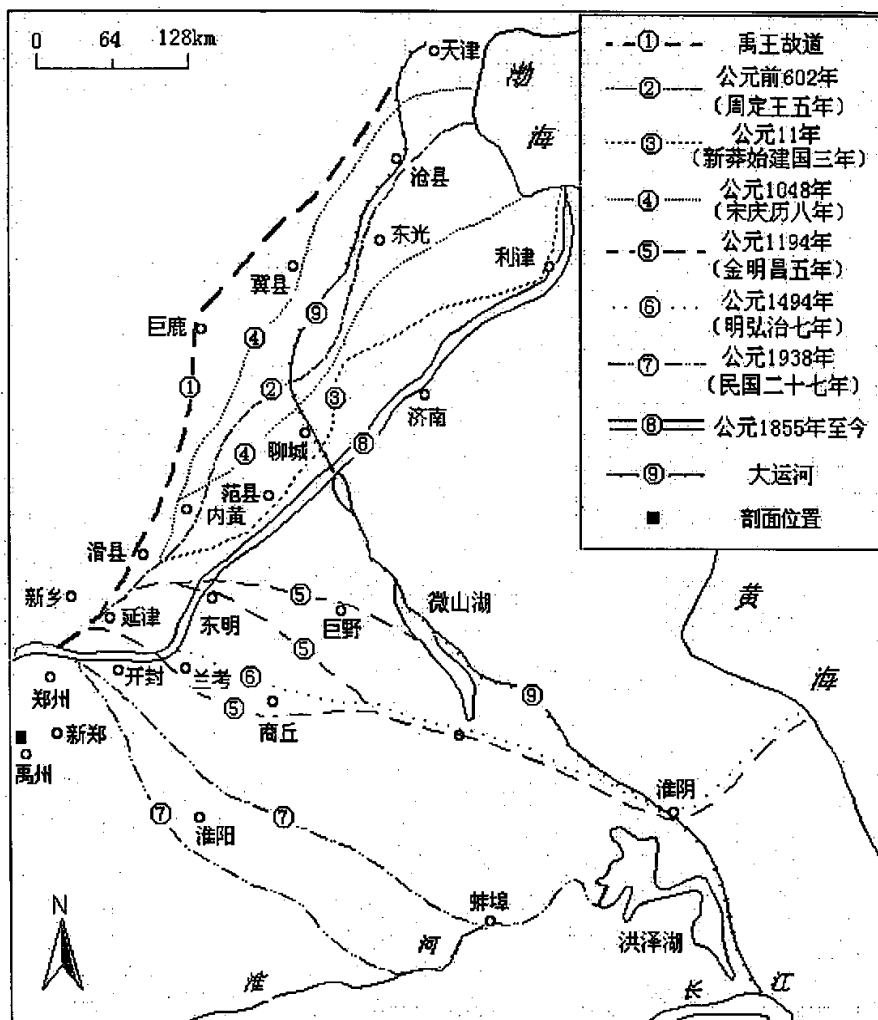


图 5-9 黄河历代河道变迁图(据徐馨等, 1994; 河南地方志委员会, 1994 改绘)

黄河每次决口都形成一个决口扇，决口扇之间为泛滥洼地，再决口时便在这一扇间洼地形成略高于老扇的新决口扇，使老扇变成了新扇之间的泛滥洼地。为此循环往复，相互叠加，则成决口扇综合体直至决口扇平原。

淮河支流颍河、北汝河、沙河等，自山前流入平原后，由于地势平坦开阔，比降变小，从上游携带大量泥沙迅速沉积，淤塞河道，河床逐年抬高，高出两岸平原成为“地上河”，因此河道频繁迁徙，发育形状不同、大小不等、坡降很小的冲积扇，扇体保留众多古河道高地、洼地、沙丘、沙地等微地貌。但由于这些河流水量小不稳定，沉积以粉细沙和中细沙为主，且含泥质较多，层理构造均较黄土冲积物为差。

黄河和淮河决口泛滥为豫东、豫北直接或间接提供了沙源。豫东、豫北沙地约有 1600 万亩 (10667.2km<sup>2</sup>)，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 (图 2-1)。此外，在周口市也有大片沙丘，主要分布在市内的沙河、颍河、贾鲁河两岸。上述沙地的特征是固定沙丘多，中小型沙丘多，沙丘排列多成垄岗状，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<sup>[82,83]</sup>。

根据地貌结构特点，黄泛时间的早晚，从成因及形态上分析，豫东、豫北沙地可划分为如下类型：

(1) 黄河古泛道冲积平缓沙地：其分布多与历史时期黄河古泛道的流向一致，沙地平缓。豫北的安阳、新乡地区，沙地多作西南-东北向延续分布，受西北风或北风作用，风沙流向东南和南方移动。豫东的开封、商丘地区，沙地多作西北-东南向呈带状分布，与豫东诸河流的流向一致，受东北风或北风作用，风沙流向西南和南方移动。

(2) 黄河古泛道波状起伏沙地：多为历史时期黄河决口泛滥的故道带，由水力冲积、风积而成，多呈波状起伏，相对高度 0.5-3m。

(3) 黄河古泛道沙丘沙垄状沙地：多分布在黄河多次泛滥的故道带，在故道平沙基础上，由强大的风力搬运堆积而成的丘状风沙地貌。沙丘沙垄带多呈东北-西南向，长达数里至十数里，高 5-20m。

(4) 黄泛切割硬岗质沙垄地：次类型多分布在京广铁路以东的新郑、中牟、尉氏等地，为豫西黄土丘陵向东蔓延的尾间，后经黄河泛滥时，洪流向南流动，



切割成条带状，下部为褐色粘土，是硬岗质沙垄，上覆沙土 1m 左右，厚度由东向西，逐渐变薄<sup>[17,18]</sup>。

许炯心<sup>[115-117]</sup>研究表明黄河泥沙来源也是多源而复杂的，主要是风力作用和水力作用。风力作用与水力作用在时间上是异相的，前者盛行于冬春季，而后者则盛行于夏季。春季和冬季中风力将粗颗粒泥沙搬运到坡面、沟道、河道(特别是河岸和河漫滩)等地貌部位，夏季中包含大量细颗粒的暴雨径流则将这部分粗泥沙继续向下搬运。主流摆动导致河岸侵蚀，使逼近河岸的风成沙丘坍塌入河中，是风成沙进入河道的重要形式。很显然，形成于黄土地区的暴雨径流构成了固体-液体两相流的液相，而风成沙所提供的粗颗粒与沙黄土及基岩风化物中的粗颗粒则悬浮于其中随水流运动，从而形成了高含沙水流。高含沙水流冲入平原后，比降迅速较低，流速减缓，沙粒沉积下来，河床被抬高，形成“地上河”，一旦“地上河”被决口，河水泛滥，会将大量的泥沙沉积到泛滥平原上。根据黄河泛滥的沉积规律，平原上的沉积物质有沙、粘、壤之分。主流处多沉积为沙质；距主流较远处，流水缓慢，多沉积成壤质；而距主流最远或洼地中，多为静水沉积的粘粒物质。例如贾鲁河（1938-1947年间黄河河南泛河床）在花园口附近河槽中以中沙、细沙为主。中牟附近河槽中以细沙、中沙为主。扶沟以南河槽中则以细沙、极细沙为主。符合于上游沉积的沙粒粗、下游沉积的沙粒较细的分选规律。就河床的断面来看，在主流线上或接近流线的地方，沉积的沙粒较粗，愈近岸边沉积的沙粒愈细。在垂直剖面上看，几乎全是沙土类和粘土类沉积物交替迭置组成，只是各地沙土类和粘土类迭置的部位不同而已，从未看到通底皆沙或通底皆粘土的现象，这是历次黄河泛滥时各处所处部位不同所致。黄河每次泛滥，水退沙留，形成了区内深厚而广泛分布的沙土类物质，现在的沙地（丘）多沿黄河古泛道呈带状分布，说明黄河泛滥所及地区，沙的来源主要是黄河泛滥结果。

## 2 中晚更新世和全新世淮河上游风积物的分布

中更新世在郑州-新郑以西山前地带，为风成黄土和土壤沉积（图2-1），但厚度和土壤层次均比西北黄土区小而少。徐馨等<sup>[81]</sup>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。在漯河-平顶山以南山前地带，也沉积厚达40-80m的棕红、棕黄相间的亚粘土，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及峰值完全相似，推断该地层应该为风积成因。因为风积速率低，在风积过程中可能夹杂部分坡洪积物，这是陆相沉积中的正常现象，但从分布体积来看，风积是主要的。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10-20m，低者3-5m。沙丘沙分选性好，交错层理比较发育。

### 3 淮河上游的风力系统和风沙流方向

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（图5-10）在587mm左右，蒸发量为1293.7mm。但在一年中各季节的变化悬殊很大，如12月至第二年4月的5个月中总降水量为84.4mm，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，尤以春季最大，因而春季也最为干旱。在此种干燥的气候条件下地表物质极为松散，加之这时植被覆盖度差，为风沙移动创造了条件。而与此同时该区风力较为强烈，平均风速约为3.5-4.5m/s（图5-11），最大风速开封达28m/s，郑州达24m/s，而且刮风日数较多，持续时间也比较长；全年大风、沙尘暴、浮沉日数，郑州年平均114.9天，开封108.1天（图5-12，5-13，5-14,5-15，5-16）<sup>[83,118]</sup>。豫东平原常年风向以东北风为主<sup>[83]</sup>（图5-17），风力强劲，因此风沙流的移动主要为西南方向，和黄土高原的风向有较大差异。

黄泛区的沉积物质，既有较粗的沙土类，又有较细的粘土类，为淮河上游的沙地沙丘及风成黄土沉积提供了丰富的多元物质。风沙流携带大量的沙土类和粘土类物质向西南方向悬移搬运、堆积在下风向的平原和山前丘陵台地上，经过成壤改造形成了较厚的黄土-土壤堆积，残留在泛滥平原上的较粗的颗粒就形成了移动或半固定、固定的沙丘、沙地。越靠近源区，风力搬运能力越强，粒度越粗，远离源区随风力的减弱粒度变细，对比新郑PLG和禹州YPC的粒度数据（表5-2，图5-1、5-2、5-3、5-4、5-5）可以看出新郑PLG的粒径比禹州YPC的要粗，分选程度要差，偏度、尖度偏大，都说明了新郑比禹州的源区要近，这也在另一方面印证了风沙流及风力搬运方向主要为西南向。对比图2-1和5-16，也可以看出沙尘暴多发区位于黄河及其故道两侧，而这些区域又都是黄河泛滥堆积形成的沙地沙丘最为广泛、深厚的地区，其物质来源最为丰富，东北风吹过扬起沙丘沙地的沙粒给下风向区域带来较多的沙尘天气和极为丰富的风力沉积物质。

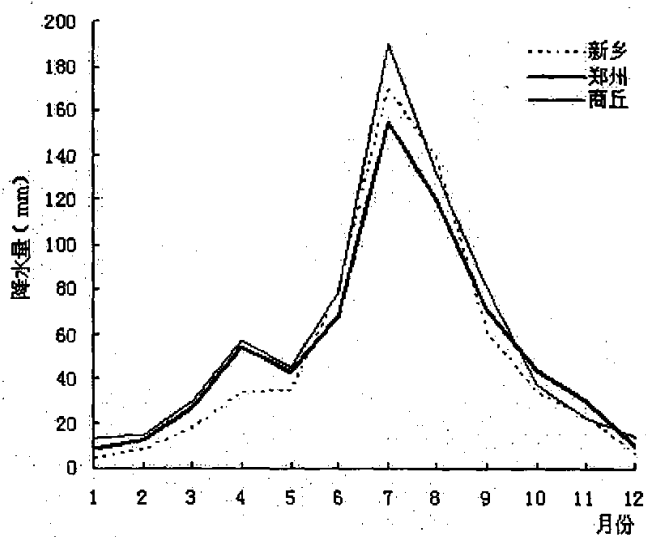


图 5-10 豫东和豫北逐月降水量比较

(据河南地方史志编纂委员会, 1994 年数据绘制)

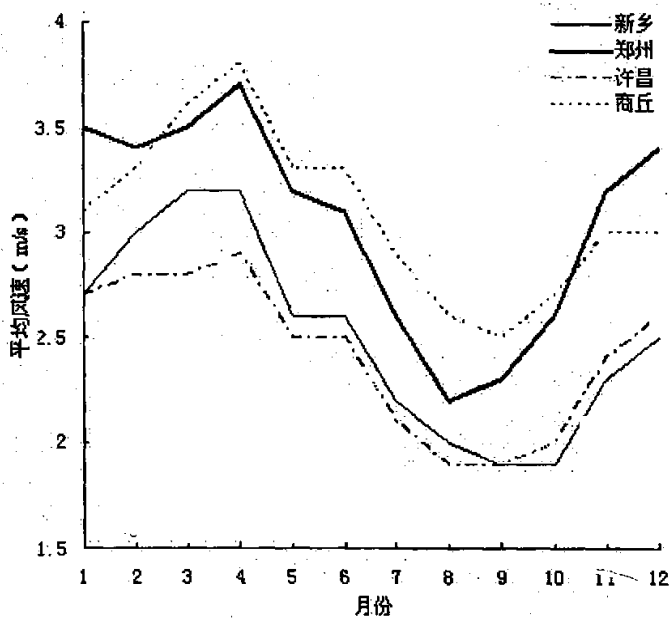


图 5-11 豫东和豫北逐月平均风速比较图

(据河南地方史志编纂委员会, 1994 年数据绘制)

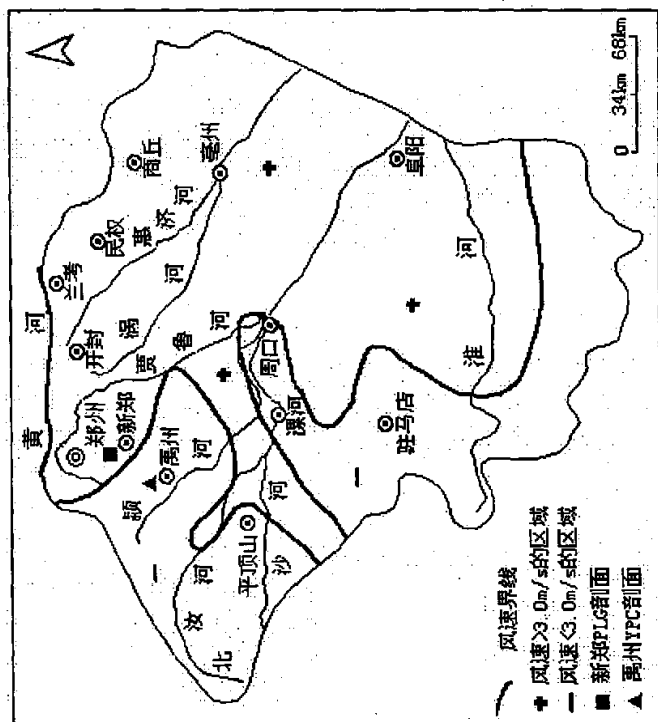


图 5-12 中原东部年平均风速界限图  
(据徐馨等, 1994 改绘)

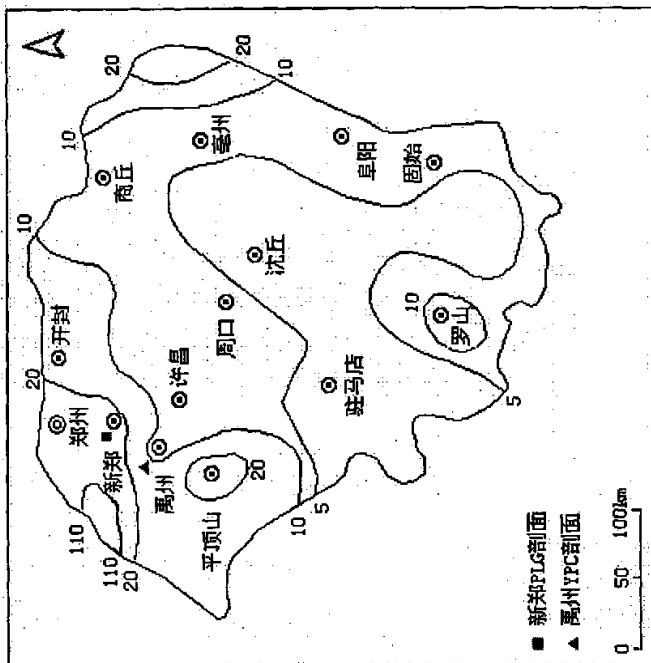


图 5-13 中原东部年平均大风 (瞬时风速大于  $17\text{m/s}$ , 相当于风力 8 级) 出现日数图 (d/a)  
(据徐馨等, 1994 改绘)

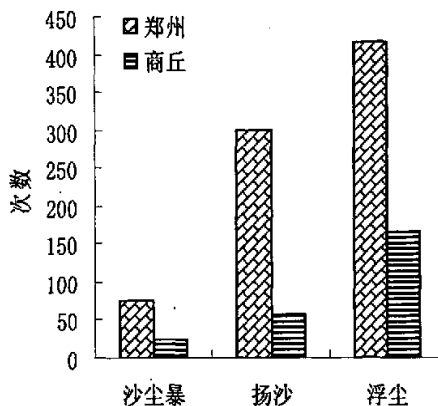


图 5-14 豫东平原 1960 年代沙尘暴、扬沙、浮尘天气发生次数图  
(据付光轩等, 2002 数据所绘)

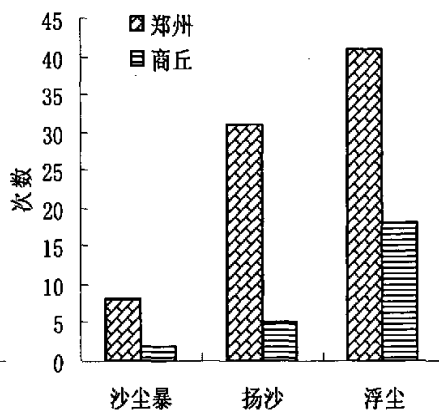


图 5-15 豫东平原 1960 年代年平均沙尘暴、扬沙、浮尘天气发生次数图  
(据付光轩等, 2002 数据所绘)

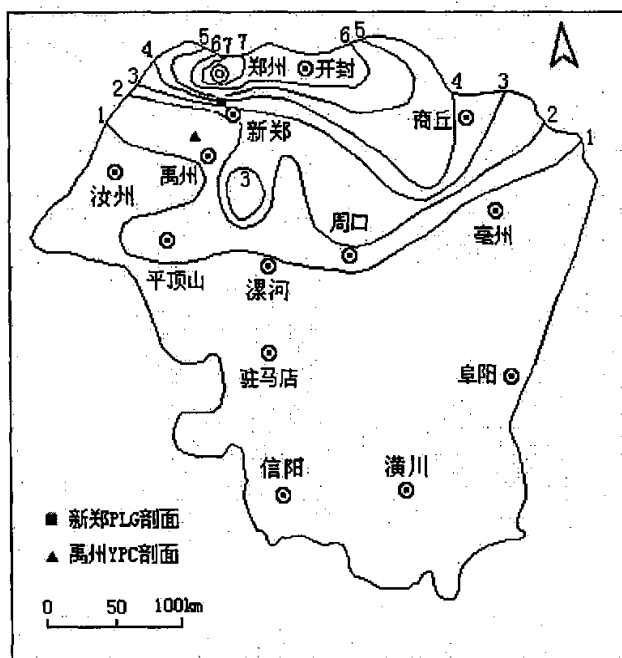


图 5-16 中原东部年平均沙尘暴出现日数图 (d/a)  
(据徐馨等, 1994 改绘)

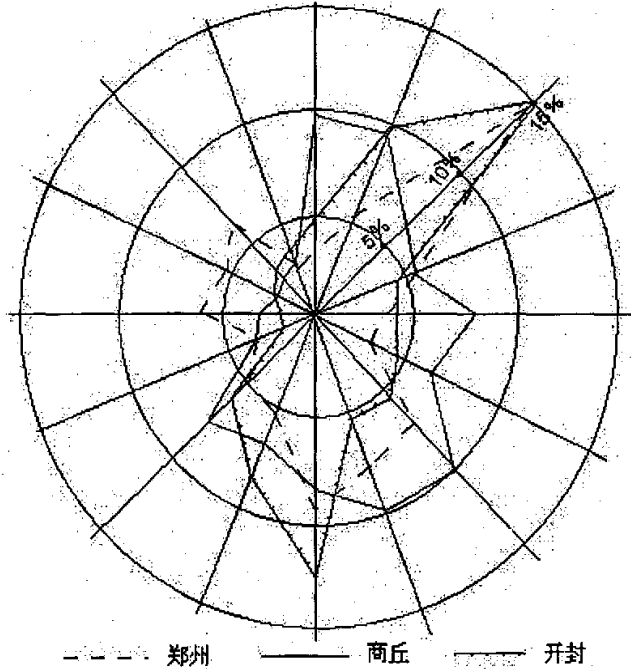


图 5-17 河南郑州、商丘、开封风向频率图<sup>[82]</sup>

#### 4 黄泛区沉积物与淮河上游风成黄土的粒度对比

根据拜格诺<sup>[119]</sup>等人的研究,依风力、颗粒大小和质量不同,风沙运动有悬移、跃移和表层蠕移三种形式。而派伊<sup>[114]</sup>则认为悬移运动也可分为短期悬移(粒径为 $20-70\mu\text{m}$ )和长期悬移(粒径为 $<20\mu\text{m}$ )两种。凡是粒径在 $500-2000\mu\text{m}$ 的沙粒,一般都属于表层蠕移的范畴,粒径在 $70-500\mu\text{m}$ 的沙粒主要以跃移的形式运动,而粒径为 $100-150\mu\text{m}$ 的沙粒最易以跃移的形式运动,在沙质地表上进行实测的结果证明,90%以上的跃移质都是在地表附近 $30\text{cm}$ 的范围内运动。一般来说,沙粒因为太大不能真正悬移。但是,最小沙粒( $d<100\mu\text{m}$ )的运动,在大风中可能接近悬移状态。这是因为气流的向上脉动分速,可能延缓了它的下降,使之在空中停留的时间较长,并且在它碰到地面以前走得更远。只有粒径小于 $50\mu\text{m}$ 的粉沙和粘土颗粒,由于它们的体积很小、质量轻微,在空气中的自由沉速很小,一旦被风扬起,就不易沉落,可能被风悬移很长距离。冯·卡曼曾经估算过较细的沙土颗粒自地表面外移以后,在空气中持续的时间及所能达到的距离,得出粒径为 $100\mu\text{m}$ 的沙土颗粒在风力吹扬下(平均风速 $15\text{m/s}$ )在空中悬浮的持续时间为 $0.83-8.3\text{h}$ ,搬运的最大距离为 $45-450\text{km}$ ,上扬的最大高度为 $78-775\text{m}$ 。楚厄和派伊也计算过中性大气里中等风暴(平均风速 $15\text{m/s}$ )条件下,不同粒径的粉尘可能搬运的最

大距离,认为中等风暴时,大于 $20\mu\text{m}$ 的颗粒不大可能搬运到离源区 $30\text{ km}$ 以外的地方,而 $<10\mu\text{m}$ 的颗粒则可能被搬运到数千公里之遥<sup>[107]</sup>。

根据马程远<sup>[83]</sup>的研究,在豫东、豫北平原区用手持风速仪实测,结果是距沙表 $5\text{ cm}$ 处,风速为 $3.5\text{--}4\text{ m/s}$ 时开始起沙,沙粒沿地表滚动;风速达 $5\text{ m/s}$ 时即严重起沙,沙即离开地面作跳跃式移动;达到 $7\text{ m/s}$ 时即普遍起沙,形成风沙流,沙粒飞扬高达 $1\text{ m}$ 。一般情况下,当地表风速达到 $3\text{ m/s}$ 时,粉沙粒( $50\text{--}5\mu\text{m}$ )即可被吹离地面,在 $100\text{ km}$ 之内的距离内沉降下来,形成黄土。豫东豫北平原区平均风速约为 $3.5\text{--}4.5\text{ m/s}$ ,在风力作用下,泛滥平原上较细的颗粒被风吹扬以悬移为主要方式向西南方向搬运,随风力减弱,颗粒呈现一定的分选性,距离源区越近的新郑 PLG 沉积颗粒较粗,较远的禹州 YPC 沉积颗粒较细,而以跃移或表层蠕动形式搬运方式的颗粒则体现为沙丘的移动。同为风成堆积物,平原上的沙物质与位于其下风向的新郑黄土和禹州黄土在粒度组成上有明显的区别,但又有继承关系。

表 5-4 为黄河泥沙和开封到新郑到禹州沿东北-西南主风向上风沙土与黄土粒度机械组成。从表中可以看出从豫东豫北沙区到豫西山地东麓新郑黄土区到更西南的禹州黄土沉积沿东北-西南走向粒度由粗变细,从而得出豫东沙地和新郑黄土及禹州黄土属于同一风力系统,有共同的物质来源。它们的来源就是黄河多次迁徙、泛滥、决口淤积在平原区的泥沙和粘壤质,其本质仍然是黄土高原地区风力和水力侵蚀的产物,经过黄河泛滥沉积后再经风力再次搬运、堆积形成的次生风积物。在风力搬运过程中,依据粒度的粗细不同进行分选沉积,粒度较粗的沙级组分在原地堆积,形成沙地、沙丘风沙土;而粒度较细的粉沙级组分及粘壤质组分在 $20\text{--}150\text{ km}$ 之外的西南部下风方向堆积形成沙质黄土,其形成的机理与西北地区在沙漠外围形成的沙黄土相同。

小结:通过分析黄河冲积扇及泛滥平原范围及其变化,豫东、豫北全新世沉积厚度,豫东山地丘陵区的风积物分布,及其豫东平原风速、降水量、沙尘暴等数据,并对比黄河泛滥平原、禹州 YPC 和新郑 PLG 的粒度特征,认为黄河泛滥为豫东、豫北沙地及其豫东风成黄土提供了物质来源,其风力系统主要是东北风,风沙流方向为西南向,自东北向西南依次分布沙地沙丘及风成黄土,随风力减弱,粒度越来越细,分选越来越好。其本质仍然是黄土高原地区风力和水力侵蚀的产物,经过黄河泛滥沉积后再经风力再次搬运、堆积形成的次生风积物。

表 5-3 黄河泥沙和开封到新郑到禹州沿东北-西南主风向上风沙土与黄土粒度机械组成  
(部分数据来自中国科学院黄土高原综合科学考察队, 1990; 管述奎等, 1964)

地点	粒径 ( $\mu\text{m}$ ) 百分比/%								
	>250	250-100	<100	100-50	50--10	<10	10--5	5--2	<2
开封北柳园村风沙土	4.3	89.4	6.3						
郑州东北小营村风沙土	12.1	80.2	7.7						
开封杏花营南沙堂村风沙土	22.2	56.4	21.4						
尉氏南五里岗沙黄土	0	12.3	87.7						
郑州十八里河 $S_0$ 中部沙黄土	0.1	13.4	86.5	19.1	41.5	25.9			
新郑东北八千镇沙黄土	0	9.4	90.6						
新郑 PLG 全新世黄土 ( $L_0$ )	0	5.8	94.2	23.5	47.1	23.6	9.9	5.6	8.1
新郑 PLG 古土壤 ( $S_0$ )	0	2.4	97.6	13.1	52.8	31.7	13.3	10.8	7.6
新郑 PLG 马兰黄土 ( $L_1$ )	0	8.2	91.8	30.8	41.5	19.6	8.3	6	5.3
禹州 YPC 全新世黄土 ( $L_0$ )	0	1.6	98.4	15.7	52.6	30.1	15.6	8.8	5.7
禹州 YPC 古土壤 ( $S_0$ )	0	1	99	10.5	50.3	38.2	17	13.3	7.9
禹州马兰黄土 ( $L_1$ )	0	3.2	96.8	23.9	51.2	21.6	7.9	8.7	5

#### 第四节 禹州 YPC 剖面沉积速率的分析

##### 1 黄河决溢泛滥对沉积速率的可能影响

研究剖面年代较新, 土层较浅, 因此计算沉积速率时忽略土层含水量及压实作用的影响, 定年主要依据地层对比, 具体见第二章第三节。禹州 YPC 剖面过渡层 ( $L_1$ ) 沉积厚度为 40cm, 沉积速率为 0.13mm/a; 古土壤层 ( $S_0$ ) 沉积厚度为 60cm, 沉积速率为 0.11mm/a; 全新世黄土层 ( $L_0$ ) 沉积厚度为 46cm, 沉积速率为 0.28mm/a; 现代代表土层 (MS) 沉积厚度为 40cm, 沉积速率为 0.27mm/a。可以看出, 全新世



黄土层 ( $L_0$ ) 和现代表土层 (MS) 沉积速率发生较大的跳跃, 是过渡层 ( $L_1$ ) 和古土壤层 ( $S_0$ ) 的两倍还多。

丁仲礼<sup>[121]</sup>等研究表明, 黄土层和土壤层在粒度上的差别可能主要受控于两个因素, 一为粉尘源区范围的变化, 另一为搬运黄土颗粒的冬季风强度的变化。以此类推沉积速率主要受控因素可能主要是搬运黄土颗粒的风力强弱及其粉尘源区的范围变化, 同时应该考虑粉尘源区的稳定程度对沉积速率的影响, 粉尘源区长时间稳定存在, 在相同的风力条件下, 其高频率的搬运沉积必然导致较快的沉积速率。大于  $30\mu\text{m}$  的颗粒含量可以作为搬运风力强弱的代用指标, 对比其与沉积速率 (图 5-18), 沉积速率最大的是全新世黄土层 ( $L_0$ ), 而其风力也最为强劲; 沉积速率最小的是古土壤层 ( $S_0$ ), 而其对应的风速也是最小的; 过渡层风力逐渐减小, 平均沉积速率也较低; 表土层 (MS) 风力不是很强劲, 略强于古土壤层 ( $S_0$ ), 但弱于过渡层, 其沉积速率应该较古土壤层略高, 和过渡层相似, 但实际上其沉积速率是古土壤层和过渡层的两倍还多, 其突然加快的原因推测可能是受控于以下两个因素: 一是由于粉尘源区的扩大, 二是由于粉尘源区长时间内稳定存在。

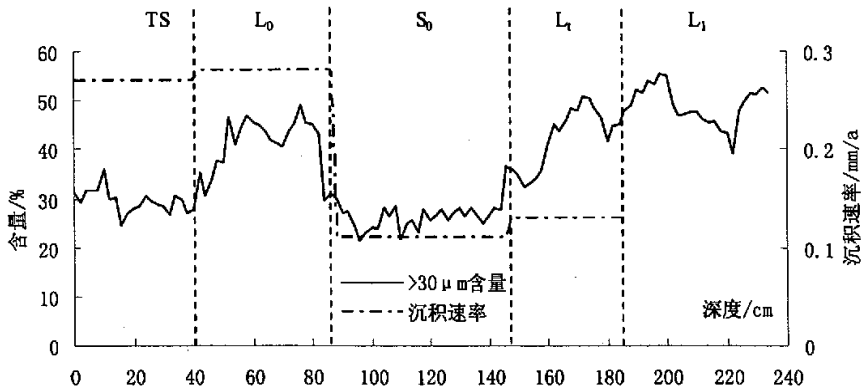


图 5-18 大于  $30\mu\text{m}$  含量及沉积速率对比图

图 5-19 是公元 300 年以来我国历史记载的雨土频率图, 近千年来雨土频发时期大约有 5 个, 即 1060-1090 年、1160-1270 年、1470-1560 年、1610-1700 年、1820-1890 年, 每个频发时期大约为 90 年左右<sup>[122]</sup>。从图中也可以看出公元 500 年以后雨土频数明显增加, 多次出现的雨土必然给下风向区域带来更多的粉尘通量, 下风向的黄土-土壤堆积必然具有较高的沉积速率, 这和表土层 (MS) 沉积速率的加快是非常吻合的。雨土频数的增加可能是由于搬运风力的变强, 也可能是粉尘

源区范围及其稳定程度的变化。粒度数据并未显示风力较大的变化，因此雨土频数的增加主要是粉尘源区范围变化及其稳定程度导致的。

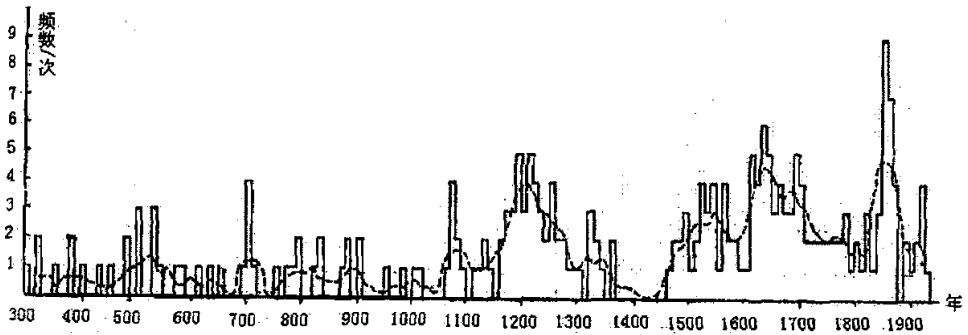


图 5-19 公元 300 年以来我国雨土频率图（虚线为 50 年滑动平均）（据张德二，1984）<sup>[122]</sup>

前面已经阐明了本区风力沉积黄土-土壤的物质主要来源于黄河泛滥沉积，那就有必要去分析黄河决溢泛滥对雨土频数增加的影响。贾杰华研究<sup>[123]</sup>指出中更新世后期，黄河逾越三门湖进入华北湖，揭开了黄河冲积扇的发育进程。该期冲积扇在郑州以西形成黄河古阶地，郑州以东被晚更新世地层所埋藏。晚更新世是黄河冲积扇形成的鼎盛时期，晚更新世气候干冷，引起海平面下降和侵蚀基准面降低，山前地带发生强烈下切作用，平原周边各河流向源侵蚀加剧，黄河冲积扇进入地质作用的加积阶段，扇区轴部和上部广泛沉积了厚度较大的沙层。全新世时期黄河冲积扇的发育受自然因素和人类活动的双重影响，黄河多次大规模迁徙改道（图5-9），泥沙淤积，扇面抬高，遗留下古河道高地和现今“悬河”等地貌景观。从图5-7和5-8中也可以看出全新世以来冲积扇范围不断扩大，后期黄河决溢泛滥物质叠覆在前期沉积物质上，沉积厚度不断增加。

图5-20是历史时期黄河决溢频率图，从图中可以看出河决的几个明显集中时期即公元纪年附近、8世纪、10-11世纪、14-19世纪等<sup>[124]</sup>。特别是唐代以后河决频率增加，其中五代、元、明、清代都是河决的高频时期。黄河每次决溢都会形成大范围的黄泛堆积，这不仅扩大了粉尘源区的范围，也提供了更多更新的可供风力搬运的粉尘物质。在相同的风力强度下，较大的粉尘源区，存在时段长而稳定的粉尘源区不会增大风力沉积的粒度，但完全有可能因为频繁的搬运使沉积速率增加。对比图5-19和图5-20也可以看出公元1000年以来黄河决溢频数的大幅度增加，雨土频数也大幅度增加，雨土频数相对于黄河决溢来说有一定的滞后，这可能说明了黄河决溢形成的堆积物为后期的风力提供了更多更广的搬运物质，后期的雨土频数肯定会增加，也为风成黄土-土壤的沉积加速提供了物质来源。

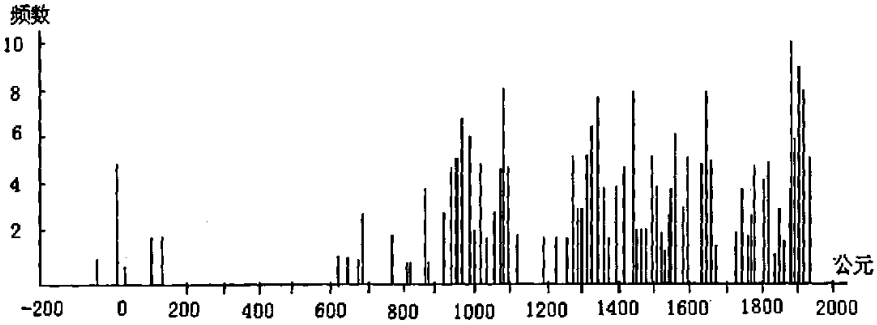


图 5-20 历史时期河决频率图<sup>[124]</sup>

## 2 黄河决溢泛滥及其主要影响因素

气候变化是环境变化之源，气候变化势必影响黄河决溢变化。竺可桢先生根据历史记载、物候资料等恢复了我国近 5000 年来的气温变化（图 5-21），王英杰对历史上黄河下游 26 次大改道发生的年份在中国气候冷暖分期中进行了比较，发现黄河下游较大的改道都发生在气候的冷暖转折时期和较冷的时期。许炯心<sup>[125,126]</sup>等利用树木年轮资料进一步研究气温对黄河下游决溢频率的影响，发现高温时期中黄河下游决溢频率降低，低温时期中则增高，这与王英杰等所指出的冷期中黄河容易决口是一致的。对比图 5-20 和图 5-21，也可以看出冷期黄河决溢较为频繁，暖期则要少一些。明显看出 1400-1900 年黄河决溢频率明显升高，且持续时间较长，而这一时期主要处于“小冰期”中。

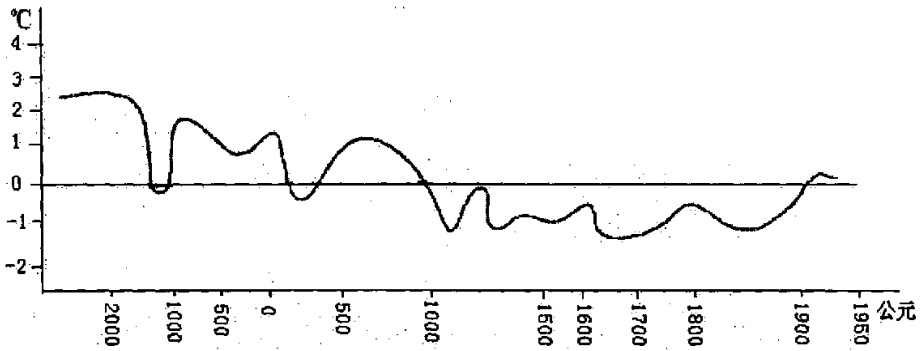


图 5-21 中国历史时期气温变化曲线（据竺可桢，1973）

施少华先生根据中原地区旱涝灾害类型组合计算出中原地区 2200 余年的逐年降水量变化序列（图 5-22）<sup>[124]</sup>，与图 5-20 比较可以发现，黄河决溢的相对集中期，

如公元纪年附近，8 世纪及公元 10-11 世纪都是处于中原地区气候湿润时期。降水的增加使得黄河决溢次数增加，而在气候相对寒冷干燥的公元 3-6 世纪，黄河几乎很少决溢，说明极为干旱的气候，不利于黄土高原的泥沙带入黄河。14-19 世纪气候寒冷，旱涝频繁，而黄河决溢频率大大增加。大水年频次越高，黄河决溢频率越高，这是显而易见的，对于较高的大旱年频次也出现较高的决溢频率，许炯心<sup>[125,126]</sup>研究认为大旱频发时期，入黄径流量减少，黄河下游河道滩涂的机遇也减少，河槽中淤积较快，而滩地不会同步淤高，因而主槽宽度减小，滩槽高差也减小，河床发生萎缩，导致行洪能力减小，同流量下水位抬高幅度增大，如堤防养护和防守不力，则会发生决溢，因而出现“小水大灾”的现象。

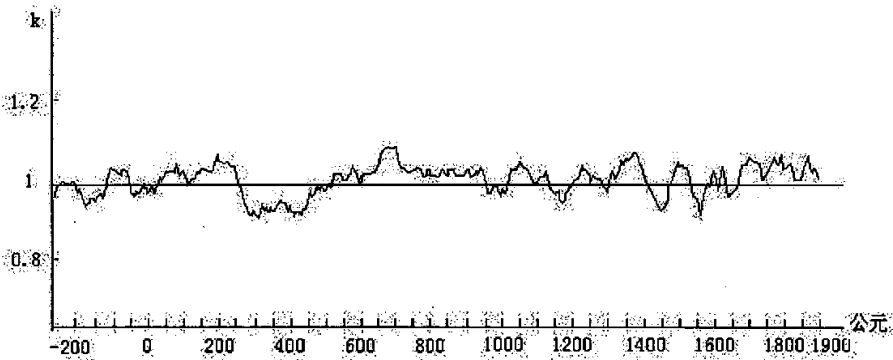


图 5-22 中原地区历史时期降水变率，60 年滑动平均曲线（据施少华，1994）<sup>[124]</sup>

统计黄河下游决溢频率点绘于图 5-23，以陕西省历史记载的大旱和大水年来计算中游地区湿润指数一并点绘于图 5-23，对比发现公元 10 世纪以前中游降水的增加，但黄河决溢的频率较小，远远小于公元 10 世纪以后的决溢频率，推断这应该归功于湿润条件下植被发育较好，土壤侵蚀和水土流失较小，因故下游河道泥沙淤积减少，决溢频率减小。

10-16 世纪，黄河决溢频率和湿润指数呈现很好的相关性，湿润指数增加，黄河决溢频率增加，这可能与植被的破坏有关。研究表明，唐宋时期是黄土高原植被破坏的转折时期，人口增加（图 5-24），耕地面积增加（图 5-25），建筑和薪樵砍伐了大量的树木，开垦坡地，农业民族逐渐向北推移，使植被与生态环境的破坏发生了根本性的变化，对比图 5-23、图 5-24 及图 5-25，可以发现耕地面积变化和人口变化呈现很好的正相关，而人口和耕地面积的峰值都对应着黄河决溢的高频时期，因此人类活动对自然环境的破坏是入黄泥沙增加，黄河决溢频发的主要原因之一。许炯心<sup>[127]</sup>等采用沉积学方法提取沉积速率的记录，利用历史文献研究的方法提取气候与人类活动变化的信息，对黄河下游 2300 年以来的沉积速率的变化及其与气候、植被及人类活动的关系进行了研究，揭示了黄河流域地貌系统

对气候变化及人类活动所导致的土地覆被、土地利用方式变化的响应过程。研究表明，黄河流域地貌系统中的下游沉积带对于中游侵蚀带的响应是灵敏的，流域植被和土地利用方式的变化，是导致下游河道沉积加速的主导因素；这种变化主要取决于人类活动，唐宋时期黄河中游多沙粗沙区已经形成，入黄泥沙已有大幅度增加，使得黄河下游河床淤积速率和决溢频率都大大增加。

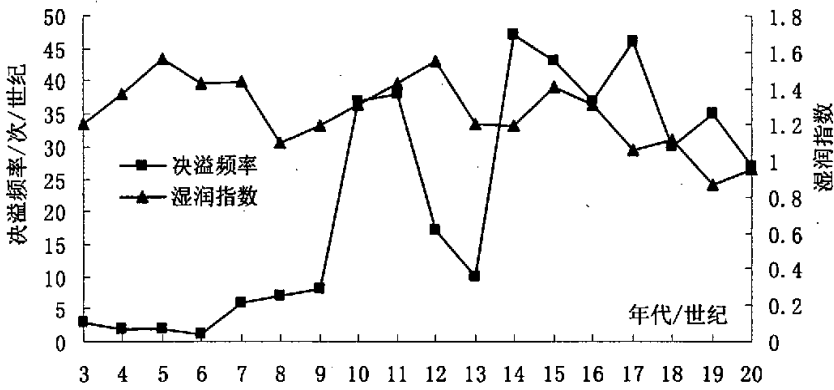


图 5-23 黄河下游河道决溢频率与中游地区湿润指数随时间的变化 (据许炯心, 2001)  
 $\text{湿润指数} = (\text{水灾年} * 2) / (\text{水灾年} + \text{旱灾年})$  [125,126]

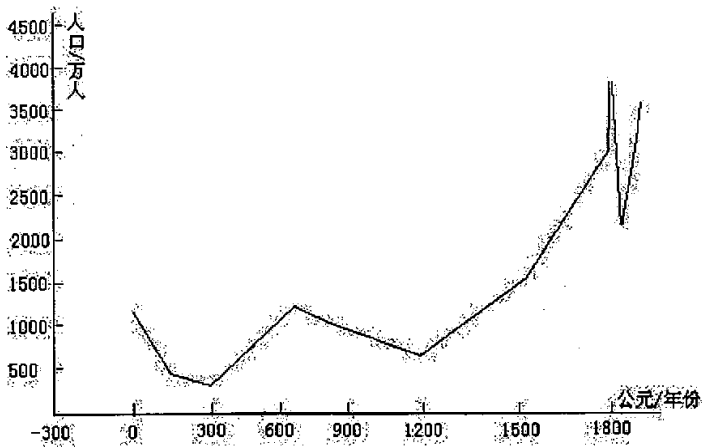


图 5-24 黄河中游人口变化曲线 (据许炯心, 2001) [125,126]

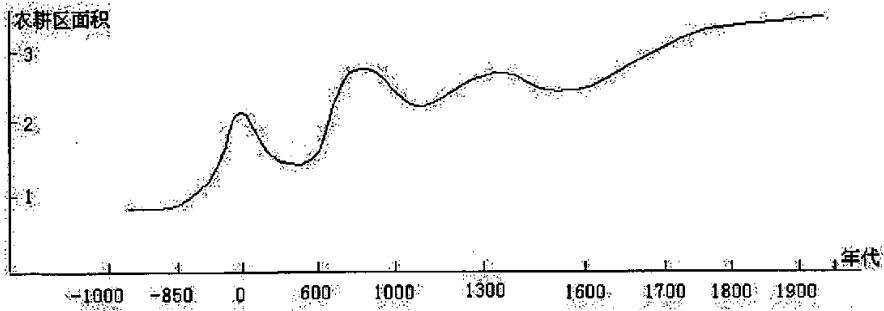


图 5-25 黄河中游耕地面积变化曲线  
(以春秋战国作为基准进行计算) (据许炯心, 2001) [125,126]

16 世纪以后决溢频率较高, 而湿润指数较低且变化较大, 两者相关性不好, 在大旱频发的年份也能出现较高的决溢频率, 这可能与许炯心提出的“小水大灾”关系密切。施少华研究指出人类小冰期以来加强了对黄土高原的开发, 破坏了原先的植被, 从而造成了严重的水土流失, 这是小冰期以来黄河决溢次数远远高于其它时期的主要原因。从图 5-24 和图 5-25 也可以看出这一阶段黄河中游人口增长较快, 耕地面积也呈逐渐增加趋势, 说明人口增加对植被的破坏仍是这一阶段黄河决溢频数增加的主要原因。

此外, 社会稳定程度也直接影响黄河泛滥发生的频率。如果战争频繁, 民不聊生, 则人口减少, 耕地废弃, 天然植被得以恢复, 则侵蚀强度减弱。但与此同时, 黄河下游堤防废弛, 甚至发生人为决口, 以人为的洪水泛滥作为战争攻防手段, 则会使决溢加剧。在历史时期就曾发生过十三次“以水代兵”人工决黄河的事件<sup>[128]</sup> (表 5-4)。“以水代兵”人工决堤更对区域自然环境产生了不可估量的影响, 一方面会大范围淹没土地, 沉积大量泥沙, 也为风力吹蚀堆积提供了大量的物源; 同时黄河水在下游泛滥, 造成区域地下水位升高, 在土壤沙化的同时, 盐碱化增强, 土壤有机质减少, 土地肥力下降, 形成“草木不生, 飞沙遮天蔽日”的景象, 生态系统十分脆弱, 风力侵蚀加强。

表 5-4 历代决黄河“以水代兵”统计表<sup>[128]</sup>

时 间	人工决堤情况	备注
公元前 359 年, 魏惠王十二年	楚国出师伐魏, “楚师决河水, 以水长桓之东”。	《竹书纪年》
公元前 332 年, 赵肃侯十八年	齐、魏联合攻打赵国, 赵国“决河水灌之”, 齐、魏兵退。	《史记·赵世家》
公元前 281 年, 赵惠文王十八年	赵国又派军队至卫国东阳, “决河水, 伐魏氏”。	《史记·赵世家》

公元前 225 年, 秦王政二十二年	秦将王贲率军攻打魏国, 久攻不下, 遂“引河沟灌大梁, 大梁城坏”, 魏王请降。“黄河水灌梁王宫, 户口十万人化沙尘。”	河沟: 魏国的引黄渠道; 大梁: 今开封《史记·秦始皇本纪》
公元 759 年, 唐肃宗乾元二年	“逆党史思明侵河南, 宋将李铤于长清县界边家口决大河, 东至(禹城)县, 因而沦溺”。禹城县迁治所。	《太平寰宇记·齐州·禹城县》
公元 918 年, 后梁末帝贞明四年	二月, 梁将谢彦章与晋军对敌于杨刘, 谢彦章“决河水, 弥漫数里”, 使晋军不得进。	杨刘: 今山东东阿县北。《资治通鉴》卷二百七十
公元 923 年, 后梁末帝龙德三年	梁将段凝以唐兵见逼, 自酸枣决河, 东注于郟州以阻唐兵南下, 谓之“护驾水”, 因决口扩大, 在曹州, 濮州为患, 后唐庄宗同光二年(924 年)发兵堵塞, 后复决。	酸枣: 今延津县境内; 郟州: 今东平西北; 《新五代史·段凝传》
1128 年, 金太宗天会六年(南宋建炎二年)	是年冬(11 月), 金兵南下, 宋东京留守杜充“决黄河, 自泗入淮, 以阻金兵”(决开卫州南堤)。	卫州, 今汲县和滑县之间; 黄河从此改道南下夺淮。《宋史·高宗本纪》
1232 年, 金哀宗天兴元年	正月金人决河南堤, 未遂。春蒙古兵决归德城北河堤, 城四面皆水, 自睢水东南流	《金史·传》
1234 年, 金哀宗天兴三年(南宋端平元年)	“十一月朔旦, 蒙古兵至洛阳城下立寨…赵葵、全子才在汴, 亦以史嵩之不致馈, 粮用不继; 蒙古兵又决黄河寸金淀之水, 以灌南军, 南军多溺死, 遂皆引师南还。”黄河水夺涡河入淮河。	《续资治通鉴·宋纪》
1642 年, 明崇祯十五年	四月, 李自成起义军围开封城。七月十日, 明军总兵卜善掘朱家寨河堤企图水淹敌方, 李自成反“决马家口以陷城”, 当时因水量小, 没达目的。九月十四日, 黄河水涨, 十五日水满城濠, 开封全城覆没。	此次水灾淹死 30 多万人, 开封东南“凡六七百里, 尽成巨浸”。《开封市郊黄河志》
1933 年, 中华民国 22 年	8 月 3 日, 长垣土匪姬兆丰等 400 余人, 因久攻铁炉不下, 将石头庄大堤扒开两口, 至 10 日大洪水到达, 两口被扩宽合而为一, 造成巨灾。	《黄河大事记》
1938 年, 中华民国 27 年	6 月初为阻止日军西进, 国民党军事最高当局密令在中牟、郑州一带扒决黄河大堤。4 日晨, 53 军一个团在中牟赵口开始掘堤, 5 日又加派 39 军一个团协助, 晚 8 时扒开口门放水, 因土质疏松, 倾塌堵塞口门。6 月 6 日晚, 新八师在郑县花园口掘堤, 至 9 日晨用炸药轰炸, 上午 9 时决口过水。	河南、安徽、江苏三省 44 县 5.4 万 km <sup>2</sup> 土地受灾。八年泛滥中, 1250 万人受灾, 死亡 89 万人, 出外逃亡 390 万人。《黄河水利史述要》

由此可见，影响黄河决溢泛滥的原因是多方面的，既有气候原因，也有人为原因，但无疑黄土高原人口的增加及其人类活动对土地覆被和土地利用方式影响的加强都导致了黄河中游植被的破坏，导致入黄泥沙的增加，从而使黄河下游河道沉积速率加大，黄河决溢的频率增加，“以水带兵”事件也人为增加了黄河决溢泛滥的频数。黄河频繁的迁徙、泛滥、溃决，给平原带来了丰富的沙源，为豫东、豫北沙地和淮河上游地区风成黄土的形成提供了物质条件，从物源角度来说也增大了沙尘暴发生的几率及近源风成黄土的沉积速率。

### 3 豫东、豫北风沙危害及其主要影响因素

豫东、豫北的风沙危害主要通过两种方式：一是沙丘的移动引起“沙丘压庄园，流沙埋农田”，使沙荒面积日益扩大，二是风沙流引起风蚀、沙打，吹走肥沃表土、种子，打伤禾苗等危害。

豫东、豫北的风沙危害历史长久，危害严重。新乡地区的原（阳）、延（津）、封（丘）三县在元明以来是河决最多的地区之一。封丘县明洪武年间有 5578 户，至清顺治 16 年统计实在户 2267（顺治十六年《封丘县志》卷三户口），其主要原因就是沙害，当时县境“土居其四，沙居其六”（顺治十六年《封丘县志》卷八边之靖（风速利弊图说）），大片土地已经被流沙淹没。康熙年间县境内“飞沙不毛，永不堪种”的田地有两千余顷（康熙十九年《封丘县续志》卷一）。今延津县北境残留着自战国至北宋的黄河故道，沙丘连绵，有的高出平地达 20 多米，大风来到，飞沙蔽天，清康熙时记载，全县土地“尽为沙掩”，“四野多属不毛之地”（康熙四十一年《延津县志》卷一舆地，卷七灾祥）。延津县北部古为胙城县地，今天全是连绵不断的沙丘河沙岗，人口稀少，道路湮没。今胙城公社西南吴起城，原名宜村渡，是古代黄河南岸的一个渡口，今天的吴起城已全为沙埋，遍地尽是残瓦断砖，宋瓷的残片俯拾皆是，今胙城公社以北数里为原胙城县城所在地，清顺治年间，胙城县已是“飞沙四集，濠堑不明，居人仅数百家，备极萧条之甚”。城外村落稀疏，寥如晨星，全县土地荒芜者占十之七，“斥卤满目，土皆不毛”，种植的耐旱作物，亩产不过二三斗而已（清顺治十六年《胙城县志》卷上，下）。康熙年间，自沙门镇至胙城县一带，“积沙延绵数十里，皆飞磔走砾之区，胙之土田无几”，自胙城西北，“一派沙地，并无树木村庄，飞沙成堆，衰草零落”（《行水金鉴》卷 162 引周治《看河纪程》），到雍正五年胙城县终于撤弃，土地并入延津县，今县址已成沙荒，仅露断墙残垣<sup>[83]</sup>。

安阳地区的浚县、滑县、濮阳一带，是宋代澶州、滑州之地，为宋代黄河决口频繁地区。滑州经天禧年间（1017-1021 年）连续两次河决，“市肆寂寥，地土沙薄”（《续资通鉴长编》卷 237）<sup>[83]</sup>。



解放前兰考县有 6 个村庄被沙埋没，民权县有 18 个村庄被埋没，有 28 个村庄被风沙所逼累次南迁；商丘县小韩庄在 20 年内向南迁移 3 次，高大沙丘紧紧围住村庄，肥美的土地，被沙埋三分之二<sup>[83]</sup>。

豫东、豫北的风沙危害沙源是主要条件，风力条件是动力，人为影响是导因。

豫东、豫北沙荒地、沙碱地及易受风蚀的轻沙质半耕地约两千万亩。分布在黄河两岸的开封、商丘、新乡、安阳、许昌五个地区 34 个县市。尤以郑州、开封、兰考、原阳、封丘间的黄河两岸规模最大，大体形成三个中心（图 2-1）：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、内黄境内成断续状或条带状分布。这些地区就是豫东、豫北风沙危害的直接沙源。沙地的形成和黄河决溢泛滥密切相关，黄河的频繁的溃决，给平原上带来了丰富的沙源，为沙地的形成提供了物质条件，为风沙危害提供了粉尘颗粒。

豫东豫北的风力条件前面已经阐述过，主要是以冬春季节的东北风为主导风向，风沙流的方向为西南向。

人为影响是豫东、豫北风沙危害的主要导因。由于人口的增加导致对耕地的进一步需求，原本已被固定、半固定的沙地、沙丘再次被开垦为耕地，多雨少风的夏秋季节，农作物覆盖，沙土被保护的较好，风力侵蚀较弱，但一到冬春季节，作物被收割以后，沙土又暴露在强劲的东北风之下，而冬春季节恰又是豫东、豫北风力最为强劲的时段，风力侵蚀大大增强，风沙危害加重。解放前由于无限制的放牧、割草、拾柴、滥垦土地，使得地面裸露，风起沙飞，无力阻挡，沙地面积逐渐向外扩张，风沙危害加重。又例如，内黄国营林场地处内黄县南部黄河故道，森林面积四万多亩，1969 年以来破坏林木 12000 多亩，使已经封固了的沙荒又有 7000 亩再度风起沙扬，给农牧业生产带来严重影响。

因此要减少豫东、豫北的风沙危害，一方面必须在黄土高原进行水土保持，减少入黄的泥沙含量，降低黄河决溢泛滥的频率及其范围和程度，同时也要保护好已经固定的沙地沙丘，减少对固定沙丘、半固定沙丘的开垦，治理豫东、豫北已然存在的沙地和沙丘，通过植树种草等各种生物的、工程的措施来固定活动沙丘、半固定沙丘，从而减小风力侵蚀的范围，降低风力侵蚀的强度。

#### 4 黄河决溢泛滥，豫东、豫北风沙危害及禹州表土层沉积加速之间的联系

黄河的决溢泛滥在豫东、豫北堆积形成了大量的沙地、沙丘。这些沙地、沙丘的沙粒物质在本区的风力作用下必然发生迁移和搬运，既包括表层蠕移、低空的跃移，也包括高空的悬移搬运。以表层蠕移、跃移、低空悬移为主要方式对附近土地农田庄园等的破坏即是豫东、豫北的风沙危害；以高空悬移方式被风力长

距离搬运，随风力减弱逐渐沉降堆积，即是沙尘暴活动，也正是豫东、豫北黄土—土壤形成的主要过程。因此豫东、豫北的风沙危害和豫东、豫北风成黄土—土壤形成过程实际上是属于同一风力系统的两个不同组成部分。

黄河历史时期频繁的泛滥决溢不仅扩大了豫东、豫北沙地的范围，也不断更新着沙地的沙粒物质，这些不仅增大了豫东、豫北的风沙危害，也为下方向区域提供了更多的沉降堆积物质，这正是禹州表土层沉积加速的主要原因。

小结：通过对比禹州 YPC 剖面的粒度特征、沉积速率，分析黄河决溢泛滥及豫东、豫北风沙危害的主要影响因素，发现黄河中游人口增加及其对土地覆被的破坏导致了入黄泥沙的增多，从而使黄河下游沉积速率增加，黄河河床不断被抬高，黄河决溢泛滥的频率大大增加，黄泛区的范围不断扩大，物质不断更新，为豫东、豫北风沙危害和沙尘暴带来丰富的物质，下风向的禹州风成黄土—土壤沉积速率也因此大大增加。同时黄河下游人类活动的增强，对已固定沙地沙丘上植被的破坏也使沙地活化，增强了豫东、豫北的风力侵蚀，带来更多的风沙危害和沙尘暴天气，也加速了禹州风成黄土—土壤的沉积。因此要减少豫东、豫北的风力侵蚀和沙尘危害，一方面必须做好黄河中游的水土保持，另一方面也必须做好豫东、豫北的沙地沙丘的固定及其土地覆被保护。

## 总 结

本文对淮河上游地区禹州一典型的全新世黄土-土壤剖面进行了高分辨率研究。通过详细的野外观察、采样和室内实验分析相结合的方法,获得了该黄土-土壤剖面的磁化率、粒度等实验数据;分析论证了各项参数指标与黄土-土壤沉积环境演变的关系及其所反映的沉积特征和沉积环境,重点进行了粒度机械组成及粒度参数(如频率曲线、累积频率曲线、正态概率累积频率曲线、粒度中值、平均值、偏度、标准离差、峰态等参数指标)的分析;对比黄土高原地区陇东 XJN 剖面、关中盆地西部 JYC 剖面以及淮河上游地区的新郑 PLG 剖面,探讨了淮河上游地区黄土-土壤粒度特征与黄土高原地区黄土-土壤粒度特征的异同,揭示了淮河上游地区全新世风成黄土-土壤物质来源及其沉积动力。对比黄河决溢泛滥频率及豫东、豫北风沙危害及其影响因素,揭示了人类活动对黄河决溢泛滥、豫东、豫北风沙危害及其禹州风成黄土-土壤表土层沉积加速的影响。这对于了解淮河上游地区地表物质组成及其粉尘来源,黄土沉积环境演变及其沉积动力系统,反映人类活动对黄土高原土壤侵蚀、黄河下游决溢泛滥和豫东、豫北风沙危害及沙尘暴活动的影响具有重要的现实意义。

经过研究,本文得到如下结论:

(1) 通过与黄土高原地区陇东 XJN 剖面、关中盆地西部 JYC 剖面以及淮河上游地区的新郑 PLG 剖面的进行磁化率和粒度数据的对比,发现淮河上游地区的两个剖面远比黄土高原地区两个剖面磁化率要小,粒度要粗且分选性差。表明两地的黄土形成具有不同的沉积动力系统,有不同的物质来源。较之黄土高原地区陇东 XJN 剖面与关中盆地西部 JYC 剖面,淮河上游地区新郑 PLG 剖面和禹州 YPC 剖面风力搬运物质来源更近,风力更为强劲。

(2) 淮河上游地区黄土物质来源由近源和远源两部分组成。近源物质是主要的,占优势的,其主要来源于黄河决口泛滥区沉积的沙质和粘壤质物质,其沉积动力主要是地方性的东北风;远源物质是次要的,其来源于西风高空急流所携带的极细粉尘,其组分代表了本地大气粉尘的本底值。东北向地方性风系、横贯欧亚大陆的高空西风急流,作为淮河上游地区黄土粉尘的搬运介质共同起作用,形成了该地黄土-土壤沉积序列。

黄河自贯通以来,携带大量的黄河中下游流域土壤侵蚀的泥沙倾泻到下游平原上,河流比降骤然减小,流速减缓,搬运动力减弱,大量的泥沙堆积于河床中,以致河床越堆越高,成为“悬河”。此后黄河频繁的改道、决口、泛滥在淮河上游地区形成了大片的冲积扇,为淮河上游地区黄土的形成提供了近源物质,这些物质经过地方性东北风的搬运、分选、沉积形成了淮河上游地区厚度较大分布连

续的黄土，其与豫东、豫北平原风沙土属于同一风动力系统，本质上是黄土高原水土流失所形成的次生黄土。

(3) 淮河上游地区黄土形成机制的认识。频繁的改道、决口、泛滥在豫北、豫东平原上沉积了大量的黄河泥沙，在冬、春季节，干燥、松散的黄河泥沙在平原强劲的东北风吹扬下，形成沙尘暴，粒径较粗的沙级颗粒以跃移和蠕移的方式被就地搬运，形成风沙流，向西南移动；粒径较细的粉沙级颗粒以悬移状态被扬起、搬运、最后沉降在距离来源区 20-150km 的外围。经过风力长期的塑造，前者形成具有沙丘、沙垄等形态的风沙地；后者在高空西风急流所携带极细粉尘的加入和风尘沉积区物理、化学、生物参与成壤改造作用下最终形成沙质黄土-土壤剖面。

(4) 通过对比禹州 YPC 剖面的粒度特征与沉积速率，分析黄河决溢及豫东、豫北风沙危害的主要影响因素，发现黄河中游人口增加及其对土地覆被的破坏导致了入黄泥沙的增多，从而使黄河下游沉积速率增加，黄河河床不断被抬高，黄河决溢泛滥的频率大大增加，黄泛区的范围不断扩大，物质不断更新，为豫东、豫北风沙危害和沙尘暴带来丰富的物质，下风向的禹州风成黄土-土壤沉积速率也因此大大增加。同时由于黄河下游人类活动的增强，对已固定沙地沙丘上植被的破坏也使沙地活化，增强了豫东、豫北的风力侵蚀，带来更多的风沙危害和沙尘暴天气，也加速了禹州风成黄土-土壤的沉积。因此要减少豫东、豫北的风力侵蚀和沙尘危害，一方面必须做好黄河中游的水土保持，另一方面也必须做好豫东、豫北的沙地沙丘的固定及其土地覆被保护。

由于时间的关系，本文相关的实验测试和分析还不够完整和彻底，如若能做黄河泥沙与黄河冲积扇、豫东豫北沙地、淮河上游地区黄土的矿物成分分析、石英颗粒的电镜分析等指标的测试和分析，将使论证更为有力、更为充分。因此这也是我以后研究中需要弥补和加倍努力的方向。由于种种原因，本文中一定有许多不当之处，还望各位专家、学者不吝赐教，以使我的科研水平能更上一层楼。

## 致 谢

师大三年的硕士研究生学习即将结束了，回顾三年走过的历程，紧张而又充实，充满学术氛围和学习风气的师大催我奋进，助我成长。

首先衷心感谢我的导师黄春长教授，在这三年当中，黄老师在研究工作中给予严格细致的指导，在学习、生活上给予无微不至的关怀，导师渊博的学识、严谨的学风、实事求是的科研态度、对事业的执著追求和无私奉献精神，在我的心中竖立起了一块永远的丰碑，指引我在科学研究上不懈的奋斗。

衷心感谢在野外考察和专业课的讲授方面给予无私帮助的庞奖励老师、赵景波老师、孙根年老师、吴成基老师。

衷心感谢张健老师、张旭老师和王利军老师为实验工作提供的悉心指导和鼎力相助。

衷心感谢在日常生活和资料查阅收集工作中给予很大帮助的陈鹏老师、刘少锋老师、郭彩铃老师、李晓铃老师、张凤老师。

衷心感谢查小春老师、苏慧敏老师、李胜利老师、李小平老师在实验工作中及论文的写作和修改中给予的无私帮助。

衷心感谢贾耀峰博士在学习和论文写作中给予地无私指导和帮助；衷心感谢李新艳、申朝瑞、张静、刘安娜、王琨同学在野外考察、实验分析及资料收集中给予地无私帮助；衷心感谢在学习和生活中给予很大帮助的鲍锋、李广文、肖军、张琼华等同学。

深深地感激每一位关心、支持我的人，向你们致以最崇高的敬意。

何忠

二〇〇六年五月

## 参 考 文 献

- [1] 刘东生.黄土与环境[M].北京:科学出版社,1985, 1-481.  
Liu Tungsheng. Loess and the Environment. Beijing: Science Press, 1985, 1-481.
- [2] 刘东生.黄河中游的黄土[M].北京:科学出版社,1964.1-234  
Liu Tungsheng. The Loess in the Middle Reach of the Yellow River .Beijing: Science Press, 1964.1-234
- [3] 刘东生.中国的黄土堆积[M].北京:科学出版社,1965.1-244.  
Liu Tungsheng. The Loess Deposits in China. Beijing: Science Press, 1965.1-244.
- [4] 黄春长.环境变迁[M].北京:科学出版社.2000, 109-112.
- [5] 王永炎.黄土与第四纪[M].西安:陕西人民出版社,1982, 72-80.
- [6] Porter S C, An Z S. Correlation between climate events in the North Atalantic and China during the last Glaciation [J].Nature, 1995, 375: 30 5-308.
- [7] Ding Z L, Liu T S, Rutter N W, et al. Ice volume forcing of East Asian winter monsoon variations in the past 800000 years[J]. Quaternary Research, 1995, 44: 149-159.
- [8] Ding ZL, Yu ZW, Rutter N W, et al. Towards an orbital time scale for Chinese loess deposits[J]. Quaternary Science Reviews, 1994, 13: 39-70.
- [9] Ding ZL, Sun JM, Rutte N W, et al. Changes in sand content of loess deposits along a north south transect of the Chinese Loess Plateau and the implications for desert variations[J]. Quaternary Research, 1999, 52: 56 -62.
- [10] Sun D H, Shaw J, An Z S, Chen M Y.et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of continuous 7.2 Ma late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau[J]. Geophysical Research Letters, 1998, 25 (1) : 85-88.
- [11] Zhan X Y, Arimotor R, An Z S. Dust emission from Chinese desert sources linked to variations in atmospheric circulation[J]. Journal of Geophysical Research, 1997, 102 (D23) : 28041-28047.
- [12] An Z S, Porter S C. Millennial-scale climatic oscillations during the last interglaciation in central China.[J]. Geology, 1997, 25 (7) : 603-606.
- [13] Lu HY, Sun DH. Path ways of dust input to the Chinese Loess Plateau during the last glacial and inrerglcial periods[J]. Catena, 2000, 40: 251-261.

- [14] An Zhisheng, Kukla G J, Porter S C, et al. Late Quaternary dust flow on the Chinese Loess Plateau[J]. *Catena*, 1991, 18: 125-132.
- [15] An Zhisheng, Kukla G J, Porter S C et al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130000 years [J] *Quaternary Research*, 1991, 36: 29-36.
- [16] Kukla G, An Zhisheng. Loess stratigraphy in central China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1989, 72: 203-225.
- [17] An Zhisheng, Liu Tunsheng, Lu Yanchou, et al. The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-palesol sequence in central China[J]. *Quaternary International*, 1990 (7/8) : 91-95.
- [18] 丁仲礼, 孙继敏, 刘东生. 联系沙漠-黄土演变过程中耦合关系的沉积学指标 [J]. *中国科学 (D 辑)*, 1999, 29 (4) : 82-87.
- [19] 安芷生, Porter S C, Chappell J, Shackleton N T, 等. 最近 130ka 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.
- [20] Huang C C, Zhao S C, Pang J L, et al.. Climatic aridity and the dislocations of the Zhou Culture in the Southern Loess Plateau of China [J]. *Climatic Change*, 2003, 61(3): 361-378.
- [21] Huang C C, Pang J L, Chen S E, et al. 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.
- [22] Huang C C, Pang J L, Zhou Q Y, Chen S E. Holocene Pedogenic Change and the Emergence and Decline of Rain-fed Cereal Agriculture on the Chinese Loess Plateau[J]. *Quaternary Science Reviews*, 2004, 23(23-24): 2529-2539.
- [23] 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, 2: 30-35.
- [24] 黄春长, 庞奖励, 陈宝群, 等. 渭河流域先周-西周时代环境和水土资源退化及其社会影响[J]. *第四纪研究*, 2003, 7: 404-414.
- [25] 赵景波. 黄土形成过程的实质与环境[J]. *干旱区地理*, 2000, 23: 315-319.
- [26] 陈发虎, 张维信. 甘青地区的黄土地层学与第四纪冰川问题[M]. 北京: 科学出版社, 1993, 47-59.
- [27] 方小敏, 史正涛, 沈明智. 试从兰州地区黄土石英沙表面特征探讨黄土物质来源、成因及环境变迁[A]. 见: 中国第四纪冰川与环境研究中心中国第四纪研究委员会编. *中国西部第四纪冰川与环境*[C]. 北京: 科学出版社, 1991, 138-149.

- [28] 鹿化煜, 安芷生. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究[J]. 科学通报, 1997, 42(24): 2535-2538.
- [29] 方小敏. 青藏高原东部边缘及邻区马兰黄土成因与来源的初步研究[J]. 中国科学, 1994, 24(5): 539-546
- [30] 张小曳. 亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积[J]. 第四纪研究, 2001, 21(1): 29-36.
- [31] 孙有斌, 鹿化煜, 安芷生. 黄土-古土壤中石英颗粒的粒度分布[J]. 科学通报, 2000, 45(19): 2094-2096.
- [32] 孙继敏. 中国黄土的物质来源及其粉尘的产生机制与搬运过程. 第四纪研究, 2004, 24(2): 175-183.
- [33] Sun J M. Source regions and forming mechanisms of the loess sediments on the high mountain regions of Northwestern China[J]. Quaternary Research, 2002, 58: 341-351.
- [34] Sun J M. Provenance of loess material and formation of loess deposits on the Chinese Loess Plateau[J]. Earth and Planetary Science Letters, 2002, 203: 845-859.
- [35] Zhang X Y, Arimoto R, An Z S, et al. Late Quaternary records of the atmospheric input of eolian dust to the center of the Chinese Loess Plateau[J]. Quaternary Research, 1994, 41: 35-43.
- [36] 孙有斌, 周杰, 安芷生. 晚新生代黄土高原风尘堆积与粉尘源区干旱化问题[J]. 地学前缘(中国地质大学, 北京), 2001, 8(1): 77-81.
- [37] 李珍, 马海洲, 张德, 等. 西宁地区黄土的粒度组成及其环境意义[J]. 青海师大学报(自)1992, (2): 58-64.
- [38] 李珍, 聂树人. 西宁黄土沉积及其物质来源. 地球科学[J], 1999, 24(6): 1-3.
- [39] 李珍, 张家斌, 马海洲. 西宁黄土石英颗粒表面结构与黄土物质来源探讨[J]. 沉积学报, 1999, 17(2): 221-225.
- [40] 谢远云, 张序强, 王立明. 民和黄土粒度组成及其特征分析[J]. 哈尔滨师范大学自然科学学报, 2001, 17(3): 91-95.
- [41] 谢远云, 李长安, 何葵, 等. 青海省民和黄土粒度组成及其气候含义[J]. 地质科技情报, 2002, 21(2): 41-44.
- [42] 谢远云, 张序强, 何葵, 等. 青藏高原东北缘黄土粒度组成及物质来源分析[J]. 中国地质, 2002, 29(3): 317-321.



- [43] 叶玮, 靳鹤龄, 赵兴有, 等. 新疆伊犁地区黄土的粒度特征及物质来源[J]. 干旱区地理, 1998, 21 (4) : 1-8
- [44] 叶玮. 伊犁地区自然环境特点与黄土形成环境[J]. 干旱区地理, 1999, 22 (3) : 9-16.
- [45] 叶玮. 新疆伊犁地区黄土与黄土状土粒度对比[J]. 干旱区地理, 2000, 23(4): 310-314.
- [46] 高存海, 张青松. 试论昆仑山北坡的黄土沉积环境[J]. 干旱区地理, 1991(3):9-16.
- [47] 滕志宏. 新疆黄土的某些特征及其形成条件的初步认识. 西北大学学报[J], 1986, 16 (1) : 69-75.
- [48] 张云林. 天山北麓的黄土[J]. 新疆地质, 1981, (2) : 21-39.
- [49] 冯先岳, 顾秀莲. 北疆黄土与黄土状岩石[A]. 新疆第四纪地质与冰川地质论文集[C]. 乌鲁木齐: 新疆人民出版社, 1981: 67-80.
- [50] 靳鹤龄, 董光荣, 张春来. 雅鲁藏布江河谷黄土的沉积特征及成因[J]. 中国沙漠, 2000, 20 (1) : 14-19.
- [51] Smalley I, et al. The formation of fine particles in sandy desert and the nature of desert loess[J]. Journal of sediment Petrology .1968, 38 (3) : 766-774.
- [52] 秦小光, 吴金水, 蔡炳贵, 等. 全新世时期北京-张家口地区与黄土高原地区风成系统的差异[J]. 第四纪研究, 2004, 24 (4) : 430-436.
- [53] 刘乐军, 李培英, 王永吉. 鲁中黄土粒度特征及其成因探讨[J]. 海洋地质与第四纪地质, 2000, 20 (2) : 81-86.
- [54] 李雪铭. 辽东半岛南部地区滨海黄土的沉积特征[J]. 海洋科学, 2001, 25(1): 32-35.
- [55] 曹家欣, 李培英, 石宁. 山东庙岛群岛的黄土[J]. 中国科学 (B 辑), 1987, 10: 1116-1123.
- [56] 张祖陆. 渤海南岸滨海平原的黄土研究[J]. 科学通报, 1995, 40(1): 93-94.
- [57] 李培英, 夏东兴, 刘国海. 中国东部海岸带黄土成因及冰期渤海沙漠化之探讨. 中国海陆第四纪对比研究[M]. 北京: 科学出版社, 1991. 50-60.
- [58] 李培英. 庙岛群岛的晚新生界与环境变迁[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1987, 7(4): 111-122.
- [59] 曹家欣等, 山东庙岛群岛的黄土堆积与海面变迁. 中国还平面变化[M], 海洋出版社, 1986, 81-90.
- [60] 杨达源, 韩辉友, 周旅复等. 安徽宣城地区中晚更新世风成堆积与环境变迁[J]. 海洋地质与第四纪地质, 1991, 11(2): 97-104.

- [61] 吴标云.南京下蜀黄土沉积特征研究[J].海洋地质与第四纪地质,1985,5(2):113-121.
- [62] 吴胜光.江苏镇江下蜀土的初步研究[A].见:刘东生,安芷生主编.黄土·第四纪地质·全球变化(第三集)[C].北京:科学出版社,1992.122-127.
- [63] 李立文,方邨森.南京附近下蜀黄土的研究[J].南京师范大学学报(增刊),1993,16:3-21.
- [64] 王富葆,曹琼英.长江下游及苏南平原的下蜀土与次生黄土[A].见:刘东生,安芷生,吴锡浩主编.黄土·第四纪地质·全球变化(第四集)[C].北京:科学出版社,1996.107-11.
- [65] 李徐生,杨达源,鹿化煜.镇江下蜀黄土粒度特征及其成因初探[J].海洋地质与第四纪地质,2001,21(1):25-32.
- [66] 郑祥民,严钦尚,郭蕃民.长江三角洲南部晚更新世晚期风成黄土与地层.长江三角洲现代沉积[M],华东师范大学出版社,1983,76-91.
- [67] 郑祥民,严钦尚.末次冰期苏北平原和东延海区的风尘黄土沉积[J].第四纪研究,1995(3):258-266.
- [68] 李徐生,杨达源,鹿化煜,等.皖南第四纪风尘堆积序列粒度特征及其意义[J].海洋地质与第四纪地质,1997,17(4):74-81.
- [69] 杨达源.中国东部的第四纪风尘堆积与季风变迁[J].第四纪研究,1991,4,345-360.
- [70] 谢封春,姜泽泛.豫西黄土的基本特征.河南地质[J],1987,5(3):42-48. [5] 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.
- [71] 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.
- [72] 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.
- [73] 杨革联,赵希涛,朱日祥,等.河南荥阳孤柏嘴黄土剖面磁性地层学初步研究[J].现代地质,2001,15(1):35-39.
- [74] 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.
- [75] 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.
- [76] 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,(2):188.

- [77] 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.
- [78] 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.
- [79] 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.
- [80] 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.
- [81] 王均平,潘保田,高红山,等.豫西黄土中砂粒含量及其环境意义[J].中国沙漠,2005,25(5):629-634.
- [82] 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.
- [83] 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.
- [84] 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.
- [85] Paul A Mayewskia, Eelco E Rohlingb, J Curt Stagerc, et al. Holocene climate variability[J]. Quaternary Research,2004,62:243-255.
- [86] 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.
- [87] 王健.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.
- [88] 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),1991(6):639-643.
- [89] An Z.S., Kukla, et.al. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of Central China during the last 130,000 years[J]. Quaternary Research, 1991,(36):29-36.
- [90] 刘秀铭, Heller.F., 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.
- [91] 安芷生,李华梅,等.洛川黄土剖面的古地磁研究[J].地球化学,1977,(4):239-249.
- [92] Heller.F., Liu.T.S., et.al. Magneticstratigraphical dating of Loess deposits in China[J]. Nature, 1982, 300: 431-433.

- [93] Heller F, Liu T S , et.al. Paleoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of Loess in China[J]. Geophysical Research Letter, 1986, 13: 1169-1172.
- [94] Kukla,et.al. Pleistocene climatic in China dated by magnetic susceptibility[J]. Geology, 1988, 16: 811-814.
- [95] Zhou L P, et.al. Partly pedgenicoringin of magnetic variations in Chinese Loess[J].Nature,1990, 364: 737-739.
- [96] Han J M .Palaeoclimatic impact on the magnetic and stable isotopic characteristics of the Chinese Loess. Ph D Thesis.Vrije University Brussel, 1991: 190-191.
- [97] Maher B A. Magnetic properties of modern soil and Quaternary loess paleosols: paleoclimatic implications[J]. Palaeogeography Palaeoclimatology palaeoecology, 1998, 137: 25-54.
- [98] 贾蓉芬.陕西段家坡黄土剖面中趋磁细菌特征及其环境意义[J].中国科学(D), 1996, 26(5): 411-416.
- [99] 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), 2001, 31(1): 43-53.
- [100] 孙东怀, 安芷生, 等.最近 150ka 黄土高原夏季风气候格局的演化[J].中国科学(D), 1996, 26(5): 417-422.
- [101] 吕厚远, 韩家懋, 等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义[J].中国科学(B), 1994, 24(1): 1290-1297.
- [102] 任明达, 王乃梁.现代沉积环境概论[M].北京: 科学出版社, 1981, 8-25.
- [103] 华东石油学院岩矿教研室.沉积岩石学(上册)[M].北京: 石油工业出版社, 1982, 79-96.
- [104] 华东石油学院勘探系、基础地质、石油地质教研室.沉积岩[M].北京: 石油化学工业出版社, 1977, 66-93.
- [105] 成都地质学院.沉积岩石学[M].北京: 地质出版社, 1980, 307-320.
- [106] 丁仲礼, 孙继敏, 朱日祥.黄土高原粘土成因及上新世北方干旱化问题[J].第四纪研究, 1997, (2): 147-157.
- [107] 鹿化煜, 安芷生.洛川黄土粒度组成的古气候意义[J].科学通报, 1997, 42(1): 66-69.
- [108] 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.

- [109] 孙有斌, 鹿化煜等.黄土-古土壤石英颗粒的粒度分布[J].科学通报, 2000, 45 (19): 2094-2097.
- [110] 张小曳.亚洲粉尘的源区分布、释放、输送、沉降与黄土堆积[J]. 第四纪研究, 2001, 21 (1): 29-39.
- [111] Pye K. *Eolian and Dust Deposit*. London: Academic Press Inc.Ltd., 1987, 29-58.
- [112] Changxing Shi. Causes for continuous siltation of the lower Yellow River[J]. *Geomorphology*, 68 (2005): 213- 223.
- [113] 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): 227-335.
- [114] 张小曳, 安芷生, 张光宇等.中国内陆大气颗粒物的搬运、沉积及反映的气候变化[J].中国科学(B), 1994, 24 (12): 1314-1322.
- [115] 许炯心.黄河中游支流悬移质粒度与含沙量、流量间的复杂关系[J]. 地理研究, 2003, 22 (1): 39-48
- [116] 许炯心. 黄河中游多沙粗沙区高含沙水流的粒度组成及其地貌学意义[J]. 泥沙研究, 1999, 5: 13-19.
- [117] 许炯心. 风水两相作用对黄河支流悬移质粒度特征的影响及其意义[J]. 自然科学进展, 2005, 15 (8): 658-964.
- [118] 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.
- [119] 拜格诺 RA.风砂和荒漠沙丘物理学[M].北京:地质出版社,1959.5-70.
- [120] 刘钧枢.郑州地区全新世古气候变化初探[J].西安地质学院学报, 1994, 16(4): 48-54.
- [121] 丁仲礼, 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): 327-335.
- [122] 张德二. 我国历史时期以来降尘的天气气候学初步分析[J]. 中国科学(B辑), 1984, 3: 278-288.
- [123] 贾杰华,石钦周,王志刚,等. 黄河冲积扇的形成及其水文地质环境[J]. 人民黄河, 2002, 24 (2): 19-20.
- [124] 施少华. 气候变化和人类活动对历史时期黄河决溢的影响[J]. 中国人口.资源与环境, 1994, 4 (2): 44-48.
- [125] 许炯心. 黄河下游历史泥沙灾害的宏观特征及其与流域因素和人类活动的关系(I)——历史气候及植被因素的影响[J]. 自然灾害学报, 2001, 10 (2): 6-11.

- [126] 许炯心. 黄河下游历史泥沙灾害的宏观特征及其与流域因素和人类活动的关系(Ⅱ)——人类活动、历史地震及地形因子的影响[J]. 自然灾害学报, 2001, 10(3): 7-12.
- [127] 许炯心, 孙季. 黄河下游2300年以来沉积速率的变化[J]. 地理学报, 2003, 58(2): 247-254.
- [128] 韩宝平, 许爱芹, 孙晓菲. “以水代兵”对黄河流域区域经济及环境的影响[J]. 中国矿业大学学报(社会科学版), 2004, 2: 65-68.

## 攻读硕士学位期间参加的科研工作和科研成果

- [1] 国家自然科学基金(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(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(04BZS022): 渭河流域古代城市发展迁移与环境变化互动关系研究。
- [4] 何忠, 肖军, 等. 畜禽养殖业污染综合研究. 宁夏固原师专学报(自然科学版), 2005, 26(6): 15-20.
- [5] 何忠, 黄春长, 等. 淮河上游全新世黄土土壤剖面重金属动态演变研究. 环境科学, 2006, 27(7): 68-73.
- [6] 何忠, 黄春长, 等. 淮河上游全新世黄土一土壤成因及物质来源分析. 评审中