

新近纪黄土高原红黏土粒度和沉积速率的空间变化及其揭示的古大气粉尘传输动力*

汶玲娟 鹿化煜** 强小科

(中国科学院地球环境研究所黄土与第四纪地质国家重点实验室, 西安 710075)

摘要 对黄土高原 11 个地点的新近纪红黏土沉积进行了粒度测量和统计分析, 发现晚中新世-上新世期间红黏土的粒度组成在空间上具有显著的南北向分异, 北部佳县红黏土堆积的平均粒径可达 20 μm 左右, 而南部蓝田则为 9 μm 左右; 佳县红黏土中 $>30 \mu\text{m}$ 的粗颗粒含量达 24.4%, 而蓝田红黏土中 $>30 \mu\text{m}$ 的粗颗粒含量是 5.6%. 红黏土的粒度分布特征指示了古粉尘主要是偏北风搬运来的, 进一步的分析以及与末次冰期旋回黄土高原 12 个黄土剖面的黄土-古土壤粒度的空间分布特征对比, 表明其传输动力可能为近地面的低空风系. 根据红黏土沉积序列粒度的变化特征, 将 6.2~2.6 Ma BP 期间古粉尘传输动力的强度变化分为 3 个阶段: 6.2 ~ 5.4 Ma BP 颗粒较粗, 传输动力强度较大; 5.4 ~ 3.5 Ma BP 颗粒最细, 传输动力强度小; 3.5 ~ 2.6 Ma BP 颗粒最粗, 传输动力强度最大. 相应地, 将沉积速率的变化过程分为: 6.2 ~ 5.4 Ma BP 沉积速率较大, 5.4 ~ 3.5 Ma BP 沉积速率最小, 3.5 ~ 2.6 Ma BP 沉积速率最大. 研究表明新近纪古大气粉尘传输动力及源区干燥度都在发生阶段性的变化, 可能与全球冰量的发展和变化有一定的联系.

关键词 新近纪 红黏土 粒度 沉积速率 古大气粉尘

近十几年来, 黄土高原地区新近纪的红黏土堆积受到国内外研究者的关注. 通过对红黏土的地貌学、沉积学、磁性地层、地球化学、古生物学以及矿物和土壤微结构等的研究^[1-13], 证明其主体上是风成起源的. 但是, 关于红黏土堆积的古粉尘的搬运动力仍有争议. 一种观点认为, 红黏土粒度在空间上没有显著变化, 推测它很可能是由高空西风搬运而来, 冬

季风在 2.6 Ma BP 前后才开始形成或加强^[14]. 第 2 种观点认为, 红黏土与第四纪黄土一样, 古粉尘的搬运与沉积受低空偏北气流控制^[9,11,15]. 第 3 种观点根据红黏土的颗粒主要由黏土和粉砂两部分组成, 推测红黏土可能是由高空西风 and 偏北的低空风共同作用的结果^[16]. 迄今为止, 关于红黏土堆积粒度的空间分布、大气粉尘传输过程及其与沉积环境的关系等一些

2003-12-08 收稿, 2004-04-14 收修改稿

* 国家自然科学基金项目(批准号: 40325007, 40202005)和中国科学院海外杰出学者基金项目(批准号: 2003-1-7)共同资助

** 联系人, E-mail: luhy@loess.llqg.ac.cn

基本的科学问题还有待深入研究.

风成沉积物的粒度在近地面低空风的搬运动力条件下, 具有沿风向从源区向沉积区变细的规律; 而从风蚀区到沉积区末端的风积物厚度往往呈现“凸透镜体”的特征: 两边薄, 中间厚. 这些特征也是中国黄土风成起源最重要的和最直接的证据之一^[17]. 本文通过对晚中新世-上新世红黏土粒度和沉积速率在空间上变化的分析, 探讨红黏土堆积过程中古粉尘传输动力的特征, 进而讨论红黏土堆积序列粒度变化所指示的古气候变化, 为探讨红黏土研究中一些争论的问题提供科学依据.

1 采样与测试

1.1 剖面概述

采样点位置见图 1. 根据空间上的控制, 在黄土

高原选择了山西保德(111°10.7'E, 39°00.7'N)、静乐(111°57.7'E, 38°27.3'N)、陕西佳县(110°5'E, 38°16'N)、洛川(109°25'E, 35°45'N)、旬邑(108°24.5'E, 35°14'N)和蓝田(109°07'E, 34°07'N), 甘肃西峰 1(107°27'E, 35°33'N)和灵台(107°39'E, 35°04'N)8 个典型的新近纪红黏土剖面作为研究对象, 同时参考了甘肃朝那, 秦安和西峰 2 红黏土剖面的测试结果.

新近纪黄土高原红黏土堆积的地层以含有丰富的层状或零散状钙质结核以及“三趾马”动物化石而区别于上覆黄土, 这套地层总体来说具有“红, 细, 广”的特征. 图 2 为黄土高原典型红黏土剖面磁性地层、粒度和磁化率-深度序列. 可以看出, 不同地区红黏土剖面的地层厚度不一, 堆积的起始年代亦不同, 但它们均具有相当一致的地层结构. 在横向与垂向

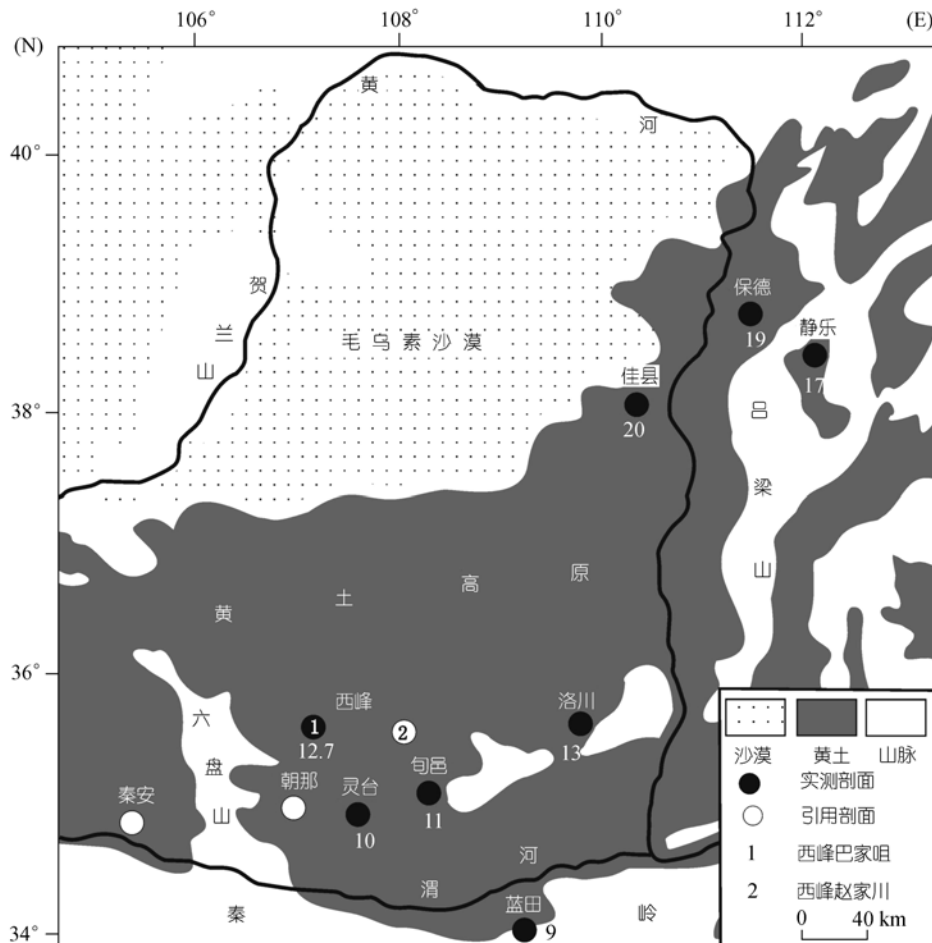


图 1 黄土高原红黏土剖面的位置及平均粒径空间变化
剖面点下面的数字是平均粒径值, 单位为 μm

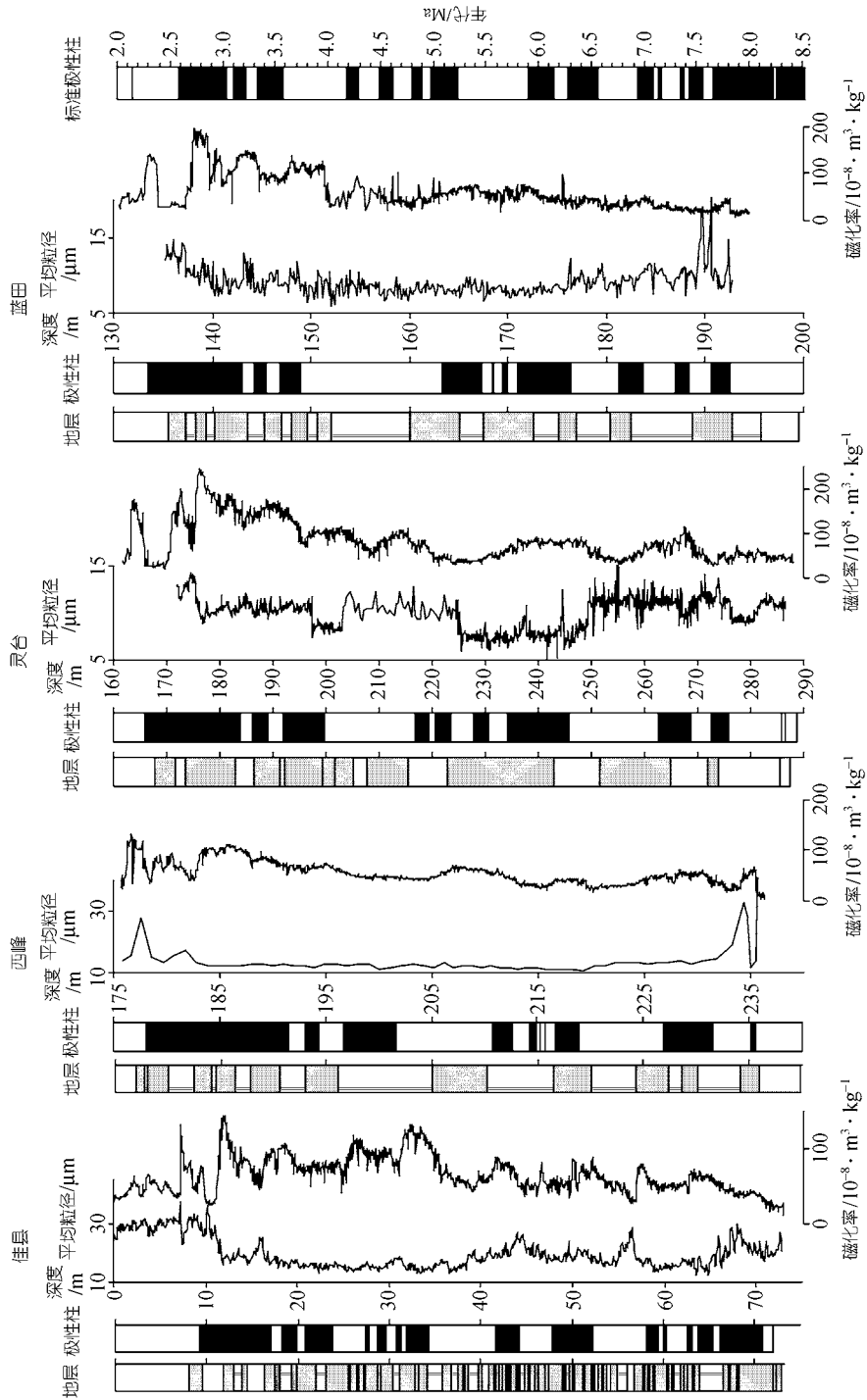


图 2 红黏土剖面的磁性地层、粒度和磁化率
磁性地层据文献[5,6,18~20]

上,各地点岩性变化较小,特征相似.不同地区红黏土堆积序列在野外裸露的颜色明显深于上覆的黄土-古土壤堆积,其风化程度普遍较强.根据野外观察,自上而下红黏土的地层呈现规律性的变化,一般可分为上、中、下 3 个部分.在空间分布上,黄土高原北部钙结核发育较好,较粗大,可呈网链状或连成钙板;中部结核不发育,与北部相比结核粒度有所减小,偶尔出现钙板层;南部剖面中钙质结核含量极高,呈密集的似层状展布,结核粒度较小,结成钙板的情况少见.

1.2 实验方法

全部样品在中国科学院地球环境研究所 Mastersizer-S 型激光粒度仪上测量.粒度测量前,对样品进行了较为彻底的前处理^[21],以除去全样中的有机质、成壤作用过程中产生的碳酸盐和次生黏土矿物等,然后用超声波清洗仪振荡加以分散.仪器的测量范围为 0.05~880 μm ,测量组分间距为 0.15 ϕ ,测量误差小于 3%.各剖面所测量的样品数如下:佳县和洛川剖面以 10 cm 为间距采样,分别测量了 727 个、130 个样品;灵台剖面测量了 984 个样品;蓝田剖面以 12 cm 为间距,测量了 470 个样品;保德、静乐分别测试了 15 和 40 个样品;西峰 2 和旬邑分别测量 62 个和 390 个样品(朝那红黏土堆积的粒度数据据文献[22]).总计完成了 2376 个样品的粒度测试,所研究的剖面南北距离约 700 km,东西距离约 300 km.

2 粒度分析结果

2.1 红黏土粒度的空间变化

粒度统计参数中,平均粒径体现了全样的总体

粗细,而粗颗粒含量排除了成壤作用过程中产生的胶体和盐类化合物等的次生物质颗粒,均是较好的风动力代用指标^[23].研究发现,红黏土与上覆第四纪黄土一样同为风尘沉积物,红黏土的粒度组成以 50~5 μm 的颗粒为主,是容易被风扬起和搬运的颗粒组分^[8,15].本文研究表明红黏土主要由粉砂和黏土两部分颗粒组成.本文将黏土/粉砂界线定为 5 μm ,主要是考虑到激光粒度仪与传统沉降法测试之间的测量误差^[24].因此,在探讨晚第三纪红黏土粒度的空间变化及搬运介质动力强弱时,选择了粒度参数中的平均粒径和 <5 μm , >20 μm , >30 μm , >63 μm 百分含量等 5 组粒径数据.

表 1 是红黏土平均粒径和不同粒级的百分含量.从黄土高原北部的保德、佳县、静乐,到中部的西峰、洛川,再到南部的旬邑和蓝田,红黏土平均粒径明显变细:北部佳县的平均粒径为 19.9 μm ,分别是中部西峰 1(12.7 μm)的 1.6 倍、南部蓝田(8.9 μm)的 2.2 倍;而反映风力强度的粗颗粒含量自北向南有更显著的减少:>20 μm 颗粒的百分含量由佳县的 30.4% 减小到蓝田的 13%;>30 μm 颗粒的含量从佳县的 24% 降低到蓝田的 6%;>63 μm 的颗粒含量在各剖面中含量均很低,这与丁仲礼等人^[3]的研究结果是一致的.与粗颗粒相反,<5 μm 颗粒含量变化范围为 33%~46%,蓝田剖面(46%)是佳县(33%)的 1.4 倍.由北向南含量在逐渐增加:北部的保德、佳县和静乐分别为 33%,32.9%和 36%;中部的西峰 1、洛川分别为 41.76%和 36.77%;到了黄土高原南部的灵台、旬邑和蓝田剖面,含量分别为 45.9%,45.2%和 46.4%,细颗粒的含量几乎占全样百分含量的一半.以上不同粒级含量的变

表 1 红黏土剖面粒径变化对比

剖面	平均粒径/ μm		<5 $\mu\text{m}/\%$		>20 $\mu\text{m}/\%$		>30 $\mu\text{m}/\%$		>63 $\mu\text{m}/\%$	
	范围	均值	含量	均值	含量	均值	含量	均值	含量	均值
保德	12~27	19	22~46	33	21~43	32.7	14~33	22.8	2~12	5.8
佳县	12~37	19.9	15~46	32.9	19~57	30.4	11~48	24.4	1~21	7
静乐	12~30	17.6	24~44	36	0~45	29.6	11~35	19.7	1~13	4.6
西峰 1	10~27	12.7	28~47	41.76	16~35	22.6	10~22	13.3	0~5	1.3
洛川	7~28	12.96	19~55	36.77	10~56	23.5	4~43	12.83	0~10	0.85
灵台	5~15	9.9	30~66	45.9	3~30	15.9	1~17	7.8	0~2	0.2
旬邑	7~16	10.79	24~58	45.2	11~35	18.4	5~20	9.94	0~4	0.5
蓝田	6~14	8.9	20~60	46.4	5~30	13	1~14	5.6	0~0.4	0

化表明, 黄土高原新近纪红黏土堆积的粒度组成具有显著南北向分异的特征。

表 1 也显示了黄土高原从西向东红黏土堆积的颗粒大小也发生变化。在黄土高原的中部和南部, 平均粒径、 $>20\ \mu\text{m}$ 和 $>30\ \mu\text{m}$ 颗粒含量从西往东减小, $<5\ \mu\text{m}$ 的含量增加。平均粒径大小在西峰 1、旬邑和蓝田剖面分别为 $12.7\ \mu\text{m}$ 、 $10.0\ \mu\text{m}$ 和 $8.9\ \mu\text{m}$ 。可能说明新近纪古粉尘的搬运存在着从西向东的传输方向, 但空间分异度小于从北往南方向的。

2.2 红黏土粒度的时间序列及其变化

根据磁性地层的研究成果^[5,6,18,19](图 2), 结合标准极性柱的年龄界限控制点, 用线性内插的方法建立了新近纪 5 个剖面红黏土堆积的时间序列(图 3)。为便于比较不同红黏土剖面粒度和沉积速率的变化, 根据粒度-年代曲线的变化特征, 将 6.2~2.6 Ma BP 期间的红黏土堆积大体上划分为 3 个阶段: 6.2~5.4 Ma, 5.4~3.5 Ma 和 3.5~2.6 Ma BP。

图 3 分别是平均粒径、 $>20\ \mu\text{m}$ 和 $<5\ \mu\text{m}$ 颗粒百分含量的粒度-年龄变化曲线。可以看出, 无论是北部的佳县剖面, 中部的西峰和灵台剖面, 还是南部的旬邑和蓝田剖面, 划分出 3 个阶段的界线都比较明显。在早期(6.2~5.4 Ma BP), 平均粒径较粗, $>20\ \mu\text{m}$ 的含量较高, $<5\ \mu\text{m}$ 的百分含量相对较低; 同时, 在这一阶段 $>20\ \mu\text{m}$ 和 $<5\ \mu\text{m}$ 曲线的波动幅度和频率变化比较大, 可能指示了粉尘来源和搬运动力的变化比较复杂。中期(5.4~3.5 Ma BP)的特征是平均粒径和 $>20\ \mu\text{m}$ 的百分含量都处于新近纪各红黏土剖面的最小值, 而 $<5\ \mu\text{m}$ 的含量达到最大。其中在 4.8~4.3 Ma BP 时段内, 各剖面的平均粒径、 $>20\ \mu\text{m}$ 和 $<5\ \mu\text{m}$ 颗粒曲线变化的幅度和频率都很小, 灵台、旬邑和蓝田剖面尤为明显, 由此推测当时的古气候状况可能比较稳定。晚期(3.5~2.6 Ma BP), 平均粒径和 $>20\ \mu\text{m}$ 的含量明显增大, 均高于其他阶段, $<5\ \mu\text{m}$ 的含量则小于中间阶段。总的来看, 在这几个剖面中, $<5\ \mu\text{m}$ 颗粒含量曲线与其它粒级的相比变化幅度较大、频率也较高。蓝田剖面在 4.3 Ma BP 以后, 变化幅度和频率明显增大, 可能与它位于黄土高原南部, 受区域气候的影响较大有关。

已有的研究表明, 黄土高原红黏土堆积在晚中新世—上新世时期保存的比较多^[3-5,18,19,25-27]。根据对粒度-年龄曲线变化阶段的划分, 结合相应的地层厚度, 可求得这 3 个时间段粉尘的平均沉积速率(表 2 和图 4)。可以看出, 新近纪红黏土堆积的平均粒径和沉积速率均有阶段性的变化, 各剖面的粒度在早晚两个时间段粗, 中间细; 相应的沉积速率早晚时段大, 中间小(灵台、蓝田剖面有所不同, 其原因有待进一步查明)。在 6.2~5.4 Ma BP, 平均粒径的均值从北部保德的 $19\ \mu\text{m}$ 降到蓝田的 $9.5\ \mu\text{m}$; 旬邑剖面的沉积速率最大($3.3\ \text{cm/ka}$), 为蓝田($0.9\ \text{cm/ka}$)的 3.7 倍。5.4~3.5 Ma BP 期间, 红黏土剖面平均粒径均值变化范围为 $16.4\sim 8.3\ \mu\text{m}$ 。佳县的沉积速率最小($0.7\ \text{cm/ka}$), 灵台($2.78\ \text{cm/ka}$)是它的 4 倍。3.5~2.6 Ma BP 粒度再次增大, 其中佳县和蓝田剖面的平均粒径均值分别为 $26.6\ \mu\text{m}$ 和 $10\ \mu\text{m}$, 达到了 3 个时段的最大值。同时, 佳县、西峰 1、朝那和灵台剖面的沉积速率是 3 个阶段中最大的, 南部灵台剖面沉积速率($3.3\ \text{cm/ka}$)是佳县的($1.4\ \text{cm/ka}$)的 2.4 倍。值得注意的是, 在黄土高原红黏土堆积序列中, 各个阶段由北向南随着颗粒的减小, 红黏土的沉积速率呈现先增大, 后减小的特征, 可能与沉积盆地的性质、特征以及古粉尘搬运介质的位置等相关。

表 2 和图 4 可看出, 新近纪红黏土堆积的沉积速率在西东方向上也发生阶段性的变化。6.2~5.4 和 5.4~3.5 Ma BP 时段不太明显, 但在 3.5~2.6 Ma BP 期间, 沉积速率由西向东总体上在变小, 可能揭示了这一阶段搬运粉尘的西东向动力强度的增大。

3 讨论

黄土高原是中国北方风尘的主要沉降区, 受东亚季风环流和北半球西风环流活动的影响, 形成了独特的厚层风尘堆积序列。一般认为, 东亚冬季风是中国第四纪黄土沉积的主要搬运动力, 西风环流的贡献很小。通过对黄土高原 12 个代表性的末次冰期旋回以来黄土-古土壤剖面粒度空间分布的统计, 表明黄土粒度平均值的变化大致在 $12\sim 27\ \mu\text{m}$ 之间, 而古土壤粒度平均值在 $9\sim 13\ \mu\text{m}$ 之间。末次冰期黄土高原北部黄土颗粒的平均粒径大小是南部的 2.3 倍, 在末次间冰期为 1.4 倍, 黄土高原南北方向红黏土粒度

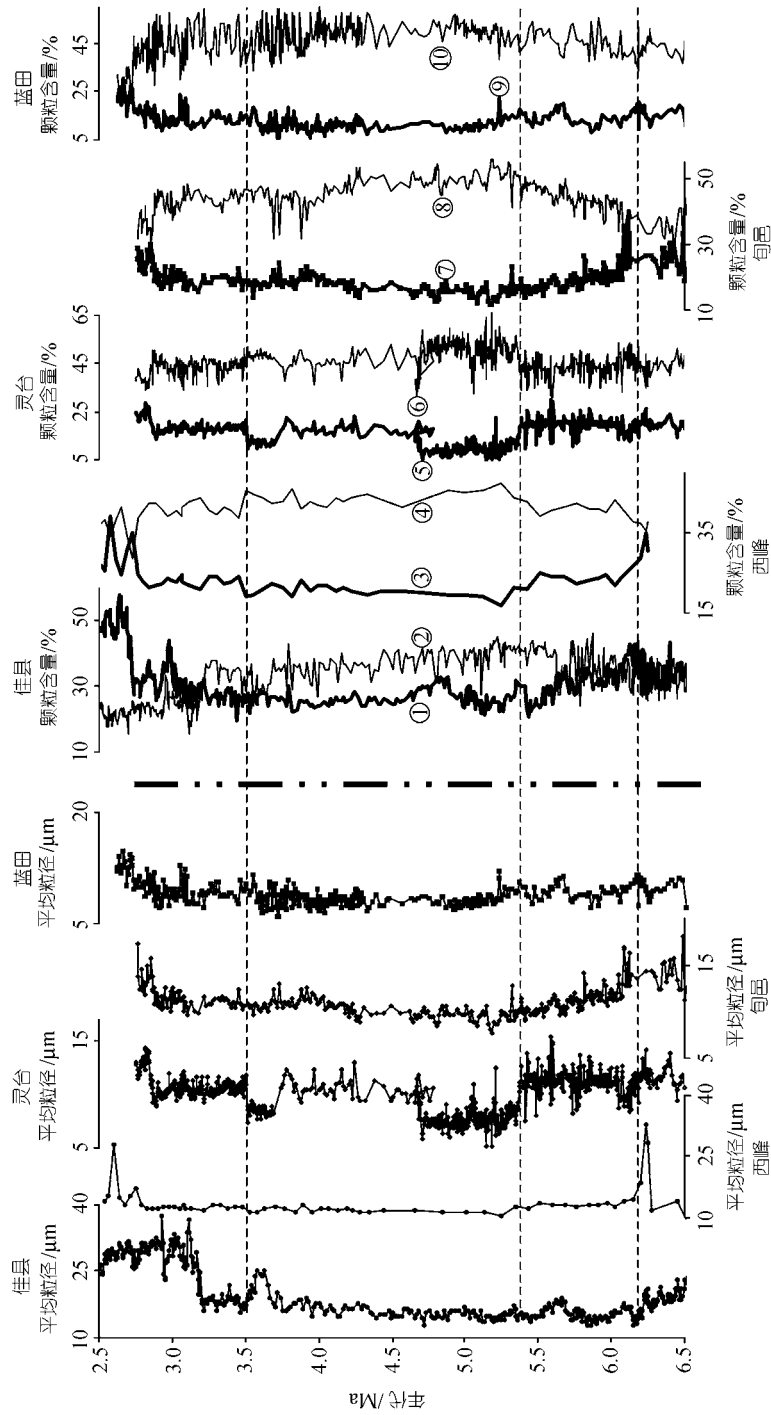


图 3 新近纪不同红黏土剖面的粒度-年代曲线对比
①、③、⑤、⑦和⑨示>20 μm 的颗粒含量; ②、④、⑥、⑧和⑩示<5 μm 颗粒含量

表 2 不同时段红黏土平均粒径和沉积速率的变化

剖面	6.2~5.4/Ma		5.4~3.5/Ma		3.5~2.6/Ma		5.4~2.6/Ma	
	平均粒径/ μm	沉积速率/ $\text{cm} \cdot \text{ka}^{-1}$	平均粒径/ μm	沉积速率/ $\text{cm} \cdot \text{ka}^{-1}$	平均粒径/ μm	沉积速率/ $\text{cm} \cdot \text{ka}^{-1}$	平均粒径/ μm	沉积速率/ $\text{cm} \cdot \text{ka}^{-1}$
佳县	15.46	1.2	16.42	0.7	26.55	1.4	21.5	0.95
西峰 1	13.72	1.4	11.8	1.1	12.94	2.3	12.4	1.51
朝那	-	2.5	-	1.83	-	3.21	-	2.27
灵台	11.16	2.5	8.3	2.78	10.8	3.3	9.3	2.9
旬邑	11.4	3.3	10.18	1.85	11.17	2.26	10.47	1.95
蓝田	9.54	1.0	8.3	1.6	9.98	1.5	8.8	1.53

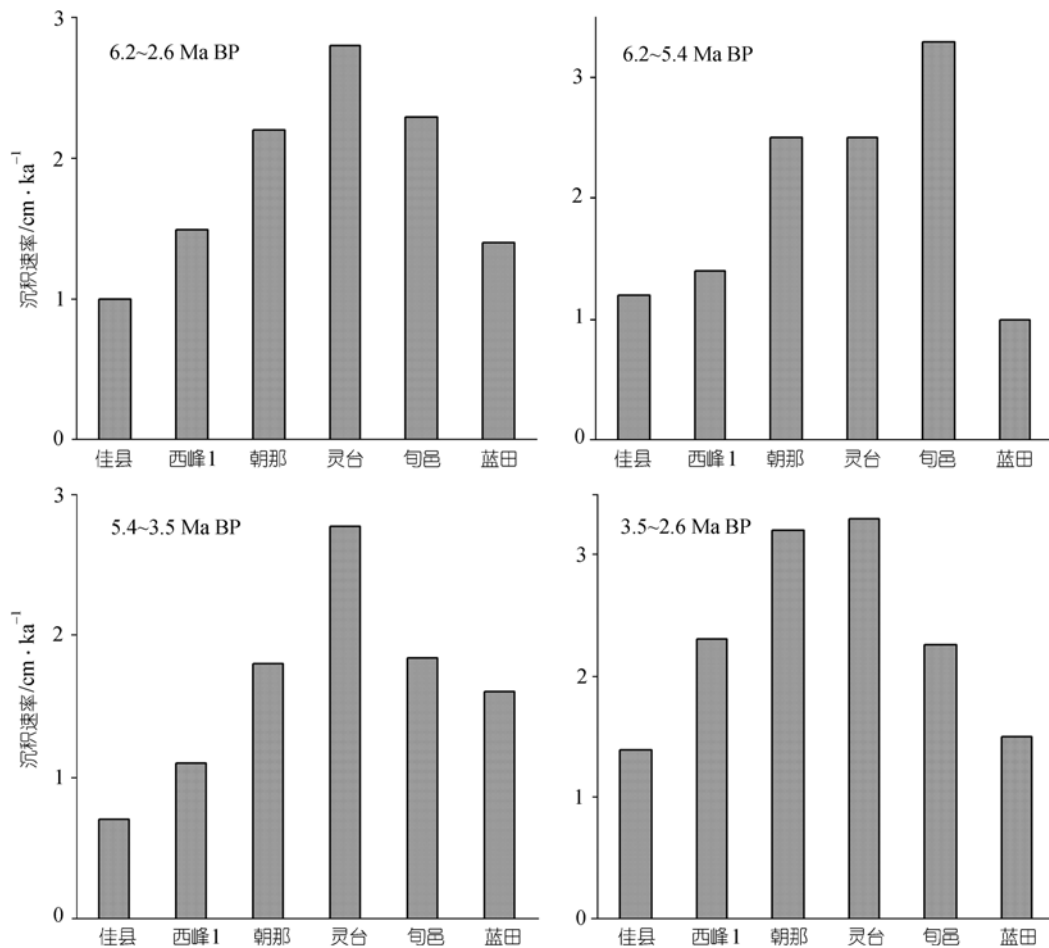


图 4 红黏土剖面不同时段平均沉积速率

的差别与第四纪黄土的接近. 表 1 和图 1 表明, 黄土高原新近纪红黏土平均粒径大小和粗颗粒百分含量由北向南减小. 其中, 保德平均粒径均值为 $19 \mu\text{m}$, 与佳县的 $19.9 \mu\text{m}$ 在一个范围内; 静乐、西峰 1 和洛川剖面在 $3.5 \sim 2.6 \text{ Ma BP}$ 期间, 平均粒径均值分别为 $17.6 \mu\text{m}$, $12.94 \mu\text{m}$ 和 $12.96 \mu\text{m}$ (西峰 1 的平均粒径均值与洛川的差别可忽略). 因此, 黄土高原新近纪红

黏土的粒度在南北方向显著的变化, 表明古粉尘主要是由低空偏北气流搬运来的.

各剖面中 $>20 \mu\text{m}$ 的粗颗粒的含量较高, 再次证明红黏土的搬运动力与第四纪黄土的搬运动力类似, 主要为偏北近地面低空风. 这是因为, 现代粉尘观测和模拟表明, $>20 \mu\text{m}$ 的颗粒很难被搬运到高空并做远距离传输. 因此, 高含量的 $>20 \mu\text{m}$ 的粗颗粒应

该是低空风搬运的结果^[11,28]。其次,西风环流是北半球中纬度大范围的高空风,它传输的粉尘颗粒一般小于 10 μm ,搬运距离可达上万公里,颗粒分布在空间上的变化较小,而红黏土中大量 $>20 \mu\text{m}$ 的颗粒很难用西风环流来解释。据此,高空西风环流传输不可能在黄土高原南北仅数百公里的范围内使沉积物颗粒发生很大的分异。同时,已有证据表明新近纪红黏土堆积时黄土高原地区没有大的地形阻隔,主要为大面积缓倾斜的剥蚀平原、山麓平原和基岩侵蚀盆地等^[29]。若当时是西风环流控制着黄土高原的大气环流状况,气候的区域分异应该是较小的,但红黏土地层所揭示的古气候状况空间差别已经较大(图2)。土壤学研究也表明,不同粒级的颗粒具有不同的矿物和元素分布,稳定矿物主要分布在砂粒和粉砂粒中,风化成壤作用对稳定矿物的改造较小^[30]。红黏土的化学成分与黄土的非常接近^[4],矿物组成均以石英、长石等稳定矿物为主,研究也证明风化成壤作用对红黏土中 $>16 \mu\text{m}$ 颗粒的影响很小^[31],可以认为成壤作用对粗颗粒的改造作用是可以忽略的。所以,红黏土的粒度分布可以体现原始大气粉尘的特征。根据以上的分析,黄土高原晚第三纪红黏土中的粗颗粒可能主要是低空风(冬季风)输送的。

与粗颗粒相反,红黏土中细颗粒($<5 \mu\text{m}$)的含量由北向南在逐渐增加。黄土中细颗粒(黏粒)的搬运动力可能与高空西风有关^[32]。沉积物沉积后会受到成壤作用的影响,而成壤作用过程中产生的次生物质颗粒的粒径一般不超过 1 μm 。可以认为,经过严格前处理后用于粒度测试的样品其粒度特征指示了原始风成粉尘粒度的特征^[32]。但是,已有证据表明风化成壤作用对原始粉尘的颗粒也有一定的改造作用^[31],前处理不能将成壤作用产生的次生细粒全部排除。同时,高空西风环流对 $<5 \mu\text{m}$ 颗粒的沉降分选不会在黄土高原数百公里(南北约 700 km)范围内产生明显分异。因此,晚中新世-上新世红黏土堆积细颗粒($<5 \mu\text{m}$ 颗粒)含量南北差异可能与成壤强度的南北差异和源区远近有关。

新近纪红黏土的形成与堆积需要 3 个条件:一是粉尘源区能够源源不断地提供粉尘物质,二是搬运动力足够强,三是有适宜的沉积区,使沉积物能够保

存下来。根据表 2、图 1 和 3, 6.2 ~ 2.6 Ma BP 期间黄土高原红黏土的粒度变化可以划分为 3 个阶段: (i) 6.2 ~ 5.4 Ma BP, 红黏土各剖面的粒度较粗, 沉积速率也较大, 表明源区比较干旱, 较多的物质从源区被搬运而来, 同时近地面低空风力强度较大; (ii) 5.4 ~ 3.5 Ma BP, 各剖面的粒度和沉积速率都最小(蓝田剖面有所不同, 其平均沉积速率是 3 个阶段中最大的, 这可能与区域环境及古地形有关); (iii) 3.5 ~ 2.6 Ma BP 期间, 黄土高原南北向和东西向的粒度明显变粗, 沉积速率也快速增大, 表明粉尘源区物质的供应显著增多, 源区干旱化程度进一步加强。上述 3 个阶段红黏土粒度和沉积速率的变化特征与深海氧同位素曲线所指示的北半球冰量消长趋势基本一致, 可能指示了红黏土沉积时的环境变化与全球冰量变化存在一定联系^[33,34]。其中, 在 5.4 ~ 3.5 Ma BP 期间中国西北部及其周边干旱区的干旱化程度较低, 气候较为温暖湿润。而且在 4.8 ~ 4.3 Ma BP 这段时期内, 气候稳定。3.5 Ma BP 以后, 粒度和沉积速率同时迅速增大, 表明搬运动力的强度和源区干旱化可能在此时段同时加强。

沉积物沉积速率的变化与古地形密切相关^[17]。前已述及, 新近纪黄土高原地区整体上是一个缓倾斜的平原和基岩盆地, 为沉积物的堆积提供了较合适的条件。表 2 和图 4 是 6.2 ~ 2.6 Ma BP 期间不同时段红黏土堆积序列沉积速率的变化。6.2 ~ 5.4 Ma BP, 各剖面的沉积速率较大。从北部佳县的 1.2 cm/ka 到中部的旬邑, 沉积速率增大到 3.3 cm/ka, 而在蓝田减小到 1.0 cm/ka。5.4 ~ 3.5 Ma BP, 红黏土沉积速率由北往南变化的趋势与早期相同, 但总体上小于早期阶段的沉积速率(与早期相比, 减少的幅度介于 0.3 ~ 0.7 cm/ka)。值得注意的是, 在这一时段灵台和蓝田的沉积速率反而增大, 其原因有待进一步查明。3.5 ~ 2.6 Ma BP, 各剖面的沉积速率是 3 个阶段中最大的(旬邑剖面的沉积速率为 2.3 cm/ka, 小于早期的 3.3 cm/ka; 蓝田的沉积速率与中期时段的接近, 为 1.5 cm/ka)。总之, 在 6.2 ~ 2.6 Ma BP 期间, 黄土高原红黏土堆积的沉积速率表现为: 先减小后增大; 在空间上, 南部和北部剖面的沉积速率小, 中部剖面的大。红黏土沉积速率的空间变化与上覆第四纪黄土厚度

的空间分布特征一致. 因此新近纪红黏土堆积时古粉尘的沉积速率大小可能也与古地貌相关.

4 结论

黄土高原晚中新世-上新世红黏土堆积空间上粒度的显著变化证实了其具有南北向分异的特征, 进一步证明了红黏土搬运介质与第四纪风成黄土一样, 主要是偏北低空风. 在 6.2~2.6 Ma BP 期间, 古粉尘堆积粒度和沉积速率的阶段性变化, 揭示了粉尘源区干旱程度和搬运风力强弱的阶段性变化. 3.5 Ma BP 以后, 源区干旱程度加重、粉尘搬运风力增强. 但是, 在晚中新世-上新世期间粉尘源区干旱程度和搬运粉尘的风力强度总体上小于第四纪期间的.

致谢 感谢吕连清博士提供了部分数据.

参 考 文 献

- 赵景波. 西安、山西保德第三纪晚期红土的研究. 沉积学报, 1989, 7(3): 113~120
- 朱日祥, 潘永信, 丁仲礼. 红黏土的磁学性质研究. 第四纪研究, 1996, 3: 232~238
- 丁仲礼, 孙继敏, 杨石岭, 等. 灵台黄土-红黏土序列的磁性地层及粒度记录. 第四纪研究, 1998, 1: 86~94
- 张云翔, 薛祥煦. 甘肃武都龙家沟三趾马动物群的埋藏特点及该地区“三趾马红层”的成因. 科学通报, 1995, 40(19): 1782~1784
- 孙东怀, 刘东生, 陈明扬, 等. 中国黄土高原红黏土序列的磁性地层与气候变化. 中国科学, D 辑, 1997, 27(3): 265~270
- Sun D H, Shaw J, An Z S, et al. Magnetostratigraphy and paleoclimatic interpretation of continuous 7.2 Ma Late Cenozoic eolian sediments from the Chinese Loess Plateau. Geophysical Research Letters, 1998, 25(1): 85~88[DOI]
- 安芷生, 王苏民, 吴锡浩, 等. 中国黄土高原的风积证据: 晚新生代北半球大冰期开始及青藏高原的隆升驱动. 中国科学, D 辑, 1998, 28(6): 481~490
- 鹿化煜, 安芷生. 黄土高原红黏土与黄土古土壤粒度特征对比——红黏土风成成因的新证据. 沉积学报, 1999, 7(2): 226~232
- 苗晓东, 孙有斌, 鹿化煜. 黄土高原晚上新世红黏土粒度的空间变化. 沉积学报, 2001, 19(2): 182~185
- 刘秀铭, 安芷生, 强小科, 等. 甘肃第三系红黏土磁学性质初步研究及其古气候意义. 中国科学, D 辑, 2001, 31(3): 192~205
- Lu H Y, Vandenberghe J, An Z S. Aeolian origin and palaeoclimatic implications of the “Red Clay” (north China) as evidenced by grain-size distribution. Journal of Quaternary Science, 2001, 16(1): 89~97[DOI]
- Guo Z T, Peng S Z, Hao Q Z, et al. Origin of the Miocene-Pliocene red-earth formation at Xifeng in Northern China and implications for paleoenvironments. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2001, 170: 11~26
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertifications by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 2002, 416: 159~163[DOI]
- 丁仲礼, 杨石岭, 孙继敏, 等. 2.6 Ma 前后大气环流重构的黄土-红黏土沉积证据. 第四纪研究, 1999, 3: 277~281
- 陈丹玲. 三趾马红黏土的粒度组成特征及其地质意义. 西北地质科学, 1996, 17(2): 1~5
- Vandenberghe J, Lu H Y, Sun D H, et al. The late Miocene and Pliocene climate in East Asia as recorded by grain size and magnetic susceptibility of the Red Clay deposits (Chinese Loess Plateau). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 2004, 204: 239~255
- 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985. 1~482
- 孙东怀, 陈明扬, Show J, 等. 晚新生代黄土高原风尘堆积序列的磁性地层年代与古气候记录. 中国科学, D 辑, 1998, 28(1): 79~84
- Qiang X K, Li Z X, Powell C M, et al. Magnetostratigraphic record of the late Miocene, onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 2001, 187: 83~93[DOI]
- Cande S C, Kent D V. Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic. Journal of Geophysical Research, 1995, 100: 6039~6095
- 鹿化煜, 苗晓东, 孙有斌. 前处理步骤与方法对风成红黏土测量的影响. 海洋地质与第四纪地质, 2002, 22(3): 129~135
- 吕连清, 方小敏, Mason J A, 等. 8.1 Ma 以来朝那黄土-红黏土剖面粒度揭示的冬季风与北半球高纬气候的耦合演化. 中国科学, D 辑, 2001, 31(增刊): 149~154
- 鹿化煜, 安芷生. 洛川黄土粒度组成的古气候意义. 科学通报, 1997, 42(1): 62~69
- Konert M, Vandenberghe J. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: A solution for the underestimation of the clay fraction. Sedimentology, 1997, 44: 523~535[DOI]
- 岳乐平, 张云翔. 山西静乐贺丰三趾马动物群与磁性地层. 古脊椎动物学报, 1998, 36(1): 76~80
- 薛祥煦, 鹿化煜, 周杰. 陕西旬邑新近系红土剖面粒度组成的古气候意义. 沉积学报, 2002, 20(1): 118~123
- 郑洪波, 安芷生, Show J, 等. 段家坡黄土剖面磁性地层学研究. 见: 刘东生, 安芷生主编. 黄土·第四纪地质·全球变化(第三集). 北京: 科学出版社, 1992. 44~50
- Zhang X Y, An Z S, Chen T, et al. Late Quaternary records of the atmospheric input of eolian dust to the center of the Chinese Loess Plateau. Quaternary Research, 1999, 41: 35~43[DOI]
- 杨景春, 赵叔松, 袁宝印, 等. 中国地貌特征与演化. 北京: 海洋出版社, 1993. 1~274
- 黄昌勇. 土壤学. 北京: 中国农业出版社, 2000. 21~31
- 孙有斌, 周杰, 鹿化煜, 等. 风化成壤对原始粉尘粒度组成的改造证据. 中国沙漠, 2002, 22(1): 16~20
- 孙东怀, 鹿化煜, David R, 等. 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义. 沉积学报, 2000, 18(3): 327~335
- 陈明扬. 中国风尘堆积与全球干旱化. 第四纪研究, 1991, 4: 361~372
- 郭正堂, 彭淑贞, 郝青振, 等. 晚第三纪中国西北干旱化的发展及其与北极冰盖形成演化和青藏高原隆升的关系. 第四纪研究, 1999, 6: 556~567