

兰州地区新生代最老的风成沉积

张月宝, 孙东怀, 李再军, 陈发虎, 王飞, 易治宇, 朱彦虎, 王鑫, 韩飞, 张焱
兰州大学西部环境教育部重点实验室, 兰州, 730000

内容提要:黄土高原西部风成沉积的研究,是近年古气候研究的重要问题之一,但对新生代风成沉积底界的认识仍存在争议。渐新世晚期发育于兰州地区的咸水河组的岩性特征与黄土高原的风尘沉积有相似的特征,对其进行系统的沉积相和沉积环境研究对认识黄土高原西部早期风尘沉积有重要意义。本研究对兰州以北厚约 916 m 的凤凰山剖面进行了岩石磁学、粒度、成份分析和电镜等多种分析,初步结果表明,咸水河组大部分黏土没有水平层理,其粒度概率分布曲线、概率累积曲线、组成特征和磁化率、元素含量及扫描电镜与典型黄土、古土壤和红黏土非常相似,为风成沉积,是目前发现的兰州地区新生代最老的风成沉积。这套黏土的色调和磁化率等环境代用指标与黄土高原的第四纪黄土接近,指示了第三纪早期一个低温干旱的地质环境。咸水河组中出现的砂砾石层,以颗粒大、分选差、一般无水平层理或层理不明显为特征,其粒度概率曲线、累积概率曲线与典型河流沉积物非常相似,是河流沉积物,指示了多期河流发育,可能与青藏高原的隆升有关。

关键词:兰州地区;新生代;风成沉积;咸水河组

亚洲内陆干旱化是新生代以来地球发生的几个重大环境变化事件之一(Ruddiman et al., 1989),对该事件的理解对于更深刻地认识全球环境变化的过程和机制有着重要的意义。风成沉积往往是干旱化的直接记录。在对黄土高原黄土-古土壤风成序列研究取得了重大成就后,研究者将目光转向了其下伏的红色土状堆积物(俗称三趾马红黏土)。目前对于这套沉积在六盘山以东的黄土高原中东部基本取得了共识,即以风成沉积为主,形成时代约为 7~8 Ma(孙东怀等,1997;Sun D H et al., 1998a, 1998b; Ding Z L et al., 1999;宋友桂等,2000;Qiang X K et al., 2001;薛祥煦等,2006)。对于六盘山以西陇中地区这套沉积的研究主要集中在临夏盆地、天水盆地和兰州盆地,然而在沉积相和风成沉积起始年代两个方面仍存在很大争议。李吉均等(1995)通过对临夏盆地沉积学、年代学等研究,认为该区在 29~1.7 Ma 间一直处于古湖状态,在 15 Ma(王建力等,2000)或 8.6 Ma(方小敏等,2007)或 7.4 Ma(徐先海等,2008)才有风成物质的加入,然而 Garziane

等(2005)根据 Nd 同位素示踪临夏盆地物源,推测该区风成沉积始于 29 Ma。Guo 等(2002)通过对天水 QA-I 剖面的野外观察和矿物学、粒度、石英表面形态等研究认为这套沉积以风成为主,从而提出亚洲季风和亚洲内陆干旱化至少自 22 Ma 开始,然而 Alonso-Zarza 等(2009)认为天水盆地没有中新世风成沉积。因此,对陇中其他地区诸如兰州地区的风成沉积研究,可能会成为解决新生代风成沉积问题的关键。

1 区域地质简介

兰州盆地位于青藏高原东北缘和黄土高原西缘,是广义的陇中盆地的次级盆地。盆地被黄河由西北至东南横切,黄河南、北岸分布着不同时代的地层。20 世纪 30 年代,杨钟健等(1937)在兰州地区新生代地层中发现了一批哺乳动物化石,并建立了长川子系、咸水河系、观音寺系、五泉山系等一系列岩石地层单元。20 世纪 80 年代以来许多学者对兰州地区第三系开展了大量的野外调查和古生物地层

注:本文为国家自然科学基金项目(编号 40625009、40121061)、兰州大学引进人才基金(编号 581406)和国家重点基础研究发展计划项目(编号 2010CB833400)共同资助的成果。

收稿日期:2010-08-15;改回日期:2011-04-20;责任编辑:郝梓国,黄敏。

作者简介:张月宝,男,1984 年生。博士研究生,自然地理专业,主要从事过去全球变化和新生代地质与环境研究。通讯作者:孙东怀。Email: dhsun@lzu.edu.cn。

DOI: CNKI:11-1951/P. 20120307. 1327. 009 网络出版时间:2012-3-7 13:27

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1951.P.20120307.1327.009.html>

研究(甘肃省地质局区域地质调查队,1984;邱占祥等,1988,1997a,1997b,1998,1999;颀光普,1999,2004;李麒麟,2000;王伴月等,2000a,2000b;邱铸鼎,2000,2001a,2001b;耿宝印等,2001;Qiu Z X et al.,2001;孙柏年等,2004)。依据甘肃省区域地质调查队(1984)的划分意见,兰州地区白垩系河口群以上的第三系依据岩性自下而上分为4个组:西柳沟组、野狐城组、咸水河组和临夏组。根据岳乐平等(2000)对兰州地区第三系永登剖面的磁性地层研究,西柳沟组顶界年龄约51 Ma,野狐城组为31.5~51 Ma,咸水河组(未见顶)顶界年龄大约为15 Ma,底界年龄约为31.5 Ma。西柳沟组为一套砖红色块状砂岩,部分层位具交错层理,属三角洲沉积相(岳乐平等,2003)。野狐城组由含石膏夹层的紫红、灰绿色泥岩与砂岩互层组成,石英电镜扫描显示其为一套河流相沉积(宋春晖等,2009)。临夏组底部为红色砂岩与红色砂、砾、黏土混合层互层,中上部为大段红色泥岩与薄层红色或灰白色砂岩互层。最新的磁性地层和环境指标研究显示(Sun D H et al.,2011),该套沉积为风成红黏土与河湖-冲积相沉积,其时代不晚于8.3 Ma,其中红黏土沉积始于7.2 Ma。

咸水河组主要为土黄色、黄红色、红色粉砂质、砂质泥岩夹灰色、白色、浅黄色砂砾岩。该组含化石丰富,包含了5个地方哺乳动物群,即早渐新世晚期的南坡坪动物群、晚渐新世的峡沟动物群、早中新世早期的张家坪动物群、早中新世晚期的对亭沟动物群和中新世晚期的泉头动物群(邱占祥等,1997),时代较为可靠。其沉积相一般被认为是河湖相(邱占祥等,1997;岳乐平等,2003),或是以湖相和冲积相为主、偶夹风成沙丘的沉积(顾延生等,2000)。笔者等人从2005起,对这套沉积进行了细致地野外观察,并在室内进行了岩石磁学、粒度、成份分析和电镜等多种分析,发现咸水河组不能一概地归入河湖相,其中很大一部分黏土为风成相沉积。这套风成沉积也是目前在兰州地区新生代地层中发现的最老的风成沉积。从咸水河组这套多沉积相的沉积中识别风成沉积,了解其沉积环境与沉积过程,可为新生代内陆干旱化研究提供科学证据。

2 剖面与样品采集

凤凰山剖面(图1)位于兰州市黄河以北的安宁区,沙井驿北,从兰州市出发乘坐46路公交车至沙井驿站即到。该剖面厚约916 m,出露良好,沉积连

续稳定,层序清楚,是个天然露头大剖面(图2)。剖面处于大背斜的两翼,从凤凰山至大沙坪地层由新至老,均为咸水河组。剖面上覆第四纪黄土;底部厚达25 m的黄砂岩与野狐城组平行不整合,界限非常清晰。

整个剖面由多层粉砂质或砂质黏土与砂层或砂砾石层互层组成,仅上半段就可以在野外明确地判别出19层砂层或砂砾石层。对凤凰山剖面岩性简要描述如下。

上段:0~263.4 m

以大段灰黄色粉砂质泥岩和多层砂层或砂砾石层互层为特点。黄红色泥岩成分均一,结构致密,成岩好,常伴有次生石膏,绝大多数无层理,只有很少薄层可见水平层理。砂层颜色较浅,多为灰白色,胶结不好,层理不明显。砂砾石层多为淡黄色或灰白色,胶结不好,易破碎,砾石往往位于中下部,砾石直径一般小于3 cm。此外,地层中往往夹有薄层深红色瓦片状黏土,其物质成分均一,结构致密,无层理,在全剖面中均有分布。

中段:263.4~523.9 m

该段岩性变化大、快,整体上以黄红色泥岩与砂砾石层、红色泥岩、灰黄色泥岩和片状深红色泥岩互层为主。黄红色泥岩结构致密,成岩好,几乎不见水平层理。砂砾石层多为混杂堆积,与上段区别不大。

下段:523.9~约916 m

该段以大段红色泥岩与薄层砂层互层为特点,与下伏的野狐城组呈整合接触。红色泥岩结构致密,成岩好,不见层理;砂层颜色以白色、淡黄色为主。此外,该层上段分布具水平层理的黄红色泥岩,底部厚层红色泥岩和黄砂岩即为峡沟动物群和南坡坪动物群的产出层位(邱占祥等,1997)。

对上述兰州盆地新生代咸水河组地层序列从顶部至底部黄砂岩以1 m视间距(局部加密)系统采取粉末样品,共获得样品950块。样品粗略地分为黏土样和砂层样两类。

3 样品处理与分析

粒度测量前对样品采用了较彻底的前处理方法(鹿化煜等,1997),以除去与成壤作用有关的有机质、碳酸盐和次生黏土矿物等。粒度测量仪器选用英国Malvern公司生产的Mastersizer 2000全自动激光粒度仪。该仪器的基本原理是激光衍射,当激光照射到细小微粒上时会发生衍射,根据衍射环的宽窄来确定颗粒的大小。其测量范围为0.02~

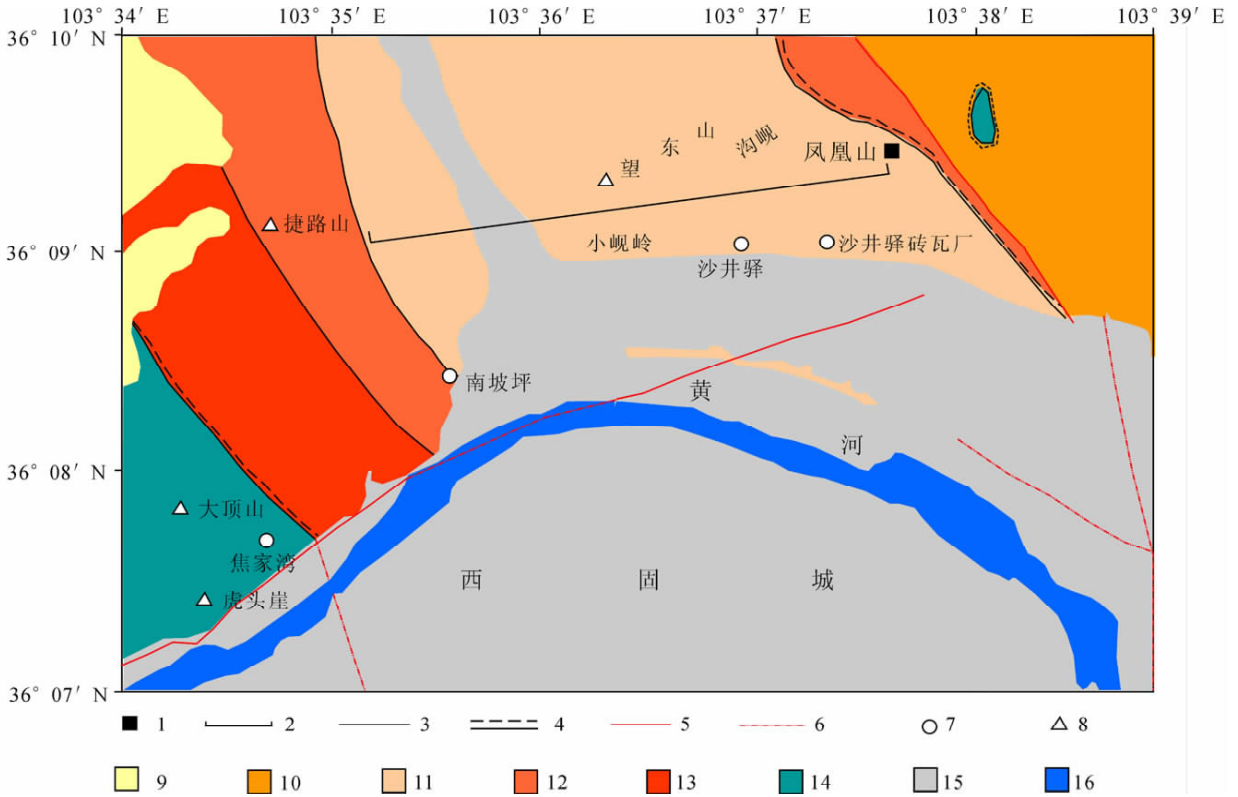


图 1 凤凰山剖面位置图(据甘肃省地质矿产局,1988^① 改绘)

Fig. 1 Location of Fenghuangshan Section (repainted from Bureau of Geology and Mineral Resources of Gansu Province,1988^①)

- 1—剖面位置;2—剖面线;3—整合接触;4—不整合接触;5—断层;6—隐伏断层;7—村落;8—制高点;9—第四系;10—安宁系;11—咸水河组;12—野狐城组;13—西柳沟组;14—河口群;15—城市用地;16—河流
- 1—Profile position; 2—section line; 3—conformable contact; 4—unconformable contact; 5—fault; 6—beried fault; 7—village; 8—high ground; 9—Quaternary System; 10—Anning Series; 11—Xianshuihe Formation; 12—Yehucheng Formation; 13—Xiliugou Formation; 14—Hekou Group; 15—city land; 16—river

2000 μm , 测量结果将给出每一粒度组分的百分含量,从 0.02~2000 μm 共可获得 100 个粒级的百分含量。磁化率在 Batington MS-2B 磁化率仪上完成,获得 0.47 kHz 频率下的常温磁化率值。X-荧光分析只对黏土进行,均匀挑选 48 个样品,进行烘干后,用球磨机研磨,过 200 目筛,称取 4 g 左右过筛后的粉末,压样备测。测试仪器为荷兰 Philip 公司生产的 PANalytical-PW2403。以上实验均在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成。

扫描电子显微镜实验在兰州大学磁学与磁性材料教育部重点实验室完成,电镜为日本日立公司生产的 S4800。

4 结果

4.1 粒度

4.1.1 粒度分布曲线与概率累积曲线

统计表明不同沉积物类型具有不同的粒度频率

分布曲线和粒度概率累积曲线,所以在沉积相判别中常以粒度分布曲线和粒度概率累积曲线作为判别依据(成都地质学院陕北队,1976)。通过对凤凰山剖面第三系咸水河组粒度的分布特征分析,有如下发现。①黏土样的粒度分布模式主要有两种:一是两峰态(图 3a),两峰分别出现在 0.4~1 μm 和 8~32 μm ,此类分布模式占了黏土样品总数的绝大多数,是最主要的分布模式;二是三峰态(图 3b),三峰分别出现在 0.4~1 μm ,8~32 μm 和 250~500 μm ,即有少量中砂含量。②砂层样及多数黏土与砂层过渡层样品的粒度分布模式主要为三峰态(图 3c),三峰分别出现在 0.4~1 μm ,8~32 μm 和 125~1000 μm 。本文粒度对比数据均引自孙东怀等(2001)。

研究表明(孙东怀等,2000),典型的风成黄土(图 3d)第一个众数粒径在 16~32 μm 之间,第二个众数粒径一般出现在 2~4 μm 之间。凤凰山剖面

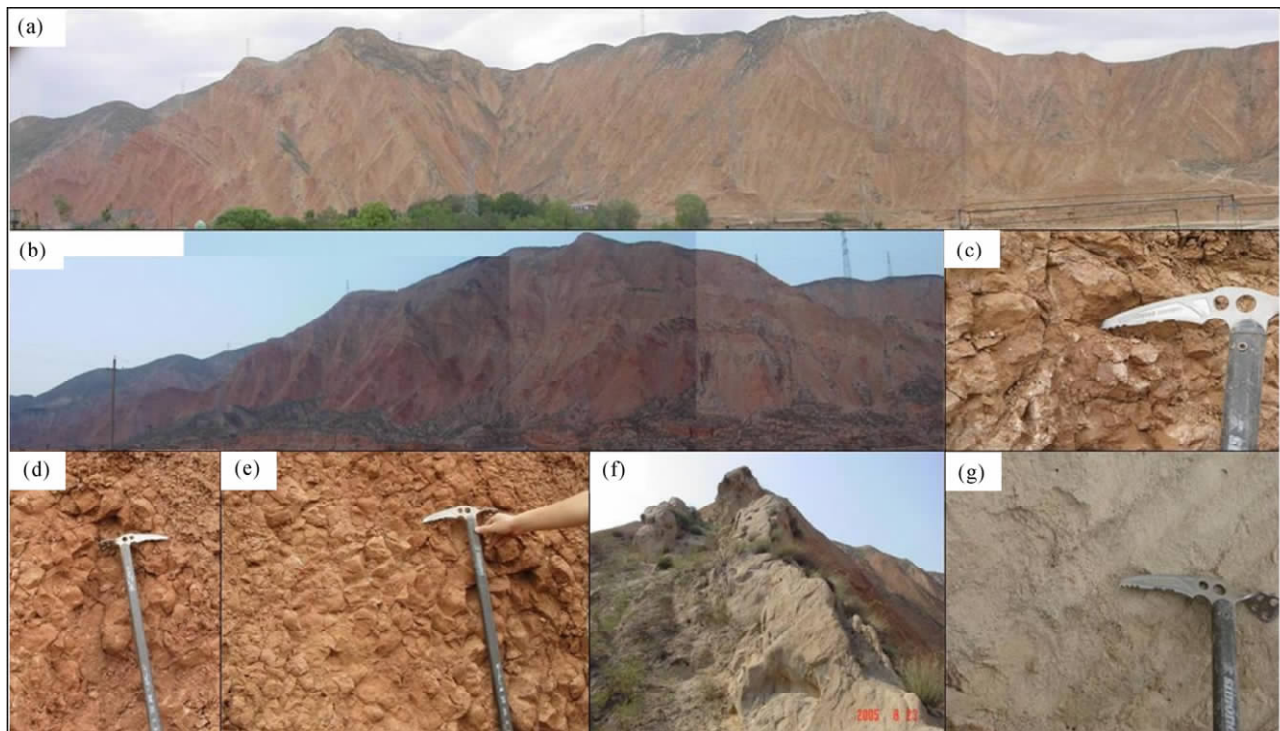


图 2 凤凰山剖面上中段(a)、中下段(b)及黏土(c,d,e)和砂层(f,g)照片

Fig. 2 Photos of the upper-middle section (a), middle-under section (b), clay (c, d, e) and sand layers (f, g) of Fenghuangshan Section

大多数的黏土样品(图 3a)与这一特征相符,也与其他典型风成物粒度特征相符(图 3e,f),反映了他们具有相同的成因。凤凰山剖面少数黏土样品(图 3b)有细尾存在,但与河流沉积差别较大(图 3h)。经野外观察,这类样品往往出现在黏土与砂层过渡带,或出现在具有水平层理的黏土中,所以属于先风成、后经流水改造的沉积,或者是湖相沉积。砂层粒度分布(图 3c)与河流沉积粒度分布极其相似,而与现代风成砂粒度特征(图 3g)相差很大。所以,凤凰山剖面砂层主要为河流相沉积,但较典型河流沉积物分选要差。

在概率累积曲线上(图 4),绝大多数黏土和黄土、古土壤、红黏土多为单段型,而砂层为明显的两段型或三段型,与河流沉积物的累积曲线吻合(成都地质学院陕北队,1976)。

4.1.2 粒度组成特征

为了弄清凤凰山剖面的粒度组成特征,以进一步探讨和肯定黏土与砂层的成因,我们对全部样品进行了数学方法上的分离。本文采用孙东怀等(2001)所探讨的古环境中沉积物粒度组分分离的数学原理和方法。把凤凰山剖面样品粒度数据分为四个组分:超细粒组分($0\sim 2\ \mu\text{m}$),细粒组分

($2\sim 10\ \mu\text{m}$),粗粒组分($10\sim 100\ \mu\text{m}$)和砂组分($100\sim 2000\ \mu\text{m}$),对其进行拟合分离。分离后各粒级拟合值与实测值的残差很小,精度较高,误差小。部分粒度数据分离结果如图 5。其中,图 5(a~c)为黏土样品的分离结果,其拟合残差分别为 0.19,0.04 和 0.64;超细粒组分的中值粒径均为 $0.8\ \mu\text{m}$,含量分别为 2.4%,2.3%和 2.4%;细粒组分的中值粒径分别为 $2.7\ \mu\text{m}$, $5.9\ \mu\text{m}$ 和 $3.4\ \mu\text{m}$,含量分别为 5.4%,31%和 9%;粗粒组分的中值粒径分别为 $16.7\ \mu\text{m}$,含量分别为 92.7%,67%和 69.5%;砂组分的中值粒径分别为 0 , $1005.7\ \mu\text{m}$ 和 $105.8\ \mu\text{m}$,含量分别为 0%,0.1%和 18.4%。图 5(d)为砂层样品的拟合结果,其残差为 1.17,超细粒组分的中值粒径为 $0.9\ \mu\text{m}$,含量 1.6%;细粒组分的中值粒径为 $3.7\ \mu\text{m}$,含量 0%;粗粒组分的中值粒径为 $12.8\ \mu\text{m}$,含量 24.5%;砂组分的中值粒径为 $344\ \mu\text{m}$,含量 74.1%。

将分离后的数据加以统计,即可清楚地看出粒度组成的特征。①绝大多数黏土样品(图 5a,图 5b)不含砂组分或含极少的砂组分。粗粒组分平均含量高达 80%,是这类红色黏土的主要组成组分。此外还有一定含量的细粒和超细粒组分。②少量黏土样

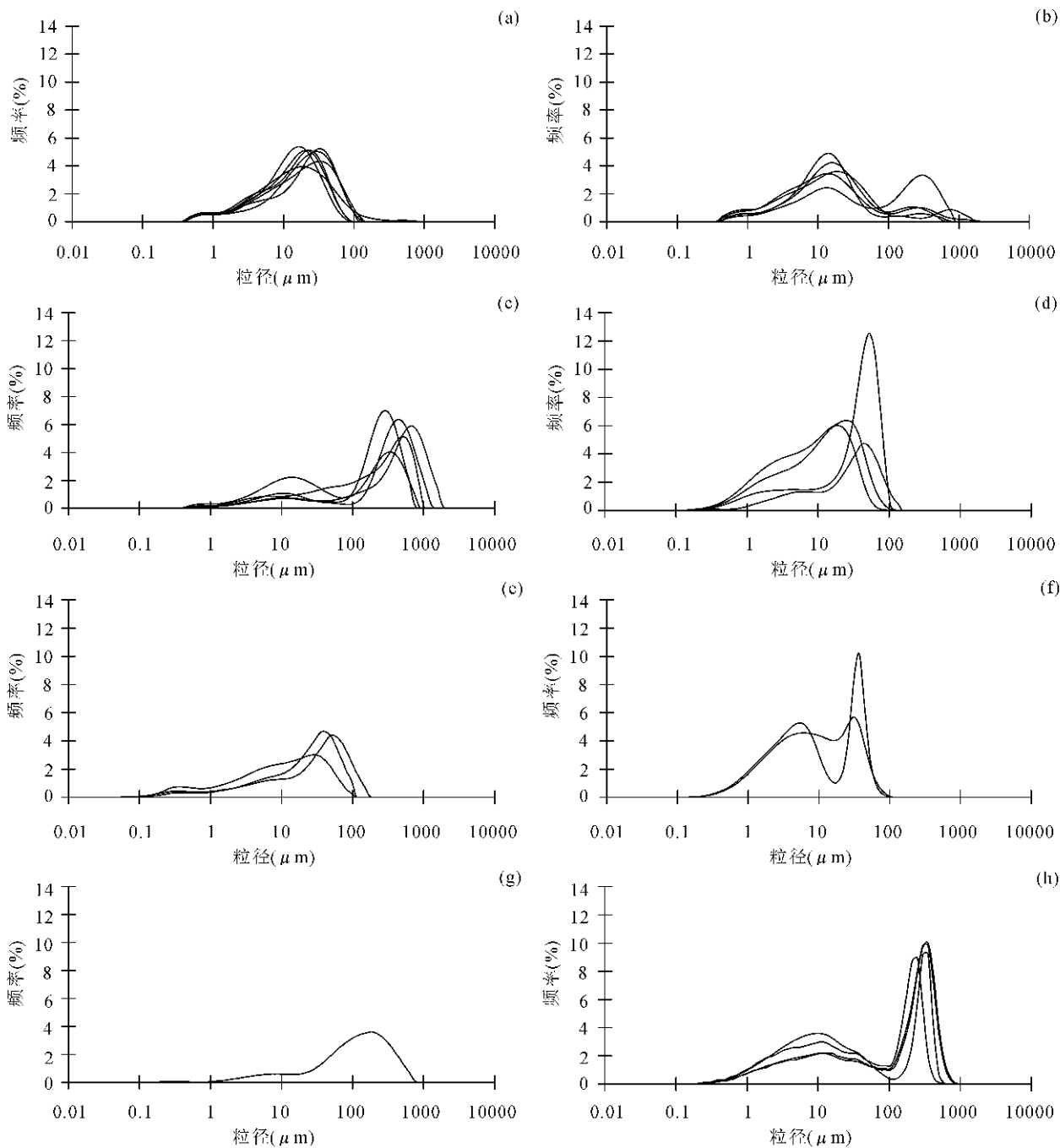


图 3 凤凰山剖面黏土(a,b)、砂样(c)和典型黄土(d)、古土壤(e)、红黏土(f)、风成砂(g)及河流沉积物(h)粒度分布的频率曲线

Fig. 3 Grain-size distribution curves of clay(a,b), sand(c) from Fenghuangshan Section and typical loess(d), paleosol(e), red clay(f), aeolian sand(g) and fluvial deposit samples(h)

品(图 5c)含有少量的砂组分,平均为 7%左右。但粗粒组分仍然在 80%以上。③砂层样品粒度的砂组分含量相当高(图 5d),平均达 72%,是砂层的主要组分。此外还有约 26%的粗粒组分和少量的细粒组分、超细粒组分。④全剖面细粒组分、粗粒组分和砂组分的平均众数粒径分别为 4.5 μm 、21.67 μm

和 396.8 μm 。超细粒组分的中位数粒径很接近,在黏土层中平均众数粒径为 0.76 μm 。在黄土中该组分被认为可能与成壤作用有关(孙东怀,2006)。

由此可以看出,粗粒组分是凤凰山黏土样品的主要组分。大量粒度组分的分离结果显示(孙东怀等,2000),黄土粗粒组分含量一般在 70%~90%之

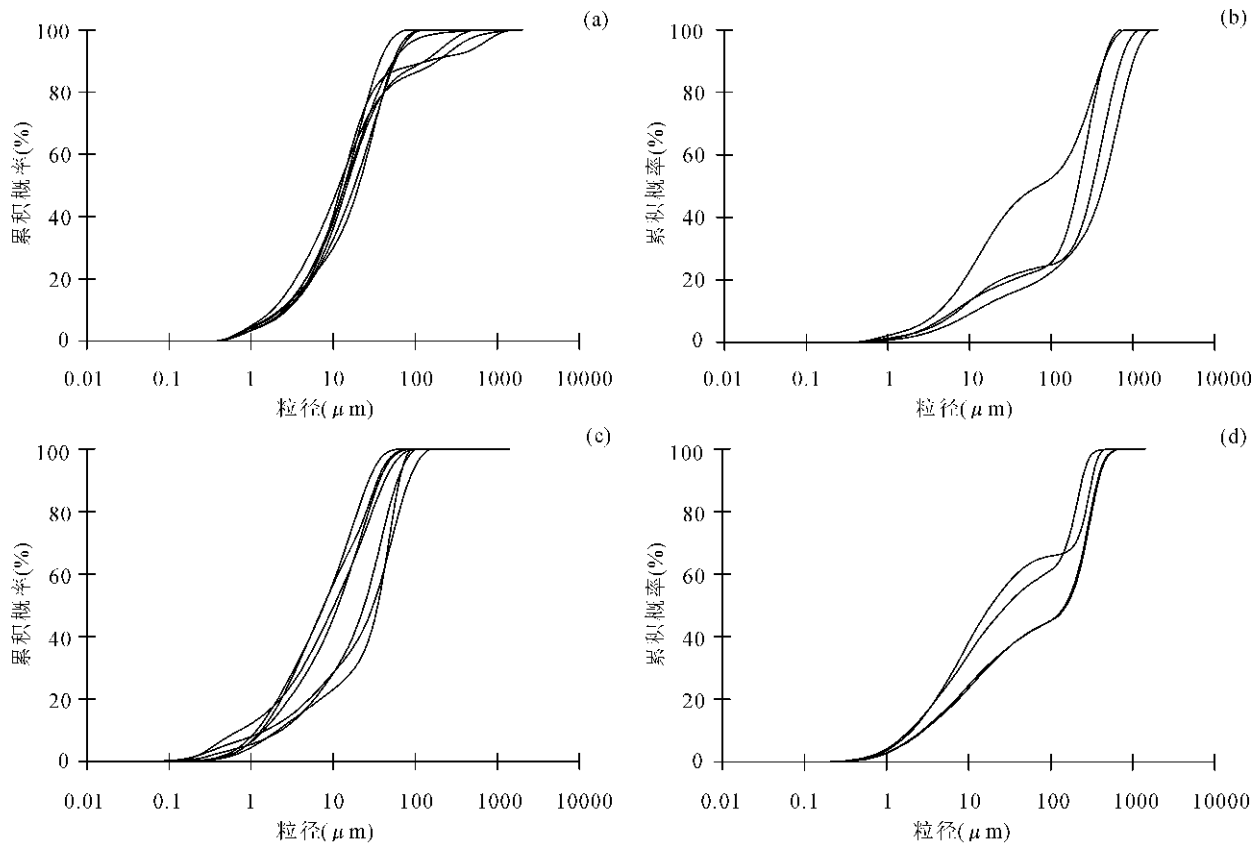


图4 凤凰山剖面黏土(a)、砂层(b)和典型黄土古土壤(c)、典型河流沉积物(d)的概率累积曲线

Fig. 4 Probability cumulative curves of clay(a), sand(b) from Fenghuangshan Section and typical loess-paleosol(c), fluvial deposit samples(d)

间,凤凰山黏土样品与之十分相似,支持了该黏土的风成成因。

4.2 磁化率

由于不同成因沉积物的环境磁学机制不同,磁化率可以粗略判别沉积物的成因。凤凰山剖面磁化率平均为 $14.6 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (图6),其中黏土样品变化范围为 $10 \times 10^{-8} \sim 35 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,平均在 $20 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 以上。九州台黄土剖面的磁化率值范围为 $10 \times 10^{-8} \sim 45 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (陈发虎等,1992),灵台剖面第四纪黄土-古土壤序列的磁化率变化范围为 $20 \times 10^{-8} \sim 310 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$,红黏土的磁化率值范围为 $30 \times 10^{-8} \sim 250 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (孙有斌等,2001)。可见凤凰山剖面黏土样品的磁化率值更接近典型风成粉尘的磁化率值,支持了该黏土的风成成因。

在黄土高原,黄土和古土壤的磁化率变化与成壤作用有关,成壤越强,磁化率值就越高,降水和温度起了关键作用(刘秀铭等,1990;旺罗等,2000;强小科等,2003;夏敦胜等,2006)。而在纬度大体一致

的黄土序列中,位于干旱区的兰州就较半湿润区的灵台磁化率值低很多。鉴于这一关系,九州台和凤凰山黏土磁化率值的比较也就有意义了。凤凰山剖面黏土的磁化率值和九州台黄土比较接近,这就很有可能说明凤凰山剖面在降水条件上和第四纪兰州接近,甚至更干旱。

相比之下,青海湖和岱海湖相沉积物的磁化率值分别平均为 $6.33 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ 和 $96.15 \times 10^{-8} \text{ m}^3/\text{kg}$ (吴瑞金,1990),都与凤凰山剖面黏土磁化率相差很大。因此凤凰山剖面的黏土全为湖相沉积的可能性较小,推测其绝大多数为风成沉积。

4.3 元素地球化学

在第四纪黄土组成研究中,元素地球化学作为重要的指标得以广泛研究与应用(刘东生等,1985;文启忠,1989)。尽管在沉积后会发生很大变化,沉积物的元素含量的一致性在某种程度也能反映成因上的一致性。凤凰山剖面黏土样品的主要氧化物含量(表1)与九州台黄土和西峰红黏土非常接近,反映了它们在成因上的相似性,支持了该黏土的风成成因。

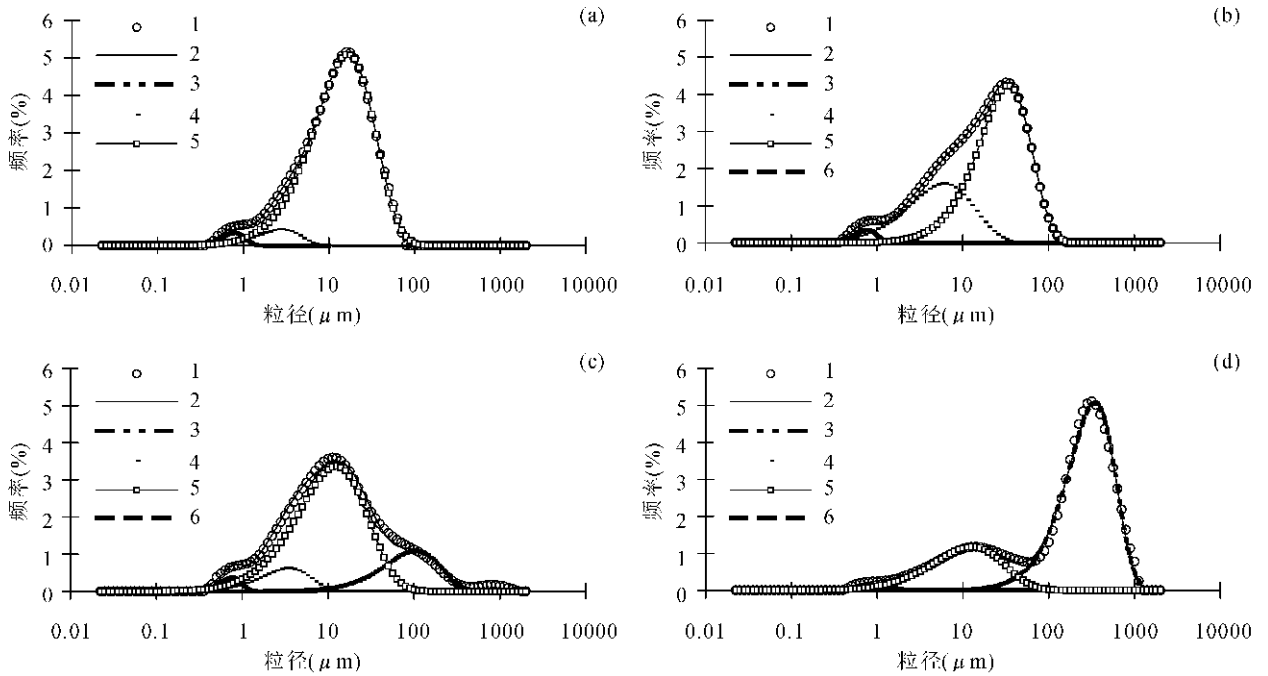


图 5 数学方法对凤凰山剖面地层粒度组分的部分分离结果

Fig 5 Grain-size components of Fenghuangshan Section separated by mathematical methods

(a)—黏土样品;(b)—黏土样品;(c)—黏土样品;(d)—砂层样品;1—实测粒度;2—拟合结果;

3—超细粒组分;4—细粒组分;5—粗粒组分;6—砂组分

(a)—Clay sample; (b)—clay sample; (c)—clay sample; (d)—sand sample; 1—measured grain size;

2—fitting result; 3—super-fine component; 4—fine component; 5—coarse component; 6—sand component

表 1 凤凰山剖面黏土、九州台黄土-古土壤剖面(陈发虎等,1990)和西峰红黏土剖面(陈昶等,2001)主要元素(%)的含量

Table 1 Content of main element of Fenghuangshan Section, Jiuzhoutai Loess-paleosol Section(Chen F H et al. , 1990) and Xifeng Loess-paleosol-clay Section(Chen Y et al. , 2001) (%)

氧化物	凤凰山剖面		九州台黄土		西峰红黏土	
	变化范围	平均值	变化范围	平均值	变化范围	平均值
SiO ₂	36.96~66.78	50.26	50.7~59.45	54.89	48.11~54.54	50.8
Al ₂ O ₃	6.23~15.18	12.22	10.75~12.27	11.65	11.15~12.75	11.84
Fe ₂ O ₃	1.77~7.03	4.77	4.25~5.33	4.8		4.59
CaO	2.64~16.6	8.15	7.24~10.22	8.31	8.29~12.89	10.97
MgO	1.42~5.11	3.38	2.13~2.98	2.52	2.52~3.16	2.89
Na ₂ O	0.82~5.13	2.86	1.49~2.36	2.02	0.82~1.24	1.03
K ₂ O	1~3.04	2.07	2.28~2.65	2.47	2.07~2.49	2.24
总量		83.71		86.66		84.43

凤凰山剖面黏土样品几种稳定微量元素(表 2)如 Ti、Ba、Rb、Cs 等的含量与九州台黄土、西峰红黏土相当,显示了它们在成因上的一致性,支持了该黏土的风成成因。凤凰山剖面黏土样品 Rb/Sr 平均值为 51.2%,九州台黄土 Rb/Sr 平均值为 48.3%,而西峰红黏土的 Rb/Sr 平均值为 106.4%,凤凰山剖面黏土与九州台黄土相当,推测其沉积时环境和第四纪兰州的干旱程度接近,为低温干旱的地质环境。

4.4 扫描电镜

由于沉积时的摩擦和撞击作用,石英颗粒表面可记录沉积作用类型,因而可用于判别沉积物的成因。扫描电镜是观察和研究石英表面微结构的有效工具,并在沉积相和沉积环境的研究中得到了广泛应用(王颖等,1985)。凤凰山剖面黏土的无明显层理、色调从略发黄到微红等沉积特征与黄土高原第四纪黄土和古土壤具有相似性。将该剖面黏土的微形貌与已经公认的风成黄土高原第四纪古土壤作对

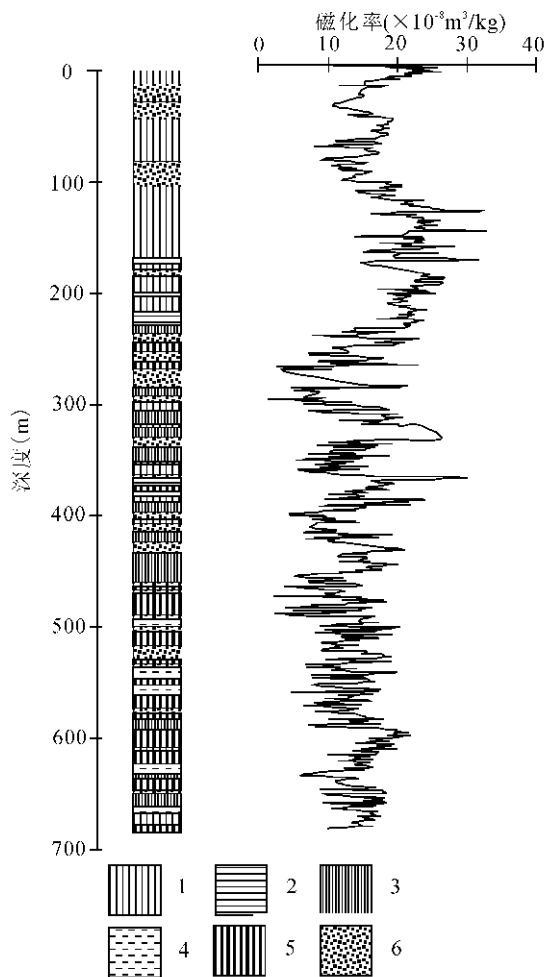


图6 凤凰山剖面深度磁化率曲线

Fig. 6 Susceptibility curves of Fenghuangshan Section with depth

1—灰黄色块状泥岩; 2—具水平层理灰黄色块状泥岩; 3—黄红色块状泥岩; 4—具水平层理黄红色块状泥岩; 5—红色块状泥岩; 6—砂层或砂砾石层

1—Grey-yellow massive mudstone; 2—grey-yellow massive mudstone with horizontal bedding; 3—yellowish red massive mudstone; 4—yellowish red massive mudstone with horizontal bedding; 5—red massive mudstone; 6—sand bed or sand and gravel layers

比,也可作为判断该剖面黏土成因的一个证据。从凤凰山剖面红色黏土的微形貌(图7a,b)可以看出石英颗粒的粒径相当、形状不规则、磨圆度差、有断口,与灵台S8古土壤(图7d)没有太大差别。凤凰山剖面黏土石英单颗粒的形貌(图7c)具有明显的撞击蝶形坑,属风成沉积物。

5 讨论

兰州地区新生代地层咸水河组的成因存在很大

的争议(邱占祥等,1997b;岳乐平等,2003;顾延生等,2000)。本文通过对凤凰山剖面详细的野外调查以及系统的室内实验,发现该套沉积的粉砂岩和泥岩主要为风成沉积,而夹于其中的砂层则为河流相沉积。首先,凤凰山剖面大部分粘土不具有水平层理,部分甚至具有土壤结构,这些是有别于湖相沉积的特征。其次,凤凰山剖面粘土的粒度概率分布与典型河流相沉积明显不同,而与典型的黄土、古土壤和红粘土具有相似的形态。进一步的粒度数据分离表明,能够代表风作用力的粗组分是粘土粒度的主要组分;此外,黄土中具有细组分和超细组分在咸水河组的粒度上也均有分布。然而部分粘土的粒度具有一个含量较小的砂组分,这可能与地层中含有较多的砂层有关。这些砂层的野外特征和粒度分布与典型的河流相沉积相同,是一套河流相沉积。粘土中砂组分的出现可能是河流改造的结果。第三,凤凰山剖面的磁学性质与第四纪黄土具有相似的特征。第四,凤凰山剖面粘土样品的主要常量元素含量、稳定微量元素的含量与九州台黄土和西峰晚第三纪风成红粘土非常接近。第五,凤凰山剖面红色粘土的微形貌特征与典型的古土壤相似,尤其是其明显的撞击蝶形坑是风成沉积的典型特征。以上证据均表明兰州地区新生代咸水河组中绝大多数粘土沉积是风成沉积,部分为河流或湖泊改造沉积;砂层为河流相沉积。

沉积于兰州地区的巨厚的新生代沉积,为研究青藏高原东北缘新生代演化以及亚洲内陆干旱化等科学问题提供了良好的地质载体。野外特征和沉积相研究表明(岳乐平等,2003;宋春晖等,2009),新生代最老的西柳沟组和次老的野狐城组分别是河流相和河湖相沉积。本研究众多证据表明咸水河组为风成沉积,是目前发现的兰州地区新生代最老的风成沉积。古生物对比(邱占祥等,1997b)和古地磁年代(岳乐平等,2000)表明该套沉积可能始于渐新世晚期。该时代可能与黄土高原的秦安剖面(Guo Z T et al., 2000)和庄浪钻孔(Qiang X K et al., 2011)接近。因此,对凤凰山剖面咸水河组的进一步研究,不仅能为研究新生代黄土高原风尘沉积的底界提供西部控制点,同时为研究亚洲内陆干旱化演化提供地质记录。此外,地层中多次出现的砂层,可能含有青藏高原东北缘新生代隆升的信息。

6 结论

通过对兰州地区新生代咸水河组凤凰山剖面详

细的野外考察,结合岩石磁学、粒度、成分分析和扫描电镜等多种分析,基本可以得出以下结论。

表 2 凤凰山剖面黏土、九州台黄土-古土壤剖面(张虎才等,1991)、洛川黄土-古土壤剖面(文启忠,1989)和西峰红黏土剖面(陈旸等,2001)微量元素($\times 10^{-6}$)的平均含量

Table 2 Average content of trace element of Fenghuangshan Section, Jiuzhoutai Loess-paleosol Section(Zhang H C et al., 1991), Luochuan Loess-paleosol Section(Wen Qizhong, 1989) and Xifeng Loess-paleosol-clay Section(Chen Y et al., 2001) ($\times 10^{-6}$)

元素	凤凰山 黏土	九州台 黄土	九州台 古土壤	九州台 全剖面	洛川 黄土	洛川古 土壤	西峰红 黏土
Ti	3425.4	3493	3554	3546	3900	4200	3600
Mn	791.6	703	755	748	651	714	619.7
Ba	454.7	560	529.1	533	1235	1990	437.1
Sr	193	283.3	233.8	240	552	330	108.1
Rb	98.8			116			115.6
V	84.67			81			64
Cr	70.54			79			54.5
Ni	33.52	≤ 21.3	≤ 22.1	≤ 22	38	42	41

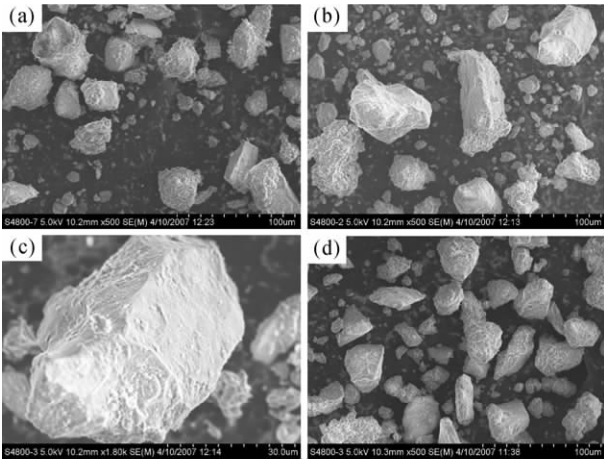


图 7 凤凰山剖面黏土(a,b,c)和灵台 S8 古土壤(d)的扫描电镜照片

Fig. 7 Morphology of quartz grains from the clay (a, b, c) of Fenghuangshan Section and paleosol S8 (d) of Lingtai Section

(1)咸水河组大部分黏土没有水平层理,其粒度概率分布曲线、概率累积曲线、组成特征和磁化率、元素含量及扫描电镜与典型黄土、古土壤和红黏土非常相似,为风成沉积,是目前发现的兰州地区新生代最老的风成沉积。这套黏土的色调和磁化率等环境代用指标与黄土高原的第四纪黄土接近,指示了第三纪早期一个低温干旱的地质环境。

(2)咸水河组中出现的砂砾石层,以颗粒大、分

选差、一般无水平层理或层理不明显为特征,其粒度概率曲线、累积概率曲线与典型河流沉积物非常相似,是河流沉积物,指示了多期河流发育,可能与青藏高原的隆升有关。

注 释

① 甘肃省地质矿产局. 1988. 1:5 万兰州区域地质图说明书(西固城幅).

参 考 文 献

陈发虎,马海洲,张宇田,韦玉春. 1990. 兰州黄土地球化学特征及其意义. 兰州大学学报(自然科学版),26(4):154~166.

陈发虎,鄒秀书. 1992. 兰州黄土记录与万年尺度气候变化周期. 科学通报,(24):2263~2265.

陈旸,陈骏,刘连文. 2001. 甘肃西峰晚第三纪红黏土的化学组成及化学风化特征. 地质力学学报,7(2):167~175.

成都地质学院陕北队. 1976. 沉积岩(物)粒度分析及其应用. 北京地质出版社:31~127.

方小敏,徐先海,宋春晖,韩文霞,孟庆泉,鸟居雅之. 2007. 临夏盆地新生代沉积物高分辨率岩石磁学记录与亚洲内陆干旱化过程及原因. 第四纪研究,27(6):989~1000.

甘肃省地质局区域地质调查队(瞿毓沛,蔡体梁执笔). 1984. 甘肃的第三系. 甘肃地质学报,2:1~40.

耿宝印,陶君容,颀光普. 2001. 兰州盆地早第三纪植物及古气候意义. 植物分类学报,39(2):105~115.

顾延生,李长安,黄长生,唐小明,詹朝阳. 2000. 兰州一民和盆地第三纪沉积特征及环境. 地质通报,19(4):337~343.

李吉均,方小敏,朱俊杰. 1995. 临夏盆地新生代地层古地磁年代与模式序列. 见:青藏项目专家委员会编. 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究(1994). 北京:科学出版社,41~53.

李麒麟. 2000. 兰州盆地早第三纪孢粉类化石的发现. 中国区域地质,19(2):220~221.

刘东生等. 1985. 黄土与环境. 北京:科学出版社,191~302.

刘秀铭,刘东生, Heller F, 许同春. 1990. 黄土频率磁化率与古气候冷暖变换. 第四纪研究,(1):42~50.

鹿化煜,安芷生. 1997. 前处理方法对黄土沉积物粒度测量影响的实验研究. 科学通报,42(23):2535~2538.

强小科,安芷生,常宏. 2003. 佳县红黏土堆积序列频率磁化率的古气候意义. 海洋地质与第四纪地质,23(3):91~96.

邱占祥,谷祖纲. 1988. 甘肃兰州一第三纪中期哺乳动物化石地点. 古脊椎动物学报,26(3):198~223.

邱占祥,谢骏义. 1997a. 记兰州盆地巨猿犀(奇蹄目,犀科)一新种. 古脊椎动物学报,35(4):250~267.

邱占祥,王伴月,邱铸鼎. 1997b. 甘肃兰州盆地咸水河组研究的新进展. 见:童永生等编. 演化的实证——纪念杨钟健教授百年诞辰论文集. 北京:海洋出版社,177~192.

邱占祥,王伴月,谢骏义. 1998. 记兰州盆地第三纪中期的爪兽(奇蹄目)化石. 古脊椎动物学报,36(4):297~318.

邱占祥,王伴月. 1999. Allacerops(奇蹄目,犀超科)化石在我国发现及其分类地位的讨论. 古脊椎动物学报,37(1):48~61.

邱铸鼎. 2000. 甘肃兰州盆地中中新世泉头沟动物群的食虫类、跳鼠类和兔形类. 古脊椎动物学报,38(4):287~302.

邱铸鼎. 2001a. 甘肃兰州盆地中中新世泉头沟动物群的仓鼠类. 古脊椎动物学报,39(3):204~214.

邱铸鼎. 2001b. 甘肃兰州盆地中中新世泉头沟动物群的睡鼠类和

- 沙鼠类. 古脊椎动物学报, 39(4):279~305.
- 宋春晖, 孟庆泉, 夏维民, 徐丽, 苗运法, 杨用彪, 胡思虎. 2009. 青藏高原北缘古近纪石英砂表面特征及其古环境意义. 沉积学报, 27(1):94~103.
- 宋友桂, 方小敏, 李吉均, 安芷生, 杨东, 吕连清. 2000. 六盘山东麓朝那剖面红黏土年代及其构造意义. 第四纪研究, 20(5):457~463.
- 孙柏年, 阎德飞, 解三平, 丛培允, 辛存林, 云飞. 2004. 兰州盆地古近系杨属叶化石及古气候指示意义. 科学通报, 49(13):1283~1289.
- 孙东怀, 刘东生, 陈明扬, 安芷生. 1997. 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, 27(3):265~270.
- 孙东怀, 鹿化煜, David R, 孙用斌, 吴胜光. 2000. 中国黄土粒度的双峰分布及其古气候意义. 沉积学报, 18(3):327~335.
- 孙东怀, 安芷生, 苏瑞侠, 吴锡浩, 王苏民, 孙千里, David R, Bloemendal J. 2001. 古环境中沉积物粒度组分分离的数学方法及其应用. 自然科学进展, 11(3):269~276.
- 孙东怀. 2006. 黄土粒度分布中的超细粒组分及其成因. 第四纪研究, 26(6):928~936.
- 孙有斌, 孙东怀, 安芷生. 2001. 灵台红黏土-黄土-古土壤序列频率磁化率的古气候意义. 高校地质学报, 7(3):300~306.
- 王伴月, 邱占祥. 2000a. 甘肃兰州盆地咸水河组下段红色泥岩中的跳鼠化石. 古脊椎动物学报, 38(1):10~35.
- 王伴月, 邱占祥. 2000b. 甘肃兰州盆地咸水河组下红泥岩中的小哺乳动物化石. 古脊椎动物学报, 38(4):255~273.
- 王建力, 方小敏. 2000. 临夏盆地晚中新世以来的风沙沉积及环境意义. 地理科学, 20(3):259~263.
- 旺罗, 刘东生, 韩家懋, 邓成龙. 2000. 中国第四纪黄土环境磁学研究进展. 地球科学进展, 15(3):335~341.
- 王颖, 迪纳瑞尔 B. 1985. 石英砂表面模式图集. 北京: 科学出版社.
- 文启忠. 1989. 中国黄土地球化学. 北京: 科学出版社, 36~114.
- 吴瑞金. 1993. 湖泊沉积物的磁化率、频率磁化率及其古气候意义——以青海湖、岱海近代沉积为例. 湖泊科学, 5(2):128~135.
- 夏敦胜, 马剑英, 王冠, 金明, 杨丽萍, 陈发虎. 2006. 环境磁学及其在西北干旱区环境研究中的问题. 地学前缘, 13(3):168~179.
- 颀光普. 1999. 甘肃兰州盆地第三系咸水河组的双壳类. 古生物学报, 38(1):94~101.
- 颀光普. 2004. 甘肃兰州盆地的第三纪地层及哺乳动物群. 地层学杂志, 28(1):67~80.
- 徐先海, 方小敏, 宋春晖, 范马洁, 沈吉. 2008. 临夏盆地新生代沉积物粒度记录与亚洲内陆干旱化. 湖泊科学, 20(1):65~75.
- 薛祥煦, 张云翔, 岳乐平. 2006. 从哺乳动物化石看中国黄土高原红黏土-黄土系列的气候环境及演变. 中国科学(D 辑: 地球科学), 36(4):359~69.
- 杨钟健, 卞美年. 1937. 甘肃皋兰永登区新生代地质. 中国地质学会志, 13(3-4):199~201.
- 岳乐平, Heller F, 邱占祥, 张莉, 颀光普, 邱铸鼎, 张云翔. 2000. 兰州盆地第三系磁性地层年代与古环境记录. 科学通报, 45(18):1998~2003.
- 岳乐平, 邱占祥, 颀光普, 邱铸鼎, 张莉, 张云翔, Heller F. 2003. 兰州盆地永登剖面记录的第三纪沉积环境. 沉积学报, 21(4):683~694.
- 张虎才, 张林源. 1991. 兰州九州台黄土剖面元素地球化学研究. 地球化学, (1):79~86.
- Alonso-Zarza A M, Zhao Z, Song C H, Li J J, Zhang J, A Martin-Pérez, R Martn-Garca, Wang X X, Zhang Y, Zhang M H. 2009. Mudflat/distal fan and shallow lake sedimentation (upper Vallesian-Turolian) in the Tianshui Basin, Central China: Evidence against the late Miocene eolian loess. Sedimentary Geology, 222(1-2): 42~51.
- Ding Z L, Xiong S F, Sun J M, Yang S L, Gu Z Y, Liu T S. 1999. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution. Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology, 152(1): 49~66.
- Garzione G N, Ikari M J, Basu A R. 2005. Source of Oligocene to Pliocene sedimentary rocks in the Linxia basin in northeastern Tibet from Nd isotopes: Implications for tectonic forcing of climate. Geological Society America Bulletin, 117(9-10): 1156~1166.
- Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, Wu H B, Qiao Y S, Zhu R X, Peng S Z, Wei J J, Yuan B Y, Liu T S. 2002. Onset of Asian desertification by 22 Ma ago inferred from loess deposits in China. Nature, 416(6877): 159~163.
- Qiang X K, An Z S, Song Y G, Chang H, Sun Y B, Liu W G, Ao H, Dong J B, Fu C F, Wu F, Lu F Y, Cai Y J, Zhou W J, Cao J J, Xu X W. 2011. New eolian red clay sequence on the western Chinese Loess Plateau linked to onset of Asian desertification about 25 Ma ago. Science China, Earth Sciences, 54, 136~144.
- Qiang X K, Li Z X, Powell C M, Zheng H B. 2001. Magnetostratigraphic record of the Late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. Earth and Planetary Science Letters, 187(1-2): 83~93.
- Qiu Z X, Wang B Y, Qiu Z D. 2001. Land mammal geochronology and magnetostratigraphy of Mid-Tertiary deposits in the Lanzhou Basin, Gansu Province, China. Eclogae Geology Helv, 94: 373~385.
- Ruddiman W F, Kutzbach J E. 1989. Forcing of late Cenozoic northern hemisphere climate by plateau uplift in the southern Asia and the west American. Journal of Geophysical Research, 94(D15): 18409~18427.
- Sun D H, An Z H, Shaw J, Bloemendal J, Sun Y B. 1998a. Magnetostratigraphy and palaeoclimatic significance of Late Tertiary aeolian sequences in the Chinese Loess Plateau. Geophysical Journal International, 134(1): 207~212.
- Sun D H, Shaw J, An Z H, Yue L P. 1998b. Magnetostratigraphy and Paleoclimatic Interpretation of a Continuous 7.2Ma Late Cenozoic Eolian Sediments from the Chinese Loess Plateau. Geophysical Research Letter, 25(1): 85~88.
- Sun D H, Zhang Y B, Han F, Zhang Y, Yi Z Y, Li Z J, Wang F, Wu S, Li B. 2011. Magnetostratigraphy and palaeoenvironmental records for a Late Cenozoic sedimentary sequence from Lanzhou, Northeastern margin of the Tibetan Plateau. Global and Planetary change, doi:10.1016/j.gloplacha.2010.12.006.

The Oldest Eolian Deposit of Cenozoic in Lanzhou Area

ZHANG Yuebao, SUN Donghuai, LI Zaijun, CHEN Fahu, WANG Fei,

YI Zhiyu, ZHU Yanhu, WANG Xin, HAN Fei, ZHANG Yan

Key Laboratory of West China's Environmental System with the Ministry of Education, Lanzhou University, Lanzhou, 730000

Abstract

The study of eolian deposition in Western Loess Plateau is one of important problems in recent paleoclimatic studies, but the age of the Cenozoic eolian deposition is still in dispute. The lithologic features of Xianshuihe Formation developed in Late Oligocene in Lanzhou area are similar to those of eolian deposition in Loess Plateau, and it is significant to study sedimentary facies and depositional environment systematically for understanding of the early eolian deposition in Western Loess Plateau. This study was carried out the rock magnetism, grain size, composition analysis and electron microscope analysis of Fenghuangshan Section which is 916m thick, north of Lanzhou. The results preliminary showed that: Most of the clay is non- horizontal bedding; the distribution curves, probability cumulative curves and composition characteristics of grain-size, susceptibility, elemental content, morphology of quartz grains of them are similar to those of typical loess, paleosol and red clay samples. So they are eolian deposit, which is the oldest eolian deposit of Cenozoic found in Lanzhou Area presently. The environmental proxies such as colour and magnetic susceptibility show that this clay is much close to Quaternary Loess of Loess Plateau, which indicates that there was low temperature and dry geological environment in Early Tertiary. Sand and gravel layers appearing in Xianshuihe Formation are generally sorted poorly with non-horizontal or unobvious horizontal bedding, and the grain-size distribution and probability cumulative curves of them are similar to those of typical fluvial deposit, so they are fluvial deposits which may be related to the uplift of the Qinghai-Tibetan Plateau.

Key words: Lanzhou area; Eolian deposit; Cenozoic; Xianshuihe Formation