

黄土高原黄土、红色粘土与古湖盆沉积物关系^①

岳乐平

(西北大学新生代地质与环境研究所, 西安 710069)

提 要 本文通过磁性地层学、古生物地层学、沉积学的对比研究, 讨论了黄土高原地区黄土、红色粘土与该区重要古湖盆之一, 古三门湖堆积物之间关系, 并分析气候环境对它们的影响。主要结论如下:

1) 红色粘土与上覆黄土可以是连续沉积, 并呈相渐变关系。

2) 中国黄土与三门组记录了布容正极性带与松山负极性带。B/M界限位于 L_8 , J亚带位于标志层 L_4 与 L_{15} 之间, 大约 S_{10} - S_{13} 之间, O亚带位于 S_{22} - S_{33} , 或三门组之中。M/Ga界限对应于黄土与红土界限, 并基本对应于三门组与游河组界限。

3) 红色粘土 (三趾马红粘土) 并非仅仅是中新世保德期沉积物。它包括上新统与中新统, 上新世静乐组记录了高斯正极性带, 吉尔伯特负极性带, 中新世蓝田组记录了 Epoch 5

4) 古三门湖堆积包括早更新世早期三门组 (1. 20- 2. 50Ma, 松山负极性带), 上新世晚期游河组 (2. 50- 3. 50Ma, 高斯正极性带), 更早期的三门湖沉积未出露。三门组与午城黄土为同期异相沉积, 记录了松山负极性带, 游河组则与该区上部红色粘土 (静乐组上段) 为同期异相沉积, 记录了高斯正极性带。

关键词 磁性地层 黄土 红色粘土 三门组 游河组

第一作者简介 岳乐平 男 44岁 博士 副教授 环境地质

黄土高原广泛分布着黄土, 红色粘土与河湖相堆积^[1], 本文通过磁性地层学、古生物学、沉积学的对比研究, 讨论沉积区黄土, 红色粘土, 河湖沉积之间的关系, 以及气候环境对它们的影响

1 黄土沉积

该区典型黄土剖面之一, 篮田段家坡剖面为黄土——古土壤序列。底部黄土沉积年龄为 2. 50Ma。B. P. 古地磁布容正极性带与松山负极性带 (B/M) 界限 (0. 73Ma) 位于 L_8 中部, 哈拉米洛 (J) 亚带 (0. 90- 0. 97Ma) 位于 S_{10} - S_{12} 之间, 奥尔都维 (O) 亚带 (1. 67- 1. 87Ma) 位于 S_{28} - S_{32} 之间, 留尼昂 (R) 亚带 (2. 01- 2. 04Ma, 2. 12- 2. 14Ma) 分别位于 L_{36} 与 S_{38} ^[2]。

① 国家自然科学基金资助 (名称: 黄河中游水系阶地形成历史及相对年代学研究 编号: 49572133)

段家坡剖面包括全新世黄土 (0- 8000a), 晚更新世黄土 (— 0. 13Ma), 中更新世黄土 (0. 13- 0. 73Ma), 早更新世晚期黄土 (0. 73- 1. 20Ma), 早更新世早期黄土 (1. 20- 2. 50Ma)

临近段家坡剖面的一些黄土剖面发现有丰富的古生物的化石。 公主岭剖面 L₁₅发现有公主岭动物群^[3] (1. 15Ma)^[4]。 阳郭剖面 L₁₂- S₃发现有阳郭动物群^[5] (0. 90- 1. 00Ma), 陈家窝剖面 S₅发现有陈家窝动物群^[3] (0. 65Ma)^[4]。

2 红色粘土堆积

黄土高原黄土层之下广泛出露着一套红色粘土沉积, 由于在其中发现三趾马动物群, 故称之为“三趾马红粘土”。 过去蓝田地区的红色粘土被统称为保德期蓝田组, 时代定为中新世^[6], 最近作者对这套红色粘土进行了古地磁研究, 从磁性地层学角度对其时代划分提出新的看法。

蓝田段家坡剖面黄土之下连续沉积为第三纪红色粘土。 上部黄土厚 135m, 下部红色粘土厚约 62 m, 作者与郑洪波在其中采集了古地磁样品。 古地磁测量结果表明: 上部 135 m 厚的黄土相当于布容正极性带与松山负极性带, 黄土底界年龄为 2. 50Ma 红色粘土的上部 13m 相当于高斯 (Gauss) 正极性带, 年龄为 2. 50- 3. 40Ma, 其中含凯纳 (Kaena) 负极性亚带 (2. 92- 3. 01Ma), 与马莫斯 (Mammoth) 负极性亚带 (3. 05- 3. 15Ma), 中部 37m 厚红色粘土相当于吉尔伯特 (Gilbert) 负极性带。 年龄为 3. 40- 5. 00Ma 其中含科奇蒂 (Cochiti) 正极性亚带 (3. 80- 3. 90Ma), 努尼瓦克 (Nunivak) 正极性亚带 (4. 05- 4. 20Ma), 西杜夫加尔 (Sidufjall) 正极性亚带 (4. 32- 4. 47Ma) 与斯维拉 (Thvera) 正极性亚带 (4. 60- 4. 81Ma) 下部 12m 厚红色粘土相当于磁性地层年表 Epoch5 的上部, 年龄约 5. 00- 5. 30Ma (图 1)。

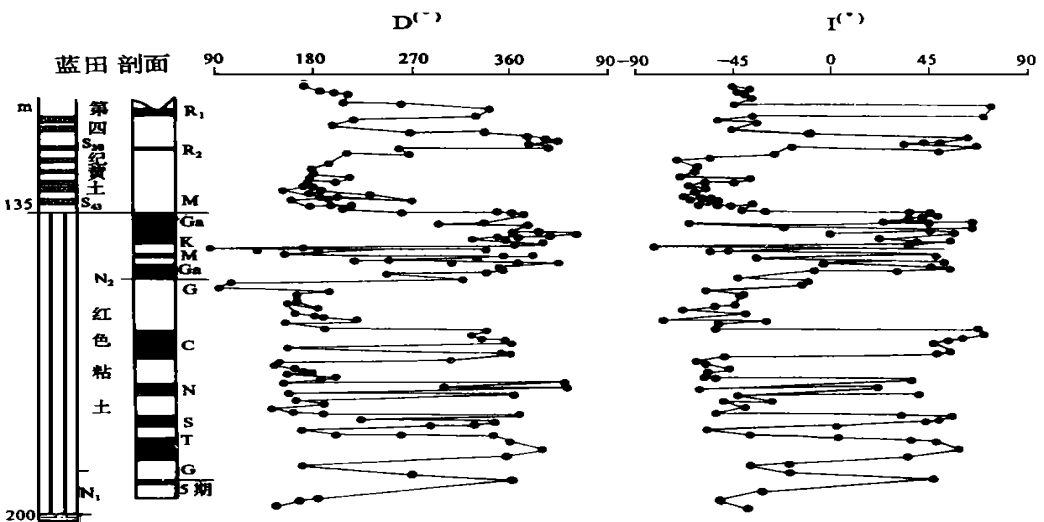


图 1 蓝田段家坡剖面黄土与红色粘土的磁性地层测量结果

Fig. 1 Magnetostratigraphic results of the loess and red clay in the Duanjiapo profile, Lantian

作者以为: 黄土与红色粘土界限和松山负极性带与高斯正极性带 (M/Ga) 界限一致, 此界限可作为下更新统与上新统界限。年龄约为 2.50Ma 上部厚约 13m 的红色粘土年龄约为 2.50-3.40Ma 时代相当于晚上新世静乐期晚期或游河期, 中部 37m 厚的红色粘土层, 年龄约 3.40-5.00Ma, 时代为早上新世静乐期早期。底部厚 12m 的红色粘土, 年龄约 5.00-5.30Ma, 时代为晚中新世保德期的最末期

上述划分方案将前人在蓝田地区定名的保德期蓝田组一分为三, 即上部红色粘土时代相当于游河期或静乐期晚期, 中部红色粘土时代相当于静乐期早期, 仅下部红色粘土时代相当于保德期末期。

据此, 作者对中国北方红色粘土有一些新的认识:

1) 黄土与下覆红色粘土的接触关系在某些地区可为整合接触关系, 地层接触界限与古地磁 M/Ga 界限一致, 可视为更新统与上新统界限, 年龄为 2.50Ma B. P.

2) 中国北方广泛出露的红色粘土时代跨越很长。陕西关中东部出露的红色粘土包括全部上新统与上中新统, 年龄为 2.50-5.30Ma 相当于高斯正极性带, 吉尔伯特负极性带及 Epoch 5 上部。

3) 古地磁资料与古生物资料一致。蓝田组的命名剖面, 蓝田水家嘴剖面 (本次古地磁测量剖面, 或称段家坡剖面) 的蓝田组三趾马动物群化石, 特别是关键性化石, *Hipparion Plocodus* 仅发现在下部 12m 厚红色粘土中^[3]。这与我们将下部 12m 厚红色粘土划为保德期蓝田组一致。这样保德期蓝田组的年龄 (5.00Ma 前) 与时代 (晚中新世最晚期) 可与欧洲土洛里期 (Turolian) 晚期对比。

4) 黄土之下广泛出露的红色粘土不宜统称为保德期红土, 因为它包括上新世游河期、静乐期堆积物。

3 古三门湖沉积

三门峡地区黄土下部广泛出露一套灰黄色、灰绿色、灰白色粘土, 砂质粘土及砂砾石河湖相沉积, 为古三门湖堆积物。这套沉积物分布范围较大, 以陕西关中东部, 河南西部为沉积中心, 分布于秦、豫、晋三省。是黄土高原中最具代表性的古湖盆沉积。

这套河湖相沉积过去称为三门组 (丁文江, 1918年), 亦有黄、绿三门组之分^①, 1981年薛祥煦在下部绿三门组中发现游河动物群, 并将这套地层定名为游河组^[7]。此后, 不少学者在此做了大量工作^[8]。但是, 这套河湖相地层与黄土, 三趾马红色粘土的关系不十分清楚, 为此, 作者在陕西游河宋家北沟, 新寺作了磁性地层研究。

宋家北沟剖面厚 135m, 上部为黄土沉积, 下部为古三门湖沉积, 包括全新世、更新世、晚上新世地层。新寺剖面全部为古三门湖沉积, 系早上新世地层。在三门组地层中发现具代表性的三门组动物群化石 *Equus Sanmeniensis*

古地磁结果表明: ① 宋家北沟剖面古地磁 B/M 界限位于第 8 层黄土 (L₈) 之中, M/Ga 界限与三门组游河组界限基本一致。哈拉米洛 (J) 亚带位于黄土层 L_{1b} S_{1b} L_{1a} S₂ 位

① 袁凤钏, 1976年, 渭河地区新生界及第四系下界讨论, 陕甘宁石油普查通讯, 第 2 期。

置。奥尔都维 (O) 亚带位于三门组灰黄色粉砂层之中。凯纳 (K) 亚带位于游河组灰绿色砂质粘土之中。② 宋家北沟剖面黄土堆积始于 1. 20Ma 前后。三门组沉积始于 2. 50Ma 前, 结束于 1. 20Ma。游河组沉积始于 3. 15Ma 前, 结束于 2. 50Ma 前后。三门组时代为早更新世早期, 相当于松山负极性时早期, 约 1. 20- 2. 50Ma, 游河组时代为上新世晚期, 相当于高斯正极性时晚期, 约 2. 50- 3. 15Ma。③ 新寺剖面全部为游河组地层, 相当于高斯正极性带与吉尔伯特负极性带, 含凯纳负极性亚带与马莫斯负极性亚带。地层年龄为 2. 80- 3. 40Ma。

华北平原上的古泥河湾湖消失较晚一些。作者最近的研究表明: 小长梁剖面的河湖相沉积结束于 0. 13Ma B. P., 上面直接覆盖黄土层中的第一层古土壤 (S₁) 与马兰黄土 (L) (另文报道)。因此, 古泥河湾湖大约中更新世末期消失, 晚更新世初期黄土完全覆盖泥河湾地区。陈茅南等的研究也取得类似的结果^[9]。因此, 广义的泥河湾层应包括上新统、早更新统与中更新统。图 3 中泥河湾动物群, 指狭义的早更新世泥河湾层中的哺乳动物群。

4 黄土、红色粘土与古三门湖沉积关系

上新世时期, 我国中西部地区气候干热。红色粘土广泛发育, 干旱草原植被茂盛。同时在草原之上有大片内陆湖泊, 如古三门湖、古泥河湾湖等。

此时, 由于青藏地区抬升于海拔 1000 m 左右, 帕米尔高原形成^[10]。现代东亚季风虽未成型, 但已在形成过程之中。北方气候逐渐向干冷过渡, 并已开始有粉尘物质沉降, 上部红色粘土与古三门湖后期沉积物中加入风携粉尘成分, 但没有典型黄土沉积。此时, 古三门湖盆内沉积湖相物质, 盆外堆积红色粘土。游河期的古三门湖堆积可与红色粘土同时沉积。形成同期异相沉积物, 即游河组与红色粘土上段为同期异相沉积物。或游河组与静乐组上段为同期异相沉积物 (2. 50- 3. 40Ma B. P.)。

静乐组的物源可能亦为风携粉尘物质。由于上新世时期东亚季风在形成过程之中, 冬季风不十分强劲, 风携粉尘物质沉积通量较小。加之此时气候相对后期湿润, 雨量较多, 粉尘堆积不在原地加积, 而在雨水冲刷下作短程面流搬运, 并经过植被、生物的风化作用, 形成类似古土壤的红色粘土。因此上新世静乐期红土与早更新世黄土有类似的物源搬运方式, 均为风携粉尘搬运, 两者具有沉积的连贯性。只是由于自更新世开始气候突然向干冷转换, 冬季风更加强盛, 风携粉尘沉积量加大, 并原地保存增厚, 形成典型黄土。关于红色粘土的成因, 应该从风携物质的搬运、粉尘沉积、土壤化作用三个方面着手作进一步研究。

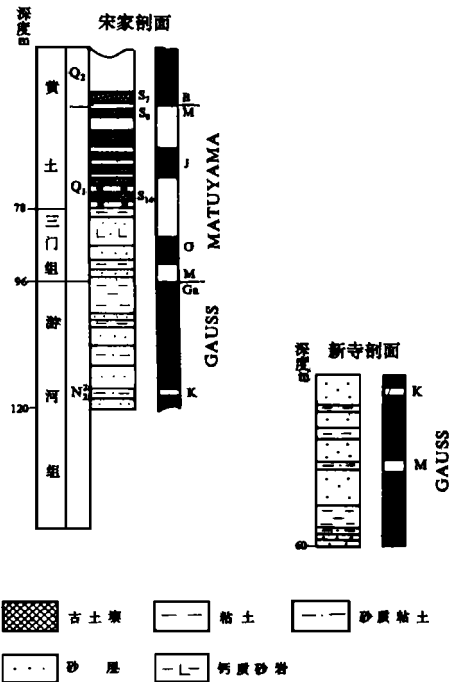


图 2 游河剖面磁性地层测量结果
Fig. 2 Magnetostratigraphic results of the Youhe section

早更新世初期，全球气候变冷，现代东亚季风格局形成。长期，广泛的红色粘土形成条件已经失去，由季风携来的粉尘物质在北方广泛沉积。湖盆进一步退缩，黄土则沿湖盆边缘呈追逐式向湖心堆积。早更新世中、晚期 (1. 20Ma B. P.)，古三门湖消失，黄土完全覆盖黄土高原。因此，早更新世早期，红色粘土沉积终止，而三门期的古三门湖沉积与早更新世早期黄土，即三门组与午城黄土为同期异相沉积物。(1. 20- 2. 50Ma B. P)

综上所述，作者依据磁性地层学、生物地层学、岩石地层学分析结果，将本区黄土，红色粘土，古三门湖沉积关系作如下对比 (图 3)

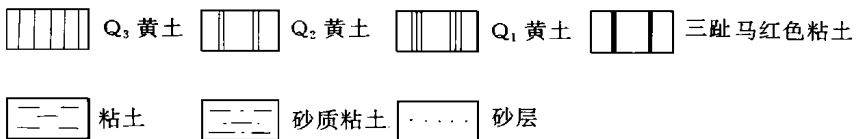
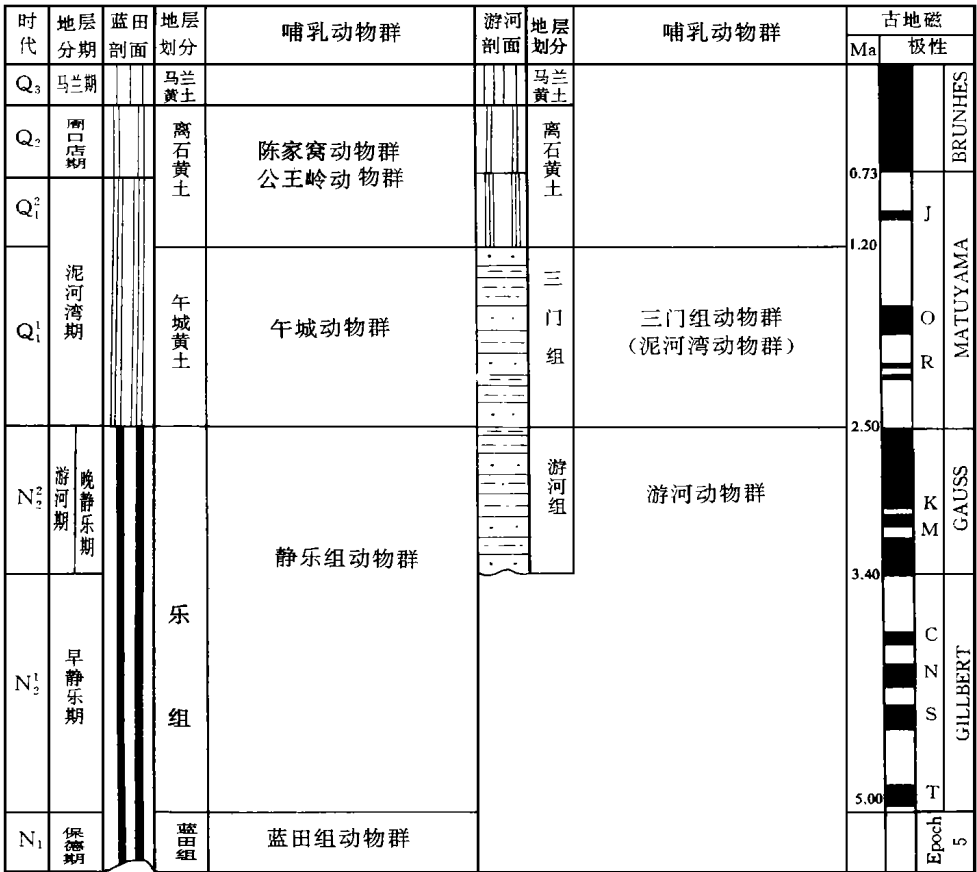


图 3 黄土高原黄土、红色粘土、古三门湖沉积关系

Fig. 3 Depositional relation between the loess, red clay and sedimentation of the lakebasin in the loess plateau

该项研究得到了薛祥煦教授的指导帮助 郑洪波 田新红帮助采集、测定了部分古地磁样品。就有关问题同袁风铤教授，张云翔博士进行了有益的讨论。在此表示感谢

参 考 文 献

- [1] 刘东生等. 黄土与环境. 北京科学出版社, 1985.
- [2] 岳乐平. 蓝田段家坡黄土剖面磁性地层学研究. 地质论评, 1989, 35 (5): 479- 488.
- [3] 贾兰坡等. 陕西蓝田新生界. 陕西蓝田新生界现场会论文集, 北京科学出版社, 1966.
- [4] 安芷生, 高万一, 祝一志等. “蓝田人”的磁性地层年龄. 人类学报, 1990, 9 (1): 1- 7.
- [5] 计宏祥. 陕西蓝田地区的早更新世哺乳动物化石. 古脊椎动物与古人类, 1975, 13 (3): 169- 177.
- [6] 李传奎, 吴文裕, 邱铸鼎. 中国陆相新第三系的初步划分与对比. 古脊椎动物学报, 1984, 22 (3): 163- 177.
- [7] 薛祥煦. 陕西渭南—早更新世哺乳动物群及其层位. 古脊椎动物与古人类, 1981, 19 (1): 35- 44.
- [8] 孙建中, 赵景波. 黄土高原第四纪. 北京科学出版社, 1991.
- [9] 陈茅南. 泥河湾地层研究. 北京, 海洋出版社, 1988.
- [10] 李吉均等. 青藏高原隆起的时代, 幅度和形成的探讨. 中国科学, 1979, (6): 608- 616

Depositional Relation between the Loess, Red Clay and Sedimentation of the Lakebasin in the Loess Plateau

Yue Leping

(Department of Geology, Northwest University, Xi'an 710069)

Abstract

This paper discusses the relation of sedimentation between the loess, red clay and deposits of the Sanmen lake in the Chinese loess highland by studies of magnetostratigraphy, biostratigraphy, sedimentology and environmental analysis. Main results are 1) the Early Pleistocene loess overlies continuously on the top of the Neogene red clay in some sections. 2) the Brunhes normal polarity zone and Matsuyama reversal polarity zone were recorded in the loess section and the deposit of the Sanmen lake. The B/M boundary is located in the L₃ loess layer. The J subzone is located between the S₁₀- S₁₃ loess beds. The O subzone is located in S₂- S₃ loess beds, or in the deposit of the Sanmen lake. The M/Ga boundary corresponds to the loess/red clay boundary, and also basically to the Sanmen group/Youhe group boundary. 3) the red clay includes not only the sediment of Miocene Baode epoch, but also the deposits of Pliocene and Miocene. The Pliocene Jingle group recorded the Gauss normal polarity zone and the Gilbert reversal polarity zone, but the Miocene Lantian group recorded Epoch 5. 4) the deposit of the Sanmen lake includes the Early Pleistocene Sanmen group (1. 20- 2. 45Ma, Matsuyama reversal polarity zone) and the Late Pliocene Youhe group (2. 50- 3. 50Ma, Gauss normal polarity zone). The Sanmen group and Wuyu loess are the contemporaneous different facies deposits, the Matsuyama reversal polarity zone was recorded in them. The Youhe group and the upper red clay (upper of Jingle) are the contemporaneous different facies deposits as well, which recorded the Gauss normal polarity zone.

Key words magnetostratigraphy loess red clay Sanmen group Youhe group