

## 河南三门峡水沟一会兴沟旧石器遗址的黄土地层研究<sup>①</sup>

李兴文<sup>1)2)</sup> 林杉<sup>1)2)</sup> 敖红<sup>1)</sup> 黄慰文<sup>3)</sup> 侯亚梅<sup>3)</sup> 安芷生<sup>1)</sup>

1) 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 陕西西安 710061;

2) 中国科学院大学 北京 100049;

3) 中国科学院古脊椎动物与古人类研究所 北京 100044

**摘要:**水沟一会兴沟遗址是黄土高原东南部三门峡盆地的一个代表性旧石器遗址,传统上将遗址文化层上覆较厚的黄土层看作是“红色土”,而认为文化层属于中更新世早期。在对遗址的会兴沟剖面进行野外考察和地层划分基础上,通过对剖面磁化率曲线的测量及与不同黄土剖面土壤地层和磁化率曲线的对比,证实遗址剖面上部的黄土地层包括了 $S_0 \sim S_8$ 的黄土-古土壤序列。遗址文化层位于 $S_8$ 以下约10 m处的河流相地层中,因此其年代必定早于 $S_8$ 顶部的轨道调谐年龄,即0.8 Ma。因为遗址文化层出现在黄河第四级阶地的河流相地层中,而河流相地层是在 $L_9$ 形成时的冰期环境下河流沉积作用的产物,其轨道调谐年龄为0.86~0.95 Ma。据此推断该年龄即是遗址文化层的形成年代。

**关键词:**考古地层,黄土-古土壤序列,磁化率,黄土高原,第四纪,水沟一会兴沟旧石器遗址,三门峡,河南省  
**中图法分类号:**P 539, P 534. 63 **文献标识码:**A **文章编号:**0253-4959(2017)02-0166-07

水沟一会兴沟旧石器遗址(以下简称水沟遗址)位于河南省三门峡市区东北的黄河南岸。遗址产出的石制品中有手斧、薄刃斧等西方阿舍利文化的标志性器物,这在中国北方的旧石器时代遗址中极具特色,因而受到学界的关注(黄慰文,1987、1993;林圣龙,1992)。水沟遗址发现于20世纪60年代初期,由于受当时中国第四纪地质学发展程度的制约,对该遗址的地层研究不够详细,当时学术界对黄土地层的划分还普遍停留在传统黄土地层学的基础上(即红色土和黄土的划分)。原研究者根据遗址地层上部堆积着较厚的、相当于周口店期(中更新世)的“红色土”,并结合对石制品技术特征等方面的分析,将其时代划在中更新世早期(黄慰文,1964)。后来研究表明,“红色土”这一概念相当于现代黄土地层学研究中的午城黄土和离石黄土,时代范围为2.6~0.07 Ma(刘东生,1985),如此宽泛的时间跨度对于遗址的地层划分和年代确定来说显得过于粗略。

半个多世纪以来,中国黄土研究在以刘东生为代表的中外科学家共同努力下,取得了举世瞩目的成就,与深海沉积物和极地冰芯一起构成国际上古气候变化研究的三大支柱。中国黄土研究取得的一个重要进展就是根据土壤地层学的方法对黄土地层

进行详细的划分,逐步建立了黄土高原完整的黄土-古土壤序列。在此基础上,利用磁化率、粒度等替代性指标,并结合磁性地层学、轨道调谐等方法,建立了黄土地层的精确时间标尺,确定了各层黄土和古土壤顶、底界的年龄,其分辨率理论上可以达到千年级(Heller & Liu Tiumg-sheng, 1982; Kukla *et al.*, 1988; Porter & An Zhi-sheng, 1995; Heslop *et al.*, 2000; Ding Zhong-li *et al.*, 2002; Sun You-bin *et al.*, 2006)。高分辨率黄土地层序列的建立为第四纪全球性古气候变化对比研究奠定了坚实的基础,也为确定那些黄土地层中旧石器遗址的年代,进行环境背景研究和不同区域旧石器考古文化之间的横向与纵向对比提供了统一、客观和定量的时间标尺。在黄土高原地区,黄土地层研究有助于判断黄土地层中人类遗迹的年代;而对于河湖相地层中的遗址,如果上覆黄土层,也可以通过对其黄土层的研究判断遗迹年代的上限(吴文祥、刘东生,2002a)。许多研究者就曾利用黄土-古土壤序列来判断黄土分布地区旧石器遗址的年代,并取得了其他测年方法所不能达到的效果(夏正楷等,1999;吴文祥、刘东生,2001、2002b;吴文祥等,2001;刘平、Løvlie, 2007;朱诚等,2007;王艳卫、Løvlie, 2008;霍俊杰等,2009;

<sup>①</sup> 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开放基金课题(批准号:SKLLQG 1501和1502)和国家自然科学基金(No. 41174057和41290253)资助。

文稿接受日期:2017-02-07;修改稿收到日期:2017-04-12。

第一作者简介:博士研究生,第四纪地质学专业;E-mail:lixw@iecc.as.cn

杜水生等,2011;鹿化煜等,2012)。

地层学是旧石器考古年代学的基础(Bordes, 1968),是检验其他方法是否可信的主要依据。考古发现的任何遗物、遗迹等,都必须借助于地层关系来确定其相对年代(张宏彦,2011)。中国旧石器遗址年代学上存在的争论可以在地层学原则指导下,通过不同测年方法的扬长避短、综合考虑来解决(黄慰文,2000)。磁化率指示岩石中含铁氧化物的富集状况,可视为岩石本身的一种特征,用于区别黄土和古土壤以及进行不同黄土剖面的相互对比,因此可在测定磁化率的基础上对黄土进行岩石地层学划分(安芷生等,1977、1989;刘东生,1985;Heller & Liu Tung-sheng,1986;Kukla et al.,1988;An Zhi-sheng et al.,1991;Heller et al.,1991)。为了查清水沟遗址的地层和年代,笔者通过对遗址进行系统的野外考

察、地层划分、磁化率测试及与其他剖面的对比研究,尝试探讨水沟遗址的地层和年代,以期能为今后对遗址开展地层学和年代学的深入研究,以及重建遗址形成时的古气候环境背景提供有价值的资料。

### 1 遗址概况及地层描述

#### 1.1 遗址概况

水沟遗址(34°47' N,111°16' E,海拔 370 m)位于黄土高原东南部黄河中游的三门峡盆地,行政区划上属河南省三门峡市湖滨区会兴镇(图 1)。遗址由水沟和会兴沟两个地点组成,以前者出土的石制品占大多数。这两个地点出露的地层、石制品的埋藏情况和技术特征都相同,且相距不足 200 m。遗址文化层位于地层下部的河流相粉砂质黏土层里(黄慰文,1964)。

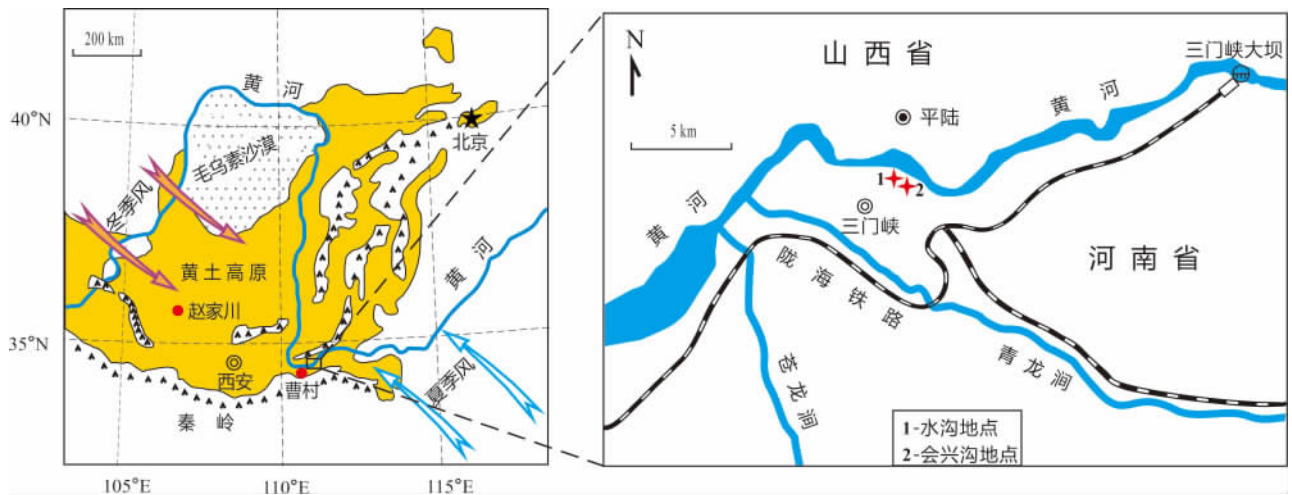


图 1 三门峡水沟-会兴沟遗址地理位置图

Fig. 1 The geographical location of Shuigou-Huixingou Site in the Sanmenxia Basin

#### 1.2 剖面地层

通过对水沟遗址的野外考察,发现会兴沟地点较水沟地点的剖面出露更完整,人工扰动更小,更适于采样。会兴沟剖面位于会兴镇褚家崖村附近,地层厚约 103 m,由上、下两部分组成(图 2):上部是黄土—古土壤序列构成的黄土层,厚约 83 m,水平分布,未见明显的地层缺失;下部是河流相地层,厚约 20 m,由粉砂—黏土层与砂砾层交互组成,水平层理明显,未见底。

野外主要根据岩性、颜色、质地和结构等特征的不同,对剖面进行地层划分。剖面由上至下描述为:

1. 古土壤,棕褐色,粉砂质黏土层,疏松,团粒状结构;其中顶部 0.3~0.4 m 为现代耕作层,含大量植物根系,向下逐渐减少 1.2 m
2. 黄土,浅灰黄色粉砂—亚砂土,疏松多孔,块状结构,垂直节理发育 8.1 m

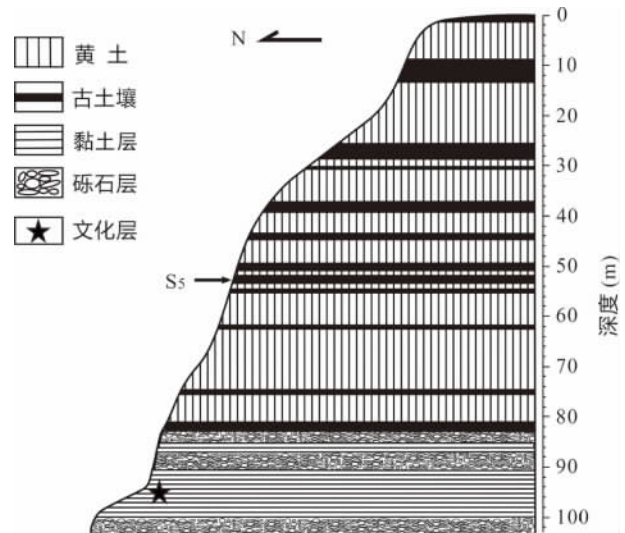


图 2 会兴沟地点地层剖面图

Fig. 2 The stratigraphic profile of Huixingou Site

- |   |        |   |       |
|---|--------|---|-------|
| 3. 古土壤,棕红色黏土质粉砂,由薄层古土壤复合而成,具团块状、棱柱状结构,底部有灰白色钙质结核  | 4.3 m  | 20. 砂砾层,以次圆状砾石为主,并有次棱角状、圆状砾石组成,直径一般为 3~10 cm  | 3.1 m |
| 4. 黄土,灰黄色—棕黄色粉砂质亚砂土,质地均匀,偶见白色碳酸盐和少量的钙质结核  | 11.9 m | 21. 黏土层,棕褐色—淡紫红色砂层与灰黄色—灰绿色泥灰质黏土层交互组成,具块状、棱块状结构,交错层理发育,遗址文化层位于中部的灰绿色泥灰质黏土里                             | 9.6 m |
| 5. 古土壤,由两层古土壤夹一层黄土复合而成:上层古土壤,棕红色亚黏土,团粒结构,厚约 3.1 m;中部黄土,浅棕黄色黏土质粉砂,块状结构,厚约 2.0 m;下层古土壤,浅棕褐色亚黏土,有少量黑色铁锰质膜,底部有层状分布的钙结核成层,厚约 0.5 m                                   | 5.6 m  | 22. 底砾层,磨圆度较好,次圆状、次棱角状砾石为主,一般直径 5~20 cm,最大接近 50 cm,砾石岩性较复杂,主要有火成岩、石英砂岩、硅质灰岩、石英岩等,据推测是水沟遗址古人类制作石器的原料来源 | 3.0 m |
| 6. 黄土,浅黄色粉砂—亚砂土,质地均匀,有少量的碳酸盐白色斑点和钙质结核   | 6.5 m  |   |       |
| 7. 古土壤,浅红褐色粉砂质黏土,底部钙结核稀疏分布  | 2.0 m  |   |       |
| 8. 黄土,淡灰黄色—灰白色黏土质粉砂层,质地均匀、疏松,下部有零星的钙结核  | 4.3 m  |   |       |
| 9. 古土壤,棕褐色—红棕色粉砂质黏土—亚砂土,具团粒状和棱柱状结构,底部有大量的灰白色钙结核   | 1.2 m  |   |       |
| 10. 黄土,浅棕黄色粉砂质黏土,上部含少量的白色菌丝和钙结核   | 5.1 m  |   |       |
| 11. 古土壤,由 3 层古土壤复合叠加而成,其间夹有两层风化强烈的、具有钙质结核的黄土:第一层古土壤,深红棕色黏土,具块状、棱柱状结构,节理裂隙发育,厚约 1.3 m;第二层古土壤,红褐色亚黏土,具团粒状、棱块状结构,厚约 1.6 m;第三层古土壤,红棕色黏土,棱柱状节结构,底部为成层分布的钙结核,厚约 0.8 m | 5.7 m  |   |       |
| 12. 黄土,灰黄色粉砂质黏土,质地疏松,上部有少量钙结核,有少量黑色铁锰质斑点分布  | 6.3 m  |   |       |
| 13. 古土壤,褐棕色黏土,具团粒状、棱块状构造,底部钙结核成层分布  | 0.8 m  |   |       |
| 14. 黄土,浅棕黄色亚黏土,致密结实,中部有一薄层的钙结核  | 11.9 m |   |       |
| 15. 古土壤,浅褐红色亚黏土,块状结构,底部有块状的钙结核  | 1.6 m  |   |       |
| 16. 黄土,浅棕黄色黏土质粉砂,有少量的白色碳酸盐菌丝  | 5.2 m  |   |       |
| 17. 古土壤,棕红色亚黏土,棱块状结构,底部有钙结核   | 1.8 m  |   |       |
| 18. 砂砾层,由次圆状、次棱角状砾石组成,交错层理发育  | 2.0 m  |   |       |
| 19. 黏土层,浅灰绿色粉砂质黏土层与灰白色含钙质结核的黏土质粉砂层交互组成,有黑色铁锰质膜,具团粒状结构   | 2.3 m  |   |       |

## 2 研究方法

野外在采集样品之前,先在剖面分段清理出深约 0.3~0.5 m 的探槽,以保证露出新鲜未风化的原生地层。然后由上至下标记好刻度,根据剖面不同层位的地质情况,采用与之相适应的采样方案:上部的黄土地层和下部的河流相黏土层按照 2 cm 的间距共采集 4152 个样品;下部的砂砾层按照 10 cm 的间距共采集 556 个样品。

样品的磁化率测试在中国科学院地球环境研究所环境磁学实验室进行,使用的仪器是英国制 Bartington MS2C 型双频磁化率仪,测试过程严格按照 Dearing(1999)描述的方法完成。将 Bartington MS2C 型双频磁化率仪调至低频状态(0.47 kHz),选择 SI 单位,在仪器本底值稳定的条件下重复测量 3 次,取其读数的平均值( $K$ )。质量磁化率( $\chi$ ,单位为  $\text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ )等于仪器读数乘以  $10^{-8}$ ,然后乘以 10,再除以样品的质量( $m$ ,单位为 g),即: $\chi = (K \times 10^{-8}/m) \times 10$ (刘青松、邓成龙,2009)。

## 3 黄土地层研究

### 3.1 磁化率测试结果

会兴沟剖面黄土地层的磁化率值集中在  $40 \sim 200 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,平均值为  $62.5 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$ ,磁化率曲线展现了明显的波峰与波谷的交替(图 3),分别对应于古土壤与黄土;在暖湿的间冰期形成的古土壤具有较高的磁化率值,而在干冷的冰期堆积的黄土具有较低的磁化率值,黄土的磁化率值普遍要低于古土壤的。磁化率测试结果与野外地层划分有很好的对应关系,可据此清晰地分辨黄土和古土壤。

野外在剖面上观察到由 3 层古土壤复合而成的古土壤,为黄土高原黄土地层的标志层  $S_3$ ,俗称“红三条”(安芷生、魏兰英,1980;刘东生,1985),在图 3

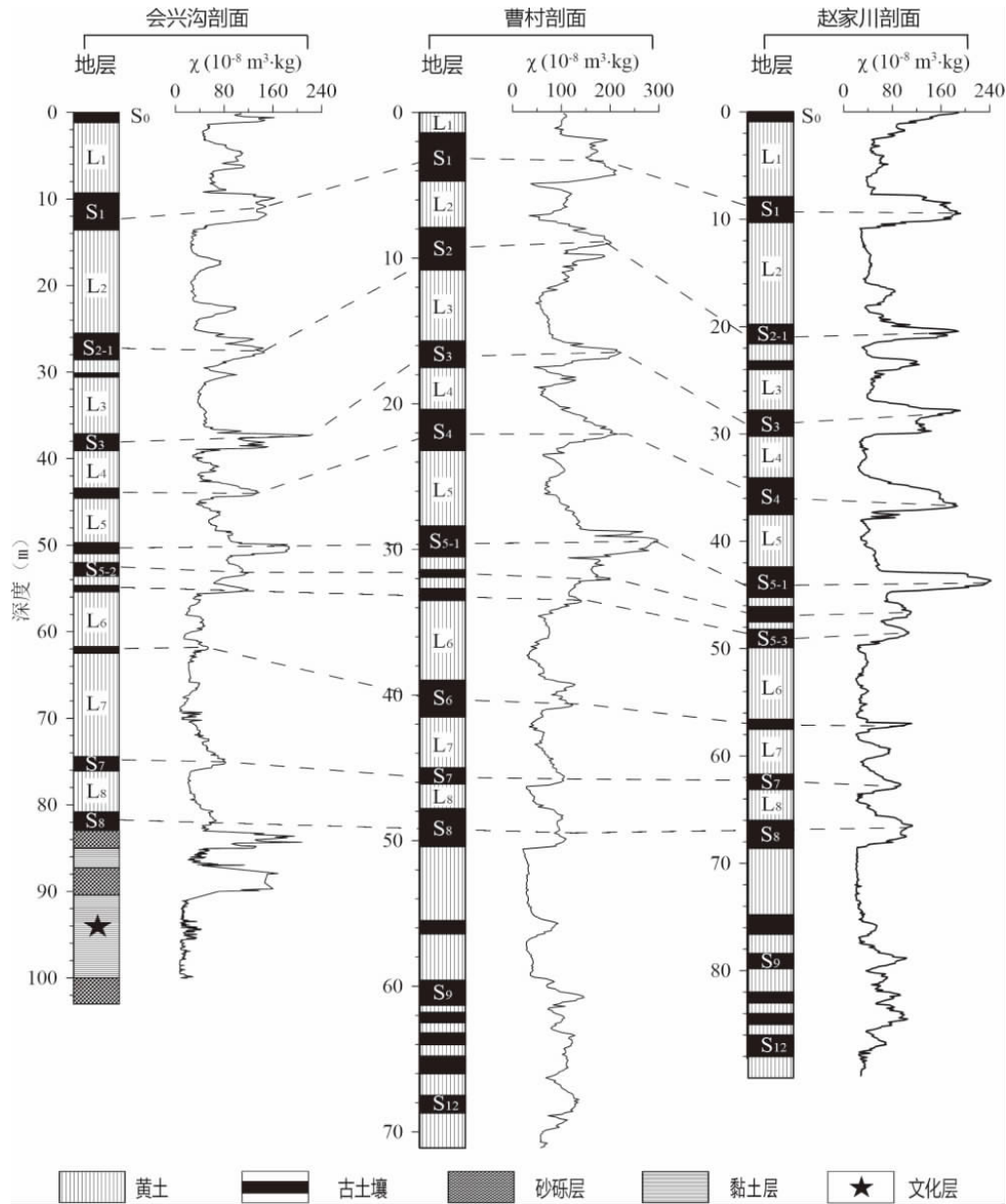


图3 会兴沟剖面的土壤地层柱和磁化率变化曲线,以及其与曹村剖面(赵志中等,2000)和赵家川剖面(Sun You-bin *et al.*, 2006)的对比

Fig. 3 The pedostratigraphy column and magnetic susceptibility curve of Huixinggou profile, and their correlations with those of Caocun profile(Zhao Zhi-zhong *et al.*, 2000) and Zhaojiaochuan profile(Sun You-bin *et al.*, 2006)

中对应于由 3 个峰值组成的磁化率高值带。以  $S_5$  顶部为界,可将剖面黄土地层磁化率曲线的变化趋势分为两部分: $S_5$  以后形成的黄土/古土壤对应的磁化率曲线波动幅度大,频率低; $S_5$  及之前形成的黄土/古土壤对应的磁化率变化曲线的波动幅度较小,频率较高。相比于之前的古土壤, $S_5$  及其后形成的所有古土壤对应磁化率具有振幅增大、波动频率降低的特点,表明夏季风气候显著增强以及冬、夏季风之间反差增大。磁化率幅度和频率的这种变化可能与中更新世气候转型以来全球冰量变化和太阳辐射的驱动有关(王喜生等,2006)。

### 3.2 不同剖面土壤地层和磁化率曲线的对比

为了能够准确的划分会兴沟剖面黄土地层,选取了曹村黄土剖面和西峰赵家川黄土剖面进行对比研究(图 3)。曹村剖面位于会兴沟剖面东南约 20 km,是三门峡地区的典型剖面,发育有 33 个黄土层( $L_1 \sim L_{33}$ )和 32 个古土壤层( $S_1 \sim S_{32}$ ),其中  $L_1$  大部分缺失,厚度仅为 1.5 m(赵志中等,2000)。西峰赵家川剖面位于甘肃庆阳市,是黄土高原腹地的典型剖面之一,发育有 33 个黄土层( $L_1 \sim L_{33}$ )和 32 个古土壤层( $S_0 \sim S_{32}$ ),仅  $S_0$  顶部有缺失(Sun You-bin *et al.*, 2006)。剖面之间的详细对比如下:

会兴沟剖面的磁化率曲线最上部由波峰开始,展示了完整的波峰,而曹村剖面顶部缺失  $S_0$  和大部分  $L_1$ ,赵家川剖面顶部  $S_0$  磁化率曲线仅由半个波峰组成,这说明会兴沟剖面顶部较其他剖面保存更完整,仅就此层来讲,该剖面更具有代表性。会兴沟剖面第一层黄土中夹有两层弱发育的古土壤,对应了磁化率曲线的两个峰值,这是黄土高原马兰黄土  $L_1$  的典型特征(郭正堂等,1994;李玉梅等,2003;霍俊杰等,2009),也与赵家川剖面中马兰黄土  $L_1$  的磁化率曲线特征相似。据此,可以推定此黄土为  $L_1$ ,而覆于其上的是  $S_0$ 。但相比于赵家川剖面,会兴沟剖面  $L_1$  中古土壤对应的磁化率更高,波峰更明显,这主要是由于会兴沟剖面位于黄土高原东南部,受东亚季风影响显著,成土作用更强而造成的。 $L_1$  以下的古土壤的磁化率曲线是一个由 3 个较小峰值构成的高值带,这是黄土高原  $S_1$  的典型特征(郭正堂等,1994;李玉梅等,2003)。此层的磁化率变化也与曹村和赵家川剖面的  $S_1$  相符合,所以会兴沟剖面这一古土壤层可以被确定为  $S_1$ 。 $S_1$  向下隔过一个厚约 12 m 的黄土层为  $L_2$ ;其下部的古土壤对应的磁化率曲线是由两个高值带和一个低值带组成,其中上部的高值带宽度明显大于下面的,这一特征也是黄土地层中  $S_2$  所特有的,也与曹村和赵家川剖面  $S_2$  的磁化率曲线特征相似,据此认为此古土壤为  $S_2$ 。从  $S_2$  往下至黄土地层中的标志层  $S_3$ ,存在的两个磁化率高值带,从深度和厚度判断分别与曹村和赵家川剖面中  $S_3$ 、 $S_4$  的磁化率曲线呈现良好的对应关系,所以这两个高值带在会兴沟剖面中对应是  $S_3$ 、 $S_4$ 。区域特征明显的标志层  $S_5$  对应的磁化率曲线是由 3 个磁化率峰值组成的高值带,这是黄土高原中东部黄土地层的标志层  $S_5$  独有的,与曹村和赵家川剖面的  $S_5$  也有很好的对应。标志层  $S_5$  以下的磁化率曲线是一个较宽阔的低值带,与曹村和赵家川剖面的  $L_6$  相对应。 $L_6$  以下至河流相沉积物之间,磁化率曲线存在着 3 个高值带,则分别与曹村和赵家川剖面的  $S_6$ 、 $S_7$ 、 $S_8$  基本呈良好的对应关系。

通过上述 3 个剖面的对比,可以发现它们之间有着很好的对比性:相同层位磁化率曲线表现出基本一致的变化特征,对应的峰、谷变化在细节上几乎可以一一对应,在剖面上的演化趋势也比较一致(图 3)。这印证了中国黄土分布在时间和空间上的一致性,也证明了利用磁化率对黄土地层进行划分的可靠性。此外,不同剖面相同层位的厚度各不相同,这是由于地貌位置、沉积环境、季风环流以及古气候条件的差异,使得黄土/古土壤沉积速率不同而造成的

(刘东生,1985)。

#### 4 研究结果与讨论

通过野外对会兴沟剖面黄土地层的划分,并结合磁化率测试结果及与不同剖面之间的对比研究,都得出了彼此近似一致的结果,从而说明了地层划分及对比结果的可靠性。会兴沟黄土剖面包含古土壤层  $S_0 \sim S_8$  和黄土层  $L_1 \sim L_8$ ,地层连续而没有间断。其中古土壤层  $S_2$ 、 $S_5$  特征明显,均为复合古土壤层,是本剖面黄土地层中的标志层: $S_2$  是由  $S_2SS_1$  和  $S_2SS_2$  两层古土壤复合而成,其厚度分别为 3.1 m 和 0.5 m; $S_5$  是由  $S_5SS_1$ 、 $S_5SS_2$  和  $S_5SS_3$  三层古土壤复合而成,其厚度分别为 1.4 m、1.6 m 和 0.8 m。由于气候变化受地球轨道参数的周期性变化控制,而轨道参数的变化历史可通过精确的天文计算获得,因此通过对地质记录中的古气候周期性变化历史进行轨道调谐,可以获得精确的地层时间标尺。轨道调谐法就是以古气候记录周期性的研究为基础,是一种独立的地层定年方法,据此建立的黄土-古土壤序列时间标尺得到了较广泛的应用。不同学者根据轨道调谐法确定  $S_8$  顶部的年龄分别为 0.807 Ma(Heslop *et al.*, 2000)、0.819 Ma(Ding Zhong-li *et al.*, 2002)和 0.825 Ma(Sun You-bin *et al.*, 2006)。水沟遗址文化层位于  $S_8$  以下约 10 m 的河流相地层中,因此其年代必定早于 0.8 Ma。

在黄土高原地区,河流一旦下切形成河流阶地,河漫滩便脱离洪水淹没环境转化为宽广平坦的阶地面,在阶地面形成的同时,黄土也在阶地面上稳定堆积,因此河流阶地上覆黄土地层底部的年代,应该与河流阶地的形成年代接近或一致(鹿化煜等,2004;潘保田等,2005;雷祥义,2006)。此外,气候变化对黄土高原地区河流阶地的形成起着重要作用(袁宝印等,1987;孙建中、赵景波,1991;Porter *et al.*, 1992;Porter & An Zhi-sheng, 2005)。在黄土堆积的冰期阶段,气候寒冷干燥,河流以沉积和旁蚀作用为主,泥质和粉砂等较细物质在河漫滩上沉积下来;当进入古土壤发育的间冰期阶段,气候变得温暖湿润,降水量增加,河流下蚀作用增强,促使阶地形成。黄土高原地区河流阶地沉积物上普遍发育一层以冲积黏土、粉砂为母质发育起来的古土壤(朱照宇,1989),表明河流阶地于温暖湿润的间冰期开始下切,而河流阶地沉积物则是在之前干冷的冰期中形成的(潘保田等,2005;雷祥义,2006)。

在会兴沟剖面中,河流相地层下部的底砾层(河床沉积物)和上覆的粉砂质黏土层(河漫滩沉积物)

体现了河漫滩二元结构;二元结构以上由砂砾层与粉砂质黏土层交互组成,反映了由于河流旁蚀作用,导致河床左右迁徙,使得代表河床沉积的砂砾层和河漫滩沉积的黏土层在剖面中交替出现;在河流相地层顶部发育  $S_8$ 。如果河流沉积与上覆  $S_8$  存在沉积间断,那么它们之间必然还存在比  $S_8$  更早形成的黄土/古土壤。然而对剖面黄土地层的研究已证明  $S_8$  以下不存在任何黄土/古土壤,这表明黄河下切、阶地形成的时代相当于  $S_8$  开始发育的时期,而河流相地层则是  $S_8$  之前冰期阶段时河流沉积作用的产物,对应于  $L_9$  堆积时期。轨道调谐法确定  $L_9$  的形成年代分别为 0.865~0.943 Ma (Heslop *et al.*, 2000)、0.865~0.952 Ma (Ding Zhong-li *et al.*, 2002) 和 0.87~0.93 Ma (Sun You-bin *et al.*, 2006),三者大致相近。因此位于河流相地层中的遗址文化层,其形成年代介于 0.86~0.95 Ma。当然,这一推测有待于将来可靠的绝对测年方法(如 ESR 测年法)来检验或证实。

审稿专家对本文提出了宝贵的修改意见,中国科学院广州地球化学研究所朱照宇研究员在野外工作中给予指导,在此表示衷心感谢。

## 参 考 文 献

- 安芷生,王俊达,李华梅. 1977. 洛川黄土剖面的古地磁研究. 地球化学, (4): 239-249.
- 安芷生,魏兰英. 1980. 离石黄土中的第五层古土壤及其古气候的意义. 土壤学报, 17(1): 1-12.
- 安芷生, Kukla G, 刘东生. 1989. 洛川黄土地层学. 第四纪研究, 9(2): 155-168.
- 杜水生,杨丽荣,刘富良,丁仲礼. 2011. 洛阳北窑遗址年代再研究. 第四纪研究, 31(1): 16-21.
- 郭正堂,刘东生,安芷生. 1994. 渭南黄土沉积中十五万年来的古土壤及其形成时的古环境. 第四纪研究, 14(3): 256-269.
- 黄慰文. 1964. 豫西三门峡地区的旧石器. 古脊椎动物与古人类, 8(2): 162-181.
- 黄慰文. 1987. 中国的手斧. 人类学学报, 6(1): 61-68.
- 黄慰文. 1993. 东亚和东南亚旧石器初期重型工具的类型学——评 Movius 的分类体系. 人类学学报, 12(4): 297-304.
- 黄慰文. 2000. 中国旧石器文化序列的地层学基础. 人类学学报, 19(4): 269-283.
- 霍俊杰, Lovlie R, 苏 朴. 2009. 大荔遗址磁信息的地质意义. 地层学杂志, 33(1): 69-75.
- 雷祥义. 2006. 黄土高原河谷阶地黄土地层结构模式. 海洋地质与第四纪地质, 26(2): 113-122.
- 李玉梅, 刘东生, 吴文祥, 韩家懋, 洪业汤. 2003. 黄土高原马兰黄土记录的 MIS 3 温湿气候. 第四纪研究, 23(1): 69-76.
- 林圣龙. 1992. 中国的薄刃斧. 人类学学报, 11(3): 193-201.
- 刘东生. 1985. 黄土与环境. 北京: 科学出版社. 1-481.
- 刘 平, Lovlie R. 2007. 涇河遗址 6054 地点黄土-古土壤剖面磁性地层学的年代研究. 地层学杂志, 31(3): 240-246.
- 刘青松, 邓成龙. 2009. 磁化率及其环境意义. 地球物理学报, 52(4): 1041-1048.
- 鹿化煜, 安芷生, 王晓勇, 谭红兵, 朱日祥, 马海州, 李 珍, 苗晓东, 王先彦. 2004. 最近 14 Ma 青藏高原东北缘阶段性隆升的地貌证据. 中国科学(D 辑), 34(9): 855-864.
- 鹿化煜, 张红艳, 孙雪峰, 王社江, Cosgrove R, 沈 辰, 张文超, 张小兵, 王先彦, 弋双文, 马萧林, 魏 鸣. 2012. 中国中部南洛河流域地貌、黄土堆积与更新世古人类生存环境. 第四纪研究, 32(2): 167-177.
- 潘保田, 王均平, 高红山, 陈莹莹, 李吉均, 刘小丰. 2005. 从三门峡黄河阶地的年代看黄河何时东流入海. 自然科学进展, 15(6): 700-705.
- 孙建中, 赵景波. 1991. 黄土高原第四纪. 北京: 科学出版社. 1-242.
- 王喜生, 杨振宇, Lovlie R, 裴军令, 孙知明. 2006. 黄土高原东南缘黄土-古土壤序列的环境磁学结果及其古气候意义. 科学通报, 51(13): 1575-1582.
- 王艳卫, Lovlie R. 2008. 山西襄汾敬村沟更新统剖面磁性地层学研究及其与丁村组的对比. 地层学杂志, 32(3): 299-302.
- 吴文祥, 刘东生. 2001. 大荔人遗址黄土-古土壤序列. 地质科学, 36(3): 364-369.
- 吴文祥, 刘东生. 2002a. 泥河湾与黄土高原地层对比及其旧石器文化序列. 地球科学进展, 17(1): 33-38.
- 吴文祥, 刘东生. 2002b. 丁村旧石器文化遗址的黄土地层研究. 地震地质, 24(2): 241-248.
- 吴文祥, 刘东生, 陈哲英. 2001. 涇河旧石器遗址 6054 和 6056 地点地层的再研究. 地层学杂志, 25(4): 303-306.
- 夏正楷, 郑公望, 陈福友, 刘富良, 郭引强. 1999. 洛阳黄土层中发现旧石器. 第四纪研究, 19(3): 286.
- 袁宝印, 巴特尔, 崔久旭, 殷 强. 1987. 黄土区沟谷发育与气候变化的关系. 地理学报, 42(4): 328-337.
- 张宏彦. 2011. 中国史前考古学导论. 北京: 科学出版社. 25-39.
- 赵志中, 吴锡浩, 蒋复初, 肖华国, 王书兵, 田国强, 刘 科, 殷伟德, 薛滨, 王苏民. 2000. 三门峡地区黄土与古季风. 地质力学学报, 6(4): 19-26.
- 朱 诚, 张杨阳, 马春梅, 房迎三, 武春林. 2007. 江苏金坛和尚墩旧石器遗址地层的古地磁年代与磁化率研究. 地层学杂志, 31(1): 35-44.
- 朱照宇. 1989. 中国黄土高原及邻区水系沉积物-古土壤系列. 科学通报, 34(6): 446-449.
- An Zhi-sheng, Kukla G, Porter S C & Xiao Ju-le. 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130 000 years. Quaternary Research, 36: 29-36.
- Bordes F. 1968. The Old Stone Age. New York & Toronto: McGraw-Hill Book Company. 1-255.
- Dearing J. 1999. Magnetic susceptibility//Walden J, Oldfield F & Smith J eds. Environmental magnetism: a practical guide No. 6. London: Quaternary Research Association. 35-62.
- Ding Zhong-li, Derbyshire E, Yang Shi-ling, Yu Zhi-wei, Xiong Shang-fa & Liu Tung-sheng. 2002. Stacked 2.6-Ma grain size

- record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea  $\delta^{18}\text{O}$  record. *Paleoceanography*, **17**(3): 1033. doi:10.1029/2001PA000725.
- Heller F & Liu Tung-sheng. 1982. Magnetostratigraphic dating of loess deposits in China. *Nature*, **300**(5891):431-433.
- Heller F & Liu Tung-sheng. 1986. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China. *Geophysical Research Letters*, **13**:1169-1172.
- Heller F, Liu Xiu-ming, Liu Tung-sheng & Xu Tong-chun. 1991. Magnetic susceptibility of loess in China. *Earth and Planetary Science Letters*, **103**:301-310.
- Heslop D, Langereis C G & Dekkers M J. 2000. A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China. *Earth and Planetary Science Letters*, **184**:125-139.
- Kukla G, Heller F, Liu Xiu-ming, Xu Tong-chun, Liu Tung-sheng & An Zhi-sheng. 1988. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. *Geology*, **16**:811-814.
- Porter S C, An Zhi-sheng & Zheng Hong-bo. 1992. Cyclic Quaternary alluviation and terracing in a nonglaciated drainage basin on the north flank of the Qinling Shan, central China. *Quaternary Research*, **38**:157-169.
- Porter S C & An Zhi-sheng. 1995. Correlation between climate events in the North Atlantic and China during the last glaciations. *Nature*, **375**(6529):305-308.
- Porter S C & An Zhi-sheng. 2005. Episodic gullying and paleomonsoon cycles on the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research*, **64**:234-241.
- Sun You-bin, Clemens S C, An Zhi-sheng & Yu Zhi-wei. 2006. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau. *Quaternary Science Reviews*, **13**:33-48.

## LOESS STRATIGRAPHY OF THE SHUIGOU-HUIXINGGOU PALEOLITHIC SITE IN SANMENXIA, HENAN PROVINCE

LI Xing-wen<sup>1)2)</sup>, LIN Shan<sup>1)2)</sup>, AO Hong<sup>1)</sup>, HUANG Wei-wen<sup>3)</sup>,  
HOU Ya-mei<sup>3)</sup> and AN Zhi-sheng<sup>1)</sup>

1) *State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710061;*

2) *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049;*

3) *Institute of Vertebrate Paleontology and Paleoanthropology, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100044*

**Abstract** The Shuigou-Huixinggou Paleolithic Site is a representative site in the Sanmenxia Basin in the southeastern of Loess Plateau. The upper loess strata at this site were traditionally regarded as red loam and considered to be early Middle Pleistocene in age. In this study, we carried out field survey and stratigraphic analysis of the Huixinggou Profile at the Shuigou-Huixinggou Paleolithic site. Based on magnetic susceptibility analysis and correlations with other loess profiles, we demonstrate that the upper loess strata at the Shuigou-Huixinggou Paleolithic site consists of a continuous loess-paleosol sequence which ranges from  $S_0$  to  $S_8$ . According to the chronological framework for loess-paleosol sequences established by orbital tuning, the age of the top of  $S_8$  is 0.8 Ma. Thus, the site which is 10 m below  $S_8$  is definitely older than 0.8 Ma. Because the site cultural layer appears in fluvial sediments of the fourth terrace of the Yellow River, and because the deposition of the fourth terrace sediments would occur during the glacial period when loess  $L_9$  was accumulated, the age of the site cultural layer is inferred to be 0.86-0.95 Ma, which is equivalent to the orbital tuning age of loess  $L_9$ .

**Key words** archeostratigraphy, loess-paleosol sequence, magnetic susceptibility, Loess Plateau, Quaternary, Shuigou-Huixinggou Paleolithic Site, Sanmenxia Basin, Henan