

文章编号: 1006-6616 (2000) 04-0027-10

# 山西平陆两个黄土剖面及古气候重建

王书兵<sup>1</sup>, 吴锡浩<sup>1,2</sup>, 蒋复初<sup>1,3</sup>, 田国强<sup>1</sup>, 刘 1

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081; 2. 中国科学院黄土与第四纪地质国家重点实验室, 陕西 西安 710054; 3. 中国科学院湖泊沉积与环境开放研究实验室, 江苏 南京 210008.)

**摘要:** 对黄河三门峡北岸的山西平陆庙下、阳凹两个黄土剖面研究结果表明,  $S_6$ 、 $S_1$  的磁化率值较黄土高原明显偏高,  $S_5 \sim S_2$  的磁化率值则相对偏低,  $L_7 \sim L_2$  的磁化率值也表现出较低值, 与黄土高原内部  $L_9$  磁化率值相近。另外,  $S_5 \sim L_5$  地层厚度较大。把两剖面磁化率曲线与曹村剖面黄土-古土壤序列磁化率曲线、深海氧同位素曲线、北半球  $65^\circ\text{N}$  太阳辐射变化曲线进行对比后表明, 两剖面磁化率曲线反映的气候变迁, 在  $0.1\text{Ma}$  尺度上与黄土高原内部基本相同, 反映出与地球轨道要素变化控制的太阳辐射变化诱导的全球冰期-间冰期气候旋回的一致性; 但并不是简单的一一对应关系, 表现在地层厚度较大、磁化率值相对较低。其原因可能有 4 个: 一是粉尘堆积速率不同, 二是受流水侵蚀, 三是物质来源有别, 四是局地的成壤条件差异。

**关键词:** 黄土; 古气候; 平陆; 山西

**中图分类号:** P534.6, P532 **文献标识码:** A

中国风成黄土详细记录了过去  $2.5\text{Ma}$  以来环境变迁的信息<sup>[1~4]</sup>。它不仅是东亚古季风变迁的记录<sup>[5~7]</sup>, 而且还是局地环境演化良好的历史见证。通过黄土剖面古气候代用指标的研究, 不仅能提取反映东亚环境以至全球变化的信息, 而且还可以提取区域环境的变化过程和影响因素。本文对位于黄河三门峡北岸的山西平陆庙下、阳凹两个黄土剖面进行了研究, 发现其既记录了全球气候变化的过程, 又反映了局部环境的变迁。

## 1 地层剖面

### 1.1 庙下剖面

庙下剖面位于平陆县淹底乡庙下村西侧(图1), 地理坐标为: 北纬  $35^\circ 52'$ , 东经  $111^\circ 19'$ , 剖面顶面海拔  $680\text{m}$ , 出露黄土地层厚度  $70.6\text{m}$ , 自上而下为(图2):

- |                             |                  |
|-----------------------------|------------------|
| (1) 现代耕作层。                  | 厚 $0.15\text{m}$ |
| (2) 浅灰黄色粉砂质粘土, 下部见小钙结核, 疏松。 | 厚 $0.85\text{m}$ |
| (3) 浅红色粉砂质粘土, 夹少量小钙结核。      | 厚 $2.0\text{m}$  |

收稿日期: 2000-06-13

基金项目: 国家重点基础研究专项经费资助项目(G1999043401); 国家自然科学基金项目(49972060)和中国科学院“九五”重大项目(KZ951-A1-402-04)

作者简介: 王书兵(1972—), 男, 硕士, 助理研究员, 从事第四纪地质与环境研究。

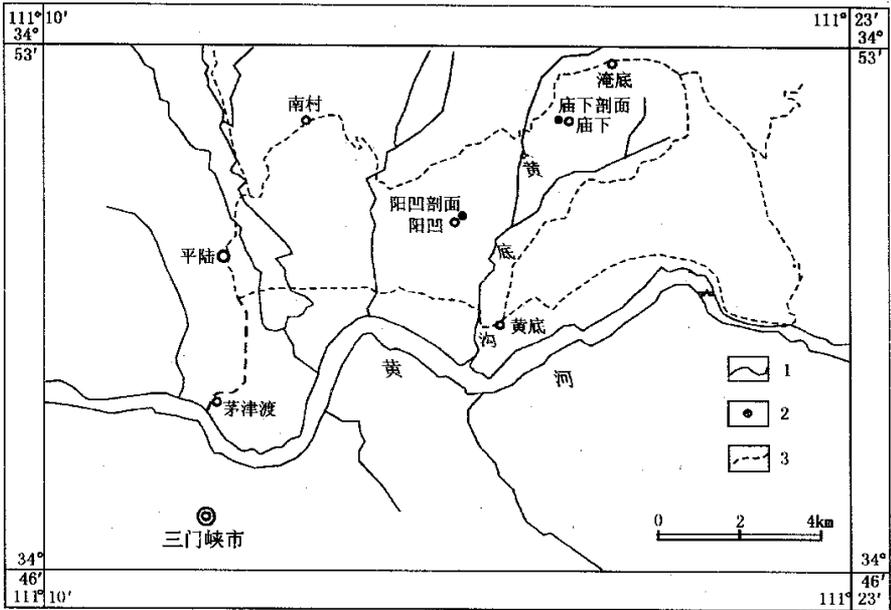


图 1 剖面位置图

Fig. 1 Map showing the location of the sections

1. 河流; 2. 剖面位置; 3. 公路

(4) 浅黄色粘土质粉砂, 含大量白色菌丝体, 顶部有一薄层小钙结核层。本层上部夹大量钙结核, 下部见少量钙结核, 结核个体均较大。 厚 4.0m

(5) 深棕红色粉砂质粘土, 为复合型古土壤, 由三层古土壤组成, 古土壤层间夹两层不太明显的红黄色黄土层, 黄土层顶部均发育钙结核层。古土壤呈团粒—碎斑结构, 最上面一层颜色最深。古土壤中含白色菌丝体, 顶部较密集。 厚 3.5m

(6) 黄色粘土质粉砂, 顶部为钙结核层, 局部较厚; 下部夹少量小结核。 厚 5.2m

(7) 褐红色粉砂质粘土, 团粒—碎斑结构, 含白色菌丝体。 厚 1.5m

(8) 淡褐黄色粘土质粉砂, 顶部为钙结核层。层内 1.1~1.9m 段岩性为浅红色粉砂质粘土, 为弱发育古土壤层。 厚 4.0m

(9) 褐红色粉砂质粘土, 含白色菌丝体。 厚 0.9m

(10) 黄色粘土质粉砂, 含钙结核, 顶部为钙结核层。 厚 2.1m

(11) 深红褐色粘土, 团粒—碎斑结构, 含较多白色菌丝体。 厚 2.4m

(12) 黄色粘土质粉砂、细粉砂, 顶部有一钙质胶结的较连续的钙板层。本层上部含钙结核较多, 中、下部结核较少。层内 6.2~7.2m 段岩性为黄红色粉砂质粘土, 为弱发育古土壤层。 厚 10.0m

(13) 深红褐色粉砂质粘土, 碎斑—团粒结构, 为复合型古土壤层, 由三层古土壤组成。上层颜色最深, 往下颜色变浅, 均含大量白色菌丝体。三层古土壤层间夹厚度分别为 2.4m 和 1.2m 的两层红黄色、黄色黄土层, 每层黄土顶部发育钙结核层, 局部含白色菌丝体。 厚 8.1m

(14) 灰黄色粘土质粉砂, 顶部偏红, 并发育钙结核层。层内 3.3m 处有一小钙结核薄层。 厚 4.4m

(15) 深红色粉砂质粘土, 团粒—碎斑结构, 为复合型土壤, 由两层古土壤组成。上层颜色深, 下层颜色浅, 含白色菌丝体, 中间夹 1.9m 厚的红黄色黄土层。黄土层顶部为钙结核层, 中、上部含钙结核。 厚 5.2m

(16) 灰黄色粘土质粉砂、细粉砂, 顶部为厚约 30cm 的钙结核层。层内见少量大个钙结核。 厚 4.9m

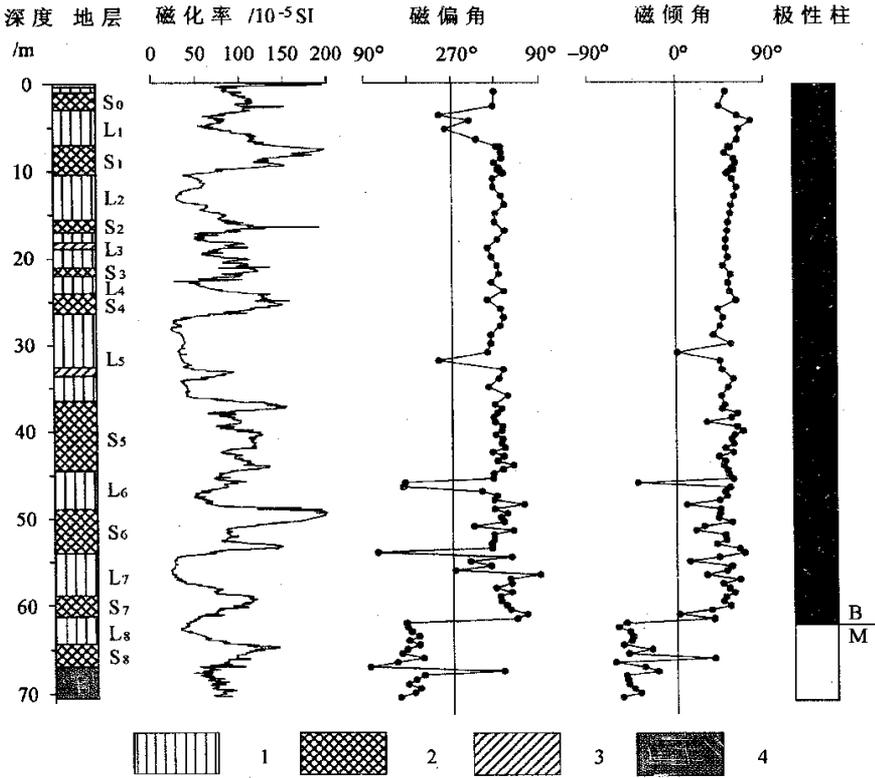


图 2 庙下剖面地层及磁性测量结果

Fig. 2 Miaoxia magnetostratigraphic profile

1. 黄土; 2. 古土壤; 3. 弱发育古土壤; 4. 风化壳

- (17) 红褐色粉砂质粘土, 含较多白色菌丝体。 厚 2.4m
- (18) 灰黄色粘土质粉砂、细粉砂, 顶部发育由大钙结核组成的钙结核层, 厚达 60cm。本层上部含较大钙结核, 下部见零星钙结核, 个体大。 厚 3.1m
- (19) 棕红色粉砂质粘土, 含较多白色菌丝体。 厚 2.6m
- (20) 浅红色粘土质粉砂及粉砂质粘土, 上部含较大个钙结核, 下部含小钙结核及小砾石, 系古风化壳。 厚 3.5m
- (21) 钙质胶结的砾石层, 即三门群底砾石层。 厚 >26m

### 1.2 阳凹剖面

阳凹剖面位于平陆县南村乡阳凹村北侧 (图 1), 地理坐标为: 北纬 34°51', 东经 111°17'。剖面顶面海拔 560m, 出露厚度 76.0m, 自上而下为 (图 3):

- (1) 现代耕作层。 厚 0.2m
- (2) 灰黄色粉砂质粘土, 含大量白色菌丝。
- (3) 灰褐色粉砂质粘土, 含大量白色菌丝体, 下部含大量小钙结核。 厚 2.0m
- (4) 灰褐色、黄灰色粉砂质粘土, 含大量白色菌丝体, 顶部发育钙结核薄层, 结核个体小。层内夹钙结核, 个体较小, 自上而下钙结核逐渐增多。 厚 4.2m
- (5) 深红棕色粉砂质粘土、粘土, 碎斑—团粒结构, 为复合型古土壤, 由三层组成, 最上部一层颜色最深, 下部两层颜色稍浅, 含大量白色菌丝体。三层古土壤层之间分别夹薄层红黄色黄土层。黄土层顶部发育

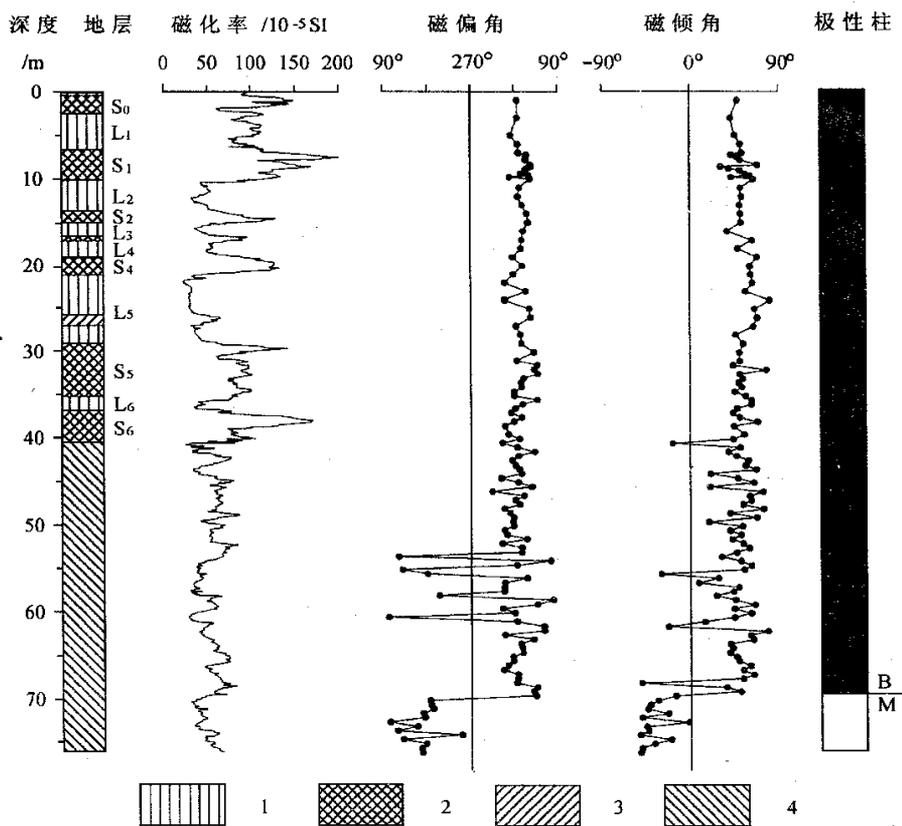


图 3 阳凹剖面地层及磁性测量结果

Fig. 3 Yangwa magnetostratigraphic profile

1. 黄土; 2. 古土壤; 3. 弱发育古土壤; 4. 粉砂质粘土

- 钙结核层。土壤层的下部及黄土层中含较多钙结核，除少数个体较大外，一般个体较小。 厚 3.5m
- (6) 黄色粘土质粉砂，含蜗牛化石，顶部发育钙结核层。 厚 3.6m
- (7) 褐红色粉砂质粘土，含白色菌丝体。 厚 1.3m
- (8) 灰黄色粘土质粉砂，顶部发育厚 30cm 钙结核层，向下见少量结核。 厚 1.6m
- (9) 红色粉砂质粘土，含白色菌丝体。 厚 0.5m
- (10) 灰黄色粘土质粉砂，顶部发育钙结核层。 厚 1.9m
- (11) 红棕色粉砂质粘土，含白色菌丝体。 厚 2.1m
- (12) 灰黄色粘土质粉砂、细粉砂，顶部发育厚 30cm 钙结核层。层内深 4.6~5.8m 段为黄红色粘土质粉砂，系弱风化古土壤。 厚 7.8m
- (13) 深棕红色粉砂质粘土，团粒—碎斑结构，为复合型古土壤，由三层古土壤组成。上层颜色深，往下颜色稍浅，含较多白色菌丝体。三层古土壤之间夹厚 0.7m 和 1.0m 黄红色黄土层，含钙结核及菌丝体，结核相对较小，两层黄土顶部均发育钙结核层。 厚 6.2m
- (14) 灰黄色粘土质粉砂，顶部发育钙结核层，层内含少量小钙结核。 厚 1.6m
- (15) 深红色粉砂质粘土，团粒—碎斑结构，为复合型古土壤，由两层古土壤组成，上层颜色深，且含较

多白色菌丝体。两层古土壤间夹厚约 1.0m 的红黄色黄土层。黄土层顶部发育厚约 50cm 的钙结核层。

厚 3.7m

(16) 上部灰黄色, 向下渐变为黄灰色、浅灰色泥质粉砂、粉砂质粘土。顶部发育厚 50cm 钙结核层。上部间有浅红黄色层, 局部夹钙结核层, 层薄, 结核个体小; 中部夹有小钙结核; 下部基本不见钙结核。本层从上往下, 粘土质成分增多, 逐渐成块状, 含植物根系, 呈灰黑色。底部呈灰棕色, 且植物根系更多, 为具水下特征的次生黄土。未见底。

厚度 > 33.5m

## 2 地层时代

庙下剖面和阳凹剖面共采集古地磁样品 243 块, 其中庙下剖面 110 块, 阳凹剖面 133 块。全部样品用罗盘磁北定向, 并加工成边长为 2cm 的立方体, 由地质力学研究所古地磁实验室测试。两剖面各选取 15 块代表性样品进行系统退磁。首先测量天然剩磁, 然后以 50℃ 间隔自室温升至 680℃ 进行系统热退磁, 并测量每一步退磁后的剩磁。仪器使用的是美制 DSM-2 型旋转磁力仪, 热退磁使用 TSD-1 型热退磁仪。热退磁和剩磁测量均在零磁场空间内进行。热退磁时, 自室温升至所需温度之后, 恒温 40min, 然后冷却 40min, 以保证样品升至所需温度并冷却到室温。

退磁结果表明, 绝大多数样品在 200℃ 时就可以达到退磁目的, 但部分样品在 300℃ 或 400℃ 时才能完全清除后加磁场。因此, 在绘制古地磁极性柱时, 大多数样品采用 200℃ 时的退磁结果, 而部分样品则选用 300℃ 或 400℃ 时的退磁结果。

庙下剖面磁性特征表明(图 2), 剖面深度以 61.8m 为界, 其上以正极性为主, 归入布容正极性时(B); 以下则以负极性为主, 归入松山负极性时(M)。61.8m 处的正负极性转换点为 B/M 界线, 位于黄土层 L<sub>8</sub> 的上部, 与黄土高原内部所得的结果一致<sup>[1~3,8,9]</sup>。因此, 庙下剖面黄土-古土壤序列大约为 0.8Ma 以来的沉积。

阳凹剖面磁性特征表明(图 3), 剖面深度以 69.3m 为界, 其上以正极性为主, 对应于布容正极性时; 以下全为负极性, 磁偏角和磁倾角相对较稳定, 归入松山负极性时。69.3m 处的正负极性转换点为 B/M 界线。阳凹剖面的地层时代与庙下剖面大致相当。

## 3 古气候重建

### 3.1 庙下剖面

以 5cm 间隔对庙下剖面进行磁化率测量, 结果显示(图 2): 黄土、古土壤的磁化率值变化范围较大, 约在  $20 \times 10^{-5} \sim 270 \times 10^{-5}$  SI 之间波动, 最低值出现在 L<sub>7</sub> 黄土层中, 最高值出现在末次间冰期古土壤层 S<sub>1</sub>SS<sub>2</sub> 中。S<sub>0</sub>、S<sub>2</sub>、S<sub>3</sub>、S<sub>4</sub>、S<sub>5</sub>、S<sub>7</sub>、S<sub>8</sub> 古土壤的磁化率值大致接近, 在  $120 \times 10^{-5} \sim 160 \times 10^{-5}$  SI 之间。S<sub>1</sub> 和 S<sub>6</sub> 的古土壤磁化率值较高, 在  $230 \times 10^{-5} \sim 270 \times 10^{-5}$  SI 之间波动。黄土层 L<sub>2</sub>、L<sub>5</sub>、L<sub>7</sub> 和 L<sub>8</sub> 的磁化率值较低, 在  $20 \times 10^{-5} \sim 40 \times 10^{-5}$  SI 之间波动。

从整个剖面来看, 磁化率测量结果与野外观察基本一致。庙下剖面大致记录了 S<sub>8</sub> 以来的黄土-古土壤序列。把庙下剖面和陕县张汭塬曹村黄土-古土壤序列磁化率曲线<sup>[10]</sup>、深海氧同位素曲线<sup>[11,12]</sup>及北半球 65°N 纬线上太阳辐射变化曲线<sup>[13]</sup>进行对比(图 4)。需要说明的是, 图 4 中庙下剖面、曹村剖面磁化率曲线由于确切的年代数据较少, 采用的是深度标尺; 深海氧同位素曲线和北半球 65°N 纬线上太阳辐射变化曲线采用的是年代标尺; 深海氧同位素曲线右

侧的数字代表氧同位素阶段。

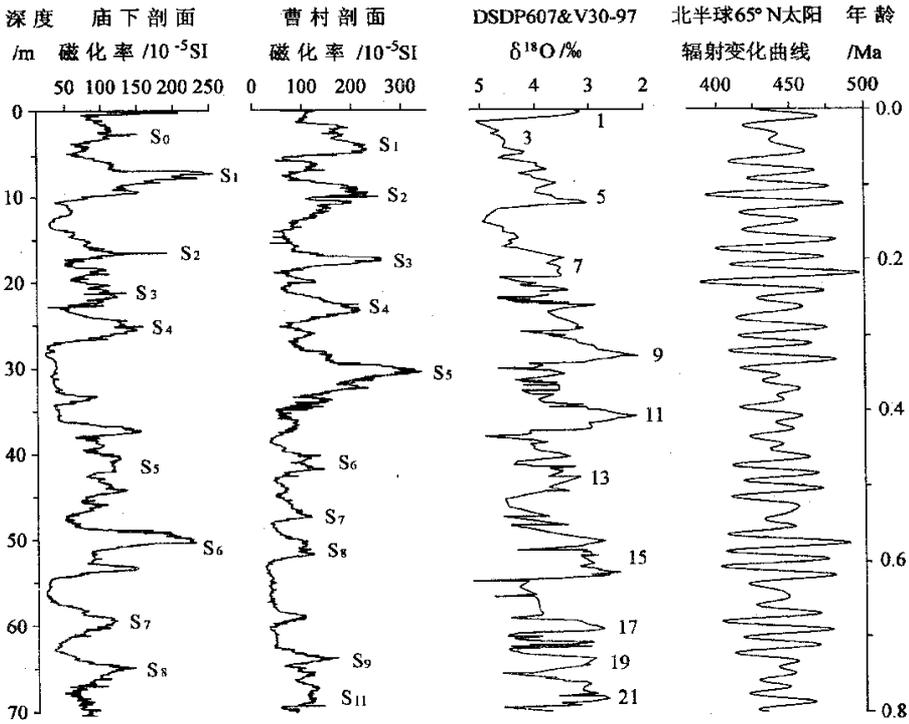


图 4 庙下剖面、曹村剖面黄土-古土壤序列磁化率曲线与深海氧同位素曲线、北半球 65°N 太阳辐射变化曲线对比

Fig. 4 Correlation between Miaoxia and Caocun susceptibility curves with  $\delta^{18}O$  in DSDP607&V30-97 and mid-month isolation 65°N for July

图 4 可以看出,庙下剖面磁化率曲线反映的夏季风变迁,在 0.1Ma 尺度上与曹村黄土-古土壤序列大体一致,反映出与地球轨道要素变化控制的太阳辐射变化诱导的全球冰量变化控制的全球冰期-间冰期气候旋回的一致性。其中,  $S_0$  与氧同位素阶段 1 对应;  $S_1$  与氧同位素阶段 5 对应;  $S_2$  与氧同位素阶段 7 对应;  $S_3$  与氧同位素阶段 9 对应;  $S_4$  与氧同位素阶段 11 对应;  $S_5$  与氧同位素阶段 13~15 对应;  $S_6$  与氧同位素阶段 17 对应;  $S_7$  与氧同位素阶段 19 对应;  $S_8$  与氧同位素阶段 21 对应。

在 0.01Ma 尺度上同样显示出较好的对比性。其中,末次间冰期  $S_1$  古土壤,间冰阶  $S_1SS_1$  与氧同位素阶段 5a 对应;冰阶  $S_1LL_1$  与氧同位素阶段 5b 对应;间冰阶  $S_1SS_2$  与氧同位素阶段 5c 对应;冰阶  $S_1LL_2$  与氧同位素阶段 5d 对应;间冰阶  $S_1SS_3$  与氧同位素阶段 5e 对应。末次冰期  $L_1$  黄土,晚冰阶  $L_1LL_1$  与氧同位素阶段 2 对应;间冰阶  $L_1SS_1$  与氧同位素阶段 3 对应;晚冰阶  $L_1LL_2$  与氧同位素阶段 4 对应。同时,与太阳辐射变化也显示一致性。

但是,庙下剖面磁化率曲线反映的气候变迁,以与曹村剖面磁化率曲线反映的气候变迁及深海氧同位素曲线反映的全球冰量变化,并不是简单的一一对应关系,呈现出较多不一致的对应关系,主要表现在以下几个方面:

(1) 庙下剖面末次间冰期  $S_1$  古土壤层, 早间冰阶  $S_1SS_1$  和晚间冰阶  $S_1SS_3$  的磁化率值偏低, 在  $120 \times 10^{-5} \sim 170 \times 10^{-5} SI$  之间; 而中间冰阶  $S_1SS_3$  的磁化率值达到本剖面的最高值, 最高达  $270 \times 10^{-5} SI$ 。这种变化, 与深海氧同位素曲线 5 阶段  $\delta^{18}O$  含量逐渐增加, 北半球太阳辐射值逐渐减小, 气候逐渐变冷的变化趋势不一致, 与曹村剖面同时段磁化率值由大变小的趋势也不一致。

(2) 庙下剖面  $S_2$ 、 $S_3$ 、 $S_4$  古土壤的磁化率值, 与曹村剖面  $S_2$ 、 $S_3$ 、 $S_4$  古土壤的磁化率值相比低得多; 与其相对应的深海氧同位素曲线 7、9 和 11 阶段  $\delta^{18}O$  含量均为峰值和北半球太阳辐射变化曲线在 0.2Ma 前后也为峰值不一致。另外, 曹村剖面  $S_2$ 、 $S_3$ 、 $S_4$  古土壤的磁化率值与  $S_1$  古土壤的磁化率值大致相近; 而庙下剖面  $S_2$ 、 $S_3$ 、 $S_4$  古土壤的磁化率值与  $S_1SS_1$  和  $S_1SS_3$  的磁化率值相近, 却远小于  $S_1SS_2$  的磁化率的值。

(3) 庙下剖面  $L_5$  黄土层的磁化率虽整体显示较低值, 但仍比曹村剖面  $L_5$  黄土层的磁化率值偏低。从地层厚度方面来看, 庙下剖面  $L_5$  黄土层厚 10.0m, 曹村剖面  $L_5$  黄土层厚 4.8m, 比庙下剖面  $L_5$  黄土层薄得多。

(4) 庙下剖面  $S_5$  古土壤层磁化率值相对偏低, 且波动幅度不大, 最大为  $150 \times 10^{-5} SI$ , 而曹村剖面  $S_5$  古土壤层磁化率值最高可达  $320 \times 10^{-5} SI$ , 两者相差  $170 \times 10^{-5} SI$ 。从地层厚度上看, 庙下剖面  $S_5$  古土壤层为 8.1m, 曹村剖面  $S_5$  古土壤层为 5.6m, 相差也比较大。与之相对应的深海氧同位素曲线 13 至 15 阶段  $\delta^{18}O$  含量及北半球太阳辐射却表现出较大幅度的变化, 显示出非一致性。

(5) 庙下剖面  $S_6$  古土壤层  $S_6SS_1$  的磁化率值非常高, 达  $230 \times 10^{-5} SI$ , 与  $S_1SS_2$  接近, 为庙下剖面磁化率次高值, 比  $S_5$  古土壤层高出很多。 $S_6$  古土壤层中部, 为一较明显的黄土层; 下部  $S_6SS_2$  的磁化率值与  $S_5$  接近。曹村剖面与庙下剖面不同,  $S_6$  古土壤层的磁化率值比  $S_5$  古土壤层的磁化率值低得多。与之相对应的深海氧同位素曲线 17 阶段  $\delta^{18}O$  含量及北半球太阳辐射虽然表现为峰值, 但在 0.8Ma 以来, 它们指示的气候变化却不表现为最暖期。

上述差异的形成, 若单一用与地球轨道要素有关的太阳辐射变化诱导的全球冰量变化所控制的全球冰期-间冰期气候旋回来解释就显得不足。究其原因可能有 4 个: 一是粉尘堆积速率不同; 二是受流水侵蚀; 三是物质来源有别; 四是局部成壤条件的差异。庙下剖面位于中条山南坡, 黄土-古土壤序列直接堆积在因构造作用而抬升的三门群下段底砾石层之上, 处于湖滨高岸地带。黄土-古土壤序列堆积时, 除来自西北沙漠地区的粉尘物质外, 就地湖滨区的粉尘物质受到吹扬, 被风带到高处堆积, 造成堆积速率增大。由于磁化颗粒堆积速率在千年尺度上是恒定的<sup>[9]</sup>, 当近源粉尘颗粒较大幅度地增大堆积速率时, 就会造成磁性颗粒浓度降低, 因而导致  $L_8$ 、 $L_7$ 、 $L_5$ 、 $L_2$  黄土及  $S_5$ 、 $S_4$ 、 $S_3$ 、 $S_2$  古土壤磁化率值较黄土高原同期地层偏低。另外, 局地成壤条件的差异, 使趋磁细菌的活性受到影响, 从而对磁化率贡献大的磁赤铁矿和磁铁矿的形成产生作用, 这也可能是造成上述差异的因素之一。

### 3.2 阳凹剖面

以 10cm 间隔对阳凹剖面进行了磁化率测量。从磁化率曲线 (图 5) 可知, 以 41m 为分界点, 上部磁化率曲线具有明显的波峰、波谷变化; 下部磁化率曲线较平缓, 波峰波谷变化不太明显。据磁化率曲线与野外观察, 剖面下部这一层段沉积时处于近滨湖环境, 时而出露水面, 时而淹没, 因此, 对古气候反映不是很敏感。

该剖面 41m 以上可以明显区分为  $S_0 \sim S_6$  黄土-古土壤序列, 与庙下剖面黄土-古土壤序列及其所反映的气候变迁基本一致。但也可以看出, 阳凹剖面  $S_6$  以上黄土-古土壤序列与庙下剖

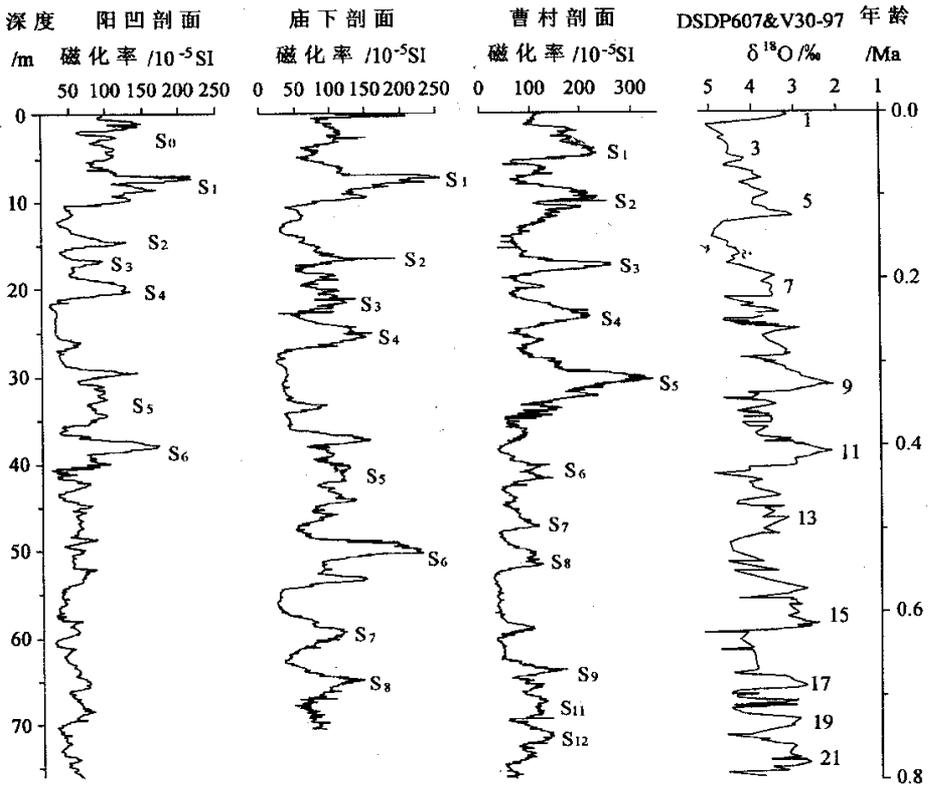


图5 阳凹剖面、庙下剖面、曹村剖面黄土-古土壤序列磁化率曲线与深海氧同位素曲线对比

Fig. 5 Correlation between Yangwa, Miaoxia and Caocun susceptibility curves with  $\delta^{18}\text{O}$  in DSDP607&V30-97

面同层序的黄土和古土壤相比厚度均偏小,这可能是由于阳凹剖面所处位置更接近湖水,因遭受湖水和流水的侵蚀使之厚度减薄。

## 4 讨论

东流入海的黄河发育与青藏高原、黄土高原、华北平原和黄海陆架的演化有着紧密的成因联系,是综合反映东亚构造地貌和自然环境变迁的重大地质事件,因而受到普遍地重视。黄河的形成和演变,特别是她东流入海的历史至今还尚无定论。从时空上看,只有晋豫间的基岩河谷被贯通才称得上是黄河干流的形成,而三门峡基岩河谷的贯通必然造成其上、下游地区地质环境的改变,从而显示在沉积物记录中。

历史上发育的古三门峡湖与黄河的发育密切相关。位于古三门峡湖岸地带的阳凹、庙下剖面中, $S_1$ 以下,与黄土高原相比厚度却偏小,这与距粉尘源区较远的沉积环境基本相符,而 $L_1$ 和 $S_1$ 的厚度与黄土高原相比基本一致<sup>[1~3,8~9]</sup>。这似乎也表明,在 $S_1$ 堆积的同时或之前,大约在150kaBP前后,沉积环境发生较明显的变化,两剖面所处的古三门峡湖滨环境被改变,湖

泊消失, 就地的粉尘物质增加, 上部黄土的沉积速率明显加大。这与通过对古三门湖湖滨沉积物研究所得的结论基本一致<sup>[14~15]</sup>。

另外, 位于中原腹地的河南省郑州市西北部黄河南岸的邙山黄土剖面中<sup>[16~18]</sup>,  $L_2$  以下的各层黄土和古土壤的厚度一般与黄土高原相近,  $L_2$  略厚于黄土高原, 但其晚更新世黄土地层却堪称世界之最,  $S_1$  (15.7m) 和  $L_1$  (77.3m) 的厚度远远超过黄土高原各地的同层位地层。研究结果表明, 在 150kaBP 前后, 由于黄河贯通三门峡, 携带来自黄土高原的大量泥沙出峡谷口后迅速堆积, 受到偏北冬季风的吹扬, 形成近源风成邙山黄土。

综上所述, 大约在 150kaBP, 由于黄河三门峡被贯通, 古三门湖迅速消亡, 加速了风成黄土的堆积。

### 参 考 文 献

- [1] 刘东生, 等. 黄土与环境 [M]. 北京: 科学出版社, 1985. 44~106.
- [2] 孙建中, 赵景波, 等. 黄土高原第四纪 [M]. 北京: 科学出版社, 1991. 1~7, 142~154.
- [3] 朱照宇, 丁仲礼. 中国黄土高原第四纪古气候与新构造演化 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 59~77.
- [4] An Zhisheng, Liu Tungsheng, Lu Yanchou, et al. . The long-term paleomonsoon variation recorded by the loess-paleosol sequence in central China [J]. Quaternary International, 1990. 718, 91~95.
- [5] 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130ka 中国的古季风, I. 古季风记录 [J]. 中国科学 (D 辑), 1991, 21 (10): 1076~1081.
- [6] 安芷生, 吴锡浩, 汪品先, 等. 最近 130ka 中国的古季风, II. 古季风变迁 [J]. 中国科学 (B 辑), 1991, 21 (11): 1209~1215.
- [7] An Z S, Kukla G, 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.
- [8] 丁仲礼, 刘东生. 中国黄土研究新进展, (一) 黄土地层 [J]. 第四纪研究, 1989, (1): 24~35.
- [9] 岳乐平, 薛祥煦. 中国黄土古地磁学 [M]. 北京: 地质出版社, 1996. 33~58, 65~70.
- [10] 肖华国, 蒋复初, 吴锡浩, 等. 三门峡地区的黄土地层 [A]. 安芷生主编. 黄土·黄河·黄河文化 [C]. 郑州: 黄河水利出版社, 1998. 1~7.
- [11] Ruddiman W F, Raymo M E, Martison D G, et al. . Pleistocene evolution: Northern hemisphere ice sheets and north Atlantic Ocean [J]. Paleoceanography, 1989, 4: 354~412.
- [12] Raymo M E, Ruddiman W F, Backman S, et al. . Late Pliocene variation in northern hemisphere ice sheets and north Atlantic deep water circulation [J]. Paleoceanography, 1989, 4: 413~446.
- [13] Berger A, Loutre M F. Insolation values for the climate of the past 10 million years [J]. Quaternary Science Review, 1991, 10: 297~317.
- [14] 王书兵, 蒋复初, 吴锡浩, 等. 三门峡地区三门群地层时代研究 [J]. 地质力学学报, 1999, 5 (4): 57~65.
- [15] 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.
- [16] 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.
- [17] 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): 46~50.
- [18] 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.

## TWO LOESS PROFILES IN PINGLU, SHANXI AND CORRESPONDING PALEOCLIMATIC RECONSTRUCTION

WANG Shu-bing<sup>1</sup>, WU Xi-hao<sup>1,2</sup>, JIANG Fu-chu<sup>1,3</sup>, TIAN Guo-qiang<sup>1</sup>, LIU Ke<sup>1</sup>

(1. *Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing 100081, China*; 2. *State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Chinese Academy of Sciences, Xi'an, Shanxi 710054, China*; 3. *Open Laboratory of Lake Sediment and Environment, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Jiangsu 210008, China.*)

**Abstract:** In this paper, two loess profiles located in Pinglu, Shanxi north of Sanmenxia gorge of the Yellow River, have been studied. The magnetic susceptibility curves of Miaoxia and Yangwa profiles show that the susceptibility values of  $S_6$  and  $S_1$  are higher than that deposited in the corresponding period in the Loess Plateau, while the values of  $S_5 \sim S_2$  and  $L_7 \sim L_2$  are somewhat lower, being close to the susceptibility value of  $L_9$  in the interior of the Loess Plateau. The thickness of strata of  $S_5 \sim L_5$  is greater than that of the Loess Plateau. A comparison with the curves of the magnetic susceptibility,  $\delta^{18}O$  in DSDP607 and V30-97, and mid-month insolation  $65^\circ N$  for July of Caocun profile, shows that the climatic changes indicated by both Miaoxia and Yangwa profiles are close to the interior of the Loess Plateau at the scale of  $10^5 a$ . This fact may reflect its consistency with the global glacial cycle resulting from the variation in solar radiation controlled by variation in some elements of earth's orbit. But there is no simple correspondence between them as shown by the greater thicknesses of deposits and relatively lower susceptibility values. It may be caused by (1) different rate of dust accumulation, (2) water erosion, (3) different source materials and (4) variation in local soil forming conditions.

**Key words:** loess; paleoclimate; Pinglu; Shanxi