

河南扣马黄河最高级阶地古地磁年代 及其对黄河贯通时代的指示

潘保田^① 王均平^① 高红山^① 管清玉^① 王 勇^① 苏 怀^① 李炳元^② 李吉均^①

(^① 兰州大学西部环境教育部重点实验室, 地理科学系, 兰州 730000; ^② 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101.

E-mail: panbt@lzu.edu.cn)

摘要 小浪底以东的黄河峡谷的出口地区发育有多级阶地, 其中以河南堰师市扣马附近黄河南岸的阶地最为典型. 在那里黄河发育了三级阶地, 其中最高级阶地砾石层高出河面 30~35 m, 其上堆积 60 m 厚的风成黄土, 黄土地层中夹多条棕红色古土壤, 最底部发育了 S_{14} 系统的磁性地层学和黄土、古土壤系列对比研究表明, 最高级阶地上黄土的年代为 1165 ka. 由此推断, 该级黄河阶地至少形成于此, 现代黄河东流入海的格局至少在 1.165 Ma 前就出现了.

关键词 黄河阶地 古地磁测年 黄河贯通

黄河是如何发育的? 黄河又是何时形成的? 这些是地球科学界长期以来关注的重大问题, 为此地质学界进行了大量的研究探讨, 取得许多重要的研究成果, 但也存在颇多争议. 概括起来主要有如下几种观点: 根据黄河上游兰州和银川等地河湖相地层的转变、生物化石和地质构造等, Lin 等人^[1]推断始新世黄河东流直接进入渭河, 晚中新世至早上新世出现围绕鄂尔多斯高原的现代黄河河道, 阶地地层对比也显示早在上新世山陕间黄河及三门峡东黄河峡谷就已经形成^[2]. 基于黄河三角洲沉积^[3]、黄河中上游阶地年代^[4~7]及其地质地貌^[8]、渭河中游阶地的年代^[9~11]和汾渭盆地三门系地层所含介形类与河南平原的对比^[12]等研究, 部分学者认为黄河中、下游之间的贯通发生在早更新世至中更新世初. 根据黄河中游地区地貌和沉积的研究, 李容全^[13]和朱国荣^[14]等认为黄河中、下游的连通出现在中更新世. 通过对三门峡地区三门系地层的年代研究, 王苏民^[15]、吴锡浩等人^[16]和蒋复初等人^[17]推断三门峡部分切开的时代最早出现在 410~350 ka 前, 黄河完全切穿三门峡而东流入海的时间为 150 ka 前. 甚至少数学者认为晚更新世期间黄河才出现东流入海的格局^[18~20].

不同学者研究问题的角度不同, 所采用的证据相异, 是得出不同结论的重要原因. 但黄河中、下游之间到底是什么时间贯通的呢? 什么证据更可靠地记录了黄河的发育历史? 河流地貌学认为, 河流阶地是地质历史时期的古河床, 直接记录了河流演化历史, 可以作为河谷出现的直接证据. 如果我们对黄

河中、下游连接处的黄河最高级阶地的年代有了比较确切的定年, 无疑可以获得黄河中、下游贯通的时间上限, 将对分析黄河形成历史有重要帮助. 最近我们对小浪底以东的黄河阶地及最高级阶地的年代进行了初步研究, 现将研究结果予以报道.

1 研究区域概况与黄河阶地序列

河南孟津小浪底至郑州花园口段河谷是黄河自中游流向下流的过渡段, 也是黄河由山区河谷向平原河谷转变的过渡地段(图 1). 这段河谷的地貌研究, 特别是河流阶地研究, 对认识黄河中、下游的贯通时代非常重要. 该段黄河南靠邙山和嵩山, 北依太行山, 太行山山前大致东西走向的深大断层对黄河的流向和河道发育具有重要控制作用. 根据地貌特征的差异, 小浪底到花园口段黄河可进一步划分为三段. 小浪底至孟津宁嘴段, 河流切割三叠纪紫红色沙页岩, 两岸山峰对峙, 河床狭窄, 仅 300~400 m, 但河道比较顺直. 受宁嘴附近近南北向正断层控制, 宁嘴至伊洛河口段地壳相对下沉, 黄河流淌在第三纪红层和第四纪松散沉积物之上, 河床开阔, 最宽可达 9 km. 伊洛河口至花园口段地壳下沉更为强烈, 黄河完全流淌在其近代冲积物之上, 河道基本不受天然约束, 全靠人工大堤控制.

小浪底至伊洛河口段黄河谷地河流阶地比较发育. 在小浪底至宁嘴间一般可见四级阶地, 其中最高的第四级阶地分布零星, 因该区地处峡谷, 阶面狭窄, 其上黄土不易保存, 一般缺乏连续的厚层黄土.

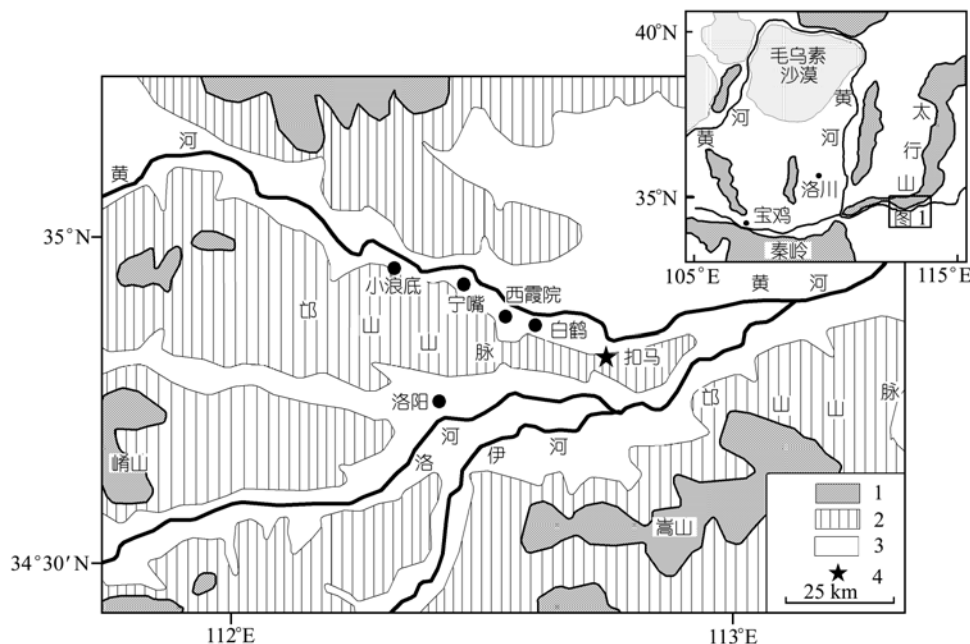


图1 河南扣马地区地貌

1.山地, 2. 黄土台地, 3. 盆地或平原, 4.剖面位置

宁嘴至伊洛河口间一般发育三级, 其中以孟津西霞院至堰师扣马段的黄河阶地最典型(图2), 其上堆积不同厚度的黄土, 为阶地定年提供了方便, 这三级阶地的特征如下:

第一级阶地(T₁): 堆积阶地, 在黄河两岸均有广泛分布, 平均宽度 2 km, 最宽可达 4.5 km. 阶地面高

出河面 9~10 m, 上部为 5 m 左右的黄土状堆积, 之下为河流相砾石层. 砾石岩性复杂, 磨圆度高, 砾石组分具体特征见统计表 1.

第二级阶地(T₂): 嵌入式内迭阶地, 分布范围在北岸比较宽广, 南岸比较狭窄, 其中以孟津县白鹤镇西霞院村附近最为发育. 在该地点, 砾石层顶面高出

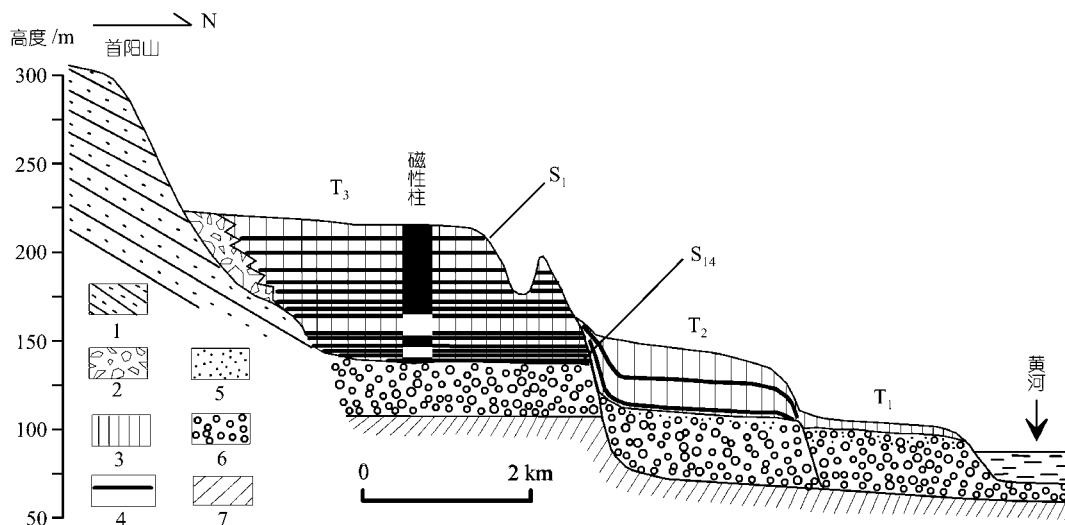


图2 河南扣马黄河阶地剖面及最高级阶地上的黄土地层

1. 三叠系砂岩页岩, 2. 坡积物, 3. 黄土, 4. 古土壤, 5. 沙, 6. 砾石; 7. 第三纪基岩

表 1 扣马及其对比区域阶地砾石岩性、粒径、形态特征统计表

地点	岩石种类及其分布													
	石英岩	砂岩	石英砂岩	玄武岩	安山岩	安山玢岩	辉绿岩	角闪玢岩	灰岩	辉长岩	花岗岩	泥岩	片岩	其它
扣马 T1	14	7	39	6	10	9	4	1	2	1	0	1	0	6
扣马 T2	8	13	28	9	8	10	9	4	0	2	0	1	0	8
扣马 T3	19	15	30	5	5	8	9	1	1	1	0	1	0	5
宁嘴 T4	17	16	32	8	7	5	7	6	1	0	0	0	0	1
兰州 T5	17	33	11	0	0	9	3	0	1	0	11	4	6	5

地点	粒径(E, cm)区间分布													
	0.2~1	1-2	2-3	3~4	4~5	5~6	6~7	7~8	8~9	9~10	10~15	15~20	20~30	>30
扣马 T1	1	2	5	3	8	12	17	11	16	12	6	6	1	0
扣马 T2	0	4	3	7	4	9	19	18	14	6	7	9	0	0
扣马 T3	1	7	0	6	5	10	19	17	13	8	9	3	2	0
宁嘴 T4	1	0	7	9	10	8	16	15	17	7	6	3	1	0
兰州 T5	2	4	3	12	7	10	19	11	15	12	3	0	1	1

地点	磨圆度(2r/L)区间分布													
	0.050~0.100	0.101~0.150	0.151~0.200	0.201~0.250	0.251~0.300	0.301~0.350	0.351~0.400	0.401~0.450	0.451~0.500	0.501~0.550	0.551~0.600	0.601~0.650	0.651~0.700	
扣马 T1	0	5	11	15	18	15	14	8	7	6	0	0	1	
扣马 T2	1	5	18	15	17	5	16	9	6	4	0	3	1	
扣马 T3	0	4	8	16	22	19	7	9	10	0	2	2	1	
宁嘴 T4	2	1	13	19	16	15	13	14	4	2	0	1	0	
兰州 T5	0	2	5	14	17	16	18	16	11	0	0	1	0	

地点	扁平度(E+L/2E)区间分布						
	1.0~1.50	1.51~2.00	2.01~2.50	2.51~3.00	3.01~3.50	3.51~4.00	4.01~4.50
扣马 T1	23	38	17	9	12	0	1
扣马 T2	28	40	12	9	10	1	0
扣马 T3	26	43	15	12	4	0	0
宁嘴 T4	29	38	20	11	2	0	0
兰州 T5	24	42	11	13	9	0	1

a)各栏中统计数据为百分含量,依据 100 块砾石测量统计所得. E: 粒径; r: 砾石最尖锐角的曲率半径; L: 砾石最长轴

河面约 10 m, 其上覆盖约 30 m 厚的典型风成黄土, 下部黄土中夹有古土壤条带. 砾石直径多为 5~10 cm; 岩性比较复杂, 磨圆度高(表 1).

第三级阶地(T3): 多为嵌入式基座阶地, 在缺失二级阶地的河段表现为基座阶地, 分布范围广泛, 其中以堰师扣马附近最为典型. 在扣马附近, 该阶地面宽 3~4 km, 基座高出现代河面约 9~10 m, 其上为厚 20~25 m 有一定胶结的河流相砾石层. 砾石直径一般为 5~10 cm, 大者可达 30 cm; 岩性复杂, 有灰岩、石英砂岩、砂岩、石英岩、玄武岩、安山玢岩等; 磨圆度良好, 一般为次棱角、次圆和圆状, 其值一般为 0.15~0.35, 占总量 65%以上, 0.351~0.5 之间含量占

26%; 扁平度 1.00~2.00 为主.

毫无疑问, 扣马第一级阶地为黄河的阶地, 该级阶地分布广泛, 西至小浪底以西黄河峡谷、东至花园口, 该阶地在黄河两岸几乎连续分布, 因而扣马 T1 与 T3 阶地的对比对认识 T3 是否是黄河阶地有重要意义. 从表 1 可以看出, 扣马 T1, T2 和 T3 岩性都很复杂, 石英岩、砂岩、石英砂岩是砾石的主要组分, 玄武岩、安山岩、安山玢岩、辉绿岩也占有相当大的比例, 无论岩石种类还是百分含量, 这三级阶地砾石组分都十分接近, 这说明扣马 T3 阶地也是黄河阶地, 对比 T1, T2 和 T3 阶地砾石粒径、磨圆度、扁平度, 也有相似的结论. T1, T2 和 T3 阶地粒径都集中分布在

5~10 cm 之间,分选性很好;磨圆度都集中在 1.51~5.00 之间(表 1),磨圆指数很高,次圆为主,其次为次棱角、圆,这是河流长时间、长距离搬运的结果;其扁平度则主要分布在 1.0~2.0 之间.空间上,扣马 T3 阶地与宁嘴 T4 阶地、兰州阶地(以同期 T5 阶地为例,见表 1)在岩性复杂程度、粒径大小分布、磨圆度、扁平度上都十分相似,它们同属于黄河的产物,只是在岩石种类上,兰州阶地与扣马阶地略有不同,这可能与不同的物源有关.

扣马 T3 阶地砾石层的特征与现代黄河的砾石相似,说明是黄河的堆积物.该阶地砾石层之上覆盖 60 m 厚的典型风成黄土沉积,内含 14 层古土壤,部分古土壤为多条土壤复合而成.黄土一般呈棕黄色,古土壤多为红棕色,几乎每个古土壤底部都发育大的碳酸钙结核或钙板层.最顶部为近地表的浅棕色 S_0 ,距底 26.7~29.5 m 为由 3 个棕红色条带组成的强发育古土壤,应是 S_5 ;距底 13.7~17 m 为灰黄色的粗粉沙,可认为为上沙质黄土层 L_9 ;最底部的古土壤为 S_{14} .

由于不同区域地貌不同,阶地的保存也不一样,同期阶地(指形成年代一样的阶地)在不同区域可能表现为不同级数的阶地,如 S_{14} 时期黄河形成的阶地在扣马、兰州分别表现为 T3 和 T5 阶地.在分布上,扣马 T3 阶地(最高阶地)在西霞院至扣马黄河段最为连续且表现为 T3 阶地;扣马以东,地表不见出露,可能成为埋藏阶地(沿黄河河道自西向东,该期阶地拔河高度逐渐降低,至扣马仅 10 m 左右,扣马以东不出露,因而推测为埋藏阶地,需进一步研究);宁嘴至小浪底黄河段,扣马 T3 阶地同宁嘴、小浪底 T4 阶地相当;在小浪底以西黄河峡谷段,扣马 T3 阶地与该区 T5 侵蚀阶地相当.扣马黄河第三级阶地之上为海拔 350 m 的首阳山基岩丘陵.在该山丘上没有发现存在黄河的河流相沉积,因此可以认为第三级阶地为该地区的最高级阶地.

2 黄土磁性地层与黄河最高级阶地年代

扣马黄河最高级阶地上 60 m 厚的黄土为阶地年代提供了方便.为了得出比较精确的年代我们对这一黄土剖面进行了磁性地层年代样品的采集.剖面下部 47 m 基本以 0.5 m 的间隔(当采样遇到较大的钙质结核时,为了获得比较好的定向样品样点位置稍有上下移动),其余部分按 1 m 的间隔分别采集古地磁样品,共获得定向样品 81 块.然后,在室内对每块

样品加工成 2 cm×2 cm×2 cm 的立方体样本 3 个,共获得样本三套 243 个,以便进行古地磁测量.三套样品中的一套在兰州大学西部环境教育部重点实验室的“古地磁与岩石磁学实验室”测定,样品以 10 mT 的步长在捷克 AGICO 公司生产的 LDA-3 交变退磁仪进行 6 步系统退磁并在 JR-5A 型高精度旋转磁力仪上进行剩磁强度测量.第二套样在中国科学院兰州地质研究所古地磁实验室测定,首先分别选择典型的黄土和古土壤样本各 15 个按照 10 mT 的间隔进行 6 步系统交变退磁,然后在 DSM-1 型数字旋转磁力仪上进行测量.第三套样首先在美国加州理工学院古地磁实验室按 10 mT 的间隔进行 7 步交变退磁;而后在中国科学院地质与地球物理所进行热退磁,退磁时先选取 18 个黄土古土壤样品以 50°C 步长进行 13 步系统退磁,以便找出特征剩磁.所有样品在 2G-755 超导仪上进行测量,结果发现该剖面磁性矿物复杂,大部分在 200°C 或 350°C 就清除了次生剩磁,而部分加热到 400~500°C 之间才去除,有的甚至达 580°C 才彻底清洗(图 3).因此,其他样品按照 100, 200, 300, 350, 400, 450, 500, 550 和 580°C 进行 9 步退磁.3 个实验室的退磁结果一致.

退磁结果(图 3)表明,绝大多数样品在退磁温度为 200°C 或 350°C 时出现转折,其后原点走向趋势稳定并逐步减小,表示当退磁温度达到 200°C 或 350°C 时次生剩磁基本得以清洗,原生特征剩磁得以呈现.但个别样品在退磁温度为 500°C 或 580°C 才显示出特征剩磁的成分,次生黏滞剩磁才得以清洗.这说明该剖面磁性特征比较复杂,磁性矿物以针铁矿为主,磁赤铁矿、磁铁矿占有一定的比例,这可能与不同暖热湿润气候条件下形成的不同矿物有关.交变退磁中部分样品的次生剩磁无法清除,而热退磁能将其清洗干净,本文采用热退磁结果,扣马黄河最高级阶地上黄土地层热退磁的特征剩磁测量结果如图 4 所示.

从图 4 可以看出,黄河最高级阶地最上部的黄土 40 m 的样品为正极性,在距底部 20 m 处磁性发生倒转,由正极性变为负极性;但在距 1 m 处再次发生磁性转变,其下为正极性.将这一地磁极性测量结果与 Cande 等人^[21]发表的标准古地磁年表对比,可以认为距底部 20 m 处为 B/M 界线(图 2),该位置在岩石地层上位于 L_8 黄土层的底部,与其他黄土高原黄土磁性地层学研究的得到的 B/M 界线位置是一致的^[22~26].距底部 13~10 m 处为应该属于 Jaramillo 正极性亚时,

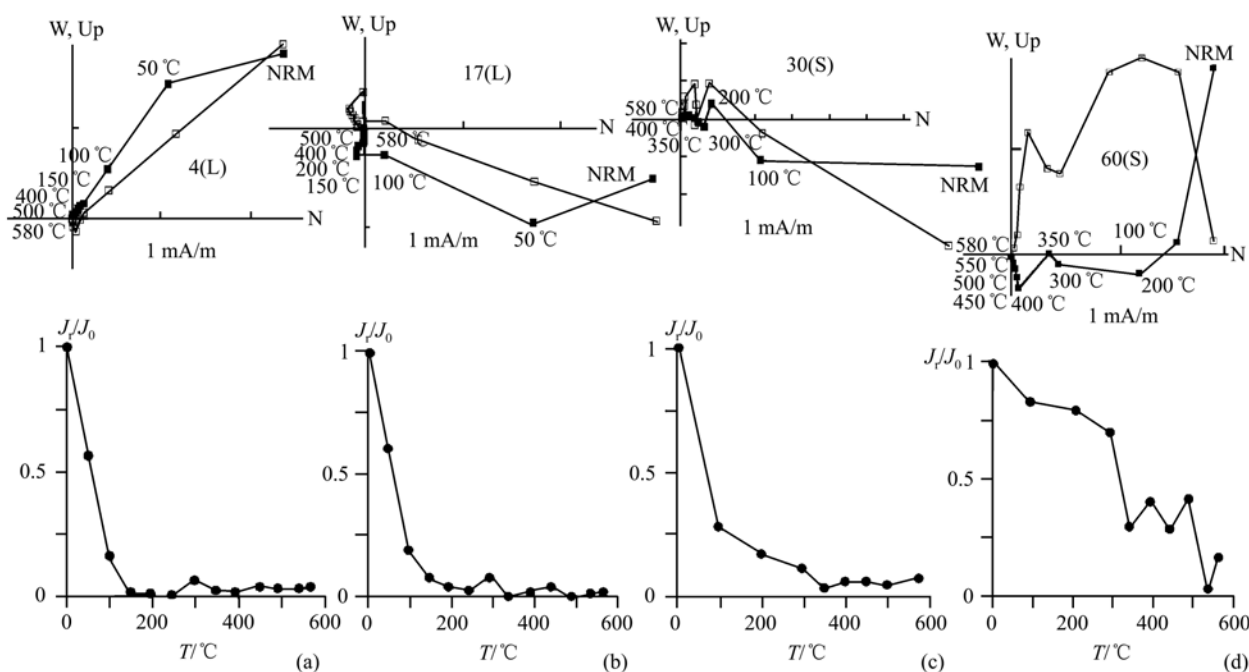


图 3 扣马典型黄土古土壤样品的矢量正交投影与热退磁曲线
(a)和(b)为黄土典型样品; (c)和(d)为古土壤典型样品

在岩石地层上该段对应于黄土 L_{10} 下部至 L_{11} 上部, 这与其他黄土磁性地层学的研究结论是基本一致的[22~26]。而剖面最底部 1 m 的正极性, 在剖面上与古土壤层 S_{14} 相对应, 无独有偶, 在黄土高原典型黄土区甘肃西峰黄土剖面中[27,28], 古土壤 S_{14} - S_{15} 层位也出现一正极性亚时, 与扣马剖面一致, 可能为 Cobb Mountain 事件。根据上述对比, 扣马黄河最高级阶地黄土剖面距底部的年代与古土壤 S_{14} 的年代应相近。据文献[29]研究, S_{14} 发育于 1.139~1.165 Ma 之间, 最底部古土壤仍处于该正极性亚时, 年代不会迟于 1.139 Ma。如果按照 B/M 界限以上黄土沉积速率外推, 该剖面最底部黄土的年龄为 1170 ka。

黄土高原黄土和红粘土的磁性地层研究表明, 中国北方典型黄土沉积开始于 2.5 Ma 前[22], 以秦安黄土为代表的第三纪粉尘堆积早在 22 Ma 前就开始了[30]。因此, 我们完全有理由认为在黄土高原及其周围地区河流阶地一旦形成和脱离流水环境, 其上便开始接受并保存粉尘堆积。这样河流阶地上黄土开始堆积的年代实际上大致代表了阶地形成的年代。据此我们可以推断, 扣马黄河最高级阶地的形成年代至少为 1165 ka。那么, 黄河在河南扣马地区出现

的年代应该更早。

3 结论和讨论

小浪底以东扣马黄河最高级阶地上黄土地层的磁性地层学年代表明, 自西部经三门峡地区流出来的现代黄河至少在 1.165 Ma 前已经出现了, 远早于以前部分学者认为的 150 ka 的年龄[15~17]。

黄河至少在 1.165 Ma 前就已出现, 这不仅被小浪底以东的黄河阶地所记录, 同时也被河南黄河冲积平原地区的地层所记录。对河南黄河冲积平原与汾渭盆地更新统介形类化石组合的对比[12]发现: 早更新世早期汾渭和三门峡盆地的介形类主要以 *Cyprideis*(正星介), *Tanella*(陈氏介), *Leucocythere*(白花介)和 *Sinochtheridea*(中华美花介)为主, 而这一组合在三门峡以东的河南平原地区的下更新统中是见不到的; 至早更新世晚期, 汾渭盆地 *Ilyocypris*(土星介), *Candoniella*(小玻璃介), *Leucocythere*(白花介), *Candona*(玻璃介)和 *Cyprideis*(正星介)介形类组合中的多数份子在河南平原地区也有出现, 但到中更新世, 两地介形类组合面貌具有明显的相似性。这表明汾渭盆地与河南平原之间的水系联系在早更新世晚

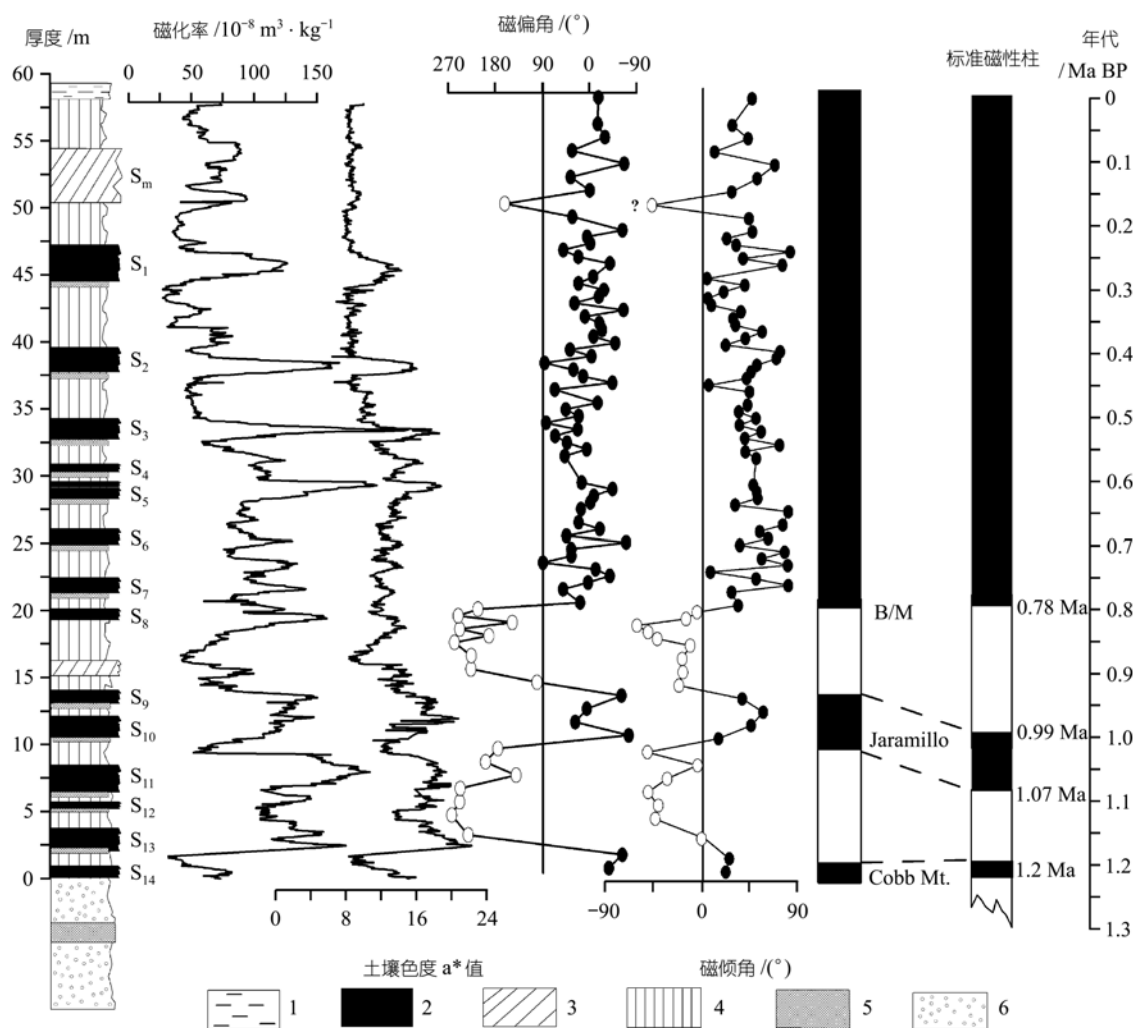


图4 扣马黄河最高级阶地沉积剖面及其古地磁测量结果

1. 现代土壤, 2. 古土壤, 3. 弱古土壤, 4. 黄土, 5. 钙结层, 6. 砾石

期已经基本出现, 与阶地记录也是一致的。

以前的部分研究之所以得出黄河东流入海时代比较晚的结论, 主要与把三门古湖消失作为黄河贯穿标志^[12]有关。这里我们姑且不讨论三门古湖消失的确切年代问题, 仅古湖消亡与河流出现的必然关系问题就值得商榷。看看现在黄河源头, 尽管有鄂陵湖和扎陵湖, 但玛多以下的黄河河水依然东流。再如现在的汾渭盆地, 尽管在山西运城附近仍有盐湖分布, 但涑水河仍西流汇入黄河, 黄河依然浩浩荡荡东流入海。由此可知, 河道上湖泊存在与否并非一定可以指示其下游河道的出现, 除非能够证明该湖泊当时为封闭的内流湖盆。可惜的是直到现在我们

对古湖的演化过程仍然不很清楚。因此三门系沉积时代的研究并不能确切地告诉我们黄河中、下游贯通的时间。

虽然河南扣马附近黄河最高级阶地上黄土的年代指示黄河至少在 1.165 Ma 前就已经出现, 但这仅是黄河形成时代的上限。黄河确切的形成时代应由最老的黄河河流沉积(最高级阶地的砾石层)的年代来给出, 而现在的测年精度还不能使我们获得比较精确的黄河最老沉积的年代。在现有条件下, 1.165 Ma 是我们所能获得的比较确切的黄河东流入海的年代。另外, 在三门峡以东及小浪底附近地区是否还有更老的黄河阶地或黄河留下的沉积? 这对我们推断

黄河的形成时代非常重要,为得出更确切的黄河形成年代仍须加强对这一地区黄河阶地的研究。

致谢 感谢朱日祥教授的实验帮助. 本工作受国家重点基础研究发展规划项目(G1998040815)、国家自然科学基金项目(批准号: 40171010)和教育部“优秀青年教师教学科研奖励基金”的资助。

参 考 文 献

- 1 Lin A M, Yang Z Y, Sun Z M, et al. How and when did the Yellow River develop its square bend. *Geology*, 2001, 29(10): 951~954
- 2 袁宝印, 王振海. 青藏高原隆起与黄河地文期. *第四纪研究*, 1995, (4): 353~359
- 3 杨守业, 蔡进攻, 李从先, 等. 黄河贯通时间的新探索. *海洋地质与第四纪地质*, 2001, 21(2): 15~19
- 4 朱照宇. 黄河中游河流阶地的形成与水系演化. *地理学报*, 1989, 44(4): 429~440
- 5 程绍平, 邓起东, 闵伟, 等. 黄河晋陕峡谷河流阶地和鄂尔多斯高原第四纪构造运动. *第四纪研究*, 1998, (3): 238~248
- 6 李吉均, 方小敏, 马海洲, 等. 晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆起. *中国科学, D 辑*, 1996, 26(4): 316~322
- 7 潘保田, 李吉均, 曹继秀. 黄河中游的地貌与地文期问题. *兰州大学学报(自然科学版)*, 1994, 30(1): 115~123
- 8 戴英生. 黄河的形成与发育简史. 见: 人民黄河编辑部主编. *黄河的研究与实践*. 北京: 水利电力出版社, 1986. 17~26
- 9 雷祥义, 张猛刚. 渭河中游水系的阶地形成年代. 见: 卢演侑主编. *新构造与环境*. 北京: 地震出版社, 2001. 149~157
- 10 岳乐平. 黄土高原黄土、红粘土与古湖盆沉积物关系. *沉积学报*, 1996, 14(4): 148~153
- 11 岳乐平, 雷祥义, 屈红军. 黄河中游水系的阶地发育时代. *地质论评*, 1997, 43(2): 186~192
- 12 薛铎. 黄河东段形成时代管见. *河南地质*, 1996, 14(2): 110~112
- 13 李容全. 黄河的形成与变迁. 见: 杨景春主编. *中国地貌特征与演化*. 北京: 海洋出版社, 1993. 52~59
- 14 朱国荣, 李容全, 徐振溥. 新生代三门峡湖地貌演化. *北京师范大学学报(自然科学版)*, 1988, 1(增刊): 170~176
- 15 王苏民, 吴锡浩, 张振克, 等. 三门古湖沉积记录的环境变迁与黄河贯通东流研究. *中国科学, D 辑*, 2001, 31(9): 760~768
- 16 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. *第四纪研究*, 1998, 2(2): 188
- 17 蒋复初, 吴锡浩, 肖国华, 等. 邙山黄土及三门峡贯通时代. 见: 安芷生主编. *黄土、黄河与黄河文化*. 郑州: 黄河水利出版社, 1998. 13~19
- 18 辛春英, 何良彪. 上新世晚期以来黄河三角洲地区的沉积作用. *黄渤海海洋*, 1991, 9(1): 33~41
- 19 冯兴祥. 三门峡盆地第四纪地理演变与古人类活动. *河南大学学报(自然科学版)*, 1991, 21(1): 65~72
- 20 张抗. 黄河中游水系形成史初探. *中国第四纪研究*, 1989, 8(1): 185~193
- 21 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: 603~609
- 22 Liu T S. *Loess in China*. 1st ed. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 1988. 34~37
- 23 Liu X M, Liu T S, Shaw J, et al. Paleomagnetic and paleoclimatic studies of Chinese loess. In: Liu T S, eds. *Loess, Environment and Global Change*. Beijing: Science Press, 1991. 61~81
- 24 Zheng H B, An Z S, Shaw J, et al. A detailed terrestrial geomagnetic record for the interval 0-5Ma. In: Liu Tungsheng, eds. *Loess, Environment and Global Change*. Beijing: Science Press, 1991. 147~156
- 25 Rutter N W, Ding Z L, Evans M E, et al. Magnetostratigraphy of Baoji loess-paleosol section in north central China Loess Plateau. *Quaternary International*, 1991, 7: 97~102[DOI]
- 26 Heller P, Liu T S. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*, 1982, 300: 431~433[DOI]
- 27 刘秀铭, 刘东生, Heller F, 等. 中国黄土磁化率与第四纪古气候研究. *地质科学*, 1992, 12(增刊): 279~285
- 28 Liu X M, Liu T S, Xu T C, et al. The Chinese loess in xifeng, i. the primary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifeng area. Gansu Province. *Geophys J R Astr Soc*, 1988, 92: 345~348
- 29 Williams M A J, Dunkerley D L, De Deckker P. 等. 刘东生译. *第四纪环境*. 北京: 科学出版社, 1997. 235
- 30 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22Myr ago inferred from loess deposits in China. *Nature*, 2002, 416: 159~163[DOI]

(2004-05-31 收稿, 2004-11-29 收修改稿)