

文章编号: 1000-0550(2002)02-0282-06

六盘山西侧山麓剥蚀面的发育与新构造隆升^①

杨东^{1,2} 方小敏^{1,3} 宋友桂^{1,3} 吕连清¹ 李吉均¹ 安芷生³

(¹ 西部环境教育部重点实验室 & 兰州大学地理系 兰州 730000)

(² 西北师范大学地理系 兰州 730070) (³ 中国科学院地球环境研究所 西安 750054)

摘要 晚新生代青藏高原的隆升对其周围地貌格局和沉积产生了重大影响。地处高原东北构造边界的六盘山受其影响产生明显的地貌分异,造成黄土高原东西两部分巨大的风成沉积差异。最近对位于六盘山西侧陇中盆地东北边缘黄河最高阶地之上的山麓剥蚀面上的黄土磁性地层学研究表明该剥蚀面形成于约1.8 MaBP,与陇中盆地西南隅的兰州、临夏两地山麓剥蚀面的年龄一致^[1],表明在约1.8 MaBP以前六盘山以西普遍遭受剥蚀,可能形成一级统一的山麓剥蚀面,即所谓的甘肃期准平原,并指示在约1.8 MaBP时,六盘山和青藏高原曾产生进一步强烈抬升,该剥蚀面发育结束,黄河出现,黄土开始堆积^[1,2]。

关键词 六盘山 黄土 新构造隆升 山麓剥蚀面 陇中盆地

第一作者简介 杨东 男 1968年出生 讲师 自然地理

中图分类号 P534.63 X144 **文献标识码** A

1 前言

青藏高原隆升是晚新生代地质史上的一个重大事件^[1-4]。其隆升过程中造成的地貌差异、构造变化、环境效应已成为当前国际地学界的研究焦点。这种差异变化和效应在青藏高原周边地区表现得尤为突出。作为青藏高原东北构造边界的六盘山受青藏高原隆升的影响,在地貌上表现出东西两侧显著不同的特征。六盘山以东地区属鄂尔多斯地台,从早白垩纪以来处于长期的剥蚀状态,构造稳定,从8.1 MaBP开始接受第三系红层—黄土沉积,地层连续^[5,6];六盘山以西的陇中盆地属于青藏高原的山前断陷盆地(图1),受高原隆升的影响构造变化强烈,堆积了自渐新世以来的地层,且沉积不连续,第三系红层顶部与上覆砾石层和黄土之间存在不整合面^[7,8]。陇中盆地中兰州、临夏两地的湖相红层沉积最早结束于4.3~3.6 MaBP^[7,8]。从4.3Ma/3.6MaBP开始到1.8 MaBP的青藏运动,造成这些地区处于一种长期的剥蚀状态,除局部地区为湖外,绝大部分发育成山麓剥蚀面^[4-8]。至约1.8 MaBP以后在该剥蚀面上才开始黄土堆积,随后黄河水系形成^[1,2,3,7,8]。这个剥蚀面被陈梦熊称为甘肃期准平原,认为其形成于早更新世华北汾河地文期的甘肃期侵蚀中^[9]。这个准平原面在陇中盆地中部地区至今没有发现,并且它是否延伸到整个陇中盆地及

其邻区,目前尚未清楚。我们在六盘山西侧山前地带发现了一级明显的山麓剥蚀面,该剥蚀面从南到北地貌发育完整,构造抬升稳定,并且其上堆积了巨厚的黄土。为了解这级山麓剥蚀面的形成年代及其与兰州—临夏地区甘肃期准平原的关系,在这级山麓剥蚀面上选择了断岷黄土剖面进行磁性地层学的研究,为今后整个陇中盆地甘肃期准平原和黄土高原西部风成沉积历史和背景的深入研究提供证据。

2 剖面介绍

断岷剖面(105°11'E, 36°14'N)位于陇中盆地东北边缘甘肃省会宁县草滩乡断岷村薛家嘴(图1),处于六盘山西侧的山前山麓剥蚀面上。该黄土剖面海拔2100 m,剖面顶部高出黄河约600 m。断岷剖面以下发育有7级黄河阶地(第七级阶地(T₇))以草滩为典型,阶地面海拔1980 m,切割得较为破碎,但可以辨认。基座为削平了的变质岩和第三纪红层,拔河240 m。第六级阶地(T₆)为靖远曹岷剖面,古地磁测年为1.4 MaBP^[10],阶地面海拔1960 m,基座为变质岩和第三纪红层,拔河200 m,基座上覆2~3 m河床相砾石层,与其上厚21 m、具有水平层理的冲积黄土层构成阶地二元结构,冲积黄土之上为厚310 m的典型风成黄土,整个阶地剖面的黄土层中夹多层古土壤,最底部出现古土壤S₂₁。第五级阶地(T₅)阶地面海拔1850 m,形

^① 中国科学院引进国外杰出人才计划(批准号:人教字[2000]005号)、国家杰出青年科学基金(批准号:4992810)和国家重点基础研究发展规划项目(批准号:G1998040800)资助。

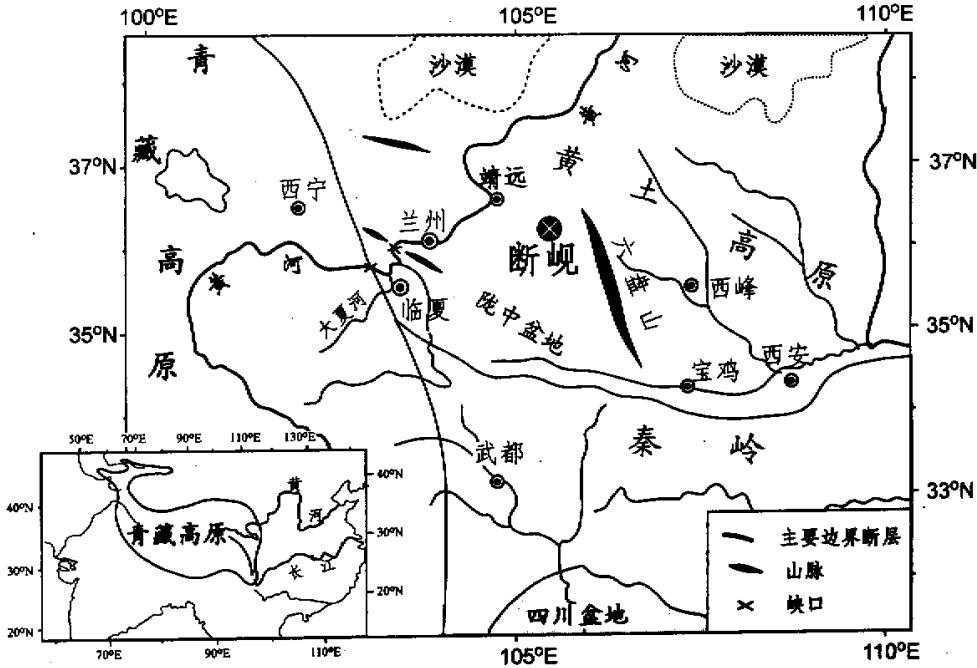


图 1 研究区域的位置和地貌分布图

Fig. 1 Location map of Duanxian Section and its surroundings

态相对完整,基座为削平了的晚第三纪甘肃群红层,拔河 180 m,河床相砾石层厚约 6 m,与上覆 13.5 m 厚的具有水平层理的冲积黄土层构成二元结构,冲积黄土底部出现古土壤 S_{14} 。第四级阶地(T_4)阶地面海拔 1 730 m,已受到后期切割影响,基座为削平了的晚第三纪红层,拔河 120 m,砾石层厚约 5 m,其上堆积厚 15 m 的冲积黄土层具有水平层理,在上约为 150 m 厚的风成黄土,近砾石层的黄土层底部出现古土壤 S_5 。第三级阶地(T_3)阶地面海拔 1 530 m,遭受了后期较为严重的切割,基座为切削的变质岩,拔河 80 m,砾石层厚 5~7 m,上覆厚约 10 m 的具有水平层理的冲积黄土层,而后沉积了 40~42 m 厚的风成马兰黄土,黄土层底部出现古土壤 S_1 ,热释光测年为 133 Ka。第二级阶地(T_2)阶地面海拔 1 450 m,基座为削平的变质岩,拔河 25 m,砾石层厚 5 m,其上覆盖 10~15 m 的冲积黄土层,顶部为 20~21 m 厚的马兰黄土,黄土层顶部发育全新世黑垆土 S_0 。第一级阶地(T_1)阶地面海拔 1 420 m,多为堆积阶地,砾石层顶面拔河 5~10 m,上覆 0.4 m 的冲积层,顶部堆积约 2 m 厚的全新世黄土,黄土层与冲积层之间为黑垆土型的古土壤 S_0 ,其有机 ^{14}C 测年为 6.67 Ka(图 2)。断峁黄土剖面与黄河中部的陕北黄土高原以及兰州盆地的黄土均具有许多共

同的特点,即由交替迭复的黄土和古土壤组成,在上部黄土层中黑垆土型古土壤发育,中部黄土发育褐色土型古土壤,下部黄土则为不具土壤发生层次的埋藏风化层。断峁黄土地层的组织结构、矿物成分、化学成分、阶地形态和类型以及黄土物质来源、形成时代、生物气候环境均与山西午城和兰州盆地的黄土相类似,是一个物质成分均一、沉积过程基本连续的黄土剖面^[11]。

断峁剖面黄土层厚 223 m,由全新世黄土、马兰黄土、离石黄土、午城黄土构成,野外观察共由 25 层古土壤和 26 层黄土层组成。剖面顶部发育厚约 30 cm 现代耕作层 0.3~1.4 m 为全新世 S_0 黑垆土。 L_1 马兰黄土层厚 25.1 m,灰黄色,颗粒较粗且质地均一。离石黄土层上部厚 50.4 m,由 L_2 ~ L_5 黄土层与其间的 S_1 ~ S_4 古土壤组成,其中 S_1 古土壤发育强烈,包括三层褐红色古土壤及其间黄土层; S_2 , S_4 古土壤都由两层独立的褐红色古土壤组成, S_{4a} 是全剖面中发育最强烈的古土壤。离石黄土下部厚 95.1 m,包括 L_6 ~ L_{15} 黄土层和 S_5 ~ S_{14} 古土壤,其中 S_5 包括了三层褐红色的古土壤及其间的黄土层,其发育强度仅次于 S_4 ; L_4 (厚 10.68 m)和 L_{15} (厚 5.3 m)上、下粉砂层在野外观察深度分别为 106.7~117 m 和 166.7~172 m(图

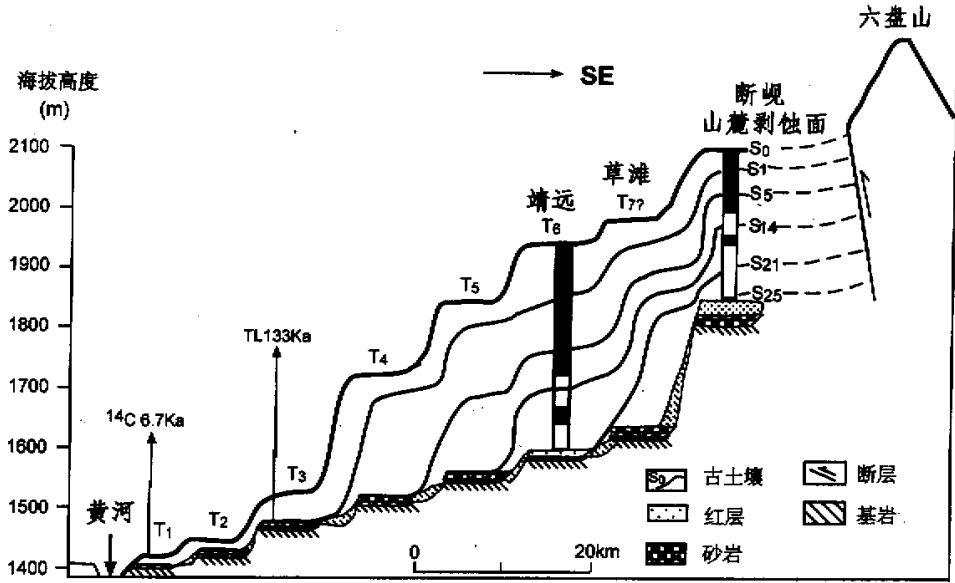


图2 断峴剖面及其阶地示意图

Fig.2 Duanxian Section and its terraces

3) 并且特征明显、颗粒较粗,呈粗粉砂状。午城黄土厚 51 m,包括 $L_{16} \sim L_{26}$ 黄土层和 $S_{15} \sim S_{25}$ 古土壤。 $S_{15} \sim S_{25}$ 古土壤普遍比离石黄土中古土壤发育明显偏弱。

该地区雨量较少、气候寒冷,黄土颗粒较粗,古土壤总体上都不甚发育,成壤作用弱,一般呈淡红褐色,厚度较小,团块柱状结构,底部有石膏结核,无明显钙质结核层。黄土—古土壤序列与下覆上第三系红层呈不整合接触。

3 样品采集及分析

我们分别以 50 cm 和 5 cm 采集了古地磁和磁化率样品,古地磁样品的野外定向以顶面取水平,用罗盘标出正北方向,再加工、切割成 $2\text{cm} \times 2\text{cm} \times 2\text{cm}$ 的立方体,标明正北方向后装入测试盒中待测。古地磁样品在兰州大学西部环境教育部重点实验室和日本京都大学实验室测定,全部样品用美国 TSD-1 型热退磁仪和英国 Minisping 岩石磁力仪进行测定。在测完天然剩磁(NRM)后以 $50 \sim 100^\circ\text{C}$ 的间距进行了系统热退磁至 690°C 。当加热到 300°C 时,基本上能清除次生剩磁,获得较稳定的原生剩磁即在此温度后剩磁的方向不发生改变,仅发生强度的变化。最后采用 300°C 热退磁结果进行地层分析。退磁结果见图 4。另外,磁化率的测试采用英国 Bartington 公司 MS-2 型磁化

率仪,其测定的高峰值与野外观察的古土壤有较好的对应(图 3)。

整个断峴黄土剖面由 3 段正极性($N_1 \sim N_3$)和 2 段负极性($R_1 \sim R_2$)组成。经西部环境教育部重点实验室测定,断峴黄土剖面最顶部古土壤有机 ^{14}C 为 6.7 Ka BP,断定为全新世古土壤 S_0 ,约 18 m 深处黄土热释光测年为 96 Ka BP 左右,其下第 1 层古土壤应为 S_1 地层无缺失,这样推断最下一层为 S_{25} 。 N_1/R_1 的界线位于 L_8 中部 103.5 m 处, N_2 的深度为 120~135 m,跨越 L_{10} 上部和 S_{11} 的中部, N_3 深度 220~223 m,跨越 L_{25} 和 L_{26} 中部。根据黄土高原土壤磁性地层的年龄模式^[12~16],B/M 界线出现在 L_8 中,因此可以确定 N_1 与 R_1 界线为 B/M,贾拉米洛极性亚时顶多位于 S_{10} 或其上的黄土中,其底多位于 S_{11} 下部黄土中,因此本剖面中的 N_2 为贾拉米洛(Jaramillo)极性亚时的地磁记录。奥尔都维极性亚时顶多位于 L_{25} 中部,其底多位于 L_{27} 的顶部中,因此断定 N_3 应为奥尔都维(Olduvai)极性亚时。而且,断峴黄土剖面与黄土高原其它地区如洛川、宝鸡、西峰、朝那等黄土剖面进行对比,它们对应的土壤磁性地层序列是一致的^[4~8,10~16],所以上述的解释是可行的。这样,断峴黄土剖面底部按松山期黄土平均沉积速率计算为 11.77 cm/ka ,由此可以推算其年龄为 1.8 MaBP。

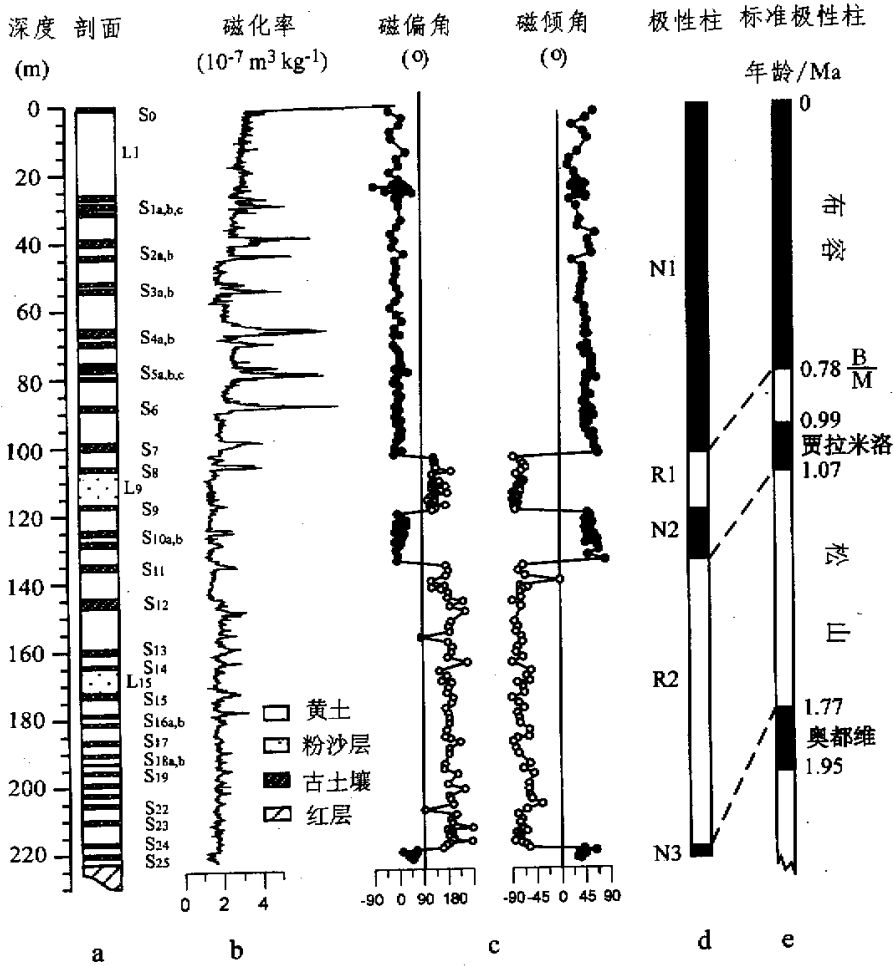
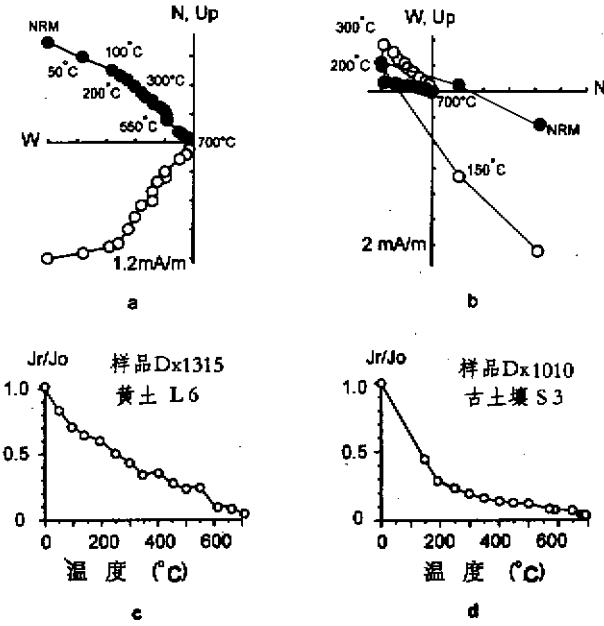


图 3 断峴剖面中的地层 (a) 磁化率 (b) 磁偏角和磁倾角 (c) 极性柱 (d) 及其与标准极性柱的对比
 Fig. 3 Stratigraphy (a) magnetic susceptibility (b) declination & inclination (c) and the comparison of the observed polarity pattern in the Duanxian section with standard polarity pattern

4 讨论与结论

六盘山西侧陇中盆地东北部的黄河阶地和山麓剥蚀面组合特征与盆地西南隅的兰州—临夏地区一致，如盆地东北部黄河阶地 T₆ 与 T₇ 顶面的高度差小，仅 20 m，T₇ 高出黄河水面约 500 m 与黄土剖面顶部（高出黄河水面约 600 m）高差大，达 100 m。盆地西南兰州地区黄河阶地 T₆ 与 T₇ 顶面的高度差也小为 19 m，T₇ 高出黄河水面约 450~500 m 与黄土剖面顶部（高出黄河水面约 592 m）高差也大，为 92 m^[14,7,8]。这两地的黄土剖面顶部与最高 T₇ 阶地间大的高差还同时说明这时在盆地边缘有强烈的切割。现在古地磁测年和热释光 (TL) 测年表明陇中盆地东北与西南部阶

地和剥蚀面的年代更可进行一一对比，如兰州—临夏地区黄河 T₆、T₃ 级阶地年龄分别为 1.4 MaBP 和 0.14 MaBP^[14,7,8]，与靖远 T₆、T₃ 阶地的年龄一致^[10]。陇中盆地东北和西南两侧，位于 T₇ 级阶地之上的山麓剥蚀面，其形成年龄的一致性表明这些地区的地质构造背景相同，即说明这些地区的山麓剥蚀面相互联结形成一个相统一的剥蚀面，并且延伸到盆地中，甚至可能延伸至整个陇中盆地，控制了盆地主要的地貌发育和沉积。由于在约 4.6~3.6 MaBP 青藏高原和六盘山的强烈隆升，导致红层被切割，由此可以推测该山麓剥蚀面开始剥蚀形成是在红层沉积结束以后，持续的剥蚀作用最终造成这个山麓剥蚀面在约 1.8 MaBP 形成，并延伸到六盘山和陇中盆地的边缘。这样，使整个



• 为水平面上的投影 ; ◦ 为垂直面上的投影
 图4 断岷剖面黄土(a)和古土壤(b)代表性样品
 剩磁矢量正交投影图与逐步热退磁曲线

Fig.4 Orthogonal projection of progressive demagnetization for some samples of loess (a) and paleosol (b) from the Duanxian section and their corresponding decay curves (c) and (d). for and projection onto the horizontal and for vertical projection

以陇中盆地为主体的黄土高原西部都不可能有 1.8 MaBP 以前的黄土堆积。而且,在该山麓剥蚀面上黄土顶部与黄河最高阶地 T₇ 之间存在的巨大高差,说明发生了强烈侵蚀切割,即表明约 1.8 MaBP 左右这个地区有一次强烈的抬升,这可能是由于青藏运动 C 幕造成的结果。这次运动和抬升终止了这个山麓剥蚀面的发育,使其成为黄土堆积和古土壤形成的基底;导致黄河在盆地中出现和发育。后来随着青藏高原、六盘山和陇中盆地逐步抬升,造成黄河强烈的下切侵蚀,形成黄河的 7 级阶地。

致谢 参加野外工作的还有杨胜利、陈秀玲、吴福莉、傅开道、聂军胜等,作者一并表示感谢。

参 考 文 献 (References)

1 李吉均.晚新生代黄河上游地貌演化与青藏高原隆升[J].中国科

学, B 辑, 1996, 26(4):136~146 [Li Jijun. The geomorphological evolution in the upper reaches of the Yellow River and uplift of Qinghai-Xizang Plateau [J]. Scientia Sinica. Series D, 1996, 26(4) 316~146]

2 Ruddiman, W F, and Kutzbach, J. E. Late Cenozoic plateau uplift and climate change [J]. Trans. Roy. Soc. Edinb. Earth Sci., 1990, 81: 301~314

3 李吉均. 青藏高原隆升的时代、幅度和形式问题的探讨 [J]. 中国科学, 1979, 22(6):608~616 [Li J. J. A discussion on the period, amplitude and type of the uplift of the Qinghai-Xizang Plateau [J]. Scientia Sinica, 1979, 22(6) 608~616]

4 Lijijun. Late Cenozoic magnetratigraphy (11~0Ma) of the Dongshanding and Wangjiashan sections in the Longzhong Basin, Western China [J]. Geologie en Mijnbouw, 1997, 76: 121~134

5 Ding Z L. Preliminary magnetostratigraphy of a thick eolian red clay-loess sequence at Lingtai, The Chinese Loess Plateau [J]. Geophysical Research Letters, 1998, 8(25):1 225~1 228

6 宋友桂. 六盘山东麓朝那剖面红粘土年代及其构造意义. 第四纪研究, 2000, 20(5):463~468 [Song Yougui. Age of red clay at Chaona section near eastern LiuPan Mountain and its tectonic significance [J]. Quat. Sci., 2000, 20(5) 463~468]

7 方小敏. 临夏盆地新生代地层绝对年代测定与划分 [J]. 科学通报, 1997, 42(14):1 457~1 461 [Fang Xiaomin. Age-dating and classification of Cenozoic stratigraphy in the Linxia Basin, Gansu Province [J]. Chinese Sci. Bull., 1997, 42(14) 1 457~1 461]

8 李吉均. 临夏盆地新生代地层古地磁年代与模式序列 [A]. 见: 青藏高原形成演化、环境变迁与生态系统研究学术论文年刊 (1994) [C]. 北京: 科学出版社, 1995. 91~95 [Li Jijun. Amagnetic age-dating and classification of cenozoic stratigraphy in the Linxia Basin Gansu Province [A]. Yearbook of scientific paper in the research of form evolution, environment changes and ecosystem of the Qinghai-Xizang Plateau (1994) [C]. Beijing: Sciences Press, 1995. 91~95]

9 陈梦熊. 甘肃中部之天文 [J]. 地质论评, 1947, 12: 545~556 [Chen Mengxiang. The Physiographical Stage at the center of Gansu [J]. Geological Review, 1947, 12: 545~556]

10 岳乐平. 靖远黄土剖面磁性地层的初步研究 [J]. 第四纪研究, 1991, 4: 349~353 [Yue Leping. Amagnetic stratigraphy study on the Jingyuan loess section, Gansu, China [J]. Quat. Sci., 1991, 4: 349~353]

11 文启忠. 甘肃陇西盆地的黄土 [J]. 地理科学, 1982, 2(3):202~209 [Wen Qizhong. Loess of LongXi Basin in Gansu Province [J]. Scientia Geographica Sinica, 1982, 2(3) 202~209]

12 刘东生. 黄土与环境 [M]. 北京: 海洋出版社, 1985. 251~255 [Liu T.S. Loess and the Environment [M]. Beijing: China Ocean Press, 1985. 251~255]

13 Ruter N W. Magnetostratigraphy of the Baoji loess-paleosol section in the north-central China Loess Plateau [J]. Quat. Inter., 1990, 7~8, 97~102

14 Liu X M. The Chinese loess in Xifeng, I. The primary study on magnet-tostratigraphy of a loess profile in Xifeng, Gansu Province [J]. Geophys. J., 1987, 92: 349~352

15 Kukla, G. Loess stratigraphy in central China [J]. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol., 1989, 72: 203~225

16 Cande, S.C. & D.V. Kent. Revised calibration of the geomagnetic

Pediment near the Western Liupan Mountain and Its Implication on the Neotectonic Uplift

YANG Dong^{1,2} FANG Xiao-min^{1,3} SONG You-gui^{1,3} Lü Lian-qing¹
LI Ji-jun¹ AN Zhi-sheng³

1(Key Laboratory of Western China 's Environment Systems of Ministry of Education

& Department of Geography , Lanzhou University , Lanzhou , 730000)

2 Northwest Normal University , Lanzhou , 730070 , China)

3 Institute of Earth Environment , Chinese Academy of Sciences , Xi 'an , 750054 China)

Abstract The late Cenozoic uplift of the Tibetan Plateau played a great role in the geomorphic and depositional evolution of its adjacent areas. This effect has brought about the Liupan Mountain at the northeastern tectonic margin of the Tibetan Plateau developed with quite different geomorphology in its two sides , resulting in large differences in wind-blown depositional environment between the eastern and western parts of the Chinese Loess Plateau. A well-preserved pediment , covered by 235 m thick loess , was recently found at the western side of the Liupan Mountain , which stands above the highest terrace of the Yellow River in the northeastern Longzhong Basin. The paleomagnetism of the loess section shows that the pediment developed at ~ 1.8 Ma BP , so did that of the pediments in Lanzhou-Linxia region in the southwestern Longzhong Basin. This implies that the Longzhong Basin to the west of the Liupan Mountain had been subject to long term denudation before ~ 1.8 Ma BP , and wight have finally developed a joined pediment or so-called Gansu Peneplain covering the whole Longzhong Basin. The large incision of the pediment and start of deposition of loess on the pediment at ~ 1.8 Ma BP suggest that the Tibetan Plateau and the Liupan Mountain rose strongly at that time , causing not only the end of the pediment but also the subsequent appearance of the Yellow River in the Basin.

Key words Liupan Mountain , loess , pediment , Tibet uplift