

中国黄土中松山 - 高斯极性倒转事件记录的空间对比*

谢兴俊^{1,2,3}, 周卫健^{1,2}, 鲜 锋^{1,2}, 武振坤^{1,2}

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 710075;
2. 西安加速器质谱中心//陕西省加速器质谱技术与应用重点实验室, 陕西 西安 710054;
3. 中国科学院大学, 北京 100049)

摘 要: 前人古地磁研究表明, 中国黄土不同剖面中松山 - 高斯 (M/G) 地磁极性转换界线记录层位并不一致, 有的记录在黄土中, 有的记录在红粘土中, 这种不一致现象将可能影响到基于古地磁的黄土年代框架的建立及与全球气候记录的准确对比。针对这一问题, 选取目前已有的典型黄土剖面中 M/G 地磁极性转换研究的结果进行了对比分析, 并尝试采用磁化率 - 深度曲线的空间对比来检验不同剖面 M/G 界线层位记录的差异, 结果表明中国黄土中 M/G 界线均记录在由磁化率 - 深度曲线所反映的“黄土 L₃₃层”, 说明黄土中 M/G 界线层位记录不一致的现象可能主要是由于地层划分方案的差异所致。根据这一思想, 论文尝试对传统的洛川、西峰黄土地层划分方案进行部分修订, 并简要介绍了 M/G 界线记录的海陆对比差异和未来利用宇宙成因核素¹⁰Be 示踪 M/G 极性倒转事件过程的可能性, 以期为研究黄土中地磁极性转换过程和确切层位提供一种新方法。

关键词: 第四纪; 黄土地层; 古地磁极性倒转; M/G 界线; 宇宙成因核素¹⁰Be

中图分类号: P539.3; P534.63 **文献标志码:** A **文章编号:** 0529-6579 (2014) 02-0121-10

The Spatial Discrepancy Records of Matuyama-Gauss Polarity Reversal in Chinese Loess

XIE Xingjun^{1,2,3}, ZHOU Weijian^{1,2}, XIAN Feng^{1,2}, WU Zhenkun^{1,2}

1. State Key Laboratory of Loess and Quaternary Geology, Institute of Earth Environment, Chinese Academy of Sciences, Xi'an 710075, China;
2. Xi'an Accelerator Mass Spectrometry Center//Shaanxi province Key Laboratory of Accelerator Mass Spectrometry technology and application, Xi'an 710054, China;
3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Previous paleomagnetic studies have shown that the records of Matuyama-Gauss (M/G) reversal event in Chinese loess are asynchronous, some located in loess, while the others located in red clay. This phenomenon will partially lead to the uncertainties in reconstructing the chronology of loess and correlating loess climatic proxies with marine sediments. To clarify our knowledge on the M/G reversal in loess, some representative section studies on the M/G reversal are carefully analyzed in this paper, using the magnetic susceptibility-depth curve to synthesize the different sections. Comprehensive results show that M/G reversal is generally recorded in loess L₃₃ layer, suggesting that the asynchronous feature of M/G reversal record in loess is possibly attributed to the different loess stratigraphic division schemes. According to this idea, the stratigraphic classification scheme of the classic Luochuan and Xifeng loess is partially modified. Finally, the records of M/G reversal in Chinese loess-paleosol are further compared

* 收稿日期: 2013-05-28

基金项目: 国家重大科学研究计划 (2013CB955901), 国家自然科学基金 (41230525, 41203019) 和黄土与第四纪地质国家重点实验室开放基金 (SKLLQG1133) 共同资助项目

作者简介: 谢兴俊 (1987 年生), 男, 研究方向: 黄土¹⁰Be 的环境示踪; E-mail: xiexj@ieecas.cn

with that of the marine sediments. The perspective of using ^{10}Be to trace the M/G polarity reversal in loess is briefly introduced.

Key words: Quaternary; Loess layer; geomagnetic polarity reversal; M/G boundary; cosmogenic nuclide ^{10}Be

自 2009 年 6 月, 从国际地科联 (IUGS) 正式批准国际地层委员会 (ICS) 的提案开始, 第四纪 (Quaternary) 成为了正式的年代地层单位, 底界定为距今约 2.6 Ma。从此, 使用了两个多世纪的第四纪一词首次获得认识上的统一和合法地位, 长期争论的上新世 - 更新世界线问题也达成了共识^[1-2]。把第四系底界定在距今约 2.6 Ma 的主要依据来自岩石地层和磁性地层证据^[3], 同时这一划分方案还可与一系列生物 - 地质事件的发生相联系^[4-5]。其中松山 - 高斯 (以下简称 M/G) 地磁极性转换界线常被视为第四系底界划分的重要依据之一, 在全球第四系地层底界的判别上举足轻重, 是地层划分和全球气候记录对比的重要时间标志点。

上世纪 70 年代, 李华梅等^[6]最早将古地磁学研究手段引入到中国黄土研究中。数十年来, 有关黄土古地磁研究成果颇丰。80 年代初, Heller 和刘东生^[7]开始对洛川黄土进行古地磁研究, 建立了洛川剖面的年代框架, 伴随着后期更多研究成果的报导^[8-22], 将我国黄土研究推向国际, 并为黄土古气候记录与全球记录的对比做出了重要贡献。但值得注意的是, 不同剖面 M/G 界线在黄土地层中存在显著差异。M/G 界线在有的剖面记录在黄土中, 在有的剖面却记录在红粘土中^[8-22]。由于古地磁极性倒转事件常被视为具有全球等时性特点, 通常被作为地层划分和气候记录对比的时间标志点, M/G 界线在中国黄土中层位记录的显著差异, 直接影响将古地磁手段用于建立黄土年代框架及其气候记录与全球记录的准确对比, 因此有必要通过综合对比研究进一步明确 M/G 界线在黄土中的确切层位以及导致目前已有结果存在差异的可能原因等问题。

针对上述科学问题, 本文尝试采用磁化率 - 深度曲线的空间对比作为检验不同剖面 M/G 界线层位差异的手段, 对目前已有的典型剖面 (如图 1) 中 M/G 地磁极性转换研究结果进行了对比研究, 探讨了导致黄土中 M/G 界线位置不一致现象的可能原因, 并根据磁化率曲线对比情况, 建议将前人研究中洛川、西峰黄土红粘土界限划分的位置适当下移, 即对红粘土顶部未详细划分的地层应进行进一步划分。此外文章还简单介绍了 M/G 界线记录

的海陆对比差异和未来利用宇宙成因核素 ^{10}Be 示踪 M/G 极性倒转事件过程的可能性, 以期为研究黄土中地磁极性转换过程和确切层位提供一种新方法。

1 黄土中 M/G 界线记录层位研究的概况

本文主要对洛川、西峰、宝鸡、泾川、灵台、蓝田等剖面 M/G 地磁极性转换研究的结果进行了对比分析, 其各自地理位置如图 1 所示。

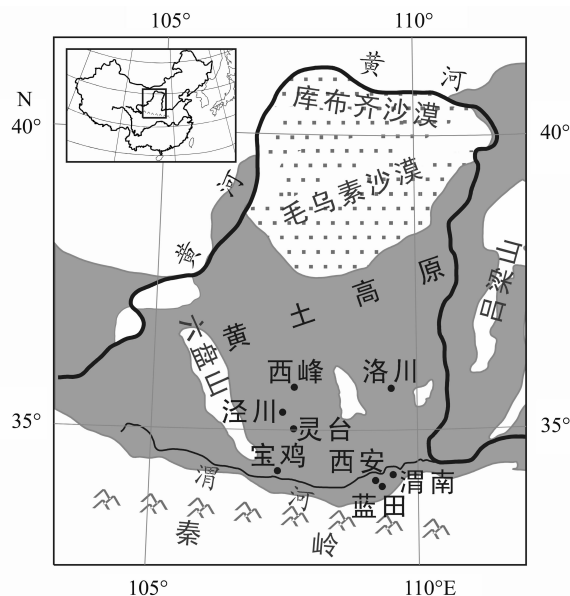


图 1 洛川、西峰、泾川、灵台、宝鸡、西安 (刘家坡)、蓝田 (段家坡) 以及渭南黄土剖面地理位置概况

Fig. 1 The sketch map showing the location of sections; Luochuan, Xifeng, Jingchuan, Lingtai, Baoji, Weinan, Xi'an (Liujiapo) and Lantian (Duanjiapo)

1.1 洛川剖面

我国学者最初对黄土与红粘土地层划分主要是以午城黄土 W_{L-3} (安芷生等^[14]后来将其划分为 WL_4) 底界作为黄土红粘土界线^[23]。在这一时期, Heller 和刘东生^[7]曾对洛川剖面第四系黄土以 60 cm 间距进行了连续采样和古地磁测量, 检测到 M/G 界线位于黄土红粘土界线以下几米处 (原文并未给出具体数值)。随后葛同明^[24]和岳乐平^[25]也分别对洛川剖面进行了古地磁研究, 研究结果也显示

M/G 界线被记录于红粘土中。安芷生等^[14]也对洛川黄土剖面进行了较详细的研究，给出了标准的洛川黄土岩石地层序列，并认为 M/G 界线位于距红粘土顶部以下 2 m 处。

之后，丁仲礼等^[13]在对宝鸡、西安段家坡、渭南剖面进行研究时，由于这几个剖面午城黄土地层的地层结构比较清晰，因此对这些剖面的午城黄土地层进行了进一步划分，并选择三层较厚黄土 L_{24} 、 L_{27} 、 L_{32} 作为标志层，发现 3 个剖面可以很好的对比，因此建议推广黄土 $S_0 \sim L_{33}$ 层新划分方案。根据这一方案，黄土红粘土界线位于 L_{33} 层底界处，而洛川剖面的午城黄土 W_{L-3} (WL_4) 层仅相当于 L_{32} 层^[13]。对此，丁仲礼等^[13]认为洛川剖面中相当于宝鸡剖面 S_{32} 、 L_{33} 的地层有待观察与研究，暗示洛川红粘土顶部层位仍有待于进一步划分。孙继敏等^[21]对洛川剖面午城黄土地层进行了再划分，在洛川剖面以 10 cm 间距连续采样，并选择了 3 层发育程度较高的古土壤、三层较厚黄土作为标志层，同样将“最老”一层黄土划分为“ L_{33} ”，并将 M/G 界限标于该“ L_{33} ”层内。孙继敏等^[21]指出该“ L_{33} ”层可对应于丁仲礼等^[13]宝鸡剖面的 L_{32} 层，也就是说，按照丁仲礼等的划分方案的话，孙继敏等的 M/G 界线是在 L_{32} 层。我们通过对比发现，孙继敏等^[21]论文中 M/G 界线在磁化率曲线上的对应位置与之前安芷生等^[14]的研究结果有较大偏差，且孙继敏等在其论文中没有提及对样品进行过古地磁方面的测量，因此该结果可能存在一定不确定性。后来刘维明等^[20]（孙继敏为第二作者）对洛川剖面进行了高分辨率磁性地层学研究，其黄土一古土壤地层划分与之前孙继敏等^[21]的划分方案基本一致，采样间距同样为 10 cm，但是这次采样到“最老”一层黄土“ L_{33} ”底界以下 60 cm 仍未检测到 M/G 界线。

1.2 西峰剖面

在黄土 $S_0 \sim L_{33}$ 层新划分方案出现之前，Liu 等^[26]曾对西峰剖面进行过较详细的磁性地层学研究，其采样序列包含了从全新统到新近系红粘土的完整地层，跨越了整个第四系，由于这时的黄土划分尚未采用新的划分方式， WL_4 （即刘东生等^[23]划分方案中的 W_{L-3} ）以下地层即划归红粘土，所以 M/G 界线记录于“红粘土”中。黄土 $S_0 \sim L_{33}$ 层划分方式出现后^[13]，刘秀铭等^[19]对比了西峰剖面黄土地层、磁性参数及磁化率曲线，将 M/G 界线对应于 L_{33} 层，即黄土中。但随后 Liu 等^[9]又采用

了旧划分方式将 M/G 界线划归到了“红粘土”中。对西峰剖面做过较详细研究的还有孙东怀等^[27]，他们以 2 cm 和 10 cm 间距分别进行了磁化率和古地磁测试，结果显示 M/G 界线记录在红粘土近顶部的“红色黄土”中，但孙东怀等并未采用 $S_0 \sim L_{33}$ 层的新划分方式，而是以老的午城黄土底界作为黄土红粘土界线，所以这层“红色黄土”按照新划分方式应该是 L_{33} 层。经过仔细对比上述几篇文章里的配图，我们发现无论插图中黄土地层怎样划分，M/G 界线在磁化率曲线上的位置投影几乎相差无几，因此我们产生了一个想法，即能否通过对比 M/G 界线与磁化率曲线的位置关系，将各个主要剖面的结果进行空间对比研究，来明确 M/G 界线在黄土中记录层位的差异问题。

1.3 其他剖面

除了洛川、西峰剖面以外，其他剖面 M/G 界线的研究结果基本一致，大部分结果都发现 M/G 界线位于黄土层中。例如：丁仲礼等^[12-13]先后对宝鸡、蓝田段家坡、渭南、灵台等剖面进行了古地磁研究，其中以宝鸡剖面出露最为清晰，宝鸡剖面的古地磁研究结果为：M/G 界线位于 L_{33} 中下部，黄土底界以上 40 cm 处，蓝田段家坡剖面、渭南剖面、灵台的古地磁研究结果显示 M/G 界线同样位于 L_{33} 中下部，与宝鸡剖面一致。朱日祥等^[15]对渭南剖面的研究结果显示 M/G 界线位于 L_{33} 中下部，与丁仲礼等的研究结果一致。孙东怀^[28-29]对灵台剖面的研究还要早于丁仲礼等^[12]，结果显示 M/G 界线位于黄土红粘土界线以上 1.5 m 处的黄土层中。岳乐平^[16-17]对蓝田段家坡剖面的研究结果显示 M/G 界线位于黄土红粘土之间的过渡带上部，即典型黄土与过渡带之间，倾向于将过渡带划归红粘土，但同时认为将过渡带划归为黄土层也是可行的。Zheng 等^[11]对蓝田剖面的研究结果显示 M/G 界线位于最老一层黄土底界以上 1.5 m 处。

对于蓝田剖面，我们曾进行过系统野外考察，该剖面位于陕西省蓝田县县城西北约 10 km 的段家村村北（约 34.2°N ， 109.2°E ）。岳乐平^[16-17]和 Zheng 等^[11]曾对该地区红粘土地层进行过较系统研究。蓝田（段家坡）剖面中黄土与红粘土所过渡层位厚约 1.5 m，红粘土呈不规则粒状分布于黄土基质中（如图 2a 所示）。通过野外考察结合磁化率指标测试，我们认为前文所述的岳乐平^[16-17]和 Zheng 等^[11]对蓝田剖面 M/G 界线的位置研究结果其实是一致的，不同的只是岳乐平对黄土 - 红粘土过渡带的划分方式较宽松而已。我们认为既然过渡

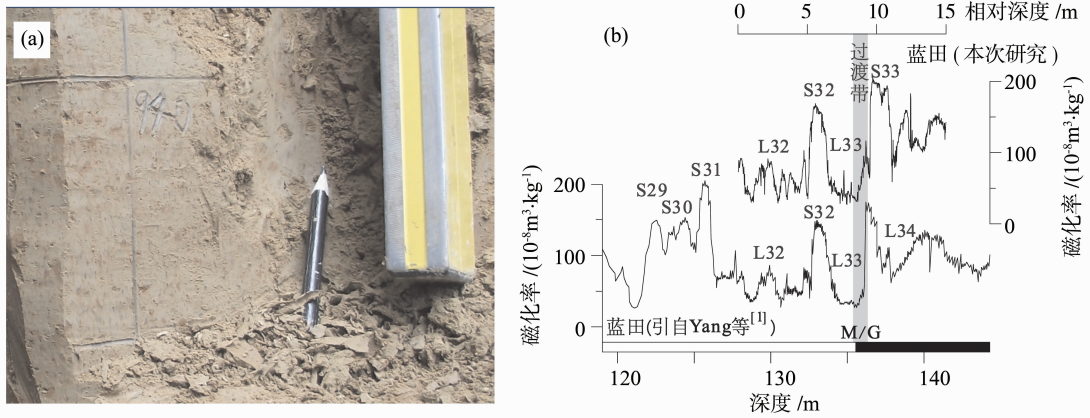


图 2 蓝田 (段家坡) 黄土红粘土过渡带混杂形态 (a) 及磁化率 (b)

Fig. 2 The transition zone between loess and red clay in Lantian (Duanjiapo) (a) and its magnetic susceptibility (b)

带是黄土与红粘土的掺杂体,那么黄土的出现即应代表气候已经发生转变,冬季风已经增强,那么将过渡带划归为黄土层,作为冷时期的开始似更合适。

除此之外,与大多数研究结果不同的是,孙建中等^[30]在西安刘家坡剖面的研究中发现 M/G 界线位于黄土红粘土界线以上 7 m 处。朱日祥等^[15]曾认为这一差异是因为孙建中等将渭南和西安地区红粘土的上部的一层类似黄土的沉积层误认为是黄土层所导致,该沉积层厚度在 0.5 ~ 4 m 之间变化,其上有 2 ~ 3 m 的红粘土。这层类似黄土的沉积层后来被 Yang 等^[1]正式从红粘土中划分出来,成为了黄土 L₃₄层,说明孙建中等^[30]的黄土地层划分方案可能是合理的。我们从蓝田采回的部分黄土样品实测的磁化率数据,与 Yang 等^[1]的研究结果能够较好相互对比 (如图 2b),也支持黄土 L₃₄层作为黄土底界这一划分方式。

2 M/G 界线位置讨论及洛川、西峰红粘土顶部地层的重新划分探讨

综合上述已有成果不难发现,大多数研究结果都表明 M/G 界线应记录在黄土层中。至于为何在洛川、西峰剖面中的研究结果差异较大,很多研究者曾认为可能是由于不同剖面黄土-红粘土界线划分位置的差异造成的^[13,15,17,28,31]。我们认为,由于老的 WS₁ ~ WL₄ 划分方式 (图 3 洛川和西峰剖面的深、浅阴影) 和新的 S₀ ~ L₃₄ 划分方式对划分黄土-红粘土界线位置有所不同,因此造成位于黄土-红粘土附近的 M/G 界线归属出现差异也是正常的 (值得一提的是,造成黄土中古地磁极性界线位置差异的原因,除对黄土和红粘土层位划分的差

异外,可能还与黄土沉积剩磁的 lock-in 效应有关。但目前已有的关于中国黄土中剩磁 lock-in 效应深度的研究结果从数厘米甚至到数米不等^[32-38],即便是同一剖面相同地磁极性倒转事件的 lock-in 效应深度的研究结果有较大差别^[34,36],可以说黄土剩磁获得过程的 lock-in 效应深度有多少是一个尚待解决的问题。目前还难以仅用黄土剩磁 lock-in 深度来检验不同剖面 M/G 界线的差异问题。我们认为,想要了解 lock-in 效应深度的问题还是要从最基础的黄土地层划分上入手,只有在不同黄土剖面的地层划分能够可靠相互对比的基础上,才能有一个统一的标准来衡量不同剖面之间地磁极性界线的层位是否存在差异,进而得知不同剖面 lock-in 效应深度是否一致)。我们在仔细对比了前人的黄土磁化率及古地磁研究成果之后发现,尽管不同研究者所标示的 M/G 界线层位结果可能不同,但各剖面的磁化率曲线基本一致。既然不同剖面中磁化率气候地层记录可以很好的对比,那么用磁化率深度曲线的对比作为一种“标尺”,来检验不同剖面地层划分是否一致,进而对比 M/G 界线的层位和空间差异性将是一种比较可行的办法。我们首先将目前已有报导的几个代表性剖面的磁化率曲线进行了对比,如图 3 所示。

由图 3 不难发现,各剖面的磁化率曲线可进行良好地对比,因此宝鸡、泾川、灵台等剖面的黄土地层划分可以通过磁化率曲线的一些明显的峰谷对应关系映射到洛川、西峰剖面 (例如 L₂₄、L₂₇、L₃₂ 都较厚,磁化率较低,可作为标志层,又如 L₃₂ 内含两弱发育古土壤层,表现在磁化率曲线上为 S₃₁ 与 S₃₂ 之间有两处相对较弱峰,其中宝鸡 S₃₁ 层的标注我们认为可能仍有商榷余地)。图 3 中,因 S₂₂ 与

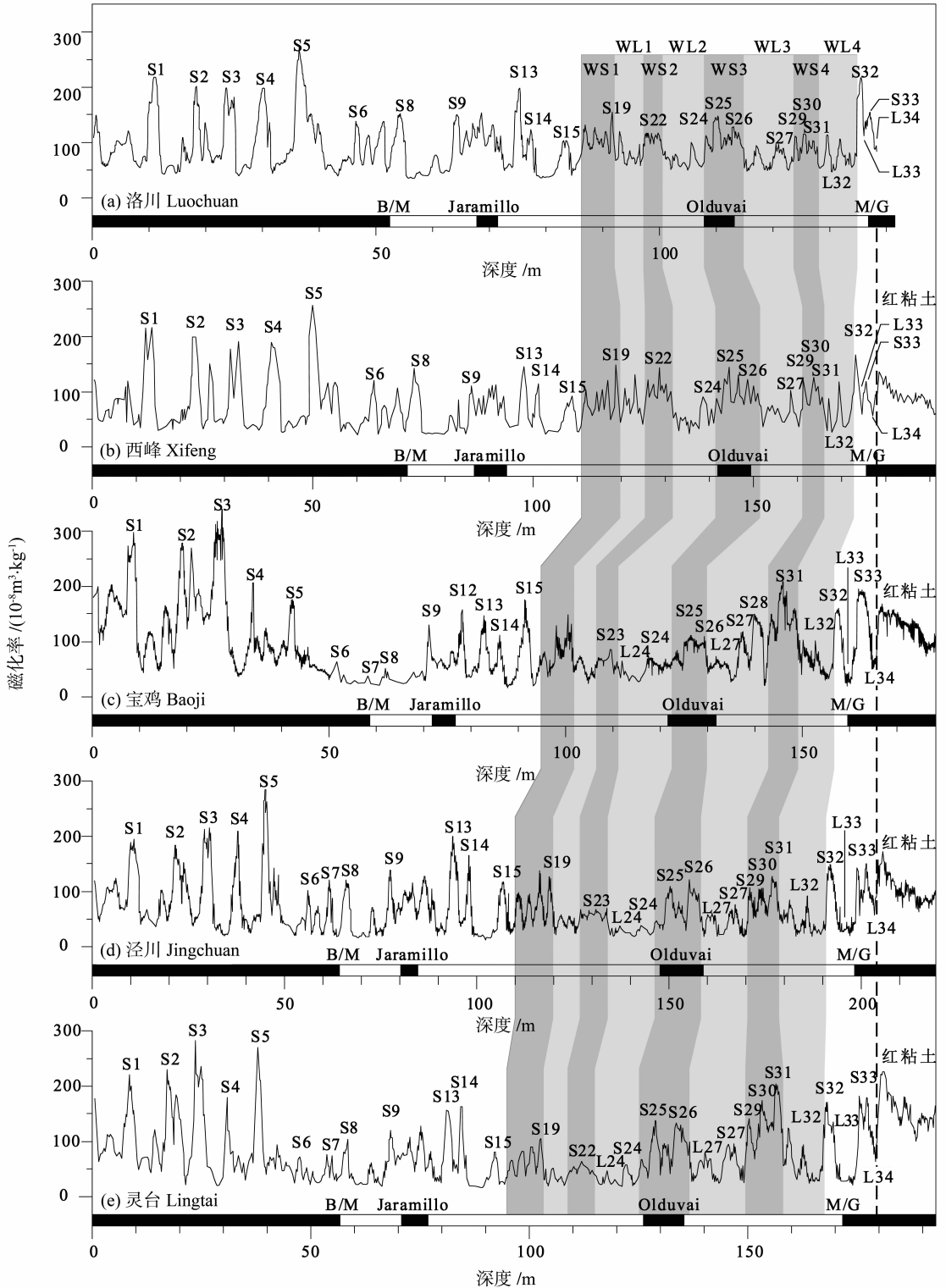


图 3 洛川、西峰、宝鸡、泾川、灵台剖面磁化率 - 深度曲线及古地磁极性柱

Fig. 3 Susceptibility-depth curve and paleogeomagnetic polarity zonation of the five sections:

Luochuan, Xifeng, Baoji, Jingchuan, Lingtai

(a) 根据安芷生等^[14]修改; (b) 根据刘秀铭等^[9, 19, 26]修改; (c - e) 根据 Yang 等^[1]修改。洛川、西峰午城黄土地层的划分是本文重新标注结果 (图中阴影部分为洛川、西峰午城黄土旧划分方式, 并按照对应关系延伸至其他剖面, 从左至右依次为午城黄土 WS₁、WL₁、WS₂、WL₂、WS₃、WL₃、WS₄、WL₄)。本图采用新划分出的 L₃₄ 底界作为黄土 - 红粘土界线 (图中虚线), 洛川、西峰两剖面原图中黄土 - 红粘土界线划在本图 S₃₂ 顶界处

S_{23} 几乎合并成一个峰, S_{27} 与 S_{28} 也几乎合并成一个峰, 我们在洛川、西峰剖面仅标注 S_{22} 、 S_{27} , 其他剖面均按照原作者图标注。我们正是根据这种磁化率曲线峰谷映射关系及前后磁化率峰的个数, 尝试对洛川、西峰剖面的红粘土顶部地层进行了进一步划分。由于洛川、西峰两地午城黄土沉积速率相对较低, 因此相比于其他几个剖面, 其磁化率峰相对较密集, 至于为什么在野外工作中未能在“红粘土”顶部再划分出黄土层出来, 主要是因为洛川、西峰两地古土壤发育状况相对较强, 颜色、形态都接近红粘土, 难以将古土壤如 S_{32} 从红粘土中区分出来^[15]。通过对比图 3 中各剖面的磁化率曲线及相应的古地磁极性柱, 我们不难发现, M/G 界线在磁化率曲线上的位置投影其实都大致在 L_{33} 层, 这或许能从某种程度上推测在不同黄土剖面之间 lock-in 效应深度可能相差并不大。图中西峰剖面古地磁样品分辨率 (50 cm) 相对较低, M/G 界线细节位置我们可以参照孙东怀等^[28] 的高分辨率 (10cm) 研究结果: M/G 界线是在“红色黄土” (即新划分的 L_{33}) 中。不同的研究者得到的 M/G 界线位置可能存在一定偏差, 不过按照各剖面古地磁极性柱 - 磁化率曲线对比情况以及洛川、西峰剖面黄土地层可能的重新划分, 传统古地磁方法测量得到的 M/G 界线存在于黄土 L_{33} 层中而非红粘土中基本是合理的。

3 M/G 界线位置的海陆对比差异及可能原因

除黄土剖面之间的 M/G 界线研究结果对比曾存在争议之外, 黄土与海洋沉积物记录的 M/G 界线研究结果也不相同。现在我们通过综合分析基本统一了黄土中 M/G 地磁极性转换记录层位, 将其与海洋中的记录进行对比, 来看海陆沉积物在记录 M/G 界线时是否也存在类似于布容 - 松山 (B/M) 界线记录的海陆对比错位的问题。

3.1 黄土磁化率曲线与深海氧同位素阶段的对比

要认识 M/G 界线在海陆沉积物记录有无差异这一问题, 首先需要解决黄土磁化率曲线与深海氧同位素阶段的对比问题, 只有确立了 this “标尺”, 才能衡量 M/G 界线位置。

早期黄土古气候记录和深海氧同位素地层的对比研究, 除约 0.8 Ma 以来的气候旋回对比比较清晰外, 较老的部分地层精确对比在当时存在一些困

难^[13, 23, 39-41]。较早解决这一问题的是 Heslop 等^[36], 他们通过轨道调谐的方法建立了最近 2.6 Ma 黄土相对准确的年代框架, 指出黄土 S_{32} 层对应氧同位素 101 ~ 103 阶段。后来 Ding 等^[42] 采用类似方法建立了一条黄土粒度 - 年代综合曲线, 得到黄土 L_{33} 对应氧同位素 102 ~ 103 阶段的结果, 但是 Ding 等^[42] 在讨论其建立的曲线与深海氧同位素曲线相关性的时候指出两曲线在 0 ~ 1.8 Ma 阶段对应较好, 1.8 ~ 2.6 Ma 阶段则对应的不是很好。而 M/G 界线恰位于 1.8 ~ 2.6 Ma 阶段, 所以黄土 L_{33} 对应氧同位素 102 ~ 103 阶段的结果可能存在一定误差。2006 年, Sun 等^[43-44] 同样采用轨道调谐的方法得到了灵台和赵家川黄土剖面的磁化率年代曲线, 进一步证实黄土 S_{32} 对应于氧同位素阶段 101 ~ 103, 这与 Heslop 等^[36] 的结果基本一致。Sun 等^[44] 在灵台和赵家川剖面磁化率 - 年代曲线能够良好相互对比的基础上, 将两条磁化率曲线分别进行归一化并叠加取平均, 进而得到一条综合的磁化率 - 年代曲线, 这个过程会起到减小“噪声”、增加“信噪比”的作用, 从而提高了所反映气候信息的精确度。

我们将 Sun 等^[44] 的综合磁化率曲线与目前得到广泛应用的 Lisiecki 等^[45] 的综合深海氧同位素 - 年代曲线进行了对比, 如图 4 所示: 大部分古土壤层能很好的与深海氧同位素曲线的暖阶段相对应, 其中古土壤 S_{32} 与氧同位素 101 ~ 103 阶段对应, 黄土 L_{33} 层与氧同位素 104 阶段对应。我们将以该对比结果作为研究 M/G 界线海陆对比是否存在差异的标准。

3.2 M/G 界线分别在黄土与深海沉积物中的层位及其对比

明确了黄土磁化率曲线与深海氧同位素曲线怎样对应的问题, 我们便可以讨论 M/G 界线的位置及海陆对比。图 4 中, 两条曲线标有各自的古地磁极性柱, 其 M/G 界线分别位于黄土 L_{33} 和氧同位素 104 阶段。根据目前建立的海陆气候旋回对比结果 (L_{33} 对应于 MIS 104), M/G 界线在海洋沉积物和黄土地层中的记录似乎是一致的。但需要指出的是, Lisiecki 等^[45] 的研究主要是对多条深海氧同位素曲线基于图形对比, 进行了复杂的拼接、分割、叠加、平均以及调谐等处理, 古地磁年龄数据却是引用他人研究结果, 也就是说 Lisiecki 等最终得到的曲线形状以及年代标尺可能都比较可信, 但古地

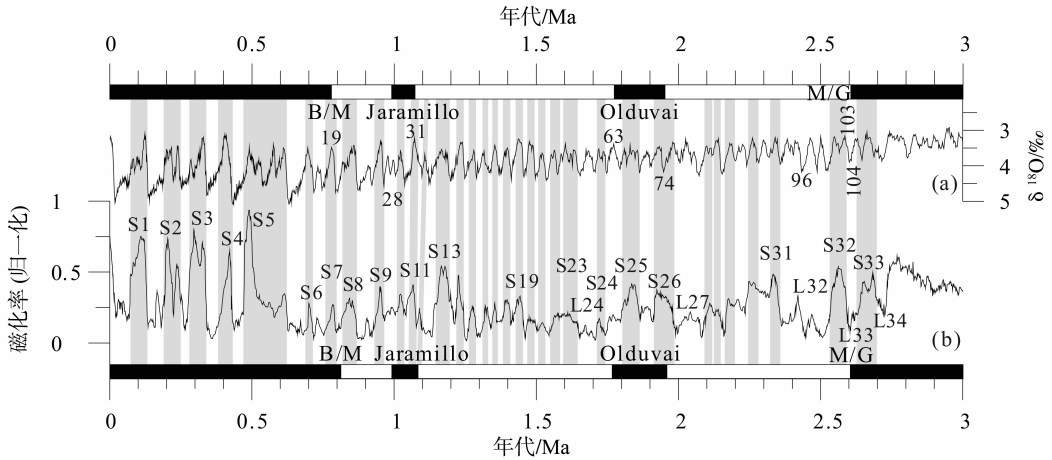


图 4 深海氧同位素曲线及古地磁极性柱 (a) (修改自 Lisiecki 等^[45]) 对比灵台、赵家川剖面综合磁化率曲线及古地磁极性柱 (b) (修改自 Sun 等^[44]), 阴影部分为古土壤层, 对应于氧同位素温暖期

Fig. 4 Comparison of marine oxygen isotope curve with paleogeomagnetic polarity zonation (a) (modified after Lisiecki et al.^[45]) and stacked susceptibility curve with paleogeomagnetic polarity zonation of Lingtai and Zhaojiachuan (b) (modified after Sun et al.^[44]), the paleosol layers which are correlated to the warming periods of marine oxygen isotope stage are denoted as shaded bars.

磁极性界线的位置却不能仅靠一个平均年龄来划定, 而是需要仔细核实原始数据。经核实, Lisiecki 等^[45]的氧同位素曲线 2.6 Ma 以来的地磁极性倒转事件年龄均来自于深海钻孔: DSDP607, ODP659, ODP677, ODP982, ODP983, ODP1090, ODP1146 和 ODP1148 的地磁极性事件年龄的平均值, 其中同时含有古地磁实测 M/G 界线以及氧同位素曲线的钻孔有: DSDP607^[46] (M/G 界线位于 MIS104), ODP982^[47] (M/G 界线位于 MIS103), ODP1090^[48] (M/G 界线位于 103), 似乎海洋沉积物中 M/G 界线应记录在 MIS103 阶段。针对海洋中 M/G 界线位置在氧同位素 103、104 阶段均有发现这一现象^[46-47, 49-52], Langereis 等^[49]认为年龄小的更可信, 即 M/G 界线的真实位置应该存在于氧同位素 103 阶段, 其理由是沉积剩磁获得过程可能使 M/G 界线观测年代比真实年代显得偏老。另外, 历史时期局部海域海洋沉积物的侵蚀、搬运和二次沉积现象可能是存在的, 这将导致该海域内海洋沉积物氧同位素阶段的划分并不一定非常的准确, 从而也可以从某种程度上解释 M/G 界线位置在氧同位素 103、104 阶段均有发现这一现象。但我们认为大部分海域 (尤其是面积广大且水深较深的洋盆) 的海洋沉积环境应该是相对稳定的。实际研究结果也是支持 M/G 界线位于氧同位素 103 阶段者较多, 例如: DSDP552A^[50-52], DSDP609^[46], ODP982^[47], ODP1090^[48], 而支持 M/G 界线位于氧同位素 104 阶段者主要是 DSDP607^[46]。

如果海洋沉积物 M/G 界线真实位置位于氧同位素 103 阶段, M/G 界线应处于温暖期, 而黄土中 M/G 界线位于 L₃₃层中下部, 处于寒冷期, 如此一来, B/M 界线海陆对比不一致的问题, 即暖期与冷期对应的矛盾^[13, 33, 35], 也出现在 M/G 界线中。

B/M 界线与 M/G 界线均是第四系地层的重要极性时的界线, 两者都存在海陆对比不确定性, 将影响到基于古地磁手段建立的年代框架的准确性以及黄土气候记录与海洋、冰芯等气候记录的可对比性。

对于磁极性倒转界线海陆对比的不一致性, 学术界目前对 B/M (布容/松山) 极性倒转界线的海陆对比差异研究较为丰富, 这将有可为理解 M/G 界线的海陆差异问题提供参考。对于 B/M 界线海陆对比不一致现象的解释, 目前主要有 2 种: ① 深海和黄土沉积剩磁获得过程存在不同的 lock-in 效应深度^[32, 35]; ② 海洋和陆地对全球变化的响应具有相位差^[32-33, 53]。虽然 lock-in 效应的存在基本得到了各研究者的认同, 但是各研究者对 lock-in 的深度有多大以及是否是造成 M/G 界线海陆差异的主要原因等问题上仍存在争议^[32-38]。

上述两种观点都能够一定程度上解释这种海陆沉积记录地磁极性倒转事件的不一致现象, 但又都缺乏充分的证据来支撑其论点。解决这一问题的关键还是在于如何通过不同手段的交叉检验, 譬如将传统古地磁测试手段与宇宙成因核素示踪研究相结合, 有可能为明确黄土中 M/G 界线记录的确切层

位以及海陆沉积记录的差异性提供新的思路。

4 宇宙成因核素¹⁰Be 示踪地磁场变化的原理及在黄土中应用的潜力

¹⁰Be 是一种长寿命宇宙成因核素, 半衰期为 1.387×10^6 a^[54-55], 绝大部分是宇宙射线和大气中的氧和氮发生散裂反应生成的^[56-57]。地球磁场强度变化在千年-万年尺度上控制着大气成因¹⁰Be 产率的波动^[58]。特别是当地磁场极性倒转和漂移过程中, 地磁场强度会显著降低^[59-60] (约正常水平的 20%), 其对宇宙射线的屏蔽效应也相应降低, 因而宇宙成因核素¹⁰Be 产率会异常升高^[61], 因此可以通过检测包括中国黄土在内的各种沉积物中¹⁰Be 浓度或通量的异常增加来示踪地磁场极性倒转的层位。前人研究显示¹⁰Be 在黄土地层中未发生明显的迁移^[62], 那么¹⁰Be 记录的异常增加信号所处地层很可能就是发生地磁极性倒转的真实层位。

在利用黄土¹⁰Be 进行地磁场变化示踪研究中, 周卫健等^[63-65]曾对洛川、西峰剖面进行较高分辨率的¹⁰Be 浓度测试及示踪研究, 通过数据处理, 首次在国际上用黄土¹⁰Be 浓度指标重建了 130 ka 以来的古地磁场相对强度变化曲线, 结果表明两个剖面明确记录了 Mono Lake、Laschamp 及 Blake 等地磁场漂移事件, 进一步证实黄土¹⁰Be 指标在地磁场变化示踪研究中具有应用潜力。与这些极性漂移事件相比, B/M、M/G 等极性倒转期间磁场强度更低^[66-68], 此时因地磁场强度屏蔽作用减弱所导致的¹⁰Be 产率的异常变化将更显著, 也就相对更容易被检测到。如果可用¹⁰Be 示踪方法获得不同黄土剖面中 M/G 等地磁极性转换界线的确切层位, 第一是可以相互对比得知不同剖面的 M/G 等地磁极性转换界线层位到底是否一致; 第二是可以与传统古地磁研究得到的地磁极性转换界线层位进行对比, 使我们有望认识到黄土沉积剩磁的 lock-in 效应深度的大小; 第三是可以使我们获得一系列可以相互对比的可靠年龄控制点, 为建立黄土更精确的年代标尺提供可能; 第四是可以有助于我们探索海陆之间的地磁场记录以及气候记录的对比关系。

5 结论

针对黄土中 M/G 界线记录层位存在不同认识的问题, 本文通过综合对比前人对 M/G 界线位置的研究结果, 发现黄土中 M/G 界线位置的记录差异主要是因为各研究者对黄土-红粘土界线位置的划分不同所致, 根据磁化率曲线的综合对比, 黄土

中的 M/G 界线应记录在黄土地层 L₃₃ 中。此外根据各剖面磁化率曲线的对比研究, 我们尝试对洛川、西峰两剖面的红粘土顶部地层重新进行了划分, 有助于黄土地层的对比。通过将黄土中 M/G 界线研究与海洋记录的对比分析, 发现 M/G 界线很可能也如 B/M 界线一样, 存在海陆记录不一致的现象, 即在陆地中记录于冰期, 海洋中记录于间冰期。鉴于无法单纯依靠传统古地磁学方法在认识该问题上取得突破, 我们认为将¹⁰Be 示踪的方法与传统的古地磁学方法相结合, 是示踪古地磁场变化并解决黄土中 M/G 界线与海洋不同步问题的关键, 相关工作正在开展。

致谢: 在蓝田段家坡剖面的野外考察、采样工作得到了西北大学弓虎军副教授的指导以及靖伟、吴书刚、胡苗、姜立萍等的帮助, 在此一并致谢。

参考文献:

- [1] YANG S L, DING Z L. Drastic climatic shift at ~2.8 Ma as recorded in eolian deposits of China and its implications for redefining the Pliocene-Pleistocene boundary [J]. *Quaternary International*, 2010, 219(1/2): 37-44.
- [2] 姚玉鹏, 刘羽. 第四纪作为地质年代和地层单位的国际争议与最终确立 [J]. *地球科学进展*, 2010, 25(07): 775-781.
- [3] 刘嘉麒, 刘强. 中国第四纪地层 [J]. *第四纪研究*, 2000, 20(2): 129-141.
- [4] 安芷生, 艾莉. 尚未完成的地质年代代表——第四纪悬而未决的前程 [J]. *地层学杂志*, 2005, 29(2): 99-103.
- [5] 王强. 2.50 MaB. P. 的地质事件与全球变化的关系 [J]. *第四纪研究*, 1991, 11(2): 149-157.
- [6] 李华梅, 安芷生, 王俊达. 午城黄土剖面古地磁研究的初步结果 [J]. *地球化学*, 1974, (2): 93-104.
- [7] HELLER F, LIU T S. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China [J]. *Nature*, 1982, 300(5891): 431-433.
- [8] DING Z L, XIONG S F, SUN J M, et al. Pedostratigraphy and paleomagnetism of a ~7.0 Ma eolian loess-red clay sequence at Lingtai, Loess Plateau, north-central China and the implications for paleomonsoon evolution [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1999, 152(1/2): 49-66.
- [9] LIU X M, AN Z S, ROLPH T, et al. Magnetic properties of the Tertiary red clay from Gansu Province, China and its paleoclimatic significance [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2001, 44(7): 635-651.
- [10] LIU X M, ROLPH T, BLOEMENDAL J, et al. Quantitative estimates of palaeoprecipitation at Xifeng, in the Loess Plateau of China [J]. *Palaeogeography, Palaeocli-*

- matology, *Palaeoecology*, 1995, 113 (2/3/4): 243 - 248.
- [11] ZHENG H B, AN Z S, SHAW J. New contributions to Chinese Plio-Pleistocene magnetostratigraphy[J]. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1992, 70(3 - 4): 146 - 153.
- [12] 丁仲礼, 孙继敏, 杨石岭等. 灵台黄土 - 红粘土序列的磁性地层及粒度记录[J]. *第四纪研究*, 1998, 18(01): 86 - 94.
- [13] 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, 9(1): 24 - 35.
- [14] 安芷生, KUKLA G, 刘东生. 洛川黄土地层学[J]. *第四纪研究*, 1989, 9(2): 155 - 168.
- [15] 朱日祥, 岳乐平, 白立新. 中国第四纪古地磁学研究进展[J]. *第四纪研究*, 1995, 15(2): 162 - 173.
- [16] 岳乐平. 兰田段家坡黄土剖面磁性地层学研究[J]. *地址评论*, 1989, 35(5): 479 - 488.
- [17] 岳乐平. 中国黄土与红色粘土记录的地磁极性界限及地质意义[J]. *地球物理学报*, 1995, 38(3): 311 - 320.
- [18] 薛祥煦, 岳乐平, 王建其. 从陕西旬邑上新生界剖面看黄土高原新近系 - 第四系界线[J]. *地层学杂志*, 2001, 25(3): 161 - 165.
- [19] 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[J]. *地质科学*, 1992, (S1): 279 - 285.
- [20] 刘维明, 张立原, 孙继敏. 高分辨率洛川剖面黄土磁性地层学[J]. *地球物理学报*, 2010, 53(4): 888 - 894.
- [21] 孙继敏, 刘东生. 洛川黄土地层的再划分及其 L_0 、 L_{15} 古环境意义的新解释[J]. *第四纪研究*, 2002, 22(5): 406 - 412.
- [22] 郑国璋, 岳乐平. 中国北方第四纪磁性地层记录的古地磁极倒转与气候变化耦合关系[J]. *地球科学与环境学报*, 2005, 27(3): 91 - 94.
- [23] 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社; 1985.
- [24] 葛同明. 洛川黄土沉积层的磁性地层学研究[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1984, 4(1): 37 - 44.
- [25] 岳乐平. 我国黄土古地磁学研究新进展[J]. *地质论评*, 1985, 31(5): 453 - 460.
- [26] 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[J]. *Geophysical Journal*, 1988, 92(2): 345 - 348.
- [27] 孙东怀, 刘东生, 陈明扬, 等. 中国黄土高原红粘土序列的磁性地层与气候变化[J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1997, 27(03): 265 - 270.
- [28] 孙东怀. 晚新生代黄土高原风尘序列的磁性地层与古气候记录 [D]. 北京: 中国科学院研究生院(地球环境研究所), 1997.
- [29] 孙东怀, 陈明扬, SHAW J, 等. 晚新生代黄土高原风尘堆积序列的磁性地层年代与古气候记录[J]. *中国科学: D 辑*, 1998, 28(1): 79 - 84.
- [30] 孙建中, 赵景波, 孙秀英, 等. 黄土, 还要更老些[J]. *海洋地质与第四纪地质*, 1987, 7(1): 105 - 112.
- [31] 安芷生, 孙东怀, 陈明扬, 等. 黄土高原红粘土序列与晚第三纪的气候事件[J]. *第四纪研究*, 2000, 20(5): 435 - 446.
- [32] FORSTER T, HELLER F. Loess deposits from the Tajik depression (Central Asia): Magnetic properties and paleoclimate [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1994, 128(3/4): 501 - 512.
- [33] 朱日祥, 潘永信, 郭斌, 等. 海陆气候变化记录相滞后: 松山 - 布容极性转换约束[J]. *科学通报*, 1998, 43(11): 1131 - 1135.
- [34] ZHOU L P, SHACKLETON N J. Misleading positions of geomagnetic reversal boundaries in Eurasian loess and implications for correlation between continental and marine sedimentary sequences [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1999, 168(1/2): 117 - 130.
- [35] 周力平, SHACKLETON N J, DODONOV A E. 欧亚黄土中古地磁极性界线的地层学解释[J]. *第四纪研究*, 2000, 20(2): 196 - 202.
- [36] HESLOP D, LANGEREIS C G, DEKKERS M J. A new astronomical timescale for the loess deposits of Northern China[J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2000, 184(1): 125 - 139.
- [37] 朱日祥, 刘青松, 潘永信, 等. 马兰黄土剩磁不存在显著 Lock-in 效应: 来自 Laschamp 地磁漂移的证据[J]. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2006, 36(05): 430 - 437.
- [38] 杨天水, 李惠娣, 傅建利, 等. 宝鸡古土壤层 S_7 和黄土层 L_8 的天然剩磁锁定深度初探[J]. *第四纪研究*, 2007, 27(6): 972 - 982.
- [39] HELLER F, LIU T S. Palaeoclimatic and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China [J]. *Geophysical Research Letters*, 1986, 13(11): 1169 - 1172.
- [40] KUKLA G, HELLER F, LIU X M, et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility[J]. *Geology*, 1988, 16(9): 811 - 814.
- [41] 丁仲礼, 刘东生. 1.8Ma 以来黄土 - 深海古气候记录对比[J]. *科学通报*, 1991, 36(18): 1401 - 1403.
- [42] DING Z L, DERBYSHIRE E, YANG S L, et al. Stacked 2.6 Ma grain size record from the Chinese loess based on five sections and correlation with the deep-sea $\delta^{18}O$ record [J]. *Paleoceanography*, 2002, 17(3): 1033.
- [43] SUN Y B, AN Z S. An improved comparison of Chinese loess with deep-sea $\delta^{18}O$ record over the interval 1.6 - 2.6 Ma [J]. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(13): L13210.
- [44] SUN Y B, CLEMENS S C, AN Z S, et al. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3.6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2006, 25(1/2): 33

-48.

- [45] LISIECKI L E, RAYMO M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records [J]. *Paleoceanography*, 2005, 20(1): PA1003.
- [46] RAYMO M E, RUDDIMAN W F, BACKMAN J, et al. Late Pliocene variation in Northern Hemisphere ice sheets and North Atlantic deep water circulation [J]. *Paleoceanography*, 1989, 4(4): 413 - 446.
- [47] CHANNELL J E T, GUYODO Y. The Matuyama Chronozone at ODP Site 982 (Rockall Bank): Evidence for decimeter-scale magnetization lock-in depths [M] // *Timescales of the Paleomagnetic Field*. Washington, DC: AGU, 2004:205 - 219.
- [48] VENZ K A, HODELL D A. New evidence for changes in Plio-Pleistocene deep water circulation from Southern Ocean ODP Leg 177 Site 1090 [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2002, 182 (3/4): 197 - 220.
- [49] LANGEREIS C G, VAN HOOFF A A M, HILGEN F J. Steadying the rates [J]. *Nature*, 1994, 369 (6482): 615 - 615.
- [50] ZIMMERMAN H B, SHACKLETON N J, BACKMAN J, et al. History of Plio-Pleistocene climate in the north-eastern Atlantic, Deep Sea Drilling Project Hole 552A [J]. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 1984, 81: 861 - 876.
- [51] RAYMO M E, HODELL D, JANSEN E. Response of deep ocean circulation to initiation of Northern Hemisphere glaciation (3 - 2 Ma) [J]. *Paleoceanography*, 1992, 7(5): 645 - 672.
- [52] SHACKLETON N J, HALL M A. Oxygen and carbon isotope stratigraphy of Deep Sea Drilling Project hole 552A: Plio-Pleistocene glacial history [J]. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 1984, 81: 599 - 609.
- [53] TAUXE L, HERBERT T, SHACKLETON N J, et al. Astronomical calibration of the Matuyama-Brunhes boundary: Consequences for magnetic remanence acquisition in marine carbonates and the Asian loess sequences [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1996, 140(1/2/3/4): 133 - 146.
- [54] KORSCHINEK G, BERGMAIER A, FAESTERMANN T, et al. A new value for the half-life of ^{10}Be by Heavy-Ion Elastic Recoil Detection and liquid scintillation counting [J]. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms*, 2010, 268(2): 187 - 191.
- [55] CHAMPAGNAC J D, YUAN D Y, GE W P, et al. Slip rate at the north-eastern front of the Qilian Shan, China [J]. *Terra Nova*, 2010, 22(3): 180 - 187.
- [56] LAL D. In situ-produced cosmogenic isotopes in terrestrial rocks [J]. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 1988, 16(1): 355 - 388.
- [57] BROWN E T, EDMOND J M, RAISBECK G M, et al. Examination of surface exposure ages of Antarctic moraines using in situ produced ^{10}Be and ^{26}Al [J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991, 55(8): 2269 - 2283.
- [58] FRANK M. Comparison of cosmogenic radionuclide production and geomagnetic field intensity over the last 200 000 years [J]. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 2000, 358 (1768): 1089 - 1107.
- [59] FRANK M, SCHWARZ B, BAUMANN S, et al. A 200 kyr record of cosmogenic radionuclide production rate and geomagnetic field intensity from ^{10}Be in globally stacked deep-sea sediments [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 1997, 149(1): 121 - 129.
- [60] MERRILL R T, MCFADDEN P L. Geomagnetic polarity transitions [J]. *Reviews of Geophysics*, 1999, 37(2): 201 - 226.
- [61] MUSCHELER R, BEER J, KUBIK P W, et al. Geomagnetic field intensity during the last 60,000 years based on ^{10}Be and ^{36}Cl from the Summit ice cores and ^{14}C [J]. *Quaternary Science Reviews*, 2005, 24(16): 1849 - 1860.
- [62] 沈承德, 刘东生, BEER J, 等. ^{10}Be 与黄土的堆积演化 [J]. *中国科学 B 辑*, 1989, 19(7): 744 - 751.
- [63] ZHOU W J, CHEN M B, XIAN F, et al. The mean value concept in mono-linear regression of multi-variables and its application to trace studies in geosciences [J]. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 2007, 50(12): 1828 - 1834.
- [64] ZHOU W J, PRILLER A, BECK J W, et al. Disentangling geomagnetic and precipitation signals in an 80 - kyr Chinese loess record of ^{10}Be [J]. *Radiocarbon*, 2007, 49(1): 139 - 160.
- [65] ZHOU W J, XIAN F, BECK J W, et al. Reconstruction of 130 - kyr relative geomagnetic intensities from ^{10}Be in two Chinese loess sections [J]. *Radiocarbon*, 2010, 52(1): 129 - 147.
- [66] GUYODO Y, VALET J P. Global changes in intensity of the Earth's magnetic field during the past 800kyr [J]. *Nature*, 1999, 399(6733): 249 - 252.
- [67] CHANNELL J E T, XUAN C, HODELL D A. Stacking paleointensity and oxygen isotope data for the last 1.5 Myr (PISO - 1500) [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 2009, 283(1/2/3/4): 14 - 23.
- [68] VALET J P, MEYNADIER L, GUYODO Y. Geomagnetic dipole strength and reversal rate over the past two million years [J]. *Nature*, 2005, 435(7043): 802 - 805.