

150 ka 以来地球磁场长期变化与环境响应*

朱日祥^① 朱湘元^① 丁仲礼^② 郭正堂^②
刘嘉麒^② 李春景^① 黄宝春^① 刘东生^②

(^① 中国科学院地球物理研究所, 北京 100101; ^② 中国科学院地质研究所, 北京 100029)

摘要 利用古地磁学、岩石磁学和粒度分析等方法对渭南阳郭黄土剖面地层单元 S_0, L_1, S_1 和 L_2 进行了综合研究. 以磁化率测定和粒度分析为依据, 利用 Simpson 积分法建立了深度与时间的非线性转换关系, 确定了渭南地区 150 ka 以来地球磁场方向随时间变化的特征曲线. 发现了该地区地球磁场方向在 20 600 ~ 19 400, 29 100 ~ 27 130, 50 700 ~ 40 400, 63 500 ~ 60 400 和 127 200 ~ 124 600 aB. P. 曾发生漂移. 磁倾角和磁偏角的变化存在 3 000, 4 000, 6 800, 41 200; 2 700, 3 600, 4 500 和 41 200 的主周期. 地球磁场方向变化与环境变迁并无显著的相关性.

关键词 地球磁场长期变化 岩石磁学 黄土 渭南

17 世纪以来, 对地球磁场的直接观察加深了人们对其演化过程的认识. 观察资料与球谐分析进一步表明, 地球磁场是由偶极子场和非偶极子场两部分构成. 地球磁场随时间的变化具有很宽的频谱, 其中周期为数十至百万年的长期变化起源于地球内部^[1]. 为了进一步认识地球磁场的演化历史, 各国研究者利用考古地磁学方法对数千年以来地球磁场长期变化做了大量的研究工作^[2], 但考古磁学很难获得过去地球磁场长期变化的连续记录, 而且时间范围仍是非常有限的. 沉积物剩余磁性则有可能提供其形成过程中地球磁场长期变化的连续记录, Mackereth 是开展这一领域研究工作的先驱^[3], 之后各国研究者对湖相或海滨相沉积物的剩余磁性进行了较为深入的研究. 我国在这方面的研究工作也取得了一些成果^[4].

中国黄土-古土壤沉积序列为古地磁学提供了良好的研究对象. 早在 70 年代, 李华梅和安芷生等对山西午城、陕西洛川等黄土剖面进行了磁性地层学研究^[5,6], 随后各国学者对黄土高原中西部地区不同的剖面进行了大量的研究工作^[7~10]. 值得注意的是, 这些工作主要是围绕磁性地层学展开的, 利用黄土剩余磁性研究地球磁场长期变化的报道则几近空白. 因此, 中国黄土古地磁学研究成果对地层划分的主要贡献仍集中在地磁极性界限所给出的时间控制点, 无法利用一些地磁漂移事件或长期变化作为分辨率更高的相对定年手段. 本文将报道对黄土高原渭南阳郭剖面近 150 ka 以来沉积物剩余磁性较为详细的研究成果, 以期探讨中国北方 150 ka 来地球磁场长期变化及其与环境变迁的关系.

1994-05-18 收稿, 1994-08-27 收修改稿

* 国家自然科学基金和中国科学院联合资助项目

黄土高原南缘的渭南阳郭黄土剖面(34.4°N, 109.5°E)位于渭河盆地内渭河南岸,在水流切割作用下,部分中更新世黄土-古土壤序列和晚更新世马兰黄土有很好的出露.马兰黄土 L_1 厚度达7.1 m,夹两层弱发育的古土壤,其下的古土壤层 S_1 厚度为3.6 m;其上的全新世黄土及黑垆土厚度为1.45 m.为探讨150 ka以来地球磁场长期变化特征及研究我国干旱半干旱地区在相应的时间范围内环境演变过程提供一些地球物理场变化的背景资料.1992年,我们对该剖面 L_1 和 S_1 以及 S_1 之下黄土层 L_2 的一部分采集了连续的古地磁定向标本.在室内将标本加工成2~2.5 cm的正方形样品,共计450块.并以2 cm的间距在野外测定了磁化率值.

1 岩石磁学与剩磁测量

研究黄土-古土壤中磁性矿物特征对于获得可靠的古地磁数据是非常有益的.80年代初,Heller和刘东生认识到中国黄土和古土壤的磁性矿物无明显差别,都是以磁铁矿和赤铁矿为主^[7],之后的研究进一步发现磁赤铁矿在黄土-古土壤中普遍存在^[11],由图1(a)和(b)黄土和古土壤热磁分析曲线可以得出下列3条结论:(1)渭南阳郭黄土剖面 L_1 和 S_1 所含主要磁性矿物的居里温度为580°C左右,即以磁铁矿为主;(2)加热曲线在300~450°C之间的变化是

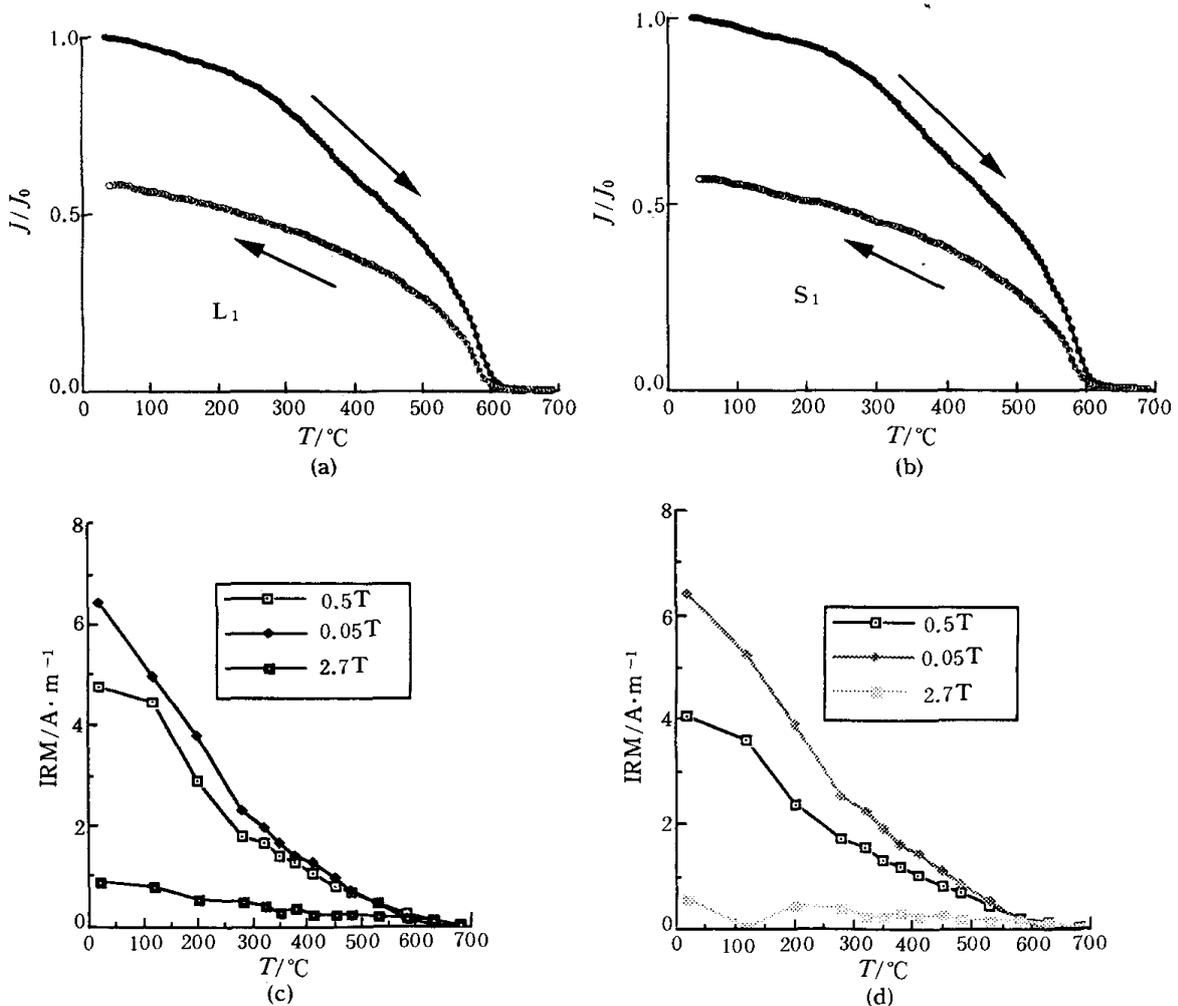


图1 黄土(a)和古土壤(b)的典型热磁曲线及黄土(c)和古土壤(d)的三轴饱和磁化曲线

由磁学性质不稳定的磁赤铁矿引起的; (3) 加热和冷却曲线之间的不可逆表明, 加热过程中磁赤铁矿和部分磁铁矿可能转变为赤铁矿. 为了区分不同的磁性矿物, 根据各种磁性矿物具有不同饱和等温剩磁以及解阻温度的特征, Lowrie 提出三轴磁化方法^[12]. 图 1(c) 和 (d) 是由该方法得出的“硬剩磁分量”(hard component), 中间为剩磁分量 (medium component), 和软剩磁分量 (soft component) 的热磁谱. 硬剩磁分量表明无论是黄土还是古土壤都含有解阻温度为 670℃ 的磁性矿物——即赤铁矿 (这在热磁分析实验中不太明显), 中间剩磁分量则表明两者含有解阻温度在 300~450℃ 之间的磁性矿物——即磁赤铁矿; 而软磁分量则表明磁铁矿是主要的剩磁载体.

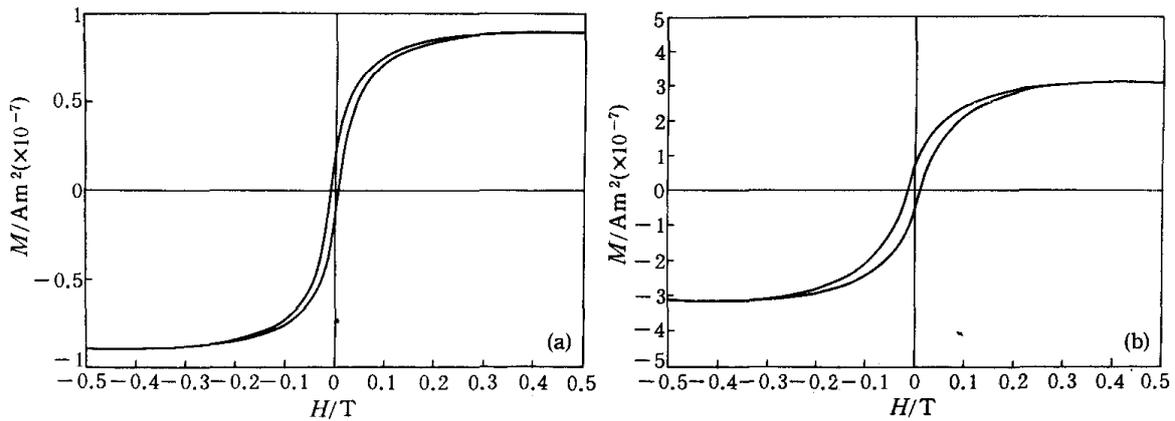


图 2 磁滞回线
(a) 黄土, (b) 古土壤

磁滞回线可以清楚地显示磁性材料的各种磁学参数. 利用 MAGF2900 磁力仪确定的 L_1 和 S_1 磁滞回线表明 (图 2): 在 0.3 T 外磁场作用下, 黄土和古土壤的磁化强度都达到其饱和磁化强度的 90% 以上, 即主要磁性矿物为磁铁矿; S_1 的饱和磁化强度和饱和等温剩磁强度通常比 L_1 高 3 倍左右, 这说明磁铁矿在 S_1 中比 L_1 更富集. 刘秀铭等对西峰黄土剖面的研究也得出类似的结论^[13].

一部分样品的剩余磁性是用中国科学院地质研究所古地磁实验室的 Minispin 旋转磁力仪测量的. 该仪器安装在零磁空间; 另一部分样品是在法国科研中心弱放射研究所古地磁实验室测量的, 该实验室的 2G- 超导磁力仪和退磁设备都安装在薄膜合金建造的零磁空间内. 部分样品以 30~50℃ 为间隔进行了系统热退磁, 经 200~250℃ 的热退磁处理可基本消除粘滞剩磁等次生成分, 通常剩余磁性在 250~530℃ 之间显示稳定的特征方向 (图 3). 所有样品天然剩磁的方向都接近于当地现今地磁场方向, 这对检验样品定向正确与否具有一定的参考意义^[9]. 弱场磁化率是用 Bartington MS-2 双频磁化率仪在野外测量的.

2 古地磁结果

根据上述岩石磁学热退磁实验研究结果可知, 渭南阳郭黄土剖面 L_1 和 S_1 剩余磁性的主要载体都是磁铁矿; 解阻温度低于 250℃ 的剩余磁性属粘滞剩磁; 当加热温度高于 530℃ 时, 通常会引起磁性矿物发生化学变化. 据此, 我们选取 300~530℃ 之间的实验数据, 并利用最小二乘法确定特征剩磁的方向. 由此确定的地磁偏角和倾角随深度的变化如图 4(a) 和

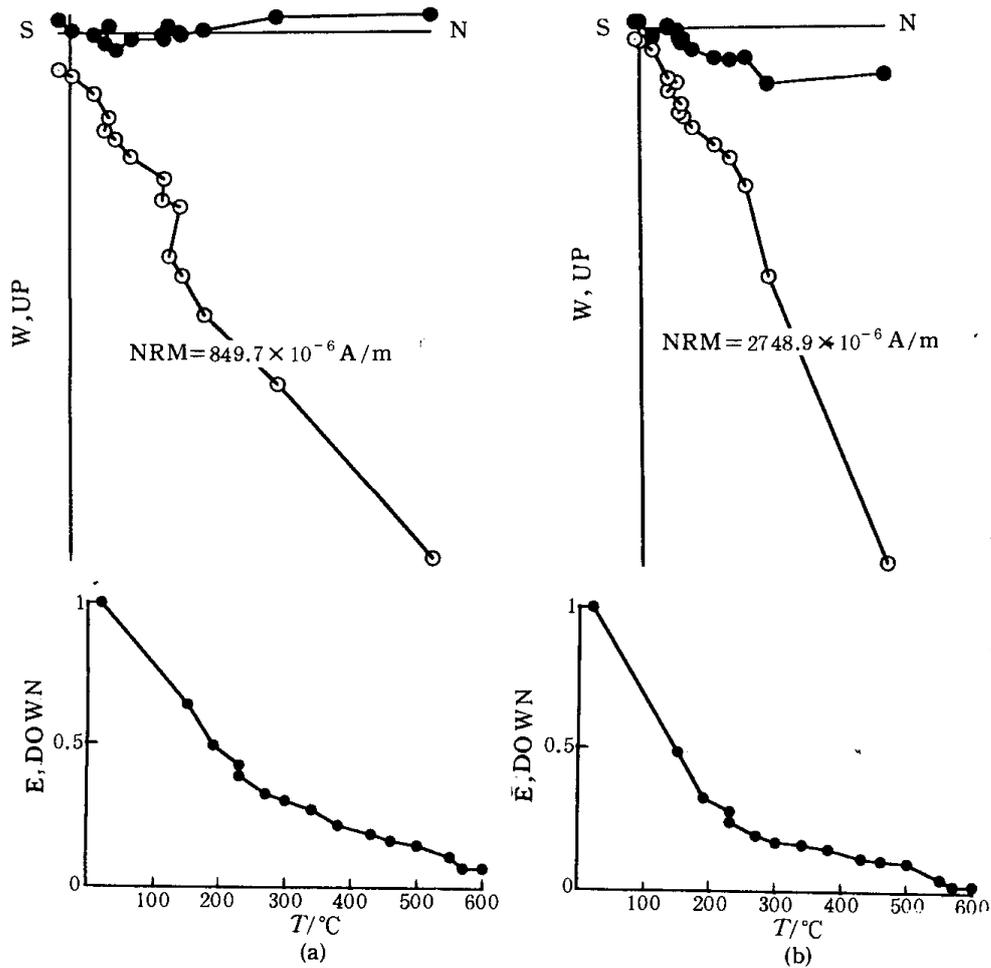


图 3 剩磁矢量正交投影和热退磁曲线

(a) 黄土, (b) 古土壤. 实心圆表示地球磁场方向在水平面的投影, 空心圆表示地球磁场方向在垂直平面的投影

(b). 根据 Fisher 统计, 由所有样品的特征剩磁方向得出的平均磁偏角和磁倾角分别为 -12.7° 和 57° . 相对应的虚地磁极纬度和经度分别为 79.2° 和 40.5° . 中心偶极子场模式对应的采样点磁倾角为 54° . 由此可见, 渭南阳郭黄土剖面 L_1 和 S_1 的剩磁倾角没有沉积变浅效应. Heller 和刘东生对洛川黄土剖面磁性地层学研究也得出类似的结果^[7]. 这一方面说明了风成黄土获得沉积剩磁的机制与湖相和海相沉积物不同; 另一方面说明黄土剩磁的“Lock-in”效应较小, 应该是研究地球磁场长期变化较为合适的材料.

根据地磁漂移的定义^[14], 由渭南阳郭黄土剖面虚地磁极纬度曲线(图 4(d))可见, 在深度为 2.9~3.1 m, 3.9~4.1 m, 5.2~6.1 m, 7.0~7.5 m, 和 11.1~11.5 m 记录了 5 次地磁漂移事件. 为进一步讨论地球磁场长期变化特征和这些地磁漂移事件发生年代, 必须建立合理的时间标尺.

3 深度 - 时间转换

对于中国黄土沉积物, Kukla 等建立了磁化率时间标尺^[15], 丁仲礼等利用粒度分析数据建立了轨道调谐时间标尺^[16], 安芷生等提出中国黄土沉积物中 S_1 与深海氧同位素阶 5 相对应^[17], 最近, 热释光年代学研究给出 S_1 的顶部对应的年代约 72 kaB.P.^[17, 18]. 基于上述研究成果, 我们认为, S_1 的顶、底界分别为 72 和 130 kaB.P., 至于 S_0 的底界, 多数人认为与全新世的底界相

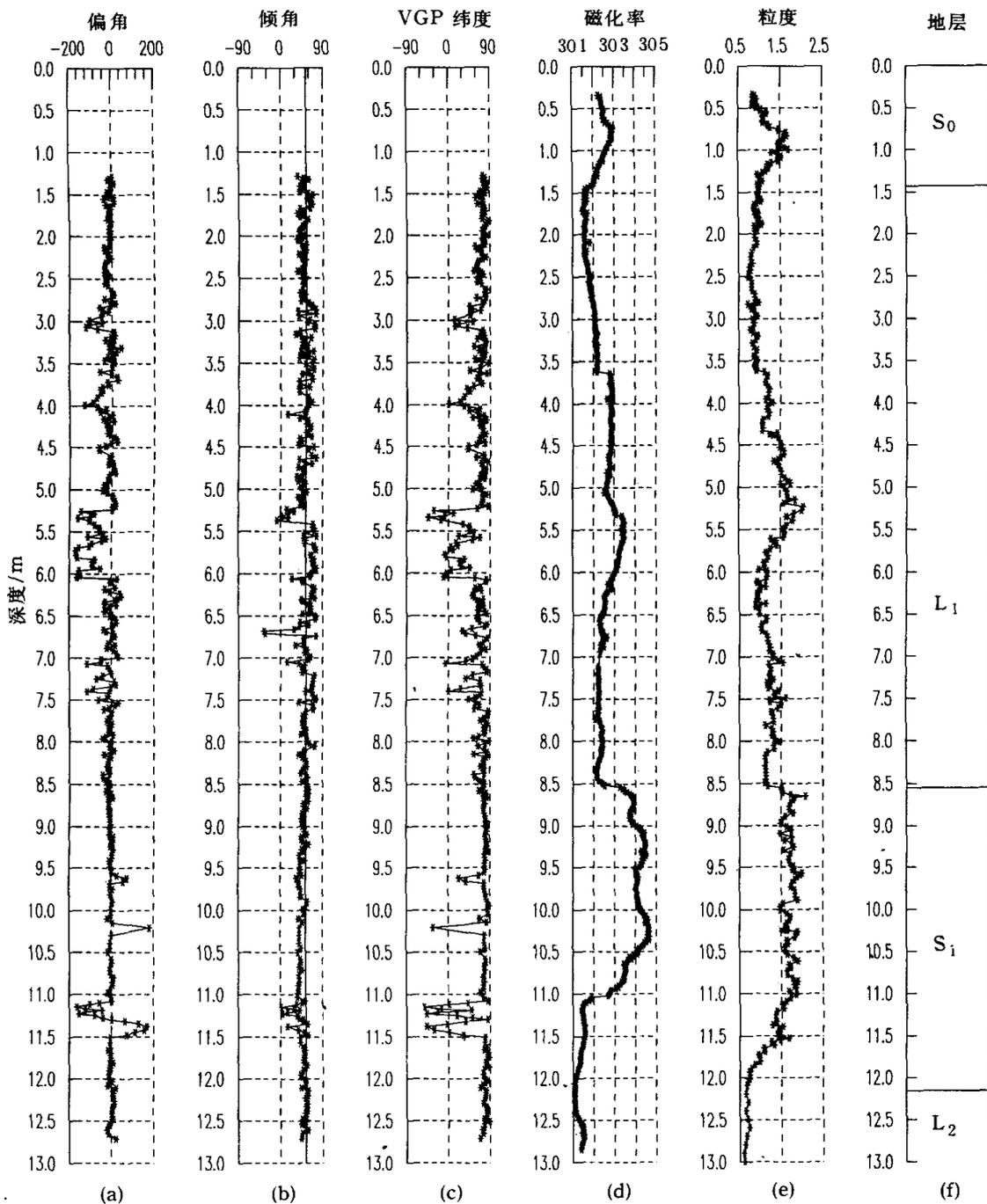


图 4 地球磁场方向 (a), (b), (c) 和磁化率 (d) 以及粒度 (e) 随地层 (f) 的变化

一致, 对应的年代约为 10.7 kaB.P. 现在需要解决的问题是如何比较精确地划分 S₀, L₁ 和 S₁. 为了解决这一问题, 我们对渭南阳郭黄土剖面磁化率进行了间隔为 2 cm 的详细测定 (图 4(d)), 同时以 10 cm 为间隔作了粒度分析 (图 4(e)). 根据磁化率和粒度分析, 并结合野外观察, 渭南阳郭黄土剖面 S₁ 的顶、底对应的深度分别为 8.55 和 12.16 m, S₀ 的底界位于 1.45 m 处, 3.6~6.4 m 之间对应 L₁ 中的一个弱发育土壤层. 值得注意的是, 磁化率测定和粒度分析比较一致地表明 S₁ 的顶界位于 8.55 m 处, 而且两者在这一深度都出现突变, L₁ 中弱发育土壤层的顶部 (3.6 m 处) 也出现相同的现象, 这说明就最近 150 ka 而言, 从暖期到冷期转换过程中, 黄土 - 古土壤沉积

序列会出现短期剥蚀间断现象。目前还很难定量地估算这一剥蚀间断持续的时间间隔。根据磁化率和粒度的变化率以及野外观察,我们认为就渭南阳郭黄土剖面而言,这一间断的持续时间大约为百年左右(这仅是粗略的估算)。另一方面,由磁化率测定(图 4(d))和粒度分析得出的 S_1 底界并不一致,前者应位于 11.1 m,后者则位于 12.16 m,而野外观察和土壤分析都给出与粒度分析相同的结果。因此,基于磁化率测定和粒度分析并结合野外观察,对阳郭黄土剖面的地层可作如下划分:(1)全新世底界位于 1.45 m,对应的年代为 10.7 ka B.P.;(2) S_1 的顶底界分别位于 8.55 和 12.16 m,对应的年代分别为 72 和 130 kaB.P.

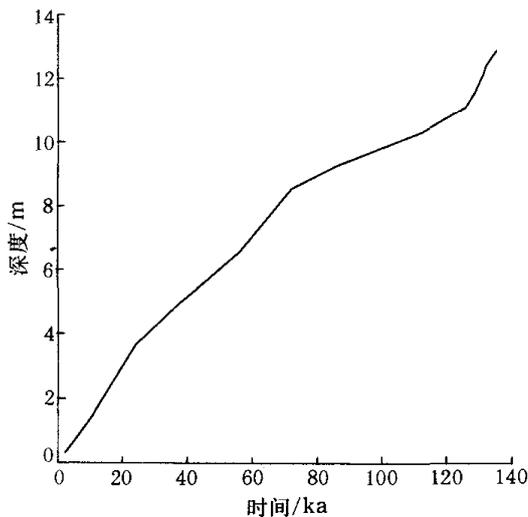


图 5 深度 - 时间转换曲线

以上述 3 个年代数据为控制点,按等沉积速率建立深度 - 时间对应关系是目前常用的一种近似方法,这种方法的缺点是显而易见的。Kukla 等的研究表明,黄土 - 古土壤磁化率的变化与环境变迁密切相关。周力平等进一步证实了黄土 - 古土壤磁化率的变化与成土过程相关^[19]。这些研究结果都说明,黄土 - 古土壤磁化率的数值大小与沉积速率为负相关。据此,本文采用 Simpson 积分法分别计算 S_0 , L_1 和 S_1 3 个层位磁化率曲线与深度坐标之间的面积;同理,再计算相邻样品之间的面积。然后利用沉积速率与磁化率值为负相关这一论据,确定出深度与时间的非线性对应关系(图 5)。图 5 不仅考虑了黄土与古土壤沉积速率的差别,

同时考虑了黄土或古土壤自身沉积过程中由于环境条件不同对沉积速率的影响。应该比等速率沉积模型更符合实际。

4 讨论

为了研究渭南地区 150 ka 以来地球磁场长期变化特征并与国外不同地区的研究结果进行比较:我们利用图 5 深度与时间的关系,将图 4 所示的结果转换到时间序列(图 6)。由此可见,与图 4 相对应的 5 次地磁漂移或称之为短期地磁极性倒转发生的年代分别为:20 600 ~ 19 400, 29 100 ~ 27 130, 50 700 ~ 40 400, 63 500 ~ 60 400 和 127 200 ~ 124 600 a.B.P.。我们认为发生在 127 200 ~ 124 600 a.B.P. 之间的地磁事件相当于 Blake 亚时。不同研究者利用深海和湖相沉积物以及火山岩的剩余磁性对 Blake 亚时进行了较为深入的研究,根据沉积速率以及火山岩的 K-Ar 年龄确定该事件发生在 120 000 a.B.P. 左右^[20]。黄土 - 古土壤序列记录的 Blake 亚时发生年代与已有研究结果的一致性说明,本文给出的深度 - 时间转换是比较合理的,因此 Blake 亚时可作为 150 ka 以来高分辨环境记录重建的年代控制点。之外在 63 500 ~ 60 400, 50 700 ~ 40 400, 29 100 ~ 27 130 和 20 600 ~ 19 400 a.B.P. 这 4 个时间段地球磁场方向曾发生较大幅度的漂移。基于上述岩石磁学研究和深度 - 时间转换模式,我们认为,这些漂移现象反映了地球磁场的实际变化特征,这对探讨地磁演化历史是很有价值的基础资料,而对 150 ka 以来高分辨率的古环境变化重建也有重要的参考价值。

为进一步探讨地球磁场长期变化规律,对图 6 的时间序列作了谱分析,得出磁倾角和磁

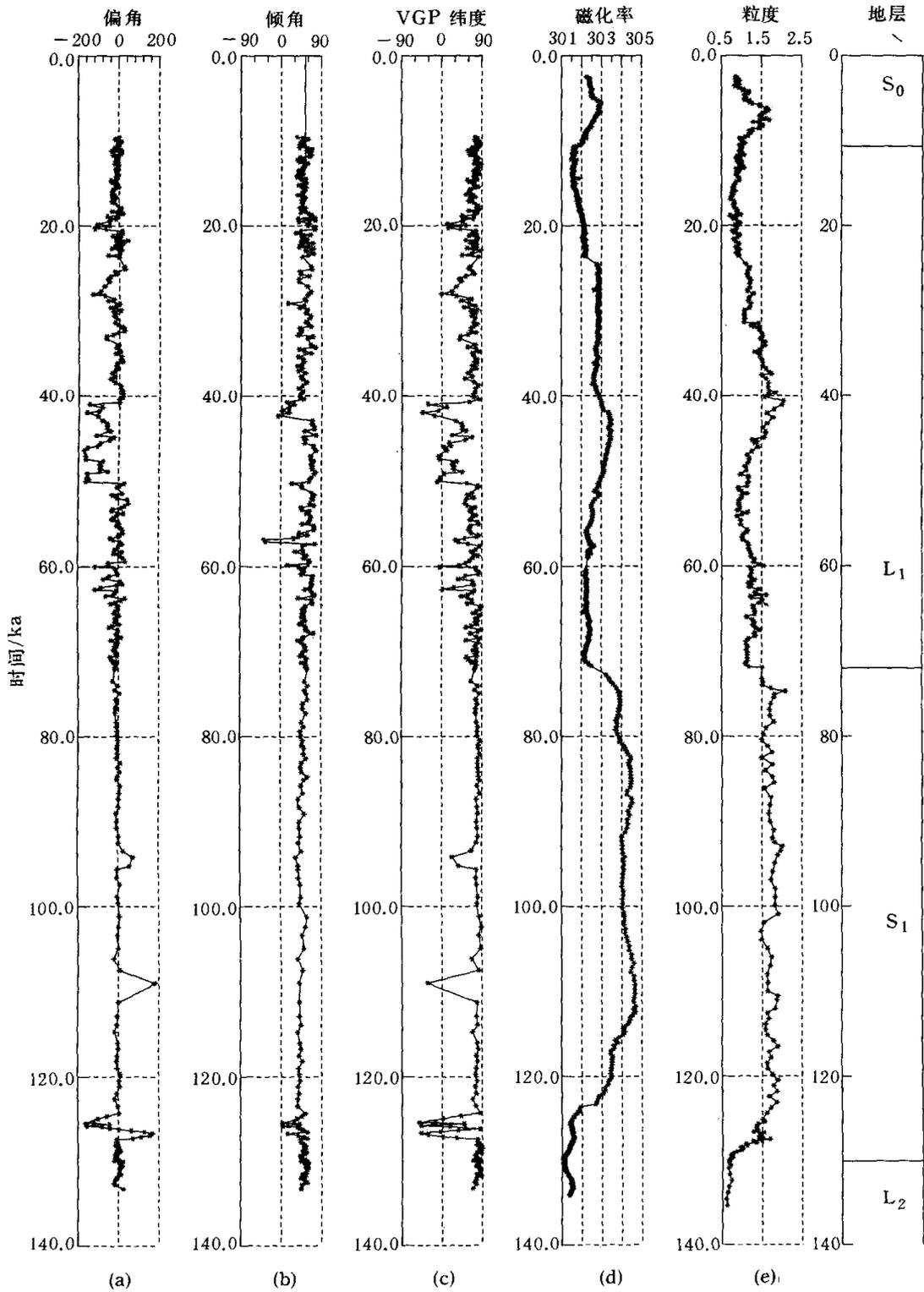


图 6 地球磁场方向 (a), (b), (c) 和磁化率 (d) 以及粒度 (e) 随时间的变化

偏角的变化存在 3 000, 4 000, 6 800, 41 200; 2 700, 3 600, 4 500 和 41 200 的主周期, 这与近 20 ka 以来中国北方地球磁场长期变化规律相一致. 根据这一结果, 我们认为, 地球磁场方向变化与环境变迁没有直接的相关性, 至于地球磁场强度与环境变迁的关系还有待于进一步研究.

参 考 文 献

- 1 Courtillot V, Le Mouel J L. Time variations of the earth's magnetic field: from daily to Secular. *Ann Rev Earth Planet Sci.* 1988, 389 ~ 476
- 2 Senanayake W E, McElhinny M W, McFadden P L. Comparison between the Thellier's and Shaw's paleointensity methods using basalts less than 5 million years old. *J Geomag Geoelectr*, 1982, 34: 141 ~ 161
- 3 Mackereth F J H. A portable core sampler for lake deposits. *Limnol Oceanogr*, 1958, 14: 145 ~ 151
- 4 朱日祥. 北京地区 15 000 年以来地球磁场长期变化与气候变迁. *中国科学, B 辑*, 1993, 23(12): 1 316 ~ 1 321
- 5 李华梅. 午城黄土剖面古地磁研究的初步结果. *地球化学*, 1974, (2): 93 ~ 104
- 6 安芷生. 洛川黄土剖面的古地磁研究. *地球化学*, 1977, (4): 239 ~ 249
- 7 Heller F, Liu T S. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. *Nature*, 1982, 300: 431 ~ 432
- 8 Burbach D W, Li J J. Age and paleoclimatic significance of the loess of Lanzhou, north China. *Nature*, 1985, 316: 429 ~ 431
- 9 Liu X M. A preliminary study on magnetostratigraphy of a loess profile in Xifery area, Gansu province. *Aspects of Loess Research*, Beijing: China Ocean Press, 1987. 164 ~ 174
- 10 郑洪波. 段家坡黄土剖面磁性地层学研究. 见: 黄土第四纪地质全球变化. 北京: 科学出版社, 1992. 44 ~ 50
- 11 刘秀铭. 低温岩石磁学与黄土磁颗粒特征. *科学通报*, 1991, 36(2): 125 ~ 128
- 12 Lowrie W. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties. *Geophys Res Lett*, 1990, 17: 159 ~ 162
- 13 刘秀铭. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义. *第四纪研究*, 1993, (3): 281 ~ 287
- 14 Jacobs J A. Reversals of the Earth's Magnetic Field. *Adam Hilger LRD*, 1984, 96 ~ 99
- 15 Kukla G J, An Z S. Loess stratigraphy in central China. *Paleogeogr Paleoclimato Paleoecol*, 1989, 72: 203 ~ 225
- 16 丁仲礼. 中国黄土研究新进展, (三) 时间标尺. *第四纪研究*, 1991, (4): 336 ~ 348
- 17 An Z S. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the loess plateau of central China during the last 130 000 years. *Quat Res*, 1991, 36: 29 ~ 36
- 18 Forman. Late Pleistocene chronology of loess deposition near Luochuan. *China Quat Res*, 1991, 36: 19 ~ 28
- 19 Zhou L P. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, 346: 737 ~ 739
- 20 Herrero-Bervera E. A possible lacustrine record of the Blake episode from Pringle Falls. *Orogen USA Phys Earth Planet Ints*, 1989, 56: 112 ~ 123