科学通报 2010 年 第 55 卷 第 22 期：2214 ~ 2225
论 文 www.scichina.com csb.scichina.com
《中国科学》杂志社
SCIENCE CHINA PRESS

蓝田玉山第四纪中后期黄土-古土壤序列环境磁学研究

吴翼[①④], 朱照宇[①*], 饶志国[②], 邱世藩[①④], 杨恬[③]

① 中国科学院广州地球化学研究所边缘海地质重点实验室, 广州 510640;
② 兰州大学资源环境学院, 西部环境教育部重点实验室, 兰州 730000;
③ 中山大学地理科学与规划学院, 广州 510275;
④ 中国科学院研究生院, 北京 100049
* 联系人, E-mail: zhuzy@gig.ac.cn

2009-12-12 收稿, 2010-03-18 接受
国家重点基础研究发展计划(2004CB720200, 2010CB833405)、中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-SW-133)和国家自然科学基金(40872111)资助

摘要 用岩石磁学的各种方法反演沉积物中磁性矿物性质的变化是重建古气候历史的一个重要途径. 对位于黄土高原东南缘的陕西蓝田县玉山剖面厚约 40 m 的黄土-古土壤地层(L15~S5, L 和 S 分别指示黄土层和古土壤层, 下同)进行了详细的磁学测量. 研究表明, 磁铁矿、磁赤铁矿和赤铁矿、针铁矿是本剖面沉积物的主要载磁矿物. 典型层位样品的热磁分析显示成壤强度越高的沉积物加热前后磁化强度变化越小, 这可能与黄土沉积受次生改造的程度有关. 多个磁学参数记录表明, 玉山剖面 L15~S5 时期黄土沉积和古土壤次生发育所反映的古气候变化特征与黄土高原其他相关记录以及深海沉积记录都有显著区别, 这反映出区域地质背景的巨大影响. 从 S9-1 向 L9 的快速剧烈转变, 以及在转变前后两个阶段(L15~S9-1, L9~S6 的底部)的古气候演化趋势的明显不同, 同时也反映了这一时期东亚夏季风和冬季风的消长对本区古气候磁性载体的强烈改造.

关键词
黄土高原
黄土
古土壤
磁性矿物
古气候变化

气候变化是目前全球普遍关注的一个重要议题. 在理解和预测未来气候变化的要求下, 学术界对新生代约 65 Ma 以来的气候变化特别关注, 因为这一段地质历史时期的气候演化特征与未来气候发展关系密切. 新生代全球气候在经历了早始新世适宜期(EECO)之后一直表现为向冷干方向发展的长期性趋势(虽然在 EECO 之后间或出现一些热事件[1]). 新生代后期全球气候变化表现出更加频繁的波动, 全球大洋沉积物[2]、极地冰芯(如[3])以及中国的黄土-古土壤沉积[4,5]都记录了长时期多旋回的冰期-间冰期气候更替. 东亚风成黄土堆积区作为古气候研究的重要基地之一长期以来一直是学术界关注的焦点. Heller 与 Liu[6]基于磁性地层学结果将洛川第四纪黄土堆积的起始年龄估计为至少~2.4 Ma. 自这项开创性的工作开始, 针对中国黄土高原的各项研究陆续展开, 风成堆积的起始年龄也一再往前推. Guo 等人[7]利用古地磁定年方法将黄土高原西部甘肃秦安的第三纪风积物的起始年龄确定为至少 22 Ma, 远早于之前最老的黄土高原北部佳县红黏土底界年龄 8.35 Ma[8], 对新生代亚洲干旱-季风环境以及构造-气候等研究领域产生了重大影响.

在黄土高原长期气候研究的背景下, 针对局部地区的较细致的研究是十分必要的, 它有助于我们理解区域气候记录对全球变化信号的响应, 同时对我们利用各种技术方法反演古气候变化也是很好的尝试和理解的途径. 过去 20 多年来, 针对第四纪黄土-古土壤序列的古气候记录的重建发表了大量研究成果, 其中非常重要的一部分工作包括最初的黄土-古土壤地层识别和年代研究、诸多剖面横向对比以及在全球范围内与深海沉积记录的对比等, 都是与磁

英文版见: Wu Y, Zhu Z Y, Rao Z G, et al. Mid-Late Quaternary loess-paleosol sequence in Lantian's Yushan, China: An environmental magnetism approach and its paleoclimatic significance. Chinese Sci Bull, 2010, 55, doi: 10.1007/s11434-010-3212-6

化率记录相关的研究[4,9~12]. 最近, Deng 等人[13,14]报道了黄土高原中部交道剖面和北部紧邻毛乌素沙漠的靖边剖面的环境磁学记录, 多条磁学曲线明确反演了整个第四纪古气候演变的干冷化发展的整体趋势. 在东亚季风系统复杂的演变模式下, 针对可以灵敏记录古季风气候的黄土高原东南部地区风成沉积的磁气候学记录的详细研究十分必要. 本区毗邻秦岭山脉北麓, 风成沉积下垫面可能受到更频繁而强烈的构造活动的直接和间接影响[15~17], 磁学记录响应可能更为复杂. 我们选择了在本区新发现的一个剖面——玉山剖面作为研究对象. 该剖面位于陕西省西安市蓝田县玉山镇附近(图 1(a)). 我们利用多种岩石磁学方法综合研究这一套黄土-古土壤地层, 在重建该地层记录的第四纪中-后期气候演化历史的同时, 试图理解水热条件相对优异的风成沉积区的磁气候记录模式.

1 地质背景与采样

蓝田地区当前年平均气温约 13.1℃, 年平均降水量约 620 mm, 主要集中于 7~9 月, 属于暖温带半湿润大陆性季风气候区. 玉山剖面(39.2°N, 109.5°E)位于灞河(发源于秦岭北坡, 是渭河的重要支流)北岸, 厚度接近 40 m 的露头地层近似水平. 在野外可以明显地观察到剖面上部呈现“红三条”, 是典型的 S5 强发育古土壤层[19], 在本区多处可以横向追踪, 与挖掘出蓝田人下颚骨的陈家窝剖面的古土壤层 S6 之上的 S5 同层位[20]. 玉山剖面中上部有一套厚约 6 m 的黄棕色粉砂层, 剖面底部又出现一套类似的厚度约为 3 m 的黄棕色粉砂层, 野外观察和后期实验可以将这两层分别确认为上粉砂黄土层 L9 和下粉砂黄土层 L15(图 1(b)). 根据露头剖面颜色分异和土壤颗粒性状, 在 L15 以上的地层可以分辨出 15 层古土壤. 从

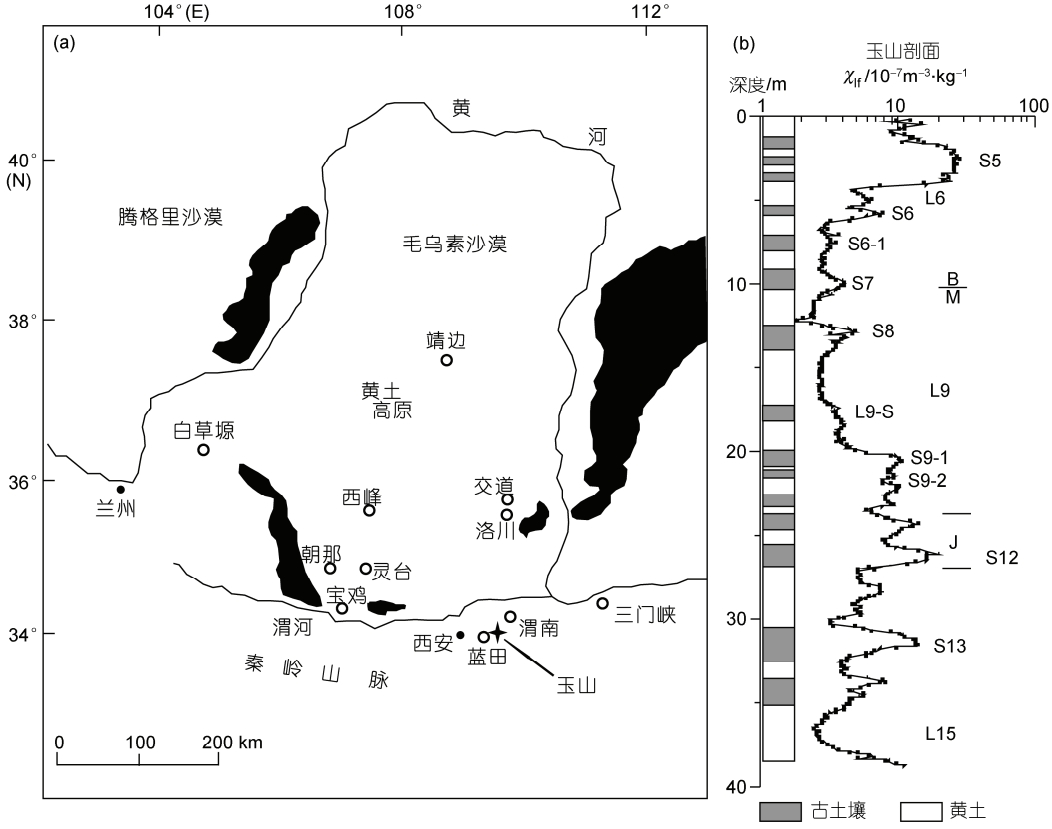

图 1 研究区域和采样剖面的位置及地层序列

(a) 中国黄土高原及一些重要的风成沉积研究点的位置简图(根据文献[18]改绘); (b) 玉山剖面第四纪中后期黄土-古土壤地层的划分和粉末样品的χ_{lf}曲线图. (b)中对主要古土壤、黄土地层做了标示. S6 下部发育一条较弱的土壤层, 以“S6-1”标示. L9 中下部可以观察到一个弱的古土壤层, 以“L9-S”标示. S9 明显发育两层土壤, 分别标示为“S9-1”和“S9-2”

L15 底部到沟底约 0.5 m, 这一段土壤磁学性质可能受沟底流水影响较大, 我们不做讨论. 除去顶部约 0.6 m 明显受农业活动影响的层位和剖面表层的风化层, 我们对整个剖面采集了古地磁定向样品, 经过详细的古地磁测量建立了可靠的年代序列. 本文暂不涉及详细的古地磁数据, 仅对布容-松山(Brunhes-Matuyama, B/M)极性倒转界线和贾拉米洛(Jaramillo, J)极性亚时的上下界线做出标示(图 1(b)). 我们以 10 cm 为间隔共采集了 388 个粉末样品(编号: YS-1~YS-388)进行详细的岩石磁学实验. 粉末样品实际控制剖面深度为 38.8 m.

2 实验

在实验室中将采集的粉末样品自然晾干, 用研钵碾碎. 首先利用 Bartington 公司 MS2 型磁化率仪对粉末样品分别在低频(0.47 kHz)和高频(4.7 kHz)下进行常温磁化率测量, 经过质量归一化后得到对应的质量磁化率 χ_{lf} 和 χ_{hf}, 同时计算得到 $\chi_{fd}=\chi_{lf}-\chi_{hf}$ 和其相对值 $\chi_{fd}\%=(\chi_{lf}-\chi_{hf})/\chi_{lf}\times100\%$. 利用捷克 AGICO 公司生产的交变退磁仪获得样品的非磁滞剩磁(ARM). ARM 是在峰值为 50 mT 的交变场中施加 0.05 mT 的稳定均一直流场中获得的, 通过换算得到非磁滞剩磁磁化率(χ_{ARM}). 利用强磁仪 MMPM10 获得样品的等温剩磁(IRM)和饱和等温剩磁(SIRM). 剩磁测量在 Minispin 旋转磁力仪上完成. 所有样品分别在 20, 50, 100, 300, 1000 mT 以及反向的 20, 300 mT 下获得 IRM. 此外, 我们综合野外地层观察和磁化率测量值选择了 6 个典型样品做了 SIRM 获得曲线测量(施加矢量场最高值为 2.5 T)和反向退磁测量. 同时对这 6 个样品利用 VFTB 居里天平测量得到空气条件下磁化强度随温度变化的曲线以及磁滞参数(饱和磁化强度 M_s、饱和剩余磁化强度 M_{rs}、矫顽力 B_c 和剩磁矫顽力 B_{cr}). 在进行各项测量前都分别对样品称重, 上述实验参数结果最后都经过了质量归一化. 本文中用到的其他几个磁学参数分别作如下定义[21~23]:

$$S_{-0.3T}=0.5\times([-IRM_{-0.3T}/SIRM]+1)\times100\%,$$

$$HIRM=0.5\times(SIRM+IRM_{-0.3T}),$$

其中 $IRM_{-0.3T}$ 表示在施加 1 T 正向场获得 SIRM 后再施加 0.3 T 反向场获得的 IRM. 表 1 中列出了我们选择的 6 个典型样品的详细磁性数据. 本文中仅在获得 6 个典型样品的 SIRM 曲线时施加了最高 2.5 T 的磁场(图 2 及表 1, 表 1 中的 $IRM_{2.5T}$ 即为此 SIRM), 其他样品的 SIRM 值都是在 1 T 磁场下获得的近似饱和值.

3 结果

3.1 磁化强度随温度的变化特征

6 个样品在 585℃附近都表现出明显的磁化强度降低, 表明这些黄土和古土壤样品中的主要磁性矿物为磁铁矿(图 3). 在 585~700℃附近的升温阶段, 典型黄土样品 YS-158, YS-367, YS-374 和弱土壤样品 YS-184 的磁化强度继续有微弱的降低, 表明赤铁矿的存在(图 3(b), (c), (e), (f)). 而典型古土壤样品 YS-27

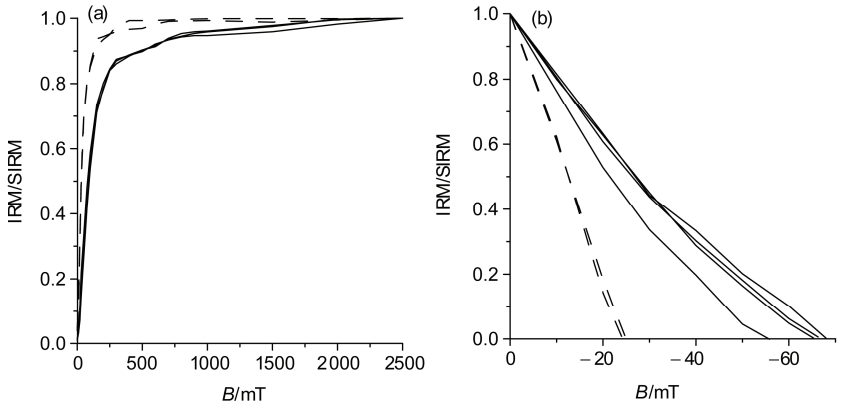

图 2 典型样品的 SIRM 获得曲线和反向退磁曲线

(a) SIRM 获得曲线; (b) 反向退磁曲线. 实线标示黄土样品 YS-158, YS-184, YS-367 和 YS-374, 虚线标示古土壤样品 YS-27 和 YS-261. 特别注意(b)中与横轴交于–50 和–60 之间的曲线为弱土壤化的黄土样品 YS-184

表 1　典型层位代表性样品的磁性参数

典型层位样品	$\chi_{lf}/10^{-7}$ $m^3\cdot kg^{-1}$	$\chi_{fd}/10^{-7}$ $m^3\cdot kg^{-1}$	χ_{fd}%	ΔM%[a)]	$IRM_{0.3T}/IRM_{2.5T}$(%)
S5, YS-27	26.85	3.63	13.51	3.65	95.99
L9, YS-158	2.81	0.16	5.62	29.08	87.01
L9-S, YS-184	4.10	0.26	6.29	25.79	87.44
S12, YS-261	20.07	2.29	11.39	13.30	97.62
L15, YS-367	2.53	0.08	3.03	28.92	86.09
L15, YS-374	2.83	0.15	5.44	26.01	85.14

a) ΔM%, 加热前后磁化强度之差

和 YS-261 在超过 600℃的曲线段则近似水平(图 3(a), (d)), 无法分辨出赤铁矿——无论是原生形成或加热过程新生成的存在的明显信号[23]. 6 个样品的加热曲线在 100℃附近都出现一个明显的凹坑, 这是针铁矿存在的信号[24]. 图 3 中黄土样品 YS-158, YS-367, YS-374 和弱土壤样品 YS-184 的加热曲线在 250℃出现一个鼓包, 并随后在 350℃附近出现一个明显的凹谷. 由于亚铁磁性的磁赤铁矿受热不稳定, 转化成了弱磁性的赤铁矿, 上述凹谷即由这种矿物转变造成, 表明了磁赤铁矿的存在[23].

3.2　代表性样品的 SIRM 及反向退磁特征

6 个代表性样品的 SIRM 获得曲线比较相近, 在 300 mT 磁场条件下的 IRM 可以达到 SIRM 的 85.14%~97.62%, 表明这些样品的大部分 IRM 由低矫顽力的磁性矿物所携带, 而少量的剩磁在 300 mT 以上的强磁场中获得, 表明高矫顽力的硬磁性矿物存在于这些样品之中(图 2(a), 表 1). 综合图 3 的热磁曲线分析表明, 典型古土壤样品中载磁矿物为磁铁矿和磁赤铁矿主导, 而赤铁矿存在的信号则并不明显, 典型黄土样品中主要载磁矿物为亚铁磁性的磁铁矿、磁赤铁矿和反铁磁性的赤铁矿和针铁矿.

古土壤样品 YS-27 和 YS-261 的剩磁矫顽力约为 25 mT, 弱土壤样品 YS-184 的剩磁矫顽力约为 55 mT, 而 3 个典型黄土样品剩磁矫顽力则都大于 60 mT(图 2(b)). 弱土壤样品 YS-184 的剩磁矫顽力介于古土壤和黄土样品之间, 可能正好说明其高矫顽力磁性矿物含量分数处于从黄土向古土壤过渡的一个区间内. 剩磁矫顽力数值指示的高/低矫顽力磁性矿物含量从古土壤到弱土壤到黄土样品的这种变化可能来自于

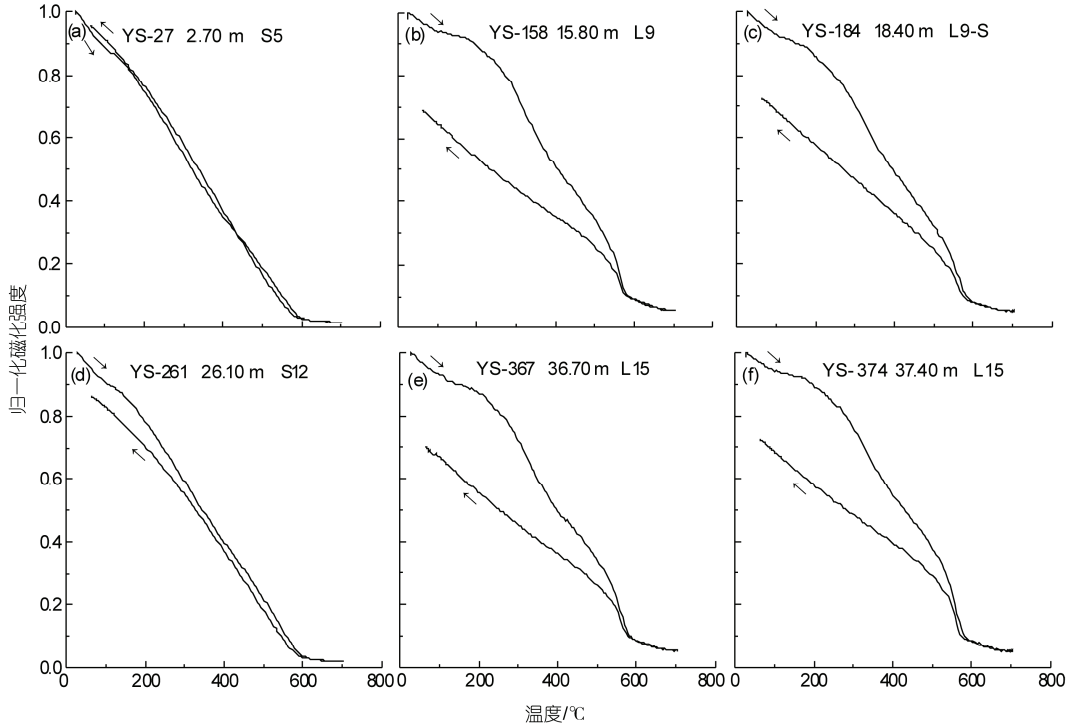

图 3　玉山剖面几个重要层位样品(选择的样品与图 2 中的样品相同)的归一化磁化强度-温度曲线

箭头指示加热和冷却过程, 测量中外加磁场 100 mT

次生成壤作用对磁性矿物组成的明显改造作用.

3.3 磁滞回线

图 4 选择展示了两个代表性样品的磁滞回线. 古土壤样品 YS-27 的磁滞回线明显较黄土样品 YS-367 的要窄, 可能指示了古土壤较黄土样品具有更多的低矫顽力组分的贡献[18,25]. 黄土样品 YS-367 的磁滞回线在 1 T 磁场下尚可观察到明显的开口, 也表明其较古土壤样品如 YS-27 的高矫顽力组分的含量相对要高得多[21,26]. 6 个样品的 M_{rs}/M_s 与 B_{cr}/B_c 的 Day 氏投影图(图 5)表明样品中磁性颗粒的平均粒度为准单畴(PSD).

3.4 磁学参数随深度的变化特征及部分参数的相关性分析

图 6 中 χ_{lf}, χ_{fd}, χ_{ARM} 及 SIRM 的曲线均表现出基本一致的变化特征, 曲线峰/谷可以很好地对应, 在冰期黄土堆积时都表现为低值, 间冰期古土壤发育期都为高值, 体现了磁性矿物的含量和粒度的周期性变化特征. χ_{ARM}/SIRM 与 χ_{ARM}/χ_{lf} 常被用作反映磁性矿物粒度变化的参数. 已有研究表明, 黄土-古土壤中次生磁性颗粒几乎具有类似的粒度分布特征, 与成壤强度无关[29~31]. 这表明图 6 中 χ_{ARM}/SIRM 与 χ_{ARM}/χ_{lf} 可能更多地指示了细颗粒磁性矿物含量的变化特征. 在玉山剖面中与 χ_{lf}, χ_{fd}, χ_{ARM} 及 SIRM 的变化特征大致相似. 这两个比值参数对冰期黄土沉积和间冰期古土壤发育的更替变化表现仍然很明显, 但对整个剖面而言, 这两条曲线的峰/谷值与前面的 4 个参数的表现有明显的差别. 尤其是在 S5 发育时期, χ_{ARM}/χ_{lf} 的取值出现异常变化, 明显低于剖面下部发育程度较 S5 要低的古土壤层. 另外, 除 HIRM 略有差别外, 图 6 中所有曲线比较一致地表明从下粉砂层 L15 堆积到古土壤层 S6 发育之前这段时期内, 在中部约 20 m 处 S9-1 向 L9 过渡的时期磁学参数记录了一次明显的发展趋势转变, 而且几乎所有的曲线在 L9 开始堆积到 S6 发育之前的这一区间内都整体表现为一段低值水平.

$S_{-0.3T}$ 被认为是指示亚铁磁性矿物与与反铁磁性矿物相对含量的良好指标, 其取值范围为 0(指示纯赤铁矿/针铁矿)到 100%(指示纯磁铁矿/磁赤铁矿)[22]. $S_{-0.3T}$ 在本剖面中平均值为 82.05%, 取值范围为 57.13%~95.41%, 表明载磁矿物以亚铁磁性矿物(主要是磁铁矿)为主. 特别显著的是, 古土壤层 S5 的 $S_{-0.3T}$ 基本上超过了 90%, 古土壤层 S13 的 $S_{-0.3T}$ 峰值也达到了 92.00%(图 6). HIRM 反映样品中高矫顽力的硬磁性矿物的绝对含量[21]. HIRM 和 $S_{-0.3T}$ 综合起来可以更加清晰地反映高/低矫顽力磁性矿物含量的变化特征. HIRM 曲线表明古土壤中高矫顽力磁性矿物一般较黄土中多, 但 $S_{-0.3T}$ 记录的相对含量变化显示黄土中高矫顽力磁性矿物的相对含量较古土壤中要多.

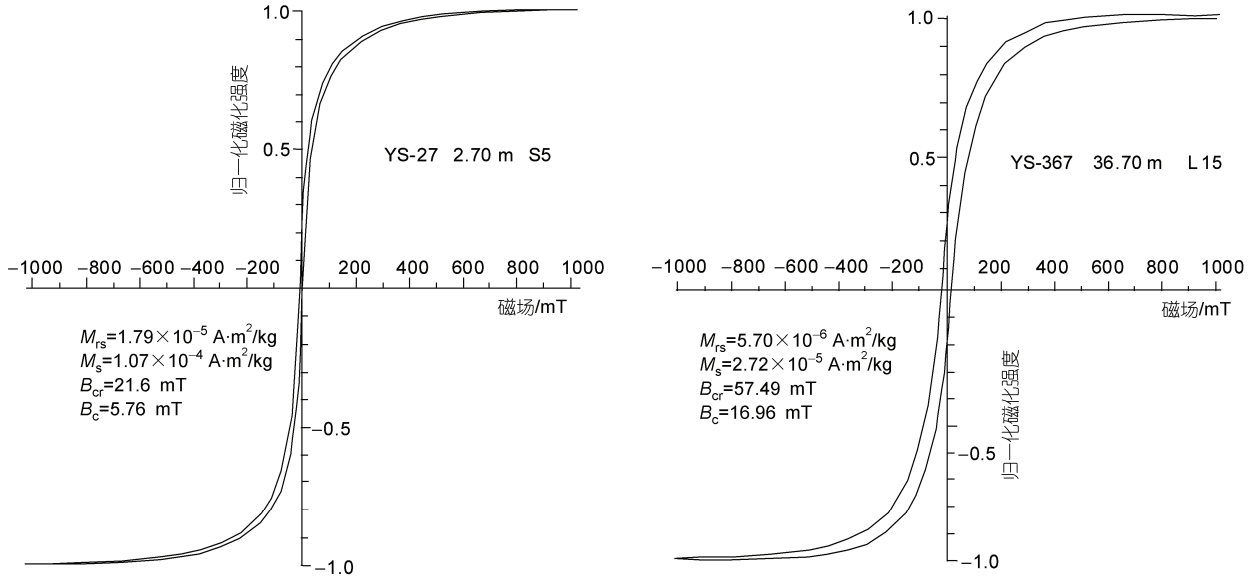

图 4 代表性样品(分别来自古土壤层 S5 和下粉砂黄土层 L15)的磁滞回线

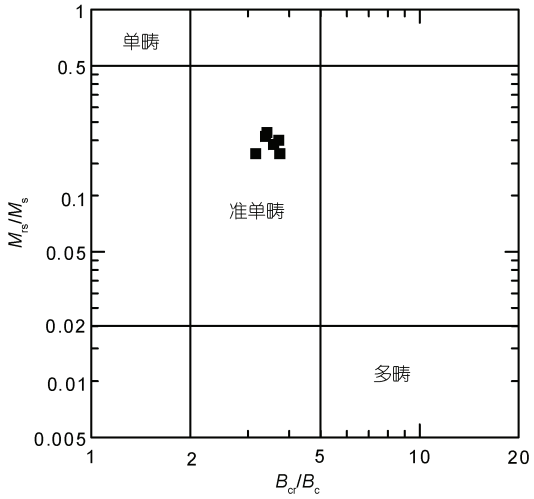

图 5　代表性样品磁滞回线结果的 Day 图投影

根据文献[27]和[28]的方法绘制

χ_{lf} 通常情况下反映的是研究对象整体的铁磁性矿物含量水平，χ_{fd} 可用来指示成壤过程中出现的 SP 颗粒的存在. ARM 的载体主要为 SD 与 PSD 的磁性颗粒[32~34]. SIRM 与 χ_{lf} 的差别在于, SIRM 不受顺磁性和抗磁性物质的影响，它反映的是粒度大于 SP/SD 界线(对于磁铁矿为~20 μm)的这部分亚铁磁性矿物和不完整的反铁磁性矿物的贡献[21]. 所有 388 个样品的 χ_{fd}，χ_{ARM}，SIRM 与 χ_{lf} 的线性相关系数依次为 0.9799, 0.9465 和 0.8992(图 7). χ_{fd} 与 χ_{lf} 的高度相关性表明了 SP 颗粒(粒度为约 20~25 nm)对磁化率的显著贡献. 在一定范围内，χ_{fd}%大致随 χ_{lf} 升高而升高，但两者并非线性关系. χ_{fd}%对粒度位于 SP 和 SD 界线附近的磁性颗粒反映敏感[11]. 图 7(b)显示，当 χ_{fd}%超过~10%以后，χ_{fd}%与 χ_{lf} 之间的变化模式改变，因为此时 χ_{fd}%已经逐渐饱和[12]. 在玉山剖面中古土壤层 S5 的 χ_{lf} 最高值为 28.11×10^{-7} $m^3\cdot kg^{-1}$，此时 χ_{fd}%的曲线可以达到均值为~12%的一个高值的近似平台. χ_{fd}%在玉山剖面中范围为 0.18%~14.88%，跨度较大(图 6, 7)，而诸多研究显示 χ_{fd}%一般不超过 13%[13,31,35,36]. 从 S12 到 S9-1，χ_{fd}%曲线整体呈现一个较稳定的次高值分布，平均值为 9.77%，变化范围为 7.69%~11.83%. 而从 L9 开始堆积到 S6 发育之前的这一区间内，χ_{fd}%的取值整体出现一个相对低谷，平均值为 5.16%，变化幅度较大，为 0.10%~11.07%. 玉山剖面黄土-古土壤序列的 χ_{fd}%，χ_{ARM} 和 χ_{lf} 的综合特征表明 SP，SD 和小的 PSD 亚铁磁性颗粒对磁化率、剩磁的增强有主要贡献[11~13,26,37].

4　讨论

4.1　对磁赤铁矿热磁行为的分析

表 1 中详细列出了 6 个代表性样品在空气中加热前后磁化强度的变化量(ΔM%)，从中我们很容易发现成壤强度与ΔM%的近似负相关关系. 无论是在空气或是氩气条件下[18,23,26]，实验室中对黄土-古土壤样品的热处理常常会导致新的磁性矿物生成. 如前所述，图 3 中的加热曲线特征表明了磁赤铁矿向赤铁矿的转变. 由于这种转变的不可逆性，冷却后的样品磁化强度将会明显降低[23]. 磁赤铁矿的这种转变在典型古土壤样品 YS-27 和 YS-261 的加热曲线上是不明显的(图 3，表 1)，来自黄土高原东南端三门峡地区的古土壤也有类似情况[18]，而且我们获得的归一化磁化强度-温度曲线也并没有出现冷却后曲线在加热曲线上方的情况[38]. Liu 等人[39]将洛川剖面黄土和古土壤样品的热磁曲线中磁化强度的加热前后差异归结于磁赤铁矿的风成来源，而郭斌等人[40]选择黄土高原从北到南 3 个剖面的黄土和古土壤样品进行多项磁学分析后认为，磁赤铁矿的相对含量与次生土壤化程度的关系可能受到区域气候的临界条件控制.

近年来对黄土-古土壤的岩石磁学研究逐渐倾向于认为沉积物中所含的磁赤铁矿主要为次生成壤成因[12,29,41,42]. 与次生成壤强度相关的磁赤铁矿含量甚至被建议作为衡量气候变化的一个指标[43]. 在这种认识的基础上，如果排除其他物质的热转化干扰，则古土壤样品应该较黄土样品的磁化强度-温度曲线呈现出更加明显的凹谷形状. 然而，我们实际获得的黄土和古土壤热磁曲线特征似乎刚好相反. Wang 等人[18]将三门峡地区黄土出现的类似热磁行为解释为磁铁矿/磁赤铁矿更普遍地向赤铁矿的转化. 那么如何解释黄土和古土壤的这种差异性转化呢？对蓝田地区段家坡剖面的碳同位素研究表明，C_4 植物生物量的丰度一般表现为古土壤高于黄土，在空间上则表现为自黄土高原东南向西北递减，这是气候变化的温度与降水因子受夏季风控制下的明显特征[9]. 黄土和古土壤中由于地质历史时期地表覆被的差异造成有机质含量的不同，同时由于经历冰期和间冰期的不同气候对其所包含的硅酸盐和黏土矿物等组分和结构都会有所改变[19]. 我们注意到 Deng 等人[26]在

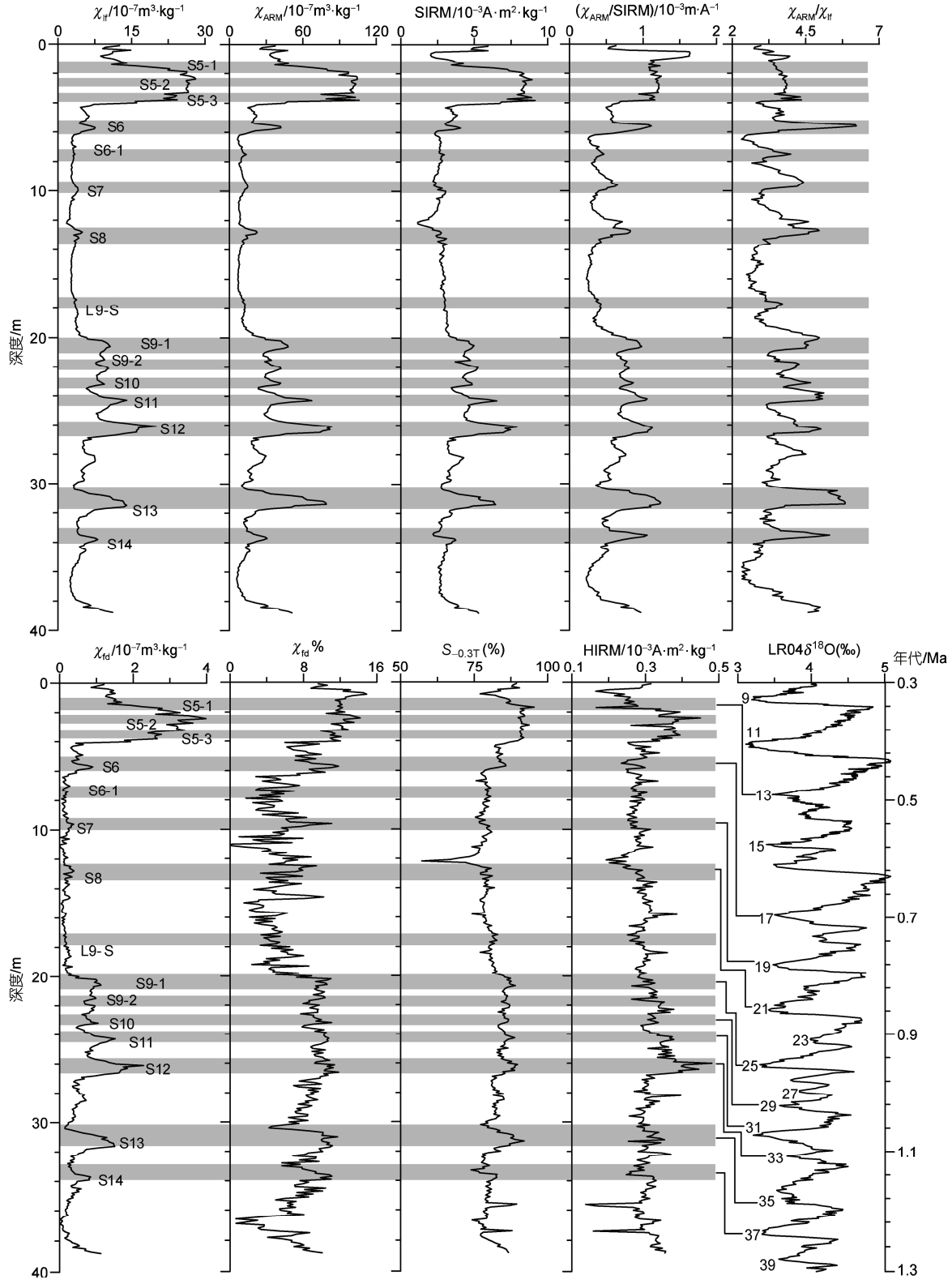

图 6 玉山黄土-古土壤序列磁学参数的变化及与深海氧同位素曲线的对比

以灰色条带标注了古土壤层位. 我们结合“Chiloparts”中国黄土粒度集成曲线[5]将本剖面的重要层位与“LR04”深海氧同位素曲线[2]对比(曲线上标注的奇数为氧同位素记录对应的暖期阶段)

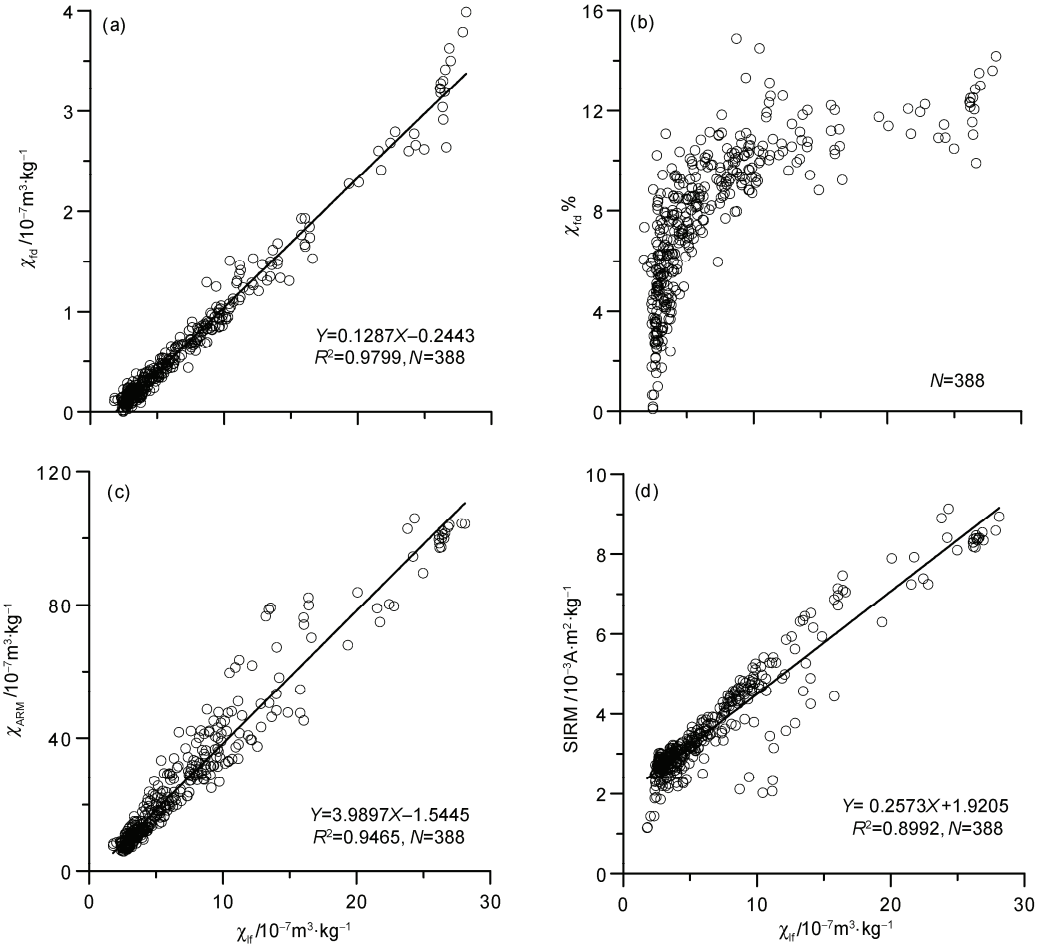

图 7　黄土-古土壤层磁学参数的相关性分析

系统研究交道剖面黄土的热磁行为时曾提出古土壤中能够作为实验中加热生成新的磁铁矿的含铁质物源可能已经比较缺乏, 但目前为止尚未见到有对这种含铁物质缺乏程度的评估. 我们认为可能正是由于古土壤和黄土中在不同环境下的差异性发育导致成壤作用相对强的古土壤较之黄土在热处理过程中能生成更多的亚铁磁性矿物, 这些新生成的矿物填补了原本由于磁赤铁矿的热转化形成的磁化强度下降空间, 所以在加热曲线上无法明确观察到磁铁矿转化的痕迹, 于是造成成壤越强则Δ*M*%越小, 最强的 S5 层位的样品加热前后的Δ*M*%小到接近零.

4.2　玉山剖面磁气候长期变化和特征时期探讨

我们可以对黄土高原部分研究点的黄土沉积速率做一个简单对比(表 2). 靖边剖面由于其特殊的地理位置, 黄土沉积速率要远高于其他几个地区. 中部交道和洛川剖面沉积速率相仿, 而且与位于黄土高原东南部的渭南和三门峡曹村剖面黄土沉积速率并无太大差别. 阎峪剖面位于渭河五级阶地上, 黄土沉积速率相对较低, 可能同时受到源区距离和坡面流水的影响. 玉山剖面黄土沉积速率的显著低值除同样受到这两个因素的影响外, 可能与渭河谷地紧贴秦岭北麓关系密切. 横贯东西的秦岭山脉不仅对北上的暖湿夏季风有阻挡作用, 同样也会影响冬季风在局部地区的气流模式. 物源距离、搬运动力以及沉积下垫面的综合差异会造成本区黄土沉积速率与黄土高原其他地区的差异, 也会不同程度地造成位于渭河谷地的渭南、段家坡以及玉山剖面之间的较大差异.

将黄土高原中部交道剖面黄土-古土壤中原生风成信号和次生成壤信号分离后进行第四纪磁性记录长序列的研究结果表明, 第四纪以来磁性颗粒粒度逐渐变粗, 冬季风阶段性增强[13]. 随后 Deng 等人[14]

表 2 中国黄土高原部分研究点的黄土沉积速率 a)

剖面	靖边 [14, 44]	交道 [13]	洛川 [15, 45]	渭南 [46]	段家坡 [45]	玉山 (本文)	阎峪 [16]	曹村 [47]
选择范围	L15~S5	L15~S5	L15~S5	L13~S5	L15~S5	L15~S5	L15~S5	L13~S5
沉积速率 /cm·ka^{-1}	13.52	6.76	6.38	6.77	5.99	4.72	5.87	6.33

a) 表中各剖面用于计算的持续时间都统一来自于“Chiloparts”的年龄数据[5]. 其中渭南与曹村剖面的选择范围略有差别. 剖面名称下部括号中显示数据来源的对应文献

在毛乌素沙漠边缘的靖边黄土-古土壤剖面的研究以赤铁矿为重要研究载体, 明确反映了第四纪气候整体变干、变冷的发展趋势. 本研究中列出的玉山剖面多个磁学参数记录的磁性矿物含量和粒度特征变化并没有体现出整体一致的演化方向. 靖边黄土剖面风成沉积的全岩粒度变化表明, 3.5 Ma 以来毛乌素沙漠在 2.6, 1.2, 0.7 和 0.2 Ma 发生多次阶段性南侵, 这反映了东亚夏季风的阶段性减弱[44]. 其中, 该剖面记录的 1.2 和 0.7 Ma 的气候转型期分别对应于其沉积序列的黄土层 L14 和 L7. 在 S9-1 向 L9 过渡期, 图 6 中除 HIRM 呈现一个略显平缓的过渡外, 其他参数均明确地反映了一个快速的转型. HIRM 的整体小幅度变化可能正好表明了主要为原生成因的粗颗粒硬磁性矿物绝对含量的稳定性. 对比同一时期其他同类记录的表现, 靖边[14]、交道[13]、洛川[45]、三门峡[47]乃至渭南黄土[46]的相关磁学记录中都没有明确体现这一显著的转化特征, 只有段家坡黄土的同期记录[45]与玉山剖面较为接近. 图 6 中可横向对比的深海氧同位素阶段(MIS)的同期记录也没有体现出这种明确的变化, 表明玉山剖面记录的这一快速转型是受到区域影响因素的控制.

从 L15 到 S9-1, 玉山剖面磁性记录差异明显, 而 $S_{-0.3T}$ 反映的亚铁磁性矿物含量呈现增长趋势, 这表明水热条件整体向有利于成壤作用进行的方向发展, 说明这一阶段与本区气候紧密关联的东亚夏季风可能有一个整体增强的变化. 这种演化趋势与靖边和交道剖面的磁学记录反演的古季风发展趋势似乎并不吻合, 和深海氧同位素比值呈增加趋势反映的全球变冷趋势也不一致(图 6). Bloemendal 等人[45]对蓝田段家坡剖面和经典的洛川剖面做了大量的磁学和地球化学研究, 利用两个剖面多重参数的差值反演了纬度梯度上风化与成壤强度的差异, 结果指示了夏季风强度在 1.2 Ma(对应于 L14)和 0.6 Ma(对应于 L6 上部)后的强化. 据此可知, 玉山剖面记录的这个气候转型至少不是一个单纯的局部地区的气候变化信号. 事实上, 玉山剖面与段家坡乃至洛川剖面[48]在气候转型期的记录上具有一定的可比性. An 等人[10]曾指出 2.6 Ma 以来东亚夏季风变率增加且强度可能减弱, 而东亚冬季风则持续增强. 蓝田黄土和靖边黄土的记录在气候变化趋势和转折期的差异可能正好反映了黄土高原所在的东亚季风区气候演化的复杂性. 玉山剖面位于黄土高原东南缘, 相对于黄土高原其他粉尘沉积区而言是受夏季风影响早而且强的区域. 对西峰、长武、渭南这 3 个黄土-古土壤剖面的年均温和年均降水量推算表明, L15 和 L9 沉积时为半沙漠化环境, 黄土高原受加强的冬季风影响, 而暖湿的夏季风虽然可以影响南部边缘但极少向北或西北深入到整个黄土高原[49]. 而针对段家坡剖面的碳同位素研究则表明, 1.3~0.9 Ma 期间, C_4 植被呈现扩张趋势表明受到处于加强中的夏季风影响[9]. 我们之前的初步研究表明, 本区 L15 黄土层可能并未受到明显的成壤作用改造[50], 但在 L15 沉积之后的一段地质时期内, 虽然黄土高原气候受强烈的冬季风控制, 黄土高原东南缘的玉山剖面所在地区却受到暖湿的夏季风影响, 在此条件下因次生成壤过程的加强自然会造成沉积物磁性矿物含量和粒度的持续变化.

从 L9 到 S6 的底部, 玉山剖面各个磁性参数表现出与前期(L9 以下层位)明显的不同, 黄土层和古土壤层各个磁学参数值相对于早期减小且整体处于一个低值状态, $S_{-0.3T}$ 反映的亚铁磁性矿物含量明显减少, 次生成壤作用表现为一个整体较弱的持续阶段, 表明风成沉积可能经历了一段长期的较稳定的冷干环境. 反映磁性矿物粒度变化的参数 χ_{ARM}/SIRM 与 χ_{ARM}/χ_{lf} 虽然仍然表现出古土壤相对黄土的明显变化, 但整体的背景值是比较低的. 与前述类似, 靖边[14]、交道[13]、洛川[45]、三门峡[47]和段家坡黄土[45]的同期记录都没有明确记录与玉山类似的稳定少变的特征.

渭南黄土[46]的χ_{lf}可能也反映了同时段中的古土壤层未经历较强的成壤过程作用. 如图 6 所示, 同期的MIS25~MIS17 这一段取值为增大趋势, 反映了气候向冷干方向的演化. 古土壤S6发育的 0.7 Ma在早期已被认为是受新构造运动所控制的青藏高原-黄土高原-秦岭山脉的重要的阶段性隆起时期[17], 青藏高原在经历 1.1~0.6 Ma 时发生的"昆仑-黄河运动"之后平均高度达到 3000 m 以上, 大范围进入冰冻圈(如文献[51]所述), 这一时期地形条件的大幅改造和地表覆被的变化必然对东亚地区气候格局造成重要影响, 最直接的结果可能就是加强了东亚季风系统. 从 L9 到 S6 的底部, $S_{-0.3T}$反映磁性矿物类型整体变化不大, 可以体现强盛冬季风控制下的粉尘源区气候的稳定性. 相较之下, 在冰期和间冰期交替下磁性矿物粒度参数的小幅波动可能更多指示了夏季风对粉尘沉积后改造的不同程度. 但是, 这种改造即便是发生在间冰期气候条件下也并不是很强烈, 这可能表明夏季风在这一时期的弱化.

由于紧邻秦岭山脉北麓, 新生代构造活动对本区粉尘沉积下垫面改造频繁, 更加增添了在利用本区沉积物反演气候变化中存在的不确定因素. 譬如, 图 6 中古土壤层 S12, S13 和 S14 可分别对应 MIS33, 35, 37, 这 3 个阶段的氧同位素峰值依次减小, 而古土壤层的磁学参数记录却并未表现出一致的变化. 在玉山剖面所在的秦岭造山带前缘的汾渭地堑, L15, L9 和 S5 常在河流阶地上堆积的风成沉积序列的底部出现, 而与这 3 个重要黄土-古土壤层位相关的时期(约 1.2, 0.9 和 0.65 Ma)被认为是第四纪时期印度板块向北阶段性俯冲加剧的几个重要时期[16]. 古土壤层 S5 是整个黄土高原黄土-古土壤地层中最发育的土壤层, 对应一个极端气候适宜期[19,49]. 中国南方红土中发育的网纹红土也曾被拿来与黄土高原古土壤层 S5 作为同期地层比对[52]. S5 发育时期气候条件明显优越于之前的任何第四纪古土壤发育期, 这个时期黄土高原南部的气候甚至可能接近亚热带气候[49,53]. 如前所述, 古土壤 S5 发育时期玉山剖面各个磁学参数曲线都出现一个近似的平台, 它们综合体现了这一时期本区黄土经历了强烈的成壤过程. 这一点与前面提到的其他主要剖面不同, 这些剖面 S5 时期的磁学参数多出现一个较窄的单峰. χ_{ARM}/χ_{lf}记录的 S5 峰值相对于其他参数并不显著, 甚至明显低于S6, S13 和 S14, 很可能是成壤过程中的SP磁性颗粒大量生成所造成的[47]. 多参数磁学记录表明在经历了 L9 至 S6 之前的长期冷干气候之后, 从 S6 开始本区气候条件可能向暖湿气候转变, 而从 L6 黄土堆积结束到 S5 古土壤的强发育期也很可能是一个较快速的变化过程.

5 主要结论

我们对陕西蓝田玉山剖面 L15~S5 黄土-古土壤地层进行详细的岩石磁学研究后得到以下主要结论.

(ⅰ) 亚铁磁性磁铁矿、磁赤铁矿和反铁磁性赤铁矿、针铁矿是本剖面沉积物的主要载磁矿物. SP, SD 和小的 PSD 颗粒的亚铁磁性磁铁矿、磁赤铁矿是本剖面黄土-古土壤层χ_{lf}, χ_{ARM}及SIRM增强的主要贡献者.

(ⅱ) 热磁曲线中加热前后的磁化强度变化差异可能归因于古土壤和黄土因成壤差异造成的物质组成的差异, 包括有机质的含量和硅酸盐、黏土矿物的含量和结构.

(ⅲ) 多参数磁学记录表明 L15~S5 时期区域构造因素对玉山剖面风成沉积的堆积和次生发育过程都造成显著影响, 重点表现为从 S9-1 向 L9 的快速大幅度的转变. 从 L15 到 S9-1 的记录表明本区受持续增强的夏季风影响, 这与玉山剖面处于夏季风深入黄土高原的前缘紧密相关. 从L9到S6底部的记录表明了夏季风的减弱和冬季风的持续强劲影响.

致谢 本研究中除低频和高频磁化率外, 其他磁学参数测量均在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成, 刘秀铭教授在实验测试中给予了极大帮助, 韩江伟博士协助完成野外采样, 在此一并表示谢意.

参考文献

1 Zachos J, Pagani M, Sloan L, et al. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. Science, 2001, 292: 686—693

2 Lisiecki L, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ^{18}O records. Paleocenography, 2005, 20: PA1003, doi:10.1029/2004PA001071

3 Petit J R, Jouzel J, Raynaud D, et al. Climate and atmospheric history of the past 420000 years from the Vostok ice core, Antarctica. Nature, 1999, 399: 429—436
4 Liu T S, Ding Z L. Chinese loess and the paleomonsoon. Annu Rev Earth Sci, 1998, 26: 111—145
5 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 δ^{18}O record. Paleocenography, 2002, 17, doi: 10.1029/2001PA000725
6 Heller F, Liu T S. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China. Nature, 1982, 300: 431—433
7 Guo Z T, Ruddiman W F, Hao Q Z, et al. Onset of Asian desertification by 22 Myr ago inferred from loess deposits in China. Nature, 2002, 416: 159—163
8 Qiang X K, Li Z X, Powell C M, et al. Magnetostratigraphic record of the late Miocene onset of the East Asian monsoon, and Pliocene uplift of northern Tibet. Earth Planet Sci Lett, 2001, 187: 83—93
9 An Z S, Huang Y S, Liu W G, et al. Multiple expansions of C_4 plant biomass in East Asia since 7 Ma coupled with strengthened monsoon circulation. Geology, 2005, 33: 705—708
10 An Z S, Kutzbach J E, Prell W L, et al. Evolution of Asian monsoons and phased uplift of the Himalaya-Tibetan plateau since late Miocene times. Nature, 2001, 411: 62—66
11 Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. Nature, 1990, 346: 737—739
12 Liu Q S, Deng C L, Torrent J, et al. Review of recent developments in mineral magnetism of the Chinese loess. Quat Sci Rev, 2007, 26: 368—385
13 Deng C L, Vidic N J, Verosub K L, et al. Mineral magnetic variation of the Jiaodao Chinese loess/paleosol sequence and its bearing on long-term climatic. J Geophys Res, 2005, 110: B03103, doi:10.1029/2004JB003451
14 Deng C L, Shaw J, Liu Q S, et al. Mineral magnetic variation of the Jingbian loess/paleosol sequence in the Northern Loess Plateau of China: Implications for Quaternary development of Asian aridification and cooling. Earth Planet Sci Lett, 2006, 241: 248—259
15 Sun J M, Liu T S. Stratigraphic evidence for the uplift of the Tibetan Plateau between ~1.1 and ~0.9 Myr ago. Quat Res, 2000, 54: 309—320
16 Sun J M. Long-term fluvial archives in the Fen Wei Graben, central China, and their bearing on the tectonic history of the India-Asia collision system during the Quaternary. Quat Sci Rev, 2005, 24: 1279—1286
17 朱照宇, 丁仲礼. 中国黄土高原第四纪古气候与新构造演化. 北京: 地质出版社, 1994
18 Wang X S, Løvlie R, Yang Z Y, et al. Remagnetization of Quaternary eolian deposits: A case study from SE Chinese Chinese Loess Plateau. Geochem Geophys Geosyst, 2005, 6: Q06H18, doi:10.1029/2004GC000901
19 刘东生, 等. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
20 An Z S, Ho C K. New magnetostratigraphic dates of Lantian *Homo erectus*. Quat Res, 1989, 32: 213—221
21 Thompson R, Oldfield F. Environmental and Magnetism. London: George Alien & Unwin, 1986
22 Bloemendal J, King J W, Hall F R, et al. Rock magnetism of late Neogene and Pleistocene deep-sea sediments: Relationship to sediment source, diagenetic process, and sediment lithology. J Geophys Res, 1992, 97: 4361—4375
23 Evans M E, Heller F. Magnetic enhancement and palaeoclimate: Study of a loess/palaeosol couplet across the Loess Plateau of China. Geophys J Int, 1994, 117: 257—264
24 Fukuma K, Torri M. Variable shape of magnetic hysteresis loops in the Chinese loess-paleosol sequence. Earth Planets Space, 1998, 50: 9—14
25 Zhu R X, Laj C, Mazaud A. The Matuyama-Brunhes and Upper Jaramillo transitions recorded in a loess section at Weinan, north-central China. Earth Planet Sci Lett, 1994, 125: 143—158
26 Deng C L, Zhu R X, Verosub K L, et al. Mineral magnetic properties of loess/paleosol couplets of the central loess plateau of China over the last 1.2 Ma. J Geophys Res, 2004, 109: B01103, doi:10.1029/2003JB002532
27 Day R, Fuller M, Schmidt V A. Hysteresis properties of titanomagnetites: Grain-size and compositional dependence. Phys Earth Planet Inter, 1977, 13: 260—267
28 Dunlop D J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc): 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data. J Geophys Res, 2002, 107: 2056, doi:10.1029/2001JB000486
29 Liu Q S, Jackson M J, Yu Y, et al. Grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess/paleosols. Geophys Res Lett, 2004, 31: L22603, doi:10.1029/2004GL021090
30 Liu Q S, Torrent J, Maher B A, et al. Quantifying grain size distribution of pedogenic magnetic particles in Chinese loess and its significance for pedogenesis. J Geophys Res, 2005, 110: B11102, doi:10.1029/2005JB003726
31 Deng C L. Paleomagnetic and mineral magnetic investigation of the Baicaoyuan loess-paleosol sequence of the western Chinese Loess Plateau over the last glacial-interglacial cycle and its geological implications. Geochem Geophys Geosyst, 2008, 9: Q04034, doi:10.1029/2007GC001928
32 Banerjee S K, King J, Marvin J. A rapid method for magnetic granulometry with application to environmental studies. Geophys Res Lett,

1981, 8: 333—336
33 King J, Banerjee S K, Marvin J, et al. A comparison of different magnetic methods of determining the relative grain size of magnetite in natural materials: Some results from lake sediments. Earth Planet Sci Lett, 1982, 59: 404—419
34 Maher B A. Magnetic properties of some synthetic sub-micron magnetites. Geophys J, 1988, 94: 83—96
35 Nie J S, King J W, Fang X M. Enhancement mechanisms of magnetic susceptibility in the Chinese red-clay sequence. Geophys Res Lett, 2007, 34: L19705, doi:10.1029/2007GL031430
36 Zhang W G, Yu L Z, Lu M, et al. Magnetic properties and geochemistry of the Xiashu loess in the present subtropical area of China, and their implications for pedogenic intensity. Earth Planet Sci Lett, 2007, 260: 86—97
37 Florindo F, Zhu R X, Guo B, et al. Magnetic proxy climate results from the Duanjiapo loess section, southernmost extremity of the Chinese loess plateau. J Geophys Res, 1999, 104: 645—659
38 刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜, 等. 中国与西伯利亚黄土磁化率古气候记录-氧化和还原条件下的两种成土模式分析. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2007, 37: 1382—1392
39 Liu X M, Hesse P, Rolph T. Origin of maghaemite in Chinese loess deposits: Aeolian or pedogenic? Phys Earth Planet Inter, 1999, 112: 191—201
40 郭斌, 朱日祥, 白立新, 等. 黄土沉积物的岩石磁学特征与土壤化作用的关系. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2001, 31: 377—386
41 Liu Q S, Banerjee S K, Jackson M J, et al. New insights into partial oxidation model of magnetites and thermal alteration of magnetic mineralogy of the Chinese loess in air. Geophys J Int, 2004, 158: 506—514
42 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 中国黄土环境磁学. 第四纪研究, 2007, 27: 193—209
43 Deng C L, Zhu R X, Jackson M J, et al. Variability of the temperature-dependent susceptibility of the Holocene eolian deposits in the Chinese loess plateau: A pedogenesis indicator. Phys Chem Earth, Part A, 2001, 26: 873—878
44 Ding Z L, Debryshire E, Yang S L, et al. Stepwise expansion of desert environment across northern China in the past 3.5 Ma and implications for monsoon evolution. Earth Planet Sci Lett, 2005, 237: 45—55
45 Bloemendal J, Liu X M, Sun Y B, et al. An assessment of magnetic and geochemical indicators of weathering and pedogenesis at two contrasting sites on the Chinese Loess Plateau. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2008, 257: 152—168
46 Pan Y X, Zhu R X, Liu Q S, et al. Geomagnetic episodes of the last 1.2 Myr recorded in Chinese loess. Geophys Res Lett, 2002, 29: 1282, doi:10.1029/2001GL014024
47 王喜生, 杨振宇, Løvlie R, 等. 黄土高原东南缘黄土-古土壤序列的环境磁学结果及其古气候意义. 科学通报, 2006, 51: 1575—1582
48 Bloemendal J, Liu X M. Rock magnetism and geochemistry of two plio-pleistocene Chinese loess-palaeosol sequences—Implications for quantitative palaeoprecipitation reconstruction. Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol, 2005, 226: 149—166
49 Guo Z T, Liu T S, Fedoroff N, et al. Climate extremes in Loess of China coupled with the strength of deep-water formation in the North Atlantic. Glob Planet Change, 1998, 18: 113—128
50 吴翼, 朱照宇, 饶志国, 等. 陕西蓝田公王岭猿人遗址处 L_{15} 层磁组构特征及意义. 第四纪研究, 2008, 28: 1175—1176
51 李吉均, 方小敏. 青藏高原隆起与环境变化研究. 科学通报, 1998, 43: 1569—1574
52 乔彦松, 郭正堂, 郝青振, 等. 皖南风尘堆积-土壤序列的磁性地层学研究及其古环境意义. 科学通报, 2003, 48: 1465—1469
53 赵景波, 顾静, 杜鹃. 关中平原第 5 层古土壤发育时的气候与土壤水环境研究. 中国科学 D 辑: 地球科学, 2008, 38: 364—374