



塞尔维亚黄土的磁学性质及其环境意义

刘秀铭^{①②}, 刘植^①, 吕宾^①, S. B. Marković^③, 陈家胜^①, 郭晖^①, 马明明^①, 赵国永^①, 丰华^①

① 兰州大学西部环境与气候变化研究院, 兰州 730000;

② 福建师范大学地理科学学院, 福州 350007;

③ Chair of Physical Geography, Faculty of Sciences, University of Novi Sad, Trg Dositeja Obradovića 3, 21000 Novi Sad, Serbia

E-mail: xliu@fjnu.edu.cn

2012-03-17 收稿, 2012-07-13 接受

国家自然科学基金(40830105, 41072124, 41021091)和甘肃省自然科学基金(0710KJZA024)资助

摘要 多瑙河流域的塞尔维亚发育着典型的风积黄土-古土壤地层, 形成年代至少早于80万年. 对塞尔维亚 L₁~S₄ 黄土古土壤序列进行了系统的磁学参数测量分析, 表明塞尔维亚黄土古土壤磁化率性质总体上与中国黄土高原是一致的, 即磁化率的变化与成壤强度基本上呈正相关关系. 无论是黄土层还是古土壤层, 对磁化率起主要贡献的是细粒的超顺磁(SP)颗粒和单畴(SD)颗粒, 多畴(MD)颗粒所占比例较小. 磁化率在黄土层和古土壤层出现的差异, 与成壤作用密切相关. 随着成壤作用的增强(从黄土发育至古土壤), 细粒的亚铁磁性矿物含量随之增加, 样品中强磁性的磁性矿物逐渐增多, 磁化率增强. 高温热磁曲线研究表明, 黄土层样品中对磁化率起主要贡献的是磁铁矿和磁赤铁矿, 古土壤层样品则主要为磁铁矿, 磁赤铁矿只占有较小的比例, 特别是 S₃ 和 S₄ 古土壤样品, 甚至在加热和退热过程中表现出有可逆变化的趋势, 表明该剖面 S₃ 和 S₄ 古土壤层发育期间的成土条件, 已经使得磁赤铁矿不再稳定, 发生溶解改变, 可能暗示了当时更加湿润的成土环境已经超过磁赤铁矿的稳定临界条件.

关键词

塞尔维亚
黄土
磁学性质
成壤作用
古环境

过去 30 年来, 中国黄土的研究取得了举世瞩目的成就, 被认为是与深海沉积、南极和格陵兰冰芯一起研究古环境演化的三大支柱之一^[1,2]. 研究表明, 黄土地层磁化率和粒度是古气候变化的两个最常用的代用指标. 磁化率作为反映夏季风强弱的代用指标, 在中国黄土地层与成壤强度呈正相关关系, 即黄土层中获低值, 古土壤层获高值. 中国黄土磁化率随着成壤强度增强而增高, 被认为是在成土过程中形成了许多细小的磁赤铁矿/磁铁矿所造成^[3,4]. 然而, 随着研究范围的扩大, 以及许多国外黄土研究工作的进行^[5~11], 与中国黄土高原黄土磁化率模式不同的一些情形逐渐被报道, 例如高纬高寒地区的阿拉斯加^[5,9,11]和西伯利亚^[6,10]黄土就显示了另一种极端的情形: 磁化率在气候干冷的黄土层获高值, 而在气候温湿的古土壤层获低值; 新西兰和阿根廷^[12]黄土磁

化率和成土作用不存在明显的相关性; 中国新疆伊犁地区, 甚至在相隔很近的两个剖面, 一个是正相关关系, 另一个是负相关关系^[13]. 针对阿拉斯加黄土反相关情形, 有学者提出了“风速论”假说来解释. 该假说认为, 阿拉斯加黄土磁化率主要由近源磁性矿物颗粒贡献, 冰期时风力强, 吹来更多更大磁颗粒, 具有较高磁化率; 而间冰期风力小, 带来较少较小磁颗粒, 所以磁化率低^[5]. 并且用人工磁铁矿颗粒进行了风洞实验, 来作为该假说的实验基础^[14]. 但是, 如果成土地区环境水分过多导致磁赤铁矿/磁铁矿不稳定, 而被改造成为该环境下更稳定的针铁矿/褐铁矿同样会形成磁化率与成土强度反相关的关系^[10,11]. 因此, 重建古气候变化就需要深刻理解磁化率记录古气候的机理. 成壤环境与磁化率增强的机制显然是一个比较复杂的问题, 并且在不同的气候条件下,

英文版见: Liu X M, Liu Z, Lü B, et al. The magnetic properties of Serbian Loess and its environmental significance. Chin Sci Bull, 2012, 57, doi: 10.1007/s11434-012-5383-9

磁化率记录古气候的机制可能不一样. 中国黄土模式: 成壤作用过程中形成一些细粒的亚铁磁性矿物使磁化率增强可能只是磁化率记录古气候的方式之一. 是否存在更多的方式, 还需要更多来自不同地区不同成土条件的黄土剖面进行研究分析.

塞尔维亚(Serbia)位于欧洲东南部, 是巴尔干半岛中部的一个内陆国家, 以前属于南斯拉夫的一部分, 面积 $8.8 \times 10^4 \text{ km}^2$, 气候类型属温带大陆性气候特点. 塞尔维亚的黄土古土壤沉积序列是欧洲最古老和完整的沉积序列之一, 最近的古地磁年代研究已经报道发现了 B/M 界线^[15], B/M 界线以下黄土地层至少还有几十米厚, 由于植被覆盖严重, 开挖工作尚在筹备和酝酿之中. 过去几年, 大量的研究工作在这里展开, 包括对沉积剖面的详细描述^[16-18], 通过粒度^[19,20]、碳酸盐^[21]、尤其是磁化率^[17,18,21]等指标来恢复古气候信息, 以及采用古地磁^[15]、氨基酸^[19]、释光^[22,23]等手段进行年代学研究, 岩石磁学的研究报道较少, 黄土古土壤磁化率的形成机制探讨也少有报道. 本研究的目的在于通过对塞尔维亚 $L_1 \sim S_4$ 黄土古土壤样品系统的磁学参数测量分析, 了解欧洲塞尔维亚黄土的基本磁学特征, 探讨该地区黄土古土壤磁化率形成的机制, 对该地区古环境演化进行初步分析.

步分析.

1 研究区域与方法

塞尔维亚北部为多瑙河平原, 广泛分布着第四纪风积黄土(图 1). 研究样品均采自塞尔维亚北部的 Titel 黄土高原(图 1(b)), 该黄土高原位于多瑙河(Danube River)以北约 5 km, 东缘与蒂萨河(Tisa River)相邻(图 1). 高原所处地区现年平均温度 10.9°C , 年均降雨量 574 mm, 蒸发量 778 mm. 整个高原近似椭圆, 矗立的多瑙河平原之上, 长轴约 16 km, 短轴约 7.2 km. 长轴沿北西-南东方向延伸, 有“黄土岛”之称^[20]. 黄土堆积的厚度从 35 m 至 55 m 不等^[24,25]. 在整个塬面周围有 4 处较好的黄土剖面出露(图 1(b)), 采样地点位于 4 号(星号标记)剖面处($45^\circ 17.768'\text{N}$, $20^\circ 11.319'\text{E}$, $H=119 \pm 5 \text{ m}$), 样品采集时以黄土-古土壤序列为准, 从顶部开始至 S_4 为止(下部被河流淹没), 共采得黄土散样 70 个.

采回的样品先在实验室自然风干, 之后将样品研磨并称取一定的质量, 用保鲜膜包紧压实, 装入专门的样品盒中待测. 测量的磁学参数包括: 低频磁化率(χ_{lf})、高频磁化率(χ_{hf})、无磁滞剩磁(ARM)、等温剩磁(IRM)、饱和等温剩磁(SIRM). 根据磁化率曲线

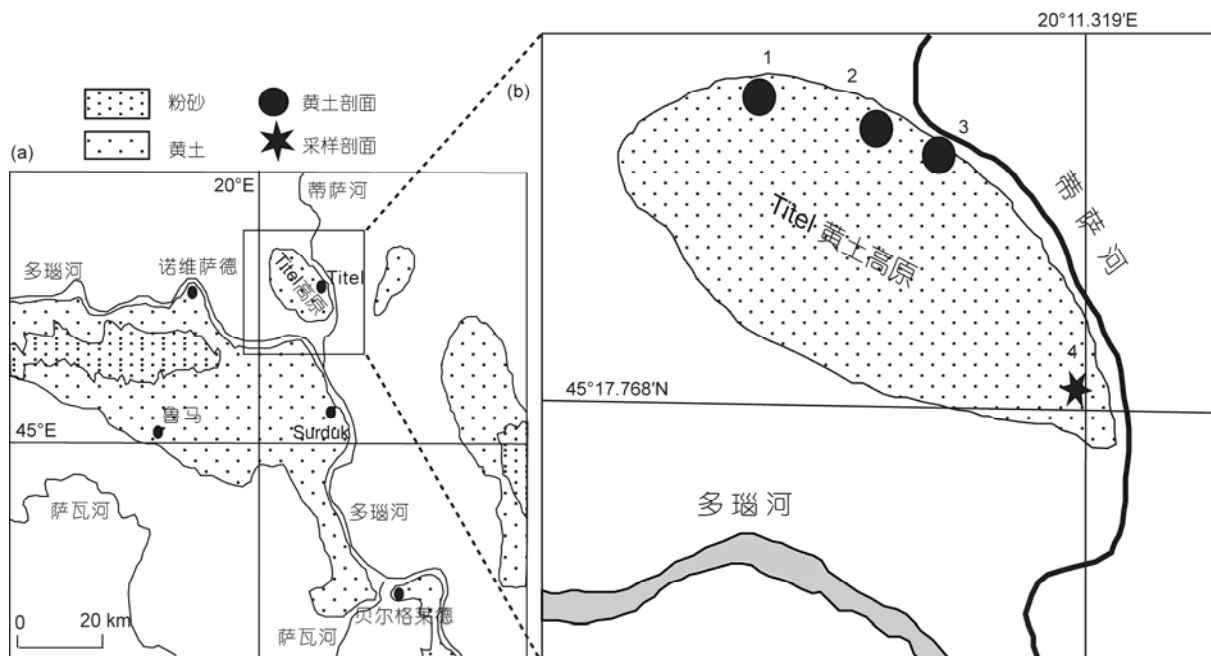


图 1 研究区域和采样位置
据文献[21]修改

特征,选取部分有代表性的样品进行了低温磁化率,磁滞回线和热磁曲线(J - T)的测量.其中,高、低频磁化率使用英国生产的 Bartington MS2 型磁化率仪测得,并计算百分比频率磁化率 $\chi_{fd}(\%)=(\chi_{lf}-\chi_{hf})/\chi_{lf}\times 100$;使用捷克 AGICO 公司生产的 LAD-3 交变退磁仪产生无磁滞剩磁(100 mT 交变场,50 μ T 直流场),使用英国 Molspin 小旋转磁力仪测量剩磁;等温剩磁和饱和等温剩磁使用美国 ASC 公司生产的脉冲强磁仪和小旋转磁力仪测得;剩磁矫顽力(H_{cr})是在获得饱和等温剩磁后,再施加反向的磁场使其剩磁达到零值时所需的磁场大小;低温磁化率使用捷克 AGICO 公司生产的卡帕桥测量(采用液氮降温至-195℃);热磁曲线(J - T)和磁滞回线使用德国生产的可变磁场居里秤(VFTB)测得.以上试验均在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成.

2 实验结果

2.1 常温磁学性质

磁化率是物质被磁化难易程度的一种量度^[26],它与样品中所含磁性矿物的种类、粒度和含量有关,常用作样品总体磁性强弱的粗略估量.塞尔维亚黄土磁化率在黄土层中获得低值,而在古土壤层得到

高值(图 2),磁化率的 4 个明显的波峰分别对应着古土壤层 S_1, S_2, S_3, S_4 ,波谷则对应黄土层 L_1, L_2, L_3, L_4 .表明磁化率在该剖面与成壤强度在趋势上与中国黄土相似^[27],呈现一种正相关关系.低频磁化率值分布在 $1.44\times 10^{-7}\sim 11.14\times 10^{-7}$ m^3/kg 之间,最高值出现在 S_3 ,最低值出现在 L_4 ,平均值为 5.19×10^{-7} m^3/kg .百分比频率磁化率反映了超顺磁(SP)和单畴(SD)颗粒界线附近(0.03 μm)细粒的磁性颗粒信号^[28].如此细粒的磁赤铁矿/磁铁矿颗粒,并且伴随成土强度增强而增加,人们通常解释这些细粒磁性矿物形成于气候条件更佳的成土过程,因此它对于古环境变化分析具有十分重要的意义^[4].塞尔维亚黄土百分比频率磁化率值分布在 1.38%~10.68%之间,古土壤层为高值,黄土层为低值,平均值为 6.63%.频率磁化率的高低值与磁化率波峰波谷有很好的对应关系(图 2),二者拟合关系(图 3(a))说明,随磁化率的增大,百分比频率磁化率开始增加较快,到成土强的阶段逐渐趋向饱和,说明成壤过程形成的 SP 磁赤铁矿/磁铁矿颗粒与磁化率关系极为密切.由于 SD 磁颗粒相对 SP 和 MD 颗粒,具有更强的携带剩磁能力,故无磁滞剩磁(ARM)常被用来鉴别样品中的单畴(SD)颗粒的含量.塞尔维亚黄土 ARM 测量结果显示,ARM 曲线随着黄土古土壤变化的形态与磁化率变化趋势极为吻合

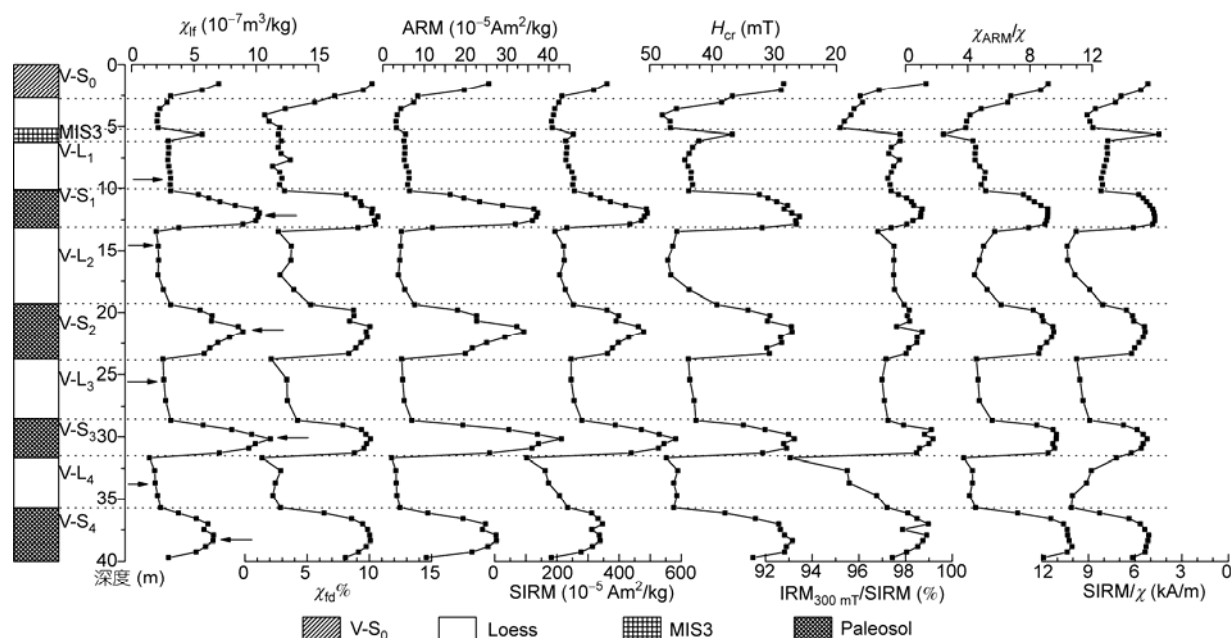


图 2 塞尔维亚黄土磁学参数变化曲线
箭头所指为磁学参数分析样品,取样深度参考文献[29]

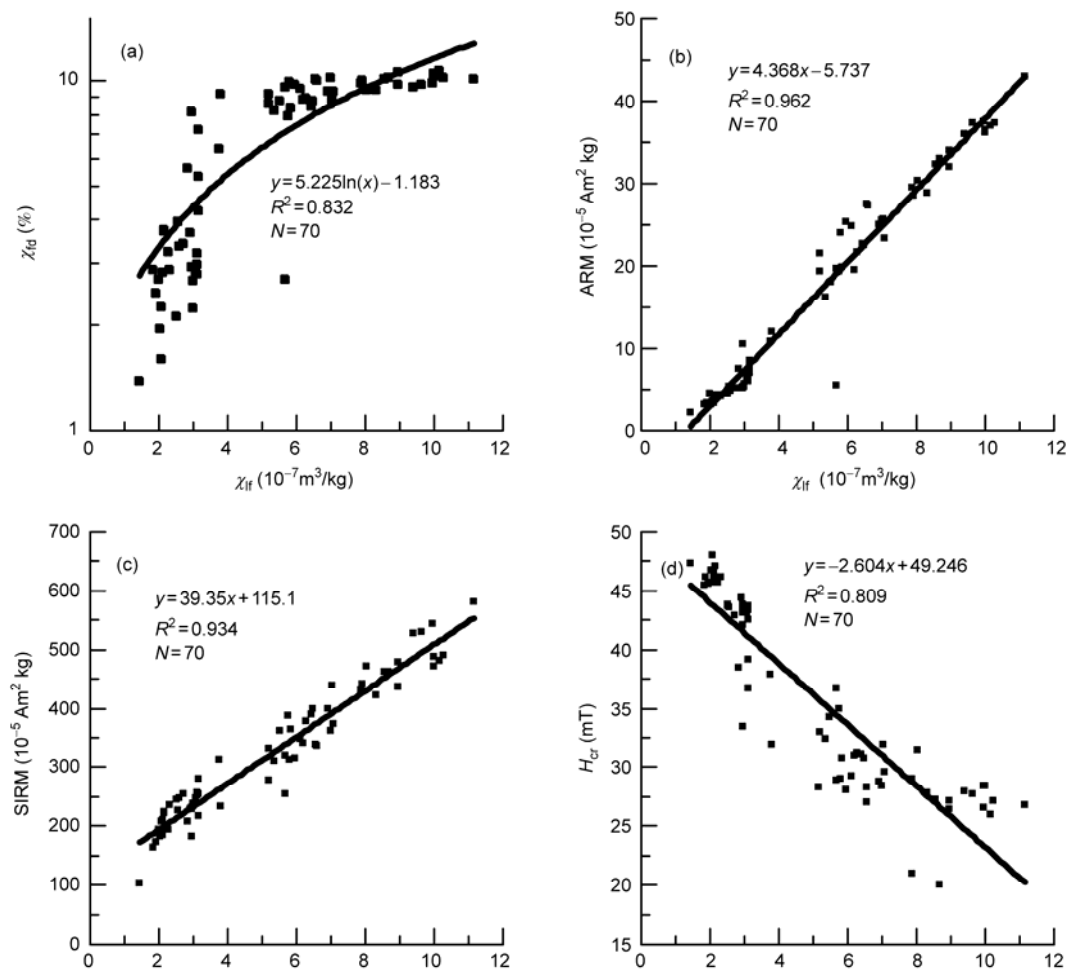


图3 磁化率与频率磁化率(a)、无磁滞剩磁(b)、饱和等温剩磁(c)和剩磁矫顽力(d)的相关性分析

(图2), 且两者具有很好的线性关系, 相关系数可达0.962(图3(b)), 说明样品中亚铁磁性的SD颗粒对磁化率有着重要贡献。 χ_{ARM}/χ 曲线形态也与磁化率接近, 总是在古土壤层要比黄土层高(图2), 说明古土壤层样品中磁性颗粒粒径总体比黄土层细。如果仅仅考察古土壤层, χ_{ARM}/χ 比值从S₄至S₁有逐渐减小的趋势。等温剩磁(IRM)是指在同等温度(如室温)条件下, 对样品施加不同外加磁场后, 所获得的剩磁强度。饱和等温剩磁(SIRM)则是指在最高外加磁场下所获得的等温剩磁。该剖面饱和等温剩磁与磁化率的相关性极好(图2, 图3(c)), 可能暗示着磁性矿物种类及其粒度分布在样品中的分布比较一致。在岩石磁学研究中, 通常将磁性矿物分成软磁和硬磁两大类。随着外加磁场的增加, 一些磁性矿物在较低磁场下(0.3 T以下)就可以饱和, 称之为软磁矿物, 例如磁铁矿、磁赤铁矿; 而另一些矿物在1 T甚至更高的磁场条件下

都难以饱和, 称之为硬磁组分, 如赤铁矿、针铁矿等。因此, $\text{IRM}_{300\text{mT}}/\text{SIRM}$ 比值可以表示样品中软磁占全体磁组分的相对比例。从图2 $\text{IRM}_{300\text{mT}}/\text{SIRM}$ 曲线看, 大多数样品在外加场达到300 mT时, IRM均已经达到SIRM的95%以上, 说明无论是黄土还是古土壤, 样品中的磁性矿物都以软磁性组分磁铁矿和/或磁赤铁矿(见下述热磁分析)为主。与磁化率曲线相似, $\text{IRM}_{300\text{mT}}/\text{SIRM}$ 曲线也在黄土层变小(虽然具体数值还是很大), 在古土壤层变大。说明了土壤层高磁化率还有富集了更多的软磁性矿物的原因。 SIRM/χ 比值也可以用来估计磁性矿物的磁颗粒相对大小, 颗粒越细, 其值越大, 该剖面 SIRM/χ 曲线如图2所示, 与磁化率以及 χ_{ARM}/χ 曲线形态均十分相似, 都在土壤层升高, 黄土层下降。从不同角度反映了土壤层磁颗粒比黄土层更细。所有样品的剩磁矫顽力(H_{cr})均在50 mT以下, 平均值为35.72 mT, 说明样品中的磁

性矿物主要以低矫顽力的亚铁磁性矿物(磁铁矿和/或磁赤铁矿)为主. 整体来看, H_{cr} 和磁化率有很好的负相关关系(图 2), 随着磁化率数值的增大, H_{cr} 基本上呈线性减小(图 3(d)), 即成土越强磁化率越高的样品, 它们所含的磁性矿物 H_{cr} 越低.

根据磁化率数值, 我们从不同层位选取了 43 个样品, 进行了磁滞回线和热磁曲线测量. 磁滞回线最大外加磁场为 1 T, 但是为了更清楚地显示低场特征, 图 4 所示磁滞回线最大磁场只给出 500 mT. 图 4 所选磁滞回线及其磁滞参数, 是从 $L_1 \sim S_4$ 的 8 个地层层位分别选取 1 个具有代表性的样品(图 2 箭头所指)组成. 黄土层的饱和磁化强度(M_s)要比古土壤层小, 而 M_s 通常认为是不受样品中磁颗粒大小影响的, 主要反映样品的总体磁性含量, 说明古土壤层样品的总体磁性含量要比黄土层为高. 磁化强度比(M_{rs}/M_s)和矫顽力比(H_{cr}/H_c)在黄土层和古土壤层基本上没有明显的变化, 将它们绘成 Day 图, 均集中在很小的 PSD 区域. H_c 与 H_{cr} 相似, 主要反映样品中磁性矿物的软硬程度, 所得结果与 H_{cr} 类似, 在黄土层 H_c 高, 而古土壤 H_c 低.

2.2 低温磁化率特征

低温磁化率可以有效反映样品中磁铁矿的粒度

组成信息^[30], 它的变化趋势可以分析磁性矿物是否以细小超顺磁或者粗粒多畴磁铁矿为特征^[26,31]. 选取和图 4 磁滞回线相同的样品进行了低温磁化率测量, 结果如图 5 所示. 各样品低温磁化率曲线表明, 不论是黄土还是古土壤在 $-150\text{ }^{\circ}\text{C}$ 附近均有显示 Verwey 转换, 但不是很明显(图 5), 说明各黄土古土壤都含少量粗颗粒 MD 磁铁矿. 此外, 不论是黄土还是古土壤, 各样品磁化率虽有变化, 但总体接近水平, 表明各样品中单畴 SD 粒级磁铁矿占有重要分量. 黄土和古土壤的低温磁化率差别, 主要表现在曲线的倾斜率不同: 黄土层样品随温度升高呈微弱下降的趋势, 表明样品中存在服从居里定律(顺磁物质磁化率与温度成反比)的磁性组分, 说明黄土层样品中顺磁性矿物仍占有很大比例; 而古土壤层样品随温度上升而增高(S_3 和 S_1)或基本保持不变(S_4 和 S_2). 根据图 2 比值 $IRM_{300\text{ mT}}/SIRM$ 可知, 尽管土壤层这个比值可以达 98%, 仍然还有一定比例顺磁性矿物存在. 由于顺磁性矿物的单位质量磁化率等磁学参数比磁铁矿/磁赤铁矿要低得多, 故顺磁性矿物相对于亚铁磁性矿物在样品中所占的重量百分比实际上要高一些, 尤其在黄土层中顺磁性矿物含有更高的比例(图 2). 其实, 低温磁化率随着温度上升, 表现为升高还是降低, 本质上取决于超顺磁和顺磁物质含量比值. 因为

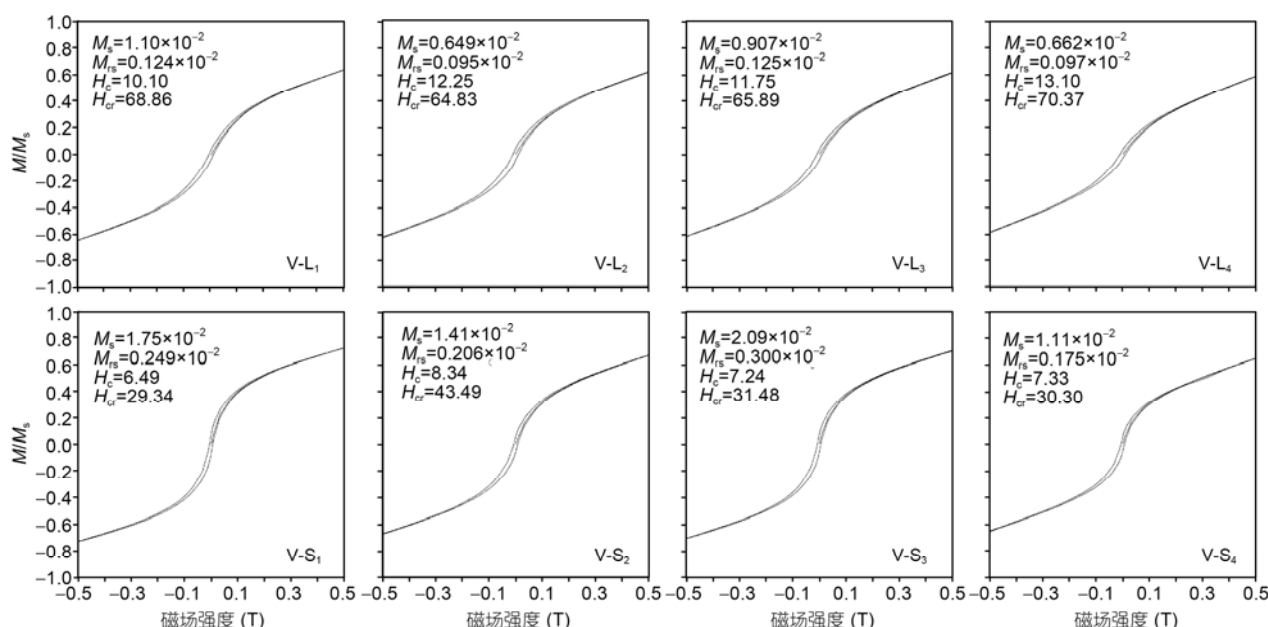


图 4 磁滞回线及其相关参数

L, 黄土; S, 古土壤(下同). M_s , 饱和磁化强度(Am^2/kg); M_r , 饱和剩余磁化强度(Am^2/kg); H_c , 矫顽力(mT); H_{cr} , 剩磁矫顽力(mT)

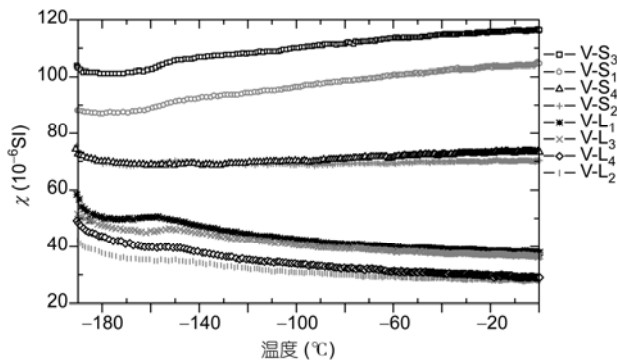


图 5 低温磁化率曲线

超顺磁铁矿随着温度上升而升高, 而顺磁物质遵循居里定律却要下降, 低温磁化率曲线则记录了二

者综合的结果. 低温磁化率基本保持不变的 S_4 和 S_2 , 说明样品中单畴磁铁矿在磁性矿物中占了绝对优势, 而上升趋势的 S_3 和 S_1 说明样品中超顺磁粒级 ($<0.03 \mu\text{m}$) 磁铁矿占了很大的比率. 随温度上升磁化率增高的古土壤样品 $\text{IRM}_{300 \text{ mT}}/\text{SIRM}$ 比值 $>96\%$; 而黄土样品该比值均 $<96\%$, 顺磁物质相对含量比古土壤高, 所以随温度上升磁化率下降.

2.3 高温热磁曲线

热磁曲线是通过样品在加热和冷却过程中的曲线变化特点来分析磁性物质的居里点进而判别矿物种类的. 图 6 所示高温热磁曲线的样品, 与测磁滞回线以及低温磁化率所用的样品相同. 在加热过程中,

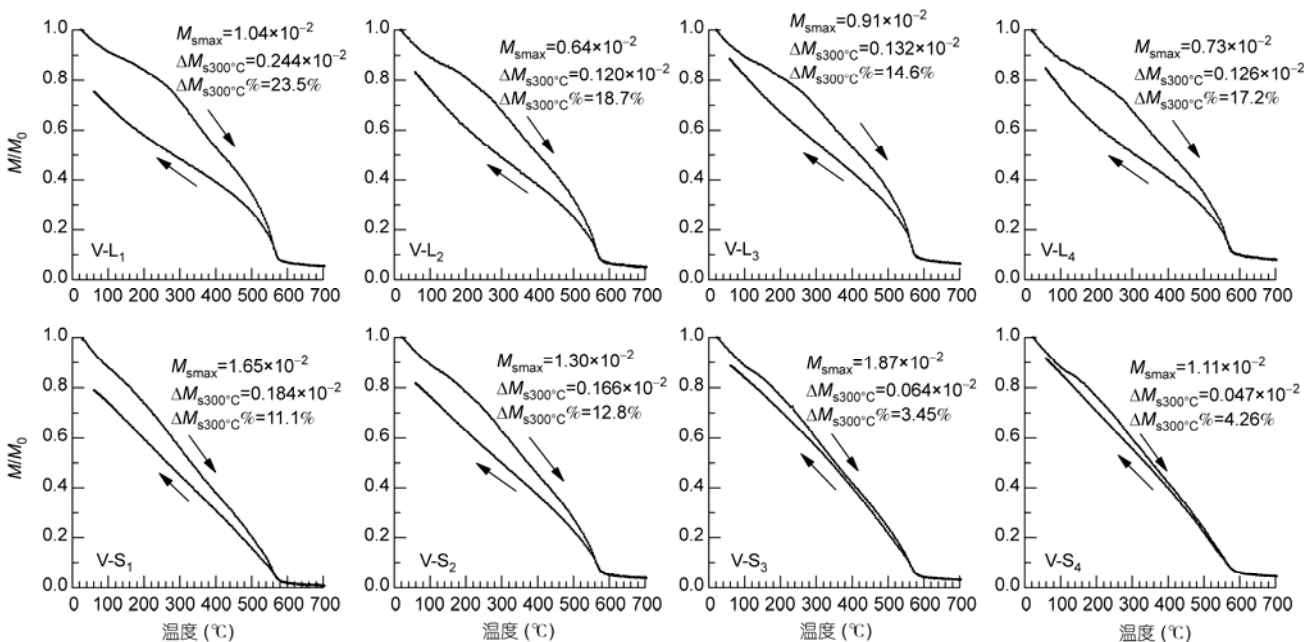


图 6 塞尔维亚黄土和古土壤高温热磁曲线

M_0 , 样品加热前的磁化强度 (Am^2/kg); $\Delta M_{s300^\circ\text{C}}$, 300°C 加热前后磁化强度变化量 (Am^2/kg); $\Delta M_{s300^\circ\text{C}}\%$, $\Delta M_{s300^\circ\text{C}}$ 占加热前磁化强度的百分比

表 1 塞尔维亚 $L_1\sim S_4$ 各黄土古土壤层磁学参数

地层	χ ($10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$)	$\chi_{\text{fd}}\%$ (%)	M_s ($10^{-2} \text{ Am}^2/\text{kg}$)	M_{rs}/M_s	H_c (mT)	$\Delta M_{s300^\circ\text{C}}^{\text{a})}$ ($10^{-2} \text{ Am}^2/\text{kg}$)	$\Delta M_{s300^\circ\text{C}}\%^{\text{b})}$ (%)	H_{cr}/H_c
L_1	3.13	2.99	1.10	0.11	10.10	0.24	23.5	4.33
S_1	9.98	10.42	1.75	0.14	6.49	0.18	11.1	4.09
L_2	1.98	2.69	0.65	0.15	12.25	0.12	18.7	3.72
S_2	6.42	8.41	1.41	0.15	8.34	0.17	12.8	3.73
L_3	2.73	3.41	0.91	0.14	11.75	0.13	14.6	3.65
S_3	11.15	10.11	2.09	0.14	7.24	0.06	3.45	3.70
L_4	2.08	2.24	0.66	0.15	13.10	0.13	17.2	3.48
S_4	6.58	10.03	1.11	0.16	7.33	0.05	4.26	3.87

a) $\Delta M_{s300^\circ\text{C}}$ 指温度 300°C 时样品加热前后的磁化强度之差(变化量); b) $\Delta M_{s300^\circ\text{C}}\%$ 指 $\Delta M_{s300^\circ\text{C}}$ 占加热前磁化强度的百分比

不论是黄土还是古土壤, 每个样品首先在~120℃显示出明显小弯曲, 可能对应着针铁矿/褐铁矿的存在. 第二个弯曲发生在~300℃, 显示了磁化强度有了不同程度下降, 表明受热不稳定的磁赤铁矿在该温度下被转变成氧化环境更稳定的赤铁矿, 使得磁化强度变小. 所有样品磁化强度都在~585℃出现急剧下降, 表明磁铁矿(居里点为 585℃)的存在. 如果对比 300℃加热前后磁化强度的差值($\Delta M_{s300^\circ\text{C}}$)和所占加热前磁化强度的比值($\Delta M_{s300^\circ\text{C}}\%$), 可以发现, 黄土层样品的变化幅度明显大于古土壤层(表 1, 图 6), 这可能反映了在塞尔维亚黄土层中磁赤铁矿占有比古土壤层更大的比例, 尤其是古土壤 S_3 和 S_4 , 加热前后磁化强度的变化只有 3.45%和 4.26%. 从整个热磁曲线的变化趋势上看, 加热后总是失去磁化强度, 表明在加热过程中有强磁性的物质转化为弱磁性物质, 而这种磁化强度随温度的变化说明磁赤铁矿被不可逆地改变成为了赤铁矿. 此外, 每个样品在 585℃之后磁化强度并未减小至零, 而是随着温度上升继续逐渐减小, 说明样品中还有少量赤铁矿的存在.

3 讨论

位于欧洲巴尔干半岛喀尔巴阡盆地南缘的塞尔维亚, 其黄土剖面所含的磁性矿物与中国黄土十分相似, 强磁性矿物为磁铁矿和磁赤铁矿, 弱磁性矿物为针铁矿和赤铁矿. 但是塞尔维亚 Titel 黄土剖面磁赤铁矿相对含量明显比中国黄土少. Titel 黄土剖面显

示了另外一个与中国黄土十分相近的特点, 磁化率的高值与低值也是与古土壤层和黄土层对应极好(图 2), 磁化率与频率磁化率高度正相关(相关系数 $R^2=0.832$), 说明塞尔维亚黄土与中国黄土高原情形一致, 土壤层磁化率增强主要应该是由成土过程中形成了细小的磁赤铁矿/磁铁矿所致, 属于黄土磁化率与成土强度成正相关的类型. 尽管中国与塞尔维亚遥遥相距几千千米, 相近的黄土古土壤地层序列揭示了两地过去经历了相同的全球气候冷暖变化过程.

3.1 局部过渡湿润的成土环境也可能导致磁化率降低

塞尔维亚 Titel 黄土剖面与中国黄土高原中部的差别, 除了热不稳定磁赤铁矿明显比中国黄土少以外, 还有磁化率在古土壤 S_4 明显比 S_3 低(图 2). 而在中国洛川和西峰^[32], 这两层磁化率是相近的(图 7). Marković 等人^[19]对塞尔维亚同一剖面 350 ka(约古土壤 S_3)以来黄土沉积的沉积地层、土壤发育以及古生物学的研究发现, 350 ka 以来该地区的环境总体趋于变干. 这一观点与图 2 磁化率曲线特点: 古土壤峰值从 S_3 至 S_0 略为降低的趋势是一致的. S_4 比 350 ka 年代上更早, 在上述研究的时间范围以外. 根据磁化率峰值, S_4 大约只有 S_3 的一半(图 7). 黄土地层磁化率信号已经被许多研究证明能够较好地记录过去的气候变化. 那么, Titel 剖面 S_4 只有 S_3 半值磁化率是由于以下哪一种原因造成的: (1) 土壤层 S_4 发育时气候条

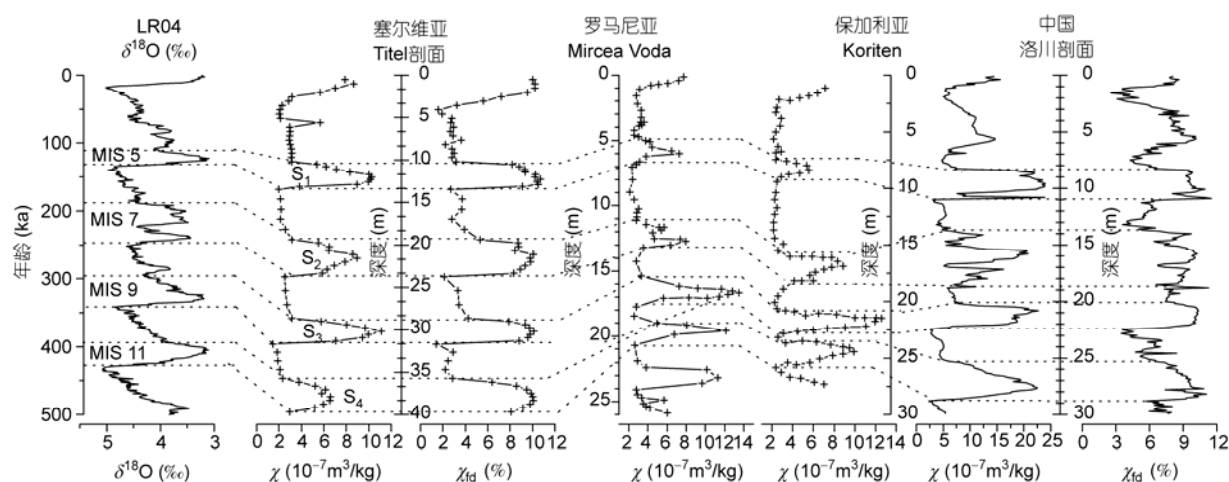


图 7 塞尔维亚 Titel 剖面磁化率及频率磁化率与罗马尼亚 Mircea Voda 剖面磁化率^[33]、保加利亚 Koriten 剖面磁化率^[34]、洛川剖面磁化率和频率磁化率以及深海氧同位素^[35]的对比

件(温湿程度)明显不如 S_3 , 即成土发育弱使得磁化率低; 或者(2) S_4 发育时的成土环境湿度过剩, 使得铁氧化物(磁铁矿/磁赤铁矿)超出稳定范围(湿度临界范围)而转变成湿润环境下更稳定的针铁矿/褐铁矿^[9-11], 从而导致土壤层磁化率降低。

将塞尔维亚 Titel 剖面与临近的罗马尼亚 Mircea Voda 剖面^[33], 保加利亚 Koriten 剖面^[34]的磁化率曲线, 以及中国洛川剖面磁化率和深海氧同位素曲线^[35]进行对比(图 7), 发现在距离 Titel 剖面约 500 km 的 Mircea Voda 剖面(44°19'15"N, 28°11'21"E)和 700 km 的 Koriten 剖面(43°56'N, 27°45'E), S_4 古土壤的磁化率值和 S_3 是非常接近的, 并没有像 Titel 剖面那样出现 S_4 的磁化率值仅有 S_3 的一半, 这种差别同样出现在欧洲的许多黄土剖面以及洛川剖面 and 深海氧同位素曲线上。在洛川剖面, 无论是磁化率还是百分比频率磁化率, S_4 和 S_3 古土壤的数值都较为接近, 甚至略高。反映在深海氧同位素曲线上表现为 MIS11(对应 S_4)和 MIS9(对应 S_3)也没有出现大的差别, 而是接近的。我们认为这些曲线记录所出现的差别可能是因为: (1) 各剖面气候环境上的差别; (2) 各剖面所经历的气候环境基本一样, 但是由于局部成土条件的差别, 造成各剖面磁化率记录不同。在我们讨论的空间范围内, 气候的冷暖变化在冰期-间冰期旋回(S_3 和 S_4)的尺度上应当是一致的, 至少在相对强度上不应该出现大的差别。所以 Titel 剖面 S_4 的低磁化率差别应该是局部成土条件造成的, 也就是说局部的成土环境或者后期改造作用使得 Titel 剖面上 S_4 古土壤磁化率值失去了记录整个大的气候环境的意义(至少在相对强度上是失真了)。频率磁化率($\chi_{fd}\%$)反映的是 SP 与 SD 颗粒界线(0.03 μm)附近细粒磁性矿物的信号。由于频率磁化率反映的磁颗粒如此细小, 而且在古土壤层中得到高值, 所以通常认为, 这些细小的磁颗粒是在成壤过程中形成的。图 7 中 Titel 剖面百分比频率磁化率在各土壤层均达到相似的高值, 而且 S_4 比 S_3 略高。可能说明 S_4 和 S_3 经历了相似, 或者更强(气候温湿条件)的成土发育。尽管 S_4 土壤层 ARM 反映了单畴磁颗粒比其他土壤层少(图 2), SIRM 反映携带剩磁的磁性矿物(SD+MD 磁颗粒)总量也少(图 2), 但是, 它的剩磁矫顽力 H_{cr} 低, 相对粒级参数 χ_{ARM}/χ 和 SIRM/χ 均指示着 S_4 相对其他土壤层具有更小的磁颗粒, 与频率磁化率所反映的高比率细小超顺磁颗粒是一致的。如果是因为成土作用弱导致磁化率值

低的话, $\chi_{fd}\%$ 和 H_{cr} 的变化应该和其他参数的变化相对应。说明具有比其他土壤层更细小磁颗粒的 S_4 古土壤可能经历了更强的成土作用。它的气候意义在于反映了 S_4 古土壤发育时期的气候条件相对于 S_3 发育时期, 并非像其磁化率数值所反映的差别之大, 而是较为接近的。

前已述及, 磁铁矿和磁赤铁矿是塞尔维亚黄土的主要强磁性矿物, 而且磁赤铁矿所占的比例较少, 尤其是古土壤 S_3 和 S_4 。磁铁矿和磁赤铁矿同为铁氧化物, 虽具有相似的晶体结构, 但由于分子式的差异(磁赤铁矿的分子式和赤铁矿相似), 使得磁铁矿比磁赤铁矿具有更宽泛的稳定适应范围, 即磁铁矿在弱氧化或弱还原环境条件下亦能存在。当环境向还原方向发展时, 在同等其他条件下, 磁赤铁矿会首先变的不稳定, 被转化形成在该条件下更稳定的矿物(如赤铁矿)。而随着还原环境的进一步加剧, 磁铁矿也终将不再稳定。塞尔维亚古土壤 S_3 和 S_4 中的低比例磁赤铁矿可能正是与此有关。

图 6 显示塞尔维亚 S_3 和 S_4 热磁曲线的加热和冷却差异接近于可逆, 表明受热不稳定矿物磁赤铁矿在土壤层中已仅存少量或接近消耗殆尽, 而黄土层尚存较多。这说明塞尔维亚古土壤 S_3 和 S_4 是成土发育的较高级阶段。在该阶段成土条件下, 磁赤铁矿已不再增加, 而是逐渐减少。如果是气候差异导致成土弱而造成低磁化率, 是不能够使得土壤层的 ΔM_s 变小至零, 而应该是增加的。这应该是与成土阶段的水分过多有关。

通过对塞尔维亚 Titel 剖面的实地考察, 发现该剖面 S_4 低磁化率可能主要由于后期地下水浸润所致。该剖面 S_4 尽管整体呈褐红色, 但同时可以观察到分布着一些数量不多, 总体沿垂直裂隙方向发育的灰白色土(图 8(b))。这种裂隙外土层的相应层位, 其土壤红度亦降低。灰白色土是潜育化的结果, 表明该土层可能长期受到水的浸润。而灰白色土在剖面上呈条状沿垂直裂隙方向说明, 这种水可能属于 S_4 埋藏后的地下水。因此, 塞尔维亚 Titel 高原黄土剖面 S_4 低磁化率可能是由于地下水作用所致, 其对当时大的气候背景的记录已经失真, 所反映的只是土壤发育时的局部环境或者后期的改造作用。

3.2 黄土磁化率“风速说”与“成土说”

人们根据中国黄土磁化率与成土作用正相关的



图 8 塞尔维亚古土壤 V-S₃(a), V-S₄(b)和阿拉斯加古土壤 S₁(c)

在塞尔维亚古土壤 V-S₄, 可以观察到有许多青灰色痕迹沿古植物根系垂直分布, 这可能是导致 S₄ 低磁化率的原因之一. 这种现象在阿拉斯加 Halfway House 剖面的古土壤 S₁ 中出现更多

关系, 提出了“成土环境改变”假说, 即磁化率增高是因为在成土过程中形成的许多细粒的磁赤铁矿/磁铁矿^[3,4,27,30,36]. 而持“风速论”者在当时受海洋沉积物磁化率的形成机制的启发, 提出“风速说”, 认为磁化率在阿拉斯加和西伯利亚反映了不同沉积时期的风速大小. 而且, 利用人工磁铁矿颗粒进行风洞试验, 成功验证了这一自然过程. 从分析过程来看, 风速论强调的是原始风积物对磁化率的贡献, 即风速论的应用前提应当是: 该黄土地层以物理风化为主, 而化学风化十分微弱. 因为如果原始风积物中的磁性矿物, 尤其是强磁性的磁赤铁矿/磁铁矿, 被成土化学作用改变, 那么所测量的磁化率已经不再是原始风积物的磁化率, 当然也不能代表原始风积物的磁学信号.

从阿拉斯加的 Halfway House 黄土剖面(图 8(c))可以观察到铁的锈斑和局部滞水形成的不规则状灰白色土, 说明过高的湿润条件已经使得土壤发生了较强的化学变化, 风速论的前提条件实际上已不能满足. 西伯利亚 Kurtak 剖面也有关于土壤发育的描述^[6,37,38]. 实际考察时, 在剖面上可以普遍见到铁的锈斑, 尤其是 3 阶段以下, 无论是黄土层还是古土壤层, 均可见到, 而且比阿拉斯加的更多, 斑点更大. 锈斑表明土壤经历过潜育化过程, 即经历了周期性的干湿变化, 使得原始风积物磁赤铁矿/磁铁矿形成了湿润条件下更加稳定的铁的氢氧化物. 这些锈斑与潜育化的白色土说明西伯利亚和阿拉斯加黄土原始风积铁氧化物在沉积后的成土过程中已经发生了明显的化学变化, 反映风力大小的原始磁化率信号已经被改变. 如果将该成土改变后的磁学信号依然作为反映古风速来研究过去的环境变化已经不合适了.

3.3 逐渐完善的磁化率形成模式

上述论述说明, 阿拉斯加和西伯利亚地区黄土

地层均已经历了比较强烈的土壤化过程, 原始风积物中磁性矿物磁赤铁矿和磁铁矿均在当地成土条件下受到不同程度的化学改变. 现在测量到的磁化率, 是原始风积物磁性矿物经过成土作用改造后的结果, 尤其是土壤层的磁化率数值有了明显变弱, 已经不能够代表着原始风积物的磁学信号. 因此“风速论”可能不适合于解释阿拉斯加和西伯利亚地区黄土磁化率与成土作用的反相关关系. 但是, “风速论”理当适用于那些真正以物理风化为主的地区. 黄土中的磁性矿物, 可简单将其划分为原生风积和次生成土两部分. 在不同地点、不同时代, 这两个组分的比例是不同的. 以中国黄土高原为例, 在黄土高原东南部, 气候温湿条件好, 成土强, 成土过程中形成的磁赤铁矿、磁铁矿占了重要比例. 而在黄土高原西北部, 气候温湿条件均比东部要差, 成土作用明显变弱, 在地理位置上也更靠近源区, 因此原生风积物比东部地区占更多比例, 风积磁组分对磁化率的贡献也更大. 这可以从各黄土剖面磁化率的总体对比变化得到验证.

在黄土高原以西的广大干旱区, 没有像黄土高原那样的大面积黄土分布, 地表环境多为极端干旱的戈壁沙漠环境. 那里的地表成土弱, 以物理风化为主. 新疆伊犁盆地的表土研究表明, 那里的磁化率数值与频率磁化率反相关, 与年均降雨量也反相关^[39], 这种情况可能的确反应了当地风力的变化. 因此, 我们将“磁化率成土模式理想化示意图”^[9]更加完整地修改如图 8. 实际上, 磁化率作为一个物理参数, 与气候并无联系. 磁化率的值决定于磁性矿物的种类、数量以及粒径分布状态, 原生风积物中磁性矿物一旦沉积下来, 就开始了次生成土过程. 沉积后地表氧化还原环境对原生磁性组分影响极大, 尤其是气候的水热(温度和湿度)条件, 控制着地表成土作用的发展

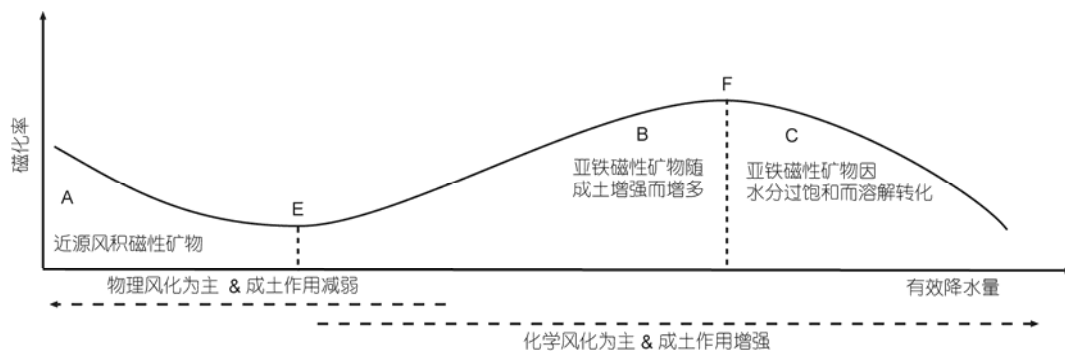


图 9 磁化率与有效降水量关系理想化示意图

方向. 地表氧化还原条件至少包括了温度和湿度两大要素, 有时还要考虑 pH 和 Eh. 但为了讨论方便, 不妨将各要素只简化成一个湿度或有效湿度. 我们将磁化率与有效湿度的关系划分成为 A, B, C 3 个区域, 并且被 2 个临界值 E 和 F 所分隔(图 9). A 区域代表着源区附近的黄土沉积(黄土近源类型), 该区极度干旱, 成土微弱, 堆积的黄土以物理风化为主. 如新疆部分地区的黄土^[39,40]表现出磁化率与样品粒度基本呈正比, 可能是“风速论”得到较为理想解释的地方. 随着远离黄土源区, 有效湿度增加的同时伴随着化学风化增强, 而物理风化减弱. 中国黄土高原(B 区域)和高纬地带的西伯利亚/阿拉斯加黄土(C 区域)可以看成是磁化率与古气候关系中的两个极端. 在它们二者之间, 有效湿度有个临界值 F(或者临界范围), 区分着正相关(中国黄土类型)和负相关(阿拉斯加类型)类型. 在 F 以下, 地表成土条件处于干旱氧化环境, 成土作用形成细小的磁赤铁矿和磁铁矿与气候温湿程度成正比, 湿度越高越适合强磁性的铁氧化物形成, 导致了黄土磁化率与古气候基本呈正相关关系, 情形恰如中国黄土和东欧黄土. 如果有效湿度超过 F, 那么地表成土条件则处于湿润弱氧化, 或者湿润还原环境, 风带来的铁氧化物在此环境中始终处于被溶解损耗状态. 间冰期越湿润, 地表的还原程度越高, 被损耗的铁的氧化物也越多, 同时形成的顺磁性矿物也多, 导致了磁化率与成土程度成反比的关系, 情形犹如西伯利亚黄土和阿拉斯加黄土. 值得说明的是, 关于过渡湿润条件导致磁化率降低的临界值具有多种说法, 如吕厚远等人^[41]通过对中国表土的研究, 认为该界线可能在 1100 mm; Mather 等人^[42]认为磁化率增高的最高界线在 1500 mm, 而溶解的界线可能更高. 塞尔维亚 S₄ 磁化率比上覆各

土壤层明显变低(图 2), 并伴随局部灰白色土的滞水现象, 说明该土壤保存条件曾经历过湿度过饱和(超过图 9 有效降雨量 F), 从而导致局部环境变化使得高磁化率矿物逐渐变成低磁化率矿物, 致使磁化率降低. 如果一个地区的湿度条件只是在临界值附近来回变化, 那么该地区的黄土磁化率就找不到与古气候对应的关系, 情形就如新西兰黄土和阿根廷黄土, 以及黄土高原周边地区的异常报道.

4 结论

(1) 塞尔维亚黄土地层与磁化率的关系, 基本上与中国黄土相似: 在黄土层获低值, 在古土壤层获高值, 即塞尔维亚黄土磁化率与成土强度基本上也是呈正相关关系.

(2) 塞尔维亚黄土古土壤所含磁性矿物种类, 也基本上与中国黄土相似: 高磁化率矿物为磁铁矿和磁赤铁矿; 弱磁化率矿物为赤铁矿和针铁矿/褐铁矿.

(3) 低温磁化率分析表明, 塞尔维亚黄土含有较多的 SP 和 SD 颗粒的磁铁矿和磁赤铁矿; 可能表明古土壤层中 SP 和 SD 颗粒的磁铁矿对磁化率起了重要贡献, 而磁赤铁矿所占的比例较小(特别是古土壤 S₃ 和 S₄); 并且, 无论是在黄土层还是古土壤层, 低温磁化率 MD 颗粒的 Verwey 转换都不明显.

(4) 磁化率在黄土层和古土壤层出现的差异, 主要归于成壤作用的后期改造. 随着成壤作用的增强(从黄土至古土壤), 细粒的亚铁磁性矿物含量是增加的, 样品中强磁性的磁性矿物逐渐增多, 磁化率也随着增强. 但是, S₃ 和 S₄ 古土壤形成时期的成壤环境似乎更加湿润(较之 S₁ 和 S₂ 而言), 也许伴随有部分不稳定磁赤铁矿的溶解转化作用, 但其程度较弱, 尚不足引起磁化率的大幅度降低.

参考文献

- 1 刘东生. 黄土与环境. 北京: 科学出版社, 1985
- 2 刘东生. 黄土与环境. 西安交通大学学报(社会科学版), 2002, 22: 7-11
- 3 Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, 346: 737-739
- 4 刘秀铭, 刘东生, Heller F, 等. 黄土频率磁化率与古气候冷暖变换. *第四纪研究*, 1990, 1: 42-50
- 5 Begét J E, Hawkins D B. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in central Alaska. *Nature*, 1989, 337: 151-153
- 6 Matasova G, Petrovsky E, Jordanova N, et al. Magnetic study of Late Pleistocene loess/palaeosol sections from Siberia: Palaeoenvironmental implications. *Geophys J Int*, 2001, 147: 367-380
- 7 朱日祥, 石采东, Suchy V, 等. 捷克黄土的磁学性质及古气候意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2001, 31: 146-154
- 8 Ding Z L, Ranov V, Yang S L, et al. The loess record in southern Tajikistan and correlation with Chinese loess. *Earth Planet Sci Lett*, 2002, 200: 387-400
- 9 Liu X M, Hesse P, Rolph T, et al. Properties of magnetic mineralogy of Alaskan loess: Evidence for pedogenesis. *Quat Int*, 1999, 62: 93-102
- 10 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: 1382-1391
- 11 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生, 等. 中国黄土和阿拉斯加黄土磁化率气候记录的两种模式探讨. *第四纪研究*, 2007, 27: 210-220
- 12 Heil Jr C W, King J W, Zárate M A, et al. Climatic interpretation of a 1.9 Ma environmental magnetic record of loess deposition and soil formation in the central eastern Pampas of Buenos Aires, Argentina. *Quat Sci Rev*, 2010, 29: 2705-2718
- 13 夏敦胜, 陈发虎, 马剑英, 等. 新疆伊犁地区典型黄土磁学特征及其环境意义初探. *第四纪研究*, 2010, 30: 902-909
- 14 Begét J E, Stone D B, Hawkins D B. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess during the Late Quaternary. *Geology*, 1990, 18: 40-43
- 15 Marković S B, Hambach U, Stevens T, et al. The last million years recorded at the Stari Slankamen (Northern Serbia) loess-paleosol sequence: revised chronostratigraphy and long-term environmental trends. *Quat Sci Rev*, 2011, 30: 1-13
- 16 Bronger A. Correlation of loess-paleosol sequences in east and central Asia with SE central Europe: Towards a continental Quaternary pedostratigraphy and paleoclimatic history. *Quat Int*, 2003, 106: 11-31
- 17 Marković S B, Bokhorst M P, Vandenberghe J, et al. Late Pleistocene loess-paleosol sequences in the Vojvodina region, north Serbia. *J Quat Sci*, 2008, 23: 73-84
- 18 Marković S B, Hambach U, Catto N, et al. Middle and Late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. *Quat Int*, 2009, 198: 255-266
- 19 Marković S B, Oches E, Sümegi P, et al. An introduction to the Middle and Upper Pleistocene loess-paleosol sequence at Ruma brickyard, Vojvodina, Serbia. *Quat Int*, 2006, 149: 80-86
- 20 Bokhorst M P, Beets C J, Marković S B, et al. Pedo-chemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian-Ukrainian loess sequences. *Quat Int*, 2009, 198: 113-123
- 21 Antoine P, Rousseau D D, Fuchs M, et al. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Serbia). *Quat Int*, 2009, 198: 19-36
- 22 Schmidt E D, Machalet B, Marković S B, et al. Luminescence chronology of the upper part of the Stari Slankamen loess sequence (Vojvodina, Serbia). *Quat Geochronol*, 2010, 5: 137-142
- 23 Stevens T, Marković S B, Zech M, et al. Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial-interglacial cycle. *Quat Sci Rev*, 2011, 30: 662-681
- 24 Marković S B, Jovanović M, Mijović D, et al. Titel loess plateau-geopart. *Proceedings of 2nd Conference on the geoheritage of Serbia*. Belgrade, 2004, 22-23: 177-184
- 25 Zeeden C, Hark M, Hambach U, et al. Depressions on the Titel loess Plateau: Form-Pattern-Genesis. *Geogr Pannon*, 2007, 11: 4-8
- 26 Thompson R, Oldfield F. *Environmental Magnetism*. London: George Allen & Unwin, 1986
- 27 Liu X M, Shaw J, Liu T S, et al. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance. *Geophys J Int*, 1992, 108: 301-308
- 28 Dunlop D J, Özdemir Ö. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: Cambridge University, 1997. 573
- 29 Marković S B, Hambach U, Machalet B, et al. Titel loess plateau-high resolution witness of environmental changes during the last five glacial cycles. *LoessFest'09*, Novi Sad, 2009. 1-19
- 30 Liu X M, Rolph T, Bloemendal J, et al. Quantitative estimates of paleoprecipitation at Xifeng in the loess plateau of China. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol*, 1995, 113: 243-248
- 31 刘秀铭, Heller F, 许同春, 等. 低温岩石磁学与黄土磁颗粒特征. *科学通报*, 1991, 2: 125-128

- 32 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. *Sci China Ser D-Earth Sci*, 2001, 44: 635–651
- 33 Buggle B, Hambach U, Glaser B, et al. Stratigraphy and spatial and temporal paleoclimatic trends in Southeastern/Eastern European loess-paleosol sequences. *Quat Int*, 2009, 196: 86–106
- 34 Jordanova D, Petersen N. Palaeoclimatic record from a loess- soil profile in northeastern Bulgaria—II. Correlation with global climatic events during the Pleistocene. *Geophys J Int*, 1999, 138: 533–540
- 35 Lisiecki L E, Raymo M E. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic $\delta^{18}\text{O}$ records. *Paleoceanog*, 2005, 20: 1003–1020
- 36 Heller F, Liu T S. Magnetism of Chinese loess deposits. *Geophys J R*, 1984, 77: 125–141
- 37 Chlachula J, Rutter N W, Evans M E. A late Quaternary loess-palaeosol record at Kurtak, southern Siberia. *Can J Earth*, 1997, 34: 679–686
- 38 Chlachula J, Evans M E, Rutter N W. A magnetic investigation of a late Quaternary loess/palaeosol record in Siberia. *Geophys J Int*, 1998, 132: 399–404
- 39 郭雪莲, 刘秀铭, 吕滨, 等. 天山黄土区与黄土高原表土磁性特征对比及环境意义. *地球物理学报*, 2011, 54: 1854–1862
- 40 宋友桂, 史正涛, 方小敏, 等. 伊犁黄土的磁学性质及其与黄土高原对比. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 2010, 40: 61–72
- 41 吕厚远, 韩家懋, 吴乃琴, 等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义. *中国科学 D 辑: 地球科学*, 1994, 24: 1290–1297
- 42 Mather B A, Thompson R. Paleorainfall reconstructions from pedogenic magnetic susceptibility variations in the Chinese loess and paleosols. *Quat Res*, 1995, 44: 383–391