

郭雪莲,刘秀铭,吕宾等. 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**(7):1854~1862, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2011.07.019

Guo X L, Liu X M, Lü B, et al. Comparison of topsoil magnetic properties between the loess region in Tianshan Mountains and Loess Plateau, China, and its environmental significance. *Chinese J. Geophys.* (in Chinese), 2011, **54**(7):1854~1862, DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2011.07.019

天山黄土区与黄土高原表土磁性特征对比及环境意义

郭雪莲^{1,2},刘秀铭^{1,3*},吕 宾¹,汤德平⁴,
毛学刚¹,陈家胜¹,陈晓耀¹

1 兰州大学西部环境教育部重点实验室,兰州 730000

2 兰州大学资源环境学院,兰州 730000

3 Department of Environment and Geography, Macquarie University, NSW 2109 Australia

4 福州大学紫金矿业学院,福州 350108

摘 要 本文对黄土高原和天山黄土区表土进行系统的岩石磁学和粒度测试分析,探讨了表土磁性特征及其环境意义,结果表明表土中的强磁性矿物均为磁铁矿和磁赤铁矿,弱磁性矿物为赤铁矿和纤铁矿或针铁矿,黄土高原黄土地层中的磁赤铁矿至少有部分属于风积成因.黄土高原表土中磁化率与频率磁化率呈良好的正相关,气候作用是主导黄土高原表土磁化率增强的主要因素.天山表土的磁颗粒比黄土高原粗,以多畴为主.近物源,粗粒度,弱成土(即成壤作用对磁化率的贡献小)是天山表土基本特点,并且风力强弱是影响该地区磁化率变化的主要因素.频率磁化率在不同地区显示出与年均降水量较明显正相关关系;而磁化率与年均降水量的相关关系在不同地区、不同气候条件下表现不同:在黄土高原中部(本研究区)显示正相关;而在伊犁地区表现为反相关.因此应用磁化率解释环境时要注意其区域性.

关键词 表土,磁学性质,磁化率,天山黄土区,黄土高原

DOI:10.3969/j.issn.0001-5733.2011.07.019

中图分类号 P318

收稿日期 2010-12-28,2011-06-08 收修定稿

Comparison of topsoil magnetic properties between the loess region in Tianshan Mountains and Loess Plateau, China, and its environmental significance

GUO Xue-Lian^{1,2}, LIU Xiu-Ming^{1,3*}, LÜ Bin¹, TANG De-Ping⁴,
MAO Xue-Gang¹, CHEN Jia-Sheng¹, CHEN Xiao-Yao¹

1 Key Laboratory of Western China's Environmental Systems, Ministry of Education of China, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

2 College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China

3 Department of Environment and Geography, Macquarie University, NSW 2109, Australia

4 College of Zijin Mining, Fuzhou University, Fuzhou 350108, China

Abstract Based on systematic analysis on rock magnetism and grain size, this paper studies the topsoils of the loess region of Tianshan Mountains and the Loess Plateau in northwestern China.

基金项目 国家自然科学基金(40830105,41072124),国家创新研究群体科学基金(41021091),中央高校基本科研业务费专项资金(lzujbky-2010-179)及甘肃省自然科学基金(0710RJZA024)共同资助.

作者简介 郭雪莲,女,1972年,在职博士生,主要从事环境磁学与环境地球化学方面的研究. E-mail:xlguo@lzu.edu.cn

* **通讯作者** 刘秀铭,男,教授,主要从事风积地层与环境磁学方面的研究. E-mail:xliu@lzu.edu.cn

Their magnetic characteristics indicate that the main magnetic minerals of these topsoils are magnetite, maghemite, hematite and lepidocrocite or goethite. The grain size of magnetic minerals in Tianshan topsoils is generally much coarser; mostly within range of multi-domain (MD). Hard magnetic minerals in Tianshan topsoils are higher than that of Loess Plateau. The magnetic susceptibility of topsoils from Loess Plateau shows a good positive relation with frequency dependent susceptibility. Climate condition, such as temperature and precipitation, especially the latter one, is considered as the major factor effecting susceptibility enhancement in the Loess Plateau. Tianshan topsoil contains a very small amount of ultrafine magnetic grains produced during pedogenesis, which has very limited contribution to the susceptibility enhancement. Tianshan topsoils generally show a characteristic of less weathering or weak pedogenesis, aeolian coarser grains, therefore play an important role in mechanism of magnetic susceptibility enhancement. Frequency dependent susceptibility shows a close relation with mean annual precipitation (MAP) in all studied areas. However magnetic susceptibility demonstrates difference with MAP in various regions; showing positive correlation in the central Loess Plateau (studied area); but negative relation with MAP in Tianshan area. Therefore, great care should be taken when explaining environments using magnetic susceptibility values from different regions.

Keywords Topsoil, Magnetic property, Magnetic susceptibility, Loess in Tianshan Mountains, Loess Plateau

1 引言

磁学测量因其具有简单、快速、无破坏性等优点在土壤、沉积物等领域广泛应用。近年来,许多学者在表土方面进行了广泛的研究,这些研究主要集中在环境污染^[1~4],不同类型岩石和土壤对土壤磁性的影响^[5,6],土壤磁性特征与现代降水量之间的关系及古气候古环境定量重建^[7~14]等方面。

在中国黄土高原地区,黄土磁化率与成壤作用成正相关性,普遍认为原地成壤过程中形成的细小亚铁磁性颗粒使古土壤的磁化率增高^[15]。据研究,新疆地区表土磁化率的气候指示意义较为复杂^[11],新疆黄土磁化率与成土强度之间既有与黄土高原一致的正相关类型,又有与阿拉斯加^[16]和西伯利亚黄土^[17,18]一致的负相关类型、甚至不相关的类型^[19~21]。

天山地区地处亚洲内陆,常年为西风环流控制,气候特点明显不同于黄土高原季风区。由于气候条件的差异、物质来源的不同、地形及成土因素较复杂等原因,目前对天山黄土磁化率变化机制问题尚未完全认识,因此在天山地区进行现代表土磁性特征的研究尤为重要。本文选取伊犁盆地,天山北麓及黄土高原的表层土壤为研究对象,通过对表土磁学性质的对比分析,确定不同气候区表层土壤磁学性质

的迥异,并分析引起这种变化的主要原因,为天山地区黄土古土壤磁化率变化机制的理解及相应的古气候重建提供科学依据。研究西风影响区的表土磁学性质与现代气候关系,将有助于我们总体把握和理解磁化率参数与古气候的本质关系及其应用范围。

2 样品与方法

本文样品采自于中国西北干旱半干旱地区表层土壤,采样点分布于中国西北黄土高原和天山地区(图1),研究区纬度跨度为北纬 $34^{\circ}\sim 48^{\circ}$,经度跨度为东经 $80^{\circ}\sim 108^{\circ}$ 。研究区域分布于不同气候区,黄土高原气候以夏季风和冬季风影响为主要特征,而天山地区则以西风环流为特征。受地理位置与气候因素影响,研究区降水量少,气温、降水分布很不均匀,年平均温度分布在 $3\sim 12.9^{\circ}\text{C}$,年平均降水量分布在约 $175.9\sim 663\text{ mm}$ 。所有采样点分布于非耕种地和城镇村庄、非人工林地的自然植被覆盖的地区,采样深度约为 $2\sim 5\text{ cm}$ 。我们在黄土高原采集30个,伊犁地区采集16个,天山北麓采集12个样品,野外共采集表土样品58个。现场用GPS记录样品所处的经度、纬度和海拔,用土壤测试仪记录土壤湿度、土壤温度,空气的湿度和温度,并对每个采样点进行详细描述。

所有样品在实验室内自然晾干,过筛(100 μm),分成 $<100 \mu\text{m}$ 和 $>100 \mu\text{m}$ 两部分.将 $<100 \mu\text{m}$ 亚样品称重,用塑料薄膜包紧,放入无磁性样品盒中,压实,用 Bartington MS 2 型磁化率仪测量样品的低频(470 Hz)磁化率(χ_{lf})和 高频(4700 Hz)磁化率(χ_{hf}),计算出质量磁化率为 $\chi = \chi_{\text{lf}}/\text{mass}$ 和频率磁化率 $\chi_{\text{fd}}\% = (\chi_{\text{lf}} - \chi_{\text{hf}}) / \chi_{\text{lf}} \times 100$.用 LDA-3 交变退磁仪和 Minispin 旋转磁力仪测量非磁滞剩磁(ARM),使用最大交流场为 100 mT,外加直流场为 0.05 mT,计算出非磁滞磁化率(χ_{ARM}),在 MMPM10 强磁仪上获得剩磁,用 Minispin 旋转磁力仪测量样品的等温剩磁(IRM)和饱和等温剩磁($\text{SIRM} = \text{IRM}_{1\text{T}}$), $\text{HIRM} = (\text{SIRM} + \text{IRM}_{-300\text{mT}}) / 2, F_{300} (F_{300} = \text{IRM}_{300\text{mT}} / \text{SIRM})$ 、用可变场强磁天平(MMVFTB)测量 J - T 曲线、磁滞回线和磁滞参数(包括饱和和剩磁 M_{rs} 、饱和磁化强度 M_{s} 、矫顽力 B_{c} 、剩磁矫顽力 B_{cr}).粒度测试使用 Malvern Mastersize 2000 激光粒

度仪完成,测量范围为 0.02~2000 μm .以上实验均在兰州大学西部环境教育部重点实验室完成.

3 结 果

3.1 磁学参数特征

3.1.1 磁化率(χ)

磁化率是度量物质在外加磁场下被磁化能力的一个物理量,磁化率与样品中磁性矿物的种类、含量及磁性颗粒大小相关.研究区不同地区表土磁化率值相差较大,黄土高原表土 χ 均值为 $5.73 \times 10^{-7} \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$;天山北麓表土 χ 均值为 $6.22 \times 10^{-7} \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$;伊犁表土 χ 均值为 $9.1 \times 10^{-7} \text{m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}$,伊犁和天山北麓表土磁化率均值高于黄土高原表土的,其空间变化趋势见图 2a,黄土高原由东南向西北随夏季风减弱磁化率值逐渐降低,伊犁地区由东向西磁化率值波动增高,天山北麓由南向北磁化率值波动升高.

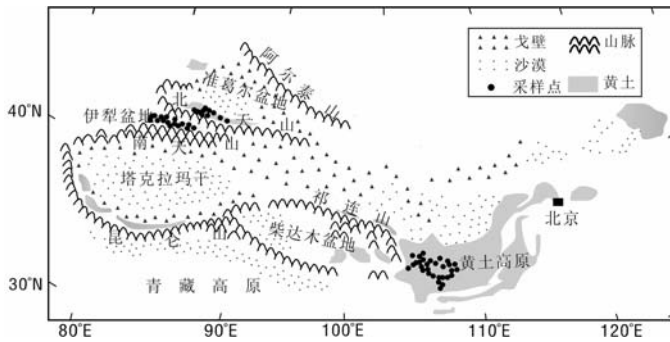


图 1 研究区样品位置示意图

Fig. 1 Sketch map of the sampling sites of the study areas

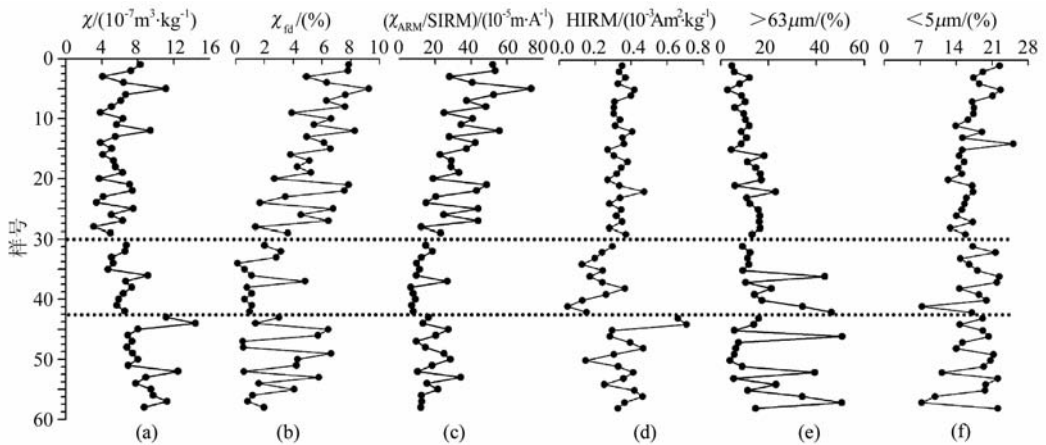


图 2 伊犁、天山北麓和黄土高原表土磁性参数及粒度变化曲线

样品 1~30 取自黄土高原表土;31~42 天山北麓表土;43~58 伊犁表土.

Fig. 2 Spatial variations for magnetic parameters and grain size of the Ili, northern foot of Tianshan Mountains (NFTS) and Loess Plateau (LP) topsoils. 1~30, LP topsoil samples; 31~42, NFTS topsoil samples; 43~58, Ili topsoil samples

3.1.2 频率磁化率(χ_{fd})

频率磁化率(χ_{fd})反映了超顺磁 SP 颗粒-稳定单畴 SSD 颗粒(粒径约 $\leq 0.03 \mu\text{m}$)的含量^[22]. 百分比频率磁化率 $\chi_{fd}(\%)$ 表示了这部分超细粒磁颗粒的磁化率占总磁化率的比例. 研究区表土样品 $\chi_{fd}\%$ 的变化范围为 $0.126\% \sim 9.25\%$ (图 2b), 其中黄土高原表土 $\chi_{fd}\%$ 值最高, 平均值为 5.38% , 伊犁表土 $\chi_{fd}\%$ 平均值为 3.235% , 天山北麓表土 $\chi_{fd}\%$ 平均值为 1.773% . 图 2b 中数据清楚地显示, 黄土高原表土中 SP 颗粒含量高, 伊犁和天山北麓表土样中 SP 颗粒含量较低. 根据 Dearing(1999)^[23]提出的应用 $\chi_{fd}\%$ 半定量估算 SP 颗粒浓度的模式, $\chi_{fd}\% < 3\%$ 基本没有 SP 颗粒, $\chi_{fd}\%$ 在 $3\% \sim 10\%$ 的样品 SP 和粗颗粒混合存在. 天山北麓表土中 $\chi_{fd}\% < 3\%$ 的占大多数, 说明样品中 SP 颗粒含量很少, 黄土高原和伊犁地区为 SP 和粗颗粒的混合. 总体上天山表土磁性颗粒以粗颗粒为主. 在不同地区, 频率磁化率与其气象观测点的年均降水量的变化趋势基本一致(图 3), 即随着年均降水量的降低, 频率磁化率逐渐减少. 但磁化率变化与 MAP 显示出不同的趋势. 黄土高原 $\chi_{fd}\%$ 与 χ 呈显著正相关($r=0.86$), 说明成壤作用形成的 SP 颗粒与 χ 关系密切; 而伊犁地区 $\chi_{fd}\%$ 与 χ 呈负相关($r=-0.45$), 天山北麓二者相

关性不明显, 表明成壤作用形成的 SP 颗粒在天山北麓对磁化率没有明显贡献; 而在伊犁地区其磁化率主要是由风积成因的较粗磁颗粒贡献.

χ_{ARM}/SIRM 比值可分析磁性颗粒的粒径变化. 由于 SIRM 不受 SP 颗粒的影响, 较低的比值则能够反映较粗的 MD 颗粒, 在单畴(SSD-PSD)范围内其比值最高^[22]. 黄土高原表土中 χ_{ARM}/SIRM 均值为 $34.45 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{A}^{-1}$, 伊犁地区均值为 $18.58 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{A}^{-1}$, 天山北麓均值为 $12.15 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{A}^{-1}$, 天山表土 χ_{ARM}/SIRM 比值比黄土高原低(图 2c), 说明天山表土中单畴(SD)磁铁矿/磁赤铁矿含量比黄土高原低, 对剩磁的贡献相对较小.

3.1.3 低温磁化率

低温磁化率可反映磁铁矿颗粒中有关超顺磁、单畴和多畴粒级分布的情形. 伊犁、天山北麓和黄土高原表土样品的低温磁化率测量结果见图 4. 以上各地样品在高于 -150°C 温度段表现为随着温度上升磁化率下降, 表明含有较多顺磁性矿物是这些样品的共同特点. 此外, 伊犁表土(样品 47)和天山北麓表土(样品 35)在温度为 $\sim -150^\circ\text{C}$ 表现出明显的 Verwey 转换, 而黄土高原表土(样品 14)没有显示出该转换. 说明, 天山地区表土的磁性矿物明显含有多畴(MD)磁颗粒^[24], 而黄土高原表土没有这种特点.

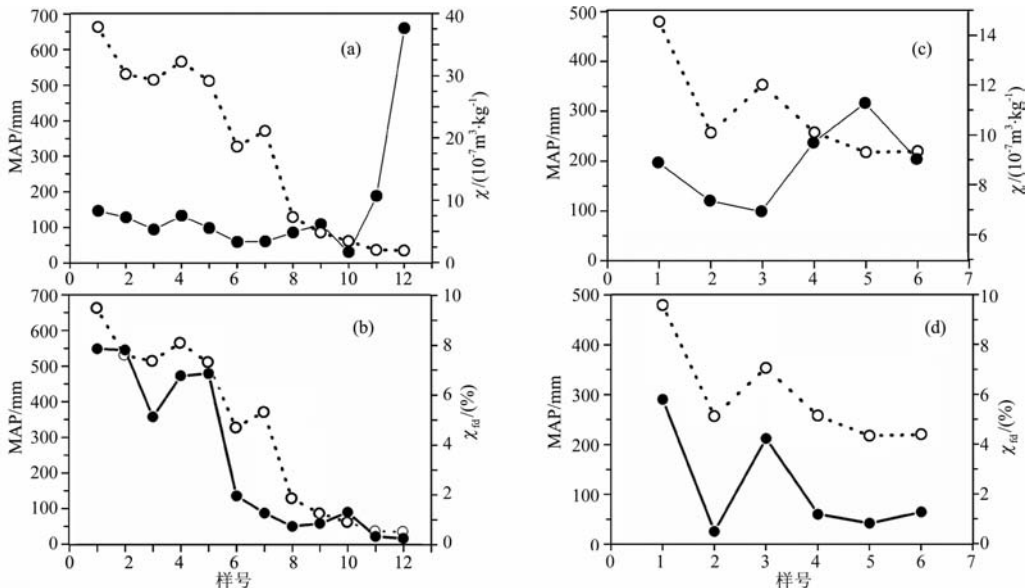


图 3 黄土高原表土磁化率、频率磁化率与年均降水量关系

(a) 黄土高原 χ 与 MAP 关系; (b) 黄土高原 $\chi_{fd}\%$ 与 MAP 关系; (c) 伊犁 χ 与 MAP 关系; (d) 伊犁 $\chi_{fd}\%$ 与 MAP 关系. 粗实线代表 $\chi_{fd}\%$; 细实线代表 χ ; 点线代表年均降水量 MAP.

Fig. 3 Magnetic susceptibility (χ) correlates (a) mean annual precipitation (MAP) from Loess Plateau (LP) topsoil, and (c) MAP from Ili topsoil. Frequency-dependent susceptibility ($\chi_{fd}\%$) correlates (b) MAP from LP topsoil, and (d) MAP from Ili topsoil. Bold lines represent $\chi_{fd}\%$; fine lines represent χ ; dot lines represent MAP.

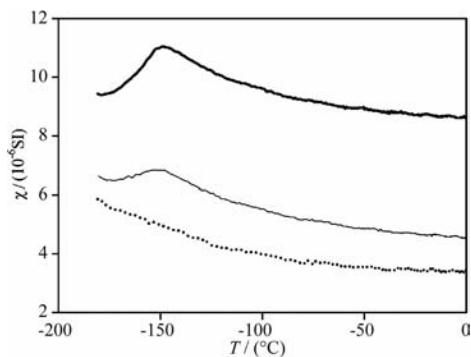


图4 低温磁化率与温度关系图

粗线代表伊犁表土; 细线代表天山北麓表土;
点线代表黄土高原表土.

Fig. 4 Low-temperature susceptibility behaviour of topsoils from Ili, NFTS and LP.

Bold lines represent Ili topsoil; fine lines represent NFTS topsoil; dotted lines represent LP topsoil.

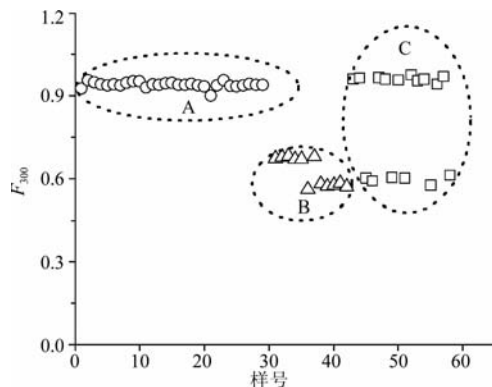
3.1.4 IRM 曲线

F_{300} ($IRM_{300\text{ mT}}/SIRM$) 是样品在 300 mT 磁场中磁化后所携带剩磁与饱和等温剩磁的比值, 反映了样品中软磁性矿物 (如磁铁矿、磁赤铁矿) 与硬磁性矿物 (如赤铁矿、针铁矿) 的相对比例^[22]. 研究区样品的 F_{300} 分布见图 5, 在不同的区域 F_{300} 不同. 黄土高原 $F_{300} > 0.9$, 其平均值为 0.94, 即经 300 mT 磁场磁化后, 样品所携剩磁已接近饱和, 说明亚铁磁性矿物 (磁铁矿、磁赤铁矿) 是样品剩磁的主要载体, 等温剩磁在大于 300 mT 后的继续增加是由一些反铁磁性/顺磁性矿物引起的.

天山北麓表土 F_{300} 值分布范围在 0.56~0.68 之间, 即经 300 mT 磁场磁化后, 样品所携剩磁达到饱和值的 56%~68%, 表明反铁磁性矿物 (如赤铁矿、针铁矿) 对样品剩磁贡献大, 但也存在亚铁磁性矿物 (如磁铁矿、磁赤铁矿). HIRM 也表明高矫顽力的反铁磁性矿物较高 (图 2d); 伊犁地区 F_{300} 值分布在两个区域, 即 0.94~0.97 和 0.58~0.63 之间, HIRM 变化幅度大 (图 2d), 这说明伊犁表土中亚铁磁性矿物 (主要是磁铁矿、磁赤铁矿) 和反铁磁性矿物 (赤铁矿、针铁矿) 共同对剩磁产生贡献.

3.1.5 热磁分析

热磁曲线记录了磁性矿物的居里温度, 因此能够指示磁性矿物的种类. 从图 6 可以看出, 加热曲线在达到 210°C 前, 天山 4 个样品 (样品 14, 22, 35, 36) 磁化强度基本保持不变. 而黄土高原表土显示出渐渐降低的特点. 当温度上升到 210°C 左右磁化强度有所增加, 但是随后逐渐降低. 这可能是由弱磁性的铁的氢氧化物 (如纤铁矿) 脱水转变成强磁性磁赤

图5 研究区 F_{300} 分布图

A: 黄土高原; B: 天山北麓; C: 伊犁.

Fig. 5 Distribution plots of F_{300} of the Ili, NFTS and LP topsoils

A: LP; B: NFTS and C: Ili topsoils.

铁矿造成的 ($\gamma\text{FeOOH} \rightarrow \gamma\text{Fe}_2\text{O}_3$)^[25]. 在 300~410°C 之间, 随着温度升高, 磁化强度显著降低, 一般认为是亚稳定、强磁性的磁赤铁矿受热转化成热稳定、弱磁性的赤铁矿 ($\gamma\text{Fe}_2\text{O}_3 \rightarrow \alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) 的特点^[26]. 当加热温度超过 450°C 之后, 磁化强度随温度升高而急剧增加, 并在 510°C 左右出现明显峰值, 这种现象在中国风成沉积的热磁曲线上是较常见的, 主要是由含铁硅酸盐矿物或粘土矿物 (绿泥石) 高温下转变成磁铁矿造成的^[27], 含铁氢氧化物 (如褐铁矿) 也可能转化成磁铁矿, 虽然单畴磁铁矿在居里温度以下发生的 Hopkinson 效应也可能对该磁化率峰值有所贡献, 但不是主要因素^[28]. 所有的样品加热到 510°C 以后磁化强度急剧降低, 居里点均在 580°C 左右, 表明磁铁矿为表土中共同含有的磁性矿物. 580~700°C 的加热过程中磁化强度持续降低, 如果仔细观察, 或者将该温度段放大, 可以看到天山 4 个样品均有 $T_c \sim 640^\circ\text{C}$ 的转折, 表明磁赤铁矿的存在. 此外, 天山 47 号样品还可以观察到 $T_c \sim 670^\circ\text{C}$ 的转折, 说明该样品含赤铁矿. 天山 4 个样品所含的磁赤铁矿实际包含了两部分: (1) 热不稳定的磁赤铁矿, 表现为加热和冷却所失去的磁化强度部分的磁赤铁矿, 在天山表土相对含量可以高达 35~40%; (2) 热稳定的磁赤铁矿^[24], 在图 6 中表现为在 570~640°C 之间, 加热和冷却曲线能够可逆重复. 刘秀铭等^[29] 对洛川剖面 S0-S1 研究表明, 黄土层所含磁赤铁矿的绝对含量比土壤层低, 但是相对含量比土壤层高. 天山表土含有相对高含量的磁赤铁矿, 或许能够部分说明或者证实黄土高原磁赤铁矿部分属于风积成因^[29], 即黄土高原风积降尘中已经含有部分磁赤铁矿.

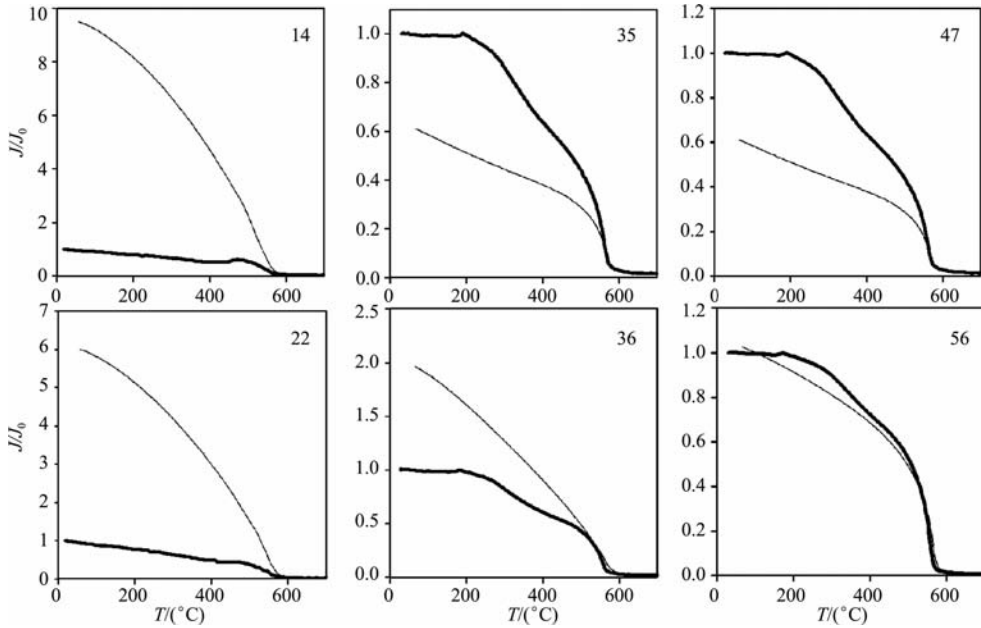


图 6 伊犁、天山北麓和黄土高原表土磁化强度-温度曲线

样品 14、22 为黄土高原样品, 样品 35、36 为天山北麓样品, 样品 47、56 为伊犁样品。

粗线代表加热过程, 细线代表降温过程

Fig. 6 Temperature dependence of magnetization curves of topsoils from Ili (14, 22), NFTS (35, 36) and Loess Plateau (47, 56). Bold lines represent heating; fine lines represent cooling

3.1.6 磁滞回线

磁滞回线能较好指示磁性矿物的大类特点^[22]。

伊犁和天山北麓表土的磁滞回线总体形态与黄土高原类似, 均呈 S 形。可以大致以磁场 300 mT 为界, 来分析它们所含磁性矿物属于软磁性矿物或者硬磁性矿物及其相对比例。3 个样品在 300 mT 以下均显示出不同程度磁滞现象; 说明它们都含有软磁性矿物, 如磁铁矿/磁赤铁矿。样品 47(伊犁)软磁性矿物含量最高, 样品 35(天山北麓)其次, 样品 22(黄土高原表土)最低; 但是它们在磁场 300 mT 以上依然没有表现出饱和, 表明样品中也含有较多高矫顽力的硬磁性矿物(如以上热磁曲线分析的纤铁矿, 赤铁矿, 图 7)。300 mT 以上所加的磁场与它所获得的磁化强度称为高场磁化率, 表现为一条直线, 该直线的斜率则反映了硬磁性组分的比例高低。伊犁和天山北麓表土显示出几乎平行的斜率, 并且比黄土高原表土斜率大些, 说明天山地区所含硬磁组分比较相似, 但是比黄土高原高。

3.2 粒度

研究区粒度组成都具有向下风方向逐渐变细的特征(图 2(e,f))。图 2 粒度数据显示, 粗粒(>63 μm)组分在天山地区含量较高, 说明天山地区表土含有较高含量的近源物质。粒度变化受风力的影响, 向下风方向风力逐渐减弱, 粗粒(>63 μm)组分含量减

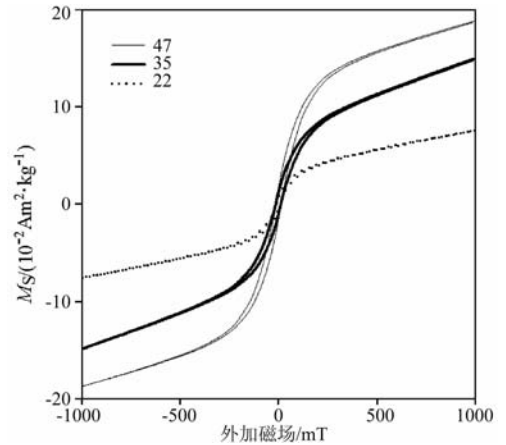


图 7 伊犁(样品 47)、天山北麓(样品 35)和黄土高原(样品 22)表土磁滞回线特征

Fig. 7 Magnetic hysteresis loops of topsoils from Ili (47), NFTS (35) and LP (22)

少, 细粒(<5 μm)组分含量相对增加。向着下风方向风力减弱的同时, 也伴随着风化成壤作用加强, 它使细颗粒组分含量增加, 而且其增加量基本与风化成壤作用强度呈正相关。在干旱半干旱气候条件下, 水分条件是成土作用的主要因素, 降水量的增加使成土作用强度增强, 颗粒逐渐变细, <5 μm 的粘粒组分增加。因此, <5 μm 的粘粒组分是较好的气候指标, 粘粒组分含量一方面表明成壤作用的强度, 也可反映本区域降水量的大小。

4 讨 论

过去几十年在研究世界各地风积地层重建古气候过程中,磁化率被广泛应用,而且被证明是一个总体上行之有效反映过去全球变化的代用指标.在中国黄土高原经典剖面如洛川,西峰,宝鸡,灵台,泾川等,磁化率数值大小显示出与风化程度或者成土强度高度正相关关系.黄土高原地域辽阔,气候条件总体上以干旱为主要特征.黄土地层的物质均为黄土,土壤则是在黄土母质基础上和适当的气候条件下发育而成.即成土强度直接与成土条件(温度和湿度)密切相关,成土强度则反映了古气候温湿程度.磁化率本质上与气候毫无关系,只是一个度量物质被磁化能力的物理参数.它的数值大小与被测量样品中的磁性矿物种类、含量、以及粒径大小有关.中国黄土磁学研究表明,土壤层磁化率比黄土层增强,可能有多种因素,诸如成土、淋溶、压实等使土壤密度增加磁化率升高.但是更为接受的是,因为在更加温湿成土条件下,经过有机和无机过程形成了超细粒级磁赤铁矿/磁铁矿,使得土壤层磁化率比黄土层增加^[15].由于土壤层的频率磁化率普遍比黄土层增高,土壤层中检测到的 $0.03 \mu\text{m}$ 以下粒级的超顺磁(SP)磁铁矿比黄土层的高^[14,30].

阿拉斯加和西伯利亚黄土研究揭示了另一种完全相反的黄土磁化率与成土强度的关系:磁化率在成土强的土壤层获低值,在黄土层中获高值.这种现象最早在阿拉斯加发现^[31],被解释为可能反映古风力强度的变化.随后用磁铁矿做了风洞实验,证明不同风力可以对沉积物磁化率产生负相关的影响^[16].西伯利亚也报道了与阿拉斯加黄土相似的现象^[17].在西伯利亚经典 Kurtak 剖面有明显土壤发育,也发育铁锰结核,铁的锈斑^[18],表明那里的土壤曾经经历了强烈的淋溶等成土过程.由于研究人员几乎没有检测到类似中国黄土成土的有力证据(土壤比黄土含更高的 SP 含量和频率磁化率),西伯利亚黄土也因此被认为是反映古风力强度的变化.这就产生了问题:同样的磁化率在中国黄土地层反映的是过去夏季风的变化,而在西伯利亚(和阿拉斯加)却被认为反映古风力强度的变化.其磁化率增强机理究竟为什么变得如此不同?如果按照风洞实验条件证实的‘风速论’来解释阿拉斯加和西伯利亚黄土磁化率机制,那么适用‘风速论’的条件和地区必须是土壤发育差、成土弱的地区.本文所涉及的新疆天山地

区可能恰恰就是‘风速论’可以得到验证的地方.

如图 3 所示,研究区表土的 $\chi_{\text{fd}}\%$ 、 χ 与年均降水量之间的关系,在不同地区、不同环境条件下并不相同.黄土高原由东南向西北随着东南夏季风的减弱,年均降水量逐渐减少, $\chi_{\text{fd}}\%$ 与 χ 值均显著下降,二者呈正相关($r=0.86$),且 $\chi_{\text{fd}}\%$ 和 χ 的变化趋势与年均降水量的变化趋势总体一致(图 3(a,b)).伊犁地区受地形的影响,区内降水分布不均匀,总的趋势为东多西少,山区多平原少. $\chi_{\text{fd}}\%$ 的变化趋势与年均降水量的变化趋势基本一致,而 χ 与年均降水量的变化趋势相反(图 3(c,d)).黄土高原成土 $\chi_{\text{fd}}\%$ 与磁化率增强的密切关系已有许多报道^[11,15],图 3b 的黄土高原表土频率磁化率与年均降水量高度相关($r=0.86$)就是另外一个有力证明.在伊犁地区由东向西 $\chi_{\text{fd}}\%$ 波动降低,而 χ 升高,表明该地区反映成土的频率磁化率 $\chi_{\text{fd}}\%$ 与总磁化率 χ 有反相关的趋势($r=-0.45$),即伊犁地区表土磁化率 χ 主要为非成土风积的粗粒磁性矿物所贡献.这个结果从不同角度证实了新疆地区黄土地层磁化率主要是风积磁铁矿/磁赤铁矿所贡献^[21].

天山北麓表土从森林线以下的黄土分布区到天山山前的戈壁,随年均降水量逐渐减少, $\chi_{\text{fd}}\%$ 逐渐降低,而 χ 变化趋势不明显,二者几乎不相关.总体而言,在新疆不同地区表土 $\chi_{\text{fd}}\%$ 与年均降水量的变化趋势基本一致,而 χ 与年均降水量之间的关系并不相同.即使如此,天山地区表土磁学参数与现代气候指标,如年均降水量的研究已经说明,伊犁和天山北麓表土的磁化率和频率磁化率的变化,即黄土地层磁化率增强机制与黄土高原明显不同.黄土高原土壤层磁化率增强总是伴随超细磁颗粒的明显增加,在土壤层检测到更高含量的超顺磁组分和频率磁化率^[14,30]就是有力证据.新疆地处亚洲内陆,除了高大的山脉,其余均为极度干旱的戈壁和沙漠.黄土主要分布在高山向戈壁过渡的缓坡地带(草原).根据图 2,伊犁和天山北麓表土磁化率与 $>63 \mu\text{m}$ 的粗粒组分的变化趋势一致,与 $<5 \mu\text{m}$ 粘粒组分的变化趋势相反,这些结果明确表明,新疆天山黄土磁化率与非成土风积 MD 粗粒磁组分密切相关.因此,新疆黄土地层磁化率的确反映了搬运风力强度的变化.

其实,任何地区黄土古土壤的磁学成分均可以分成原生风积和次生成土两部分.黄土地层磁化率则是风积和成土两部分的合成.从西北向东南方向,原生风积磁组分渐渐变少,而成土磁组分的比例慢慢增加.但是原生和次生组分不是简单的叠加,后期

成土阶段是否使得原生风积信号得到增强还是削弱,却是取决于其成土条件^[32]。如果成土作用弱,原生风积磁组分就会占主要比例。这种情形就如新疆和甘肃武威黄土地层。到黄土高原东部这种情况恰好相反,那里成土作用占主要比例。

弱风化的黄土地层大致保留了原生风积情形,它的磁学信号反映了源区的远近和搬运风力强弱。风积粉尘一旦堆积后,便开始了地面成土作用。黄土高原属于干旱区,低降雨量和高蒸发量是其特点。黄土古土壤孔隙疏松充满空气,容易与氧气交换,它属于氧化条件下成土。夏季东南风和间冰期带来适量更多雨水则有利于植物生长和细小铁氧化物(磁铁矿和磁赤铁矿)形成,使得磁化率增加。如果成土作用发生在湿润环境中,磁性矿物就会发生不一样的变化。黄土颗粒之间孔隙的通风(与氧气交换)条件受到限制,原生风积磁铁矿和磁赤铁矿在水分多的条件下就会被改造形成铁的氢氧化物,如针铁矿和褐铁矿,从而使得磁化率降低。这种情形恰如西伯利亚 Kurtak 黄土地层,其锈斑和铁锰结核在剖面上明显可见^[18]。间冰期水分更充足,就形成了更多的针铁矿和褐铁矿。最后构成了西伯利亚和阿拉斯加黄土磁化率与成土作用基本相反的趋势^[32]。

我们认为,如果将‘风速论’推广和应用,就需要它与风洞实验相似的基本条件。就是需要找到以物理风化为主,而没有明显化学风化(成分改变)的地方。从逻辑上分析,它应该只适用于弱成土或者没有明显成土的地区。阿拉斯加经典的 Halfway House 黄土剖面^[31],具有明显的成土发育,不仅有铁的锈斑,S1 土壤层中还有局部变成不规则形状的灰白色土(如同水稻土),说明发生过明显的成土(化学风化)过程。西伯利亚 Kurtak 剖面实地考察也发现,S1 土壤层呈深棕色,明显经历了成土过程。从 L1 中部往下,不论黄土还是土壤,均可以观察到遍布的铁的锈斑。这些野外观察就说明,阿拉斯加和西伯利亚两处黄土剖面均经历了明显的化学风化,并不适合‘风速论’的解释。而磁学研究也发现,它们古土壤的磁化率降低是因为磁赤铁矿/磁铁矿随着成土发育而发生溶解^[29,32]所致,即由于化学作用使得它们两地磁化率降低。本文研究的新疆天山地区是一个弱成土地区,满足‘以物理风化为主’的基本条件。虽然我们认为‘风速论’并不适用于阿拉斯加和西伯利亚地区黄土磁化率的解释,但可能适用于天山黄土。上述讨论说明,天山表土磁化率的确主要反映了现代风力强弱变化。因此不难推论,新疆天山弱成壤的

土地层磁化率可能反映了过去风力变化历史。

5 结 论

新疆天山和黄土高原表土磁学性质的研究表明,各地磁性矿物基本相似。强磁性矿物均为磁铁矿和磁赤铁矿,弱磁性矿物为赤铁矿和纤铁矿或针铁矿。根据热磁研究,受热稳定和不稳定的磁赤铁矿在天山表土均有发现,它占总磁化强度的比例可高达 35%~40%。这可能证实,黄土高原黄土地层中的磁赤铁矿至少有部分属于风积成因。

黄土高原表土磁化率、频率磁化率与年均降水量均呈高度正相关,表明气候作用是主导黄土高原表土磁化率增强的主要因素。

伊犁和天山北麓表土超细磁颗粒(SP 和 SD)含量较低,低温磁化率显示 MD 粗颗粒特点,而黄土高原表土没有 MD 的 Verwey 转换,表明天山表土磁颗粒比黄土高原粗。

天山表土磁化率与 $>63 \mu\text{m}$ 的粗粒组分的变化趋势一致,与 $<5 \mu\text{m}$ 粘粒组分的变化趋势相反;伊犁表土的磁化率与频率磁化率呈明显的反相关。说明天山地区磁化率大小主要受风力强弱的影响,成壤作用对它的影响相对较小。各地表土频率磁化率均与现代年均降水量之间呈良好的正相关,指示着气候湿度条件与形成细小磁颗粒的相关关系。

天山表土成土弱,没有明显化学风化,表土磁化率主要反映了现代风力强弱变化。

致 谢 感谢两位审稿人对本文提出的宝贵意见。

参考文献(References)

- [1] Shi R P, Cioppa M T. Magnetic survey of topsoils in Windsor-Essex County, Canada. *Journal of Applied Geophysics*, 2006, **60** (3-4): 201~212
- [2] Hu X F, Su Y, Ye R, et al. Magnetic properties of the urban soils in Shanghai and their environmental implications. *Catena*, 2007, **70**(3): 428~436
- [3] Wang H Q, Zhang S H, Li H Y. Mineral magnetic properties of surface sediments at Bei'anhe, Beijing, and its environmental significance. *Chinese Science Bulletin*, 2008, **53**(16): 2536~2546
- [4] Magiera T, Strzyszczyk Z, Kapicka A, et al. Discrimination of lithogenic and anthropogenic influences on topsoil magnetic susceptibility in Central Europe. *Geoderma*, 2006, **130** (3-4): 299~311
- [5] Fialová H, Maier G, Petrovsky E, et al. Magnetic properties of soils from sites with different geological and environmental settings. *Journal of Applied Geophysics*, 2006, **59**(4): 273~

- 283
- [6] Hanesch M, Scholger R. The influence of soil type on the magnetic susceptibility measured throughout soil profiles. *Geophys. J. Int.*, 2005, **161**(1): 50~56
- [7] Maher B A. Magnetic properties of modern soils and Quaternary loessic paleosols: paleoclimatic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1998, **137**(1-2): 25~54
- [8] Heller F, Shen C D, Beer J, et al. Quantitative estimates of pedogenic ferromagnetic mineral formation in Chinese loess and palaeoclimatic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 1993, **114**(2-3): 385~390
- [9] Geiss C E, Zanner C W. Sediment magnetic signature of climate in modern loessic soils from the Great Plains. *Quaternary International*, 2007, **(162-163)**: 97~110
- [10] Xia D S, Jin M, Liu X M, et al. A preliminary study on the magnetic signatures of modern soil in Central Asia. *Frontiers of Earth Science in China* (in Chinese), 2007, **1**(3): 275~283
- [11] 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(B辑), 1994, **24**(12): 1290~1297
Lü H Y, Han J M, Wu N Q, et al. Analysis on magnetism and paleoclimate meaning in modern soil of China. *Science in China (Series B)*, 1994, **24**(12): 1291~1297
- [12] Yang T, Zhu Z Y, Wu Y, et al. Concentrations of rare earth elements in topsoil from East China. *Environmental Geology*, 2008, **56**(2): 309~316
- [13] Sartori M, Evans M E, Heller F, et al. The Last Glacial/Interglacial Cycle at two sites in the Chinese Loess Plateau; Mineral magnetic, grain size and ^{10}Be measurements and estimates of palaeoprecipitation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2005, **222**(1-2): 145~160
- [14] Liu X M, Rolph T, Bloemendal J, et al. Quantitative estimates of palaeoprecipitation at Xifeng, in the Loess Plateau of China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 1995, **113**(2-4): 243~248
- [15] Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G, et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess. *Nature*, 1990, **346**(6286): 737~739.
- [16] Begét J E, Stone D B, Hawkins D B. Paleoclimatic forcing of magnetic susceptibility variations in Alaskan loess. *Geology*, 1990, **18**(1): 40~43
- [17] Chlachula J. The Siberian loess record and its significance for reconstruction of Pleistocene climate change in north-central Asia. *Quat. Sci. Rev.*, 2003, **22**(18-19): 1879~1906
- [18] 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**(2): 367~380
- [19] 叶 玮. 新疆西风区黄土与古土壤磁化率变化特点. 中国沙漠, 2001, **21**(4): 380~386
Ye W. Study on magnetic susceptibility of loess and paleosol sequences in westerly region of Xinjiang. *Journal of Desert Research* (in Chinese), 2001, **21**(4): 380~386
- [20] 史正涛, 方小敏, 宋友桂等. 天山北坡黄土记录的中更新世以来干旱化过程. 海洋地质与第四纪地质, 2006, **26**(3): 109~114
Shi Z T, Fang X M, Song Y G, et al. Loess sediments in the north slope of Tianshan mountains and its indication of desertification since middle Pleistocene. *Marine Geology and Quaternary Geology* (in Chinese), 2006, **26**(3): 109~114
- [21] Song Y G, Shi Z T, Fang X M, et al. Loess magnetic properties in the Ili Basin and their correlation with the Chinese Loess Plateau. *Sci. China Earth Sci.*, 2010, **53**(3): 419~431
- [22] Evans M E, Heller F. *Environmental Magnetism: Principles and Applications of Enviromagnetics*. New York: Academic Press, 2003, 1~299
- [23] Dearing J. Magnetic susceptibility. In: Walden J, Oldfield F, Smith JP, eds. *Environmental Magnetism: A Practical Guide, Technical Guide*. London: Quaternary Research Association, 1999, 35~62
- [24] Liu X M, Shaw J, Jiang J Z, et al. Analysis on variety and characteristics of maghemite. *Sci. China Earth Sci.*, 2010, **53**(8): 1153~1162.
- [25] 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 Myr. *Journal of Geophysical Research*, 2004, **109**: B01103, doi: 10. 1029 /2003JB002532
- [26] Dunlop D J, Ozdemir O. *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. New York: Cambridge University Press, 1997, 1~573
- [27] Hunt C P, Banerjee S K, Han J M, et al. Rock-magnetic proxies of climate change in the loess-paleosol sequences of the western Loess Plateau of China. *Geophysical Journal International*, 1995, **123**(1): 232~244
- [28] Deng C L, Zhu R X, Verosub K L, et al. Paleoclimatic significance of the temperature-dependent susceptibility of Holocene loess along a NW-SE transect in the Chinese Loess Plateau. *Geophysical Research Letters*, 2000, **27**(22): 3715~3718
- [29] Liu X M, Hesse P, Rolph T. Origin of maghaemite in Chinese loess deposits: aeolian or pedogenic? *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 1999, **112**(3-4): 191~201
- [30] Liu X M, Rolph T, Bloemendal J, et al. Remanence characteristics of different magnetic grain size categories at Xifeng, central Chinese Loess Plateau. *Quaternary Research*, 1994, **42**(2): 162~165
- [31] Begét J E, Hawkins D B. Influence of orbital parameters on Pleistocene loess deposition in central Alaska. *Nature*, 1989, **337**(6203): 151~153
- [32] 刘秀铭, 夏敦胜, 刘东生等. 中国黄土与阿拉斯黄土磁化率气候记录的两种模式探讨. 第四纪研究, 2007, **27**(2): 210~220
Liu X M, Xia D S, Liu D S, et al. Discussion on two models of paleoclimatic records of magnetic susceptibility of Alaskan and Chinese loess. *Quat. Sci.* (in Chinese), 2007, **27**(2): 210~220