

九江红土的磁学特征及其环境意义

刘磊¹, 殷科², 朱宗敏², 木呷古布², 段正纲², 杨云淇², 刘振东²,
王朝文³, 洪汉烈²

(1. 河南省地质矿产勘查开发局 第一地质环境调查院, 河南 郑州 450054; 2. 中国地质大学 地球科学学院, 湖北 武汉 430074; 3. 中国地质大学 珠宝学院, 湖北 武汉 430074)

摘要: 为了解南方红土磁性变化的机理, 采用磁化率仪、扫描电子显微镜及 X 荧光光谱分析对九江红土剖面的磁性特征、磁性矿物的特征及风化程度进行了深入研究。研究表明, 九江剖面上部砂土经历的风化改造强度弱于下部的网纹红土, 而磁性强度高于下部网纹红土, 磁性强度的增加与超顺磁颗粒及多畴磁铁矿的含量密切相关; 风化强度的增加导致磁铁矿的晶形遭到破坏, 同时导致红土中强磁性矿物向弱磁性矿物转化, 这是造成网纹红土磁性强度低于砂土的主要原因; 红土中的多畴磁铁矿并不是形成于风化成土作用过程中, 而是来自红土原始母质的风化残留。从中更新世到晚更新世气候由湿热向冷干转变, 风化作用强度逐渐减弱, 导致上部砂土相对于网纹红土保留了更多的强磁性矿物。因此, 红土中主要的载磁矿物并不是风化成土过程中的产物, 其磁性特征不能反映气候环境的变化。

关键词: 红土; 更新世; 磁化率; 风化强度; 铁矿物; 气候环境

中图分类号: P588.24⁺1; P579; P539.3

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2019)06-0823-11

Magnetic characteristics and environmental significance of Jiujiang red earth

LIU Lei¹, YIN Ke², ZHU Zong-min², MU Jia-gu-bu², DUAN Zheng-gang², YANG Yun-qi², LIU Zhen-dong²,
WANG Chao-wen³ and HONG Han-lie²

(1. No. 1 Institute of Geo-environment Survey of Henan Bureau of Geo-exploration & Mineral Development, Zhengzhou 450045, China; 2. School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China; 3. Gemological Institute, China University of Geosciences, Wuhan 430074, China)

Abstract: To understand the mechanism of magnetic variation of red earth in southern China, the authors investigated magnetic characteristics, characteristics of magnetic minerals and degree of weathering of Jiujiang red earth by using magnetic susceptibility instrument, scanning electron microscope and X-ray fluorescence spectrograph. The results indicate that the upper sandy clay has experienced weaker weathering than the lower net-like red earth, but it has a higher magnetic field strength than the lower net-like red earth. The increase in magnetic strength is closely related to the content of superparamagnetic particles and multidomain magnetite. Increasing weathering results in the destruction of the magnetite crystals and the transformation of ferromagnetic minerals to weakly magnetic minerals, which is the main reason causing a lower magnetic strength of net-like red earth than magnetic strength of the sandy clay. The results also indicate that multidomain magnetite in red earth is not formed in weathering and pedogenesis but in the weathering residue from the parent material of the red earth. From middle Pleistocene to late Pleistocene, the climate changed from hot and humid to cold and dry and weathering intensity gradually decreased,

收稿日期: 2019-03-10; 接受日期: 2019-09-27; 编辑: 郝艳丽

基金项目: 国家自然科学基金项目(41402036, 41772032, 41602037); 中央高校基本科研业务费专项资金(CUG170106)

作者简介: 刘磊(1987-), 男, 硕士, 工程师, 主要从事固体矿产勘察和区域成矿的研究, E-mail: 17972000@qq.com; 通讯作者: 殷科(1984-), 男, 副教授, 主要从事矿物学方面的研究, E-mail: yinke1984@qq.com.

resulting in more ferromagnetic minerals in the upper sandy clay than in the lower net-like red earth. Therefore, the main magnetic-bearing minerals in red earth are not the products formed in weathering and pedogenesis, and magnetic characteristics of red earth can't reveal the climate change.

Key words: red earth; Pleistocene; magnetic susceptibility; weathering intensity; iron mineral; climatic environment

Fund support: National Natural Science Foundation of China(41402036, 41772032, 41602037); Fundamental Research Funds for the Central Universities (CUG170106)

古土壤是地质历史时期表生风化成土作用形成的陆地沉积物,直接记录了成土时期的气候环境信息(席承藩, 1990; Catt, 1991; Vogt *et al.*, 2010)。近年来,随着全球变化研究的兴起,陆地第四纪气候变化的研究引起了地质学家的广泛关注,而利用古土壤作为载体来研究全球变化问题,已成为当前地球科学研究的热点课题(Costantini *et al.*, 2009; May and Veit, 2009)。环境磁学作为揭示陆地沉积物气候信息的经典方法,有效揭示了中国北方黄土沉积物成土过程与环境变迁的关系(刘东生, 1985; 安芷生等, 2006; 邓成龙等, 2007)。传统观点认为,黄土沉积物的低磁化率值对应干冷期,而高磁化率值对应相对暖湿期(刘东生, 1985)。基于上述磁化率气候学意义所揭示的古气候变化信息与深海氧同位素研究结果的绝佳对比性,使得黄土沉积物成为可与深海沉积物和极地冰芯相媲美的三大气候载体之一(邓成龙等, 2007; 卢升高, 2007)。

在中国南方,广泛发育与黄土沉积物类似的红土沉积物,为热带、亚热带地区湿热气候下多期成土改造的陆地沉积物,同样也记录了第四纪以来对全球气候变化响应的信息(席承藩, 1990; 卢升高, 2007)。前期的 Sm-Nd 同位素对比研究表明,长江中下游地区的红土源自近源长江沉积物的风化改造(Hong *et al.*, 2013b)。然而,与中国北方的黄土沉积物相比,南方红土沉积物磁化率不仅受更为湿热的热带-亚热带气候条件的影响,还与成土后期地下水的淋滤作用、微生物改造作用等密切相关(Hu *et al.*, 2009; Hong *et al.*, 2016)。因此,环境磁学在中国南方红土沉积物的古气候信息解译中,引起了极大的争议(杨浩等, 1995; 黄镇国, 1996; Hu *et al.*, 2003; 刘育燕等, 2003)。一种观点认为,南方红土跟北方黄土-古土壤沉积物一样,在成土过程中会形成强的磁性矿物,其磁化率的波动能有效揭示成土过程中的气候旋回(杨浩等, 1995; 刘育燕等, 2003)。如杨浩等通过对长江中下游宣城红土剖面

的磁化率研究,认为红土磁化率的变化特征与北方黄土-古土壤沉积物的磁化率特征及深海氧同位素具有很好的对比性(杨浩等, 1995)。而另外一种观点认为,南方红土形成于更为温暖潮湿的气候条件,高温多雨的气候环境导致强磁性矿物向弱磁性矿物转化,尤其网纹红土成土期后的地下水波动可以导致强磁性矿物的溶解或转化(Hu *et al.*, 2003, 2009; 卢升高, 2007),认为磁化率不能作为记录第四纪红土形成时期的气候代用指标(黄镇国, 1996; Hu *et al.*, 2003)。目前南方红土沉积物的环境磁学研究方法及思路都是借鉴黄土沉积物磁学的传统观点,忽视了红土沉积物与黄土沉积物形成环境及物质来源的差异性,限制了环境磁学在南方红土沉积物中的应用(卢升高, 2007)。

基于以上原因,本次研究将通过土壤磁学与矿物学及地球化学相结合的分析方法,对中国南方典型红土剖面磁性变化的矿物学机理进行深入研究,并查明红土磁性变化与风化成土作用及气候变化的关系。

1 材料和方法

1.1 样品采集

九江红土剖面位于江西九江南湖新村(29°42'40.27"N, 116°00'13.7"E),总厚度约为 14.0 m,为一垂直天然剖面(图 1)。该地区地形以低山丘为主,上覆常青灌木类植物,第四纪红土沉积物通常出现在第三纪侵蚀平原及河流阶地上(Hong *et al.*, 2013a)。九江剖面位于长江的二级阶地上,海拔约为 41 m。根据红土沉积物颜色及结构特征可将九江剖面分为 2 段:上部为灰黄、褐黄色及(浅)红色亚砂土层,虫管及植物根系较为发育,局部可见黑色 Fe-Mn 质薄膜及结核,偶见细砾石,厚约 3.9 m(0~3.9 m);下部为红色-棕红及棕红-绛紫色亚粘土层,局部出现 Mn 质薄膜和结核,发育灰黄色、灰白色网纹,从下往上网纹宽度逐渐变小且稀疏,厚约 10.1 m

(3.9~14.0 m)(图1)。关于红土中网纹的成因目前还存在争议,目前主要存在微生物成因说(与植物根系有关)和地下水活动说之争(Hu *et al.*, 2009; Hong *et al.*, 2016),具体成因还待进一步研究。九江剖面主要可分为3个岩性段,即上部下蜀黄土

(0~2.3 m)、中部均质红土(2.3~3.9 m)及下部网状红土(3.9~14.0 m)。根据颜色及网纹特征,进一步可分为12个层位,现将12个层位岩性特征从上至下详述如下:

第1层:灰黄色亚砂土层,根系丰富,表层见白



图1 九江红土剖面照片

Fig. 1 Photo of Jiujiang section

a—九江剖面全貌图; b—红土中的稀疏网纹(引自 Hong *et al.*, 2013); c—红土中的密集网纹(引自 Hong *et al.*, 2013)
a—an overall view of Jiujiang section; b—sparse net-like veins in red earth (from Hong *et al.*, 2013); c—dense net-like veins in red earth (from Hong *et al.*, 2013)

色物质结晶,柱状结构局部夹灰褐色团块,厚约55 cm(0~55 cm)。

第2层:褐黄色亚砂土层,柱状结构,可见根系和虫管,厚约90 cm(55~145 cm)。

第3层:褐黄色亚砂土层,可见棱角状小砾石,大小约5 mm×4 mm×3 mm,磨圆度较差,虫管发育,土表见黑色Fe-Mn质薄膜,可见Mn结核,厚约90 cm(145~235 cm)。

第4层:灰红色亚砂土层,粒状结构,土体表面可见黑色Fe-Mn质薄膜和灰白色虫管和根系(20%),厚约80 cm(235~315 cm)。

第5层:浅红色亚砂土层,柱状结构,土质表面见黑色钻质薄膜,可见少量白色虫管和根系,含少许Mn结核(5%),偶见1%细砾石(石英质),厚约75 cm(315~390 cm)。

第6层:红色-浅红色亚粘土层,含稀疏灰黄色网纹(20%~30%),呈树枝状,土体表面可见Mn质薄膜和结核,局部可见灰白色虫管和根系,网纹长1~20 cm,宽为1~2 cm,厚约50 cm(390~440 cm)。

第7层:棕红色亚粘土层,发育垂向稀疏粗大网纹,长10~25 cm,宽约1~2 cm,含量约20%,局部见灰白色网纹,网纹中心可见植物根系,厚约80 cm(440~520 cm)。

第8层:棕红色亚粘土层,块状结构,发育灰黄色、灰白色网纹(40%~50%),网纹产状垂向为主,

长10 cm,宽1~1.5 cm,厚约100 cm(520~620 cm)。

第9层:棕红-绛紫色亚粘土层,发育灰黄、灰白色粗大网纹(40%~50%),产状乱,长8~12 cm,宽2~4 cm,局部可见虫管构造,厚约70 cm(620~690 cm)。

第10层:棕红-绛紫色亚粘土层,发育较稀疏(20%~30%),灰白色网纹,产状较乱,接近700 cm处多见垂向网纹,长10 cm,宽0.5~1.5 cm不等。局部灰白色网纹中可见虫管构造,偶夹灰黄色团块,厚约110 cm(690~800 cm)。

第11层:棕红-绛紫色亚粘土层,含20%左右白色网纹,网纹产状较乱,9 m附近以水平方向为主,局部含1%左右的砾石,砾石次圆状,大小不等(2 mm×5 mm~2 cm×3 cm),厚约300 cm(800~1 100 cm)。

第12层:棕红-绛紫色亚粘土层,含20%左右白色网纹,网纹产状较乱,9 m附近以水平方向为主,局部含1%左右的砾石,砾石次圆状,大小不等(2 mm×5 mm~2 cm×3 cm),厚约300 cm(1 100~1 400 cm)。

光释光测试表明九江红土剖面约0.8 m处的年龄为 40.8 ± 4.9 ka,而电子自旋共振研究结果显示约6.3 m、约8.1 m、约10.9 m、约13.8 m处的年龄分别为 393 ± 45 ka、 452 ± 43 ka、 592 ± 77 ka和 685 ± 65 ka,网纹红土底部的年龄为 685 ± 65 ka,表明红土形成于中更新世以来(Hong *et al.*, 2013a)。上部砂土

形成于晚更新世,而下部网纹红土形成于中更新世(Hong *et al.*, 2013a)。笔者在九江剖面从上到下以10 cm 等间距取样,共选取130个样品用于磁化率的测定,并在各层选取代表性样品进行了主量元素含量的测试。

1.2 测试方法

将待测红土样品在室温下烘干,手动轻磨成适宜粒径即可用于磁化率的测试。红土磁化率的测定在中国地质大学(武汉)岩石磁学实验室完成,测试仪器为MFK1-FA型磁化率仪,低频磁化率(χ_{lf})和高频磁化率(χ_{hf})均为质量磁化率,频率磁化率($\chi_{fd}/\%$)采用计算公式 $\chi_{fd} = (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf} \times 100\%$ 计算。测试条件:室温,磁场强度为200 A/m,低频磁化率和高频磁化率的测试频率分别为976 Hz和15 616 Hz。

强磁性矿物的微观形貌分析首先采用磁铁(1T)磁选获得磁性粉末样品,然后用Quanta200型环境扫描电子显微镜(SEM)分析。对磁性粉末样品采取喷碳导电处理,采用背散射模式拍照,加速电压为20 kV,束流大小在1~2 nA。

将代表性红土样品研磨成微米粒级粉末进行主量元素的测试,实验在中国地质大学(武汉)生物地质与环境地质教育部重点实验室的XRF-1800型X荧光光谱仪(XRF)上完成,X光管电压60 kV,电流

30 mA,分析精度和检测限分别为<1%和0.01%。首先,将样品在105℃下加热烘烤2 h,用于烧失量(LOI)的测定。然后,混合 $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7 + \text{LiBO}_2 + \text{LiF}$ 混合熔剂、 NH_4NO_3 和LiBr在高频熔融炉1 000℃下熔融,制成熔片后直接上机测试。

2 测试结果

2.1 磁化率分析

磁化率分析结果表明,九江剖面红土的 χ_{lf} 在 $3.15 \times 10^{-8} \sim 1.32 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ 间变动,平均值为 $2.21 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$; χ_{hf} 在 $2.78 \times 10^{-8} \sim 1.12 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ 间变动,平均值为 $1.87 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$; χ_{fd} 在11%~18%间变动,平均值为15%。上部黄色砂土的 χ_{lf} 在 $1.01 \times 10^{-7} \sim 1.32 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ 间变动,平均值为 $4.77 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$; χ_{hf} 在 $8.82 \times 10^{-8} \sim 1.12 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ 间变动,平均值为 $4.02 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$; $\chi_{fd}\%$ 在12%~17%间变动,平均值为15%。下部网纹红土的 χ_{lf} 在 $3.15 \times 10^{-8} \sim 2.7 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ 间变动,平均值为 $1.19 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$; χ_{hf} 在 $2.78 \times 10^{-8} \sim 2.23 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ 间变动,平均值为 $1.02 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$; χ_{fd} 在12%~18%间变动,平均值为14%(图2)。

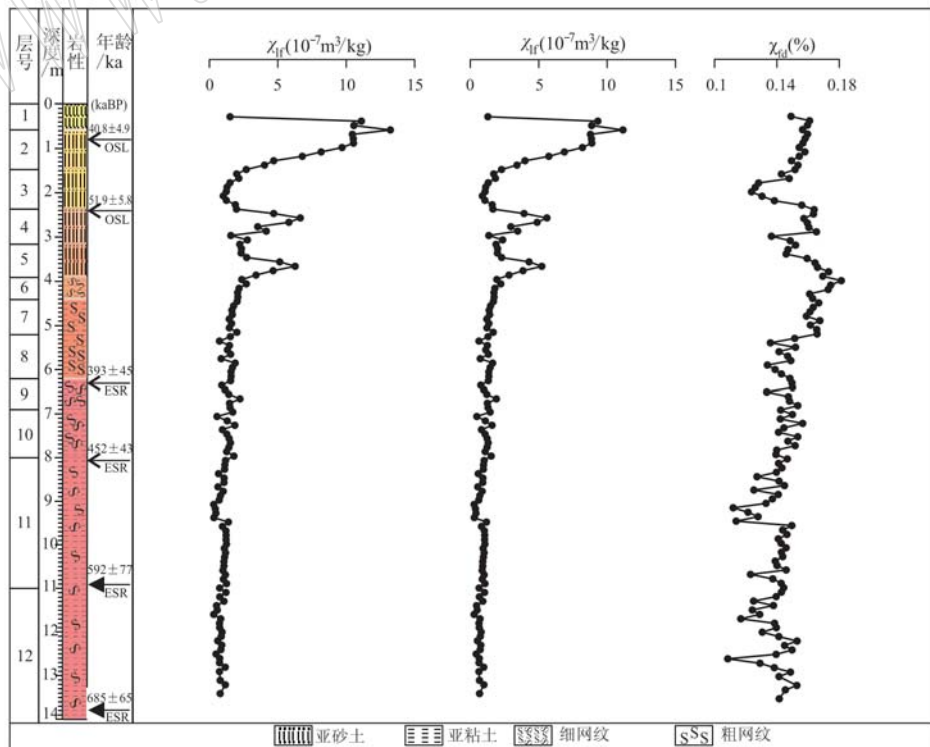


图2 九江红土磁化率的变化特征

Fig. 2 The variation of the magnetic susceptibility of Jiujiang red earth

χ_{lf} 、 χ_{hf} 和 χ_{fd} 等在黄色砂土中变化波动比较明显,而 χ_{lf} 和 χ_{hf} 在网纹红土中比较稳定, χ_{fd} 在网纹红土中存在轻微的波动变化。 χ_{lf} 、 χ_{hf} 和 χ_{fd} 等沿着剖面向上均呈现明显的增大趋势,其中, χ_{lf} 和 χ_{hf} 变化波动趋势基本相同(图2)。相关性分析表明,整个剖面的 χ_{lf} 和 χ_{fd} 的相关性较差($R^2=0.2234$),相关性较差的样品均来自砂土层(0~3.9 m)(图3a)。然而,将整个剖面分为0~1.3 m、1.3~3.9 m、3.9~14.0 m等3个深度范围,这3个深度范围内样品的 χ_{lf} 和 χ_{fd} 的相关性较高($R^2=0.6731$ 、 $R^2=0.5295$ 、 $R^2=0.6062$)(图3b、3c、3d)。3个深度范围内的 χ_{lf} 和 χ_{fd} 呈现出明显的正相关,表明整个红土剖面磁性的增强与超顺磁性颗粒(SP颗粒)含量的增加密切相关。由图3明显可以看出,在 χ_{fd} 大小相同时,来自砂土层样品的 χ_{lf} 明显高于网纹红土的样品(图3a),表明砂土层中的磁性矿物种属及含量可能与网纹红土存在较大的差异。

2.2 微观形貌分析

由于铁矿物中核心元素的原子序数高于硅酸盐,因此,在扫描电子显微镜的背散射模式下,铁矿物的亮度明显高于硅酸盐(图4a~4i)。扫描电子显

微镜下,大部分铁矿物发育残缺的外观(图4c、4g、4i),少数发育特征的八面体或五角十二面体晶形(图4b、4d、4f),粒径多在1~30 μm 之间,在磁学中属于多畴颗粒。样品中出现具有明显八面体或五角十二面体晶形的铁矿物,这种晶形特征说明该铁矿物应为磁铁矿。大部分发育残缺外观的铁矿物亮度跟磁铁矿基本相同,说明这种铁矿物也可能为磁铁矿。其他呈现深灰色的粒状或片状外观的矿物,可能为石英、长石、针铁矿、赤铁矿等矿物。由图4明显可以看出,从上部砂土层到下部网纹红土层,磁铁矿的含量依次降低,并且磁铁矿的粒径逐渐减小(图4a、4e、4h)。晶形完整的磁铁矿仅出现在上部砂土层中,而在网纹红土层中未发现晶形完整的磁铁矿,并且磁铁矿含量较低。在扫描电子显微镜下,代表性样品中磁化率强度与磁铁矿含量表现出显著的正相关,说明红土磁化率的强度与多畴磁铁矿的含量密切相关(图4a、4e、4h)。值得注意的是,磁性样品中大颗粒的磁铁矿都是以单独的形式存在,而小颗粒的磁铁矿被包裹于硅酸盐矿物中(图4b~4d、4f、4g、4i)。

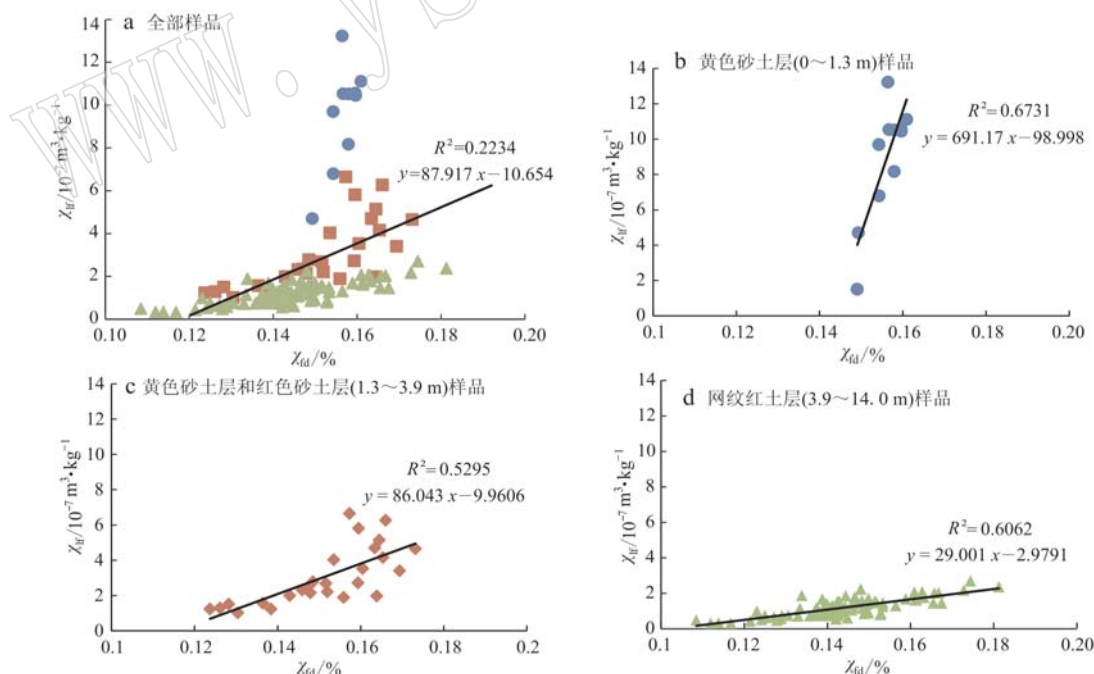


图3 九江红土低频磁化率和频率磁化率的相关分析图

Fig. 3 The correlation analysis of the low frequency magnetic susceptibility and frequency magnetic susceptibility of Jiujiang red earth

2.3 主量元素分析

主量元素分析结果表明,九江红土的化学组成以 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 、 K_2O 、 MgO 、 Na_2O 、 TiO_2 和 CaO

为主,并含有少量的 MnO 和 P_2O_5 (表1)。由表1明显可以看出,上部砂土层中的 K_2O 、 MgO 、 Na_2O 、 CaO 、 MnO 和 P_2O_5 的含量明显高于网纹红土,而 TiO_2 的

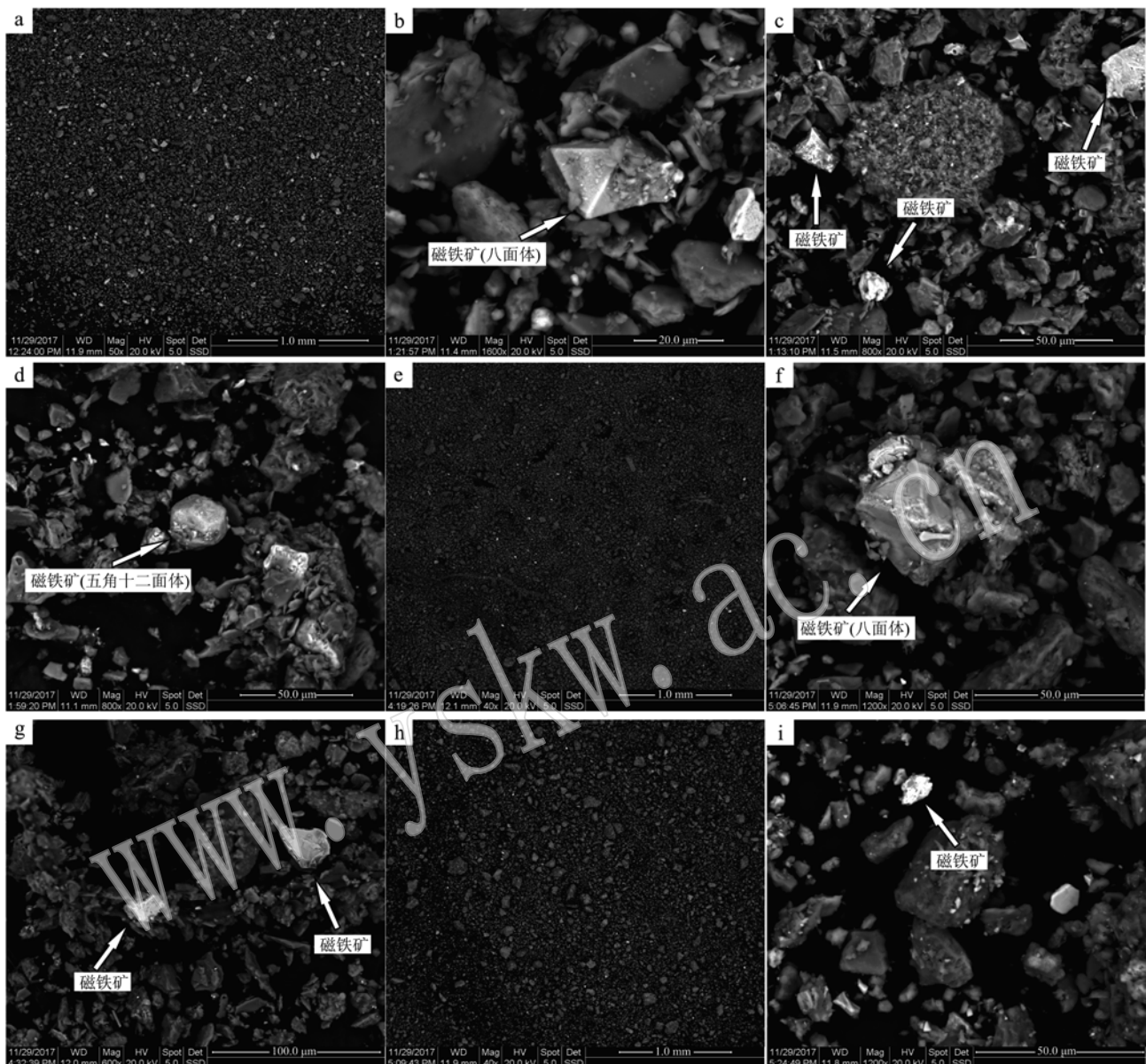


图4 磁选强磁性样品中磁铁矿的微观形貌图

Fig. 4 Morphology of magnetite in magnetic samples

a ~ d—样品 JJ-011, 来自黄色砂土层的样品(~0.85 m), $\chi_{\text{lf}} = 1.50 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$; e ~ g—样品 JJ-067, 来自红色砂土层的样品(~3.65 m), $\chi_{\text{lf}} = 5.14 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$; h ~ i—样品 JJ-145, 来自强网纹层的样品(~7.55 m), $\chi_{\text{lf}} = 1.17 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$
a ~ d—sample JJ-011 from yellow sandy clay with $\chi_{\text{lf}} = 1.50 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$ (~0.85 m); e ~ g—sample JJ-067 from red sandy clay with $\chi_{\text{lf}} = 5.14 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ (~3.65 m); h ~ i—sample JJ-145 from net-like red earth with $\chi_{\text{lf}} = 1.17 \times 10^{-7} \text{ m}^3/\text{kg}$ (~7.55 m)

含量低于网纹红土。 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 等在剖面中呈现波动性的变化,无明显的上升或下降趋势(表1)。化学蚀变指数(CIA)能反映难迁移元素 Al_2O_3 的相对富集和易迁移元素 K_2O 、 Na_2O 和 CaO 等的亏损,可以指示土壤剖面的风化强度(Nesbitt and Young, 1982; Nedachi *et al.*, 2005)。九江红土的

CIA 值在 74.8% ~88.6% 间变动,平均值为 84.8%,指示了热带-亚热带湿热地区中-强的风化条件(Feng *et al.*, 2003; Chen *et al.*, 2008)。然而,在上部砂土层中 CIA 值均小于 85%,而在网纹红土的 CIA 值基本都大于 85%,说明网纹红土层形成时期的风化强度高于砂土层。从下部强网纹红土到上部

表 1 红土中代表性样品的主要元素特征
Table 1 Major element characteristics of representative red earth samples

岩性	样号	深度/m	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Sum	CIA	TiO ₂ /Al ₂ O ₃	w _B /%
黄色砂土	P1-001	0.3	67.71	0.93	14.63	6.02	0.10	1.35	0.34	0.92	2.28	0.10	5.83	100.21	76.1	0.064	
	P1-005	0.5	67.54	0.93	14.41	6.00	0.10	1.31	0.35	0.91	2.24	0.10	5.64	99.53	76.0	0.065	
	P2-011	0.8	69.68	0.91	13.64	5.47	0.09	1.21	0.38	0.95	2.16	0.08	5.24	99.81	74.8	0.067	
	P2-021	1.3	70.54	0.90	13.73	5.35	0.10	1.15	0.40	0.85	2.07	0.07	5.30	100.46	75.9	0.066	
红色砂土	P4-051	2.8	70.75	0.99	13.77	5.71	0.06	0.76	0.20	0.35	1.98	0.07	5.63	100.27	81.7	0.072	
	P5-061	3.3	71.93	0.99	13.22	5.72	0.07	0.66	0.18	0.26	1.79	0.07	5.53	100.42	83.1	0.075	
	P5-067	3.6	72.19	1.01	12.93	5.79	0.06	0.60	0.18	0.22	1.63	0.07	5.46	100.14	84.1	0.078	
	P6-077	4.1	71.91	1.05	13.12	5.81	0.03	0.58	0.21	0.21	1.55	0.06	5.61	100.14	84.7	0.080	
弱网纹层	P7-083	4.4	71.78	1.06	12.92	6.39	0.02	0.52	0.21	0.14	1.41	0.06	5.52	100.03	86.7	0.082	
	P8-109	5.7	72.32	1.09	12.45	6.57	0.02	0.45	0.22	0.14	1.32	0.05	5.25	99.88	86.8	0.088	
	P8-115	6.0	72.91	1.11	12.39	6.85	0.02	0.45	0.22	0.09	1.30	0.05	5.14	100.53	87.9	0.090	
	P9-121	6.3	72.04	1.10	12.64	6.60	0.02	0.44	0.23	0.10	1.32	0.05	5.35	99.89	87.8	0.087	
网纹红土	P10-133	6.9	74.27	1.11	11.93	5.47	0.02	0.43	0.22	0.09	1.23	0.05	5.00	99.82	88.0	0.093	
	P10-145	7.6	72.39	1.11	13.04	5.81	0.02	0.45	0.23	0.12	1.30	0.05	5.40	99.92	87.9	0.085	
	P10-153	7.9	72.00	1.13	13.30	5.83	0.02	0.47	0.24	0.11	1.32	0.05	5.38	99.85	88.1	0.085	
	P11-165	8.5	72.62	1.15	12.64	6.02	0.02	0.43	0.23	0.09	1.25	0.05	5.33	99.83	88.5	0.091	
	P11-193	9.9	73.49	1.18	12.33	5.49	0.02	0.43	0.20	0.10	1.27	0.05	5.02	99.58	87.9	0.096	
	P11-201	10.3	76.24	1.22	11.31	5.21	0.02	0.41	0.20	0.08	1.23	0.05	4.54	100.51	87.6	0.108	
	P11-207	10.6	72.46	1.19	13.72	4.51	0.02	0.46	0.23	0.10	1.32	0.04	5.47	99.52	88.6	0.087	
	P12-225	12.0	69.39	1.19	14.16	7.10	0.02	0.47	0.21	0.10	1.43	0.07	5.79	99.93	88.3	0.084	
	P12-231	12.6	70.58	1.18	13.63	6.78	0.02	0.45	0.21	0.10	1.43	0.06	6.04	100.48	87.9	0.087	
	P12-237	13.2	69.05	1.18	14.42	7.24	0.02	0.49	0.21	0.10	1.49	0.07	6.22	100.49	88.1	0.082	

黄色砂土, CIA 值呈现明显逐渐减小的趋势, 说明中更新世到晚更新世九江红土的成土作用逐渐减弱。九江红土中 CIA 值的这种变化特征与安徽宣城红土 (Hong *et al.*, 2009) 极为相似, 说明这两个地区的红土经历了相同的成土过程。TiO₂ 和 Al₂O₃ 通常被认为是风化过程中常见的难迁移组分, 在原地风化的剖面中, TiO₂/Al₂O₃ 值在不同风化程度的层位中保持不变 (Nesbitt and Young, 1982)。在九江红土剖面中, TiO₂/Al₂O₃ 值在 0.064% ~ 0.108% 间变化 (平均值为 0.082%), 并且 TiO₂ 含量变化幅度较小 (0.90% ~ 1.22%) (表 1), 表明九江红土各层位可能具有相同的物质来源, 与前人关于南方红土物源的研究结果十分一致 (Hu and Gong, 1999; Hu *et al.*, 2005, 2008)。

3 讨论及结果

磁化率可有效揭示中国北方黄土-古土壤沉积区的气候变化 (An *et al.*, 1991; Zhu *et al.*, 1995; Sun *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2010), 其研究结果与深海氧同位素具有很好的相关性 (Heller and Liu, 1982)。黄土-古土壤中的磁性矿物主要是磁铁矿和磁赤铁矿, 黄土层中以碎屑的多畴磁铁矿为主, 而古土壤层由于经受较强的风化成土作用, 导致碎屑的多畴磁铁矿向超顺磁性磁赤铁矿转化, 使古土壤层的磁化率高于黄土 (陈天虎等, 2003)。因此, 在黄土-古土壤沉积物中高的磁化率值指示温暖潮湿的气候条件, 而低的磁化率值反映相对干燥寒冷的气候环境。基于北方黄土中磁化率与气候环境的这种关系, 磁化率被广泛用于黄土-古土壤沉积物的古气候学研究中, 并取得了一系列突破性的成果 (An *et al.*, 1991; Zhu *et al.*, 1995; Sun *et al.*, 2006; Liu *et al.*, 2010)。近年来众多研究者发现不同地区黄土-古土壤沉积物的磁化率与成土强度存在着截然的差别, 如在高纬高寒地区的阿拉斯加和西伯利亚黄土-古土壤沉积物中, 指示成土作用较弱的黄土层中出现磁化率高值, 而在成土作用较强的古土壤层中出现磁化率低值 (Liu *et al.*, 1999; Matasova *et al.*, 2001; 刘秀铭等, 2007; 刘青松等, 2009); 新西兰和阿根廷黄土-古土壤的磁化率与成土作用强度没有明显的相关性 (Jr *et al.*, 2010); 而新疆伊犁地区不同的黄土剖面, 其磁化率与成土强度表现出不同的相关性 (夏敦胜等, 2010)。刘秀铭等 (2012) 通过塞

尔维亚地区黄土的磁学研究表明, 磁化率与成土强度的关系与湿度、氧化还原环境密切相关, 二者在不同气候区关系有所不同。因此, 中国南方红土磁性特征与成土强度的关系, 不能完全照搬传统黄土-古土壤沉积物的理论, 需要采用多指标相互印证的方法对南方红土的磁性特征与成土强度的关系进行深入研究, 继而揭示南方红土磁化率特征与成土期气候环境变化的关系。

从图 2 的磁化率曲线可以明显看出, 九江红土中低频磁化率 (χ_{lf}) 和高频磁化率 (χ_{hf}) 波动变化趋势基本相同。两者在砂土层中呈现明显的波动性, 但在网纹红土层中没有明显的波动性, 也未显示中更新世以来的 8 次气候旋回 (杨浩等, 1995)。从剖面下部往上, χ_{lf} 和 χ_{hf} 曲线呈现明显逐渐增大的趋势。按照传统黄土磁化率值与成土强度的理论, 这种现象表明九江红土从中更新世到晚更新世成土作用逐渐增强, 气候向温暖潮湿转变。然而, 这种气候演化规律与前人关于红土气候学的研究结论相矛盾 (胡雪峰等, 1999; Hong *et al.*, 2009; Zhao *et al.*, 2017)。以上分析表明, 九江红土磁化率变化与成土作用及气候变化的关系, 与中国北方黄土可能有所不同。在代表性红土样品 CIA 和 χ_{lf} 的相关分析图 (图 5a) 中, CIA 与 χ_{lf} 呈现明显的负相关 ($R^2 = 0.6153$), 说明红土的成土作用越强磁化率值越低。然而, 上部砂土的 CIA 值与 χ_{lf} 相关性较差 ($R^2 = 0.2332$) (图 5b), 表明上部砂土中磁性矿物的形成与成土作用关系不大, 其主要磁性矿物可能来自原始母质, 在弱风化成土作用中得以保留。因此, 上部砂土层的磁性强度, 可能反映的是红土母质中原生残余磁性矿物的含量, 磁化率越大, 说明红土中原生磁性矿物含量越多, 反之含量越低。扫描电子显微镜下磁铁矿较为完整的八面体和五角十二面体晶形 (图 4b、4d) 也说明上部砂土层经历的风化作用较弱, 与其较低的 CIA 值也十分吻合 (表 1)。网纹红土样品的 CIA 与 χ_{lf} 的相关性较强 ($R^2 = 0.7630$) (图 5c), 说明网纹红土的磁性变化受风化成土作用影响较大。在扫描电子显微镜下, 网纹红土中磁铁矿均发育残缺的外观 (图 4i), 也说明网纹红土经历了较强的风化成土作用, 与其较高的 CIA 值特征是一致的 (表 1)。从九江红土主量元素的分布特征来看, 上部砂土层与下部网纹层 Fe₂O₃ 的含量相差不大 (表 1), 但上部砂土层的磁化率值明显高于下部网纹红土层 (图 2), 说明砂土层和网纹红土层中主要

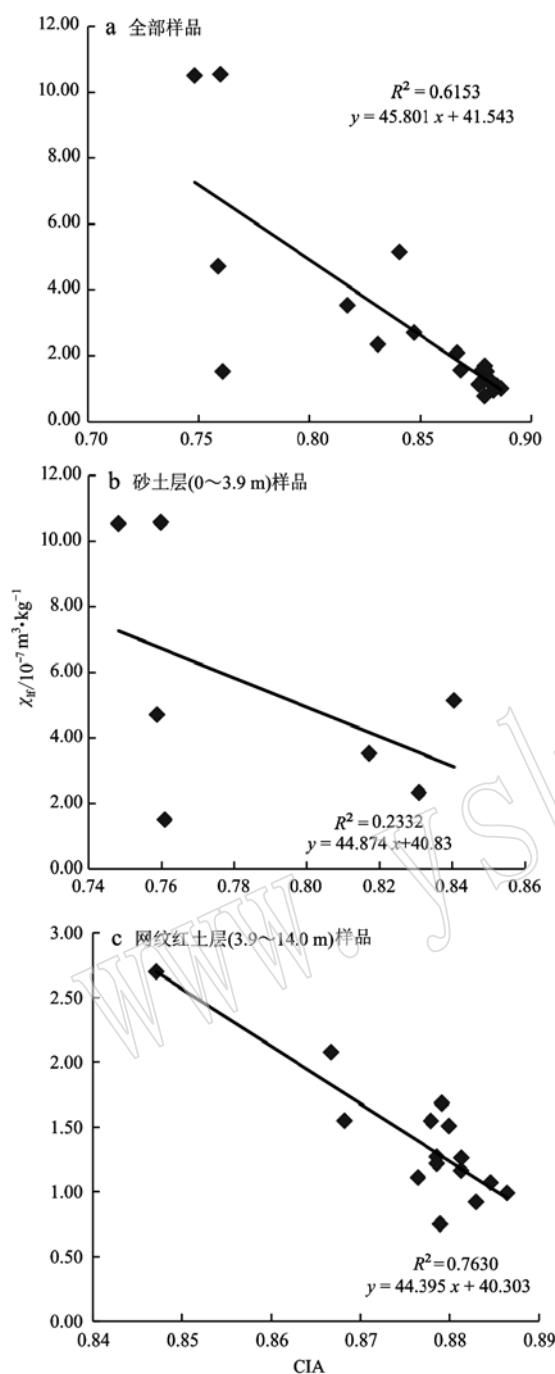


图5 九江红土中低频磁化率与化学蚀变指数的相关分析图

Fig. 5 Correlation analysis of magnetic susceptibility and chemical alteration index of Jiujiang red earth

的磁性矿物种属、含量可能存在差别,与上述 χ_{fd} 和的 χ_{lr} 相关性分析所揭示的结果及扫描电子显微镜的观察结果十分吻合(图3a、图4a~4i)。

湖南祁阳红土的磁学研究表明,上部砂土层的主要磁性矿物为磁赤铁矿和磁铁矿,而下部网纹红土层的主要磁性矿物为赤铁矿和针铁矿;在较强的

风化成土作用下,磁赤铁矿向赤铁矿的转化导致网纹红土层磁性的降低(王思源, 2014)。本次研究的九江红土剖面CIA变化特征也表明,下部网纹红土层的风化成土强度明显高于上部砂土层(表1)。扫描电子显微镜分析结果表明,九江红土剖面中的主要磁性矿物为磁铁矿,从上部砂土层到下部网纹层,其含量逐渐减少,并且晶体形态逐渐变差(图4a~4i)。前期采用漫反射光谱对九江剖面中的致色铁矿物进行了研究,发现下部网纹红土层中的赤铁矿含量高于砂土层,而针铁矿含量低于砂土层(Yin *et al.*, 2018)。因此,九江地区网纹红土层中磁化率的明显降低现象(图2),可能主要与其形成期较强风化条件下磁铁矿向赤铁矿的转化密切相关。同时发现一个比较有意思的现象:当磁铁矿含量较高时, χ_{lr} - χ_{fd} 相关分析趋势线的斜率较高;而当磁铁矿含量逐渐降低时,其趋势线的斜率随之降低(图3b、3c、3d)。因此, χ_{lr} - χ_{fd} 相关分析趋势线斜率的不同,可能指示对土壤磁性有贡献的磁性矿物种属或含量有所不同。中国北方黄土-古土壤磁性的增强主要跟成土过程中形成的磁铁矿或次赤铁矿有关,二者为风化成土过程中形成的自生矿物,所以黄土-古土壤的磁性变化特征可以反映其形成时期的气候环境变化(邓成龙等, 2007)。而形成于热带-亚热带地区的红土沉积物,湿热气候主导的强化学风化导致强磁性矿物向弱磁性矿物转化,其磁性变化机理不同于北方的黄土-古土壤。主导红土磁性的是原生磁铁矿,磁化率的高低指示原生磁铁矿的残留量或转化程度,不能反映红土成土作用的强度。因此,后续工作需要对红土中的磁性矿物进行富集,获取红土剖面不同层位中磁性矿物的种属及含量变化,并对风化成土过程中磁性矿物的转化过程及机理进行深入研究。

4 结论

九江红土剖面的磁化率从下往上呈现明显的增大趋势, χ_{lr} 和 χ_{fd} 在0~1.3 m、1.3~3.9 m、3.9~14.0 m等3个深度范围分别呈现出明显的正相关,表明整个红土剖面磁性的增强与超顺磁性颗粒含量的增加密切相关。扫描电子显微分析表明,九江红土剖面中的多畴级别磁铁矿从下往上逐渐增多,并且晶形逐渐变好,含量越来越高,表明剖面从下往上的磁性增强与多畴级别磁铁矿的含量也密切相关。因

此,超顺磁颗粒和多畴磁铁矿的同步增加,是九江红土磁性增强的主要原因。九江红土磁性强度与化学风化指数(CIA)呈现明显的负相关性,表明红土中的磁性颗粒并不是形成于风化成土过程中的自生矿物,可能源自红土母质的风化残留。因此,磁化率并不能作为反映红土成土过程中气候变化的有效指标。当风化强度加剧,将会导致红土中强磁性矿物向弱磁性矿物转化,致使红土磁性强度降低,这也是网纹红土磁性强度低于砂土的主要原因。

References

- An Z, Kukla G J, Porter S C, *et al.* 1991. Magnetic susceptibility evidence of monsoon variation on the Loess Plateau of central China during the last 130, 000 years[J]. *Quaternary Research*, 36(1): 29 ~ 36.
- An Zhisheng, Zhang Peizhen, Wang Erqi, *et al.* 2006. Changes of the monsoon-arid environment in China and growth of the Tibetan plateau since the Miocene[J]. *Quaternary Sciences*, 26(5): 678 ~ 693 (in Chinese).
- Catt J A. 1991. Soils as indicators of quaternary climatic change in mid-latitude regions[J]. *Geoderma*, 51(1): 167 ~ 187.
- Chen Tianhu, Ji Junfeng, Chen Jun, *et al.* 2003. Transmission electron microscopy observation and genetic analysis of ferromagnetic minerals in loess [J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(17): 1 883 ~ 1 889(in Chinese).
- Chen Y, Li X, Han Z, *et al.* 2008. Chemical weathering intensity and element migration features of the Xiashu loess profile in Zhenjiang, Jiangsu Province[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 18(3): 341 ~ 352.
- Costantini E A C, Makeev A and Sauer D. 2009. Recent developments and new frontiers in paleopedology[J]. *Quaternary International*, 209: 1 ~ 5.
- Deng Chenglong, Liu Qingsong, Pan Yongxin, *et al.* 2007. Environmental magnetism of Chinese loess-paleosol sequences [J]. *Quaternary Sciences*, 27(2): 193 ~ 209(in Chinese).
- Feng L J, Chu X L and Zhang Q R. 2003. CIA (chemical index of alteration) and its applications in the Neoproterozoic clastic rocks[J]. *Earth Science Frontiers*, 10(4): 539 ~ 544.
- Heller F and Liu T S. 1982. Magnetostratigraphical dating of loess deposits in China[J]. *Nature*, 300(5 891): 431 ~ 433.
- Hong H, Fang Q, Cheng L, *et al.* 2016. Microorganism-induced weathering of clay minerals in a hydromorphic soil[J]. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 184: 272 ~ 288.
- Hong H, Gu Y, Li R, *et al.* 2009. Clay mineralogy and geochemistry and their palaeoclimatic interpretation of the Pleistocene deposits in the Xuancheng section, southern China[J]. *Journal of Quaternary Science*, 25(5): 662 ~ 674.
- Hong H, Gu Y, Yin K, *et al.* 2013a. Clay record of climate change since the mid-Pleistocene in Jiujiang, south China[J]. *Boreas*, 42(1): 173 ~ 183.
- Hong H, Wang C, Zeng K, *et al.* 2013b. Geochemical constraints on provenance of the mid-Pleistocene red earth sediments in subtropical China[J]. *Sedimentary Geology*, 290(4): 97 ~ 108.
- Hu X, Cheng T and Wu H. 2003. Do multiple cycles of aeolian deposit-pedogenesis exist in the reticulate red clay sections in southern China? [J]. *Chinese Science Bulletin*, 48(12): 1 251 ~ 1 258.
- Hu X and Gong Z. 1999. A "Yellow Cap" on Quaternary red clay in Jiujiang, Jiangxi Province[J]. *Pedosphere*, 9(4): 311 ~ 318.
- Hu X, Jiang W, Ye W, *et al.* 2008. Yellow-brown earth on Quaternary red clay in Langxi County, Anhui Province in subtropical China: Evidence for paleoclimatic change in late Quaternary period[J]. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(4): 542 ~ 551.
- Hu X, Wei J, Xu L, *et al.* 2009. Magnetic susceptibility of the Quaternary Red Clay in subtropical China and its paleoenvironmental implications [J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 279(3 ~ 4): 216 ~ 232.
- Hu Xuefeng and Xia Yingfei. 1999. Comparative study of yellow-brown earth and quaternary red clay in Xuancheng, Anhui province and its paleo-climate significance[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 36(3): 301 ~ 307(in Chinese).
- Hu X, Zhu Y and Shen M. 2005. Grain-size evidence for multiple origins of the reticulate red clay in southern China[J]. *Chinese Science Bulletin*, 50(9): 910 ~ 918.
- Huang Zhenguo. 1996. Red Weathering Crust in South of China[M]. Beijing: Ocean Press(in Chinese).
- Jr C W H, King J W, Zárate M A, *et al.* 2010. 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 [J]. *Quaternary Science Reviews*, 29(19): 2 705 ~ 2 718.
- Liu Dongsheng. 1985. Loess and Environment[M]. Beijing: Science Press(in Chinese).
- Liu Qingsong and Deng Chenglong. 2009. Magnetic susceptibility and its environmental significances[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 52(4): 1 041 ~ 1 048(in Chinese).
- Liu X, Hesse P, Rolph T, *et al.* 1999. Properties of magnetic mineralogy of Alaskan loess: Evidence for pedogenesis[J]. *Quaternary International*, 62(1): 93 ~ 102.
- Liu Xiuming, Liu Dongsheng, Xia Dunsheng, *et al.* 2007. Paleoclimate records of magnetic susceptibility of China and Siberian loess-analysis of

- two soil-forming models under oxidation and reduction conditions[J]. Science in China (Series D), (10): 1 382 ~ 1 391 (in Chinese).
- Liu X, Shaw J, Liu T, *et al.* 2010. Magnetic mineralogy of Chinese loess and its significance[J]. Geophysical Journal International, 108 (1): 301 ~ 308.
- Liu Xiuming, Liu Zhi, Lu Bin, *et al.* 2012. The magnetic properties of Serbian Loess and its environmental significance[J]. Chinese Science Bulletin, 57(33): 3 173 ~ 3 184 (in Chinese).
- Liu Yuyan, Lin Wenjiao, Zhu Zongmin, *et al.* 2003. Geomagnetic polarity reversal records and susceptibility variations of the laterite in south China[J]. Geological Science and Technology Information, (3): 33 ~ 36 (in Chinese).
- Lu Shenggaao. 2007. Environmental magnetism of quaternary red earth in southern China[J]. Quaternary Sciences, 27(6): 1 016 ~ 1 022 (in Chinese).
- Matasova G, Petrovský E, Jordanova N, *et al.* 2001. Magnetic study of Late Pleistocene loess/palaeosol sections from Siberia: Palaeoenvironmental implications[J]. Geophysical Journal International, 147 (2): 367 ~ 380.
- May J H and Veit H. 2009. Late Quaternary paleosols and their paleoenvironmental significance along the Andean piedmont, Eastern Bolivia [J]. Catena, 78 (2): 100 ~ 116.
- Nedachi Y, Nedachi M, Bennett G, *et al.* 2005. Geochemistry and mineralogy of the 2. 45 Ca Pronto paleosols, Ontario, Canada[J]. Chemical Geology, 214 (1): 21 ~ 44.
- Nesbitt H W and Young G M. 1982. Early Proterozoic climates and plate motion inferred from major element chemistry of lutites[J]. Nature, 299: 715 ~ 717.
- Sun Y and Clemens S C, Sun Y B, *et al.* 2006. Astronomical timescale and palaeoclimatic implication of stacked 3. 6-Myr monsoon records from the Chinese Loess Plateau[J]. Quaternary Science Reviews, 25 (1 ~ 2): 33 ~ 48.
- Vogt T, Clauer N and Larqué P. 2010. Impact of climate and related weathering processes on the anthogenesis of clay minerals: Examples from circum-Baikal region, Siberia[J]. Catena, 80 (1): 53 ~ 64.
- Wang Siyuan. 2014. The Red Earth in Southern China: Its Magnetic Characters, Origins and Pedogenic Implication[D]. Zhejiang University, 153 (in Chinese).
- Xi Chengfan. 1990. Soil condition recording the long term climatic change [J]. Quaternary Sciences, 10(1): 82 ~ 90 (in Chinese).
- Xia Dunsheng, Chen Fahu, Ma Jianying, *et al.* 2010. Magnetic characteristics of loess in the Ili area and their environmental implication [J]. Quaternary Sciences, 30(5): 902 ~ 910 (in Chinese).
- Yang Hao, Xia Yingfei, Zhao Qiguo, *et al.* 1995. The character of magnetic susceptibility of red earth profile in South China and paleo-climate changes[J]. Acta Pedologica Sinica, 32(Supp. 1): 195 ~ 200 (in Chinese).
- Yin K, Hong H, Algeo T J, *et al.* 2018. Fe-oxide mineralogy of the Jiujiang red earth sediments and implications for Quaternary climate change, southern China[J]. Scientific Reports, 8 (1): 3 610.
- Zhao L, Hong H, Fang Q, *et al.* 2017. Monsoonal climate evolution in southern China since 1. 2 Ma: New constraints from Fe-oxide records in red earth sediments from the Shengli section, Chengdu Basin[J]. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 473: 1 ~ 15.
- Zhu R, Wu H, Li C, *et al.* 1995. Magnetic property of Chinese loess and its paleoclimate significance[J]. Science in China, Ser B, 38 (2): 238 ~ 244.

附中文参考文献

- 安芷生, 张培震, 王二七, 等. 2006. 中新世以来我国季风-干旱环境演化与青藏高原的生长[J]. 第四纪研究, 26(5): 678 ~ 693.
- 陈天虎, 季峻峰, 陈一骏, 等. 2003. 黄土中强磁性矿物透射电子显微镜观察和成因分析[J]. 科学通报, 48(17): 1 883 ~ 1 889.
- 邓成龙, 刘青松, 潘永信, 等. 2007. 中国黄土环境磁学[J]. 第四纪研究, 27(2): 193 ~ 209.
- 胡雪峰, 夏应菲. 1999. 安徽宣州黄棕色土和第四纪红土的比较研究及其古气候意义[J]. 土壤学报, 36(3): 301 ~ 307.
- 黄镇国. 1996. 中国南方红色风化壳[M]. 北京: 海洋出版社.
- 刘东生. 1985. 黄土与环境[M]. 北京: 科学出版社.
- 刘青松, 邓成龙. 2009. 磁化率及其环境意义[J]. 地球物理学报, 52(4): 1 041 ~ 1 048.
- 刘秀铭, 刘东生, 夏敦胜, 等. 2007. 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[J]. 中国科学(D辑: 地球科学), 37(10): 1 382 ~ 1 391.
- 刘秀铭, 刘植, 吕 镔, 等. 2012. 塞尔维亚黄土的磁学性质及其环境意义[J]. 科学通报, 57(33): 3 173 ~ 3 184.
- 刘育燕, 林文姣, 朱宗敏, 等. 2003. 南方红土中的磁极倒转以及磁化率变动记录[J]. 地质科技情报, 22(3): 33 ~ 36.
- 卢升高. 2007. 中国南方红土环境磁学[J]. 第四纪研究, 27(6): 1 016 ~ 1 022.
- 王思源. 2014. 中国南方红土磁学特征、起源及其与成土过程关系研究[D]. 浙江大学, 153.
- 席承藩. 1990. 土壤是气候变化的长期记录者[J]. 第四纪研究, 10 (1): 82 ~ 90.
- 夏敦胜, 陈发虎, 马剑英, 等. 2010. 新疆伊犁地区典型黄土磁学特征及其环境意义初探[J]. 第四纪研究, 30(5): 902 ~ 910.
- 杨 浩, 夏应菲, 赵其国, 等. 1995. 红土系列剖面的磁化率特征与古气候冷暖变换[J]. 土壤学报, 32(增刊): 195 ~ 200.