

第四纪红土的磁性与氧化铁矿物学特征 及其古环境意义*

卢升高

(浙江大学环境与资源学院, 杭州 310029)

摘要 应用矿物磁测、X-衍射和电镜技术对浙江省第四纪红土的磁性与氧化铁矿物学特征进行了研究。结果表明,均质层和网纹层的磁化率(χ)、频率磁化率(χ_{fd})、软剩磁(Soft IRM)、非滞后剩磁(ARM)、饱和等温剩磁(SIRM)和剩磁矫顽力($(Bo)_{ck}$)等磁性参数存在明显差异,均质层的磁化率和饱和等温剩磁分别是网纹层的 6 倍和 4 倍;第四纪红土的磁化率主要由风化成土作用产生的超顺磁性颗粒(SP)和稳定单畴颗粒(SSD)贡献,它们的磁化率值与频率磁化率和非滞后剩磁呈显著正相关;均质层中 DCB 处理后的磁化率和 χ_{fd} 损失量明显高于网纹层,其 DCB 处理损失的磁性主要是次生的 SP 和 SSD 颗粒,DCB 处理后损失的磁化率与频率磁化率呈指数正相关;根据均质层的 IRM 获得曲线、剩磁矫顽力、X-衍射和透射电镜观察证明红土中的氧化铁矿物组成主要是圆片状的赤铁矿、鱼鳞状的磁赤铁矿和针状的针铁矿。对红土磁性成因的物理机制进行了讨论,初步认为第四纪红土中磁性矿物的数量、粒度、类型等特征的变异指示了红土化作用的变异,可作为研究第四纪环境变化的手段之一。

关键词 第四纪红土, 磁化率, 频率磁化率, 磁性矿物, 环境变迁

中图分类号 S152, P3

应用土壤和沉积物的磁性来了解和恢复它们所记载的环境变化和气候变迁等问题是环境磁学研究的重要方面,已在中国北方、欧洲和南美等地的黄土^[1~12]、以及湖泊、河口等^[13~16]近代沉积物上得到应用,并作为研究第四纪环境变迁和近代环境变化的重要手段。

红土作为古湿热气候下风化作用的产物,在热带亚热带地区分布很广,是第四纪以来中国南方环境变化与气候变迁的最详细记录之一,被认为是研究古地理古气候环境变迁的最佳信息载体^[17,18]。关于第四纪红土的研究在土壤发生分类、改良利用方面已有深入研究,在红土与第四纪环境变迁方面的研究也逐渐受到重视。但由于第四纪红土本身的复杂性和研究方法的限制,有许多问题值得深入研究,本文应用八十年代出现的环境磁学方法对第四纪红土的磁性与氧化铁矿物特征进行了研究,试图应用环境磁学的手段对第四纪红土与第四纪环境变迁的关系进行探讨。

* 国家自然科学基金资助项目(项目批准号: 49301010)

收稿日期: 1999-02-06; 收到修改稿日期: 1999-06-24

1 样品与方法

1.1 土壤样品

长江中下游的第四纪红土由上至下依次为红壤层、均质层、网纹层、砾石层和基岩层,其剖面层次的多少、厚度、出露情况等由于地形、新构造运动、侵蚀等原因各地有所不同。本研究的第四纪红土样品取自浙江长兴、杭州、兰溪、衢州和龙游,分别采集第四纪红土均质层和网纹层样品,共计 47 个。

1.2 研究方法

土样自然风干,过 1mm 筛供磁测,测定的环境磁学参数包括(1)低频磁化率(χ_{lf})和高频磁化率(χ_{hf}),应用 Bartington 公司产 MS2 型磁化率仪测定。(2)频率磁化率(χ_{fd}),按公式: $\chi_{fd}(\%) = (\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf} \times 100$ 计算。(3)等温剩磁(IRM)获得过程和饱和等温剩磁(SIRM),应用 Molspin 脉冲磁力仪(0~300mT 和 1T)磁化, Molspin 旋转磁力仪测定等温剩磁。(4)剩磁矫顽力($(Bo)_{CK}$),应用 Molspin 脉冲磁力仪退磁, Molspin 旋转磁力仪测定。(5)非滞后剩磁(ARM),应用 Molspin AF 退磁仪退磁,所用的交变磁场峰值为 100mT,稳定磁场为 0.04mT, Molspin 磁力仪测定。

应用连二亚硫酸钠-柠檬酸钠-重碳酸钠溶液(DCB)提取土壤的游离氧化铁,测定去除游离氧化铁后土壤的磁性参数,包括 χ_{lf} 和 χ_{hf} 、软剩磁(IRM_{20mT})、SIRM 和 ARM。

应用高梯度磁分离技术分离第四纪红土的磁性部分供氧化铁矿物鉴定。JEM-1200EX 透射电镜和 D/Max-III B 多晶衍射仪分析磁颗粒的氧化铁矿物组成。

2 结果与讨论

2.1 第四纪红土的环境磁学性质

表 1 是第四纪红土中均质层和网纹层磁性参数的比较,可见均质层和网纹层在磁性特征上存在明显的差异。数据表明均质层的 χ 在 $(98.8 \pm 36.5) \times 10^{-8} m^3 / kg$, SIRM 在 $(5669.4 \pm 1517.8) \times 10^{-6} Am^2 / kg$, 网纹层的 χ 在 $(15.7 \pm 8.7) \times 10^{-8} m^3 / kg$, SIRM 在

表 1 均质层和网纹层的磁性参数比较(平均值 \pm 标准误)

Table 1 Comparison of magnetic parameters between homogeneous horizon and reticular horizon of red earth (mean \pm standard deviations)

磁性参数 Magnetic parameters	χ ($10^{-8} m^3 / kg$)	χ_{fd} (%)	ARM ($10^{-6} Am^2 / kg$)	Soft IRM ($10^{-6} Am^2 / kg$)	SIRM ($10^{-6} Am^2 / kg$)
均质层 (n=30)					
原土	98.8 \pm 36.5	10.8 \pm 1.6	117.1 \pm 84.0	1791.3 \pm 453.2	5669.4 \pm 1517.8
DCB处理后	40.4 \pm 17.7	4.9 \pm 2.1	46.5 \pm 55.0	1161.5 \pm 571.6	3257.9 \pm 932.9
DCB处理损失量	69.3 \pm 26.9	5.8 \pm 1.0	69.2 \pm 69.5	963.5 \pm 516.3	2506.1 \pm 1244.5
网纹层 (n=17)					
原土	15.7 \pm 8.7	4.2 \pm 3.5	16.9 \pm 11.7	326.3 \pm 267.0	1452.5 \pm 774.2
DCB处理后	8.4 \pm 3.6	1.1 \pm 1.8	11.3 \pm 7.2	300.5 \pm 271.9	886.2 \pm 418.5
DCB处理损失量	6.8 \pm 4.0	3.3 \pm 2.5	3.7 \pm 2.4	51.3 \pm 41.1	660.4 \pm 565.2

$(1452.5 \pm 774.2) \times 10^{-6} \text{Am}^2 / \text{kg}$, 两者的 χ 差异达 6 倍, SIRM 差异达 4 倍, 表明它们的铁磁性矿物数量存在明显差异。软剩磁 (Soft IRM) 是指在 20mT 磁场下获得的剩磁, 它是样品中亚铁磁性矿物 (磁铁矿和磁赤铁矿) 含量的近似度量。均质层和网纹层的 Soft IRM 分别是 $(1791.3 \pm 453.2) \times 10^{-6} \text{Am}^2 / \text{kg}$ 和 $(326.3 \pm 267.0) \times 10^{-6} \text{Am}^2 / \text{kg}$, 表明两者的亚铁磁性矿物数量存在明显差异。

频率磁化率 (χ_{fd}) 是反映土壤中超顺磁性 (SP, 粒径 $< 0.002\mu\text{m}$) 颗粒存在的指标, 可作为土壤中 SP 颗粒浓度的量度^[2,6,12,13]。从表 1 可见, 均质层的 χ_{fd} 为 $(10.8 \pm 1.6)\%$, 网纹层的 χ_{fd} 在 $(4.2 \pm 3.5)\%$ 。根据 Fine 等^[19,20] 提出的 $\chi_{fd} 5\% \sim 6\%$ 作为 SP 颗粒存在与否的临界指标, 表明网纹层中基本不存在 SP 颗粒, 均质层中有相当数量的 SP 颗粒。图 1 表明红土的磁化率与频率磁化率呈指数正相关 ($r^2 = 0.7673$), 表明红土中超顺磁性颗粒愈多, χ 愈大, 反映了超顺磁性颗粒对红土磁性的贡献愈大。超顺磁性颗粒是风化成土作用的产物, 其数量反映了风化成土作用的强度, 基岩中不存在 SP 颗粒, 因此, χ_{fd} 的高低反映了红土化作用的强弱, 有比较明确的环境意义。ARM 值对样品中磁性矿物数量和颗粒大小都很敏感, 尤其是对细晶粒的稳定单畴磁性矿物 (SSD, 粒径 $0.04 \sim 0.06\mu\text{m}$) 最为敏感, 一般反映了 SSD 磁性矿物的含量。均质层 ARM 在 $(117.1 \pm 84.0) \times 10^{-6} \text{Am}^2 / \text{kg}$, 网纹层 $(16.9 \pm 11.7) \times 10^{-6} \text{Am}^2 / \text{kg}$, 表明两者在 SSD 颗粒数量上存在明显差异, 网纹层中基本不存在 SSD 颗粒。图 2 是红土的磁化率与 ARM 的关系, 从图可见, 两者呈直线正相关 ($r^2 = 0.7916$), 表明红土中 SSD 颗粒含量愈高, 其 χ 愈大。图 1 和图 2 的结果表明 SP 和 SSD 颗粒构成了红土磁性的主要贡献者。

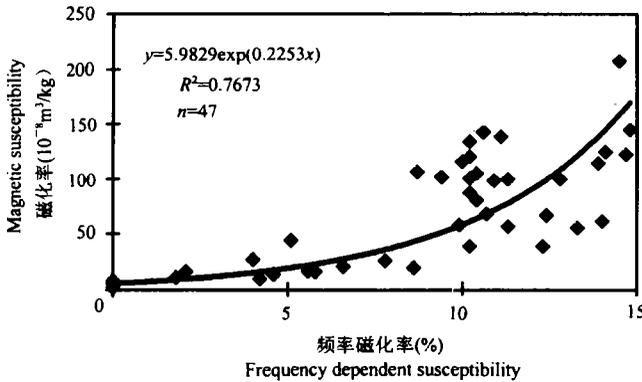


图 1 红土的磁化率与频率磁化率的关系

Fig.1 Relationship between magnetic susceptibility and frequency dependent susceptibility for red earth

红土经 DCB 处理后的 χ 、 χ_{fd} 、ARM、Soft IRM 和 SIRM 的变化见表 1, 从表 1 可见, 红土经 DCB 处理后均质层的 χ 、Soft IRM 和 SIRM 都明显降低, 均质层的 χ 损失量为 $(69.3 \pm 26.9) \times 10^{-8} \text{m}^3 / \text{kg}$, 网纹层的 χ 损失量在 $(6.8 \pm 4.0) \times 10^{-8} \text{m}^3 / \text{kg}$ 。红土中 Soft IRM 和 SIRM 的 DCB 处理损失量表现为同样的趋势, 均质层的 DCB 处理损失量最大, 网纹层的 DCB 处理损失量极低。Fine 等^[19,20] 认为 DCB 溶解的磁性部分是成土过程中产生的次生 SP 和 SSD 颗粒, DCB 不溶的磁畴状态是多畴态磁性颗粒 (MD, 粒径 $> 15\mu\text{m}$)。因此, 可

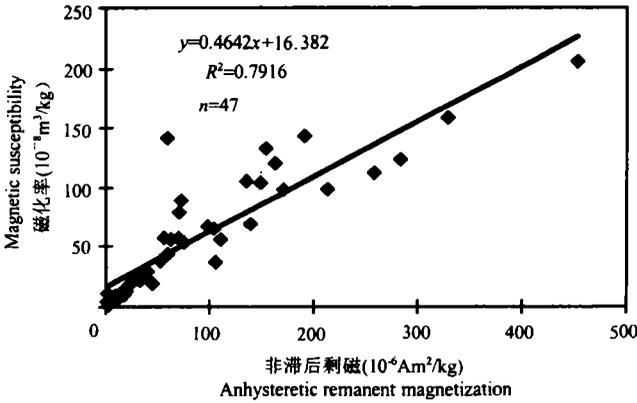


图2 红土的磁化率与非滞后剩磁的关系

Fig.2 Relationship between magnetic susceptibility and anhysteretic remanent magnetization for red earth

将 DCB 处理的 χ 损失量作为成壤化过程产生的 SP 和 SSD 态磁性矿物数量的度量。上述结果说明, 均质层的磁性矿物组分大部分来自于成壤化过程, 而均质层的成壤化过程强度较大, 网纹层的次生磁性矿物数量极少。经 DCB 处理后, 均质层的 χ_{fd} 在 $(4.9 \pm 2.1)\%$ 之间, 网纹层在 $(1.1 \pm 1.8)\%$ 之间。均质层中高的 χ_{fd} 和 DCB 处理的 χ 损失量表明它们中磁性矿物以次生的 SP 矿物相为主。红土的 DCB 处理磁化率损失量与 χ_{fd} 的相关分析(图 3)表明, 两者呈正指数关系, 即红土的 χ_{fd} 愈大, DCB 处理的磁化率损失量愈大, 表明 DCB 处理损失的磁化率主要是由 SP 颗粒贡献的。因此, DCB 处理的磁化率损失量表示了红土化过程中产生的 SP 颗粒的数量差异, 有明确的环境意义。

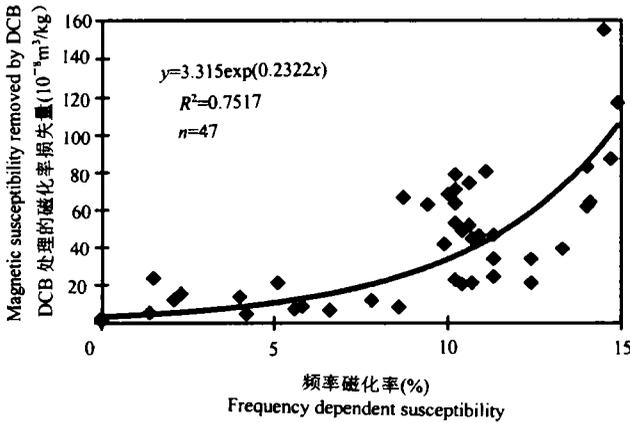


图3 红土中DCB处理的磁化率损失量与频率磁化率的关系

Fig.3 Relationship between magnetic susceptibility removed by DCB and frequency dependent susceptibility for red earth

2.2 第四纪红土的氧化铁矿物学特征

图 4 是第四纪红土的等温剩磁获得曲线, 结果表明均质层样品的等温剩磁获得曲线在低磁场下快速上升, 然后趋于饱和, 在 100mT 磁场中已基本饱和, 饱和度达 81%~87%,

在 300mT 磁场下, 饱和度大于 94%~96%, 反映样品中铁磁性矿物的特征。网纹层的 IRM 获得曲线, 表现为在低磁场下极难磁化, 曲线上升很慢, 直到 300mT 也远未达饱和, 饱和度约 68%~74%, 反映为反铁磁性矿物的特征。图 5 是第四纪红土的退磁曲线, 由图可见, 均质层的剩磁矫顽力 (B_0)_{CR} 为 20mT 附近, 网纹层为 100mT 左右, 表明均质层的 (B_0)_{CR} 与磁性矿物的极为吻合, 土壤中存在磁性矿物, 而网纹层的 (B_0)_{CR} 与磁性矿物的理论 (B_0)_{CR} 相差很大, 不存在磁性矿物。

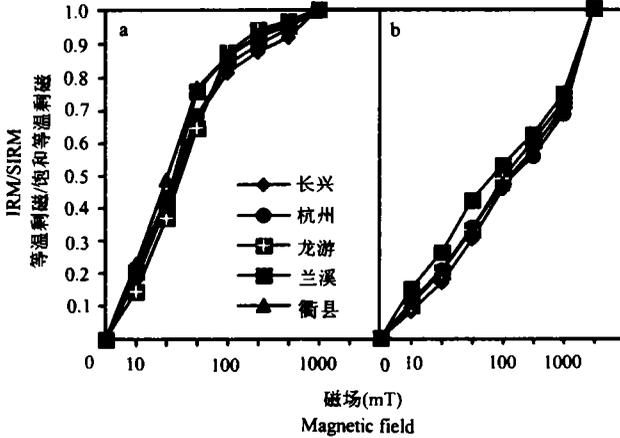


图 4 红土的等温剩磁获得曲线 (a 均质层, b 网纹层)

Fig.4 The acquisition curves of isothermal remanent magnetization (IRM) for red earth (a. homogeneous horizon; b. reticular horizon)

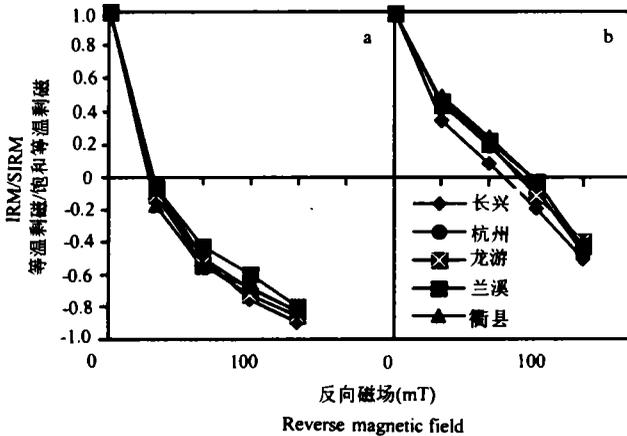


图 5 红土的退磁曲线 (a 均质层, b 网纹层)

Fig.5 The demagnetization curves for red earth (a. homogeneous horizon, b. reticular horizon)

均质层经高梯度磁分离, 提取出了球粒状磁颗粒, 但是应用相同的方法在网纹层中未能提取到磁颗粒。均质层磁分离物的 X-衍射图谱见图 6, 磁分离物的 X-衍射图谱中由 0.269、0.251、0.229、0.169、0.148、0.145nm 衍射峰可判断有赤铁矿存在, 由 0.145、0.150、0.160、0.165、0.169、0.219、0.245、0.269、0.418nm 衍射峰表明有针铁矿存在, 由 0.251、0.145、0.170nm 衍射峰判断有磁赤铁矿存在。因此, 均质层的氧化铁矿物组成为赤铁矿、

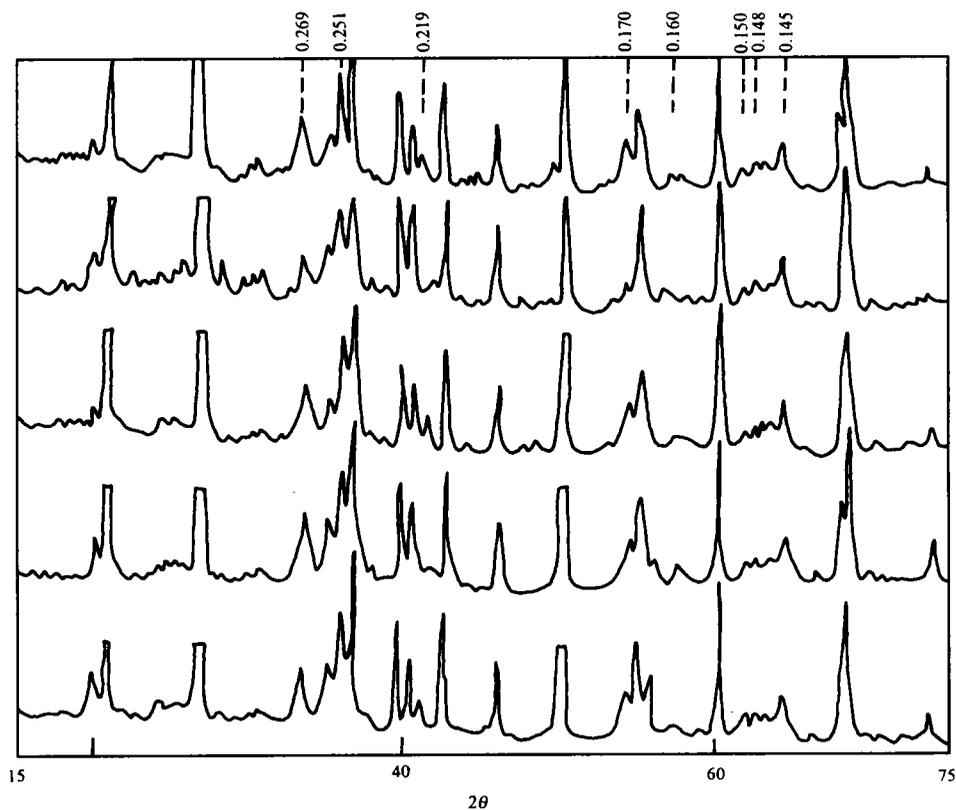


图6 均质层磁分离物的X-衍射图谱

Fig.6 X-ray diffraction pattern of magnetic grains for red earth (homogeneous horizon)

磁赤铁矿和针铁矿,其中赤铁矿和磁赤铁矿的含量略高。均质层氧化铁矿物的透射电子显微镜观察到赤铁矿呈圆片状,颗粒直径约 $1\sim 2.5\mu\text{m}$,数量最多,鳞片状的磁赤铁矿也较多,其颗粒大小比赤铁矿小 $1\sim 2$ 个数量级,针铁矿数量较少,呈板条状、针状,颗粒大小约在长 $0.5\sim 2\mu\text{m}$,宽 $0.25\sim 0.5\mu\text{m}$ (图7)。

2.3 第四纪红土磁性的古环境意义

磁化率作为气候变迁环境变化的指标已有许多研究,磁化率值在中国、北欧的黄土—古土壤研究中作为记录古气候变迁和古季风环流变化的代用指标已得到广泛的承认和引用^[1-12]。至于磁化率能否作为中国南方红土环境变迁等方面的代用指标,有必要探讨土壤磁性的物理机制。广泛的研究证明,古土壤磁性增强的基本原因有二,一是外源因素,指各种外部因素(如火山灰、宇宙尘、风尘堆积等)下产生的。二是风化成土过程产生的,认为土壤化过程中形成了许多次生的磁性矿物,导致古土壤的磁化率增大,磁化率值的高低反映了成壤作用的强弱^[5, 8, 11, 12, 19-23]。欧洲、美国、中国和前苏联广泛的磁测都表明土壤化作用导致磁性增强是一普遍现象^[21-23],对我国南方红壤区现代红壤的广泛磁性研究亦证实,各种母质上发育的土壤其磁化率随着红壤化(富铁铝化)强度的增加,土壤发生磁赤铁矿化、磁铁矿化和赤铁矿化作用,土壤磁化率表现为增大的趋势^[23]。Fine等^[20]进一步总结

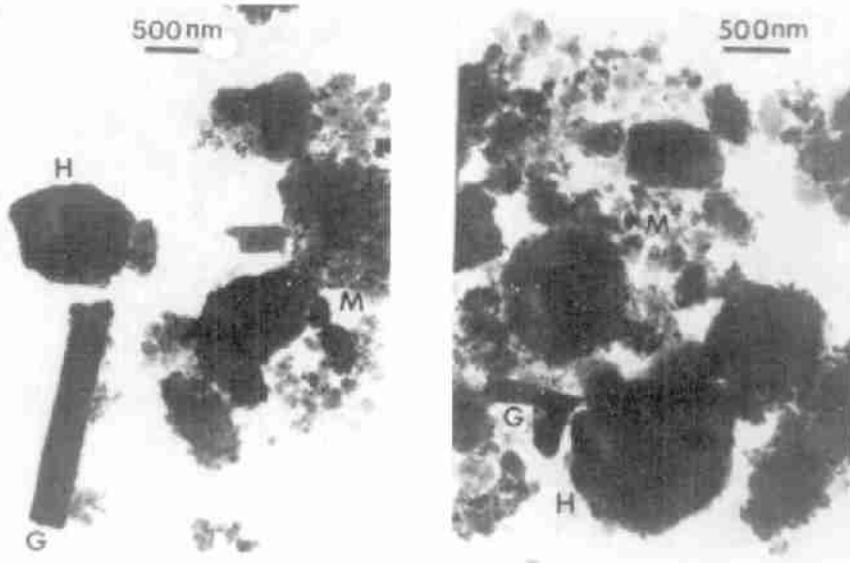


图7 均质层磁分离物的透射电子显微镜观察(G-针铁矿, H-赤铁矿, M-磁赤铁矿)

Fig.7 Transmission electron micrograph of iron oxide minerals for red earth (homogeneous horizon)
(G-goethite, H-hematite, M-maghemite)

出随着土壤发育度的增大,土壤的磁化率、频率磁化率、BCD处理的磁化率和频率磁化率损失量、磁化率和游离铁比值以及粘粒磁化率五个参数的值增大。鉴于在一定的时间尺度和范围内,外源成因的土壤磁性增强是基本一致的,可认为土壤磁化率的高低是成土环境的反映。黄土的磁化率之所以反映古气候和古季风环流的变化是假定黄土在大范围内的物质来源是一致的,磁化率的高低主要受气候变化影响下的成土作用程度控制。因此,黄土—古土壤序列的磁化率可作为衡量气候环境变迁的敏感指标。

第四纪红土作为中国南方典型的陆相沉积,是中国南方第四纪环境变迁的最佳信息载体。初步认为中国南方红土化作用是多期多阶段的,是湿润气候条件下的产物,南方红土风化壳地层的风化程度和厚度不一致,形成的时间有长有短,有先有后。由于风化成土过程的不可逆性,只要已形成的红土未遭受破坏,多次红土化过程可以迭加,因此,多旋回的红土系列记录了全球古气候变迁和东亚季风的变化。同时,古环境的变化使红土化作用发生差异,而造成红土中化学成分、粘粒矿物和磁性(磁性矿物的数量、粒度、类型)等的差异,这种差异可能指示其形成时期的某种环境变化。由于红土内缺乏古生物化石等可靠的古环境证据。因此,通过红土磁性的研究,可以建立红土磁性与环境的某种关系,由于磁记录的稳定性和磁测的快速、简便与非破坏性,可将红土磁性作为研究南方第四纪环境变迁的重要手段之一。

初步认为频率磁化率和 DCB 处理的磁化率损失量可作为红土成壤化强度的指标。均质层的频率磁化率和 DCB 处理的磁化率损失量都高于现代成土过程的红壤,根据随成壤化作用增强,其磁化率、频率磁化率、DCB 处理的磁化率和频率磁化率损失量增大四方面的证据表明它所代表的是一个比现在更湿热的环境,与国内外关于第四纪气候更替研究

中普遍认为更新世某些间冰期气温比现在更高些的看法一致。至于网纹层所代表的环
境,则极为复杂,网纹层在我国长江中下游红土剖面中是重要标志层,初步认为网纹层在
地层学上属于中更新世后期大姑-庐山间冰期的产物,是形成后经过多种过程形成的,主
要有水分形成、生物形成和冰川形成三种成因,也有一种观点认为是长期湿热条件下发生
的网纹化作用所致。从网纹层的磁性分析看,它与均质层和现代红壤层有巨大的差异,从
网纹层的氧化铁含量和硅铝铁等指标,它们与均质层并没有明显差异^[24],而从网纹层的形
态角度看,似乎也难以用水分形成的观点解释网纹层的形成。因此,应用磁性特征探讨网
纹层的发生机制及其代表的环境变迁是一个十分有意义的方法。可以认为应用磁性研究
来恢复我国南方红壤地区第四纪环境变迁特征,进行地层对比研究是十分有意义的尝试。

致 谢 华东师范大学河口海岸国家重点实验室俞立中教授、张卫国博士,浙江大学吕光烈教授在
磁测和矿物分析中给予了帮助,在此一并致谢。

参 考 文 献

1. 朱日祥, 李春景, 呈汉宁等. 中国黄土磁性性质与古气候意义. 中国科学(B), 1994, 24:992~997
2. 刘秀铭, 刘东生, Heller F. 中国黄土磁颗粒分析及其古气候意义. 中国科学(B), 1991, 21:639~644
3. 安芷生, Porter S, Kukla G等. 最近 13 万年黄土高原季风变迁的磁化率证据. 科学通报, 1990, 35(7):
529~532
4. 刘秀铭, 刘东生, Shew J等. 中国黄土磁性矿物特征及其古气候意义. 第四纪研究, 1993, 3:281~287
5. Banerjee S K, Hunt C P, Liu X M. Separation of local signals from the regional palaeomagnetic record of
the Chinese loess plateau: a rockmagnetic approach. Geophys. Res. Letters, 1993, 20:843~846
6. Hus J J, Geeraerts R. Palaeomagnetic and rock magnetic investigation of Late Pleistocene loess deposits in
Belgium. Phys. Earth Planet. Inter., 1986, 44: 21~40
7. Kukla G, Heller F, Liu X M et al. Pleistocene climates in China dated by magnetic susceptibility. Geology,
1988, 16:811~814
8. Maher B A, Thompson R. Mineral magnetic record of the Chinese loess and palaeosol. Geology, 1991, 19:
3~6
9. Nabel P. Palaeoenvironment information obtained from magnetic measurements in Pampean loess and soils.
INQUA Newsletter, 1996, 12:22~23
10. Zheng H, Oldfield F, Yu L et al. The magnetic properties of particle-sized samples from the Luo Chuan
loess section: evidence for pedogenesis. Phys. Earth Planet. Inter., 1991, 68: 250~258
11. Eyre J K, Shao J. Magnetic enhancement of Chinese loess—the role of γ - Fe_2O_3 . Geophys. J. Int., 1994, 177:
265~274
12. Zhou L P, Oldfield F, Wintle A G et al. Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese Loess.
Nature, 1990, 346: 737~739
13. 吴瑞金. 湖泊沉积物的磁化率、频率磁化率及其古气候意义. 湖泊科学, 1993, 5(2):128~135
14. 胡守云, 王苏民, Appel E等. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制. 中国科学(D), 1998, 28:
334~339
15. Verosub K L, Roberts A P. Environment magnetism: past, present and future. J. Geophys. Res., 1995, 100:
2175~2192
16. 王健, 刘泽纯, 姜文英等. 磁化率与粒度、矿物的关系及其古环境意义. 地理学报, 1996, 51(2):155~163
17. 朱景郊. 网纹红土的成因及其环境意义. 地理研究, 1986, 7(4):12~19
18. 黄镇国, 张伟强, 陈俊鸿等. 中国南方红色风化壳. 北京: 海洋出版社, 1996

19. Fine P, Singer M J, Verosub K L. Use of magnetic susceptibility measurements in assessing soil uniformity in chronosequence studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1992, 56:1195~1199
20. Fine P, Singer M J, Verosub K L et al. New evidence for the origin of ferrimagnetic susceptibility in Loess from China. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1993, 57:1537~1542
21. Fine P, Singer M J, La Ven R et al. Role of pedogenesis in distribution of magnetic susceptibility in two California chronosequences. *Geoderma*, 1989, 44:287~306
22. Mullins C E. Magnetic susceptibility and its significance in soil science—a review. *J Soil Sci.*, 1977, 28: 223~246
23. 俞劲炎, 卢升高编著. 土壤磁学. 南昌: 江西科学技术出版社, 1991
24. 袁国栋, 龚子同. 第四纪红土的土壤发生及其古地理意义. *土壤学报*, 1990, 27: 54~62

CHARACTERIZATION OF MAGNETISM AND IRON OXIDE MINERALS OF QUATERNARY RED EARTH AND ITS PALEOENVIRONMENTAL IMPLICATIONS

Lu Sheng-gao

(College of Natural Resource and Environmental Science, Zhejiang University, Hangzhou 310029)

Summary

Characterization of magnetism and iron oxide minerals for Quaternary red earth was investigated by mineral magnetic measurements, X-ray powder diffraction and transmission electron microscopy. The data indicated that there were significant differences in magnetic susceptibility (χ), frequency dependent susceptibility (χ_{fd}), anhysteretic remanent magnetization, saturation isothermal remanent magnetization (SIRM) and demagnetization parameters between homogeneous horizon and reticular horizon for red earth. It was found that χ and SIRM of homogenous horizon were six and four times more than that of reticular horizon, respectively. Magnetic susceptibility of red earth mostly come from the contribution of pedogenetic ferrimagnetic minerals that were superparamagnetic (SP) and stable-single domain (SSD) grains. It was found that χ of red earth was highly significantly correlated with χ_{fd} and ARM values. Following dithionite-citrate bicarbonate (DCB) treatment, χ loss amount for homogeneous horizon was significantly greater than that for reticular horizon. Magnetic susceptibility removed by DCB has been attributed to presence of the secondary SP and SSD grains. Based on the acquisition curves of IRM, demagnetization curves, X-diffraction pattern and morphology observation, iron oxide minerals for red earth were comprised of hematite, maghmatite and goethite. We suggest that concentration, grains size and mineral assemblage of ferrimagnetic phase be reflection and signature of the Quaternary environmental changes. It can be

concluded that χ , χ_{fd} , χ and χ_{fd} removed by DCB treatment were increased with increasing red earthening. Thus, these differences are considered effective indicators for the quantitative study of the environmental fluctuations recorded by the Quaternary red earth.

Key words Quaternary red earth, Magnetic susceptibility, Frequent dependent susceptibility, Magnetic minerals, Environmental changes