

文章编号:1000-0550(2000)03-0336-05

# 长江中下游第四纪沉积物发育土壤 磁性增强的环境磁学机制<sup>①</sup>

卢升高<sup>1</sup> 俞劲炎<sup>1</sup> 章明奎<sup>1</sup> 俞立中<sup>2</sup> 张卫国<sup>2</sup>

1(浙江大学环境与资源学院 华家池校区 杭州 310029) 2(华东师范大学河口海岸国家重点实验室 上海 200062)

**摘要** 对长江中下游第四纪沉积物(Q<sub>3</sub>黄土, Q<sub>2</sub>红土和 Q<sub>3</sub>红土)发育土壤的磁性增强现象及其物理机制进行了讨论。结果表明:(1)铁磁性矿物是土壤磁性的主要载体,它们是成土过程中形成的稳定单畴(SSD)和超顺磁性(SP)态的次生磁性矿物,没有显示重要的反铁磁性矿物的贡献;(2)土壤磁化率( $\chi$ )的高低与成土过程产生的稳定单畴和超顺磁性颗粒呈极显著正相关,指示了风化成土作用的强度,磁化率可作为反映成土环境变化的代用指标;(3)频率磁化率( $\chi_{fd}$ )5%可作为土壤中的超顺磁性颗粒存在与否的临界值,土壤 $\chi_{fd}$ 值的高低同样反映了风化成土作用的强度,可用作研究第四纪环境变化的有用工具之一。

**关键词** 长江中下游 第四纪沉积物 环境磁学 磁性矿物

**第一作者简介** 卢升高 男 1962年出生 副教授 博士 环境磁学

**中图分类号** P534.63 X123 **文献标识码** A

## 1 前言

岩石、土壤和沉积物的磁化率作为研究环境变化的代用指标已受人们的普遍关注<sup>[1-7]</sup>。在中国黄土-古土壤序列的高分辨率磁化率测量中发现黄土磁化率曲线可与深海氧同位素曲线表示的第四纪气候变化规律很好地对比,认为可以利用黄土的磁化率来了解第四纪气候及全球气候变化<sup>[2,8,9]</sup>。湖泊沉积物的环境磁学研究也揭示磁化率可以作为反映近代历史环境变化的代用指标<sup>[5,6,10,11]</sup>。近期,关于红土剖面的磁测也发现红土的磁化率曲线可与黄土-古土壤序列和深海氧同位素曲线较好地对比,磁化率作为记录古气候冷暖变换的代用指标同样也适合于我国红壤地区<sup>[12]</sup>。

应用磁化率作为衡量环境变化的代用指标,需解决的关键问题是土壤磁性增强的物理机制,包括磁性增强的载体,磁性矿物反映环境变化的物理机制等。黄土-古土壤序列的磁性增强机制已有初步的解释<sup>[2,3,13-16]</sup>。对热带亚热带土壤的磁性也有报道<sup>[17-19]</sup>,初步明确了土壤磁性的分布规律、影响因素和磁性发生机制等。本文应用环境磁学方法对亚热带和暖温带交界处由第四纪沉积物发育土壤的磁性增强机制进行了讨论,以揭示土壤磁性增强作用的主要磁性载体、粒度及其环境意义。

## 2 样品与研究方法

土壤样品为分布于长江中下游南北两侧(北纬28°~32°,东经112°~120°)丘陵阶地上由Q<sub>3</sub>黄土、Q<sub>3</sub>红土和Q<sub>2</sub>红土发育的土壤,共选用代表性土壤剖面20个,按土壤发生层采集样品。土壤的理化性质和分类参见前文<sup>[19]</sup>。

土壤样品的磁性测量包括如下参数:磁化率( $\chi$ )、频率磁化率( $\chi_{fd}$ )、非滞后剩磁(ARM)、等温剩磁(IRM)及饱和等温剩磁(SIRM)和剩磁矫顽力( $B_0$ )<sub>ck</sub>。测试仪器为BartingtonMS2型双频磁化率仪, Molspin 交变退磁仪、脉冲磁化仪和旋转磁力仪。并计算了质量磁化率( $\chi$ )、ARM磁化率( $\chi_{ARM}$ )和饱和等温剩磁(SIRM)等与磁性矿物含量有关的参数,以及频率磁化率( $\chi_{fd}$ )、磁化系数( $F_{300mT}$ )、S值( $S_{-100mT}$ )、SIRM/ $\chi$ 、 $\chi_{ARM}/\chi$ 和 $\chi_{ARM}/SIRM$ 等反映磁性矿物类型与粒度的比值参数。上述磁性参数的意义和测定方法可参阅文献<sup>[5,6,7]</sup>。

土壤全铁应用Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>熔融法,游离氧化铁用连二亚硫酸钠-草酸钠-重碳酸钠溶液(DCB)提取,无定形氧化铁用酸性草酸盐提取,比色法测铁。

## 3 结果与讨论

### 3.1 磁性矿物的类型

由Q<sub>3</sub>黄土、Q<sub>3</sub>红土和Q<sub>2</sub>红土发育土壤的环境磁

① 国家自然科学基金项目(批准号:49971044)资助

收稿日期:1999-01-19

学参数测定表明,20个土壤剖面都呈现特征性的磁性增强现象(表1)。表现为土壤层有较高的磁化率,而母质层磁化率较低。 $Q_3$ 黄土发育土壤A和B层的 $\chi$ 值分别比黄土层高1.2~6.6倍和1.1~8.9倍, $Q_2$ 红土发育土壤A和B层分别比网纹层高1.3~6.7和1.2~5.6倍。这种磁化率的变化模式与北方黄土-古土壤序列中古土壤有较高的磁化率,波动模式完全一致,也与温带地区和热带亚热带地区土壤的表土磁性增强现象一致<sup>[1,4,5,18]</sup>。表2是土壤B层的磁性参数值,结果表明土壤中存在磁性矿物( $Fe_3O_4$ 和 $\gamma-Fe_2O_3$ ),它们是土壤磁性的主要贡献者。其根据是(1)土壤磁化率: $Q_3$ 黄土发育土壤B层的 $\chi$ 值在 $23.0 \times 10^{-8} \sim 183.3 \times 10^{-8} m^3 kg^{-1}$ , $Q_2$ 红土发育土壤B层 $\chi$ 在 $52.0 \times 10^{-8} \sim 167.5 \times 10^{-8} m^3 kg^{-1}$ 。合成实验证明,反铁磁性矿物( $\alpha-Fe_2O_3$ , $\alpha-FeOOH$ )的 $\chi < 100 \times 10^{-8} m^3 kg^{-1}$ , $Q_3$ 黄土和 $Q_2$ 红土的全铁含量( $Fe_2O_3$ 计) $< 10\%$ 。因此,土壤中存在一定数量的铁磁性矿物,以反铁磁性矿物对 $\chi$ 的贡献难以解释土壤中磁性的产生机制。(2)饱和等温剩磁(SIRM):SIRM是识别磁性矿物种类和粒度的重要参数,“软”剩磁(Soft IRM)则反映了样品中铁磁性矿物的相对重要性,统计分析表明SIRM和Soft IRM呈极显著正相关( $\gamma^2 = 0.8332$ , $p < 0.01$ )(图1),Soft IRM是SIRM的主要贡献者。而SIRM与“硬”剩磁(Hard IRM)的关系未达显著水平(图1),Hard IRM( $SIRM - IRM_{300mT}$ )是反映反铁磁性矿物相对重要性的指标,表明土壤磁性主要受铁磁性矿物控制。(3)磁化系数:除一个剖面外,所有土壤的 $F_{300mT} > 90\%$ 以上, $S_{-100mT} > 80\%$ 以上,土壤表现为“软”磁性,表明土壤中铁磁性矿物是磁性的主要贡献者。

为了进一步说明土壤的磁性矿物类型,测试了B层样品的等温剩磁(IRM)获得曲线。图2给出了典型的 $Q_3$ 黄土、 $Q_3$ 红土和 $Q_2$ 红土发育土壤的结果,表明在低磁场下( $< 100mT$ ),以上样品的IRM获得曲线快速上升,在300mT磁场下获得的等温剩磁(IRM)已达到SIRM的90%以上,这表明土壤中主要的磁性载体是铁磁性矿物( $Fe_3O_4$ 和 $\gamma-Fe_2O_3$ ),没有显示重要的反铁磁性矿物( $\alpha-Fe_2O_3$ 和 $\alpha-FeOOH$ )的贡献。SIRM的剩磁矫顽力( $(B_0)_{ck}$ )大约为20~50mT,表明土壤的主要磁性载体是铁磁性矿物。从图2也可以看出,在低磁场下三种沉积物发育土壤的IRM曲线不同,IRM/SIRM值表现为 $Q_2$ 红土发育土壤 $> Q_3$ 红土发育土壤 $> Q_3$ 黄土发育土壤,反映了样品中铁磁性矿物数量的差异。

由于 $Fe_3O_4$ 和 $\gamma-Fe_2O_3$ 的物理性质相似, $\gamma-Fe_2O_3$ 磁化率略低,目前还难以区分两者在土壤中的相对重要性。对黄土的磁性载体多认为是 $Fe_3O_4$ ,但也注意到了黄土中 $Fe_3O_4$ 和 $\gamma-Fe_2O_3$ 并存<sup>[3,16]</sup>,而对热带亚热带土壤中磁性载体主要是 $\gamma-Fe_2O_3$ 。因此,对长江中下游第四纪沉积物发育土壤中 $Fe_3O_4$ 和 $\gamma-Fe_2O_3$ 的区分还有待于应用其它物理方法进一步研究。

表1 第四纪沉积物发育土壤的磁性增强现象

Table 1 Magnetic enhancement in soils formed on Quaternary sediments

剖面号 Profile No.	地点 Sites	纬度 North latitude	母质 Parent materials	A/C	B/C
1	江苏南京	32°04'	$Q_3$ 黄土	1.2	1.1
2	江苏南京	32°15'	$Q_3$ 黄土	1.6	1.9
3	安徽肥西	31°73'	$Q_3$ 黄土	1.3	1.3
4	安徽桐城	31°07'	$Q_3$ 黄土	3.8	3.8
5	安徽广德	30°89'	$Q_3$ 黄土	3.8	1.8
6	湖北武昌	30°54'	$Q_3$ 黄土	2.5	3.5
7	江西九江	29°69'	$Q_3$ 黄土	4.2	8.9
8	江西九江	29°69'	$Q_3$ 黄土	6.8	7.1
9	安徽怀宁	30°70'	$Q_3$ 黄土	3.9	4.2
10	安徽贵池	30°66'	$Q_3$ 红土	5.4	5.5
11	浙江长兴	30°89'	$Q_3$ 红土	4.1	7.0
12	湖南临湘	29°48'	$Q_2$ 红土	3.5	-
13	湖北武昌	30°54'	$Q_3$ 黄土/ $Q_2$ 红土	7.4	7.4
14	湖南岳阳	29°37'	$Q_2$ 红土	1.3	1.2
15	湖南岳阳	29°37'	$Q_2$ 红土	1.4	1.3
16	安徽怀宁	30°70'	$Q_2$ 红土	6.4	1.6
17	安徽广德	30°89'	$Q_2$ 红土	1.7	2.4
18	安徽宣城	30°82'	$Q_2$ 红土	4.6	4.5
19	湖南长沙	28°19'	$Q_2$ 红土	4.8	2.4
20	湖南长沙	28°19'	$Q_2$ 红土	6.7	5.6

### 3.2 磁性矿物的粒度

磁性矿物的粒度对环境变化极为敏感,可广泛用于环境问题研究<sup>[3,5,20]</sup>。环境中磁性矿物粒度变化的基本模式是岩石、火山灰和高温(化石燃料燃烧)产生的磁性矿物极少为超顺磁性颗粒,而在风化成土过程中,成土作用产生的细粒磁性矿物逐渐取代原生的粗粒磁性矿物。因此,可应用细粒磁性矿物的存在与数量定量地反映环境变化。 $\chi_{fd}$ 是反映稳定单畴(SSD)和超顺磁性(SP)界限上(粒径 $\sim 0.02 \mu m$ )磁性颗粒的指标, $\chi_{ARM}$ 则对稳定单畴颗粒(粒径 $0.02 \sim 0.04 \mu m$ )极为敏感<sup>[3,5,6,16]</sup>。据研究,岩石中的磁性矿物主要是结晶颗粒较大(多畴)的氧化铁矿物, $\chi_{fd}$ 多 $< 2\%$ 以下。根据土壤样品的 $\chi_{fd}$ 和 $\chi_{ARM}$ 分析(表2), $Q_2$ 红土发育土壤的 $\chi_{fd}$ 在11.1%~14.5%, $\chi_{ARM}$ 在 $269.8 \times 10^{-8} \sim 1192.5 \times 10^{-8} m^3 kg^{-1}$ , $Q_3$ 黄土发育土壤的 $\chi_{fd}$ 在

表 2 第四纪沉积物发育土壤(B)层的环境磁学特征

Table 2 Environmental magnetic properties of (B) horizon samples of soils formed on Quaternary sediments

剖面号 Profile No	$\chi$	$\chi_{fd}$ /%	$\chi_{ARM}$	Soft IRM	Hard IRM	SIRM	$F_{300mT}$ /%	$S_{-100mT}$ /%	SIRM / $\chi$	$\chi_{ARM}$ / $\chi$	$\chi_{ARM}$ /SIRM
1	103.2	9.1	684.4	2 139.8	243.6	10 371.2	97.6	81.7	100.5	6.6	6.6
2	99.8	11.6	797.4	2 250.7	157.4	7 148.3	97.8	84.5	71.6	8.0	11.2
3	23.0	4.4	48.1	121.7	134.8	767.4	82.4	56.1	33.3	2.1	6.3
4	73.5	6.7	355.8	1 226.3	274.5	5 428.7	94.9	81.2	73.9	4.8	6.6
5	47.6	9.0	152.3	816.4	176.9	2 081.1	91.5	78.5	43.7	3.2	7.3
6	135.4	14.2	1 130.6	2 682.3	315.6	6 621.6	95.2	87.9	48.9	8.4	17.1
7	183.3	12.3	1 473.9	3 909.9	339.9	12 769.2	97.3	87.2	69.7	8.0	11.5
8	98.4	12.2	907.9	2 028.7	247.9	6 895.2	96.4	84.6	70.0	9.2	13.2
9	52.8	10.4	163.6	937.9	171.0	2 381.0	92.7	80.5	45.1	3.1	6.9
10	93.3	13.7	786.1	1 756.9	314.1	5 096.5	93.8	83.4	54.6	8.4	15.4
11	103.0	13.2	891.6	2 052.2	261.9	5 538.5	95.3	80.5	53.8	8.7	16.1
12	69.1	11.1	765.4	1 200.5	291.5	5 110.7	94.3	81.6	79.7	11.5	14.9
13	135.3	13.9	1 083.2	2 559.2	234.8	6 210.5	98.9	86.2	45.3	7.4	16.3
14	53.7	11.9	416.1	829.1	203.6	3 031.5	93.3	76.3	56.5	7.7	13.7
15	52.0	12.0	386.4	812.4	176.8	2 007.9	92.9	75.8	38.6	7.1	18.3
16	75.7	12.6	269.8	1 441.0	503.0	3 131.9	93.5	68.9	41.4	3.6	8.6
17	89.5	12.6	616.2	1 547.3	312.2	4 228.1	92.6	83.5	47.2	6.9	14.6
18	71.2	14.5	477.8	1 148.4	298.4	3 010.9	90.1	77.0	42.2	6.7	15.9
19	167.5	13.8	1 192.5	2 698.3	288.7	6 843.0	95.8	87.9	40.9	7.1	17.4
20	164.2	13.5	1 122.4	2 417.2	167.0	6 223.8	93.3	88.3	37.9	6.8	18.0

注: 1.  $\chi$  (质量磁化率): 单位  $10^{-8} m^3 kg^{-1}$ ; 2.  $\chi_{fd}$  (频率磁化率):  $\chi_{fd}(\%) = [(\chi_{lf} - \chi_{hf}) / \chi_{lf}] \times 100\%$ ,  $\chi_{lf}$  和  $\chi_{hf}$  分别是低频 (0.47 kHz) 和高频 (4.7 kHz) 磁化率; 3.  $\chi_{ARM}$  (非滞后磁化率): 单位  $10^{-8} m^3 kg^{-1}$ ; 4. Soft IRM (软剩磁): 样品在 20 mT 磁场中获得的剩磁, 单位  $10^{-6} Am^2 kg^{-1}$ ; 5. Hard IRM (硬剩磁): 样品的 SIRM 与  $IRM_{300mT}$  的差值; 6. SIRM (饱和等温剩磁): 单位  $10^{-6} Am^2 kg^{-1}$ ; 7.  $F_{300mT}$  (磁化系数):  $F_{300mT}(\%) = IRM_{300mT} / SIRM \times 100\%$ ; 8.  $S_{-100mT}$  (退磁系数):  $S_{-100mT}(\%) = [(SIRM - IRM_{-100mT}) / (2 \times SIRM)] \times 100\%$ ; 9.  $SIRM / \chi$ ,  $\chi_{ARM} / \chi$ ,  $\chi_{ARM} / SIRM$  (磁性比值参数):  $SIRM / \chi$ , 单位  $10^{-4} Am^{-1}$ ,  $\chi_{ARM} / SIRM$ ,  $10^{-4} Am^{-1}$

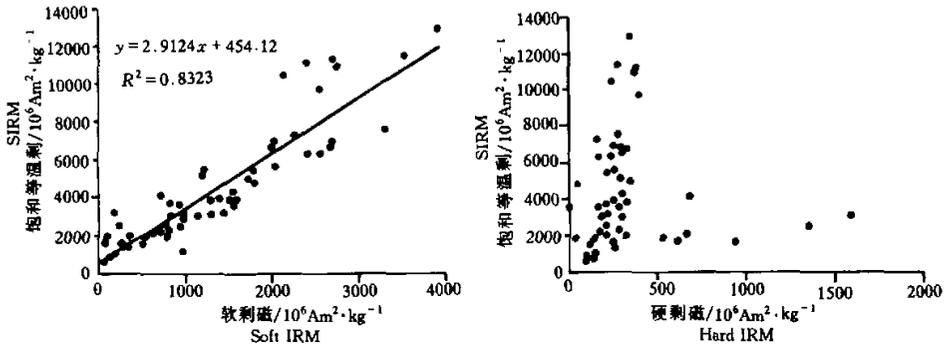


图 1 第四纪沉积物发育土壤的“软”剩磁和“硬”剩磁与饱和等温剩磁的关系 ( $n = 80$ )

Fig. 1 The relationships between Soft IRM and Hard IRM, and SIRM for 80 soils formed on Quaternary sediments

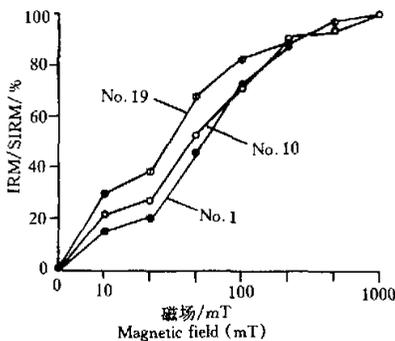


图 2 土壤的等温剩磁 (IRM) 获得曲线

Fig. 2 IRM acquisition curves for soils

4.4%~14.2%,  $\chi_{ARM}$  在  $48.1 \times 10^{-8} \sim 1 473.9 \times 10^{-8} m^3 kg^{-1}$ , 表明土壤中的磁性矿物以稳定单畴和超顺磁性颗粒为主。土壤  $\chi$  和  $\chi_{fd}$  的统计分析表明 (图 3), 土壤的  $\chi$  值与  $\chi_{fd}$  呈极显著指数正相关 ( $\gamma^2 = 0.545 3, p < 0.01$ ),  $\chi$  与  $\chi_{ARM}$  呈极显著直线正相关 ( $\gamma^2 = 0.871 3, p < 0.01$ )。表明土壤磁化率主要由稳定单畴和超顺剩磁态磁性矿物贡献。图 3 中可看出,  $\chi_{fd} < 5\%$ , 土壤的  $\chi$  很低, 土壤中基本不含超顺磁性颗粒,  $\chi_{fd} > 10\%$  以上, 土壤  $\chi$  显著增大, 表明基本上或全部为超顺磁性颗粒。因此, 可将  $\chi_{fd} 5\%$  作为土壤中超顺磁性颗粒存在

与否的临界值。该值与热带亚热带土壤中反映超顺磁性颗粒的临界值比较一致。

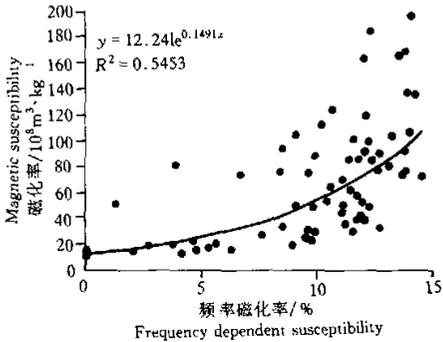


图3 第四纪沉积物发育土壤的磁化率与频率磁化率的关系 (n = 80)

Fig. 3 Relationship between magnetic susceptibility ( $\chi$ ) and frequency dependent susceptibility ( $\chi_{fd}$ ) for 80 soils formed on Quaternary sediments

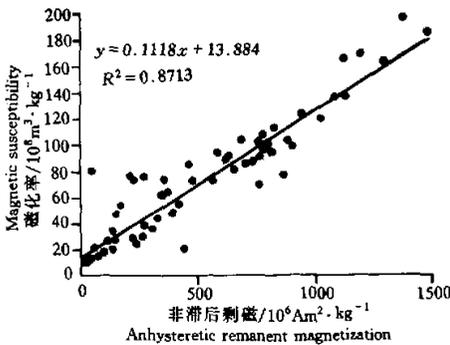


图4 第四纪沉积物发育土壤的磁化率与非滞后剩磁的关系 (n = 80)

Fig. 4 Relationship between magnetic susceptibility ( $\chi$ ) and anhysteretic remanent magnetization (ARM) for 80 soils formed on Quaternary sediments

化成土过程中原生的磁性矿物逐渐风化而基本破坏,生成的次生磁性矿物在颗粒粒度上与原生磁性矿物截然不同,次生的磁性矿物粒度一般小于  $1 \mu\text{m}$ ,其  $\chi_{fd}$  往往  $>10\%$ 。Fine 等<sup>[14]</sup>进一步提出土壤成因的磁性矿物可用 DCB 溶解,认为可用  $\chi_{fd}$  和 DCB 去除的  $\chi$  来定量描述超顺磁性颗粒的数量。我们认为长江中下游第四纪沉积物发育土壤的磁性增强可用一个基本模式描述,即沉积物在成土过程中形成了新的超顺磁性颗粒和稳定单畴颗粒,包括它们的数量和丰度增大两方面,导致土壤的  $\chi$  增大,而土壤成因的超顺磁性颗粒和稳定单畴颗粒数量则是成土强度的反映。因而  $\chi$  值的高低反映了成土作用的强度,间接反映了古环境的变化。因此,  $\chi$  可作为衡量气候环境变迁的一种敏感参数或代用指标。杨浩等<sup>[12]</sup>曾在同一地区应用红土剖面  $\chi$  值的谷峰振荡证明从早更新世以来发生了多次冷暖气候变化的旋回,其红土剖面的  $\chi$  曲线与黄土剖面  $\chi$  曲线和氧同位素变化曲线有明显的可比性。

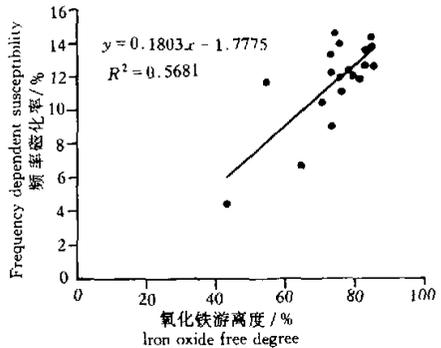


图5 第四纪沉积物发育土壤(B)层样品的  $\chi_{fd}$ 与氧化铁游离度的相关性

Fig. 5 Relationship between  $\chi_{fd}$  and iron oxide free degree of B horizon samples in soil formed on Quaternary sediments

磁性比值参数  $\text{SIRM}/\chi$ 、 $\chi_{\text{ARM}}/\chi$  和  $\chi_{\text{ARM}}/\text{SERM}$  主要反映磁性矿物类型和颗粒大小的关系<sup>[5,6,16,20,22]</sup>。根据第四纪沉积物发育土壤的  $\text{SIRM}/\chi$ 、 $\chi_{\text{ARM}}/\chi$  和  $\chi_{\text{ARM}}/\text{SIRM}$  值的波动,表明土壤磁性矿物类型和粒度由于受成土环境变化的影响存在某些变化。

### 3.3 土壤磁性增强的环境意义

土壤磁性增强的环境磁学机制是一个十分复杂的问题,初步认为土壤磁性增强的主要机制是成土过程中形成了新的自生磁颗粒或土壤成因磁颗粒 (authigenic or pedogenic ferrimagnetic minerals),而磁化率的高低则指示了成土作用的强度<sup>[6,8,13,14,16,21]</sup>。由于风

土壤氧化铁的游离度是反映气候变化的另一重要指标,  $Q_3$  黄土发育土壤 B 层氧化铁游离度平均值  $60.89\%$ ,  $Q_2$  红土发育土壤 B 层平均值  $71.22\%$ <sup>[19]</sup>, 经统计,与热带、亚热带土壤不同,长江中下游第四纪沉积物发育土壤  $\chi$  和  $\chi_{fd}$  与土壤全铁、游离铁含量没有显著的相关性,而与氧化铁游离度达极显著直线相关,图 5 是土壤 B 层样品的  $\chi_{fd}$  与氧化铁游离度的相关性 ( $\gamma^2 = 0.5681, p < 0.01$ )。因此,土壤  $\chi$  和磁性矿物的粒度特征是古气候环境的反映,记载和反映了土壤形成过程中的环境演变规律。古土壤磁化率值作为研究古气候变化的手段,已有许多成功的尝试。吕厚远等<sup>[22]</sup>曾根据我国现代土壤  $\chi$  与气候(温度和降雨量)的关

系来估算黄土剖面 13 万年来的古温度和古降雨量。但是, 深入的研究发现土壤  $\chi$  与气候的关系不是一个完全统一的模式, 它受多种因素的影响, 因此, 必须研究不同地带土壤  $\chi$  的形成机制以及磁性与环境的关系, 这是应用环境磁学开展全球气候变化研究的基础性工作。

### 参 考 文 献

- 1 朱日祥, 李春景, 吴汉宁等. 中国黄土磁学性质与古气候意义[J]. 中国科学(B), 1994, 24: 992~997
- 2 刘东生主编. 黄土、第四纪地质、全球变化(第二集)[C]. 北京: 科学出版社, 1991
- 3 刘秀铭, 刘东生, Heller F. 中国黄土磁颗粒分析及其古气候意义[J]. 中国科学(B), 1991, 21: 639~644
- 4 龚子同主编. 土壤环境变化[M]. 北京: 中国科学技术出版社, 1992
- 5 Oldfield F. Environmental magnetism - personal perspective[J]. Quat. Sci. Rev., 1991, 10: 73~83
- 6 Thompson R, Oldfield F. Environmental magnetism[M]. London: George Allen & Unwin, 1986
- 7 Verosub K L, Roberts A P. Environmental magnetism: past, present and future [J]. J Geophys. Res., 1995, 100: 2 175~2 192
- 8 Evens M E, Heller F. Magnetic enhancement and palaeoclimate: study of a loess/palaeosol couplet across the loess Plateau of China[J]. Geophys. J. Int. 1994, 117: 257~264
- 9 Heller F, Liu T. Palaeoclimate and sedimentary history from magnetic susceptibility of loess in China[J]. Geophys. Res. Letters, 1986, 13: 1 169~1 172
- 10 胡守云, 王苏民, Appel E. 呼伦湖湖泊沉积物磁化率变化的环境磁学机制[J]. 中国科学(D), 1998, 28(4): 334~339.
- 11 Jelinowski A, Tucholka P, Gasse f. *et al.* Mineral magnetic record of environment in Late Pleistocene and Holocene sediments, Lake Manas. Xinjiang, China[J]. Geophys. Res. Lett., 1995, 22: 953~956
- 12 杨浩, 夏应非, 赵其国等. 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, 1995, 32(增刊): 195~200
- 13 Eyre J K, Shao J. Magnetic enhancement of Chinese loess - the role  $\gamma$ - $\text{Fe}_2\text{O}_3$ [J]. Geophys. J. Int., 1994, 117: 265~274
- 14 Fine P, Singer M J, Verosub K L. *et al.* New evidence for the origin of ferrimagnetic minerals in Loess from China[J]. Soil Soc. Am J., 1993, 57: 1 537~1 542
- 15 Maher B A, Thompson R. Mineral magnetic record of the Chinese loess and palaeosol[J]. Geology, 1991, 19: 3~6
- 16 Zhou L. P, Oldfield F, Wintle A G. *et al.* Partly pedogenic origin of magnetic variations in Chinese loess[J]. Nature, 1990, 346: 737~739
- 17 卢升高, 俞劲炎. 土壤磁学及其应用研究进展[J]. 土壤学进展, 1991, 19(5): 1~8
- 18 俞劲炎, 卢升高编著. 土壤磁学[M]. 南昌: 江西科技出版社, 1991
- 19 章明奎. 运用自然属性指标和数理分析方法进行土壤分类的研究 - 长江中下游中晚更新世沉积体发育土壤的土壤特性及其分类问题[D]. 1991
- 20 Banerjee S K, King J, Marvin J. A rapid method for magnetic granulometry with application to environmental studies[J]. Geophys. Res. Letters, 1981, 8: 333~336
- 21 Maher B A, Taylor R. G. Formation of ultrafine grained magnetite in soils[J]. Nature, 1989, 30: 279~281
- 22 吕厚远, 韩家麒, 吴巧琴等. 中国现代土壤磁化率分析及其古气候意义[J]. 中国科学(B), 1994, 21: 1 290~1 297

## Environmental Magnetism of Magnetic Enhancement for Soils Formed on Quaternary Sediments in Yangtze River Valley

LU Sheng-gao<sup>1</sup> YU Jin-yan<sup>1</sup> ZHANG Ming-kui<sup>1</sup>  
YU Li-zhong<sup>2</sup> ZHANG Wei-guo<sup>2</sup>

1(Zhejiang University, Hangzhou 310029) 2(East China Normal University, Shanghai 200062)

### Abstract

On the basis of environmental magnetism study on soils formed on Quaternary sediments in Yangtze River valley, the soil magnetic enhancement and its mechanism were discussed. Results showed that soils formed on Quaternary sediments exhibited a distinct ferrimagnetic profile with the magnetic susceptibility enhancement of soil horizons with respect to that of parent materials. It is suggested that formation of pedogenic ferrimagnetic minerals resulted in enhancement of magnetic susceptibility in soils. In addition, the pedogenic ferrimagnetic minerals are mostly superparamagnetic(SP) and stable single domain(SSD)grains. It is found that highly significant relationships between the magnetic susceptibility( $\chi$ ) values of the samples and frequency dependent susceptibility( $\chi_{fd}$ ) and between  $\chi$  values of samples and anhysteretic susceptibility( $\chi_{ARM}$ ). It is suggested that  $\chi$  can be considered an indicator for the environmental fluctuation recorded in soils. Results also suggested that  $\chi_{fd}$  value of 5% can be regarded as an indicator to reflect the formation of pedogenic SP and SSD ferrimagnetic minerals in the continuous pedogenic development of soils. Thus, magnetic susceptibility can be used to study the Quaternary environmental changes.

**Key words** Yangtze River valley Quaternary sediments environmental magnetism magnetic minerals