

DOI: 10.11766/trxb201605170194

# 水耕人为土时间序列铁氧化物与磁化率演变特征\*

黄来明<sup>1, 2, 3</sup> 邵明安<sup>1, 3†</sup> 陈留美<sup>4</sup> 韩光中<sup>5</sup> 张甘霖<sup>2, 3†</sup>

(1 生态系统网络观测与模拟院重点实验室, 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

(2 土壤与农业可持续发展国家重点实验室(中国科学院南京土壤研究所), 南京 210008)

(3 中国科学院大学资源与环境学院, 北京 100049)

(4 遵义师范学院资源与环境学院, 贵州遵义 563002)

(5 内江师范学院地理与资源科学学院, 四川内江 641112)

**摘要** 以我国亚热带地区不同母质起源的水耕人为土时间序列为研究对象, 分析不同形态铁氧化物和磁化率随成土时间的动态演变特征及其影响因素。结果表明, 石灰性母质起源的水耕人为土 0~120 cm 土体中全铁 ( $Fe_t$ )、游离铁 ( $Fe_d$ ) 和游离度 ( $Fe_d/Fe_t$ ) 随时间序列演变均逐渐增加, 0~50 a 内  $Fe_t$ 、 $Fe_d$  和  $Fe_d/Fe_t$  增加速率分别为  $3.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $1.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  和  $0.04\% \text{ a}^{-1}$ , 50~1 000 a 内  $Fe_t$ 、 $Fe_d$  和  $Fe_d/Fe_t$  增加速率分别为  $0.1 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $0.15 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  和  $0.01\% \text{ a}^{-1}$ ; 而酸性母质起源的水耕人为土 0~120 cm 土体中  $Fe_t$ 、 $Fe_d$  和  $Fe_d/Fe_t$  随时间序列演变均逐渐下降, 0~60 a 内  $Fe_t$ 、 $Fe_d$  和  $Fe_d/Fe_t$  下降速率分别为  $0.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $0.5 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  和  $0.03\% \text{ a}^{-1}$ , 60~300 a 内  $Fe_t$ 、 $Fe_d$  和  $Fe_d/Fe_t$  下降速率分别为  $0.9 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $1.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  和  $0.06\% \text{ a}^{-1}$ 。土壤 pH、Eh、以及外源铁输入与土体内铁淋失的相对强度是控制不同母质水耕人为土中铁氧化物转化速率与途径的主要因素。石灰性母质起源的水耕人为土中不同磁学指标随时间演变分为三个阶段: 0~50 a 内表现为质量磁化率 (MS)、饱和等温剩磁 (SIRM) 和软剩磁 ( $IRM_s$ ) 的急剧降低; 50~300 a 内表现为 MS、SIRM 和  $IRM_s$  的持续、缓慢降低以及硬剩磁 ( $IRM_h$ ) 的相对稳定发展; 300~1 000 a 内表现为 MS、SIRM 和  $IRM_s$  的持续、缓慢降低以及  $IRM_h$  的快速下降。酸性母质起源的水耕人为土 0~20 cm 和 20~120 cm 土壤中磁学指标演变呈现截然不同的两个阶段: 0~60 a 0~20 cm 内 MS、SIRM 和  $IRM_s$  的急剧降低,  $IRM_h$  具有明显增加; 而 20~120 cm 内 MS、SIRM 和  $IRM_s$  缓慢下降,  $IRM_h$  明显降低。60~300 a 0~20 cm 内不同磁学指标变化幅度均很小, 而 20~120 cm 内  $IRM_h$  相对比较稳定, MS、SIRM 和  $IRM_s$  在种稻 150 a 后快速下降。淹水还原条件下亚铁磁性矿物的破坏是不同母质水耕人为土演变过程中磁性衰减的主要机制。

**关键词** 水耕人为土; 时间序列; 铁氧化物; 磁化率; 成土母质

**中图分类号** 153.6 **文献标识码** A

铁是地壳中丰度位于第四的元素 (6.7 wt%)<sup>[1]</sup>, 是生物所必需的微量矿质养分之一<sup>[2-4]</sup>。由于铁在自然界中分布广、化学活性强, 其生物地球化学循环显著影响陆地生态系统中矿物风化<sup>[5]</sup>、养分循环<sup>[6]</sup>和污染物行为<sup>[7]</sup>等诸多过程。近年来研究表

明, 土壤或沉积物中铁的氧化还原作用与有机质的封存、分解和释放密切相关<sup>[8-9]</sup>, 从而影响全球碳循环和气候变化<sup>[10]</sup>。

土壤中铁具有不同赋存形态, 如原生硅酸盐矿物、次生黏土矿物、不同结晶度的铁氧化物或氢

\* 国家自然科学基金国际合作与交流项目 (41571130051) 和土壤与农业可持续发展国家重点实验室开放基金项目 (Y20160003) 资助 Supported by the Projects of International Cooperation and Exchanges, National Natural Science Foundation of China (No. 41571130051) and Project from State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture (No. Y20160003)

† 通讯作者 Corresponding author, E-mail: shaoma@igsnr.ac.cn; glzhang@issas.ac.cn

作者简介: 黄来明 (1984—), 男, 浙江安吉人, 博士, 主要从事土壤发生与地球化学研究。E-mail: huanglm@igsnr.ac.cn

收稿日期: 2016-05-17; 收到修改稿日期: 2016-07-27; 优先数字出版日期 (www.cnki.net): 2016-10-31

氧化物以及铁与有机质结合形成的络合物等<sup>[11]</sup>。不同形态铁之间的转化以及铁在土壤中的迁移和再分布是影响土壤物理、化学与矿物学特征的重要成土过程<sup>[12]</sup>。过去的研究表明,随着成土年龄的增加,排水良好的自然土壤中游离铁与全铁含量的比值逐渐升高,而无定形铁与游离铁含量的比值逐渐下降<sup>[13-15]</sup>。同时,铁氧化物的结晶度以及针铁矿中铁被铝的替代量随土壤发育程度的增强而增加<sup>[16-18]</sup>。不同成土环境下土壤中铁的赋存形态具有明显差异,在冷湿条件下有利于针铁矿的形成,而在干热条件下有利于赤铁矿的形成<sup>[19-21]</sup>。与土壤中含量较高的针铁矿和赤铁矿相比,磁铁矿与磁赤铁矿含量非常低,很难通过矿物分析直接鉴定,但可以通过测定磁化率来间接反演。许多学者研究表明,自然土壤演变过程中表层土壤磁化率显著增强<sup>[22-27]</sup>,并认为这是由于植物焚烧<sup>[22-23]</sup>、氧化还原反应<sup>[22, 28]</sup>或微生物作用<sup>[29]</sup>使得成土过程中形成和富集亚铁磁性矿物而引起的。尽管前人对成土过程中铁氧化物与磁化率的演变特征进行了大量研究,然而这些研究主要集中在排水良好的自然土壤上,而受到人为活动强烈影响、氧化还原作用交替进行的水耕人为土长期演变过程中铁氧化物与磁化率的动态特征目前尚不清楚。

与自然成土过程相比,水耕人为土周期性淹水与排干导致土壤水分状况与氧化还原电位发生变化,进而影响其元素迁移和再分布<sup>[30-31]</sup>。研究表明,铁的还原淋失与氧化淀积使得水耕人为土中全铁和游离铁含量在土壤剖面中发生分异,并且随着种稻年限的增加剖面分异逐渐增强<sup>[32-34]</sup>。章明奎<sup>[35]</sup>对红壤性水耕人为土中晶态氧化铁及其来源进行了研究,认为针铁矿具有母质残余和再结晶作用两种来源,而赤铁矿仅来源于成土母质;随着种稻年限的增加,针铁矿含量基本保持不变但铁被铝替代的量有所下降,而赤铁矿含量不断降低直至完全消失。与起源土壤相比,水耕人为土的磁化率显著降低,这是由于周期性淹水与排干阻碍和破坏了亚铁磁性矿物的形成<sup>[25, 36-37]</sup>。上述研究主要是针对水耕人为土发展的某一阶段以土体为尺度进行的静态对比研究,而关于水耕人为土长期演变过程中铁氧化物转化的途径、速率及磁化率的动态演变特征报道较少。土壤时间序列为研究成土过程中土壤属性演变的速率、方向及影响其变化的环境阈值提

供了有利手段<sup>[38-39]</sup>。基于此,本研究选取我国亚热带地区二组不同母质发育的水耕人为土时间序列,通过化学提取和磁学测定,分析铁氧化物与磁化率随成土时间的动态变化特征,探讨水耕人为土长期演变过程中铁氧化物转化的途径、速率及其影响因素,以期水耕人为土发生演化的定量模型提供数据支持。

## 1 材料与方 法

### 1.1 研究区概况

本研究选取我国亚热带地区不同母质发育的水耕人为土从十年到千年尺度的时间序列(表1),分别为发育于浙江省慈溪市石灰性海相沉积物的水耕人为土时间序列(CX01, 0 a; CX02, 50 a; CX03, 300 a; CX04, 700 a; CX05, 1 000 a)和发育于江西省进贤市酸性第四纪红黏土的水耕人为土时间序列(RC10, 0 a; RC11, 60 a; RC12, 150 a; RC13, 300 a)。研究区属亚热带季风气候,年均气温分别为16.3和17.3℃,年均降水量分别为1 325和1 549 mm。不同母质发育的水耕人为土时间序列建立和判定的依据见文献[40],采样点信息及土壤类型见表1。

### 1.2 样品采集与分析

结合史料分析与实地考察,选取不同母质发育的水耕人为土时间序列典型土壤剖面,按照土壤发生层采样法采集土样并描述土壤形态<sup>[41]</sup>,土壤颜色根据《中国标准土壤色卡》<sup>[42]</sup>确定,所有土样均在水稻收割排水后采取。土壤样品采集后在室内自然风干,挑出枯枝落叶、根系和大于2 mm的非土壤物质,四等分法取土,先后过10、60、100和200目的尼龙筛,装好备用。

土壤pH、容重、颗粒组成、有机碳以及碳酸钙含量等基本理化性质测定方法参照《土壤实验室分析项目及方法规范》<sup>[43]</sup>。游离铁、无定形铁与络合态铁氧化物分别用连二亚硫酸钠-柠檬酸钠-重碳酸钠、pH = 3的酸性草酸铵与pH = 10的焦磷酸钠溶液浸提。待测液中Fe浓度用原子吸收法(AA900F Flame Atomic Absorption Spectrum Spectrophotometer)测定。根据测定的不同层次铁浓度与容重数据可以计算出土体内铁储量,计算公式如下:

表1 土壤采样点信息及土壤类型

Table 1 General information of the soil sampling sites and type of the soils

剖面编号 Profile No.	种稻年龄 Cultivation age (a)	土壤类型 <sup>1)</sup> Soil type	土地利用 Land use	地点/地形部位 Location/ Landscape position	经纬度/坡度 Latitude and longitude/Slope	地下水位 /海拔 Groundwater table/ Altitude (m)
CX01	0	潮湿冲积新成 土Aqu-alluvic Primosol	未垦滩涂	新浦镇 水云浦十塘	N 30° 19.20' E 121° 22.8'	1.4 <sup>2)</sup>
CX02	50	简育水耕人为 土Hapi-Stagnic Anthrosols	单季稻	桥头镇 潭河沿村	N 30° 11.07' E 121° 21.31'	1.0
CX03	300	简育水耕人为 土Hapi-Stagnic Anthrosols	单季稻	三北镇 施公山村	N 30° 06.43' E 121° 30.25'	1.1
CX04	700	铁渗水耕人为土 Fe-leachi-Stagnic Anthrosols	单季稻	周巷镇 大古塘村	N 30° 10.42' E 121° 09.14'	1.0
CX05	1 000	铁聚水耕人为 土Fe-accumuli- Stagnic Anthrosols	单季稻	周巷镇 南周巷村	N 30° 09.76' E 121° 06.98'	0.9
RC10	0	黏化湿润富铁 土Argi-Udic Ferrosols	未垦荒地	坡顶	坡度 < 6°	44 <sup>3)</sup>
RC11	60	铁聚水耕人为 土Fe-accumuli- Stagnic Anthrosols	双季稻	坡顶	坡度 < 6°	40
RC12	150	铁聚水耕人为 土Fe-accumuli- Stagnic Anthrosols	双季稻	坡中	坡度 < 6°	36
RC13	300	铁聚水耕人为 土Fe-accumuli- Stagnic Anthrosols	双季稻	坡底	坡度 < 6°	32

1) 土壤类型参照中国土壤系统分类<sup>[41]</sup> Soil type is defined by referring to the Chinese Soil Taxonomy<sup>[41]</sup>; 2) 地下水位 Groundwater table; 3) 海拔高度 Altitude

$$Fe_{\text{mass}} = \sum_i^n C_i D_i E_i / 10$$

式中,  $Fe_{\text{mass}}$  为土体铁储量 ( $\text{t hm}^{-2}$ ),  $C_i$  为  $i$  土层中铁含量 ( $\text{g kg}^{-1}$ ),  $D_i$  为  $i$  土层的容重 ( $\text{g cm}^{-3}$ ),  $E_i$  为  $i$  土层的厚度 ( $\text{cm}$ ), 10 为单位换算系数。

土壤磁化率 (MS) 用英国 Bartington 公司生产的 MS-2B 型磁化率仪分别在低频 (0.47 kHz, MSlf) 和 高频 (4.7 kHz, MShf) 磁场中测定, 每个样品连续测定 2 次取其平均值; 滞后剩磁

(ARM) 用英国 Molspin 公司生产的 交变退磁仪 (交变磁场峰值 100 mT, 直流磁场 0.04 mT) 产生非滞后剩磁, 以 Minispin 旋转磁力仪测定; 等温剩磁 (IRM) 用英国 Molspin 公司生产的脉冲磁化仪按照先后顺序获得样品在 1 000 mT、-20 mT、-100 mT、-300 mT 磁场下的等温剩磁, 利用 Minispin 旋转磁力仪测定。IRM 1 000 mT 称为饱和等温剩磁 (SIRM), IRM 20 mT 称为软剩磁 (IRMs)。根据以上测定的磁性指标计算了硬剩

表2 不同形态铁及磁性指标的指示意义

Table 2 Different forms of Fe and implication of their magnetic parameters

参数 Parameter	英文缩写 Abbreviation	提取剂/单位 Extractant/Unit	指示意义 Implication
全铁 Total Fe	Fe <sub>t</sub>	硝酸-盐酸-氢氟酸	含铁硅酸盐矿物和土壤发生过程中形成的次生铁氧化物总量
游离铁 Free Fe oxides	Fe <sub>d</sub>	连二亚硫酸钠-柠檬酸钠-重碳酸钠	土壤发生过程中形成的次生铁氧化物, 包括结晶态铁氧化物和无定形态铁氧化物
硅酸盐铁 Silicate-bound Fe	Fe <sub>t</sub> -Fe <sub>d</sub>	全铁与游离铁含量之差	含铁硅酸盐矿物
无定形铁 Amorphous Fe oxides	Fe <sub>o</sub>	pH=3的草酸铵	无定形态铁氧化物, 主要是水铁矿和非晶质铁氧化物
络合态铁 Organic-bound Fe	Fe <sub>p</sub>	pH=10的焦磷酸钠溶液	与有机质结合的铁以及少量的无定形态铁氧化物
质量磁化率 Mass magnetic susceptibility	MS	10 <sup>-8</sup> m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup>	指示各种磁性矿物总量
饱和等温剩磁 Saturation isothermal remanent magnetization	SIRM	10 <sup>-4</sup> A m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	SIRM不受顺磁性(如纤铁矿和水铁矿)和抗磁性物质(如石英、黏土矿物等)的影响。SIRM大小主要由亚铁磁性矿物(如磁铁矿、磁赤铁矿)和不完整反铁磁性矿物(如赤铁矿、针铁矿)物所贡献
软剩磁 Soft isothermal remanent magnetization	IRM <sub>s</sub>	10 <sup>-4</sup> A m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	可用来指示亚铁磁性矿物(如磁铁矿、磁赤铁矿)的含量
硬剩磁 Hard isothermal remanent magnetization	IRM <sub>h</sub>	10 <sup>-6</sup> A m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	通常反映样品中不完整反铁磁性矿物(如赤铁矿、针铁矿)的含量
频率磁化率 Frequency dependent magnetic susceptibility	FDS	%	主要反映土壤发生过程中所产生的超顺磁性颗粒(SP, 0.012~0.022 μm)的相对含量
非滞后剩磁 Anhysteretic remnant magnetization	ARM	10 <sup>-6</sup> A m <sup>2</sup> kg <sup>-1</sup>	对样品中的亚铁磁性矿物浓度和颗粒大小都很敏感, 尤其对细小的稳定单畴(SSD, 0.012~0.022 μm)磁性矿物特别敏感
退磁参数 Demagnetization parameter	S <sub>-100mT</sub>	%	反映了亚铁磁性矿物与不完整反铁磁性矿物在整个磁性集合中的相对重要性
退磁参数 Demagnetization parameter	S <sub>-300mT</sub>	%	反映了亚铁磁性矿物与不完整反铁磁性矿物在整个磁性集合中的相对重要性

磁 (IRM<sub>h</sub>) 和退磁参数 (S<sub>-100mT</sub>, %), 公式如下:

硬剩磁 (IRM<sub>h</sub>):  $IRM_h = (SIRM + IRM_{-300mT}) \times 0.5$

退磁参数 (S<sub>-100mT</sub>, %):  $S_{-100mT} (\%) = [ (SIRM - IRM_{-100mT}) / (2 \times SIRM) ] \times 100$

不同形态铁氧化物及其提取剂类型, 磁化率参数及其指示意义见表2。

## 2 结果

### 2.1 不同母质发育的水耕人为土时间序列铁氧化物演变特征

水耕人为土的不同母质起源土壤(CX01, RC10)中全铁和不同形态铁含量都均一分布, 随着时间序列演变, Fe<sub>t</sub>、Fe<sub>d</sub>、Fe<sub>o</sub>和Fe<sub>p</sub>在剖面

中的分异逐渐增强，但演变的趋势有所不同（图1）。石灰性母质发育的水耕人为土120 cm土体内 $Fe_i$ 和 $Fe_d$ 含量加权平均值随时间序列呈增加趋势（CX01:  $Fe_i$  48.39 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  11.81 g kg<sup>-1</sup>; CX02:  $Fe_i$  53.84 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  14.25 g kg<sup>-1</sup>; CX03:  $Fe_i$  53.50 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  15.56 g kg<sup>-1</sup>; CX04:  $Fe_i$  55.90 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  20.71 g kg<sup>-1</sup>; CX05:  $Fe_i$  62.46 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  23.51 g kg<sup>-1</sup>），而酸性母质发育的水耕人为土120 cm土体内 $Fe_i$ 和 $Fe_d$ 含量加权平均值随时间序列呈下降趋势（RC10:  $Fe_i$  63.51 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  53.71 g kg<sup>-1</sup>; RC11:  $Fe_i$  57.69 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  47.64 g kg<sup>-1</sup>; RC12:  $Fe_i$  50.97 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  41.77 g kg<sup>-1</sup>; RC13:  $Fe_i$  52.31 g kg<sup>-1</sup>,  $Fe_d$  34.65 g kg<sup>-1</sup>）。不同

母质发育的水耕人为土中 $Fe_o$ 、 $Fe_p$ 和硅酸盐矿物结合态铁（ $Fe_i$ - $Fe_d$ ）含量均远低于 $Fe_d$ 含量，表明所测土壤中含铁矿物主要为晶态游离铁氧化物。与 $Fe_i$ 和 $Fe_d$ 演变趋势不同，石灰性母质发育的水耕人为土120 cm土体内 $Fe_o$ 含量加权平均值明显下降（CX01, 7.27 g kg<sup>-1</sup>; CX02, 2.24 g kg<sup>-1</sup>; CX03, 2.64 g kg<sup>-1</sup>; CX04, 1.84 g kg<sup>-1</sup>; CX05, 3.46 g kg<sup>-1</sup>），而酸性母质发育的水耕人为土120 cm土体内 $Fe_o$ 含量加权平均值随时间序列呈先上升后下降的趋势（RC10, 2.87 g kg<sup>-1</sup>; RC11, 7.64 g kg<sup>-1</sup>; RC12, 5.24 g kg<sup>-1</sup>; RC13, 4.05 g kg<sup>-1</sup>），石灰性和酸性母质发育的水耕人为土 $Fe_p$ 含量随时间序列均没有明显的演变趋势。

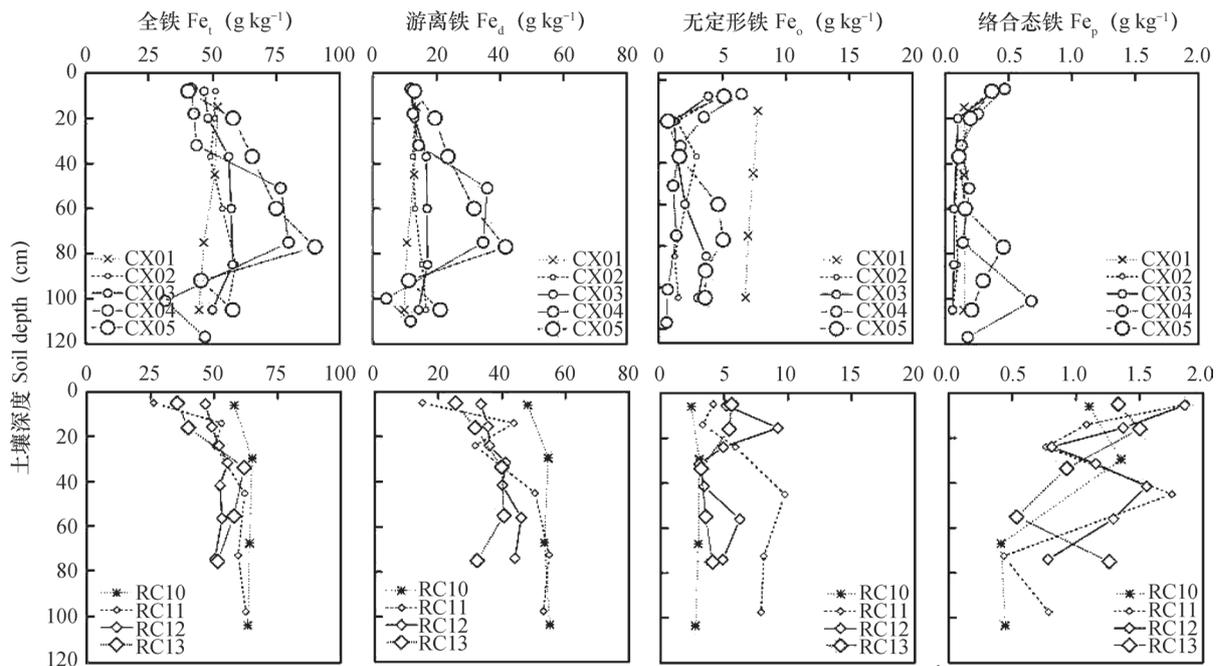


图1 石灰性和酸性母质发育的水耕人为土演变过程中全铁及不同形态铁氧化物动态演变特征

Fig. 1 Dynamic changes in total Fe and different Fe oxides during the evolutions of stagnic Anthrosols from calcareous and acid parent materials separately

## 2.2 不同母质发育的水耕人为土时间序列磁化率演变特征

不同母质发育的水耕人为土的MS、SIRM和 $IRM_s$ 均随时间序列演变不断下降（图2）：石灰性母质发育的水耕人为土时间序列（CX01、CX02、CX03、CX04、CX05）120 cm土体内MS的加权平均值分别为52.73、15.75、15.55、8.95和8.91（单位： $10^{-8} m^3 kg^{-1}$ ），SIRM的加权平均值分别为71.01、18.89、20.04、5.66和5.07（单位： $10^{-4} Am^2 kg^{-1}$ ）， $IRM_s$ 的加权平均值分别为27.77、

5.07、4.62、1.20和1.02（单位： $10^{-4} Am^2 kg^{-1}$ ）；酸性母质发育的水耕人为土时间序列（RC10、RC11、RC12、RC13）120 cm土体内MS的加权平均值分别为315.45、119.62、39.76和6.19（单位： $10^{-8} m^3 kg^{-1}$ ），SIRM的加权平均值分别为53.33、34.47、21.52和9.51（单位： $10^{-4} Am^2 kg^{-1}$ ）， $IRM_s$ 的加权平均值分别为39.95、21.01、11.66和1.07（单位： $10^{-4} Am^2 kg^{-1}$ ）。不同母质发育的水耕人为土磁性指标剖面分布不同（图2）：石灰性母质发育的水耕人为土中MS、SIRM和 $IRM_s$ 的剖面

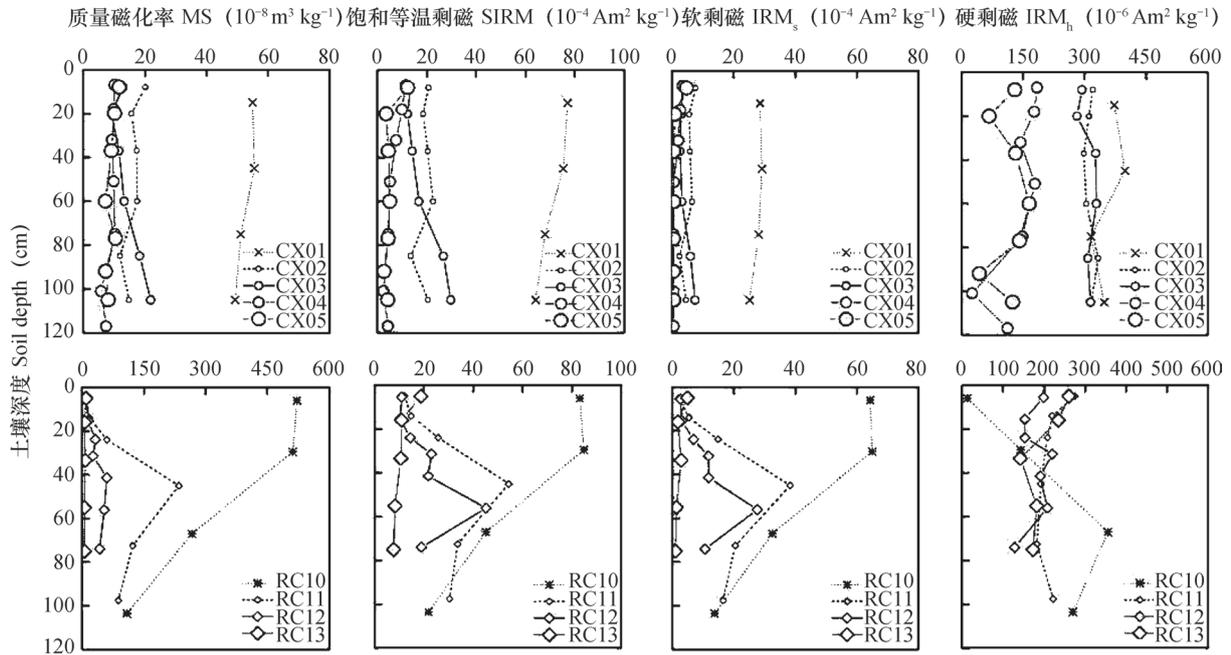


图2 石灰性和酸性母质发育的水耕人为土演变过程中磁学性质动态演变特征

Fig. 2 Dynamic changes in magnetic properties during the evolution of Stagnic Anthrosols from calcareous and acid parent materials separately

分布相对比较均一，而酸性母质发育的水耕人为土的起源土壤中MS、SIRM和 $IRM_s$ 在表层和亚表层中富集，种稻后却表现为下层土壤中较高，随着时间序列的演变剖面分异逐渐减小。石灰性母质发育的水耕人为土起源土壤的 $IRM_h$ 剖面分布均一，在种稻初期（ $< 300$  a） $IRM_h$ 缓慢下降，此后（700 a和1 000 a） $IRM_h$ 快速下降；酸性母质发育的水耕人为土剖面上部和下部 $IRM_h$ 随时间序列演变呈现相反的趋势，表层和亚表层土壤的 $IRM_h$ 均高于起源土壤，而50 cm以下土壤的 $IRM_h$ 均低于起源土壤。石灰性母质发育的水耕人为土120 cm土体内 $IRM_h$ 的加权平均值分别为358、314、314、132和119（单位： $10^{-6} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$ ），酸性母质发育的水耕人为土120 cm土体内 $IRM_h$ 的加权平均值分别为239、207、160和180（单位： $10^{-6} \text{ Am}^2 \text{ kg}^{-1}$ ）。

### 3 讨论

#### 3.1 不同母质发育的水耕人为土演变过程中铁转化的速率、途径及其影响因素

与起源土壤相比，二类不同母质发育的水耕人为土中铁氧化物的剖面分异都明显增强（图1），表现为 $Fe_e$ 和 $Fe_d$ 在水耕人为土的表层中相对亏缺而

在淀积层中相对富集，此外不同母质发育的水耕人为土表土层中 $Fe_p$ 有所增加，这与前人所得到的结果一致<sup>[30, 32-34]</sup>。然而，时间序列方法研究结果表明不同母质发育的水耕人为土演变过程中0~120 cm土体内铁氧化物转化的速率与途径截然不同（图3）。石灰性母质发育的水耕人为土0~120 cm土体中 $Fe_e$ 与 $Fe_d$ 含量以及游离度（ $Fe_d/Fe_e$ ）随时间序列演变均逐渐增加，表现为种稻初期增速最快（0~50 a内 $Fe_e$ 、 $Fe_d$ 和 $Fe_d/Fe_e$ 增加速率分别为 $3.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $1.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 和 $0.04\% \text{ a}^{-1}$ ），此后缓慢增加（50~1 000 a内 $Fe_e$ 、 $Fe_d$ 和 $Fe_d/Fe_e$ 增加速率分别为 $0.1 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $0.15 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 和 $0.01\% \text{ a}^{-1}$ ）；而酸性母质发育的水耕人为土0~120 cm土体中 $Fe_e$ 与 $Fe_d$ 含量以及游离度（ $Fe_d/Fe_e$ ）随时间序列演变均逐渐下降，表现为种稻初期下降缓慢（0~60 a内 $Fe_e$ 、 $Fe_d$ 和 $Fe_d/Fe_e$ 下降速率分别为 $0.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $0.5 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 和 $0.03\% \text{ a}^{-1}$ ），此后下降速率较高（60~300 a内 $Fe_e$ 、 $Fe_d$ 和 $Fe_d/Fe_e$ 下降速率分别为 $0.9 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 、 $1.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ 和 $0.06\% \text{ a}^{-1}$ ）。石灰性母质发育的水耕人为土0~120 cm土体中 $Fe_o$ 以及活化度（ $Fe_o/Fe_d$ ）呈现下降趋势，而酸性母质发育的水耕人为土0~120 cm土体中 $Fe_o$ 以及活化度（ $Fe_o/Fe_d$ ）呈现上升趋势（图3）。不同母质发育的水耕

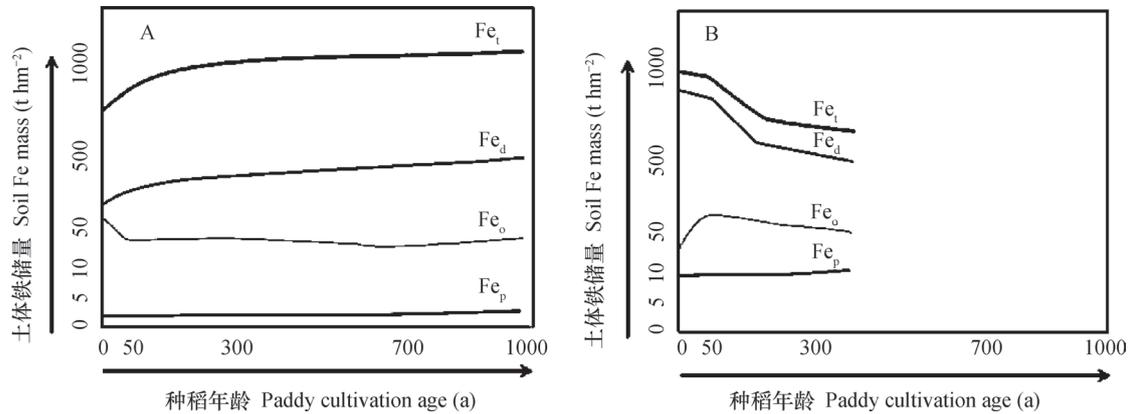


图3 石灰性 (A) 和酸性 (B) 母质发育的水耕人为土演变过程中0~120 cm土体内铁氧化物转化规律

Fig. 3 Transformation of iron oxides in the 0~120 cm soil profile during the evolution of Stagnic Anthrosols from calcareous (A) and acid (B) parent materials

人为土时间序列0~120 cm 土体中Fe<sub>p</sub>占全铁含量的百分比均不到5%，表明水耕人为土中铁主要以无机铁氧化物形式为主。上述结果表明，位于平原地区石灰性母质发育的水耕人为土在千年尺度内铁循环是以土体内还原淋溶与氧化淀积为主的内循环过程；而位于丘陵地区酸性母质发育的水耕人为土在几十年至百年尺度内大量铁已随黏粒从土体中淋失，并可能参与区域或流域尺度下铁的生物地球化学循环过程。

土壤pH、氧化还原状况，以及外源铁输入与土体内铁淋失的相对强度是控制上述不同母质水耕人为土铁氧化物转化速率与途径的主要因素。过去的研究表明，渍水土壤中Fe还原的临界Eh在pH为6~7时约100 mV，pH为5时约300 mV，而pH为8时约-100 mV<sup>[44-45]</sup>。石灰性母质发育的水耕人为土的pH范围为6.3~8.6，起源土壤在淹水还原后呈弱碱性环境，阻碍了铁的活化、移动与淋溶损失<sup>[44-47]</sup>，使得土壤中Fe淋失速率低于降尘或灌溉等铁的补给速率，因而种稻初期Fe<sub>t</sub>和Fe<sub>d</sub>含量明显增加（图3）。随着时间序列的演变，石灰性母质发育的水耕人为土中CaCO<sub>3</sub>不断淋失，土壤pH由弱碱性趋于中性至弱酸性<sup>[48]</sup>，阻碍铁活化、移动与淋溶损失的环境条件相对减弱，因而老水耕人为土中Fe<sub>t</sub>和Fe<sub>d</sub>含量增速减缓（图3）。相反，酸性母质发育的水耕人为土的pH范围为4.7~6.2，在淹水还原条件下酸性环境有利于促进土壤中Fe的活化、还原溶解与淋溶损失<sup>[44-47]</sup>，并且酸性母质发育的水耕人为土位于丘陵阶地，淋溶强度高于平原地区<sup>[49]</sup>，从而导致其演变过程中Fe<sub>t</sub>和Fe<sub>d</sub>含量呈现

下降而Fe<sub>o</sub>呈现增加的趋势。过去的研究表明，游离度（Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub>）和活化度（Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>）可以用来指示自然土壤的相对发育程度<sup>[50-51]</sup>。然而，不同母质发育的水耕人为土演变过程中游离度（Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub>）和活化度（Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>）却呈现截然相反的规律。因此，在利用游离度（Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub>）或活化度（Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>）来指示具有氧化还原特征土壤的发育程度时应注意成土微地形环境和土壤水分状况对不同形态铁氧化物转化、迁移与再分布的影响。

### 3.2 不同母质发育的水耕人为土演变过程中磁性矿物转化的速率、途径及其影响因素

不同母质发育的水耕人为土时间序列磁学指标演变的速率与阶段不同（图4）。石灰性母质发育的水耕人为土不同磁学性质（MS、SIRM、IRM<sub>s</sub>、IRM<sub>h</sub>）在土壤剖面上的分布相对比较均一（图2），随着时间序列的演变，其磁性发展与磁性矿物转化可以大致分为三个阶段（图4）：第一阶段从起源土壤至种稻50 a，表现为MS、SIRM和IRM<sub>s</sub>的急剧降低，与起源土壤相比，MS、SIRM和IRM<sub>s</sub>分别降低了78%、73%和80%。第一阶段土壤中磁性矿物以IRM<sub>s</sub>指示的亚铁磁性矿物（如磁赤铁矿）为主，少量反铁磁性矿物（如针铁矿）和顺铁磁性矿物（如纤铁矿）并存。第二阶段从种稻50 a至种稻300 a，表现为MS、SIRM和IRM<sub>s</sub>的持续、缓慢降低以及IRM<sub>h</sub>的相对稳定发展，其中MS、SIRM和IRM<sub>s</sub>下降的速率均不足第一阶段下降速率的1%。第二阶段土壤磁性矿物以反铁磁性矿物（如针铁矿）和顺铁磁性矿物（如纤铁矿）为主。第三阶段从种稻300 a至1000 a，表现为SIRM和IRM<sub>s</sub>的持

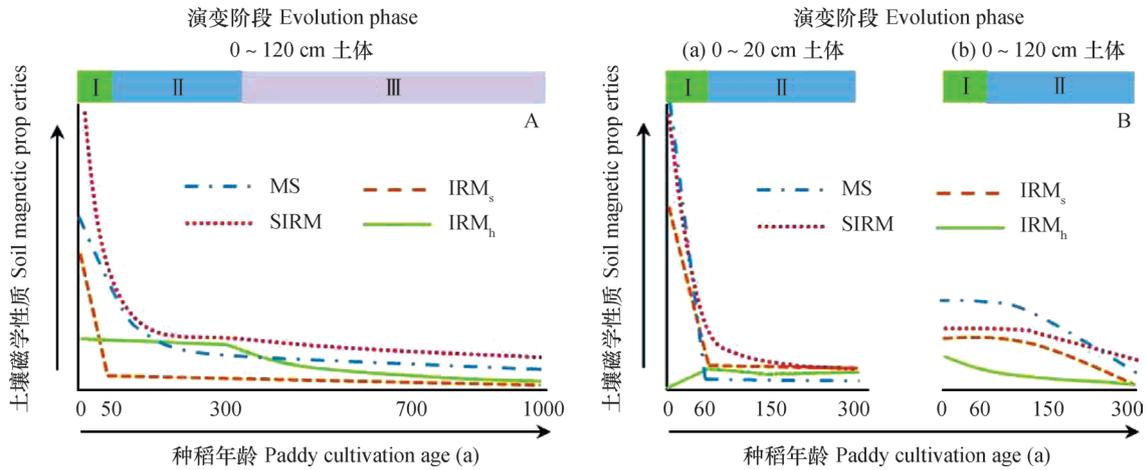


图4 石灰性 (A) 和酸性 (B) 母质发育的水耕人为土时间序列磁学性质演变规律

Fig. 4 Dynamic changes in magnetic properties along the chronosequences of the two Stagnic Anthrosols developing from calcareous (A) and acid (B) parent materials

续、缓慢降低以及 $IRM_h$ 的快速下降,从而导致种稻1000 a后水耕人为土中磁性矿物含量达到最低(图4),此时土壤中磁性矿物以风化产生的弱结晶顺铁磁性矿物(如水铁矿和纤铁矿)为主,少量反铁磁性矿物(如针铁矿)并存。酸性母质发育的水耕人为土0~20 cm和20~120 cm土壤中磁学性质(MS、SIRM、 $IRM_s$ 、 $IRM_h$ )和磁性矿物转化呈现截然不同的两个阶段(图4):第一阶段从起源土壤至种稻60 a,0~20 cm表现为MS、SIRM和 $IRM_s$ 的急剧降低,与起源土壤相比,MS、SIRM和 $IRM_s$ 分别降低了98%、86%和94%, $IRM_h$ 具有明显增加。而20~120 cm表现为MS、SIRM和 $IRM_s$ 的缓慢下降, $IRM_h$ 明显降低。第一阶段0~20 cm土壤中磁性矿物以亚铁磁性矿物(如磁赤铁矿)为主逐渐转变为反铁磁性矿物(主要是针铁矿)为主,20~120 cm土壤中磁性矿物以亚铁磁性矿物(如磁赤铁矿)和反铁磁性矿物(主要是赤铁矿)并存;第二阶段从种稻60 a至300 a,0~20 cm表现为不同磁学性质(MS、SIRM、 $IRM_s$ 、 $IRM_h$ )变化幅度均很小,而20~120 cm表现为 $IRM_h$ 相对比较稳定,MS、SIRM和 $IRM_s$ 在种稻150 a后快速下降(图4)。此时整个土体中磁性矿物均以反铁磁性矿物为主,结合土壤颜色和磁学性质分析,0~20 cm以针铁矿占优势,而20~120 cm以赤铁矿占优势。

不同母质发育的水耕人为土中MS、SIRM均与 $IRM_s$ 的演变规律一致(图4),并且MS、SIRM均与 $IRM_s$ 呈现极显著相关(表3,  $r > 0.95$ ,  $p < 0.001$ ),表明不同母质发育的水耕人为土中磁

表3 石灰性和酸性母质发育的水耕人为土磁性指标之间的相关关系

Table 3 Correlations between soil magnetic parameters		
磁性指标 Magnetic parameters	$IRM_s$	
	石灰性母质 Calcareous parent material	酸性母质 Acid parent material
MS	0.994***	0.968***
SIRM	0.990***	0.996***

\*\*\*  $p < 0.001$

性矿物的转化主要是 $IRM_s$ 所指示的亚铁磁性矿物(如磁赤铁矿)变化引起的。过去的研究表明,排水良好的自然土壤成土过程中形成亚铁磁性矿物是导致表层土壤磁化率增强的重要原因<sup>[22-24, 52-54]</sup>。然而,不同母质发育的水耕人为土演变过程中表层土壤磁化率均出现衰减,尤其是在种稻初期,不同磁性指标(MS、SIRM、 $IRM_s$ )均出现急剧降低,此后持续缓慢下降(图4)。许多研究表明,水耕人为土的磁性显著低于其起源土壤,并且认为这是由于水耕人为土淹水还原导致土壤中磁性矿物,尤其是 $IRM_s$ 所指示的亚铁磁性矿物还原溶解和/或机械淋失造成的<sup>[25, 36-37]</sup>。石灰性母质发育的水耕人为土的表层长期受到人为淹水作用,而下层土壤受到地下水周期性升降的影响,从而导致整个土体中亚铁磁性矿物被还原溶解,表现为不同磁学性质(MS、SIRM、 $IRM_s$ 、 $IRM_h$ )在剖面中的分布相对比较均一(图2);而酸性母质发育的水耕人为土除坡底土壤外均不受地下水的影响,但其淋溶强度

明显高于平原地区石灰性母质发育的水耕人为土，因而其亚铁磁性矿物除了受到还原溶解外还受到机械淋失的影响，表现为磁学性质（MS、SIRM、IRM<sub>s</sub>、IRM<sub>h</sub>）在剖面上部（0~20 cm）和下部（20~120 cm）演变规律不同（图2）。酸性母质发育的水耕人为土强淋溶条件导致种稻初期0~20 cm土壤向下层补充了一定量未及破坏的磁性矿物，而随着0~20 cm土壤中铁和黏粒的大量淋失，这种来自上层土壤的补给不断减少，因此20~120 cm土壤中不同磁性指标（MS、SIRM、IRM<sub>s</sub>）在种稻初期缓慢下降，300 a后出现快速下降（图4）。石灰性母质发育的水耕人为土种稻300 a内IRM<sub>h</sub>相对稳定，而700 a和1000 a水耕人为土的IRM<sub>h</sub>快速下降。这是由于300 a前土壤中存在大量CaCO<sub>3</sub><sup>[48]</sup>，碱性条件下有利于土壤中弱结晶的顺铁磁性矿物（如水铁矿和纤铁矿）转化形成IRM<sub>h</sub>所指示的反铁磁性矿物（如针铁矿）<sup>[20]</sup>，而300 a后土体中CaCO<sub>3</sub>几乎完全淋失，pH下降加速了IRM<sub>h</sub>所指示的反铁磁性矿物（如针铁矿）的溶解和破坏。酸性母质发育的水耕人为土演变过程中IRM<sub>h</sub>在剖面上部（0~20 cm）具有增加趋势，而在剖面下部（20~120 cm）呈现下降趋势。研究表明随着土壤发育程度增加，针铁矿中铝同晶替代量逐渐增加<sup>[20]</sup>。第四纪红黏土是高度风化的土壤，因此种稻初期淹水条件导致第四纪红黏土母质中铝同晶替换量高的针铁矿还原溶解，并与溶液中高浓度铁结合从而在氧化条件下再结晶生成铝同晶替换量低的针铁矿可能是表层土壤IRM<sub>h</sub>增加的主要原因。

可见，人为周期性淹水与排干引起的水耕人为土干湿交替在几十年尺度内可以显著改变土壤磁性演变的速率与方向，因此，在应用磁学性质来反演土壤或沉积物形成的古气候和古环境时，应特别注意人为活动（如周期性淹水与排干）对成土环境和磁学性质带来的影响。由于水耕人为土表层和亚表层的MS均显著低于其起源土壤（图2），并且磁性测量经济、快捷，且对样品没有破坏性，因此，我们建议将表层和亚表层MS < 25（单位：10<sup>-8</sup> m<sup>3</sup> kg<sup>-1</sup>）作为水耕表层的诊断特性之一。

## 4 结 论

不同母质发育的水耕人为土演变过程中铁氧化物转化的速率与途径不同：石灰性母质发育的水

耕人为土0~120 cm土体中全铁（Fe<sub>t</sub>）、游离铁（Fe<sub>d</sub>）和游离度（Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub>）随时间序列演变均逐渐增加，无定形铁（Fe<sub>o</sub>）和活化度（Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>）呈现下降趋势；而酸性母质发育的水耕人为土0~120 cm土体中Fe<sub>t</sub>、Fe<sub>d</sub>和Fe<sub>d</sub>/Fe<sub>t</sub>随时间序列演变均逐渐下降，Fe<sub>o</sub>和Fe<sub>o</sub>/Fe<sub>d</sub>呈现下降趋势。人为周期性淹水与排干引起的水耕人为土干湿交替在几十年尺度内可以显著改变土壤磁性演变的速率和方向，因此在应用磁学性质来反演土壤或沉积物形成的古气候和古环境时，应特别注意人为活动（如周期性淹水与排干）对成土环境和磁学性质带来的影响。

## 参 考 文 献

- [ 1 ] Wedepohl K H. The composition of the continental crust. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1995, 59 ( 7 ) : 1217—1232
- [ 2 ] Takeda S. Influence of iron availability on nutrient consumption ratio of diatoms in oceanic waters. *Nature*, 1998, 393 ( 6687 ) : 774—777
- [ 3 ] Moore J K, Doney S C, Glover D M, et al. Iron cycling and nutrient-limitation patterns in surface waters of the World Ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 2001, 49 ( 1/3 ) : 463—507
- [ 4 ] Cairo G, Bernuzzi F, Recalcati S. A precious metal: Iron, an essential nutrient for all cells. *Genes and Nutrition*, 2006, 1 ( 1 ) : 25—39
- [ 5 ] Scott A D, Amonette J. Role of iron in mica weathering// Stucki J W, Goodman B A, Schwertmann U. *Iron in soils and clay minerals*. Berlin: Springer Netherlands, 1988: 537—623
- [ 6 ] Jilbert T, Slomp C P, Gustafsson B G, et al. Beyond the Fe-P-redox connection: Preferential regeneration of phosphorus from organic matter as a key control on Baltic Sea nutrient cycles. *Biogeosciences*, 2011, 8: 1699—1702
- [ 7 ] Borch T, Kretzschmar R, Kappler A, et al. Biogeochemical redox processes and their impact on contaminant dynamics. *Environmental Science & Technology*, 2009, 44 ( 1 ) : 15—23
- [ 8 ] Lalonde K, Mucci A, Ouellet A, et al. Preservation of organic matter in sediments promoted by iron. *Nature*, 2012, 483 ( 7388 ) : 198—200
- [ 9 ] Filimonova S, Kaufhold S, Wagner F E, et al. The role of allophane nano-structure and Fe oxide speciation for hosting soil organic matter in an allophanic Andosol. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2016, 180: 284—

- 302
- [ 10 ] Jickells T D, An Z S, Andersen K K, et al. Global iron connections between desert dust, ocean biogeochemistry, and climate. *Science*, 2005, 308 ( 5718 ) : 67—71
- [ 11 ] Enver M, Walter R F. The geochemical cycle of iron// Stucki J W, Goodman B A, Schwertmann U. Iron in soils and clay minerals. Berlin: Springer Netherlands, 1988: 1—18
- [ 12 ] van Breemen N, Buurman P. Soil formation. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2002: 1—20
- [ 13 ] McFadden L D, Hendricks D M. Changes in the content and composition of pedogenic iron oxyhydroxides in a chronosequence of soils in southern California. *Quaternary Research*, 1985, 23 ( 2 ) : 189—204
- [ 14 ] Diaz M C, Torrent J. Mineralogy of iron oxides in two soil chronosequences of central Spain. *Catena*, 1989, 16 ( 3 ) : 291—299
- [ 15 ] Aniku J R F, Singer M J. Pedogenic iron oxide trends in a marine terrace chronosequence. *Soil Science Society of America Journal*, 1990, 54 ( 1 ) : 147—152
- [ 16 ] Bigam J M, Golden D C, Bowen L H, et al. Iron oxide mineralogy of well-drained ultisols and oxisols: I. Characterization of iron oxides in soil clays by Mössbauer spectroscopy, X—ray diffractometry, and selected chemical techniques. *Soil Science Society of America Journal*, 1978, 42 ( 5 ) : 816—825
- [ 17 ] Baker L L, Strawn D G, Vaughan K L, et al. XAS study of Fe mineralogy in a chronosequence of soil clays formed in basaltic cinders. *Clays and Clay Minerals*, 2010, 58 ( 6 ) : 772—782
- [ 18 ] Torrent J, Schwertmann U, Schulze D G. Iron oxide mineralogy of some soils of two river terrace sequences in Spain. *Geoderma*, 1980, 23 ( 3 ) : 191—208
- [ 19 ] Schwertmann U, Murad E, Schulze D G. Is there Holocene reddening ( hematite formation ) in soils of axeric temperate areas? *Geoderma*, 1982, 27 ( 3 ) : 209—223
- [ 20 ] Cornell R M, Schwertmann U. The iron oxides: Structure, properties, reactions, occurrences and uses. Weinheim: Wiley-VCH Verlag GmbH & Co. KGaA, 2003: 1—40
- [ 21 ] Vodyanitskii Y N. Iron hydroxides in soils: A review of publications. *Eurasian Soil Science*, 2010, 43 ( 11 ) : 1244—1254
- [ 22 ] Le Borgne E. Susceptibilité magnétique anormale du sol superficiel. *Annales de Géophysique*, 1955, 11: 399—419
- [ 23 ] Mullins C E. Magnetic susceptibility of the soil and its significance in soil science—A review. *Journal of Soil Science*, 1977, 28 ( 2 ) : 223—246
- [ 24 ] Singer M J, Verosub K L, Fine P, et al. A conceptual model for the enhancement of magnetic susceptibility in soils. *Quaternary International*, 1996, 34/36: 243—248
- [ 25 ] 卢升高. 中国土壤磁性与环境. 北京: 高等教育出版社, 2003  
Lu S G. Chinese soil magnetism and environment ( In Chinese ). Beijing: Higher Education Press, 2003
- [ 26 ] Liu Q S, Hu P X, Torrent J, et al. Environmental magnetic study of a Xeralf chronosequence in northwestern Spain: Indications for pedogenesis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2010, 293 ( 1 ) : 144—156
- [ 27 ] Torrent J, Liu Q S, Barrón V. Magnetic susceptibility changes in relation to pedogenesis in a Xeralf chronosequence in northwestern Spain. *European Journal of Soil Science*, 2010, 61 ( 2 ) : 161—173
- [ 28 ] Oldfield F, Barnosky C, Leopold E B, et al. Mineral magnetic studies of lake sediments. *Hydrobiologia*, 1983, 103 ( 1 ) : 37—44
- [ 29 ] Fassbinder J W E, Stanjekt H, Vali H. Occurrence of magnetic bacteria in soil. *Nature*, 1990, 343 ( 6254 ) : 161—163
- [ 30 ] Gong Z T. Pedogenesis of paddy soil and its significance in soil classification. *Soil Science*, 1983, 135 ( 1 ) : 5—10
- [ 31 ] Kyuma K. Paddy soil science. Kyoto: Kyoto University Press, 2004: 10—20
- [ 32 ] Yu T R. Physical chemistry of paddy soils. Berlin: Springer-Verlag, 1985: 50—88
- [ 33 ] 赵红挺. 成都平原水稻土中铁的分异特点. *土壤学报*, 1992, 29 ( 2 ) : 191—198  
Zhao H T. Differentiation of iron oxides in paddy soils of Chendu Plain ( In Chinese ). *Acta Pedologica Sinica*, 1992, 29 ( 2 ) : 191—198
- [ 34 ] 徐建忠. 四川紫色水稻土氧化铁的分异. *山地研究*, 1993, 11 ( 4 ) : 246—250  
Xu J Z. Differentiation of iron oxides of purple paddy soils in Sichuan Province ( In Chinese ). *Mountain Research*, 1993, 11 ( 4 ) : 246—250
- [ 35 ] 章明奎. 红壤性水稻土晶态氧化铁及其起源. *浙江农业大学学报*, 1997, 23 ( 5 ) : 589—594  
Zhang M K. Occurrence and origin of crystalline iron oxides in paddy soils derived from Red Earth ( In Chinese ). *Journal of Zhejiang Agricultural University*, 1997, 23 ( 5 ) : 589—594
- [ 36 ] 余劲炎, 赵渭生, 詹硕仁. 太湖流域水稻土的磁化率剖

- 面. 土壤学报, 1981, 18 (4): 376—382
- Yu J Y, Zhao W S, Zhan S R. The magnetic susceptibility profile of paddy soils in Tai Hu basin (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 1981, 18 (4): 376—382
- [ 37 ] 卢升高. 红壤与红壤性水稻土中磁性矿物特性的比较研究. 科技通报, 1999, 15 (6): 409—413
- Lu S G. A comparative study on magnetic minerals of red soil and paddy soil (In Chinese). *Bulletin of Sciences and Technology*, 1999, 15 (6): 409—413
- [ 38 ] Huggett R J. Soil chronosequences, soil development, and soil evolution: A critical review. *Catena*, 1998, 32 (3): 155—172
- [ 39 ] Huang L M, Thompson A, Zhang G L, et al. The use of chronosequences in studies of paddy soil evolution: A review. *Geoderma*, 2015, 237: 199—210
- [ 40 ] Huang L M, Zhang G L, Thompson A, et al. Pedogenic transformation of phosphorus during paddy soil development on calcareous and acid parent materials. *Soil Science Society of America Journal*, 2013, 77 (6): 2078—2088
- [ 41 ] Schoeneberger P J, Wysocki D A, Benham E C, et al. Field book for describing and sampling soils. 2nd ed. Lincoln: National Soil Survey Center, 2002
- [ 42 ] 中国科学院南京土壤研究所, 中国科学院西安光学精密机械研究所. 中国标准土壤色卡. 南京: 南京出版社, 1989
- Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Xi'an Institute of Optics and Precision Mechanics, Chinese Academy of Sciences. Chinese standard soil colour charts (In Chinese). Nanjing: Nanjing Press, 1989
- [ 43 ] 中国科学院南京土壤研究所土壤系统分类课题. 土壤实验室分析项目及方法规范. 上海: 上海科学技术出版社, 1991
- Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences. Soil Laboratory Analysis and Method Standards (In Chinese). Shanghai: Shanghai Scientific and Technical Publishers, 1991
- [ 44 ] Ponnampereuma F N, Tianco E M, Loy T. Redox equilibria in flooded soils: I. The iron hydroxide systems. *Soil Science*, 1967, 103 (6): 374—382
- [ 45 ] Gotoh S, Patrick W H. Transformation of iron in a waterlogged soil as influenced by redox potential and pH. *Soil Science Society of America Journal*, 1974, 38 (1): 66—71
- [ 46 ] Brinkman R. Ferrollysis, a hydromorphic soil forming process. *Geoderma*, 1970, 3 (3): 199—206
- [ 47 ] Ponnampereuma F N. The chemistry of submerged soils. New York and London: Academic Press, 1972
- [ 48 ] Chen L M, Zhang G L, Effland W R. Soil characteristic response times and pedogenic thresholds during the 1000-year evolution of a paddy soil chronosequences. *Soil Science Society of America Journal*, 2011, 75 (5): 1807—1820
- [ 49 ] Zhang G L, Gong Z T. Pedogenic evolution of paddy soils in different soil landscapes. *Geoderma*, 2003, 115 (1): 15—29
- [ 50 ] Leigh D S. Soil chronosequence of brasstown creek, Blue Ridge mountains, USA. *Catena*, 1996, 26 (1): 99—114
- [ 51 ] Simón M, Sánchez S, García I. Soil-landscape evolution on a Mediterranean high mountain. *Catena*, 2000, 39 (3): 211—231
- [ 52 ] 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 (4): 287—306
- [ 53 ] Liu Q S, Deng C L, Yu Y, et al. Temperature dependence of magnetic susceptibility in an argon environment: Implications for pedogenesis of Chinese loess/palaeosols. *Geophysical Journal International*, 2005, 161 (1): 102—112
- [ 54 ] Lu S G, Xue Q F, Zhu L, et al. Mineral magnetic properties of a weathering sequence of soils derived from basalt in Eastern China. *Catena*, 2008, 73 (1): 23—33

## Evolution Characteristics of Iron Oxides and Magnetic Susceptibility in Stagnic Anthrosols along Chronosequences

HUANG Laiming<sup>1, 2, 3</sup> SHAO Ming'an<sup>1, 3†</sup> CHEN Liumei<sup>4</sup> HAN Guangzhong<sup>5</sup> ZHANG Ganlin<sup>2, 3†</sup>

(1 Key Laboratory of Ecosystem Network Observation and Modeling, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

(2 State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture, Institute of Soil Science, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, China)

(3 College of Resources and Environment, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

(4 College of Resources and Environment, Zunyi Normal College, Zunyi, Guizhou 563002, China)

(5 School of Geography and Resource Science, Neijiang Normal University, Neijiang, Sichuan 641112, China)

**Abstract** 【Objective】 The study is oriented to explore characteristics of the evolution of iron oxides and magnetic susceptibility in Stagnic Anthrosols, different in parent material, in subtropical China along chronosequence and their influencing factors. 【Method】 Soil samples were collected for extraction of total Fe ( $Fe_t$ ), free Fe oxides ( $Fe_d$ ), amorphous Fe oxides ( $Fe_o$ ) and organic-bound Fe ( $Fe_p$ ) by the lithium metaborate fusion method, the dithionite-citrate-bicarbonate (DCB) method, acid ammonium oxalate (AAO) at pH=3 in the dark and Na-pyrophosphate at pH=10, separately. Magnetic susceptibility (MS) of the soils was measured at both low (0.47 kHz) and high frequencies (4.7 kHz) using a Bartington MS-2B meter with dual frequency sensor. 【Result】 Results show that along the chronosequence, weighted mean total Fe ( $Fe_t$ ), free Fe oxides ( $Fe_d$ ) and  $Fe_d/Fe_t$  in the 0 ~ 120 cm soil layer increased in the calcareous Stagnic Anthrosols, at a rate of  $3.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,  $1.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  and  $0.04\% \text{ a}^{-1}$ , respectively, during the first 50 years and at a rate of  $0.1 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,  $0.15 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  and  $0.01\% \text{ a}^{-1}$ , respectively, during the following 950 years (50 ~ 1 000 years), but decreased in the acid Stagnic Anthrosols at a rate of  $0.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,  $0.5 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  and  $0.03\% \text{ a}^{-1}$ , respectively, during the first 60 years and at a rate of  $0.9 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$ ,  $1.2 \text{ t hm}^{-2} \text{ a}^{-1}$  and  $0.06\% \text{ a}^{-1}$  during the following 240 years (60 ~ 300 years), while weighted mean amorphous Fe oxides ( $Fe_o$ ) and  $Fe_o/Fe_d$  in the 0 ~ 120 cm soil layer tended to decrease in the calcareous Stagnic Anthrosols, but did reversely in the acid Stagnic Anthrosols. Soil pH, Eh, and the balance between input of external Fe with irrigation and loss of internal Fe with leaching are major factors controlling the rates and pathways of Fe oxides transformation during the evolution of Stagnic Anthrosols. Along the chronosequence, the Stagnic Anthrosols derived from calcareous parent material underwent chronosequence demonstrated three phases of magnetic changes, i.e. the initial phase lasting a few decades dominated by rapid decreases in MS (magnetic susceptibility), SIRM (saturation isothermal remanent magnetization) and  $IRM_s$  (soft isothermal remanent magnetization); the second phase lasting a bit more than two centuries (50 ~ 300 years) demonstrating constant  $IRM_h$  (hard isothermal remanent magnetization) and slow decline in MS, SIRM, and  $IRM_s$ ; and the third phase (300 ~ 1 000 years), witnessing minimal changes in MS, SIRM and  $IRM_s$  but drastic decline in  $IRM_h$ , while the Stagnic Anthrosols derived from acid parent material did two phases, which in the 0 ~ 20 cm soil layer were completely different from those in the 20 ~ 120 cm soil layer: In the first phase (0 ~ 60 years), MS, SIRM and  $IRM_s$  declined but  $IRM_h$  increased rapidly in the 0 ~ 20 cm soil layer, while all the magnetic properties declined in the 20 ~ 120 cm soil layer; However, in the second phase (60 ~ 300

years), all the magnetic properties did not vary much in the 0~20 cm soil layer, while MS, SIRM, and IRM<sub>s</sub> declined rapidly in the 20~120 cm soil layer after 150 years of paddy cultivation. 【Conclusion】 The overall magnetic depletion in the Stagnic Anthrosols, though different in parent material was attributed to the reductive dissolution of ferromagnetic minerals under artificial submergence.

**Key words** Stagnic Anthrosols; Chronosequence; Iron oxides; Magnetic susceptibility; Parent material

(责任编辑：卢 萍)