

土壤矿物学特征在华南赤红壤有机质稳定中的调控作用研究

刘念, 吴宏海, 刘晓华, 戚文珍, 舒月红, 何广平

(华南师范大学 化学与环境学院, 广东 广州 510635)

摘要:以广州市从化的赤红壤剖面为研究对象,系统测定了土壤的pH值和机械组成,土壤剖面中有机质含量、氧化铁矿物和粘土矿物的含量及分布特征,并进行了相关性分析。研究结果表明,赤红壤剖面的总有机质、稳定有机质含量、矿物稳定有机质含量和生化稳定有机质含量的变化趋势在整体上是是一致的,均随深度的增加而降低。其中,矿物稳定有机质主要存在于土壤剖面的中间层,氧化铁矿物则大都集中在土壤剖面的中上层,赤红壤剖面各层位中高岭石含量都占绝对优势,为58.7%~84%,蒙脱石的含量次之,为8.5%~16.8%。除此之外,还含有较多的三水铝石。蒙脱石的含量随深度增加而降低,高岭石和三水铝石的含量随深度增加而升高。土壤有机质与氧化铁矿物的相关性较之与粘土矿物、三水铝石要大得多,有机质含量与无定形铁含量的相关系数均高于0.90,与蒙脱石、高岭石、三水铝石的相关系数分别为0.697 1、-0.681 2、-0.049 8,可见无定形铁在土壤有机质稳定中起着重要作用,提醒应更加关注土壤中有有机质碳库稳定锁定中的矿物学机制及其影响因素。

关键词:土壤矿物学特征;华南赤红壤;有机质稳定;相关性研究

中图分类号: X142

文献标识码: A

文章编号: 1000-6524(2011)06-1090-09

Study of the regulation of soil mineralogical characteristics in the stabilization of organic matter in crimson soil from South China

LIU Nian, WU Hong-hai, LIU Xiao-hua, QI Wen-zhen, SHU Yue-hong and HE Guang-ping

(School of Chemistry and Environment, South China Normal University, Guangzhou 510635, China)

Abstract: Soil organic matter is the basis of soil fertility, and also controls the balance of CO₂ in the atmosphere and the environmental behavior and biological effectiveness of nutrients, heavy metals and persistent organic pollutants (POPs) in Earth's surface environment. Therefore, it is necessary to pay attention to the process of stability of organic matter. This paper dealt with the mineralogical mechanism of soil organic matter stability by studying the crimson soil profile in Conghua, Guangzhou City. The following processes were carried out: determination of the basic properties of the soil, including pH and mechanical components; determination of total organic matter content and stable organic matter content by potassium dichromate oxidation; determination of the mineral stable organic matter content by TOC analyzer; extraction of free iron oxide with dithionite-sodium citrate; extraction of amorphous iron oxide with ammonium oxalate buffer; determination of iron content by atomic absorption spectrophotometry; XRD semi-quantitative determination of the composition and content of clay minerals; and the correlation analysis between organic matter and mineral. The results indicate that the content of

收稿日期: 2010-09-07; 修订日期: 2010-12-22

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40773080)

作者简介: 刘念(1985-), 男, 汉族, 硕士研究生, 环境科学专业, 研究方向: 环境地球化学, E-mail: nianniu85122@163.com; 通讯

作者: 吴宏海, E-mail: whh302@163.com

网络优先出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/11.1996.P.20110517.1455.001.html>

total organic matter, stable organic matter, mineral stable organic matter and recalcitrant organic matter is reduced with the increase of depth. Mineral stable organic matter is mainly existent in the middle layer of soil, while iron oxide minerals mostly occur in the upper soil. The content of kaolinite is dominant (58.7% ~ 84%), the content of smectite is relatively high (8.5% ~ 16.8%); besides, there exists much gibbsite. The content of smectite decreases with the increasing depth, whereas the content of kaolinite and gibbsite increases with the decreasing depth. The correlation between organic matter content and iron oxide mineral is much higher than that between clay mineral and gibbsite. Soil organic matter content and amorphous iron content are much better than the free iron content in the correlation. For instance, there is positive correlation between organic matter and amorphous iron ($R^2 > 0.9$), there is positive correlation between organic matter and smectite ($R^2 = 0.6971$), and there is negative correlation between organic matter and kaolinite, gibbsite [$R^2(\text{kaolinite}) = -0.6812$, $R^2(\text{gibbsite}) = -0.0498$]. Obviously, the amorphous iron plays a vital role in the stabilization of soil organic matter; nevertheless, the specific surface area of amorphous iron will limit the capacity of the soil C sequestration, and the adsorption capacity will gradually become smaller until saturation. So we should pay more attention to the mineralogical mechanism of soil organic matter stability and influencing factors.

Key words: soil mineralogical characteristics; South China crimson soil; organic matter stability; correlation analysis

天然有机质是土壤中最活跃的部分,尽管其含量只占土壤总量的很小一部分,但它是土壤肥力的基础,同时也控制着大气圈 CO_2 的平衡(熊毅,1985)以及地球表层环境中营养元素、重金属和持久性有机污染物(POPs)的环境行为和生物有效性。由于自然界中广泛存在着土壤有机质的矿质化过程,加之人类活动的影响,导致土壤有机质的流失日益严重,因此,十分有必要关注有机质的稳定化过程。土壤有机质的稳定性可分为化学稳定性(矿物吸附)、物理稳定性(矿物包裹)以及生物化学稳定性(蔡妙珍等,2004)。相关研究证实,土壤(Mayer and Xing, 2001)和沉积物(Mayer, 1994)中有机质与土壤/沉积物颗粒的比表面积有很好的相关性,同时,有机质保留时间与矿物颗粒的比表面积之间也密切相关(Saggar *et al.*, 1996)。另外,土壤矿物学特征对有机质稳定性表现出显著的制约关系,如:铁、铝氧化物的表面吸附在土壤有机质的稳定化中起着重要作用(Boudot *et al.*, 1988)。粘土矿物和层状硅酸盐类矿物能够提供多层次的吸附位,也有利于天然有机质在土壤中的稳定保存(Ladd *et al.*, 1985)。由此可见,在土壤有机质的稳定化过程中,矿物表面吸附起着极为关键的作用。

土壤中矿物分为(水合)氧化物类矿物、粘土矿物(铝硅酸盐)、硫化物、简单盐类矿物和硅酸盐矿物等几类。氧化铁是土壤中最主要的氧化物矿物,普遍存在于各种类型的土壤中。按矿物学特征分类,

氧化铁可分为氢氧化铁、水铁矿、针铁矿、磁赤铁矿等,除前两种分别为无定形和微晶之外,其他几种都是以晶质形态存在,但其颗粒大小和比表面积却有很大的差异。按化学特征区分,氧化铁可分为无定形氧化铁和游离形氧化铁两类。一般把结晶微细、不发生X射线衍射、比表面积较大和活性较高的氧化铁称之为无定形氧化铁,游离形氧化铁指土壤中能被连二亚硫酸钠-柠檬酸钠溶液提取的氧化铁及其水合物。与其他氧化物比较,氧化铁的活性高,环境条件稍有变化,即可对氧化铁的形态和特性产生影响。长期以来,土壤氧化铁的形态、转化及其特性的研究,一直是土壤发生学和土壤化学的重要研究领域之一(熊毅,1985)。然而,尽管氧化铁是土壤中最主要的氧化物矿物,并且其形态和特征具有多变性,但是氧化铁对土壤有机质稳定化过程的贡献及其机制仍未受到足够的重视。粘土矿物包括高岭石、蒙脱石、伊利石、绿泥石、蛭石、海泡石、坡缕石、滑石、叶腊石等。

赤红壤是在南亚热带湿热气候条件下的较强富铁铝化过程形成的地带性土壤,其富铁铝化作用强度、土壤养分和酸性介于红壤和砖红壤之间。赤红壤所处的地理位置具有较为优越的生物气候条件,除现有耕地仍应加强培肥和保护性种植措施外,大面积山丘赤红壤资源有着发展热带经济作物的优势,生产潜力极大。然而近年来,不合理的开发利用,在与自然因素共同作用下,造成赤红壤肥力不断

下降与退化。本文以赤红壤为代表,通过研究土壤剖面中有机质、(水合)氧化物矿物和粘土矿物的分布特征以及有机质与矿物之间的相关性分析,探讨土壤矿物学特征对有机质稳定化过程的影响,这不仅有利于揭示土壤剖面中有机质和矿物间的相互作用规律,同时也能加深对土壤有机质矿物学稳定机制及其重要性的认识。

1 材料与方法

1.1 供试土壤

供试土壤为广州市从化的亚热带赤红壤剖面,土壤的基本性质(Wiseman and Püttmann, 2005)见表1。土壤剖面指从地表到母质的垂直断面。不同类型的土壤,具有不同形态的土壤剖面。土壤剖面可以表示土壤的外部特征,包括土壤的若干发生层、颜色、质地、结构、新生体等。在土壤形成过程中,由于物质的迁移和转化,土壤分化成一系列组成、性质和形态各不相同的层次,称为发生层。发生层的顺序及变化情况反映了土壤的形成过程及土壤性质。土壤剖面发生层一般分为表土层(A层)、心土层(B层)和底土层(C层)。本文根据土壤颜色的变化,将剖面分为0~10 cm、10~20 cm、20~40 cm、40~50 cm和50~70 cm共5个层位。

表1 供试土样基本性质

Table 1 Basic properties of soil samples

采样地点(经纬度)	深度/cm	pH值	机械组成/%		
			砂粒	粉砂	粘粒
从化温泉镇 (23°38.289N, 113°39.582E)	0~10	4.59	50	14	36
	10~20	4.85	56	12	32
	20~40	4.68	66	14	20
	40~50	4.60	68	18	14
	50~70	4.56	70	17	13

1.2 土样预处理与主要性质的测定

(1)土壤pH值的测定:土壤pH值的测定采用电位法(中国土壤学会农业化学专业委员会,1983),即取20目风干土与无CO₂蒸馏水以1:2.5的比例混合、搅拌,静置30 min后用pH计测定pH值。

(2)土壤机械组分的测定:称取风干土样25 g,装于250 mL圆柱形塑料瓶中,加入0.5 mol/L的氢氧化钠溶液25 mL和225 mL的水,在转速200 r/min下,振荡15 min。将洗液全部转入1 L大量筒

内。搅拌完毕静置1 min后放入土壤比重计,读数为小于0.05 mm粒级,即为粉砂,搅拌完毕静置8 h后放入土壤比重计,读数(郝会军,2002)为小于0.002 mm粒级,即为粘粒。

(3)次氯酸钠、氢氟酸提取:采用Mikutta等(2006)方法,称取10 g自然风干的土壤样品,加入100 mL 6% NaOCl(6%为质量比),用3% HCl调节溶液pH=8.0,在25℃下,经过3次提取,每次6 h,然后在2 574 r/min下离心分离10 min,倒出上清液,残留固体用100 mL 1.0 mol/L NaCl清洗两次,用去离子水振荡过夜,再把样品冷冻干燥。把经过NaOCl提取的土壤样品用HF酸提取(HF反应),以溶解矿物和附着的有机物。称取3.0 g冷冻干燥的土壤样品,加入到已经称重的离心管中,加入10% HF 20 mL,反复提取4次。振荡2 h后在2 574 r/min下离心分离10 min,去掉上清液,冷冻干燥,称重。用TOC仪测定HF提取液,即为MOC含量(Mikutta *et al.*, 2006)。主要参数(Kleber *et al.*, 2005)说明见表2。

表2 土壤有机质主要参数的说明

Table 2 Illustration of the main parameters of soil organic matter

有机质参数	处理方法及意义	定义
总有机质(TOM)	原土样有机质	-
稳定有机质(SOM)	NaOCl处理后土壤有机质	不容易被分解的有机质
矿物稳定有机质(MOM)	HF破坏矿物结构,提取液的有机质	被矿物吸附或包裹的有机质
生化稳定有机质(ROM)	SOM与MOM的差值	靠有机质自身化学组成(如烷基、烷氧基、芳香基、羧基)而稳定的有机质

(4)总有机质、稳定有机质含量的测定:采用重铬酸钾容量法,在170~180℃条件下,用过量的标准重铬酸钾的硫酸溶液氧化土壤有机质(碳),剩余的重铬酸钾,用硫酸亚铁溶液进行滴定,根据消耗的重铬酸钾量计算有机质含量。

(5)矿物稳定有机质含量的测定:HF提取液中有机质即是矿物稳定有机质,用日本岛津公司的TOC-V CPH型总有机碳分析仪测定,测试样品经0.45 μm微孔滤膜过滤,每个样品进样3次测量3次求平均值。

(6)氧化铁矿物含量的测定(宋菲,2004):

游离氧化铁 (Fe_d) 的提取及测定：采用连二亚硫酸钠-柠檬酸钠提取法，称取土壤（通过 60 目）0.5 g（准确至 0.0005 g），置于 25 mL 离心管中，加 10 mL 柠檬酸钠缓冲液，再加 0.5 g 连二亚硫酸钠，加塞，在 50℃ 水浴上震动 30 min，或样品颜色褪至灰白再维持 10 min，过滤。铁的含量用原子吸收法测定。

无定形氧化铁 (Fe_o) 的提取及测定：采用草酸铵缓冲液提取法，称取土壤（通过 60 目）2.00~5.00 g 置于三角瓶中，按土液比为 1:50，加入 0.2 mol/L 草酸铵溶液（pH=3.0~3.2），加塞，包好以便避光。振荡 2 h 后，立即倾入离心管分离，将澄清液倾入三角瓶中加塞备用。整个实验过程应连续，不间断。铁的含量用原子吸收法测定。

(7) 粘土矿物含量的测定 (Graham, 1999)：

团聚体分级方法获得粘粒，具体方法为：300 g

土壤依次置于土壤筛上（2 mm、267 μm 、64 μm ），先在蒸馏水中浸没 5 min，然后在 2 min 内上下移动筛子 50 次，移动幅度为 3 cm，筛上土样洗至烧杯，在 4℃、5 000 r/min 下离心去除水分。筛下悬液在 4℃、1 000 r/min 下离心 3 min，上清液继续在 4℃、4 500 r/min 下离心 30 min，再用去离子水清洗，在 3 400 r/min 下离心 30 min，得到 < 2 μm 组分，即粘粒。

用连二亚硫酸钠-柠檬酸钠法去除游离铁氧化物，10% H_2O_2 去除有机质，XRD 半定量测定粘土矿物含量。XRD 测试条件：德国 BRUKER D8 ADVANCE 型 X 射线衍射仪 $Cu(\alpha)$ （单色），工作电压 40 kV，工作电流 30 mA，扫描范围 $2\theta = 3^\circ \sim 85^\circ$ ，狭缝 1 mm，扫描速度 $5^\circ/\text{min}$ 。土壤 X 射线衍射图见图 1。

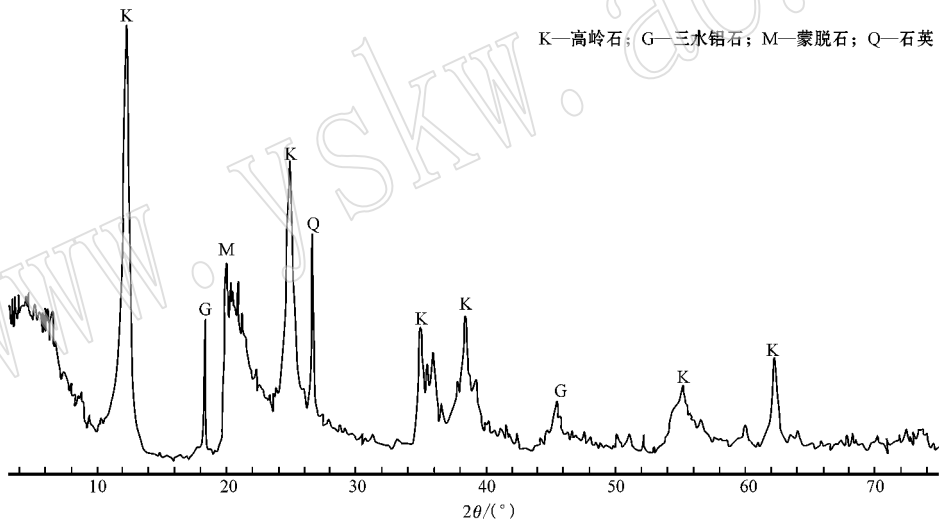


图 1 赤红壤 X 射线衍射图

Fig. 1 X-ray diffraction patterns of crimson soil

XRD 半定量测定粘土矿物含量采用 K 值法。样品与 Al_2O_3 （刚玉）按 1:1 的质量分数混合后，测量样品最强峰的积分强度/刚玉最强峰的积分强度，可写为 $K_{Al_2O_3}^A = \frac{K_A}{K_{Al_2O_3}} = \frac{I_A}{I_{Al_2O_3}}$ ，称为以刚玉为内标时 A 相的 K 值。若一个样品中同时存在 A、B、C 等相，可以选用 A 相作为标样，通过 PDF 卡片查到每个相的 RIR，从而计算出以其中 A 相为内标物时样品中每个相的 K 值，即： $K_A^A = K_{Al_2O_3}^A / K_{Al_2O_3}^A = 1$ ， $K_A^B =$

$K_{Al_2O_3}^B / K_{Al_2O_3}^A$ ， $K_A^C = K_{Al_2O_3}^C / K_{Al_2O_3}^A$ ，……根据“绝热法”，如果一个系统中存在 N 个相，其中 X 相的质量分数为： $W_X = \frac{I_X}{K_A^X \sum_{i=A}^N \frac{I_i}{K_A^i}}$ ，其中 A 可以是选定的样品中的任一相。作为特例，样品中有两个相 A、B 时，其 RIR 可查出，即： $W_A = \frac{I_A}{I_A + \frac{I_B}{K_A^B}}$ ， $W_B = \frac{I_B}{I_B + I_A K_A^B} - W_A$ 。

2 结果与讨论

2.1 赤红壤剖面中有机质含量的分布特征

图 2 显示赤红壤剖面总有机质(TOM)含量、稳定有机质(SOM)含量、矿物稳定有机质(MOM)含量和生化稳定有机质(ROM)含量随深度的变化情况。由图 2 可见,TOM 随深度的增加而降低,这主要是因为,

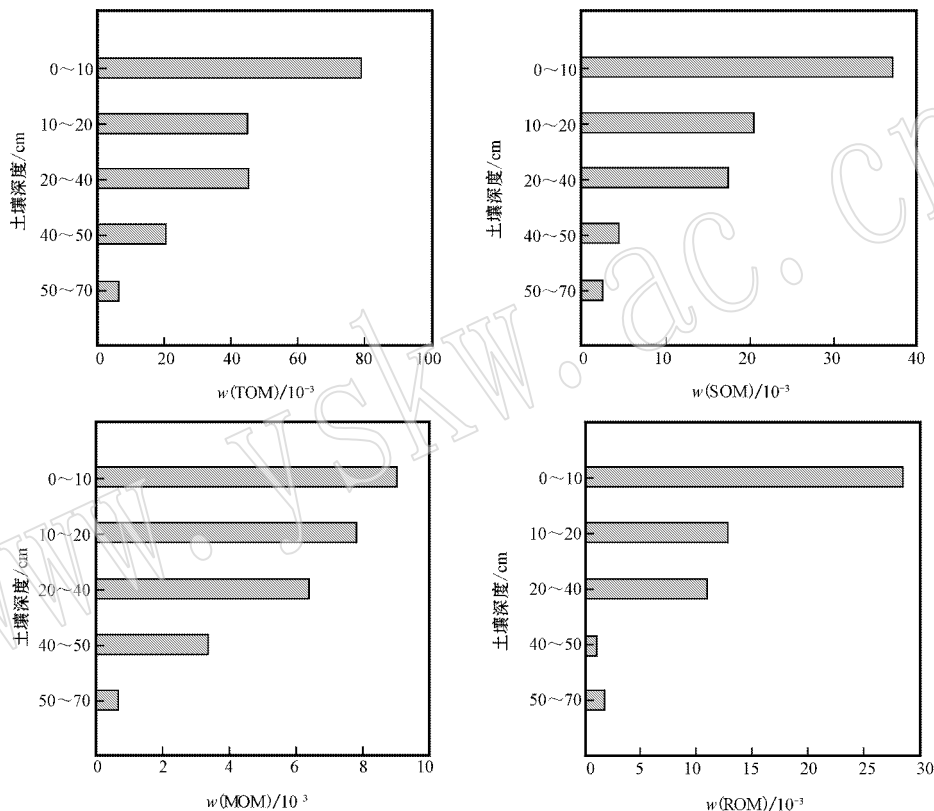


图 2 赤红壤剖面中有机质含量随深度的变化

Fig. 2 Change of organic matter content with depth in crimson soil profiles

赤红壤剖面的 SOM、MOM 和 ROM 的变化趋势在整体上是一致的,均随深度的增加而降低,这主要是因为枯枝和落叶落到地面后会发生分解,靠有机质自身化学组成(如烷基、烷氧基、芳香基、羧基)而稳定的有机质是最不容易被分解的,即生化稳定部分有机质在表层所占比例最大。一部分的溶解性有机质会随雨水淋溶到土壤的下层,在淋溶的过程中会被矿物吸附或者包裹,这部分就是需要矿物保护稳定的有机质。但是 50~70 cm 层位的 ROM 比 40~50 cm 层位有所偏高,说明在土壤剖面的底层中,生物稳定有机

质有机质主要来源于枯枝落叶及其风化产物,随着表层枯枝落叶的分解,溶解性有机质会向底层输送,造成土壤层位越深,土壤有机质含量越低。这种趋势也表现在土壤的颜色、粒径组成等物理性质上。土壤表层是棕黑色,颜色逐渐变浅直到黄色的底层;砂粒是随着深度的增加而增多的,粘粒相反,最后过渡到母质层。

质有所增大,这部分有机质很有可能就是黑碳,其主要是由腐烂的树根随着时间的推移在土壤中淀积而形成。MOM 最大值出现在 10~50 cm 层位,说明矿物稳定有机质大多存在于土壤的中间层。

2.2 赤红壤剖面中氧化铁矿物含量的分布特征

图 3 显示赤红壤剖面中游离铁与无定形铁的含量分布特征。由图 3 可见,游离铁的含量要明显高于无定形铁,这与前人的研究结果(Wiseman and Püttmann, 2005)是一致的。这主要是因为土壤中,晶质强弱不同的氧化铁和无定形氧化铁共同组合成

游离形氧化铁,无定形铁含量不足游离铁的50%,说明结晶氧化铁要多于非结晶(无定型)氧化铁。各层位的游离铁含量和无定形铁含量变化不大,可见相比于有机质,氧化铁矿物受到的人为干扰较小。

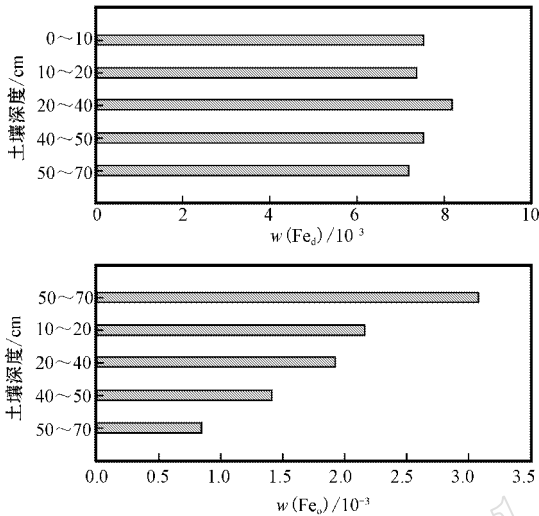


图3 赤红壤剖面中氧化铁矿物含量随深度的变化
Fig. 3 Change of iron oxide mineral content with depth in crimson soil profile

游离铁含量随深度变化的趋势并不明显,但表现出中间层的含量最高,为 8.19×10^{-3} ,底层含量最低,为 7.19×10^{-3} ,然而无定形铁含量表现出良好的变化趋势,都随深度的增加而降低,变化范围为 $0.56 \sim 3.07 \times 10^{-3}$,以上结果说明氧化铁矿物大多集中在中上层土壤,而在底层土壤中较少。

2.3 赤红壤剖面中有机质含量与氧化铁矿物含量的相关性

表3为土壤中游离铁、无定形铁含量与有机质含量的相关系数。图4可直观地反映有机质含量与氧化铁含量呈现明显正相关性,随着深度的增加,有机质含量降低,氧化铁含量也在降低,说明氧化铁对土壤有机质稳定有着促进的作用,这主要是因为,土壤中的有机质能很好地附着在氧化铁上,形成有机质矿物复合体。另外,土壤有机质含量与无定形铁含量的相关性明显好于与游离铁含量的相关性。土壤有机质含量与无定形铁含量的相关系数均高于0.9,说明无定形铁能更好地稳定有机质,这主要是因为,与游离铁相比,无定形铁有更高的活性,能与其他颗粒物形成不容易分散的聚集体(Barberis *et al.*, 1991; Pin-

表3 赤红壤剖面中有机质含量与氧化铁矿物含量的相关系数

Table 3 Correlation coefficients between soil organic matter content and iron oxide mineral content in crimson soil profile

有机质类型	游离铁	无定形铁
TOM	0.119 6	0.983 3
SOM	0.052 2	0.962 7
MOM	0.135 6	0.912 5
ROM	0.031 4	0.918 6

heiro-Dick and Schwertmann, 1996)。因此,相比于游离氧化铁,无定形氧化铁更能稳定保持土壤中的天然有机质。

2.4 赤红壤剖面中水合氧化物类矿物和粘土矿物含量的分布特征

表4列出赤红壤剖面中水合氧化物类矿物和粘土矿物含量的分布特征。由表4可看出,赤红壤剖面各层位,高岭石的含量都占绝对优势,为58.7%~84%,蒙脱石的含量次之,为8%~17.8%,除此之外还含有较多的三水铝石。这跟土壤来源有关,此土样采于广州市从化,属于典型的南方赤红壤,在高温高湿的热带气候条件下,矿物发生强烈的风化产生大量可溶性的盐基、硅酸、 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 。在淋溶条件下,盐基和硅酸被不断淋洗进入地下水后流走。由于 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 的活动性小,发生相对积累,这些积聚的 $\text{Fe}(\text{OH})_3$ 、 $\text{Al}(\text{OH})_3$ 在干燥条件下发生脱水形成无水的 Fe_2O_3 和 Al_2O_3 ,红色的赤铁矿使土壤呈现红色,形成富含Fe、Al的层次。赤红壤的富铁铝化作用进行得比较彻底,风化程度深,质地较粘重。粘土矿物主要有2:1型矿物、高岭石、三水铝石等。赤红壤的形成以富铁铝化过程为基础,生物小循环是肥力发展的前提,这两个过程构成了红壤特殊的形状和剖面特征。

蒙脱石的含量随深度的增加而减小,高岭石和三水铝石的含量随深度的增加而增加。土壤中除了含有高岭石、蒙脱石和三水铝石外,在土壤的表层和底层中还含有伊利石。由于一些土样中未能检测出伊利石,而所有土样中均能检测出高岭石、蒙脱石、三水铝石,所以选择这3种矿物与有机质进行相关性分析。

2.5 赤红壤剖面中有机质含量与水合氧化物类矿物、粘土矿物含量的相关性

表5列出赤红壤剖面中三水铝石、粘土矿物与有机质相关性分析结果。图5能直观地看出有机

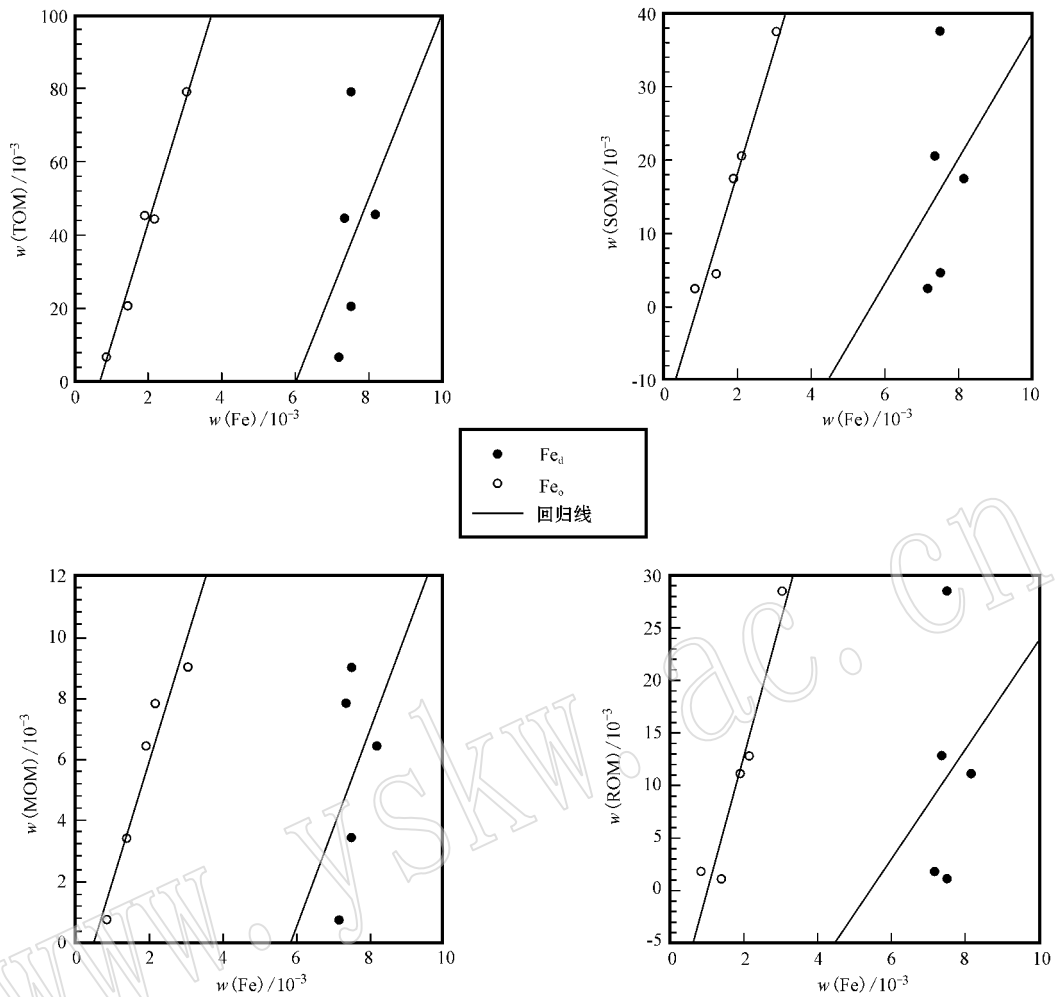


图4 赤红壤剖面中有机质含量与氧化铁矿物含量的相关性

Fig. 4 Correlation between organic matter content and iron oxide mineral content in crimson soil profile

表4 赤红壤剖面中三水铝石和粘土矿物含量

Table 4 Gibbsite and clay mineral content in crimson soil profile

深度/cm	蒙脱石/%	伊利石/%	高岭石/%	三水铝石/%
0~10	16.8	10.2	58.7	3.0
10~20	14.9		80.2	3.2
20~40	10.9		83.9	3.7
40~50	12.7		81.4	3.8
50~70	8.5	2.0	84.0	3.0

表5 赤红壤剖面中有机质与三水铝石、粘土矿物的相关系数

Table 5 Correlation coefficients between organic matter content and content of gibbsite and clay minerals in crimson soil profile

有机质类型	蒙脱石	高岭石	三水铝石
TOM	0.697 1	-0.681 2	-0.049 8
SOM	0.683 4	-0.724 8	-0.138 1
MOM	0.740 3	-0.413 1	-0.010 1
ROM	0.624 7	-0.786 6	-0.198 4

质与三水铝石表现出很差的负相关性,随着的深度的增加,有机质含量降低,三水铝石的含量反而升高。图6能直观地看出有机质与蒙脱石有着较好的正相关性,随着深度增加,有机质含量降低,蒙脱石的含量也是降低的;然而有机质与高岭石有着较好的负相关性,随着深度增加,有机质含量降低,高岭石的含量升高,据此,可以认为有机质与蒙脱石的相关

性要好过高岭石,因为蒙脱石属于2:1型粘土矿物,有着巨大的比表面积,其在保存有机质上容量很高(Martin and Haider, 1986),与本文的实验结果相一致。由表4可以看出,蒙脱石的含量仅为高岭石的25%左右,但确能更好地反映有机质的分布规律,说明矿物的总量不是决定因素,矿物表面积及有效吸附位点才是稳定有机质的最佳处所。这一点在蒙脱

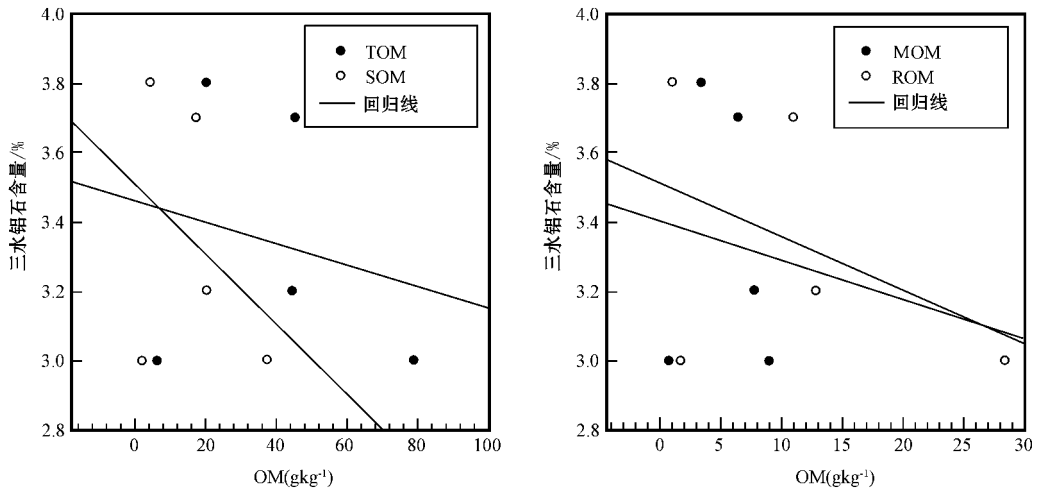


图 5 赤红壤剖面中有机质含量与三水铝石含量的相关性

Fig. 5 Correlation between organic matter content and gibbsite content in crimson soil profile

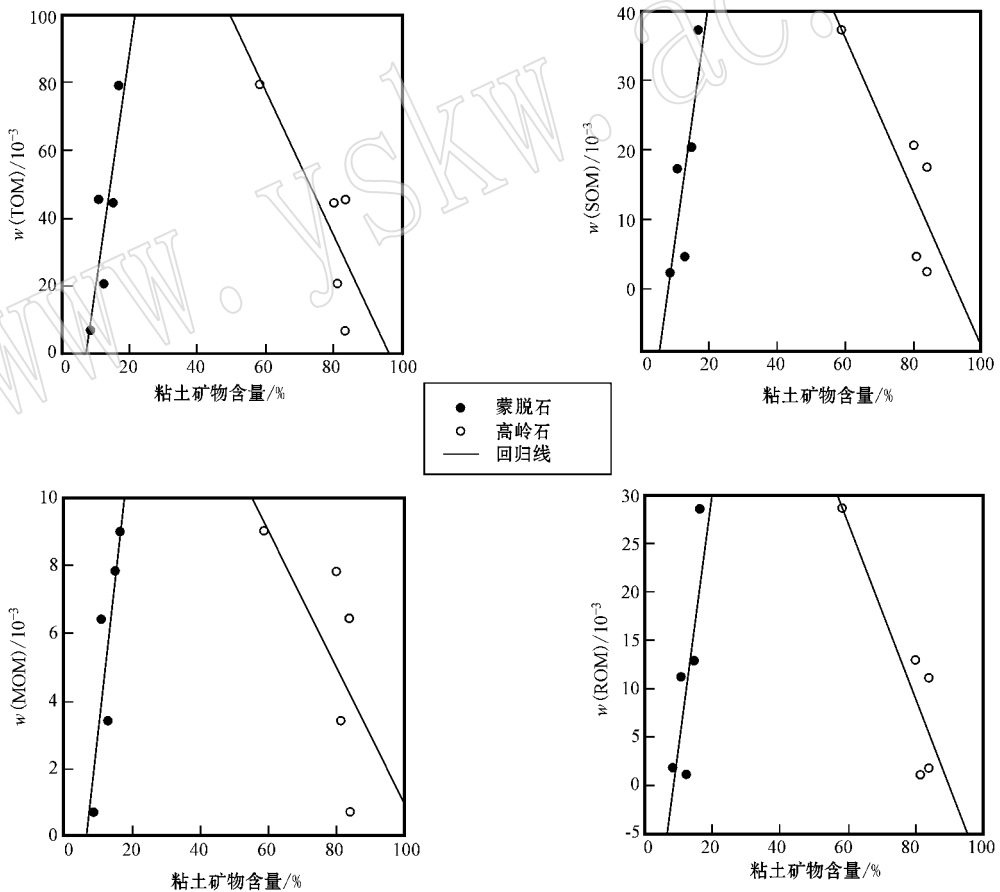


图 6 赤红壤剖面中有机质与粘土矿物的相关性 (Wiseman and Püttmann, 2006)

Fig. 6 Correlation between organic matter content and clay mineral content in crimson soil profile (Wiseman and Püttmann, 2006)

石、无定形铁与有机质的相关性对比分析中也可以得到很好的印证。

与氧化铁中的无定型铁相比,有机质与蒙脱石

的相关性要小一些,这主要是因为,无定形铁能聚集更多的小颗粒物质,同时其具有较大的比表面积,以及相应更多的活性位点,能使其更有效地吸附稳定

有机质(Barberis *et al.* , 1991)。据此 ,我们认为无定形铁是土壤天然有机质稳定保持的最佳矿物组分。

3 结论与展望

华南赤红壤剖面的 TOM、SOM、MOM 和 ROM 含量均随深度的增加而降低 ,但是土壤剖面底层中生化稳定有机质含量有所增加。矿物稳定有机质存在于土壤的中间层位 ,氧化铁矿物大都集中在中上层土壤。赤红壤剖面中含有大量的高岭石、蒙脱石、三水铝石。蒙脱石的含量随深度增加而降低 ,高岭石和三水铝石的含量随深度增加而升高。

无定形铁含量与有机质含量的相关性要明显高于粘土矿物和三水铝石 ,这是由于无定形铁不仅具有较多的吸附点位 ,而且还有大量的微孔 ,吸附与孔填充都有利于有机质在无定形铁中保存。另外 ,蒙脱石在有机质稳定中也起到了一定的作用。

鉴于无定形铁对有机质稳定的重要作用 ,无定形铁对碳库管理成功与否将起着关键的作用。碳库管理直接关系着土壤中有机质含量的高低所带来的土壤肥力问题和大气中 CO_2 的浓度所带来的温室效应。但是无定形铁的比表面积将会限制土壤碳截存的容量 ,其吸附容量会逐渐变小 ,直至饱和。所以应该更加关注土壤有机质稳定的矿物学机制及其影响因素。

References

- Barberis E , Marsan F A , Boero V , *et al.* 1991. Aggregation of soil particles by iron oxides in various size fractions of soil B horizons[J]. *Journal of Soil Science* , 42(4) : 535 ~ 542.
- Boudot J P , Bel Hadj B A and Chone T. 1988. Dependence of carbon and nitrogen mineralization rates upon amorphous metallic constituents and allophanes in highland soils[J]. *Geoderma* , 42(3 ~ 4) : 245 ~ 260.
- Cai Miaozen and Xing Chenghua. 2004. Activation of soil ferric oxide and environment significance[J]. *Transaction of Zhejiang Normal University (Natural Science Edition)* , 27(3) : 279 ~ 282 (in Chinese).
- Graham R C. 1999. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals[J]. *Soil Science* , 164(1) : 72 ~ 73.
- Hao Huijun. 2002. The Relation between the Constitute of Organic and Inorganic Compound in Northeast Black Soil and Soil Character[D]. *Jilin Agriculture University* (in Chinese).
- Kleber M , Mikutta R , Torn M S , *et al.* 2005. Poorly crystalline mineral phases protect organic matter in acid subsoil horizons[J]. *Eur. J. Soil Sci.* , 56(6) : 717 ~ 725.
- Ladd J N , Amato M and Oades J M. 1985. Decomposition of plant materials in Australian soils : III. Residual organic and microbial biomass C and N from isotope - labelled legume materials and soil organic matter decomposing under field conditions[J]. *Aust. J. Soil Res.* , 23 : 603 ~ 611.
- Mayer L M. 1994. Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments[J]. *Chem. Geol.* , 114 : 347 ~ 363.
- Mayer L M and Xing B. 2001. Organic matter-surface area relationships in acid soil[J]. *Soil Sci. Soc. Am. J.* , 65 : 250 ~ 258.
- Mikutta R , Kleber M , Torn M S , *et al.* 2006. Stabilization of soil organic matter : association with minerals or chemical recalcitrance? [J]. *Biogeochemistry* , 77 : 25 ~ 56.
- Martin J P and Haider K. 1986. Influence of mineral colloids on the turnover rates of soil organic carbon[A]. Huang P M. and Schnitzer M. *Interactions of Soil Minerals with Natural Organics and Microbes* [C]. *Soil Sci. Soc. Am. Spec. Publ.* , 17 : 283 ~ 304.
- Pinheiro-Dick D and Schwertmann U. 1996. Microaggregates from oxisols and inceptisols : dispersion through selective dissolutions and physicochemical treatments[J]. *Geoderma* , 74 : 49 ~ 63.
- Saggar S , Parshotam A , Sparling G P , *et al.* 1996. ^{14}C -labelled ryegrass turnover and residence times in soils varying in clay content and mineralogy[J]. *Soil Biol. Biochem.* , 28 : 1677 ~ 1686.
- Song Fei. 2004. Application of scan electron microscope and energy spectrum analysis technology on yellow soil tiny structure study[J]. *Transaction of Shenyang Agriculture University* , 35(3) : 216 ~ 219 (in Chinese).
- Wiseman C L S and Püttmann W. 2005. Soil organic carbon and its sorptive preservation in central Germany[J]. *European Journal of Soil Science* , 56 : 65 ~ 76.
- Wiseman C L S and Puttmann W. 2006. Interactions between mineral phases in the preservation of soil organic matter[J]. *Geoderma* , 134 : 109 ~ 118.
- Xiong Yi. 1985. *Soil Colloid the First and Second Book* [M]. Beijing : Science Press , 241 ~ 279 (in Chinese).

附中文参考文献

- 蔡妙珍 , 邢承华. 2004. 土壤氧化铁的活化与环境意义[J]. *浙江师范大学学报(自然科学版)* , 27(3) : 279 ~ 282.
- 郝会军. 2002. 东北黑土有机无机复合体组成与土壤性质的关系[D]. *吉林农业大学*.
- 宋菲. 2004. 扫描电子显微镜及能谱分析技术在黄土微结构研究上的应用[J]. *沈阳农业大学学报* , 35(3) : 216 ~ 219.
- 熊毅. 1985. *土壤胶体第一、二册* [M]. *科学出版社* , 241 ~ 279.