

福建三个垂直带谱中土壤氧化铁的研究^{*}

周性敦 庄卫民 王果 林幼光

(福建农学院, 350002)

摘 要

应用穆斯堡尔谱分析、化学分析和光学显微镜分析,对福建三条最有代表性的土壤垂直带谱中的粗粒及粘粒氧化铁矿物进行研究。结果表明,赤铁矿从黄壤→黄红壤→红壤→赤红壤逐渐增多而针铁矿逐步减少,粗粒原生矿物组合类型从复杂趋向简单。铁的游离度及晶胶比从黄壤→黄红壤→红壤逐渐升高而活化度逐渐下降,但赤红壤例外,这可能与其成土年龄有关。本文还讨论了土壤分类的有关问题。

关键词 富铁铝化土壤,氧化铁,发生分类

土壤中的氧化铁矿物可以存在于粘粒和非粘粒两个部分,它们所占比例虽然不大,但影响非同一般,故历来被土壤学家所重视。

为了探讨各种氧化铁矿物在黄壤、红壤和赤红壤三大土类中的变化规律,以福建最有代表性三条垂直带谱为例,应用穆斯堡尔谱法,化学分析法和光学显微镜法,分别对土壤粗粒和粘粒两部分的氧化铁矿物进行研究,以它作为诊断土壤发育方向和土类之间的判别依据。

一、材料与方 法

(一) 材料

供试土样采自闽北黄冈山、闽中福州鼓山和闽南漳浦金岗山三条垂直带谱,共15个剖面。均以诊断层(B层)进行对比,其理化性质见表1。

(二) 方法

1. 粘粒(<0.002mm)的提取:采用过氧化氢处理,碳酸钠煮沸分散,沉降分离法。粗粒原生矿物0.01—0.05mm(粗粉粒级)的分离,采用重砂矿物分离程序¹⁾,制出试样后再用WCF-2型多用磁性分析仪,调整不同电流强度,反复多次分离出磁性,强电磁性和弱电磁性三种氧化铁矿物⁽⁴⁾。

2. 穆斯堡尔谱分析:用穿透式等加速配有TRS-80微机的穆斯堡尔仪,分别测定室温和液氮(77K)土壤的粗粒和粘粒穆斯堡尔谱。其中粘粒室温部分为原样;77K部分是经过5mol/L NaOH处理过的浓缩样。

* 国家自然科学基金重点——中国土壤系统分类协作课题资助项目。研究中穆斯堡尔谱分析由中科院福建物质结构研究所穆斯堡尔室完成;粗粒原生矿物的分离及鉴定由福州大学地矿系矿物分离实验室协助完成。在此一并致谢。

1) 广东省地质局中心实验室编,1973年:重砂矿物工作方法(上册)。

表 1 福建三个土壤垂直带谱供试土样基本特征(细土<2mm)

Table 1 The basic properties of soil samples in three vertical zones of soils in Fujian

样品号 Sample No.	地点 Locality	土壤类型* Soil type	海拔 (m) Elevation	母岩 Parent rock	土壤发生层 Soil horizon	深度 (cm) Depth	pH(H ₂ O)	有机质 (g/kg) Organic matter	CEC (cmol(+)/kg)	交换性酸 H ⁺ Al ³⁺ (cmol/kg) Exchangeable acid	K ₂ O (g/kg)	粘粒 (<0.002mm) Clay	粘粒/Al ₂ O ₃ Clay	CEC/粘粒 CEC/Clay	B.S.(%)
33		黄壤	1860	花岗岩	B ₁	42—57	5.30	26.8	10.55	0.19	18.30	23.38	2.18	0.45	6.99
31	黄	黄壤	1800	花岗岩	B ₂	40—85	5.40	15.6	7.98	0.23	28.70	20.88	2.61	0.38	35.58
29		黄壤	1050	凝灰岩	B	34—68	5.40	13.6	9.85	0.53	29.20	19.06	2.48	0.52	28.01
27		黄壤	1020	凝灰岩	B	38—63	4.90	24.2	8.79	0.79	36.70	19.00	1.96	0.46	12.65
25	岗	黄红壤	650	凝灰岩	B	30—65	5.70	13.1	8.51	1.35	24.60	24.50	1.90	0.35	7.93
23		黄红壤	580	花岗岩	B	42—78	4.87	13.6	5.92	0.30	30.30	19.10	1.74	0.30	21.07
21	山	红壤	270	花岗岩	B ₂	25—85	5.40	9.3	11.88	0.31	20.80	59.82	1.95	0.20	7.83
19		红壤	240	花岗岩	B	38—95	5.20	10.5	6.36	1.15	21.60	30.35	1.72	0.21	31.63
18	金	黄红壤	920	花岗岩	B	30—40	5.20	12.5	5.24	1.43	29.30	22.81	1.63	0.22	20.47
16	岗	红壤	580	花岗岩	B	29—66	4.90	6.9	4.50	0.24	11.70	49.12	1.68	0.09	24.30
14		赤红壤	370	花岗岩	B	26—62	4.70	12.9	15.45	0.34	9.30	64.75	2.11	0.24	11.83
12	山	赤红壤	180	花岗岩	B	31—84	5.10	6.1	5.30	1.53	15.80	48.31	1.98	0.11	16.78
11	鼓	黄红壤	810	花岗岩	B	15—42	5.50	11.3	7.44	0.04	27.10	28.67	2.04	0.26	34.83
13		黄红壤	680	花岗岩	B	18—60	5.30	8.3	9.51	1.63	22.70	31.33	1.94	0.24	17.54
15	山	红壤	510	花岗岩	BC	60—110	5.00	7.9	8.85	1.23	18.20	42.58	1.73	0.21	20.36

* 土壤名称仍沿用旧的分类系统。

3. 化学分析法: 取风干土样 <2mm 细土, 分别测定全铁(Fe_t)、游离铁(Fe_d)、无定形铁(Fe_o)。其中 Fe_t 用高氯酸、氢氟酸低温消煮, 722 分光光度计测定; Fe_d 用 DCB 溶液浸提, 恒温水浴加热 80℃, 15 分钟, 772 分光光度计测定; Fe_o 用酸性草酸铵浸提, 土液比为 1:50, 在遮光条件下振荡 2 小时, 分光光度计测定。

阳离子交换量的测定用 pH7 NH_4OAc 法, 其中 K^+ 用火焰光度计测定, Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 用原子吸收光谱法测定。交换性 H^+ 和 Al^{3+} 用 1mol/L 的 KCl (pH5.5—6.0) 浸提, NaOH 中和滴定法测定。

4. 粗粒原生矿物的鉴定: 选取 0.01—0.05mm 颗粒约 100 粒, 充分混合均匀, 置于偏光显微镜下, 用条带法目测半定量, 目测条带不少于 7 条, 并辅以连续变倍双目体视镜 (XTB-1 型 160x) 进行观察与验证。

二、实验结果

(一) 穆斯堡尔谱分析

3 个样品的粗粒氧化铁和 4 个样品粘粒氧化铁的穆斯堡尔谱及参数见表 2, 由表中可以看出:

1. 黄壤 B 层 (No. 31): 无论粗粒或粘粒部分均无结晶赤铁矿出现。所不同的是粗粒级中既有 $Fe^{3+}(S_1)$, 也有硅酸盐矿物构造中的 $Fe^{2+}(S_2)$, 且从 77K 异常明显的四极双峰出现判定 Fe^{2+} 含量还是比较高的 (约占 30% 以上); 而在粘粒部分全为 Fe^{3+} 。

2. 黄红壤 B 层 (No. 18): 粘粒室温谱只见一组四极分裂, 主要为 Fe^{3+} 所贡献; 而 77K 谱由一组较完整的六指峰和一组四极分裂所组成。根据超精细内磁场值判别该磁分裂六指峰为颗粒细小的铝针铁矿所贡献, 不含赤铁矿。而四极分裂可能包含硅酸盐矿物中的铁及无定形氧化铁。

3. 红壤 B 层 (No. 15): 粗粒室温谱和 77K 谱均显示出既有赤铁矿又有针铁矿; 粘粒级则显示出内磁场值偏小 ($38.24 \times 10^6 A/m$), 系结晶颗粒细小的赤铁矿所贡献^[12], 同时表明该样品针铁矿含量低或因颗粒极细和铝替代量可能较高, 在液氮温度下尚无法测定出来。

4. 赤红壤 B 层 (No. 12): 粗粒与粘粒室温谱都只有一组 Fe^{3+} 的四极分裂, 粗粒 77K 谱中也出现赤铁矿和针铁矿并存的现象, 这些与红壤比较均十分相似。但在粘粒 77K 谱中只见一组磁分裂六指峰, 没有出现红壤粘粒的内双峰与四极分裂相重叠的情况, 表明赤红壤粘粒中颗粒细小, 结晶度较高的赤铁矿是占绝对优势, 而硅酸盐矿物中的铁和无定形氧化铁含量极低。

(二) 化学分析

15 个剖面 B 层铁的形态分析结果见表 3。对比 3 个带谱可以看出, 氧化铁的活化度黄壤变幅为 0.381—0.448, 黄红壤为 0.159—0.447, 两者很接近, 而红壤和赤红壤则急剧降低, 两者相差 7—10 倍。晶胶比的情况也类似, 红壤和赤红壤的量值是黄壤和黄红壤的 20—30 倍。铁的游离度总的变化趋势是随海拔高程的降低而增大。

(三) 粗粒矿物分析

从四个代表性样品氧化铁矿物共生组合类看 (表 4), 其规律性是明显的。即黄壤

表 2 土壤粗粒和粘粒及氧化铁矿物的穆斯堡尔谱

Table 2 Mössbauer parameters of coarse soil particle, clay pure iron oxide minerals

样品号 Sample No.	土壤类型 Soil type	发生层 Horizon	测定温度 (K) Temperature	I. S ¹⁾ (mm/s)	Q. S ¹⁾ (mm/s)	H ²⁾ (10 ⁴ A/m)	A(D)/AQ (%)	主要氧化铁矿物 Main iron oxide mineral
No. 31	黄 (粗粒)	B	298	0.144	0.873	—	73.36	Fe ³⁺
			77	1.050	2.415	—	26.64	Fe ²⁺
			77	0.181	1.037	—	66.63	Fe ³⁺
	壤 (粘粒)	B	285	0.337	0.759	—	100.00	Fe ³⁺
			77	1.187	2.593	—	33.37	Fe ²⁺
			77	0.388	0.785	—	100.00	Fe ³⁺
No. 18	黄红壤 (粘粒)	B	298	0.350	0.614	—	100.00	Fe ³⁺
			77	0.355	0.765	—	22.80	Fe ³⁺
			77	0.466	-0.307	37.11	77.20	针铁矿
No. 15	(粗粒)	B	298	0.171	0.576	—	63.73	Fe ³⁺
			77	0.180	-0.299	40.2	36.47	赤铁矿
			77	0.303	0.600	—	3.94	Fe ³⁺
	壤 (粘粒)	B	298	0.273	-0.226	40.4	59.05	赤铁矿
			77	0.307	-0.698	36.4	27.01	针铁矿
			288	0.356	0.583	—	100.00	Fe ³⁺
No. 12	赤 (粗粒)		298	0.180	0.597	—	100.00	Fe ³⁺
			77	0.188	0.577	—	43.72	Fe ³⁺
			77	0.419	0.073	39.3	26.47	赤铁矿
	红壤 (粘粒)		297	0.403	-0.014	36.1	29.81	针铁矿
			77	0.353	0.553	—	100.00	Fe ³⁺
			77	0.417	-0.510	38.23	100.00	赤铁矿
纯氧化铁	赤铁矿 (α -Fe ₂ O ₃)		298			518 ^{[14]2)}		
			78			542 ^{[16]2)}		
	针铁矿 (α -FeOOH)		298			384 ^{[16]2)}		
	磁铁矿 (Fe ₃ O ₄)		77			504 ^{[16]2)}		
	纤铁矿 (γ -FeOOH)		300			502 ^{[16]2)}		

1) I. S: 同质异能位移, 单位: 毫米/秒; Q. S: 四极分裂, 单位: 毫米/秒。

H: 有效内磁场值, 单位: 安(培)/米。

2) 引用文献号, "H"单位为: 千奥斯特。

表 3 福建 3 个土壤垂直带谱铁的形式(B 层, 细土 < 2mm)
Table 3 Different forms of iron oxides of three vertical zones of soils in Fujian

样品号 Sample No.	地点 Locality	土壤类型 Soil type	海拔 (m) Elevation	母岩 Parent rock	土壤发生层 Soil horizon	深度 (cm) Depth	全铁 Fe _t (%)	游离铁 Fe _d (%)	无定形铁 Fe _a (%)	结晶铁 (Fe _d -Fe _a) %	游离度 (Fe _d /Fe _t) × 100	活化度 Fe _a /Fe _d	晶胶比 Fe _d -Fe _a /Fe _a
33		黄壤	1860	花岗岩	B ₁	42—57	6.35	2.05	0.78	1.270	32.28	0.381	1.628
31	黄	黄壤	1800	花岗岩	B ₂	40—85	4.47	1.45	0.65	0.80	32.44	0.448	1.231
29		黄壤	1050	凝灰岩	B	34—68	4.47	1.39	0.62	0.77	31.10	0.446	1.242
27	岗	黄壤	1020	凝灰岩	B	38—63	3.40	1.66	0.64	1.02	48.62	0.385	1.594
25		黄红壤	650	凝灰岩	B	30—65	7.77	2.13	0.33	1.81	27.39	0.159	5.484
23	山	黄红壤	580	花岗岩	B	42—78	2.61	1.26	0.45	0.81	48.27	0.357	1.800
21		红壤	270	花岗岩	B ₁	25—85	7.78	3.44	0.09	3.35	44.23	0.026	37.222
19		红壤	240	花岗岩	B ₂	38—95	13.23	5.66	0.15	5.52	42.78	0.026	36.800
18	金	黄红壤	920	晶洞花岗岩	B	30—40	2.18	1.41	0.63	0.78	64.70	0.447	1.240
16	岗	红壤	580	晶洞花岗岩	B	29—66	5.55	1.11	0.10	4.01	74.10	0.024	49.100
14		赤红壤	370	晶洞花岗岩	B	26—62	4.64	3.25	0.25	3.00	70.00	0.0769	12.000
12	山	赤红壤	180	晶洞花岗岩	B	31—84	2.67	1.86	0.15	1.71	69.66	0.0805	11.400
11	鼓	黄红壤	810	花岗岩	B	15—42	3.86	2.10	0.37	1.73	57.06	0.176	4.676
13		黄红壤	680	花岗岩	B	18—60	3.86	2.15	0.71	1.44	55.70	0.330	2.028
15	山	红壤	510	花岗岩	BC	60—110	6.58	3.70	0.13	3.57	57.23	0.035	27.46

注: 土壤名称: 仍暂沿用旧的分类系统。

(No. 31) 和黄红壤 (No. 8) 中粗粒原生矿物不但种类繁多可达 10 余种, 且表现为磁铁矿-水铁矿-针铁矿共生组合, 无赤铁矿, 但有磁赤铁矿。红壤 (No. 15) 中则表现为针铁矿-赤铁矿组合, 无水铁矿, 而磁铁矿等磁性矿物含量很少 (<10%)。在赤红壤 (No. 12) 中显示出以赤铁矿占绝对优势, 针铁矿含量很少 (<10%), 且无磁铁矿。

三、讨 论

(一) 土壤环境条件对氧化铁矿物形成的控制

大量研究资料表明, 影响赤铁矿和针铁矿形成的主要因素是土壤水份、温度与 pH、有机质及风化过程中 Fe 的释放速率^[4,5]。土壤湿度大, 有机质含量多及温度低均不利赤铁矿的形成, 而相对有利于针铁矿的形成。因为根据各平衡体系中自由能研究认为: 相对湿度增加时, 针铁矿为稳固相, 反之赤铁矿为稳固相^[11]。

黄壤和黄红壤大多分布在海拔较高之处, 相对湿度大且土温低, 土壤风化作用强度远较红壤和赤红壤来得弱。故不但各种硅酸盐矿物难以达到风化彻底的程度, 造成黄壤中 Fe²⁺ 含量颇高; 而且针铁矿在此条件下, 也难以完成从脱水到老化到重结晶形成赤铁矿的这一转化过程。这就是黄壤和黄红壤中无赤铁矿出现的根本原因。

福建典型赤红壤分布地区在南亚热带季风气候范围内, 年降水量 1000—1700mm, 年蒸发量为 1500—2000mm, 具有湿热同季的特点^[13]。在此环境影响下, 土壤结晶氧化铁矿物只能是以赤铁矿为主。而红壤土类就其热量状况而言, 大约介于黄壤和赤红壤之间, 故其结晶氧化铁矿物既有赤铁矿又有针铁矿, 也就易于理解了。

对比同一样品粗粒级与粘粒级两部分的穆斯堡尔谱, 我们还可看出原生硅酸盐矿物在三大土类风化程度上的差异。黄壤粗粒中有一定量的 Fe²⁺, 而在粘粒级中 100% 为 Fe³⁺, 说明粗粉粒级中尚保留一定量的残余原生含铁矿物。故表 4 与表 2 可以起到相互验证的作用, 但在红壤和赤红壤中无论粗粒或粘粒, 它们在室温和 77K 谱中均无 Fe²⁺。这是因为在干热气候条件下, 氧化作用往往十分强烈, Fe²⁺ 在原岩尚未完全分解时即在晶格中就地氧化成 Fe³⁺, 从而导致硅酸盐或铝硅酸盐矿物的分解和元素的分离。

以上分析说明结晶氧化铁矿物的类型及其共生组合的特征, 充分反映了土壤环境因素中最最重要的水、热状况特点, 因此可作为它们发生分类的重要判别依据。

(二) 不同形态氧化铁反映成土过程的问题

关于不同形态氧化铁在我国铁铝土中分布与气候、母质之间的关系已有不少报道^[2,5,9,10]。较多学者认为氧化铁的游离度主要受成土过程的制约, 有自北向南递增的趋势, 故可作为土壤风化度的指标。但就供试土样而言, 在海拔高程相差千米之巨的带谱中变化规律性并不明显 (表 3)。只有无定形铁、活化度两项指标, 黄壤土类与红壤及赤红壤土类相比较都有明显差异。

无定形物质具有较大的比表面, 化学活性高, 因此它是不稳定的。C. B. Зонн(1983) 在“当代土壤发生与地理问题”一书中也认为铁的无定形化合物属于可移动的, 而游离铁的氧化物和氢氧化物在未受活化之前实际上是不移动的^[12]。在自然条件下无定形物质会被老化, 其首要因素是使土壤干燥, 其次是时间。一般老化不易逆转, 但在有机质和大气

因素 (H_2O 、 C_2 、 CO_2) 的综合作用下,老化的氧化物又可通过多种途径而活化^[4]。

福建大量剖面统计资料表明,黄壤比起红壤和赤红壤在成土过程中一大特点是:由于气温低,土壤相对湿度大,生物积累明显,有机质含量远较红壤和赤红壤高^[13]。说明土壤中有有机质是阻碍无定形氧化铁矿物老化的最重要因素。据此认为 Fe_0 和 Fe_0/Fe_d 两项指标是可考虑作为发生分类的指标。

C. B. Зонн (1983) 对铁在土壤形成过程中的作用进行系统研究后,将亚热带黄壤归入富硅铁铝化过程,而将酸性铁铝土(亦红壤和赤红壤)划为富铁铝化过程,以示它们分属于不同的成土阶段^[12]。这是由于高度活化的无定形氧化铁属于近代风化阶段产物,可用来鉴定诊断发生层^[17]。因此从土壤矿物学观点出发,黄壤土类应划入铁硅铝土纲,而红壤和赤红壤土类属于铁铝土纲,应该是比较符合发生学的观点。

从表 3 还可看出,晶胶比在三个带谱中无例外地出现红壤 > 赤红壤 > 黄红壤 > 黄壤。这可能与本省典型赤红壤分布在特殊地形部位——低丘红土台地有关,其海拔高程多在 50m 以下。据地质部门提供资料¹⁾,它们大多系 Q_3 时代海成阶地,经新构造运动抬升而成,经多次再沉积作用,导致土壤相对发育年龄较轻,造成赤红壤结晶态氧化铁含量可能反而低于红壤,晶胶比随之出现反常的情况。

(三) 黄红壤亚类的归属问题

福建山地黄红壤分布高度在中亚热带约 650—1000m;南亚热带多在 750—1200m 的范围内。在 400—500m 幅度的过渡性土壤类型,传统概念是列为红壤的一个亚类。王果等曾通过水、热条件的计算认为应归入黄壤土类^[2]。本文研究中也得出同样的结论。

首先 No. 18 土样粘粒穆斯堡尔谱显示以针铁矿占绝对优势。此特征与福建周宁县城郊 900m 处由花岗岩发育黄红壤 B 层的穆谱(吴金奖 1989)^[7]十分相似。这是因为在热带、亚热带湿润山地一些富铁铝性土壤的表层或剖面上部,由于大量有机质的存在,以及土壤湿润,可能使原有的赤铁矿溶解并再沉淀,形成氢氧化铁或水铁矿,然后再经脱水老化成为针铁矿或纤铁矿,土壤颜色相应地由红变黄,它也解析了为何水铁矿不能与赤铁矿共生组合在一起的原因。至于溶解的方式可能为络合溶解,当这种络合态金属离子随土壤溶液移动至另一土壤时,如果这两个土层的 pH 值不同,则有可能破坏金属离子与络合基之间的化学平衡,使之析放出来^[4]。

由此看来,本省黄红壤剖面普遍出现的黑—黄—红三层发生分异层次,显然系氧化铁矿物的积累和转化所形成。

其次,化学分析氧化铁的活化度十分接近黄壤。Nagatsuka 曾对日本西南山区的棕色森林土与丘陵地的红土进行研究后指出:氧化铁的活化度能反映某些成土环境对土壤发生的影响。成土条件不同,氧化铁的老化程度不一样,它们无定形铁含量虽然接近,但活化度却相差近 1 倍;而无定形铁含量虽相差悬殊,但成土环境相似的,活化度也较接近^[4],从而把活化度作为分类指标之一。

福建黄红壤分布地带,水湿条件优越,林被及林下灌丛草类均繁密,历来是林业生产的主要用地。据全省大量剖面表层统计资料,有机质平均含量达 $5.23 \pm 2.39\%$ (n =

1) 福建省环境水文地质监测研究中心,1989: 福建第四纪地质研究报告(摘要)。

152)^[13]。在此条件下, Fe(OH)₃ 不易转化为结晶形产物。究其原因可能由于无定形水合氧化铁会强烈吸附有机质而阻碍氧化铁晶核的生长, 或者是因为铁离子与富啡酸形成络合物, 而影响结晶速率和结晶产物的性质^[1]。

上述分析说明, 黄红壤与黄壤在反映其主要成土过程的性质上是相似的, 应同属一个土类。

表 4 土壤粗粒矿物组成表(B层)

Table 4 Mineralogical composition of soil coarse fraction

矿物名称 Mineral	黄壤 (No. 31) Yellow soil	黄红壤 (No. 18) Yellow-red soil	红壤 (No. 15) Red soil	赤红壤 (No. 12) Lateritic red soil	备 注 Remarks
磁铁矿	++	++			磁性矿物
磁赤铁矿	+	+	+		磁性矿物
钛铁矿	+	+			磁性矿物
赤铁矿			+++	++++	强电磁性矿物
石榴石	+				I = 1.1(A)
角闪石	+				I = 1.1(A)
黑云母	+	+	+	+	I = 1.1(A)
白云母	+	+			I = 1.1(A)
针铁矿	+++	++	++	+	弱电磁性矿物
水铁矿*	++	+			I = 2.0(A)
绿泥石	+	+			I = 2.0(A)
绿帘石	+				I = 2.0(A)
软锰矿	+	+	+		I = 2.0(A)
方沸石	+				I = 2.0(A)
假象黄铁矿	++	+			I = 2.0(A)

注: +=含量<10%; ++=含量,10—20%; +++=含量,30—40%。

* 水铁矿: 为六方晶系, 化学式: $5\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ (据英汉矿物种名称, 1984, 科学出版社)。

最后从表 4 中可看出, 黄红壤在原生残余粗粒级矿物共生组合类型上与黄壤较接近, 而与红壤差异甚大, 这是由于新形成的氧化铁主要分布在比粉粒级更小的细粒部分^[5, 6], 即在粉粒级中应以原生矿物为主, 而黄红壤与黄壤一样, 在风化强度上比红壤弱, 这样在粗粒残余原生矿物共生组合类型上比较接近。因此, 这种土壤矿物学及转化的趋势, 就应当被承认作为分类判别依据¹⁾。

参 考 文 献

1. 于天仁、陈志诚主编, 1990: 土壤发生中的化学过程。127—129, 211—212, 455—460 页, 科学出版社。
2. 王果、庄卫民、周性敦等, 1991: 关于铁铝土分类的几点建议, 见中国土壤系统分类探讨。190—194 页, 科学出版社。

1) 林景亮, 1991: 试评中国土壤系统分类(首次方案)我国著名土壤学家对中国土壤系统分类的评论和意见, 中国科学院南京土壤研究所。

3. 何群、陈家坊, 1983: 土壤中游离铁和络合铁的测定。土壤, 第 15 卷 6 期, 242—244 页。
4. 陈家坊, 1983: 土壤粘粒中的无定形矿物, 见中国土壤的合理利用和培肥(下册)。中国土壤学会第 3 次代表大会暨学术年会论文集。35—39 页。
5. 陈家坊, 1983: 氧化物, 见土壤胶体(第一册)熊毅等编著。145—174 页, 科学出版社。
6. 周性敦、王友桐, 1990: 土壤粗粒氧化铁矿物及其在发生分类上的意义。福建农学院学报, 第 19 卷 3 期, 321—325 页。
7. 吴金奖、王友桐等, 1989: 应用穆斯堡尔谱技术鉴别中亚热带黄红壤粘粒氧化铁矿物。福建农学院学报, 第 18 卷 1 期, 71—76 页。
8. 吴志东、史学正、龚子同, 1985: 某些化学元素在富铝化不同粒径中的分布, 见土壤地球化学的进展和应用(龚子同主编)。科学出版社。
9. 赵其国, 1964: 昆明地区不同母质对红壤发育的影响。土壤学报, 第 12 卷 3 期, 253—264 页。
10. 赵其国、石华, 1984: 我国热带、亚热带地区土壤的发生、分类及特点, 见中国红壤(李庆远主编), 1—23 页。
11. 俞震豫主编, 1989: 土壤发育及其鉴定和分类, 40—41 页, 农业出版社。
12. 章扬德, 1988: 苏联土壤与土壤分类研究, 见国际土壤分类述评。116—122 页, 科学出版社。
13. 福建省土壤普查办公室编, 1991: 福建土壤(林景亮编), 69—130 页, 福建科学技术出版社。
14. Bigham. j. M., Goldem. d. c et al., 1978: Charaterization of iron oxides in soil clays by Mossbauer, x-ray, diffractometry and selected chemical techniques. Soil Sci Soc. Am. J., 42: 815—816.
15. Gangas. N. H. et al., 1982: Mossbauer studies of samll particles of iron oxides in soil. Clay and Clay Minerals, 21: 151—160.
16. Goodman. B. A., 1981: Mossbauer spectroscopy. In advanced chemical methods for soil and clay minerals reseach. 1—92.

STUDY ON IRON OXIDES IN THREE VERTICAL SOIL ZONES OF FUJIAN PROVINCE

Zhou Xingdun, Zhuang Weimin, Wang Guo and Lin Youguang
(Fujian Agricultural College, Fuzhou, 350002)

Summary

Iron oxides in the soil clay and coaser fractions of three vertical soil zones of Fujian Province were studied by Mössbauer spectroscopy, chemical analysis and microscope examination. The results showed that from yellow soil to yellow-red soil to red soil to lateritic red soil, hematite increased gradually while goethite decreased gradually; the combination of iron oxides in the coaser fraction became more and more simple. From yellow soil to yellow-red soil to red soil, the free degree of iron and the ratio of crystalline iron oxide to colloidal iron oxide increased gradually while the activity of iron oxide decreased. However, lateritic red soil was an exception, which may be attributed to its young age. It is suggested that the relative contents and the status of the iron oxides can reflect the stages of soil weathering and soil formation. Some problems concerning soil classification were also discussed.

Key words Soils enriched with Fe and Al, Fe oxide, Genesis and classification