

我国富铝化土壤发生特性的初步研究*

赵其国 王振权 刘兆礼

(中国科学院南京土壤研究所)

我国的富铝化土壤,主要包括红壤、赤红壤、砖红壤及黄壤等土类。这类土壤跨越我国热带亚热带,分布面积约200万平方公里,是我国发展粮食、热带亚热带经济作物与林木的重要基地。长期以来,国内外不少土壤学者,曾对富铝化土壤进行过大量研究^[1,2,4-7],但迄今有关这类土壤的成土条件,发生过程及基本属性,特别是与此类土壤分类有关的发生诊断特性与指标仍未能完善地阐明。本文企图根据近几年的研究结果,着重讨论我国富铝化土壤的发生过程与有关化学诊断特性,为这类土壤进行定量分类打下初步基础。

一、富铝化土壤的成土因素

我国富铝化土壤分布地区具有热带亚热带季风气候的特点:水热条件充沛,冬季温凉干旱,夏季炎热潮湿,干湿季节明显。年均温 $15-28^{\circ}\text{C}$, $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 $5000-9500^{\circ}\text{C}$ 。分布于热带的砖红壤,终年长夏无冬,最冷月均温 15°C , $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 7500°C 以上,年平均地温(地表5厘米及10厘米深度)均在 26°C 以上。位于亚热带的红壤,年均温 $< 18^{\circ}\text{C}$, $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 $5500-6500^{\circ}\text{C}$,年平均地温 19°C 以上。就水分而言,年雨量在1200—1500毫米之间,旱季及雨季分别为3—5个月,雨量系数65—88。此外,黄壤分布地区的气温较低,雨量较高;年均温 $12-15^{\circ}\text{C}$, $\geq 10^{\circ}\text{C}$ 积温 $4000-5000^{\circ}\text{C}$,年雨量为1500—1800毫米,它代表热带亚热带山地气候特点。这种热带亚热带生物气候,是影响富铝化土壤发育的基础。

富铝化土壤形成的地形及母质条件变化复杂,地形一般为丘陵,平均海拔在50—300米之间,母岩为各种酸性及基性岩,并以富铝风化壳为主。丘陵台地及平缓低地,淋溶作用强烈,主要发育砖红壤及赤红壤,前者母岩为玄武岩等铁质富铝风化壳,后者为花岗岩等硅铝质富铝风化壳。低丘及低山地区,起伏稍大,淋溶作用稍弱,大多发育红壤,母岩主要为第四纪红色粘土及砂岩等硅铁质及硅质富铝风化壳。海拔高达800—1000米的山地,母岩为砂岩及花岗岩等硅质及硅铝质富铝风化壳,主要以黄壤发育为主。至于丘陵及喀斯特山地,为石灰岩及白云岩等铝铁质富铝风化壳,主要发育各种热带及亚热带石灰土。值得注意的是,富铝化土壤分布地区有不少经过地质作用抬升的古老陆面,这种平缓的老富铝风化壳与风化强烈的砖红壤及赤红壤的发育有密切联系。

* 土壤化学分析的部分资料由朱颖芬、方冰同志完成,土壤的机械组成和土壤粘粒的提取由张云、王伏雄等同志完成。土壤粘土矿物由杨德勇同志鉴定;电子显微镜照片由顾新运同志鉴定;王明珠同志提供了土壤变量计算部分资料,特此一并致谢。

富铝化土壤形成的自然植被主要为热带雨林,季雨林及亚热带常绿阔叶林,人工植被除水稻等农作年可2—3熟外,尚有橡胶、咖啡、油茶、油桐、柑桔等热带亚热带经济作物与果树林木等。上述生物生长的强度与生产潜力,随着亚热带向热带及红壤向砖红壤的变化方向而有所增加。

从上可见,我国富铝化土壤的发生与热带亚热带环境因素有密切相关。一般讲来,湿热的气候,茂密的森林,基性与酸性母岩,起伏较缓的古老地形及良好的排水条件等都是富铝化土壤发育所必需的。值得注意的是,随着亚热带向热带生物气候条件的变化,土壤的发育强度与生产潜力不断加强,反映出我国富铝化土壤发育的地带性特点,而典型的砖红壤,除受热带干湿交替的气候影响外,还与基性母岩及古老陆面的地表年龄有紧密联系,说明富铝化土壤分布地区内部的环境条件,特别是地质条件的差异,也是形成不同性质富铝化土壤的主要原因,这是本类土壤发生与分类中值得研究的问题。

二、富铝化土壤的形成过程

富铝化土壤的形成过程是脱硅富铝化与生物富集化两个相互矛盾的过程长期作用的结果。

脱硅富铝化亦称富铝化,是富铝化土壤形成的基本过程,也是本类土壤中所进行的一种地球化学过程,其特点是,土体中硅酸盐类矿物强烈分解,硅和盐基遭到淋失,铁铝等氧化物相对明显积聚以及粘粒及次生矿物不断形成。研究表明¹⁾,无论是热带的砖红壤或亚热带的红壤,土体中硅的迁移量均在40—70%之间,镁、钾、钠的迁移量一般在80—90%,钙几乎接近100%,铁的富集量7—25%,铝达10—20%,此外,土壤胶体的硅铝率1.5—2.2之间,粘粒代换量16—32毫克当量/100克土之间,粘土矿物以高岭石及三水铝石为主,并含有蛭石、水云母及赤铁矿、针铁矿等。例如,雷州半岛发育在玄武岩母质上的砖红壤,硅的迁移量达63.8%,钙、镁、钾、钠分别为99.6%,97.2%,93.5%及98.4%,铁的富集量15%,铝达13%,粘土硅铝率1.58,粘粒代换量16.6毫克当量/100克土,粘土矿物中高岭石60%,三水铝石13%,氧化铁19%。亚热带发育在花岗岩上的红壤,土体中硅的迁移量45.3%,CaO 98.3%,MgO 36.8%,K₂O 40%,Na₂O 92.3%。这些都是我国富铝化土壤脱硅富铝化过程的一般特点。值得提出的是,在深达5—10米的玄武岩及花岗岩风化土层中,土体SiO₂的迁移量也在30—50%之间,土壤粘粒硅铝率达1.5—1.8(以热带地区为例),如果与北亚热带的黄棕壤相比,其硅的迁移量要较之高出六倍以上,说明富铝化土壤的脱硅富铝化过程,是作为热带亚热带地区所特有的一个长期的地质风化过程,它是这类土壤发生与形成的基础。

富铝化土壤的生物富集过程是这种土壤另一个重要的形成过程,它是在雨林及季雨林等森林植被长期作用下形成的。其特点是,森林凋落物的大量生成,灰分元素的不断补充,生物与土壤间的物质与能量的强烈交换。研究表明,热带雨林下发育的砖红壤,森林凋落物(干物质)每年达1540斤/亩,热带次生林下为1360斤/亩,亚热带常绿阔叶林下为

1) 数据引自《中国红壤》第一章(待出版)。

1000 斤/亩，而温带地区仅 500 斤/亩，如按干物质计算，上述雨林下，每年凋落物可归还到土壤中的元素相当于 N 21.7 斤， P_2O_5 2.2 斤， K_2O 5.3 斤，CaO 14.3 斤，MgO 14.1 斤，常绿阔叶林下，相应为 15 斤，8.6 斤，16 斤，23 斤及 5.1 斤。此外，热带雨林由鲜叶转变为地表残落物的过程中，原来在鲜叶中吸收量较多的 CaO，MgO，N 及 SO_3 等正趋于明显的分解和淋失，其损失量达 20—40%，反之，植物鲜叶吸收量较少的 Al_2O_3 ， Fe_2O_3 及 SiO_2 等，则处于相对累积，在残落物中，这类元素较鲜叶增加 4—8 倍(图 1)。如以雨林新鲜叶与其表土的全量组成相比，可见植物对元素的吸收顺序是： $N > Ca > P > Mg > K > Al > Si > Fe$ ，这同样说明 N 素等吸收强烈及 Si、Al、Fe 难于吸收的特点。其次，据定位研究，热带植物残体的年分解率为 57—78 (以橡胶及芒果为例)，较之北亚热带高 1—2 倍。土壤腐殖质中以富里酸为主 (0.15—0.30)，而胡敏酸中，以活性胡敏酸占优势 (75—95%)，土壤中活性铁占全铁的含量甚高 (50—85%)。据华南热作所计算，我国热带砖红壤上种植的橡胶树，单株干物质净生产力为 1196.1—2228.2 克/米²·年，而热带雨林及热带季雨林分别为 2000 克/米²·年及 1500 克/米²·年 (Whittaker and Sikens, 1977)^[2]。以上情况，说明富铝化土壤在生物富集过程下，具有强烈的物质与能量循环，这种循环有可能使得土壤在过去古风化壳形成，即前述脱硅富铝化过程的基础上，得到新的改造。从整个土壤的形成看，这种过程实际上是在过去土壤脱硅富铝化过程基础上，在现代生物条件影响下，对土壤所产生的一种新的以生物富集作用为主的土壤形成的过程。因此可以认为，富铝化土壤是在过去古风化作用即脱硅富铝化过程基础上，受现代生物作用共同形成的一种地带性土壤。

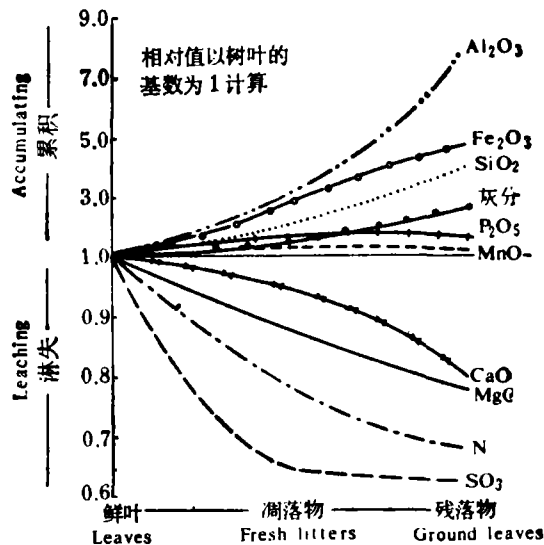


图 1 热带雨林土壤表层树叶凋落物中灰分及氮素变化

Fig. 1 The change of ash and nitrogen in leaves falling down to the soil surface under tropical rainforest

此外，从表 1、2 可见，富铝化土壤，虽然是在上述脱硅富铝化及生物富集化两个过程作用下所形成，但在不同的生物气候条件下，却有不同的发育特征，例如，花岗岩发育的热

表 1 富铝化土壤风化过程的有关指标*

Table 1 Related indices in the weathering process of the allitic soil

土 类 Soil types	风 化 过 程 Weathering process									
	元 素 迁 移 Migration of elements					矿 物 变 化 Change of minerals				
	SiO ₂ 的 迁 移 量 (%)				土 壤 胶 体 ($<0.001\text{mm}$) SiO ₂ /Al ₂ O ₃ 分 子 率	粘 粒 ($<0.001\text{mm}$)		粘 土 矿 物 主 要 类 型 Main clay minerals		
	玄 武 岩 发 育 的		花 岗 岩 发 育 的			代 换 量 (meq/ 100克土)	K ₂ O (%)			
风 化 壳	土 壤	风 化 壳	土 壤	土 壤 渗 透 水 中 (meq/l)	玄 武 岩 发 育 的			花 岗 岩 发 育 的		
砖 红 壤 Latosol	44±	72±	21±	41±	>1.0	1.58 (2—5)	1.84 (7—26)	16.6 (8)	0.37 (8)	除高岭石外,以三水铝石为主,有少量蛭石及水云母,并含有赤铁矿(K为64%; Gb为13%; Fe ₂ O ₃ 为18%)
赤 红 壤 Lateritic red earth	35±	70±	18±	38±	0.8 1.0	1.71 (1—3)	1.93 (8—26)	18.7 (6)	0.83 (6)	以高岭石为主,含有少量三水铝石及水云母,并有针铁矿(K为80%; Gb为11%; Fe ₂ O ₃ 为11%)
红 壤 Red earth	21±	68±	14±	36±	<0.8	1.82 (1—5)	2.10 (3—7)	32.3 (6)	1.65 (6)	以高岭石、水云母及蛭石为主,并含有夹层矿物及少量针铁矿(K为50%; Fe ₂ O ₃ 为6%; V为10%; Gb为5%)
黄 壤 Yellow earth	—	—	15±	37±	<0.6	—	1.80 2.11 (高原) (7—25)	23.8 (7)	1.23 (7)	以蛭石为主,其次为高岭石、水云母及三水铝石(含有多水高岭石)

* 表中(2—5)系指 2 个剖面, 5 个土层的均值; (8) 系指 8 个土层的均值; K 为高岭石; Gb 为三水铝石。

带砖红壤,土壤中硅的迁移量为 41%,粘粒硅铝率 1.84 左右,游离铁与全铁之比为 64—84.5% (土体—胶体),同一母质发育的南亚热带赤红壤,相应数字为 38% 左右, 1.93, 55—66.1%,而同一母质发育的亚热带红壤,相应为 36% 左右, 2.10, 35—48.2%。上述三种土壤渗透水中 SiO₂ 的含量分别为 > 1.0 毫克当量/升, 0.8 毫克当量/升及 < 1.0 毫克当量/升。另外玄武岩发育的富铝化土壤无论在热带或亚热带均比同地带其他母质发育的这类土壤的富铝化程度为深,这是富铝化土壤发育的重要特点。

总之,富铝化土壤的形成是由脱硅富铝化及生物富集化两种过程长期作用的结果,脱硅富铝化过程是富铝化土壤形成的基础,它与这种土壤的古风化壳形成有紧密联系,而生物富集过程,是在脱硅富铝化过程基础上,由于受当代生物条件的影响,对富铝化土壤所进行的新的进一步的作用与改造,它具有现代土壤形成过程的特点。但从富铝化土壤的形成来看,这两个过程是统一的,不可分割的。不同类型的富铝化土壤虽具有相同的脱硅富铝化及生物富集化过程,但这两种过程的表现程度却随热量带的变化及不同的富铝化土壤类型而有所不同,这是该类土壤形成的一个重要特点。

应当指出,富铝化土壤除了上述过程外,还有灰化过程、潜育化过程、钙化过程等,这些过程均与富铝化土壤地区特定的气候地形与母质条件有关,并形成其他各种土壤类型,

表 2 富铝化土壤成土过程的有关指标*

Table 2 Related indices in soil forming process of the allitic soil

土类 Soil types	成土过程 Soil forming process										每年枯枝落叶凋 落物(斤/亩)及 灰分元素含量
	游离氧化物组成 Free oxides				生物富集 Biological accumulation						
	游离 Fe ₂ O ₃ 占 全量 Fe ₂ O ₃ % (游离度)		土体 (<0.01mm) 含量比值		胡敏酸 富里酸	活性胡 敏 酸 占 胡 敏 酸 总 量 %	植物残体在土 壤中分解率** (%)				
	胶体 <0.001 (mm)	土体 <0.01 (mm)	$\frac{Fe_2O_3(d)}{Al_2O_3(Na)}$ (富铁度)	$\frac{Al_2O_3(Na)}{Fe_2O_3(d)}$ (离铁度)			橡胶叶		芒 苈		
半年							全年	半年	全年		
砖红壤 Latosol	84.5 4.0 (8)	65± (6)	1.53 (8)	0.65 (8)	0.17 -0.20	93.1	52	78	40	57	1540 斤/亩; 其中 灰分占 17%, N 为 15%; P ₂ O ₅ 为 0.15%; K ₂ O 为 0.35%
赤红壤 Lateritic red earth	66.1± 6.0 (13)	55± (12)	1.07 (6)	0.92 (6)	0.15— 0.20	74.2	—	—	—	—	—
红壤 Red earth	48.2± 2.2 (4)	35± (6)	0.83 (6)	1.20 (6)	0.15— 0.30	85±	(25)	(36)	(26)	(30)	(850 斤/亩)
黄壤 Yellow earth	74.2± (高原) (5)	40± (7)	0.21 (7)	4.76 (7)	0.25— 0.40	100±					

* (8) 系指 8 个土层平均值; 游离 Fe₂O₃ 系用 Na₂S₂O₄ 提取; Fe₂O₃(d) 指用 Na₂S₂O₄ 提取; Al₂O₃(Na) 系指用 0.5N NaOH 提取; (高原)指贵州高原黄壤。

** 括号内数据系引用北亚热带黄棕壤数据。

因其分布面积甚小, 此处不作详细论述。

三、富铝化土壤的基本特性

为了探索富铝化土壤属性的诊断指标, 本文对其化学及矿物特性进行了初步定量研究, 并以此作为富铝化土壤分类的重要依据。

(一) 富铝化土壤的化学诊断特性

1. 富铁铝系数 富铝化土壤中游离氧化物与无定形氧化物的含量变化可作为区分这类土壤脱硅富铝化程度的定量指标。据初步研究, 用连二亚硫酸钠提取的铁及铝(称游离氧化铁、铝, 用 Fe_d, Al_d 表示) 相当于红壤中活性氧化物的淀积物, 它可作为富铝化土壤硅铝酸盐破坏程度的一个标志, 而用 0.5N 氢氧化钠提出的氧化物以硅铝为主(称无定形硅、铝, 用 Si_{N_a}, Al_{N_a} 表示), 包括部分晶形三水铝石及少量高岭石, 它也可作为富铝化程度的标志之一。兹按上述物质在剖面中的数量变化, 可推导出下列公式:

$$Fe_d/Al_d \times 1.57 \times 10^2 = \text{铁化系数} \quad (1)$$

$$Al_{N_a} \times 1.57/Fe_d \times 10^2 = \text{铝化系数} \quad (2)$$

表 3 不同红壤化学性质定量比较表

Table 3 Quantitative comparison of chemical properties among different allitic soils

土壤类型 Soil types	土壤层次 Horizons	<0.001mm		交换性 Al (meq/100g±)	水合系数 Hydrated coefficient			铁铝化系数 Ferrallitization coefficient			
		SiO ₂ / Al ₂ O ₃	SiO ₂ / Fe ₂ O ₃		Fe水合 Fe _o Clay ×10 ²	Al水合 Al _o Clay ×10 ²	Fe、Al水合 Fe _o +Al _o Clay ×10 ²	Fe 化		Al 化 Al _{Na} ×1.57 Fe _d	Fe、Al 化 Al _{Na} ×Al _d ×1.57 ² (Fe _d) ²
								Fe _d	Al _d ×1.57		
红壤 Red earth n = 10	A	2.27 ± 0.27	9.00 ± 2.58	6.24±1.12	1.42 ± 0.83	2.07 ± 0.21	3.89±0.82	1.67±0.17	0.86±0.12	0.51±0.11	
	BC	2.00 ± 0.26	7.52 ± 1.34		0.42 ± 0.17	2.94 ± 0.72	3.37±0.22	2.38±0.32	1.11±1.41		
赤红壤 Lateritic red earth n = 21	A	2.01 ± 0.30	11.83 ± 2.24	5.34±0.45	1.45 ± 0.81	1.89 ± 0.57	3.24±0.37	2.38±0.36	1.33±0.75	0.79±0.14	
	BC	1.97 ± 0.30	9.15 ± 1.94		0.96 ± 0.10	1.06 ± 0.15	2.02±0.24	3.18±0.27	1.23±0.27		
砖红壤 Latosol n = 28	A	1.87 ± 0.23	9.28 ± 1.46	0.58±0.09	1.88 ± 0.73	1.71 ± 0.58	3.09±0.20	1.75±0.24	1.88±0.27	0.85±0.16	
	BC	1.88 ± 0.20	9.45 ± 2.95		0.83 ± 0.15	1.00 ± 0.24	1.83±0.20	1.69±0.30	2.19±0.60		
黄壤 Yellow earth n = 20	A	1.96 ± 0.41	21.33 ± 4.07	7.56±2.15	1.85 ± 0.41	2.43 ± 0.20	4.28±0.80	0.82±0.28	5.54±1.41	8.55±2.61	
	BC	1.89 ± 0.35	15.24 ± 7.1		1.88 ± 0.48	2.49 ± 0.38	4.37±0.45	1.06±0.34	6.64±2.66		
灌丛草甸土 Shrubby meadow soil n = 10	A	1.85 ± 0.58	31.28 ± 5.54	5.58±1.39	2.23 ± 0.35	6.45 ± 1.31	8.87±2.71	0.43±0.19	10.91 ± 2.24	17.67±5.08	
	BC	1.62 ± 0.68	15.95 ± 2.04		3.89 ± 0.49	4.99 ± 1.21	9.49±1.75	1.40±0.28	22.89 ± 5.91		

(2) 式除以(1)式: $\frac{Al_{Na} \times Al_d \times 1.57^2}{(Fe_d)^2}$ = 富铁铝系数

从表可见红壤、赤红壤、砖红壤三者间的表土富铁铝系数一般均小于1, 其中依次为 0.51 ± 0.11 , 0.79 ± 0.14 , 0.85 ± 0.16 , 这说明越接近1, 土壤的富铝化程度相对为高。至于垂直地带的黄壤及灌丛草甸土, 由于土体中含有较高的三水铝石, 其表土的富铁铝系数一般在5—10, 或超过10以上, 对这类土壤不宜采用此系数说明其富铝化过程。

2. 水合系数 富铝化土壤中无定形氧化铁铝(用草酸铵提取, 分别以 Fe_o , Al_o 表示), 与粘粒含量的比值与这类土壤中活性铁铝的水合系数及土壤中的结合水含量有密切相关, 并与 < 0.001 毫米粘粒烧失量(或称烧失水)的结果对比是一致的, 它说明富铝化土壤的不同水合程度。根据这些数值与粘粒含量的对比, 可推导出下列公式:

(1) $Fe_o/Clay$ (粘粒含量) $\times 10^2 = Fe$ 水合系数。

(2) $Al_0/Clay \times 10^2 = Al$ 水合系数。

(3) $Fe_0 + Al_0/Clay \times 10^2 = Fe, Al$ 水合系数。

从表 3 可见,红壤、赤红壤和砖红壤三者间的 Fe、Al 水合系数有一定差别,表土层分别为 3.89 ± 0.82 , 3.24 ± 0.37 , 3.09 ± 0.20 , 底土层相应为 3.37 ± 0.22 , 2.02 ± 0.24 , 1.83 ± 0.20 ,这说明土壤的 Fe、Al 水合系数随富铁铝化程度增加而减低。此外,同类土壤中的水合,黄化类型,其 Fe、Al 水合系数较之典型者均有所增高,例如红色砖红壤为 2.0,水化砖红壤为 2.5,黄化砖红壤为 3.5。赤红壤一般为 1.84,但水化为 3.5,黄化 3.5—5.0,红壤中随海拔高度由 50—300—700 米,上述水合度相应为 1.9—3.6—4.9。特别值得注意的是,黄壤与灌丛草甸土,Fe、Al 的水合系数分别为 4.3—4.4, 8.9—9.5,说明在垂直变化过程中,土壤 Fe、Al 水合度随高度而明显增加。这种水合度既是土壤水合程度也是土壤垂直变化特性的一个数量标志。

3. 表层交换性铝 富铝化土壤表层的交换性铝(用 KCl 提取),也可标志土壤富铝化的程度。从红壤,赤红壤到砖红壤,交换性铝含量由多到少,其中砖红壤的含量最少,仅 0.58 ± 0.09 (毫克当量/100 克土),而垂直地带的黄壤及灌丛草甸土均超过 5.5(毫克当量/100 克土)以上(表 3)。表层交换性铝从红壤到砖红壤有减少的趋势,可能与这三种土壤中永久电荷的含量及土壤粘土矿物类型有关。砖红壤表层交换性铝含量低,可能是这类

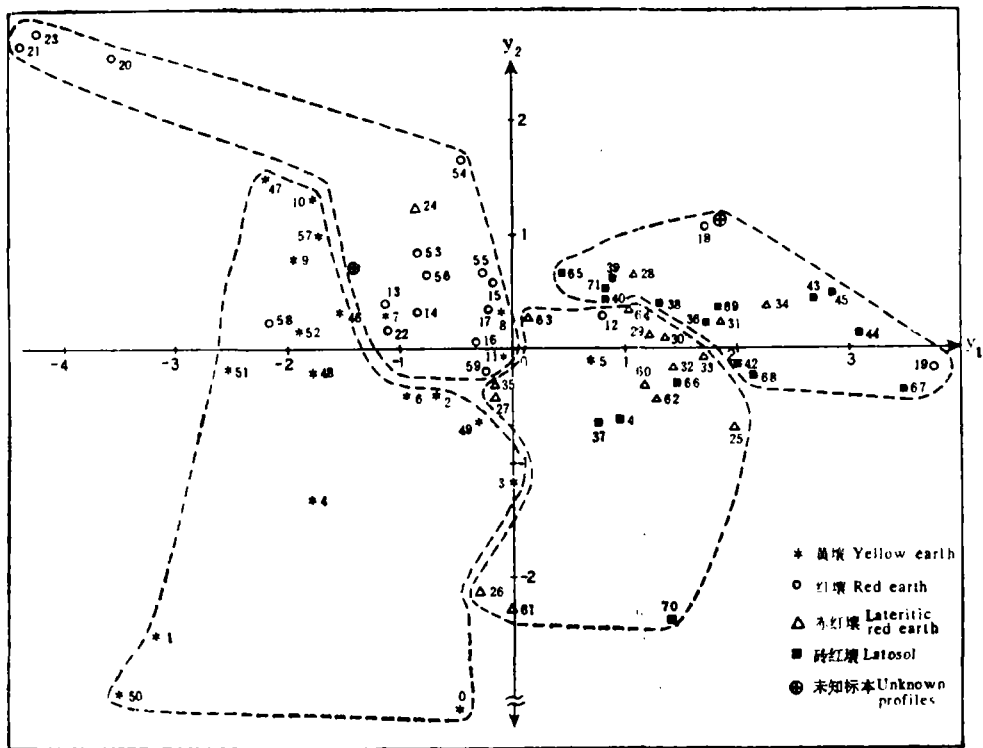


图 2 72 个富铝化土壤剖面按第 1, 2 主组元 (Y_1, Y_2) 分类 (王明珠同志计算)

Fig. 2 Classified figures for 72 soil profiles of the allitic soil by using the method of the principal component analysis

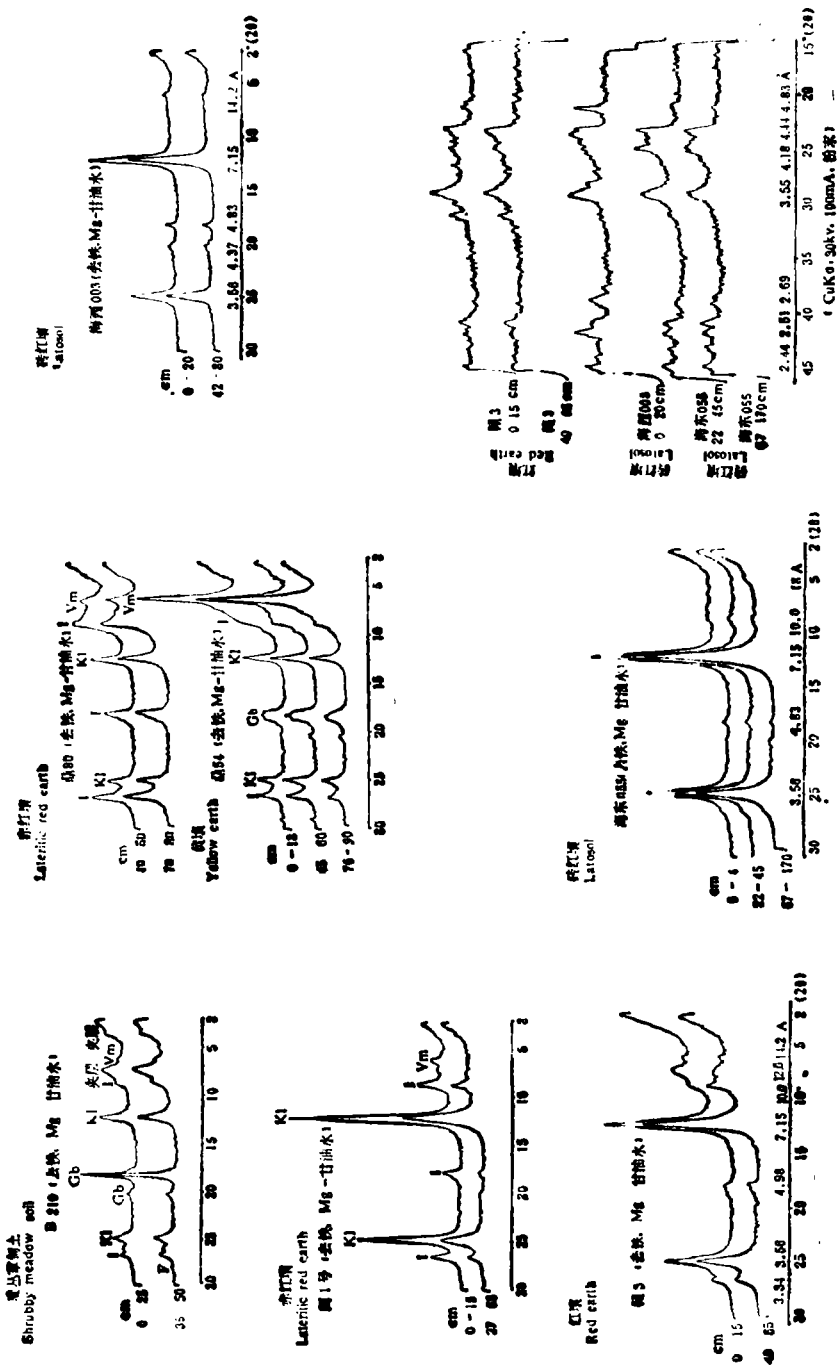


图 3 不同富铝化土壤类型粘土矿物 X 射线衍射谱
Fig. 3 X-ray diffraction pattern of clay minerals in different allitic soils

土壤的化学诊断特性。

4. 土壤胶体 ($<1\mu$) $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 与 $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ 比率 富铝化土壤胶体 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 与 $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ 比率一直是用来说明土壤类型的属性指标。从红壤、赤红壤到砖红壤, 土壤胶体 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ 无论表土及心土, 均有逐渐减低的趋势, 而胶体 $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ 却相反(表 3), 至于垂直带黄壤及灌丛草甸土, 这种比值的变异甚大。

为了进一步论证上述比率及土壤代换性 Al 与富铝化土壤的关系, 特选择了红壤, 赤红壤, 砖红壤及黄壤四种土壤类型, 72 个剖面, 216 个土层中的 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ (表土、心土及底土), $\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$ (表土及心土) 及代换性 Al (表土及心土) 共七个变量指标, 运用电子计算机进行了主组元分析。结果表明, 这种同一属性不同发育层之间的变量指标的相关性极为显著, 均呈正相关。而且作为富铝化过程量度的第一组元 (胶体 $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) 及富铁过程的第二组元 ($\text{SiO}_2/\text{Fe}_2\text{O}_3$), 对上述四种土壤起着重要的分辨作用, 其中有 83.3% 的剖面与现行地带性分类相吻合, 其余有 12.5%, 说明母质与老风化壳对富铝化土壤发育有影响。同时, 经过上述主组元对红壤类型的分辨, 可按其特征向量, 建立主组元方程, 对未知富铝化土壤类型进行自动分类 (图 2)。

(二) 富铝化土壤粘土矿物特性

为了获得富铝化土壤粘土矿物的定量结果, 取 20 个剖面, 52 个土层的土体或胶体全量分析结果, 按 L. Van Der Plas 等方法(1970)^[6], 运用电子计算机, 计算出各个土层不同粘土矿物的含量, 同时采用 X 光衍射及电镜鉴定方法对部分土层粘土矿物进行定性对比检查, 最后得到较满意的结果 (见表 4, 图 3, 图版 I 照片 1)。

从表 4 可见, 不同红壤类型, 其粘土矿物的类型与数量均有所不同, 其主要表现如下:

(1) SiO_2 (残余 SiO_2), 在红壤中有一定含量, 赤红壤除玄武岩母质发育者底层有少量 SiO_2 外, 其余均无。砖红壤无 SiO_2 。

(2) MnI (蒙脱石, 绿泥石及蛭石), 以红壤最高, 赤红壤次之, 砖红壤最低, 黄壤及灌丛草甸土含量中等。

(3) Ms (白云母及水云母), 红壤最高, 赤红壤次之, 砖红壤含量最少, 黄壤及灌丛草甸土均较高。

(4) Kal (高岭石), 砖红壤及赤红壤最高, 红壤较低, 黄壤及灌丛草甸土含量中等。

(5) Go (针铁矿), 以砖红壤最高, 赤红壤及红壤次之, 黄壤及灌丛草甸土较少。

(6) Gb (三水铝石), 黄壤含量较高, 红壤及赤红壤中等, 砖红壤较少, 但玄武岩发育的除外。

(7) Ru (TiO_2), 主要以砖红壤含量较为显著。

上述粘土矿物的分布与数量情况, 均与红壤不同发育程度相一致。较特殊的是, 黄壤中含有较多的三水铝石 (X 光与电镜均为同样鉴定结果), 这与黄壤砂性母质与淋溶特性有关, 在此情况下, 三水铝石可能直接经过 2:1 矿物衍生。

此外, 由玄武岩及石灰岩发育的各种富铝化土壤, 它们表现出与其他母岩发育的这类土壤具有不同的粘土矿物组成, 例如, 由玄武岩发育的红壤, 全剖面有 SiO_2 出现 (表现脱

表 4 不同富铝化土壤类

Table 4 Comparison of the composition of clay

土壤类型 Soil types	田间号码 Field No.	地 点 Locality	母质及海拔 (m) Parent rocks and elevation	层次深度 (cm) Depth of the horizons	按 L. Van Der Plas 等方法计算 Calculated by L. Van Der Plas's method						
					Mnl	Kal	Ms	Go	Gb	C	Ru
红 壤 Red earth	干-3	江西梅岭	花岗岩 (300)	0-15 40-65	27.69 20.98	33.13 27.31	12.66 13.52	15.87 15.99	5.28 11.63	3.36 8.88	0.98 0.66
	鼎-80	广东顶湖山	砂岩 (80)	40-50 70-80	22.58 21.81	15.30 16.08	41.02 38.61	11.98 12.45	4.75 4.16	1.39 4.14	0.99 10.4
赤红壤 Lateritic red earth	滇-8	云南猛海	花岗岩 (700)	3-13 35-65 130-150	6.44 6.83 5.88	63.11 57.50 59.49	5.40 3.96 6.06	13.07 15.09 12.33	8.17 11.45 8.04	2.55 3.73 7.03	0.65 0.66 0.67
	B-240	广东罗浮山	花岗岩 (50)	0-15 30-45 100-120	4.95 5.17 3.55	72.60 68.60 67.65	5.16 4.95 8.16	8.37 8.72 9.86	4.91 8.51 8.23	2.79 2.84 1.76	0.54 0.53 0.45
	海东-22	海南五指山	花岗岩 (600)	13-44 76-106 106-190	12.57 11.22 11.09	57.83 58.74 47.33	4.06 5.02 6.73	17.65 17.49 25.00	3.00 2.71 —	4.2 3.62 5.23	0.83 0.84 1.40
	海西-35	海南光峰岭	花岗岩 (350)	2-14 14-40	8.89 9.05	73.77 73.85	8.52 8.32	7.56 7.93	— 0.15	— —	0.56 0.52
	闽-1	福建诏安	花岗岩 (200)	0-15 27-65	2.81 4.25	52.14 52.41	15.49 14.27	16.68 17.50	3.75 2.25	4.65 5.44	0.60 0.74
	海西 003	海南红华	玄武岩 (50)	0-10 42-80	2.96 3.08	54.73 57.61	1.59 1.65	25.96 25.76	0.81 0.51	10.07 7.60	3.36 3.43
砖红壤 Latosol	海东-38 (水化...)	海南澄迈	玄武岩 (50)	0-13 13-20 50-90	2.57 2.56 2.40	63.99 63.89 64.12	0.88 0.88 0.80	23.25 23.37 22.93	1.99 1.61 3.44	5.82 6.17 4.82	1.15 1.17 1.13
	海东-55 (红色)	海南屯昌	花岗岩 (100)	0-4 22-45 67-170	8.48 8.02 6.86	62.88 65.22 51.91	4.93 0.09 3.38	15.25 18.69 24.61	4.50 1.02 —	2.79 5.57 8.03	0.91 1.14 1.44
	海西-29 (褐色)	海南光峰岭	花岗岩 (100)	18-35 70-95 95-140	11.89 8.07 7.11	59.30 70.02 71.25	9.44 6.70 5.88	11.90 10.97 10.83	2.46 0.75 0.23	3.91 2.39 3.73	0.92 0.74 0.72
	B-209	广东罗浮山	花岗岩 (860)	0-12 25-50 85-	9.29 9.38 5.88	61.44 49.07 42.45	5.57 5.17 3.76	6.20 6.43 4.98	13.32 23.24 40.12	3.38 5.63 1.98	0.28 0.39 0.23
黄 壤 Yellow earth	鼎-54	广东顶湖山	石英砂岩 (700)	0-18 45-60 70-90	16.92 15.31 14.30	14.92 13.19 14.97	21.73 21.05 16.61	26.09 28.09 29.45	10.70 12.67 12.28	6.58 6.68 9.71	1.41 1.34 1.36
	海西-27	海南光峰岭	花岗岩 (900)	2-10 70-100	11.05 9.11	59.98 58.28	10.24 7.42	9.59 11.43	5.22 4.42	1.71 3.68	0.31 0.30
	海东-20	海南五指山	花岗岩 (950)	4-18 35-46 78-110	25.55 26.30 23.76	27.26 25.52 28.44	35.11 36.88 36.04	4.35 5.44 5.65	3.81 3.77 3.00	— 1.44 2.20	0.32 0.31 0.30
	海东-21	海南五指山	花岗岩 (750)	2-14 24-60 60-100	13.08 12.37 11.99	53.18 55.57 56.85	17.60 15.12 14.05	9.89 10.22 10.84	5.44 5.96 3.83	0.35 0.30 1.87	0.19 0.19 0.19
	海东-18 (灰化黄壤)	海南五指山	花岗岩 (1300-1400)	3-12 25-45 45-90	11.55 10.98 8.86	61.41 52.24 49.26	9.53 8.42 6.96	3.92 5.57 6.04	12.78 21.90 25.87	— — 0.35	0.45 0.45 0.35
	海西-17 (灰化土)	海南五指山	凝灰岩 (1867)	10-20 20-31	9.17 4.80	64.31 52.16	11.81 5.58	2.91 5.73	3.20 31.29	— —	0.50 0.18
灌丛草甸土 Shrubby meadow soil	海西-31	海南光峰岭	花岗岩 (1410)	17-30 30-60 60-95	3.53 3.12 1.59	51.04 49.58 56.20	5.70 3.52 4.06	9.00 9.57 6.13	29.90 32.78 29.20	— 0.70 2.35	0.47 0.39 0.21
	B-210	广东罗浮山	花岗岩 1281	0-25 35-50	12.25 10.72	34.43 34.48	22.87 19.87	4.35 5.54	23.72 25.50	0.22 2.36	0.18 0.32

* 粘土矿物计算方法参见“Geo de Rma, 4(1970) p. 357-385”。

Mnl—包括蒙脱石、绿泥石及蛭石；Kal—高岭石；Ms—白云母及水云母；Go—针铁矿；C—无定形Al₂O₃；H—水云母；Hm—赤铁矿；Hal—多水高岭石；X 光衍射鉴定除 Go 及 Hm 系用 CuK α , 30kV, 100 μ 粉末“空白”表示未进行测定；V 表示有一定含量。

型粘土矿物鉴定比较表*

minerals in different types of the allitic soils

Ab	Q	X 光 衍 射 鉴 定 Identification by X-ray diffraction							电 镜 鉴 定 Identification by electron microscope								
		M (18 Å)	Vm (14 Å)	IN (12 Å)	I (10.4 3.3 5.0 Å)	Kal 7.15 Å 3.56 14.44	Gb (4.83 Å)	Go (4.15 Å)	Hm 2.69 Å 3.66 Å	M	Vm	Il	Kal	Hal	Gb	Go	Hm
1.04	—	—	+	+	++	+++	+			—	✓	✓	✓	—	✓	✓	—
1.04	—	—	++	—	++	+++	+			—	✓	✓	✓	—	✓	✓	—
1.99	—	—	+	—	+++	++	+			—	✓	✓	✓	—	✓	✓	—
1.73	—	—	+	—	+++	++	+			—	✓	✓	✓	—	✓	✓	—
0.60	—	—	++	—	+	+++	+	—	—	—	—	✓	✓	—	✓	✓	—
0.78	—	—	++	—	+	+++	+	—	—	—	—	✓	✓	—	✓	✓	—
0.51	—	—	++	—	+	+++	+	—	—	—	—	✓	✓	—	✓	✓	—
0.68	—	—	—	+	+	+++	++	—	—	—	—	✓	✓	✓	✓	✓	—
0.68	—	—	—	+	+	+++	++	—	—	—	—	✓	✓	✓	✓	✓	—
0.34	—	—	—	+	+	+++	++	—	—	—	—	✓	✓	✓	✓	✓	—
0.17	—	—	—	—	+	+++	—			—	—	✓	✓	—	✓	✓	—
0.35	—	—	—	—	+	+++	—			—	—	✓	✓	—	✓	✓	—
0.33	2.89	—	+	—	+	++	++			—	—	✓	✓	—	✓	✓	—
0.17	0.53	—	—	—	++	+++	—			—	—	✓	✓	—	—	—	—
0.17	—	—	—	—	++	+++	—			—	—	✓	✓	—	—	—	—
3.88	—	—	+	—	++	+++	—			—	—	✓	✓	—	✓	✓	—
3.14	—	—	—	—	++	+++	—			—	—	✓	✓	—	✓	✓	—
0.53	—	—	—	—	—	+++	++	—	+								
0.35	—	—	—	—	—	+++	++	—	+								
0.35	—	—	+	—	—	+++	++										
0.35	—	—	+	—	—	+++	++										
0.26	—	—	—	—	—	+++	—	—	+			—	—	✓	✓	✓	—
0.26	—	—	—	—	—	+++	—	—	+			—	—	✓	✓	✓	—
0.26	3.52	—	—	—	—	+++	—	—	+			—	—	✓	✓	✓	—
0.17	—	—	—	—	—	+++	—			—	—	—	—	✓	✓	—	—
0.34	—	—	—	—	—	+++	+			—	—	✓	✓	—	—	—	—
0.26	—	—	—	—	—	+++	+			—	—	—	—	—	—	—	—
0.51	—	—	—	—	—	++	+++	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.68	—	—	—	—	—	++	+++	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0.60	—	—	—	—	—	+	+++	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
1.64	—	—	+++	—	—	++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
1.66	—	—	+++	—	—	++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
1.32	—	—	+++	—	—	++	—			—	—	—	—	—	—	—	—
0.52	—	—	++	—	—	+++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.35	—	—	++	—	—	+++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.60	—	—	+	—	+++	++	—			—	—	—	—	—	—	—	—
0.34	1.44	—	+	—	+++	++	—			—	—	—	—	—	—	—	—
0.60	2.20	—	+	—	+++	++	—			—	—	—	—	—	—	—	—
0.26	—	—	++	—	+	+++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.27	—	—	++	—	+	+++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.35	—	—	++	—	+	+++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.36	—	—	+	—	—	++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.44	—	—	++	—	—	++	+++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.25	—	—	+	—	—	++	+++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.46	—	—	+	—	+	++	+++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.27	—	—	+	—	+	++	+++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.36	—	—	+	—	—	++	+++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.35	—	—	+	—	—	++	+++			—	—	—	—	—	—	—	—
0.25	—	—	+	—	—	++	++			—	—	—	—	—	—	—	—
1.99	—	—	—	+	+	++	+++			—	—	—	—	—	—	—	—
1.20	—	—	—	+	+	++	+++			—	—	—	—	—	—	—	—

Ab—Na 长石; Ru—TiO₂(含红石); Q—SiO₂(石英); Gb—三水铝石; M—蒙脱石; Vm—蛭石; IN—过渡层状矿
 鉴定外,其余均系用去铁;Mg-甘油水处理法进行鉴定;“+”表示相对较高含量;“—”表示少量;“—”表示没有含量;

硅作用较弱),无三水铝石,有少量无定形铝,而由石灰岩发育的红壤, MnI 含 14—27%, 三水铝石与无定形铝分别为 7% 及 10%。由玄武岩发育的赤红壤,表层有少量三水铝石 (1.8%),底层有少量残余 SiO_2 ; 而石灰岩母质者, MnI 含 5—14%, 三水铝石与无定形铝与红壤相同。由玄武岩发育的砖红壤,全剖面无残余 SiO_2 , 三水铝石含 0.2—3.4%, 无定形铝为 4—10%, 而石灰岩者, MnI 仅 $<5\%$ 。上述情况一方面说明基性母岩发育的红壤具有较高的富铝化程度,但同时表明,同一基性母质发育的不同地带的红壤,在粘土矿物的质量与数量上仍反映出地带性的明显差异。所有这些特性,对确定富铝化土壤的诊断属性与这类土壤的分类有一定意义。

四、问题讨论

(一) 关于富铝化土壤的发生与形成过程

不少中外学者认为,富铝化土壤的脱硅富铝化过程是地质作用的产物,它与古地貌及基性母质的影响有关,而不受当前生物气候的影响。据本文研究,我国富铝化土壤的形成确与古地貌及基性母质有密切联系,例如,无论在热带或亚热带,玄武岩或老风化壳及古老准平原上发育的富铝化土壤,其富铝化程度均较其他母质及地形部位者为高(见表 1),但另一方面,如果用不同生物气候带中,同一种玄武岩所发育的富铝化土壤相比,仍可见这种土壤随地带不同而出现的差异(见表 1)。此外,从表 2 的结果还可看出,无论由基性或酸性母质发育的红壤,其铁的游离度,胡敏酸/富里酸比值,植物残体的分解率,枯枝落叶凋落物的数量与灰分元素组成,均表现出受当前不同生物气候带影响的一致性(见表 2)。根据这些结果,所得出的初步结论是,我国富铝化土壤的形成是脱硅富铝化过程与生物富集过程两种相互作用的结果。脱硅富铝化过程是富铝化土壤形成的基础,它与这种土壤古风化壳的形成有紧密联系,而生物富集过程,是在古风化壳形成,即脱硅富铝化过程的基础上,通过生物作用对土壤所起的强烈作用与影响,它与当前的生物气候条件有密切联系。这两个过程对富铝化土壤的形成是相互统一的,不可分割的。事实表明,我国富铝化土壤的发育,虽然经历了长期的古风化过程,但当前生物气候条件对这类土壤的形成仍有显著影响,并在某种程度上,表现出现代富铝化过程的特点,说明在当前生物气候条件下,这种土壤的脱硅富铝化与生物富集过程仍在不断进行中。应当指出,上述富铝化土壤的形成过程,只有在有各种森林植被覆盖的土壤上表现最为明显,而大面积的侵蚀富铝化土壤,只能反映出这类土壤风化壳的形成过程特点,它们并非典型的富铝化土壤类型。当然,要彻底阐明富铝化土壤的现代成土过程,还需做大量深入的定点研究,但这种对其发生过程的认识,将对富铝化土壤发生的理论研究及红壤资源利用有一定意义。

(二) 关于富铝化土壤特性与定量指标

本文初步提出以富铝化土壤的活性氧化物、游离氧化物和无定形氧化物为本类土壤基本特性的定量指标,并将富铝化土壤表层的交换性铝也作为此土壤特性的定量指标。此外,按 L. Van Der Plas 的方法,用全量分析结果换算出各种土壤粘土矿物的数量,作为鉴定此类土壤类型的定量依据,这种方法经过 X 光衍射及电镜鉴定,表明其结果尚具有

一定可靠性。富铝化土壤属性指标的定量化是一项复杂的研究工作,本文提出的各种定量指标与鉴定方法,只是初步尝试,有些指标尚不具普遍意义,特别这些鉴定指标的理论依据尚有待进行深入研究与论证。

参 考 文 献

- [1] 赵其国、石华、王明珠,1981:我国热带亚热带地区土壤肥力特点及其利用改良。土壤,第13卷1期,161—168页。
- [2] 赵其国,1983:热带土壤发生与分类研究进展。土壤学进展,第1—2期。
- [3] 龚子同,1982:从生物地球化学观点看亚热带土壤利用。土壤,第14卷1期,1—6页。
- [4] Arnold, R. W., 1982: Soil Classification, Trans. 12th, Intern. Congr. of Soil Sci., New Delhi, India, Vol. 5, 277—285.
- [5] Eswaran, H. et al., 1980: Genesis and Classification of Oxisols, In: B. K. G. Theng (Editor), Soil with Variable Charge. Chapter. 21.
- [6] Flach, K. W. et al., 1980: Genesis and Classification of Andepts and Spodosols, In: B. K. G. Theng (Edotor), Soil with Variable Charge, Chapter 20, 1.
- [7] Isbell, R. F., 1980: Genesis and Classification of Low Activity Clay Alfisols and Ultisols, In: B. K. G. Theng (Editor), Soil with Variable Charge, Chapter 19.
- [8] L. Van Der Plas, et al., 1970: Petrochemical Calculations Applied to Soils-with Special Reference to Soil Formation, Geoderma, 4.

PRELIMINARY STUDIES ON GENETIC PROPERTIES OF THE ALLITIC SOILS IN CHINA

Zhao Qiguo, Wang Zhenquan and Liu Zhaoli

(*Institute of Soil Science, Academia Sinica, Nanjing*)

Summary

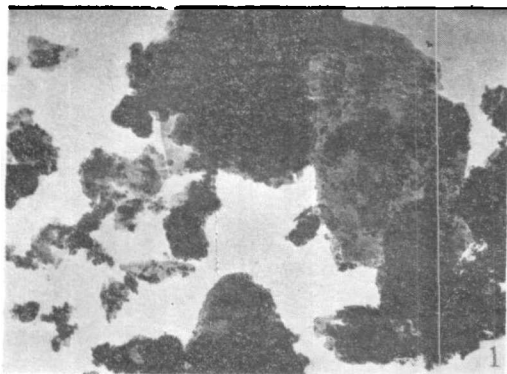
This paper deals mainly with the soil forming process and genetic properties of the allitic soils in China.

(1) Investigation has shown that the genesis of the allitic soils in China is closely related with the environmental factors in tropical and subtropical regions. Allitic soils in China are developed under the interaction of the allitic and biological processes. The former is the main process of soil formation, while the latter is the premise for development of soil fertility. In addition to the geological factors, the current biological conditions, i.e. contemporary soil forming process also plays important roles on the development of the allitic soils.

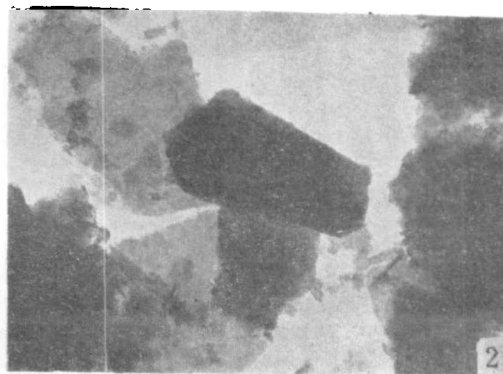
(2) According to the quantitative determination of the active, free and amorphous oxides, exchangeable aluminium and clay minerals in allitic soils, some diagnostic indices for allitic soils were proposed. The indices include ferrallization coefficient

$$\frac{Al_{Na} \times Al_d \times 1.57^2}{(Fe_d)^2},$$

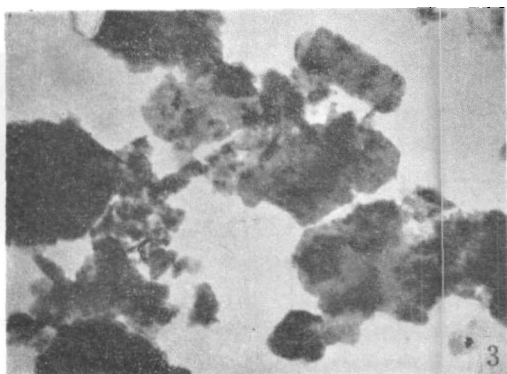
ferrallitic hydrated coefficient $[(Fe_0 + Al_0)/\text{clay} \times 10^2]$, exchangeable aluminium in surface layer, molar ratio of colloid (SiO_2/Al_2O_3 , SiO_2/Fe_2O_3) and the contents of clay minerals from calculation, which are of great significance for distinguishing the types of allitic soils and establishing gradually the quantitative classification system of allitic soils in China.



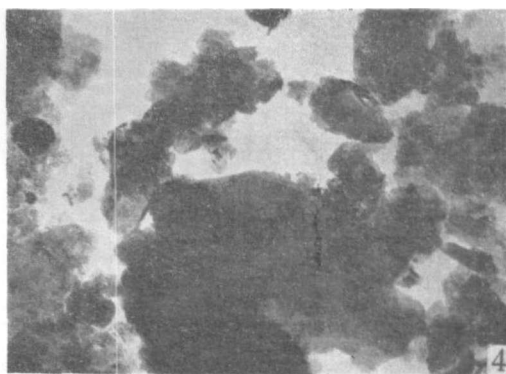
鼎 54, 黄壤, 40—50cm
蛭石, 水云母, 三水铝石, 高岭土 (2 万倍)



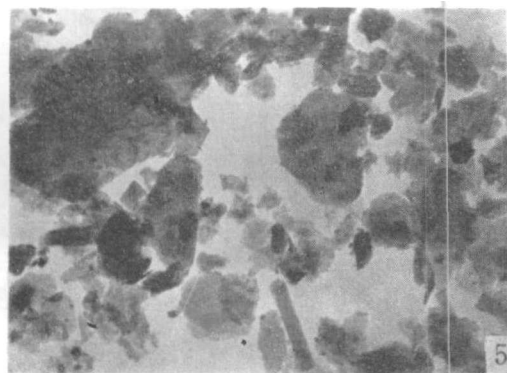
赣 3, 红壤, 0—15cm
高岭石, 水云母, 针铁矿 (2 万倍)



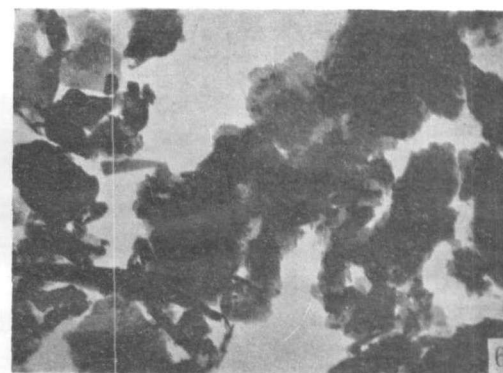
赣 3, 红壤, 40—65cm
高岭石, 水云母 (2 万倍)



B240, 赤红壤, 0—15cm
水云母, 针铁矿 (2 万倍)



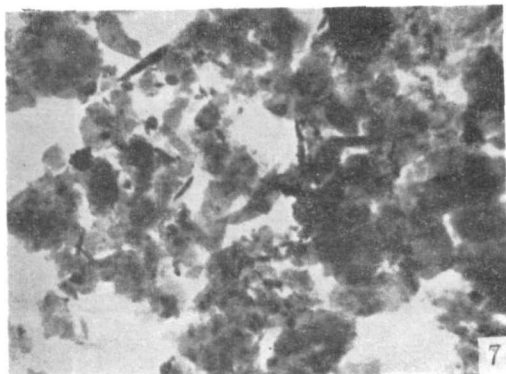
B240, 赤红壤, 45—70cm
高岭石, 多水高岭石, 水云母 (2 万倍)



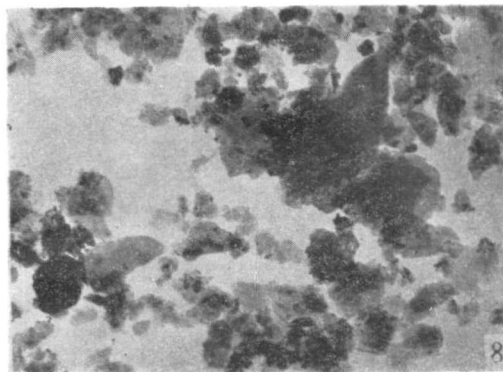
B240, 赤红壤, 100—120cm
多水高岭石, 水云母, 针铁矿 (2 万倍)

照片 1 不同富铝化土壤类型粘土矿物的电子显微镜照片

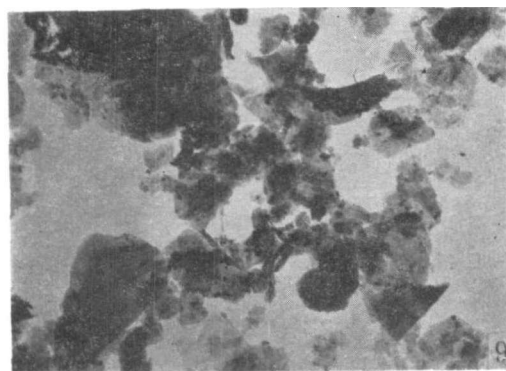
Fig. 1 Electron micrographs of clay minerals in different allitic soils



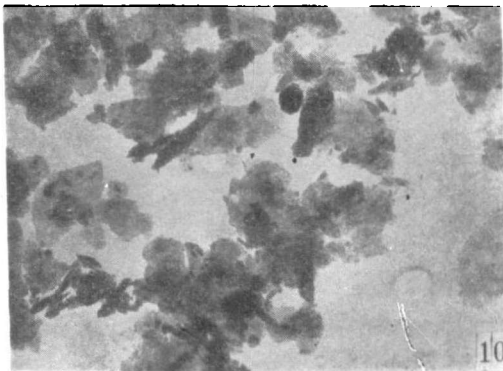
粤 43, 砖红壤, 0—15cm
高岭石, 针铁矿 (2 万倍)



粤 43, 砖红壤, 35—70cm
高岭石, 针铁矿, 水云母 (2 万倍)



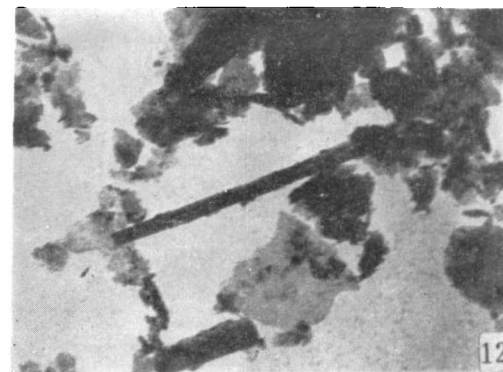
粤 43, 砖红壤, 70—100cm
针铁矿, 高岭石, 水云母 (2 万倍)



海东 55, 砖红壤, 0—10cm
高岭石, 三水铝石, 针铁矿 (2 万倍)



海东 55, 砖红壤, 25—45cm
针铁矿, 三水铝石 (2 万倍)



海东 55, 砖红壤, 80—100cm
三水铝石, 多水高岭石 (2 万倍)