

云南西南部某些土壤的发生学特征

屠 夢 照

(华南植物研究所)

到目前为止,虽然累积了大量有关热带和亚热带土壤的研究资料,但无论从国内或国外的有关文献来看,对这些土壤形成过程的認識和观点还很不一致。例如,刘海蓬^[1]认为,福建某些地区土壤中的鉄盘是古土壤的殘迹——过去砖紅壤的鉄結皮,在它們上面发育着近代的土壤。黃瑞采^[2]认为,在黃壤和紅壤之間有着共同的风化特性,它們之間顏色上的差异决定于鉄化合物的不同形态。李庆遠^[3]根据华南土壤的化学和矿物学特性,把紅壤分为三大类:砖紅壤性的土壤、典型紅壤和灰化紅壤。Б. Б. Польшов^[4]认为,紅色风化壳发生于近代地貌形成以前,現今的土壤絕大部分都是风化壳同期的形成物。И. П. Герасимов^[5]认为,富鋁化作用是热带土壤形成的主要过程;富鋁化作用的程度表现于富鋁化层次的厚度。М. Н. Сабашвили^[6]认为紅壤的形成过程主要是向灰化土类型的方向发展。

研究者的意見极不一致的事实說明,这些土壤的发生学本質至今仍然是很不清楚的。我們认为其主要原因在于过去多半是单方面的形态学和矿物学方面的研究;与此同时,过分夸大了 SiO_2 和 R_2O_3 的比值的意义,把它看作为成土母質风化度和土壤砖紅壤化或富鋁化度的指标,从而来区分这些土壤的类型;生物学和其它的研究发展不够,并且很少注意决定土壤某些特性的土壤形成过程的研究。近几年来对植被与土壤之間的相互作用和确定生物因子在热带和亚热带土壤形成过程中的作用这方面的研究已开始給予較多的注意^[7,8,9]。

在闡明土壤有机、无机部分在土壤形成中的作用方面,我們的工作仅限于比較研究不同植被类型下有机、无机部分的組成和性質及其相互关系。土壤有机部分的研究結果已于另处发表^[10]。本文将就土壤无机部分的研究資料探討有关土壤的某些发生学特征。

一、自然条件

研究地区位于云南省西南部,南与緬甸、老撾和越南民主共和国交界,北面以元江为界与云貴高原相接,属康滇南区。哀牢山聳立于元江南面,主要由花崗岩、板岩及其他侵入岩所組成,海拔3,500米。

哀牢山作为一个自然的屏障,阻扰着来自印度洋的湿润季风向北进展。在哀牢山以南,气候較为湿润(參見表1龙朗山和大勐龙的气象資料),广泛分布着湿润常綠林或落叶林的热带和亚热带地貌,同时也有相当面积的次生的热带和亚热带草原。哀牢山以北的地区,气候較为干旱,根据元江气候观测站的資料(表1),該区年雨量为774.6毫米,而年蒸发量則高达2,017毫米,同时干旱期特別明显,在10—5月的八个月中降雨量仅为226.8毫米。这里生长热带干草原植被。

表1 云南省西南部气候资料

站名	雨 量			蒸 发 量			年平均相 对湿度 (%)	平 均 温 度		
	(毫 米)							VI—IX	X—V	年平均 温度
	VI—IX	X—V	年平均量	VI—IX	X—V	年平均量				
元江	547.8	226.8	774.6	889	1128	2017	65	27.7	22.5	24.3
龙期山	986.5	468.4	1454.9	424	991	1415	75	21.0	18.0	18.9
大勐龙	938.6	152.2	1234.1	—	—	—	—	27.2	20.8	23.9

这个地区随着海拔高度不同而发生的气候变化十分明显: 热带气候成单独的舌形分布于河谷以及与此相毗邻的、不高于海拔 800 米的坡地上。在 800 米以上的大部地区则属于亚热带地貌。土壤的垂直分布大体上和地貌的变化相符合。

二、研究对象

我們选择了下列不同类型的土壤进行了研究。

属于热带气候条件下形成的土壤有:

剖面 1: 采自中国科学院大勐龙森林生物地理羣落試驗站。植被为林下生有蕨类的湿润热带常绿林, 主要树种有 *Geronniera sulaguale*, *Xanthophyllum* 等。海拔 760 米, 母质为砖红壤性的深厚粘壤土, 其剖面形态如下:

- A₀ 0—1—2 厘米 不同分解程度的落叶层。
- A₁ 1—2—10 厘米 暗黄色, 弱腐殖质化, 碎屑细粒状结构, 根系很多, 粘壤质, 渐向 AB 层过渡。
- AB 10—27 厘米 红黄色, 根系较少, 碎屑团粒状结构, 粘壤质, 逐渐向 B₁ 层过渡。
- B₁ 27—42 厘米 色较 AB 层略暗, 根系很少, 碎屑状结构, 粘质, 逐渐向下层过渡, 但不明显。
- B₂ 42—70 厘米 暗褐红色, 色均一, 粘重, 根系很少, 逐渐向 B₃ 层过渡。
- B₃ 70—103 厘米 色比 B₂ 层略暗, 不明显的稜柱形团块状结构, 根系极少, 向 BC 层过渡很明显。
- BC 103—129 厘米 色比 B₃ 层浅, 呈不均一的橙红色, 根几乎没有, 粘壤质, 逐渐向 C 层过渡。
- C 129—315 厘米 浅红色并带有淡黄色的斑纹, 有石英粒, 大团块状结构, 粘壤质。

剖面 34: 位于元江地区, 海拔 280 米。植被为热带干草原。主要树种有 *Gossampinus malabarica*, *Stereaspermum tetragonum* 等; 草本植物有 *Capillipedium parviflorum*, *Eupatorium odoratum* 等。母质为石灰岩的粘质残积物。

- A₁' 0—18 厘米 褐色, 大团块状结构, 有极少量的石灰岩碎片, 逐渐向 A₁' 层过渡。
- A₁'' 18—35 厘米 色比 A₁' 层略浅, 大团块状结构, 粘质, 逐渐向 AB 层过渡。
- AB 35—54 厘米 褐红色, 大块状结构, 粘质, 有石灰岩碎片及小铁结核, 逐渐向 B₁ 层过渡。
- B₁ 54—80 厘米 暗褐红色, 大块状结构, 粘质, 有零星的根系分布, 逐渐向 BC 层过渡。
- BC 80—190 厘米 红色, 较 B₁ 层浅, 有极少量的石灰岩碎片, 大块状结构, 向 C 层逐渐过渡。
- C 190—220 厘米 淡黄色, 有细小的石灰碎片, 粘土。

属于湿润亚热带气候条件下发育的土壤有:

剖面 35: 采自玉溪地区平坦的石灰岩山顶上, 海拔 1,340 米。现今没有森林, 植被为

具有湿润亚热带森林残迹的细矮草本植物。母质为古老冲积物,其下为石灰岩。

A _g 0—2 厘米	密实的草根土层。
A ₁ 2—11 厘米	暗黄色带褐色,团粒状结构,很多豆状铁结核,逐渐向 AB 层过渡。
AB 11—27 厘米	黄棕色,团粒状结构,壤质,弱高岭化,有少量豆状铁结核,向 B ₁ 层过渡明显。
B ₁ 27—60 厘米	鲜黄色,高岭化,豆状铁结核很多,无结构,粘壤质,逐渐向 B ₂ 层过渡。
B ₂ 60—82 厘米	黄色带红色背景,无结构,粘壤质,豆状铁结核很多,逐渐向 C 层过渡。
C 82—125 厘米	暗黄色,色调均一,无结构,粘壤质,高岭化,豆状铁结核很多。

剖面 18: 采自龙朗山地区,海拔 1,790 米,植被为湿润亚热带常绿林,坡度小于 5—8°。主要树种有 *Albizzia chinenses*, *Reevesia sinica* 等;林下植被有 *Ervatamia divaricata*, *Evodia cepta* 等。母质为花岗岩残积物。

A ₀ 0—5—7 厘米	良好的枯枝落叶层,3 厘米以下为半分解层,细根很多,向下层过渡明显。
A ₁ ' 5—7—22 厘米	暗棕色,粉状结构略带不明显的团粒构造,砾质壤土,逐渐向 A ₁ ' 层过渡。
A ₁ '' 22—35—38 厘米	暗棕色,团粒结构,有木炭和花岗岩的碎片,向 AB 层过渡明显。
AB 38—56—61 厘米	暗棕黄色,根系比 A 层少,无结构,粘壤质,向 B ₁ 层过渡明显。
B ₁ 61—107—118 厘米	棕黄色略带红色,无结构,壤质,向 B ₂ 层过渡明显。
B ₂ 118—136—143 厘米	黄棕色带有鲜明的红色背景,无结构,砾质壤土,向 C 层过渡明显。
C 143—200 厘米	淡棕黄色略带红色背景,无结构,砾质壤土,有很多强烈风化的花岗岩碎片。

剖面 30: 采自金平市附近海拔 2,200 米的山顶上,母质为片麻岩残积物,坡度在 10—15° 之间。植被为林下具有苔藓和竹丛的湿润亚热带常绿林,主要树种有 *Pasania* sp., *Castanopsis* sp., *Phoebe nahmu* 等;林下植被有 *Melastoma normale*, *Rubus malifolius* 等。

A ₀ 0—5 厘米	半分解的枯枝落叶层,表面有苔藓生长,竹叶很多。
A ₁ ' 5—9 厘米	湿润时几呈黑色,充满根系,碎屑团粒状结构,粉砂壤土,逐渐向 A ₁ ' 层过渡。
A ₁ '' 9—19 厘米	色比 A ₁ ' 层浅,粗根很多,不明显的团粒状结构,粉砂壤土,逐渐向下层过渡。
AB 19—37 厘米	黄棕色,受腐殖质下移物的影响,色调很不均一,无结构,逐渐向 B 层过渡。
B 37—53 厘米	鲜明的黄色,无结构,轻壤质,根系很少,向 BC 层过渡明显。
BC 53—76 厘米	黄色,由于存在大量片麻岩的碎片而略带绿色,轻壤质。
C 76—125 厘米	片麻岩风化物,淡黄绿色,色很不均一。

三、土壤的物理、化学特性

(一) 热带土壤

我们对两种截然不同类型的土壤进行了物理、化学特性的研究。它们分别形成于:(1)湿润热带常绿林植被下(剖面 1);(2)热带干草原植被下(剖面 34)。

1. 机械组成: 从两个剖面的机械组成资料(表 2)来看,首先值得注意的是:这两种土壤尽管气候条件和成土母质极不相同,但这种差异并没有在它们的机械组成中反映出来。可以明显地看到,它们都以 < 0.001 毫米的粒级为主(> 50%), 0.01—0.001 毫米之间粒

級的数量不大。其次,剖面的机械組成資料反映了在山地地形条件下由于水蝕作用而发生的再沉积現象。不难看出,在剖面 1 中,粘粒含量从 90—140 厘米深处开始增加,而 1—0.001 毫米之間各粒級的含量則降低,十分清楚,90—140 厘米以上的层次是以后由高处搬运来的紅色細土发育而成。

表2 热带土壤的机械組成
(按 Качинский 方法,%占绝对干土重)

剖面号碼	植 被 和 海拔高度	采样深度 (厘米)	土壤 比重	吸湿水 (%)	粒 級 含 量						<0.01 毫米粒 級的总 量
					1— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	<0.001	
1	林下生有蕨 类植物的湿 潤热带常綠 林,海拔高 760米	3—10	2.65	2.59	6.66	23.86	10.88	1.56	9.88	47.12	58.56
		15—25	2.65	2.48	6.04	21.72	10.88	3.48	6.68	51.16	61.32
		30—40	2.65	2.35	6.10	21.86	12.80	1.26	8.36	49.60	59.22
		80—90	2.70	2.44	3.10	20.72	9.72	2.04	6.04	58.36	66.44
		130—140	2.70	2.32	4.37	18.09	7.92	2.16	3.84	63.60	69.60
		200—210	2.75	2.36	3.99	15.08	6.52	3.96	4.72	65.72	74.40
		240—260	2.75	2.29	3.87	11.16	9.92	0.44	5.64	68.96	75.04
		300—315	2.75	2.07	3.34	11.33	8.48	1.68	4.48	70.68	76.84
34	热带干草 原,海拔高 280米	0—10	2.60	2.71	2.65	10.49	13.72	6.90	16.27	49.79	72.96
		20—30	2.65	2.48	2.59	10.23	11.31	4.18	18.04	51.81	74.03
		35—45	2.65	2.12	3.33	6.17	14.50	6.58	18.09	50.65	75.32
		110—120	2.65	2.06	2.80	17.98	4.25	4.12	14.74	55.52	74.38
		150—160	2.60	2.91	1.40	7.21	4.78	5.68	7.04	73.69	86.40

在剖面 34 中,这种現象虽不很明显,但在 150—160 厘米深处仍可看到相似的情况。由此可见,这些土壤剖面中粘粒的变化是由于土层机械組成本身的不均一性所致。

2. 土壤的全量組成:从表 3 可以看到(与剖面 34 比較),剖面 1 SiO_2 的含量較高,其它氧化物的含量則較低,相应地 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 的比值亦較剖面 34 高。

表3 热带土壤的全量化学組成*
(按 Гедройц 的方法,%占烧灼干土重)

剖面号碼	植 被 和 海拔高度	采样深度 (厘米)	吸湿水 (%)	烧灼失 重 (%)	SiO_2	R_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	P_2O_5	MnO	分 子 率		
													SiO_2	SiO_2	SiO_2
													R_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3
1	林下生有蕨 类植物的湿 潤热带常綠 林,海拔高 760米	1—3	2.48	12.73	73.17	23.47	6.77	16.70	0.89	0.45	0.13	痕迹	5.89	7.44	28.33
		3—10	2.21	9.93	70.47	25.53	6.24	19.29	1.07	0.22	0.11	”	5.14	6.20	30.26
		15—25	2.00	9.96	67.93	28.31	6.86	21.45	0.73	0.21	0.13	”	4.49	5.40	26.44
		30—40	2.07	9.25	67.41	28.66	7.31	21.35	0.78	0.26	0.10	”	4.40	5.36	24.51
		110—120	2.38	9.93	62.93	33.42	7.89	25.53	0.72	0.22	0.12	”	3.49	4.18	21.21
		200—210	2.23	9.61	63.34	32.78	9.74	23.04	0.64	0.34	0.09	”	3.69	4.65	17.29
280—300	2.14	9.98	62.26	34.45	10.00	24.45	0.71	0.26	0.10	”	3.43	4.32	16.56		
34	热带干草 原,海拔高 280米	0—10	2.76	13.27	56.95	36.91	10.36	26.55	1.83	0.60	0.31	0.14	2.92	3.64	14.61
		20—30	2.52	10.83	58.95	34.30	9.58	24.72	1.84	0.45	0.23	0.11	3.24	4.05	16.36
		60—70	2.12	9.60	58.83	35.63	8.79	26.84	1.30	0.44	0.15	0.04	3.39	3.72	17.81
		150—160	2.96	10.40	57.69	35.95	8.48	27.47	1.47	0.40	0.14	0.03	2.99	3.60	18.09

* 文献[10]中引用的数值抄誤,此处均作更正。

此外,在剖面 1 中,上层(40 厘米处为界) SiO_2 的含量比下层高得多,这与机械组成的资料相一致。相应的,在下层 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 和 $\text{SiO}_2:\text{Fe}_2\text{O}_3$ 的比值变小,后者与土层中铁的含量有关,可以认为铁是比较活性的,在剖面中有从上向下移动的趋势。在剖面 34 中 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 有着较明显的生物积聚现象,其它元素在表土 10 厘米深度内也有所累积。某些热带树种树叶的分析资料也指出了土壤中某些元素的生物积聚的可能性^[7,9]。

总之,从土壤的全量分析来看,这两种土壤的风化度和淋溶度之间存在着明显的不一致性。因此,自然产生一个问题——土体 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 比率能否作为确定热带土壤风化度和富铝化度的可靠指标?下面我们分析土壤粘粒部分的化学组成(表 4)来阐明这个问题。

表 4 热带土壤粘粒(<0.001 毫米)部分的全量化学组成
(%占烧灼干土重)

剖面 号	采样深度 (厘米)	SiO_2	R_2O_3	Fe_2O_3	Al_2O_3	CaO	MgO	K_2O	Na_2O	总量	分 子 率		
											SiO_2	SiO_2	SiO_2
											R_2O_3	Al_2O_3	Fe_2O_3
1	3—10	43.11	56.05	12.68	43.37	0.47	0.55	1.01	0.09	101.28	1.43	1.70	9.04
	30—40	43.59	56.12	13.24	42.88	0.45	0.45	0.89	0.10	101.50	1.44	1.73	8.75
	240—260	43.35	56.21	12.80	43.41	0.47	0.48	0.84	0.09	101.44	1.43	1.70	9.01
34	0—10	45.33	51.08	13.12	37.96	0.54	1.14	2.85*	0.19	101.13	1.66	2.03	9.19
	20—30	45.31	48.84	11.92	36.92	0.38	1.02	2.87*	0.24	98.66	1.73	2.08	10.11
	60—70	45.28	48.63	11.09	36.54	0.57	1.12	3.47*	0.25	99.32	1.76	2.10	10.89
	150—160	45.82	48.47	10.85	37.62	0.38	1.16	2.60*	0.26	98.69	1.75	2.07	11.27

* 分析数值偏高。

3. 粘粒部分的全量组成: 从表 4 的资料可以看到,湿润热带森林土壤(剖面 1)粘粒部分中 SiO_2 的含量较热带干草原土壤(剖面 34)为小, Fe_2O_3 、 Al_2O_3 的含量则较高;此外, CaO 、 MgO 和 Na_2O 的含量也较低。这说明,与热带干草原土壤相比,湿润热带森林土壤的矿物部分有着较高的风化度,并遭受着很大的分解和淋洗作用。剖面 34 的 K_2O 的测定结果可能偏高,但大致也反映了同样的趋势。

4. 粘土矿物组成: 按粘土矿物组成来说(图 1 的 a, b),剖面 34 与剖面 1 可能并没有

表 5 热带土壤中活性 SiO_2 、 Al_2O_3 、 Fe_2O_3 的含量(毫克/100 克绝对干土重)

剖面 号	植 被 和 海拔高度	采样深度 (厘米)	pH (H_2O)	SiO_2	Fe_2O_3	Al_2O_3
1	林下生有蕨类植物的热带常绿林,海拔高 760 米	3—10	4.9	891	1667	6446
		15—25	4.9	938	1220	7252
		30—40	4.9	533	1388	7037
		246—260	5.7	882	2298	7622
		260—280	5.2	1177	3311	7462
34	热带干草原,海拔高 280 米	0—10	6.0	1965	143	12093
		20—30	6.3	1770	168	10794
		60—70	7.3	2125	183	10832
		150—160	7.3	2065	221	11986

很大的差异,仅是在高岭类粘土矿物的数量上后者较前者多。

总之,土壤全量组成和矿物组成的分析资料并不能确定这些土壤形成过程的差异,而仅能指出这两类土壤矿物部分风化度上的不同。

5. 活性 Fe_2O_3 、 Al_2O_3 、 SiO_2 含量: 表 5 分析结果指出,在湿润热带森林土壤中(剖面 1)活性 Fe_2O_3 的含量要比干草原土壤(剖面 34)大许多倍,在前一种土壤中,活性 Fe_2O_3 的含量为其全量的 19—20%,而后者则仅为 1—2%。此外,在剖面 1 土壤中活性 SiO_2 和 Fe_2O_3 的含量有随深度而增加的趋势。在剖面 34 土壤中,相反的,在上层 10 厘米深度中活性 Al_2O_3 则有所累积。可以认为,后一种土壤的干旱和高温的环境是造成这种差异的主要原因。有关土壤中铁的性质的这些资料与这方面已有的文献资料是相一致的^[11]。

SiO_2 活性的增加直接与 pH 值(见表 6)有关,土壤的 pH 值愈高,活性 SiO_2 的含量愈大。这样,按活性 SiO_2 、 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的含量和剖面分布来看,土壤之间的差异比上面所研究的一些指标要明显得多。

6. 交换性阳离子组成: 表 6 同样指出了两种土壤之间的明显差异。湿润热带森林土壤的阳离子交换量很低。在交换性阳离子中以 Al 占优势。热带干草原土壤则为 Ca、Mg 所饱和而缺乏交换性 H 和 Al,这与土壤的 pH 值和 Ca、Mg 的全量结果等相一致,它们的数量比前一类土壤高。由此可见,并不是在任何时候和在任何条件下,富铝化作用都将导致交换性 Ca、Mg 为 Al 所代替这一过程。因此,富铝化作用的程度不可能是同一类土壤的可靠的发生学指标;它仅能作为在热带或亚热带环境下土壤矿物部分总的变化方向的标志。在同一富铝化度的基础上可能发展着不同的土壤形成过程而导致形成根本不同的土类。

(二) 垂直分布区的亚热带土壤

同样地,我们研究了垂直分布带的三个土壤剖面,它们分别分布于如下的不同高度:(1)剖面 35,海拔 1,340 米;(2)剖面 18,海拔 1,790 米;(3)剖面 30,海拔 2,200 米。

1. 机械组成:如表 7 资料所示,土壤的机械组成随着土壤分布高度的不同而有很大的

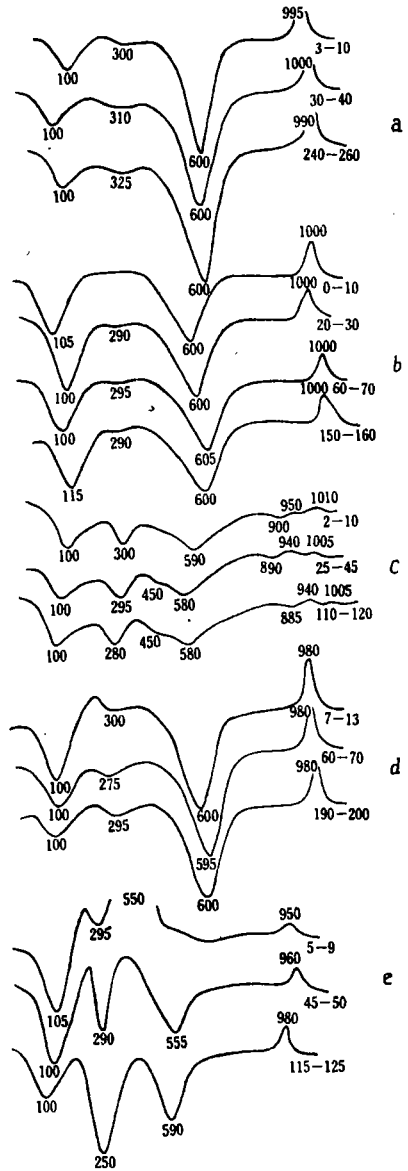


图 1 土壤粘粒部分的差热曲线

- a. 湿润热带森林植被下的土壤;
- b. 热带干草原植被下的土壤;
- c. 亚热带次生草本植被下的土壤;
- d. 湿润亚热带常绿林植被下的土壤,海拔高 1,790 米;
- e. 湿润亚热带常绿林植被下的土壤,海拔高 2,200 米。曲线右侧数字——取样深度(厘米)

差异,粘粒的含量(< 0.001 毫米)随着高度的增加而急剧下降,看来,这除了母质的影响以外,还直接与气候条件的影响有关。

粘粒移动的某种迹象仅见于剖面 18 中。在 2,200 米高度的土壤中(剖面 30),随着深度的增加, < 0.001 毫米粒级的含量显著地下降,这说明了风化度的降低。在剖面 35 中,2—10 厘米土层中粘粒(< 0.001 毫米)含量很低,这与该层有大量铁结核的形成有关。B. M. Фридланд^[12] 在研究越南北部土壤时就曾指出过类似的土壤机械组成的变化。

2. 土壤的全量组成:表 8 十分明显地反映了分布于不同高度的土壤彼此间的差异,这首先表现在吸湿水量和烧灼失重上,以及它们在剖面中的分布方面,它们随着土壤分布高度的上升而增加。显然,这在一定程度上与腐殖质的累积和无机化合物的水化度有关。

在土壤形成过程最为强烈的层次中可以看到, SiO_2 的含量随着土壤分布高度的上升而增加。这在海拔 2,200 米高度的土壤中(剖面 30)反映得特别明显,在上部 30 厘米土层

表 6 热带土壤的代换性阳离子组成(按 Гедройц 方法, 0.05N HCl)

剖面 号碼	采样深度 (厘米)	毫克当量/100 克干土重					占阳离子代换总量%				pH (H_2O)
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺	Al ⁺⁺⁺	总 量	Ca	Mg	H	Al	
1	1—3	1.40	0.80	0.20	2.53	4.93	28.39	16.23	4.06	51.32	5.0
	3—10	0.82	0.30	0.25	2.57	3.94	20.81	7.61	6.35	65.23	4.9
	15—25	0.35	0.30	0.17	3.41	4.23	8.27	7.09	4.02	30.61	4.9
	30—40	0.47	0.20	0.25	2.84	3.76	12.50	5.32	6.65	75.53	4.9
	50—60	0.47	0.10	—	—	—	—	—	—	—	5.0
	80—90	0.35	0.20	0.17	3.01	3.73	9.38	5.36	4.56	80.70	5.0
	110—120	0.35	0.10	0.20	2.01	2.67	13.11	3.75	7.49	75.66	5.3
34	0—10	19.56	2.81	沒有	沒有	22.37	87.43	12.56	—	—	6.0
	20—30	19.98	2.35	”	”	22.33	89.47	10.52	—	—	6.3
	35—45	15.77	2.07	”	”	17.84	88.39	11.60	—	—	6.7
	60—70	15.74	1.51	”	”	17.25	91.24	8.75	—	—	7.3
	110—120	15.27	1.08	”	”	16.35	93.45	6.61	—	—	7.3

中 SiO_2 的含量达 56—60%, 而在下部的土壤中仅为 47—49%。可以指出, 这种现象不仅与母岩的不同风化度有关, 而且也与 SiO_2 量的相对增加有关; 后者主要是由于 Fe、Al 化合物的被淋失所致。

剖面 35 上面 25 厘米土层中由于大量铁结核的形成, 因而 Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的含量较低。

最后, CaO 、 MgO 的含量也随着土壤分布高度的上升而增加。这说明土壤矿物部分的风化度随着土壤分布高度的增加而降低。

3. 粘粒部分的全量组成: 表 9 指出, 与土壤全量组成的变化趋势相反, Al_2O_3 和 Fe_2O_3 的含量随着土壤分布高度的上升而增加, 而 SiO_2 的含量则降低。这种差别的形成主要是由于随高度的上升和高龄化作用降低以及在粘粒中存在着另一种类型化合物的缘故。因此, 这些土壤粘粒部分的 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 的比值低于热带土壤; 同时它们随着高度增加而变小, CaO 和 MgO 的含量则比热带土壤高。由此可见, 对这些土壤来说, 更不可能用 $\text{SiO}_2:\text{R}_2\text{O}_3$ 的比率来判断土壤的富铝化度。

表 7 不同高度的亚热带土壤机械组成的差异(%占绝对干土重)

剖面 号码	植 被 与 海拔高度	采样深度 (厘米)	土壤 比重	吸湿水 (%)	粒 级 含 量						
					1— 0.25	0.25— 0.05	0.05— 0.01	0.01— 0.005	0.005— 0.001	<0.001	<0.01毫 米粒级的 总量
35	草本植被, 海拔高 1,340 米	2—10	2.60	2.86	7.28	10.14	20.04	9.71	23.00	29.62	62.33
		35—45	2.60	2.66	3.54	3.93	13.65	9.40	16.43	53.05	78.88
		70—80	2.60	2.66	2.08	6.02	14.46	18.68	5.34	53.42	77.44
		110—120	2.60	2.60	1.80	7.51	8.33	8.78	18.67	54.85	82.30
18	湿润亚热带 常绿林, 海 拔高 1,790 米	7—13	2.55	4.13	34.10	11.28	12.87	1.46	13.47	26.03	40.96
		20—30	2.60	3.99	32.17	12.91	7.10	6.12	14.35	26.79	47.26
		40—50	2.65	2.25	33.22	10.16	8.22	3.19	11.57	33.22	47.98
		90—100	2.75	1.81	28.49	7.01	16.94	6.07	12.34	29.14	47.55
		120—130	2.70	1.53	35.07	16.46	15.23	5.85	11.17	15.96	32.98
30	林下生有苦 藤和竹子成 片的湿润亚 热带常绿 林, 海拔高 2,200 米	5—9	2.50	1.62	9.72	53.71	13.25	2.36	4.47	10.57	17.40
		10—18	2.50	5.16	8.43	40.17	29.28	6.39	3.41	11.19	20.99
		20—30	2.50	5.17	8.73	31.63	31.34	13.34	6.27	7.91	27.52
		80—90	2.50	3.03	4.89	31.76	46.82	5.27	5.07	5.61	15.95
		115—125	2.50	2.71	9.37	31.45	35.00	7.23	11.34	5.09	23.66

表 8 垂直亚热带地区土壤的全量化学组成*(%占烧灼干土重)

剖面 号码	植 被 和 海拔高度	采样深度 (厘米)	吸湿 水 %	烧灼 失重 %	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	P ₂ O ₅	MnO	分子比率		
													SiO ₂	SiO ₂	SiO ₂
													R ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃
35	草本植被 (次生), 海拔高 1,340 米	2—10	3.09	10.43	57.37	33.74	12.67	21.07	1.67	1.40	0.17	0.10	3.34	4.62	12.05
		15—25	3.06	9.17	52.88	37.38	12.67	24.71	1.86	1.34	0.15	0.10	2.74	3.63	11.10
		70—80	2.97	7.93	48.33	42.79	14.54	28.25	1.62	1.36	0.15	0.07	2.18	2.90	8.84
		110—120	3.44	8.43	47.47	44.40	14.18	30.22	1.57	1.55	0.12	0.11	2.05	2.67	8.90
18	湿润亚热带 常绿林, 海 拔高 1,790 米	0—5	4.91	30.32	58.66	36.25	10.46	25.79	1.61	0.60	0.24	痕迹	3.07	3.86	14.91
		7—13	5.06	21.48	55.26	40.20	10.66	29.54	1.18	0.15	0.27	”	2.58	3.17	13.78
		20—30	4.37	18.95	53.14	42.83	11.18	31.65	1.06	0.24	0.20	”	2.33	2.85	12.64
		40—50	2.87	11.37	51.38	43.92	11.58	32.34	1.10	0.43	0.15	”	2.19	2.70	11.80
		90—100	2.22	9.44	53.69	42.31	11.69	30.62	1.14	0.17	0.15	”	2.39	2.98	12.21
		120—130	1.71	9.04	52.78	41.86	11.75	30.11	0.84	0.29	0.16	”	2.33	2.97	11.94
30	林下生有苦 藤和竹子成 片的湿润亚 热带常绿 林, 海拔高 2,200 米	190—200	1.78	8.70	53.05	41.82	11.71	30.11	1.05	0.17	0.19	”	2.39	2.99	12.20
		0—3	10.49	90.28	33.67	27.54	3.79	21.75	15.91	4.36	1.93	0.49	2.36	2.63	23.65
		5—9	6.79	36.63	60.43	30.30	8.35	21.95	2.77	0.51	0.52	痕迹	3.76	4.67	19.24
		10—18	5.78	24.64	58.06	34.11	12.57	21.54	4.25	0.80	0.56	”	3.33	4.58	12.28
		20—30	5.76	22.30	56.76	35.51	15.02	20.49	3.61	1.30	0.51	”	3.20	4.70	10.04
80—90	2.94	8.09	47.05	36.70	20.01	16.69	6.49	8.42	0.14	0.06	”	2.71	4.79	6.25	
115—125	3.10	9.98	49.62	38.05	11.69	26.36	2.52	3.87	0.21	0.06	”	2.49	3.19	11.29	

* 文献[17]中引用的数值抄误, 此处均作更正。

4. 粘土矿物组成: 上面所说的这些差异在粘土矿物的组成中(图 1 的 c, d, e) 也得到了证实。在剖面 30 中具有水化云母类的矿物。此外, Fe、Al 的三氧化矿物(三水铝矿和针铁矿)的含量比热带土壤高, 同时还可能有少量的蒙脱类的混合物存在。在剖面 18

中,高岭类的矿物占优势,但其含量少于热带森林土壤(剖面1),而 Fe、Al 三氧化物的矿物含量则大于热带森林土壤。剖面35中粘土矿物组成不同于其他土壤,在这类土壤中高岭类矿物的含量很少,而含铁矿物则增多。

表9 垂直地区亚热带土壤粘粒部分的全量化学组成
(%占烧灼绝对干土重)

剖面 号码	采样深度 (厘米)	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	总量	分子率		
											$\frac{SiO_2}{R_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$	$\frac{SiO_2}{Fe_2O_3}$
35	2—10	44.43	50.11	12.17	37.94	1.03	0.81	3.88	0.11	100.37	1.65	1.99	9.71
	25—45	39.97	54.37	17.87	36.50	0.58	0.30	4.43	0.09	99.74	1.42	1.86	5.95
	110—120	38.80	52.52	17.79	34.73	0.76	2.85	4.68	0.10	99.71	1.43	1.86	5.80
18	7—13	40.59	57.50	16.06	41.44	0.78	0.64	1.25	0.05	100.81	1.33	1.66	6.72
	60—70	38.30	59.28	19.42	39.86	0.41	0.33	1.00	0.05	99.37	1.24	1.63	5.24
	190—200	38.41	59.11	20.37	38.74	0.57	0.89	—	—	98.98	1.26	1.68	5.01
30	5—9	31.79	61.98	18.81	43.17	0.94	2.62	1.38	痕迹	98.71	0.98	1.25	4.49
	45—50	28.14	68.07	21.67	46.40	1.02	2.06	1.01	0.05	100.35	0.79	1.03	3.45
	115—125	29.98	68.09	12.47	55.62	0.69	0.77	0.70	痕迹	100.23	0.80	0.92	6.39

因此,热带和亚热带土壤粘土矿物组成上的主要差异仅是在于量上的不同;热带土壤中高岭类的矿物较多,亚热带土壤中则铁质型矿物较多。

5. 活性 SiO₂、Fe₂O₃、Al₂O₃ 含量:表10指出,在有着类似成土条件的土壤中(剖面18和30),活性 Fe₂O₃ 的含量随着土壤分布高度的增加而增加,同时,Fe₂O₃ 的再分布现象和向下淋溶作用亦显得更为明显。类似的情况亦反映在活性 Al₂O₃ 的含量和分布方面。

表10 活性 SiO₂、Al₂O₃、Fe₂O₃ 的含量(毫克/100克干土重)

剖面号码	植被和海拔高度	采样深度 (厘米)	pH (H ₂ O)	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃
35	草本植被,海拔 高1,340米	2—10	6.8	825	203	13466
		15—25	6.5	481	254	15919
		35—45	6.3	1212	385	16273
		70—80	6.0	724	352	18005
		110—120	5.6	905	308	15405
18	湿润亚热带常绿 林,海拔高1,790 米	7—13	4.4	671	2019	5095
		20—30	4.4	604	2243	5719
		40—50	4.7	903	2778	7102
		60—70	5.0	353	3168	7756
		120—130	5.1	526	3075	6768
		190—200	—	348	3025	6771
30	林下生有苔藓和 竹子成片的亚热 带常绿林,海拔 高2,200米	5—9	4.5	—	—	—
		10—18	4.4	—	1883	7323
		20—30	4.4	908	1901	8685
		40—50	4.6	282	3568	8636
		80—90	5.0	1044	3443	4328
		115—125	5.2	1113	2183	5056

剖面 35 土壤较为特殊,它和热带干草原土壤一样,活性 Fe_2O_3 的含量很少,而活性 Al_2O_3 的含量则高于所有其他的土壤。

这些资料证明,在湿润亚热带森林土壤中鉄的含量和活性都大于热带土壤,而活性 Al_2O_3 的含量则差异不大。这些差异主要决定于土壤形成的生物气候条件。

6. 交换性阳离子组成: 从交换性阳离子的含量(表 11) 来看,同样可把这些土壤划分为两类:第一类为 Ca、Mg 所饱和的草本植被下的土壤(剖面 35); 第二类为湿润亚热带森林土壤(剖面 18 和 30),它们的特点是:在交换性阳离子的组成中交换性 Ca、Mg 占优势。这个特征虽不那么突出,但毕竟说明它们与热带森林土壤之间的差异。

表 11 垂直亚热带地区土壤的代换性阳离子组成

剖面 号碼	采样深度 (厘米)	毫克当量/100 克干土重					占代换性阳离子总量%				pH (H ₂ O)
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	H ⁺	Al ⁺⁺⁺	总 量	Ca	Mg	H	Al	
35	2—10	8.34	1.27	没有	没有	9.61	86.78	13.21	—	—	6.8
	15—25	6.20	1.26	”	”	7.46	83.10	16.89	—	—	6.5
	35—45	4.16	0.90	”	”	5.06	82.21	17.78	—	—	6.3
	70—80	1.74	0.64	”	”	2.38	73.10	26.89	—	—	6.0
	110—120	4.28	0.64	—	—	—	—	—	—	—	5.6
18	0—5	5.93	0.41	0.43	3.38	10.15	58.41	4.04	4.24	33.20	4.5
	7—13	1.65	0.61	0.17	2.75	4.58	36.03	13.32	3.71	60.04	4.4
	20—30	1.19	0.30	0.17	2.29	3.95	30.13	7.59	4.30	57.97	4.4
	40—50	0.82	0.30	0.14	1.40	2.66	30.83	11.28	5.26	52.63	4.7
	60—70	0.69	0.20	0.08	0.75	1.72	40.12	11.63	4.65	43.61	5.0
	120—130	0.69	0.20	0.11	0.17	1.17	58.97	17.09	9.40	14.53	5.1
30	5—9	5.49	0.99	0.42	3.99	10.89	50.41	9.09	3.86	36.64	4.5
	10—18	1.67	0.46	0.35	3.62	6.10	27.38	7.54	5.74	59.34	4.4
	20—30	1.54	0.29	0.35	2.61	4.79	32.15	6.05	7.31	54.49	4.4
	45—50	1.05	0.47	—	—	—	—	—	—	—	4.6
	80—90	1.04	0.45	0.06	1.19	2.74	37.96	16.42	2.19	43.43	5.0
	115—125	0.93	0.45	0.06	1.47	2.91	31.96	15.46	2.06	50.52	5.2

总括上述,我们认为可以把研究地区的土壤划分为富铝化作用较强的热带土壤和富铝化作用较弱的(相对地)亚热带土壤,前者为典型富铝化的,而后者则为鉄铝质化的土壤。在这方面我们的结论与 B. M. Фридланд 的看法有所不同。他认为,在越南热带地区海拔 2,000 米以下的所有土壤都有着相同的风化特性和土壤形成过程^[13]。但是从我们的这些资料以及在 1,000—2,000 米高度地区所种植的亚热带作物来看(尤其是茶树),都必需把这些土壤划分为热带和亚热带的两类。比较我们所得的以及其他一些土壤学家所得的亚热带土壤的一些资料^[14,15],在一定程度上也证实了这点,他们的资料并没有反映出与我们所研究的土壤有很大的区别。

四、結 論

我们所研究的五个较为典型的热带和亚热带土壤剖面,按其全量化学组成和粘土矿物的组成来看,它们之间没有本质上的差异。比较明显的差异反映在活性 SiO_2 、 Fe_2O_3 和

Al_2O_3 的含量以及交换性阳离子的组成方面。根据土壤无机部分的研究资料可以确定在这些土壤之间有着如下的差异:

1. 在海拔 800—900 米以下(热带地区)森林植被下的土壤是较强富铝化的。粘土矿物以高岭类矿物为主。土壤的酸度较高,交换性阳离子总量很低,其中以交换性 Al 占优势。

2. 在海拔 1,000 米以上(亚热带地区)森林植被下的土壤,富铝化度较小(与热带土壤相比)。高岭类的粘土矿物亦较少,而含铁的粘土矿物则增多。活性 Fe 的含量较高,并在剖面中有移动现象。交换性阳离子总量很高,其中 Ca 和 Mg 的含量大于 H 和 Al 的含量,交换性 H 的量与热带土壤相比有所提高。

3. 干草原植被下(热带和亚热带的)的土壤,其富铝化程度虽然接近于森林植被下的土壤,但仍呈中性反应,缺乏交换性 H 和 Al,且交换性阳离子总量较高。在这些土壤中,活性 Fe 的含量很少;在亚热带条件下活性 Fe 有向下淋洗的趋势。

4. 湿润热带森林土壤中活性 Fe 的含量比热带干草原土壤大许多倍,在第一种土壤中活性 Fe 的含量为其全量的 19—20%,而在后一种土壤中则仅为 1—2%。土壤活性 Fe、Al 含量和分布上的差异直接取决于生物气候条件和土壤溶液的反应。

参 考 文 献

- [1] 刘海蓬: 1950. 福建省土壤剖面中之聚铁层。中国土壤学会会志, 1 卷 1 期。
- [2] 黄瑞采: 1953. 关于华南土壤发育和分布规律的認識。土壤学报, 2 卷 3 期。
- [3] 张效年、李庆远: 1958. 华南土壤的粘土矿物组成。土壤学报, 6 卷 3 期。
- [4] Полюнов, Б. Б.: 1944. Красноземная кора выветривания и ее почвы. Почвоведение, № 1.
- [5] Герасимов, И. П. и Ма Юн-чжи: 1958. Генетические типы почв на территории Китайской Народной Республики и их географическое распространение. Изд. АН СССР.
- [6] Сабашвили, М. Н.: 1954. Субтропические красноземы СССР. Доклад на V Международ. Конгресс-почвоведов.
- [7] Зонн, С. В.: 1959. Развитие почв на красноцветной коре выветривания. Серия биологическая, № 5.
- [8] Зонн, С. В. и Ли Чен-куэй: 1958. Некоторые вопросы генезиса и классификации тропических почв Китая. Почвоведение, № 9.
- [9] Зонн, С. В. и Ли Чен-куэй: 1960. К характеристике энергетики биологических процессов в тропических лесных почвах. Почвоведение, № 12.
- [10] Ту Мен-чжао: 1961. О гумусе и его роли в генезисе некоторых тропических и субтропических почв Китая. Почвоведение, № 12.
- [11] Денисов, И. А.: 1961. Латериты и латеритные почвы Центральной Африки на примере национального парка Гарамбы. Диссертация на соискание ученой степени кандидата с-х. наук СССР.
- [12] Фридланд, В. М.: 1959. Вертикальная зональность почв в Северном Вьетнаме. Почвоведение, № 11.
- [13] Фридланд, В. М.: 1961. О латеритах Северного Вьетнама. Почвоведение, № 12.
- [14] 陈家坊: 1953. 福建北部高山区黄壤的化学性质。土壤学报, 2 卷 3 期。
- [15] 黄瑞采、戴朱恒等: 1957. 庐山地区土壤的特征。土壤学报, 5 卷 2 期。

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕНЕЗИСА НЕКОТОРЫХ ПОЧВ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРОВИНЦИИ ЮНЬНАНЬ

Ту Мен-чжао

(Ботанический институт Южного Китая АН КНР)

(Резюме)

Работа посвящена изучению пяти более типичных почв тропического пояса юго-западной части провинции Юньнань. При проведении работы автор ограничился сравнительным и взаимосвязанным изучением минеральной и органической частей почв, чтобы выявить значение каждой из них в формировании почв, под различной растительностью в наиболее типичных для данных областей климатах, и с их изменениями с высотой.

В настоящей статье автор по данным минеральной части почв рассматривал некоторые характеристики генезиса изученных почв и пришёл к выводу, что по валовому химическому составу почв и илистой фракции, выделенной из них, а также по минералогическим данным не показали принципиальных различий. Более четкие различия между ними наблюдаются в содержании подвижных SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 и составе обменных катионов.

Результаты исследований позволили установить следующие различия между изученными почвами:

1. До высоты 800—900 м над у. м. (в пределах тропического пояса) почвы под лесной растительностью более аллитизированны. Содержатся в них глинистые минералы преимущественно каолиновой группы. Почвы относительно более кислые, с низкой суммой обменных катионов и преобладанием в их составе обменного Al и рядом других свойств.

2. На высотах более 1000 м над у. м. (в пределах вертикально-субтропического пояса) почвы под лесами менее аллитизированны по сравнению с почвами под тропическими лесами. Содержание минералов каолиновой группы в них меньше, а железосодержащих глинистых минералов больше. Почвы характерны более высоким содержанием подвижных соединений железа с перераспределением их по профилю. Сумма обменных катионов в них большая и в их составе Ca и Mg несколько преобладают над H и Al. Содержание обменного H, по сравнению с тропическими почвами, повышается.

3. Под саванной растительностью как первичной (тропический пояс), так и вторичной (субтропический), несмотря на аллитизированность, близкую к таковой в почвах под лесной растительностью, почвы характеризуются нейтральной реакцией, более высокой суммой обменных катионов и отсутствием обменных H и Al. В них содержится наименьшее количество подвижного Fe и относительно большее количество подвижного Al.

4. В почве влажнотропического леса подвижных соединений Fe_2O_3 во много раз больше, чем в почве саванны. Если по отношению к валовому количеству Fe_2O_3 в первой почве содержание подвижных соединений его достигает 19—20%, то во второй почве только 1—2%.

Различия в содержании и распределении подвижных Fe, Al находятся в прямой зависимости от биоклиматических условий и реакции почвенных растворов.