

# 中国西南部热带和亚热带地区土壤形成 和垂直地带分布的某些规律

C. B. 佐 恩

在 1957 年和 1958 年, 我同中国科学院土壤研究所的土壤工作组在云南省西南部进行了土壤调查。这次调查的任务是: 第一, 研究主要的亚热带和热带土壤; 第二, 对研究热带雨林下土壤过程动态的基点工作予以组织上和方法上的指导。

1957 年进行调查的第一次成果, 已发表于我和李庆逵合写的论文中(见“Почвоведение”1958 年第 9 期, 中国热带土壤发生与分类的一些问题)<sup>1)</sup>。文中的基本论点和结论, 已为 1958 年的研究所证实。此外, 在研究过程中又发现了土壤形成作用的一些新的方面和特点, 这些特点系受气候条件的垂直变化、成土母岩的组成、植被及其由于砍伐和火灾所引起的更替的影响而形成。现将这些研究结果的一部分阐述于下。

中国西南部云南省境内是一个是强度割切的山区。由昆明到红河河谷这一部分属于云贵高原。平均海拔 2,000 米, 相对高度的差异达到 1,000 米以上, 这就决定了这一地区的地形割切非常强烈。高原主要由石灰岩组成, 喀斯特化过程发育强烈, 有的地方具有极其特殊的奇异的石筍和石林。形成这种景观的原因尚不清楚。仅仅可以指明一点, 即在很高的高地(在陡峭的石灰岩高地中, 还有砾石)上过去残留下来的冲积水流对这种地形的形成起过重要的作用。

红河以南是哀牢山脉, 分布有花岗岩、片麻岩和其他火成岩。山的高度达 3,500 米。在哀牢山脉与国界之间是中山区, 自然条件的垂直变化很明显。这种明显的垂直变化, 也是云贵高原的特征。但是, 哀牢山脉与国界之间的中山区与云贵高原不同, 由于大面积分布的母岩比较一致(石灰岩)因而使自然条件的垂直更替界线变得模糊, 同时人类对植被和土壤的极其强烈的影响也大大促使这种界线变得模糊。因此, 就需要努力来恢复原来的自然景观, 并阐明其垂直地带更替的规律性。从许多事实表明, 红河宽谷及其附近地区显然是热带稀树干草原景观, 海拔 1,300—2,000 米之间为干湿交替的亚热带景观, 海拔 2,000 米以上为温带森林景观。海拔 2,500 米以上, 草本植被代替了森林, 看来是稀树干草甸景观(参看图 1)。但我们并未登上 2,500 米以上的高度, 所以上面的植被和土壤情况仅仅是推测而得知。

哀牢山脉是一个天然的屏障, 它阻挡着印度洋季风所带的潮湿空气流向北方。因此, 哀牢山脉以南潮湿常绿雨林或落叶林的热带和亚热带景观分布极广。在这些地区, 没有原生稀树干草原景观, 大部分是由于砍伐森林或森林火灾以后形成的次生草甸稀树干草原景观<sup>2)</sup>。

1) 译文见土壤学报 1958 年 6 卷 3 期。

2) 据吴征镒教授所作的植物学研究确定。

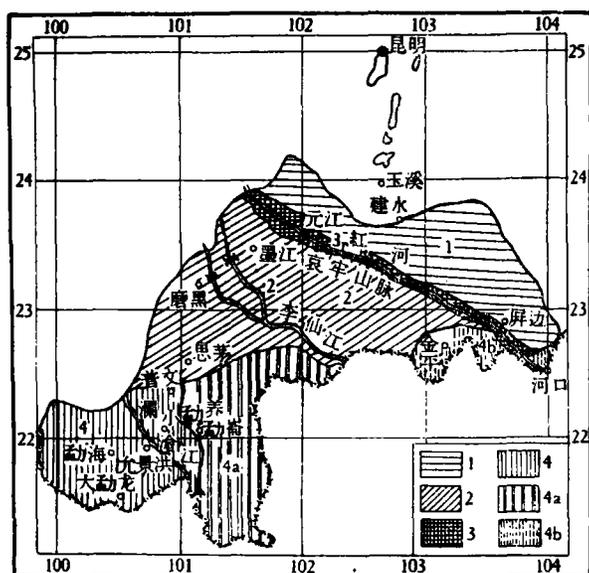


图1 云南南部土壤区域概图(1:500,000; 1959年编制)

说明: 亚热带相对干燥地区: 1——红壤; 森林黄棕壤; 红褐色土和褐色稀树干草原土。  
 亚热带较湿润地区: 2——轻度灰化的红壤; 黄壤; 次生红壤。  
 热带稀树干草原地区: 3——红色石灰土(terra rossa)类型的红褐色土; 草甸——稀树干草原红褐色土; 次生红褐色土。  
 热带湿润地区: 4——热带黄壤和亚热带(暗色)草甸-沼澤黄壤, 发育在砖红壤风化壳(残积的)上的红壤和发育在花岗岩片麻岩上的现代红壤性土; 4a——黄壤, 发育在石灰岩残积物上的次生饱和黄壤和片岩残积物上的草甸黄壤; 4b——红壤, 古代砖红壤风化壳(热带和亚热带)上的黄壤和现代品质岩残积物上的黄壤。

干草原、松林和亚热带常绿林。

在这一地区稀树干草原的成因还不明瞭。是由于森林砍伐呢还是由于石灰岩地区严重漏水(这些地区喀斯特地形很普遍)引起土壤干旱呢, 还需要进一步仔细研究。尽管气

哀牢山脉北面的常雨阴坡, 显然是相当干燥的地区, 这一点由位于红河河谷最宽处中心的元江站的气候资料可以证明(见表1)。元江的年平均降雨量最低, 尤其明显的是在干季八个月之内降雨只有226毫米, 而每年的蒸发量却达到2,000毫米以上。在这一带地区, 年平均气温和绝对最高气温很高。5月份最高温达到42℃, 12月最低温度只降低到5.2℃。这一带地区发育着是最干燥的热带稀树干草原。

红河河谷以北的气候不太热也不太干燥。玉溪站的气候资料表明, 该地降雨量稍高而气温和蒸发量已降低。最高温度34.4℃(5月), 最低温度2.6℃(1月)。在此条件下, 景观为混有落叶树种的稀树干草原和松林景观。再往北去, 海拔高度更高, 则已属于云贵高原的亚热带湿润温凉气候。该地区年平均降水量达到1,100—1,400毫米之多, 年平均温度降低至15.7℃。最高温度不超过33℃, 最低温度低达-5.7℃。该区的自然植被为稀树

表1 云南西南部气候资料

地点	海拔高度(米)	降雨量(毫米)			蒸发量(毫米)			年平均相对湿度(%)	平均温度(℃)		
		6—9月	10—5月	全年	6—9月	10—5月	全年		6—9月	10—5月	全年
昆明	1,958	785.9	304.3	1,090.2	534	1,043	1,577	—	22.0	13.8	15.7
玉溪	約1,700	578.7	284.7	867.8	611	1,294	1,905	—	21.9	15.7	17.3
元江	約800	547.8	226.8	774.6	889	1,128	2,017	65	27.7	22.5	24.3
思茅	1,390	1058.5	283.2	1,341.7	463	1,018	1,481	82	21.7	16.3	18.1
允景洪	533	659.9	342.4	999.3	473	990	1,463	85	24.8	20.1	21.7
勐海	約800	947.7	484.9	1,432.6	—	—	—	—	22.1	18.9	20.0
南糯山	1,402.6	986.5	468.4	1,454.9	424	991	1,415	75	21.0	18.0	18.9

候条件不同,但整个云贵高原以南到哀牢山系之间的地区都普遍地显得相当干燥,这也影响到该地区土壤的发育。

在哀牢山系以南,正如表 1 中思茅、允景洪、勐海、南糯山等地的资料所表明,气候比较湿润,除了思茅干季温度较低外,其他大部地区全年都很温暖,最高温度为 33—38.8°C,最低温由 5.4°C(允景洪)至 -3.4°C(思茅)。

这几个地方的资料也同样表明了气候条件随着海拔高度的不同而显著变化:由热带季风气候(允景洪、勐海)变成了类似亚热带的气候(思茅、南糯山)。在这一带地区,海拔 500—800 米(允景洪)之间的空气湿度较亚热带干燥地区(元江)要高得多。在同一海拔高度上,热带地区与亚热带地区比较,前者的湿度较大而蒸发量较低。

热带景观的最高界线所达到的高度不超过 800 米,勐海位于热带景观与亚热带景观的过渡地区。海拔 800 米至 1,800—2,000 米之间是季风亚热带景观,再上就过渡到较温和的气候,为森林景观。

上述的依海拔高度为转移的气候分布规律,表明了在中国西南部热带条件并非连续成片地呈带状分布,而是呈局部的“舌状”分布,分布于河谷地区及河谷沿岸海拔 800 米以下的山坡地区。海拔 800 米以上的大部地区则表现为亚热带景观。

土壤垂直分布的基本规律是与上述景观的更替概念相适应的(见图 2)。从图中可以看出:在非碳酸盐母岩残积物上,干燥地区与湿润地区、热带地区与亚热带地区土壤的垂直更替有着重要的差异。其中只有一种土壤是共同都有的,即黄壤,无论在现代红色风化壳上或在古代砖红壤化风化壳上,在常绿林植被之下,都有黄壤发育。在热带条件下(剖面 B),古代砖红壤化风化壳有很大面积,而在较北的亚热带地区就很少见,只有在较陡的

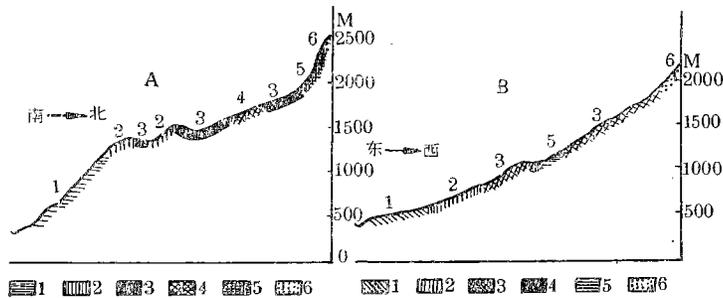


图 2 土壤垂直地带分布图式

剖面A——亚热带相对干燥地区: 1——红褐色土,热带稀树干草原; 2——轻度灰化红壤,松林和亚热带常绿林; 3——(亚热带)暗色黄壤,松林和亚热带常绿林; 4——红色石灰土(terra rossa)型的薄层红褐色土,亚热带稀树干草原; 5——黄棕壤,针阔叶混交林; 6——高山暗色(?)草甸-草原土,高山草甸草原。

剖面B——热带湿润地区: 1——古代砖红壤性风化壳上的黄壤和红壤,热带常绿林; 2——现代花岗岩赤色风化壳上的黄壤和红壤,热带常绿林; 3——花岗岩现代风化壳上的亚热带暗色黄壤,亚热带常绿林; 4——草甸-沼泽泥炭-腐殖质土,草甸-沼泽植物; 5——(森林破坏后的)次生红壤,次生草甸草原; 6——黄棕壤,常绿林和落叶林。

南坡和干谷中才间或可以看到古代砖红壤化风化壳。其上发育着由红褐色土到次生(森林破坏后)红壤的各种不同的土壤。应当指出:热带地区在森林消失后,在排水好的地方,由于铁化合物脱水引起土壤呈红色的结果,黄壤可以演化成为次生红壤。无林地段上土

壤中有机物质的累积减少也促进了这样一种演化过程。

在排水不良的地段上,森林消失以后,在雨季期间,土壤表层 20—30 厘米会呈现暂时的积水现象。土层中具有明显的斑纹状的潜育层,铁向下移动而成铁结核和豆状结核。这表明了热带地区,也如同在北方地区一样,森林砍伐以后,将引起暂时的土壤表层沼泽化,并形成次生的草甸-稀树草原土壤。但是,随着天然森林植被或竹林的迅速发育,这种土壤可以很快地转向黄壤化的方向发展,重新形成带有某些新的特性和特征的黄壤。最复杂的问题是关于土类命名的问题。尤其是砖红壤的分类更为困难,因为砖红壤是在热带和亚热带条件下发育而成的一种特殊的土壤类型。我们认为中国砖红壤的区分不应当仅仅根据成土母质富铝化程度的强弱。大多数热带土壤和亚热带土壤,均表现有富铝化作用。因而,根据这一特点,还不能拟制出划分热带和亚热带土壤的土类和亚类的确定标准和方法。现代有机物质的累积和分解过程以及有机质分解产物与富铝化成土母质之间的相互关系表现得尤为明显。在这样一种过程中,除了植被以外,土壤动物的活动也起着很大的作用,土壤动物活动的作用不仅表现在改造有机残余物和改变土壤的物理性质,而且也影响着植被的演变。气候条件又决定了上述这些过程表现的强度和特点。这一切事实证明:在热带和亚热带主要土类的形成过程中,生物气候因素起着主导的作用<sup>1)</sup>。

常绿森林下黄壤的某些特性极鲜明地表明了这一点(见表 2)。被许多研究者列为砖红壤的热带黄壤,它与亚热带黄壤所不同的是酸性反应较弱,整个剖面中活性铝的含量也较少,腐殖质和氮积累较少,C:N 比率也较窄。

至于亚热带黄壤,则其特征是腐殖质积累很多,在 A<sub>1</sub> 层几乎达到 10%。这种腐殖物质比较酸,因此表层土壤的 pH 值也较低。这一切就决定了在 45—50 厘米以上的土层中代换性酸度较高,铝的活性也较高。在 45—50 厘米以上的土层中,可能是由于铁胶体有很大的活性而使粘粒受到淋溶。45—50 厘米以下的土层,酸性反应较弱,活性铝的含量减少,代换性酸度亦较热带黄壤为低。如果承认该土层中活性铝的减少和代换性酸度的降低是由于亚热带黄壤矿质部分富铝化程度很低的话,则应当认为该土壤表层——腐殖质层含有较高的活性铝是与表层中含有较酸的活性腐殖物质有关。这就证明,在现代的土壤形成条件下,富铝化作用在很大程度上与有机质分解产物的组成和腐殖质的积累有关。

古代富铝化砖红壤性风化壳对现代土壤形成过程的影响是极其微弱的。在亚热带条件下腐殖质的积累较在热带常绿林下为多,因此可以认为热带条件下的矿质化过程表现得较强烈,而在亚热带条件下则有机质的分解过程较为强烈。

黄壤的共同特性是水化铁的含量较高,因此这种土壤就具有了鲜黄的颜色。

由于热带和亚热带土壤中腐殖质的积累过程有着本质上的差别,因此就影响到这两类土壤的酸度不同,活性铝的含量不同,粘粒在土壤中的分布情况不同。所有这些证明了现代生物学过程在土壤形成过程中的意义,要比土壤矿质部分富铝化程度的意义重要得多。不能不强调指出:在现代条件下,富铝化作用是以决定着不同发生类型土壤发育的各种过程的本质上的差异为转移的。

1) 可参看 C. B. 佐恩和李庆远合著的中国热带土壤发生与分类的一些问题(载土壤学报 1958 年 6 卷 3 期)——译者。

表2 黄壤某些特性的变化与气候条件和植被更替的关系

土层深度 (厘米)	腐殖质 C (%)	N (%)	C:N	pH (水提取液)	代换酸度	Al <sup>+++</sup>	H <sup>+</sup>	<0.001 毫米的粘 粒(%)
					按索柯洛夫法(毫克当量)			
发育在古代砖红壤化风化壳及热带雨林下(大勐龙)者*								
3—10	$\frac{3.17}{1.84}$	0.21	8.7	5.0	3.11	2.09	0.02	未测
15—25	$\frac{2.64}{1.54}$	0.14	11.0	5.1	3.11	3.10	0.01	未测
30—40	$\frac{2.18}{1.26}$	0.12	10.5	5.1	2.90	2.89	0.01	未测
50—60	$\frac{1.96}{1.14}$	0.10	11.4	5.1	2.88	2.87	0.01	未测
80—90	$\frac{1.67}{0.97}$	0.09	10.8	5.1	2.80	2.79	0.01	未测
发育在现代红色风化壳及亚热带雨林下(南糯山)者**								
3—8	$\frac{9.87}{5.72}$	0.44	13.0	4.4	3.97	3.85	0.12	27.0
15—22	$\frac{5.72}{3.32}$	0.25	13.2	4.8	3.79	3.68	0.11	32.6
30—45	$\frac{3.38}{1.96}$	0.14	14.0	4.8	3.38	3.28	0.10	35.6
50—65	$\frac{1.01}{0.59}$	0.04	14.6	5.3	2.00	1.90	0.10	35.8
85—100	$\frac{0.72}{0.42}$	—	—	5.2	1.09	1.00	0.09	36.0
发育在古代砖红壤化风化壳及次生竹林下(大勐龙)者								
1—3	$\frac{7.24}{4.20}$	0.32	13.1	5.3	1.20	1.16	0.09	未测
4—10	$\frac{4.24}{2.46}$	0.23	10.6	5.3	1.45	1.42	0.04	未测
25—35	$\frac{3.35}{1.94}$	0.17	11.4	5.2	1.30	1.27	0.03	未测
50—60	$\frac{2.64}{1.53}$	0.12	12.8	5.1	1.10	1.08	0.03	未测
100—110	$\frac{1.78}{1.03}$	—	—	5.2	0.95	0.94	0.02	未测

\* 大勐龙生物地理群落站的资料,分析者:高梁、王福海、任玖玲。

\*\* 中国科学院土壤研究所的资料,承赵其国同志供给。

在热带条件下,尤其是在亚热带条件下,石灰岩广泛发育的地区,土壤的形成过程发生着本质上的差别。石灰岩的影响,不仅由它风化所成的粘土残积物上直接表现出来,而且也由分布有石灰岩的山坡上流下来的地面水流和地下水流中含有丰富的重碳酸盐方面间接表现出来。同时在这种情况下,土壤中的钙发生次生饱和。但是,气候条件对石灰岩的风化毕竟发生重要的影响。这样,在干燥的原生稀树干草原条件下,在石灰岩风化产物上就局部地形成红色石灰土(terra rossa)类型的红色土壤和红褐土,在热带湿润地区和亚热带湿润地区就形成残积-淋溶性的或次生饱和的黄壤性土壤。

石灰岩上土壤发育和垂直分布上的这种差异,从图3上可以看出。图3上的剖面A表明勐仑地区(西双版纳自治州东部)土壤发育和变化的规律,而剖面B表明个旧至金平

公路線上紅河河谷南坡上土壤发育和变化的情形。比較这些地方土壤的 pH 值資料, 可以看出这些土壤有很大的差别<sup>1)</sup>。例如, 剖面 A 中发育于无碳酸盐的頁岩殘积物上为酸性或中性的水所浸潤(海拔高度 880 米)的土壤, 各层次的 pH 值为: 1 厘米—5.5; 20 厘米—5.4; 50 厘米—4.8; 在同样条件下, 为重碳酸盐水所浸潤的土壤(海拔高度 740 米), 不同深度

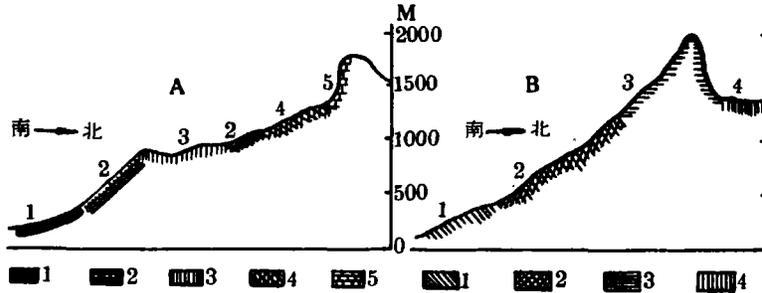


图 3 在石灰岩影响下发育的土壤垂直地带分布图式

剖面 A——热带湿润地区: 1——水稻土, 稻田; 2——在非石灰性頁岩上次生饱和的黄壤, 热带常綠林; 3——表层潴育化的黄壤, 次生稀樹干草原; 4——在石灰岩殘积的粘质硅铝层上次生饱和的腐殖质黄壤, 亚热带常綠林; 5——石灰岩露头。

剖面 B——热带稀樹干草原地区: 1——紅褐色土和紅色石灰土 (terra rossa), 热带稀樹干草原; 2——薄层紅褐色土, 热带稀樹干草原; 3——石灰岩上薄层黄壤, 亚热带森林; 4——輕度次生饱和的黄壤。

土层中的 pH 值为: 2 厘米—6.5; 10 厘米—6.4; 25 厘米—5.8; 45 厘米—5.8。发育于石灰岩粘土殘积物上, 为重碳酸盐水所浸潤(海拔高度 1,290 米)的土壤 pH 值的变化依次为: 2 厘米—7.2; 10 厘米—6.6; 30 厘米—6.6; 50 厘米—6.7; 75 厘米—6.7; 106 厘米—6.8。

剖面 B 中各种土壤的情况也与上述相似, 在碳酸盐性石灰岩殘积物上发育成的紅色石灰土型土壤(海拔高度 280 米), 不同深度土层中的 pH 值为: 5 厘米—6.5; 20 厘米—6.5; 75 厘米—6.0; 100 厘米—6.0; 200 厘米—7.0。在海拔高度 1,340 米处受到严重淋溶, 但表层为重碳酸盐水所浸潤的土壤, 其 pH 值在土层中的变化方向与上述情况相反: 3 厘米—6.5; 18 厘米—6.2; 40 厘米—6.2; 75 厘米—5.5; 120 厘米—5.5。

看来, 石灰岩殘积物与无碳酸盐母岩的殘积物不同, 前者具有較显著的硅铝-粘土质或铝质的特点。发育于石灰岩殘积物上的土壤, 正如上面已經指出的, 表层富含鉄結核, 这种鉄結核的形成与中性或微碱性环境中鉄在土壤孔隙中的向下移动有关。在海拔 1,000 米以上的地方, 在 A 层中常常看到显明的粒状的暗黑色腐殖质层, 这种土壤可以划为腐殖质黄壤性土壤亚类(подтип перегнойно-желтозомных почв)。进一步分析研究这一类土壤, 无疑地还可以揭示出它們的許多其他特征。

由此可见, 石灰岩对土壤形成过程的影响是极其显著的, 而且这种影响在一定程度上与在温带森林区土壤中所观察到的现象是类似的。

各种不同的植被类型对土壤的影响也是很复杂、很多样、很显著的, 这从表 2 中可以看出。表 2 的資料表明在竹林代替了被砍伐的常綠雨林以后热带黄壤的变化。在竹林下

1) 因土壤分析工作未完成, 其他分析資料尚未获得。

面, 黄壤的腐殖质含量和氮素含量增高, pH值增高, 代换性酸度和活性铝的含量显著降低。

在竹林下土壤的性质显著改善。这首先是由于竹林残落物的酸性反应较弱——pH 6.5, 而热带雨林残落物的 pH 却为 5.3。1959 年 1 月份残落物重量的统计, 在竹林下为 1,006.8 公斤/公顷, 而在热带雨林下仅为 472.9 公斤/公顷。

尤为明显的是在不同植被下土壤表层 CO<sub>2</sub> 排出量有显著的不同, 1 月份的测定的结果如下:

在热带雨林下	0.953 千克/每小时公顷
在竹林下	1.760 千克/每小时公顷
在开阔地点的草本植被下	1.337 千克/每小时公顷

测定土壤空气中 CO<sub>2</sub> 含量的结果, 与上述情况是比较符合的(见表 3)。

表 3 不同植被下热带土壤空气中 CO<sub>2</sub> 的含量  
(1959 年 1 月测定, 数字为容积百分比)

土层深度(厘米)	热带雨林	竹林	开阔地点的草本植被
10	0.60	1.00	0.80
20	0.80	2.60	1.50
40	1.40	2.80	1.40
60	1.90	1.80	2.10
100	2.02	3.40	1.40
150	3.40	4.60	3.15
200	4.00	6.00	2.40

这些资料表明, 在干季期间, 在竹林下残落物的分解和矿质化过程比在热带雨林下进行得更为强烈。在这种情况下, 大量的 CO<sub>2</sub> 进入土壤并“渗入”到土壤下层, 这显然是因为在森林的遮蔽下, 空气的相对湿度和停滞性比在草本植被之下要大得多的缘故。在草本植被之下, 较之在其他植被类型下, 土壤中的 CO<sub>2</sub> 很快地排出, 底层土壤中的 CO<sub>2</sub> 含量也急剧减低。应当指出, 这里的所谓开阔地点是在进行测定前一个月通过人为地砍尽乔木和灌木后创造出来的<sup>1)</sup>。一月份不同植被下土壤中的蓄水量也有差异, 这从以下的资料中可以看出(见表 4)。

表 4 中的资料首先给了我们一个热带黄壤在于季期间蓄水量情况的概念, 其次, 从表 4 中也可看出在热带雨林下的土壤比在竹林下的土壤略干一些, 这对于认识一年内土壤中诸过程的变化动态是很有意义的。

表 4 不同植被下土壤中的蓄水量  
(1959 年 1 月测定, 单位: 毫米)

土层深度(厘米)	热带雨林	竹林
0—50	165.3	191.4
50—100	161.9	172.4
100—150	163.2	159.7
0—150	490.4	523.5

上面引用的资料表明了不同的植被类型对于热带黄壤中各种过程和特性的影响, 这些资料是由第一个研究热带森林特性及其与最主要的环境因素的相互关系的生物地理群

1) 一切树木的残落物都已仔细检出。

落站供給的。該站是由中国科学院建立的，苏联科学院森林研究室参加了該站的科学方法指导工作，本文作者和李庆遠同志指导該站作土壤过程动态方面的研究工作。

毫无疑问，該站开始进行的土壤过程的定位研究，对于闡明植被的作用以及热带土壤的发生是有着很重大的意义的。我們完全有理由相信，經過两三年后，中国的土壤学家将在决定热带土壤发育过程的特征方面提供出极其宝贵的資料，从而根本解决中国特有的热带土壤和亚热带土壤分类上各种尚在爭論的未明瞭的問題。

最后，作者对在工作进行中予以很大帮助的土壤工作者赵其国同志表示謝意，对李庆遠教授和侯光炯教授表示謝意，他們两位对許多尚在爭論中的問題作了切实的討論并提供了宝贵的意見。

(王 軍譯)