

热带土壤的物理性质
测定与管理

R. Lal 著

中国科学院南京土壤研究所

图书情报研究室编印

1982年1月

热带土壤的物理性质：测定与管理

R. Lal

(国际热带农业研究所, 尼日利亚)

目 录

导言

质地

结构

I. 容许降雨量

II. 团聚体稳定性

III. 可蚀性, 可离性和可
移性

IV. 孔隙度和孔隙大小的
分配

水运动

I. 渗吸

II. 水力传导度

持水量

I. 持水曲线

II. 田间持水量

III. 凋萎点

IV. 土壤有效水

V. 土壤水情测定

塑性

土壤温度

土壤物理学研究法

参考文献

译后记

导 言

粮食生产的需求在不断增长，迫使人们极力追求单位面积产量和耕地面积的增加。湿润热带某些地区，包括拉美以及部分西非和中非，是世界上剩下的最后有可能把更多的土地投入农业生产的地区。在其他人口密集的地方，只能努力增加单位面积产量。土壤物理性质管理对单位面积增产的作用，无论如何强调也不嫌过分。制定适宜于热带苛刻气候条件的，稳定而可行的土壤管理制度，必须基于对土壤物理性质有彻底的了解，才有可能获得成功。

热带地区土壤物理性质及其管理方面的研究资料，远远落后于在土壤化学和地理学方面获得的知识。缺乏训练有素的人员是原因之一。另外，部分决策者和规划制定者尚未看到土壤物理性质在维持热带土壤生产力中的重要意义。

本文试图评述热带各地土壤物理性质的知识现状，以建立合理土壤管理制度，维持土壤生产力为目的，讨论现有可用的资料。在评比各研究者的结果时，遇到的困难之一是缺乏统一的土壤物理性质测定技术。评价和统一土壤分析方法，将会减少获得这项重要资料所化费的人力和时间。

质 地

质地是指土体内原始砂粒、粉粒和粘粒以及其他骨骼物质的相对比例。由于强度降雨，湿润热带土壤遭到粘粒和悬浮胶体向下移动的淋溶过程。结果使这种高度淋溶土壤的表层，可能成为粘粒和粉粒含

量很少的粗质地。热带地区许多土壤的底土层中有粘粒陡增层次，其部分原因就是由于这种淋溶作用以及悬浮胶体在底土层絮凝作用的缘故。Smyth 与 Montgomery(1962)和 Ashuyl(1969)在尼日利亚西部，Ahn(1968)在加纳，Sys(1972)和 DHoore(1968)在中非，都观察到湿润热带土壤表层的质地主要为砂质壤土和壤质砂土。

粉粒：粘粒比值是用于热带土壤分类 (Van Wambeke, 1962)，及粘粒迁移、风化阶段、母质年龄等进行评价的重要标准 (Ashaye, 1969)。西非地区土壤的粉粒含量很低，特别是由基性复合岩石发育的土壤更是如此。粉粒含量低，过度淋溶引起粘粒迁移，以及粉粒：粘粒比值随土壤剖面深度而变化，这些都是基性复合岩石发育的土壤的共同特征 (Ashaye, 1969; Lal, 1976)。一般地说，粉粒：粘粒比值在表层比较高，而在表层以下一米左右下降到一个恒定值 (Lal, 1979)。

在西非地区某些高地 (Upland) 土壤，还有一个特点是在不同深度有十分明显的砾质层 (Collinet, 1969; Levegue, 1969; Riquier, 1969; Segalen, 1969; Smyth and Montgomery, 1962)。根据报导相类似的这种土壤也出现在拉美热带 (Alexander, 1955; 1973; Santamaria, 1965; Thomas, 1974) 和东南亚 (Panabokke and Quirk, 1957; Panton, 1954)。这类土壤的砾质层，由于基质粘重，往往非常紧实和僵硬。它对各种作物根系发育可能产生机械阻碍 (Babalola and Lal, 1977a, b)。砾石的含量和大小，以及砾质层的深度和厚度的不同，是这类土壤变异的重要原因。曾经为繁茂的热带森林覆盖的地区，现在热带稀树草原 (savanna) 占居优势。这就是由于这些含有砾质层的土壤有效水

含量很低，根系穿透困难，导致森林不能更新所造成的结果。在委内瑞拉有些热带稀树草原土壤，其特点就是在15—30厘米深处有断断续续的砾质B₂t层（Comerma, 1968）。

这种明显的砾质层，它产生的理论之一，被认为是蚯蚓和白蚁强烈活动的结果。在西非和中非热带稀树草原地区，白蚁穴堆（包括遗弃的和活动的）可达到地面的20%。白蚁活动将底土物质带到地面，可能影响表层的质地（例如Perez-Escolar and Lugo-Lopez, 1968）。白蚁活动生成无石块的表土，而将粗质地物质和砾石集中于底土。此外，它还会影响到其他一些土壤物理性质，如容重，渗吸速率，以及根穿透性。白蚁活动对养分分布和矿质土壤层次也可能产生影响（Watson, 1962）。

许多热带土壤的自然质地（触感）同通过颗粒大小分布鉴定的质地差别很大。这是由于在铁铝氧化物（De Vleeschauwer et al., 1979）以及其他物质如有机质（Perez-Escolar and Lugo-Lopez, 1968）的作用下，土壤粘粒形成了像粉粒和砂粒那样大小的稳定微团聚体的缘故。关于这个问题在Ahn的一篇论文中有大篇幅的讨论。土壤机械分析方法必须考虑到这种特殊的像粉粒和砂粒一般大小的稳定团聚体的存在。在进行例行分析之前，土壤必须通过化学和机械的方法充分地分散。土壤砂粒级，如果不能按照美国农业部质地分类制划分为砂粒的所有粒级时，至少应该分成粗砂粒和细砂粒两级。

结 构

土壤结构习用的定义是，“原始土粒在构成团聚体时的排列”。

但是，这样的定义並沒有充分地表达出在热带土壤管理中起着主导作用的这一物理性质的全部特征。Green land和Quirk在另外两篇文章中对于土壤结构的各种概念，以及管理和测定方法做了阐述。人们必须认识到，土壤结构及其稳定性支配着土—水关系，通气，结壳，渗吸，渗透，径流，土内水流动，根穿透性，养分淋失，以及这些过程对于土壤生产潜力的作用。鉴于土壤质地不可能通过经济手段使它改变，至少在短时期内是如此，因此和其他地区一样，热带地区成功的土壤管理要决定于时土壤结构的管理。由此看来，土壤结构是一项重要的，而定义还很含糊的土壤性质。从土壤管理的观点来看，土壤结构可以看做是一种控制和调节土壤各种大小孔隙的连续排列，及这种排列的稳定性和持续性，土壤持水量和水运动，土壤同大气之间的气体扩散，以及根系穿透和发育的土壤性质。的确它是一种复杂的现象。土壤结构直接和间接地促进或抑制着土壤风蚀和水蚀，渍水和通气，旱灾，养分淋失，土壤温度，农机具通行能力，根发育，乃至作物产量。当然对于这项复杂的土壤性质存在着不同的见解，而且现在还没有专门的测定方法应用于对它的评价。

许多研究者研究了不同热带地区土壤的结构特点。采用的技术是根据要达到的目的而决定。结构团聚体对雨滴冲击的稳定性和孔隙连续性的保持，是易水蚀土壤的重要判别标准，而气：水的渗透比率和氧气扩散速度，是评价沥涝土壤的适宜指标。对于易结壳的土壤，柔化 (Slaking) 和雏壳失效 (incipient Failure) 的评定是十分重要的。抗剪强度和对模拟根阻力 (穿透计) 的检定，可用于评价土壤机械强度。但是土壤孔隙大小分配及其稳定性乃是同上述各种土壤性质都有关的重要标准。

现在将用于评价结构的各种方法讨论如下：

I. 容许降雨量

鉴于水对土壤的侵蚀作用是热带地区的重要问题，土壤可以承受的降雨量被看做是检定土壤结构的重要标准。土壤结构经受连续大雨的能力是热带土壤防止加速侵蚀的关键因素。关于容许降雨量 (rainfall acceptance)，早期有 Pereira (1955; 1956) 和 Rose (1960; 1962) 在东非所做的研究工作。Pereira (1955) 对容许降雨量所采用的定义，是指模拟降雨量从表面渗入底层的比例。土壤表面的可渗吸性 (Infiltrability) 同团聚体对于雨滴冲击的稳定性以及同土壤对于流水的抗剪力有关。Pereira 及其同事 (Pereira, 1941; 1955; 1956; Pereira and Beckley, 1953; Pereira and Jones, 1954a, b; Pereira et al., 1954; 1958; 1964; 1967; Pereira and Hosegood, 1964) 采用这项标准对不同管理制度下的土壤结构进行了评价。例如 Pereira 等人 (1967) 指导，土壤连续耕作种植使其容许降雨量，从种植农作物第一年的 94% 到第四年降低为 75%。除草区的容许降雨量为未除草区的 80% (Pereira et al., 1964)。种有牧草和豆科覆盖作物的休闲，同种植农作物相比，对于土壤容许降雨量有了提高 (Pereira et al., 1954)。Pennisetum sp. 和 Paspalum 休闲对于容许降雨量的提高，比豆科如 Pueraria 休闲的作用要大 (表 1)。据 Lal 等人 (1978) 报导，在西非也获得了相类似的结果 (图 1)。最高的渗吸速率是在 Brachiaria (一种牧草) 的条件下出现的，但是 Glycine, Stylosanthes, 和 Pueraria 有另外的一些好处，它们为土壤提供氮素，并对农作物提供了省力的带茬布种条件。在尼日利亚北部黄土性热带稀树草原土壤上，Wilkinson (1975) 观察到六年牧草休闲之后，渗吸速率有明显提高。但

表1 牧草和豆科休闲对容许降雨量的影响
(摘自 Pereira et al., 1954)

休闲作物	渗吸速率 (厘米/小时)	渗漏速率 (厘米/小时)
牧草	10.8	37.3
豆科	9.9	38.9
农作物	9.0	24.1
LSD(0.05)	2.6	10.9

是利用休闲改善渗吸速率得到的好处。在种植作物时第一次采用有壁犁耕翻后就大部分消失了。尽管如此。通过牧草或豆科休闲。保持土壤结构。应该做为建立合理耕作制度的一项重要准则。

Dagg 和 Macartney(1968)采用了一种特殊的保持水分方式。他们提出了一种耕作制。它不是提高土壤容许降雨量。而是延长土壤渗吸水的时间。他们利用带状垄作使水保持在地面。虽然早期的研究报导认为。这种耕作方法在水分保持方面获得了有限的成功。但是在尼日利亚北部砂土上並未证明它是一种经济有效的方法(Lawes, 1962)。

II. 团聚体稳定性

容许降雨量。同团聚体稳定性有关。而且已被许多研究者用于评价土壤结构。土壤团聚体的稳定性是在土壤预处理前和预处理后在水中进行筛分测定的。在东非采用湿筛法的有(Martin(1941a, b), Pereira(Pereira and Jones, 1954b), 以及 Rose(1962) 根据 Pereira 和 Jones(1954b) 报导。在除草。割草和未除草的

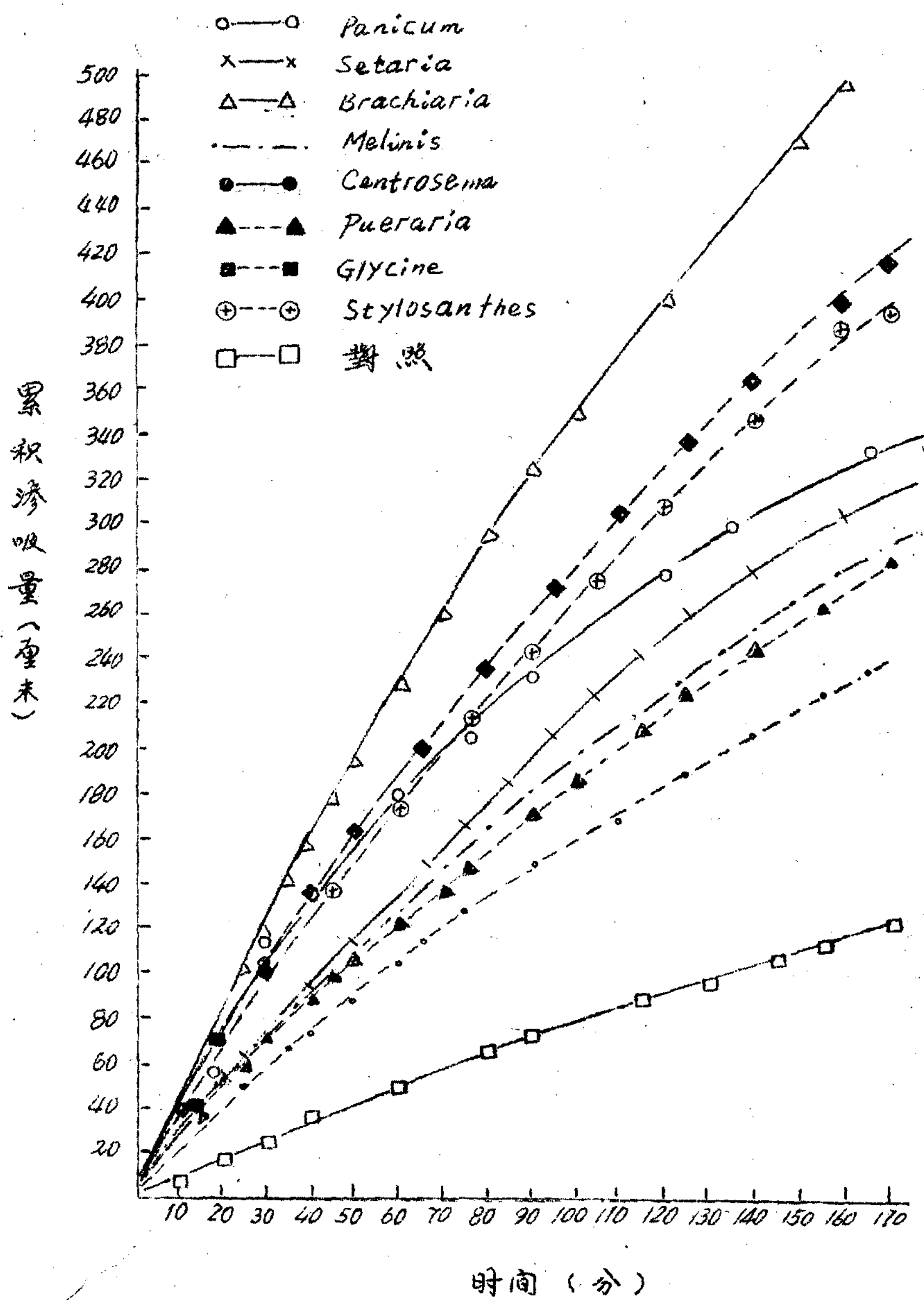


图1 Egbeda 土系休耕地在各种植被成
长后的渗吸作用

土壤中，大于 0.5 毫米的水稳性团聚体占土壤总容积分别为 27.9, 30.8, 和 31.2%。土壤耕作使结构稳定性下降。耕作产生了大土块，不利于作物产量 (Taylor, 1974)。Martin (1944a) 根据在乌干达 10 年之久的工作结果报导，> 0.5 毫米水稳性团聚体，在耕作条件下为 30.5%，而在牧草覆盖下为 52.9% (表 2)。

表 2 牧草休闲和土壤耕作对乌干达土壤

水稳性团聚体 (>0.5 毫米) 的影响

处 理	水稳性团 团聚体%	处 理	水稳性 团聚体%
2年牧草休闲+1年棉花	48.2	4.5年耕作	35.6
3年牧草休闲	57.1	3.5年耕作2年休闲	36.9
4年牧草休闲	63.1	2年耕作, 3年休闲	42.0
3年天然灌丛休闲	56.2		
LSD(0.05)	8.5		

(根据 Martin, 1944a)

Ahmad 等人 (1969) 在夏威夷进行热带红壤和黑土结构研究时观察到，交换性复合体的阳离子对复合体稳定性有显著影响，对稳定性团聚体的百分数和饱和水力传导度也存在着相互关系 (表 3)。团聚体稳定性的顺序为 $C_a = Mg > K > Na$ 。

Lugo-Lopez 及其同事 (Lugo-Lopez, 1969; Lugo-Lopez et al., 1957; Lugo-Lopez and Juarez, 1959; Lugo-Lopez and Escolar, 1959; 1969) 对波多黎各土壤，Uehara (Sharma and Uehara, 1966; Uehara et al., 1962, 1972) 对夏威夷土壤，关于结构稳定性也都做了大量的研究。Bonnet 和 Lugo-Lopez (1950) 曾谈到卡特利那 (Catalina) 高地

表3 阳离子对夏威夷热带土壤结构稳定性和
饱和水力传导度的影响

阳离子	塑限%	稳定性团聚体(%)	饱和水力传导度(厘米/时)
a 热带黑土			
C _a	30	12.1	0.10
M _g	27	9.5	0.14
N _a	27	0.0	0.00
K	28	2.8	0.00
对照	30	85.8	0.17
b 热带红壤			
C _a	40	62.6	0.26
M _g	45	67.8	0.13
N _a	45	0.0	0.00
K	48	25.2	0.00
对照	43	14.9	0.13

(Ahmad et al., 1969)

粘土。它的团聚体稳定性关系到分散率，侵蚀率，以及土壤侵蚀。团聚体的稳定性除了土壤有机质以外，同粘粒或粉粒含量并不存在着相关性（表4）。

表4 土壤团聚体稳定性和土壤成分之间的关系
(波多黎各 Laja 变性土)

土壤成分	F 值	r
粘粒	0.75	
粘粒+粉粒	0.80	0.11
粘粒+粉粒+有机质	29.78**	0.66
粘粒+粉粒+有机质+C _a +M _g	28.48**	0.74
粘粒+粉粒+有机质+C _a +M _g +N _a	29.31**	0.74

(Lugo-Lopez and Juarez, 1959)

土壤有机质对于结构稳定性之所以起着重要作用,也许主要是通过
对团聚体粘结性 (Cohesion) 的增加,而不是由于团聚体可湿性
(Wettability) 的减少 (Godefroy and Jacquin, 1975, Panafokke and Quirk, 1957)。在巴西休闲对于氧化土 (红
色石灰土) 和老成土 (红黄色砖红土) 结构稳定性的效果,同在东非
观察到的情况是相似的 (Grohmann and Conagin, 1960)。同
牧草休闲比较,农作物耕种使氧化土团聚体稳定性减少 69% 使老成
土减少 10%。关于夏威夷土壤结构稳定性的研究,详细阐述了矿物
学性质的作用,包括三氧化物和水铝英石 (Caguan and Uehara
1965; et al., 1962; 1972) 对土壤持水性的影响 (Sharma
and Uehara, 1966; 1968)。关于模拟降雨条件下土壤可侵蚀性
的最近研究将在下节中讨论 (Dangler et al., 1976)。

法语西非的许多研究者对于团聚体稳定性同采用有机溶液预处理
后湿筛法结果做了比较 (Chevalier, 1949; Dabim, 1962b;
Henin et al., 1958; Monnier, 1965)。关于团聚体的

稳定系数 S 表示为:

$$S = (A + L) / (A_g \text{ 空气} + A_g \text{ 乙醇} + A_g \text{ 苯})$$

式中 $A + L$ 为粉粒和粘粒百分数; A_g 空气, A_g 乙醇和 A_g 苯分别为土壤未预处理, 乙醇和苯预处理后用湿筛法获得的团聚体百分数。指标 S 是代表土壤团聚体的不稳定性, 而不是稳定度。它的变幅从稳定性土壤的 0.1 到不稳定土壤的 100。这项结构稳定性指标被称为 Henin 指标。Boyer 和 Combeau (1960), 以及 Boyer (1970) 将 Henin 指标曾应用于西非一系列耕种土壤 (始成土, 老成土和氧化土)。并对它进行了评价。

Combeau 和 Mennier (1961) 采用了另一种指标测定结构稳定性。它以团聚体大小做为基础:

$$S = \frac{(\text{粘粒} + \text{粉粒}) \%}{\text{团聚体平均百分数}}$$

“团聚体平均百分数”是根据湿筛法测得的全部大于 200 微米团聚体的重量减去 $0.9 \times (\text{粗砂粒重量})$ 计算的。

III. 可蚀性, 可离性和可移性

所谓“通用土壤流失方程式” (Universal soil loss equation), 它的建立促进了土壤侵蚀预报工作。许多研究者采用这项方程式获得了土壤可侵蚀性 (K) 的直接或间接量度。土壤可蚀性 (Soil erodibility) 这个术语包括可离性 (detachability, 即团聚体耐雨滴冲去的能力, 也就是前节所述的结构稳定性) 和可移性 (transportability, 它与水的携带能力有关)。土壤可散性是根据破坏自然土块所需要的动能量度的, 它是粘粒矿物特性, 质地, 有机质含量以及湿润热的函数 (Bruce-Qkine and

Lal, 1975)。为了消除开始阶段土壤水分含量和湿润热的影响，土壤标本在相对湿度 98% (pF4.2) 的条件下预平衡是必要的。De Vleeschakwer 等人 (1979) 最近报导了尼日利亚一系列土壤的各种可散性指标的比较研究。对所有指标的相对价值进行了一番考虑之后，他们将选择工作的范围缩小在 De Leenheer-De Boodt 指标 (De Leenheer and De Boodt, 1959) 或者 Henin 稳定性指标 (Henin et al., 1958) 上面。这两种指标同土壤可离性都有相关关系。利用室内降雨模拟装置测得土壤侵蚀作用，以及 De Leenheer 和 De Boodt 的可离性指标，只是同土壤有机质含量和阳离子交换量 (CEC) 的复相关系数是显著的 (表 5)。而水稳性团聚体的相对比例则同 pF 值和有机质含量有相关性。

表 5 土壤流失量 (SL), De Leenheer-De Boodt 指标 (LD), 和水稳性团聚体 (WS) 同土壤性质的复相关系数 (R^2)

土壤性质	可散散性指标		
	SL	LD	WS
粘粒%+pF 值	0.19	0.15	0.25
粘粒%+有机碳 (O.C)%	0.09	0.32	0.21
粘粒%+CEC	0.40	0.25	0.07
粘粒%+>2 毫米的团聚体%	0.13	0.14	0.09
pF 值+O.C%	0.30	0.28	0.51*
pF 值+CEC	0.43	0.17	0.25
pF 值+>2 毫米团聚体%	0.19	0.05	0.29
O.C%+CEC	0.83**	0.78**	0.47
O.C%+>2 毫米团聚体%	0.29	0.36	0.40
CEC+>2 毫米团聚体%	0.39	0.15	0.09

根据 De Vleeschauwer et al., (1979)

Bonnet和Lugo-Lopez(1950)报导,波多黎各卡塔利那(Catalina)高地一种粘土剖面,其分散率为12-10,胶体含量/持水当量为0.97-2.26,侵蚀率为6-14,土壤流失量为5.3到7.1吨/2.5厘米径流/公顷/年。Lugo-Lopez(1969)根据这些原始数据对波多黎各的一些土壤的侵蚀度做了预报。他采用的指标包括分散率和土壤持水当量:

$$\text{侵蚀率} = \frac{\text{分散率}}{(\text{胶体含量} / \text{持水当量})}$$

他观察到侵蚀率(y)同团聚起来的粉粒和粘粒百分数呈直线关系:

$$y = 125.5 - 1.42(\text{粉粒团聚体和粘粒团聚体的百分数})$$

室内和田间降雨模拟装置被广泛采用,它可以迅速得到土壤可侵蚀性的估价。但是采用这种方法获得的结果,至多也只是反映土壤相对的可蚀性。Rose(1960)用室内降雨模拟装置,获得了某些东非土壤的相对侵蚀值。Roose(1973)和Aina等人(1978)在西非;Dangler等人(1976)在夏威夷,Monderdo(Monderdo and Vieira, 1975)和Wunsche(1977)在巴西,他们都进行过类似的研究。利用室内降雨模拟装置对尼日利亚的淋溶土,变性土和始成土获得的相对侵蚀结果列入表6。不经过适当的校正,这些数值还不能应用于通用土壤流失方程式,提供侵蚀预报。

表6 若干尼日利亚土壤相对侵蚀性指标

土壤类型	在5%坡度的相对侵蚀性指标	
	湿土流失	干土流失
典型深色干变性土 (Ngala)	0.43	0.77
氧化残存干淋溶土 (Funtua)	0.09	0.57
氧化残存干淋溶土 (Dangappe)	0.07	0.37
典型干正常新成土 (Apomu)	0.08	0.16
氧化残存干淋溶土 (Egbeda)	0.06	0.28
典型残存湿老成土 (Onne)	0.001	0.001
氧化残存干淋溶土 (Itagunmodi)	0.001	0.001
氧化残存干淋溶土 (Alagba)	0.001	0.001
正常氧化热带废殖质老成土 (Ikom)	0.001	0.001
LSD (0.05)	0.02	0.15

(Aina et al., 1978)

IV. 孔隙度和孔隙大小分配

总孔隙度和容重也常用于评价土壤结构。对于一系列土壤的物理性质，藉助土壤容重的资料可以减少它们评价数值的变异 (Forsythe and Diaz-Romeo, 1969)。鉴定孔隙的方法，Greenland在另一篇文章中做了叙述。Pereira及其同事 (Pereira and Jones, 1954b; Pereira et al., 1964) 提出，土壤管理技术同总孔隙度，以及同采用50厘米吸力排水条件下，测得的大孔隙相对比例有关。容许降雨量同总孔隙度没有相关性，而渗漏和渗吸的速率同大孔隙度有关 (Pereira and Jones, 1954b)。例如，

对于除草、刈草和未除草小区，可自由排水（传导）孔隙的相对比例分别为20.23和24.4%，相应的渗漏速率分别为24.9、26.2和39.6厘米/小时（Pereira and Jones, 1954b）。Kowal（1968）和Babalola及Lal（1977b）曾报导过尼日利亚某些土壤的孔隙大小分配和有效水及根系生长的关系。

有些热带土壤具有固有的紧实性。总孔隙度很低（Bridge et al., 1975; Honisch, 1974; Marine, 1965; Parthasanthi et al., 1976）；而另外一些土壤是在森林遭到砍伐（Cunningham, 1963; Lal and Cummings, 1979）和不适当的土壤管理（Casagrande et al., 1975; Shukla, 1974）之后才变得紧实起来。

许多研究者（Roberts, 1933; Smith and Cernuda, 1952）研究了拉美土壤的孔隙度和孔隙大小分配，并提出了它们同土壤水运动（Lugo-Lopez and Cernuda, 1952）和根系生长（Lugo-Lopez, 1960）的关系。Grohmann（1960a）测定了一系列巴西土壤的孔隙大小分配，发现红色砖红土（老成土），红色石灰土（氧化土）以及由砂岩发育的灰化红黄壤（老成土）的细孔隙的相对比例很高。 > 0.02 毫米直径的孔隙高达40-70%。据Medina和Grohmann（1966）观察，暗色砖红土（Latosol Roxa）的微孔隙占总孔隙的60-70%。根据观察结果，同东非的情况相似。某些巴西土壤的总孔隙度亦随农业耕作而下降（Oliveira, 1967）。巴西Tabuliera地区的Barrieras土系，根的穿透能力由于耕作后犁底层的形成而受到阻碍。在Recife土系也观察到类似的结果（Oliveira et al., 1968）。土壤不必要的过度耕作，过度放牧和过高的载畜量也可能导致土壤退化。例如Chandler et al.