

土壤水可用性田间测定界限值 与实验室测定值特征的比较

L.F. Ratliff, J.T. Ritchie and D.K. Cassel

土壤选择过程 为了围绕广泛分布的土壤结构、物理、化学性质建立数据库，所有符合某一标准的发表的、未发表的数字都被采集、总结、表格化。

这篇文献回顾是根据250个研究人员的调查写成的，这250人正引导着包括不同作物下土壤水含量的田间测定在内的研究工作。在文献研究期间，调查表被送到参加上述研究工作的研究人员那里，同时也送到州和联邦研究所研究土壤物理、土壤水分控制的专家手中。调查表设计成能够统一符合下述研究标准的格式：①生长在所研究范围内的土壤上的作物已经经受了严重的水分亏缺；②在经受水分亏缺期间，通过根系层的土壤水含量已经阶段性地测量过；③水量测定地点能够精确定位。可应用的数字是从28位同意对调查做出贡献的答卷者中找出的。在鉴定了数据库中包含的土壤以后，权威人士考察了所有的采样点，同描述或帮助描述了数据收集点的土壤的研究人员一起讨论了该点的水量测定数字，并采了样。有一点，土壤已经被从事分类工作的人描述并采过样。所有土样被送到进行这项研究的实验室，分析结果包含在数据库中。共花了18个月的时间建立数据库。在此期间还测定了一些其它地点的水量界限数据。但是，当那些数据和土壤特征，相似于已经包含在数据库中的，或所获

- [31] 刘昌明，钟骏襄，1978，黄土高原森林对年径流量影响的初步分析，地理学报，第三十三卷，第二期。
- [32] 汪振儒，黄伯璇，1981，确切地认识森林的作用：与黄秉维先生商榷，地理知识，第八期。
- [33] 马雪华，1984，海南岛原始热带森林的破坏对河流流量和泥沙量的影响，林业气象论文集，中国农学会农业气象研究会，中国林学会，气象出版社。
- [34] 傅辉恩，1983，东祁连山西段（北坡）森林涵养水源作用的初步研究，北京林学院学报，第一期。
- [35] 张天曾，1984，从永定河东沟西沟河川径流特征看森林植被的水文作用，自然资源，第四期。
- [36] 祖占和，1984，关于森林理水效能数学模型的探讨，林业科技通讯，第五期。
- [37] 李昌哲，郭卫东，1986，森林植被水源涵养效能的研究，林业科学，第一期。
- [38] 中国地理学会水文专业委员会编辑组，1986，第三次全国水文学术会议论文集，中国地理学会，科学出版社。
- [39] 中国科学院《中国自然地理》编辑委员会，1984，中国自然地理：气候，科学出版社。
- [40] Hamilton L.S.等，1986，热带森林的防护作用，第九届世界林业大会论文选集，林业部科技情报中心。
- [41] 丁士冕，1981，多元分析方法及其应用，吉林人民出版社。
- [42] 顾慰祖，1984，水文学基础，水利电力出版社。
- [43] 李慧珑等，1982，水文预报与计算，水利电力出版社。
- [44] 大政正隆，1984，（白云庆等译）森林学，中国林业出版社。
- [45] Hewlett J.D.，1982，Principles of Forest Hydrology，The University of Georgia Press.

得的单个数据只适用一个点时,这样的数据和土壤特征就被剔除了。

定义土壤水界限的方法 定义所研究的植物的可利用土壤水上、下限的方法与Franz-meier et al. (1973) 和Ritchie (1981) 描述的类似。对于美国应用不同实验理论的研究者来说,还要做些小小的修正。比较下面将介绍的方法与上面提到的方法,就会看出两者的不同。

为了统一起见,在搜集数据之前,我们将调查的水量界限定义如下:(1)耗水上限(DUL)⁽¹⁾:在土壤完全湿润以后,让它排水,直到排水变得微不足道,这时所测的田间水量的最高值。(2)耗水下限(LOL)⁽²⁾:植物停止吸收水分,并且由于水分亏缺,造成永久性死亡或变为暂时性死亡,这时测定的田间土壤水分含量的最低值。(3)潜在的可吸收土壤水含量(PLEXE):耗水上、下限之差。这三个参数都用容积百分数描述。

在土壤完全湿润以后并让其排水,通过分析不同深度土壤水含量的连续测定值,可以得出特定土壤的耗水上限。连续测定这种完全湿润的土壤,可以看出这种土壤的含水量是随时间呈单调递减趋势,直到排水速率微不足道。当水量每天减少大约0.1%到0.2%时,土壤剖面被看作可以保持忽略不计的排水率,并达到耗水上限。地下水位浅于200厘米的土壤所测得的耗水上限除掉。有些采样地用遮雨篷或塑料布覆盖,以防止降雨或水分蒸发损失。其它没有覆盖的田块就有降雨和蒸发损失。一般地说,土壤要2~12天才达到耗水上限。有些结构细的土壤和有隔层的土壤排水要20天。

当田中的作物经受了严重的水分亏缺,连续测定随温度变化的土壤含水量就能得到耗水下限。继续测定含水量,直到作物死亡、接近死亡或暂时性死亡。在经受严重水分亏缺之前,作物就已经达到生长力最高限的特别肥沃的土壤中测得的数字,要比那些从不充分肥沃的土壤或早期季节性水分亏缺的田块中测得的数字优先得到选用。

设计选择耗水上限、耗水下限的定义和方法以统一土壤含水量的上、下限,但这不涉及到那些耗水期间被作物带走的水分(Ritchie, 1981),而且,从地表或裸地近地表的土壤水分蒸发损失,导致计算结果低于耗水上限值。类似地,土壤水分的蒸发导致近地表的耗水下限值的偏低。同样地,在根密度不足以保证完全吸收可利用土壤水的深度之下仍有根的分布,这将导致耗水下限值的偏大。以上这些问题在选择、编辑数据库之前就认识到了。因此,将采取下列步骤减小耗水上限、耗水下限的低估和耗水下限的高估。所有上、下限的值和潜在的可吸收水分值都以随土壤剖面深度而变化的图来表示。近地表层可能显著受到土壤蒸发影响,和那些没有充分的根密度,因而有可能不能充分吸收水分的土壤上、下限值被鉴定出来,并在比较田间测量与实验室测量界限时,及进一步要做的数据分析中省略。不同测量者常规测定土壤含水量的方法基本有两种:重量法和中子慢化法。数值需要校正是由于不同研究人员使用仪器的技能不同而造成的。这种取样误差不能从数值中消除。

附加的土壤测定 在每一点上,被描述和采样的土壤要尽可能地靠近要测定土壤水上、下限的点。在恰好测定含水量的深度或土壤层,采集大约3~5公斤扰动土,两份5厘米厚、7厘米直径的原状钻土。

所有这些样品送到内布拉斯加林肯国家土壤检验室检验,并用土壤检验研究报告第一期(S.C.S., 1972)⁽³⁾所介绍的方法进行分析。用吸量管分析确定出砂土、淤泥和粘土的百分含量。-0.33巴的水分含量由1厘米厚、原状钻土厚片的压力室确定。扰动土样的含水量用-15巴压力室确定。-0.33巴和-15巴时测得的水量用容积百分数表示。

(1)习惯称田间持水量—译者注; (2)习惯称凋萎湿度—译者注。

(3)该文所在文集名的英文缩写,全称见最后。—译者注。

潜在的可吸收水量值分布从最小的砂土值 $8.0 \pm 3.1\%$ 到仅有一个观测点的对淤泥所测得的值 14.8% 。次高值是淤泥质壤土 $14.3 \pm 3.3\%$ 。与所预料的相同,砂土的潜在可吸收水量最小。这是因为在田间条件下,砂土的大孔隙利于较快地进行土壤排水;然而,颗粒表面面积小,导致测定耗水下限时吸收的水分较少。对于其它的土壤结构分类来说,潜在的可吸收水分和均值都是相对恒定的,并且仅变化于 11.0% 到 14.8% 之间。相应的标准偏差分布从 2.1% 到 3.6% 。这个值证实了一般的概念:植物可利用水量是随着向淤泥质方向变化的结构致密度增加而增加的,但增加的量并不大。

土壤保持水的差值(WRD)在表2中定义为 -0.33 巴时测定的土壤水分值减去 -15 巴时的测定值。它的分布是从最小的砂土值 $5.6 \pm 1.9\%$ 到最高值的淤泥质壤土 $18.6 \pm 3.1\%$ 。讨论中之所以省略淤泥,是因为仅有一点观测值可用。比较土壤保持水量差和潜在的可吸收水量,可以看出,对淤泥质壤土、淤泥质粘壤土和粘壤土来说,土壤保持水量差要比潜在的可吸收水量大 1.0% 或更多;对砂土、壤砂土、砂壤土和壤土来说,土壤保持水量差要比潜在的可吸收水量小 1.0% 或更多;对砂质粘壤土、淤泥质粘土和粘土来说,土壤保持水量差和相应的潜在可吸收水量的差值在 $\pm 1.0\%$ 之间。除淤泥质壤土和淤泥外,每一土壤结构的平均土壤保持水量差在潜在可吸收水量平均值的一个标准偏差之内。

为了确定田间测定值与实验室测定值是否有明显的不同,如下面将进行的比较,我们对每一土壤结构进行 t 检验:耗水上限值对 -0.33 巴时测定值;耗水下限值对 -15 巴时测定值;潜在可吸收水量对土壤保持水量差代表值。分析结果列于表3。

从表中可以看出:在 0.10 水平上有1个或几个明显不同:对于除壤砂土和粘壤土之外的其它结构的土壤来说,通常在 0.05 水平上明显不同。但是,潜在可吸水量和土壤保持水量差仅对砂土、壤土、淤泥质壤土和淤泥

表3 对每一种结构的土壤的田间与实验室测定的耗水上、下限及其差值进行比较的 t 检验结果

结 构	耗水上限对 -0.33 巴	耗水下限对 -15 巴	潜在可吸收水量 对土壤保持水差值
砂土	*	*	*
壤砂土	NS	NS	NS
砂壤土	*	NS	NS
壤土	NS	*	*
淤泥质壤土	*	*	*
淤泥	—	—	—
淤泥质粘壤土	*	NS	*
粘壤土	NS	NS	NS
砂质粘壤土	*	*	NS
淤泥质粘土	+	*	NS
粘土	NS	*	NS

* 和 + 分别表示在 0.05 和 0.10 水平上存在显著差异

NS 表示在 0.10 水平上差异并不显著

质粘壤土明显不同。表2中的平均耗水上限和 -0.33 巴时测定值表明,实验室测定土壤水分上限和田间测定值之间是可以通通过用大于 -0.33 巴基质势测砂土结构土壤,和用小于 -0.33 巴基质势测定淤泥结构土壤的含水量的方法来达到统一的。相似地,也可以用大于 -15 巴基质势测砂土、淤泥质壤土和砂质粘壤土,小于 -15 巴基质势测壤土、淤泥质粘土的含水量的方法来达到田间测定耗水下限与实验室测定值之间的一致。从我们的数据中,不可能确定出什么样的势能更能准确计算出不同土壤结构的接近实际的水分含量界限。

我们建立数据库所用的土壤大部分是深层的、中度排水或排水较好的土壤。有限制根层发育的土壤也包括在数据库中。但是,从限制根发育土层的根密度不足以充分吸收水分的深度起,所测的值就从报告的数据中排除了。我们也认识到田间测量土壤水含量的数字的一些误差来自于提供数据的调查者的技能和点内土壤的自然差别。假定来自于测定技能的误差和土壤非均质性是随机的,那么我们在实验室与田间测定值之间的比较就是有效的。结果表明如果土壤水量平衡计算有必要绝对精确的话,那么,实验室测定的土壤水量界限应该慎重使

台湾地貌学发展历史及方向

T. T. Shih, C. Y. Wong and J. C. Chang

在台湾,一般认为地貌学是地理学的分支。尽管许多地理学家和工程学家在这一领域作出很大贡献,但仍然是地貌学家作了大量的工作。在各个综合大学及师范大学的地理系,地貌学被作为一个必不可少的独立课程来进行教学。台湾现已有20个职业地貌学家,他们中的大多数正在一些高等院校,中学和研究所从事教学和科研工作。

一、战前时期的研究 从十九世纪到1946年这一时期,台湾才开始地形学的研究。但这方面的工作主要是由外国学者做的。这一阶段前期,研究工作主要围绕对台湾岛主要地形特征的勘探和形态描述。这时常常强调了陆地表面起伏和自然地理的描述,却忽视了对这两方面的起源及其发展历史的原因的探讨。

到了十九世纪20年代,开始用一种更系统和更现代的手段进行地形调查。日本学者在这方面的研究尤为突出。这一时期主要理论方面的成就是进一步完善了本岛的新构造运动和流水作用理论。地貌类型的多样性引起了许多地理学家的兴趣,他们花费大量精力来解释其形成机制。如对日月潭、凯伦河、砾石方山及河流阶地地貌历史的论述等。可是这方面的文章大多显得零碎、不完整,缺乏综合及细致的调查工作。40年代,托米达(Tomita)在他以前文章的基础上,完成了几篇关于谷地地形和台湾地貌发育史的优秀论文。这在区域地貌研究上是一个里程碑,而且,毫无疑问对于后来的研究也起到了显著的影响。这一阶段理论方面的成绩是关于一些地貌特征的探讨。如海底地势、水下谷地、冰川及风积地貌等。一般来说,20年代后期到30年代后期,地貌学研究处于繁盛时期。然而,40年代初期由于战争的影响,地貌学几乎在台湾消失。

二、战后定性研究 自二次大战以来,受过日本殖民教育的台湾学者和来自大陆的同胞使地貌学科得以恢复和进一步的发展。岛屿的地理特征决定了它的研究特点。自1950年以来,台湾的许多地理和地质学家对地貌类型进行了划分。实际上,日本学者早已做了这方面的工作。尽管新的类型划分仍处于定性阶段,但它们却清晰地描述了台湾地理学的总的背景。70年代以前,除了形态分类外,主要着重堰塞湖、滑坡、海岸线分类,澎湖岛的地质历史及一些特殊地形如洞穴,泥火山等的研究。可是,这时期的文章,定性描述太强,在某种意义上,人们期待着一个突破。

三、战后定量研究 从70年代起,由于地理学的定量革命,台湾地貌学开始了一个新时代。在形态过程研究中,人们不仅用定量方法从地图和野外采集数据,而且用统计学、动力学、函数等方法来处理数据。人们最感兴趣的领域是海岸、流水和第四纪的研究,但也有对构造地貌、坡地过程、长期的景观演化及人与地貌的关系等的研究。许多高校及政府部门开始了应用地貌的研究,这方面内容包括:绘制地貌营力图、地形、景观评价、地貌测量、遥感应用、计算机制图以及地理信息系统。

用。如果有田间测定值可用的话,它通常要精确些。

冷疏影译自《Soil Sci. Soc. A.M. J.》,47卷,1983年,孙惠南校