

粘质红壤的导水率

许 绣 云

(中国科学院南京土壤研究所)

摘 要

本文研究了粘质旱地红壤的导水率。结果表明：土壤饱和导水率明显受土壤结构的影响，与大孔隙和总孔隙度呈显著的正相关；非饱和导水率是土壤水势或湿度的函数，在0~80KPa范围内，约下降三、四个数量级。

达西在研究饱和砂层的渗透试验时，获得了一公式，后被称为达西定律。公式中的比例常数K称为导水率。它是表示孔隙介质的透水性能。田间和根区水流过程大多处于非饱和流动，达西定律已被认为可应用于非饱和流。要定量的描述土壤水流过程，导水率是必不可少的参数之一。

一、供试土壤和方法

(一)土壤

采自江西省余江县刘家站中国科学院红壤生态站。利用类型有旱地、桔园和非耕地，均为表层。一些性质见表1。

表 1 供试土壤的一些性质

土样代号	利用类型	<0.001毫米 颗粒(克/千克)	容重(克/厘米 ³)	结构系数(%)	有机碳(克/千克)
南2a	旱地	355	1.12~1.15	99.4	6.3
11a	桔园	375	1.13~1.15	82.6	13.9
13a	桔园	254	1.11~1.15	83.5	13.2
试区1	非耕地	364	1.36~1.42	—	—
试区2	非耕地	272	1.36~1.48	—	—

(二)测定方法

室内用恒水头测定仪^①和稳定流法^①测定饱和导水率和非饱和导水率。测饱和导水率的土柱直径5厘米、高5厘米；测非饱和导水率的土柱直径8厘米、高14厘米。扰动土柱是将风干土磨碎通过2毫米的筛子，按原状土的容重装填。此外还测定了土壤的持水曲线，根据公式 $d = \frac{3}{h}$ ，算出与相应水势相当的土壤孔隙直径(d——与水势相当的土壤孔隙直径，h——以厘米水柱表示的土壤水势)和根据释水量算出相应孔隙的数量。

① 陈志雄、汪仁真，全国第四次土壤物理专业会议交流资料(1988)。

二、结果和讨论

(一) 土壤饱和导水率 $\textcircled{2}(K_{10})$

表2结果表明,旱地与桔园土壤的 K_{10} 较非耕地的 K_{10} 大,无论是原状的或扰动的土壤,均达5%的显著水准。由表3可知,供试土壤(包括垦殖地和非耕地)的 K_{10} 与传导孔隙(>0.05 毫米)和大孔隙(>0.2 毫米)呈显著或极显著的正相关,扰动土的 K_{10} 还与总孔隙度及 >0.03 毫米孔隙呈极显著的正相关。所以,一般说,土壤总孔隙度大,大孔隙占的比例高的其 K_{10} 也大。桔园和旱地均为初垦地,土壤疏松,无论是总孔隙度还是大孔隙都显著的高于非耕地(表2),所以垦地的 K_{10} 显著大于非耕地的 K_{10} 。研究表明^[2],就总孔隙度和 >0.03 毫米孔隙对 K_{10} 的影响而言,后者的影响大于前者;而总孔隙度对 K_{10} 的直接影响与通过 >0.03 毫米孔隙对 K_{10} 的间接影响几乎一样。所以影响 K_{10} 的主要因素是大孔隙的数量。

表2 供试土壤的 K_{10} 及其孔隙状况

利用类型	原 状 土					扰 动 土				
	K_{10} (厘米/时)	总孔隙度(%)	>0.03	>0.05 (毫米)	>0.2	K_{10} (厘米/时)	总孔隙度(%)	>0.03	>0.05 (毫米)	>0.2
桔园、旱地	8.3	58.5	26.5	24.9	17.2	0.85	57.4	21.7	17.8	10.2
非耕地	1.8	47.8	5.7	4.5	1.2	0.21	47.4	7.6	5.1	2.2
t 测试	3.316*	7.620**	8.483**	9.523**	8.488**	4.251*	6.099**	4.765*	3.752*	4.517*
$t_{3,0.05} = 3.182, t_{3,0.01} = 5.841$										

表3 K_{10} 与总孔隙度等孔隙的相关系数

土 样	总孔隙度	$>0.03(\text{mm})$	$>0.05(\text{mm})$	$>0.2(\text{mm})$	注
原状土	0.8165	0.8751	0.8961*	0.9558*	$r_{3,0.05} = 0.8783$
扰动土	0.9599**	0.9761**	0.9764**	0.9850**	$r_{3,0.01} = 0.9587$

从表2还看到垦殖地(桔园和旱地)和非耕地的原状土与扰动的 K_{10} 也有明显的差异。垦殖地原状土的 k_{10} 显著的大于扰动土,达极显著水准,它们间的大孔隙和总孔隙度也有显著和极显著的差异。非耕地的原状土与扰动土的 K_{10} 间的差异并不显著,它们的大孔隙和总孔隙度间也没有显著差异。无疑,这进一步佐证了结构对 K_{10} 的影响^[3]。

(二) 土壤非饱和导水率(K_{θ})

田间土壤中绝大多数的水流过程出现在非饱和的情况下。非饱和流就包含着水势或湿度的变化,必然对导水率产生影响。实际上,饱和流与非饱和流最重要的区别在于导水率的不同。

1. 土壤水势和湿度对 K_{θ} 的影响

土壤 K_{θ} 值随土水势降低而降低(图1a)。即 K_{θ} 是土水势的函数。供试五个土样土水势约由 -10KPa 降至约 -20KPa 时, K_{θ} 由 10^{-2} 数量级降至 10^{-3} (厘米/时,下同)数量级,再降至约 $-60\sim-80\text{KPa}$ 时, K_{θ} 值仅减少一个数量级。土水势降低,导水的孔隙减少,实际的过水面积减少;其次,土水势降低,首先排空的是最能导水的大孔隙,随着水势的不断下降,能导水的孔隙越来越少。所以,在高水势时,水势稍有变化, K_{θ} 的变化幅度很大。

$\textcircled{2}$ 水温 10°C 时的饱和导水率,可由测得的任一温度 K 换算成 K_{10}

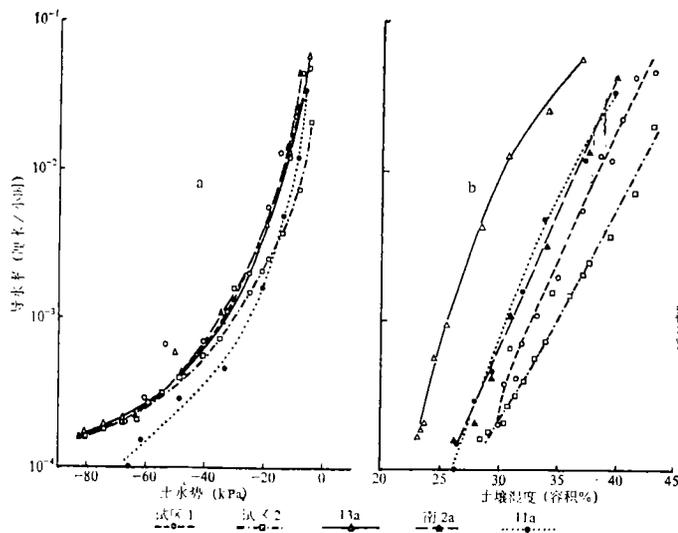


图 1 供试土壤(扰动土)的非饱和导水率

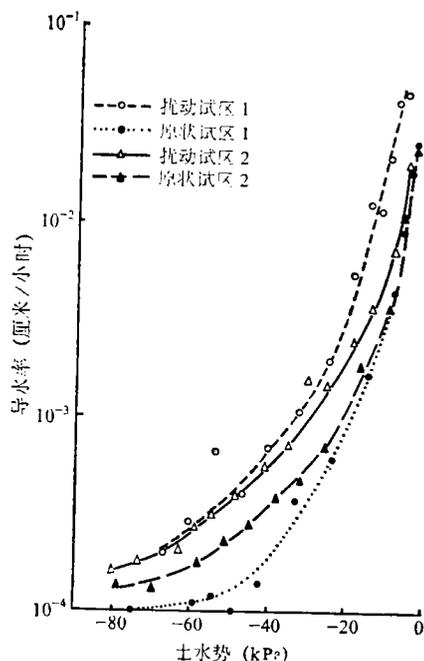


图 2 扰动和原状土的导水率

也要大于扰动土的 $K_{(\theta)}$ 值。

(三) 导水率的变异

供试土壤导水率的变异系数为4~9%(表5)。对站区另外27个土壤的 $K_{1.0}$ 测定结果, 3个土壤的变异系数超过100%, 其余在15—94%。按变异程度分级标准(弱变异: <10%; 中等变异: 10—100%; 强变异: >100%)来看, 导水率的变异, 基本上属中等变异。原状土的变异系数大多较扰动土大。

(四) 粘质红壤的导水率($K_{(\theta)}$)

图1b结果表明, $K_{(\theta)}$ 值随土壤湿度的下降而降低。因为土壤湿度与土水势呈正相关, 土水势是湿度的函数, 所以 $K_{(\theta)}$ 亦是土壤湿度的函数。图1b横座标土壤湿度是根据水分特征曲线换算出来的。一般情况下似乎没有必要将水势换算成含水量, 因为水势本身就是土壤水分的一个重要指标。另外, 滞后作用将影响所换算的结果。

2. 原状土与扰动土的 $K_{(\theta)}$ 值

土水势-6~-75kPa范围内, 扰动土的 $K_{(\theta)}$ 值大于原状土的 $K_{(\theta)}$ 值(图2), 但未达显著水准。与土水势-6~75kPa相对应的当量孔径为0.05~0.004毫米, 是最有效的导水孔隙, 而<0.004毫米孔隙导水通量要小得多。扰动土中0.05~0.004毫米孔隙显著高于原状土(表4), 所以它的 $K_{(\theta)}$ 值要大些。当土水势降低, 以<0.004毫米孔隙为主要导水孔隙时, 或许原状土的 $K_{(\theta)}$ 值

表 4 非耕地红壤某些当量孔隙状况

土 样	0.05~0.004	>0.004	<0.004	总孔隙度 (%)
	(毫米)			
扰动土	14.5	19.6	27.9	47.4
原状土	5.0	9.5	38.3	47.8
t 测试	5.588*	2.995	1.868	0.139
t _{2,0.05} = 4.303				

由图 1 可知，土水势在 -3~-80KPa (温度在 16-31℃) 范围内，供试土样的 $K_{(\theta)}$ 值约在 $10^{-2} \sim 10^{-4}$ 数量级 (土样 11a 和试区 1 的试验只进行至 -65 和 -67 KPa)。虽然供试土样均为重壤，但其粘粒含量、土壤容重和有机质含量都有很大的不同 (表 1)，但对 5 个土样的 $K_{(\theta)}$ 值进行变异分析表明也属中

表 5 土壤导水率的变异系数 (%)

土 样	K_{10}		$K_{(\theta)}$ *				
	原状土	扰动土	-6	-10	-20	-30	-40(Kpa)
南 2a	15	15	—	—	—	—	—
11a	18	4	—	—	—	—	—
13a	33	20	19	40	4	8	22
试区 1	14	7	—	—	—	—	—
试区 2	91	14	—	—	—	—	—

* 扰动土

表 6 供试土样的平均 $K_{(\theta)}$ 值及其变异系数 (n=5)

-80	-70	-60	-50	-40	-30	-20	-10(KPa)
$K_{(\theta)}$ (厘米/时)							
1.7×10^{-4}	2.0×10^{-4}	2.4×10^{-4}	3.5×10^{-4}	5.9×10^{-4}	1.2×10^{-3}	3.5×10^{-3}	1.4×10^{-2}
C.V (%)							
7	9	21	21	25	30	37	75

等变异 (表 6)。是否可以这样认为：粘质旱地红壤土水势大于约 -15KPa 时， $K_{(\theta)}$ 值大于或处于 10^{-2} 数量级；-15~-35KPa 时，为 10^{-3} 数量级；< -35~-80KPa 为 10^{-4} 数量级。土壤由饱和至约 -80KPa，其导水率约降低三、四个数量级。

综上所述，农地与桔园土壤的大孔隙和总孔隙度显著地高于非耕地，前者的 K_{10} 也显著的大于后者。原状土与扰动土的大孔隙和总孔隙度有变异，其差异达显著水准的， K_{10} 也达显著差异，如垦殖地；差异不显著的， K_{10} 的差异也不显著，如非耕地。

其次，土壤的非饱和导水率随土水势或湿度的降低而减少。土水势约大于 -35KPa 范围内，导水率减少 2 个数量级，在约 -35~-80KPa 范围内，保持在同一数量级。土壤由饱和至约 -80KPa，导水率约下降三、四个数量级。

另外，土壤导水率的变异属中等变异。

参 考 文 献

- (1) 于德芬、徐富安，介绍一种土壤饱和导水率测定仪，土壤，第 3 期，1990。
- (2) 梁春祥、姚贤良，通径分析在土壤物理研究中的应用，土壤，第 5 期，1989。
- (3) 希勒尔著 (华孟、叶和才译)，土壤和水，农业出版社，1981。