

土壤大孔隙饱和导水率的数值模拟及实验研究

尚燧廷^{1,2}, 冯 杰³, 丁荣浩⁴, 王小军^{1,2}

(1. 南京水利科学研究所, 江苏 南京 210029; 2. 水利部应对气候变化研究中心, 江苏 南京 210029;
3. 中国水利水电科学研究院 水资源所, 北京 100044; 4. 山东省临沂市水利勘测设计院, 山东 临沂 276001)

摘 要 原状土壤饱和导水率的确定将直接影响水及溶质在原状土壤中运动的模拟, 进而影响到水文模型及溶质运移模型的模拟精度。为此, 将原状土壤分为基质域和大孔隙域, 以南京市栖霞区的土壤为例, 通过 CT 扫描结合经验公式法、室内原状土柱实验法分别得到了原状土壤大孔隙的饱和导水率, 并对其结果进行了详细的对比分析。结果表明, 两种测定大孔隙饱和导水率的方法得到结果的相对偏差在 10% 以内。

关 键 词 土壤饱和导水率; 数值模拟; 土壤基质; 土壤大孔隙; CT 扫描; 土柱实验

中图分类号 S152.7 文献标识码: A 文章编号 0564-3945(2012)01-0015-05

土壤饱和导水率是研究土壤水运动时必不可少的参数之一, 它反映土壤的入渗性能和渗漏性质, 对非饱和导水率的计算精度有着决定性的影响。在农田排灌以及水土保持工程研究也有重要意义。均质土壤中的水流运动符合达西定律, 土壤饱和导水率的推求相对比较简单, 常用的实验方法有定水头法和降水头法, 间接的方法有土壤转换函数法、分形几何法、孔隙网络模型法和数值反演方法等。大孔隙是一个相对概念, 一般认为不论孔径大小、形状如何, 只要能够导致水分和溶质优先迁移的任何孔隙都可称之为大孔隙^[1], 对于含有大孔隙的原状土壤, 其中的水流运动不再符合达西定律, 因此, 含大孔隙土壤的饱和导水率推求非常困难, 目前国内外在这方面的研究还相对较少。Waston 和 Luxmoore^[2]以及 Wilson 和 Luxmoore^[3]使用张力渗透仪测定了森林流域土壤大孔隙的饱和导水率; Rawls 等^[4]运用分形理论估算了土壤大孔隙的饱和导水率; Chen 和 Wagenet^[5,6]假定大孔隙饱和导水率 K_m 与有效大孔隙度 P 成正比, 从而计算得出大孔隙的饱和导水率; 秦耀东和胡克林^[7]通过一种简单方法分析

了土壤内大孔隙和中小孔隙的饱和导水率; 冯杰等^[8]通过实验, 研究了大孔隙对土壤水分特征曲线 van Genuchten 模型参数的影响。

含有大孔隙的原状土柱可分为基质域和大孔隙域, 基质域的饱和导水率采用均质土壤的饱和导水率值, 因此, 本文通过室内均质土柱饱和导水率实验测得的数据来确定土壤基质域的饱和导水率。大孔隙域的饱和导水率通过 CT 扫描实验和已有的经验公式计算得到, 并进一步将其与室内饱和导水率实验得到的大孔隙饱和导水率进行了比较分析。

1 土壤的基本性质

实验所用的土壤取自南京市栖霞区东阳镇, 取样土层分别为 0 ~ 20 cm、20 ~ 40 cm、40 ~ 60 cm, 根据国际土壤学会对土壤粒级的划分标准, 用吸管法^[9]测得土样的粘粒 (< 0.002 mm)、粉粒 (0.002 ~ 0.020 mm)、砂粒 (0.02 ~ 2.00 mm) 的组成, 并确定其土壤质地, 每种土样各做两次, 取其平均值得到的机械组成, 结果如表 1 所示。

表 1 实验土壤的机械组成

Table 1 The mechanical composition of experiment soil

取样土层 Layer of the soil sample	土壤机械组成(%) Soil mechanical composition			干容重 (g cm^{-3}) Soil dry bulk density	土壤质地 Soil texture
	0.02 ~ 2.00 mm	0.002 ~ 0.020 mm	< 0.002 mm		
0 ~ 20 cm	15.25	63.24	21.51	1.21	粉砂壤土
20 ~ 40 cm	21.64	59.27	19.09	1.47	粉砂壤土
40 ~ 60 cm	23.77	58.82	17.41	1.55	粉砂壤土

收稿日期 2010-10-08; 修订日期 2010-12-17

基金项目 国家自然科学基金(50609005)、第十届霍英东教育基金会高等院校青年教师基金(101075)和教育博士点专项科研基金(20050294002)资助

作者简介 尚燧廷(1980-) 男, 山东金乡人, 博士研究生, 主要从事土壤水文物理规律研究。Email: manting0425@gmail.com

2 通过室内实验确定均质土壤的饱和导水率

室内测定均质土壤饱和导水率常用定水头渗透仪法和降水头渗透仪法。定水头法多用于饱和导水率 $K_s > 0.05 \text{ cm h}^{-1}$ 的土样,降水头法常用于饱和导水率 $K_s < 0.05 \text{ cm h}^{-1}$ 的土样^[10],以 Rawls 等测得的粉砂壤土的平均饱和导水率数据和 Rosetta 软件对实验土壤饱和导水率估算值的大小为依据,本文采用定水头法来测定均质土壤的饱和导水率。

当从田间所取的原状土样经 CT 扫描并测定完饱和导水率后,将土样风干分散并过 2 mm 筛,然后按原容重,重新填充到内直径 9.442 cm、两相邻测压管间距 10 cm 的渗透仪中。将土样饱和后,以固定水头向土壤供水,当出水稳定后,根据式(1)计算均质土壤的饱和导水率^[9],每组实验重复两次,结果取其平均值,实验结果如表 2 所示。

$$K_{s1} = \frac{Q}{At} \cdot \frac{L}{\Delta H} \quad (1)$$

式中 q :水流通量(cm h^{-1}); Q :水的出流量(ml); ΔH :压力水头差(cm); A :土样横断面积(cm^2); t :时间(h); L :两测压管间的土样高度(cm); K_{s1} :土壤饱和导水率(cm h^{-1})。

表 2 实验方法测得的均质土壤饱和导水率

Table 2 The disturbed soil saturated hydraulic conductivity obtained from experiment

土层 Soil layer	编号 Number	K_{s1} (cm h^{-1})
0 ~ 20 cm	1	1.64
	2	1.58
20 ~ 40 cm	1	0.49
	2	0.47

注 编号不同表示取样地点不同,编号相同表示取样相同地点相同但取样土层不同。

从表 2 可以看出:对于均质土壤来说,0 ~ 20 cm 层土壤的饱和导水率均大于 20 ~ 40 cm 层土壤,约是 20 ~ 40 cm 层土壤的 3.35 倍。0 ~ 20 cm 层土壤的饱和导水率大于 20 ~ 40 cm 层土壤,这主要是由于这土壤的干容重不同造成的。对于同一种类型的土壤,在没有大孔隙存在的情况下,其饱和导水率的大小主要是由其干容重决定,其值随干容重的增大而减小。由表 1 知,0 ~ 20 cm 层土壤的干容重小于 20 ~ 40 cm 层土壤,所以其饱和导水率大于 0 ~ 20 cm 层土壤。

3 土壤大孔隙饱和导水率的确定

3.1 利用经验公式计算土壤大孔隙的饱和导水率

Ahuja 等^[11]采用修正的 Kozeny-Carman 公式,利用有效大孔隙度来计算大孔隙的饱和导水率,公式为:

$$K_{macro} = B(\phi_{macro})^n \quad (2)$$

式中 B 和 n 是经验参数,对于不同结构的土壤 B 和 n 值不同; ϕ_{macro} 是有效大孔隙度。Rawls 建议对于粘粒含量小于 60% 且砂粒含量小于 40% 的土壤, $B=2.8 \times 10^3 \text{ m s}^{-1}$, $n=4$,由表 1 知,本文所研究的土壤符合其条件,故 B 和 n 取其建议值。

首先对原状土柱进行 CT 扫描(其中 0 ~ 20 cm 和 20 ~ 40 cm 土层 1 号土样扫描得到的横断面图像和三维图像如图 1、图 2 所示,其中(a)指横断面图像,(b)指三维图像),然后利用 Photoshop 和 Arcinfo 对 CT 图像进行处理分析,通过编制计算土壤大孔隙分布参数的软件,计算土柱总的大孔隙度,具体方法及 CT 扫描参数见文献^[12]。Perret^[13]认为长度大于 1 cm 的土壤大孔隙才会对水流和溶质产生影响,据此再计算出有效大孔隙度。最后将所得 B 、 n 、 ϕ_{macro} 值代入式(2)即可得各层土壤中大孔隙的饱和导水率值,结果见表 3。

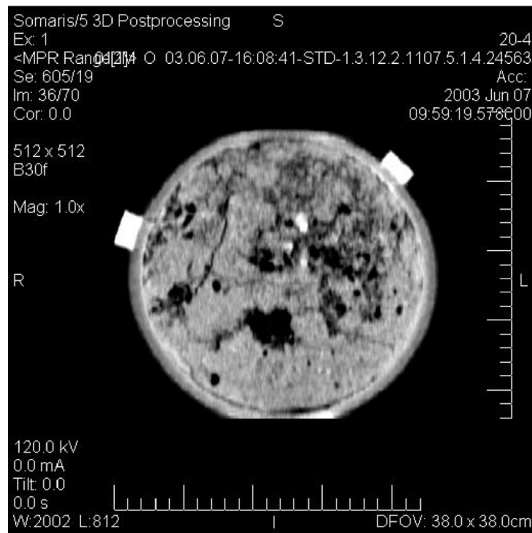
从表 3 中可以看出,不同土层间同一编号的土壤大孔隙饱和导水率相差非常大,这是由于其有效大孔隙度不同造成的。0 ~ 20 cm 1 号、2 号土柱的有效大孔隙度分别是 20 ~ 40 cm 1 号、2 号土柱的 2.68 倍、2.85 倍,平均为 2.77 倍;由此造成其饱和导水率的差别分别为 51.70 倍、65.73 倍,平均 58.72 倍。这表明随着土壤深度的增加,土壤大孔隙数量快速减少,由此造成土壤的导水性也迅速减小。一般农田耕作层土壤的大孔隙主要是由作物根系和土壤中小动物造成的,0 ~ 20 cm 层土壤是作物根系最为发育的位置,作物根系较粗的部分也多在这一层,而且这一层土壤也是蚯蚓等土壤中动物活动频繁的位置,所以其有效大孔隙度较大,进而造成其饱和导水率也较大。从上面的数据可以看出,有效大孔隙度的稍微变化就能引起土壤饱和导水率的大幅变化,这是由于大孔隙的饱和导水率与有效大孔隙度的 4 次方成正比,对有效大孔隙度的变化较为敏感造成的。

从表 3 中还可以看出,同一层土壤不同编号的土壤的饱和导水率值也相差较大。这同样也是由于有效大孔隙度的差异造成的。0 ~ 20 cm、20 ~ 40 cm 1 号土柱的有效大孔隙度分别为 2 号土柱的 1.39 倍、1.48 倍,平均为 1.44 倍;由此造成其饱和导水率的差别分别为 3.77 倍、4.79 倍,平均 4.28 倍。这表明,同一深度

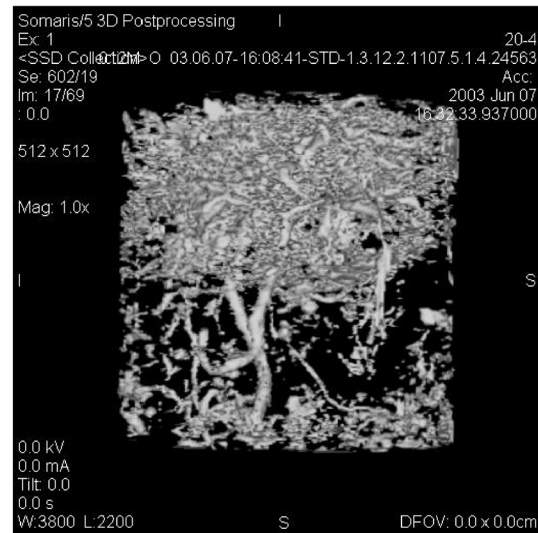
不同地点土壤大孔隙分布的差异性也较大,这是因为农田中的作物根系分布的不均匀性和动物在土壤中运动的随机性造成的。

总之,土壤导水率属强变异土壤参数,造成土壤

导水率较大空间变异的主要原因是土壤大孔隙分布的空间变异性,一旦土样剔除大孔隙的影响,也就是在基质范围内,土壤中小孔隙分布相对较为均匀,饱和和导水率的变异性就会变小。



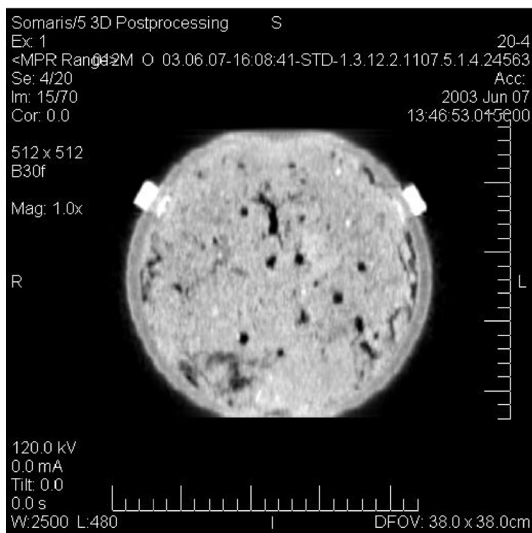
(a)



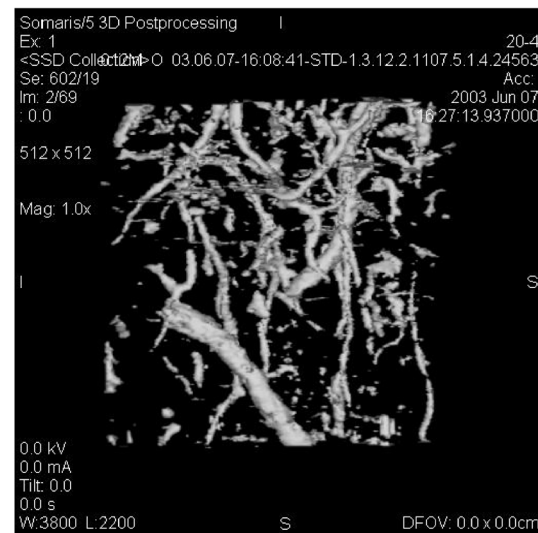
(b)

图 1 0~20(1) cm 层土柱 CT 扫描剖面图

Fig 1 CT scan profile of the 0 - 20(1) cm column



(a)



(b)

图 2 20~40(1) cm 层土柱 CT 扫描剖面图

Fig 2 CT scan profile of the 20 - 40 (1) cm column

表 3 大孔隙饱和和导水率 K_{macro} 数值模拟结果

Table 3 The result of numerical simulation of macropore saturated hydraulic conductivity

土层 Soil layer	编号 Number	大孔隙度 (%) Macroporosities	有效大孔隙度 (%) Effective macroporositie	大孔隙饱和和导水率 (cm h^{-1}) Macropore saturated hydraulic conductivity
0~20 cm	1	5.027	1.975611	153.56
	2	4.31	1.41799	40.75
20~40 cm	1	1.38	0.73692	2.97
	2	1.23	0.49815	0.62

注 编号不同表示取样地点不同,编号相同表示取样相同地点相同但取样土层不同。

3.2 利用实验测定大孔隙饱和导水率

对 3.1 节 CT 扫描过的土柱(0 ~ 20 cm 和 20 ~ 40 cm 的原状土柱各 2 个)分别测定其饱和导水率 K_s 。实验时,在土柱侧壁距底 5 cm、10 cm、15 cm 处分别打孔安装测压管,用马里奥特瓶供水,具体如图 3 所示,实验结果见表 4。

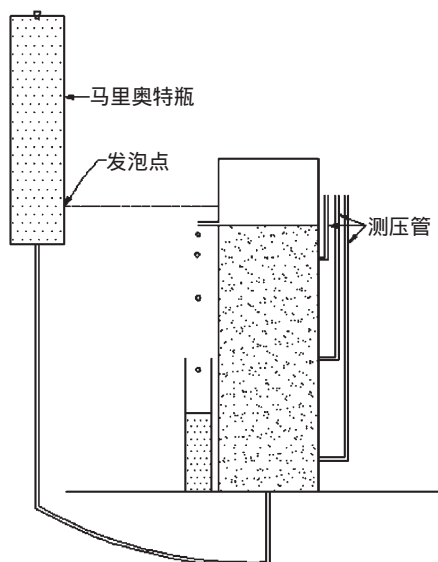


图 3 测定原状土样饱和导水率的实验装置

Fig 3 The experimental equipment of measuring undisturbed soil saturated hydraulic conductivity

表 4 实测饱和导水率值

Table 4 The measured saturated hydraulic conductivity by experiment

土层 Soil layer	编号 Number	大孔隙度(%) Macroporosities	K_s (cm h^{-1})	K_{s1} (cm h^{-1})	K_{s2} (cm h^{-1})
0 ~ 20 cm	1	4.68	167.56	1.64	165.92
	2		46.32	1.58	44.74
20 ~ 40 cm	1	1.31	3.62	0.49	3.13
	2		1.15	0.47	0.68

表 4 中,大孔隙度为表 3 中相应土层 1 号、2 号土柱大孔隙度的均值; K_s 表示原状土壤整体的饱和导水率; K_{s1} 表示土壤基质的饱和导水率,也就是均质土样的饱和导水率,其值取自表 2; K_{s2} 表示土壤中大孔隙的饱和导水率,其值为实测原状土整体饱和导水率减实测基质的饱和导水率计算得到的,即 $K_{s2}=K_s-K_{s1}$ 。

从表 4 中可以看出,0 ~ 20 cm 层土壤的平均大孔隙度为 4.68%,大孔隙的饱和导水率占原状土壤整体饱和导水率的 98.30%;20 ~ 40 cm 层土壤的平均大孔隙度为 1.31%,大孔隙的饱和导水率占原状土壤整体饱和导水率的 78.26%。由此可见,虽然大孔隙只占原状土壤总体积的很少一部分,却起着主要的导水作用。

3.3 土壤大孔隙饱和导水率数值模拟值与实测值的比较分析

从表 5 中可以看出,对于南京市东阳镇的粉砂壤土来说,大孔隙饱和导水率的计算值和实测值的相对偏差都在 10% 以内,二者相差不是太大。数值模拟的优点是计算简单,不需要考虑大孔隙中的水流是否符合达西定律,缺点是需要先对土柱进行 CT 扫描,然后再对得到的 CT 图像进行一系列的整理分析,并通过编制程序才能得到土柱的有效大孔隙度,费用较高,步骤繁琐。实验方法的优点是费用较低,所需要实验器材也较简单,缺点是,包括大孔隙在内的实验土柱中的水流,整体上要符合达西定律,然而一些含有大孔隙的原状土壤并不符合这一条件。

表 5 大孔隙饱和导水率实测值与数值模拟值的对比

Table 5 The comparison between measured and numerical simulated result of macropore saturated hydraulic conductivity

土层 Soil layer	编号 Number	$K_{\text{实测}}$	$K_{\text{模拟}}$	$K_{\text{偏差}}$
0 ~ 20 cm	1	165.92	153.56	7.4%
	2	44.74	40.75	8.9%
20 ~ 40 cm	1	3.13	2.97	5.1%
	2	0.68	0.62	8.8%

注 $K_{\text{偏差}}=(K_{\text{实测}}-K_{\text{模拟}})*100\%/K_{\text{实测}}$ 。

4 结论与讨论

土壤大孔隙的饱和导水率的确定:根据具体情况,可选择利用室内原状土柱实验的方法得到,也可以选择利用 CT 扫描再用经验公式计算的方法获得,两种方法得到的结果相差不大,相对偏差在 10% 以内,但 CT 扫描花费较大,也较费时,所以在条件许可时建议使用室内土柱实验的方法来获得土壤大孔隙的饱和导水率。

土壤饱和导水率在田间的分布具有不均匀性,在垂向上和水平方向上饱和导水率都有较大差别,而且在垂向上的差别大于在水平方向上的差别。

基于土柱的 CT 扫描图像或室内土柱实验来研究土壤的大孔隙度及大孔隙的饱和导水率只是对一个点(或小尺度)有意义,如何在流域上大范围内获得土壤大孔隙饱和导水率是以后亟待解决的问题。

参考文献:

- [1] 李伟莉,金昌杰,王安志,等.土壤大孔隙流研究进展[J].应用生态学报,2007,18(4):888-894.
- [2] WATSON K M, LUXMOORE R J. Estimating macroporosity in a forest watershed by use of a tension infiltrometer[J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 1986, 50(3): 578-582.

- [3] WILSON G V, LUXMOORE R J. Infiltration macroporosity and mesoporosity distribution on two watersheds [J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 1988, 52: 329 - 335.
- [4] RAWLS W J, BRAKENSIEK D L, LONGSDON S D. Predicting saturated hydraulic conductivity utilizing fractal principles [J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 1993, 57: 1193 - 1197.
- [5] CHEN C, WAGENET R J. Simulation of water and chemicals in macropore soils part 1. Representation of the equivalent macropore influence and its effect on soil water flow [J]. Journal of Hydrology, 1992, 130: 105 - 126.
- [6] CHEN C, WAGENET R J. Simulation of water and chemicals in macropore soils part 2. Application of linear filter theory[J]. Journal of Hydrology, 1992b, 130: 127 - 149.
- [7] 秦耀东, 胡克林. 大孔隙对农田耕作层饱和导水率的影响[J]. 水科学进展, 1998, 9(2): 107 - 111.
- [8] 冯 杰, 尚熲廷, 刘佩贵. 大孔隙土壤与均质土壤水分特征曲线比较研究[J]. 土壤通报, 2009, 40(5): 1006 - 1009.
- [9] 中国科学院南京土壤研究所主编. 土壤理化分析 [M]. 上海: 科学技术出版社, 1978.
- [10] 华 孟, 王 坚. 土壤物理学 [M]. 北京: 北京农业大学出版社, 1993.
- [11] AHUJA L R, NANEY J W, GREED R E, NIELSEN D R. Macroporosity to characterize spatial variability of hydraulic conductivity and effects of land management[J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 1984, 48: 699 - 702.
- [12] 冯 杰, 郝振纯. CT 扫描确定土壤大孔隙分布 [J]. 水科学进展, 2002, 13(5): 611 - 617.
- [13] PERRET J, PRASHER S O, KANTZAS A, et al. Three-dimensional quantification of macropore networks in undisturbed soil cores[J]. Soil Science Society of America Journal, 1999, 63: 1530 - 1543.

Experimental Study on the Soil Matrix and Macropore Saturated Hydraulic Conductivity

SHANG Man-ting^{1,2}, FENG Jie³, DING Rong-hao⁴, WANG Xiao-jun^{1,2}

(1. Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210029, China; 2. Research Center for Climate Change, MWR, Nanjing 210029, China; 3. China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100044, China; 4. Linyi City, Shandong Province, Water Survey Design and Institute, Linyi 276001, China.)

Abstract: Undisturbed soil saturated hydraulic conductivity will influence the simulated precision of hydrological model directly, and then it will influence the precision of the models of water flow and solute transported in soil. Therefore, the soil of Qixia town in Nanjing was taken for example, through CT scan combined with empirical formula method and experimental measurement, macropore saturated hydraulic conductivity of undisturbed soil columns was acquired. And the detail comparative analysis of them were given. All of their analysis showed that relative deviation of the macropore's saturated hydraulic conductivity obtained from the two methods was less than 10%.

Key words: Soil saturated hydraulic conductivity; Numerical simulation; Soil matrix; Soil macropore; CT scan; Soil column experiment