

应用一次出流法结合 SFIT 模型对土壤水力性质的研究*

陈效民

(南京农业大学210014)

J. Bouma

(荷兰 Wageningen 农业大学)

APPLYING ONE-STEP OUTFLOW METHOD IN COMBINATION WITH SFIT MODEL FOR STUDYING HYDRAULIC PROPERTIES OF SOILS

Chen Xiaomin

(Nanjing Agricultural University, 210095)

J. Bouma

(Wageningen Agricultural University, The Netherlands)

关键词 一次出流法,水分特征,水力传导, SFIT 模型

在描述非饱和区土壤水运动和元素迁移时需要各种土壤水力性质的参数资料,其中主要的为土壤非饱和导水率和土壤持水特性。而且测定这些参数需花费大量的时间和精力,且在测定过程中还会受到测定时间和空间变异的影响。

本文主要介绍应用一次出流法结合 SFIT 模型来测定土壤水分特征曲线和水力传导曲线,并用实测资料加以比较分析。

一次出流法 (One-step outflow) 已经广泛地用于测定土壤水的扩散率^[1,2]。近年来又利用此法取得的水分特征和水力传导参数,进而得到这两种曲线^[3]。Parker 等(1985)^[4]用此法测得瞬时流,结合 Van Genuchten (1980)^[4] 假设的方程,从方程中得到有关参数建立了数学模型。在此基础上 Kool 和 Parker (1987)^[5] 建立了数值水流 SFIT 模型,它是利用实验室的方法求得必要的参数,只需在一定时间内测定原状土的累积出流量,通过模拟,即可得到水力传导曲线和水分特征曲线。其与田间方法相比,更要省时和精确得多。

一、基本原理

一次出流法是在饱和土壤样品上加一正压,在某一压力作用下,水从土壤样品底部流

* 本文为作者在荷兰 Wageningen 农业大学学习时所做论文的一部分,曾得到该校土壤地质系 P. Peters 先生和 R. M. Van Sparoea 先生的大力帮助,在此一并致谢。

出,并被收集于滴定管中,同时记录所需的时间,即可得出随时间变化的出流量。为防止空气的影响,样品的底部放一个 100kPa 左右进气吸力值的多孔瓷板。

土壤样品中的垂直水流的数值模型可用达西方程和质量守恒定律相联系,形成 Richard's 方程, Kool^[6] 描述如下:

$$\frac{\partial \theta_v}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial x} - 1 \right) \right] \quad (1)$$

式中 θ_v 为土壤容积含水量, t 为时间, x 为水流距离, K 为导水率, h 为负压水头。

开始时的边界条件为:

$$h = h_0(x) \quad t = 0 \quad 0 \leq x \leq L$$

$$\frac{\partial h}{\partial x} = 1 \quad t > 0 \quad x = 0$$

$$h = h_L - h_0 \quad t > 0 \quad x = L$$

式中: $x = 0$ 是指土壤水流在土样的顶部, $x = L$ 是指土壤水流已到达土样的底部, L 是土样的长度, t 是时间, h 是负压水头, h_0 是开始的负压水头, h_L 是土样底部多孔陶瓷板上的负压水头, h_0 是施加到土样上部的负压水头。

要解方程(1),需要有关土壤水力性质的资料,而累积出流量 $Q(t)$ 可以用下式计算:

$$Q(t) = A \int_0^L [\theta(x, 0) - \theta(x, t)] dx \quad (2)$$

式中: $Q(t)$ 为累积出流量, A 为垂直水流方向的土样面积, L 为土样长度, $\theta(x, 0)$ 为开始时的含水量, $\theta(x, t)$ 是经 t 时间后的含水量, dx 为水流距离。

只要多孔瓷板饱和,就可求得饱和导水率。Genuchten (1980)假设了一个最近似的水分特征和传导曲线方程。

$$Se = [1 + |\alpha h|^n]^{-m} \quad (3)$$

式中: Se 为相对饱和度, h 为负压水头, α 和 n 分别表示与进气吸力值和孔隙大小分布呈反相关,决定曲线形状的参数。据报道^[4] α 的值变化于 $0.005-0.05 \text{ cm}^{-1}$; 而 n 通常变化于 1.1 至约 3.5; m 为无量纲的经验参数, m 值被定为 $1 - \frac{1}{n}$ ^[7]。一般砂土 α 和 n 的值较高,而细质地的土壤其值较低^[6]。在负压水头(h)的作用下, Se 用下列方程式求得:

$$Se = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r) \quad (4)$$

式中: Se 为相对饱和度, θ 为土壤含水量, θ_s 为饱和含水量 (θ 在 $h = 0$ 时); θ_r 是残余含水量,一般认为是凋萎系数时的值。

1987年 Kool 和 Parker 修正了由 Genuchten 提出的参数模型,用滞后作用和进气吸力值来表示持水曲线,则 $K(\theta)$ 可用下式表示:

$$K(\theta) = K_s Se \gamma [1 - (1 - Se^{1/m})^m]^{-2} \quad (5)$$

式中: $K(\theta)$ 为非饱和导水率; K_s 为饱和导水率; Se 为相对饱和度; γ 是一个无量纲,取决于土壤质地的适应性参数; m 为无量纲的经验参数。

在模拟水流的过程中需要估计的参数,可用测定和计算出流量或利用测定 $\theta(x, t)$ 、 $h(x, t)$ 所得的资料,再用最小二乘法来选取^[5]。

二、材料与 方法

(一) 供试土壤

土壤采自西班牙南部马拉加 (Malaga) 省的两个不同地形部位。一是山前平原土壤, 这种土壤土层较厚, 排水能力极强, 色红黑至黄红, 质地为粉砂粘土(国际制), 含大量碳酸钙新生体, 棱柱状结构, 按 FAO 分类^[1], 属钙质淋溶土 (Calcic luvisols)。二是湖积物土壤, 这种土壤土层也较厚, 表层颜色为棕至棕黑色, 质地为重粘土, 中等亚棱形块状结构, 含有大量的碳酸钙, 按 FAO 分类为钙质始成土 (Calcaric Cambisols)。

(二) 方法

1. 试验装置(图 1): 两大主要部分, (1)压力及压力调节装置;(2)安置样品及测定装置。

2. 根据试验要求, 采用两套压力计控制整个系统的压力。在 0—10kPa 范围, 采用水头压力计控制; 10kPa—68kPa 范围, 用水银压力计控制。每一套压力计均有自己的调节阀。

土壤样品是用 300cm³ 大容重圈采的原状土用小刀小心地削去容重圈两端多余的土壤¹⁾。土样与多孔瓷板一起放在水中浸泡 2

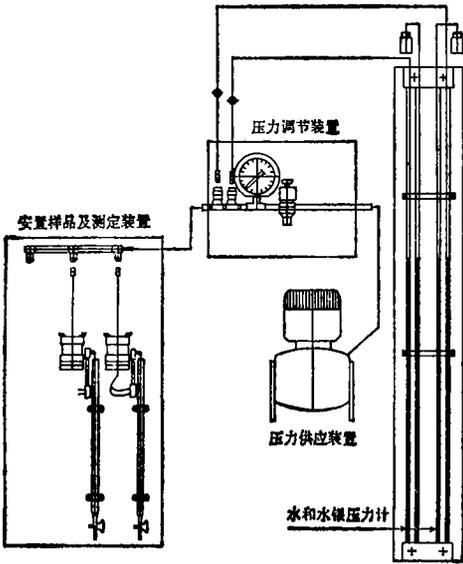


图 1 一次出流法装置示意图

天, 使土样充分饱和。在安装土样前, 必须将多孔瓷板及放置饱和土样的腔室清洗干净, 以防砂粒引起试验过程中发生泄漏。安装好土样后, 可通过多孔瓷板下面的溢流装置加水, 并排除系统中的气泡。

表 1 一次出流法试验决定的 SFIT 模型参数表*

土壤	饱和含水量 θ_r (cm ³ /cm ³)	饱和导水率 K_s (cm/day)	参数	开始估计值	最终参数值		
					方法 1	方法 2	方法 3
山前平原	0.414	200	α	0.005	0.0013	0.0010	0.0008
			n	1.50	1.490	1.410	1.390
			θ_r	0.25	0.210	0.180	0.150
			γ	0.50	1.840	1.930	2.000
湖积物	0.461	43.8	α	0.0025	0.0011	0.0006	0.0004
			n	1.50	1.490	1.431	1.423
			θ_r	0.30	0.180	0.170	0.160
			γ	0.50	2.500	2.430	2.450

* 表中的方法 1、2、3 是指当原始参数输入 SFIT 模型, 随即可得到三条模拟曲线, 并同时给出这三条曲线所用的参数。如认为这些曲线不够理想即可调节参数值, 直至得到满意的结果为止。

1) 这一步非常重要, 因为它关系到与多孔瓷板的接触好坏, 以致直接会影响到测定的结果。

试验开始,第一阶段用水头压力计控制,分别加 1kPa、4kPa、8kPa 压力,同时记录在每种压力下,滴定管中随时间变化的出流量,直至无出流量为一个过程结束。第二阶段加 68kPa 压力,用水银压力计控制,也同时记录随时间变化的出流量。这两个过程的目的是为了测定土壤的孔隙分布状况和低压条件下的水分特征数据。

在以上过程结束后,将样品移出压力装置,在 105℃ 时烘干,称重后计算出土壤容重和饱和含水量。干样品分成若干个小样本,经饱和后放在压力膜仪中分别测 $1.24 \times 10^3 \text{kPa}$ 和 $1.55 \times 10^3 \text{kPa}$ 时的特征曲线的最后两个点。

3. 饱和导水率用结壳法测得^[9]。将上述所得的一次出流、水分特征、饱和导水率、饱和含水量数据和经过逐步调整后所得的 α 、 n 、 θ_r 、 r 等参数输入 SFIT 模型进行模拟。两种土壤采用的参数见表 1。

三、结果与讨论

1. 从一次出流曲线(图 2、3)来看,测量值基本落在模拟曲线上,方法 1 与测量值基本相符,方法 1 和 2 的曲线近似重合,方法 3 曲线略差一点。比较而言,山前平原土壤在某

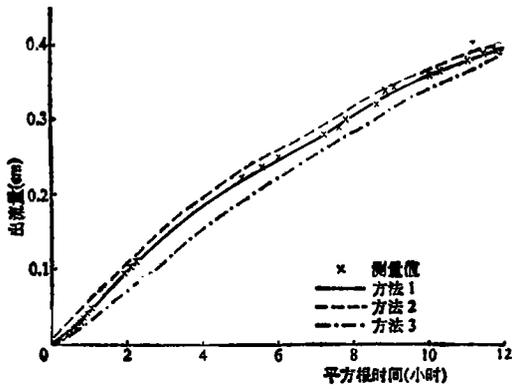


图 2 山前平原土壤一次出流曲线

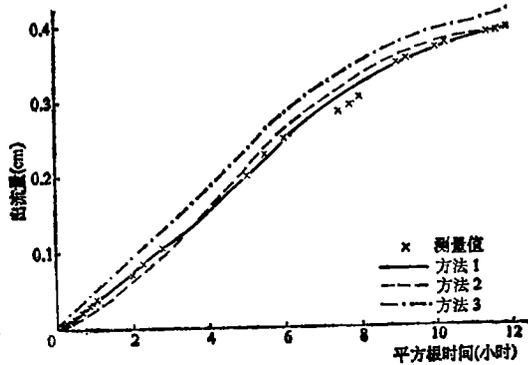


图 3 湖积物土壤一次出流曲线

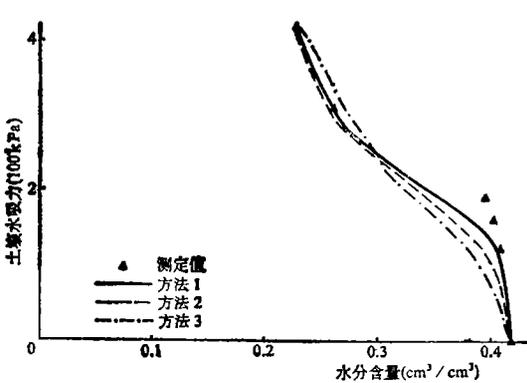


图 4 用 SFIT 模型所作的山前平原土壤的水分特征曲线

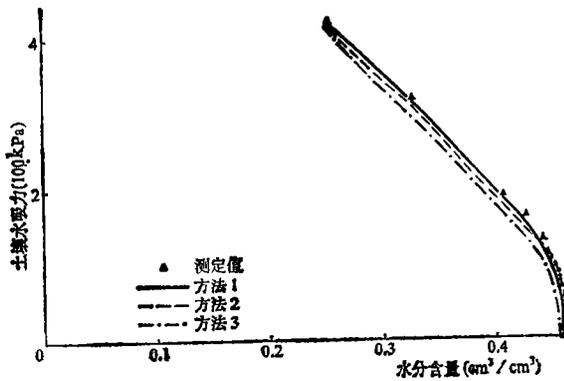


图 5 用 SFIT 模型所作的湖积物土壤水分特征曲线

一压力下随时间变化的出流量与模拟出流量的符合程度更好一些,其原因是受湖积物土壤粘粒含量较高影响而致。

2. 模拟的水分特征曲线与测量值也有很好相符性(图 4、5)。两种土壤模拟结果都比较理想。

3. 水力传导曲线(图 6、7) 模拟结果表明,湖积物土壤比山前平原土壤略好一些。因为山前平原土壤有较多的大孔隙,这些孔隙影响了在低压条件下的水力传导度。在模拟曲线上可直接查得非饱和导水率。

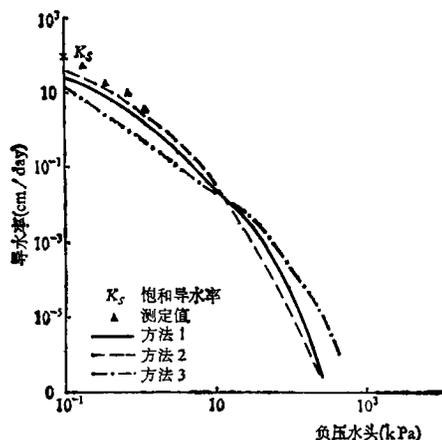


图 6 用 SFIT 模型所作的山前平原土壤水力传导曲线

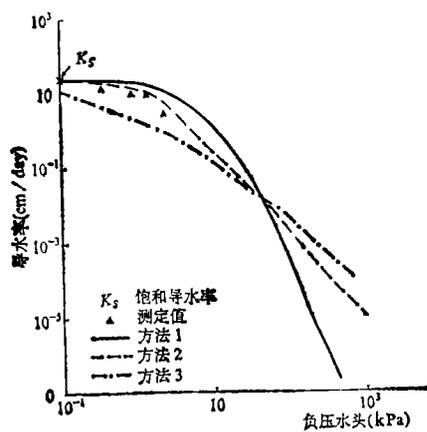


图 7 用 SFIT 模型所作的湖积物土壤水力传导曲线

4. 研究表明,一次出流法与 SFIT 模型相结合能适合于决定土壤水分特征曲线,但对有大孔隙的土壤的水力传导曲线有一定的偏差。虽然所用的模型参数能够决定水分特征曲线和水力传导曲线,但最好经过多次试验,对某一种土壤固定必要的参数,这样可获得更理想的结果。

5. 在试验中,土壤样品与环刀底部的陶土板之间要保持最好的接触,特别是对于有膨胀收缩的土壤,应引起注意,不然地话,由于胀缩会影响接触面积,导致出流量减少或趋于无出流量。

6. SFIT 模型在解释一次出流法资料上是一种很好的方法,此模型可有效地利用一次出流提供的参数,模拟出水分特征和水力传导曲线,得出非饱和导水率。一次出流法由于用大环刀采集原状土,因此所得的资料能很好地代表田间实际状况,所以,一次出流法结合 SFIT 模型在研究土壤水力性质上是一种可靠、实用的方法。

参 考 文 献

1. Doering, E. J., 1965: Soil-water diffusivity by the one-step method, *Soil Sci.* 99: 322—326.
2. Valiantzas, J. D. 1989: A simple approximate equation to calculate diffusivities from one-step outflow experiments. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 53: 342—349.
3. Parker, J. C., J. B. Kool, and M. Th. van Genuchten. 1985: Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: 11. Experimental studies. *Soil Sci. Soc. of Am. J.* 49: 1354—1359.
4. Van Genuchten, M. Th., 1980: A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity

- of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 44: 892—898.
5. Kool, J. B., and J. C. Parker., 1987: Estimating soil hydraulic properties from transient flow experiments: SFIT user's guide. Electric Power Research Institute, Palo Alto, California.
 6. Kool, J. B., J. C. Parker, and M. Th. van Genuchten., 1985: Determining soil hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: 1. Theory and numerical studies. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 49: 1348—1354.
 7. Mualem, Y., 1976: A new model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media. *Water Resour. Res.* 12: 513—522.
 8. FAO-Unesco, 1988: Soil Map of the World. Published by International Soil Reference and Information Center (ISRIC) P. P. 48—54.
 9. Booltink, H. W. G., J. Bcuma and D. Gimenez., 1991: Suction crust infiltrometer for measuring hydraulic conductivity of unsaturated soil near saturation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 566—568.
-

《土壤学报》第 30 卷 增刊

——《锌在土壤中的化学行为与植物效应》专辑

本专辑为北京农业大学等单位“七五”以来自然科学基金会资助项目、“七五”攻关课题和在德国博士论文等工作有关锌的研究成果,共收集论文 25 篇。内容涉及: 1. Zn^{2+} 及其络合物在土壤中吸附与解吸动力学的模型、特性等, 2. 锌的络合作用与 Zn^{2+} 及其络合物在土壤中吸附平衡的热力学等, 3. 植物吸锌机理与生理效应的研究, 4. 土壤外源锌的植物效应等。

本专辑已出刊,公开发行,约 27 万字,每本 8.00 元。需要者请与《土壤学报》编辑部联系(地址: 210008 南京市北京东路 71 号中科院南京土壤研究所转土壤学报编辑部)。