

野外条件下非饱和弥散系数的确定*

黄 康 乐

(武汉水利电力学院)

摘 要

本文根据质量守恒定律和求解非饱和水力传导度的瞬时剖面法的思路,提出了一种求解非饱和弥散系数的实验及其计算方法。通过野外实验说明该法是有效的,甚至对于非均质性或具有空间变异性的土壤都适用。该法具有两个方面的优点:一是实验和计算简单;二是通过一次实验可求出一组弥散系数和孔隙水速度的数值,从而可寻找二者之间的相互关系。数值模拟结果表明,由该法所求的参数是可靠的。

非饱和土壤中的溶质运移对于地下水水质污染的发生与发展起着重要的作用,对于盐碱地的形成有着紧密的联系。因此,研究非饱和和溶质运移机制及其规律对于地下水资源评价与保护和盐碱地的改良和利用都具有重要的意义,它是土壤、农业、水文地质和环境保护等学科共同关心的内容。

由于非饱和土壤水运动的复杂性,给这方面的研究带来了较大的困难。其中之一就是非饱和溶质运移的重要参数——弥散系数难以确定。Yule 和 Gardner^[3]在假设弥散系数与速度呈比例关系以及含水量均匀的前提下,进行室内短柱试验求得非饱和纵向和横向弥散系数,但由于假设偏于理想化,求得的参数难以体现实际情况。杨金忠^[4]利用水平土柱试验,由数值方法反求参数,是个较有效的方法,但是求解非线性流动方程和对流弥散方程的复杂性,使之难以推广应用。作者^[2]基于质量守恒原理,借鉴求解水力传导度的瞬时剖面法,提出了一种在实验和计算都较为简单的方法,并通过室内实验证明该法是较有效、精确的。

迄今为止,关于非饱和弥散系数的确定大多是在室内较为理想的条件下对扰动土样的实验,而在野外条件下,对田间原状土壤的确定,研究工作还很少。而大量的实际问题(如盐碱地的冲洗研究、地下水资源评价)却迫切地要求获得野外条件下的非饱和弥散系数,因为它更接近于实际情况,本文企图在这方面作初步的尝试,提出了一种野外求解非饱和弥散系数的实验及计算方法。

一、基本思路与计算步骤

若已知非饱和土壤水、盐运动过程中某两个时刻的剖面分布,那么由剖面上任一点 π , 邻域 ABCD 可以建立水、盐质量守恒方程,由已知的 A, B, C, D 各点的浓度值及含水量代入守恒方程,就可以求出该点的非饱和弥散系数 D_i , 各点依此进行,便可求出一组 D_i 值 ($i = 1, 2, \dots, n$)。以下给出计算公式

* 本文在张蔚榛教授指导下完成。试验得到河北省临西灌溉试验站的支持,特此感谢。

的推导。

根据质量守恒定律,一维非饱和土壤水分运动方程为:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial z} \quad (1)$$

溶质运移方程(忽略源汇项和吸附项)为:

$$\frac{\partial \theta c}{\partial t} = -\frac{\partial J}{\partial z} \quad (2)$$

上式中: θ 为体积含水量(厘米³/厘米³); q 为水流通量(达西流速)(厘米/时); 孔隙水速度 q/θ ; c 为土壤水溶液中所含溶质的浓度(克/升); J 为溶质质量通量(克/厘米²·时);

$$J = -\theta D \frac{\partial c}{\partial z} + qc \quad (3)$$

式(3)中 D 为非饱和水动力弥散系数(厘米²/时); z 为以地表为原点, 向下为正的垂直坐标(厘米); t 为时间(时)。

因为:

$$\theta c = \rho s \quad (4)$$

所以式(2)变为

$$\rho \frac{\partial s}{\partial t} = -\frac{\partial J}{\partial z} \quad (5)$$

式中 ρ 为土壤干容重(克/厘米³); s 为土壤含盐量, 即单位重量干土所含盐分的重量(克/克)。

对式(5)两边从 z_i — z_{i+1} 积分得:

$$J(z_{i+1}, t) = J(z_i, t) - \int_{z_i}^{z_{i+1}} \rho \frac{\partial s}{\partial t} dz \quad (6)$$

对积分取一阶近似得:

$$J(z_{i+1}, t) \approx J(z_i, t) - \left(\rho \frac{\partial s}{\partial t} \right) \Big|_{z_{i+\frac{1}{2}}, t} \times \Delta z$$

对时间导数在 $t = t_{j+\frac{1}{2}} = \frac{t_j + t_{j+1}}{2}$ 采用中心差分近似得:

$$J_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} = J_i^{j+\frac{1}{2}} - \rho_{i+\frac{1}{2}} \Delta z \frac{s_{i+\frac{1}{2}}^{j+1} - s_{i+\frac{1}{2}}^{j-1}}{\Delta t} \quad (7)$$

式中 J_i^j 表示 $z = z_i, t = t_j$ 的溶质通量, 余类推。时间步长 $\Delta t = t_{j+1} - t_j$, 空间步长 $\Delta z = z_{i+1} - z_i$ 。

由式(3)得:

$$J_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} = \left(-\theta D \frac{\partial c}{\partial z} + qc \right) \Big|_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}$$

上式代入式(7)并稍作整理得:

$$D = \frac{\rho_{i+\frac{1}{2}} \Delta z \frac{s_{i+\frac{1}{2}}^{j+1} - s_{i+\frac{1}{2}}^{j-1}}{\Delta t} + (qc)_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} - J_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}}{\theta_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} \cdot \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}}} \quad (8)$$

式(8)即为求解非饱和弥散系数的公式, 式中各项为:

$$\rho_{i+\frac{1}{2}} = \frac{\rho_i + \rho_{i+1}}{2} \quad (\text{对于均质土壤, } \rho \text{ 为常数})$$

$$s_{i+\frac{1}{2}}^{j+k} = \frac{s_i^{j+k} + s_{i+1}^{j+k}}{2} \quad k = 0, 1$$

$$\theta_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} = \frac{\theta_{i+1}^{j+1} + \theta_{i+1}^{j-1}}{2} \quad c_{i+\frac{1}{2}}^{j+\frac{1}{2}} = \frac{c_{i+1}^{j+1} + c_{i+1}^{j-1}}{2}$$

$$\frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{i+1}^{j+1/2} = \frac{\frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{i+1}^j + \frac{\partial c}{\partial z} \Big|_{i+1}^{j+1}}{2}$$

$J_i^{j+1/2}$ 可以从上边界起由式 (7) 递推求得, $q_{i+1}^{j+1/2}$ 由式 (1) 类似上述推导得:

$$q_{i+1}^{j+1/2} = q_i^{j+1/2} - \Delta z (\theta_{i+1}^{j+1/2} - \theta_{i+1/2}^j) / \Delta t \quad (9)$$

其中,

$$\theta_{i+1/2}^{j+k} = \frac{\theta_{i+1}^{j+k} + \theta_i^{j+k}}{2} \quad k = 0, 1$$

由上可见,只要知道土壤水、盐运动过程中任意两个时刻的剖面分布,并控制上边界条件在 $t_j \sim t_{j+1}$ 期间不变,则利用上述公式通过简单计算就可求得弥散系数。最简便的上边界条件是保持水流量和溶质通量为零,即 $J_0 = 0$, $q_0 = 0$, 也就是土壤水盐运动的再分布期间满足这个条件。

二、野外实验

为了验证上述方法的可行性,在河北省临西灌溉试验站进行盐水灌溉试验。试验面积 2m^2 左右,土壤剖面呈层状非均质结构,自上而下为:轻壤—中壤—轻粘土—粉砂壤。在深度为 10, 20, 30, 50, 70, 85, 110, 150, 200, 250 和 300cm 处理设了直立式负压计。在试验区以定水头 3cm 淹灌浓度为 38g/l 的 NaCl 溶液。为防止侧渗,保证水流呈一维下渗运动,在试验区外圈同时漫灌盐水溶液。淹灌一天左右停止供水,盖严地表,以防蒸发,让水分和盐水呈再分布状态,在这期间用钻孔取样法在试区内按给定深度取样两次,用烘干法测其含水量,用电导法测其含盐量。 $t = 10.83$ 小时和 107.17 小时的水、盐剖面分布见图 1。根据这两个时刻的剖面分布,由本文方法,每间隔 10cm 求解各点的非饱和弥散系数,结果见图 2。

为了验证上述所求数值的可靠性,又进行了一次类似实验,其结果分别见图 3 和图 4。

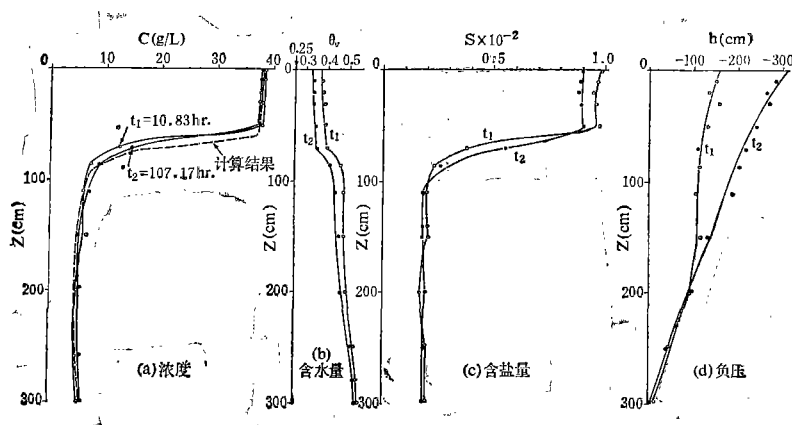


图 1 第一次入渗试验再分布期间土壤水、盐剖面分布
(t 为再分布开始以后的时间,虚线表示数值模拟结果)

Fig. 1 Profiles of soil water and salt during redistribution after the first ponding irrigation (t , the time, is calculated from the beginning of redistribution. Dash line represents the computed values)

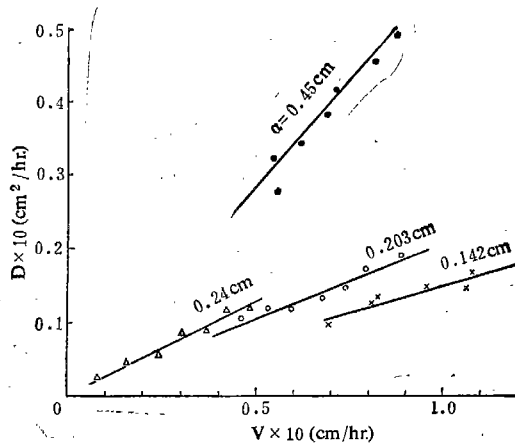
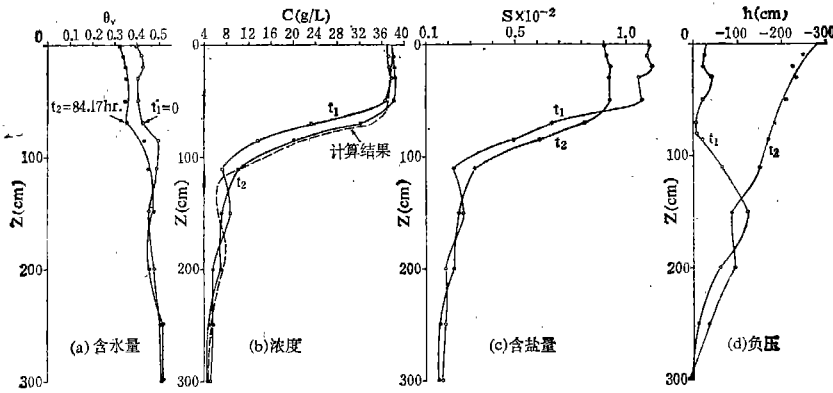
图2 根据第一次入渗实验求得的 $D-V$ 曲线Fig. 2 $D-V$ curves for each layer from the first experiment

图3 第二次入渗试验再分布期间土壤水、盐剖面分布

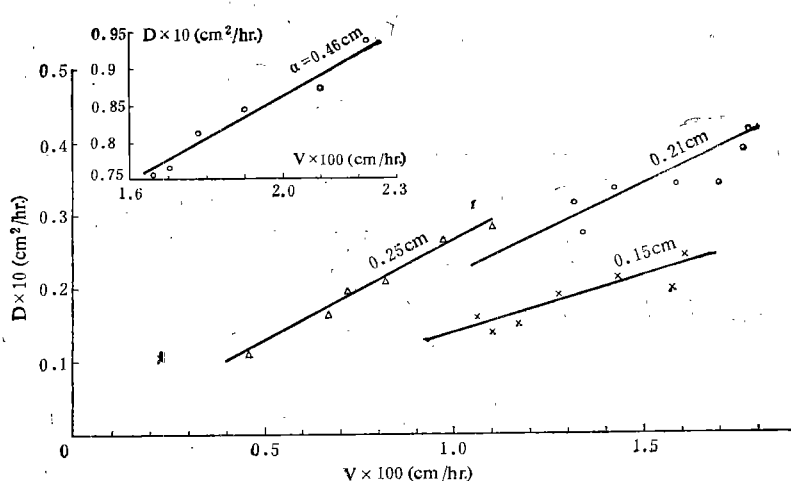
(t 从再分布开始算起。虚线为数值模拟结果)

Fig. 3 Profiles of soil water and salt during redistribution after the second ponding irrigation (t, the time, is calculated from the beginning of redistribution. Dash line represents the computed values)

由上述结果, 显见两次实验所求的各层土壤的 $D \sim V$ 关系都比较接近, D 和 V 呈现常见的线性关系: $D = \alpha |V|$, α 为弥散度。根据上述实验所求的结果可知, 该区 4 种土层的弥散度 α 大约为: 轻壤 0.25cm, 中壤 0.2cm, 轻粘 0.125cm, 粉砂壤 0.45cm。

三、数值模拟验证

为了进一步验证本文方法的可靠性, 由溶质运移方程, 根据上法所求的弥散度 α 以及有关的水力参数, 模拟入渗试验后浓度的分布, 入渗结束后再分布期间, 溶质运移可用下述定解问题来描述(因为各层的土壤容重相差不大, 近似取 $\rho = 1.4\text{g/cm}^3$ 代表整个剖面的土壤干容重):

图4 根据第二次入渗实验求得的 $D-V$ 曲线Fig. 4 $D-V$ curves for each layer from the second experiment

溶质运移:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial(\theta c)}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial(qc)}{\partial z} \\ J(0, t) &= \left(-\theta D \frac{\partial c}{\partial z} + qc \right)_{z=0} = 0 \\ c(L, t) &= c_L \\ c(z, 0) &= c_0(z) \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

水分运移:

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial h}{\partial z} \right) - \frac{\partial K}{\partial z} \\ q(0, t) &= -K \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right)_{z=0} = 0 \\ h(L, t) &= 0 \\ h(z, 0) &= h_0(z) \end{aligned} \right\} \quad (11)$$

以上各式中 $L = 298\text{cm}$ 为地下水位埋深, $c_L = 0.68\text{g/l}$ 为地下水浓度, $c_0(z)$, $h_0(z)$ 分别为入渗结束之时的浓度和负压分布。(第一次入渗模拟, 取 $t_1 = 10.83$ 小时的浓度和负压分布为初始条件)。用数值模拟第二次取样时的浓度分布。由瞬时剖面法求得非饱和水力传导度 $K = ae^{-B\theta}$ 。通过读取的负压值与取样测得的含水量测定水分特征曲线为 $h = -Ae^{-B\theta} + R$ 。有关参数见表 1。

把上述各参数代入式 (10)–(11), 先由式 (11) 求得 θ 和 q , 再由式 (10) 求得 c 。计算采用中心差分法, 空间步长 $\Delta z = 3\text{cm}$, 变时间步长 $\Delta t_{K+1} = 1.05\Delta t_K$, $\Delta t_1 = 0.5$ 分钟。

计算结果如图 1a 和 3b 中虚线所示, 可见数值模拟计算的浓度分布与实测的很接近, 因此可以认为依本文方法所求的弥散系数是比较可靠的。

表 1 水盐运动数值模拟有关参数

Table 1 Parameters for numerical modeling of water and salt in soils

土壤名称 Soil name	A cm	B	R cm	a cm/hr.	b	α (cm)	
						I	II
轻 壤	70301.5	21.14	9.79	8.94×10^{-8}	39.52	0.24	0.25
中 壤	97216	23.76	27.57	7.2×10^{-7}	34.27	0.203	0.21
粘 土	9700.9	9.937	74.6	5.74×10^{-6}	23.24	0.142	0.15
粉 砂 壤	5080522	26.76	17.57	1.14×10^{-10}	47.22	0.45	0.46

注: I、II 分别表示第一次和第二次试验。

四、结 论

1. 本文提出的方法不仅适用于室内,更为野外求解非饱和弥散系数提供了有效途径,经实验验证,它是可靠的。它基于质量守恒原理,物理概念明确。

2. 该法的实验和计算过程都十分简单,无需专门的仪器设备,避免了常规的数值反求参数的复杂计算工作和昂贵的计算费用。

3. 根据一次实验可求出一系列的 D 与 V , 进而可以找出 D 与 V 的相互关系,为探讨弥散机制提供了有效的途径。而数值法反求时先假定 D 与 V 符合某种关系式,然后再拟合其中有关的参数。显然,前者更符合于科学研究的逻辑。

4. 若已知(通过在试验点邻近取样分析)剖面上的容重分布,则对于非均质或具有空间变异性的土壤,用本文方法仍然可以方便地求解各点的弥散系数,从而可进一步探讨弥散系数的空间变异性问题。

然而,本文作为一种新方法的提出,还存在某些方面有待于改进,以提高求解的精度。如改进传统的取样方法,保证数据的准确性;在浓度锋面附近,空间导数难以准确求得等等。

参 考 文 献

- [1] 杨金忠, 1986: 一维饱和与非饱和水动力弥散的实验研究。水利学报, 第3期, 10—20页。
- [2] 黄康乐, 1987: 求解非饱和纵向弥散系数的简便方法。水利学报, 第2期, 51—53页。
- [3] Yule, D. F. and Gardner, W. R., 1978: Longitudinal and transverse dispersion coefficients in unsaturated plainfield sand. Water Resources Research, 14(4).

A METHOD FOR DETERMINING DISPERSION COEFFICIENT OF UNSATURATED SOIL UNDER FIELD CONDITION

Huang Kangle

(Wuhan Academy of Water Conservancy and Power)

Summary

Based on the law of mass conservation and the transient profile method used in determining the unsaturated hydraulic conductivity of soil, the method for determining the unsaturated dispersion coefficient of soil was developed. It was shown by field experiments that the method was effective in estimating unsaturated dispersion coefficient under field condition, even for heterogeneous soils or those of spacial variability in their properties. The method has two advantages, i.e. simplicity in experimentation and computation and values of D and V and their relationship for a group of plots being able to be obtained from an experiment. Modelling experiments have shown this method is reliable.