

非均质饱和土壤盐分优先运移的随机模拟*

任 理 秦耀东 王 济

(中国农业大学土壤和水科学系, 北京 100094)

摘 要 在室内使用特殊形状的土柱隔板成功地填装了在水平横截面上呈“川”字型分布, 由质地相差较大的两种土壤相间构成的非均质土柱。当土柱出流达到稳态后, 灌入 CaCl_2 溶液, 监测土柱出流液的浓度动态。通过计算表征氯离子迁移时间随机特征的概率密度函数, 对出流盐分的优先运移采用传递函数模型进行仿真, 并对构成非均质土柱的两种均质土壤分别进行了条件类似的水盐入渗实验和模拟。在此基础上获得了参与氯离子运输的土壤水运移体积和可动体积以及土壤溶液中氯离子的体积平均驻留浓度。

关键词 非均质土壤, 溶质运移, 优先流, 传递函数模型, 随机模拟, 对流—弥散方程

中图分类号 S152

模拟非均质土壤中溶质运移的主要困难, 首先是介质界面上水力传导性质的各向异性; 其余可归结为以下几点^[1]: (1) 通过用染色剂和其他示踪物的研究表明, 即使是在稳态的情况下, 土壤大孔隙和土壤基质孔隙空间的组成导致了土壤水流运动的高度不规则性; (2) 土壤中不可动水体的存在; (3) 土壤中阴离子的排斥作用。

土壤溶质运移的数学模拟有两种主要方法^[1]: 对流—弥散方程 (Convection—dispersion equation, CDE)^[2,3]和传递函数模型 (Transfer function model, TFM)^[4~8]。对流—弥散方程是以溶质通过均匀多孔介质时控制溶质扩散和弥散的机理为基础, 而传递函数模型并不要求了解非均质多孔介质中溶质运移精确的物理、化学及生物过程, 而是将溶质在多孔介质中的运移视为随机过程进行研究。

为了探讨饱和稳态入渗条件下非均质土壤中保守溶质的优先流动, 本文在实验室内构造了在水平横截面上由两种质地相差较大的土壤相间构成的实验土柱, 进行了氯离子的运移实验。然后采用 TFM 对非均质土柱的溶质运移特征进行了分析, 此外, 还对构成实验土柱的两种土壤分别进行了水盐运移实验及 CDE 求解, 以考察在稳定流场饱和入渗条件下, 溶质阶跃输入过程中, 土壤质地对示踪溶质运移的影响。

1 理论基础

1.1 传递函数

在稳态水流下, 对阶跃输入的溶质, 如果其仅通过土壤的上表面进入土体, 而通过土

* 国家自然科学基金 (59579024) 和地矿部环境地质开放研究实验室基金 (k96002) 资助项目

收稿日期: 1999-12-15; 修改稿收到日期: 2000-08-27

壤的下表面离开土体,则溶质的出流浓度可表示为^[1]

$$C_{ex}(t) = \int_0^t g(t-t'|t') C_{ent}(t') dt' \quad (1)$$

式中, $C_{ex}(t)$ 是在观测时间 t 的流量平均出流浓度; $C_{ent}(t')$ 是溶质进入土体时间 t' 时, 进入土壤上表面的溶质流量平均浓度; $g(t-t'|t')$ 为溶质迁移时间的条件概率密度函数。采用对数正态分布函数来描述溶质迁移时间的概率密度函数(The probability density function, PDF)^[1]:

$$g(t-t'|t') \equiv g(t|0) = \frac{1}{\sqrt{2\pi} \sigma t} \exp\left[-\frac{(\ln t - \mu)^2}{2\sigma^2}\right] \quad (2)$$

式中, μ 为 $\ln t$ 分布的均值, σ^2 为方差。对阶跃输入, 初始和边界条件为^[1]

$$\begin{cases} C_{ent} = 0 & z \geq 0 & t < 0 \\ C_{ent} = C_0 & z = 0 & t \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

式中, C_0 是溶质输入的流量平均浓度; z 是土壤深度。将(2)、(3)两式代入(1)式, 可得^[1]:

$$C_{ex}(L, t) = \frac{C_0}{2} \left\{ 1 + \operatorname{erf}\left[\frac{\ln t - \mu}{\sqrt{2} \sigma}\right] \right\} \quad (4)$$

式中, L 是测量的参考深度。在本文实验中, 参考深度是指土柱的下边界, 亦即出流面。

1.2 对流-弥散方程

在稳态水流情况下, 对于保守溶质, CDE 方程可写为如下形式:

$$\frac{\partial C_{ex}}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C_{ex}}{\partial z^2} - v \frac{\partial C_{ex}}{\partial z} \quad (5)$$

式中, D 是溶质的表观弥散系数; v 是平均孔隙流速。在阶跃输入条件下, 结合边界条件 $\partial C_{ex} / \partial z(\infty, t) = 0$, (5)式的解为^[1]:

$$C_{ex}(z, t) = \frac{C_0}{2} \left\{ \operatorname{erfc}\left[\frac{z-vt}{2\sqrt{Dt}}\right] + \exp(vz/D) \operatorname{erfc}\left[\frac{z+vt}{2\sqrt{Dt}}\right] \right\} \quad (6)$$

尽管(6)式不依赖 Peclet 数值(= vL/D , 这里的 L 指土柱长度), 但只有假设土柱出流下边界的存在不影响溶质运移, 于是短土柱可视为半无限系统的一部分且排水出流的溶质浓度被看作流量平均浓度, 则该解也能用于短土柱^[1]。

2 材料与方方法

2.1 实验材料

供试土壤采用砂性土和粘性土。砂性土取自北京昌平沙河水库, 粘性土取自中国农业大学科学院 1.2m 以下土层。土样风干, 磨碎, 过 2mm 筛备用。根据粒径分析和国际土壤质地分类标准^[9], 这两种土壤定名为砂壤土和壤质粘土, 以下简称为砂土和粘土, 其饱和和导水率分别为 0.1cm/min 和 0.0042cm/min。

2.2 实验装置

实验装置系统由三部分组成: (1) 土柱装置; (2) 人工降雨装置: 包括针管式降雨器和马林奥特供水装

置; (3) 出流测量装置: 包括出流收集装置和出流浓度测量装置。

土柱由 PVC (Polyvinyl chloride) 板材构成, 板厚 1cm。土柱高 60cm, 横截面外径为 50cm × 50cm 的正方形, 下底面采用四块三角形 PVC 板焊接而成。土柱分别填装两种不同质地的土壤, 它们连续相同呈“川”字形。其中, 砂土的横截面宽 4cm, 粘土的横截面宽 12cm。土柱填装时, 先在最底层放置一张纱网, 然后填入 5cm 厚的玻璃珠, 作为反滤层, 之后再覆盖两层纱网。将实验土柱分为 11 层按给定干容重 ($1.5\text{g}/\text{cm}^3$) 来填装, 第一层和最后一层厚 2cm, 其余 9 层厚 4cm, 在每两层土之间, 打毛土壤界面, 放入张力计。

降雨器由有机玻璃板制成, 底板尺寸为 $46\text{cm} \times 46\text{cm}$, 在底板上装有 256 个插在青霉素瓶盖上的 $\frac{1}{2}$ 医用不锈钢注射针头, 并按棋盘形布置。降雨器上端由一根带标尺的集水管来调节底板上针头水压, 确定喷洒强度, 保证土柱表面基本无积水^[10]。马林奥特供水装置为降雨器提供水源。

在土柱下端开口处用 250ml 容量瓶人工接取出流液。本文选择 Cl^- 作为示踪元素, 这是因为它有以下特点^[11]: (1) Cl^- 可视为土壤中典型的自由移动的阴离子, 很少与土壤基质发生反应; (2) 测定 Cl^- 的方法简便; (3) 在稀释的自由溶液里, Cl^- 的扩散系数与 NO_3^- 的扩散系数很相近, 便于今后分析 NO_3^- 在土壤中的运移行为。 Cl^- 的浓度用 AgNO_3 滴定法^[9]来测量。

土柱填装好后, 重分布 48 小时, 先进行非饱和土壤水分流动实验, 待土壤接近饱和, 流场稳定后, 阶跃输入 $0.027\text{mol}/\text{L}$ 的 CaCl_2 溶液, 每隔 5 分钟接取一次土柱出流, 测定出流液浓度 (视 Cl^- 本底值为 0)。

对于均质土壤, 则采用圆柱形有机玻璃管来填装土柱, 其土层和反滤层的厚度与非均质土柱一样。均质土柱填装后, 先饱和, 然后用马氏瓶维持薄层积水入渗, 阶跃输入同浓度的 CaCl_2 溶液, 按一定时间间隔接取并测定土柱出流液。

3 结果与讨论

3.1 穿透曲线的建立

以相对浓度 (C_{ex}/C_0) 为纵坐标, 相对体积 (V/V_0) 为横坐标, 分别绘出均质砂土和均质

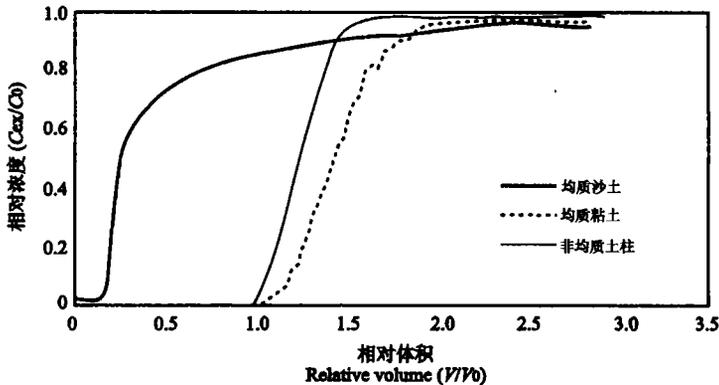


图1 三种实验土柱的穿透曲线

Fig.1 Chloride breakthrough curve for different soils

粘土以及由这两种土壤构成的非均质土柱 (以下简称非均质土柱) 氯离子运移的穿透曲线 (Breakthrough curve, BTC) (见图 1)。 C_{ex} 和 C_0 分别为出流浓度和入流浓度, V 是累积出流

液体积, V_0 是充水孔隙体积, 其定义为^[1]:

$$V_0 = \bar{\theta}_v V_s \tag{7}$$

这里: V_s 为湿润土壤的总体积, $\bar{\theta}_v$ 是在喷洒 CaCl_2 溶液时土壤的平均体积含水量, 近似用土壤饱和含水量来代替。在此, 将非均质土柱的 θ_v 定义为砂质壤土部分的 θ_v 与壤质粘土部分 θ_v 的加权平均, 权重为两种土壤的面积(体积)比。

从图 1 中可以看出, 非均质土柱的 BTC, 呈明显的左偏移, 这是因为其中氯离子的运移在开始阶段主要受砂土部分的水流控制, 能较早检测出氯离子, 在相对体积超过 50% 后, 则主要受粘土部分水流释水特性的控制, 使溶质相对浓度缓慢上升。

3.2 概率密度函数和运移参数的求取

若设溶质迁移时间 t 为一个随机变量, 可以证明土壤中氯离子的 N 阶迁移时间矩^[12] (又称为 t 的 N 阶原点矩^[13]) 为:

$$E(t^N) = \int_0^{\infty} t^N g(t) dt = \exp(N\mu + N^2\sigma^2/2) \tag{8}$$

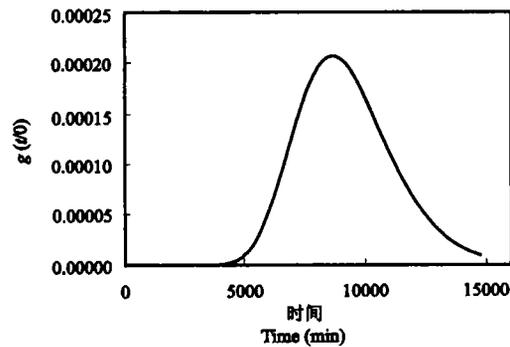


图2 均质粘土盐分迁移时间的概率密度函数

Fig.2 Travel time pdf for chloride in homogeneous clayey soil

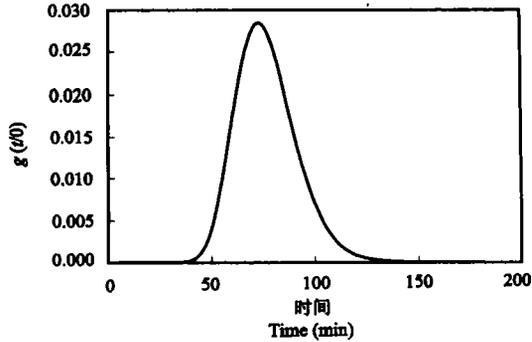


图3 均质砂土盐分迁移时间的概率密度函数

Fig.3 Travel time pdf for chloride in homogeneous sandy soil

当 $N = 1$ 和 $N = 2$ 时, 可得:

$$\mu = 2\ln E(t) - \frac{1}{2} \ln E(t^2) \tag{9}$$

$$\sigma^2 = \ln E(t^2) - 2\ln E(t) \tag{10}$$

由(8)式, 可近似计算一阶和二阶原点矩, 然后代入(9)、(10)两式, 计算出氯离子迁移时间 PDF 的 μ 和 σ^2 (结果见表 1), 再由(2)式, 便可得出实验土柱氯离子迁移时间的 PDF, 结果如图 2~4 所示。

由图可见: 均质土壤溶质迁移时间 PDF 的形状约呈对称型, 非均质土柱则呈明显的正偏态, 其形状与 μ 和 σ^2 大小有关。

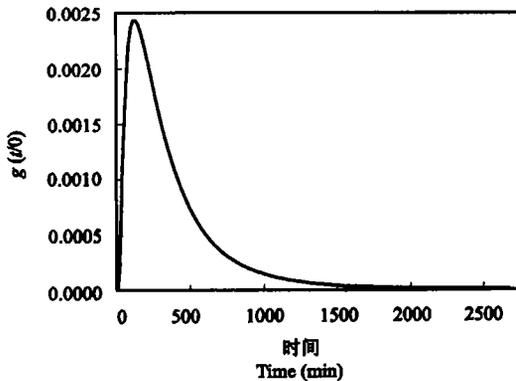


图4 非均质土壤盐分迁移时间的概率密度函数

Fig.4 Travel time pdf for chloride in heterogeneous soil

非均质土柱的 σ^2 要远远大于均质土柱的 σ^2 (表 1), 这说明在非均质土柱中溶质迁移时间落

在 μ 附近的概率要远远小于均质土柱。

μ 是氯离子通过所研究土体的平均迁移时间,其大小可反映土体孔隙流速的大小。对于水流在其中砂土部分优先流动的非均质土柱,其 μ 值大小介于均质砂土和均质粘土之间(见表1)。 σ^2 是氯离子在所研究土体中迁移时间的方差,其大小反映了迁移时间变化区间的大小,由于非均质土柱中土壤质地的差异较大,所以其 σ^2 值较均质土柱的要大得多(见表1)。

从图中还可见,溶质迁移时间PDF的峰值所出现的时间,即氯离子以最大概率通过所研究土体的时间(亦称为众值时间 T_{max});与相对浓度达到50%的时间 $T_{0.5}$ (中值时间)相比(表1),均质砂土、均质粘土和非均质土柱的众值时间都要早于相应的中值时间,均质砂土提早较小,非均质土柱次之,均质粘土则提早较多。这是因为均质砂土的平均孔隙流速要远远大于均质粘土的平均孔隙流速,而在非均质土柱中,刚开始溶质流主要受砂土部分的水流控制,氯离子的对流输运起主要作用,对流输运过程进行的速度快于相邻粘土部分的对流-弥散作用。因而较快达到PDF的最大值,之后则主要受粘土部分影响,存在弥散作用,因此有较长的拖尾。由表1,考察众值时间与中值时间的绝对差值和相对差值,可见:均质土壤的相对差值都在10%以内,而非均质土柱的相对差值却高达80%以上。据此,我们认为可用中值迁移时间与众值迁移时间的相对差值来判断土柱中是否存在溶质的优先流动,当然,指标大小的具体数值尚待进一步实验与定量分析。

表1 μ 和 σ^2 及众值时间 T_m 与中值时间 $T_{0.5}$ 的比较

Table 1 Values of μ , σ^2 and comparison between maximum time T_m and median time $T_{0.5}$

	一阶矩 First Order Moment	二阶矩 Second order moment	μ	σ^2	T_m (min)	$T_{0.5}$ (min)	$T_{0.5}-T_m$ (min)	$(T_{0.5}-T_m)/T_m$ (%)
均质砂土	76.79	6112.07	4.32	0.036	74	77.01	3.01	4.07
均质粘土	9256.25	8.99×10^7	9.11	0.048	8640	9274.29	634.29	7.34
非均质土柱	394.25	3.14×10^5	5.63	0.703	135	243.86	108.86	80.64

使用矩法,可由 μ 和 σ^2 计算 v 和 D 值。对于迁移时间的PDF呈对数正态分布的溶质运移,其数学期望或均值迁移时间 $\bar{\tau}$ 和方差 $v[t]$ 分别为^[1]:

$$\bar{\tau} = \exp\left(\mu + \frac{\sigma^2}{2}\right) \tag{11}$$

$$v[t] = [\exp(\sigma^2) - 1]\exp[2\mu + \sigma^2] \tag{12}$$

而对于CDE方程, $\bar{\tau}$ 和 $v[t]$ 则可表示为^[1]:

$$\bar{\tau} = L/v \tag{13}$$

$$v[t] = 2LD/v^3 \tag{14}$$

将(11)和(12)式代入(13)和(14)式便得^[1]:

$$v = L \exp\left[-\left(\mu + \frac{\sigma^2}{2}\right)\right] \tag{15}$$

$$D = \frac{L^2}{2} [\exp(\sigma^2) - 1] \exp \left[- \left(\mu + \frac{\sigma^2}{2} \right) \right] \quad (16)$$

由(15)式计算得到均质砂土和均质粘土溶质运移的平均孔隙流速 v (表 2), 与实测值比较可见两者基本吻合。

表 2 μ 、 σ^2 及 v 、 D 的矩法估计值

Table 2 Estimated values of μ , σ^2 and v , D using the moment method

平均孔隙流速 Mean pore-water velocity (cm/min)	矩法估计 Estimated using moment method						
	一阶原点矩 First order moment	二阶原点矩 Second Order moment	μ	σ^2	v (cm/min)	D (cm ² /min)	
均质砂土	0.5143	76.79	6112.07	4.32	0.036	0.5209	0.3801
均质粘土	4.539×10^{-3}	9256.25	8.99×10^7	9.11	0.048	4.321×10^{-3}	4.241×10^{-3}

对于均质土柱, 由矩法的计算结果知, D/vL 值均小于 0.075, 故根据求解饱和土壤纵向弥散系数近似解的“三点公式”^[14]:

$$D = \frac{v^2}{8t_{0.5}} (t_{0.84} - t_{0.16})^2 \quad (17)$$

式中, $t_{0.84}$ 、 $t_{0.5}$ 、 $t_{0.16}$ 为 C_{ex}/C_0 达到 0.84、0.5、0.16 时所对应的时间。该值可通过内插法获得。其计算结果与由矩法估计的弥散系数值较接近, 这从解析解的角度间接地验证了矩法统计求参的准确性(见表 3)。

表 3 均质土壤 D 的“三点法”估计值

Table 3 Estimated values of D using three-point method in homogeneous soils

平均孔隙流速 Mean pore-water velocity (cm/min)	Peclet 数 Peclet number	“三点法”估计 Estimated using three-point method				
		$T_{0.16}$ (min)	$T_{0.5}$ (min)	$T_{0.84}$ (min)	D (cm ² /min)	
均质砂土	0.5143	132.21	68.54	77.01	87.58	0.1556
均质粘土	4.539×10^{-3}	76.61	8070.47	9274.29	10991.87	2.370×10^{-3}

土柱的 Peclet 数为^[15]: $Pe = vL/D$ 。当 $Pe > 1$ 时, 盐分运移的机制为对流占优, 当 $Pe = 1$ 时为对流和弥散同等占优, 当 $Pe < 1$ 时为弥散占优。本实验中均质砂土和均质粘土中盐分运移的土柱 Peclet 数分别为 132.21 和 76.61, 二者远大于 1, 故这两种土体内的盐分运移主要是在对流作用的支配下进行的。

3.3 运移体积及可动水体的估算

White 等^[5]与 Jury 等^[6]提出了一个运移体积 (Transport volume, θ_{st}) 的概念, 其值可通过溶质的均值迁移时间或中值迁移时间而得到。

对于 TFM, 当溶质为阶跃输入时, 均值迁移时间可由下式计算^[1]:

$$\bar{\tau} = \int_0^{\infty} t g_L(t|0) dt \quad (18)$$

或由(11)式估算;而对于CDE,则由(13)式计算均值迁移时间。

基于TFM原理,中值迁移时间为^[1]:

$$\tau_m = e^{\mu} \quad (19)$$

比较(13)和(19)式可知,它们都是将溶质运移看作是活塞流而得出的结果,(13)式忽略了溶质运移的水动力弥散项;而(19)式则忽略了溶质迁移时间PDF的方差项。

运移体积的定义为^[1]:

$$\theta_{st}(\tau) = q_0 \tau / L \quad (20)$$

式中, q_0 为达西流速, L 为土层厚度, τ 可为平均迁移时间,也可为中值迁移时间^[1]。

由平均孔隙水速度 \bar{v} 和入渗速率 i_0 ,又可得参与氯离子运移的部分土壤体积—可动体积(Mobile volume)为^[5]:

$$(\theta_m)_{Cl} = i_0 / (\bar{v})_{Cl} \quad (21)$$

这里, $i_0 = q_0$, $\bar{v} = L/T_{0.5}$ 。

以上有关公式的计算结果列于表4。

表4 运移体积和可动体积的估算

Table 4 Estimated values of the transport volume and mobile volume

	θ_v (cm ³ /cm ³)	$\theta_{st}(\tau)$ (cm ³ /cm ³)			θ_m (cm ³ /cm ³)
		τ_m	$\bar{\tau}$ (TFM)	$\bar{\tau}$ (CDE)	
均质砂土	0.4421	0.4274	0.4351	0.4416	0.4377
均质粘土	0.7305	0.7010	0.7180	0.6830	0.7188
非均质土壤	0.6424	0.1482	0.2106		0.1297

由表4可以看出:对于均质土壤,运移体积接近土壤的饱和体积含水量。用基于TFM与CDE思想计算出来的运移体积相差不大则是由于这两个模型的基本原理都是针对线性系统的。对于非均质土柱,运移体积远远小于均质土壤的运移体积,这主要是因为氯离子运移的优先域—砂土部分仅占整个土柱的1/4所造成。均质土壤可动体积与饱和体积含水量的比例为99%左右;而非均质土壤的则为20%。由估算结果可知,在三种土柱中,并非所有的土壤孔隙在溶质运移过程中都发挥作用,对于回填的均质土柱,造成可动体积比例小于100%的原因可能以土壤中负离子的排斥作用为主;对于非均质土柱,则可能主要是由于存在于土壤死端孔隙中的不动水体不参与溶质输运。在非均质土柱中,氯离子通过其中的砂质壤土优先运移,但它仅占非均质土柱总体积的25%,而壤质粘土占土柱总体积的75%,因此非均质土柱可动体积所占的比例很小。从表4可见, $\theta_{st}(\tau_m)$ 总是小于 θ_v ,这是因为迁移时间分布的正偏斜(Positively skewed)^[1]。另外,由于氯离子是保守的非反应性溶质^[16],所以上表中非均质土壤 $\theta_{st}(\bar{\tau})$ 和 $\theta_{st}(\tau_m)$ 的差异可以反映优先流将溶质迁移时间分布有效地偏向较短迁移时间(亦即较高孔隙水流速)的程度。这是因为^[1]:后者是由不依赖于 σ^2 的中值迁移时间 τ_m 计算的,而 σ^2 是溶质迁移时间关于中心位置分散的度量。此外,由表4还可见,根据TFM原理得到的 $\theta_{st}(\tau_m)$ 与机理性的 θ_m 值有着近于1:1的关系。以上这些结果均与国外学者的研究结论相同^[1,16]。

3.4 出流浓度实测值与模拟值的比较

图 5~7 给出了三种土柱按照 (4) 式与 (6) 式计算的出流浓度曲线与实测值的比较结果,其中 (6) 式采用的是 TFM 求得的 ν 、 D 值进行计算的。

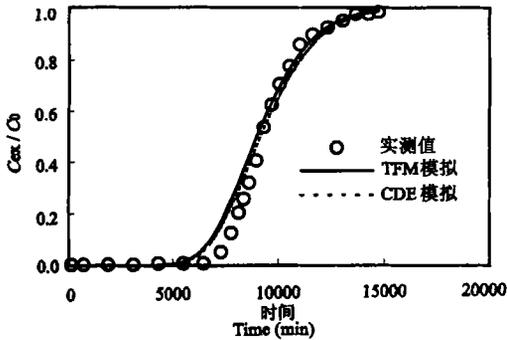


图5 均质粘土土柱出流浓度实测值与模拟值的比较

Fig.5 Simulated values of BTC in homogeneous clayey soil

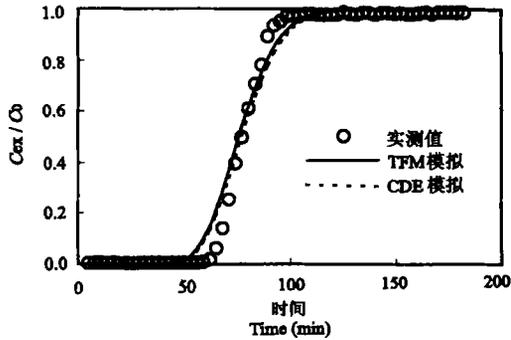


图6 均质砂土土柱出流浓度实测值与模拟值的比较

Fig.6 Simulated values of BTC in homogeneous sandy soil

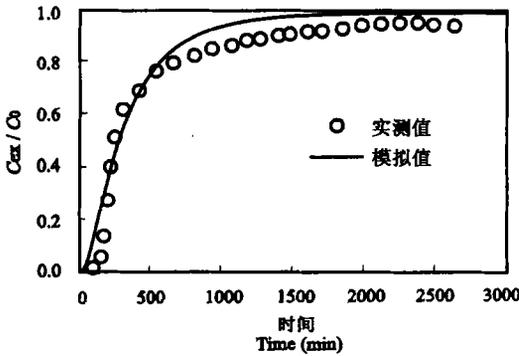


图7 非均质土柱出流浓度实测值与模拟值的比较

Fig.7 Simulated values of BTC in heterogeneous soil

从计算结果(图 5~7)可见:TFM 的模拟值及利用 TFM 求得的 ν 和 D 代入 CDE 而模拟的曲线与实测 Cl^- 出流曲线吻合良好。用 TFM 无论对均质土壤还是对非均质土壤中 Cl^- 出流曲线的模拟结果都令人满意。由此可见,对于采用确定性模型的解析方法和数值方法都难以求解的非均质土壤中的溶质运移问题,尤其是其中存在优先出流情况下的溶质运移问题,随机传递函数模型显然是一个良好的模拟方法。

3.5 驻留浓度的模拟

由溶质守恒原理, Cl^- 在土体中的质量变化速率为:

$$\frac{\partial M}{\partial t}(0, L; t) = J(0, t) - J(L, t) \tag{22}$$

其中, $J(0, t)$ 和 $J(L, t)$ 分别为 t 时刻在土柱表面和土柱 L 深度处 Cl^- 的通量,分别由以下两式计算:

$$J(0, t) = iC_0 = \text{const} \quad (23)$$

$$J(L, t) = IC_{\text{ex}}(L, t) \quad (24)$$

其中: i 是喷洒速率; I 是 L 深度处的平均出流率; C_0 是入流液的浓度; C_{ex} 是出流液的浓度, 计算中采用已经检验具有较高精度的 TFM 的模拟值。由 (22) 式、(23) 式和 (24) 式可得:

$$M(0, L; t) = \int_0^t (iC_0 - IC_{\text{ex}}(L, t^*)) dt^* \quad (25)$$

另一方面, 土体溶液中氯离子的质量也可由下式计算:

$$M(0, L; t) = AL\theta_v C_R \quad (26)$$

其中: A 是土柱横截面积, θ_v 是土体的饱和体积含水量, C_R 是土壤溶液中氯离子的体积平均驻留浓度 (Volume-averaged resident concentration)^[1]。联立 (25) 和 (26) 式, 便可得到:

$$C_R = \frac{1}{AL\theta_v} \int_0^t IC_0 \left[1 - \frac{C_{\text{ex}}(L, t^*)}{C_0} \right] dt^* \quad (27)$$

据模拟结果, 对均质土柱, 开始阶段氯离子的驻留浓度呈线性上升, 一定时间后, 趋于稳定; 而非均质土柱氯离子的驻留浓度则呈抛物线形状上升, 这是由于构成该土柱的两种土壤中的水流在输运溶质过程中的贡献不同。另外, 由于在非均质土柱中的粗质地土壤起着“快车道”的作用, 使入流液与土壤溶液来不及溶混就被排出, 致使出流浓度接近入流浓度时, 土壤溶液中的氯离子体积平均驻留浓度仍远远低于入流浓度。

致 谢 土壤与植物营养专业 98 届本科生李红亮和王润来参与了本文的部分实验和资料整理工作。

参 考 文 献

1. Dyson J S, White R E. A comparison of the convection-dispersion equation and transfer function model for predicting chloride leaching through an undisturbed, structured clay soil. *J. of Soil Sci.*, 1987, 38:157~172
2. Bresler E. Simulations transport of solutes and water under transient unsaturated flow conditions. *Water Resources Research*, 1973, 9(4):975~986
3. Yang J Z. Experimental and numerical studies of solute transport in two-dimensional saturated-unsaturated soil. *J. Hydrology*, 1988, 97:303~332
4. Jury W A. Simulation of solute transport using a transfer function model. *Water Resources Research*, 1982, 18:369~375
5. White R E, Thomas G W, Smith M S. Modeling water flow through undisturbed soil cores using a transfer function model derived from ^3HOH and Cl transport. *J. of Soil Sci.*, 1984, 35:159~168
6. Jury W A, Sposito G, White R E. A transfer function model of solute transport through soil. 1. Fundamental concepts. *Water Resources Research*, 1986, 22:243~247
7. 叶自桐. 利用盐分迁移函数模型研究入渗条件下土层的水盐动态. *水利学报*, 1990, (2): 1~9
8. 任理, 李保国, 叶素萍, 杨立国. 稳定流场中饱和均质土壤盐分迁移的传递函数解. *水科学进展*, 1999, 10(2): 107~112
9. 中国土壤学会农业化学专业委员会编. 土壤农业化学常规分析方法. 北京: 科学出版社, 1989. 23~26, 204~205
10. 沈晋, 王文焰, 沈冰. 动力水文实验研究. 西安: 陕西科学技术出版社, 1991. 10~12
11. 华孟, 王坚主编. 土壤物理学. 北京: 北京农业大学出版社, 1993. 164~165

12. Jury W A, Roth K. Transfer Functions and Solute Movement through Soil. Theory and Applications. Basel, Switzerland: Birkhaeuser Publ., 1990. 28~29, 44
13. 王福保, 闵华玲, 叶润修编著. 概率论及数理统计. 上海: 同济大学出版社, 1984. 160
14. 孙纳正. 地下水污染—数学模型和数值方法. 北京: 地质出版社. 1989, 221~222
15. Klut A. Methods of Soil Analysis, Part 1—Physical and Mineralogical Methods. 2nd ed. American Society of Agronomy, Inc. Soil Science Society of America, Inc. Madison, Wisconsin, USA, 1986. 1032
16. White R E, Heng L K Edis R B. Transfer function approaches to modeling solute transport in soils. *In* Magdi Selim, Liwag Ma. ed. Physical Nonequilibrium in Soils: Modeling and Application. Chelsea, Michigan: Ann Arbor Press, 1998. 312~313, 317

STOCHASTIC MODELLING OF CHLORIDE TRAVEL IN HETEROGENEOUS SATURATED SOILS UNDER THE CONDITION OF PREFERENTIAL FLOW

Ren Li Qin Yao-dong Wang Ji

(China Agricultural University, Beijing 100094)

Summary

In this paper, a heterogeneous soil column was constructed in our laboratory. The column contained two kinds of homogeneous soils, which were of different texture, and was successfully constructed in the III-shaped cross-section distribution of sandy loamy and loamy clayey soil using special shape soil partition.

The heterogeneous soil column (50cm × 50cm × 40cm) was irrigated with 0.027 mol/L CaCl₂ solution till steady water flow in soil column occurred. The effluent was collected every 5 minutes. The data was simulated using transfer function model. The probability density functions of the logarithm of travel time of chloride were calculated, and the model parameters (*i. e.* mean and deviation) were obtained. In addition, the transport volumes of chloride, the volume-averaged resident concentrations of chloride in the soil solution and other parametric values were obtained. To make a comparison between the deterministic and stochastic models, the breakthrough curves in homogenous soils were also plotted and simulated by the convection-dispersion equation.

Key words Heterogeneous soil, Solute transport, Preferential flow, Transfer function model, Stochastic modelling, Convection-dispersion equation