

降雨淋洗条件下溶质在土壤中 运移的初步研究*

王福利

(中国科学院南京土壤研究所, 210008)

A PRELIMINARY STUDY ON SOLUTE TRANSPORT IN SOIL UNDER RAINFALL INFILTRATION AND LEACHING

Wang Fuli

(Institute of Soil Science, Academia Sinica, Nanjing, 210008)

关键词 溶质运移, 数值模拟

在自然条件下,降雨淋洗是地表污染物质向下运移而污染地下水的主要途径之一,同时,也是淋洗土壤盐分、影响土壤盐分动态的重要因素之一。因此,研究降雨淋洗条件下土壤中的溶质运移,可为污染物质的处理和田间土壤水盐动态的调控提供理论基础。本文通过室内实验和理论计算对这一问题进行了初步探讨。

一、降雨淋洗条件下溶质运移的数学模型和数值计算方法

(一) 数学模型

降雨淋洗条件下,非饱和带土壤水分运动和溶质运移以垂直方向为主。基于土壤水分运动势能理论,可以导出垂直一维土壤水分运动的基本微分方程为:

$$c(h) \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left[k(h) \frac{\partial h}{\partial Z} \right] - \frac{\partial K(h)}{\partial Z} \quad (1)$$

式中: h 为土壤负压值 (L); $c(h)$ 为容水度 ($1/L$); $K(h)$ 为水力传导度 (L/T); t 为时间变量; Z 为空间变量,原点在地表,向下为正 (L)。

溶质在土壤中的运移主要有如下三种方式^[1]: (1) 对流作用; (2) 水动力弥散作用; (3) 土壤溶液与土壤骨架之间的物质交换。考虑到溶质成分和土壤特性的差异,描述溶质运移的基本微分方程可有如下几种形式^[2]:

* 本文的实验是在武汉水利电力学院农田水利实验室完成的。本工作得到张蔚榛教授的指导,中科院南京土壤研究所盐土室的尤文瑞和祝寿泉两位先生提出了有益的修改意见。

1. 溶质运移以对流和弥散作用为主,其它作用忽略不计:

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left[D \frac{\partial C}{\partial Z} \right] - \frac{\partial(qC)}{\partial Z} \quad (2)$$

式中 θ 为土壤含水量 (L^3/L^3), C 为土壤溶液浓度 (G/L^3), D 为水动力弥散系数 (L^2/T), q 为土壤水渗透流速 (L/T)。

2. 溶质运移中存在对流作用、弥散作用及线性等温吸附作用。

$$\frac{\partial(\rho s + \theta C)}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left[D \frac{\partial C}{\partial Z} \right] - \frac{\partial}{\partial Z} (qC) \quad (3)$$

式中 ρ 为土壤干容重 (G/L^3), s 为土壤固相吸附的溶质含量(重量比)。

3. 考虑土壤中的水分存在可动水体和不动水体两种形式,可动水体与不动水体之间可发生物质交换(假设为线性交换),则有:

$$\begin{cases} \frac{\partial(\theta_m S)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_m C)}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left[\theta_m D \frac{\partial C}{\partial Z} \right] - \frac{\partial}{\partial Z} (qC) \end{cases} \quad (4)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial(\theta_m s)}{\partial t} - \alpha(C - s) \end{cases} \quad (5)$$

式中 θ_m 为不动水体含量 (L^3/L^3), θ_m 为可动水体含量 (L^3/L^3), S 为不动水体溶质浓度 (G/L^3), C 为可动水体溶质浓度 (G/L^3), α 为交换系数 ($1/T$)。

4. 固态溶质的淋洗,则有:

$$\begin{cases} \frac{\partial(S + \theta C)}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial Z} \left[D \frac{\partial C}{\partial Z} \right] - \frac{\partial}{\partial Z} (qC) \end{cases} \quad (6)$$

$$\begin{cases} \frac{\partial S}{\partial t} - -\beta_1 \theta (C_m - C) H[S(Z, t)] \end{cases} \quad (7)$$

式中 S 为固态溶质含量 (G/L^3), C_m 为饱和溶质浓度 (G/L^3), β_1 反映溶解速度的常数 ($1/T$), $H[S, (Z, t)]$ 为单位阶跃函数。

$$H(x) = \begin{cases} 1 & x > 0 \\ 0 & x \leq 0 \end{cases}$$

上述水分运动和溶质运移的基本微分方程加上相应的初、边值条件就构成一个完整的数学模型。

(二) 数值计算方法及其验证

不考虑溶质浓度对流速分布的影响,一个时间步长内可将水分运动与溶质运动过程分开求解。先用有限差分法解水分运动问题,可以得到流速分布。在此基础上,再解溶质运移问题求得溶质浓度分布。由于溶质运移过程中,对流作用和弥散作用的特性不同,用有限差分法或有限单元法求解会出现数值弥散和数值波动等问题。下面基于 Euler-Lagrange 提出的思想^[3]将对流作用和弥散作用分开求解。由(2)式可得:

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} + \frac{\partial(qC)}{\partial Z} - \frac{\partial}{\partial Z} \left[D \frac{\partial C}{\partial Z} \right] \quad (8)$$

由水流连续性原理可得:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial Z} \quad (9)$$

所以有:

$$\frac{\partial(\theta C)}{\partial t} + \frac{\partial(qC)}{\partial Z} - \theta \frac{\partial C}{\partial t} + C \frac{\partial \theta}{\partial t} + C \frac{\partial q}{\partial Z} + q \frac{\partial C}{\partial Z} - \theta \left(\frac{\partial C}{\partial t} + V \frac{\partial C}{\partial Z} \right)$$

式中 $V = q/\theta$, V 是土壤水分运动的实际流速。若定义随体导数

$$\frac{DC}{Dt} = \frac{\partial C}{\partial t} + V \frac{\partial C}{\partial Z},$$

则(8)式变为:

$$\theta \frac{DC}{Dt} = \frac{\partial}{\partial Z} \left[D \frac{\partial C}{\partial Z} \right] \quad (10)$$

对(3)、(4)、(6)式可作类似的变换。(10)式中形式上没有了对流项,但该处的浓度已经不是固定空间节点上的浓度,而是运动着的随体质点的浓度。这样,原来的溶质运移问题分解成了两个子问题,即纯对流问题和纯弥散问题。

纯弥散问题仍然采用有限差分法求解。纯对流问题采用特征法求解。特征法的求解过程主要包括粒子位置追踪和粒子浓度插值两个步骤,详细推导参见文献[1]。

将上述数值计算方法编制了 FORTRAN 程序。为了验证数值方法和程序的可靠性,对 Warrick 等的一次野外试验^[4]进行了数值模拟,计算结果与 Warrick 的实验结果及 van Genuchten 对该问题的“精确解”吻合较好,说明本文的计算方法和程序设计正确可靠,可用于模拟土壤中的溶质运移过程。

二、室内试验与数值模拟验证

实验在一个长 2 米、横切面积 113 平方厘米的圆形有机玻璃柱中进行。将具有一定含水量和 NaCl 溶液浓度的土壤按一定干容重装入土柱中,上部 1.0 米为轻壤土,下部 0.96 米为砂壤土。土柱下部保持定水位出流边界,上部为模拟降雨入渗的装置。在土柱中安装了负压计、盐分传感器以便监测土壤水分和溶质运移过程。实验开始,打开下部定水位供水装置(水位埋深控制在 1.96 米,供给水浓度与土壤溶液浓度相同),让土壤自由向上吸水。待土柱中的负压读数比较小时,开始降雨淋洗实验。实验过程中控制降雨强度为 0.003392 厘米/分(小于轻壤土的饱和渗透系数)。定期观测负压计、盐分传感器读数和下边界出流量。整个淋洗时间为 15680 分钟。淋洗后让上边界保持零通量、继续观测水分和溶质的重分布过程。实验结果如图 1、2 所示。

采用本文的数值计算方法和实验求得的有关参数^[5]对上述实验过程进行了数值模拟,模拟计算中只考虑了溶质运移的对流作用和水动力弥散作用。计算结果与实验结果的比较如图 1、2 所示。从图中可以看出两者基本吻合,说明数值模拟方法用于计算降雨淋洗条件下溶质运移过程是可行的。

1) 土壤水分特征曲线、水分扩散度和弥散系数由单独的实验求得,土壤水力传导度由土壤水分特征曲线和扩散度计算得到。

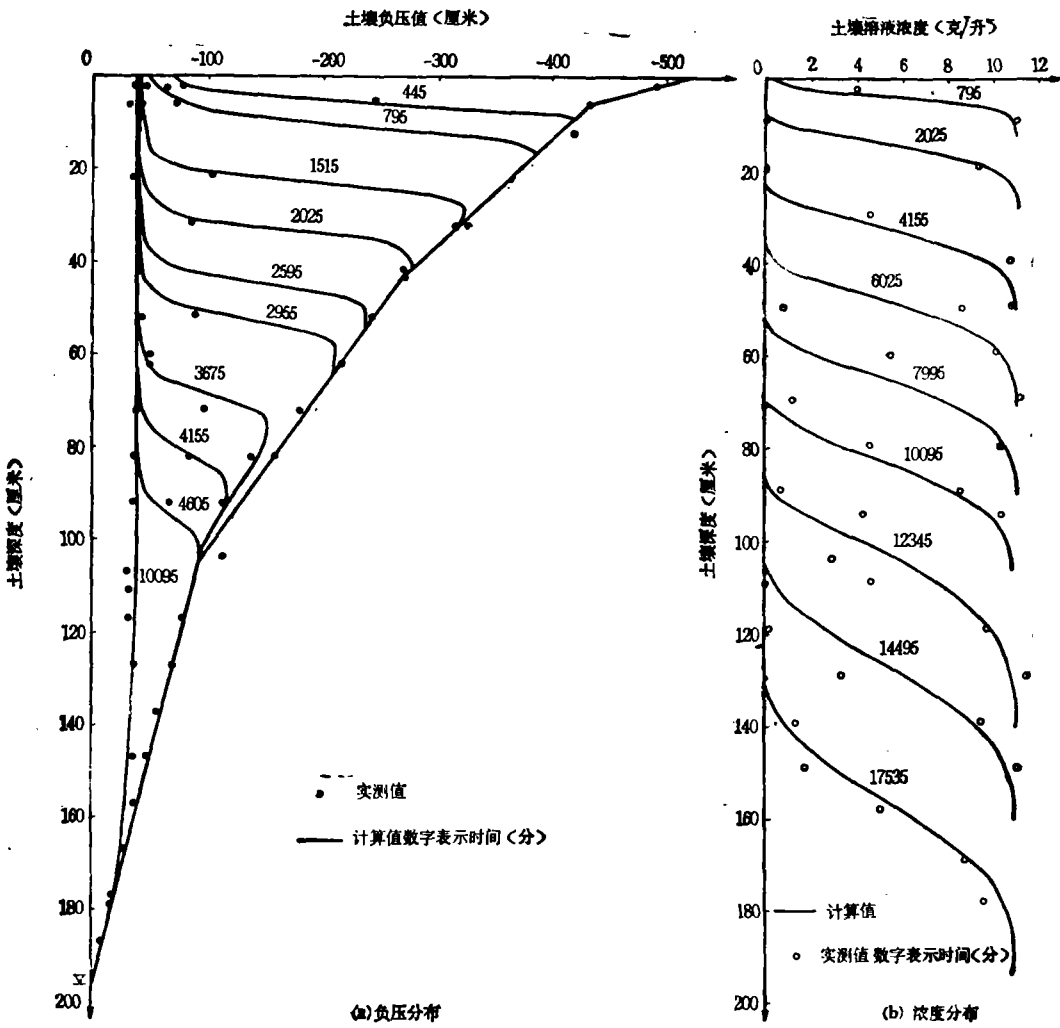


图1 实验结果与计算结果的对比

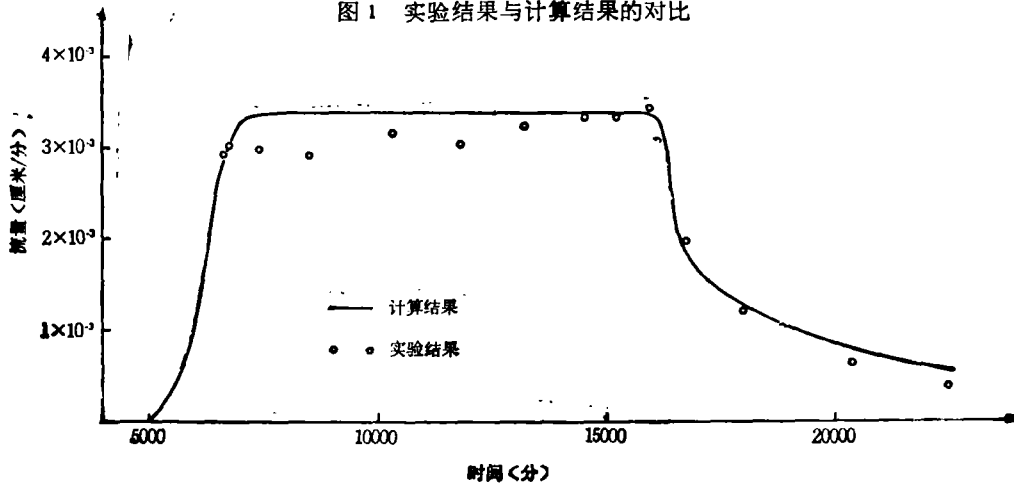


图2 下边界出流量的计算值与实测值对比

三、降雨淋洗条件下溶质运移影响因素的分析

采用上述数学模型和数值计算方法, 可对影响降雨淋洗条件下溶质运移的某些因素进行分析和探讨。模拟计算的条件为: 土壤剖面为均质壤土, 其弥散系数根据文献[5]和[1]取为 $D = 0.4|q| + 8.0 \times 10^{-5}e^{10.06}$ 厘米²/分。降雨淋洗过程中, 潜水保持定水位, 下边界溶质为出流边界, 即

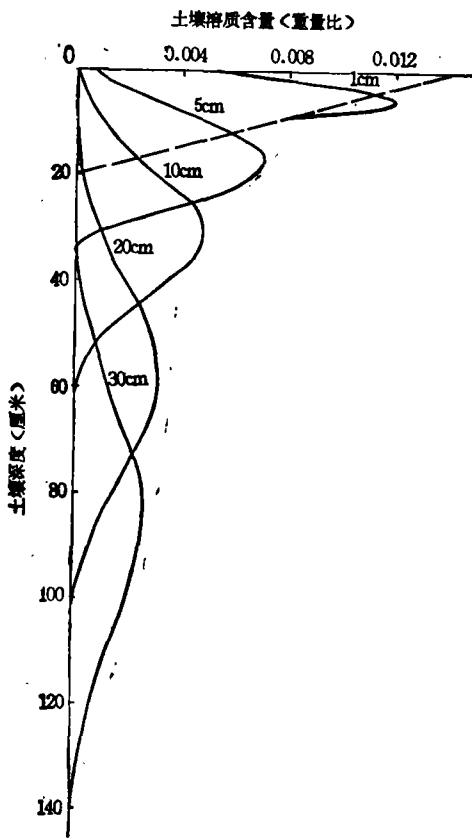
$$\left[\frac{\partial C}{\partial Z} \right]_{Z=H} = 0$$

(H 为潜水埋深)。初始溶质分布于地表 0—20 厘米土层中, 由地表向下溶质含量按直线规律递减。

计算得到的主要结果如下:

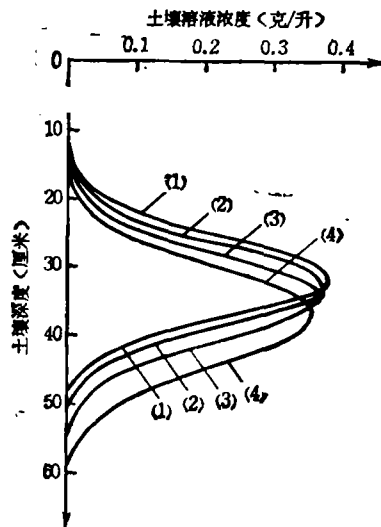
(一) 降雨量和降雨强度对溶质运移的影响¹⁾

如图 3, 降雨量越大, 溶质被淋洗的深度愈大。10mm 的一次降雨对溶质的淋洗



图中数字表示降雨量, 虚线为初始分布

图 3 降雨量对溶质运移的影响



(1)—— $\delta = 20\text{cm}$ (2)—— $\delta = 10\text{cm}$

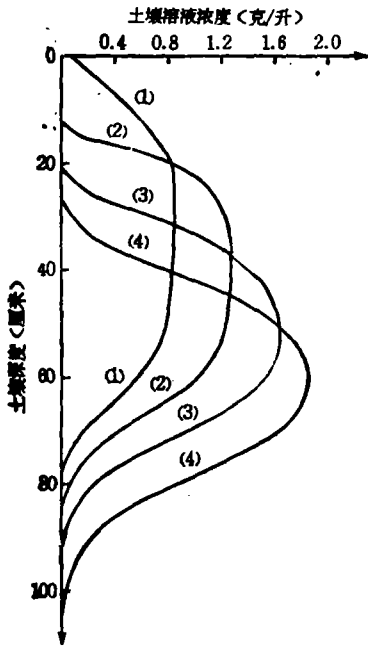
(3)—— $\delta = 5\text{cm}$ (4)—— $\delta = 2\text{cm}$ δ 为降雨强度

图 4 降雨强度对液态溶质淋洗效果的影响

效果甚微。如考虑到雨后土壤表层的强烈蒸发, 次降雨量很小的降雨对溶质的淋洗几乎不起作用。

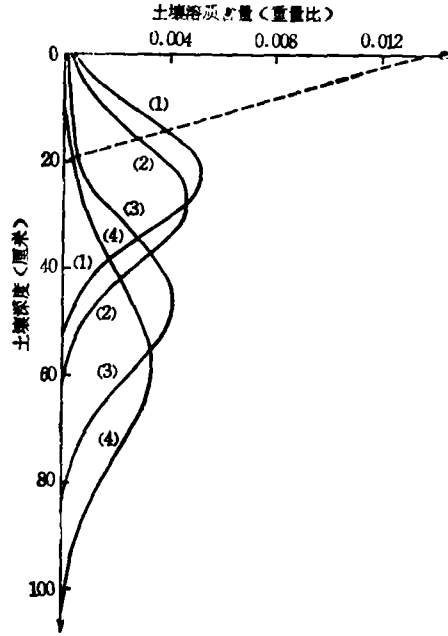
1) 在溶质运移影响因素的分析中, 如未特别说明考虑了除对流和弥散作用之外的其它作用, 则只考虑了对流和弥散作用。

当溶质在土壤中以液态形式存在而吸附作用又可忽略不计时,则降雨强度对溶质淋洗效果的影响较小(如图4)。当溶质在土壤中以固态形式存在时,则降雨强度越小,溶质淋



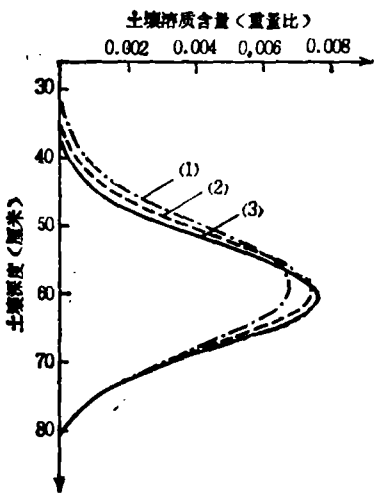
(1) — $\delta = 20\text{cm}$ (2) — $\delta = 10\text{cm}$
(3) — $\delta = 5\text{cm}$ (4) — $\delta = 2\text{cm}$ δ 为降雨强度

图5 降雨强度对固态溶质淋洗效果的影响



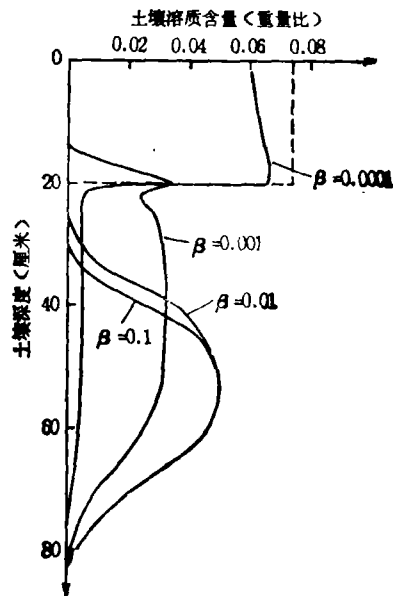
(1) — $k = 0.6$ (2) — $k = 0.4$ (3) — $k = 0.1$
(4) — $k = 0.0$ k 为吸附常数 虚线表示初始分布

图6 吸附作用对溶质转移的影响



(1) — $\theta_{im} = 8\%$ (2) — $\theta_{im} = 4\%$ (3) — $\theta_{im} = 0\%$
 θ_{im} 为不动水体含量

图7 不动水体含量对溶质转移的影响



虚线表示初始分布状态
 β 为溶解常数

图8 不同溶解度的固态溶质的淋洗结果

洗效果越好(如图5)。这是因为降雨量相同时,雨强越小,雨水与固态溶质接触而溶解的时间越长。

(二) 土壤吸附性对溶质运移的影响

如图6,在等温平衡吸附作用下,吸附常数 K 越大,溶质被淋洗的深度愈小。说明吸附作用在溶质淋洗过程中是一个非常重要的影响因素。

(三) 不动水体含量对溶质运移的影响

在细质地的土壤中不动水体含量较高。由于不动水体中的溶质运移与可动水体中的溶质运移是不同的,因而,它影响着整个土壤中的溶质运移。计算结果(如图7)表明,不动水体含量越大,溶质淋洗效果越差,溶质在土壤剖面中的分布有一定的拖尾现象,这与前人的实验结果是一致的^[2]。

(四) 固态溶质的淋洗

从图8可看出,固态溶质的淋洗效果取决于溶质溶解速度的大小,溶解常数 β 越大,则溶质被降雨淋洗而迁移的深度越大。因此,在固态污染物的迁移预报或结晶盐分的淋洗过程中必须考虑到溶质的溶解速度这个因素。

(五) 包气带厚度对溶质运移的影响

计算结果(表1)表明,包气带厚度越大,溶质进入潜水所需要的时间愈长,进入潜水时溶质的相对最大浓度愈小。土壤对溶质的吸附作用可以延缓溶质进入潜水的時間。值得注意的是溶质前锋到达潜水的時間与包气带厚度的比例并不是一个常数,而是随着包气带厚度的增大而增大。

表1 包气带厚度对溶质运移的影响

包气带厚度(米)(H)	溶质前锋到达潜水位的时间(分)(T ₀)	溶质最大值到达潜水位的时间(分)	到达潜水的溶质最大浓度与初始浓度之比	H/T ₀ (分/米)
1.5	2130	3690	0.220	1420
2.0(有吸附)	4050	6930	0.135	2025
2.0(无吸附)	3150	5010	0.191	1575
3.0	5250	6450	0.156	1750
5.0	9660	12840	0.121	1932

参 考 文 献

- [1] 王福利, 1991: 用数值模拟方法研究土壤盐分动态规律, 水利学报第1期, 1—9页。
- [2] Nielsen, R.D., et al., 1986: Water flow and solute transport process in unsaturated zone. *Water Resour. Res.* 22(9):89s-110s.
- [3] Neuman, S. P. and S. Sork, 1982: Eulerian-Lagrangian methods for convection-dispersion. *FEI-WR*, 14.41—67.
- [4] Bresler, E., 1973: Simultaneous transport of solute and water under transient unsaturated flow conditions, *Water Resour. Res.*, 9(4):975—986.
- [5] Bear, J., 1972: *Dynamics of fluids in porous media*, American Elsevier, New York.