

非饱和土中溶质地表径流迁移模型及解析模拟

童菊秀, 杨金忠, 暴入超

(武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室, 湖北 武汉 430072)

摘要: 针对非饱和农田在降雨引起肥料溶质地表径流迁移流失的实际问题, 建立了二层结构溶质地表径流迁移模型, 根据溶质质量守恒定律和水量平衡原理, 求得模型的解析解, 并采用室内非饱和土壤实验验证解析模型的合理性。通过敏感性分析, 探讨了模型参数和土壤物理参数对溶质地表径流迁移流失过程的影响。研究表明: 非饱和土的吸附性增大将增强土壤溶质迁移流失到地表径流水的能力; 土壤干容重增大将减少土壤溶质的地表径流迁移; 土壤的初始体积含水率越高, 土壤溶质的地表径流运移作用越强。

关键词: 非饱和土壤; 溶质迁移; 地表径流; 解析模型

中图分类号: P641.2 **文献标识码:** A **文章编号:** 1001-6791(2009)01-0010-08

在农田灌溉或降雨过程中, 土壤肥料地表径流迁移流失的研究多数假定初始土壤处于饱和状态, 在灌溉或降雨刚开始就产生径流^[1~4], 且土壤侵蚀比较严重。然而在一般情况, 刚开始灌溉或降雨时, 地下水位往往在地表以下, 此时地表以下一定深度内的土层处于非饱和状态。农田地面比较平坦, 土壤侵蚀不甚严重, 且农田中有田埂阻挡, 田面形成一定的积水才产生径流。研究表明, 在降雨过程中, 土壤在雨滴打击及径流冲刷作用下, 形成一定厚度的扰动层, 称之为“混合层”^[1~6]。混合层内溶质参与径流迁移, 而此层以下的溶质不参与径流迁移。Ahuja等^[1]将一定量的³²P放在不同深度的饱和土壤中, 发现放置于土壤表层溶质进入径流几率最大, 而且随着深度增加, 进入径流几率呈指数递减。因此他们提出了有效混合深度(后也称为土壤混合层深度)的概念, 即在这个深度内溶质均匀分布且完全混合。王全九等^[7,8]发现, 完全、不完全混合理论模型不能很好反映非饱和土壤溶质径流迁移的过程, 进一步发展了非完全混合理论, 将径流与入渗作用分别考虑, 提出等效径流迁移深度的概念, 并应用到非饱和黄土高原土壤中。

本文运用非完全混合理论, 对非饱和土壤进行模拟降雨, 考虑到积水层的存在, 并将土壤混合层和积水径流混合层看作一个整体, 整个抽象为混合区-混合区以下的二层结构体系。将混合区作为主要研究对象, 以溶质质量守恒定律和水量平衡方程为基础, 建立了溶质地表径流迁移控制方程, 考虑到非饱和土壤中入渗率的变化特征, 得到问题的解析解。通过对已有实验数据的对比分析, 证明了所提出模型的正确性和有效性。最后通过分析模型和实验中的参数, 探讨了非饱和土壤的物理特性对溶质地表径流迁移流失的影响。

1 二层结构数学模型

1.1 溶质质量守恒方程

溶质以吸附性和溶解性存在于土壤中, 在地表附近的土壤混合层内的溶解性溶质浓度为 C_w (图1), 采用下列的平衡线性吸附方程考虑土壤混合层中土颗粒对溶质的吸附特性^[6,9]:

$$C_s = k_d C_w \quad (1)$$

收稿日期: 2008-01-16

基金项目: 国家自然科学基金重点资助项目 (50639040); 国家高技术研究发展计划 (863) 资助项目 (2006AA100205; 2006AA100207)

作者简介: 童菊秀 (1981-), 女, 湖北武汉人, 博士研究生, 主要从事地下水、土壤水运动理论及水资源研究。

E-mail: tongjx111@163.com

式中 k_d 为溶质在固-液相间的吸附分布系数; C_s 为土壤混合层中吸附性溶质浓度; C_w 为土壤混合层中溶解性溶质浓度。

土壤混合层内的溶质是入渗水、径流水溶质的来源, 假定无侧向壤中流, 仅考虑土壤中垂向的溶质运移^[6]。忽略径流水中微量土壤颗粒, 即不考虑径流水中吸附性溶质。为了简化, 在整个混合区及其以下土壤的交界处, 入渗和扩散运动可视为以垂直向下的入渗和垂直向上的扩散。入渗作用相对比较容易测得, 扩散作用将减弱入渗作用。在积水-径流混合层与土壤混合层之间, 不仅存在入渗、扩散作用, 也存在雨滴的打击扰动土壤表面对溶质运移的作用^[9~13]。综合考虑这些因素, 在整个混合区中, 假定土壤混合层溶质与地表积水-径流水溶质之间的混合程度为 α , 入渗水溶质与土壤混合层溶质之间的混合程度为 R_f (图 1)。则在整个混合区 h_w 内, 存在以下关系:

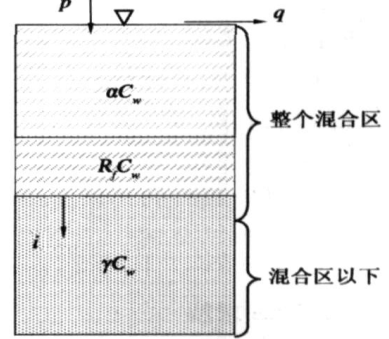


图 1 简单二层模型示意图

Fig. Schematic simple two-layer model

$$M_w = C_w [(h_w - h_{mix}) s + h_{mix} (s + k_d s)] = C_w [(h_w - h_{mix}) s + h_{mix} s R_f] \quad (2)$$

式中 M_w 为单位面积整个混合区中所含溶质浓度质量; h_w 为混合区中储存的单位面积积水的深度; h_{mix} 为土壤混合层的深度; s 为土壤饱和体积含水率; ρ_s 为土壤容重; α 为土壤混合层溶质与地表积水-径流水溶质之间的非完全混合系数; R_f 为阻滞因子, $R_f = 1 + k_d s / s$ 。

在降雨过程开始后 t 时刻整个混合区的溶质质量守恒方程为

$$\frac{d[M_w(t)]}{dt} = - i C_w(t) - q C_w(t) \quad (3)$$

式中 α 为土壤混合层与其底部之间的非完全混合系数; i 为混合区底部的土壤入渗率; q 为单位面积地表径流速率。在本文计算中将 α 和 R_f 看作常数来处理^[3,4]。

1.2 水量平衡方程及初边值条件

在整个降雨过程中, 在地表处应满足以下方程:

$$i_{up} = p - q - \frac{\partial h_p}{\partial t} \quad z = 0 \quad (4)$$

式中 i_{up} 为地表处的土壤入渗率; p 为降雨强度; z 为土壤垂向深度, 以向下为正; h_p 为地表积水深度。

假定在降雨前整个非饱和土壤剖面中含水率均匀分布, 即初始条件为

$$(z, 0) = \theta_0 \quad (5)$$

式中 θ_0 为土壤剖面初始体积含水率。

2 二层结构模型的解析解

假设地表径流主要是由降雨引起, 在不同降雨阶段, 混合区内的溶质流失过程有不同的平衡状态, 因此, 模型的求解也分为不同的阶段^[14,15] (图 2)。

2.1 第 1 阶段求解

此阶段从降雨开始 (t_0) 持续到土壤混合层开始完全饱和 (t_{sa})。由于土壤混合层很薄, 假定在此阶段降雨使得混合区达到饱和, 但没有产生地表积水或地表径流, 水和溶质没有流出混合层^[6]。因此在混合区中存在以下关系

$$i_{up} = p, \quad i = 0, \quad q = 0 \quad 0 < t < t_{sa} \quad (6)$$

式中 i 为土壤混合层底部的入渗率。由非饱和土壤初始条件式 (5), 从降雨开始到土壤混合层达到饱和的时间

$t_{sa}(\text{min})$ 可表示为

$$t_{sa} = \frac{h_{mix}(s - 0)}{i_{up}} = \frac{h_{mix}(s - 0)}{p} \quad (7)$$

2.2 第 2 阶段求解

此阶段从土壤混合层开始完全饱和 (t_{sa}) 持续到地表开始产生积水 (t_p)。此阶段不仅有溶质流失, 且从此阶段开始混合区底部与地表处的土壤入渗率相同。由式 (4) 可知此阶段满足

$$i_{up} = i = p, q = 0, h_w = h_{mix} s \quad t_{sa} < t < t_p \quad (8)$$

设土壤混合层饱和时的初始溶质总浓度为 C_0 , 可以得到此阶段土壤混合层中溶解性溶质浓度为

$$C_w(t) = \frac{C_0}{R_f} \exp\left[\frac{p(t - t_{sa})}{h_{mix}(s + k_d s)}\right] \quad (9)$$

2.3 第 3 阶段求解

此阶段从地表开始产生积水 (t_p) 持续到地表开始产生径流 (t_r), 地表产生积水且无径流产生 ($q = 0$), 溶质不断通过扩散和混合进入到积水中, 由式 (9) 可以得到产生积水时的初始溶质浓度。

$$C_w(t_p) = \frac{C_0}{R_f} \exp\left[\frac{p(t_p - t_{sa})}{h_{mix}(s + k_d s)}\right] \quad (10)$$

由式 (4) 可知, 土壤入渗率与深度不断增大的积水有关^[16], 为近似简单描述土壤入渗率随时间逐渐下降过程, 采用如下假设: 假定在此阶段土壤入渗率随时间以斜率为 A 线性减小。为通过非线性关系来描述土壤入渗率降低的过程, 也可以考虑将时间段 t_p 至 t_r 分为多个时间段, 在每个时间段内土壤入渗率随时间以不同的斜率 A 线性下降 (图 3)。由式 (4) 可知

$$h_p(t) = \frac{1}{2} A (t - t_p)^2, q = 0 \quad t_p < t < t_r \quad (11)$$

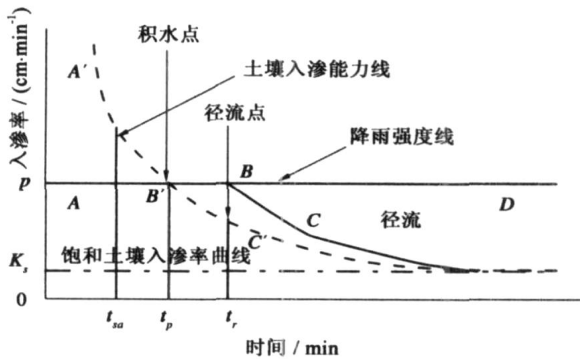


图 2 降雨过程中土壤水入渗率曲线

Fig. 2 Curve of soil infiltration rate during rainfall

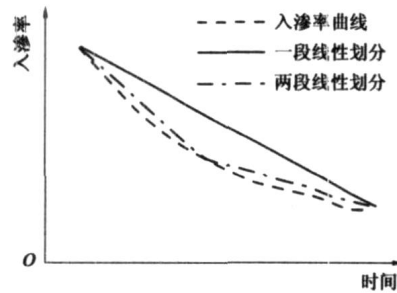


图 3 土壤水入渗线性划分示意图

Fig. 3 Schematic linear partition of soil infiltration rate

根据初始条件式 (10), 采用分离变量积分得到

$$C_w(t) = \frac{C_w(t_p) h_{mix}(s + k_d s)}{\left[\frac{1}{2} A (t - t_p)^2 + (s + k_d s) h_{mix} \right]} \exp\left\{ \frac{-2p}{\sqrt{2A[(s + k_d s) h_{mix}]}} \arctan \left[\frac{\sqrt{A}}{\sqrt{2(s + k_d s) h_{mix}}} (t - t_p) \right] \right\} \left\{ \frac{[A(t - t_p)^2 + 2(s + k_d s) h_{mix}]}{[2(s + k_d s) h_{mix}]} \right\}^{-a} \quad (12)$$

而由式 (4)、式 (11) 及已知最大积水深度 $h_p(t_r)$, 可得到产生径流的时间。

$$t_r = \sqrt{\frac{2h_p(t_r)}{A}} + t_p \quad i(t_r) = p - A(t_r - t_p) \quad \frac{\partial h_p}{\partial t} = A(t_r - t_p) \quad (13)$$

式中 $h_p(t_r)$ 为产生径流时的积水深度, 即田埂高度; $i(t_r)$ 为产生径流时的初始土壤入渗率。

2.4 第 4 阶段求解

此阶段从地表产生径流 (t_r) 持续到降雨结束 (t_e), 积水深度恒定为 $h_p(t_r)$, 溶质损失在地表径流水和入渗水中。由以上假定, 可得到此阶段中 h_w 恒定为

$$h_p(t_r) = \frac{1}{2} A (t_r - t_p)^2 \quad t \quad t_r \quad (14)$$

同第 3 阶段, 假定在积水产生径流后土壤入渗能力与时间依然呈线性减小关系, 土壤入渗率随时间以斜率 B 线性下降, 直到减小到土壤稳定入渗率 $i_s(t_r)$ 为止。由式 (4) 可知, 此阶段按照径流速度的变化可分为两个子时期。

2.4.1 径流速率随时间增大时期

按照以上的假定, 由式 (4) 和式 (13), 此阶段任一时刻满足以下方程:

$$q = b(t - t_r), \quad i(t) = p - A(t_r - t_p) - B(t - t_r) \quad t_r \quad t < t_s \quad (15)$$

由式 (12)、式 (14) 得到此阶段土壤混合层溶液的初始浓度为

$$C_w(t) = \frac{C_w(t_p) h_{mix}(s + k_d s)}{[h_p(t_r) + (s + k_d s) h_{mix}]} \exp \left\{ \frac{-2p}{\sqrt{2A[(s + k_d s) h_{mix}]}} \arctan t \left[\frac{A}{\sqrt{2(s + k_d s) h_{mix}}} (t_r - t_p) \right] \right\} \left\{ \frac{[h_p(t_r) + (s + k_d s) h_{mix}]}{(s + k_d s) h_{mix}} \right\}^{-a} \quad (16)$$

同时假定径流水流深度很小, 可以忽略^[6,9]。根据初始时间式 (13)、式 (16) 和式 (14)、式 (15), 径流溶质浓度可表示为

$$C_w(t) = C_w(t_r) \exp \left\{ \frac{- \left\{ [i(t_r) + B t_r] + [p - i(t_r) - B t_r] \right\} (t - t_r) + \frac{B(-)}{2[h_p(t_r) + (s + k_d s) h_{mix}]} (t^2 - t_r^2)}{[h_p(t_r) + (s + k_d s) h_{mix}]} \right\} \quad (17)$$

2.4.2 径流速率稳定时期

此阶段的土壤入渗率与前一阶段末的土壤入渗率值相等且恒定, 由水量平衡方程可知径流速率也恒定, 则有

$$q = B(t_s - t_r), \quad i(t) = i(t_s) = p - A(t_r - t_p) - B(t_s - t_r) \quad t \quad t_s \quad (18)$$

由式 (17) 可以得到此阶段径流溶液的初始浓度

$$C_w(t_s) = C_w(t_r) \exp \left\{ \frac{- \left\{ [i(t_r) + B t_r] + [p - i(t_r) - B t_r] \right\} (t_s - t_r) + \frac{B(-)}{2[h_p(t_r) + (s + k_d s) h_{mix}]} (t_s^2 - t_r^2)}{[h_p(t_r) + (s + k_d s) h_{mix}]} \right\} \quad (19)$$

故由式 (18) 和初始条件式 (19) 得到此阶段的径流浓度如下:

$$C_w(t) = C_w(t_s) \exp \left\{ \frac{- \left\{ i(t_s) + [p - i(t_s)] \right\} (t - t_s)}{[h_p(t_r) + (s + k_d s) h_{mix}]} \right\} \quad (20)$$

3 二层结构模型的验证

本文得到的二层结构数学模型的正确性和有效性通过实验室内的降雨径流实验数据进行验证。实验在武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室农田水利与水环境实验大厅内进行, 实验土槽长 \times 宽 \times 高为 100 cm \times 30 cm \times 40 cm, 底部中间两端开孔排水, 填 1.5 cm 厚度的砂砾石作为滤水层, 在砂砾石上面铺 120 目/英寸的滤网, 防止在降雨过程中实验土壤从底部砂砾石上冲走, 装土深度为 23 cm, 最大积水深度 $h_p(t_r) = 0.5$ cm。在土槽深度为 25 cm 处开矩形口并用有机玻璃做成的三角堰收集径流水, 通过 DDS-11A 型电导率仪测定收集的径流水的电导率, 由事先标定好的电导率与浓度关系曲线, 计算得到径流水中的溶质浓度值。实验前将配置好的含有一定浓度 KCl 的溶液对试验砂土进行喷洒并搅拌均匀, 装槽完毕后, 用 YZ1515X 型蠕动泵泵头的定流量泵作为模拟降雨的供水装置, 雨水为不含溶质的蒸馏水, 采用医用 8 号针头进行定强度模拟降雨实验。由于实验

土壤为均匀的沙土，其饱和入渗率大于降雨强度，为了降低沙土的稳定入渗率，使得地表产生积水和径流，将底部排水孔出口置于距土槽底部 23 cm 高度处。实验所用的物理参数见表 1。

表 1 验证模型中所用的试验及模型参数值

Table 1 Experimental and model parameters used in validation example

初始饱和浓度 $C_0 / (\text{mg} \cdot \text{L}^{-1})$	初始含水率 θ	饱和含水率 θ_s	土壤容重 $\rho / (\text{g} \cdot \text{cm}^{-3})$	降雨强度 $P / (\text{cm} \cdot \text{min}^{-1})$	积水到径流时入 渗率 $i / (\text{cm} \cdot \text{min}^{-1})$	稳定入渗率 $i_s / (\text{cm} \cdot \text{min}^{-1})$
25997.3	0.046	0.443	1.47	0.097	0.012	0.007
混合深度层 $h_{\text{mix}} / \text{cm}$	非完全混合系数	非完全混合系数	积水时间 t_p / min	径流时间 t_r / min	径流稳定时间 t_s / min	
1.5	0.7	0.9	75	80	88	

注：带 * 号的为本模型模拟得到的参数，其它为本次的试验参数。

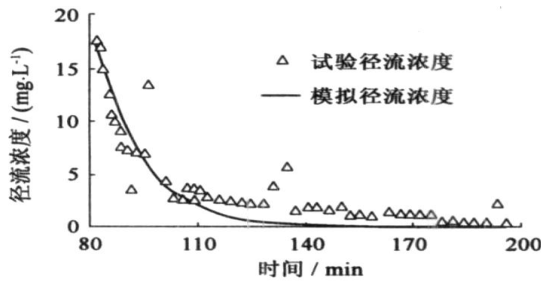


图 4 本文模型的模拟结果与实验数据的对比

Fig. 4 Comparisons of simulation results with experimental data

由于土壤颗粒不吸附 KCl 溶质，因此 $k_d = 0$ 。将降雨开始时间记为 0，整个实验持续 198 min。在实验中观测到 $t_p = 75 \text{ min}$ 、 $t_r = 80 \text{ min}$ 和 $t_s = 88 \text{ min}$ 很接近，故无法观测积水的增长过程，因此将积水到稳定径流时的土壤入渗率看作是一个常数值（见表 1），即 $A = B = 0$ 。用此常数值计算得到产生径流的理论时间为 80.9 min，与实验观测 $t_r = 80 \text{ min}$ 很接近，故采用此常数值是合理的。图 4 给出了本文模型的模拟值与实验数据的对比情况，由图可知，对于径流时间持续约 120 min 的实验，本文的解析解可以很好地反映实验数据的变化趋势，尤其在径流溶质浓度很大时

两者吻合良好，而这在溶质的径流流失过程中起到主要作用，说明本文的二层解析模型是可靠的。

4 分析与讨论

自然界土壤的分布是复杂的，在农田中土壤特性在空间分布是非均一的（即空间变异性）^[17~19]，同一质地或者不同质地的土壤的物理特性参数如干容重、饱和入渗率、含水率，各种粒径的组成等值常常是不相同的。下面通过本文模型来阐述不同的非饱和土壤特性对溶质地表径流流失的影响。

4.1 非饱和土壤的吸附特性对溶质径流迁移的影响

为了考察非饱和土壤的吸附特性对溶质径流迁移过程的影响，对于非饱和土壤物理参数见表 1，分别不考虑吸附性（ $k_d = 0$ ）和吸附能力较大（ $k_d = 1$ ）与较小（ $k_d = 0.3$ ）等 3 种情况进行了对比计算，所得到的土壤溶质的地表径流浓度变化过程如图 5 所示。

由图 5 可见，在土壤初始溶质总浓度相同时，非饱和土的吸附能力越大，土壤溶质迁移流失到地表径流的能力越强。这主要是由于非饱和土壤的吸附能力较强时，具有抑制土壤溶质随混合层的入渗水流失去的能力，故在地表产生径流时（ $t_r = 80 \text{ min}$ ），吸附性较强的土壤中含有的溶质总量较大，而土壤中吸附性和溶解性的溶质处于线性平衡状态，使得产生径流时土壤混合层中溶解性溶质的浓度也较高，在地表径流中忽略微量土壤颗粒，即不考虑径流水中吸附性溶质，因此地表径流水中溶质浓度高些。所以，选用吸附性较弱的土壤会减小土壤混合层溶质的径流迁移流失作用。

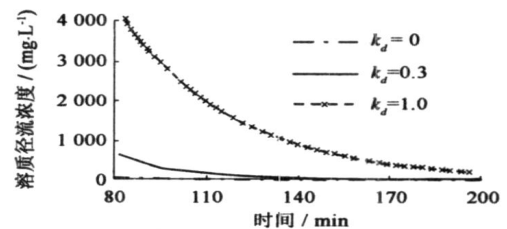


图 5 非饱和土壤不同吸附分布系数对溶质径流迁移的影响

Fig. 5 Effects of unsaturated soil with different adsorption partition coefficients on chemical transfer to runoff

4.2 非饱和土壤的容重对溶质径流迁移的影响

土壤的土粒容重以 2.65 g/cm^3 作代表, 土壤容重 ρ_s 反映了土壤的松紧程度, 土壤饱和和体积含水率 s 与 ρ_s 的关系为 $s = 1 - \rho_s/2.65$ 。为了阐述土壤容重对非饱和土壤中溶质的地表径流迁移影响, 在其它参数(见表 1)相同的情况下, 取沙质土壤与粘土容重上下限 1.1 、 1.8 g/cm^3 及实际农田操作中一般土壤容重下限 1.0 g/cm^3 及一般土壤容重 1.4 g/cm^3 , 取非饱和土壤初始体积含水率 $s = 0.1$, 在不考虑土壤的吸附性 $k_d = 0$ 和考虑土壤的吸附性 $k_d = 0.1$ 两种情况下, 针对下列 4 种参数组合进行了对比计算: $\rho_s = 1.0 \text{ g/cm}^3, s = 0.623$; $\rho_s = 1.1 \text{ g/cm}^3, s = 0.585$; $\rho_s = 1.4 \text{ g/cm}^3, s = 0.472$; $\rho_s = 1.8 \text{ g/cm}^3, s = 0.321$ 。计算所得到的溶质地表径流浓度变化过程如图 6 所示。

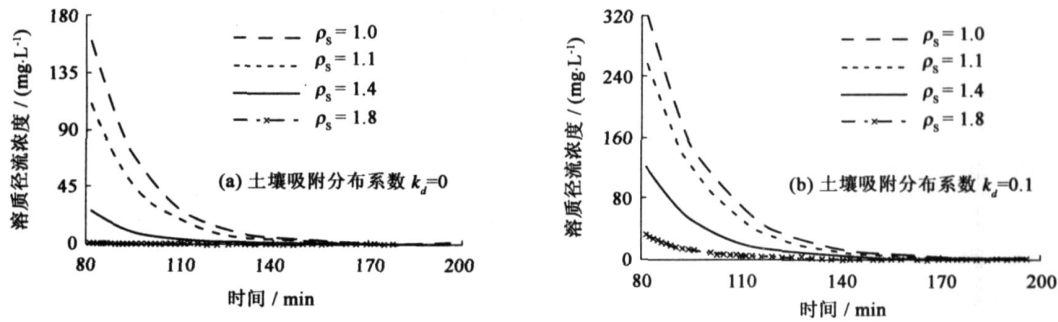


图 6 非饱和土壤不同容重对溶质径流迁移的影响

Fig.6 Effects of unsaturated soil with different bulk densities on chemical transfer to runoff

由图 6 可见, 当土壤容重增大时, 无论是考虑或不考虑非饱和土壤的吸附特性, 土壤溶质的地表径流迁移浓度都显著下降。这主要是在非饱和土壤入渗特性不变的情况下, 土壤容重越大说明土壤压得越紧, 不仅土壤溶质难溶出地表, 而且土壤混合层达到饱和的时间越短, 土壤混合层中溶质由雨水冲洗下去的时间提前继而淋洗下去的溶质量增大。由此表明压实非饱和土壤能够有效控制土壤中溶质的地表径流迁移。

4.3 非饱和土壤的初始含水率对溶质径流迁移的影响

土壤的初始含水率不同, 在降雨过程中土壤的入渗过程不同, 因此采用实验数据来探讨非饱和土壤的初始体积含水率对土壤溶质的地表径流迁移的影响。在不考虑土壤的吸附特性时 $k_d = 0$, 取壤土容重 $\rho_s = 1.4 \text{ g/cm}^3, s = 0.476$, 沙土容重 $\rho_s = 1.47 \text{ g/cm}^3, s = 0.443$, 实验壤土和沙土表面初始饱和时的溶质浓度为相同值 $C_0 = 62960 \text{ mg/L}$, 最大积水深度都为 0.5 cm 。进行沙土实验时, 将底部排水孔出口置于距土槽底部大于 25 cm 高度处抑制排水, 而壤土进行自由排水, 实验中的物理参数见表 2, 分别针对非饱和壤土和沙土的不同初始体积含水率和土壤初始饱和两种情况进行了对比实验, 所得到的溶质地表径流浓度变化过程如图 7 所示。

表 2 土壤不同初始含水率下的实验参数值

Table 2 Experimental parameters for different initial water content of soil

	初始含水率 s_0	滤水层厚度 d/cm	饱和含水率 s	降雨强度 $P/(\text{cm} \cdot \text{min}^{-1})$	积水时间 t_p/min	径流时间 t_r/min	降雨结束时间 t_e/min
壤土	0.100	5.0	0.476	0.099	11.00	20.00	292.00
	0.476	5.0	0.476	0.097	1.45	6.00	123.00
沙土	0.443	1.5	0.443	0.097	0	2.50	203.50
	0.280	1.5	0.443	0.098	3.75	5.00	122.00

从图 7 可看出, 在其它条件相同时, 无论是壤土还是沙土的初始体积含水率越高, 土壤混合层达到饱和需要的水量越少, 地表产生积水和径流的时间越早, 故产生径流时土壤表面的溶质浓度越大, 进入地表径流水中的溶质越多; 尤其是对壤土(见图 7(a)), 初始饱和时的土壤溶质地表径流浓度是非饱和时的两个量级。因此, 在降雨前降低土壤初始体积含水率, 是减小土壤溶质地表径流流失的一个有效措施。

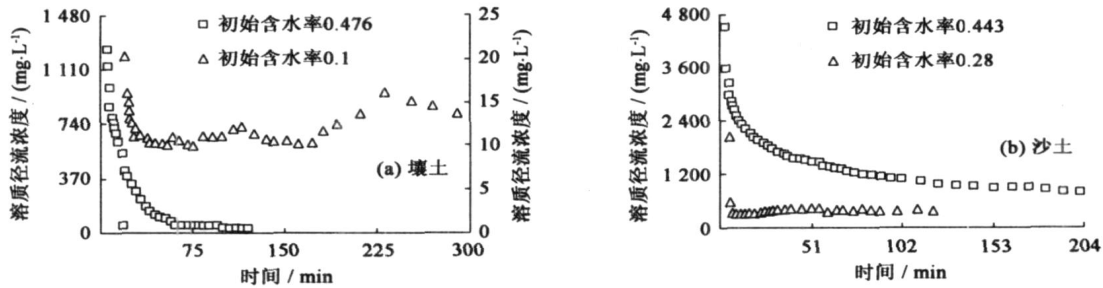


图7 非饱和土壤的不同初始含水率对溶质径流迁移的影响

Fig.7 Effects of unsaturated soil with different initial water content on chemical transfer to runoff

5 结 论

针对农田非饱和土壤在降雨或灌溉过程中存在积水, 并引起肥料溶质地表径流迁移流失的实际情况, 建立了二层结构数学模型, 考虑到非饱和土壤在降雨过程中入渗率不断减小的特征, 描述了求得解析解的思路方法, 并用实验数据验证了本文二层模型及其求解方法的正确性和有效性。通过本文解析计算和实验数据分析, 探讨了非饱和土壤物理特性: 土壤容重、初始体积含水率和吸附特性对土壤溶质地表径流迁移流失过程的影响, 对比分析表明: 非饱和土的吸附能力增大, 具有抑制土壤溶质随混合层的入渗水流失下去的能力, 使得土壤溶质迁移流失到地表径流的能力增大, 所以会加强土壤混合层溶质的径流迁移过程; 无论是考虑还是不考虑非饱和土壤的吸附特性, 土壤压得越紧, 可以极大地减少土壤溶质的地表径流迁移, 故土壤初始溶质分布相同时, 为了有效地控制土壤中溶质的地表径流迁移污染, 应尽可能地压实非饱和土壤; 非饱和土壤的初始体积含水率越高, 土壤混合层达到饱和的时间越短, 且产生地表积水和径流的时间越早, 故产生径流时地表溶质浓度越大, 增强了土壤溶质的地表径流运移作用。

参考文献:

- [1] AHUJA L R, SHARLEY A N, YAMAMOTO M, et al. The depth of rainfall-runoff-soil interactions as determined by ^{32}P [J]. *Water Resources Research*, 1981, 17: 969 - 974.
- [2] AHUJA L R, LEHMAN O R. The extent and nature of rainfall-soil interaction in the release of soluble chemicals to runoff[J]. *Journal of Environmental Quality*, 1983, 12: 34 - 40.
- [3] HEATHMAN G C, AHUJA L R, LEHMAN O R. The transfer of soil surface-applied chemicals to runoff[J]. *Transactions of American Society Agriculture Engineering*, 1985, 28: 1909 - 1915, 1920.
- [4] WALLACH R, WILLIAM A J, WILLIAM F S. The concept of convective mass transfer for predicting of surface runoff pollution by soil surface applied chemicals[J]. *Transactions of American Society Agriculture Engineering*, 1989, 32(3): 906 - 912.
- [5] ZHANG X C, NORTON D, NEARIGN M A. Chemical transfer from soil solution to surface runoff[J]. *Water Resources Research*, 1997, 33(4): 809 - 815.
- [6] STEENHUIS T S, WALTER M F. Closed form solution for pesticide loss in runoff water[J]. *Transactions of American Society Agriculture Engineering*, 1980, 23(3): 615 - 620.
- [7] 王全九, 王文焰, 沈冰, 等. 降雨-地表径流-土壤溶质相互作用深度[J]. *土壤侵蚀与水土保持学报*, 1998, 4(2): 41 - 46. (WANG Quar-jiu, WANG Wen-yan, SHEN Bing, et al. Interacting depth of rainfall-runoff-soil solute[J]. *Journal of Soil Erosion and Soil and Water Conservation*, 1998, 4(2): 41 - 46. (in Chinese))
- [8] 王全九, 邵明安, 李占斌, 等. 黄土区农田溶质径流过程模拟方法分析[J]. *水土保持研究*, 1999, 6(2): 67 - 71, 104. (WANG Quar-jiu, SHAO Ming-an, LI Zhan-bing, et al. Analysis of simulating methods for soil solute transport with runoff in loess plateau[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 1999, 6(2): 67 - 71, 104. (in Chinese))
- [9] GAO B, WALTER M T, STEENHUIS T S, et al. Rainfall induced chemical transport from soil to runoff: Theory and experiments[J]. *Journal*

- of Hydrology, 2004, 295: 291 - 304.
- [10] GAO B, WALTER M T, STEENHUIS T S, et al. Investigating raindrop effects on transports of sediment and non-sorbed chemicals from soil to surface runoff[J]. Journal of Hydrology, 2005, 308: 313 - 320.
- [11] 王全九, 沈冰, 王文焰. 降雨动能对溶质径流过程影响的实验研究[J]. 西北水资源与水工程, 1998, 9(1): 17 - 21. (WANG Quan-jiu, SHEN Bing, WANG Wen-yan. Experimental study of effects of rainfall energy on solute runoff process [J]. Water Resources & Water Engineering, 1998, 9(1): 17 - 21. (in Chinese))
- [12] 王辉, 王全九, 邵明安. 人工降雨条件下黄土坡面养分随径流迁移试验[J]. 农业工程学报, 2006, 22(6): 39 - 44. (WANG Hui, WANG Quan-jiu, Shao Ming-an. Laboratory experiments of soil nutrient transfer in the loess slope with surface runoff during simulated rainfall [J]. Transactions of the CSAE, 2006, 22(6): 39 - 44. (in Chinese))
- [13] LEI T W, PAN Y H, LIU H, et al. A runoff-ponding method and models for the transient infiltration capability process of sloped soil surface under rainfall and erosion impacts[J]. Journal of Hydrology, 2006, 319: 216 - 226.
- [14] MEIN R G, LARSON C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. Water Resources Research, 1973, 9(2): 384 - 394.
- [15] 雷志栋, 杨诗秀, 谢森传. 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1987. (LEI Zhi-dong, YANG Shi-xiu, XIE Sen-chuang. Soil hydrodynamics[M]. Beijing: Tsinghua University Press, 1987: 77 - 82. (in Chinese))
- [16] 汤有光, 郭铁锋, 吴宏伟, 等. 考虑地表径流与地下渗流耦合的斜坡降雨入渗研究[J]. 岩土力学, 2004, 25(9): 1347 - 1352. (TANG You-guang, GUO Shi-feng, WU Hong-wei, et al. A preliminary study of rainfall infiltration on slope using a new coupled surface and subsurface flow model[J]. Rock and Soil Mechanics, 2004, 25(9): 1347 - 1352. (in Chinese))
- [17] 徐英, 陈亚新, 王俊生, 等. 农田土壤水分和盐分分布的指示克里格分析评价[J]. 水科学进展, 2006, 17(4): 477 - 481. (XU Ying, CHEN Ya-xin, WANG Jun-sheng, et al. Using indicator Kriging to analyze and evaluate spatial distributions of soil water and salt in field[J]. Advances in Water Sciences, 2006, 17(4): 477 - 481. (in Chinese))
- [18] 蔡树英, 林琳, 杨金忠, 等. 含水层和土壤的随机特征对水分运动的影响[J]. 水科学进展, 2005, 16(3): 313 - 320. (CAI Shu-ying, LIN Lin, YANG Jin-zhong, et al. Effect of random characteristics of soil and aquifer on the water flow in formation[J]. Advances in Water Sciences, 2005, 16(3): 313 - 320. (in Chinese))
- [19] 李少龙, 杨金忠, 蔡树英, 等. 多孔介质随机参数的相关性对非饱和水流的影响[J]. 水科学进展, 2006, 17(5): 599 - 603. (LI Shao-long, YANG Jin-zhong, CAI Shu-ying, et al. Influence of correlation structure of porous media random parameters on unsaturated flow [J]. Advances in Water Sciences, 2006, 17(5): 599 - 603. (in Chinese))

Model for chemicals transfer to surface runoff in unsaturated soil and its analytical modeling^{*}

TONG Ju-xiu, YANG Jin-zhong, BAO Ru-chao

(State Key Laboratory of Water Resources and Hydropower Engineering Science Wuhan University, Wuhan 430072, China)

Abstract: There exists ponding water during rainfall or irrigation inducing runoff into the unsaturated soil of farmland, and the soil chemical is lost into the surface runoff. A two-layer system model is established to describe the chemical transfer to surface runoff. An analytical solution for the model is obtained based on the chemical conservation laws and water balance equations, and the unsaturated soil experiment shows that this two-layer analytical model is reliable and reasonable. The effects of various soil properties on the chemical transfer to surface runoff are discussed by sensitive analysis of some parameters of the unsaturated soil in the model and experiments. It is found that higher adsorptivity of unsaturated soil will reinforce the ability of the soil chemical transfer to surface runoff, but the soil with greater bulk density decreases and higher initial volumetric water content of soil increases the soil chemical transfer to surface runoff.

Key words: unsaturated soil; chemical transfer; surface runoff; analytical model

* The study is financially supported by the National Natural Science Foundation of China. (No. 50639040) and the National High Technology Research and Development Program of China (No. 2006AA100205 and 2006AA100207).