

上层土壤初始含水率对层状结构土壤中指流水分入渗的影响

宋丽玲¹ 张建丰^{1*} 高瑞² 吴叔赢¹

(1. 西安理工大学 水资源研究所, 西安 710048;

2. 榆林神华能源有限责任公司, 陕西 榆林 719300)

摘要 为探明影响指流入渗特性的主要因素,通过室内物理模拟试验研究不同上层土壤初始质量含水率对层状结构土壤中指流水分运移的影响。结果表明:湿润锋到达指流层的转折时间与上层土壤初始含水率的相关性较高,且呈对数关系;分别运用分段函数模型和连续函数模型对累积入渗量与时间的关系进行拟合,发现运用分段函数模型拟合的结果虽整体与实测值相关性较高,但是该模型在进行分段拟合时,由于分段点处的不连续性,与实际中层状结构土壤水分入渗不一致,而连续函数模型随着入渗时间的延长,模拟结果越接近实测值,且连续函数模型符合实际中层状结构土壤水分入渗的连续性,因此,连续函数模型适用于长历时的水分入渗过程。

关键词 土壤; 初始含水率; 指流; 优先流; 入渗

中图分类号 P 426.68

文章编号 1007-4333(2013)02-0174-08

文献标志码 A

Effect of upper initial moisture content on water infiltration of the finger flow

SONG Li-ling¹, ZHANG Jian-feng^{1*}, GAO Rui², WU Shu-ying¹

(1. Institute of Water Resources, Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China;

2. Yulin shenhua energy company, Yulin 719300, China)

Abstract This paper described the effect of upper initial moisture content on water infiltration of the finger flow. The results showed that there was a higher logarithmic correlation between the turning time of wetting front reaching to the finger flow layer with the initial moisture content of the upper soil. Both models of piecewise function and the continuous function could be used to fit the relationship between cumulative-infiltration and time. It was found that the accuracy of Piecewise function model was higher. Since this model is discontinuous on the subsection, it was inconsistent with the water infiltration in the layered structure of soil. With infiltration duration, the simulated values of the continuous function model was closer to the measured ones. The continuous function model was in consistent with the water infiltration in the layered structure of soil and suitable to simulate the long-term infiltration process.

Key words soil; upper initial moisture content; finger flow; preferential flow; infiltration

随着人们对土壤生态环境的进一步研究,发现水及溶质的运移不是单一均匀的一维垂向流动,而是其中部分通过某些基质(如孔隙、裂隙和孔洞等)的优先流动。这种土壤水分沿优先路径优先流动的现象称为优先流。优先流是指土壤在整个入流边界上接受补给,水分和溶质绕过土壤基质,沿着优先路

径快速运移到土壤深层和地下水的现象^[1]。根据其成因不同,把优先流分为大孔隙流、指流和漏斗流等。指流是在均质和非均质土壤中发生的形如指状的非稳定流。指流可以使地表水和土壤水及其污染物进入到地下水中,造成地下水的污染,使得农药等化学物质不能被充分利用,降低了植物对水分和养

收稿日期: 2012-10-15

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(50779055)

第一作者: 宋丽玲, 硕士研究生, E-mail: usersong66@163.com

通讯作者: 张建丰, 教授, 主要从事非饱和土壤水分运动和土壤优先流机理研究, E-mail: jfzhang@mail.xaut.edu.cn

分的吸收^[2-5]。因此,指流的研究对于地下水的污染及提高农药等化学物质的利用率等具有重要意义。

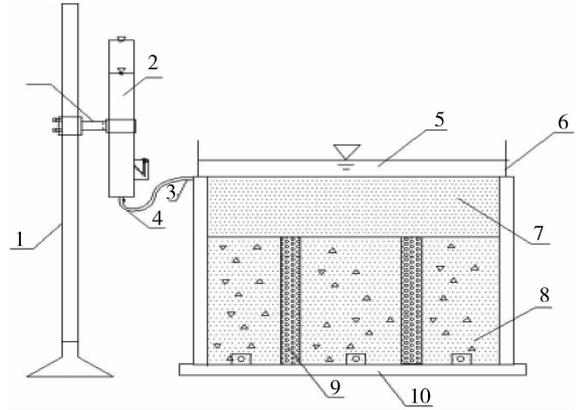
近年来,很多学者在这方面做了大量研究。在国外,Hill 等^[6]发现层状结构土壤中指流的存在。Hillel 等^[7]对层状结构土壤中指流的入渗和再分配过程做进一步的研究。Bauters^[8]等,研究不同初始含水量条件对湿润锋稳定性的影响。在国内,张建丰等^[3,9]研究黄土地区指流在不同层状结构条件下的入渗特性。李贺丽^[10]研究在不同土壤结构及不同供水强度等条件下,指流的形成和发育过程。对于下层土壤介质对指流发生发育的影响,卜囡^[11]等做了相关的研究。高瑞^[12-13]等研究层状结构土壤中,下层砂子粒径对模拟指流水分运移的影响。吴叔赢等^[14-15]分析了上层土壤厚度及容重对模拟指流的影响。以上所列主要研究指流的发生机理及影响因素,但是就指流的影响因素而言仍不够全面。而上层土壤含水率不同时,会影响水分在上层土壤层中的运移速率,从而必然影响模拟指流的运移情况。本研究通过室内物理模拟试验,旨在重点研究上层土壤初始含水率对模拟指流水分运动迁移变化规律的影响。

1 试验装置与方法

1.1 装置

试验装置包括:供水装置、土箱和支座。其中供水装置采用的是马氏瓶,由 8 mm 厚的有机玻璃制成,带有可拆卸刻度,其精度为 1 mm。土箱主要由 2 块有机玻璃板制成,2 块玻璃板两侧夹有 U 形有机玻璃条(厚 16 mm,宽 20 mm),U 形玻璃条上端 20 cm 处设有进水口,底部设有排气孔。土箱的规格为:460 mm×580 mm×16 mm(长×高×厚)。支

座由 2 块可拆卸槽钢和一块钢板构成,将槽钢用螺丝安装在钢板上,槽钢一侧打孔,将土箱夹在两槽钢之间,用螺丝将土箱和支座固定为一体。如图 1 所示。



1. 马氏瓶支架; 2. 马氏瓶; 3. 进水口; 4. 橡皮管; 5. 恒定水头; 6. 土箱; 7. 上层均质土壤; 8. 下层基质域; 9. 指流域; 10. 支座。
1. stems of mariotte bottles; 2. mariotte bottles; 3. water inlet; 4. rubber tube; 5. constant waterhead; 6. soil bin; 7. upper homogeneous soil; 8. lower matrix; 9. domain of finger flow; 10. support plate.

图 1 试验装置示意图

Fig. 1 Sketch of experiment equipment

1.2 方法

供试土壤选用西安黄土,让其自然风干,经碾压后过 2 mm 的筛子。试验中土壤容重、上层土壤厚度、水头值均保持一致,其中土壤容重为 1.4 g/cm³,上层土壤厚度为 15 cm,水头值为 3 cm,下层厚度为 38 cm,下层基质域内填装粒径均为 0.1~5 mm 的粗砂,中值粒径为 $d_{50} = 1.45$ mm,下层指流域内填装粒径为 0.1~0.25 mm 的细砂。西安黄土的物理性质、机械组成及粗砂的机械组成如表 1 和 2。

表 1 西安黄土的物理性质

Table 1 Physical properties of Xi'an soil

项目	容重	比重	孔隙度	初始质量含水率/%	饱和质量含水率/%	饱和导水率	土样质地
	$\gamma_d / (\text{g}/\text{cm}^3)$	$\rho / (\text{g}/\text{cm}^3)$					
	Soil bulk density	Specific gravity	Porosity	Initial moisture content of quality	Saturated moisture content of quality	Saturated hydraulic conductivity	Soil texture
土样	1.4	2.54	45	2.7	32.67	6.993×10^{-6}	粉砂粘壤土
Soil sample	1.4	2.54	45	2.7	32.67	6.993×10^{-6}	粉砂粘壤土

表2 西安黄土的机械组成
Table 2 Particle size distribution of Xi'an soil

粒径/mm Particle diameter	<2.0	<1.0	<0.5	<0.25	<0.1	<0.05	<0.025	<0.01	<0.005	<0.002
质量分数/% Content	100	99.60	99.20	98.87	98.60	89.15	56.58	28.02	11.34	2.88

根据实际中土壤含水率的分布情况^[16],同时为了能够很好的体现试验规律,所选各含水率之间应具有一定的梯度,因此试验设置4种不同的上层土壤初始含水率,其值分别为:2.7%、4.3%、8.6%和11.3%。其配置方法如下:在地面上铺一层塑料薄膜,称取一定质量的黄土平铺在塑料薄膜上,根据所配置的不同含水率,计算并量取所称取土样的需水量,用喷壶均匀喷洒到土壤表面,搅拌均匀,然后用薄膜覆盖土样,防止水分蒸发,放置12h使水分充分且均匀渗入土壤,然后取土测定土壤的质量含水率,其计算公式为:

$$\theta = \frac{m_{\text{湿}} - m_{\text{干}}}{m_{\text{干}}} \times 100\% \quad (1)$$

式中: θ 为土壤初始质量含水率,%; $m_{\text{湿}}$ 为湿土质量,g; $m_{\text{干}}$ 为干土质量,g。

Hillel and Baker^[7]发现细砂覆盖粗砂情况下容易出现指流,因此本研究对“上重下轻”层状结构土壤的指流进行模拟。主要是在下层土壤中填装颗粒不均匀的砂子,装砂时,首先在距离土箱左右边界140mm处分别安装模拟指流模具,此模具由2个宽16mm的薄钢板和一个玻璃板(长20mm,宽10mm,高620mm)组成,用2个薄钢板将玻璃板固定在中间;然后以5cm为一层填装基质域内的粗砂,填装完一层,将玻璃板抽出,同样以5cm为一层填装指流域内的细砂,填装完毕后进行夯实,应注意先夯实粗砂后夯实细砂,然后将玻璃板重新放入2个薄钢板之间,重复以上步骤。按照此方法直至填装至设计高度,抽出模具,仍以5cm为一层填装上层均质土壤。

试验准备完毕后,用橡皮管将土箱与马氏瓶连接,保持3cm高度的定水头,打开马氏瓶开关的同时用秒表开始计时,并每间隔5min记录湿润锋位移动以及马氏瓶读数 h ,则累积入渗量的计算公式为:

$$I = (h_{\text{末}} - h_{\text{初}}) \times S_{\text{马}} / S_{\text{土}} \quad (2)$$

式中: I 为某时刻的累积入渗量, $h_{\text{初}}$ 为马氏瓶初始读数, $h_{\text{末}}$ 为某时刻马氏瓶的读数, $S_{\text{马}}$ 为马氏瓶横截面积,其值为15.87cm³, $S_{\text{土}}$ 为土箱横截面积,其值为

73.6cm²。

本试验采用的分段函数方法为:转折时间之前采用Kostiakov^[17]公式进行拟合,转折时间之后采用线性关系进行拟合,线性拟合部分的截距为 f_b ,其入渗率不再随时间而变化,该入渗率为稳渗率,记为 f_p ,此时进入到稳定入渗阶段。

采用分段函数拟合时,由于其分段点处的不连续性,与实际中连续的水分入渗过程不符,必然可以找到一种连续函数模型。本试验采用的连续函数模型^[3]的拟合公式为:

$$I = f_p T + f_b (1 - e^{-T/\tau}) \quad (3)$$

其中: I 为累积入渗量,mm; f_p 为稳渗率,mm/min; f_b 为截距,mm; T 为时间,min; τ ^[3]为转折时间常数, $\tau = T_p/3$,min。

2 结果与分析

2.1 湿润锋的动态分布

以土箱顶层为入渗深度参考面,设定向下入渗为正值。可得到上层土壤初始含水率分别为2.7%、4.3%、8.6%和11.3%的湿润锋的动态分布图,如图2所示。

由湿润锋的动态分布图可以看出,水分在上层土壤中入渗时,湿润锋非常平整,随着入渗时间的推移,当湿润锋移动至指流层(土砂接触面)时,湿润锋不再平整,表现为湿润锋的突进现象。这是由于在指流域内水分运移速度增快,而在基质域内水分仍以较慢的速度移动,最终在指流域内会出现完整的指流现象。若以指流湿润锋到达试验仪器底部的时间为结束时间,则可以看出,随上层土壤初始含水率的增大,试验结束的时间随之变短。这是由于随上层土壤初始含水率的增大,上层土壤非饱和导水率增大,则在水力梯度作用下,水分在上层土壤中运移的阻力减小,水分运移速度则增快。

2.2 累积入渗量的分析

根据实测资料,不同上层土壤初始含水率层状结构土壤中,累积入渗量随时间的变化关系如图3所示。

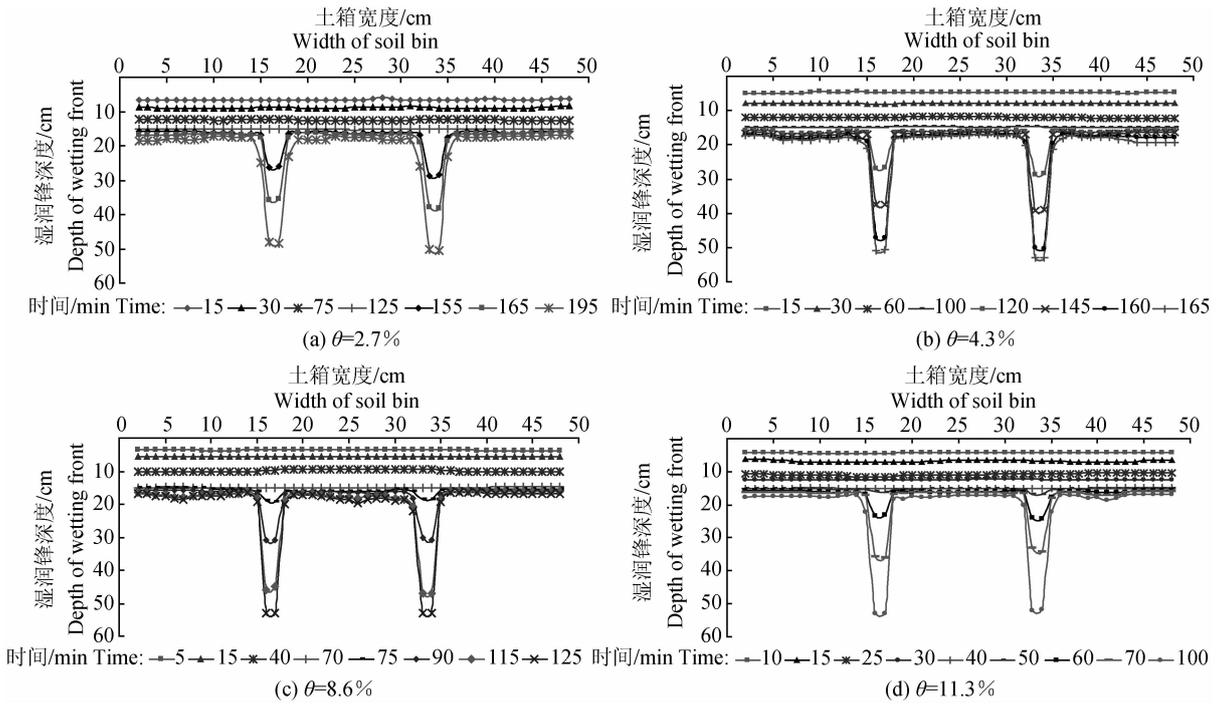


图 2 不同上层土壤初始含水率湿润锋动态分布图
Fig. 2 Wetting front dynamic of the different upper soils moisture

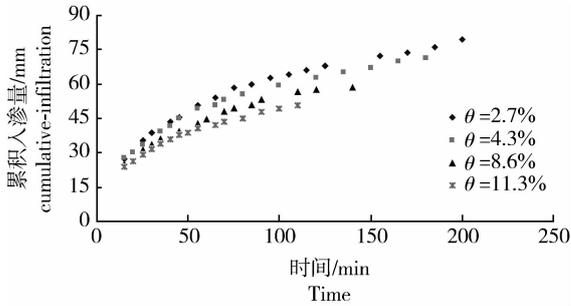


图 3 累积入渗量随时间的变化关系图
Fig. 3 Relationship between the cumulative-infiltration and the time

从图 3 可以看出，整体而言，当上层土壤初始含水率不同时，累积入渗量随时间的变化趋势是一致的，都随时间的推移呈递增趋势。

若设定湿润锋到达指流层的时间为转折时间，记为 T_p 。则从图 3 中可以看出，转折时间随上层土壤初始含水率的增大而减小。此现象可以解释为，上层土壤初始含水率较大时，在水力梯度的作用下，水分的运移速度也随之增大，因此，转折时间减小。上层土壤初始含水率分别为 2.7%、4.3%、8.6% 和 11.3% 所对应的转折时间为：125、100、65 和 50 min。并且，累积入渗量与时间的拟合关系以转折时间为界限。

2.3 用 2 种不同的方法拟合累积入渗量随时间的变化关系

2.3.1 分段函数模型的模拟方法

分段函数拟合关系中的各参数见表 3。

表 3 累积入渗量与时间拟合参数

Table 3 Fitting parameters between the cumulative-infiltration and the times

上层土壤初始 质量含水率/% Upper initial moisture content of quality	曲线段拟合 Curve fitting			直线段拟合 Linear fitting			湿润锋转折时间 t_p /min Turning time of wetting front	转折时瞬时入渗率 f_i /(mm/min) Instantaneous infiltration rate of turning time
	α	n	R^2	c	d	R^2		
2.7	9.037 3		0.994 1	0.144 7	49.719	0.986 6	125	0.238 1
4.3	8.848 9		0.993 6	0.152 6	44.186	0.993 4	100	0.256 4
8.6	8.125 9	0.424 4	0.999 0	0.171 5	36.172	0.941 7	65	0.294 3
11.3	7.822 2		0.997 9	0.193 9	29.758	0.991 1	50	0.322 8

注： R^2 为拟合决定系数， c 为稳渗率 f_p ， d 为线性部分截距 f_b ， α 为与上层土壤含水率相关的参数。

Note: R^2 is coefficient of determination of fitting. c is steady infiltration rate f_p , d is intercept of linear. f_b , α is parameters related initial moisture content.

试验中唯一的变量是上层土壤初始含水率 θ ，因此表 3 中所有参数都是上层土壤初始含水率 θ 的相关函数。由表 3 可以看出，上层土壤含水率对参数 n 的影响较小，因此，在计算中可取其平均值。对表 3 中 α 、 f_b 、 f_i 、 f_p 和 T_p 5 个参数进行分析，得到这些参数与上层土壤初始含水率 θ 的关系如图 4 所示。由图可以看出， α 、 f_b 、 f_i 、 f_p 和 T_p 5 个参数与上层土壤初始含水率 θ 的相关性很高，决定系数都在 0.98 以上，其中参数 α 和截距 f_b 与上层土壤初始含水率呈线性变化关系，瞬时入渗率 f_i 和稳渗率 f_p 与上层土壤初始含水率呈指数关系，转折时间 T_p 与上层土壤初始含水率呈对数关系。

2.3.2 连续函数模型^[3]的模拟方法

连续函数模型中的 f_b 、 f_p 和 t_p 均为上层土壤含水率的函数，则可得到不同上层土壤初始含水率条件下累积入渗量公式，如下所示：

$$\theta = 2.7\% \quad I = 0.1447T + 49.719(1 - e^{-\tau/41.67}) \quad (4)$$

$$\theta = 4.3\% \quad I = 0.1526T + 44.186(1 - e^{-\tau/33.33}) \quad (5)$$

$$\theta = 8.6\% \quad I = 0.1754T + 35.749(1 - e^{-\tau/21.67}) \quad (6)$$

$$\theta = 11.3\% \quad I = 0.1939T + 29.758(1 - e^{-\tau/16.67}) \quad (7)$$

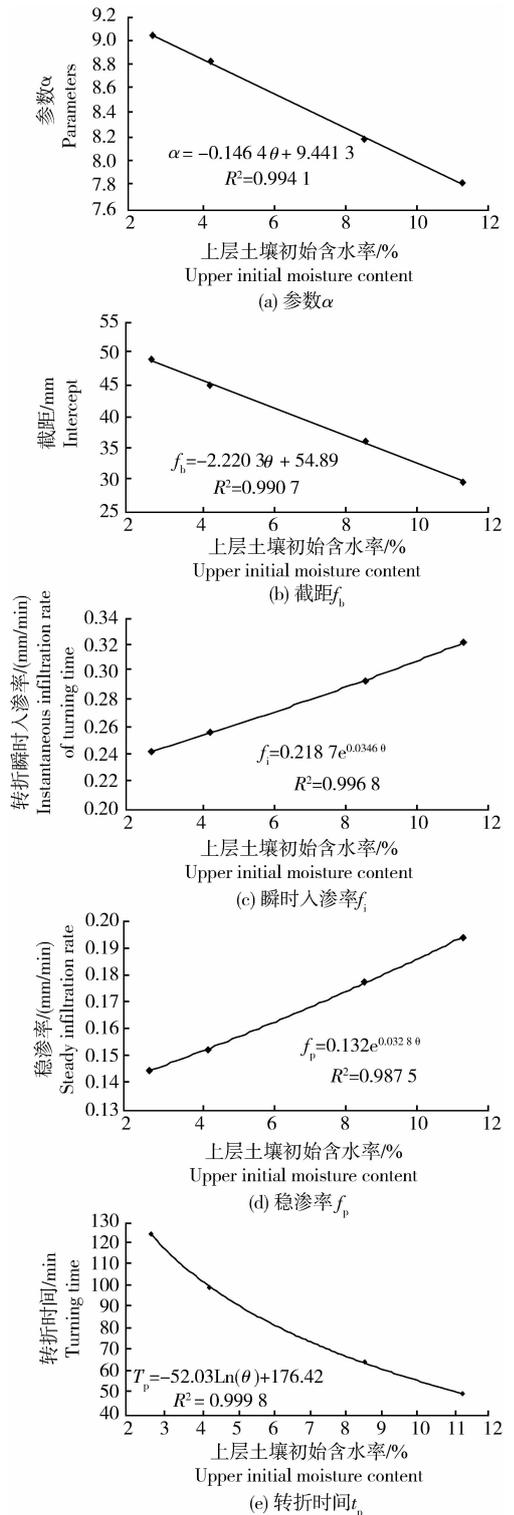
式中： I 为累积入渗量，mm； T 为时间，min。

2.3.3 两模型拟合结果的分析

利用两模型分别对不同上层土壤初始含水率的土壤水分入渗过程进行模拟，计算其累积入渗量并与实测值比较，模拟结果见表 4。

由表 4 中的模拟数据，可以得出以下结论：

1) 利用分段函数模型模拟的结果相关性较高，说明累积入渗量的实测值与模拟值基本接近，因此，分段函数模型可用于分析今后指流水分入渗过程中累积入渗量随时间的变化关系。但是，该模型的模拟过程分为线性阶段和非线性阶段，不同的阶段采用不同的方程进行计算，而模型函数存在间断点，即该函数不是连续函数，而实际中土壤水分入渗过程是连续过程，因此，虽然分段函数模型模拟的结果精度较高，但在理论上，运用该模型模拟时仍存在缺陷。



注： f_b 、 f_i 、 f_p 和 t_p 分别为截距、转折时瞬时入渗率、稳定入渗率和转折时间。
 Note: f_b , f_i , f_p and t_p were intercept, instantaneous infiltration rate of turning time, steady infiltration and turning time respectively.

图 4 上层土壤初始质量含水率与 α 、 f_b 、 f_i 、 f_p 和 t_p 的关系图

Fig. 4 Relationship between α , f_b , f_i , f_p and t_p parameters and the upper soil moisture

表 4 累积入渗量实测值与计算值的比较

Table 4 Comparison between observed value and calculated value cumulative-infiltration

初始质量含水率 Initial moisture content of quality	时间/min Time	I 实测值/mm Measured value	连续函数模型		分段函数模型	
			计/mm Calculated value of continuous function model	相对误差/% Relative error	计算/mm Calculated value of piecewise function model	相对误差/% Relative error
$\theta=2.7\%$	25	35.34	26.05	26.290 1	35.57	-0.648 6
	30	38.82	29.86	23.082 5	38.43	0.998 4
	40	43.71	36.47	16.5657	43.42	0.659 7
	65	54.20	48.68	10.1916	53.36	1.555 4
	85	60.00	55.55	7.4081	59.79	0.345 1
	125	68.14	65.33	4.1236	70.32	-3.349 6
	155	72.05	70.94	1.5429	72.15	-0.129 8
	185	76.10	75.90	0.2649	76.49	-0.506 0
	200	79.31	78.25	1.3316	78.66	0.815 5
$\theta=4.3\%$	15	27.81	18.31	34.158 4	27.57	0.892 3
	35	39.23	34.08	13.115 6	39.34	-0.279 3
	65	50.58	47.83	5.443 4	51.00	-0.826 0
	80	55.53	52.40	5.645 1	55.64	-0.207 2
	100	59.13	57.25	3.175 6	61.11	-3.342 3
	120	62.55	61.30	2.000 5	62.50	0.077 1
	135	65.17	64.02	1.758 3	64.79	0.581 8
	150	67.05	66.59	0.690 8	67.08	-0.038 0
	165	69.78	69.05	1.044 9	69.37	0.598 6
$\theta=8.6\%$	15	24.85	21.49	13.5047	25.03	-0.735 5
	25	31.20	29.89	4.190 8	30.95	0.796 1
	35	35.79	35.68	0.310 0	35.59	0.535 6
	45	39.20	39.87	-1.717 9	39.51	-0.796 5
	60	44.75	44.49	0.573 9	44.53	0.492 1
	65	46.03	45.37	1.435 3	46.04	-0.012 3
	85	50.67	49.95	1.413 5	50.66	0.017 0
	120	57.38	56.66	1.266 8	56.80	1.021 6
$\theta=11.3\%$	15	24.10	20.57	14.672 2	24.39	-1.182 9
	25	29.42	27.96	4.949 8	30.22	-2.724 2
	40	36.07	34.81	3.493 6	36.81	-2.055 4
	50	38.95	37.97	2.520 8	40.43	-3.796 0
	55	40.63	39.32	3.221 5	40.42	0.518 6
	70	43.52	42.88	1.458 3	43.33	0.432 0
	90	47.87	47.07	1.658 2	47.21	1.377 1
	110	50.53	51.05	-1.025 0	51.09	-1.105 3

2)利用连续函数模拟时,试验初期模拟的相关性较低,主要是由于试验初期,表层水头不稳定、供水强度不足及非饱和土壤入渗吸力较大等原因使得初期入渗不稳定。随着入渗时间的推移,实测值与模拟值的误差逐渐减小,得到一条连续光滑的模拟曲线,并且该模型是连续函数模型,与实际中层状结构土壤水分入渗过程一致。因此,连续函数模型适用于长历时的水分入渗过程。

3)由表中数据可以看出,采用连续函数模型进行模拟,当上层土壤初始含水率为2.7%时,最大相对误差为26.2901%;当上层土壤初始含水率为11.3%时,最大相对误差为14.6722%。由此说明,随上层土壤初始含水率的增加,连续函数模型模拟的相关性增高。这是由于,当上层土壤初始含水率较小时,入渗初期,土壤水分入渗率变幅较大,入渗只有经过很长时间才能达到稳定状态,而连续函数模型是在水分稳定入渗的条件下进行的,因此造成入渗初期,实测值与模拟值相关性较低。而当上层土壤初始含水率较大时,入渗初期,土壤水分入渗率变幅较小,入渗在短时间内即可达到稳定状态,因此,实测值与模拟值相关性较高。

2.4 入渗率随时间的变化关系

入渗率即土壤水分入渗强度值^[18]。对累积入渗量用分段函数模型求导即可得到入渗率,即 $i = dI/dt$ 。入渗率随时间的变化关系如图5所示。

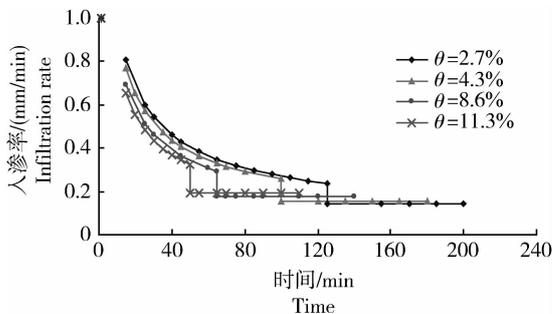


图5 入渗率与时间的关系

Fig. 5 Relationship between infiltration rate and the time

由图5可知,首先,入渗初期,入渗率随入渗时间的增大而减小,当进入指流域内时,入渗率趋于稳定不随时间而变化,此时进入稳定入渗阶段。其次, f_p 为稳定入渗率,从式(4)可以看出,进入稳定入渗

阶段后, f_p 随上层土壤初始含水率的增大而增大。

3 结论

本研究分析了层状结构土壤,不同的上层土壤初始含水率对模拟指流水分运动的影响规律。结果表明,不同的上层土壤初始含水率对累积入渗量、湿润锋转折时间及入渗率均有影响,表现在以下几个方面:

1)随上层土壤初始含水率的增大,累积入渗量减小。并且本论文运用了2种方法对累积入渗量随时间的变化关系进行拟合,其中分段函数模型拟合的精度整体较高,但是,运用分段函数模型进行分段拟合时,分段点处的不连续性与层状结构土壤入渗的连续性不符。运用连续函数模型拟合时,只有经过较长的时间,当进入稳定入渗阶段时,拟合的相关性符合要求,并且该模型符合层状结构土壤水分入渗的连续性,因此连续函数模型适用于长历史的水分入渗过程;

2)随上层土壤初始含水率的增大,湿润锋的转折时间减小,且与上层土壤初始含水率呈对数关系;

3)进入稳定入渗阶段后,稳渗率 f_p 随上层土壤含水率的增大而增大。

参 考 文 献

- [1] 冯杰. 水及溶质在有大孔隙的土壤中运移机制研究[D]. 南京: 河海大学, 2001
- [2] Wang Z, Tuli A, Jury W A. Unstable flow during redistribution in homogeneous soil[J]. Vadose Zone J, 2003, 2: 52-60
- [3] 张建丰. 黄土区层状土入渗特性及其指流的实验研究[D]. 杨凌: 西北农林科技大学, 2004
- [4] 史文娟, 汪志荣, 沈冰, 等. 非饱和土壤中指流的研究进展[J]. 西北农林科技大学学报, 2004, 7: 128-132
- [5] Izadi G R B, King B, Dowling E. Preferential transport of bromide in undisturbed core under different irrigation method [J]. Soil Sci, 1996, 16(4): 214-225
- [6] Hill D E, Parlange J Y. Wetting front instability in layered soil [J]. Soil Science Society of America Proceedings, 1972, 36(5): 697-702
- [7] Hillel D, Baker R S. A Descriptive theory of fingering during infiltration into layered soil[J]. Soil Sci, 1988, 146(1): 51-55
- [8] Bauters T W J, DiCarlo D A, Steenhuis T S, et al. Soil water content dependent wetting front characteristics in sands[J]. J

Hydrol, 2000, 6(12): 244-254

- [9] 张建丰, 王文焰. 砂层在黄土中发生指流条件的试验研究[J]. 农业工程学报, 2008, 24(3): 82-86
- [10] 李贺丽. 指流特性及其影响因素的实验研究[D]. 西安: 西安理工大学, 2007
- [11] 卜囡, 尚松浩, 毛晓敏, 等. 层状土入渗试验中指流发育的分形特征及入渗规律[J]. 水动力学研究与进展, 2012, 27(2): 183-190
- [12] 高瑞. 层状土壤指流及污染物优先迁移特性的试验研究[D]. 西安: 西安理工大学, 2010
- [13] 高瑞, 张建丰, 吴继强. 土壤中指流的研究现状与发展趋势[J]. 水资源与水工程学报, 2009(5): 72-77
- [14] 吴叔赢, 张建丰, 高瑞, 等. 上层土壤厚度对模拟指流水分运动的影响[J]. 农业工程学报, 2011, 10(27): 169-173
- [15] 吴叔赢, 张建丰, 杨潇. 上层土壤密度对模拟指流层状土壤水分入渗的影响[J]. 灌溉排水学报, 2011, 6(30): 57-60
- [17] 杨诗秀, 雷志栋. 田间土壤含水率的空间结构及取样数目的确定[J]. 地理学报, 1993, 5(48): 447-456
- [16] 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, 1988
- [18] 邵明安, 王全九, 黄明斌. 土壤物理学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2007

责任编辑: 王燕华