

文章编号: 05529350(2007)02012007

## 利用同一土柱测定土壤水分和保守性溶质运移参数

杨艳<sup>1,2</sup>, 王全九<sup>2,1</sup>, 樊军<sup>2</sup>, 赵军<sup>2</sup>

(11 西安理工大学 水资源所, 陕西 西安 710048;

21 中国科学院水利部 水土保持研究所, 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘要: 利用数学模型预测土壤水分和溶质运移过程的准确性取决于所涉及的水力参数和土壤溶质运移参数的可靠性和精度。目前由于实验系统和研究方法的限制, 在测定水力参数和溶质运移参数时所采用的土壤样本不一致, 产生了样本误差。本文建立了利用同一土壤样本测定水力参数和溶质运移参数方法, 即首先进行水平一维入渗实验, 待土壤饱和后改换为供溶液试验, 测定土壤边界层随时间的变化过程从而计算出溶质运移参数。与传统的利用土壤溶质穿透曲线获得参数的方法比较表明, 本文提出的方法是可行的。

关键词: 非饱和土壤; 水分扩散率; 溶质锋; 边界层理论; 土壤溶质运移参数

中图分类号: S1521.7<sup>+</sup>

文献标识码: A

## 1 前言

国内外学者已就土壤水分和溶质运移理论进行了大量的研究工作, 并逐步由简单的试验研究发展为利用数学模型来预测土壤水分和溶质运移过程。就数学模拟而言, 目前常用 Richards 方程来描述土壤水分运动特征, 利用对流弥散理论描述土壤溶质运移过程, 模拟计算的准确性直接取决于所涉及的水力参数和土壤溶质运移参数的可靠性和精度。在非饱和土壤水分运动的定量研究中, 愈来愈多地采用数学模拟的方法研究和预测土壤水分运动过程。而在数学模拟中, 无论是解析解法还是数值解法, 非饱和土壤的导水率、扩散率以及土壤水分特征曲线都是必不可少的参数, 因此准确测定这些参数就成为定量研究的基础<sup>[1]</sup>。大量研究表明直接测量非饱和水力参数有一定的困难, 而且费时费力。邵明安等提出了一种推求非饱和土壤水分运动参数的简单入渗法用以确定 van Genuchten 水力特性模型中的参数<sup>[2]</sup>。王全九<sup>[3]</sup>发展了利用水平一维入渗试验来推求 Brooks-Corey(1964)模型参数的方法, 为确定土壤水力参数提供了有效的途径, 此外, 王全九(2004)还利用水平一维方法确定土壤水分扩散率。这些方法仅需要在实验过程中测定累积入渗量和湿润锋距离与时间关系, 因此便于直接确定相关的水力参数。溶质运移参数包括扩散-弥散系数和滞留因子。而参数的估计有统计和确定性两类常用方法。统计方法应用广泛, 但参数不确定性和不唯一性等仍然限制这一方法的应用。确定性方法概念清楚, 但由于浓度和时间之间的复杂关系, 用确定性方法估计参数只有很少几例<sup>[4]</sup>。用于估计溶质运移模型参数的方法主要有 Rifaï 方法、正态分布函数法、矩分析法、CXFIT 程序拟合法、图解法、边界层法。对于保守性溶质而言, 从数学角度讲, 拟合锋面运移较拟合浓度更容易; 从物理意义角度讲, 在很多情况下, 测量锋面运动比测量完整的穿透曲线或剩余浓度剖面更简单、更节省时间<sup>[5]</sup>。对于有色示踪剂, 锋面可以通过目测确定, 已经证明鲜艳兰(Brilliantblue)是一个安全和有用的示踪剂; 对其它示踪剂, 时域反射仪(TDR)能够用于观测探针长度内溶质分布<sup>[5]</sup>。邵明安提出了利用边界层理论确定土壤溶质迁移参数的简单方

收稿日期: 20060213

基金项目: 中科院/百人计划0项目(2004109); 国家自然科学基金(40371057); 教育部博士点基金

作者简介: 杨艳(1981-), 女, 陕西咸阳人, 硕士生, 主要从事农业水土工程研究。E-mail: yangyan\_915\_0@163.com

法<sup>[7]</sup>。该方法仅需要测定土壤溶质锋面随时间变化过程,不需要测定土壤溶质浓度,因此边界层理论提供了确定土壤溶质运移参数的新途径。

由上面分析可知,如将利用水平入渗测定土壤水力参数方法与边界层方法确定土壤溶质运移参数方法有机结合,就可以实现一个土柱上同时测定土壤水力参数和土壤溶质运移参数。鉴于此,我们开发了相应实验系统,并进行相关模拟实验,分析实验系统的可靠性和精度,为确定土壤水分和保守性溶质运移参数提供参考。

## 2 基本理论

211 确定非饱和土壤水分扩散率方法 王全九等(2004)提出了利用一维水平土柱测定非饱和土壤水分扩散率的简单方法,该方法只需观测入渗过程中累积入渗量、湿润锋和入渗时间的关系<sup>[6]</sup>。土壤水分扩散率表示为

$$D = D_s \left( \frac{H - H}{H - H} \right)^L \quad (1)$$

累积入渗量和入渗率与湿润锋间关系为

$$I = bx_f \quad i = aPx_f \quad (2)$$

依据水平一维土壤水分运动基本方程,联合式(1)和式(2)获得

$$D_s = \frac{a}{H - H} P \left[ \frac{H - H}{b} - 1 \right] \quad (3)$$

$$L = 1P \left[ \frac{H - H}{b} - 1 \right] - 1 \quad (4)$$

式中:  $I$ 、 $x_f$ 、 $i$  分别为累积入渗量(L)、湿润锋(L)和入渗率(LPT);  $D_s$  为饱和土壤的水分扩散率(L<sup>2</sup>PT);  $D$  为非饱和土壤水分扩散率(L<sup>2</sup>PT),是一个以含水量表示的函数;  $H$  和  $H$  分别为饱和含水量(L<sup>3</sup>PL<sup>3</sup>)、初始含水量(L<sup>3</sup>PL<sup>3</sup>);  $L$  为形状系数,无量纲。

212 确定土壤溶质运移参数的边界层方法 稳定水流条件下均质土壤一维瞬态溶质运移通常由对流-弥散方程描述

$$R \frac{\partial C}{\partial t} = D \frac{\partial^2 C}{\partial x^2} - v \frac{\partial C}{\partial x} \quad (5)$$

式中:  $C$  是液相溶质浓度(MPL<sup>3</sup>);  $v$  和  $D$  是土壤孔隙水流速度(LPT)和扩散-弥散系数(L<sup>2</sup>PT);  $t$  是时间(T);  $x$  是空间坐标(L)。由于这里研究的为保守性溶质的运移过程,因此延迟因子  $R = 1$ 。

一维溶质运移初始条件可定义为

$$C(x, 0) = 0 \quad (6)$$

边界条件:

$$\left( -D \frac{\partial C}{\partial x} + vC \right) \Big|_{x=0^+} = vC_0 \quad (7)$$

$$\left( \frac{\partial C}{\partial x} \right) \Big|_{x=L} = 0 \quad (8)$$

邵明安<sup>[7]</sup>提出了利用边界层理论求解式(5)的方法。对于偏微分方程而言,一般其解可以利用幂函数进行描述,边界层理论是基于这样的思路发展而来,并被广泛用于描述固体热传递过程。邵明安<sup>[7]</sup>利用三次多项式描述溶质在多孔介质中迁移的浓度剖面,通过比较边界层方法与精确方法间差异,表明边界层方法的计算精度与精确方法十分吻合<sup>[7]</sup>,并获得了土壤溶质浓度剖面和溶质锋面随时间变化过程:

$$C(x, t) = \frac{vd(t)C_0}{vd(t) + 3D} \left[ 1 - \frac{x}{d(t)} \right]^3 \quad (9)$$

及

$$d(t) = 2vt + \sqrt{(2vt)^2 + 12Dt} \quad (10)$$

其中  $d(t)$  是溶质边界层距离。

从式(10)可知,在孔隙流速已知的情况下,只要测定  $d(t)$  和  $t$  间关系,就可确定溶质运移参数  $D$ 。因此在实验过程中只需测定不同时刻溶质锋的位置,就可获得土壤溶质运移参数。将式(10)转化为

$$\frac{1}{t} = \frac{1}{12D} \frac{d^2(t)}{t^2} - \frac{v}{3D} \frac{d(t)}{t} \quad (11)$$

在实验过程中测定溶质边界层距离与时间关系,依据式(11)就可以计算土壤溶质运移参数。

由上述基本理论可知,在非饱和土壤入渗过程中测定累积入渗量、湿润锋与时间过程变化,就可以确定土壤水分扩散率;然后使土壤饱和,再测定土壤溶质边界层随时间变化过程,就可以确定土壤溶质运移参数。这样可以实现利用同一土柱测定土壤水分和溶质运移参数。

此外为了验证利用边界层方法推求土壤溶质运移参数的准确性,本文利用实测土壤溶质穿透曲线反推土壤溶质运移参数,并将二者进行比较。

### 3 土壤水分和溶质运移参数测定系统

由上述理论可知,确定土壤水分和溶质运移参数需要测定土壤湿润锋和溶质边界层距离。当然一些学者利用 TDR 来测定土壤湿润锋和溶质边界层,但 TDR 比较昂贵,不便于推广应用。因此,为了便于实际应用,我们采用电导方法来测定土壤湿润锋和溶质边界层。

311 实验系统 实验系统由供水和溶质系统、实验土柱和土壤湿润锋和溶质边界层测定系统组成。供水和溶液系统是由两个马氏瓶组成,分别供应水和溶液;实验土柱由长 20cm、内径 5cm 的有机玻璃管制作而成,在土柱侧面以 2cm 为间隔开孔,用于安插探针,进行土壤电导率的测定。同时在土柱一端留有供水或溶液口,另一端留有土壤溶液出口;土壤湿润锋和溶质边界层测定系统是由探头和电导自动测定系统组成。探头采用不锈钢材料制成,以免水分和盐分的腐蚀,影响测定灵敏性。每个探头由 5 个探针组成,长 315cm、直径 1mm。其中 4 个探针以间距 1cm 呈正方形四周排列,并在中心处设置另外一个探针。探头通过电线与电导率自动检测系统连接,可以按照设定时间间隔,动态检测土柱各点处土壤电导率。由于非饱和土壤电导率和饱和土壤溶液电导率差异较大,因此采用两组检测电导系统,以提高不同情况下测定的灵敏度。

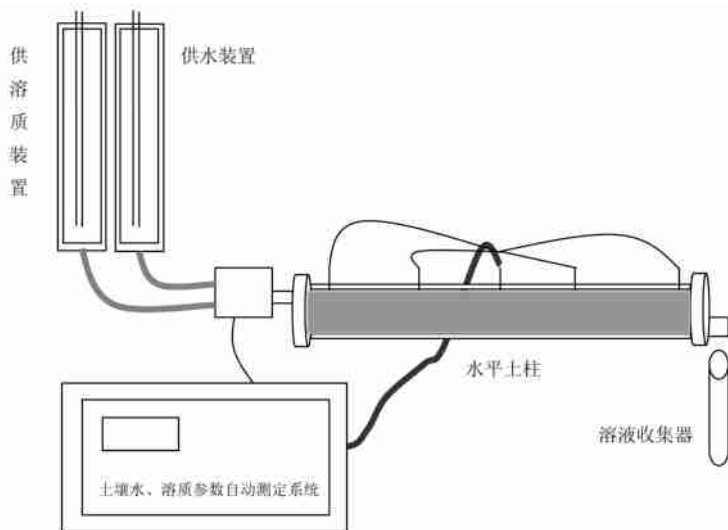


图 1 实验系统

312 试验材料与方法 选用 4 种质地土样进行研究,分别为杨凌土、渭河砂土、长武黑垆土和神木黄绵土。土样过 1mm 筛,拌和均匀。采用烘干法测定土壤初始含水量,利用马尔文激光分析仪测定土壤机械组成,利用比重瓶法测定土壤比重,土样的基本物理性质如表 1 所示。

表 1 试供土样基本物理性质

土 样	比 重	初始含水量 $P(\text{cm}^3\text{Pcm}^3)$	饱和含水量 $(\text{cm}^3\text{Pcm}^3)$	容重 $P(\text{gcm}^3)$	土壤质地
土	2.496	0.041	0.445	1.132	重壤土
渭河砂土	2.537	0.009	0.370	1.168	砂土
黄绵土	2.510	0.017	0.541	1.140	轻壤土
黑垆土	2.500	0.040	0.536	1.135	中壤土

土样按设计容重分层填装,并将探头插入设定位置。然后采用马氏瓶供水,并控制供水水头。首先利用蒸馏水进行土壤水平入渗试验,在土壤入渗过程中同时记录马氏瓶供水量及肉眼观测湿润锋距离,同时利用电导测定仪自动检测湿润锋距离。待土壤入渗到一定位置,土壤入渗实验结束。然后让土壤饱和且水流稳定后,改换成0.1mol/l的KCl溶液进行置换试验,利用电导测定系统测定溶质锋面随时间变化过程。同时在土柱末端利用试管承接出流液用于测定土壤 $\text{Cl}^-$ 的穿透曲线。

## 4 结果与讨论

### 4.1.1 土壤水分扩散率的确定

4.1.1.1 土壤湿润锋距离的测定 在推求土壤水分运动参数时,湿润锋随时间的变化关系是经常观测的内容之一。利用电导法测定湿润锋随时间变化过程,快速省时。由于土壤电导率随土壤水分含量的变化而变化,所以当湿润锋面到达探针处时,仪器监测的电导值就发生明显的变化。把电导值发生突变的时间确定为湿润锋到达该点的时间。但测定的湿润锋距离是否与实际情况相吻合需要进行分析。为了检验仪器测量的湿润锋准确性,在实验过程中利用肉眼观测了湿润锋随时间变化过程。图2显示了肉眼观测的湿润锋和仪器测定的湿润锋与时间关系。由图2可知,利用该仪器测定与人工观测所得曲线变化趋势十分吻合,说明该系统能够准确测定湿润锋距离。

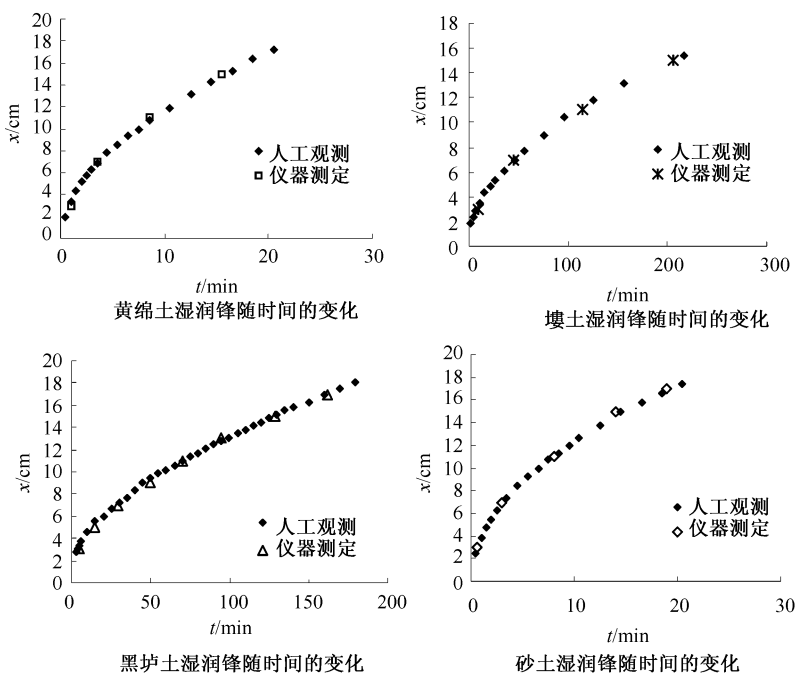


图 2 四种质地土壤湿润锋随时间的变化过程

为了说明使用仪器监测得到的湿润锋距离与肉眼观测间关系,将两种方法测得的湿润锋距离绘于图3中。并利用线性回归分析两种方法间差异,结果表明两者相对误差小于2%。

4.1.1.2 土壤水分扩散率的确定 根据上述确定土壤水分扩散率的基本理论可知,确定扩散率需要测定

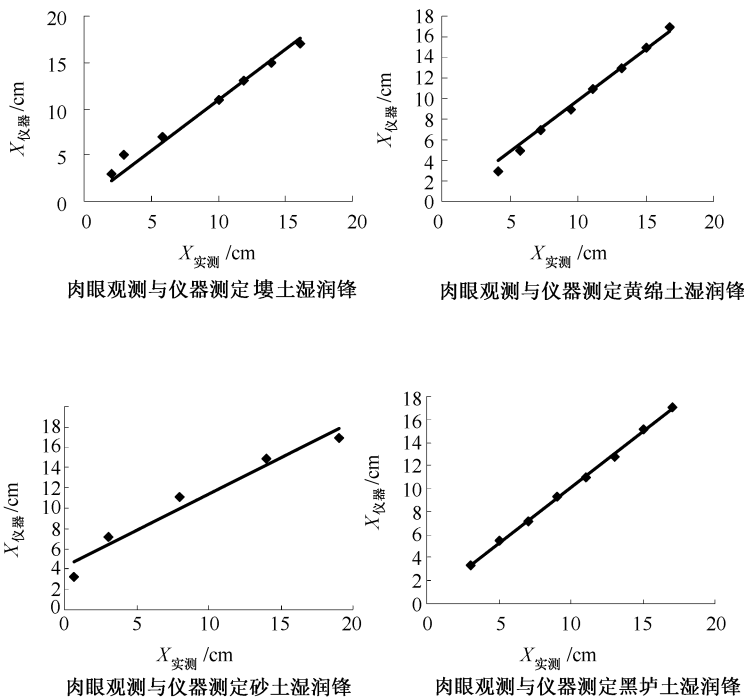


图3 四种质地土壤肉眼观测湿润锋与仪器测定湿润锋比较

入渗率与湿润锋间及累积入渗量与湿润锋间的关系。由式(2)对实验测定的累积入渗量与湿润锋距离和入渗率与湿润锋距离间资料进行处理,并获得参数 a 和 b。然后利用式(3)、(4)得到参数  $D_s$  和 L。表 2 显示了 4 种质地土壤的相关参数。从表中推求的参数  $D_s$ 、L 可知,土壤质地越重,  $D_s$  值越小,而 L 值的变化趋势则相反。

表 2 四种土壤的水分扩散率参数确定

土壤	杨凌土	黄绵土	黑垆土	砂土
a	01 180	31 600	01 420	21 948
b	01 333	01 363	01 400	01 250
$D_s P(\text{cm}^2 \text{min}^{-1})$	21 080	171 550	31 530	181 392
L	31 700	11 510	31 120	11 276

## 412 土壤溶质运移参数的确定

41211 土壤溶质锋位置测定 在水分入渗过程结束后,让土壤饱和并待出流稳定,然后换成 KCl 溶液,溶质在土壤中运移。边界层运动是多孔介质中溶质质点运动的宏观表现。边界层本身不对溶质运动的大小和方向产生约束,而是相当于自由边界,具有可观测性,但不具有可控制性<sup>[8]</sup>。边界层方法的应用首先应该确定溶质锋的距离,而溶质锋是一个迁移物质在迁移过程中从无到有的界面<sup>[9]</sup>。当溶质未到达某一探测点时,仪器所测的电导值维持一恒定值,当溶质锋到达探测点时,土壤溶液的导电率发生变化,使得仪器测定的数值增加。随着时间的推移电解质浓度逐步增加,最后趋于稳定。完整的电解质浓度变化过程图的形状与土壤溶质穿透曲线形状很相似。只要找出曲线开始上升所对应的时间,就是溶质锋到达该探测点所需时间。图 4 显示了实测的 4 种土样溶质边界层距离与时间的关系。由图 4 可知,溶质锋到达相同监测位置时砂土和黄绵土所需时间几乎相同,而 壤土所需时间最长,黑垆土居中。

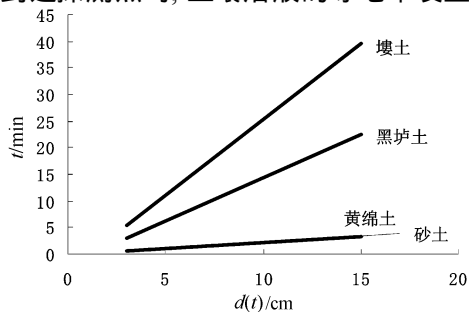


图 4 4 种土壤溶质边界层距离随时间变化

41212 利用边界层方法求溶质运移参数 令  $A = RP12D$ ,  $B = \sqrt{P3D}$ , 利用式(11)对图4中实测的边界层距离与时间关系进行处理, 所获得的系数A、B列于表3中。

表中R为决定系数。由决定系数来看, 除黄绵土外对其余几种土壤进行拟合的决定系数均在0.19以上。根据式(11)右方第一项的系数表达式  $1P12D$  及拟合的系数A求出D值, 结果列在表4中。为了对比分析边界层方法确定土壤溶质运移参数的正确性, 利用土壤溶质穿透曲线法推求的D值, 结果也列于表4中。

表3 边界层法拟合的系数A、B

土样	A	B	R
杨凌土	114042	014583	019942
渭河砂土	011896	017674	019176
黑垆土	015731	012911	019866
黄绵土	012618	110579	016658

表4 确定的土壤溶质运移参数

参数	土		砂土		黑垆土		黄绵土	
	BTC	边界层	BTC	边界层	BTC	边界层	BTC	边界层
D	0107	0106	0129	0144	0114	0115	0129	0132

由表4可见, 除砂土外, 通过边界层法求出的D值与用土壤溶质穿透曲线求得值十分接近, 说明利用电导法测定的土壤溶质边界层计算土壤溶质运移参数是可行的。使用2种方法得出砂土的扩散-弥散系数没有其余几种土壤接近, 可能是由于溶质在砂土中运移过程较快, 而仪器探测的灵敏度不是太高, 还有待完善。为了进一步分析确定参数的准确性, 利用边界层方法所获得参数计算的土壤溶质穿透曲线, 与实测的土壤溶质穿透曲线绘于图5上。由图5可知, 利用2种方法绘出的土壤溶质穿透曲线十分吻合, 说明利用边界层方法得到的参数D的可靠性。

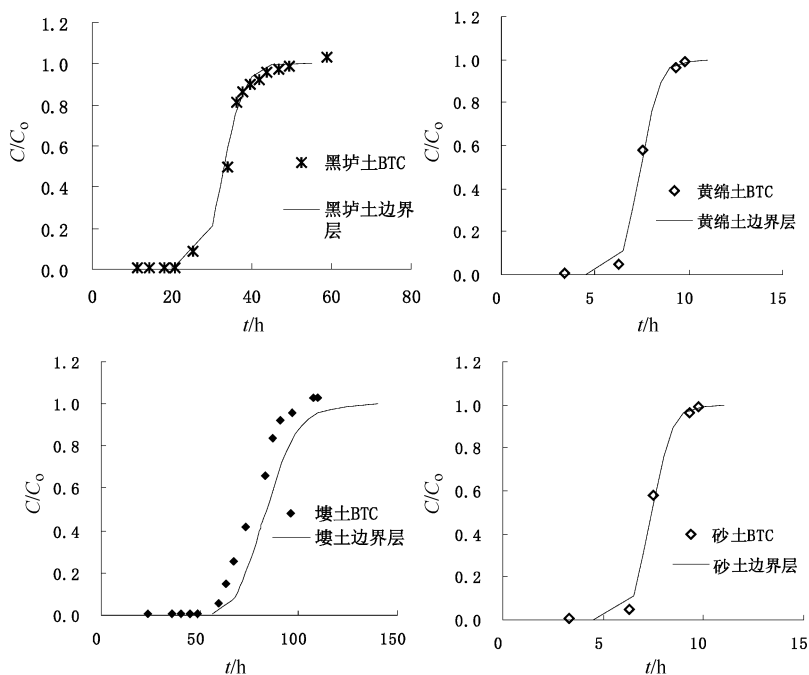


图5 不同质地土壤溶质穿透曲线

## 5 结论

本文通过实验研究, 分析了利用同一水平土柱测定土壤水力参数和保守性溶质运移参数的可行性。研究表明使用土壤水分和溶质多参数测量仪进行湿润锋测量中, 水分未到达探测点前, 仪器电导值很小。当湿润锋到达监测点后, 仪器读数突然增加。将仪器测定的湿润锋随时间的变化和肉眼观测相比较, 结果显示两者基本一致; 并利用水分入渗资料计算了不同质地土壤的水分扩散率。利用多参数测量仪探测溶质边界层随时间的变化过程, 并推求了土壤溶质运移参数, 与传统的利用土壤溶质穿透曲线

获得参数进行比较, 结果表明所建立的方法用于确定土壤溶质运移参数是可行的。

## 参 考 文 献:

- [ 1 ] 王全九, 王文焰, 沈冰, 张建丰, 费良军. 田间非饱和土壤水分运动参数测定[ J ]. 农业工程学报, 1998, 14(2): 149- 153.
- [ 2 ] 邵明安, 王全九, Robert Horton. 推求土壤水分运动参数的简单入渗法[ J ]. 土壤学报, 2000, ( 1 ): 1- 6.
- [ 3 ] Wang Quanjiu, Robert Horton, Shao Mingan. Horizontal infiltration method for determining Brooks-Corey model parameters[ J ]. Soil Sci. Soc. Am. J. 2002, 66: 1733- 1739.
- [ 4 ] 刘春平, 叶乐安, 邵明安, 周学军. 土壤溶质运移参数估计图解方法[ J ]. 土壤学报, 2004, 41(5): 715- 720.
- [ 5 ] 刘春平, 邵明安. 土壤溶质锋运移的解析解[ J ]. 水土保持学报, 2001, 15( 4 ): 82- 86.
- [ 6 ] Quanjiu Wang, Mingan Shao, Robert Horton. A simple method for estimating water diffusivity of unsaturated soils[ J ]. Soil Sci. Soc. Am. J. 2004, 68: 713- 718.
- [ 7 ] Shao M, et al. An approximate solution to the convection dispersion equation of solute transport in soil[ J ]. Soil Sci. 1998, ( 163 ): 339- 345.
- [ 8 ] 刘春平, 邵明安. 多孔介质溶质运移边界层理论初探[ J ]. 水利学报, 2001, ( 2 ): 256- 264.
- [ 9 ] 郑纪勇, 邵明安. 应用边界层方法确定溶质迁移参数的实验研究[ J ]. 水利学报, 2002, ( 1 ): 92- 95.

## Method for determining soil water and solute transport parameters using one soil column

YANG Yan<sup>1,2</sup>, WANG Quanjiu<sup>1,2</sup>, FAN Jun<sup>2</sup>, ZHAO Jun<sup>2</sup>

( 1 Xi'an University of Technology, Xi'an 710048, China; 2 Institute of Soil and Water Conservation )

Abstract: The accuracy of predicted soil water and solute transport process by mathematical model depends on the validity and accuracy of relevant hydraulic parameters and solute transport parameters obtained from calibrating tests. The measurement error may occur due the soil sample for determining the hydraulic parameters is always not the same sample for determining the solute transport parameters. In this paper a method for determining the soil water and solute transport parameters using one soil column is proposed. Firstly, the soil sample is used to carry out the 1D infiltration test for obtaining the hydraulic parameters. When the soil is saturated, the sample is utilized to implement the solute transport test. The variation process of the boundary layer is recorded and the transport parameters can be calculated. The comparison with the result from traditional method shows that the proposed method is feasible.

Key words: unsaturated soil; water diffusivity; solute front; boundary layer theory; soil solute transport parameters

(责任编辑: 吕斌秀)