

土壤水下渗解析解与数值解的比较研究

高海鹰¹, 张奇², 庄霞^{1,2}

(1. 东南大学 市政工程系, 江苏 南京 210096; 2. 中国科学院 南京地理与湖泊研究所 湖泊与环境国家重点实验室, 江苏 南京 210008)

摘要: 针对饱和-非饱和条件下土壤水的垂向下渗, 分别用半经验计算公式和全物理基础的 HYDRUS 模型模拟了不同降雨情景下的土壤水渗漏量, 对两种方法的计算结果进行了比较。结果表明, 两种方法均能反映出土壤水渗漏率与降雨强度的相关性, 降雨强度和降雨总量的增加引起土壤水渗漏总量的增加。在较小雨强条件下, 公式计算土壤水渗漏总量稍大于 HYDRUS 模型计算, 雨强较大时则相反。两种方法的计算结果在渗漏率峰值的出现时间和土层底部初始出流时间上存在差异。当土层厚度减小时, 半经验解析式的计算精度有所提高, 在使用该解析式时, 建议对土壤层分层计算, 可以提高计算精度。

关键词: 土壤水; 下渗; 半经验解析解; 数值解

文献标识码: B

文章编号: 1000-288X(2010)06-0153-05

中图分类号: S152.72

Comparison of Analytical and Numerical Solutions for Soil Water Leakage Calculation

GAO Hai-ying¹, ZHANG Qi², ZHUANG Xia^{1,2}

(1. Department of Municipal Engineering, Southeast University, Nanjing, Jiangsu 210096, China; 2. State Key Laboratory of Lake Science and Environment, Nanjing

Institute of Geography & Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, Jiangsu 210008, China)

Abstract: The vertical percolation of soil water under different rainfall inputs is calculated using a semi-empirical analytical equation and the numerical solution from HYDRUS-1D model. Results from both methods are compared to assess the relative accuracy of the analytical equation. It is found that both methods can capture the response of soil water leakage to the rainfall conditions. The soil water percolation rate is highly correlated to rainfall intensity. The analytical solution of soil water percolation is a little greater than the numerical solution for low rainfall intensity and the result is the opposite for high rainfall intensity. Major differences from the two methods are shown in terms of the time when the peak percolation rate occurs and the time when the water initially starts to occur at the bottom of soil column. It is also found that the accuracy of the analytical solution is improved with the decrease in the thickness of soil column. Therefore, it is suggested that soil column be divided into sub-columns when the analytical solution is used to achieve a better accuracy in the calculation.

Keywords: soil water; percolation; semi-empirical analytical solution; numerical solution

土壤水是联系地表水和地下水的纽带, 在水资源的形成、转化与消耗过程中具有重要的作用^[1]。土壤水也是保证农作物正常生长的主要水分供给源, 是土壤中各种生命活动和理化过程得以正常进行的必要条件^[2]。在农业生产中, 由于灌溉管理不当, 水资源利用率低, 土壤水分渗漏是最常见的问题之一。在农田耕作中, 土壤水分运动是引起土壤养分淋失迁移的动力条件^[3], 农田水分渗漏与溶质(盐分、养分、

污染物)的淋失密切相关, 如果水分管理不当会造成土壤盐渍化及硝酸盐、病菌等对地下水的污染问题^[4]。研究土壤水渗漏损失对有效控制农田氮营养淋溶损失具有重要的现实意义。李正兆等^[5]对抚仙湖流域典型农田区地下水 NO₃⁻-N 含量进行了近 1 a 的连续测定表明, 雨季地下水 NO₃⁻-N 污染较为严重, 旱季相对较轻, 雨季前的灌溉对地下水 NO₃⁻-N 浓度影响显著。高海鹰等^[6]用 LEACHM

收稿日期: 2009-10-30

修回日期: 2010-05-14

资助项目: 国家自然科学基金“非点源氮迁移路径与源区识别的定量化研究”(40871026); 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-Q10-3; KZCX2-YW-337)

作者简介: 高海鹰, (1966—), 女(汉族), 江苏省启东市人, 博士, 副教授, 研究方向为农业面源污染控制。E-mail: gaohaiyingseu@163.com.

通信作者: 张奇(1966—), 男(汉族), 江苏省吴江市人, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事流域水文过程、污染物输移及模拟研究。E-mail: qzhang@niglas.ac.cn.

模型模拟了抚仙湖典型农田—蔬菜地不同降雨强度下水分运移和铵态氮、硝态氮浓度变化过程,结果表明,在不出现地表径流的情况下,降雨强度越大,水分下渗速率、铵态氮和硝态氮淋失速率也越快,总氮的淋失量也越大。张玉铭等^[7]通过采样分析结合水量平衡方法计算发现,华北太行山前平原轮作农田不同年型土壤水分渗漏量和由此引起的 NO_3^- -N 淋失量因降雨量/灌溉量的不同而不同,水分的深层渗漏和 NO_3^- -N 的淋溶损失发生在玉米生长期施肥灌水或降雨之后。水分补给是制约土壤水分渗漏和 NO_3^- -N 淋失量多少的决定因素。因此,正确估算土壤水渗漏量,对区域水资源的合理利用、土壤水的调节及作物的合理布局都有十分重要的理论意义和实际价值^[8]。

国内外针对土壤水分渗漏定量化的研究提出了多种模型,其中常见的有较为简单的水量平衡模型以及比较复杂的动力学模型。动力学模型主要应用于农田氮素循环、定量评价水氮资源利用效率、优化水肥管理措施等方面。平衡模型虽然考虑的过程比较简单,但仅需要非常少的资料,就能够得到农田水分渗漏量和氮素淋失量,适用于对精度要求不太高的农田水肥管理^[9]。相对于复杂的数值模拟,经验、半经验公式使用更为方便,因此得到了广泛的应用。但是经验公式是基于假设和简化基础上的,有时会产生较大的误差。SWAT 模型^[10]中就是采用了一个半经验公式计算土壤水的下渗过程。本研究通过数值实验的方法来检验该半经验公式计算土壤水下渗的精度,在土壤水渗漏量以及渗漏水出现的时间滞后现象等方面作出评价,为模型使用者在模拟结果的解释和计算方法的进一步改进等方面提供依据。

1 研究方法

采用基于全物理基础的 HYDRUS 模型开展数值模拟实验,在认为数值模拟解精度更高的前提下,比较经验公式和数值模拟的结果,来判断经验公式的精度,提出其适用条件。

1.1 土壤水渗漏计算公式

降水到达地面后,一部分将入渗地面进入土壤。当土壤含水量超过其田间持水量时,形成重力水团并逐渐向下运移,形成土壤下渗水流。忽略土壤蒸发,土壤水的下渗可以用基于水量平衡的公式计算^[10]:

$$\begin{cases} W_d = P + W_s - W_{fc} & (P + W_s - W_{fc} > 0) \\ W_d = 0 & (P + W_s - W_{fc} < 0) \end{cases} \quad (1)$$

式中: W_d ——土层可移动水量(mm); P ——降雨量(mm); W_s ——土层含水量(mm); W_{fc} ——土层田间

持水量(mm)。其中,

$$W_{fc} = f_c \cdot D \quad (2)$$

式中: f_c ——土壤田间持水率, f_c 值根据文献[11]选取 0.12; D ——土层深度(mm); P ——降雨量(mm)。

应用蓄满产流机制计算上层土壤水分向下运动的水量,也就是从上层向下层的渗漏量,渗漏到下一土层的水量的计算公式为^[12,13]:

$$R = W_d \cdot [1 - \exp(-\frac{\Delta t}{T})] \quad (3)$$

式中: R ——从上土层向下土层的渗漏量(mm); W_d ——土层可移动水量(mm); Δt ——模拟时间步长(时间间隔)(h); T ——渗漏水分运动时间(h)。土层内渗漏水运动时间的计算:

$$T = \frac{(Q_s - f_c) \cdot D}{k_s} \quad (4)$$

式中: Q_s ——土壤饱和含水率; f_c ——土壤田间持水率; D ——土层深度(mm); k_s ——土层饱和渗透系数(mm/h)。

1.2 数值模型

数值模拟可以较好地模拟降水入渗过程中土壤水分运移规律。HYDRUS-1D 模型^[14]由美国农业部盐土实验室(US salinity laboratory)开发,能够较好地模拟水、农业化学物质及有机污染物的运移规律与转化过程,分析人们普遍关注的农田灌溉、田间施肥、环境污染等实际问题^[15-17]。该模型适用于恒定或非恒定的边界条件,具有灵活的输入与输出功能,模型中方程解法采用 Galerkin 线性有限元法。本模型的创立者 Simunek 和 van Genuchten 曾用大量实例对模型进行了验证^[14]。模型中水分运动的模拟计算采用 Richards 方程。在忽略土壤水平和侧向水流运动,仅考虑一维垂向运移时,土壤水分运动的基本方程为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} [D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z}] + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} - S(z, t) \quad (5)$$

式中: θ ——土壤体积含水率(cm^3/cm^3); $K(\theta)$ ——非饱和水力传导系数(cm/d); $D(\theta)$ ——土壤水扩散率(cm^2/d); h ——总水头(cm); $S(z, t)$ ——单位时间单位体积土壤中根系吸水率; t ——时间(d); z ——土壤深度(cm)。

HYDRUS-1D 模型中土壤水分运动基本方程的初始条件和边界条件为

$$\begin{cases} h(z, 0) = h_0(z)h & \text{(初始条件)} \\ -K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right)_{z=0} = -\epsilon_1 & \text{(第二类边界条件)} \\ h(l, 0) = 0 & \text{(下边界条件)} \end{cases} \quad (6)$$

式中: z ——空间坐标(cm),原点在地表,取向向下为

正; h ——负压水头 (cm); h_0 ——初始土壤剖面负压值 (cm); $K(h)$ ——土壤水力传导系数 (cm/d); e_1 ——垂向水流交换强度 (cm/d); l ——地下水埋深 (cm)。

1.3 实验设计

模拟土壤的质地假设为砂土, 整个区域中的初始水含量取为 0.1, 具体的水力学参数选用模型提供的数值(表 1)。上边界采用通量已知的第二类边界条件, 输入通过上边界的变量值降雨量, 蒸发量与叶面

拦截雨量忽略不计。下边界条件选择为自由排水 (free drainage)。模拟土体下边界设在 100 cm 处, 按照 1 cm 等间隔进行剖分成 100 个单元, 计算 1 m 处土壤水渗漏量。

降雨时间为 96 h, 设计不同降雨情景模拟方案模拟计算通过 1 m 土层处土壤水渗漏量, 如表 2 所示。其中, 情景 9 的自然降雨的观测位于江西省南昌县生态实验站^[2], 模拟时段从 2007 年 8 月 8 日至 2007 年 9 月 16 日, 共 40 d, 总降雨量为 185.3 mm。

表 1 模拟中采用土壤介质的性质

土壤层次/cm	土壤质地	残余含水率 θ_r / (cm ³ · cm ⁻³)	饱和含水率 θ_s / (cm ³ · cm ⁻³)	α / (1 · cm ⁻¹)	n	饱和渗透系数 K_s / (cm · d ⁻¹)	h
0—100	砂土	0.045	0.43	0.145	2.68	712.8	0.5

注: 表中 α , n , h 为 van Genuchten 方程的经验常数^[18]。

表 2 不同降雨条件情景设计

情景方案	情景 1	情景 2	情景 3	情景 4	情景 5	情景 6	情景 7	情景 8	情景 9
降雨强度/(mm · h ⁻¹)	0.5	1	2	3	4	5	6	7	自然降雨

2 结果与讨论

2.1 土壤水渗漏总量

总降水量和降水强度是土壤水分垂向渗漏的主要影响因素。根据不同情景的降雨条件, HYDRUS 模型计算与公式计算的 96 h 后土层底部下边界 100 cm 深度处的土壤水渗漏总量, 如图 1 所示。由图中可知, HYDRUS 模型计算与公式计算的情景 1—8 的土壤水渗漏总量变化趋势一致, 呈逐渐上升趋势, 这是由于土壤水渗漏与降雨的关系密切, 降雨发生时, 1 m 土体都表现出较强的土壤水渗漏, 情景 1—8 中随着降雨强度不断加大, 模拟时段内降雨总量增大, 土壤水渗漏总量呈逐渐增加趋势。情景 1—6 和情景 9 中, HYDRUS 模型计算与公式计算的土壤水渗漏总

量较为接近, 而情景 7 和情景 8 中两者误差相对大些。在情景 1—4 中, 公式计算土壤水渗漏总量稍大于 HYDRUS 模型计算, 而在情景 6—8 中则相反。总体来看, 随着降雨强度和降雨总量的增加, 土壤水渗漏总量呈上升趋势(表 3)。

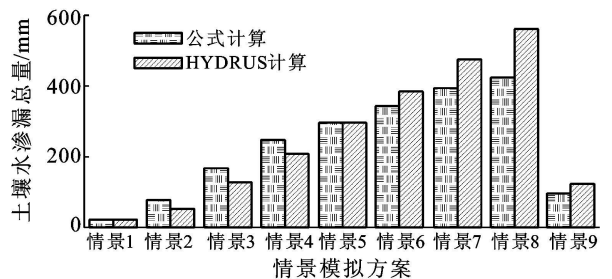


图 1 不同情景模拟方案下公式和 HYDRUS 计算土壤水渗漏总量

表 3 不同降雨情景模拟下的水量分配

情景方案	降雨量/mm	公式计算土壤水渗漏总量/mm	HYDRUS 计算土壤水渗漏总量/mm	公式计算土壤蓄水变化量/mm	HYDRUS 计算土壤蓄水变化量/mm
情景 1	48.0	22.4	21.8	25.6	26.2
情景 2	96.0	78.0	52.0	18.0	44.0
情景 3	192.0	168.0	128.0	24.0	64.0
情景 4	288.0	250.0	210.0	38.0	78.0
情景 5	384.0	298.0	298.0	86.0	86.0
情景 6	480.0	346.0	386.0	134.0	94.0
情景 7	576.0	394.0	476.0	182.0	100.0
情景 8	672.0	424.0	564.0	248.0	108.0
情景 9	185.3	95.3	124.0	90.0	61.3

2.2 土壤水渗漏率

模型在不同降雨强度情景下模拟计算出通过土层 1 m 深处土壤水渗漏率, 选取情景 1, 3, 5, 7 和情景 9 的计算结果列在图 2 中(情景 2, 4, 6 的计算结果与情景 1, 3, 5, 7 类似, 在此省去不用图表示)。

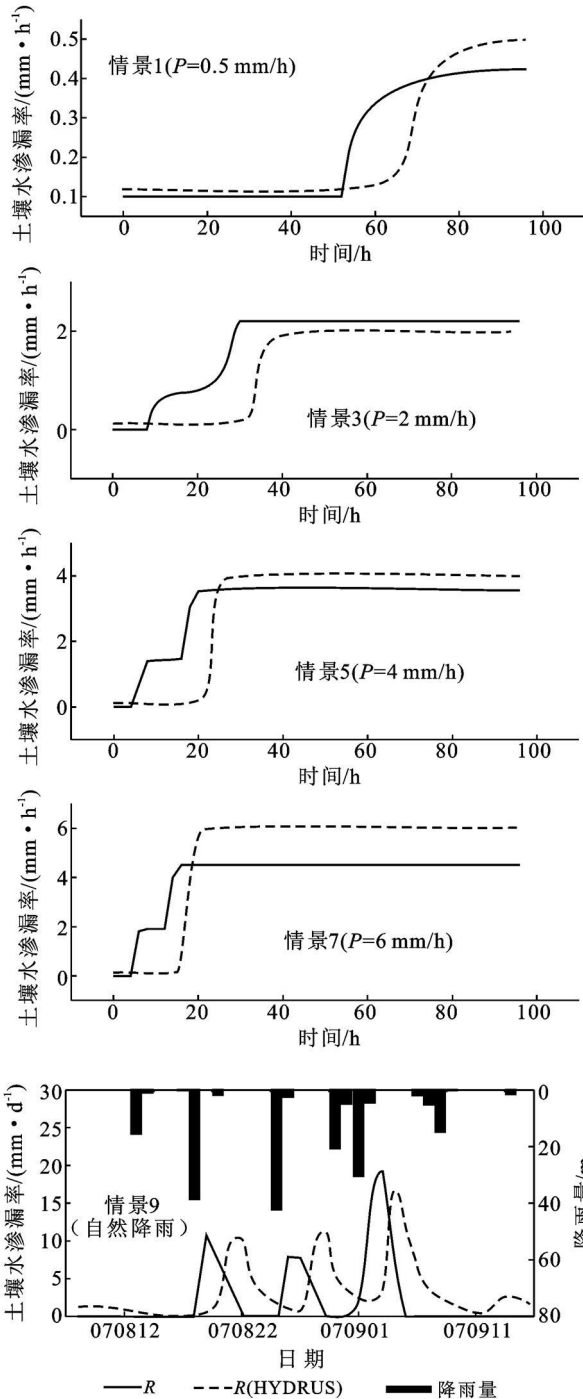


图 2 各降雨情景条件下的土体下边界土壤水渗漏率变化过程

注: R , $R(\text{HYDRUS})$ 分别表示 1 m 土体处公式计算和 HYDRUS 计算的土壤水渗漏率。下同。

由图 2 可知, 自然降雨条件与模拟降雨情景下, 半经验计算公式和 HYDRUS 计算的结果都能反映

出降雨入渗的规律。公式计算的渗漏水的出流时间均要比 HYDRUS 计算的早, 渗漏率峰值亦存在差别。由降雨情景 1, 3, 5, 7 中可看出土壤观测点处大雨强的初始渗漏时间比小雨强的初始渗漏时间要早, 因为雨量强度大, 土壤表层水分下渗的速度加大, 同时表层土壤的含水量的增加速度加快, 有利于表土层产生渗漏。由实际降雨模拟情况可看出, 土壤水渗漏率出现与降雨过程一致的波动, 而且滞后于降雨发生的时间。8 月 20 日、8 月 27 日、9 月 3 日都有超过 30 mm 的降雨, 土壤水渗漏率也相应地增大, 表明降雨入渗补给土壤水显著加大了土壤水的渗漏。9 月 1 日至 9 月 4 日降雨强度较大且比较集中, 因为最大土壤水渗漏率出现在高强度降雨过程集中发生的时期, 半经验计算公式和 HYDRUS 计算的土壤水渗漏率都相应地呈现峰值, 半经验计算公式计算的渗漏水的出流时间要比 HYDRUS 计算的出流时间早。

比较图 2 中公式计算和 HYDRUS 计算的各降雨情景条件下的土体下边界土壤水渗漏率变化曲线可看出, 两者的差异主要存在于渗漏水的渗漏率峰值和出流时间两方面。由于经验公式是基于整个土壤层含水量垂向均匀分布这个假设, 不能模拟土壤含水量在垂向的变化; 而 HYDRUS 模型可以模拟土壤层水分在垂向的逐渐饱和变化, 能更为真实地模拟水分的动态迁移, 这可能是导致两种方法计算结果出现差异的最主要原因。为了验证这种猜想, 在保持降雨条件不变情况下, 将土层厚度减小至 0.5 和 0.2 m 进行模拟。减小土层厚度, 将使得土层内水分的垂向分布趋于均匀, 使经验公式的假设条件接近于实际情况, 可能会提高其计算精度。在此选取降雨情景 4 条件下的计算结果如图 3 所示(其它降雨情景的计算结果与情景 4 类似, 在此省去不用图表示)。

由图 3 可知, 经验公式计算和 HYDRUS 模拟的流量峰值的差异约为 0.15 mm/h; 土体厚度为 1.0 m 时渗漏水的出流时间差别约为 6 h, 厚度为 0.5 m 时减少至约为 3 h, 厚度为 0.2 m 时减少至约为 2 h。由此可知, 随着土层厚度的减小, 经验公式计算和 HYDRUS 模拟的渗漏水的出流时间的差别随之减小。由此可以证实当土层厚度减小时, 经验公式精度有所提高。在实际应用时, 可以对土体进行分层后计算, 可降低计算误差。

3 结论

在设计计算情景中, 雨强较小时土壤水下渗半经验解析解和全物理基础数值解的结果基本一致。相对于复杂的数值解, 半经验公式使用简单, 具有一

定的优势,但是也存在缺点。两种方法的差异主要在于计算渗漏水的出流时间和流量峰值上。由于经验公式是基于整个土壤层含水量垂向均匀分布这个假设,不能模拟土壤含水量在垂向的变化,而 HYDRUS 模型可以模拟土壤层水分在垂向的变饱和度变化,使

在计算出流时间和流量峰值上有误差。在实际应用中,建议将土层在垂向分层,再对每个子层分别进行计算,可有效降低解析解的计算误差。另外,计算中水力学参数选用模型提供的数值可能对结果有一定的影响,这需要在以后工作中进一步研究改进。

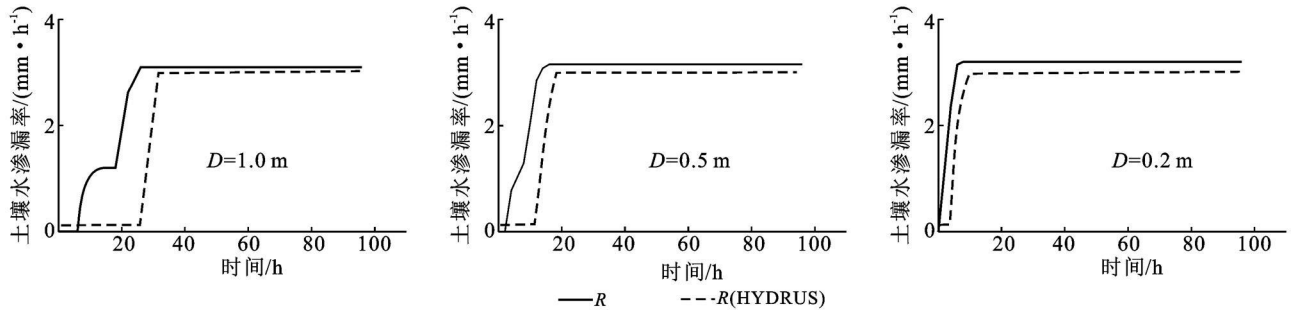


图3 降雨情景4条件下土体厚度分别为1.0 0.5 0.2 m时的土体下边界土壤水渗漏率变化

[参 考 文 献]

- [1] 雷志栋, 胡和平, 杨秀秀. 土壤水研究进展与评述[J]. 水科学进展, 1999, 10(3): 311-318.
- [2] 左海军, 张奇, 徐力刚, 等. 基于数值模拟的土壤水渗漏对降雨条件的响应[J]. 水土保持学报, 2009, 23(1): 31-35.
- [3] Zhang Y M, Hu C S, Zhang J B, et al. Nitrate leaching in an irrigated wheat-maize rotation field in the North China Plain [J]. *Pedosphere*, 2005, 15(2): 196-203.
- [4] 胡克林, 李保国, 陈研, 等. 表层土壤饱和导水率的空间变异对农田水分渗漏的影响[J]. 水利学报, 2006, 37(10): 1217-1223.
- [5] 李正兆, 高海鹰, 张奇, 等. 抚仙湖流域典型农田区地下水硝态氮污染及其影响因素[J]. 农业环境科学学报, 2008, 27(1): 286-290.
- [6] 高海鹰, 黄丽江, 张奇, 等. 不同降雨强度对农田土壤氮素淋失的影响及 LEACHM 模型验证[J]. 农业环境科学学报, 2008, 27(4): 1346-1352.
- [7] 张玉铭, 张佳宝, 胡春胜, 等. 华北太行山前平原农田土壤水分动态与氮素的淋溶损失[J]. 土壤学报, 2006, 43(1): 17-25.
- [8] 龚元石, 李保国. 应用农田水量平衡模型估算土壤水渗漏量[J]. 水科学进展, 1995, 6(1): 16-20.
- [9] 胡克林, 李保国, 陈德立, 等. 预测农田水分渗漏和氮素淋失的两种模型比较[J]. 水科学进展, 2004, 15(1): 87-92.
- [10] Neitsch S L, Arnold J G, Kiniry J R, et al. Soil and Water Assessment Tool Manual, Version 2000[EB/OL]. (2000-08-11)[2002-10-02]. <http://www.brc.tamus.edu/swat/>.
- [11] 陈晓燕, 叶建春, 陆桂华. 全国土壤田间持水量分布探讨[J]. 水利水电技术, 2004, 35(9): 113-119.
- [12] 代俊峰. SWAT 模型在赣东北红壤丘岗区林草系统水量平衡研究中的应用[D]. 武汉: 华中农业大学, 2004.
- [13] Dunns M, Mc Alister E, Ferrier R C. Development and application of a distributed catchment scale hydrological model for the River Ythan, NE Scotland [J]. *Hydrological Processes*, 1998, 12: 401-416.
- [14] Simunek J, van Genuchten M T h, Sejna M. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media (Version 3. 0) [R]. Riverside, California, USA: Department of Environmental Sciences, University of California Riverside, 2005.
- [15] 刘强, 邓伟, 韩晓增, 等. 海伦黑土区农田水分动态平衡与数值模拟[J]. 农业系统科学与综合研究, 2005, 21(3): 185-189.
- [16] 王水献, 周金龙, 余芳, 等. 应用 HYDRUS-1D 模型评价土壤水资源量[J]. 水土保持研究, 2005, 12(2): 36-38.
- [17] 孟江丽, 董新光, 周金龙, 等. HYDRUS 模型在干旱区灌溉与土壤盐化关系研究中的应用[J]. 新疆农业大学学报, 2004, 27(1): 45-49.
- [18] van Genuchten M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. *Soil Science Society of America Journal*, 1980, 44: 892-898.