

李井灌区包气带水分运移的数值模拟

曹显春, 林国庆

(中国海洋大学环境科学与工程学院, 山东 青岛 266003)

摘 要: 为防止盆地低洼处出现盐渍化, 节约水资源, 用数值模拟和田间中子仪试验相结合的方法, 研究了内蒙古李井灌区包气带的水分运移规律。数学模拟结果与田间实测土壤含水率吻合良好。在此基础上模拟计算出漫灌与喷灌条件下不同灌溉量和不同蒸发量对水分运移的影响以及水分随时间在深度上的分布情况, 结果表明 $1\ 200\ \text{m}^3/\text{hm}^2$ 喷灌定额下得农田水分无效消耗最小, 从而得出节水高产的喷灌灌溉模式。

关键词: 土-水系统; 包气带; 数值模拟; 水分运移

中图分类号: S152.75

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2005)06-0113-03

Numerical Simulation of Water Transport in Unsaturated Zone of Luanjing Irrigation Area

CAO Xian-chun, L N Guo-qing

(Institute of Environmental Engineering, Ocean University of China, Qingdao, Shandong 266003, China)

Abstract: To prevent salinization from the center of basin and save water, both numerical simulation and field experiment methods are used to study the field moisture movement in unsaturated soils in Luanjing, Inner Mongolia. Compared of soil moisture between numerical simulation with field experiment data, the results are reliable. Based on the model, simulate the moisture movement and distribution with the variation of irrigation flux and evaporation under flooding and sprinkler irrigation condition, which results can be used for decision making.

Key words: soil- water system; unsaturated zone; numerical simulation; water transport

1 引言

80年代以来, 数值模拟土壤水分运动在我国也开始广泛应用。雷志栋等(1982)^[1]在有限元分析基础上, 编制了适合于DJ—130机的非饱和一维流动BASIC计算程序。李恩羊(1982)^[1]对渗灌条件下的土壤水分运动进行了数学模拟并对所建模型作了实验室检验。杨诗秀等(1985)^[2]用FORTRAN语言建立了一个非饱和水一维流动的数值计算模型, 并作了实验室验证。该模型用以模拟均质土壤、地下水埋藏很深, 且在不同的初始条件与边界条件下的水分运动, 可用来计算土壤剖面入渗、蒸发、蒸腾和再分配以及当这些现象交替出现时的水分运动过程。周维博(1991)^[3]通过野外试验, 求得了计算裸露土壤蒸发条件下土壤水分运动的上边界条件, 并用数值模拟的方法, 通过实例, 分析了降雨蒸发条件下层状土剖面土壤水分运移和相互转化关系。胡浩云(1999)^[5]用数学模拟和田间试验相结合方法, 研究了冬小麦在喷灌条件下田间水分的运移规律。数学模拟结果与田间实测土壤含水率吻合良好。左强(1999)^[6]采用数值方法, 模拟分析了6种典型土壤的1m土体在不同蒸发强度条件下地表下20、50、100cm处土壤水分通量与地下水埋深之间的关系。应该说, 数值模拟的结果既建立于严格的科学基础上, 又比较接近田间实际, 能够定量研究不同条件下土壤中水分的动态变化规律。

内蒙古阿拉善盟李井灌区地处干旱少雨的内陆, 水资源紧缺, 靠引灌黄河水发展农牧业。但由于灌区采取以漫灌为主的灌溉方式, 导致引灌水资源浪费严重, 且由于灌区是一个闭流盆地, 如果灌溉水大量补充地下水, 地下水的水位会随之上升, 引起盆地的低洼处出现盐渍化。研究灌溉条件下土壤水分的动态变化过程是研究土壤质量演变规律和赖以防治土壤盐渍化的重要方面, 而这一动态过程可由水分运移模型来描述。为此, 笔者用数值模拟的方法研究了不同灌溉方式, 不同灌溉量和不同蒸发强度对土壤水分随时间在深度上的分布情况, 以便提出合理的灌溉模式, 提高灌溉水的有效利用率, 达到节水、增收、防止盐渍化的目的。

2 灌区包气带水分运移模型和参数确定

2.1 水分运移模型

土壤水运动基本微分方程可写为^[4]

$$B(h) \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(h) \left(\frac{\partial h}{\partial z} - \cos(A) \right) \right] \quad (1)$$

式中: h ——基势(m); $K(h)$ ——非饱和渗透系数(m/d); $B(h)$ ——比水容量(m^{-1}); t ——时间(d); z ——垂直坐标(m)(坐标轴向下为正)。

$B(h)$ 和 $K(h)$ 是负压水头 h 的高度非线性函数, Van Genuchten(1980)给出特定解析形式的VG-Mualem模型, 即

* 收稿日期: 2004-12-23

基金项目: 国家自然科学基金项目(40272108)

作者简介: 曹显春(1977-), 男, 山东青岛人, 中国海洋大学环境工程专业2003级研究生。

$$\theta(h) = \theta_0 + \frac{\theta_s - \theta_0}{[1 + (a|h|)^b]^m} \quad h < 0 \quad (2)$$

$$\theta(h) = \theta_0 \quad h \geq 0$$

式中: θ_0 ——饱和体积含水量; θ ——残余体积含水量; a, b, m ——系数, 且 $m = 1 - 1/b$

$$K(h) = K_s \frac{[1 - (a|h|)^{b-1}][1 + (a|h|)^b]^{-m}}{[1 + (a|h|)^b]^{m/2}} \quad h < 0$$

$$K(h) = K_s \quad h \geq 0 \quad (3)$$

式中: K_s ——饱和导水系数; $K(h)$ ——非饱和导水系数。 θ 取土壤的孔隙度, 而土壤持水数据来自土壤水分特征曲线的测定。系数 (a, b) 可以采用上式对实测的 (θ, h) 数据进行优化拟合求得, K_s 由野外资料与模拟结果拟合获得。

2.2 土壤水分初始条件

由于灌区气候干旱少雨, 包气带的厚度大, 地下水埋藏深, 对包气带上部含水量影响较小, 而且, 裸地的野外实测数据显示未灌溉土壤剖面的含水量垂向上大致相同, 所以实际模型计算中采用一致的初始含水量, 即

$$h(z, t) = h_0 \quad z = 0, t = 0 \quad (4)$$

2.3 土壤水分边界条件

上边界条件

$$\text{漫灌时} \quad h(0, t) = h_0 \quad z = 0, t < t_r \quad (5)$$

$$\text{喷灌时} \quad -K(h) \left[\frac{\partial h}{\partial z} - \cos(A) \right] \Big|_{z=0} = q_0, z = 0, t < t_r \quad (6)$$

$$\text{无灌溉时} \quad -K(h) \left[\frac{\partial h}{\partial z} - \cos(A) \right] \Big|_{z=L} = E_0, z = 0, t < t_r \quad (7)$$

下边界条件, 地下水位埋深大于4m, 所以下边界采用土壤含水量不变的边界条件

$$h(L, t) = h_L \quad z = L, t > 0 \quad (8)$$

式中, h_0, q_0 分别表示土壤表面的负压值和水分通量; t_r ——灌溉时间; z ——位置坐标, 向下为正。 L ——计算过程中下边界以上一定范围内的含水率无变化的有限深度。

3 模型校正

首先用模型对室内实验测得的水分特征曲线进行校正,

然后利用试验地田间的实测数据进行校正。现仅把田间试验校正结果介绍如下。由于田间作物蒸腾和棵间土面蒸发不易测定, 所以主要用田间实测土壤含水率进行检验。灌溉试验地为新开垦地, 层结构, 0~1.4m 土质为砂壤土, 下部为砂砾石, 田间持水率为 $\theta = 0.176$, 饱和含水率为 $\theta = 0.445$, 残余含水率为 $\theta = 0.044$, 地下水埋深7m, 室内测定的土壤水分特征曲线的拟合公式为:

$$y = -0.0315x^3 + 2.3126x^2 - 60.148x + 588.29$$

$$R^2 = 0.9966$$

式中: x ——含水量(%); y ——水柱高度(cm)。

田间土壤含水率采用中子仪来测定, 灌溉初期每天测1次, 可获得土壤7个深度上的体积含水率。中子仪法观测准确与否关键是水分稳定曲线, 上部砂壤土, 由于深度小, 我们可以在田间随时取土对每一个孔进行不断标定, 来检验标定的结果。校正后的土壤参数见表1。

1999年11月4日上午11点30时对试验地进行漫灌, 灌溉量为 $990 \text{ m}^3/\text{hm}^2$, 对实测的田间土壤含水率, 采用模型进行了模拟计算。图1是11月5日、6日和8日三个实测土壤含水率剖面与计算结果的比较, 说明吻合良好。

经模型检验说明本数学模型是正确的, 模拟计算结果可信。

表1 校正后的土壤参数系数表

含水率参数		渗透系数参数	
a	b	a	b
1.7E-002	2.6888	1.8E-002	1.988

4 土壤水分运移的数值模拟

4.1 不同灌溉条件下土壤水分的垂向分布

李井灌区的农作物主要为小麦和玉米, 采用大田漫灌, 每次灌溉定额约 $1950 \sim 2250 \text{ m}^3/\text{hm}^2$ 。表层砂壤土的饱和导水率为 4.43 cm/h , 土壤的初始含水量为 0.074 。

图2是不同灌溉方式下的体积含水量和入渗深度关系图, 直线为初始含水量, 向一端收敛的曲线为灌溉0.5, 1, 2, 3和6h的水分分布; 当灌溉量为 $700.5 \text{ m}^3/\text{hm}^2$ 、 $1200 \text{ m}^3/\text{hm}^2$ 、 $1800 \text{ m}^3/\text{hm}^2$ 和 $2100 \text{ m}^3/\text{hm}^2$ 时, 可以折合地表累积通量为 $0.07, 0.12, 0.18$ 和 0.21 m 。图2b的喷灌强度为 2 cm/h 。

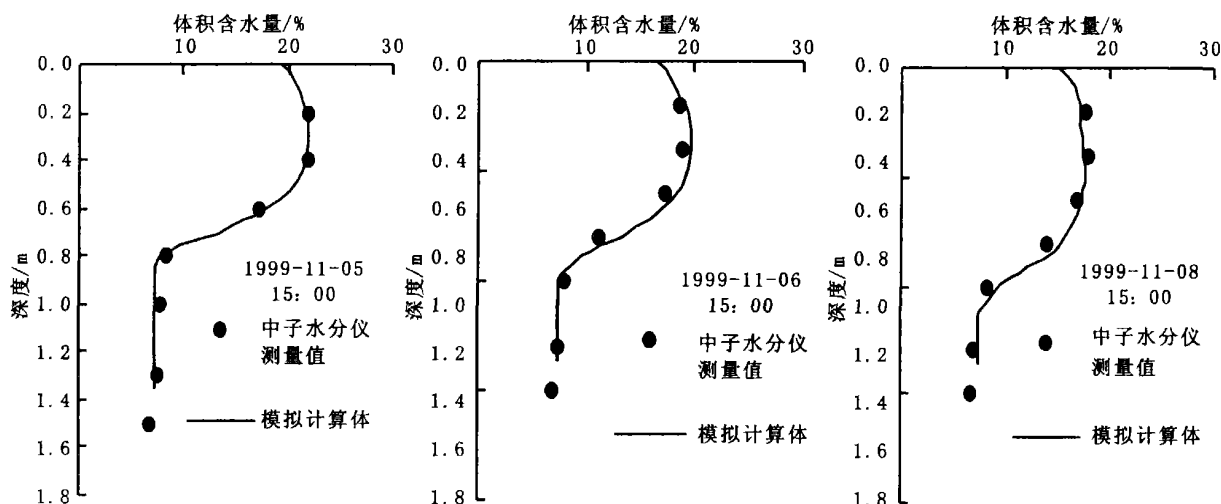


图1 实测土壤含水率剖面与模拟结果对比

比较图2a和图2b, 喷灌使0~60cm土层的含水量经常稳定在16%~18%之间, 同时喷灌水量小, 田间不积水, 减少

田间蒸发量, 相比之下, 漫灌水量大, 向深层渗漏多, 引灌的黄河水没有被充分利用。

4 2 土壤中水分运移的影响因素分析

4 2 1 灌溉量的影响

引灌黄河水是李井地区农业生产用水的主要来源, 为了合理地利用黄河水, 发展高产节水农业, 预防灌溉水大量补给地下水导致的地下水位上升, 必须弄清楚不同灌溉量土壤水分运移的规律, 同时估算合理的灌溉需水量。为此, 采用灌溉量为 $700.5\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 、 $1\,200\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 、 $1\,800\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 和 $2\,100\text{ m}^3/\text{hm}^2$, 蒸发强度为 0.006 cm/h , 灌溉时间依次为 $0.5, 3, 12, 48$ 和 96 h , 模拟不同灌溉量时土壤水分的分布规律。

不考虑蒸发的影响, 不同灌溉量在深度 1.2 m 处的渗漏量随时间的变化曲线如图3 所示。从图上可以看出灌溉量为 $2\,100\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 时, 其渗漏量在第 6 d 基本趋向于水平, 即 1.2 m 深度向下的渗漏量趋向稳定值。同时可以明显地看出时间和渗漏量的关系曲

线为对数关系, 灌溉量越大, 渗漏量趋向稳定所需的时间越短, 相同的时间内渗漏量与灌溉量的比值也就越大。

比较图中的四条曲线可以看出, 灌溉量为 $700.5\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 、 $1\,200\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 时, 6 d 时间透过深度 1.2 m 向下的渗漏量小于 3 cm (累计水分通量), 约占灌溉量的 25% , 同时灌溉水量基本保持在深度 1 m 以内, 灌溉水得到了有效利用; 灌溉量增大到 $1\,800\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 时, 渗漏量超过 $1\,000.5\text{ m}^3/\text{hm}^2$, 达到灌溉量的一半, 水资源浪费较大, 且灌溉量越大, 灌溉水向深处的渗漏愈多, 导致水资源的浪费也愈严重, 同时地下水会得到大量补给, 引起盆地中央盐渍化, 所以从灌溉量的角度而言, 应选择灌水定额在 $1\,200\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 以下, 但是灌水定额越小, 灌水次数越多, 且作物生长期中根系层中的平均含水量也越低, 所以在这种情况下, 灌水定额以 $1\,200\text{ m}^3/\text{hm}^2$ 为宜。

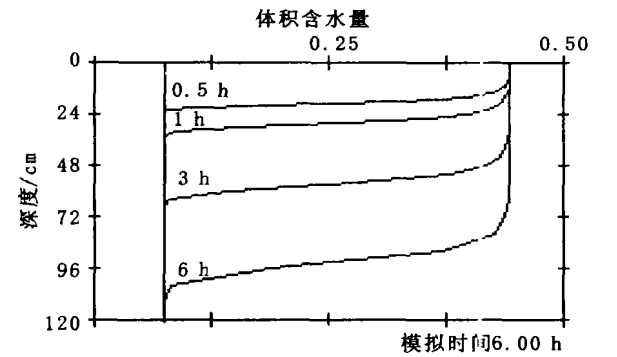


图2a 漫灌条件下土壤水分分布

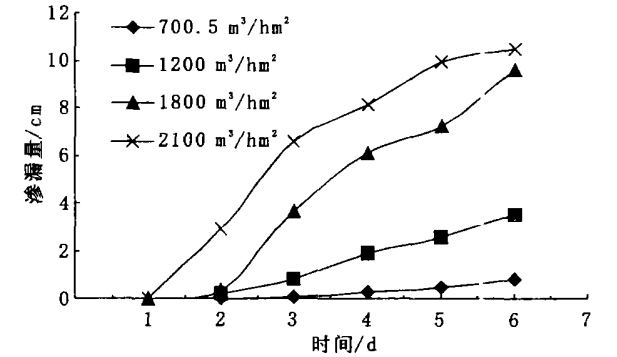


图3 不同灌溉量的渗漏量与时间关系曲线

4 2 2 喷灌强度对水分运移的影响

目前, 喷灌是主要的节水灌溉方式之一。为此, 笔者根据

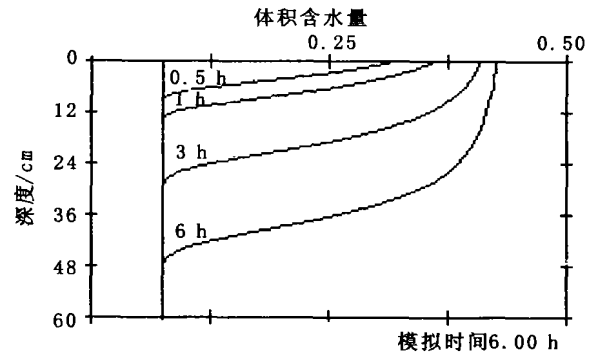
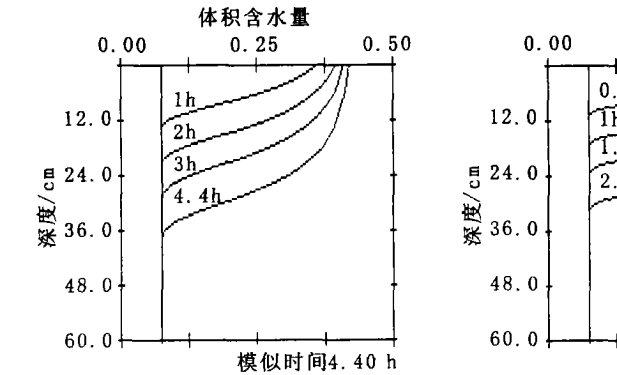


图2b 喷灌条件下土壤水分分布

现有的实测田间土壤参数, 利用校正后的模型模拟了喷灌条件下土壤水动态分布规律。灌溉定额控制在 $900\text{ m}^3/\text{hm}^2$, 折合成累计入渗量约为 9 cm , 喷灌强度的变化从 $2, 4$ 到 5 cm/h 。

图4 是喷灌条件下, 不同喷灌强度下的含水量与深度关系图。从图上可以看出, 相同灌溉定额下, 喷灌强度愈大, 水分的入渗深度愈浅, 土壤剖面的水分分布也愈不均匀。喷灌强度为 5 cm/h 时, 开始入渗阶段, 由于喷灌强度小于土壤的入渗率 (或入渗能力), 所以实际的入渗率数值大小与喷灌强度一致, 当 $t=1.5\text{ h}$ 后, 喷灌强度大于土壤表层的饱和导水率, 此时实际的入渗率即为饱和渗透系数, 超过入渗率的供水则形成地表积水, 接下来的阶段由土壤入渗能力控制。这种情况下说明喷灌强度偏大。通过大量数值计算认为宜采用喷灌强度 4 cm/h , 喷灌时间 2.2 h 的喷灌方式, 以保证喷灌的强度不使表层产生土面积水。

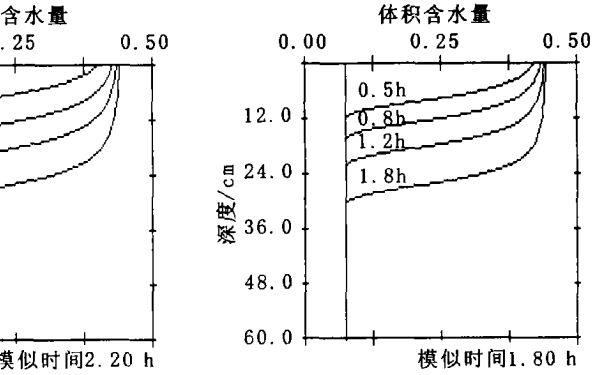


图4 喷灌条件下土壤水分的分布

- [11] 江行玉, 王长海, 赵可夫 芦苇抗镉污染机理研究[J]. 生态学报, 2003, 23(5): 856- 862
- [12] 李贵宝, 周怀东, 等 水陆交错带芦苇根孔及其净化污水的初步研究[J]. 中国水利专题研究(B 刊), 2003, 3: 66- 68
- [13] 杨永兴 三江平原沼泽区稻- 苇- 鱼复合生态系统效益研究[J]. 地理科学, 1993, 13(1): 41- 47
- [14] 赵魁义 中国湿地多样性研究与持续利用[A]. 见: 陈宜瑜 中国湿地研究[C]. 长春: 吉林科学出版社, 1995 48- 54
- [15] 王宗典 中国南荻和芦苇科技论文集[C]. 北京: 中国农业科技出版社, 1994
- [16] Franzer L G Can earth afford to lose the wetlands in the battle against the increasing greenhouse effect? [A]. Proceedings of 9th international Peat Congress[C]. Uppsala: International Peat Society, 1992 1- 18
- [17] 庄大昌, 丁登山, 董明辉 洞庭湖湿地资源退化的生态经济损失评估[J]. 地理科学, 2003, 23(6): 680- 685
- [18] 崔保山, 杨志峰 吉林省典型湿地资源效益评价研究[J]. 资源科学, 2001, 23(3): 55- 61
- [19] 许晓峰, 李富强, 孟斌 资源资产化管理与可持续发展[M]. 北京: 社会科学文献出版社, 1999 254- 268
- [20] 刘红玉, 吕宪国, 刘振乾, 等 辽河三角洲湿地资源与区域持续发展[J]. 地理科学, 2000, 20(6): 545- 551
- [21] 欧阳志云, 王效科, 苗鸿 中国陆地生态系统服务功能及其生态经济价值的初步研究[J]. 生态学报, 1999, 19(5): 608- 613
- [22] 欧阳志云, 王如松, 赵景柱 生态系统服务功能及其生态经济价值评价[J]. 应用生态学报, 1999, 10(5): 635- 640

(上接第115页)

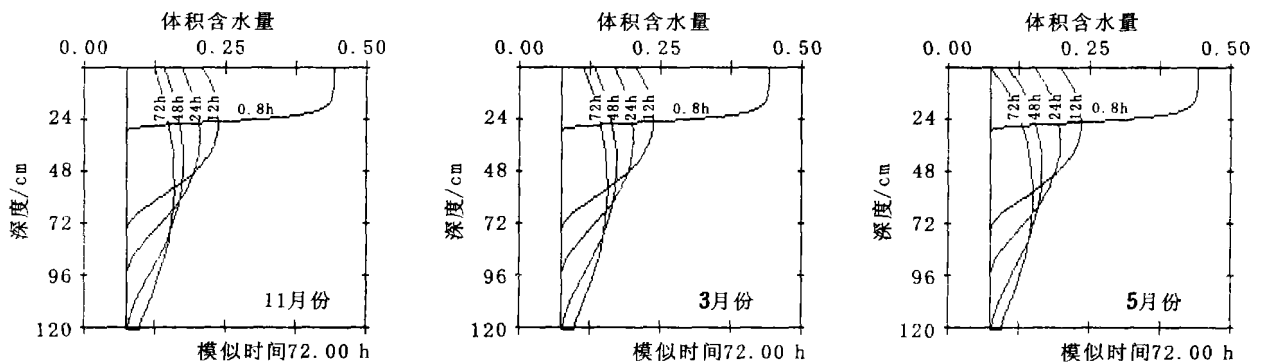


图5 灌溉0.8h后不同蒸发强度1.2、2.4、4.8和7.2h后土壤水分的分布

4.2.3 蒸发强度对土壤水分运动的影响

蒸发作用是影响土壤水分运动的主要因素之一。考虑到冬小麦生长期在11~5月份, 分别取11、3、5月份的蒸发量85.5、174、430mm, 根据以往的经验, 土面蒸发强度取水面蒸发强度的一半, 折合成蒸发强度分别为0.006 cm/h, 0.012 cm/h, 0.03 cm/h。图5为不同蒸发强度下, 漫灌0.8h后土壤又连续蒸发4.8h的水分分布曲线。

从图5看出土壤深度20cm内的含水量递减梯度变化较大, 而土壤20~60cm内平均含水量基本保持在14%~18%, 可以说蒸发对表层水分的散失有较大影响。随着深度的增加, 蒸发的影响逐渐减少。比较不同蒸发强度下的水分分布曲线, 蒸发的影响从11、3到5月份逐渐增大, 深度1.2m以内土层平均含水量逐渐降低, 因而实际灌溉中的间隔时间要相应缩短, 灌溉量也要相应地增加, 以保证作物生长期内的

根系层中的平均含水量满足作物的生长需求。另外, 由于蒸发强度的增大, 减少了上层重力水的入渗, 5月份连续蒸发两天土层10cm以内含水量梯度变化大。土层10~20cm内含水量基本保持在14%~16%。蒸发减缓了水分的垂向运移。

5 结论

(1) 利用所建数学模拟方法, 对喷灌条件下冬小麦田间水分运移进行模拟计算, 模拟结果与田间试验资料吻合, 说明所建数学模型合理, 模拟计算结果可靠。

(2) 模拟计算得出的土壤水分分布规律, 为制定合理的喷灌定额和喷灌方式提供了科学依据, 对加强灌溉水分的田间管理有理论指导作用。

参考文献

- [1] 姚贤良 土壤物理学的研究动态及展望[J]. 土壤, 1985, 17(6): 281- 289
- [2] 杨诗秀, 雷志栋, 谢森传 均质土壤一维非饱和流动通用程序[J]. 土壤学报, 1985, 22(1): 24- 34
- [3] 周维博 降雨入渗和蒸发条件下野外层状土壤水分运动的数值模拟[J]. 水利学报, 1991, (9): 32- 36
- [4] 雷志栋, 杨诗秀, 等 土壤水动力学[M]. 北京: 清华大学出版社, 1988 220- 263
- [5] 胡浩云, 谢森传, 惠士博 喷灌条件下冬小麦田间水分运移数学模拟及灌溉模式的研究[J]. 水科学进展, 1995, 6(4): 278- 284
- [6] 左强, 李保国, 杨小路 蒸发条件下地下水对1m土体水分补给的数值模拟[J]. 中国农业大学学报, 1999, 4(1): 37- 42
- [7] Kook, J B, J C Parker, M TH Van Genuchten Determining soil Hydraulic properties from one-step outflow experiments by parameter estimation: I Theory and numerical studies[J]. Soil Science Society of American Journal, 1985, 49: 1348- 1354
- [8] Van Genuchten, M Th A closed-form equation for prediction the hydraulic conductivity of unsaturated soils [J]. Soil Science Society of American Journal, 1980, 44: 892- 898