

管道-裂隙岩溶含水介质非均质性的水文效应

束龙仓¹, 张颖², 鲁程鹏¹

(1. 河海大学水文水资源学院, 南京 210098; 2. 江苏省水利工程规划办公室, 南京 210029)

摘要: 非均质性是含水介质的固有特性之一, 对自然界的水文循环, 地球浅层地质演变具有积极的贡献, 因此是评价复杂地下水系统时所面临困难的最根本原因。通过 SWMM 模型对水文过程进行了室内模拟试验, 研究了管道-裂隙岩溶含水介质非均质性对系统水文过程的影响。结果表明, 管道尺寸、含水介质空隙度和地下水与地表水水量交换系数对系统出口处的水位和流量过程的影响均较小, 但管道尺寸对地下水的最高水位有一定的控制作用; 含水介质空隙度对地下水水位的增长和消落过程有一定影响; 地下水与地表水水量交换系数则是对地下水水位的变化率和其他能达到的最大值有着重要的影响。模拟结果证实, 利用 SWMM 模型模拟管道-裂隙含水系统的水文过程是有效的。

关键词: 管道-裂隙介质; 非均质性; SWMM 模型; 水文效应; 数值模拟

中图分类号: P641 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-1683(2013)01-0115-07

Hydrologic Effects Caused by the Heterogeneity of Karstic Conduit-Fissure Medium

SHU Longcang¹, ZHANG Ying², LU Chengpeng¹

(1. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China;

2. Water Resources Planning Bureau of Jiangsu Province, Nanjing 210029, China)

Abstract: The heterogeneity is one of the essential properties of karstic medium, which has significance on the natural hydrologic cycle and geologic evolution of shallow layer of earth. Therefore, the heterogeneity is the basic reason for the occurrence of difficulty in the evaluation of groundwater flow system. The SWMM model developed by EPA (U. S. Environmental Protection Agency) was used in this study to simulate the hydrologic process conducted in the laboratory, which investigated the effects of the heterogeneity of karstic conduit-fissure medium on the hydrological processes. The results indicated that the conduit size, the porosity of medium, and the exchange between groundwater and surface water have slight effects on the water level and discharge at the outlet of drainage area, but the conduit size plays an important role in controlling the highest groundwater level. Moreover, the porosity of medium can affect the increasing and decreasing processes of groundwater level, and the exchange coefficient between groundwater and surface water can affect significantly the variation rate of groundwater level and the highest value of groundwater level. The model results suggested that the SWMM model is applicable to simulate the hydrological processes of the karstic conduit-fissure system.

Key words: conduit fissure medium; heterogeneity; SWMM; hydrologic effects; numerical simulation

西南喀斯特含水介质非均质性以管道-裂隙含水系统的耦合为特点^[1], 岩溶含水介质中溶孔、溶隙、溶沟及落水洞等结构并存是含水介质的非均质性的表现形式。岩溶含水介质的非均质特性对介质中的水流状态和水文过程有重要的影响。在管道-裂隙-孔隙多重介质含水系统水流数值模拟领域, 以裂隙-孔隙双重介质研究为多, 管道-孔隙与之类似, 其区别在于管道内水流控制方程(本构方程)与裂隙

不同^[2-4])。裂隙-孔隙双重介质数值模拟常用的方法主要有^[5]: (1) 等效连续介质模型; (2) 离散裂隙网络模型; (3) 双重介质模型; (4) 离散-连续介质耦合模型。其中以双重介质耦合模型最能反映不同介质中水流特性的差异, 因此国内外学者已经研发了多种双重介质耦合方法^[6-7], 具有里程碑性质的研究成果是美国地质调查局基于 MODFLOW 程序开发的 CFP (Conduit Flow Process)^[8] 计算模块。CFP 模块首

收稿日期: 2012-12-23 网络出版时间: 2013-01-24

网络出版地址: <http://www.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20130124.1128.004.html>

基金项目: 国家自然科学基金(41172203; 41201029); 中央高校基本科研业务费专项资金项目(河海大学 2012B00314)

作者简介: 束龙仓(1964-), 男, 安徽无为, 教授, 博士生导师, 从事地下水资源评价与管理、地下水与地表水相互作用等研究。E-mail: lshu@hhu.edu.cn

次将喀斯特地区存在管道流现象耦合至地下水流的数值模型当中,并且考虑到管道水流的水流状态,利用不同的计算公式计算其流量。然而在 CFP 模型中,仅计算出不同节点的流量过程,并没有考虑管道内部的水动力过程演算,因此对管道内水流特征描述是相对模糊的。

美国环保局 (EPA) 开发的 SWMM (Storm Water Management Model) 程序最初仅是一个用于城市暴雨资源管理的降雨径流模型^[9]。自 1974 年开发至今,经过不断的完善和改进,现已具有模拟复杂地貌和城市管道网络的单次降雨或长历时连续降雨事件的径流过程及水质过程的能力。虽然模型建立之初是针对城市暴雨的特点建立的,但现在已经具备了模拟不同地貌类型、不同水源的水文及水质过程,包括地表产流、汇流、地下径流、地表水与地下水、地表及地下排水管道网络的水量及水质交换^[10]。本研究中采用 SWMM 程序作为工具,将喀斯特含水系统概化为管道-裂隙含水介质,分析了管道-裂隙含水介质中非均质现象对水文过程的影响。

1 管道-裂隙含水系统水文模拟 (SWMM) 模型

SWMM 是一个具有物理基础的水文模型,模型计算基于物质、能量和动量守恒等三大基本物理原则。该模型的水文计算涉及到地表径流、入渗、地下水径流、河道(管道)流量演算和地面积水。

1.1 地表径流

SWMM 模型中描述地表径流的概念模型见图 1。每一个地表子流域都处理成非线性水库^[9]。地表子流域的入流来自于降雨和指定上游流域的来水;而出流则包括入渗、蒸发和地表径流。将每个地表子流域看成一个非线性水库,该水库的库容可以用最大洼地储蓄量来表示,由地面积水、土壤湿润和截留共同组成。单位面积上的地表径流定义为 Q , 仅仅当非线性水库的水深超过最大洼地储蓄 (d_p) 才会发生,此时出流通过曼宁公式^[11]计算。基于每个子流域上的离散化水量均衡公式求解,通过不断更新得到每个时刻的地表水深。

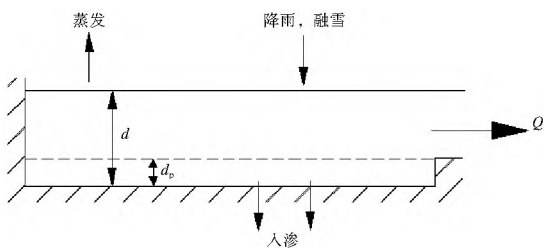


图 1 地表径流的概念模型

Fig. 1 The conceptual model of surface runoff

1.2 入渗

入渗是指降雨穿透地面进入非饱和土壤层的过程。SWMM 计算入渗时可采用三种常用的方法,分别是 Horton 公式、Green Ampt 方法和曲线数 (Curve Number) 方法。这里仅对本次研究中采用的 Horton 公式做简要介绍。

Horton 公式是基于大量的试验观测而总结出的经验性方法。观测表明在长时间降雨过程中,入渗率自降雨初始的

最大速率呈指数型衰减至某个最小值。Horton 公式可计算出入渗能力 f , 如式(1)所示:

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (1)$$

式中: f_0 为初始入渗率 (mm/h); f_c 为最终 (最小) 入渗速率 (mm/h); f 为时刻 t 的入渗率 (mm/h); k 为入渗速率曲线的指数衰减系数 (1/h)。

在降雨过程中的任意时刻,实际入渗率 f_a 一定是等于降雨强度 $i(t)$ 和入渗能力 $f(t)$ 两者之中的较小值。如式(2)所示:

$$f_a = \begin{cases} f & i > f \\ i & i \leq f \end{cases} \quad (2)$$

1.3 地下水

SWMM 模型中用于地下水水位变化的概念模型见图 2。地下水水位计算基于水量平衡原理,并未考虑含水介质的空隙类型,因此具有一定的通用性。地下水模块在该模型中划分为上、下两个区域,分别是上层的非饱和带和下层的饱和带。土壤含水量在上层是受到地表水入渗,蒸发和向饱和带下渗等因素的综合影响而发生变化;而饱和带由于是完全饱和状态,其土壤含水量固定不变,并且数值恒等于含水介质空隙度。图 2 中所示的各种通量(在单位面积和单位时间上的体积),分别是指:地表入渗 f_i ; 上层非饱和带的蒸散发量 f_{EU} ; 上层非饱和带向饱和带的下渗量 f_U , 取决于上层的土壤含水量和非饱和带厚度 d_U ; 饱和带的蒸散发量 f_{EL} , 是上层非饱和带厚度 d_U 的函数; 下层饱和带向更深层的下渗 f_L , 取决于下层饱和带的厚度 d_L ; 地下水向集水系统的交换量 f_C , 取决于下层饱和带的厚度和集水管道或节点的水位。

在给定时间步长内分别计算出存在的各类水分通量,根据水量平衡的原则计算出上层非饱和带和下层饱和带的水量变化,再根据土壤空隙度和含水量分别计算出下层饱和带的地下水水位和非饱和带的土壤含水量,并代入下一时段计算。

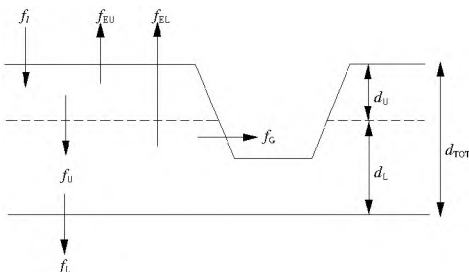


图 2 地下水模块的概念模型

Fig. 2 The conceptual model of groundwater system

地下水模块中最为核心的就是地下水径流 f_C 的计算。SWMM 中采用式(3)来计算含水介质与其相连接的管道节点之间的水量交换量。

$$f_C = A_1(H_{CW} - H^*)^{B1} - A_2(H_{SW} - H^*)^{B2} + A_3(H_{CW} \cdot H_{SW}) \quad (3)$$

式中: H_{CW} 为地下水水位 (m); H_{SW} 为节点内地表水水位 (m); H^* 为地下水与地表水交换作用的临界水位 (m); $A_1, A_2, A_3, B1$ 和 $B2$ 分别是公式中相应的经验参数。

1.4 河道(管道)流量演算

SWMM 中集水网络的节点间通过管道连接,这里的管道又可划分为封闭式管道和开放式管道。流量演算都是基

于适用于非稳定渐变流的质量和动量守恒原理(即圣维南方程组)。SWMM 中提供了三种不同复杂程度的方法来求解圣维南方程组,分别是稳定流演算、运动波演算和动力波演算。这里也仅对本次研究中采用的动力波演算方法做简要介绍。

动力波演算是求解完整的一维圣维南方程组的方法,因此可以得到理论上最为准确的结果。采用这种演算方式,可以处理封闭管道内有压流的情形。动力波演算方法适用于河道蓄水,顶托作用,进出口水量损失,流向变换和有压流等多种复杂情景。由于该方法通过耦合求解圣维南方程组,得到节点水位和管道流量,因此该方法适用于一般条件下的管道网络结构,即系统中包括多个分水口和循环管道。但是,动力波演算方法所得到的准确结果是以牺牲更多的时间段,更小的时间步长为代价的。在动力波演算方法中,常用的时间步长是分钟甚至更小。针对本次模拟的历时相对较短,适宜采用动力波演算方法。

1.5 地面积水

通常在流量演算中,进入某个节点的水流超出了该系统可以传播到下游的水流上限时,超出的水流则会溢出而损失。而在实际条件下,这部分水量有可能积存于该节点之上,在节点容量允许时再次进入排水系统。在动力波演算方法中,管道流量演算受到节点水位的影响,因此这部分水量被假定积存于节点之上某一固定面积的区域,形成地面积水,从而能够再次参与地表径流,入渗和地表汇流等水文过程。

2 西南喀斯特流域水文过程试验研究及模拟

西南喀斯特流域具有最为典型的岩溶管道-溶隙-溶孔等多重介质并存的非均质特征。王茂枚(2008)^[12]利用河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室降雨大厅内的试验池为主要装置,研究了在裂隙有无填充两种条件下的流域退水曲线受含水介质空隙组成的影响。在本文研究中,首先利用SWMM模型对王茂枚(2008)^[12]的试验结果进行模拟和参数率定,然后利用经过识别的模型研究管道-裂隙含水介质的非均质性对系统水文过程的影响。

2.1 实验室尺度水文实验

(1) 实验条件。实验池东西长2.5 m,南北宽1.9 m,深1.0 m,池底坡度取5°(东高西低)。选用南京汤山某采石场内天然石灰岩块作为实验介质。通过在西南地区的野外水文地质调查发现,不同地区的管道大小、裂隙宽度等特征千差万别,填充情况也各不相同。由于填充情况的不同,有的地区裂隙内填充程度较高,有的地区几乎没有填充,因此王茂枚(2008)在室内模拟实验中设置了两个实验池(图3),分别模拟裂隙中有填充及无填充的水流特征,其中1号池进行无填充实验,2号池为有填充情况模拟,其中填充物采用同样来自采石场各种大小的碎石。

(2) 实验池空隙尺寸。含水介质的裂隙宽度在0.2~3 cm范围内,介质高度约60 cm。介质下部设置有一管道,管道宽度约为15 cm,高度约为20 cm。

模型布置完成后,用排水法测定两个实验池的空隙率(其中包括管道、裂隙和孔隙等多种空隙),其中1号池含水



(a) 1号无填充实验池 (b) 2号有填充实验池

图3 喀斯特流域水文实验池

Fig. 3 The hydrologic test tanks in the Karstic basin

((a) No. 1 test tank with no filled fissures; (b)

No. 2 test tank with filled fissures)

介质空隙率为0.36,2号池含水介质空隙率为0.22。

(3) 实验结果。选取王茂枚(2008)^[12]所给出的一场水文试验进行分析。该试验是2007年2月7日进行,降雨历时20 min,降雨强度为7 mm/min。图4所示为两个实验池的出口流量过程。由图中可看出,1号、2号实验池的流量变化过程形态相似,可分为三个阶段。第Ⅰ阶段流量不断增大。降雨开始时,降雨大部分储存在岩溶含水系统内部,使得系统本身的含水量不断增大,只有很小的一部分形成出流。由于系统本身的储水空间有限,所以,出流量的增长速度很快。第Ⅱ阶段流量趋于稳定。随着降雨的持续,系统趋于平衡,降雨几乎全部形成出流(历时较短,不考虑蒸发),出流量稳定。第Ⅲ阶段为降雨停止后,流量的衰退阶段。水流从系统空隙中逐渐排出,出口流量开始减少。

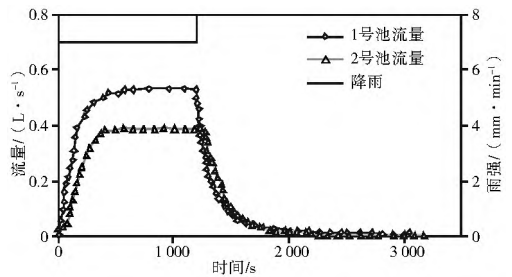


图4 模型出口的流量过程

Fig. 4 The discharge at the outlet of both test tanks

2.2 模型模拟结果

(1) 模型概化和参数率定。在SWMM模型中沿地表坡度递减方向将实验池平均划分为7个子流域(图5)。首先,根据降雨量计算每个子流域的产流量以及入渗补给地下水量;按照子流域的相对位置,自上游向下游分别进行地表水汇流和地下水管道汇流。最终地表水和地下水汇集到流域出口(O1,见图5)形成流域出口的流量过程。

上游子流域的地表径流汇集到下游,通过地表汇流进入最下游的子流域。子流域地下径流则进入模型中设置的管道,通过管道流至流域出口。地表径流在物理模型中并未设置出口,而是在最下游的子流域内通过裂隙进入地下水系统,汇流到管道,与地下径流汇合后,通过物理模型(喀斯特流域)地下水出口流出。每个子流域的详细设置见表1。

在该研究中选用简化的Horton公式作为入渗计算模型,且认为入渗过程最大入渗率与最小入渗率相等,并且假定实际入渗率与衰减指数无关。每个子流域内都设置了相应的含水介质,以计算地下水水位和地下径流。该数值模型

表 1 子流域参数设置

Table 1 Parameter values for the subbasins

流域	面积/m ²	宽度/m	坡度(%)	地表径流出口	地下径流出口	地表高程/m	含水介质底板高程/m
S1	0.678	0.357	5	S2	J1	0.878	0.178
S2	0.678	0.357	5	S3	J2	0.756	0.156
S3	0.678	0.357	5	S4	J3	0.725	0.125
S4	0.678	0.357	5	S5	J4	0.694	0.094
S5	0.678	0.357	5	S6	J5	0.662	0.062
S6	0.678	0.357	5	S7	J6	0.631	0.031
S7	0.678	0.357	5	J7	J7	0.6	0

内各个子流域的面积、宽度和坡度,以及含水介质的空隙度均采用实测数据。其他参数均是通过模型率定求得。

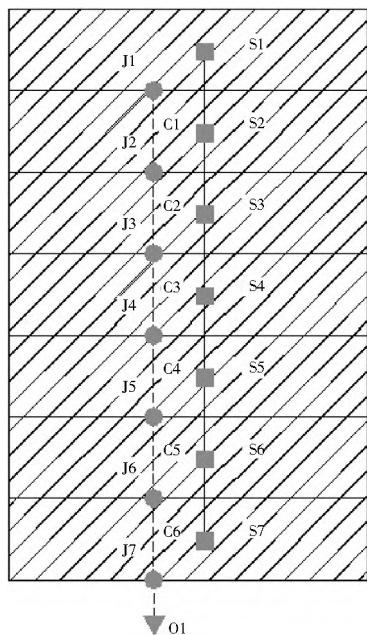


图 5 实验池模型概化

Fig. 5 Schematic diagram of the test tank

(2) 模型率定结果。模型率定采用试错法。由于研究中可利用的观测数据仅有流域出口的流量过程,因此将实测流量过程与计算流量过程拟合达到最佳作为模型优化目标。通过调整模型中的未知参数,使实测和模型计算的流量过程相差最小。拟合度函数采用 Nash Sutcliffe 效率系数 (N_s)^[13],

$$N_s = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q_{obs_i} - Q_{cal_i})^2}{\sum_{i=1}^N (Q_{obs_i} - \bar{Q}_{obs_i})^2} \quad (5)$$

式中: Q_{obs_i} 为时刻 i 实测流量; Q_{cal_i} 为时刻 i 的计算流量; \bar{Q}_{obs_i} 为实测流量的平均值。如果 N_s 的数值越接近于 1, 则说明模拟效果越好。

通过调整参数,使得模型计算流量过程与实测过程接近。图 6 为两个实验池的实测值与模型计算值拟合情况。可以看出,两个实验池的拟合效果均较好。通过模型计算,1 号实验池的流量过程的 N_s 系数为 0.94, 而 2 号实验池流量过程的 N_s 系数为 0.99, 均与 1 非常接近。

无填充模型和有填充模型的参数率定结果分别见表 2。在本次模型率定过程中,忽略不同子流域间的差异,因此各

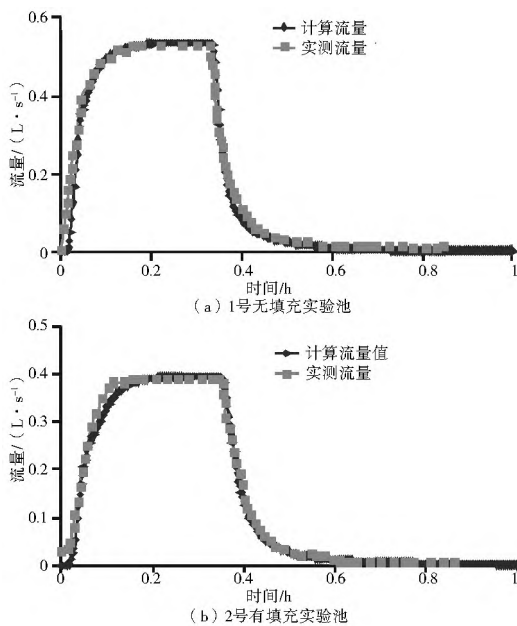


图 6 实验池实测流量过程与模型计算流量过程

Fig. 6 The observed and calculated discharge in the test tanks using the SWMM model ((a) No. 1 test tank with no filled fissure; (b) No. 2 test tank with filled fissure)

个参数在 7 个子流域中都采用同一数值。管道的尺寸采用模型设置中说明的宽 15 cm, 深 20 cm, 贯穿整个实验池底部, 管道壁糙率采用与地表糙率相同的数值, 在两个实验池中分别为 0.012 和 0.02。

对比有无填充的两个模型, 可以发现在无填充的条件下, 其地表不透水面积较小(10%), 也就是说大量的降雨可以通过地表发育的垂向裂隙入渗补给地面以下的非饱和带和饱和带。在有填充的条件下, 不透水面积比达到 91.5%, 说明由于细粒物质的填充, 地表裂隙与地下水含水介质的连通状况大大下降, 能够透水入渗补给地下水的表面积变小。另外由于细粒物质的存在使得其糙率由原来的 0.012 增大至 0.02, 根据 Manning 公式可知, 随着糙率的增加, 其产流能力降低, 这也是 2 号池流量过程较 1 号池的流量过程要平缓的原因之一。在有填充的 2 号池内, 由于不透水面积的减少, 在有限的透水面积内, 其等效的入渗能力从无填充的 45 mm/h 增加到 3 200 mm/h。空隙度均采用实测的介质空隙度扣除管道所占体积。由于 2 号池填充了细粒物质, 其土壤持水能力增加, 从参数率定结果来看, 田间持水量增加, 与实际情况相符。A1, A2, A3, B1 和 B2 的设置采用了线性交换模型^[14], 因此将 A3 设为 0, B1 和 B2 设为 1, 认为 A1 和

表2 模型参数率定结果

Table 2 The calibrated hydrologic parameters

地面径流	无填充模型	有填充模型	地下水	无填充模型	有填充模型
不透水面积比	10%	91.5%	田间持水量	0.1	0.18
糙率	0.012	0.02	初始含水量	0.1	0.05
入渗			A1	40	30
最大入渗速率(mm/hr)	45	3200	A2	40	30
地下水			A3	0	0
空隙度	0.33	0.19	B1	1	1
凋萎系数	0.02	0.02	B2	1	1

B2 设为 1, 认为 A1 和 A2 相同。通过模型率定, 得到有无填充两种情况下, A1 和 A2 的取值分别是 30 和 40。A1 和 A2 的大小直接反应含水介质与管道间水量交换能力的大小, 而在实际条件下, 该值取决于含水介质的导水性能, 因此此实验中 A1 和 A2 的大小反应含水介质的导水性强弱, 再考虑到模型结构设置的相同, A1 和 A2 可以认为就是 SWMM 模型中反应含水介质渗透性大小的参数。在有填充的条件下, 含水介质的渗透性有变弱的趋势。模型参数率定的结果也表明在有填充的条件下, 含水介质渗透性变小。

3 管道-裂隙含水介质非均质性的水文效应

SWMM 对上述两个实验池内水文过程的成功模拟, 表明了该模型在模拟具有管道-裂隙含水介质结构特点的喀斯特流域水文过程具有良好的适应性。西南喀斯特独特的非均质特征集中体现在管道的大小, 含水介质的导水性和储水性的强弱上。本次研究以经过模型识别的无填充裂隙-管道模型为基准, 分别改变模型中的管道尺寸, 含水介质空隙度, 地下水与地表水水量交换系数三方面的参数来研究管道-裂隙含水介质非均质性的水文效应。

3.1 管道尺寸对水文过程的影响

1号实验池的管道实际尺寸为 0.15 cm(宽) × 0.2 cm(高) × 2.5 m(长)。在模拟试验中, 改变管道断面尺寸(宽和高), 分别缩小至原尺寸的 1/4, 1/2, 以及放大至原尺寸的 2 倍和 4 倍。将流域出口流量和水位变化, 系统内第四子流域(图 5 中 J3 和 J4 之间)的地下水水位等三个水文变量作为评价指标。

从图 7 可以看出, 管道尺寸的缩放对流域出口的流量和水位影响较小(缩小 1/2 和放大 2 倍的结果并未在图 7(a) 和图 7(b) 中显示)。管道尺寸变大, 能够略微增大流域出口的最大流量(图 7(a))。流域出口的最高水位则基本上不受管道断面尺寸的影响, 但是在降雨停止后, 随着管道尺寸的变大, 其退水过程更加迅速(图 7(b))。图 7(c) 是位于第四子流域的地下水水位变化受管道尺寸的影响。地下水水位与流域出口的流量和水位相比, 受到管道尺寸的影响更加明显。当管道变小时, 其地下水水位能持续增加; 而当管道变大时, 地下水水位在降雨之后一定时刻即达到最大值。达到最大值的时间随着管道尺寸的增加而减小。在地下水水位增加的初始阶段, 管道尺寸的大小对地下水水位增长的影响很小。由此可知, 在管道-裂隙含水系统中, 管道尺寸的增加限制了含水介质内地下水水位的最大值。

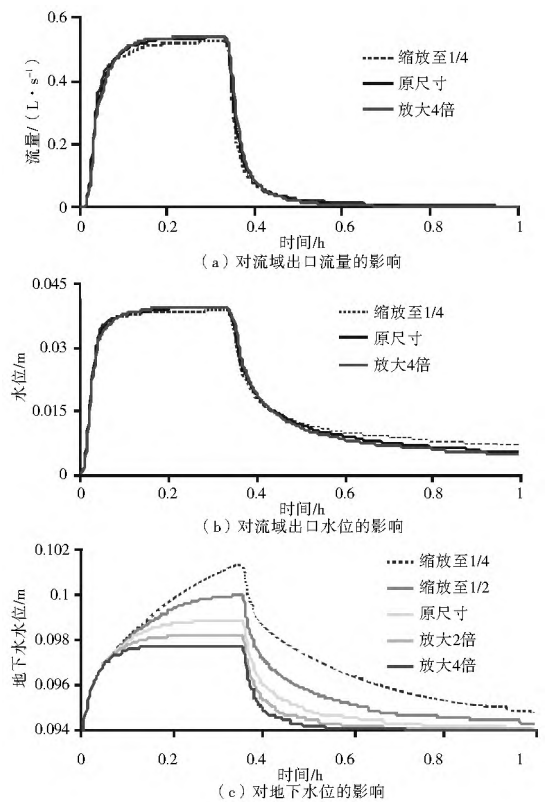


图7 管道尺寸改变对流域出口流量、水位及地下水水位的影响

Fig. 7 The effects of conduit sizes on the (a) discharge; (b) surface water level; and (c) groundwater level

3.2 含水介质空隙度对水文过程的影响

含水介质的储水性与其非饱和带的初始含水率和空隙度有关, 在模型中固定初始含水率不变, 改变其空隙率, 则改变了含水介质的储水性。在原模型中, 含水介质的空隙度采用实测值 0.33。在本研究中, 分别将空隙度设为 0.26, 0.33 和 0.4。

图 8 为在不同含水介质空隙度下, 流域出口的流量过程, 水位过程和地下水水位变化。相比管道尺寸的改变, 空隙度的改变对流域的水文过程的影响相对较小。空隙度从 0.26 变化到 0.4, 流域出口的流量和水位变化基本不受影响, 仅仅是第四子流域的地下水水位变化快慢略受影响, 但其最高水位也并没有变化, 只是增长的过程有略微的差别(如图 8(c) 所示)。空隙度越小, 其地下水水位增长越快; 在降雨停止时, 其地下水水位下降也越快。由此可见在模型结构不变的情况下, 增大含水介质的储水性并不能显著改变管

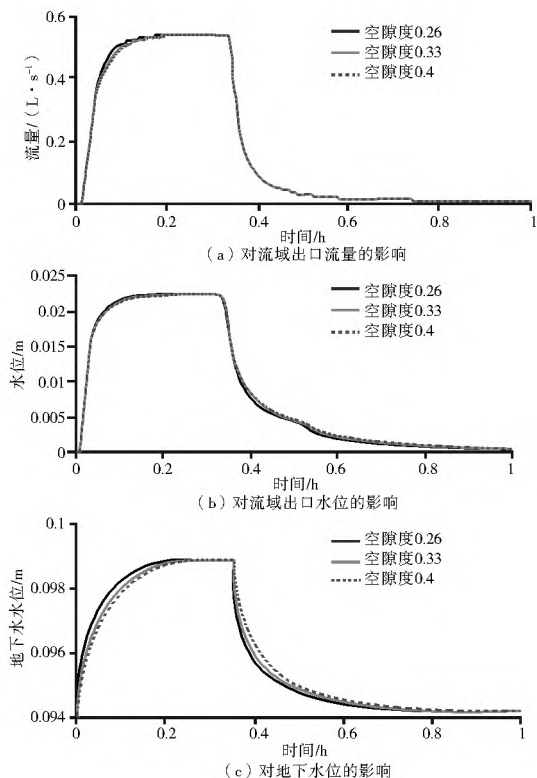


图 8 含水介质空隙度改变对流域出口流量、水位及地下水水位的影响

Fig. 8 The effects of porosities on the (a) discharge; (b) surface water level; and (c) groundwater level

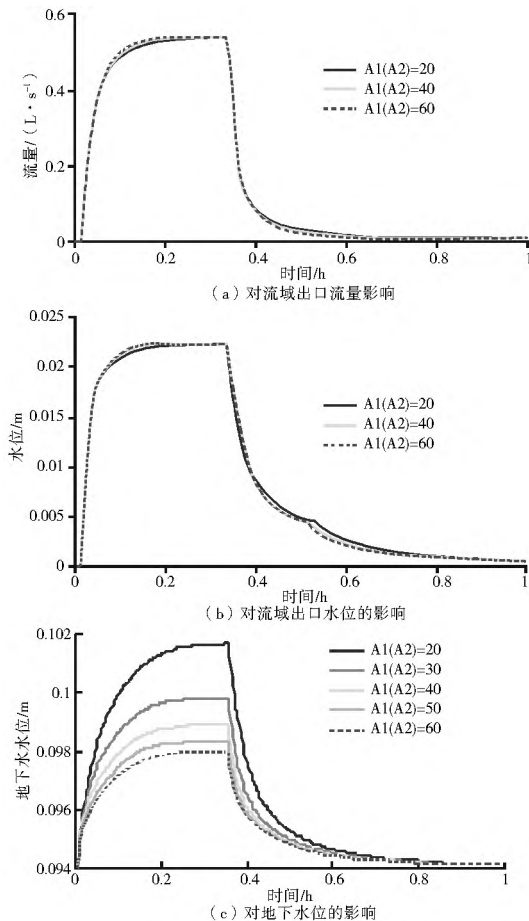


图 9 水量交换系数改变对流域出口流量、水位及地下水水位的影响

Fig. 9 The effects of exchange coefficients between groundwater and surface water on the (a) discharge; (b) surface water level; and (c) groundwater level

道- 裂隙含水系统的水文过程, 仅是在地下水水位增长和消退时的速率受到了一定的影响。

3.3 水量交换系数对水文过程的影响

SWMM 中的水量交换系数反映了含水介质的渗透性大小。在基准模型中采用 A1 和 A2 相等的线性交换模型, 并取值为 40。为了研究管道- 裂隙含水系统对含水介质渗透性大小的影响, 这里对 A1(A2) 分别取 20, 30, 40, 50 和 60 等 5 种情景进行了模拟。

模拟结果(图 9)表明水量交换系数的增大、减小与改变管道尺寸对系统的水文过程产生相似的影响。如图 9(a) 和图 9(b) 所示, 改变系数 A1(A2) 对流域出口的流量过程和水位过程并没有显著的影响, 也就是说流域出口的水文过程对参数 A1(A2) 不敏感。而图 9(c) 的地下水水位变化过程(第四子流域含水介质)则随着水量交换系数的变化发生了显著的变化。以 A1 等于 40 为基准, 减少 A1, 则地下水水位在降雨初期即表现出显著的增长趋势, 并且能达到较高的水位值; 相反, 在增加 A1 的情景下, 地下水水位增长速率变慢, 能达到的最高水位与较小的 A1 条件下的地下水水位相比也相对较小。在降雨过程结束后, 退水曲线表现出与涨水曲线类似的现象, 水量交换系数越小, 其水位降落速率越大。在相当一段时间之后, 地下水水位等达到某一水平, 这一稳定的地下水水位值与水量交换系数无关。

从管道尺寸, 含水介质空隙度和水量交换系数三个方面数值模拟结果表明, 管道- 裂隙含水介质的非均质特征对流域出口的水文过程影响较小, 而对内部含水介质水文变化过程具有相对重要的影响。

4 结论

本文基于 SWMM 模型研究了含水介质非均质性对喀斯特岩溶管道- 裂隙含水系统水文过程的影响, 取得了如下主要结论。

(1) 成功使用 SWMM 模型模拟了实验室内管道- 裂隙含水系统的水文过程, 并针对管道- 裂隙含水介质中裂隙有无填充物两种条件进行参数率定, 两组参数相互验证, 基本符合实际。

(2) 管道尺寸, 含水介质空隙度和地下水与地表水水量交换系数这三类参数对管道- 裂隙含水系统出口处的水位以及流量过程均没有显著的影响, 而管道尺寸对地下水的最高水位有一定的控制作用, 含水介质空隙度对地下水水位的增长和消落过程有一定影响, 地下水与地表水水量交换系数则是对地下水水位的变化率和其能达到的最大值有着重要的影响。

参考文献(References):

[1] Yuan D. The Classification and Origin of Heterogeneity of Karst Aquifers[Z]. 2008.

[2] Gerke H H, van Genuchten M T. A Dual porosity Model for Simulating the Preferential Movement of Water and Solute in Struc

- tured Porous Media[J]. *Water Resources Research*, 1993, 29(2): 305-319.
- [3] 陈崇希. 岩溶管道-裂隙孔隙三重空隙介质地下水流模型及模拟方法研究[J]. *地球科学*, 1995, 20(4): 361-366. (CHEN Chongxi. Groundwater Flow Model and Simulation Method in Triple Media of Karstic Tube-Fissure-Pore[J]. *Earth Science Journal of China University of Geosciences*, 1995, 20(4): 361-366. (in Chinese))
- [4] Rozos E, Koutsogiannis D. A Multicell Karstic a Quifer Model with Alternative Flow Equations[J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 325: 340-355.
- [5] 胡云进, 速宝玉, 詹美礼. 裂隙岩体非饱和渗流研究综述[J]. *河海大学学报*, 2000, 28(1): 40-46. (HU Yunjin, SU Baoyu, ZHAN Meili. Review of the Research on Unsaturated Seepage Flow in Fractured Rock Masses[J]. *Journal of Hohai University*, 2000, 28(1): 40-46. (in Chinese))
- [6] Hill C A, Eberz N, Buecher R H. A Karst Connection Model for Grand Canyon, Arizona, USA[J]. *Geomorphology*, 2008, 95: 316-334.
- [7] Quinn J J, Tomasko D, Kuiper J A. Modeling Complex Flow in a Karst Aquifer[J]. *Sedimentary Geology*, 2006, 184: 343-351.
- [8] Shoemaker W B, Kuniandy E L, Birk S, et al. Documentation of a Conduit Flow Process (CFP) for MODFLOW 2005[M]. Reston, Virginia: U. S. Geological Survey, 2007.
- [9] Rossmann L A. Storm Water Management Model User's Manual Version 5.0[R]. Cincinnati, OH: U. S. EPA, 2010.
- [10] Peterson E W, Wicks C M. Assessing the Importance of Conduit Geometry and Physical Parameters in Karst Systems Using the Storm Water Management Model (SWMM)[J]. *Journal of Hydrology*, 2006, 329: 294-305.
- [11] Hunt B. *Fluid Mechanics for Civil Engineers*[M]. Christchurch, New Zealand: University of Canterbury, 1995.
- [12] 王茂枚. 岩溶地区地下水动力条件物理模拟[D]. 南京: 河海大学, 2008. (WANG Maomei. Physical Modeling of the Groundwater Hydrodynamics in Karst Region[D]. Nanjing: Hohai University, 2008. (in Chinese))
- [13] 鲁程鹏, 束龙仓, 刘丽红, 等. 基于灵敏度分析的地下水数值模拟精度适应性评价[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2010, 38(1): 26-30. (LU Chengpeng, SHU Longcang, LIU Lihong, et al. Adaptability Evaluation of Numerical Simulation Accuracy of Groundwater Based on Sensitive Analysis[J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2010, 38(1): 26-30. (in Chinese))
- [14] Barenblatt G K, Zheltov I P, Kochina N. Basic Concepts in the Theory of Seepage of Homogeneous Liquids in Fissured Rocks[J]. *Prikl. Mat. Mekh.* 1960, 24(5): 852-864.
- [13] 闻学泽, 张培震, 杜方, 等. 2008年汶川8.0级地震发生的历史与现今地震活动背景[J]. *地球物理学报*, 2009, 52(2): 444-454. (WEN Xueze, ZHANG Peizhen, DU Fan, et al. The Background of Historical and Modern Seismic Activities of the Occurrence of the 2008 Ms8.0 Wenchuan, Sichuan, earthquake[J]. *Chinese Journal of Geophysics*, 2009, 52(2): 444-454. (in Chinese))
- [14] 刘宇平, 唐文清, 赵济湘. 青藏高原东部及邻区现代地壳运动GPS监测[M]. 北京: 地质出版社, 2010. (LIU Yuping, TANG Wenqing, ZHAO Jixiang. Crustal Motion and Deformation from GPS Monitoring in the Eastern Qinghai-Tibet Plateau and Adjacent Areas[M]. Beijing: Geological Publishing House, 2010. (in Chinese))
- [15] 张希, 张晓亮, 张四新, 等. 青藏块体东北缘近期GPS水平运动特征与汶川大地震影响[J]. *地震研究*, 2010, 23(4): 265-268. (ZHANG Xi, ZHANG Xiaoliang, ZHANG Sixin, et al. Features of Current Horizontal Movement Observed by GPS and Influence of the Great Wenchuan Earthquake in the Northeastern margin of Qinghai-Xizang block[J]. *Journal of Seismological Research*, 2010, 23(4): 265-268. (in Chinese))
- [16] 黄润秋, 王运生, 罗永红, 等. 典型深切河谷重大工程地质问题分析与评价[R]. 成都: 成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 2012. (HUANG Runqiu, WANG Yunsheng, LUO Yonghong, et al. Analysis and Evaluation of the Key Engineering Problems in the Typical Deep Valley[R]. Chengdu: State Key Lab of Geohazard Prevention and Environment Protection, Chengdu University of Technology, 2012. (in Chinese))

(上接第114页)