

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2020.0105

任智丽, 路明, 孙小双. 会仙湿地岩溶地下水数值模拟[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2020, 18(5): 157-164. REN Z L, LU M, SUN X S. Numerical simulation of karst groundwater in Huixian wetland[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2020, 18(5): 157-164. (in Chinese)

会仙湿地岩溶地下水数值模拟

任智丽¹, 路明^{1,2}, 孙小双¹

(1. 河北工程大学 水利水电学院, 河北 邯郸, 056021; 2. 西开普大学 地球科学系, 南非 开普敦, 7535)

摘要:以会仙岩溶湿地的核心区域为研究对象, 基于研究区的地质条件和水文地质条件, 概化出水文地质概念模型, 运用 Visual MODFLOW 软件对会仙湿地地下水的分布特征进行数值模拟, 经模型识别与验证, 其模拟水位与观测水位取得较好的拟合效果。结果表明: 研究区地下水总体呈自北向南递减趋势流动, 北部补给区地下水位最高, 西南部排泄区地下水位最低, 南北地下水位平均差值为 7.34 m; 水位动态变化受降雨强度影响较大, 呈现出明显的季节性变化规律; 南部分水塘、睦洞湖等排泄带水源补给充足, 地下水位变幅不超过 1 m, 北部补给区的水位变幅在 3 m 以上; 经水均衡计算, 模拟期的地下水总补给量为 44 272.92 万 m³/a, 其中降雨入渗补给量占 76.85%, 地下水的总排泄量为 42 723.06 万 m³/a, 地下水开采量与蒸发量分别占 33.86%、36.63%; 研究区在模拟期内总体处于正均衡状态, 但处于负均衡的枯水月份占到 2/3, 湿地的退化直接影响其防洪调蓄和保水、蓄水能力, 使“早期过早、涝期过涝”现象极为显著。

关键词: 会仙; 岩溶; 地下水; Visual MODFLOW; 数值模拟

中图分类号: TV211; P641 文献标志码: A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



Numerical simulation of karst groundwater in Huixian wetland

REN Zhili¹, LU Ming^{1,2}, SUN Xiaoshuang¹

(1. School of Water Conservancy and Hydroelectric Power, Hebei University of Engineering, Handan 056021, China;

2. Department of Earth Sciences, University of the Western Cape, Cape Town 7535, South Africa)

Abstract: The core area of Huixian karst wetland is selected as the research object. Based on the geological and hydrogeological conditions of the research area, the concept model of hydrogeology is generalized. Using Visual MODFLOW software, the distribution characteristics of groundwater in the Huixian wetland are simulated. The model identification, and verification showed that the simulated water level and the observed water level achieved a good fitting effect. Based on the simulation results, the dynamic change of groundwater in the research area is analyzed, and the water balance in each simulation period is calculated. The results show that: the groundwater in the study area is generally decreasing from north to south, the groundwater level in the northern recharge area is highest, the groundwater level in the southwest drainage area is the lowest, and the average difference between the north and the south groundwater level is 7.34 m, respectively; the dynamic change of water level is greatly affected by rainfall intensity, showing obvious seasonal change rule; in the southern part of the pond, Mudong lake, and other drainage zones, the water supply is sufficient, and the underground water is under control; the variation range of water level is not more than 1 m, and the variation range of water level in the northern recharge area is more than 3 m, the total recharge amount of groundwater in the simulation period is 442.729 2 million m³/a, after water balance calculation, of which the rainfall infiltration

收稿日期: 2020-03-23 修回日期: 2020-06-27 网络出版时间: 2020-07-05

网络出版地址: <https://kns.cnki.net/KCMS/detail/13.1430.TV.20200706.1429.006.html>

基金项目: 国家重点研发计划(2017YFC0406105)

作者简介: 任智丽(1993—), 女, 天津人, 主要从事水生态研究。E-mail: renzhilitj@126.com

通信作者: 路明(1975—), 男, 山东菏泽人, 教授, 长期从事水工水力学及水生态研究。E-mail: luming@hebeu.edu.cn

recharge accounts for 76.85%, the total discharge of groundwater is 427.306 million m^3/a , and the exploitation and evaporation of groundwater account for 33.86% and 36.63% respectively; the study area is generally in a positive equilibrium state in the simulation period, and the degradation of wetland directly affects flood control, storage capacity, water conservation, and water storage capacity, which reflects the phenomenon of "excessive drought in drought periods and excessive waterlogging during floods".

Key words: Huixian; karst; groundwater; Visual MODFLOW; numerical simulation

受强烈的溶蚀作用,我国西南地区地表及地下岩溶都十分发育,储水空间孔、隙、缝、管、洞等结构并存,为地下水的运动与富集提供了空间^[1-2]。岩溶水文系统是一个由裂隙、管道、洞穴复杂组合的三维实体^[3]。岩溶发育表现出强烈的不连续性、非均匀性和各向异性,导致其中赋存水流规律的复杂性,岩溶地下水系统的“灰性”问题突出^[4],这给岩溶地下水特征的刻画及定量描述带来巨大困难。地下水数值模拟是目前研究地下水各种问题的重要手段,特别是用来模拟饱和地下水在多孔介质中流动的数值模型技术已非常成熟^[5-6]。根据对岩溶含水介质的概化,模型可分为等效连续介质模型、离散介质模型、双重介质模型^[7-8]。其中,等效连续介质模型是目前用来模拟岩溶地下水最为广泛的模型^[9],在解决复杂的岩溶地下水模拟问题上已有很多成功应用。魏晓燕等^[10]对肥城盆地的岩溶地下水进行了模拟,并预报了研究区未来 6 年地下水流动场的动态变化;钟媛媛等^[11]构建了晋祠泉域的地下水模型,分析了岩溶地下水位的现状及趋势;白晓等^[12]对峰峰矿区的岩溶地下水资源量和水位动态变化进行模拟和预测;赵瑞等^[13]对位于岩溶地区的库区进行了数值模拟,测算出潜在岩溶渗流量;周焱钰等^[14]建立了位于西南典型岩溶区的贵州普定后寨河流域的地下水模型,并估算了含水层的补排水量;赵良杰等^[15]采用 MODFLOW 中的河流、沟渠子模块概化模拟了广西寨底岩溶地下河系统,发现 River 子模块概化模拟岩溶管道更加精确。上述在岩溶区构建的等效连续介质模型虽存在一定的局限,但能在一定程度上反映出研究区的地下水流动特征,对解决实际工程问题及探究更为精确的模拟方法具有一定的参考价值和指导意义。

会仙湿地位于桂林市雁山区和临桂区会仙镇、四塘乡一带,由众多河流、湖泊、水塘、沼泽等水体组成,属于湖泊型湿地,是广西热带、亚热带岩溶峰林地貌中最具研究价值的典型岩溶湿地^[16]。受气候变化及人类围垦活动影响,湿地水文过程受到严重干扰,从 20 世纪 50 年代湿地面积 25 km^2 萎缩到如

今不足 6 km^2 ,且湿地退化趋势仍在继续^[17],湿地的生态健康受到严重威胁。湿地水文作为湿地最重要的特征,控制着其演化的全过程,湿地的修复和保护工作有赖于其水文过程的维持^[15],因此对会仙湿地开展地下水文过程研究具有重要意义。本文对会仙湿地复杂的水文地质条件采用等效连续介质进行概化,基于 Visual MODFLOW 软件建立地下水三维数值模型,模拟湿地地下水位的动态变化及水均质量,为会仙湿地的生态修复提供科学依据。

1 研究区概况

1.1 研究区水文地质条件

会仙湿地研究区的地理坐标为东经 $110^{\circ}08'53'' \sim 110^{\circ}16'00''$,北纬 $25^{\circ}05'25'' \sim 25^{\circ}09'16''$,北至庵底、白藤挡,南至古桂柳运河,西至大长山、九头山,东至新庄新村、冯家,东西最长为 10.90 km,南北最宽为 7.15 km,圈定研究区面积约 42 km^2 。会仙湿地地处低纬,属亚热带季风气候,气候温暖湿润,多年平均降雨量为 1 884.4 mm,降雨主要集中在 3—8 月,多年平均蒸发量为 1 247.2 mm。研究区内河流主要有睦洞河和古桂柳运河,分别位于研究区的南部及南部边界,均为近东西流向。睦洞河是湿地地表水的主要排泄带。研究区还分布着众多沼泽、坑塘、湖泊等水体,但大部分天然水域已被围垦成鱼塘和农田,天然湖塘面积大为缩减。

会仙湿地研究区属于典型的岩溶峰林平原地貌,平原区地形较为平坦,海拔约为 155 m,是我国目前已知最大的低海拔岩溶湿地^[18]。研究区总体地势北高南低,北部峰丛林立,为峰丛洼地地貌,地面高程为 152~485 m;东部狮子岩与西部凤凰山平地拔起,形成孤峰平原地貌,山峰高程 172~360 m。研究区内含水系统主要由第四系松散岩类含水岩组和泥盆系、石炭系碳酸盐岩类含水岩组组成。第四系松散岩类含水岩组的岩性主要为黏土、亚黏土,厚度为 1~4 m,土层较为浅薄,虽在研究区的孤峰平原上广泛分布,但不连续,多与出露的碳酸盐岩层相互镶嵌,该层富水性较弱。碳酸盐岩类含水岩组在

研究区北部边界及东部狮子岩、黄插塘一带直接出露地表,其余下伏于第四系松散岩类含水岩组之下(图1),地层由老至新为泥盆系和石炭系(图2)。研究区内泥盆系和石炭系碳酸盐岩地层一般岩溶发育程度较高,主要的强岩溶含水层为泥盆系东岗岭组D₂d、桂林组D₃g、东村组D₃d的灰岩、白云岩、白云质灰岩等;中等岩溶含水岩组为泥盆系、石炭系岩关组D₃y¹、C₁y³的灰岩、泥质灰岩、灰质白云岩。融县组D₃r地层虽岩溶发育也较强,但与上层的岩溶含水层连通性岩溶数量少,且地下岩溶发育深度较浅,

一般在高程90 m以上;睦洞河在西边横穿D₃r地层达3 km均未见明显的岩溶渗漏现象,枯水期区内D₃r地层上存在多个小水库及鱼塘,均揭示该地层岩溶管道连通性较差,故该岩组视为隔水层组^[19]。由图2可以看出:在中等岩溶含水岩组之间存在岩关组C₁y²、C₁y⁴弱透水层,但因岩溶裂隙较为发育,各岩层之间可通过发育的裂隙进行水量交换。隔水层之上的碳酸盐岩含水岩组是研究区的主要富水带,为维持湿地生态功能、农业生产生活提供水源。



图1 研究区水文地质平面(据蔡德所等^[21]修改)

Fig. 1 Hydrogeological plane of the study area (modified according to Cai Desuo et al. ^[21])

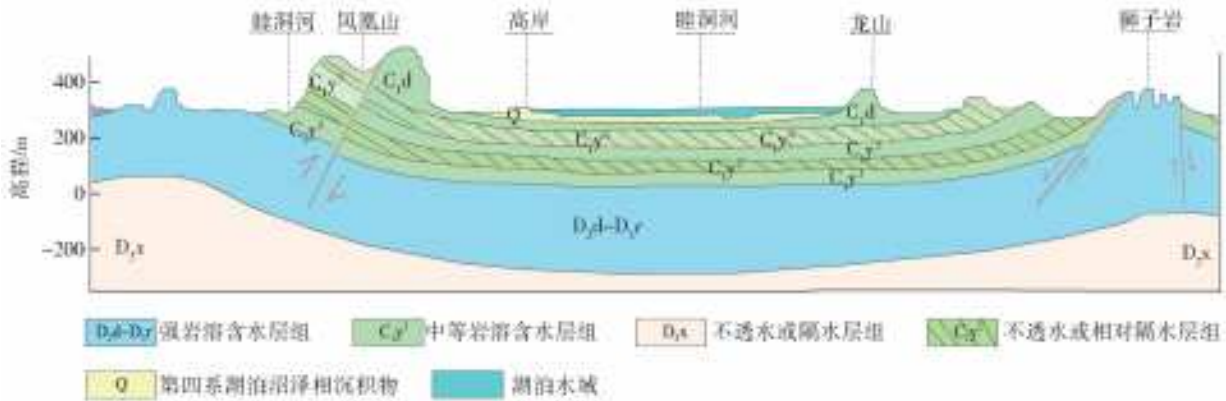


图2 研究区水文地质剖面(据蔡德所等^[21]修改)

Fig. 2 Hydrogeological section of the study area (modified according to Cai Desuo et al. ^[21])

1.2 地下水补给、径流、排泄条件

降雨入渗是研究区地下水的主要补给源,发生在整个研究区。在第四系覆盖层区域,降雨通过包气带直接进入补给孔隙水和岩溶水。在北部的峰丛谷地及南部孤峰等岩溶裸露区,受溶蚀及风化作用,岩溶发育强烈,形成的一系列垂向岩溶裂隙是降雨入渗直接补给岩溶地下水的良好通道。受地形地势影响,地下水由北部的峰丛谷地呈扇形向南部的孤峰平原、东

西两侧的河口径流。因北部为岩溶裸露区,岩溶裂隙的连通性、导水性良好,地下水径流条件通畅,该区地下水流速较快。南部孤峰平原为覆盖、半覆盖型岩溶区,部分岩溶裂隙、岩溶管道被填充,且该区岩溶面比较平坦,水力坡度平缓,一般小于2‰,故南部的地下水径流速度缓慢。当前研究区地下水的排泄方式主要包括河湖的天然排泄、蒸发及人工开采。

研究区东南部狮子岩一带发育有一条近南北走

向的地下河,在接受降雨补给后,部分降雨会沿岩溶裂隙入渗至地下河内,由于地下河淤积,其储水空间减小,当降雨量较大时,水位上涌,地下水由狮子岩南部的地下河出口排泄进入分水塘。天然条件下研究区内的地下水、地表水都是从北向南运移,以狮子岩、分水塘、陡门一线为界,通过东陡和西陡向东西两侧的良丰江与相思江排泄。

2 水文地质概念模型

根据会仙湿地的水文地质条件和补、径、排条件,对研究区的实际水文地质进行概化,确定本次模拟的目标含水层为岩溶隔水层 D_3r 以上部分,包括富水性较强的泥盆系和石炭系发育灰岩以及地表普遍覆盖的第四系松散岩类含水岩组,总厚度为 60~400 m。因研究区位于国家湿地公园区域,缺少足够的钻孔数据,在现有的地质资料条件下,忽略未知的隔水层,认为第四系中的孔隙水以及泥盆系和石炭系裂隙灰岩中的岩溶水都存在较好的水力联系,建立单层结构模型,将含水层概化为均质各向异性的潜水含水层,地下水流为三维非稳定流。

2.1 边界条件

圈定的研究区西北两面环山,中部地势平坦,具有一个完整独立的地下水系统,其水文地质边界较为清楚。湿地北部及西部边界主要为以泥盆系灰岩为主组成的低山丘陵、岩溶山地,峰丛海拔高程为 200~500 m,构成地表与地下分水岭,在模型中概化为第二类零流量边界;东部边围由地下连续分布的泥盆系、石炭系非碳酸盐岩组成,包括信都组粉砂岩和下石炭统页岩、砂岩、泥灰岩等隔水岩层,可以概化为隔水边界;南部以古桂柳运河作为边界,因河道淤塞严重,河水位相对稳定,概化为给定水头边界,水头根据古桂柳运河的水位监测数据给定见表 1。在垂向上,取地表为模型的上边界,其高程由 DEM 高程数据确定,地下水通过该边界接受降雨入渗补给并进行蒸散发;下边界为含水层底板,其下的融县组 D_3r 隔水层概化为为隔水边界。

2.2 源汇项

研究区的地下水补给来源主要是降雨入渗,入渗系数取决于研究区岩组的岩性特征,参考《桂林区域水文地质普查报告》及前人研究成果^[20]给定初值,北部裸露岩溶区纯碳酸盐岩含水岩组含水介质空间大,其入渗系数取为 0.5,而大部分峰林平原区域的碳酸盐岩含水岩组,因被黏土层所覆盖,降雨大部分汇流成地表水排走,入渗系数取值为 0.3,凤凰

山、督龙一带的岩关组不纯碳酸盐岩含水岩组的入渗系数取值为 0.3。

表 1 各时段湖水位
Tab. 1 Lake water level in each period 单位:m

月份	湖泊		
	分水塘	八仙湖	睦洞湖
7	147.13	148.34	148.60
8	147.26	148.56	148.67
9	148.56	148.78	149.10
10	148.70	148.89	149.16
11	148.71	148.91	149.04
12	148.77	149.02	149.24
1	148.86	149.07	149.26
2	149.17	149.41	149.36
3	149.02	149.24	149.30
4	148.82	149.04	149.21
5	149.19	149.56	149.34
6	149.80	150.65	149.81

除西部和北部山区地带地下水位埋深较大,蒸发量可以忽略不计外,其余湿地大部分区域地下水埋深较浅,极限蒸发深度取 3 m。据统计^[21],2016 年的农业用水为 1 173 万 m^3 、生活用水为 32 万 m^3 ,共计 1 205 万 m^3 ,模型中以抽水井形式表示。

2.3 湖泊概化

研究区内虽遍布众多湖塘,但天然水域所剩无几,大部分被开发为人工鱼塘或水产养殖场,这些湖塘经防渗改造后失去与地下水的连通关系,干扰了天然状态下湖泊与地下水的补、排关系,所以仅考虑睦洞湖、分水塘和八仙湖等 3 块处于相对天然状态的水域。定水头可以表示与含水层相连的地表水体^[22],故在模型中以定水头表示 3 个湖区,模拟的睦洞湖面积为 0.84 km^2 ,分水塘面积为 0.36 km^2 ,八仙湖面积为 0.22 km^2 (见图 1),定水头根据湖泊附近的水位监测值给定。为了模拟湖水和含水层之间的自由水流,赋给湖区一个较大的 K 值,代表无限大的水力传导系数,将其等效为极大渗透介质^[23]。在等效管道介质时,也可以赋予管道所在单元网格一个巨大的渗透系数常数^[24],狮子岩一带的地下河作同样处理。

3 数学模型

基于等效连续介质模型,大部分岩溶地下水可采用传统的孔隙介质中地下水在三维空间的运动方程表示。把岩溶含水层的水力传导系数概化为等效渗透系数,根据上述的概念模型建立相应的数学模

型,其偏微分方程和定解条件^[5,12]可表示为

$$\begin{cases} \frac{\partial}{\partial x}(K_H \frac{\partial h}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(K_H \frac{\partial h}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(K_Z \frac{\partial h}{\partial z}) + \\ W = S_y \frac{\partial h}{\partial t} & (x, y, z) \in \Omega, t \geq 0 \\ h(x, y, z, t)|_{t=0} = h_0(x, y, z) & (x, y, z) \in \Omega \\ h(x, y, z, t)|_{S_1} = h_1(x, y, z, t) & (x, y, z) \in S_1 \\ T \frac{\partial h}{\partial n}|_{S_2} = q(x, y, z, t) = 0 & (x, y, z) \in S_2 \\ K_H = \begin{cases} K_{x,y} & \text{孔隙介质中的渗透系数} \\ K_G & \text{管道或大型裂隙中的渗透系数} \end{cases} \end{cases}$$

式中: h 表示含水层水位标高, m; h_0 表示含水层初始水位, m; K_H 、 K_Z 分别表示含水层水平和垂直方向的渗透系数, m/d; W 表示含水层的源汇项, 即单位时间从单位体积含水层流入或流出的水量, 1/d; S_y 表示无压含水层的给水度; h_1 表示不同时刻的河水位, m; Ω 表示研究区范围; S_1 表示河流的给定水头边界, 属于第一类边界; S_2 表示第二类零流量边界。

4 数值模拟

4.1 模型的识别与验证

本次模拟总体采用 50 m×50 m 的网格进行剖分, 研究区共划分成 174 行、235 列, 垂向上为单层, 有效单元格数共 16 543 个, 模拟区面积为 41.36 km²。根据收集到的地下水监测数据, 确定模拟期为 2018 年 8 月至 2019 年 7 月, 以 2018 年 8 月至 11 月作为模型的识别阶段, 该时段处于 1 个水文年的平水期, 模拟区内含水层水位变幅较小, 以 1 个月为 1 个应力期, 每个应力期分为 3 个时间步长。因地下水水位监测数据较少, 无法直接绘制出研究区的水位等值线图, 因此先建立研究区稳定流模型, 各源汇项均取多年平均值, 得到的地下水流场作为非稳定流模型的初始水头。

水文地质参数是影响模拟结果的重要因素, 本次模拟待确定的参数是含水层的渗透系数和给水度, 其主要受岩性和岩溶发育程度的影响, 根据研究区的水文地质条件初步将含水层分为 3 个区, 即松散岩类弱富水区、不纯碳酸盐岩弱富水区、纯碳酸盐岩强富水区。各分区参数初值是模型的计算基础, 由研究区的地质勘察报告和岩溶地区相关文献中的水文地质参数^[10-15]给定, 渗透系数初值范围为 10~200 m/d, 给水度的初值范围为 0.01~0.25, 且含水层的渗透系数和给水度的数值大致是由北部峰丛洼地向两侧及南部呈现变小的趋势。降雨入渗系数的初值前文已给出, 与含水层的参数反演同时进

行。根据给定的参数变化范围, 以识别阶段的观测水位作为拟合标准, 采用手动试估校正和 PEST 自动调参方法对参数分区及取值进行调整, 直至达到较好的拟合结果, 最终确定各个分区的参数见图 3、4。再以 2018 年 12 月至次年 7 月作为模型的验证阶段, 该时段的各源汇项依据实际情况给定, 初始流场、边界条件和水文地质参数均与识别期赋值相同。模型的识别与验证均以观测井的水位值作为拟合目标, 部分观测井拟合结果见图 5。

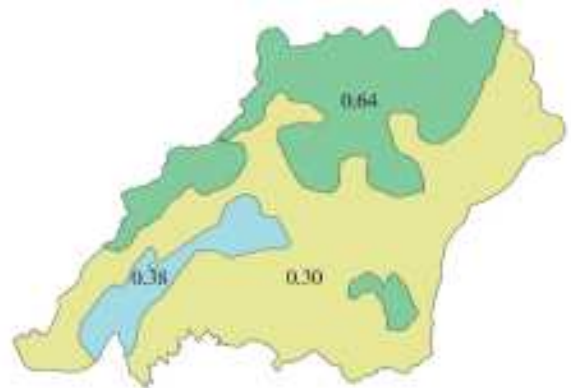


图 3 降雨入渗系数分区

Fig. 3 Division of rainfall infiltration coefficient



图 4 渗透系数和给水度分区

Fig. 4 Division of permeability coefficient and specific yield

《地下水管理模型工作要求》(GB/T 14497—1993)规定:对于降深较小的地区,要求水位拟合小于 0.5 m 的绝对误差结点必须占已知水位结点的 70% 以上,则认为识别参数达到最优解,同时考虑到水文地质条件复杂的地区,拟合精度可适当降低标准^[25]。由拟合曲线可以看出,各点模拟水位与实测水位变化趋势基本一致,模拟与实测的水位差值不超过 0.6 m 的观测数据达到 80% 以上,则该模型中的边界条件、源汇项及水文地质参数设置基本合理。

4.2 参数敏感性分析

局部灵敏度能反映出单个参数的改变对整个数值模拟结果的影响,在保持其他参数不变的情况下,

只对某一待研究的参数增减其变化幅度,通过模拟结果便能直观反映出该参数变量的敏感性。对模型中的降雨入渗系数、含水岩层的渗透系数及给水度分别进行敏感性分析,在确定性模型的参数基础上分别进行增减 5%、10%、15%,模拟可得各水位观测点的平均水位变幅,以识别验证的模型参数作为

对照标准,其水位变幅设定为 0。各参数增减浮动所对应的观测水位变幅见表 2 及图 6。模拟结果表明,将研究区内各参数改变相同幅度,模拟计算出的水位变幅与参数未变之前有所不同,其中含水层的渗透系数对地下水模拟结果影响最大,降雨入渗系数次之,给水度影响最小。

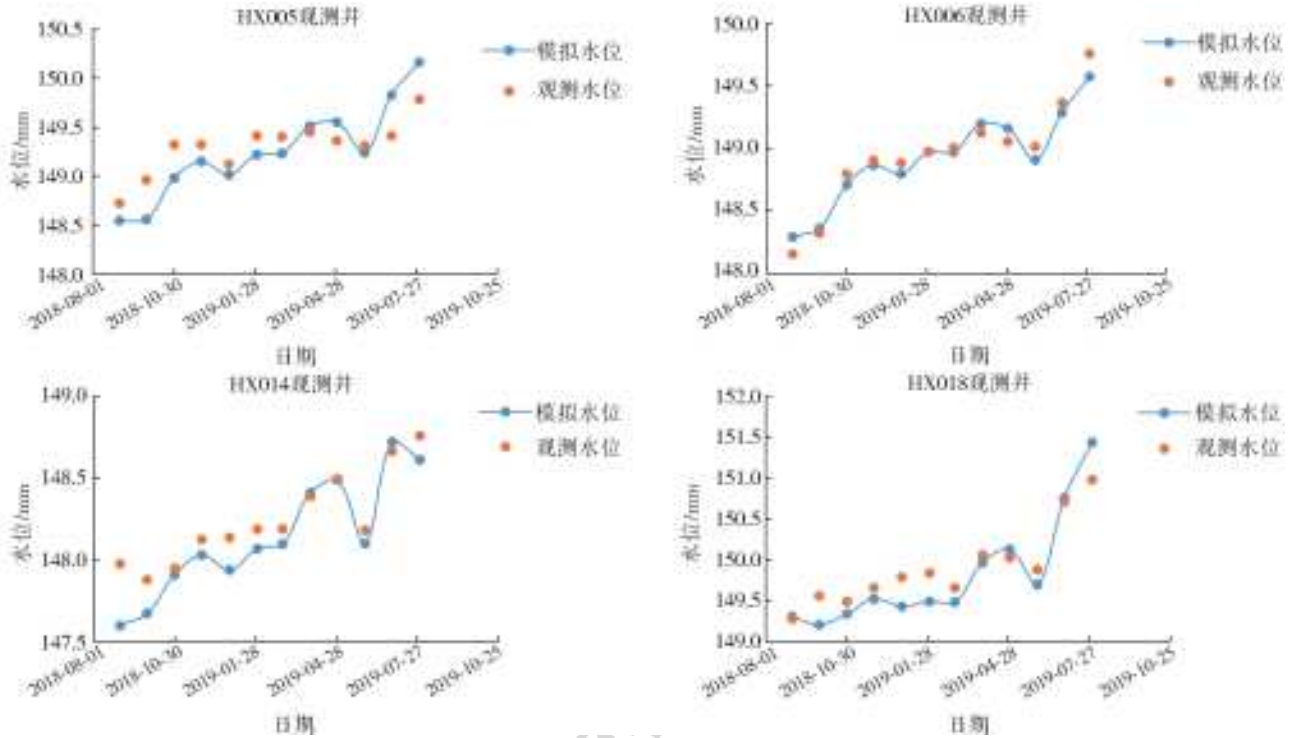


图 5 典型观测井水位拟合曲线

Fig. 5 Water level fitting curves of typical observation wells

表 2 参数改变对应的水位变幅

Tab. 2 Variation of water level corresponding to different parameters 单位:m

参数	参数变幅						
	-15%	-10%	-5%	0	5%	10%	15%
渗透系数	0.189	0.162	0.144	0	0.135	0.270	0.369
给水度	0.008	0.007	0.006	0	0.006	0.011	0.017
降雨入渗系数	0.092	0.079	0.073	0	0.058	0.120	0.180

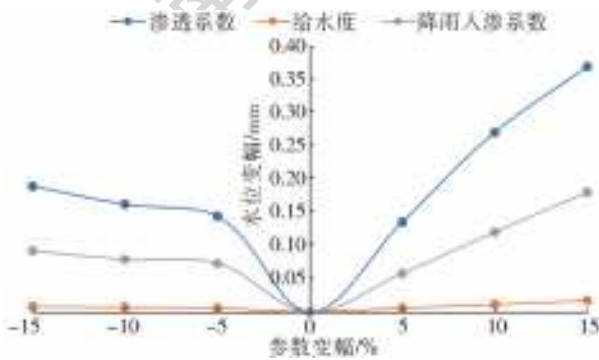


图 6 不同参数的水位变幅

Fig. 6 Variation of water level with different parameters

4.3 地下水动态变化

模型模拟生成的研究区典型月份地下水流场

(图 7)和地下水位波动(图 8)能反映出地下水的流动特征和变化趋势。结合图 7、8 可以看出:研究区地下水总体上自北向南呈递减趋势流动,北部山区地下水位最高,南部排泄区地下水位最低;研究区的水位动态变化随降雨强度波动明显,2018 年 8 至 12 月降雨量呈下降趋势,地下水位不断降低,2019 年 3 至 7 月为雨季,地下水位值达到最大,2018 年 12 月至 2019 年 2 月地下水位相对稳定。对比枯水月 12 月及丰水月 6 月的地下水位等值线图可以看出,分水塘、睦洞湖一带的地下水位变幅较小,波动范围为 145.08~145.68 m,水位变幅仅为 0.6 m,全年水位波动范围为 144.80~145.78 m,变幅为 0.98 m,分水塘、睦洞湖一带地下水位受季节影响不大,主要原因是该区是地下水排泄带,水源补给充足。裸露岩溶区地下水位变幅一般较大,因为岩溶层渗透性良好但其岩溶率较低,放大了地下水位对降水补给的响应^[26],北部山区波动范围为 152.06~153.56 m,水位变幅为 1.49 m,全年最大水位变幅达 3 m 以上。

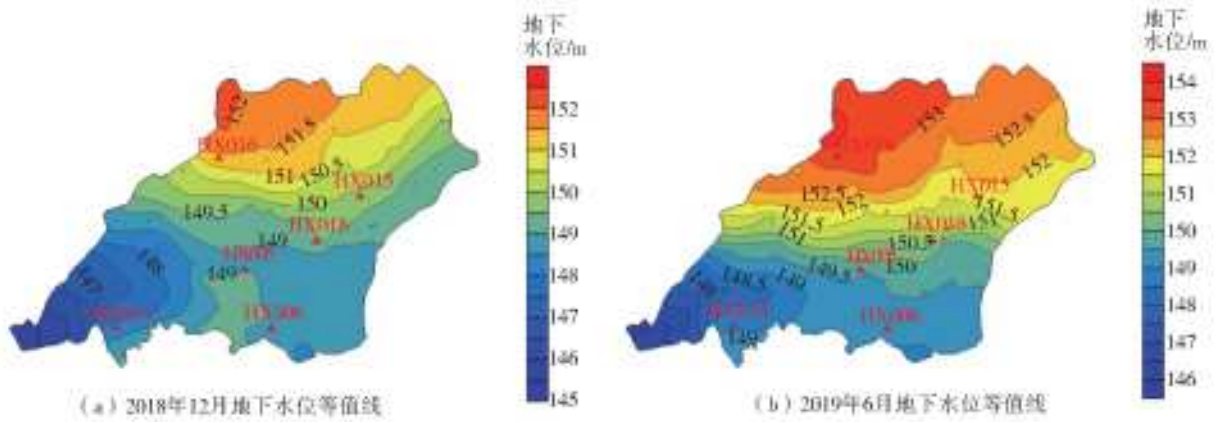


图7 典型月份地下水水位模拟结果

Fig. 7 Simulation results of groundwater level in typical months

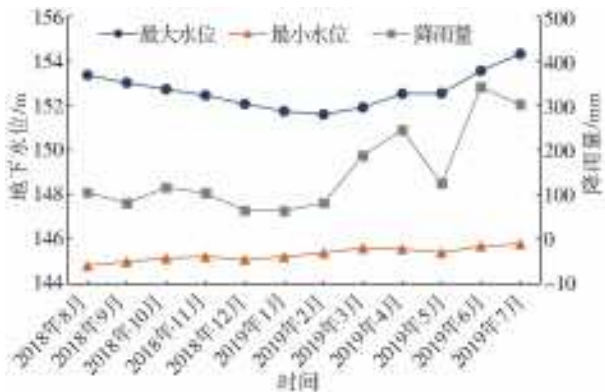


图8 地下水水位及降雨量波动

Fig. 8 Fluctuation chart of groundwater level and rainfall

4.4 水均衡分析

模拟期各均衡项及各时段补排量的计算结果见表3、4。模拟期间,研究区的总补给量为44 272.92万 m^3/a ,其中降雨入渗补给量为34 024.58万 m^3/a ,

占地下水总补给量的76.9%,说明降雨入渗是研究区地下水的主要补给源,影响全区的地下水流场。总排泄量为42 723.06万 m^3/a ,其中:地下水开采量为14 465.39万 m^3/a ;蒸发量为15 648.13万 m^3/a ,所占比例分别为33.9%、36.6%。2018年8月至2019年2月以及5月的地下水补给量均小于排泄量,处于负均衡状态,模拟期的均衡量累计到2019年5月为-2 184.83万 m^3/a ,该时段大多是在平、枯水期(9月至次年2月),降雨量均在120mm以下。因6、7月的降雨量显著增加,地下水获得的补给也大幅增加,6月是模拟序列中正均衡最大的月份,均衡量为2 362.74万 m^3/a ,足以抵消之前各时段的负均衡量。在模拟期的1个水文年内,年降雨量为2 311mm,属于丰水年,研究区地下水整体处于正均衡状态,均衡差为1 549.86万 m^3/a 。

表3 模拟期各均衡项

Tab. 3 Water resource balance in the simulation period

单位:万 m^3/a

补给量			排泄量				均衡量
湖泊补给	河流补给	降雨入渗补给	湖泊排泄	河流排泄	地下水开采	蒸发	补排差
7 392.97	2 856.37	34 024.58	4 675.55	7 933.99	14 465.39	15 648.13	1 549.86

表4 模拟期各时段水均衡表

Tab. 4 Water resource balance of each period

单位:万 m^3/a

模拟时长/d	对应时间	补给量	排泄量	储量变化	模拟时长/d	对应时间	补给量	排泄量	储量变化
31	2018.8	2 942.05	4 035.72	-1 093.67	243	2019.3	4 075.56	3 132.02	943.54
61	2018.9	2 645.12	3 733.87	-1 088.75	273	2019.4	5 131.05	3 791.58	1 339.47
92	2018.1	3 293.81	3 787.60	-493.78	304	2019.5	3 196.63	3 557.48	-360.85
122	2018.11	2 860.48	3 094.77	-234.28	334	2019.6	6 879.91	4 517.17	2 362.74
153	2018.12	2 029.95	2 636.15	-606.20	365	2019.7	6 610.68	5 238.74	1 371.94
184	2019.1	2 042.78	2 452.15	-409.37					
212	2019.2	2 564.89	2 745.82	-180.93					
					总计	—	44 272.92	42 723.06	1 549.86

因降雨在时间上分布不均,而且会仙湿地的退化致使其防洪调蓄和保水、蓄水能力减弱,其地下水

资源量年内分配极不均匀。每年的8月至次年2月,由于此时干旱少雨,湿地周边的耕地在枯水季都

是直接抽取会仙湿地水作为农灌,湿地常出现严重的缺水现象,大旱年份甚至造成古桂柳运河断流、睦洞湖水水位大幅降低,地下水位下降到 3 m 以下。然而会仙湿地的干旱又有别于其他地区的资源性缺水,雨季暴雨频繁,月降雨量一般在 300 mm 以上,但因岩溶发育形成的特殊水文地质结构导致地表水大量渗入地下,地表干旱依然存在。湿地水位在雨季暴涨,不仅没能使湿地旱情得到全面缓解,反而会对特定水深区域的生物群落造成干扰。湿地生态健康的维持依赖于地下水持续补给湿地地表水,这种旱涝急转现象严重影响湿地的生态健康,加剧了湿地的退化。

5 结 论

(1) 基于等效连续介质模型,依据会仙湿地的地质、水文地质条件,建立了会仙湿地研究区地下水三维非稳定流模型,结合研究区内的水位监测数据,验证了该模型的有效性,可用于地下水动态变化规律的研究。

(2) 模拟的研究区地下水总体自北向南流动,流向与实际情况基本一致,南北地下水位平均差值为 7.34 m;水位动态变化受降雨强度影响较大,呈现出明显的季节性变化规律;南部排泄区的地下水位变幅不超过 1 m,北部补给区的最大水位变幅为 3 m。

(3) 从地下水均衡的角度探析了会仙岩溶湿地呈现严重衰退的机理。在模拟期的 1 个水文年内,会仙湿地研究区尽管处于正均衡状态,但其旱季缺水现象明显,处于负均衡状态的枯水月份占到 2/3,负均衡量为 4 467.83 万 m³,会仙湿地“早期过早、涝期过涝”的现象极为显著,这也印证了会仙湿地大面积萎缩后其调蓄功能大为减弱,对于旱涝灾害的应对能力显得相当无力。

参考文献:

[1] 夏日元,郭纯青. 岩溶地下水系统单元网络数学模拟方法研究[J]. 中国岩溶,1992,11(4):5-16.

[2] 束龙仓,张颖,鲁程鹏. 管道一裂隙岩溶含水介质非均质性的水文效应[J]. 南水北调与水利科技,2013,11(1):115-121.

[3] 袁道先,蔡桂鸿. 岩溶环境学[M]. 重庆:重庆出版社,1988.

[4] 郭纯青. 岩溶地下水资源评价灰色系统理论与方法研究[M]. 北京:地质出版社,1993.

[5] 王浩,陆垂裕,秦大庸,等. 地下水数值计算与应用研究进展综述[J]. 地学前缘,2010,17(6):1-12.

[6] 崔家全,张凡斌,李洋,等. Visual Modflow 边界条件在岩溶地区数值模拟应用探讨[J]. 煤炭技术,2015,34(12):184-186. DOI:CNKI;SUN;MTJS. 0. 2015-12-073

[7] 陶小虎,赵坚,陈孝兵,等. 岩溶含水层水流模型研究进

展[J]. 水利水电科技进展,2014,34(2):76-84.

[8] 魏加华,郭亚娇,王荣,等. 复杂岩溶介质地下水模拟研究进展[J]. 水文地质工程地质,2015,42(3):27-34. DOI:10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2015.03.05

[9] 祝云华,刘新荣,梁宁慧,等. 裂隙岩体渗流模型研究现状与展望[J]. 工程地质学报,2008,22(2):178-183.

[10] 魏晓燕,张保祥,李旺林,等. 肥城盆地岩溶地下水系统数值模拟[J]. 中国农村水利水电,2015,(11):59-64. DOI:CNKI;SUN;ZNSD. 0. 2015-11-015

[11] 钟媛媛,张永波. 晋祠泉域岩溶地下水三维水流模型及复流方案[J]. 水电能源科学,2017,35(9):116-118.

[12] 白晓,边凯,贾亚琳,等. 基于 Modflow 和 ARIMA 模型的峰峰矿区岩溶地下水模拟及预测[J]. 科学技术与工程,2019,19(17):84-90. DOI:10.3969/j.issn.1671-1815.2019.17.011

[13] 赵瑞,张强,许模,等. 基于数值模拟的复杂岩溶库区渗漏研究[J]. 南水北调与水利科技,2016,14(3):150-155. DOI:10.13476/j.cnki.nsbdkq.2016.03.026

[14] 周焱钰,陈喜,张志才. 西南喀斯特小流域地下水数值模拟[J]. 工程勘察,2011,39(4):43-47,51.

[15] 赵良杰,夏日元,杨杨,等. 基于 MODFLOW 的岩溶管道水流模拟方法探讨与应用[J]. 中国岩溶,2017,36(3):346-351. DOI:10.11932/karst20170308

[16] 栗圆圆. 桂林会仙岩溶湿地水文过程初步研究[D]. 桂林:桂林工学院,2008.

[17] 吴协保. 桂林会仙喀斯特湿地资源现状与保护恢复[J]. 湿地科学与管理,2014,10(2):20-22.

[18] 吴应科,莫源富,邹胜章. 桂林会仙岩溶湿地的生态问题及其保护对策[J]. 中国岩溶,2006,28(1):85-88.

[19] 林栋材,魏宇,张新兴,等. 从岩溶水文地质角度分析桂林会仙湿地修复问题[J]. 资源环境与工程,2008,22(s1):221-222.

[20] 易连兴,夏日元,王喆,等. 岩溶峰丛洼地区降水入渗系数:以寨底岩溶地下河流域为例[J]. 中国岩溶,2017,36(4):512-517. DOI:10.11932/karst20170412

[21] 蔡德所,马祖陆. 会仙岩溶湿地生态系统研究[M]. 北京:地质出版,2012.

[22] 郭卫星,卢国平. MODFLOW:模块化三维有限差分地下水流动模型[M]. 南京:南京大学出版社,1996.

[23] 毛媛媛. 用 MODFLOW 模拟一假想地区的湖水和地下水的交换[J]. 江苏水利,2003(2):31-33.

[24] 杨郑秋. 基于 MODFLOW-CFP 湖南省香花岭地区岩溶水数值与溶质运移模拟[D]. 北京:中国地质大学(北京),2018.

[25] GB/T 14497-1993, 地下水管理模型工作要求[S].

[26] 王大纯,张人权,史毅红,等. 水文地质学基础[M]. 北京:地质出版社,1995.