基于 TOPMODEL 和 MODFLOW-CFP 模型的管道型岩溶水系统数值模拟

王思琪[1,2]，潘毅[1,2]，万军伟[1*]，赵恒[1]，陈庆玲[1]，童紫茹[1]，林宇航[1]

1. 中国地质大学（武汉）环境学院，武汉 430078；
2. 湖北省地质局水文地质工程地质大队，湖北 荆州 434020

第一作者，E-mail：412892736@qq.com

* 通信作者，E-mail：Wanjw@cug.edu.cn

2024-03-18 收稿；2024-06-06 修回；2024-06-24 接受

基金项目：中国地质调查局清江流域水文地质与水资源调查项目（清江流域水文地质与水资源调查评价）

中图分类号：P641.134　　文章编号：2096-8523(2026)01-0258-14　　doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240101

摘　要：非岩溶区外源水是西南岩溶地下水系统较常见的补给来源，外源水的快速、集中补给方式使岩溶地下水系统的水循环表现出独特的响应，这种特殊补给方式的岩溶水系统调查、监测和数值模拟方法尚不够完善。为探究外源水补给型岩溶水系统数值模拟技术方法，以湖北省恩施市甘溪渔泉洞岩溶水系统为研究对象，在岩溶水系统含水介质特征、补给方式调查、地下水示踪试验以及高分辨率降雨−地表−地下径流的动态监测等工作基础上，采用 MODFLOW-CFP 数值模型刻画岩溶裂隙与管道双重介质特征，并针对岩溶管道入口处非岩溶区外源水集中灌入式补给的特点，采用地表水模型 TOPMODEL 来定量刻画非岩溶区外源水的产汇流过程，将其作为 MODFLOW-CFP 模型中岩溶管道入口的流量边界条件，实现地表−地下水模型的耦合，从而提高 MODFLOW-CFP 对外源水刻画的精度。研究结果表明：利用 TOPMODEL 和 MODFLOW-CFP 模型模拟甘溪渔泉洞暗河出口流量，与实测值对比峰值相对误差在 0.7%～19.7%，峰现时差在 3 h 内，相关系数 R^2 为 0.93，纳什效率系数 *NSE* 为 0.86。对模型的正确性进行检验，检验期模拟得到的暗河出口流量与实测值对比峰值相对误差在 1.1%～2.5%，峰现时差在 2 h 内，相关系数 R^2 为 0.91，纳什效率系数 *NSE* 为 0.77，有较好的拟合精度。本研究构建的 TOPMODEL 和 MODFLOW-CFP 耦合模型在外源水补给型岩溶水系统降雨−水文响应过程模拟上有着推广价值。

关键词：裂隙−管道双重介质；外源水集中补给；TOPMODEL；MODFLOW-CFP；甘溪渔泉洞；岩溶水系统

我国西南地区岩溶分布面积广泛，岩溶水资源极其丰富，是当地居民生活生产的重要水源。岩溶水系统通常由裂隙和管道双重介质组成，裂隙构成主要的储水空间，管道则主要起到径流和排泄通道作用。由于管道型岩溶水系统含水介质的高度非均质性，使赋存于岩溶介质中的地下水具备时空分布不均的特点，导致其水文过程的定量描述较为困难。目前主要采用缺乏机理的数理统计方法来定量描述，然而由于我国岩溶水系统的水文监测工作还很薄弱，监测数据较少，因而数理统计方法也受到很大限制，亟待开展基于岩溶水系统水流运动机理的数值模拟研究，对深入正确认识、管理和预测岩溶水资源有重要作用。

岩溶水系统的数值模拟早期以采用概念模型为主，具有代表性的为黑箱模型和灰箱模型[1-3]，由于岩溶水系统的多重介质属性，更接近于非线性系统，传

著录信息：王思琪，潘毅，万军伟，等. 基于 TOPMODEL 和 MODFLOW-CFP 模型的管道型岩溶水系统数值模拟［J］. 地质科技通报，2026，45(1)：258-271.
WANG Siqi, PAN Yi, WAN Junwei, et al. Numerical simulation of conduit-type karst groundwater system based on TOPMODEL and MODFLOW-CFP[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2026, 45(1): 258-271.

© Editorial Office of Bulletin of Geological Science and Technology. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.　https://dzkjtb.cug.edu.cn

统的概念模型无法对岩溶含水层内部进行刻画。随着计算机技术的发展，分布式模型逐渐应用于岩溶地区的数值模拟中，从等效多孔介质模型[4-6]、双重介质模型[7-8]再到三重介质模型[9]，对于岩溶含水层结构的刻画越来越精细，模拟的仿真度也越来越高。近年来，MODFLOW-CFP 模型的出现[10-11]大大提高了对裂隙–岩溶管道共存的复杂岩溶含水介质的刻画精度。MODFLOW-CFP 模型为典型的等效多孔介质–管道模型，它将岩溶水系统中的裂隙、溶蚀裂隙视为满足达西定律的等效多孔介质，而岩溶管道视为可以在层流–紊流状态下转变的管道介质，通过水量交换实现等效多孔介质和管道介质的耦合[12]。国内外学者利用该模型进行了一系列研究[13-22]，验证了该模型在岩溶区的适用性。

MODFLOW-CFP 模型能够很好地刻画地下水系统常见的面状入渗补给，但是在岩溶强烈发育区，岩溶水的补给往往既接受岩溶水系统自身的面状分散式降雨入渗补给，同时还可能存在点状集中灌入式补给，如岩溶洼地、槽谷汇集的降雨经落水洞的补给，以及来自岩溶水系统之外的非岩溶区的地表河流经落水洞、伏流入口的集中灌入式补给等，而 MODFLOW-CFP 模型对于这种点状集中灌入式补给只能通过源汇项来处理。一些学者对 MODFLOW-CFP 源汇项的处理方法进行了改进，如杨郑秋等[23]将线性入渗过程通过降雨量系数法转换为非线性入渗过程，对 MODFLOW-CFP 模型的降雨补给进行了优化，让模拟值更接近实际的地下暗河流量。常威[24]利用水箱模型模拟岩溶区内落水洞前由于超渗产流形成的地表水的集中灌入，刻画了岩溶区落水洞集中补给这一特征。

非岩溶区外源水是西南地区岩溶水系统常见的补给来源，降雨后非岩溶区地表产流形成大量的地表径流在岩溶水系统管道入口处以伏流的形式集中灌入式补给岩溶含水层，由于外源水快速、集中补给的特点使得岩溶含水层水位迅速抬高，在岩溶管道中形成快速流，从而导致岩溶水系统极为迅速的水文响应过程出现。目前对于有集中外源水补给类型岩溶水系统的数值模拟研究较少，笔者将以湖北省恩施市甘溪渔泉洞岩溶水系统为研究对象，采用 MODFLOW-CFP 模型刻画岩溶裂隙–管道双重含水介质结构，并引入流域水文模型 TOPMODEL 精细刻画非岩溶区的地表产汇流过程，将其作为 MODFLOW-CFP 模型管道入口处的流量边界条件，实现 TOPMODEL 与 MODFLOW-CFP 模型的耦合，建立适合外源水补给型岩溶流域的地下水模型。

1 岩溶水文地质条件

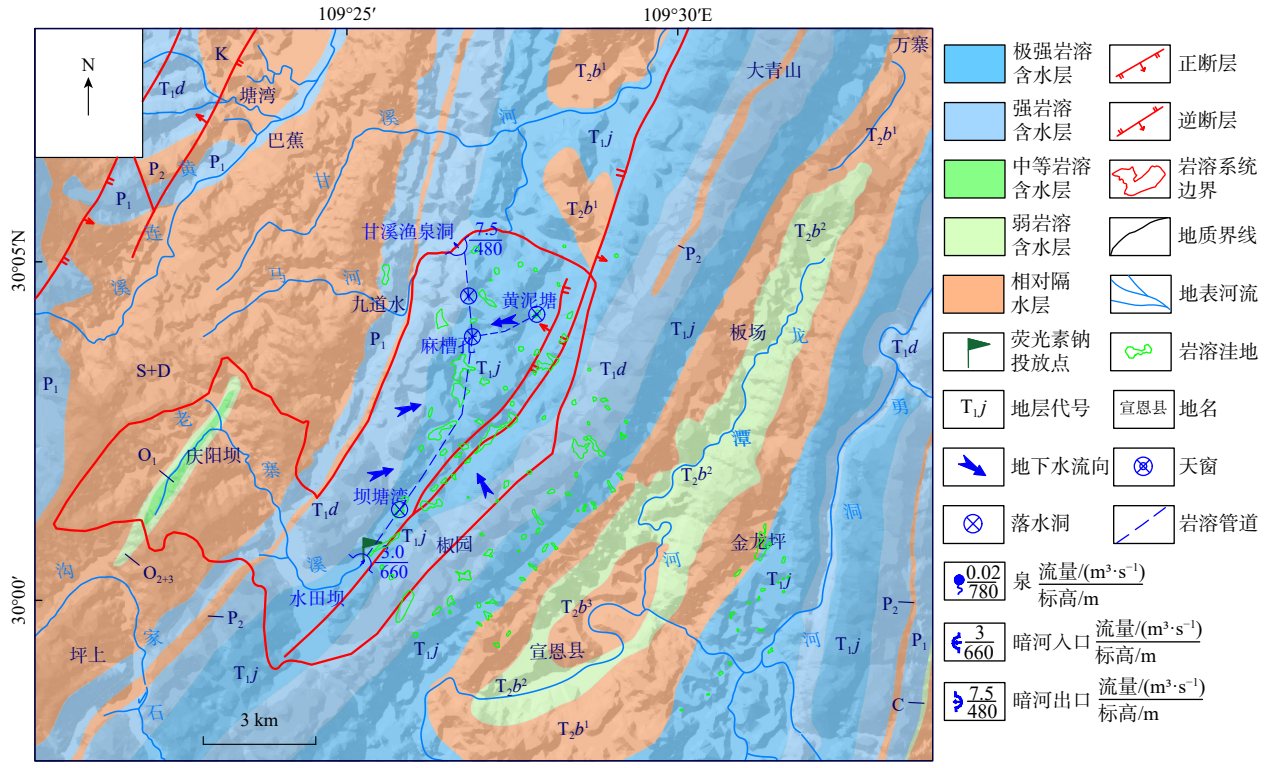
甘溪渔泉洞岩溶水系统位于湖北省恩施市宣恩县椒园镇内，地形总体呈西高东低、南高北低的特征，受地形及构造控制，甘溪渔泉洞岩溶地下水自 WS 至 EN 方向径流(图 1)。构造上属于大溪沟向斜，主要出露志留系(S)、下二叠统(P_1)、上二叠统(P_2)、下三叠统大冶组(T_1d)及下三叠统嘉陵江组(T_1j)地层，其中志留系(S)及上二叠统(P_2)为碎屑岩隔水层，下二叠统(P_1)、下三叠统大冶组(T_1d)及下三叠统嘉陵江组(T_1j)为纯碳酸盐岩含水岩组。

甘溪渔泉洞岩溶含水系统主要由下三叠统大冶组(T_1d)和嘉陵江组(T_1j)极强岩溶含水层组成，其西边界为上二叠统(P_2)隔水层，东边界及南边界由地表分水岭组成，北边界为马河构成的排泄边界，上述边界圈闭的岩溶含水系统面积为 53 km^2。甘溪渔泉洞岩溶水系统除了接受该含水系统范围内的分散式降雨入渗补给外，还接受老寨溪外源水在流入该岩溶含水系统后于水田坝一带以伏流形式的灌入式补给。外源水流域范围主要为志留系非碳酸盐岩分布区，集水面积约 20 km^2，以中低山为主，地势陡峻，地表水丰富，但降雨变化显著。由此，甘溪渔泉洞岩溶水系统的集水面积实际为 73 km^2。

甘溪渔泉洞暗河管道主要受大溪沟向斜核部控制，整体呈 NNE 向发育。水田坝伏流入口标高为 660 m，甘溪渔泉洞暗河出口位于马河右岸河床边，标高 480 m，洞口呈拱型，高 10 m，宽 8 m，人可进入段仅十余米。暗河管道全长 9.8 km，平均纵坡降 1.7%。该地下暗河除了在水田坝接受老寨溪的灌入式补给外，沿途还接受来自大冶–嘉陵江组岩溶含水系统的补给，最终排泄于马河。另根据地表调查除了从水田坝–渔泉洞发育的主管道外，在从黄泥塘至麻槽孔之间可能还发育一支管道，无明显进口，降雨通过落水洞汇入麻槽孔天窗最终流向暗河出口。

2 基本原理

通过水文地质调查明确了甘溪渔泉洞岩溶水系统内部为暗河管道和溶蚀裂隙双重含水介质，岩溶地下水形成层流与紊流并存的水流特征。含水介质为溶蚀裂隙时，地下水流速较慢，水流流态处于层流状态；含水介质为岩溶管道时，地下水径流交替作用强，地下水流速大，水流流态处于紊流状态。甘溪渔泉洞岩溶水系统的补给来源根本上都是接受大气降雨补给，但补给方式主要有 2 种不同形式：一种是发



O_1. 下奥陶统; O_{2+3}. 中上奥陶统; S+D. 志留–泥盆系; P_1. 下二叠统; P_2. 上二叠统; T_1d. 下三叠统大冶组; T_1j. 下三叠统嘉陵江组; T_2b^1. 中三叠统巴东组一段; T_2b^2. 中三叠统巴东组二段; T_2b^3. 中三叠统巴东组三段; K. 白垩系; 下同

图 1　研究区综合水文地质平面图

Fig. 1　Comprehensive hydrogeological map of the study area

生在碳酸盐岩分布区直接接受大气降雨的面状分散式入渗补给; 另一种是含水系统外围非岩溶区外源地表水在流经碳酸盐岩分布区后以伏流的形式进入岩溶管道系统的集中灌入式补给。

本研究利用 MODFLOW 模块构建甘溪渔泉洞岩溶水系统的地下水数值模型, 其中渔泉洞暗河管道用 CFP 模块来刻画。水田坝处的伏流入口在 MODFLOW-CFP 模型中视为已知流量的内部节点, 该节点的流量过程实则为外源水流域出口的流量过程, 本研究则采用流域水文模型 TOPMODEL 模拟外源水流域出口的流量过程, 并将其作为水田坝伏流入口的已知流量条件输入前述渔泉洞水系统的 MODFLOW-CFP 模型中, 由此实现地表水与地下水的耦合。具体方法如下:

利用遥感及 DEM(数字高程模型)数据对外源水流域边界进行划分, 通过输入气象数据、地形指数及模型参数构建 TOPMODEL 模型并计算地表水产流量, 利用地表水高精度降雨–流量实测资料对 TOPMODEL 模型进行初步识别及核验。在甘溪渔泉洞岩溶水系统 MODFLOW-CFP 模型中通过边界条件设置、区域离散及参数设置完成对岩溶含水层的概化, 通过降雨入渗分区以及输入降雨量的时间序列实现对岩溶含水层的面状补给, 利用 CFP 模块里的 CRCH 集中补给程序在管道入口处输入 TOPMODEL 模型计算的流量时间序列实现对岩溶含水层的点状集中补给。利用水田坝伏流入口处和渔泉洞暗河出口的高精度降雨–流量实测资料对 TOPMODEL 和 MODFLOW-CFP 模型进行同步识别和核验并从 CFP 模块中提取得到最终的暗河出口流量, 技术框架图如图 2 所示。

2.1　TOPMODEL 模型原理

TOPMODEL 模型以地形为基础, 以地形指数为主要形式, 模拟流域内陆地表面上的坡面流, 因此可以利用 TOPMODEL 模拟外源水流域内径流的变化。TOPMODEL 产流模式为蓄满产流, 该模型将土壤从上至下概化成植被根系区、土壤非饱和区以及饱和地下水区, 饱和地下水区用饱和地下水面至土壤层表面的距离即地下水缺水深表示[25-27]。

降水首先在最上层满足植被截留后下渗至土壤非饱和区, 在土壤非饱和层中除满足植被根系蓄水外, 还有一部分水分以一定的速率蒸发掉, 剩余水分则受重力作用进入饱和地下水区。在地表随着降雨持续进行, 饱和地下水面不断抬升, 冲出土壤并形成地表产流, 所以该模型中地下水缺水深为模型计算

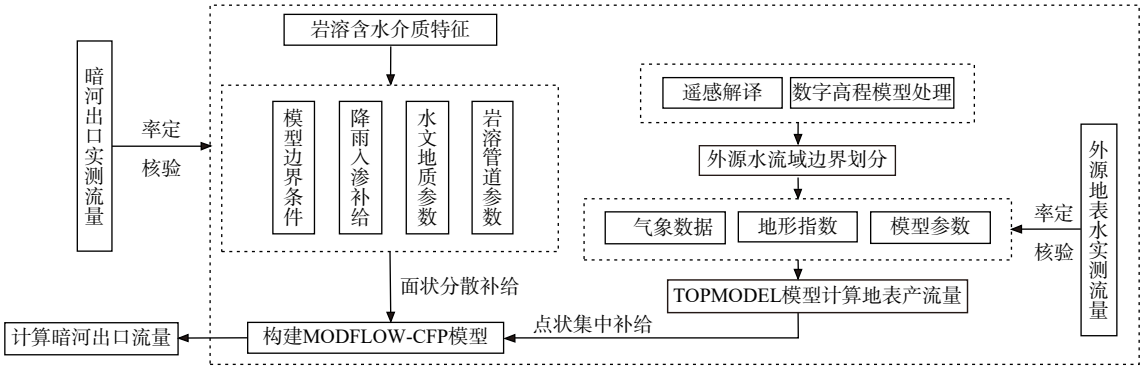


图 2　技术框架图

Fig. 2　Technical framework of this study

的重点，具体公式参考《分布式流域水文模型》[28]，当潜水面埋深计算为零或小于零，代表该区域形成地表产流。

2.2　MODFLOW-CFP 模型原理

MODFLOW-CFP 模型是一种典型的等效多孔介质−管道模型，CFP 程序是依托于 MODFLOW 的模块化设计结构，设计成 3 种运行模式：CFPM1，CFPM2，CFPM3。CFPM1 模型将孔隙介质中的层流模型与离散管道网络中的水流模型耦合，用于模拟自然条件下双重介质的流场情况；CFPM2 模型则以优先流含水层的方式刻画岩溶管道，将紊流状态下地下水的导水系数刻画为雷诺数的指数函数形式，从而能够刻画出层流和紊流状态下不同的流场情况；CFPM3 则是上述 2 种模型的耦合，兼具上述 2 种模型的特点[18]。

根据甘溪渔泉洞岩溶水系统的双重介质特征，本研究采用 CFPM1 模型。CFPM1 模型把岩溶含水层分为管道、裂隙 2 部分，对管道、裂隙分别进行概化，将岩溶管道离散为由大量管道节点组成的管道介质，管道节点位于 MODFLOW 有限差分单元中，每个管道节点被赋予管道直径、弯曲度、粗糙度、管壁渗透系数等，将裂隙以及溶蚀裂隙概化为等效多孔介质，通过管道边界与基岩含水层之间的水流交换实现管道介质与等效多孔介质的耦合，地下水运动方程参考 SHOEMAKER 等[10] 发表的 CFP 手册。

3　TOPMODEL 及 MODFLOW-CFP 模型构建

3.1　建立识别函数

2022 年 6 月−2023 年 7 月，同时在水田坝伏流入口及甘溪渔泉洞暗河出口开展高分辨率降雨−流量动态监测，监测内容包括降雨量、大气压、水位等。水田坝伏流入口处布置了水位监测、气压监测、雨量监测，甘溪渔泉洞暗河出口布置了气压监测及水位监测，其中气压监测用于流量恢复过程中的校准。

本次监测所有设备均采用高分辨率监测仪：降雨量采用清易电子低功耗雨量记录仪监测，该记录仪利用翻斗撞击传感器的原理记录雨量，分辨率为 0.2 mm，时间步长为 1 h。该款雨量记录仪内置了滤波电路，采用阻容方式滤除尖峰干扰，有效解决翻斗翻动一次输出多个雨量信号的问题，可以准确抓住暴雨时的降雨峰值。气压利用鑫斯特 HT-163 气压记录仪监测，监测的大气压值用于校正水位计的压力值，时间步长为 1 h。甘溪渔泉洞暗河出口、水田坝伏流入口的流量采用了 Solinst 地下水位计进行长期监测，其水位的监测原理是利用压力传感器求得该点的压力值，该点压力值为水压和大气压的总和，故其监测数据需减去气压计的长期监测资料方可进行流量计算。Solinst 探头的时间步长设置为 1 h，精度 1 mm。

甘溪渔泉洞暗河出口为规整的梯形渠道(图 3)，通过监测渠道断面的水位变化并运用渠道流公式计算暗河出口的流量(式(1))，利用多次实测流速值、

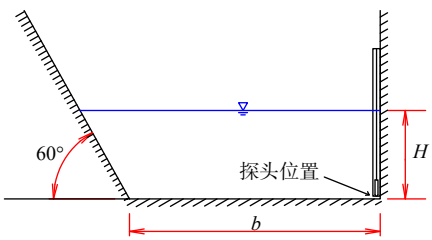
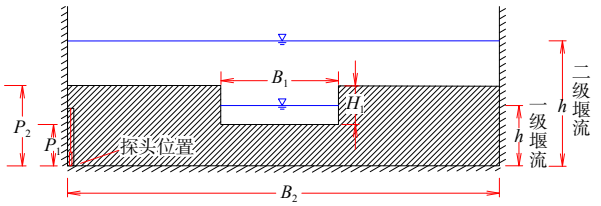


图 3　甘溪渔泉洞暗河出口梯形渠断面示意图（*b*. 渠宽；*H*.渠道水层厚度；下同）

Fig. 3　Schematic diagram of the trapezoidal channel cross-section at the outlet of the underground river of Ganxi Yuquan Cave karst groundwater system

实测流量值对公式中的系数进行校正，从而得到高精度的降雨−流量监测资料。水田坝伏流入口前为二级复式堰(图 4)，通过监测堰流断面水位变化并运用堰流公式计算流量。复式堰由上下 2 个矩形堰组成，下层矩形堰主要监测长时间无降雨或小雨情况下的流量动态变化过程，上层矩形堰主要监测中到大雨情况下的流量动态变化过程。复式堰流如式(2)~(5)所示。



B_1. 小矩形堰堰宽; B_2. 大矩形堰堰宽; P_1. 第一级堰上游坎高; P_2. 第二级堰上游坎高; h. 堰前水深; H_1. 小矩形堰堰深

图 4　水田坝伏流入口前复式堰断面示意图

Fig. 4　Schematic cross-section of the compound weir section at the vadose inlet of Shuitianba

甘溪渔泉洞暗河出口流量计算公式为：

$$Q=\frac{1}{n}\left(bH+0.866H^2\right)J^{\frac{1}{2}}R^{\frac{2}{3}}, \tag{1}$$

式中：Q 为流量，L/s；n 为粗糙系数；b 为渠宽，m；H 为渠道水层厚度，m；J 为渠道底坡坡度；R 为水力半径。

水田坝伏流入口流量计算公式为：

第一级堰流(小流量)

$$Q=m_1B_1\sqrt{2g}(h-P_1)^{3/2}\ (P_1<h\leqslant P_2), \tag{2}$$

$$m_1=\left(0.405+\frac{0.002\,7}{h-P_1}-0.03\frac{B_2-B_1}{B_1}\right)\cdot\left(1+0.55\left(\frac{B_1}{B_2}\right)^2\left(\frac{h-P_1}{h}\right)^2\right); \tag{3}$$

第二级堰流(大流量)

$$Q=m_1B_1\sqrt{2g}(P_2-P_1)^{3/2}+m_2B_2\sqrt{2g}(h-P_2)^{3/2}\ (h>P_2), \tag{4}$$

$$m_2=\left(0.405+\frac{0.002\,7}{h-P_2}\right)\left(1+0.55\left(\frac{h-P_2}{h}\right)^2\right), \tag{5}$$

式中：m_1, m_2 为流量系数；B_1 为小矩形堰堰宽；B_2 为大矩形堰堰宽；P_1 为第一级堰上游坎高；P_2 为第二级堰上游坎高；h 为堰前水深；H_1 为小矩形堰堰深。

通过建立高分辨率监测网络，对地下水、地表水开展高精度同期监测，获取了以小时(h)为单位的地下水(图 5a)、地表水(图 5b)降雨−流量监测数据，分别作为 MODFLOW-CFP、TOPMODEL 的识别函数对模型进行识别和检验。

3.2　确定模型边界

根据甘溪渔泉洞岩溶水系统的水文地质条件以

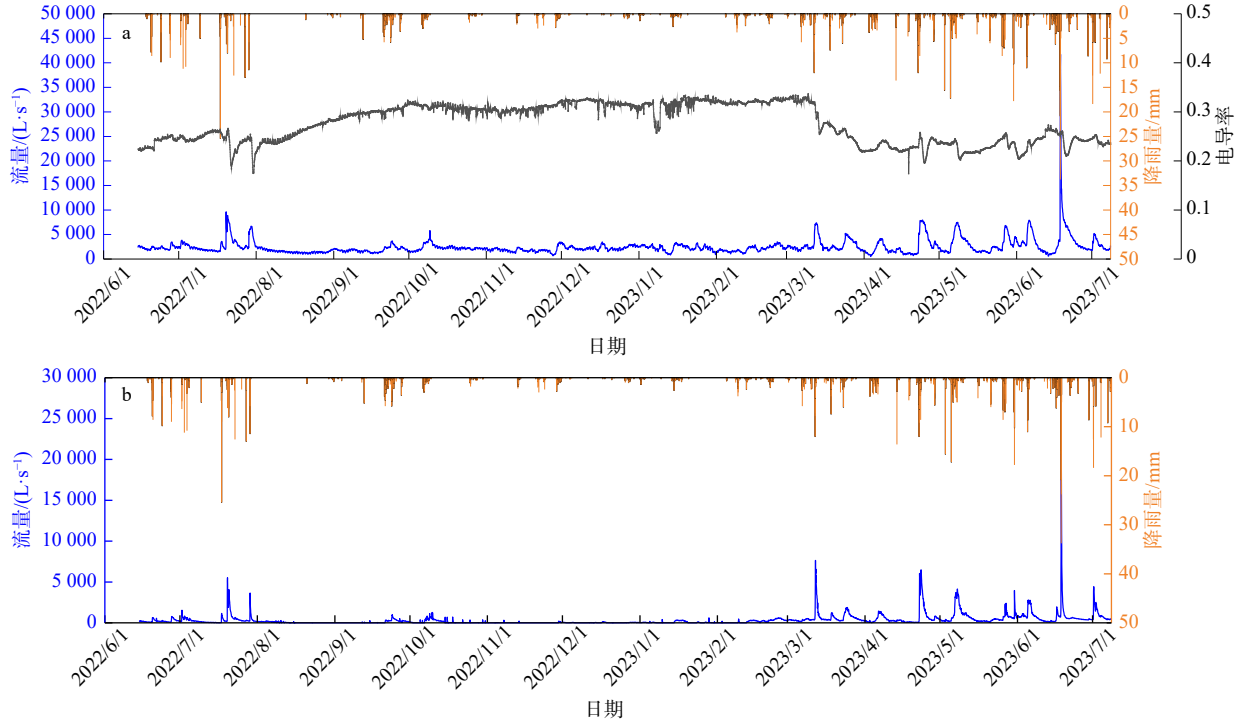


图 5　甘溪渔泉洞暗河出口 (a) 及水田坝伏流入口 (b) 降雨量−流量图

Fig. 5　Rainfall-discharge hydrograph at the outlet of the underground river (a) and the vadose inlet of Shuitianba (b) of the GanxiYuquan Cave karst groundwater system

及外源地表产流的特点，西部非岩溶区利用 DEM、根据地表分水岭确定外源水流域的汇水边界；在甘溪渔泉洞岩溶水系统中只有一个暗河出口排泄，为全排型岩溶水系统。通过地层岩性、地质构造、地形地貌等综合确定岩溶含水系统边界，西边界为向斜西翼上二叠统(P_2)隔水岩层，南边界及东边界为地表分水岭，设置为零通量边界；北边界为区域排泄基准面，且该河段常年未断流，根据河床标高设置定水头边界(图 6)。

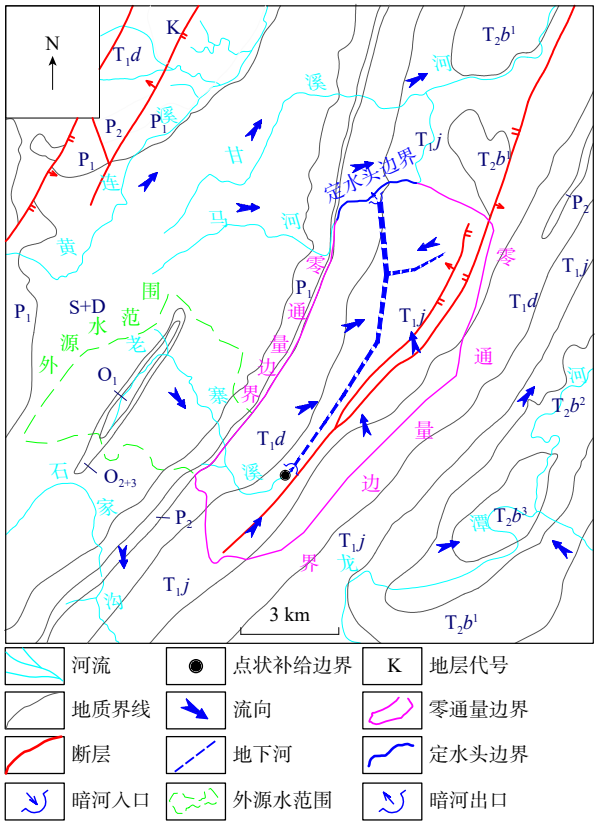


图 6　模型边界范围示意图

Fig. 6　Schematic diagram of the model domain and boundaries

3.3　网格剖分

(1)外源水流域为志留系碎屑岩的地表产流，其模拟以栅格 DEM 为基础，对流域 DEM 网格剖分并以网格为单位进行水文计算。栅格 DEM 数据从地理空间数据云网站下载所得，分辨率为 30 m×30 m(图 7)。

(2)甘溪渔泉洞岩溶含水系统地下水的运移受到大溪沟向斜的控制，管道发育于向斜轴部，含水层由下三叠统大冶组(T_1d)及嘉陵江组(T_1j)的致密灰岩组成，故将模型概化为潜水含水层，设置单层模型。由于缺乏钻孔信息，故采用平面渗透分区的方式刻画向斜构造。将 DEM 地表高程数据设置为模

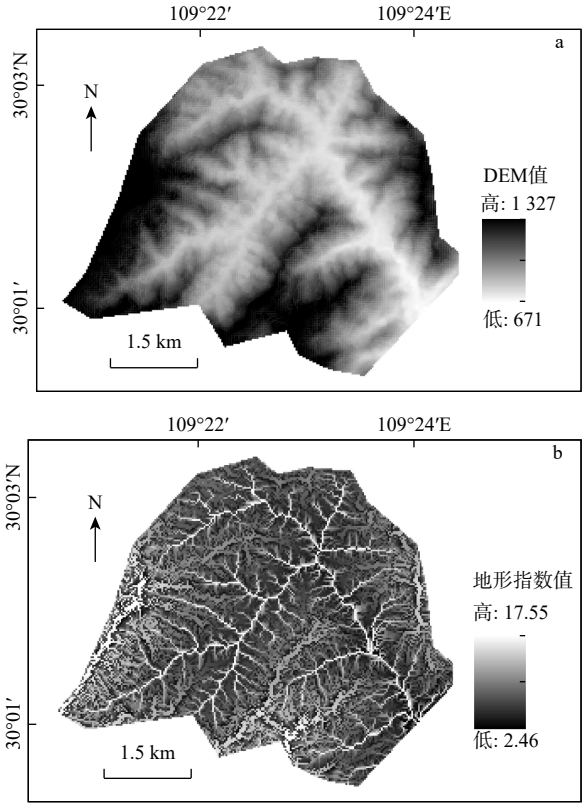


图 7　外源水流域数字高程模型 DEM(a) 及地形指数 (b)

Fig. 7　DEM of the external water catchment (a) and topographic index map (b)

型顶板，甘溪渔泉洞泉出口 480 m，是受侵蚀基准面控制形成的侵蚀下降泉，本次模拟主要是发育在浅表的管道化程度高的快速循环系统，地下水进入深部循环的水量比重很低，所以设置 400 m 为隔水底板。借助 GMS 软件进行裂隙介质的模型创建并对模型区域进行离散化，将网格按照 100 行 100 列进行剖分，得到的有效网格剖分图如图 8 所示，有效网

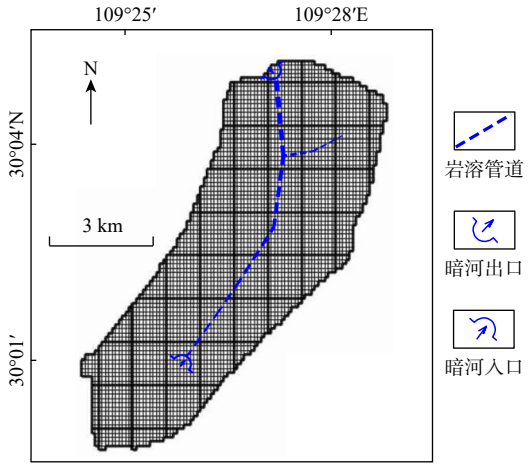


图 8　岩溶水流域网格剖分

Fig. 8　Model grid of the karst catchment

格为 3 883 个, 面积 53 km^2。

3.4　设置源汇项

甘溪渔泉洞岩溶水系统接受大气降水补给, 有面状分散入渗和点状集中灌入式渗 2 种补给方式, 面状分散入渗通过 MODFLOW-CFP 模型中的降雨入渗分区刻画, 伏流入口处的点状集中入渗由 TOPMODEL 刻画[29], 将 TOPMODEL 计算的地表产流量在 MODFLOW-CFP 模型的管道入口处通过 CRCH 集中补给程序输入。

(1)点状入渗补给

甘溪渔泉洞岩溶水系统伏流入口前志留系碎屑岩雨后产流过程利用 TOPMODEL 模拟, TOPMODEL 模型的模拟过程需要先利用 ArcGIS 软件求取外源水流域的地形指数(图 7b), 以地形指数为基础, 进行气象数据输入以及参数设置。

TOPMODEL 模型所需的气象数据包括降雨和蒸发的时间序列, 降雨来源于研究区内布设的高精度雨量站监测数据, 输入的降雨为小时降雨量, 蒸发数据则通过中国气象数据网下载所得, 气象数据如图 9 所示。

在该模型中, 除了地形指数之外, 还包含 11 个主要的参数: Q_0 表示子流域单位面积初始地下水流量, Q_0 越大, 基流量越大, 总洪水量越大; T_0 表示土壤饱和导水率, T_0 越小, 流域出流越快, 波形越明显, 波峰越高, 总洪水量越大; M 表示土壤入渗率的指数衰减, 此参数是该模型最敏感的参数, M 越小, 总洪水量越大; T_d 为时间控制参数, 其表示重力排水的滞后参数; SR_0 表示植被根系层的初始缺水深; SR_{max} 表示植被根系层的最大容水量; CHV 和 RV 分别表示干流流速和子流域内部流速; XK_0 表示饱和层的水力传导度; HF 表示湿润锋面高度; DTH 表示土壤中的水汽含量。

根据监测数据发现降雨集中在 2023 年 4 月—2023 年 7 月, 其余时间降雨较少, 外源水流域产流不明显, 由于是构建外源水补给情况下的管道流数值模拟, 故选取集中降雨并产流明显的时间段 2023 年 4 月 17 日—2023 年 7 月 8 日作为模拟期, 同时为了保证模型的精度, 以小时(h)为单位, 1 h 为 1 个应力期, 1 个应力期为 1 个时间步长, 在模拟期间共有 6 次主要的集中降雨事件, 模拟值与实测值对比峰值相对误差在 3.0% ~ 8.3%, 峰现时差在 2 h 内, 相关系数 R^2 为 0.84, 纳什效率系数 NSE 为 0.63, 达到了较好的拟合精度, 可用于后续 MODFLOW-CFP 的耦合, 模型识别后的相应参数如表 1, 模拟结果如图 10。

表 1　TOPMODEL 模型参数

Table 1　Parameters of the TOPMODEL

参数	Q_0	T_0	M	T_d	SR_0	SR_{max}	CHV	RV	XK_0	HF	DTH
单位	m/h	m^2/h	m	h	m	m	m/h	m/h	m/h	m	%
取值	0.000 2	1.5	0.04	1	0	0.05	3 600	3 600	1	0.1	10

注: 参数含义见正文

(2)面状入渗补给

甘溪渔泉洞岩溶水系统为全排型岩溶水系统, 处于补排均衡状态, 利用水均衡法确定降雨入渗系数[30-31], 由于甘溪渔泉洞岩溶水系统存在 2 种补给方式, 降雨入渗系数表示点状补给和面状补给的总和, 因此在求取面状入渗补给系数时应当减去伏流入口前非岩溶区的汇水量:

$$\lambda = (S - U)/(T \times F \times 1\,000), \tag{6}$$

式中: S 为汇水区地下水年排泄量, m^3; T 为汇水区年降雨量, mm; F 为汇水区面积, km^2; λ 为面状入渗系

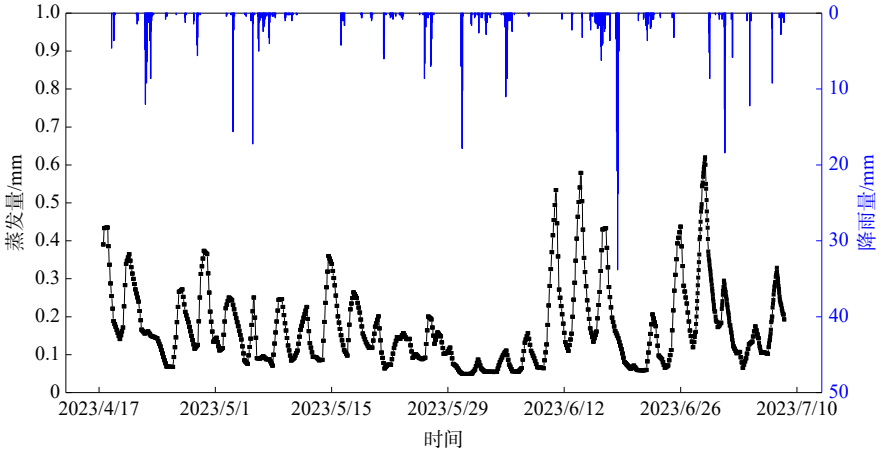


图 9　蒸发量与降雨量数据图

Fig. 9　Time series of rainfall and evaporation

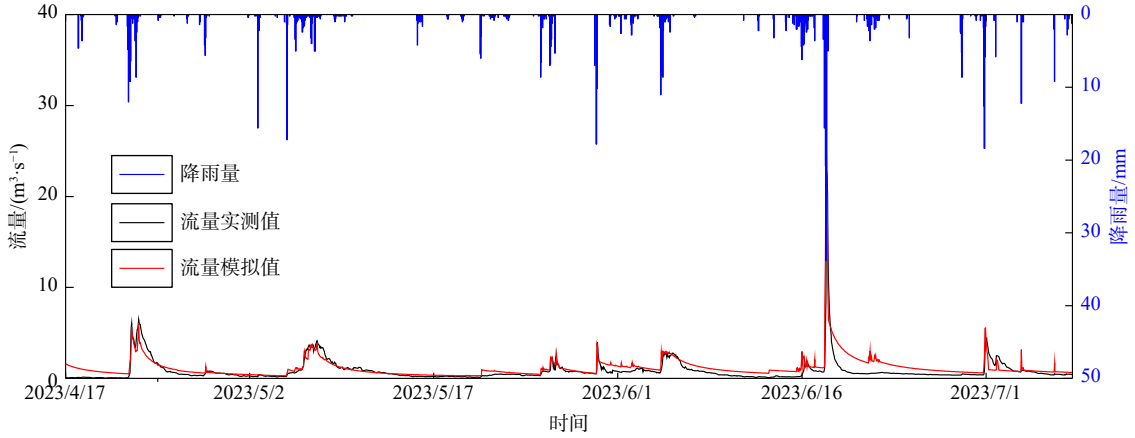


图 10　甘溪渔泉洞伏流入口流量模拟值与实测值对比图

Fig. 10　Comparison of simulated and measured flow at the vadose inlet of GanxiYuquan Cave karst groundwater system

数；U 为伏流入口前进入地下暗河的水量，m^3。

通过建立降雨、流量监测站获取了 2022 年 6 月−2023 年 6 月 1 年的监测数据，利用监测数据求取年排泄量及年降雨量，根据式(6)求得面状分散入渗系数为 0.65，作为模型的参考值。根据地形地貌将岩溶区分为岩溶台地区和岩溶斜坡区(图 11a)，分别设置初始值为 0.65 和 0.5，后经模型参数识别后确定岩溶台地区和岩溶斜坡区的面状入渗系数为 0.59 和 0.42。

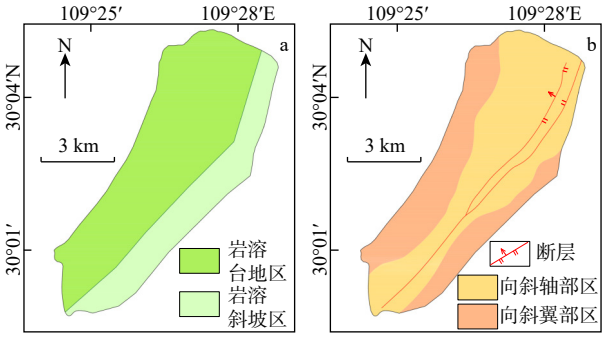


图 11　降雨入渗系数 (a) 及多孔介质参数 (b) 分区图

Fig. 11　Zonation map of rainfall infiltration coefficient (a) and porous-media parameters (b)

3.5　设置管道及水文地质参数

MODFLOW-CFP 是基于等效多孔介质−管道介质耦合的模型，运行中需要的等效多孔介质参数为渗透系数、给水度，管道介质所需要的参数为管道直径、管道内壁粗糙度、临界雷诺数、管道弯曲度、交换系数。

(1)多孔介质参数设置

根据甘溪渔泉洞岩溶水系统的水文地质条件，将模拟区域分为向斜轴部区及向斜翼部区(图 11b)，轴部为下三叠统嘉陵江组(T_1j)，翼部为下三叠统大冶组(T_1d)，渗透系数参照前人研究成果取不同岩性的经验值作为模型的初始值，裂隙灰岩的给水度范围为 0.01 ~ 0.000 1，断层采用高渗体来刻画，最终识别的向斜轴部区及翼部区的渗透系数、给水度分别为 0.5 m/d，0.006 以及 0.1 m/d，0.002。

(2)管道直径的确定

为获取甘溪渔泉洞暗河管道等效直径，在岩溶水系统内开展地下水示踪试验，获取示踪剂浓度穿透曲线并利用 Qtracer2 软件计算岩溶管道参数[32-33]。

本次试验于 2023 年 6 月 29 日 12:00 在水田坝伏流入口投放 10 kg 荧光素钠，在甘溪渔泉洞暗河出口接收。水体中示踪剂的检测仪器采用国产野外荧光示踪仪，该仪器可自动连续监测，监测时间间隔为 15 min，检测精度达到 0.01 mg/kg。投放示踪剂后 7 月 1 日 6：00~10：00 产生了一场较大的降雨，降雨量合计 40.2 mm，地表产生了相当大流量的坡面流，并通过地表沟渠流至水田坝伏流入口。7 月 2 日 12:00 (72 h 后)渔泉洞监测点开始接受到荧光素钠浓度的响应，并迅速增大，于 7 月 3 日 11：45(114.25 h 后)浓度达到峰值，且洞口水量变大、水质变浑。此后，示踪剂浓度缓慢下降，在 7 月 4 日 6:15 浓度恢复背景值。在此次响应过程中，地下水溶质运移最快流速为 136.11 m/h，平均流速为 102.34 m/h，最慢流速为 85.77 m/h。示踪剂浓度历时曲线基本呈对称的单峰曲线(图 12)，表明水田坝伏流入口至甘溪渔泉洞暗河出口之间的岩溶管道十分通畅，岩溶管道化程度较高。最终接收到的示踪剂回收率为 79%，分析示踪剂损失的原因，一方面甘溪渔泉洞暗河管道内存在溶潭，造成示踪剂停滞在溶潭中；另一方面在强降雨过后碎屑岩山区地表产流携带大量的泥沙，由于泥沙的吸附导致示踪剂的损失[34]。

Qtracer2 模型确定岩溶管道等效直径的基本原理就是将岩溶管道视为一等径的管道，当在管道入

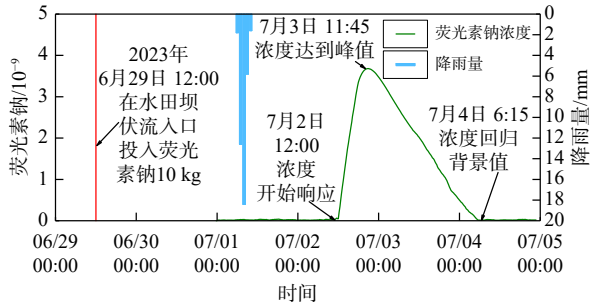


图 12　示踪试验浓度曲线

Fig. 12　Sodium fluorescein concentration over time

口处瞬时投入某种示踪剂时，则该示踪剂在管道中的溶质迁移服从一维水动力弥散过程。在此情况下，根据暗河出口处监测得到的示踪剂浓度穿透曲线和接收点泉流量计算得到管道的有效直径和相应的水文地质参数[35]。

根据示踪剂浓度及泉流量数据得到示踪剂在管道中的平均滞留时间（$\bar{t}$）为：

$$\bar{t}=\frac{\int_0^{\infty} tC(t)Q'(t)\mathrm{d}t}{\int_0^{\infty} C(t)Q'(t)\mathrm{d}t}, \tag{7}$$

式中：t 为时间，$C(t)$ 为 t 时刻的示踪剂浓度；$Q'(t)$ 为 t 时刻接收点泉流量。

将 $Q'(t)$ 进行积分得到示踪剂在管道平均滞留时间内的储水体积 V' 为：

$$V'=\int_0^{\bar{t}} Q'(t)\mathrm{d}t。 \tag{8}$$

由于 Qtracer2 模型将岩溶管道等效为等径圆管，在假设管道中地下水为满管流的情况下，利用储水体积 V' 除以投放点到接收点之间的距离 L，即可得到管道等效过水断面面积，从而求得管道等效直径 d：

$$d=2\sqrt{\frac{V'}{\pi L}}, \tag{9}$$

相应水文地质参数雷诺数 R_e 及纵向弥散度 D_L 计算如式(10)～(11)：

$$R_e=\frac{\rho\bar{v}d}{\mu}, \tag{10}$$

$$D_L=\frac{\sigma_t^2\mu^3}{2L}, \tag{11}$$

式中：$\bar{v}$ 为地下水在管道中平均流速；σ_t 为平均滞留时间的标准偏差；μ 为水的动力黏滞系数；ρ 为水的密度。

最终利用 Qtracer2 模型计算岩溶管道直径为 9.013 2 m，与实际管道直径接近，符合实际；计算得到的纵向弥散度为 1.162 9 m^2/s，弥散系数越大则说明管道中有较强的水动力条件驱使地下水运动；计算得到的雷诺数为 430 400，与实际情况相比有差别，是因为雷诺数是在等效平均管道直径下计算的，所以计算后的雷诺数也是全局平均的状态；另外，雷诺数也会受到地下水的密度及黏滞系数的影响。计算得到的雷诺数远大于圆管临界雷诺数 2 300，正说明地下水主要以紊流的方式沿着管道快速运移[33]。

(3)管道参数设置

对于岩溶管道的刻画，本研究在渔泉洞暗河管道上共设置了 96 个节点，将从上游水田坝伏流入口至下游甘溪渔泉洞出口分为 95 段。甘溪渔泉洞暗河系统伏流入口进口标高 660 m，暗河出口标高 480 m，管道出口则设置为泉口标高 480 m。通过示踪试验确定岩溶管道的直径为 9.0 m，弯曲度通过 ArcGIS 软件计算获得，最终取值为 1，水温取 20℃。对于圆管中水流运动的层流与紊流转换，下临界雷诺数在 2 300 左右，上临界雷诺数是一个不稳定的数值，区域大尺度模型的雷诺数参考值为 2000～4 000，本研究选择将上临界数设置为 4 000。粗糙度和交换系数很难通过试验或者观测获取，先给定初始值后，在通过后续模拟甘溪渔泉洞暗河出口水文过程曲线来识别参数[17]，最终识别的粗糙度和交换系数为 0.01，6。

3.6　模拟结果

MODFLOW-CFP 模型构建完成后，选取 2023 年 4 月 17 日—2023 年 7 月 8 日作为模拟期，与外源水模型的模拟期保持一致，1 h 为 1 个应力期，1 个应力期设置 1 个时间步长，将上述降雨入渗量与 TOPMODEL 模型计算的地表产流量输入 MODFLOW-CFP 模型中计算暗河出口流量，并利用暗河出口实测降雨−流量资料对模型进行校正。最终得到的暗河出口流量模拟值与实测值对比峰值相对误差在 0.7%～19.7%，峰现时差在 3 h 内，相关系数 R^2 为 0.93，纳什效率系数 *NSE* 为 0.86，图 13 是模型得到的暗河出口降雨−流量模拟曲线，与实测值比较达到了较好的拟合效果。

4　模型检验与讨论

对识别后的模型进行进一步检验[36-37]，选取时间段 2022 年 7 月 18 日—2022 年 8 月 4 日的降雨−流量实测曲线对构建的模型进行检验，同样设置 1 h 为 1 个应力期，1 个应力期设置 1 个时间步长，期间共有 3 次集中降雨事件，TOPMODEL 模拟的结果如图 14a 所示，模拟值与实测值对比峰值相对误差在 0.2%～6.8%，峰现时差在 2 h 内，相关系数 R^2 为 0.89，

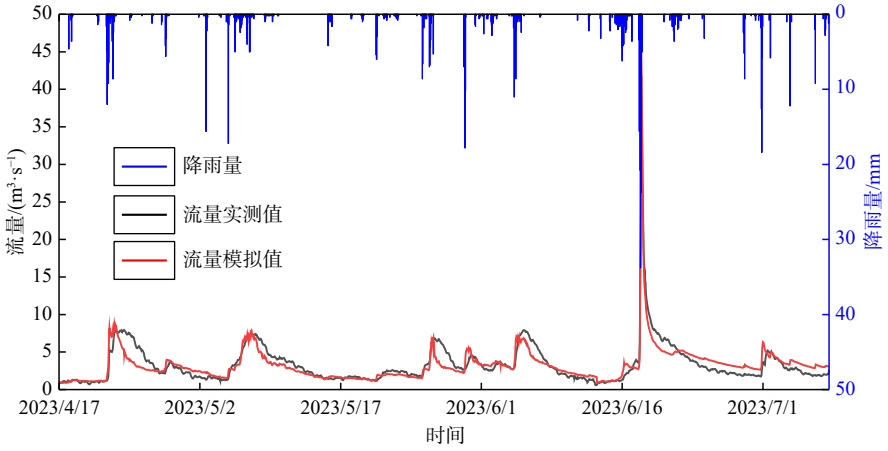


图 13　甘溪渔泉洞暗河出口流量模拟值与实测值对比图

Fig. 13　Comparison of simulated and measured flow at the outlet of the underground river of GanxiYuquan Cave karst groundwater system

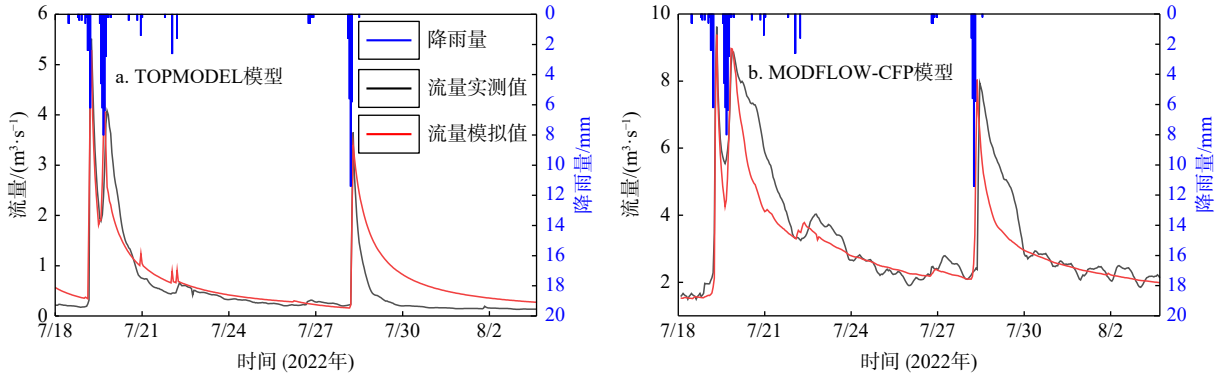


图 14　检验期模拟流量值与实测值对比

Fig. 14　Comparison of simulated and measured flow during the validation period

纳什效率系数 *NSE* 为 0.73。将 TOPMODEL 模拟的降雨−流量结果输入 MODFLOW-CFP 模型中，得到的暗河出口流量曲线如图 14b 所示，模拟值与实测值对比峰值相对误差在 1.1% ~ 2.5%，峰现时差在 2 h 内，相关系数 R^2 为 0.91，纳什效率系数 *NSE* 为 0.77，模拟效果较好。

甘溪渔泉洞岩溶水系统西部碎屑岩山区，雨后快速响应，汇集大气降水形成地表径流并补给甘溪渔泉洞暗河管道，使甘溪渔泉洞岩溶水系统流量迅速上涨并表现出与地表水一致的“洪峰”形态。在本次模拟过程中，外源水流域最大流量峰值为 22.79 m^3/s，此时，甘溪渔泉洞暗河出口流量峰值为 41.72 m^3/s，外源地表水对甘溪渔泉洞暗河出口的峰值流量贡献占比达 54.6%，可见其流量过程不可忽略。外源地表水产汇流过程受地形地貌控制且流量随降雨变化显著，利用半分布式流域水文模型 TOPMODEL 可以很好模拟地表水水文过程及其峰值流量。本研究将 TOPMODEL 模拟的地表水流量过程作为 MODFLOW-CFP 模型管道入口处的流量边界条件，提高了 MODFLOW-CFP 模型对外源水点状集中补给特征的刻画精度，符合西南岩溶区地表水−地下水的转换特点，同时对于准确模拟外源水补给型岩溶水系统水文过程具有重要的理论意义。但是在模拟结果中发现，不论在模拟期还是检验期，暗河出口模拟流量曲线中均出现了“提前衰减”的现象，是因为在岩溶水系统中除了面状补给以及外源水点状补给之外，在岩溶区还存在岩溶洼地局部小范围内的集中入渗及落水洞的点状集中补给，本研究在设置模型时并未考虑岩溶区内岩溶洼地以及落水洞的集中补给，而是在模型中概化成面状入渗补给，因此岩溶管道少了一部分的集中补给，使得模拟流量的衰减段偏小。

5　结论与建议

(1)甘溪渔泉洞岩溶水系统暗河管道位于大溪沟向斜核部，岩溶含水系统西边界为上二叠统(P_2)组成的相对隔水层，东边界及南边界由地表分水岭组

成，北边界由马河区域排泄基准组成。雨后西部碎屑岩山区地表水通过水田坝伏流入口集中灌入式补给岩溶管道，其汇水范围包括西部碎屑岩山区及岩溶区 2 部分，汇水面积约 73 km^2，其中岩溶区 53 km^2，非岩溶区 20 km^2，非岩溶区占比 27.4%。具有裂隙−管道双重含水介质以及岩溶区面状分散入渗补给和非岩溶区外源水点状集中灌入式补给的双重补给方式。

（2）根据甘溪渔泉洞岩溶水系统特征，构建 TOPMODEL 和 MODFLOW-CFP 耦合模型模拟外源水补给型岩溶水系统的水流运动，通过建立高分辨率水文监测获取识别函数并通过示踪试验确定管道等效直径等管道参数。岩溶含水系统由等效多孔介质−管道模型 MODFLOW-CFP 刻画，外源水流域产汇流过程由流域水文模型 TOPMODEL 刻画，并将其作为 MODFLOW-CFP 管道入口处的流量边界实现 TOPMODEL 与 MODFLOW-CFP 模型的耦合。

（3）选取集中降雨且产流明显的时间段 2023 年 4 月 17 日—2023 年 7 月 8 日作为模拟期，模拟过程中 TOPMODEL 模拟值与实测值对比峰值相对误差在 3.0% ~ 8.3%，峰现时差在 2 h 内，相关系数 R^2 为 0.84，纳什效率系数 *NSE* 为 0.63，达到了较好的拟合精度，将 TOPMODEL 模拟的降雨−流量结果输入到 MODFLOW-CFP 模型中，得到的暗河出口流量模拟值与实测值对比峰值相对误差在 0.7% ~ 19.7%，峰现时差在 3 h 内，相关系数 R^2 为 0.93，纳什效率系数 *NSE* 为 0.86。选取时间段 2022 年 7 月 18 日—2022 年 8 月 4 日的降雨−流量实测曲线对构建的模型进行检验，TOPMODEL 模拟值与实测值对比峰值相对误差在 0.2% ~ 6.8%，峰现时差在 2 h 内，相关系数 R^2 为 0.89，纳什效率系数 *NSE* 为 0.73，将 TOPMODEL 模拟的降雨−流量结果输入 MODFLOW-CFP 模型中，得到的暗河出口流量模拟值与实测值对比峰值相对误差在 1.1% ~ 2.5%，峰现时差在 2 h 内，相关系数 R^2 为 0.91，纳什效率系数 *NSE* 为 0.77，达到了较好的拟合精度，说明构建的 TOPMODEL 和 MODFLOW-CFP 耦合模型很好地考虑了外源水集中补给的影响，对于准确模拟外源水补给型岩溶水系统水文过程具有重要的理论意义。

（4）本模拟建立过程中利用高精度降雨−流量监测资料作为模型识别的目标函数，有一定的模拟精度，但由于缺乏钻孔数据及岩溶区内的水位监测，无法直接获取地下水位，给模拟过程带来了一定的不确定性，建议岩溶地下水数值模拟可以将流量、水位甚至是溶质迁移过程结合开展多目标函数的模型识别。由于勘探资料不足无法对岩溶介质渗透性的各向异性特征精细刻画，本研究将沿主管道方向和垂直方向概化成各向同性，但实际上沿主管道方向的渗透系数应大于垂直方向，建议通过补充调查、开展水文试验等手段充分认识岩溶介质渗透性的各向异性特征，以提高模型的模拟精度。另外，本研究刻画岩溶含水层的补给方式时，考虑了外源水点状集中灌入式补给及面状分散入渗补给，但在实际的岩溶区内还有落水洞上游地表超渗产流形成的地表水集中灌入式补给，后续可以考虑将岩溶区内落水洞的集中补给加入模型中，提高模型精度。

所有作者声明不存在利益冲突。

The authors declare that no competing interests exist.

参考文献：

[1] HARTMANN A, KRALIK M, HUMER F, et al. Identification of a karst system's intrinsic hydrodynamic parameters: Upscaling from single springs to the whole aquifer[J]. Environmental Earth Sciences, 2012, 65(8): 2377-2389.

[2] JUKIĆ D, DENIĆ-JUKIĆ V. Groundwater balance estimation in karst by using a conceptual rainfall-runoff model[J]. Journal of Hydrology, 2009, 373(3/4): 302-315.

[3] ROZOS E, KOUTSOYIANNIS D. A multicell karstic aquifer model with alternative flow equations[J]. Journal of Hydrology, 2006, 325(1/2/3/4): 340-355.

[4] RONAYNE M J. Influence of conduit network geometry on solute transport in karst aquifers with a permeable matrix[J]. Advances in Water Resources, 2013, 56: 27-34.

[5] WORTHINGTON S R H. Diagnostic hydrogeologic characteristics of a karst aquifer (Kentucky, USA)[J]. Hydrogeology Journal, 2009, 17(7): 1665-1678.

[6] 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.
ZHAO L J, XIA R Y, YANG Y, et al. Discussion and application of simulation methods for karst conduit flow based on MODFLOW[J]. Carsologica Sinica, 2017, 36(3): 346-351. (in Chinese with English abstract)

[7] 周志浩, 罗明明, 陈静, 等. 集中补给条件对岩溶地下河水文过程及污染响应的影响 [J]. 地质科技通报, 2025, 44(3): 324-333.
ZHOU Z H, LUO M M, CHEN J, et al. Effects of concentrated recharge conditions on hydrological processes and pollution responses of karst underground rivers[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2025, 44(3): 324-333. (in Chinese with English abstract)

[8] LIEDL R, SAUTER M, HÜCKINGHAUS D, et al. Simulation of the development of karst aquifers using a coupled continuum pipe flow model[J]. Water Resources Research, 2003, 39(3): 1057.

[9] 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 C X. Groundwater flow model and simulation method in triple media of karstic tube-fissure-pore[J]. Earth Science, 1995, 20(4): 361-366. (in Chinese with English abstract)

[10] SHOEMAKER W B, KUNIANSKY E L, BIRK S , et al . Documentation of a conduit flow process (CFP) for MODFLOW-2005 [M]. USGS : Techniques and Methods , 2007: 33-39.

[11] REIMANN T, HILL M E. MODFLOW-CFP: A new conduit flow process for MODFLOW-2005[J]. Groundwater, 2009, 47(3): 321-325.

[12] 谭家华. MODFLOW-CFP 软件在岩溶水系统数值模拟应用中的若干关键问题 [J]. 中国岩溶, 2023, 42(4): 636-647.
TAN J H. Several key issues in the application of MODFLOW-CFP software to the numerical simulation of karst water systems[J]. Carsologica Sinica, 2023, 42(4): 636-647. (in Chinese with English abstract)

[13] 刘道涵, 徐俊杰, 齐信, 等. 基于高密度电法的城市岩溶地下水通道三维电性成像 [J]. 中国岩溶, 2023, 42(6): 1331-1338.
LIU D H, XU J J, QI X, et al. Three-dimensional electrical imaging of urban karst groundwater channels based on electrical resistivity tomography[J]. Carsologica Sinica, 2023, 42(6): 1331-1338. (in Chinese with English abstract)

[14] XU Z X, HU B X, DAVIS H, et al. Numerical study of groundwater flow cycling controlled by seawater/freshwater interaction in a coastal karst aquifer through conduit network using CFPv2[J]. Journal of Contaminant Hydrology, 2015, 182: 131-145.

[15] XU Z X, HU B X. Development of a discrete-continuum VDFST-CFP numerical model for simulating seawater intrusion to a coastal karst aquifer with a conduit system[J]. Water Resources Research, 2017, 53(1): 688-711.

[16] 覃夏南, 姜光辉, 夏源. 考虑非饱和带作用及管道流的岩溶泉流量模拟 [J]. 桂林理工大学学报, 2019, 39(3): 622-627.
QIN X N, JIANG G H, XIA Y. Karst spring flow simulation considering the effects of unsaturated zone and pipe flow[J]. Journal of Guilin University of Technology, 2019, 39(3): 622-627. (in Chinese with English abstract)

[17] 焦友军, 潘晓东, 曾洁, 等. 岩溶管道结构影响泉流量变化的数值模拟研究 [J]. 中国岩溶, 2017, 36(5): 736-742.
JIAO Y J, PAN X D, ZENG J, et al. Numerical modeling of the influence of karst-conduit structure on variation of spring flow[J]. Carsologica Sinica, 2017, 36(5): 736-742. (in Chinese with English abstract)

[18] 赵良杰, 夏日元, 杨杨, 等. 基于 CFP 的岩溶管道流数值模拟研究: 以桂林寨底地下河子系统为例 [J]. 地球学报, 2018, 39(2): 225-232.
ZHAO L J, XIA R Y, YANG Y, et al. Research on numerical simulation of karst conduit media based on CFP: A case study of Zhaidi karst underground river subsystem of Guilin[J]. Acta Geoscientica Sinica, 2018, 39(2): 225-232. (in Chinese with English abstract)

[19] 杨杨, 赵良杰, 苏春田, 等. 基于 CFP 的岩溶管道流溶质运移数值模拟研究 [J]. 水文地质工程地质, 2019, 46(4): 51-57.
YANG Y, ZHAO L J, SU C T, et al. A study of the solute transport model for karst conduits based on CFP[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2019, 46(4): 51-57. (in Chinese with English abstract)

[20] 党志文, 邵景力, 崔亚莉, 等. 基于 MODFLOW-CFP 的贵州大井流域岩溶地下水数值模拟 [J]. 中国岩溶, 2023, 42(2): 266-276.
DANG Z W, SHAO J L, CUI Y L, et al. Numerical simulation of karst groundwater in Dajing basin of Guizhou Province based on MODFLOW-CFP[J]. Carsologica Sinica, 2023, 42(2): 266-276. (in Chinese with English abstract)

[21] 常勇. 裂隙–管道二元结构的岩溶泉水文过程分析与模拟 [D]. 南京: 南京大学, 2015.
CHANG Y. Analysis and simulation of the hydrological process of the karst aquifer with fracture-conduit dual structure[D]. Nanjing: Nanjing University, 2015. (in Chinese with English abstract)

[22] 肖竞, 万军伟, 成建梅, 等. MODFLOW-CFPv2 模型在岩溶隧道突涌水及对地下水环境影响中的应用: 以云南鹤庆锰矿沟岩溶水系统为例 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(3): 301-310.
XIAO J, WAN J W, CHENG J M, et al. Application of MODFLOW-CFPv2 model in karst tunnel water inrush and its impact on groundwater environment: Example of the Mengkuanggou karst water system in Heqing County, Yunnan Province[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(3): 301-310. (in Chinese with English abstract)

[23] 杨郑秋, 杨杨, 邵景力, 等. 基于 MODFLOW-CFP 的岩溶水模型降雨非线性入渗补给研究: 以湖南省香花岭地区为例 [J]. 中国岩溶, 2019, 38(5): 691-695.
YANG Z Q, YANG Y, SHAO J L, et al. Study on non-linear rainfall infiltration recharge of numerical karst water model based on MODFLOW-CFP: A case study of Xianghualing area, Hunan Province[J]. Carsologica Sinica, 2019, 38(5): 691-695. (in Chinese with English abstract)

[24] 常威. 复杂岩溶水系统识别及其在隧道涌水量预测的应用研究: 以张吉怀高铁大青山隧道为例 [D]. 武汉: 中国地质大学(武汉), 2021.
CHANG W. Study on the identification of complex karst water system and its application in tunnel water disaster prediction: Take the Daqing Mountain tunnel of the Zhangjiajie-Jishou-Huaihua High-Speed Railway as an example[D]. Wuhan: China University of Geosciences (Wuhan), 2021. (in Chinese with English abstract)

[25] 杨晓洲. 基于 TOPMODEL 模型的安墩水流域洪水模拟研究 [D]. 郑州: 华北水利水电大学, 2023.
YANG X Z. TOPMODEL-based flood simulation study of Andun basin[D]. Zhengzhou: North China University of Water Resources and Electric Power, 2023. (in Chinese with English abstract)

[26] 李振亚, 黄国新, 肖凤林, 等. 基于 TOPMODEL 的分布式水文模型在中小流域的应用研究 [J]. 江西水利科技, 2020, 46(5): 374-381.
LI Z Y, HUANG G X, XIAO F L, et al. Application of distributed hydrological model based on TOPMODEL in small and medium-sized river basins[J]. Jiangxi Hydraulic Science & Technology, 2020, 46(5): 374-381. (in Chinese with English abstract)

[27] 索立涛, 万军伟, 卢学伟. TOPMODEL 模型在岩溶地区的改进与应用 [J]. 中国岩溶, 2007, 26(1): 67-70.
SUO L T, WAN J W, LU X W. Improvement and application of

TOPMODEL in karst region[J]. Carsologica Sinica, 2007, 26(1): 67-70. (in Chinese with English abstract)

[28] 熊立华, 郭生练. 分布式流域水文模型 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004.
XIONG L H, GUO S L. Distributed watershed hydrological model[M]. Beijing: China Water & Power Press, 2004. (in Chinese)

[29] 罗明明, 尹德超, 张亮, 等. 南方岩溶含水系统结构识别方法初探 [J]. 中国岩溶, 2015, 34(6): 543-550.
LUO M M, YIN D C, ZHANG L, et al. Identifying methods of karst aquifer system structure in South China[J]. Carsologica Sinica, 2015, 34(6): 543-550. (in Chinese with English abstract)

[30] 康凤新, 郑婷婷, 冯亚伟, 等. 北方岩溶区降水入渗补给系数及补给机制: 以羊庄岩溶水系统为例 [J]. 地质科技通报, 2024, 43(2): 268-282.
KANG F X, ZHENG T T, FENG Y W, et al. Recharge coefficients and recharge mechanisms of precipitation to groundwater in karst areas of North China: A case study of Yangzhuang karst water system[J]. Bulletin of Geological Science and Technology, 2024, 43(2): 268-282. (in Chinese with English abstract)

[31] 尹德超, 罗明明, 张亮, 等. 基于流量衰减分析的次降水入渗补给系数计算方法 [J]. 水文地质工程地质, 2016, 43(3): 11-16.
YIN D C, LUO M M, ZHANG L, et al. Methods of calculating recharge coefficient of precipitation event based on spring recession analyses[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2016, 43(3): 11-16. (in Chinese with English abstract)

[32] 杨闪. 基于放水试验和示踪试验的岩溶通道研究 [J]. 现代矿业, 2023, 39(8): 47-50.
YANG S. Study on karst channel based on water discharge test and tracer test[J]. Modern Mining, 2023, 39(8): 47-50. (in Chinese with English abstract)

[33] 陈亚洲, 董维红. 利用示踪试验时间−浓度曲线分析岩溶管道结构特征 [J]. 水文地质工程地质, 2022, 49(1): 41-47.
CHEN Y Z, DONG W H. Analysis of structural characteristics of karst conduit by timeconcentration curve of tracer test[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2022, 49(1): 41-47. (in Chinese with English abstract)

[34] 於开炳, 安祥龙, 汤罗圣, 等. 外源补给型岩溶管道系统特征及隧道涌水条件研究: 以利咸高速楼门隧道为例 [J]. 安全与环境工程, 2023, 30(3): 100-108.
YU K B, AN X L, TANG L S, et al. Characteristics of external recharge karst pipeline system and water inflow condition: Taking Loumen tunnel in Lixian expressway as an example[J]. Safety and Environmental Engineering, 2023, 30(3): 100-108. (in Chinese with English abstract)

[35] 王泽君, 周宏, 齐凌轩, 等. 岩溶水系统结构和水文响应机制的定量识别方法: 以三峡鱼迷岩溶水系统为例 [J]. 地球科学, 2020, 45(12): 4512-4523.
WANG Z J, ZHOU H, QI L X, et al. Method for characterizing structure and hydrological response in karst water systems: A case study in Y-M system in Three Gorges area[J]. Earth Science, 2020, 45(12): 4512-4523. (in Chinese with English abstract)

[36] 李兴男, 金江跃, 降亚楠. 地下水数值模型结构不确定性对模拟结果的影响分析 [J]. 排灌机械工程学报, 2021, 39(2): 179-185.
LI X N, JIN J Y, JIANG Y N. Analysis of groundwater numerical model structural uncertainty on simulation results[J]. Journal of Drainage and Irrigation Machinery Engineering, 2021, 39(2): 179-185. (in Chinese with English abstract)

[37] 陆文, 陆垂裕, 何鑫, 等. 处理地下水模型单元疏干−湿润的两种算法对比研究 [J]. 水文地质工程地质, 2024, 51(5): 22-34.
LU W, LU C Y, HE X, et al. Comparative study on two drying-rewetting algorithms of groundwater model cells[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2024, 51(5): 22-34. (in Chinese with English abstract)

Summary for “基于 TOPMODEL 和 MODFLOW-CFP 模型的管道型岩溶水系统数值模拟”

Numerical simulation of conduit-type karst groundwater system based on TOPMODEL and MODFLOW-CFP

WANG Siqi[1,2], PAN Yi[1,2], WAN Junwei[1*], ZHAO Heng[1], CHEN Qingling[1], TONG Ziru[1], LIN Yuhang[1]

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences(Wuhan), Wuhan 430078, China;
2. Hydrogeology and Engineering Geology Institute of Hubei Geological Bureau, Jingzhou Hubei 434020, China

First author, E-mail: 412892736@qq.com

* Corresponding author, E-mail: Wanjw@cug.edu.cn

Abstract: External water from non-karst areas is a common recharge source for karst groundwater system in Southwest China. The rapid and concentrated recharge of external water can lead to a unique hydrological response in the water-cycle processes of karst groundwater systems. Methods for investigation, monitoring, and numerically simulating for this special external-recharge process in karst groundwater systems remain insufficiently developed. [**Objective**] This study aims to investigate the numerical simulation method for karst groundwater systems recharged by external water. [**Methods**] Taking the Ganxi Yuquan Cave karst groundwater system in Enshi, Hubei as the study area, detailed investigation of the hydrogeological characteristics and recharge patterns of the karst groundwater system was conducted. Underground tracer tests and high-resolution monitoring of rainfall-surface-subsurface runoff dynamics were carried out. The MODFLOW-CFP numerical model was used to represent the dualmedium characteristics of karst fissures and conduits. Focusing on the concentrated inflow of external water from non-karst areas at the entrance of karst conduits, the surface water model TOPMODEL was used to quantitatively characterize the runoff generation and concentration processes of external water from non-karst catchment. This output was then set as the flow boundary condition at the conduit entrances in the MODFLOW-CFP model, achieving the coupling of surface water and groundwater models, and thereby improving the accuracy of representing external water recharge in the MODFLOW-CFP simulations. [**Results**] The results show that when the coupled TOPMODEL and MODFLOW-CFP model is used to simulate the discharge at the outlet of the Ganxi Yuquan Cave karst groundwater system, the relative peak errors compared with the measured values range from 0.7% to 19.7%, the peak-time lag is within 3 hours, the correlation coefficient (R^2) is 0.93, and the Nash-Sutcliffe efficiency (*NSE*) is 0.86. During the validating period, the relative peak errors of the simulated outlet discharge of the Ganxi Yuquan Cave karst groundwater system compared with the measured values ranged from 1.1% to 2.5%, with peak-time lag within 2 hours, R^2 of 0.91, and *NSE* of 0.77, indicating good model performance. [**Conclusion**] These findings indicate that the coupled TOPMODEL and MODFLOW-CFP model developed in this study has practical value for simulating the rainfall-runoff and hydrological response processes of karst groundwater systems with external water recharge.

Key words: fissure-conduit dual medium; concentrated external water recharge; TOPMODEL; MODFLOW-CFP; Ganxi Yuquan Cave; karst groundwater system

Received: 2024-03-18; Revised: 2024-06-06; Accepted: 2024-06-24

doi: 10.19509/j.cnki.dzkq.tb20240101