

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.
DOI: 10.11932/karst2023y002

基于 MODFLOW-CFP 的贵州大井流域 岩溶地下水数值模拟

党志文¹, 邵景力², 崔亚莉², 李军¹, 宫志强³, 赵良杰⁴, 梁永升⁵

(1. 河北建筑工程学院, 河北省水质工程与水资源综合利用重点实验室, 河北 张家口 075000; 2. 中国地质大学
水资源与环境学院, 北京 430074; 3. 河北省地质资源环境监测与保护重点实验室, 河北省地质环境监测院,
河北 石家庄 050022; 4. 中国地质科学院岩溶地质研究所/自然资源部、广西岩溶动力学重点实验室,
广西 桂林 541004; 5. 河北省地矿局第三地质大队, 河北 张家口 075000)

摘要: 贵州大井流域岩溶分布广泛, 岩溶水是当地人民生产和生活的主要来源。由于对岩溶水资源的不合理开发利用, 水资源短缺现象经常发生。大井流域水文地质条件复杂, 管道-多孔介质双重介质特征明显。文章采用 MODFLOW-CFP 耦合模型对大井流域展开数值模拟, 进而掌握大井流域地下水运动规律、准确评价岩溶水资源, 促进其合理开发利用。结果表明: 大井流域管道与多孔介质交换量为 $6\,719.1\text{ m}^3\cdot\text{a}^{-1}$, 主要集中在上游和中游; 总补给水量为 $10\,977.3\times 10^4\text{ m}^3\cdot\text{a}^{-1}$, 补给模数为 $133.495\text{ m}^3\cdot\text{km}^{-2}\cdot\text{a}^{-1}$, 其中降雨汇入量和降雨入渗量占总补给量的 81.35%, 而总排泄量为 $10\,813.47\times 10^4\text{ m}^3\cdot\text{a}^{-1}$, 主要在地下河出口排泄。

关键词: 大井流域岩溶水; MODFLOW-CFP 耦合模型; 岩溶管道模拟

中图分类号: P641.134 文献标识码: A

文章编号: 1001-4810(2023)02-0266-11

开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

岩溶地区含水介质具有多重复杂性, 数值模拟难度较大, 故其发展十分缓慢。传统的黑箱模型和概念模型物理意义十分局限, 无法反映含水系统内部完整的水文过程^[1]。分布式模型近几年得到长足发展, 它基于水文动力学机制, 能较好模拟岩溶水系统内外的水文过程。目前国内外比较流行的有等效多孔介质模型、管道模型和多孔介质-管道模型^[2-5]。

等效多孔介质模型将岩溶含水系统概化为均质模型, 并且假定地下水的流动呈层流形态, 符合达西定律。陈皓锐等^[6]利用多孔介质模型构建沧州市吴

桥县的三维地下水流动模型。Dong Y H 等^[7]对多孔介质模型进行改善, 提高了模拟的精度。等效多孔介质模型不需要管道系统的详细数据, 模型建立相对容易, 但其概化的方法导致无法反映出不同岩溶含水介质差异的特点, 且无法模拟不同介质之间的水力交换情况^[8]。管道模型忽略除管道外的其他介质, 将岩溶含水系统作为独立的管道网络, 地下水在管道中呈现紊流或者层流状态, 取决于雷诺系数, 当管道流为层流时, 采用 Hagen-Poiseuille 公式计算, 当管道流为紊流时, 采用 Darcy-Weisbach 公式计算^[9]。Springer 将管道模型应用于以管道流为主的岩溶含水系统。SWMM 模型由美国环保署研发, 采用圣维

资助项目: 河北省高校基本科研业务费研究(2023JCTD11); 红水河上游岩溶流域 1:5 万水文地质环境地质调查(DD20190342); 广东省地下水资源调查检测评价(0835-210Z22803141)

第一作者简介: 党志文(1991—), 男, 硕士, 主要从事水资源规划、数值模拟研究。E-mail: 763204270@qq.com。

收稿日期: 2022-02-03

南方程模拟管道流,该模型后来被吴月霞等^[10]相继引入中国管道系统的水文模拟中。王益伟、赵良杰、薛亮、梅向阳等^[11-14]对管道系统的几何参数进行了探讨,并对敏感性进行了分析,张春艳等^[15]利用自行设计的物理模型对落水洞水位与水位情景响应做了深入研究。杨郑秋、钱家忠、刘丽红、李向全等^[16-19]在 MODFLOW 源代码增加管道紊流程序,将管道流模块 CFP 耦合到 MODFLOW 模型中,提出了 MODFLOW-CFP 耦合模型,该模型基于模块有限差分,在理论上较为成熟。管道模型能真实反映岩溶含水系统的管道流特点,但模型建立需依托大量管道数据,在一些勘探难度较大的地区难以应用。多孔介质-管道模型根据介质将岩溶含水系统分为两部分^[20],一部分为多孔介质、孔隙组成的多孔介质系统,另一部分为管道介质系统,两部分独立运行,在二者之间存在水流交换机制。

贵州大井流域属于典型岩溶峰丛洼地,洪涝灾害频发,在丰水季节,流域的地下河下游时常遭受大规模淹没,而在枯水季节地下河上游出现不同程度的缺水^[21]。洪涝灾害的频发和水资源无法得到合理利用严重制约着当地经济的发展。另外,当地人的生产生活用水主要依赖表层岩溶泉,导致表层岩溶泉的流量逐年减少。为解决这些问题,掌握贵州大井流域的地下水运动规律十分必要。本文针对研究区岩溶含水介质二维特征明显的特点,采用 MODFLOW-CFP 耦合模型进行数值模拟,建立大井流域地下水流模型,探讨研究区的地下水运移机制,掌握两种含水介质之间的水量交换规律,以期为未来地下水资源的可持续利用提供依据。

1 研究区概况

1.1 大井流域概况

研究区位于贵州高原南部斜坡地带,属惠水县、平塘县、罗甸县管辖,面积为 82.23 km²。地势总体特征表现为北高南低,地形起伏强烈,相对高差 250~400 m,最大相对高差达 600 m。东部及东北部海拔相对较高,在 1 200 m 以上,最低点位于地下河出口位置,高程为 430 m。大井岩溶流域地处亚热带湿润季风气候区,干湿季节分明,总体气候特征表现为:降水量、相对湿度由北向南逐渐递减,气温从北向南逐渐增高,多年平均气温为 19.6 ℃,多年平均蒸

发量为 1 253.8 mm,多年平均降水量为 1 178.2 mm。每年 5-9 月为集中降水期,降水量占全年降水总量的 76%。

研究区地处黔中山原向广西峰林平原过渡的斜坡地带,岩溶地貌以峰丛洼地为主,出露地层从二叠系至三叠系均有分布。地层岩性以碳酸岩为主,三叠系的凉水井组和小米塘组是研究区的主要含水层,在整个研究区几乎都有发育;研究区的西部及东南部有三叠系的大冶组分布,成分以灰岩为主,但由于掺杂着泥岩,表现为弱透水性;研究区的东北边界发育二叠系的吴家坪组石灰岩,是主要隔水层。其在构造上位于扬子准地台黔南台陷之贵定南北向构造变形区,特有的构造应力场造就了区域构造框架中分布最广、规模最大的经向构造体系^[21]。大、小井出口是经向构造体系和纬向构造体系的复合部位,研究区从地下河入口到出口发育一条南北向的董当张性断裂,在两条地下河交汇处发育 NE-SW 向的节理,这两条大的构造控制岩溶发育方向,同时在研究区碳酸盐岩分布的地方岩溶也较为发育(图 1)。

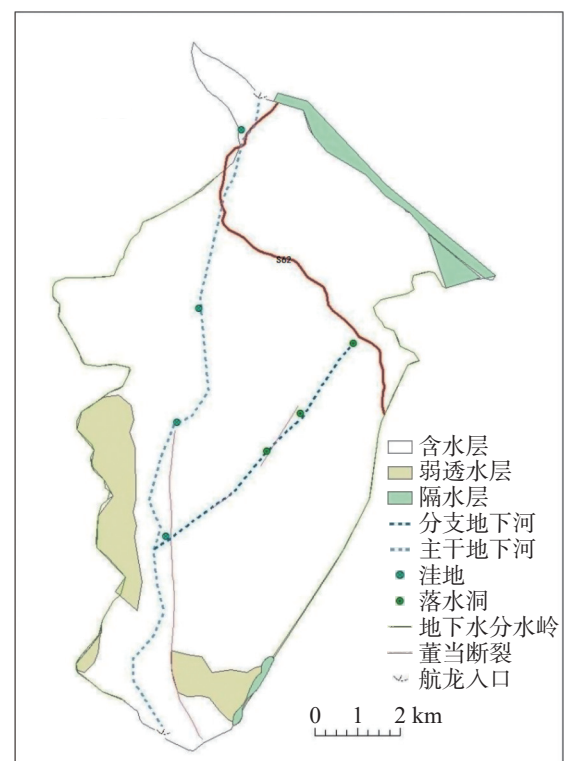


图 1 大井流域水文地质概图

Fig. 1 Hydrogeological survey of Dajing basin

1.2 大、小井间的水力联系

除了研究区内部 2 条地下河有密切水力联系外,

左侧地下河还与小井流域的地下河有复杂水力联系, 主要体现为以下两点: 从研究区内航龙入口处大井地下河与小井地下河开始分开, 但在分离点处大井与小井的水量分配一直没有弄清楚; 由于地下河形态多样、暗河较多, 大小井在边界上仍存在一定的水力联系。

针对第一点问题, 经过实际调查发现: 在丰水季节, 航龙入口西侧存在一条季节性河流, 约 30% 的入口水量通过这条河流流入小井流域, 剩余 70% 全部转为暗流流入大井地下河; 在枯水季节, 入口流量全部转化为暗流流入大井地下河。针对上述第二点问题, 贵州省地质调查院在 2003 年开展了大、小井地下河系统示踪试验, 结果表明: 在航龙至马鞍山区间, 大、小井地下河水力联系密切, 而在马鞍山之后两条地下河几乎没有水力联系, 相互独立(图 2)。

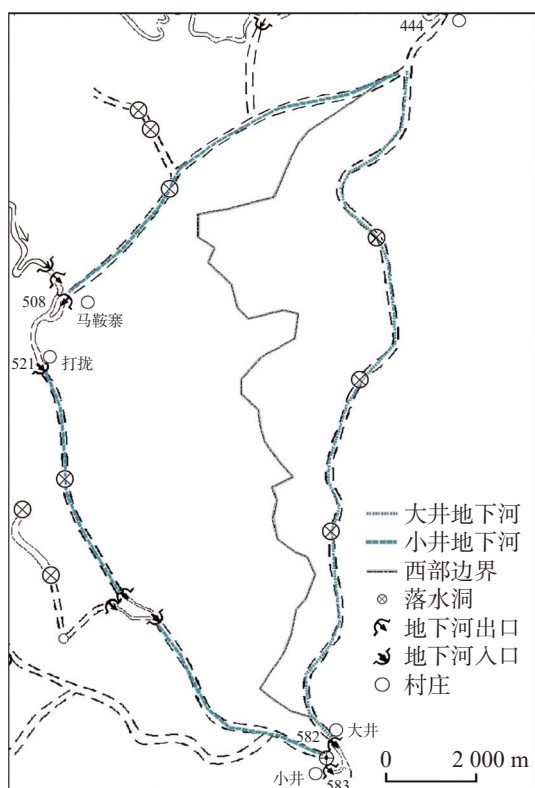


图 2 两条地下河间的水力联系(来源: 贵州省地调院, 2003)

Fig. 2 Hydraulic connection of two underground rivers
(Source: Guizhou Provincial Geological Research Institute, 2003)

2 水文地质概念模型

2.1 含水层结构

结合大井流域的水文地质情况, 将研究区从地

表到基岩底板概化为潜水含水层。含水层的顶板为地面标高(通过 DEM 数据获得), 底部边界为基岩底板。

2.2 边界条件

大井流域是一个相对完整和独立的水文地质单元, 大井流域的具体划分是以地下水、地表水的分水岭和研究区的构造(断裂、节理等)对地下水的补给、径流和排泄条件所起的相对控制作用为基础。研究区的西部是大井流域与小井流域的分水岭, 区域的东部和东南部边界为山区, 海拔较高, 形成分水岭。故将东部和西部边界概化为隔水边界。研究区东北部沿着航龙、旧宅、塘边一带为二叠系吴家坪组, 岩性为渗透性很差的泥岩和页岩, 处理为隔水边界。北部航龙附近是伏流入口, 处理为流入边界。南部为大井出口, 处理为流出边界。

2.3 水文地质参数

2.3.1 多孔介质

研究区多孔介质含水层参数依据水文地质资料和前人工作成果, 并在模型识别过程中进行修正, 得到降雨入渗补给系数、渗透系数、给水度(表 1)。蒸发较弱, 平均蒸发系数 0.1, 蒸发极限埋深与第四系厚度一致, 取平均值 2 m。

表 1 校正后模型水文地质参数

Table 1 Corrected model hydrogeological parameters

地层/参数	渗透系数/ $m \cdot d^{-1}$	给水度/ $m \cdot d^{-1}$	降雨入渗补给系数
凉水井组	8	0.065	0.37
小米塘组	5	0.075	0.33
大冶组	3.15	0.055	0.22
吴家坪组	2.50	0.050	0.15

2.3.2 管道

在 CFP 模块中需要提供的管道参数包括管道尺寸、管道曲率、管道粗糙系数、管道壁与多孔介质的交换系数、层流紊流互相转化的高低雷诺数以及地下水水温。根据前人报告和钻探数据获得地下河管道平均直径、摩擦系数和上下界雷诺数、管道曲折程度等。结合示踪技术和模型运行结果反演管道的水文地质参数, 得到管道平均坡度为 2.5%, 根据地下河入口和排泄出口的高程, 以及落水洞、洼地的高程计算出管道中每个节点高程, 管道曲折度的数学定

义为长度与管道起始点直线距离的比值,利用 ArcGIS 功能中的距离测量可间接计算出管道曲度,其平均曲度为 1.05。

2.4 地下水补给与排泄

研究区地下水补给项包括大气降雨补给、伏流入口流入,研究区北部的侧向流入补给。大气降雨补给包括降雨入渗和降雨过后的汇流流入。排泄项主要包括地下河出口排泄、蒸发和泉排泄。

蒸发排泄和泉排泄通过前期的调查和监测获得;大气降雨数据在中国气象站下载获得,降雨量与降雨入渗补给系数的乘积即为降雨入渗量,再减去地表蒸发量即为汇流流入量;同时在本次研究之前,已完成大、小井流域 SWAT 地表水模型的建立,在该模型基础上,获取研究区北侧的流入补给量以及汇水总量在各个小流域上的分配。

3 地下水流数值模型

依据地下水动力学原理,在遵循质量守恒和能量守恒的基础上,利用软件对大井流域地下水进行数值模拟,通过模型识别和水均衡分析,验证模型的准确性。针对研究区的含水介质表现为管道-多孔双重介质的特点,本次数值使用 MODFLOW-CFP 软件搭建多孔介质-管道耦合模型。

3.1 模型输入

模型的输入包括含水层结构、边界条件以及水文地质参数,在前文水文地质概念模型中已介绍,只需将其编辑输入到 MODFLOW-CFP 耦合模型中即可。

3.2 时空离散

该模型在垂直方向分为一层,水平方向上结合研究区面积大小和计算复杂程度,将研究区剖分成 180 行×120 列的矩形网格,每个网格代表实际大小 100 m×100 m 的区域。在管道位置,采用 CFP 模式中的 CFPM2 模块刻画,节点仍采用 100 m×100 m 的均匀剖分格式,共计 299 个节点,301 条管道流。

选取 2014 年为模拟期,以月为应力期进行模拟。

3.3 模型识别和验证

3.3.1 流场形态

由于研究区水文地质资料不足,无法直接获得

初始流场。根据已有 DEM 数据、降雨资料、大井流域流入和流出数据,以及研究区各套岩性的水文地质参数的经验数据,模拟 2014 年的稳定流,获得稳定流初始流场(图 3)。由于采用的降雨数据、流量数据等是月平均值,该稳定流场代表的近似于平水季节的流场形态。流场主要受地形地貌和地下河管道控制,远离地下河地区的流场与地势起伏近似,靠近地下河的地区管道特征明显,即管道位置流场背离地下水流方向。

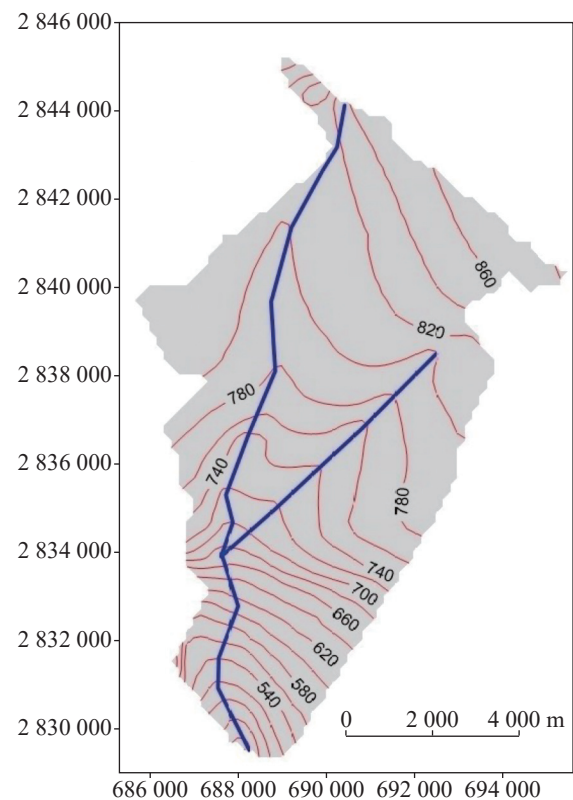


图 3 初始流场

Fig. 3 Piper diagram of initial flow

图 4 是模拟区域枯水季流场形态,地下水位整体上从北向南逐渐降低,基本上与地势起伏一致,东北部地下水位较高,水位最高值接近 880 m,在大井地下河出口附近水位最低,最低值为 420 m。管道附近水位略低于周围的水位,周围多孔介质地下水流向趋向管道水流方向,在中游附近尤为明显。研究区自上游至下游等值线由稀疏逐步变密集,说明中上游地势起伏小、下游地势起伏大。

相对于枯水季节,丰水季整体水位明显抬升。如图 5 所示,最高水位为 883 m,同样位于东北地势较高处,最低水位为 424 m,在地下河出口,但明显高

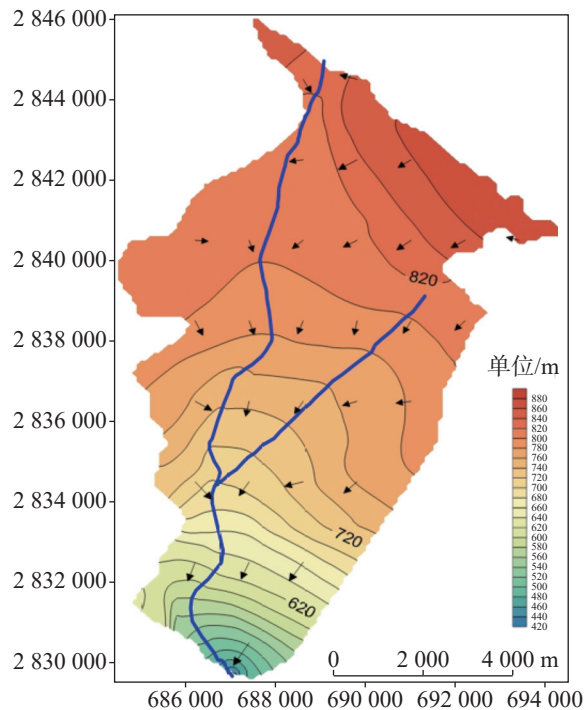


图4 枯水季流场图

Fig. 4 Piper diagram of flow in dry season

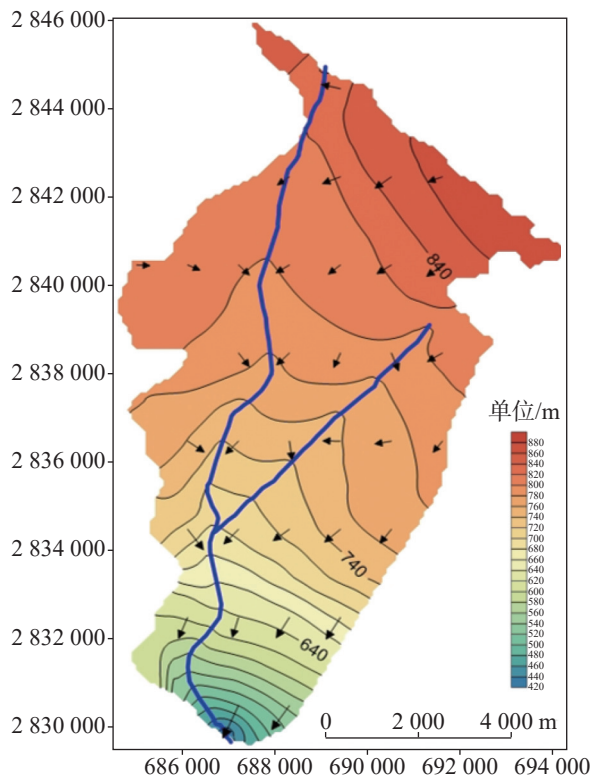


图5 丰水季流场图

Fig. 5 Piper diagram of flow in rainy season

出基准面 4 m 多,说明在丰水季节,出口附近被大面积淹没。另外,管道特征更为明显,管道附近水位明显低于周围水位,在中游附近管道水位与两侧水位

相差接近 10 m,体现出中游附近地势切割强烈且丰水季陡坡急流的特点。

3.3.2 水位拟合

研究区水位监测数据有限,且缺少一个完整年的水位监测,故在研究区地下河入口处选取丰水季和枯水季的一段时间进行拟合。图 6 是 2014 年 1 月和 7 月的水位拟合情况,从图上可知,1 月份观测孔水位动态曲线整体拟合效果较好,观测水位与模拟水位在数值上基本一致,且能反映出地下水的动态变化规律;7 月份的水位模拟数据与观测数据相比,地下水动态趋势拟合较好,对降雨的动态反应略为滞后,但观测水位与模拟水位数值上有点偏差,模拟水位整体高出观测水位 2~3 m。分析其原因:可能是由网格大小和观测孔附近地势起伏大引起的,单元格大小是 100 m×100 m,而在该范围内与观测孔所在位置的最大相对高差达到 10 m 以上,导致单元格代表的平均数值与实际观测数值存在出入。

3.3.3 出口流量拟合

图 7 是大井流域 2014 年 1-12 月的出口流量拟合情况,从过程线的总体拟合情况来看,观测流量和模拟流量在数值和变化趋势上基本一致,基本反映出大井流域下管道排泄量月变化特征,4-9 月份出口流量较大反映出丰水季节的特点,10-3 月份出口流量明显减小反映出枯水季的特点。模拟流量与实测流量在趋势上基本保持一致,在丰水季节,模拟值略小于实测值,枯水季节模拟值略大于观测值。

3.4 模拟结果

3.4.1 滞留时间

图 8 是 CFP 模型模拟出的地下河管道从上游到下游滞留时间的分布。滞留时间在上游的前 11 处管道急剧减小,前 11 处管道与多孔介质的交换水量较大,导致短时间内通过管道的流量迅速增大,从而滞留时间急剧减小。在第 63、101 和 171 管道处也会看到滞留时间迅速下降的趋势,反映的是落水洞位置处的降雨集中补给。进入中游,滞留时间缓慢下降,反映多孔介质一直对管道的补给,但补给量相对上游较小。进入下游特别是接近大井出口的位置,滞留时间不再发生变化,管道与多孔介质的水位几

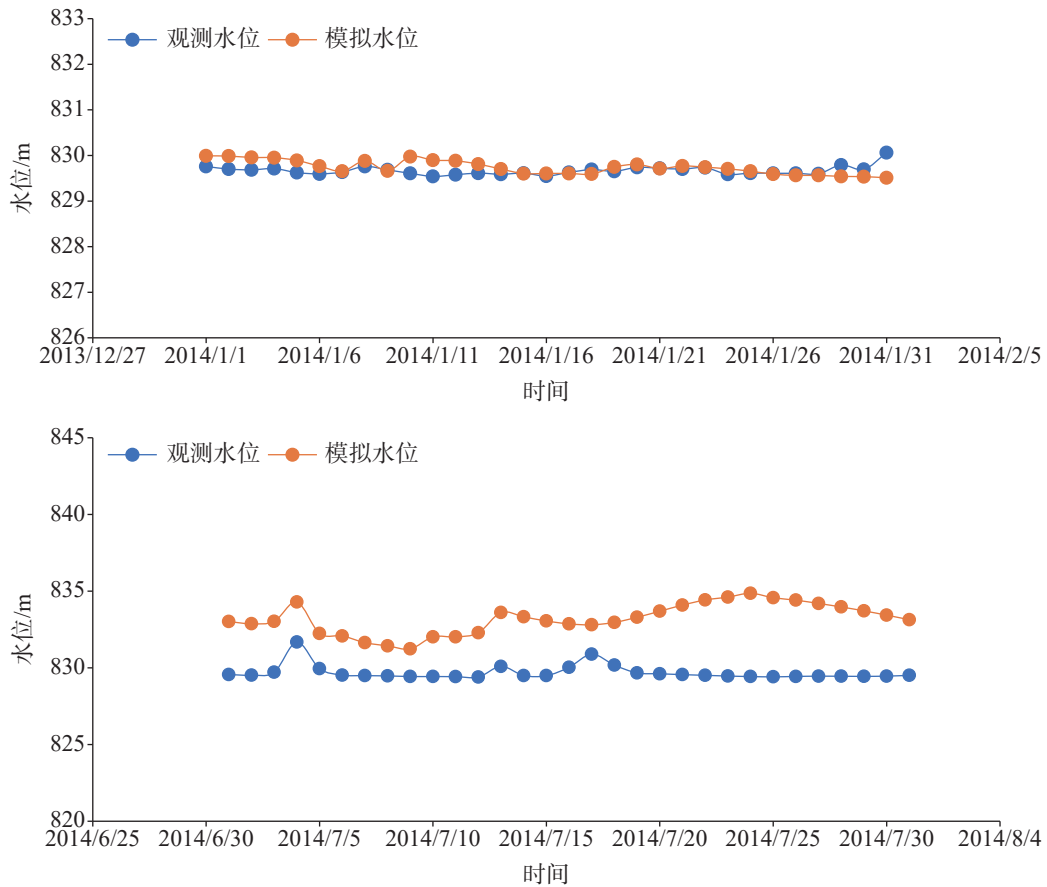


图 6 水位拟合图

Fig. 6 Piper diagram of water level fitting

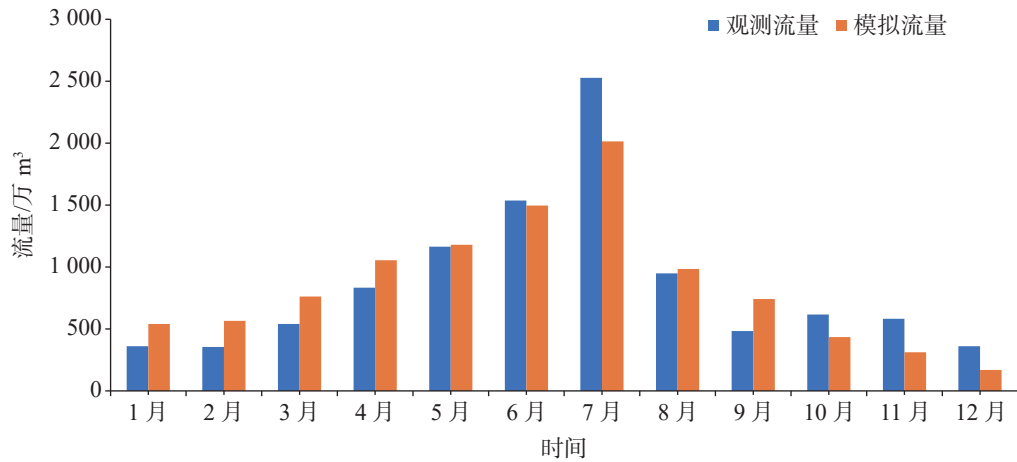


图 7 出口流量拟合图

Fig. 7 Piper diagram of outlet flow fitting

乎持平,二者不存在水量交换。

3.4.2 平水期管道与多孔介质交换量

为进一步研究从上游到下游管道与多孔介质的交换关系,选取代表平水期的部分管道进行研究,如图 9 所示,交换量代表多孔介质对管道的日补给

量,交换量整体上呈现逐渐减少的趋势,在前 109 处管道,交换量是正值,代表多孔介质对管道的持续补给;109 处管道开始到 114 处管道出现了短暂的负交换量,表示在这一小段地下河出现管道补给多孔介质的现象,这可能是由于该处管道直径突然较小,引起管道内压强突增,进而出现逆补给现象;

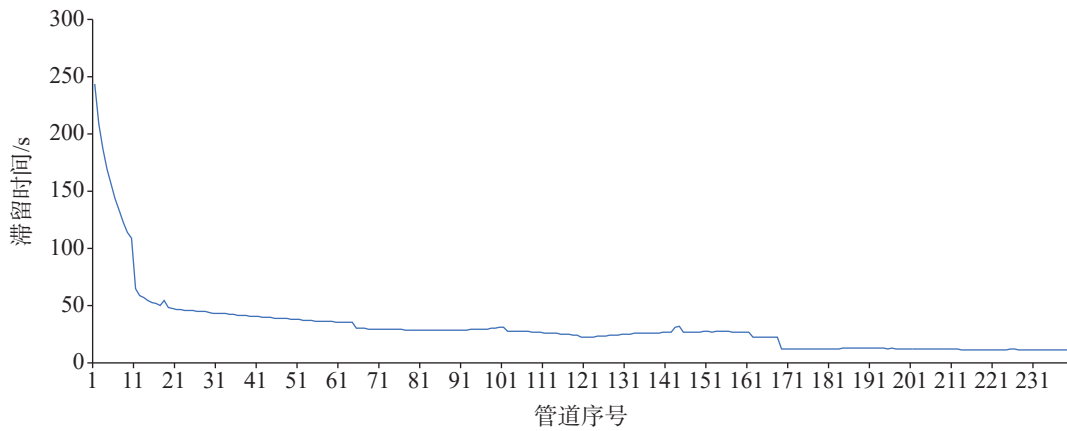


图 8 管道滞留时间图

Fig. 8 Piper diagram of pipe's residence time

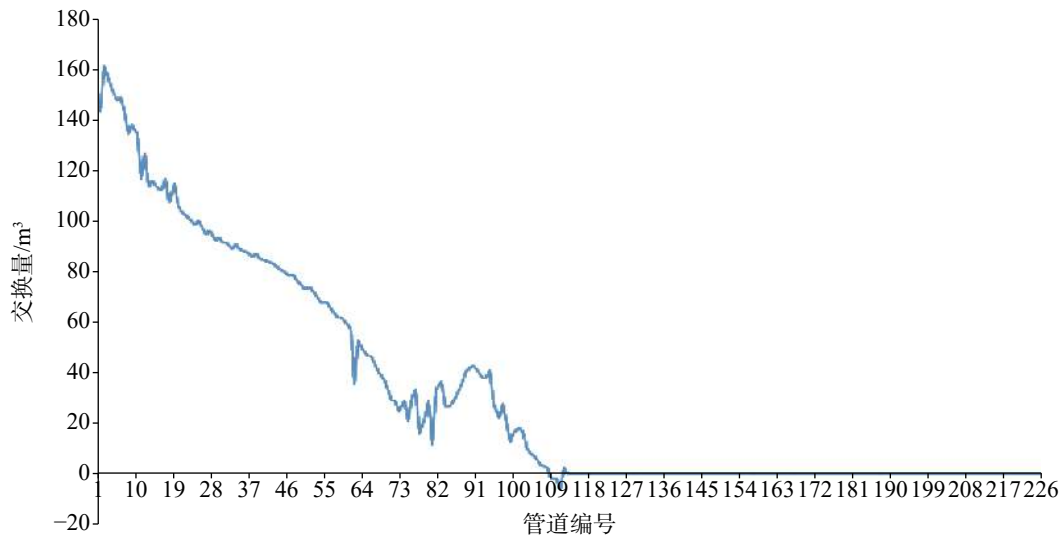


图 9 从上游到下游管道与多孔介质交换量变化图

Fig. 9 Diagram of changes in pipeline and porous media exchange capacity from upstream to downstream

从 114 处管道以后, 交换量几乎为 0, 表示管道与多孔介质之间不再有水力交换发生, 也表征两种介质的水位开始保持一致。从以上分析更进一步说明在地下河的上游、中游管道中的水未处于饱和状态, 不断得到补给, 到了下游管道开始充满水, 不再接受多孔介质补给。

3.4.3 水均衡

多孔介质-管道模型整体的均衡情况见表 2, 本次模拟期中降雨补给量为 $8\,930 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 是模型主要补给量, 占总补给项的 81.36%, 其中, 管道降雨入渗, 即降雨通过落水洞进入管道的水量为 $3\,968.9 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 多孔介质降雨入渗量为 $4\,961.2 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。北部航龙入口的补给量为 $2\,047.2 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占 18.65%。排泄项中地下河排泄量为 $10\,688 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$,

表 2 地下水均衡分析表

Table 2 Groundwater balance analysis

均衡项		水量/ $\times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$	占比/%
补给项	降雨汇入(管道)	3 968.9	36.16
	降雨入渗(多孔介质)	4 961.2	45.20
	地下河入口流入	2 047.2	18.65
	合计	10 977.3	100.00
排泄项	地下河流出	10 688.0	98.84
	排水沟	114.47	1.06
	蒸发	11	0.10
	合计	10 813.47	100.00
均衡差		163.83	

占总排泄项的 98.84%, 是最主要的排泄项, 与实际情况中地下河流速大的特点相符, 同时这个排泄量几乎等于降雨总量。排水沟指的是东北部狭长的低洼

地带排入到地下河中的水量,为 $114.47 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总排泄项的 1.06%。蒸发量相对较少,这与大井流域地下水的埋藏较深有关,仅在地下河入口、出口以及低洼地带存在部分蒸发。另外研究区还存在 29 处下降泉,排泄量较少,仅为 $6.5 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。

整个模型的均衡情况能体现出整体的源汇项,但无法体现管道与多孔介质之间的交换情况。而无论在实际情况中还是在模拟过程中,交换量十分重要,需要单独计算管道与多孔介质的均衡情况。

单独计算管道模型的均衡情况如表 3,管道中补给项主要由降雨和管道交换组成,其中降雨项指大气降雨通过落水洞的直接补给,水量为 $3\,968.9 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总补给项的 37.13%,管道交换项即多孔介质对管道的补给,水量为 $6\,719.1 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总补给项的 62.87%。排泄项全部为管道排泄,排泄总量达到 $10\,688 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ 。

表 3 管道水均衡分析

Table 3 Pipe's groundwater balance analysis

均衡项		水量/ $10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$	占比/%
补给项	降雨汇入(管道)	3 968.9	37.13
	管道交换	6 719.1	62.87
	合计	10 688.0	100.00
排泄项	地下河流出	10 688.0	100.00
	合计	10 688.0	100.00
均衡差		0	

单独计算多孔介质的均衡情况如表 4,多孔介质中补给项主要由降雨和北部河流流入组成,其中降雨项指大气降雨对多孔介质的面状补给,水量为 $4\,961.2 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总补给项的 70.79%,北部航龙入口流入水量为 $2\,047.2 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总补给项的

表 4 多孔介质水均衡分析表

Table 4 Fracture water balance analysis

均衡项		水量/ $10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$	占比/%
补给项	降雨入渗(多孔介质)	4 961.2	70.79
	地下河入口流入	2 047.2	29.21
	合计	7 008.4	100.00
排泄项	管道交换	6 719.1	98.17
	排水沟	114.47	1.67
	蒸发	11	0.16
	合计	6 844.57	100.00
均衡差		163.83	

29.21%。排泄项由管道交换、地下河流出、蒸发以及泉排泄组成。其中多孔介质对管道的补给量为 $6\,719.1 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总排泄项的 98.17%,排水沟项指的是研究区东北部低洼地带排泄到两条地下河的水量,水量为 $114.47 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总排泄项的 1.67%,蒸发和泉排泄量较小,占总排泄项的 0.16%。

4 结论与建议

以贵州大井流域为研究区,通过 MODFLOW-CFP 建立管道、多孔介质双重介质模型,结合流场形态、观测孔水位拟合定性和定量地验证模型的准确性,得出以下结论:

(1)研究区总补给水量为 $10\,977.3 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 补给模数为 $133.495 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$, 其中降雨汇入管道量为 $3\,968.9 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总补给量的 36.16%,降雨入渗量为 $4\,961.2 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总补给量的 45.20%,地下河入口流入量为 $2\,047.2 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总补给量的 18.65%。总排泄量为 $10\,813.47 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 其中地下河出口流出量为 $10\,688 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 占总排泄量的 98.84%,泉和蒸发排泄量占了剩下的 1.16%。从大井流域的水量均衡情况看出,降雨量为主要的补给来源,地下河出口流出量为主要的排泄去处,二者几乎相等;从大井流域与外界的联系来看,外界对大井流域的补给量即大井流域流入量远远小于大井流域流出量,这反映出大井流域的水资源利用程度偏低;

(2)研究区管道与多孔介质介质的交换量为 $6\,719.1 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, 几乎全部是多孔介质补给管道。另外,无论从滞留时间分析,还是从地下河上游到下游的两种介质间的交换量分布,都表明地下河上游管道与多孔介质水量交换频繁,下游几乎没有水量交换,即从上游到下游交换量逐渐下降,而在某些管段位置会发生下降幅度增大的现象,反映出该处管段处在洼地或落水洞,降雨过后的汇水使管道内水位充满,多孔介质对管道的补给量进而减少;

(3)大井流域虽然降水充沛,但水资源短缺现象仍时有发生,主要与其开发利用方式有关。根据上述分析,提出两点开发利用方式取代传统的过度利用岩溶泉的取水方式:一是增加地下河出口的引水,二是截取上游、中游的汇水量作为备用。

参考文献

- [1] 徐中平,周训,崔相飞,拓明明,王昕昀,张颖. 岩溶区地下水数

- 值模拟研究进展[J]. 中国岩溶, 2018, 37(4): 475-483.
- XU Zhongping, ZHOU Xun, CUI Xiangfei, TUO Mingming, WANG Xinyun, ZHANG Ying. Research advances of numerical simulation of groundwater in karst areas[J]. *Carsologica Sinica*, 2018, 37(4): 475-483.
- [2] 杨杨, 唐建生, 苏春田, 潘晓东, 赵良杰. 岩溶区多重介质水流模型研究进展[J]. 中国岩溶, 2014, 33(4): 419-424.
- YANG Yang, TANG Jiansheng, SU Chuntian, PAN Xiaodong, ZHAO Liangjie. Research advances on multi-medium flow model for karst aquifers[J]. *Carsologica Sinica*, 2014, 33(4): 419-424.
- [3] 范威, 陈植华, 牛俊强, 李伟, 王亮, 黄荷. 香溪河岩溶流域水系结构与洪峰特征关系[J]. 中国岩溶, 2021, 40(3): 430-438.
- FAN Wei, CHEN Zhihua, NIU Junqiang, LI Wei, WANG Liang, HUANG He. Relationship between the surface water system structure and the flood peak in the Xiangxi river karst basin[J]. *Carsologica Sinica*, 2021, 40(3): 430-438.
- [4] 黄亮, 赵卫权, 吕思思, 杨家芳, 苏维词. 喀斯特洞穴空间分布与河网密度关系研究: 以贵州省为例[J]. 中国岩溶, 2020, 39(1): 127-136.
- HUANG Liang, ZHAO Weiwan, LYU Sisi, YANG Jiafang, SU Weici. Study on the relationship between spatial distribution of karst caves and drainage density: An example of Guizhou Province[J]. *Carsologica Sinica*, 2020, 39(1): 127-136.
- [5] 汤克轩, 赵楠. 可溶岩地层的地球物理特征及其地质解译[J]. 中国岩溶, 2019, 38(4): 578-583.
- TANG Kexuan, ZHAO Nan. Geophysical characteristics and geological interpretation of karst strata[J]. *Carsologica Sinica*, 2019, 38(4): 578-583.
- [6] 陈皓锐, 高占义, 王少丽, 胡亚琼. 基于Modflow的潜水位对气候变化和人类活动改变的响应[J]. 水利学报, 2012, 43(3): 344-353, 362.
- CHEN Haorui, GAO Zhanyi, WANG Shaoli, HU Yaqiong. Modeling on impacts of climate change and human activities variability on the shallow groundwater level using Modflow[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2012, 43(3): 344-353, 362.
- [7] Dong Y H, Fu Y M, Yeh T C J, Wang Y L, Zha Y Y, Wang L H, Hao Y H. Equivalence of discrete fracture network and porous media models by hydraulic tomography[J]. *Water Resources Research*, 2019, 55(4): 3234-3247.
- [8] 韩行瑞. 岩溶水文地质学[M]. 北京: 科学出版社, 2015.
- HAN Xingrui. Karst Hydrogeology[M]. Beijing: Science Press, 2015.
- [9] 常勇. 多孔介质—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 Yong. Analysis and simulation of karst spring water process in porous media-pipeline dual structure[D]. Nanjing: Nanjing University, 2015.
- [10] 吴月霞, 蒋勇军, 袁道先, 李林立, 杨平恒. 岩溶泉域降雨径流水文过程的模拟: 以重庆金佛山水房泉为例[J]. 水文地质工程地质, 2007, 34(6): 41-48.
- WU Yuexia, JIANG Yongjun, YUAN Daoxian, LI Linli, YANG Pingheng. Simulation of hydrological response of karst spring to precipitation: Case study of Shuifang Spring, Jinfo Mt., Chongqing[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2007, 34(6): 41-48.
- [11] 王益伟, 渠光华, 刘埔, 褚学伟, 段先前. 岩溶管道网络数值模拟方法研究进展[J]. 水科学与工程学报, 2019, 213(1): 36-40.
- WANG Yiwei, QU Guanghua, LIU Pu, CHU Xuewei, DUAN Xianqian. Brief analysis of main engineering geological problems of a plain reservoir in North China[J]. *Water Science and Engineering Technology*, 2019, 213(1): 36-40.
- [12] 赵良杰, 夏日元, 杨杨, 邵景力, 易连兴, 王喆. 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 Liangjie, XIA Riyuan, YANG Yang, SHAO Jingli, YI Lianxing, WANG Zhe. Discussion and application of simulation methods for karst conduit flow based on MODFLOW[J]. *Carsologica Sinica*, 2017, 36(3): 346-351.
- [13] 薛亮, 于青春. 岩溶水系统演化中河间地块分水岭消失过程的数值模拟分析[J]. 水文地质工程地质, 2009, 36(2): 7-12.
- XUE Liang, YU Qingchun. Numerical simulation for the disappearing of a watershed divide in a karst groundwater system[J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2009, 36(2): 7-12.
- [14] 梅向阳, 王菁, 覃荣高. 云南曲靖市沾益区某向斜构造岩溶区地下水污染数值模拟研究[J]. 价值工程, 2019, 38(5): 144-148.
- MEI Xiangyang, WANG Jing, QIN Ronggao. Numerical simulation of groundwater contamination in a syncline karst zone in Zhanyi district of Qujing City, Yunnan Province.[J]. *Value Engineering*, 2019, 38(5): 144-148.
- [15] 张春艳, 束龙仓, 程艳红, 张帅领. 落水洞水位对水文情景响应变化的试验研究[J]. 人民黄河, 2020, 42(6): 46-52.
- ZHANG Chunyan, SHU Longcang, CHENG Yanhong, ZHANG Shuailing. Experimental study on the responses of groundwater level changes in the sinkhole on different hydrology sciences[J]. *Yellow River*, 2020, 42(6): 46-52.
- [16] 杨郑秋, 杨杨, 邵景力. 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 Zhengqiu, YANG Yang, SHAO Jingli. Study on nonlinear rainfall infiltration recharge of karst water model based on Modflow-CFP: A case study of Xianghualing area, Hunan Province[J]. *Carsologica Sinica*, 2019, 38(5): 691-695.
- [17] 钱家忠, 汪家权, 葛晓光, 张寿全, 李如忠. 我国北方型裂隙岩溶水流及污染物运移数值模拟研究进展[J]. 水科学进展, 2003, 14(4): 409-412.
- QIAN Jiazhong, WANG Jiaquan, GE Xiaoguang, ZHANG Shouquan, LI Ruzhong. Advances in research for numerical simulation of contaminant transport and flow in North China type fracture-karst media[J]. *Advances in Water Science*, 2003, 14(4): 409-412.

- [18] 刘丽红, 李娴, 鲁程鹏. 岩溶含水系统水力特征研究进展[J]. *水电能源科学*, 2012, 30(7): 21-24.
LIU Lihong, LI Xian, LU Chengpeng. Research progress on hydrodynamic characteristics of karst water-bearing system[J]. *Water and Power Energy Science*, 2012, 30(7): 21-24.
- [19] 李向全, 侯新伟, 张莉. 宁南深层岩溶地下水系统三维数值模拟[J]. *地球科学进展*, 2004, 20(S1): 143-147.
LI Xiangquan, HOU Xinwei, ZHANG Li. Three-dimensional numerical simulation of deep karst groundwater system in southern Ningxia[J]. *Advances in Earth Science*, 2004, 20(S1): 143-147.
- [20] 姜光辉. 融合生态学和提升岩溶水数值模拟技术的国际前沿研究[J]. *中国岩溶*, 2016, 35(1): 1-4.
JIANG Guanghui. The research progress and developing tendency of karst water[J]. *Carsologica Sinica*, 2016, 35(1): 1-4.
- [21] 张林. 贵州大小井地下河流域表层岩溶带结构及岩溶水开发[J]. *贵州地质*, 2004, 20(1): 54-57.
ZHANG Lin. A study of superficial structure of karst zone and exploitation of karst water at the valley of Daxiaojing underground river[J]. *Guizhou Geology*, 2004, 20(1): 54-57.

Numerical simulation of karst groundwater in Dajing basin of Guizhou Province based on MODFLOW-CFP

DANG Zhiwen¹, SHAO Jingli², CUI Yali², LI Jun¹, GONG Zhiqiang³, ZHAO Liangjie⁴, LIANG Yongsheng⁵

(1. Office of Hebei Water Quality Engineering and Comprehensive Utilization of Water Resources, Hebei University of Architecture, Zhangjiakou, Hebei 075000, China; 2. School of Water Resources and Environment, China University of Geosciences, Beijing 430074, China; 3. Hebei Key Laboratory of Geological Resources and Environmental Monitoring and Protection, Hebei Geo-environment Monitoring Institute, Shijiazhuang, Hebei 050022, China; 4. Institute of Karst Geology, CAGS/Key Laboratory of Karst Dynamics, MNR & GZAR, Guilin, Guangxi 541004, China; 5. No.3 Geological Brigade of Hebei Geology and Mineral Exploration Bureau, Zhangjiakou, Hebei 075000, China)

Abstract China is a country with the most widely distributed karst, and the karst is extensively developed in its southwestern part where 2,836 underground rivers are distributed with about $1,847.8 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ of karst groundwater resources and a total discharge of $479.7 \times 10^8 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$ in the dry season. These underground rivers become the main water source for people's life as well as the development of industry and agriculture in Southwest China. However, water shortage has often occurred in recent years, due to the unreasonable development and utilization of karst water resources. How to make scientific, reasonable and effective use of karst water resources has become a difficult problem in tackling water resource crisis. In this paper, we have studied the hydrological process and numerical simulation of groundwater in karst areas from the perspective of groundwater science, which is of great significance to the accurate evaluation, and rational development and utilization of karst water resources.

In this study, we take Dajing basin, a typical karst peak-cluster depression area in southern Guizhou Province, as the study area. Water-bearing media in karst areas often include karst pipelines with high permeability and dissolved gaps with low permeability. The flow mechanism of groundwater in these two media is quite different. The groundwater in the gap mainly accords with Darcy's law and the laminar flow mechanism, while the groundwater in the karst pipeline is mostly in the turbulent state due to the large flow rate. In the actual situation, the two media are independent of each other, but there is an interrelated process of hydraulic exchange on the boundary. Based on this, we adopt MODFLOW-CFP coupling model to carry out a numerical simulation of Dajing basin. MODFLOW-CFP is a dual-system coupling model based on dual structure theory. MODFLOW-CFP model contains three groundwater flow simulation methods. In this study, CFPM1, the most basic model, is adopted. In this pattern, the traditional groundwater flowing model is coupled with a specific pipeline model. The main purpose is to depict caves, cracks in interstitial space and basaltic aquifer pipes in karst aquifers, where groundwater can be fully or partially filled and flow patterns can be laminar or turbulent. Therefore, a complete simulation of the hydrological process of karst groundwater may help us to grasp the law of groundwater movement in Dajing basin, accurately evaluate karst water resources, and thus promote the rational development and utilization of the resources.

The process of using MODFLOW-CFP to establish a mathematical model of groundwater in Dajing basin includes the establishment of porous media model in MODFLOW and pipeline model in CFP. Subsequently, the two

models are combined together to identify the model and analyze the water balance, based on the coupling model. Finally, the water resources are evaluated and the mechanism of groundwater migration is studied. In this study, it is found that Dajing basin is a groundwater system with complete recharge, runoff and drainage conditions, and the North-South and the Northeast-Southwest trending structures control the distribution of regional karst aquifers and the development of karst. According to the buried conditions of groundwater and the practical significance of water supply, the main source of recharge in this area is atmospheric rainfall, and the main discharge is the outflow from the southern Dajing basin. Meanwhile, the simulation results show that the exchange capacity between pipes and porous media is $6,719.1 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, mainly in the upper and middle reaches of Dajing basin. The total recharge water in the study area is $10,977.3 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, and the recharge module is $133.495 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$. The rainfall inflow and infiltration accounts for 81.35% of the total recharge, and the total discharge is $10,813.47 \times 10^4 \text{ m}^3 \cdot \text{a}^{-1}$, mainly from the outlet of the underground river. Based on the research findings, the migration mechanism of groundwater in Dajing basin is clarified, and new development and utilization of water resources are put forward to address the shortage of local water resources.

Key words karst water in Dajing basin, MODFLOW-CFP coupling model, karst pipeline simulation

(编辑 黄晨晖)

岩溶所红色碳酸盐岩研究取得重要进展

华南奥陶系红色碳酸盐岩是世界级地质遗迹“红石林”的成景岩石,在岩溶地质和沉积地质研究中具有特殊的地位。

中国地质调查局岩溶地质研究所研究团队对湖南湘西世界地质公园(Xiangxi UNESCO Global Geopark)的红色碳酸盐岩开展详细的岩石学、古生物学、沉积地球化学研究。获得多项重要进展:

(1) 牙形刺化石带显示红色碳酸盐岩发育在奥陶纪大坪期(Dapingian)和达瑞威尔期(Darriwilian),较精确地约束了红色碳酸盐岩的发育时限约 1200 万年;

(2) 高精度碳同位素、微量元素分析和对华南其它剖面的对比,显示湘西红色碳酸盐岩对 BDNICE、

MDICE 和 LDNICE 等全球碳同位素漂移事件具有差异性记录,冈瓦纳大陆北缘沿赤道由东向西具有 $\delta^{13}\text{C}$ 波动幅度逐渐增强的趋势,华南的波动幅度普遍偏小,解释为由不同块体底层海水分层差异造成;

(3) 新发现了 2 次潜在的同位素震荡事件,指示华南存在特殊的地区性事件;

(4) 提出湘西红色碳酸盐岩是海平面下降叠加氧化事件的产物。

红色碳酸盐岩成因可能并非一致,这造成了红色碳酸盐岩在区域上的穿时性及红石林岩溶地貌分布的时空差异性,值得更深入的研究。

(吴亮君 张远海 供稿)