

<https://doi.org/10.3799/dqkx.2024.098>



溶洞填充对含水层渗流和水力参数的影响

陈焕雄¹, 李 静^{1*}, 黄聪明¹, 陈徵文², 潘晓东³, 程瑞瑞³

1. 中国地质大学(武汉)环境学院, 湖北武汉 430078
2. 江西环境工程职业学院, 江西赣州 341000
3. 中国地质科学院岩溶地质研究所, 广西桂林 541004

摘 要: 中国西南岩溶区水土漏失严重, 表层土充填并堵塞含水层储水结构, 改变了介质场水动力参数. 为探讨溶洞堵塞对含水层渗流的影响, 设计岩溶裂隙—溶洞三维物理模型, 开展了不同堵塞率、不同降雨条件下岩溶裂隙储水—释水渗流实验. 结果表明: 基流衰退过程中, 岩溶水流量呈三阶段下降模式. 初始流量与衰退系数受含水层厚度、水位落差和介质场渗透系数影响. 堵塞会延长储水时间, 加快降雨结束时水位回落速度; 在堵塞率超过 50% 时, 蓄水空间大量减少, 堵塞介质延缓排水的作用明显, 使水位回落速度减慢. 堵塞率与渗透系数 K 和储水系数 S 间为指数函数关系, 堵塞初期两个参数快速减小. 数值模拟结果表明参数 K 和 S 的减小, 会引起地下水水位抬高, 导致地下水位在降雨开始与结束时的不稳定, 减弱岩溶含水层地下水的调控能力.

关键词: 岩溶地下水; 溶洞堵塞; 物理模拟; 裂隙—溶洞储水介质; 水文地质; 环境地质.

中图分类号: P641

文章编号: 1000-2383(2025)06-2416-12

收稿日期: 2024-07-24

Effects of Cave Filling on Seepage and Hydraulic Parameters of Aquifers

Chen Huanxiong¹, Li Jing^{1*}, Huang Chongming¹, Chen Zhiwen², Pan Xiaodong³, Cheng Ruirui³

1. School of Environmental Studies, China University of Geosciences (Wuhan), Wuhan 430078, China
2. Jiangxi Environmental Engineering Vocational College, Ganzhou 341000, China
3. Institute of Karst Geology, Chinese Academy of Geological Sciences, Guilin 541004, China

Abstract: In the karst area of Southwest China, water and soil leakage is serious, and topsoil fills and plugs the aquifer storage structure, changing the hydrodynamic parameters of the media field. In order to explore the influence of cavern plugging on aquifer seepage, a three-dimensional physical model of karst fissure-cavern was designed, and experiments on water storage-release seepage from karst fissures under different plugging rates and rainfall conditions were carried out. The results show that the karst water flow shows a three-stage decline pattern during baseflow recession. The initial flow rate and recession coefficient are affected by aquifer thickness, water level drop and permeability coefficient of media field. Clogging prolongs the storage time and accelerates the rate of water level fallback at the end of rainfall; At a clogging rate of more than 50%, there is a large reduction in the storage space, and the clogging medium retards the drainage significantly, slowing down the rate of water level fallback. Clogging rate and permeability coefficient K and water storage coefficient S is an exponential function of the relationship between the two parameters at the beginning of the plugging rapid decrease. Numerical simulation results show that the decrease of

基金项目: 广西重点研发计划项目(No. 桂科 AB21196026); 国家自然科学基金项目(Nos. 42377071, 41977167).

作者简介: 陈焕雄(1998—), 男, 在读博士, 主要从事地下水渗流方面研究. ORCID: 0009-0006-1446-0317. E-mail: chx785963@163.com

*** 通讯作者:** 李静, 副教授, 主要从事地下水水动力学和地下水化学研究. ORCID: 0000-0002-4361-9829. E-mail: lijing915@cug.edu.cn

引用格式: 陈焕雄, 李静, 黄聪明, 陈徵文, 潘晓东, 程瑞瑞, 2025. 溶洞填充对含水层渗流和水力参数的影响. 地球科学, 50(6): 2416—2427.

Citation: Chen Huanxiong, Li Jing, Huang Chongming, Chen Zhiwen, Pan Xiaodong, Cheng Ruirui, 2025. Effects of Cave Filling on Seepage and Hydraulic Parameters of Aquifers. *Earth Science*, 50(6): 2416—2427.

parameters K and S will cause the groundwater level to be elevated, leading to the instability of the groundwater level at the beginning and the end of rainfall, and weakening the ability to regulate the groundwater in karst aquifers.

Key words: karst groundwater; cavern plugging; physical modelling; fissure-cavern storage media; hydrogeology; environmental geology.

0 引言

岩溶区内水土(双层结构)配置不协调,母岩成土时间是其他类型母岩成土时间的10倍(马祖陆等,2009;张军以等,2014)。受岩溶区地表与地下双层空间结构影响,及在水流机械侵蚀、化学溶蚀作用下,地表泥土经过落水洞和裂隙等岩溶通道向下渗漏,进入到地下河和洞穴(曹建华等,2011;蒋忠诚等,2014)。岩溶介质空隙的堵塞会减少地下水储蓄空间,改变岩溶水系统的储水结构和水动力条件(李阳兵等,2006;张信宝等,2007;曹建华等,2011),进而导致含水层调控水资源能力减退。水土漏失在我国西南岩溶区普遍存在(蒋忠诚等,2018)。Yang *et al.* (2011)和Dai *et al.* (2017)通过野外监测和实验室模拟研究发现,岩溶石漠化地区土壤通过地下管道漏失是水土流失的主要途径,且其程度超过了地表流失。何永彬等通过 ^{137}Cs 配比法研究发现,贵州茂兰工程碑草地地下漏失在水土流失中的相对贡献率为29.87%(何永彬等,2009)。这种现象严重破坏了岩溶地区的生态环境,并改变了岩溶水渗流过程。因此探讨岩溶堵塞对含水层介质场及地下水渗流过程的影响,对解决岩溶地区生态环境问题具有重要意义。

目前,国内外研究主要聚焦于岩溶区域的水土漏失示踪、漏失量评价等(李阳兵等,2006;张信宝等,2007;蒋忠诚等,2014;Wu *et al.*, 2021),关于土壤填充或堵塞溶洞而导致含水层水动力参数变化的研究较为匮乏。室内物理实验常用于揭示岩溶地下水的渗流过程和影响因素(罗明明等,2023),岩溶管道—裂隙间的水力交换(Shu *et al.*, 2020)和岩溶水溶质运移规律(Zhao *et al.*, 2021)。岩溶物理模型的设计和研制成为探讨岩溶含水层水动力参数变化的重要手段(罗明明等,2023)。

岩溶含水层孔隙、裂隙等储水结构高度的各向异性导致岩溶水的水动力条件和水动力参数十分复杂(张军以等,2014; Denić-Jukić and Jukić, 2003; 罗明明等,2023)。流量衰退曲线方法可定量解析岩溶含水层内部结构和水动力信息(Fiorillo, 2009; Tang

et al., 2016),如渗透率和储水系数(Hall, 1968; Vogel and Kroll, 1992; Tallaksen, 1995),且在国内外得到广泛应用。Silva *et al.* (2010)通过基流衰退方程获得含水层衰退系数 a ,计算含水层水动力参数和给水能力;Chen *et al.* (2012)通过多年流量衰退曲线估计了含水层厚度和渗透系数等;Dewandel *et al.* (2003)利用两组不同形式的基流衰退方程评估含水层厚度,而Alattar and Troy (2023)提出新的复合方程来解决基流衰退的线性和非线性特征。

为深入探讨岩溶介质堵塞条件下岩溶介质场水力参数变化和渗流过程,研制了岩溶渗流场砖箱模型,利用石灰砖填充,设计不同堵塞率条件下岩溶水储水—释水实验。依据基流衰退方法,揭示溶洞堵塞条件下岩溶含水层水动力参数变化,同时利用等效多孔介质方法建立数值模型(Loáiciga *et al.*, 2000; Rodríguez *et al.*, 2013),探讨水动力参数变化对含水层渗流的影响,为岩溶区域的生态修复及水环境的改善提供理论指导。

1 材料与方法

1.1 物理模型与实验设计

1.1.1 物理渗流模型 结合中国西南岩溶区裂隙特征,概化岩溶水系统结构,研制尺寸为200 cm×200 cm×100 cm的三维物理模型,依据相似性原则设置岩溶裂隙—溶洞运移通道,模型设置由3部分组成:定流量补给系统、裂隙—溶洞地下水运移系统、数据监测系统。

定流量补给系统:供水装置为立方体水箱,内置水泵,且与砖箱、降雨装置连通,通过流量阀与涡轮流量计(计量精度0.5级)控制流量大小,降雨装置则由多段PVC管组装,PVC管底部开孔,降雨均匀,降雨量可控。

裂隙—溶洞地下水运移系统:采用石灰岩作为渗流介质,逐层平铺,石灰块的大小和排序方式如图1所示,主要储水结构为裂隙和溶洞。模型左边界为流量边界,模拟侧向定流量补给边界;右边界为自由排水边界(变水头),模拟河流排泄。

介质场结构共分为7层,每层高10 cm(图1)。第

1层 50 cm×100 cm×10 cm,第2层 50 cm×50 cm×10 cm,第3至第6层 25 cm×50 cm×10 cm,第7层 40 cm×50 cm×10 cm,且 10 cm 短边朝向补给区和排泄区.根据岩溶发育程度设置溶洞数量,溶洞位置对称分布,共设置 4 个区:0~20 cm 岩溶不发育区、20~30 cm 岩溶弱发育区(包含 2 个溶洞)、30~55 cm 岩溶强发育区(包含 9 个溶洞)、55~70 cm 岩溶表层区(包含 2 个溶洞).岩溶强发育区溶洞大小为 10 cm×10 cm×10 cm,表层、弱发育区溶洞大小为 10 cm×10 cm×5 cm.

数据监测系统:供水装置安装有涡轮流量计,排泄端安装有电磁流量计(计量精度 0.5 级),连接无纸记录仪实时监测流量数据,在砖箱背面均匀布设监测孔,安装压力探头和测压板,实时监测水位.

1.1.2 实验设计 本文设计了非降雨与降雨条件下含水层退水及储水—释水两组实验.每组实验设计的溶洞填充率为 0%,20%,50%,80%,填充方法为 110 目的砂网包裹 40~70 目石英砂,填充率为石英砂体积与溶洞体积之比,石英砂体积不包括石英砂内部孔隙体积,其体积计算通过密度与重量称量

得到,堵塞位置为第 4、第 5 层溶洞.

岩溶裂隙—溶洞介质退水实验:左侧边界保持定流量补给,通过控制初始流量大小保持右侧的初始水位为 67.5 cm,该水位高度基本覆盖模型介质.实验分为 7 个阶段逐步降低补给流量,流量下降范围在 2.6~3.7 L/min.降低后监测介质场中水位和排泄区流量变化,待渗流场稳定后,再次降低流量,直至水位降至 30 cm 处(岩溶不发育区),在不同堵塞率下重复实验步骤.

降雨条件下储水—释水实验:保持左边界为定流量补给,右侧初始水位为 30 cm.共设计 3 组不同降雨强度实验,分别为 1.5 mm/min、3.0 mm/min 和 4.5 mm/min,每组实验分为 3 个阶段,降雨期,降雨平衡期,衰退期.降雨开始监测介质场中水位和排泄区流量变化,待渗流场稳定后停止降雨,并继续监测退水过程中水位和排泄区流量变化.在不同降雨强度和堵塞率条件下,重复实验步骤.两组实验水位变化如图 2 所示.

1.2 含水层基流衰退分析方法

Boussinesq 通过假设含水层模型(图 3a)并简化条件得到基流衰退流量解析解(式 1)(Hall, 1968;

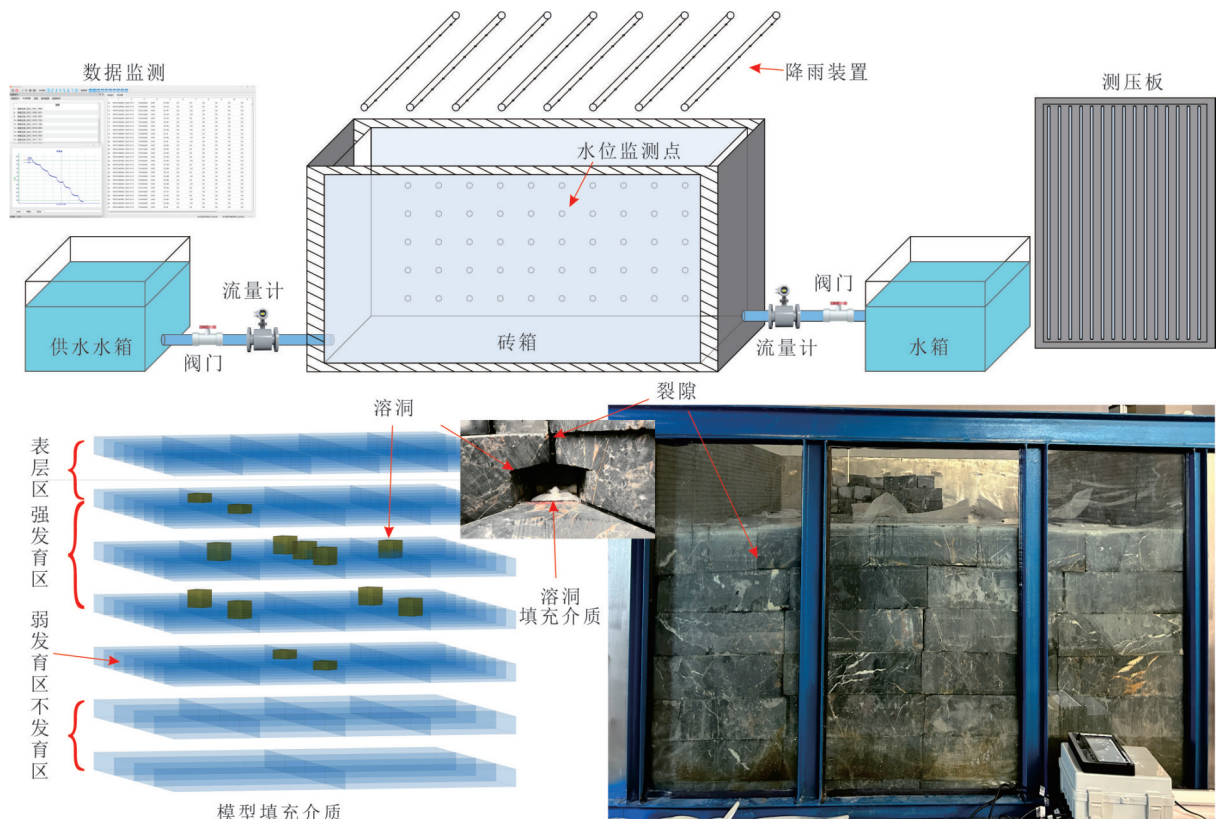


图 1 岩溶渗流槽实验装置示意
Fig.1 Diagram of the experimental setup of karst seepage tank

Dewandel *et al.*, 2003):

$$Q_t = Q_0 e^{-at}, \quad (1)$$

其中:

$$Q_0 = 2KHl \frac{h_0}{L}, \quad (2)$$

$$\alpha = \frac{\pi^2 KH}{4L^2 S}, \quad (3)$$

式(1)~(3)中: Q_t 为实时流量, m^3/s ; Q_0 为初始流量, m^3/s ; a 为衰退系数, s^{-1} (Maillet, 1905); K 为含水层渗透系数, m/s ; H 为出水口含水层深度, m ; l 为排泄域宽度, m ; L 为含水层长度, m ; h_0 为出水口水位变化值, m ; S 为储水系数,无量纲. 目前该公式已被广泛使用 (Lastennet and Mudry, 1997; Aksoy and Wittenberg, 2011; Alattar and Troy, 2023). 虽然不同含水层的流量衰退曲线形状相似,但会受到含水层的几何形状和水动力特征的影响而有所不同 (Schoeller, 1948). 基于本文的物理模型和实验条件,采用 Rorabaugh (1964) 提出的概念模型 (图 3b) (Fiorillo, 2014),该模型假设含水层为一个均质、各向同性的介质场,所计算参数为等效参数,其中出水口水位变化不可忽略. 实验模型形状和出水口水位变化特征与概念模型相符,可以根据实验排泄区

出水口流量变化,计算得到不同堵塞率含水层的等效参数.

1.3 岩溶水渗流数值模拟

为进一步探讨含水层水力参数变化对调蓄能力的影响,依据物理实验建立了数值模型. 为突出实验现象和岩溶水流渗流过程,设计了等比例放大 100 倍的 $200 \text{ m} \times 200 \text{ m} \times 70 \text{ m}$ 的含水层. 北部为定流量 $500 \text{ m}^3/\text{d}$ 补给边界,南部为河流边界,水位为 68 m ,河床为 65 m . 模拟期为一个水文年,全年分丰—枯水期,降雨量设置如表 1.

数值模型采用等效多孔介质方法 (equivalent porous media, EPM) 构建,该假想模型介质设置为均质各向同性,渗透系数与储水系数依据 $4.5 \text{ mm}/\text{min}$ 降雨实验组拟合所得参数进行取值. EPM 假设多孔介质中的孔隙空间和固相材料的物理性质是均匀、等效的,并引入等效介质参数来描述. 通过对等效介质参数的调整,可以实现对多孔介质地下水流动的准确预测. 本实验所获得的参数是基于将饱水区域的介质视为均质的等效介质而得出的,因此选择 EPM 进行数值模拟,且前期研究表明该方法可用于岩溶水资源的估计和预测 (Abusaada and Sauter, 2013; Rodríguez *et al.*, 2013). 模型共设置

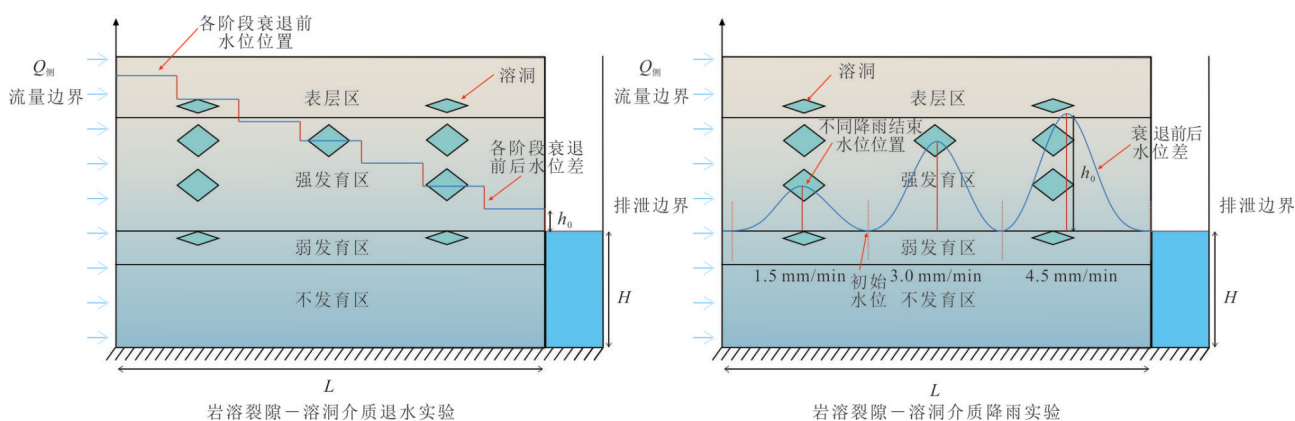


图2 岩溶水渗流不同阶段水位示意

Fig.2 Schematic diagram of water levels at different stages

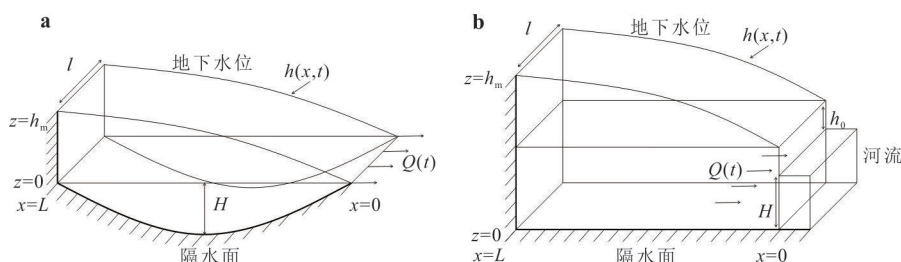


图3 基流衰退概念模型示意

Fig.3 Schematic diagram of the baseflow recession conceptual model

100 行和 100 列,7 层网格对含水层进行剖分.

2 结果与讨论

2.1 岩溶水排泄流量及水位变化

该物理模型中岩溶含水层等效为各向同性、均质的含水层,所获参数均为等效参数.在退水实验中,介质场流量与水位稳定时,通过测压板监测的水位如表 2 所示.监测点自上而下 5 行,自左往右 10 列,等间距分布.

在介质场内水位在水平方向上自补给区向排泄区逐渐变小,在垂直方向上变化微小,垂向水力梯度范围为 0.018~0.027,说明介质渗流场垂向运移较弱,以水平一维流为主,可近似视为一维流场.因此在实验中设置压力传感器对介质场中 6 个点位进行实时的水位监测,6 个点位分别为 A4、C4、E4、G4、I4、J4.

两组实验各个阶段的补给流量不同,代表着各个阶段的衰退初始水位高度不一,介质厚度不一.图 4a 为岩溶裂隙—溶洞介质退水实验中堵塞率为 0 时,7 个阶段的流量与水位曲线.在不同堵塞率下,各个阶段水位和流量下降趋势与图 4a 基本一致.流量衰退曲线均呈现 3 个过程,以堵塞率 20%,第 5 阶段流量衰退曲线(图 4b)为例,第一过程流量迅速变小,该过程处于衰退刚开始的较短时间(0~355 s)内,变化率较大,曲线形状几乎呈一条直线;第二过程历时较长(355~1 190 s),流量变化率快速减小,流量曲线呈内凹的形状;第三过程为缓慢变化阶段(1 190~1 450 s),该过程流量在上下波动的过程中缓慢衰减,直至衰退结束.整体上流量曲线变化符合指数函数模型.其次,不同监测点在实验初期水

位差较小,但随着水位的下降,A 点与 J 点的水位差由于介质场的渗透性减小而逐渐增大.

降雨条件下岩溶裂隙—溶洞介质渗流过程如图 4c 所示.控制侧向补给流量大小 58~60 L/min,右边界水位高度在 28~30 cm.降雨期时,水位与流量迅速升高,而后逐渐平缓直至达到平衡期,水位保持稳定;停止降雨后,含水层自然退水,退水曲线如前期退水实验的曲线一致.其中堵塞率 0% 降雨 3.0 mm/min 实验组补给水箱异常导致出现补给波动,因此去除该实验组数据.在实验中更改降雨强度时,实验中断存在数据短暂不连续(图 4).

2.2 溶洞堵塞对基流衰退的影响

2.2.1 退水实验 将岩溶裂隙—溶洞介质退水实验所得结果代入式(4),进行拟合,获得初始流量 Q_0 和衰退系数 a (表 3).初始流量为衰退瞬间含水层中释放的水量,衰退系数与泉流量、衰减时间无关,是衡量含水层水位回落速率的重要参数(常勇等, 2016),可以用来评估含水层的水位稳定性.当衰退系数较大时,说明含水层的水位回落速度较快,可能导致水位不稳定和长期的水资源不足(Fiorillo, 2014).根据公式(2 和 3),可知 Q_0 与 $H \times h_0$ 正相关, a 与 H 正相关,绘制 H 、 h_0 、堵塞率和 Q_0 、 a 的关系图(图 5),其中表 4 为岩溶裂隙—溶洞介质退水实验各阶段 H 与 h_0 .

如图 5 所示, $H \times h_0$ 与 Q_0 之间存在显著正相关关系,整体相关系数为 0.72**(**表示在 0.01 显著性水平下,相关性显著);在退水实验的前 4 个阶段, $H \times h_0$ 与 Q_0 相关系数仅为 0.63**;在实验的第 5 至第 7 阶段,相关系数为 0.76**.在式(2)中, Q_0 与等效渗透系数 K 、 $H \times h_0$ 为线性相关关系.在退水实验的前 4 个阶

表 1 数值模型中设计月降雨量
Table 1 Design monthly rainfall in numerical models

时间(m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
降雨量(m/d)	0.015	0.02	0.03	0.04	0.03	0.018	0.02	0.015	0.01	0.008	0.008	0.005

表 2 岩溶退水实验监测点初始稳定水位
Table 2 Initial stabilized water level at experimental karst recession monitoring site

	A(排泄)(cm)	B(cm)	C(cm)	D(cm)	E(cm)	F(cm)	G(cm)	H(cm)	I(cm)	J(补给)(cm)
1	69.1	69.2	69.3	69.5	69.7	69.9	70.0	70.3	70.5	70.6
2	69.0	69.2	69.2	69.7	69.8	69.9	70.0	70.4	70.5	70.5
3	69.0	69.2	69.3	69.6	69.8	69.8	69.9	70.3	70.4	70.5
4	68.9	69.1	69.3	69.6	69.8	69.8	69.9	70.3	70.4	70.4
5	68.8	69.0	69.2	69.5	69.8	69.7	69.9	70.4	70.4	70.4

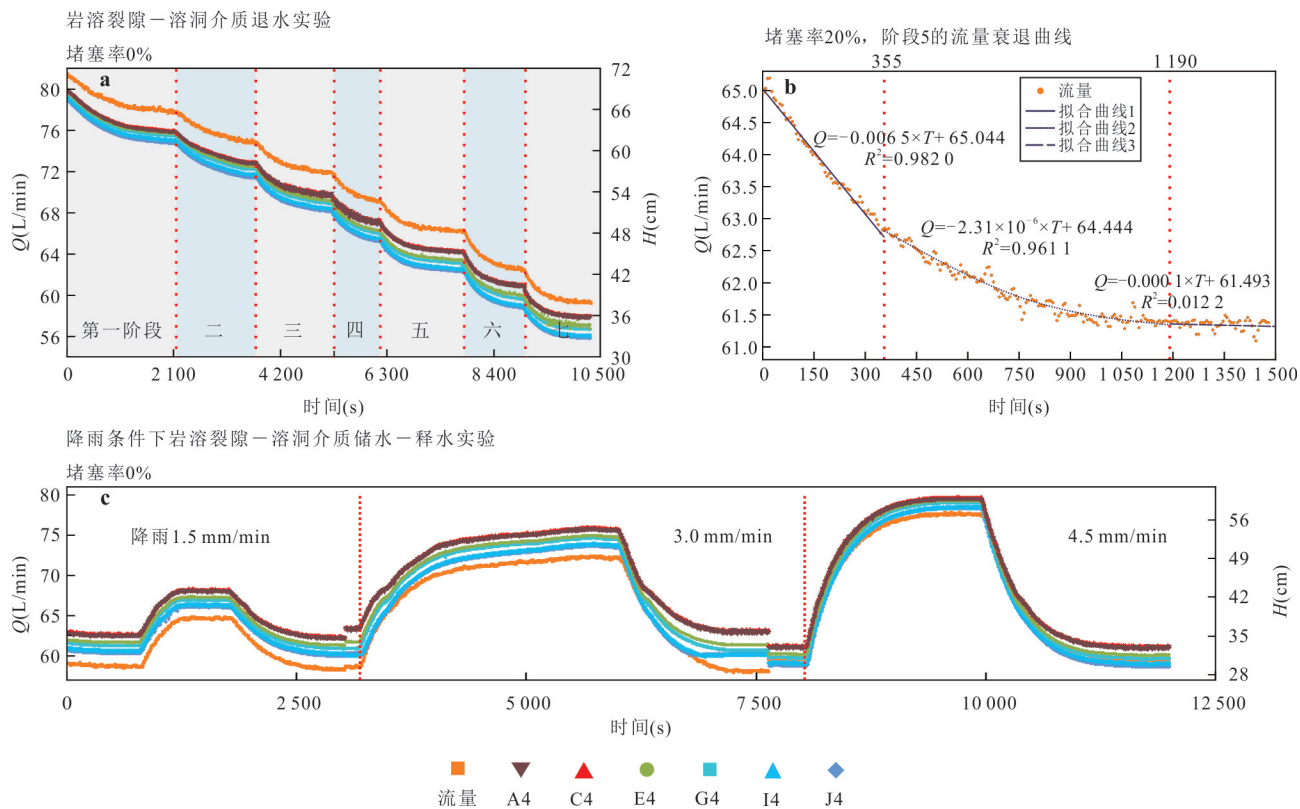


图 4 实验监测点水位及排泄口流量过程曲线

Fig.4 Process curves of water level and discharge outlet flow at experimental monitoring points

表 3 不同阶段退水试验 Q_0 和 a 拟合值Table 3 The fitted values of Q_0 and a for different stages of water withdrawal tests

参数	0		20		50		80	
	Q_0 (L/s)	a (s ⁻¹)	Q_0 (L/s)	a (s ⁻¹)	Q_0 (L/s)	a (s ⁻¹)	Q_0 (L/s)	a (s ⁻¹)
阶段 1	0.037 31	0.001 269	0.028 14	0.001 318	0.027 25	0.001 309	0.035 53	0.001 518
阶段 2	0.037 43	0.001 179	0.031 84	0.001 239	0.041 07	0.001 573	0.023 98	0.001 417
阶段 3	0.019 58	0.002 020	0.026 33	0.001 590	0.005 43	0.005 081	0.005 43	0.005 082
阶段 4	0.015 68	0.002 463	0.028 40	0.002 264	0.011 11	0.000 791	0.018 07	0.002 440
阶段 5	0.015 01	0.002 669	0.015 54	0.001 904	0.020 30	0.002 093	0.007 73	0.002 228
阶段 6	0.019 80	0.002 740	0.024 61	0.002 537	0.007 96	0.003 313	0.020 24	0.002 499
阶段 7	0.010 62	0.003 310	0.011 80	0.003 245	0.013 08	0.002 574	0.014 12	0.003 242

注:0,20,50,80为堵塞率(%).

段,等效渗透系数 K 由于初始水位逐渐降低,岩溶强发育层和岩溶发育层不再起作用而快速衰减,且在介质中部区域,堵塞了部分溶洞,此时 K 是关于堵塞率和初始水位的函数.而在实验后期(5~7 阶

段)初始水位较低,含水层包含两个未堵塞溶洞, K 降低是由于介质场的变化,此时 K 是关于初始水位的函数,因此 $H \times h_0$ 与 Q_0 相关系数前期低而后期高,说明除 $H \times h_0$ 的降低以外,由于堵塞导致渗透系数

表 4 岩溶裂隙-溶洞介质退水实验各阶段 H 、 h_0

Table 4 Various stages of karst fissure-cavern media recession experiments H , h_0

参数	0		20		50		80	
	$H(\text{dm})$	$h_0(\text{dm})$	$H(\text{dm})$	$h_0(\text{dm})$	$H(\text{dm})$	$h_0(\text{dm})$	$H(\text{dm})$	$h_0(\text{dm})$
阶段 1	6.12	0.62	6.35	0.40	6.12	0.61	6.08	0.70
阶段 2	5.61	0.51	5.70	0.65	5.43	0.69	5.67	0.37
阶段 3	5.08	0.53	5.13	0.57	4.88	0.55	5.14	0.53
阶段 4	4.68	0.40	4.50	0.63	4.28	0.60	4.57	0.60
阶段 5	4.24	0.44	4.05	0.45	3.80	0.48	4.18	0.40
阶段 6	3.70	0.54	3.48	0.57	3.40	0.40	3.56	0.62
阶段 7	3.27	0.43	3.06	0.42	2.93	0.47	3.10	0.46

注:0,20,50,80为堵塞率(%).

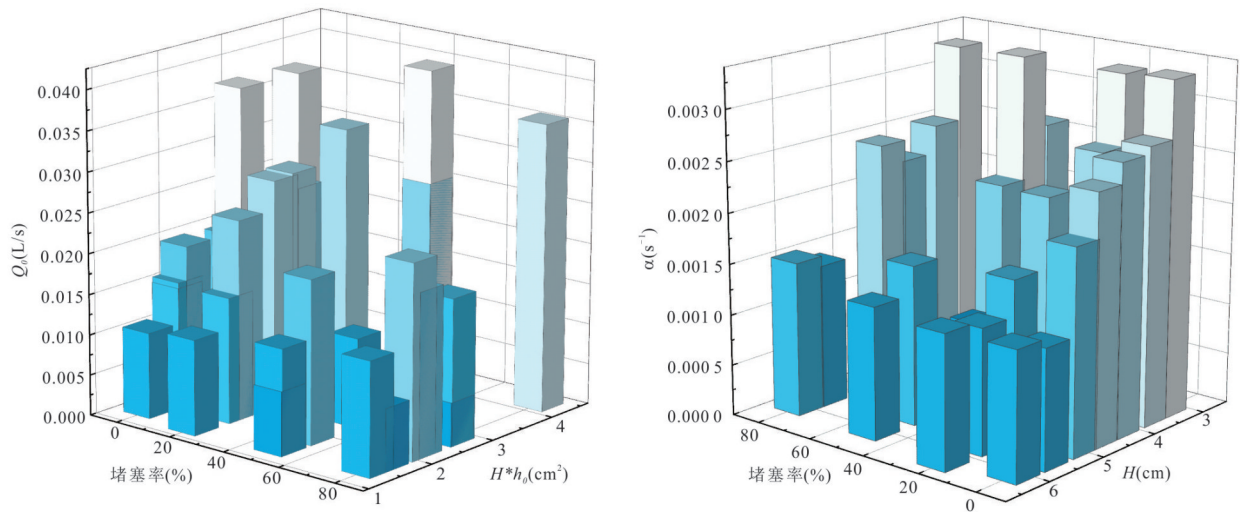


图 5 退水实验堵塞率与初始流量 Q_0 、衰退系数 a 的关系

Fig.5 Relationship between clogging rate and initial flow rate Q_0 , recession coefficient a in recession experiments

K 的降低是 Q_0 降低的另一主要影响因素。

Rorabaugh(1964)的概念模型中衰退系数 a 与 K 、 H 正相关,与储水系数 S 负相关(式 3)。但本实验中 a 随着 H 的减小呈增大趋势,为负相关,说明 $\Delta(K \cdot H)/\Delta S$ 呈增大趋势。在实验中随着初始水位的减小,具有较大孔隙的岩溶强发育层和岩溶发育层逐渐干涸,孔隙大小是影响储水系数的直接因素,因此 S 随 H 的减小也迅速减小。衰退系数 a 和 H 的关系与 Q_0 和 $H \times h_0$ 的关系类似, a 和 H 整体的相关系数为 -0.43^* ($*$ 表示在 0.05 显著性水平下,相关性显著)。与 Q_0 关系类似,在前 4 个阶段相关系数(-0.28)较低,后期相关性显著(-0.62^*),表明了溶洞堵塞对储水系数的影响是衰退系数降低的主要原因。

综上所述,在岩溶裂隙-溶洞介质退水实验中,初始流量 Q_0 和衰退系数 a 的变化,是堵塞和介

质变化共同影响的结果。堵塞会显著降低含水层的等效渗透系数,且是实验中前 4 个阶段 S 变化的主要因素。

2.2.2 降雨条件下储水-退水实验 降雨条件下流量衰退过程拟合结果如表 5 所示。每段降雨结束时含水层厚度基本相同,同降雨不同堵塞率厚度相差不超过 2 cm,因此在降雨实验各条件相同时,初始流量 Q_0 和衰退系数 a 的变化主要受堵塞影响(式 2~3)。

3 组降雨条件下,拟合得出的 Q_0 与堵塞率呈明显的负线性相关。降雨 4.5 mm/min,初始水位处于高值时,储水介质包含有 2 个未堵塞溶洞与 9 个堵塞溶洞,水位完全覆盖 9 个堵塞溶洞,拟合方程斜率为 -5.48×10^{-4} ;降雨 3.0 mm/min,水位处于中值时,储水介质包含有 2 个未堵塞溶洞与 9 个堵塞溶洞,其中

表 5 不同降雨条件下储水-释水实验流量衰退拟合的 Q_0 与 a								
Table 5 Q_0 and a for experimental flow recession fitting of water storage-release under different rainfall conditions								
降雨	0		20		50		80	
	Q_0 (L/s)	a (s ⁻¹)	Q_0 (L/s)	a (s ⁻¹)	Q_0 (L/s)	a (s ⁻¹)	Q_0 (L/s)	a (s ⁻¹)
1.5 mm/min	0.040 02	0.002 399	0.029 82	0.002 754	0.015 88	0.002 513	0.019 72	0.003 014
3.0 mm/min	—	—	0.066 77	0.002 284	0.035 29	0.002 448	0.025 58	0.002 213
4.5 mm/min	0.094 58	0.001 991	0.080 19	0.002 095	0.064 90	0.002 198	0.049 97	0.002 147

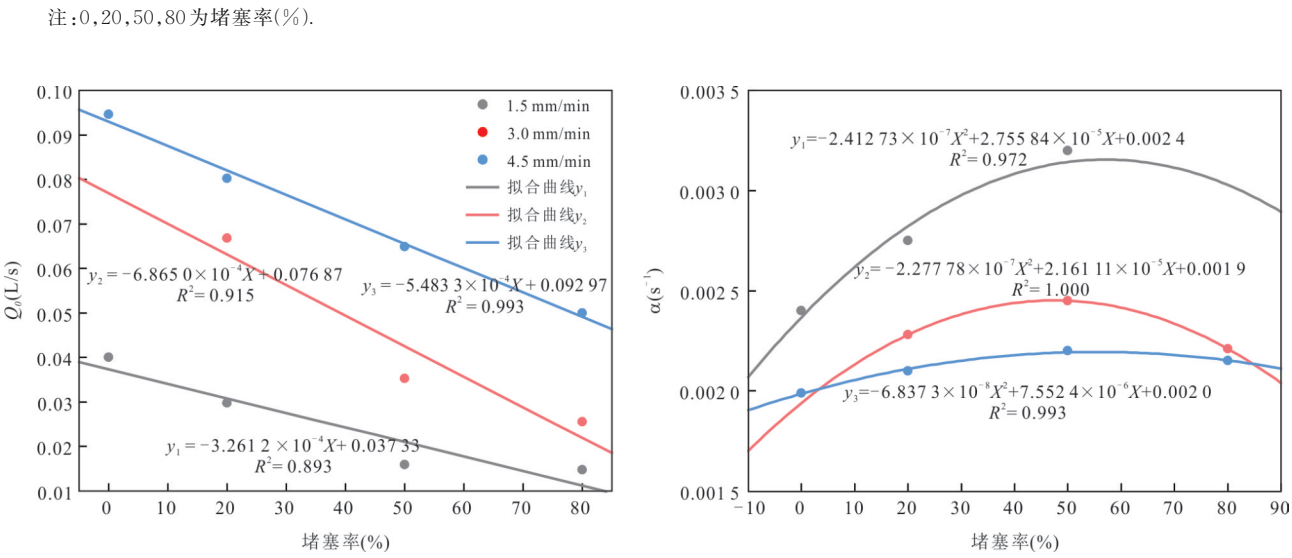


图 6 不同堵塞率与初始流量 Q_0 、衰退系数 a 关系

Fig.6 Relationship between different clogging rates and initial flow rate Q_0 , recession coefficient a

水位仅达到上层 5 个堵塞溶洞的一半,斜率为 -6.87×10^4 ;降雨 1.5 mm/min,水位处于低值时,储水介质包含有 2 个未堵塞溶洞与 4 个堵塞溶洞,且堵塞溶洞仅有下半部分处于水位以下,斜率为 -3.26×10^4 .在不同降雨实验中,高降雨强度实验组其含水层厚度较大,因此 Q_0 的初始值大小受降雨强度控制(式 2).在确定降雨条件时, Q_0 值与堵塞率趋势线的斜率表征了堵塞对渗透系数 K 的影响,且影响程度与堵塞的溶洞数量相关;如降雨 4.5 mm/min 和 3.0 mm/min 两组实验相比,斜率增大是由于堵塞介质处于溶洞下部,导致介质场等效渗透系数降低.

衰退系数 a 与堵塞率的关系复杂(图 6),为二阶多项式.堵塞率低于 50% 时,堵塞率与衰退系数呈正相关关系,高于 50% 时,堵塞率与衰退系数呈负相关关系.因此当堵塞率较小时,岩溶堵塞导致蓄水空间的减小,而使含水层的水位回落速度加快,当堵塞率达到超过 50% 时,堵塞介质则起到了延缓含水层储水空间排水的作用,含水层的水位回落速度减慢.

3 溶洞堵塞对含水层渗流特征的影响

3.1 溶洞堵塞对含水层蓄水的影响

在降雨条件下的储水-退水实验中,本文对降雨过程中的排泄区流量数据采用多项式方程进行拟合,拟合得出的经验参数所代表的物理意义并不明确(Chu *et al.*, 2021),但该方法的优点是得出的方程能够最大程度上拟合实验数据,可以更好地探讨堵塞率对含水层蓄水的影响.本文利用多项式拟合方程分析流量的变化率,计算流量达到稳定的时间(图 7).

由图 7 可知,达到平衡期的时间随着堵塞率的上升而增大.在堵塞率从 0 上升至 20% 时,降雨 1.5 mm/min、4.5 mm/min 实验组分别增长 214.04% 和 32.8%,说明堵塞初期,堵塞对含水层的影响最为显著.堵塞率的增加降低含水层的有效孔隙度和等效渗透系数,导致地下水运移速率减慢和蓄水量的减少;而在堵塞率 50% 上升至 80% 时,达到平衡的

所需时间减少,这是由于大量的堵塞造成含水层的蓄水空间大量减少,使得水位快速上升,而降雨入渗速率与地下水水位密切相关(常启昕等,2022),说明含水层对降雨的调节能力减弱,可能增大地表径流的产生(杨振华等,2019)。

3.2 溶洞堵塞对含水层水动力参数的影响

水动力参数是影响地下水运移的重要指标.根据拟合结果绘制溶洞堵塞率和含水层等效渗透系数、储水系数的关系图(图8).两者关系曲线均为指数函数形式,堵塞初期含水层渗透系数 K 和储水系数 S 随着堵塞率的增长快速减小,后期逐渐减缓.3组曲线随着堵塞率的逐渐增加,结果相互趋近.表6为拟合计算得到各实验组参数平均变化率.

如表6所示,3组降雨强度,堵塞率增加时,降雨4.5 mm/min最大的实验组参数变化率最小.不同的降雨代表着衰退时初始的水位高度和含水层厚度,降雨强度越大,含水层厚度越大,含水层储水介质

中裂隙的比例更大.即在溶洞堵塞率相同的条件下,相较于更薄的含水层,含水层储水介质的整体堵塞率更低,因此溶洞堵塞的影响较小.这也说明,在储水结构丰富的含水层中,溶洞堵塞的影响更小.

但在野外的岩溶含水层中,发生的水土漏失会导致沙土进入地下溶洞和裂隙(曹建华等,2011),而非实验中的单一的溶洞,因此对于岩溶区水土漏失导致堵塞会有更大的影响,且堵塞初期对含水层水动力参数最为显著,降低了含水层调控水资源的能力.

3.3 不同堵塞率时岩溶水渗流数值模拟

含水层对水资源的调控能力影响着含水层对水资源优化配置和水资源的可持续利用.调控能力大小取决于含水层的厚度、孔隙度和渗透性等多个因素,因此岩溶溶洞堵塞而导致含水层渗流特征的变化必然影响岩溶水系统对水资源的调控能力.

依据参数拟合曲线(图8)得到堵塞率0%、10%、30%、50%、80%、100%下等效渗透系数 K 与储水系数参数 S 并代入数值模型,参数如表7.模拟不同堵塞率下,监测点水位的时间变化规律(图9),监测点位于网格中第25列36行第一层.

模拟结果如图9所示,图9a为 S 保持不变($S=3.07\%$), K 随堵塞率变化条件下,监测点的水位变化;图9b为 K 保持不变($K=48.29$ m/d), S 随堵塞率变化条件下,监测点水位变化;图9c为 K 、 S 同时随堵塞率变化条件下,监测点的水位变化.

图9a中各曲线形状几乎一致,整体水位随堵塞率增加而增大,降雨变化导致的水位增降幅度略有增大,堵塞率0%、100%前120 d水位分别增长0.190 m和0.192 m,说明 K 的减小会减弱含水层的

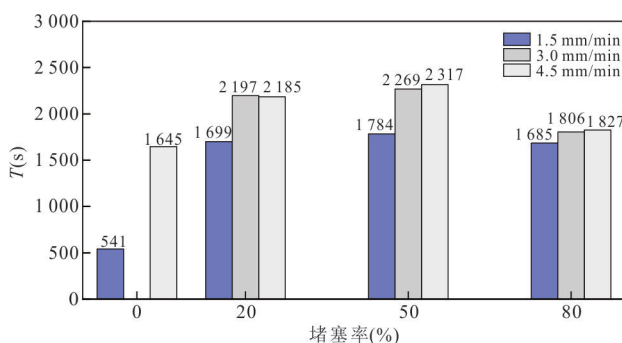


图7 降雨达到平衡期时间与堵塞率关系

Fig.7 Relationship between time to equilibrium rainfall period and clogging rate

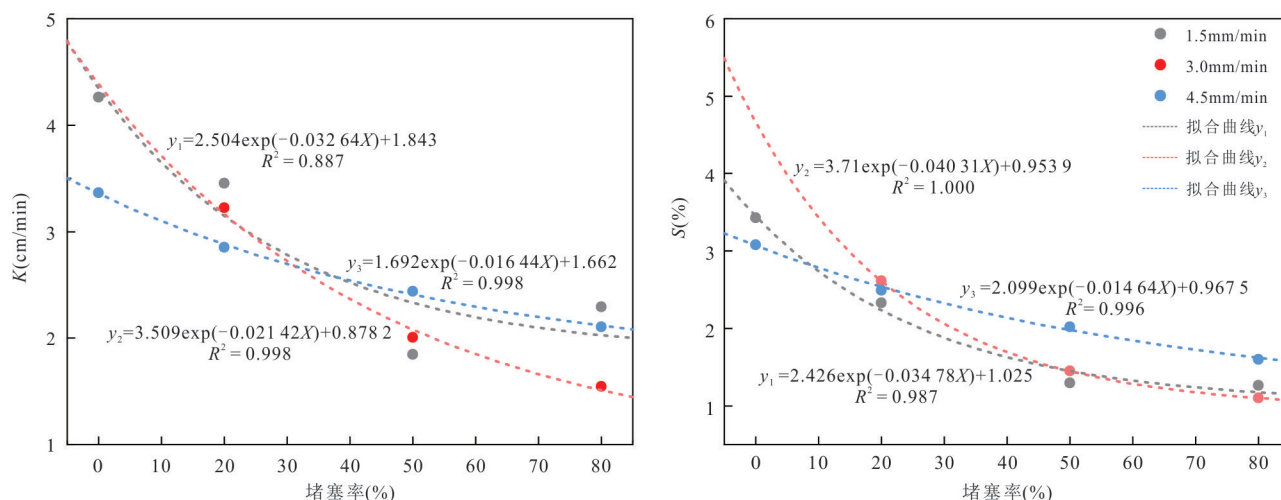


图8 堵塞率与含水层渗透系数 K 、储水系数 S 的关系

Fig.8 Relationship between clogging rate and aquifer permeability coefficient K and water storage coefficient S

表 6 不同降雨和堵塞率条件下拟合的渗透系数与储水系数的平均变化率

Table 6 Average rate of change of fitted infiltration coefficients versus storage coefficients for different rainfall and clogging rate conditions

堵塞率(%)	1.5 mm/min		3.0 mm/min		4.5 mm/min	
	$\Delta K(\%)$	$\Delta S(\%)$	$\Delta K(\%)$	$\Delta S(\%)$	$\Delta K(\%)$	$\Delta S(\%)$
20/0	0.94 5639	1.603 662	—	—	0.760 129	0.956 991
50/20	1.55 439	1.474 463	1.261 566	1.484 123	0.486 103	0.628 664
80/50	-0.807 010	0.097 727	0.764 206	0.798 358	0.455 930	0.696 088

注:1.5 mm/min,3.0 mm/min,4.5 mm/min为降雨强度。

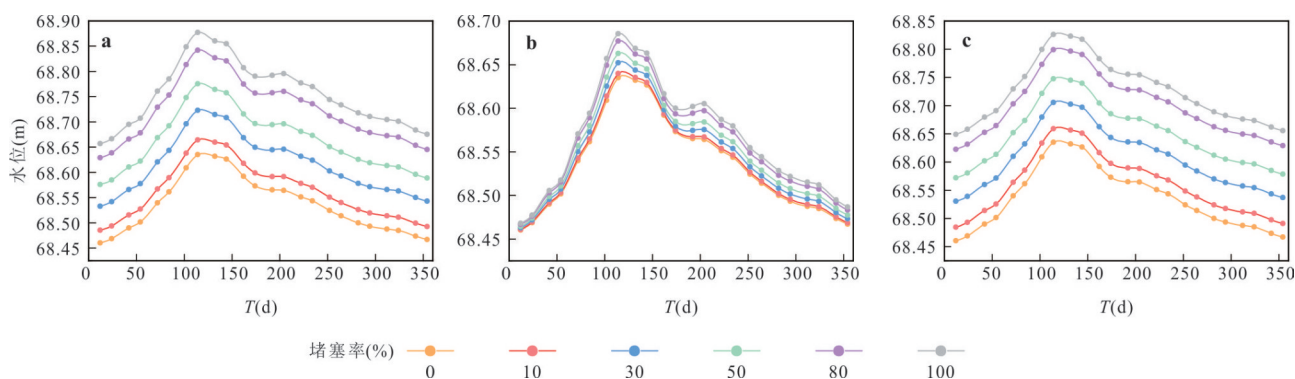


图 9 不同堵塞率条件下数值模拟监测点水位

Fig.9 Numerical simulation of water levels at monitoring points under different clogging rates

表 7 不同堵塞率岩溶介质参数

Table 7 Parameters for media with different clogging rates

堵塞率(%)	0	10	30	50	80	100
渗透系数 $K(\text{m/d})$	48.29	44.60	38.1	34.64	30.47	28.64
储水系数 $S(\%)$	3.07	2.78	2.32	1.98	1.62	1.45

输水能力,抬高含水层水位,对含水层水位稳定性影响较小.图 9b 中水位曲线斜率随堵塞率增大(S 减小)逐渐增大,降雨变化导致的水位增降幅度增大明显,堵塞率 0%、100% 前 120 d 水位分别增长 0.190 m 和 0.235 m,增大 23.68%,说明堵塞率增大会导致含水层水位稳定性降低,在降雨量变化时,水位波动显著.

图 9c 曲线综合 K 与 S 变化对水位的影响,表明溶洞堵塞会降低含水层对水资源的调控能力,其表现在于水位抬升以及水位对降雨量变化的响应,与实验结果相符,在丰水期,降雨强度大,含水层处于储水阶段,堵塞会导致水位快速上涨,在枯水期含水层释水阶段,加快水位下降速度,整体稳定性降低.在实际岩溶水系统中,含水层会受到其他因素的影响,水位抬升会增大含水层向地表水的排泄,增大蒸发强度以及影响降雨补给系数,且堵塞率的

增大会导致 S 减小,含水层的整体蓄水量也随之减小,导致在降雨时水位上升速度增加,停止降雨时水位回落速度加快,水位稳定性降低.

4 结论

本文设计了不同条件下岩溶系统储水与释水物理实验,研究不同堵塞率下含水层的水动力参数变化和对含水层调控能力的影响,得到结论如下.

(1)在岩溶水流量衰退过程中,初始流量 Q_0 和衰退系数 a 与排泄区水位 H 、水位变化值 h_0 呈正相关关系,同时受介质场参数变化的影响;在溶洞堵塞条件下, Q_0 与堵塞率呈显著的负线性相关; a 与堵塞率关系曲线方程为二阶多项式,堵塞率低于 50% 时, a 与堵塞率呈正相关,高于 50% 时,呈负相关.

(2)岩溶介质堵塞改变了含水层的渗透性能和孔隙结构,导致渗透系数和储水系数呈指数型下降.溶洞堵塞初期,含水层地下水的运移速度减慢,当堵塞率超过 50% 时,含水层的蓄水空间显著减少,使含水层的蓄水时间降低和蓄水能力减弱,但此时堵塞介质有明显的延缓储水结构排水的作用,水位回落速度减慢,在丰水期会增大发生地表洪涝灾害

的可能性。

(3)数值模拟表明溶洞堵塞减小含水层的渗透系数和储水系数,在含水层储水阶段,水位会快速上涨,增大含水层向地表水的排泄等影响;释水阶段,含水层水位快速下降,水位波动幅度大,稳定性弱,降低了岩溶地下水系统的调蓄能力,与物理实验结果相符。

References

- Abusaada, M., Sauter, M., 2013. Studying the Flow Dynamics of a Karst Aquifer System with an Equivalent Porous Medium Model. *Groundwater*, 51(4): 641–650. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.01003.x>
- Aksoy, H., Wittenberg, H., 2011. Nonlinear Baseflow Recession Analysis in Watersheds with Intermittent Streamflow. *Hydrological Sciences Journal*, 56(2): 226–237. <https://doi.org/10.1080/02626667.2011.553614>
- Alattar, M. H., Troy, T. J., 2023. A Proposed Composite Boussinesq Equation for Estimating Baseflow Recessions and Storage-Outflow Relationship. *Journal of Hydrology*, 626: 130321. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2023.130321>
- Cao, J. H., Lu, S. L., Yang, D. S., et al., 2011. Process of Soil and Water Loss and Its Control Measures in Karst Regions, Southwestern China. *Science of Soil and Water Conservation*, 9(2): 52–56 (in Chinese with English abstract).
- Chang, Q. X., Sun, Z. Y., Pan, Z., et al., 2022. Stream Runoff Formation and Hydrological Regulation Mechanism in Mountainous Alpine Regions: A Review. *Earth Science*, 47(11): 4196–4209 (in Chinese with English abstract).
- Chang, Y., Wu, J. C., Liu, L., et al., 2016. On Recession Curve of Karst Spring. *Journal of China Hydrology*, 36(1): 15–21 (in Chinese with English abstract).
- Chen, X., Zhang, Y. F., Xue, X. W., et al., 2012. Estimation of Baseflow Recession Constants and Effective Hydraulic Parameters in the Karst Basins of Southwest China. *Hydrology Research*, 43(1–2): 102–112. <https://doi.org/10.2166/nh.2011.136>
- Chu, X. W., Ding, H. H., Zhang, X. M., 2021. Simulation of Solute Transport Behaviors in Saturated Karst Aquifer System. *Scientific Reports*, 11: 15614. <https://doi.org/10.1038/s41598-021-94950-7>
- Dai, Q. H., Peng, X. D., Yang, Z., et al., 2017. Runoff and Erosion Processes on Bare Slopes in the Karst Rocky Desertification Area. *CATENA*, 152: 218–226. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2017.01.013>
- Denić - Jukić, V., Jukić, D., 2003. Composite Transfer Functions for Karst Aquifers. *Journal of Hydrology*, 274(1–4): 80–94. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00393-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00393-1)
- Dewandel, B., Lachassagne, P., Bakalowicz, M., et al., 2003. Evaluation of Aquifer Thickness by Analysing Recession Hydrographs. Application to the Oman Ophiolite Hard-Rock Aquifer. *Journal of Hydrology*, 274(1–4): 248–269. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(02\)00418-3](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(02)00418-3)
- Fiorillo, F., 2009. Spring Hydrographs as Indicators of Droughts in a Karst Environment. *Journal of Hydrology*, 373(3–4): 290–301. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2009.04.034>
- Fiorillo, F., 2014. The Recession of Spring Hydrographs, Focused on Karst Aquifers. *Water Resources Management*, 28(7): 1781–1805. <https://doi.org/10.1007/s11269-014-0597-z>
- Hall, F. R., 1968. Base-Flow Recessions: A Review. *Water Resour. Res.*, 4(5): 973–983. <https://doi.org/10.1029/wr004i005p00973>
- He, Y. B., Li, H., Zhang, X. B., et al., 2009. ¹³⁷Cs Method Study on Soil Erosion and Sediment Yield in Grass-Covered Peak Cluster Depression in Maolan, Guizhou. *Carsologica Sinica*, 28(2): 181–188 (in Chinese with English abstract).
- Jiang, Z. C., Luo, W. Q., Deng, Y., et al., 2014. The Leakage of Water and Soil in the Karst Peak Cluster Depression and Its Prevention and Treatment. *Acta Geoscientica Sinica*, 35(5): 535–542 (in Chinese with English abstract).
- Jiang, Z. C., Luo, W. Q., Deng, Y., et al., 2018. Features and Treatment of Soil Erosion in Karst Areas of Guangxi. *Guangxi Sciences*, 25(5): 449–455 (in Chinese with English abstract).
- Lastennet, R., Mudry, J., 1997. Role of Karstification and Rainfall in the Behavior of a Heterogeneous Karst System. *Environmental Geology*, 32(2): 114–123. <https://doi.org/10.1007/s002540050200>
- Li, Y. B., Wang, S. J., Wei, C. F., et al., 2006. The Spatial Distribution of Soil Loss Tolerance in Carbonate Area in Guizhou Province. *Earth and Environment*, 34(4): 36–40 (in Chinese with English abstract).
- Loáiciga, H. A., Maidment, D. R., Valdes, J. B., 2000. Climate-Change Impacts in a Regional Karst Aquifer, Texas, USA. *Journal of Hydrology*, 227(1–4): 173–194. [https://doi.org/10.1016/S0022-1694\(99\)00179-1](https://doi.org/10.1016/S0022-1694(99)00179-1)
- Luo, M. M., Chen, J., Ji, H. S., et al., 2023. Review of Solute Exchange between Karst Conduit and Matrix. *Earth Science*, 48(11): 4202–4213 (in Chinese with English abstract).
- Ma, Z. L., Cai, D. S., Jiang, Z. C., 2009. About Karst Wetland

- Classification System. *Journal of Guangxi Normal University (Natural Science Edition)*, 27(2): 101—106(in Chinese with English abstract).
- Maillet, E., 1905. Essais d'Hydraulique Souterraine et Fluviale. *Nature*, 72:25—26. <https://doi.org/10.1038/072025a0>
- Rodríguez, L., Vives, L., Gomez, A., 2013. Conceptual and Numerical Modeling Approach of the Guarani Aquifer System. *Hydrology and Earth System Sciences*, 17(1): 295—314. <https://doi.org/10.5194/hess-17-295-2013>
- Rorabaugh, M. I., 1964. Estimating Changes in Bank Storage and Ground Water Contribution to Stream Flow. *International Association of Scientific Hydrology*, 63:432—441. <https://doi.org/10.1029/2009wr008539>
- Schoeller, H., 1948. Le Regime Hydro-Geologique des Calcaires Eocenes Du Synclinal Du Dyr El Kef (Tunisie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, S5-XVIII (1—3): 167—180. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.s5-xviii.1-3.167>
- Shu, L. C., Zou, Z. K., Li, F. L., et al., 2020. Laboratory and Numerical Simulations of Spatio-Temporal Variability of Water Exchange between the Fissures and Conduits in a Karstic Aquifer. *Journal of Hydrology*, 590: 125219. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125219>
- Silva, R., Bacellar, L., Fernandes, K. N., 2010. Aquifer Parameter Estimation through the Recession Coefficient in Basement Areas of Minas Gerais. *Rem: Revista Escola De Minas*, 63(3): 465—471. <https://doi.org/10.1590/s0370-44672010000300007>
- Tallaksen, L. M., 1995. A Review of Baseflow Recession Analysis. *Journal of Hydrology*, 165(1—4):349—370. [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(94\)02540-r](https://doi.org/10.1016/0022-1694(94)02540-r)
- Tang, R., Shu, L. C., Lu, C. P., et al., 2016. Laboratory Analog Analysis of Spring Recession Curve in a Karst Aquifer with Fracture and Conduit Domains. *Journal of Hydrologic Engineering*, 21(2): 06015013. [https://doi.org/10.1061/\(asce\)he.1943-5584.0001271](https://doi.org/10.1061/(asce)he.1943-5584.0001271)
- Vogel, R. M., Kroll, C. N., 1992. Regional Geohydrologic-Geomorphic Relationships for the Estimation of Low-Flow Statistics. *Water Resources Research*, 28(9):2451—2458. <https://doi.org/10.1029/92WR01007>
- Wu, Q. L., Liang, H., Xiong, K. N., et al., 2021. Effectiveness of Monitoring Methods for Soil Leakage Loss in Karst Regions. *Environmental Earth Sciences*, 80(7):278. <https://doi.org/10.1007/s12665-021-09593-8>
- Yang, P., Tang, Y. Q., Zhou, N. Q., et al., 2011. Characteristics of Red Clay Creep in Karst Caves and Loss Leakage of Soil in the Karst Rocky Desertification Area of Puding County, Guizhou, China. *Environmental Earth Sciences*, 63(3): 543—549. <https://doi.org/10.1007/s12665-010-0721-1>
- Yang, Z. H., Song, X. Q., Su, W. C., 2019. Slope Runoff Process and Its Utilization Technology in Southwest Karst Area. *Earth Science*, 44(9): 2931—2943(in Chinese with English abstract).
- Zhang, J. Y., Wang, L. C., Su, W. C., et al., 2014. Status and Prospect of the Hydrological Effects of Human Activities in the Karst area. *Progress in Geography*, 33(8): 1125—1135(in Chinese with English abstract).
- Zhang, X. B., Wang, S. J., He, X. B., et al., 2007. Soil Creeping in Weathering Crusts of Carbonate Rocks and Underground Soil Losses on Karst Slopes. *Earth and Environment*, 35(3):202—206(in Chinese with English abstract).
- Zhao, X. E., Chang, Y., Wu, J. C., et al., 2021. Investigating the Relationships between Parameters in the Transient Storage Model and the Pool Volume in Karst Conduits through Tracer Experiments. *Journal of Hydrology*, 593: 125825. <https://doi.org/10.1016/j.jhydrol.2020.125825>

中文参考文献

- 曹建华, 鲁胜力, 杨德生, 等, 2011. 西南岩溶区水土流失过程及防治对策. *中国水土保持科学*, 9(2):52—56.
- 常启昕, 孙自永, 潘钊, 等, 2022. 高寒山区河道径流的形成与水文调节机制研究进展. *地球科学*, 47(11):4196—4209.
- 常勇, 吴吉春, 刘玲, 等, 2016. 岩溶泉流量衰减曲线分析. *水文*, 36(1):15—21.
- 何永彬, 李豪, 张信宝, 等, 2009. 贵州茂兰峰丛草地洼地小流域侵蚀产沙的¹³⁷Cs法研究. *中国岩溶*, 28(2):181—188.
- 蒋忠诚, 罗为群, 邓艳, 等, 2014. 岩溶峰丛洼地水土流失及防治研究. *地球学报*, 35(5):535—542.
- 蒋忠诚, 罗为群, 邓艳, 等, 2018. 广西岩溶区的水土流失特点及其防治. *广西科学*, 25(5):449—455.
- 李阳兵, 王世杰, 魏朝富, 等, 2006. 贵州省碳酸盐岩地区土壤允许流失量的空间分布. *地球与环境*, 34(4):36—40.
- 罗明明, 陈静, 季怀松, 等, 2023. 岩溶管道与裂隙介质间溶质交换研究进展. *地球科学*, 48(11):4202—4213.
- 马祖陆, 蔡德所, 蒋忠诚, 2009. 岩溶湿地分类系统研究. *广西师范大学学报(自然科学版)*, 27(2):101—106.
- 杨振华, 宋小庆, 苏维词, 2019. 西南喀斯特地区坡地产流过程及其利用技术. *地球科学*, 44(9):2931—2943.
- 张军以, 王腊春, 苏维词, 等, 2014. 岩溶地区人类活动的水文效应研究现状及展望. *地理科学进展*, 33(8):1125—1135.
- 张信宝, 王世杰, 贺秀斌, 等, 2007. 碳酸盐岩风化壳中的土壤蠕滑与岩溶坡地的土壤地下漏失. *地球与环境*, 35(3): 202—206.