

DOI:10.3876/j.issn.1000-1980.2025.01.006

喀斯特流域降雨-径流过程及其对干湿条件变化响应的模拟分析

陈靖凯¹, 张志才^{1,2}, 陈喜³, 谢永玉⁴, 彭韬^{2,5}, 陈波⁶

(1. 河海大学水文水资源学院, 江苏 南京 210098; 2. 中国科学院普定喀斯特生态系统观测研究站, 贵州 普定 562100;
3. 天津大学地球系统科学学院, 天津 300072; 4. 河海大学水灾害防御全国重点实验室, 江苏 南京 210098;
5. 中国科学院地球化学研究所, 贵州 贵阳 550081; 6. 普定县岩溶研究办公室, 贵州 普定 562100)

摘要: 为明晰喀斯特流域降雨-径流响应规律及其受干湿条件的影响机制, 基于 V2Karst 模型框架, 给出了植被蒸腾消耗表层岩溶带水分以及地下管道汇流的计算方法, 构建了喀斯特流域降雨-径流半分布式计算模型, 并利用我国西南典型喀斯特流域(阳长流域)对模型精确度进行验证。结果表明: 构建的喀斯特流域水文模型可较好地刻画阳长流域出口流量、蒸散发和陆地水储量动态过程; 阳长流域旱季径流主要来自细小裂隙和基质中的分散入渗(82.1%); 雨季, 大裂隙水文连通性增强, 对径流的贡献率显著增加; 植被根系雨季倾向消耗浅表土壤水(占总蒸腾量的 82.8%), 旱季表层岩溶带水分对植被蒸腾贡献增加, 比例增加至 35.9%; 干湿条件对喀斯特流域水文连通性与各介质层蓄量具有显著的控制作用, 进而影响水流路径与植被蒸腾耗水的水分来源。

关键词: 喀斯特流域; 降雨-径流响应; 干湿条件; 半分布式模型; 阳长流域

中图分类号: P333 文献标志码: A 文章编号: 1000-1980(2025)01-0041-09

Simulation and analysis of rainfall-runoff processes in karst catchment and their response to changes in dry-wet conditions

CHEN Jingkai¹, ZHANG Zhicai^{1,2}, CHEN Xi³, XIE Yongyu⁴, PENG Tao^{2,5}, CHEN Bo⁶

(1. College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, China;
2. Puding Karst Ecosystem Observation and Research Station, Chinese Academy of Sciences, Puding 562100, China;
3. School of Earth System Science, Tianjin University, Tianjin 300072, China;
4. The National Key Laboratory of Water Disaster Prevention, Hohai University, Nanjing 210098, China;
5. Institute of Geochemistry, Chinese Academy of Sciences, Guiyang 550081, China;
6. Puding County Karst Research Office, Puding 562100, China)

Abstract: To clarify the rainfall-runoff response patterns in karst catchments and the mechanisms by which they are influenced by dry and wet conditions, a semi-distributed rainfall-runoff model was developed based on the V2Karst model. The developed model provides methods for calculating the consumption of epikarst water by vegetation transpiration and the convergence of groundwater flow through underground conduits. The model was applied to the Yangchang River catchment, a typical karst catchment in southwestern China, to verify its accuracy. The results show that the developed hydrological model for the karst catchment can effectively characterize the dynamic processes of discharge at the Yangchang River catchment outlet, evapotranspiration, and terrestrial water storage. During the dry season, runoff primarily comes from small fractures and dispersed infiltration in the matrix (82.1%). In the wet season, the hydrological connectivity of large fractures increases, significantly contributing to runoff. During the wet season, vegetation roots tend to consume shallow soil water (82.8% of total transpiration), whereas in the dry season, the epikarst water contributes more to vegetation transpiration, with its proportion increasing to 35.9%. Dry and wet conditions have a significant controlling effect on the hydrological

基金项目: 国家自然科学基金项目(42030506, 41971028, 42261144672); 黔科合支撑项目(2023-190)

作者简介: 陈靖凯(2000—), 男, 硕士研究生, 主要从事喀斯特流域水文研究。E-mail: chenjingkai@hhu.edu.cn

通信作者: 张志才(1980—), 男, 教授, 博士, 主要从事岩溶水文研究。E-mail: zhangzhicai_0@hhu.edu.cn

引用本文: 陈靖凯, 张志才, 陈喜, 等. 喀斯特流域降雨-径流过程及其对干湿条件变化响应的模拟分析[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2025, 53(1): 41-49.

CHEN Jingkai, ZHANG Zhicai, CHEN Xi, et al. Simulation and analysis of the rainfall-runoff processes in karst catchment and their response to changes in dry-wet conditions[J]. Journal of Hohai University(Natural Sciences), 2025, 53(1): 41-49.

connectivity of the karst catchment and the storage in different medium layers, thus affecting the flow paths and the water source for vegetation transpiration.

Key words: karst catchment; rainfall-runoff response; dry-wet conditions; semi-distributed model; the Yangchang River catchment

喀斯特地区复杂的水文地质结构与多重水流特征使降雨入渗、蒸散发、土壤/裂隙流等流域水文过程与非喀斯特地区存在显著差异^[1-2]。受关键带结构与干湿条件的影响,喀斯特流域水流路径、运移时间及水文连通性表现出显著的时空差异,进而影响大气-植被-土壤-岩石裂隙系统中的水分运动、转化和滞蓄特征,以及流域降雨-径流响应和生态水文效应^[3-4]。然而,受高度空间异质性和多重水流影响,针对喀斯特流域降雨-径流过程及其受关键带结构与干湿条件影响的研究仍不足。

水文模型是研究流域降雨-径流过程及其影响因素的重要工具。集总式模型结构简单,通常对流域整体进行概化^[5-6],计算中需要较少的下垫面和水文地质信息,如输入-输出响应模型^[7],基于概念性“水箱”结构的水文模型^[8]。然而,针对喀斯特流域,该类模型难以刻画不同关键带结构的水文功能^[9]。分布式模型具有明确的物理基础,能较好地描述流域的空间异质性及其对降雨-径流的控制作用,是刻画流域水文过程空间变异及其驱动机制的重要方法^[10]。如,基于喀斯特流域水平衡计算的水文-土壤-植被概念性分布式水文模型^[11-12],考虑多重水流动力学特征的分布式数值模型^[13-14]。由于分布式模型往往具有复杂的结构,需要详细的下垫面信息与观测数据^[15-17],对于具有高度空间异质性的喀斯特流域,其应用难度通常较大^[18-19]。半分布式模型,往往通过代表性单元(如水文响应单元^[20])反映流域空间差异,可总体刻画流域降雨-径流过程的时空变化及其影响因素,同时降低模型结构的复杂性和输入信息要求,简化计算^[21-22]。如计算岩溶流域降雨补给的 KaRaMel 模型^[23],考虑岩溶快速和慢速水流的 V2Karst 模型等^[24]。然而,目前喀斯特流域半分布式水文模型在刻画植被-土壤-表层岩溶带连续体内水文过程以及地下管道汇流计算方面研究不足。

针对目前喀斯特流域降雨-径流过程及其影响因素研究,以及半分布式水文模型构建方面的不足,本文基于 V2Karst 模型框架,给出了考虑土壤-表层岩溶带水分过程的植被蒸腾耗水计算方法,构建了岩溶地下管道汇流计算模式,在此基础上发展了喀斯特流域降雨-径流半分布式计算模型,并利用西南典型喀斯特流域实测流量、蒸散发和水储量遥感资料对模型进行了验证,模拟分析了降雨入渗、蒸散发、流域蓄量、径流动态特征,及其受流域干湿条件的影响,以期为喀斯特流域生态水文过程研究提供科学依据。

1 半分布式降雨-径流模型

1.1 模型原理

基于 V2Karst 模型框架^[24,25-26],根据地形、土壤和表层岩溶带发育特征将流域划分为 n 个不同单元(图 1,据 Sarrazin 等^[24]修改),其中 $R_{diff,i}$ 为分散补给; $R_{conc,i}$ 为集中补给; Q_{lat} 为单元的侧向入流量; $Q_{lat,n}$ 为单元 n 达到饱和后产生的地表径流量; $Q_{epi,n}$ 为单元 n 的表层岩溶带垂向出流量; Q_{GW} 为 n 个单元出流量总

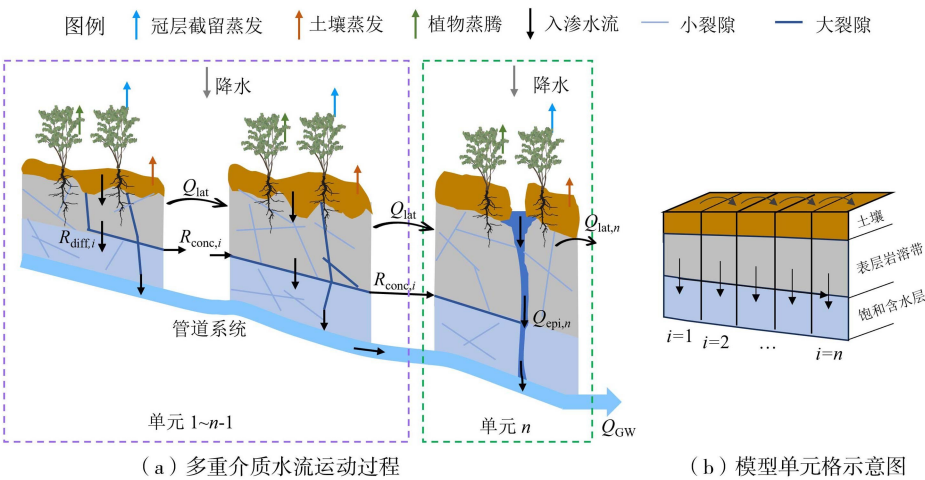


图 1 喀斯特流域半分布式降雨-径流模型结构

Fig. 1 Structure of a semi-distributed rainfall-runoff model for a karst catchment

和。前 $n-1$ 个单元刻画流域内基质、细小裂隙、大裂隙和管道多重介质水流过程;单元 n 加入了对岩溶落水洞等地表-地下直接连接通道的水流过程的刻画。原模型由上至下划分为土壤、表层岩溶带以及饱和含水层,其中土壤和表层岩溶带发育深度的空间不均匀性通过数理统计公式由平均蓄水容量和空间异质性参数描述^[24]。

t 时段土壤单元 i 的水量平衡为

$$V_{\text{soi},i,t} = V_{\text{soi},i,t-1} + P_t - E_{c,t} - I_{c,t} - E_{s,i,t} - T_{s,i,t} - R_{\text{epi},i,t} \quad (1)$$

式中: $V_{\text{soi},i}$ 为土壤单元 i 的蓄水量; P 为降水量; E_c 为实际冠层截留蒸发量; I_c 为植被截留量; $E_{s,i}$ 为土壤单元 i 实际土壤蒸发量; $T_{s,i}$ 为土壤单元 i 实际蒸腾量; $R_{\text{epi},i}$ 为土壤单元 i 向表层岩溶带的入渗量。

表层岩溶带单元 i ($i < n$) 的水量平衡为

$$V_{\text{epi},i,t} = V_{\text{epi},i,t-1} + R_{\text{epi},i,t} + Q_{\text{lat},i-1 \rightarrow i,t} - Q_{\text{lat},i \rightarrow i+1,t} - Q_{\text{epi},i,t} \quad (2)$$

式中: $V_{\text{epi},i}$ 为表层岩溶带蓄水量; $Q_{\text{lat},i-1 \rightarrow i}$ 为单元 $i-1$ 向单元 i 的侧向入流量,即模型单元 $i-1$ 内表层岩溶带达到饱和后的剩余水量; $Q_{\text{epi},i}$ 为表层岩溶带单元 i 向下层含水层的入渗量。

表层岩溶带单元 n 的水量平衡为

$$V_{\text{epi},n,t} = V_{\text{epi},n,t-1} + R_{\text{epi},n,t} + Q_{\text{lat},n-1 \rightarrow n,t} - Q_{\text{epi},n,t} - Q_{\text{lat},n,t} \quad (3)$$

原模型中,各表层岩溶带单元(前 $n-1$ 个)的 $Q_{\text{epi},i}$ 分为 $R_{\text{conc},i}$ 和 $R_{\text{diff},i}$,根据补给分离常数 a_{fsep} 计算。其中 $R_{\text{diff},i}$ 垂直向下渗入下方饱和水流带, $R_{\text{conc},i}$ ($i < n$) 通过表层岩溶带底部的横向管道到达最后一个单元并和 $Q_{\text{epi},n}$ 共同进入下方饱和水流带。

土壤和表层岩溶带蓄水容量的空间差异性由使用分布参数 a 的帕累托(Pareto)函数表示^[25]。单元 i 的土壤蓄水容量 $V_{S,i}$ 和表层岩溶带蓄水容量 $V_{E,i}$ 分别为

$$V_{S,i} = V_{S,\max} (i/n)^a \quad (4)$$

$$V_{E,i} = V_{E,\max} (i/n)^a \quad (5)$$

式中: $V_{S,\max}$ 和 $V_{E,\max}$ 分别为 n 个单元对应的土壤和表层岩溶带蓄水容量中的最大值,分别由需要率定的参数 V_{soi} (平均土壤蓄水容量)和 V_{epi} (平均表层岩溶带蓄水容量)计算得到。

流域蒸散发由冠层截留蒸发、土壤蒸发和植被蒸腾三部分组成:

$$E_c = \min(E_{\text{cpot}}, I_c) \quad (6)$$

$$E_{s,i} = \min(E_{\text{spot}}, V_{\text{soi},i}) \quad (7)$$

$$T_{s,i} = \min(T_{\text{pot}}, V_{\text{soi},i} - E_{s,i}) \quad (8)$$

式中: E_{cpot} 为潜在截留蒸发速率; E_{spot} 为潜在土壤蒸发速率; T_{pot} 为潜在蒸腾速率。 T_{pot} 、 E_{cpot} 、 E_{spot} 由彭曼-蒙特斯公式计算得出^[27]。

1.2 模型改进

喀斯特流域土壤浅薄,裂隙广泛发育,土壤层不足以作为稳定的水分来源,表层岩溶带裂隙中的水分也是植被根系的重要水来源^[28-30]。然而,原模型中未考虑表层岩溶带水分对植被蒸腾耗水的供给作用,造成对流域蒸散发以及表层岩溶带水流过程刻画的偏差。为此,在原模型基础上,改进了蒸散发与表层岩溶带水流计算:

$$T_{s,i,t} = \min(f_{\text{div}} T_{\text{pot},t}, V_{\text{soi},i,t} - E_{s,i,t}) + \min((1 - f_{\text{div}}) T_{\text{pot},t}, V_{\text{epi},i,t}) \quad (9)$$

$$Q_{\text{epi},i,t} = \min(V_{\text{epi},i,t-1}/K_{E,i}, V_{\text{epi},i,t-1} + R_{\text{epi},i,t} - T_{\text{epi},i,t}) \quad (10)$$

式中: f_{div} 为植被蒸腾耗水来自土壤层的比例; $K_{E,i}$ 为表层岩溶带出流系数; $T_{\text{epi},i}$ 为来自表层岩溶带水的植被蒸腾量。

相较于原模型,改进后的模型可更准确地反映喀斯特流域植被蒸腾作用对降雨-径流过程中水分储存和下渗的影响,并且通过引入参数量化来自不同层水分的蒸腾作用,进而阐明蒸散发组分变化规律及影响因素。此外,原模型中缺乏对岩溶管道汇流的刻画。改进模型中, $R_{\text{diff},i}$ ($i < n$) 通过基质和小裂隙分别垂向进入下方饱水带储水单元,来自前 $n-1$ 个单元的 $R_{\text{conc},i}$ ($i < n$) 通过大的横向裂隙或管道(图 1)到达单元 n ,并与 $Q_{\text{epi},n}$ 共同进入饱水带储水单元 n 。在各单元饱水带储水系数 $K_{\text{gw},i}$ ($i < n$) 或 K_c ($i = n$) 调节下,两种水流在地下管道汇集流出流域(图 1)。 t 时段前 $n-1$ 个单元对流量的补给为

$$Q_{\text{gw},i,t} = (V_{\text{gw},i,t} + R_{\text{diff},i,t})/K_{\text{gw},i} \quad (11)$$

其中
$$K_{gw,i} = K_c [(n - i + 1)/n]^{-a_{gw}}$$
式中: $V_{gw,i}$ 为饱水带储水单元 i 的水量; a_{gw} 为地下水变异常数。
最后 1 个单元对流量的补给为

$$Q_{gw,n,t} = (V_{gw,n,t} + \sum_{i=1}^{n-1} R_{conc,i,t} + Q_{epi,n}) / K_c \tag{12}$$

因此, t 时段的流量为 n 个单元出流量的总和:
$$Q_{GW,t} = \frac{A}{n} \sum_{i=1}^n Q_{gw,i,t} \tag{13}$$

式中 A 为补给面积,文中假设补给面积为流域面积。最终, t 时段流域出口流量 Q 为 $Q_{lat,n}$ 和 Q_{GW} 的总和。
改进模型共包括 18 个需要率定的参数(表 1)。流域往往具有不同类型土壤、岩石裂隙、植被等下垫面特征,因此模型中相关参数反映流域内各类结构与水力性质的综合特征。

2 参数率定与模型验证

利用阳长流域实测气象、水文及遥感数据进行参数率定与模型验证。参数率定期为 2007 年 1 月 1 日至 2012 年 12 月 31 日,验证期为 2013 年 1 月 1 日至 2017 年 12 月 31 日,模型计算步长为 1 d,预热期设置为 1 a(2006 年 1 月 1 日至 2007 年 1 月 1 日)。模型的单元数 n 设置为 15。

2.1 研究区概况与数据

2.1.1 研究区概况

阳长流域为乌江流域三岔河子流域阳长水文站以上的区域,位于中国西南部的贵州省。流域面积为 2 696 km²,海拔 1 343~2 873 m。阳长流域属于亚热带季风气候,全年雨量充沛,气候湿润,年平均气温约为 14℃,多年平均年降水量约为 1 055.1 mm。受季风控制,年内干湿季节明显,雨季为 5—9 月,旱季为 10 月至翌年 4 月。流域地势上西北高东南低,山地和丘陵面积占 90% 以上(图 2)。土壤类型主要为黏性黄棕壤以及受自然风化和侵蚀形成的石灰土,岩性以灰岩为主。阳长流域具有典型的喀斯特地貌与水文地质结构,峰丛洼地分布广泛,落水洞、漏斗、暗河等岩溶结构发育^[31]。

2.1.2 研究数据

本文阳长水文站实测逐日流量资料来自于水文年鉴,逐日降水数据来自阳长水文站和流域内 6 个雨量站(二塘、木果、兴发、滥坝、向阳和南开)。气温、风速和相对湿度等气象数据来源于国家气象信息中心的地面气象数据文件,时间分辨率为 1 d。地表净辐射数据来源于使用 CMFD 再分析资料和 GLASS 地表反照率数据集估算的中国区域逐日值,空间分辨率为 0.1°。实际蒸散发数据来源于国家青藏高原科学数据中心基于蒸散发互补方法建立的中国地表蒸散发产品(v1.5),时间分辨率为 1 月,空间分辨率为 0.1°。用于验证陆地水储量变化的 GRACE Mascon 数据来自美国得克萨斯大学空间研究中心,版本为 CSR GRACE/GRACE-FO RL06 Mascon Solutions (version 02),时间分辨率为 1 月,空间分辨率为 0.25°。研究区 DEM 数字高程数据来自地理空间数据云,空间分辨率为 30 m。

2.2 参数率定

根据流域出口模型计算与实测流量,采用改进的 Kling-Gupta 效率系数(KGE)作为目标函数进行参数率定^[32]。根据各参数物理意义与相关研究成果^[33],结合阳长流域部分实地数据先验信息,确定各参数初始空间,在该空间内采用 Monte Carlo 方法随机生成 10⁵ 组不同的参数组合进行模型计算,得到各参数组对应的 KGE。以 KGE 大于 0.3 所对应的各参数值缩小各参数取值范围。在新的参数取值空间内再次进行 10⁵ 次随机取值进行模型模拟,模拟效果最好(KGE 最大)的 500 组参数作为参数率定结果(表 1),率定期根

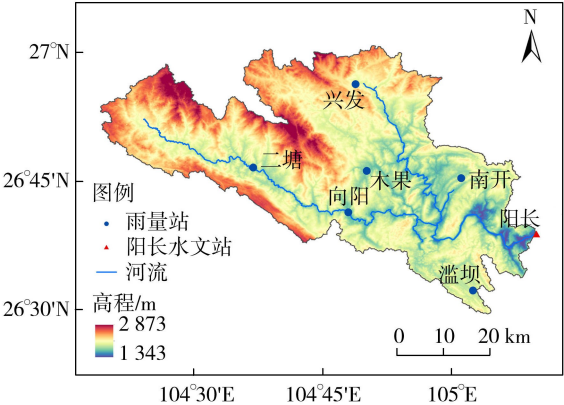


图 2 阳长流域地势分布
Fig. 2 Terrain distribution of the Yangchang River catchment

据最终率定的 500 组参数模拟的流量 KGE 平均为 0.68。

表 1 参数率定结果

Table 1 Calibration results of parameters

统计值	植被蒸散发参数							土壤参数	
	h_{veg}/m	$r_{st}/(\text{s/m})$	$L_{dec}/\%$	$L_{max}/(\text{m}^2/\text{m}^2)$	V_r/mm	V_{can}/mm	k	f_{red}	z_0/m
平均值	2.7	88.4	49.21	2.2	150.1	0.3	1.24	0.08	0.007
取值范围	2.5~2.9	29.2~116.0	40.1~59.5	1.8~3.1	67.3~249.4	0.1~0.5	0.56~2.29	0.017~0.14	0~0.012

统计值	土壤参数			土壤、表层岩溶带	表层岩溶带参数		入渗补给参数	地下管道出流参数	
	$r_{s,soi}/(\text{s/m})$	V_e/mm	V_{soi}/mm	a	V_{epi}/mm	K_{epi}/d	a_{fsep}	K_c/d	a_{gw}
平均值	53.1	25.7	259.3	1.45	491.4	36.8	5.1	1.1	1.92
取值范围	4.8~98.1	8.3~44.1	193~337	1~1.74	301.1~610.6	24.8~47.5	0.12~10.83	1~1.5	0.3~5.9

注： h_{veg} 为平均植被高度； r_{st} 为气孔阻抗； L_{dec} 为休眠期叶面积指数减少比例； L_{max} 为年最大叶面积指数； V_r 为根区最大蓄水能力； V_{can} 为冠层储水能力； k 为比尔-朗伯定律消光系数； f_{red} 为根区以下蒸腾作用减少比例； z_0 为土壤粗糙度长度； $r_{s,soi}$ 为土壤表面阻抗； V_e 为第一、二层土壤的蓄水容量； K_{epi} 为平均表层岩溶带出流系数。

采用 GLUE 方法^[34] 进行参数敏感性分析,由图 3 可知, a_{fsep} 、 K_c 、 a_{gw} 为流量模拟的敏感参数,其余参数为非敏感参数。

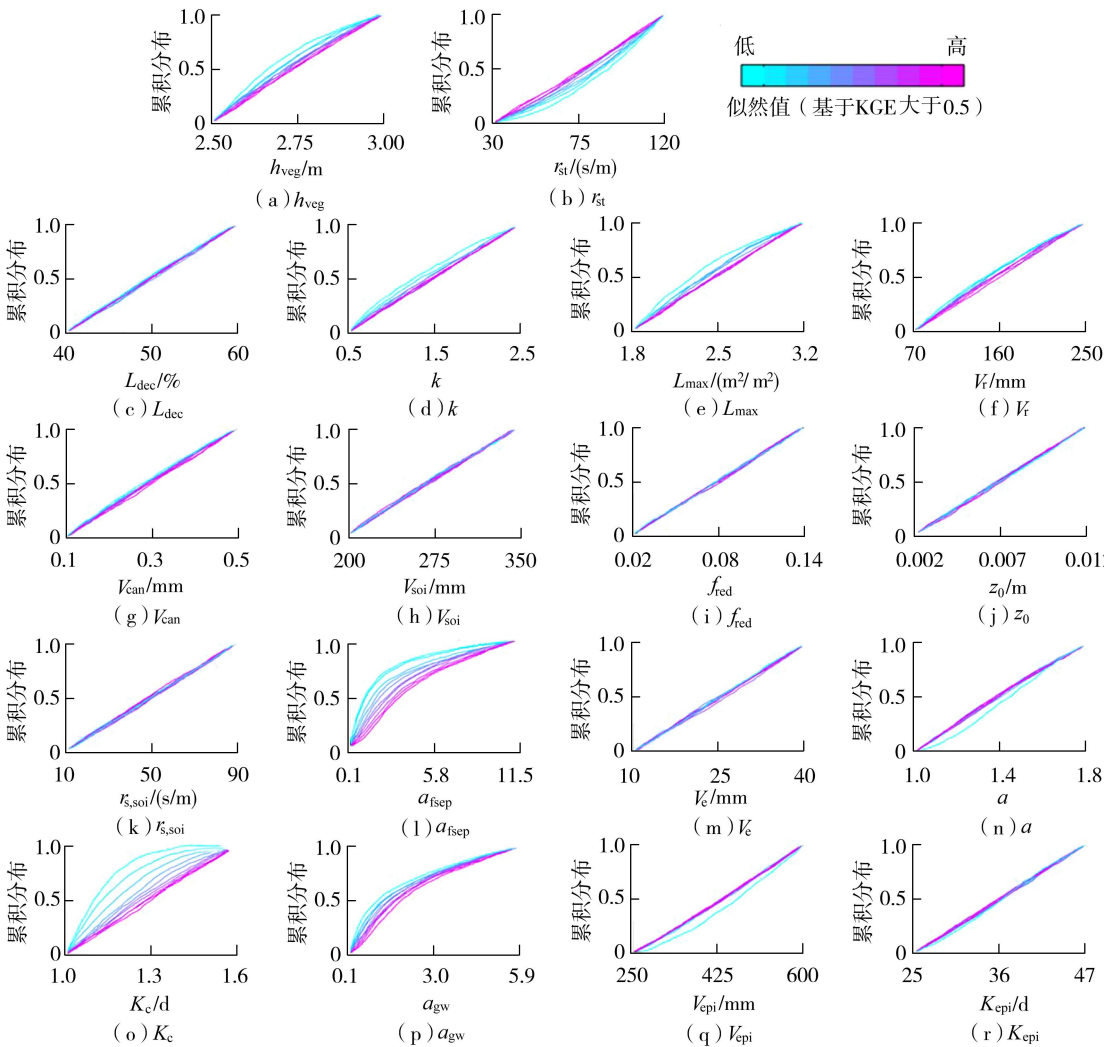


图 3 参数灵敏度分析结果

Fig. 3 Sensitivity analysis results for parameters

2.3 模型验证

采用验证期流域出口断面模型计算与实测流量进行模型验证,并对比改进后的模型和原模型的模拟效果。除采用 KGE 外,还采用 Nash-Sutcliffe 效率系数 (NSE) 和决定性系数 (R^2) 对流量模拟结果进行验证。

由图 4 可知,模型能较好地模拟验证期径流过程,根据率定的 500 组参数模拟的验证期流量 KGE 平均值为 0.73, R^2 和 NSE 分别为 0.73 和 0.65。利用原模型进行验证期流量模拟,KGE、 R^2 和 NSE 分别为 0.70、0.66 和 0.63,表明改进模型模拟效果整体优于原模型。

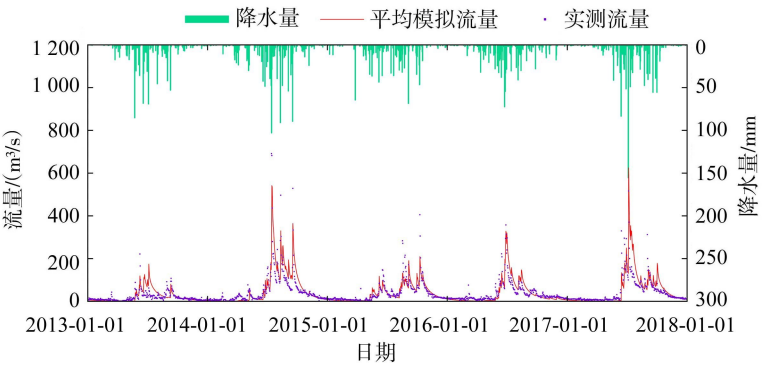


图 4 日流量模拟结果

Fig. 4 Simulation results of daily runoff

虽然遥感解译的蒸散发量与陆地水储量是再分析产品,但经过验证发布的产品可反映流域蒸散发与陆地水储量的总体动态变化趋势和降雨-径流过程中关键状态/通量的物理合理性,为模型提供“软验证”,提高模型的可信度^[35-36]。模拟(采用率定的 500 组参数)与遥感解译的研究期(2007—2017 年)月蒸散发量相关系数为 0.85($p<0.001$),且模型能较好地刻画研究期流域蒸散发动态(图 5(a)),与遥感解译数据相比,率定期和验证期模拟的蒸散发量 KGE 分别为 0.66 和 0.68。

模拟与遥感解译的月陆地水储量变化(月等效水位减去 2004 年 1 月至 2009 年 12 月等效水位的平均值)过程(图 5(b))表明,模拟总储水量相对于平均基线的变化趋势与遥感解译数据基本一致,且模拟和遥感解译的陆地水储量间的相关系数为 0.62($p<0.001$),表明在流域尺度上总储水量动态模拟效果较好。

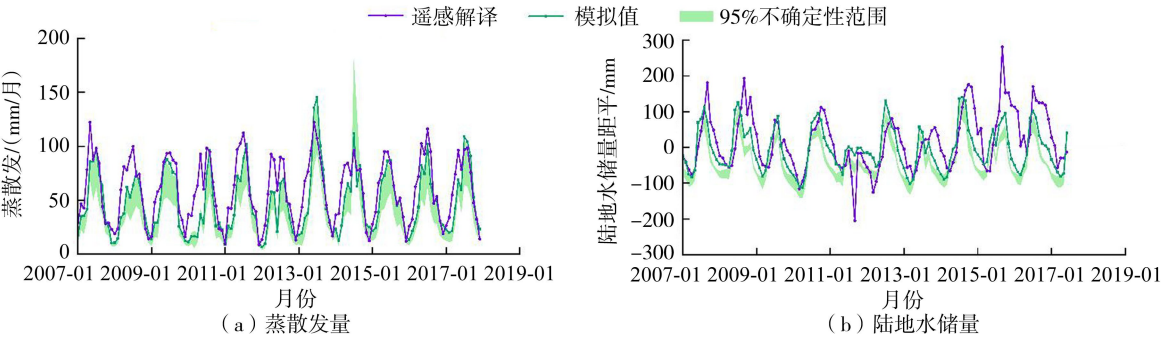


图 5 逐月蒸散发量和陆地水储量模拟结果

Fig. 5 Simulation results of monthly evapotranspiration and terrestrial water storage

3 不同干湿条件下降雨-径流模拟分析

3.1 降雨入渗对流域干湿条件的响应特征

利用建立的半分布式模型,模拟分析研究期内雨季(5—9 月)和旱季(10—4 月)降雨入渗量及入渗路径。结果表明,雨季月平均入渗量为 79.6 mm,其中 $R_{conc,i}$ 和 $Q_{epi,n}$ 共同组成的快速集中入渗量(R_{conc})为 25.1 mm, $R_{diff,i}$ 组成的慢速分散入渗量(R_{diff})为 54.5 mm;旱季月平均入渗量 11.7 mm,其中快速和慢速入渗量分别为 2.1、9.6 mm。研究期内 2011 年年降水量为 698 mm,为枯水年,2014 年年降水量为 1 403 mm,为丰水年。模拟结果表明,枯水年雨季月平均快速集中入渗和慢速分散性入渗分别为 5、15.9 mm;旱季分别为 0.6、3.5 mm。丰水年雨季月平均快速集中入渗和慢速分散性入渗分别为 47.6、84 mm;旱季分别为 3.1、15.1 mm。

喀斯特流域水文连通性对地下水水流来源与径流动态具有重要控制作用^[37]。模型模拟结果显示,研究期内雨季土壤层向表层岩溶带的入渗量平均比旱季多 88.8%,其原因不仅是由于雨季和旱季降水量差异

(雨季和旱季平均降水量分别为 853.6 mm 和 201.5 mm),也与流域湿度增加提升土壤和表层岩溶带入渗能力有关。根据模拟结果对流域径流成分进行解析,流域旱季径流主要来自细小裂隙和基质中的慢速入渗补给(占比 82.1%)。由此可以推断,旱季岩溶含水层水位相对较低,大裂隙等通道组成的快速流系统蓄量低,其水流通道与地下管道连通性较弱,导致快速流系统对流域径流贡献率低(17.9%)。雨季地下水水位上升,大裂隙水文连通性显著增强,此外,暴雨过程中,地表水流和壤中流通过落水洞和裸露大裂隙直接入渗补给地下管道,增加了地表与地下的连通性。因此,雨季快速流系统对流域径流贡献率增至 31.5%。研究结论与利用示踪剂在试验流域进行的径流水分来源研究结论相似^[4]。

3.2 干湿条件对流域蒸散发及其组分的影响

研究期内雨季月平均蒸散发总量为 80.9 mm,旱季为 24.7 mm。其中,雨季月平均截留蒸发量、土壤蒸发量、蒸腾量分别为 0.5、7.4、73 mm,旱季分别为 0.2、2.8、21.7 mm(图 6)。雨季降水充沛,月平均土壤水蒸腾量为 60.5 mm,占蒸腾总量的 82.8%,明显高于表层岩溶水蒸腾量(12.5 mm)。旱季,月平均土壤水的蒸腾量为 13.9 mm,表层岩溶水蒸腾量为 7.8 mm,植被从土壤中吸取水分用于蒸腾的比例降低(64.1%),来自表层岩溶带的水分比例增加至 35.9%(图 6)。

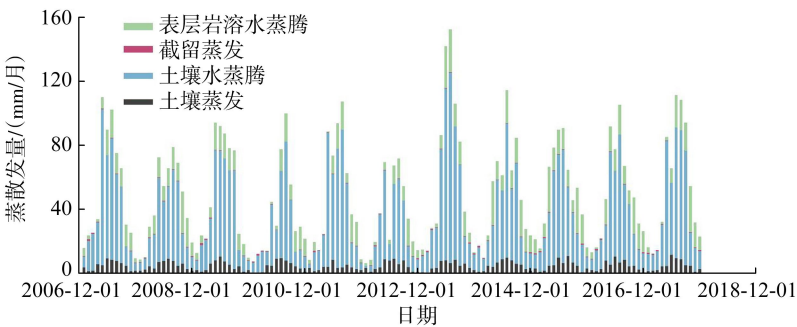


图 6 逐月蒸散发及其不同组分动态(模拟平均值)

Fig. 6 Dynamics of monthly evapotranspiration and its different components (simulated average values)

模拟结果表明,流域流量与蒸散发量均随降水量增加而增加,然而随降水量的增加,流域年径流系数整体呈增加趋势(变化范围为 20%~57%),年蒸散发量与降水量比值减小。由此推断,受降雨丰沛影响,研究区水分供给相对充足,年蒸散发量受能量(如太阳辐射)影响显著。同时,西南喀斯特地区土层浅薄,植被蒸腾除消耗土壤水外,也消耗表层岩溶带中的裂隙水^[30,38]。尽管土壤层和表层岩溶带水量整体上均和降水保持相同的变化趋势,但不同干湿条件下其供给植被的水分占比存在明显差异。雨季,土壤层蓄水量大(254.3 mm),对植物耗水的水分胁迫弱,植被根系倾向消耗浅表土壤水(占总蒸腾量的 82.8%);旱季,表层土壤水蓄量降低,植物水分胁迫增强,部分根系通过吸取埋深更大的岩石裂隙水维持生长,因此,表层岩溶带水分对植被蒸腾贡献增加,比例增加至 35.9%。该结论与 Rong 等^[29]在中国西南喀斯特陈旗流域通过氢氧同位素研究植被耗水来源的结果相似。

4 结 论

- a. 基于 V2Karst 模型框架,给出了植被蒸腾消耗表层岩溶带水分以及地下管道汇流的计算方法,构建了喀斯特流域降雨-径流半分布式计算模型,该模型能较好地模拟喀斯特流域降雨-径流过程。
- b. 喀斯特流域水文连通性对地下水流路径与径流动态具有重要控制作用。旱季岩溶含水层水位相对较低,大裂隙等快速水流通道的与地下管道连通性较弱,径流主要来自细小裂隙和基质中的分散入渗。雨季地下水水位上升,大裂隙水文连通性增强,对径流的贡献率显著增加。
- c. 流域内植被蒸腾水分来源受干湿条件影响显著。雨季土壤水蓄量大,植物水分胁迫较弱,植被蒸腾倾向于消耗浅层土壤水;旱季浅层土壤水减少,植被蒸腾对表层岩溶带裂隙水的利用比例明显增加。

参考文献:

[1] FORD D, WILLIAMS P. Introduction to karst[M]. Chichester:John Wiley & Sons Ltd. ,2007.
[2] LIU Ruitong, WANG Jinguo, ZHAN Hongbin, et al. Influence of thick karst vadose zone on aquifer recharge in karst formations

[J]. Journal of Hydrology, 2021, 592: 125791.

[3] 马从文, 张志才, 陈喜, 等. 基于机器学习的西南岩溶泉流量模拟研究[J]. 中国岩溶, 2024, 43(1): 48-56. (MA Congwen, ZHANG Zhicai, CHEN Xi, et al. Modelling karst spring flow in Southwest China based on machine learning[J]. Carsologica Sinica, 2024, 43(1): 48-56. (in Chinese))

[4] ZHANG Zhicai, CHEN Xi, CHENG Qinbo, et al. Storage dynamics, hydrological connectivity and flux ages in a karst catchment: conceptual modelling using stable isotopes[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2019, 23(1): 51-71.

[5] HARTMANN A, GOLDSCHIEDER N, WAGENER T, et al. Karst water resources in a changing world: review of hydrological modeling approaches[J]. Reviews of Geophysics, 2014, 52(3): 218-242.

[6] 许波刘, 董增川, 洪娴. 集总式喀斯特水文模型构建及其应用[J]. 水资源保护, 2017, 33(2): 37-42. (XU Boliu, DONG Zengchuan, HONG Xian. Lumped karst hydrological model and its application[J]. Water Resources Protection, 2017, 33(2): 37-42. (in Chinese))

[7] WEILER M, MCGLYNN B L, MCGUIRE K J, et al. How does rainfall become runoff? A combined tracer and runoff transfer function approach[J]. Water Resources Research, 2003, 39(11): 1315.

[8] ZHANG Zhicai, CHEN Xi, SOULSBY C. Catchment-scale conceptual modelling of water and solute transport in the dual flow system of the karst critical zone[J]. Hydrological Processes, 2017, 31(19): 3421-3436.

[9] 张珂, 周佳奇, 张企诺, 等. 栅格岩溶分布式水文模型[J]. 水资源保护, 2022, 38(1): 43-51. (ZHANG Ke, ZHOU Jiaqi, ZHANG Qينو, et al. Grid-based karst distributed hydrological model[J]. Water Resources Protection, 2022, 38(1): 43-51. (in Chinese))

[10] 李致家, 龚俊超, 孙明坤. 中国半湿润流域 WRF-Hydro 模型参数敏感性分析[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2023, 51(5): 1-8. (LI Zhijia, GONG Junchao, SUN Mingkun. Parametric sensitivity analysis of WRF-Hydro model in a semi-humid watershed of China[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2023, 51(5): 1-8. (in Chinese))

[11] 张志才, 陈喜, 石朋, 等. 喀斯特流域分布式水文模型及植被生态水文效应[J]. 水科学进展, 2009, 20(6): 806-811. (ZHANG Zhicai, CHEN Xi, SHI Peng, et al. Distributed hydrological model and eco-hydrological effect of vegetation in karst watershed[J]. Advances in Water Science, 2009, 20(6): 806-811. (in Chinese))

[12] WANG Y, BRUBAKER K. Implementing a nonlinear groundwater module in the soil and water assessment tool (SWAT)[J]. Hydrological Processes, 2014, 28(9): 3388-3403.

[13] PARDO-IGÚZQUIZA E, DOWD P, BOSCH A P, et al. A parsimonious distributed model for simulating transient water flow in a high-relief karst aquifer[J]. Hydrogeology Journal, 2018, 26(8): 2617-2627.

[14] PAN Xiaodong, FANG Yuchao, LAI Yong, et al. Three-dimensional numerical modeling of water distribution tunnels in karst area[J]. Arabian Journal of Geosciences, 2020, 13(23): 1242.

[15] DOUMMAR J, SAUTER M, GEYER T. Simulation of flow processes in a large scale karst system with an integrated catchment model (Mike She): identification of relevant parameters influencing spring discharge[J]. Journal of Hydrology, 2012, 426-427: 112-123.

[16] BIRK S, GEYER T, LIEDL R, et al. Process-based interpretation of tracer tests in carbonate aquifers[J]. Groundwater, 2005, 43(3): 381-388.

[17] 李致家, 姚成, 张珂, 等. 基于网格的精细化降雨径流水文模型及其在洪水预报中的应用[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2017, 45(6): 471-480. (LI Zhijia, YAO Cheng, ZHANG Ke, et al. Research and application of the high-resolution rainfall runoff hydrological model in flood forecasting[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2017, 45(6): 471-480. (in Chinese))

[18] 郝庆庆, 陈喜. 新安江模型在乌江独木河流域的应用与改进[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2012, 40(1): 109-112. (HAO Qingqing, CHEN Xi. Application and improvement of Xin'anjiang model in Dumu Watershed of Wujiang River Basin[J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2012, 40(1): 109-112. (in Chinese))

[19] 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.

[20] XU Chaohao, XU Xianli, LIU Meixian, et al. An improved optimization scheme for representing hillslopes and depressions in karst hydrology[J]. Water Resources Research, 2020, 56(5): e2019WR026038.

[21] LADOUCHE B, MARÉCHAL J C, DORFLIGER N. Semi-distributed lumped model of a karst system under active management[J]. Journal of Hydrology, 2014, 509: 215-230.

[22] 杨子菁, 刘攀, 王起峰, 等. HEC-HMS 模型在不同水文气象分区中的改进[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2023, 51(2):

26-34. (YANG Zijing, LIU Pan, WANG Qifeng, et al. Application of HEC-HMS model in different hydrometeorological regions [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2023, 51(2): 26-34. (in Chinese))

[23] OLLIVIER C, MAZZILLI N, OLIOSO A, et al. Karst recharge-discharge semi distributed model to assess spatial variability of flows[J]. Science of the Total Environment, 2020, 703: 134368.

[24] SARRAZIN F, HARTMANN A, PIANOSI F, et al. V2Karst V1. 1: a parsimonious large-scale integrated vegetation-recharge model to simulate the impact of climate and land cover change in karst regions[J]. Geoscientific Model Development, 2018, 11(12): 4933-4964.

[25] HARTMANN A, BARBERÁ J A, LANGE J, et al. Progress in the hydrologic simulation of time variant recharge areas of karst systems; exemplified at a karst spring in Southern Spain[J]. Advances in Water Resources, 2013, 54: 149-160.

[26] HARTMANN A, GLEESON T, ROSOLEM R, et al. A large-scale simulation model to assess karstic groundwater recharge over Europe and the Mediterranean[J]. Geoscientific Model Development, 2015, 8(6): 1729-1746.

[27] MONTEITH J L. Evaporation and environment[J]. Symposia of the Society for Experimental Biology, 1965, 19: 205-234.

[28] QUEREJETA J I, ESTRADA-MEDINA H, ALLEN M F, et al. Water source partitioning among trees growing on shallow karst soils in a seasonally dry tropical climate[J]. Oecologia, 2007, 152(1): 26-36.

[29] RONG Li, CHEN Xi, CHEN Xunhong, et al. Isotopic analysis of water sources of mountainous plant uptake in a Karst Plateau of southwest China[J]. Hydrological Processes, 2011, 25(23): 3666-3675.

[30] 容丽, 王世杰, 俞国松, 等. 荔波喀斯特森林 4 种木本植物水分来源的稳定同位素分析[J]. 林业科学, 2012, 48(7): 14-22. (RONG Li, WANG Shijie, YU Guosong, et al. Stable isotope analysis of water sources of four woody species in the Libo karst forest[J]. Scientia Silvae Sinicae, 2012, 48(7): 14-22. (in Chinese))

[31] 郇治钦. 贵州三岔河上游流域径流对气候变化和土地利用变化的协同响应研究[D]. 贵阳: 贵州师范大学, 2022.

[32] KLING H, FUCHS M, PAULIN M. Runoff conditions in the upper Danube basin under an ensemble of climate change scenarios [J]. Journal of Hydrology, 2012, 424-425: 264-277.

[33] CAI Lianbin, CHEN Xi, HUANG Richao, et al. Runoff change induced by vegetation recovery and climate change over carbonate and non-carbonate areas in the karst region of South-west China[J]. Journal of Hydrology, 2022, 604: 127231.

[34] FREER J, BEVEN K, AMBROISE B. Bayesian estimation of uncertainty in runoff prediction and the value of data: an application of the GLUE approach[J]. Water Resources Research, 1996, 32(7): 2161-2173.

[35] WU Songjun, TETZLAFF D, YANG Xiaoqiang, et al. Integrating Tracers and soft data into multi-criteria calibration: implications from distributed modeling in a riparian wetland[J]. Water Resources Research, 2023, 59(11): e2023WR035509.

[36] 褚江东, 粟晓玲, 吴海江, 等. 2002-2021 年中国陆地水储量及其组分变化分析[J]. 水资源保护, 2023, 39(3): 170-178. (CHU Jiangdong, SU Xiaoling, WU Haijiang, et al. Analysis of terrestrial water storage and its component changes in China from 2002 to 2021[J]. Water Resources Protection, 2023, 39(3): 170-178. (in Chinese))

[37] ZHANG Zhicai, CHEN Xi, CHENG Qinbo, et al. Characterizing the variability of transit time distributions and young water fractions in karst catchments using flux tracking[J]. Hydrological Processes, 2020, 34(15): 3156-3174.

[38] 邓晓琪, 王世杰, 容丽. 喀斯特区专属植物水分来源研究[J]. 地球与环境, 2012, 40(2): 154-160. (DENG Xiaoqi, WANG Shijie, RONG Li. Study on water sources of proper plant species in karst areas[J]. Earth and Environment, 2012, 40(2): 154-160. (in Chinese))

(收稿日期: 2024 - 04 - 10 编辑: 刘晓艳)