

晋婕妤, 乔禛, 陈豫英, 等. 干旱区超渗-蓄满动态转化的分布式降雨径流模型研究[J]. 水利水电技术(中英文), 2026, 57(1): 205-220. DOI: 10.13928/j.cnki.wrahe.2026.01.016

JIN Jieyu, QIAO Zhen, CHEN Yuying, et al. Study on distributed rainfall-runoff model based on dynamic transformation of infiltration-excess and saturation-excess runoff in arid basin [J]. Water Resources and Hydropower Engineering, 2026, 57(1): 205-220. DOI: 10.13928/j.cnki.wrahe.2026.01.016

# 干旱区超渗-蓄满动态转化的分布式降雨径流模型研究

晋婕妤<sup>1,2,3</sup>, 乔 禛<sup>1,2,3</sup>, 陈豫英<sup>4</sup>, 魏加华<sup>1,2,3,5</sup>

(1. 青海大学 土木水利学院, 青海 西宁 810016; 2. 青海大学 黄河上游生态保护与高质量发展实验室, 青海 西宁 810016; 3. 水利部江河源区水生态治理与保护重点实验室, 青海 西宁 810016; 4. 宁夏回族自治区气象台, 宁夏 银川 750002; 5. 清华大学 水圈科学与水利工程全国重点实验室, 北京 100084)

**摘要:**【目的】干旱区降水转化形成径流的过程复杂, 准确刻画和模拟降雨-洪水过程是区域水文研究的重点。【方法】基于超渗-蓄满动态自适应转化建模思路, 以土壤田间持水量与下渗能力为阈值, 采用 Green-Ampt 模型(GA)、新安江模型(XAJ)以及考虑下垫面特性对汇流影响的“网格水滴”汇流方法(CW), 建立了基于超渗-蓄满动态转化的分布式降雨-径流模型(GA-XAJ-CW Model, 简称 GX-CW 模型)。以贺兰山东麓苏峪口流域为例, 选择 2013—2019 年的 10 场降水, 对模型进行率定和验证, 并与分布式 Green-Ampt(Grid-GA)模型进行对比。【结果】结果显示: 考虑超渗-蓄满时空自适应转化的 GX-CW 模型模拟效果更好。模型率定期, 洪峰相对误差在 20% 以内、峰现时间误差在 1 h 以内占比为 80%, Nash 效率系数均在 0.7 以上; 验证期模型效果较率定期有所下降, 洪峰相对误差在 20% 以内、峰现时间误差在 1 h 以内占比为 60%, Nash 效率系数在 0.7 以上占比为 60%。【结论】GX-CW 模型整体效果较 Grid-GA 有明显改善, 降雨-产流过程解析更清楚, 在干旱区小流域山洪模拟方面有较好的应用前景。

**关键词:** 超渗蓄满动态组合; 山洪预报; 干旱区; 网格水滴法; 分布式水文模型; 径流; 降雨; 数值模拟

DOI: 10.13928/j.cnki.wrahe.2026.01.016

开放科学(资源服务)标志码(OSID):

中图分类号: P333.2

文献标志码: A

文章编号: 1000-0860(2026)01-0205-16



## Study on distributed rainfall-runoff model based on dynamic transformation of infiltration-excess and saturation-excess runoff in arid basin

JIN Jieyu<sup>1,2,3</sup>, QIAO Zhen<sup>1,2,3</sup>, CHEN Yuying<sup>4</sup>, WEI Jiahua<sup>1,2,3,5</sup>

(1. School of Civil Engineering and Water Resources, Qinghai University, Xining 810016, Qinghai, China; 2. Laboratory

收稿日期: 2025-01-25; 修回日期: 2025-03-06; 录用日期: 2025-03-06; 网络出版日期: 2025-03-17

基金项目: 国家重点研发计划(2023YFC3206700); 宁夏回族自治区重点研发计划(2024BEG02034); 宁夏智能数字预报技术研究与与应用科技创新团队(2024CXTD006); 宁夏回族自治区科技创新领军人才(2021GKLRXLX05); 清华大学—宁夏银川水联网数字治水联合研究院联合开放基金(sklhse-2024-low01)

作者简介: 晋婕妤(1999—), 女, 硕士研究生, 主要从事水文水资源研究。E-mail: jieyu\_jin@foxmail.com

通信作者: 魏加华(1971—), 男, 教授, 博士, 主要从事水资源、水信息研究。E-mail: weijiahua@tsinghua.edu.cn

©Editorial Department of Water Resources and Hydropower Engineering. This is an open access article under the CC BY-NC-ND license.

for Ecological Protection and High-quality Development of the Upstream of Yellow River, Qinghai University, Xining 810016, Qinghai, China; 3. Key Laboratory for Water Ecology Management and Protection in River Source Areas, Ministry of Water Resources, Xining 810016, Qinghai, China; 4. Ningxia Hui Autonomous Region meteorological Observatory, Yinchuan 750002, Ningxia, China; 5. State Key Laboratory of Hydrosience and Engineering, Tsinghua University, Beijing 100084, China)

**Abstract:** [Objective] The process of converting precipitation into runoff in arid regions is intricate, and accurately characterizing and simulating flood process triggered by rainfall presents a significant challenge for regional hydrological research. [Methods] A distributed rainfall-runoff model, designated as the GA-XAJ-CW model (hereafter referred to as the GX-CW model), was developed based on the adaptive transformation of infiltration-excess and saturation-excess runoff. This model takes soil field capacity and infiltration capacity as discriminant thresholds, and integrates the Green-Ampt model (GA), the Xin'anjiang model (XAJ), and a confluence method based on grid water drops (CW). For model calibration and validation, ten precipitation events that occurred between 2013 and 2019 in the Suyukougou watershed, situated at the eastern foothills of the Helan Mountain, were selected. The distributed Green-Ampt (Grid-GA) model served as a comparative benchmark. [Results] The result indicate that the GX-CW model, which is based on the adaptive transformation of infiltration-excess and saturation-excess runoff, has a better simulation effect. During the model calibration process, 80% of the fields exhibited relative flood errors within 20% and peak timing errors within 1 hour, with all achieving a Nash-Sutcliffe Efficiency (*NSE*) exceeding 0.7. In the model validation phase, the performance was somewhat diminished compared to the calibration phase; however, 60% of the fields still maintained relative flood errors within 20% and peak timing errors within 1 hour, with 60% achieving a *NSE* above 0.7. [Conclusion] Overall, the GX-CW model demonstrated significantly superior performance compared to the Grid-GA model, providing enhanced insights into rainfall-runoff processes. This model exhibits promising potential for simulating flash flood events in small catchments in arid regions.

**Keywords:** dynamic combination of infiltration-excess and saturation-excess runoff; flash flood forecasting; arid region; confluence method based on grid water drops; distributed hydrological model; runoff; rainfall; numerical simulation

## 0 引言

干旱区暴雨洪水具有短历时、强度大、陡涨陡落的特点<sup>[1]</sup>, 暴雨-洪水突发性强, 预测难度大<sup>[2]</sup>。研究表明, 降雨时空分布不均性、土壤含水量以及地形、植被等下垫面特性都对流域洪水形成及运动有较大影响<sup>[1]</sup>。山区的地形、地表覆盖的非连续性和异质性导致区域内产流具有多源产流和局部产流特征<sup>[3-4]</sup>。近年来, 随着干旱区荒漠化治理, 区域内植被覆盖改变与土壤质地变化导致土壤保水能力与下渗能力增强, 表层土壤下渗能力强弱变化大, 空间上常出现蓄满和超渗产流同时发生的现象<sup>[5-8]</sup>。同时, 干旱区流域的表层土壤一般较浅, 表层土壤的敏感性导致在局地或强降雨的强迫下, 引起土壤含水量的显著变化, 导致蓄满-超渗产流机制交替占优, 产流模式极易在降雨过程中随时间动态变化<sup>[9]</sup>。而地形对于产汇流过程的影响体现在坡度增大使得坡面单位面积受雨量和雨水入渗势能梯度降低, 汇流速度提高, 汇流时间变短, 从而导致坡面径流增大和累积入渗量减小<sup>[4-11]</sup>。干旱区降雨与径流间表现出强烈的非线性关

系, 从而导致大多数水文模型难以描述该地区的产流机制。

针对干旱区的气候地形条件及产流特点, 学者建立或改进一些经典的水文模型用于该区域的洪水预报, 从单一超渗产流模型, 如 SCS 模型<sup>[12]</sup>、陕北模型<sup>[13]</sup>、大伙房模型<sup>[14]</sup>、GA-PIC 模型<sup>[15]</sup>、分布式 Green-Ampt 模型<sup>[16-17]</sup>, 到混合产流模型, 包括双超模型<sup>[18]</sup>、垂向混合产流模型<sup>[19]</sup>、河北雨洪模型<sup>[20]</sup>、中国山洪水文模型<sup>[21]</sup>等, 但这些改进后模型在计算过程中仅用单一产流机制或混合产流机制代表整个流域的产流分布。不同流域、不同区域和不同时间段的产流机制存在显著差异, 因此流域的产流机制存在复杂性和变化性, 现有方法难以描述整个过程, 有学者提出主导性水文过程的概念, 这种情况下, 水文模型能否准确描述主导水文过程成为流域洪水模拟的关键<sup>[22-23]</sup>。

已有研究表明, 主导产流机制和影响因素会发生动态变化, 干旱地区也常出现蓄满产流或超渗产流的交替。胡彩虹等<sup>[24]</sup>综合水文学与数理统计等方法, 分析了孤山川流域下垫面条件变化对洪水特征和产流

模式的响应规律, 结果表明, 孤山川流域洪水虽仍以超渗产流为主, 但蓄满产流和混合产流发生的比例逐年增加。GAO 等<sup>[6]</sup>在干旱区典型流域黑河上游比较了3种模型结构: 集中式模型 FLEXL、半分布式模型 FLEXD 以及基于地形影响水文过程的概念模型 FLEXT, 结果表明, FLEXT 模型在流量历时曲线和典型事件中的模拟效果均有提高, 地形驱动的概念模型可以更真实地反映流域的异质性, 同时表明干旱区流域的产流机制并非绝对的超渗产流。李致家等<sup>[25-26]</sup>认为, 不同地形与地表覆盖的影响下, 会导致流域产流机制在空间分布上的差距, 可根据流域静态因子将子流域划分为蓄满产流主导流域和超渗产流主导流域, 分别采用新安江模型与河北雨洪模型计算不同产流区的产流, 但这种产流计算仍为空间静态组合, 并没有考虑降水过程中降雨强度、土壤下渗能力、土壤含水量等产流的影响因子的变化, 因此忽略了产流模式随时间的改变。刘玉环等<sup>[27]</sup>、杜若愚等<sup>[7]</sup>根据产流模式随降雨强度、土壤下渗能力、土壤含水量的改变而变化的思想, 分别基于 TOKASIDE 模型和网格新安江(Grid-XAJ)模型, 构建了 TOKASIDE-D 模型与基于蓄满超渗时空动态组合的网格新安江(Grid-XAJ-SIDE)模型, 并应用于半湿润与半干旱区流域。但 TOKASIDE-D 模型对于未发生降雨时的网格产流模式划分较为粗糙, Grid-XAJ-SIDE 模型在产流模式的动态转化过程中考虑整层土壤的含水量, 两个模型直

接移用至干旱区均有所不足。

本文基于降水过程中降雨强度、土壤下渗能力和土壤含水量时空动态变化的真实过程, 借鉴 TOKASIDE-D 模型与 Grid-XAJ-SIDE 模型中产流模式随降水、土壤条件等自适应调整的分布式建模思路, 利用分布式 Green-Ampt (Grid-GA) 模型、网格新安江 (Grid-XAJ) 模型、网格水滴汇流 (CW) 模型, 建立了分布式的超渗-蓄满时空动态组合模型 (GA-XAJ-CW Model, 简称 GX-CW 模型), 将模型应用于贺兰山东麓的苏峪口沟流域, 并与 Grid-GA 模型进行对比分析, 探讨超渗-蓄满产流模式时空动态组合方法在干旱区山洪模拟的效果。

## 1 超渗-蓄满时空动态组合模型 (GX-CW)

### 1.1 模型原理与结构

基于主导性水文过程的概念, 通过划分超渗或蓄满网格, 结合新安江模型和 Green-Ampt 模型, 构建超渗-蓄满时空动态组合模型[见图 1(a)]。模型假设基于分布式 Green-Ampt 模型与网格新安江模型假设: (1) 网格单元内降雨、土壤性质、土地利用等均均匀分布, 不存在下渗能力分布曲线, 每个网格内自由水蓄水容量分布均匀; (2) 每个网格的土壤垂向分布均匀<sup>[7]</sup>。

构建的 GX-CW 模型, 主要包含主导产流过程识别、产流计算、汇流计算三个模块[见图 1(b)]。识

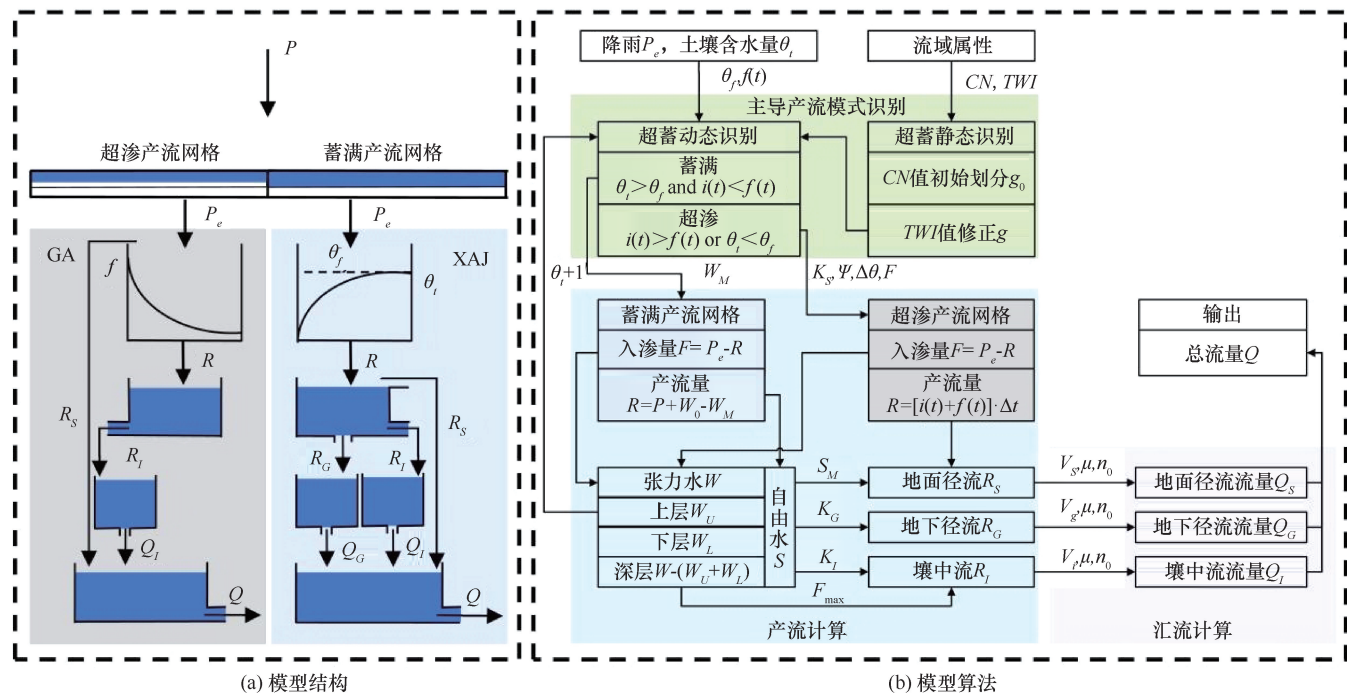


图 1 模型结构及实现过程

Fig. 1 The GX-CW model structure and its implementation process

别主导产流过程包含根据流域静态因子辨识初始主导产流过程, 在产汇流计算过程中, 根据动态变化的流域下垫面表层土壤含水量和下渗能力确定主导产流过程。产流包含超渗产流和蓄满产流两个计算模块, 二者之间通过主导产流过程识别模块之间的联系。产流模块计算所得的网格产流量再通过汇流计算模块汇流至流域出口栅格, 从而获得流域出口处的流量过程。根据下垫面的空间变异性性和降雨及土壤含水量的时空变异性对流域产汇流的影响, 将水文响应与流域地形地貌结合, 模型优化参数仅有 3 个, 更适用于缺少资料的干旱区。

### 1.1.1 主导产流模式识别

主导产流模式识别包括超蓄静态识别与超蓄动态识别。

超蓄静态识别基于地形湿度指数 (Topographic Wetness Index,  $TWI$ ) 与径流曲线数 (Curve Number,  $CN$ ) 划分流域的蓄满和超渗网格的初始空间分布, 主要考虑了流域地形、土壤、植被等相对稳定的因素对于产流模式的影响<sup>[26]</sup>。

超蓄动态识别主要考虑降雨与土壤湿度特征对产流模式的影响。当降雨强度大于下渗能力时, 该网格为超渗网格; 当网格的土壤含水量达到田间持水量后, 该网格则为蓄满网格。在干旱区, 包气带较厚但表层土壤较为敏感, 产流模式极易在场次降雨中产生变化<sup>[27]</sup>, 因此表层土壤含水量成为判断蓄超状态的关键指标。

### 1.1.2 超渗产流计算

对于超渗产流模式网格, 选择 Green-Ampt 下渗公式计算网格内的下渗能力, 并考虑地形坡度对于下渗能力的影响<sup>[11, 28-29]</sup>。入渗量根据分层入渗逐层补充土壤含水量。同时认为土壤存在最大累积下渗深度, 当累积下渗深度达到阈值时, 超出部分形成壤中流。

### 1.1.3 蓄满产流计算

蓄满产流网格产流计算方法与新安江模型算法一致<sup>[26]</sup>。设置为蓄满产流的网格下层及深层土壤可能未达到田间持水量, 降雨仍需先分层补充土壤含水量。当整层土壤达到饱和时, 产生饱和地表径流。

### 1.1.4 汇流计算

考虑土壤类型、土地覆盖、地表糙率等对汇流的影响, 采用“网格水滴”方法进行汇流计算<sup>[30-31]</sup>。CW 汇流模型将流域范围内发生降雨并产流的网格看作“水滴”, “水滴”在重力驱动和阻力影响下沿坡度方向运动, 最终到达出口断面。在模型构建时考虑到地表径流、壤中流、地下径流的速度存在差异, 根

据相关试验研究表明, 地表径流流速约为壤中流流速的 2~3 倍, 模型计算壤中流速度设置为地表径流流速的 1/2, 地下径流考虑到其在岩石空隙中受到的阻力较大, 故设置为地表径流的 1/2.5<sup>[30]</sup>。CW 汇流模型参数物理意义较为明确, 参数可以根据下垫面特征提取, 故对缺资料区域具有一定适用性。

## 1.2 模型算法及计算流程

模型各模块及整体构建基于 Python 语言实现, 算法流程及各模块参数传递关系如图 1(b) 所示, 各模块计算方法如下。

### 1.2.1 超蓄静态识别算法

首先根据径流曲线数进行分类<sup>[9, 22-23]</sup>, 计算公式为

$$\begin{cases} g_0 = \text{蓄满产流}, & CN < 60 \\ g_0 = \text{超渗产流}, & CN \geq 60 \end{cases} \quad (1)$$

式中,  $CN$  为径流曲线数;  $g_0$  表示初始产流机制。

再根据地形湿度指数进一步修正<sup>[9, 22-23]</sup>, 地形湿度指数  $TWI$  采用多流向法计算<sup>[9, 22-23]</sup>,  $g$  表示产流机制, 公式为

$$\begin{cases} g = \text{蓄满产流}, & g_0 = \text{超渗产流 and } TWI > 25 \\ g = \text{超渗产流}, & g_0 = \text{蓄满产流 and } TWI < 7 \\ g = g_0, & \text{others} \end{cases} \quad (2)$$

### 1.2.2 超蓄动态识别转化

计算公式为

$$\begin{cases} g(t) = \text{超渗产流}, & i(t) > f(t) \\ g(t) = \text{蓄满产流}, & i(t) \leq f(t) \text{ and } \theta_t \geq \theta_f \\ g(t) = g(t-1), & i(t) \leq f(t) \text{ and } \theta_t \leq \theta_f \end{cases} \quad (3)$$

式中,  $\theta_t$  为表层土壤含水率;  $\theta_f$  为土壤田间持水量;  $i(t)$  为降雨强度 (mm/h);  $f(t)$  为土壤下渗能力 (mm/h);  $g(t)$  表示  $t$  时刻网格产流模式;  $g(t-1)$  为  $t-1$  时刻网格产流模式。

### 1.2.3 超渗产流

计算公式为

$$f(t) = K_s \left[ \cos\gamma + \frac{\psi\Delta\theta}{F(t)} \right] \quad (4)$$

$$r(t) = \begin{cases} 0, & i(t) \leq f(t) \\ i(t) - f(t), & i(t) > f(t) \end{cases} \quad (5)$$

$$F = P_e - r(t) \times \Delta t \quad (6)$$

式中,  $K_s$  为饱和水力传导度 (mm/h);  $\psi$  为湿润锋处的土壤吸力 (mm);  $\Delta\theta$  为饱和含水率和初始含水率之差;  $f(t)$  为累积下渗深度 (mm);  $\gamma$  为地形坡度;  $r(t)$

为产流强度 (mm/h);  $F$  为入渗量 (mm);  $P_e$  为时段降雨量 (mm);  $\Delta t$  为时段长 (h)。

#### 1.2.4 蓄满产流

计算公式为

$$R(t) = \begin{cases} 0, & P_e < 0 \text{ or } P_e + W_0 \leq W_M \\ P_e + W_0 - W_M, & P_e + W_0 > W_M \end{cases} \quad (7)$$

式中,  $R(t)$  为时段产流量 (mm);  $W_0$  为时段初土壤含水量 (mm);  $W_M$  为土壤最大蓄水容量 (mm)。

模型中每个网格单元的  $R(t)$  均被划分为 3 种径流成分即地表径流  $R_s$ 、壤中流  $R_i$  以及地下径流  $R_g$ , 分水源计算时同样假设网格内自由水蓄水容量分布均匀。分水源计算公式为

$$R_i = K_I S \quad (8)$$

$$R_g = K_C S \quad (9)$$

$$R_s = \begin{cases} 0 & R(t) + S \leq S_M \\ R(t) + S - S_M & R(t) + S > S_M \end{cases} \quad (10)$$

式中,  $K_I$  为自由水含量对壤中流的出流系数;  $K_C$  为自由水含量对地下径流的出流系数;  $S$  为网格自由水含量 (mm);  $S_M$  为自由水蓄水容量 (mm)。

#### 1.2.5 汇流计算

汇流速度分为两部分, 分别为坡面汇流速度与河道汇流速度。

坡面流速公式为

$$v_s = a S_s^{0.5} \quad (11)$$

式中,  $v_s$  为坡面水流速度 (m/s);  $a$  为经验系数;  $S_s$  为沿水流方向的地表坡度。

河道汇流速度公式为

$$v_r = \alpha A^\beta S_r^{0.5} \quad (12)$$

式中,  $v_r$  为河道水流速度 (m/s);  $\alpha$  为参数;  $\beta$  为经验指数 (一般取值为 0.3);  $A$  为网格汇水面积 (m<sup>2</sup>);  $S_r$  为河道坡度。

汇流路径由地形决定, 汇流时间根据水滴汇流路径与汇流速度计算, 所有网格的汇流时间组合, 得到流域的汇流时间矩阵。根据网格水滴汇流速度、汇流路径及时间矩阵, 将径流演算至流域出口。

### 1.3 模型参数

流域参数与下垫面的空间特性分布, 如土壤质地、土地利用、高程等紧密相连。GX-CW 模型集成多个参数, 大部分参数通过流域下垫面特征、新安江模型参数空间分布估计方法以及洪水发生前流域的实际情况获得。

CW 模型进行汇流演算时, 汇流参数包括  $a$  及

$\alpha$ 。其中参数  $a$  与土地利用类型有关,  $a$  的大小影响流域汇流速度,  $a$  越大, 洪水汇流速度越快, 洪峰越大, 峰现时间越早。罗玉玲等<sup>[30-31]</sup>在 CW 模型研究中定义了一个空间分布均匀的坡面流速参数比例因子  $\mu$ , 该因子利用实测资料率定优化获得, 即任意网格单元的流速经验系数  $a$  为

$$a = \mu a' \quad (13)$$

式中,  $a'$  为不同土地利用类型的网格对应的参考流速<sup>[30]</sup> (m/s)。

$\alpha$  为反应河道糙率参数, 根据以往研究, 其计算公式为<sup>[3-4]</sup>

$$\alpha = n_0 S_r^{0.272} A^{-0.00011} \quad (14)$$

式中,  $n_0$  为河道流速计算系数, 由流域出口点  $\alpha$  及  $S_r$  反算得到, 或由实测水位-流量关系反算得到, 当出口点无实测资料时需要由  $n_0$  进行率定。

$K_I$  与  $K_C$  为 Grid-XAJ 模型中划分三水源 (地面径流、壤中流、地下径流) 的重要参数,  $K_I$  表示自由水蓄水库中壤中流的出流能力, 反映了表层土壤的渗透性和出流速度,  $K_C$  表示自由水蓄水库中地下径流的出流能力, 反映了基岩和深层土壤的渗透性。因流域洪水退水时间小于 2 d, 通过固定结构性约束  $K_I + K_C = 0.8$ <sup>[9, 22-23]</sup>, 仅 3 个模型参数通过模型校准获得, 表 1 为需要校准的参数名称及参数参考值<sup>[9, 22-23]</sup>。

表 1 模型校准参数及参数参考值

Table 1 Model calibration parameters and reference values for parameters

参数名称	参考值
壤中流出流系数 $K_I$	0 ~ 0.8
坡面流速参数比例因子 $\mu$	0.1 ~ 1.0
河道流速计算系数 $n_0$	0.1 ~ 1.0

## 2 研究实例

选择贺兰山东麓苏峪口沟作为模型验证流域 (见图 2)。贺兰山处于温带大陆性干旱气候与季风气候分界线, 降水年际变化率大, 是宁夏极端降水多发区, 24 h 降雨量大于 50 mm 的暴雨发生次数占全年的 80% 以上<sup>[32]</sup>。苏峪口沟多为石质山区, 土壤以粉砂壤土和壤质砂土为主, 表层土极薄, 覆盖深度约 40 cm, 植被覆盖度低<sup>[33]</sup>。苏峪口沟流域面积 50.5 km<sup>2</sup>, 高程 1 362~3 421 m, 沟道长 13.7 km。流域沟道坡度 4°~10°, 沿沟道两侧山势陡峭, 平均坡度大于 25°。气候、地形地貌、土壤条件等均表现出典型的干旱区特征。

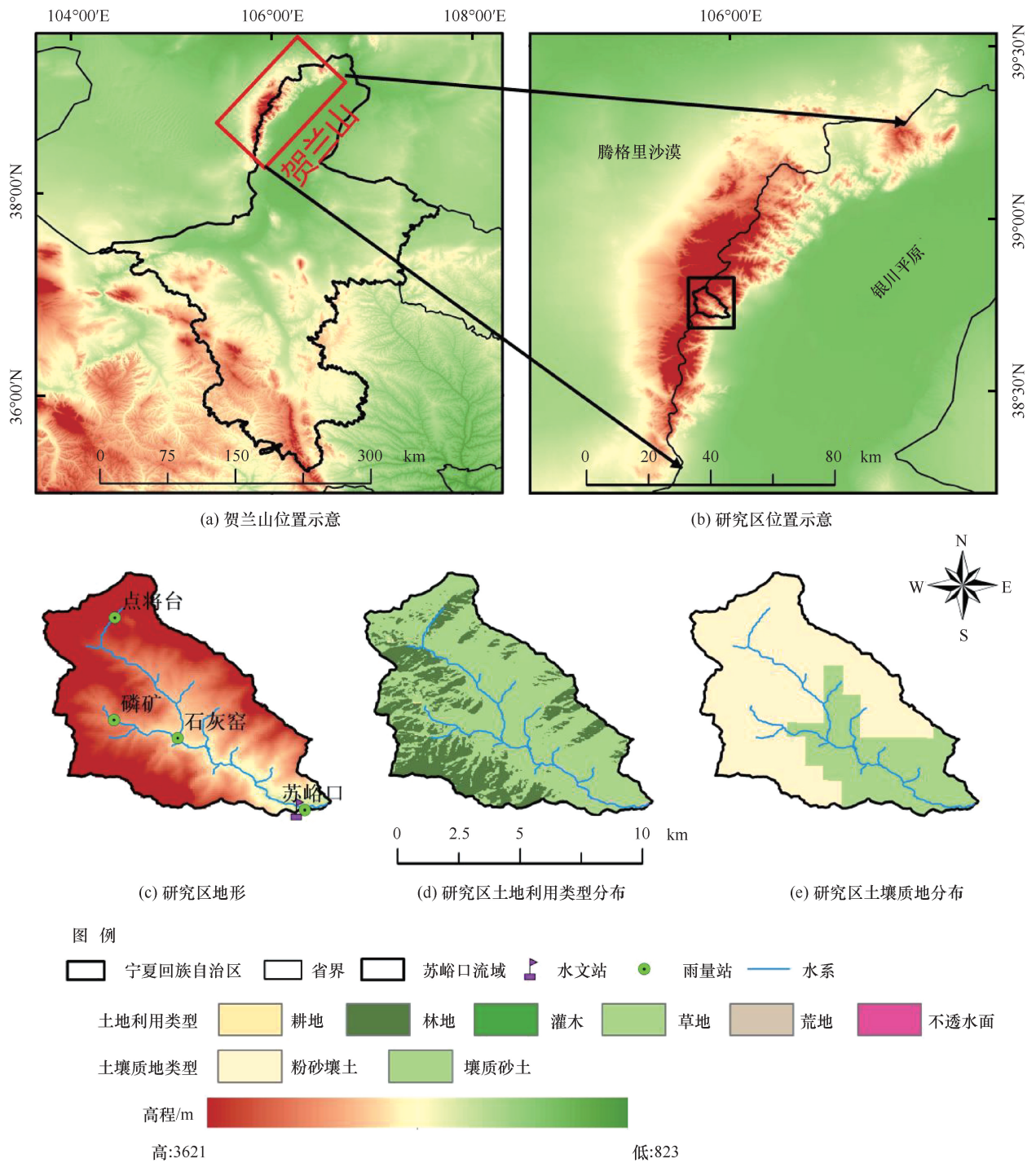


图 2 苏峪口沟流域概况及站点分布

Fig. 2 Overview and observation site distribution map of Suyukougou watershed

## 2.1 数据与资料

流域地形资料采用 ASTER GDEM 30M 分辨率的数字高程数据, 通过地理空间数据云 (<http://www.gscloud.cn>) 下载。土地利用资料与土壤资料为通过国家冰川冻土沙漠科学数据中心 (<http://www.ncdc.ac.cn>) 下载的中国 30 m 年度土地覆盖数据集及其动态变化 (1985—2022 年) 数据集和世界土壤

数据库 (HWSO) 的中国土壤数据集 (v1.1)。降水、径流等资料利用宁夏水文中心的实测站点数据, 站点分布如图 2(c) 所示。2013—2019 年, 苏峪口沟小流域共有 10 场暴雨洪水资料 (见表 2)。

## 2.2 研究方案

构建超渗-蓄满时空动态组合模型 (GX-CW 模型) 与 Grid-GA 模型耦合 CW 模型, 通过两个模型参

表2 苏峪口沟 10 场降水-径流过程及特征

Table 2 Characteristics of 10 rainfall-runoff events in Suyukougou watershed.

洪号	降雨历时/ h	最大雨强/ $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$	累积降雨量/ $\text{mm} \cdot \text{d}^{-1}$	降雨 落区	洪水历时/ h	洪峰流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$	洪峰形态	土壤前期 蓄水程度
20130722	9.0	12.4	22.6(中雨)	全流域	4.5	29.2	陡涨陡落型	低
20130907	2.5	12.8	10(中雨)	中下游	2.0	30.9	陡涨缓落型	低
20140703	3.0	17.4	27.2(大雨)	中游	2.0	19.4	陡涨缓落型	较低
20160817*	1.5	42.4	23(中雨)	全流域	3.0	34.7	陡涨陡落型	较低
20160821*	11.0	78.0	154.8(大暴雨)	全流域	10.0	434.0	多峰型	较高
20170705*	13.5	11.8	31.4(大雨)	全流域	12.5	72.7	陡涨陡落型	高
20170725	1.5	73.6	44.6(大雨)	下游	3.0	118.0	陡涨陡落型	较高
20180719	2.0	44.4	45.8(大雨)	中下游	2.0	70.7	陡涨陡落型	较高
20180722	10.0	65.6	260.6(特大暴雨)	下游	12.0	580.0	多峰型	高
20190623*	8.5	1.3	9.8(小雨)	下游	10.0	9.98	陡涨缓落型	较高

注:表中\*场次为重点分析场次;24h累积降雨量是四个站点中累积降雨量最大的站点的累积降雨量,括号中为降雨量级,降雨量级参考国家气象局颁布的降水强度等级划分标准(内陆)。

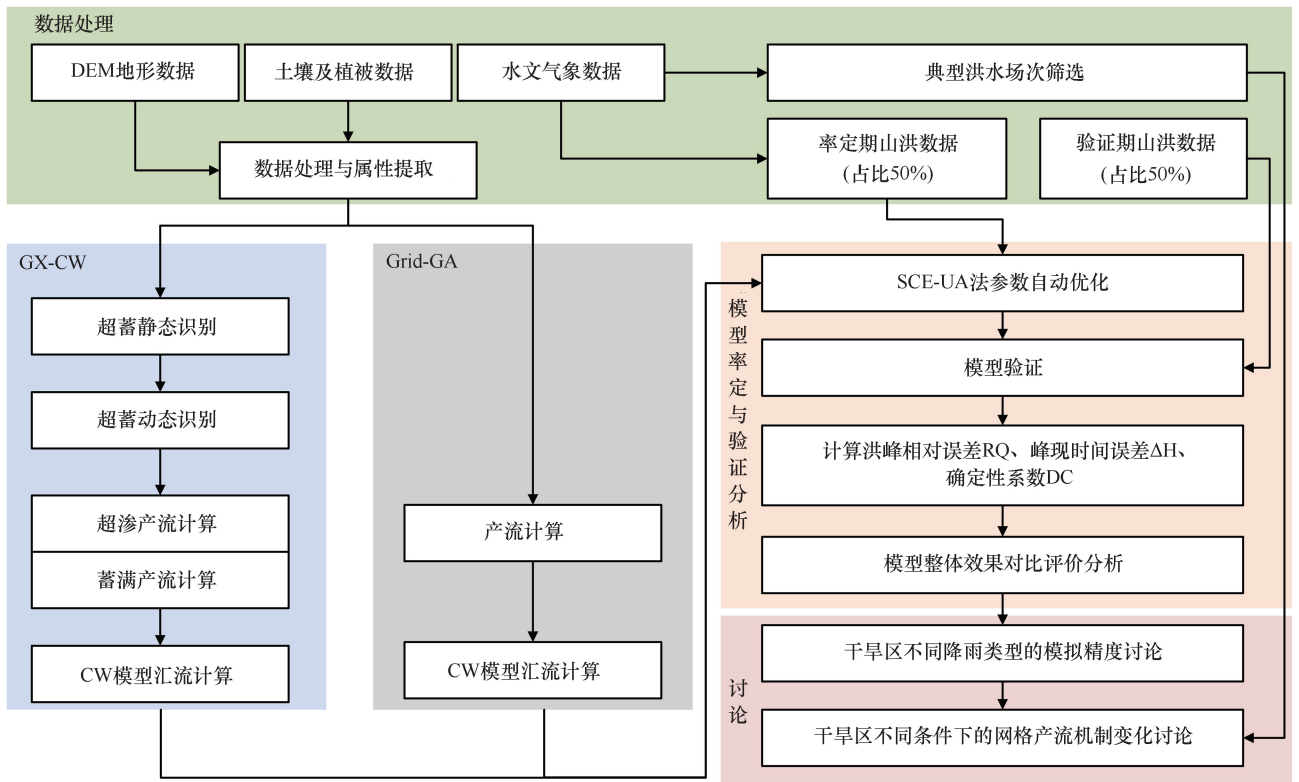


图3 模型构建思路框架与对比研究方案

Fig. 3 Model framework and comparative research scheme

数率定、精度验证及不同降雨类型对比分析及模型产流过程机理分析,验证模型在苏峪口流域的适用性(见图3)。

苏峪口沟流域位于干旱区,洪水历时短、涨落快、总径流深小但洪峰较大,因此准确模拟洪峰更为重要。为评价模型的模拟效果,采用洪峰相对误差 $RQ$ 、峰现时间误差 $\Delta H$ (单位h)、确定性系数 $DC$ 三个指标进行评价。在参数自动优化时,为保证对山洪洪峰的模拟效果,综合考虑了多个目标函数<sup>[34]</sup>,通

过给每个评价指标赋予不同的权重后累加作为目标函数,权重设置为 $RQ : \Delta H : DC$ 分别为2 : 2 : 1,参数优化选用的SCE-UA算法<sup>[35]</sup>。

### 2.3 模型验证

以2013—2016年5场洪水为率定期,2017—2019年5场洪水为验证期,率定期仅有石灰窑、磷矿、苏峪口3个雨量站,验证期流域内有4个雨量站,率定期时间步长为30 min,验证期时间步长为10 min。将GX-CW模型和Grid-GA模型应用于苏峪

表3 苏峪口流域各模型模拟结果对比

Table 3 Comparison of simulation results of two models in Suyukougou watershed

时期	场次	洪峰流量/ $\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$			洪峰相对误差 $RQ/\%$		峰现时间误差 $\Delta H/\text{h}$		确定性系数 $DC$	
		实测洪峰	GX-CW	Grid-GA	GX-CW	Grid-GA	GX-CW	Grid-GA	GX-CW	Grid-GA
率定期	20130722	26.78	25.43	6.37	-5.02	-76.10	0.000	1.500	0.777	-0.380
	20130907	35.25	24.84	37.17	-29.51	+5.45	0.000	0.000	0.885	0.694
	20140703	15.90	15.95	15.75	+0.30	-0.88	0.000	0.000	0.912	0.870
	20160817	34.70	36.44	38.46	+5.02	+10.85	0.000	0.000	0.978	0.905
	20160821	434.00	514.37	346.15	+18.52	-20.24	0.000	0.000	0.842	0.657
	算术平均值	—	—	—	—	—	—	—	0.879	0.549
验证期	20170705	73.69	71.12	20.59	-3.5	-74.8	+0.167	-0.500	0.707	-0.642
	20170725	121.43	87.13	59.72	-28.2	-50.8	-0.167	-0.333	0.809	0.150
	20180719	69.02	64.80	33.94	+6.0	-50.8	0.333	-0.833	0.563	-0.326
	20180722	580.00	194.77	81.03	-66.4	-86.0	-0.333	-0.333	0.349	0.097
	20190623	9.98	8.19	0.16	-17.9	-98.3	0.000	-0.333	0.743	-0.593
	算术平均值	—	—	—	—	—	—	—	0.572	-0.263

注: 实测洪峰为时序插值后的值; 洪峰误差中“+”表示模拟洪峰高于实测洪峰,“-”表示模拟洪峰低于实测洪峰; 峰现时间误差中“+”表示模拟洪峰提前于实测洪峰,“-”表示模拟洪峰迟于实测洪峰。

口流域进行应用检验和对比分析, 网格单元划分为  $100 \text{ m} \times 100 \text{ m}$ 。模型参数优选后,  $K_f$  为 0.59,  $\mu$  为 0.90,  $n_0$  为 0.42。模型率定和验证结果如表 3 所列。

由表 3 可得: 洪峰模拟方面, 率定期 GX-CW 和 Grid-GA 模型洪峰相对误差最高分别为 29.51% 与 76.1%, 验证期分别为 66.4% 与 98.3%, 相比于 Grid-GA 模型, 考虑了蓄满产流机制的 GX-CW 在率定期和验证期模拟效果更好。峰现时间误差方面, GX-CW 模型率定期最高 0.0 h, 验证期最高 0.333 h, Grid-GA 模型率定期最高 1.5 h, 验证期最高 0.833 h, 均有显著改进。确定性系数方面, GX-CW 模型(率定期 0.879, 验证期 0.572)显著优于 Grid-GA 模型(率定期 0.549, 验证期 -0.263), GX-CW 模型确定性系数比 Grid-GA 模型高, 说明该模型对洪水过程线形状的模拟与观测值更接近。两个模型模拟洪水过程效果如图 4 所示。

## 3 讨论

### 3.1 苏峪口沟流域产流特征

本研究模型的核心思想是计算单元的主导产流机制是时空动态变化的, 模型的初始主导产流机制根据  $CN$  值与  $TWI$  值进行判定(见图 5), 其中  $CN$  值主要反映一定湿度条件下的流域下垫面下渗能力, 通常  $CN$  值越大表示流域下渗能力越弱, 越容易发生超渗产流;  $TWI$  值反映流域上每点长期的土壤水分状况, 可以描述蓄满产流发生的难易程度, 地形指数大的区域容易发生蓄满产流<sup>[9,22-23]</sup>。结合图 2(d)与图 5(a)中可以得出,  $CN$  值低的区域土地覆盖类型为林地,

土壤保水能力增强, 较易发生蓄满产流,  $CN$  值高值区主要分布在流域出口位置, 出口处为草地或裸地, 较易发生超渗产流。结合图 2(a)与图(b)可知,  $TWI$  高值区主要集中在河道或沟道等坡度较为平缓的区域, 但最高值仅为 16.7, 流域整体  $TWI$  值为较低水平, 因此地形影响下, 流域更容易发生超渗产流。由以上分析可知, 在苏峪口沟流域, 根据静态因子分布, 流域内林地覆盖区域以及地形较为平缓的区域有较大可能发生蓄满产流, 坡面等地形陡峭区域仍以超渗产流为主。

但流域产流不仅受地形、植被、土壤等因素影响, 土壤含水量、降雨量也会对其产生较大影响。基于模型降雨径流事件的模拟结果, 进一步分析 20160817 洪水的地表产流过程。由图 6 可知, 流域的前期土壤含水量高值分布在流域源头, 降雨高值区分布在流域中下游, 主要降雨区域前期土壤较为干燥; 产流量空间差异明显, 高值区面积较小, 集中分布在中游沟道两侧, 结合图 5(c)可知, 主要产流区域仍为超渗产流主导区。

### 3.2 干旱区不同降雨类型的模拟精度

利用表 2 中的 10 个降雨-径流场次, 对比两个模型对于不同降雨类型诱发的洪水的模拟效果, 分析不同产流机制的两个模型在研究区的适用性。

小雨产生的洪水过程(20190623 洪水场次), GX-CW 模型模拟洪水过程的  $DC$  值为 0.743, 洪峰过程基本吻合, 而单一产流机制的 Grid-GA 模型未能模拟出径流过程, 表明 Grid-GA 模型对降雨强度、降雨量级较小的场次模拟能力不足, 只考虑超渗产

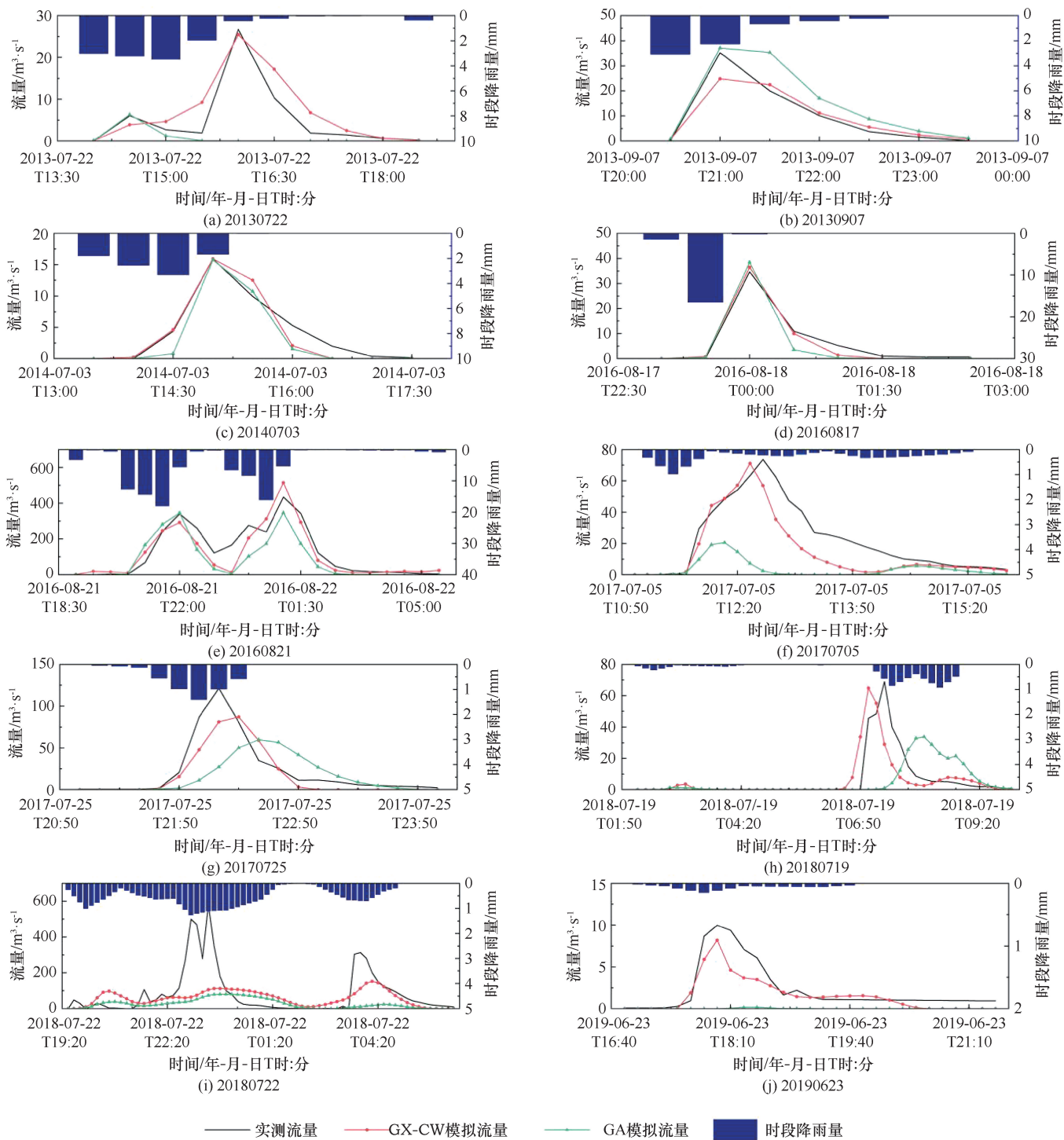


图4 苏峪口沟流域10场洪水模拟结果

Fig. 4 The model simulation results of 10 floods in Suyukougou watershed

流模式时,若降雨强度未达到土壤下渗能力,几乎没有超渗地表径流产生。GX-CW模型同时考虑了蓄满产流和超渗产流模式,当降雨超过最大累积入渗深度的下渗量时,会形成壤中流,因此对于前期土壤蓄水程度较高的小雨产生的山洪过程模拟优于Grid-GA模型。

中雨产生的洪水过程(20130722、20130907和20160817三个场次),根据表2中3场洪水模拟结果,20160817洪水场次两个模型模拟精度相当,其余两个场次GX-CW模型均略好于Grid-GA模型,结合表1中降雨特征与洪水特征分析,在降雨量级、前期土壤蓄水程度基本一致的情况下,降雨强度较大

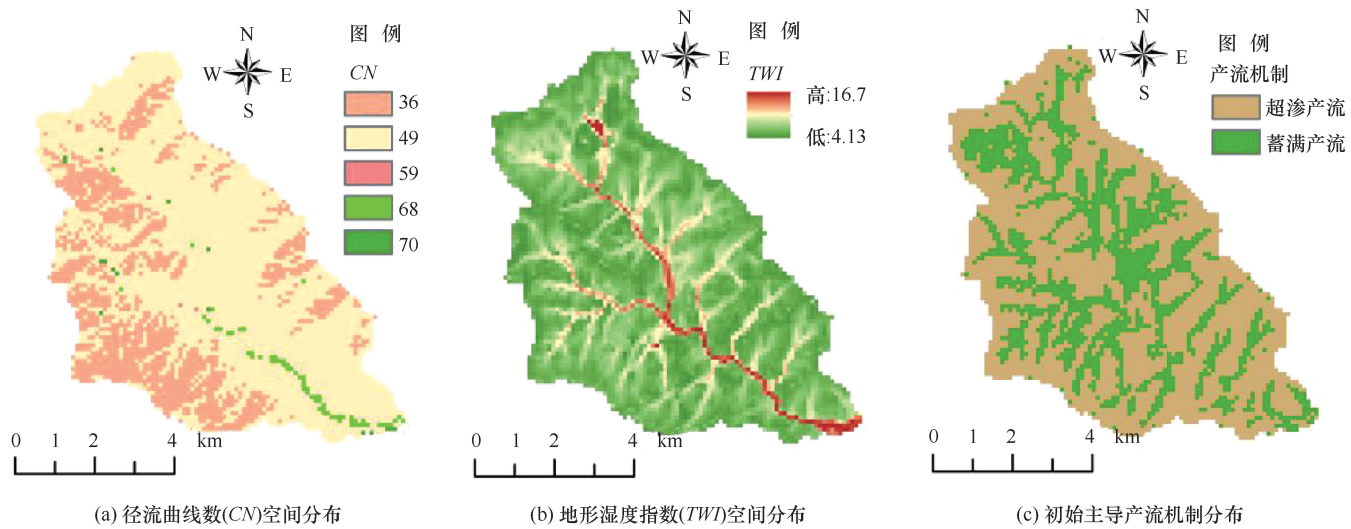


图5 流域产流静态影响因子与初始主导产流机制空间分布

Fig. 5 The spatial distribution map of the static influence factors of runoff yield and the initial dominant runoff mechanism of the basin

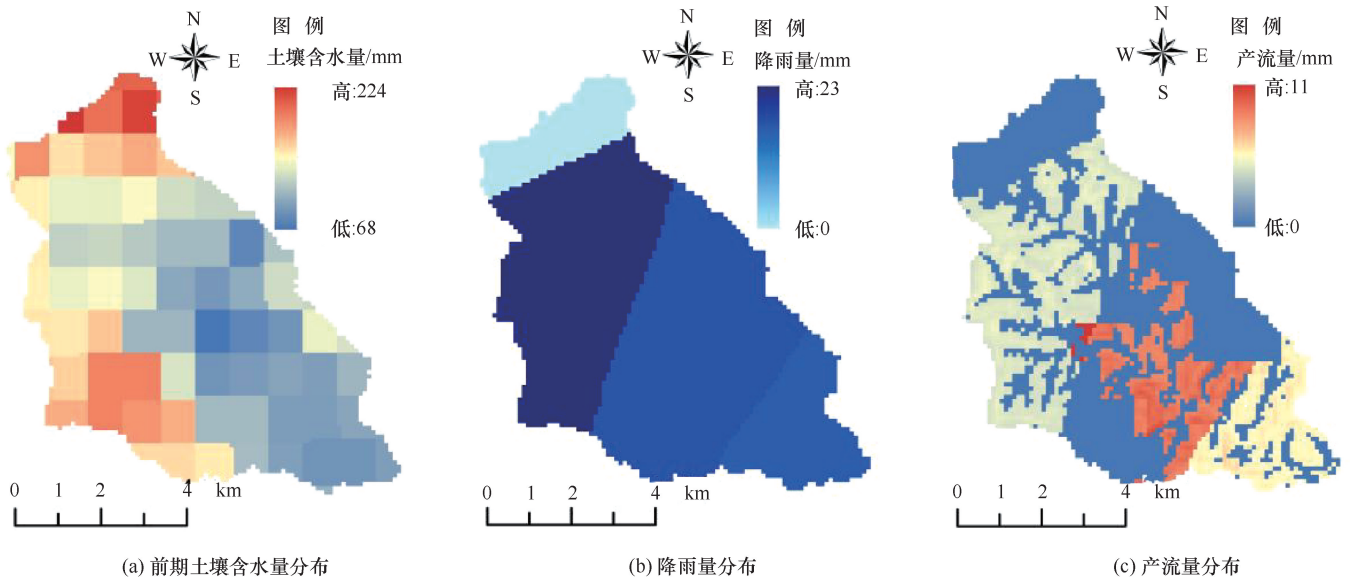


图6 20160817洪水事件中前期土壤含水量、降雨量以及产流量空间分布

Fig. 6 The spatial distribution of antecedent soil moisture, rainfall and runoff in 20160817 flood event

时, 产流以超渗产流为主, 两个模型模拟精度相当; 降雨强度较小时, 考虑单一产流机制的 Grid-GA 模型降雨损失大, 更多的降雨在模型模拟中入渗至土壤, 导致洪峰流量模拟小于实测值。

大雨产生的洪水过程 (20140703、20170705、20170725 及 20180719), 其中 20140703 号洪水降雨历时短、土壤前期蓄水程度较低, 两个模型模拟结果相当; 其余 3 场洪水发生前均经历过前期降雨, 因此土壤蓄水程度较高, 其中 20180719 号洪水, 实测降雨强度峰值出现在 07:30, 而实测洪峰流量出现在 07:24, 考虑数据测量时间分辨率的问题, 降雨径流

响应非常迅速, 在当前模型所选时间步长为 10 min 的前提下, 仅考虑超渗产流的 Grid-GA 模型难以模拟洪峰峰现时间, 但 GX-CW 模型的蓄超动态转化机制, 可以在土壤蓄满的前提下用初期较小雨强的降雨产生流量, 从而提高模拟洪峰精度。

暴雨导致的山洪过程 (20160821、20180722 两场次洪水), 两个模型的模拟精度较为相似, 且模拟结果与实测结果基本一致, 相较于 Grid-GA 模型, GX-CW 模型模拟的洪峰流量大小更接近。20180722 洪水过程, 两个模型均未能取得满意的模拟效果。经过分析, 将站点实测降水数据使用泰森多边形插值计算

后, 流域在场次过程中面平均总降水量约 32.86 mm, 而模拟较好的 GX-CW 模型也仅模拟洪水面平均总径流深约 21.75 mm, 但实测洪水过程面平均总径流深约 68.34 mm, 插值后的降水总量较实测洪水总径流深少得多, 两个模型表现都不理想的原因可能是强降雨空间分布极度不均, 4 个雨量站降水值相差悬殊, 空间插值后并未能捕捉到流域完整降雨过程, 处理后的降雨量较实际偏低所致。

为验证雨量数据的局限性为 20180722 场次山洪模拟洪峰与实测差距较大的原因之一, 在原有雨量站点数据的基础上, 增加了宁夏回族自治区气象局 4 个站点的实测降雨数据, 以水文中心 4 个雨量站为雨量站分布方案一, 水文中心与气象局共 8 个雨量站为雨量站分布方案 2, 站点分布及不同雨量站方案下的泰森多边形绘制结果如图 7 所示。

使用泰森多边形法将不同雨量站方案的雨量站降水数据进行空间插值, 并使用 GX-CW 模型进行径流模拟, 模拟结果如图 8 所示。由图 8 可知, 雨量站分布方案二作为降水数据输入的拟合效果较方案一有较大提升, 特别是对洪峰的模拟。根据宁夏官方通报, 20180722 场次洪水降雨中心发生在苏峪口滑雪场, 水文中心的雨量站并未捕捉到降雨中心, 但气象局位于苏峪口滑雪场的雨量站较好捕捉了暴雨中心, 因此加入了气象局的雨量站数据后, 洪峰模拟更好。因此证明, 雨量数据的局限性是造成 20180722 场次山洪模拟洪峰与实测差距较大的原因之一。

### 3.3 干旱区不同条件下的网格产流机制变化

通过对雨量站所在网格内的降雨强度、土壤含水量、下渗能力三个变量在蓄满超渗的转化过程中的变化以阐释模型模拟中的蓄超转化机制。表 4 为 4 个雨

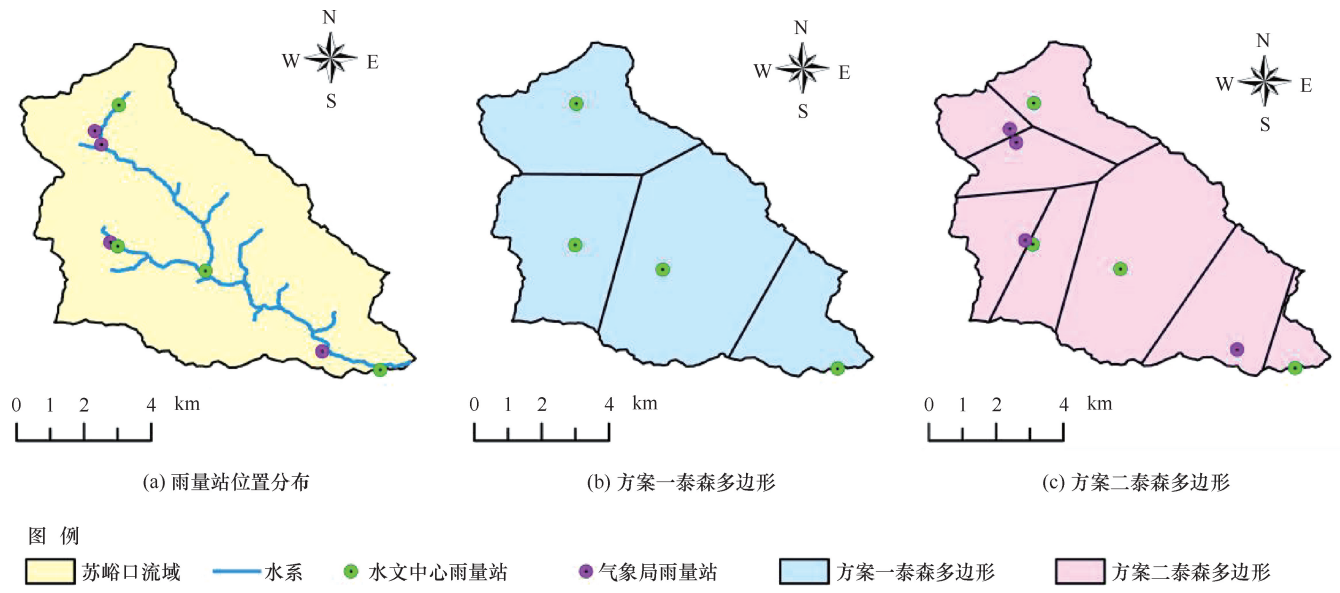


图 7 不同雨量站分布方案的泰森多边形绘制结果

Fig. 7 The results of Thiessen polygon drawing of different rainfall station distribution schemes

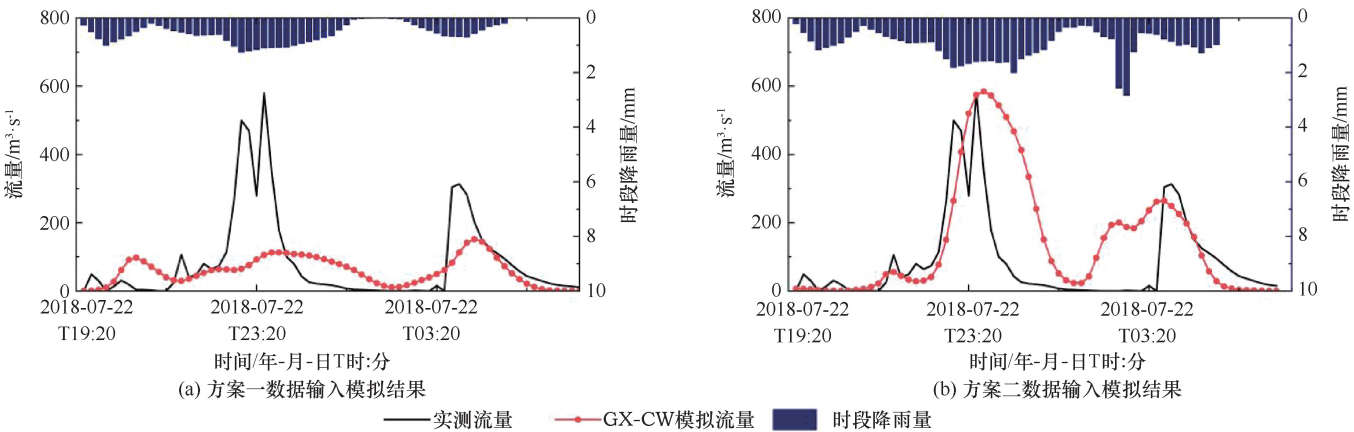


图 8 不同方案的雨量站降水数据输入的洪水模拟结果

Fig. 8 Flood simulation results using different rainfall station data schemes as input

表 4 雨量站所在网格下垫面参数

Table 4 Underlying surface parameters corresponding to the rain gauge station grid.

站 点	坡度/(°)	土壤质地类型	土地利用类型	田间持水量	饱和含水量	凋萎含水量	饱和水力传导率/mm·h <sup>-1</sup>
点将台	21.33	粉砂壤土	林 地	0.330	0.486	0.133	6.9
石灰窑	6.59	壤质砂土	草 地	0.125	0.401	0.055	10.9
磷 矿	16.59	粉砂壤土	草 地	0.330	0.486	0.133	6.9
苏峪口	2.14	壤质砂土	耕 地	0.125	0.401	0.055	10.9

量站网格的下垫面参数。四个雨量站所处网格恰好包含苏峪口流域的不同下垫面组合, 且降水数据为实测结果。

GX-CW 模型根据降雨与下渗能力、土壤含水量与田间持水量的关系动态调整网格产流方式。选取四场不同降雨类型的洪水(20190623 小雨、20160817 中雨、20170705 大雨、20160821 暴雨)来展示模型中蓄超网格的动态变化及降雨、下渗能力、土壤含水量的变化。其中, 对于 20160821 的全流域暴雨, 通过绘制蓄满和超渗网格的动态分布, 以及分析三个雨量站网格的相关要素, 阐释了不同下垫面和降雨强度下蓄

超网格的变化。另外, 所选场次均覆盖苏峪口站网格, 对比分析了该网格在四场降水中要素的变化, 如图 9—图 11 所示。

如图 9 所示, 20160821 暴雨洪水期间, 流域中游网格从第 11 个时段起逐渐转变为蓄满网格, 而上游和下游网格保持超渗状态。根据图 8, 石灰窑站所在网格土壤含水量在第 11 个时段已达田间持水量, 且后续无强降雨超过下渗能力, 因此维持蓄满状态。磷矿站所在网格因土壤为粉砂壤土、田间持水量高, 始终未达蓄满。苏峪口站网格自第 10 个时段蓄满, 但因遭遇强降雨, 雨强持续超过下渗

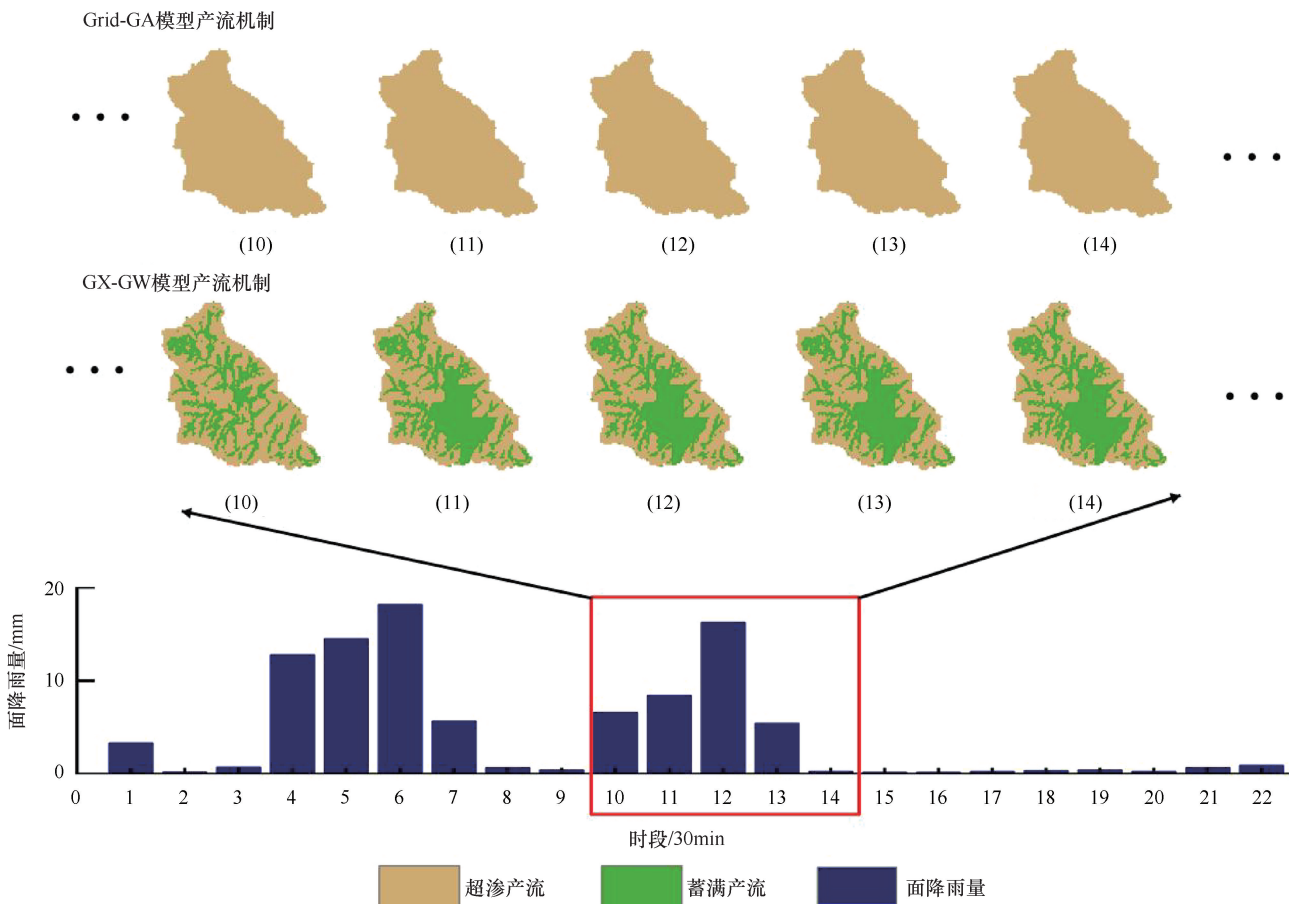


图 9 20160821 号洪水蓄满和超渗网格动态分布

Fig. 9 The dynamic distribution of saturation-excess and infiltration-excess grids of 20160821 flood events

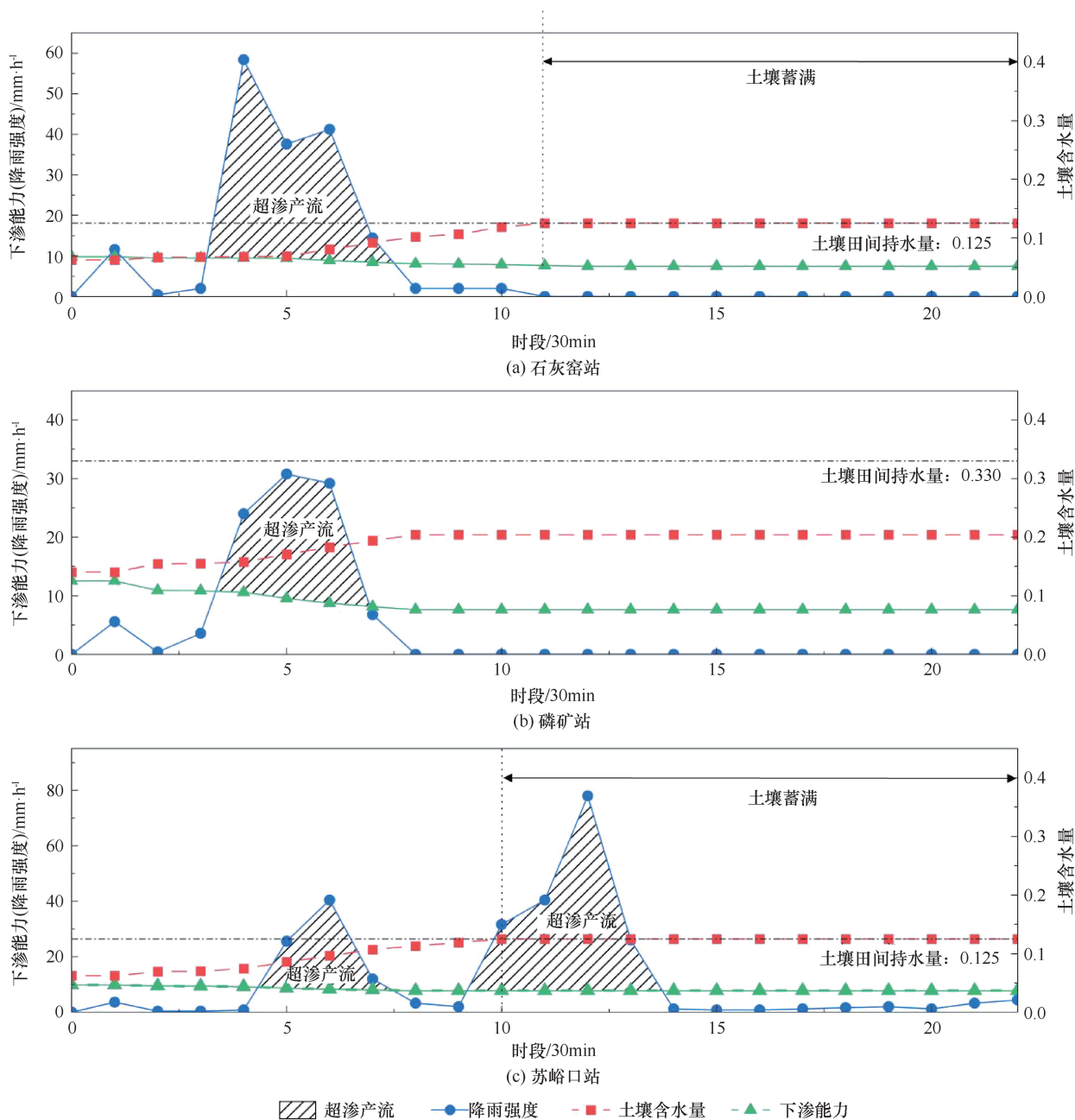


图 10 20160821 场次中雨量站所在网格产流机理动态变化过程

Fig. 10 Dynamic changes in the runoff generation mechanism of the grid where the rain-gauge station located of 20160821 flood event

能力, 维持超渗产流。

分析 20190623、20160817、20170705 和 20160821 四场洪水, 发现两个模型的模拟精度存在差异。20160817 和 20160821 两场洪水模拟效果相似, 因为主要降雨期间网格均为超渗状态, 且以超渗产流为主。20160817 洪水过程中土壤未蓄满, 20160821 洪水虽在第二次峰值时土壤已蓄满, 但雨强始终超过下渗能力, 维持超渗状态。相比之下, 20190623 和 20170705 两场洪水中, 苏峪口站网格在降雨初期即

蓄满, 转为蓄满产流。Grid-GA 模型因只考虑超渗产流, 未能模拟出洪峰流量, 而 GX-CW 模型则能动态调整产流模式, 从超渗转为蓄满产流, 更准确地模拟洪水过程。

## 4 结论

本文在 Grid-GA 模型的基础上, 增加了主导产流模式识别模块与蓄满产流模块, 构建基于蓄超时空动态识别的分布式 GX-CW 模型, 并在苏峪口流域进

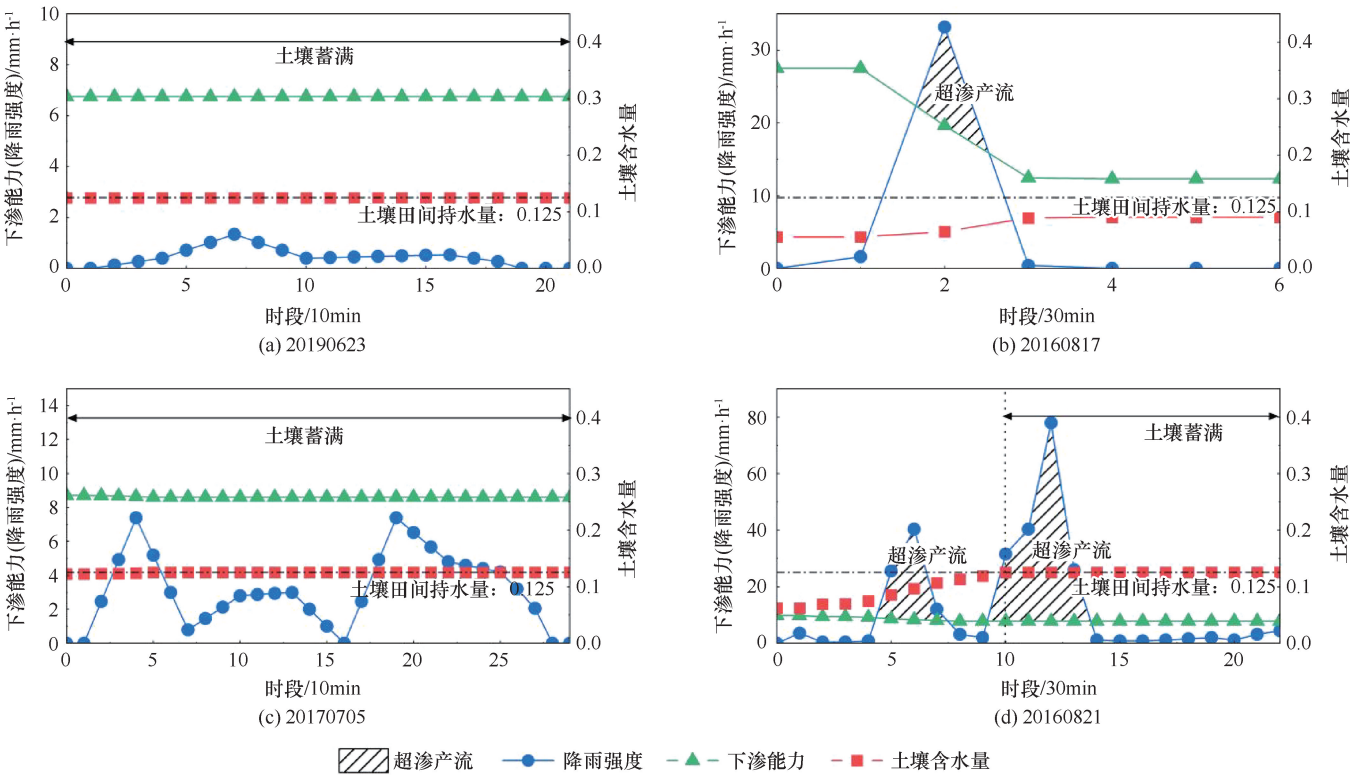


图 11 苏峪口雨量站所在网格产流要素在不同降雨场次中的变化

Fig. 11 Variation of runoff factors in different rainfall events at the Suyukou rainfall station grid

行试验应用。

(1)GX-CW 模型依据降雨强度与下渗能力、土壤含水量与田间持水量的关系, 动态调整产流模式, 并调用相应的计算方法, 实现超渗与蓄满产流的时空识别。

(2)在苏峪口沟的应用中, GX-CW 模型的模拟精度优于 Grid-GA 模型。在土壤初始湿度低、降雨强度大的情况下, 两模型均表现良好; 然而, 在雨强小、降雨持续时间长、土壤初始湿度高的情况下, GX-CW 模型的模拟结果更准确。

(3)GX-CW 模型的超渗-蓄满时空动态识别机制可以自适应不同降雨类型、不同土壤前期条件的降雨洪水过程, 根据降雨过程中的产流要素变化, 及时调整产流模式, 对于气候显著变化的西北地区流域洪水预报有积极意义。

GX-CW 模型的模拟精度较 Grid-GA 模型有显著提高, 但因雨量站稀疏, 实测降雨数据难以准确代表流域降雨分布, 影响模型结果。未来研究我们将结合天气雷达监测数据, 完善降雨时空分布信息; 此外我们将探索干旱地区流域不同径流成分产生机制的时空动态变化规律, 进一步揭示干旱地区洪水形成机理; 同时持续改进完善模型结构与原理, 引入更精细的空

间变异性描述方法, 提高模型真实性; 并将模型扩展至不同类型和规模的流域, 与其他干旱区模型进行对比研究, 更全面的分析 GX-CW 模型的性能。

### 参考文献 (References):

[1] NABINEJAD S, SCHÜTTRUMPF H. Flood risk management in arid and semi-arid areas: A comprehensive review of challenges, needs, and opportunities[J]. *Water*, 2023, 15(17): 3113.

[2] CAI Y X, YANG X D, ZHAO B H. Analysis of forecast and early warning of flood in medium and small rivers[J]. *Journal of Electronic Research and Application*, 2023, 7(1): 10-15.

[3] 芮孝芳. 产流模式的发现与发展[J]. *水利水电科技进展*, 2013, 33(1): 1-6.

RUI X F. The discovery and development of runoff formation models [J]. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 2013, 33(1): 1-6.

[4] SCHWINNING S, SALA O E. Hierarchy of responses to resource pulses in arid and semi-arid ecosystems[J]. *Oecologia*, 2004, 141(2): 211-220.

[5] 赵晨光, 李慧瑛, 鱼腾飞, 等. 腾格里沙漠东北缘人工植被对土壤物理性质的影响[J]. *干旱区研究*, 2022, 39(4): 1112-1121.

ZHAO C G, LI H Y, YU T F, et al. Effects of artificial vegetation construction on soil physical properties in the northeastern edge of Tengger Desert[J]. *Arid Zone Research*, 2022, 39(4): 1112-1121.

- [6] GAO H K, HRACHOWITZ M, FENICIA F, et al. Testing the realism of a topography driven model (FLEX-Topo) in the nested catchments of the Upper Heihe, China [J]. *Hydrology & Earth System Sciences Discussions*, 2013, 10(10): 12663.
- [7] 杜若愚, 姚成, 刘玉环, 等. 基于蓄满超渗时空动态组合的网格新安江模型[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2022, 50(6): 25-32.  
DU R Y, Yao C, LIU Y H, et al. Grid-Xin'anjiang model based on spatio-temporal dynamic combination of saturation-excess and infiltration-excess runoff [J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2022, 50(6): 25-32, 122.
- [8] 胡广录, 刘鹏, 李嘉楠, 等. 黑河中游绿洲边缘三种景观类型土壤水分动态特征及影响因素[J]. *干旱区研究*, 2024, 41(4): 550-565.  
HU G L, LIU P, LI J N, et al. Characteristics of soil moisture dynamics and influencing factors of three landscape types at the oasis edge in the middle reaches of the Heihe River [J]. *Arid Zone Research*, 2024, 41(4): 550-565.
- [9] LIU Y H, LI Z J, LIU Z Y, et al. Impact of rainfall spatiotemporal variability and model structures on flood simulation in semi-arid regions [J]. *Stochastic Environmental Research and Risk Assessment*, 2022, 36(3): 785-809.
- [10] GAO D, YIN J, WANG D D, et al. Modelling and validation of flash flood inundation in drylands [J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2024, 34(1): 185-200.
- [11] 雷文凯, 董宏源, 陈攀, 等. 考虑倾角的土质边坡 Green-ampt 改进入渗模型[J]. *水利水运工程学报*, 2020(6): 101-107.  
LEI W K, DONG H Y, CHEN P, et al. Improved Green-Ampt infiltration model of soil slope considering inclination [J]. *Hydro-Science and Engineering*, 2020(6): 101-107.
- [12] 邵嘉佳, 李彬权, 孟健, 等. 山丘区小流域 SCS 广义单位线产汇流模型[J]. *南水北调与水利科技(中英文)*, 2024, 22(3): 618-624.  
SHAO J J, LI B Q, MENG J, et al. Runoff generation and confluence model coupling SCS-CN and general unit hydrograph for small mountainous watersheds [J]. *South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2024, 22(3): 618-624.
- [13] 龚志惠, 李红霞, 尹兆锐, 等. 黄土丘陵沟壑区小流域洪水预报研究[J]. *水电能源科学*, 2022, 40(7): 80-83.  
GONG Z H, LI H X, YIN Z R, et al. Flood forecasting of small watershed in loess hilly and gully region [J]. *Water Resources and Power*, 2022, 40(7): 80-83.
- [14] JIN H, RUI X, LI X. Analysing the performance of four hydrological models in a Chinese arid and semi-arid catchment [J]. *Sustainability*, 2022, 14(6): 3677.
- [15] HUO W B, LI Z J, ZHANG K, et al. GA-PIC: An improved green-ampt rainfall-runoff model with a physically based infiltration distribution curve for semi-arid basins [J]. *Journal of Hydrology*, 2020, 586: 124900.
- [16] 王莉莉, 李致家, 包红军. 基于栅格的分布式超渗产流水文模型构建及比较[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2010, 38(2): 123-128.  
WANG L L, LI Z J, BAO H J. Development and comparison of Grid-based distributed hydrological models for excess-infiltration runoffs [J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2010(2): 123-128.
- [17] 霍文博, 李致家, 张珂, 等. 分布式格林-安普特降雨径流模型研究[J]. *河海大学学报(自然科学版)*, 2022, 50(3): 47-54.  
HUO W B, LI Z J, ZHANG K, et al. Study on the distributed Green-Ampt rainfall-runoff model [J]. *Journal of Hohai University (Natural Sciences)*, 2022, 50(3): 47-54.
- [18] ZHU X P, ZHANG Y, QI W, et al. Flood forecasting methods for a semi-arid and semi-humid area in northern China [J]. *Journal of Flood Risk Management*, 2022, 15(4): e12831.
- [19] 王玉德. 改进垂向混合产流模型在北方干旱半干旱区中小流域适用性分析[J]. *水利规划与设计*, 2019(9): 20-23.  
WANG Y D. Applicability analysis of improved vertical mixed runoff model in small and medium watersheds in arid and semi-arid areas in north China [J]. *Water Resources Planning and Design*, 2019(9): 20-23.
- [20] 李瑞, 张士锋. 河北雨洪模型在半干旱区的应用与研究[J]. *水资源与水工程学报*, 2017, 28(2): 19-25.  
LI R, ZHANG S F. The application and research of Hebei flood model in semi-arid area [J]. *Journal of Water Resources and Water Engineering*, 2017, 28(2): 19-25.
- [21] 翟晓燕, 郭良, 刘荣华, 等. 中国山洪水文模型研制与应用: 以安徽省中小流域为例[J]. *应用基础与工程科学学报*, 2020, 28(5): 1018-1036.  
ZHAI X Y, GUO L, LIU R H, et al. Development and application of China flash flood hydrological model: Case study in small and medium-sized catchments of Anhui Province [J]. *Journal of Basic Science and Engineering*, 2020, 28(5): 1018-1036.
- [22] XU Y, YU Q, LIU C, et al. Construction of a semi-distributed hydrological model considering the combination of saturation-excess and infiltration-excess runoff space under complex substratum [J]. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 2024, 51: 101642.
- [23] 何畅焯, 林凯荣, 罗威, 等. 广州市车陂涌城市雨洪模拟模型构建[J]. *水利水电技术(中英文)*, 2025, 56(6): 90-100.  
HE Changye, LIN Kairong, LUO Wei, et al. Establishment of urban flood simulation model for Chebeichong River in Guangzhou City [J]. *Water Resources and Hydropower Engineering*, 2025, 56(6): 90-100.
- [24] 胡彩虹, 张力, 邬强, 等. 下垫面变化条件下孤山川流域产流模式辨析研究[J]. *应用基础与工程科学学报*, 2020, 28(3): 620-

631.

HU C H, ZHANG L, WU Q, et al. Discrimination and analysis of runoff generation pattern in Gushanchuan Basin under the condition of underlying surface change [J]. Journal of Basic Science and Engineering, 2020, 28(3): 620-631.

[25] HUANG P N, LI Z J, YAO C, et al. Spatial combination modeling framework of saturation-excess and infiltration-excess runoff for semihumid watersheds[J]. Advances in Meteorology, 2016, 2016: 1-15.

[26] 李致家, 黄鹏年, 张永平, 等. 半湿润流域蓄满超渗空间组合模型研究[J]. 人民黄河, 2015, 37(10): 1-6.

LI Z J, HUANG P N, ZHANG Y P, et al. Study on spatial combination model of infiltration-excess and saturation-excess runoff in semi-humid watersheds [J]. Yellow River, 2015, 37(10): 1-6.

[27] 刘玉环, 刘志雨, 李致家, 等. 华北地区分布式蓄超空间动态组合 tokaside-d 模型研究[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2021, 49(2): 105-112.

LIU Y H, LIU Z Y, LI Z J, et al. TOKASIDE-D model of spatial dynamic combination of saturation-excess and infiltration-excess runoff for North China region [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2021, 49(2): 105-112.

[28] 张洁, 吕特, 薛建锋, 等. 适用于斜坡降雨入渗分析的修正 Green-ampt 模型[J]. 岩土力学, 2016, 37(9): 2451-2457.

ZHANG J, LYU T, XUE J F, et al. Modified Green-Ampt model for analyzing rainfall infiltration in slopes [J]. Rock and Soil Mechanics, 2016, 37(9): 2451-2457.

[29] GUO J K. Application of general unit hydrograph model for baseflow separation from rainfall and streamflow data[J]. Journal of Hydrologic Engineering, 2022, 27(11): 04022027.

[30] 罗玉玲, 秦洪亮, 姚成, 等. 基于网格水滴的汇流模拟计算方法

[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2023, 51(6): 9-17.

LUO Y L, QIN H L, YAO C, et al. Confluence calculation method based on grid water drop [J]. Journal of Hohai University (Natural Sciences), 2023, 51(6): 9-17.

[31] 罗玉玲, 张甜甜, 章玉霞, 等. 基于网格新安江模型的汇流方法研究[J]. 水利规划与设计, 2023(2): 101-105.

LUO Y L, ZHANG T T, ZHANG Y X, et al. Study on confluence method based on grid model of Grid-XAJ model [J]. Water Resources Planning and Design, 2023(2): 101-105.

[32] 李聪敏, 马尚贤. 宁夏水资源-经济社会-生态环境系统耦合协调发展评价[J]. 水利发展研究, 2025, 25(10): 121-128.

LI C M, MA S X. Evaluation on the coupling and coordinated development of water resources, economy and society, and ecological environment systems in Ningxia Hui Autonomous Region [J]. Water Resources Development Research, 2025, 25(10): 121-128.

[33] 李军, 张万宝. 宁夏贺兰山地区暴雨洪水及其特性分析[J]. 中国防汛抗旱, 2018, 28(4): 60-62.

LI J, ZHANG W B. Characteristic analysis of storm flood in Helan-Mountain area of Ningxia [J]. China Flood & Drought Management, 2018, 28(4): 60-62.

[34] 李鑫, 刘艳丽, 朱士江, 等. 基于新安江模型和bp神经网络的中小河流洪水模拟研究[J]. 中国农村水利水电, 2022(1): 93-97.

LI X, LIU Y L, ZHU S J, et al. Research on the flood simulation of medium and small rivers based on Xin'anjiang model and BP neural network [J]. China Rural Water and Hydropower, 2022(1): 93-97.

[35] DUAN Q, SOROOSHIANSO S, GUPTA V. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models [J]. Water Resources Research, 1992, 28(4): 1015-1031.

(责任编辑 王海锋)