

DOI: 10.3969/j.issn.1004-4701.2020.05-11

基于TOPMODEL的分布式水文模型在中小流域的应用研究

李振亚¹, 黄国新², 肖凤林³, 胡玲玲⁴, 王淑梅⁵, 王 娇³

(1. 河海大学, 江苏 南京 210098; 2. 江西省赣州市水文局, 江西 赣州 341000; 3. 北京金水信息技术发展有限公司, 北京 100053; 4. 江西省宜春水文局, 江西 宜春 336200; 5. 江西省上饶水文局, 江西 上饶 334000)

摘 要: 及时准确的洪水预报可为防汛减灾、洪水风险评估、水资源调配管理等方面提供重要的理论指导和决策依据。本文根据 TOPMODEL 和一维水动力学原理, 构建了一套适用于中小流域的松散型分布式水文模型, 筛选了 40 场代表性洪水, 对模型的模拟精度进行了评价。结果表明: 所有场次洪水模拟结果的峰现时间误差绝对值合格率为 97.5%、达到甲级预报精度, 洪峰相对误差合格率为 75%、达到乙级预报精度, 效率系数合格率为 77.5%、可达乙级预报精度。本文构建的松散型分布式水文模型, 模型参数少、运算速度快且具有较强的物理机制, 可为分布式水文模型在实时洪水预报领域的应用提供一条新思路。

关键词: TOPMODEL; 分布式水文模型; 水文模拟; 中小流域

中图分类号: P333.9 **文献标识码:** A **文章编号:** 1004-4701 (2020)05-0374-08

0 引 言

在全球气候变暖背景下, 气象要素极值呈现频率升高、强度增大、区域差异显著等趋势, 导致我国旱涝问题加剧, 严重威胁到城市的社会经济发展和居民的生命财产安全。及时准确的洪水预报, 可为防汛减灾、洪水风险评估、水资源调配管理、水利工程调度等方面提供重要的理论指导和决策依据^[1]。

水文模型是工程应用中使用最广泛的洪水预报手段。从反映水流运动规律的科学性和复杂程度的角度, 水文模型通常可分为集总式水文模型和分布式水文模型^[2]。国内外常用的集总式水文模型包括新安江模型^[3]、SAC 模型^[4]、TOMPEL、TANK 模型^[5]、陕北模型^[6]等。集总式水文模型具有简单易用、参数灵活、精度较高等优势, 但无法生成水文要素的空间分布、也难以考虑气象和下垫面条件的空间异质性, 已无法满足水资源精细化管理的要求。国内外常用的分布式水文模型包括 IHDM 模型、SHE 模型、VIC 模型、EasyDEM 模型、

SWAT 模型和 MIKE 模型等^[7]。分布式水文模型从水文循环的动力学机制入手描述流域的水文过程, 且能与水质、水生态相关模块耦合, 但具有参数众多、运算量大、计算时间长、精度偏低等缺陷, 往往难以满足实时洪水预报的时效性与精度需求^[8]。

本文以江西省婺源县三都站以上流域为研究对象, 根据当地的防洪需求以及 TOPMODEL 和一维水动力学原理, 构建了一套适用于中小流域的松散型分布式水文模型。该模型具有集总式水文模型的计算效率与精度, 又保留了分布式水文模型的部分物理机制, 能够比较客观地反映气候和下垫面因子空间分布对降雨径流过程的影响, 为进行及时准确的洪水预报、揭示自然界降雨径流的形成机理提供了有力的模拟工具。

1 研究区概况及数据

研究流域为江西省婺源县三都站以上流域, 流域面积 1 410.0km², 其中山地和丘陵占总面积 83%, 地势

收稿日期: 2020-06-25

作者简介: 李振亚 (1990-), 男, 博士, 讲师。

由东北向西南倾斜,流域整体呈扇形。三都站以上流域属亚热带季风气候区,气候温和、雨量充沛、霜期较短、四季分明,春夏季多雨、秋冬少雨,是赣东北多雨区之一。域内多年平均年降雨量为 1 971mm,最大年降雨量 3 029.4mm(1954 年),最小年降雨量 1 073.1mm(1978 年);多年平均气温为 16.8℃,最大年平均气温 17.9℃(1998 年、2006 年)、最小年平均气温 16.3℃(1965 年、1976 年和 1980 年)。常年主导风向为东北风,多年平均风速 1.5m/s,极端最大瞬时风速 40m/s 以上。

婺源县地处乐安河上游的山区,属暴雨高发区域,暴雨洪水现象频繁。降雨具有量大、集中、历时短的特点,强降水多发生在 5~8 月,极易引发山区性洪水,洪水具有历时短、汇流快、洪峰尖高的特点。集中降雨结束到洪峰出现一般仅有 5~6 小时,一次洪水过程多为 1~3 天。洪水大多发生在 5~8 月之间,洪水等级多为中小洪水。三都水文站多年年最大洪峰流量均值 1 702m³/s,最大值 5 030m³/s(2017 年 6 月 23 日),最小值 458m³/s(2005 年 5 月 16 日)。

本文选取研究流域 1980~2018 年逐小时次洪资料(包括降雨、蒸散发和流量资料),出口流量站为三都站。从中挑选出 40 场洪峰流量大于 1 000m³/s 的代表性洪水。

2 基于 TOPMODEL 的松散型分布式水文模型

本文构建的松散型分布式水文模型分为产流模块和汇流模块两大部分,其中产流模块基于 TOPMODEL 的部分方法与原理,汇流模块中的坡面汇流以 D8 流向算法提取的汇流路径为基础,汇流模块中的河道汇流以坡面汇流作为旁侧入流、采用一维水动力学模型演算河道中各断面的水位和流量。

2.1 产流模块

2.1.1 蒸发计算

对于流域内任意网格 k ,通常认为实际蒸散发 E_a 发生于植被根系区,可用如下公式计算:

$$E_{a,k} = E_p \left(1 - \frac{S_{z,k}}{S_{\max,k}}\right) \quad (1)$$

式中, $S_{z,k}$ 为网格 k 处根系区缺水量, m; $S_{\max,k}$ 为网格 k 处根系区最大容水量, m; E_p 为蒸散发能力, m。

2.1.2 网格产流计算

当饱和和地下水水面抬升至地表、形成饱和面时,饱和面上会产生饱和坡面流,饱和地表面积通常被称为源面积。TOPMODEL 主要通过流域的含水量(或缺水量)来确定源面积的大小与面积,含水量大小可由地形指数(Topographic index, TI)表示。

TOPMODEL 认为 TI 相同的地方具有相同的水文响应。把流域内所有网格的 TI 按照大小分为 N 类,第 i 类地形指数所在网格处的饱和和地下水埋深 D_i 的计算公式为^[9]:

$$D_i = \bar{D} - S_{zm} \cdot (TI_i - \bar{TI}) \quad (2)$$

式中, S_{zm} 为非饱和区最大蓄水深, m; \bar{D} 为流域平均地下水水面深度, m; \bar{TI} 为地形指数均值。若 D_i 为负值,则将产生源面积、生成饱和坡面流,饱和坡面流的计算公式为:

$$Q_s = \frac{1}{\Delta t} \sum_i \{ [S_{wz,i} - \max(D_i, 0), 0] \} A_i \quad (3)$$

式中, Δt 为时间步长, s; A_i 为第 i 类地形指数占流域总面积的百分比。饱和地下水区的壤中流从河道两侧汇入河流,其计算公式为:

$$Q_b = Q_0 e^{(-\bar{D}/S_m)} \quad (4)$$

式中, $Q_0 = A T_0 e^{-\lambda}$, 是 $\bar{D}=0$ 时的流量, m³/s。网格 k 总产流量为饱和坡面流与壤中流之和,产流后流域平均地下水水深发生变化,更新公式为:

$$\bar{D} = \bar{D} - \frac{S_{wz,k} - Q_b}{SD_k \cdot t_d} \Delta t \quad (5)$$

式中, $S_{wz,k}$ 为网格 k 处的非饱和区土壤含水量, m³; t_d 为时间参数, 3h/m; SD_k 为网格 k 处要满足重力排水的缺水量, m。

产流模块共 5 个参数,分别为 S_{\max} 、 t_d 、 S_{zm} 、 T_0 和 B ,其中 B 为调整初始时刻根系区平均土壤缺水量的经验系数。

2.2 汇流模块

2.2.1 坡面汇流模块

对于流域内某一网格 k ,可采用 D8 法提取从网格 k 起始、至流域出口断面的汇流路径,根据汇流路径可得到各网格的上游汇水面积(Total Contributing Area, TCA)。汇流路径和 TCA 均可通过 Arcgis、RiverTools、SAGA 等常见数字地形分析软件提取。本文中 TCA 主

要用于计算每个网格的地形指数，河道网络通过遥感影像和实地勘测的方式定位。

若在坡面网格 k 的汇流路径上存在 m 个坡面网格，水流在汇流路径上第 i 个坡面网格内的滞留时间为^[10]：

$$\Delta\tau_i = \frac{L}{CH_v} \quad (6)$$

或

$$\Delta\tau_i = \frac{\sqrt{2}L}{CH_v} \quad (7)$$

式中， L 为网格大小， m ； CH_v 为坡面汇流速率， m/h 。水流从正方向流出坡面网格时采用式(6)，从对角方向流出坡面网格时采用式(7)。网格 k 内水流的坡面汇流时间为其汇流路径上所有坡面网格滞留时间之和，即：

$$\tau = \sum_{i=1}^m \Delta\tau_i \quad (8)$$

该模块仅有 1 个参数，即 CH_v 。

2.2.2 一维水动力学河道汇流模块

河道中的洪水波属于非恒定流，依据质量守恒和动量守恒定律可推导出河道中非恒定流的基本微分方程组——圣维南方程组，即连续方程和定量方程。

存在旁侧入流时，连续方程和动量方程可写作：

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A}{\partial t} = q \quad (9)$$

$$\frac{v}{g} \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{1}{g} \frac{\partial v}{\partial t} \frac{\partial y}{\partial x} = i_0 - \frac{v^2}{C^2 R} \quad (10)$$

式中， Q 为经过河道断面的流量， m^3/s ； x 为单元河段的长度， m ； y 为水深， m ； v 为平均流速， m/s ； A 为河道断面的面积， m^2 ； g 为重力加速度， m/s^2 ； i_0 为河底坡度； C 为谢才系数， $m^{0.5}/s$ ； R 为水力半径， m 。

采用简化四点线性隐格式法对圣维南方程进行差分求解，连续方程和动量方程可以转化为如下格式：

$$Q_{j+1}^{n+1} - Q_j^{n+1} + C_j Z_{j+1}^{n+1} + C_j Z_j^{n+1} = D_j \quad (11)$$

$$E_j Q_j^{n+1} + G_j Q_{j+1}^{n+1} + F_j Z_{j+1}^{n+1} + F_j Z_j^{n+1} = \emptyset_j \quad (12)$$

根据 t 时刻第 $j-1$ 个断面的水位、流量以及断面资料，可推求第 j 个断面 C_j 、 D_j 、 E_j 、 G_j 和 \emptyset_j 。若整个河道共有 m 个断面，则共有 $2m$ 个未知量(每个断面的水位和流量均为未知量)，根据式(11)和式(12)可列出 $2(m-1)$ 个方程，加上河道首末断面的边界条件，即可形成封闭的代数方程组。采用追赶法，从末断面开始可逆向求

解第 $t+1$ 时刻各断面的水位和流量。

2.2.3 三都站上游流域的水动力学模型

根据河道弯曲状况、水利工程空间布局及重点关注区域，在三都站上游流域内河道共量测了 131 处大断面资料。将三都站上游河道分为 4 段，分别进行水动力学模拟(图 1)：

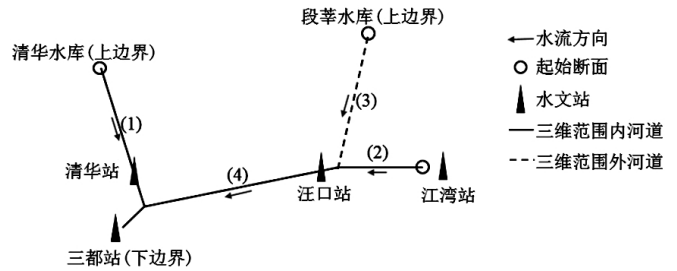


图 1 三都站上游流域河道分段示意图

(1) 清华水库—清华站段：将清华水库的出库流量过程作为上边界条件，对每两个断面之间上游汇水面积上的网格进行产流和坡面汇流计算，坡面汇流结果作为河段区间入流；

(2) 江湾站—汪口站段：采用产流和坡面汇流模块模拟江湾站以上径流过程、作为江湾站—汪口站段的上边界条件，区间产汇流处理同(1)；

(3) 段莘水库—汪口站段：该河段不开展一维河道水动力学模拟，但在该河段末端布设了一个出口断面，采用产流和坡面汇流模块得到的末断面处入流过程作为该断面上边界条件；

(4) 汪口站—三都站段：河段起始断面与(2)、(3)段的末断面存在水力联系，区间产汇流处理同(1)。

根据 4 个河段构成的树状河网、建立一维河道水动力学模型，上边界条件为各支流的入流过程，下边界条件为三都站的水位—流量关系，旁侧支流及坡面汇流作为各断面之间的区间入流。

3 结果与分析

3.1 地形指数空间分布

地形指数概念是 TOPMODEL 的核心理论基础之一，目前已被广泛应用于土壤含水量赤字、地下水埋深、产流源面积计算等方面的研究中。TOPMODEL 最常用于提取地形指数空间分布的算法为 Qiunn 和 Beven 设计的 FDFM。图 2 给出了三都站以上游流域采用 FDFM 算

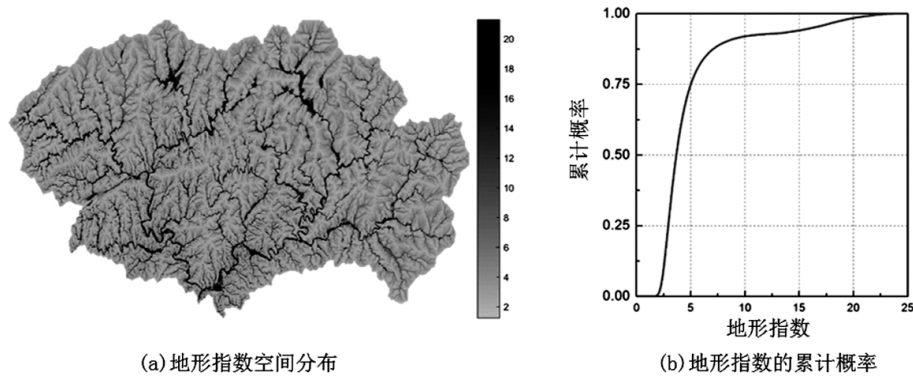


图 2 三都站上游流域地形指数的空间图及其累积概率分布

法提取的地形指数空间图及其累积概率分布，其中三都站以上游流域 DEM 的水平分辨率为 90m、垂直分辨率为 1m。

三都站以上游流域 DEM 水平分辨率较高，共计 186 228 个有效网格。从图 2 可以看出，地形指数的空间图(图 2a)细节清晰、连续且颜色变化平缓，其累积概率分布形态平滑(见图 2b)。蓝色网格的地形指数较小，多为山坡或丘陵；黄色或红色网格的地形指数较大，主要出现于山谷、河道、滩地等水流汇聚之处。地形指数较高的网格往往相互连通，构成形如毛细血管一般的树状网络、自流域出口延伸至流域深处。此外，部分地形指数较高的网格聚集、形成连续成片的橙黄色区域，其中一条深红色、单网格宽的线条穿过该区域。其主要原因是，FDFM 算法是一种多流向算法，在山谷或河道周边的滩地上会存在显著的“虚假”扩散现象，导致滩地区域的地形指数整体偏高。

3.2 洪水预报结果及其分析

本文挑选了 1980~2018 年间洪峰流量 >1 000m³/s 的 40 场代表性洪水，其中洪峰流量在 1 000~1 500m³/s 之间的洪水 12 场，1 500~2 000m³/s 之间的洪水 13 场，2 000~3 000m³/s 之间的洪水 12 场，>3 000m³/s 的洪水 3 场。所有场次洪水中洪峰流量最大的洪水出现在 2017 年 6 月 23 日，洪峰流量为 5 030m³/s。

构建的松散型分布式水文模型共有 6 个参数。本文以文献^[7]给出的 TOPMODEL 参数范围为参考，采用 SCE-UA 算法结合人工调试的方式得到拟合效果较优的参数组合(表 1)。表 2 列出了表 1 所示参数组条件下 40 场洪水模拟结果的重要误差指标，包括径流系数相对误差、洪量相对误差、峰现时间误差、洪峰相对误差以及效率系数，其精度判定及分级标准参照《水文情报预报规范(GB/T 22482-2008)》^[11]。

3.2.1 模拟结果精度分析

表 1 松散型分布式水文模型参数描述、范围及其取值

模型参数	描述	范围	最优值
S_{max}	根系区最大蓄水容量/m	0.001~0.01	0.008 5
T_d	重力排水的时间滞时参数/(3h/m)	10~100	19.67
S_m	非饱和区最大蓄水深/m	0.001~0.1	0.02
T_0	土壤刚达到饱和时有效下渗率的流域均值/(m ² /h)	0~10	6.77
B	初始时刻根系区平均土壤缺水量的经验系数	0~1.0	0.0
CH_e	有效地表汇流速率/(m/h)	1 000~15 000	9 400.0

表2 三都站上游流域松散型分布式水文模型40场洪水模拟结果的误差指标

洪水编号	径流系数相对误差	洪量相对误差	峰现时间误差/h	洪峰相对误差	效率系数
19800606	0.306	0.234	4	0.180	0.819
19800730	0.464	0.317	4	0.192	0.655
19830529	0.164	0.141	3	0.118	0.900
19830614	0.513	0.339	4	0.021	0.633
19830619	0.333	0.250	1	0.214	0.807
19830707	0.230	0.187	0	0.161	0.911
19870620	0.241	0.194	2	0.057	0.921
19890701	0.184	0.156	0	0.105	0.957
19900612	0.572	0.364	3	0.164	0.716
19920701	0.228	0.186	1	0.009	0.908
19930617	0.064	0.060	2	0.021	0.979
19930702	0.018	0.018	2	0.024	0.964
19940612	0.067	0.062	2	0.003	0.959
19950530	0.095	0.087	2	0.001	0.967
19950623	0.007	0.007	0	0.225	0.899
19970705	0.136	0.119	3	0.260	0.882
19980618	0.047	0.045	0	0.111	0.964
19980623	0.041	0.040	1	0.054	0.951
19980725	0.086	0.094	0	0.215	0.921
19990521	0.264	0.209	2	0.042	0.901
19990624	0.010	0.010	2	0.077	0.960
19990829	0.010	0.010	2	0.121	0.905
20010504	0.457	0.314	2	0.114	0.767
20010625	0.452	0.311	0	0.136	0.855
20030512	0.188	0.158	4	0.003	0.685
20030627	0.008	0.008	2	0.112	0.926
20040514	0.325	0.245	2	0.010	0.818
20060508	0.285	0.222	2	0.027	0.872
20080608	0.181	0.153	1	0.027	0.926
20110613	0.089	0.081	1	0.025	0.930
20120423	0.213	0.176	4	0.215	0.884
20130429	0.304	0.233	2	0.229	0.719
20130606	0.245	0.196	0	0.003	0.909
20130625	0.211	0.174	14	0.153	0.908
20140619	0.595	0.373	1	0.247	0.801
20140711	0.205	0.170	1	0.246	0.833
20150607	0.156	0.135	3	0.010	0.899
20160618	0.331	0.249	0	0.014	0.695
20170623	0.159	0.188	3	0.863	0.218
20180630	0.609	0.379	0	0.267	0.688

由表 2 可以发现, 峰现时间误差绝对值大多在 5 小时以内, 合格率为 97.5%、达到甲级预报精度。其中, 峰现时间误差绝对值为 0 时、1 时、2 时、3 时和 4 时的洪水在洪水总场次中所占比例分别为 22.5%、17.5%、32.5%、12.5%和 12.5%。20130625 号洪水的峰现时间误差绝对值较大、达到 14 小时, 其原因是 20130625 号洪水具有多个峰值, 预报的最大洪峰与实际最大洪峰不在同一个位置。

所有场次洪峰相对误差的均值为 12.7%, 合格率为 75%, 达到乙级预报精度。其中, 洪峰相对误差小于 10%的洪水占洪水总场次的 45%, 超过 10%、低于 20%的洪水占洪水总场次的 30%, 而超过 20%的洪水共 10 场, 占洪水总场次的 25%。20170623 号洪水的洪峰相对误差最大, 达到 86.3%, 其主要原因是流域前期已有降雨洪水过程, 本次洪水的前期土壤湿度较大, 且前一阶段次洪退水过程尚未完全结束。

所有场次洪水效率系数均值为 0.845, 合格率为 77.5%, 可达乙级预报精度。其中, 效率系数高于 0.9 的洪水占洪水总场次的 50%, 高于 0.8、低于 0.9 的洪水占洪水总场次的 27.5%, 低于 0.8 的洪水占洪水总场次的 22.5%。20170623 号洪水的效率系数最小, 仅为 0.218。

本文构建的松散型分布式水文模型对次洪过程的拟合程度较高、洪峰流量和峰现时间误差较小, 基本能够满足洪水预报要求。另外, 该模型结合了集总式模型和分布式模型的优点, 运算时间较短(一维水动力学模型计算时间间隔为 5s, 24 小时预报仅需 2~3 秒)、且具有较强的物理机制, 可以给出源面积和地下水埋深的时空分布, 为分布式模型在实时洪水预报领域的应用提供了一种新思路。

3.2.2 模型参数设置对模拟结果的影响分析

预先将所有模型参数设定为表 1 中所列最优值, 每次仅改变其中一个参数数值(参数数值的变动范围参照表 1), 以分析模型参数设置对模拟结果的影响。结果表明, S_{\max} 、 T_0 和 B 取不同数值时得到的径流过程线基本重合, 均属于不敏感参数; T_d 、 S_{zm} 和 CH_v 的取值对模型模拟结果的影响较大, 均属于敏感参数, 其中 S_{zm} 最为敏感。图 4 以 1992 年 7 月 2 日和 1995 年 5 月 30 日的洪水过程为例, 给出了敏感参数 (T_d 、 S_{zm} 和 CH_v) 在不同取值条件下模拟的径流过程线与实测过程的对比图。

T_d 为重力排水的滞时参数, 其数值越大, 表明土壤的重力排水能力越弱(即土壤非饱和区对饱和地下水区补给的水量越小), 会导致地下水水面抬升速率变慢, 从而影响源面积产生、增强流域调蓄能力, 减少地表产流量。图 3 中, T_d 增大导致了洪峰流量变小、峰现时间延迟, 与上述分析得到的情形一致。可以发现, 当 $T_d < 30$ 时模拟的径流过程线与实测过程拟合程度均较优, 而当 $T_d = 50$ 或 100 时模拟的径流过程线洪峰流量明显降低、峰现时间明显延迟。

S_{zm} 为非饱和区最大蓄水深, 根据式(2)可知, 其取值直接影响产流源面积的时空分布。 S_{zm} 数值越大, 土壤非饱和区的最小蓄水深越大, 饱和地下水水面距土壤表面的深度越深, 越难以形成源面积。随着 S_{zm} 数值的增大, 图 3 中洪峰流量迅速减小, 其中 $S_{zm} = 0.05$ 时的洪峰流量仅为 $S_{zm} = 0.01$ 时洪峰流量的 1/2~1/3; 饱和地下水水面埋深变大, 则需要更多降水量补给其缺水, 故峰现时间也明显推迟。当 S_{zm} 从 0.01 增加至 0.05 时, 径流过程线的形态从尖瘦迅速变为矮胖, 与另外两个敏感参数 (T_d 和 CH_v) 相比, 其取值对模拟结果的影响明显更为显著。

CH_v 为地表汇流的速率, 决定了网格的产流经汇流进入河道的时间, 用以描述下垫面(不包括河道)对径流的调蓄作用。图 3 中可以发现, CH_v 的取值对洪峰流量和峰现时间存在一定影响, 但 $CH_v > 3000$ 时影响并不显著, 其主要原因是三都站以上流域属于中型流域, 河道对径流的调蓄作用远大于坡面对径流的调蓄作用, 坡面汇流的影响很大程度上被河道汇流模块抵消。

4 结 论

本文构建了一套适用于中小流域的松散型分布式水文模型, 采用三都站以上流域的实测次洪资料对模型效能进行了检验, 主要结论如下:

(1) 根据 TOPMODEL 的部分理念设计了产流模块, 依据 D8 算法提取的汇流路径设计了坡面汇流模块, 基于一维水动力学原理设计了河道汇流模块, 构建了一套适用于中小流域的松散型分布式水文模型。模型共有 6 个关键参数, 其中 S_{\max} 、 T_0 和 B 属于不敏感参数, T_d 、 S_{zm} 和 CH_v 属于敏感参数。

(2) 根据三都站以上流域 1980~2018 年洪水资料

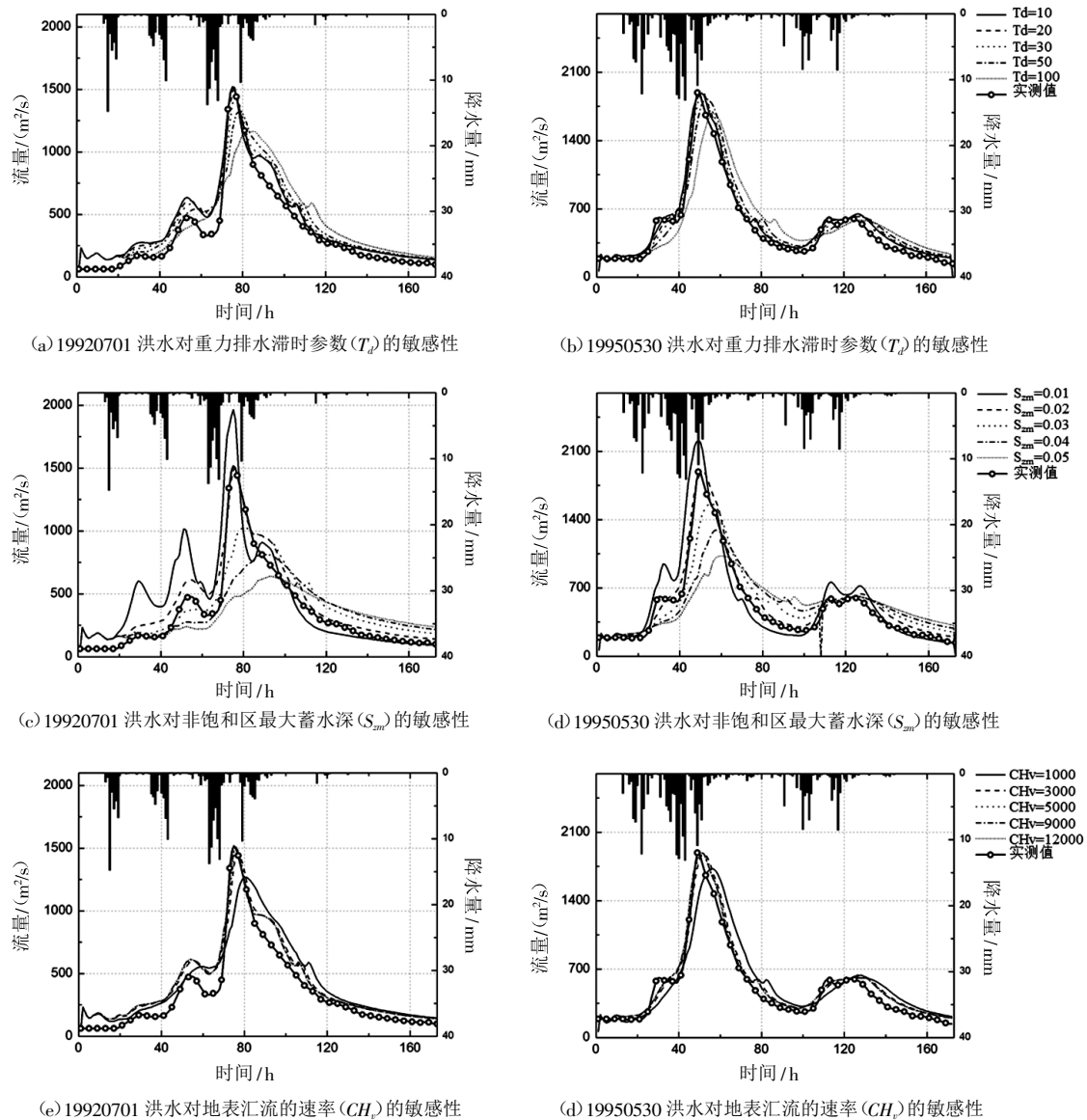


图3 不同参数设置条件下分布式水文模型模拟结果

筛选出洪峰流量 $>1\ 000\text{m}^3/\text{s}$ 的40场代表性洪水,对松散型分布式水文模型进行了验证。结果表明,所有场次洪水模拟结果的峰现时间误差绝对值大多在5小时以内,合格率为97.5%,达到甲级预报精度;相对误差的均值为12.7%,合格率为75%,达到乙级预报精度;效率系数均值为0.845,合格率为77.5%,可达乙级预报精度。

(3) 本文构建的松散型分布式水文模型兼具集总式模型和分布式模型的优点,模型参数少(6个)、运算速度快且具有较强的物理机制,为分布式模型在实时洪水预报领域的应用提供了一种新思路。

参考文献:

- [1] 包为民,等. 水文预报(第5版) [M]. 中国水利水电出版社, 2014.
- [2] 徐宗学,等. 水文模型[M]. 科学出版社, 2009.
- [3] 赵人俊. 流域水文模拟—新安江模型与陕北模型[M]. 水利电力出版社, 1984.
- [4] BOWMON A L, FRANZ K J, HOGUE T S. Case studies of a MODIS -based potential evapotranspiration input to the Sacramento Soil Moisture Accounting Model [J]. Journal of Hydrometeorology, 2017, 18 (1): 151~158.
- [5] SUGAWARA M. Tank model[J]. Computer models of watershed

- hydrology, 1995: 165~214.
- [6] 汤川. 半干旱半湿润地区洪水预报模型比较研究 [D]. 华中科技大学, 2016.
- [7] 李致家. 水文模型的应用与研究[M]. 河海大学出版社, 2008.
- [8] 李振亚. 基于局地坡向角的自适应流向算法与应用研究[D]. 河海大学博士学位论文, 2019.
- [9] METCALFE P, BEVEN K, FREER J. Dynamic TOPMODEL: A new implementation in R and its sensitivity to time and space steps [J]. Environmental Modelling & Software, 2015, 72: 155~172.
- [10] 王晓燕. 天山北坡典型流域产汇流过程及模拟研究[D]. 河海大学博士学位论文. 2017.
- [11] 水文情报预报规范, 2008. 中华人民共和国国家标准 GB/T 22482~2008.

编辑: 张绍付

Application of distributed hydrological model based on TOPMODEL in small and medium-sized river basins

LI Zhenya¹, HUANG Guoxin², XIAO Fenglin³, HU Lingling⁴, WANG Shumei⁵, WANG Jiao³

(1. Hohai University, Nanjing 210098, China; 2. Ganzhou Hydrologic Bureau of Jiangxi Province, Ganzhou 341000, China; 3. Beijing Goldenwater Information Technology Co., Ltd, Beijing 100053, China; 4. Yichun Hydrologic Bureau of Jiangxi Province, Yichun 336200, China; 5. Shangrao Hydrologic Bureau of Jiangxi Province, Shangrao 334000, China)

Abstract: Timeliness and accuracy of flood forecast can provide important theoretical guidance and basis of decision for flood control and disaster reduction, flood risk assessment, water resources allocation and management, etc. Based on Topmodel and one-dimensional hydrodynamics theory, a set of loose distributed hydrological model for small and medium-sized basins was constructed, choose 40 representative floods, evaluated the simulation accuracy of the model. The results show that the qualified rate of peak-apparent time error absolute value is 97.5%, the qualified rate of relative error is 75%, the qualified rate of efficiency coefficient is 77.5%. The loosely distributed hydrological model constructed in this paper has few parameters, fast calculation speed and strong physical mechanism, which can provide a new idea for the application of distributed hydrological model in real-time flood forecasting.

Key words: TOPMODEL; Distributed hydrological model; Hydrologic Simulation; Small and medium-sized river basins

翻译: 李振亚