

DOI:10.13476/j.cnki.nsbdtk.2022.0033

刘业森,刘媛媛,李敏,等.降雨时空不确定性对城市河道洪水的影响[J].南水北调与水利科技(中英文),2022,20(2):317-326. LIU Y S,LIU Y Y,LI M,et al. Influence of rainfall spatial and temporal heterogeneity on flooding process in urban rivers [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology,2022,20(2):317-326. (in Chinese)

降雨时空不确定性对城市河道洪水的影响

刘业森,刘媛媛,李敏,李匡

(中国水利水电科学研究院,北京 100038)

摘要:针对降雨时空不确定性严重制约洪涝模型模拟精度的问题,在深圳市布吉河流域研究降雨中心、降雨移动方向等时空特征对洪水过程的影响。利用2018—2020年的降雨监测数据,划分并筛选出116个大雨以上的降雨场次,进而对每个场次通过空间平均化处理和同步处理,分别构建空间平均和雨峰同步降雨过程;利用城市洪涝模型模拟116个降雨场次在实际降雨、空间平均、雨峰同步3种时空分布下的洪水过程;分析降雨中心和降雨移动方向对洪峰流量、洪水过程的影响。结果显示:经过空间平均化处理后,产生的洪峰流量较实际降雨模拟得到的洪峰流量变化范围为-43.9%~34.7%,而且当实际降雨中心位于流域几何中心下游时,模拟得到的洪峰倾向于偏高;经过雨峰同步处理的降雨较实际降雨模拟得到洪峰流量变化范围为-33.7%~20.0%,洪峰变化范围与降雨中心移动方向有较强的相关性;洪水过程与洪峰流量变化相对应,表现为洪峰增加、洪水持续时间缩短,或洪峰降低、洪峰持续时长增加。研究结论可为洪涝模型输入的降雨过程构建提供依据,为河道洪水风险评估、洪涝过程实时模拟提供借鉴。

关键词:降雨中心;降雨移动;城市河道;洪峰;洪水过程

中图分类号:TV122 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



全球气候变化和快速城镇化造成城市极端降雨事件日益增多,城市暴雨洪涝不断加剧^[1]。实测资料显示,城市极端降雨事件的时空不均匀特征近年来愈发明显,主要表现为空间分布不均匀加剧^[2]、时程分布更为集中等特征^[3-4]。作者团队^[5-6]基于北京市、深圳市多年降雨监测数据,利用机器学习方法提取出了几种典型降雨过程,均体现出时空不均匀性特征。降雨作为城市洪涝灾害的主要诱发因素,其不确定性导致面对突发暴雨事件时,难以准确评估和预测洪涝过程,这也是目前城市洪涝模型的主要短板之一^[7-8]。

降雨过程时空不均、下垫面复杂多变等因素,导致城市水文过程机理非常复杂^[9-10]。相关研究^[11]表明,作为城市洪涝的主要诱发因素,降雨过程的持续时间、总雨量、雨强、降雨中心、移动方向都会影响洪

涝过程。在某些沿海城市,洪涝过程受潮位影响,如果发生洪潮叠加,洪涝灾害程度会严重很多。众多相关研究虽然地区不同、气候不同、尺度不同,但均反映了降雨时空特征对洪涝过程的影响。在某热带区域城市的研究^[12]表明,仅仅是雨峰出现时间的不同,可引起淹没范围增加3~4倍;在广州市的研究^[13]表明,在汇流历时内平均雨强相同的条件下,雨峰在中部或后部比均匀雨型的洪峰大30%以上;在西安市西咸新区的试验^[14-15]表明,设计暴雨峰现时间对城区积水总量、积水深度和内涝面积具有明显影响,空间分布不均匀降雨比空间分布均匀降雨造成的内涝积水量会减少;在雨水花园尺度,实测降雨历时和雨强可能是造成地表积水的主要原因^[16]。除了降雨过程本身的特征外,降雨过程与城市下垫面、水流路径等因素

收稿日期:2021-09-15 修回日期:2021-12-05 网络出版时间:2021-12-14

网络出版地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.TV.20211213.1251.002.html

基金项目:国家自然科学基金项目(52009147)

作者简介:刘业森(1980—),男,山东人,高级工程师,博士,主要从事城市内涝防治研究。E-mail:liuys@iwhr.com

的关系也会影响洪水过程。基于实测降雨研究^[17]显示:降雨位置与水流网络的相对位置会影响洪峰流量,且移动缓慢的降雨可能会导致更大的洪峰流量;降雨时空分布与下垫面汇流区的空间尺度匹配程度会影响洪峰流量^[18]。

《城镇内涝防治技术规范》(GB 51222—2017)指出“当汇流面积大于 2 km² 时,应考虑区域降雨和地面渗透性能的时空分布不均匀性和管网汇流过程等因素”,实测检验结果也证实小于 2 km² 的流域,降雨空间均匀分布系数为 98%左右^[19]。试验^[20]表明,要将洪峰的相对偏差控制在 10%以内:对于小于 1 km² 的城区,需要 5 min 分辨率的降雨数据;对于较大的区域,需要至少 15 min 分辨率的降雨数据。专家^[21]建议,城市流域径流模拟研究需要的时间和空间分辨率分别为 1~5 min 和 1~3 km²。在实际应用中,虽然雷达测雨、气象监测数据从分辨率方面可满足城市洪涝模拟的需求,但很多地区雷达测雨未覆盖、气象监测站点密度不够^[22-23]。更主要的问题在于降雨预报数据难以满足要求,目前即使是准确率很高的短临预报,也只能给出小时尺度的预报数据,其体现的降雨时间分辨率、空间特征(降雨中心、移动方向)等难以满足洪涝模拟要求。在降

雨过程时空不确定性客观存在的条件下,模拟结果难以随着模型算法的改进或基础数据条件的改善来提高精度。

本文的主要目标是通过对降雨过程时空特征造成的洪水过程影响进行定量化研究,在降雨时空不确定性客观存在的条件下,科学判定洪峰范围,对洪水过程的模拟分析结果进行更加合理的解释,为洪涝应急决策、洪水风险评估等提供更加可靠的决策参考。

1 研究区概况

选择深圳市布吉河上游区域(图 1)作为研究区,该区域位于深圳市河流域范围内,涉及罗湖区和龙岗区的 6 个街道,总面积 40.59 km²,区域内建成区面积超过 70%,有塘径水、水径水、大芬水等河流。据周边 5 个气象监测站的数据统计,区域内年均降水量 1 707 mm。根据高分辨率地形、管网、阻水建筑物、河渠等数据,研究区划分为 74 个排水分区,平均面积 0.55 km²,平均不透水率 21.3%。降雨数据采用流域及周边附近 5 个气象监测站 2018—2020 年的 5 min 降雨监测数据。



图 1 研究区位置

Fig. 1 Study area

2 研究方法

2.1 研究流程

研究流程见图 2。

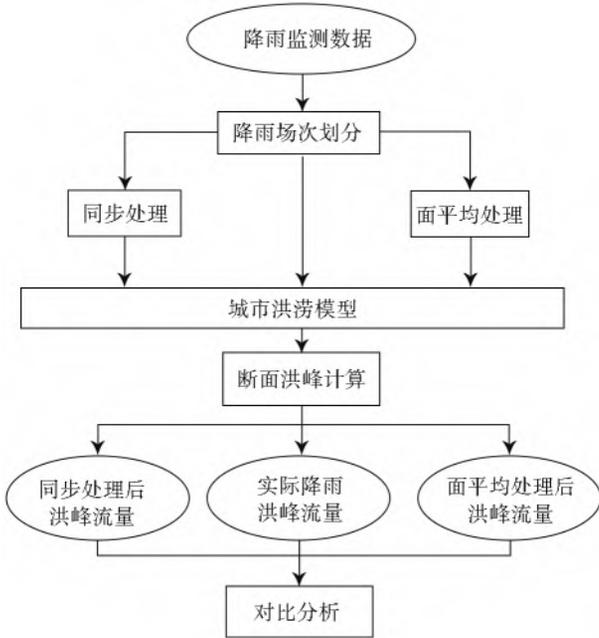


图 2 研究流程

Fig. 2 Research flow chart

2.2 降雨场次划分及处理

在对气象监测站点数据进行质量控制基础上,结合深圳市降雨特点,进行场次划分:若有一个站 5 min 降雨量超过 0.1 mm,则认为出现了有效降雨;若所有站连续超过 30 min 的 5 min 降雨量均小于 0.1 mm,则认为无有效降雨。以此标准将

2018—2020 年的降雨数据划分为 228 个降雨场次。按《降水量等级》(GB/T 28592—2012),大雨等级划分标准为 1 h 降雨超过 7 mm 或 3 h 降雨量超过 10 mm,达到此标准的有 116 个场次,统计情况见表 1。

表 1 场次降雨统计情况

Tab. 1 Rainfall statistics

最大小时雨强/mm	场次数	平均时长/h	平均过程总降雨量/mm
≥7.0~<15.0(大雨)	69	3.0	39.0
≥15.0~<40.0(暴雨)	41	4.7	67.5
≥40.0(大暴雨以上)	6	9.0	184.8

利用反距离插值方法将 116 个场次的逐 5 min 气象监测站点降雨量插值到空间网格上,构建空间连续的降雨过程,以此网格数据作为空间平均和雨峰同步处理的基础。将气象监测数据按照逐 5 min 时段降雨量进行空间插值,得到每个网格的逐 5 min 降雨量。考虑到城市降雨局部特征明显,且研究区站点间距在 3 km 以内的特点,选择离插值网格点最近的 3 个站点降雨量进行插值。插值方法为

$$P_i = \left(\sum_{s=1}^3 \frac{p_s}{h_s^2} \right) / \left(\sum_{s=1}^3 \frac{1}{h_s^2} \right) \quad (1)$$

式中: P_i 表示网格 i 插值得到的某时段的降雨量, mm; p_s 表示站点 s 该时段的降雨量, mm; h_s 表示网格 i 到站点 s 的距离, m。

以 2020 年 9 月 30 日 14:15 至 2020 年 9 月 30 日 21:05 降雨过程为例,降雨量空间插值效果见图 3。

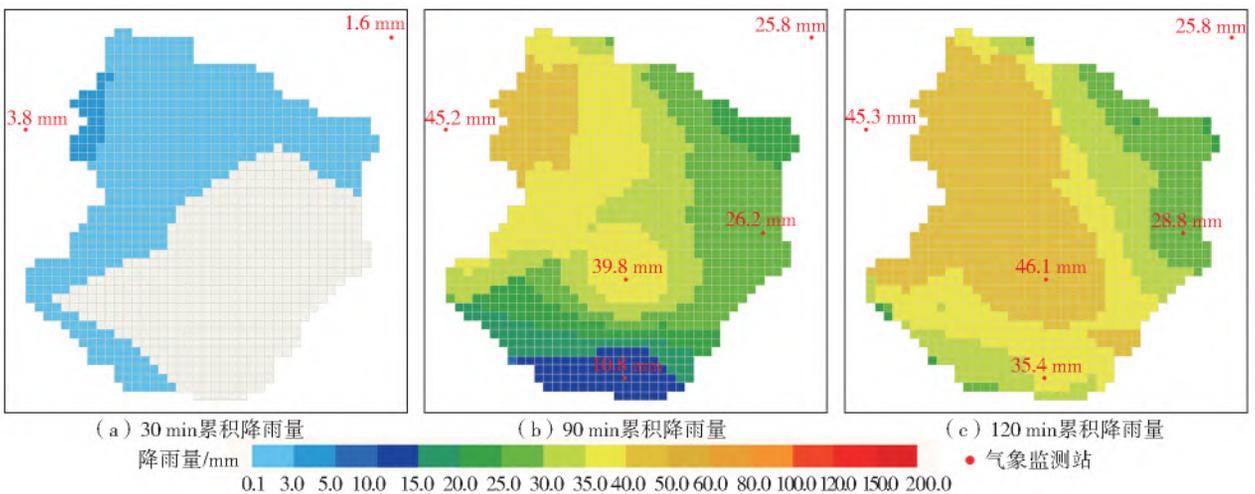


图 3 降雨量空间插值效果

Fig. 3 Spatial interpolation of rainfall

2.3 空间平均和雨峰同步处理

2.3.1 空间平均处理

在城市洪涝计算时,由于气象预报一般会给出

全区或分区平均降雨量(或局部雨强),因此,洪涝模型大多以空间平均降雨(或分区平均降雨)作为输入条件进行计算。将 116 个场次的降雨过程的网格数

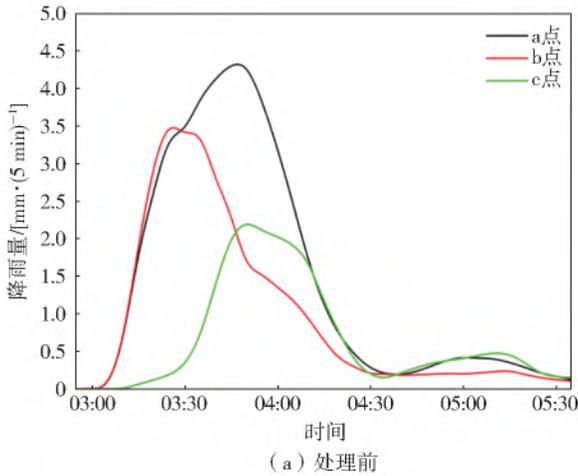
据进行空间平均处理,处理方法为

$$P_{i,t} = \sum_{i=1}^n p_{i,t} / n \quad (2)$$

式中: $P_{i,t}$ 为空间平均处理后*i*网格*t*时刻的降雨量,mm; n 为研究区域内的网格数; $p_{i,t}$ 为*i*网格*t*时刻的实际降雨量,mm。经过空间平均处理后,各个网格被赋予相同的降雨过程,同时保证了整场降雨的面平均降雨量不变。

2.3.2 雨峰同步处理

对选择的 116 场大雨数据进行雨峰同步处理:



首先,按 5 min 步长滑动统计每个网格不同时段(10 min、30 min、1 h)的累积降雨量;然后,通过调整每个网格的降雨开始时间,保证所有网格的滑动统计的最大降雨量时段重合。经过对比发现按 30 min 时段最大降雨量叠加效果最好。以 2019-04-11 降雨过程为例,从研究区中任意选择的 a、b、c 3 个点(图 1)在同步处理前后的降雨过程变化见图 4。从图 4 可见,达到了不同位置雨峰基本重合的目的。

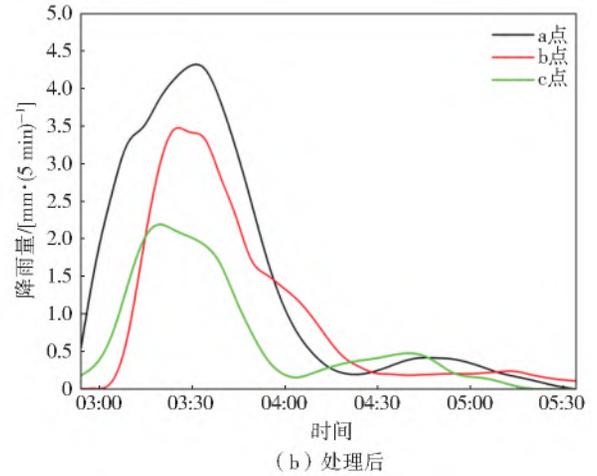


图 4 雨峰同步处理前后降雨过程对比

Fig. 4 The results of rainfall synchronous processing

2.4 场次降雨特征参数提取

2.4.1 场次降雨中心(空间非均匀性)

借鉴相关研究^[24],以降雨量为权重计算不同场次降雨的空间中心点。降雨中心比传统的空间不均匀参数更具有现实意义,可以反映不同场次降雨在研究区的落区差异,进而利用落区在流域中所处位置差异判断空间分布差异对洪水过程的影响。某场降雨的降雨中心位置坐标计算方法为

$$X = \frac{\sum_{i=1}^n X_i \times P_i}{\sum_{i=1}^n P_i}, Y = \frac{\sum_{i=1}^n Y_i \times P_i}{\sum_{i=1}^n P_i} \quad (3)$$

式中: X 、 Y 分别为场次降雨中心的经、纬度坐标; P_i 为网格*i*的总降雨量,mm; X_i 为网格*i*中心点的经度; Y_i 为网格*i*中心点的纬度; n 为网格数量。

2.4.2 不同时刻降雨中心移动方向(时间非同步性)

不同位置降雨非同步性表现为不同时刻降雨中心的移动。一般降雨在不同时刻的降雨中心是移动的,尤其在沿海城市,飚线系统引发的短时强降雨过程最为典型,其引发的降雨过程表现为雨带快速移

动。通过连接不同时刻降雨中心的位置点,得到降雨移动路线,按照式(3)的计算方法,将 P_i 替换为逐时刻的累积降雨量 $P_{i,t}$,计算逐时刻的降雨中心坐标 X 、 Y ,将逐时刻的坐标点进行连接,即可得到每场降雨的移动路线。

2.5 河道洪水计算

116 场降雨过程经空间平均处理、雨峰同步处理后得到 232 个降雨过程,将总计 348 个降雨过程作为输入条件,调用城市洪涝模型进行河道洪水模拟。所用洪涝模型^[25]是已建深圳市河湾流域洪涝模型的一部分。

该模型基于大比例尺地形数据、补测微地形、地下管网、河渠数据等,将研究区划分为 74 个排水分区(图 1),根据地表特征、坡度等获得各分区的水文参数,利用新安江模型进行分区产流过程计算。与天然流域相比,城镇化地区不透水面积明显偏大,更多降雨直接转化为地表径流,汇流速度更快,洪峰起涨及消退速度更快,洪水历时减小。反映到模型参数则是参数 IM(不透水面积比例)值明显增大,同时 CS(河网消退系数)减小, L (滞后时间)减小,本文中 IM 取值为 0.06,与天然流域 0.01~0.02 的取值相比有明显增加,CS

取值为 0.71,与天然流域 0.80~0.90 取值相比明显减小,其他参数见表 2。

表 2 新安江模型参数
Tab.2 Parameters of Xin'anjiang model

参数	K	UM	LM	C	WM	B	IM	SM	EX	KG	KI	CG	CI	CS	L
值	0.7	14	84	0.18	112	0.4	0.06	55	1.2	0.3	0.4	0.98	0.92	0.71	2

注:表中 K 为蒸散发能力折减系数;UM、LM 分别为上层和下层张力水容量;C 为深层蒸散发系数;WM 为张力水容量;B 为张力水蓄水量曲线的方次;SM 为表层土自由水容量;EX 为表层自由水蓄水容量曲线的方次;KG、KI 分别为表层自由水蓄水库对地下水和壤中流的出流系数;CG、CI 分别为地下水蓄水库和深层壤中流的消退系数。

针对水文模型部分,选用 2011—2018 年的 31 场洪水进行检验,流域出口洪峰平均偏差为 8.8%,其中 70%的场次洪峰误差在 10%以内。

河道断面按 100 m 左右间隔进行布置,利用一维水力模型计算洪水过程。

河道一维模型基本控制方程为

连续方程

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (4)$$

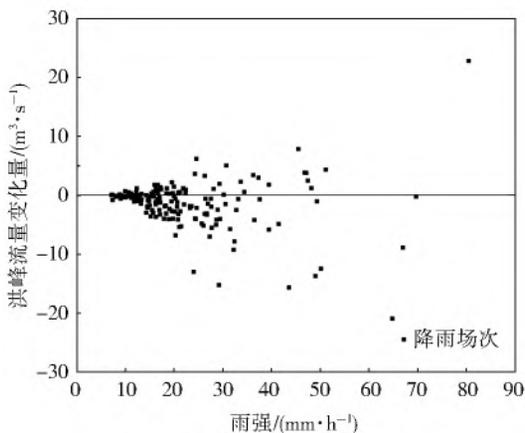
动量方程

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\beta \frac{Q^2}{A} \right) + gA \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right) + gAS_f - uq = 0 \quad (5)$$

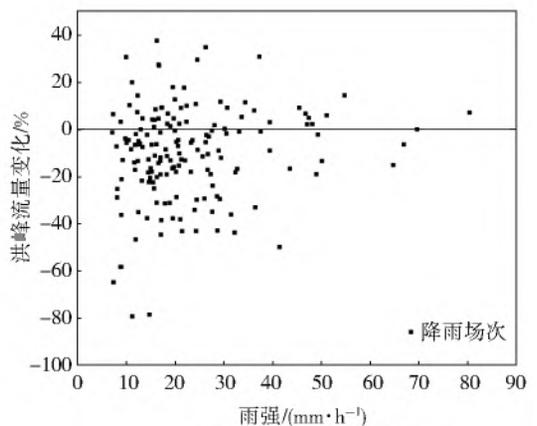
式中:A 为河道过水面积, m^2 ; Q 为流量, m^3/s ; u 为侧向来流在河道方向的流速, m/s ; t 为时间, s; x 为沿水流方向的水平坐标; q 为河道的侧向来流量, m^2/s ; β 为动量修正系数; g 为重力加速度, m/s^2 ; y 为水位, m; S_f 为摩阻坡降, ($^\circ$)。

河道一维水力学模型对基本控制方程在时间、空间上进行离散,采用显格式算法求解一维圣维南方程组。

通过对深圳河湾流域 2018—2019 年 23 场洪水的模拟计算,选取 12 个断面的实测水位资料进行分析对比,除去实测资料缺失以及雨洪明显不对应的场次。各断面洪峰水位平均误差均在 0.16 m 以内。



(a) 洪峰流量变化量



(b) 洪峰流量变化百分比

图 5 降雨空间平均后洪峰流量变化

Fig.5 Variation of runoff peak under spatial average rainfall

从图 5 可见:洪峰流量变化范围绝对值随着雨强增大而增加;洪峰流量变化百分比在雨强小于

为保证结果可比性,所有模拟过程均采用相同的初始水位、前期降雨等边界条件。从 348 个模拟结果中提取了流域出口断面(图 1)的洪峰流量及洪水过程作为研究对象。

从洪涝模型模拟结果中计算所有场次降雨的洪峰流量变化量和洪峰流量变化百分比。某场降雨的计算方法为

$$Q_{\text{change}} = Q_{\text{process}} - Q_{\text{origin}} \quad (6)$$

$$P_{\text{change}} = \frac{Q_{\text{process}} - Q_{\text{origin}}}{Q_{\text{origin}}} \times 100\% \quad (7)$$

式中: Q_{change} 和 P_{change} 分别表示某场降雨洪峰流量变化量和洪峰流量变化百分比; Q_{process} 表示经过空间平均和雨峰同步处理后得到的降雨模拟计算的洪峰流量, m^3/s ; Q_{origin} 表示未经过处理的降雨网格数据模拟计算得到的洪峰流量, m^3/s 。

3 结果与讨论

3.1 空间非均匀性对洪峰的影响

对实际降雨和空间平均处理后的降雨过程的洪水模拟结果显示:116 场实际降雨的洪峰流量范围为 0.11~322.95 m^3/s ;空间平均处理后洪峰流量范围为 0.01~345.70 m^3/s 。面平均处理后洪峰流量与实际降雨洪峰流量对比见图 5。

30 mm/h 时随雨强变化不明显,雨强大于 30 mm/h 后,随着雨强增大而减小。空间平均处理后,66%

(76 场)的场次洪峰降低了,116 个场次洪峰变化在 $-20.9 \sim 36.0 \text{ m}^3/\text{s}$,平均为 $-1.11 \text{ m}^3/\text{s}$;变化百分比为 $-43.9\% \sim 34.7\%$,平均为 -3.3% 。平均来看,如果按降雨空间平均分布进行处理,会低估实际的洪峰流量。

图 6 显示了 116 个实际降雨场次的降雨中心位置,以及经过面平均处理后的洪峰变化情况。从图 6 可见明显的规律性:实际降雨中心位置与流域几何中心的相对关系对洪峰变化有明显的影响。实际降雨中心位置处于流域几何中心偏上游(东北侧)的降雨经空间平均处理后,洪峰以降低为主,几何中心东北侧的 65 场降雨,洪峰变化平均为 -15.1% ;而位于流域几何中心相反一侧(西南侧)的降雨经空间平均处理后,洪峰以增加为主,几何中心西南侧有 51 场降雨,洪峰变化平均为 3.1% 。

3.2 降雨非同步性对洪峰的影响

降雨非同步性表现为不同时刻降雨中心的移动。相对于降雨中心位置,降雨移动方向随机性更强,从 116 个场次中去除了移动路径不规则、无明显移动方向、移动方向多变的场次,选择 74 场具有明确移动方向的降雨进行研究。统计显示,74 场降雨经雨峰同步处理后,模拟结果的洪峰变化为 $-19.3 \sim$

$5.4 \text{ m}^3/\text{s}$,平均为 $-1.34 \text{ m}^3/\text{s}$;洪峰变化百分比为 $-33.7\% \sim 20.0\%$,平均为 -3.0% 。经雨峰同步处理后,58%(43 场)的场次洪峰较实际降雨的洪峰偏低,见图 7。

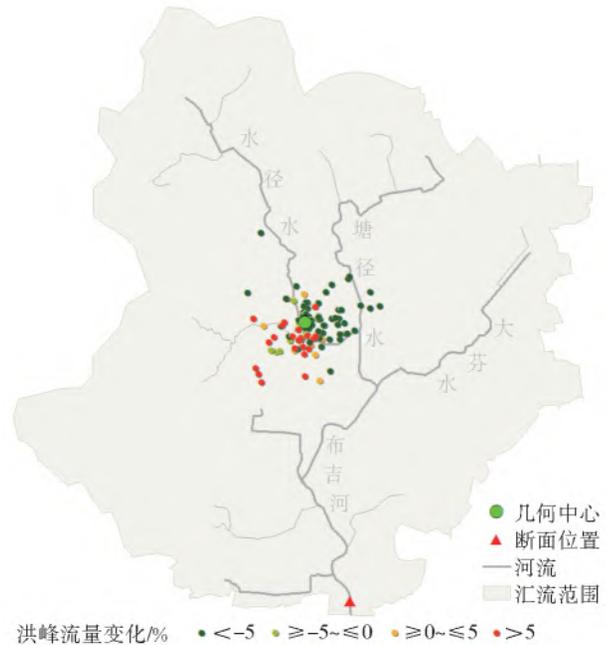


图 6 空间平均处理后洪峰变化分布

Fig. 6 Distribution of runoff peak variation under spatial average rainfall

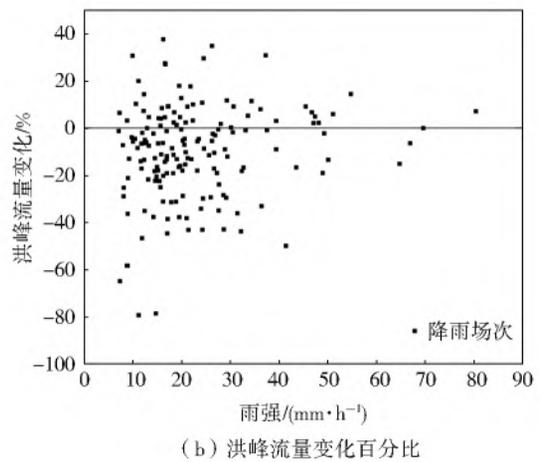
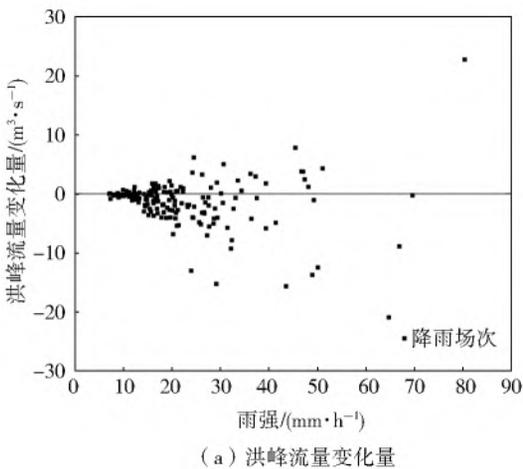


图 7 降雨同步后洪峰流量变化

Fig. 7 Variation of runoff peak under rainfall synchronization

由于各场次降雨的时长不等,从 74 场降雨中提取累积降雨最大 1 h 的降雨过程绘制降雨移动路径,见图 8。图 8 中路径颜色表示经雨峰同步处理后洪峰变化情况。由图 8 可见,降雨移动路径表现出较强的随机性和不稳定性,也体现出一定的规律性。雨峰同步处理后洪峰影响程度与实际降雨的移动方向具有较强的相关性,从西北向东南移动的 14 场降雨的洪峰平均变化为 -7.3% ,从东北向西南移

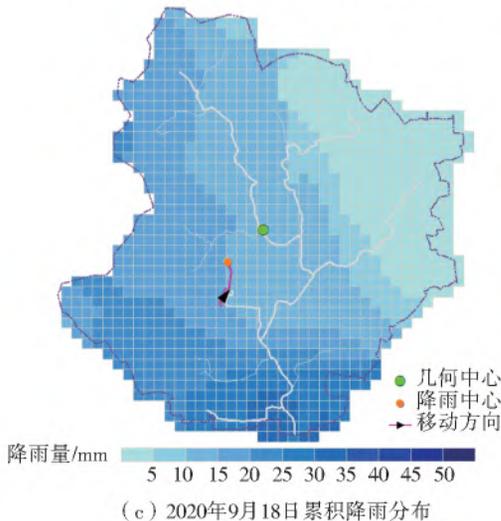
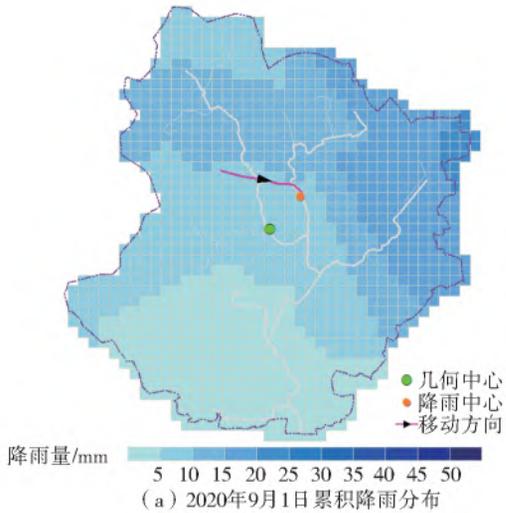
动的 12 场降雨的平均变化为 -2.2% ,从西南向东北移动的 20 场降雨的平均变化为 2% 。从统计上来说,如果降雨从西北向东南移动,在进行洪涝计算时,忽略移动特征,可能会使得计算得到的洪峰偏低。降雨移动路径对洪涝的影响机理更为复杂,如图 8 中西北向东南移动的两场降雨(红色)明显与相同移动方向的降雨不同,这是移动方向、移动速度、雨强等多种因素综合作用的结果。



图 8 实际降雨移动路径及雨峰同步处理后洪峰流量变化
Fig. 8 Rainfall moving path and runoff peak change after synchronization

3.3 洪水过程影响

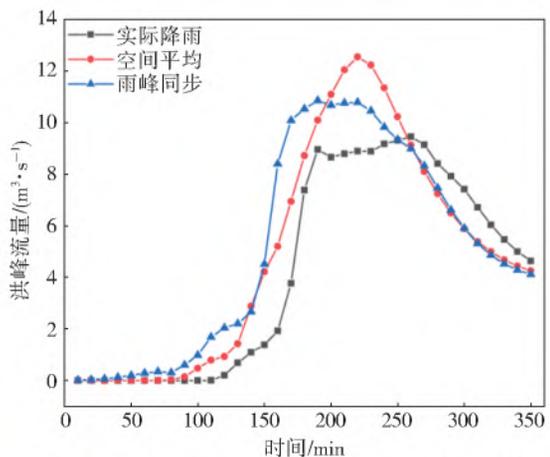
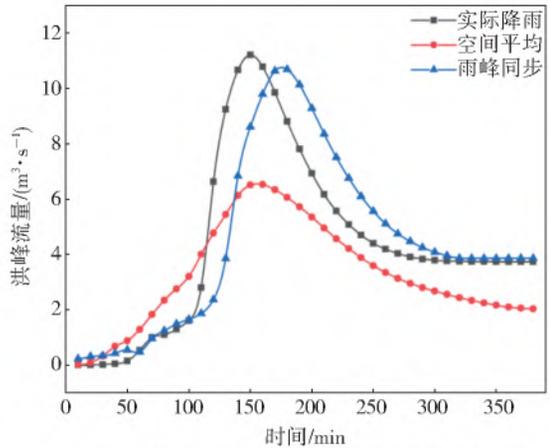
图 9 为 3 场比较典型的特征降雨及经空间



平均、雨峰同步处理后的洪水过程。图 9(a)、9(c)、9(e)分别为 2020 年 9 月 1 日、2020 年 9 月 18 日、2020 年 8 月 13 日的 3 场降雨的累积降雨分布,图 9 (b)、9(d)、9(f)为其对应流域出口处的洪水过程。图 9(b)、9(d)、9(f)显示,洪峰增加会减少洪峰持续时间,其中:图 9(a)的降雨中心位于上游;图 9(b)显示经空间平均处理后洪峰有比较明显的降低,洪水持续时间相应增加;图 9(c)的降雨中心位于下游;图 9(d)显示经空间平均处理后洪峰流量明显增加,洪水持续时间相应缩短;图 9(a)和图 9(e)分别表示了西北向东南、西南向东北 2 个移动方向,经雨峰同步处理后洪峰影响的效果相反。

3.4 降雨时空分布不确定性对河道洪水的影响

在全球气候变化和城镇化双重因素作用下,城市降雨时空过程的不确定性增加,这种不确定性成为制约城市洪涝模型模拟结果准确性提高的主要阻碍之一。城市降雨时空不确定性是客观存在的,在进行河道洪水计算时充分考虑这种不确定性,可以更加全面、客观地评价河道洪水风险。



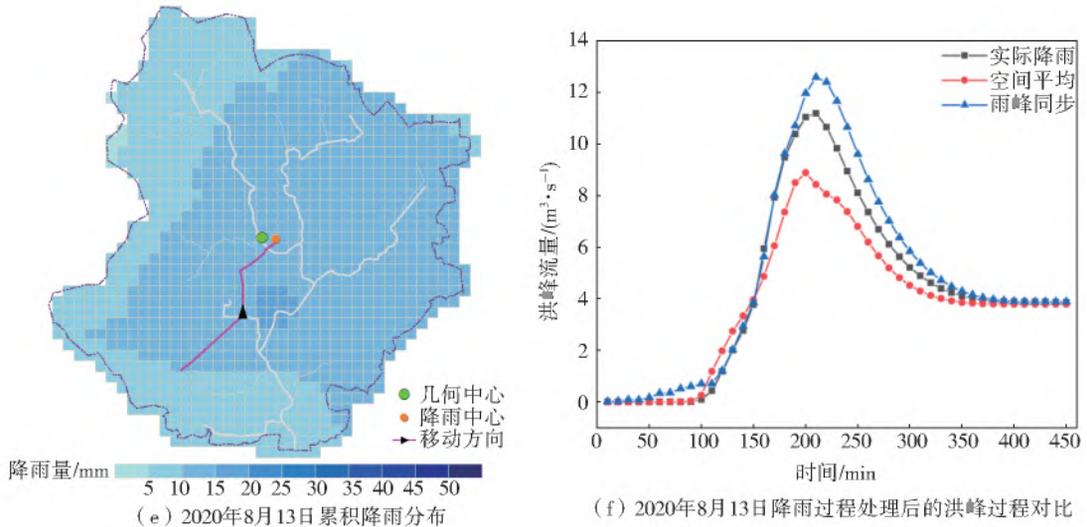


图 9 3 个典型降雨场次降雨分布及洪水过程

Fig. 9 Rainfall distribution and flood process of three typical rainfall fields

从分析结果来看,在场次降雨总降雨量不变的情况下,空间平均降雨、雨峰同步降雨与实际降雨造成的洪峰流量、洪水过程有明显差异,而且这种差异与降雨移动方向、降雨中心位置有相关性。如果降雨中心在流域中心点的上游,按空间均匀分布计算,则会使得洪峰偏高。如果从偏安全角度,在降雨中心未知的情况下,按照降雨中心位于流域中心点的下游进行模拟计算则更为合适。在降雨移动方向未知的情况下,如果从偏安全角度,可以假设降雨从下游向上游移动,这样能保证实际洪峰低于模拟结果的概率更高。

本文从降雨中心和移动方向两方面阐述降雨不确定性对河道洪水特征的影响,但实际降雨过程的不确定性更加复杂,雨峰移动方向、降雨中心位置体现出很强的随机性,而且一场降雨过程的不同阶段可能具有不同的时空动态规律,这些都可能会对洪峰流量和洪水过程产生影响。

洪水过程是降雨、地形、下垫面、闸坝工程等各种因素综合作用的结果,本文针对布吉河流域进行了研究,在下垫面变化或进行闸泵等工程调度情况下,可能体现出不同的降雨-洪水关系,需要综合考虑流域的地形、下垫面、河流走向、管网情况、闸泵调度等多方面因素,以确定洪水响应特征。另外,本文是针对特定流域以及当地降雨特征研究得出的结论,对于其他流域,由于降雨特征不同、水文响应规律不同、工程调度措施不同,降雨过程不确定对洪水过程的影响不同,需要进行有针对性的分析。

4 结 论

选择深圳市布吉河流域作为研究区,模拟计算

并对比了实际降雨、空间平均、雨峰同步 3 种特征的降雨造成的流域出口洪峰流量和洪水过程差异,研究发现在场次总降雨量相同的条件下,相较于实际降雨过程,空间平均化造成的洪水变化程度主要受实际降雨中心位置与流域空间中心位置的相对关系影响,如果实际降雨中心位置偏下游,空间平均化可能导致洪峰增加的概率更大。雨峰同步造成的洪水变化程度主要受降雨移动方向的影响,移动方向与汇流方向相反,雨峰同步后,洪峰更有可能增加。本文结论可为洪涝应急决策、洪水风险评估等提供更加可靠的决策参考。

参考文献(References):

- [1] 张建云,王银堂,贺瑞敏,等. 中国城市洪涝问题及成因分析[J]. 水科学进展, 2016, 27(4): 485-491. (ZHANG J Y, WANG Y T, HE R M, et al. Discussion on the urban flood and waterlogging and causes analysis in China[J]. Advances in Water Science, 2016, 27(4): 485-491. (in Chinese)) DOI:10.14042/j.cnki.32.1309.2016.04.001.
- [2] 朱焱,杨金彪,朱莲芳,等. 苏州城市化进程与城市气候变化关系研究[J]. 气象科学, 2012, 32(3): 317-324. (ZHU Y, YANG J B, ZHU L F, et al. The investigation of the relationship between urbanization process and climate change in Suzhou[J]. Advances in Water Science, 2012, 32(3): 317-324. (in Chinese)) DOI:10.3969/2012jms.0010.
- [3] 胡庆芳,张建云,王银堂,等. 城市化对降水影响的研究综述[J]. 水科学进展, 2018, 29(1): 138-150. (HU Q F, ZHANG J Y, WANG Y T, et al. A review of urbanization impact on precipitation[J]. Advances in Water Science, 2018, 29(1): 138-150. (in Chinese)) DOI:10.14042/j.cnki.32.1309.2018.01.016.

- [4] EMMANUEL I, ANDRIEU H, LEBLOIS E, et al. Temporal and spatial variability of rainfall at the urban hydrological scale[J]. *Journal of Hydrology*, 2012, 430-431 (11): 162-172. DOI: 10.1016/j.jhydrol.2012.02.013.
- [5] 刘媛媛, 刘洪伟, 霍风霖, 等. 基于机器学习短历时暴雨时空分布规律研究[J]. *水利学报*, 2019, 50(6): 773-779. (LIU Y Y, LIU H W, HUO F L, et al. An application of machine learning on examining spatial and temporal distribution of short duration rainstorm[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2019, 50(6): 773-779. (in Chinese)) DOI: 10.13243/j.cnki.slxb.20180943.
- [6] LIU Y Y, LI L, LIU Y S, et al. Dynamic spatial-temporal precipitation distribution models for short-duration rainstorms in Shenzhen, China based on machine learning[J]. *Atmospheric Research*, 2020, 237: 104861. DOI: 10.1016/j.atmosres.2020.104861.
- [7] 张建云, 宋晓猛, 王国庆, 等. 变化环境下城市水文学的发展与挑战: I. 城市水文效应[J]. *水科学进展*, 2014, 25(4): 594-605. (ZHANG J Y, SONG X M, WANG G Q, et al. Development and challenges of urban hydrology in a changing environment; I. Hydrological response to urbanization[J]. *Advances in Water Science*, 2014, 25(4): 594-605. (in Chinese)) DOI: 10.3969/2012jms.0010.
- [8] 徐宗学, 叶陈雷. 城市暴雨洪涝模拟: 原理、模型与展望[J]. *水利学报*, 2021, 52(4): 381-392. (XU Z X, YE C L. Simulation of urban flooding/waterlogging processes; Principle, models and prospects[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2021, 52(4): 381-392. (in Chinese)) DOI: 10.13243/j.cnki.slxb.20200515.
- [9] 刘家宏, 王浩, 高学睿, 等. 城市水文学研究综述[J]. *科学通报*, 2014, 59(36): 3581-3590. (LIU J H, WANG H, GAO X R, et al. Review on urban hydrology[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2014, 59(36): 3581-3590. (in Chinese)) DOI: 10.1360/N972014-00327.
- [10] 谢映霞. 基于海绵城市建设理念的系统治水思路[J]. *北京师范大学学报(自然科学版)*, 2019, 55(5): 552-555. (XIE Y X. Thoughts on systematic water control based on the concept of sponge city construction[J]. *Journal of Beijing Normal University (Natural Science)*, 2019, 55(5): 552-555. (in Chinese)) DOI: 10.16360/j.cnki.jbnuns.2019.05.001.
- [11] CRISTIANO E, TEN VELDHUIS M C, VAN DE GIESEN N. Spatial and temporal variability of rainfall and their effects on hydrological response in urban areas: A review[J]. *Hydrology & Earth System Sciences*, 2017, 21(7): 3859-3878. DOI: 10.5194/hess-21-3859-2017, 2017.
- [12] MU D, LUO P, LYU J, et al. Impact of temporal rainfall patterns on flash floods in Hue City, Vietnam[J]. *Journal of Flood Risk Management*, 2020, 14: e12668. DOI: 10.1111/jfr3.12668.
- [13] HUANG H, CHEN X, ZHU Z, et al. The changing pattern of urban flooding in Guangzhou, China[J]. *Science of The Total Environment*, 2018, 622-623: 394-401. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2017.11.358.
- [14] 侯精明, 郭凯华, 王志力, 等. 设计暴雨雨型对城市内涝影响数值模拟[J]. *水科学进展*, 2017, 28(6): 820-828. (HOU J M, GUO K H, WANG Z L, et al. Numerical simulation of design storm pattern effects on urban flood inundation[J]. *Advances in Water Science*, 2017, 28(6): 820-828. (in Chinese)) DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2017.06.003.
- [15] 陈光照, 侯精明, 张阳维, 等. 西咸新区降雨空间非一致性对内涝过程影响模拟研究[J]. *南水北调与水利科技*, 2019, 17(4): 37-45. (CHEN G Z, HOU J M, ZHANG Y W, et al. Effects of rainfall spatial inconsistency on flood inundation processes in the Xixian New Area[J]. *South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2019, 17(4): 37-45. (in Chinese)) DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdkq.2019.0082.
- [16] 唐双成, 罗纨, 贾忠华, 等. 雨水花园对暴雨径流的削减效果[J]. *水科学进展*, 2015(6): 787-794. (TANG S C, LUO W, JIA Z H, et al. Effect of rain gardens on storm runoff reduction[J]. *Advances in Water Science*, 2015(6): 787-794. (in Chinese)) DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2015.06.004.
- [17] TEN VELDHUIS M, ZHOU Z Z, YANG L, et al. The role of storm scale, position and movement in controlling urban flood response[J]. *Hydrology & Earth System Sciences*, 2018, 22(1): 417-436. DOI: 10.5194/hess-22-417-2018.
- [18] CRISTIANO E, TEN VELDHUIS M, WRIGHT D B, et al. The influence of rainfall and catchment critical scales on urban hydrological response sensitivity[J]. *Water Resources Research*, 2019, 55(4): 3375-3390. DOI: 10.1029/2018wr024143.
- [19] 康钊菁, 王晓蕾, 刘波, 等. 小范围自然降雨空间均匀性的实测改进[J]. *解放军理工大学学报(自然科学版)*, 2017, 18(2): 138-143. (KANG Z J, WANG X L, LIU B, et al. Improvement of spatial homogeneity of small scale natural rainfall[J]. *Journal of PLA University of Science and Technology (Natural Science Edition)*, 2017, 18(2): 138-143. (in Chinese)) DOI: 10.12018/j.issn.1009-3443.20160907002.
- [20] LYU H, NI G, CAO X, et al. Effect of temporal resolution of rainfall on simulation of urban flood processes[J]. *Water*, 2018, 10(7): 880. DOI: 10.3390/w10070880.
- [21] BERNE A, DELRIEU G, CREUTIN J, et al. Tempo-

- ral and spatial resolution of rainfall measurements required for urban hydrology[J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 299 (3-4): 166-179. DOI: 10. 1016/s0022-1694 (04)00363-4.
- [22] 李磊, 张立杰, 力梅. 深圳降水资料信息挖掘及在气候服务中的应用[J]. *广东气象*, 2015, 37 (2): 48-51. (LI L, ZHANG L J, LI M. Information mining of precipitation data in Shenzhen and its application in climate service[J]. *Guangdong Meteorology*, 2015, 37 (2): 48-51. (in Chinese)) DOI: 10. 3969/j. issn. 1007-6190. 2015. 02. 011.
- [23] 苗世光, 蒋维楣, 梁萍, 等. 城市气象研究进展[J]. *气象学报*, 2020, 78(3): 477-499. (MIAO S G, JIANG W M, LIANG P, et al. Advances in urban meteorology in China[J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2020, 78(3): 477-499. (in Chinese)) DOI: 10. 11676/qxxb2020. 025.
- [24] LIU Y, YANG Z, HUANG Y, et al. Spatiotemporal evolution and driving factors of China's flash flood disasters since 1949[J]. *Science China Earth Sciences*, 2018, 61(12): 1804-1817. DOI: 10. 1007/s11430-017-9238-7.
- [25] ZHANG H, WU W, HU C, et al. A distributed hydrodynamic model for urban storm flood risk assessment[J]. *Journal of Hydrology*, 2021, 600: 126513. DOI: 10. 1016/j. jhydrol. 2021. 126513.

Influence of rainfall spatial and temporal heterogeneity on flooding process in urban rivers

LIU Yesen, LIU Yuanyuan, LI Min, LI Kuang

(China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China)

Abstract: There is an increase of extreme rainfall events frequency in cities due to global climate change and rapid urbanization, which brings urban flood disasters. The temporal and spatial heterogeneity of extreme rainfall events in urban areas became more and more obvious in recent years, mainly manifested in the aggravation of spatial heterogeneity and more concentration temporally and spatially in the rainfall process. Owing to temporal and spatial heterogeneity, it is difficult to evaluate and predict the flooding process in urban areas, especially with sudden rainstorm events, which becomes an important issue for improving the accuracy of the urban flood model.

Buji River basin is located in Shenzhen, China, which covers 40. 59 square kilometers area, and the built-up area in the region exceeds 70%. To improve the urban flood model concerning temporal and spatial heterogeneity, 116 heavy rainfalls events were extracted from the monitoring data of 5-minute intervals of meteorological stations from 2018 to 2020, and the discrete station monitoring data was interpolated into spatially continuously distributed grid data by a spatial interpolation algorithm. The spatial average rainfalls and rain peak synchronous rainfalls were constructed with spatial averaging and time synchronization method. The spatial averaging method was to average the rainfall data every 5-minute for the whole basin. The time synchronous method was realized by adjusting the phase of the rainfall process in each grid, to ensure that the rain peaks of each grid appear at the same time. A urban flood model was used to simulate the flooding process of the outlet section of the watershed caused by 116 monitoring rainfall and 232 rainfall processes after spatial averaging and time synchronization, and the flood peak change index of each rainfall was extracted. The rainfall center and rainfall movement direction of 116 rainfall events were counted, and their effects on peak discharge and flood process were analyzed.

The results showed that after spatial averaging, the variation of flood peak was $-43.9\% \sim 34.7\%$, with an average of -3.3% compared with the flood peak obtained from the original rainfall. The flood peak was varied due to the spatial relationship between the rainfall center and geometric center of the basin. The flood peak was mainly reduced with the rainfall center located upstream of the geometric center of the basin, after spatial averaging, and the flood peak was mainly reduced with the rainfall center located in the opposite position of the geometric center of the basin. For the 65 rainfalls in the northeast (upstream) of the geometric center, the average variation of flood peak was -15.1% , and for the 51 rainfalls in the southwest side of the geometric center, the average change of flood peak was 3.1% . Compared with the original rainfalls, the variation of flood peak obtained by the rainfall peak synchronous processing is $-33.7\% \sim 20.0\%$, with an average of -3.0% . The variation of flood peak was related to the direction of rainfall movement, with the average variation of flood peak 14 rainfalls moving from northwest to the southeast was -7.3% . The average variation of 12 rainfalls moving from northeast to southwest was -2.2% and the average variation of 20 rainfalls moving from southwest to northeast was 2% . For the flooding process, when the flood peak increased, the flood peak duration was shortened. On the contrary, when the flood peak decreased, the flood peak duration increased.

Under the same total rainfall, compared with the original rainfall, the variation of flood peak caused by spatial average was $-43.9\% \sim 34.7\%$, and the variation of flood peak caused by synchronous rainfall was $-33.7\% \sim 20.0\%$. The variation of flood peak with spatial averaging was mainly due to the spatial relationship between the center of original rainfall and the spatial center of the basin. The variation of flood peaks caused by the synchronization was related to the moving direction of rainfall. The flood peak was more likely to increase after synchronization with the moving direction of rainfall opposite to the confluence direction. The references can be provided for flood simulation calculation and flood risk assessment in an urban watershed.

Key words: rainfall center; rainfall movement direction; urban river; flood peak; flood process