

DOI:10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2022.0030

田济扬,刘荣华,刘含影,等.基于不同物理参数化方案的中小流域降雨径流集合预报[J].南水北调与水利科技(中英文),2022,20(2):281-296. TIAN J Y, LIU R H, LIU H Y, et al. Ensemble rainfall-runoff forecasting based on different physical parameterization schemes for small and medium catchments[J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2022, 20(2): 281-296. (in Chinese)

# 基于不同物理参数化方案的中小流域 降雨径流集合预报

田济扬<sup>1,2</sup>, 刘荣华<sup>1,2</sup>, 刘含影<sup>1,2</sup>, 丁留谦<sup>1</sup>

(1. 中国水利水电科学研究院, 北京 100038; 2. 水利部防洪抗旱减灾工程技术研究中心, 北京 100038)

**摘要:**气象水文耦合预报能够延长洪水预报预见期,针对预报结果不确定性大的问题,选取东南沿海地区的梅溪流域为研究区,以2012年8月3日“苏拉”台风和2014年6月17日“海贝思”台风引发的降雨洪水为例,开展气象水文耦合下的集合预报研究。依托WRF(weather research and forecasting)模式建立基于36种物理参数化方案组合的降雨集合预报集,并通过耦合WRF模式和梅溪流域分布式水文模型,实现降雨径流集合预报。结果表明:在不同物理参数化方案下,数值降雨预报结果有一定差异,且对降雨空间分布的预报效果优于降雨时间分布,更容易准确描述时空分布均匀的降雨,很难捕捉短历时强降雨;采用集合预报的方式能够有效降低洪水预报的不确定性,当预见期超过6h时,对于时空分布均匀的降雨,相应洪水过程的洪峰流量预报误差 $R_f$ 为11.30%,能够准确反映洪峰量级,峰现时间提前2h,相比基于“落地雨”开展的洪水预报有一定优势;基于异方差扩展型Logistic算法对预报降雨进行处理后,能够有效提高降雨预报精度,但对于时空分布不均匀的降雨,洪峰流量误差 $R_f$ 由处理前的-86.89%降低至-48.95%,仍有较大的提升空间。

**关键词:**WRF模式;物理参数化方案;CNFF-HM;气象水文耦合;集合预报

中图分类号:TV87;X43 文献标志码:A 开放科学(资源服务)标志码(OSID):



气象水文耦合洪水预报方法逐渐受到防汛部门的关注,其最大的优势是可延长洪水预报的预见期,为防汛决策争取到宝贵时间,特别是对于汇流时间短的中小流域而言意义重大<sup>[1]</sup>。近年来,随着计算机计算效率的提升,数值大气模式预报的气象要素分辨率显著提高,能够实现精细化降雨预报,使气象水文耦合下的中小流域洪水预报成为可能<sup>[2-3]</sup>。

尽管数值降雨预报有了长足的进步,但局地降雨预报存在很大的不确定性,定量、定时、定点预报还有很大的提升空间,能否在中小流域的洪水预报中得到应用还需进一步研究<sup>[4]</sup>。集合预报是降低预

报不确定性的有效方法。目前数值降雨预报集合成员的组成方式主要有3种<sup>[5-7]</sup>:一是对初始场进行随机扰动,为数值大气模式提供有差异的初值条件,形成集合预报集,多用于已知天气形势下的数值大气模式模拟效果测试;二是采用不同的数值大气模式对同一场降雨进行预报,不同的数值大气模式构成集合预报集,多用于中国气象局、欧洲中长期天气预报中心等的业务预报;三是基于不同的物理参数化方案组合,构建集合预报集,多用于未知天气形势下的降雨预报。物理参数化方案用于表征小于模式网格分辨率的湍流运动以及发生在分子尺度的物理过程,不同的物理参数化方案对降雨产生的次网格过

收稿日期:2021-03-11 修回日期:2021-10-29 网络出版时间:2021-11-18

网络出版地址:https://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1430.TV.20211117.2013.002.html

基金项目:国家自然科学基金项目(51909274);国家重点研发计划项目(2019YFC1510605)

作者简介:田济扬(1989—),男,山西怀仁人,高级工程师,博士,主要从事陆气耦合洪水预报研究。E-mail:tjyshd@126.com

通信作者:刘荣华(1979—),男,江西遂川人,高级工程师,博士,主要从事水信息学、洪水预报预警、防洪减灾等研究。E-mail:liurh@iwhr.com

程的描述重点不同,而物理参数化方案的选取对模式的模拟或预报结果影响较大<sup>[8-9]</sup>。单一物理参数化方案难以适应不同的降雨过程,给预报带来很大的不确定性,基于物理参数化方案的集合预报能较好地解决降雨预报不确定性的问题,从而为流域洪水预报提供较为可靠的降雨信息<sup>[10]</sup>。

选取福建省梅溪流域为研究区,将 WRF (weather research and forecasting)模式与梅溪流域分布式水文模型耦合,基于 WRF 模式设置了 36 种物理参数化方案组合进行降雨预报,并将其作为梅溪流域分布式水文模型的输入开展集合洪水预报研究。此外还讨论了直接采用 GFS(global forecasting system)降雨数据和 WRF 模式数值预报后处理的降雨数据分别作为分布式水文模型的输入进行洪水预报的效果。

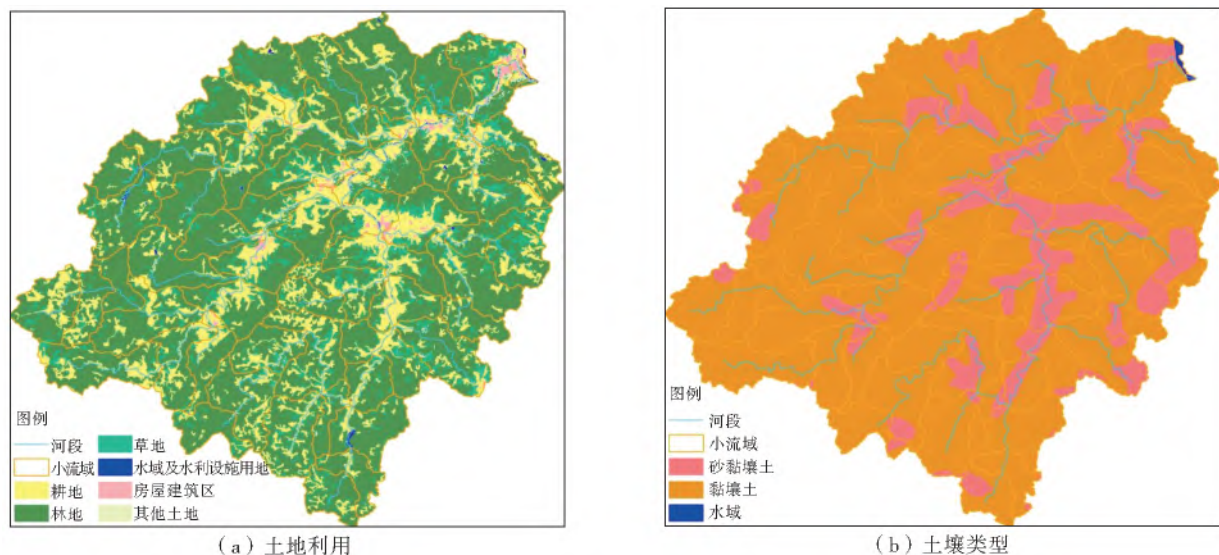


图 1 梅溪流域土地利用及土壤类型

Fig. 1 Land use and soil type of Meixi catchment

## 1.2 数据与资料

来源于 NCEP(National Centers for Environmental Prediction)的 GFS 数据用于驱动数值大气模式开展数值降雨预报,其分辨率为  $1.0^{\circ} \times 1.0^{\circ}$ ,预报时长可达 192 h。梅溪流域内共有 8 个雨量站和 1 个水文站,1989—2016 年雨量站和水文站的长系列观测资料用于分布式水文模型的率定与验证,以及降雨与洪水预报精度的评价。流域的地形地貌资料主要来源于国家地理信息中心,包括 1:5 万 DEM、30 m 和优于(含)2.5 m 分辨率的数字正射影像数据(DOM)<sup>[11]</sup>,其中土地利用和植被类型数据是基于 DOM 提取解译并通过调研核查得到的。土壤类型来自全国第二次土壤普查数据,结合《中国土

## 1 研究区及资料

### 1.1 研究区概况

梅溪为闽江的一级支流,主要位于闽清县境内,流域面积  $956 \text{ km}^2$ ,土地利用以林地和耕地为主,土壤类型以黏壤土和砂黏壤土为主(图 1),在我国东南沿海地区具有较强的代表性,能够反映该地区中小流域的降雨产流特性。梅溪流域多年平均降雨量  $1560 \text{ mm}$ ,受台风及地形影响,强降雨发生频次较高,平均每 2~3 a 就会发生一次洪灾,给下游人口聚集的闽清城关造成严重威胁。在梅溪流域开展降雨洪水预报研究,将有助于提升流域暴雨洪水的预警预报能力,保障下游防洪安全,不仅具有一定的理论价值,还具有重要的现实意义和显著的社会经济效益。

种志》生成土壤质地数据。

大量研究<sup>[12-13]</sup>表明,数值大气模式更容易准确预报时空分布较均匀且降雨量级适中的降雨,对短时强降雨的预报效果较差。为此,选取降雨时空分布较为均匀的典型场次——2012 年“苏拉”台风引发的流域降雨过程(场次 I),以及流域常见的时空分布极不均匀的典型场次——2014 年“海贝思”台风引发流域降雨过程(场次 II),开展降雨径流集合预报研究。场次 I 降雨历时 24 h(2012 年 8 月 3 日 00:00—2012 年 8 月 3 日 24:00),累积降雨量为  $84 \text{ mm}$ ,洪峰流量  $992 \text{ m}^3/\text{s}$ ;场次 II 降雨历时 24 h(2014 年 6 月 17 日 21:00—2014 年 6 月 18 日 21:00),累积降雨量为  $66 \text{ mm}$ ,洪峰流量  $1170 \text{ m}^3/\text{s}$ ;见图 2。

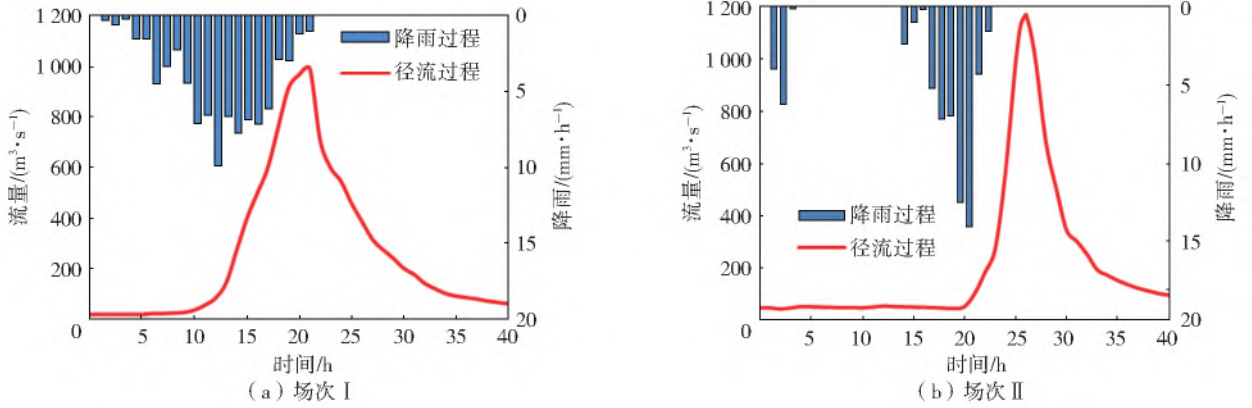


图2 场次 I (苏拉台风引发)和 II (海贝思台风引发)的降雨洪水过程

Fig. 2 Rainfall and flood caused by Saola ( I ) and Hagibis ( II )

## 2 气象水文耦合系统

### 2.1 WRF 模式与设置

作为新一代中尺度数值大气模式,WRF 模式不断对物理参数化方案进行补充,并修改完善动力框架,使其能够较成功地再现或预报中尺度天气过程,适用于中尺度不同天气形势下高精度的降雨模拟与预报<sup>[14-15]</sup>。降雨预报结果选用相对误差  $E_R$  评价累积降雨量,临界成功率  $I_{CS}$  和均方根误差  $E_{RMS}$  评价降雨时空分布的预报结果<sup>[16-17]</sup>。 $E_R$  和  $E_{RMS}$  值越低、 $I_{CS}$  值越高,降雨预报效果越好。用于定性评价的临界成功率指标  $I_{CS}$  由分类变量  $N_A$ 、 $N_B$ 、 $N_C$  求得,详见参考文献<sup>[18]</sup>。

#### 2.1.1 WRF 模式基本设置

为了在降低计算成本的前提下提高模式降雨预报的水平分辨率,研究依托 WRF 模式的动力降尺度方法,设置了 3 层嵌套网格,通过逐级增加区域水平分辨率的方式提高数值预报的分辨率,在 WRF 模式中采用分析松弛 (analysis nudging) 对模式区域空间场的每一个格点进行调整,达到对降尺度后边界条件修正的目的<sup>[19-20]</sup>。相邻嵌套层的嵌套比例为 1:3,网格尺寸由内至外分别为 4、12、36 km<sup>[21-22]</sup>。最内层网格完全覆盖研究区,最外层网格基本覆盖了影响研究区天气形势的大地形、海洋和主要天气系统,使中小尺度天气过程引起的有效变化都包括在该层网格的覆盖范围内,降雨预报结果选用分辨率最高的内层网格 (4 km×4 km),WRF 模式的基本设置见表 2。

#### 2.1.2 物理参数化方案集合

考虑到微物理过程、积云对流方案、长短波辐射对降雨模拟结果的影响较大<sup>[23-24]</sup>,设置了 36 种不同的物理参数化方案组合 (表 3)。边界层选用典型的

非局地边界层方案 Yonsei University (YSU), 陆面方案选用运行较稳定的 Noah<sup>[25]</sup>。

表 2 WRF 模式基本参数设置

Tab. 2 Parameter setting for WRF model

参数类别	设置方案
驱动数据	GFS
驱动数据时间间隔	6 h
预热时间	12 h
积分步长	180 s
输出数据时间间隔	1 h
梅溪流域网格中心	26°00'00"N, 118°30'00"E
嵌套方案	3 层嵌套网格
梅溪流域网格划分	Domain 1: 100×100
	Domain 2: 210×210
	Domain 3: 300×300
3 层网格嵌套比例	1:3
水平分辨率	Domain 1: 36 km
	Domain 2: 12 km
	Domain 3: 4 km
垂直分层	40
顶层气压	50 hPa
投影方式	Lambert 投影

### 2.2 梅溪流域分布式水文模型

中国山洪水文模型 CNFF-HM 为梅溪流域分布式水文模型的构建提供了技术框架<sup>[26]</sup>。梅溪流域分布式水文模型由蒸散发模型、产流模型、汇流模型、河道演进模型等组成,其中蒸散发模型选用 3 层蒸散发模式,产流模型为三水源蓄满产流模型,汇流模型采用标准化单位线,河道演进模型为动态分段马斯京根法。按照汇水关系将梅溪流域划分为 60 个子流域,见图 3。其中,最大的子流域面积为 31.6 km<sup>2</sup>,最小的子流域面积为 1.45 km<sup>2</sup>,平

均流域面积为 15.7 km<sup>2</sup>,与数值大气模式预报的 4 km×4 km 分辨率吻合。模型洪水模拟与预报结

果评估选用洪峰流量误差  $R_f$ 、峰现时间误差  $\Delta t$ 、纳什效率系数  $E_{NS}$ <sup>[27-28]</sup>。

表 3 物理参数化方案集合

Tab. 3 Physical parameterization schemes for ensemble forecast

试验方案	微物理过程	长/短波辐射	积云对流方案	试验方案	微物理过程	长/短波辐射	积云对流方案
1	WSM6	RRTM/ Dudhia	BMJ	19	WSM6	RRTM/ Dudhia	G3D
2	WDM6	RRTM/ Dudhia	BMJ	20	WDM6	RRTM/ Dudhia	G3D
3	Lin	RRTM/ Dudhia	BMJ	21	Lin	RRTM/ Dudhia	G3D
4	WSM6	RRTMG/ RRTMG	BMJ	22	WSM6	RRTMG/ RRTMG	G3D
5	WDM6	RRTMG/ RRTMG	BMJ	23	WDM6	RRTMG/ RRTMG	G3D
6	Lin	RRTMG/ RRTMG	BMJ	24	Lin	RRTMG/ RRTMG	G3D
7	WSM6	CAM/CAM	BMJ	25	WSM6	CAM/CAM	G3D
8	WDM6	CAM/CAM	BMJ	26	WDM6	CAM/CAM	G3D
9	Lin	CAM/CAM	BMJ	27	Lin	CAM/CAM	G3D
10	WSM6	RRTM/ Dudhia	KF	28	WSM6	RRTM/ Dudhia	GD
11	WDM6	RRTM/ Dudhia	KF	29	WDM6	RRTM/ Dudhia	GD
12	Lin	RRTM/ Dudhia	KF	30	Lin	RRTM/ Dudhia	GD
13	WSM6	RRTMG/ RRTMG	KF	31	WSM6	RRTMG/ RRTMG	GD
14	WDM6	RRTMG/ RRTMG	KF	32	WDM6	RRTMG/ RRTMG	GD
15	Lin	RRTMG/ RRTMG	KF	33	Lin	RRTMG/ RRTMG	GD
16	WSM6	CAM/CAM	KF	34	WSM6	CAM/CAM	GD
17	WDM6	CAM/CAM	KF	35	WDM6	CAM/CAM	GD
18	Lin	CAM/CAM	KF	36	Lin	CAM/CAM	GD



图 3 子流域划分结果

Fig. 3 Sub-watershed partition

采用 SCE-UA 算法<sup>[29]</sup>,选取梅溪流域 1989—2016 年 56 场降雨径流资料对梅溪流域分布式水文模型的参数进行率定与验证。其中,1989—2003 年发生的 38 场降雨洪水过程用于模型参数的率定,2004—2015 年发生的 18 场降雨洪水过程用于模型参数的验证,18 场洪水模拟的洪峰流量误差  $R_f$  均

值为 9.52%,峰现时间误差  $\Delta t$  均值为 1.17 h,  $E_{NS}$  均值为 0.83。经过率定后的分布式水文模型在梅溪流域的适应性较强。其中,不同场次土壤初始湿度值根据场次定义开始时间前 10 天降雨量经蒸发折减得到。率定后模型参数取值见表 4,模型率定结果见表 5。

表 4 梅溪流域分布式模型参数取值

Tab. 4 Parameter value for Meixi distributed hydrological model

参数名称	取值
蓄水容量分布曲线指数	0.30
不透水面积比例	0.01
上层土壤蓄水容量/mm	20
下层土壤蓄水容量/mm	60
深层土壤蓄水容量/mm	40
自由水蓄水容量曲线指数	1.30
自由水蓄水库容量/mm	32
壤中流出流系数	0.30
地下径流出流系数	0.30
壤中流消退系数	0.05
地下径流消退系数	0.10
蒸散发能力折算系数	0.95
深层蒸散发系数	0.11

表5 模型率定与验证情况

Tab. 5 Results for hydrological model calibration and verification

类别	率定	验证
场次	38	18
时期	1989—2003年	2004—2015年
$R_f$ 范围/%	-28.8~22.2	-18.8~13.1
$R_f$ 均值/%	8.83	9.52
$\Delta t$ 范围/h	-1.0~3.8	-1.2~2.9
$\Delta t$ 均值/h	1.42	1.17
$N_{SE}$ 范围	0.66~0.96	0.55~0.98
$N_{SE}$ 均值	0.85	0.83

$$R_f = (Q'_f - Q_f) / Q_f \quad (1)$$

$$\Delta t = T' - T \quad (2)$$

$$E_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^N (Q'_i - Q_i)^2}{\sum_{i=1}^N (Q_i - \bar{Q})^2} \quad (3)$$

式中: $Q'_f$ 和 $Q_f$ 分别为场次洪水洪峰流量的模拟值与实测值, $m^3/s$ ;  $T'$ 和 $T$ 分别为模拟与实测的峰现时间,h; $Q'_i$ 和 $Q_i$ 分别为洪水过程中第*i*小时的模拟值与实测值, $m^3/s$ 。

## 2.3 耦合系统

气象水文耦合系统由WRF模式和梅溪流域分布式水文模型耦合而成。耦合系统的驱动数据为GFS,GFS逐6h更新1次(00:00、06:00、12:00、18:00),即耦合系统逐6h预报1次未来192h的降雨过程,降雨预报结果每6h更新1次,WRF模式输出的预报降雨为 $4\text{ km} \times 4\text{ km}$ 分辨率的逐小时降雨量值;逐小时降雨量作为梅溪流域分布式水文模型的输入,进行洪水预报。因此,耦合系统最关键的是实现网格降雨与子流域单元降雨的转化<sup>[30-31]</sup>。网格降雨转化为子流域单元降雨遵循两个原则:一是子流域全部落在预报降雨的网格内时,子流域面雨量与网格降雨量一致;二是子流域不完全在一个预报降雨的网格内时,子流域面雨量由与子流域有重叠部分的各网格预报降雨加权平均求得,其中权重系数为子流域与各预报降雨网格重叠部分占子流域面积的比例<sup>[32-33]</sup>。集合预报时,36个物理参数化方案组合同时进行降雨预报,形成36种降雨预报结果,再采用36种降雨预报结果驱动梅溪流域分布式水文模型进行洪水预报。耦合系统的预报过程见图4。

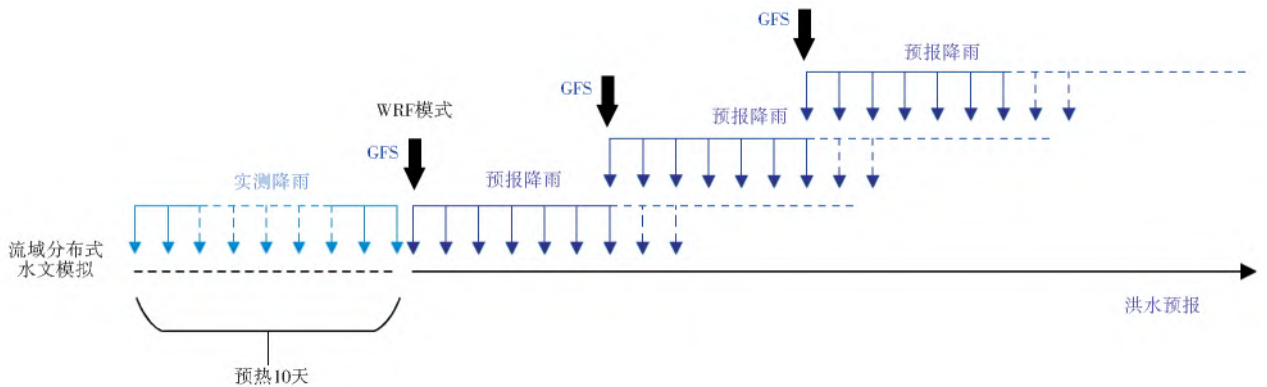


图4 耦合系统预报过程

Fig. 4 Flood forecasting process based on the coupling system

## 3 计算结果

### 3.1 降雨预报结果

基于36种试验方案,计算出两场降雨的24h面累积降雨量预报值与实测值的相对误差 $E_R$ 、空间与时间2个维度的临界成功率 $I_{CS}$ 、空间与时间2个维度的均方根误差 $E_{RMS}$ ,结果见表6。36个方案的降雨模拟空间分布见图5。场次II计算结果见表7。36个方案的降雨模拟空间分布见图6。

由表6可知,36个方案的相对误差 $E_R$ 值为0.88%~21.00%, $E_R$ 最小的是方案13,最大的是

方案25。对于降雨空间分布的评估:36个方案的临界成功率 $I_{CS}$ 值为0.7368~0.7582,各方案间的差异较小, $I_{CS}$ 最大的是方案29;36个方案的均方根误差 $E_{RMS}$ 值为0.1331~0.2216, $R_{MSE}$ 最小的是方案24,最大的是方案5。对于降雨时程分布的评估:36个方案的 $I_{CS}$ 值均为0.6875;36个方案的 $E_{RMS}$ 值为0.5924~0.7600, $E_{RMS}$ 最小的是方案17,最大的是方案30。总体来看,WRF模式对该场降雨的预报效果较好,基本能够重现该场降雨的量级及时空分布特征,但不同物理参数化方案下的数值降雨预报结果各有优缺点,采用降雨集合预报的方式开展气象水文耦合洪水预报更为合理。

表 6 36 个方案下场次 I 降雨预报结果及排名  
Tab. 6 Rainfall forecasts and rank of 36 schemes for event I

试验方案	$E_R/\%$	空间维度		时间维度	
		$I_{CS}$	$E_{RMS}$	$I_{CS}$	$E_{RMS}$
1	13.27(22)	0.736 8(14)	0.196 0(30)	0.687 5(1)	0.658 7(13)
2	14.43(25)	0.753 8(2)	0.209 5(35)	0.687 5(1)	0.642 5(9)
3	11.60(20)	0.736 8(14)	0.195 6(29)	0.687 5(1)	0.713 1(26)
4	13.57(24)	0.736 8(14)	0.202 9(34)	0.687 5(1)	0.672 5(18)
5	14.75(28)	0.744 8(9)	0.221 6(36)	0.687 5(1)	0.667 4(16)
6	11.88(21)	0.736 8(14)	0.198 6(32)	0.687 5(1)	0.721 3(29)
7	13.40(23)	0.736 8(14)	0.187 9(27)	0.687 5(1)	0.643 8(10)
8	14.71(27)	0.749 1(6)	0.199 6(33)	0.687 5(1)	0.635 5(8)
9	11.19(19)	0.736 8(14)	0.190 6(28)	0.687 5(1)	0.716 8(28)
10	6.28(13)	0.736 8(14)	0.147 8(9)	0.687 5(1)	0.621 9(6)
11	5.16(7)	0.744 9(8)	0.171 7(22)	0.687 5(1)	0.616 6(5)
12	2.22(4)	0.736 8(14)	0.147 1(8)	0.687 5(1)	0.6520(12)
13	0.88(1)	0.736 8(14)	0.153 5(11)	0.687 5(1)	0.601 8(3)
14	2.31(5)	0.736 8(14)	0.167 6(19)	0.687 5(1)	0.597 3(2)
15	1.32(2)	0.736 8(14)	0.146 1(7)	0.687 5(1)	0.631 7(7)
16	6.70(15)	0.736 8(14)	0.147 9(10)	0.687 5(1)	0.607 6(4)
17	5.92(11)	0.741 1(10)	0.162 5(17)	0.687 5(1)	0.592 4(1)
18	1.67(3)	0.736 8(14)	0.142 0(4)	0.687 5(1)	0.644 9(11)
19	20.73(35)	0.736 8(14)	0.154 6(13)	0.687 5(1)	0.706 0(25)
20	20.65(34)	0.753 4(3)	0.154 7(14)	0.687 5(1)	0.705 3(23)
21	19.55(33)	0.750 4(4)	0.144 1(6)	0.687 5(1)	0.728 5(30)
22	17.34(30)	0.736 8(14)	0.159 5(16)	0.687 5(1)	0.729 3(31)
23	14.57(26)	0.749 2(5)	0.157 8(15)	0.687 5(1)	0.742 5(33)
24	15.55(29)	0.736 8(14)	0.133 1(1)	0.687 5(1)	0.747 6(34)
25	21.00(36)	0.736 8(14)	0.153 9(12)	0.687 5(1)	0.693 4(19)
26	19.48(32)	0.745 4(7)	0.143 9(5)	0.687 5(1)	0.699 6(21)
27	17.34(30)	0.736 8(14)	0.134 5(2)	0.687 5(1)	0.736 9(32)
28	6.32(14)	0.736 8(14)	0.164 0(18)	0.687 5(1)	0.699 1(20)
29	5.78(10)	0.758 2(1)	0.179 4(25)	0.687 5(1)	0.672 3(17)
30	5.06(6)	0.741 1(10)	0.167 9(20)	0.687 5(1)	0.760 0(36)
31	5.96(12)	0.736 8(14)	0.173 0(23)	0.687 5(1)	0.705 3(23)
32	5.32(9)	0.741 1(10)	0.196 3(31)	0.687 5(1)	0.665 7(15)
33	5.31(8)	0.736 8(14)	0.180 7(26)	0.687 5(1)	0.753 2(35)
34	8.06(18)	0.736 8(14)	0.140 9(3)	0.687 5(1)	0.703 1(22)
35	6.85(16)	0.741 1(10)	0.168 8(21)	0.687 5(1)	0.664 4(14)
36	7.91(17)	0.736 8(14)	0.174 9(24)	0.687 5(1)	0.713 1(26)

注:括号中数值为排名。

由表 7 可知,36 个方案的相对误差  $E_R$  值为 24.32%~68.51%, $E_R$  最小的是方案 13,最大的是方案 19。对于降雨空间分布的评估:36 个方案的  $I_{CS}$  值为 0.347 0~0.487 9, $I_{CS}$  最小的是方案 1, $I_{CS}$  最大的是方案 13;36 个方案的  $E_{RMS}$  值为 0.521 6~0.845 1, $E_{RMS}$  最小的是方案 12,最大的是方案 19。对于降雨时程分布的评估:36 个方案的  $I_{CS}$  值为 0.329 2~0.435 6, $I_{CS}$  值最小的是方案 1,最大的是方案 36;36 个方案的  $E_{RMS}$  值为 1.300 1~1.634 9,

$E_{RMS}$  最小的是方案 13,最大的是方案 2。每个方案的降雨模拟结果均有较明显的差异,这表明不同物理参数化方案下的降雨模拟与预报存在很大的不确定性。WRF 模式对“海贝思”台风在梅溪流域引起的降雨模拟效果较“苏拉”台风引发的降雨场次差。两场降雨的量级相近,但“苏拉”台风引发的降雨时空分布相对均匀,而“海贝思”台风引发的降雨属于短历时局地强降雨,WRF 模式对该类型降雨的捕捉效果较差。

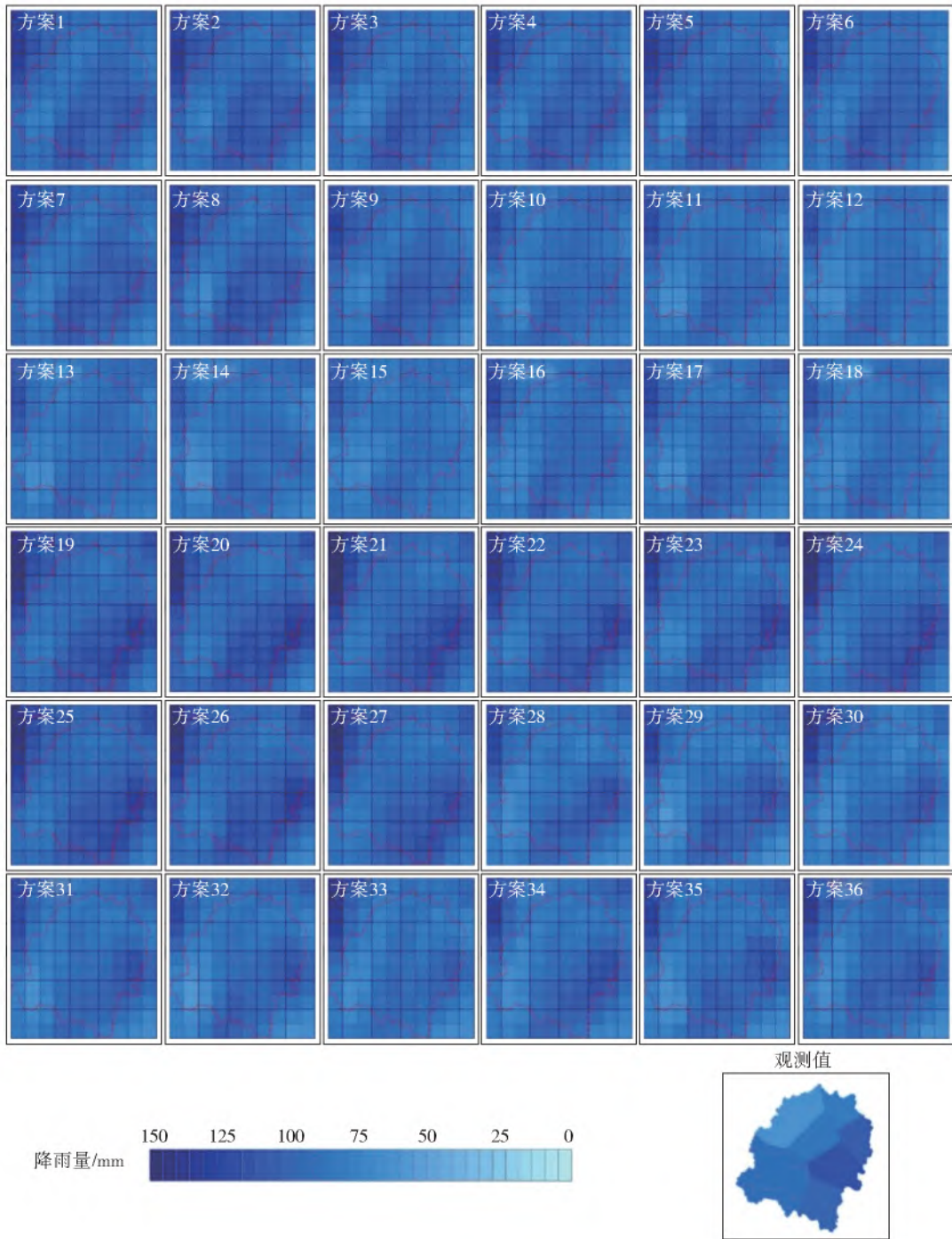


图5 36个方案下场次I降雨预报的空间分布  
Fig. 5 Spatial distribution of rainfall forecasts with 36 schemes for event I

### 3.2 气象水文耦合洪水预报结果

对于场次I,得到的36个降雨预报方案下的洪水预报结果见图7。不同方案下预报的洪峰流量误差 $R_f$ 为4.21%~24.60%, $R_f$ 最小的是方案15,最大的是方案5。不同方案下预报的峰现时间误差 $\Delta t$ 为-5~0 h, $\Delta t$ 最小的是方案22,而方案1、2、3、4、7较大;36个方案的纳什效率系数 $E_{NS}$ 为-0.977 9~-0.005 0, $E_{NS}$ 最小的是方案16,最大的是方案21。以洪峰流量误差 $R_f$ 、峰现时间误差 $\Delta t$ 、纳什效率系数 $E_{NS}$ 这3项指标来评估洪水预报结果,较难在36个方案中选出最优的洪水预报结果。

对于场次II,36个降雨预报方案下的洪水预报结果见图8。不同方案下预报的洪峰流量误差 $R_f$ 为-95.1%~-79.0%, $R_f$ 最小的是方案15,最大的是方案5。不同方案下预报的峰现时间误差 $\Delta t$ 为0~1 h, $\Delta t$ 为0的方案有方案5、6、10、11、12, $\Delta t$ 为0的方案有方案1、2、3、4;36个方案的纳什效率系数 $E_{NS}$ 值为-0.341 8~-0.185 7, $E_{NS}$ 最小的是方案4,最大的是方案15。以洪峰流量误差 $R_f$ 、峰现时间误差 $\Delta t$ 、纳什效率系数 $E_{NS}$ 这3项指标来评估洪水预报结果,同样难以在36个方案中选出最优的洪水预报结果。

表 7 36 个方案下场次 II 降雨预报结果及排名

Tab. 7 Rainfall forecasts and rank of 36 schemes for event II

试验方案	$E_R/\%$	空间维度		时间维度	
		$I_{CS}$	$E_{RMS}$	$I_{CS}$	$E_{RMS}$
1	65.23(29)	0.347 0(36)	0.834 5(30)	0.329 2(36)	1.632 2(34)
2	64.95(27)	0.357 1(34)	0.830 8(28)	0.341 0(33)	1.634 9(36)
3	56.69(14)	0.410 3(26)	0.767 8(21)	0.393 5(11)	1.571 5(25)
4	65.39(30)	0.363 2(33)	0.836 5(32)	0.353 9(32)	1.631 3(33)
5	65.63(31)	0.347 6(35)	0.839 5(34)	0.339 2(34)	1.632 6(35)
6	56.45(13)	0.387 0(30)	0.762 6(19)	0.378 8(19)	1.558 3(22)
7	64.55(26)	0.378 8(31)	0.839 3(33)	0.356 7(30)	1.616 1(31)
8	64.05(25)	0.368 4(32)	0.835 7(31)	0.335 9(35)	1.629 4(32)
9	58.13(22)	0.407 1(28)	0.790 9(23)	0.393 1(12)	1.576 8(27)
10	37.25(8)	0.449 4(16)	0.566 2(8)	0.366 6(27)	1.307 5(3)
11	37.83(9)	0.456 1(8)	0.572 6(9)	0.367 6(26)	1.302 7(2)
12	26.90(2)	0.407 4(27)	0.521 6(1)	0.356 3(31)	1.352 6(7)
13	24.32(1)	0.487 9(1)	0.523 5(2)	0.371 8(25)	1.300 1(1)
14	35.58(5)	0.435 1(21)	0.564 9(7)	0.366 6(27)	1.310 5(4)
15	27.29(3)	0.391 6(29)	0.562 7(6)	0.364 7(29)	1.421 7(9)
16	35.83(6)	0.449 4(16)	0.536 5(4)	0.390 6(14)	1.343 4(6)
17	36.01(7)	0.451 2(14)	0.529 7(3)	0.375 0(20)	1.325 2(5)
18	32.53(4)	0.430 8(23)	0.536 8(5)	0.394 2(10)	1.366 3(8)
19	68.51(36)	0.484 2(2)	0.845 1(36)	0.422 2(3)	1.599 8(30)
20	68.30(35)	0.442 3(19)	0.841 3(35)	0.379 8(18)	1.595 2(29)
21	60.31(23)	0.455 7(9)	0.781 4(22)	0.396 2(9)	1.547 1(20)
22	65.82(32)	0.460 1(7)	0.821 6(26)	0.398 8(8)	1.564 8(24)
23	65.05(28)	0.461 4(6)	0.814 9(25)	0.373 9(21)	1.554 1(21)
24	57.64(20)	0.454 3(10)	0.764 9(20)	0.404 2(6)	1.542 7(19)
25	66.54(33)	0.452 5(13)	0.822 8(27)	0.373 9(21)	1.571 8(26)
26	66.88(34)	0.462 8(5)	0.831 1(29)	0.413 9(4)	1.584 3(28)
27	61.82(24)	0.453 0(12)	0.795 1(24)	0.391 7(13)	1.559 3(23)
28	57.15(17)	0.422 2(25)	0.754 0(17)	0.373 4(23)	1.535 2(18)
29	57.46(18)	0.453 1(11)	0.748 1(15)	0.390 3(15)	1.522 3(17)
30	47.02(10)	0.437 7(20)	0.719 7(11)	0.383 4(17)	1.512 4(16)
31	57.05(16)	0.422 9(24)	0.732 7(12)	0.372 2(24)	1.454 8(12)
32	57.52(19)	0.442 8(18)	0.736 0(13)	0.400 0(7)	1.452 0(11)
33	48.08(11)	0.432 4(22)	0.683 5(10)	0.390 1(16)	1.434 8(10)
34	57.04(15)	0.450 3(15)	0.749 9(16)	0.411 1(5)	1.477 0(14)
35	58.02(21)	0.471 6(3)	0.761 3(18)	0.430 6(2)	1.503 0(15)
36	50.99(12)	0.467 5(4)	0.736 4(14)	0.435 6(1)	1.471 4(13)

注:括号中数值为排名。

受初始场和侧边界条件等影响,数值大气模式很难准确描述大气运动的真实状态。对于某一场降雨而言,在其产生前很难判定哪一种物理参数化方案适合应用于该场降雨,为数值降雨预报带来很大的不确定性。将 36 个预报方案作为一个集合,选择每个预报方案下同一时刻洪水预报结果的中位数作为最终预报结果。集合中值预报相比单一预报方案更加稳定可靠。由图 9 可知,集合预报结果相

比较单一方案的预报不确定性降低,避免选择的单一预报方案导致最差的预报结果,可信度更高。且对于“苏拉”台风引发的时空分布较均匀的降雨,相应洪峰流量预报误差为  $R_f$  为 11.30%,峰现时间误差  $\Delta t$  为 -2 h,总体预报结果较好;而“海贝思”台风引发的短历时强降雨,相应洪峰流量预报误差为  $R_f$  为 -86.89%,峰现时间误差  $\Delta t$  为 -1 h,预报结果较差,主要原因是相对中小流域尺度的降雨



预报要求,模式驱动数据的分辨率较低,提供的初始场和侧边界条件不够精确,导致模式的误差随运行时间的延长而不断积累放大,对于“海贝思”台风引

发的短历时强降雨(降雨集中在4 h内)而言,6 h更新1次的驱动数据无法准确跟踪描述变化迅速的天气形势。

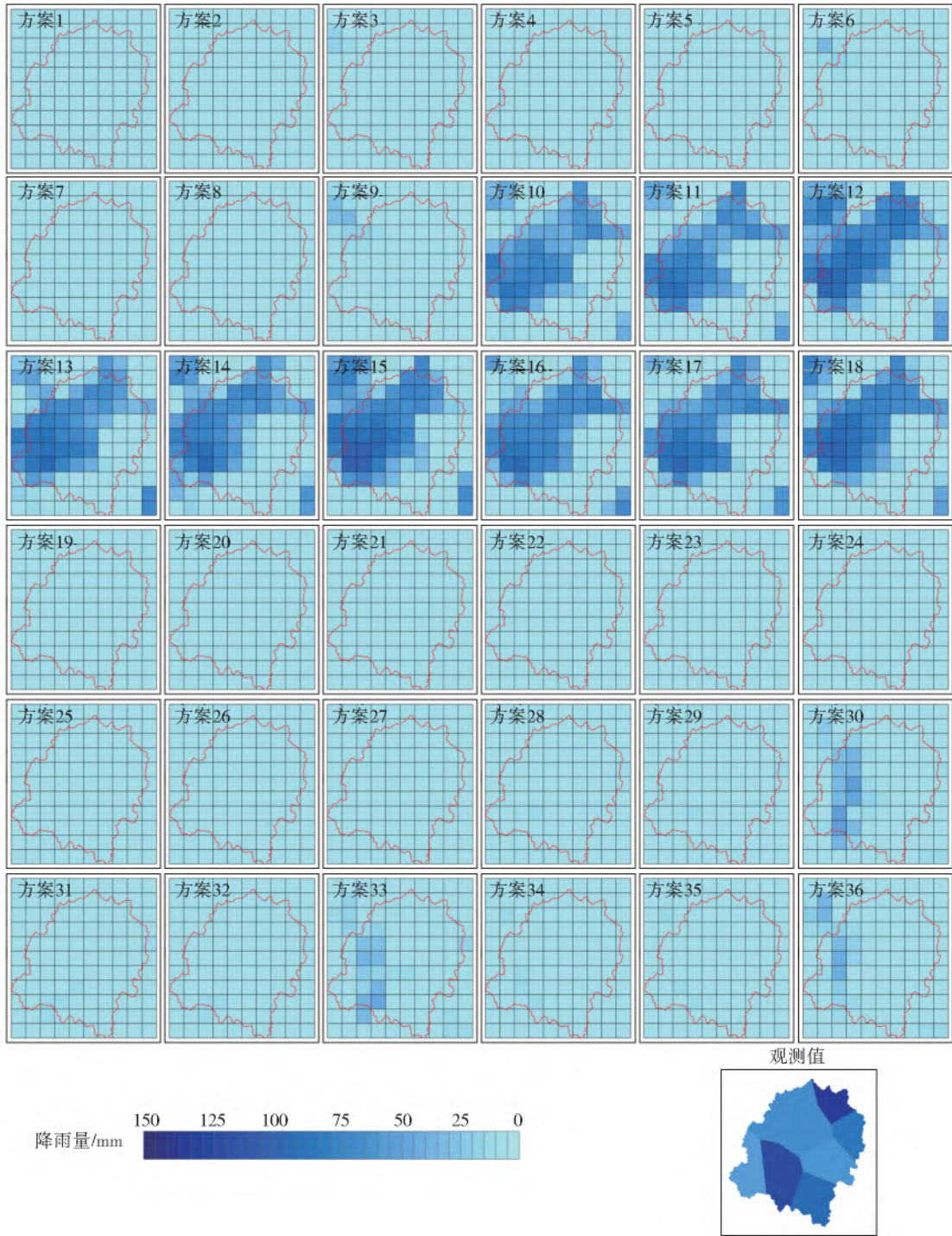


图6 36个方案下场次II降雨预报的空间分布

Fig. 6 Spatial distribution of rainfall forecasts with 36 schemes for event II

总体来看,由于WRF模式在降雨空间维度上预报效果较好,而时间维度上预报效果略差,特别是预报降雨早于实测降雨,导致预报洪水起涨较快。中小流域以防洪减灾为目的的洪水预报更关注洪峰流量和峰现时间。本研究开展的气象水文耦合预报预见期 $\geq 6$  h,对于时空分布较为均匀的

降雨场次,气象水文耦合预报能够准确反映对应洪水过程的洪峰量级,相比采取“落地雨”进行洪水预报具有一定优势;对于时空分布不均匀的降雨场次,受数值降雨预报精度影响,气象水文耦合预报未能较准确反映对应洪水过程的洪峰量级,依然有很大改进空间。

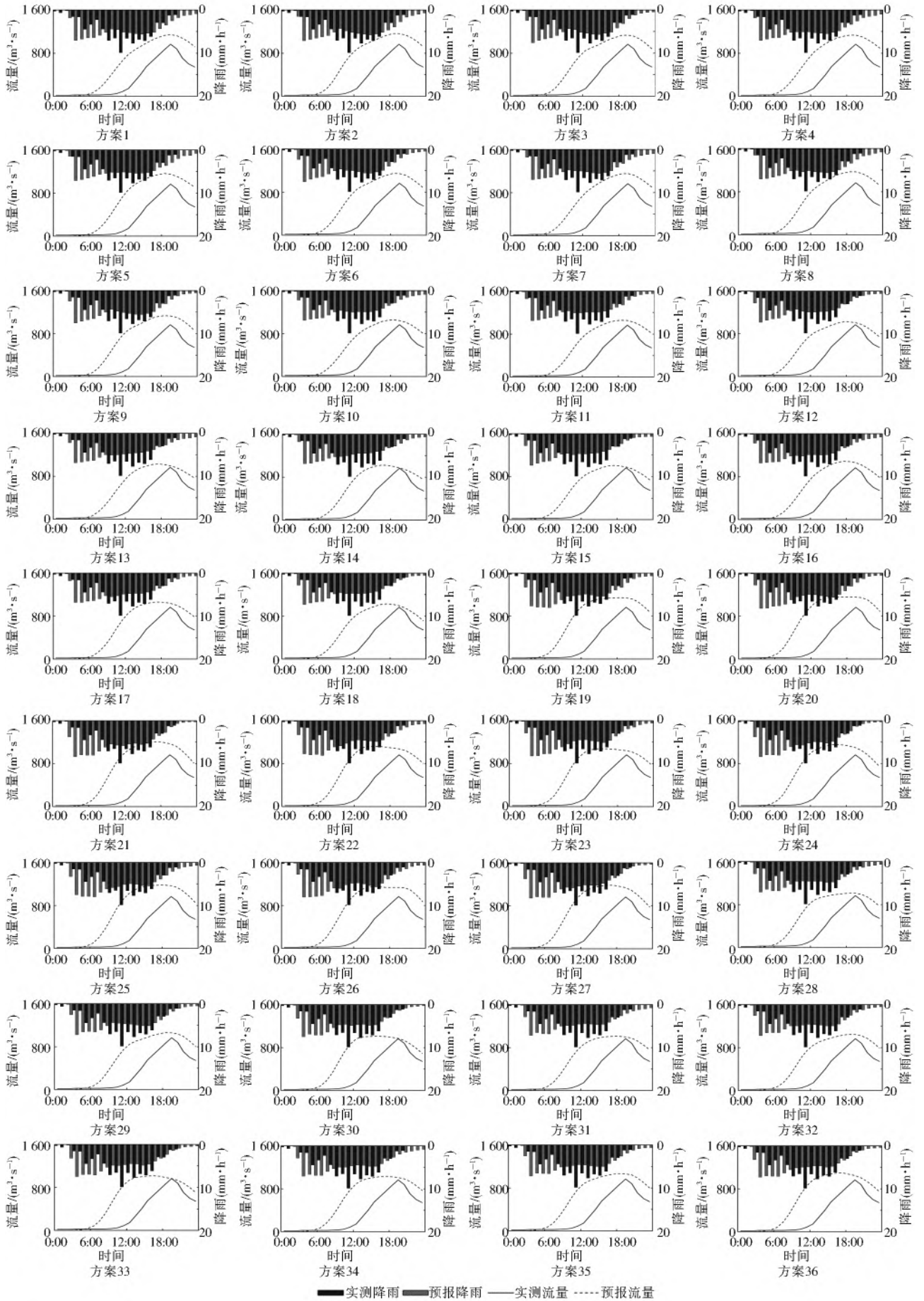


图 7 36 个方案下场次 I 的降雨洪水预报结果

Fig. 7 Rainfall and flood forecasts based on the 36 schemes for event I

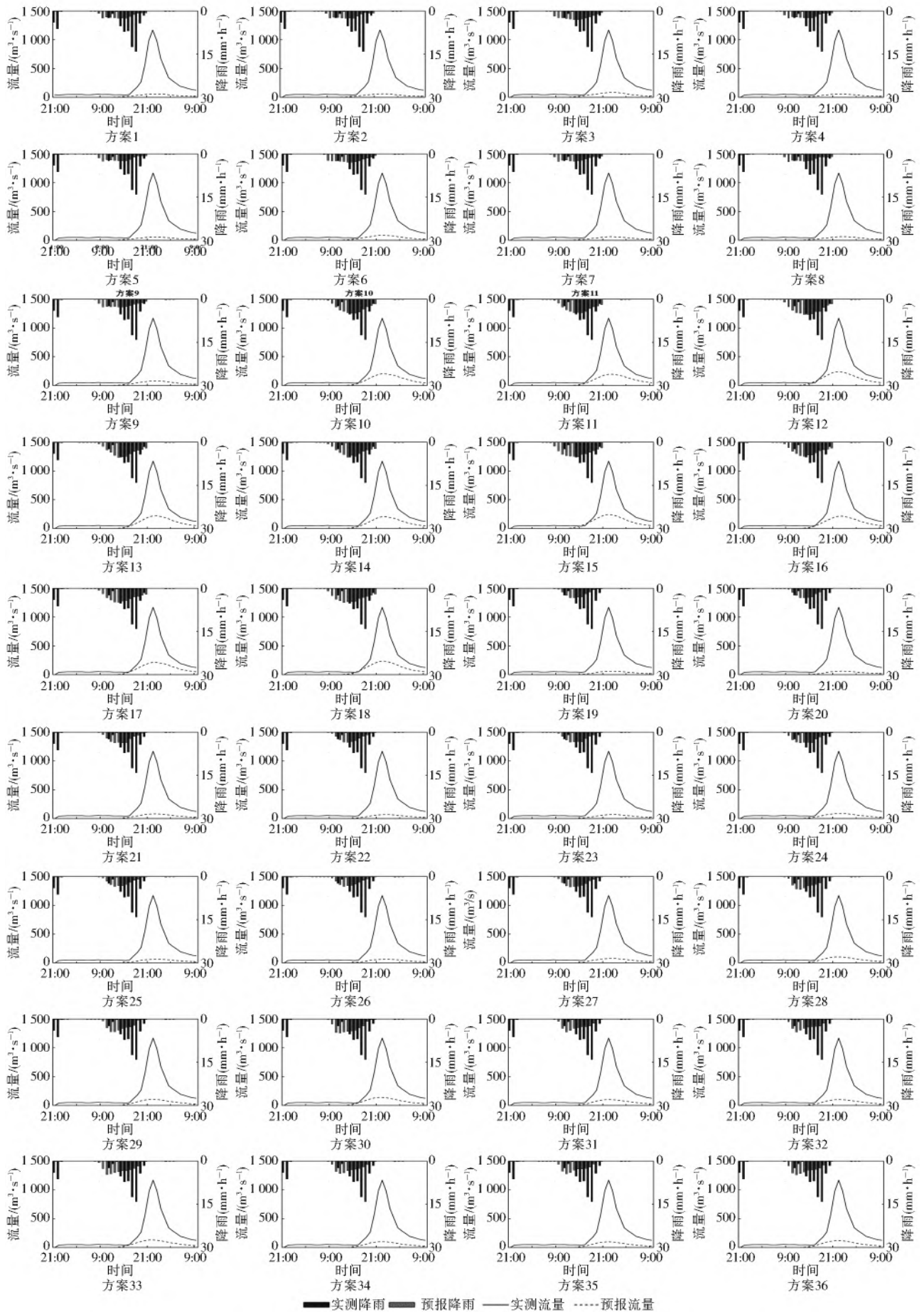


图8 36个方案下次场II的降雨洪水预报结果

Fig. 8 Rainfall and flood forecasts based on the 36 schemes for event II

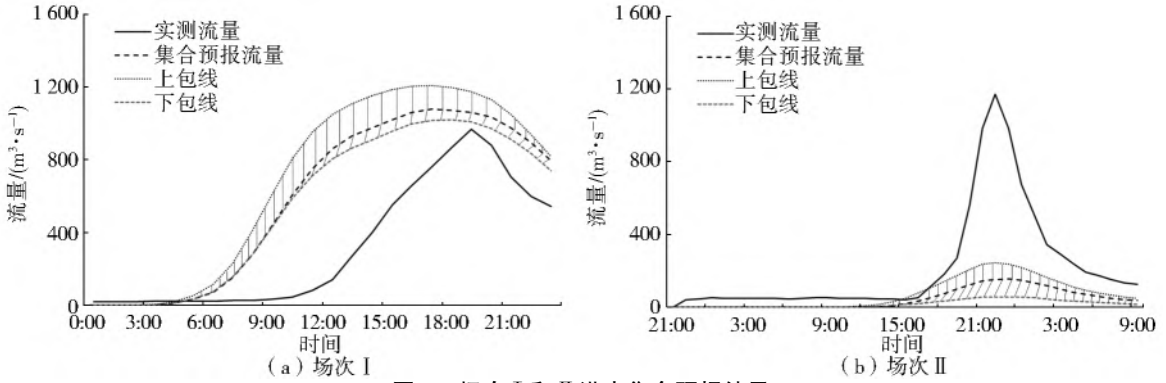


图 9 场次 I 和 II 洪水集合预报结果

Fig. 9 Ensemble flood forecasts for events I and II

## 4 讨论与分析

### 4.1 GFS 数据直接驱动下的洪水预报

有研究<sup>[34]</sup>表明,提高数值降雨预报的分辨率不一定有助于提高洪水预报精度。为此,采用分辨率较粗的 GFS 数据直接作为梅溪流域分布式水文模型的输入开展洪水预报,并与上述基于 WRF 模式开展的

集合预报结果进行对比。GFS 数据直接驱动下的洪水预报结果见图 10,场次 I 和 II 预报的洪峰流量误差  $R_f$  分别为 24.59%、-94.54%,峰现时间误差  $\Delta t$  分别为 -2 h、1 h,纳什效率系数  $E_{NS}$  值分别为 -0.265 2、-0.304 7,预报效果较集合预报差,其主要原因是对于不到 1 000 km<sup>2</sup> 面积的梅溪流域,1.0°×1.0°的分辨率太粗,无法反映降雨的空间分布特征。

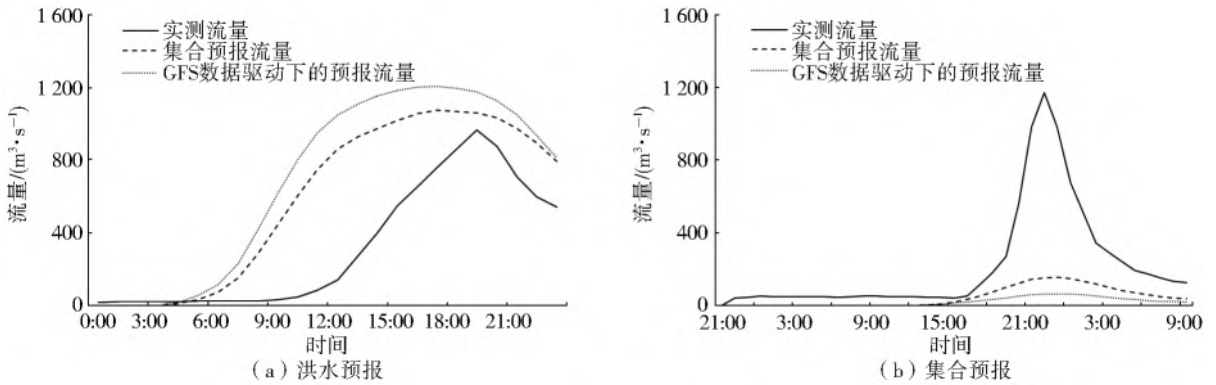


图 10 GFS 数据驱动下的洪水预报与集合预报结果对比

Fig. 10 Comparison of flood forecasts based on GFS and WRF rainfall forecasting ensemble

### 4.2 降雨预报后处理下的洪水预报

由于场次 II 的集合预报误差依然较大,为提高洪水预报精度,降雨预报数据往往需要进行后处理。采用基于异方差扩展型 Logistic 算法而发展的统计后处理模型对 WRF 模式集合预报结果进行后处理<sup>[35]</sup>。

处理后的降雨预报数据再作为梅溪流域分布式水文模型的输入进行洪水预报。结果表明,场次 I 和 II 预报的洪峰流量误差  $R_f$  分别为 3.97%、-48.59%,峰现时间误差  $\Delta t$  分别为 0、0.5 h,纳什效率系数  $E_{NS}$  值分别为 0.520 0、0.677 3,较处理前有了明显提升,结果见图 11。

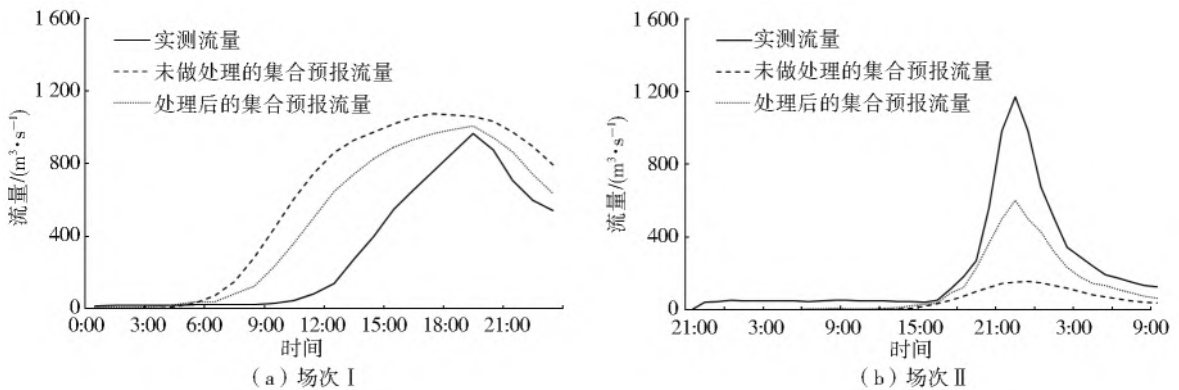


图 11 降雨预报数据处理前后场次 I 和 II 洪水预报结果

Fig. 11 Flood forecasts of events I and II based on rainfall forecasts before and after the treatment

## 5 结 论

本研究选取东南沿海地区的梅溪流域为研究区,在建立 36 种物理参数化方案的基础上形成了降雨径流集合预报集,构建了基于 WRF 模式和梅溪流域分布式水文模型的气象水文耦合模型,开展降雨径流集合预报。以 2012 年“苏拉”台风和 2014 年“海贝思”台风引发的梅溪流域降雨洪水事件为例,分析了气象水文耦合模型的降雨径流集合预报效果,得到以下主要结论:

在不同物理参数化方案下,降雨空间分布比降雨时间分布的预报效果更好,对于“苏拉”台风引发的降雨过程,36 个方案下的  $E_R$  为  $0.88\% \sim 21.00\%$ ,空间维度  $I_{CS}$  为  $0.7368 \sim 0.7582$ ,  $E_{RMS}$  为  $0.1331 \sim 0.2216$ ,时间维度  $I_{CS}$  均为  $0.6875$ ,  $E_{RMS}$  为  $0.5924 \sim 0.7600$ ,对于“海贝思”台风引发的降雨过程,36 个方案的  $E_R$  值为  $24.32\% \sim 68.51\%$ ,空间维度  $I_{CS}$  为  $0.3470 \sim 0.4879$ ,  $E_{RMS}$  为  $0.5216 \sim 0.8451$ ,时间维度  $I_{CS}$  为  $0.3292 \sim 0.4356$ ,  $E_{RMS}$  为  $1.3001 \sim 1.6349$ 。

采用降雨集合预报的方式开展气象水文耦合洪水预报更为合理,能够有效降低洪水预报的不确定性,选择每个预报方案下同一时刻洪水预报结果的中位数作为最终预报结果,对于“苏拉”台风引发降雨洪水事件,洪峰流量误差为  $R_f$  为  $11.30\%$ ,峰现时间提前 2 h,对于“海贝思”台风引发的降雨洪水事件,洪峰流量误差  $R_f$  为  $-86.89\%$ ,峰现时间误差  $\Delta t$  为  $-1$  h。

经过降雨预报数据的后处理,对于“苏拉”台风引发降雨洪水事件,洪峰流量误差  $R_f$  为  $3.97\%$ ,峰现时间误差  $\Delta t$  为 0,对于“海贝思”台风引发的降雨洪水事件,洪峰流量误差  $R_f$  为  $-48.95\%$ ,峰现时间误差  $\Delta t$  为 0.5 h,因此数值降雨预报宜在处理后再用于流域洪水预报。

基于 WRF 模式和梅溪流域分布式水文模型的气象水文耦合洪水预报预见期  $\geq 6$  h,对于时空分布较为均匀的降雨场次,气象水文耦合预报能够准确反映对应洪水过程的洪峰量级,相比采取“落地雨”进行洪水预报具有明显优势;对于时空分布不均匀的降雨场次,受数值降雨预报精度影响,气象水文耦合预报还有一定提升空间。

集合预报可有效降低降雨预报的不确定性,但不能从根本上提高降雨预报精度。气象水文耦合洪水预报主要受降雨预报精度影响,进一步研究可在耦合系统中加入数据同化算法改进降雨预报效

果,提高短历时强降雨情境下的洪水预报准确性。

### 参考文献(References):

- [1] 张建云. 中国水文预报技术发展的回顾与思考[J]. 水科学进展, 2010, 21(4): 435-443. (ZHANG J Y. Review and reflection on China's hydrological forecasting techniques[J]. Advances in Water Science, 2010, 21(4): 435-443. (in Chinese)) DOI: CNKI: SUN: SKXJ. 0. 2010-04-002.
- [2] 张玉玲, 吴辉庭, 王晓林. 数值天气预报[M]. 北京: 科学出版社, 1986. (ZHANG Y L, WU H D, WANG X L. Numerical weather forecast [M]. Beijing: Science Press, 1986. (in Chinese))
- [3] 王澄海, 隆霄, 杨毅. 大气数值模式及模拟[M]. 北京: 气象出版社, 2011. (WANG C H, LONG X, YANG Y. Atmospheric numerical model and simulation[M]. Beijing: Meteorology Press, 2011. (in Chinese)) ISBN: 978-7-5029-5114-6.
- [4] 吴志勇. 定量降雨与实时洪水预报研究[D]. 南京: 河海大学, 2008. (WU Z Y. Study on quantitative precipitation and real-time flood forecast[D]. Nanjing: Hohai University, 2008. (in Chinese))
- [5] 陈雨潇, 徐致真, 陈静, 等. 随机参数扰动方法对中国冬季降水集合预报的影响[J]. 大气科学, 2020, 44(5): 984-996. (CHEN Y X, XU Z Z, CHEN J, et al. Influence of stochastically perturbed parameterization on ensemble forecasting of winter precipitation in China [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2020, 44(5): 984-996. (in Chinese)) DOI: 10. 3878/j. issn. 1006-9895. 2001. 19157.
- [6] 王毅, 张晓美, 陶亦为, 等. 基于集合预报的台风“利奇马”登陆后远距离暴雨预报的敏感性分析[J]. 气象科学, 2020, 40(1): 22-29. (WANG Y, ZHANG X M, TAO Y W, et al. Sensitivity analysis of the long-distance rainstorm forecast after the landfall of typhoon "Lekima" based on ensemble forecast [J]. Journal of the Meteorological Sciences, 2020, 40(1): 22-29. (in Chinese) DOI: 10. 3969/2019jms. 0080.
- [7] 张凯锋, 王东海, 张宇, 等. 动力降尺度和多物理参数化方案组合对华南前汛期降水集合预报的影响研究[J]. 热带气象学报, 2020, 36(5): 668-682. (ZHANG K F, WANG D H, ZHANG Y, et al. Study on impacts of dynamic downscaling and multi-physical parameterization scheme combination on ensemble forecast of annually first rainy season in south China [J]. Journal of Tropical Meteorology, 2020, 36(5): 668-682. (in Chinese)) DOI: 10. 16032/j. issn. 1004-4965. 2020. 061.
- [8] GALLUS J W, BRESCH J F. Comparison of impacts of WRF dynamic core, physics package, and initial condi-

- tions on warm season rainfall forecasts[J]. *Monthly Weather Review*, 2006, 134(9): 2632-2641. DOI: 10.1175/MWR3198.1.
- [9] EVANS J P, EKSTROM M, JI F. Evaluating the performance of a WRF physics ensemble over south-east Australia[J]. *Climate Dynamics*, 2012, 39(6): 1241-1258. DOI: 10.1007/s00382-011-1244-5.
- [10] 田济扬, 刘佳, 李传哲, 等. 中尺度数值大气模式 WRF 在水文气象领域的研究[J]. *南水北调与水利科技*, 2015, 13(6): 1000-1006. (TIAN J Y, LIU J, LI C Z, et al. Preliminary study on mesoscale numerical model WRF for hydrology and meteorology[J]. *South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2015, 13(6): 1000-1006. (in Chinese)) DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdqk.2015.06.001.
- [11] 郭良, 丁留谦, 孙东亚, 等. 中国山洪灾害防御关键技术[J]. *水利学报*, 2018, 49(9): 1123-1136. (GUO L, DING L Q, SUN D Y, et al. Key techniques of flash flood disaster prevention in China[J]. 2018, 49(9): 1123-1136. (in Chinese)) DOI: 10.13243/j.cnki.slxb.20180728.
- [12] HIROYUKI K, ANDREW C, KNIEVEL J C, et al. Sensitivity of the WRF model to advection and diffusion schemes for simulation of heavy rainfall along the Baiu front [J]. *SOLA*, 2005, 1: 177-180. DOI: 10.2151/sola.2005-046.
- [13] RALPH, ALLEN, ACIERTO, et al. Sensitivity of single-year seasonal precipitation to parameterization in the weather research and forecasting (WRF) model [J]. *Journal of Japan Society of Civil Engineers, Ser. B1 (Hydraulic Engineering)*, 2015, 71(4): L\_55-L\_60. DOI: 10.2208/jscejhe.71.L\_55.
- [14] 邓琳. 热带气旋降水不同云微物理方案模拟对比研究[D]. 北京: 中国气象科学研究院, 2016. (DENG L. Comparison of precipitation of tropical cyclones by different cloud microphysical schemes [D]. Beijing: Chinese Academy of Meteorological Sciences, 2016. (in Chinese)) DOI: CNKI:CDMD;2.1016.121534.
- [15] 黄海波, 陈春艳, 朱雯娜. WRF 模式不同云微物理过程参数化方案及水平分辨率对降水预报效果的影响[J]. *气象科技*, 2011, 39(5): 529-536. (HUANG H B, CHEN C Y, ZHU W N. Impacts of different cloud microphones processes and horizontal resolutions of WRF model on precipitation forecast effect[J]. *Meteorological Science and Technology*, 2011, 39(5): 529-536. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.1671-6345.2011.05.001.
- [16] 彭艳, 周建中, 贾梦, 等. 三峡库区陆气耦合研究与应用水文[J]. *水文*, 2014, 34(3): 11-16. (PENG Y, ZHOU J Z, JI M, et al. A coupled atmospheric-hydrological modeling system and its application for Three Gorges reservoir region[J]. *Journal of China Hydrology*, 2014, 34(3): 11-16. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.1000-0852.2014.03.003.
- [17] TIAN J, LIU R, DING L, et al. Evaluation of the WRF physical parameterizations for typhoon rainstorm simulation in southeast coast of China [J]. *Atmospheric Research*, 2021, 247: 105130. DOI: 10.1016/j.atmosres.2020.105130.
- [18] 刘佳, 邱庆泰, 胡春岐, 等. 基于时效匹配法的融合降雨临近预报研究[J]. *中国水利水电科学研究院学报*, 2021, 19(1): 11. (LIU J, QIU Q T, HU C Z, et al. Blending rainfall nowcasting based on the time-effectiveness matching method [J]. 2021, 19(1): 11. (in Chinese)) DOI: 10.13244/j.cnki.jiwhr.20200116.
- [19] 徐忠峰, 韩琰, 杨宗良. 区域气候动力降尺度方法研究综述[J]. *中国科学: 地球科学*, 2019, 49(3): 487-498. (XU Z F, HAN Y, YANG Z L. Dynamical downscaling of regional climate: A review of methods and limitations [J]. *Science China Earth Sciences*, 2019, 49(3): 487-498. (in Chinese)) DOI: 10.1360/N072018-00075.
- [20] 王雅萍. WRF 模式气候动力降尺度的适应性研究[D]. 兰州大学, 2014. (WANG Y P. Research on applicability of climate dynamical downscaling skill using WRF model [D]. Lanzhou University, 2014. (in Chinese))
- [21] HUANG M, HUANG B, GU L, et al. Parallel GPU architecture framework for the WRF single moment 6-class microphysics scheme [J]. *Computers & Geosciences*, 2015, 83: 17-26. DOI: 10.1016/j.cageo.2015.06.014.
- [22] HA J H, LEE D K. Effect of length scale tuning of background error in WRF-3DVAR system on assimilation of high-resolution surface data for heavy rainfall simulation [J]. *Advances in Atmospheric Sciences*, 2012, 29(6): 1142-1158. DOI: 10.1007/s00376-012-1183-z.
- [23] KIM J H, SHIN D B, KUMMEROW C. Impacts of a-priori databases using six WRF microphysics schemes on passive microwave rainfall and retrievals [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2013, 30: 2367-2381. DOI: 10.1175/JTECH-D-12-00261.1.
- [24] 孙科. WRF 模式物理过程参数化方案对降水模拟影响研究[D]. 北京: 华北电力大学, 2011. (SUN K. Research on rainfall simulation of WRF model with different physical process scheme [D]. Beijing: North China Electric Power University, 2011. (in Chinese))

- DOI:10.7666/d.y1953931.
- [25] SHESCHUKOV A Y, SIEBENMORGENC B, DOUGLAS K R. Seasonal and annual impacts of climate change on watershed response using an ensemble of global climate models[J]. Transactions of the Asabe, 2011, 54(6): 2209-2218. DOI:10.13031/2013.40660.
- [26] 徐帅帅,王雅莉,陈淑芬,等. 基于分布式水文模型的“尼伯特”台风暴雨洪水反演[J]. 南水北调与水利科技, 2019, 17(2): 132-139. (XU S S, WANG Y L, CHEN S F, et al. Characterization and simulation of 'Niebert' typhoon rain and flood in Meixi River basin [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2019, 17(2): 132-139. (in Chinese)) DOI:10.13476/j.cnki.nsbdkq.2019.0043.
- [27] JIMENEZ P A, DUDHIA J. Improving the representation of resolved and unresolved topographic effects on surface wind in the WRF model[J]. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2012, 51(2): 300-316. DOI:10.1175/JAMC-D-11-084.1.
- [28] HUANG L, WANG W, LI H, et al. Examination and evaluation of WRF in floods season precipitation forecast of Jintan [J]. Advanced Materials Research, 2013, 663: 743-748. DOI: 10.4028/www.scientific.net/AMR.663.743.
- [29] 邓元倩,李致家,刘甲奇,等. 基于 SCE-UA 算法新安江模型在泔河流域的应用[J]. 水资源与水工程学报, 2017, 28(3): 27-31. (DENG Y Q, LI Z J, LIU J Q, et al. Application of Xin'anjiang model based on SCE-UA algorithm in Feng River basin[J]. Journal of Water Resources & Water Engineering, 2017, 28(3): 27-31. (in Chinese)) DOI:10.11705/j.issn.1672-643X.2017.03.06.
- [30] 田济扬,刘佳,严登华,等. 双校正模式下的大清河流域陆气耦合洪水预报研究[J]. 水文, 2019, 39(3): 1-7, 57. (TIAN J Y, LIU J, YAN D H, et al. Flood forecast in using a coupled atmospheric-hydrologic modeling system with dual correction models in Daqinghe basin[J]. Journal of China Hydrology, 2019, 39(3): 1-7, 57. (in Chinese)) DOI: CNKI: SUN: SWZZ. 0. 2019-03-001.
- [31] 张奕虹,宋利祥,解家毕. 复杂山区暴雨洪水数值模拟方法研究[J]. 中国防汛抗旱, 2016(2): 5. (ZHANG Y H, SONG L X, XIE J B. Numerical modeling for rainfall-induced flash flood in complex mountainous regions[J]. China Flood & Drought Management, 2016(2): 5. (in Chinese)) DOI: 10.16867/j.cnki.cfdm.2016.02.012.
- [32] 彭涛,沈铁元,高玉芳,等. 流域水文气象耦合的洪水预报研究及应用进展[J]. 气象科技进展, 2014(2): 52-58. (PENG T, SHEN T Y, GAO Y F, et al. Research and application progress on basin hydro-meteorology coupling flood forecasting [J]. Advances in Meteorological Science and Technology, 2014(2): 52-58. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.2095-1973.2014.02.006.
- [33] WAGNER S, FERSCH B, KUNSTMANN H, et al. Coupled atmospheric-hydrological modeling for feedback investigations in the Poyang lake catchment, China[C]. AGU Fall Meeting AbSTRACTS, 2012.
- [34] JIA L, BRAY M, HAN D. Sensitivity of the weather research and forecasting (WRF) model to downscaling ratios and storm types in rainfall simulation[J]. Hydrological Processes, 2012, 26(20): 3012-3031. DOI:10.1002/hyp.8247.
- [35] 胡义明,梁忠民,蒋晓蕾,等. GFS 集合降雨预报的校正后处理研究[J]. 南水北调与水利科技, 2019, 17(1): 15-19. (HU Y M, LIANG Z M, JIANG X L, et al. Study on statistical postprocessing of GFS ensemble precipitation forecasts [J]. South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology, 2019, 17(1): 15-19. (in Chinese)) DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdkq.2019.0003.

### Ensemble rainfall-runoff forecasting based on different physical parameterization schemes for small and medium catchments

TIAN Jiyang<sup>1,2</sup>, LIU Ronghua<sup>1,2</sup>, LIU Hanying<sup>1,2</sup>, DING Liuqian<sup>1</sup>

(1. China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing 100038, China;

2. Research Center on Flood and Drought Disaster Reduction of Ministry of Water Resources, Beijing 100038, China)

**Abstract:** The ensemble method can efficiently reduce the uncertainty of rainfall forecast. The ensemble rainfall forecast is established through random disturbance of the initial field. Different numerical weather prediction models are used to form the forecasting ensemble. The ensemble rainfall forecast is build based on a combination of different physical parameterization schemes, which is regularly used for rainfall forecasting under unknown weather conditions. The selection of the physical parameterization scheme has a significant impact on forecasting results. A single physical parameterization scheme is difficult to adapt to different rainfall processes, which brings great uncertainty in the forecast. Ensemble forecast based on physical parameterization scheme can effectively reduce the uncertainty of rainfall forecast, which can provide reliable rainfall information for flood forecast.

Thirty-six physical parameterization schemes based on the WRF model are used to establish the ensemble rainfall forecast. The relative error ( $E_R$ ), critical success index ( $I_{CS}$ ), and the root mean square error ( $E_{RMS}$ ) are used to comprehensively evaluate the rainfall forecast. Meixi distributed hydrological model is constructed based on China flash flood hydrological model (CNFF-HM). The peak flood discharge error, peak present time error, and Nash efficiency coefficient are used to evaluate the flood forecast. The coupled meteorological and hydrological system is formed by the WRF model and Meixi distributed hydrological model. The research also uses a statistical model that is developed based on the heteroscedastic extended Logistic algorithm to post-process the rainfall ensemble forecast results.

For rainfall storms caused by Saola typhoon, the  $E_R$ s based on 36 schemes are between 0.88% and 21.00%. In spatial dimension, the  $I_{CS}$ s are between 0.736 8 and 0.758 2, and the  $E_{RMS}$ s are between 0.133 1 and 0.221 6. In the time dimension, the  $I_{CS}$ s are both 0.687 5 and the  $E_{RMS}$ s are between 0.592 4 and 0.760 0, respectively. The error of peak flow discharge based on coupled meteorological and hydrological systems is 11.3%. With rainfall forecasting post-process, the error of peak flow discharge is 3.97%. Likewise, for rainfall storms caused by Hagibis typhoon, the  $E_R$ s based on 36 schemes are between 24.32% and 68.51%. In spatial dimension, the  $I_{CS}$ s are between 0.347 0 and 0.487 9, and the  $E_{RMS}$ s are between 0.521 6 and 0.845 1. In the time dimension, the  $I_{CS}$ s are between 0.329 2 and 0.435 6, and the  $E_{RMS}$ s are between 1.300 1 and 1.634 9, respectively. The error of peak flow discharge based on coupled meteorological and hydrological systems is -86.89%. With rainfall forecasting post-process, the error of peak flow discharge is -48.95%.

Forecasted rainfall in spatial dimension performs better than that in time dimension with different physical parameterizations schemes. The ensemble rainfall forecast is appropriately used for flood forecast with the coupled meteorological and hydrological system, which can efficiently reduce the forecasting uncertainty. Reasonable post-processing methods should be used to process the numerical rainfall forecast. For the rainfall with even spatiotemporal distribution, flood forecast with the coupled meteorological and hydrological system has certain advantages compared to flood forecast based on observed rainfall. For the rainfall with uneven spatiotemporal distribution, the forecast still has room for improvement.

**Key words:** WRF model; physical parameterization; CNFF-HM; meteorological and hydrological coupling; ensemble forecasting

(上接第 262 页)

The temporal and spatial changes of land water reserves in the Yellow River basin were obtained. The change trend of land water reserves in the Yellow River basin from 2005 to 2015 was -5.20 mm/a, and the change trend of land water reserves in 2005-2006 reached -0.91 mm/month, and only July-September showed a surplus state in each year. In order to significantly reflect the spatial change characteristics of the change trend of land water reserves in the Yellow River basin from 2005 to 2015, combined Theil-Sen median trend analysis and Mann-Kendall test were used and it was found that 51.2% of the regional terrestrial water reserves had decreased significantly, 33.3% of the regional terrestrial water reserves had increased significantly, and the proportion of flat areas was small. The final results showed that the western part of the basin was in a surplus state, and the eastern part of the basin was in a state of loss. The coal mining data of various provinces and cities in the Yellow River basin were counted and converted into equivalent water height, and the change trend was -1.95 mm/a, and the change trend of land water reserves was -3.25 mm/a, which was more accurate after deducting the trend. Through correlation analysis, it was obtained that the change of inland water reserves and the precipitation level have a certain degree of correlation (correlation coefficient  $r=0.33, \rho<0.01$ ). It can be seen that precipitation was one of the reasons affecting the change of land water reserves in the Yellow River basin, and the precipitation increased sharply in July, August and September every year, resulting in an increase in the runoff of the Yellow River, which was an important reason for the obvious temporal characteristics of the change of land water reserves in the Yellow River basin.

Through the above calculation and analysis, it was proved that the influence of coal mining on the accuracy of the inversion result of traditional land water reserves could not be ignored. In addition, precipitation and groundwater changes were important factors that lead to changes in terrestrial water reserves in the upstream and downstream regions, respectively. The influence of coal mining volume was comprehensively considered, which helps to improve the accuracy of the traditional inversion method of land water reserves.

**Key words:** GRACE; the Yellow River basin; land water storage; coal mining; equivalent water height