

DOI: 10.19797/j.cnki.1000-0852.20210447

降雨误差微分响应岭估计

杨姗姗¹, 曾明²

(1. 中国水利学会, 北京 100053; 2. 长江水利委员会水文局, 湖北 武汉 430010)

摘要:从模型输入降雨出发, 考虑到动态系统响应误差修正方法中用最小二乘估计存在共线性以及求解不稳定问题, 在微分响应降雨误差估计的基础上, 引入用岭估计, 提出降雨误差微分响应岭估计方法。通过试算和作图综合确定最优岭系数后进行降雨误差岭估计从而修正流量, 并将降雨误差微分响应岭估计分别应用于理想模型和七里街流域进行检验, 结果表明: 降雨误差微分响应岭估计是一种切实可行的洪水预报误差修正新方法, 能提高洪水预报的精度, 修正效果明显, 值得进一步推广与应用。

关键词:误差修正; 降雨误差; 岭估计; 微分响应; 新安江模型

中图分类号: P338; TV11

文献标识码: A

文章编号: 1000-0852(2023)03-0023-05

0 引言

洪水预报精度和可靠性对于降低洪水风险具有极其重要的影响^[1-5]。误差修正技术作为保证洪水预报精度的关键措施, 一直在洪水预报研究与应用领域中发挥着重要作用^[6-8]。基于此, 国内外学者已提出许多修正方法, 常见的包括自回归模型^[9-11], 卡尔曼滤波技术^[12-13]、机器学习技术^[14-15]、综合修正方法^[16-18]等。目前, 这些方法的研究和应用大多是修正模型输出或模型变量, 针对输入变量的修正研究还相对较少。

洪水预报模型输入有效性是保障洪水预报模型精度的关键因素。作为洪水预报模型中最重要的输入变量之一, 雨量资料的准确性和代表性直接影响着洪水预报精度^[19]。对降水进行随机扰动是一类常见的分析误差影响的方法, 这类方法通常根据观测降水序列生成随机误差系列, 然后利用生成的随机误差对降水进行扰动以模拟真实的降水误差^[20]。这类方法直观且易于实现, 但如何设定误差系列的统计特性尚缺乏统一的标准, 因此具有一定的主观性。抗差估计是水文学领域一类具有代表性的降雨误差分析与估计方法, 如瞿思敏等^[21]利用该方法构建了雨量观测误差三

步修正方法, 一定程度上减少了遥测雨量资料误差。然而, 该方法主要是针对“冒大数”现象而提出, 可能存在将真实极端降水排除的风险。

动态系统响应曲线修正方法是一种结构简单、方法本身没有参数, 具有所用预报模型相同物理机制的、向信息源追溯的反演修正方法^[22]。目前其研究主要集中于模型变量的修正(如修正新安江模型的产流量^[23]和自由水蓄水量^[24]等), 对模型输入修正的研究还相对较少。司伟等^[25]使用该方法对面平均雨量进行修正, 应用结果表明, 系统响应方法能够通过修正面平均雨量提高模型计算精度, 并且修正效果具有随着雨量站密度的降低而增加的趋势。然而, 刘可新等^[26]指出当可利用信息量不足时, 该方法可能出现修正效果不稳定问题。

为了克服可能出现的不稳定性问题, 本文在动态系统响应曲线修正方法基础上引入岭估计方法, 构建基于最小二乘岭估计的动态系统响应曲线修正方法。结合微分响应降雨误差估计方法^[27], 提出降雨误差微分响应岭估计方法。为了验证方法的有效性, 研究将该方法与新安江模型结合, 使用理想模型和实际流域进行有效性检验。

收稿日期: 2021-10-19

网络首发日期: 2022-06-21

网络首发地址: <https://kns.cnki.net/kcms2/detail/11.1814.p.20230612.1156.001.html>

基金项目: 国家重点研发计划资助项目(2021YFC3200301)

作者简介: 杨姗姗(1990—), 女, 江苏南通人, 硕士研究生, 工程师, 主要从事水文物理规律模拟、水文预报方面的工作。E-mail: yangss_90@163.com

1 估计方法介绍

1.1 微分响应降雨误差估计

本文把水文模型计算概化成一个系统,利用出口断面流量误差信息,计算逐时段降雨引起的系统微分响应,从而来反演估计降雨误差,将修正后的降雨重新代入模型计算,修正出口断面流量。上述系统的响应函数可用式(1)表示:

$$Q(t) = f[inp(t), st(t), \theta] \quad (1)$$

式中: t 为时间; $inp(t)$ 为模型输入变量(降雨、蒸发); $st(t)$ 为模型中间状态变量; θ 为模型参数。由于本文只考虑模型输入降雨 P 变化引起的系统响应,式(1)可表示为:

$$Q_c(t) = f[P(t)] \quad (2)$$

式中: $Q_c(t)$ 为 t 时刻的计算流量; $P(t)$ 为 t 时刻降雨系列。为方便表示,下文中将时间统一用下标表示,并对式(2)两边同时求微分,得:

$$dQ_c = \frac{\partial f(P_i)}{\partial P_i} \cdot dP_i \quad (3)$$

式中: $\frac{\partial f(P_i)}{\partial P_i}$ 为 t 时刻降雨对应的系统响应。假设样本系列长度为 L ,则实测流量为 $Q_o = [Q_{o1}, Q_{o2}, \dots, Q_{oL}]^T$;计算流量为 $Q_c = [f(P_1), f(P_2), \dots, f(P_L)]^T$;降雨系列为 $P = [P_1, P_2, \dots, P_L]^T$;式(3)则可表达为如下矩阵形式:

$$E_o = U \cdot E_p + E \quad (4)$$

式中: $E_o = Q_o - Q_c$, E 为流量观测随机误差项; E_p 为需要反演计算的降雨误差估计,假设需要估计的降雨长度为 m ,则 $E_p = [\Delta P_1, \Delta P_2, \dots, \Delta P_m]^T$; U 为系统响应, $U = [U_1, \dots, U_i, \dots, U_m]$,其中 U_i 为列向量,代表 i 时刻降雨对应的系统响应:

$$U_i = \left[\frac{\partial f(P_1)}{\partial P_i}, \dots, \frac{\partial f(P_j)}{\partial P_i}, \dots, \frac{\partial f(P_L)}{\partial P_i} \right]^T (i=1 \sim m, j=1 \sim L) \quad (5)$$

当 $i < j$ 时, $\frac{\partial f(P_j)}{\partial P_i} = 0$ 。根据最小二乘估计原理,

由式(4)可得降雨误差估计公式为:

$$E_p = (U^T U)^{-1} U^T E_o \quad (6)$$

1.2 微分响应岭估计

1.2.1 岭估计的引入

最小二乘估计的使用条件是观测方程系数矩阵非病态。实际应用中,系统矩阵可能会出现病态的情

况,如临近时段降雨对应的流量存在一定程度的线性相关,此时求解的系统响应矩阵 U 可能出现共线性问题,病态的系数矩阵会导致降雨修正量误差估计结果的不稳定。岭估计方法^[28]是解决这类问题的有力手段,岭估计在许多领域都得到了广泛的研究应用^[29-30]。在水文学领域,包为民^[31]提出了基于岭估计和有色噪声结构的模型参数估计方法。

岭估计是在最小二乘估计基础上,在法方程系数阵对角线上加上一个正数,以减少系数阵列向量间的相关程度,最终减少病态程度^[32]。将此思想应用到微分响应降雨误差估计方法中,式(6)可表达为:

$$E_p = (U^T U + \beta I)^{-1} U^T E_o \quad (7)$$

式中: β 为岭系数; I 为单位矩阵。

1.2.2 岭系数的确定

式(7)中岭系数 β 直接影响了先验信息对目标函数的影响程度:当系数过小时,岭估计作用微乎其微,可能出现修正不稳定情况;反之,系数过大,岭估计作用占主导地位,模拟误差残差项作用越来越小,导致解精度降低。因此,岭系数的选择十分重要。常用的岭系数估计方法有 L 曲线方法^[33]和广义交叉验证法^[34]等。水文学中多采用调试法或试算法来确定岭系数。本文主要采用试算法和作图法综合确定岭系数。通过给不同的岭系数 β ,分别计算降雨误差估计,代入模型计算得修正流量,再通过作图,从修正效果、修正效率(循环次数)等多方面选取最佳岭系数。

为衡量岭估计精度,采用均方误差(MSE)作为目标函数:

$$MSE = \sqrt{\sum_{i=1}^L (Q_{oi} - Q_{xzi})^2} \quad (8)$$

式中: Q_{xzi} 为引入岭系数后 i 时刻的修正流量。

1.2.3 降雨误差微分响应岭估计的步骤

降雨误差微分响应岭估计计算步骤如下:

(1)计算实测流量与计算流量误差 E_o 。

(2)计算系统响应 U :确定需要修正的降雨量时段 m ,对每个时段降雨 $P_i(i=1 \sim m)$ 依次增加一个单位的降雨量,其他时段降雨量不变,得到新降雨系列,将其代入模型计算后得到新流量过程,减去原降雨量系列计算得到的流量过程,得到时段降雨 P_i 对应的系统响应 U_i ,由此求得系统响应。

(3)给定不同的岭系数、通过试算和作图,确定最优岭系数 β 。

(4)将最优岭系数 β 代入式(7),计算得降雨误差

岭估计 E_p 。

(5)将 E_p 加上原降雨系列重新代入模型计算得修正流量过程 Q_{xz} , 判断目标函数是否满足条件, 若不满足, 则转至步骤(1); 否则停止循环修正。

在此值得注意的是信息利用问题: 需要修正降雨时段为 m , 假设流域内有 x 个雨量站, 则需要修正的降雨个数为 mx , 然而只有一个流量站的信息可利用, 即 m 个流量, 由式(7)可知: 用 m 个条件求解 mx 个未知数显然是不可行的。在本文中采用的方法是流域平均修正或雨量站权重修正, 即认为通过流量信息反演计算得到的降雨误差岭估计按照雨量站权重加到各雨量站, 或是按照流域平均分配到各雨量站, 此时未知数变为 m 个, 求解可行。

2 应用检验

2.1 评价指标

本文采用洪量相对误差 ΔR 、洪峰相对误差 ΔQ_p 、Nash-Sutcliffe 系数 N_s 以及 NS 系数的相对有效性 \bar{N}_s ^[35] 4 个指标来评价修正方法效果。

2.2 理想模型应用检验

与实际模型不同, 理想模型的输入、输出、参数真值和降雨误差等要素都为已知。通过理想模型计算, 可从理论角度对方法结构的正确性、合理性和有效性进行检验。假设一个面积为 800 km^2 的流域, 该流域上有 5 个雨量站, 给定一个降雨系列, 代入新安江模型计算得到计算流量 Q_c ; 降雨系列加上随机降雨误差, 使用新安江模型计算得到的流量为实测流量 Q_o ; 给不同的岭系数 β (分两组: 第一组 $0.1 \sim 1.0$; 第二组 $0.01 \sim 0.1$), 用微分响应岭估计方法估计降雨误差得到 E_p , 原降雨系列加上降雨估计误差后代入模型计算得到修正流量 Q_{xz} ; 作图选择最优岭系数 β 。

图 1 中 XHCS 为循环修正次数, 在图 1(a) 中, 当岭系数过大 ($\beta > 0.6$) 时, 偏度会显著增加, 表现为: 目标函数 MSE 明显增大, 产流相对误差、洪峰相对误差均变小, 计算偏小; 当 $\beta < 0.6$ 时, 修正效果差不多。由岭系数为适当小的正数定义可知, 再取 $\beta = 0.01 \sim 0.1$ 进行分析, 图 1(b) 中: ΔR 均在 $\pm 1\%$ 以内, 且修正效率也有一定的提高, 均在 20 以内。综合考虑, 选择 $\beta = 0.06$, 修正效果见图 2。

由图 2 可见: 流量修正效果很好, ΔR 由 -4.81% 提高到 -0.23% , ΔQ_p 由 -7.39% 提高到 -0.16% , N_s 由 0.986 提高到 0.999 , 且在此基础上, MSE 则由 290 减小

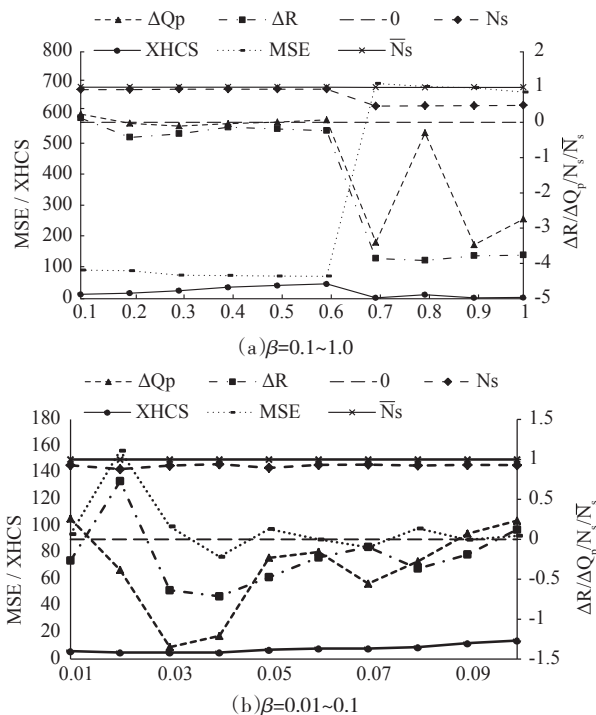


图 1 不同岭系数修正效果

Fig.1 Correction effect drawing of different ridge coefficients

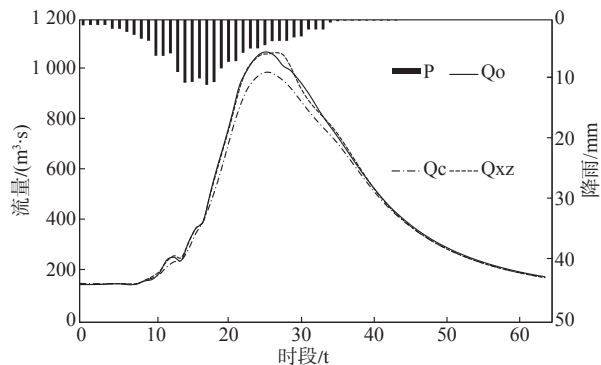


图 2 理想模型修正效果

Fig.2 Correction effect of ideal model

到 76 , 修正循环次数为 8 次, 效率较高。理想模型应用检验说明此方法能够通过估计降雨误差修正流量从而提高计算精度。

2.3 实际流域应用检验

本文实际流域应用选择闽江七里街流域, 位于福建省, 属典型南方湿润地区。流域控制面积约为 14787 km^2 , 流域内有 47 个雨量站, 年平均降雨量为 1702.0 mm , 流量过程线呈陡涨缓落。选用新安江模型进行建模计算。

选取七里街流域从 $1988-1999$ 年间的共 20 场历史洪水进行方法检验。模型参数利用人机交互率定方法获得, 所有参数在计算和修正过程中保持不变, 见表 1。

表1 七里街流域新安江模型参数

Table1 Parameters of Xin'anjiang Model in Qilijie basin

参数	<i>K</i>	<i>WM</i>	<i>WUM</i>	<i>WLM</i>	<i>WDM</i>	<i>B</i>	<i>C</i>	<i>SM</i>	<i>EX</i>	<i>KI</i>	<i>KG</i>	<i>CS</i>	<i>CI</i>	<i>CG</i>	<i>KE</i>	<i>XE</i>
取值	0.98	150	20	80	50	0.25	0.16	15	1.5	0.28	0.42	0.63	0.83	0.99	1	0.4

给定不同范围的岭系数(0.01 ~ 1.50),以岭系数尽可能小,且不明显增加偏度而又大大减小误差为原则,不同范围的岭系数(0.01 ~ 1.50)评价效果见表2,通过试算及作图法综合确定七里街流域的岭系数 β 为0.1。

七里街流域20场历史洪水的新安江模型计算结果以及引入岭系数前后的微分响应降雨误差修正结果见表3。

对表3修正前后的模拟结果进行统计,见表4。

表2 七里街流域不同岭系数评价效果

Table2 Evaluation effect of different ridge coefficients in Qilijie basin

β	ΔR	ΔQ_p	<i>NS</i>
0.01	6.3	5.9	0.817
0.05	5.6	5.7	0.836
0.10	5.4	5.5	0.841
0.50	6.0	4.8	0.846
1.00	6.0	4.7	0.846
1.50	6.0	4.8	0.848

表3 七里街流域20场洪水修正前后计算结果

Table3 Calculation results of 20 floods in Qilijie basin before and after correction

洪号	修正前					不引入岭系数的修正				引入岭系数的修正			
	<i>R₀</i> mm	<i>Q₀</i> (m ³ ·s ⁻¹)	ΔR / %	ΔQ_p / %	<i>N_s</i>	ΔR / %	ΔQ_p / %	<i>N_s</i>	\bar{N}_s	ΔR / %	ΔQ_p / %	<i>N_s</i>	\bar{N}_s
45880228	97.2	6200	-7.2	7.6	0.826	-0.3	10.6	0.848	0.454	-0.3	3.0	0.982	0.899
45890527	84.3	5530	-9.3	3.8	0.778	5.7	14.9	0.668	0.420	-5.6	-1.8	0.940	0.728
45890629	111.8	5510	-5.7	-7.5	0.798	1.6	0.4	0.849	0.546	1.0	-3.6	0.935	0.679
45900908	25.7	1950	9.4	1.3	0.875	13.8	5.6	0.835	0.497	10.8	2.5	0.872	-0.020
45920616	80.4	6300	-2.8	20.2	0.416	-2.3	20.5	0.423	0.380	0.9	6.8	0.824	0.699
45920704	182.4	10700	-2.6	24.1	0.819	-10.1	13.7	0.838	0.430	-4.2	11.1	0.942	0.685
45930617	169.9	9710	7.1	8.9	0.669	-1.7	3.9	0.728	0.512	-9.6	7.8	0.850	0.548
45930630	86.6	6650	-5.5	6.2	0.674	-3.0	10.2	0.664	0.458	-5.7	-0.5	0.880	0.633
45940425	95.4	7250	-7.0	10.4	0.722	-9.2	-3.7	0.753	0.588	-6.2	11.1	0.869	0.547
45950424	85.4	4560	-16.7	12.9	0.066	-10.1	18.8	0.006	0.092	6.2	-0.6	0.944	0.940
45950603	99.7	6650	0.7	9.1	0.281	-4.1	-9.1	0.391	0.650	4.1	9.7	0.713	0.601
45950625	137.4	11100	-3.6	10.0	0.470	-3.6	4.4	0.554	0.508	-7.8	5.0	0.795	0.613
45950813	40.7	4310	13.4	18.7	0.871	16.5	23.3	0.831	0.361	13.4	18.7	0.864	-0.054
45970702	134.6	7770	3.4	16.2	0.755	-4.2	12.7	0.788	0.437	8.0	4.8	0.934	0.756
45980215	34.9	3790	0.7	-9.7	0.489	5.0	-5.7	0.470	0.610	5.4	1.7	0.889	0.787
45980509	99.3	10400	-5.5	18.8	0.632	-5.6	17.1	0.650	0.030	5.6	2.9	0.853	0.601
45980619	419.5	21600	-9.6	6.3	0.559	-1.6	7.4	0.558	0.481	-1.9	2.1	0.823	0.600
45990515	63.4	3950	3.9	15.1	0.752	10.5	20.9	0.657	0.377	3.8	6.7	0.822	0.283
45990523	95.0	7910	-5.1	16.9	0.722	1.5	19.0	0.716	0.391	9.4	-1.6	0.963	0.867
45990825	84.0	3990	-9.6	-5.0	0.754	9.8	13.0	0.659	0.435	-5.8	-4.2	0.849	0.397

表4 七里街流域20场洪水修正指标均值

Table4 Average value of 20 flood correction indexes in Qilijie Basin				
	平均洪量 相对误差/%	平均洪峰 相对误差/%	平均纳什系数	平均纳什系数 相对有效性
修正前	6.4	11.4	0.646	—
不引入岭系数的修正	6.0	11.7	0.644	0.433
引入岭系数的修正	5.8	5.3	0.877	0.589

注:表4中平均洪量及洪峰相对误差为洪量洪峰相对误差的绝对值取平均。

分析表3和表4可见:不引入岭系数的微分响应降雨误差修正七里街流域20场洪水有一定的修正效果,但对比引入岭系数前后的修正效果,引入岭系数后修正效果更为明显:除少数几场洪水 \bar{N}_s 小于0.5以外,其余洪水的 \bar{N}_s 均大于0.5;平均洪量相对误差由6.4%降到5.8%;平均洪峰相对误差由11.4%降到5.3%;平均纳什系数则由0.646提高到0.877,其中对洪峰的修正更是优于洪量。

图3为一场典型历史洪水流量过程线,洪号为45990523。可以看出:通过降雨误差微分响应岭估计来修正流量效果明显,能够有效地修正洪峰流量及洪水过程。

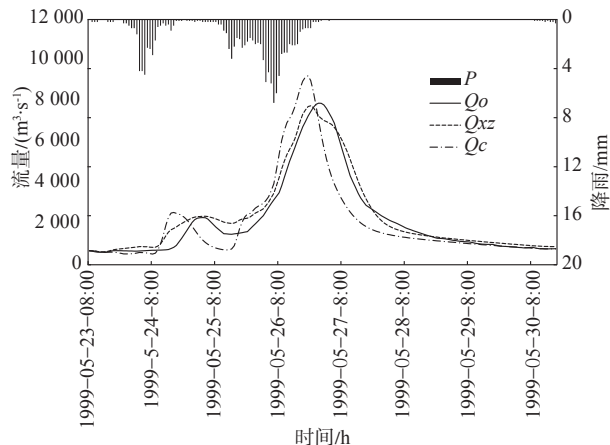


图3 实际洪水(洪号45990523)修正效果对比
Fig.3 Comparison of correction effect of actual flood (Flood No. 45990523)

3 结论

本文从降雨误差估计角度出发,在动态系统响应曲线修正方法的基础上,针对最小二乘估计引起的共线性问题,引入岭系数,提出降雨误差微分响应岭估计方法。通过上述分析,得到如下结论:

(1)理想模型的验证结果表明:降雨误差微分响

应岭估计修正流量在理论上是切实可行的。

(2)降雨误差微分响应岭估计在实际流域——闽江七里街流域的验证结果表明:相比于不引入岭系数的动态系统响应误差修正方法,引入岭系数后的微分响应岭估计方法在七里街流域的修正效果更明显,能够有效的提高洪水预报的精度,可以应用于该流域的实时洪水预报中。

由此可见,降雨误差微分响应岭估计是一种切实可行的洪水预报误差修正新方法,能提高洪水预报的精度,修正效果明显,值得进一步推广与应用。如何确定岭系数以及目标函数的选取有待进一步探讨与研究。

参考文献:

- [1] 章四龙. 洪水预报系统关键技术研究[D]. 南京:河海大学, 2005.
- [2] 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.
- [3] 刘金平, 张建云. 中国水文预报技术的发展与展望[J]. 水文, 2005(6):1-5, 64.
- [4] 刘志雨, 刘玉环, 孔祥意. 中小河流洪水预报预警问题与对策及关键技术应用[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2021, 49(1): 1-6.
- [5] 王浩, 王旭, 雷晓辉, 等. 梯级水库群联合调度关键技术发展历程与展望[J]. 水利学报, 2019, 50(1):25-37.
- [6] 黄一听, 王钦钊, 梁忠民, 等. 洪水预报实时校正技术研究进展[J]. 南水北调与水利科技(中英文), 2021, 19(1): 12-35.
- [7] 王钦钊, 黄一听, 梁忠民, 等. 全过程联合校正方法在饶河流域洪水预报中的应用研究[J]. 水文, 2021, 41(2):45-50.
- [8] ZHANG X, LIU P, CHENG L, et al. A back-fitting algorithm to improve real-time flood forecasting [J]. Journal of Hydrology, 2018,562: 140-150.
- [9] 马金凤, 杨广. 基于自回归滑动平均模型的玛纳斯河洪水预报 [J]. 石河子大学学报(自然科学版), 2010, 28(2): 242-245.
- [10] LUO X, YUAN X, ZHU S, et al. A hybrid support vector regression framework for streamflow forecast [J]. Journal of Hydrology, 2019,568: 184-193.
- [11] 张娟, 钟平安, 徐斌, 等. 洪水预报自回归实时校正多步外延方法研究[J]. 水文, 2019, 39(6):41-45, 6.
- [12] 李漫漫, 石朋, 尚艳丽, 等. 基于集合卡尔曼滤波的新安江模型状态变量实时修正方法[J]. 河海大学学报(自然科学版), 2019, 47(3): 209-214.
- [13] 王莉莉, 包红军, 李致家. 基于Kalman滤波的实时校正模型研究[J]. 水力发电, 2020, 46(8):24-26, 47.
- [14] 李鸿雁, 刘寒冰, 苑希民, 等. 人工神经网络峰值识别理论及其在洪水预报中的应用 [J]. 水利学报, 2002(6):15-20.
- [15] BOUCHER M A, QUILTY J, ADAMOWSKI J. Data assimilation for streamflow forecasting using extreme learning machines and multilayer perceptrons[J]. Water Resources Research, 2020,56(6).
- [16] 瞿思敏, 包为民. 实时洪水预报综合修正方法初探[J]. 水科学进展, 2003, 14(2): 167-171.

(下转第39页)