

基于自相似河网结构的河网消退系数 C_s 计算方法研究*

臧帅宏¹, 李致家^{1,2}, 黄迎春¹, 李巧玲¹

(1: 河海大学水文水资源学院, 南京 210098)

(2: 河海大学水安全与水科学协同创新中心, 南京 210098)

摘要: 新安江模型河网汇流参数 C_s 对洪峰模拟影响较大, 目前 C_s 的确定需依赖于大量的历史数据, 因此 C_s 的确定成为无资料地区和资料匮乏区水文模型应用中亟需解决的棘手问题. 本文基于参数的物理意义, 通过自相似河网结构的假定, 构建 C_s 与河网形态、流域下垫面特征的相关联系, 提出基于河链蓄量方程的 C_s 估算方法, 对半干旱、半湿润和湿润地区等不同水文气象分区的 11 个流域的 C_s 值进行推算并代入新安江模型中进行模拟, 经比较发现, 11 个流域子流域 C_s 计算均值与新安江模型率定结果相近, 说明该 C_s 计算方法是合理的. 选取陈河、屯溪两个典型流域研究单元流域属性对 C_s 的影响, 由结果可以看出 C_s 与流域面积、河链数、河宽呈正相关, 与单元流域距离出口的远近呈负相关, 这表明流域分块后各单元流域 C_s 值不一致, 而新安江模型中采用相同 C_s 值对不同单元进行调节必然会造成汇流计算的误差. 为进一步提高该方法在无资料地区的应用效果, 将新安江模型汇流模块修改为每个单元使用对应的 C_s 计算值进行滞后演算, 以陈河和屯溪流域为例采用新安江模型 C_s 率定值、 C_s 计算均值以及修改后新安江模型 3 种不同方案进行模拟比较, 从模拟结果可以得出, 修改后的模型具有明显优势, 将模型参数与下垫面条件建立了联系, 模型物理机制提高且参数的独立性增强, 对于新安江模型在无资料地区的应用具有重要的指导意义.

关键词: 新安江模型; 河网消退系数; 参数规律; 汇流计算

Calculation method and application of river network regression coefficient C_s based on self-similarity of river network structure

ZANG Shuaihong¹, LI Zhijia^{1,2}, HUANG Yingchun¹ & LI Qiaoling¹

(1: *College of Hydrology and Water Resources, Hohai University, Nanjing 210098, P.R.China*)

(2: *National Cooperative Innovation Center for Water Safety & Hydro-Science of Hohai University, Nanjing 210098, P.R.China*)

Abstract: The river network parameter C_s of Xin'anjiang model has significant influence on the simulation of flood peak, but it is difficult to estimate and transfer directly for the data-limited regions. Therefore, the determination of C_s is a difficult problem and has to be solved urgently for the application of hydrological models in ungauged basins. Based on the flow calculation process of the self-similar river network structure, this study presents an estimation method of C_s based on the river chain storage equation. For 11 selected catchments, including humid, semi-humid and semi-arid areas, the C_s values were calculated and statistically analyzed. Compared with the model based optimized method, the difference of the C_s values are extremely small and the model performances are similar. Which indicates that the C_s estimation method has certain applicability. Chenhe and Tunxi catchments are used to investigate the effect of the sub-catchment properties on the estimation of C_s . Results show that with the increasing of catchment size and the number of river chains, the C_s values increase. Meanwhile, the closer the sub-catchment is to the outlet, the higher the C_s value becomes, which indicates that the C_s value of each sub-catchment changes after the watershed blocked. Hence it must cause the error of the confluence calculation with the same C_s value. In addition, the C_s value for the sub-catchment is normally smaller than the that for the whole catchment. Because the whole catchment C_s value represents all storage function of the whole catchment, and when catchment is divided into blocks, each sub-catchment uses its own C_s for storage, and the river below the outlet of the sub-catchment is calculated by the Muskingum algorithm, and C_s value for the whole catchment is larger than that for the sub-

* 国家自然科学基金项目 (51679061) 和国家重点研发计划项目 (2016YFC0402705) 联合资助. 2018-09-11 收稿; 2018-10-26 收修改稿. 臧帅宏 (1991 ~), 女, 博士; E-mail: shuaihong111@163.com.

catchment. In order to further improve the application effect of this method in the data-limited regions, the confluence calculation process of the Xin'anjiang model has been improved in this study. The confluence calculation module of the Xin'anjiang model is modified so that the confluence is calculated in each sub-catchment separately with different C_s values. The simulation results of the Xin'anjiang model and the modified model in study catchments show that both of two models could obtain reasonable forecasting results. In contrast, the modified model shows more advantages, as it considers the spatial variability of catchment and establishes relationship between model parameters and surface conditions to strengthen the physical mechanism and parameter independence of the model, which can obviously enhance the flood forecasting accuracy in ungauged basins.

Keywords: Xin'anjiang model; river network regression coefficient; parameter regionalization; confluence calculation

自 2003 年 PUB(Predictions in Ungauged Basins) 计划^[1] 被提出以来,无资料地区的水文研究激起了广大水文学者的兴趣. 对于无资料地区水文现象的研究,水文模型是必不可少的工具. 然而,由于历史实测资料缺乏,在无资料地区模型参数难以率定与检验,因此解决模型参数问题是无资料地区水文预报的关键所在. 目前应用最广泛的参数确定方法是参数移植^[2],但参数移植只能根据流域的水文相似性进行,不适用所有流域,只有从参数物理意义出发^[3],找出模型参数规律,才是解决模型在无资料地区应用的根本.

新安江模型是根据长期实践和水文机理分析基础上构建的概念性水文模型^[4],在我国湿润、半湿润地区应用广泛,取得了良好的模拟效果. 深入挖掘新安江模型的潜力,发展模型的理论,具有重要的研究意义与实用价值^[5]. 河网蓄水消退系数(C_s)^[6] 是新安江模型汇流计算模块中一个极其敏感的参数,反映流域退水速率的快慢,主要控制洪峰的形状,对模拟结果影响较大^[7],在新安江模型实际应用中 C_s 的确定尤为关键,但 C_s 与河网形态及地形地貌特征密切相关,而不同流域河网及下垫面特征千变万化,没有统一规律,因此在无资料地区 C_s 难以移植,模型应用困难. 为了使新安江模型在无资料地区得以应用,许多学者试图建立 C_s 与河网结构和地貌特征之间的关系. 例如,赵人俊^[8] 在 1991 年提出了 C_s 随时间、流量变化的方程. 徐倩等^[9] 依据实测资料得出每个流域与 C_s 之间的经验关系. 陆旻皎^[10] 提出用蓄泄系数与地貌因子与水力因子的关系探求消退系数的参数规律. 但以上方法只是经验公式,难以推广应用到任意流域. 2016 年李致家等^[11] 推导 C_s 与河网结构之间的关系,通过构建描述河网汇流动态变化的微分方程,用数值法求得方程的解,从而建立了 C_s 具有物理意义的计算方法,并在 25 个流域上对该计算方法做了验证,但研究仅限于求得整个流域的 C_s 值,每个单元流域还是采用相同的 C_s 值进行计算,没有深入探讨流域分块后 C_s 的变化规律以及每个单元流域采用不同的 C_s 值进行汇流计算对模拟结果的影响.

本文以提高新安江模型在无资料地区预报精度为出发点,从 C_s 的物理意义出发,采用了基于自相似河网结构 C_s 计算方法^[11] 推求出整个流域 C_s 值与单元流域 C_s 值,深入探讨单元流域 C_s 值与全流域 C_s 之间的关系,以及各单元流域 C_s 值之间的参数规律,在此基础上修改了新安江模型汇流计算过程,根据每个单元流域的 C_s 计算值进行单元流域的汇流演算,并将修改后的模型与新安江模型进行比较分析以探讨修改后模型的合理性.

1 C_s 计算方法

河网消退系数反映了流域退水速率的快慢,可直接由时段初与时段末实测流量比值确定,但在无资料地区由于实测资料的缺乏,难以直接用实测流量来确定. 本文借鉴基于自相似河网结构的 C_s 估算方法,将河网假设为自相似结构,对河链建立水量平衡方程和槽蓄方程,推求出槽蓄量与出口流量之间的关系式,并引入一个无量纲时间 t' :

$$t' = v \cdot t / L \quad (1)$$

式中, v 为平均河道流速, m/s ; t 为次洪模拟时间, h ; L 为平均河链长, m , 递推出流域出口河链槽蓄量方程. 从而将 C_s 值转化为用流域出口河链的槽蓄量比值来表示. 本文所采用的新安江模型取 1 h 为次洪模型计算时段,因此文中所有 C_s 值都是以 1 h 为时段长定义的.

1.1 基本假设

①认为河网结构为二叉树结构,对河链编号:某河链的编号等于该条河链的上游总链数+1,从河源出发的河链编号都为 1;若某河链的编号为 n ,则上游共含有 $n-1$ 条河链(图 1、2);②假设每条河链长度相等;

③当降雨空间分布均匀、河道坡降分布均匀、河床形态一致时,将平均河道流速 v 看作定值;④当各河链无支流时,河链的区间入流量为零。

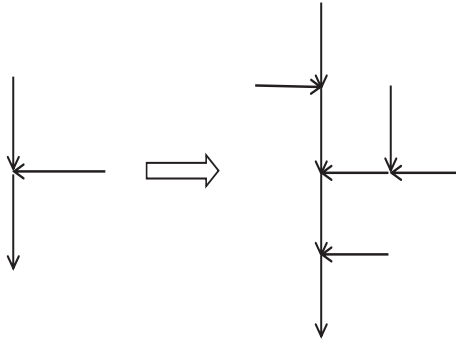


图1 自相似河网结构示意图
Fig.1 Schematic diagram of self-similar channel network structure

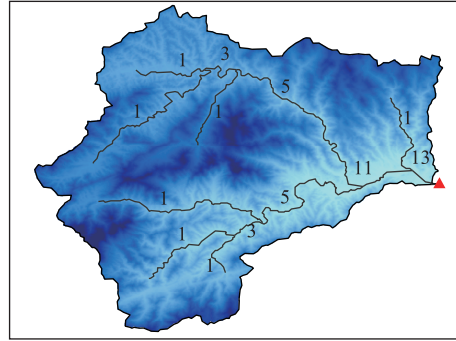


图2 河链编号示意图
Fig.2 Schematic diagram of river chain number

1.2 河链的蓄量方程推求

根据质量守恒定律可得,编号为 k 的河链槽蓄量变化满足下列方程:

$$\frac{dW(k,t)}{dt} = I(k,t) - O(k,t) \quad (k = 1, 2, \dots, n) \tag{2}$$

式中, t 表示时间; $W(k,t)$ 为 k 链蓄量, m^3 ; $I(k,t)$ 为 k 链入流量, m^3/s ; $O(k,t)$ 为 k 链出流量, m^3/s .

对于二叉树河网, k 链入流量 $I(k,t)$ 由以下两部分组成:

$$I(k,t) = O(k_1,t) + O(k_2,t) \tag{3}$$

式中, k_1, k_2 分别为 k 链上游两条链编号; $O(k_1,t)$ 和 $O(k_2,t)$ 分别为 k_1, k_2 链的出流量, m^3/s .

假设河道为矩形河道,则 k 链的出流量 $O(k,t) = B \cdot D \cdot v$, 槽蓄量 $W(k,t) = D \cdot B \cdot L$. 其中, B 为平均河链宽, m ; D 为平均水深, m ; v 为平均河道流速, m/s ; L 为平均河链长, m . 由以上公式可推求出如下关系式:

$$O(k,t) = \frac{v}{L} W(k,t) \tag{4}$$

假定各河链的初始时刻蓄水量都为 W_0 , 将公式(3)、(4)代入公式(2), 得到:

$$\frac{dW(k,t)}{dt} = \frac{v}{L} W(k_1,t) + \frac{v}{L} W(k_2,t) - \frac{v}{L} W(k,t) \tag{5}$$

为求得上述方程, 在此引入 t' , 将 $W(k,t)$ 、 $W(k_1,t)$ 及 $W(k_2,t)$ 转换为以 t' 为时间变量的形式 $F(k,t')$ 、 $F(k_1,t')$ 及 $F(k_2,t')$, 则式(5)可以转化为:

$$\frac{dF(k,t')}{dt'} = \frac{v}{L} F(k_1,t') + \frac{v}{L} F(k_2,t') - \frac{v}{L} F(k,t') \tag{6}$$

则式(6)可以化简为:

$$\frac{dF(k,t')}{dt'} = F(k_1,t') + F(k_2,t') - F(k,t') \tag{7}$$

由此, 便可求解出递推形式的河链蓄量的解析表达式, 河网中 k 链的蓄量通式为:

$$F(k,t') = e^{-t'} \left\{ W_0 + \int_0^{t'} e^{\tau} [F(k_1,\tau) + F(k_2,\tau)] d\tau \right\} \tag{8}$$

由上式得编号为 1 的外链, 式(8)积分方程中 $F(k_1,\tau)$ 和 $F(k_2,\tau)$ 均为 0, 则编号为 1 的河链蓄量方程为:

$$F(1,t') = W_0 e^{-t'} \tag{9}$$

若取小时作为时间 t 的单位,经过单位转换后, t' 的表达式为:

$$t' = 3.6v \cdot t/L \quad (10)$$

在水文资料缺乏地区采用经验流速公式. Bras 等根据 Eagleson 的思路,以运动波理论为基础^[12],推出如下流速公式:

$$v = 0.665\alpha^{0.6} (i_r \cdot A)^{0.4} \quad (11)$$

$$\alpha = \frac{S_0^{\frac{1}{3}}}{n \cdot B^{\frac{2}{3}}} \quad (12)$$

式中, i_r 为降雨强度,cm/h; A 为流域面积,km²; B 为平均河宽,m; S_0 为河道坡降; n 为曼宁糙率系数. 据研究表明^[13],曼宁糙率系数全部取 0.025,对结果影响不大.

1.3 最小二乘法确定 C_s

河网蓄水消退系数反映退水速率的快慢,可直接由计算时段($\Delta h=1$)始、末的两个实测流量来确定,即:

$$C_s = \frac{O(t_m)}{O(t_0)} \quad (13)$$

式中, t_0 表示计算时段开始时刻, t_m 表示计算时段结束时刻. 将式(4)代入式(13),则式(13)可以转换为:

$$C_s = \frac{W(t_m)}{W(t_0)} \quad (14)$$

$$C_s = \frac{F(t'_m)}{F(t'_0)} \quad (15)$$

式中, t_0 、 t_m 分别表示与 t'_0 、 t'_m 所对应的无量纲时间, $W(t_0)$ 、 $F(t'_0)$ 表示流域出口所在的河链 t_0 时刻的蓄量, $W(t_m)$ 、 $F(t'_m)$ 表示流域出口所在的河链 t_m 时刻的蓄量.

C_s 是随时间变化的变量,若仅用一组数值 $[F(t'_0), F(t'_m)]$ 来确定 C_s ,会引起参数估计误差. 为尽量消除这一影响,选择 n 组数据 $[F(t'_0), F(t'_1)]$, $[F(t'_1), F(t'_2)]$, \dots , $[F(t'_{n-1}), F(t'_n)]$ 采用最小二乘法计算 C_s :

$$C_s = \frac{\sum_{i=0}^{n-1} F(t'_i) F(t'_{i+1})}{\sum_{i=0}^{n-1} F^2(t'_i)} \quad (16)$$

1.4 实例应用

以图2所示流域为例,计算该流域的 C_s 值.

1) 递推出流域出口所在河链,即编号13的河链的蓄量表达式.

河链1:式(8)中 $F(k_1, \tau)$ 和 $F(k_2, \tau)$ 均为0, $F(1, t') = W_0 e^{-t'}$

河链3: $F(3, t') = e^{-t'} \left\{ W_0 + \int_0^{t'} e^{\tau} [2 W_0 e^{-\tau}] d\tau \right\} = W_0 e^{-t'} (1 + 2 t')$

河链5: $F(5, t') = e^{-t'} \left\{ W_0 + \int_0^{t'} e^{\tau} [W_0 e^{-\tau} (1 + 1 + 2 t')] d\tau \right\} = W_0 e^{-t'} (1 + 2 t' + t'^2)$

河链11: $F(11, t') = e^{-t'} \left\{ W_0 + \int_0^{t'} e^{\tau} [2 W_0 e^{-\tau} (1 + 2 t' + t'^2)] d\tau \right\}$
 $= W_0 e^{-t'} \left(1 + 2 t' + 2 t'^2 + \frac{2}{3} t'^3 \right)$

河链13: $F(13, t') = e^{-t'} \left\{ W_0 + \int_0^{t'} e^{\tau} \left[W_0 e^{-\tau} \left(1 + 1 + 2 t' + 2 t'^2 + \frac{2}{3} t'^3 \right) \right] d\tau \right\}$
 $= W_0 e^{-t'} \left(1 + 2 t' + t'^2 + \frac{2}{3} t'^3 + \frac{1}{6} t'^4 \right)$

2) 利用 ArcGIS 提取出该流域流域面积、河道平均坡降、河宽、平均河链长,根据实测雨量资料计算雨强,根据公式(11)、(12)求出河道平均流速.

3)取 1 h 为次洪模型的计算时段,根据式(10)将实际时间 $0, 1, \dots, n$ 转化为相应的无量纲时间 t'_0, t'_1, \dots, t'_n , 代入到河链 13 的蓄量表表达式,即可得一系列时段始末的蓄量值: $F(t'_0), F(t'_1), \dots, F(t'_n)$.

4)用最小二乘法求出该流域次洪模型的 C_s 值.

表 1 研究流域基本概况

Tab.1 General situation of experimental catchments

地区	水系	流域	降雨资料长度
半干旱地区	渭河流域	涝峪口	2000—2007 年
		鸚鵡	2000—2014 年
		秦渡镇	2000—2011 年
	汉江流域	西水街	2000—2011 年
		青泥湾	2004—2013 年
		长滩村	2000—2014 年
		大河坝	2010—2014 年
半湿润地区	黑河流域	陈河	2003—2012 年
	湿润地区	分水江流域	昌化
		钱塘江流域	屯溪

2 C_s 计算方法应用与分析

2.1 研究流域概况

本次研究从安徽、浙江、陕西三省选取了 11 个湿润、半湿润及半干旱典型流域作为试验流域. 数字高程资料 (DEM) 来自美国地质调查局 (USGS) 免费提供的全球 90 m×90 m 的原始 DEM 数据, 运用 ArcGIS 软件通过填洼、确定流向、水系提取等处理, 得到流域面积、河道坡降、平均河链长等资料, 获取资料主要用于新安江模型的输入及 C_s 的计算. 洪水摘录、降雨摘录、日流量、日雨量、时段流量、时段雨量蒸发资料和土壤墒情数据等由当地水文局提供. 各研究流域的基本概况和资料情况见表 1.

2.2 参数计算结果及分析

按照基于自相似河网结构的 C_s 估算方法求出 11 个流域的全流域 C_s 计算值和各子流域 C_s 计算值. 为了检验该方法的适用性及可靠性, 对每个流域分别根据历史资料用新安江模型进行次洪参数率定, 得到每个流域 C_s 率定值, 然后将子流域 C_s 均值作为模型中的 C_s 输入值, 对其余参数利用次洪结果进行率定. 表 2 为两种方法得到的 C_s 值及与相应模拟结果的比较.

11 个流域全流域 C_s 计算值与流域面积的关系见图 3; 图 4a 为 11 个流域的子流域 C_s 计算均值与率定值的散点图; 图 4b 为 11 个流域用率定值与计算均值模拟得到的确定性系数均值散点图. 由图 4a、b 可知, 两幅图的大部分散点都均匀落在 45° 虚线的两侧且与该线非常靠近, 这表明子流域 C_s 计算均值与率定值非常接近, 通过各子流域 C_s 计算均值与新安江模型率定取得的模拟效果也十分相近. 所以, 从整体上来说, 本文提出的 C_s 计算方法是有效的. 在无资料地区, 可直接采用该计算方法求得 C_s 值, 降低模型应用中参数的不确定性. 随着面积的增大, 全流域 C_s 计算值有增大的趋势 (表 2 和图 3). 这种结果是合理的, 因为流域的调蓄功能与流域面积呈正相关, C_s 代表着流域对洪水的坦化作用, 流域调蓄功能越强, C_s 值也就越大. 众所周知, 新安江模型在进行流域分块时, 并不能确保每个单元的面积相等, 因此也不能保证每个单元的 C_s 值相

表 2 研究流域下垫面提取数据及 C_s 率定值、计算值

Tab.2 The extraction data of the underlying surface and calculated values and calibrated values of C_s

流域	面积/km ²	平均雨强/ (cm/h)	流速/ (m/s)	平均河链长/ km	平均河 道坡降	全流域 C_s 计算值	子流域 C_s 计算值均值	C_s 率 定值	计算确定性 系数均值	率定确定性 系数均值
长滩村	227.821	0.278	2.47	10.94	0.041	0.61	0.47	0.34	0.45	0.65
涝峪口	345.830	0.321	1.21	4.87	0.024	0.68	0.56	0.45	0.67	0.63
鸚鵡	537.735	0.285	1.24	4.52	0.022	0.80	0.72	0.74	0.61	0.58
秦渡镇	587.031	0.280	1.88	6.41	0.017	0.84	0.72	0.76	0.65	0.68
昌化	890.854	0.352	1.17	8.54	0.005	0.91	0.77	0.73	0.88	0.86
西水街	912.068	0.314	3.64	7.42	0.009	0.94	0.85	0.85	0.73	0.73
青泥湾	1379.446	0.293	1.23	5.19	0.007	0.93	0.75	0.78	0.65	0.60
陈河	1393.208	0.215	3.01	7.97	0.018	0.94	0.78	0.65	0.82	0.79
大河坝	2184.130	0.373	2.59	6.17	0.009	0.91	0.88	0.82	0.57	0.60
屯溪	2676.317	0.618	2.04	10.01	0.001	0.99	0.91	0.87	0.92	0.94
两河口	2819.410	0.373	2.48	4.93	0.009	0.95	0.87	0.84	0.60	0.60

等,而在率定中却采用相同的 C_s 值进行汇流演算,这与流域汇流规律不相符,因此有必要考虑每个单元流域采用各自的 C_s 值进行汇流计算.

3 流域分块后 C_s 规律分析

3.1 研究流域概况

选取陕西黑河的陈河流域及安徽屯溪流域作为研究流域. 其中,陈河流域多年平均降水量 700~900 mm,属于半湿润地区,流域山高、坡陡、水流湍急. 河流水量主要来自雨水补给,局部暴雨是发生洪水的主要原因. 陈河水文站(33°58'23"N, 108°09'52"E)建于 1996 年 5 月,地处陕西省周至县陈河乡木江河村,实测最高水位 608.07 m(2002 年),实测最低水位 603.13 m(2004 年),实测流量年最大值为 1750 m³/s(2005 年),最小值为 196 m³/s(2004 年). 屯溪流域属于湿润地区,邻近中国东南沿海,位于亚热带季风气候区,年平均温度 17℃,冬季盛行西北风,天气晴冷干燥;夏季多东南风,气温高,光照强,空气湿润;春、秋两季气旋活动频繁,冷暖变化大. 年平均降水量 1600 mm,其中 4—6 月多雨,占 50%,易发生洪涝灾害;7—9 月,占 20%,旱灾频繁. 河川径流年内、年际变化较大. 屯溪和陈河流域的 DEM 资料见图 5.

3.2 参数计算结果及分析

由于流域下垫面及降雨空间分布不均匀,在新安江模型中,对于面积较大的流域要先进行分块然后进行产汇流计算,通常采用的分块方法为泰森多边形法和自然子流域分块法. 泰森多边形法往往会将不同分水岭的支流划分到一起,这与河道汇流演算规律不符. 而按自然子流域划分,是依据河网结构将流域分为多个小单元,与下垫面特征更贴合,因此本文是采用自然子流域划分. 将水系及流域提取之后,按照雨量站点对流域进行自然子流域的划分,使每个子流域中含有一个雨量站,其中划分遵循二叉树的自相似结构,不能将不同分水岭的支流划分在同一子流域. 划分之后的陈河流域及屯溪流域自然子流域提取图见图 6.

由表 3 可知,一些面积较大的单元流域 C_s 值会比面积较小的单元流域 C_s 值小,例如休宁和岩前,由图 7 也可以直观地看出,屯溪流域 C_s 值随着单元面积的增大而呈现增大的趋势,而陈河流域 C_s 值随着单元面积的增大而呈现减小的趋势,这与上节得出的面积越大 C_s 值越大的结论相违背. 这是因为 C_s 除了与面积密切相关外,还与河链数、距离出口断面数、河道坡降及河宽等因素有关. 由图 8、9 可以看出,两个流域子流域 C_s 值与出口断面距离呈负相关,与河宽呈正相关. C_s 是反映流域调节作用的一个指标, C_s 值越大,则代表流域的调蓄能力越强,退水速率越慢. 对于一个流域,面积越大,河网级数越高,则流域内水滴到达流域出口处的路径越长,水滴到达出口断面时间就越长,退水就越慢, C_s 也就越大. 从河宽的角度来看,河道越宽,则河道的调蓄功能就越强,因此 C_s 值就越大. 另外,一般下游河道的河底比降比上游河道的河底比降小得多,下游河宽也比上游大,位于下游的河道即距离出口断面近的子流

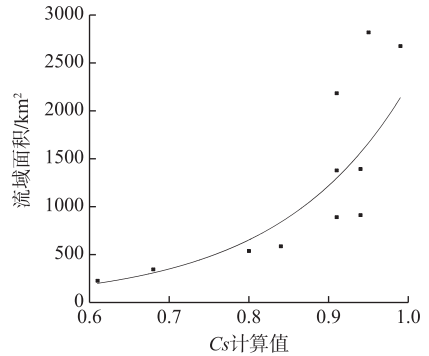


图 3 C_s 计算值与流域面积的关系

Fig.3 Scatter plot of calculated C_s values with catchment area

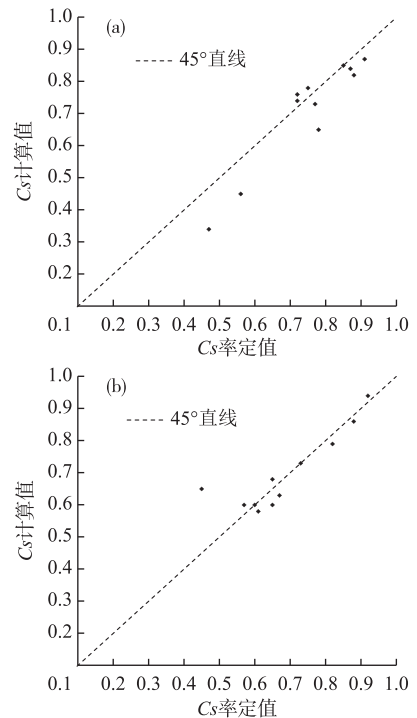


图 4 C_s 计算值与率定值散点图(a)及对应的确定性系数均值散点图(b)

Fig.4 Scatter plot of calculated C_s values with calibrated C_s values (a) and corresponding mean deterministic coefficient (b)

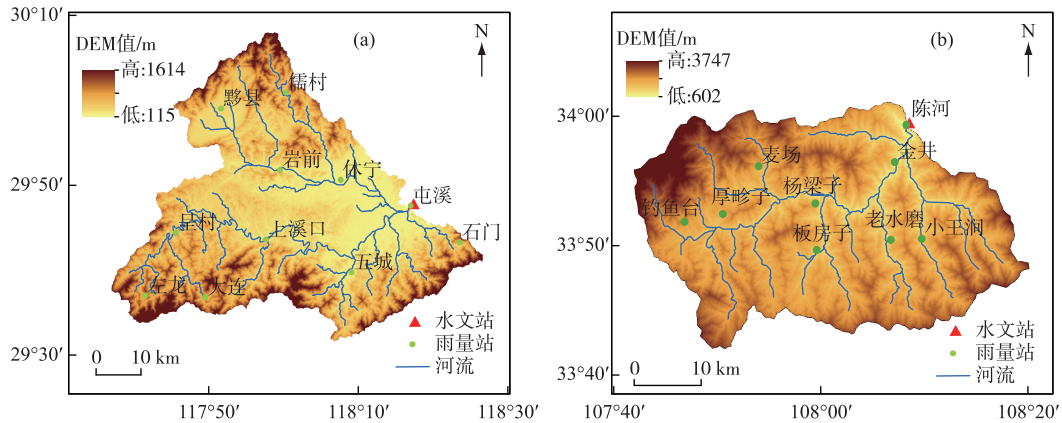


图5 屯溪(a)和陈河(b)流域 DEM 资料

Fig.5 DEM data of Tunxi (a) and Chenhe (b) catchments

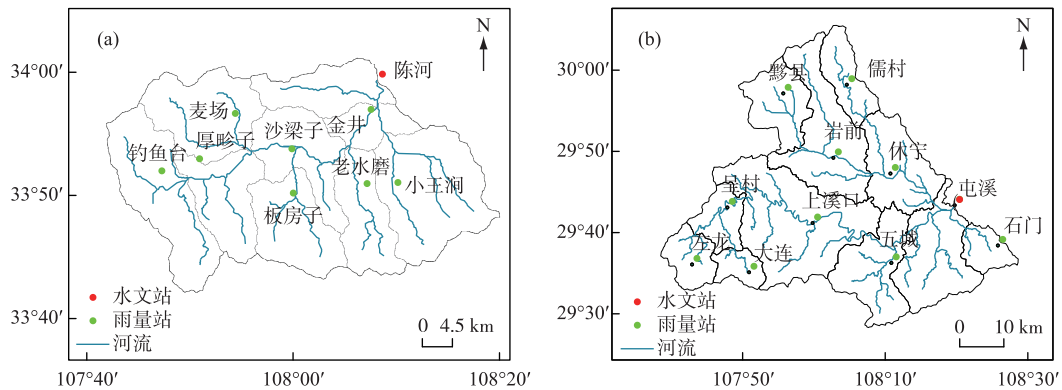


图6 陈河流域(a)及屯溪流域(b)子流域提取图

Fig.6 Map of the sub-catchment and river networks in Chenhe (a) and Tunxi (b) catchments

域河槽的调蓄作用大,因此距离出口断面近的 C_s 偏大,距离出口断面远的 C_s 值偏小.

陈河全流域 C_s 计算值为 0.94,屯溪全流域 C_s 计算值为 0.99(表2),将其与对应的子流域 C_s 值(表3)比较可以发现,流域分块后每个单元流域的 C_s 值均小于等于全流域的 C_s 值.这种结果是合理的,因为分块以后每个单元的面积比全流域面积小,调蓄功能也相应变小,另外从模型结构来说,流域分块之后,除了每个单元用 C_s 进行滞后演算对出口流量进行调节以外,还需采用马斯京根分段演算法对每个单元出口以下的河段进行河道汇流演算,这部分河道演算分担了一部分调蓄功能,因而单元流域的 C_s 值比全流域的 C_s 值小.

4 模型应用及分析

在汇流计算参数中,河网消退系数 C_s 是极敏感参数,反映了退水速率的快慢,因此 C_s 值越小,洪峰越大.由上文分析可知, C_s 值与流域面积、河链数及地形地貌特征密切相关,而每个流域内部的单元流域水系及下垫面条件都有所不同,因此每个单元的 C_s 值也存在差异.在传统新安江模型中没有考虑各个单元流域的 C_s 值差异,只采用单一的 C_s 值对出口流量进行调节,容易引起次洪模拟尤其是洪峰流量的较大误差.为了使模拟精度进一步提高,将模型汇流计算过程进行了修改,并在半湿润地区陈河流域和湿润地区屯溪流域进行了验证.

表 3 屯溪和陈河子流域 C_s 计算值
Tab.3 Calculated C_s values of Tunxi and Chenhe sub-catchments

流域	子流域	面积/ km^2	河链数	平均河宽/m	河道平均坡降	距出口断面数	C_s 计算值
屯溪	儒村	152.426	5	40	0.0013	6	0.87
	岩前	404.239	7	70	0.0009	5	0.95
	黟县	204.622	5	20	0.0017	6	0.89
	休宁	279.279	9	110	0.0011	3	0.97
	上溪口	491.014	11	70	0.0011	5	0.98
	屯溪	354.294	11	150	0.0008	0	0.98
	呈村	120.609	3	25	0.0017	9	0.85
	五城	376.326	9	30	0.0015	2	0.95
	石门	92.887	3	15	0.0008	2	0.86
	左龙	123.914	5	30	0.0021	10	0.86
	大连	76.707	3	20	0.0014	8	0.84
陈河	陈河	113.311	3	80	0.0090	0	0.85
	金井	72.981	3	50	0.0165	1	0.83
	沙梁子	162.381	7	35	0.0233	2	0.76
	板房子	136.250	5	25	0.0249	4	0.76
	老水磨	123.112	3	20	0.0405	2	0.81
	小王涧	250.509	5	15	0.0382	2	0.84
	麦场	177.844	3	20	0.0375	4	0.68
	厚畛子	135.043	5	20	0.0473	4	0.74
	钓鱼台	221.778	7	15	0.0544	6	0.77

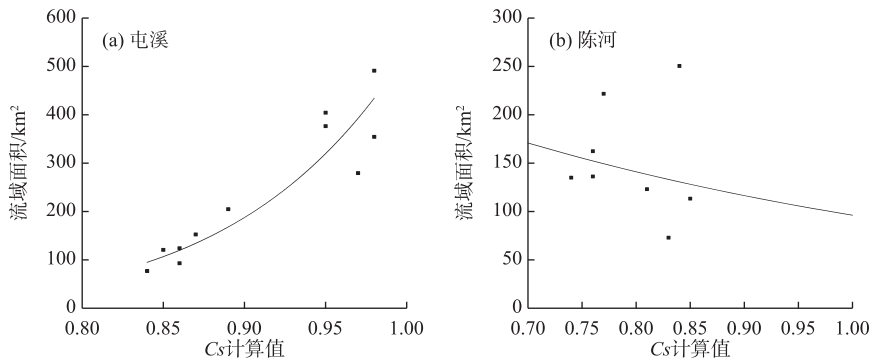


图 7 各单元流域面积与 C_s 计算值的关系

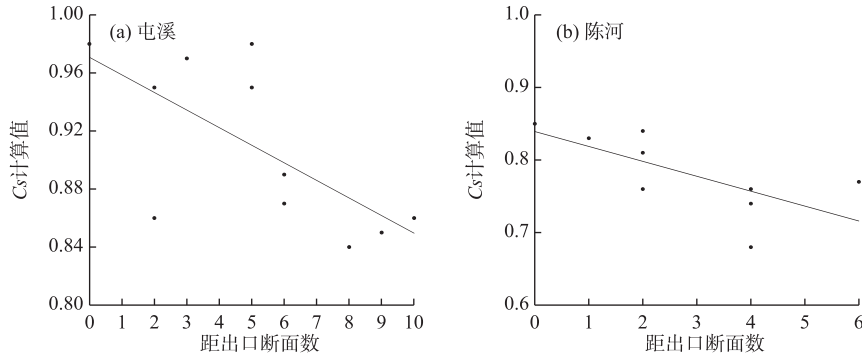
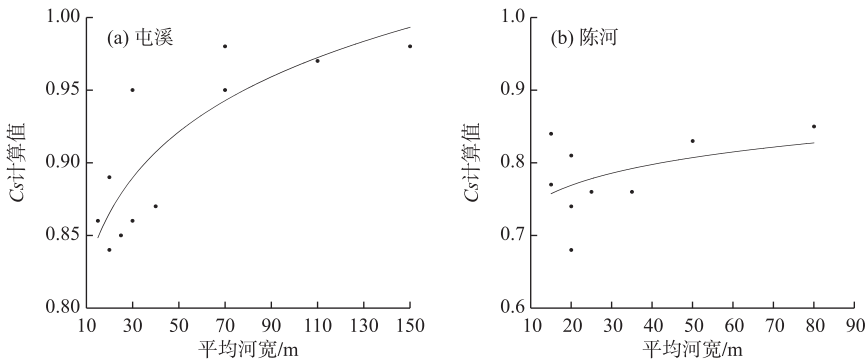
Fig.7 Scatter plot of calculated C_s values with sub-catchment area

4.1 模型汇流计算框架

新安江模型是分散性模型^[14],它将全流域分为若干单元流域,对每个单元进行产汇流计算.分水源之后每种径流成分的收入量确定并进入汇流计算阶段.在汇流计算中,先对每个单元流域的产流量用相同 C_s 值进行滞后演算,然后对出口断面的流量运用马斯京根分段流量演算法进行河道汇流演算,最后将所有单元流域的流量进行汇总得流域出口流量.滞后演算计算公式为:

$$Q_t = C_s \cdot Q_{t-1} + (1 - C_s) \cdot R \cdot U \quad (17)$$

式中, Q_t 为 t 时刻的出口断面流量, m^3/s ; Q_{t-1} 为 $t - 1$ 时刻的出口断面流量, m^3/s ; R 为径流量, mm ; U 为单元换算系数, $U = \frac{F}{3.6\Delta t}$, 其中 F 为流域面积, km^2 .

图 8 各单元距离出口断面数与 C_s 计算值关系Fig.8 Scatter plot of calculated C_s with distance between each sub-catchment and outlet section图 9 各单元流域平均河宽与 C_s 计算值散点图Fig.9 Scatter plot of calculated C_s with sub-catchment average river width

在流域分块之后,各单元流域下垫面特征及河网形态存在差异,对应的 C_s 值也应取值不同,但新安江模型进行产汇流计算时每个单元采用同一套参数,由空间变异对参数取值的影响考虑不完全.为了使新安江模型在无资料地区预报精度进一步提高,本文对新安江模型汇流计算进行了修改.考虑到模型是分散性模型,所以先根据本文所采用的 C_s 计算方法计算出每个单元流的 C_s 值,用对应的 C_s 值对每个单元出口流量进行调节,再分别用马斯京根分段流量演算法进行河道汇流演算,得到每个单元对出口流量的贡献量,最后累加得到出口断面的流量.假设将整个流域分为两个子流域,修改后新安江模型汇流计算结构见图 10.

4.2 次洪模拟结果比较与分析

为检验改进后模型的适用性,选取陈河流域及屯溪流域的历史洪水进行模拟分析.在选择洪水时保证大、中、小洪水全面选择,并且各种峰形及历时长短的洪水尽量覆盖.陈河流域选取 2003—2012 年共 20 场洪水进行模拟计算.前 14 场用于率定期,后 6 场用于验证.屯溪流域选取了 1981—2005 年共 34 场洪水进行模拟计算,前 20 场用于率定,后 14 场用于验证.分别采用如下 3 种方案进行洪水模拟:

方案 1:将研究流域用传统新安江模型率定,进行次洪模拟.

方案 2:将方案 1 的 C_s 率定值改为各子流域计算值的均值,再调节其他参数,进行次洪模拟.

方案 3:用改进后的新安江模型,将研究流域每一子流域的 C_s 改为计算值,并重新率定其他参数值进行次洪模拟.

根据《水文情报预报规范》(GB/T 22482—2008)选取了洪量合格率、洪峰合格率、确定性系数以及峰现时间误差 4 个指标作为评价标准,图 11、12 分别为陈河(CH)、屯溪(TX)流域用 3 种方案(表示为 1、2、3)模

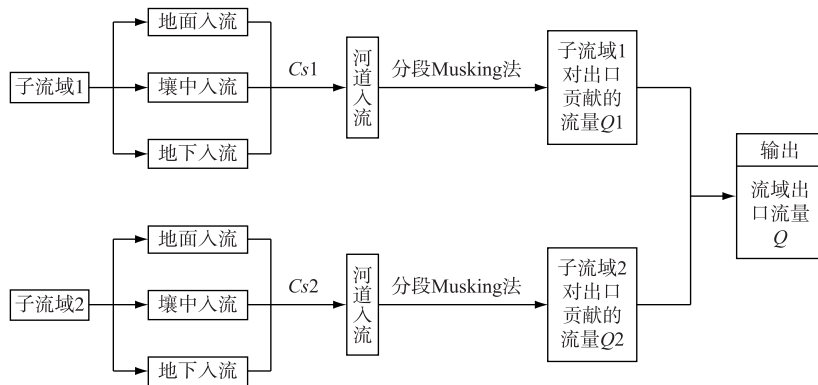


图 10 修改后新安江模型汇流计算结构

Fig.10 Structure of confluence calculation in the modified Xin'anjiang model

拟得到的率定期(C)与验证期(V)洪峰相对误差(RPE)、洪量相对误差(RRE)、确定性系数(NSE)和峰现时间(PTE)箱线图. 表 4 列出了陈河和屯溪采用 3 种方案得到的率定期及验证期所有次洪模拟特征值的统计. 图 13 为陈河 2005070106 号洪水和屯溪 1983052908 号洪水用以上 3 种方案得到的洪水流量过程线.

由陈河流域模拟结果(图 11、表 4)可知,3 种方案在洪量相对误差及峰现时间这两个指标上相差不大,这是因为 C_s 主要是对洪峰有重要影响,对洪量及峰现时间影响不大. 但从洪峰相对误差来看,陈河流域 3 种方案率定期洪峰相对误差大致范围分别为 $-25\% \sim 10\%$ 、 $-40\% \sim -10\%$ 和 $-25\% \sim 10\%$,验证期洪峰相对误差大致范围分别为 $-15\% \sim 10\%$ 、 $-40\% \sim 10\%$ 和 $-15\% \sim 10\%$;方案 2 洪峰模拟误差普遍比方案 1、方案 3 偏大,即预报洪峰比实测洪峰普遍偏小,这说明方案 2 中采用的 C_s 值偏大. 因此,在陈河流域方案 1 与方案 3 可行,方案 2 不可行. 由屯溪流域模拟结果(图 12、表 4)可得,屯溪流域 3 种方案率定期洪峰相对误差范围分别为 $-22.9\% \sim 26.7\%$ 、 $-36.9\% \sim 7.6\%$ 和 $-16.8\% \sim 19.7\%$,验证期洪峰相对误差范围分别为 $-7.8\% \sim 27.7\%$ 、 $-15.7\% \sim 4.2\%$ 和 $-3\% \sim 35.5\%$,除了方案 2 在率定期预报洪峰比实测洪峰稍有偏小之外,在率定期与验证期分别采用这 3 种方案的洪峰相对误差、洪量相对误差、确定性系数、峰现时间结果相差不大,均在可接受范围之内. 因此这 3 种方案在屯溪流域均适用.

表 4 次洪模拟结果特征值统计

Tab.4 Characteristic statistics of the results of flood event simulation in Chenhe and Tunxi catchments

流域	方案	洪峰相对误差合格率/%		洪量相对误差合格率/%		确定性系数合格率/%		峰现时间误差合格率/%	
		率定期	验证期	率定期	验证期	率定期	验证期	率定期	验证期
陈河	方案 1	71	100	71	83	71	100	79	100
	方案 2	21	67	79	100	86	100	71	100
	方案 3	79	100	79	83	86	100	79	100
屯溪	方案 1	85	86	100	86	100	100	85	93
	方案 2	55	100	100	86	100	100	90	71
	方案 3	95	64	100	86	100	100	85	93

从两个流域模拟情况来看,陈河流域方案 2 的洪峰模拟效果极差,洪峰相对误差合格率只有 21%,而屯溪流域方案 2 模拟效果相对好一些,洪峰相对误差合格率为 55%(表 4). 通过比较两个流域的 DEM 数据(图 5)可以发现,陈河流域变化范围为 602~3747 m,屯溪流域变化范围为 115~1614 m,从面积大小来看,陈河流域面积比屯溪流域小,即陈河流域数字高程空间变化要比屯溪大,所以,陈河流域各单元 C_s 值差值比屯溪各单元差值大. 从地形因素也可以看出,陈河流域位于山区,地势起伏不平,河道坡降变化大,下垫面条件差异性比屯溪大,单元流域 C_s 差异越大,子流域 C_s 均值往往就不具有代表性,不能反映流域的综合调蓄

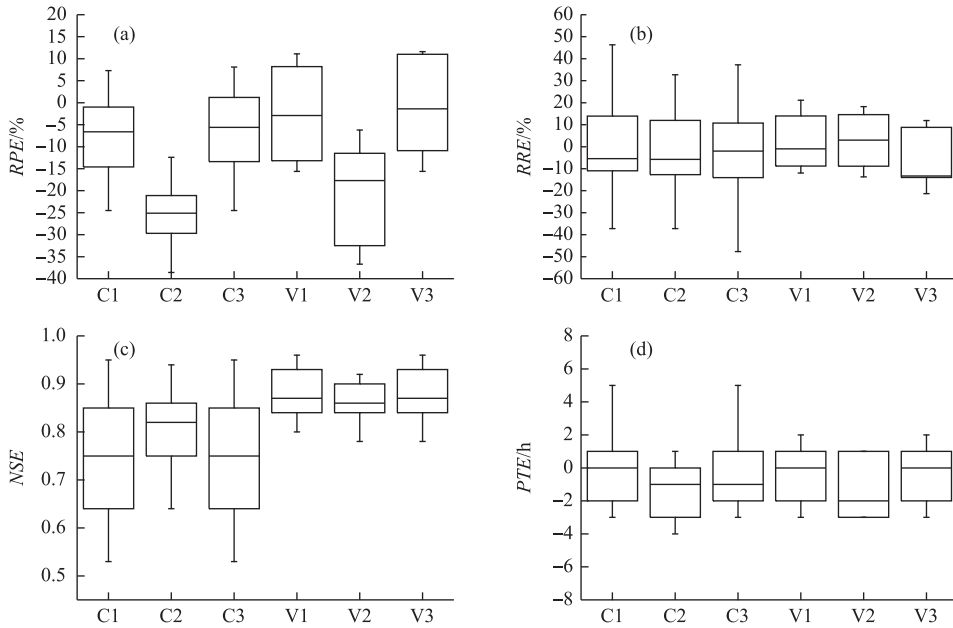


图 11 陈河流域洪峰相对误差、洪量相对误差、确定性系数及峰现时间箱线图

Fig.11 Box plots of the *RPE*, *RRE*, *NSE* and *PTE* statistics of all hourly simulations, including both calibration and validation events with three methods in Chenhe catchment

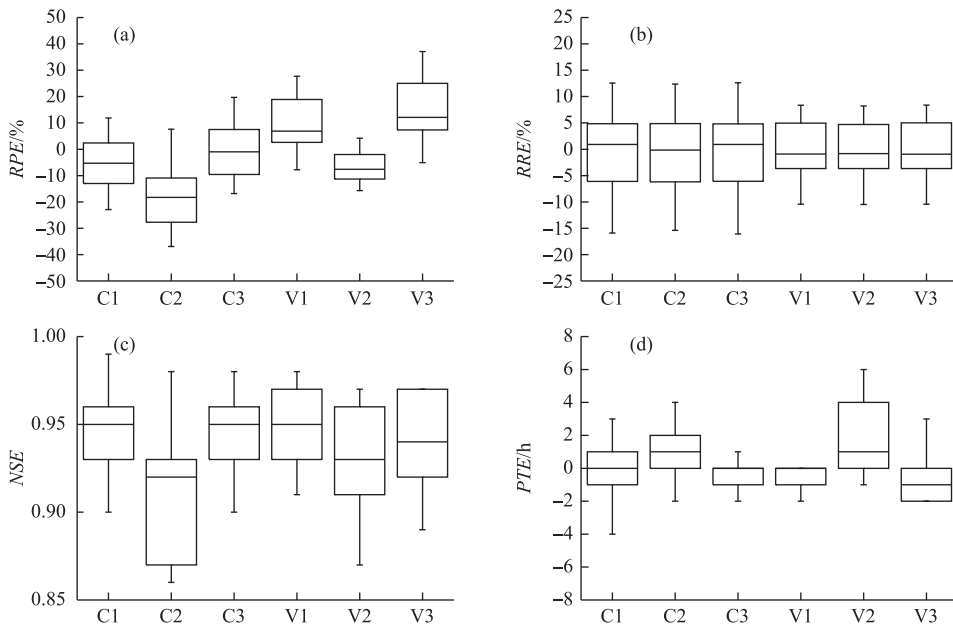


图 12 屯溪流域洪峰相对误差、洪量相对误差、确定性系数及峰现时间箱线图

Fig.12 Box plots of the *RPE*, *RRE*, *NSE* and *PTE* statistics of all hourly simulations, including both calibration and validation events with three methods in Tunxi catchment

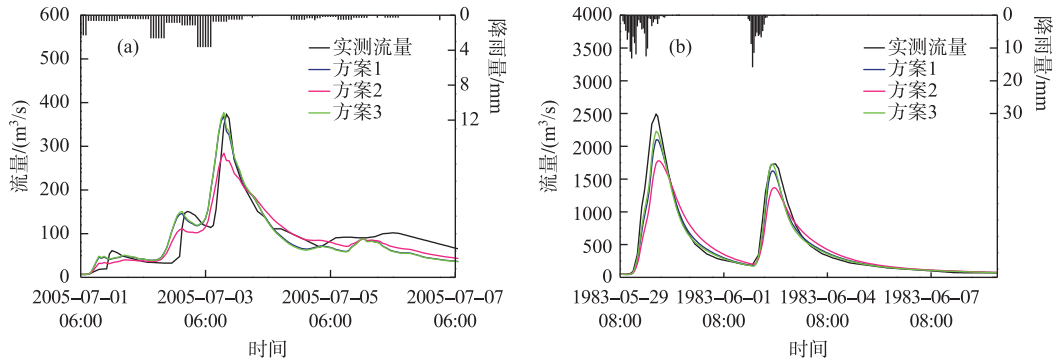


图 13 陈河流域 2005070106 号洪水(a)和屯溪流域 1983052908 号洪水(b)过程线
Fig.13 Observed and simulated hydrographs of flood 2005070106 in Chenhe catchment (a) and flood 1983052908 in Tunxi catchment (b)

能力,所以在陈河使用方案 2 模拟效果不佳,而屯溪流域各子流域 C_s 值相近,洪峰模拟相对较好.

综上所述,这 3 种方案均有可取之处,但方案 2 适用于子流域下垫面条件相似的地区,所以方案 1 和方案 3 比方案 2 更好.但在无资料地区,方案 1 率定较为困难,难以应用,不具优势.方案 3 不仅模拟效果好,而且参数 C_s 物理意义更明确,模型将参数与流域空间变异性联系起来,使模型结构更加合理,因此在无资料地区应用方案 3 会更胜一筹.

5 结论

1) C_s 计算均值与率定值在研究区湿润、半湿润和半干旱地区 11 个流域模拟效果十分相近,这说明本文所采用的 C_s 计算方法是有效的,在无资料地区可采用此方法来确定模型汇流参数 C_s 值.

2) C_s 值与流域面积、河链数以及河宽呈正相关,与子流域距离出口断面远近呈负相关.流域分块后每个单元流域的 C_s 值均小于等于全流域的 C_s 值,流域分块后每个单元的面积比全流域面积小,调蓄功能也相应变小.另外从模型结构来说,流域分块之后,除了每个单元用 C_s 对出口流量进行调节以外,还需采用马斯京根分段演算法对每个单元出口以下的河段进行河道汇流演算,这部分河道演算分担了一部分的调蓄功能,因而单元流域的 C_s 值比全流域的 C_s 值小.

3) 由 3 种方案的模拟结果可得,3 种方案均可行,但方案 1 在无资料地区难以率定,方案 2 建议在子流域下垫面条件相似地区使用,方案 3 修改后的新安江模型结构更加合理, C_s 物理意义明确,进一步考虑了流域空间变异性,根据每个单元流域属性差异取相应的 C_s 进行滞后演算,模型物理机制增强,这是修改后的新安江模型最大的优势所在.但在不能修改模型的条件下,退而求其次使用方案 2 尚可.因此,本文所提出的 C_s 计算方法、区域参数规律及新安江模型汇流计算过程修改方法对新安江模型在无资料地区的应用具有指导意义.

6 参考文献

- [1] Sivapalan M, Takeuchi K, Franks SW *et al.* IAHS decade on predictions in ungauged basins (PUB), 2003-2012: Shaping an exciting future for the hydrological sciences. *International Association of Scientific Hydrology Bulletin*, 2003, **48** (6): 857-880.
- [2] Wagener T, Wheater HS, Gupta HV eds. *Rainfall-runoff modelling in gauged and ungauged catchments*. London: Imperial College Press, 2004: 332.
- [3] Rui X, Ling Z, Liu N *et al.* Origin of Xin'anjiang model and its further development. *Advances in Science and Technology of Water Resources*, 2012, **32**(4): 1-5. [芮孝芳, 凌哲, 刘宁宁等. 新安江模型的起源及对其进一步发展的建议. *水利水电科技进展*, 2012, **32**(4): 1-5.]

- [4] Li ZJ ed. Application and research of hydrological modelling. Nanjing: Hohai University Press, 2008: 76-88. [李致家. 水文模型的应用与研究. 南京: 河海大学出版社, 2008: 76-88.]
- [5] Li JT, Song HQ, Zhang XN *et al.* A discussion on advances in theories of Xin'anjiang Model. *Journal of China Hydrology*, 2014, **34**(1): 1-6. [刘金涛, 宋慧卿, 张行南等. 新安江模型理论研究的进展与探讨. 水文, 2014, **34**(1): 1-6.]
- [6] Zhao RJ ed. Proceedings of Zhao Renjun on hydrological forecasting. Beijing: Water Resources and Electric Power Press, 1994: 120-135. [赵人俊. 赵人俊水文预报文集. 北京: 水利电力出版社, 1994: 120-135.]
- [7] Li ZJ, Li LR, Huang PN *et al.* Effect of watershed subdivision on confluence parameter. *Journal of Hohai University: Natural Sciences*, 2014, **42**(4): 283-288. [李致家, 李兰茹, 黄鹏年等. 流域分块对汇流参数的影响. 河海大学学报: 自然科学版, 2014, **42**(4): 283-288.]
- [8] Zhao RJ. Watershed concentration flow of linear time-varying system. *Journal of China Hydrology*, **1994**, (4): 1-6. [赵人俊. 时变线性系统流域汇流模型. 水文, **1994**, (4): 1-6]
- [9] Xu Q, Li ZJ, Chen XD. Study on the parameter laws of watershed flow concentration of Xin'anjiang model. *Boutique of China Science and Technology Papers Online*, 2009, **2**(4): 1-6. [徐倩, 李致家, 陈向东. 新安江模型流域汇流参数规律研究. 中国科技论文在线精品论文, 2009, **2**(4): 1-6.]
- [10] Lu JW. New approach to synthesization of recession coefficients in Xin'anjiang model. *Journal of Hydroelectric engineering*, 2016, **35**(9): 1-6. [陆旻皎. 关于新安江模型河网蓄水消退系数规律的建议. 水力发电学报, 2016, **35**(9): 1-6.]
- [11] Li ZJ, Liang K, Kan GY *et al.* A method for deriving the river network flow concentration parameter C_s of the Xin'anjiang model. *Advances in Water Science*, 2016, **27**(5): 652-661. [李致家, 梁珂, 阚光远等. 新安江模型中河网汇流参数 C_s 的一种计算方法. 水科学进展, 2016, **27**(5): 652-661.]
- [12] Li Q, Wen K. Dynamical factors in general formulas of geomorphologic unit hydrograph; research of velocity calculation. *Haihe River Water Conservancy*, 1989, (1): 6-12. [李琪, 文康. 地貌单位线通用公式中动力因子—流速计算的研究. 海河水利, 1989, (1): 6-12.]
- [13] Li ZJ, Li LR, Huang PN *et al.* Effect of watershed subdivision on confluence parameter. *Journal of Hohai University: Natural Sciences*, 2014, **42**(4): 283-288. [李致家, 李兰茹, 黄鹏年等. 流域分块对汇流参数的影响. 河海大学学报: 自然科学版, 2014, **42**(4): 283-288.]
- [14] Singh VP. Computer models of watershed hydrology. Colorado: Water Resources Publications, 1995: 443-476.