

## 基于土壤墒情抗差的降雨径流预报模型——设计与实验流域应用\*

沈丹丹<sup>1</sup>, 包为民<sup>1</sup>, 江鹏<sup>3</sup>, 张阳<sup>2</sup>, 费如君<sup>2</sup>

(1: 河海大学水文水资源学院, 南京 210098)

(2: 中国电建集团中南勘测设计研究院有限公司, 长沙 410014)

(3: Desert Research Institute, Las Vegas Nevada USA, 89119)

**摘要:** 本文旨在将实时监测得到的土壤墒情转化为流域水文模型可以直接使用的土壤含水量, 论证将实时土壤墒情资料用于实时预报的可行性; 利用实时监测土壤墒情, 改进传统的模型结构, 设计基于实测土壤墒情的降雨径流水文预报模型. 采用土壤含水量误差抗差估计技术以抵御观测资料粗差的影响, 提高系统的稳定性; 并在此基础上提出了土壤含水量系统响应修正方法, 以提高模型计算精度. 将该模型应用于实验流域——宝盖洞流域进行应用检验, 洪水模拟合格率达到 92.3%, 整体模拟精度达到甲级.

**关键词:** 土壤墒情; 土壤墒情抗差; 土壤含水量修正; 系统响应曲线; 降雨径流预报模型; 洪水预报

### Rainfall-runoff forecast model based on robust correction of soil moisture: Design and application in an experimental basin

SHEN Dandan<sup>1</sup>, BAO Weimin<sup>1</sup>, JIANG Peng<sup>3</sup>, ZHANG Yang<sup>2</sup> & FEI Rujun<sup>2</sup>

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

(2: Power China Zhongnan Engineering Corporation Limited, Changsha 410014, P.R.China)

(3: Desert Research Institute, Las Vegas Nevada USA, 89119)

**Abstract:** This study is aimed to convert the real-time measured soil moisture into the soil water content which can be used directly in the watershed hydrological model, and demonstrate the feasibility of using the real-time measured soil moisture for real-time forecasting. In this paper, a rainfall-runoff hydrological forecasting model based on the measured soil moisture is proposed to improve the structure of the traditional model. The soil moisture robust estimation technique is used to resist the influence of gross error, and improve the stability of the system. On that basis, a soil water content error correction method based on a system response curve is introduced into the model to improve the accuracy of the model. The model is applied in an experimental basin named Baogaidong Basin. The result indicates that the qualification rate of basin flood simulation reaches 92.3%, and the overall simulation accuracy reaches Class A.

**Keywords:** Measured soil moisture; robust correction of soil moisture; soil water content error correction; system response curve; rainfall-runoff forecast model; flood forecasting

在水文模拟和水文预报中, 土壤含水量作为洪水预报模型的一个状态量, 对预报结果有着不可忽视的影响, 尤其是流域内前期土湿对洪水预报精度有很大的影响<sup>[1]</sup>. 现有水文预报模型系统大多是基于气象资料经模型计算得出土壤含水量情况, 缺乏土壤含水量模拟检验, 更缺乏对基于土壤墒情实时监测的水文预报模型应用研究. 然而经模型计算得到的土壤含水量毕竟与实际土壤含水量存在偏差, 而且可能会出现随着时间的推移误差不断积累的现象, 直接影响净雨计算的准确性, 给水文预报结果带来误差, 从而影响洪水预报的整体预报精度<sup>[2]</sup>. 因此, 利用实时监测的土壤墒情资料, 改进传统的模型结构, 减少土壤含水量的模拟误差对洪水预报结果产生的不良影响成为洪水预报重要的研究课题.

\* 国家重点研发计划专项(2016YFC0402703)和国家自然科学基金项目(41371048, 51479062)联合资助. 2016-12-09 收稿; 2017-02-19 收修改稿. 沈丹丹(1992~), 女, 博士研究生; E-mail: ddshen92@163.com.

Jackson 等<sup>[3]</sup>在改进水文模拟时最早采用同化土壤含水量的方法,他采用直接插入的同化方法,将实际观测的土壤含水量代替由水文模型模拟出的土壤含水量,以此提高模型计算精度. Pauwels 等<sup>[4]</sup>利用统计校正法与牛顿松弛法两种同化方法将 ERS 卫星微波遥感所获得的土壤含水量与基于 TOPMODEL 的 TOPLATS 模型的数据进行同化,通过比较发现集总式与分布式两个版本的 TOPMODEL 模型在同化了遥感反演的土壤含水量数据之后,均可以提高水文预报的精度. Parajka 等<sup>[5]</sup>通过对奥地利 320 个流域进行径流试验研究,表明卫星微波遥感 25 km 分辨率土壤含水量数据对流域水文预报有一定的作用. 数据同化的主要工作是各种来源不同、误差时间信息不同或者空间分辨率不同的观测资料融入一个数值动力模型中利用数学方法进行计算,从而在实际观测值与模型解之间找到一个最优解. 但数据同化技术对土壤含水量的修正并不能直接用于水文模型,因为遥感技术观测的土壤含水量数据与水文模型中的土壤含水量并不是同一个概念,例如,新安江模型中土壤含水量是指蓄水深度(mm),且目前还没有能够将遥感观测的土壤水数据转换成洪水预报模型中的值的有效手段<sup>[2]</sup>.

此外,由于现有观测技术尚不成熟、观测设备不够先进,导致实测土壤墒情数据存在较大的粗差,若不经抗差处理,无法用于水文模型计算. 本文采用抗差技术对观测资料进行处理,利用抗差技术所具有的误差抗御性,减少观测粗差对预报系统的影响,并采用系统响应反演修正方法修正初始土壤含水量,以提高模型的预报精度.

## 1 方法介绍

### 1.1 土壤墒情资料抗差技术

抗差模型的建立主要涉及土壤含水率的分布关系,本研究中抗差模型结构采用多元回归模型:

$$\theta C_{i,t} = \alpha_1 \cdot \theta_{1,t} + \alpha_2 \cdot \theta_{2,t} + \dots + \alpha_{i-1} \cdot \theta_{i-1,t} + \alpha_{i+1} \cdot \theta_{i+1,t} + \dots + \alpha_m \cdot \theta_{m,t} \quad (1)$$

式中, $\theta C_{i,t}$ 为待估计的土壤含水率, $i$ 为估计变量序号, $\theta_{k,t}(k = 1, 2, \dots, i-1, i+1, \dots, m)$ 为观测的土壤含水率, $\alpha_k(k = 1, 2, \dots, i-1, i+1, \dots, m)$ 为待估计的常系数, $m$ 为回归变量个数.

考虑到流域内土壤含水率所有测站、垂线上所有测点之间都存在相关性,所以变量个数  $m$  最大值是所有测站垂线测点的总和. 但由于测站垂线测点的相关性存在差异,贡献度也不同,所以回归建模采用逐步回归方法建模,使得所选择的每个变量都是具有重要贡献度,贡献度小的变量被剔除. 这样,对序号为  $i$  的估计变量  $\theta C_{i,t}$ ,通过逐步回归建模,其变量的个数也是随  $i$  变化的  $m(i)$ . 逐步回归建模,就可获得一系列变量个数不同的回归模型<sup>[6-8]</sup>.

本研究采用 Hampel 估计,其抗差权函数<sup>[9]</sup>为:

$$\omega(u) = \begin{cases} 1, & |u| \leq a \\ a/|u|, & a < |u| \leq b \\ \frac{a(c-|u|)}{(c-b)|u|}, & b < |u| \leq c \\ 0, & |u| > c \end{cases} \quad (2)$$

式中, $u$ 为观测值残差, $a, b$ 和 $c$ 为3个参数,即:当观测值残差绝对值 $|u|$ 不大于 $a$ 时,等价权取原观测权; $|u|$ 在 $a$ 与 $b$ 之间时,采用绝对和极小法(也是稳健估计); $|u|$ 在 $b$ 与 $c$ 之间时,等价权随着残差的增大而减小,从而限制这部分观测值对参数的影响; $|u|$ 大于 $c$ 时,观测值不予采用<sup>[10]</sup>. 这些常参数要预先通过实际资料进行分析确定,而且在选取时要考虑抗差性和风险的平衡,对于不同的观测变量 $\theta C_{i,t}$ ,其相应的误差分布不同,参数值也随之变化. 所以,严格意义上说,这是3个变参数.

### 1.2 土壤含水量系统响应反演方法

如图1所示,将新安江模型作为一个系统,通过给初始土壤含水量  $W_0$  一个单位的变化量,使得模型的产流系列  $R$  发生变化,进一步使得计算的流量系列  $Q_c$  在原始计算结果上产生的变化就称

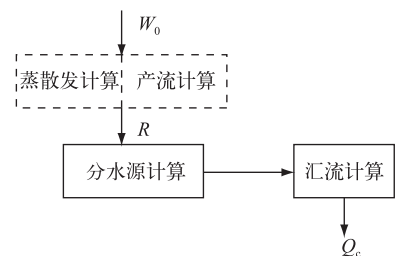


图1 系统示意图

Fig.1 Schematic diagram of the system

为系统响应,而变化后的流量系列与原始计算流量系列之差则称为初始土壤含水量的系统响应曲线<sup>[2]</sup>.

在模型的输入变量和状态变量中只考虑土壤含水量对预报的影响,将上述系统归纳如下:

$$Q(t) = Q(W, \lambda, t) \tag{3}$$

式中,  $Q$  为流域出口断面流量,  $W$  为土壤含水量,  $\lambda$  为模型参数,  $t$  为时间.

由于新安江模型考虑了降雨和下垫面分布不均的特性,将计算流域划分为多个单元流域,对应于每个单元有其相应的初始土壤含水量,因此,对各单元的初始土壤含水量进行分单元修正.

对式(3)进行微分处理,如下:

$$dQ(W, \lambda, t) = \left. \frac{dQ}{dW} \right|_{W=W_0} dW \tag{4}$$

将样本长度为  $L$  的  $Q(t) = [Q_1, Q_2, \dots, Q_L]^T$ ,  $W = [W_1, W_2, \dots, W_m]^T$  及  $W_0 = [W_{1,0}, W_{2,0}, \dots, W_{m,0}]^T$  的分量计算代入式(4)中,可得:

$$\left\{ \begin{array}{l} Q(W, \lambda, 1) = Q(W_0, \lambda, 1) + \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 1)}{\partial W_1} \right|_{W=W_0} \Delta W_1 + \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 1)}{\partial W_2} \right|_{W=W_0} \Delta W_2 + \dots + \\ \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 1)}{\partial W_m} \right|_{W=W_0} \Delta W_m + e_1 \\ Q(W, \lambda, 2) = Q(W_0, \lambda, 2) + \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 2)}{\partial W_1} \right|_{W=W_0} \Delta W_1 + \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 2)}{\partial W_2} \right|_{W=W_0} \Delta W_2 + \dots + \\ \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 2)}{\partial W_m} \right|_{W=W_0} \Delta W_m + e_2 \\ \vdots \\ Q(W, \lambda, L) = Q(W_0, \lambda, L) + \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, L)}{\partial W_1} \right|_{W=W_0} \Delta W_1 + \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, L)}{\partial W_2} \right|_{W=W_0} \Delta W_2 + \dots + \\ \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, L)}{\partial W_m} \right|_{W=W_0} \Delta W_m + e_L \end{array} \right. \tag{5}$$

式(5)可写成如下矩阵形式:

$$Q(W, \lambda, t) = Q(W_0, \lambda, t) + U \cdot \Delta W + E \tag{6}$$

式中,  $Q(W, \lambda, t)$  表示实测出口断面流量过程,简称为  $Q_0$ ;  $Q(W_0, \lambda, t)$  表示模型计算流量过程,即  $Q_c$ ; 系统响

$$\text{应矩阵 } U = \begin{bmatrix} \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 1)}{\partial W_1} \right|_{W=W_0} & \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 1)}{\partial W_2} \right|_{W=W_0} & \dots & \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 1)}{\partial W_m} \right|_{W=W_0} \\ \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 2)}{\partial W_1} \right|_{W=W_0} & \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 2)}{\partial W_2} \right|_{W=W_0} & \dots & \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, 2)}{\partial W_m} \right|_{W=W_0} \\ \vdots & \vdots & \dots & \vdots \\ \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, L)}{\partial W_1} \right|_{W=W_0} & \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, L)}{\partial W_2} \right|_{W=W_0} & \dots & \left. \frac{\partial Q(W, \lambda, L)}{\partial W_m} \right|_{W=W_0} \end{bmatrix}, \text{初始土壤含水量变化量 } \Delta W = [\Delta W_1, \Delta W_2,$$

$\dots, \Delta W_m]^T$ ;  $E = [e_1, e_2, \dots, e_L]^T$  为随机误差项.

$U$  矩阵中的每一项可以通过差分近似微分求解:

$$\left. \frac{\partial Q(W, \lambda, t)}{\partial W_i} \right|_{W=W_0} = \frac{Q(W_{1,0}, \dots, W_{i,0} + \Delta W_i, \dots, W_{m,0}, \lambda, t) - Q(W_{1,0}, \dots, W_{i,0}, \dots, W_{m,0}, \lambda, t)}{\Delta W_i} \tag{7}$$

式中,  $t = 1, 2, \dots, L$  为时间尺度;  $i = 1, 2, \dots, m$  为空间尺度.

$U$  矩阵的具体计算过程为:在保持其他单元值不变的情况下分别给每个单元的初始土壤含水量增加一个单位量,用改变后的初始值作为新安江模型的输入进行计算,模拟得到的新流量系列与原始模型计算流量系列的差值为该单元初始土壤含水量的系统响应曲线,作为系统响应矩阵  $U$  中对应于该单元初始土壤含水量的一系列参与计算<sup>[11-15]</sup>.

初始土壤含水量的修正量  $\Delta W$  可根据最小二乘估计求得:

$$\Delta W = (U^T U)^{-1} U^T (Q(W, \lambda, t) - Q(W_0, \lambda, t)) \quad (8)$$

由此可得修正后的初始土壤含水量( $W'_0$ )为:

$$W'_0 = W_0 + \Delta W \quad (9)$$

则修正流量系列( $Q'_c$ )为:

$$Q'_c = Q(W'_0, \lambda, t) \quad (10)$$

## 2 基于土壤含水量的降雨径流预报模型建立

本研究以典型的概念性水文模型——三水源新安江模型为基础,设计基于土壤含水量的降雨径流预报模型.三水源新安江模型蒸散发计算采用三层蒸发模型;产流计算采用蓄满产流模型;径流划分采用自由水蓄水库结构将总径流划分为地表径流、壤中流和地下径流3种;流域汇流采用线性水库;河道汇流采用马斯京根分段连续演算法<sup>[16]</sup>.具体的建模步骤如下:

1) 采用观测的同步土壤墒情、雨量、径流资料分析径流、降雨与实测土壤墒情的关系.由于实测土壤墒情资料存在较大的观测误差,采用抗差分析方法,对观测误差进行抗差估计,以减小观测误差对土壤含水量估计的影响.

2) 采用流域实测土壤墒情及雨洪资料进行模型分析计算,确定模型参数<sup>[17-20]</sup>.根据建立的模型计算出每场洪水的逐小时土壤含水量.

3) 建立抗差后的实测土壤含水率 $\theta$ 与模型计算土壤含水量 $W$ 之间的函数关系;并根据该函数关系,用实测土壤含水率推算模型土壤含水量,作为新安江模型的输入进行洪水模拟.

4) 采用土壤含水量系统响应反演修正方法,改进洪水初始时刻的土壤含水量,以提高预报模型的模拟精度.

## 3 模型应用与检验

### 3.1 实验流域概况

本文实验流域为宝盖河流域,位于浏阳市古港镇宝盖洞村,为洞庭湖水系湘江支流浏阳河一级支流宝盖河的宝盖水文站以上流域,水文站以上河长约6.8 km,流域控制集水面积22.1 km<sup>2</sup>,流域高程在200~1200 m.流域内基本属自然生态,典型山地,植被茂密,坡陡沟深,河流短促,有2级小拦河坝及微小型引水式水力发电站,无水库.宝盖河流域地处亚热带季风气候区,具有湿热多雨、夏热冬寒的特点,暴雨频繁,洪水由暴雨产生,具有陡涨陡落的特点.宝盖洞水文站测验河流属山溪性小河,水位随洪水暴涨暴落.1954年7月25日,日雨量达412.5 mm,23—25日3 d雨量达618.8 mm.测验河道高,水流速大,可达7 m/s以上,洪水时砾石滚动并有漂浮物.流域内受人类活动影响较少,植被保护较好,河流含沙量小.

流域内共布设有7个雨量站(寒婆坳、白果树、白屋场、芦前、双冲、印心台、宝盖洞),6个土壤墒情自动监测站(寒婆坳、白果树、白屋场、芦前、双冲、印心台)和1个水文控制站(宝盖洞水文站;28°22'N, 113°44'E)(图2),站网密度足够且分布合理.为了保证系统设备的协调工作和减小系统误差,所有的土壤墒情测站均统一采用ZNY.HDJ-1墒/旱情自动化系统设备,各测点(测点深度分别为20、40、60 cm)均采用相同的传感器探头.流域水系

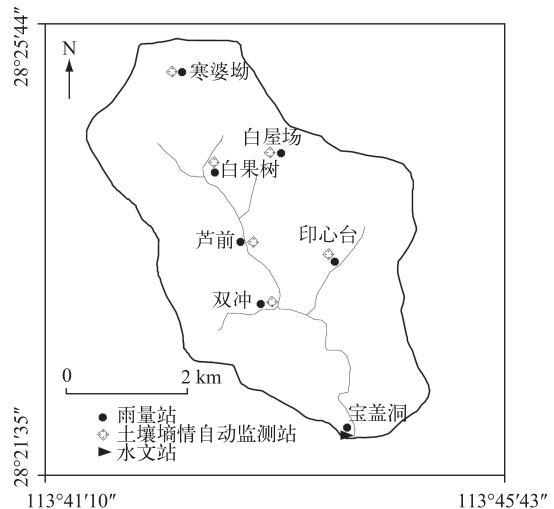


图2 宝盖河流域水系及站点分布

Fig.2 The drainage and station distribution of Baogaidong Basin

及站点布设见图 2.

### 3.2 土壤含水率观测资料分析

本研究旨在利用观测的土壤墒情数据,改进传统的模型结构,设计基于实测土壤墒情资料的降雨径流预报模型. 而实测资料总是存在误差的,因此,在将观测资料用于模型构建和模型参数率定前,首先要对观测资料进行合理性和可靠性分析,了解观测资料存在的问题. 资料分析主要从观测资料时间变化特征、土壤含水率资料与降雨资料的相关性以及土壤含水率资料与蒸发资料的相关性三个方面展开. 本流域无蒸发资料,故借用附近流域双江口站(28°20'11.6"N, 112°40'20.8"E)的蒸发观测资料. 不同深度各测点土壤含水率观测值逐日变化情况如图 3 所示(以芦前站为例),芦前站逐日土壤含水率在时间序列上波动剧烈,其他 5 个站情况均与该站类似. 各站逐日土壤含水率与降雨和蒸发之间的相关系数分别见表 1 和表 2. 由表 1 和表 2 可以看出,土壤含水率资料与降雨资料呈正相关关系,与蒸发资料呈负相关关系,但土壤含水率资料与降雨和蒸发资料相关系数的绝对值都很小,即土壤含水率资料与降雨和蒸发资料之间的相关性很差,不能直接用于模型计算,必须经过抗差技术处理,才可以加以利用.

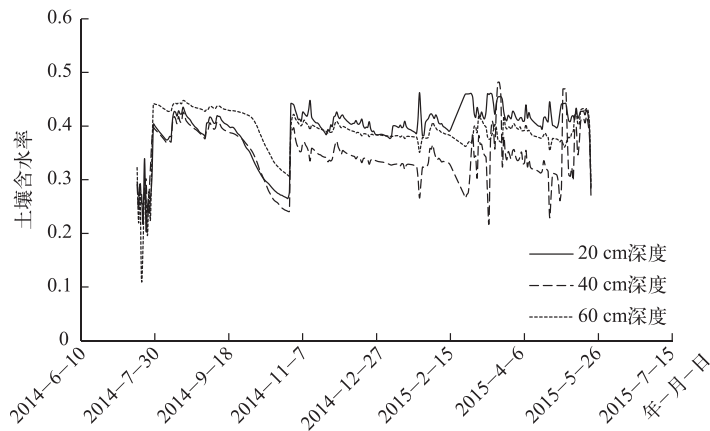


图 3 芦前站垂向各测点土壤含水率观测值逐日变化情况

Fig.3 Variation of daily measured soil moisture in vertical of Luqian station

表 1 逐日土壤含水率与降雨相关系数

Tab.1 The correlation coefficient between daily soil moisture and rainfall

监测站	相关系数			
	20 cm 深度与降雨	40 cm 深度与降雨	60 cm 深度与降雨	垂线平均与降雨
白果树	0.117	0.034	-0.019	0.069
白屋场	0.152	0.100	0.076	0.143
寒婆坳	-0.041	-0.104	0.005	-0.068
芦前	0.167	0.128	0.086	0.145
双冲	0.104	0.082	0.049	0.083
印心台	0.101	-0.168	0.108	-0.133
流域平均	0.100	0.012	0.051	—

### 3.3 模型计算结果

本研究首先将实测土壤墒情资料转换为土壤含水率,再研究实测土壤含水率与模型计算土壤含水量之间的关系. 实测土壤含水率与模型计算土壤含水量之间,物理成因上讲是存在线性关系的. 由于实验流域观测的土壤墒情资料存在诸多误差因素,导致由土壤墒情资料转换而来的土壤含水率与模型计算土壤含水量之间的相关性很差. 本研究采用全流域平均土壤含水率与新安江模型计算土壤含水量直接建立函数关系,

表2 逐日土壤含水率与蒸发的相关系数  
Tab.2 The correlation coefficient between daily soil moisture and evaporation

监测站	相关系数			
	20 cm 深度与蒸发	40 cm 深度与蒸发	60 cm 深度与蒸发	垂线平均与蒸发
白果树	-0.059	0.109	-0.053	0.051
白屋场	-0.111	-0.057	-0.192	-0.138
寒婆坳	-0.306	-0.148	-0.111	-0.241
芦前	-0.466	0.070	-0.009	-0.216
双冲	-0.429	-0.176	0.053	-0.078
印心台	-0.372	0.063	-0.369	-0.062
流域平均	-0.290	-0.022	-0.113	—

其关系式为:

$$W = 522.92(\theta - 0.30) + 60 \tag{11}$$

式中,  $W$  为模型计算土壤含水量(mm),  $\theta$  为实测土壤含水率. 全流域平均土壤含水率与新安江模型计算土壤含水量的关系见图 4.

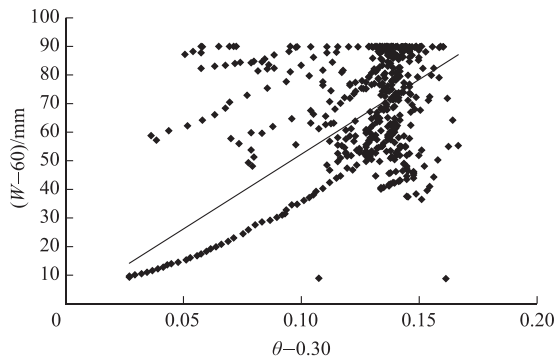


图4 实测土壤含水率( $\theta-0.30$ )与土壤含水量( $W-60$ )的关系  
Fig.4 The relationship between measured soil moisture( $\theta-0.30$ ) and soil water content( $W-60$ ) calculated by model

本研究选取宝盖洞流域 2014—2015 年 26 场洪水作为模型检验资料. 用式(11)由实测土壤含水率计算的土壤含水量,用新安江模型模拟的洪水结果见表 3( $R_0$ 是次洪实测径流深,  $er$  是计算径流深相对误差,  $Q_p$ 是实测洪峰流量,  $eq$  是计算洪峰流量相对误差).

利用 1.1 节介绍的土壤墒情资料抗差技术,对由式(11)计算得到的土壤含水量  $W$  进行抗差计算,得到抗差后的土壤含水量  $W_r$ . 将 26 场洪水初始时刻的抗差计算土壤含水量  $W_r$  与新安江模型计算得到的土壤含水量  $W_{mod}$  比较,建立抗差土壤含水量  $W_r$  与模型计算土壤含水量  $W_{mod}$  之间的关系,具体关系见图 5. 用经过抗差计算后的土壤含水量  $W_r$  代入新安江模型计算的洪水结果见表 4.

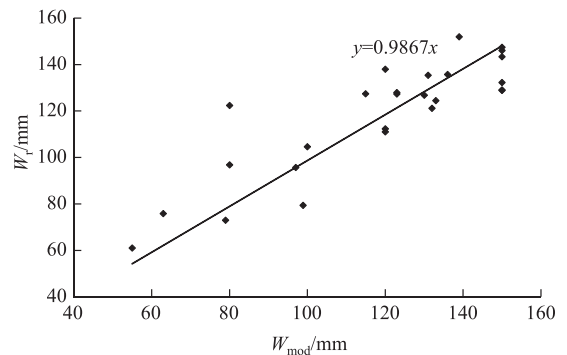


图5 抗差含水率与模型计算的土壤含水量关系  
Fig.5 The relationship between robust soil moisture and soil water content calculated by model

表3 实测土壤含水率直接用于模型计算的洪水模拟结果

Tab.3 The flood simulation results which are calculated by measured soil moisture

洪号	$R_0/mm$	$er/\%$	$Q_p/(m^3/s)$	$eq/\%$	合格否	洪号	$R_0/mm$	$er/\%$	$Q_p/(m^3/s)$	$eq/\%$	合格否
31151204	34.9	-24.1	3.5	-5.7	不合格	31150528	50.9	-4.3	12.8	5.5	合格
31151115	40.5	6.4	4.5	20.0	不合格	31150526	16.0	-23.8	7.8	-17.9	不合格
31151111	13.2	31.8	2.4	12.5	不合格	31150328	82.7	9.3	13.3	131.6	不合格
31151110	15.4	44.2	2.4	16.7	不合格	31150321	23.4	48.7	2.0	300.0	不合格
31151108	3.9	-28.2	1.8	-83.3	不合格	31150317	19.1	17.8	2.4	170.8	不合格
31151004	21.1	25.1	3.0	-33.3	不合格	31150313	15.4	114.3	2.0	180.0	不合格
31150904	3.0	43.3	0.8	-12.5	合格	31150225	21.8	88.5	1.8	105.6	不合格
31150809	10.7	-0.9	1.2	-8.3	合格	31141129	4.3	67.4	0.6	116.7	不合格
31150722	27.6	17.4	10.1	-5.0	合格	31141106	6.9	56.5	1.1	9.1	不合格
31150702	8.3	-38.6	2.7	-55.6	不合格	31141029	8.3	75.9	1.1	9.1	不合格
31150620	177.5	-49.0	26.1	-23.4	不合格	31140817	68.9	-32.4	7.0	35.7	不合格
31150618	25.2	-41.7	6.1	-19.7	不合格	31140810	59.8	-7.4	10.6	-17.9	合格
31150613	79.0	-51.3	7.8	-20.5	不合格	平均	36.0	-13.0	5.8	11.9	5/26
31150607	98.5	-36.2	16.5	-22.4	不合格						

表4 抗差土壤含水量用于模型计算的洪水模拟结果

Tab.4 The flood simulation results which are calculated by robust soil water content

洪号	$R_0/mm$	$er/\%$	$Q_p/(m^3/s)$	$eq/\%$	合格否	洪号	$R_0/mm$	$er/\%$	$Q_p/(m^3/s)$	$eq/\%$	合格否
31151204	34.9	-17.5	3.5	-2.9	合格	31150528	50.9	-10.2	12.8	-0.8	合格
31151115	40.5	21.2	4.5	40.0	不合格	31150526	16.0	-27.5	7.8	-55.1	不合格
31151111	13.2	-4.5	2.4	-12.5	合格	31150328	82.7	18.3	13.3	107.5	不合格
31151110	15.4	-9.7	2.4	-16.7	合格	31150321	23.4	7.7	2.0	5.0	合格
31151108	3.9	74.4	1.8	-16.7	不合格	31150317	19.1	-1.0	2.4	4.2	合格
31151004	21.1	35.5	3.0	-20.0	不合格	31150313	15.4	1.3	2.0	-10.0	合格
31150904	3.0	16.7	0.8	-37.5	不合格	31150225	21.8	38.5	1.8	44.4	不合格
31150809	10.7	-39.3	1.2	-50.0	不合格	31141129	4.3	4.7	0.6	0	合格
31150722	27.6	11.6	10.1	-12.9	合格	31141106	6.9	-11.6	1.1	-36.4	不合格
31150702	8.3	-33.7	2.7	-48.1	不合格	31141029	8.3	16.1	1.1	-9.1	合格
31150620	177.5	-0.6	26.1	-13.0	合格	31140817	68.9	-10.9	7.0	5.7	合格
31150618	25.2	0.8	6.1	-1.6	合格	31140810	59.8	-7.4	10.6	-17.9	合格
31150613	79.0	-16.1	7.8	1.3	合格	平均	36.0	-1.9	5.8	-2.1	16/26
31150607	98.5	-19.0	16.5	-20.0	合格						

在抗差计算的基础上,采用2.2节介绍的土壤含水量系统响应反演修正方法,改进洪水初始土壤含水量.改进的洪水初始土壤含水量修正结果见表5.表5中 $W_u$ 为上层土壤含水量, $W_l$ 为下层土壤含水量, $W_b$ 为深层土壤含水量.加入土壤含水量系统响应反演修正方法后的洪水模拟结果见表6.加入抗差技术和系统响应反演修正方法后,洪水合格率达到92.3%,仅有31151004和31151108两场洪水模拟不合格(表6),图6是其中2场洪水(不合格和合格各1场,洪号分别为31151004和31151110)的模型计算结果图.

3.4 结果分析

1)对实测土壤含水率资料和雨洪资料分析发现,实测土壤含水率资料在时间序列上波动剧烈,土壤含水率资料与降雨和蒸发资料的相关性很差.鉴于此,土壤含水率测量探针的埋设方式以及数据采集处理方式还有待进一步验证和探讨.

表5 土壤含水量系统响应反演修正结果

Tab.5 The results of system response correction for soil water content

日期	$W_U/mm$	$W_L/mm$	$W_D/mm$	日期	$W_U/mm$	$W_L/mm$	$W_D/mm$
2014-8-10	0	70	50	2015-6-13	20	80	50
2014-8-17	3	80	50	2015-6-18	18	80	50
2014-8-27	8	80	50	2015-6-20	20	80	50
2014-10-29	0	13	50	2015-7-2	15	80	50
2014-11-6	2	80	50	2015-7-22	20	80	50
2014-11-29	0	70	50	2015-8-9	0	73	50
2015-2-25	0	30	50	2015-9-4	0	49	50
2015-3-13	17	80	50	2015-10-4	3	80	50
2015-3-17	0	73	50	2015-11-8	0	70	50
2015-3-21	0	50	50	2015-11-10	0	80	50
2015-3-28	0	30	50	2015-11-11	6	80	50
2015-5-26	20	80	50	2015-11-15	9	80	50
2015-5-28	20	80	50	2015-12-4	20	80	50
2015-6-7	20	80	50				

表6 土壤含水量系统响应反演修正的洪水模拟结果

Tab.6 The flood simulation results using soil water content corrected by system response curve

洪号	$R_0/mm$	$er/\%$	$Q_p/(m^3/s)$	$eq/\%$	合格否	洪号	$R_0/mm$	$er/\%$	$Q_p/(m^3/s)$	$eq/\%$	合格否
31151204	34.9	-16.0	3.5	0	合格	31150528	50.9	-4.3	12.8	5.5	合格
31151115	40.5	4.7	4.5	-8.9	合格	31150526	16.0	5.6	7.8	-3.8	合格
31151111	13.2	-4.5	2.4	-12.5	合格	31150328	82.7	-13.8	13.3	2.3	合格
31151110	15.4	-2.6	2.4	-8.3	合格	31150321	23.4	4.7	2.0	0	合格
31151108	3.9	20.5	1.8	-50.0	不合格	31150317	19.1	-4.7	2.4	-4.2	合格
31151004	21.1	7.1	3.0	-43.3	不合格	31150313	15.4	3.2	2.0	-10.0	合格
31150904	3.0	16.7	0.8	-18.8	合格	31150225	21.8	6.0	1.8	0	合格
31150809	10.7	3.7	1.2	0	合格	31141129	4.3	14.0	0.6	16.7	合格
31150722	27.6	17.8	10.1	0	合格	31141106	6.9	7.2	1.1	-18.2	合格
31150702	8.3	-4.8	2.7	7.4	合格	31141029	8.3	19.3	1.1	-18.2	合格
31150620	177.5	4.4	26.1	-10.3	合格	31140817	68.9	-11.5	7.0	4.3	合格
31150618	25.2	2.0	6.1	1.6	合格	31140810	59.8	0.2	10.6	0	合格
31150613	79.0	-11.5	7.8	7.7	合格	平均	36.0	-2.1	5.8	-4.3	24/26
31150607	98.5	-6.4	16.5	-10.9	合格						

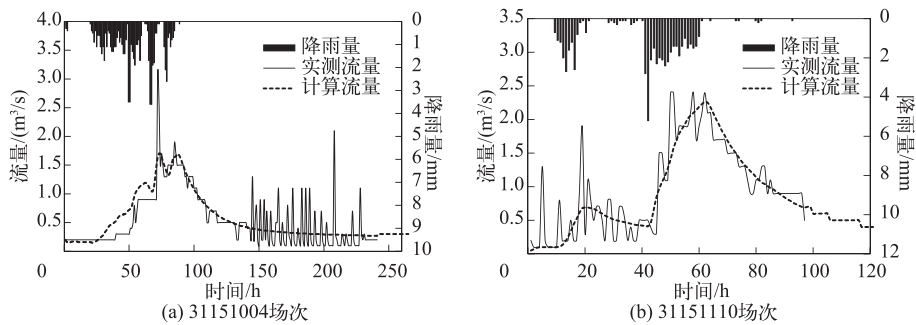


图6 典型洪水的模型计算结果图  
Fig.6 The model simulation results of two typical floods



2) 实测土壤含水率与模型计算土壤含水量之间, 物理成因上讲是存在线性关系的. 但由图 4 和表 3 结果可以看出, 实测土壤含水率与模型计算土壤含水量之间相关性很差, 无明显的函数关系. 使用计算的土壤含水量用新安江模型计算的 26 场洪水结果, 效果很不理想, 其合格率低于 20%. 说明实测土壤含水率资料观测误差很大, 不能直接用于模型计算. 实时土壤含水率数据与模型使用的土壤含水量之间的对应关系还需要大量实测数据的分析和研究.

3) 比较表 4 和表 3 可得, 采用抗差估计对观测资料进行处理后, 用抗差土壤含水量代入新安江模型计算的洪水模拟结果比较抗差前, 洪水模拟精度有明显提高, 合格率由 19.2% 提高到了 61.5%, 说明抗差估计能有效降低观测误差对土壤含水量估计的影响. 但总体精度还是很低, 模型模拟精度还低于乙等方案.

4) 比较表 6 和表 4 可得, 采用土壤含水量系统响应反演修正方法, 改进洪水初始土壤含水量, 洪水模拟结果整体上有很大提高, 洪水合格率达到到了 92.3%, 整体方案达到并超过了甲级. 相对来说次洪径流深提高的幅度比洪峰大, 这是合理的, 因为初始土壤含水量的改进, 最直接的改进结果是次洪计算径流深, 通过改进径流深再影响洪峰. 而土壤含水量系统响应误差修正的目标信息是洪量, 所以洪量的提高幅度比洪峰大.

5) 计算结果可知, 31151004 场次洪水计算洪峰流量偏小, 导致洪水模拟不合格(表 6), 但 31151004 场次洪水的实测洪峰明显存在观测粗差, 实际的洪峰应该与计算洪峰相近(图 6a), 而另一场模拟不合格的洪水情况与此类似. 而 31151110 场次洪水实测流量过程波动很大, 应该是由于观测误差引起的(图 6b). 总体来说, 改进后的模型的洪水模拟结果较好.

#### 4 结论

本文提出了一种基于实测土壤墒情的水文预报方法, 将实时监测到的土壤墒情转化为流域水文模型可以直接使用的土壤含水量, 论证了将土壤墒情资料用于实时预报的可行性. 建立了基于实测土壤墒情的降雨径流预报模型, 并加入土壤含水率误差抗差估计技术和土壤含水量系统响应修正方法, 提高了将土壤墒情应用于模型计算的模拟精度和系统的稳定性. 将该模型应用于实验流域——宝盖洞流域进行验证, 洪水模拟合格率达到到了 92.3%, 整体模拟效果达到甲级. 这表明将土壤含水量实时监测数据用于水文模型预报是可行的, 利用实测土壤墒情资料改进的三水源新安江模型可以在湿润半湿润地区实时洪水预报中进行推广应用.

#### 5 参考文献

- [ 1 ] Mi Sujuan, Tang Jiakui, Zhang Xianfeng *et al.* Soil moisture assimilation based on Variable Infiltration Capacity and Ensemble Kalman Filter. *Geography and Geo-Information Science*, 2013, **29**(1): 91-95. [米素娟, 唐家奎, 张显峰等. 基于 VIC 模型与集合卡尔曼滤波的土壤水分同化研究. 地理与地理信息科学, 2013, **29**(1): 91-95.]
- [ 2 ] Shu Huilian. The soil moisture error correction method based on system response curve of flood forecasting model [Dissertation]. Nanjing: Hohai University, 2016. [束慧连. 模型土壤含水量的系统响应曲线修正方法 [学位论文]. 南京: 河海大学, 2016.]
- [ 3 ] Jackson TJ, Schmugge TJ, Nicke AD *et al.* Soil moisture updating and microwave remote sensing for hydrological simulation. *Hydrological Sciences Journal*, 1981, **26**(3): 305-319.
- [ 4 ] Pauwels VRN, Hoeben R, Verhoest EC *et al.* The importance of the spatial patterns of remotely sensed soil moisture in the improvement of discharge predictions for small scale basins through data assimilation. *Journal of Hydrology*, 2001, **251**: 88-102.
- [ 5 ] Parajka J, Naemi V, Blöschl G *et al.* Assimilating scatterometer soil moisture data into conceptual hydrologic models at coarse scales. *Hydrology and Earth System Sciences*, 2006, **10**: 353-368.
- [ 6 ] Bao Weimin, Wang Hao, Zhao Chao *et al.* Robust estimation of AR model parameters. *Journal of Hohai University: Natural Sciences*, 2006, **34**(3): 258-261. [包为民, 王浩, 赵超等. AR 模型参数的抗差估计研究. 河海大学学报: 自然科学版, 2006, **34**(3): 258-261.]
- [ 7 ] Bao Weimin, Ji Haiyang, Hu Qimei *et al.* Robust estimation theory and its application to hydrology. *Advances in Water Science*, 2003, **14**(4): 528-532. [包为民, 嵇海洋, 胡其美等. 抗差理论及在水文学中的应用. 水科学进展, 2003, **14**(4): 528-532.]

- [ 8 ] Shen Dandan, Bao Weimin, Liu Kexin *et al.* Study on parameter robust estimation for Muskingum Model. *China Rural Water and Hydropower*, 2016, (7): 72-74. [沈丹丹, 包为民, 刘可新等. 马斯京根汇流参数抗差估计研究. 中国农村水利水电, 2016, (7): 72-74.]
- [ 9 ] Zhao Chao. Robust real-time flood forecasting system[Dissertation]. Nanjing: Hohai University, 2006. [赵超. 流域实时洪水抗差预报系统研究[学位论文]. 南京: 河海大学, 2006.]
- [ 10 ] Tuo Liwen, Wu Youping. Weighting function selection of a new robust estimation method. *Geomatics and Spatial Information Technology*, 2008, **31**(1): 181-182, 185. [脱立文, 吴友平. 一种新的稳健估计方法的权函数选取. 测绘与空间地理信息, 2008, **31**(1): 181-182, 185.]
- [ 11 ] Si Wei, Bao Weimin, Gupta HV. Updating real-time flooding forecasts via the dynamic system response curve method. *Water Resources Research*, 2015, **51**: 1-17.
- [ 12 ] Bao Weimin, Asce M, Si Wei *et al.* Flow updating in real-time flood forecasting based on runoff correction by a dynamic system response curve. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2014, **19**(4): 747-756.
- [ 13 ] Si Wei, Bao Weimin, Qu Simin. Runoff error correction in real-time flood forecasting based on dynamic system response curve. *Advances in Water Science*, 2013, **24**(4): 497-503. [司伟, 包为民, 瞿思敏. 洪水预报产流误差的动态系统响应曲线修正方法. 水科学进展, 2013, **24**(4): 497-503.]
- [ 14 ] Bao Weimin, Liu Kexin, Zhang Xiaoqin *et al.* Runoff error proportionality coefficient correction method based on system response. *Advances in Water Science*, 2014, **10**: 476-482. [包为民, 刘可新, 张小琴等. 产流误差比例系数的系统响应修正方法. 水科学进展, 2014, **10**: 476-482.]
- [ 15 ] Liu Kexin, Bao Weimin, Zhang Xiaoqin *et al.* A system response correction method with runoff error smooth matrix. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2015, **46**(8): 960-966. [刘可新, 包为民, 张小琴等. 产流误差平滑矩阵的系统响应修正方法. 水利学报, 2015, **46**(8): 960-966.]
- [ 16 ] Bao Weimin. Hydrological forecasting. Beijing: China Water and Power Press, 2011: 143-163. [包为民. 水文预报. 北京: 中国水利水电出版社, 2011: 143-163.]
- [ 17 ] Bao Weimin, Zhang Xiaoqin, Zhao Liping. Parameter estimation method based on parameter function surface. *Technological Sciences*, 2013, **56**(6): 1485-1498.
- [ 18 ] Si Wei, Bao Weimin, Qu Simin. Problem of objective function of error square sum in parameter calibration. *Water Resources and Power*, 2013, **31**(8): 19-21. [司伟, 包为民, 瞿思敏. 误差平方和目标函数在参数率定过程中遇到的问题. 水电能源科学, 2013, **31**(8): 19-21.]
- [ 19 ] Zhang Kun, Bao Weimin, Zhao Liping *et al.* Optimization algorithm of HBV Model based on linearized parameter calibration and its application. *Water Resources and Power*, 2013, **31**(9): 8-11. [张坤, 包为民, 赵丽平等. 基于参数线性化率定法的HBV模型的优化算法及应用. 水电能源科学, 2013, **31**(9): 8-11.]
- [ 20 ] Bao Weimin, Zhang Kun, Wang Hongyan *et al.* Application of the linearized parameter calibration method for HBV-IWS model. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2013, **44**(10): 1210-1216. [包为民, 张坤, 王红艳等. 参数线性化率定方法在HBV-IWS模型中的应用. 水利学报, 2013, **44**(10): 1210-1216.]