

文章编号:1001-4179(2012)03-0055-04

分布式水文模型结合气象预报方法初步探讨

——以三峡区间实时洪水预报为例

庞树森, 许继军

(长江科学院 水资源所, 湖北 武汉 430010)

摘要:为了尽量消除因流域空间非均匀性引起的水文模拟不确定性,采用基于 GBHM 分布式水文模型以及具有明确物理意义的模型参数,利用三峡区间 2011 年 5~6 月期间的气象预报信息,探讨该区域实时洪水预报方法,以及不同预见期的洪水预报精度。结果表明,分布式水文模型与气象预报数据结合,能够较好地模拟该区间的洪水过程。该方法在一定预见期内能够对实时洪水过程进行预报,预报精度很大程度上取决于降水预报的准确性。

关键词:分布式水文模型; 实时洪水预报; 降水预报; 三峡区间

中图法分类号: P334.92 **文献标志码:** A

1 研究背景

对于三峡水库而言,除了水库上游寸滩站和乌江武隆站的入库洪水以外,来自三峡区间支流的入库洪水所占比例较大,大洪水年份最高能占到整个入库洪水的 1/3,而这部分洪水是直接汇入入库区水域的,对水库的防洪安全调度影响较大。目前三峡区间支流上为数不多的水位流量站,能监测的这部分入库洪水信息的时效性较短,且不全(三峡区间约 70% 的面积未被水文站控制),只能采用降雨径流模型,以三峡区间布设的雨量站观测值为输入条件,来进行区间入库洪水预报。通过改进降雨径流模型或增设更多的雨量站,或利用雷达测雨^[1],来捕获更为全面的降雨信息,只能提高洪水预报精度。而要想提高洪水预报的时效性,则需要依靠降水预报有效预见期的提前。因此,本文采用具有物理机制的基于地貌单元的 GBHM 分布式水文模型^[2],模拟三峡区间复杂地形和水系条件下的降雨径流过程,同时尝试利用气象上不同预见期的降水预报信息,作为模型输入条件^[3]。

数据,依据流域的地形地貌特征,建立基于山坡水文过程的分布式水文模型 GBHM 模型。模型由 4 个主要部分组成:流域空间信息库、流域水文计算模块、模型输入和模型输出,见图 1。

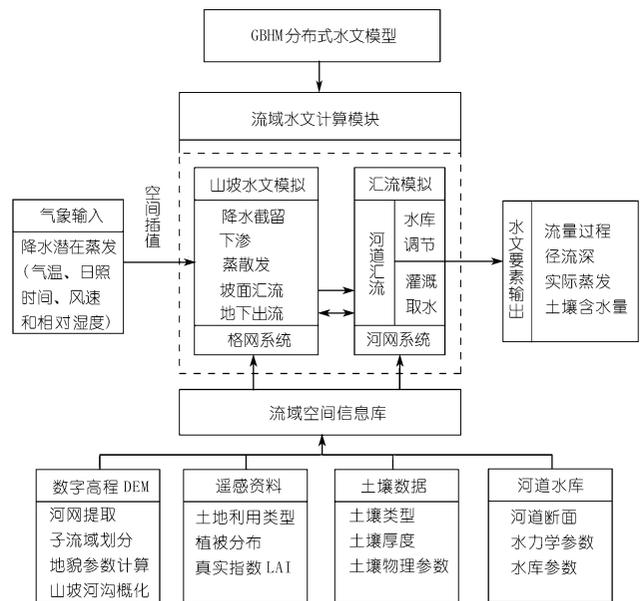


图 1 GBHM 模型框架

在 GBHM 模型中将流域划分为若干个子流域,在一个子流域中利用网格形成的 DEM,从河口到河源将子流域划分为一系列的汇流区间,并将一个汇流区间

2 分布式水文模型的建立

2.1 GBHM 模型

利用流域数字高程模型 (DEM) 和基础地理信息

划分为若干个下垫面条件均一的山坡单元,每一个山坡单元就是模型计算的基本单元,在每一个山坡单元上划分植被层、非饱和带、潜土层 3 层,山坡单元的水文响应见图 2。模型的基本原理及构建方法详见文献 [2,4-5]。

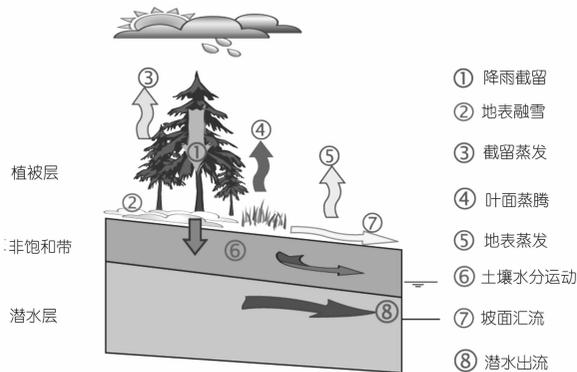


图 2 山坡单元水文响应描述

2.2 三峡区间水文模型构建

地形数据采用中国测绘局提供的 1:50 000 比例的(相当于 25m 网格)DEM;土地利用资料来源于 USGS 的全球土地利用数据库 2.0 版,数据空间分辨率是 1 km,依据长江上游的特点,将原 USGS 的 24 种土地利用类型重新归为 10 类,分别为水体、城镇、裸地、森林、灌木、农田、草地、湿地、坡地和冰川。土壤分类及其属性资料来源于中国科学院南京土壤研究所,空间分辨率为 2 km,在研究区域共划分了 81 种土壤类型。植被分布及其季节变化用植被叶面积指数(LAI)来表示,该指数依据 SPOT 卫星的逐旬 NDVI 数据来估算,该数据空间分辨率为 1 km。

2.2.1 子流域划分山坡单元的概化

采用 1 km × 1 km 网格单元将流域在空间上进行离散。首先将三峡区间进行子流域划分,同样采用河网分级编码方法,对子流域进行编码。对于三峡区间流域,共进行了 3 级划分(见图 3),总计 273 个子流域。

根据三峡区间流域划分的 273 个子流域是水文模拟的最小流域单元,这些子流域都是由很多 1 km × 1 km 网格组成的。假设同一网格中的山坡单元在几何上是相似的。把山坡单元的坡面概化为一个长为 l 、倾斜角为 β 的矩形坡面, l 和 β 是通过 100 m 的 DEM 数据计算得到的。同一网格内的山坡单元的土地利用方式和土壤类型也是一样的,并用同尺度的 NDVI 值(归一化植被指数)来表示植被随时间的变化。

2.2.2 流域产流与河道汇流

通过以上的处理,一个网格中的产流特性是网格

内所有山坡单元的水文响应的综合,一个汇流区间流入河道的流量是汇流区间内所有网格产流之和,子流域的出流是这些汇流区间的入流通过演算到河口处得到的,然后根据 Pfafstette 河流分级编码,对进入河网的每个子流域的出流进行河道汇流演算,从而得到整个三峡区间所有支流的入库流量过程。

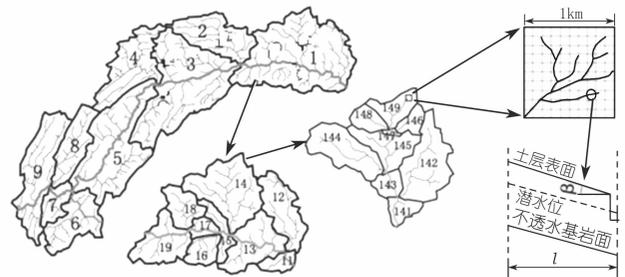


图 3 三峡区间子流域划分及山坡单元概化

2.2.3 模型验证

许继军等于 2007 年对模型应用于三峡区间进行了验证^[1],验证结果为,模拟结果与观测值较吻合,Nash 效率系数大于 0.7,相对误差在 ±15% 以内。本文在该基础上,以实测气象数据模拟为参考基准,主要考虑利用不同预见期的气象预报信息,开展实时洪水预报方法研究。

3 气象数据与潜在蒸发量计算

3.1 气象数据

气象数据采用中国气象科学研究院提供的实时预报数据包(CentOS Linux 5.4^[6]),包括气象预报值和站点观测值。预报数据使用中尺度天气数值模式 WRF/ARW(3.2)计算得出,使用 0.5 度的 GFS 分析预报资料作为初估场和边界条件,同化了常规观测和每小时的自动站资料。气象数据格式见表 1。

表 1 气象数据格式

气象数据	类别	内容
预报	短期	每个气象站点的累计降雨、温度、气压、相对湿度、风速、风向、总云、高云、中云、低云
	中期	每个气象站点的累计降雨、温度、气压、相对湿度
观测		每个气象站点的 1 h 累计降水、3 h 累计降水、6 h 累计降水、12 h 累计降水、24 h 累计降水、温度、露点、风速、风向、气压、变压、总云、低云

注:气象预报数据按不同时刻计;气象观测数据按每小时计。

本文采用气象预报数据为短期预报数据,通过 Fortran 编程分别提取 00:00 时(世界时,即北京时间 08:00)各个气象站点的 24,48,72 h 气象预报数据。

其中提取的降雨量数据以小时为单位,其他气象预报数据(温度、湿度、风速等,下同)以日为单位。气象观测数据采用每小时观测数据中的1 h 累计降水作为该小时的实际降雨量,其他气象观测数据采用每天0~23 h 的气象观测数据的平均值。日最高气温和最低气温采用预报及实测该日气温数据中的最高值和最低值。

3.2 潜在蒸发量计算

采用气象预报数据中的有关气象要素来计算潜在蒸发量^[7]。对水面,潜在蒸发量按下式计算^[8]:

$$E_p = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n + A_h) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{6.43(1 + 0.53U_2)U}{\lambda} \quad (1)$$

对于其他土地利用类型,潜在蒸发量采用下式计算:

$$E_{rc} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} (R_n - G) + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \frac{900}{T + 275} U_2 D \quad (2)$$

式中, Δ 为饱和水汽压-温度曲线斜率, $\text{kPa}/^\circ\text{C}$; R_n 为净辐射交换, $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$; A_h 为以平流形式输送给水体的能量, $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$; U_2 为2 m 高处的风速, m/s , $U_2 = 0.749U$, U 为气象站观测风速, m/s ; D 为饱和水汽压差, kPa ; G 为土壤热通量, $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$; T 为平均气温, $^\circ\text{C}$; λ 为单位质量水体蒸发所需的潜热, MJ/kg ; γ 为湿度计常数, $\text{kPa}/^\circ\text{C}$ 。

由于目前有关 R_n ($\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$) 都涉及到云量因素(实际光照时数/最大日照时数)^[8-9],而这次采用的气象预报及实测数据,均缺少实际光照时数。因此在这种情况下,采用下式对 R_n 进行计算^[10]。

$$R_n = -0.09T_{\max} + 0.203T_{\min} - 0.10RH_{\text{mean}} + 0.687R_s + 3.97 \quad (3)$$

式中, T_{\max} 为日最高温度, $^\circ\text{C}$; T_{\min} 为日最低温度, $^\circ\text{C}$; RH_{mean} 为日平均相对湿度; R_s 为总进来的太阳辐射, $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$ 。

$$R_s = (KT)R_a(TD)^{0.5} \quad (4)$$

式中, KT 为经验系数(三峡区间为内陆地区, $KT = 0.162$)^[11]; R_a 为宇宙辐射, $\text{MJm}^{-2}\text{d}^{-1}$; TD 为最高温度与最低温度之差, $TD = T_{\max} - T_{\min}$ 。

$$R_a = M + C_1 \cos\left(\frac{2\pi J_1}{12} + C_2\right) + C_3 \cos\left(\frac{4\pi}{12} + C_4\right) \quad (5)$$

式中, J_1 为当年每个月天数。 M, C_1, C_2, C_3, C_4 为参数,可以用下式计算。

$$M = 14.9425 - 0.0098L_a - 0.00175L_a^2$$

$$C_1 = -0.5801 + 0.1834L_a - 0.00066L_a^2$$

$$C_2 = 3.1365 - 0.00459L_a - 0.00006L_a^2$$

$$C_3 = 0.597 - 5.36L_a - 5.36 \times 10^{-6}L_a^3$$

$$C_4 = 2.9588 - 0.00909L_a + 0.00024L_a^2$$

式中, L_a 为当地纬度。

4 实例演算

取2011年6月13~14日以及6月17~18日两场降雨,利用GBHM模型对三峡区间水文过程进行模拟。分别将该时间范围内的气象24,48 h 和72 h 预报数据和气象观测数据作为输入条件,模拟出研究区域在不同气象数据输入条件下的洪水过程。

4.1 气象站点的选择

模型的气象输入数据采用三峡区间内及周边83个气象站点的气象数据。

4.2 降雨气象数据空间插值输出

首先采用距离方向加权法将气象数据插值到由 $1\text{ km} \times 1\text{ km}$ 网格组成的流域空间上,作为模型的输入条件。图4给出了该区域降雨量空间分布图(以2011年6月17日实测降雨量空间插值为例)。

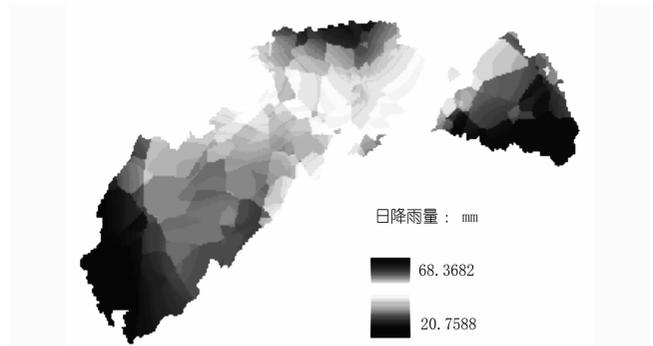


图4 2011年6月17日降雨空间插值

4.3 降雨-流量模拟结果输出

模型计算时间步长为1 h,完整地模拟了2011年6月13~15日以及6月17~19日的洪水过程,输出的结果包括各子流域出口的小时流量过程,以及径流深、实际蒸发量和表层土壤含水量等水文参量的空间分布。

本文选取4个子流域的出口断面(分别以兴山水文站、沿渡水文站、大昌水文站、西北口水文站为代表)作为模拟输出流量的代表点,模拟气象预报和气象实测下的流量基于时间序列的洪水过程。模拟结果及误差分析如下。

6月13~14日各水文站洪水过程图及误差分析如表2所示,6月17~18日各水文站洪水过程图及误差分析如表3所示。

4.4 结果分析

利用气象数据作为分布式水文模型输入可以得到出口断面处流量。流量与降雨量呈正相关关系,该方法可以结合气象预报数据进行实时洪水预报。

表 2 各水文站 6 月 13 ~ 14 日洪水过程误差

水文 站点	预见期/ h	预报最大 洪峰流量/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	72h 实测最大 洪峰流量/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	最大洪峰 RE	最大洪峰 时间误差/ h	R^2
兴山	24	26.67	189.59	-0.86	-5	0.15
	48	467.91		1.47	-9	0.37
	72	237.13		0.25	-6	0.67
大昌	24	57.59	213.86	-0.72	-1	0.06
	48	1525.2		6.13	-7	0.14
	72	563.8		1.63	-5	0.45
西北口	24	3.618	68.84	-0.95	-1	0.13
	48	171.33		1.49	-5	0.48
	72	119.87		0.74	-3	0.67
沿渡	24	12.19	95.25	-0.87	0	0.19
	48	503.64		4.29	-5	0.26
	72	349.45		2.67	-2	0.35

注:RE 为相对误差, ($\times 100\%$); R^2 为 Nash 效率系数, 时间误差为实测值与模拟值出现时间的误差, 负值表示提前出现, 正值表示延后, 下同。

表 3 各水文站 6 月 17 ~ 18 日洪水过程误差

水文 站点	预见期/ h	预报最大 洪峰流量/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	72h 实测最大 洪峰流量/ ($\text{m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$)	最大洪峰 RE	最大洪峰 时间误差/ h	R^2
兴山	24	769.39	446.29	0.72	0	0.55
	48	7197.67		15.13	-3	0.05
	72	443.62		-0.01	5	0.79
大昌	24	110.53	441.97	-0.75	2	0.32
	48	5980.9		14.79	-5	0.05
	72	2160.87		3.89	1	0.24
西北口	24	815.29	269.1	2.02	-1	0.47
	48	3098.18		10.51	-3	0.08
	72	117.93		-0.56	4	0.31
沿渡	24	201.85	174.97	0.15	-4	0.51
	48	1927.41		10.02	4	0.1
	72	355.42		1.03	2	0.62

从表 3 及表 4 来看,以气象观测值为输入,与以不同预见期内的气象预报值为输入的不同方案的洪水预报结果,存在较大的误差,原因主要是采用的气象预报模式预报的降雨数据误差较大。

以气象站点的预报和观测降雨数据作对比得出,预报降雨数据和观测降雨数据在时间上具有一定的同步性,但是预报降雨量和观测降雨量在数值上还有不小的误差。从两场降雨各水文站洪水过程误差表上看:① 24 h 模拟最大洪峰流量时间误差相对最小,但是 24 h 的预报误差较大 (RE 较大、 R^2 较小)。② 48 h

预报数据模拟出来的最大洪峰流量相对误差最大, nash 效率系数也最小。③ 72 h 模拟流量在两场降雨不同预见期中的 nash 效率系数在数值上多数是最大的,最大洪峰流量相对误差(取绝对值)也多数是最小的。

5 结论

本文对三峡区间的实时洪水预报方法初步探讨,一方面采用基于 GBHM 分布式水文模型以及具有明确物理意义的参数从水循环的机理来模拟水文过程,目的是想尽量地消除因流域空间非均一性引起的不确定性,以提高水文过程的模拟精度;另一方面通过对气象预报数据与分布式水文模型相结合,初步尝试提高实时洪水预报的时效性。

研究表明,采用分布式水文模型与气象预报数据相结合进行实时洪水预报在方法上是可行的,在一定预见期内能够对洪水过程进行实时预报。但是要得到高精度的预见期的实时洪水预报,在今后研究中还需要结合准确的降雨预报。

参考文献:

- [1] 许继军,杨大文,蔡治国. 分布式水文模型结合雷达测雨应用于三峡区间洪水预报研究[J]. 长江科学院院报, 2007, (12): 69-75.
- [2] 贾仰文,王浩. 分布式流域水文模型原理与实践[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2005: 238-258.
- [3] 张有芷,张少婕,王政祥. 长江三峡区间暴雨洪水分析[J]. 人民长江, 1999, 30(3): 11-13.
- [4] 杨大文,李翀,倪广恒,等. 分布式水文模型在黄河流域的应用[J]. 地理学报, 2004, 59(1): 143-154.
- [5] 许继军,杨大文,刘志雨,等. 长江上游大尺度分布式水文模型的构建及应用[J]. 水利学报, 2007, 38(2): 182-190.
- [6] 谷湘潜,谷美馨. 如何在 LINUX 下并行运行数值模式[J]. 气象, 2006, 32(2): 104-110.
- [7] Maidment D R. 水文学手册[M]. 张建云,李纪生,译. 北京: 科学出版社, 2002: 44-50.
- [8] 任鸿瑞,罗毅,谢贤群. 几种常用净辐射计算方法在黄淮海平原应用的评价[J]. 农业工程学报, 2006, 22(5): 140-146.
- [9] 刘新安,于贵瑞,何洪林,等. 中国地表净辐射推算方法的研究[J]. 自然资源学报, 2006, 12(1): 139-145.
- [10] Lakshman N, Gicy M K. Sensitivity of the food and agriculture organization Penman - Monteith evapotranspiration estimates to alternative procedures for estimation of parameters[J]. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 2005, (3): 238-248.
- [11] Irmak S M E, Irmak A. Predicting daily net radiation using minimum climatological data[J]. Journal of Irrigation and Drainage Engineering, 2003, (4): 256-269.

(编辑:李慧)

(下转第 79 页)