

基于改进的两参数月水量平衡模型的月径流模拟

胡庆芳,王银堂,刘克琳,王宗志

(南京水利科学研究院水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,江苏 南京 210029)

摘要 对熊立华等提出的两参数月水量平衡模型进行了分析,辨析了模型参数的物理意义,针对模型计算公式中的不合理之处,对原模型作了改进:首先,考虑到降水和流域前期蓄水量对流域蒸散发的共同作用,将两者同时作为影响因子,构造了新的蒸散发计算公式;其次,根据有关参数的变化范围,用线性函数近似双曲正切函数,改进了月径流量计算公式.运用改进后的模型模拟、验证了北运河通县站控制流域 1980~1991 年的月径流和蒸散发过程.结果表明,较之原模型,改进后的模型精度更高,月径流计算过程与实测过程拟合效果较好,年内最大洪峰流量相对误差明显减小,模拟的月蒸散发和流域蓄水量过程更加合理.

关键词 月水量平衡模型;水文模拟;流域蓄水量;蒸散发;通县

中图分类号 TV213 **文献标识码** A **文章编号** 1000-1980(2007)06-0638-05

月水量平衡模型是一种以水量平衡原理为基础的概念性水文模型,它以降水、温度等气象因子作为输入,将各水文要素之间的关系概化成经验公式,并通过该经验公式来模拟流域水文过程.由于月水量平衡模型简单实用,所以广泛应用于流域中长期水文模拟、水资源供需分析以及大尺度气象模型输入数据的获取^[1].近年来,人们较多地借助于该类模型评估人类活动和全球气候变化对流域水文水资源情势的影响.目前,国外比较有名的月水量平衡模型有 Alley 研制的 $T\alpha$ 模型和 $T\gamma$ 模型,Thomas 建立的 abcd 模型,Vandewiele 提出的比利时模型^[1].国内,熊立华等开发了集总式的两参数模型^[2-3],后又发展了该模型的分块形式^[4];邓慧平等^[5]提出了与 abcd 模型结构类似的模型;夏军等在分布式时变增益(DTVGM)日模型^[6]的基础上,实现了 DTVGM 的月水量平衡模式^[7],等等.

熊立华等^[2-4,8-10]1996 年提出的两参数模型,结构较简单,参数少,模拟精度也令人满意.该模型比较成功地模拟了汉江、赣江、东江流域的多年月径流过程,并初步评估了降水和温度变化对地表水资源的影响.但笔者在应用和分析该模型的过程中发现,模型有关参数的物理意义尚不明确,模型在蒸散发的计算上也不尽合理.因此,本文进一步探讨了该模型参数的物理意义,改进了模型的蒸散发和径流计算公式,并将改进后的模型应用于半湿润的北运河通县站 1980~1991 年月径流模拟,分析和验证了模型改进的效果.

1 两参数月水量平衡模型的基本原理

首先,由水量平衡原理得到土壤蓄水量(称为流域蓄水量更严密)时段变化方程

$$S_t = S_{t-1} + P_t - E_t - Q_t \quad (1)$$

式中: P_t 、 E_t 、 Q_t ——第 t 月的降水、蒸散发和径流量; S_t 、 S_{t-1} ——第 t 月末和第 $t-1$ 月末的土壤蓄水量.流域实际蒸散发采用改进的 Ol'dektop 公式计算:

$$E_t = CEP_t \tan k(P_t/EP_t) \quad (2)$$

月径流过程假定为非线性水库出流:

$$Q_t = S_t \tan k(S_t/SC) \quad (3)$$

式中: EP_t ——流域的蒸散发能力,常用水面蒸发来代替; C ——常数,为模型的第 1 个参数; SC ——模型的第

2 个参数 $\tanh x$ ——双曲正切函数. 为了计算方便,月径流量实际采用式(4)求解:

$$Q_t = S_t^* \tanh(S_t^*/SC) \tag{4}$$

其中 $S_t^* = S_{t-1} + P_t - E_t$ 表示流域前期蓄水量与本月净雨量之和. 由式(1)~(4)可知,两参数月水量平衡模型以降水 and 水面蒸发作为输入,通过逐月递推,输出流域蒸散发和径流量.

2 对模型参数物理意义的讨论

同其他概念性的水文模型一样,月水量平衡模型是对流域实际水文过程的一种简化模拟. 受模型理论基础、结构框架等众多因素的影响,并非所有的参数都具有明确的物理意义. 尽管如此,人们还是希望模型参数及取值范围能与实际物理概念相对应. 那么熊立华等提出的两参数月水量平衡模型有关参数能否给予比较确切的物理解释? 结合相关的研究工作,本文对此进行分析和讨论.

2.1 对参数 SC 的讨论

模型建立者将参数 SC 称之为流域平均蓄水容量或土壤田间持水量^[2-4]. 但是,从以往的应用结果来看,如此解释 SC 的物理意义令人存疑. 表 1 列出了该模型在某些流域应用的 SC 取值^[3,8]. 可见,这些流域的 SC 值较大. 在赣江的田头流域,SC 甚至达到 2000 mm. 因此,若仍简单地认为 SC 是流域平均蓄水容量,必然与实际相矛盾.

首先,对包气带的水分动态研究成果发现,无论是湿润、半湿润地区,还是干旱、半干旱地区,土壤水分变化活动层深度一般不超过 1 m^[11],考虑到土壤体积田间持水量通常在 40% 以下^[11],同时

表 1 不同流域的 SC 和 C 率定值

Table 1 Calibration values of SC and C for different river basins

流 域	面积/ km ²	C	SC/ mm	P/ (mm·a ⁻¹)	EP/ (mm·a ⁻¹)
汉江柴坪	2364	0.910	700	845	880
汉江江湾	781	0.940	1000	849	890
汉江长滩村	237	1.215	700	973	722
东江顺天	1357	0.904	1600	1161	1021
东江蓝塘	1080	1.116	1500	1631	1037
东江水背	987	0.978	1500	1678	1205
赣江危坊	991	1.140	1400	1613	918
赣江田头	3209	0.991	2000	1605	1000
赣江林坑	994	0.854	800	1528	1031

流域地表蓄水量一般较小(除非流域有大型湖泊或水库),这样流域平均蓄水容量难以超过 400 mm. 其次,从模型有关计算公式出发也可以推断,SC 作为流域蓄水能力也是不合理的. 由式(1)和式(4),容易导出^[4]

$$S_t/SC = (S_t^*/SC)[1 - \tanh(S_t^*/SC)] \tag{5}$$

对式(5)求导,可以证明:当 $S_{t-1}^* = 0.64SC$ 时, S_t/SC 取得最大值 0.278,也就是说流域蓄水量的最大值等于 0.278SC,这显然与 SC 作为流域平均蓄水容量的意义不相符合.

所以,无论从流域蓄水量的一般规律还是从模型本身结构来看,都不能将 SC 作为流域平均蓄水容量或土壤田间持水量理解. 实际上根据式(3)和式(4),可以基本判断 SC 是一个反映流域蓄泄关系的参数. 通过数学变换可以更明显的说明这一点. 经分析, S_t^*/SC 一般较小($0 < S_t^*/SC < 1$),这样将 $\tanh x$ 作泰勒级数展开,略去高阶量,有 $\tanh x \approx ax$ (为一常数). 将此关系代入式(4),有

$$S_t^* = (SC/a)^{0.5} Q_t^{0.5} \tag{6}$$

式(6)可认为是流域蓄泄方程的一种特殊形式^[11]. 因此,将 SC 作为流域蓄泄关系参数理解比较恰当,它是一个综合性参数,反映了气候特征、植被覆盖、地质条件等一系列因素对流域蓄泄过程的共同影响.

2.2 对参数 C 和蒸散发计算公式的讨论

陆面蒸散发是水热平衡计算的主要环节之一,是流域水文模拟的一个重要内容^[12-13]. 准确计算蒸散发是提高模型精度的关键. 目前,大多数模型采取先计算潜在蒸散发,再通过折算系数加以修正的方式得到实际蒸散发. 由于两参数月水量平衡模型直接采用水面蒸发代替潜在蒸散发来计算实际蒸散发的,不需要采用其他过多的气象因子,所以有利于模型在资料缺乏地区的应用.

但是,模型的蒸散发计算公式仍有待商榷. 模型将实际蒸散发表达成当月降水与蒸散发能力的函数,不够严密和完善. 应该注意到,式(2)的原型 Ol'dektop 经验公式的成立基于以下假设:在长期的水量平衡中,实际蒸散发与蒸发能力之比是降水量与蒸散发能力之比的函数^[13]. 这一假设对于年尺度来说,具有相当的准确性. 但当时间尺度为月时,该公式的计算结果与实际有较大偏差. 这是因为,逐月流域蓄水量是动态变化的,相邻两月之间流域蓄水量并不相等,甚至相差较大. 所以月实际蒸散量,不仅与当月降水有关,而且受前

期流域蓄水量的影响.在降水量较小的月份,采用式(2)计算的 E_t 过小,甚至会出现等于零的情况,这与实际情况不符,也将导致模拟的径流过程和流域蓄水过程也不准确.所以应同时考虑降水和流域前期蓄水量两个变量对实际蒸散发的贡献.事实上,许多水文模型正是这样处理的,比如新安江模型、DTVGM月模型.

对于模型参数 C ,原模型建立者认为它是Ol'dektop公式从年到月的时间尺度转换系数^[3].这样解释并非特别透彻.对式(2)式稍加变换,有

$$E_t/EP_t = C \tanh(P_t/EP_t) \tag{7}$$

左右两边取极限,有

$$\lim(E_t/EP_t) = C \lim \tanh(P_t/EP_t) \tag{8}$$

由于 $\lim \tanh(P_t/EP_t) = 1$,故有 $\lim(E_t/EP_t) = C$.所以 C 实质是流域月实际蒸散发与蒸散发能力之比的极大值,应有 $C = \lim(E_t/EP_t) = 1$.考虑到流域蒸散发能力 EP_t 用水面蒸发代替,因而 C 是指流域月实际蒸散发与水面蒸发之比的极大值,即流域月蒸散发能力与月水面蒸发之比.理论上, C 是逐月变化的.这里 C 作为一个常数,表示流域月蒸散发能力与月水面蒸发之比的均值.若 $C = 1$,说明流域平均月蒸散发能力与水面蒸发相等; $C > 1$,说明流域平均月蒸散发能力大于水面蒸发,反之亦然. C 的大小主要受流域土地利用、植被覆盖等因素影响,因而具有地区性.表1列出了一些流域的 C 值.

3 对原模型的改进

前面对两参数月水量平衡模型的参数和计算公式进行了分析和讨论,明确了模型的参数 SC 和 C 的物理意义,指出了有关计算公式的不足.据此,本文对模型的蒸散发和径流量计算公式作出改进.

对于流域实际蒸散发,将流域降水量和前期蓄水量共同作为影响因子,即

$$E_t = CEP_t f(S_{t-1}, P_t, EP_t) \tag{9}$$

这里函数 f 表示流域蓄水量和降水对蒸散发的胁迫作用.如果流域供水充分,则 f 值为1,否则 f 介于0和1之间. f 既可以采用双曲正切函数,也可以采用其他函数.仿照Ol'dektop公式,本文构造以下指数计算公式:

$$E_t = CEP_t \frac{e^{(bS_{t-1} + P_t)/EP_t} - 1}{e^{(bS_{t-1} + P_t)/EP_t} + 1} \tag{10}$$

式中: $bS_{t-1} + P_t$ ——流域可供蒸散的水量; b ——模型的一个调节系数, $b \in (0, 1]$,其作用主要是调整旱季的蒸散发大小. E_t 是单调递增函数,但随 $bS_{t-1} + P_t$ 的增加增幅越来越小.

式(10)同时描述了流域前期蓄水量(土壤蓄水量、地表蓄水量)和降水对蒸散发的贡献.根据式(10),在雨季流域蒸散发可以达到或接近蒸散发能力,同时在旱季又不会出现蒸散发过小或为零的现象,从而使所得模拟的流域径流和蓄水量动态变化过程更加合理.

原模型中的月径流量计算公式(4),前文已经指出是流域蓄泄方程的一种形式.经分析, S_t^*/SC 较小时,用直线 $y = 0.925x$ 近似双曲正切函数 $y = \tanh x$ 效果较好.因此可将式(4)简化成二次函数

$$Q_t = 0.925(S_t^*/SC) \tag{11}$$

改进后的模型有 C 、 SC 和 b 3个参数,可以通过人工调试或者自动寻优来率定参数.

4 实例分析

本文运用改进前后的模型模拟海河流域北运河通县站流域水文过程.该站控制面积为2478 km²,山丘区约占40%,平原区约占60%,气候类型为温带大陆性半湿润气候.径流模拟起止时间为1980~1991年,选择1980~1988作为模型率定期,1989~1991年作为检验期.模型所需的月降水量通过该流域的27个雨量站逐日降水资料计算,月水面蒸发由通县站逐日蒸发资料计算.流域1980~1991年平均降水量为500 mm,水面蒸发量为790 mm/a.

改进前后的模型均采用式(12)作为参数率定的目标函数(用 O 表示), O 越小,率定结果越优.

$$O = \lambda(1 - DC) + (1 - \lambda)|RE| \tag{12}$$

其中

$$RE = (F - F_0)/F_0 \tag{13}$$

式中: DC ——月径流量确定性系数; RE ——径流总量相对误差; λ ——权重系数, $0 < \lambda < 1$,此处取 $\lambda = 0.5$;

F, F_0 ——模型径流总量和实测径流总量.

模型精度的评定,除了要考虑率定期和检验期的确定性系数,径流总量相对误差外,还要注意所模拟的蒸散发过程和流域蓄水过程是否合理.在无实测数据的情况下,要判断流域蒸散发和蓄水过程是否合理,一方面可以分析两者的变化过程是否符合一般性规律,另一方面可以分析两者是否存在明显的异常.表 2 是改进前后的模型参数结果和精度指标.

表 2 模型参数结果和精度指标

Table 2 Parameters and precision indexes of original and improved models

模 型	模型参数			率定期精度指标			检验期精度指标		
	C	SC	S_0	DC	b	$RE/\%$	DC'	$RE'/\%$	H
改进前	1.180	1250	110	0.593		3.5	0.753	2.4	0.770
改进后	0.920	1250	125	0.643	0.600	0.6	0.835	0.7	1.060

注:表中 H 为检验期年最大洪峰流量实测值与计算值的线性回归系数.

图 1 和图 2 还给出了模型改进前后的蒸散发模拟过程、流域蓄水量模拟过程.

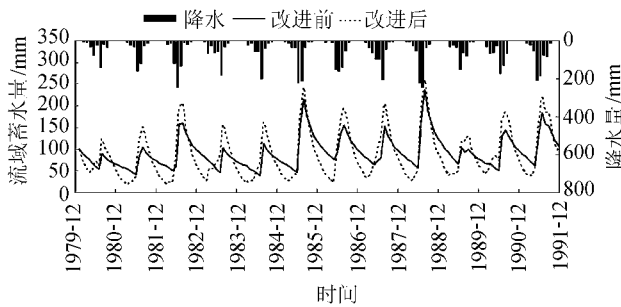
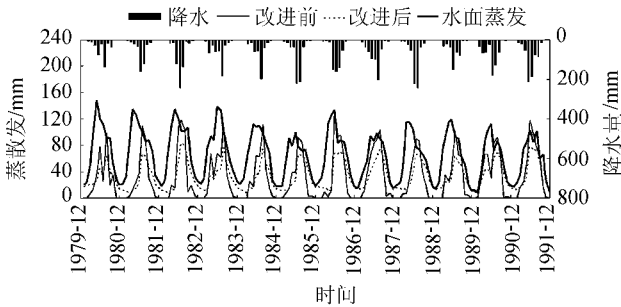


图 1 模型改进前后计算的蒸散发过程对比

Fig.1 Comparison of evapotranspiration process calculated by original model and improved model

图 2 模型改进前后计算的流域蓄水量过程对比

Fig.2 Comparison of process of river basin water storage calculated by original model and improved model

分析表 2 和图 1、图 2,可以得到以下几点结论:

a. 与原模型相比,改进后的模型径流量的模拟精度有了明显的改善.模型改进后,率定期和检验期的确定性系数有了一定的提高,径流过程与观测过程吻合更好,对洪峰的模拟精度也有了较大的改善.

b. 改进前后模型计算的流域蒸散发过程有较大差异,改进后的模型更为合理.原模型计算的蒸散量年内变化剧烈,在雨季有时超过了水面蒸发量,而在旱季基本为零,有明显的不合理之处.相比之下,改进后的模型计算的蒸散量年内变化平缓一些,蒸散发峰值远小于改进前,月蒸散发最小值一般保持在 6~15 mm 之间.改进后的模型模拟的旱季逐月蒸散发与有关实测数据^[14]和计算数据^[15-16]比较吻合,而前者相差较大,所以改进后的模型蒸散发计算公式更合理.

c. 在年内,原模型计算的流域蓄水量峰值比改进后的模型要小,而在旱季正好相反.

在雨季流域蓄水充分,此时陆面蒸散发的大小主要由 C 的大小决定,原模型的 C 值比改进后的模型大,所以相应的蒸散发要大,在产流相差不大的情况下,流域蓄水增量就要小一些.在旱季,原模型的蒸散发基本为零,所以流域蓄水量变化相对缓慢,能保持在一个稳定的水平上,而改进后的模型考虑了前期蓄水量(主要是土壤蓄水量)对蒸散发的贡献,在没有降雨补充的情况下,流域蓄水量不断降低,直至达到最小值.

从图 2 还可以看出,在降水比较丰沛的年份(如 1988 年),流域蓄水量最大值接近 250 mm.因此,可以判断该流域的平均蓄水容量大致为 250 mm.

总的来看,改进后的模型比较成功地模拟了流域的月径流、蒸散发和蓄水过程,用来分析半湿润流域的水量收支平衡、模拟和预测中长期径流变化过程是适用的.

5 结 论

本文对熊立华等提出的两参数月水量平衡模型参数的物理意义进行了讨论,明确了 SC 、 C 和 S_0 的物理意义及取值范围.在此基础上,对原模型的实际蒸散发计算公式和月径流量计算公式进行了改进.同时,运用改进后的模型模拟了半湿润的北运河通县站流域 1980~1991 年主要水文过程.通过本文研究,可知 (a)模型参数 SC 是反映流域蓄泄关系的一个综合性系数,不是流域蓄水容量或土壤蓄水容量,参数 C 是平均的流域月蒸散发能力与水面蒸发之比.(b)原模型的蒸散发计算公式只考虑了降水对蒸散发的影响,而没有考虑

流域前期蓄水量对实际蒸散发的影响,因此不甚合理.改进后的模型构建了新的月蒸散发计算公式,同时考虑了降水和流域前期蓄水量对蒸散发的贡献;同时,将原模型的月径流计算公式简化成二次函数的形式.改进后的模型不仅更准确模拟了通县站流域月径流过程,而且对蒸散发和流域蓄水量的模拟也更加合理.因此,改进后的月水量平衡模型用于半湿润地区中长期水文模拟具有一定的前景.

参考文献:

- [1] XU C Y, SINGH V P. A review on monthly water balance models for water resources investigation[J]. *Water Resources Management*, 1998, 12: 31-50.
- [2] 熊立华, 郭生练, 王渺林, 等. 两参数月水量平衡模型的研制及应用[J]. *水科学进展*, 1996, (增刊): 80-86.
- [3] XIONG Li-hua, GUO Sheng-lian. A two parameter monthly water balance model and its application[J]. *Journal of Hydrology*, 1999, 216: 111-123.
- [4] GUO Sheng-lian, XIONG Li-hua, YIN Ai-wen, et al. A macro-scale and semi-distributed hydrological model and climate change impact study in China[J]. *Journal of Hydrology*, 2002, 268(1): 1-15.
- [5] 邓慧平, 唐来华. 沱江流域水文对全球变化的响应[J]. *地理学报*, 1998, 53(1): 42-48.
- [6] 夏军, 王纲胜, 吕爱戈, 等. 分布式时变增益水循环模拟[J]. *地理学报*, 2003, 58(5): 789-796.
- [7] 王纲胜, 夏军, 万东晖. 气候变化及人类活动影响下的潮白河月水量平衡模拟[J]. *自然资源学报*, 2006, 21(1): 86-91.
- [8] 熊立华, 郭生练. 分布式流域水文模型[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004: 105-119.
- [9] 王渺林, 郭生练. 月水量平衡模型比较分析及其应用[J]. *人民长江*, 2000, 31(6): 32-33.
- [10] 乐通潮, 张万昌. 双参数月水量平衡模型在汉江流域上游的应用[J]. *资源科学*, 2004, 26(6): 97-103.
- [11] 芮孝芳. 水文学原理[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2004: 63-66.
- [12] 詹道江, 叶守泽. 工程水文学[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2002: 36-42.
- [13] 张建云, 章四龙, 朱传保. 气候变化与流域径流模拟[J]. *水科学进展*, 1996, (增刊): 54-59.
- [14] 顾本文, 戴丛蕊. 云南省水、陆面蒸发计算方式的初步研究[J]. *中国农业气象*, 2004, 25(2): 15-19.
- [15] 宋正山, 杨辉, 张庆云. 华北地区水资源各分量的时空变化特征[J]. *高原气象*, 1999, 18(4): 552-556.
- [16] 司希礼, 杨增元, 杨增丽, 等. 区域综合蒸散发计算方法研究[J]. *水文*, 2003, 23(4): 17-21.

Monthly runoff simulation based on improved two-parameter monthly water volume balance model

HU Qing-fang, WANG Yin-tang, LIU Ke-lin, WANG Zong-zhi

(State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering,
Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210029, China)

Abstract: A research was conducted on the two-parameter monthly water volume balance model proposed by Xiong Lihua, et al. It is found that the physical meanings of the parameters in the model are not very clear. Especially, the rationality of the equations for evapotranspiration and runoff should be further investigated. Thus, the model was improved in two aspects: a new formula for calculation of evapotranspiration was constructed with the effects of precipitation and river basin water storage at former stage on evapotranspiration considered synchronously; the monthly runoff formula was simplified by approximation of hyperbolic tangent function with a linear function according to the variation range of related parameters. The application of the improved model to hydrology simulation of Tongxian watershed of the North Great Canal for 1980-1991 shows that the improved model is of high accuracy, the calculated result of monthly runoff is in good agreement with the measured data, and the relative error of the annual peak flood is evidently decreased. Therefore, the improved model is superior to the original model for simulation of monthly evapotranspiration and river basin water storage.

Key words: monthly water balance model; hydrology simulation; river basin water storage; evapotranspiration; Tongxian County