月水量平衡模型在窟野河流域的水文模拟

邢肖鹏[1], 张文忠[1], 唐芳芳[1], 刘翠善[2], 牛海静[3]
(1. 山西省水资源研究所, 山西 太原 030001; 2. 南京水利科学研究院, 南京 210029;
3. 黄委水文局, 河南 郑州 450004)

摘 要: 在黄土高原生态脆弱区,水文模拟是一个巨大的挑战,特别是水文模型的应用是一个关键的问题。窟野河是黄河中游河龙区间重点支流,也是典型的黄土高原生态脆弱区,并且是我国重要的煤炭基地。人类活动比较频繁,在气候变化情景下,水资源问题比较突出。本文旨在收集窟野河流域降雨、蒸发、径流资料,资料系列1956-2008年,将月水量平衡模型对窟野河流域径流进行模拟,通过水文要素趋势分析,选取模型率定期和验证期确定参数,计算模拟径流。结果表明:Nash-sutcliffe系数在70%以上。可见,集总式月水量平衡模型具有结构简捷、参数少的优点,对窟野河流域均具有较好的模拟效果。为开展未来气候变化对水资源的影响作铺垫。

关键词: 月水量平衡模型; 径流; 模拟; 窟野河
中图分类号:P333.1 **文献标识码**: A **文章编号**: 1672-643X(2012)06-0073-06

Hydrological simulation of water balance model in the Kuyehe River catchment

XING Xiaopeng[1], ZHANG Wenzhong[1], TANG Fangfang[1], LIU Cuishan[2], NIU Haijing[3]
(1. *Institute of Water Resources of Shanxi Province, Taiyuan* 030001, *China*;
2. *Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing* 210029, *China*;
3. *Hydrological Bureau of the Yellow River Water Resources Commission, Zhengzhou* 450004, *China*)

Abstract: Hydrological simulation is an enormous challenge in ecological vulnerable areas of Loess Plateau, especially application of Hydrological model is a key issue. Kuyehe River is the first class tributary of the Yellow River, Which locates in the vulnerable areas of ecology and environment, and is an important coal base. Human activities are more frequent, the problem of water resources is more outstanding under the effects of climate change. The paper used WRB model to simulate runoff in the Kuyehe River catchment from 1956 to 2008. The model and validation period were selected by analysing the trend of hydrology factors, and determining paramerers and simulating runoff. Results indicate that Nash-sutcliffe coefficient exceed 70 percent. In a word, this model has advantages of concise structure and less parameters, and possesses better effect on Kuyehe River catchment and provides the basis for analyzing the influence of climate change on water resources in the future.

Key words: WRB model; runoff; simulation; Kuyehe River

0 引 言

月水量平衡模型是根据水量平衡原理为基础,研制的一种概念性水文模型,是以月降水、月平均气温等气象因子资料作为输入数据,然后根据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。月水量平衡模型简单实用,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]。近几年来,过多地借助该类模型评估气候变化对流域水文水资源情势的影响。首先,Thornthwaite于1948年提出水量平衡模型[2],Mather于1955年将其进行了改进[3];1965年后,Thomas建立abcd模型,Alley研制了T_α模型和T_γ模型,Vandwiele提出澳大利亚模型[4-6]等比较有名的月水量平衡模型。中国也先后提出了两参数的月水量平衡模型[7]、三参数的月

收稿日期:2012-07-05; **修回日期**:2012-08-07
基金项目:国家973气候变化专项计划(2010CB951103); 中英瑞气候变化适应项目(ACCC20100202); 中荷国际科技合作项目(2010DFA24330)资助
作者简介:邢肖鹏(1961-),男,河北深泽人,硕士,教授级高级工程师,从事水利工程建筑方面的工作。
通讯作者:唐芳芳(1980-),女,山西晋城人,硕士,主要从事流域水文模拟和气候变化影响评价等方面的研究。

水量平衡模型[8]、五参数的月水量平衡模型[9]、半干旱半湿润地区月水量平衡模型、半干旱地区月水量平衡模型[10]等等。在国家“九五”科技攻关项目“气候异常对中国水循环及水资源影响评估模型研究中”,熊立华、郭生练(1996)根据中国地区月降水、月蒸发与月径流密切相关性,开发了集总式的两参数水量平衡模型,认为在自然条件下,无明显蓄水或取水,一次降雨一般能在一个月内转化为径流或被蒸发,仅小部分滞留在土壤中[11]。因此,月水量平衡模型不必区分产流与汇流,模型简单,参数较少;其中两参数模型模拟效果好,参数最少,实用性强,便于应用。

1 研究区概况

窟野河流域位于黄河河西府谷 - 吴堡区段,是河龙区间一条重点支流,也是黄河晋陕峡谷右岸较大的支流之一,发源于内蒙古自治区鄂尔多斯市柴登乡拌树村,流经内蒙古伊金霍洛旗和陕西省府谷县,于神木县贺家川镇沙峁村汇入黄河。地理位置在东经 109°28′ ~ 110°52′、北纬 38°23′ ~ 39°52′之间,窟野河流域是黄土高原侵蚀地区的典型河流,也是河龙区间发生洪水最大且最为频繁的支流,土壤侵蚀比较严重。干流全长 242 km,流域面积约8 706 km^2(见图 1),占河龙区间面积的 7.8%,平均比降约 2.58‰,多年平均径流量为 5.54 亿 m^3,实测多年平均输沙量为 1.38 亿 t。流域位于毛乌素沙漠与陕北黄土高原的接壤地带,流域下垫面条件复杂,上游是风沙草原区,中下游是黄土沟壑区;土质疏松,土壤瘠薄,地表植被稀少。

2 模型的建立

月水量平衡模型是根据水量平衡原理为基础,研制的一种概念性水文模型,是以月降水、月平均气温等气象因子资料作为输入数据,然后根据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。

2.1 有效降水

窟野河流域是黄土高原侵蚀地区的典型流域。流域北部属于干旱区,南部属于半干旱区。20 世纪 90 年代前,窟野河流域上游国家基本站东胜站、伊洛霍金站 12、1、2 月平均气温均低于 -4℃;榆林、河曲站 12、1 月份平均气温均低于 -4℃,2 月份部分年份低于 -4℃;下游兴县气象站 1 月份平均气温均低于 -4℃,12、1 月份大部分年份平均气温低于 -4℃。从 1956 - 2009 年实测径流资料分析来看,最大平均月径流量出现在 8 月份,之后逐月递减至次年的 2 月份,3 月份明显增加;随后又逐月递减到 6 月份,然后又开始增加至每年最高 8 月份。3 月份径流量比邻近月份径流量明显增大,可知窟野河流域 3 月份上游有一定的冰川融雪径流汇入,且窟野河流域的融雪径流在总径流中占一定比重,融雪径流计算利用温度指标模型对降雨量进行修正[12],来计算经调节的有效降水。

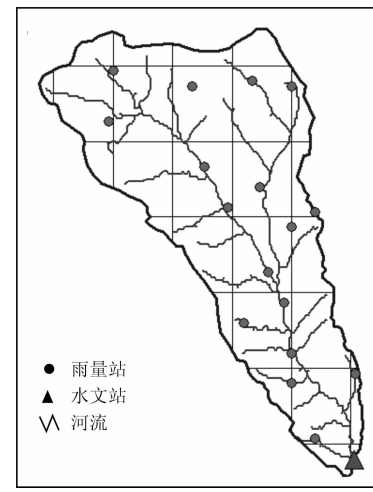

图 1 窟野河流域河流水系及雨量站分布图

$$P_{eff}(t) = nf(t)\{A(t-1) + Pn(t)\}$$

$$nf(t) = \begin{cases} 0 & T(t) \leqslant T_n \\ 1 & T(t) \geqslant T \\ \dfrac{T(t) - T_n}{T_m - T_n} & T_n < T(t) < T_m \end{cases}$$

$$A(t) = 1 - nf(t)A(t-1) + P(t) \qquad (1)$$

式中:$nf(t)$ 为第 t 月的融雪系数;$A(t)$ 为第 t 月的积雪;$Pn(t)$ 为第 t 月实测降水;$P_{eff}(t)$ 为第 t 月有效降水;$T(t)$ 为第 t 月平均气温;T_n 为固体降水临界温度 -4℃;T_m 为液态降水临界温度 +4℃[10]。

2.2 实际蒸发量

当流域降水比较丰富时,土壤湿度比较大,空气湿度也比较大,故实际蒸发值与观测值的反差不是很强烈;当降水比较少时,空气中水分不饱和系数比较大,蒸发皿观测值很大,然而同时因土壤湿度也很低,可供蒸发水量少,实际蒸发值也很低,致使实际蒸发量与蒸发皿观测值的反差也很大。假设流域处在长期的水量平衡中,那么实际蒸发量和蒸散发能力的比值是降水量与蒸散发能力比值的函数,采用 Schreiber 公式:

$$\frac{E_s(t)}{E_c(t)} = \frac{P_{eff}(t)}{E_c(t)}\left[1 - \exp\left(-\frac{E_c(T)}{P_{eff}(t)}\right)\right] \qquad (2)$$

式中:$E_s(t)$ 为流域实际蒸发值;$E_c(t)$ 为流域蒸散发能力;$P_{eff}(t)$ 为降雨量。本文用 Schreiber 公式乘以一个系数来计算月实际蒸发量

$$E_s(t) = a_1 \times P_{\text{eff}}(t) \times [1 - \exp(-\frac{E(T)}{P_{eff}(t)})] \quad (3)$$

式中:$E_s(t)$ 为流域实际蒸发量;$E(t)$ 为月蒸发皿观测值;$P_{eff}(t)$ 为月降水量;系数 a_1 是模型的第一个参数。

2.3　月径流量的计算

当降水量不为零时,月径流量 $Q(t)$ 主要与该月土壤中净含水量 $S(t)$(即扣除蒸发之后的剩余水量)和降雨量 $P_{eff}(t)$ 有着十分密切的关系;$S(t)$ 越大,水分流出土壤的可能性越大,则径流量越大;降雨量越大,径流量也越大。经分析,发现 $Q(t)$ 与 $P_{eff}(t)$ 和 $S(t)$ 的关系可用式(4)来表示:

$$Q_{sim}(t) = P_{eff} \times \frac{S(t-1) + P_{eff}(t) - E_s(t)}{b_1} + q \quad (4)$$

当降雨量为零时,月径流量 $Q(t)$ 主要与土壤净含水量 $S(t)$ 有关,存在

$$Q_{sim}(t) = c_1 \times \sqrt{[S(t-1) + P_{eff}(t) - E(t)]} + q \quad (5)$$

在模型运行计算中,首先根据(3)计算实际月蒸发量,然后根据水量平衡原理计算月初土壤含水量,再根据(4)或者(5)计算月径流量。即第 $(t+1)$ 个月初土壤含水量 $S(t)$ 为:

$$S(t) = S(t-1) + P_{eff}(t) - E_s(t) - Q(t) \quad (6)$$

式中:$Q(t)$ 是月径流量;$S(t-1)$ 为月初土壤含水量;$E_s(t)$ 为流域实际蒸发;b_1 为模型的第二个参数、c_1 为模型第三个参数;q 为基流,可通过分析枯水期的径流来确定。

2.4　基流的计算

基流为来源于地下水或是其他延迟部分的径流[13],主要受土壤的分布和下渗特征、含水层的特征、补给流域的速度频率、植被的空间分布、地形和气候等因素影响。传统水文学上将流量划分为地表径流,壤中流和地下径流。而地下径流又可分为快速(浅层)和慢速(深层)两种,把地下径流中的慢速(深层)径流看作基流。这个径流比较稳定,可取历年枯水期的流量来确定。

月水量平衡模型在窟野河流域的应用,可通过分析取其历年最枯流量的的径流来确定[14]。

对满足一致性的水文序列随机成分,可直接采用传统的水文频率计算方法。窟野河流域王道恒塔、新庙和温家川站 1956 – 2008 年径流量的随机性成分进行频率计算,采用约束加权适线法[15]计算 P – 型频率曲线的均值、变差系数 C_V 和偏态系数 C_S,选取 P =95% 的径流量作为最枯年径流量,即基流值。图 2 ~ 图 4 给出了王道恒塔、新庙、温家川站基流计算频率曲线图及表 1 得出基流值。

表 1　径流频率计算成果表　　mm

站名	P =50%	P =75%	P =95%
王道恒塔	2.840	1.440	1.069
新庙	3.590	1.531	0.977
温家川	3.065	1.457	1.013

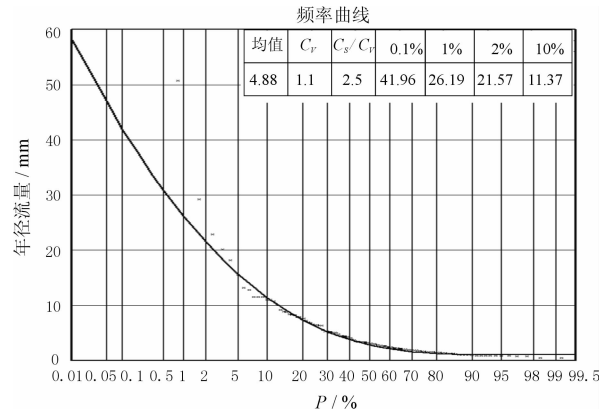

图 2　王道恒塔径流频率计算图

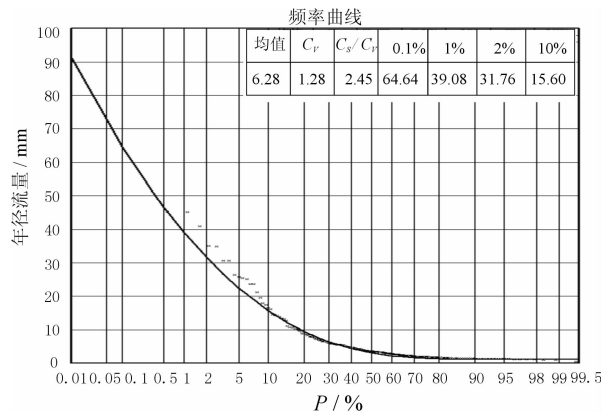

图 3　温家川径流计算频率图

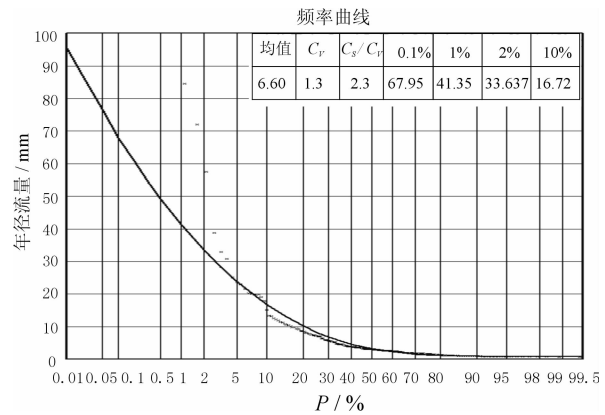

图 4　新庙径流计算频率图

由图可知王道恒塔、新庙、温家川站的基流分别为 1.069、0.977 和 1.013 mm。

3 模型精度准则判别

3.1 模型参数的率定

参数的率定又称参数的优选,参数优化过程采用数学算法,通过系统反复试验迭代改变模型参数值的大小,使得流域特征模拟值和试验值的误差最小。如平均模拟径流和实测径流拟合程度的定量方法是每个参数迭代之后计算目标函数,寻找目标函数达到最优的参数值。目标函数用来评价水文过程的不同特征,目标函数选择对优选结果至关重要,适当选择目标函数在一定程度上决定了模型的拟合精度。最小二乘法是较早提出来的模型率定方法,即该目标函数可描述为:

$$F(LS) = \frac{\sum_{i=1}^{n} [Q_i(t) - Q\,sim_i(t)]^2}{n} \tag{7}$$

式中:$Q_i(t)$ 为实测径流量;$Qsim_i(t)$ 为模拟径流量;n 为样本数。

用最小二乘法目标函数来率定模型,结果对径流量模拟效果较好,而对水文过程中的峰值却得不到较好的模拟效果。因此,一些学者又提出对数最小二乘法,其目标函数可描述为:

$$F(LSL) = \frac{\sum_{i=1}^{n} [\log Q_i(t) - \log Qsim_i(t)]^2}{n} \tag{8}$$

虽然式(8)在一定程度上克服了最小二乘法峰值模拟的缺点,但从两个表达式本身来看,二者都不是标准化的,在参数率定的时候,只能得到给定条件下的最佳估算值,而并不一定是最完美的结果。为方便模型在流域内很好应用,Nash 和 Sutcliffe (1970)提出了一个标准化的评价标准(水文情报预报规范中确定系数),即 Nash 和 Sutcliffe 效率系数,它能直观地体现实测径流量与模拟径流量过程拟合程度的好坏,其公式为[16]:

$$R_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^{n} [Q_i(t) - Qsim_i(t)]^2}{\sum_{i=1}^{n} [Q_i(t) - \overline{Q}_i(t)]^2} \tag{9}$$

式中:$\overline{Q}_i(t)$ 为率定期实测月径流量过程的均值;其余符号意义同前。

R_{NS} 越大表示实测径流量与模拟径流量过程拟合越好,模拟精度越高,R_{NS} 可以得到最大值 1;一般情况下,该系数在0 ~ 1之间变化,若为负值,也就意味着还不如实测径流量均值替代所模拟的径流量。第二个目标函数是模拟径流量和实测径流量的多年平均相对误差,即

$$Re = \frac{\sum_{i=1}^{n} [Q_iy(t) - Qysim_i(t)]}{\sum_{i=1}^{n} Q_iy(t)} \times 100\% \tag{10}$$

式中:$Q_iy(t)$ 为实测的平均年径流量;$Qysim_i(t)$ 为模拟的平均年径流量。

如果 Nash 和 Sutcliffe 模型效率标准越接近 1,同时相对误差越接近 0,则说明模拟效果越好。对大尺度水文过程模拟,最优标准为 Nash 和 Sutcliffe 效率标准超过 60%,相对误差小于 10%[17-19]。

3.2 模型检验

模型检验是继参数率定之后分析的内容。当在一个流域上使用某一模型时,首先对参数率定,求出最优参数。此外,还需要另外一部分资料用于模型的检验。资料一般选择 2 ~ 3 年进行检验。降雨 - 径流模型中根据降雨情况模拟径流序列,比较模拟和实测的径流过程线,只有当二者拟合较好或在预定误差范围内时,模型才可以应用。另外,除对多年平均相对误差检验,还考虑对极值进行检验,定义极值模型相对误差检验 $Re_{\max}$ 为:

$$Re_{\max} = \frac{Q_{\max} - Qsim_{\max}}{Q_{\max}} \times 100\% \tag{11}$$

式中:$Q_{\max}$ 为实测径流的最大值;$Qsim_{\max}$ 为模拟径流的最大值。当 R_{NS} 越大,Re 和 $Re_{\max}$ 越接近0时,则说明拟合的总精度越高。

综上可知,每一个模型都包含不定数的中间状态变量,月水量平衡模型中土壤含水量 $S(t)$ 是表征流域的中间状态变量,在模型运行中,先给出初始值 $S(t-1)$,然后根据水量平衡原理依次迭代本时段 $S(t-1)$ 和下一个时段 $S(t)$,一般初始值取最大土壤含水量的一半[22]。由于中间变量初始值的影响,取序列的前 2 年作为预热期。预热期后的资料分为 2 个阶段,第 1 阶段作为率定期模型参数优选,本模型采用人工和计算机联合优选,用式(9)优选模型参数;第 2 阶段作为模型检验期,检验模型的外延效果,只有在率定期和检验期径流量模拟满足精度要求,才认为模型合格[20]。

根据月水量平衡模型的基本理论,在参数率定时,需对数据迭代运算。为避免采用人工试错法层层迭代计算的繁琐、费时及计算精度又低,基于 Visual Basic 程序设计语言,编写了月水量平衡模型的

参数率定程序和计算程序,既提高了效率也提高了计算精度。

4　径流模拟

水量平衡模型选月为计算时段,主要输入月降雨量、月蒸发量,输出月径流量,因此称为月模型。该模型以质量守恒原理为理论基础,结合流域土壤含水量,将各个水文过程或变量之间的关系通过表达式来模拟的流域水文过程。两参数水量平衡模型是针对中国南方湿润或半湿润地区,提出和建立的两参数模型模拟径流和土壤湿度过程。窟野河流域属于干旱半干旱地区,冬季干旱少雨,部分月份降雨为零,因此,选用三参数水量平衡模型进行编程计算。当降雨为零时,月径流量与土壤含水量的关系;降雨不为零时,月径流量与土壤含水量的关系。

降水量选取王道恒塔站以上流域内 8 个雨量站和新庙站以上流域内 7 个雨量站及温家川以上流域内 11 个雨量站序列资料,径流选取王道恒塔、新庙和温家川 3 个站的月流量资料,蒸发站选取王道恒塔、新庙、温家川的月蒸发皿观测资料。在模拟过程中,通过 1956 – 2008 年降雨、径流水文要素分析,率定期采用 1969 – 1979 年,验证期选取 1980 – 1983 年,模拟结果见表 2。包括率定期和检验期 Nash 和 Sutcliffe 模型效率系数 R_{NS}、多年平均相对误差 Re 及极值模拟相对误差 Re_{max}。从表 2 中可以看出,该模型模拟精度较高,率定期和检验期的 R_{NS} 分别为77.0%、75.5%。Re 和 Re_{max} 较小,图 5 ~7 绘出王道恒塔站、新庙站和温家川站模拟与实测月径流过程线。

从表 2 中可以看出,率定期和验证期的月径流模拟 Nash 和 sutcliffe 效率系数 R_{NS} 值均在 65% 以上,平均相对误差为 4.9%、6.03%,也均控制在 10% 以内,极值误差为 6.9%,控制在 20% 以内。从图 5 ~7 可见,该模型模拟月径流过程与实测径流过程吻合较好。对于春汛 3 月份,由于气温回升,受冰川径流的影响,结果显示实测值与模拟值相差比较大,一般为实测值较大,模拟值较少。

表 2　模型参数及模拟结果　　mm, %

控制站	基流	模型参数			率定期		验证期		极值
	q	a_1	b_1	c_1	R_{NS}	Re	R_{NS}	Re	Re_{max}
王道恒塔	1.069	1.210	1026	0.214	79.1	6.43	72.1	6.12	15.3
新庙	0.977	1.012	1020	0.160	79.4	4.52	76.9	6.02	-8.7
温家川	1.103	1.240	920	0.220	72.6	3.76	77.5	5.05	14.1
平均	1.050	1.154	988.7	0.198	77.0	4.90	75.5	5.73	6.9

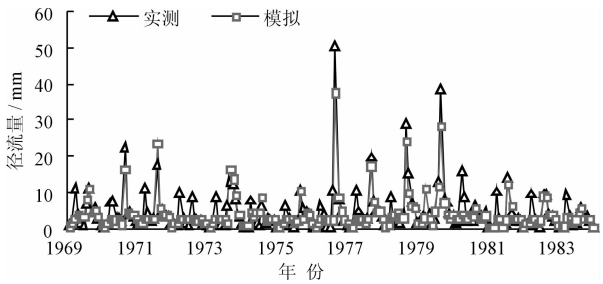

图 5　王道恒塔站(1969-01 – 1983-12)径流量过程线

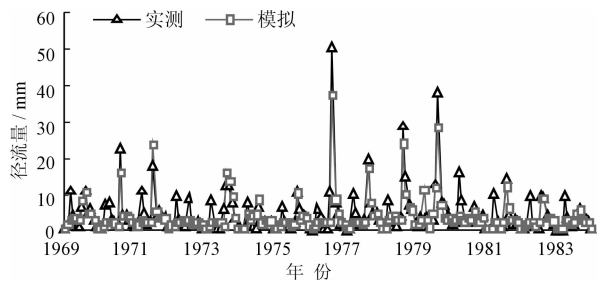

图 6　新庙站(1969-01 – 1983-12)实测径流量与模拟径流量过程

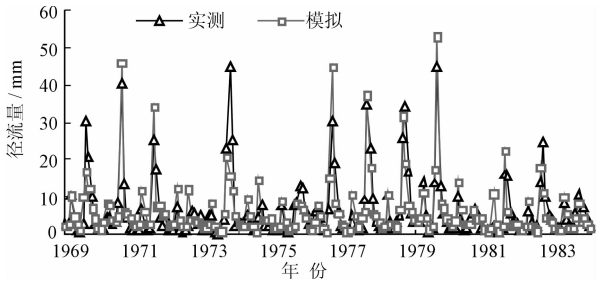

图 7　温家川站(1969-01 – 1983-12)实测径流量与模拟径流量过程

5　结　语

本文借鉴了前人在其它干旱半干旱地区流域水文模拟的经验。考虑窟野河流域气候特点和下垫面条件,结合流域水文模型的标准,确定适用于窟野河流域的水文模型。采用集总式水量平衡模型在黄土高原典型流域黄河中游河龙区间重点支流窟野河流域的应用,主要结论如下:

(1)参考目前水文模型的应用情况,分类和模型

自身的特性,选取水量平衡模型,在窟野河流域做了降雨 - 径流水文模拟。

(2)利用黄土高原典型流域窟野河流域 1983 年以前的水文、气象资料对所选用的模型模拟进行水文模拟。

(3)在分析目前水文模拟评价的基础上,同时参考水文预报规范,确定评价指标和标准为 Nash - Sutcliffe 效率系数和年径流相对误差。结果显示:Nash - Sutcliffe 效率系数大于 0.7,多年平均相对误差也控制在 6% 之内。月水量平衡模型参数少,结构简洁。着手从模型的模拟效果、易操作性和对资料的要求综合考虑,择优选用集总式月水量平衡模型开展未来气候变化对径流量的影响研究。

参考文献:

[1] WMO. Intercomparison of models of snowmelt runoff, operational hydrological report No. 23[R]Geneva, Switzerland, 1986.

[2] Thornthwaite C W. An Approach Toward A Rational Classification of Climate[J]. Geographical Review, 1948, 38(1): 55 - 94.

[3] Thornthwaite C W, Mater J R. The Water Balance[J]. Climatol Lab Publ. Climatol. Drexel Inst. Technol. 1955, 8(1): 1 - 104.

[4] Palmer W C. Meteorologic Drough[M]. U S Weather Bureau Research Paper, 1965.

[5] Thomas H A. Improved methods for national water assessment [C]//. Reesour. Counc., Washington, D. C., 1981.

[6] Walter C Boughton. Water balance models on the arid region in australian[J]. Soil and Water Conservation, 1995, 8(1): 1 - 104.

[7] 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,1996,7(增刊):80 - 86.

[8] 胡安焱,郭生练,熊立华,等. 三参数月水量平衡模型及其应用[J]. 水电能源科学,2008,26(4):8 - 10.

[9] 郭生练. 气候变化对东江流域水文的影响. 中国博士后首届学术大会论文集[C]//. 北京:国防工业出版社,1992.

[10] 郭生练,王国庆. 半干旱地区月水量平衡模型[J]. 人民黄河,1994,17(12):13 - 16.

[11] 张建云,王国庆,等. 气候变化对水文水资源影响研究[M]. 北京:科技出版社,2007. 68 - 70.

[12] 英爱文,姜广斌. 辽河流域水资源对气候变化的响应[J]. 水科学进展,1997,15(7):67 - 72.

[13] 陈利群,刘昌明,李发东. 基流研究综述[J]. 地理科学进展,2006,28(6):323 - 329.

[14] 谢 平,陈广才,雷红富. 变化环境下基于趋势分析的水资源评价[J]. 水力发电学报,2009,28(4):14 - 18.

[15] 谢 平,郑泽权. 水文频率计算有约束加权适线法[J]. 武汉大学学报(工学版),2000,33(1):49 - 52.

[16] 苏凤阁,谢正辉. 气候变化对中国径流评估模型研究[J]. 自然科学学报,2003,13(5):502 - 507.

[17] Houghton H A. CARR. assessent criteria for simple conceptual daily rainfall - runoff models[R]. 1996.

[18] Wang Wen. Stochasticity, nonlinearity and forecasting of streamflow process[D]. PHD dissertation of TUDELFT, Netherlands, 2006.

[19] Nash J E, Sutcliffe J. River flow forecasting trough conceptual models, Part1, A discussion of principles[J]. Journal of Hydrology, 1970, (10): 282 - 290.

[20] Edijatno, Nilo De Oliveira Nascimento, YANG XiaoLiu. GR3J: a daily water shed model with three parameters[J] Hydrological Sciences Jounal, 1999, 13: 135 - 142.

(上接第 72 页)

[4] Kuang Yao Lee, Thomas R Fisher, et al. Modeling the hydrochemistry of the Choptank River Basin using GWLF and Arc/Info: 2. Modelcalibration and validation [J]. Biogeochemistry, 2001, 56: 311 - 348.

[5] Swaney D P, Sherman D, Howarth R W. Modeling water, sediment and organic carbon discharges in the Hudson-Mohawk basin: Coupling to terrestrial sources [J]. Estuaries. 1996(4): 833 - 847.

[6] Ning S K, Jeng K Y, Chang N B. Evaluation of non-point sources pollution impacts by integrated 3S information technologies and GWLF modeling [J]. Water Science and Technology, 2002(6-7): 217 - 224.

[7] Eleanor Jenning, Norman Allott, Donald C Pierson, et al. Impacts of climate change on phosphorus loading from a grassland catchment: Implication for future management [J]. Water Research. 2009, 17: 4316 - 4326.

[8] 何 因, 秦保平,李云生,等. GWLF 模型的原理、结构及应用[J]. 城市环境与城市生态, 2009(6): 24 - 27.

[9] Maidment D R. Arc Hydro: GIS for water resources [M]. ESRI. 380 New York Street, Remands. California, 2002: 59 - 107.

[10] 石春力, 李 雪,孙 韧,等. Arc Hydro 模型在流域水文特征提取中的应用——以蓟县沙河流域为例. 水资源与水工程学报, 2012, 23(1): 73 - 80.

[11] Moriasi D N, Arnold J G, Van Liew M W, et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations[J]. Amer Soc Agricultural & Biological Engineers, 2007(5): 889 - 891.

[12] 李怀恩,沈 晋,刘玉生. 流域非点源污染模型的建立与应用实例[J]. 环境科学学报,1997,17(2):141 - 144.