

文章编号:1001-4810(2009)01-0043-06

贵州典型岩溶流域日降雨径流过程模拟研究

尚晓三,王栋

(南京大学水科学系,江苏南京210093)

摘要:以蓄满产流方式描述岩溶地区的产流过程,采用稳定入渗法划分径流,将非线性水箱模型用于模拟单元流域的调蓄过程,以遗传算法为基础率定模型参数,建立了基于遗传算法率定参数的概念性岩溶水文模型,并以贵州普定后寨河流域为例,采用流域内老黑潭、六谷、后寨测站的水文资料对所建模型进行检验,以相对误差、互相关系数和确定性系数来评定模型。结果表明,本模型预报结果的相对误差均小于±10%,互相关系数均大于0.80,确定性系数均大于或等于0.70,说明所构建的模型能够模拟及预报岩溶地区的降雨径流过程。

关键词:遗传算法;岩溶水文模型;参数优选;后寨河流域;贵州岩溶区

中图分类号:P334 **文献标识码:**A

0 前言

中国西南地区是世界上喀斯特分布最广泛、类型最复杂的区域之一。喀斯特形态丰富复杂,裂隙、洞穴迂回曲折,纵横交错,致使雨水迅速渗漏到地下,难以建库拦蓄雨水,造成很多地区工农业严重缺水,阻碍了经济发展并影响到人民生活,因此研究该区域的产汇流过程有着重要的实际意义。水资源的形成及其分配是降雨过程和下垫面自然地理条件综合作用的结果,故须研究该区域的降雨与径流的关系。然而,岩溶地区系一个特殊的自然地理区,含水介质不均匀,有其特殊的三水转化关系及径流形成过程,致使常用的以均匀介质为基础的动力学理论和方法建立起来的水文模型难以在岩溶地区应用^[1,2]。

鉴于岩溶地区产汇流的复杂性,现有的水文模型难以一一描述和计算,不少学者对此问题予以研究。一方面,分析岩溶地区降雨径流形成的过程,便于概化,进而建立有效的水文模型。例如:将地下径流概化为快速裂隙流和慢速裂隙流^[1~4];采用简单的数学物理方程对于汇流过程加以描述和计算^[1,2,4]。另一方

面,采用其它学科发展的成果,逐步改进模型。例如:根据系统论的方法,对岩溶地区予以概化,或改进湿润地区和半湿润地区的水文模型(如:改进的新安江模型^[5]),建立了岩溶地区的概念性水文模型^[1,2,4],模拟岩溶地区的产汇流过程。随着遥感和地理信息技术的应用与发展,分布式水文模型在岩溶地区也有所应用^[6~10]。随着人工智能技术的日益完善,神经网络技术也在岩溶地区有所应用,如模拟岩溶泉的变化过程^[11]。这些技术和方法的应用极大推动了岩溶水文模型的应用与发展。

在前人研究的基础上,本文以贵州普定典型岩溶流域——后寨河流域^[1,2,4,12,13]为例,研究岩溶地区特殊的产汇流过程。依据产流原理,结合流域的地质构造与气候状况,将其概化为蓄满产流方式,采用稳定入渗法将径流划分为快速裂隙流、慢速裂隙流和坡面流;由于岩溶地区不同水源间相互转化和补给量所受的调蓄作用有所不同,采用非线性水箱模型^[1,2,4]模拟流域的汇流过程,以遗传算法率定模型参数^[14,15],并分别采用流域内老黑潭、六谷与后寨三个测站1988—1989年的水文资料加以验证,分析所建模型在岩

基金项目:国家自然科学基金项目[40725010, 40671030]

第一作者简介:尚晓三(1985—),男,硕士研究生,主要从事随机水文及水文模型的应用与研究。

通讯作者:王栋, E-mail: wangdong@nju.edu.cn.

收稿日期:2008-08-04

溶地区的应用状况。

1 研究区概况

后寨河流域(图1)位于贵州普定县城以南,是我国典型岩溶发育的区域之一,流域集水面积80.65 km²。区内不同时代的碳酸盐岩层广为分布,出露面积高达95%,地貌为峰丛谷地和峰丛洼地组合类型。该流域属于亚热带季风气候区,温湿多雨,年均降水量为1 314.6mm,蒸发量为920mm,但水资源短缺严重,阻碍经济发展,甚至影响到人民生活。

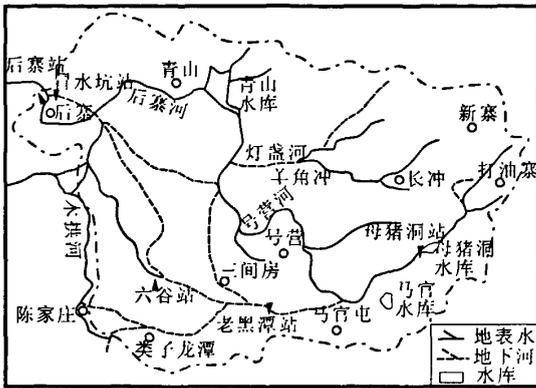


图1 后寨地下河流域示意图^[2]

Fig.1 Sketch of Houzhai subterranean river basin

2 基于遗传算法率定参数的概念性岩溶水文模型

2.1 产流计算^[1,3,4]

降雨所形成的不同水源经调蓄后,形成相应的坡面流、快速裂隙流和慢速裂隙流。

根据后寨河流域气候湿润,土层较薄,入渗能力强,其内蓄水量常保持田间出水量,缺水量不大,易为一般雨量所满足,在土壤湿度满足田间持水量以前不产流,所有的降雨都被土壤吸收为张力水,在土壤湿度满足田间持水量以后,所有的降雨都形成产流,故本文采用蓄满产流方式计算产流量,其计算过程如下^[1,4,16]。

当 $PE = P - EP > 0$ 时,则产生径流,否则不产生径流。

产流时,当 $PE + A < MWM$ 时:

$$R = PE - (WM - W_0) + WM \times$$

$$(1 - \frac{PE + W}{MWM})^{1+B} \quad (1)$$

当 $PE + A \geq MWM$ 时:

$$R = PE - (WM - W_0) \quad (2)$$

式中, P 为降水; EP 为流域蒸散发量; PE 为净雨; R 为产流量; WM 为流域平均蓄水量($WM = WUM + WLM$); B 为不均匀系数; MWM 为流域最大蓄水量($MWM = WM(1+B)$); W 为流域起始蓄水量; A 为 W 在流域蓄水容量曲线上对应的纵坐标,即:

$$A = MWM(1 - (1 - \frac{W}{MWM})^{\frac{1}{1+B}})$$

2.2 蒸散发量和蓄水量计算

后寨河流域表层带之上覆盖土层,下伏碳酸盐层基岩,上下两层的下渗能力及持水能力绝然不同^[1,4]。上层的土层为均匀的有孔介质,持水容量大,下渗能力小,下层基岩为非均匀有孔介质,持水容量小,下渗能力大,但其下渗量受到上部土层的控制,形成土层与表层带间的界面,故应将其概化为双层蒸散发,分别给予不同的蓄水容量,计算过程如下:

当 $P(T+1) + WU(T) \geq EP(T+1)$ 时,

$$\begin{aligned} EU(T+1) &= EP(T+1) \\ EL(T+1) &= 0 \end{aligned} \quad (3)$$

当 $P(T+1) + WU(T) < EP(T+1)$ 时,

$$\begin{aligned} EU(T+1) &= WU(T) + P(T+1) \\ EL(T+1) &= [EP(T+1) - \\ &EU(T+1)] \times WL(T)/WLM \end{aligned} \quad (4)$$

式中, WU 为上层蓄水量; EU 为上层蒸发量; EL 为下层蒸发量; WL 为下层蓄水量; WLM 为下层最大蓄水量。

按照以上过程计算出流域的蒸散量后,即可采用式(5)计算流域蓄水量:

$$\begin{aligned} WU(T+1) &= P(T) + \\ &WU(T) - EU(T) - R(T) \\ WL(T+1) &= WL(T) - \\ &EL(T) + WU(T+1) - WUM \end{aligned} \quad (5)$$

故总蒸发量和蓄水量为:

$$\begin{aligned} E(T+1) &= EU(T+1) + EL(T+1) \\ W(T+1) &= WU(T+1) + WL(T+1) \end{aligned} \quad (6)$$

式中, E 为总蒸发量; WUM 为下层最大蓄水量; W 为流域蓄水量。

2.3 水源划分

由于径流成分和汇流速度上有所不同,被调蓄程度和时程分布不一,采用水量平衡原理,按照岩溶地

区径流形成过程及三水转化关系,将径流划分为:坡面流、快速裂隙流和慢速裂隙流^[1~4],其中快速裂隙流与慢速裂隙流之和为地下径流 RG 。按径流成分计算上述三种径流之和的总水资源时,可避免资源的重复计算,有利于汇流的准确预报。

根据对湿润地区的研究经验,采用稳定入渗法^[5]划分坡面流和地下径流,针对不同的降雨过程,稳定入渗率也不相同,主要因为下层土壤的稳定入渗率在渗透面上的不均匀性所致。根据经验^[5],平均降雨强度与稳定入渗率之间可用线性关系拟合,令其斜率为 FB ,即地下径流与总径流之比,用以下方式分割总径流 R ,分为坡面流和地下径流:

$$RG = FB \times R = \frac{R^2}{PE(T)} FB \quad (7)$$

$$RE = R - RG$$

由于岩溶地区具有多个含水层,从而导致地下水流速具有多变的特性,根据已有的研究成果,可将地下径流分割为快速裂隙流和慢速裂隙流。本文按照以下的方法和步骤划分:

当产流面积 $a \leq C$ (其中 $a = R/P$, C 为各种水源地下径流产流量分割参数),地下径流都为快速裂隙流时,慢速裂隙流为零。即:

$$\begin{aligned} RF &= RG \\ RS &= 0 \end{aligned} \quad (8)$$

当 $a \geq C$, C 面积上的地下径流为快速裂隙流,剩余的为慢速裂隙流时,采用以下的方法进行划分:

$$\begin{aligned} RF &= RG \times C/a \\ RS &= RG - RF \end{aligned} \quad (9)$$

2.4 汇流计算

不同水源补给量所受的调蓄作用不同,采用非线性水箱模型^[1,2,4]模拟单元流域的调蓄,概化为各水源补给量形成的出流与相应贮存量间的蓄泄关系为非线性函数关系。即:

$$Q_i = A_j \times H_j^B \times U \quad (10)$$

式中: i 为时段序号, $i=1,2,\dots,n$; j 为水源成分序号; A_j, B_j 为待定系数; U 为单位换算系数($U = F/86.4$); Q_i 为各种水源调蓄后的流量。

调蓄过程如下:

$$\begin{aligned} H_j(T) &= H_j(T-1) + R_j(T) \\ Q_j(T) &= A_j H_j(T)^{B_j} U \\ H_j(T+1) &= H_j(T) - A_j H_j(T)^{B_j} \end{aligned} \quad (11)$$

式中: $H_j(T), H_j(T-1), H_j(T+1)$ 分别为各水源 T

时段初、 $T-1$ 时段末和 $T+1$ 时段初贮存量(mm); $R_j(T), Q_j(T)$ 相应水源的 T 时段补给量(mm)和出流量(m^3/s)。

2.5 参数率定

2.5.1 适应度函数

遗传算法的适应度函数随实际问题而异,故具有广泛适应性。适应度函数的作用是用来评价实测流量与模拟流量过程的吻合程度,不同目标函数可评价水文过程的不同特征,综合考虑总体水量平衡和流量过程的吻合程度,本文选用以下的目标函数^[17]:

$$f_{obj}(\theta) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (Q_{obs,i} - Q_{sim,i})^2 \times \left(1 + \frac{\bar{Q}_{obs} - \bar{Q}_{sim}}{\bar{Q}_{obs}}\right) \quad (12)$$

式中: $Q_{obs,i}$ 为率定期的实测流量序列; $Q_{sim,i}$ 为率定期的模拟流量序列; N 为实测和模拟序列长度; θ 为岩溶水文模型待优选的参数; \bar{Q}_{obs} 为率定期实测流量的平均值; \bar{Q}_{sim} 为率定期模拟流量的平均值; f_{obj} 为岩溶水文模型的目标函数。

2.5.2 参数率定过程

按照以上方法建立概念性岩溶水文模型,采用遗传算法率定参数,其具体过程如下:

① 耦合:以适应度函数为纽带,将概念性岩溶水文模型与遗传算法耦合起来,用于率定模型参数。

② 编码:用遗传算法对概念性岩溶水文模型的参数进行编码,并生成初始父代群体。

③ 适应值评价:将父代群体进行解码,得到模型参数。采用现有的水文资料,调用概念性岩溶水文模型,模拟岩溶地区的产汇流过程,计算父代个体的适应度函数值,评价个体适应能力。

④ 选择:从当前群体中选出优良的个体,使它们有机会作为父代为下一代繁衍子代。选择操作算子的作用是判断个体优良与否,标准就是个体适应值的大小。个体适应值越大,其被选中的机会就越大,个体适应值越小,其被选中的机会就越小。按照适应度函数值的大小,对已有的父代个体进行排序,选择最优的个体进入下一代。

⑤ 交叉:在种群中根据预先确定的交叉概率 pc 随机选择一定数量的染色体作为双亲,然后,随机选择一个断点,交换双亲的基因链,产生新的子代。最后,用子代染色体替代父代染色体,产生新的种群。

⑥ 变异:以一个较小的变异率 p 随机选择参与变异的父代染色体,随机确定发生变异的基因位置并

进行变异转换,产生子代染色体,并替换父代染色体,形成新一代种群。

⑦ 迭代:由以上得到的 n 个子代个体作为下一轮进化过程的父代,转入步骤③,如此反复迭代,使得群体的平均适应值不断提高,直至得到满意的个体或达到预定的迭代进化次数,则算法终止,进而确定模型参数,即建立了基于遗传算法率定参数的岩溶水文模型。

3 模型应用及分析

采用后寨河流域内老黑潭、六谷、后寨这三个测站 1988—1989 年的日降雨、蒸发和径流资料来检验

模型,以径流总量的相对误差(模拟及预报值年径流总量与实测值年径流总量之间的相对误差)、互相关系数(预报值与实测值之间的互相关系数)和确定性系数(预报过程与实测过程之间的吻合程度)作为评定模型模拟及预报结果的指标,来综合评定预报结果,分析该模型在岩溶地区应用的有效性。

3.1 预报结果

分别采用流域内老黑潭、六谷与后寨这三个测站 1988 年的水文资料率定模型参数,1989 年的水文资料用于检验模型。表 1 为三个测站模拟及预报结果的相对误差、互相关系数和确定性系数。图 2、图 3、图 4 分别为老黑潭测站、六谷测站及后寨测站 1989 年日径流预报结果。

表 1 老黑潭、六谷和后寨测站日径流预报结果的评价指标

Tab. 1 Evaluation indexes of daily runoff forecast results in the Laoheitan and Houzhai station

评价指标		计算值/ 10^4m^3	实测值/ 10^4m^3	相对误差/%	互相关系数	确定性系数
老黑潭	1988年	503.10	530.95	-5.25	0.92	0.84
	1989年	416.92	396.72	5.09	0.86	0.70
六谷	1988年	612.90	613.08	-0.03	0.94	0.87
	1989年	265.99	261.43	1.75	0.84	0.70
后寨	1988年	261 3.20	258 2.40	-1.18	0.98	0.95
	1989年	154 3.70	155 6.80	-0.84	0.87	0.73

3.2 结果分析

根据表 1、图 2、图 3 和图 4,对老黑潭、六谷与后寨测站 1989 年日径流模型预报结果进行分析,可以得到如下结论:

(1)老黑潭测站预报结果的相对误差为 5.09%、六谷测站为 1.75%,后寨测站为 -0.84%。相对误差均小于 $\pm 10\%$,合乎岩溶地区的水量平衡原理要求,表明所建模型具有结构合理和计算精度较高。

(2)三个测站的预报结果与实测值之间的互相关系数分别为 0.86, 0.84 和 0.87,均大于 0.80,表明模型预报结果均能有效地反映出后寨河流域日径流的变化过程。

(3)模型预报结果的确定性系数均大于或等于 0.70,达到了《SL250—2000 水文情报预报规范》中的乙等标准(乙等标准为 0.70~0.90),表明该模型能够用于预报未来时段的日径流过程。

(4)从图 2、图 3 与图 4 可看出,模型在极值处的预报结果相对较差,其原因可能是模型概化、参数率定

以及水文资料等因素综合作用及相互影响的结果。

(5)相对湿润和半湿润地区而言,本文所建基于遗传算法率定参数的概念性岩溶水文模型预报结果较差,其原因可能为:岩溶地区是一个非闭合性流域,不同流域之间通过地下溶洞联系起来,降雨径流过程关系更为复杂。

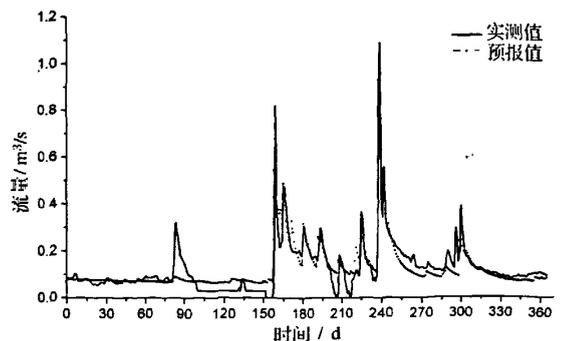


图 2 老黑潭测站日径流预报结果

Fig. 2 The predicted daily flow in the Laoheitan station

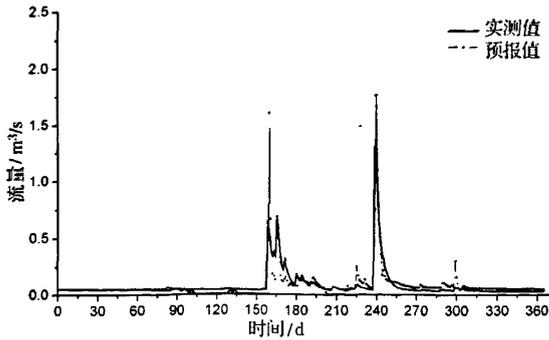


图3 六谷测站日径流预报结果

Fig. 3 The predicted daily flow in the Liugu station

根据以上分析,本文所建的基于遗传算法率定参数的概念性岩溶水文模型的能够模拟岩溶地区特殊的降雨径流过程。

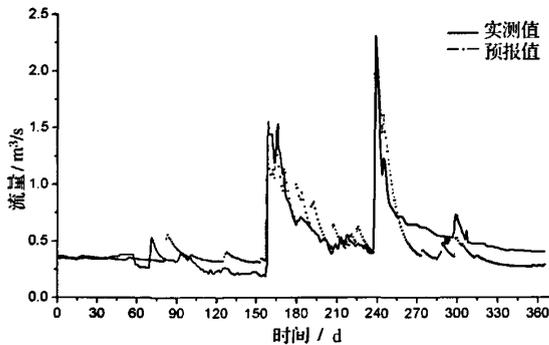


图4 后寨测站日径流预报结果

Fig. 4 The predicted daily flow in the Houzhai station

4 结 语

在前人研究的基础上,本文建立了基于遗传算法率定参数的概念性岩溶水文模型,并以后寨河流域老黑潭、六谷与后寨水文资料进行检验。研究表明:本文根据后寨河流域地质和气候特征,结合产汇流原理建立起来的概念性岩溶水文模型,从系统的角度计算岩溶地区的产汇流过程,从预报结果的评价指标来看,该模型能够有效地模拟及预报流域的降雨径流过程。

模型参数率定是一个非线性问题,遗传算法具有较强鲁棒性,特别适合复杂的非线性系统,故其适用于概念性水文模型参数的自动优选。

针对岩溶地区降雨径流过程的特殊性,在今后的研究可考虑引用其它学科的新技术或方法(如:神经网络),以提高模型预报精度。

致 谢:本文得到了南京大学史运良教授和王腊春教授的悉心指导与帮助,谨致谢忱!

参考文献

- [1] 俞锦标,杨立铮,章海生,等.中国喀斯特发育规律典型研究——贵州普定南部地区喀斯特水资源评价及其开发利用[M].北京:科学出版社,1990:177—182.
- [2] 章海生,史运良,杨戊,等.喀斯特峰林洼地水资源计算模型[J].南京大学学报(自然科学版),1983,3:549—566.
- [3] 郭纯育,时坚,裴建国.岩溶地下水系统中快速裂隙流和慢速裂隙流的模拟[J].中国岩溶,1985,4:315—323.
- [4] 史运良,王腊春.岩溶水概念分布模型[J].南京大学学报(地理学专刊),1992,13:134—149.
- [5] 庄一铃,张泉生,张建云,等.新安江模型在岩溶地区的应用[J].河海大学学报,1989,17(4):43—50.
- [6] 索立涛,万军伟,卢学伟.TOPMODEL在岩溶地区的改进与应用[J].中国岩溶,2007,26(1):67—70.
- [7] 吴月霞,蒋勇军,袁道先,等.岩溶泉域降雨径流水文过程的模拟——以重庆金佛山水房泉为例[J].水文地质工程地质,2007,6:41—47.
- [8] Y. B. Liu, O. Batelaan, F. De Smedt, N. T. Huong, V. T. Tam. Test of distributed modeling approach to predict flood flows in the karst Suoimuoi catchment in Vietnam[J]. Environmental Geology, 2005, 48: 931—940.
- [9] A. Rimmer, Y. Salingar. Modeling precipitation-streamflow processes in karst basin: The case of the Jordan River sources, Israel[J]. Journal of Hydrology, 2006, 331: 524—542.
- [10] D. M. Han, H. L. Xu, X. Liang. GIS-based regionalization of a karst water system in Xishan Mountain area of Taiyuan Basin, north China[J]. Journal of Hydrology, 2006, 331: 459—470.
- [11] 陈南祥,黄强,曹连海.基于偏最小二乘回归与神经网络耦合的岩溶泉预报模型[J].水利学报,2004,9:68—72.
- [12] 陈洪元,胡兴华,杨勇,等.岩溶单元流域结构与水资源开发利用模式研究——以贵州省普定后寨岩溶流域为例[J].中国岩溶,2001,20(1):21—26.
- [13] 楚文海,駱贵权,苏维诤,等.贵州典型喀斯特流域水资源可持续利用对策研究[J].水利学报,2008,39(6):753—757.
- [14] Q. J. Wang. The genetic algorithm and its application to calibrating conceptual rain-runoff models[J]. Water Resources Research, 1991, 27(9): 2467—2471.
- [15] 陈炯烽,张万昌.基于遗传算法的新安江模型日模拟参数优选研究[J].水文,2006,26(4):32—38.
- [16] 叶守泽,詹道江.工程水文学(第三版)[M].北京:中国水利水电出版社,2002:86—87.
- [17] 江燕,刘昌明,胡铁松,等.新安江模型参数优选的改进粒子群算法[J].水利学报,2007,38(10):1201—1206.

