

文章编号: 1005-0930(2007)04-0457-09 中图分类号: P333 文献标识码: A

黄河无定河流域分布式时变增益水文模型的应用研究

夏 军¹, 叶爱中², 乔云峰¹, 王纲胜¹

(1. 中国科学院地理科学与资源研究所 陆地水循环及地表过程重点实验室, 北京 100101; 2 北京师范大学地理学与遥感科学学院, 北京 100875)

摘要:黄河无定河流域是典型的黄土高原沟壑地区,水文时空变化大,观测站点有限,水文过程的非线性问题和人类活动影响问题比较突出. 本文针对黄河无定河流域内不同尺度水文循环模拟问题,对作者开发的分布式时变增益水文模型进行了改进,拓展到了月、日、时三个时间尺度,应用于无定河内的大理河、小理河及岔巴沟三级不同空间尺度的流域. 研究表明:分布式时变增益水文模型是水文系统非线性理论与分布式流域水文模拟结合的一种新途径,水文系统模拟的精度比较满意. 该模型为分析土壤湿度的时空分布与变化以及人类活动的影响,提供了一种量化分析的有效工具.

关键词:分布式;时变增益;水文模型;无定河;尺度

分布式时变增益水文模型(Distributed Time-Variant Gain Hydrological Model, DTVGM)是作者提出的将水文系统非线性理论与分布式流域水文模拟结合的一种新途径,自 2002 年提出以来^[1-2],一直处于不断的改进与应用中,先后应用于潮白河流域^[2]、我国内陆河流黑河山区^[3-4]以及全黄河流域月尺度模拟^[5]. 在这些应用中模型得到了很好的发展. 2005 年正式获得国家版权局颁发的软件著作权.

黄河作为中华民族的摇篮,沙多水少,其水资源问题举世瞩目. 尤其是黄河中游的粗沙区,需要加强研究. 无定河是粗沙区中的典型流域. 选取该流域进行分布式水文模型研究分析,阐明水循环规律及人类活动对水循环过程的影响具有重要意义.

本文主要解决了如下几个问题:(1)结合无定河流域的特色,对分布式时变增益模型进行改进,将模型拓展到了月、日、时三个时间尺度上;(2)将三个不同时间尺度的模型分别应用于无定河内的大理河、小理河与岔巴沟三级不同空间尺度的流域;(3)对水文过程模拟结果进行了分析.

1 流域简介

无定河是黄河中游一条较大的多泥沙支流,发源于白于山北麓陕西省定边县境,流经内蒙古伊克昭盟和陕西榆林、延安地区,于清涧县河口村注入黄河. 全长 491 km,流域面积

收稿日期: 2006-07-26; 修订日期: 2007-09-25

基金项目: 国家自然科学基金项目(50239050 & No 50279049), 高等学校博士点基金项目(20040486038)

作者简介: 夏 军(1954—), 男, 研究员, 博士生导师. E-mail: jxia_mail@263.net

30261km²,其中水土流失面积 23137km².大理河是无定河的最大支流,干流全长 170km,流域面积 3906km²,其控制站为绥德站(图 1),青阳岔以上为河源梁润区,面积 662km²,占全流域 16.9%,其余面积均处于黄土丘陵沟壑区.流域地形破碎,植被稀疏,水土流失严重.大理河上最大的支流是小理河流域,其控制站为李家河站,控制面积 807km².在该流域内有国内比较知名的岔巴沟径流实验小流域,水文循环实验研究的基础比较好,流域面积 187km²,流域控制站为曹坪水文站(图 2).



图 1 大理河流域及其河网图

Fig 1 The river net and rain gauge of Dali watershed

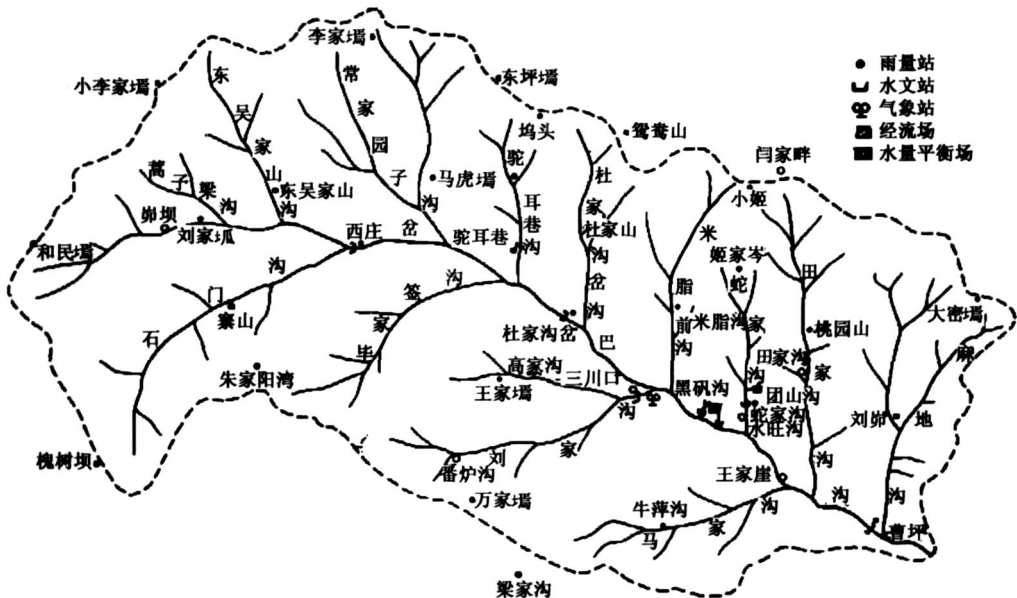


图 2 岔巴沟流域站网图

Fig 2 The river net and rain gauge of Chabagou catchment

2 分布式时变增益模型

流域水文系统的非线性是众所周知的难题.非线性科学不仅是揭示全球变化环境下地球系统复杂性的一门基础科学,也是国际现代水文学理论发展和变化环境下水资源安全等应用问题研究十分重要的领域前沿.

水文非线性系统最为突出的特征是模型结构或参数之间非线性以及复合函数等复杂“嵌套”关系.夏军^[1]1989—1995年,通过半湿润、半干旱地区流域资料分析,发现国外水文线性系统理论中的增益因子(Gain factor)并非常数的假定,而与土壤湿度(APD)有关系.基于这样的事实,提出较国外水文线性系统理论不同的水文时变增益(Time Variant Gain)非线性分析理论与模型(TVGM).水文时变增益模型(TVGM)结构简单、水文概念清楚、计算方便.从理论上可以证明:TVGM与具有普适性关系的非线性系统(Volterra)同构,水文线性系统是TVGM的一个特例.引入时变增益的概念,使得过去比较复杂的水文非线性系统模拟(Volterra非线性泛函级数)能够用一种简单的水文系统概念性模型(TVGM)实现,二者之间有内在的联系^[1,3].

2002年^[15]以后,作者针对中国北方水文时空变化的复杂性,将集总的TVGM水文非线性系统模拟通过DEM平台,并结合单元水文模拟,建立了分布式流域水循环模拟(DTVGM).它是水文非线性系统方法与分布式水文模拟的一种结合,既有分布式水文物理模拟的特征,同时又具有水文系统分析适应能力强的优点,能够在水文资料信息不完全或者有不稳定性干扰条件下完成分布式水文模拟与分析.

2.1 产流计算

本研究中,产流发生在每个水文单元(子流域或网格)上,产流模型在垂直方向上分三层:地表以上、表层土壤、深层土壤(图3).地表以上产生地表径流,表层土壤产生壤中流,深层(中间层与潜水层)土壤主要产生基流(地下径流).

DTVGM产流模型是一水量平衡模型.实际计算中通过迭代计算出蒸散发、土壤含水量、地表径流、壤中流与基流.

水量平衡方程为:

$$P_i + W_i = W_{i+1} + R_s + E + R_{ss} + R_g \quad (1)$$

式中, P 为降雨,mm; W 为土壤含水量,mm; E 为蒸散发,mm; R_s 为地表径流,mm; R_{ss} 为壤中流,mm; R_g 为地下径流,mm; i 为时段数.

分布式时变增益模型中采用的是水量平衡方程,通过迭代计算出各个水文要素.将蒸发、地表水产流、壤中水产流、地下水产流模型代入水量平衡方程中可得:

$$P_i + AW_i = AW_{i+1} + g_1 \left(\frac{AW_{ui}}{WM_u \cdot C} \right)^{g_2} P_i + AW_{ui} \cdot K_r + Ep_i \cdot K_e + AW_{gi} \cdot K_g \quad (2)$$

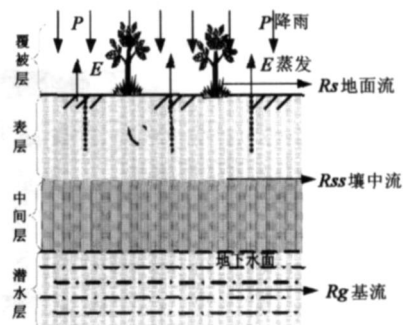


图3 产流模型示意图

Fig 3 Runoff yield of DTVGM

式中, AW 为子流域土壤湿度, mm; AW_u 为子流域上层土壤湿度, mm; AW_g 为子流域下层土壤湿度, mm; WM_u 为上层土壤饱和含水量, mm; u 为英文 up 简写, 表示表层土壤; g_1 与 g_2 是时变增益因子的有关参数 ($0 < g_1 < 1, 1 < g_2$), 其中 g_1 为土壤饱和后径流系数, g_2 为土壤水影响系数; C 为覆被影响参数; K_r 为土壤水出流系数; K_g 为地下水出流系数; K_e 为蒸散发系数.

考虑到上层土壤水到下层的土壤水传递较慢与模型的可实现性, 此处将上层与下层分开计算, 即先计算上层土壤水, 再计算下层.

故式 (2) 可简化为:

$$P_i + AW_{ui} + AW_{ui+1} + g_1 \left(\frac{AW_{ui}}{WM_u \cdot C} \right)^{g_2} P_i + AW_{ui} \cdot K_r + Ep_i \cdot K_e \quad (3)$$

$$AW_u = \frac{AW_{ui} + AW_{ui+1}}{2} \quad (4)$$

令:

$$f(AW_u) = 2AW_u - P_i - AW_{ui} + g_1 \left(\frac{AW_{ui}}{WM_u \cdot C} \right)^{g_2} P_i + AW_{ui} \cdot K_r + Ep_i \cdot K_e \quad (5)$$

$$f'(AW_u) = 2 + g_1 g_2 \left(\frac{AW_{ui}}{WM_u \cdot C} \right)^{g_2-1} P_i (WM_u \cdot C)^{-1} + K_r + Ep_i \cdot K_e \quad (6)$$

则牛顿迭代公式为:

$$AW_u^{j+1} = AW_u^j - \frac{f(AW_u^j)}{f'(AW_u^j)} \quad (7)$$

在给定初始土壤含水量后即可迭代出每个时段的上层土壤含水量, 通过含水量即可解出地表产流. 计算时当土壤湿度低于田间持水量后迭代公式应相应的变化.

计算完上层土湿后, 给定表层到深层的下渗率为 f (mm/h), 即可得到上层土壤渗入到下层的水量 $f \cdot t$, 即可计算出深层的土壤含水量:

$$AW_{g,i+1} = AW_{g,j} + f \cdot t \quad (8)$$

式中, AW_g 为深层土壤含水量, mm; f 为土壤下渗率, mm/h; t 为计算时段长, h

通过深层土壤湿度, 即可得到地下水出流.

此处需要注意的是土壤湿度临界情况的控制. 当土壤下层饱和后多余的水量将会转变为壤中流的形式产流; 当土壤湿度低于田间持水量时, 没有重力水, 上层对下层的下渗量将变得非常小. 下渗率 f 可参考流域实验可以确定, 由于实验只能在一个点上进行, 很难完全代表整个流域的属性, 实际带入模型计算的是参考实验后的模型拟合值.

2.2 汇流计算

汇流在水文模型中同样重要, 尤其在分布式水文模型中, 汇流模型是否合理与优劣直接影响整个水文模型的模拟效果. 分布式水文模型的产流是在网格或划分的子流域中进行, 比集总模型要精细得多, 所以必须配备同样精细的汇流模型. 现有的分布式模型常用的汇流方法是马斯京根法与运动波法. 在产流单元间的汇流计算不同的模型做了不同的简化, 如将流域分层计算. 这些简化很多情况下同流域中实际汇流是不一致的.

此处结合动力网络的理论, 将河网建立成无尺度网络. 又将网络分成坡面与河道两部

分来进行汇流计算. 在每个节点 (产流单元) 内用运动波计算, 节点间通过网络连接汇流计算. 该法完全模拟实际的流域汇流路径^[6]与模式, 理论合理^[7].

3 无定河流域应用

对于不同的流域尺度与时间尺度, 此处按照流域大小与时间尺度大小, 在大理河上采取的是月尺度模拟, 小理河上日尺度模拟, 岔巴沟上小时尺度模拟 (半小时).

模型模拟检验评价指标:

水量平衡系数 = 模拟径流总量 / 实测径流总量;

$$\text{相关系数 } r = \frac{(Q_c - \bar{Q}_c)(Q_o - \bar{Q}_o)}{\sqrt{(Q_c - \bar{Q}_c)^2 (Q_o - \bar{Q}_o)^2}} \quad (9)$$

$$\text{模型效率系数 } R^2 = \left[1 - \frac{(Q_c - \bar{Q}_c)^2}{(Q_o - \bar{Q}_o)^2} \right] \times 100\% \quad (10)$$

其中, $Q_o, Q_c, \bar{Q}_c, \bar{Q}_o$ 为实测、模拟流量和实测流量均值.

3.1 大理河月模拟结果

大理河选取了 1979—1999 年 21 年的降雨径流资料进行了月模拟 (图 4), 效率系数 0.803, 相关系数 0.897, 水量平衡 0.995. 无定河流域主要是降雨产流, 仅在每年春季 3 月左右有部分冰凌融化增加径流, 因此仅在 3 月考虑融雪产流.

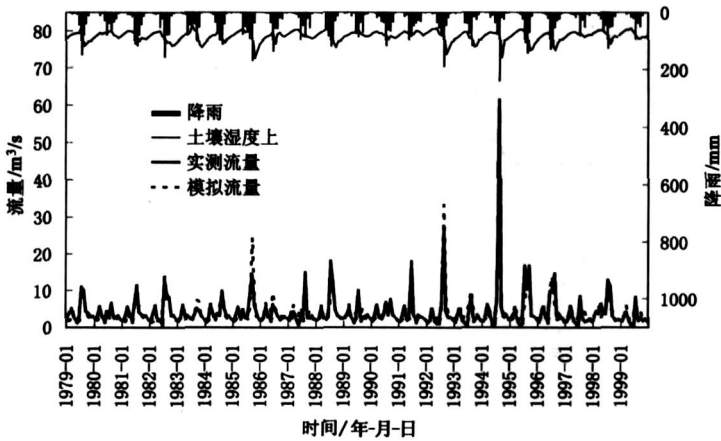


图 4 大理河月模型过程线

Fig 4 Comparison between observed and simulated runoff of Dali river watershed

3.2 小理河日模拟结果

小理河 1994 年出现特大洪水, 用 1994 年洪水数据模拟结果见图 5, 其中效率系数 0.824, 相关系数 0.942, 水量平衡 1.050. 用 1994 年得到参数模拟 1990—1999 洪水过程: 效率系数 0.659, 相关系数 0.862, 水量平衡 0.975.

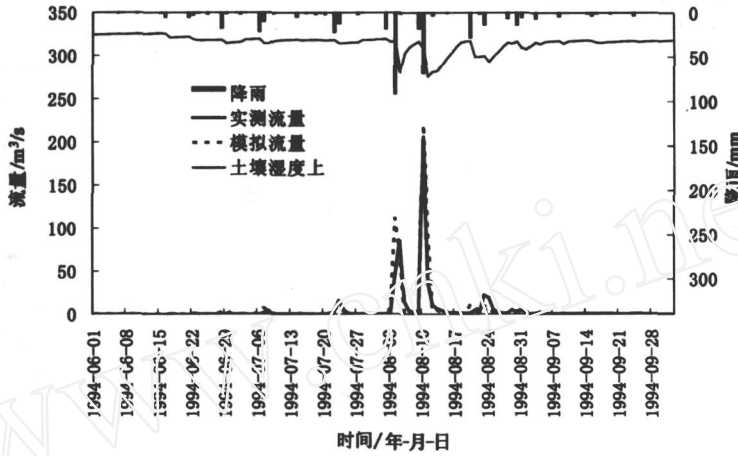


图 5 1994年日水文过程

Fig 5 Comparison between observed and simulated runoff of Xiaoli river watershed

3.3 岔巴沟小时模拟结果

采用了一组参数,模拟时段长为 2h,7年的模拟结果见表 1,部分结果见图 6所示.

表 1 模拟结果指标值

Table 1 Efficiency of DTVGM model applied to Chabagou catchment

	1960年	1961年	1962年	1963年	1964年	1965年	1966年
效率系数	0.73	0.72	0.62	0.82	0.53	0.6	0.92
相关系数	0.85	0.85	0.79	0.91	0.75	0.78	0.96
水量平衡	0.92	1.07	1.04	1.14	1.04	1.06	0.94

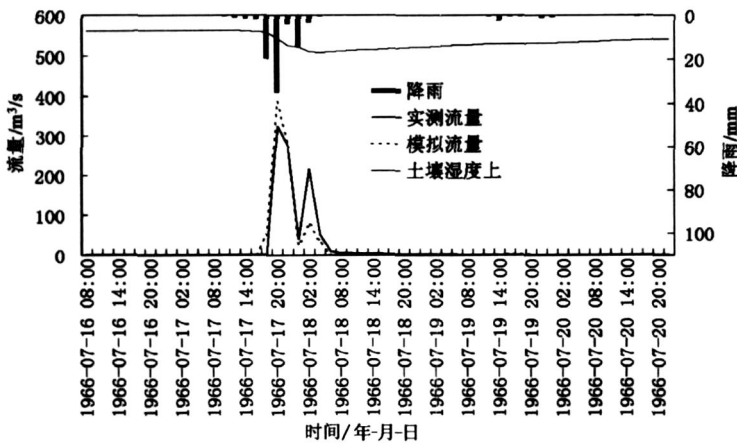


图 6 1966年降雨径流过程图

Fig 6 Comparison between observed and simulated runoff of Chabagou catchment

模拟结果大部分年份是很好的,个别年份效果差,经过调查发现是由于实测降雨资料的时段长大于 2h,为了模型计算将其平均分配到不同的时段了,这样与实际的降雨时间分布不符,导致模拟效果差.

3.4 土壤湿度的时空分布

通过模拟发现,表层土壤(400mm)湿度的起涨非常迅速,在降雨后很快达到最大土壤湿度,退水相对缓慢(图 7、图 8). 深层土壤湿度起涨慢,退水也慢,原因是深层土壤的补给来自表层土壤水的下渗,其消耗主要是植物的蒸腾与补充地下水. 整个流域的土壤湿度基本在 10% (体积含水量)左右;如降雨充沛能达到 22%,若超过 15天不下雨,或雨量太小,土壤湿度会下降到 7%及以下,此时将低于调萎系数,植物开始调萎.

土壤湿度的空间分布受当前场次降雨决定,但也不完全同降雨的空间分布一致,原因是土壤湿度的空间分布还受前期降雨与气象条件的影响,所以图 6、图 7的场次降雨中心与土壤湿度的中心并不在同一位置.

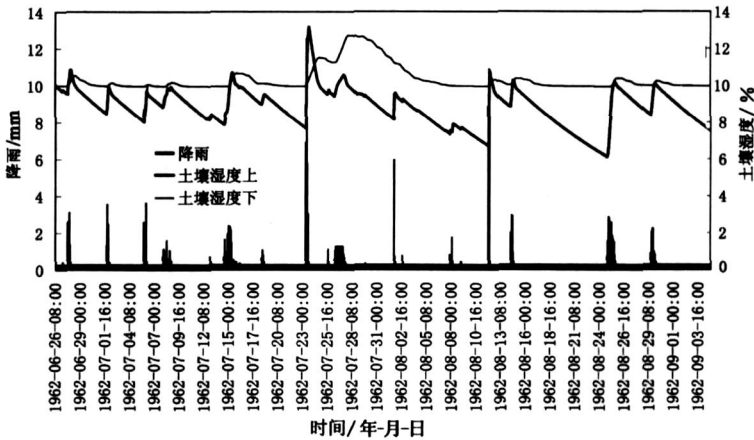


图 7 1962年降雨土湿变化过程图

Fig 7 Rainfall and soil water of Chabagou catchment in 1962

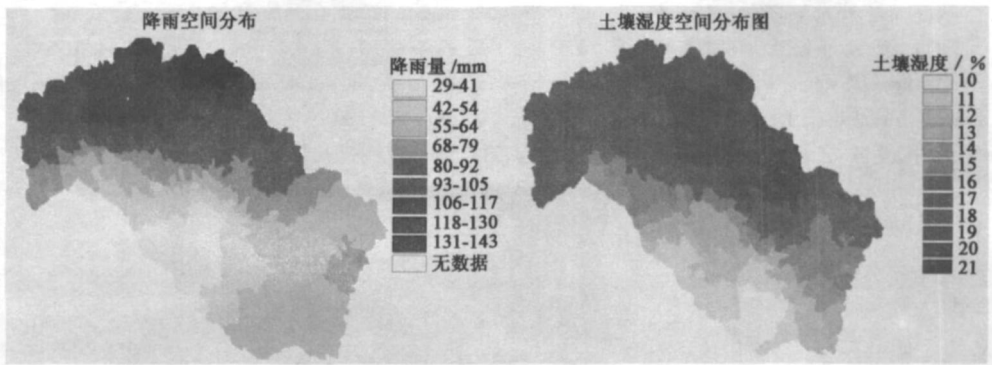


图 8 1966-07-18 02: 00场次降雨与土壤湿度空间分布图

Fig 8 Rainfall and soil water of Chabagou catchment in 1966-07-18 02: 00

4 结论

无定河流域属于黄土高原地区,其特色是黄土层厚,而年降雨仅 400mm 左右,并且多集中于 7—9 月,所以其土壤基本不可能达到饱和状态.但其表层土壤还是会达到饱和状态,所以此处将土壤分成两层进行模拟计算.通过模拟计算,模拟效果很好,说明该模型适用于黄土高原地区.

大理河流域面积相对较小,多年平均降雨在 400mm 左右,属于半干旱、半湿润地区.产流形式基本属于超渗产流,但由于人类的活动影响,如大量的淤堤坝及小水库的作用,局部改变了其产流形式,使汇流时间变长,降雨产流关系变得更加复杂.在大理河流域的产流机制主要是超渗产流,仅仅是表层的 30cm 左右的土壤与覆被对产流影响比较剧烈.尤其是岔巴沟流域,一场洪水的过程在 4—6h 左右,并且很少出现连续多日降水过程,所以只有表层土壤可能出现饱和状态,深层土壤含水量一般很低.

参考文献

- [1] Xia Jun. A system approach to real time hydrological forecasts in watersheds [J]. Water International, 2002, 27 (1): 87-97
- [2] 王纲胜,夏军,谈戈,等.潮河流域时变增益分布式水循环模型研究 [J]. 地理科学进展, 2002, 21 (6): 573-582
Wang Gangsheng, Xia Jun, Tan Ge, et al. A research on distributed time variant gain model: a case study on chaohe river basin [J]. Progress in Geography, 2002, 21 (6): 573-582
- [3] Xia Jun, Wang Gangsheng, Tan Ge, et al. Development of distributed time-variant gain model for nonlinear hydrological systems [J]. Science in China Ser D Earth Sciences 2005, 48 (6): 713-723
- [4] 夏军,王纲胜,吕爱锋,等.分布式时变增益流域水循环模拟 [J]. 地理学报, 2003, 58 (5): 789-796
Xia Jun, Wang Gangsheng, Lv Aifeng, et al. A research on distributed time variant gain modeling [J]. Acta Geographica Sinica, 2003, 58 (5): 789-796
- [5] 夏军,叶爱中,王纲胜.黄河流域时变增益分布式水文模型 ()——模型的原理与结构 [J]. 武汉大学学报 (工学版), 2005, (6): 10-15
Xia Jun, Ye Aizhong, Wang Gangsheng. A distributed time variant gain model applied to Yellow River (): Model theories and structures [J]. Engineering Journal of Wuhan University, 2005, (6): 10-15
- [6] 叶爱中,夏军,王纲胜.基于数字高程模型的河网提取及子流域生成 [J]. 水利学报, 2005, 36 (5): 531-537
Ye Aizhong, Xia Jun, Wang Gangsheng. Drainage network extraction and subcatchment delineation based on digital elevation model [J]. Journal of Hydraulic Engineering, 2005, 36 (5): 531-537
- [7] 叶爱中,夏军,王纲胜.基于动力网络的分布式运动波汇流模型 [J]. 人民黄河, 2006, 2: 26-28
Ye Aizhong, Xia Jun, Wang Gangsheng. A distributed kinematic routing model based on dynamical networks [J]. Yellow River, 2006, 2: 26-28

An Applied Research on Distributed Time-variant Gain Hydrological Model in Wuding River of Yellow River

XIA Jun¹, YE Aizhong², QIAO Yunfeng¹, WANG Gangsheng¹

(1. Key Lab of Water Cycle & Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China; 2. School of Geography, Beijing Normal University, Beijing 100875, China)

Abstract

In view of the boss plateau features of basin, modified the Distributed Time-Variant Gain Hydrological Model (DTVGM), and expanded the model to month, daily and real time scales. The DTVGM, coupling the advantages of both nonlinear and distributed hydrological models, can simulate variant hydrological processes under different environment conditions. Then, three models are applied to three catchments, which are Dali River, Xiaoli River, and Chabagou catchments. The three catchments area is different; there are different spatial scales. The result of simulation is very good. Last, the model can be used to analyze the temporal and spatial change of hydro-cycle and human activity effect. Satisfactory results were obtained in forecasting the time-space variations of hydrological processes and the relationships between land use/cover change and surface runoff variation.

Keywords: distributed; time-variant gain; hydrological model; yellow river; scales