

基于流域蓄水容量曲线的流域水文模型比较^{*}

胡彩虹¹ 郭生练² 高宗强³ 张成才¹ 左其亭¹

(1. 郑州大学环境与水利学院;

2. 武汉大学水资源与水电工程科学国家重点实验室;

3. 山西省水文水资源勘测局)

摘要:利用栾川、王窑、岚河(黄河流域)及尚义(永定河)4个流域的遥测资料,对基于流域蓄水容量曲线的新安江模型(英文简称为 XAJ)、蓄满—超渗兼容模型(SISM)、垂向混合模型(VMM)、ARNO 模型以及 VIC 模型进行了计算结果对比及模型的比较讨论。结果表明:所研究模型在半湿润地区模拟精度比较高,而在半干旱地区,虽然考虑了下渗能力分布不均匀性的混合式模型使模拟结果有所提高,但仍然不很理想。3个不同的混合式模型反映了不同的径流形成过程,兼容模型和垂向混合模型反映了流域上降雨强度与下渗强度、降雨量与土壤蓄水量之间的辩证关系,而 VIC 模型反映了在不同气候区、不同径流方式所占不同面积比例的概念。

关键词:流域蓄水容量曲线 流域水文模型 蓄满产流 超渗产流 半干旱半湿润地区

1 概述

流域水文模型已被广泛地用来模拟流域水文过程和评价各种不同因素对流域水文过程的影响。随着对环境质量要求的进一步提高,流域水文模型的应用也越来越大,而且也成为水资源管理、水资源规划、设计等的重要手段。随着电子计算机和对流域水文过程认识的不断提高和发展,描述流域水文物理过程时空变化和计算的手段也进一步加强。自 20 世纪 60 年代 Crawford 和 Linsley 提出了斯坦福(简称为 SWM, Stanford watershed Model)模型后,流域水文模型进入蓬勃发展的时期,HEC-1 模型、API 水文模型、NAM 模型、HBV 模型、Sacramento 模型、TOPMODEL、新安江模型、ARNO 模型和 VIC 类模型等是这一时期的典型代

^{*} 基金项目:国家自然科学基金(项目编号:50379048);河南省杰出青年基金(2004600)以及山西气象开放基金(SX042003)。

表。所有这些模型在以后的研究和应用中也都有相当的发展。SWM 现在发展为 HSPF, 比原来的 SWM 更全面。TOPMODEL 已经扩展到包括流域信息的增加、流域水文物理过程的描述以及参数估计的提高。这些模型都是根据不同的发展需要发展起来的。水文模型通常分为: (1) 系统模型(即黑箱子模型)、(2) 概念性模型以及分布式物理模型三大类。尽管它们不能反映实际水文过程的空间分布特性以及参数的难以确定, 但目前应用较为广泛的模型多为系统模型和概念性模型。

很多研究表明, 实际流域中的径流是由多种不同的径流形成机制形成的。蓄满产流和超渗产流是两种主要的降雨径流形成机制。超渗产流主要是由于降雨强度超过流域上土壤的下渗强度而形成的, 超渗产流多发生在降雨强度比较大而相对土壤下渗能力小的地区。蓄满产流多发生在土壤的缺水量易满足的地区。一般超渗产流多发生在干旱半干旱地区, 而蓄满产流多发生在湿润半湿润地区。由于流域上土壤具有高度的不均一性以及水文过程的复杂性, 在模型研究中都希望能描述流域的水文物理过程以及在什么地方产生径流, 希望能克服降雨径流模型中的缺点, 不断地改进和完善模型, 尤其是对于干旱半干旱地区。

目前, 对陆地表面过程不均匀性问题的模拟应用最多的途径主要有两条: 一条是采用流域蓄水容量曲线, 即国外所谓的可变下渗能力 (Variable Infiltration Capacity, VIC) 模拟途径, 这里的下渗能力被定义为流域内土壤的最大含水量, 模型参数通过优化确定, 而不需要流域的地形数据, 在参数优化过程中, 土壤类型、土层深度以及地下水位的分布间接影响着流域的水文过程。另一条途径是采用地形信息即地貌指数来反映水位的统计分布以及对径流形成的影响: 即 TOPMODEL, 这一途径的另一特点是可以反映土壤水、地面饱和度以及径流生成过程的空间分布。自新安江模型提出以后, 为了反映流域土壤水空间分布的不均匀性所引起的产流不均匀性问题, 模型的核心, 新安江模型流域蓄水容量曲线的思想在国内外得到了广泛的应用, 例如, 蓄满—超渗兼容模型、垂向混合模型、VIC 模型和 ARNO 模型等。这些模型都用来模拟降雨径流形成过程的不同机制。因此, 本文选择新安江模型 (XAJ)、蓄满—超渗兼容模型 (SISM)、垂向混合模型 (VMM)、VIC 模型和 ARNO 模型进行比较分析和验证, 并将这些模型应用在中国北方的半干旱半湿润地区进行比较。

2 流域水文模型

2.1 新安江模型

新安江模型在国内湿润半湿润地区得到了广泛的应用。模型的产流部分采用了蓄满产流的概念: 在降雨过程中, 直到包气带蓄水量达到田间持水量时才能

产流。产流后,超渗部分为地面径流,下渗部分为地下径流。模型主要由四部分组成,即蒸散发计算、蓄满产流计算、流域水源划分和汇流计算。蒸发计算采用三层蒸发模型计算,壤中流和地下径流通过线性水库演算。模型的核心是按照蓄满产流概念计算降雨产生的总径流,采用流域蓄水容量曲线(一般常用 n 次抛物线)(见图 1)考虑下垫面不均匀对产流面积变化的影响。表达形式为:

$$\alpha = 1 - \left(1 - \frac{W}{W_m}\right)^n \quad (1)$$

式中: W 为点蓄水容量, mm; W_m 为流域的最大点蓄水容量, mm; α 为相对面积, 表示小于等于的面积占流域面积的比值; n 为经验性指数。

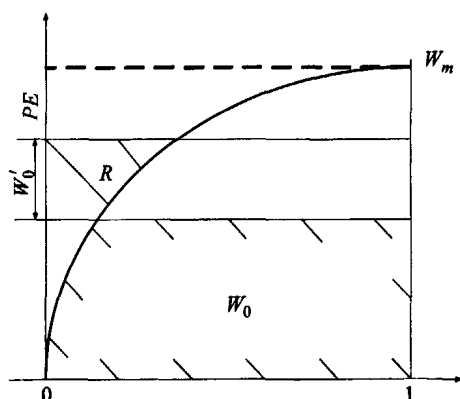


图 1 新安江模型产流示意图

2.2 蓄满—超渗兼容模型

针对半干旱半湿润地区的产流特点,影响径流形成的主要是降雨强度、下渗能力以及土壤含水量,雒文生等在新安江模型的基础上改进为蓄满—超渗兼容模型。模型用流域的下渗曲线及流域下渗能力分配曲线为基础的超渗产流模式,来考虑由于降雨强度超过下渗能力而产生的地面净雨(即形成地面径流的那部分降雨)过程;用以流域蓄水容量曲线为基础的蓄满产流模式,来考虑由于土壤含水量达到田间持水量后超蓄而产生的地下净雨(即形成地下径流的那部分降雨,因为只有超过田间持水量的下渗部分才能形成地下径流)。该模型按照这两种模式的产流原理,将两种产流方式有机地结合起来,形成了蓄满—超渗兼容模型。模型的结构示意图见图 2。

模型在原新安江模型的基础上,考虑了流域上由于降雨强度超过下渗强度而产生的地面径流部分,流域下渗能力曲线采用具有霍顿(Horton)下渗公式,流域时段下渗容量在流域上的分布曲线,根据经验选用次抛物线形,即:

$$\beta = 1 - \left(1 - \frac{F'_{\Delta t}}{F'_{m\Delta t}} \right)^m \quad (2)$$

式中: $F'_{\Delta t}$ 为某点的下渗容量, mm; $F'_{m\Delta t}$ 为 $F_{m\Delta t}$ (流域时段下渗容量) 下流域上最大的点下渗容量 mm; α 为经验性指数; β 为相对面积, 表示小于等于的面积占流域面积的比值。

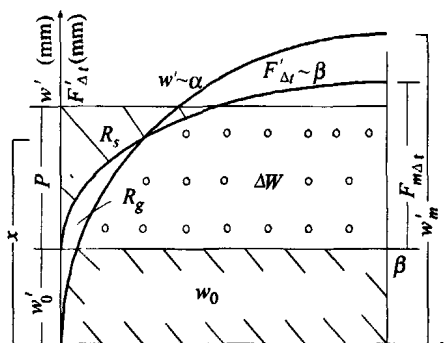


图2 兼容模型结构示意图

流域下渗能力曲线主要用来分析降雨空间分布均匀情况下超渗产流面积变化问题。模型根据参变量之间位置关系的不同而有六种不同的情况, 包含了流域可能出现的各种产流情况。

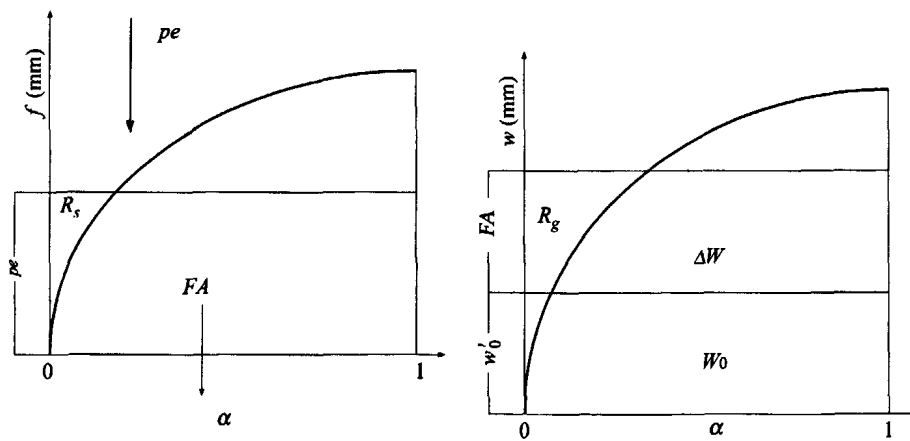


图3 垂向混合模型结构示意图

2.3 垂向混合模型

垂向混合模型是包为民和王从良针对半干旱地区产流特点提出来的, 模型把超渗产流和蓄满产流垂向组合, 如图3所示。降雨 pe 到达地面, 首先通过空间分布的下渗曲线, 划分为地面径流和下渗水流, 下渗的水流, 在土壤缺水量大

的部分面积上,补充土壤含水量不产流,在缺水量小的流域面积上,补足土壤缺水量后,产生地面以下的径流。

垂向混合产流计算,地面径流取决于雨强和前期土湿,当降雨强度满足雨强和前期土湿的条件时,则为超渗产流方式。地面以下的径流,包含壤中流和地下径流,取决于前期土湿和实际下渗水量,在下渗水量补足土壤缺水量的地方产流,否则不产流,则为蓄满产流方式。模型首先判别时段降雨是否大于下渗量,下渗的计算采用下渗曲线,即具有流域分布特征的忽略地面滞水深条件下的 Green - Ampt 下渗曲线,地下径流的计算采用与新安江模型相同的概念来计算。

2.4 VIC 模型

VIC(Variable Infiltration Capacity)可变下渗能力水文模型是 Washington 大学、Berkeley 大学以及 Princeton 大学共同研制的大尺度水文模型。VIC 模型已经过了多年的发展。最初提出的 VIC - 2L 模型,考虑了下渗、蒸发、土壤湿度、径流产生在计算区域内的变化,通过考虑土壤和降雨的次网格空间变异性来模拟蓄满产流,由简单的双层特征土壤组成,用空间动力学的方法和层与层之间的水量交换来表示地表潜热和感热通量,VIC - 2L 的下渗算法用可变下渗能力土壤的空间分布特性来表示,模型允许不同种类的植被同时存在,在一个计算网格内分别考虑裸地及不同的植被覆盖类型。VIC - 2L 模型反映土壤、植被、大气之间的水热状态变化和水热传输。为了考虑表层土壤水动态的变化,且未考虑土层间土壤水的扩散过程。于是将 VIC - 2L 上层分出一个 0.1 m 的顶薄层,而成为 3 层,称为 VIC - 3L,它允许层与层之间的土壤水的扩散。

Liang 等发展了一种用来进行区域气候和 GCM 研究的新的地表径流参数化方法,简称 VIC 模型,它可以在一个计算单元网格内动态地表示蓄满和超渗产流机理,同时考虑了土壤和降雨空间分布不均匀性对蓄满和超渗产流的影响,模型的结构见图 4。在图 4(a)中, P 表示时段步长(Δt)内的总降雨量,降雨量被分成蓄满产流量 R_1 和超渗产流量 R_2 以及下渗到土壤的总水量(ΔW)。在研究区域内,蓄满产流的计算与新安江模型相同,用 R_1 表示,发生在初始饱和面积 A_s 和在时段内饱和的部分($A'_s - A_s$)内(见图 4),超渗产流(用 R_2 表示)发生在剩下的面积 $1 - A_s$ 上并且在整个超渗产流计算面积内重新分配,图 4(a)中 R_2 的实际总量由图 4(b)的 R_2 来确定。

考虑土壤下渗率发生变化,导致在 $1 - A_s$ 面积上发生超渗产流,和研究区域土壤含水能力空间变化类似的概念,点的下渗能力也随空间变化,采取分配形式为 β 的分布形式当参数 B 在取 1 时的一种特殊情况,即:

$$f = f_m [1 - (1 - C)^{1/B}] \quad (3)$$

式中: f 和 f_m 分别为下渗能力和最大下渗能力; C 为下渗能力小于或等于的面积

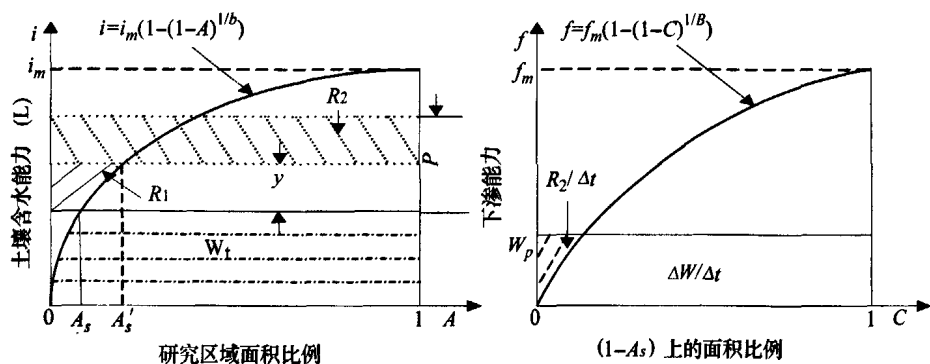


图4 VIC模型的径流形成示意图

比例, B 为下渗能力形状参数, 它是下渗能力空间变化的表征, 定义为每一点地表浸润时的最大下渗率。

2.5 ARNO 模型

Todini 在原新安江模型的基础上改进形成了 ARNO 河流水文过程研究的模型, 被广泛应用在陆地—地表—大气过程研究以及洪水预报, 由于首先将该模型应用在 ARNO 河流, 因此将模型取名为 ARNO 模型, 模型包含了土壤蓄水容量的空间可能性分布以及产流面积动态变化的概念, 主要由两部分组成: 第一部分是土壤的水量平衡部分, 也是模型中最重要的一部分, 第二部分是径流向出口断面的转换。第一部分土壤层之间的关系主要从土壤含水量的高度非线性关系以及对降雨形成径流响应的产流面积的动态变化中反映出来, 地面径流的计算同新安江模型。第二部分主要描述了径流沿山坡排水到河流以及沿河网向流域出口断面的转换及演算。其他的组成部分还包括: 蒸发、融雪以及地下径流模块。

3 研究区域与数据

黄河流域的栾川、王窑、岚河以及永定河流域的尚义 4 个流域被用来检验模型。4 个流域年均降雨量的变化范围从 375 ~ 791 mm, 径流系数从 0.006 7 ~ 0.35。

3.1 栾川流域

栾川流域覆盖面积 340 km²。河道比降栾川至河源为 9.78‰。流域的年降水量变化在 535 mm 到 1 296 mm 之间。汛期主要集中在 7 月到 8 月。栾川流域有淘湾、栾川 2 个雨量站。1975 ~ 1991 年夏季洪水资料作为模型参数率定期, 1992 ~ 1993 年夏季洪水资料作为检验期, 计算时段为 1 小时。

3.2 王窑流域

王瑶水库位于陕西省延安地区安塞县境内, 处于延河支流杏子河的中游。

多年平均降雨量 522 mm。流域的平均海拔 1 400 m。流域地貌属黄土沟壑区,植被条件很差,水土流失严重。流域内地形西北高,东南低,平均海拔 1 400 m,流域平均宽度 18 km。流域上多发生短历时、高强度暴雨,多年平均径流量 0.407 亿 m^3 ,多年平均蒸发量 1 087 mm。降雨多集中在 7 月和 8 月,降水量约占全年降水量的 47.8%,洪水多为峰高量小的陡涨陡落形洪水。2002 年夏季洪水资料作为模型参数率定期,计算时段为 1 小时。

3.3 尚义流域

尚义流域位于河北省张家口市约 75 km 处,是海河流域永定河水系上游支流鸳鸯河的一支流,属于高原丘陵区,流域面积 18.5 km^2 。流域表面覆盖有较厚的沙土、碎石,流域内约有 80% 开辟为耕地,流域年平均降水量为 350 ~ 400 mm,多年平均径流深为 25 mm,流域内 75% ~ 80% 的年降雨集中在汛期。流域属于半干旱地区。模型以 1979 ~ 1983 年的洪水资料作为模型参数的率定期,1984 ~ 1985 年为检验期,计算时段为 20 分钟。

3.4 岚河流域

岚河位于山西境内,是汾河流域的一大支流,岚河出口上静游设立出口水文站,集水面积 1140 km^2 ,多年平均径流量 0.71 万 m^3 ,多年平均降水量 523 mm,流域年内降水分配极不均匀,6 月至 9 月的降水量为占全年降水量的 80% 左右,汛期主要集中在 7、8 月份,流域上多发生短历时、高强度暴雨。流域属于典型的内陆半干旱地区。流域内地表植被稀少,系黄土山区,属于典型的黄土丘陵沟壑区。1992 ~ 2000 年汛期资料为模型参数率定期,2001 ~ 2003 为检验期,计算时段为 1 小时。

4 模型率定和检验

模型的参数常通过历史资料来优选,本文主要采用自动优选法即基因法 (Genetic)、罗森布瑞克法 (Rosenbrock) 和单纯形法 (Simplex) 联合运用的方法来优选模型中的参数,以基因法的优选结果作为参数初值,然后再用其他两种方法进一步优选,以单纯形法最终的优选结果作为参数值。

模型评价和检验的标准采用 Nash 模型效率系数 R^2 (确定性系数) 以及径流总量相对误差来评价模型模拟的精度。即:

$$R^2 = \left(1 - \frac{\sum (Q_i - \hat{Q}_i)^2}{\sum (Q_i - \bar{Q}_c)^2} \right) \times 100 \quad (4)$$

$$RE = \left(\frac{\sum \hat{Q}_i}{\sum Q_i} - 1 \right) \times 100 \quad (5)$$

式中: Q_i 和 $\hat{Q}_i$ 分别为实测的和模拟的径流量; $\bar{Q}_c$ 为实测径流量的平均值。

R^2 值越大,表示模型的精度越高。 RE 越接近于 0,说明拟合的总精度越高。

在计算过程中,兼容模型和混合模型的蒸散发、土壤含水量与新安江模型相同,所有模型的地表径流和地下径流的汇流计算都采用 Nash 单位线和线性水库演算。

5 结果分析

5.1 模拟结果

5 个模型在 4 个不同的气候区域流域上的率定及检验结果分别见表 1 和表 2。从表 1 和表 2 可以看出,在半湿润地区,模拟结果差别不大,模型模拟结果基本可以反映流域上水文的降雨径流过程。在率定期,模型的效率系数都在 70% 以上,而在检验期,效率系数除了垂向混合模型外,都在 70% 以上,兼容模型和新安江模型,率定期和检验期效率系数都比较高。在王瑶流域模拟结果差别不大。而在半干旱地区,即使包括考虑了流域上下渗能力分布不均匀的模型,模拟结果不如在半湿润地区的模拟结果理想。

表 1 在不同气候流域上新安江模型、ARNO 模型计算结果

流域名称	新安江模型				ARNO 模型			
	率定期		检验期		率定期		检验期	
	$R^2(\%)$	$RE(\%)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$
栾川	83.1	0.1	77.4	6.3	77.2	0	72.7	17.1
王窑	92.1	2.4	—	—	86.1	0	—	—
尚义	71.9	-0.6	65.3	-12.3	71.4	0	69.0	-17.2
岚河	42.8	-0.2	38.1	-69.3	40.2	0	39.0	-49.4

表 2 在不同气候流域上蓄满-超渗兼容模型、垂向混合模型以及 VIC 模型计算结果

流域名称	蓄满-超渗兼容模型				垂向混合模型				VIC 模型			
	率定期		检验期		率定期		检验期		率定期		检验期	
	$R^2(\%)$	$RE(\%)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$
栾川	85.3	-0.6	79.3	4.1	72.9	-4.9	69.2	20.5	82.4	-0.4	71.8	32.5
王窑	92.1	0	—	—	91.9	0	—	—	91.1	0	—	—
尚义	78.2	1.1	69.4	-9.2	74.4	0	68.4	-18.3	72.6	0	67.0	-14.4
岚河	51.7	0	50.6	-45.7	50.8	0	41.5	-51.8	47.2	0	44.8	-25.1

注:在王窑流域,因资料太短,故只考虑了率定过程,而无校核过程。

岚河流域无论在率定期还是检验期,效率系数都比较低,两种产流方式都考虑了的模型效率系数高于单一产流模型的效率系数,效率系数最大的模型是兼容模型,无论是在率定期还是在检验期,效率系数可以达到 50%。造成这一现象一方面由于降雨的高强度和极端分布不均匀性,另一方面也在于在模型中如何考虑这一自然过程。岚河流域上的降雨时空分布具有很大的不均匀性,如 1992 年 8 月 28 日,上静游出口的流量在不到一个小时的时间内,流量从 $7.56 \text{ m}^3/\text{s}$ 增加到 $238 \text{ m}^3/\text{s}$,而流域上的降雨具有高强度和空间分布性,有的站降雨达 40.5 mm ,有的几乎没有降雨。降雨强度的空间分布不均匀性影响到了径流的模拟。在干旱半干旱地区,由于植被稀少,超渗产流是流域上主要的径流形成机制。尚义流域面积小,计算时段也比较小(20 分钟为计算时段),计算结果要比岚河流域计算结果好,但仍然没有湿润半湿润地区的模拟结果好。

在半干旱地区,这种复杂的降雨径流关系并不仅仅是在模型中是否考虑了下渗能力与土壤蓄水能力分布是否均匀的问题。一方面实测的雨洪资料中,降雨分布均匀、均匀产流的资料很少,给对这些地区的产汇流现象的认识带来了很大的困难,仍然没有对这些地区的降雨径流机制清晰的认识;另外资料的实时性及模型与相应降雨径流资料的匹配性没有在模型中得到体现。

5.2 模型结构及降雨径流过程

许多研究表明,土壤特性的空间分布不均匀性、前期土壤含水量、地形以及降雨将会导致不同的径流形成过程。径流形成机制常常会在一个研究区域内或不同时段产生,而各种产流方式在流域上的径流形成过程中并不是相互独立的,忽略两种主要产流方式的任何一种或者不考虑土壤的空间不均匀性都会造成地表径流的过高或者过低估计,同时也会直接造成土壤含水量计算的很大误差。因此,正确地模拟地表径流对于合理表示陆面对气候的反馈是十分重要的。为了更好地模拟流域上的径流形成过程,尤其是半干旱半湿润地区的径流形成过程,许多研究者常将两种径流形成方式同时考虑在模型之中,以期能得到更精确的模拟结果,把两种径流形成方式同时考虑到模型中的模型称为混合式模型,兼容模型、垂向混合模型以及 VIC 模型都属于这类模型。而只有一种产流方式的模型称为单一式模型,如文章中的新安江模型、ARNO 模型。

所研究模型中的单一式模型其模拟原理是一样的,只是径流的划分不同,使得土壤含蓄水量的计算不同,造成了模拟结果的一些差别。3 个混合式模型有不同的模型结构,两种径流形成方式在模型中具有不同的组合方式。图 5 ~ 图 10 即为 3 个混合式模型在降雨径流形成过程中不同径流成分在栾川流域(1975 年 8 月 9 日)以及尚义流域两场洪水过程中所占的比例。兼容模型和垂向混合模型在栾川流域及尚义流域蓄满径流量模拟过程相同,反映了随着降雨的

变化,蓄满产流量以及超渗产流量的变化过程。两模型在栾川流域的蓄满径流过程相似,而超渗径流量不同,但反映了降雨强度大,超渗径流量大,而降雨强度小,超渗径流量小的特点;超渗径流过程不同主要是由于两模型超渗径流模拟方法不同以及模型参数的影响,兼容模型的超渗径流是采用 Horton 下渗公式以及下渗能力分布曲线,而垂向混合模型采用的是具有流域分布特征的 Green - Ampt 下渗曲线以及具有流域蓄满超渗的面积比例关系式。而在尚义流域的径流过程两模型模拟结果相似,反映了降雨强度大时,超渗径流量大,而降雨强度小时,超渗径流量小的变化过程,随着降雨时间的延长,土壤中的缺水量不断被补充,蓄满产流量也在不断增加的径流形成特点。兼容模型和垂向混合模型的这一径流模拟特点反映了两模型对于降雨强度与下渗强度、降雨量与土壤含水量之间模拟的辩证关系。

VIC 模型在 2 个流域上有不同于前两个模型模拟的径流过程,在栾川流域,径流中的主要成分是蓄满产流量,而超渗径流量的比例很小;在尚义流域,径流中的主要成分是超渗径流量,而蓄满径流量很小。反映了在湿润地区,大部分面积是蓄满产流区;而在半干旱地区,大部分面积上是超渗产流区,随着土壤含水量的增加,流域上的蓄满产流面积不断增加的概念。VIC 模型反映了不同径流成分在不同气候区、不同径流成分所占面积比例的关系。3 个混合式模型反映了不同的径流形成过程。

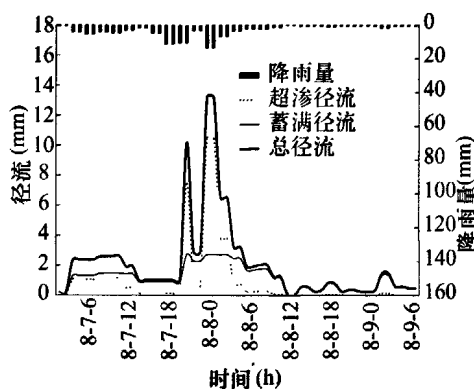


图5 兼容模型径流成分过程图(栾川,1975)

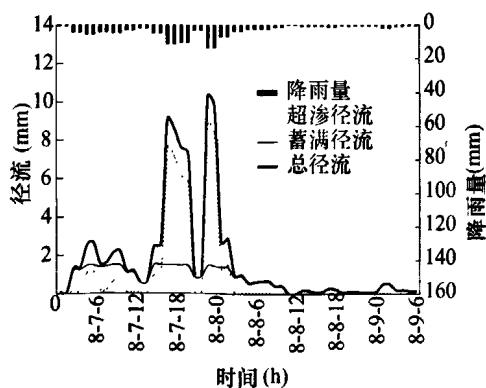


图6 垂向混合模型不同径流成分过程图(栾川,1975)

6 结论

经过上述对基于流域蓄水容量曲线的 5 个水文模型在 4 个半干旱半湿润地区黄河以及永定河流域的应用检验以及模拟过程的分析比较,总结如下:

基于流域蓄水容量曲线的 5 个模型都有各自的特点,新安江模型和 ARNO

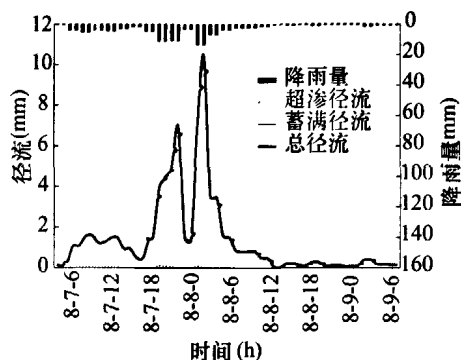


图7 VIC模型不同径流成分过程图(栾川,1975)

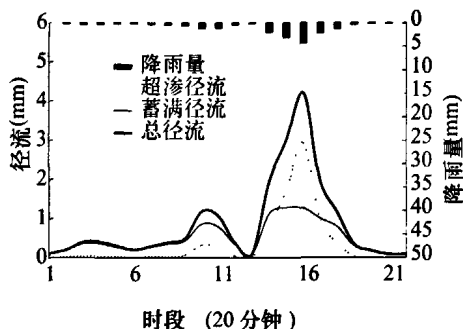


图8 垂向混合模型不同径流成分过程图(尚义,1975)

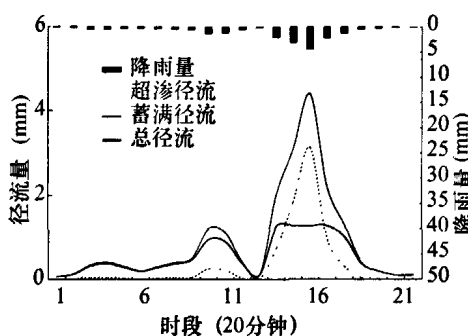


图9 兼容模型不同径流成分过程图(尚义,820725)

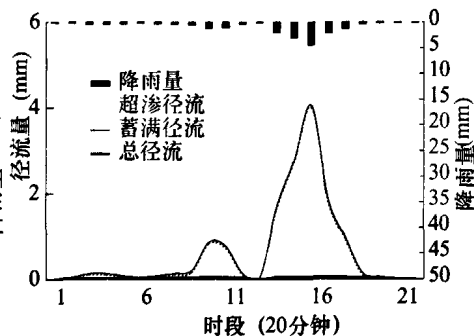


图10 BIC模型不同径流成分过程图(尚义,820724)

模型仅仅考虑了蓄满产流机制, ARNO模型蓄满产流为地表径流,且在土壤水量平衡中考虑了排水和渗透损失。而新安江模型认为蓄满产流形成的是总径流,并将径流划分为地表径流、壤中流和地下径流。蓄满-超渗兼容模型、垂向混合模型以及VIC模型考虑了两种径流形成机制。蓄满-超渗兼容模型认为蓄满和超渗径流两种径流形成机制同时作用,且假定超渗径流的形成是在降雨强度大于下渗强度,而蓄满产流是由于土壤含水量达到田间持水量后产生的。垂向混合模型将蓄满和超渗两种产流机制垂向组合,且假定当降雨到达地面后,首先是发生超渗产流,而下渗的水量补充土壤缺水量,地下径流在先蓄满的地方先产流。而VIC模型认为由于土壤蓄水量和下渗能力的空间分布不均匀性,蓄满产流和超渗产流同时发生在流域上的不同的位置,总径流是蓄满和超渗径流的总和。

同样也可以发现,两种产流机制都考虑的混合式模型的模拟精度高于单一式模型,包括文章中的ARNO模型和新安江模型。3个不同的混合式模型反映了不同的径流形成机制和不同的径流形成过程。兼容模型和垂向混合模型反映了流域上降雨强度与下渗强度、降雨量与土壤蓄水量之间的辩证关系,而VIC模

型反映了在不同气候区不同径流方式所占不同面积比例的概念。

流域上实际的降雨径流形成过程受到气候、地形、土壤特性、植被以及土地的利用情况等的影响,土壤类型和特性以及降雨的时空分布不均匀性使得径流形成过程很复杂,尤其是在干旱半干旱地区。Dunne(1978)也指出即使在一个特殊的流域,径流形成的主要机理随着暴雨特性和前期条件的不同而不同。不同的径流形成机理可能会在同一个流域同一时间或不同时间、同一地点或不同地点发生。这些混合式模型都期望能模拟干旱半干旱地区的径流形成过程,然而干旱半干旱地区比湿润地区敏感得多。因此,混合方式可以让我们探究干旱半干旱地区的物理控制条件,也仍然需要我们花费精力通过研究流域或其他数据来源研究更重要的符合实际的模型。

总之,对于径流模拟,在中国北方,尤其是对于半干旱地区,考虑了两种产流机制的混合式模型:蓄满—超渗兼容模型、垂向混合模型以及 VIC 模型比仅考虑蓄满产流机制的单一式模型:新安江模型和 ARNO 模型更适用。

参 考 文 献

- [1] Singh V P. (1995) Computer models of watershed hydrology, Water Resources Publications, Highlands Ranch. Colorado. USA
- [2] Singh V P, Frevert D. K. Mathematical models of large watershed hydrology, Water Resources Publications, Denver, Colorado, USA. 2002
- [3] Crawford N H, Linsley R K. Digital simulation in hydrology, Stanford Watershed Model IV. Tech. Rep. 39, Dept of Civil Eng., Stanford University, Stanford, CA
- [4] Feldman A D. HEC models for water resources system simulation: Theory and experience. Adv. Hydroscl. 1981, 12:297 ~ 423
- [5] Sittner W T, Schauss C E, Monro J C. Continues hydrograph synthesis with an API - type hydrological model. Water Resour. Res. 1969, 5(5), 1007 ~ 1022
- [6] Nielsen S A, Hansen E. Numerical simulation of rainfall runoff process on a daily basis. Nord. Hydrol. 1973, 4:171 ~ 190
- [7] Bergstrom S, Forsman, A. Development of a conceptual deterministic rainfall - runoff model. Nord. Hydrol. 1973, 4:147 ~ 170
- [8] Burnash R J C, Ferral R L, Guire R A. A general streamflow simulation system - conceptual modeling for digital computers, Reported by the Joint Federal State River Forecasts Center, Sacramento. 1973
- [9] Beven K J, Kirkby M J. A physically - based variable contributing area model of basin hydrology. Hydrol. Sci. bull. 1979, 24(1): 43 ~ 69
- [10] Zhao R. The Xinanjiang model, Proceedings Oxford Symposium, IAHS Pub. 1980, 129, 351 ~

- [11] Zhao R. The Xinanjiang model applied in china, J. Hydrol. 1992, 135, 371 ~ 381
- [12] Todini E. Rainfall runoff modeling: past, present and future, J. Hydrol. 1988, 100; 341 ~ 352
- [13] Wood E F, Lettenmaier D P, Zartarian V G. A land – surface hydrology parameterization with subgrid variability for general circulation models, J. Geophys. Res., 1992, 97, 2717 ~ 2728
- [14] Liang X, Lettenmaier D P, Wood E F, et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models, J. Geophys. Res., 1994, 99 (D7): 14415 ~ 14428
- [15] Liang X Lettenmaier D P, Wood E. F. Surface soil moisture parameterization of the VIC ~ 2L model: evaluation and modifications, Global Planet. Change 1996, 13: 195 ~ 206
- [16] Liang X, Xie Z. A new surface runoff parameterization with subgrid – scale soil heterogeneity for land surface models, Advances in Water Resources. 2001, 24: 1173 ~ 1193
- [17] Liang X, Xie Z. Important factors in land – atmosphere interactions: surface runoff generations and interactions between surface and groundwater, Global and planetary change. 2003, 38: 101 ~ 114
- [18] Bicknell et al., Hydrologic simulation program – Fortran; User's manual for release 10, 1993, US. EPA Environmental Research Laboratory, Athens, Ga. [19] Beven, K J. (1989) Changing ideas in hydrology – the case of physically – based models. J. Hydrol. 105, pp. 157 ~ 172
- [20] Bergström, S. Principles and confidence in hydrological modeling. Nord. Hydrol. 1991, 22, 123 ~ 136
- [21] Refsgaard J C. Terminology, modeling protocol and classification of hydrological model codes. In: Abbott. M. B., Refsgaard, J. C. (Eds), Distributed hydrological modeling. Kluwer Academic Publishers. Dordrecht, 1979. 17 ~ 39
- [22] Dunne, T., (1978) Field studies of hillslope flow processes, in Hillslope Hydrology, edited by M. J. Kirkby, John Wiley, New York, pp. 227 ~ 293
- [23] Beven K J, Lamb, R, Quinn R, et al TOPMODEL, In: Computer models of watershed hydrology. (ed. by V. P. Singh), 627 ~ 668. Water Resources Publication. Highlands Ranch, Colorado, USA. 1995
- [24] 雒文生, 胡春歧, 韩家田. 流域超渗—蓄满兼容产流模型的研究. 水土保持学报, 1992, 6(4): 6 ~ 13
- [25] Hu C, Guo S, Xiong L, et al. A modified Xinanjiang model and its application in Northern China, Nord. Hydrol. 2005, 36(3). (in press)
- [26] 包为民, 王从良. 垂向混合产流模型及应用. 水文, 1997, 3: 18 ~ 21.
- [27] Nash J E, Sutcliffe J V. River flow forecasting through conceptual models. J. Hydrol. 1970, 10, 282 ~ 290
- [28] Madsen H. Automatic calibration of a conceptual rainfall ~ runoff model using multiple objectives, J. Hydrol. 2002, 235: 276 ~ 288
- [29] 张洪刚, 郭生练, 刘攀, 等. 概念性水文模型多目标参数自动优选方法研究. 水文,

2002, 22(1): 12 ~ 16

- [30] World Meteorological Organization, (WMO, 1975) Intercomparison of conceptual models used in operational hydrological forecasting, WMO Oper. Hydrol. Rep.7, WMO, 429
- [31] World Meteorological Organization, (WMO, 1986) Intercomparison of models for snowmelt runoff, WMO Oper. Hydrol., Rep. 23, WMO 646
- [32] World Meteorological Organization, (WMO, 1992) Simulated real – time intercomparison of hydrological models, WMO Oper. Hydrol., Rep. 38, WMO 779
- [33] Farmer D, Sivapalan M, Jothityangkoon, C. climate, soil and vegetation controls upon the variability of water balance in temperate and semi – arid landscapes: Downward approach to hydrological prediction. Water Resour. Res.,2003.39,(2), doi: 10.1029/2001WR000328