

水文模拟中壤中流计算方法的研究

李力¹, 延耀兴², 张海瑞²

(1. 西安理工大学 水利水电学院, 陕西 西安 710048; 2. 太原理工大学 水利科学与工程学院, 山西 太原 030024)

摘 要: 半干旱半湿润地区径流预报皆有超持与超渗的产流特征, 是水文预报中的难点问题, 而其中壤中流的计算又是关键, 直接关系到模拟的精度。在分析“双超”模型、新安江等产流模型基础上, 注意到壤中流可能产生于非饱和土壤及流域空间产流差异的实际, 借鉴各模型处理壤中流的优点, 用系统模型的思想, 对半干旱半湿润地区的壤中流计算模式进行了改进。从实际模拟效果看, 改进后的壤中流计算模拟精度大为提高。改进后的计算方法不仅适用于“双超”模型, 同时也适用于其它类似模型。

关键词: 壤中流; “双超”模型; 土壤非饱和产流

文献标识码: B

文章编号: 1000—288X(2008)01—0065—04

中图分类号: TV124

Study of the Computational Method of Subsurface Flow in Hydrology Simulation

LI Li¹, YAN Yao-xing², ZHANG Hai-rui²

(1. College of Water Resources and Hydroelectric Engineering, Xi'an University of Technology, Xi'an, Shaanxi 710048, China; 2. College of Water Resource Science and Engineering, Taiyuan University of Technology, Taiyuan, Shanxi 030024, China)

Abstract: Runoff forecast in the semi-arid and semi-humid region is characterized by the excess holding and excess runoff. The calculation of subsurface flow is the key to solve the problem because it is directly associated with simulation accuracy. Based on the analysis of the “double excess” model, the Xinanjiang model, and so on, this study finds that subsurface flow maybe occur in unsaturated soil and is induced by spatial difference of runoff generation. By referring to the advantages of subsurface flow model, a calculation model for subsurface flow in the semi-arid and semi-humid region is developed using the thought of system model. The accuracy of developed calculation model for subsurface flow is then improved by measured data. The computational method is not only applied to the “double excess” model, but also other similar models.

Keywords: subsurface flow; “double excess” model; runoff generation in unsaturated soil

半干旱半湿润地区降雨时空分布不均, 流域下垫面条件复杂, 局部产汇流现象普遍, 因而产汇流计算的难度较大。这是这类地区水文模型难以取得较好发展的客观原因。近年来对半干旱半湿润地区水文模拟的研究成果不断出现, 有河北雨洪模型, 山西的“双超”(超持、超渗)模型, 蓄满—超渗兼容产流等水文模型等^[1-4]。虽然其形式多样, 但是, 研究者们都有一个共同的认识: 在半干旱半湿润地区, 超渗产流方式和蓄满产流方式并存, 在某些类型降雨和某些地类、植被、地形等条件下, 径流成分中以超渗雨为主, 某些条件下以蓄满产流为主, 也可能某些条件下两种

产流方式都有^[5-7]。

“双超”模型在模拟壤中流和地下径流时, 将土壤包气带自上而下依水分变化剧烈程度分为剧变层、渐变层、相对稳定层和稳定层。分别用底、侧开有出水孔的 4 层串联填土容器(水箱)予以模拟。容器内的土壤水可以有毛管水和自由水两种形态。入渗首先补充上层容器的毛管水, 满足土壤持水能力(超持)后出现自由水, 同时底侧孔开始排水。底孔出流补充下层容器毛管水后补充自由水。侧孔出流即壤中流。以此类推至最后一层。最下层底孔出流即地下径流。当水箱的某一层满足毛管水蓄水容量后, 出现自由水

的情况下,该层总排水量是在水量平衡方程和线性蓄泄方程理论的基础上推导出来的,然后再根据总的排水量按一定的出流比例来计算壤中流和向下层的补给量。“双超”模型的结构设计和计算方法^[8-9],试图尽量从径流产生的微观物理机制出发,去寻求模拟壤中流的最佳途径,提高模拟的精度。从实际模拟的效果来看,这种模拟方法并不是十分理想,尤其是对于壤中流成分较大的洪水场次,模拟的壤中流过程对总的模拟精度影响较大,并且,对同一年份不同场次或是相邻年份的洪水场次,模型参数变动会比较大,也就是说模型的稳定性不好。分析发现造成这种结果的原因可能有如下几方面:(1) 实际壤中流并非严格产生于饱和土壤中,而是产生于饱和与非饱和土壤,是一种介于饱和与非饱和土壤之间的情况,所以模型在假设土壤饱和基础上推导出来的排水系数与实际不符;(2) 这种计算方法忽略了一个很重要的因素——流域土壤特性的不均匀性。即流域内每一个土壤微元的田间持水率和饱和持水率是不同的这一事实。因此流域内不同的点,其产生壤中流的能力是不同的;原“双超”模型的计算方法忽略这一点,意味着就假设了流域内每一个土壤微元产生壤中流的能力是均一的,这显然是原“双超”模型的一个缺陷;(3) 从系统建模的角度来看,数学模型是客观对象数量上的一种概化方式,它与物理行为机制有联系但又有本质区别,洪水预报科学需要预报的是宏观变化不是微观变化,所以这就要求在建模时要从宏观上去考虑影响模拟结果的主要因素,构建一种能客观反映实际物理现象规律但是又不拘泥于具体细节的物理数学方法,只有这样才能达到建模的真正目的,使模型能够更加稳定地运行,并且也只有这样才能有效地提高模型运行的结果精度。

1 改进的壤中流计算模型

在充分研究新安江模型、萨克拉门托模型和河北模型等模型,计算壤中流和地下径流方法的基础上,借鉴原“双超”模型在计算地表径流时的独有特点,提出了壤中流模拟方法。首先作如下假定:

(1) 壤中流和地下径流产生于地表以下一定深度内,且将此深度依照新安江模型的分法在理论上分为 3 层,如图 1 所示。图中每一层深 h_i ,其入渗量为 F_i ,壤中流的产流量为 R_i , ($i=1,2,3$), F_4 为最下层(第 3 层)补给地下径流的量。

(2) 流域由无数个微分土柱组成,每一微分土柱的横截面积无穷小,这样对某一微分土柱内的某一层而言,它的土壤含水量的特性就可视为是均一的。

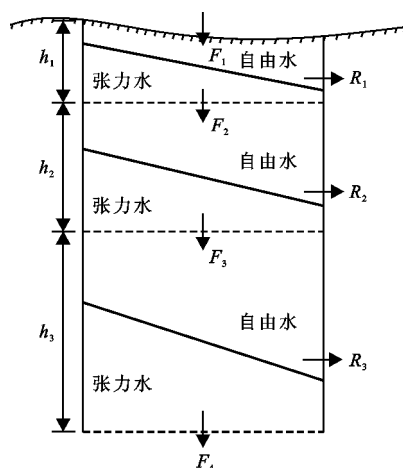


图 1 壤中流概化图

(3) 对流域的每一层而言,每个微分土柱含水量的特性都不同,即田间持水量 H_c 与饱和含水量 H_s 都不相同。

(4) 对某一个微分土柱而言,层与层之间的土壤含水量的特性也不同。

(5) 对流域的某一层而言,都有一个饱和含水量的最大值 H_{smax} 。假定该层饱和含水量的最大值 H_{smax} 与该层田间持水量的最大值 H_{cmax} 十分接近,可以认为近似相等。

在此假定下,对某一计算土层,把流域上每一个微分土柱的田间持水量 H_{ci} 与该层的流域内饱和含水量的最大值 H_{smaxi} 之比记为 V_i ,则存在最小值 (V_{imin} ,记为 y_0 ($1 > y_0 > 0$)),最大值为 1 (见图 2)。

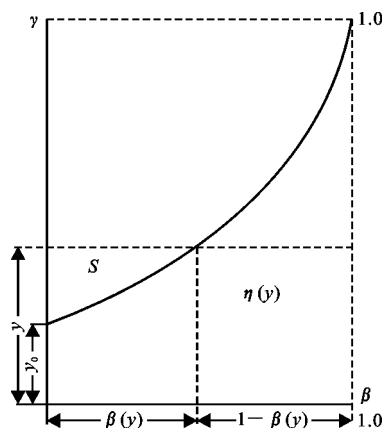


图 2 相对土壤含水量与其相对面积的关系

令 $y = V_i$, 给定 y 的分布形式如下

$$(y) = \begin{cases} 0 & y < y_0 \\ 1 - \frac{1-y}{1-y_0}, y_0 & y \geq y_0 \end{cases} \quad (1)$$

式中: (y) ——代表着田间持水量与饱和持水量之

比 V_i 小于某一 y 值时所对应的面积与总面积的比值,即该土层相对含水量为 y 时壤中流产流面积与总面积的比值;——曲线的分布指数。

若假设流域总面积为 A ,时刻初流域第 i 计算土层的平均土湿为 H_1 ,至该时刻末,上层向该层的入渗量大小为 F_i ,平均蒸发量为 E_i 。

设 $y_i = (H_1 + F_i - E_i) / H_{\text{smax}}$,代入(1)式,所得 $(y)A$ 则是代表着流域内土壤含水量 $H = (H_1 + F_i - E_i)$ 大于田间持水量 H_c 的面积。这部分面积上土壤含水量除满足毛管水外还会产生自由水,其大小为 S ; $[1 - (y)]A$ 面积上由于土壤含水率小于田间持水率,所以土壤水全部以毛管水形式存在,不会产生自由水。

由(1)式可得 $1 - (y)$,并对其在 $(0, y)$ 上积分,可得反映流域内毛管水含量的计算公式

$$(y) = \begin{cases} y, & y = y_0 \text{ 时} \\ {}^2(1) - \frac{1-y_0}{+1} \frac{1-y}{(1-y_0)}^{+1}, & y_0 < y < 1 \text{ 时} \\ {}^2(1), & y = 1 \text{ 时} \end{cases} \quad (2)$$

$$(1) = y_0 + 1 - y_0 / (+1) \quad (3)$$

整个流域上第 i 层毛管水的蓄量为

$$W_i = H_{\text{smax}} \times (y_i) \quad (4)$$

则其自由水的蓄量 S_i 为

$$S_i = (H_1 + F_i - E_i) - W_i \quad (5)$$

相应的壤中流 R_i 和向下层排水量 F_{i+1} 为

$$R_i = i \times S_i \quad (6)$$

$$F_{i+1} = (1 - i) \times S_i \quad (7)$$

式中: i —— i 层的侧排系数。

则该时段末的土湿 H_2 为

$$H_2 = H_1 + F_i - E_i - R_i - F_{i+1} \quad (8)$$

y 分布曲线及壤中流的计算方法是针对某一层而言的,在实际应用时,可以是每一土层都有一种 y 分布曲线,但是这样就会造成参数过多,调试起来困难的问题,因此可以假设每一土层都有相同的 y 分布曲线,这种假设在下面的实例中被证明是可行的。

2 算例验证

文峪河流域位于山西省中西部暖温带半湿润地区,属大陆性气候。降水主要受季风控制,地形对降水量的垂向分布影响较大。降水量主要集中在 6—9 月,其中 7—8 月份最大,约占年雨量的 70% 左右。多年平均年降水量在 550~700 mm 之间。关帝山周边地区最大,在 700 mm 以上。降水量年际变化剧烈,在丰水年可以达到 800~900 mm,枯水年只有 300~400 mm。

岔口站以上流域面积为 492 km²,共有 5 个雨量站,其主要山峰为有关帝山,海拔 2 830 m,山上森林覆盖茂密,山峰挺拔,植被覆盖层较厚,因此其产流方式以蓄满或超持为主,径流中壤中流和地下径流占绝对优势,地表径流甚微,但不排除个别高强度暴雨产生的洪水场次中地表径流的造峰作用。

从岔口站 1960 年以后资料中挑选 12 场较大洪水,其中,10 场洪水用于模型参数的率定,另外两场洪水分别用改进前后的模型进行模拟,以检验改进后的壤中流模拟的效果。计算时段取 1 h。模型参数取值如表 1 所示。

表 2 列出 1969 年 7 月和 1985 年 9 月两场典型洪水在壤中流计算方法修改前后的预报图形和精度评定结果。

表 1 模型产流参数率定结果

时间段	模型	y_0		
--0725 — --0729	修改前	0.1		0.40
	修改后	0.1	0.7	0.20
--0908 — --0915	修改前	0.1		0.03
	修改后	0.1	0.1	0.06

注:表中 y_0 为临界雨强因子; 为地下自由水产流能力流域分配指数; 为侧孔排泄系数(假定每一层 i 相同)。

表 2 改进前后预报结果评价表

时间段	模型	洪 量/10 ⁴ m ³			洪峰值/(m ³ ·s ⁻¹)			峰 现 时 间			确定系数
		实 测	模 拟	误差	实 测	模 拟	误差	实 测	模 拟	误差	
--0725 —	修改前	1732.336	1732.336	9 %	341	335.2	- 2 %	0727 4:48	0727 5:00	0.2 h	0.75
--0729	修改后	1732.336	1705.727	- 2 %	341	346.6	2 %	0727 4:48	0727 5:00	0.2 h	0.77
--0908 —	修改前	2712.544	2735.594	1 %	69.9	74.9	7 %	0910 12:00	0910 18:00	6.0 h	0.70
--0915	修改后	2712.544	2799.769	3 %	69.9	74.0	6 %	0910 12:00	0910 18:00	6.0 h	0.91

3 结果分析

上面所列的两个洪水过程,第一个洪水过程中,壤中流大约占总径流成分的 70%,第二个洪水过程中,壤中流要占到 90%以上,对于这样以壤中流为主的洪水过程,壤中流模拟的精度直接决定着最后洪水过程线模拟的精度,所以,这两个洪水过程对于检验壤中流计算方法很有意义。

从模拟结果看,第一场洪水的预报过程,在修改前,它的起涨部分预报的量值偏大,回落部分预报的量值偏小,这两部分的偏差都是由于壤中流的预报计算误差引起的;修改后,预报过程在这两部分的模拟精度有明显的改善。第二场洪水的预报过程,在修改前,虽然总体上和实测的过程线吻合,但是在某一时段内总是偏大或偏小于实测值,尤其是在第二个洪峰后的回落部分,预报值偏小更是严重;修改后,模拟的过程明显要好于修改以前的模拟。从表中的预报精度来看,除峰现时间外,对于洪峰总量和洪峰值的预报误差都有减小,确定性系数也有很大提高。

4 结论

(1) 改进后的壤中流计算方法,考虑了流域内各点产流能力的不同,结构简单,物理概念明确清晰,特别是 y 分布函数的构想,巧妙地反映了流域毛管水容量分布对产生自由水的影响,为计算壤中流提供了很好的数学构架。可以说,改进后的计算方法从系统论的角度出发,牢牢抓住影响产流的主要因子,从宏观的方向构建了水文模型计算壤中流的一种新思路。

(2) 改进后的壤中流计算方法在文峪河流域的应用,初步显示出该方法的优点,同时也说明该方法的可行性和合理性。

(3) 改进后的壤中流计算方法是一个独立模型块,在这里是和“双超”模型相结合,同时它也可以和河北等模型相结合。

(4) 这种计算方法还有待在更多流域内使用和检验,以便对其进一步的完善,更好地解决壤中流模拟的问题。

[参 考 文 献]

- [1] 林三益. 水文预报[M]. 北京:中国水利水电出版社, 2001.
- [2] 赵人俊. 流域水文模拟:新安江模型与陕北模型[M]. 北京:北京水利电力出版社, 1984.
- [3] 陈玉林, 韩家田. 半干旱地区洪水预报的若干问题[J]. 水科学进展, 2003, 14(5): 612—616.
- [4] 雒文生, 胡春歧, 韩家田. 超渗和蓄满同时作用的产流模型研究[J]. 水土保持学报, 1992, 6(4): 6—13.
- [5] 包为民, 王从良. 垂向混合产流模型及应用[J]. 水文, 1997(3): 18—21.
- [6] 胡彩虹, 郭生练, 彭定志, 等. 半干旱半湿润地区流域水文模型分析比较研究[J]. 武汉大学学报(工学版), 2003, 36(5): 38—42.
- [7] 曹丽娟, 刘晶淼, 任立良. 对新安江模型蒸散发计算的改进[J]. 水文, 2005, 25(3): 5—9.
- [8] 王印杰, 王玉珉. 非饱和土壤水分函数解析与 Richards 方程入渗新解[J]. 水文, 1996(2): 1—6.
- [9] 王玉珉, 王印杰. 非饱和土壤 Richards 方程入渗求解再探讨[J]. 水文地质工程地质, 2004(1): 9—13.