

超渗-超蓄产流模型在评价水土保持措施减水效益中的应用

刘贤赵, 黄明斌, 李玉山

(中国科学院水利部水土保持研究所, 陕西 杨陵 712100)

摘要: 根据治理与尺度对黄土区产流模式的影响, 建立用地评价水土保持的措施减水效益的超蓄产流模型, 并将径流成份直接区分为地表径流和地下径流。同时着重介绍所建模型参数的率定及其在减水效益中的应用。在3个典型流域(青阳岔、岔巴沟和小理河)的应用结果表明, 该模型效果良好, 具有较好的应用前景。

关键词: 超渗-超蓄产流模型; 水保效益; 评价; 减水

中图分类号: S27

文献标识码: A

关于水土保持措施减水效益的定量评价, 一直受到众多专家、学者的重视, 并在此方面做了大量的研究^[1-4]。但由于黄土区中大流域地形地貌极其复杂, 影响产流的水文气象资料较难获取, 给流域产量的计算造成的困难。特别是近年来, 随着水利水保措施的实施和治理程度的提高, 流域内径流不断受到拦蓄, 出口断面水流变小, 径流成份中地下径流不断增加, 从1960~1980年代, 流域的产流模式表现出从超渗产流向超流产流为主, 但如果对治理流域事未治理的中大流域, 仍用单一的超渗产流模式去计算产流量。可能会使计算结果与实测值出现较大的偏大。而水保措施减流效益评价精度的高低又往往以产流计算结果的影响最大, 因此建立超渗-超蓄混合产流模式计算产流具有重要的理论意义和实用价值。

1 模型的构建

1.1 建模依据

Winchell等认为^[6], 流域产流主要取决于降雨特性和下垫面状况及其配合关系。对于固定流域, 入渗能力和包气带对渗水流的滞蓄能力受控于土壤含水量。降雨除雨强大于表层土壤入渗能力的那部分形成地面径流外, 其余则渗入包气带。进入包气带中的水流, 若实际入渗率超过土壤的滞蓄能力, 则形成地下径流; 反之渗入水流则被土壤吸收增加土

壤含水量。根据这一产流理论, 对于黄土区以超渗产流为主、蓄满产流为辅的中等流域, 用超渗-超蓄产流混合模式计算产流量应该是较合理的^[7]。

1.2 建模过程

在黄土区, 流域地表超渗产流可用 Horton 入渗方程进行描述^[8]

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt} \quad (1)$$

而在入渗过程中, 形成地下径流的那部分入渗速率可用 Durne 提出的超蓄产流方程^[9]表示

$$f_g = f_c(1 - e^{-kt}) \quad (2)$$

式中 $f(t)$ 为流域平均入渗速率; f_0 为流域平均初始入渗速率; f_c 为流域平均稳定入渗速率; $f_g(t)$ 为 $f(t)$ 中形成地下径流的入渗速率; k 是流域土壤物理特性指数; t 是时间。

一般情况下, 流域入渗能力不仅是时间的函数, 而且也是土壤含水量的函数。在一定的 k 及 f_c 情况下, 如果能确定初始入渗率 f_0 , 入渗能力曲线便能确定。假设有一稳定雨强为 i 的无限降雨, 且 $i \geq f_0$, 由图1可知, $f(t)$ 、 $f_g(t)$ 与纵轴所包围的面积即为在一定 f_0 条件下土壤蓄水量, 下同)。令土壤蓄水量为 W , 由图1可得

$$\begin{aligned} W(t) &= \int_0^t [f(t) - f_g(t)] dt \\ &= \int_0^t f_0 e^{-kt} dt = \frac{f_0}{k} (1 - e^{-kt}) \end{aligned} \quad (3)$$

收稿日期: 2001-08-24; 改回日期: 2001-12-24。

基金项目: 国家自然科学基金重大项目(49890330)、国家自然科学基金项目和“西部之光”项目资助。

作者简介: 刘贤赵(1970-), 男, 湖南隆回县人, 博士。主要从事水土保持、生态水环境调控等方面的研究, 先后主持或参加“百人计划”项目、国家杰出青年基金、国家自然科学基金重大项目、国家自然科学基金等10余项, 发表论文25篇。

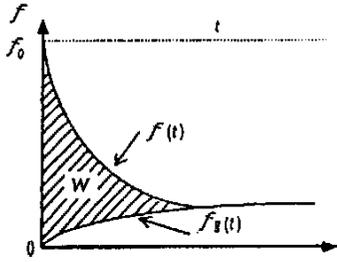


图 1 由入渗推求土壤蓄水量示意图

Fig. 1 Sketch of storage water estimated by infiltration curve

联立式(1)、(3), 经整理可得到入渗能力与土壤蓄水量的对应关系

$$f(t) = f_0 - \frac{k(f_0 - f_c)}{f_0} W(t) \quad (4)$$

为使问题简化和便于实际应用, 取时段长 $f \sim (t + \Delta t)$ 进行研究。分别将 t 和 $(t + \Delta t)$ 代入(4)式后两两相减(时段末减时段初)得

$$f(t + \Delta t) = f(t) - \frac{k(f_0 - f_c)}{f_0} W_{\Delta t} \quad (5)$$

式中 $W_{\Delta t}$ 为时段 Δt 内的土层蓄水增量。若 Δt 时段内允许最大入渗量为 $F_{m\Delta t}$, 允许最大蓄水量为 $W_{m\Delta t}$, 时段内降水量为 $P_{\Delta t}$, 实际入渗量为 $F_{\Delta t}$, 实际蓄水量为 $W_{\Delta t}$, 在 $t \sim (t - \Delta t)$ 时段内对式(1)积分得

$$F_{m\Delta t} = f_c \Delta t + \frac{f_0 - f_c}{k} e^{-kt} (1 - e^{-k\Delta t}) \quad (6)$$

又由(1)式变形

$$e^{-k\Delta t} = \frac{f(t) - f_c}{f_0 - f_c} \quad (7)$$

将式(7)代入上式得

$$F_{m\Delta t} = f_c \Delta t + \frac{f(t) - f_c}{k} (1 - e^{-k\Delta t}) \quad (8)$$

同理, 将(3)式积分区间改为 $t \sim (t + \Delta t)$ 得

$$W_{m\Delta t} = \frac{f(t) - f_c}{k(f_0 - f_c)} (1 - e^{-k\Delta t}) \Delta t \quad (9)$$

至此, 超渗等价于 $P_{\Delta t} \geq F_{m\Delta t}$, 超蓄等价于 $F_{\Delta t} \geq W_{m\Delta t}$, 流域的径流总量可直接分解为地表径流和地下径流, 于是超渗- 超蓄产流模型如下

$$\left. \begin{aligned} F_{\Delta t} &= \begin{cases} F_{m\Delta t} & P_{\Delta t} \geq F_{m\Delta t} \\ P_{\Delta t} & P_{\Delta t} < F_{m\Delta t} \end{cases} \\ W_{\Delta t} &= \begin{cases} W_{m\Delta t} & F_{\Delta t} \geq W_{m\Delta t} \\ P_{\Delta t} - F_{\Delta t} & F_{\Delta t} < W_{m\Delta t} \end{cases} \\ R_{s\Delta t} &= P_{\Delta t} - F_{\Delta t} \\ R_{g\Delta t} &= (F_{\Delta t} - W_{\Delta t}) k_d \\ R &= (R_{s\Delta t} + R_{g\Delta t}) \\ f(t + \Delta t) &= f(t) - k \times \frac{f_0 - f_c}{f_0} \cdot W_{\Delta t} \end{aligned} \right\} \quad (10)$$

式中 $R_{s\Delta t}$ 为时段地表径流量, $R_{g\Delta t}$ 为时段地下出流量, R 为时段径流总量, k_d 是地下径流时段流出系数^[10]。 $F_{m\Delta t}$ 和 $W_{m\Delta t}$ 分别由式(8)、(9)推求。于是只要将初始条件 $t = 0$ 时的土壤含水量 $W(0)$ 用于期影响雨量 P_a 代入式(4), 获得时段降雨初的流域入渗能力 $f(0)$, 就可用模型进行连续递推计算, 直接求得各段的地表径流量和地下径流量。

1.3 模型主要参数及其确定方法

本模型涉及的主要参数有 k 、 f_0 和 f_c 等。对于一个特定的流域来说, k 为一常数, f_c 视为定值。对于次降雨而言, f_0 亦为一常数。由式(3)可知, 当降雨时间 $t \rightarrow \infty$ 时, $W = f_0/k$ 。此时, W 在数值上等于在一定 f_0 条件下的雨前土壤缺水。令雨前土壤缺水为 D , 则有

$$D = W_m - W(0) \quad (11)$$

式中 W_m 是土壤可能最大蓄水量, $W(0)$ 是雨前土壤含水量, 一般用前期影响雨量 P_a 代替, 由刘昌明方法研究^[11]。由上述分析得 f_0 计算式

$$f_0 = k(W_m - W(0)) \quad (12)$$

模型的另一个重要参数是 f_c , 根据土壤物理产流机制, 当 $W_{\Delta t} = W_{m\Delta t}$, $P_{\Delta t} = P_{m\Delta t}$ 时, f_c 应满足下列关系式^[12]

$$f_c = (1 - a)P_{m\Delta t} \quad (13)$$

式中 a 为饱和径流系数, $P_{m\Delta t}$ 为时段最大降雨量。其它与 f_0 、 f_c 计算有关的参数及系数 k 由各流域相应的水文气象资料确定。

2 应用举例

2.1 流域概况和水土保持措施

为验证本模型在黄土区水土保持措施减水效益

中的实用性,根据布设的控制站、控制站的设立年限以及流域上雨量的分布情况,在大理河上选取3个典型流域,分别是岔巴沟、小李河和青阳岔(表1)。岔巴沟为小尺度流域,控制面积205km²,沟道长和沟道比降分别为26.2km和7.57‰,地貌类型属黄土丘陵区,年降水量约450mm,以短历时暴雨为主,且降雨时空分布极不均匀,属典型的超渗-超蓄产流区(地下径流点22.24%)。70年代后该区水土保持

措施以造林种草梯田坝地建设为主,治理面积约占全流域的16%。小李河和青阳岔为中尺度流域,控制面积分别为807km²和662km²,其中小李河流域的貌类型、水土保持种类、治理程度与岔巴沟流域相似。青阳岔流域属于河源涧区,年降水量约494.7mm,地形破碎,植被稀疏,水土流失严重,水土保持措施种类主要是造林种草、水平梯田、灌渠库坝等,治理面积占全流域面积的17.1%。

表1 青阳岔、小理河和岔巴沟流域基本水文资料

Table 1 Basic hydrological data of QingYangcha, XiaoLihe and Cha Bagou catchments

流域名称	水文站	控制面积(km ²)	资料年限	年均径流量(m ³ /a)	输沙模数 t/km ² ·a ⁻¹	地貌类型
青阳岔	青阳岔	662	1959~1989	3535×10 ⁴	16500	河源涧区
小理河	李家河	807	1959~1989	3647×10 ⁴	1617	黄土丘陵区
岔巴沟	曹坪	187	1959~1989	1075×10 ⁴	26120	黄土丘陵区

2.2 流域资料和参数率定结果

流域降雨时空分布的不均匀性,常给产流计算带来时段降雨均化误差。一般情况下,时段越长、雨量站越稀,时段内降雨的代表性越差,均化误差就越大。本文选取的三个典型流域内均布设了足够的雨量站(如岔巴沟1959年雨量站共有45个,其中资料系列较长、分布较均匀、代表性较好的个),且有精度较高由自记雨量计记载的短时段雨量资料,可以避免降雨均化误差给产流计算带来的影响。另外,时段的长短对下渗量的大小和下渗方程中的一些参数有一定的影响。式(1)表明, k 是与流域土壤物理特性有关的系数。显然不会随时段的长短而变化,与时段长短有关的参数只有 f_0 和 f_c 。

基于上述分析和考虑时段过短会造成数据处理量太大的困难,本文在参数率定和产流计算时设定时段 $\Delta t = 1h$,各流域内时段降雨量采用各控制站的实测值。利用各流域内60年代水土保持单一、近似

天然流域下的资料率定参数和模型验证,水土保持措施减水效益评价采用各流域70~80年代治理程度较高的资料系列。

根据各流域的实测降雨-径流资料和前述的参数计算方法,率定模型参数(表2),并根据目标函数式-模拟效率系数(R^2)和相对误差(RE)对模型率定结果进行检验,二者的计算式分别为

$$R^2 = [1 - \frac{\sum (W_1 - W_2)^2}{\sum (W_1 - W_1')^2}] \times 100\% \quad (13)$$

$$RE = \frac{\sum (W_1 - W_2)}{\sum W_1} \times 100\% \quad (14)$$

式中 W_1 、 W 分别为实测的和模拟的时段径流量, W_1' 、 W 为模型率定期实测时段径流量的平均值。 R^2 值越大,模拟效率越高; RE 越接近于零,表明模拟精度越好。由表2可知,3个流域的模拟效率系数均在80%以上,相对误差均 $< 10\%$,表明超渗-超蓄产流模型在上述流域中具有较高的精度和较好的适应性,将其应用于地形复杂的黄土区流域产流计算是可行的。

表2 各流域模型主要参数和率定效果

Table 2 Main model parameters and calibration effect within every catchment

流域名称	资料年限	模型参数						拟合效果		
		$k(h^{-1})$	$W_m(mm)$	$W(0)(mm)$	$f_c(mm/h)$	k_d	$P_{m\Delta t}(mm/h)$	$f_0(mm/h)$	$R^2(\%)$	$RE(\%)$
青阳岔	1959~1969	0.22	450	100	9.8	0.004	15.0	77.0	80.5	2.06
小理河	1959~1969	0.24	450	100	9.6	0.002	15.0	84.0	87.0	0.79
岔巴沟	1959~1969	0.23	450	100	9.9	0.002	15.0	80.5	84.6	9.50

2.3 减水效益计算与分析

根据上述建立的超渗-超蓄产流模型及其率定的参数(表 2), 分别计算 1970~1979 年、1980~1989 年和 1970~1989 年三个流域天然状态下降雨各时段可能产生的地表径流量 R_s 和地下径流量 R_g , R_s 与 R_g 相加即得各流域降雨时段内的径流总量。将计算的径流量与同期的实测径流量代入下式计算减水效果

$$\eta = \frac{W_c - W_0}{W_c} 100\% \quad (15)$$

式中 W_c 为利用超渗-超蓄产流模型计算的径流量, W_0 是同期实测径流量, η 为水保措施减水效果。根据式(15), 各流域计算的减水效果见表 3。从表 3 可以看出, 除青阳岔流域外, 贫巴沟和小理河 2 个单元流域 1980 年的减水效果要高于 1970 年, 原因之

一是 1977 年、1978 年是大水年, 流域上库坝毁坏严重, 以致使来水来沙量的实测值偏大, 二是 1980 年降水量及降雨强度明显减小, 来水来沙量较少, 对于少水少沙年, 水保措施特别是工程措施减水效益最明显; 三是 1970 年各单元流域水土保持综合治理还在理顺关系阶段, 水保措施单一, 治理程度较低, 而从 1982 年开始, 国家对大理河开展了大规模的治理, 治理程度不断提高。表 3 的另一个特点是在 1970 年~1980 年期间, 小理河流域减水效益明显高于青阳岔和岔巴沟两个流域, 这表明三个单元流域水土保持措施及其治理程度并不均匀。最后, 值得一提的是上述向出的减水效果仅为 1970 年或 1980 年的平均情况, 对于降雨异常的一些年份, 其减水效益差别是很大的, 这一点应予以重视。

表 3 单元流域各年代平均径流及其减水效益

Table 3 Annual average runoff and benefits of water reduction within every decade in three catchments

流域名称	1970 年			1980 年			1990 年		
	W_0 (10^4m^3)	W_c (10^4m^3)	η (%)	W_0 (10^4m^3)	W_c (10^4m^3)	η (%)	W_0 (10^4m^3)	W_c (10^4m^3)	η (%)
青阳岔	2132.3	2521.6	15.4	2148.9	2494.9	13.9	2070.8	2359.1	12.2
岔巴沟 ¹⁾	525.3	592.8	11.4	405.6	495.2	18.1	465.4	544.0	14.4
小理河	2621.9	2887.5	13.6	2335.5	3111.0	25.0	2262.0	2800.3	19.5

1) 表示计算值与实测值均为 1970~1989 年 5~10 月汛期资料。

3 结论

1. 本文所建立的超渗-超蓄产流模型用于还原计算黄土区治理流域天然状态下的径流量, 具有较高的精度和适用性, 能够满足水保效益的评价要求, 给水保措施减水效益的定量评价提供了一个可行的方法, 有较好的发展前景;

2. 水保措施减水计算表明, 除青阳岔流域外, 其它 2 个流域 1980 年的减水效益要高于 1970 年, 其主要原因是 1970 年后期遇大水毁坝所致;

3. 模型初步应用虽然效果较好, 但进一步的推广应用, 还需做大量的研究。

参考文献:

- [1] 包为民. 水土保持措施减水减沙效果分离评估研究[J]. 人民黄河, 1994, 1: 23~26
- [2] 兰华林, 于一鸣, 张胜利. 无定河、皇甫川水土保持减水减沙作用分析[J]. 水土保持研究, 2000, 1: 67~80
- [3] 王宏, 张智忠. 渭河主要支流产流产沙规律及水保措施减水减沙效益[J]. 水土保持通报, 1995, 4: 55~59

- [4] 汤立群, 陈国祥. 水土保持减水减沙效益计算方法研究[J]. 河海大学学报, 1999, 1: 1~7
- [5] 汤立群, 陈国祥. 流域尺度与治理对产流模式的影响分析研究[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1996, 1: 22~28
- [6] Winchell M., Gupta H. V., & Soroshian S. On the simulation of infiltration- and saturation- excess runoff using radar- based rainfall estimates[J]. *Water resource. Res.*, 1998, 10: 2655~2669.
- [7] Winchell M., Gupta h. v., & Soroshian S. Effects of radar- estimated precipitation uncertainty of different runoff- generation mechanisms [M]. Tech. Rep. HWR 97-080, 285PP., Dep. Of Hydrol. And Water Resour., Univ. of Ariz., Tucson, 1997.
- [8] Horton R. E. The role of infiltration in the hydrologic cycle [J]. *Eos Trans. AGU*, 1933, 14: 446~460.
- [9] Dume T., & Black R. D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed [J]. *Water Resour. Res.*, 1970, 5: 1296~1311.
- [10] 汤立群, 陈国祥. 大中流域长系列径流泥沙模拟[J]. 水利学报, 1997, 6: 19~26
- [11] 刘昌明, 任鸿道. 水量转换实验与计算分析[M]. 北京: 科学出版社. 1988 265~270
- [12] 包为民, 陈耀庭. 中大流域水沙耦合模拟物理概念模型[J]. 水科学进展, 1994, 4: 287~292

Application of Infiltration and Saturation-Excess Runoff Model in Evaluating the Benefits of Water Reduction by Soil and Water Conservation Practices

LIU Xiann Zhao, HUANG Ming bin and LI Yurshan

(Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Sciences and Ministry of Water Resources Yangling, Shaanxi Province 712100 China)

Abstract: An infiltration and saturation excess runoff model in evaluating the benefits of water and soil conservation has been established according to the control and scale influencing runoff generation model in Loess region. This model could separate flow into two components, i. e. overland flow and flow under the ground. Calibration of model parameters and its application of calculating the benefits of water reduction in three small catchments (i. e. Qing Yingcha, Cha Bagou and Xiao Lihe) were introduced. The results showed that, this model was favorable and feasible.

Key words: excess infiltration saturation runoff model; evaluation; benefits of water and soil conservation; water reduction

2002(20卷)1期蒋忠信先生的《帕隆藏布河流纵剖面演最小功模式》勘误

本刊2002(20卷)1期蒋忠信先生的《帕隆藏布河流纵剖面演最小功模式》文中,部分公式中上角标的幂指数或积分域排版出现错误,现将误排的公式刊正如下:

公式编号	误	正
(2)	$h = H(s/S)N$	$h = H(s/S)^N$
(3)	$u = [2g(H-h) - 2W]^{1/2}$	$u = [2g(H-h) - 2W]^{1/2}$
(4)	$u = [2(g-1)(H-h)]^{1/2}$	$u = [2(g-1)(H-h)]^{1/2}$
(5)	$u = [2H(g-1)]^{1/2} [1 - (s/S)N]^{1/2}$	$u = [2H(g-1)]^{1/2} [1 - (s/S)^N]^{1/2}$
(6)	$u \propto [1 - (s/S)N]^{1/2}$	$u \propto [1 - (s/S)^N]^{1/2}$
(6)	(6)式表明,流速 u 正比于 $[1 - (s/S)N]^{1/2}$ 。	(6)式表明,流速 u 正比于 $[1 - (s/S)^N]^{1/2}$ 。
(10)	$0.5 \int^S Qu^2 ds = \int^S \{ (g-1)HQ_0 [1 - (s/S)^N] \} ds$ $= (g-1)HQ_0 \int^S (1 - s/S - s^N/S^N + s^{N+1}/S^{N+1}) ds$ $= (g-1)HQ_0 S [1/2 - 1/(N+1) + 1/(N+2)]$	$0.5 \int^S Qu^2 ds = \int^S \{ (g-1)HQ_0 [1 - (s/S)^N] \} ds$ $= (g-1)HQ_0 \int^S (1 - s/S - s^N/S^N + s^{N+1}/S^{N+1}) ds$ $= (g-1)HQ_0 S [1/2 - 1/(N+1) + 1/(N+2)]$
	故 $0.5 \int^S Qu^2 ds = (g-1)HQ_0 S \times \{ 1/2 - 1/[(N+1)(N+2)] \}$	故 $0.5 \int^S Qu^2 ds = (g-1)HQ_0 S \times \{ 1/2 - 1/[(N+1)(N+2)] \}$