

黄土区均匀坡面水文模型研究

黄新会, 王占礼, 田风霞

(中国科学院 水利部 水土保持研究所 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室, 陕西 杨凌 712100)

摘要: 应用 Green-Ampt 修正方程及运动波方程, 构建了天然降雨条件下的黄土区均匀坡面水文预报模型, 并利用野外天然降雨径流实测资料进行了验证。结果表明, 总径流量预报相对误差在 20% 以下, 预报径流过程与实测径流过程吻合很好, 坡面水文模型可以较好地模拟黄土地区天然降雨条件下的均匀坡面水文过程。同时也指出, 应深入研究复杂坡面上的水文预报模型, 进一步完善黄土区坡面水文模型。

关键词: 黄土区; 坡面; 入渗; 净雨; 汇流; 水文模型

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2005)06-0045-05

中图分类号: S157.1

Hydrological Model of Uniform Hillslope in Loess Region

HUANG Xin-hui, WANG Zhan-li, TIAN Feng-xia

(State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on the Loess Plateau, Institute of Soil and Water Conservation, Chinese Academy of Science and Ministry of Water Resources, Yangling District 712100, Shaanxi Province, China)

Abstract: Applying modified Green-Ampt equation and kinematic wave equation and using observed rainfall and runoff data, hydrology model of uniform loess hillslope was built up and validated. Results showed that relative error of runoff volume was under 20% and predicted runoff hydrograph accorded well with observed runoff hydrograph, which means that hydrology model on loess hillslope brought out by this thesis can be used in simulating hydrology processes produced by natural rain on uniform loess hillslope. At the same time, it was pointed out that hydrology prediction model of complicated hillslope should be studied and that hydrology model of loess hillslope should be improved.

Keywords: loess region; hillslope; infiltration; rainfall excess; runoff convergence; hydrology model

水文模型是在揭示水文过程的基础上, 建立的能描述降雨在各种影响因子作用下的入渗、产流和汇流全过程的基于水动力学机制的数学模型。通过建立和使用水文模型, 不仅能正确评价在各种客观条件存在和作用下一个地区的水资源数量及其动态特征, 而且也能科学地进行区域水资源的合理保护和利用规划。另外坡面水文模型的建立是研发坡面侵蚀模型的前期工作, 因此, 黄土地区坡面水文模型的研究具有重要的实践和理论意义, 将能为该区坡面土壤侵蚀物理模型研发提供重要的基础。本文工作旨在建立基于天然变雨强条件下的黄土区均匀坡面水文模型, 为进一步研发黄土区坡面侵蚀模型奠定基础。

1 模型结构

1.1 入渗计算

我国黄土地区土质疏松, 质地细而均匀, 土层深厚, 饱气带平均厚约 50 m 左右, 具有独特的土壤入渗

性质, 并使坡面径流形成一种有别于蓄满产流的超渗产流。充分考虑黄土地区土壤特征及其入渗过程的特点, 优选具在良好物理基础、计算相对简单的 Green-Ampt 修正方程^[1-3], 描述黄土地区坡面非稳定降雨强度条件下入渗的过程。对每一个时段, 按时段初、时段末是否有积水可分以下 4 种情况: (1) 时段初无积水, 时段末也无积水; (2) 时段初无积水, 时段末有积水; (3) 时段初有积水, 时段末有积水; (4) 时段初有积水, 时段末无积水。

前 2 种情况的判别用指标 C_u , C_u 为负时, 发生第 (1) 种情况; C_u 为正则发生第 (2) 种情况。 C_u 表达式如下:

$$C_u = R_i - V_{i-1} - \left[\frac{K_s \psi \theta_d}{r_i - K_s} \right] \quad (1)$$

式中: R —— 为累积降雨量(m); r —— 为降雨强度 (m/s); V —— 为累积净雨量(m); K_s —— 为饱和导水率(m/s); ψ —— 为湿润锋平均基质吸力(m);

收稿日期: 2005-02-02

资助项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX3-SW-442); 中国科学院水利部水土保持研究所领域前沿专项经费资助项目(C23013200); 国家自然科学基金重点项目(40335050); 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室基金项目(10501-143)

作者简介: 黄新会(1979-), 女(汉族), 河南内乡人, 硕士研究生, 研究方向为水文模型及水文过程。E-mail: ylxh2001@163.com;

通讯作者王占礼, zwang@ms.iswc.ac.cn.

θ_d —— 为饱和含水量与初始含水量的差值; i —— 为时间序列下标。

后 2 种情况的判别用指标 C_p , C_p 为正时, 发生第 (3) 种情况; C_p 为负则发生第 (4) 种情况。 C_p 表达式如下:

$$C_p = R_i - F_{ip} - V_{i-1} \quad (2)$$

式中: F_{ip} —— 时段初有积水, 并假设时段末也有积水求得的时段入渗量(m)。

对于第 (1) 种情况, 时段初无积水, 时段末也无积水, 表明降雨强度未达到土壤的入渗能力, 故入渗率和累积入渗量表达如下:

$$f_i = r_i \quad (3)$$

式中: f —— 入渗率(m/s)。

$$F_i = R_i \quad (4)$$

第 (2) 种情况, 时段初无积水, 时段末有积水, 表明这一时段上有积水和无积水 2 种状态出现, 则首先要确定积水发生时间 t_p :

$$t_p = \left[\frac{K_s \Psi \theta_d}{r_i - K_s} - R_{i-1} + V_{i-1} \right] \frac{1}{r_i} + t_{i-1} \quad (5)$$

由 t_p 则可知开始积水时刻累积降雨量 R_{tp} , 本时段上无积水阶段的时间换算为积水情况下的虚拟时间 t_s 为:

$$t_s = \frac{R_{tp} - V_{i-1} - \Psi \theta_d \ln \left[1 + \frac{R_{tp} - V_{i-1}}{\Psi \theta_d} \right]}{K_s} \quad (6)$$

计算出 t_p 及 t_s 后, 本时段末累积入渗量用以下公式计算:

$$K_s T = F_i - \Psi \theta_d \ln \left[1 + \frac{F_i}{\Psi \theta_d} \right] \quad (7)$$

$$T = t_i - t_p + t_s \quad (8)$$

入渗率用时段平均值来表示:

$$f_i = \frac{F_i - F_{i-1}}{t_i - t_{i-1}} \quad (9)$$

对于第 (3) 种情况, 时段初有积水, 时段末有积水, 表明此时段完全在积水的状态下入渗, 用以下公式计算入渗率和累积入渗量:

$$f_i = \frac{F_i - F_{i-1}}{t_i - t_{i-1}} \quad (10)$$

$$K_s t_i = F_i - \Psi \theta_d \ln \left[1 + \frac{F_i}{\Psi \theta_d} \right] \quad (11)$$

第 (4) 种情况, 时段初有积水, 时段末无积水。表明此时段已不产生净雨, 时段入渗率及累积入渗量表达如下:

$$f_i = \frac{F_i - F_{i-1}}{t_i - t_{i-1}} \quad (12)$$

$$F_i = R_i - V_{i-1} \quad (13)$$

1.2 净雨计算

降雨经植被截留及到达地表后经下渗、填洼、蒸发等^[4] 损失后, 剩下的部分产生为径流。净雨计算就是研究降雨扣除植物截留、补充土壤缺水量、填洼、蒸发等损失, 转化为产流过程的计算方法。考虑在黄土高原地区坡面暴雨产流过程中, 一般暴雨历时不长且土壤干燥, 降雨损失以植物截留和入渗为主, 蒸发蒸腾和填洼损失量一般很少, 可以忽略不计。因此裸露地上主要考虑的降雨损失计算为入渗损失。

适应于黄土高原特殊条件的净雨量的计算主要取决于降雨强度和入渗能力的比较。开始产流后至降雨停止前, 当降雨强度大于入渗能力时, 净雨量为降雨量扣除入渗量及截留量之差; 当降雨强度小于等于入渗能力时, 净雨量为零。用数学公式描述如下:

$$\begin{cases} V_i = 0 & \text{当 } t < t_{p1} \text{ 或 } t > D_r \\ V_i = R_i - F_i & \text{当 } r_i > f_i \text{ 且 } t_{p1} < t < D_r \\ V_i = V_{i-1} & \text{当 } r_i < f_i \text{ 且 } t_{p1} < t < D_r \end{cases} \quad (14)$$

净雨率取时段平均值:

$$v_i = \frac{V_i - V_{i-1}}{t_i - t_{i-1}} \quad (15)$$

式中: v —— 净雨率(m/s); t_{p1} —— 第一次开始积水时间(s); D_r —— 降雨历时(s)。

1.3 汇流计算

降雨经入渗等损失后形成的净雨, 必然要在重力等的作用下沿坡面倾斜方向由上向下流动、汇集, 这种由坡面各处向坡面底端断面汇集的过程就是坡面汇流。坡面汇流演算就是研究如何对净雨沿坡面的汇集过程进行科学描述, 以实现对其过程的认识。由于受地形特征、地面糙率、侵蚀形态、净雨动态过程等影响, 坡面汇流形成的地表径流各种水文要素都具有不同的时空动态变化特征, 研究建立坡面水文模型的最终目标就是要实现对这些水文特征动态变化的预报。目前具有一定物理基础的模拟坡面汇流方法^[5], 一是应用有限元法, 将坡面水流分单元进行计算, 求出各单元的水深、流量等水力要素随时间变化的情况, 经合成后得到坡面总水流水力要素的变化过程; 另一方法是推求圣维南方程的差分解或近似解析解, 直接求得坡面各点水力要素的变化过程。前者适合处理边界比较复杂的问题, 但计算工作量较大; 后者计算相对简单, 但只适用于初始和边界条件比较简单的一维问题。本文应用简化的圣维南方程即运动波方程进行均匀坡面汇流计算。

运动波方程常表达如下:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = v \quad (16)$$

$$q = ah^m = \frac{1}{n} S_0^{0.5} h^{5/3} = CS_0^{0.5} h^{3/2} \quad (17)$$

式中: q —— 单宽流量(m^3/ms); α —— 水深流量系数; m —— 流量水深指数; n —— 曼宁糙率系数($s/m^{1/3}$); C —— 谢才系数($m^{1/2}/s$)。

初始条件和边界条件是:

$$h(t, 0) = h(0, x) = 0 \quad (18)$$

在给定的边界条件(18)下, 用特征线方法解方程(16)和(17)。特征线方法是在 $t-x$ 特征平面上将(16)和(17)转换为简单的常微分方程的方法。水深和距离沿特征线 $c(t, x)$ 的方程为^[6]:

$$\frac{dh}{dt} = u(t) \quad (19)$$

$$\frac{dx}{dt} = amh(t)^{m-1} \quad (20)$$

特征线方程(20)在时间—距离平面上定义了一簇点, 而方程式(19)计算了这些点的水深值。上述特征方程积分得到:

$$h = h_1 + \int_{t_1}^2 u(w) dw \quad (21)$$

$$x = x_1 + am \int_{t_1}^2 h(w)^{m-1} dw \quad (22)$$

解(21)得到某一时间的水深, 然后解(22)得到这一水深在坡面上的位置。如果要得到坡底端的水位过程线(22)中的距离就是坡长。(21)解出的水深代入(17)就可解出单宽流量。为了避免计算时间的无限长, 规定当演算径流量达到总净雨量的 95% 或者计算流量达到洪峰流量的 10% 时停止对演算。

2 模型验证

选取黄土高原中北部的子洲地区作为模型验证的典型地区, 采用子洲径流实验站团山沟 3 号径流场观测资料进行参数率定与模型验证。

2.1 模型参数确定

由“1960 年新庄人工降雨法土壤含水量实测成果表”实测结果得出该区表层 20 cm 影响土层土壤平均容重为 $1.36 g/cm^3$, 并根据有关文献确定饱和导水率为 $4.59 mm/h$ ^[7-8], 饱和含水量为 44.2%^[8-9], 薄层水流曼宁糙率为 $0.034 s/m^{1/3}$ ^[7, 10]。

入渗公式中, 湿润锋面平均基质吸力 Ψ 是一个较难确定的参数。对同一土壤湿润锋平均基质吸力随含水量变化较小, 可设为定值^[4, 11]。选取 7 场降雨资料输入模型, 假设一系列湿润锋平均基质吸力值, 计算得到相应的一系列径流总量。分别做出湿润锋平均

基质吸力参数与径流总量之间的关系图, 发现湿润锋平均基质吸力与径流总量二者近似成直线关系, 二者之间的关系式可统一表达为下式, 并通过相关分析, 分别确定出 7 场降雨条件下的 a, b 值:

$$V = a - b\Psi \quad (23)$$

式中: V —— 径流总量(mm); Ψ —— 湿润锋平均基质吸力(mm); a, b —— 回归系数。

表 1 降雨情况及基质吸力计算值

时间	总历时/ min	降雨总 量/mm	径流总 量/mm	雨前土壤 含水量/ %	计算基质 吸力值/ mm
19670821	156	9.9	0.4	13.1	168
19670826	150	26.4	7.8	12.9	273
19680719	49	7.6	0.5	9.8	97
19680813	55	8.5	0.2	8.3	119
19690512	61	14.4	1.8	19.4	224
19690714	158	7.1	1	5.8	118
19690720	35	10.3	1.8	5.9	138
平均值	—	—	—	—	162

分别将各场降雨的实测径流总量代入式(23)可得各场降雨条件下 7 个湿润锋平均基质吸力值(表 1), 再求取其平均值, 即得该地区湿润锋平均基质吸力值(162 mm)。

2.2 模型检验

选取了研究区具有不同特征的 7 次有产流发生的降雨事件进行计算和分析, 7 次降雨过程图如图 1—4 所示。

输入所定参数及降雨过程数据, 计算径流总量, 与实际径流总量比较结果如表 2。在对径流总量进行模拟的基础上, 对均匀坡面底端的径流过程进一步模拟, 模拟结果如图 5—8 所示。

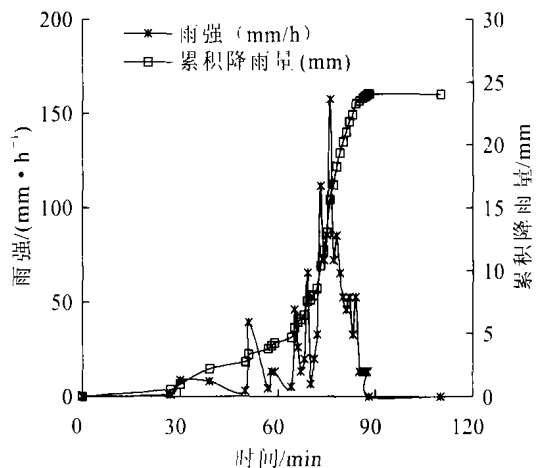


图 1 630826 降雨过程

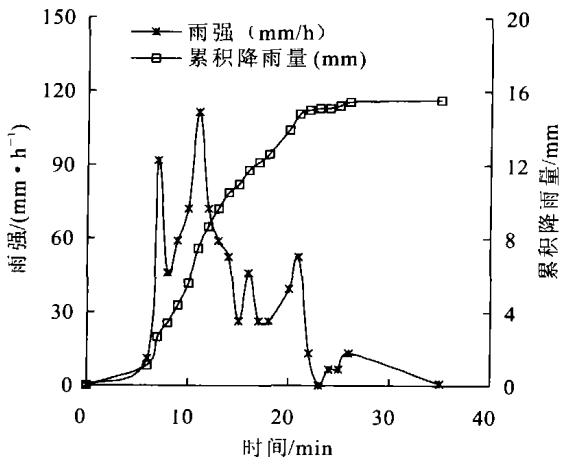


图 2 630714 降雨过程

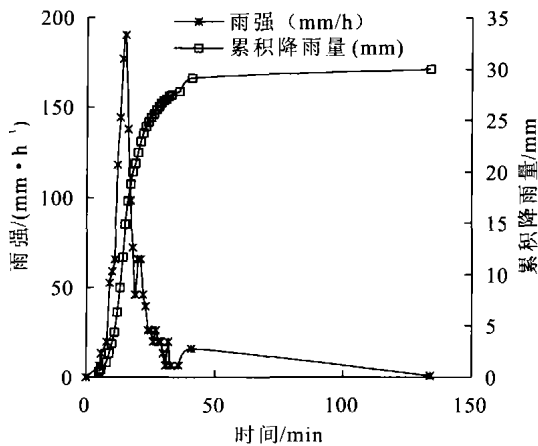


图 3 640802 降雨过程

表 2 径流总量比较

降雨编号	计算径流量/mm	实测径流量/mm	绝对误差/ %	相对误差/ %	相对误差绝对值/ %
630826	8.86	11.00	- 2.14	- 19.45	19.45
640714	3.85	3.70	0.15	4.05	4.05
640802	13.17	15.00	- 1.83	12.20	12.20
660815	22.18	22.10	0.08	0.36	0.36
平均值	—	—	0.80	1.45	23.59

由表 2 可以看出,对 4 次降雨产生的总径流量进行模拟,预报效果较好,相对误差在 20% 以下。从图 5—8 可以看出,模型对径流率随时间变化特别是径流率随时间变化的趋势模拟很准确,模型模拟的径流过程与实测径流过程吻合很好。

3 结论

本文从坡面入渗及产汇流物理过程入手,应用 Green—Ampt 修正方程及运动波方程,构建了天然降雨条件下的黄土区均匀坡面水文预报模型。主要验证结果表明,对 4 次降雨产生的总径流量预报效果较

好,相对误差在 20% 以下;模型对径流率随时间变化过程模拟结果与实测过程吻合很好。但模型是在均匀坡面条件下进行模拟的,需要进一步研究侵蚀形态及地形带来的复杂坡面上水文预报模型。细沟侵蚀、浅沟侵蚀等侵蚀形态是黄土区坡面的重要侵蚀形态,其存在对坡面水文过程有重大影响,今后坡面水文模型应填补基于侵蚀形态的黄土区坡面水文模型的研究空白,进一步完善黄土区坡面水文模型。

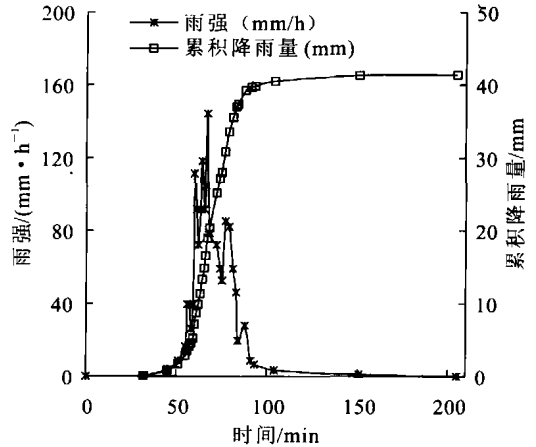


图 4 660815 降雨过程

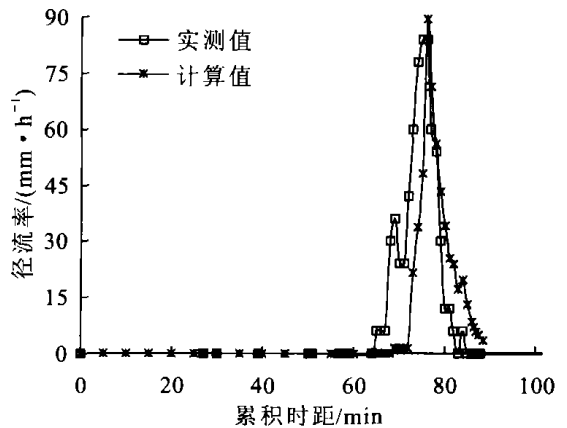


图 5 630826 径流过程模拟结果

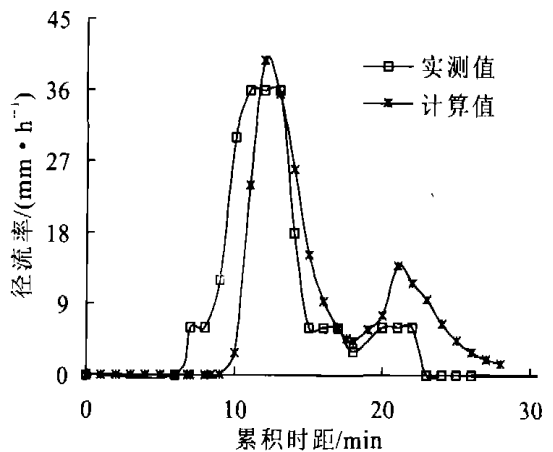


图 6 630714 径流过程模拟结果

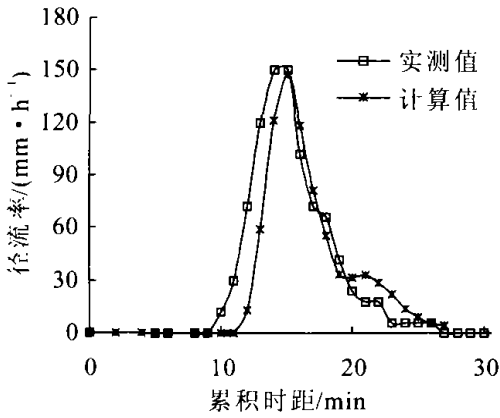


图 7 640802 径流过程模拟结果

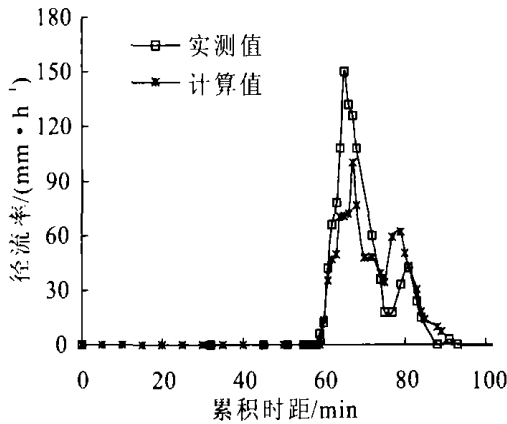


图 8 660815 径流过程模拟结果

[参 考 文 献]

[1] Chu S T. Infiltration during an unsteady rain[J]. Water Resources Research, 1978, 14(3): 461—466.

[2] Green W H, G A Ampt. Studies on soil physics: 1. Flow of air and water through soils[J]. J. Agric. Sci., 1911, 4: 1—24.

[3] Mein R G, Lason C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. Water Resources Research. 1973, 9(2): 384—394.

[4] 詹道江, 叶守泽. 工程水文学[M]. 北京: 中国水利水电出版社, 2000: 44.

[5] 沈冰, 李怀恩, 沈晋. 坡面降雨漫流过程中有效糙率的实验研究[J]. 水利学报, 1994, (10): 61—68.

[6] Eagleson P S. Dynamic Hydrology[M]. McGraw-Hill Book Co., New York, NY, 1970: 462.

[7] 张建. CREAMS 模型在计算黄土坡地径流量及侵蚀量中的应用[J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1995, 1(1): 54—57.

[8] 张光辉. 小流域土壤物理性状时空变异及坡面产流过程模拟[D]. 北京: 中国科学院研究生院, 1999.

[9] 朱显谟. 黄土高原土壤与农业[M]. 北京: 农业出版社, 1989: 89—90.

[10] 姚文艺, 汤立群. 水力侵蚀产沙过程及模拟[M]. 郑州: 黄河水利出版社, 2001. 94.

[11] 余新晓, 陈丽华. 人工降雨条件下的入渗实验研究[J]. 水土保持学报, 1989, 3(4): 15—21.

2005 年《水土保持通报》审稿专家名单

山 仑	马为民	马志尊	牛文全	王百群	王丽槐	王彦成	王继军
王继增	卢宗凡	史学正	田均良	白岗栓	石 辉	刘国彬	刘宝元
汤国安	吴钦孝	吴积善	吴普特	张 芑	张平仓	张兴昌	张岁歧
张江辉	张俊云	张信宝	张洪江	李 勇	李日生	李占斌	李玉山
李同升	李定强	李智广	杨勤科	杨新民	邵明安	周佩华	拓万全
林昌虎	郑粉莉	郑新民	侯庆春	赵世伟	赵克钰	项元和	党廷辉
崔 鹏	崔中兴	常庆瑞	曹明明	黄占斌	景 可	程积民	董治宝
蒋定生	谢永生	焦菊英	雷廷武	蔡崇法	穆兴民	上官周平	

《水土保持通报》编辑部

二 00 五年十二月