

黄土区荒草地土壤水平衡的数值模拟*

陈洪松^{1,3} 邵明安^{2,3} 王克林¹

(1 中国科学院亚热带农业生态研究所, 长沙 410125)

(2 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

(3 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 林草植被深层土壤干燥化是黄土高原地区生态环境建设过程中面临的重大科学问题。采用人工降雨的试验方法, 对黄土高原沟壑区荒草地不同水文年土壤水平衡进行了数值模拟, 结果表明: 当植被覆盖率较高时, WAVES 模型可以应用于荒草地土壤水平衡的模拟; 土壤储水量的模拟结果与实测值趋势很吻合, 但有关参数的取值还有待于进一步研究; 荒草地土壤水分收支基本平衡所需的雨季降雨量和年总降雨量分别为 507.0 mm 和 747.6 mm, 分别高于黄土高原地区多年平均的雨季降雨量和年总降雨量, 预示黄土高原地区干旱年和平水年土壤水分易收支平衡, 从而形成土壤干层。

关键词 黄土区; 荒草地; 土壤水平衡; 土壤干层

中图分类号 S152.7 文献标识码 A

土壤干层是位于降雨入渗补给深度以下, 因植物蒸散导致土壤水分负平衡而形成的长期存在的干燥化土层^[1], 它涉及黄土高原地区生态环境建设中的重大科学问题^[2~5]。土壤干层的形成, 恶化了土壤水分生态环境, 不仅影响林木生长、生存和天然更新, 而且对后续树种的选择和造林种草的实施也形成潜在的威胁^[3,4]。深入研究土壤干层的成因, 有助于采取适宜的调控措施来缓减深层土壤的干燥化进程, 从而保障黄土高原地区植被恢复重建的顺利进行^[5]。人工林草和天然植被下伏土壤干层的出现^[6], 表明气候干旱、降雨量减少是形成土壤干层的直接原因, 而植被类型选择失当、群落生产力过高和密度过大则加剧了深层土壤的干燥化进程^[4,5]。间伐、封育、翻耕休闲、人工集流、合理轮播与混交, 都能有效地缓减深层土壤的干燥化进程, 并最大限度地避免土壤干层的危害^[7,8]。在特定的气候条件下, 如何维持林草植被总耗水量与有效降雨量之间的平衡, 确定土壤水分的植被承载力, 是揭示土壤干层形成机理、缓减深层土壤干燥化危害的关键^[9]。

有关土壤水平衡的数值模拟, 国内外取得了许多重要的进展^[10~17]。针对黄土丘陵沟壑区人工草地深层土壤水分严重亏缺的问题, 李细元和陈国

良^[11]利用系统生态学原理与计算机仿真手段, 建立了休闲草地土壤水分系统动力学模型, 并利用该模型预测了宁夏固原上黄试区休闲草地不同水文年深层土壤水分的恢复年限, 为人工草地合理轮作提供了理论依据。黄明斌等^[14,15]基于 Eagleson 随机动力学水平衡模型, 通过改进原模型中蒸腾、蒸发量等项的计算方法, 利用质量守恒定律和逐步校正演算法, 计算了黄土高原地区水文生态系统平衡体系水均衡要素的定量分配和活动层土壤含水量的年动态变化, 且准确评价了黄土高原地区旱作高生产力的水分环境效应。龚元石和李保国^[14]建立并探讨了农田水量转化模型对作物根系吸水函数和蒸散公式的敏感性, 获取了模拟土壤水分变化过程的适宜公式。针对土壤结构对降雨入渗-产流-土壤水分再分布过程的影响, Connolly^[15]论述了土壤水平衡模拟研究的相关进展。围绕降雨产流(地表径流和壤中流), Koivusalo 等^[16]对坡地土壤水平衡进行了数值模拟, 在雨季取得了较好的效果。但是, 目前有关土壤水平衡的研究主要侧重于农作物, 很少涉及林草植被^[10]。本文在人工降雨的条件下, 试图利用 WAVES (Water Atmosphere Vegetation Energy and Solute) 模型来模拟预测不同水文年黄土高原地区荒

* 国家自然科学基金重大研究计划(90102012)和中国科学院知识创新工程领域前沿项目(01200220055413)资助, 本文为陈洪松博士学位论文部分结果

作者简介: 陈洪松(1973~), 男, 湖北通山人, 博士, 副研究员, 主要从事土壤物理与水土保持方面的研究工作。E-mail: hbchs@isa.ac.cn

① 陈洪松, 王克林, 邵明安, 黄土区人工林草植被深层土壤干燥化研究进展, 林业科学, 2005, 41(3)

收稿日期: 2004-06-02; 收到修改稿日期: 2004-09-28

草地土壤储水量的变化过程,以期揭示土壤干层形成的水分动力学机制,为该地区植被恢复重建提供科学依据。

1 模型简介

WAVES模型是澳大利亚联邦科工组织水资源研究所(CSIRO Land and Water Division, Australia)研制的、用来模拟一维土壤-植被-大气系统中能量、水、碳和溶质平衡的综合模型,它能很好地描述和预测土地利用和气候变化所引起的水文和生态变化^[17]。模型以日为时间步长,可模拟如下过程:植被冠层对降雨和光的截留、表面能量平衡、碳平衡和植物生长、土壤蒸发和冠层蒸散、地表径流和入渗、饱和和非饱和土壤水分动态变化、排水(补给)、溶质迁移(如NaCl)以及地下水位动态变化等。能量平衡以Beer定律为基础计算能量在冠层和土壤中的分配,以供植物生长和蒸散;水量平衡包括入渗、径流、蒸散、土壤水分再分布、排水以及地下水位的动态变化等。其中蒸散用Penman-Monteith公式计算,而土壤水分再分布用Richards方程计算;碳平衡用IRM(Integrated Rate Methodology)计算碳的同化作用及碳在叶、茎、根中的分布过程,并估算植物蒸腾的冠层阻力。模型的输入参数主要有气象、植被和土壤等资料,气象资料包括降雨、降雨历时、饱和差、最高气温、最低气温和总入射短波辐射(Total incoming short-wave radiation)等;植被资料包含26个参数,可以根据植被类型来选择相应的指标;土壤资料包括节点深度以及各层初始水势、土壤水盐浓度、初始根系含碳量、土壤类型等。模型运算时有如下假定:空气动力学阻力为常数;冠层和地表温度等于日平均气温;土壤是不可压缩、非滞后、等温和各向同性的,且其性质不随时间而发生变化;水分仅以液相流动,且不存在优先流。

在WAVES模型的水量平衡子模型中,土壤水分运动采用全隐式有限差分法对Richards方程进行求解。其中,土壤水分特征曲线(Broadbridge-White模型)和导水率的计算公式分别为:

$$\psi(\Theta) = -\lambda \frac{(1-\Theta)}{\Theta} - \frac{\lambda}{C} \ln \frac{(C-\Theta)}{(C-1)\Theta} \quad (1)$$

$$K(\Theta) = K_s \frac{(C-1)\Theta^2}{C-\Theta} \quad (2)$$

$$\Theta = \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \quad (3)$$

式中: $\psi(\Theta)$ 为土水势(m); Θ 为土壤饱和度,无量

纲; λ 为宏观毛管长度(m),随粘粒和粉粒含量的增加而增大; C 为与积水时间有关的参数,主要取决于土壤结构,但也有随粘粒含量的增加而增大的趋势; $K(\Theta)$ 为导水率(m d^{-1}); K_s 为饱和导水率(m d^{-1}); θ 为土壤容积含水量($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ_s 和 θ_r 分别表示土壤饱和容积含水量和残留容积含水量($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), θ_r 理论上是吸力水头趋向无穷大量时的含水量,实际应用时可用 $-15 \times 10^5 \text{Pa}$ 水势所对应的含水量近似。

在黄土高原地区,对于农田生态系统土壤水平衡的模拟,WAVES模型已经取得了很好的效果^[15]。但由于该模型是在浅土层、高地下水位的地区建立起来的,所以应用于土层深厚、地下水位很深的黄土高原地区时,要注意有关参数的选取,尤其是Broadbridge-White模型的 λ 和 C 值。对于荒草坡地,由于植被覆盖率较高,降雨产流量很少(人工降雨径流系数小于2%),加上黄土高原地区土壤水分运动是单纯的降雨入渗和上行蒸散过程,所以可以当作一维情况,即WAVES模型同样适用。

2 材料与方法

2.1 研究区概况

试验布设在中国科学院长武农业生态试验站($107^\circ 40' 30'' \sim 107^\circ 42' 30'' \text{E}$, $35^\circ 12' 16'' \sim 35^\circ 16' 00'' \text{N}$),位于陕西省长武县西12 km陕甘交界处。试区面积为 8.3 km^2 ,是典型的黄土高原沟壑区,属暖温带半湿润大陆性季风气候,年平均气温 9.1°C ,无霜期171 d。试区塬面海拔1215~1226 m,沟口最低点海拔946 m,沟道长4.97 km,沟壑密度 2.78 km^{-2} ,主沟道平均比降5.47%,流域侵蚀模数 $2588 \text{ t km}^{-1} \text{ a}^{-1}$ 。降雨年际间变异大,多年平均降雨量为584.1 mm,降雨主要集中在7~9月,约占全年降雨量的55%以上。试区分为塬、梁、沟三大地貌类型,各约占1/3。其中, $< 5^\circ 45'$ 的土地面积占37.9%, $> 25^\circ$ 的陡坡占41.2%,而 $5^\circ 45' \sim 25^\circ$ 只占20.9%^[18]。

当地主要土壤类型为粘黑垆土,母质为中壤质马兰黄土,全剖面土质均匀疏松,稳定入渗率为 1.35 mm min^{-1} ,田间持水量为21%~23.8%,萎蔫湿度为9%~12%^[18]。非饱和层深厚,地下水埋深50~80 m,不参与土壤水分循环。20世纪70年代起,该区自然植被多为人工林(草)取代,主要有刺槐(*Robinia pseudoacacia* L.)、胡枝子(*Lespedeza bicolor*)、

紫穗槐(*Amorpha fruticosa* L.)等。但 20 世纪 80 年代以来, 部分刺槐林地遭到人为砍伐破坏而逐渐变为荒草地(稀疏刺槐林地), 主要有纤毛鹅冠草(*Roegneria ciliaris*)、蛇莓(*Duchesnea indica Focke*)、野菊花(*Flos Chrysanthemi Indici*)以及冰草(*Agropyron cristatum*)等。

2.2 研究方法

在王东沟小流域沟坡中下部选取 2 个 $3\text{ m} \times 20\text{ m}$ 的荒草地(覆盖度约 85%)径流小区(正东向), 一个坡度为 35° , 坡面均一, 用于天然降雨试验; 另一个坡度为 30° , 坡面上留有造林整地的水平阶, 用于人工降雨试验。人工降雨采用自行研制的侧喷式降雨装置, 降雨高度可达 6~6.5 m, 绝大多数雨滴能够达到终点速度。人工降雨试验(2002 年 6~8 月)一般都在凌晨无风时进行, 降雨强度为 $0.58\sim 1.18\text{ mm min}^{-1}$, 历时 40~90 min。2002 年天然降雨总量为 459.9 mm, 是干旱年, 而人工降雨总量达 457.9 mm。每个小区都有一套测流设备, 包括集水区、集水槽、输水槽、集水池以及挡水堤。每次降雨结束后, 测定降雨产流量, 人工降雨试验还测定降雨产流过程。人工、天然降雨试验小区沿坡顶向下分别每隔 4、5 m 埋设中子管。中子管于 2002 年 4 月埋设, 地下埋深 415 cm, 地上外露 15 cm, 测深可达 4 m。

土壤水分用 CNC503DR 型中子仪观测^[19], 雨季每周测定一次, 旱季 2 周测定一次。100 cm 以上土层以 10 cm 为间隔进行测定, 100 cm 以下土层以 20 cm 为间隔进行测定。天然、人工降雨试验观测的起始时间分别为 2002 年 6 月 14 日和 6 月 15 日, 结束时间都为 2002 年 11 月 24 日。距小区外侧 1 m 对应于中子管埋设处, 分别沿坡向下挖有 6 个深 1 m、宽 0.5 m 的剖面, 其中小区底端对应剖面深 2 m。以 20 cm 为间隔用环刀分层取样(2~3 个重复), 测定土壤容重、饱和导水率(定水头法)、机械组成(比重计法)、有机质含量(重铬酸钾法)和水分特征曲线(离心机法)。表 1 为人工降雨试验小区底端对应剖面土壤的基本理化性质。

在黄土高原地区, 由于地下水一般不参与土壤水分循环, 所以土壤水平衡模型可以简化为

$$\Delta W = P_{\alpha} - R_s - I - E \quad (4)$$

$$P_{\alpha} = P \cos \alpha \sin \beta \quad (5)$$

式中: ΔW 为观测期始、末土壤储水量的差值(mm); P_{α} 为坡面承雨量(mm); R_s 为地表径流量(mm); I 为冠层截留量(mm); E 为蒸散(发)量(mm); P 为降落在平坦地面上的雨量(mm); α 为地面坡度($^\circ$); β 为雨点着地轨迹线与水平面的夹角($^\circ$), 无风时一般等于 90° 。

表 1 土壤的基本理化性质

Table 1 Basic physical and chemical properties of the soil

土层深度 Soil depth (cm)	容重 Bulk density (g cm^{-3})	机械组成 Soil particle composition (%)			有机质含量 Organic matter content (g kg^{-1})	饱和含水量 Saturated water content ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)
		> 0.02 mm	0.02~0.002 mm	< 0.002 mm		
0~20	1.12	27.94	37.32	34.75	10.5	0.517
20~40	1.06	25.66	39.58	34.76	6.6	0.549
40~60	1.15	26.52	38.74	34.74	5.2	0.502
60~80	1.29	29.42	37.69	32.89	5.0	0.472
80~100	1.26	30.03	36.72	33.25	3.3	0.494
100~200	1.40	23.03	40.18	36.79	3.5	0.476

2.3 模型参数修定

模型所需的气象资料由塬面小型气象站提供, 部分通过计算即可获得, 如总入射短波辐射。植被资料可以根据模型提供的植被类型来选取相应的指标, 然后通过试算进一步确定。至于土壤资料, 土水势可以根据水分特征曲线由测定的土壤含水量换算, 最大根深由土壤水分的测定结果选定为 2 m, 模

型下边界通量为零。考虑到黄土高原地区土壤初始含水量一般较低, 所以在模拟 Broadbridge-White 模型参数时, 主要针对较高吸力段进行(图 1), 结果如表 2 所示。Broadbridge-White 模型参数是坡面表层(0~40 cm)各测点的平均值。

模型在具体运算过程中, 首先由天然降雨试验的观测资料来确定有关参数的取值, 再利用这些参

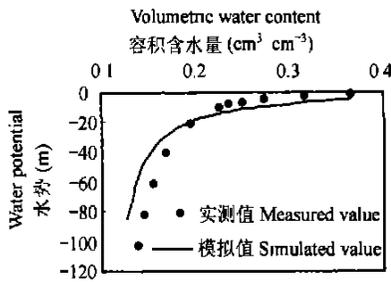


图1 Broadbridge-White 模型的拟合结果

Fig. 1 Fitting results of the Broadbridge-White model

表2 Broadbridge-White 模型的基本参数

Table 2 Basic parameters for the Broadbridge-White model

土壤类型 Soil type	饱和导水率 Saturated hydraulic conductivity (m d^{-1})	饱和含水量 Saturated water content ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	残留含水量 Residual water content ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)	λ (m)	C
粘壤土 Clay loam	0.1	0.5	0.11	3.8	1.5

3 结果与分析

3.1 天然降雨条件下荒草地土壤水平衡的数值模拟

天然降雨试验观测期内,坡面承雨量为 230.5 mm,计算土层深度为 0~3 m。为了分析方便,荒草地土壤水分分为坡面 3 测点结果的平均值。荒草地土壤水平衡的模拟结果表明,计算时段末土壤储水量的模拟值和实测值很接近,两者相对误差仅为 1.07% (表 3)。在整个观测期内,土壤储水量的模拟值与实测值也很吻合,两者的相对误差仅为 0.1%~8.0%,且只有 7 月 14 日、21 日、29 日三日的相对误差大于 5% (图 2)。这可能与参数的确定方法有关。但是,产流量的模拟值与实测值有差异,模拟结果显示计算时段内没有地表产流,而实际上地表产流量为 5.5 mm,这可能与选定的 Broadbridge-White 模型参数有关。从各层土壤水分的日变化可以看出,表层土壤水分的模拟结果可以较好地反映实测土壤水分的变化趋势,但深层模拟效果较差(图

数来模拟人工降雨试验的土壤水平衡。天然降雨试验参数的确定,主要以观测期末土壤储水量的观测期内蒸散量的模拟精度为依据,观测期内蒸散量由土壤水平衡模型推求(忽略植被截留量)。由于人工降雨试验小区荒草生长量较大,所以其部分相关参数作了进一步调整。在上述研究的基础上,按照降雨量的大小将人工降雨试验划分为几个不同的阶段(不同阶段有约 10 d 的时间间隔,且期间无较大降雨),假定其他参数不变,对荒草地土壤水平衡进行模拟,以确定土壤水平衡时相应降雨量的大小。

3)。土层深度为 0.5、1.0、2.0、3.0 m 时,模拟值与实测值的相对误差分别为 0.9%~18.9%、5.3%~25.0%、0.6%~19.9% 和 2.2%~18.5%,这可能与剖面根系的分布以及 Broadbridge-White 模型参数的选定有关。虽然选定的最大根深为 2 m,但如何确定根系在剖面的分布具有很大的随机性,而这直接导致了各层土壤水分变化程度的相对大小。

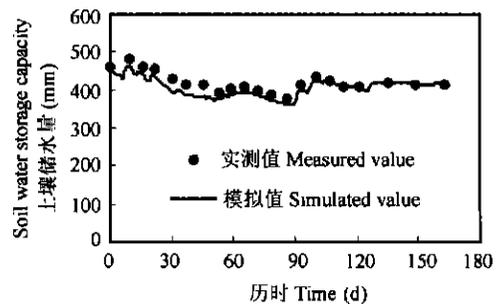


图2 天然降雨条件下土壤储水量的模拟结果

Fig. 2 Simulated results of soil water storage capacity under natural rainfall conditions

表3 天然降雨条件下荒草地土壤水平衡模拟结果

Table 3 Simulated soil water balance of grassland under natural rainfall conditions

初始储水量 Initial water storage capacity (mm)	承雨量 Gauge catch (mm)	截留量 Interception (mm)	产流量 Runoff (mm)	蒸散量 Evapotranspiration (mm)	时段末储水量 Final water storage capacity	
					模拟值 Simulated value (mm)	实测值 Measured value (mm)
459.2	230.5	3.8	0	270.2	415.7	411.3

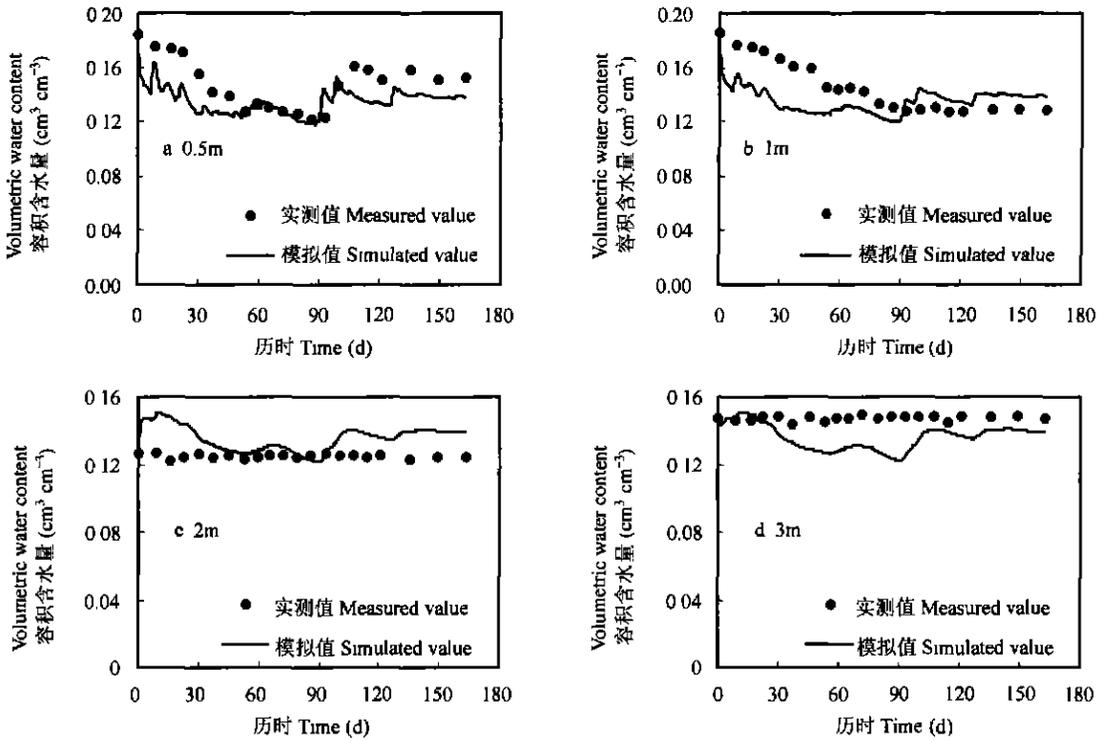


图 3 天然降雨条件下荒草地各层土壤容积含水量的模拟结果

Fig. 3 Simulated results of volumetric soil water content in each layers under natural rainfall conditions

3.2 人工降雨条件下荒草地土壤水平衡的数值模拟

人工降雨试验小区土层计算深度为 0~ 4 m, 模拟期间降雨量为人工降雨量与天然降雨量的总和。为了分析方便, 荒草地土壤水分为坡面 4 测点结果的平均值。与天然降雨情况类似, 人工降雨条件下荒草地计算时段末土壤储水量的模拟值(812.4 mm)与实测值(807.7 mm)很吻合, 相对误差只有 5.5% (表 4)。在整个观测期内, 土壤储水量的模拟值与实测值也很吻合, 两者的相对误差仅为 0.6% ~ 10.0% (图 4)。但是, 同样受 Broadbridge-White 模型

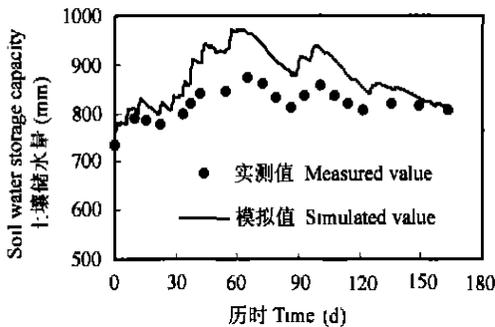


图 4 人工降雨条件下土壤储水量的模拟结果

Fig. 4 Simulated results of soil water storage capacity under simulated rainfall conditions

参数的影响, 产流量的模拟结果与实测值有差异, 模拟结果表明地表没有产流, 而实际降雨产流量为 8.9 mm。

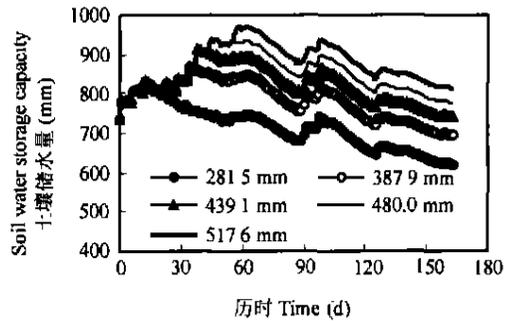


图 5 不同坡面累积承雨量条件下土壤储水量的动态变化过程

Fig. 5 Dynamic change in soil water storage capacity with different cumulative gauge catches on hillslope

3.3 荒草地土壤水平衡所需降雨量

考虑到 WAVES 模型预测土壤储水量的精度相对较高, 下面主要分析人工降雨(包含天然降雨量)条件下, 计算时段内累积降雨量对荒草地土壤储水量变化的影响, 分析过程中忽略其他条件的可能变

化。不同累积降雨量划分的依据,主要是基于人工降雨后土壤水分再分布时间的长短。模拟结果表明,在不同坡面累积承雨量条件下,土壤储水量的动态变化趋势十分相似,但其变化幅度随降雨量的增加而增大(图5)。土壤水平衡的模拟结果表明,当计算时段内坡面承雨量为439.1 mm时,土壤水分收支基本平衡(表4),相应的平面降雨量为507.0 mm。若考虑6月15日以前的降雨,则土壤水分收支基本

平衡时对应的坡面累积承雨量为647.5 mm,相当于平面降雨747.6 mm,为多年平均降雨量584.1 mm的1.28倍,相当于丰水年。上述结果表明,在黄土高原地区,只有丰水年,土壤水分循环才不会出现负平衡;而在干旱年和平水年,土壤水分易收支负平衡,从而形成土壤干层。当然,由于人工降雨主要发生在高温、强蒸发时期,入渗雨量主要为强烈的蒸发蒸腾作用所消耗,所以上述结果可能有所偏大。

表4 人工降雨条件下荒草地土壤水平衡的模拟结果

Table 4 Simulated soil water balance of grassland under simulated rainfall conditions

初始储水量 Initial water storage capacity (mm)	承雨量 Gauge catch (mm)	截留量 Interception (mm)	产流量 Runoff (mm)	蒸散量 Evapotranspiration (mm)	末期储水量 Final water storage capacity (mm)	储水量变化 Change in water storage capacity (mm)
736.8	281.5	4.8	0	394.6	618.8	-117.9
736.8	387.9	5.0	0	427.0	692.7	-44.1
736.8	439.1	5.1	0	432.6	738.2	+1.4
736.8	480.0	5.2	0	436.2	775.4	+38.6
736.8	517.6	5.3	0	436.7	812.4	+75.6

4 结 论

在天然降雨试验的基础上,依据降雨量的相对大小将人工降雨划分为几个不同的阶段,运用数值模拟的方法研究了荒草地的土壤水平衡,结果表明:当植被覆盖率较高时,WAVES模型可以应用于荒草地土壤水平衡的模拟;土壤储水量的模拟结果与实测值趋势很吻合,但有关参数的取值还有待于进一步研究;黄土高原沟壑区荒草地土壤水分收支基本平衡所需的雨季降雨量和年总降雨量分别为507.0 mm和747.6 mm,分别高于黄土高原地区多年平均的雨季降雨量和年总降雨量,预示了黄土高原地区干旱年和平水年土壤水分易收支负平衡,从而形成土壤干层。

参 考 文 献

- [1] 李玉山. 黄土高原森林植被对陆地水循环影响的研究. 自然资源学报, 2001, 16(5): 427~432. Li Y S. Effects of forest on water circle on the Loess Plateau (In Chinese). Journal of Natural Resources, 2001, 16(5): 427~432
- [2] 李玉山. 黄土区土壤水分循环特征及其对陆地水循环的影响. 生态学报, 1983, 3(2): 91~101. Li Y S. The properties of water cycle in soil and their effect on water cycle for land in the Loess Plateau (In Chinese). Acta Ecologica Sinica, 1983, 3(2): 91~101

- [3] 侯庆春, 韩蕊莲, 韩仕峰. 黄土高原人工林草地“土壤干层”问题初探. 中国水土保持, 1999, (5): 11~14. Hou Q C, Han R L, Han S F. The preliminary research on the problems of soil drying in artificial forest and grass land in the Loess Plateau (In Chinese). Soil and Water Conservation in China, 1999, (5): 11~14
- [4] 杨维西. 试论我国北方地区人工植被的土壤干化问题. 林业科学, 1996, 32(1): 78~84. Yang W X. The preliminary discussion on soil desiccation of artificial vegetation in the northern regions of China (In Chinese). Scientia Silvae Sinicae, 1996, 32(1): 78~84
- [5] 杨文治, 田均良. 黄土高原土壤干化问题探源. 土壤学报, 2004, 41(1): 1~6. Yang W Z, Tian J L. Essential exploration of soil aridization in Loess Plateau (In Chinese). Acta Pedologica Sinica, 2004, 41(1): 1~6
- [6] 王国梁, 刘国彬, 常欣, 等. 黄土丘陵区小流域植被建设的土壤水文效应. 自然资源学报, 2002, 17(3): 339~344. Wang G L, Liu G B, Chang X, et al. A study on the effect of soil water on vegetation rehabilitation in watershed of loess hilly area (In Chinese). Journal of Natural Resources, 2002, 17(3): 339~344
- [7] 王克勤, 王斌瑞. 集水造林防止人工林植被土壤干化的初步研究. 林业科学, 1998, 34(4): 14~21. Wang K Q, Wang B R. The initial studies on afforestation by water-harvesting to prevent soil desiccation of artificial plantation (In Chinese). Scientia Silvae Sinicae, 1998, 34(4): 14~21
- [8] 王志强, 刘宝元, 路炳军. 黄土高原半干旱区土壤干层水分恢复研究. 生态学报, 2003, 23(9): 1944~1950. Wang Z Q, Liu B Y, Lu B J. A study on water restoration of dry soil layers in the semi-arid area of Loess Plateau (In Chinese). Acta Ecologica Sinica, 2003, 23(9): 1944~1950

- [9] 郭忠升, 邵明安. 半干旱区人工林草地土壤旱化与土壤水分植被承载力. 生态学报, 2003, 23(8): 1 640~ 1 647. Guo Z S, Shao M A. Soil water carrying capacity of vegetation and soil desiccation in artificial forestry and grassland in semi-arid regions of the Loess Plateau (In Chinese). Acta Ecologica Sinica, 2003, 23(8): 1 640~ 1 647
- [10] 陈洪松, 邵明安. 黄土区坡地土壤水分运动与转化机理研究进展. 水科学进展, 2003, 14(4): 513~ 520. Chen H S, Shao M A. Review on soil water movement and transformation mechanism on the Loess Plateau (In Chinese). Advances in Water Science, 2003, 14(4): 513~ 520
- [11] 李细元, 陈国良. 人工草地土壤水系统动力学模型与过耗恢复预测. 水土保持研究, 1996, 3(1): 166~ 178. Li X Y, Chen G L. The systematic dynamic model of soil moisture and its over-exhausted recovering forecast in artificial grassland (In Chinese). Research of Soil and Water Conservation, 1996, 3(1): 166~ 178
- [12] 黄明斌, 邵明安, 李玉山. 一个改进的随机动力学水平衡模型及其应用研究: I 模型. 水利学报, 2000, (6): 20~ 26. Huang M B, Shao M A, Li Y S. A modified stochastic dynamic water balance model and its application: I. Model (In Chinese). Journal Hydraulic Engineering, 2000, (6): 20~ 26
- [13] 黄明斌, 邵明安, 李玉山. 一个改进的随机动力学水平衡模型及其应用研究: II 应用. 水利学报, 2000, (6): 27~ 33. Huang M B, Shao M A, Li Y S. A modified stochastic dynamic water balance model and its application: II. Model validation (In Chinese). Journal Hydraulic Engineering, 2000, (6): 27~ 33
- [14] 龚元石, 李保国. 农田水量平衡模型对作物根系吸水函数及蒸散公式的敏感性. 水土保持研究, 1996, 3(3): 1~ 7. Gong Y S, Li B G. Sensibility of the field water budget model to water extraction function by roots and evapotranspiration form (In Chinese). Research Journal of Soil and Water Conservation, 1996, 3(3): 1~ 7
- [15] Connolly R D. Modelling effects of soil structure on the water balance of soil crop systems: a review. Soil and Tillage Research, 1998, 48: 1~ 19
- [16] Koivusalo H, Karvonen T, Paasonen-Kivela S M. Application of a two-dimensional model to calculate water balance of an agricultural hillslope. Phys Chem. Earth (B), 1999, 24(4): 313~ 318
- [17] Zhang L, Dawes W R, Hatton T J. Modelling hydrologic processes using a biophysically based model- Application of WAVES to FIFE and HAPEX-MOBILHY. Journal of Hydrology, 1996, 185: 147~ 169
- [18] 李玉山, 史竹叶, 张孝中, 等. 长武王东沟小流域土壤墒情影响因素与分布特征. 水土保持通报, 1990, 10(6): 1~ 6. Li Y S, Shi Z Y, Zhang X Z, *et al.* The effective factor and distribution of soil moisture of Wangdonggou small watershed on Changwu County (In Chinese). Bulletin of Soil and Water Conservation, 1990, 10(6): 1~ 6
- [19] 陈洪松, 邵明安. 中子仪的标定及其在坡地土壤水分测量中的应用. 干旱地区农业研究, 2003, 21(2): 68~ 71, 76. Chen H S, Shao, M A. Field calibration of neutron probe and its application in measuring soil water content on sloping land (In Chinese). Agricultural Research in the Arid Areas, 2003, 21(2): 68~ 71, 76

NUMERICAL SIMULATION OF SOIL WATER BALANCE OF GRASSLAND ON THE LOESS PLATEAU

Chen Hongsong^{1,3} Shao Mingan^{2,3} Wang Kelin¹

(1 Institute of Subtropical Agriculture, Chinese Academy of Sciences, Changsha 410125, China)

(2 Institute of Geographical Science and Natural Resources Research, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, China)

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

Abstract Desiccation of the deep soil layer under forest and grass vegetation is one of the crucial topics in scientific research for eco-environmental construction of the Loess Plateau. Soil water balance of grassland in gully regions on the Loess Tableland in various hydrological years was simulated numerically with simulated rainfall. The results show that soil water balance of grassland with high vegetation cover ratio could be studied with WAVES model, and the simulated values of soil water storage capacity agree well with the measured values but how to determine correlative parameters need to be studied further. To keep in balance the supply and the demand of soil water, the rainfall amount during the rainy season and in the whole year should at least be 507.0 mm and 747.6 mm respectively, higher than the multi-year average value, respectively, indicating that soil water tends to have deficit in drought and average years on the Loess Plateau, leading to formation of the dry soil layer.

Key words Loess Plateau; Grassland; Soil water balance; Dry soil layer