

DOI: 10.11766/trxb202002240069

邵凡凡, 吴军虎, 李玉晨. 黄土区裸露坡地径流养分流失模型的建立与验证[J]. 土壤学报, 2021, 58(4): 900–910.

SHAO Fanfan, WU Junhu, LI Yuchen. Establishment and Validation of the Model for Prediction of Nutrient Loss with Runoff on Bare Slopes in the Loess Plateau[J]. Acta Pedologica Sinica, 2021, 58(4): 900–910.

## 黄土区裸露坡地径流养分流失模型的建立与验证\*

邵凡凡, 吴军虎†, 李玉晨

(西安理工大学省部共建西北旱区生态水利国家重点实验室, 西安 710048)

**摘要:** 在自然降雨条件下, 黄土区坡耕地土壤表层中的养分会随地表径流流失, 从而加剧了土壤质量和生产力的下降并造成严重的农业面源污染, 使得准确预测黄土区养分随地表径流的流失过程尤为重要。现有的养分流失模型着重于估算长时段的养分流失总量, 且未考虑开始产流前入渗水对交换层养分的稀释作用。根据不同降雨时段的养分迁移特性, 将整个降雨过程分为三个阶段: (1) 从降雨开始 ( $t_0$ ) 至交换层土壤完全饱和 ( $t_{sa}$ ), (2) 从交换层土壤完全饱和 ( $t_{sa}$ ) 至开始产流 ( $t_p$ ), (3) 从开始产流 ( $t_p$ ) 至降雨结束。在运动波模型近似解析解的基础上建立了综合雨滴击溅、扩散和入渗作用的养分流失近似解析模型; 并进行了降雨试验, 以率定模型参数和验证模型的可靠性。结果表明: 径流及养分的模拟值可与实测值精确匹配 ( $R^2 > 0.8$ , 纳什效率系数  $NSE > 0.347$ )。养分流失模型中的雨滴诱导水分转移率  $e_r$  取值在  $0.006 \sim 0.023 \text{ cm} \cdot \text{min}^{-1}$  之间, 交换层深度  $d_e$  取值在  $0.68 \sim 1.32 \text{ cm}$  之间; 雨滴诱导水分转移率  $e_r$  可显著影响硝态氮和铵态氮的峰值流失速率,  $e_r$  的增大使得养分流失过程中流失速率减小阶段的衰减速率更快; 而交换层深度  $d_e$  可显著影响硝态氮和铵态氮损失率的总体变化范围, 即随交换层深度的增大, 养分的峰值流失速率和流失总量也随之增大。因此, 应采取植被覆盖或深层施肥等措施, 减弱雨滴动能、降低交换层养分含量以达到减少养分流失的目的。

**关键词:** 养分流失模型; 交换层深度; 雨滴击溅; 径流冲刷; 扩散; 入渗

中图分类号: S157.1 文献标志码: A

## Establishment and Validation of the Model for Prediction of Nutrient Loss with Runoff on Bare Slopes in the Loess Plateau

SHAO Fanfan, WU Junhu†, LI Yuchen

(1. State Key Laboratory for Biology of Plant Diseases and Insect Pests, Beijing 100000, China; 2. College of Life Sciences, South China Normal University, Guangzhou 510631, China; 3. School of Life Science, Huizhou University, Huizhou, Guangdong 516001, China)

**Abstract:** [Objective] Under natural rainfall conditions, a large amount of soil nutrients are losing with overland flow or surface runoff on sloping farmlands in the loess area, which exacerbates the decline of soil quality and productivity of the farmlands and causes serious agricultural non-point source pollution to the environment. Therefore, it is particularly important to accurately

\* 西北旱区生态水利工程国家重点实验室科研课题项目 (2016ZZKT-9) 和陕西省教育厅重点实验室科研计划项目 (17JS096) 资助  
Supported by the Scientific Research Project of State Key Laboratory of Eco-Hydraulics in Northwest Arid Region of China (No. 2016ZZKT-9) and the Research Project of the Department of Education of Shaanxi Province of China (No. 17JS096)

† 通讯作者 Corresponding author, E-mail: wujunhu@126.com.

作者简介: 邵凡凡 (1995—), 男, 甘肃天水人, 硕士研究生, 主要从事农业水土资源与生态环境研究。E-mail: shaoffan@126.com

收稿日期: 2020-02-24; 收到修改稿日期: 2020-05-21; 网络首发日期 (www.cnki.net): 2020-07-31

predict how soil nutrients going with surface runoff in the loess areas. However, the existing nutrient loss prediction model focuses on estimating the total nutrient loss over a long period of time in an area, but neglects the effect of infiltrating water diluting the nutrients in the exchange layer before runoff starts. 【Method】 In this study, according to the characteristics of nutrient migration in different time periods of a rainfall event, the entire process of a rainfall event is divided into three phases: (1) from the beginning of rainfall ( $t_0$ ) to the time when the exchange layer is completely saturated ( $t_{sa}$ ), (2) from the time when the exchange layer is completely saturated ( $t_{sa}$ ) to the time when runoff occurs ( $t_p$ ), and (3) from first runoff ( $t_p$ ) to the end of the rainfall. Based on the approximate analytical solution of the motion wave model, an approximate analytical model of nutrient loss was established, which integrated the effects of raindrop splashing, diffusion and infiltration; and then a simulated rainfall experiment was conducted to determine parameters of the model and verify reliability of the model. 【Result】 Results show the values of surface runoff and nutrient loss predicted with the model accurately matched the measured values ( $R^2 > 0.8$ , Nash-Sutcliffe efficiency coefficient  $> 0.347$ ). In this nutrient loss model, the raindrop-induced water transfer rate  $e_r$  was valued in the range of  $0.006\sim 0.023 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$ , and the exchange layer depth  $d_e$  in the range of  $0.68\sim 1.32 \text{ cm}$ . The former significantly affected peak rate of the nitrate nitrogen and ammonium nitrogen loss, whereas the latter did range of the overall variation of the loss rate and boosted total loss of the nutrients. The model was found to be more sensitive to  $d_e$  than to  $e_r$ . 【Conclusion】 Some field management measures, such as revegetation, deep fertilization, etc. should be adopted to reduce raindrop kinetic energy and lower the content of nutrients in the exchange layer, so as to realize the purpose of reducing nutrient loss. In general, this approximate semi-analytical model has fully considered the influence of water infiltration in unsaturated soil on nutrient transport in the exchange layer, so it can be used to predict nutrient loss processes on bare slopes in arid and semi-arid regions. However, it should be emphasized that accurate calculation of runoff process is the basis of the nutrient loss simulation, so it is advisable to select an appropriate infiltration formula and solute adsorption coefficients in the light of soil texture, nutrient type, and nutrient concentration in rainwater.

**Key words:** Model of nutrient loss; Depth of exchange layer; Raindrop splashing; Runoff scouring; Diffusion; Infiltration

溶质从表层土壤进入地表径流的过程非常复杂。雨滴、土壤中的养分浓度以及对流、扩散作用和土壤颗粒吸附均会对这一过程产生影响<sup>[1-3]</sup>。Ahuja 等<sup>[4]</sup>1981 年通过在饱和土层不同深度位置放置一定量的  $^{32}\text{P}$ , 发现表层土壤的溶质进入径流的可能性最高, 随着土层深度的增加, 进入径流的概率呈指数递减。然后, Ahuja 和 Lehman<sup>[5]</sup>在 1983 年发现, 观察到的交换层深度较通过拟合模型和实测数据获得的深度小得多。结合交换层理论和 Rose 土壤侵蚀模型, Gao 等<sup>[6]</sup>在 2003 年建立了基于物理过程并考虑雨滴击溅和扩散作用的溶质运移模型; 该模型的所有参数均可通过实验测量获得。鉴于黄土高原地区养分流失的特点, 王全九等<sup>[7]</sup>提出了一种新的方法来改进等效对流传质模型。Dong 等<sup>[8]</sup>假设交换层被混合层代替, 而交换率被雨滴诱导水分转移率所代替。Yang 等<sup>[9]</sup>结合质量守恒方程和降雨对表层土壤的剥蚀过程, 建立了可预测黄土高原地表养分随径流流失的数学模型。但是, 这些模型无法描述径流发生之前土壤溶质浓度的变化, 并且仅能通

过拟合曲线来获得初始土壤溶质浓度。Tong 等<sup>[10]</sup>基于质量守恒方程和水平衡方程建立了一维两层的溶质运移模型。该模型结合了入渗和扩散作用, 并由不完全混合参数来描述。基于该模型, Tong 等<sup>[11]</sup>使用集合卡尔曼滤波数据同化方法 (EnKF) 来校准参数并更新可溶性化学物质从土壤至地表径流的转移过程, 并消除了实验观测数据的误差。因此, 基于混合层理论的模型由于具有清晰的物理意义而被广泛用于预测斜坡上的溶质运移。

养分流失的模拟是在径流模拟的基础上进行的。通常使用 Saint-Venant 方程 (即连续性方程和动量方程) 来描述地表径流过程<sup>[12]</sup>。但是, 由于 Saint-Venant 方程是高度非线性的, 很难获得解析解, 这意味着仅能使用数值方法对其进行求解。但当忽略 Saint-Venant 方程的加速度项时, 可使用扩散波方程来对其进行简化<sup>[13]</sup>。若同时忽略 Saint-Venant 方程的加速度和压力项时, Saint-Venant 方程可表示为运动波方程。Luce 和 Cundy<sup>[14]</sup>通过使用菲利普 (Philip) 入渗方程修改了运动波方程来预

测超渗降雨条件下的产流过程。Yang 等<sup>[15]</sup>通过假设水深与入渗率之间的线性关系简化运动波模型中的水深项，并结合 Philip 入渗方程得到了运动波模型的近似解析解。该模型因其参数简单易获取而被广泛使用于坡面径流的模拟。在养分随径流流失的研究中，Gao 等<sup>[16]</sup>在 2004 年提出了一个基于溶质守恒方程的模型，该模型考虑了雨滴飞溅和径流侵蚀作用。但是，该模型仅用于模拟积水条件下饱和土壤的养分流失过程，这与黄土区初始非饱和土壤条件下的流失过程存在较大差异。因此，本文以 Yang 等<sup>[15]</sup>建立的坡面径流近似解析解为基础，进一步延伸于养分随地表径流流失过程的模拟中，并修改了 Gao 等<sup>[16]</sup>的模型以适应本文的测试条件。通过模型参数分析揭示了不同因素对养分流失的贡献作用，提出了防止养分流失的有效措施。该研究可为防治农田退化和农业面源污染提供有力基础。

## 1 材料与方法

### 1.1 理论与模型

**1.1.1 坡面径流运动过程** 采用运动波模型来描述次降雨条件下的坡面水流流动过程<sup>[15]</sup>，其中超渗雨可用降雨强度与入渗率的差值来表示，见式（1）：

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = p - i \quad (1)$$

式中， $h$  为径流深，cm； $t$  为径流时间，min； $q$  为单宽流量， $\text{cm}^2 \cdot \text{min}^{-1}$ ； $x$  为坡面任一位置距离出口的长度，cm； $p$  为降雨强度， $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ； $i$  为土壤入

渗率， $\text{cm} \cdot \text{min}^{-1}$ 。

由于坡面水深与入渗率之间存在关联关系<sup>[9]</sup>，径流量为超渗净雨所产生的，Yang 等<sup>[15]</sup>用 Philip 公式表示降雨条件下的入渗过程，进一步求解了单宽流量和坡面水深，见式（2）和式（3）：

$$q(x,t) = (1-c) \left( p - \frac{1}{2} S(t-\Delta t)^{-1/2} \right) x \quad (2)$$

式中， $c$  为入渗率参数<sup>[15]</sup>； $S$  为土壤吸渗率， $\text{cm} \cdot \text{min}^{-0.5}$ ； $\Delta t = 3S^2 / (16p^2)$ 。

$$h(x,t) = \left( \frac{1}{n} S_0^{1/2} \right)^{-3/5} \left\{ (1-c) \left( p - \frac{1}{2} S(t-\Delta t)^{-1/2} \right) x \right\}^{3/5} \quad (3)$$

式中， $n$  为曼宁糙率系数， $\text{s} \cdot \text{cm}^{-1/3}$ ； $S_0$  为水力梯度，本文中坡度为  $15^\circ$ ，故  $S_0$  为  $\text{Sin } 15^\circ$ 。

**1.1.2 径流养分流失过程** 降雨条件下土壤表层养分在雨滴击溅和水分入渗的作用下随径流迁移并在土壤中重新分配，因此土壤剖面的水和养分运输系统自上而下可分为 3 层：径流积水层、养分交换层和交换层以下土壤，如图 1 所示。

养分交换层是径流积水层与土壤剖面界面以下厚度较薄的土层。交换层中化学物质的传输主要受入渗、水动力弥散和雨滴飞溅侵蚀控制<sup>[16-17]</sup>。

$$\frac{d(\alpha d_e C_e)}{dt} = J + e_r (\lambda C_w - C_e) + i_s C_w - i_x C_e \quad (4)$$

式中， $d_e$  为交换层深度，cm； $C_e$  为交换层中溶质浓度， $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ ； $C_w$  为径流中溶质浓度， $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$ ； $i_s$  为径

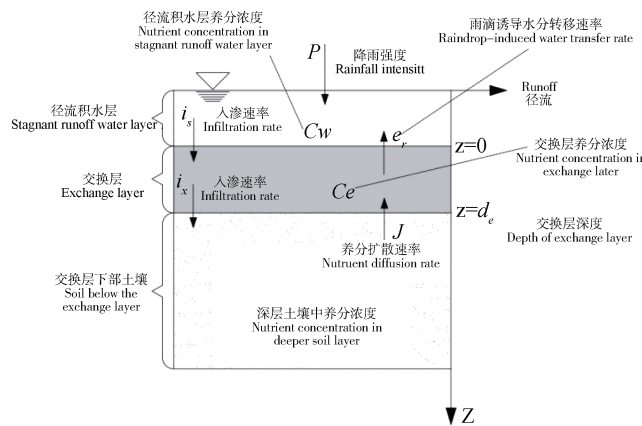


图 1 模型物理和化学传输过程的简单示意

Fig. 1 Sketch of physical and chemical transport processes of the model

流水进入交换层的入渗速率,  $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ ;  $i_x$  为交换层水分进入更深土层的入渗速率,  $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ ;  $e_r$  为雨滴诱导水分转移速率,  $\text{cm}\cdot\text{min}^{-1}$ ;  $\lambda C_w$  为径流层进入交换层的溶质浓度 ( $0 \leq \lambda \leq 1$ , Gao 等<sup>[6]</sup>研究表明计算模型对该参数不敏感, 取  $\lambda=0$ ),  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ;  $J$  为较深土层与交换层内部的溶质扩散通量,  $\text{mg}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{min}^{-1}$ 。

为了简化计算过程, Gao 等<sup>[16]</sup>对  $J$  进行近似求解如下:

$$J = -(-D_s \frac{\partial C_s}{\partial z}) \quad (5)$$

$$D_s \frac{\partial C_s}{\partial z} \Big|_{x=0} = C_0 \exp(-\beta t) \left( \frac{\beta \sqrt{\alpha}}{\sqrt{\pi D_s}} \right) \int_0^t \frac{\beta}{\sqrt{y}} dy \quad (6)$$

$$\alpha = \gamma K + \theta_s \quad (7)$$

式中,  $D_s$  为养分在土壤中的扩散性,  $\text{cm}^2\cdot\text{min}^{-1}$ ;  $C_s$  为更深土层的溶质浓度,  $\text{mg}\cdot\text{g}^{-1}$ ;  $\gamma$  为土壤容重,  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ ;  $K$  为土壤吸附系数,  $\text{mL}\cdot\text{g}^{-1}$ ;  $\beta = e_r / (\alpha d_e)$ 。

从降雨开始, 将整个降雨过程划分为 3 个阶段。

第一阶段: 从降雨开始  $t_0$  至交换层完全饱和  $t_{sa}$ 。在这一阶段, 土壤入渗率为降雨强度, 土壤表层未产生径流, 故  $i=p$ ,  $q=0$ , 交换层完全饱和的时间  $t_{sa}$  可以表示为:

$$t_{sa} = \frac{d_e(\theta_s - \theta_0)}{p} \quad (8)$$

式中,  $t_{sa}$  为交换层完全饱和所需时间,  $\text{min}$ ;  $\theta_s$  为饱和含水率,  $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ ;  $\theta_0$  为初始含水率,  $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ 。

第二阶段: 从交换层完全饱和  $t_{sa}$  至土壤表层出现径流  $t_p$ 。在这个阶段, 径流层溶质浓度  $C_w$  和雨滴诱导水分转移率  $e_r$  的取值为 0,  $i_x = p$ 。交换层中溶质浓度见式 (9):

$$C_e(t) = C_0 \exp(-A(t-t_{sa})) + \frac{A^2}{i_x} \sqrt{\frac{\alpha D_s}{\pi}} \exp(-A(t-t_{sa})) \int_{t_{sa}}^t \exp(A(y-t_{sa})) \left( \frac{t-t_{sa}}{\sqrt{y-t_{sa}}} - \sqrt{y-t_{sa}} \right) dy \quad (9)$$

式中,  $C_0$  为初始溶质浓度,  $\text{mg}\cdot\text{L}^{-1}$ 。

当式 (11) 中  $t=t_p$  时, 开始产流时刻交换层中的溶质浓度见式 (10):

$$C_e(t_p) = C_0 \exp(-A(t_p-t_{sa})) + \frac{A^2}{i_x} \sqrt{\frac{\alpha D_s}{\pi}} \exp(-A(t_p-t_{sa})) \int_{t_{sa}}^{t_p} \exp(A(y-t_{sa})) \left( \frac{t_p-t_{sa}}{\sqrt{y-t_{sa}}} - \sqrt{y-t_{sa}} \right) dy \quad (10)$$

式中,  $A=i_x / (\alpha d_e)$ 。

第三阶段: 从开始产流至降雨结束。这一过程中, 径流中的养分浓度远低于交换层中的养分浓度, 因此为了简化计算过程, 忽略了径流养分在入渗作用下对交换层养分的微小补给作用,  $i_x=0.01 \text{ cm}\cdot\text{min}^{-1}$ 。结合这一阶段的起始产流时间, 即:  $t=t_p$ , 可求解得到交换层中溶质浓度表示如下:

$$C_e(t) = C_e(t_p) \exp(-B(t-t_p)) + \frac{B^2}{e_r} \sqrt{\frac{\alpha D_s}{\pi}} \exp(-B(t-t_p)) \int_{t_p}^t \exp(B(y-t_p)) \left( \frac{t-t_p}{\sqrt{y-t_p}} - \sqrt{y-t_p} \right) dy \quad (11)$$

式中,  $B = (i_x + e_r) / (\alpha d_e)$ 。

产流过程中, 径流中化学溶质的质量守恒关系可表示为:

$$\frac{\partial(hC_w)}{\partial t} + \frac{\partial qC_w}{\partial x} = e_r(C_e - \lambda C_w) - i_x C_w \quad (12)$$

结合式 (1) 和式 (12), 可得到:

$$h \frac{\partial C_w}{\partial t} + q \frac{\partial C_w}{\partial x} = e_r(C_e - \lambda C_w) - p C_w \quad (13)$$

为了简化计算, 忽略了入渗和扩散作用, 式 (13) 可表示为:

$$h \frac{\partial C_w}{\partial t} = e_r C_e - p C_w \quad (14)$$

对式 (14) 进行积分得到径流中化学溶质的浓度, 见式 (15):

$$C_w(t) = \exp\left(\int_{t_p}^t -\frac{p}{h(t)} dt\right) \left( C_e(t_p) + \int_{t_p}^t \frac{e_r C_e(t)}{h(t)} \exp\left(\int_{t_p}^t \frac{p}{h(t)} dt\right) dt \right) \quad (15)$$

径流中化学溶质的浓度与径流量的乘积便为径流中化学溶质的流失速率, 结合式(2)、式(3)和式(15), 径流中溶质流失速率可表示为:

$$M_w(t) = q(x, t) C_w(t) x \quad (16)$$

式中,  $M_w$  为养分随径流流失的速率,  $\text{mg}\cdot\text{min}^{-1}$ 。

## 1.2 试验区概况

试验于2019年5月在中国科学院水利部水土保持研究所武黄土高原农业生态试验站担水沟流域野外模拟降雨小区 ( $35^{\circ}12'N$ ,  $107^{\circ}10'E$ ) 进行, 试验区平均海拔为1200 m, 气候属暖温带半湿润大陆性季风气候, 年平均气温为  $9.1^{\circ}C$ , 年平均降水量580 mm, 地下水位50~80 m, 无灌溉条件, 属典型

的旱作雨养农业区。该流域内典型土壤为粉砂质壤土, 母质为深厚的中壤质马兰黄土, 具体土壤物理特性见表1, 流域塬面面积占35%, 梁坡占35.6%, 沟谷占29.4%, 各约占1/3; 流域地貌属典型的黄土高原沟壑区<sup>[18-20]</sup>。

## 1.3 试验方法

试验用地为3年闲置坡耕地, 模拟降雨试验的小区设置尺寸为  $1.0\text{ m} \times 1.0\text{ m}$ , 并根据当地典型坡耕地坡度和坡面侵蚀的临界坡度, 设置小区坡度为  $15^{\circ}$ ; 使用针孔式人工模拟降雨装置进行降雨试验(图2), 其主要由主体支架(可调节高度)、底板布设有针孔的水槽(可根据降雨强度更换不同孔径的针孔)和供水装置3部分组成, 有效降雨面积为  $1.0\text{ m}^2$ 。经过测试: 该套人工降雨器的平均雨滴直径为2 mm, 降雨均匀度在80%以上, 雨滴终速符合天然降雨特征<sup>[3]</sup>。

表1 试验区土壤物理化学特性

Table 1 Physical and chemical properties of the soil tested

土壤质地 Soil texture	颗粒组成 Particle composition			土壤容重 Soil bulk density / ( $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ )	土壤有机质 Soil organic matter / ( $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )	初始含水率	饱和含水率
	黏粒 Clay/%	粉粒 Silt/%	砂粒 Sand/%			Initial water content $\theta_0$ / ( $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ )	Saturated water content $\theta_s$ / ( $\text{cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ )
粉砂质壤土 <sup>①</sup>	8.56±0.05	81.31±0.62	10.13±0.41	1.35±0.07	9.2±0.19	0.15±0.0036	0.45±0.0012

注: 表中颗粒组成为体积百分含量。Note: The particle composition in the table is volume percentage. ①Silty loam.

为了消除土壤前期含水率对试验结果的影响, 每次开始降雨24 h前以  $25\text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  的降雨强度在试验小区进行预降雨, 直至开始产流时停止降雨。开始正式降雨试验前测定小区内土壤表层0~20 cm剖面的初始含水率, 采用烘干法测定质量含水率为  $0.11 \pm 0.0037\text{ g}\cdot\text{g}^{-1}$  (即体积含水率为  $0.15 \pm 0.005\text{ cm}^3\cdot\text{cm}^{-3}$ ) 时开始试验。为了提高土壤初始养分浓度值, 使养分在土壤中均匀分布, 预降雨结束后, 在小区土壤表面均匀喷洒氯化铵和硝酸钾混合溶液, 其具体操作方式为: 将预先配置好的  $5.0\text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$  的氯化铵溶液和  $10.0\text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$  的硝酸钾溶液各取1 L混合均匀(为消除溶液喷施次序对其分布的影响), 并用压力喷壶在每个小区分别定量喷洒2 L氯化铵和硝酸钾的混合溶液, 为尽可能减小喷壶压力对表层土壤造成的压实作用, 将喷嘴调节至雾化度最强位置处, 喷嘴雾化半径为5 cm, 采用左右往复的方式

将混合溶液均匀喷洒在小区表层, 使其在2 cm范围内均匀分布。并在小区坡面上、中、下三个部位分别取土样来测定表层2 cm土壤中的溶质浓度作为模型计算所需的初始土壤养分浓度(表2)。根据研究区暴雨实测资料及降雨分级标准<sup>[20]</sup>, 设计30、45、

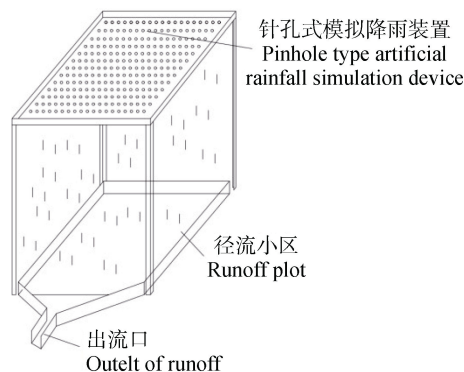


图2 针孔式模拟降雨装置

Fig. 2 Pinhole type artificial rainfall simulation device



60、75、90 mm·h<sup>-1</sup> 的 5 种降雨强度, 设计总降雨历时为 120 min, 按照 0~10 min 之间, 每隔 2 min 承接 1 次径流, 10~120 min 之间, 每隔 5 min 承接 1 次径流的频率用量杯承接出口处径流, 并用量筒进行精确测量, 通过沉淀过滤除去径流中的泥沙, 用 50 mL 的塑料瓶收集径流水样并存放于实验室冰箱

中, 用全自动高通量间断分析仪 (SmartChem450, AMS Allinace 公司, 意大利) 测定径流和土壤中的养分浓度。

#### 1.4 模型基本参数

通过现场测定和文献查阅等方式获取了模型计算所需参数<sup>[20-21]</sup> (表 2):

表 2 模型基本参数

Table 2 Basic parameters of the calculation model

参数 Parameters	取值 Value
坡度 Slope	15°
降雨强度 Rainfall intensity, $p$ / (mm·h <sup>-1</sup> )	30, 45, 60, 75, 90
水力梯度 Hydraulic gradient, $S_0$	0.004 57
初始土壤养分浓度 Initial soil solution concentration, $C_0$ / (mg·L <sup>-1</sup> )	1 782±93 (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N), 2 538±131 (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -N)
曼宁糙率系数 Manning roughness coefficient, $n$ / (s·m <sup>-1/3</sup> )	0.017
平均入渗率 Average infiltration rate, $i$ / (cm·min <sup>-1</sup> )	0.01
土壤吸附系数 Soil sorption coefficient, $K$ / (mL·g <sup>-1</sup> )	0.06 (NH <sub>4</sub> <sup>+</sup> -N), 0.03 (NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> -N)
土壤中养分分散性 Dispersivity of nutrient in the soil, $D_s$ / (cm <sup>2</sup> ·min <sup>-1</sup> )	4.138×10 <sup>-4</sup>

#### 1.5 数据处理

所有试验实测数据均为 3 次重复试验的平均值, 使用 Matlab 2015b 进行参数求解和模型模拟; 使用 SPSS 24.0 进行数据分析, 使用 Origin 2018 进行图表绘制和函数拟合。

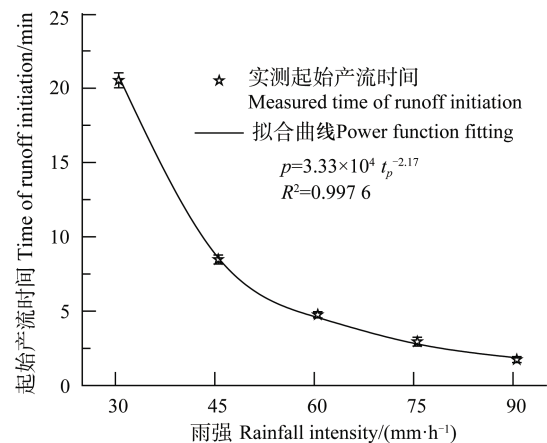
## 2 结果与讨论

### 2.1 产流过程分析及模拟

**2.1.1 产流过程分析** 土壤表层的养分通常会随着地表径流而流失。因此, 探究产流规律是模型准确预测养分随径流流失过程的基础。在 5 种降雨强度下, 开始产流的时间点分别为 20.5、8.5、4.8、3.0 和 1.8 min (图 3); 90 mm·h<sup>-1</sup> 较 30 mm·h<sup>-1</sup> 提前 19 min 产流; 说明随降雨强度的增大, 起始产流时间开始显著缩短。降雨强度与产流时间的关系可用幂函数来描述,  $R^2=0.997 6$ 。

地表径流在产流后的一段时间内快速上升, 而后进入稳定产流阶段 (图 4)。这是由于表层土体中的黏粒分散堵塞了土壤的孔隙, 并伴随着雨滴的飞溅使表层土壤变得密实, 降低了土壤的入渗能力<sup>[13]</sup>。5 种降雨强度下实测径流值的标准差分别为 0.01~0.16、

0.01~0.16、0.10~0.41、0.13~0.71 和 0.23~0.69。这可能是由于土壤的非均质性、蚁穴和植物根系对小区土壤入渗过程的影响, 以及雨滴飞溅和径流发育过程中微地形的形成, 可能导致径流滞后。进一步分析发现, 90 mm·h<sup>-1</sup> 在稳定产流阶段的单宽流量分别较其他降雨强度依次增加 6.3 倍、2.7 倍、1.6 倍和 1.2 倍, 这表明降雨强度的增加显著增大了坡面径流率。



注:  $p$  是降雨强度;  $t_p$  是起始产流时间。Note:  $p$  is rainfall intensity;  $t_p$  is the time of runoff initiation.

图 3 不同降雨强度下的产流时间

Fig. 3 Time of runoff initiation relative to rainfall intensity. Bars are means ± standard deviation.

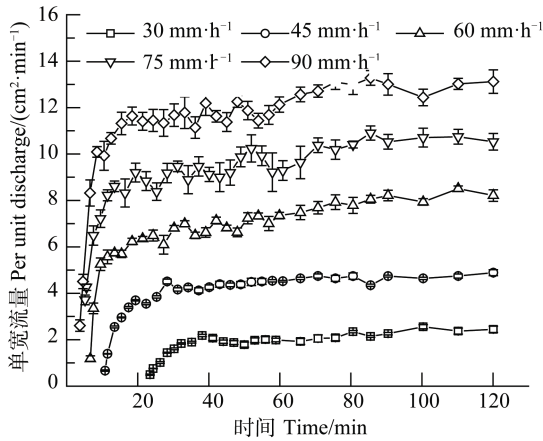


图4 实测单宽流量变化过程

Fig. 4 Variation of measured per unit discharge. Bars are means  $\pm$  standard deviation.

**2.1.2 产流过程模拟** 通过将已知参数  $S$ 、 $p$  (表2) 和实测单宽流量代入式(2)中推求入渗率参数  $c$ ，采用  $R^2$ 、均方根误差 (RMSE) 和纳什效率系数 (NSE) 对模拟结果进行评价。从表3可看出，入渗率参数  $c$  随着降雨强度的增大呈减小趋势，且分布在  $0.0031 \sim 0.0060$  之间； $R^2$  均在  $0.89$  以上，随着降雨强度的增大，RMSE 也随之增大，取值分布在  $0.406 \sim 1.052$  之间，NSE 均大于  $0.397$ ，而当降雨强度大于等于  $60 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  时，NSE 则进一步增大至  $0.783$  以上；说明降雨强度越大，模型计算值和实测值的匹配度也随之提高。指数函数可很好地拟合参数  $c$  与降雨强度之间的关系 (图5)，决定系数  $R^2$  为  $0.9765$ ，表达式为： $c=5.15 \times 10^{-2} p^{-0.6256}$ 。

表3 入渗率参数  $c$  的最佳拟合值

Table 3 Optimal fitting values of  $c$ ,  $R^2$ , RMSE and NSE relative to rainfall intensity

降雨强度 Rainfall intensity/ ( $\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$ )	吸渗率 Sorptivity, $S$ / ( $\text{cm}\cdot\text{min}^{-0.5}$ )	入渗率参数 Parameter of infiltration rate, $c$	决定系数 Coefficient of determination, $R^2$	均方根误差 Root mean square error, RMSE	纳什效率系数 Nash-Sutcliffe efficiency coefficient, NSE
30		0.0060	0.899	0.481	0.347
45		0.0051	0.958	0.582	0.765
60	0.6526	0.0039	0.956	0.840	0.797
75		0.0033	0.952	1.110	0.768
90		0.0031	0.977	1.003	0.891

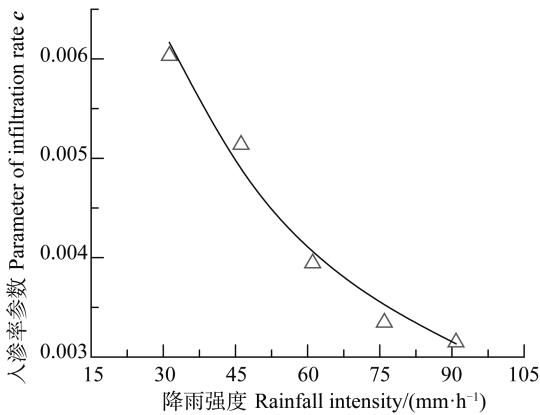


图5 降雨强度与入渗率参数  $c$  的关系

Fig. 5 Relationship between rainfall intensity and parameter of infiltration rate,  $c$

图6分别显示了5种降雨强度下的单宽流量模拟过程。可以看出，产流模型能够较好地模拟地表径流过程，且随着降雨强度的增大，模拟趋势变得更加准确。在产流初期，计算值的上升趋势均慢于

实测值；在稳定产流阶段， $30$  和  $45 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  下的模拟值均大于实测值，而在  $60$ 、 $75$ 、 $90 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  下，实测值与计算值的匹配程度较好。这可能是由于降雨强度较小时，雨滴动能的溅蚀增加了前期土壤表面粗糙度；雨滴击溅形成的微地形和洼地拦截部分地面径流，从而削减了连续径流的冲刷作用。这表明产流模型可准确模拟大于等于  $60 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  的产流过程。此外，雨滴的击溅使表层土壤被压实，容重增大，土壤表层形成密封层，降低了土壤的入渗能力。但该模型未考虑地表土壤容重和孔隙率的变化，导致模型计算的土壤入渗能力明显大于实测值。

**2.2 养分流失过程分析及模拟**

**2.2.1 养分随径流流失过程分析** 养分从土壤至径流的传输是通过雨滴击溅作用和径流溶解作用来完成的<sup>[16]</sup>。不同降雨强度下硝态氮和铵态氮随时间的流失过程可用单峰形式来描述；即：径流初期养分流失速率迅速增大，到达峰值后开始减少，最后

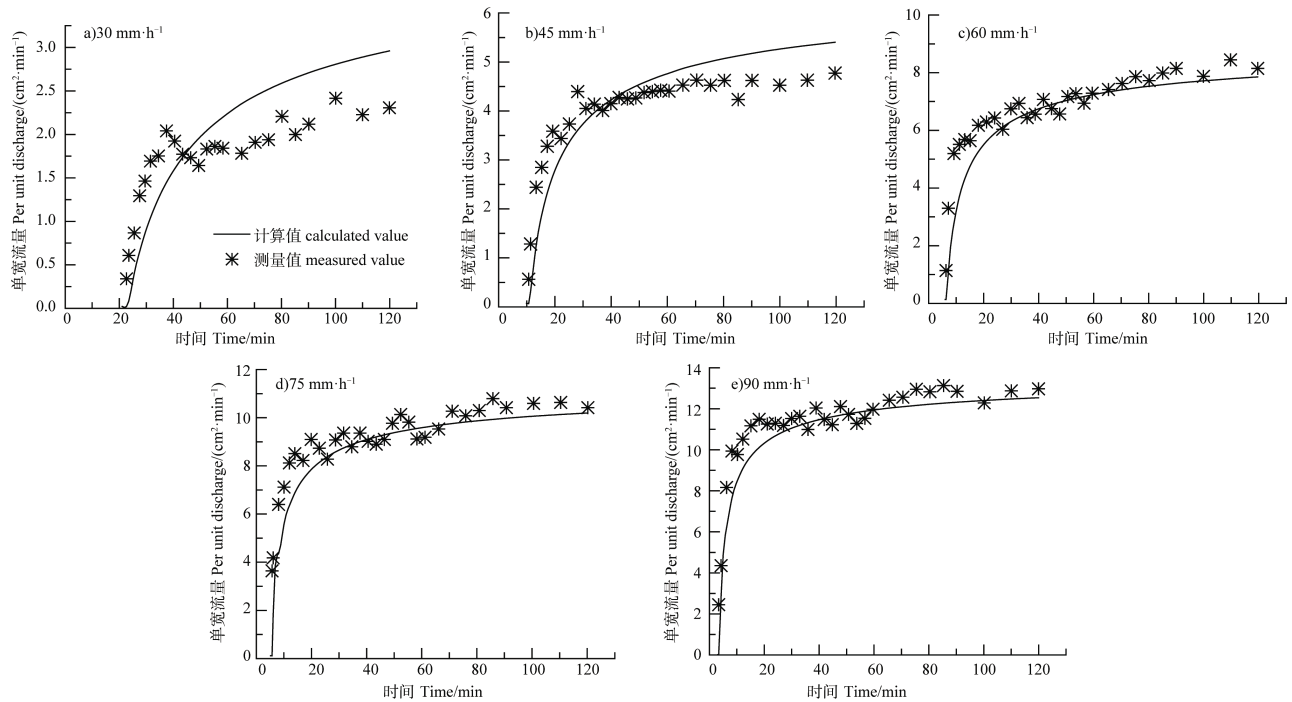


图 6 模拟不同降雨强度下的单宽流量变化过程

Fig. 6 Simulated variation of per unit discharge relative to rainfall intensity

进入稳定流失阶段的趋势（图 7）。这是由于土壤水和土壤颗粒表面吸附的养分在雨滴击溅作用下进入径流所引起的；随着土壤结皮厚度和径流深度的增大，土壤表层形成“坚实的保护壳”削弱了雨滴动能，延缓土壤水和径流的交换作用，使得进入径流的土壤水和溶解态氮显著减少。此外，径流中氮素浓度的降低也是由于随着降雨过程的推移，表层土壤中氮含量的逐渐减少所引起的。同时，降雨强度、入渗能力、养分浓度和径流率对养分的峰值流失速率及其发生时间均有一定的影响。简言之，硝态氮和铵态氮的峰值损失率随降雨强度的增大而增大。以硝态氮流失过程为例，当降雨强度为  $30 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  时，硝态氮流失速率在 25 min 左右达到峰值  $5.74 \text{ mg}\cdot\text{min}^{-1}$ ，而当降雨强度为 45、60、75 和  $90 \text{ mm}\cdot\text{h}^{-1}$  时，分别在 13、8、6 和 5 min 达到硝态氮流失速率的峰值： $35.21$ 、 $121.3$ 、 $280.4$  和  $468.4 \text{ mg}\cdot\text{min}^{-1}$ 。因此，降雨强度对硝态氮的峰值流失速率具有较大贡献。通过对比养分的峰值流失速率出现时间和稳定产流时间，各降雨强度下养分流失速率峰现时间分别为 25、13、8、6、5 min，而稳定产流时间分别为 40、28、18、16、14 min；由此看出，硝态氮流失速率的峰值出现时间要早于径流速率达到稳定阶段所需的时间，这可能是随着产流

时间的推移，交换层土壤中硝态氮浓度的不断减小和径流量的增大共同作用所造成的。5 种降雨强度下硝态氮损失率的标准误差分别分布在  $0.03\sim 0.53$ 、 $0.05\sim 5.13$ 、 $0.03\sim 6.9$ 、 $0.1\sim 21.0$  和  $1.1\sim 31.7$ 。

**2.2.2 养分流失过程模拟** 交换层深度  $d_e$  和雨滴诱导水分转移率  $e_r$  是养分流失模型中的两个重要参数。由于受室外实验条件的限制，交换层深度  $d_e$  很难通过实地测量得到，因此需借助模型拟合实测的养分流失速率来反推交换层深度  $d_e$ 。研究<sup>[4-5]</sup>发现交换层的深度  $d_e$  在  $2\sim 3 \text{ mm}$  的范围内。Tong 等<sup>[11]</sup>指出，交换层深度随入渗率的增加而减小。有研究<sup>[21-23]</sup>指出，交换层深度随着初始含水量的增大而增大。关于雨滴诱导水分转移率  $e_r$ ，Gao 等<sup>[16]</sup>在 2004 年提出了适用于初始饱和土壤的雨滴诱导水分转移率  $e_r$  的计算方法，由于黄土区坡耕地在降雨前为非饱和土壤，因此，借助 Matlab 非线性拟合的方法，将式（3）所计算出的坡面径流深度代入式（16）来计算养分流失速率，并结合硝态氮流失速率的实测值推求出了式（16）中的交换层深度  $d_e$  和雨滴诱导水分转移率  $e_r$ （表 4），并进一步模拟了铵态氮流失过程。可以看出： $d_e$  和  $e_r$  均随着降雨强度的增大而增大，其分别从 0.68 增至 1.32、从 0.006 增至 0.023。这与前述单宽流量随着降雨强度的增大而增加是一致的<sup>[24]</sup>。硝态氮和



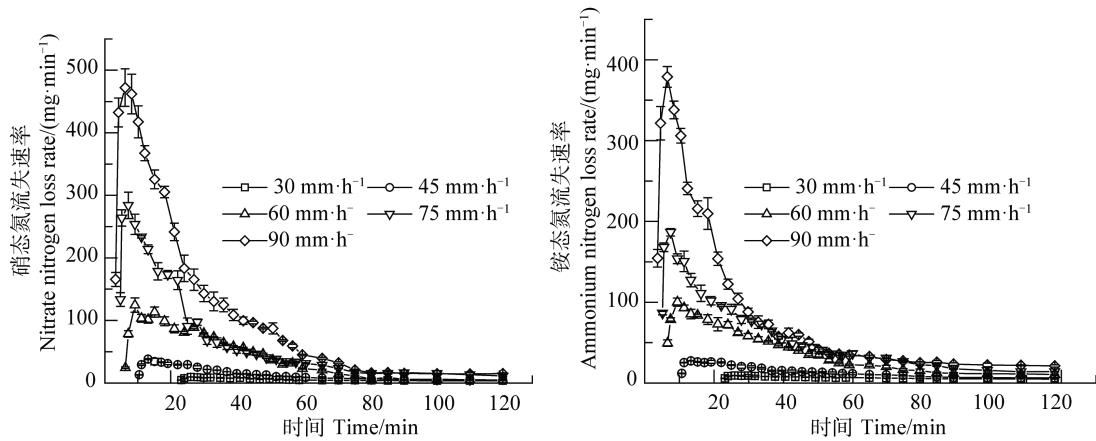


图 7 不同降雨强度下硝态氮和铵态氮流失过程

Fig. 7 Processes of nitrate and ammonium nitrogen losses relative to rainfall intensity. Bars are means  $\pm$  standard deviation

表 4 不同降雨强度下参数  $d_e$  和  $e_r$  的最佳拟合值

Table 4 Optimal fitting values of  $d_e$ ,  $e_r$ ,  $R^2$ , RMSE and NSE relative to rainfall intensity

降雨强度 Rainfall intensity/ (mm·h <sup>-1</sup> )	$d_e/cm$	$e_r/ (cm \cdot min^{-1})$	硝态氮 Nitrate nitrogen			铵态氮 Ammonia nitrogen		
			$R^2$	RMSE	NSE	$R^2$	RMSE	NSE
30	0.68	0.006	0.834	1.188	0.653	0.800	0.974	0.546
45	0.72	0.008	0.884	5.238	0.741	0.874	4.436	0.601
60	0.9	0.014	0.921	12.78	0.881	0.928	13.43	0.775
75	1.03	0.021	0.891	40.50	0.771	0.881	31.11	0.606
90	1.32	0.023	0.922	58.50	0.838	0.858	58.37	0.714

注:  $d_e$  为交换层深度, cm;  $e_r$  为雨滴诱导水分转移速率,  $cm \cdot min^{-1}$ 。Note:  $d_e$  stands for depth of the exchanged layer, cm; and  $e_r$  for raindrop-induced water transfer rate,  $cm \cdot min^{-1}$ 。

铵态氮流失速率的  $R^2$  值分别分布于 0.834~0.922 和 0.800~0.921 之间, RMSE 值分别分布在 1.188~58.50 和 0.974~58.37 之间, NSE 值分别分布在 0.653~0.881 和 0.546~0.775 之间。从图 8 中可以看出, 计算出的曲线可很好地模拟养分流失过程。当降雨强度为  $30 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$  时, 初始增大阶段的测量值与计算值之间的差异较大, 但随着降雨强度的增大, 差异逐渐减小。而在养分流失的稳定阶段, 实测数据大于计算值。这可能是由于本文建立的养分流失模型近似求解了对流弥散项所造成的, 这使得稳定减小阶段养分流失速率衰减得过快<sup>[9]</sup>。同时模型忽略了径流层养分对交换层的微弱补给作用, 然而在降雨开始时可能存在从交换层至径流层的扩散过程<sup>[16]</sup>。从交换层完全饱和 ( $t_{sa}$ ) 到坡面开始产流 ( $t_p$ ) 的时间段内, 模型假设交换层中的养分随入渗水向土壤深处迁移的速率大小即为对应的降雨强

度, 从而使得计算出的  $t_p$  时土壤表层的浓度  $C_e(t_p)$  小于理论值。

以上分析表明本文建立的模型可以很好地模拟裸露坡面径流和养分随径流迁移过程。但该模型未用于模拟不同坡度、坡长和土壤初始含水量条件下的养分流失过程, 本研究所获得的参数是否具有普遍适用性, 需要在以后的研究加以验证。可以预见的是, 坡长的增大将显著增加径流量和泥沙量, 初始含水量的增大将提前产流时间并增加养分的峰值流失速率<sup>[25, 26]</sup>。同时, 土壤中植物根系的生长和土壤生物活性可能形成连通的土壤孔隙结构, 导致优先流的出现, 这将对模型的模拟精度产生较大影响。泥沙颗粒中通常吸附有大量养分, 但本研究的模型并未将泥沙考虑在内, 使得模型并不能完整模拟径流过程所带走的养分总量。简言之, 该近似解析模型充分考虑了非饱和土壤水分入渗对交换层中

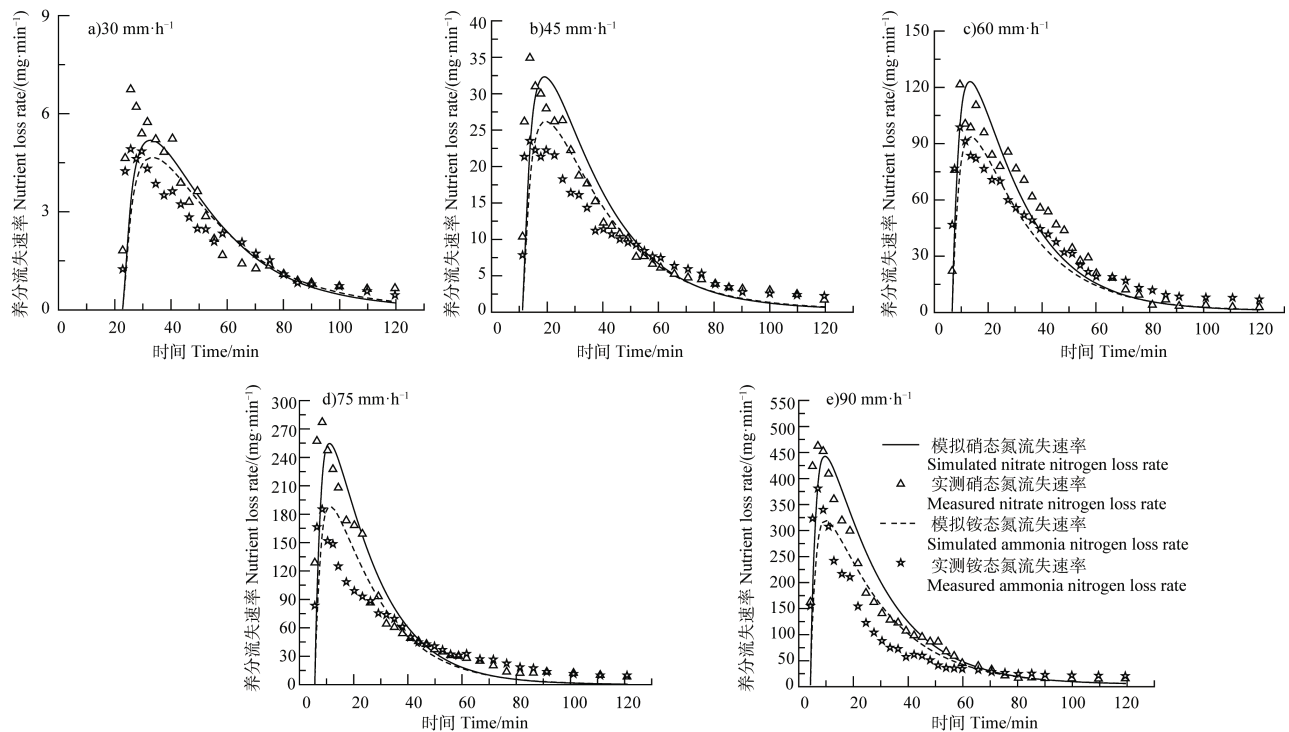


图 8 模拟不同降雨强度下的养分流失速率变化过程

Fig. 8 Simulated variation of nutrient loss rate relative to rainfall intensity

养分运移过程的影响，因此，该模型可用于预测干旱和半干旱气候条件下裸露坡耕地的养分流失过程。但是，径流过程的精确计算是进行养分流失模拟的基础，应根据土壤质地、养分类型和雨水中养分浓度选择合适的入渗公式和溶质吸附系数。

### 3 结论

本研究以交换层理论为基础，根据黄土区降雨量少，降雨前土壤通常为非饱和状态，其产流需要较长时间的实际情况对降雨过程进行划分，建立了基于坡面径流养分迁移理论的机理模型，并通过 5 个降雨强度的模拟降雨试验对模型进行了验证。3 组实测重复试验间的标准误差均较小，试验结果具有可靠性。模型验证的结果表明，本文建立的养分流失近似解析模型能够准确描述不同降雨强度下的坡面流和养分流失特征 ( $R^2 > 0.8$ ,  $NSE > 0.347$ )。参数  $c$  (入渗率参数)、 $d_e$  (交换层深度)、 $e_r$  (雨滴诱导水分转移率) 均随降雨强度的增大而增大。养分流失模型对交换层的深度  $d_e$  较雨滴诱导水分转移率  $e_r$  更敏感， $d_e$  可显著影响可交换溶质的量。因此，在施肥过程中应采取一些措施，如施肥后覆盖坡面

土壤、暴雨前避免施肥等，以达到防止土壤贫瘠化并控制农业面源污染的目的。

### 参考文献 (References)

- [1] Ni S M, Zhang D Q, Feng S Y, et al. Quantitative relationship between hydraulics parameters and soil erosion rate on remolded soil slopes with different textures[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2019, 56 (6): 1336–1346. [倪世民, 张德谦, 冯舒悦, 等. 不同质地重塑土坡面水沙定量关系研究[J]. *土壤学报*, 2019, 56 (6): 1336–1346.]
- [2] Yang B, Wang W L, Guo M M, et al. Study on runoff and sediment reducing effects of erosion control measures on slopes of slag dumps with simulated rainfall[J]. *Acta Pedologica Sinica*, 2017, 54 (6): 1357–1368. [杨波, 王文龙, 郭明明, 等. 模拟降雨条件下弃渣体边坡不同防护措施的减水减沙效益[J]. *土壤学报*, 2017, 54 (6): 1357–1368.]
- [3] Shao F F, Wu J H. Earthworm casts on sediment yield and nitrate nitrogen loss with the runoff in slope farmland of loess area[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2020, 34 (1): 71–77. [邵凡凡, 吴军虎. 蚯蚓粪对黄土区坡耕地径流产沙和硝态氮流失特征的影响[J]. *水土保持学报*, 2020, 34 (1): 71–77.]
- [4] Ahuja L R, Sharpley A N, Yamamoto M, et al. The depth of rainfall-runoff-soil interaction as determined by  $^{32}\text{P}$ [J]. *Water Resources Research*, 1981, 17 (4): 969–974.

- [ 5 ] Ahuja L R, Lehman O R. The extent and nature of rainfall-soil interaction in the release of soluble chemicals to runoff[J]. *Journal of Environmental Quality*, 1983, 12 ( 1 ): 34-40.
- [ 6 ] Gao B, Todd Walter M, Steenhuis T S, et al. Investigating ponding depth and soil detachability for a mechanistic erosion model using a simple[J]. *Journal of Hydrology*, 2003, 277 ( 1/2 ): 116-124.
- [ 7 ] Wang Q J, Shao M A, Li Z B, et al. Analysis of simulating methods for soil solute transport with runoff in loess plateau[J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 1999, 6 ( 2 ): 67-71, 104. [王全九, 邵明安, 李占斌, 等. 黄土区农田溶质径流过程模拟方法分析[J]. *水土保持研究*, 1999, 6 ( 2 ): 67-71, 104.]
- [ 8 ] Dong W C, Wang Q J, Zhou B B, et al. A simple model for the transport of soil-Dissolved chemicals in runoff by raindrops[J]. *Catena*, 2013, 101: 129-135.
- [ 9 ] Yang T, Wang Q J, Wu L S, et al. A mathematical model for the transfer of soil solutes to runoff under water scouring[J]. *Science of the Total Environment*, 2016, 569/570: 332-341.
- [ 10 ] Tong J X, Yang J Z, Hu B X, et al. Experimental study and mathematical modelling of soluble chemical transfer from unsaturated/saturated soil to surface runoff[J]. *Hydrological Processes*, 2010, 24 ( 21 ): 3065-3073.
- [ 11 ] Tong J X, Hu B X, Yang J Z. Using an ensemble Kalman filter method to calibrate parameters and update soluble chemical transfer from soil to surface runoff[J]. *Transport in Porous Media*, 2012, 91 ( 1 ): 133-152.
- [ 12 ] An M Y, Han Y G, Xu L, et al. KINEROS2-based simulation of total nitrogen loss on slopes under rainfall events[J]. *Catena*, 2019, 177: 13-21.
- [ 13 ] Ao C, Yang P L, Zeng W Z, et al. Impact of raindrop diameter and polyacrylamide application on runoff, soil and nitrogen loss via raindrop splashing[J]. *Geoderma*, 2019, 353: 372-381.
- [ 14 ] Luce C H, Cundy T W. Modification of the kinematic wave-Philip infiltration overland flow model[J]. *Water Resources Research*, 1992, 28 ( 4 ): 1179-1186.
- [ 15 ] Yang T, Wang Q J, Su L J, et al. An approximately semi-analytical model for describing surface runoff of rainwater over sloped land[J]. *Water Resources Management*, 2016, 30 ( 11 ): 3935-3948.
- [ 16 ] Gao B, Todd Walter M, Steenhuis T S, et al. Rainfall induced chemical transport from soil to runoff: Theory and experiments[J]. *Journal of Hydrology*, 2004, 295 ( 1/2/3/4 ): 291-304.
- [ 17 ] Morooka Y, Cheng D W, Yoshimi K, et al. Proposal and application of a new theoretical framework of uncertainty estimation in rainfall runoff process based on the theory of stochastic process[J]. *Procedia Engineering*, 2016, 154: 589-594.
- [ 18 ] Li J Y, Tong J X, Xia C, et al. Numerical simulation and experimental study on farmland nitrogen loss to surface runoff in a raindrop driven process[J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 549: 754-768.
- [ 19 ] Wu J H, Shao F F, Liu X. Effects of earthworm casts on soil aggregate composition and water transport during infiltration[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2019, 33 ( 3 ): 81-87. [吴军虎, 邵凡凡, 刘侠. 蚯蚓粪对土壤团聚体组成和入渗过程水分运移的影响[J]. *水土保持学报*, 2019, 33 ( 3 ): 81-87.]
- [ 20 ] Tao W H, Wu J H. Study on numerical simulation of slope runoff and sediment yield rule[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2016, 30 ( 1 ): 54-57. [陶汪海, 吴军虎. 坡地产生流产沙规律数值模拟研究[J]. *水土保持学报*, 2016, 30 ( 1 ): 54-57.]
- [ 21 ] Tao W H, Wang Q J, Lin H. An approximate analytical solution for describing surface runoff and sediment transport over hillslope[J]. *Journal of Hydrology*, 2018, 558: 496-508.
- [ 22 ] Tao W H, Wu J H, Wang Q J. Mathematical model of sediment and solute transport along slope land in different rainfall pattern conditions[J]. *Scientific Reports*, 2017, 7: 44082.
- [ 23 ] Yang T, Wang Q J, Wu L S, et al. A mathematical model for soil solute transfer into surface runoff as influenced by rainfall detachment[J]. *Science of the Total Environment*, 2016, 557/558: 590-600.
- [ 24 ] Jiang Y F, Ye Y C, Guo X, et al. Spatial distribution of soil available phosphorus and its driving factors under different erosion degrees in South China[J]. *Soils*, 2018, 50 ( 5 ): 1013-1021. [江叶枫, 叶英聪, 郭熙, 等. 南方红壤区不同侵蚀程度下耕地土壤有效磷空间分布特征及其驱动因素[J]. *土壤*, 2018, 50 ( 5 ): 1013-1021.]
- [ 25 ] Mao N, Huang L M, Shao M A. Profile distribution of soil saturated hydraulic conductivity and controlling factors under different vegetations on slope in loess region[J]. *Soils*, 2019, 51 ( 2 ): 381-389. [毛娜, 黄来明, 邵明安. 黄土区坡面尺度不同植被类型土壤饱和导水率剖面分布及影响因素[J]. *土壤*, 2019, 51 ( 2 ): 381-389.]
- [ 26 ] Shao F F, Wu J H. Approximate semi-analytical model for surface runoff and sediment yield of idle sloping farmland in Loess Area[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 2020, 34 ( 3 ): 120-128. [邵凡凡, 吴军虎. 黄土区空闲坡耕地地表径流产沙近似解析模型[J]. *水土保持学报*, 2020, 34 ( 3 ): 120-128.]

(责任编辑: 陈荣府)