水　利　学　报

2020年2月　SHUILI　XUEBAO　第51卷　第2期

文章编号:0559-9350(2020)02-0140-12

# 基于三级汇流和产输沙结构的分布式侵蚀产沙模型

蔡静雅，周祖昊，刘佳嘉，王　浩，贾仰文

（中国水利水电科学研究院 流域水循环模拟与调控国家重点实验室，北京　100038）

**摘要：**黄土丘陵沟壑区面临严重的土壤侵蚀问题，是黄土高原主要产沙区域，针对该区域的土壤侵蚀产沙模拟一直是黄河泥沙研究的热点。尽管如此，已有侵蚀产沙模型对坡面、沟壑侵蚀环节刻画并不完善，沟壑侵蚀过程的忽视限制了模型在沟壑区侵蚀产沙模拟的精度。为此，本文考虑了沟壑侵蚀的特殊性，从分布式水循环模型(the Water and Energy Transfer Processes in Large River Basins，简称WEP-L)的“坡面-河道”二级产汇流结构中单独分离出沟壑环节，提出了“坡面-沟壑-河道”的三级汇流和产输沙结构，从而构建了基于WEP-L的分布式侵蚀产沙物理模型(WEP-SED)。将WEP-SED应用于无定河流域白家川水文站控制区，模型得到的白家川1956—2010年月均输沙率过程与实测过程接近。结果表明，WEP-SED可有效应用于黄土丘陵沟壑区的侵蚀产沙模拟研究。此外，模拟的白家川沟壑环节多年平均侵蚀量约占该区域总侵蚀量的49%，且94%的沟壑侵蚀集中于7—9月。模拟结果充分说明该区域沟壑侵蚀的严重性，细化沟壑侵蚀过程对于提高该区域侵蚀产沙模拟精度具有重要意义。

**关键词：**黄土丘陵沟壑区；WEP-SED模型；坡面-沟壑-河道；沟壑侵蚀；物理模型

**中图分类号：**P333.4　**文献标识码：**A　**doi：**10.13243/j.cnki.slxb.20190432

## 1　研究背景

土壤侵蚀是土壤颗粒、岩屑岩块、土壤聚集物以及有机质等位置分离并随水流输运的地貌运动过程，土壤侵蚀同时发生于坡面、沟壑与河道等各个环节[1]。我国黄土高原是世界上土壤侵蚀最严重的区域之一[2-4]，纵横交错的沟壑造就了黄土高原独有的地貌特征，沟壑区也成了黄土高原侵蚀产沙的主要来源[5-6]。针对黄土丘陵沟壑区的土壤侵蚀研究一直是黄河泥沙研究的热点，有大量土壤侵蚀模型应用于该区域。这些土壤侵蚀模型可分为三类：经验模型，概念模型和物理模型[7]。USLE(Universal Soil Loss Equation)等经验模型主要通过统计方法回归分析出侵蚀量、输沙率与降雨、径流等相关因子之间经验关系，以实现侵蚀产沙的模拟预测，计算过程相对简单、模型数据需求也较低，但模型缺乏机理性，模拟精度低、推广性差[8]。概念模型如LASCAM(Large Scale Catchment Model)，对土壤侵蚀和泥沙输运过程进行了概化处理，模型具有一定的物理机制，对下垫面等输入数据的需求精度较低，能一定程度上反映出土地利用等时空变化信息对土壤侵蚀的影响[9-10]。尽管如此，由于物理机理的不完善，模拟精度也难以保证。相比于经验模型和概念模型，物理模型基于质量、动量和能量三大守恒原理，构建泥沙颗粒运动物理方程，模型对侵蚀产沙物理过程有较为详尽的刻画，具有较强的机理性[11]，例如国外的WEPP(Watershed Erosion Prediction Project)[12]和国内的DYRIM(Digital Yellow River Model)[13]。尽管如此，现有诸多侵蚀产沙物理模型在黄土丘陵沟壑区的应用仍然存在不足。一方面，黄土高原千沟万壑的独特地形地貌决定了国外侵蚀产沙模型在黄土高原应用时存在

收稿日期：2019-06-16；网络首发时间：2020-02-28

网络出版地址：http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1882.TV.20200226.1525.001.html

基金项目：十三五国家重点研发计划课题(2016YFC0402405)；国家自然科学基金(91647109，41601032，51779270)；流域水循环模拟与调控国家重点实验室开放研究基金(SKL2018TS04)

作者简介：蔡静雅(1990-)，博士生，主要从事水文及水资源领域研究。E-mail：jingyacai@126.com

通讯作者：周祖昊(1975-)，博士，教授级高级工程师，主要从事流域水循环模拟与调控研究。E-mail：zhzh@iwhr.com

“水土不服”问题[14]；另一方面，现有模型大多忽略了沟壑环节，限制了模型在黄土丘陵沟壑区的模拟精度。虽然DYRIM对沟壑侵蚀有一定反映，但是它只模拟了自然水循环过程，未充分反映人类取用水等社会水循环过程，间接影响侵蚀产沙模拟精度；另外，沟壑的产流产沙机理与河道不同，而DYRIM统一模拟沟壑、河道过程，属于“坡面-沟(河)道”二级结构，未能精确反映黄土高原沟壑侵蚀严重的特点。

为此，本文基于自然-社会二元水循环模型WEP-L（Water and Energy Transfer Processes in Large River Basins），从WEP-L的“坡面-河道”二级汇流结构中分离出沟壑环节，提出了“坡面-沟壑-河道”三级结构，构建三级分布式侵蚀产沙物理模型(WEP-SED)，用以研究黄土丘陵沟壑区严峻的土壤侵蚀问题，以期提高该区域侵蚀产沙模拟水平。相比于已有侵蚀产沙模型，WEP-SED不仅开展自然-社会二元水循环模拟，为侵蚀产沙模拟提供高精度的动力条件，而且考虑了沟壑侵蚀的特殊性，采用“坡面-沟壑-河道”三级产输沙结构，对沟壑区侵蚀产沙物理过程进行了详尽描述。模型重点细化了沟壑侵蚀物理过程，对于提高该黄土丘陵沟壑区侵蚀产沙模拟精度具有重要意义。

## 2 WEP-SED模型原理

**2.1 水循环模拟** 流域产汇流过程是侵蚀产沙的基础，研究采用WEP-L模型进行水文循环模拟[15]。该模型将社会水循环与自然水循环紧密耦合，已广泛应用于许多气候和地形条件不同的流域，并取得了很好的模拟效果[16-18]。为考虑不同高程汇流关系，模型对每个子流域按高程划分为若干等高带，将空间尺度介于子流域和30 m网格的等高带作为WEP-L模型的基本计算单元。每个等高带内分水域、不透水域、裸地植被域、灌溉农田域和非灌溉农田域五种土地利用类型分别进行产流模拟。模型的垂向结构如图1(a)所示，子流域内包含坡面-河道产汇流过程的平面结构如图1(b)所示。WEP-L水循环模拟详细过程可参考贾仰文等[18-19]的研究，本文不再赘述。

**2.2 侵蚀产沙模拟** 为使模型能精细化模拟沟壑侵蚀过程，将原WEP-L模型中的“坡面-河道”产汇流过程(图1(b))改进为“坡面-沟壑-河道”三级产汇流过程(图2)。基于“坡面-沟壑-河道”三级结构，构建具有物理机制的土壤侵蚀与输沙模块，形成能够模拟黄土高原沟壑区水土流失过程的WEP-SED模型。具有承接关系的“坡面-沟壑-河道”土壤侵蚀与输沙过程见图2。

2.2.1 *坡面侵蚀* 雨滴溅蚀是土壤水力侵蚀过程的开端。雨滴打击地表，从土体表面剥离出细小的土壤颗粒，溅散的雨滴携带着细小颗粒剥离原位，最终落在坡面另一位置，使土壤颗粒发生位移；雨滴的击溅作用也破坏了土壤结构，降低了土壤内部的黏聚作用，使土壤颗粒易被水流冲走。土壤颗粒产生位移和土壤结构破坏为水流的冲刷、搬运提供了物质来源。雨滴溅蚀主要发生在裸地下垫面，本研究采用吴普特等[20]的试验结果模拟坡面溅蚀强度：

$$E_1 = a_1\left(E_{rain} I_{rain}\right)^{b_1} \alpha_0^{\ c_1} \tag{1}$$

式中：$E_1$为坡面溅蚀强度，kg/(m²·s)；$E_{rain}$为单位降雨动能，J/(m²·min)，江忠善等[21]在黄土高原对单位降雨动能和降雨强度做了相关性分析，得到了单位降雨动能的估算公式；$I_{rain}$为降雨强度，mm/ min；$\alpha_0$为坡面坡度，°；$a_1$、$b_1$、$c_1$为经验系数。

随着降雨的持续，坡面形成的薄层水流对土壤产生冲刷分离作用。利用流量和坡度可估算土壤分离强度[22]：

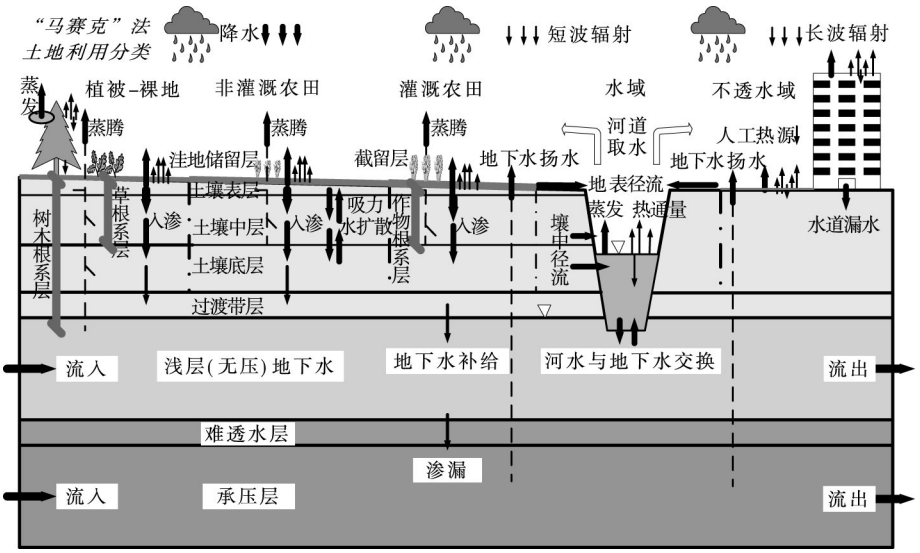
$$E_2 = a_2\left(300q - b_2\right)\left(1 + c_2 \tan\alpha_0\right) \tag{2}$$

式中：$E_2$为土壤分离速率，kg/(m²/s)；$q$为单宽流量，m²/s；$a_2$、$b_2$、$c_2$为经验系数。

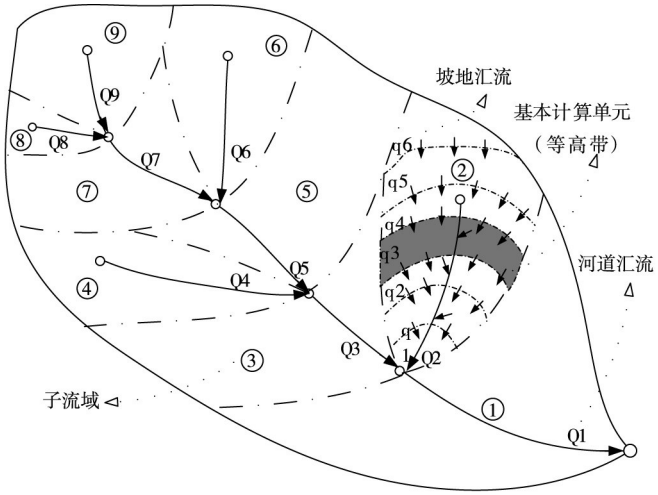
受坡面水流挟沙力的限制，雨滴击溅和水流冲刷分离的土壤并非完全被水流带走。裸地下垫面的实际产沙强度受水流挟沙力限制[23]：

$$E_3 = \min\left(a_3 q^{b_3}\left(\tan\alpha_0\right)^{c_3} L_{Slo},\ E_1 + E_2\right) \tag{3}$$

式中：$E_3$为裸地下垫面坡面沟间实际侵蚀强度，kg/(m²·s)；$L_{Slo}$为等高带长度，m；$a_3$、$b_3$和$c_3$为经验




(a) 垂向结构




(b) 平面结构

图1 WEP-L模型产汇流结构

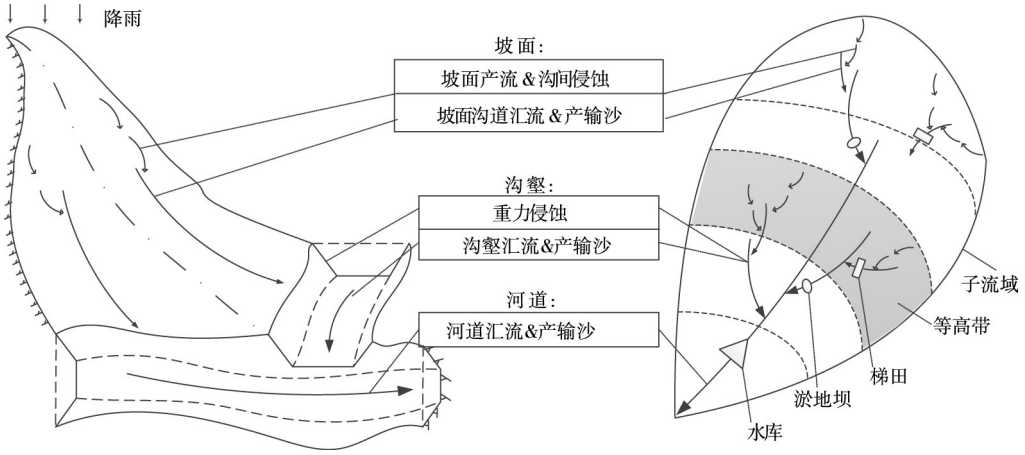



图2 WEP-SED模型子流域单元内三级汇流与产输沙结构

系数。

受土壤质地和水流水力条件空间分布不均的影响，原本平整的坡面会被冲刷出一条条沟道，根据沟道发育程度一般划分为细沟、浅沟和切沟，水沙主要沿着这些沟道向下流动，本研究将它们统一作为坡面沟道进行模拟。坡面沟道土壤侵蚀量可由沟道水流挟沙力扣除当前等高带沟间来沙量进行估算：

$$S_{SG} = K_{SG}\left(T - C_3\right) \tag{4}$$

式中：$K_{SG}$为坡面沟道侵蚀系数；$S_{SG}$、$T$和$C_3$分别为坡面沟道侵蚀沙量、坡面沟道水流挟沙力和当前等高带沟道流量条件下的沙源综合含沙量。若$S_{SG}$为正，表示侵蚀，否则为淤积。关于沙源$C_3$，最高等高带沟道沙源仅包括沟间来沙，其它等高带沟道沙源还包括上一等高带沟道来沙。

黄土丘陵沟壑区土壤侵蚀严重，水流挟沙力可采用高含沙水流挟沙力公式[24]：

$$T = 2.5\left[\frac{\left(0.0022 + C/\gamma_s\right)v^3}{\kappa\dfrac{\gamma_s - \gamma_m}{\gamma_m}gR\omega}\ln\left(\frac{h_w}{6d_{50}}\right)\right]^{0.62} \tag{5}$$

$$\kappa = \kappa_0\left[1 - 4.2\sqrt{C/\gamma_s}\left(0.365 - C/\gamma_s\right)\right] \tag{6}$$

$$\omega = \omega_0\left(1 - \frac{\sqrt{C/\gamma_s}}{2.25\sqrt{d_{50}}}\right)^{3.5}\left(1 - 1.25\sqrt{C/\gamma_s}\right) \tag{7}$$

式中：$\kappa$ 和 $\kappa_0$ 分别为浑水和清水的卡门常数；$\gamma_s$ 和 $\gamma_m$ 分别为泥沙和浑水的容重，N/m$^3$；$g$为重力加速度，N/kg；$R$为水力半径，m；$\omega$ 和 $\omega_0$ 分别为浑水泥沙平均沉速和清水沉速，m/s；$C$为含沙量，kg/m$^3$；$v$为流速，m/s；$d_{50}$为床沙中值粒径，m，即粒径小于该值的泥沙重量占全部泥沙的50%；$h_w$为水深，m。

经产输沙过程后，得到坡面沟道含沙量$C_{SG}$ 为：

$$C_{SG} = C_3 + S_{SG} \tag{8}$$

2.2.2　重力侵蚀　重力侵蚀对沟壑产沙具有很大贡献[25]。崩塌和滑坡是最主要的两种重力侵蚀方式。本研究重点关注崩塌形式的重力侵蚀，基于力矩平衡原则进行模拟。崩塌的土体概化为平躺的四棱柱，其横断面近似为梯形(图3)。

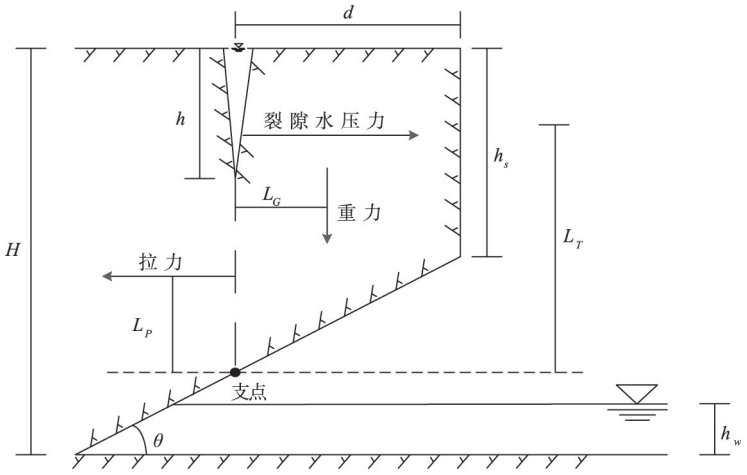



图3　重力侵蚀原理图

根据图3中的力矩分析，崩塌土体的质量可以由下式计算出来：

$$M = \rho_m L\left(dh_s + 1/2d^2\tan\theta\right) \tag{9}$$

式中：$M$为发生崩塌土体的质量，kg/(m·d)；$\rho_m$为土体密度，kg/m$^3$；$L$为单位沟壑长度内发生崩塌土体的长度(沿水流方向的长度，m/(m·d)；$d$为崩塌土体的厚度(即梯形的高)，m；$\theta$为土体冲刷面与水平面的夹角(°)；$h_s$为崩塌土体外沿的厚度(即梯形的上底)，m，根据力矩平衡方程(式(10))可以计算出$h_s$。一旦沟壑内水面触及处于平衡状态的土体时(式(17))，土体浸没在水中的部分含水量增大，导致土体质量增大，平衡状态立刻被打破，土体即会发生崩塌。

$$PLL_T + GL_G - 2\sigma_t LL_P L_P = 0 \tag{10}$$

$$P = \frac{1}{2}\gamma h^2 \tag{11}$$

$$L_T = h_s + d\tan\theta - 2/3h \tag{12}$$

$$G = Mg \tag{13}$$

$$L_G = \frac{d\left(3h_s + d\tan\theta\right)}{3\left(2h_s + d\tan\theta\right)} \tag{14}$$

$$\sigma_t = 263158000w^{-3.037} \tag{15}$$

$$L_P = \left(h_s + d\tan\theta - h\right)/2 \tag{16}$$

$$h_w > H - \left(h_s + d\tan\theta\right) \tag{17}$$

式中：$P$为单位长度(沿水流方向)崩塌土体中的裂隙水压力，N·m；$L_p$为水压力力矩，m；$G$为每天每米沟壑长度内发生崩塌土体的重力，kg/(m·d)；$L_G$为重力力矩，m；$\sigma_t$为单位面积崩塌土体受到的拉力，N/m$^2$，是崩塌土体塌落运动趋势促使崩塌面左侧土体对崩塌土体产生的被动力，在崩塌瞬间，其值等于土体抗拉强度，主要受含水量的影响[26]；$L_C$为总黏聚力的力矩，m；$w$为土壤含水量，%；$h$为裂隙深度，m；$H$为沟壑深度，m。

2.2.3 沟壑及河道产输沙 沟壑与河道产输沙过程基于不平衡输沙理论进行模拟。考虑侧向来沙，沟壑及河道不平衡输沙方程为：

$$\frac{\mathrm{d}\left(QC\right)}{\mathrm{d}x} = -\alpha B\omega\left(C - T\right) + Qs_l \tag{18}$$

式中：$Q$为流量，m$^3$/s；$\alpha$为恢复饱和系数；$B$为沟壑或河道宽度，m；$Qs_l$为单位沟壑或河道长度内的侧向水流输沙率，kg/(s·m)。

式(18)中，恢复饱和系数$\alpha$是一个重要参数，主要受泥沙粒径级配和沉速影响，$\alpha$越大，代表含沙量沿流程的变化率越大[27]。尽管研究恢复饱和系数$\alpha$的研究很多，但如何确定其具体数值目前尚无定论[28]。本文将恢复饱和系数$\alpha$作为一可调参数，通过模型率定确定。参照前人研究，该参数率定取值范围为0.02 ~ 1.78，平均值为0.5。

对上式(18)积分，可得到沟壑或河道出口含沙量：

$$C_2 = T_2 + \left(C_1 - T_1\right)\mathrm{e}^{-\frac{\alpha\omega l}{q}} + \left(T_1 - T_2 + \frac{Qs_l}{Q}l\right)\frac{q}{\alpha\omega l}\left(1 - \mathrm{e}^{-\frac{\alpha\omega l}{q}}\right) \tag{19}$$

式中：$C_2$和$C_1$分别为沟壑或河道出口和入口含沙量，kg/m$^3$；$T_2$和$T_1$分别为沟壑或河道出口和入口挟沙力，kg/m$^3$；$l$为沟壑或河道长度，m。

需指出，沟壑和河道侧向水流输沙率$Q_{ls}$的计算有所差异。对于沟壑，侧向来沙包含当前子流域最低等高带坡面沟道来沙以及重力侵蚀产沙(式(20))；而对于河道，除坡面沟道来沙外，还包括沟壑泥沙的汇入(式(21))。

$$Qs_{l,G} = pC_{SG,n}Q_{SG,n}\big/l_G + M/86400 \tag{20}$$

$$Qs_{l,R} = \left[\left(1 - p\right)\left(C_{SG,\ n}Q_{SG,n}\right) + C_G Q_G\right]\big/l_R \tag{21}$$

式中：$p$为最低等高带坡面沟道产输沙中汇入沟壑的比例；$C_{SG,n}$为当前子流域最低等高带坡面沟道含沙量，kg/m$^3$；$Q_{SG,n}$为当前子流域最低等高带坡面沟道流量，m$^3$/s；$l_G$为沟壑长度，m；$C_G$为沟壑含沙

量，kg/m$^3$；$Q_G$为沟壑流量，m$^3$/s；$l_R$河道长度，m。

2.2.4 水库调度与水保措施减沙 黄土高原受人类活动影响剧烈，WEP-SED模型考虑水保措施与水库调度对侵蚀产沙过程的影响，包括淤地坝和水库减沙以及梯田减沙两大模块。

(1)淤地坝和水库减沙。根据第一次全国水利普查结果，截止2010年(由于目前只有1956—2010年流量和输沙率实测数据，因此本研究时间范围为该时间段)，无定河流域有建成时间的骨干坝1000座，总库容接近12亿m$^3$；大中型水库库容稳定在1979年末的11亿m$^3$，之后未再修建大中型水库。其中，1970年代出现淤地坝和水库修建高峰期[29]，新建骨干坝、大中型水库库容接近甚至超过2010年对应总库容的一半。

淤地坝和水库减沙效果明显。其减沙作用包括拦沙和减蚀两部分。拦沙作用包括两个方面，一是坝体对泥沙的拦截作用直接导致泥沙沉积；二是蓄水对水流削减流量、放缓流速的作用降低了水流的挟沙能力，间接导致被携带的泥沙在坝前发生沉积；同样的，减蚀作用也包括两个方面，一是泥沙沉积抬高侵蚀基准面，降低重力侵蚀发生的概率；二是水流挟沙能力的降低使水流对淤地坝下游的侵蚀量减少。由于减蚀作用机理复杂，对其模拟尚缺乏理论依据，本文主要考虑拦沙作用，采用排沙比进行模拟。考虑到水库与淤地坝分布位置的差异，模型模拟过程概化为淤地坝拦沙作用发生在沟壑环节、水库拦沙作用发生在河道环节。

$$Qs_{out} = r_d Q_{in} C_{in} \tag{22}$$

式中：$Qs_{out}$为出库/坝输沙率，kg/s；$r_d$为排沙比；$Q_{in}$为入库/坝流量，m$^3$/s；$C_{in}$为入库/坝含沙量，kg/m$^3$。

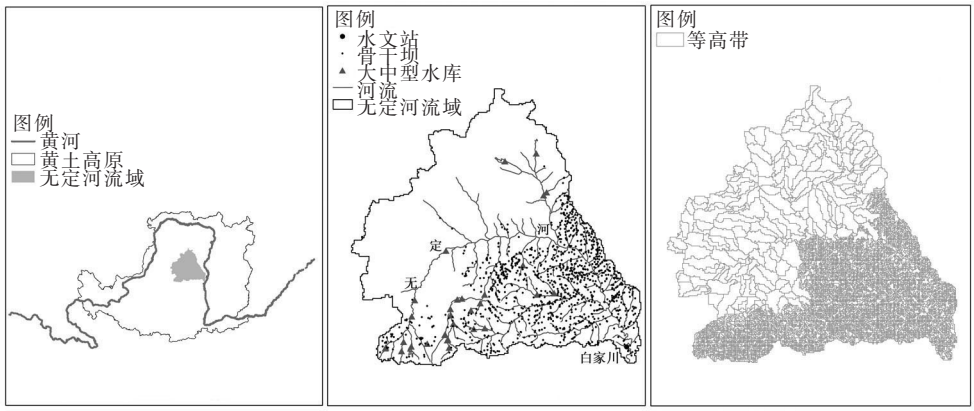
(2)梯田截留拦沙。修建梯田是降低坡面侵蚀的重要措施[30]。无定河流域2010年梯田面积约1500 km$^2$，同样在1970年代增长率最大[31]。以等高带为单元，利用刘晓燕等[32]提出的上控比(梯田所控制的上方面积与梯田面积的比值)模拟梯田对其上方区域产沙的拦截作用：将梯田所控制的上方面积(梯田面积乘以上控比即可得到)与梯田上方区域总面积的比值，近似作为梯田对其上方全部产沙量的拦沙率。

$$Qs_{down} = (1 - r_t) Q_{up} C_{up} \tag{23}$$

式中：$Qs_{down}$为流出梯田的水流输沙率，kg/s；$r_t$为梯田拦沙率；$Q_{up}$为梯田的上方流量，m$^3$/s；$C_{in}$为梯田上方水流含沙量，kg/m$^3$。

## 4 研究区域与模型数据

**3.1 无定河流域概况** 将WEP-SED模型应用于无定河流域白家川水文站控制区(图4)。研究区位于黄河流域中游黄土高原西部，区域面积29 662 km$^2$。该区域植被稀疏，土质疏松，地形支离破碎，沟壑密布。研究区1956—2010年多年平均降水370 mm，降水空间差异性大，从东南的390 mm递减为




(a) 地理位置 (b) 流域概况 (c) 等高带划分

图4 无定河流域白家川控制区

西北的317 mm。该区域年内降水也分布不均，7—9月降水量占全年总降水量的65%。白家川水文站1956—2000年多年平均径流量为11.51亿$m^3$，多年平均输沙量1.25亿t。特殊的地形、气候和水文特征使该区域成为黄河的主要沙源之一。

**3.2 模型数据** 模型数据包括地形数据(DEM)和水系拓扑信息、水文气象数据以及土地利用类型数据。

DEM选用30 m空间分辨率的ASTER GDEM数据(http://www.gscloud.cn/)。利用国家地理信息数据库1∶250000空间分辨率的流域实际水系图适当修正DEM提取的模拟河网。

水文气象数据来自于中国气象局和黄河水利委员会水文局，主要包括日降水、日平均气温、日照、相对湿度以及风速。采用ARDS方法将站点气象数据空间展布到等高带，以反映流域气象数据的空间差异性。模型水沙模拟结果率定与验证的标准数据来自中华人民共和国水文年鉴，包括1956—2010年白家川水文站月平均流量和月平均输沙率，数据系列完整连续。

土地利用类型来自中国多时期土地利用土地覆被遥感监测数据集(CNLUCC)[33]，使用了数据集中1970年代末期(1980年)、1980年代末期(1990年)、1995年、2000年、2005年、2010年1 km栅格数据，数据生产制作是以各期Landsat TM/ETM遥感影像为主要数据源，通过人工目视解译生成。1980年以前的土地利用数据采用1980年数据替代，1980年以后的无数据年份通过线性插值获得。

## 4 结果分析

**4.1 模型率定与验证** 本文采用相关系数($R$)、纳什系数($NSE$)和相对误差($RE$)三个统计指标对模型进行率定与验证分析[34-35]。本研究的主要目的是对长时间尺度的流域水资源和泥沙进行评估，因此，采用月尺度的实测数据来校验模拟的水沙过程。$R$、$NSE$用于评估月均水沙过程模拟效果，相对误差则用于分析年均径流总量和侵蚀量的模拟精度。

4.1.1 *参数率定* 利用白家川水文站1956—1984年实测月均数据对WEP-SED进行参数率定，率定指标选取月均流量、输沙率相关系数$R$、纳什效率系数$NSE$和多年平均径流量、输沙量相对误差$RE$。水循环模拟参数参考Jia等[15]进行率定；依据上述指标对侵蚀产沙关键参数进行率定，并参考Jia等[15]，采用扰动分析法(用于计算敏感性指标I的模型输出量选用对应过程多年平均年产沙量)开展敏感性分析，关键参数率定结果及其敏感性见表1，其它参数直接根据经验或现场调研确定。模型率定结果见图5和6。

表1 无定河流域侵蚀产沙关键参数

| 侵蚀产沙参数 | 符号 | 率定值 | 单位 | 敏感性 |
|---|---|---|---|---|
| 雨滴溅蚀系数 | $a_1$ | 5 | | 低 |
| 薄层水流对土壤分离系数 | $a_2$ | 0.002 | | 低 |
| 坡面水流挟沙力系数 | $a_3$ | 1.15 | | 高 |
| 坡面沟道侵蚀系数 | $K_{SG}$ | 1 | | 高 |
| 单位沟壑长度内崩塌土体长度 | $L$ | 0.001 | m/(m·d) | 高 |
| 沟壑输沙恢复饱和系数 | $\alpha$ | 0.45 | | 高 |
| 河道输沙恢复饱和系数 | | 0.04 | | 高 |
| 淤地坝排沙比 | $r_d$ | 0.4 | | 低 |
| 水库排沙比 | | 0.2 | | 低 |

图5和图6中可看出，率定期模拟的月均流量和输沙率过程与实测过程具有很好的一致性，模拟的峰现时间与实测峰现时间几乎完全吻合。模型模拟的月均输沙率评价指标$R$为0.78、$NSE$为0.60、年均总输沙量相对误差$RE$不到10%，三个评价指标充分说明模型参数的合理性。对比图5和图6还可看出，模拟的输沙率过程受流量过程影响，月均流量误差大时，模拟的输沙率误差也明显偏大。

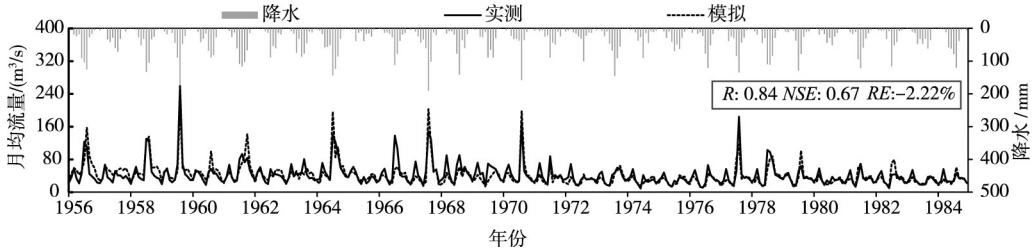



图5　率定期白家川模拟与实测月均流量过程

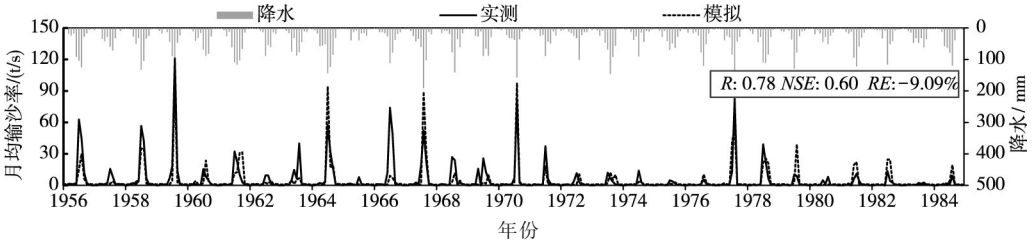



图6　率定期白家川模拟与实测月均输沙率过程

4.1.2　模型验证　经参数率定后，采用白家川水文站1985—2010年实测月均输沙率进行模型校验，验证结果见图7和图8。

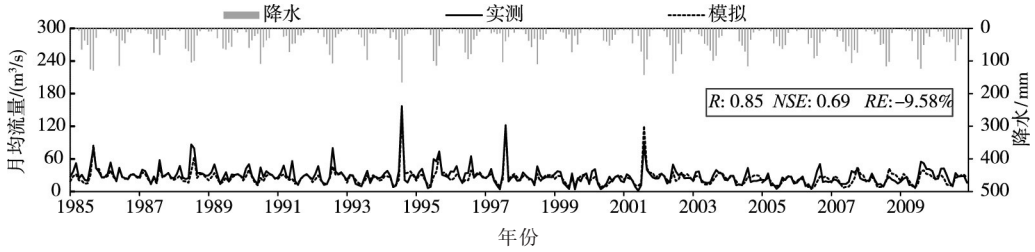



图7　验证期白家川模拟与实测月均流量过程

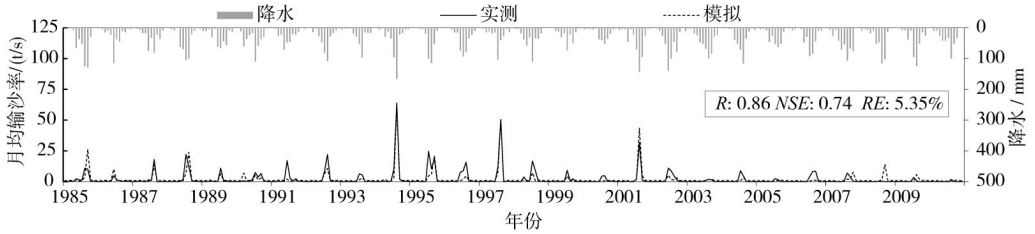


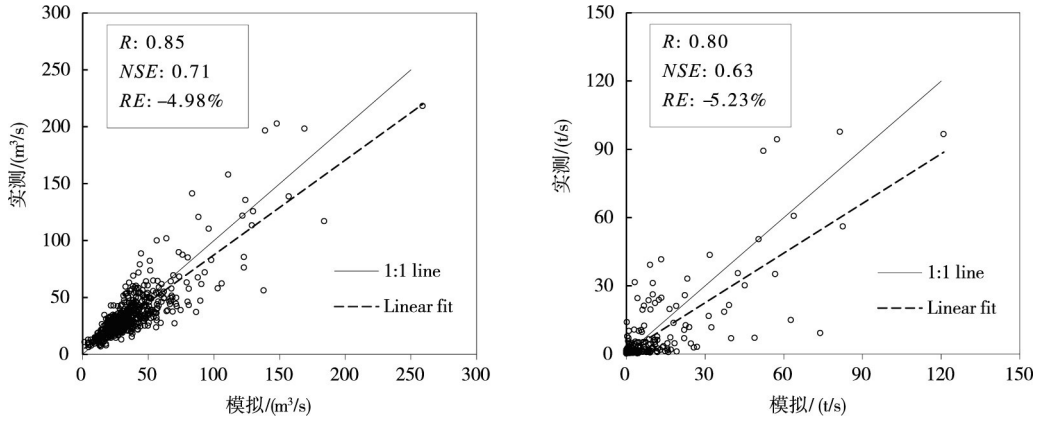

图8　验证期白家川模拟与实测月均输沙率过程

图7和图8中皆可看出，验证期模型模拟的月均流量过程和输沙率过程比率定期更接近实测过程。虽然验证期月均流量*RE*比率定期偏大，但其值仍在10%以内，而*R*与*NSE*都比率定期更优，模拟结果充分验证了所率定参数的合理性。模型在验证期表现更优的原因在于：(1)率定期的气象、用水、下垫面等资料相比验证期更缺乏；(2)率定期水沙随时间变化更为剧烈，对模型要求更高。

**4.2　模型整体评价**　为进一步评估模拟结果的合理性，将模型率定期、验证期共55年模拟结果整合分析，并绘制模拟值与实测值散点图，见图9。图中，流量和输沙率相关分析得到的拟合线皆位于1∶1直线下方，且输沙率拟合线偏离1∶1直线角度更大。结果表明，模拟的月均流量与输沙率较实测值整体偏大。总体来说，模型得到的*R*不低于0.80，*NSE*大于0.60，*RE*皆在-5%左右，模型评价指标整体优于以往黄土高原土壤侵蚀模型指标平均水平[36]。

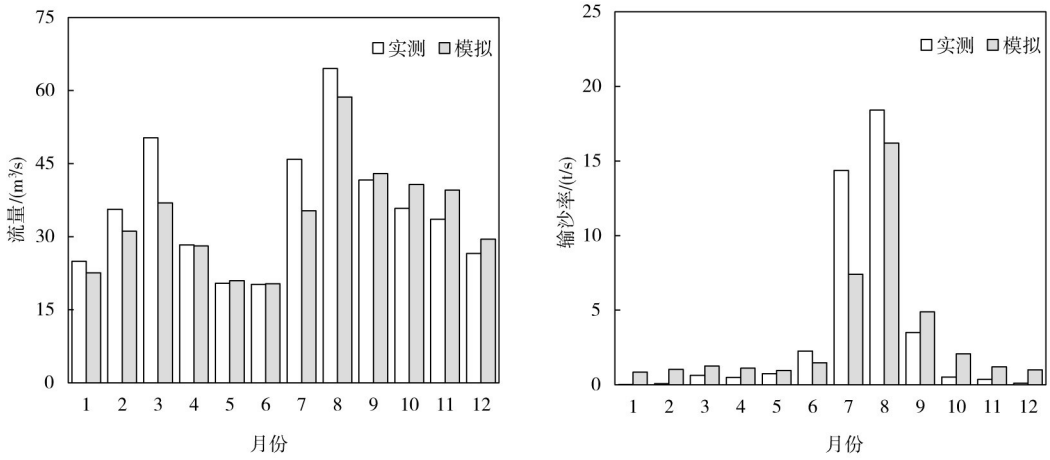
**4.3　侵蚀产沙分析**

4.3.1　多年平均产输沙结果　模型计算多年平均径流量和输沙量都与实际值非常接近，相对误差仅-5%左右。然而，图9中分析结果表明模型计算流量和输沙率要整体偏大，与*RE*反映的平均值偏




（a）月均流量　　（b）月均输沙率散点图

图9　白家川水文站1956—2010年模拟与实测




（a）月均流量　　（b）月均输沙率

图10　白家川1956—2010年模拟与实测多年平均

小存在出入。为分析其原因，将模拟的1956—2010年长系列流量和输沙率按月进行统计分析见图10。图中可看出，模型在汛期和枯水期模拟效果差异显著，流量和输沙率在枯水期都被明显高估而在汛期尤其是6—8月份则被低估。出现该结果的可能原因：模型对水保措施模拟仍存在不足，模型中梯田、淤地坝等对于小流量的拦截作用与实际情况可能存在较大偏差。

4.3.2　沟壑侵蚀年均结果　沟壑侵蚀是黄土高原丘陵沟壑区侵蚀产沙的重要环节，沟壑侵蚀量在该区域总侵蚀量中占有很大比例，某些年份其占比甚至超过坡面与河道总和。模型得到的白家川控制区1956—2010年沟壑侵蚀量及其占年总侵蚀量比例见图11。

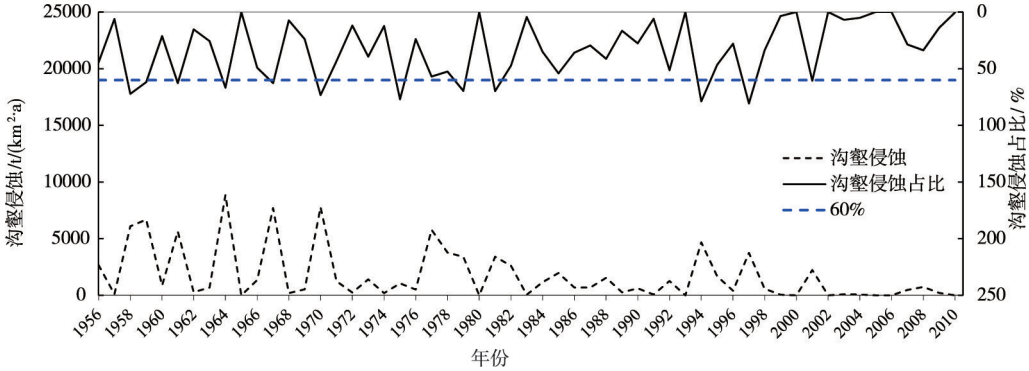



图11　白家川控制区1956—2010年沟壑年平均侵蚀量及其占总侵蚀量比例

图11中，沟壑环节多年平均侵蚀量占年总侵蚀量的比例达49%，该结果比较符合以往研究统计得到的沟壑区产沙比例[37]。模拟结果再次说明该地区土壤侵蚀产沙模拟需细化沟壑侵蚀过程。

4.3.3 沟壑侵蚀月均结果 无定河流域降水年内分布不均，主要集中于7—9月，导致该区域沟壑侵蚀年内分布差异显著。图12中，沟壑侵蚀量明显集中于7—9月份，该时期沟壑侵蚀量约占全年沟壑侵蚀总量的94%。原因是该时期降水集中，雨强较大，水流动能大，容易导致沟壑侵蚀。若能通过水土保持等措施控制径流，则有望减少该区域沟壑侵蚀。

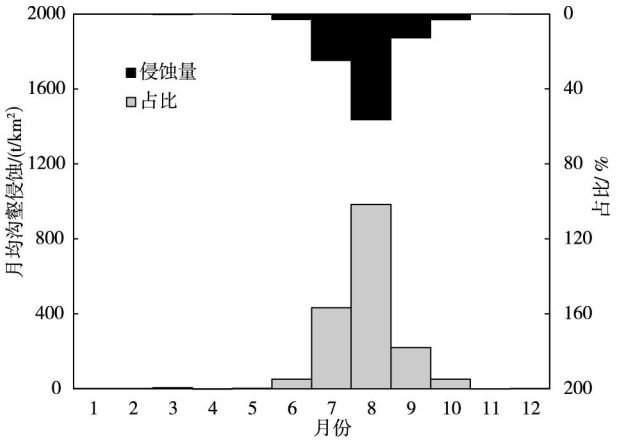



图12 无定河流域1956—2010年多年平均沟壑月侵蚀量及其年内占比分布

## 5 结论

本文针对黄土高原丘陵沟壑区严重的土壤侵蚀问题，在WEP-L模型基础上，构建了适用于黄土丘陵沟壑区的分布式土壤侵蚀物理模型。模型在WEP-L“坡面-河道”二级产汇流结构基础上，从河道环节分离出沟壑环节，提出了“坡面-沟壑-河道”三级汇流和产输沙结构。作为坡面与河道的中间环节，细化的沟壑侵蚀过程能更好地反映出沟壑区独有的地貌特征，深入揭示出该区域侵蚀机理。模型应用于黄土高原无定河流域，结论如下：

(1)模拟的白家川1956—2010年月均输沙率与实测输沙过程接近，模拟结果*NSE*为0.63，与实测输沙率相关系数*R*达0.80。同时，模型计算的多年平均侵蚀量相对误差*RE*仅-5.23%，模型模拟精度较高。

(2)模型计算的多年平均沟壑侵蚀量占该流域年总侵蚀量的49%，模拟结果与文献统计资料相吻合。模拟结果充分说明丘陵沟壑区沟壑侵蚀严重，该地区土壤侵蚀产沙模拟需细化沟壑侵蚀过程。

(3)研究区域94%以上沟壑侵蚀发生于7—9月，大雨强时的径流冲刷是其主要原因。

(4)研究仍然存在不足，未来应在模型中重点细化重力侵蚀模拟，同时获取精细化的下垫面、水土保持措施等数据，以进一步改善模型精度。

**致谢：**感谢黄河水文水资源研究院张学成教高、李东教高、西安理工大学李鹏教授、中国科学院水利部水土保持研究所赵广举研究员、黄河水利科学研究院夏润亮高工提供的指导和帮助。

**参 考 文 献：**

[1] POESEN J. Soil erosion in the Anthropocene: Research needs[J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2018, 43(1): 64-84.

[2] XU J X. Erosion caused by hyperconcentrated flow on the Loess Plateau of China[J]. Catena, 1999, 36(1/2): 1-19.

[ 3 ] 贾媛媛，郑粉莉，杨勤科．黄土高原小流域分布式水蚀预报模型[J]．水利学报，2005，36(3)：328-332．
[ 4 ] 唐克丽．中国水土保持[M]．北京：科学出版社，2004．
[ 5 ] 吴发启，张洪江．土壤侵蚀学[M]．北京：科学出版社，2012．
[ 6 ] 方学敏，万兆惠，匡尚富．黄河中游淤地坝拦沙机理及作用[J]．水利学报，1998(10)：49-53．
[ 7 ] MERRITT W S，LETCHER R A，JAKEMAN A J．A review of erosion and sediment transport models[J]．Environmental Modelling & Software，2003，18：761-799．
[ 8 ] HAJIGHOLIZADEH M，MELESSE A，FUENTES H．Erosion and sediment transport modelling in shallow waters：A review on approaches，models and applications [J]．International journal of environmental research and public health，2018，15：518-541．
[ 9 ] AKSOY H，KAVVAS M L．A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models [J]．Catena，2005，64(2/3)：247-271．
[ 10 ] SOROOSHIAN S．Parameter estimation，model identification，and model validation：Conceptual-type models [M]//Recent Advances in the Modeling of Hydrologic Systems．Springer，Berlin/Heidelberg，Germany，1991．
[ 11 ] PANDEY A，HIMANSHU S K，MISHRA S K，et al．Physically based soil erosion and sediment yield models revisited [J]．Catena，2016，147：595-620．
[ 12 ] LAFLEN J M，LANE L J，FOSTER，G R．WEPP：A new generation of erosion prediction technology．Journal of Soil and Water Conservation，1991，46：34-38．
[ 13 ] WANG G，WU B，LI T．Digital yellow river model [J]．Journal of Hydro-Environment Research，2007，1(1)：1-11．
[ 14 ] 穆兴民，李朋飞，高鹏，等．土壤侵蚀模型在黄土高原的应用述评[J]．人民黄河，2016，38(10)：100-110．
[ 15 ] JIA Y，WANG H，ZHOU Z，et al．Development of the WEP-L distributed hydrological model and dynamic assessment of water resources in the Yellow River basin [J]．Journal of Hydrology，2006，331(3/4)：606-629．
[ 16 ] ZHOU Z，JIA Y，QIU Y，et al．Simulation of dualistic hydrological processes affected by intensive human activities based on distributed hydrological model [J]．Journal of Water Resources Planning and Management，2018，144(12)：04018077．
[ 17 ] LI J，ZHOU Z，WANG H，et al．Development of WEP-COR model to simulate land surface water and energy budgets in a cold region [J]．Hydrology Research，2019，50(1)：606-629．
[ 18 ] 贾仰文，王浩，王建华，等．黄河流域分布式水文模型开发和验证[J]．自然资源学报，2005，20(2)：300-308．
[ 19 ] JIA Y，NI G，KAWAHARA Y，et al．Development of WEP model and its application to an urban watershed[J]．Hydrological Processes，2001，15(11)：2175-2194．
[ 20 ] 吴普特，周佩华．地表坡度对雨滴溅蚀的影响[J]．水土保持通报，1991，11(3)：8-13，28．
[ 21 ] 江忠善，宋文经，李秀英．黄土地区天然降雨雨滴特性研究[J]．中国水土保持，1983，3(18)：32-36．
[ 22 ] 何小武，张光辉，刘宝元．坡面薄层水流的土壤分离实验研究[J]．农业工程学报，2003，19(6)：52-55．
[ 23 ] PROSSER I P，RUSTOMJI P．Sediment transport capacity relations for overland flow[J]．Progress in Physical Geography，2000，24(2)：179-193．
[ 24 ] 张红武，张清．黄河水流挟沙力的计算公式[J]．人民黄河，1992，11：7-9．
[ 25 ] 杨吉山，姚文艺，郑明国，等．岔巴沟淤地坝小流域重力侵蚀产沙量分析[J]．水利学报，2017，48(2)：241-245．
[ 26 ] 党进谦，李靖，张伯平．黄土单轴拉裂特性的研究[J]．水力发电学报，2001(4)：44-48．
[ 27 ] 王新宏，曹如轩，沈晋．非均匀悬移质恢复饱和系数的探讨[J]．水利学报，2003(3)：121-128．
[ 28 ] 任方方，郭巨海，黄惠明，等．非均匀沙恢复饱和系数研究综述[J]．浙江水利科技，2014(5)：5-7，12．
[ 29 ] 刘晓燕，高云飞，马三保，等．黄土高原淤地坝的减沙作用及其时效性[J]．水利学报，2018，49(2)：145-155．
[ 30 ] 刘晓燕，王富贵，杨胜天，等．黄土丘陵沟壑区水平梯田减沙作用研究[J]．水利学报，2014，45(7)：793-800．
[ 31 ] 陈江南，姚文艺，李勉，等．无定河流域水土保持措施配置及减沙效益分析[J]．中国水土保持，2006(8)：28-29，56．

[32] 刘晓燕等.黄河近年水沙锐减成因[M].北京：科学出版社，2016.
[33] 徐新良，刘纪远，张树文，等.中国多时期土地利用土地覆被遥感监测数据集(CNLUCC)[DS].中国科学院资源环境科学数据中心数据注册与出版系统(http://www.resdc.cn/DOI)，2018. DOI：10.12078/2018070201.
[34] NASH J E, SUTCLIFFE J V. River flow forecasting through conceptual models-Part I: A discussion of principles [J]. Journal of hydrology, 1970, 10(3): 282-290.
[35] DUTTA S, SEN D. Application of SWAT model for predicting soil erosion and sediment yield[J]. Sustainable Water Resources Management, 2018, 4(3): 447-468.
[36] LI P, MU X, HOLDEN J, et al. Comparison of soil erosion models used to study the Chinese Loess Plateau [J]. Earth-Science Reviews, 2017, 170: 17-30.
[37] 郑粉莉，江忠善.水蚀过程与预报模型[M].北京：科学出版社，2008.

## A distributed soil erosion model based on the three-process of runoff and sediment transport

CAI Jingya, ZHOU Zuhao, LIU Jiajia, WANG Hao, JIA Yangwen
(*State Key Laboratory of Simulation and Regulation of Water Cycle in River Basins, China Institute of Water Resources and Hydropower Research, Beijing* 100038, *China*)

**Abstract**: Most sediments on the Loess Plateau in Yellow River basin come from the gullied rolling loess regions, where severe erosion problems attract significant attention for various soil erosion studies. However, nearly all the soil erosion models applied to these regions only consider the slope and river erosion processes. The absence of gully erosion process significantly limits their application. Therefore, in terms of the unique features of the Loess Plateau, this paper develops a three-process-based distributed soil erosion model (WEP-SED) to investigate soil erosion based on the Water and Energy Transfer Processes in Large river basins (WEP-L). In the WEP-SED, a sequential "slope-gully-river" structure is built by separating the gully process from original river process of "slope-river" in WEP-L. The proposed model is applied to the Baijiachuan hydrological station in the Wuding River basin. The simulated monthly average sediment transport rate from 1956 to 2010 is pretty good with the correlation coefficient (R) of 0.80, Nash-Sutcliffe Efficiency (NSE) of 0.63 and relative error (RE) of -5.23%. The simulation results demonstrate the applicability and efficiency of WEP-SED. Furthermore, the simulated average annual gully erosion attains a ratio of 49% to the total soil erosion, and more than 94% of gully erosion occurs in several months from July to September, which justifies that it is of great significance to separate the gully erosion process during soil erosion modeling in the gullied rolling loess regions.

**Keywords**: gullied rolling loess regions; WEP-SED; slope-gully-river; gully erosion; physically-based model

(责任编辑：祁　伟)