

土壤侵蚀的 3 个基本动力学过程

刘青泉, 安 翼

中国科学院力学研究所, 北京 100080

[摘要] 简要介绍了土壤侵蚀的基本特征, 将土壤侵蚀过程概括为 3 个基本的动力学过程, 即降雨导致的坡面产流过程、表面流对土壤颗粒的剥蚀过程, 以及表面流的汇集和输沙过程。进一步对 3 个基本过程的基本内容和涉及的科学问题进行了分析和概括, 并由此讨论了土壤侵蚀动力学研究的发展趋势。

[关键词] 坡面流; 土壤侵蚀; 坡面流汇集; 泥沙输移; 动力学过程

[中图分类号] TV141.3

[文献标识码] A

[文章编号] 1000-7857(2007)14-0028-10

Three Basic Dynamics Processes of Soil Erosion

LIU Qingquan, AN Yi

Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080, China

Abstract: This paper simply introduced the basic characteristics of soil erosion on hillslopes, and summarized the three basic dynamics processes of soil erosion, including the process of runoff generation caused by rainfall, the process of sediment yield on hillslope by overland flow, and the process of runoff concentration and sediment transport on watersheds. Furthermore, the basic issues and key academic problems related to the three basic dynamics processes are analyzed summarily, and also the future trends of soil erosion dynamics are briefly discussed.

Key Words: overland flow; soil erosion; runoff concentration; sediment transport; dynamics process

CLC Number: TV141.3

Document Code: A

Article ID: 1000-7857(2007)14-0028-10

0 引言

土壤侵蚀已经成为困扰整个世界的环境问题。据统计, 目前全世界范围内每年因水土流失和土地沙漠化损失的耕地达 500~700 万 hm^2 。我国西北地区的黄土高原是世界上侵蚀最剧烈、水土流失面积最大的地区。水土流失最严重的黄河中上游流失面积达 $4.5 \times 10^5 \text{ km}^2$, 平均土壤侵蚀模数 3 700 $\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$, 其中 $1.56 \times 10^5 \text{ km}^2$ 的黄土丘陵沟壑区和高原沟壑区的土壤侵蚀模数在 5 000 $\text{t}/(\text{km}^2 \cdot \text{a})$ 以上^[1]。严重的土壤侵蚀导致土壤资源大量流失, 并造成黄河中下游河道淤塞、洪水泛滥。研究侵蚀过程、控制水土流失对改善人类的生存环境, 特别是对西部地区的可持续发展具有重要意义。

土壤侵蚀研究已有很长的历史, 并有大量的研究成果。自 20 世纪以来, 土壤侵蚀研究工作者通过大量野外观测和室内实验探讨了产流和产沙的基本特征,

对土壤侵蚀的类型、侵蚀强度及其区域划分、侵蚀地貌形态等有了比较成熟的定性认识。但是, 由于土壤侵蚀涉及的因素十分复杂, 早期的研究并不十分着重其动力学过程, 主要以经验和统计分析为主, 大多是针对某一特定地区和侵蚀类型, 通过对观测资料的统计分析给出一些定量公式, 研究成果往往难以适用于千差万别的地形地貌、土壤类别和降水条件。随着土壤侵蚀研究的深入, 国际上正在逐步走向动力学过程研究, 我国的土壤侵蚀动力学研究也得到了相应发展, 并越来越成为土壤侵蚀研究的主要途径^[2-3]。尽管如此, 土壤侵蚀的动力学过程研究还处于发展之中, 物理过程的分析需要深入, 许多理论问题有待解决。

土壤侵蚀是一个十分复杂的物理过程, 涉及的因素众多, 归根结底, 土壤侵蚀是由于降雨产生的表面水流对土壤表面的剥蚀和输运过程, 是一个水流与土壤

收稿日期: 2007-05-13

项目基金: 国家自然科学基金重点项目 (10332050)

作者简介: 刘青泉, 北京市海淀区北四环西路 15 号中国科学院力学研究所, 研究员, 研究方向为环境流体力学;

E-mail: qqliu@imech.ac.cn

颗粒相互作用的动力学过程。尽管涉及到的动力因素和土壤地表因素复杂,需要研究探讨的基本物理过程众多,但在本质上可以划分为 3 个基本的动力学子过程,即由于降雨导致的坡面产流过程、表面流对土壤颗粒的剥蚀过程及表面流的汇集和输沙过程。因此,土壤侵蚀的动力学研究应该抓住这一主线,紧紧围绕这 3 个基本动力学过程展开,并深入探讨其相关的物理过程和理论问题,逐步完善土壤侵蚀动力学研究。

1 坡面产流过程

土壤侵蚀的动力来自于降雨产生的地表水流的冲刷作用,因此,地表坡面流的形成和流动是土壤侵蚀的一个重要的基本动力学过程。表面流的形成源自于自然降雨,雨水降落在地面,首先将产生土壤入渗,当土壤蓄水能力达到饱和或降雨强度超过逐渐减小的土壤入渗能力时,土壤地表会产生多余的降水量,并在重力作用下沿坡面流动形成坡面流。坡面流是降雨与土壤入渗过程相互作用的具体结果和表现形式。

虽然降雨和土壤入渗不参与坡面流流动,但却直接决定了产流过程和产流量。降雨是坡面产流的来源,可看作坡面流的源项。降雨是一个随时间变化的自然过程,一般用一个随时间变化的降雨强度 $p(t)$ 表示。土壤入渗对坡面流的形成起着重要作用,反过来,坡面流运动对土壤入渗过程也有一定的影响。由于坡面流对入渗的影响通常很微弱^[4],一般可将入渗过程与坡面流运动看作一种弱耦合现象。为方便问题求解,入渗过程可以相对独立地进行研究,用随时间变化的渗透率 $i(t)$ 表示。因此,一般可以将降雨强度和渗透率独立研究,然后通过超额降雨量(超过土壤入渗量) $q_*(t)$,作为坡面流的源项与坡面流动联系起来。

坡面流运动的力学特性十分复杂,细致地描述坡面流运动还需要做大量的深入研究工作。目前,对坡面流的研究主要采取简化处理方法,忽略某些因素,并应用明渠水力学方法结合坡面流特点做的一些修正进行描述。一般的做法是将坡面流看作一维、恒定、非均匀沿程变量流处理,忽略入渗速度和侧向入流对坡面流的影响,通常可用下列带源项的一维圣维南方程描述^[5-6]。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} &= q_* \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \frac{\partial h}{\partial x} &= g(S_0 - S_f) - \frac{q_*}{h} u \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

其中, u 为坡面流流速; h 为水深; x 为水平方向空间坐标; t 为时间; S_0 为坡面坡度; S_f 为水流能坡; q_* 为侧向入流的质量源强度(m/s),即雨强与渗透率的差值(超额降雨量)。

$$q_* = p - i \quad (2)$$

式中, p 为降雨强度(m/s); i 为土壤入渗率(m/s)。

对于坡度较小的情况,将空间坐标取为水平方向与取为沿坡面向下方向差别不大;且降雨方向近似垂直于坡面,入流流速也可以忽略,式(1)可以较好地描述坡面流运动。对于坡度较大(如在黄土高原地区)的情况,空间坐标应选择沿坡面向下的方向为 x 轴,水深 h 定义为垂直于坡面,此时,降雨方向不垂直于坡面(x 轴),需要考虑坡面的实际降雨强度和雨滴的动量输入,坡面流运动方程可进一步表达为^[7]

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial uh}{\partial x} &= p \cos \theta - i \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + g \cos \theta \frac{\partial h}{\partial x} &= g(S_0 - S_f) - \frac{p \cos \theta (u - u_R \sin \theta) - i}{h} \end{aligned} \right\} \quad (3)$$

式中, x 为沿坡面向下方向的空间坐标; θ 为坡面与水平夹角; u_R 为雨滴在 x 向的速度分量。

20 世纪 60 年代以前,坡面流一般均使用圣维南方程组(式(1))。现在仍有人在实际应用中使用完整的圣维南方程描述坡面流^[8]。实际的坡面水流运动因边界条件复杂,用圣维南方程求解有相当困难,同时,由于坡面流水深很浅,在实际坡面流动中受微地貌影响很大,完整的圣维南方程并不一定能够很好地描述这种特殊的流动。60 年代后期, Woolhiser 和 Liggett^[9]将运动波模型引入坡面水流研究,大大简化了坡面流的研究。即,假设水流的能坡和底坡相等,并借助明渠流阻力公式得到流量和水深的简单关系。当用 Manning 阻力公式时,一维圣维南方程可简化为下列运动波模型。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} &= p \cos \theta - i \\ q &= \frac{1}{n} h^{5/3} S_0^{1/2} \end{aligned} \right\} \quad (4)$$

其中, x 为沿坡面向下坐标; t 为时间(s); h 为水深(m); q 为坡面流单宽流量(m²/s); p 为降雨强度(m/s); i 为入渗率(m/s); S_0 为坡面坡度, $S_0 = \sin \theta$, θ 为坡面倾角; n 为 Manning 糙率系数。

Woolhiser 和 Liggett 的研究结果表明在运动波波数 $k > 10$ 时,运动波模型可以很好地描述坡面水流运动。而实际坡面流的运动波波数一般远大于 10。因此,运动波近似是一种较好的数学描述方式。当运动波数较小时,运动波模型的实用性有所下降, Morris 和 Woolhiser^[9], Poncel^[10]等相继发展了扩散波模型。该模型是在简化时考虑了水深沿程变化项,即压力梯度。即当坡面流的弗劳德数 Fr 较小(一般 $Fr < 1$)时,方程组(3)中的第 2 式(动量方程)可以简化为

$$\frac{\partial h}{\partial x} - (S_0 - S_f) = 0 \quad (5)$$

扩散波模型较运动波模型更接近圣维南方程,适用范围也广泛一些,但其求解相对困难一些。从总体上讲,扩散波模型相对于运动波模型并无实质上的改进,

实际应用中仍以运动波模型为主。

在坡面产流过程中,土壤的入渗过程尽管不直接参与坡面流动,但却直接影响坡面产流过程。入渗是流体在多孔介质中的一种运动方式,一般符合 Darcy 定律。土壤入渗研究已有很长时间,主要集中在土壤入渗规律和影响因素方面,即入渗率的随时间变化过程和影响因素。一般认为影响土壤入渗的主要因素包括土壤饱和导水率、土壤初始含水量和饱和含水量、累计入渗量以及土壤特性等。而对降雨入渗过程的一般认识是:降雨初期土壤入渗能力很强,大于降雨强度值,土壤的实际渗透率即等于降雨强度值;随着入渗量增加,土壤入渗能力逐渐减小,当入渗率减小至等于降雨强度后,土壤实际入渗率开始小于降雨强度,地表将会产流。此后入渗率仍不断减少,并沿一条下凹曲线逐渐趋于一个稳定值。

从入渗理论出发,许多学者对土壤入渗进行了大量研究,最有代表性的土壤入渗模型有 Holtan 公式、Green-Ampt 公式、Philip 公式、Smith-Parlange 公式等。其中 Holtan 公式^[12], $i=i_e+(i_0-i_e)e^{-\beta t}$ 是最常用的经验性公式,也是美国农业部曾推荐的公式,在中国的运用很广泛。而 Green-Ampt 公式^[13]是最早基于物理过程和毛管理论的入渗模型,较好地考虑了土壤饱和导水率、有效孔隙率、初始含水量和累计入渗量对入渗过程的影响,运用达西定律得到入渗率与入渗量的关系及其随时间的变化过程

$$\left. \begin{aligned} i &= \frac{dI}{dt} = K[1 + (\theta_s - \theta_i)S/I] \\ I &= Kt + S(\theta_s - \theta_i) \ln \left(1 + \frac{I}{S(\theta_s - \theta_i)} \right) \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

其中, K 为土壤饱和导水率(渗透系数, m/s); θ_s 为土壤饱和含水率,即有效孔隙率(%); θ_i 为土壤初始含水率(%); S 为土壤吸力(m); I 为累积入渗量(m)。

对土壤入渗的研究多年来得到不断深入。概括地讲,主要基于对入渗过程的基本分析,结合野外观测和实验资料,对现有理论及公式不断进行改进,使其更具针对性;同时随着对土壤入渗描述的进一步细化,对入渗过程涉及的主要物理参数的取值及地表特征的影响研究更为细致。如 Green-Ampt 公式由于有较清晰的物理基础,公式形式也不太复杂,有许多后续研究工作^[14]。

坡面产流这一基本动力学过程越来越得到人们的清晰认识,围绕坡面产流过程,众多学者对坡面流的描述以及土壤入渗过程做了大量的研究工作,并发展了许多坡面产流动力学模型。如 Esteves 等^[15]运用运动波,结合 Green-Ampt 模型模拟非恒定降雨条件下的坡面产流和入渗过程;Deletic 等^[16]研究了草地上的产流过程;陈力等^[17]运用运动波理论结合改进的 Green-Ampt 入渗模型,建立了坡面降雨入渗产流的耦合动力学模型;刘

青泉等^[18]进一步将复杂地表条件对坡面流运动的影响概化为阻力的变化,建立了能够反映地表条件影响的坡面降雨入渗产流模型等。然而实际的坡面流动十分复杂,合理准确地描述坡面产流过程还涉及到许多细致的物理过程和理论基础。如粗糙床面薄层水流的基本特征、坡面流的流态及其雨滴对坡面流流态的影响、坡面流的阻力规律及坡面细沟流的水力特征等,有关这些方面的研究已有很多^[19-26],不断促进人们对坡面产流动力学过程的深入认识和合理描述。但值得注意的是,坡面流动是一种极为复杂的自然薄层流动,由于地面粗糙度往往与坡面流水深几乎同一量级,雨滴的扰动作用也很显著,同时实验观测比较困难,至今对其流动及阻力规律仍缺乏深入的认识。因此,今后一个时期内,对坡面产流动力学过程的研究仍将围绕坡面流的精细描述和土壤入渗规律展开,并将主要关注坡面流的阻力规律、不同形式坡面流(面流与细沟流)的形成条件和水力特征等实验和理论研究。

2 坡面流对土壤表面的侵蚀过程

坡面产流以后,坡面流将会对土壤表面产生冲刷作用,进而引起坡面侵蚀产沙。早期的研究并不着重其物理过程,而是通过对不同典型区域的降雨和侵蚀资料及相关影响因素进行统计分析,建立经验关系。自 20 世纪 50 年代以来,国内外发展了许多区域性的经验方程,主要考虑了降雨强度和过程、坡度、土壤特性、地表条件等因素。最具代表性的通用土壤流失方程 USLE (Universal Soil Loss Equation),是 Wischmeier 等人收集了来自美国 21 个州 36 个地区的大量暴雨和土壤侵蚀资料,通过对各因素进行多重回归试验分析,得到的经验模型^[27]

$$A = RKLSCP \quad (7)$$

式中, A 为单位面积多年平均土壤流失量 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{a}^{-1}$); $R = EI$ 为降雨侵蚀力,其中 E 为降雨动能 ($\text{kg} \cdot \text{m}/(\text{m}^2 \cdot \text{mm})$), I 为雨强 (mm/h); K 为土壤侵蚀性因子; L 为坡长因子; S 为坡度因子; C 为作物管理因子; P 为土壤保持措施因子。

事实上,坡面土壤侵蚀过程可以简单地概括为坡面水流与地表土壤颗粒的相互作用过程,即坡面水流动力作用下的土壤颗粒的剥蚀和输运过程。从动力学观点看,坡面水流可以冲蚀起表面土壤并携带其随水流运动,满足最基本的质量守恒,可以用下列连续方程描述

$$\frac{\partial hC}{\partial t} + \frac{\partial qC}{\partial x} = D \quad (8)$$

其中, h 为过流断面水深; C 为水体积含沙量; q 为水流单宽流量; t, x 分别为时间和空间坐标; D 为单位宽度的土壤侵蚀率。

这是一个非稳态输沙过程,一般应用中,经常忽略上式中的时间项,即认为泥沙输移过程是恒定的,则有下面的稳态输沙方程

$$\frac{dq_s}{dx} = D \quad (9)$$

式中, q_s 为坡面流单宽输沙率。美国农业部等 4 家单位联合开发的新一代基于物理过程的土壤侵蚀预报模型——WEPP (Water Erosion Prediction Project) 模型即是以此为基础的一个逐日预报土壤侵蚀和泥沙输移的模型。

坡面流对土壤的侵蚀过程看起来十分明了简单,但实际上却是一个十分复杂的物理过程。它的复杂性主要表现在坡面流侵蚀率 D 的描述。一般来讲,坡面流侵蚀率主要取决于不同的侵蚀方式、坡面水流的侵蚀能力、土壤的抗冲能力以及地表条件等因素。

土壤侵蚀研究证明水流的侵蚀将引起地表的形态变化,从而导致不同的侵蚀模式。一般地,坡面流总是首先引起面流侵蚀,并由于侵蚀过程的随机性和不稳定性,逐步会在坡面上形成细沟,导致坡面流的集中,进而产生细沟侵蚀,之后随着细沟的不断发育合并发展为更大的浅沟、切沟等。通常浅沟和切沟已可被看作集中水流的沟道,因此,可将坡面流侵蚀集中概括为坡面片流侵蚀(面蚀或细沟间侵蚀)和细沟侵蚀两部分。即

$$D = D_i + D_f \quad (10)$$

式中, D_i 为片流(细沟间)侵蚀率($\text{kg} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-2}$); D_f 为细沟侵蚀率。

2.1 片流侵蚀(面蚀或细沟间侵蚀)

目前大多学者认为片流侵蚀的主要根源是雨滴和薄层水流对土壤的分离,土粒的输运由雨滴和水流共同进行,且片流是沟间地泥沙输移的主要动力。水流本身仅能输送小颗粒的悬移质,推移质不能被坡面流单独输运,只有雨滴击溅将之抬起后才能被水流输移,这种流动被称为降雨-水流输移^[28]或降雨诱发的水流输移^[29]。当坡面没有细沟发生时,这种输运方式占主导地位,地表会发生不易察觉的降低,整个坡面被成层地侵蚀。

描述片流侵蚀的困难主要是由于实验观测比较困难,至今人们对雨滴和薄层片流及其对土壤颗粒作用的认识十分有限。因此,许多研究将片流侵蚀率直接与降雨强度、坡面流单宽流量、坡度等因素联系起来建立经验公式,如 Bulygin^[30]提出的在 WEPP 模型中采用的片蚀经验模型

$$D_i = k_i I q_s \quad (11)$$

其中, D_i 为片流输沙率; k_i 为片流侵蚀力; I 为雨强; q 为坡面流单宽流量; $s_f = d \cdot f \exp(-g \sin \Phi)$ 为坡度因子(其中 Φ 为坡度角; d, f, g 均为常数)。

越来越多的学者将坡面流侵蚀直接与水流切应力联系起来。一些研究者认为片流侵蚀率正比于水流切应力,最具代表的是 Horton 公式,他认为侵蚀率取决于径流侵蚀力与土壤抗冲力的相对关系,并利用 Manning 公式和连续律,得到片流侵蚀率公式^[31];一些研究者则认为,坡面流侵蚀力大于土壤抗冲临界力时,土壤才会发生分散和剥蚀,因此片流侵蚀率是坡面流切应力与土壤抗冲临界切应力差值的函数;Foster 等^[32]进一步指出,只有径流含沙量小于其输沙能力,且坡面流侵蚀力大于土壤抗冲临界切应力时才会有侵蚀产生,认为土壤分散率(侵蚀率)正比于坡面流输沙能力与实际输沙率之差,即

$$\left. \begin{aligned} D_f &= D_c \left(1 - \frac{G}{T_c} \right) \\ D_c &= K(\tau_f - \tau_c) \end{aligned} \right\} \quad (12)$$

式中, D_f 为土壤分散率; D_c 为水流分散能力; G 为水流实际输沙率; T_c 为坡面流输沙能力; K 为土壤可蚀性系数; τ_f 为作用于土壤颗粒的水流切应力; τ_c 为土壤颗粒临界切应力。

近年来,片流侵蚀不断趋向于与溅蚀研究结合^[33-35],并逐步走上应用阶段,且开始更合理地考虑片状水流的侵蚀能力和更多的影响因素^[36]。但总体上,由于受限于对薄层水流运动与输沙规律认识,大多数结果还是在上述理论框架下的修正和改进。

2.2 细沟侵蚀

细沟侵蚀则是指坡面流因细沟逐渐汇集成股流以后,冲刷搬运土壤的一种侵蚀方式。细沟侵蚀较片流侵蚀更为复杂,首先,细沟是随机形成的,其形成和发展过程影响因素十分复杂;其次,细沟形状不规则,随水流条件而变。因此,研究细沟侵蚀通常需要先确定细沟的发生发育条件及细沟形态与水流水动力条件的关系。

细沟发生的临界条件一直有很多不同意见,许多学者分别用坡度、弗劳德数(Fr)、雷诺数(Re)、径流量、径流剪切力、径流剪切流速作为指标,表达细沟发生的临界状态^[37-38]。实际上,仅从水流条件本身来研究并不能完全反映实际情况,土壤本身性质的差异将显著影响细沟的发生。研究证明,细沟侵蚀主要受制于细沟水流的特征及土壤性质,受雨滴打击的影响很小。细沟分散土壤的能力与细沟水流的切应力成正比,对于一定的土壤条件,细沟侵蚀存在临界切应力。基于这一认识,一些学者给出了细沟发生时有效剪切流速与表层土壤饱和黏聚力之间满足的关系式^[39],或临界切应力^[40]。不同学者得到的细沟发生的判据均有一定的物理依据,但由于土壤的性质十分复杂,在降雨过程中也会发生显著变化,局部地区的使用准则恐难以推广至更多的地区。因此在使用时应慎重注意这些判别准则的

应用条件和范围。

坡面出现细沟以后,水流由漫流转为集中水流,流速水深有较大增加,流动和侵蚀特性都将发生本质变化,侵蚀量有显著增加。但由于细沟的形成和发展过程具有很强随机性,细沟流态也不稳定,因此对细沟侵蚀率的理论研究很不成熟,发展了许多以观测和试验资料为基础,主要以细沟流量和坡度为参数的经验关系^[41]。随着侵蚀动力学过程的研究深入,已有一些具有物理基础的细沟侵蚀模型应用于实践。WEPP 模型中的细沟侵蚀模型是一个被使用较多的模型,它认为细沟中的水流侵蚀仍然满足质量连续律,并假设细沟中的输沙过程为恒定过程,采用下述方程来描述^[42]。

$$\frac{dq_s}{dx} = D_r + D_i \quad (13)$$

其中, q_s 为细沟中的单宽输沙率; D_r 是细沟侵蚀率; D_i 是细沟间侵蚀率。细沟间侵蚀的泥沙被认为全通过细沟输移。 D_r 可用下式计算

$$D_r = k_r (\tau - \tau_c) \left(1 - \frac{q_s}{T_c} \right) \quad (14)$$

其中, k_r 是细沟可蚀性因子; τ 为水流切应力; τ_c 为水流临界切应力; T_c 为水流输沙能力。

近年来,有关细沟侵蚀的动力学模型不断得到发展,考虑的因素更加全面,同时对这一物理过程的描述更加细致。Elliot^[43]建立了一个考虑3种侵蚀过程的细沟侵蚀模型,该模型包括水流下切侵蚀、沟头溯源侵蚀、边壁崩塌和淋溶浅蚀4个部分。Lei等^[44]发展了一个更复杂的有限元细沟侵蚀模型,重点计入了细沟侵蚀过程中的地形变化和由此导致的细沟形态变化及水力因子变化,考虑了细沟水流与侵蚀的相互作用和反馈过程。Liu等^[26]则引入非恒定输沙过程的描述。但总体上讲,由于细沟产生、发展过程的不确定性,目前的细沟侵蚀预报模型仍不成熟,如何更加合理地描述细沟发生发展的过程、细沟流的水力特征及细沟流的侵蚀能力将是今后研究的关键和主要方向。

2.3 坡面流输沙能力

不论是片流侵蚀还是细沟侵蚀,坡面流对土壤颗粒的临界冲蚀能力和输移能力都是其中的重要参量。由于坡面流运动和输沙的复杂性,还十分缺乏理论性的输沙公式。目前,大多学者都是将明渠流动中较为成熟的一些公式移植至坡面流中,并通过分析其适用性进行不同应用范围的选择。

Alonso等^[45]检验了9个河流输沙力公式,其中全沙公式有 Acekers 和 White, Englund 和 Honson, Yang, Laursen, Einstein-Meyer, 推移质公式有 Meyer-Peter 和 Muller, Bagnold, Yalin。结果表明,对于坡面流, Yalin 公式与实际资料最为吻合, Meyer-Peter & Muller 公式次之,其余公式均不能用。Julien 和 Simons^[46]研究了14个

推移质输沙率公式对片流侵蚀的适用性。结果表明,仅 Englund-Hanson 公式可以接受, Yalin, Brown 和 Shields 公式可用但结果不好,据此 Alonso 等认为大多现有公式不能用于片流输沙率计算。Moore等^[47]发现基于水流单位能量概念的 Yang 公式既能较好模拟片流输沙也能对细沟流输沙得到较好结果。Lu等^[48]检验了7个推移质公式和3个全沙公式后,认为 Englund-Fredsoe 公式结果最好, Meyer-Peter 和 Muller, Einstein, Bagnold 公式也能给出较好结果。Govers^[49]认为以往检验公式时所使用的资料范围均较窄,为此进行了更大参数范围的试验,对6家公式: Meyer-Peter 和 Muller, Yalin, Yang (两个), Low, Lu 进行了比较。验证结果表明,没有一个公式能在整个试验结果跨越6个数量级的范围内与测量值吻合较好,比较而言, Low 公式的结果较为可靠。

总的来讲,对坡面流输沙公式的研究主要集中于对明渠水流输沙公式在坡面流中适用性的校验,完全针对坡面流输沙的研究十分有限,直至目前仍缺乏有代表性的研究和进展,这将是今后坡面侵蚀研究的重要内容之一。

坡面流对土壤表面的侵蚀过程是一个十分复杂的动力学过程,尽管其基本作用过程是比较清楚的,但关键在于对坡面水流对土壤颗粒作用的认识。而这一点又取决于对坡面水流的基本认识,如坡面流的不同流动方式、水动力特征及对土壤颗粒的作用、输移特征。同时,坡面流不同侵蚀方式及其演化也是决定坡面流侵蚀过程的关键所在。

3 坡面流汇集及输沙过程

由于降雨产生的侵蚀泥沙总是通过坡面流汇集并输送至河流,因此,坡面流的汇集及输沙过程是土壤侵蚀的最后一个基本动力学过程。在这一过程中,挟沙水流在流域的汇集是其关键。坡面流的汇集总是与流域特征联系在一起,一般来讲,流域是一定空间上水流与环境相互作用产生的具有一定结构和功能的聚合体,并可简单理解为水体流动联系的流域表面。流域的结构往往是比较复杂的,但归纳起来,总是由一些坡面和沟道组成的,如图1所示。因此,通常可把流域概化为两个基本的部分,即坡面和连接坡面的沟道网络。

由于自然流域地貌形态十分复杂,尽管可以把它简化为坡面和连接坡面的沟道网络,但合理描述其汇流过程仍十分困难。早期的侵蚀预报往往依靠系统分析方法,将流域视为一个整体动力学系统,利用输入与输出及主要影响因素资料,建立某种经验关系。如通用土壤流失方程 USLE (Universal Soil Loss Equation)^[27]就是最具代表性的经验模型,并不断得到改进和新的发展^[50]。

即使像 USLE 这样基于大量数据的统计模型,也只能预报特定区域一段时间的总产沙量,无法知道侵蚀过

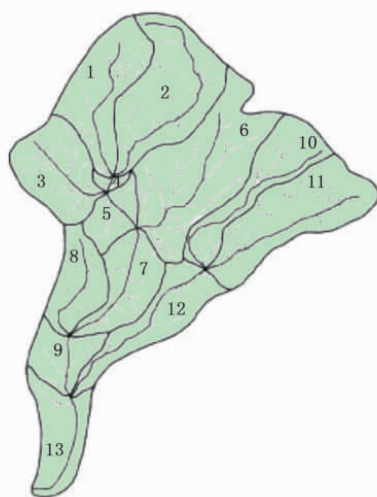


图 1 小流域示意图

Fig. 1 Sketch map of a small watershed

程中相关因素的变化过程。因此,从动力学角度出发合理描述坡面流汇集和输沙过程越来越受到人们的关注,相继开发了一系列基于物理过程的动力学模型,其中最具有代表性的是 WEPP 模型^[51-52]。WEPP 使用运动波模型计算产流过程,坡面侵蚀考虑片流侵蚀和细沟侵蚀,而对流域的汇流输沙描述,则考虑了坡面和沟道相互连接和不同的侵蚀和输沙模式,使得流域径流汇集和输沙的描述逐步走向动力学模式,并不断得到发展。

总的来讲,流域汇流动力学描述的基本思想是以流域中的河沟网络为基本组织结构,将流域划分为小的坡面单元(或汇流单元),即所谓的有代表性的基本单元流域 REW (Representative Elementary Watershed)。划分出的单元 REW 可以进一步细化,直至达到一个由两个简单坡面组成的基本单元,然后找出主河道和分支沟道,将各基本单元连接在一起(见图 2)。而对每

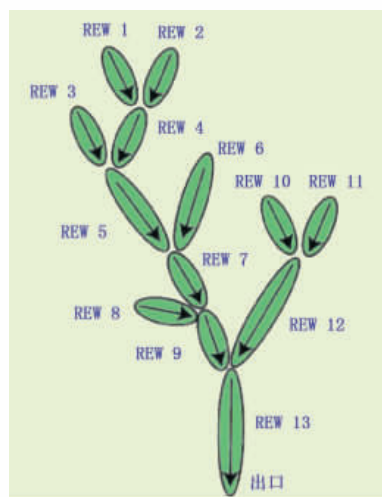


图 2 REW 的分层结构

Fig. 2 Hierarchical structure of REW

一个以任意一条支沟作为单元的 REW 可简化为一本打开的书,“书”的交线为沟道部分,两面为坡面部分(见图 3)。各个坡面分别采用坡面产流和产沙动力学模型描述,作为沟道网络的侧向汇流,再进一步通过沟道网络的水流运动和输沙的动力学描述,得到整个流域的汇流输沙过程^[53-55](见图 4)。

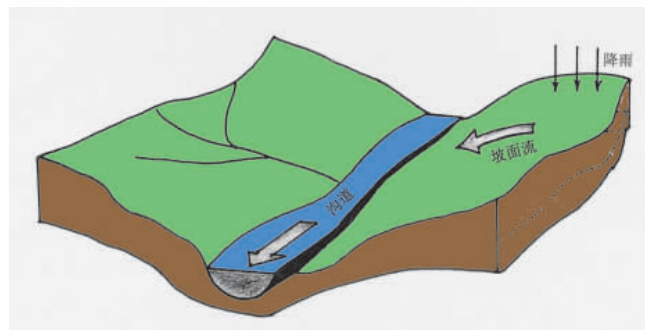


图 3 基本单元结构(坡面+沟道)

Fig. 3 Structure of basic element (Slope+Channel)

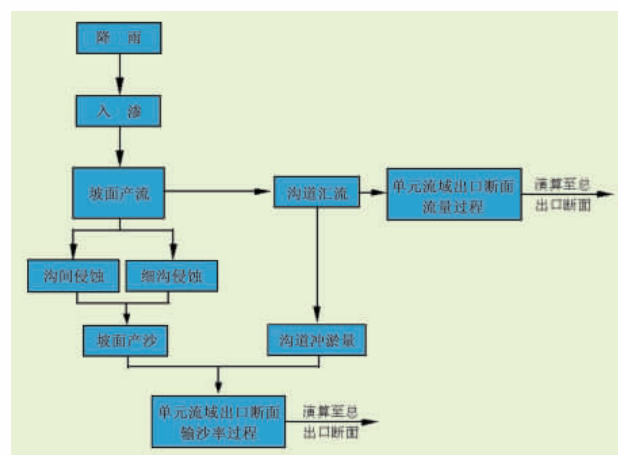


图 4 坡面流汇集及输沙过程描述结构图

Fig. 4 Frame structure of the process of flow concentration and sediment transport of overland flow

近年来,随着人们对土壤侵蚀动力学过程研究的不断细化,开始逐步考虑土壤侵蚀空间分布的不均匀性,结合水文分布式模型的基本思想,提出了一些二维概念的汇流模型。Scoging^[56]即采用这一思想建立了一个坡面流计算模型,较好地模拟了坡面流的汇流过程,即首先将区域划分为二维网格,在每个计算网格内仍采用一维运动波模型来计算本网格内的水流流动,然后通过单元 4 个角点的高程来确定单元内水流的运动方向(见图 5),并假定单元内所有水流从最低边流出,输入相邻单元。通过各个单元间的有机连接,就可以描述整个区域的汇流路线和过程。该方法为合理模拟坡面流汇集过程开辟了一条新途径。但实际情况中单元内水流往往可能流向相邻的两个单元,该模型还难以较好地描述这些实际现象。

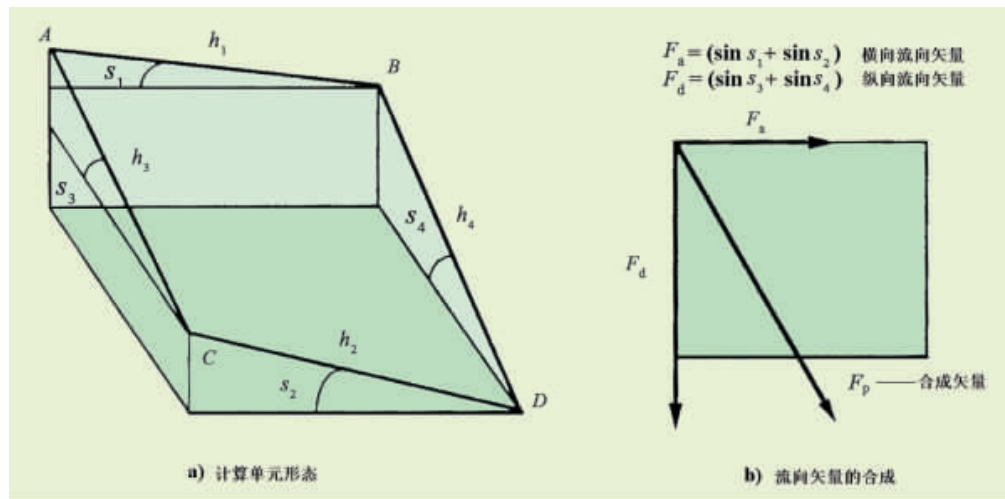


图5 单元流路方向分析

Fig. 5 Element flowline analysis

Singh, Tayfur 等人^[57-58]进一步发展二维汇流输沙模型,但由于运动波模型是一种一维近似理论,且通常应用的 Manning 阻力公式也是一种一维近似公式,形式上的直接二维推广并不合适,因此他们采用了下列方程

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial u_x h}{\partial x} + \frac{\partial u_y h}{\partial y} &= q \\ u_x h &= n_x^{-1} h^{5/3} I_0^{1/2} \cdot I_x / I_0 \\ u_y h &= n_y^{-1} h^{5/3} I_0^{1/2} \cdot I_y / I_0 \end{aligned} \right\} \quad (15)$$

式中, h 为水深(m); q 为净雨量(单位长度、单位宽度的侧向流量, m/s); n_x, n_y 分别为 x 和 y 方向上的 Manning 阻力系数; I_x, I_y 分别为 x 和 y 方向的坡度; I_0 为水流方向的坡度; u_x, u_y 分别为水流在 x 和 y 方向上的流速分量(m/s)。

土壤侵蚀采用下列二维方程

$$\rho_s \frac{\partial hC}{\partial t} + \frac{\partial g_x}{\partial x} + \frac{\partial g_y}{\partial y} = D_i + D_r \quad (16)$$

式中, h 为水深(m); C 为泥沙体积浓度(m^3/m^3); ρ_s 土壤(泥沙)颗粒的密度(kg/m^3); t 是时间(s); g_x, g_y 分别为 x 和 y 方向的泥沙输移率($\text{kg}/(\text{m} \cdot \text{s})$); D_i 是片流(沟间)侵蚀率($\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$); D_r 细沟侵蚀率($\text{kg}/(\text{m}^2 \cdot \text{s})$)。

刘青泉等^[59]在分析前人经验的基础上,发展了一种能更好地反映坡面流汇流过程的二维模拟方法。即同样在坡面上划分二维网格,在每个单元网格内首先用一维运动波模型得到总的径流,根据单元网格的几何形态确定水流方向,然后将其在 x, y 两个方向上进行分解,最后进行网格间的连接。即在坡面上划分二维网格,在每个网格单元内使用如下形式的准二维模型

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} &= p \cos \theta - i \\ q &= uh = \frac{1}{n} h^{5/3} S_0^{1/2} \\ q_x &= q \cos \gamma \\ q_y &= q \sin \gamma \end{aligned} \right\} \quad (17)$$

式中, q 为单元实际单宽流量; q_x, q_y 分别为网格单元在 x, y 方向的单宽流量; γ 是单元中水流流向与 x 轴夹角(可根据地形自动计算求得)。模拟时首先计算一点的实际流量,再进行两个方向的分解,最后进行网格间的连接,即可得到整个坡面的流动情况。将该模型应用于某实际地区,获得了清晰的汇流路线和模拟结果(见图6)。

总体上讲,坡面流汇集及输沙过程是一个十分复杂的过程,它主要取决于流域地貌形态及坡面与沟道的有机连接。尽管已有一些比较有效的描述方法,然而物理基础的薄弱仍是它尚未完全克服的缺陷,这还需要不断加强物理机理和动力学过程的研究,更好地发展和完善土壤侵蚀的动力学描述,尤其与高新技术(如遥感与地理信息系统)的结合,将使它具有更加蓬勃的生命力。

4 结论与展望

动力学研究在土壤侵蚀研究和预报中起着越来越重要的作用,并逐渐渗透到土壤侵蚀研究的各个方面。已有的研究已经使人们的认识有了较大提高,并将进一步促进人们对土壤侵蚀机理的深入理解和定量化预报水平。但因问题十分复杂而多样化,目前的动力学过程研究仍处于发展阶段。因此,进一步的研究需要抓住土壤侵蚀的特征,深入探讨其中的一些物理机理,不断

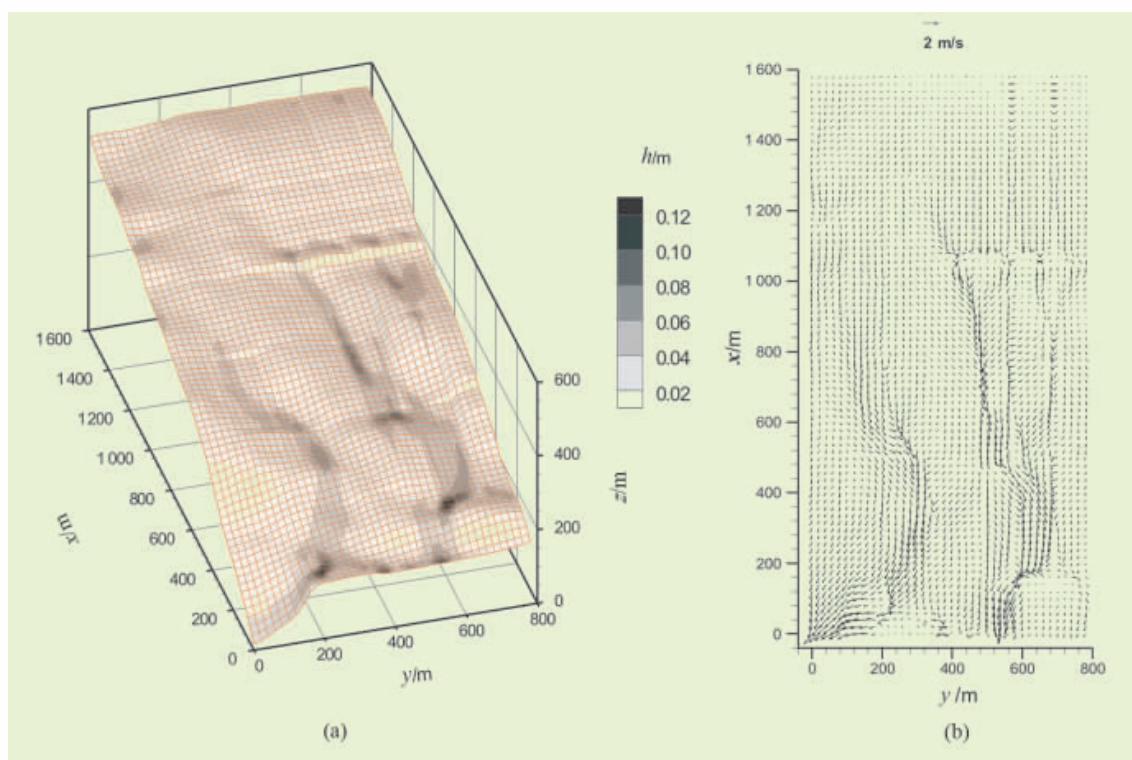


图 6 坡面流汇流线路及平面流场模拟结果

Fig. 6 Simulated concentrated flow route and plane views of flow field of runoff

完善土壤侵蚀动力学的理论体系, 促进其研究水平的提高。概括起来, 在今后一个时期内, 土壤侵蚀动力学研究将围绕, 并在 3 个基本动力学过程的框架下, 从野外观测、试验研究、理论分析等方面进一步细致探讨其中涉及到的关键科学问题, 完成对 3 个基本动力学过程的科学描述。

1) 复杂坡面条件下的土壤入渗和坡面流运动规律研究, 包括坡面流的阻力规律、不同形式坡面流(面流与细沟流)的形成条件和水力特征及坡面流动的精细描述和土壤入渗规律等。

2) 土壤侵蚀演化的动力学机理, 包括侵蚀链演化过程及各种侵蚀类型的转化过程和条件, 尤其是从面蚀到细沟侵蚀的转化, 这将是合理预报土壤侵蚀的关键环节之一。

3) 坡面薄层水流和细沟流对土壤的动力侵蚀作用, 包括坡面流作用下的土壤颗粒冲蚀起动条件、坡面流侵蚀能力和输沙能力及细沟侵蚀发育过程的动力学描述等。

4) 复杂条件下的土壤侵蚀过程。如不同的地貌特征、不同的植被覆盖及不同的土地利用方式等, 都对土壤侵蚀过程和侵蚀量有很大的影响。

5) 跨尺度的综合坡面及流域的汇流和输沙特征、

动力学描述和模拟方法及流域范围的多尺度土壤侵蚀预报模型。

参考文献 (References)

- [1] 牟金泽, 姚文艺. 水土流失与泥沙输移 [M]// 孟庆枚主编. 黄土高原水土保持. 郑州: 黄河水利出版社, 1996.
MOU Jinze, YAO Wenyi. Soil loss and sediment transport [M]// MENG Qingmei, ed. The soil and water conservation on loess plateau. Zhengzhou: The Water Resource of Yellow River Press, 1996.
- [2] 刘青泉, 李家春, 陈力, 等. 坡面流及土壤侵蚀动力学(I): 坡面流[J]. 力学进展, 2004, 34(3): 360-372.
LIU Qingquan, LI Jiachun, CHEN Li, et al. Dynamics of overland flow and soil erosion (I)-Overland flow[J]. Advances in Mechanics, 2004, 34(3): 360-372.
- [3] 刘青泉, 李家春, 陈力, 等. 坡面流及土壤侵蚀动力学(II): 土壤侵蚀[J]. 力学进展, 2004, 34(4): 493-506.
LIU Qingquan, LI Jiachun, CHEN Li, et al. Dynamics of overland flow and soil erosion(II)-Soil erosion[J]. Advances in Mechanics, 2004, 34(4): 493-506.
- [4] SCHMID B H. On the overland modeling: can rainfall excess be treated as independent of flow depth [J]. J of Hydrol, 1989(107): 1-8.
- [5] WOOLHISER D A, LIGGET J A. Unsteady, one

- dimensional flow over a plane—The rising hydrograph[J]. Water Resour Res, 1967, 3(3): 753–771.
- [6] FREEZE R A. Mathematical models of hillslope hydrology [M]//KIRKBY M J, ed. Hillslope hydrology. New York: Wiley Interscience, 1978: 177–225.
- [7] 陈力, 刘青泉. 坡面流运动方程和有支流入汇的一维明渠流方程形式[J]. 力学与实践, 2001, 23 (4): 21–24.
CHEN Li, LIU Qingquan. On the equations of overland flow and one dimensional equations for open channel flow with lateral inflow[J]. Mechanics in Engineering, 2001, 23(4): 21–24.
- [8] WANG G T, CHEN S, BOLL J, *et al*, Modeling overland flow based on Saint–Venant equations for a discretized hillslope system [J]. Hydrological Processes, 2002, 16: 2409–2421.
- [9] MORRIS E M, WOOLHISER D A. Unsteady one–dimensional flow over a plane: Partial equilibrium and recession hydrographs[J]. Water Resour Res, 1980, 16(2): 355–360.
- [10] PONCE V M, LI R M, SIMONS D B. Applicability of kinematic and diffusion models [J]. J Hydraul Div ASCE, 1978, 104(3): 353–360.
- [11] GOVINDARAJU R S. On the diffusion wave model for overland flow [J]. Water Resour Res, 1988, 24 (5), 734–754.
- [12] HORTON R E. An approach toward a physical interpretation of infiltration–capacity [J]. Soil Sci Soc Am Proc, 1940, 5: 399–417.
- [13] MEIN R G, LARSON C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. Water Resour Res, 1973, 9 (2): 384–394.
- [14] CHU S T. Infiltration during an unsteady rain [J]. Water Resour Res. 1978, 14 (3): 461–466.
- [15] ESTEVES M, FAUCHER X, GALLE S, *et al*. Overland flow and infiltration modelling for small plots during unsteady rain: numerical results versus observed values[J]. J Hydrol, 2000, 228: 265–282.
- [16] DELETIC A. Modeling of water and sediment transport over grassed areas[J]. Journal of Hydrology, 2001, 248: 168–182.
- [17] CHEN L, LIU Q Q, LI J C. Runoff generation characteristics in typical erosion regions on the Loess Plateau [J]. International Journal of Sediment Research, 2001, 16(4): 473–485.
- [18] LIU Q Q, SINGH V P. Effect of micro–topography, slope length and gradient and vegetative cover on overland flow[J]. J Hydrol Eng, 2004, 9(5): 375–382.
- [19] EMMETT W W. Overland flow[M]// KIRKBY M J, ed. Hillslope hydrology. New York: John–Wiley and Sons, 1978.
- [20] GILLEY J E, FLANAGAN D C, KOTTWITZ E R, *et al*. Darcy–Weisbach roughness coefficients for overland flow[M]// PARSONS A J, ABRAHAM A D, ed. Overland flow–hydraulics and erosion mechanics. London: UCL Press, 1992: 25–52.
- [21] 姚文艺. 坡面流阻力规律试验研究 [J]. 泥沙研究. 1996, 3: 74–82.
YAO Wenyi. Experimental study on the resistance law of overland flow[J]. Journal of Sediment Research, 1996, 3: 74–82.
- [22] ABRAHAM A D, GANG L, PARSONS A J. Rill hydraulics on a semiarid hillslope [J]. Southern Arizona: Earth Surface Processes and Landforms, 1996, 21: 35–47
- [23] 张科利. 黄土坡面发育的细沟水动力学特征的研究[J]. 泥沙研究, 1999, 1: 56–61.
ZHANG Keli. Hydrodynamic characteristics of rill flow on loess slopes [J]. Journal of Sediment Research, 1999, 1: 56–61.
- [24] LAWRENCE D S L. Hydraulic resistance in overland flow during partial and marginal surface inundation: experimental observations and modeling[J]. Water Resour Res, 2000, 36(8): 2381–2393.
- [25] JANNES S, *et al*. Modeling water flow and sediment processes in a small gully system on the Loess Plateau of China[C]// Proceeding of soil erosion for the 21st century international symposium. Honolulu, Hawaii, ASAE, St Joseph, MI, USA, 2001: 326–329,
- [26] LIU Q Q, CHEN L, LI J C, *et al*. A Non–equilibrium sediment transport model for rill erosion [J], Hydrological Processes, 2007, 21: 1074–1084.
- [27] WISCHMEIER W H, SMITH D D. Predicting rainfall–erosion losses from cropland east of the Rocky mountains [R]. Agr Handbook. U S Department of Agriculture, 1965 (282).
- [28] MOSS A J, Effects of flow velocity variation on rain–driven transportation and the role of rain impact in the movement of solids[J]. Aust J Soil Res, 1988, 26: 443–450.
- [29] KINNEL P I A. The mechanics of raindrop induced flow transport[J]. Aust J Soil Res. 1990, 28: 497–516.
- [30] BULYGIN S Y. Challenges and approaches for WEPP interrill erodibility measurements in the Ukraine[C]// Proceeding of soil erosion for the 21st century international symposium. Honolulu, Hawaii, ASAE, St Joseph, MI USA, 2001: 506–509
- [31] HORTON R E. Erosional development of streams and their drainage basins: Hydrological approach to quantitative morphology [J]. Bull Geol Soc Am, 1945, 56 (3): 275–370.
- [32] FOSTER G R, *et al*. Estimating erosion and sediment yield on field–sized areas [J]. Trans ASAE, 1981, 24: 1253–1262
- [33] ZHANG X C, NEARING M A, MILLER W P, *et al*. Modeling interrill sediment delivery [J]. Soil Science Society of

- America Journal, 1998, 62(2): 438–444.
- [34] FLANAGAN D C, NEARING M A. Sediment particle sorting on hillslope profiles in the WEPP model [J]. Trans ASAE, 2000, 43: 573–583.
- [35] CHAPLOT V A M, BISSONNAIS Y L. Runoff features for interrill erosion at different rainfall intensities, slope lengths, and gradients in an agricultural loessial hillslope [J]. Soil Science Society of America Journal, 2003, 67: 844–851.
- [36] LIU Q Q, XIANG H, SINGH V P. Plot erosion model using gray relational analysis method [J]. J Hydrol Eng, 2005, 10(4): 288–294.
- [37] 雷阿林, 唐克丽. 黄土坡面细沟侵蚀的动力条件 [J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1998, 4 (3): 39–43.
LEI Alin, TANG Keli. Dynamic condition of rill erosion on loess hillslope [J]. Journal of Soil Erosion and Soil and water Conservation, 1998, 4 (3): 39–43.
- [38] 张科利, 秋吉康宏. 坡面细沟侵蚀发生的临界水力条件研究 [J]. 土壤侵蚀与水土保持学报, 1998, 4(1): 41–46.
ZHANG K L, AKIYOSHI Y. Critical hydraulic condition of rill erosion on hillslopes [J]. Journal of Soil Erosion and Soil and water Conservation, 1998, 4 (1): 41–46.
- [39] RAUWS G, GOVERS G. Hydraulic and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soil [J]. J Soil Sci, 1988, 39: 111–124.
- [40] COLLISON A, SIMON A. Modeling gully head-cut recession processes in loess deposits[C] //Proc of international symposium: Soil erosion research for the 21st century. Honolulu, Hawaii, 2001: 87–90.
- [41] GILLEY J E, KOTTWITZ E R, SIMANTON J R. Hydraulic characteristics of rills [J]. Trans ASAE, 1990, 33: 1900–1906.
- [42] HUANG C H, BRADFORD J M, LAFLIN J M. Evaluation of the detachment-transport coupling concept in the WEPP rill erosion equation [J]. Soil Sci Soc Am J, 1996, 60: 734–739.
- [43] ELLIOT W J. A process-based rill erosion model [J]. Trans ASAE, 1993, 36(1): 65–72.
- [44] LI T, NEARING M A, HAGHIGHI K, *et al.* Rill erosion and morphological evolution: A simulation model [J]. Water Resour Res, 1998, 34: 3157–3168.
- [45] ALONSO C V, NEIBLING W H, FOSTER G R. Estimating sediment transport capacity in watershed modeling [J]. Trans ASAE, 1981, 24: 1211–1226.
- [46] JULIEN P Y, SIMOND B. Sediment transport capacity of overland flow [J]. Tran of ASAE, 1985, 28: 755–762.
- [47] MOORE I D, BURCH G J. Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory [J]. Water Resour Res, 1986, 22: 1350–1360.
- [48] LU J Y, CASSOL E A, MOLDENHAUER W C. Sediment transport relationships for sand and silt loam soils [J]. Trans ASAE, 1989, 32: 1923–1931.
- [49] GOVERS G. Evaluation of transporting capacity formulae for overland flow [M]// PARSONS A J, ABRAHAMS A D, ed. Overland flow-hydraulics and erosion mechanics. London: UCL Press, 1992.
- [50] RENARD K G, FOSTER G R, *et al.* RUSLE: Revised universal soil loss equation [J]. J Soil Water Conserv, 1991, 46: 30–33.
- [51] NEARING M A, FOSTER G R, LANE L J, *et al.* A process-based soil erosion model for USDA-water erosion prediction project technology [J]. Trans ASAE, 1989, 32: 1587–1593.
- [52] HUANG C H, DARBOUX F, ZARTL A S. A proposed modification to the WEPP erosion process model concept [C]//Proc of international symposium: Soil erosion research for the 21st century. Honolulu, Hawaii, 2001: 91–94.
- [53] REGGIANI P, SIVAOALAN M, HASSANIZADEH S M. A unifying framework for watershed thermodynamics: Balance for mass, momentum, energy, entropy, and the second law of thermodynamics [J]. Advances in Water Resources, 1998, 22(4): 367–398.
- [54] MOHAMMAD R N. Watershed modeling of rainfall excess transformation into runoff [J]. J Hydrol, 2003, 270: 273–281.
- [55] 陈国祥, 谢树楠, 汤立群. 黄土高原地区流域侵蚀产沙模型研究 [M]// 孟庆枚主编. 黄土高原水土保持. 郑州: 黄河水利出版社, 1996
CHEN Guoxiang, XIE Shunan, TANG Liqun. Study on the model of soil erosion and sediment yield of watershed on Loess Plateau [M]// MENG Qingmei, ed. The Soil and water conservation on loess plateau. Zhengzhou: The Water Resource of Yellow River Press, 1996.
- [56] SCOGING H. Modeling overland-flow hydrology for dynamic hydraulics [M]// PARSONS A J, ABRAHAMS A D ed. Overland flow-hydraulics and erosion mechanics. London: UCL Press, 1992: 89–103.
- [57] SINGH A, HERRMANN A, KAUSHAL M P. PAU-REMO: A two dimensional finite element runoff and soil erosion model for agricultural lands [C]//Proceeding of soil erosion for the 21st century international symposium. Honolulu, Hawaii, ASAE, St Joseph, MI USA, 2001: 334–337.
- [58] TAYFUR G. Modeling two-dimensional erosion process over infiltration surfaces [J]. J Hydrol Eng, 2001, 6(3): 259–262.
- [59] LIU Q Q, CHEN L, LI J C, *et al.* Two-dimensional kinematic wave modeling of overland-flow [J]. J Hydrol, 2004, 291(1–2): 28–41.

(责任编辑 代丽)