

黄土坡面片蚀过程稳定含沙量及其影响因素

盛贺伟¹, 孙莉英^{2*}, 蔡强国²

(1. 西北农林科技大学水土保持研究所, 陕西 杨凌 712100;

2. 中国科学院地理科学与资源研究所, 陆地水循环与地表过程重点实验室, 北京 100101)

摘要:黄土高原地区坡面土壤侵蚀具有明显的垂直分带性, 溅蚀片蚀带是坡面侵蚀的最上方地带, 研究片蚀过程含沙量变化有助于阐明坡面侵蚀规律。本文采用人工模拟降雨试验方法研究了黄土坡面片蚀稳定含沙量及其影响因素; 试验处理包括2种质地的黄土(壤土和黑垆土), 2个雨强(90和120 mm/h)和4个坡度(10°、15°、20°和25°)。结果表明: 在不同质地黄土、降雨强度和坡度条件下, 水流含沙量均呈现先减小后平稳的规律; 稳定含沙量与土壤颗粒体积分形维数、降雨强度和坡度呈幂函数关系, 稳定含沙量随土壤颗粒体积分形维数的增大而减小, 随降雨强度和坡度的增大而增大, 影响程度依次为土壤颗粒体积分形维数、降雨强度和坡度; 所分析的水动力学指标中单位水流功率与稳定含沙量关系最密切, 降雨强度对稳定含沙量的影响大于单位水流功率。

关键词:片蚀; 稳定含沙量; 降雨强度; 坡度; 黄土质地; 单位水流功率

1 引言

黄土高原地区的土壤侵蚀具有垂直分带性, 从黄土坡面分水岭向沟底依次为片蚀带、细沟侵蚀带、浅沟侵蚀带等(刘元保等, 1988)。片蚀带作为全坡面侵蚀的最上方区域, 其含沙量变化对下方细沟侵蚀带有重要影响(肖培青等, 2003), 此外黄土高原土壤类型多样(王恒俊, 1991), 因此有必要对不同土壤类型、降雨强度和坡度下含沙量的变化过程进行深入研究。Zhang等(1998)、刘俊娥等(2011)、Gabriella(2013)、Liu等(2014)、郑子成等(2015)和卢嘉等(2016)指出, 片蚀过程中含沙量随降雨历时的增加最终会呈稳定状态, 稳定含沙量的大小因前期坡面处理、降雨强度、坡度和土壤类型的不同存在较大差异, 因此, 有必要在相同试验条件下研究片蚀过程的稳定含沙量及其影响因素。径流含沙量变化源于坡面降雨和径流的作用(Zhang et al, 2007), 描述径流水动力学特征的常用指标有水流剪切力、水

流功率和单位水流功率, 如WEPP模型使用水流剪切力参数来描述输沙的过程(Foster et al, 1977), EUROSEM和LISEM模型使用单位水流功率参数来描述输沙过程(de Roo et al, 1996; Morgan et al, 1998), 而GUEST模型采用水流功率参数来描述输沙过程(Misra et al, 1996)。李浩宏等(2015)建立了黄土坡面片蚀形式下单位水流功率与含沙量的关系式。但坡面薄层径流由于水深较小, 降雨对其扰动较大, 雨滴打击一方面会透过径流打击坡面土壤颗粒, 另一方面也会增加薄层径流的紊动性(吴普特等, 1992, 1994; Gabet et al, 2003)。Kinnell(2009)研究表明, 降雨条件下片蚀泥沙的起动和输移主要取决于降雨因素, 可见仅用水动力学特征指标不足以表征含沙量。因此, 本文设计了2种质地黄土坡面在不同降雨强度和坡度下的片蚀试验, 旨在研究含沙量的变化过程及稳定含沙量, 并试图找出不同雨强条件下, 与稳定含沙量关系密切的水动力学指标, 为构建黄土坡面片蚀模型提供基础。

收稿日期: 2016-03; 修订日期: 2016-05。

基金项目: 国家自然科学基金项目(41471229, 41271304); 黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室开放基金项目(A314021402-1518) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41471229, No.41271304; Open Foundation of State Key Laboratory of Soil Erosion and Dryland Farming on Loess Plateau, No.A314021402-1518]。

作者简介: 盛贺伟(1990-), 男, 河南驻马店人, 硕士研究生, 主要从事土壤侵蚀机理研究, E-mail: heweisheng@nwsuaf.edu.cn。

通讯作者: 孙莉英(1978-), 女, 助理研究员, 主要从事水沙环境风险与控制等研究, E-mail: sunliying@igsrr.ac.cn。

引用格式: 盛贺伟, 孙莉英, 蔡强国. 2016. 黄土坡面片蚀过程稳定含沙量及其影响因素[J]. 地理科学进展, 35(8): 1008-1016. [Sheng H W, Sun L Y, Cai Q G. 2016. Steady sediment concentration of sheet erosion on loess slope and influencing factors[J]. Progress in Geography, 35(8): 1008-1016.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2016.08.010

2 试验材料与方法

2.1 试验装置与材料

人工模拟降雨试验采用黄土高原土壤侵蚀与旱地农业国家重点实验室降雨大厅内的侧喷式降雨系统完成,喷射至空中的雨滴在空气阻力的作用下形成与天然降雨雨滴相类似的雨滴(张光辉等, 2007)。试验所用土槽为1 m(长)×0.5 m(宽)×0.4 m(深),土槽下端设有集流装置用于采集降雨过程中的径流泥沙样。选取位于黄土高原重壤带和中壤带的杨凌塬土和长武黑垆土为试验用土。杨凌塬土按国际制质地划分为粉粘土地质,是褐土经人为长期耕种,施肥熟化所形成的农业土壤。长武黑垆土按国际制质地划分为粉粘壤质地,是发育在黄土母质上的一类土壤(李玉山等, 1985)。土样均取自农耕地表层(0~20 cm)。试验土壤样品的理化性质见表1,土壤颗粒组成测定采用激光粒度仪法,土壤有机质测定采用重铬酸钾加热法(刘光崧, 1996)。

2.2 试验设计

根据黄土高原侵蚀性暴雨标准(最大5分钟降雨强度 $I_5=1.52\text{ mm/min}$)(周佩华等, 1987),设计相当于 I_5 的1.3、1.0倍的降雨强度,即120、90 mm/h,为保证总降雨量相同,降雨时间分别为60、45 min;据中国科学院黄土高原综合科学考察队耕地坡度分级数据(中国科学院黄土高原综合科学考察队编, 1990),设计10°、15°、20°和25°4个坡度。所有试验均重复2次。具体的试验设计见表2。

2.3 试验步骤

试验前将土样自然风干并过10 mm金属网筛,以剔除杂草和石块。试验土槽填土时,在土槽底部铺设5 cm厚的细沙,以保证试验土槽具有良好的透水性。细沙层之上采用分层(每层5 cm)填土的方式填充土槽,填土容重均为 1.13 g/cm^3 。每层填土均采取边填充边压实方法,并将接触面打毛处理,减少边界效应的影响,使下垫面土壤条件的变异性最小。装土结束后,用特制平尺对土壤表面进行刮平,以制造一定的地表糙度。正式降雨前测定坡面

表层5 cm的含水量,其值为 $10.11\%\pm 0.72\%$,与设计10%的土壤前期含水量相一致。

正式降雨开始后,仔细观察坡面产流情况,记录初始产流时间。取样间隔时间由径流速率达到稳定的时间确定,90 mm/h雨强下降雨径流产生后前5个样,每隔1 min取样,然后按每隔2 min取10个样,再按每隔3 min取样;120 mm/h雨强下降雨径流产生后前5个样,每隔1 min取样,然后按每隔2 min取样,采用烘干法测定径流含沙量。用高锰酸钾染色剂示踪法测定坡面径流表层最大流速,其中径流流速的修正系数取0.75(Govers, 1992)。

3 研究方法

3.1 灰色关联分析

灰色关联分析的方法是以各个比较数列构成的曲线族与参考数列构成曲线之间的几何相似程度,得出各比较数列与参考数列构成曲线间的几何形状相似程度,以几何形状相似程度的大小作为其相关程度大小的指标。

设参考数列为 $C_0(k)$,比较数列为 $C_i(k)$,比较数列 $i=1, 2, 3, \dots, m$,序列长度为 n 。关键问题在于确定 $C_i(k)$ 与 $C_0(k)$ 的密切程度,即可求出 $C_i(k)$ 与 $C_0(k)$ 序列的相关度(罗佑新等, 2001)。

将各数列中各数均除以各自对应数列中的第一个数,目的是使各数列的量纲一致,即可得到相应的新数列,即:

$$x_i(k)=\frac{C_i(k)}{C_i(1)},x_0(k)=\frac{C_0(k)}{C_0(1)}\tag{1}$$

关联性的本质是曲线几何形状的差别,据此可以将曲线间的差值作为关联程度的衡量标准。定义点关联系数的计算公式为:

$$\zeta_i(k)=\gamma(x_i(k),x_0(k))=\frac{\min_{i\in m}\min_{k\in n}|x_0(k)-x_i(k)|+\rho\max_{i\in m}\max_{k\in n}|x_0(k)-x_i(k)|}{|x_0(k)-x_i(k)|+\rho\max_{i\in m}\max_{k\in n}|x_0(k)-x_i(k)|}\tag{2}$$

式中： $\zeta_i(k)$ 为第 k 时刻比较曲线 x_i 对参考曲线 x_0

表1 2种试验土壤基本性质
Tab.1 Basic soil properties of the two tested soils

	粒径组成/%					有机质/(g/kg)
	<0.002 mm	0.002~0.02 mm	0.02~0.05 mm	0.05~0.25 mm	>0.25 mm	
塬土	26.06	36.55	27.92	4.25	5.22	13.3
黑垆土	24.16	38.04	31.32	9.17	0.30	12.3

表2 试验设计

Tab.2 Design of experimental treatments

土壤	降雨强度/(mm/h)	坡度/°
壤土	90	10
		15
		20
		25
		25
	120	10
		15
		20
		25
		25
黑垆土	90	10
		15
		20
		25
		25
	120	10
		15
		20
		25
		25

的相对差值,此相对差值称 $x_i(k)$ 对 $x_0(k)$ 在 k 时刻的关联系数; ρ 指分辨系数,取值一般为 0~1,本文取 0.5。

基于式(2),关联度(γ_i)的计算公式如下:

$$\gamma_i = \gamma(x_0, x_i) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \gamma[x_0(k), x_i(k)] \quad (3)$$

$$\text{即} \quad \gamma_i = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^n \xi_i(k) \quad (4)$$

3.2 水动力学参数计算

(1) 水流剪切力

水流剪切力指沿着坡面梯度方向运动的水流在其运动方向上产生作用力,Foster等(1984)等提出水流剪切力的计算公式为:

$$\tau = \lambda R S_f \quad (5)$$

式中: τ 为水流剪切力/Pa; λ 为水的容重/(N/m³); R 为水力半径/m; S_f 为能坡。

薄层水流按明渠均匀流的基本理论计算,水力半径 R 通过流量、径流宽和流速观测值计算;能坡 $S_f = \tan \alpha$, 其中 α 为坡度,这样就可以根据式(5)计算出剪切力。

(2) 水流功率

Bagnold(1967)定义作用于单位面积的水流所消耗的功率为水流功率,计算公式为:

$$\omega = \lambda q S_f = \lambda h V S_f = \tau V \quad (6)$$

式中: ω 表示水流功率/(N/(m·s)); q 表示单宽流量/(m³/(m·s)); h 为水深/m; V 为流速/(m/s)。

(3) 单位水流功率

Yang(1973)定义单位水流功率为作用于泥沙床面的单位重量水体所消耗的功率,计算公式为:

$$P = V S_f \quad (7)$$

式中: P 为单位水流功率/(m/s)。

4 结果与分析

4.1 不同条件下含沙量的变化

含沙量随降雨强度、坡度的增大而增加(图1)。土壤颗粒的分离和搬运的动力来自降雨及受降雨扰动的水流(刘俊娥等, 2013),大雨强条件下,雨滴扰动越大,坡面水流的紊动性越强,其侵蚀能力也越大,片蚀水流中含沙量也越大。坡面水流流速和流量随地表坡度的增加而增大,随着地表坡度的增加,土壤稳定性降低,土壤抗蚀性与抗冲性减弱,最终导致坡面片蚀作用增大,表现为片蚀水流含沙量随坡度的增大而增大。相同坡度和降雨强度下,黑垆土坡面含沙量要高于壤土坡面含沙量(图1)。黑垆土和壤土的有机质含量接近,但颗粒组成中砂粒含量要高于壤土,粘粒含量低于壤土,故黑垆土的可蚀性要高于壤土,即相同条件下黑垆土坡面的侵蚀强度要高于壤土坡面。

表土处理方式的差异造成了含沙量随降雨历时的变化规律与以往研究不同(Agassi et al, 1999)。在有前期降雨的情况下,浮土消失,所以径流含沙量较小(刘俊娥等, 2011; 李浩宏等, 2015);但本试验表层存在大量浮土,径流起始阶段含沙量的大小取决于径流的输沙能力,所以坡面径流初始含沙量较大。随着降雨过程的继续,坡面入渗趋于稳定,降雨及径流综合作用下分散的泥沙量也趋于稳定(AasdiSADI et al, 2007),由于稳定含沙量的大小取决于降雨及径流对坡面土壤的剥蚀能力(Fox et al, 2000; Assouline et al, 2006),则坡面片蚀含沙量也趋于稳定状态。

采用式(8)模拟含沙量的变化,其中方程的极值代表稳定含沙量。该模型显示:含沙量随降雨历时的增加以指数形式快速减小,且递减速率随降雨历时增加而下降。

$$C = M - A \times (1 - e^{-\beta \times n})^B \quad (8)$$

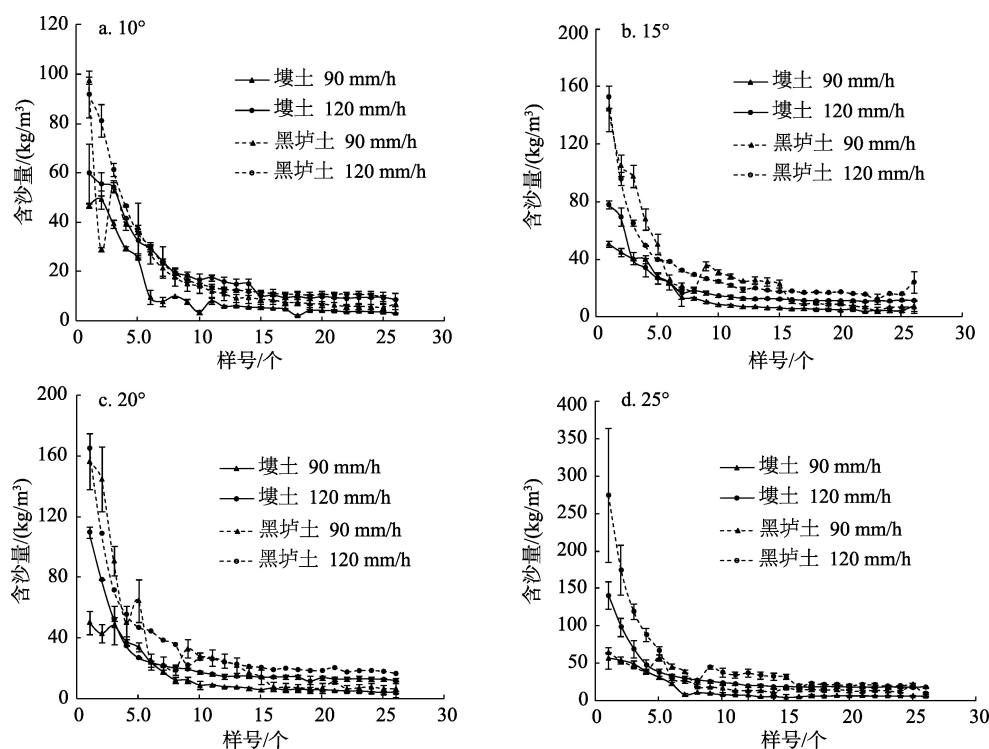


图1 含沙量随降雨历时的变化

Fig.1 Change of sediment concentration with rainfall duration

式中: C 指任意时刻含沙量/(kg/m^3); M 指可达到的初始最大含沙量/(kg/m^3); n 指径流样号; A 、 B 和 β 均为回归系数。模拟结果显示(表3), 决定系数 R^2 范围为0.877~0.997, 说明拟合效果很好。

4.2 稳定含沙量的预测

稳定含沙量的大小受土壤特性、降雨和地形特性的影响。土壤质地类因子是决定土壤可蚀性的核心关键因子(王彬, 2013), 土壤颗粒体积分形维数最早由王国梁等(2005)提出, 其计算中不再需要“不同粒级土壤颗粒具有相同密度”这一假设, 故表征土壤质地更具有合理性(吴焕焕, 2013)。壤土和黑垆土的原始土壤颗粒体积分形维数分别为2.69和2.59。利用SPSS 19.0对稳定含沙量与2种土壤的原始土壤颗粒体积分形维数、降雨强度和坡度进行回归分析, 结果如下:

$$C_s = e^{38.037 D^{-10.009} I^{2.559} S^{1.430}} \quad (n=16, R^2=0.886), \quad (9)$$

$$F=31.190 > F_{(3,13)_{0.01}}=6.70$$

式中: C_s 指稳定含沙量/(kg/m^3); D 指土壤颗粒体积分形维数; I 指降雨强度/(mm/h); S 指坡度/ $^\circ$ 。

从式(9)和表3可知, 在本试验条件下, 土壤颗粒体积分形维数对稳定含沙量有负向效应。土壤颗粒体积分形维数越大, 表明土壤颗粒中粘粒体积

含量越多, 砂粒体积含量越少(王国梁等, 2005), 即抵抗侵蚀的能力越强, 所以随着土壤颗粒体积分形维数的增加, 稳定含沙量会减小。降雨强度和坡度对稳定含沙量有正向效应(原因如4.1所述)。回归分析结果表明, 三者对稳定含沙量的影响程度按从大到小依次为: 土壤颗粒体积分形维数、降雨强度和坡度。

坡面侵蚀的动力源自降雨及其引起的地表径流, 将片蚀水流含沙量与水动力学参数(水流剪切力、水流功率和单位水流功率)的关系作进一步研究, 可找出降雨条件下与片蚀水流含沙量关系最密切的水动力学参数, 以更好地揭示片蚀水流含沙量变化的动力根源。

对次降雨过程中水流稳定含沙量与水流剪切力、水流功率和单位水流功率进行灰色关联分析。选择壤土和黑垆土的稳定含沙量作为参考数列, 剪切力 $C_1(K)$ 、水流功率 $C_2(K)$ 和单位水流功率 $C_3(K)$ 作为比较数列。原始数据见表4。由式(1)将原始数据进行初值化处理, 结果见表5; 由式(2)-(4)计算关联度, 结果见表6。

从表6可以看出, 对于壤土和黑垆土坡面, 均为 γ 单位水流功率最大, 分别为0.6332和0.6160, 说明单位水

表3 含沙量拟合结果
Tab.3 Fitting of sediment concentration

雨强/(mm/h)	壤土						稳定含沙量/(kg/m ³)
	坡度/°	<i>A</i>	<i>B</i>	β	<i>M</i>	<i>R</i> ²	
90	10	50.49	2.63	0.50	54.79	0.983	4.30
	15	46.06	2.77	0.37	50.74	0.987	4.68
	20	45.27	3.43	0.38	50.47	0.994	5.19
	25	50.58	5.08	0.56	56.83	0.989	6.25
120	10	50.49	1.90	0.29	60.04	0.989	9.56
	15	66.12	1.51	0.47	78.03	0.984	11.91
	20	95.62	1.12	0.49	109.85	0.995	14.23
	25	121.87	0.96	0.42	140.39	0.997	18.53

雨强/(mm/h)	黑垆土						稳定含沙量/(kg/m ³)
	坡度/°	<i>A</i>	<i>B</i>	β	<i>M</i>	<i>R</i> ²	
90	10	92.74	0.40	0.16	97.50	0.997	4.76
	15	134.30	0.88	0.26	144.56	0.949	10.26
	20	143.90	2.35	0.60	156.30	0.952	12.40
	25	52.07	2.38	0.26	64.49	0.877	12.42
120	10	82.17	1.55	0.37	91.89	0.991	9.72
	15	135.80	0.59	0.30	152.94	0.994	17.14
	20	146.02	0.63	0.29	165.10	0.993	19.08
	25	255.96	0.25	0.16	274.53	0.997	18.57

表4 稳定含沙量和水动力学参数原始值
Tab.4 Values of steady sediment concentration and hydrodynamic parameters

稳定含沙量/(kg/m ³)		剪切力/ <i>P</i> _o		水流功率/(N/(m·s))		单位水流功率/(m/s)	
壤土	黑垆土	壤土	黑垆土	壤土	黑垆土	壤土	黑垆土
4.30	4.76	0.37	0.37	0.03	0.03	0.01	0.02
4.68	10.26	0.55	0.48	0.04	0.04	0.02	0.02
5.19	12.40	0.66	0.67	0.05	0.05	0.03	0.03
6.25	12.42	0.79	0.69	0.06	0.06	0.03	0.04
9.56	9.72	0.35	0.36	0.03	0.03	0.01	0.02
11.91	17.14	0.45	0.38	0.04	0.04	0.02	0.03
14.23	19.08	0.50	0.58	0.05	0.05	0.03	0.03
18.53	18.57	0.69	0.61	0.06	0.07	0.04	0.05

表5 稳定含沙量和水动力学参数初值化值
Tab.5 Initial feature values of steady sediment concentration and hydrodynamic parameters

<i>C</i> ₀ (<i>K</i>)		<i>C</i> ₁ (<i>K</i>)		<i>C</i> ₂ (<i>K</i>)		<i>C</i> ₃ (<i>K</i>)	
壤土	黑垆土	壤土	黑垆土	壤土	黑垆土	壤土	黑垆土
1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00	1.00
1.09	2.16	1.48	1.32	1.28	1.26	1.30	1.43
1.21	2.61	1.77	1.82	1.68	1.59	1.87	1.72
1.45	2.61	2.13	1.88	2.20	1.80	2.51	2.33
2.22	2.04	0.94	0.98	0.92	0.92	0.98	0.95
2.77	3.60	1.20	1.04	1.34	1.22	1.66	1.76
3.31	4.01	1.34	1.57	1.67	1.52	2.46	1.90
4.31	3.90	1.86	1.67	1.99	1.96	2.60	2.86

流功率是与稳定含沙量发展趋势最接近的因素。

在相同的单位水流功率条件下,大雨强条件下(120 mm/h)的稳定含沙量要高于小雨强条件下(90 mm/h)的稳定含沙量(图2),说明单位水流功率与稳定含沙量的关系受降雨强度影响(Arjmand Sajjadi et al, 2015)。原因在于,降雨对于坡面泥沙起动具有促进作用,雨强愈大,泥沙愈容易起动,此时被径流搬运的泥沙就相应增多(赵春红等, 2013)。Kinnell(2010)及 Mahmoudabadi 等(2011)的研究表明,雨滴动能对土壤颗粒的分离和输移具有重要作用,故在片蚀条件下单纯采用表征径流能量的单位水流功率指标并不足以表征稳定含沙量。

利用 SPSS 19.0 对 3/4 的稳定含沙量数据与土壤颗粒体积分形维数、降雨强度和单位水流功率进行逐步回归分析,结果如下:

$$C_s = e^{2.665} I^{2.254} P^{0.698} D^{-8.470} (n = 12 R^2 = 0.874),$$
$$F_{(3,9)} = 18.818 > F_{(3,9)_{0.01}} = 6.93$$

(10)

式中: P 为单位水流功率/(m/s); 其他变量同式(9)。回归结果显示:降雨强度和单位水流功率均通过 0.01 的显著性水平检验,土壤颗粒体积分形维数也通过 0.05 的显著性水平检验。

采用 1/4 的稳定含沙量数据验证式(10)(图 3),以 Nash-Sutcliffe 效率系数 E_{ns} 和相对误差 R_e 评价式(10)的有效性。 E_{ns} 和 R_e 越接近 1 和 0,说明模拟效果越好。依据沈晔娜(2010)“ $E_{ns} > 0.5$ 和 $R_e < 15\%$ ”的标

准判别模型模拟效果,计算得知 E_{ns} 和 R_e 分别为 0.527 和 -2.6%,说明式(10)有较好的模拟效果。且从式(10)可知,降雨强度对稳定含沙量的影响大于单位水流功率的影响。

5 结论与讨论

5.1 结论

本试验条件下,黄土坡面在片蚀过程中,到一定降雨历时后,含沙量会达到稳定状态。

(1) 90 mm/h 降雨强度下,坡度从 10° 增加到 25° 时,塬土坡面的稳定含沙量从 4.30 kg/m³ 增至 6.25 kg/m³,黑垆土坡面的稳定含沙量从 4.76 kg/m³ 增至 12.42 kg/m³; 120 mm/h 降雨强度下,坡度从 10° 增加到 25° 时,塬土坡面的稳定含沙量从 9.56 kg/m³ 增至 18.53 kg/m³,黑垆土坡面的稳定含沙量从 9.72 kg/m³ 增至 18.57 kg/m³。各因素对稳定含沙量的影响程度从大到小依次为土壤颗粒体积分形维数、降雨强度和坡度。

(2) 坡面侵蚀的动力源自降雨及其引起的地表径流,单位水流功率是与稳定含沙量发展趋势最接近的因素。对稳定含沙量的影响程度从大到小依次为土壤颗粒体积分形维数、降雨强度和单位水流功率。

5.2 讨论

溅蚀片蚀带是坡面侵蚀的最上方地带,研究其径流含沙量变化对阐明坡面侵蚀规律有重要意义。本文研究了片蚀过程径流含沙量的变化过程及稳定径流含沙量的影响因素。径流含沙量随降雨历时的增加呈非线性变化,因此降雨历时的长短会影响平均径流含沙量的大小;而稳定径流含沙量的大小则与降雨历时的长短无关,因此,研究片蚀

表6 稳定含沙量与其影响因子的关联度
Tab.6 Correlation between steady sediment concentration and hydrodynamic parameters

	$\gamma_{\text{剪切力}}$	$\gamma_{\text{水流功率}}$	$\gamma_{\text{单位水流功率}}$
塬土	0.5915	0.6158	0.6332
黑垆土	0.5559	0.5471	0.6160

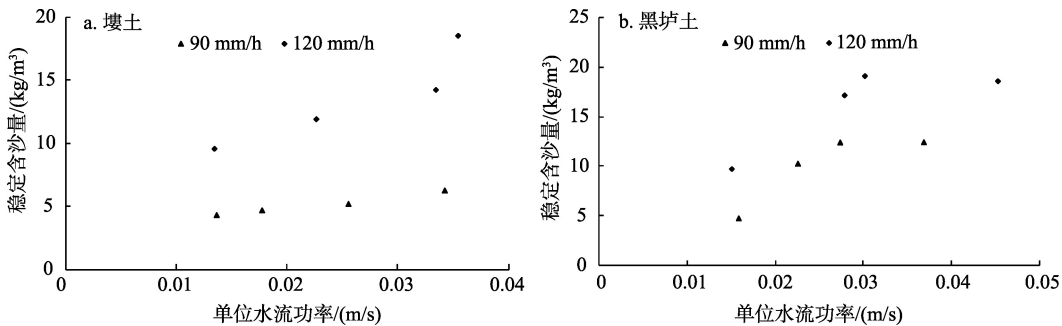


图2 稳定含沙量与单位水流功率的关系

Fig.2 Relationships between steady sediment concentration and unit stream power

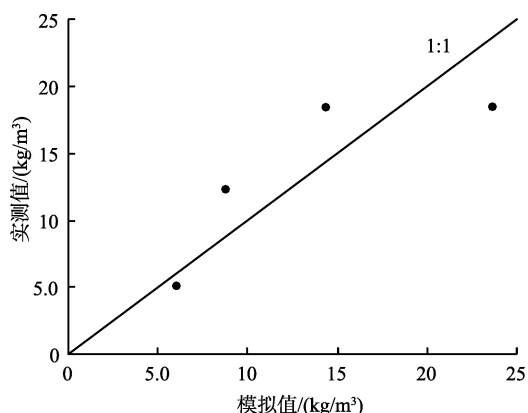


图3 稳定含沙量实测值和模拟值

Fig.3 Comparison between predicted and measured steady sediment concentrations

过程的影响因素时可采用稳定径流含沙量。Shih和Yang(2009)研究认为,单位水流功率指标是影响径流含沙量变化的最优指标。本文认为在薄层径流条件下,降雨强度和单位水流功率均对稳定含沙量变化均有影响,且降雨强度的影响程度要大于单位水流功率。

参考文献(References)

- 李浩宏,王占礼,申楠,等. 2015. 黄土坡面片蚀水流含沙量变化过程试验研究[J]. 中国水土保持, (3): 46-49. [Li H H, Wang Z L, Shen N, et al. 2015. Experimental study on variation process of flow sediment concentration of sheet erosion of loess slope surface[J]. Soil and Water Conservation in China, (3): 46-49.]
- 李玉山,韩仕峰,汪正华. 1985. 黄土高原土壤水分性质及其分区[J]. 中国科学院西北水土保持研究所集刊, (2): 1-17. [Li Y S, Han S F, Wang Z H. 1985. Soil water properties and its zonation in the Loess Plateau[J]. Memoir of Northwestern Institute of Soil and Water Conservation, Academia Sinica, (2): 1-17.]
- 刘光崧. 1996. 土壤理化分析与剖面描述[M]. 北京: 中国标准出版社. [Liu G S. 1996. Turang lihua fenxi yu poumian miaoshu[M]. Beijing, China: Standards Press of China.]
- 刘俊娥,王占礼,高素娟. 2011. 黄土坡面片蚀过程试验研究[J]. 水土保持学报, 25(3): 35-39. [Liu J E, Wang Z L, Gao S J. 2011. Experimental study of sheet erosion processes on loess hillslope[J]. Journal of Soil and Water Conservation, 25(3): 35-39.]
- 刘俊娥,王占礼,高素娟,等. 2013. 黄土坡面片流产流过程模拟研究[J]. 土壤学报, 50(2): 268-274. [Liu J E, Wang Z H, Gao S J, et al. 2013. Simulated-rainfall experimental study on runoff of sheet flow on loess hillslope[J]. Acta Pe-

dologica Sinica, 50(2): 268-274.]

- 刘元保,朱显谟,周佩华,等. 1988. 黄土高原土壤侵蚀垂直分带性研究[J]. 中国科学院西北水土保持研究所集刊, (1): 5-8. [Liu Y B, Zhu X M, Zhou P H, et al. 1988. A study on the vertical zoning of soil erosion in the Loess Plateau[J]. Memoir of Northwestern Institute of Soil and Water Conservation, Academia Sinica, (1): 5-8.]
- 卢嘉,郑粉莉,安娟,等. 2016. 降雨侵蚀过程中黑土团聚体流失特征研究[J]. 生态学报, 36(8): 2264-2273. [Lu J, Zheng F L, An J, et al. 2016. An experiment study of Molli-sol aggregate loss characteristics during rainfall erosion processes[J]. Acta Ecologica Sinica, 36(8): 2264-2273.]
- 罗佑新,张龙庭,李敏. 2001. 灰色系统理论及其在机械工程中的应用[M]. 长沙: 国防科技大学出版社. [Luo Y X, Zhang L T, Li M. 2001. Huise xitong lilun jiqi zai jixie gongchengzhong de yingyong[M]. Changsha, China: National University of Defence and Technology Press.]
- 沈晔娜. 2010. 流域非点源污染过程动态模拟及其定量控制[D]. 杭州: 浙江大学. [Shen Y N. 2010. Modeling about non-point source pollution and quantity control for it within watershed[D]. Hangzhou, China: Zhejiang University.]
- 王彬. 2013. 土壤可蚀性动态变化机制与土壤可蚀性估算模型[D]. 杨凌: 西北农林科技大学. [Wang B. 2013. Dynamic mechanism of soil erodibility and soil erodibility calculation model[D]. Yangling, China: Northwest A&F University.]
- 王国梁,周生路,赵其国. 2005. 土壤颗粒的体积分形维数及其在土地利用中的应用[J]. 土壤学报, 42(4): 545-550. [Wang G L, Zhou S L, Zhao Q G. 2005. Volume fractal dimension of soil particles and its applications to land use[J]. Acta Pedologica Sinica, 42(4): 545-550.]
- 王恒俊. 1991. 黄土高原地区土壤资源及其合理利用[M]. 北京: 中国科学技术出版社. [Wang H J. 1991. Soil resources and utilization in reason on Loess Plateau[M]. Beijing, China: China Science and Technology Press.]
- 吴焕焕. 2013. 激光衍射法测定土壤质地的方法及其在土壤结构研究中的应用[D]. 杨凌: 西北农林科技大学. [Wu H H. 2013. The method to measure soil texture by laser diffraction and its application on soil structure [D]. Yangling, China: Northwest A&F University.]
- 吴普特,周佩华. 1992. 雨滴击溅在薄层水流侵蚀中的作用[J]. 水土保持通报, 12(4): 19-26, 47. [Wu P T, Zhou P H. 1992. The action of raindrop splash on sheet flow erosion [J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 12(4): 19-26, 47.]
- 吴普特,周佩华. 1994. 雨滴击溅对薄层水流水力摩阻系数的影响[J]. 水土保持学报, 8(2): 39-42. [Wu P T, Zhou P H. 1994. The effects of raindrop splash on the sheet flow

- hydraulic friction factor[J]. *Journal of Soil and Water Conservation*, 8(2): 39-42.]
- 肖培青, 郑粉莉, 贾媛媛. 2003. 基于双土槽试验研究的黄土坡面侵蚀产沙过程[J]. *中国水土保持科学*, 1(4): 10-15.
- Xiao P Q, Zheng F L, Jia Y Y. 2003. Loess hill slope erosion and sediment yield process using a dual box system [J]. *Science of Soil and Water Conservation*, 1(4): 10-15.]
- 张光辉, 刘宝元, 李平康. 2007. 槽式人工模拟降雨机的工作原理与特性[J]. *水土保持通报*, 27(6): 56-60. [Zhang G H, Liu B Y, Li P K. 2007. Principles and properties of artificial trough rainfall simulator[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 27(6): 56-60.]
- 赵春红, 高建恩, 王飞, 等. 2013. 含沙量对坡面流水动力学特性的影响研究[J]. *农业机械学报*, 44(9): 79-85. [Zhao C H, Gao J E, Wang F, et al. 2013. Effects of sediment load on hydrodynamic characteristics of overland flow[J]. *Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery*, 44(9): 79-85.]
- 郑子成, 秦凤, 李廷轩. 2015. 不同坡度下紫色土地表微地形变化及其对土壤侵蚀的影响[J]. *农业工程学报*, 31(8): 168-175. [Zheng Z C, Qin F, Li T X. 2015. Changes in soil surface micro-relief of purple soil under different slope gradients and its effects on soil erosion[J]. *Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 31(8): 168-175.]
- 中国科学院黄土高原综合科学考察队. 1990. 中国黄土高原地区耕地坡度分级数据集[M]. 北京: 中国海洋出版社. [Zhongguo Kexueyuan Huangtugaoyuan Zonghe Kexue Kaochaui. 1990. Zhongguo Huangtugaoyuan diqu gengdi podu fenji shujuji[M]. Beijing, China: Ocean Press of China.]
- 周佩华, 王占礼. 1987. 黄土高原土壤侵蚀暴雨标准[J]. *水土保持通报*, 7(1): 38-44. [Zhou P H, Wang Z L. 1987. Soil erosion storm rainfall standard in the Loess Plateau[J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 7(1): 38-44.]
- Agassi M, Bradford J. 1999. Methodologies for interrill soil erosion studies[J]. *Soil and Tillage Research*, 49(4): 277-287.
- Arjmand Sajjadi S, Mahmoodabadi M. 2015. Sediment concentration and hydraulic characteristics of rain-induced overland flows in arid land soils[J]. *Journal of Soils and Sediments*, 15(3): 710-721.
- Asadi H, Ghadiri H, Rose C W, et al. 2007. Interrill soil erosion processes and their interaction on low slopes[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 32(5): 711-724.
- Assouline S, Ben-Hur M. 2006. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing[J]. *Catena*, 66(3): 211-220.
- Bagnold R A. 1966. An approach to the sediment transport problem from general physics[M]. Washington: United States Government Printing Office.
- Balacco G. 2013. The interrill erosion for a sandy loam soil[J]. *International Journal of Sediment Research*, 28(3): 329-337.
- de Roo A P J, Wesseling C G, Ritsema C J. 1996. LISEM: A single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins: I. Theory, input and output[J]. *Hydrological Processes*, 10(8): 1107-1117.
- Foster G R, Huggins L F, Meyer L D. 1984. A laboratory study of rill hydraulics: II. Shear stress relationships[J]. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, 27(3): 797-804.
- Foster G R, Meyer L D, Onstad C A. 1977. An erosion equation derived from basic erosion principles[J]. *Transaction of the American Society of Agricultural Engineers*, 20(4): 678-682.
- Fox D M, Bryan R B. 2000. The relationship of soil loss by interrill erosion to slope gradient[J]. *Catena*, 38(3): 211-222.
- Gabet E J, Dunne T. 2003. Sediment detachment by rain power [J]. *Water Resources Research*, 39(1): ESG 1-1-ESG 1-12.
- Govers G. 1992. Relationship between discharge, velocity and flow area for rills eroding loose, non-layered materials [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 17(5): 515-528.
- Kinnell P I A. 2009. The impact of slope length on the discharge of sediment by rain impact induced saltation and suspension[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34(10): 1393-1407.
- Kinnell P I A. 2010. Comment on a new splash and sheet erosion equation for range lands[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 74(1): 340-341.
- Liu J E, Wang Z L, Yang X M, et al. 2014. The impact of natural polymer derivatives on sheet erosion on experimental loess hillslope[J]. *Soil and Tillage Research*, 139: 23-27.
- Mahmoudabadi M, Rouhipour H. 2011. Study on process changes in some indices of soil erodibility and depositability using rainfall simulator[J]. *Journal of Water and Soil Conservation*, 18(4): 145-166.
- Misra R K, Rose C W. 1996. Application and sensitivity analysis of process-based erosion model GUEST[J]. *European Journal of Soil Science*, 47(4): 593-604.
- Morgan R P C, Quinton J N, Smith R E, et al. 1998. The European Soil Erosion Model (EUROSEM): A dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments[J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 23(6): 527-544.

- Shih H, Yang C T. 2009. Estimating overland flow erosion capacity using unit stream power[J]. *International Journal of Sediment Research*, 24(1): 46-62.
- Yang C T. 1973. Incipient motion and sediment transport[J]. *Journal of the Hydraulics Division*, 99(10): 1679-1704.
- Zhang G S, Chan K Y, Oates A, et al. 2007. Relationship between soil structure and runoff/soil loss after 24 years of conservation tillage[J]. *Soil and Tillage Research*, 92(1-2): 122-128.
- Zhang X C, Nearing M A, Norton L D, et al. 1998. Modeling interrill sediment delivery[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 62(2): 438-444.

Steady sediment concentration of sheet erosion on loess slope and influencing factors

SHENG Hewei¹, SUN Liying^{2*}, CAI Qiangguo²

(1. Institute of Soil and Water Conservation, Northwest A&F University, Yangling 712100, Shaanxi, China;

2. Key Laboratory of Water Cycle and Related Land Surface Processes, Institute of Geographic Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)

Abstract: Soil erosion on the loess hillslope shows clear vertical zonal differentiation. From upslope to downslope locations, the erosion zones are sheet erosion zone, rill erosion zone, and shallow gully erosion zone. Sediment concentration of sheet erosion zone has important impacts on detachment, deposition, and transportation processes of rill erosion zone. The purpose of this study was to investigate the relationship between steady sediment concentration and different influencing factors including loess soil type, rainfall intensity, and slope gradient. The relationship between steady sediment concentration and shear stress, stream power, and unit stream power were also examined. The impacts of loess soil type, rainfall intensity, and slope gradient on sediment concentration in rain-induced sheet flow were examined by artificial rainfall experiment from June to August 2015. Two loess soils from Yangling and Changwu districts were subjected to simulated rainfall using a detachment tray under infiltration condition. Two rainfall intensities of 90 and 120 mm/h were simulated on slope gradients from 10° to 25°, resulting in rain-induced overland flow. The sediment was sampled at several time intervals and sediment concentration was determined. Different hydraulic parameters including flow velocity, shear stress, stream power, and unit stream power were measured. The results show that: (1) Sediment concentration demonstrated a similar trend under different conditions: first sharply decreased and then became steady. A new equation can be used to model changes of sediment concentration, with the minimum value of the equation as steady sediment concentration. Sediment concentration was greater at higher rainfall intensity and steeper slope gradients. With slope gradient increasing from 10° to 25°, sediment concentration increased from 4.3 to 6.25 kg/m³ and 9.56 to 18.53 kg/m³ at rainfall intensities of 90 and 120 mm/h on Lou soil hillslope; and increased from 4.76 to 12.42 kg/m³ and 9.72 to 19.08 kg/m³ at rainfall intensities of 90 and 120 mm/h on Dark loessil soil hillslope, respectively. The steady sediment concentration was lower with higher fractal dimension of loess particles. The impacts of factors on steady sediment concentration are in the following order: fractal dimension of loess particles > rainfall intensity > slope gradient; (2) Unit stream power was the hydrodynamic parameter that was most closely correlated with steady sediment concentration, and a new model including rainfall intensity, unit stream power, and fractal dimension of loess particles was advanced to calculate steady sediment concentration. The impacts of factors on steady sediment concentration are in the following order: fractal dimension of loess particles > rainfall intensity > unit stream power.

Key words: sheet erosion; steady sediment concentration; rainfall intensity; slope gradient; loessial soil texture; unit stream power