坡面薄层水流流速研究

杨大明[1]，高佩玲[1,2]，刘小媛[4]，相龙康[1]，张晴雯[3]

(1.山东理工大学农业工程与食品科学学院，山东 淄博 255000；2.山东理工大学资源与环境工程学院，山东 淄博 255000；3.中国农业科学院农业环境与可持续发展研究所，北京 100086；4.土壤与农业可持续发展国家重点实验室(中国科学院南京土壤研究所)，南京 210008)

摘要： 准确测量坡面薄层水流流速是分析和计算水动力学参数的前提，也是建立土壤侵蚀模型的基础。设置 5 个坡度(5°，10°，15°，20°，25°)和 4 个放水流量(2，4，8，16 L/min)，采用长 12 m、宽 0.1 m、高 0.3 m 的水槽对坡面薄层水流流速进行了测量。通过记录水流前锋(前沿)流过水槽的时间计算水流的前沿流速，并采用染色剂示踪法和电解质脉冲法测量水流的平均表层流速和平均流速，与前沿流速进行对比。结果表明：试验的前沿流速为 0.237～1.290 m/s，且随着坡度和流量的增大呈增大趋势，流量对前沿流速的影响大于坡度的影响，前沿流速可以用坡度和流量的幂函数形式进行预测；将前沿流速与染色剂示踪法测得的平均表层流速和电解质脉冲法测得的平均流速进行对比，发现前沿流速与平均表层流速和平均流速均具有良好的一致性，但平均表层流速的数值远大于前沿流速，其相对误差为－15.018%～－27.825%，2 种流速之间可以用系数 0.758进行转换；前沿流速与平均流速的数值非常接近，且相对误差随着流量和坡度的增大逐渐减小，2 种流速之间的转换系数为 0.946。前沿流速与其他 2 种流速的经验系数主要受雷诺数的影响，所建立的等式可以较好地模拟 2 种经验系数。研究结果可为坡面薄层水流流速的研究提供参考。

关键词： 薄层水流；前沿流速；染色剂示踪法；电解质脉冲法；流速；经验系数

中图分类号：S157.1　　**文献标识码：**A　　**文章编号：**1009-2242(2019)04-0072-09

DOI：10.13870/j.cnki.stbcxb.2019.04.011

Study on the Velocity of Shallow Water Flow on Slope

YANG Daming[1], GAO Peiling[1,2], LIU Xiaoyuan[4], XIANG Longkang[1], ZHANG Qingwen[3]

(1.*Institute of Agriculture Engineering and Food Science*, *Shandong University of Technology*, *Zibo*, *Shandong* 255000; 2.*Institute of Resources and Environment Engineering*, *Shandong University of Technology*, *Zibo*, *Shandong* 255000; 3.*Institute of Environment and Sustainable Development in Agriculture*, *Chinese Academy of Agricultural Sciences*, *Beijing* 100086; 4.*State Key Laboratory of Soil and Sustainable Agriculture*, *Institute of Soil Science*, *Chinese Academy of Sciences*, *Nanjing* 210008)

Abstract: Accurate measurement of flow velocity of shallow water on slope is essential to analyze hydraulic parameters and establish soil erosion model. A flume of 12 m long, 0.1 m wide and 0.3 m height was used to measure the velocity of shallow water under five slope gradients (5°, 10°, 15°, 20° and 25°) and four flow discharges (2, 4, 8 and 16 L/min). By recording the time of flow front (front) passing through the flume, the leading edge velocity of flow was calculated. The average surface velocity and average velocity were measured by the dye tracer method and the electrolyte tracer pulse method, and compared with the leading edge velocity. The results showed that the leading edge velocity varied from 0.237 m/s to 1.290 m/s, and it increased with the increasing of flow discharge and slope gradient. The leading edge velocity was more sensitive to flow discharge than to slope gradient. The leading edge velocity could be predicted using a power function of slope gradient and flow discharge. By comparing the leading edge velocity with the average surface velocity measured by the dye tracer method and the average velocity measured by the electrolyte tracer pulse method, the results indicated that the leading edge velocity showed good consistency with the average surface velocity and the average velocity, but the average surface velocity was much larger than the leading edge velocity, and the relative error was －15.018% to －27.825%, and the conversion coefficient between the two

收稿日期：2019-01-11
资助项目：国家自然科学基金项目(41371285)；山东省自然科学基金项目(ZR2016EEM34)
第一作者：杨大明(1990—)，男，博士研究生，主要从事土壤侵蚀研究。E-mail：yangdaming1990@163.com
通信作者：高佩玲(1973—)，女，教授，主要从事土壤侵蚀研究。E-mail：gaoplxj@163.com

velocities was 0.758. The leading edge velocity was relatively close to the average velocity, and the relative error decreased with the increasing of flow discharge and slop gradient, and the conversion coefficient between the two velocities was 0.946. The correction factor was more sensitive to Reynolds number than to flow discharge and slope gradient. The equations established in this study could be used to predict the correction factors. In general, the results of this study could be used as a reference to study the flow velocity of shallow water.

Keywords: shallow water flow; leading edge velocity; dye tracer method; electrolyte tracer pulse method; flow velocity; empirical coefficient

坡面薄层水流流速是研究坡面径流和土壤侵蚀重要的水动力学参数[1]。由于坡面水流的流速直接关系到土壤的分离、泥沙的搬运和沉积[2-4],因此它不仅是土壤水蚀发生的主要驱动力[5],也是建立基于过程的土壤侵蚀模型的基础[6-7]。坡面薄层水流不同于明渠水流,其水流的深度很浅,通常为毫米级或厘米级,且容易受坡度、流量、地形地貌、下垫面情况的影响[8-11],因此准确地测量坡面薄层水流流速,一直是土壤侵蚀研究的重点。

在坡面薄层水流流速测量方面,由于坡面薄层水流的水深较浅,传统的明渠水流测量仪器不适合坡面薄层水流的测量。虽然还有一些以光学为基础,且与自动化测量技术相结合的仪器应用到了流速测量,如热膜测速仪[12]、声学多普勒测速仪[13]、数字摄像技术[14]、磁测速仪和粒子图像测速仪[15],但这些测量方法的使用条件比较局限,无法达到其测量要求。由于示踪法具有操作简单、成本低等特点,是目前最常用的坡面水流流速测量方法[16-17]。常用的示踪剂包括各种颜色的染料[18]、电解质[19-21]、热脉冲[22]、同位素[23]、漂浮物[24-25]和磁性材料等[26]。通过记录示踪剂随水流流过的距离和时间来计算流速,但示踪法测量的流速是表层流速,往往需要经验系数 α 的校准才能获得平均流速。Horton[27]最早通过光滑河床试验和理论分析得到不同流态条件下 α,层流为 0.67,过渡流 0.7,紊流为 0.8。但大量的研究[28-29]发现,α 值受坡面粗糙度、坡度、流量等因素的影响,其值并不是一个常数,且缺乏有效的计算方法,这对使用染色剂示踪法测量坡面水流的流速造成一定的困难。

Lei 等[5]提出一种测量坡面薄层水流的电解质示踪法,该方法基于脉冲边界条件下的溶质运移的解析式。测量过程中通过在已知距离内设置传感器,监测水流中电解质的传输情况,并利用解析解对薄层水流中的溶质运移过程进行分析,最终得到水流的流速。由于该方法不需要经验系数的校正能直接测得水流的流速,具有较高的准确性和稳定性。但是由于该方法的薄层水流流速测量仪器价格昂贵,仍然不能广泛使用。

综上所述,对于坡面薄层水流的流速测量,虽然已经发展了一些测量方法,但这些测量方法仍存在经验系数难以确定、测量不精确、造价高等问题,因此迫切需要进行一项研究去分析不同测量方法流速之间的差异,确定不同流速之间的经验系数,找出一种简单、方便、成本低的方法测量坡面薄层水流的流速,并标定其他测量方法测量的流速。基于此,本试验采用水流前锋(前沿)示踪法,模拟坡面从产流开始水流顺坡流动的过程,对不同坡度、流量组合下的坡面水流流速进行测量,分析坡度和流量对水流前沿流速的影响;同时采用电解质脉冲法和染色剂示踪法分别测量水流的平均流速和平均表层流速,与前沿流速进行对比,分析前沿流速与平均流速和平均表层流速的关系;计算前沿流速与其他 2 种流速的经验系数,并找出影响经验系数的主要因素。

1　材料与方法

1.1　溶质运移模型

当溶质在对流弥散机制的影响下在水流中运移时,通常受流量、流速、水质等因素的影响。坡面薄层水流流动过程可以合理地被假定为一维稳态流动,溶质的运移可以用偏微分方程表示。当水流被看作均匀稳定时,盐(电解质)液在水流中的对流弥散过程可以用菲克定律和质量守恒定律来定义,则溶质在一维稳态流中的对流弥散方程可以表示为:

$$\frac{\partial C}{\partial t}+u\frac{\partial C}{\partial x}=\frac{\partial}{\partial x}\left(D_H\frac{\partial C}{\partial x}\right) \tag{1}$$

式中:C 为电解质浓度,是距离 x 和时间 t 的函数(kg/m^3);u 为流速(m/s);x 为沿坡长方向的距离(m);D_H 为水动力弥散系数;t 为时间(s)。

当盐液的注入时间很短,可以假设为脉冲函数,得到边界条件和初始条件为:

$$C(x,t)=\begin{cases}C_0\delta(t) & x=0\\ 0 & x=\infty\\ 0 & t=0\end{cases} \tag{2}$$

公式(1)的解析解可以表示为[5]:

$$C(x,t)=C_0\frac{x}{2t\sqrt{\pi D_H t}}\exp\left(-\frac{(x-ut)^2}{4D_H t}\right) \quad (3)$$

试验中的数据根据最小二乘法用公式(3)进行拟合,最终得到初始浓度(C_0)、流速(u)和水动力弥散系数(D_H)。

1.2 试验材料与装置

试验于 2016 年 3 月 20 日至 6 月 3 日在中科院水利部水土保持研究所人工模拟降雨大厅进行。试验装置由供水系统、流速测量系统、集水桶、稳流槽以及坡度可调节的钢制冲刷槽组成(图 1)。供水系统由供水器、供水管组成,通过控制恒定的水流流入稳流槽,以保证流入水槽的水均匀地分布在横截面上。所用水槽长 12 m,宽 0.1 m,高 0.3 m,水槽的下端设置 1 个百叶窗,用来保持水位和顺利排水。通常利用砂纸粘贴土壤颗粒模拟土壤表面来研究坡面水流流速(此方法在以往文献中已有广泛的应用[1,10]),本试验亦采用此种方法来模拟坡面表层土壤的粗糙度。先将平均颗粒直径 0.425 mm 的砂纸平整的粘贴在水槽的底部,然后将土壤颗粒粘贴在砂纸上,用重物压实 24 h 后清除掉多余的土壤颗粒。粘贴的土壤颗粒采用黄绵土,其广泛分布于黄土高原地区。试验前将土样自然风干并过 10 mm 筛,以去除杂草和石块,土样中直径 >0.05,0.005～0.05,<0.005 mm 的颗粒分别占 20.18%,63.90%,15.92%。

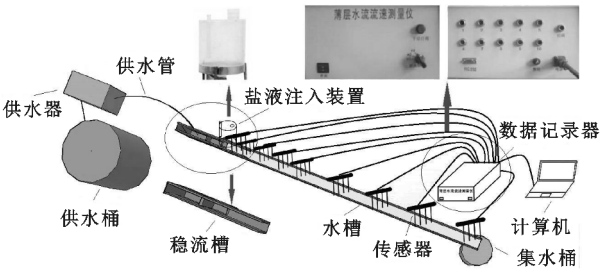


图 1 试验装置

流速测量系统包括数据记录器、传感器、溶质注入装置和 1 台计算机。数据记录器接收计算机程序信号控制盐溶液的注入,接收传感器感应到的电导率随时间变化的信号,并传送到计算机。传感器用于感应水流中传输的电解质的电导率,传感器的钢针直径为 4 mm,长 20 cm。溶质注入装置由 1 个电磁阀控制的 250 mL 的马氏瓶组成,通过数据记录器控制溶质注入装置,可以快速地注入电解质溶液。溶质注入时间与数据采集同步开始,溶质的注入时间可以由操作者调节控制。溶质注入装置,设置在坡面的顶端进水口处,沿水流动方向在水槽的 0.1,1,2,3,4,6,8,10,12 m 处分别设置传感器,测量水流的流速。

1.3 试验设计与观测

采用 5 个坡度水平(5°,10°,15°,20°,25°)、4 个放水流量(2,4,8,16 L/min),对不同放水流量、坡度进行组合,模拟从缓坡到陡坡的坡面薄层水流流动过程。每次冲刷试验开始前,调节供水器到设计流量。为了保证试验的准确性与可靠性,每个坡度与流量的组合进行 3 次重复,共 60 场试验。

1.3.1 电解质脉冲法流速测量 试验开始前,调节水流流量到设计流量,水流经过稳流槽引入水槽。试验前制备 6 mL 的高浓度 KCl 溶液,注入水流的时间约为 600 ms。试验开始时,数据记录器开始记录溶质传输过程,速率为 50 s/点。9 个位置的电导率值由专门开发的软件控制,记录到计算机中。试验完成后在计算机中得到完整的 9 条电导率随时间变化的曲线,通过公式(3)得到水流的流速。

1.3.2 染色剂示踪法流速测量 采用染色剂示踪法测量水流的表层流速,在水流入水口处加入染色剂,通过秒表记录染色剂从水槽入水口处流动到水槽下端出水口的时间,以模拟坡面产流开始水流顺坡流动的过程,得到水流的平均表层流速。在测量过程中,所有染色剂示踪法流速测量均由同一人观察记录,以消除不同观察者观察视线误差对试验的影响,由于土槽宽度仅为 0.1 m,实际测量过程中染色剂的扩散作用对试验的影响较小。其计算公式为:

$$V_D=\frac{L}{T_D} \quad (4)$$

式中:V_D 为染色剂示踪法测得的流速(m/s);L 为水槽入水口到底端出水口的距离,即整个水槽的长度,12 m;T_D 为染色剂从水槽入水口流动到底端的时间(s)。

1.3.3 前沿流速的测量 用秒表记录水流的前锋(前沿)从水槽顶端流动到水槽底端的时间,计算水流的前沿流速,该方法类似于常用的示踪法,通过对水流前沿的示踪,来获取流速。在实际条件下,代表了坡面从刚开始产流到在重力作用下顺坡流动到坡底过程。其计算的流速为水流流动过程中的平均流速,在以往的研究[30]中,该方法在细沟水流流速研究中已有应用。其计算公式可以表示为:

$$V_L=\frac{L}{T_L} \quad (5)$$

式中:V_L 为水流前沿流速(m/s);T_L 为水流前锋(前沿)从水槽入水口流动到底端出水口的时间(s)。

1.4 坡面流速与坡度和流量的关系

由水力学可知,曼宁公式被广泛应用于水流水力特性的描述。根据曼宁公式,水流流速决定于水力半径和水力坡度:

$$V=\frac{1}{n}R^{\frac{2}{3}}J^{\frac{1}{2}} \tag{6}$$

式中:V 为坡面水流流速(m/s);R 为水力半径(m);J 为水力坡度,近似取 $\sin\theta$;n 为粗糙系数。

Moore 等[31]通过对不同条件下的水流断面形态研究认为,水力半径 R 可以表示为:

$$R=CA^{\frac{1}{2}} \tag{7}$$

式中:C 为与断面形态有关的系数;A 为过水断面的面积(m^2)。

而根据水流的流量计算公式,过水断面面积 A 可以表示为:

$$A=\frac{Q}{V} \tag{8}$$

式中:Q 为水流的流量(m^3/s)。

将公式(7)和(8)带入公式(6),流速可以表示为:

$$V=\frac{C^{\frac{1}{2}}}{n^{\frac{3}{4}}}Q^{\frac{1}{4}}J^{\frac{3}{8}} \tag{9}$$

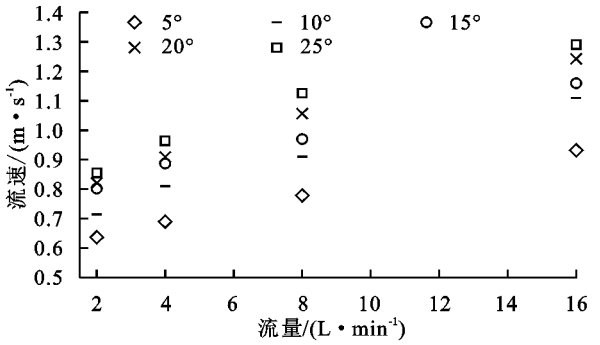
公式(9)说明流速与流量和坡度呈幂函数关系,为了简化,将该式改写为:

$$V=aQ^{b}J^{c} \tag{10}$$

2　结果与分析

2.1　前沿流速与坡度和流量的关系

根据试验实测数据,利用公式(5)计算得到不同流量和坡度条件下的水流前沿流速的范围为 0.237～1.290 m/s,其变化过程见图 2。



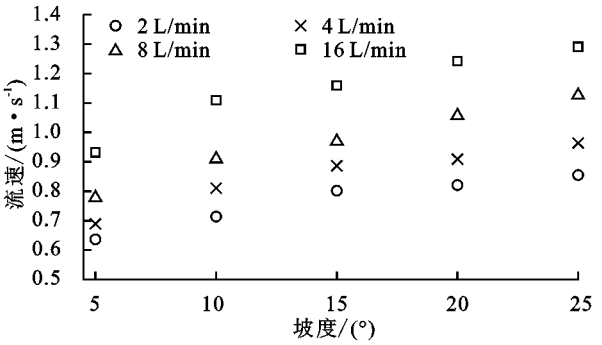


图 2　前沿流速随坡度和流量的变化过程

由图 2 可知,本试验条件下的前沿流速均随着坡度和流量的增大呈增大趋势,但随着坡度的增加,前沿流速的增量有明显的变化。当坡度在 5°～15°时前沿流速的增长明显,而当坡度增加到 15°～25°时,前沿流速的增长量比小坡度时明显减少。此规律与陈丽燕等[30]在细沟水流中研究结果基本一致,但本试验下的前沿流速最大值却远高于陈丽燕等[30]的研究结果,这可能是由于试验受侵蚀沟形态的变化,下垫面粗糙程度不断变化,水流剥蚀和搬运泥沙消耗了部分能量,导致测量的前沿流速较低。为了进一步评价前沿流速随坡度和流量的变化,利用公式(11)计算相邻流量、坡度之间的前沿流速增长率,其计算结果见表 1。

$$i=\frac{V_{n+1}-V_n}{V_n}\times 100\% \tag{11}$$

式中:i 为前沿流速的增长率(%);V_n 和 V_{n+1} 为相邻流量、坡度条件下的前沿流速(m/s)。

从表 1 可以看出,前沿流速随着流量的增大,其增长率相对更均匀;而随着坡度的增大,前沿流速的增长率逐渐减小,流速的快速增长主要集中在 5°～10°和 10°～15°条件下。对前沿流速随流量和坡度增长率分别取平均值,可知随着流量的增大,前沿流速的平均增长率为 13.108%～15.883%,而随着坡度的增大,前沿流速的平均增长率仅为 7.744%～9.742%,因此相对于坡度,流量对前沿流速的影响更大。对前沿流速随坡度和流量的变化过程分别进行拟合,其拟合结果见表 2。由表 2 可知,在相同坡度条件下,前沿流速随流量的增大呈幂函数形式,流量的指数为 0.172～0.207;在相同流量条件下,前沿流速也随流量的增大呈幂函数形式,坡度的指数为 0.188～0 .224。流量和坡度的指数均小于 1,由幂函数的特性可知,当指数在 0～1 时,随着自变量的增大,因变量的增幅逐渐减小,说明本试验条件下前沿流速的增幅随着坡度和流量的增大均呈减小趋势。

根据公式(10)可知,坡面水流流速可以用坡度和流量的二元幂函数形式表示,基于此,对本试验下的前沿流速进一步进行拟合,得到关系式为:

$$V=0.389S^{0.203}Q^{0.193}\qquad R^2=0.986 \tag{12}$$

利用公式(12)计算前沿流速的模拟值,与实测前沿流速进行比较,其结果见图 3。为了进一步评价公式(12)的模拟效果,采用相对误差(RE)、Nash－Sutcliffe 系数(NSE)、相对均方差误差(RRMSE)和平均相对误差的绝对值(MARE)4 个指标来表征实测值与模拟值的差异性。

表 1 前沿流速随流量和坡度的增长率 单位:%

坡度/(°)	2～4 L/min	4～8 L/min	8～16 L/min	平均值	流量/(L·min^{-1})	5°～10°	10°～15°	15°～20°	20°～25°	平均值
5	8.319	12.868	19.691	13.626	2	12.161	12.289	2.382	4.144	7.744
10	13.476	12.282	21.891	15.883	4	17.501	9.449	2.491	6.064	8.876
15	10.606	9.321	19.578	13.168	8	16.891	6.563	8.962	6.551	9.742
20	10.723	16.224	17.584	14.844	16	19.039	4.541	7.145	3.872	8.649
25	12.764	16.758	14.627	14.716						

表 2 前沿流速随流量和坡度变化的拟合结果

坡度/(°)	a	b	R^2	NSE	流量/(L·min^{-1})	a	b	R^2	NSE
5	0.548	0.182	0.970	0.970	2	0.470	0.188	0.984	0.982
10	0.610	0.207	0.984	0.981	4	0.501	0.204	0.988	0.987
15	0.701	0.172	0.972	0.970	8	0.541	0.224	0.991	0.990
20	0.702	0.201	0.990	0.991	16	0.685	0.198	0.986	0.986
25	0.739	0.201	0.998	0.998					

注:a 为幂函数的系数;b 为幂函数的指数;R^2 为绝对系数;NSE 为 Nash－Sutcliffe 系数,反映预测值与实测值间的相关程度,取值上限为 1。

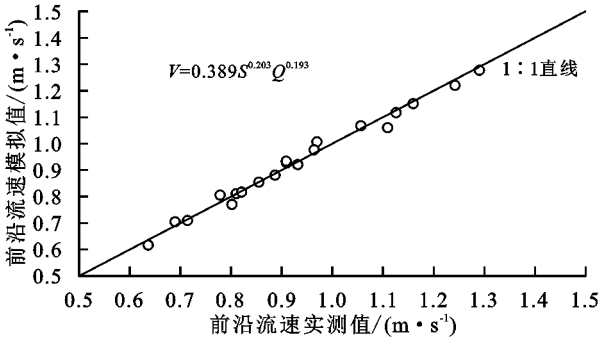


图 3 前沿流速实测值与模拟值对比

从图 3 可以看出,前沿流速的模拟值与实测值具有良好的一致性,其对应的数据点均落在 1∶1 直线上,且前沿流速的模拟值与实测值之间呈良好的线性关系($R^2=0.987$),计算的 RE 值为－3.353%～4.899%,NSE、RRMSE、MARE 的值分别为 0.985,0.023,1.886,模拟效果良好。因此,利用该式可以较好地模拟坡面水流的前沿流速。

2.2 前沿流速与其他流速的对比

2.2.1 前沿流速与电解质脉冲法流速的对比 Yang 等[1]建议的电解质脉冲法测得流速随距离变化的模型可以表示为:

$$u=A(1-e^{-bx}) \tag{13}$$

式中:u 为测得的电解质脉冲法流速(m/s);A 为稳定时的电解质脉冲法流速(m/s);x 为测量距离(m);b 为衰减系数(1/m)。

根据公式(13)计算得到水流稳定时的电解质脉冲法流速,对本试验条件下前沿流速与电解质脉冲法流速进行比较,其结果见图 4。由图 4 可知,前沿流速与电解质脉冲法流速非常接近。随着坡度的增大,2 种流速的相对误差由坡度 5°下的 6.287%～16.856%减少到 25°下的 1.858%～8.081%;随着流量的增大,相对误差也由流量 2 L/min 下的 8.029%～16.982%减小到 16 L/min 下的 1.305%～6.287%,2 种流速的值越来越贴近 1∶1 直线,具有高度的一致性。对电解质脉冲法流速与前沿流速采用常数项为零的线性拟合,其拟合结果见表 3。

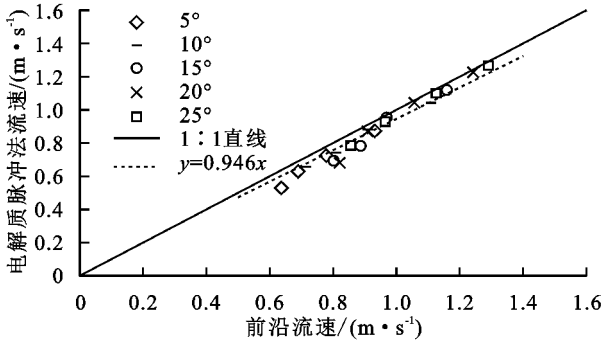


图 4 前沿流速与电解质脉冲法流速对比

表 3 不同坡度流量下前沿流速和电解质脉冲法流速的关系

坡度/(°)	拟合式	R^2	RE/%	流量/(L·min^{-1})	拟合式	R^2	RE/%
5	$V_P=0.912V_L$	0.999	6.287～16.856	2	$V_M=0.875V_L$	0.998	8.029～16.982
10	$V_P=0.939V_L$	0.999	3.141～8.362	4	$V_M=0.930V_L$	0.999	3.652～11.736
15	$V_P=0.935V_L$	0.997	3.490～13.539	8	$V_M=0.973V_L$	0.999	1.259～6.973
20	$V_P=0.956V_L$	0.997	1.305～16.982	16	$V_M=0.966V_L$	0.999	1.305～6.287
25	$V_P=0.967V_L$	0.999	1.858～8.081				

注:V_L 为前沿流速;V_P 为电解质脉冲法测得的流速;RE 为相对误差。

由表 3 可知,在不同坡度和流量条件下,其 R^2 的值均大于 0.990,2 种流速的线性关系系数为 0.875～0.973,说明 2 种流速可以用 1 个系数进行转换。而随着流量的和坡度的增大,其相关系数逐渐呈增大趋势,相对误差也逐渐减少,说明 2 种流速的数值越来越接近。对本试验所有坡度、流量条件下的前沿流速和电解质示踪法测得的流速进行常数项为零的线性拟合,得到关系式为:

$$V_P=0.946V_L \quad R^2=0.957 \quad \mathrm{NSE}=0.957 \tag{14}$$

公式(14)中的 R^2 和 NSE 值都大于 0.900,且线性关系式的系数为 0.946,说明前沿流速与电解质脉冲法流速具有高度一致性,2 种流速的数值非常接近,其倍数关系可以近似看作 1。由于前沿流速的测量对于电解质脉冲法更简单方便,理论上可以用前沿流速近似代替电解质脉冲法测量的水流平均流速。

2.2.2　前沿流速与染色剂流速的对比　将本试验条件下的前沿流速与染色剂示踪法测得的流速进行对比,其结果见图 5。从图 5 可以看出,2 种流速具有较好的一致性,但由于染色剂在水流中的对流弥散作用[20],染色剂示踪法测得的流速始终大于前沿流速。对染色剂示踪法测得的流速与前沿流速采用常数项为零的线性关系表示见表 4。

从表 4 可以看出,各坡度、流量条件下的前沿流速与染色剂示踪法流速线性关系的系数为 0.729～0.835,其 R^2 的值均大于 0.990,说明两者之间呈良好的线性关系,且可以用 1 个系数进行转换。随着坡度的增大,系数由 5°下的 0.805 逐渐减小到 25°下的 0.742,相对误差也由 5°下的 −15.018～−27.825 增加到 25°下的 −23.242～−40.825,说明随着坡度的增大,水流流速增加,染色剂在水流中的弥散作用越来越强烈,导致染色剂法测得的表层流速偏大,与前沿流速的误差也越来越大。同理可知,随着流量的增大,染色法测得的流速与前沿流速的误差也越来越大。对本试验全部坡度、流量条件下的前沿流速和染色剂示踪法测得流速的进行常数项为零线性拟合,得到本试验条件下 2 种流速的关系式:

$$V_L=0.758V_D \quad R^2=0.910 \quad \mathrm{NSE}=0.910 \tag{15}$$

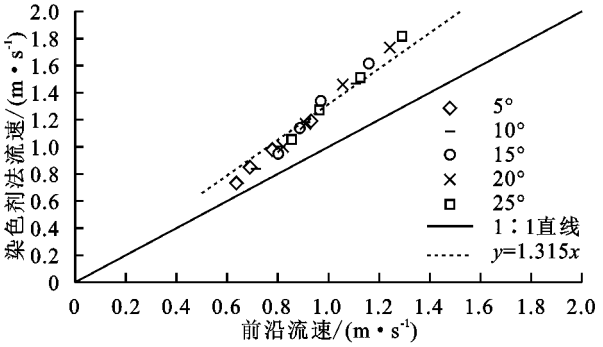


图 5　前沿流速与染色剂流速对比

表 4　不同坡度流量下前沿流速和染色剂法流速的关系

坡度/(°)	拟合式	R^2	RE/%	流量/(L·min^{-1})	拟合式	R^2	RE/%
5	$V_L=0.805V_D$	0.999	−15.018～−27.825	2	$V_L=0.835V_D$	0.998	−15.018～−23.242
10	$V_L=0.783V_D$	0.998	−17.268～−32.177	4	$V_L=0.781V_D$	0.999	−23.149～−32.041
15	$V_L=0.749V_D$	0.996	−18.374～−39.337	8	$V_L=0.745V_D$	0.999	−25.723～−34.326
20	$V_L=0.743V_D$	0.997	−21.805～−39.545	16	$V_L=0.729V_D$	0.999	−27.825～−40.825
25	$V_L=0.742V_D$	0.998	−23.242～−40.825				

注:V_L 为前沿流速;V_D 为染色剂示踪法测得的流速;RE 为相对误差。

公式(15)说明在本试验条件下染色剂示踪法测得的流速与前沿流速具有良好的一致性,两者之间线性关系的系数为 0.758,这一系数的取值符合 Horton 等[27]提出的染色剂示踪法流速与平均流速的校正系数范围。

2.3　经验系数的影响因素

通过分析前沿流速与电解质脉冲法流速和染色剂示踪法流速的关系,发现前沿流速与这 2 种流速之间均可以用 1 个常数项为零的线性关系进行转换。由前人[28-29]的研究结果可知,不同流速之间的经验系数可能会受多种因素的影响,而对于影响经验系数的主要影响因素目前仍存在一定的争议,且缺乏经验系数的计算公式的研究,因此对本试验下前沿流速与其他 2 种流速经验系数作进一步分析。利用 2 个等式来计算前沿流速与其他 2 种流速在各坡度、流量下的经验系数:

$$a_1=\frac{V_P}{V_L} \tag{16}$$

$$a_2=\frac{V_L}{V_D} \tag{17}$$

式中:α_1 和 α_2 分别为前沿流速与电解质脉冲法流速和染色剂示踪法流速的经验系数。

利用公式(16)和公式(17)计算经验系数 α_1 和 α_2,其统计结果见表 5。由表 5 可知,经验系数 α_1 和 α_2 范围分别为 0.830～0.987 和 0.710～0.869,其平均值分别为 0.933 和 0.779,且 α_1 和 α_2 的标准差(SD)均非常低,变异系数(C_v)的值均小于 0.1,为弱变异性。对经验系数 α_1 和 α_2 随坡度、流量和雷诺数的变

化过程见图 6。

表 5 经验系数的统计情况

系数	Max	Min	Mean	*SD*	C_v
α_1	0.987	0.830	0.933	0.048	0.060
α_2	0.869	0.710	0.779	0.047	0.051

注：*SD* 为标准差；C_v 为变异系数。

从图 6 可以看出，经验系数 α_1 除了在坡度 15°～20°条件下部分经验系数降低外，随着坡度、流量、雷诺数的增大均呈增大趋势；而经验系数 α_2 随着坡度、流量、雷诺数的增大却呈减小趋势，且明显小于相同条件下经验系数 α_1 的值，之所以产生这种现象，可能与染色剂的弥散作用有关。由于在高坡度、大流量条件下水流变的不稳定，大大增加了染色剂在水流中的弥散，使染色剂示踪法测得的流速偏大，造成经验系数 α_2 的值减小。对本试验条件下的经验系数 α_1 和 α_2 的值分别与坡度、流量和雷诺数进行拟合，得到各自条件下的拟合式见表 6。

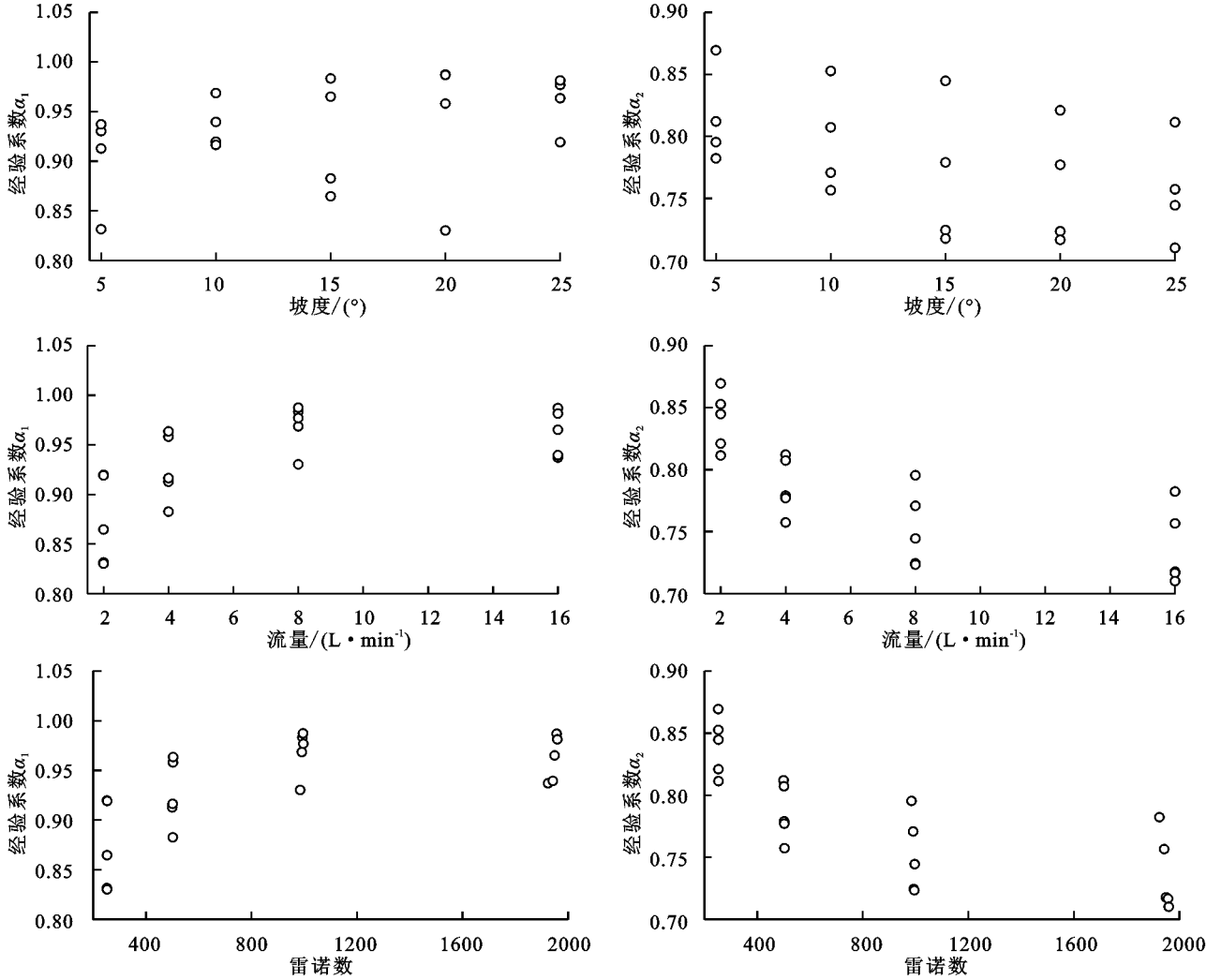


图 6 经验系数随坡度、流量、雷诺数的变化过程

表 6 经验系数与坡度、流量和雷诺数的拟合关系

影响因素	经验系数 α_1 的拟合式	R^2	NSE	经验系数 α_2 的拟合式	R^2	NSE
流量	$\alpha_1=0.103\log Q+0.855$	0.524	0.524	$\alpha_2=-0.114\log Q+0.865$	0.680	0.680
坡度	$\alpha_1=0.068\log S+0.857$	0.124	0.124	$\alpha_2=-0.092\log S+0.881$	0.234	0.234
雷诺数	$\alpha_1=0.105\log Re+0.633$	0.529	0.528	$\alpha_2=-0.117\log Re+1.112$	0.685	0.685

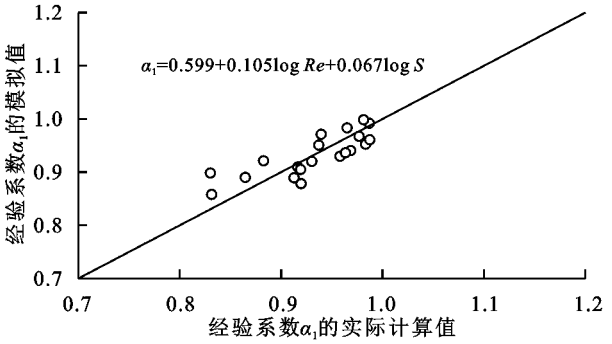
由表 6 中 R^2 和 NSE 的数值大小，可知经验系数 α_1、α_2 相对于流量和坡度，与雷诺数关系更密切。随着雷诺数的增大，水流的流态更趋于紊流，染色剂在水流中弥散作用更明显，且雷诺数是与流速和水深有关的参数，水深和流速的增大都会对经验系数造成影响。通过逐步回归，进一步分析经验系数 α_1、α_2 与流量、雷诺数、坡度的关系，得到本试验条件下的最优拟合关系式：

$$a_1=0.559+0.105\log Re+0.067\log S \quad (18)$$

$$a_2=1.212-0.117\log Re-0.091\log S \quad (19)$$

公式（18）和（19）中的 R^2 值分别为 0.650 和 0.915，计算经验系数 α_1、α_2 的模拟值，与实际计算的经验系数进行对比见图 7。采用相对误差（*RE*）、

Nash－Sutcliffe 系数(NSE)、相对均方差误差(RRMSE)和平均相对误差的绝对值(MARE)来评价模拟效果,其计算结果见表 7。从图 7 可以看出,经验系数 α_1、α_2 的模拟值与实际计算值具有较好的一致性,其对应的数据点均落在 1∶1 直线附近。通过公式(19)预测的经验系数与实际计算值之间的 *RE*、NSE、MARE 和 RRMSE 值均较低,公式(19)模拟效果明显高于公式(18)。总体而言,公式(18)和(19)可以用来模拟前沿流速与电解质脉冲法流速和染色剂示踪法流速的经验系数。



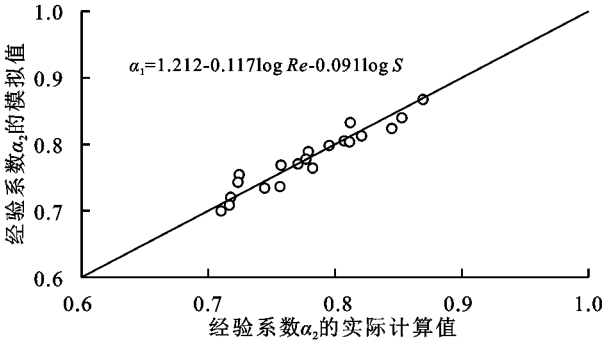


图 7　经验系数的模拟值与实际计算值比较

表 7　经验系数模拟值与实际计算值的统计分析

等式	*RE*/%	NSE	MARE/%	RRMSE
(18)	－8.224～4.506	0.650	2.679	0.030
(19)	－4.130～2.683	0.915	1.422	0.018

3　结 论

(1)不同流量、坡度条件下的前沿流速范围为 0.237～1.290 m/s,前沿流速主要受流量的影响,且可以用坡度和流量的幂函数形式进行预测。

(2)前沿流速与电解质脉冲法测得的平均流速非常相近,随着坡度和流量的增大,2 种流速之间的相对误差越来越小,转换系数为 0.946。由于前沿流速与电解质脉冲法测得的平均流速非常接近,理论上可以用前沿流速代替电解质脉冲法测得的平均流速。

(3)前沿流速与染色剂示踪法的变化趋势均保持一致,但染色剂示踪法测得的流速远大于前沿流速,且随着坡度和流量的增大,2 种流速的相对误差逐渐变大,可用系数 0.785 进行转换。

(4)前沿流速与电解质脉冲法流速和染色剂示踪法流速之间的经验系数主要受雷诺数的影响,用本试验建立的等式,可以很好地模拟 2 种经验系数。

参考文献:

[1]　Yang D M, Gao P L, Liu X Y, et al. A method for determining steady velocity of shallow water flow on hillslope and the distance when water flow reaches stability[J]. Journal of Hydrology,2018,565:214-223.

[2]　Yang D M, Gao P L, Zhao Y D, et al. Modeling sediment concentration of rill flow[J]. Journal of Hydrology,2018,561:286-294.

[3]　Rahma A E, Lei T W, Shi X N, et al. Measuring flow velocity under straw mulch using the improved electrolyte tracer method[J]. Journal of Hydrology,2013,495(2):121-125.

[4]　Shi Z H, Fang N F, Wu F Z, et al. Soil erosion processes and sediment sorting associated with transport mechanisms on steep slopes[J]. Journal of Hydrology,2012,454/455(3):123-130.

[5]　Lei T W, Xia W S, Zhao J, et al. Method for measuring velocity of shallow water flow for soil erosion with an electrolyte tracer[J].Journal of Hydrology,2005,301(1):139-145.

[6]　杨大明,高佩玲,张晴雯,等.黄土坡面细沟水动力学特性试验研究[J].泥沙研究,2018,43(4):49-56.

[7]　杨大明,高佩玲,刘小媛,等.细沟侵蚀下的坡面水动力学特性研究[J].水力发电学报,2017,36(10):65-73.

[8]　Lei T W, Chuo R Y, Zhao J, et al. An improved method for shallow water flow velocity measurement with practical electrolyte inputs[J]. Journal of Hydrology,2010,390(1):45-56.

[9]　王军光,李朝霞,蔡崇法,等.坡面流水力学参数对团聚体剥蚀程度的定量影响[J].水科学进展,2012,23(4):502-508.

[10]　Dong Y Q, Zhuang X H, Lei T W, et al. A method for measuring erosive flow velocity with simulated rill[J].Geoderma,2014,232/234:556-562.

[11]　王雪松,陈曦,马洪超,等.赣北红土区工程堆积体坡面水动力特性[J].水科学进展,2016,27(3):412-422.

[12]　Robinson K M, Cook K R. Stress measurement upstream of an overfall[J]. Transactions of the Asae,1998,41(4):1019-1024.

[13]　Giménez R, Planchon O, Silvera N, et al. Longitudinal velocity patterns and bed morphology interaction in a rill[J].Earth Surface Processes and Landforms,2010,29(1):105-114.

[14]　Sidorchuk A, Schmidt J, Cooper G. Variability of shallow overland flow velocity and soil aggregate transport observed with digital videography[J].Hydrological Processes,2010,22(20):4035-4048.

[15] Raffel M, Kompenhans J, Wereley S T, et al. Particle image velocimetry: A practical guide[C]. Meeting of the APS Division of Fluid Dynamics. American Physical Society,2007:331-334.

[16] Luk S H, Merz W. Use of the salt tracing technique to determine the velocity of overland flow[J]. Soil Technology,1992,5(4):289-301.

[17] Li G, Abrahams A D, Atkinson J F. Correction factors in the determination of mean velocity of overland flow [J]. Earth Surface Processes and Landforms,2015,21 (6):509-515.

[18] 邢行,陈晓燕,韩珍,等.饱和与非饱和黄绵土细沟径流水动力学特征及侵蚀阻力对比[J].水土保持学报,2018,32(3):92-97.

[19] Planchon O, Silvera N, Gimenez R, et al. An automated salt-tracing gauge for flow-velocity measurement [J]. Earth Surface Processes and Landforms,2010,30 (7):833-844.

[20] 董月群,庄晓晖,雷廷武,等.脉冲边界模型测量冻土坡面径流流速与距离优选[J].农业机械学报,2015,46 (2):146-152.

[21] Huang X H, Wang W, Ma Y Y, et al. Spatial distribution of sheet flow velocity along slope under simulated rainfall conditions[J]. Geoderma,2018,321:1-7.

[22] Angermann L, Lewandowski J, Fleckenstein J H, et al. A 3 D analysis algorithm to improve interpretation of heat pulse sensor results for the determination of small-scale flow directions and velocities in the hyporheic zone[J]. Journal of Hydrology,2012,475:1-11.

[23] Berman E S F, Gupta M, Gabrielli C, et al. High-frequency field-deployable isotope analyzer for hydrological applications[J]. Water Resource Research,2009,45 (10):5803-5804.

[24] Flavia T, Matteo A, Maurizio P, et al. Characterization of buoyant fluorescent particles for field observations of water flows[J].Sensors,2010,10(12):11512-11529.

[25] Tauro F, Pagano C, Porfiri M, et al. Tracing of shallow water flows through buoyant fluorescent particles [J]. Flow Measurement and Instrumentation,2012,26 (4):93-101.

[26] Jr E V, Nearing M A, Norton L D. Developing a magnetic tracer to study soil erosion[J]. Catena,2001,43 (4):277-291.

[27] Horton R E, Leach H R, Vliet R V. Laminar sheet-flow[J]. Transactions American Geophysical Union, 1934,15(2):393-404.

[28] 董月群,雷廷武,张晴雯,等.集中水流冲刷条件下浅沟径流流速特征研究[J].农业机械学报,2013,44(5):96-100.

[29] Zhang G H, Luo R T, Cao Y, et al. Correction factor to dye-measured flow velocity under varying water and sediment discharges[J]. Journal of Hydrology, 2010, 389(1):205-213.

[30] 陈丽燕,雷廷武,班云云,等.土壤冻结对黄土细沟水流流速的影响[J].农业机械学报,2018,49(4):282-289.

[31] Moore I D, Burch G J. Sediment transport capacity of sheet and rill flow: Application of unit stream power theory[J]. Water Resources Research, 1986, 22 (8): 1350-1360.

(上接第 23 页)

[26] 赵人俊.流域水文模拟:新安江模型与陕北模型[M].北京:水利出版社,1984.

[27] Li J C, Liu Q Q, Zhou J F. Environmental mechanics research in China[J]. Advances in Applied Mechanics, 2003,39:217-306.

[28] Liu Q Q, Chen L, Li J C, et al. Two-dimensional kinematic wave modeling of overland-flow[J].Journal of hydrology,2004,291:28-41.

[29] 李勇,徐晓琴,朱显谟,等.黄土高原植物根系强化土壤渗透力的有效性[J].科学通报,1992,37(4):366-369.

[30] Ghidey F, Alberts E E. Plant root effects on soil erodibility, splash detachment, soil strength, and aggregate stability[J]. Transaction of the ASAE, 1997, 40 (1):129-135.

[31] Gyssels G, Poesen J. The importance of plant root characteristics in controlling concentrated flow erosion rates[J]. Earth Surface Proc Landforms,2003,28:371-384.

[32] 刘国彬.黄土高原草地土壤抗冲性及其机理研究[J].土壤侵蚀与水土保持学报,1998,4(1):93-96.

[33] 刘定辉,李勇.植物根系提高土壤抗侵蚀性机理研究[J].水土保持学报,2003,17(3):34-37.

[34] 朱显谟.黄土高原脱贫致富之道:三论黄土高原的国土整治[J].土壤侵蚀与水土保持学报,1998,4(3):1-5.

[35] 王库.植物根系对土壤抗侵蚀能力的影响[J].土壤与环境,2001,10(3):250-252.

[36] 刘国彬.黄土高原土壤抗冲性研究及有关问题[J].水土保持研究,1997,4(5):91-101.

[37] 文安邦,张信宝,王玉宽,等.云贵高原区龙川江上游泥沙输移比研究[J].水土保持学报,2003,17(4):139-141.

[38] 李勇,朱显谟,田积莹.黄土高原植物根系提高土壤抗冲性的有效性[J].科学通报,1991,36(12):935-938.

[39] 李勇,徐晓琴,朱显漠.黄土高原植物根系提高土壤抗冲性机制初步研究[J].中国科学(B辑),1992(3):254-259.