

细粒含量对泥石流流斜坡失稳模式与规模的影响

王志兵^{1,2}, 李 凯^{1,2}, 汪 稔³, 胡明鉴³

(1. 广西岩土力学与工程重点实验室, 广西 桂林 541004; 2. 桂林理工大学土木与建筑工程学院, 广西 桂林 541004;
3. 中国科学院武汉岩土力学研究所, 湖北 武汉 430071)

摘要: 为了研究泥石流土体的细粒组分 ($d \leq 0.075\text{ mm}$) 在降雨入渗和渗流过程中对泥石流孕育与启动机理的影响, 利用自制的泥石流模型槽, 采用3种细粒含量的土体制作室内斜坡模型, 进行了人工降雨诱发斜坡泥石流试验, 研究了泥石流土体斜坡在降雨入渗过程中坡面产流的形成特点、水土流失特征以及斜坡失稳模式。试验结果表明: 斜坡细粒在雨水入渗过程会发生分散流失而使坡面表层土体粗化; 细粒含量较高斜坡中分散的细粒会随雨水入渗向深部运移堵塞孔隙而降低土体的渗透性(入渗容量), 湿润前锋未扩展到下卧土-岩界面就发生坡面产流与坡体破坏, 且破坏面距湿润前锋较近(仅数厘米), 破坏模式先为块体的滑动-流动破坏, 然后为沟道侵蚀, 土体流失规模与雨强、细粒含量有关; 细粒含量较低斜坡的破坏模式为牵引式的滑塌, 但试验过程中未发生大规模的土体流失, 细粒分散运移作用对低细粒含量土体孔隙的堵塞效应不明显, 而在土-岩界面处形成了较稳定的携细粒水流。斜坡土体细粒含量对斜坡破坏模式和坡面产流的形成有重要作用, 考虑坡面产流影响的斜坡稳定性分析模型得到的安全系数更接近实际情况。

关键词: 泥石流; 颗粒运移; 细粒含量; 失稳模式; 稳定性分析; 模型试验

中图分类号: P642.23 **文献标志码:** A **文章编号:** 1006-7647(2016)02-0035-07

Impact of fine particle content on mode and scale of slope instability of debris flow//WANG Zhibing^{1,2}, Li Kai^{1,2}, WANG Ren³, HU Mingjian³ (1. State Key Laboratory of Geomechanics and Geotechnical Engineering, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China; 2. College of Civil Engineering and Architecture, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China; 3. Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430071, China)

Abstract: In order to study the impact of fine particles ($d \leq 0.075\text{ mm}$) of the soil body of debris flow on the inoculation and startup mechanisms of debris flow during the rainfall infiltration and interstitial flow processes, an experiment on slope debris flow induced by artificial rainfall, using a self-made debris flow model tank and an indoor slope model made of three kinds of fine particle soil bodies, was carried out. The experiment studied the formation characteristics of slope runoff, soil erosion characteristics, and slope instability modes of the soil body of debris flow during the rainfall infiltration process. The experimental results show that fine particles of the slope will disperse, drain, and cause coarsening of the surface soil of the slope. The dispersed fine particles of a slope with high fine particle content will migrate to depth, block the holes, and decrease the permeability (infiltration capacity) of the slope soil, inducing slope runoff and slope failure before the wetting front extends to the lower soil-rock interface, with the failure surface being close to the wetting front (only a few centimeters away). The failure mode can be described as sliding-flowing failure of the block at first, and then gully erosion. The scale of soil erosion is related to the rainfall intensity and fine particle content. The failure mode of slope soil with low fine particle content can be described as retrogressive slumping. However, in the experimental process, no massive soil loss occurs, the blockage in the holes of soil with low fine particle content caused by the dispersion and migration of fine particles is not significant, and relatively stable flow with fine particles forms at the soil-rock inter-surface. The fine particle content of the slope soil is important to the slope failure mode and formation of the slope runoff. The security coefficient obtained from the slope stability analysis model considering the impact of the slope runoff shows better agreement with reality.

Key words: debris flow; particle migration; fine particle content; failure mode; stability analysis; model experiment

泥石流源区土体的成因较复杂,且土体的粒径分布与组成在土层不同深度处和流域不同区域处都有较大的区别^[1]。一般说来,形成泥石流的固体物质具有较宽的粒径范围,从直径大于数十米的巨砾到几微米的胶体微粒均有分布,大小颗粒粒径之比可达 $10^6 \sim 10^7$ 的量级^[2]。细粒组分在泥石流固体

物质中含量不算高,但其起的作用不容忽视,细粒组分对泥石流流体的结构状态、流变性、屈服应力、运动形态和冲淤性都有重要影响^[2-3]。崔鹏^[4]认为泥石流的启动需要一个基础的黏粒含量,且一定的黏粒含量会降低泥石流运动的阻力。陈宁生等^[5]发现泥石流中黏粒含量影响泥石流的形成、运动和悬浮颗粒粒径的结构,并构建了小型的斜坡模型试验,通过改变斜坡土体中的黏粒含量,发现土体中黏粒含量与斜坡的破坏和泥石流的启动关系密切,黏粒含量太高(>10% (质量分数,下同))或太低(2.5%~5%)反而不利于泥石流的启动。陈中学等^[6]通过试验也发现黏粒含量低于5%或高于18%难以形成泥石流。张永双等^[7-8]研究宁陕坡面型泥石流时得出黏性土的黏粒含量及其黏土矿物成分是坡面型泥石流大面积同时发生的重要控制性因素,即薄层黏土层的下滑实际上是斜坡局部范围内的土体或颗粒群同时发生悬浮移动,属于渗透变形-流土的破坏模式,同时土体中高黏粒含量产生的造浆作用会加剧斜坡的失稳。此外,土体细粒流也会在降雨过程中发生流失现象,如洪勇等^[9]发现日本善德滑坡土体中流失土粒粒径最大可达到数毫米的砂粒组粒径范围;胡明鉴等^[10]通过分析降雨前后蒋家沟泥石流斜坡土体的颗粒级配,得出降雨后土体中粒径小于1 mm的颗粒含量下降明显,粒径小于0.5 mm的颗粒含量几乎趋近于零;陈晓清等^[11]的模型试验表明,斜坡渗流出的水流携带的土颗粒粒径集中在0.001~0.1 mm区间;沈辉等^[12]通过试验研究得出碎石土斜坡在雨水淋滤作用下,地表及坡体内部的细颗粒被带出,易于形成优先流路径;高冰等^[13]通过试验得出在降雨过程中,斜坡砂土颗粒会发生运动,是泥石流斜坡土体内部力学发生变化的主要原因。另外,形成泥石流固体物质的其他性质(土体颗粒组成、土体密实度等)^[14]、降雨特性(前期降雨历时、降雨强度与持续时间)^[15]及斜坡形态等因素,都会影响泥石流的孕育与启动过程。

泥石流土体中粒径较小的组分对泥石流的形成有重要影响,为了研究细粒含量对泥石流孕育与启动的影响,本文进行了泥石流的斜坡模型试验,通过改变土体细粒组分含量,采用降雨强度易于调节和操控的小型模拟试验装置,实时监测不同入渗方式下土体流失特征(固体流量、累积固体流量、固体物质的颗粒粒径的变化规律等)和土层含水量变化规律,观察并用数码摄像机和数码相机记录湿润前锋在斜坡中扩展过程以及斜坡的坡面形态与破坏方式,着重于细粒(指粒径 $d \leq 0.075$ mm的组分,包括了黏粒和粉粒)在降雨入渗过程中的分散流失和运

移过程、斜坡土体的破坏模式及其影响因素。

1 试验土体

试验所需土体取自昆明东川蒋家沟大凹子沟右岸支沟泥石流源区,为昆阳群浅变质板岩的坡积物,是中间粒径缺乏宽级配的砾石土(图1),土样细粒组分的液限为34.8%,塑性指数为6.7,阳离子代换总量(CEC)为278 mmol/kg,可交换钠离子含量为58 mmol/kg,可交换性钠百分比值(ESP)为20.9%,表明细粒土具有较强分散性,土体水溶液的pH值为9.25,呈弱碱性。通过X射线衍射分析,试验土体细粒的黏土矿物类型以伊利石和绿泥石为主,同时还含有石英、长石、方解石和白云石等矿物。

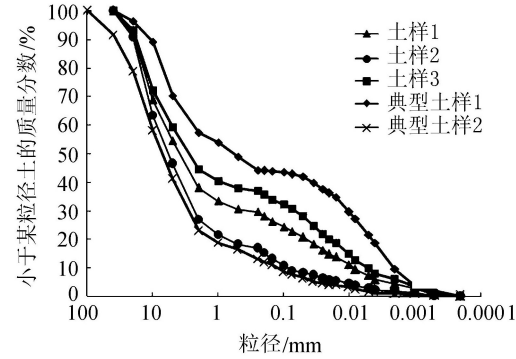


图1 泥石流源区典型土样和试验土样的颗粒级配曲线

通过改变所取土体的细粒含量得到两种新土样用于对比试验,土样1为原始级配,其细粒含量为22.8%;土样2和土样3为人工制备,具体做法:将土样1的细粒组分等量剔除2/3、其他粒组含量保持不变,得到土样2,其细粒含量为9.0%;将土样1细粒组分外的其他组分等量剔除1/3,其他粒组含量保持不变,得到土样3,其细粒含量为30.7%。图1中典型土样1和典型土样2是蒋家沟泥石流源区土体较常见的土样,可作为泥石流土体颗粒分布的上、下界,而试验所选取的3个土样的级配曲线均落在典型土样1和典型土样2的颗粒级配曲线所包围的范围之内,表明本试验土样均符合现场实际情况。

2 试验设备与方法

采用自制的模型槽与人工降雨系统进行试验,具体的试验装置如图2所示。模型槽长为3 m,宽为0.75 m,高为1 m,其骨架采用角钢和工字钢焊接,两侧粘贴有机玻璃板,以便观测斜坡侧面的形态变化。人工降雨系统包括增压泵、喷头、喷水管、支架、管线和调节阀。斜坡土体填筑的坡角为15°,模型槽的倾角为10°,斜坡模型的坡角总共为25°。

对3种试验土体进行了4组斜坡模型试验,试验斜坡模型都采用与原状土干密度($\rho_d = 1.67$ g/cm³)相

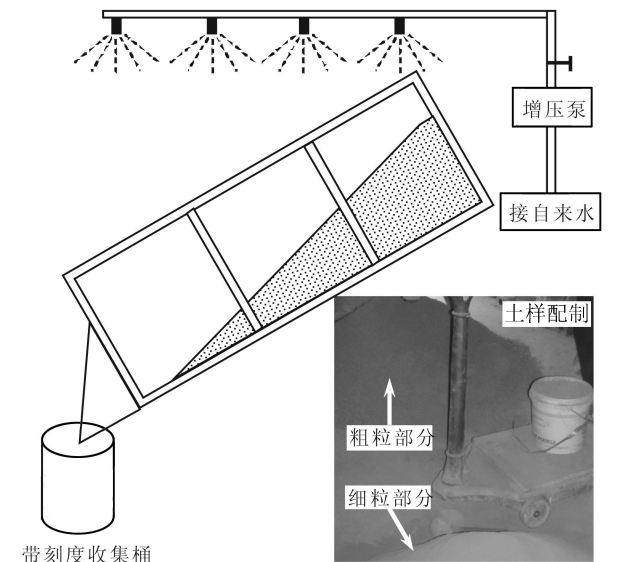


图2 试验装置与试验土体

同的填筑密度的试验土体制作,制作完成后静置3 d才进行试验,试验具体参数如表2所示。采用数码摄像机与数码相机记录斜坡在雨水入渗过程的变化形态,每隔一定时间收集流失的水土混合物,并测定其体积与质量;时间间隔的原则为:在无大规模土体流失阶段每隔1 min测量1次,当流失土体较多时,根据实际情况增加测量次数,在每一个时间间隔内,取一定量的样品,采用烘干法测定土体的质量,由此求得此时间间隔内的土体总量。

表2 试验方案

试验土样	饱和渗透系数/ ($10^{-3} \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$)	试验编号	雨强/ ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$)	降雨 历时/min
土样1	4.2	T1	31	60
		T2	63	30
土样2	9.6	T3	31	60
土样3	1.5	T4	31	30

3 试验结果与分析

泥石流土体中细粒含量能影响其斜坡的破坏模式,T1和T2试验主要是由有块体的滑动-流动破坏形成沟道,并影响坡面径流方式,雨水汇集于沟道并形成了以沟道侵蚀为主的破坏模式,破坏规模与降雨强度相关;T3试验土体的细粒含量较低,斜坡破坏模式以牵引式的滑塌为主,但由于雨水难以在斜坡中积聚,未能在试验过程中形成大规模的水土流失;T4试验土体的细粒含量较高,斜坡土体发生了较大规模的滑动-流动破坏。

3.1 土样1

3.1.1 小雨强试验(T1试验)

T1试验为土样1在31 mm/h雨强持续60 min作用下的试验,在降雨初期,斜坡土体表现为强烈吸水,基本无坡面径流形成;表层土体饱和后开始产流,

形成散坡流并冲刷坡面。坡脚的土体由于完全饱和并开始崩解,土颗粒随着坡面径流而流失,斜坡最表层土体逐渐粗化。当降雨持续约665 s时,靠近坡面上部偏右处的土体发生滑动-流动破坏(图3(a)),产生大小约为 $5 \text{ cm} \times 5 \text{ cm} \times 2 \text{ cm}$ 的块体,并刮铲与卷入其流动路径上的部分土体,当到达坡脚处时,其规模已增大了约1倍,从而沟道呈现出上窄下宽的狭长带状,在斜坡表面呈现出细沟侵蚀的特征。

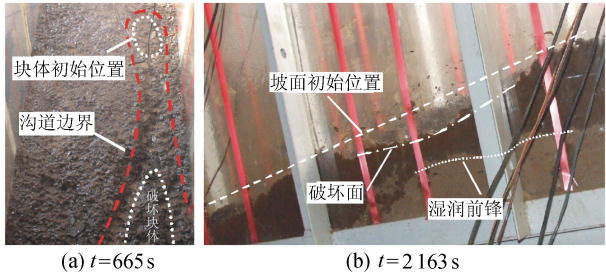


图3 T1试验斜坡的主要破坏形态

随着降雨的持续,坡面径流逐渐汇集于沟道,沟道下切并掏蚀两侧土体,沟道后缘的土体也发生崩塌而进入沟道中,沟道径流中的含沙量逐步增大,沟道的规模也逐渐增大,图3(a)为降雨665 s时的沟道形态,沟道长约为80 cm,宽从10~20 cm不等,深3~5 cm。通过数码摄像机记录的时间知,块体从初始位置开始滑动至最后流至坡脚处大约历时2 s,测量块体总流动长度约为92 cm,初步估计块体从失稳至流入收集桶内的平均流动速度约为0.46 m/s,由于此过程是明显的加速过程,最大流速要大于0.46 m/s。

当坡面上的沟道形成后,坡面径流随之发生改变,即随着降雨持续,坡面径流逐渐汇集于沟道,沟道开始下切并掏蚀两侧土体,沟道后缘的土体也发生崩塌而进入沟道中,沟道径流中的含沙量逐步增大,沟道的规模也逐渐变大,并发生数次较大规模的土体破坏。斜坡在破坏过程中明显分为3个区域:滑动区、流通区、堆积区。

从累积流失土体量曲线(图4)可以看出,曲线呈现阶梯形上升,有多个比较明显的跳跃点,每个跳跃点都对应记录着一次较大规模的土体破坏与流

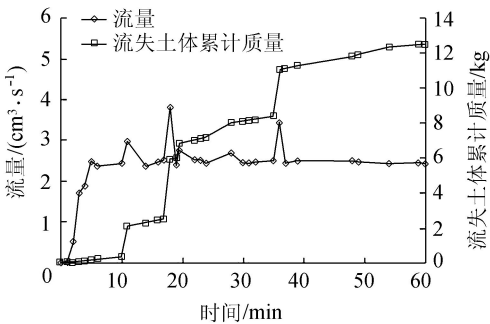


图4 T1试验流量和流失土体特征

失。由图4可知,在雨强31 mm/h作用下,试验过程中流量出现了多个明显峰值,这些峰值都对应有较大规模的土体失稳与流失,峰值之间的流量比较平稳,基本为挟沙水流或稀性泥石流。从泥石流的运动流型来分析,在小雨强作用下的斜坡破坏类型属于阵流型泥石流。

3.1.2 大雨强试验(T2 试验)

T2 试验为土样1在雨强63 mm/h持续30 min作用下的试验,在降雨初期,斜坡的坡面形态大致与小雨强(31 mm/h)试验的类似,即坡面表层土体先强烈吸水,饱和后开始产流。斜坡坡脚土体的崩解与细粒的流失明显,如图5(a)所示;坡面中上部细粒流失现象不明显,在斜坡中部位置先后有两处土体发生滑动-流动破坏而形成两条沟道,大雨强作用下斜坡表层土体中形成的沟道比T1试验更多、规模更大(即沟道更宽更深),如图5(b)所示(图中虚线为沟道的范围);随着降雨的持续,沟道下切与侧蚀作用增强,形成了较为陡峭的临空面,沟道后缘与沟道两侧的土体发生10余次较大的崩塌,崩塌土体进入沟道随着坡面径流而形成泥沙含量较高的泥石流,可以认为在强降雨作用下,斜坡形成了阵流型泥石流。

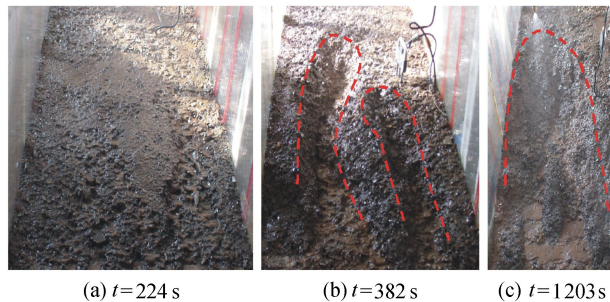


图5 T2 试验斜坡的主要破坏形态

本次降雨结束时,土体斜坡破坏的表面积约占初始时期整个表面积的2/3,所流失的土体约占整个模型土体质量的1/4,如图5(c)所示(图中虚线为沟道的范围)。通过实测块体从开始破坏处至流动到坡脚的长度与对应的时间,求得在大雨强(63 mm/h)作用下,块体的平均流速约为0.68 m/s,与T1试验一样,块体的滑动至流动仍为显著的加速过程。

T2 试验累积流失土体量曲线如图6所示,可以看出,曲线同样呈现阶梯形上升,相比小雨强,此曲线有更多的比较明显的跳跃点;同样,每个跳跃点都对应记录着一次较大规模的土体破坏与流失,说明在大雨强作用下,斜坡失稳的规模在增大。

在T1和T2试验中,试验土体的饱和渗透系数为 4.2×10^{-3} cm/s,即151.2 mm/h,大于试验雨强值

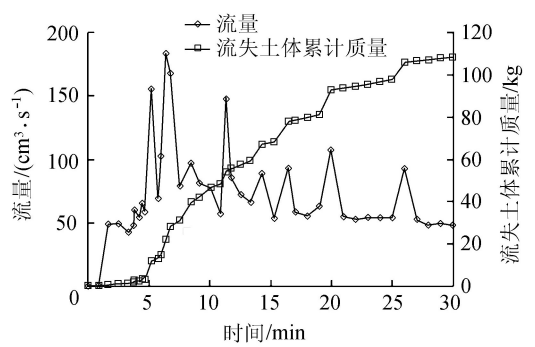


图6 T2 试验流量和流失土体特征

(31 mm/h和63 mm/h),理想的情况应是雨水很顺利进入坡体土层直至下卧的基岩面(模型槽底面),但实际情况却是:土体饱和层的厚度较薄,每次较大规模土体失稳都发生在斜坡的最表层,没有深层破坏发生,湿润前锋距离破坏面仅数厘米,如图3(b)所示。随着破坏面向下发展,湿润前锋也随着向下扩展,如果表层土体没有发生破坏,湿润前锋的位置变化不明显,表明雨水难以入渗至土体深处。

从TDR仪器测得的斜坡表层土体体积含水率的值来看,T1试验土体在降雨前初始含水率为5.02%,大约经历了384 s,表层土体的体积含水率就达到了26.31%,在此之后,表层土体的体积含水率基本就维持在此数值附近;T2试验土体在降雨前初始含水率为5.97%,大约经历了291 s,表层土体的体积含水率就达到了28.04%,此后表层土体的体积含水率基本就在此数值附近波动,其中出现的最大体积含水率约为36.25%,接近于试验土体的饱和体积含水率(为38.13%)。

3.2 土样2

T3 试验为土样2在雨强31 mm/h持续60 min作用下的试验,试验雨强在数值上仍低于土样2的渗透系数,斜坡土体首先仍表现为强烈吸水,但整个试验过程中都无坡面径流形成,湿润前锋基本沿着与坡面平行的方向向下扩展且到达了土-岩界面;当降雨持续约462 s时,坡脚首先渗流出较浑浊的水流,携带了较多的细土颗粒。随后坡脚处土体出现滑塌,坡面出现下沉,坡面有较明显的变形(图7(a)(b)(c)(d)为不同时刻的视频截图,可见到坡体中下部的白色标记物有明显向下移的趋势),并自坡脚向坡顶依次出现横向张裂缝(图7(e)中虚线),坡体呈现牵引式的块体滑动,且下滑速度缓慢,如图7(e)所示。试验结束后,坡面位置较初始坡面下沉了2~4 cm不等,坡脚向前移动约10 cm(对比图7(a)(b)(c)(d)虚线所示位置)。

由于在T3试验中未发生大规模土体流失,在873 s时收集的层间水流(主要为含细颗粒的悬浮

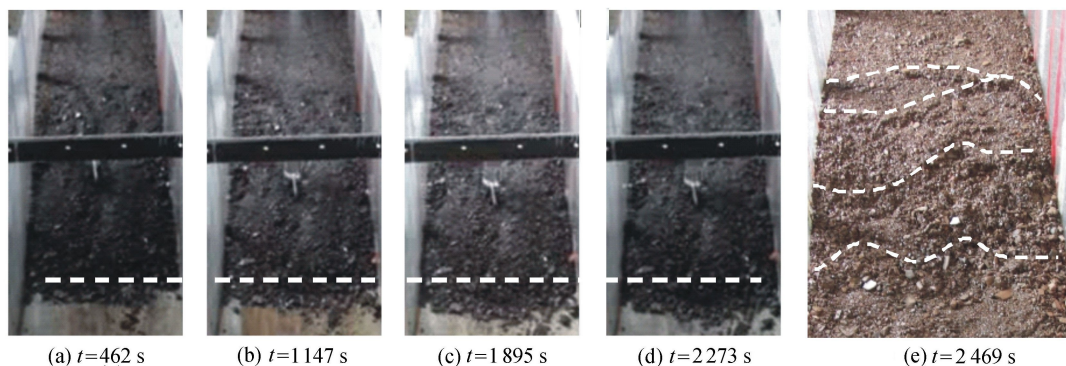


图7 T3 试验斜坡的主要破坏形态

液)经激光粒度仪分析后如图8所示,可看出层间水携带出的细粒的粒径在0.2 mm 以下,各粒组较为平均。在降雨入渗过程中土体细粒的分散流失作用不仅使土体结构破坏而出现塌陷,同时细粒含量的降低,使试验土体中粗粒间形成的泥膜和高黏滞层就会减少,细粒起润滑和黏滞作用的效果就会降低,这可能是T3 试验土体呈现的破坏模式与土体流失特征的内在原因。

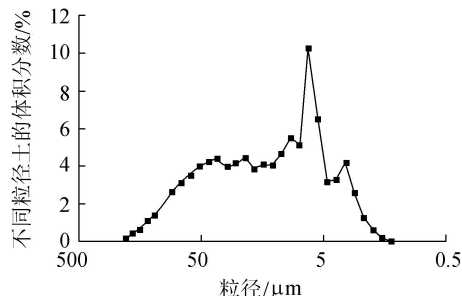


图8 T3 试验流失土体粒径分布

3.3 土样3

T4 试验为土样3 在雨强31 mm/h 持续30 min 作用下的试验,同样,在降雨初期,表层土体由于细粒分散运移流失等作用而粗化,湿润前锋的形态基本与坡面平行(图9(a))。与T1 试验类似,在湿润



(a) $t=102\text{ s}$



(b) $t=453\text{ s}$



(c) $t=465\text{ s}$

图9 T4 试验斜坡的主要破坏形态

前锋尚未达到土-岩界面处时就发生了块体的滑动-流动破坏,坡体中部偏右的一块体(大小约为 $25\text{ cm}\times 20\text{ cm}\times 17\text{ cm}$)突然发生滑动并迅速解体而流动(图9(b)),并刮铲与卷入其流动路径上的部分土体,滑动-流动的平均速度约为 0.54 m/s ,破坏时可见一股浑浊的层间水流,破坏面埋深约为17 cm,距离湿润前锋的距离约为3 cm,湿润前锋距下卧土-岩界面约25 cm。

T4 试验中破坏的块体比T1 和T2 试验中的块体规模大,块体滑动-流动破坏后形成沟道,形成以沟道侵蚀为主的破坏模式(滑坡后缘土体崩塌,进入沟道流动)。

4 坡面产流与斜坡稳定性

试验土样1 和土样3 的饱和渗透系数(分别为 151.2 mm/h 和 54.0 mm/h)在数值上都比各自的试验雨强要大,假设雨水入渗过程符合Mein-Larson 入渗模型^[16],那么雨水就能顺利渗入斜坡土体深部,直至土体与下卧层的界面处。但是除了土体中湿润前锋大致沿着平行坡面扩展与模型吻合外,其他试验现象却并不吻合。首先土体(近似均质)的饱和层厚度较薄,雨水并未入渗到界面处就已在斜坡表面产生了坡面径流;其次滑动面与湿润前锋的位置非常接近,滑动面上下土体的体积含水率差异显著,接近土体的饱和含水率,滑动面至湿润前锋之间土体仅几厘米厚,体积含水率也仅为10% 左右,说明参与非饱和入渗阶段的土体很少,饱和渗流作用在泥石流大部分土体中。

试验土样2 的饱和渗透系数为 345.6 mm/h ,在数值上也比试验雨强要大,与试验土样1 和土样3 不同的是,入渗过程湿润前锋的扩展方向和深度位置都与Mein-Larson 入渗模型较吻合。但在此次试验过程中呈现出不同斜坡破坏模式,却未有大规模的土体流失,可能是试验时间过短或者说T3 试验土体斜坡难以发生流失破坏,其可能原因是降雨入渗进入土体,在土体与基岩界面排出,并携带走了部分的细粒,雨水难以在土体中积聚与保持;也说明了土

体中细粒需要具有一定的量才能堵塞孔隙影响土体的渗透性,从而引起土体大规模流失和激发泥石流。可以从 T1、T2 和 T4 试验中得到验证:由于试验土体(土样 1 和土样 3)中细粒的含量较高,细粒不仅能随着雨水运移而降低土体的渗透性,而且细粒(特别是粒径小于 0.005 mm 的黏粒)与水作用,在泥石流土体各粒级表面形成泥膜和高黏滞层,起到润滑和黏滞作用,降低了流动阻力,从而引发斜坡土体大规模的流失和泥石流的启动。

T1、T2 和 T4 试验过程中都出现了坡面产流,坡面开始产流时斜坡的稳定性分析模型如图 10 所示,坡面产流时斜坡土体的剪应力 τ 和抗剪强度 τ_f 分别为

$$\tau = [(\rho_{\text{sat}} - \rho_w)gh + \rho_w g(h + h_0)] \sin \beta \quad (1)$$

$$\tau_f = (\rho - \rho_w)gh \cos \beta \tan \varphi' + c' \sec \beta \quad (2)$$

式中: ρ_{sat} 为土体饱和密度; ρ_w 为水的密度(含细粒的悬浮液,近似取 1 g/cm^3); g 为重力加速度; h_0 为坡面产流深度; h 为失稳土体的高度; β 为斜坡的坡角。则土体的稳定安全系数 F_s 为

$$F_s = \frac{\tau_f}{\tau} = \frac{(\rho - \rho_w) \tan \varphi' + \frac{c' \sec^2 \beta}{gh}}{\left(\rho + \rho_w \frac{h_0}{h}\right) \tan \beta} \quad (3)$$

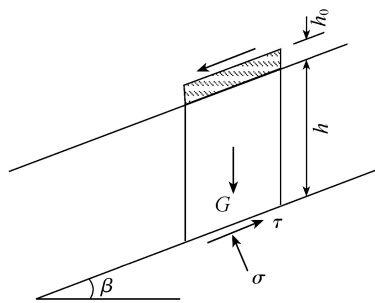


图 10 考虑坡面径流的斜坡稳定分析模型

根据文献[17]得到的蒋家沟泥石流源区土体的力学强度指标(在含水率 15.9% 时内摩擦角为 10.2° ,黏聚力为 1.1 kPa),再根据 T4 试验失稳块体的尺寸, h 取 0.17 m ,在未降雨前,取含水率 15.9% 对应的土体密度为 1.94 g/cm^3 ,计算得斜坡的稳定安全系数 $F_s = 1.26 > 1$,表明在未降雨前,斜坡能处于稳定状态,与实际相符。降雨饱和后,土体饱和密度为 2.08 g/cm^3 ,若不考虑坡面径流对斜坡稳定性的影响,即 $h_0 = 0$,则斜坡破坏时的稳定性安全系数 $F_s = 1.01 > 1$,与斜坡已破坏的事实不符合;若考虑坡面径流对斜坡稳定性的影响,假设 $h_0 = 0.02 \text{ m}$,则可计算得斜坡的稳定安全系数 $F_s = 0.96 < 1$,符合斜坡已破坏的事实。上述分析表明考虑坡面径流对斜坡稳定性的影响更符合实际情况,且坡面径流深度较

浅就能影响斜坡稳定安全系数的大小。从式(3)可知,块体的稳定安全系数会随坡面径流深度的增大而降低。

5 结 论

a. 试验土体的细粒组分具有较强的分散性,细粒在雨水入渗过程中会分散流失而使坡面表层土体粗化。

b. 细粒含量较高(22.8% 和 30.7%)的斜坡(T1、T2 和 T4 试验)中分散的细粒土随雨水入渗向深部运移堵塞孔隙降低了土体的渗透性(入渗容量),湿润前锋未扩展到下卧土-岩界面就发生坡面产流与坡体破坏,且破坏面距湿润前锋较近(仅数厘米),破坏模式先为块体的滑动-流动破坏,然后为沟道侵蚀,土体流失规模与雨强、细粒含量相关。

c. 细粒含量较低(9.0%)的斜坡(T3 试验)的破坏模式为牵引式的滑塌,但试验过程中未见产流,也未见大规模的土体流失,这是因为细粒分散运移作用对低细粒含量土体孔隙的堵塞效应不明显,在土-岩界面处形成了稳定的携细粒水流。

d. 降雨入渗过程出现细粒向深部土体的运移且堵塞孔隙的效应与斜坡土体自身的细粒含量有关,土体中细粒含量较高时细粒的运移堵塞效应明显;反之,则不明显。

e. 考虑坡面产流影响的斜坡稳定性分析模型得到的斜坡稳定安全系数更接近实际情况,即坡面产流会降低坡体的稳定安全系数,有利于斜坡的破坏和失稳。

参考文献:

- [1] 吴积善,康志成,田连权,等. 云南蒋家沟泥石流观测研究[M]. 北京:科学出版社,1980.
- [2] 王裕宜,詹钱登,严璧玉,等. 泥石流流体结构和流变特性[M]. 长沙:湖南科学技术出版社,2003.
- [3] 舒安平,王乐,杨凯,等. 非均质泥石流固液两相运动特征探讨[J]. 科学通报,2010,55(31):3006-3012. (SHU Anping, WANG Le, YANG Kai, et al. Investigation on movement characteristics for non-homogeneous and solid-liquid two-phase debris flow [J]. Chinese Science Bulletin, 2010, 55(31): 3006-3012. (in Chinese))
- [4] 崔鹏. 泥石流启动条件及机理的实验研究[J]. 科学通报,1991(21):1650-1652. (CUI Peng. Experiment study on the mechanism and condition of starting up of debris flow [J]. Chinese Science Bulletin, 1991, 36(21): 1650-1652. (in Chinese))
- [5] CHEN N S, ZHOU W, YANG C L, et al. The processes and mechanism of failure and debris flow initiation for gravel soil with different clay content[J]. Geomorphology, 2010,

- 121;222-230.
- [6] 陈中学,汪稔,胡明鉴,等 黏粒含量对蒋家沟泥石流启动分析研究[J]. 岩土力学,2010,31(7):2197-2201. (CHEN Zhongxue,WANG Ren,HU Mingjian,et al. Study of content of clay particles for debris flow occurrence in Jiangjia Ravine[J]. Rock and Soil Mechanics,2010,31(7):2197-2201. (in Chinese))
- [7] 张永双,曲永新,何锋,等. 秦巴山区宁陕县城坡面型泥石流的形成机理[J]. 水文地质工程地质,2005(5):84-88. (ZHANG Yongshuang, QU Yongxin, HE Feng, et al. Research on the formation mechanism of debris flow on slope around Ningshan County in the Hinterland of the Qinling Orogen [J]. Hydrogeology and Engineering Geology,2005(5):84-88. (in Chinese))
- [8] 杨为民,吴树仁,张永双,等. 陕西安康宁陕县城坡面型泥石流形成条件及其诱发机制[J]. 地质力学学报,2006,12(2):219-227. (YANG Weimin, WU Shuren, ZHANG Yongshuang, et al. Formation conditions of slope type mudflow in Ningshan County, southern Shaanxi, and its inducing mechanism[J]. Journal of Geomechanics,2006,12(2):219-227. (in Chinese))
- [9] 洪勇,郑孝玉,王越红. 地下侵蚀对结晶片岩滑坡活动的影响;以日本善德滑坡为例[J]. 吉林大学学报(地球科学版),2011,41(2):493-497. (HONG Yong, ZHENG Xiaoyu, WANG Yuehong. Effects of underground erosion on the crystalline schist landslide; example of Zentoku Landslide of Japan[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 2011, 41(2):493-497. (in Chinese))
- [10] 胡明鉴,汪稔,张平仓. 斜坡稳定性及降雨条件下激发滑坡的试验研究;以蒋家沟流域滑坡堆积角砾土坡地为例[J]. 岩土工程学报,2001,23(4):454-457. (HU Mingjian, WANG Ren, ZHANG Pingcang. Primary research on the effect of rainfall on landslide; take the slope piled by old landslide in Jiangjiagou valley as example [J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering,2001,23(4):454-457. (in Chinese))
- [11] 陈晓清,崔鹏,冯自立,等. 滑坡转化泥石流起动的人工降雨试验研究[J]. 岩石力学与工程学报,2006,25(1):106-116. (CHEN Xiaoping, CUI Peng, FENG Zili, et al. Artificial rainfall experimental study of landslide translation to debris flow [J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2006, 25(1):106-116. (in Chinese))
- [12] 沈辉,罗先启,李显平. 碎石土斜坡优先流渗流特征试验[J]. 水利水电科技进展,2012,32(2):57-61. (SHEN Hui, LUO Xianqi, LI Xianpin. Experimental study on seepage characteristics of preferential flow in the gravel soil slope[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2012,32(2):57-61. (in Chinese))
- [13] 高冰,周健,张姣. 泥石流启动过程中水土作用机制的宏观分析[J]. 岩石力学与工程学报,2011,30(12):2567-2573. (GAO Bing, ZHOU Jian, ZHANG Jiao. Macro-meso analysis of water-soil interaction mechanism of debris flow starting process [J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2011, 30(12):2567-2573. (in Chinese))
- [14] 黄英,石崇喜,张祖连,等. 云南红土室内滑坡可行性试验研究[J]. 河海大学学报(自然科学版),2012,42(6):497-502. (HUANG Ying, SHI Chongxi, ZHANG Zulian, et al. Feasibility study of indoor test of Yunnan laterite landslide[J]. Journal of Hohai University(Natural Sciences),2012,42(6):497-502. (in Chinese))
- [15] 王涛,刘兴年,黄尔. 基于SVM方法的小流域泥石流输沙量预测[J]. 水利水电科技进展,2008,28(2):1-3. (WANG Tao, LIU Xingnian, HUANG Er. Prediction of sediment discharge of debris flow in small watershed based on SVM analysis[J]. Advances in Science and Technology of Water Resources,2008,28(2):1-3. (in Chinese))
- [16] MEIN R G, LARSON C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. Water Resources Research,1973,9(2):384-394.
- [17] 胡明鉴. 泥石流崩滑堆积体自组织临界性及灾变机理[D]. 武汉:中国科学院武汉岩土力学研究所,2009. (收稿日期:2014-11-28 编辑:熊水斌)
- +++++
- (上接第23页)
- [19] 吴虎胜,张凤鸣,吴庐山. 一种新的群体智能算法:狼群算法[J]. 系统工程与电子技术,2013,35(11):2430-2438. (WU Husheng, ZHANG Fengming, WU Lushan. A new swarm intelligence algorithm: wolf pack algorithm [J]. Systems Engineering and Electronics, 2013, 35(11):2430-2438. (in Chinese))
- [20] YNAG Xinshe, DEB S. Cuckoo search via Lévy flights [C]//Proceedings of World Congress on Nature & Biologically Inspired Computing. Piscataway:IEEE,2009:210-214.
- [21] 潘文超. 果蝇最佳化演算法[M]. 台北:沧海书局,2011.
- [22] CUEVAS E, CIENFUEGOS M, ZALDÍVAR D, et al. A swarm optimization algorithm inspired in the behavior of the social-spider[J]. Expert Systems with Applications, 2013,40(16):6374-6384
- [23] MENG Xianbing, LIU Yu, GAO Xiaozhi, et al. Advances in Swarm Intelligence [J]. Lecture Notes in Computer Science,2014,8794:86-94.
- [24] 崔东文,郭荣. SSO-PP模型在水源地安全保障达标评价中的应用[J]. 水利经济,2015,33(5):8-13 (CUI Dongwen, GUO Rong. Application of SSO-PP model in security standard evaluation of water sources. [J]. Water Conservancy Economy,2015,33(5):8-13. (in Chinese)) (收稿日期:2014-12-31 编辑:郑孝宇)