

文章编号:0559-9350(2016)07-0850-08

非均质泥石流形成过程动力学特征

舒安平¹, 孙江涛¹, 张欣^{1,2}, 王澍¹, 师哲³, 潘华利⁴

(1. 北京师范大学 环境学院 水沙科学教育部重点实验室, 北京 100875;

2. 水利部国际经济技术合作交流中心, 北京 100053; 3. 长江科学院水土保持研究所, 湖北 武汉 430010;

4. 中国科学院 水利部 成都山地灾害与环境研究所, 四川 成都 610041)

摘要: 非均质泥石流是产生于山坡与沟谷中的一种典型固液两相流, 具有颗粒级配宽、容重大、流动阻力与流速分布的不均匀性等特征, 致灾影响深远。本文通过在云南省蒋家沟泥石流观测研究站实施48组泥石流形成动力过程模拟试验, 首先分析非均质泥石流起动方式, 将模拟泥石流起动划分为常遇型、溃坝型及滑坡型三种类型, 并进一步将泥石流形成过程划分为固体颗粒起动、固体颗粒加速混掺及固液两相流形成的三个不同阶段; 基于孔隙水压力及水力因子等测定数据, 分析揭示了泥石流形成的三阶段的动力学特征, 表明三类泥石流形成后流速较大, 均呈急流状态, 而且水流强度以溃坝型泥石流为最大, 常遇型泥石流次之, 滑坡型泥石流最小。本项研究成果对丰富泥石流学科内容以及提高泥石流灾害预测水平具有重要意义。

关键词: 非均质泥石流; 形成过程; 颗粒起动类型; 加速混掺; 动力学特征。

中图分类号: TV144

文献标识码: A

doi: 10.13243/j.cnki.slx.20160143

1 研究背景

泥石流是我国山区常见的一种自然灾害, 每年汛期由于强降雨诱发泥石流灾害, 导致冲毁路桥基础设施和居民房屋, 以及淤埋农田、森林、村庄和城镇现象时有发生, 甚至泥石流直接进入河流、水库, 造成堰塞坝或者抬高河床, 造成更大的次生灾害, 严重威胁水利水电工程的安全。一般来说, 泥石流形成机制是固、液两相物质在山区坡地或沟谷内相互作用而发展形成整个物理地质作用过程^[1]。而我国泥石流的灾害发生情况存在两方面特点: (1)我国泥石流大多具有非均质特征, 其影响因子复杂、形成机理尚不明确, 有必要系统研究; (2)受全球气候变化影响, 近年我国泥石流灾害频发。因此, 研究泥石流的形成机制一直以来是工程界和学术界关注的重要课题, 受到了人们普遍关注。

自1928年美国地质学家Blackwelder^[2]揭开泥石流研究以来, 前人对泥石流形成问题已开展了大量的研究工作, 已取得了丰富研究成果。唐邦兴、吴积善等^[3]认为位于山坡的松散土石体在降雨作用下形成泥石流大致要经历五个阶段: 土石体起动-土石体加速运动初时近底层扰动液化-土石体加速运动末时整层土石体受到扰动和液化-结构和非结构运动伪一相流-水流参与下层流和紊流流态两相流; 李泳、胡凯衡等^[4]对泥石流的形成过程总结为三个阶段: 坡面土体过程, 沟谷过程及汇流阶段, 明确流域性泥石流是流域的演化特征决定的, 这样能认识其概率特征和非线性本质。崔鹏对泥石流的起动机制进行了研究^[5], 而韦方强等^[6]认为对土力类泥石流的形成产生影响的主要是形成区土体的土

收稿日期: 2016-02-06

基金项目: 国家自然科学基金项目(11372048); 长江科学院开放研究基金资助项目(CKWV2015225/KY); 中国科学院山地灾害与地表过程重点实验室开放研究基金资助项目

作者简介: 舒安平(1965-), 男, 湖北鄂州人, 博士, 教授, 主要从事河流动力学、泥石流及水土保持等研究。

E-mail: shuap@bnu.edu.cn

壤含水量。匡乐红^[7]根据土体起动到暴雨泥石流形成的动力条件不同,将泥石流分为水动力模式和土动力模式。非均匀沙与均匀沙的起动规律完全不同。Meyer和Wells^[8]强调了坡面细颗粒的补给加上沟道中粗颗粒的参与对这类泥石流的起动非常重要,其起动过程机制为“消防水管效应”(firehose)。Hutchinson^[9]则认为对于具有疏松的坡体,流动性滑坡的产生机制在于不排水效应,在滑坡运动所形成的不排水条件下,孔压增加,抗剪强度降低,从而使滑坡流态化形成泥石流。

迄今为止,前人围绕泥石流展开过大量的研究工作,但多数是将其视为均质流体处理的,或对实际的两相流进行了概化处理。对于固、液两相分界粒径(又称浆体上限粒径),舒安平^[10]提出基于最小能量耗损原理来确定非均质泥石流固相与液相的分界粒径的方法。鉴于非均质泥石流具有颗粒级配宽、容重大、流动阻力与流速分布的不均匀性等特征,我们基于修正Darcy阻力公式及能量原理,研究提出了非均质两相泥石流固相、液相平均流速公式,初步建立了非均质泥石流固液两相分界粒径模型及两相泥石流运动模型^[11,20-23],为构建非均质泥石流动力学理论奠定了基础。尽管如此,但考虑到泥石流影响因子多变性及泥石流形成过程的复杂性,尚缺乏系统对非均质泥石流形成过程及其水动力学特征的研究。

鉴于此,本文以我国普遍存在的非均质泥石流为研究对象,通过实施非均质泥石流形成过程模拟试验,结合现有云南蒋家沟及西南地区其他泥石流沟现场的实测资料,首先对非均质泥石流起动方式及类型进行分析。基于非均质泥石流起动及形成特点,对非均质泥石流形成过程划分为三个阶段,研究揭示非均质泥石流形成三阶段的动力学特征,对丰富泥石流学科内容及指导泥石流防治工程规划设计具有重要意义。

2 非均质泥石流模拟试验概况

2.1 试验装置 非均质泥石流形成动力过程模拟试验是在素有“世界泥石流博物馆”之称的云南省蒋家沟中科院东川泥石流观测研究站自制的泥石流动力过程模拟试验装置中进行,如图1所示,该试验装置由形成区、流通区及堆积区三区段组成,各区段试验水槽参数如表1所示。



图1 泥石流动力过程模拟试验装置

表1 泥石流试验水槽参数

区段	基本参数
形成区	上段:长2m×宽1m×深0.5m; 下段:连接一段与形成区段,底面呈一斜长1m、上底宽0.3m、下底宽1m的梯形,深从0.5m至0.4m过渡;变坡范围1°~10°
流通区	长6m×宽0.3m×深0.4m 变坡范围20°~40°
堆积区	长4m×宽0.3m×深0.4m 变坡范围0°~10°

2.2 试验条件 本次试验用料来源于试验水槽旁边的蒋家沟泥石流沟堆积物,颗粒粒径分布如图2所示。图中显示,本试验所采用的试验用料以 $d_{50}=5\text{ mm}$ 为基准,其他 d_{50} 值的试验用料以此为基础进行配制。

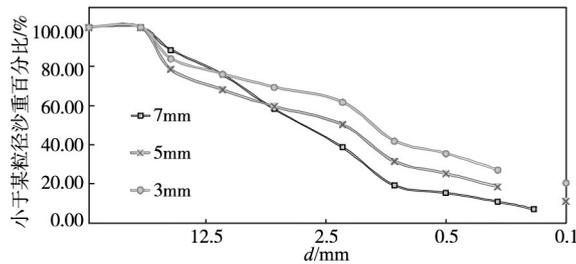


图2 试验用料的颗粒累积曲线 (取自蒋家沟泥石流沟道)

根据泥石流形成的物源、水源和坡度等三大要素, 经过遴选分析选取 5 个泥石流形成的影响因素, 具体如下:

固体物质组成(颗粒中径 3 种): $d_{50}=7\text{ mm}$, $d_{50}=5\text{ mm}$, $d_{50}=3\text{ mm}$;

粗细颗粒的铺设方式(颗粒分布均匀度 3 种, 见图 6): 即上细下粗, 上粗下细, 均匀混合型;

形成区水槽坡度(水槽底坡 3 种): 即 25° , 30° , 35° ;

冲水流量(4 种): 1, 3, 5, $10\text{ m}^3/\text{h}$;

土体物质初始含水量(3 种): 4%, 10%, 20%。

为了保证试验数据的完整性, 使其更好地用于发掘试验规律, 本研究采用正交设计的思路。表 2 是利用统计软件 SPSS 生成正交表时使用的因素水平表。其中由于土体铺设方式, 即非均质系数是本研究的一个重点和特色, 因此在试验条件设计时, 只用了前四个因素参与正交设计, 最终共形成 48 组试验条件, 如表 2 所示。

表 2 正交设计试验因素水平(试验条件)

	A	B	C	D	E
水平	d_{50}/mm	水槽坡度/ $(^\circ)$	水流量/ (m^3/h)	土体初始含水量/%	土体铺设方式
1	3	25	1	4	0.43
2	5	30	3	10	1.00
3	7	35	5	20	2.33
4			10		

2.3 试验方法 每组试验开始前, 先按照不同的土体级配条件和含水量配置试验用料, 在形成区的收缩一端和流通区的初始端按照不同的铺设方式铺设土体, 并同时在固定位置埋好孔隙水压计。将溢流箱按照不同水流量的需要而达到不同的水位。

首次将水箱充满清水, 打开水阀至一定水量。试验进程中流量保持恒定。记录泥石流开始启动时的浸润曲线位置。在不同的泥石流阶段, 将彩色塑料球放在形成区土体表层作为示踪粒子, 测量平均流速。在泥石流发生的不同时期分别取堆积物的样品。待试验用料多数被泥石流冲走, 且剩余土体稳定, 不会再崩塌形成泥石流后, 停止试验。关闭孔隙水压计; 记录泥石流发生后土体的形态; 计算冲水总量; 整理堆积物样品并烘干, 在试验室内做颗分试验。试验过程中运用高速摄像机、高浓度流速仪以及空隙水压计来观察记录试验现象。

本研究针对泥石流形成过程的成因条件量化分析, 评估不同因子对泥石流启动的影响程度, 揭示非均质泥石流形成过程机理, 从而为建立启动条件判别式的建立提供依据。

3 非均质泥石流启动方式及类型

3.1 泥石流的启动方式 根据云南东川蒋家沟流域内的堆积试验研究, 发现当泥石流容重 $r_c < 2.234\text{ t/m}^3$ 时, 泥石流液相流速大于固相流速, 运动的龙头是颗粒较细的浆体; 而当泥石流容重 $r_c > 2.234\text{ t/m}^3$ 时, 液相流速小于固相流速, 运动的龙头是粗大的石块, 这一结论已被东川泥石流观测研究站的观测数据所证实^[20]。

前人对汶川地震区的相关调查结果显示, 泥石流主要以两种方式发生: 一种是溃坝式, 即地震

或滑坡等形成许多崩塌物质堵塞沟道，形成堰塞湖，在一定的降雨或者冲水条件下崩溃形成泥石流；另一种被称作“消防水管效应”的起动方式是沟道起动式，也就是沟道内原本就有大量固体松散物质，但并未堵塞形成堰塞湖，在后期的降雨或水流条件下，颗粒起动形成泥石流，并随着物质的卷入而形成大规模的泥石流灾害，这也就是冲刷泥石流。本试验模拟的情况即第二组起动类型。另外，山区泥石流物源与水源补给方式与泥石流的发生过程远远要复杂，以单一方式补给的泥石流鲜为少见。本研究的试验条件模拟方式较为单一，主要用于机理探究。

3.2 泥石流的起动类型 在实施完成了48组泥石流实验中，形成了A、B、C三种类型泥石流起动现象，如表3所示，图3和图4分别显示了代表性实验组次的A类-常遇型、B类-溃坝型和C类-滑坡型泥石流的起动过程。由图表可见，A类为常遇型泥石流，泥石流颗粒的起动经历了水流入渗、漫过坝顶、冲出细沟及大水冲刷的全过程；B类中颗粒的起动是直接受到地面径流的扰动而发生的，水流冲刷力克服了颗粒间及与坡面的摩擦力，而且B类和A类泥石流的差别在于渗流的影响，渗流的存在加剧了泥沙的运动^[17-18]；对于C类滑坡型泥石流，土体底部被水流润湿，从而大大减少摩擦力，在水流和重力的共同作用下土体整体下移，以揭底方式整体滑动，形成滑坡型泥石流。本文重点对A类-常遇型泥石流的形成过程及特征进行分析研究。

表3 泥石流起动类型及特征

类别	试验组次	泥石流颗粒的起动特征
A类-常遇型	36	首先个别颗粒起动，继而引发大量固体颗粒联动，形成常遇型泥石流，48组试验中所占比例为3/4。
B类-溃坝型	8	水流先从表面开始淹没土体，漫顶水流冲刷作用下，颗粒才起动，进而形成溃坝型泥石流。
C类-滑坡型	4	由于土体下被水流润湿，减少摩擦力，导致土体整体下移，形成滑坡型泥石流。

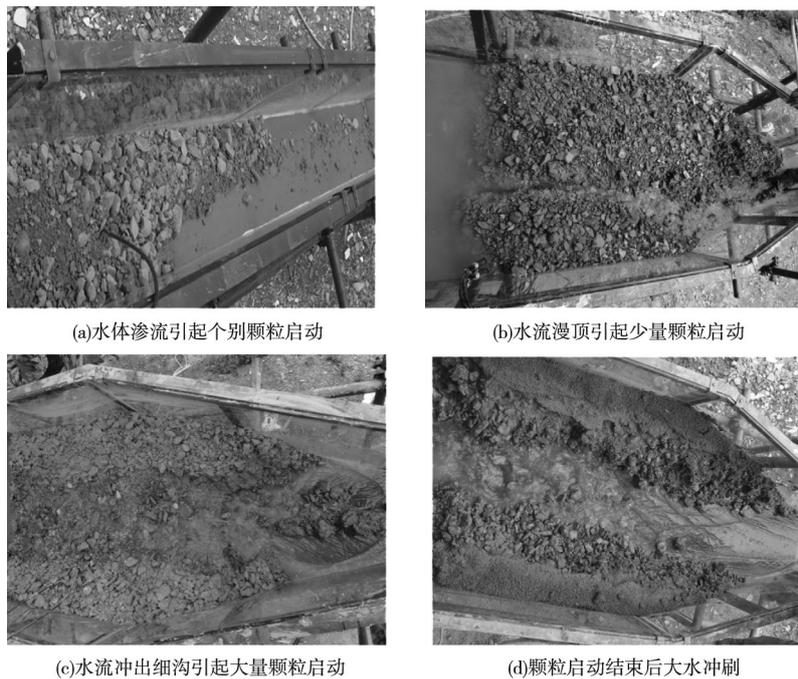


图3 A类-常遇型泥石流的起动过程(No.14)

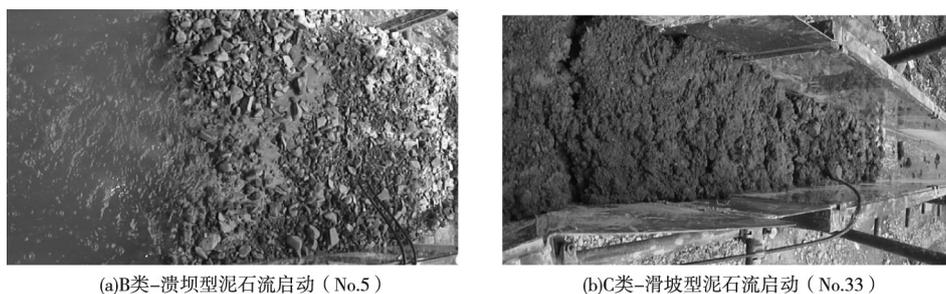


图4 其他类型泥石流的起动过程

4 非均质泥石流形成过程的动力学特征

根据非均质泥石流形成过程模拟试验结果,结合蒋家沟非均质黏性泥石流的特点,非均质泥石流的形成过程可划分为泥石流颗粒起动、泥石流颗粒加速混掺及泥石流固液两相的形成等三个阶段。以下从试验现象、孔隙水压力、水动力因子以及固体颗粒级配等方面重点阐述非均质泥石流形成过程这三个阶段的动力学特征。

4.1 泥石流固体颗粒的起动特征 泥沙起动现象是指,当水流逐步加强到超过一定限度以后,床面的泥沙颗粒开始脱离静止状态而进入运动;决定这一临界状况的水流条件称为泥沙的起动条件。泥石流的形成的起点是颗粒的起动,在颗粒起动之前,土体的变换过程是:沟道松散物质在水流渗透作用下,含水量和孔隙水压力增加,土体浸润曲线不断抬升^[12]。在大坡度情况下,其坡体临界条件小,当水流的入渗到一定位置,土体颗粒开始失稳,向下移动^[13]。在颗粒的起动中,土表或壤中流以及中高强度的降雨起水动力的作用,加上受土体的自重力以及坡度的影响,松散物质会从单个颗粒运动到大规模的土体移动,形成泥石流。根据分析,并参考以往研究成果^[14],我们认为,松散物质的数量、土体的级配特征、地形坡度以及水动力条件是影响泥石流起动的规模和速度的重大因素。其中土体级配特征与土体强度直接相关,而随着水流带动细颗粒流失,颗粒间的黏性以及孔隙水压力等土体结构参数都发生变化,土体从单个颗粒起动,经过一段时间,土体以部分的形式崩塌、滑坡,到某个临界点,受外界水流或降雨影响,土体将全面起动而形成泥石流。

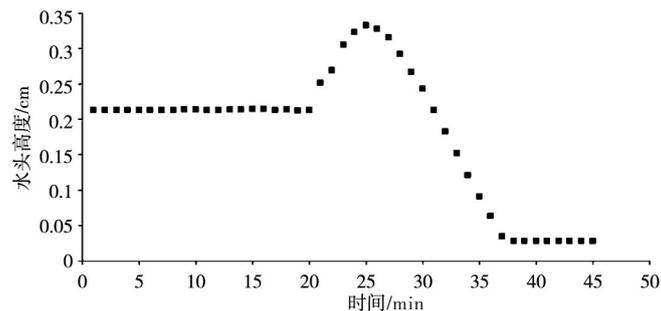


图5 孔隙水压力沿时变化过程线(以 No.14 试验为例)

图5显示 No.14 试验中冲水后 2 min 的形成区孔隙水压力沿时间过程线,由此可看出孔隙水压力沿时间过程线变化趋势是:稳定-迅速上升-迅速下降-低值稳定,这个孔隙水压计读数变化过程正好反映了颗粒的起动。其中在迅速上升段时,水流不断渗透土体,水位上升,读数增大,当到达的峰值时,土体中的水达到较高含量,其下滑力高于剪切力,失稳崩塌,颗粒起动,此时孔隙水压力迅速下降。土体不断起动,孔隙水压计掉落到水槽地板上之后,由于来水流量恒定,使孔隙水压力读数趋稳。

伴随着孔隙水压力时间变化过程,在颗粒起动过程中,水流流速从泥沙颗粒起动流速 0.45 ~ 0.59 m/s 最小值增加到泥石流完全形成的流速最大值 4.38 m/s,可见流速最大增幅可达近 10 倍。另外,从表 4 对三种泥石流形成后运动平均流速及弗劳德数统计结果来看,B 类-溃坝型泥石流平均流速和弗劳德数均为最大,C 类-滑坡型泥石流平均流速和弗劳德数均为最小,A 类-常遇型泥石流介于二者之间,平均流速和弗劳德数分别为 3.004 m/s 和 9.124,这充分反映了三类泥石流颗粒起动以及形

表 4 三种泥石流运动平均流速和弗劳德数

泥石流类型	平均流速 $V/(m/s)$	平均弗劳德数 $Fr=V/(gH)^{0.5}$
A 类-常遇型泥石流	3.004	9.124
B 类-溃坝型泥石流	3.134	9.315
C 类-滑坡型泥石流	2.750	8.335

成泥石流的水动力学特征，即三类泥石流形成后流速均较大，且流态均呈急流状态，水流强度以溃坝型泥石流为最大，常遇型泥石流次之，滑坡型泥石流最小。

4.2 泥石流固体颗粒的加速混掺特征 经过一段时间的水流冲刷，土体饱和度不断加大，泥石流流量加大，沟道松散物质在水流作用下，逐渐起动参与水流之中，下切和溯源侵蚀愈来愈严重，使得水流逐渐形成泥石流，规模不断增大，容重在 1.9 g/cm^3 以上。在水流移动的方向上，两侧的土体被卷携着一同移动，同时泥石流的含沙量也越来越高，粗细颗粒混乱夹杂在一起^[15]。在这个阶段土体中粗细颗粒混掺，相互碰撞，并不断吞噬周围的松散土体。在这个阶段，4个孔隙水压计的读数都呈现出较大的无规则波动，水位变化明显，堆积物中的泥沙含量也反映了这个过程。如图6所示，阶段a至阶段d代表了第14组模拟试验过程中依次取土样的先后顺序，可以看出，从阶段a到c，堆积物中大颗粒不断增多，平均粒径也由 5.85 mm 升至 28.04 mm ，堆积物的质量含沙量由 26.60% 升至 39.84% 。这个阶段中，细颗粒在上，容易起动，带动粗颗粒随水流起动，互相混合运动。

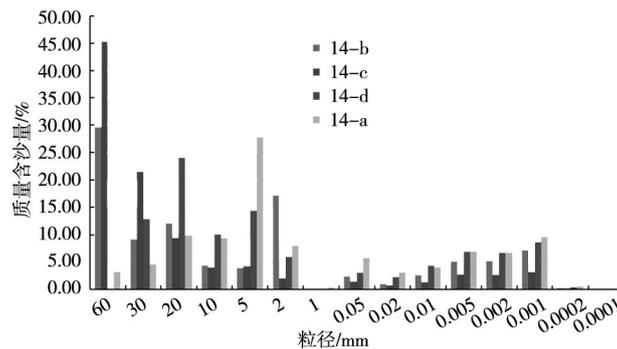


图6 堆积物颗粒级配图(以No.14试验数据为例)

可见，土体结构是决定泥石流形成的主要因素，而土体的颗粒级配是土体结构的重要参数，进一步证实了前人的研究成果^[16]。

4.3 泥石流固液两相流的形成特征 非均质泥石流表现出独特的固液两相运动特征。舒安平等^[10]提出固、液两相分界粒径(又称浆体上限粒径)的计算方法。泥石流能量耗损遵循最小能耗原理，据此可确定黏性泥石流固相与液相颗粒之间的分界粒径。因此，为了追求能量耗损的最小化，泥石流的流动趋于从混掺到稳定的状态，当固液两相稳定流动时，其能量消耗最低。

两相流的形成现象在我们之前的野外试验过程中得以体现，即冲刷的土体中，颗粒级配呈现类似双峰的结构。如图7中的13、14、22、37这4个组次的试验分别取自之前小节中归类的前三种试验现象的类型，且取样时间都在试验的中后期，在小于 5 mm 处出现一个峰值，可以看作细颗粒液相，在 20 mm 左右出现第二个峰值，可以看作粗颗粒固相。

另外，两相分层的现象在起动过程中也有明显的体现。在一部分试验过程中，我们发现了明显的成层起动的现象，这也是设计固体物质不同铺设方式的用意所在。在上细下粗的铺设方式下，上层细颗粒容易起动，而后下层粗颗粒不断裸露出来，继续起动。而在上粗下细的铺设方式下，粗颗

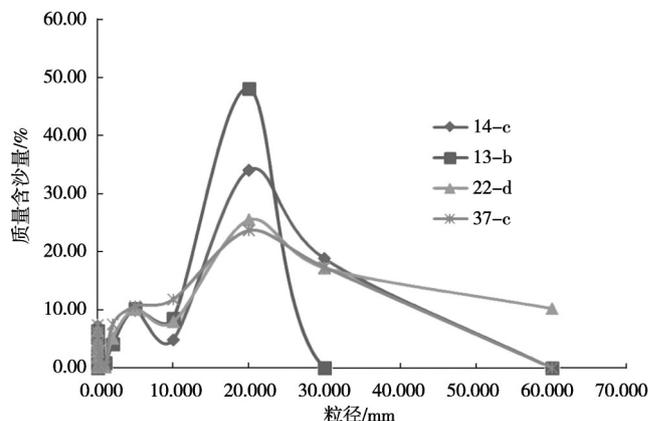


图7 试验堆积物取样的级配曲线(No.13、No.14、No.22、No.37)

粒需在较大的水流下起动,但粗颗粒的起动可以有力地带动细颗粒移动,最终混合一起形成泥石流。这种泥石流起动时的成层运动现象在不均匀系数较大的情况更为明显。

5 结论与讨论

(1)泥石流模拟试验结果表明,非均质泥泥石流的起动类型为常遇型、溃坝型及滑坡型泥石流三类,前者为个别颗粒起动继而引发大量颗粒起动过程,自然界中最为常见;后二者水流漫顶溢流溃坝和土体滑坡的特殊泥石流。本文重点对A类-常遇型泥石流的形成过程及特征进行分析研究。

(2)非均质泥石流的形成过程包括固体颗粒起动、固体颗粒加速混掺和固液两相流形成的三个阶段,各阶段分别表现出个别颗粒起动、大量颗粒起动联动及稳定的固液两相流形成的水动力学特征,即三类泥石流形成后均呈急流状态,水流强度以溃坝型泥石流为最大,常遇型泥石流次之,滑坡型泥石流最小。

(3)泥石流形成的三阶段伴随着泥石流形成的不同颗粒级配变化和孔隙水压力变化的力学特征。在三个阶段中,孔隙水压力表现为先急速增大,到达峰值后迅速下降的趋势,峰值时刻即为土块失稳崩塌的时刻,此时导致大量泥石流固体颗粒起动运动。

(4)本研究由于存在试验环境、数据测量手段以及分析方法等的局限性,研究中难免存在一些不足。例如,试验条件中坡度这一因素有 25° 、 30° 和 35° 三个值,而一般泥沙的休止角在 33° ,本研究中蒋家沟的泥沙黏度较大,可以在无干扰的情况下在 35° 的坡面保持稳定状态,但是角度变化幅度较大,极易隐藏更多粗、细颗粒相互作用的规律,对此尚有待于以后深入研究。

参 考 文 献:

- [1] 冯自立,崔鹏,何思明.滑坡转化为泥石流机理研究综述[J].自然灾害学报.2005,14(3):8-14.
- [2] Black Welder E. Mud flow as a geologic agent in semi and mountains[J]. Geological Society of American Bulletin, 1928, 39: 465-487.
- [3] 唐邦兴,吴积善.山地自然灾害(泥石流为主)及其防治[J].地理学报,1990,45(2):202-209.
- [4] 李泳,胡凯衡,苏凤环,等.流域演化与泥石流的系统性—以云南东川蒋家沟为例[J].山地学报,2009,27(4):449-456.
- [5] 崔鹏.泥石流起动机制的研究[D].北京:北京林业大学,1990.
- [6] 韦方强,胡凯衡,陈杰.泥石流预报中前期有效降水量的确定[J].山地学报,2005,23(4):453-457.
- [7] 匡乐红.区域暴雨泥石流预测预报方法研究[D].湖南:中南大学,2006.
- [8] Meyer G A, Wells S G. Fire-related sedimentation events on alluvial fans, Yellow Stone National Park USA[J]. Journal of Sedimentary Research, 1997, 67(5): 776 - 791.
- [9] Hutchinson J N. Numerical modeling of the motion of rapid, flow-like landslides for hazard assessment[J]. KSCE Journal of Civil Engineering, 2009, 13(4): 281-287.
- [10] 舒安平,张志东,王乐,等.基于能量耗损原理的泥石流分界粒径确定方法[J].水利学报,2008,39(3):257-263.
- [11] 舒安平,王乐,费祥俊,等.非均质泥石流动力学探讨[C]//中国力学学会学术大会2009论文摘要集.中国力学学会、郑州大学,2009.
- [12] 庄建琦,崔鹏,胡凯衡,等.沟道松散物质起动形成泥石流实验研究[J].四川大学学报:工程科学版,2010,42(5):230-236.
- [13] 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.
- [14] 贺拿,陈宁生,曾超.泥石流起动机理研究现状及趋势[J].灾害学,2013(1):121-125.
- [15] 康志成,李卓芬,马嵩乃,等.中国泥石流研究[M].北京:科学出版社,2004.
- [16] HU Kaiheng, Cui Peng, Wang Chuanchang, et al. Characteristic rainfall for warning of debris flows[J]. Journal

of Mountain Science, 2010(7): 207-214.

- [17] 邓丽颖. 复杂流动下泥沙起动机理的研究[D]. 长沙: 湖南大学, 2009.
- [18] Takahashi T. Debris flow on prismatic open channel[J]. Journal of the Hydraulics Division, 1980(3): 381-396.
- [19] 魏厚振. 蒋家沟泥石流砾石土力学性状与起动过程分析研究[D]. 武汉: 中国科学院研究生院, 武汉岩土力学研究所, 2008.
- [20] 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.
- [21] 舒安平, 杨凯, 李芳华, 等. 非均质泥石流堆积过程粒度与粒序分布特征[J]. 水利学报, 2012, 43(11): 64-69.
- [22] 舒安平, 杨凯, 师哲, 等. 非均质泥石流特征值计算方法[J]. 水利学报, 2012, 43(2): 153-159.
- [23] 舒安平, 张欣, 唐川, 等. 不同坡度条件下非均质泥石流堆积过程与特征[J]. 水利学报, 2013, 44(10): 95-100.

Dynamical characteristics of formation processes for non-homogeneous debris flow

SHU Anping¹, SUN Jiangtao¹, ZHANG Xin^{1, 2}, WANG Shu¹, SHI Ze³, PAN Huali⁴

(1. Key Lab. of Water and Sediment Sciences of MOE, Beijing Normal University, Beijing 100875, China;

2. Centre of International economics and Cooperation-Exchange of Ministry of water Resources, Beijing 100053, China;

3. Institute of Water and Soil Conservation, Changjiang Academy, Wuhan 430010, China

4. Institute of Mountain Hazards and Environment, CAS, Chengdu 610041, China)

Abstract: As a kind of typical two-phase flow, non-homogeneous debris flow behaves some basic properties such as grain size distribution with a large scale, more specific gravity, and non-uniformity of both flow resistance and velocity, which results in heavy natural disasters. As for this, 48 runs simulation experiments for non-homogeneous debris flow were carried out at Debris flow Observation and Research Station at Jiangjia Gully in Yunnan Province. It has been shown by experimental results that the ways of particle starting were stated as individual, common and generous particle starting, and types of particle starting includes three types such as common-encountered type, dam-break type and landslide type. Furthermore, the formation processes may be divided into three kinds of the stage, such as solid particle starting stage, refined and accumulated mixture stage and formation stage of two-phase flows. Therefore, the dynamical characteristics responding to three kinds of the stages have been revealed, and the sequencings for water flowing intensity are dam-break type's debris flow, common-encountered type's debris flow and landslide type's debris flow. These results not only enrich the subject of debris flow dynamics, but also benefit the disaster prevention and mitigation of debris flows.

Key words: non-homogeneous debris flow; formation processes; particle starting types; accumulated mixture; dynamical characteristics

(责任编辑: 李福田)