

文章编号: 1008 - 2786 - (2013) 4 - 406 - 07

# 降雨对泥石流源地土体活动的指数式放大效应

郭晓军<sup>1, 2</sup>, 李泳<sup>1</sup>, 崔鹏<sup>1</sup>

(1. 中国科学院山地灾害与地表过程重点实验室/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;  
2. 中国科学院大学, 北京 100049)

**摘 要:** 多数泥石流是从坡面活动开始的。坡面的不稳定土体活动, 如崩塌、滑坡等, 既是泥石流的物质来源, 也决定着泥石流的形成方式和规模变化。四川汶川牛圈沟和北川魏家沟泥石流源地坡面人工降雨实验表明, 坡面土体活动是间歇、涨落的随机过程, 崩塌的时间间隔随着降雨强度的增大呈指数减小, 每组实验中的崩塌总数目和雨强的关系如  $N = CN \exp(kN IR)$ ; 崩塌规模随着降雨强度的增大呈指数增大, 每组实验中平均崩塌量与雨强的关系如  $M = CM \exp(kM IR)$ ; 坡面崩塌的总量可以表示为:  $V = NM = CNCM \exp((kN + kM) IR)$ ; 受土体颗粒粒径的影响, 不同坡面崩塌量随雨强变化的参数不同, 研究揭示了大规模泥石流的形成是由于源地土体活动强度随雨强的指数式增强。

**关键词:** 泥石流源地; 土体崩塌; 雨强; 指数式变化; 泥石流阵流

中图分类号: P642. 23; X141

文献标志码: A

坡面的不稳定土体活动(如崩塌、滑坡等)不但为泥石流形成提供物质来源,也决定着泥石流的形成方式。不同的降雨强度下,坡面土体破坏的概率和强度都不同,导致形成泥石流的可能性和规模也不同。关于坡面土体失稳现象和泥石流的形成,国内外已有诸多研究<sup>[1-6]</sup>,主要集中于源地土体失稳的机理研究,如降雨与土体表面位移、土体内部的孔隙水压力以及孔隙水含量的关系等。这些研究从微观上确立了一定的土体活动的临界条件,但坡面活动还涉及很多不确定因素(如土体分布的不均匀性、降雨渗透的随机性等),因而即使同类土体在同一个坡面也呈现出不同的活动方式。例如,野外观测表明,在相同降雨条件下,在同一个坡面会离散的土体崩塌和连续的细沟侵蚀,既有土体颗粒的失稳,也有坡面流的产生。因而,源地土体活动在整个降雨过程中的演化,将决定泥石流形成和规模变化。

本文通过泥石流源地人工降雨试验,考察坡面的土体失稳过程,揭示了坡面土体过程实际上是一个随机序列,发现了活动的时间间隔和活动的规模都随降雨强度的变化规律,从而为超强降雨下特大泥石流的形成找到了一个根据。

## 1 实验

### 1.1 实验场

实验地点分别选择在位于汶川地震主断裂带北川-映秀断裂带南北两端的映秀牛圈沟和北川魏家沟流域内的典型泥石流源地坡面。牛圈沟位于汶川县映秀镇南侧,距离映秀镇约 500 m,是“5·12”汶川 8.0 级地震震中,区内出露的岩层主要是砂质页岩和粉砂岩;魏家沟位于北川县曲山镇,距离北川老县城 450 m,境内以花岗岩为主,中细粒闪长岩次

收稿日期(Received date): 2012 - 12 - 18; 改回日期(Accepted): 2012 - 12 - 25。

基金项目(Foundation item): 中科院重点部署项目(KZZD - EW - 05 - 01 - 02); 国家科技支撑计划课题 2012BAC06B02。[Key Deployment Project of Chinese Academy of Sciences(Grant No. KZZD - EW - 05 - 01 - 02) and National key Technologies R&D Program of China(Grant No. 2012BAC06B02).]

作者简介(Biography): 郭晓军(1985 -),男,山西运城人,博士。主要研究方向为水文学和泥石流。[Guo Xiaojun(1985 -), male, born in Shanxi Province, doctor and mainly engaged in hydrology and debris flow.] E-mail: aarongua@imde.ac.cn

\* 通信作者(Corresponding author): 李泳(1967 -),男,研究员,研究方向:自然地理和自然灾害。[Li Yong(1967 -), male, professor and interested in physical geography and nature disasters]. E-mail: ylie@imde.ac.cn

之。从气候条件来看,两个流域都位于亚热带湿润季风气候区,属川西多雨中心区,是暴雨常出现的地区。夏季暴雨频繁,雨强大、历时短。牛圈沟(汶川映秀镇)多年平均降水量为 1 253.1 mm,日最大降水量 269.8 mm;魏家沟(北川曲山镇)年均降雨量 1 399 mm,日最大降水量 101 mm。

映秀牛圈沟和北川魏家沟在“5·12”地震中均遭受极为严重的破坏。地震造成两个流域内大量松散固体物质产生,导致在降雨条件下泥石流极易发生。近几年两条流域泥石流暴发情况见表 1(部分)。据统计,该区域泥石流的触发降雨峰值持续时间一般不超过 1 h 且雨强介于 14.2 ~ 100 mm/h。如在 2008-09-24 北川泥石流的触发雨强为 41 mm/h<sup>[7-8]</sup> 2010-08-14 牛圈沟泥石流的触发雨强为 81.5 mm/h<sup>[9]</sup>。

试验分别选择牛圈沟和魏家沟泥石流源区的典

型坡面上,坡宽均约为 8 m,坡高均约 4 m,坡度均约 30°(图 1),所选坡面颗粒分布见表 2,累积曲线可用下列公式表达<sup>1)</sup>

$$P(D) = CD^{-\mu} \exp(-D/D_c) \quad (1)$$

其中,分布参数  $\mu$  和  $D_c$  是自然产生的参数,幂指数  $\mu$  为一个能反映土体在天然状态下的孔隙特征的参数,  $D_c$  为刻画颗粒范围的特征尺度,是代表颗粒组成的特征粒径。两个流域的土体颗粒分布和特征参数见表 2 和表 3。表 2 中,颗粒分布表示小于该粒径但大于下一粒径范围的土体所占百分比,如 60 表示 40 ~ 60 mm 的粒径占总土体的百分比,其余同。

### 1.2 实验设计和数据读取

魏家沟实验设计了 18 mm/h, 35 mm/h, 60 mm/h 和 80 mm/h 共 4 组雨强,降雨时间为 1 h。而根据魏家沟实验现场观测情况,在降雨时间达到 40 min 之后,坡面现象与 40 min 之前基本相似。因此,

表 1 牛圈沟和魏家沟部分泥石流情况

Table 1 Brief factor about debris flows in study area

流域	泥石流暴发日期	触发雨强 / (mm/h)	总雨量 /mm	泥石流密度 / (g/cm <sup>3</sup> )	峰值流量 / (m <sup>3</sup> /s)	总方量 / (10 <sup>4</sup> m <sup>3</sup> )
魏家沟	2008-09-24	41	272.7	2.06 ~ 2.38	184	34
牛圈沟	2010-08-14	81.5	195.0	2.0		
	2010-07-15	24.8	196.1	2.05		
	2011-07-04	26.1	139.2	1.85		20
	2011-08-21	17.8	120.9	1.90		20

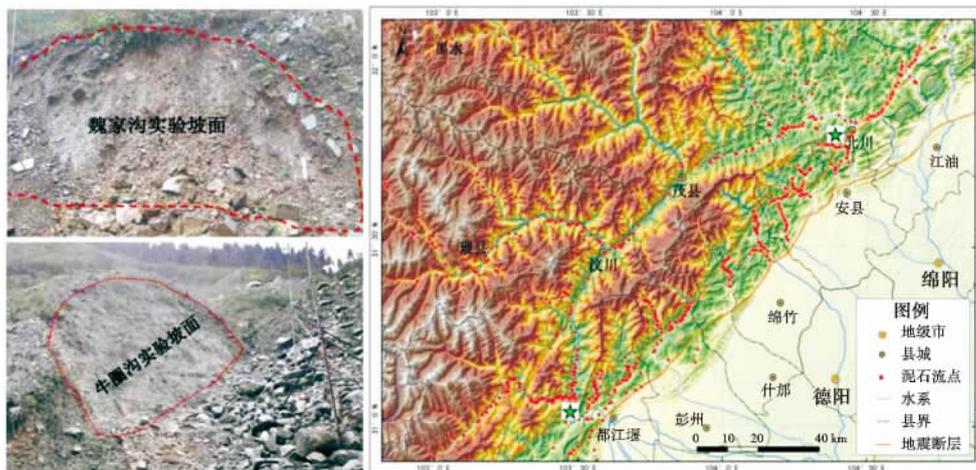


图 1 实验地点和实验坡面

Fig. 1 Location of experiment sites and slopes

1) 李泳, 谢江, 周小军等。泥石流颗粒的标度分布, 2012。

表 2 牛圈沟和魏家沟坡面土体的颗粒级配

Table 2 Grain size distribution of slope soil in Niujuan Gully and Weijia Gully

颗粒分布/mm	60	40	20	10	5	2	1	0.5	0.1	0.05	0.01	0.005	0.001
牛圈沟	0	2.12	22.42	16.52	18.59	16.2	11.03	5.4	1.68	2.35	1.25	1.86	0.58
魏家沟	15.77	8.64	10.67	15.06	20.7	3.56	8.53	10.37	1.8	4.31	1.15	1.44	2

表 3 牛圈沟和魏家沟坡面土体颗粒特征参数

Table 3 Grain size distribution characteristics parameters of slope soil in Niujuan Gully and Weijia Gully

土体特征参数	$C$	$\mu$	$D_c$	$R^2$
牛圈沟	73.30	0.092 4	20.70	0.980 2
魏家沟	90.10	0.015 0	13.56	0.988 8

在牛圈沟实验设计中稍作改进,增加实验组数,根据该沟及附近流域泥石流发生的激发雨强,分别设计 18 mm/h, 25 mm/h, 35 mm/h, 45 mm/h, 70 mm/h 和 80 mm/h 共 6 组雨强,缩短降雨时间至 40 min。为了尽量保持野外人工试验的降雨均匀性,试验均选在无风天气下进行。实验中观测人工降雨条件下的坡面固体物质坍塌情况,重点统计坍塌体的量、崩塌时间与崩塌位置等时空分布特征。同时利用摄像机拍摄坡面变化过程,便于实验室内整理校对数据。时间可以从视频中直接读取,以网格覆盖影像,可以读取坡面土体活动的位置(以坐标形式)和估算其规模。崩塌规模以单个最小可识坍塌为单位,等于  $10^{-3} \text{ m}^3$ 。以牛圈沟 N-5 实验(雨强为 70 mm/h)为例,坡面土体崩塌过程见图 2 和图 3。

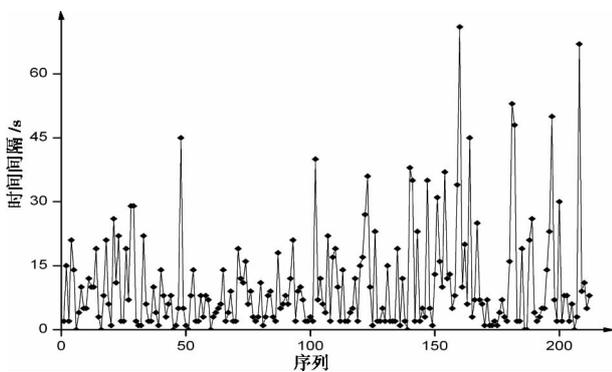


图 2 N-5 实验中土体崩塌时间间隔序列

Fig. 2 Collapses interval series in N-5

## 2 坡面土体活动的频率和规模

本文以牛圈沟坡面实验来说明坡面土体活动的

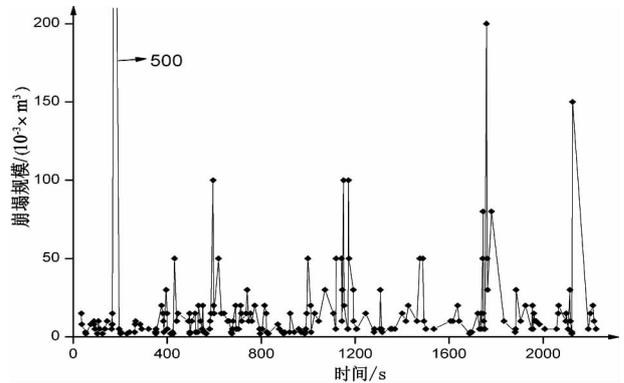


图 3 N-5 实验中土体崩塌规模序列

Fig. 3 Collapses magnitude series in N-5

频率和规模特征。实验中,在降雨作用下,坡面过程表现为一系列不同规模的土体崩塌,从图 2 和图 3 来看,其时间和规模分布都是一个随机序列,时间上具有间歇性,规模上具有涨落性。其他各组实验现象与数据序列和 N-5 类似。只是随着雨强的变化,崩塌的时间间隔和方量分布不同,表 4 为各组实验的数据统计。

### 2.1 崩塌频率与雨强的关系

崩塌的发生之间具有一定的时间间隔,量级为几秒到数十秒,说明泥石流固体物质来源的供给是不连续且不均匀的。从表 4 可以看出,在一般情况下,崩塌的时间间隔随着雨强的增大而减小,故崩塌频率随降雨强度的增大而增大,因而总的崩塌数量也随之增大。从 N-1 到 N-5 的数据可见,崩塌数目随着降雨强度的增加而呈指数增长,而崩塌的平均时间间隔随着降雨强度的增加而呈指数减小(图 4),用式 2 表示崩塌数目与雨强的关系

$$N = C_N \exp(k_N I_R) \quad (2)$$

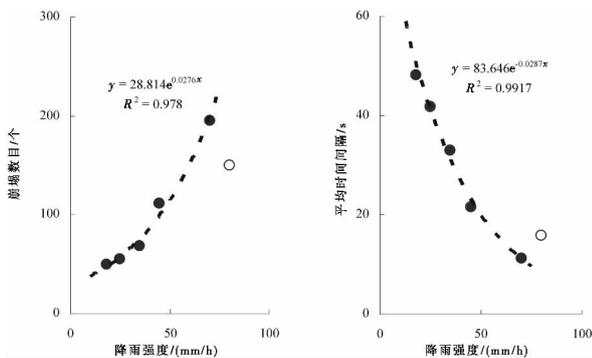
式中  $N$  为崩塌数目;  $C_N$  为系数;  $k_N$  为指数参数;  $I_R$  表示雨强, mm/h。

由此可以看出,当降雨强度很大的时候,将有更多的固体物质更频繁地发生崩塌,而这些崩塌物将参与泥石流起动,也就是说,高强度降雨造成大规模泥石流的部分原因是因为降雨造成了更多地泥石流元参与其中,即泥石流的源地越多,这种现象充分吻

表 4 牛圈沟人工降雨实验结果

Table 4 Experiment results in Niujuan Gully under different rainfall intensity

实验编号	实验雨强 /( mm/h)	总雨量 /mm	崩塌数目 /个	平均间隔时间 /s	最长间隔时间 /s	最大崩塌体规模 /( 10 <sup>-3</sup> × m <sup>3</sup> )	崩塌总量 /( 10 <sup>-3</sup> × m <sup>3</sup> )
N - 1	18	12	41	65.9	375	40	446
N - 2	25	16	55	49.1	322	25	165
N - 3	35	23	77	35.1	198	70	675
N - 4	45	30	111	24.3	181	60	1 222
N - 5	70	47	171	15.8	71	500	3 713
N - 6	80	53	157	17.2	146	300	1 936



a. 土体崩塌频数目随雨强变化  
b. 土体崩塌的平均时间间隔随雨强变化  
a. Collapse number varies with rainfall intensities  
b. Average interval varies with rainfall intensities

图 4 崩塌频率与降雨强度的关系

Fig. 4 Relationship between collapse frequency and rainfall intensity

合了临界自组织现象。

我们也注意到,在 80 mm/h 的大雨强下,崩塌频率反而小于 70 mm/h,这可能是因为在一定的土体,当降雨超过一定阈值时,坡面径流形成更为迅速,规模更大,而土体容易被径流以细流形式带走,相对来说土体崩塌数量反而减小了。

2.2 崩塌规模与雨强的关系

实验中,崩塌体的规模具有不均匀性,涨落可达 2 个量级(从 1 到 500),说明固体物质的补给是离散的、不均匀的,具有极强的随机性。根据实验现象将实验分为 3 组,N - 1 和 N - 2 即雨强为 18 mm/h 和 25 mm/h 时,大多数崩塌体为受降雨的冲击力而失稳的石块,而在 N - 5 和 N - 6 即雨强为 70 mm/h 和 80 mm/h 时,则更容易发生大规模崩塌,介于此之间的,即雨强为 35 mm/h 和 45 mm/h 时,更多的是小规模崩塌。

从表 4 可以看出,随着雨强的增大,平均崩塌量和总崩塌量都呈指数增大。同样的,在 80 mm/h 雨

强下,其崩塌规模 > 70 mm/h,因此我们分析 N - 1 至 N - 5 实验崩塌量随雨强的变化规律,可发现总崩塌量和平均崩塌量都随着降雨的增加而呈指数增长(图 5),用式 3 表示平均崩塌量与雨强的关系

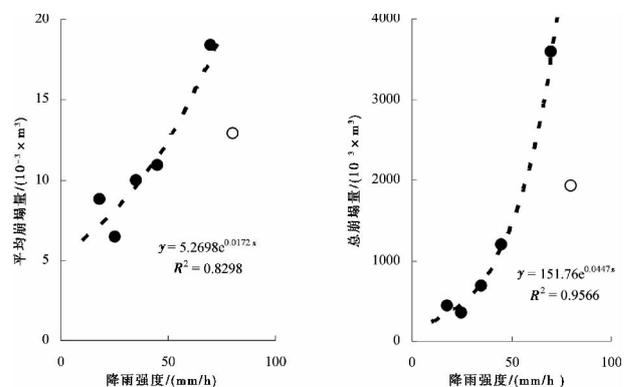
$$M = C_M \exp(k_M I_R) \quad (3)$$

式中 M 为平均崩塌量; C<sub>M</sub> 为系数; k<sub>M</sub> 为指数参数; I<sub>R</sub> 表示雨强, mm/h。

由此可见,崩塌规模随雨强的增大而增大。在大雨强的情况下,平均崩塌量和总的崩塌量也更多,即有更多的物质参与泥石流的形成。

2.3 魏家沟实验结果对比

魏家沟坡面实验与牛圈沟实验结果相近,如表 5。可以看出,崩塌数目和总崩塌量也都随着雨强呈指数增大趋势,只是参数略有不同(图 6)。相比于牛圈沟,魏家沟坡面土体的崩塌频率和崩塌量随雨强增大的指数参数更小,说明增长速度更缓,也更均匀,这主要是两者的土体差异决定的。



a. 土体平均崩塌量随雨强变化  
b. 土体崩塌总量随雨强变化  
a. Average collapse magnitude varies with rainfall intensities  
b. Total collapse amount varies with rainfall intensities

图 5 崩塌量与降雨强度的关系

Fig. 5 Relationship between collapse amount and rainfall intensity

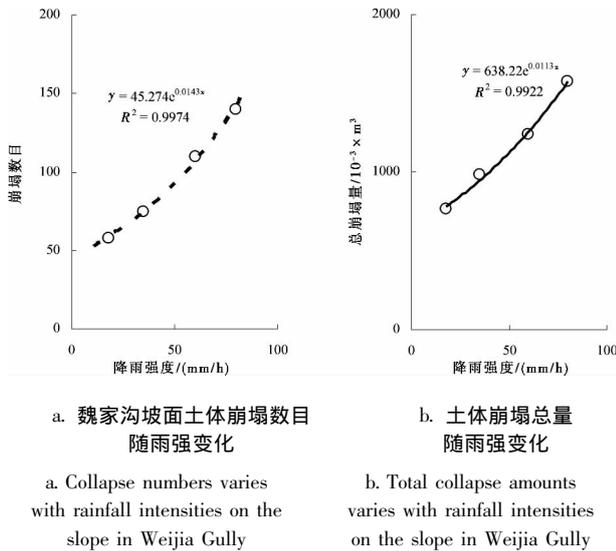


图6 魏家沟坡面崩塌量与降雨强度的关系

Fig.6 Relationship between collapse amount and  
rainfall intensity on the slope in Weijia Gully

根据表2和表3的土体颗分数据,魏家沟土体的 $\mu$ 和 $D_c$ 都相对较小,说明物源组成的细颗粒( $< 0.001\text{ mm}$ )含量更高,孔隙度更小,因此入渗率更低,稳定性更强,因而土体活动的时间间隔更长,导致高频率活动需要更大的雨强。另外我们看到,魏家沟并未出现大雨强(80 mm/h)下崩塌频率和崩塌量反而减小的情况,这意味着魏家沟土体的崩塌雨量的临界值更大,80 mm/h雨强尚未达到该地区超强降雨临界值。这也从另一个角度证明了土体对坡面过程的决定性影响。

### 3 超强降雨的指数放大效应

尽管实验是在两个几十平方米的坡面上进行,但实验条件完全符合自然过程的条件,因而其现象能很好代表实际降雨条件下的坡面活动过程。我们考虑的是活动的强度,所以其数值可以推广到整个坡面乃至整个流域的泥石流源地。

根据方程(2)和(3),坡面崩塌的总量可以表示为平均次数与平均崩塌量的乘积

$$V = NM = C_N C_M \exp((k_N + k_M) I_R) \quad (4)$$

这个公式表达了雨强对崩塌规模的指数式放大效应。它说明,泥石流规模的大小取决于源地的数量以及源地活动的频率和强度。大规模泥石流的发生,是因为有大量的源地和大量的物质补给,其崩塌频率和规模都随局地雨强呈指数式增大。例如,当雨强相差20 mm/h时,规模增大2.72倍,雨强差60 mm/h时,则差别剧增到20倍。

作为简单的估计,假定单个坡面的活动规模与面积成正比,则可将公式(4)推广为整个流域的坡面物质补给总量

$$\sum V \sim A \exp((k_N + k_M) I_R) \quad (5)$$

式中 $A$ 为流域所有可能的泥石流源地的总面积。

假设整个流域都服从这个规律,依据建立的崩塌量与雨强之间的关系(表5),我们可以假定地震后造成的崩滑体面积为泥石流可能的源地,由此估算地震后泥石流暴发的规模,见表6。表中牛圈沟、彻底关沟、红椿沟等流域的崩塌、滑坡体面积为地震后野外调查和遥感解译所得<sup>[10]</sup>,由于缺乏八一沟和魏家沟的崩滑体面积数据,作者假设其崩滑体面积占流域面积的平均百分比与临近流域相近(1/5),由此计算出可能的泥石流物源面积;各次泥石流的总量均为泥石流暴发之后野外调查,根据泥石流堆积扇的形状估算所得<sup>[7-9, 11]</sup>,其中牛圈沟、彻底关沟和高家沟为作者调查所得<sup>[11]</sup>。

公式(5)不考虑流域内沟道冲刷,以及大规模滑坡直接形成泥石流的情况(高家沟<sup>[11]</sup>、魏家沟<sup>[7-8]</sup>)。此外,在雨强等于80 mm/h时,可能的物源量计算过程并不按照公式(5),而是直接采用实验中 $N=6$ 的物源量。表6显示,计算结果与调查所得的泥石流规模相比偏小,但并无数量级上的差别,考虑到野外调查泥石流总量时,由于难以判断该次泥石流之前的堆积扇形状而导致调查总量往往比

表5 魏家沟人工降雨实验结果

Table 2 Experiment results on the slope in Weijia Gully

实验编号	实验雨强 /(mm/h)	总雨量 /mm	崩塌数目	平均间隔时间 /s	最长间隔时间 /s	最大崩塌体规模 /( $10^{-3} \times \text{m}^3$ )	崩塌总量 /( $10^{-3} \times \text{m}^3$ )
W-1	18	18	58	40.2	196	35	764
W-2	35	35	75	35.9	431	100	985
W-3	60	60	110	31.2	386	100	1 239
W-4	80	80	140	24.4	198	500	1 574

表6 估算的汶川地震灾区震后泥石流总量列表

Table 6 Comparison of debris flow magnitudes by Eq. 5 and field investigation

流域	暴发日期	流域面积 /km <sup>2</sup>	流域内崩塌体面积 /km <sup>2</sup>	降雨强度 /(mm/h)	估算的泥石流规模 /(10 <sup>4</sup> × m <sup>3</sup> )	调查的泥石流规模 /(10 <sup>4</sup> × m <sup>3</sup> )
牛圈沟	2010-08-14	10.5	2.03	80	24.5	
	2010-07-15	10.5	2.03	24.8	5.8	
	2011-07-4	10.5	2.03	26.1	6.2	20
	2011-08-21	10.5	2.03	17.8	4.3	20
都江堰八一沟	2010-08-13	8.5	1.9	75	51.5	116
红椿沟	2010-08-14	5.35	1.23	80	41.7	70
彻底关沟	2011-07-03	16.65	3.82	29.5	13.5	20
高家沟	2011-07-03	3	0.6	29.5	2.1	30
魏家沟	2008-09-24	1.54	0.51	41	3.2	34

实际泥石流总量偏大,以及流域中沟道固体物质的补给等因素,该方法在理论上可以揭示超强降雨下大规模泥石流形成的机理。

## 4 结论与讨论

源地人工降雨实验表明,坡面土体崩塌的数量和规模随着雨强的增大呈指数增大,由此揭示超强降雨下特大泥石流形成的原因。在超强降雨下,坡面崩塌频率高,崩塌数量大,崩塌的平均规模大,而且流域内活动的源地也比寻常雨强下多得多,因而泥石流的物质补给会远远超过低雨强的情形,即源地活动随雨强的指数式激增效应,是大雨强下大规模泥石流形成的原因。

文中也引出一些新的科学问题,如降雨强度的阈值问题,在牛圈沟坡面实验中发现,雨强在80 mm/h时,坡面崩塌频率反而较70 mm/h低,而在魏家沟并未发现这种情况,当然,这也可能跟魏家沟实验组数比较少,因而未发现此现象有关,但也可能与当地降雨形成特大泥石流的阈值甚至土体自身情况有关,因此这一反常现象值得探讨;再如,土体活动强度与雨强关系的参数与下垫面条件,尤其是土体颗粒组成之间的关系也值得进一步研究;同时,实验的技术细节仍需要进一步改进,如应该在更多雨强下进行,进一步研究实验现象与实验尺度的关系等。

## 参考文献(References)

[1] Anderson S A and Sitar N. Analysis of rain-induced debris flows [J]. *Journal of Geotechnical Engineering*, ASCE, 1995, 121(7): 544-553

[2] Cui Peng. Studies on condition and mechanism of debris flow initiation by means of experiment [J]. *Chinese Science Bulletin*, 1992, 37(9): 759-763

[3] Chen Xiaoqing, Cui Peng, Feng Zili, et al. Artificial rainfall experimental study on landslide translation to debris flow [J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2006, 25(1): 106-116 [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]

[4] Dai Fuchu, Lee Chack-fan, Wang Sijing. Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on natural terrain of Lantau Island, Hong Kong [J]. *Engineering Geology*, 1991, 51: 279-290

[5] Iverson R M, Reid M E, Lahusen R G. Debris-flow mobilization from landslides [J]. *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 1997, 25: 85-138

[6] Iverson R M, Reid M E, Iverson N R, et al. Acute sensitivity of landslide rates to initial soil porosity [J]. *Science*, 2000, 290: 513-516

[7] Zhou Xiaojun, Cui Peng, Zhang Jianqiang. Field investigation and dynamic characteristics analysis for debris flow in Weijia Gully of Beichuan County(China) after the Wenchuan Earthquake[G]//5th International Conference on Debris-Flow Hazards Mitigation: Mechanics, Prediction and Assessment, 2011, Italy, 165-172

[8] Tang Chuan, Liang Jingtao. Characteristics of debris flows in Beichuan epicenter of the Wenchuan earthquake triggered by rainstorm on September 24, 2008 [J]. *Journal of Engineering Geology*, 2008, 16(6): 751-759 [唐川, 梁京涛. 汶川震区北川9.24暴雨泥石流特征研究[J]. *工程地质学报*, 2008, 16(6): 751-759]

[9] Xu Qiang, The 13 August 2010 catastrophic debris flows in Sichuan Province: characteristics, genetic mechanism and suggestions [J]. *Journal of Engineering Geology*, 2010, 18(5): 596-608 [许强. 四川省8.13特大泥石流灾害特点、成因与启示[J]. *工程地质学报*, 2010, 18(5): 596-608]

[10] Zhuang Jianqi, Cui Peng, Ge Yonggang, et al. Hazard assessment

of debris flow valleys along Dujiangyan – Wenchuan Highway after “5.12” Wenchuan devastating earthquake [J]. Journal of Sichuan University: Engineering Science Edition, 2009, 41(3): 131 – 139 [庄建琦, 崔鹏, 葛永刚, 等. “5.12”地震后都汶公路沿线泥石流沟危险性评价[J]. 四川大学学报: 工程科学版, 2009, 41(3): 131 – 139]

[11] Guo Xiaojun, Xiang Lingzhi, Zhou Xiaojun, et al. Research on the debris flow hazards in Gaojia Gully and Shenxi Gully in 2011 [J]. Journal of Catastrophology. 2012, 27(3): 81 – 85 [郭晓军, 向灵芝, 周小军, 等. 高家沟泥石流和深溪沟泥石流灾害特征[J]. 灾害学, 2012, 27(3): 81 – 85]

## Exponential Amplification Effect of Rainfall on Slope Failures in Debris Flow Source Region

GUO Xiaojun<sup>1,2</sup>, LI Yong<sup>1</sup>, CUI Peng<sup>1</sup>

(1. Key Laboratory of Mountain Hazards and Land Surface Progress/ Institute of Mountain Hazards and Environment CAS, Chengdu 610041, China;

2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

**Abstract:** Most debris flows are formed by slope failures, performing as landslides, collapses, and so on, which not only supply solid materials in debris flows, but also control the formation approach and magnitude variety. Field artificial rainfall experiments on slopes in debris flow source region in Niujuan Gully in Wenchuan County and Weijia Gully in Beichuan County show that the slope failure is actually a random, discontinues process with fluctuation in magnitude. The collapse interval exponentially decreases, while collapse magnitude exponentially increases with rainfall intensity. The relationship between collapse number, average collapse magnitude and the rainfall intensity can be described as  $N = C_N \exp(k_N I_R)$  and  $M = C_M \exp(k_M I_R)$ , thus the total collapse amount can be expressed as  $V = NM = C_N C_M \exp((k_N + k_M) I_R)$ . The parameters in the equation is various due to the variety of grain composition of the soils on slopes. This study shows the exponential amplification effect of rainfall on slope failure intensity, which can be regarded as the formation mechanism of giant debris flow in rain storms.

**Key words:** debris flow source region; collapses; rainfall intensity; amplification effect; debris flow surges