

引用格式: 王文, 马超, 张志, 张岩, 路璐. 北京云蒙山片区“7·16”群发性暴雨泥石流特征研究[J]. 山地学报, 2022, 40(4): 626-636.

WANG Wen, MA Chao, ZHANG Zhi, ZHANG Yan, LU Lu. The Characteristics of rainstorm-induced clustering debris flows on July 16, Yunmeng Mountain, Beijing, China [J]. Mountain Research, 2022, 40(4): 626-636.

# 北京云蒙山片区“7·16”群发性暴雨泥石流特征研究

王文<sup>1</sup>, 马超<sup>1\*</sup>, 张志<sup>2</sup>, 张岩<sup>1</sup>, 路璐<sup>3</sup>

(1. 北京林业大学 水土保持学院, 北京 100083; 2. 应急管理部大数据中心, 北京 100013; 3. 北京市地质灾害防治研究所, 北京 100005)

**摘要:** 地形特征和起动条件是区域泥石流预测预报和灾害防治的基础。2018年7月16日北京云蒙山片区暴雨引发多处泥石流,但目前尚未对该区域群发性泥石流特征展开研究。本文基于地面雨量站、高分遥感影像解译和数字高程模型,对群发性泥石流的雨量激发特征、地貌发育特征和起动条件开展研究。结果表明:(1)短历时、强降雨是激发此次泥石流的主要因素,平均降雨量 221.9 mm。峰值时段降雨持续 3~5 h,站点平均降雨强度为 48.6 mm/h,降雨强度和降雨量远超区域历史水平。(2)泥石流流域面积、沟道纵比降、陡峭程度、沟壑密度、相对切割程度以及形态系数等地形特征,表明该区域的地形地貌条件有利于泥石流形成。流域陡峭程度集中在 0.3~0.65,表明该区域泥石流过程存在与洪水交互出现的特点。(3)沟谷型和坡面型泥石流的汇水面积和起动坡度存在明显差异,汇水面积分界值为 0.1 km<sup>2</sup>,起动坡度分界值为 23°。沟谷型平均起动坡度为 16°,坡面型主要在 25°~50°的坡度上起动。泥石流的起动坡度随上游汇水面积增大而减小,起动临界地形阈值为  $1.54 \leq SA^{0.163} \leq 5.91$ 。该研究可为今后区域泥石流监测预警和灾害防治工程提供科学依据。

**关键词:** 云蒙山;群发性泥石流;地貌特征;陡峭程度;起动条件

**中图分类号:** P642.23

**文献标志码:** A

北京位于燕山和太行山脉交界处,受地形地貌、地质条件、降雨条件及人类活动影响,区域泥石流非常发育<sup>[1]</sup>。1971年以来,北京山区群发性泥石流灾害呈上升趋势,且受极端降雨影响愈来愈突出,尤其怀柔、密云为泥石流高频发区域<sup>[2]</sup>。2010年以来几场山洪泥石流事件广为关注:2011年“7·24”因泥石流转移近 6000 人;2012年“7·21”极端暴雨中心房山区河北镇最大小时雨量达 95 mm,24 小时累积雨量达 535 mm 并引发泥石流,造成百万人受灾,经济损失超百亿元;2016年“8·12”密云水库南部山区特大暴雨造成白龙潭流域一带遭受山洪泥石流袭击,沿河道公路、桥梁被毁<sup>[3-5]</sup>,损失严重。该区频

繁的山洪泥石流已经成为北京市的头号地质灾害。

2018年“7·16”暴雨主要集中在云蒙山片区,是继 2012年“7·21”极端暴雨以来成灾最为严重的一次。该次降雨覆盖面积广、强度大,峰值降雨时段产生的超强沟道径流造成沟床堆积物复活,引发群发性泥石流。地形、水动力、物源是引发泥石流的三大因素,降雨和地形条件是泥石流形成的基础。目前,该区的泥石流研究多集中于雨量激发条件、单沟地貌特征研究等方面<sup>[6-7]</sup>,也有一些学者针对此次暴雨过程和个别泥石流沟的特征开展了研究<sup>[8]</sup>,但是对整个暴雨覆盖区域群发性泥石流发育特征、区域泥石流的起动条件等还缺乏深入的认识,不利

收稿日期(Received date):2022-07-11;改回日期(Revised date):2022-08-23

基金项目(Foundation item):北京市科技计划课题(Z191100001419015);国家自然科学基金(41702369)。[Beijing Municipal Science and Technology Project(Z191100001419015); National Natural Science Foundation of China(41702369)]

作者简介(Biography):王文(1999-),女,硕士研究生,主要研究方向:山地灾害预测预报。[WANG Wen(1999-), female, M. Sc. candidate, research on the mountain hazard prediction] E-mail:wangw1127@foxmail.com

\*通讯作者(Corresponding author):马超(1986-),男,博士,副教授,博导,主要研究方向:山地灾害形成机理及动力学。[MA Chao(1986-), male, Ph. D., associate professor, research on the mechanics and dynamic properties of mountain hazards] E-mail:sanguoxumei@163.com

于实现区域及单沟泥石流的精准预报和防治。

考虑到野外实地调查对群发性泥石流研究的局限性,本研究基于北京云蒙山片区地面雨量站点降雨数据,借助灾前、灾后两期高分辨率遥感影像(0.5 m)和实地调查,解译多处坡面型和沟谷型泥石流,结合 10 m 的数字高程模型(Digital Elevation Model, DEM)和 GIS 技术,对本次群发性暴雨泥石流的降雨条件、地貌发育特征和起动条件开展研究,以期为该地区的暴雨泥石流监测预警和防灾减灾提供参考。

## 1 研究区概况

研究区云蒙山地跨密云和怀柔两区(图 1),主要出露晚侏罗世—早白垩世地层,基岩以片麻岩、花岗岩、白云岩为主,岩石风化与剥落明显,容易产生碎屑堆积物。长哨营—古北口断裂带、丰台—怀柔—白马关断裂带为区域主要断裂。研究区横跨白河水系,区域最高海拔为 1410 m,山高谷深、沟谷纵坡大,切割较深。研究区地处暖温带半湿润季风大陆型气候区,降水分布不均,多集中在 6—9 月,占全年的 80%~85%,年均降雨量 625~675 mm,年均

气温 9.5℃~10.2℃。

云蒙山片区一直以来是北京山区的泥石流多发区和重灾区。据史料记载<sup>[1]</sup>,1939—1999 年,该区域曾发生 5 场大规模泥石流。1939 年密云冯家峪泥石流毁房数十间,耕地数十公顷;1969 年密云潮白河系暴发多处泥石流,毁房 625 间,损失耕地 233 hm<sup>2</sup> 以上,死亡百余人;1976 年密云冯家峪爆发泥石流造成百余人死亡,房屋损坏上千间<sup>[9]</sup>;1989 年冯家峪泥石流毁房 400 间,冲毁公路、桥涵、水利设施、电力和通讯线路,造成经济损失约 4700 万元;1991 年冯家峪、石城和怀柔再次爆发泥石流,毁房 460 多间,直接经济损失约 2.6 亿元<sup>[10]</sup>。此外,研究区内还有番字牌西沟、西白莲峪沟、杏树沟、大地沟等大型泥石流沟。

## 2 降雨条件

由于从雨量站获取的数据是一系列连续数据,降雨过程中存在无降雨或者低降雨时段,这些时段对泥石流形成所需要的径流条件无效。因此,本研究采用雨场分割修正法,即以时降雨大于 1 mm 作为有效降雨,以时降雨连续 6 h 小于 1 mm 作为有效降雨的结束<sup>[11]</sup>,对研究区内 14 个雨量站点数据进行预处理。对比《北京市水文手册》<sup>[12]</sup>,此次降雨过程中,尽管最大 10 min 降雨量部分未达 10 a 一遇标准,但是最大 30 min、最大 60 min 降雨量已经达 10 a 一遇至 50 a 一遇标准。超半数的站点最大 360 min 降雨量已超 100 a 一遇标准(图 2a)。

此次暴雨从 2018 年 7 月 16 日凌晨 0:00 开始,持续到 06:00,历时 6 h。暴雨时段集中在凌晨 02:00—05:00,强降雨历时 3~4 h(图 2b),均达到暴雨红色预警信号标准(3 h 降雨≥100 mm),西白莲峪站最大小时雨量达 132.2 mm。此次降雨历时短,降雨强度大,各雨量站降雨强度均超过 20 mm/h,最高为 45.5 mm/h,站点平均降雨强度达 36.1 mm/h,平均降雨量为 221.9 mm(图 2c)。对比前人对北京山区泥石流发生的降雨条件分析<sup>[5,7]</sup>,以时降雨量<8 mm 作为峰值时段的结束,此次降雨过程中的峰值时段以及非峰值雨强与总降雨量均已达前人总结的泥石流激发雨量条件,且远超历史水平(图 2d)。从图中可以看出,在峰值时段,几乎所有站点降雨强度均达到 35 mm/h,最高为 73 mm/h,峰值时

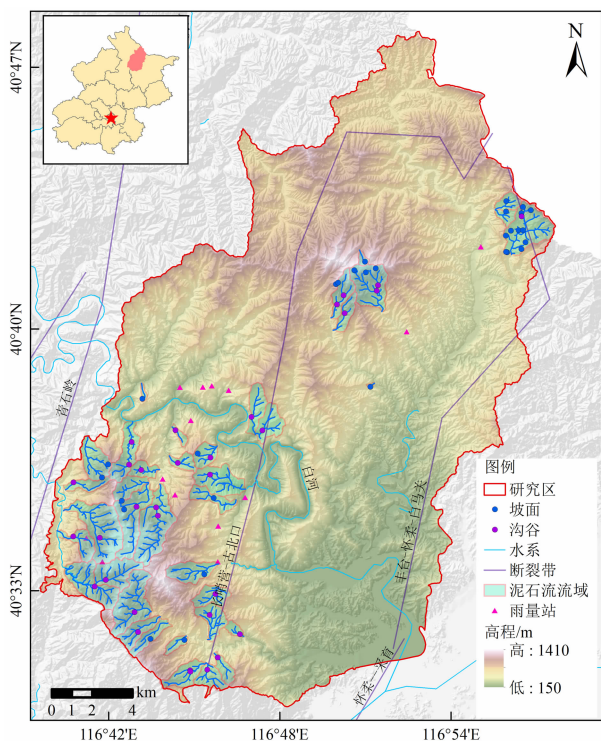


图 1 云蒙山研究区概况

Fig. 1 Location of Yunmeng Mountain, China

段站点平均降雨强度为 48.6 mm/h,总降雨量最低超过 133 mm,最高达 302 mm。

对比该区域历史泥石流降雨情况,此次暴雨 10 min 降雨峰值均高于历史水平,呈现出短历时、强度大的特点。将此次白马关和 1969 年泥石流石

城镇的降雨情况对比:虽然总降雨量相差不大,但 1969 年暴雨事件的 10 min 和 1 h 降雨峰值远低于此次降雨。由此可以认为 1969 年泥石流降雨持续时间较长,长历时、低雨强的降雨同样能够激发泥石流(表 1)。将此次暴雨中心西白莲峪站记录的降雨

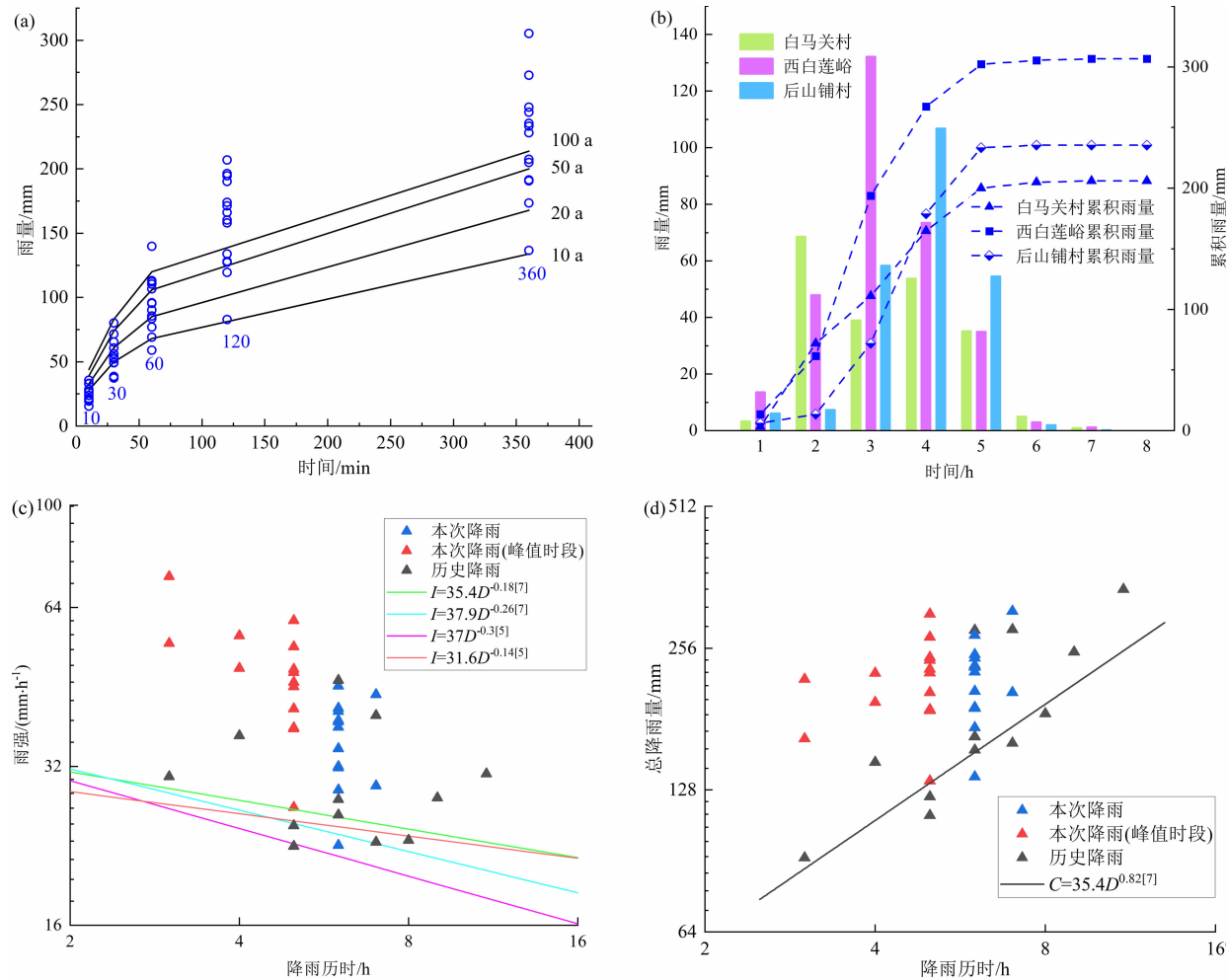


图 2 2018 年“7·16”暴雨过程及其雨量对比:(a)区域不同频率降雨量;(b)降雨过程;(c)降雨强度;(d)总降雨量

Fig. 2 Rainfall records of the rainstorm on 16 July 2018 and rainfall amount comparison;

(a) rainfall condition of varied frequency; (b) rainfall process; (c) rainfall intensity; (d) accumulative rainfall

表 1 研究区历史泥石流事件及降雨量

Tab. 1 Historical debris flow events and corresponding rainfall records

日期	雨量站	降雨持续时间/h	总降雨量/mm	雨强/(mm·h <sup>-1</sup> )	10 min 降雨峰值/mm	1 h 降雨峰值/mm
1969-08-11	石城	—	198.60	—	15.90	56.30
1976-07-23	白马关	4	146.50	36.60	—	91.40
1976-07-23	上甸子	—	253.60	—	32.20	127.70
1989-07-21	番字牌	11	340.90	31.00	32.60	58.70
1989-07-22	冯家峪	—	146.50	—	25.70	50.60
2002-08-01	石城	7	280.10	40.00	—	74.20
2018-07-16	后山铺	6	235.40	39.20	33.00	113.20
2018-07-16	西白莲峪	7	302.40	43.80	33.20	140.00
2018-07-16	白马关	6	200.00	33.30	33.00	69.20

同 1989 年番字牌雨量记录相比发现:番字牌总降雨量高于西白莲峪,且历时较长;西白莲峪站记录的降雨雨强、1 h 降雨峰值远高于番字牌站,且后山铺区域也呈现出同样的特点。由此可以认为短历时、强降雨是此次泥石流暴发的主要因素。

3 泥石流发育特征

3.1 流域面积

流域面积的大小反映了沟谷发育的阶段性的,多数泥石流形成于流域面积较小的沟谷内,并且随着流域面积增加,沟谷发育泥石流的能力会显著降低<sup>[13]</sup>。本次强降雨诱发的群发性泥石流沟流域面积最小为 0.07 km<sup>2</sup>,最大为 4.79 km<sup>2</sup>,平均流域面积为 1.74 km<sup>2</sup>,面积在 1~2 km<sup>2</sup> 的小流域居多,占 37%;0~1 km<sup>2</sup> 的小流域次之,占 32%(表 2)。较小的流域面积便于快速汇集水流,此时沟谷正处于地貌发育阶段的发展期—旺盛期,有利于泥石流的发育<sup>[14]</sup>。

表 2 流域面积分级统计  
Tab. 2 Statistical of drainage area

流域面积/km <sup>2</sup>	数量/个	比例/%
0~1	12	32
1~2	14	37
2~3	5	12
3~4	4	11
>4	3	8
合计	38	100

3.2 主沟道纵比降

沟道纵比降反映了沟道的陡峭程度,决定了泥石流的流速及其输送固体物质能力的大小。纵比降越大,流域水动力条件越好,固体物质动势能转换越快,越有利于泥石流形成<sup>[13,15]</sup>。该区域泥石流沟道纵比降最高为 423‰,最低为 116‰,84% 的沟道纵比降大于 150‰,处于 150‰~250‰ 的流域占比 68%,沟道平均纵比降为 207‰(表 3)。对比西南地区高山峡谷区,北京山区属中低山地貌,沟道纵比降较缓。根据《泥石流防治工程勘察规范》(DZ/T0220-2006),区域泥石流属于中等易发水平。通过主沟道比降与流域面积的对比曲线可知(图 3),沟道比降随着流域面积的增大而减小,具有

明显的规律性。随着流域面积的增加沟谷的发育会更加成熟,主沟道比降随之减小,发育泥石流的能力会显著降低<sup>[16-17]</sup>。

表 3 主沟道比降分级统计  
Tab. 3 Statistical of channel longitudinal gradient

主沟道比降/‰	数量/个	比例/%
100~150	6	16
150~200	16	42
200~250	10	26
250~300	3	8
>300	3	8
合计	38	100

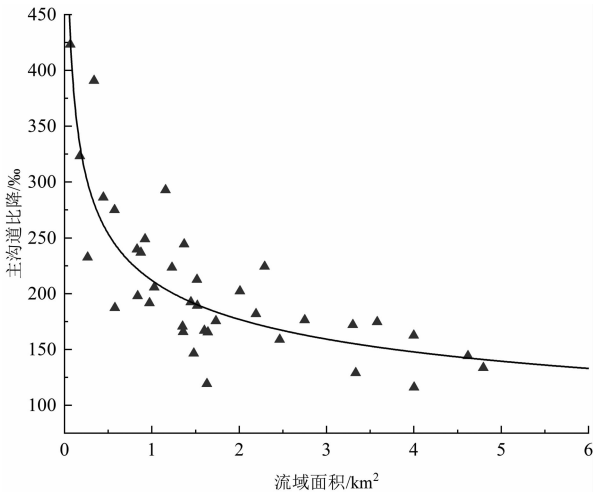


图 3 流域面积和沟道纵比降的关系

Fig. 3 Relationship between drainage area and channel longitudinal gradient

3.3 流域陡峭程度

国内外不少学者从流域陡峭程度来衡量沟道发生泥石流灾害的可能性大小。流域陡峭,泥石流是该流域的主要地表侵蚀过程;流域陡峭程度中等,洪水和泥石流均发生;如果陡峭程度值较小,则该流域中洪水是主要的侵蚀营力。莫尔顿(Melton)<sup>[18]</sup>提出地形陡峭程度计算方法为:

$$R = \frac{\Delta H}{\sqrt{A_0}} \quad (1)$$

式中, $R$  为地形陡峭程度; $\Delta H$  为流域相对高差(m); $A_0$  为流域面积(m<sup>2</sup>)。

不少研究将 Melton 指数用于判别洪水流域和泥石流流域,研究发现加拿大洛基山脉区域在  $R > 0.25$  时会发生泥石流<sup>[19]</sup>;阿尔卑斯山南部地区在

$R > 0.75$ 、堆积区坡度  $S_f > 7.5^\circ$  时会发生泥石流<sup>[20]</sup>；加拿大不列颠哥伦比亚省中西部地区  $R < 0.3$  为洪水流域,  $0.3 < R < 0.6$  为洪水和泥石流的过渡流域,  $R > 0.6$  为泥石流流域<sup>[21]</sup>；新西兰北岛附近山脉发生泥石流的阈值为  $R = 0.5$ <sup>[22]</sup>；在罗马尼亚喀尔巴阡山脉南部地区,  $R < 0.3$  为洪水流域,  $0.3 < R < 0.55$  为两者过渡流域,  $R > 0.55$  为泥石流流域<sup>[23]</sup> (表 4)。

研究区内流域陡峭程度最小为 0.28, 最大为 0.88, 平均陡峭程度为 0.55, 陡峭程度位于 0.3 ~ 0.65 的流域最多 (图 4), 占比 82%, 沟道长度  $L$  为 0.26 ~ 4.80 km。同欧洲阿尔卑斯山相比, 阿尔卑斯山南部地区处于高海拔地区, 相对高差较大 ( $\Delta H = 1100$  m), 而北京山区位于中低山区域, 流域相对高差较小 ( $\Delta H = 631$  m), 因此阿尔卑斯山南部地区的泥石流流域地形陡峭程度相对较大。一些学者<sup>[20-23]</sup> 进一步指出:  $R > 0.55 \sim 0.75$  可以适当作为泥石流沟的判别标志, 而  $0.3 < R < 0.55 \sim 0.75$  的流域可能同时存在洪水和泥石流均发生。事实上, 北京山区的泥石流多为水力型泥石流, 这种泥石流在运动过程中多是洪水和泥石流交互出现。大多数情况下, 流域的上游是以泥石流为主的侵蚀过程, 而流域的下游泥石流逐渐演变成高含沙水流为主的洪水过程。研究区的泥石流流域  $R$  值主要集中在 0.3 ~ 0.65, 体现了该特点。

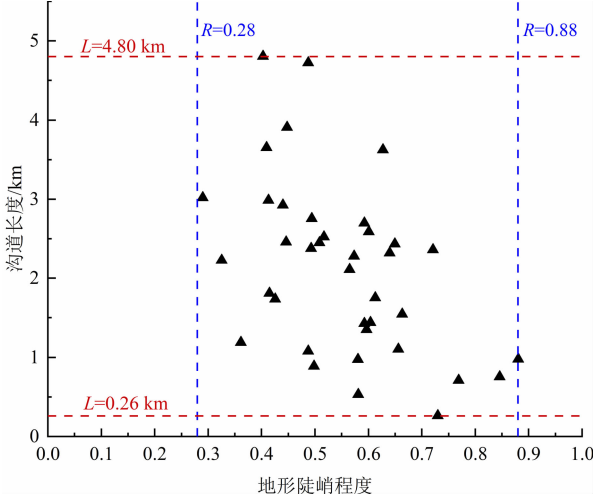


图 4 地形陡峭程度与沟道长度

Fig. 4 Steepness of debris flow drainage and channel length

3.4 沟壑密度

沟壑作为流域的主要组成部分, 控制着水流的流动过程, 沟壑密度是反映地表土壤在外界环境下不断侵蚀的程度<sup>[24-25]</sup>。根据《土壤侵蚀分类分级标准》(SL190-2007) 对泥石流流域的水土流失强度进行统计, 从轻度流失至重度流失共分为五个等级。结果表明此次泥石流流域沟壑密度最小为 2.04, 最大为 4.18, 87% 的流域沟壑密度在 2 ~ 3 (表 5), 平均沟壑密度为 2.68, 绝大多数属中等强度土壤侵蚀。

表 4 泥石流流域判别条件

Tab. 4 Discrimination conditions of debris flow basin

地区	洪水	洪水-泥石流	泥石流	文献
加拿大	$R < 0.25 \sim 0.30$	—	$R > 0.25 \sim 0.30$	[19]
新西兰	$R < 0.75, S_f < 7.50^\circ$	—	$R > 0.75, S_f > 7.50^\circ$	[20]
加拿大	$R < 0.30$	$0.30 < R < 0.60; R > 0.60, L > 2.70$ km	$R > 0.60, L < 2.70$ km	[21]
新西兰北岛	$R < 0.50$	—	$R > 0.50$	[22]
罗马尼亚	$R < 0.30, L > 5.20$ km	$0.30 < R < 0.55, 1.70$ km $< L < 5.20$ km	$R > 0.55, L < 1.70$ km	[23]

表 5 流域特征参数分级统计

Tab. 5 Statistical of drainage area characteristics

分级	侵蚀强度			相对切割程度			流域完整系数		
	沟壑密度/( $\text{km} \cdot \text{km}^{-2}$ )	数量/个	比例/%	分级	数量/个	比例/%	分级	数量/个	比例/%
轻度	1 ~ 2	0	0	50 ~ 100	13	34	0 ~ 0.20	4	11
中度	2 ~ 3	33	87	100 ~ 150	20	53	0.20 ~ 0.40	18	47
强烈	3 ~ 5	5	13	150 ~ 200	5	13	0.40 ~ 0.60	8	21
极强烈	5 ~ 7	0	0	200 ~ 250	0	0	0.60 ~ 0.80	1	3
剧烈	$> 7$	0	0	$> 250$	0	0	$> 0.80$	7	18
合计	—	38	100	—	38	100	—	38	100



3.5 相对切割程度与流域完整系数

相对切割程度反映了流域发育的完善程度,相对切割程度越大,表明流域的发育成熟度越低,流水侵蚀作用越强越容易发生泥石流<sup>[26]</sup>。流域相对切割程度计算公式为:

$$h' = \frac{\Delta H}{C}$$
(2)

式中, $h'$ 为流域相对切割程度(‰); $C$ 为流域周界长度(km)。

研究表明若流域相对切割程度 <60‰则为流域地貌发育阶段的衰退期,此时泥石流暴发规模和频率逐渐降低<sup>[14]</sup>。区域泥石流流域最小切割程度为63‰,最大171‰,平均为113‰。87%的流域相对切割程度在50‰~150‰,其中处于100‰~150‰的流域占比53%(表5)。这表明云蒙山地区的泥石流流域正处于活跃发展阶段,地形陡峭,面积适中,既有利于重力侵蚀的发展,流水侵蚀作用也十分强烈。

流域形态特征对于汇流过程具有直接影响,反映了流域地表径流的汇流条件和水动力特征,通常流域完整系数越大,表明流域的汇流条件越好,水动力条件越充足,对泥石流的起动更有利<sup>[15, 26-27]</sup>。流

域完整系数计算公式为:

$$F = \frac{A_0}{L^2}$$
(3)

式中, $A_0$ 为流域面积( $m^2$ );流域完整系数为1时,流域近圆形。

研究区内89%的流域完整系数大于0.2,平均流域完整系数为0.45,在0.2~0.4流域最多,占比47%,大于0.4的流域占比42%(表5)。结果表明此时流域具备良好的汇流条件,能够提供充足的水动力起动松散物质。以上泥石流流域典型地形特征参数(表6)表明这些地形条件均有利于泥石流的发育。

4 泥石流起动条件

4.1 坡度特征

本次暴雨泥石流共解译62处沟谷型和坡面型起动点,其中沟谷型32处,坡面型30处。沟谷起动型泥石流是在强降雨作用下,流域上游因大量降水产生沟道径流,水流快速集中冲刷沟道中的松散堆积物,使固体物质起动形成泥石流(图5a);坡面型泥石流是指在突发性水动力条件下斜坡表层土体作

表6 泥石流流域典型地形特征

Tab.6 Typical topographic characteristics of debris flow basins

特征值	流域面积/ $km^2$	主沟道比降/‰	相对高差/m	陡峭程度	完整系数	相对切割程度/‰	沟壑密度/ $(km \cdot km^{-2})$
最小值	0.07	116	187	0.29	0.16	63	2.04
最大值	4.79	423	980	0.88	1.17	171	4.18
平均值	1.74	207	631	0.55	0.45	113	2.68

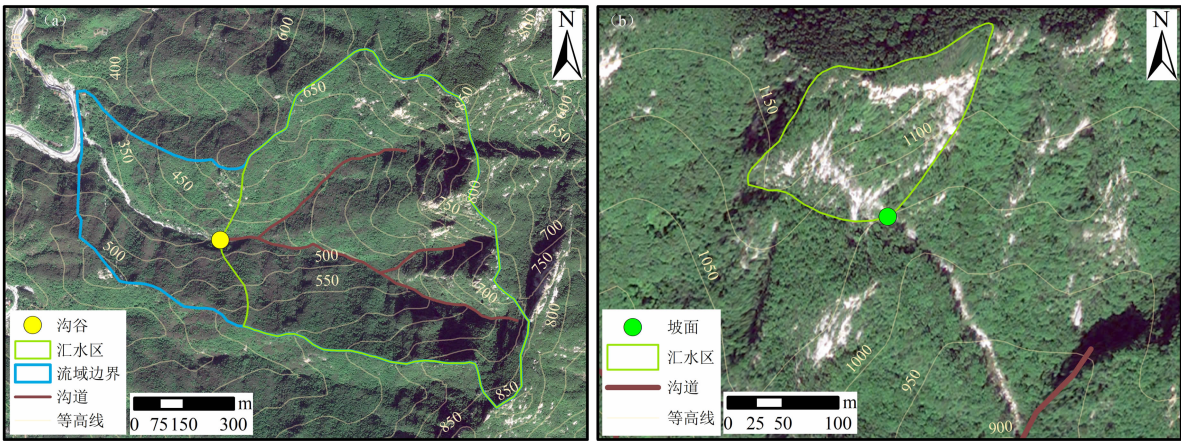


图5 研究区典型沟谷型和坡面型泥石流:(a)沟谷型;(b)坡面型

Fig.5 Gully and slope-type debris flows in the study area: (a) gully-type; (b) slope-type

为主要补给物源的泥石流,其一般发育在尚未形成明显沟槽的山体上(图 5b),由于是由崩滑引起的,所以坡度是坡面泥石流发育最重要的地形条件<sup>[28]</sup>。此次沟谷起动点所在高程明显低于坡面起动点,沟谷型在沟道内起动,坡面型多在沟谷两侧未形成明显沟道的山坡上形成,因此坡面型的起动高程高于沟谷型(表 7)。两者的起动坡度具有明显差异(图 6a):坡面起动点的坡度高于沟谷起动点,起动坡度分界值为  $S = 0.42 (23^\circ)$ ,当  $S < 0.42$  时,泥石流多在沟谷内起动;当  $S > 0.42$  时,泥石流多在坡面起动。

表 7 沟谷型和坡面型泥石流起动点地貌特征参数

Tab. 7 Topography features at the initiation sites of gully-type and slope-type debris flows

泥石流类型	特征值	汇水面积/ $\text{m}^2$	起动段(点)坡度/ $(^\circ)$	起动点高程/m
坡面型	最小值	401.18	20.46	396
	最大值	99 220.38	57.35	1101
	均值	16 561.81	36.70	758
沟谷型	最小值	227 696.77	7.81	277
	最大值	2 549 265.25	37.50	850
	均值	880 815.82	16.00	573

沟谷型泥石流的起动点坡度集中在  $7^\circ \sim 23^\circ$  的范围内分布,最小起动坡度为  $7.8^\circ$ ,平均坡度为  $16^\circ$ (表 7)。对于坡面泥石流的发育坡度,有学者认为  $20^\circ \sim 40^\circ$  是坡面型泥石流发育的最有利坡度<sup>[29]</sup>,研

究发现贵州打蒿沟在  $25^\circ \sim 40^\circ$  的岸坡易形成浅层滑坡<sup>[15]</sup>,强震区滑坡最为发育的坡度为  $20^\circ \sim 50^\circ$ <sup>[30]</sup>,也有研究发现  $25^\circ \sim 45^\circ$  的坡度对坡面型泥石流的发生最敏感<sup>[31]</sup>。由于不同区域所处地质地貌条件存在差异,此次有 87% 的坡面型泥石流在  $25^\circ \sim 50^\circ$  的坡度起动,74% 的起动坡度位于  $25^\circ \sim 45^\circ$ ,平均起动坡度为  $36.7^\circ$ ,为泥石流的起动提供了良好的势能条件(图 6b)。

4.2 起动条件

从地貌演化角度来讲,泥石流起动是水动力条件和坡度共同作用的结果,起动点上游汇水面积反映了汇水能力,坡度代表了物质的势能转换能力。因此,“汇水面积-坡度”可以用于反映泥石流起动的地貌条件。国内外不少学者对泥石流起动的地貌条件展开研究,分析泥石流起动段上游汇水面积与起动坡度的关系、起动阈值等<sup>[32-35]</sup>。常用的地形临界模型为:

$$S = aA^{-b} \tag{4}$$

式中,  $A$  为起动点上游汇水面积( $\text{m}^2$ );  $a$  值为泥石流起动地形临界值,  $a$  值越大,代表该地区越不容易发生泥石流;  $b$  值为汇水面积的相对重要性,受区域环境多种因素的综合影响。

将区域泥石流汇水面积和起动点坡度绘入图中,可以得到起动地形临界值。若区域“汇水面积-坡度”条件位于临界线之上,即  $SA^b \geq a$ ,则发生泥石流的可能性越大。

一般而言,坡面型泥石流起动区通常集水区面积较小,坡度较陡;沟谷型具有明显的集水区,

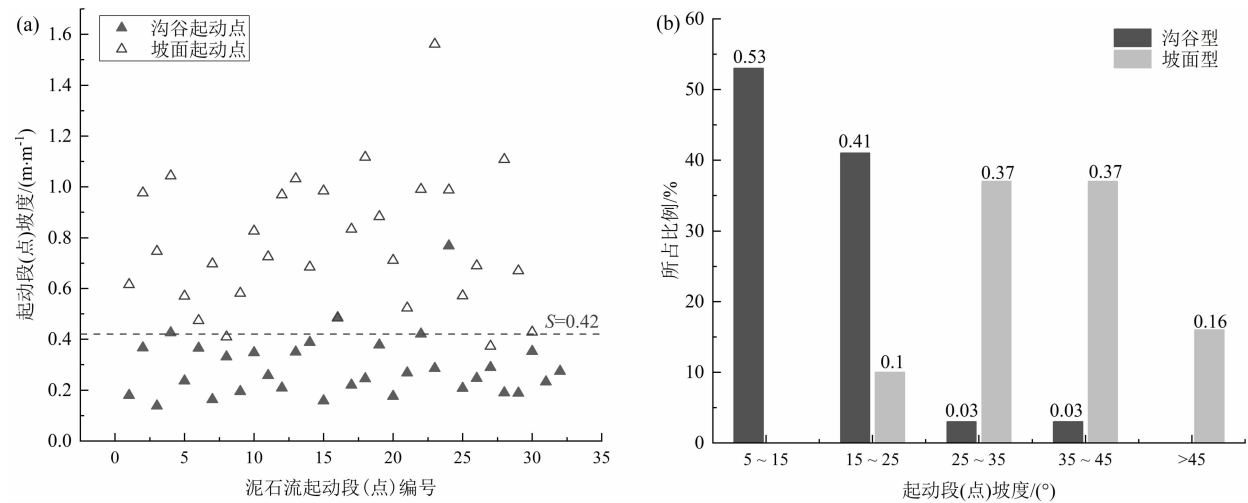


图 6 泥石流起动段坡度:(a)泥石流起动点坡度;(b)起动点坡度分级

Fig. 6 Slope of initiation sites: (a) gradient of initiation site; (b) gradient classification

坡度较缓。此次沟谷型和坡面型两类泥石流在汇水面积和起动坡度方面均具有显著差异,泥石流沟集水区面积反映了流域的产沙和汇流状况,是松散固体物质和水动力的主要来源。沟谷起动型泥石流具有明显的集水区,面积最小为  $0.23 \text{ km}^2$ ,最大为  $2.55 \text{ km}^2$ ,其中  $87.5\%$  在  $1.5 \text{ km}^2$  以下,平均面积为  $0.88 \text{ km}^2$ (表 7)。虽然集水区面积越大代表汇水条件越好,但是过大的集水区沟道比降相对更缓,不利于物质动能转换,起动泥石流的可能性较小。相比于沟谷型,坡面型泥石流集水区相对较小,面积在  $0.1 \text{ km}^2$  以下,最小为  $401 \text{ m}^2$ ,两者集水区面积分界值为  $0.1 \text{ km}^2$  ( $10^5 \text{ m}^2$ )。

将两类泥石流上游汇水面积和起动坡度绘入图中(图 7),分析发现,泥石流起动的汇水面积和坡度阈值之间存在明显的幂函数关系,由此可以得到该区域激发起动泥石流的临界地形条件:

$$1.54 \leq SA^{0.163} \leq 5.91 \quad (5)$$

综合沟谷型泥石流起动段和坡面型泥石流起动点的“汇水面积-坡度”散点图可以看出:坡度越大,物质势能转换能力越大,起动泥石流所需的汇水面积越小;反之,如果汇水面积较大,则坡度相对较缓。若流域“汇水面积-坡度”满足此条件,则极有可能发生泥石流。

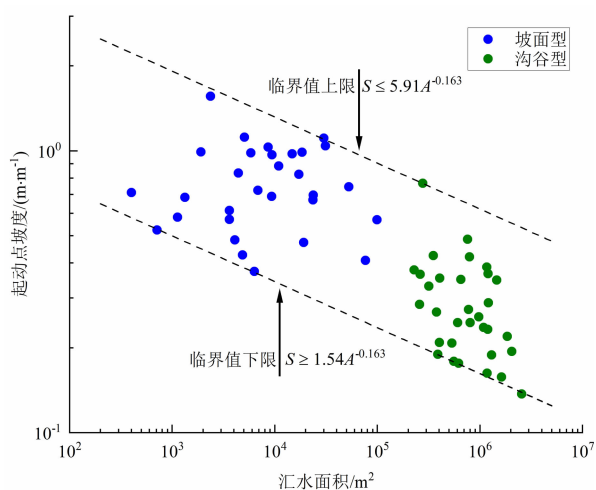


图 7 泥石流起动点汇水面积和坡度的关系

Fig. 7 Relationship between contributing area and gradient of initiation site

## 5 结论

北京市云蒙山地区历史以来就是泥石流的高易

发区,本文通过遥感解译和实地调查,共解译沟谷型和坡面型泥石流起动点 62 处。结合 DEM 数据和雨量站点数据,对此次群发性泥石流降雨特征、发育特征和起动条件展开研究,主要结论如下:

(1)本次降雨最大 30 min、最大 60 min 降雨量达 10 ~ 50 a 一遇标准,超半数雨量站最大 360 min 降雨量达 100 a 一遇标准。平均降雨强度为  $36.1 \text{ mm/h}$ ,平均降雨量为  $221.9 \text{ mm}$ ,峰值时段历时 3 ~ 4 h,平均降雨强度达  $48.6 \text{ mm/h}$ 。降雨强度和降雨量均达到北京山区泥石流降雨激发条件,且远超历史水平。短历时、强降雨是此次泥石流暴发的主要原因。

(2)流域面积、主沟道纵比降、陡峭程度、沟壑密度、相对切割程度与流域完整系数共同表明该区域地形条件有利于泥石流发育,为泥石流易发区域。泥石流流域以小流域居多,平均流域面积为  $1.74 \text{ km}^2$ ,沟道平均纵比降为  $207\%$ ,属泥石流易发水平;87%的沟壑密度为 2 ~ 3,为中等强度土壤侵蚀;53%的流域相对切割程度为  $100\% \sim 150\%$ ,流域完整系数  $>0.2$  的流域占比 89%,流域平均完整系数为 0.45。流域陡峭程度表明研究区泥石流过程具有泥石流和洪水交互的特点,与北京山区水力型泥石流的特点相符合。

(3)沟谷型起动高程低于坡面起动型,两者在汇水面积和起动坡度上均具有明显差异,坡面型泥石流通常集水区面积较小,但坡度较陡。两者的汇水面积分界值为  $0.1 \text{ km}^2$ ,起动坡度分界值为  $23^\circ$ ,沟谷型平均起动坡度为  $16^\circ$ ,坡面型平均为  $36.7^\circ$ ,坡面泥石流主要在  $25^\circ \sim 50^\circ$  的坡度上起动。区域内泥石流的起动坡度随上游汇水面积增大而减小,该区域起动泥石流的地形阈值为  $1.54 \leq SA^{0.163} \leq 5.91$ 。

## 参考文献 (References)

- [1] 钟敦伦, 谢洪, 王士革, 等. 北京山区泥石流 [M]. 北京: 商务印书馆, 2004. [ZHONG Dunlun, XIE Hong, WANG Shige, et al. Debris flow in the Beijing Mountain [M]. Beijing: The Commercial Press, 2004]
- [2] 李金海, 余新晓, 谢宝元, 等. 北京山洪泥石流 [M]. 北京: 中国林业出版社, 2007. [LI Jinhai, YU Xinxiao, XIE Baoyuan, et al. Mountain torrents and debris flow in Beijing [M]. Beijing: China Forestry Publishing House, 2007]
- [3] MA Chao, DENG Jiayong, WANG Rui. Analysis of the triggering conditions and erosion of a runoff-triggered debris flow in Miyun



- county, Beijing, China [J]. Landslides, 2018, **15**(12): 2475 – 2485. DOI: 10.1007/s10346-018-1080-3
- [4] MA Chao, WANG Yujie, DU Cui, et al. Variation in initiation condition of debris flows in the mountain regions surrounding Beijing [J]. Geomorphology, 2016, **273**: 323 – 334. DOI: 10.1016/j.geomorph.2016.08.027
- [5] LI Yaoming, MA Chao, WANG Yujie. Landslides and debris flows caused by an extreme rainstorm on 21 July 2012 in mountains near Beijing, China [J]. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 2019, **78**(2): 1265 – 1280. DOI: 10.1007/s10064-017-1187-0
- [6] 孙永彬, 王洗, 高丽辉, 等. 北京延庆地区南湾道豁子沟泥石流发育特征[J]. 现代地质, 2021, **35**(3): 753 – 762. [SUN Yongbin, WANG Shen, GAO Lihui, et al. Development characteristics of Huozigou debris flow at Nanwandao, Yanqing district, Beijing [J]. Geoscience, 2021, **35**(3): 753 – 762] DOI: 10.19657/j.geoscience.1000-8527.2021.024
- [7] 涂剑, 马超, 杨海龙. 北京山区暴雨泥石流激发雨量条件[J]. 中国水土保持科学, 2017, **15**(5): 103 – 110. [TU Jian, MA Chao, YANG Hailong. Rainfall condition of triggering debris flows in Beijing mountain regions [J]. Science of Soil and Water Conservation, 2017, **15**(5): 103 – 110] DOI: 10.16843/j.sswc.2017.05.013
- [8] 廖立业, 曾庆利, 袁广祥. 北京怀柔 7·16 暴雨泥石流发育特征与形成机理[J]. 工程地质学报, 2021, **29**(3): 807 – 816. [LIAO Liye, ZENG Qingli, YUAN Guangxiang. Characteristics and mechanism of the rainstorm-induced debris flow on July 16 in Huairou, Beijing [J]. Journal of Engineering Geology, 2021, **29**(3): 807 – 816] DOI: 10.13544/j.cnki.jeg.2019-344
- [9] 王礼先, 于志民. 山洪及泥石流灾害预报[M]. 北京: 中国林业出版社, 2001. [WANG Lixian, YU Zhimin. Flash flood and debris flow disaster forecast [M]. Beijing: China Forestry Publishing House, 2001]
- [10] 韦京莲, 董桂芝, 赵波. 北京山区近代泥石流活动规律及暴发周期分析[J]. 中国地质灾害与防治学报, 1994, **5**(4): 48 – 53. [WEI Jinglian, DONG Guizhi, ZHAO Bo. Relationship between activity periods of modern mud-rock flow and storm in the mountain areas of Beijing [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 1994, **5**(4): 48 – 53] DOI: 10.16031/j.cnki.issn.1003-8035.1994.04.008
- [11] 周伟, 唐川. 汶川震区暴雨泥石流发生的降雨阈值[J]. 水科学进展, 2013, **24**(6): 786 – 793. [ZHOU Wei, TANG Chuan. Rainfall thresholds for debris flows occurrence in the Wenchuan earthquake area [J]. Advances in Water Science, 2013, **24**(6): 786 – 793] DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2013.06.013
- [12] 北京市水利局. 北京市水文手册[M]. 北京: 北京市水利局, 1999. [Beijing Water Affairs Bureau. Beijing hydrological handbook [M]. Beijing: Beijing Water Affairs Bureau, 1999]
- [13] 朱渊, 余斌, 亓星, 等. 地形条件对泥石流发育的影响: 以岷江流域上游为例[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 2014, **44**(1): 268 – 277. [ZHU Yuan, YU Bin, QI Xing, et al. Topographical factors in the formation of gully type debris flows in the upper reaches of Minjiang river [J]. Journal of Jilin University: Earth Science Edition, 2014, **44**(1): 268 – 277] DOI: 10.13278/j.cnki.jjuese.201401204
- [14] 谢洪, 钟敦伦, 韦方强, 等. 北京山区泥石流流的分类与类型[J]. 山地学报, 2004, **22**(2): 212 – 219. [XIE Hong, ZHONG Dunlun, WEI Fangqiang, et al. Classification of debris flow in the mountains of Beijing [J]. Mountain Research, 2004, **22**(2): 212 – 219] DOI: 10.10689/j.cnki.1008-2786.2004.02.013
- [15] 朱渊, 余斌, 陈源井, 等. 贵州望漠打蒿沟“6·06”泥石流特征[J]. 山地学报, 2012, **30**(5): 599 – 606. [ZHU Yuan, YU Bin, CHEN Yuanjing, et al. The “6·06” disaster characteristics and forming mechanism of debris flow in Wangmo, Guizhou [J]. Mountain Research, 2012, **30**(5): 599 – 606] DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.2012.05.021
- [16] 赵宾杰, 余斌, 常鸣, 等. 窄陡型泥石流沟特征研究[J]. 泥沙研究, 2021, **46**(5): 61 – 67 + 40. [ZHAO Binjie, YU Bin, CHANG Ming, et al. Characteristics of debris flow in narrow-steep channel [J]. Journal of Sediment Research, 2021, **46**(5): 61 – 67 + 40] DOI: 10.16239/j.cnki.0468-155x.2021.05.010
- [17] 刘德玉, 贾贵义, 李松, 等. 地形因素对白龙江流域甘肃段泥石流灾害的影响及权重分析[J]. 水文地质工程地质, 2019, **46**(3): 33 – 39. [LIU Deyu, JIA Guiyi, LI Song, et al. Impacts of topographical factors on debris flows and weight analysis at the Gansu segment of the Bailongjiang River Basin [J]. Hydrogeology and Engineering Geology, 2019, **46**(3): 33 – 39] DOI: 10.16030/j.cnki.issn.1000-3665.2019.03.05
- [18] MELTON M A. The geomorphic and paleoclimatic significance of alluvial deposits in southern Arizona [J]. The Journal of Geology, 1965, **73**(1): 1 – 38. DOI: 10.1086/627044
- [19] JACKSON L E, KOSTASCHUK R A, MACDONALD G M. Identification of debris flow hazard on alluvial fans in the Canadian Rocky Mountains [J]. Reviews in Engineering Geology, 1987, **7**: 115 – 124. DOI: 10.1130/REG7-p115
- [20] DE SCALLY F A, OWENS I F. Morphometric controls and geomorphic responses on fans in the Southern Alps, New Zealand [J]. Earth Surface Processes and Landforms, 2004, **29**(3): 311 – 322. DOI: 10.1002/esp.1022
- [21] WILFORD D J, SAKALS M E, INNES J L, et al. Recognition of debris flow, debris flood and flood hazard through watershed morphometrics [J]. Landslides, 2004, **1**(1): 61 – 66. DOI: 10.1007/s10346-003-0002-0
- [22] WELSH A, DAVIES T. Identification of alluvial fans susceptible to debris-flow hazards [J]. Landslides, 2011, **8**(2): 183 – 194. DOI: 10.1007/s10346-010-0238-4
- [23] ILINCA V. Using morphometrics to distinguish between debris flow, debris flood and flood (Southern Carpathians, Romania)

- [J]. Catena, 2021, **197**:104982. DOI: 10.1016/j.catena.2020.104982
- [24] 常鸣, 唐川, 李为乐, 等. 汶川地震区绵远河流域泥石流形成区的崩塌滑坡特征[J]. 山地学报, 2012, **30**(5):561–569. [CHANG Ming, TANG Chuan, LI Weile, et al. The characteristic of collapse and landslide by Wenchuan Earthquake in debrisFlow for mative region along the Mianyuan River basin, China [J]. Mountain Research, 2012, **30**(5):561–569] DOI: 10.16089/j.cnki.1008–2786.2012.05.017
- [25] 李宁, 唐川, 卜祥航, 等. “5·12”地震后汶川县泥石流特征与演化分析[J]. 工程地质学报, 2020, **28**(6):1233–1245. [LI Ning, TANG Chuan, BU Xianghang, et al. Characteristics and evolution of debris flows in Wenchuan county after “5·12” earthquake [J]. Journal of Engineering Geology, 2020, **28**(6):1233–1245] DOI:10.13544/j.cnki.jeg.2019–310
- [26] 冯茵, 杨武年, 张林, 等. 岷江上游地貌侵蚀对泥石流发育的影响[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2013, **24**(2):16–20+25. [FENG Yin, YANG Wunian, ZHANG Lin, et al. Influence of geomorphology erosion on debris flow development on upperstream of Minjiang River [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 2013, **24**(2):16–20+25] DOI: 10.16031/j.cnki.issn.1003–8035.2013.02.002
- [27] 熊俊楠, 刘志奇, 苏鹏程, 等. 基于GF-1卫星影像的金川县泥石流沟空间分布特征研究[J]. 自然灾害学报, 2019, **28**(2):160–168. [XIONG Junnan, LIU Zhiqi, SU Pengcheng, et al. Research on debris flow gully spatial distribution characteristics in Jinchuan county based on GF-1 satellite image [J]. Journal of Natural Disasters, 2019, **28**(2):160–168] DOI: 10.13577/j.jnd.2019.0218
- [28] 余斌, 朱云波, 刘秧. 坡面泥石流降雨预报模型[J]. 水科学进展, 2017, **28**(6):839–848. [YU Bin, ZHU Yunbo, LIU Yang. Prediction model of hillslope debris flows [J]. Advances in Water Science, 2017, **28**(6):839–848] DOI:10.14042/j.cnki.32.1309.2017.06.005
- [29] 王士革. 山坡型泥石流的危害与防治[J]. 中国地质灾害与防治学报, 1999, **10**(3):46–51. [WANG Shige. Hazard of debris flow on slope and its control [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 1999, **10**(3):46–51] DOI: 10.16031/j.cnki.issn.1003–8035.1999.03.007
- [30] 李丽. 强震区群发性沟谷型泥石流地形因子研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2012. [LI Li. The topographic factor study on the group of gully-type debris flow in strong earthquake [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2012]
- [31] 余斌, 王涛, 朱渊. 浅层滑坡诱发沟谷泥石流的地形和降雨条件[J]. 水科学进展, 2016, **27**(4):542–550. [YU Bin, WANG Tao, ZHU Yuan. Research on the topographical and rainfall factors of debris flows caused by shallow landslides [J]. Advances in Water Science, 2016, **27**(4):542–550] DOI: 10.14042/j.cnki.32.1309.2016.04.008
- [32] CANNON S H, KIRKHAM R M, PARISE M. Wildfire-related debris-flow initiation processes, Storm King Mountain, Colorado [J]. Geomorphology, 2001, **39**(3):171–188. DOI: 10.1016/S0169–555X(00)00108–2
- [33] GABET E J, BOOKTER A. A morphometric analysis of gullies scoured by post-fire progressively bulked debris flows in southwest Montana, USA [J]. Geomorphology, 2007, **96**(3):298–309. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.03.016
- [34] PARK D W, LEE S R, VASU N N, et al. Coupled model for simulation of landslides and debris flows at local scale [J]. Natural Hazards, 2016, **81**(3):1653–1682. DOI: 10.1007/s11069–016–2150–2
- [35] KANG S H, LEE S R, VASU N N, et al. Development of an initiation criterion for debris flows based on local topographic properties and applicability assessment at a regional scale [J]. Engineering Geology, 2017, **230**:64–76. DOI: 10.1016/j.enggeo.2017.09.017

## The Characteristics of Rainstorm-Induced Clustering Debris Flows on July 16, Yunmeng Mountain, Beijing, China

WANG Wen<sup>1</sup>, MA Chao<sup>1\*</sup>, ZHANG Zhi<sup>2</sup>, ZHANG Yan<sup>1</sup>, LU Lu<sup>3</sup>

(1. School of Soil and Water Conservation, Beijing Forestry University, Beijing 100083, China;

2. Ministry of Emergency Management Big Data Center, Beijing 100013, China;

3. Beijing Institute of Geological Hazard Prevention, Beijing 100005, China)

**Abstract:** A proper understanding of the topographic and the initiation conditions can support the prediction and mitigation of debris flows. Debris flow is the most typical disasters in Beijing. On July 16, 2018, a heavy rainstorm

triggered clustering debris flows in Yunmeng Mountain region and its nearby hilly regions, which posed a great threaten to the safety of life and property of local inhabitants. Unfortunately, the characteristics of clustering debris flows in this area have not been studied yet. This paper examined the triggering rainfall, topographic characteristics and the initiation conditions of clustering debris flows on basis of observed rainfall records, GF images and digital elevation model. The results show that: (1) Short-duration and heavy rainfall were the main factors triggering the debris flow, with an average rainfall of 221.9 mm. The intensified rainfall duration lasted about 3 to 5 hours and the mean rainfall intensity was 48.6mm/h. The rainfall intensity and accumulative rainfall broke the regional historical records. (2) The morphological features such as the drainage area, longitudinal gradient, catchment steepness, gully density, incision degrees and catchment shape together illustrated that the study area was prone to debris flows. Most of the catchment steepness was between 0.3 and 0.65, suggesting that the formation process may be between hyper-concentrated flow and debris flow in Beijing mountains. (3) There were obvious differences in the upslope contributing area and local slope of initiation sites between gully-type and slope-type debris flow. The discriminating contributing area and initiation slope of gully- and slope-type debris flow were  $0.1 \text{ km}^2$  and  $23^\circ$  respectively. In addition, the local initiation slope of gully-type was lower than that of slope-type. The average initiation slope of gully-type was  $16^\circ$  and that of slope-type was mainly concentrated in  $25^\circ \sim 50^\circ$ . Topographic threshold condition could be represented by the inverse relationship between local slope and contributing area, which was in form of  $1.54 \leq SA^{0.163} \leq 5.91$ . This study contributes to debris flow prediction and mitigation in the study area.

**Key words:** Yunmeng Mountain; clustering debris flow; geomorphic characteristics; catchment steepness; initiation condition