

易贡藏布冰川边缘地带暴雨泥石流与 冰川融雪泥石流特征差异分析

张瀛玉龙^{1,2}, 陈宁生^{2,3}, 彭泰鑫^{2,4}, 侯儒宁^{2,4}, 李志^{1,2}, 杜鹏^{1,2}

1. 西藏大学 工学院, 拉萨 850000; 2. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所, 成都 610041;
3. 高原科学与可持续发展研究院, 西宁 810016; 4. 中国科学院大学 工程科学学院, 北京 100049

[摘要] 本文为探究冰川边缘地带暴雨泥石流与冰川融雪泥石流的特征差异, 以易贡藏布流域中下游的 64 条泥石流沟为研究对象, 在实地考察的基础上, 通过遥感解译、建立 Matrix Laboratory 数学模型等方法, 得到了两者在形成发育条件和下游段威胁范围的差异。结果表明: (1) 在地形地貌上, 冰川融雪泥石流和暴雨泥石流在相对高差、纵向剖面形状指数等地形因子上有不同或相似的峰值数量分布。(2) 在物源上, 冰川融雪泥石流单沟最大、最小物源储量分别为 $6740 \times 10^4 \text{ m}^3$, $253 \times 10^4 \text{ m}^3$, 暴雨泥石流单沟最大、最小物源储量分别为 $228 \times 10^4 \text{ m}^3$, $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。(3) 在流量上, 冰川融雪泥石流最大、最小流量分别为 $1498.2 \text{ m}^3/\text{s}$, $105.4 \text{ m}^3/\text{s}$, 暴雨泥石流最大、最小流量分别为 $126.7 \text{ m}^3/\text{s}$, $2.0 \text{ m}^3/\text{s}$ 。两者在流量上有明显差异的原因, 除了汇水面积相差大, 还因冰川融雪泥石流有冰川融水与积雪融水的补给。其百年一遇重现期的冰川融水峰值流量最大、最小值分别为 $79.7 \text{ m}^3/\text{s}$, $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$, 融雪当量为 32.52 mm/d 。(4) 冰川融雪泥石流堆积区固体松散物质冲出距离远大于暴雨泥石流, 冰川融雪泥石流单沟最大冲出距离为 414.3 m , 暴雨泥石流单沟最大冲出距离为 43.6 m 。对该区域内不同泥石流之间的发育机制差异进行研究, 可为类似地区的泥石流防治提供一定的参考。

[关键词] 易贡藏布; 发育特征; 暴雨泥石流; 冰川融雪泥石流

[分类号] P642.22

[文献标志码] A

Characteristics of rainstorm and glacial snowmelt-induced debris flow in the paraglacial zone of Yigong Zangbo

ZHANG Yingyulong^{1,2}, CHEN Ningsheng^{2,3}, PENG Taixing^{2,4},
HOU Runing^{2,4}, LI Zhi^{1,2}, DU Peng^{1,2}

[收稿日期] 2023-04-18。

[基金项目] 第二次青藏高原综合科学考察项目(2019QZKK0902); 国家自然科学基金联合基金项目(U20A20110); 中国科学院加德满都科教中心资助(131C11KY5B20200033); 西藏重大科技专项(XZ202101ZD0013G)。

[第一作者] 张瀛玉龙(1998—), 男, 硕士研究生, 研究方向: 山地灾害评价与预测, E-mail: zyybjkd@163.com。

[通信作者] 陈宁生(1965—), 男, 研究员, 研究方向: 山地灾害形成机理与防治, E-mail: chennsh@imde.ac.cn。

[引用格式] 张瀛玉龙, 陈宁生, 彭泰鑫, 等, 2024. 易贡藏布冰川边缘地带暴雨泥石流与冰川融雪泥石流特征差异分析[J]. 成都理工大学学报(自然科学版), 51(2): 345-360.

Zhang Y Y L, Chen N S, Peng T X, et al., 2024. Characteristics of rainstorm and glacial snowmelt-induced debris flow in the paraglacial zone of Yigong Zangbo[J]. Journal of Chengdu University of Technology (Science & Technology Edition), 51(2): 345-360.

1. *College of Engineering, Tibet University, Lhasa 850000, China;*
2. *Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences, Ministry of Water Resources, Chengdu 610041, China;*
3. *Academy of Plateau Science and Sustainability, Xining 810016, China;*
4. *School of Engineering Science, University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China*

Abstract: To investigate the distinctive characteristics of rainstorm and glacial snowmelt-induced debris flows in fringe regions of glaciers, this study focused on 64 debris flows located in the middle and lower reaches of the Yigong Zangbo Basin. We used field investigations to comprehensively analyze and inform our remote sensing-based interpretations, and established matrix laboratory-based mathematical expressions for them. The objective was to identify variations in the backgrounds of formation of the two types of debris flows as well as the extent of hazard posed by them to downstream areas of accumulation. The findings revealed the following. (1) Glacial snowmelt- and rainstorm-induced debris flows exhibited dissimilar or analogous distributions in terms of key topographical factors, including the relative differences in elevation and indices of the shapes of their longitudinal profiles. (2) The maximum and minimum material reservoirs for glacial snowmelt-induced debris flows within a single gully were $6\,740 \times 10^4 \text{ m}^3$ and $253 \times 10^4 \text{ m}^3$, respectively, while those for rainstorm-induced debris flows were $228 \times 10^4 \text{ m}^3$ and $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$, respectively. (3) Glacial snowmelt-induced debris flows had maximum and minimum peak discharges of $1\,498.2 \text{ m}^3/\text{s}$ and $105.4 \text{ m}^3/\text{s}$, respectively, while rainstorm-induced debris flows had those of $126.7 \text{ m}^3/\text{s}$ and $2.0 \text{ m}^3/\text{s}$, respectively. The noticeable disparity in flow between them arose not only due to differences in the area of the catchment, but also due to the influence of glacial meltwater and snowmelt in case of glacial snowmelt-induced debris flows. Notably, the maximum and minimum peak flows of glacial meltwater during a 100-year period of recurrence were $79.7 \text{ m}^3/\text{s}$ and $0.6 \text{ m}^3/\text{s}$, respectively, with a snowmelt equivalent of 32.52 mm/d . (4) The distances over which solid loose materials were carried by glacial snowmelt-induced debris flows in the areas of accumulation were significantly greater than those carried by rainstorm-induced debris flows. For instance, the maximum washout distance for a single gully affected by glacial snowmelt-induced debris flows was 414.3 m , while the equivalent distance for rainstorm-induced debris flows was 43.6 m . We examined the mechanisms underlying the differential development of the two forms of debris flows in the region, and our results provided valuable insights for the management and control of debris flows in analogous areas.

Key words: Yigong Zangbo; developmental characteristics; rainstorm-induced debris flow; glacial snowmelt-induced debris flow

泥石流是一种物质迁移的方式,也是一种常见的地质灾害,在全球范围广泛发生(Cui et al., 2013a; Lyu et al., 2017)。泥石流的形成,通常来说会受 3 个关键性因素影响:地形、物源、激发条件(Cui, 1992; Zhou et al., 2015; Zhuang et al., 2015; King et al., 2016)。位于西藏东南部的帕隆藏布拥有世界上最深的峡谷之一(Korup and Montgomery, 2008; Ge et al., 2014),是因地壳隆起将青藏高原抬升,并在河流长时间的下切作用所形成。该地区及周边区域地质结构复杂、新构

造运动活跃,气象与水文相较于中国其他地区更具有特点,且存在极为频繁的冰川活动,拥有泥石流形成发育的良好条件。该地区由于地质灾害高强度、高频率的破坏,G318 国道已经成为最危险的路段(Cui and Jia, 2015; Cui et al., 2021)。泥石流在这些区域内是主要的地质灾害,不仅造成了人员伤亡,并对当地基础设施和交通造成了严重破坏(Wei et al., 2018; Cui et al., 2022)。在过去的 60 年中,大规模的泥石流灾害造成了帕隆藏布左岸的 G318 国道在内的众多道路长时间都处

于瘫痪状态(Chiarle et al., 2007),严重阻碍了该地区的经济发展。

帕隆藏布流域及其周边区域拥有青藏高原分布最广、最典型的海洋冰川。要了解该区域泥石流的形成原因,重点是要认识地形地貌演变(Armijo et al., 1986; Ren et al., 2020)、海洋冰川(May and Lisle, 2012; Xiao et al., 2023)之间的相关作用对它们的影响强弱。沟道的地貌演化阶段对泥石流流域内物源等情况有着密切的关系(Stock and Dietrich, 2003)。泥石流的运动伴随着侵蚀—运输—堆积,流域内固体松散物质的过程,不仅导致了沟道中强烈的侵蚀和淤积,还改变了河道的沉积过程及其地貌形态,影响河谷的地貌演变(Haas et al., 2020)。在现有的研究中,重点倾向于分析泥石流流变特征对冲积扇地貌形态的影响(Jiang et al., 2003; Schürch et al., 2011),建立泥石流沟的纵向剖面演变模型(Iverson, 2012; Theule et al., 2015),探究泥石流的侵蚀机制以及泥石流与主要河流的交叉机制(Whipple and Dunne, 1992; Chiarle et al., 2007)。先前已有许多研究进行了风险评估,并描述了冰川边缘地区泥石流的特征和活动(Baer et al., 2017; Deng et al., 2018a),然而,很少有人主要从冰川边缘带的地形地貌、流量等因素来进行研究。

此次研究的区域为易贡湖上游 30 km 处的易贡藏布中下游流域。根据先前的研究表明,帕隆藏布流域的泥石流类型通过冰川是否发育,将其分为冰川融雪泥石流、暴雨泥石流(Deng et al., 2017; Deng et al., 2018a),若冰川存在于泥石流流域内,泥石流会发生实质性的改变,其性质、活动性和危害程度也会受到影响(Zou et al., 2016; Deng et al., 2018b)。先前对暴雨泥石流的地形特征、成因以及危害方面已经做了充分地研究,得到了完善的成果(Cui et al., 2013a; Cui et al., 2013b; Wei et al., 2018),但是对于冰川融雪泥石流的资料知之甚少,其原因是这类泥石流多发生在无人区,且没有有效的措施进行监测与记录。现代海洋冰川作用对雅鲁藏布流域及其周边区域内的泥石流地形地貌、物源等至今仍存在强烈的影响。

1 研究区概况

研究区位于西藏东南部帕隆藏布流域内的易

贡藏布流域,地处伯舒拉岭、南迦巴瓦峰与冈底斯山脉中间,为藏东南横断山的高山峡谷地段,具体地理位置为 $N30^{\circ}30'59.22''-30^{\circ}11'16.02''$, $E94^{\circ}0'8.10''-94^{\circ}37'39.49''$ 之间。区内海拔最高为 6 582 m,海拔最低为 2 460 m,落差超过 4 100 m(图 1)。

研究区处于西侧高原腹地与东侧高山峡谷区两大地貌单元的交界位置,呈现为深切切割的高山峡谷地貌,地形起伏大、河谷纵横、水系较发育。研究区属于温带湿润高原季风气候带,其垂直气候带显著,年降雨量变化大,且年内分配不均匀,多年平均年降水量为 833.8 mm,3~10 月降水约占全年的 93.5%,以多雨温暖湿润天气为主,11 月~来年 2 月降水仅占全年的 6.5%。温度垂直变化明显,根据波密气象站 1955 年~2016 年实测资料统计,多年平均气温 8.9℃,极端高温和极端低温分别为 30.6℃, -22.1℃。

区域地层区划隶属冈底斯—腾冲地层区。研究区被易贡藏布分为 2 个部分,左岸主要地层为永珠组、昂杰组,右岸主要地层为芬萨冈岩组。研究区内存在的主要断裂为嘉黎断裂,其余断裂有泽拉错—宗颇断裂、日卡—索通断裂、甲贡—龙布断裂(数据源于中国地质调查局 <https://www.cgs.gov.cn/>),区内地层出露不全,连续性较差(图 2)。

2 数据与方法

2.1 数据来源

本次研究所使用到的数据包括: Sentinel 和 Landsat 等系列多期高分辨率遥感影像,并于 2021 年 12 月和 2022 年 3 月前往研究区域进行实地考察;从 SRTM(The shuttle radar topography mission)上获取 SRTM1(分辨率精度 30 m 的地形数据)和 SRTM3(分辨率精度 90 m 的地形数据)相关 DEM 地形数据(<https://earthexplorer.usgs.gov/>),研究区 1:5 000 地形图;研究区的岩性、地质构造等数据来源于中国地质调查局官网的全国 1:1 500 000 地质图(<https://www.cgs.gov.cn/>),西藏自治区地质调查院绘制的 1:250 000 嘉黎县幅地质构造图;从西藏自治区波密气象站收集到该研究区相关气象数据。

2.2 地形地貌的分析

前人研究发现,地形地貌条件是泥石流发生

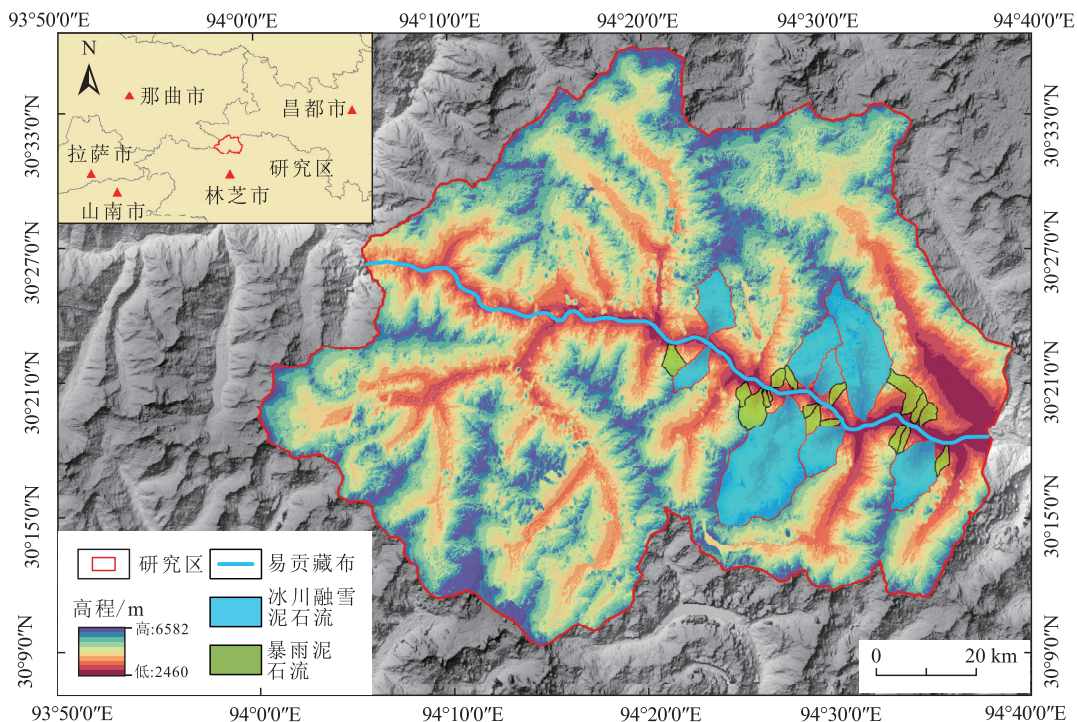


图 1 研究区的地理位置
 Fig. 1 Geographical location of the study area

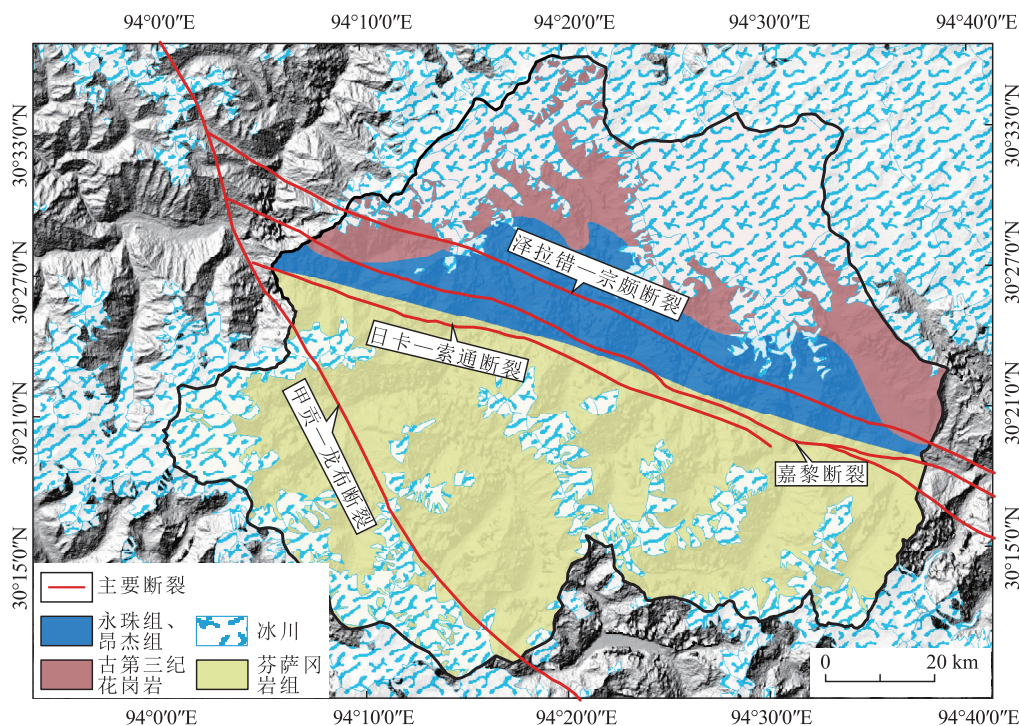


图 2 研究区地质情况及周边主要断裂构造分布图
 Fig. 2 Geology of the study area and the distribution of surrounding major fault structures

的根本条件,或称为决定性条件(朱渊等,2014),它影响着泥石流形成、发育的整个过程(Butler and Walsh,1994)。研究区内不同种类泥石流在

流域面积、高差、比降等不同地形地貌因子上存在显著差异,通过计算以下 9 个地形地貌因子(表 1),对泥石流的地形地貌因素进行分析。

表 1 影响泥石流形成发育的主要地形因子

Table 1 The main topographical factors influencing the formation and development of debris flow

地形地貌因子	公式	释意
流域面积(A)	通过 ArcGIS 水文分析模块进行提取	流域面积是指每条泥石流沟的总汇水区
沟道长度(L ₀)	通过 ArcGIS 水文分析模块进行提取	沟长是指泥石流主河道径流源头到沟口的距离
比降(G)	$G = \frac{\Delta H}{\Delta L}$	ΔH 是指海拔变化。 ΔL 是指沟长变化。其反映出泥石流沟到的演化情况,在一定情况下,比降越大越易暴发泥石流灾害
相对高程(RA)	$RA = h_{max} - h_{min}$	h_{max} 是指泥石流流域内最高点; h_{min} 是指泥石流流域内最低点。该参数表示地表剥蚀程度与切割深度,可用来表征构造活动的强度
水流强度指数(SPI)	$SPI = \ln(A_s \tan \beta)$	A_s 是指特定集水区的面积(单位等高线长度的上坡贡献面积), β 为坡度($^{\circ}$)
河道陡度指数(K _{st})	$K_{st} = \left(\frac{S}{A}\right)^{\theta}$	反映流域纵剖面的陡峭程度,S 为坡度,A 为汇流面积, θ 为凹度指数,通常取值为 0.45。通过 MATLAB 数学建模软件来获取
纵向剖面形状指数(N)	$h = H \left(\frac{l}{L}\right)^N$	H 和 L 分别是指从泥石流源头开始的高差和水平距离;h 与 l 分别为纵剖面上某一点到沟口的高差和距离,N 常用来反映泥石流发育地貌的情况
沟谷形状指数(F)	$F = \frac{A}{L_0^2}$	F 常用来反映沟谷的汇水与水动力条件,F 与泥石流峰值流量和泥石流发生呈正相关的关系,F 越大峰值流量越大,越利于松散物质的启动
流域平均坡度(S)	利用 ArcGIS 平台在 SRTM-30mDEM 上分析、提取获得	代表泥石流流域全域的平均坡度

2.3 物源类型与储量获取

研究区内参与泥石流活动的物源为:沟道物源、坡面侵蚀及崩滑体物源、冰碛物物源共 3 种(图 3)。因研究区植被覆盖率极高,且研究区中上游位于高山极寒区,大多数区域难以到达,故本

次泥石流流域内物源储量的获取采用多期遥感解译综合确定。在遥感解译中,采用合适、分辨率高的遥感信息源,建立了符合客观实际的遥感解译标志。对研究区泥石流物源进行提取,并对部分遥感解译成果进行了野外调查验证,确保了遥感

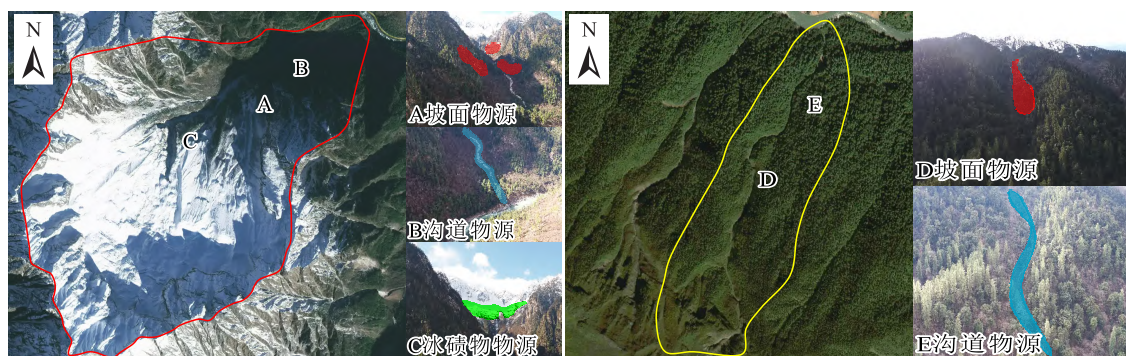


图 3 冰川融雪泥石流(14号沟)与暴雨泥石流(18号沟)物源识别

Fig. 3 Identification of the sources of solid substances in glacial snowmelt-induced debris flow and rainstorm-induced debris flow

解译成果的准确、可靠。结合前人在该方面的研究(表 2)(Guzzetti et al., 2009; 方群生等, 2016; Zou et al., 2020), 经计算获得物源的储量(方群生等, 2016; 付智勇等, 2019)。

(1) 坡面侵蚀及崩滑体物源: 此类物源大多位于流域上游, 历史影像显示, 在中上游的沟道两侧均有分布。一般来说, 该类物源与周围植被会出现明显的差异, 结合其改变情况, 加上前期多年植被覆盖度结果, 最终解译出该类物源的面积。

(2) 沟道物源: 该类物源较多分布在中下游区域, 物源的堆积宽度不一。在对部分沟道中下游进行实地考察发现, 颗粒以中粗以上颗粒为主, 大

多数在 5 cm~4.5 m。一般来说该类物源的植被覆盖度较低, 结合多年植被覆盖度以及遥感解译的方法可基本确定该类物源的面积。

(3) 冰碛物物源: 作为冰川后退遗留在原地的松散固体物质, 其具有特定的堆积形态, 这些具有特定堆积形态的冰川遗留物可在野外与高分辨率影像中快速识别出来(Iturizaga, 2018)。研究区冰碛堆积体形态主要有: 槽谷冰碛堆积体、石帷裙冰碛堆积体(Wang et al., 2022), 根据以上冰碛物的堆积形态, 可识别出流域内冰碛堆积物的基本分布。结合多期历史影像, 解译获得该类物源的面积。

表 2 物源量计算公式

Table 2 Equations used to calculate the volume of solid substances

物源类型	公式	公式释意
坡面侵蚀及崩滑体物源	$V_p = 0.074 \times A_p^{1.450}$ (Guzzetti et al., 2009)	V_p 为坡面侵蚀及崩滑体堆积物体积; A_p 为坡面侵蚀及崩滑体堆积物投影面积
沟道物源	$V_g = 4.398 A_g^{1.223}$ (方群生等, 2016)	V_g 为沟道物体积; A_g 为沟道物源投影面积
冰碛物物源	① $V_{b1} = \frac{1}{4.5} B L_1 h_1$	① V_{b1} 为槽谷中松散冰碛物体积, B 为冰碛物宽度, L_1 为冰碛物长度, H 为冰碛物厚度
	② $V_{b2} = \frac{1}{6} L_2^2 h_2 (\alpha - \sin \alpha)$ (Zou et al., 2020)	② V_{b2} 为石帷裙形冰碛物体积, α 为底部扇形的开合角度, L_2 为底部扇形的长度, h_2 为类锥体高度

泥石流物源解译精度保证的重要环节是遥感图像处理。航空影像、卫星影像在数据获取时, 由于受到天气等因素影响, 会出现几何变形或辐射量失真, 这些现象会降低影像精度, 可以采用几何

校正和大气校正的方法进行削弱或消除。此外选取适合研究区的遥感影像数据及采用正确的判识方法是充分利用遥感数据及精确解译物源的保障(图 4)。

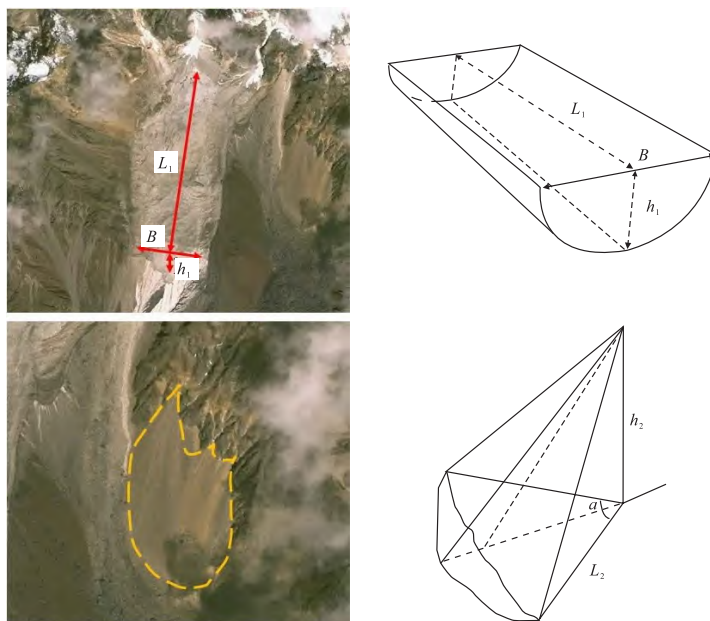


图 4 槽谷、石帷裙形冰碛物堆积体几何模型(底图据 Zou et al., 2020 修改)

Fig. 4 Geometric model of moraines in trough valleys and aprons

2.4 流量计算

对研究区内的2类泥石流进行流量计算,采用经典雨洪法来进行泥石流峰值流量计算。雨洪法计算表达式为:

$$Q=0.278\Psi iF=0.278\Psi \frac{S}{\tau^n}F \quad (1)$$

式中: Q 为最大流量, m^3/s ; Ψ 为洪峰径流系数; i 为最大平均暴雨强度, mm/h ; F 为汇流面积, km^2 ; τ 为流域汇流时间, h ; S 为1h暴雨雨力, mm/h ; n 为暴雨公式指数。

因研究区泥石流种类不同,无法通过常规的计算步骤得到冰川融雪泥石流流量,故加入如融雪当量、冰川消融量等相关因子,将融雪当量得到后再进行折算,带入到多年平均值之中。对于融雪当量的确定,参考张勇等(2006)整理出融雪当

量的计算式:

$$S=n[P-(T-Y)v] \quad (2)$$

式中: S 为融雪当量, mm/d ; n 为冰雪的平均值, $mm d^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$; P 为6,7月平均气温, $^\circ\text{C}$; T 为常年雪线海拔, m ;取4800m; Y 为研究区雪线海拔, m ; v 为气温垂直递减率, $^\circ\text{C}/m$ 。

其中,中国西部冰川的冰雪平均值 n 为 $4.1 \text{ } mm d^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$,通过查阅波密气象站的水文资料得到6,7月份的平均气温为 14.1°C ,研究区雪线海拔经过遥感解译取值3636m,研究区及附近的气温垂直递减速率 v 为 $0.0053^\circ\text{C}/m$ (张勇等,2006;刘晶晶,2011)。通过计算得到不同时段融雪当量、融雪当量折算值以及加入融雪折算值的多年平均值(表3)。

表3 融雪当量计算结果统计表

Table 3 Results of calculation of snowmelt equivalent

	$H_{1/6}$	H_1	H_6	H_{24}
融雪当量/ $(mm \cdot d^{-1})$			32.52	
融雪当量折算值/ mm	0.23	1.35	8.13	32.51
多年降雨平均值/ mm	8.00	12.00	25.00	35.00
加入融雪折算值后的多年降雨平均值/ mm	8.23	13.35	33.13	67.51

根据以上数据可以得出暴雨泥石流的泥石流流量,但冰川融雪泥石流不仅有融雪,且顶部存在的冰川也对流量存在影响,所以对于冰川融雪泥石流的泥石流流量需要将冰川消融的径流考虑进去。

根据若果冰川日消融观测资料,发现冰川消融的日变化受到气温与降水控制,用珠西沟(西藏波得藏布支流)1976年6~8月的观测资料分析,并参考文献得到消融径流模数(罗德富等,1996),其主要受降水的影响,气温的影响在本次研究中暂不考虑,关系式为:

$$R_2=0.05H+2.1 \quad (3)$$

式中: R_2 为降水时的消融径流模数, $m^2/(s \cdot km^2)$; H 为降水量, mm 。

冰川消融洪峰系数与流域内冰川的分布面积和与流域面积之比关系最为密切,冰川分布面积越大或者冰川在流域中的比值越大,冰川消融的径流越发育,且冰川坡度越大,越有利于冰川消融(罗德富等,1996)。与此同时,因为冰川的大量消融,导致冰川末端产生局部的冰崩,消融径流带着大量冰块而下,狭窄的沟谷或多弯的沟床极易产生堵塞,导致其消融洪峰系数增大,故取冰川

消融洪峰系数表达式为:

$$d=1+7.6\left(\frac{F_1}{F}\right)+0.05\theta_0 \quad (4)$$

式中: d 为冰川消融洪峰系数; F_1 为冰川面积, km^2 ; F 为流域面积, km^2 ; θ_0 为冰川坡度, $^\circ$ 。

单一的温度性冰川消融所产生的流量较小,激发泥石流较难,倘若加入降雨之后则会激发冰川剧烈消融,产生一定规模的径流,从而导致泥石流形成与发育。所以根据参考文献(罗德富等,1996),冰川消融清水洪峰流量计算式为:

$$Q_2=F_1(0.5H+2.1) \quad (5)$$

式中: Q_2 为冰川消融流量, m^3/s ; F_1 为冰川面积, km^2 ; H 为降水量, mm 。

综上,我们得到冰川融雪泥石流的泥石流流量综合计算式为:

$$Q_c=(Q_2+Q_0)(1+\Phi_c)d \quad (6)$$

式中: Q_c 为冰川融雪泥石流流量, m^3/s ; Q_2 为降雨消融流量, m^3/s ; Q_0 为非冰川的洪峰流量; $1+\Phi_c$ 为泥石流洪峰流量修正系数; d 为冰川消融洪峰系数。

2.5 下游段威胁范围计算

因研究区内的特殊地形、物源以及激发条件

的差异,泥石流所冲出的松散物质形成的堆积扇会对下游存在一定的影响。利用泥石流的一次冲出固体总量,得出泥石流的最大冲出距离,可以得到松散物源堆积所威胁的大致区域,在工程上可以提前做出预判,预防可能存在的危险。

对于堆积扇的范围与形态,Iverson(Iverson, 1997, 2014; Iverson et al., 1998), Rickenmann

(Rickenmann, 1999; Scheidl et al., 2010), Lorente(Lorente et al., 2003)等前人进行了大量的研究,有多种确定堆积扇长度的方法,见表 4。研究区堆积扇范围采用经验公式来确定,首先根据查表法和野外配比实验综合确定泥石流容重,再根据经验公式计算堆积扇的动力学参数 L_f ,根据计算结果圈定出下游段威胁范围。

表 4 泥石流危险范围的经验公式
Table 4 Empirical formula for the range of hazard of debris flow

作者	函数	相关变量
本次研究	$L_f = 12.81V^{0.25}$ (刘希林和唐川,1995)	泥石流规模
Rickenmann	$L_f = 15V^{1/3}$ (Rickenmann,1999)	泥石流规模
Lorente	$L_f = 7.13(VH)^{0.271}$ (Lorente et al., 2003)	泥石流规模
Ikeya	$L_f = 8.6(V \tan \theta_u)^{0.42}$ (Ikeya,1981)	泥石流规模、沟道坡度
Corominas	$\log(H/L_f) = -0.105L_f \log V - 0.012$ (Corominas,1996)	泥石流规模、流域高差
唐川	$L_f = 0.36A^{0.06} + 0.03(W \cdot H)^{0.54} - 0.18$ (Tang,2012)	流域面积、高差、物源

3 结果

3.1 泥石流类型

研究区主要存在冰川融雪泥石流和暴雨泥石流(图 5)。泥石流分类方法多种且并不统一,常依据泥石流的地貌条件(蒋忠信,2003;倪化勇,2015)进行分类,通过野外踏勘与查阅已有研究资料(罗德富等,1996;吕儒仁,1999;胡桂胜等,2011),确定该区域泥石流类型划分的主

要依据为流域内是否发育有现代海洋冰川(吕儒仁,1999)。

冰川融雪泥石流主要分布在西藏林芝县和波密县,它在冰川融水、融雪的共同作用影响下,将冰碛物、被冰川剥蚀的底部基岩碎屑、侧冰碛等物源,从冰川边缘部和冰斗内壁开始往泥石流流域下游搬运,最终形成泥石流(吕儒仁,1999)。冰川融雪泥石流的典型特征是巨量的松散堆积物和多种途径的水源补给。

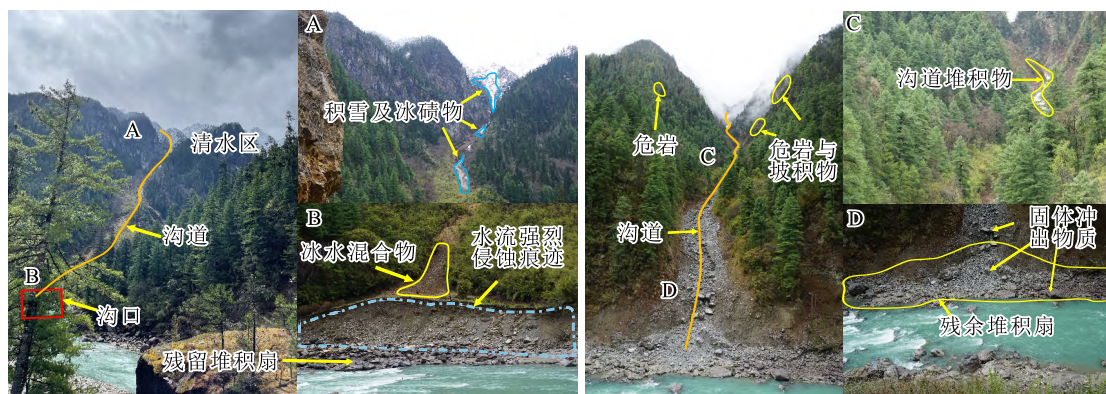


图 5 冰川融雪泥石流(5号沟)与暴雨泥石流(12号沟)
Fig. 5 Rainstorm-induced debris flow and glacial snowmelt-induced debris flow

暴雨泥石流是由降水所激发形成的泥石流(胡桂胜等,2011),这类泥石流在林芝地区较普遍。其物源主要来自于沟道两侧的斜坡崩塌产生的堆积物与风化作用产生的碎屑。在降水的作用下,松散土体会逐渐饱和,强度降低而发生滑动,同时地表径流侵蚀沟床两侧坡脚,致使沟床与山

坡失稳,从而导致泥石流的发生(吕儒仁,1999)。暴雨泥石流常发生在多雨季节,它主要与暴雨的强度和持续时间有关,冰川融水与融雪对其的影响较小,在本次研究中暂不考虑。

3.2 地形地貌差异

冰川融雪泥石流的流域面积、沟长、相对高差

比暴雨泥石流更大。地形地貌条件是泥石流灾害发育必不可少的一个因素,它影响着泥石流的规模与性质,在其形成发育的整个过程都有参与。研究区在地势上总体西北高东南低,海拔自西向东递减,局部阶地发育。通过遥感影像与实地野外考察发现,2 种类型的泥石流交替分布在易贡藏布两岸,具体表现为冰川融雪泥石流两侧一般分布 1 个或多个暴雨泥石流。研

究区内不同类型泥石流在流域面积、高差、纵比降等情况下存在显著差异。下面将通过计算 9 个地形地貌因子:流域面积(A)、泥石流沟道长度(L)、纵比降(G)、相对高程(RA)、水流强度指数(SPI)、河道坡度指数(K_{sn})、纵向剖面形状指数(N)、沟谷形状指数(F)、流域平均坡度(S),来对研究区泥石流的地形地貌因素进分析(图 6)。

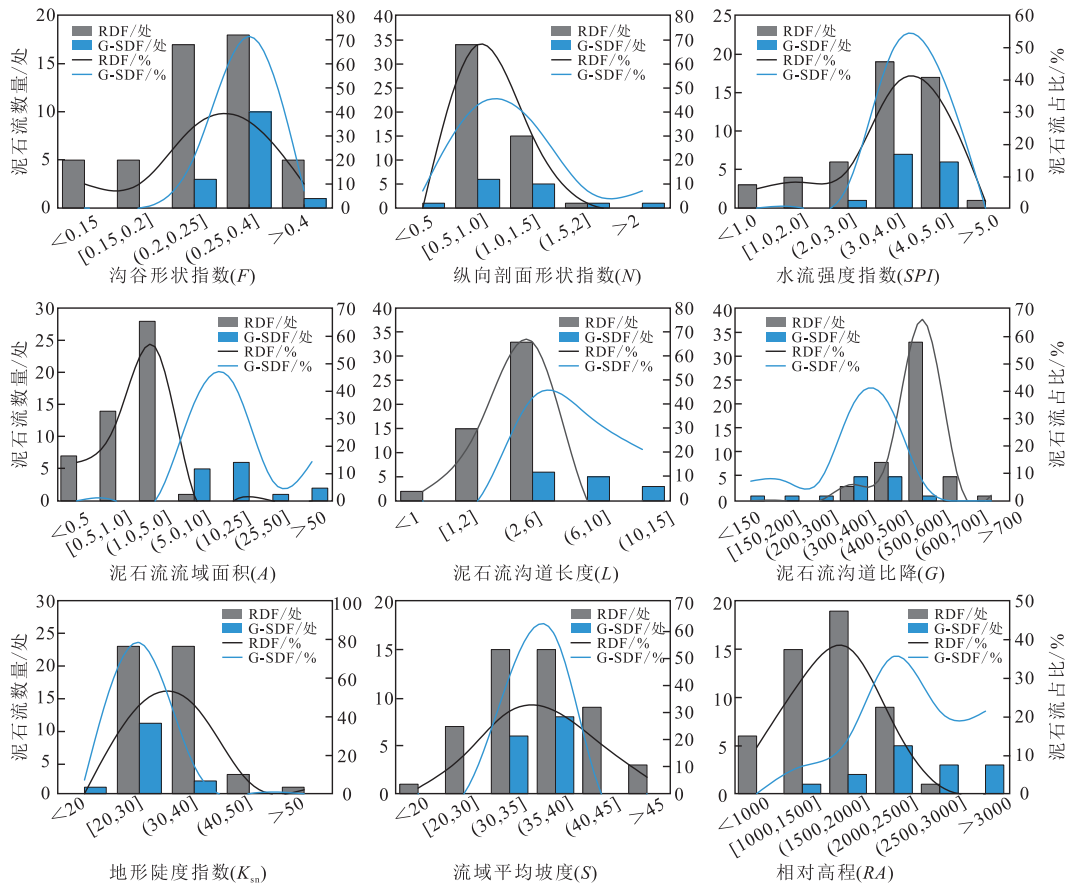


图 6 地形因子结果统计图(RDF 为暴雨泥石流,G-SDF 为冰川融雪泥石流)
Fig. 6 Chart of topographical factors

暴雨泥石流的流域面积基本在 $0.5 \sim 5.0 \text{ km}^2$ 。与暴雨泥石流相比,冰川融雪泥石流的流域面积在 $10 \sim 50 \text{ km}^2$ 范围内更多。暴雨泥石流的沟道长度在 6.0 km 以内,主要集中在 $2.0 \sim 6.0 \text{ km}$ 范围内,而冰川融雪泥石流的沟道长度在 15.0 km 范围内。泥石流的沟谷形状指数均在 $0.05 \sim 0.45$ 的范围内。如果数值 < 0.4 ,表明泥石流流域的形状为长条形,当数值在 $0.4 \sim 0.6$ 之间,泥石流流域形状为长方形,研究区内暂未出现沟谷形状指数 > 0.6 的泥石流沟。根据统计结果,冰川融雪泥石流的沟谷形状指数主要集中在 $0.25 \sim 0.4$ 范围内,其

泥石流流域呈拉伸状,少数泥石流数值 > 0.4 ,呈现长方形;暴雨泥石流的沟谷形状在 2 种流域形状中均有分布,但主要集中在 $0.2 \sim 0.4$ 之间。

冰川融雪泥石流的平均坡度主要集中在 $30^\circ \sim 35^\circ$ 范围内,占总数的 57.14% ;而暴雨泥石流的平均坡度多数 $> 30^\circ$,占 84.00% 。冰川融雪泥石流的河道坡度指数多集中在 $20 \sim 30$ 之间,整体数值较小;而暴雨泥石流多集中在 $20 \sim 40$ 之间,与冰川融雪泥石流的分布特征基本相似。就河道长度相关的指数而言,冰川融雪泥石流的沟

道平均比降在 150‰~200‰的梯度上,暴雨泥石流主要分布在 500‰~600‰的梯度上。与泥石流过程相关的另一个参数是从泥石流沟口到泥石流流域分水岭的相对高差,冰川融雪泥石流的相对高差多集中在 2 000~3 000 m 的范围梯度上,暴雨泥石流的相对高差多集中在 1 000~2 000 m 的范围梯度上。对于纵向剖面指数与水流强度指数,暴雨泥石流与冰川融雪泥石流的主要峰值数量分布情况相似,分别集中在 0.5~1.5,3.0~

5.0 之间。

3.3 物源储量差异

冰川融雪泥石流的物源储量显著大于暴雨泥石流,其平均物源储量约为暴雨泥石流的 33 倍。结合野外考察与遥感解译,得到研究区内泥石流流域内物源总储量,其中暴雨泥石流流域内存在坡面侵蚀及崩滑体堆积物源、沟道堆积物源,冰川融雪泥石流流域内存在冰碛物源、坡面侵蚀及崩滑体堆积物源、沟道堆积物源(图 7)。

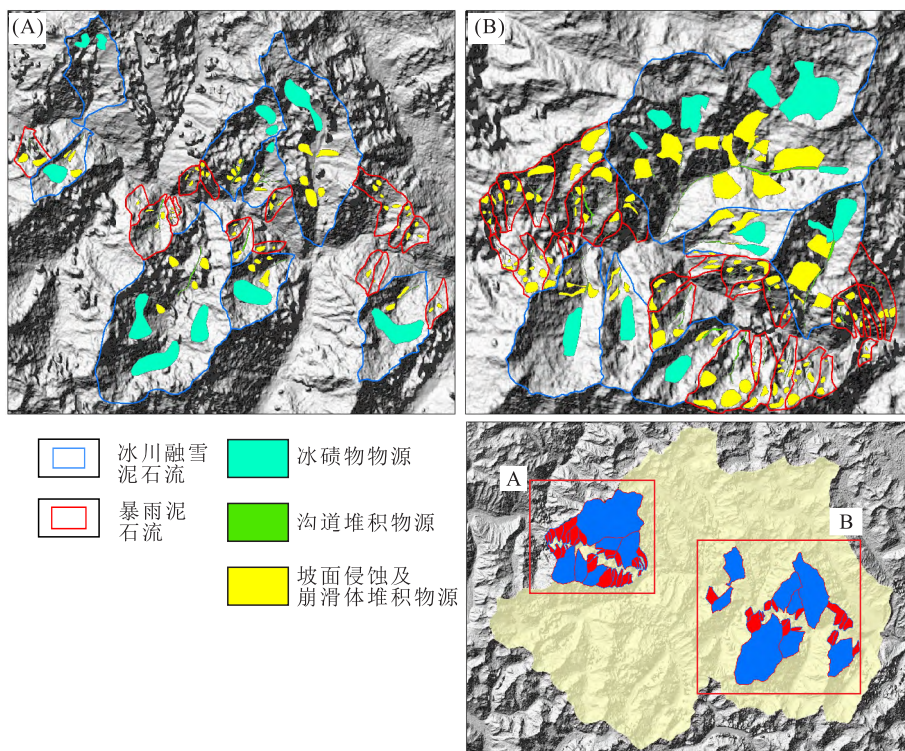


图 7 研究区泥石流物源分布图

Fig. 7 Distribution of sources of debris flow in the study area

暴雨泥石流与冰川融雪泥石流物源储量以 $230 \times 10^4 \text{ m}^3$ 为分界线呈现 2 区分布(图 8),该值以上基本为冰川融雪泥石流,该值以下基本是暴雨泥石流。其中暴雨泥石流单沟最小物源储量为 $1.5 \times 10^4 \text{ m}^3$,单沟最大物源储量为 $228 \times 10^4 \text{ m}^3$,平均物源储量为 $43.3 \times 10^4 \text{ m}^3$;冰川融雪泥石流单沟最小物源储量为 $253 \times 10^4 \text{ m}^3$,单沟最大物源储量 $6\,740 \times 10^4 \text{ m}^3$,平均物源储量为 $1\,450 \times 10^4 \text{ m}^3$,两者平均物源储量相差 33 倍。造成这一情况的主要原因在于冰川融雪泥石流上游顶部存在冰川退缩之后遗留的巨量冰碛物,同时,物源在向下游运动的过程中,由于冰川融雪泥石流沟道更长,运动过程中裹挟的松散物质更多。

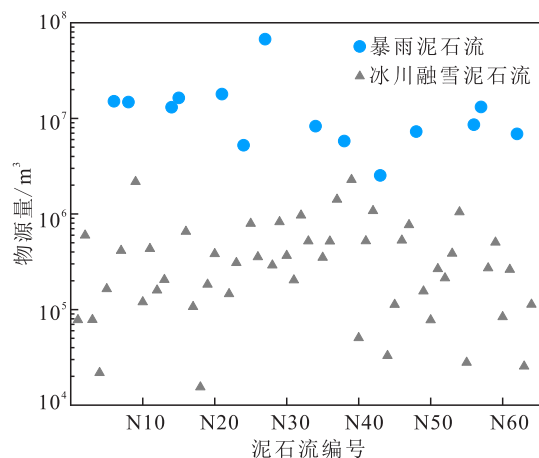


图 8 研究区泥石流物源结果统计图

Fig. 8 Results of sources of debris flow in the study area

3.4 流量差异

冰川融雪泥石流的最大流量约为暴雨泥石流的 10 倍。研究区内泥石流流量以 100 m³/s 为分界线,该值以上基本为冰川融雪泥石流,该值以下基本为暴雨泥石流(图 9)。主要原因是

冰川融雪泥石流顶部的冰川,在高温、雨季之时,更容易提供水源补给,导致泥石流暴发规模大。计算中采用百年一遇的重现期与 1 h 多年平均降水值(表 5)。由于计算过程繁琐,便省略掉了计算过程。

表 5 泥石流流量计算结果
Table 5 Results of calculation of debris flow

编号	流量/ (m ³ ·s ⁻¹)	编号	流量/ (m ³ ·s ⁻¹)	编号	流量/ (m ³ ·s ⁻¹)	编号	流量/ (m ³ ·s ⁻¹)
N01(东鼓晓拉)	42.6	N17	34.7	N33	13.8	N49	13.2
N02(来普弄巴)	126.7	N18	20.2	* N34 *	541.3	N50	5.8
N03	22.1	N19	34.4	* N35 *	266.6	N51	7.4
N04	7.7	N20	47.4	N36	17.5	N52	10.2
N05	45.7	* N21 *	290.2	N37	33.1	N53	13.1
* N06 *(夹普弄巴)	752.1	N22	37.0	* N38 *	213.9	N54	39.7
N07	30.9	N23	48.7	N39	60.1	N55	7.8
* N08 *	206.1	* N24 *(木玉弄巴)	210.1	N40	2.4	N56	9.0
* N09 *	105.4	* N25 *	283.6	N41	15.1	N57	24.8
N10	28.7	N26	21.4	N42	29.9	N58	9.8
N11	46.6	* N27 *(亚龙)	1498.2	N43	50.7	N59	20.3
N12	39.1	* N28 *	106.7	N44	2.7	N60	3.6
N13	22.3	* N29 *(黑迭隆巴)	251.7	N45	6.2	N61	12.0
* N14 *	224.1	N30	21.5	N46	16.6	N62	11.8
* N15 *(俄隆曲)	413.2	N31	8.8	N47	19.1	N63	2.0
N16(沙隆曲)	64.4	N32	27.2	N48	20.7	N64	4.5

注:带有**为冰川融雪泥石流。

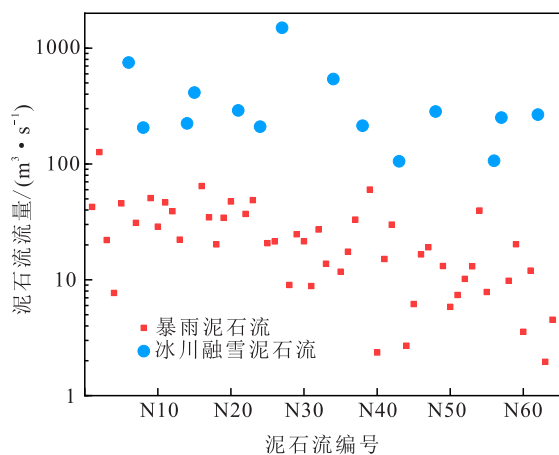


图 9 加入融水融雪折算值后的泥石流流量结果

Fig. 9 Results of debris flow after adding values for meltwater and snowmelt conversion

3.5 下游段威胁范围差异

根据表 4 经验公式,计算得到研究区泥石流固体松散堆积物在下游的堆积预测长度(表 6、图 10)。

根据计算结果,暴雨泥石流因冲出固体物质相对较少,得到的堆积扇的预测长度多处在 70~120 m 之间。而冰川融雪泥石流冲出固体物质相对较多,下游堆积扇的预测长度在 100~200 m,个别堆积扇的预测值会远高于这个范围,达到 400 m 以上。由于该区域构造活动强烈、河流下切作用影响大,部分泥石流的堆积扇遭到侵蚀而破坏较严重,无法进行现场测量。从表 6 的误差数值可看出,实际测量数值较预测数值来说整体偏小,这是受到外界因子的影响,例如遥感影像精度、河流快速下切等。在现场测量到堆积扇长度的泥石流中,有 28 条泥石流沟的误差值小于 45%,占实测值总数的 80%,最大堆积长度预测值与实测值之间的相对误差较小。从工程建设的方向考虑,堆积扇长度预测值适当偏大对于之后建设在该区域的相关工程留有更多的安全距离,故该结果合理。从计算结果叠加图来看暴雨泥石流所影响的区域多在泥石流流域下游的公路以及靠近易贡藏布河岸的位置,而冰川融雪泥石流因

一次冲出固体物质总量大,甚至有可能冲到对岸,形成堵江。所影响的范围不仅包括公路与岸边,也影响到了对岸以及易贡藏布下游区域。

4 讨论

暴雨泥石流经历了地表径流的侵蚀,从沟槽到深而陡的沟壑的演变过程(Radoane et al., 2003)。暴雨泥石流从形成、发育到稳定这一流

程,相较于冰川融雪泥石流,暴雨泥石流需要用更长的时间去完成,因此它的流域面积小、沟道长度短、纵比降小、洪峰流量小、松散物源堆积速度慢。对于冰川融雪泥石流,由于其冰川的强大的运输能力,侵蚀作用的效果显著高于一般泥石流,有利于冰川融雪泥石流的地形条件形成与发育(Amerson et al., 2008)。当位于冰川融雪泥石流顶部的冰川消退时,之前作为冰川U形槽和冰斗

表 6 泥石流堆积扇的预测长度与实测长度统计

Table 6 Calculated and measured lengths of accumulation of debris flow

编号	一次冲出 固体总量/ 10 ⁴ m ³	堆积扇 预测长度/ m	实测 长度/ m	误差值/ %	编号	一次冲出 固体总量/ 10 ⁴ m ³	堆积扇 预测长度/ m	实测 长度/ m	误差值/ %
N01	0.36	99.3	62.0	60.2	N33	0.23	88.4	72.1	22.6
N02	1.84	149.1	96.8	54.0	* N34 *	20.42	272.3	219.3	24.2
N03	0.19	84.5	87.4	-3.3	* N35 *	6.75	206.5	缺失	/
N04	0.04	56.0	缺失	/	N36	0.28	93.6	缺失	/
N05	0.33	97.0	缺失	/	N37	0.83	122.2	92.6	31.9
* N06 *	56.03	350.5	300.5	16.5	* N38 *	5.29	194.2	144.7	34.2
N07	0.22	87.2	85.7	1.8	N39	1.47	141.0	缺失	/
* N08 *	9.02	222.0	194.0	14.4	N40	0.02	47.1	缺失	/
* N09 *	2.53	161.5	207.5	-22.2	N41	0.20	86.0	59.6	44.3
N10	0.26	91.6	缺失	/	N42	0.82	122.0	缺失	/
N11	0.41	102.3	133.4	-23.3	N43	1.08	130.7	91.5	42.8
N12	0.29	93.9	缺失	/	N44	0.02	47.9	缺失	/
N13	0.16	81.4	缺失	/	N45	0.09	70.7	缺失	/
* N14 *	13.47	245.4	229.5	6.9	N46	0.26	91.2	缺失	/
* N15 *	22.42	278.7	214.8	29.8	N47	0.27	92.6	缺失	/
N16	1.15	132.2	108.5	21.8	N48	0.30	94.8	71.4	32.8
N17	0.22	87.8	缺失	/	N49	0.17	82.8	79.4	4.3
N18	0.12	74.7	缺失	/	N50	0.05	61.0	缺失	/
N19	0.18	83.9	缺失	/	N51	0.08	68.8	缺失	/
N20	0.32	96.3	缺失	/	N52	0.16	81.5	62.4	30.6
* N21 *	17.69	262.7	194.8	34.9	N53	0.22	87.5	65.9	32.8
N22	0.25	90.3	缺失	/	N54	1.00	128.2	75.8	69.1
N23	1.28	136.2	71.7	89.9	N55	0.08	68.9	49.4	39.5
* N24 *	7.93	214.9	194.1	10.7	N56	0.13	76.7	缺失	/
* N25 *	8.45	218.4	217.4	0.5	N57	0.44	104.2	65.7	58.6
N26	0.34	97.8	缺失	/	N58	0.18	82.9	78.8	5.2
* N27 *	109.42	414.3	310.2	33.6	N59	0.03	51.8	41.3	25.4
* N28 *	3.18	171.1	缺失	/	N60	0.36	99.2	34.1	190.9
* N29 *	10.19	229.0	184.5	24.1	N61	0.19	84.6	缺失	/
N30	0.58	112.0	缺失	/	N62	0.17	82.0	缺失	/
N31	0.13	76.9	50.4	52.6	N63	0.01	43.6	缺失	/
N32	0.44	104.2	84.9	22.7	N64	0.04	57.1	缺失	/

注:带有**为冰川融雪泥石流。

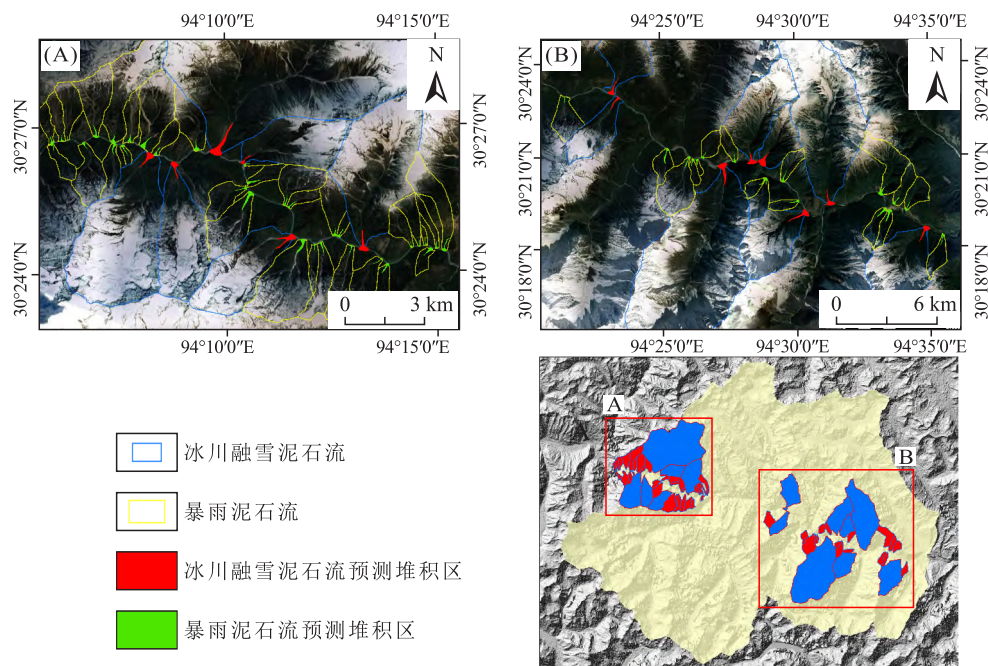


图 10 泥石流堆积区的预测威胁范围

Fig. 10 Predicted range of threat posed by debris flow to the areas of accumulation

的大型地形单元成为了汇集降水和融水有利地形,冰川融雪泥石流巨量的冰碛物物源同样来自这些区域(Baer et al., 2017)。

随着流域面积的增加,泥石流活动从小流域范围的高频次转化到中一大流域范围的低频次。物源的迁移需要能量才能形成泥石流,泥石流沟道的比降被用于表示泥石流形成的动力条件,故流域的沟道比降越小,提供泥石流活动的松散堆积物的势能梯度就越小(Hu et al., 2021),流域的沟道比降越大,沟道内松散堆积物源的能量越大,泥石流就越容易启动与形成(Li et al., 2015)。因此,泥石流活动的频率随着流域比降的减小而降低,相同条件下,小流域的暴雨泥石流比大流域的冰川融雪泥石流更容易发生泥石流。

2类泥石流的流量相差较大,其主要的原因是冰川融雪泥石流比暴雨泥石流拥有更大的流域面积,且顶部存在冰川与积雪,在合适的气候条件下,冰川积雪融水与降水汇流到流域沟道形成径流向下游,上游的物源会在水动力作用下往下游运动,并在移动的过程中,裹挟路途中其他固体物源一起运动,最终形成大规模的泥石流。在泥石流堆积区,泥石流因为沟道的束流作用,在进入开阔区域后流速骤降,物源动能消失,最后在沟口处形成堆积扇(李旭等, 2016)。在计算的过程

中,是将泥石流的堆积扇按照理想化进行处理的,会与实际存在差距,最后估算出的威胁范围会偏大,但是从泥石流防范与治理来看,在一定程度上扩大威胁范围,对降低泥石流灾害风险可以起到一定的作用(屈永平等, 2015)。

本文采用实地野外考察与遥感解译的方式,并借助无人机对研究区各个泥石流进行了野外的详细调查。但易贡藏布流域山高沟深,使得实地野外考察的难度极大,因此应充分利用遥感解译手段。由于该地区降水充足、植被茂密,使得遥感解译的误差较大,导致准确率并不理想,使物源量的获取存在偏差,尤其是松散物源上存在植被的地方难以识别。所以在今后的研究中,需要进一步提高遥感解译技术或者多学科多技术的交叉研究,在植被丰富地区可以提高松散物源解译的精度与准确度。

5 结论

了解泥石流的形成、发育可以为规避和防治灾害提供参考,但目前在易贡藏布流域进行的泥石流相关研究和案例分析仍较少。本文以易贡藏布流域内不同种类泥石流为例,通过地形地貌因子、融雪和冰川融水当量、泥石流洪峰流量、物源储量、下游段威胁范围等来探讨研究区内泥石流

发育机制的差异。得到以下结论:

a. 冰川融雪泥石流较暴雨泥石流流域面积更大、沟长更长、相对高差更大。①冰川融雪泥石流流域面积基本在 $10.0\sim 50.0\text{ km}^2$ 内,而暴雨泥石流在 $0.5\sim 5.0\text{ km}^2$ 之内更多;②冰川融雪泥石流的沟道长度多在 $6.0\sim 10.0\text{ km}$ 内,最长的沟道为 13.4 km ,而暴雨泥石流的沟道长度基本在 $2.0\sim 6.0\text{ km}$ 内;③冰川融雪泥石流的平均沟道比降峰值数量多分布在 $300\%\sim 500\%$ 之内,而暴雨泥石流的平均沟道比降峰值数量多分布在 $500\%\sim 600\%$;④对于相对高差,冰川融雪泥石流多集中在 $2\ 000\sim 3\ 000\text{ m}$ 的范围梯度上,暴雨泥石流的相对高差多集中在 $1\ 000\sim 2\ 000\text{ m}$ 的范围梯度上;⑤在沟谷形状指数、纵剖面指数、水流强度指数、河流陡度指数、平均坡度上,暴雨泥石流与冰川融雪泥石流具有相似的峰值数量分布情况。

b. 冰川融雪泥石流具有更多的物源储量,约为暴雨泥石流物源储量的 33 倍。暴雨泥石流与冰川融雪泥石流平均物源储量分别为 $43.3\times 10^4\text{ m}^3$, $1\ 450\times 10^4\text{ m}^3$ 。

c. 冰川融雪泥石流的流量约为暴雨泥石流流量的 10 倍。在峰值流量方面,冰川融雪泥石流相较于暴雨泥石流,需在洪峰流量上另外加上融雪当量与冰川融水当量,以百年一遇的工况来进行计算,融雪当量折算值为 1.35 mm ,冰川融水当量最大为 $79.7\text{ m}^3/\text{s}$,最小冰川融雪当量为 $0.6\text{ m}^3/\text{s}$ 。冰川融雪泥石流最大流量为 $1\ 498.2\text{ m}^3/\text{s}$,最小流量为 $105.4\text{ m}^3/\text{s}$,暴雨泥石流最大流量为 $126.7\text{ m}^3/\text{s}$,最小流量为 $2.0\text{ m}^3/\text{s}$ 。

d. 冰川融雪泥石流松散物源冲出距离更大,约为暴雨泥石流的 2 倍,产生的威胁更高。冰川融雪泥石流形成的堆积扇长度大多数在 $100.0\sim 300.0\text{ m}$ 的范围内,最长的堆积扇在 27 号沟,长度为 414.3 m ,最短的堆积扇长度为 161.5 m ;暴雨泥石流所形成的堆积扇长度多数在 $70.0\sim 120.0\text{ m}$,暴雨泥石流最长堆积扇长度为 149.1 m ,最短堆积扇长度为 43.6 m 。

[参 考 文 献]

方群生,唐川,王毅,等,2016. 汶川极震区泥石流流动储量与总物源量计算方法研究[J]. 防灾减灾工程学报, 36(6):1008-1014.
Fang Q S, Tang C, Wang Y, *et al.*, 2016. A calculation

method for predicting dynamic reserve and the total amount of material source of the debris flows in the Wenchuan meizoseismal area[J]. Journal of Disaster Prevention and Mitigation Engineering, 36(6): 1008-1014. (in Chinese)

付智勇,龙晶晶,常鸣,2019. 汶川地震前后四川都江堰龙池镇地区泥石流物源分布特征及其演化规律[J]. 中国地质灾害与防治学报, 30(6):10-19.

Fu Z Y, Long J J, Chang M, 2019. Distribution characteristics and evolution rules of sediment supply for debris flow occurrence around Longchi Town of Dujiangyan City, Sichuan Province[J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 30(6):10-19. (in Chinese)

胡桂胜,陈宁生,邓明枫,等,2011. 西藏林芝地区泥石流类型及形成条件分析[J]. 水土保持通报, 31(2): 193-197.

Hu G S, Chen N S, Deng M F, *et al.*, 2011. Classification and initiation conditions of debris flows in Linzhi area, Tibet[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 31(2):193-197. (in Chinese)

蒋忠信,2003. 藏东南泥石流沟纵剖面演化的最小功模式[J]. 地理科学, 23(1):25-31.

Jiang Z X, 2003. Model of minimum energy dissipation in evolution of valley longitudinal profile of debris flow in southeast Tibet area[J]. Scientia Geographica Sinica, 23(1):25-31. (in Chinese)

刘晶晶,唐川,程尊兰,等,2011. 气温对西藏冰湖溃决事件的影响[J]. 吉林大学学报(地球科学版), 41(4): 1121-1129.

Liu J J, Tang C, Cheng Z L, *et al.*, 2011. Impact of temperature on glacier-lake outbursts in Tibet[J]. Journal of Jilin University (Earth Science Edition), 41(4):1121-1129. (in Chinese)

罗德富,毛济周,朱平一,等,1995. 川藏公路南线(西藏境内)山地灾害及防治对策[M]. 北京:科学出版社,1-253.

Luo D F, Mao J Z, Zhu P Y, *et al.*, 1995. On the Mountain Disaster and It's Countermeasure along South Section of Sichuan-Tibet Road (The Part Tibet)[M]. Beijing: Science Press:1-253. (in Chinese)

刘希林,唐川,1995. 泥石流危险性评价[M]. 北京:科学出版社,1-90.

Liu X L, Tang C, 1995. Danger Assessment on Debris Flow[M]. Beijing: Science Press, 1-90. (in Chinese)

吕儒仁,1999. 西藏泥石流与环境[M]. 成都:成都科技大学出版社,1-245.

Lv R R. Debris Flow and Environment in Tibet[M]. Chengdu: University of Electronic Science and Technology of China Press, 1-245. (in Chinese)

李旭,黄江成,徐慧娟,等,2016. 怒江高山峡谷区泥石流堆积扇特征分析[J]. 云南大学学报(自然科学版),

- 38(5):750—757.
- Li X, Huang J C, Xu H J, *et al.*, 2016. The characteristics analysis of debris flow fan in Nujiang alpine canyon region[J]. *Journal of Yunnan University (Natural Sciences Edition)*, 38(5):750—757. (in Chinese)
- 倪化勇, 2015. 基于地貌特征的泥石流类型划分[J]. *南水北调与水利科技*, 13(1):78—82.
- Ni H Y, 2015. Preliminary discussion on debris flow classification based on geomorphological characteristics [J]. *South-to-North Water Transfers and Water Science & Technology*, 13(1):78—82. (in Chinese)
- 屈永平, 唐川, 刘洋, 等, 2015. 四川省都江堰市龙池地区“8.13”泥石流堆积扇调查和分析[J]. *水利学报*, 46(2):197—207+216.
- Qu Y P, Tang C, Liu Y, *et al.*, 2015. Survey and analysis of the “8.13” debris flows fan in Longchi Town of Dujiangyan City, Sichuan Province[J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 46(2):197—207+216. (in Chinese)
- 张勇, 刘时银, 丁永建, 2006. 中国西部冰川度日因子的空间变化特征[J]. *地理学报*, 61(1):89—98.
- Zhang Y, Liu S Y, Ding Y J, 2006. Spatial variation of degree-day factors on the observed glaciers in western China[J]. *Acta Geographica Sinica*, 61(1):89—98. (in Chinese)
- 朱渊, 余斌, 亓星, 等, 2014. 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)*, 44(1):268—277.
- Zhu Y, Yu B, Qi X, *et al.*, 2014. 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)*, 44(1):268—277. (in Chinese)
- Amerson B E, Montgomery D R, Meyer G, 2008. Relative size of fluvial and glaciated valleys in central Idaho [J]. *Geomorphology*, 93(3—4):537—547.
- Armijo R, Tapponnier P, Mercier J L, *et al.*, 1986. Quaternary extension in southern Tibet: Field observations and tectonic implications [J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B14):13803—13872.
- Baer P, Huggel C, McArdell B W, *et al.*, 2017. Changing debris flow activity after sudden sediment input: A case study from the Swiss Alps[J]. *Geology Today*, 33(6):216—223.
- Butler D R, Walsh S J, 1994. Site characteristics of debris flows and their relationship to alpine treeline [J]. *Physical Geography*, 15(2):181—199.
- Chiarle M, Iannotti S, Mortara G, *et al.*, 2007. Recent debris flow occurrences associated with glaciers in the Alps[J]. *Global and Planetary Change*, 56(1—2):123—136.
- Cui P, Zou Q, Xiang L Z, *et al.*, 2013a. Risk assessment of simultaneous debris flows in mountain townships[J]. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 37(4):516—542.
- Cui P, 1992. Study on conditions and mechanisms of debris flow initiation by means of experiment [J]. *Chinese Science Bulletin*, (9):759—763.
- Cui P, Jia Y, 2015. Mountain hazards in the Tibetan Plateau: research status and prospects [J]. *National Science Review*, 2(4):397—402.
- Cui P, Peng J B, Shi P J, *et al.*, 2021. Scientific challenges of research on natural hazards and disaster risk [J]. *Geography and Sustainability*, 2(3):216—223.
- Cui P, Ge Y G, Li S J, *et al.*, 2022. Scientific challenges in disaster risk reduction for the Sichuan-Tibet Railway [J]. *Engineering Geology*, 309:106837.
- Cui P, Zhou G G D, Zhu X H, *et al.*, 2013b. Scale amplification of natural debris flows caused by cascading landslide dam failures [J]. *Geomorphology*, 182:173—189.
- Corominas J, 1996. The angle of reach as a mobility index for small and large landslides [J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 33(2):260—271.
- Deng M F, Chen N S, Ding H T, 2018a. Rainfall characteristics and thresholds for periglacial debris flows in the Parlung Zangbo Basin, southeast Tibetan Plateau [J]. *Journal of Earth System Science*, 127:1—17.
- Deng M F, Liu M, Zhang Y, *et al.*, 2018b. Debris flow amplification in a moraine terrace and related engineering measures in the Zongzhai Valley, Southeastern Tibetan Plateau [J]. *Geomatics, Natural Hazards and Risk*, 9(1):1230—1248.
- Deng M F, Chen N S, Liu M, 2017. Meteorological factors driving glacial till variation and the associated periglacial debris flows in Tianmo Valley, south-eastern Tibetan Plateau [J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 17(3):345—356.
- Ge Y G, Cui P, Su F H, *et al.*, 2014. Case history of the disastrous debris flows of Tianmo Watershed in Bomi County, Tibet, China: Some mitigation suggestions [J]. *Journal of Mountain Science*, 11(5):1253—1265.
- Guzzetti F, Ardizzone F, Cardinali M, *et al.*, 2009. Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy [J]. *Earth and Planetary Science Letters*, 279(3—4):222—229.
- Haas T D, Nijland W, De Jong S M, *et al.*, 2020. How memory effects, check dams, and channel geometry control erosion and deposition by debris flows [J]. *Scientific Reports*, 10(1):14024.
- Hu X D, Zhou L Q, Liu W M, *et al.*, 2021. Geomorphic effect of debris-flow sediments on the Min River,

- Wenchuan Earthquake region, western China [J]. *Journal of Mountain Science*, 18(9): 2427–2440.
- Iturrizaga L, 2018. Glacial landform assemblages and pedestal moraines in the Cordillera Blanca (Peru) [J]. *Geomorphology*, 318: 283–302.
- Iverson R M, 2012. Elementary theory of bed-sediment entrainment by debris flows and avalanches [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F3): F03006.
- Iverson R M, 2014. Debris flows: Behaviour and hazard assessment [J]. *Geology Today*, 30(1): 15–20.
- Iverson R M, Schilling S P, Vallance J W, 1998. Objective delineation of lahar-inundation hazard zones [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 110(8): 972–984.
- Iverson R M, 1997. The physics of debris flows [J]. *Reviews of Geophysics*, 35(3): 245–296.
- Ikeya H, 1981. A method of designation for area in danger of debris flow [J]. *Symposium on Erosion and Sediment Transport in Pacific Rim Steeplands*, 132: 576–588.
- Jiang Z X, 2003. Model of minimum energy dissipation in evolution of valley longitudinal profile of debris flow in southeast Tibet area [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 23(1): 25–31.
- King G E, Herman F, Guralnik B, 2016. Northward migration of the eastern Himalayan syntaxis revealed by OSL thermochronometry [J]. *Science*, 353(6301): 800–804.
- Korup O, Montgomery D R, 2008. Tibetan plateau river incision inhibited by glacial stabilization of the Tsangpo gorge [J]. *Nature*, 455(7214): 786–789.
- Li L, Yu B, Zhu Y, *et al.*, 2015. Topographical factors in the formation of gully-type debris flows in Longxi River catchment, Sichuan, China [J]. *Environmental Earth Sciences*, 73(8): 4385–4398.
- Lorente A, Beguería S, Bathurst J C, *et al.*, 2003. Debris flow characteristics and relationships in the Central Spanish Pyrenees [J]. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 3(6): 683–692.
- Lyu L Q, Wang Z Y, Cui P, *et al.*, 2017. The role of bank erosion on the initiation and motion of gully debris flows [J]. *Geomorphology* 285: 137–151.
- May C L, Lisle T E, 2012. River profile controls on channel morphology, debris flow disturbance, and the spatial extent of salmonids in steep mountain streams [J]. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 117(F4): F00A03.
- Ren L Y, Duan K Q, Xin R, 2020. Impact of future loss of glaciers on precipitation pattern: A case study from south-eastern Tibetan Plateau [J]. *Atmospheric Research*, 242: 104984.
- Rickenmann D, 1999. Empirical relationships for debris flows [J]. *Natural Hazards*, 19: 47–77.
- Radoane M, Radoane N, Dumitriu D, 2003. Geomorphological evolution of longitudinal river profiles in the Carpathians [J]. *Geomorphology*, 50(4): 293–306.
- Stock J, Dietrich W E, 2003. Valley incision by debris flows: Evidence of a topographic signature [J]. *Water Resources Research*, 39(4): 1089–1114.
- Schürch P, Densmore A L, Rosser N J, *et al.*, 2011. Dynamic controls on erosion and deposition on debris-flow fans [J]. *Geology*, 39(9): 827–830.
- Theule J I, Liébault F, Laigle D, *et al.*, 2015. Channel scour and fill by debris flows and bedload transport [J]. *Geomorphology*, 243: 92–105.
- Tang C, Zhu J, Chang M, *et al.*, 2012. An empirical-statistical model for predicting debris-flow runout zones in the Wenchuan earthquake area [J]. *Quaternary International*, 250: 63–73.
- Wang J, Cui P, Wang H, *et al.*, 2022. Novel approach to estimating glacial moraine reserves in the Parlung Tsangpo basin [J]. *Frontiers in Earth Science*, 10: 853089.
- Wei R Q, Zeng Q L, Davies T, *et al.*, 2018. Geohazard cascade and mechanism of large debris flows in Tianmo gully, SE Tibetan Plateau and implications to hazard monitoring [J]. *Engineering Geology*, 233: 172–182.
- Whipple K X, Dunne T, 1992. The influence of debris-flow rheology on fan morphology, Owens Valley, California [J]. *Geological Society of America Bulletin*, 104(7): 887–900.
- Xiao Y, Ke C Q, Cai Y, *et al.*, 2023. Glacier retreating analysis on the southeastern Tibetan Plateau via multi-source remote sensing data [J]. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 16: 2035–2049.
- Zhou G G D, Cui P, Tang J B, *et al.*, 2015. Experimental study on the triggering mechanisms and kinematic properties of large debris flows in Wenjia Gully [J]. *Engineering Geology*, 194: 52–61.
- Zhuang J, Cui P, Wang G, *et al.*, 2015. Rainfall thresholds for the occurrence of debris flows in the Jiangjia Gully, Yunnan Province, China [J]. *Engineering Geology*, 195: 335–346.
- Zou Q, Cui P, Zeng C, *et al.*, 2016. Dynamic process-based risk assessment of debris flow on a local scale [J]. *Physical Geography*, 37(2): 132–152.
- Zou Q, Cui P, Jiang H, *et al.*, 2020. Analysis of regional river blocking by debris flows in response to climate change [J]. *Science of The Total Environment*, 741: 140262.