

DOI: 10.13476/j.cnki.nsbdtqk.2018.0170

李俊, 陈宁生, 刘美, 等. 2000年易贡乡扎木弄沟滑坡型泥石流主控因素分析[J]. 南水北调与水利科技, 2018, 16(6): 187-193.
LI J, CHEN N S, LIU M, et al. Analysis of main factors for landslide triggered debris flow in Zhamunong gully on April 9th, 2000[J]. South to North Water Transfers and Water Science & Technology, 2018, 16(6): 187-193. (in Chinese)

2000年易贡乡扎木弄沟滑坡型泥石流主控因素分析

李俊¹, 陈宁生², 刘美^{2,3}, 张勇^{2,3}, 向龙⁴, 高云建^{2,3}

(1. 四川理工学院 土木工程学院, 四川 自贡 643000; 2. 中国科学院、水利部成都山地灾害与环境研究所 山地灾害与地表过程重点实验室, 成都 610041; 3. 中国科学院大学, 北京 100049;
4. 成都理工大学 地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 成都 610059)

摘要: 为进一步查明2000年4月9日扎木弄沟滑坡型泥石流的成因, 有必要分析内外动力条件对该次滑坡型泥石流的影响。基于1950-2000年的地震活动和气温资料, 以及2000年3月-4月的降雨资料, 分析地震活动、冻融循环和干湿循环与2000年滑坡型泥石流的时空耦合关系。结合花岗岩岩体结构特征, 分析内外动力条件对2000年滑坡型泥石流的影响机制。研究结果包括两方面内容: (1) 极端的冻融循环、干湿循环和地震活动是2000年滑坡型泥石流的主控因素, 其中灾前M_s4.8的地震是2000年滑坡型泥石流形成的直接诱发因素。(2) 长期的地震活动、冻融循环和干湿循环增加了向南倾的流域源头花岗岩岩体的脆弱性, 也增加了流域源头岩体地表裂隙, 受后续降水和冰雪融水渗流的影响, 流域源头岩体饱水强度衰竭, 在4.8级地震诱发作用下, BH01崩滑体发生崩滑, 2000年滑坡型泥石流发生。

关键词: 滑坡型泥石流; 内外动力条件; 岩体结构特征; 耦合关系

中图分类号: P642 文献标志码: A 开放科学(资源服务)标识码(OSID):



Analysis of main factors for landslide triggered debris flow in Zhamunong gully on April 9th, 2000

LI Jun¹, CHEN Ningsheng², LIU Mei^{2,3}, ZHANG Yong^{2,3}, XIANG Long⁴, GAO Yunjian^{2,3}

(1. School of Civil Engineering, Sichuan University of Science & Engineering, Zigong 643000, China;
2. Key Laboratory of Mountain Hazards and Land Surface Process, Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Sciences & Ministry of Water Resources, Chengdu 610041, China;
3. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 4. State Key Laboratory of Geological Hazards Prevention and Geological Environment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China)

Abstract: The landslide triggered debris flow that occurred on April 9th, 2000 (2000 LTDF) in Zhamunong gully had a volume of $3 \times 10^8 \text{ m}^3$. We studied the effects of internal and external dynamic conditions on the cause of the 2000 LTDF. Based on the earthquake data and temperature data from 1995 to 2000 and rainfall data from March to April 2000, we analyzed the spatiotemporal coupling relationship of the 2000 LTDF with seismicity, freeze-thaw cycle, and dry-wet cycle. Based on the structural characteristics of granite rock, we analyzed the mechanism of internal and external dynamic conditions on the cause of the 2000

收稿日期: 2018-01-17 修回日期: 2018-09-30 网络出版时间: 2018-11-09

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/13.1334.TV.20181108.1406.002.html>

基金项目: 国家自然科学基金(41861134008, 41661134012, 41671112); 四川省安全生产科技项目(aj20170601105926); 桥梁无损检测与工程计算四川省高校重点实验室项目(2016QYY02); 四川理工学院人才引进项目(2018RCL09)

Funds: National Natural Science Foundation of China (41861134008, 41661134012, 41671112); Sichuan Province Safety Production Science Project (aj20170601105926); Opening Project of University Key Laboratories of Sichuan Province on Bridge Non-destruction Detecting and Engineering Computing (2016QYY02); Talent Introduction Project of Sichuan University of Science & Engineering (2018RCL09)

作者简介: 李俊(1989), 男, 四川乐山人, 讲师, 博士, 主要从事泥石流成因及防治技术方面研究。E-mail: 289649763@qq.com

通讯作者: 陈宁生(1965), 男, 福建南安人, 研究员, 博士, 主要从事山地灾害形成与防治理论方面研究。E-mail: chennsh@imde.ac.cn

LTDF. The results included two aspects. Firstly, the main factors of the 2000 LTDF were long term freeze thaw cycle, dry wet cycle, and seismicity. Earthquake of Ms 4.8 was the direct inducing factor of the 2000 LTDF. Secondly, the long term effect of seismicity, freeze thaw cycle, and dry wet cycle increased the vulnerability as well as the surface fracture of BH01 granite rock mass. Due to the influence of the subsequent seepage of rain and melt water, the strength of granite rock mass was exhausted. Under the effect of the Ms 4.8 earthquake, the BH01 landslide occurred in 2000 and triggered the debris flow.

Key words: landslide triggered debris flow; internal and external dynamic conditions; feature of rock mass structure; coupling relationship

2000 年 4 月 9 日 20 点, 规模巨大的滑坡型泥石流发生于扎木弄沟(图 1 和图 2)^[1-5]。约 0.91 亿 m^3 的花岗岩岩体从沟道源头海拔高程为 5320 m 的山顶处崩滑, 受强降雨和深“V”型沟谷的影响, 大方量的崩滑岩体和崩滑体坡脚处的 600 万 m^3 沉积物质混合运动一段距离后转化为高速运动的泥石流, 泥石流将松散固体物质快速搬运至沟口, 堵塞易贡藏布河道并形成堆积方量约 3 亿 m^3 的天然坝体, 该坝体使易贡湖再次成为堰塞湖^[6-8]。

目前很多学者揭示 2000 年滑坡型泥石流的形成是内外动力条件相叠加的结果, 认为该次滑坡型泥石流的主控因素为强降雨和冻融循环, 而不包含地震^[9-10]。尚彦军等^[11]较为系统地总结气象和地质构造等内外动力条件对 2000 年滑坡型泥石流的影响程度, 认为冰雪消融和降雨是此次泥石流形成的主要因素。在 2000 年 4 月易贡区域气温普遍升高和极端降雨增加的影响下, 周佳文等^[12]认为扎木弄沟源头的冰川急剧消融引发的强风化的花岗岩破裂面孔隙水压力的增加和有效应力的减少是形成大面积岩崩的主要原因。刘伟和刘国权^[13-15]则认为易贡滑坡型泥石流发生原因是降水和冰川融化。据卫星影像分析结果, 吕杰堂等^[16]得出该次滑坡型泥石流的形成是地质构造、地层岩性、新构造运动、水文和气象因素共同作用的结果。

实际上, 1950 年至 2000 年 4 月 9 日以来影响易贡区域的地震可达 101 次, 以中小级地震居多, 4 3 级至 6 级地震次数为 71 次, 2 次 8 级以上地震(1950 年察隅 8.6 级地震和 1951 年那曲当雄 8.0 级地震)^[17-18], 长期的中小地震对 2000 年滑坡型泥石流的影响有待进一步分析, 而且该次滑坡型泥石流发生前易贡乡附近发生 Ms 4.8 的地震^[19], 震中距滑坡型泥石流发生位置的距离仅为 13 km, 该次地震对 2000 年滑坡型泥石流的影响也有待于进一步研究。

为进一步认识内外动力条件对 2000 年滑坡型泥石流的影响程度, 本文基于灾前长时间的易贡区域地震加速度、气温和降雨资料, 定量分析中小地震

活动和冻融循环和干湿循环与 2000 年滑坡型泥石流的时空耦合关系, 并结合易贡区域花岗岩节理统计资料, 论述内外动力条件对 2000 年滑坡型泥石流形成的影响机制。

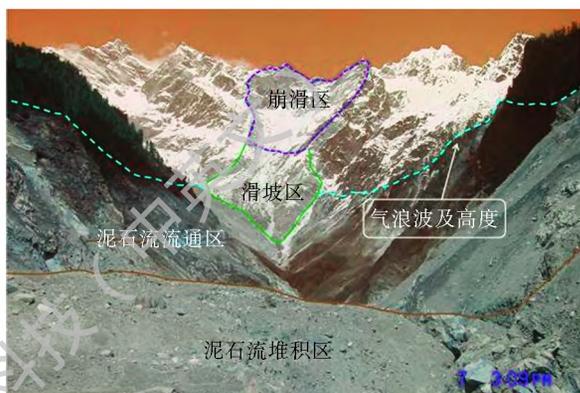


图 1 2000 年滑坡型泥石流分区

Fig. 1 The subarea diagram of the 2000 landslide triggered debris flow

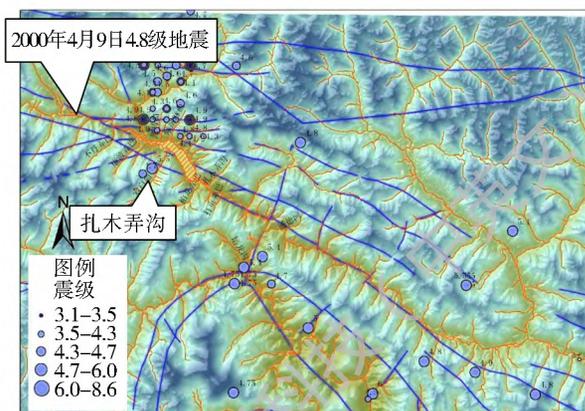


图 2 1950 年至 2017 年扎木弄沟附近不同震级地震分布

Fig. 2 The distribution of earthquakes of different magnitudes in Zhamunong gully from 1950 to 2017

1 内外动力条件与 2000 年滑坡型泥石流的耦合关系

据下列分析结果, 地震活动和冻融循环和干湿循环与 2000 年滑坡型泥石流的整个过程具有时空上的耦合关系。

1.1 地震活动与2000年滑坡型泥石流的耦合关系

2000年滑坡型泥石流发生时,区域内有M_s4.8级地震发生。研究表明中小地震也会引发滑坡型泥石流的发生,世界范围内统计资料显示4.3级的地震就有可能触发滑坡的发生^[20]。基于中国地震与加速度关系的经验模型^[21],估算地震对滑坡型泥石流发育作用的地震加速度值,评估其对2000年滑坡型泥石流的影响。

2000年4月9日晚上8点0分9秒,距扎木弄沟约13 km的林芝地区发生M_s4.8级的地震。根据表1提供的适合计算中国西部地区的地震加速度模型,模算了地震对扎木弄沟流域源头BH01崩滑体作用的地震加速度值,其值为43.3 gal(图3),相当于5.5度的地震烈度,此后的8点0分11.95秒开始发生了特大的崩滑。据调访,2000年滑坡型泥石流灾害于4月9日晚上8时5分发生,所以地震的作用与滑坡型泥石流的整个过程具有时空上的耦合关系。

表1 中国西部地区有效峰值加速度衰减关系式

Tab.1 The attenuation relation of effective peak acceleration in western China

方向	加速度衰减关系	有效峰值地震加速度值
长轴方向	加速度在长轴方向上衰减关系: $EPA^{lw} = 10^{2.492 + 0.786M - 2.787 \lg[R + 3.269 \exp(0.451M)]}$	$EPA^W = \sqrt{EPA^{lw} \cdot EPA^{sw}}$ R为有感半径, M为震级。
短轴方向	加速度在短轴方向上衰减关系: $EPA^{sw} = 10^{1.093 + 0.591M - 1.794 \lg[R + 1.046 \exp(0.451M)]}$	

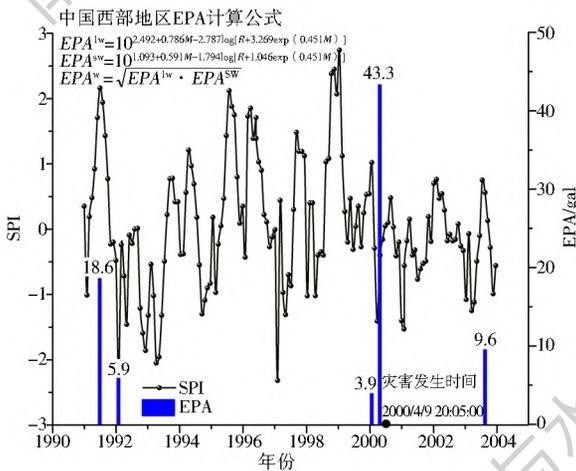


图3 1990-2004年扎木弄沟地震加速度(EPA)和标准化降水指数(SPI)变化过程
Fig.3 The change process of Effective Peak Acceleration (EPA) and Standardized Precipitation Index (SPI) in Zhamunong gully from 1990 to 2004

1.2 冻融循环与2000年滑坡型泥石流的耦合关系

寒冻风化带主要分布为海拔高程为4500~5200 m的山体,该段山体花岗岩裸露,2000年滑坡型泥石流发生前这些花岗岩体长期遭受强烈冻融循环破坏作用。波密地区的温度测量基准点为N29°51.5' - E94°46.1',海拔高程2731 m,根据波密气象站的气温数据,估算扎木弄沟海拔高程3700 m以上的气温,结果见图4。从图4可以看出,季节性最大温差为25℃,灾害发生前最大温差为15℃,这说明扎木弄沟所受的季节性冻融作用非常强烈。

据图4,扎木弄沟气温呈阶段性变化。12月-1月为低温分布时段,6月-7月为高温分布时段。由于易贡降水丰富,年降水量在1200 mm左右,冬季气温低于0℃,岩石大部分处于冻结状态,当温度高于0℃时岩石开始解冻,如此变化形成了季节性冻融循

环作用。而2000年3月10日到4月11日小时气温监测结果表明,一天中气温的变化较大,表现出冻融循环。但季节性冻融循环作用要强于日冻融循环。

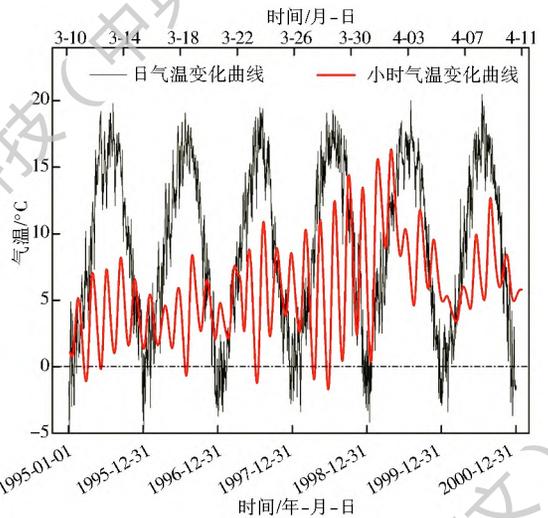


图4 1995年1月1日-2000年12月31日易贡冻融循环作用(底图来自文献[12],有改动)
Fig.4 The effect of freeze thaw cycle in Yigong from Jan. 1th, 1995 to Dec. 31th, 2000 (Document from Reference [12], with modification)

1.3 干湿循环与2000年滑坡型泥石流的耦合关系

2000年4月9日滑坡型泥石流发生前2个月内,扎木弄沟经历了一个以中旱和中小雨为背景的小量级的干湿循环过程。干旱等级由基于降水量的标准化降水指标值(简称SPI)来划分(表2)^[22-24]。图2显示了自1990年至2004年各月的扎木弄沟SPI值。从长时间尺度看,1990年至2000年4月9日干湿循环时常发生。从短时间尺度看,2000年4月9日扎木弄沟特大滑坡型泥石流发生前,3月份降水较少,SPI值为-1.41,为中旱。结果显示,2000年3月份降水

为 62.6 mm, 明显低于多年平均降水量 87.3 mm。在旱后的 4 月 1 日- 8 日共 8 天内前期降水量高达 42.9 mm, 占多年平均降水量的 49%, 而且 4 月 9 日晚上 8 点到 10 日早上 8 点波密站累计降水量为 11.3 mm, 占多年平均降水量的 13%, 这说明扎木弄沟在灾害发生前经历了较强的降水过程。

表 2 干旱等级

Tab. 2 Drought grades

等级	类型	SPI 值	出现频率(%)
1	无旱	- 0.5 < SPI	68
2	轻旱	- 1.5 < SPI ≤ - 1.0	15
3	中旱	- 1.5 < SPI ≤ - 1.0	10
4	重旱	- 2.0 < SPI ≤ - 1.5	5
5	特旱	SPI ≤ - 2.0	2

2 内外动力条件对 2000 年滑坡型泥石流形成的影响机制

长期的中小地震和冻融循环和干湿循环增加向

南倾的流域源头花岗岩岩体的脆弱性, 增加了流域源头岩体地表裂隙, 受后续降水和冰雪融水的影响, 流域源头岩体饱水强度衰竭, 在 M_s4.8 级的地震的诱发作用下, BH01 崩滑体发生崩滑, 2000 年滑坡型泥石流发生。

2.1 花岗岩岩体结构特征

BH01 崩滑区位于扎木弄沟流域源头, 基岩裸露, 其岩性主要为花岗岩(图 5)。根据地形和楔形体的位置, 确定 BH01 崩滑区的海拔高程在 4 500 m 到 5 320 m 之间, 在灾害发生前, BH01 崩滑区为扎木弄沟源头的主峰之一, 该崩滑区常年被冰雪覆盖。由现场观测和卫星图像显示, 崩滑体整体呈楔形体。BH01 崩滑体在滑动后底面形态为 V 型深谷, 并且两侧陡峭, 滑面平直光滑, 两侧谷坡坡度介于 40° 到 50° 之间, 谷底较为平缓, 平均坡度为 25°, 倾向为南西向。BH01 崩滑体后缘呈近 90° 的陡崖。BH01 崩滑体两侧发育大量的与侧壁近平行的北东向裂隙, 裂隙的贯通性良好。

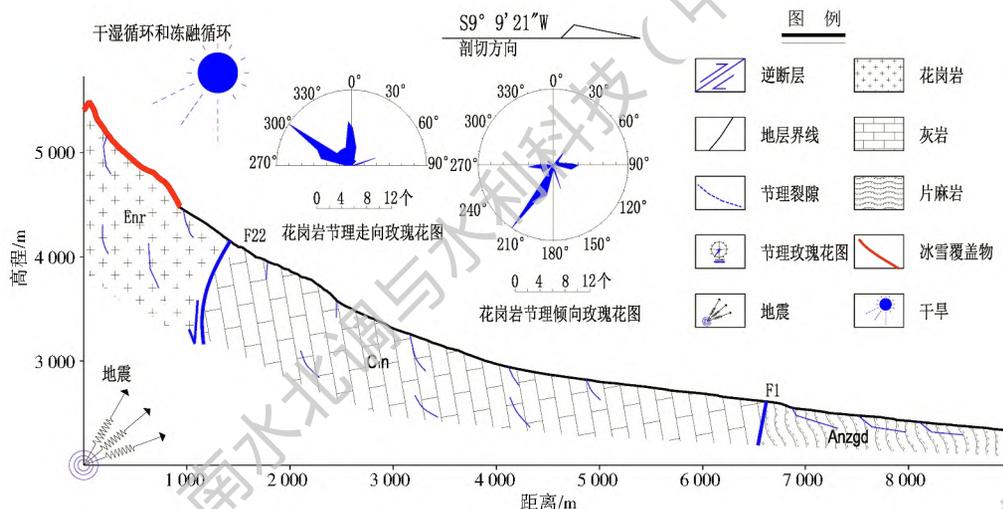


图 5 滑坡型泥石流发生前扎木弄沟地质剖面

Fig. 5 Geological section of Zhamunong gully before the 2000 LT F

由于测量扎木弄沟流域源头的花岗岩节理存在较大的危险性, 所以选取距扎木弄沟最近的贡德花岗岩开展区域节理调查, 调查位置的经纬度为 N30° 17' 48" 71", E94° 43' 18.65", 调查点距扎木弄沟沟口的距离为 25 km。据现场观测, 崩滑区基岩裸露, 岩性主要为花岗岩, 节理裂隙的发育控制着崩滑体的边界与规模, 崩滑体形成过程中, 由于受到区域性构造的影响, BH01 崩滑体花岗岩节理裂隙非常发育, 大型节理有三组(图 6(a)): 节理 1 产状为 203° ∠ 34°, 节理 2 产状为 94° ∠ 57°, 节理 3 产状为 211° ∠ 86°, 节理面倾角大。节理的分割作用使得岩体非常破碎, 特别是, 节理 3 控制着 BH01 崩滑体后缘陡

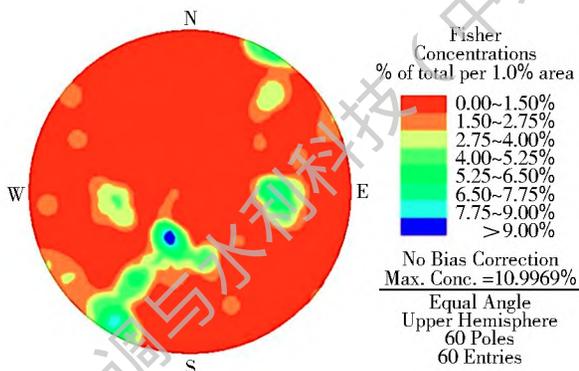
倾拉裂缝的发育, 节理 1 控制着 BH01 崩滑体滑动面的发育(图 6(b))。根据调查, 扎木弄沟在 4 月 8 日水质明显变黑, 水量明显减少。扎木弄沟水的颜色和流量变化表明 BH01 崩滑体主滑动面和后缘陡倾裂隙已经基本贯通, 雨水和冰雪融水已经完全渗透到 BH01 崩滑体主滑动面, 并且岩体已经处于饱水工况。

2.2 内外动力条件对 2000 年滑坡型泥石流形成的影响

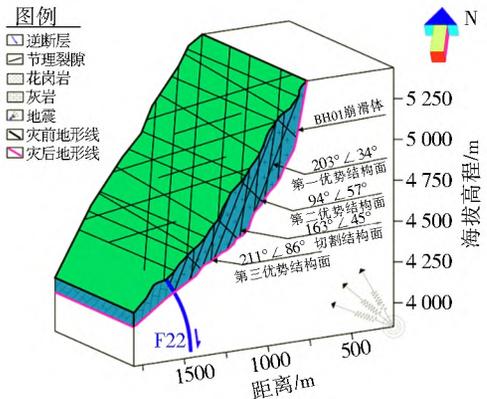
在易贡区域地震, 气温变化和持续降雨等条件的共同作用下, BH01 崩滑体的后缘陡倾裂隙快速发展, 崩滑体沿着软弱结构面或者裂隙面发生持续

的蠕滑变形,并形成中部的“锁固段”。当BH01崩滑体后缘拉裂段深度 H_{cr} 大于 363 m 或者岩体的锁

固段长度 L 小于 455 m 时,崩滑体中部锁固段发生突然性的脆性破坏,崩滑体发生崩滑。



(a) BH01崩滑区节理统计



(b) BH01崩滑区节理裂隙分布

图6 BH01崩滑区节理统计与BH01崩滑区节理裂隙分布

Fig. 6 Statistic map and distribution of joints and fissures in BH01 landslide

2.2.1 崩滑体后缘拉裂深度和锁骨段长度

易贡滑坡的形成关键是BH01崩滑体沿软弱面滑动而产生崩滑。根据规范(滑坡防治工程设计与施工技术规范DZ 0240-2004),对于后缘有陡倾裂隙的BH01崩滑体稳定性的计算公式见式(1)。式(2)至式(5)为式(1)中各种力的详细计算公式。式(6)为崩滑体后缘裂隙深度计算公式。

$$F = \frac{F_k}{F_s} = \frac{(W \cos \alpha - Q \sin \alpha - V \sin \alpha - U) \times \operatorname{tg} \varphi + cL}{W \sin \alpha + Q \cos \alpha + V \cos \alpha} \quad (1)$$

$$V = 0.5 \times \gamma_w h_w^2 \quad (2)$$

$$U = 0.5 \times \gamma_w L h_w \quad (3)$$

$$Q = \zeta W \quad (4)$$

$$W = \frac{\rho g}{L} \quad (5)$$

$$H_{cr} = 0.5763H - 27.0092 \quad (6)$$

式中: F 为崩滑体稳定系数,崩滑体已经趋于临界稳定状态,取值为1; F_k 为抗滑力(kN/m); F_s 为滑动力(kN/m); c 为崩滑体滑动面岩体黏聚力(kPa); φ 为崩塌体滑动面岩体内摩擦角(°); L 为锁固段长度(m),即崩滑体裂隙面未贯通的长度; V 为裂隙水压力(kN/m); U 为沿滑面扬压力(kN/m); Q 为地震力(kN/m); ζ 为地震水平系数; α 为滑动面的倾角。 W 为崩滑体自重(kN/m); ρ 为花岗岩密度(kg/m³); v 为崩滑体体积(m³); g 为重力加速度(m/s²), h 为后缘裂隙深度(m); h_w 为后缘裂隙充水高度(m),天然时取0.2 h ,暴雨时取(0.3~0.5) h ,据降雨资料,BH01崩滑前有大雨,所以 h_w 取0.5 h 。 H_{cr} 为崩滑体后缘裂隙深度(m)。 H 为崩滑体前缘到裂隙后缘边坡的坡体高度(m)。BH01崩滑体稳定性计算参数取值见表3。

表3 BH01崩滑体稳定性计算参数取值

Tab. 3 The parameters for stabilization calculation of the BH01 landslide mass

参数(单位)	取值
花岗岩密度 ρ / (kg · m ⁻³)	2 640
水的容重 γ_w / (kN · m ⁻³)	10
黏聚力 c / kPa	9 690
内摩擦角 φ (°)	46.616
H / m	676
地震系数 ζ	0.255
滑动面倾角 α (°)	36.5
后缘裂隙深度 H_{cr} / m	363
后缘裂隙充水高度 h_w / m	181.5

由于现场没有条件取到BH01崩滑体结构面的花岗岩样品,故花岗岩岩体力学参数的选择应考虑裂隙的贯通程度、裂隙的填充程度及裂隙的发育情况,并根据《建筑边坡工程技术规范》(DB 50/330-2002)的岩体力学参数折减要求进行折减。扎木弄沟沟源头的岩体较为破碎,故BH01崩滑体岩体的内摩擦角折减系数取0.8,折减后崩塌体滑动面的内摩擦角为46.616°。当崩滑体后缘的拉裂段岩体开裂到363 m时,并且前缘的锁固段贯通,此时崩滑体达到极限平衡状态。根据式(1),当锁固段长度 L 为455 m时,崩滑体处于临界稳定状态。当崩滑体后缘前缘进一步开裂,岩体的锁固段长度 L 小于455 m或者后缘拉裂段深度 H_{cr} 大于363 m时(表4),BH01崩滑体发生崩滑。

2.2.1 内外动力条件对2000年滑坡型泥石流的影响机制

扎木弄沟岩体结构特征是2000年滑坡型泥石流

表 4 BH01 崩滑体稳定性计算结果

Tab. 4 The stabilization calculation results of BH01 landslide

稳定状态	地震力 Q /($\text{kN} \cdot \text{m}^{-1}$)	重力 W /($\text{kN} \cdot \text{m}^{-1}$)	裂隙水压力 /($\text{kN} \cdot \text{m}^{-1}$)	滑面水压力 /($\text{kN} \cdot \text{m}^{-1}$)	抗滑力 F_K /($\text{kN} \cdot \text{m}^{-1}$)	滑动力 F_S /($\text{kN} \cdot \text{m}^{-1}$)	稳定系数 F	L/m
临界稳定状态	4 077 881	15 991 690	164 711	412 755	12 922 659	12 922 659	1.0	455

流形成的基础。扎木弄沟流域源头花岗岩普遍发育 3 组节理, 其中倾向 210 度的南倾节理, 与扎木弄沟流域源头坡向一致, 为降水和冰雪融水提供了地下渗流的通道(图 6)。在中小地震活动和冻融循环和干湿循环的作用下, 扎木弄沟流域源头的花岗岩岩体长期遭受破坏。一方面, 长期的中小地震活动使岩体更加破碎。另一方面地震与干旱产生大量的震(干)裂岩土体, 在降水和冰雪融水作用下, 岩体内部的土粒容易产生湿陷收缩的现象, 降雨过程中, 土粒不断吸水膨胀, 岩体内部孔隙不断变小, 这导致孔隙水压力急剧增大, 岩体强度急剧衰减。

2000 年 3 月, 易贡区域降水较少, SPI 值达 -1.41, 属于中旱。灾害发生前 8 天开始降雨, 累计降水量为 42.9 mm。灾害当天发生强降雨过程, 4 月 9 日晚上 8 点至 10 日早上 8 点波密站累计降水量为 11.3 mm。BH01 崩滑体失稳过程于 4 月 9 日晚上 8 时 5 分发生。所以在冻融循环、干湿循环和中小地震的联合作用下, 扎木弄沟流域源头顶部的破碎岩体饱水强度衰竭, 而在 4 月 9 日晚上 8 点 9.2 秒时, 扎木弄沟附近 13 km 处发生 4.8 级地震, 流域获得的地震加速度达 43.3 gal。由于 BH01 崩滑体位于流域山巅处, 地震对分水岭岩体具有地形放大效应, 在灾前 M_s4.8 级地震的诱发作用下, 当后缘拉裂段深度 H_{σ} 大于 363 m 或者岩体的锁固段长度 L 小于 455 m 时, BH01 崩滑体中部锁固段发生突然性的脆性破坏, 崩滑体发生崩滑(图 6)。

3 结论

(1) 2000 年滑坡型泥石流的主控因素是极端的冻融循环、干湿循环和地震活动, 其中 2000 年滑坡型泥石流形成的直接诱发因素有可能是灾前的 M_s4.8 地震。地震活动、冻融循环和干湿循环与 2000 年滑坡型泥石流的整个过程具有时空上的耦合关系。扎木弄沟长期强烈的冻融循环使得流域源头的花岗岩岩体强度降低, 裂隙增多, 孔隙增大。2000 年 3 月至 4 月 9 日扎木弄沟经历一个以中旱和中小雨为背景的小量级的干湿循环过程, 此时受冻融循环和干湿循环作用破裂的 BH01 崩滑体处于饱水工况。BH01 崩滑体失稳过程于 4 月 9 日晚上 8 时零分 11.95 秒发生, 而在 4 月 9 日晚上 8 点整 9.2 秒, 距扎木弄沟约 13 km, 发生 4.8 级地震, 流域顶部岩土体获得的地震加速度达 43.3 gal。由于 BH01 崩滑体位于流域山巅处, 地震对分水岭岩体具有地形放大效应, 在灾前 M_s4.8 级的地震作用下, BH01 崩滑体发生崩滑现象。

(2) 长期的地震活动、冻融循环和干湿循环增加向南倾的流域源头花岗岩岩体的脆弱性, 也增加流域源头岩体地表裂隙, 受后续降水和冰雪融水渗流的影响, 流域源头岩体饱水强度衰竭, 在 4.8 级地震诱发作用下, BH01 崩滑体发生崩滑, 2000 年滑坡型泥石流发生。

参考文献(References):

- [1] 李俊, 陈宁生, 欧阳朝军, 等. 扎木弄沟滑坡型泥石流物源及堵河溃坝可能性分析[J]. 灾害学, 2017, 32(1): 80-84. (LI J, CHEN N S, OU YANG C J, et al. Volume of loose materials and the analysis of possibility of blocking and dam break triggered by debris flows in Zhamunonggou [J]. Journal of Catastrophology, 2017, 32(1): 80-84. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.1000-811X.2017.01.014.
- [2] XU Q, SHANG Y J, ASCHTHEO V, et al. Observations from the large, rapid Yigong rock slide debris avalanche[J]. Canadian Geotechnical Journal, 2012, 49(5): 589-606. DOI: 10.1139/T2012-021.
- [3] KANG C, CHAN D, SU F, et al. Runout and entrainment analysis of an extremely large rock avalanche—a case study of Yigong, Tibet, China[J]. Landslides, 2016, 14(1): 1-17. DOI: 10.1007/s10346-016-0677-7.
- [4] HU M J, PAN H L, ZHU C Q, et al. High speed ring shear

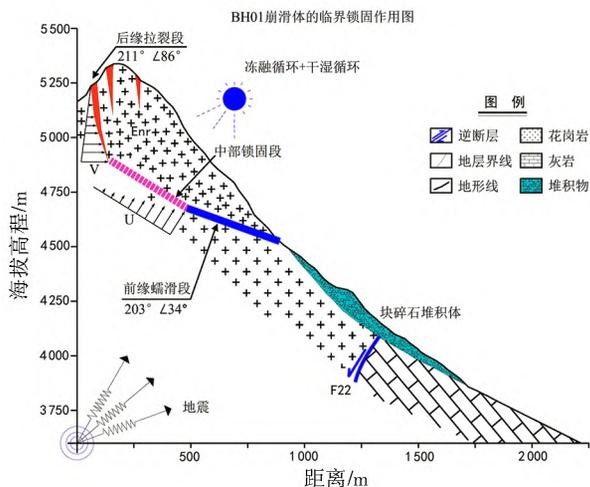


图 6 BH01 崩滑体的失稳破坏模式

Fig. 6 Failure pattern of BH01 landslide

- tests to study the motion and acceleration processes of the Yirgong landslide[J]. *Journal of Mountain Science*, 2015, 12(6): 1534-1541. DOI: 10.1007/S11629-014-3059-4.
- [5] 杨情情, 苏志满, 陈锺增. 冰屑对冰岩碎屑流运动特性影响作用的初步分析[J]. *工程地质学报*, 2015, 23(6): 1117-1126. (YANG Q Q, SUN Z M, CHEN L Z. Flume tests on influence of ice to mobility of rock-ice avalanches[J]. *Journal of Engineering Geology*, 2015, 23(6): 1117-1126. (in Chinese)) DOI: 10.13544/j.cnki.jeg.2015.06.012.
- [6] 刘宁, 蒋乃明, 杨启贵, 等. 易贡巨型滑坡堵江灾害抢险处理方案研究[J]. *人民长江*, 2000, 31(9): 10-12. (LIU N, JIANG N M, YANG Q G, et al. On emergency treatment scheme for Yigong massive landslide and river blockage disaster in Tibet[J]. *Yangtze River*, 2000, 31(9): 10-12. (in Chinese)) DOI: 10.16232/j.cnki.1001-4179.2000.09.004.
- [7] 殷跃平. 西藏波密易贡高速巨型滑坡概况[J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2000, 11(2): 100-103. (YIN Y P. The background of high speed and huge landslide in Yigong, Bemo county, Tibet[J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2000, 11(2): 100-103. (in Chinese)) DOI: 10.16031/j.cnki.issn.1003-8035.2000.02.024.
- [8] DELANEY K B, EVANS S G. The 2000 Yigong landslide (Tibetan Plateau), rockslide-dammed lake and outburst flood: Review, remote sensing analysis, and process modelling[J]. *Geomorphology*, 2015, 246: 377-393. DOI: 10.1016/j.geomorph.2015.06.020.
- [9] 邢爱国, 殷跃平, 齐超, 等. 高速远程滑坡气垫效应的风洞模拟试验研究[J]. *上海交通大学学报*, 2012, 46(10): 1642-1646. (XING A G, YIN Y P, QI C, et al. Study on the wind tunnel testing of air cushion effect of high speed and long runout landslide[J]. *Journal of Shanghai Jiaotong University*, 2012, 46(10): 1642-1646. (in Chinese))
- [10] 曹建磊. 易贡高速远程滑坡超前冲击气浪三维数值模拟分析[D]. 成都: 西南交通大学, 2016. (CAO J L. 3D numerical simulation of the airblast generated by Yigong rock avalanche[D]. Chengdu Southwest Jiaotong University, 2016. (in Chinese))
- [11] SHANG Y J, YANG Z, LI L, et al. A super large landslide in Tibet in 2000: background, occurrence, disaster, and origin[J]. *Geomorphology*, 2003, 54(3-4): 225-243. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00358-6.
- [12] ZHOU J W, CUI P, HAO M H. Comprehensive analyses of the initiation and entrainment processes of the 2000 Yigong catastrophic landslide in Tibet, China[J]. *Landslides*, 2015, 13(1): 1-16. DOI: 10.1007/s10346-014-0553-2.
- [13] 刘国权, 鲁修元. 西藏易贡藏布扎木弄沟特大型山体崩塌滑坡、泥石流成因分析[J]. *西藏科技*, 2000(4): 15-17. (LIU G Q, LU X Y. The reason analysis of Yigong landslide, Tibet[J]. *Tibet Science and Technology*, 2000(4): 15-17. (in Chinese))
- [14] 刘国权, 鲁修元, 李扬. 西藏扎木弄沟山体滑坡和泥石流成因分析[J]. *东北水利水电*, 2001, 19(6): 49-50. (LIU G Q, LU X Y, LI Y. The reason analysis of landslide in Zhamunong gully, Tibet[J]. *Water Resources & Hydropower of Northeast China*, 2001, 19(6): 49-50. (in Chinese)) DOI: 10.14124/j.cnki.dbsl22-1097.2001.06.024.
- [15] 刘伟. 西藏易贡巨型超高速远程滑坡地质灾害链特征研析[J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2002, 13(3): 9-18. (LIU W. Study on the characteristics of huge scale super high speed long distance landslide chain in Yigong, Tibet[J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2002, 13(3): 9-18. (in Chinese)) DOI: 10.16031/j.cnki.issn.1003-8035.2002.03.002.
- [16] 吕杰堂, 王治华, 周成虎. 西藏易贡大滑坡成因探讨[J]. *地球科学—中国地质大学学报*, 2003, 28(1): 107-110. (LV J T, WANG Z H, ZHOU C H. Discussion on the occurrence of Yigong landslide in Tibet[J]. *Earth Science Journal of China University of Geosciences*, 2003, 28(1): 107-110. (in Chinese)) DOI: 10.3321/j.issn:1000-2383.2003.01.018.
- [17] 温燕林, 宋治平, 于海英, 等. 1950年墨脱8.6级巨震前地震活动特征与当前喜马拉雅构造带东段大震危险性对比分析[J]. *地球物理学进展*, 2016, 31(1): 103-109. (WEN Y L, SONG Z P, YU H Y, et al. Current large earthquake risk on the eastern Himalayan belt and compared to the seismicities before 1950 M₀ 8.6 earthquake[J]. *Progress in Geophysics*, 2016, 31(1): 103-109. (in Chinese)) DOI: 10.6038/PG20160112.
- [18] 杨珍, 张永志, 焦佳爽, 等. 基于GIS的当雄同震InSAR形变场分析[J]. *地震工程学报*, 2017, 39(1): 119-125. (YANG Z, ZHANG Y Z, JIAO J S, et al. Analysis of the InSAR earthquake deformation field in Damxung based on GIS[J]. *China Earthquake Engineering Journal*, 2017, 39(1): 119-125. (in Chinese)) DOI: 10.3969/j.issn.1000-0844.2017.01.0119.
- [19] 任金卫, 单新建, 沈军, 等. 西藏易贡崩塌——滑坡—泥石流的地质地貌与运动学特征[J]. *地质论评*, 2001, 47(6): 642-647. (REN J W, SHAN X J, SEHN J, et al. Geological characteristics and kinematics of the rock fall landslide in Yigong, Southeastern Tibet[J]. *Geological Review*, 2001, 47(6): 642-647. (in Chinese)) DOI: 10.16509/j.georeview.2001.06.019.
- [20] CHEN N S, LU Y, ZHOU H B, et al. Combined Impacts of Antecedent Earthquakes and Droughts on Disastrous Debris Flows[J]. *Journal of Mountain Science*, 2014, 11(6): 1507-1520.
- [21] 卢阳. 地震和干旱对泥石流发育的影响模式及机理研究[D]. 北京: 中国科学院大学, 2013. (LU Y. Study for the effect mode and mechanism of Earthquakes & droughts on debris flows[D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2013 (in Chinese))
- [22] 潘妮, 卫仁娟, 詹存, 等. 干旱指数在四川省的适用性分析[J]. *南水北调与水利科技*, 2017, 15(4): 71-78. (PAN N, WEI R J, ZHAN C, et al. Applicability analysis of drought indexes in Sichuan Province[J]. *South to North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2017, 15(4): 71-78 (in Chinese)) DOI: 10.13476/j.cnki.nsbddqk.2017.04.013.
- [23] 王栋, 梁忠民, 王军, 等. 基于主成分聚类分析的云南省干旱自然分区[J]. *南水北调与水利科技*, 2017, 15(2): 15-21. (WANG D, LIANG Z M, WANG J, et al. Natural zoning of drought in Yunnan Province based on principal component cluster analysis[J]. *South to North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2017, 15(2): 15-21. (in Chinese)) DOI: 10.13476/j.cnki.nsbddqk.2017.02.003.
- [24] 郭群善. 近50年长江中下游地区旱涝时空分布[J]. *南水北调与水利科技*, 2016, 14(4): 72-76. (GUO Q S. Drought-flood temporal and spatial distribution in middle and downstream area of the Yangtze River over past 50 years[J]. *South to North Water Transfers and Water Science & Technology*, 2016, 14(4): 72-76. (in Chinese)) DOI: 10.13476/j.cnki.nsbddqk.2016.04.012.