

DOI:10.13409/j.cnki.jdpme.20210114002

古滑坡堰塞坝链生灾害演化过程分析 ——以巴塘措纳学错堰塞坝为例*

杨宗佶¹, 刘世皓^{1,2}, 付校龙^{1,2}, 刘刚^{1,2}, 董悟凡^{1,2}

(1. 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: 沟谷型滑坡-堰塞湖-溃决洪水灾害链的影响是工程地质领域一直关注的热点, 而其运动过程则主要体现在滑坡堵江形成的堰塞坝地貌形态上。通过野外调查、无人机航拍和模型分析深入探讨了四川省巴塘县措纳学错堰塞坝的形成过程和灾害链运动特征。研究表明, 研究区空间分布的复杂微地貌反映了滑坡体不同的运动特征, 2#滑坡运动区与堆积区交界处滑坡物质由于左旋或右旋剪切运动形成滑坡垄; 在堆积区2#III-1由于拉伸运动形成了滑坡台地; 同时, 在2#III-1边缘由于压缩运动形成了滑坡脊; 在与1#滑坡接触碰撞下, 滑坡物质发生翻转并倾覆至坝体中央, 形成巨型块石组成的甲壳相; 在堆积区末端2#III-3子区, 滑坡体的径向扩展运动形成滑坡丘。同时通过现场调查分析了堰塞湖回水淹没过程, 结果表明, 回水淹没77.2 d后堰塞湖面由海拔3 298 m上涨到4 410 m, 此时堰塞坝发生溃决。最后, 计算了堰塞湖溃决洪水运动参数并对下游演进过程进行了分析, 计算得到峰值流量约为27 392 m³/s。

关键词: 灾害链; 运动特征; 微地貌; 回水淹没; 溃决洪水

中图分类号: P642 **文献标识码:** A **文章编号:** 1672-2132(2021)03-0403-09

Analysis of the Evolution Process of Chain-induced Hazards in Ancient Landslide Dams: A Case Study of the Batang Cuonaxuecuo

YANG Zongji¹, LIU Shihao^{1,2}, FU Xiaolong^{1,2}, LIU Gang^{1,2}, DONG Wufan^{1,2}

(1. Institute of Mountain Hazards and Environment, Chinese Academy of Science, Chengdu 610041, China;

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

Abstract: The impact of the disaster chain of valley-type landslides, dammed lakes, and outburst floods has been a hot spot in the field of engineering geology, and its dynamic process is mainly reflected in the topography of the landslide dams formed by the landslides blocking the rivers. Through field surveys, unmanned aerial vehicles, and model analyses, the formation process and dynamic characteristics of the disaster chain of Cuonaxuecuo dam in Batang County, Sichuan Province, are discussed in detail. The research results show that the spatially distributed complex micro-topography of the study area reflects the different dynamic characteristics of the landslide body. The 2# landslide material at the junction of the landslide translation area and the accumulation area forms landslide ridges due to

* 收稿日期: 2021-01-14; 修回日期: 2021-03-21

基金项目: 国家自然科学基金项目(41771021)、中国科学院重点部署项目(KFZD-SW-425)、中国科学院 STS 区域重点项目(KFJ-STQ-QYZD-172)、第二次青藏高原综合科学考察研究项目(2019QZKK0904)资助

作者简介: 杨宗佶(1981—), 男, 研究员, 博导, 博士。主要从事山地灾害形成机制与时空规律方面的研究。

E-mail: yzj@imde.ac.cn

continuous sinistral or dextral shearing motions. Landslide platforms were formed in the accumulation area 2#III-1 due to a rapid extensional sliding process. Meanwhile, landslide ridges were formed on the edge of 2#III-1 due to compression-dominated processes. Under the contact and collision with 1# landslide, the landslide material overturned to the center of the dam, forming carapace facies composed of giant rocks. In sub-zone 2#III-3 at the end of the accumulation zone, the rapid radial spreading motion of the landslide body formed hummocks. At the same time, the backwater inundation process of the dammed lake was analyzed through on-site investigation. The results show that the surface of the dammed lake rose from 3 298 m to 4 410 m after 77.2 days of backwater inundation, and the dammed lake outburst. Finally, the outburst flood movement parameters are calculated and the downstream evolution process is analyzed. The calculated peak flow is about 27 392 m³/s.

Keywords: disaster chain; dynamic process; micro-topography; backwater inundation; outburst flood

引 言

我国西南地区属于高山峡谷地区,由于强震断裂带的存在,地震频发,河谷边坡经历变形破坏的活跃期,产生强烈的表面改造^[1],在强震中不仅引发了许多滑坡,还导致土壤的松弛和岩石裂缝的产生,特别是在大型沟谷地区,边坡失稳形成的滑坡具有极快的运动速度和强大的破坏性,在滑坡体运动过程中由于临空方向受阻,滑体将坠入江中堆积形成堰塞坝^[2-4]。堰塞坝一般持续时间都不长,据 COSTA 统计的 73 座堰塞坝中约 27% 一天内溃决,41% 一周内溃决,50% 十天内溃决,56% 一个月内溃决,约 80% 半年内溃决,85% 一年内溃决^[5]。历史上发生过大量滑坡-堰塞湖-溃决洪水灾害事件^[6-9]。因此,灾害链一旦形成将会严重威胁下游人民的生命财产安全^[10]。

近年来,国内外学者纷纷对高速远程滑坡的沉积机制和运动机制进行了研究,发现火山碎屑流、滑坡、雪崩等运动形成的沉积物都具有显著的相似性^[11-12],滑坡在滑动时随着滑动距离的增加会产生正断层,滑坡体的差速运动会使沉积物表面形成丘和脊两种地形特征^[13]。所有堆积区域中都存在径向排列和纵向脊状堆积情况,但是,它们的分布受到地区岩性的控制,每种岩性都有其独特的沉积形态^[14],同时还取决于滑坡运动时物质间的摩擦、运动速度、几何形状等特征。滑坡从运动学方面可将其分为源区、平移区和堆积区三个区域^[15],从这三个运动区可以详细展开对于滑坡运动学的研究。当堰塞坝堵塞河流发生漫顶溃决时^[16],会造成一系

列灾害。利用实时降雨等数据和库区回水计算模型,可以计算堰塞湖库区的库容、回水范围、库区的淹没状况^[17]。B.Wang 等^[18]将溃决洪水经验模型与实际观测结果进行比较,分析了经验模型在堰塞坝实例中的有效性。

现场调查和数值分析已成功应用于滑坡运动学和动力学。然而,由于缺乏实例分析及现场地质证据,人们对滑坡动力学过程和输运机制的研究还存在不足。对于青藏高原的滑坡更是如此。因此,保存完好的堰塞坝微地形地貌等地质证据还有待完善和补充。研究考察了位于四川巴塘县东北方向的措纳学错堰塞坝。措纳学错堰塞坝是由两处滑坡与泥石流堆积体相互堆积而成,其中 2# 滑坡良好的呈现了滑坡垄、滑坡台地、滑坡脊、滑坡丘等高速滑坡微地貌特征。本文通过现场踏勘,调查了措纳学错堰塞坝微地貌特征,且在考虑上游来水量的情况下分析了措纳学错堰塞湖回水淹没过程,并对堰塞湖洪水演进过程进行了分析,本研究重现了川藏铁路沿线曾发生的巨型灾害链风险,为古灾害链生演化过程的重建提供了参考。

1 方 法

措纳学错古滑坡堰塞坝研究方法如图 1 所示。研究中针对措纳学错古滑坡堰塞坝地形地貌特征等方面进行了全面的野外调查。首先通过无人机航拍对古滑坡堰塞坝进行全方位调查,查明了古滑坡堰塞坝宏观地表空间分布形态和微地。同时通过野外现场踏勘详细调查了堆积体微地貌特征、巨型块石空间分布模式和规模大小变化规律。为了

进一步说明堰塞坝链生灾害运动变化过程,在对古滑坡堰塞坝运动过程进行分析的情况下,分别对堵江形成的堰塞湖演化规律及溃坝洪水变化过程进行了分析。在溃坝洪水计算过程中应用了中国水利水电研究院陈祖煜院士在2014年提出的DB-IWHR溃坝洪水分析模型^[19-20],其模型主要包括溃口水力学条件、冲刷模型和溃口侧向扩展模型3部分,为了更好地说明洪水在演进过程中的流量变化,除溢流口外,分别在扛日隆巴流域设置了五处断面,每处断面的流量用Lister-Wan方程进行了计算^[21]。

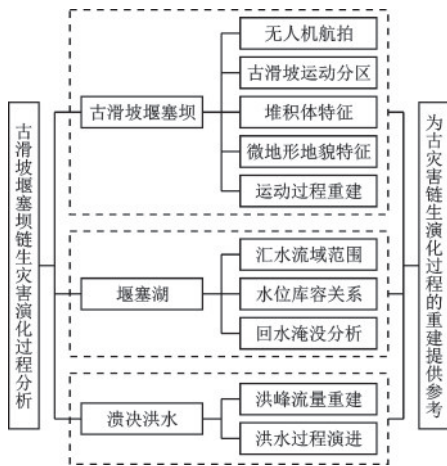


图1 技术路线

Fig.1 Technical roadmap

2 研究结果

2.1 研究区概况

措纳学错堰塞湖位于四川省甘孜藏族自治州巴塘县列衣乡境内,堰塞湖溢流口位置坐标: E99°32'40", N30°11'38"。措纳学错所在的扛日隆巴流域距巴塘县城约70 km,所在的区域位于三江造山带与松潘-甘孜造山带结合部位,主要出露地层为二叠系与三叠系,岩性主要为变质砂岩,板岩等,及大量燕山期侵入岩浆岩^[22]。研究区流域地形随沟谷走向由东南向北西倾斜,并呈东南高西北低的走势,流域海拔最低点为扛日隆巴与巴曲的汇口,海拔高度3 159 m,最高峰海拔高度5 814 m,相对高差超过2 700 m。流域内平均地形坡度约25°,超过30°的陡坡占全流域的30%以上,最大坡度达72°。

2.2 滑坡堰塞坝堆积特征

措纳学错滑坡堰塞坝位于措纳学错冰湖西北侧溢流口位置,属于以滑坡及泥石流堆积物为主的混杂堆积体。由于水流改造,目前组成堰塞坝的滑坡堆积体中部已被侵蚀,溢流口位置高程4 350 m,溢流河道底部物质粗化。堰塞坝总长1 415 m,冰湖水面宽845 m,高差100 m,总面积约1.97 km²,推测平均厚度40 m,体积规模约8.4×10⁷ m³(图2)。

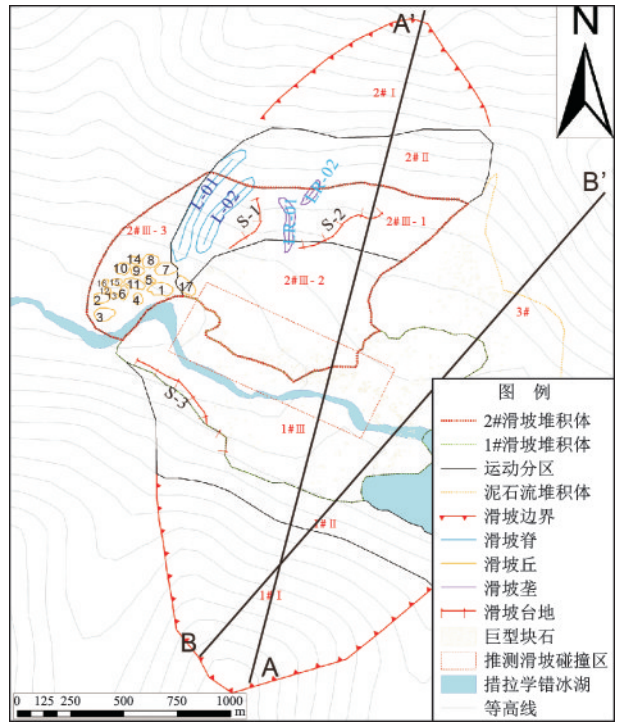


图2 措纳学错古滑坡堰塞坝微地貌结构

Fig.2 Illustration of the micro-topography of the ancient landslide dam in Cuonaxuecuo

由于后期改造强烈,1#滑坡堆积体中部大部分物质已经被侵蚀带走,平面形态呈不规则舌形,堆积体后壁边界清晰,呈圈椅状地貌,基岩岩性为斑状黑云母花岗岩($\gamma\beta_5^3$)。边界总长度约1.3 km,滑坡后壁顶点海拔高度为4 980 m,滑坡主滑方向约15°。湖面水面高程约4 350 m,溢流口将1#滑坡堆积体分为南北两个部分,北侧堆积体顶部高程约4 404.9 m,南侧堆积体顶部高程约4 420 m,顶部据溢流口高差约60 m。滑坡堆积体长1 010 m,最宽625 m,总面积约0.72 km²,推测平均厚度40 m,体积规模约2.9×10⁷ m³(图2)。

2#滑坡堆积体位于堰塞坝的西北侧,堆积体平面上呈现不规则舌形,滑坡后壁顶点海拔高度为

5 100 m, 滑坡主滑方向约 210°。总面积约 0.87 km², 推测平均厚度 40 m, 体积规模约 40×10⁶ m³。措纳学错 2# 滑坡堆积体地貌形态保存较好, 包括滑坡台地、滑坡垄、滑坡脊、滑坡丘以及巨砾表层等微地貌结构, 具有高速滑坡的绝大部分地貌特征。为了更好地分析措纳学错滑坡运动过程, 研究中基于无人机航拍建立了古滑坡的正射影像模型(DOM)和数字高程模型(DEM), 并根据堆积体地貌结构特征沿滑坡运动方向将 2# 滑坡研究区划分为滑源区(I)、运动区(II)和堆积区(III)三大区, 并将堆积区又分为 3 个子区, 2# III-1 和 2# III-2 为整体堆积区, 2# III-3 为放射碎裂堆积区(图 2)。

(1) 滑源区(2# I)

如图 2 所示, 滑源区整体形态呈 V 型结构, 纵向长约 758 m, 横向宽约 1 145 m。滑坡后壁为山脊, 坡顶海拔 3 787 m, 2# I 区垂直高差约 446 m, 坡度较陡, 平均坡度为 36°。滑源区可见黑云母花岗岩出露, 岩体裂隙发育, 风化严重, 整体破碎, 表面因风化呈灰白色。

(2) 运动区(2# II)

运动区 2# II 纵向长约 770 m, 垂直高差约 385 m, 该区坡度较滑源区平缓, 平均坡度约 30°(图 2)。该区为滑坡的高速运动区, 运动区与堆积区交界处可见滑坡垄发育。滑坡垄走向大致与运动方向一致, 其中 LR-01 纵向长 277 m, 最大宽度 40 m, 高差约 120 m; LR-02 纵向长 154 m, 最大宽度 35 m, 高差约 65 m, 其规模相对较小, 但走向均与滑坡运动方向保持一致, 体现了滑坡运动动力特征。具体尺寸及走向见表 1。

(3) 堆积区(2# III)

措纳学错 2# 滑坡堆积区总面积为 0.872 km², 占堆积总面积的 44.3%, 按 2# 滑坡运动过程将堆积区分为三个子区, 其中 2# III-1 区为 0.325 km², 2# III-2 区为 0.378 km², 2# III-3 区为 0.169 km²。如图 2 所示, 2# 滑坡整体堆积区纵向长约 973 m, 横向宽约 1 509 m。坡度约 18°, 相对滑源区和运动区较小, 其整体较平缓。滑坡台地 S-1 走向从 S24°E 转变为 S60°W, 即从平行主滑方向逐渐转变为大致垂直主滑方面, 形态呈圆弧形, 最大长度约 295 m, 最大高差约 18 m; 滑坡台地 S-2 呈镰刀形, 其走向为 S66°W, 基本与滑坡的运动方向相同, 总长约 410 m, 滑坡台地顶点高程为 4 460 m, S-2 台坎最大垂直高差

表 1 措纳学错堰塞坝地表微地貌结构尺寸

Table 1 Size statistics of surface geomorphology on the ancient landslide dam in Cuonaxuecuo

序号	微地貌	长/m	宽/m	高/m	朝向
S-1	滑坡台地	295	70	18	S24°E S60°W
S-2	滑坡台地	410	105	70	S66°W
S-3	滑坡台地	440	150	70	N57°W
LR-01	滑坡垄	250	50	16	S12°E
LR-02	滑坡垄	130	38	11	S39°W
L-01	滑坡脊	602	80	8	S36°W
L-02	滑坡脊	417	66	7	S47°W
H-01	滑坡丘	104	57	8	S83°W
H-02	滑坡丘	64	47	5	S77°W
H-03	滑坡丘	86	61	3	S82°W
H-04	滑坡丘	54	35	3.5	S31°E
H-05	滑坡丘	48	32	4.5	S85°W
H-06	滑坡丘	66	34	2	S17°W
H-07	滑坡丘	92	53	12	S82°W
H-08	滑坡丘	71.5	65	17	S75°W
H-09	滑坡丘	55	44	6.5	S76°W
H-10	滑坡丘	65	58	9	S74°W
H-11	滑坡丘	85	44	5.2	S73°E
H-12	滑坡丘	27	24	2.7	S59°W
H-13	滑坡丘	36	30	4.2	S70°W
H-14	滑坡丘	45	33	8	S87°W
H-15	滑坡丘	40	31	3.8	S80°W
H-16	滑坡丘	37	24	4	S37°W
H-17	滑坡丘	72.6	9.6	8.8	S60°E

约 32 m(表 1)。大量研究表明滑坡在运动过程中是以剪应力为主, 在地形坡度变缓的条件下高速运动的滑坡体摩擦阻力增加, 将会产生以压缩为主的微地貌特征。如图 2 所示, 该区发育由剪应力作用形成的滑坡脊, 脊与主滑方向几乎平行。在 2# 滑坡末端 2# III-3 区分布有滑坡丘。研究中将滑坡脊线性结构及滑坡丘进行了编号和统计。如表 1 所示, 滑坡脊编号为 L-01、L-02, 长 417~602 m, 宽 66~80 m。滑坡丘编号为 H-01 至 H-17, 长 27~104 m, 宽 20~60 m。

2.3 滑坡堰塞坝形成条件

根据现场调查措纳学错冰湖流域及堰塞坝的地貌条件与环境特点, 推测措纳学错冰湖的堰塞坝为滑坡和泥石流为主的混杂堆积体, 其中在目前的

紧邻溢流口位置,即东南侧堰塞坝为1#滑坡堆积体;而在1#滑坡堆积体的对面,为泥石流堆积扇,在滑坡堆积体和泥石流堆积扇的西侧,为2#滑坡堆积体。因此,滑坡和泥石流的混杂堆积共同组成了措纳学错冰湖堰塞坝(图3)。

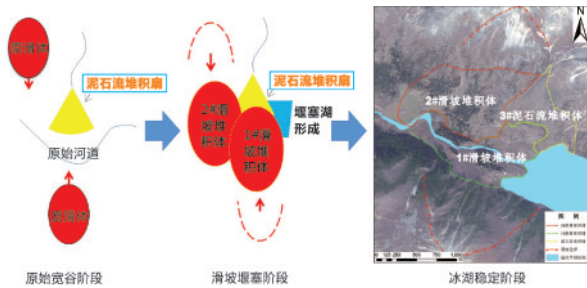


图3 措纳学错堰塞坝形成示意

Fig.3 Schematic diagram of the formation of the ancient landslide dam in Cuonaxuecuo

根据野外调查和地貌分析认为,措纳学错冰湖堰塞坝及流域地形地貌的形成条件为:在地质历史时期,推测由于超强地震,诱发左岸发生巨型滑坡,滑坡高速运动,在右岸泥石流堆积扇产生冲高堆积,形成1#滑坡堆积体并堵断沟道;与此同时,右岸也产生巨型滑坡,并堆积到1#滑坡堆积体和泥石流堆积扇的西北侧,形成2#滑坡堆积体,三个堆积体共同形成纳学错冰湖堰塞坝(图3)。

2.4 滑坡运动堆积过程重建

措纳学错堰塞坝西部边缘及堆积区西北部保留了包括滑坡台地、滑坡垄、滑坡脊、滑坡丘等高速滑坡地貌结构特征。研究区的地表地貌结构特征,从滑源区至堆积区由近到远的空间分布反映了该滑坡体从开始运动到最终堆积的高速运动过程。根据1#滑坡堆积体、2#滑坡堆积体及泥石流堆积体的地貌分布特征可以推测出,措纳学错堰塞坝的形成共经历了三种不同的运动过程:首先是运动区2#II和整体堆积区2#III-1的以延伸为主导的滑动过程;整体堆积区以压缩为主导的滑坡体碰撞过程;以及滑坡体末端未与2#滑坡接触部分发生的快速径向扩散过程。

2.4.1 拉伸运动

如图2所示,在运动区2#II与堆积区2#III-1一侧分布与滑坡运动方向基本一致的滑坡垄微地貌。滑坡体在地震作用下脱离源区后迅速向下运动,随着距源区的距离增加,开始出现轻微的横向扩展,

并产生横向阻力。在横向阻力作用下,滑坡体中心的速度高于两侧的速度。这种差异导致滑坡体沿两侧边缘产生左旋或右旋剪切运动,从而形成滑坡垄。

在堆积区2#III-1中,地表特征呈现出不同规模的滑坡台地。其陡峭的边坡与强烈的伸展运动密切相关^[13],大量研究表明滑坡台地是在源区附近由主滑方向上加速运动产生的类似拉伸正断层演变而来的。在地震作用下滑坡体从源区分离后以快速拉伸运动为主迅速脱离源区向下运动;随后,在滑动面附近发生滑动和旋转运动;在运动过程中,由于沿陡峭边坡的能量损失更大,滑坡体后部的初始加速度高于滑坡体前部的加速度。因此,滑坡体后部对前部物质产生巨大的推力,在动量传递过程中,前部滑坡体加速并比相对于后部滑坡体更快地运动,进而形成沿主滑方向上的拉伸运动过程。随着进一步向下拉伸运动,在滑坡体内部形成正断层的运动机制以适应运动过程,滑坡前部类似正断层的上盘,滑坡后部类似正断层的下盘,最终在两者的速度差异下形成相互下挫的滑坡台地。因此,具有陡峭台坎的滑坡台地均分布在整体堆积区(图2)。

2.4.2 压缩运动

通过实地考察分析,可初步判定压缩运动在整个运动堆积过程中可分为两部分,第一部分是滑坡在2#III-2区和1#III区中1#滑坡与2#滑坡以碰撞为主导的压缩运动,第二部分是在滑坡2#II和2#III-1区与2#III-3区交汇处由地形阻力引起的压缩运动。

(1)通过地形分析可以判断出堰塞坝由1#滑坡与2#滑坡共同堆积形成,根据滑坡堆积体走向的变化趋势(图2),推理了一个走向约S68°E的堆积碰撞区。首先,运动的1#滑坡体在重力作用下从滑源区迅速下滑,当滑坡运动速度不断增加时,在碰撞区与2#滑坡体发生剧烈碰撞,在碰撞过程中滑坡体前部物质由于受到阻碍运动迅速停止,此时,滑坡体后部物质由于巨大的动能冲过滑坡体前部并减速进入以压缩为主导的堆积过程,在此过程中巨型块石因动能较大,因此散乱的分布在堰塞坝表面。

(2)整体堆积区侧面2#III-1地表分布有滑坡脊,如图2所示。根据滑坡脊走向的变化趋势,首先,运动的滑坡体在地形阻力作用下,正面滑坡体移动性迅速下降;随着前部物质的减速,接近的后

部物质开始通过动量传递推动前部;前部物质加速运动并翻越阻挡地形进入2#III-1子区;同时,后部物质减速并陷入压缩主导的运动过程。在压缩过程中产生推力并形成褶皱,在阻挡地形附近进一步演化形成表面具有横向特征的滑坡脊。

2.4.3 径向扩散运动

高速远程滑坡运动过程中在滑坡发生拉伸运动和压缩运动之后,滑坡体前部及后部之间运动速度的差异会消失进而会进入一种相对匀速运动状态,此时滑体纵向运动速度与横向运动速度相当。在2# III-3区由于地形的不断开阔,滑体会进入一种低摩擦的侧向扩散运动过程,在此运动过程中,滑体分散于地形间,形成了最初的滑坡丘,随着滑体的扩散,堆积丘逐渐变宽,丘体的高度逐渐降低。滑坡丘的大小取决于滑体在运动过程中的位置,并随着滑体之后部分的伸展及压缩运动出现丘体分解或合并的现象。滑坡丘常常出现于下伏层含水量丰富的情况下。

2.4.4 表层巨型块石

现场调查发现堰塞坝表层广泛分布了巨型块石,巨型块石裂隙发育,块石尺寸大小不一(粒径为1.0~10 m)。巨型块石具有较锋利的边角导致块石之间具有较大孔隙。图4为表层巨型块石及面积分布统计,块石面积范围1~1 004 m²,总数量为1 043块,块石分布总面积约28 697 m²,块石面积集中分布在0~50 m²,占总数量的86.1%。堆积区2#III-2区和1#III区块石数量为926,占滑坡堆积区表层巨型块石总量的88.8%,其中面积大于100 m²的巨型块石大多分布溢流口附近,该区表现出巨型块石成不规则棱角状并裂隙发育良好,孔隙度更高的特征。

大量研究表明,在岩质滑坡运动过程中,堆积体表面的巨型块石会相互咬合形成镶嵌组合的甲壳相^[23-25]。然而,以层流形式运动的滑坡体,沿运动方向粒径变化和相的演变极大地依赖物源地层岩性的空间分布,故而并不是所有的岩质滑坡都会发育甲壳相。在措纳学错堰塞坝的2#III-2和2#III区中,分布了由黑云母花岗岩块组成的甲壳相,并表现出堰塞坝中间多两边少的巨型块石特征。基于地形地貌变化特征以及压缩运动过程的分析,研究认为这是由于滑坡体在运动过程中发生剧烈碰撞,高速运动的滑坡物质发生翻转并倾覆至坝体中央,形成巨型块石杂乱分布形态。因此,在2#III-2和

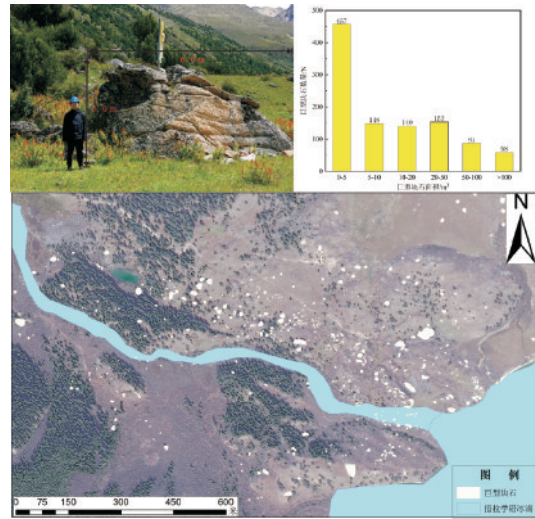


图4 措纳学错堰塞坝巨型块石及粒径分布

Fig.4 Size distribution and quantity statistics of megablocks in the accumulation zone in Cuonaxuecuo



图5 措纳学错古滑坡堰塞坝表层形成的甲壳相

Fig.5 Carapace facies formed on the surface of the ancient landslide dam in Cuonaxuecuo

2#III区地貌特征主要表现为巨型块石组成的甲壳相(图5)。

2.5 堰塞湖回水淹没分析

根据现场调查,滑坡堵塞形成的措纳学错冰湖所在的扛日隆巴流域属于金沙江一级支流。河长40 km,流域面积367 km²,年均流量53.7 m³/s。如图6和7所示,坝体大部分被侵蚀,根据现场调查坝体坝顶处未被侵蚀部分距堰塞湖垂直高度约为60 m,现存堰塞湖湖面海拔高度为3 350 m,因此推测堰塞湖湖面达到的最高海拔为4 410 m,形成的堰塞湖面积约2.71 km²,平均水深约68.82 m,库容约3.78×10⁸ m³,按照巴曲的年均流量53.7 m³/s计算,回水淹没时间为77.2 d(图8)。

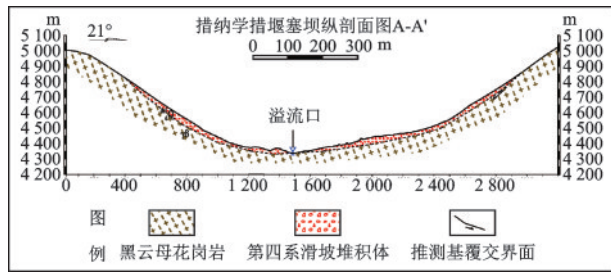


图6 措纳学错古滑坡堰塞坝A-A'剖面

Fig.6 Longitudinal profile A - A' of the ancient landslide dam in Cuonaxuecuo

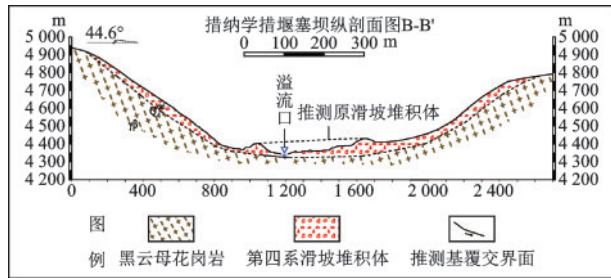


图7 措纳学错古滑坡堰塞坝B-B'剖面

Fig.7 Longitudinal profile B - B' of the ancient landslide dam in Cuonaxuecuo

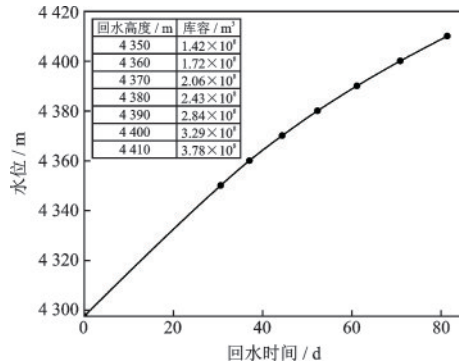


图8 措纳学错堰塞湖回水淹没曲线

Fig.8 Backwater inundation curve of the dammed lake in Cuonaxuecuo

2.6 堰塞湖溃决洪水演化过程分析

根据实地测量堰塞坝地形参数(图6~7)及《DB-IWHR使用手册》^[26]中的模型及推荐参数,模拟了措纳学错堰塞坝溃决过程,输入的主要计算参数见表2。

模型中根据《DB-IWHR使用手册》中的双曲线冲刷模型参数参考值,选择冲刷参数 $a=1.1$ 、 $b=0.0007$,通过DB-IWHR模型介绍可知 m 为计算溃决口内水深的重要参数,其大体范围的范围为 $0.8\sim 0.9$,计算过程中取 0.8 。表2详细列出了DB-IWHR

表2 DB-IWHR模型参数

Table 2 Parameters of DB-IWHR model

名称	符号	数值	
地理学参数	库容系数	$p_1、p_2、p_3、H_r$	0.11、4.77、90.2、4 350 m
	初始库水位	H_0	4 412.5 m
	初始底高程	z_0	4 410 m
	入流流量	q	53.7 m ³ /s
水力学参数	跌落系数	m	0.8
	启动流速	V_c	2
	侵蚀参数	$a、b$	1.1、0.000 7
岩土力学参数	坝体材料参数	$\gamma、c、\varphi$	16 kN/m、24.82 kPa、24.27°
	宽顶堰系数	$m_q、m_b$	0.36、0.9

模型中使用的数据参数,图9中断面I-I为措纳学错滑坡堰塞湖溢流口,通过模型计算可知坝体发生溃决时,达到的最大洪峰流量为27 395 m³/s,由Lister-Wan方程可计算出坝体溃决后扛日隆巴流域在不同断面下的流量演进过程(图9)。

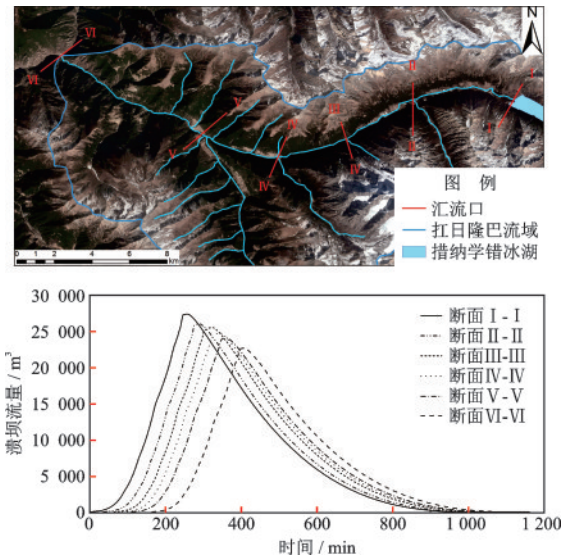


图9 不同断面下洪水流量演进过程

Fig.9 Evolution process of flood flow in different sections

3 结论

根据措纳学错堰塞坝保存较好的微地貌形态将坝体形成过程沿运动方向分为滑源区(I)、运动区(II)和堆积区(III)三个区域,并详细探究了古滑坡的运动过程与灾害链演进过程。所得结论如下:

(1)分析了措纳学错堰塞坝的形成演化过程。滑源区至堆积区由近到远的微地貌空间分布特征反映了该滑坡体从开始运动到最终堆积的高速运动过程。在措纳学错堰塞坝中,通过滑坡垄、滑坡台地、滑坡脊和滑坡丘等微地貌分布位置及形成方式可以判断堰塞坝在形成过程中滑坡体首先经历高强度的拉伸运动过程,接下来由于地形阻碍发生压缩运动,滑坡体边缘物质由于地形不断开阔从而进入一种低摩阻的侧向扩散运动过程。

(2)对滑坡-堰塞湖-溃决洪水灾害链演进过程进行了分析。根据建立的流域DEM、入湖流量及水位库容关系,得到了堰塞湖回水淹没曲线,并确定了堰塞湖在回水77.2 d后,达到最大高度4 410 m,此时堰塞湖达到坝体顶部海拔最低值,并发生溃决,溃决形成的洪水峰值流量达27 395 m³/s。

参考文献:

- [1] 黄润秋,张倬元,王士天.当前环境工程地质领域的几个主要问题及研究对策[J].工程地质学报,1996,4(3):10-16.
Huang R Q, Zhang Zh Y, Wang Sh T. Several main problems and research countermeasures in the field of environmental engineering geology[J]. Journal of Engineering Geology, 1996, 4(3): 10-16. (in Chinese)
- [2] 程谦恭,胡厚田,胡广韬,等.高速岩质滑坡临床弹冲与峰残强降复合启程加速动力学机理[J].岩石力学与工程学报,2000,19(2):173-176.
Cheng Q G, Hu H T, Hu G T, et al. Dynamic mechanism of combined acceleration of clinical impact and peak residual strength drop for high-speed rock landslides[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2000, 19(2): 173-176. (in Chinese)
- [3] 程谦恭,胡厚田,彭建兵,等.刷冲式高速滑坡及滑坡坝演化过程分析[J].中国地质灾害与防治学报,1999,10(3):29-37.
Cheng Q G, Hu H T, Peng J B, et al. Analysis of the evolution process of a sudden high-speed landslide and a landslide dam [J]. The Chinese Journal of Geological Hazard and Control, 1999, 10(3): 29-37. (in Chinese)
- [4] 程谦恭,胡厚田.刷冲式高速岩质滑坡全程运动学数值模拟[J].西南交通大学学报,2000,35(1):20-24.
Cheng Q G, Hu H T. Discrete element simulation of full-course kinematics of rocky high-speed landslide[J]. Journal of Southwest Jiaotong University, 2000, 35(1): 20-24. (in Chinese)
- [5] Costa J E, Schuster R L. The formation and failure of natural dams[J]. GSA Bulletin, 1988, 100(7): 1054-1068.
- [6] 邢爱国,徐娜娜,宋新远.易贡滑坡堰塞湖溃坝洪水分析[J].工程地质学报,2010,18(1):78-83.
Xing A G, Xu N N, Song X Y. Numerical simulation of lake down-stream flooding due to sudden breakage of Yigong landslide dam in Tibet[J]. Journal of Engineering Geology, 2010, 18(1): 78-83. (in Chinese)
- [7] 伍超,冉洪兴,郑永红,等.雅砻江唐古栋垮山堵江溃决洪水过程研究[J].水动力学研究与进展(A辑),1996,11(6):646-652.
Wu Ch, Ran H X, Zheng Y H, et al. Study on the flood process of the Yalong River in Tanggudong[J]. Journal of Hydrodynamics (Ser.A), 1996, 11(6): 646-652. (in Chinese)
- [8] Zhuang Y, Yin Y, Xing A, et al. Combined numerical investigation of the Yigong rock slide-debris avalanche and subsequent dam-break flood propagation in Tibet, China[J]. Landslides, 2020, 17(9): 2217-2229.
- [9] Zhao L H, Liu X N, Mao J, et al. Three-dimensional distance potential discrete element method for the numerical simulation of landslides [J]. Landslides, 2020, 17(2): 361-377.
- [10] 年廷凯,吴昊,陈光齐,等.堰塞坝稳定性评价方法及灾害链效应研究进展[J].岩石力学与工程学报,2018,37(8):1796-1812.
Nian T K, Wu H, Chen G Q, et al. Research progress on stability evaluation method and disaster chain effect of landslide dam [J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2018, 37(8): 1796-1812. (in Chinese)
- [11] Dufresne A, Davies T R. Longitudinal ridges in mass movement deposits [J]. Geomorphology, 2008, 105(3): 171-181.
- [12] Wang L Y, Yang Z J, Liu G, et al. Dynamic processes of the Dora Kamiyama rockslide in the Tibetan Plateau, China: geomorphic implication[J]. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 2020, doi:10.1007/s10064-020-02004-5.
- [13] Shea T, Benjamin V W D V. Structural analysis and analogue modeling of the kinematics and dynamics of rockslide avalanches [J]. Geosphere, 2008, 4(4): 657-686.
- [14] Dufresne A, Prager C, Bösmeier A. Insights into rock avalanche emplacement processes from detailed morpholithological studies of the Tschirgant deposit (Tyrol,

- Austria) [J]. *Earth Surface Processes Landforms*, 2016, 41(5): 587-602.
- [15] Yu F W, Qian G C, Qi W L, et al. Insights into the kinematics and dynamics of the Luanshibao rock avalanche (Tibetan Plateau, China) based on its complex surface landforms [J]. *Geomorphology*, 2018, 317: 170-183.
- [16] Do X K, Kim M, Nguyen H P T, et al. Analysis of landslide dam failure caused by overtopping [J]. *Procedia Engineering*, 2016, 154: 990-994.
- [17] 丁志雄,王义成.基于遥感与GIS的堰塞湖库区淹没分析与灾害评估[J].*水利水电技术*, 2008, 39(10): 116-120.
- Ding Zh X, Wang Y Ch. Analysis of submergence and disaster assessment on landslide-dammed lake reservoir area based on remote sensing and GIS [J]. *Water Resources and Hydropower Engineering*, 2008, 39(10): 116-120. (in Chinese)
- [18] Wang B, Zhang T, Zhou Q, et al. A case study of the Tangjiashan landslide dam-break [J]. *Journal of Hydrodynamics*, 2015, 27(2): 223-233.
- [19] Chen Z Y, Ma L Q, Yu Sh, et al. Back analysis of the draining process of the Tangjiashan Barrier Lake [J]. *Journal of Hydraulic Engineering*, 2015, 141(4): 1-14.
- [20] 陈祖煜,陈淑婧,王琳,等.土石坝溃坝洪水分析:原理和计算程序[J].*水利科学与寒区工程*, 2019, 2(2): 12-19.
- Chen Z Y, Chen Sh J, Wang L, et al. Earth-rock dam break flood analysis: principle and calculation program [J]. *Hidro Science and Cold Zone Engineering*, 2019, 2(2): 12-19. (in Chinese)
- [21] Chen X, Cui P, You Y, et al. Dam-break risk analysis of the Attabad landslide dam in Pakistan and emergency countermeasures [J]. *Landslides*, 2017, 14(2): 675-683.
- [22] 张清林.川西巴塘地区断裂构造变形研究[D].成都:成都理工大学,2016.
- Zhang Q L. Study on deformation of faults in Batang region in Western Sichuan [D]. Chengdu: Chengdu University of Technology, 2016. (in Chinese)
- [23] Davies T R, Mcsaveney M J. The role of rock fragmentation in the motion of large landslides [J]. *Engineering Geology*, 2008, 109(1): 67-79.
- [24] Mccoll S T, Davies T R. Evidence for a rock-avalanche origin for 'The Hillocks' "moraine", Otago, New Zealand [J]. *Geomorphology*, 2010, 127(3): 216-224.
- [25] Dufresne A, Bösmeier A, Prager C. Sedimentology of rock avalanche deposits-case study and review [J]. *Earth-Science Reviews*, 2016, 163: 234-259.
- [26] 陈祖煜,王琳,陈淑婧. DB-IWHR2018使用手册[M].北京:中国水利水电科学研究院,2018.
- Chen Z Y, Wang L, Chen Sh J. DB-IWHR2018 user manual [M]. Beijing: China Institute of Water Resources and Hydropower Research, 2018. (in Chinese)

(本文责编:苏泽云)