川西大渡河泸定段大型古滑坡发育特征与稳定性评价

郭长宝[1,2],倪嘉伟[1],杨志华[1,2],吴瑞安[1,2],孙炜锋[1,2],张怡颖[1]
GUO Changbao[1,2], NI Jiawei[1], YANG Zhihua[1,2], WU Ruian[1,2], SUN Weifeng[1,2], ZHANG Yiying[1]

1.中国地质科学院地质力学研究所,北京 100081;
2.自然资源部活动构造与地质安全重点实验室,北京 100081
1.*Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing* 100081, *China;*
2.*Key Laboratory of Active Tectonics and Geological Safety, Ministry of Natural Resources, Beijing* 100081, *China*

摘要:川西大渡河泸定段地形地貌和地质构造复杂,地质灾害特别是古滑坡极发育。通过遥感解译、InSAR 形变分析、野外调查等手段,在泸定县城上游约 25 km(至姑咱镇)到下游约 43 km(至得妥镇)段发现 229 处崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害,古滑坡规模大、部分具有复活迹象。地质时代测年数据表明,该区古滑坡主要发育于 120 ka 左右、25~10 ka 和全新世 3 个周期段,与大渡河断裂带活动性密切相关。以泸定县大坪上古滑坡为例,通过 ANSYS 软件,开展天然状态(自重)和暴雨状态下滑坡的稳定性分析。结果表明,该滑坡在天然状态(自重)和暴雨状态下稳定系数分别为 1.2 和 1.15,暴雨情况下的稳定系数比自重情况下低,并且在暴雨作用下滑坡中下部变形趋势明显加大,有沿边坡临空面滑移的趋势,滑面主要位于陡坡中等风化层中,而天然状态下仅在坡体中部松散堆积层及中等风化层上部形成潜在滑动面。古滑坡的发育特征与稳定性严重影响铁路、公路、水电站等重大工程规划建设,应加强古滑坡的识别、成因机理分析与稳定性评价。

关键词:川西;大渡河;古滑坡;稳定性;数值模拟
中图分类号:P642.22 **文献标志码:**A **文章编号:**1671-2552(2021)12-1981-11

Guo C B, Ni J W, Yang Z H, Wu R A, Sun W F, Zhang Y Y. The ancient landslides development characteristics and stability evaluation along the Luding Section, Dadu River, western Sichuan Province. ***Geological Bulletin of China*****, 2021, 40(12): 1981-1991**

Abstract: The topography and geological structure are very complex along the Luding section of Dadu River, western Sichuan Province. The geological hazards, especially ancient landslides are extremely developed in this area. By means of remote sensing interpretation, InSAR deformation analysis and field investigation, 229 collapses, landslides and mudslides were discovered in the section from about 25 km upstream (to Guzan Town) to about 43 km downstream (to Detuo Town) of the Luding County. In addition, the ancient landslides in this area are large in scale, and some of them have signs of revival. The geological dating data show that the ancient landslides in this area were mainly developed in three periods around 120 ka, 25~10 ka and Holocene, and closely related to the activity of the Dadu River fault. The Dapingshang ancient landslide in Luding County was taken as a study case to analyze the stability of the landslide in natural state (self weight) and heavy rainfall state through ANSYS software. The results show that the stability coefficient of the landslide in natural state (self weight) and heavy rainfall state is 1.2 and 1.15 respectively. The stability coefficient under heavy rainfall conditions is lower than that under self-weight conditions; the deformation of the middle and lower part of the landslide tends to

收稿日期:2021-08-18;**修订日期:**2021-10-26
资助项目:国家自然科学基金项目《岷江上游深切河谷大型深层蠕滑型滑坡间歇性复活与动力学演化机制研究》(批准号:41877279)、《青藏高原东缘古滑坡复活机理与早期识别研究》(批准号:41731287),中国地质调查局项目《川西—藏东地区交通廊道活动构造与地质调查》(编号:DD20190319),自然资源部杰出青年科技人才项目《大型深层蠕滑型滑坡变形与失稳关键问题研究》(编号:121106000000018003911)
作者简介:郭长宝(1980-),男,博士,研究员,从事工程地质与地质灾害调查研究。E-mail:guochangbao@163.com

increase obviously under the action of heavy rainfall, and there is a tendency to slip along the empty surface of the slope. The slip surface is mainly developed in the medium weathered layer of the steep slope, but in the natural state, the potential slip surface is only formed in the loose accumulation layer in the middle of the slope and the upper part of the medium weathered layer. The developmental characteristics and stability of ancient landslides seriously affect the planning and construction of railway, highway, and hydroelectric power station projects. Therefore, it should be suggested to strengthen the identification, mechanism analysis and stability evaluation of ancient landslides.

Key words: western Sichuan; Dadu River; ancient landslide; stability; numerical simulation

由于印度板块向欧亚板块的强烈挤压作用,造成了青藏高原的强烈隆升和侧向挤出,在青藏高原东部形成了大渡河、金沙江等大型区域性河流。大渡河泸定段位于从四川盆地向西至青藏高原的横断山脉中部,该区地形受构造控制,大渡河深切成"V"形,河谷两岸地质构造和岸坡岩体结构复杂,在内外动力耦合作用下,流域内崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害极发育[1-5],且以中型—大型以上古滑坡密集发育最典型,如章古古滑坡、四湾古滑坡等,大多数古滑坡具有典型地震成因特征[6-9]。在人类工程活动、河流侵蚀等作用下,部分古滑坡复活特征明显[10-11]。同时,该区域正在规划建设铁路、高速公路等重大工程,区内的地质灾害发育情况和边坡稳定性是控制重大工程建设安全的关键性地质问题。

活动断裂是控制中国西南地区重大地质灾害的主要因素,大渡河断裂是控制大渡河形成的区域性大型活动断裂,且普遍认为其在晚更新世以来有过强烈活动[12-13]。受断裂活动的影响,研究区及附近地震活动频繁,大渡河泸定段成为地震滑坡的高发重灾区[7, 14-15]。另外,有许多学者对研究区的典型古滑坡进行了研究。例如,邓建辉等[16]探讨了四湾古滑坡的形成机理,并对其稳定性进行了初步评价;蒋发森等[17]通过现场调查、物探、测年等手段,探讨章古古滑坡的形成和演化过程,并利用数值模拟对其演化和稳定性进行研究;邓茜[6]对得妥古滑坡的成因机制进行分析,认为其形成与断裂活动和岩体结构密切相关。笔者在大渡河泸定段地质灾害调查的基础上,分析探讨大渡河泸定段古滑坡的发育特征、分布规律和形成时代,并以大坪上古滑坡为例,结合工程地质钻探、物探及数值模拟手段,对大渡河泸定段典型古滑坡进行稳定性分析,为该区域重大工程地质建设和防灾减灾提供参考。

1 地质背景

大渡河泸定段位于青藏高原东缘,龙门山断裂带、鲜水河断裂带、安宁河断裂带和大渡河断裂带的交会区(图1),介于横断山脉北部大雪山与邛崃山之间,地势总体北高南低。该区地形主要受构造控制,地形起伏大,山顶高程一般为3000 m以上,河谷区高程约为1300 m,相对高差在1500 m以上,为强烈侵蚀的高山峡谷地貌,河谷呈"V"形(图2、图3)。降雨多集中于5—10月,平均降雨量达600 mm,占全年降雨量的90%以上,11月至次年4月降雨较少,仅占全年降雨量的10%左右[16]。

大渡河断裂带是研究区主要的控制性活动断裂,自北向南可分为3段,依次为昌昌断裂带、泸定断裂带和得妥断裂带,活动性较弱,以挤压为主兼弱左旋走滑性质,主要活动时期为中更新世中期—晚更新世[18],周荣军等[13]认为1786年M_s $7^3/_4$级磨西地震引起了大渡河断裂局部活动。研究区及附近主要受周边断裂,如鲜水河断裂带活动影响,地震活动水平较高[19-20]。研究区广泛发育晋宁期花岗岩、闪长岩等,地层主要为震旦系、志留系、泥盆系、三叠系、侏罗系等,第四系主要分布于大渡河两岸及支沟和缓坡地带[6-7]。

2 大渡河泸定段地质灾害发育特征

遥感解译、资料收集和现场调查表明,大渡河泸定段崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害极发育[1, 3-4],并发育一系列大型—巨型古滑坡[21-25]。在大渡河泸定段上游约25 km(至姑咱镇)到下游约43 km(至得妥镇)的区域内发育崩塌、滑坡、泥石流等地质灾害229处(图3、图4),其中泥石流发育109处,占比约48%,数量最多;滑坡发育84处,占比约21%;崩塌发育36处,占比约15%[6-7, 9, 11]。

2.1 大型古滑坡极发育且复活性强

研究区发育滑坡84处,其中古滑坡56处,多为中型—大型以上古滑坡,部分为巨型古滑坡,在地质成因上以地震诱发为主[7]。该区古滑坡以堆积层滑坡为主,并可进一步划分为残坡积层滑坡、粘土

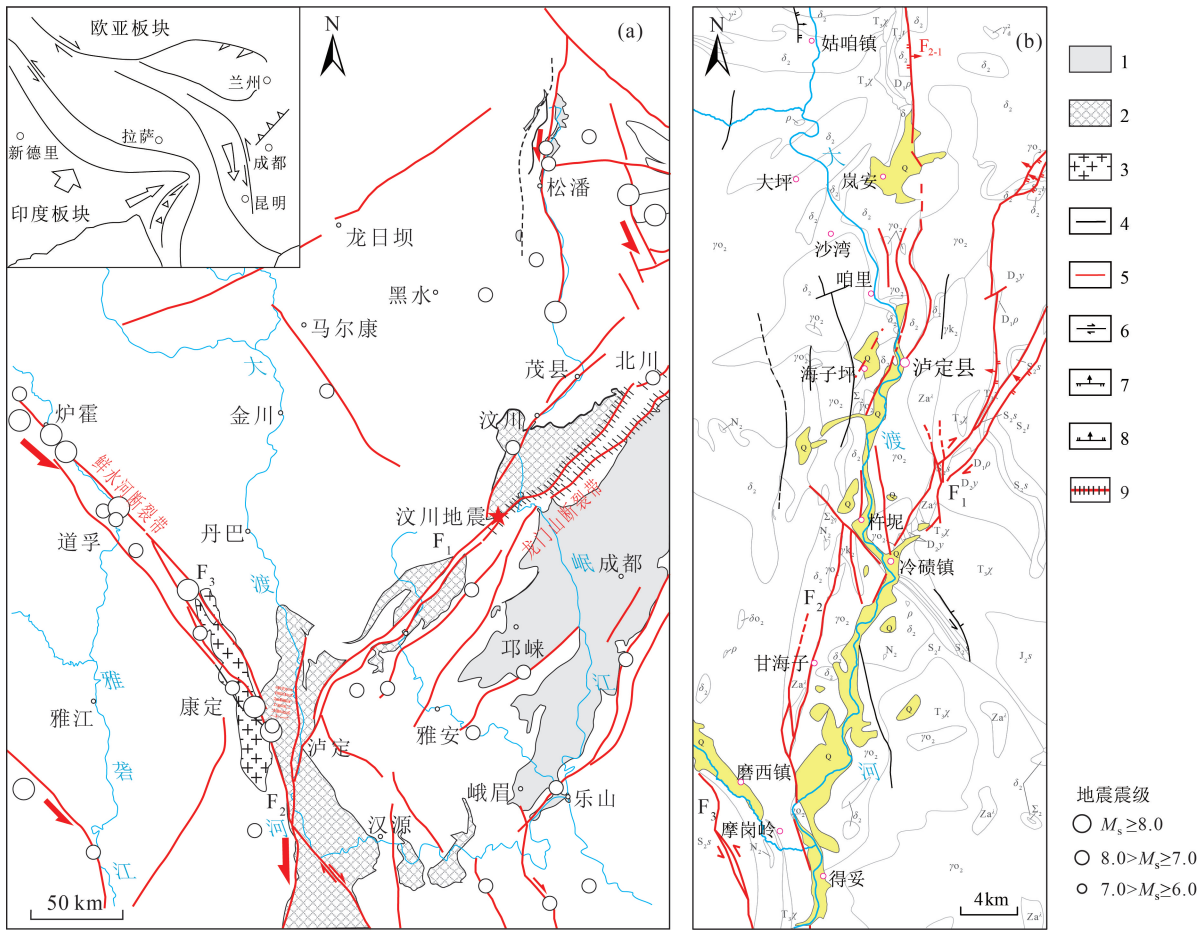


图 1　大渡河区域活动断裂和地层分布图

Fig. 1　Distribution of active faults and strata in Dadu River region

a—大渡河断裂带及邻区活动构造图(据参考文献[14]修改);b—大渡河流域泸定段构造与地层岩性图;F_1—龙门山断裂;F_2—大渡河断裂带;F_3—鲜水河断裂带;Q—第四系;J_2s—中侏罗统沙溪庙组;T_3x—上三叠统须家河组;T_2l—中三叠统雷口坡组;D_1p—下泥盆统平驿铺组;D_2y—中泥盆统养马靶组;S_2s—中志留统纱帽组;S_2l—下志留统龙马溪组;Za^{λ}—下震旦统流纹岩段;γ_d^2—花岗岩;γo_2—石英闪长岩;γk_2—钾长花岗岩;δ_2—闪长岩;δo_2—斜长花岗岩;ρ—花岗岩脉;N_2—基性岩;Σ_2—超基性岩;1—新近系-第四系;2—前震旦系基底;3—中新世侵入岩;4—前第四纪断裂;5—晚更新世断裂;6—走滑断层;7—逆冲断层;8—正断层;9—汶川地震地表破裂

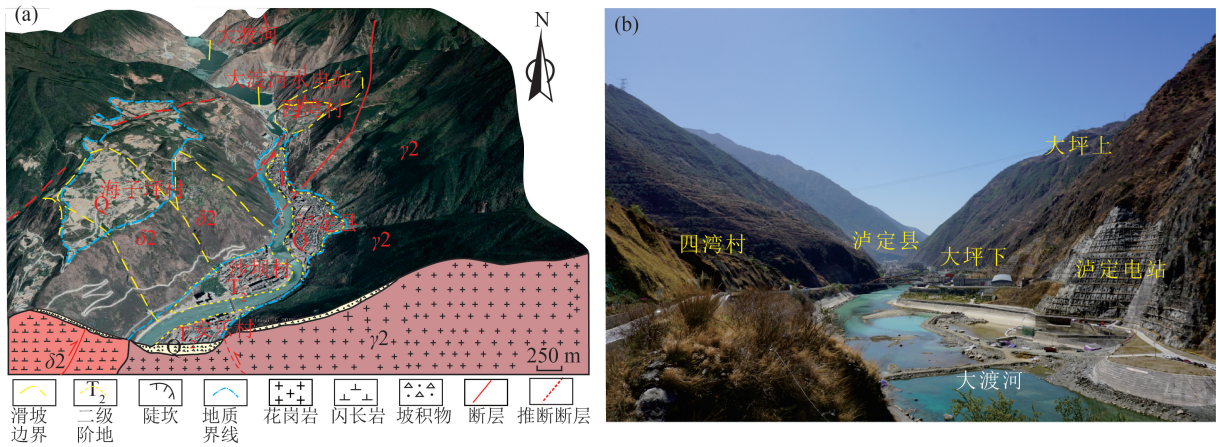


图 2　大渡河泸定段地形地貌特征

(a 图岩体代号注释同图 1)

Fig. 2　Topography of the Luding section along the Dadu River

a—大渡河泸定段三维地形地貌;b—大渡河泸定段两岸河谷和边坡地形地貌

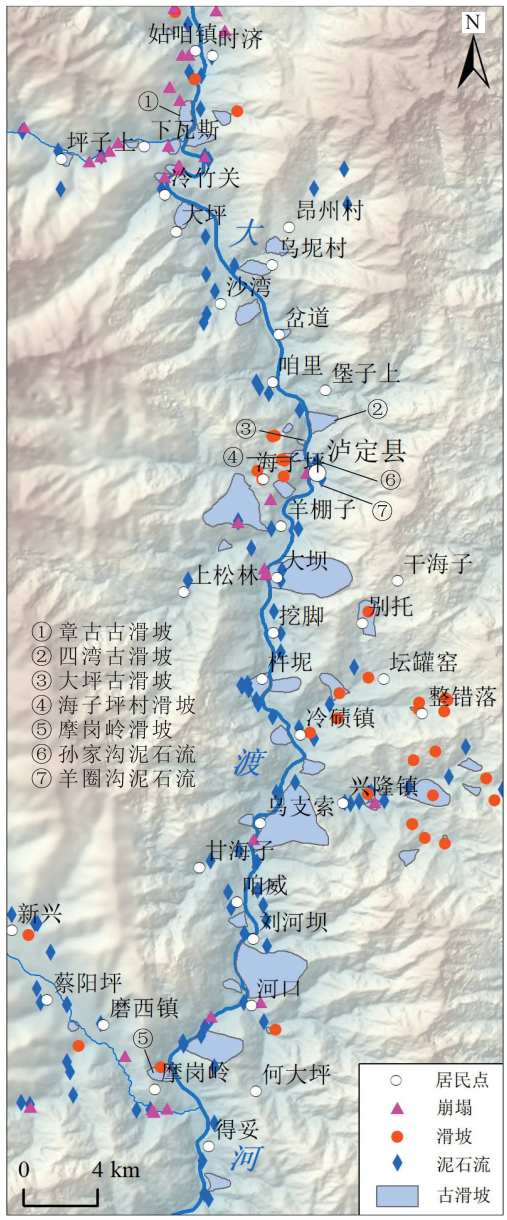


图 3 区域地质灾害分布图

Fig. 3 Distribution of regional geological disasters

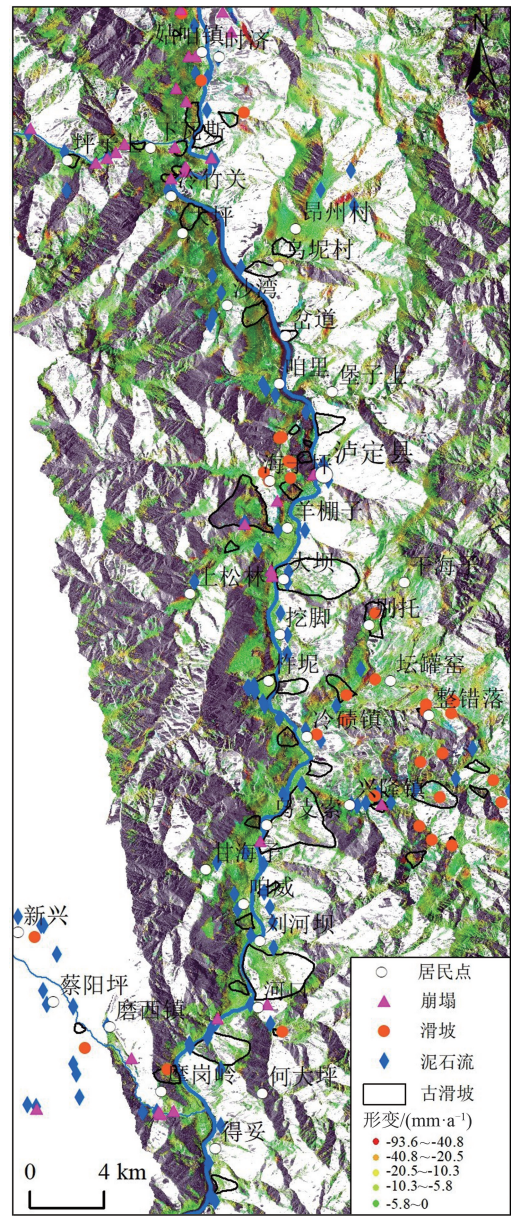


图 4 InSAR 地表形变分布图

Fig. 4 Distribution of InSAR surface deformation

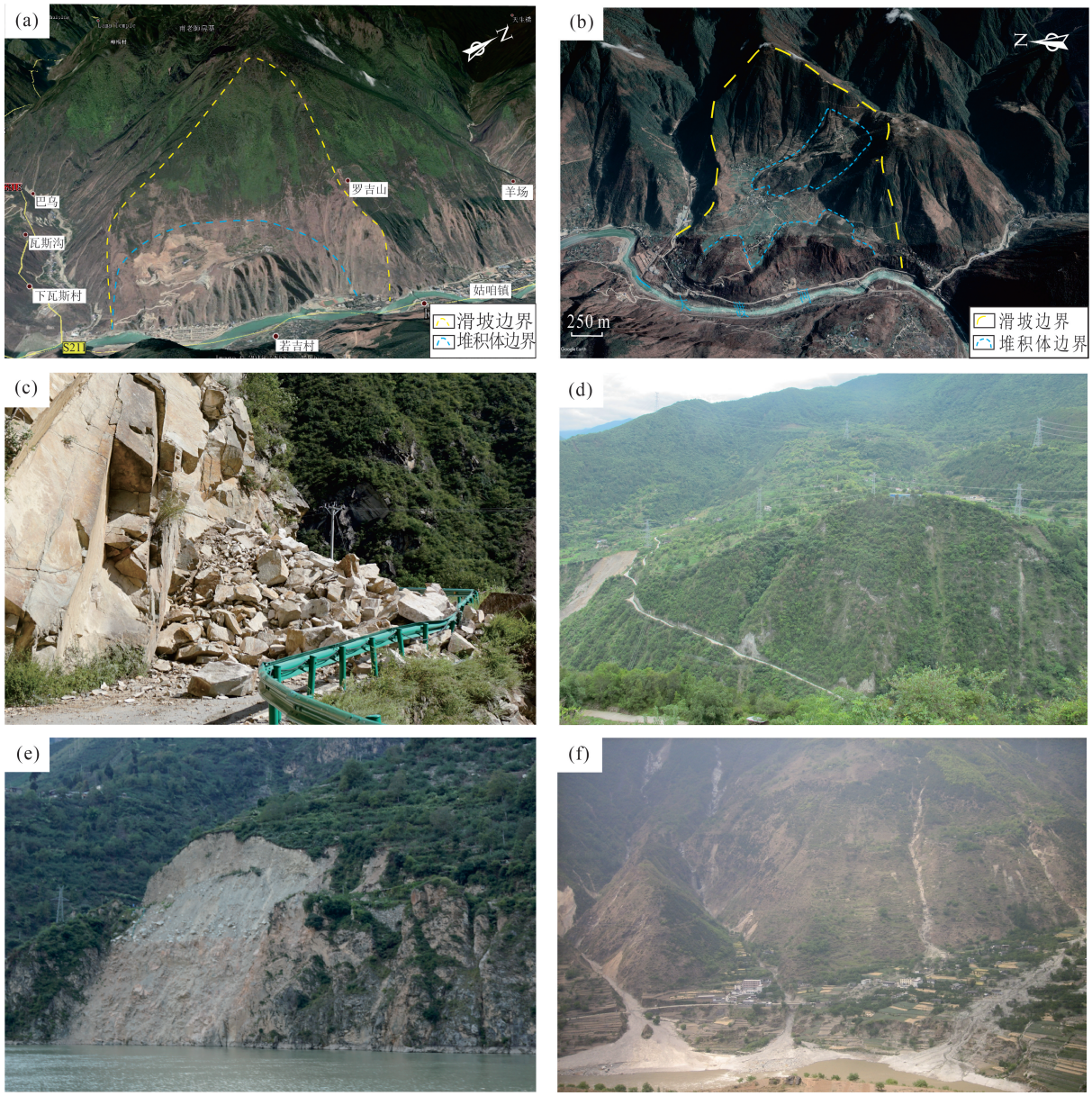
滑坡和冰川堆积层滑坡[26]。其中,残坡积层滑坡以冷碛镇、兴隆乡一带的三叠系与侏罗系残坡积层滑坡为代表,粘土滑坡以泸桥镇海子环环村一带的昔格达组粘土滑坡为代表,冰川堆积层滑坡以四湾古滑坡为代表。部分古滑坡,如四湾古滑坡、加郡古滑坡等曾堵塞大渡河形成堰塞湖[24, 27](图版Ⅰ-a、b)。

大型古滑坡发生复活前往往具有地表拉张裂隙、局部垮塌、蠕滑等宏观地表形变特征。采用SBAS-InSAR 方法对 2016 年 1 月至 2018 年 1 月的哨兵数据进行地表形变监测,结果表明,研究区地表变形较大的区域与古滑坡分布具有相似性(图 4),主要分布于峡谷高陡边坡,部分古滑坡变形量较大,如海子坪滑坡、兴隆滑坡等,变形速率达 -40.8~-93.6 mm/a;部分古滑坡前缘发生多次次级滑动(图版Ⅰ-d)。

2.2 小型高位岩质崩塌较发育

研究区发育崩塌 36 处,主要为岩质崩塌,少量

图版 Ⅰ　Plate Ⅰ



a.泸定县姑咱镇章古古滑坡;b.加郡古滑坡;c.大渡河左岸麦崩乡崩塌;d.大渡河右岸甘草村古滑坡;e.大渡河水电站库区滑坡;f.杵坭乡群发性泥石流

为土质崩塌。崩塌主要发育在深切河谷斜坡的谷肩部位及人工切坡的陡坡部位(图版 Ⅰ-c)。从微地貌看,崩塌多发生在高陡斜坡处,如大渡河干流、五里沟、木角沟等峡谷陡坡、冲沟岸坡、深切河谷的凹岸等地带。岩质崩塌在规模上以中小型崩塌为主,具有发生突然、成灾迅速等特点,以滑落式崩塌为主。滑落式崩塌的岩石块体动能较大,具有较大的初始速度,易演化成滚石、飞石灾害,危险性较大。如在大渡河泸定段右岸的大坪上村、左岸的麦崩乡公路边等位置,陡峭山体节理裂隙发育,岩体较破碎,常发生局部崩塌落石(图版 Ⅰ-c)。

2.3　中小型低频泥石流发育密度大

通过野外地质调查及遥感解译发现,研究区泥石流发育 109 处,以中、小型泥石流为主,且多为低频泥石流。按照物质条件,以水石流或稀性泥石流为主,粘性泥石流次之;按照水源条件,可分为暴雨型泥石流和水体溃决型泥石流。水体溃决型泥石流是由于沟道内崩塌、滑坡形成临时性堰塞湖溃决而引起的。另外,在一些泥石流沟内修建有水库,水库一旦溃决,极易引发泥石流灾害,如泸桥镇孙

家沟泥石流[28]。

受地形地貌和气候条件影响,研究区泥石流具有明显的群发性和夜发性特征[29-30]。曾先后多次在几乎同一时间段,多条泥石流沟道发生泥石流,如泸定县城后山孙家沟、羊圈沟和牧场沟于2005年和2006年先后3次发生群发性泥石流,其中以2006年7月14日泥石流危害最严重(图版Ⅰ-f)。由于高山峡谷区昼晴夜雨的气候特点,区内泥石流发生时间多在夜间,易造成重大人员伤亡和财产损失,也为泥石流预警与防治带来挑战。

3 大渡河泸定段典型古滑坡发育特征与形成时代

大渡河泸定段的古滑坡在分布上受构造活动控制明显,具有沿大渡河和沿断裂带展布的特点[9,11]。研究区发育古滑坡多为土质滑坡和基岩滑坡,主要发育在晋宁期和澄江期的石英闪长岩和花岗岩中,多为中型—大型以上古滑坡,部分为巨型古滑坡,在地质成因上以地震诱发为主[6-7,26]。其中,章古古滑坡、四湾古滑坡、得妥古滑坡和大坪上古滑坡为该区发育的典型地震古滑坡。

3.1 典型古滑坡发育特征

(1)章古古滑坡

章古古滑坡发育于大渡河右岸(图版Ⅰ-a),为特大型地震岩质滑坡,曾堵塞大渡河形成堰塞湖,形成于约26 ka前[17],也有研究者认为其形成于10 ka前[7]。滑坡体平面形态呈圈椅状,主滑方向为95°,滑坡体纵长约680 m,体积约1.9×10^8 m^3。滑坡后缘为山脊,高程约为3400 m,前缘临河,坡脚高程约为1400 m,平均坡度约为50°。滑坡体主要由块石和碎石组成,堆积体中间部位则由碎裂结构的巨型块石组成,巨型块石多为碎裂状花岗岩体。滑带为碎石和粘土组成。滑坡体的形成经历了边坡岩体卸荷松弛、大渡河侧蚀、强震滑动和翻坝侵蚀4个阶段,目前在天然工况下稳定性良好。

(2)四湾古滑坡

四湾古滑坡发育于大渡河左岸(图5),为17.2±2 ka前在地震作用下形成的高速远程滑坡[16],后缘呈圈椅状,高程约为1800 m,前缘临河,高程约为1280 m。滑坡纵长约700 m,体积约5.0×10^7 m^3,主要滑动方向为NW75°,发育三级平台,目前稳定性良好。滑坡堆积区地形总体平缓,边界清晰,左右两侧以冲沟为界。堆积体物质组成主要为碎块石土,以弱风化闪长岩和花岗岩为主,局部见辉绿岩,呈棱角-次棱角状。前缘堆积体挤压特征明显,结构较密实。滑坡体内无连续的软弱面分布,且堆积体与下伏基岩接触面倾角较缓,为20°~35°[24,31]。

(3)得妥古滑坡

得妥古滑坡位于大渡河左岸得妥乡下游1.5 km处,为较典型的具有地震抛射性质的滑坡,形成于约120 ka前[6]。滑坡纵长约260 m,堆积体后缘高程约为1200 m,前缘高程约为1150 m,平均厚约30 m,体积约4.3×10^6 m^3,滑体水平运动距离约为600 m,滑源区与堆积区高差约为400 m。滑坡体平面形态呈簸箕状,侧缘和后缘有明显的弧形槽谷,后缘弧形槽谷宽50~80 m,部分被后期泥石流充填。滑坡体覆盖于Ⅳ级阶地砂卵砾石层之上。滑坡堆积体由块碎石和孤石组成,平面上颗粒成分有明显分异:孤石和块石在滑坡体前部和中部占绝对优势,碎石和砂土在后缘较集中。堆积体与下伏阶地接触界面近于水平,堆积体整体稳定性好。

(4)大坪上古滑坡发育特征

大坪上古滑坡最高点高程约1930 m,坡脚高程约为1300 m,高差630 m,坡长1170 m,整体坡向约110°,坡度约为28°(图6)。滑坡上半部较陡,中部在高程1650~1710 m处发育1处缓坡平台,平均坡度为10°,边坡下部陡峭,坡度在37°~55°之间,局部基岩出露,形成陡崖。上部陡坡和中部缓坡平台的碎石土、块石土等坡积物主要由岩体风化剥落或因重力作用崩落的碎块石堆积而成,下部和坡脚为崩积物。

3.2 典型古滑坡形成地质时代

大渡河流域内大型、巨型古滑坡主要沿大渡河断裂带分布在大渡河河谷两岸,且距离断裂带越近分布发育越密集。吴俊峰等[7]统计认为,该区40.9%的地震古滑坡位于距离大渡河断裂带1 km范围,59.1%的地震古滑坡位于距离断裂带2 km范围,81.8%的地震古滑坡位于距离断裂带5 km范围。由于大渡河断裂为走滑型断裂,地震古滑坡不具有明显的上盘效应[7]。

邓建辉等[16]认为,四湾古滑坡是地震作用下形成的高速滑坡,通过ESR法测年揭示其形成的地质时代为17.2±2 ka BP,曾堵塞大渡河。蒋发森等[17]和吴俊峰[7]认为,章古古滑坡是在地震作用下形成

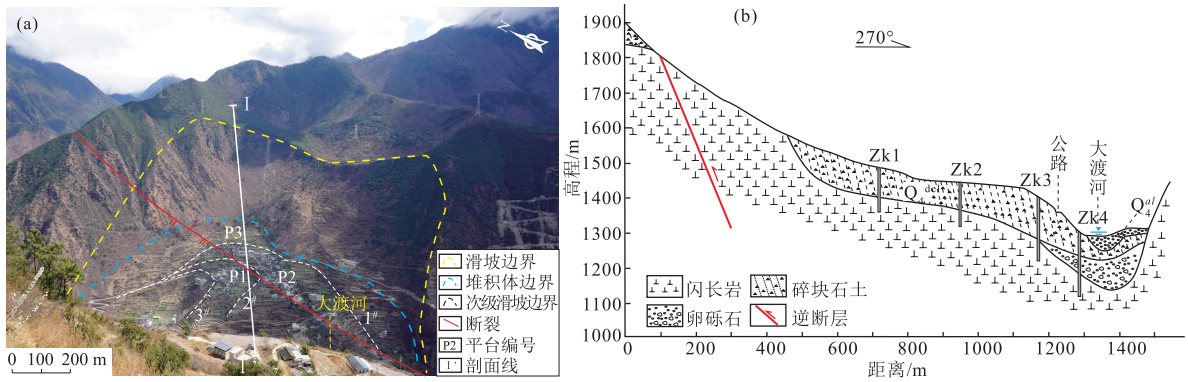


图 5　四湾古滑坡发育特征(据参考文献[16]修改)

Fig. 5　Development of the Siwan ancient landslide

a—四湾古滑坡平面图;b—四湾古滑坡工程地质剖面图

的,地质时代分别为距今 26 ka 和 10 ka(表 1)。邓茜[6]认为,得妥古滑坡是距今约 120 ka 地震作用形成的典型的地震抛射性滑坡。这些古地震滑坡具有群发性、滑动方向多与大渡河断裂走向呈大角度等地震滑坡特征。

通过大渡河泸定段古滑坡发育特征与地质时代测年结果分析,认为大渡河流域古滑坡的形成时代大致集中在 3 个时间段:120 ka 左右、25~10 ka、全新世,其中 25~10 ka 是该区古滑坡,特别是地震滑坡形成频率最高的时段,占古滑坡总量的 50% 以上[7, 9, 11]。古地震滑坡在姑咱—得妥一带密集发育,频率最高的时间段与 T_2阶地沉积物的形成时代吻合。研究区古地震滑坡的形成与区域构造活动,特别是大渡河断裂活动关系密切。因此,通过该区古地震滑坡的形成时代推测,大渡河断裂在晚更新世以来有过强烈活动,这与周荣军等[13]对大渡河断裂活动性的认识相印证。

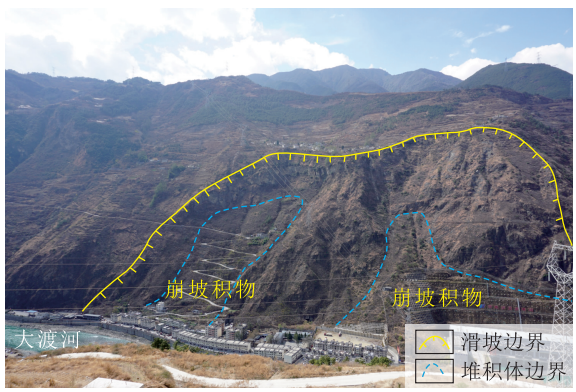


图 6　大坪上古滑坡地貌(镜向 255°)

Fig. 6　Landform of the Daping ancient landslide

4　大坪上古滑坡稳定性

大坪上古滑坡位于泸定县城北侧、大渡河西岸,两岸边坡高程为 1300~2100 m,最大高差约 800 m,为"V"形高山峡谷地貌(图 2-b)。区内植被较发育,局部缓坡有耕地,高程 1800 m 以下区域多以杂草为主,少量灌木,局部基岩出露;高程 1800 m 以上区域灌木茂密。坡体上冲沟较发育,多为季节性冲沟,沟内分布有棱角状碎块石。

4.1　大坪上古滑坡工程地质特征

大坪上古滑坡地层岩性主要为花岗岩、闪长岩等基岩,以及分布于河谷、缓坡地带的第四纪松散堆积物。滑坡区位于泸定断裂范围内,区内发育数

表 1　大渡河流域典型古滑坡形成时间与大渡河断裂分布关系

Table 1　Relationship between the formation time of typical landslides and the Dadu River faults in the Dadu River basin

滑坡名称	活动断裂	断裂上/下盘	到断裂距离/km	年龄/ka	资料来源
鸟支索古滑坡	泸定断裂	下盘	0.5	22	[7]
杵泥古滑坡	泸定断裂	穿过	0	22	[7]
咱里古滑坡	泸定断裂	上盘	2.1	17	[7]
章古古滑坡	昌昌断裂	下盘	7	10	[7]
				26	[17]
四湾古滑坡	泸定断裂	穿过	0	17.2±2	[16]
甘谷地古滑坡	泸定断裂	下盘	0.5	22	[7]
杵泥古滑坡	泸定断裂	穿过	0	22	[7]
加郡古滑坡	得妥断裂	上盘	0.5	19.36±4	[31]
得妥古滑坡	得妥断裂	穿过	0	120	[7]

条近南北向构造破裂带，基岩受断裂构造影响严重，局部断裂破碎带厚度达 30～50 m。滑坡总体为反向-斜向坡结构，受断裂带及风化卸荷作用影响，岩体较破碎，节理裂隙发育，岩体较破碎优势节理面产状为 260°∠50°～70°、45°～60°∠40°～60°（图 7）。滑坡区地壳强烈抬升，河流下切迅速，在河流下蚀过程中地应力调整及重力作用下，形成斜坡岩体卸荷结构面，卸荷裂隙继承原有构造节理发生拉张形成。强卸荷带内裂隙发育，多处可见卸荷裂隙集中成带，岩体松弛掉块明显，下部陡峭坡体发生局部崩塌落石，前缘堆积大量崩积物。

4.2 大坪上古滑坡稳定性数值模拟

由于古滑坡的地质条件十分复杂，本次计算对地质模型进行简化。数值计算视岩体为弹塑性材料，并考虑边界效应等问题，基于 ANSYS 软件建立三维地质模型和数学模型，模型采用莫尔-库仑破坏准则，计算了大坪上古滑坡在天然工况及暴雨工况下的稳定性。

（1）地质模型

斜坡高 340 m，长 2250 m，宽 100 m。剖面建立松散坡积物、强风化层、断层破碎带、节理破碎带、中等风化带等地层（图 8-a）。

（2）数值计算模型

数值计算模型采用六面体单元进行划分，天然工况下模型共划分单元总数 1252 个，节点总数 2664 个（图 8-b）。

（3）岩土力学参数选取

经简化后，计算模型所需的物理力学参数为：岩土体的体积模量、剪切模量、泊松比、内聚力、内摩擦角及岩土体密度。本次数值计算采用的岩土体材料物理力学参数值见表 2。

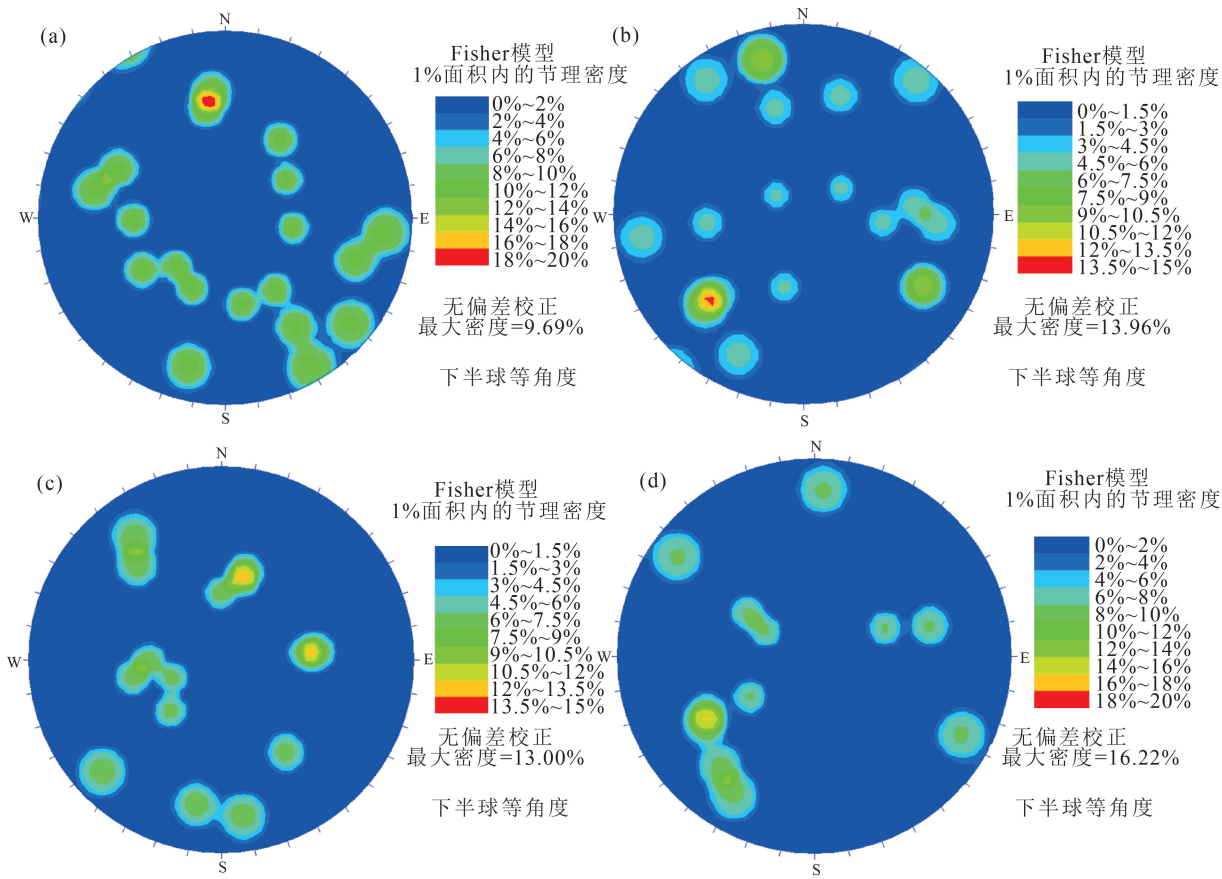


图 7 大坪上古滑坡河谷段两岸边坡岩体节理密度图

Fig. 7 Joint density of bedrocks on both banks of the Dadu River section of the Dapingshang ancient landslide

a—新桥村边坡上部节理密度图；b—新桥村边坡下部节理密度图；c—大坪上边坡上部节理密度图；d—大坪上边坡下部节理密度图

表 2　数值模拟主要岩土体力学参数

Table 2　Modeled mechanical parameters of rocks and soil

岩组编号	岩性	容重/(kN·m^{-3})	体积模量 K/MPa	剪切模量 G/MPa	粘聚力 c/kPa	内摩擦角 φ/°	泊松比 μ
1	残坡积物	2100	800	1450	48	36	0.35
2	强风化闪长岩	1870	1100	650	50	40	0.3
3	断裂带	2100	1500	950	100	45	0.32
7	中风化闪长岩	2600	4100	2100	350	45	0.20
8	微-未风化闪长岩	2750	5000	2600	500	45	0.18

(4)边界条件

确定模型的合理计算范围是保证精度的重要内容之一。模型中 X 方向代表滑坡纵剖面方向,Y 方向代表滑坡横向方向,Z 方向代表重力方向,模型上部和滑坡表面为自由面,两侧垂直边界在 Z 轴方向自由,在 X 轴方向约束,底面为全约束边界。

(5)计算结果

①剪应变增量特征

数值模拟计算结果表明,暴雨工况下大坪上古滑坡的安全系数为 1.15,从其临滑剪应变增量云图(图 9-a)可以看出,滑动面主要位于陡坡中等风化层中,潜在滑动面深度最深约 80 m。天然工况下安全系数为 1.20,仅在坡体中部松散堆积层及中等风化层上部形成潜在贯通剪切滑动面(图 9-b)。

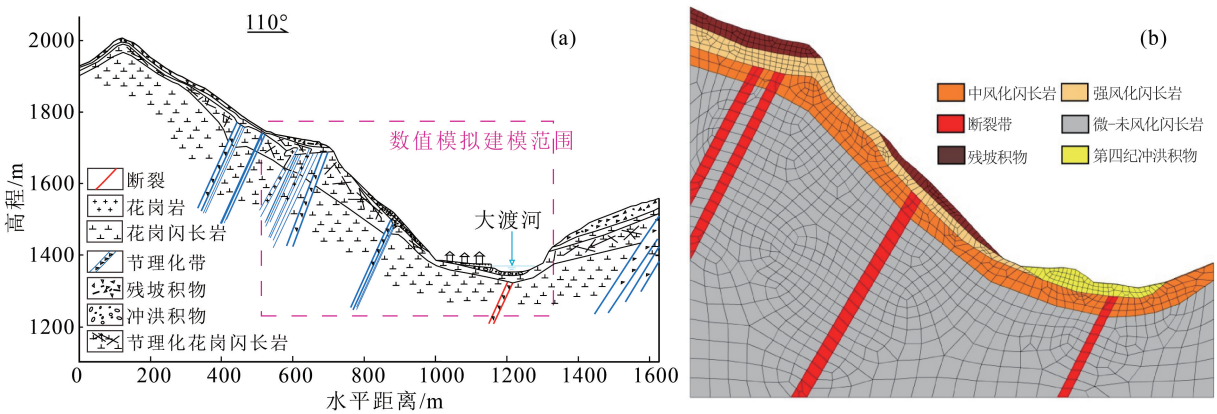


图 8　大坪上滑坡地质剖面(a)和计算模型(b)

Fig. 8　Geological profile(a) and calculation model(b) of Dapingshang Landslide

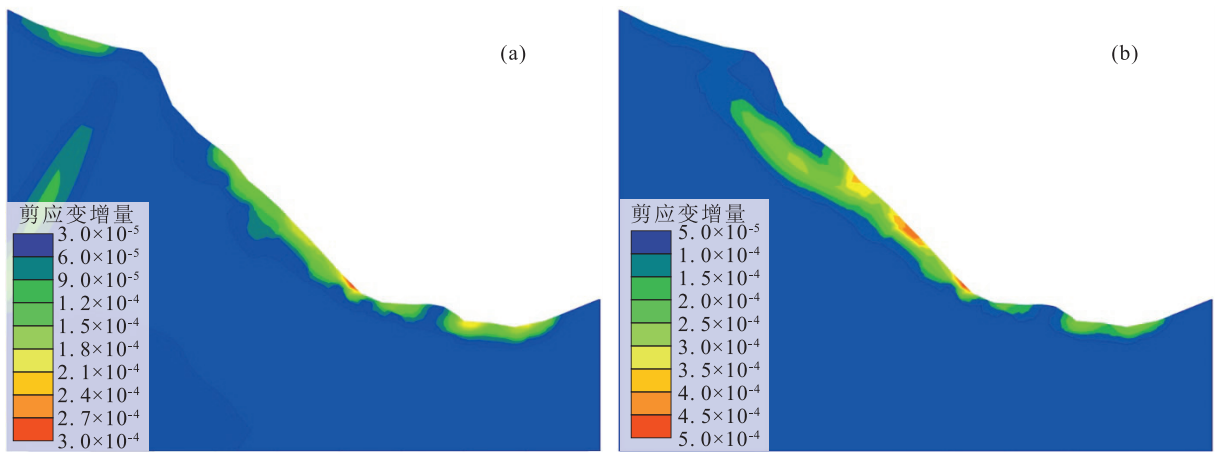


图 9　大坪上古滑坡临滑剪应变增量云图

Fig. 9　Cloud map of incremental shear strain in the Dapingshang ancient landslide

a—天然工况下临滑剪应变增量云图;b—暴雨工况下临滑剪应变增量云图

②塑性区分布特征

数值模拟计算结果表明,天然工况下大坪上古滑坡临滑时在坡体中部中等风化层深度范围内形成剪应力塑性区,局部沿断裂破碎带向深部延伸,在坡体中下部形成较集中的剪应力塑性区,坡体顶部仅在强风化层顶部出现剪应力塑性区(图 10-a)。暴雨工况下,大坪上古滑坡临滑时剪应力塑性区范围有所扩展,主要集中在坡体的中等风化基岩中,在滑坡顶部强风化层中出现拉应力区(图 10-b)。

4.3 大坪上古滑坡稳定性

通过野外地质调查及数值模拟计算,表明在天然工况下大坪上古滑坡顶部强风化层和滑坡中部及前缘形成剪应力塑性区;在暴雨工况下其中等风化的基岩中形成剪应力塑性区,在滑坡顶部强风化层中出现拉应力区。

①根据数值模拟分析,大坪上滑坡在天然状态(自重)和暴雨状态下滑坡的稳定性系数分别为 1.2 和 1.15,均属于稳定状态。②对比 2 种工况,暴雨工况和天然工况下边坡体的塑性区分布规律基本一致,在暴雨作用下大坪上古滑坡中下部陡坡的变形趋势明显加强,有沿边坡临空面滑移的趋势。③大坪上古滑坡在暴雨状态下的稳定性系数比自重情况下低,其滑动面主要位于陡坡中等风化层中,潜在滑动面深度最深约 80 m。而在天然状态下仅在坡体中部松散堆积层及中等风化层上部形成潜在贯通剪切滑动面。

5 结 论

(1)大渡河泸定段位于龙门山断裂带、鲜水河断裂带、安宁河断裂带和大渡河断裂带交会区,地形地貌和地质构造复杂,新构造运动强烈,地质灾害极发育,其中,部分古滑坡规模大、复活特征明显;崩塌发育较少、规模较小,具有高位发育的特点,且主要为岩质崩塌,主要发育在深切河谷斜坡的谷肩部位及人工切坡的陡坡部位;泥石流灾害密集发育,以中小型、低频、水石流或稀性泥石流为主,具群发性、夜发性特征。

(2)研究区大型、巨型古滑坡主要分布在大渡河断裂带两侧,距断裂带越近发育越密集,部分古滑坡滑动方向与大渡河断裂走向呈大角度。大渡河流域古滑坡的形成时代大致集中在 3 个时间段:120 ka 左右、25~10 ka、全新世,其中 25~10 ka 时间段是古滑坡形成频率最高的时段,推测大渡河断裂在晚更新世以来有过强烈活动。

(3)大渡河泸定段大坪上古滑坡位于泸定断裂西支范围内,基岩受断裂构造影响严重,岩体较破碎,局部断裂破碎带厚达 30~50 m。滑坡区地壳强烈抬升,河流下切迅速,河流下蚀过程中在地应力调整及重力作用下,强卸荷带内裂隙发育,多处可见宽大拉张卸荷裂隙集中成带,岩体松弛掉块明显,下部陡峭坡体发生局部崩塌落石,前缘堆积大量崩积物。

(4)通过数值模拟软件分析,大坪上古滑坡在

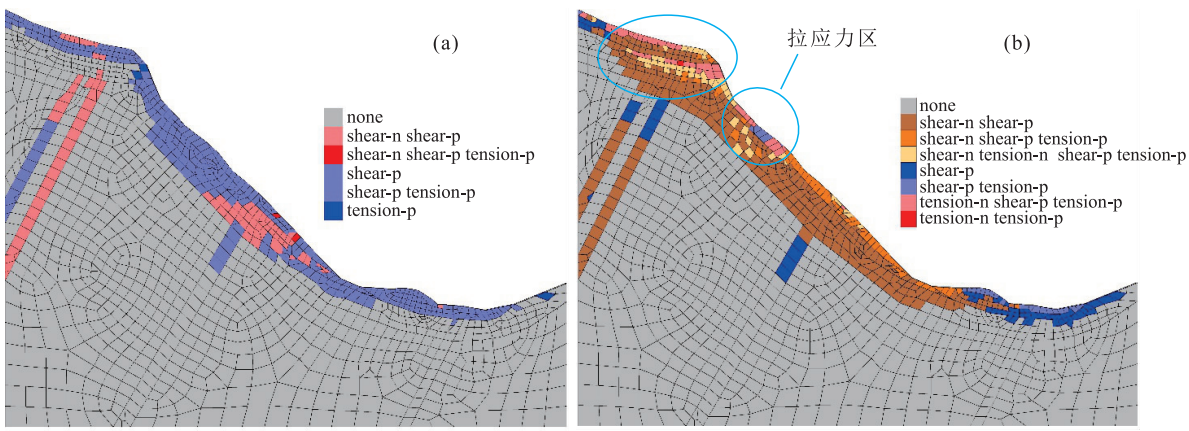


图 10 大坪上古滑坡临滑塑性区分布图

Fig. 10 Distribution of the impending plastic zone of the Dapingshang ancient landslide

a—天然工况下临滑塑性区分布图;b—暴雨工况下临滑塑性区分布图;none—无破坏;shear—剪切破坏单元;tension—拉张破坏单元;n—当前循环出现;p—以前循环出现

天然状态(自重)和暴雨状态下处于稳定状态,暴雨情况下的稳定性系数比自重情况下低。但在暴雨作用下,中下部陡坡的变形趋势明显加强,有沿边坡临空面滑移的趋势。暴雨状态下滑动面主要位于陡坡中等风化层中,而天然状态下仅在坡体中部松散堆积层及中等风化层上部形成潜在贯通剪切滑动面。

致谢:中国地质科学院地质力学研究所刘筱怡博士研究生参与了 InSAR 计算分析,刘贵和李朝柱副研究员、任三绍博士研究生、刘定涛硕士研究生等开展了部分野外地质调查和数据处理与分析;中国地质调查局成都地质调查中心周洪福、巴仁基教授级高工等参加了部分野外地质调查工作,在此一并表示感谢。

参考文献

[1] 丁俊,鄢毅,岳昌桐,等.四川省大渡河流域地质灾害分布及其发展趋势浅析[J].中国地质灾害与防治学报,2007,18(S):22-25.

[2] 张景华,张建龙.遥感技术在泸定县地质灾害调查中的应用[J].中国地质灾害与防治学报,2009,20(2):100-105.

[3] 李宗亮,巴仁基,倪化勇,等.四川泸定地区岩土体类型与地质灾害[J].沉积与特提斯地质,2010,30(1):103-108.

[4] 巴仁基,王丽,郑万模,等.大渡河流域地质灾害特征与分布规律[J].成都理工大学学报(自然科学版),2011,38(5):529-537.

[5] 陈文军,谢立香,张玲珑,等.泸(定)石(棉)高速公路沿线地质灾害类型及成因[J].四川地质学报,2014,34(S2):162-166.

[6] 邓茜.大渡河得妥-加郡河段地质灾害危险性评价研究[D].成都理工大学硕士学位论文,2011:12-48.

[7] 吴俊峰.大渡河流域重大地震滑坡发育特征与成因机理研究[D].成都理工大学硕士学位论文,2013:63-68.

[8] 夏银珍.大渡河流域古滑坡堰塞湖光释光测年研究[D].青海师范大学硕士学位论文,2017:25-28.

[9] 张永双,刘筱怡,吴瑞安,等.青藏高原东缘深切河谷区古滑坡:判识、特征、时代与演化[J].地学前缘,2021,28(2):94-105.

[10] 张永双,吴瑞安,郭长宝,等.古滑坡复活问题研究进展与展望[J].地球科学进展,2018,33(7):728-740.

[11] 刘筱怡.基于多元遥感技术的古滑坡识别与危险性评价研究[D].中国地质科学院博士学位论文,2020:52-58.

[12] 李鸿巍.大渡河断裂带的分段及活动性研究[D].成都理工大学硕士学位论文,2014:46-54.

[13] 周荣军,雷建成,黎小刚,等.晚第四纪以来大渡河断裂活动性的地质地貌判据[C]//中国地震学会第八次学术大会论文摘要集,2000.

[14] 张永双,郭长宝,姚鑫,等.青藏高原东缘活动断裂地质灾害效应研究[J].地球学报,2016,37(3):277-286.

[15] 任雪梅,高孟潭,杨勇,等.大渡河流域地震活动特征[J].震灾防御技术,2008,3(2):182-188.

[16] 邓建辉,陈菲,尹虎,等.泸定县四湾村滑坡的地质成因与稳定评价[J].岩石力学与工程学报,2007,26(10):1945-1950.

[17] 蒋发森.大渡河章古滑坡演化机制分析及稳定性评价[J].南水北调与水利科技,2013,11(3):138-141.

[18] 郭长宝,杜宇本,张永双,等.川西鲜水河断裂带地质灾害发育特征与典型滑坡形成机理[J].地质通报,2015,34(1):121-134.

[19] Zhang Y S, Yao X, Yu K, et al. Late-Quaternary Slip Rate and Seismic Activity of the Xianshuihe Fault Zone in Southwest China[J]. Acta Geologica Sinica(English edition),2016,90(2):525-536.

[20] 李鸿巍,吴德超.大渡河断裂带主要构造特征及活动性分析[J].长江大学学报(自科版),2014,11(4):61-63.

[21] Dai F C, Lee C F. Deng J H, et al. The 1786 earthquake-triggered landslide dam and subsequent dam-break flood on the Dadu River, southwestern China[J]. Geomorphology,2004,65(3):205-221.

[22] 吴俊峰,王运生,张桥,等.大渡河加郡-得妥河段大型滑坡地质灾害遥感调查[J].水土保持通报,2011,31(3):113-116.

[23] Wu L Z, Deng H, Huang R Q, et al. Evolution of lakes created by landslide dams and the role of dam erosion: A case study of the Jiajun landslide on the Dadu River, China[J]. Quaternary International, 2019,503(A):41-50.

[24] Deng H, Wu L Z, Huang R Q, et al. Formation of the Siwanli ancient landslide in the Dadu River, China[M]. Springer, Berlin Heidelberg, 2017,14(1):385-394.

[25] Wang Y S, Wu L Z, Gu J. Process analysis of the Moxi earthquake-induced Lantianwan landslide in the Dadu River, China[M]. Springer, Berlin Heidelberg, 2019,78(7):4731-4742.

[26] 许强,陈伟,金辉,等.大渡河流域河谷深厚覆盖层特征与发育分布规律研究[J].第四纪研究,2010,30(1):30-36.

[27] 李海龙,张岳桥,乔彦松,等.青藏高原东缘大渡河中游深切河谷沉积物及其地震地质意义[J].地质通报,2015,34(1):104-112.

[28] 刘宇杰,李宗亮,宋志,等.泸定县孙家沟泥石流成因及防治对策探讨[J].地质灾害与环境保护,2008,19(3):15-19.

[29] 巴仁基,王丽,宋志,等.泸定县牧场沟泥石流动力特性预测[J].水文地质工程地质,2008,224(6):75-79,84.

[30] 倪化勇.四川泸定县城后山泥石流灾害及其风险防御[J].中国地质,2009,36(1):229-237.

[31] 郭晓光.大渡河流域石棉-泸定段大型古滑坡与河谷侵蚀的孕生关系[D].成都理工大学硕士学位论文,2014:35-50.