

doi:10.12097/j.issn.1671-2552.2022.05.001

辽宁抚顺西露天矿南帮滑坡成因

刘传正¹, 崔原², 陈春利³, 吕杰堂³, 李兵², 王伦²LIU Chuazheng¹, CUI Yuan², CHEN Chunli³, LYU Jietang³, LI Bing², WANG Lun²

1. 应急管理部国家自然灾害防治研究院, 北京 100085;

2. 辽宁省第十地质大队有限责任公司, 辽宁 抚顺 113004;

3. 自然资源部地质灾害技术指导中心, 北京 100081

1. National Institute of Natural Hazards, MEMC, Beijing 100085, China;

2. Company with Limited Liability of Liaoning Tenth Geological Brigade, Fushun 113004, Liaoning, China;

3. Consultative Centre of Geo-Hazard Mitigation, MNR, Beijing 100081, China

摘要: 辽宁抚顺西露天矿始采于1901年, 全面停采于2018年, 台阶式煤炭采掘方式形成了深约420 m的“亚洲第一大坑”。西露天矿南帮滑坡是一个巨型顺层岩质滑坡。滑坡东西长约3100 m, 南北宽约1500 m, 均厚近100 m, 体积约 $4.52 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。降雨、融雪渗流和矿坑底部开挖卸载是导致滑坡形成并持续长距离运动的主要因素。降雨、融雪渗流导致岩体夹层软化、地下水浮托和中前部孔隙水压力作用。2012—2019年的监测数据显示, 南帮滑坡累积最大水平位移量达96.01 m, 累积最大下沉56.65 m, 滑坡前缘最大抬升23.61 m, 完全改变了滑坡前的地貌形态。滑坡运动经历了破坏失稳(2010—2012年)、阶跃演进(2013—2016年)和缓变趋稳(2017年以来)3个阶段, 反映了巨型滑坡从顺层山体整体破坏、快速发展到逐渐稳定的过程。滑坡敏感性分析显示, 地下水位上升对滑坡失稳起到重要作用, 滑坡前缘填方压脚对提高整体稳定性效果显著。山体中上部顺层抗滑力、下部切层剪切阻力、前缘填方压力、两侧边界阻力、矿坑北帮反力等是滑坡逐渐制动的的主要因素, 两侧边界形成“卡阻效应”, 前缘出现“压力拱效应”。南帮滑坡控制过程是充分利用边界阻力、工程堆载和北帮抵抗反力控制滑坡运动态势, 避免了冲击震动作用, 是实现滑坡治理“软着陆”的一个典型案例。

关键词: 露天矿; 南帮滑坡; 降雨渗流; 冻融作用; 开挖卸载; 填方压力; 边界控制; 辽宁

中图分类号: P642.22 **文献标志码:** A **文章编号:** 1671-2552(2022)05-0713-14

Liu C Z, Cui Y, Chen C L, Lyu J T, Li B, Wang L. Research on the south side landslide at west open-pit coal mine in Fushun City, Liaoning Province of China. *Geological Bulletin of China*, 2022, 41(5): 713-726

Abstract: The west open-pit coal mine at Fushun in Liaoning Province of China was opened in 1901 and closed in 2018. It formed a 420 meters bottomless pit due to stepped coal mining, therefore, is called the largest pit in Asia. The south side landslide in the open-pit coal mine is a giant bedding rock landslide with 3100 meters in length from east to west and 1500 meters in width from north to south. The volume of the landslide is about 452 million cubic meters. Rainfall seepage and excavation unloading at the bottom of the mine are the main factors that lead to the landslide and the continuous long-distance movement. The concrete manifestation includes interlayer softening, groundwater buoyancy, and pore water pressure in the middle and front parts of the slope. The monitoring data from 2012 to 2019 show that the maximum horizontal displacement of the landslide is 96.01 meters, the cumulative maximum subsidence is 56.65 meters, and the full raise of the front edge is 23.61 meters. The topographic feature of the landslide area is greatly changed. The landslide movement has experienced deformation and failure before 2013, step evolution from 2013 to 2016, and gradually stabilization since 2017. The three phases reflect the rapid development of the giant landslide from the complete destruction of the bedding mountain to a

收稿日期: 2021-01-11; 修订日期: 2021-06-07

资助项目: 应急管理部国家自然灾害防治研究院基本科研业务专项《地质灾害链风险分析与防控对策》(编号: ZDJ2021-09)、国家财政事
业专项《地质环境调查与监测》(编号: 1211221481001)

作者简介: 刘传正(1961-), 男, 博士, 研究员, 从事工程地质与地质灾害防治研究。E-mail: cyliu56@163.com

gradually stable process. Analysis of the sensibility reveals the uplifting of underground water level plays an important role in decreasing slope stability, and filling soil at the toe of the slope remarkably increase slope stability. Bedding sliding resistance in the middle and upper slope, cut-layers shear resistance in the lower slope, fill pressure in leading edge, boundary resistance of bilateral, and counterforce of the north side are major factors of the gradual braking of landslide. It is manifested as the "block effect" of the boundary and the "pressure arch effect" of the leading edge. Using boundary resistance, stowage, and resistance reaction force to control the landslide process is typical. The impact and vibration effects were avoided, and the soft landing was realized.

Key words: open-pit mine; the south side landslide; rainfall seepage; freeze-thaw action; the excavation and unloading; loading pressure; boundary control; Liaoning Province

露天矿边坡破坏失稳形成滑坡是人类活动引发地质灾害的重要表现形式^[1]。杨天鸿等^[2]进行了文献调研分析,认为露天矿高陡边坡岩体渐进损伤破坏是边坡岩体失稳的本质特征。刘传正^[3]基于引发因素作用下边坡岩体损伤、强度弱化与边坡动态失稳过程之间的关系,采用整体论与分割论(还原论)相结合的方法,力求取得符合实际的科学认识。

抚顺西露天矿始采于 1901 年,全面停采于 2018 年。矿山采用由浅入深的台阶式煤炭采掘方式,百年开采形成了东西长 6.6 km、南北宽 2.2 km、深约 420 m,坑底最低标高-320 m,坑口面积 10.87 km²的“亚洲第一大坑”。西露天矿坑下部曾经存在胜利矿及深部井 2 个井工采煤区,胜利矿开采标高为-420~-650 m,深部井开采标高为-300~-417 m,二者均于 20 世纪 70 年代关闭。抚顺西露天矿南帮滑坡是一个巨型顺层滑坡,降雨与融雪渗流和前缘开挖导致抗滑力和前缘支撑力弱化,使滑坡启动并缓慢长距离运动,中下部和两侧阻滑、矿坑底部前缘填方压脚及露天矿北帮边坡下部的反力作用,逐步抑制了滑坡的运动态势和冲击作用,是实现滑坡“软着陆”的典型案列。

1 南帮边坡地质环境

抚顺西露天矿南帮滑坡区地貌类型为丘陵地貌及由露天采矿形成的“人工大坑”。2010—2019 年,抚顺市区年降水量 469.7~1118.3 mm,汛期降水量 145~784 mm,最大年降水量出现在 2010 年,最大汛期降水量出现在 2016 年。西露天矿坑北界距离浑河 1.2~1.5 km,西界距离古城子河 200~300 m,南界距离杨柏河(人工河)200~400 m,东侧间隔约 50 m 为东露天矿西界。西露天矿坑最大涌水量约 $9.98 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$,最小约 $4.37 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{d}$ 。

孔隙潜水主要分布在矿坑南帮西部杨柏老河道、刘山老河道第四系冲洪积物中,含水层厚度为

5~6 m。基岩裂隙水主要赋存在新生界古近系老虎台组玄武岩及其下伏的太古界鞍山群花岗片麻岩中。玄武岩含水层平均厚度 90 m,是西露天矿南帮边坡的主要含水层位。地下水接受大气降水和杨柏河、古城河补给,排泄以蒸发、侧向径流及矿区疏干排水为主。

矿区位于郯庐地震带东侧,抗震设防烈度为 VII 度。2016 年 9 月 8 日 4 时 23 分,辽宁抚顺城区矿震 2.8 级。滑坡北距浑河主干断裂(F_1)1.5 km,其分支断裂 F_{1A} 影响到矿坑北界稳定。滑坡区内发育东西向断裂构造 F_2 、北东向断裂构造 F_{3-1} 、北西向断裂构造 F_5 及其分支 F_{5-1} 、 F_{5-2} 、 F_{5-3} 等,断裂构造成为滑坡边界或内部块体边界。南帮边坡中前部受到东西向 F_2 断裂切割,东边界受到 F_5 断裂构造影响,岩体比较破碎(图 1)。

区域断裂活动引发滑坡的研究已取得比较深入的认识。川西地区巴塘县黄草坪滑坡发育在巴塘断裂带内,属于全新世大型岩质滑坡,除降雨、冰川、冻融等外动力作用外,巴塘断裂带剧烈活动可能是直接诱因^[4]。川西大渡河泸定段大型古滑坡主要发育于 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^[5]。云南德钦日因卡滑坡孕育环境具有复杂的地质构造背景,导致岩体破碎、滑坡泥石流等频发多发^[6]。据前人综述,多数研究者认为浑河断裂及所属的 F_{1A} 断层构造活动性现今已不明显,抚顺城区一些厂矿的变形是由采矿活动引起的^[7]。观测证实,浑河断裂抚顺城区段现今不存在与构造相关的运动^[8]。抚顺地区煤田高强度开采是造成城区地质灾害的主导因素,在采空区侧向牵引力的作用下,导致了断裂的拉张活化,产生地裂缝,但不是断裂本身构造活动的结果^[9]。多年来,多处跨浑河断裂形变测量研究表明,煤矿采掘是造成变形的主要原因,而非断裂本身构造活动的结果^[10]。因此,本次研究未考虑断裂活动

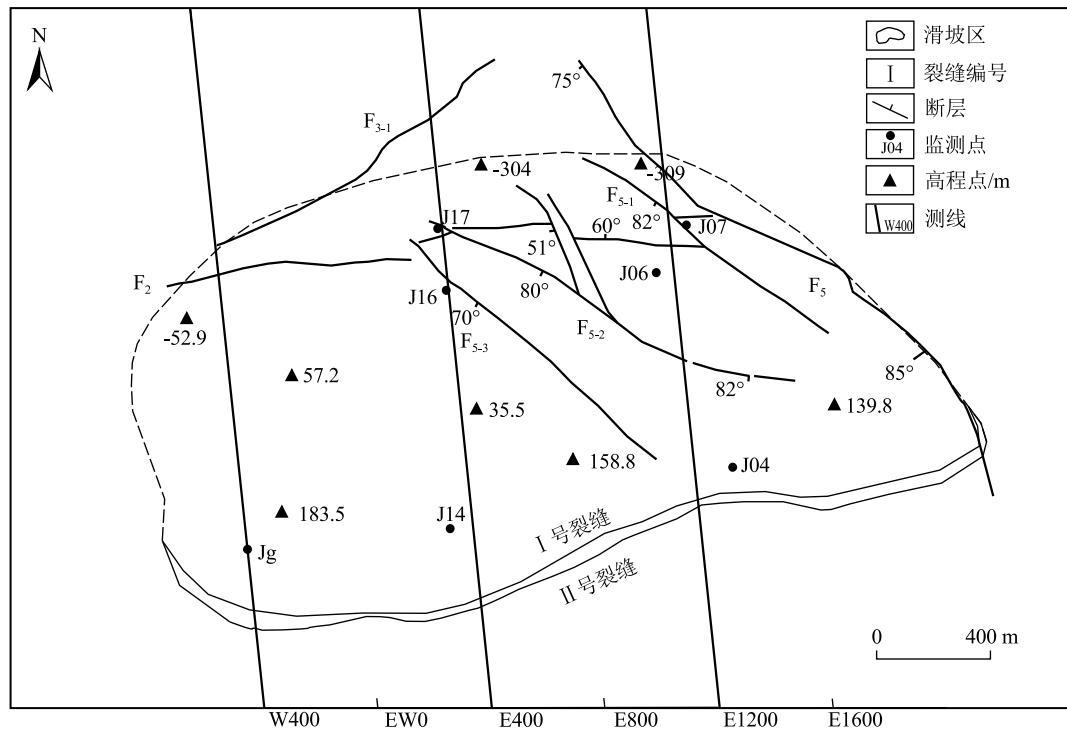


图 1 抚顺西露天矿南帮滑坡平面图

Fig. 1 The plane map of the south side landslide in west open-pit mine at Fushun City

性对南帮滑坡的影响。

西露天矿南帮边坡由多级台阶形成,斜坡总体坡度为 $25^{\circ} \sim 30^{\circ}$,高差约 410 m。南帮边坡处于西露天向斜的南翼,整体呈顺倾层状结构,整体倾角 $30^{\circ} \sim 40^{\circ}$ 。边坡主体为古新统老虎台组玄武岩夹煤层、栗子沟组凝灰岩,基底为太古宙花岗片麻岩。坡脚和北帮为始新统古城子组煤层、计军屯组油页岩和西露天组页岩、凝灰岩,软硬相间组成“夹心饼式”岩体结构(图 2)。第四系全新统主要分布在矿坑西部千台山南坡一带,除少量河流冲积砂砾粘土外,主要是近百年来采矿堆积的杂填土、素填土、煤矸石和岩屑,最大厚度超过 100 m。

2 南帮滑坡地质特征

西露天矿南帮滑坡为顺层岩体向北(坑底)滑移形成,东西长约 3.1 km,南北宽约 1.5 km,面积约 3.37 km^2 ,体积约 $4.52 \times 10^8 \text{ m}^3$ 。南帮滑坡后缘(上部)较宽、前缘(下部)收窄,平面形态异常。滑坡后缘位于千台山一线,高程 142~232 m。滑坡前缘位于露天矿坑底,高程 -270~-310 m(图 1)。

顺层滑坡体岩性主要为古新统老虎台组玄武

岩,滑床为太古宙花岗片麻岩。滑坡的上滑面为玄武岩夹煤层或软弱夹层,埋深 81~191 m;下滑面为玄武岩和花岗片麻岩的不整合接触面(古风化壳),埋深 195~252 m。2010 年以来,滑坡剧变与缓变交替出现,滑坡后缘形成东西向贯通、高 20~53 m 的滑坡壁和宽 38~96 m 的断陷洼地,滑坡前缘(坑底)地表变形鼓胀裂缝普遍(图 2)。

滑坡后缘位于千台山观礼台、锅炉房、佳化厂、同益机械厂一线,2010 年 9 月出现 I、II 号 2 条近平行的东西向拉张裂缝。2011 年底,地表裂缝出现明显发展,2012 年 8 月之后变形加剧。2 条主裂缝间距中部小、东西两端略大,平均间距约 70 m。2013 年,北侧的 I 号裂缝长约 2.1 km,开裂下错剧烈,最大开裂宽度超过 6 m,北侧最大下错 13 m,西端转折处成为滑坡西边界的组成部分。外侧的 II 号裂缝长 2.6 km,开裂错动幅度小于 I 号裂缝。2 条裂缝均持续垂直下错和水平拉裂(图 1、图 2)。

E200~E1200 测线之间的滑坡前缘(坑底) -300 m 高程一线全面隆起,裂缝加大增多形成反坡台坎。309 泵站(-309 m)以西前缘鼓胀变形带不断扩展,E800 坑底(-300 m)新填筑地面隆起掀斜。E400~

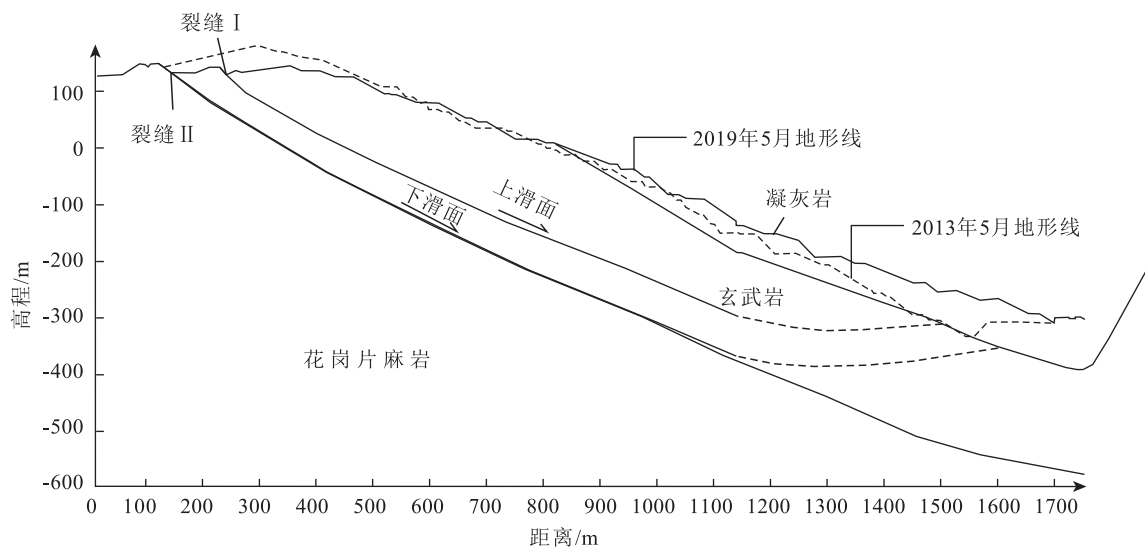


图2 抚顺西露天矿南帮滑坡 E400 地质剖面

Fig. 2 E400 geological section of South side landslide in West open-pit coal mine at Fushun City

E800 测线之间的坑底变形斜坡已抵住基岩或残留岩矿体,沿途的岩体、填土和积水冰面全部出现扭曲破裂变形。-200 m 位置处危岩体横向裂缝增大,纵向裂缝增多,张剪裂隙发育,边坡岩体新生碎裂现象明显,局部垮落。E500~E900 之间坑底横张裂缝发展,隆起抬升区出现北高南低反翘,低洼处地面出现剪裂反卷。

滑坡西部变形区主要受控于上滑面,即玄武岩中的泥化破碎带,平均深度为 102 m,后缘地表出露为 I 号裂缝(图 2)。滑坡西部边界呈近南北向,基本对应矿坑南界与西界的交接线,宏观上由多条近南北向的弧形羽状张剪裂缝构成,收敛于矿坑底部。西边界 1 号公路附近裂缝增大,地面隆起,-80~-160 m 处的中下部多级边坡台坎顶部发育横向张裂缝。汽采队墙体裂缝增大,东侧下座。洗煤厂 W700 以东形成相距 160 m 的 2 个台坎。

滑坡中部区存在上、下 2 层滑动面,上滑面在后缘出露为 I 号裂缝,下滑面在后缘出露为 II 号裂缝。该区域岩石裂隙发育,坡面多有崩滑,坑底前缘存在鼓胀现象。边坡中部公路路面和干砌挡墙多处破坏、拱起,油页岩内 F_2 断层剪出,多级台阶鼓胀、开裂下沉。中部区滑动变形主要受控于上滑面,边坡中下部剪出,坑底岩体破碎,纵横向鼓胀裂缝发育。

滑坡东部变形区存在上、下两层滑动面,主要

滑动面为下滑面,总体变形强度弱于中西部(图 2)。滑坡东侧边界主要受北西向断层 F_5 控制(产状 $245^\circ \angle 72^\circ$)。该区域煤层自燃、岩体开裂、崩滑落石和坑底前缘鼓胀现象多发。

滑坡后缘西段 I 号、II 号地裂缝连接处逐步发展为松脱断陷带,山体错动、开裂下沉,局部出现反坡(图 3)。2015 年断陷洼地高差可达 10 m,南侧坡面土体局部呈临空状态,北侧树木掉落倾倒(图 4)。

3 南帮滑坡变形特征

人工观测、GPS 监测、干涉雷达解算等异源数据基本一致,2012 年 2 月以来南帮滑坡变形具有整体协调性。2012—2019 年,南帮滑坡累积最大水平位移 96.01 m,最大下沉 -56.65 m,前缘坑底最大抬升 23.61 m,完全改变了滑坡前的地貌形态。

总体上,滑坡区中西部区域(观礼台、E400)水平变形比东部(E1200)变形大,滑坡中下部水平变形略快于上部,西部中上段下沉比东部快,但东部下段比西部下段抬升略快。南帮滑坡区观礼台、E400 和 E1200 三条测线(点)的监测数据基本反映了滑坡西、中、东三部分的变形动态,证明西露天矿滑坡经历了破坏失稳、阶跃演进到缓变趋稳逐次转化 3 个阶段(图 5)。

3.1 破坏失稳阶段

2010 年 8 月—2012 年 12 月为巨型滑坡启动阶



图 3 滑坡中部的开裂陷落带

Fig. 3 A crack and sinking zone in middle part of the landslide



图 4 滑坡后缘北侧树木错落

Fig. 4 Dropped trees in the northern edge of the ground fissure in the landslide

段,滑坡总体向北(矿坑内)滑移,累积位移量约 2 m,处于缓慢持续滑移状态^[11]。由于降雨与冰雪融水渗流效应,滑坡体中部变形与后缘同步,且中部变形速率略高于后缘,坡体上部变形较下部强烈,平均水平变形速率 4.49~22.1 mm/d,平均垂直沉降速率-13.0~11.6 mm/d(图 5)。

3.2 阶跃演进阶段

2013—2016 年为巨型滑坡加速与缓动交替的阶跃演进阶段。2013 年“8·16”强降水过程的激发作用使滑坡变形速度显著增大,并保持到 2014 年 12 月。2014 年冻融期水平变形速率一度达到 200 mm/d,垂直变形-45.83~16.39 mm/d。E400 和 E1200 测线累积位移分别为 96 m、75 m。2015 年汛期水平变形速率达 92.59 mm/d 后,2016 年汛期水平变形速率达 159.8 mm/d,然后均呈波动性下降。滑坡位移汛期加速与非汛期减速交替,滑坡速率多次波动但总趋势降低,未出现急剧加速的斋藤曲线第三阶段,说明变形趋势逐渐得到抑制。

滕超等^[12]通过监测发现,E1200 测线边坡底部出现应力集中现象。2016 年 4 月 10 日之前,E1000 测线-300 m 标高处埋深 56.5 m 泥化夹层部位应力值由 0.06 MPa 突变为 1.0 MPa,后增大到 20.0 MPa,直至传感器被剪断。4 月 20 日,玄武岩中埋深 76.5 m 南北向受

力的应力传感器同样被剪断。4 月 23 日,另外 2 个传感器出现类似现象。EW0 测线埋深 80 m 的应力传感器显示,降水时期应力值有明显增大现象。

3.3 缓变趋稳阶段

2017 年以来,滑坡进入缓慢变形并趋于稳定,累积位移总量增加不大。2017—2019 年,冰雪融化期和主汛期滑坡变形速率均未显著增大,只是小幅度抬升后即回落,汛期最大水平变形速率为 13.9~50 mm/d,汛期与非汛期的变形速率差异性较小,变形强度出现趋势性衰减。

3.4 滑坡变形速度特征

在水平位移速度方面,滑坡西部观礼台、中部 E400 和东部 E1200 测线上的监测点数值变化具有

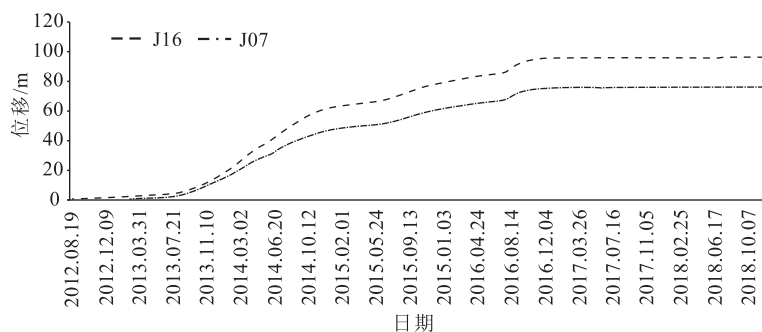


图 5 E400(J16)、E1200(J07)测线典型监测点累积位移与时间曲线

Fig. 5 Displacement-time curve of typical monitoring points at the E400(J16) and E1200(J07) sections

时间上的一致性,说明滑坡的宏观整体性和引发因素作用的协调性,尽管滑坡中西部变形速率明显大于中东部。滑坡西部变形区的主要滑动面是上滑面,中部区滑动面为上滑面或部分地段出现下滑面,东部区变形区主要是下滑面,3个区域滑面深度的差异反映了滑坡边界条件、成分结构、地下水作用和滑动规模的不同。

根据图6、图7、图8对比分析,南帮滑坡西部的观礼台 Jg 测点、中部 E400 测线 J16 测点和东部 E1200 测线 J07 测点的水平位移速率随时间的变化具有类似的规律,3个测点的高速变形期均出现在2013—2016年间,只是最大速率自西向东有所降低。西部的 Jg 测点最大水平速率接近 200 mm/d,中部 J16 测点最大值为 180 mm/d,东部的 J07 测点最大值

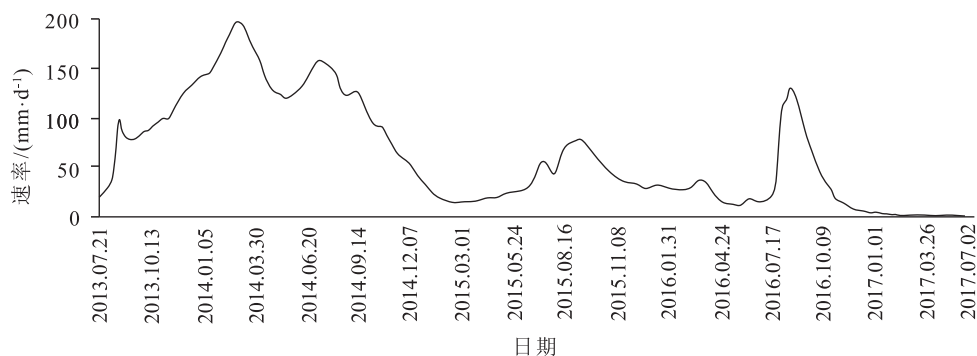


图6 观礼台 Jg 测点日平均水平位移速度

Fig. 6 Mean daily horizontal displacement of Jg monitoring point in Guanlitai area

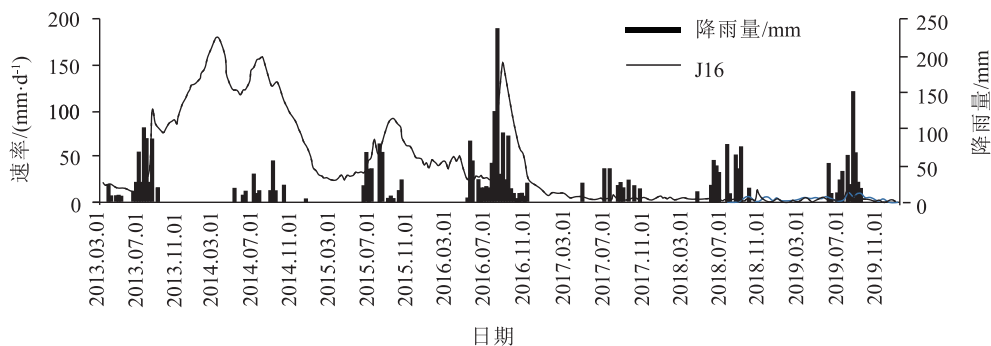


图7 E400 测线 J16 测点日平均水平位移速度

Fig. 7 Mean daily horizontal displacement of J16 monitoring point in the E400 section

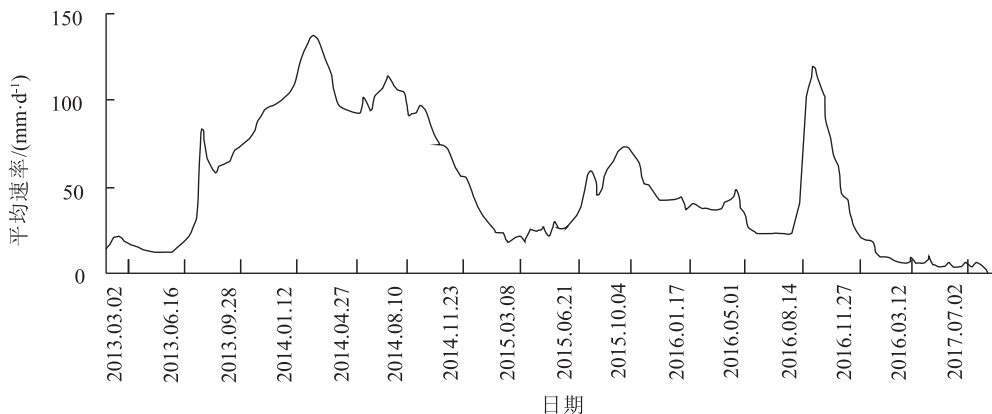


图8 E1200 测线 J07 测点水平位移速度

Fig. 8 Mean daily horizontal displacement of J07 monitoring point in the E1200 section

为 136 mm/d。在时间分布上,3 个测点的水平位移速率年度峰值均出现在 2013 年主汛期、2014 年春季冻融期、2014 年主汛期、2015 年主汛期和 2016 年主汛期,反映滑坡从 2013 年“8·16”强降雨过程后全面加速滑动,2014 年变形速率达到最大峰值,此后历年虽有主汛期降雨激发作用,但变形强度是逐渐衰减的。

在垂直位移速率方面,滑坡区不同测线或同一测线的不同测点日垂直变形速率虽然变化较大,但总体上表现为滑坡中上部大幅度下沉,下部相对抬升鼓胀的特点。图 9 显示,滑坡西部观礼台区域 2013—2016 年持续下沉,以 2014 年 7 月下沉速率最大, Jg 测点达到 -85 mm/d。进入 2015 年以后下沉速率较小,总体维持在 -10 mm/d 左右,只是在 2015 年主汛期下沉速率达到 -40 mm/d,2016 年主汛期垂直下沉速率甚至达到 -60 mm/d,但维持时间较短(负值代表下降,正值代表上升)。

图 10 显示,滑坡中部区域 E400 测线中下部的 J16 测点与滑坡西部 Jg 测点具有类似的垂直变化规律,反映滑坡自 2013—2016 年持续下沉,但以 2013 年主汛期至 2014 年底下沉显著,最大速率达 -65

mm/d。2015 年以后下沉速率较小,总体维持在 -15 mm/d 左右。2015 年主汛期下沉速率有所增加,2016 年主汛期甚至达到 -45 mm/d,但维持时间较短,2017 年及以后垂直变形变化不大。E400 测线上部的 J14 测点垂直变形数据与 J16 具有类似规律。E400 测线下部的 J17 测点数据跳跃剧烈,但以上升为主,上升速率一般在 5 mm/d 左右,个别值达到 15 mm/d,以 2014 年和 2016 年主汛期较显著。

图 11 显示,滑坡东部区域 E1200 测线滑坡下部 J07 监测点的垂直位移速率反映滑坡总体上一直处于抬升鼓起状态,且上升速率数值显著大于 E400 测线下部的 J17 测点。2013 年、2014 年分别出现 38 mm/d 和 45 mm/d 两个上升峰值,2015 年抬升有所减速,2016 年主汛期再次出现短暂的急剧抬升期,最大速率达 44 mm/d。E1200 测线中上部的 J04、J06 测点的垂直变形特点以下沉为主,下沉变形随时间的变化类同于 E400 测线上的 J14、J16。2014 年, J04 的最大下沉速率达 -93 mm/d, J06 达 -42 mm/d,除 2016 年主汛期短期下沉加大外,2015 年以来总体变化不大。

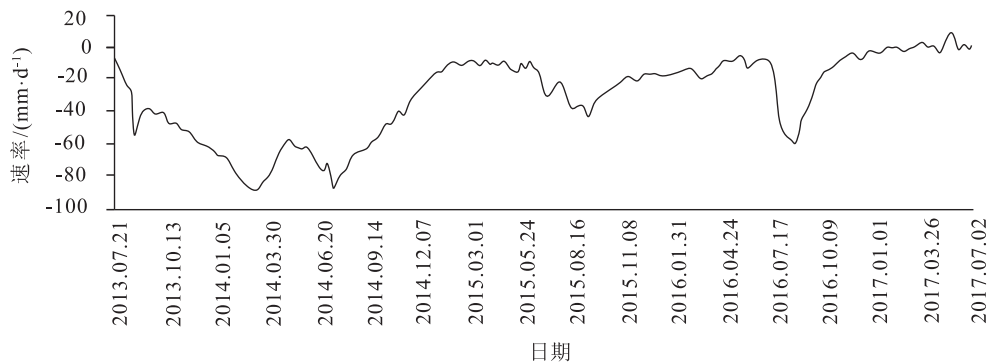


图 9 观礼台 Jg 测点日平均垂直位移速率

Fig. 9 Mean daily vertical displacement of Jg monitoring point in Guanlitai area

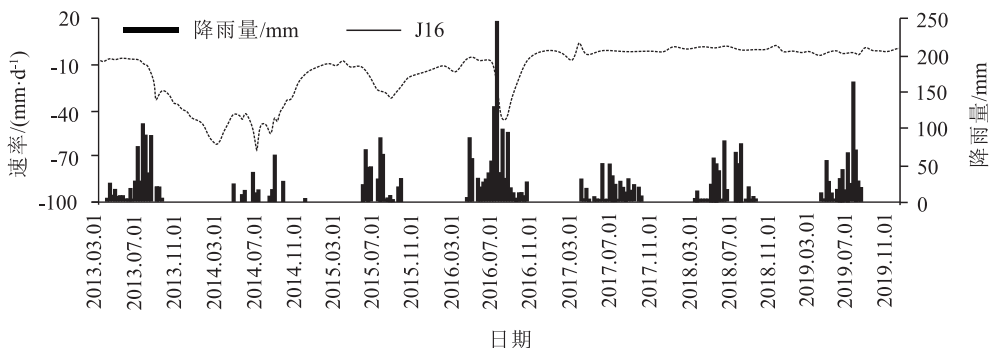


图 10 E400 测线 J16 测点日平均垂直位移速度

Fig. 10 Mean daily vertical displacement of J16 monitoring points in the E400 section

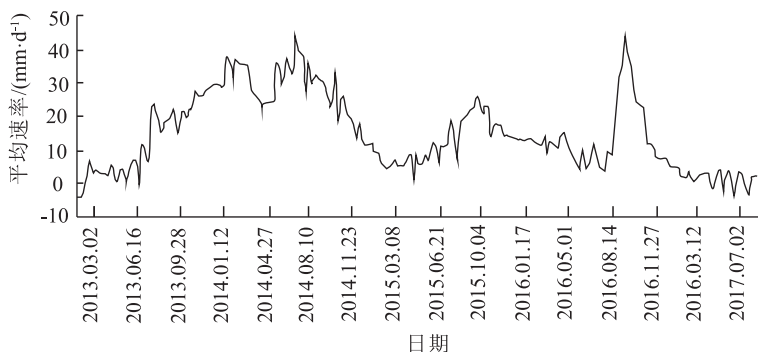


图 11 E1200 测线 J07 测点日平均垂直位移速度

Fig. 11 Mean daily vertical displacement of J07 monitoring point in the E1200 section

4 南帮滑坡成因

Hoek 等^[13]认为,矿山边坡失稳除了节理化岩体结构外,主要受到地下水流渗透和水压的影响。南帮滑坡的形成与发展是一个降水渗流、坑底开挖、冰雪冻融、两侧边界阻滑、矿坑底部填方、北帮反力作用等多种作用“博弈”的过程,主要表现为夹层软化、地下水浮托和中前部孔隙水压力作用。高波等^[14]认为,南帮边坡失稳主要是由于岩体结构面的不利组合形成的不稳定块体在自重和其他外载荷作用下发生塌落或者滑移,多个相邻块体的连锁反应增加新的断面导致的。韩晓极等^[15]认为,南帮边坡变形体是矿山开采形成的顺层岩质边坡易滑体在坡体结构、坑体构造、降雨、深层软弱带及底部开挖影响渐次形成的。胡高建等^[16]提出,边坡中部沿弱层和破碎带运动,到边坡下部不整合面处受到抑制,在边坡底部沿中间弱层切出坑底形成滑坡轮廓。

4.1 超常降雨是滑坡启动的主要因素

2010 年抚顺市降水 1118.3 mm,远超多年平均降雨量。汛期 40 d 内连续出现 6 次强降雨,降雨量达 495.4 mm,较常年多了近 7 成,最大日降雨量 227 mm。8 月 20—24 日,抚顺市区过程降雨量达 137.2 mm,千台山锅炉房斜坡开裂长达 50 m,9 月底增至 350 m。可以认为,2010 年超常降雨渗流软化与地下水位上升是南帮滑坡初始启动的根本原因。2011 年平均降水量 611.7 mm,低于常年值,对滑坡恶化作用有限。

4.2 矿坑底部开挖激发作用

2011 年 9 月—2012 年 6 月,W100~E1900 之间

开挖采矿 $113 \times 10^4 \text{ m}^3$,2011 年 4—8 月、2012 年 4—5 月在 E1000~E1400 坑底区域(309 泵站)累计开挖 $101 \times 10^4 \text{ m}^3$,短时间内开挖深度 100 m,成为滑坡整体运动的第二次重要激发作用。露天矿坑底部采矿开挖一方面破坏了南北帮间的拱形支撑效应,另一方面破坏了斜坡脚部支撑并牵动整个山体变形破坏力量向上传导,进而引发整体应力调整,顺向坡软弱层面摩阻力不足引起整体破坏。

2012 年平均降水量为 917.4 mm,比常年偏多 2 成,2011—2012 年,滑坡维持着蠕变变形特征。2013 年 2—5 月,冰雪冻融作用维持了整体滑坡态势。冬季冰雪冻结边坡表层造成阻水,形成的高位地下水起到浮托软化作用,有利于维持边坡的持续变形。冰雪消融使冻结滞水释放、下降泉冻结冰柱栓塞效应解除,成为地下水溢出通道,对降低岩体强度和形成局部地段向外的动水压力起到一定作用。自然,冰雪冻融作用是有限的,随着融水疏干,2013 年 6 月出现了变形缓解期。

4.3 降雨渗流—地下水激发作用

2013 年,抚顺市降水量为 1058.3 mm,比常年偏多 4 成。7 月 8 日降雨量 60 mm,7 月 29 日降雨量 110 mm,8 月 9 日降雨量 90 mm,8 月 16 日降雨量 195 mm(最大小时雨强 106 mm)。强降雨渗流作用使滑坡水平变形日均速率 15 mm/d 上升到 60~80 mm/d、垂直下沉日均速率 -10 mm/d 加速到 -45 mm/d。E1200 测线降水渗流导致滑坡中的地下水位从 8 月 16—21 日升高了约 20 m,对应的滑坡水平变形速率由 60 mm/d 急升至 130.1 mm/d。尽管 2013 年 9 月以后未再出现强降雨过程,但滑坡变形速率仍在高位状态,说明滑坡的滑动带全面贯

通,整体变形破坏过程全面开始。2014 年平均降水量为 545.9 mm,比常年偏少 3 成,但滑坡持续加速至 2014 年 10 月才开始缓解。

2015 年抚顺市平均降水量为 653.0 mm,比常年偏少 2 成。2015 年 7 月 30 日—8 月 5 日发生强降雨,8 月 6 日地下水位升高至 79.15 m,24 小时后回落到 65.24 m。贺鑫等^[17]研究发现,2015 年水位涨幅和单次累积降雨量之间存在显著正相关关系(图 12)。当单次累积降雨量达到 9.5 mm 时,地下水开始出现明显的变化。E04-5 监测孔以单次累计降雨量 20 mm 为起点,降水 60 mm 地下水位升高 6 m,降水 100 mm 地下水位升高 15 m 以上。

伴随降雨的地下水位增高存在明显的滞后性。2013 年 8 月 16 日发生强降雨,最高地下水位出现在 21 日。2015 年 7 月底 8 月初出现强降雨过程,8 月 6 日才出现最高地下水位,且 24 h 内回落约 14 m。2016 年 7 月 20—22 日,抚顺市区平均降水量为 99.7 mm,导致巨型滑坡持续滑移,累积位移量增加 6~8 m。2016 年 11 月以后,滑坡进入缓变阶段,说明两侧边界阻力与坑底填方压力逐步控制了滑坡快速滑移态势。

E400 测线 J16 监测点位移数据说明,随着降雨量的累积,滑坡变形不断增加(图 13)。地下水位随着降雨量增加先增大后减小,说明滑坡岩体具有不均匀性和各向异性,但连通性好的裂隙又会加速地下水渗流而导致地下水位快速降低。另外,滑坡中西部岩体的透水性高于滑坡中东部。

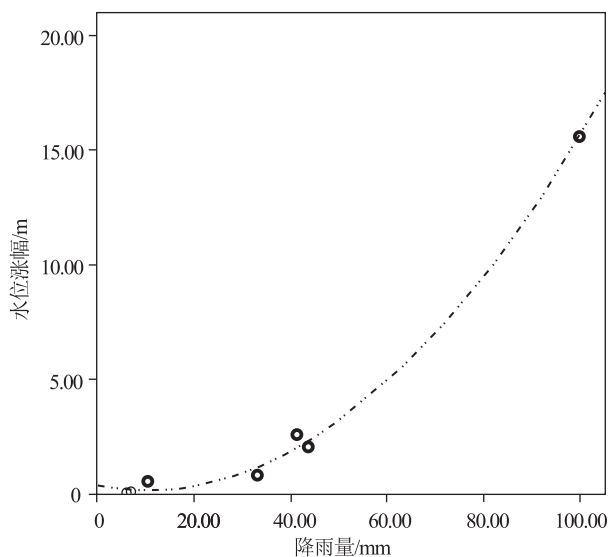


图 12 地下水位涨幅和单次累积降雨量关系
(据参考文献[17]修改)

Fig. 12 The rise of groundwater level and the single cumulative rainfall

4.4 前缘回填压脚阻滑作用

自 2013 年以来采用回填压脚治理南帮滑坡,滑坡位移速率从 2014 年 20~100 mm/d 降低到 2019 年 1~5 mm/d。随着回填压脚工程量不断增加,位移速率急剧减小,地面变形逐步减缓(图 5)。2013 年 4 月 3 日开始回填坑底东部,回填方量 $215.46 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。2013 年 8 月—2014 年 6 月,回填坑底中东部坑底前缘鼓胀区,累积回填量为 $654.10 \times 10^4 \text{ m}^3$,

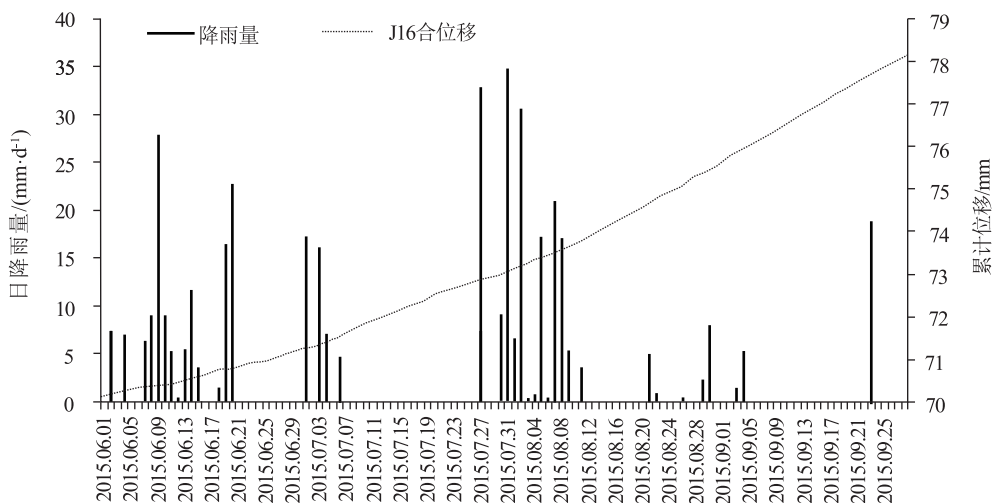


图 13 J16 监测累积位移量与日降雨量关系(据参考文献[17]修改)

Fig. 13 Cumulative displacement of J16 monitoring point and daily rainfall

此阶段回填压脚对滑坡的影响程度较小。2017—2019 年,回填方量为 $2459 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。到 2020 年 6 月,累计回填 $3709 \times 10^4 \text{ m}^3$ 。对比东中西部 3 条代表性滑坡监测线的位移速率与回填方量可以发现,2015 年底填方量不足 $1000 \times 10^4 \text{ m}^3$ 时,滑坡变形速率已显著降低,只有最高值的 $1/4$,但 2016 年汛期变形速率和累积变形量又呈 3 倍增加,说明 2017 年以前的填方量尚不足以扭转巨型滑坡的运动态势(图 5、图 14)。

5 南帮滑坡变形破坏机理

抚顺西露天矿南帮滑坡平面图像可概化为“梯形”,即违反常规的前缘窄后缘较宽形态,两侧边界向前收紧,致使阻滑力随着滑坡发展逐渐增大,形成“卡阻效应”。滑坡的引发因素包括前缘采矿开挖、冰雪融水渗入和降雨渗流,以及可能的矿震作用等。滑坡演化在破坏失稳、阶跃演进和缓变趋稳 3 个阶段的变形破坏机理是不同的。

5.1 破坏失稳阶段:顺层推动-追踪张拉-剪断滑移

滑坡前缘矿山开采及开挖坡脚活动导致应力集中被解除,削弱了滑坡下部的支撑能力,上部岩层对下部岩体的推力作用逐渐加大,促使巨大顺层山体下部追踪岩层面和节理破裂带剪切破坏,逐步发展成从坡脚剪出,从而形成中上部顺层板状滑移推动、下部推挤切层剪出的大规模滑坡,经历了顺层推动-追踪张拉-剪断滑移过程。上滑面在坑底临空面剪出,巨大顺层推力下造成底部一定深度剪

切鼓胀。冰雪融化、2010 年丰水年的降雨渗流等造成暂态性地下水位大幅度升高,是导致滑坡出现大规模滑移的主导因素。滑坡力学图解可概括为整体下滑力(F)在中上部表现为后缘拉裂(f_1)及两侧张剪作用(f_2/f_3)、前缘推挤(f_4)及两侧压扭(f_5/f_6)作用。抑制滑坡的阻力(A)可概括为滑坡中上部的顺层阻滑力(A_1)、下部追踪层面和裂隙破坏的剪切阻力(A_2)、两侧的约束阻滑力(A_3/A_4)、前缘填方压力(A_5)和矿坑北帮的阻挡反力(A_6)(图 15)。

5.2 阶跃演进阶段:渗流激发-快速发展-抑制减速

巨型滑坡的运动惯性是先期有限的填方量不能遏制的。降雨作用,特别是 2013 年主汛期的多次强降雨渗流过程对滑坡继续大规模滑动起重要作用。尽管 2014 年降水量少于常年,但滑坡持续运动态势没有根本缓解。2015 年降水量继续少于常年,前期降水渗流作用的滞后效应终于得到缓解。2016 年主汛期降水渗流作用较大,滑坡再次快速运动,但仅仅持续 3 个月的时间,说明随着滑坡大规模长距离缓慢运动,松动开裂甚至部分解体的边坡岩体更有利于地下水快速消散而削弱地下水渗流的不利作用。

这个阶段滑坡运动距离远,差异下沉大,但未发生一次性释放能量的突发性整体滑坡,而表现为缓动的、持续的、大范围和大幅度开裂滑移和错落变形。滑坡活动表现为快速发展与缓慢减速交替,既反映了对降水渗流及孔隙水压力作用的敏感性,也反映了旱季滑动带有效应力部分恢复、底部摩阻

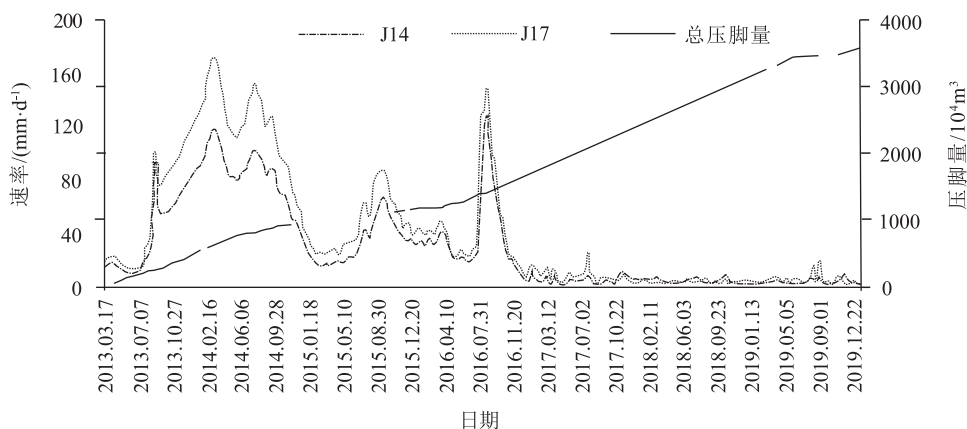


图 14 滑坡水平变形速率与填方工程量关系图

Fig. 14 The horizontal deformation rate of the landslide and the volume of man-made loading

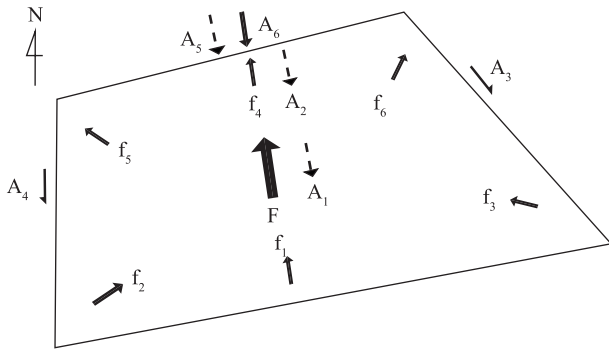


图 15 南帮滑坡平面力学模式图解

Fig. 15 Mechanics model in ichnography of the south side landslide

F—整体下滑力; f_1 —上部拉力; f_2/f_3 —两侧张剪力; f_4 —前缘推挤力;
 f_5/f_6 —两侧压扭力; A —整体阻力; A_1 —上部顺层阻力;
 A_2 —下部剪切阻力; A_3/A_4 —两侧约束阻力; A_5 —前缘填方压力;
 A_6 —矿坑北帮阻挡反力

力增加、前缘压脚和北帮抵挡作用的有效抑制,滑坡经历了驱动力由急剧激发到逐渐减弱和阻力逐渐增强的过程。

5.3 缓变趋稳阶段:底部阻滑—两侧卡阻—前缘“压力拱”效应

随着滑坡运动距离的加大,整体运动能量的消耗,两侧中前部边界阻力、中前部平缓抗滑段持续加长增加底部摩擦、前缘坑底填方压力、矿坑北帮抵挡反力等综合作用逐渐占据主导地位,共同达成巨型滑坡“刹车”的效果,两侧边界的“卡阻效应”和滑坡前缘“压力拱效应”越来越显著。

图 16 解释了滑坡剩余下滑力(F_m)与滑坡中上部顺层阻力(A_1)、底部剪切阻力(A_2)、前缘填方压力(A_5)和北帮的阻挡反力(A_6)的关系。前缘“压力拱效应”主要体现在滑坡剩余下滑力(F_m)、填方压力(A_5)和坑底北帮的阻挡反力(A_6)的相互作用。随着滑坡变形能的释放,滑坡整体抗滑作用占主导优势,即使遭遇强降雨作用,滑坡也不会出现以往的快速大规模运动,因为既缺少运动空间,也缺少足够的动力来源。在新的强降雨等作用下,巨型滑坡会处于较长期的变形调整状态,但整体基本稳定,局部变形可能剧烈,甚至发生小规模滑坡。

6 南帮滑坡稳定性

6.1 计算模型与工况

计算剖面选取东部区 E1200 工程地质剖面下

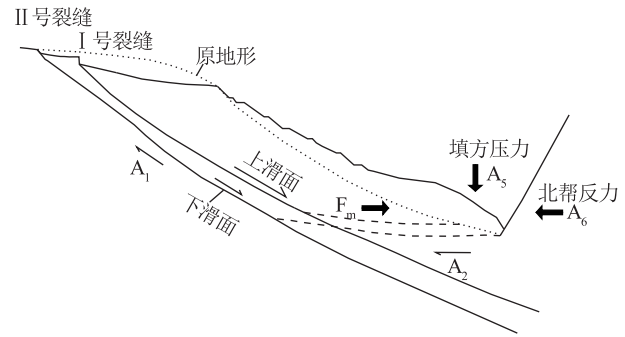


图 16 南帮滑坡剖面力学模式图解

Fig. 16 Mechanics mode of the south side landslide in section

层滑动面。计算模型采用基于极限平衡分析的 Morgenstern-Prince 法^[18-19]和 GeoStudio 软件的 GeoSlope/W 模块。M-P 法适用于任何形状的滑动面,其主要特点是假定了条块间存在相互作用力,极限平衡状态时任意条块均可满足力和力矩的平衡条件。设定 3 种滑坡稳定性计算工况,计算模型见图 17。

工况 1:现状工况下,地下水位每次上升 20 m,计算 8 种水位上升状态。

工况 2:现状工况下每次回填反压土层厚度 20 m,计算 9 种回填情况。

工况 3:现状工况下对滑坡进行回填反压的同时考虑地下水位随回填同步上升,计算 9 种回填情况。其中,最后情形⑨和⑩计算时,考虑地下水不可能全部渗出地表,地下水位保持工况⑧的情况。

计算的岩土体参数主要考虑滑动带、滑体和回填反压土体(表 1)。考虑边坡的工程地质结构,将滑床以下岩体视为未滑动。

6.2 计算结果

图 18 显示现状工况下仅考虑坡体内地下水位上升时滑坡的稳定性。随着滑坡内地下水位持续抬升,滑坡稳定系数持续降低,地下水位从 -280 m 上升到 -160 m 区段,滑坡稳定性降低明显,稳定系数从 1.023 降低到 0.787。

图 19 点虚线显示了仅考虑回填作用,地下水位保持不变,按每次回填 20 m 计算得到的滑坡稳定系数与回填高程之间的关系。回填能够有效地提高滑坡的稳定性,回填至 -240 m 高程时,稳定系数提高到 1.316。随着回填高程增加,稳定系数也随之

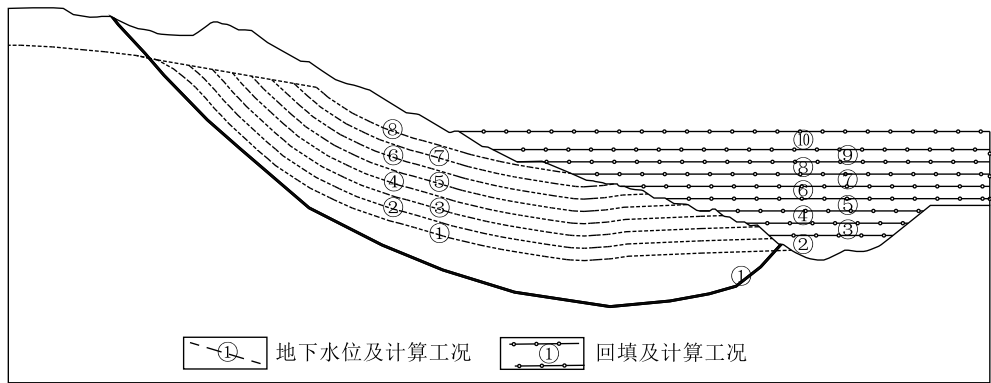


图 17 南帮滑坡 E1200 剖面计算模型

Fig. 17 Calculative model in E1200 section of the landslide

增大,但增加幅度显著降低。回填高程从-240~-140 m,稳定系数增加幅度变小,仅从 1.316 增加到 1.432。在回填高程到-100 m 时,稳定系数增加幅度有所提升,可能起源于滑坡中段稳定性的明显提高。随着回填高程增加,可能的滑移面底部不断抬升,下段滑移面逐渐偏离目前的滑面,滑坡整体稳定性逐渐转化为中上部浅层稳定问题。

图 19 点实线显示了同时考虑回填作用与地下水位同步上升时,按每次回填 20 m 计算得到的滑

坡稳定系数与回填高程+地下水位之间的关系,这在主汛期是与实际工况较一致的工程条件。考虑地下水位作用下,回填到-240 m 时滑坡稳定系数达到 1.208。从-240~-160 m 回填过程中,稳定系数逐渐增加,说明回填作用的影响高于地下水的影 响,整个曲线的增长趋势总体上与纯粹填方基本一致。回填到-160 m 高程时,稳定系数达到 1.347,地下水对滑坡整体的稳定已影响不大,问题转化为滑坡中上段表层或浅层稳定问题。

中部区的 E400 工程地质剖面采用上滑面(图 2)计算滑坡稳定性变化趋势,得到与 E1200 剖面总体一致的规律。图 20 显示,地下水位从-270 m 上升到-240 m 时,滑坡稳定系数从 1.01 降低到 0.951。地下水位上升到-200 m 时,稳定系数降到 0.856,地下水位升到-160 m 时,稳定系数为 0.784。图 21 中虚线显示,从-270 m(初始状态)高程回填到-240 m 时,滑坡稳定系数上升到 1.113,回填到-160 m 时的稳定系数上升到 1.285,回填到-100 m 时的

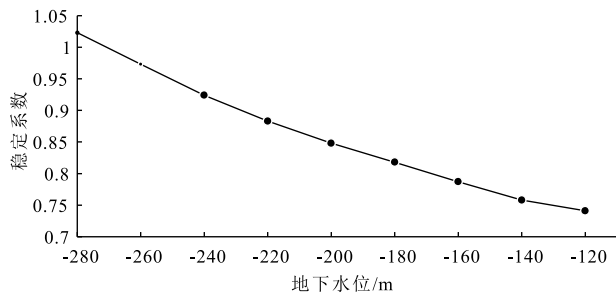


图 18 E1200 剖面滑坡稳定性与地下水位上升的关系

Fig. 18 Landslide stability and underground water level lifting of E1200 section

表 1 计算参数取值

Table 1 Calculative parameters of soil and rockmass

序号	部位	天然容重 /($\text{kN} \cdot \text{m}^{-3}$)	饱和容重 /($\text{kN} \cdot \text{m}^{-3}$)	粘聚力 /kPa	内摩擦角 /°
1	滑体	22	24	27	24
2	滑动带	18	20	18	16
3	回填土	18	20	20	20
4	滑床(基岩)	—	—	—	—

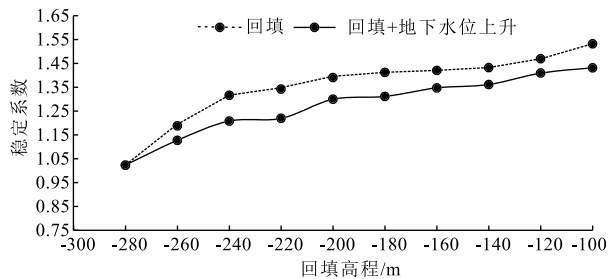


图 19 E1200 剖面滑坡稳定性与填方压脚及地下水位的关系

Fig. 19 Landslide stability, man-made loading and groundwater level lifting of E1200 section

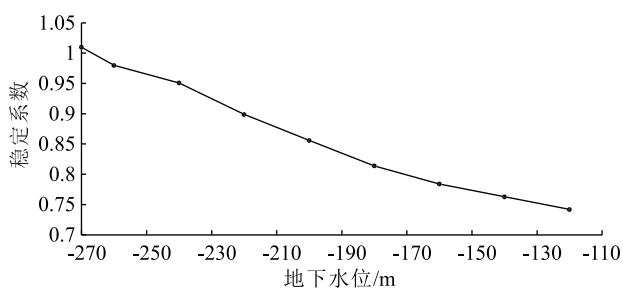


图 20 E400 剖面滑坡稳定性与地下水位上升关系

Fig. 20 Landslide stability and underground water level lifting of E400 section

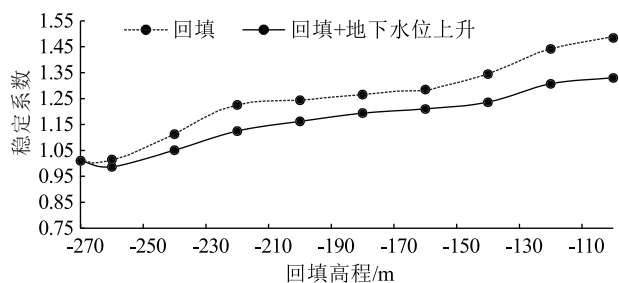


图 21 E400 剖面滑坡稳定性与填方压脚及地下水位关系

Fig. 21 Landslide stability, man-made loading and groundwater level lifting of E400 section

稳定系数上升到 1.484。图 21 点实线显示,同时考虑地下水位上升与填方压脚,回填高程到-240 m 时的滑坡稳定系数为 1.051,回填到-160 m 时的稳定系数上升到 1.21,回填到-100 m 时的稳定系数升到 1.33。

把量化计算结果与图 5、图 14 及各变形速度曲线对比分析可以看出,已有的填方量不能作为滑坡稳定的唯一关键因素。2016 年 7 月强降雨过程再次激发,滑坡变形增高到 2015 年底的近 4 倍。自 2016 年 11 月,降雨作用的弛豫期结束后,滑坡变形低至不足 10 mm/d,巨型滑坡向稳定态势转变。因此,前缘坑底填方压脚对滑坡稳定是有作用的,但填方量相对于巨型滑坡体积占比有限的情况下,显然不能成为滑坡稳定的决定性因素。促使巨型滑坡“刹车”的决定因素,或滑坡整体稳定要考虑滑坡中上部顺层摩擦阻力、下部剪出摩擦阻力、滑坡两侧边界阻力(卡阻效应)和坑底北帮阻挡反力,以及填方压力等因素的综合作用。

7 结论与建议

7.1 结论

(1) 岩体顺倾结构及其裂隙化是巨型边坡发生

大规模滑移的基础条件,具体表现为上部顺软弱夹层滑移,下部追踪岩层面和节理裂隙错动剪切破坏。

(2) 滑坡平面形态上宽下窄、底部触底及北帮抵抗等边界约束条件抑制了滑坡启动后的高速远程运动,表现为整体缓慢的持续的水平运动和向下错落。

(3) 降雨、冰雪融水渗流作用降低了岩体软弱夹层的强度,增大了孔隙水压力和浮托力,以及坡脚采矿开挖降低了斜坡底部的支撑力等是滑坡孕育的主要因素。

(4) 随着滑坡运动距离的加大,两侧边界阻力、底部抗滑力和填方压力不断增大,后期激发因素的作用灵敏性逐步降低,或者说滑坡失稳恢复期或弛豫期显著缩短,滑坡后期运动速度和运动距离逐渐降低,实现了滑坡运动态势的“软着陆”。

(5) 滑坡运动过程经历了破坏失稳(2010—2012 年)、阶跃演进(2013—2016 年)和缓变趋稳(2017 年以来)3 个阶段,反映了巨型滑坡整体启动—岩体结构破坏—缓变与剧动交替—逐渐趋稳的过程。

(6) 滑坡进入整体趋于稳定阶段后,降雨、地震(矿震)或人为因素作用引起南帮边坡岩体局部变形,特别是中上部变形调整是正常的,甚至可能发生小规模滑坡。

7.2 防治建议

(1) 构建点、线、面结合的监测网,为评估整体和局部的滑坡动态提供依据,为综合防治和整合开发利用提供基础资料。

(2) 进行重点地段工程地质勘查,为综合防治工程可行性研究、工程设计和开发利用提供基础资料。

(3) 论证填方压脚提高南帮边坡稳定性的最佳高度,为开发利用提供设计依据。

(4) 观测研究降雨渗流、冰雪融水和地下水的影响,如地下水位对于顺倾岩体软弱面深部变形、有效应力、渗透压力和节理化岩土体软化及整体稳定性的影响。

(5) 综合论证蓄水成湖的合理水位、水深及其正负效应,全面评估生态恢复、整合开发利用的成效。

(6) 观测研究滑坡区上部整治利用及玄武岩资源开发的可行性及利用方式、时机。

致谢:辽宁省自然资源厅、抚顺矿业集团提供了野外考察和研讨会商便利,辽宁省地质环境监测总站于振学站长在现场多次与本文作者研讨,特此说明并致谢。

参考文献

- [1] 刘传正.中国崩塌滑坡泥石流灾害成因类型[J].地质论评,2014,60(4): 858-868.
- [2] 杨天鸿,张锋春,于庆磊,等.露天矿高陡边坡稳定性研究现状及发展趋势[J].岩土力学,2011,32(5): 1437-1452.
- [3] 刘传正.地质灾害防治研究的认识论与方法论[J].工程地质学报,2015,23(5): 809-820.
- [4] 吴瑞安,倪嘉伟,郭长宝,等.川西巴塘断裂带黄草坪滑坡形成机制[J].地质通报,2021,40(12): 1992-2001.
- [5] 郭长宝,倪嘉伟,杨志华,等.川西大渡河泸定段大型古滑坡发育特征与稳定性评价[J].地质通报,2021,40(12): 1981-1991.
- [6] 闫茂华,魏云杰,李亚民,等.云南德钦日因卡滑坡孕灾背景及形成机理[J].地质通报,2020,39(12): 1971-1980.
- [7] 孔繁强,卢月,卢良玉.抚顺城区段浑河断裂现今活动性研究的述评[J].东北地震研究,2003,19(3): 42-49.
- [8] 孔繁强,王莉,王永江,赵晓辉.浑河断裂抚顺城区段现今活动性观测分析研究[J].东北地震研究,2009,25(1): 1-7.
- [9] 马洪超.浑河断裂活动性对抚顺市区地裂缝的影响[J].中国西部科技,2015,14(12): 33-36.
- [10] 卢良玉,高常波,李天成,庞庆研,卢月.浑河断裂现今活动性及抚顺城区段的活动特点研究[J].东北地震研究,2001,17(2): 48-58.
- [11] 刘传正.累积变形曲线类型与滑坡预测预报[J].工程地质学报,2021,29(1): 86-95.
- [12] 滕超,王雷,刘宝华,等.辽宁抚顺西露天矿南帮滑坡应力变化规律及影响因素分析[J].中国地质灾害与防治学报,2018,29(2): 35-42.
- [13] Hoek E, Bray J W(著).卢世宗,李成村,夏继祥,等(译).岩石边坡工程[M].北京:冶金工业出版社,1983.
- [14] 高波,肖平,张国军.抚顺西露天矿南帮边坡岩体结构及构造的分析[J].露天采矿技术,2014,(9): 18-21.
- [15] 韩晓极,李惠发,郭霁,等.抚顺西露天矿南帮边坡变形机制与稳定性分析[J].煤矿安全,2017,48(7): 242-245.
- [16] 胡高建,杨天鸿,张飞.抚顺西露天矿南帮边坡破坏机理及内排压脚措施[J].吉林大学学报(地球科学版),2019,49(4): 1082-1092.
- [17] 贺鑫,崔原,滕超,等.辽宁抚顺西露天矿南帮滑坡变形与地下水位关系[J].中国地质灾害与防治学报,2018,29(1): 72-77.
- [18] Morgenstern N R, Prince V. The analysis of the stability of general slip surface[J]. Geotechnique, 1965, 15(1): 79-93.
- [19] 陈祖煜,汪小刚,杨健,等.岩质边坡稳定分析——原理、方法、程序[M].北京:中国水利水电出版社,2005.