

基于 U-DEC 数值分析的龙洞水滑坡 变形特征及成因机制分析

鲁道洪¹, 张群², 易靖松³

(1. 四川路博士土木工程勘察设计有限公司, 四川 绵阳 621000;

2. 四川省地质环境监测总站, 四川 成都 610081; 3. 中国地质科学院探矿工艺研究所, 四川 成都 611734)

摘要: [目的] 借助龙洞水滑坡典型实例, 从静水压力和滑带软化角度分析滑坡的成因机制, 为该类滑坡的进一步识别及研究提供理论依据。[方法] 通过详细的现场地质调查、遥感摄影、工程地质测绘及离散元数值模拟分析, 对滑坡的变形破坏特征进行分区评价, 并对其成灾机制进行探究。[结果] 地质构造形成的宽缓向斜形成了滑坡的雏形, 软硬相间的互层结构提供了滑坡的物质基础, 三面临空的地形地貌条件为其提供运动变形空间, 卸荷及构造裂隙为地表水的入渗提供了优势通道, 地下水对潜在滑面的软化作用和静水压力是滑坡启动发生的诱发因素。[结论] 滑体的运动不仅仅是后缘裂隙静水压力的作用或者地下水的物理软化作用, 而是后缘裂隙静水压力和滑带物理软化的共同作用, 并且后缘静水压力在斜坡的变形破坏和滑体的运动中起到加速的作用。

关键词: 拉陷槽; 碎屑流; 数值模拟; 成灾机制

文献标识码: A

文章编号: 1000-288X(2017)06-0162-06

中图分类号: U47.12

文献参数: 鲁道洪, 张群, 易靖松. 基于 U-DEC 数值分析的龙洞水滑坡变形特征及成因机制分析[J]. 水土保持通报, 2017, 37(6): 162-167. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2017.06.027; Lu Daohong, Zhang Qun, Yi Jingsong. Deformation characteristics and genesis mechanism of Longdongshui landslide based on U-DEC numerical analysis[J]. Bulletin of Soil and Water Conservation, 2017, 37(6): 162-167. DOI:10.13961/j.cnki.stbctb.2017.06.027

Deformation Characteristics and Genesis Mechanism of Longdongshui Landslide Based on U-DEC Numerical Analysis

LU Daohong¹, ZHANG Qun², YI Jingsong³

(1. Sichuan Road Doctor Civil Engineering Survey Design Co., Ltd, Mianyang, Sichuan 621000, China;

2. Sichuan Province Geological Environmental Monitoring Station, Chengdu, Sichuan 610081, China;

3. Institute of Mineral Exploration Technology, Chinese Academy of Geological Sciences, Chengdu, Sichuan 611734, China)

Abstract: [Objective] Using Longdongshui landslide as a case, this article analyzed the genesis mechanism of this kind of landslide from the aspects of hydrostatic pressure and sliding belt softening, and aimed to provide theoretical basis for further identification and research of this kind of landslide. [Methods] Through detailed field geological survey, remote sensing camera, engineering geological mapping and analysis of discrete element numerical simulation, the characteristics of deformation and failure of the landslide were assessed, and the mechanism of the disaster was explored. [Results] The rolling syncline shape by geological structure formed the rudiment of the landslide; soft and hard interbedding structure provided the material basis for the landslide; three directional emptiness for landform condition provided space for the motion and deformation space; unloading and tectonic fracture provided precedent infiltration channel for surface water; water softening effect of the potential sliding surface by groundwater and static water pressure were the triggering factors of landslide. [Conclusion] The movement of the sliding body is not only the effect of the hydrostatic pressure of the posterior margin, but also is the physical softening of the groundwater. It is the joint effect of the hydrostatic pressure and the physical softening of the trailing edge fracture that will result to, and furthermore,

the trailing edge hydrostatic pressure plays an accelerated role in the deformation and sliding of the slope.

Keywords: pull slot; debris flow; numerical simulation; disastrous mechanisms

滑坡灾害历来都是影响人类社会发展和经济进步的主要地质灾害类型。中国是世界上滑坡分布最广、危害最严重的国家之一^[1]。然而据不完全统计,中国西南山区发生的顺层岩质滑坡约占各种类型滑坡总数的 1/4。西南山区在面临如此严重的滑坡灾害威胁的同时,也是人口聚集区和人类工程活动重要场所。而其孕育的滑坡灾害隐蔽性强,危害性特别大,严重威胁着人民群众的生命财产安全。仅 20 世纪 80 年代以来,我国西部地区所发生的一次性死亡数十人以上的灾难性崩滑事件就有十余起,丧亡千余人^[2]。龙洞水滑坡位于万源市花楼乡桅杆坝村,处于河谷平原与低山区交界处的坡麓地带,为川东红层地区的一个缓倾顺层岩质滑坡,滑坡在 20 世纪曾发生过滑动现象,下部为滑坡堆积体,而后由于滑坡体受汶川地震的影响,在 2012 年的一场强降雨诱发下,坡体发生强烈变形,裂缝急剧扩张,摧毁了房屋 30 多间,农田 6.67 hm²,并造成了 1 人死亡,直接经济损失达 2 000 万元。对于龙洞水该类型的滑坡,多数学者对其变形特征及机理做了大量的研究工作。一些学者认为滑坡后缘裂隙的静水压力为滑坡启动的关键因素;还有一些学者认为滑体下覆盖的泥化夹层软化是滑坡启动发生的关键因素。众说不一,各自都采取了相关试验及案例佐证了自己的观点^[3-8]。而从同时考虑静水压力和泥化夹层软化角度来解释该类滑坡的研究较少,本研究正是借助龙洞水滑坡典型实例,采用离散元数值模拟的方法从静水压力和滑带软化角度分析了滑坡的成因机制,对该类滑坡的进一步识别及启动研究具有重要意义。

1 滑坡区工程地质环境条件

1.1 气象、水文

滑坡区气象属亚热带湿润季风气候,总体特点是:温暖潮湿,雨量充沛,四季分明,冬干少雨,夏热多雨,并伴有干旱、暴雨(洪涝)冰雹和大风等灾害性天气。根据多年气象资料统计,年均气温 16.8 ℃,月均气温最高 27.6 ℃(7 月),最低 5.6 ℃(1 月)。年极端高温 41.3 ℃,极端低温 -5.3 ℃;年均降水量 1 213.5 mm,1 月最少为 5.4 mm,5 月最多为 192 mm,降雨集中时间为 5—10 月,占年降水量的 79%。降水量最多为 1983 年的 1 698 mm,最少为 1966 年的 865.9 mm,极差为 832.1 mm。最大日降水量为 1963 年 5 月 28 日的 192 mm。区内河流属嘉陵江水系,前河、中河、后河纵穿全境于城东汇为州河,流域

面积占全县幅员面积的 88%。明月江、长滩河在达县境内分别注入州河、巴河。

1.2 地形地貌

滑坡区地处达州市宣汉县境内,位于构造侵蚀地形陡倾斜单面山斜坡下部,浅—中切割构造侵蚀低山地貌区,冲沟堆积岸,地形整体上北高南低,平面上形态略呈“舌”状,长条“月”牙形。总体地势北高南低,斜坡坡向 190°~240°,平均坡度 18°~25°,其中,斜坡上部略缓,下部略陡。斜坡整体地貌表现为砂岩硬层互相迭置,每一层只占山坡的一部分,受砂岩两组长大构造节理面控制,砂岩硬层不但在侧坡被切割,在顺向坡上也被切割,因此,山体四周都成台阶状。

1.3 地层岩性

滑坡区勘查区裸露的地层有:第四系全新统残坡积(Q₄^{dl+el}、崩坡堆积(Q₄^{col})及侏罗系上统蓬莱镇组(J_{3p})等。

(1) 第四系全新统残坡积层(Q₄^{dl+el})。粉质黏土:褐色、紫红色,硬塑,含角砾(粒径 0.2~3 cm,含量 10%~15%)和少量块石(粒径 8~50 cm,含量 8%~15%),角砾成分主要为砂、泥岩风化后的产物,块石成分主要为长石砂岩,厚度 0—3 m 不等。主要分布于滑坡体前缘小河对岸区域。

(2) 第四系全新统崩坡堆积层(Q₄^{col})。粉质黏土夹碎石:褐色、灰色、黑灰色,可塑—软塑状,含少量角砾(粒径 0.1~1 cm,含量 5%~8%),角砾成分主要为砂、泥岩风化后的产物,局部夹长石砂岩块石,厚度 3—4 m 不等。主要分布于滑坡体内。

(3) 侏罗系上统蓬莱镇组(J_{3p})。泥岩:紫红色,矿物成分以黏土矿物为主,含钙质结核,泥质结构,块状构造。局部段夹薄层状粉砂岩、细砂岩。地表出露风化严重、风华网状裂隙发育、岩体破碎,局部地段揉皱较强烈。砂岩:青灰色、黄灰色—灰色,矿物成分以石英为主,长石次之,含少量白云母,钙泥质胶结,粉粒—细粒结构,中厚层块状构造,岩体总体完整,局部地段破碎。

1.4 地质构造

滑坡区构造部位处于大巴山南缘弧形构造带与四川盆地东北部新华夏构造带的复合地带,以大巴山南缘弧形构造带为主体构造,构造形迹主要为褶皱构造,其次为压性或压扭性断层。由一系列走向近似平行的褶皱和断层组成,以褶皱为主,褶皱轴向和断层走向为西北向,总体呈弧形展布。褶皱从西南向东北

渐趋紧密,岩层倾角渐增,卷入的地层渐老,规模由小到大,一般轴向长数公里至数十公里,且多以复背斜形式出现。

1.5 水文地质条件

滑坡区具上覆松散堆积层与下伏基岩的双层结构,地下水按其赋存特征可分为基岩裂隙水和松散堆积层孔隙水两类。① 松散堆积层孔隙水。分布在崩、残坡积堆积体内,其含水介质为崩、残坡积层含碎石粉质黏土,由粉质黏土、碎石土组成。主要受大气降水补给,自然蒸发或顺坡向地势低洼的两侧冲沟排泄,地下水水位不稳定,动态变化大,埋藏浅。② 基岩裂隙水。指赋存于基岩浅层风化带中的网状裂隙水及泥岩、泥质粉砂岩、砂岩层间裂隙水,主要受大气降水、地表水及松散层孔隙水补给,地下水主要沿节理裂隙、基岩层面向下运移。

地下水的主要补给来源为大气降水和地表水,滑坡区上部为残坡积粉质黏土为透水弱含水段,属地下水补给区。部分地表水经地表沿坡面径流向斜坡脚排泄,部分通过地表裂缝渗透至地下形成地下水。

2 滑坡基本情况及变形特征

2.1 滑坡基本情况

龙洞水滑坡位于万源市花楼乡桅杆坝村,处于河谷平原与低山区交界处的坡麓地带。龙洞水滑坡平面呈长舌状,纵向上坡表呈凹形分布,地形坡度 $10\sim 35^\circ$ 平均坡度 23° ,滑坡后缘高程 $1\,130\text{ m}$,前缘高程 560 m ,相对高差约 570 m 。滑坡纵向长约 $2\,000\text{ m}$,横向宽 250 m ,面积约 $418\,000\text{ m}^2$,滑体厚度约 $0.6\sim 8.2\text{ m}$,平均厚度 4.5 m ,滑坡体积约 $3.00\times 10^6\text{ m}^3$,滑坡主滑方向 225° 。滑坡后缘及两侧出露基岩为侏罗系上统蓬莱镇组的紫红、暗红色泥岩、青灰色泥质粉砂岩,岩层呈不等厚互层状,产状 $170^\circ\angle 12^\circ$ 。泥岩风化网状裂隙发育,砂岩主要发育一组节理产状: $347^\circ\angle 85^\circ$ 。

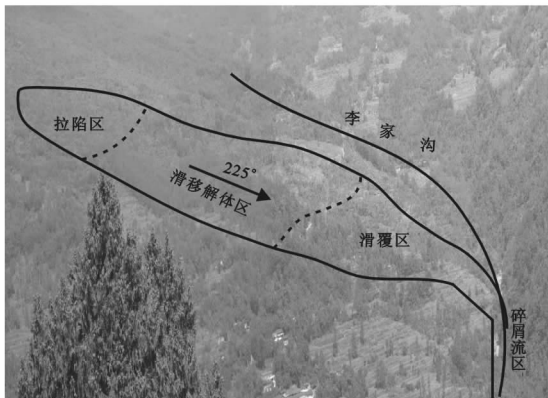


图1 龙洞水滑坡全貌及分区图

2.2 滑坡边界特征

(1) 后缘边界特征。滑坡后缘位于斜坡后部基岩陡壁下方,后缘出露为较为完整基岩陡壁,后缘有断续的裂缝发育,后缘壁上无擦痕和明显位移。滑坡中后部出现开裂下挫现象,下挫裂缝断续延伸 $10\sim 15\text{ m}$,最大错台处达 $10\sim 100\text{ cm}$ 左右,裂缝延伸方向沿基岩陡壁下部与崩坡积堆积体交界处,且均分布在土岩接触面附近,据此确定该处为滑坡后缘边界为斜坡陡缓交界部位基覆界面处,分布高程 $1\,100\sim 1\,130\text{ m}$ 。

(2) 右侧边界特征。现场调查滑坡右后侧发育有高差在 $3\sim 5\text{ m}$ 的陡坎,均为基岩陡坎,基岩陡坎岩体完整,表层风化的网状裂隙发育,未见有滑动等变形迹象。陡坎下部为树林,沿树林发育一条浅切冲沟,延伸至滑坡前缘小河南。表层覆盖层土体较薄,冲沟内可见基岩出露为粉砂质泥岩。

(3) 左侧边界特征。滑坡左侧边界不明显,坡表主要为粉质黏土,其中发育一条小沟,小沟左侧未见有变形迹象,右侧可见有裂缝发育及下挫现象,据此推断滑坡左侧边界以小沟为界。

2.3 滑坡结构特征

(1) 滑体特征。根据现场调查及钻孔、槽探资料显示,滑体由粉质黏土夹块碎石、粉砂质泥岩与砂岩组成。粉质黏土结构松散,块石块径 $20\sim 200\text{ cm}$ 不等,碎石粒径 $2\sim 10\text{ cm}$ 不等,岩性以砂岩和泥质粉砂岩为主,棱角状,无分选,含量约占 35% ;粉砂质泥岩与砂岩呈互层状,岩体强风化,结构较破碎,粉砂质泥岩呈紫红色,泥质胶结,节理裂隙发育,砂岩呈灰白色,中一细粒结构,节理裂隙较发育,质地较硬,属钙质胶结。滑坡滑体厚度厚薄不均,一般 $0.6\sim 8.2\text{ m}$,平均厚度为 4.5 m ,厚度变化趋势为前厚后薄。滑体厚度从纵向上具中上部较薄、下部相对较厚的特点,横向上具中间厚两侧稍薄的特点。纵向上滑坡坡面形态呈凹形。

(2) 滑带特征。根据本次勘查资料显示,该滑坡尚未形成统一滑面(带),钻探也未见镜面及擦痕。推测该滑坡的滑面(带)为蓬莱镇组内软弱泥岩层,侏罗系上统蓬莱镇组紫红、暗红色泥岩、砂岩泥质,遇水易软化形成软弱面,厚约 1.5 m ,褐红色,具软塑状态。滑带富含黏土矿物,为泥岩夹层全风化形成,呈砖红色,结构松散,夹有少许碎石颗粒,粒径约 $1\sim 2\text{ cm}$,刚取出时呈软塑状,土体遇水后,水分子迅速进入土体孔隙并软化土体,力学性质急剧下降(图2)。



图 2 钻孔揭露的原状滑带土

(3) 滑床特征。根据钻孔、探槽揭露资料及现场调查综合分析(图 3),龙洞水滑坡滑床主要为侏罗系上统蓬莱镇组紫红—暗红色泥岩、青灰色泥质砂岩,不等厚互层状,出露基岩岩层产状为 $225^{\circ} \angle 16^{\circ}$ 。滑床中后部较陡,倾角约 $28^{\circ} \sim 35^{\circ}$,中前部平缓,倾角 $18^{\circ} \sim 20^{\circ}$,滑床埋深 $0.6 \sim 8.2$ m,平均埋深 4.0 m。



图 3 龙洞水滑坡右侧冲沟揭露的滑床

2.4 滑坡分区及变形特征

根据龙洞水滑坡的运动位移矢量、变形破坏方式、形成机理等特征,现将整个滑坡分为后缘拉陷区(I区),整体滑移区(II区),滑覆区(III区)和前缘碎屑流区(IV区)。分区范围及特征见龙洞水全貌分区图(图 1)。

(1) 后缘拉陷区(I区)特征。位于滑坡区后缘陡壁至整体主滑移区后缘坡脚之间的区域,为滑坡启动发生后所呈现的拉陷区域。I区滑动后水平运动距离达 30 m,垂直运动距离达 16 m,在平面上呈现出宽缓的槽谷形状。滑坡区地表目前为大量碎块石杂乱堆积,原平整斜坡地现凹凸不平,中部形成有滑坡台阶,后部有滑坡池、深大裂缝及滑壁陡崖。该区零乱分布了大量的砂岩、泥质粉砂岩巨块石,局部呈架空状,为滑坡在启动过程中,后缘拉裂,岩体解体所

形成,块石粒径最大可达 $1 \text{ m} \times 2 \text{ m}$ 。滑坡发生后,后缘拉裂形成陡壁,横向宽约 60 m,高约 23 m,近垂直(图 4)。



图 4 后缘拉陷区(I区)后部滑壁

(2) 整体滑移区(II区)特征。整体滑移区为滑坡的主滑体,滑移距离较长,在受强大的裂隙水压力作用下,开始滑动。该区滑体物质主要为浅表的松散堆积层和下部的厚层砂岩与泥质粉砂岩互层。整体滑动方向 205° ,基本与岩层产状一致。在运动过程中,整体滑移区受到的变形破坏作用稍小;而整体滑移区后缘由于在启滑过程中,拉裂变形作用强烈,形成次级的拉陷槽,槽宽 3.4 m,深 2.8 m,沿 $110^{\circ} \sim 290^{\circ}$ 走向展布,延伸长度达 40 m,槽内有少量碎块石充填,结构松散,无分选磨圆特征(图 5)。



图 5 整体滑移区(II区)上的次级拉陷槽

(3) 滑覆区(III区)特征。滑覆区主要位于滑坡区前缘中部及下沟道内,为滑坡堆积体覆盖区域。滑坡前该区原位置主要为松散覆盖层,岩性为粉质黏土夹碎块石,厚度较薄,滑坡时被主滑体推移至前缘冲沟并堆积,堆积厚度约 $5 \sim 17$ m(图 6)。

(4) 碎屑流区(IV区)。前缘碎屑流区为强降雨条件下,雨水将前缘冲沟内的滑坡堆积层沿沟带走,

形成的碎屑流,呈长条状分布,滑坡堆积层被雨水带走至冲沟下游,对下游居民房屋及农田造成了严重威胁。雨水在带走冲沟内滑坡堆积层的同时,也在不断掏蚀前缘坡脚,前缘滑覆区的松散滑坡堆积层就作为储备物源不断的补充到沟内,这样就对下游居民房屋形成了持久性威胁。



图 6 前缘滑覆区堆积隆起特征

3 滑坡成因机制分析

3.1 滑坡形成条件分析

龙洞水滑坡的发生有着特殊的地质环境背景,其形成演化过程与地质构造运动是密不可分的。受大巴山弧型构造带影响,地壳抬升,形成了一系列宽缓的复向斜和复背斜,形成的缓倾单面山为滑坡斜坡岩体雏形生成。软硬相间的砂泥岩互层结构为滑坡的孕育发生提供物质基础。岩层在水平挤压构造应力作用下发生错动,错动面主要发生在砂、泥岩接触面,由于砂岩和泥岩弹性模量、泊松比等诸多力学参数存在差异,错动产生的摩擦力相对于砂岩产生拉张应力,对于泥岩产生压应力,于是在接触面附近的砂岩形成一系列竖向张裂隙,从而形成层间错动带。这又为泥化夹层—潜在滑带土的形成提供先期条件。龙洞水滑坡三面临空,具有良好的地形地貌条件。前缘冲沟深切,地势陡峭,斜坡岩体在卸荷作用下发生蠕滑,在推挤力作用下,前缘斜坡岩体在河谷下切过程中出现崩落、掉块现象。中后缘斜坡岩体受持续拉张应力作用产生和坡向近垂直的竖向拉裂隙,为地表水进入岩体提供通道。

3.2 滑坡启动机制分析

在龙洞水滑坡具备了地形地貌、地层岩性等先决条件之后,降雨就成为了滑坡孕育启动的一个关键诱发因素。在强降雨作用下,地表水通过斜坡中后缘拉裂隙渗入斜坡岩体,并沿着结构面不断向下运移,这时裂隙水由于形成水头差会对裂隙壁面产生静水压

力,当运移到达滑面时,由于介质不透水,地下水转而沿潜在滑面运移,并对底面产生扬压力,泥化夹层遇水软化,强度降低。当泥化夹层不足以支撑滑体重力时率先出现塑流,在位移差作用下,和泥化夹层接触的上覆泥岩出现拉张变形,岩体被拉断,拉裂缝由下至上逐渐发展到地表,滑体完全脱离斜坡岩体后进入运动阶段。由于滑坡启动没有后缘水头的的作用,完全是靠滑带土强度降低产生的,因此滑动速率极慢。在运动过程中,泥化夹层受上下岩体挤压作用,加之混合有大量地下水,滑动过程中逐渐解体并流失,滑坡速率逐渐降低并停止运动。

4 滑坡变形破坏机制数值模拟分析

4.1 模型的建立

针对龙洞水滑坡模型的建立采用理想弹塑性本构模型和 Mohr-Coulomb 屈服准则,把滑坡体假设为弹塑性的可变形体。选取滑坡典型剖面为基础建立模型,主要考虑后缘裂隙及软弱层面为控制性结构面,坡体内部节理不予考虑。本次主要研究地下水的静水压力和物理软弱作用对岩质滑坡变形破坏的影响。因此,建模时将滑坡假设为一条贯通的软弱结构面赋值,在滑坡后缘设置一组剪节理加一定的水头,模拟降雨工况下滑坡后缘裂隙充水的情况。

4.2 模拟方案及参数取值

降雨作用下,缓倾角深层岩质滑坡是在受到了后缘静水压力及潜在滑面物理软化影响的联合作用下发生的。因此,在进行数值模拟的时候,针对滑坡的实际情况,进行了多个工况的模拟:

(1) 天然工况。未降雨的天然状况下,后缘裂隙未充水,滑带取天然状态参数,仅考虑在重力作用下的运动趋势。

(2) 大雨工况。大雨条件下,滑坡后缘裂隙充水,充水高度为裂隙深度的 $1/2$,考虑在静水压力作用下的变形破坏情况。

(3) 暴雨工况。暴雨条件下,滑坡后缘裂隙充满水,充水高度为裂隙深度,考虑在静水压力作用下的变形破坏情况。

(4) 暴雨+软化作用工况。暴雨条件下,滑坡后缘裂隙满水,且潜在滑面受到地下水的软化作用,抗剪强度参数取值参考前人红层软岩试验数据。抗剪强度参数取值按照前述软化数据参数。UDEC 计算模型中具体各项参数详见表 1。

4.3 模拟结果

(1) 天然状态。通过上述计算模型的数值分析结果表明,当运行到 3 390 时步时,计算即收敛。分析可知,在重力作用下,滑坡最大位移为 0.055 m,前

缘受到剪应力主要以斜向水平方向的运动为主,坡体中部及后缘主要以垂向运动为主。最大不平衡力显

示其逐渐收敛,由此可知,天然状态下的缓倾岩质斜坡是稳定的。

表 1 UDEC 计算模型原始物理力学参数

项目	容重/ ($\text{kN} \cdot \text{m}^{-3}$)	体积模量/ GPa	剪切模量/ GPa	内摩擦角/ ($^{\circ}$)	内聚力/ kPa	法向刚度/ ($\text{GPa} \cdot \text{m}^{-1}$)	切向刚度/ ($\text{GPa} \cdot \text{m}^{-1}$)
滑体	26.0	10.3	9.8	42.0	110.0	/	/
滑带(天然状态)	—	—	—	28.3	56.1	1.8	0.9
滑带(软化作用)	—	—	—	14.0	38.0	—	—

(2) 暴雨状态。当斜坡后缘裂隙充水高度为 10.4 m(裂隙满水)时,滑带取其天然状态下摩擦角和黏聚力。当模型迭代 6 630 步时,模型计算收敛。滑坡在裂隙充满水的静水压力作用下最大位移量为 0.072 m,相对于大雨状态下显著增大。滑坡后缘水平方向运动更加明显,后缘监测点显示其水平方向位移量 0.027 m,竖向位移量 0.050 m。暴雨状态由于后缘裂隙充满地下水,静水压力显著增大,滑坡水平位移量明显增大。

(3) 暴雨+软化作用状态。由于地下水作用下对滑带的物理软化作用,导致滑带的摩擦角和粘聚力大幅度的下降,其值参考前人所得取值为 14° 和 38 kPa。当模型迭代到 9 380 步时,滑坡发生了较大的位移变化,最大位移量达到 7.62 m。斜坡后缘裂隙由于滑坡较大的水平位移拉开较大,滑坡后缘监测点显示其水平位移量达到 7.15 m,滑体整体沿着滑带向下运动。在后缘地下水的静水压力和物理软化作用下,斜坡发生了较强烈的变形破坏。对比暴雨状态下斜坡的位移变形迹象可知,后缘地下水的静水压力对滑坡有一定的推动作用,但地下水对滑带的物理软化作用是导致滑坡发生位移变形的的主要原因。

通过对以上 3 种不同工况模拟计算结果对比可知,由于软弱结构面的存在,斜坡在自身重力作用下会发生位移变化,但位移量很小,斜坡整体是稳定的。而滑体的运动不仅仅是后缘裂隙静水压力的作用或者地下水的物理软化作用,而是后缘裂隙静水压力和滑带物理软化的共同作用,并且后缘静水压力在斜坡的变形破坏和滑体的运动中起到加速的作用。

5 结论

(1) 本文所研究滑坡为一大型顺层基岩滑坡,根据滑坡运动变形的特征,该滑坡可细分为 3 个滑带区,其中 I 区为后缘拉陷区、II 区为中部整体滑移区,III 区为滑覆区,IV 区为碎屑流区。

(2) 所研究滑坡从孕育到形成大致可分为 4 各阶段:地质构造形成的宽缓向斜形成了滑坡的雏形,软硬相间的互层结构及三面临空的卸荷作用导致坡体裂隙进一步扩张,雨水入渗对潜在滑面的软化同时形成高水头静水压力,最终在某次极端强降雨条件下发生变形破坏。

(3) 通过数值模拟分析,滑坡在天然状态处于稳定状态,但在暴雨或极端暴雨条件下处于欠稳定状态。

(4) 通过详细的调查分析和数值模拟分析,降雨为滑坡启动的关键诱发因素,滑坡发生的变形破坏是后缘静水压力和潜在滑带软化,力学参数及物理性状持续降低共同作用下造成的,并不是单纯的静水压力,或者单纯的软弱层遇水软化作用导致滑坡发生的。

【参 考 文 献】

- [1] 李守定,李晓,张年学,等.三峡库区侏罗系易滑地层沉积特征及其对岩石物理力学性质的影响[J].工程地质学报:英文版,2004,12(4):385-389.
- [2] 许强,范宣梅,李园,等.板梁状滑坡形成条件成因机制与防治措施[J].岩石力学与工程学报,2010,29(2):242-250.
- [3] 陈喜昌,谷明成,石胜伟,等.岩质滑坡的时间预报与水力启动模型[J].工程地质学报,2009,17(6):752-761.
- [4] 赵权利,孙红月,王智磊,等.承压水对平推式滑坡的作用分析[J].岩石力学与工程学报,2012,31(4):762-769.
- [5] 文宝萍,申健,谭建民.水在千将坪滑坡中的作用机理[J].水文地质工程地质,2008,35(3):12-18.
- [6] 吴恒滨,何泽平,曹卫文.基于不同水压分布的平面滑动边坡稳定性研究[J].岩土力学,2011,32(8):2493-2499.
- [7] 胡其志,周辉,肖本林,等.水力作用下顺层岩质边坡稳定性分析[J].岩土力学,2010,31(11):3594-3598.
- [8] 冯文凯,何川,石豫川,等.滑坡动态稳定性分析与治理工程评价[J].成都理工大学学报:自然科学版,2009,36(4):415-420.