

刘新荣,熊飞,李滨,等.水力作用下岩质斜坡破坏机制和稳定性分析研究现状[J].中国岩溶,2020,39(4):547-558.
DOI:10.11932/karst20200410

水力作用下岩质斜坡破坏机制和稳定性分析研究现状

刘新荣^{1,2,3},熊飞^{1,2},李滨⁴,杨忠平^{1,2,3},周小涵^{1,2,3}

(1. 重庆大学土木工程学院, 重庆 400045; 2. 重庆大学库区环境地质灾害防治国家地方联合工程研究中心, 重庆 400045; 3. 重庆大学煤矿灾害动力学与控制国家重点实验室, 重庆 400044; 4. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081)

摘要:基于国内外研究现状和岩质滑坡案例,总结出岩质滑坡的水力致灾机制,归纳考虑水力作用下的岩质斜坡主要失稳破坏模式,评述了岩质斜坡稳定性分析方法。岩质滑坡的水力致灾机制主要由于水对滑体产生的静水压力(岩体侧面的推力、滑面的扬压力和岩体的浮力)和动水压力(向坡外的渗透力)作用。从渗流—应力耦合的角度可较全面评价水渗流对坡体稳定性的影响。斜坡的岩体结构决定了水力作用方式和坡体的失稳破坏形式,考虑水力作用下的岩质斜坡失稳破坏形式主要有:顺层滑动、平推式滑动、楔形体滑移和危岩的崩塌。对于水力作用下岩质斜坡的稳定性分析方法主要有极限平衡法、有限元强度折减法、基于断裂力学的危岩稳定性分析法和渗流—应力耦合模型分析法,其中前两种方法应用较为广泛。

关键词:岩质滑坡;水力作用;致灾机制;滑坡模式;稳定性分析

中图分类号:P642.2 文献标识码:A

文章编号:1001-4810(2020)04-0547-12 开放科学(资源服务)标识码(OSID):



0 引言

滑坡是仅次于地震的第二大自然灾害,每年在全球范围内造成无法估计的经济损失和严重的人员伤亡,治理滑坡成为世界性难题^[1-2]。滑坡的发生与很多因素有关,主要分为自然因素和人类工程活动因素。其中,水是诱发滑坡的重要原因之一。有研究表明,90%的滑坡与水有关,并有“十坡九水”之说^[3]。因此,正确认识水诱发滑坡的机制并研究相关的防灾减灾措施尤为重要。

降雨和水库蓄水、泄水为坡体的水活动提供了条件,成为影响坡体稳定的主要外在动力。Jones等^[4]调查了1941至1953年间美国华盛顿州 Grand

coulee 水库发生的500多个滑坡,发现其中49%的滑坡是发生在水库蓄水期间,30%的滑坡发生在水库泄水期间。Nakamura^[5]统计了日本的库岸滑坡,发现有60%的滑坡发生在水位下降阶段,40%的滑坡发生在水库蓄水阶段。历史上最著名的 Vajont 水库滑坡^[6-8],也是因为降雨和水库蓄水导致的。

水通过对岩体产生一系列物理、化学和力学的综合作用使坡体稳定性降低。水的入渗,一方面使岩体质量增大,滑体滑动力增大;同时水的润滑、软化和溶蚀以及水—岩相互作用使岩体的强度降低,边坡的安全系数降低^[9-13]。另一方面,边坡岩体由于受风化、构造及卸荷的作用,节理、裂隙相当发达,成为地下水流通道或贮水空间。地下水渗流对岩体产

基金项目:国家重点研发计划(2018YFC1504802)

第一作者简介:刘新荣(1969—),男,教授,博士生导师,主要从事岩土工程、边坡稳定性等方面的研究。E-mail:liuxrong@126.com。

通信作者:熊飞(1991—),男,博士研究生,主要从事裂隙岩体、边坡稳定性等方面的研究。E-mail:xiongfei@cqu.edu.cn。

收稿日期:2020-05-10

生动水压力、静水压力,这些力学作用对坡体的稳定性产生直接影响。

另外,岩质斜坡相对土质斜坡有其自身相对复杂的特点。岩质斜坡的稳定性受岩石性质、岩体结构、地质构造等特征控制。这些特征决定着坡体在外营力作用下的破坏和运动形式。并且,不同坡体的地质构造千差万别,这种差别造成了滑坡具有不同的破坏模式和机制。再加上外界环境因素的复杂性,对滑坡的研究十分困难。

本文仅考虑水对岩质坡体产生的直接力学作用,并结合坡体的岩体结构特征,以研究现状为基础,总结出水对岩质斜坡的致灾机制,归纳水力作用下岩质斜坡的失稳模式,并介绍和评述岩质斜坡稳定性分析方法,提出今后的研究重点,以期为岩质斜坡的治理提供参考和借鉴。

1 岩质滑坡的水力致灾机制

水位升降、降雨以及地下水(如岩溶地下水)是坡体水活动的来源^[14]。目前,水力作用下岩质滑坡的致灾机制研究主要分为3类:一是以滑体为研究对象将水力简化为研究对象的应力边界条件和体力条件;二是从渗流—应力耦合角度出发,分析岩质斜坡的渗流稳定性;三是探讨饱和—非饱和渗流对斜坡稳定性的影响。

1.1 静水压力和动水压力

1.1.1 静水压力

以滑体为研究对象时,根据坡体的水力条件,通常将静水压力考虑为以下3种:

(1) 对岩体侧面的静水压力,主要为岩体竖向结构面中产生的静水压力。当坡体后缘发育陡倾裂隙时,裂隙中汇集的水形成静水压力,产生利于坡体滑动的推力。推力大小与裂隙发育深度和裂隙水高度有关,且裂缝充水高度越大,斜坡发生失稳的可能性越大^[15]。

(2) 对岩体的浮托力^[16-17]。浸没于库水中的岩体受到水的浮托作用,浮托力的大小等于水下计算岩体体积和水重度的乘积。浮托力会产生两方面的影响,一是降低了滑面的阻滑力,给斜坡的稳定性带来不利的影响,二是使滑体下滑力减小,有助于斜坡的稳定。因此,评价浮托力对斜坡的影响应根据具体工程地质条件进行判定。

(3) 潜在滑面的扬压力。扬压力为浮托力和竖

直向上的渗透压力之和。滑坡研究中为滑体底面的静水压力^[18-22]。当坡体后缘裂隙与潜在滑面贯通时,潜在滑面的扬压力和后缘裂隙中的静水压力共同作用,推动滑坡形成^[18]。研究表明,后缘裂隙充水高度决定了岩体侧面推力、滑面扬压力的大小^[22]。当裂隙充水高度达到临界值后,斜坡在水压力作用下发生滑移破坏^[18]。在足够高的水头下可使平缓斜坡发生平推式滑动^[23]。张倬元等^[24]提出了在后缘裂隙水推力和扬压力作用下发生平推式滑坡启动的判据:

$$h_{cr} = \frac{1}{2\cos\alpha} \left(L^2 \tan^2\varphi + 8 \frac{\gamma_w}{\gamma_w} \cos\alpha \tan\varphi - \sin\alpha \right) \quad (1)$$

式中: h_{cr} 为滑坡启动临界高度; W 为滑块单宽重量; α 为滑移面顺滑动方向的倾角(倾向坡外为正值,反之则为负); L 为滑块底面沿滑动方向长; φ 为滑面摩擦角; γ_w 为水的容重。上式表明,当裂隙水头高度超过临界启动高度 h_{cr} 时,坡体在水压力作用下可发生平推式滑动。

1.1.2 动水压力

动水压力是当坡内存在水头差时,水在透水坡体内流动对岩体产生的一种体力。动水压力计算公式如下:

$$D = \gamma_w VI \quad (2)$$

式中: D 为动水压力; γ_w 为水的容重; I 为水力梯度; V 为渗流体积。

动水压力作用常见于库水升降和降雨条件下^[25-27]。库水位上涨时,坡体内会形成指向坡内的渗流场,渗流力指向坡内,具有提升坡体阻滑力的作用。库水位下降和降雨时,坡体承受向外的渗流力,坡体稳定性降低。降雨能提高坡面和坡后缘的水头,而前缘变化较慢,从而形成水头差;水库快速泄水时,坡体前缘水头迅速降低,使坡体前缘和后缘形成水头差。前缘与后缘的水头差会造成坡体承受向外的渗流力,从而推动滑坡形成。例如,三峡库区曲尺滑坡,是在降雨引起上部滑体的“下推”和库水下降引起下部滑体的“下拉”共同作用下发生的变形^[28-29]。

以上几种水力学作用可单一存在也可以是几种作用的组合,各种作用方式均会对坡体产生不利影响。在具体分析时,水的作用方式需依据岩体的水力学性质和地下水的运移、赋存状态确定。一般来说,岩体可分为透水介质、隔水介质,以及多层含水层和隔水层、弱透水层组成的含水介质^[17]。对于透水性较好的岩体,应重点考虑动水压力和浮力作用;

透水性较差的岩体应考虑底滑面的扬压力和后缘裂隙的静水压力;对于复杂的含水岩系应根据斜坡的水文地质结构和地下水性质详细分析。

1.2 渗流—应力耦合

上述几种水力致灾作用没有全面考虑水渗流对岩体变形破坏的影响,以及二者的相互作用关系,即渗流—应力耦合。对于岩体裂隙中的水流,渗流和应力具有明显的耦合关系^[30-31]。岩体内储水和导水结构复杂,渗流场与应力场的耦合作用不容忽视。因此,若全面评价水渗流对岩质斜坡变形和稳定的影响,则要从渗流—应力耦合的角度出发,深入分析岩质斜坡的渗流稳定性。

岩体中的裂隙网络是渗流的主要通道。应力场可使裂隙发生变形,开度改变,渗透张量变化,影响着裂隙的渗透性^[31]。水力学作用,使岩体应力场调整,产生变形和裂隙扩展。边坡岩体受到地质构造作用及工程扰动,岩体强度和应力场变化,导致岩体的渗透性改变,进一步使渗流场发生变化。应力场与渗流场的这种相互作用使斜坡岩体产生形变和损伤,威胁坡体的稳定性。水在流动时可在坡体裂隙和软弱夹层处大量汇集,其渗流作用使坡体位移增大,安全系数减小^[32]。若坡体排水不畅,很容易导致裂隙水压力升高,使坡体失稳^[33]。当水渗入裂隙中,会对裂隙产生向下的劈裂作用,使裂隙扩展,造成坡面上水头损失,使这种劈裂作用有所减弱^[34],而裂隙的不稳定扩展又使斜坡失稳破坏。

1.3 饱和—非饱和渗流

岩体裂隙中的饱和渗流与岩体渗透性、流体性质和裂隙网络几何参数有关,渗流规律可用立方定律来描述^[35]。而对于非饱和渗流,即气、液两相流体通过裂隙,其渗透性较饱和流更复杂。非饱和流的渗透参数除与流体性质、裂隙几何特征有关外,还与饱和度有关。在水库泄水前,边坡岩体内地下水位以下为饱和状态,地下水位以上为非饱和状态。随着水库泄水,坡外水位线下降,而坡体内浸润线较高,坡内水位下降滞后坡外水位,水流在水头差作用下向外渗流。当坡内初始饱和的岩体随着渗流逐渐转变为非饱和状态时,形成非饱和渗流区域。随着坡内水位的逐渐降低,作用于滑体的浮力消失,滑体的有效重度增加,有陷落变形趋势。重度的增加与非饱和渗流共同作用,使坡体的稳定性降低。此外,在节理裂隙边坡中,地下水位至地表为非饱和区,当

有地表水渗入时,其渗流过程也是一个饱和—非饱和的过程^[36]。在降雨过程中,雨水首先使地表饱和,并沿节理裂隙向地下渗入,增大了地下水位上部非饱和区的渗流荷载,使坡体下滑力增大。渗流荷载的分布和大小与裂隙分布、裂隙开度及地下水位有关,也与降雨强度和降雨持时有关^[37]。随着降雨时长的增加,降雨量加大时,雨水不断向地下渗入,地下水位上部的非饱和区逐渐形成暂态的饱和区,并产生较大的渗流荷载,此时作用于边坡上部的渗流荷载对边坡稳定性更为不利^[37-38]。

目前关于岩质斜坡饱和—非饱和渗流的研究主要为库水位变动、泄洪暴雨、降雨和岩体参数对斜坡稳定性的影响^[39-41]。但还处于理论和数值模拟阶段,与试验和现场验证存在较大距离,其原因是斜坡岩体中流量边界、初始地下水位和孔压场难以确定。报道以上方面的文献不多,因而岩质斜坡饱和—非饱和渗流稳定性分析的研究还需进一步跟进,将相关理论应用于实践并综合考虑水文地质特征研究滑坡的形成机制和运动过程具有重要意义。

2 水力作用下岩质斜坡失稳模式

斜坡的岩体结构决定了水力作用方式和坡体失稳破坏形式,考虑水力作用的岩质斜坡失稳破坏形式主要有:顺层滑动、平推式滑动、楔形体滑移和危岩的崩塌。

2.1 顺层滑动

顺层滑坡是较普遍的斜坡破坏形式,发生于岩层倾角中、缓且倾向与坡体倾向相同的坡体内。当岩层倾角小于坡体倾角,潜在滑面出露,或因开挖而出露,斜坡易发生滑移—拉裂型破坏。滑体在自重作用下沿软弱面蠕滑,后缘拉裂,进而形成整体滑动。滑坡发生的条件是^[18]:(1)坡脚临空;(2)层面倾角大于其本身等效摩擦角,坡体下滑力大于抗滑力。当坡体具备滑动空间条件时,滑体在自重作用下即可滑动。若地下水渗入滑面,水力作用可减小滑面的抗滑力,加剧坡体滑移的风险。这种顺层斜坡的滑动类型主要受斜坡的地质结构和岩层性质控制,水并不是主要驱动因素,但可作为主要诱发因素之一。

而水力驱动型顺层滑动的斜坡岩层倾角小于层面的等效摩擦角,且后缘发育张拉裂缝。在天然状态下,这类坡体较为稳定,导致坡体滑动主要为外部因素,特别是受降雨的影响。在降雨条件下,雨水通

过地表径流汇集于坡体裂隙中并渗入潜在滑面。在后缘裂隙中形成推动坡体下滑的静水压力,在潜在滑面中形成垂直于滑面向上的扬压力以及平行于滑面向下的动水压力(拖拽力),这三种水力作用会诱发斜坡失稳。这类斜坡的稳定性取决于地下水的活动。

四川省都江堰市中兴镇三溪村滑坡为典型的水力驱动下顺层滑坡^[42]。2013年7月10日滑坡发生前,坡体经历了7 d降雨量达521.5 mm的极端特大暴雨^[43]。雨水渗入砂岩滑体的裂隙内,使滑体分裂严重;地下水位抬升,在滑带上形成对滑体的托浮力,同时在后缘拉陷槽形成静水压力。在后缘裂隙水和滑带扬压力作用下,前缘滑体首先被推移滑动、跌落陡崖,后续分裂块体接连临空并跟进滑动,最终形成滑动破坏。类似的水力作用下顺层滑动还有重庆市万州区的吉安滑坡^[44]、长江鸡扒子滑坡^[45]和三峡库区的千将坪滑坡^[46]等。其中,吉安滑坡和鸡扒子滑坡是降雨诱发下形成的,而千将坪滑坡则是在水库蓄水和强降雨的联合作用下触发的。

2.2 平推式滑动

平推式滑动发生于岩层平缓的坡体中,岩层倾角一般为 $3^{\circ}\sim 5^{\circ}$,最陡者不超过 10° ^[19]。滑体沿近水平的层面发生平推式移动,滑动驱动力为坡体后缘裂隙中的静水压力和作用在潜在滑动面上的孔隙水压力。这种滑坡常见于中国西南地区 and 三峡库区的侏罗系、三叠系地层^[47]。

发生平推式滑坡的地质条件是斜坡发育近水平的软弱结构面,此构成了潜在的滑动面,并在坡体后缘发育张拉陷落带。在强暴雨条件下,雨水入渗,在后缘裂隙中形成静水压力,在潜在滑面形成向上的扬压力(图1)^[24]。静水压力与扬压力共同作用下,滑体近水平推出,并且由于水平滑动,滑体通常沿滑动方向分块,形成多个张拉裂隙带。

在滑体启动时水头较高,临界水头计算如式(1)所示。由于滑动后滑面强度降低为动摩擦强度,在滑动初期滑体具有较高的运动速度,可达每秒数米^[47]。滑体滑动后,后缘陷落带和滑面的静水压力消散,滑体因此迅速减速;后缘陷落带随滑体滑动的加宽,形成了天然的排水通道,其宽度反映了滑体的运动距离^[47]。

平推式滑坡存在“多级平推滑动”模式。静水压力不仅存在于后缘裂隙中,也存在于与后缘裂隙走

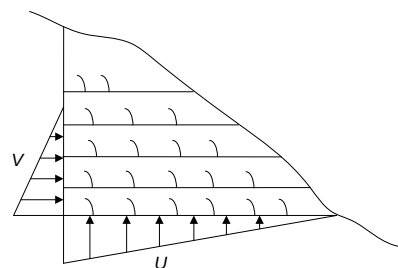


图1 平推式滑动坡体水压力示意图^[24]

Fig. 1 Schematic diagram of water pressure in sliding slope body under horizontal push^[24]
V—后缘裂隙静水压力 U—底滑面扬压力

向平行的裂隙体系中。各个裂隙中的静水压力推动各块由前缘到后缘依次滑动,滑动中整个滑体裂解,整体表现为多级分块滑动。四川省宣汉县天台乡滑坡即属于典型的“多级平推式滑动”,其地质力学模型如图2所示^[19]。

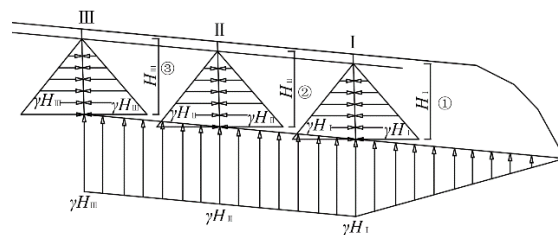


图2 多级平推式坡体受力图^[19]

Fig. 2 Diagram showing force of multiple-level horizontal push on slope body^[19]

其他典型的水力作用下平推式滑坡还有新昌县下山滑坡^[48]、青子峰滑坡^[48]、安乐寺滑坡^[49]和重庆开县桌子石滑坡^[50]。以上滑坡均满足地层倾角较小,降雨后,在坡体后缘的静水压力和底滑面扬压力作用下发生滑动。另外,杜岩等^[50]基于重庆市开县桌子石滑坡最新的现场勘察结果,通过模型试验和理论分析,发现当坡体发生阶梯式沉降时,坡体可在较低的水头下滑动。该研究揭示了平推式滑动的另一种机制,其坡体结构满足下列条件(图3):坡体下伏软硬相间的岩床,由硬岩层形成坡体后部底座,软岩层形成前部坡体底座。在高水位应力作用下软岩床上的坡体发生阶梯式沉降,在坡体后缘形成拉陷槽,同时由于阶梯式沉降,对前缘坡体产生推力作用,加上静水压力作用,坡体可在较低水头高度下发生滑动。该地质模型合理解释了后缘拉陷槽的产生机制,描述了平推式滑坡从后缘破裂到滑动的全过程,

显示了地质结构对滑动的重要作用机制。以往的平推式滑动研究对坡体地质结构影响坡体破裂和运动演进的探讨略显不足,对地质因素的考虑不够全面。因此,在今后的研究中,考量地质结构的影响依然是重中之重。

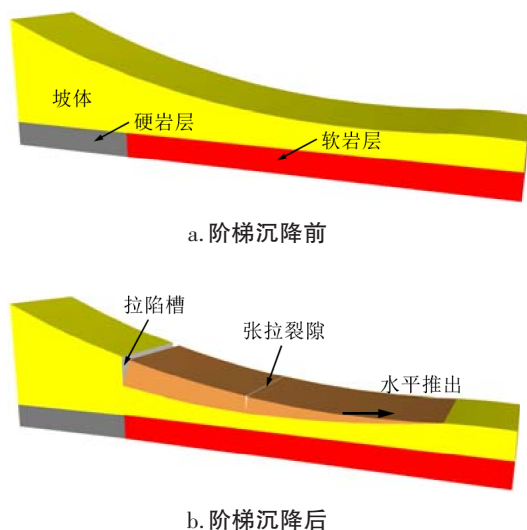


图 3 阶梯式平推滑动机制图^[50]

Fig. 3 Sketch showing slide mechanism under step-like horizontal push^[50]

2.3 楔形体滑移

岩质斜坡的结构性受节理影响较大,以上破坏形式仅考虑了滑动面为单一层面的情况。当坡体受到多组节理切割时,岩体会被切割成不同几何形态的块体,在天然状态下块体处于平衡状态,而在边坡开挖卸荷,地震及降雨条件下,块体极易向临空方向滑动。其中楔形体滑移是块状结构斜坡典型的滑动形式(图4)。

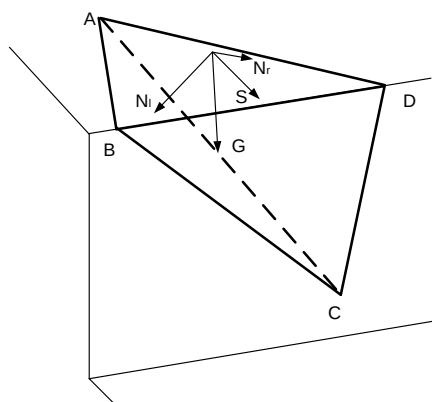


图 4 楔形体滑动

Fig. 4 Wedge sliding

结构面 ABC 和 ADC 的交线为 AC, 结构面切割坡体形成楔形体 ABCD。在重力作用下, 楔形体克服滑面抗滑力沿两个结构面向下滑动, 形成楔形体滑移破坏。通常意义的楔形体滑移是指滑体沿两个结构面滑动, 实际上, 楔形体在不同的结构面与坡面组合情况下, 也有可能发生单面滑动, 判定其滑动形式可用赤平投影法确定^[51]。

楔形体的稳定性除与结构面的组合关系、结构面的强度有关外, 地下水也起着重要作用。当地下水渗入结构面中时, 水压力减小了结构面抗滑力, 使楔形体更易滑动^[52]。例如, 法国 Malpasset 拱坝的破坏^[53]。该坝 1954 年竣工, 高 61 m, 其左岸坝肩地质条件较差, 由两组优势结构面的切割形成了楔形体。水库蓄水后悬臂梁底部产生拉应力, 坝踵开裂, 水流沿片理渗入, 形成巨大的扬压力。坝肩渗流场产生的力加上拱推力, 导致支撑坝体的楔形岩体滑动, 左坝肩产生了变形和位移, 导致坝体破坏, 溃坝后造成 421 人死亡的重大事故。其他属于水力驱动型楔形体滑动破坏的滑坡还有诸如汶川—卧龙公路 K24 滑坡、四川省康定县双基沟滑坡和重庆市城口滑坡^[54]。诱发 K24 滑坡的因素是基岩地下水压力, 滑坡所在斜坡中上部发育有岩溶管道, 而地震主震造成滑源区岩土体损伤, 堵塞岩溶管道, 导致地下水压力不断升高, 超高裂隙水压力和水汽化压力是推动坡体滑动的主要诱因。而双基沟滑坡和重庆市城口滑坡主要是降雨引起楔形体后缘裂隙水压力升高, 推动楔形体滑动。

2.4 危岩的崩塌

危岩是指由多组岩体结构面切割并位于陡坡或陡崖上稳定性较差的结构体^[55-56]。危岩及其诱发灾害是三峡库区乃至中国整个西南地区较为严重的地质灾害^[57]。危岩结构体通常形成于软—硬岩层叠置山体中, 如砂—泥岩互层结构, 且岩层倾角较小。软硬岩的差异性风化是形成危岩的重要原因, 风化速度较慢的硬岩易形成陡崖, 风化速度较快的软岩易形成凹腔。这种差异性风化在软硬岩交界部位形成向山体内凹的岩腔, 岩腔上部则构成危岩体^[58]。

同时, 在中国西南地区岩溶地貌分布广泛, 岩溶作用强烈、河谷深切、降雨集中^[59-61], 极易形成大型危岩带(群)。西南高陡山体通常具有上硬下软的二元结构, 上部硬岩为可溶性灰岩, 下部软岩为泥岩、砂岩或页岩, 或几种软岩互层岩体^[62]。长期的风化剥

蚀使山体呈现出上陡下缓的“靴”型地貌。在漫长的地质作用下,山体中形成了控制性深大裂隙结构面。岩溶水的溶蚀作用促进了深大结构面的扩展贯通,为地下水的力学作用提供了有力条件。而强降雨增强了地下水活动,使山体裂隙内水压力升高,极易触发大型山体崩塌。例如,贵州省纳雍县普洒崩塌^[63]、贵州省凯里市龙场镇山体崩塌^[64]和贵州省纳雍县驢岭崩塌^[65],其崩塌的特点是地层缓倾,山体高陡,岩溶作用强烈,均在山体后缘发育控制性结构面,降雨和地下岩溶水为裂隙内的水力作用提供了条件,强降雨后,裂隙内强烈的水压力联合其他致滑因素使崩塌发生。

危岩虽然形成于岩层较缓的山体内,但是破坏形式主要由节理、裂隙及其组合关系控制。根据危岩体的运动形式可将危岩破坏形式分为滑塌式、倾倒式和坠落式,此种分类简洁清晰,但力学机制不明确。基于此,陈洪凯等^[66]从现场易识性、力学机理明确性和失稳模式预判性出发,考虑危岩地形地貌及主控裂隙或者结构面的组合关系,将危岩的破坏形式分为:压剪—滑动型危岩、拉剪—倾倒型危岩、拉裂—坠落型危岩及拉裂—压剪坠落型危岩(图5)^[66],此种危岩分类力学机制明确,破坏模式可预判,提高了危岩识别的准确性和治理的有效性。

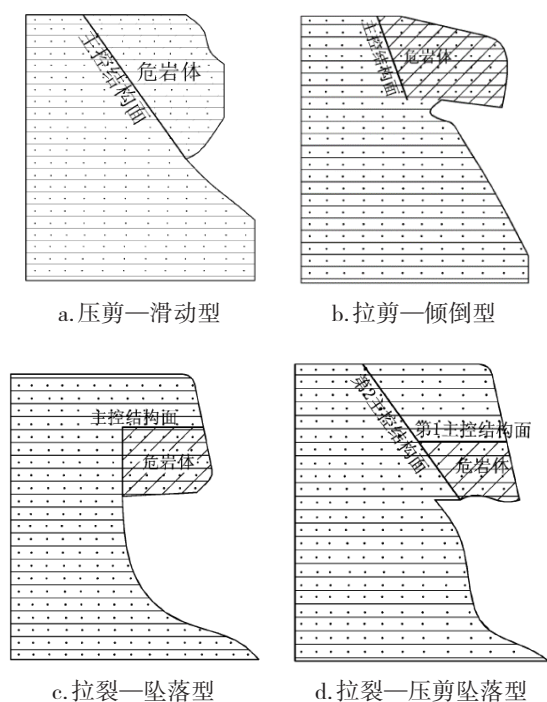


图5 危岩的分类^[66]

Fig. 5 Classification of dangerous rock masses^[66]

根据以上危岩分类,节理裂隙内的水力作用可加剧这三种类型危岩崩塌的危险性:压剪—滑动型、拉剪—倾倒型和拉裂—压剪坠落型。例如,鄂西山区的赵家岩崩塌是典型的后缘裂隙水压力推动所致的倾倒破坏^[67]。岩溶作用、采煤活动是赵家岩危岩变形发展的影响因素,而强降雨是崩塌发生的直接诱因。强降雨在裂隙内形成了强大的“水楔”,推挤危岩形成崩塌^[68]。另外,暴雨不仅产生强大的静水压力,动水压力在暴雨工况下也会显著降低倾倒式危岩的稳定性^[69]。

崩塌是特定的山体结构(如山体高陡、岩层缓倾并含有控制性结构面)在降雨的激励下发生的,作用在主控裂隙内的水压力促进了山体的失稳,虽然诱因同样是水力作用,却不会演变成前述其他模式的滑坡。这说明了水作为液相介质,其对斜坡岩体产生的力学作用方式取决于斜坡本身的地质条件。同时,斜坡的失稳模式也由斜坡本身的岩体结构和地质特征所决定。因此,山体结构决定着水对其产生的力学作用方式,同时还决定着坡体自身的失稳破坏模式。

3 考虑水力作用的岩质斜坡稳定性分析方法

斜坡稳定性分析是从量化角度分析斜坡失稳破坏,评价外界环境对斜坡的影响,为边坡治理提供科学依据。目前,水力作用下岩质斜坡稳定性分析方法主要分为极限平衡法、基于断裂力学的稳定性分析法、有限元强度折减法和渗流—应力耦合分析法。

3.1 极限平衡分析法

极限平衡分析法视岩土体为刚体,通过分析破坏临界状态下滑体外力和抗力之间的平衡,来计算安全系数。进行稳定性分析时,可通过室内外试验和规范确定岩土体的参数并得出安全系数,其能够清晰反映边坡的受力形式及外部荷载的作用。其原理简单,物理意义明确,计算方便,被广泛采用。常用的计算方法有:Bishop法、Sarma法、Janbu法、Spencer法、Morgenstern-Price法和剩余推力法^[70]。

对于顺层斜坡,其水力作用的稳定性分析模型如图6所示^[71],稳定性计算公式为:

$$F_s = \frac{(G \cos \alpha - U - V \sin \alpha) \tan \varphi + cL}{G \sin \alpha + V \cos \alpha + T} \quad (3)$$

式中: F_s 为稳定性系数; G 为滑坡体自重; U 为承压水

作用在滑面上的扬压力总和; V 为滑坡后缘裂隙侧向静水压力总和; T 为沿滑面向下的动水压力; α 为底滑面倾角; φ 为滑面摩擦角; c 为滑面粘聚力; L 为底滑面长度。

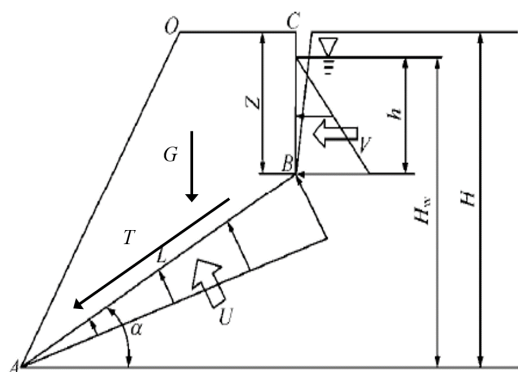


图6 水力作用下滑坡稳定性分析模型^[71]

Fig. 6 Analysis model for slope stability under hydraulic action^[71]

平推式滑动产生于岩层倾角较小的坡体中,稳定性计算方法同式(3)。由于岩层倾角较小,向下的动水压力 T 可忽略不计^[20]。

Hoek和Bray^[71]假定楔形体两个结构面的剪力均平行于结构面的交线,据此建立了楔形体稳定性计算方法。

对于危岩的稳定性,陈洪凯^[72]采用极限平衡理论,对滑塌式、倾倒式和坠落式危岩进行了不同工况组合的稳定性计算。较为系统地构建了危岩稳定性分析方法,提出了主控结构面抗剪强度参数贯通率法,并在现场得到了很好应用,具体计算方法见文献^[72]。

考虑水力作用的极限平衡分析法的关键是合理确定水压力的分布形式。图6中的水压力为Hoek^[71]提出的传统水压力分布形式,这种水压力存在不适用的情况。因此后来很多学者以水力学为基础,对斜坡水力学模型进行了改进并应用到稳定性计算中。例如,舒继森等^[73]认为在滑面的最低点和张裂缝中水位点的水压为0,无论总水位的1/2处在张裂缝中还是在滑动面上,水压力都在该点达到最大。李伟等^[74]发现舒继森等^[73]的水压力分布形式仍存在不合理之处,故引入初始静水压力和传递效应的概念,认为结构面上各点的传递效应随着与结构面上端点的距离增大而线性减弱,据此详细推导新的静水压力分布形式的计算公式,并引入到斜坡的稳定性计算中,以此验证了新的水压力分布的合理性。

张倬元等^[24]、赵权利^[48]、涂园^[75]分别假设和改进了承压水模型,并对平推式滑坡的稳定性进行了计算。不同的受力模型带来不同的计算结果,并且不同水力模型适用不同的条件,如涂园^[75]的水力模型考虑了渗透流量和潜水渗出高度随相关参数的变化情况。

关于楔形体的水压力分布,王思敬等^[76]考虑了两个滑动面的静水压力,对楔形体的动力稳定性进行了推导。其考虑的水压力分布形式为Hoek^[71]提出的传统水压力分布。传统的水压力分布形式在楔形体稳定性分析中的普适性值得探讨,应根据结构面各个交线透水情况进行合理分析^[77]。而报道以上方面的文献不多,研究略显不足。对于危岩的裂隙水压力分布,唐红梅和陈洪凯^[78]基于室内模型试验,修正了危岩裂隙水压力。通过在静水压力公式中引入折减系数,建立了适用于压剪—滑动型危岩和拉剪—倾倒型危岩裂隙水压力的计算式。所建立的危岩裂隙水压力计算方法的实用性界定在0.2~2.0 cm之间主控结构面开度。而更窄(<0.2 cm)或更宽(>2.0 cm)的裂隙内水压力的分布形式,目前还未有报道,有待深入研究。

总体来说,上述水力分布形式的假设仅仅基于水力学的角度,没有充分考虑坡体的工程地质、水文地质条件,如节理、裂隙的填充情况,因此与实际情况有所偏差,但其为水力分布的确定提供了指导方法。不同坡体的地质结构千差万别,在进行稳定性分析时,应在详实水文地质条件的基础上,合理确定其水力分布,以便于更精确地评价其稳定性。另外,极限平衡分析法是基于静力平衡原理,忽略了岩土体的变形,没有考虑岩体的应力—应变关系以及渗流场与应力场的变化及其耦合作用,同时,在计算时需要提前假定滑动面的位置和形状,无法呈现滑坡的渐进过程,其应用具有一定的局限性。

3.2 基于断裂力学的稳定性分析法

对于存在未完全发育的优势裂隙的坡体和被节理切割、存在崩塌危险的危岩体,除了极限平衡法,基于断裂力学的岩体稳定性分析也是较为有效的评价方法,其计算公式为:

$$F_s = \frac{K_{IC}}{K_c} \quad (4)$$

式中: K_{IC} 为岩石的断裂韧度; K_c 为联合强度因子。

陈洪凯等^[79]和周云涛^[80]从断裂力学角度出发,分别建立了以联合应力强度因子为指标的危岩稳定

性计算方法,并应用到实际中。在计算联合强度因子 K_c 时,文献[79]假定作用在结构面的岩体重力和水压力为均布力;文献[80]取岩体重力和裂隙水压力为与裂缝高度呈线性关系的非均布力。基于断裂力学的危岩稳定性分析中,主控结构面尖端的受力形式需着重分析。另外,以上文献[79]、[80]以裂隙尖端应力强度因子达到断裂韧度为判定条件,即以裂纹尖端开始扩展为失稳临界条件,而实际上并不是所有岩石裂纹起裂后即进入非稳定扩展,因而现有基于断裂力学的稳定性分析较为保守。

3.3 有限元强度折减法

极限平衡分析法和基于断裂力学的稳定性分析法均未涉及到渗流—应力耦合问题。随着计算机技术的发展,以有限元为代表的数值方法逐渐发展起来,并成为岩土工程领域非常有效的计算分析工具,该方法在分析斜坡的变形和破坏时,可较好地考虑渗流—应力耦合问题。有限元法基于最小总势能变分原理,以能量原理作为物理基础,把问题转化为变分问题或求剩余问题,再经过离散化得到计算格式的解^[81]。有限元法求解渗流—应力耦合问题的方式主要有迭代法、基于Biot方程的有限元法和四自由度全耦合法^[82-83]。迭代法是将渗流场和应力场进行反复迭代直到收敛为止。该方法较为简单,但是计算量大,且易发散。Biot方程本质上解决的是瞬态的渗流场与应力场的耦合问题,因此在求解中需将计算时间域离散为时间步。现有研究中均采用时间差分法进行时间离散,而这很难做到计算效率和计算精度的统一^[84]。四自由度全耦合法同时建立了以渗流水压和位移为未知量的耦合方程组,使得渗流场与应力场的求解能够一次性完成,达到了渗流和应力的完全耦合^[85],此方法也成为求解渗流—应力耦合问题的有效方法。

传统有限元法能够呈现边坡应力—应变和变形破坏规律,但是无法直接从定量角度反应边坡的稳定性。基于此,强度折减法被引进到有限元中^[86]。其原则是将岩土强度参数乘以折减系数,以新的岩土参数参与试算,不断增加折减系数,并不断试算直到达到临界破坏,则临界破坏时的折减系数即为安全系数^[86]。有限元强度折减法对岩体结构面的考虑方式有两种^[86]:软弱结构面和硬性结构面。软弱结构面采用低强度实体单元模拟,按照连续介质处理,而硬性结构面采用无厚度接触单元来模拟。分析

中,需重点考虑对稳定性起控制作用的主要结构面,以简化计算。

将有限元中的渗流—应力耦合计算与强度折减法结合起来可分析渗流作用下斜坡的变形破坏特征及其稳定性。该方法求得的安全系数和滑动面与传统方法极为接近,结果可靠^[85]。因此,被广泛应用到岩质坡体的渗流稳定性分析中,以评价降雨、库水位和坡体形态对坡体稳定性的影响^[87-90]。

与极限平衡法相比,有限元强度折减法不需提前假定潜在滑动面的位置和形状,可实现边坡的渐进破坏过程,并考虑到渗流—应力耦合作用,可更好反映水岩的物理力学作用,分析渗流作用下边坡的变形破坏过程和失稳机制。目前有限元强度折减法也成为斜坡稳定性评价的主要方法。

3.4 基于岩体渗流模型的耦合分析法

岩体中发育有各种节理、裂隙等结构面,结构面的性质如方向、分布密度、结构面开度、粗糙度、裂隙连通率、隙面的接触面积率和填充情况等,对岩体的渗透特性有重要影响^[82]。在研究中,很难全面考虑上述因素,因此学者们提出了很多渗流理论模型去描述岩体的水力学性质,这些模型主要分为离散裂隙网络模型、等效连续介质模型和双重介质模型。在这些渗流模型的基础上,考虑渗流场和应力场的相互作用,分别建立了相应的渗流—应力耦合模型,尝试去分析工程问题^[84],这些渗流—应力耦合模型通常被称为裂隙网络渗流—应力耦合模型、等效连续介质渗流—应力耦合模型和双重介质渗流—应力耦合模型^[27,84]。

3.4.1 裂隙网络渗流—应力耦合分析

离散裂隙网络渗流模型认为流体只在裂隙网络中流动,不考虑岩石块体的渗透性和储水作用。通过裂隙交点处的流体质量平衡原理建立控制方程,代入单裂隙流体的立方定律可得关于渗透压力(或水头)的矩阵方程,结合一定的定解条件(初始条件和边界条件)组成裂隙网络渗流模型^[91]。该模型具有概念简单、效率高、适用性强的优点。

以离散裂隙网络模型为基础,考虑渗流场与应力场的耦合作用,将其应用到含裂隙岩质边坡的渗流稳定性分析中,研究库水位升降、排水条件对斜坡渗流稳定性的影响,已得出了有益的结论^[92-95]。

离散裂隙网络模型真实刻画了每条裂隙内的流

动状态,拟真性好、精度高,适合裂隙较少的情况。但是无法反应岩块内孔隙对渗流的贡献。对于裂隙很多的工况,工作量巨大,尤其是三维问题,甚至无法实现^[96]。因此,该模型及其耦合分析方法难以广泛应用。

3.4.2 等效连续介质渗流—应力耦合分析

等效连续介质模型假设岩体中孔隙介质和裂隙网络均匀分布于整个研究区域,把研究对象看作是无间隙的连续介质,水流充满整个区域且水位连续。该模型的优点是需要的参数较少,在进行计算时,可直接利用成熟的孔隙介质渗流理论,应用起来较为方便^[96]。

采用该模型发展起来的渗流—应力耦合分析方法也被使用到降雨、地下水渗流过程中裂隙斜坡(边坡)的稳定性计算中^[90, 97-99],并取得了较好效果。

等效连续介质模型的缺点是计算精度较低,无法反应岩体内裂隙的导水作用。适用条件是研究区域存在代表性单元体(REV)且与研究区域相比较小,且计算精度在工程的允许范围之内,但其只能宏观上反应岩体的渗流力学行为,无法把握局部。由于不能把所有岩体均等效为连续介质,以此为基础的渗流—应力耦合分析也较为有限。

3.4.3 双重介质渗流—应力耦合分析

双重介质模型由Barenblatt^[100]提出,这种模型把岩体看作由孔隙和裂隙组成的双重介质空隙结构,即由孔隙系统和裂隙系统组成。以达西定律建立两类系统的水流运动方程,再通过水交替方程将两类系统联系起来。双重介质模型的优点是考虑了岩块孔隙和裂隙的水流交换。

在双重介质模型基础上的渗流—应力耦合研究在评价库水位变动和降雨作用下裂隙斜坡的稳定方面也发挥了作用^[101-102]。

双重介质模型比较全面反映了孔隙储水、裂隙导水及两类介质的水力交换现象。但为便于建立水交替方程,模型对裂隙系统做了一些限定。这使得模型的应用受限,并且由于裂隙网络的复杂性及模型所要考虑的因素很多,该模型求解较为困难,应用效果也难以保证。而有效性也取决于研究对象中裂隙系统的复杂与否,因此,双重介质模型及其耦合分析方法还需进一步完善。

由于岩体渗流的复杂性,渗流—应力耦合分析岩质斜坡稳定性的相关理论还不成熟,实际应用较

为有限。在对具体岩体工程分析时,要根据水文地质条件、岩体介质的性质选择合适的水力学模型^[103]。而如何根据具体的水文、工程地质条件,并结合理论、数值方法去选择合适的耦合模型是值得深入研究的问题。岩体结构面是控制斜坡稳定性的重要构造,在耦合分析中如何全面考虑不同结构面的渗流与力学特征及扩展贯通行为对斜坡稳定性的影响也是一项重要内容,这方面的研究有助于全面理解水力作用下岩质斜坡的变形破坏和失稳机制。

4 总结与展望

(1) 水对斜坡岩体直接的力学作用包括静水压力和动水压力,静水压力包括:岩体侧面的推力、滑动面的扬压力和岩体的浮力。准确判断水力作用形式是评价斜坡稳定性的基础,这需要全面掌握斜坡岩体的水力学性质,及斜坡的工程、水文地质条件。若全面评估水渗流对坡体变形破坏的影响,则应从渗流—应力耦合的角度去分析岩质斜坡的稳定性;

(2) 岩质斜坡本身的地质特征决定了水力作用形式、坡体自身的稳定性及其失稳破坏模式。水力作用下岩质斜坡的破坏形式主要有4种:顺层滑动、平推式滑动、楔形体滑移和危岩的崩塌;

(3) 滑坡稳定性的分析方法还需要完善。极限平衡法无法呈现岩质斜坡的渐进破坏过程和渗流—应力耦合作用;基于断裂力学的危岩稳定性分析方法目前应用较少,其失稳判据仍需深入探讨;而渗流—应力耦合模型还需不断改进。依据斜坡的工程地质条件选择合适的渗流—应力耦合模型对准确评价岩体工程的稳定性极为重要,同时考虑岩体结构面的渗流和力学特征及扩展行为有助于全面理解岩质斜坡的变形破坏机制。

参考文献

- [1] 文海家,张岩岩,付红梅,等.降雨型滑坡失稳机理及稳定性评价方法研究进展[J].中国公路学报,2018,31(2):15-29,96.
- [2] Clague J J, Stead D. Landslides: Types, Mechanisms and Modeling [M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2012: 1-5.
- [3] 孙广忠.中国典型滑坡[M].北京:科学出版社,1988:6.
- [4] Jones F O, Embury D R, Peterson W L. Landslides along the Columbia River Valley, Northeastern Washington. [R]. Washington, DC, U.S: Government Printing Office, 1961.
- [5] Nakamura K. On reservoir landslide[J]. Bull. Soil Water Con-

- serv, 1990, 10 (1): 53-64.
- [6] Chowdhury R. Analysis of the vajont slide-new approach[J]. Rock Mechanics, 1978, 11(1): 29-38.
- [7] Mueller L. The rock slide in the Vajont Valley[J]. Rock Mechanics and Engineering Geology, 1964, 2(3): 148-212.
- [8] Corbyn J A. Failure of a partially submerged rock slope with particular references to the Vajont rock slide[J]. International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences & Geomechanics Abstracts, 1982, 19(2): 99-102.
- [9] 刘新荣,傅晏,王永新,等. (库)水-岩作用下砂岩抗剪强度劣化规律的试验研究[J]. 岩土工程学报, 2008, 30(9): 1298-1302.
- [10] 周翠英,彭泽英,尚伟,等. 论岩土工程中水-岩相互作用研究的焦点问题:特殊软岩的力学变异性[J]. 岩土力学, 2002, 23(1): 124-128.
- [11] ONeil J R, Hanks T C. Geochemical evidence for water-rock interaction along the San Andreas and Garlock Faults of California [J]. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 1980, 85(B11): 6286-6292.
- [12] Pauwels H, Fouillac C, Fouillac A M. Chemistry and isotopes of deep geothermal saline fluids in the Upper Rhine Graben: Origin of compounds and water-rock interactions[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1993, 57(12): 2737-2749.
- [13] Whitfield M, Turner D R. Water-rock partition coefficients and the composition of seawater and river water[J]. Nature, 1979, 278(5700): 132-137.
- [14] 覃小群,蒋忠诚. 表层岩溶带及其水循环的研究进展与发展方向[J]. 中国岩溶, 2005, 24(3): 250-254.
- [15] 周永利,王建国. 降雨诱发含后缘裂缝岩质边坡失稳机制研究[J]. 中国安全生产科学技术, 2019, 15(4): 105-110.
- [16] 刘才华,陈从新,冯夏庭,等. 地下水对库岸边坡稳定性的影响[J]. 岩土力学, 2005, 26(3): 419-422.
- [17] 何满潮,姚爱军,鹿粗,等. 边坡岩体水力学作用的研究[J]. 岩石力学与工程学报, 1998, 17(6): 662-666.
- [18] 刘才华,徐健,曹传林,等. 岩质边坡水力驱动型顺层滑移破坏机制分析[J]. 岩石力学与工程学报, 2005, 24(19): 131-135.
- [19] 范宣梅,许强,张倬元,等. 平推式滑坡成因机制研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27(A2): 3753-3759.
- [20] 李伟,吴礼舟,肖蓉. 平推式滑坡中承压水的敏感性研究[J]. 工程地质学报, 2017, 25(2): 480-487.
- [21] 李伟,詹良通,王康. 水力作用下平面滑动岩质边坡极限倾角解析计算[J]. 岩石力学与工程学报, 2018, 37(4): 876-886.
- [22] 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.
- [23] 张明,胡瑞林,殷跃平,等. 川东缓倾红层中降雨诱发型滑坡机制研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2014, 33(S2): 3783-3790.
- [24] 张倬元,王士天,王兰生. 工程地质分析原理[M]. 北京: 地质出版社, 1994: 377-380.
- [25] 曾耀. 水库库岸老滑坡复活过程中地下水作用机制研究[D]. 武汉: 中国地质大学, 2010.
- [26] 刘新喜,夏元友,练操,等. 库水位骤降时的滑坡稳定性评价方法研究[J]. 岩土力学, 2005, 26(9): 1427-1431, 1436.
- [27] 李长冬,龙晶晶,姜茜慧,等. 水库滑坡成因机制研究进展与展望[J]. 地质科技通报, 2020, 39(1): 67-77.
- [28] Gu D M, Huang D, Yang W D, et al. Understanding the triggering mechanism and possible kinematic evolution of a reactivated landslide in the Three Gorges Reservoir[J]. Landslides, 2017, 14(6): 2073-2087.
- [29] Huang D, Gu D M, Song Y X, et al. Towards a complete understanding of the triggering mechanism of a large reactivated landslide in the Three Gorges Reservoir[J]. Engineering Geology, 2018, 238: 36-51.
- [30] 田开铭. 裂隙水交叉流的水力特性[J]. 地质学报, 1986(2): 202-214.
- [31] 作彦卿. 岩体水力学基础(七): 岩体水力学参数的确定方法[J]. 水文地质工程地质, 1998(2): 42-48.
- [32] 韩光,李连崇,王大国. 流固耦合作用下节理岩质边坡失稳过程的RPA模拟分析[J]. 辽宁科技大学学报, 2008, 31(2): 115-121.
- [33] 张国新,武晓峰. 裂隙渗流对岩石边坡稳定的影响: 渗流、变形耦合作用的DDA法[J]. 岩石力学与工程学报, 2003, 22(8): 1269-1275.
- [34] 刘红岩,王新生,秦四清,等. 岩石边坡裂隙渗流的流形元模拟[J]. 工程地质学报, 2008, 16(1): 53-58.
- [35] 刘才华. 岩质顺层边坡水力特性及双场耦合研究[D]. 武汉: 中国科学院研究生院(武汉岩土力学研究所), 2006.
- [36] 胡云进,速宝玉,詹美礼. 溪洛渡水垫塘区岸坡雾化雨入渗数值分析[J]. 岩石力学与工程学报, 2003, 22(8): 1291-1296.
- [37] 张电吉. 裂隙岩质边坡渗流场与应力场耦合分析及工程应用[D]. 武汉: 中国科学院研究生院(武汉岩土力学研究所), 2003.
- [38] 姜健,张电吉,王明华. 水对节理裂隙岩质边坡的影响初议[J]. 地球与环境, 2005, 33(B10): 158-161.
- [39] 王环玲,徐卫亚,童富国. 泄洪雾雨区裂隙岩质边坡饱和-非饱和渗流场与应力场耦合分析[J]. 岩土力学, 2008, 29(9): 2397-2403.
- [40] 郭子敬. 基于饱和-非饱和和渗流理论的岩质边坡稳定性分析[D]. 上海: 上海交通大学, 2018.
- [41] 胡云进,速宝玉,詹美礼. 雾化雨入渗对溪洛渡水垫塘区岸坡稳定性的影响[J]. 岩土力学, 2003, 24(1): 8-12.
- [42] 冯文凯,胡云鹏,谢吉尊,等. 顺层震裂斜坡降雨触发灾变机制及稳定性分析: 以三溪村滑坡为例[J]. 岩石力学与工程学报, 2016, 35(11): 2197-2207.
- [43] 梁京涛,成余粮,王军,等. 2013年7月10日四川省都江堰三溪村五里坡特大滑坡灾害遥感调查及成因机制浅析[J]. 工程地质学报, 2014, 22(6): 1194-1203.
- [44] 李守定,李晓,董艳辉,等. 重庆万州吉安滑坡特征与成因研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2005, 24(17): 3159-3164.
- [45] 徐进,邓荣贵,任光明. 鸡扒子滑坡的地质力学模拟研究[J]. 地质灾害与环境保护, 1990, 1(1): 46-54.
- [46] 殷跃平,彭轩明. 三峡库区千将坪滑坡失稳探讨[J]. 水文地

- 质工程地质, 2007(3): 51-54.
- [47] 黄润秋. 20世纪以来中国的大型滑坡及其发生机制[J]. 岩石力学与工程学报, 2007, 26(3): 433-454.
- [48] 赵权利. 缓倾滑坡中承压水作用机理研究[D]. 杭州: 浙江大学, 2013.
- [49] 简文星, 殷坤龙, 郑磊, 等. 万州安乐寺滑坡前缘松散堆积体成因与防治对策[J]. 地球科学, 2005, 30(4): 487-492, 502.
- [50] 杜岩, 谢谟文, 吴志祥, 等. 平推式滑坡成因机制及其稳定性评价[J]. 岩石力学与工程学报, 2019, 38(A1): 2871-2880.
- [51] 韩颖. 岩质边坡楔形体稳定分析[D]. 杭州: 浙江大学, 2006.
- [52] 柴波, 余宏明, 殷坤龙. 鄂西北山区降雨型边坡失稳模式和评价方法[J]. 工程地质学报, 2008, 16(3): 45-50.
- [53] 马永锋, 生晓高. 大坝失事原因分析及对策探讨[J]. 人民长江, 2001, 32(10): 53-56.
- [54] 朱占雄. 后缘充水型楔形岩质滑坡成因机理与稳定性评价方法研究[D]. 成都: 成都理工大学, 2011.
- [55] 陈洪凯, 王蓉, 唐红梅. 危岩研究现状及趋势综述[J]. 重庆交通学院学报, 2003, 22(3): 80-88.
- [56] 陈洪凯, 唐红梅, 胡明, 等. 三峡库区危岩研究及防治新理念[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2004, 15(5): 27-32.
- [57] 范可, 冯佐海, 王翔, 等. 桂林市岩质崩塌发育特征与影响因素[J]. 自然灾害学报, 2019, 28(2): 169-182.
- [58] 陈洪凯. 三峡库区危岩链式规律的地貌学解译[J]. 重庆交通大学学报(自然科学版), 2008, 27(1): 91-95.
- [59] 常宏, 章昱, 李景富, 等. 鄂西清江岩溶与地质灾害的关系[J]. 中国岩溶, 2014, 33(3): 288-293.
- [60] 蒋忠诚, 罗为群, 童立强, 等. 21世纪西南岩溶石漠化演变特点及影响因素[J]. 中国岩溶, 2016, 35(5): 461-468.
- [61] 蒋忠诚, 王瑞江, 裴建国, 等. 我国南方表层岩溶带及其对岩溶水的调蓄功能[J]. 中国岩溶, 2001, 20(2): 24-28.
- [62] 李滨, 冯振, 张勤, 等. 岩溶山区特大崩滑灾害成灾模式与早期识别研究[M]. 北京: 科学出版社, 2016: 11-12.
- [63] 郑光, 许强, 巨袁臻, 等. 2017年8月28日贵州纳雍县张家湾镇普洒村崩塌特征与成因机理研究[J]. 工程地质学报, 2018, 26(1): 223-240.
- [64] 董秀军, 裴向军, 黄润秋. 贵州凯里龙场镇山体崩塌基本特征与成因分析[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2015, 26(3): 3-9.
- [65] 程宇, 张健, 陈进, 等. 贵州纳雍猴岭镇危岩带稳定性及危害范围分析[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2019, 30(4): 9-15.
- [66] 陈洪凯, 唐红梅. 长江三峡水库区危岩分类及宏观判据研究[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2005, 16(4): 57-61, 82.
- [67] 曾芮, 姜明顺, 孙琳馗, 等. 强降雨条件下岩质边坡倾倒崩塌破坏机理: 以鄂西赵家岩崩塌为例[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2018, 29(3): 12-17.
- [68] 冉涛, 文宝萍, 苏昌, 等. 湖北五峰赵家岩崩塌形成机理分析[J]. 水文地质工程地质, 2012, 39(6): 114-118.
- [69] 陈健云, 岳红原, 徐强. 复杂环境下倾倒式危岩体的动力稳定性分析[J]. 岩石力学与工程学报, 2016, 35(10): 1965-1974.
- [70] 莫伟伟, 徐平, 丁秀丽. 库水位涨落对滑坡稳定性影响研究进展[J]. 地下空间与工程学报, 2006, 2(6): 997-1002.
- [71] Hoek E, Bray J W. Rock Slope Engineering[M]. London: Institution of Mining and Metallurgy, 1977.
- [72] 陈洪凯, 鲜学福, 唐红梅, 等. 危岩稳定性分析方法[J]. 应用力学学报, 2009, 26(2): 278-282, 406-407.
- [73] 舒继森, 王兴中, 周毅勇. 岩石边坡中滑动面水压分布假设的改进[J]. 中国矿业大学学报, 2004, 33(5): 509-512.
- [74] 李伟, 肖蓉, 吴礼舟. 岩质边坡中结构面上水压分布假设的改进研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2017, 36(3): 599-608.
- [75] 涂园. 平推式滑坡承压水模型研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2018, 37(9): 2110-2119.
- [76] 王思敬, 薛守义. 岩体边坡楔形体动力学分析[J]. 地质科学, 1992(2): 177-182.
- [77] 曾彪, 冯登. 基于不同裂隙水压力分布的楔形体位移分析[J]. 铁道建筑, 2018, 58(10): 89-93.
- [78] 唐红梅, 陈洪凯. 危岩裂隙水压力修正计算方法[J]. 中国地质灾害与防治学报, 2008, 19(4): 86-90.
- [79] 陈洪凯, 鲜学福, 唐红梅. 危岩稳定性断裂力学计算方法[J]. 重庆大学学报(自然科学版), 2009, 32(4): 434-437, 452.
- [80] 周云涛. 三峡库区危岩稳定性断裂力学计算方法[J]. 岩土力学, 2016, 37(S1): 495-499.
- [81] 王凯. 裂隙含水介质渗流应力两场耦合数值模拟程序设计应用[D]. 成都: 西南交通大学, 2008.
- [82] 郑春梅. 基于DDA的裂隙岩体力学耦合研究[D]. 济南: 山东大学, 2010.
- [83] 王媛, 徐志英, 速宝玉. 裂隙岩体渗流与应力耦合分析的四自由度全耦合法[J]. 水利学报, 1998(7): 55-59.
- [84] 何翔. 岩体渗流—应力耦合的随机有限元方法[D]. 中国科学院研究生院(武汉岩土力学研究所), 2006.
- [85] 周桂云, 李同春, 金鹏飞. 裂隙岩体边坡稳定性的渗流与应力耦合分析[J]. 水利水电科技进展, 2006, 26(5): 22-25.
- [86] 郑颖人, 赵尚毅. 有限元强度折减法在土坡与岩坡中的应用[J]. 岩石力学与工程学报, 2004, 23(19): 3381-3388.
- [87] 岑威钧, 王蒙, 石从浩, 等. 降雨条件下多裂隙膨胀岩渠坡稳定性分析[J]. 郑州大学学报(工学版), 2014, 35(2): 10-14.
- [88] 丛璐. 库水升降条件下库区及邻谷岸坡稳定性研究[D]. 西安: 长安大学, 2014.
- [89] 刘方琨. 基于强度折减法的金山尾矿坝稳定性分析[D]. 青岛: 青岛理工大学, 2013.
- [90] Song J, Dong M, Koltuk S, et al. Hydro-mechanically coupled finite-element analysis of the stability of a fractured-rock slope using the equivalent continuum approach: a case study of planned reservoir banks in Blaubeuren, Germany[J]. Hydrogeology Journal, 2018, 26(3): 803-817.
- [91] 仵彦卿, 张倬元著. 岩体力学导论[M]. 成都: 西南交通大学出版社, 1995: 3.
- [92] 王艳丽, 王勇, 许建聪, 等. 节理岩质边坡地下水渗流的离散元分析[J]. 地下空间与工程学报, 2008, 4(4): 620-624.
- [93] 刘晓丽, 林鹏, 韩国锋, 等. 裂隙岩质边坡渗流与非连续变形耦合过程分析[J]. 岩石力学与工程学报, 2013, 32(6): 1248-1256.
- [94] 杨宝凤. 基于离散裂隙网络模型的边坡渗流研究[J]. 水力发电, 2015, 41(6): 39-42.
- [95] 徐开民, 盛谦, 付晓东, 等. 库区水位变动下白沙碛变形体稳定性研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2016, 35(S2): 4114-

- 4120.
- [96] 祝云华,刘新荣,梁宁慧,等. 裂隙岩体渗流模型研究现状与展望[J]. 工程地质学报, 2008, 16(2): 178-183.
- [97] 史绪鑫. 降雨入渗对裂隙岩质边坡稳定性的影响[D]. 大连: 大连理工大学, 2014.
- [98] 王鹏,乔兰,李长洪,等. 岩质边坡渗流场中等效连续介质模型的应用[J]. 北京科技大学学报, 2003, 25(2): 99-102,130.
- [99] 汪旭涛,刘杰,郑德斌. 等效连续介质模型在某裂隙岩质边坡渗流稳定性分析中的应用[J]. 工程勘察, 2012, 40(6): 27-30,36.
- [100] Barenblatt G I, Zheltov Iu P, Kochina I N. Basic concepts in the theory of seepage of homogeneous liquids in fissured rocks [J]. Journal of Applied Mathematics and Mechanics, 1960, 24 (5): 1286-1303.
- [101] 王义山. 基于流固耦合的水库港岩质边坡稳定性分析[D]. 重庆: 重庆交通大学, 2011.
- [102] 年庚乾,陈忠辉,周子涵,等. 基于双重介质模型的裂隙岩质边坡渗流及稳定性分析[J/OL]. 北京: 煤炭学报:1-12[2020-09-13].<https://doi.org/10.13225/j.cnki.jccs.2020.0751>.
- [103] 王坛华. 基于三维网络模拟技术的裂隙网络水力研究及隧道涌水非线性预测[D]. 长春: 吉林大学, 2008.

Current situation of research on failure mechanism and stability of rock slopes under hydraulic action

LIU Xinrong^{1,2,3}, XIONG Fei^{1,2}, LI Bin⁴, YANG Zhongping^{1,2,3}, ZHOU Xiaohan^{1,2,3}

(1. School of Civil Engineering, Chongqing University, Chongqing 400045, China; 2. National Joint Engineering Research Center of Geohazards Prevention in The Reservoir Area(Chongqing), Chongqing University, Chongqing 400045, China; 3. State Key Laboratory of Coal Mine Disaster Dynamics and Control, Chongqing University, Chongqing 400044, China; 4. Institute of Geomechanics, CAGS, Beijing 100081, China)

Abstract Water is one of the important factors triggering landslides, and its physical, chemical and mechanical effects on rock mass determine the slope stability. Based on the current domestic and foreign research status and study cases of rock-slope landslides, this paper summarizes the hydraulic hazard-causing mechanism and the main failure models of rock-slope failure, and reviews the analysis methods of rock slope stability considering hydraulic action. It is generally accepted that the hydrostatic pressure generated by water to the sliding body (push of the rock mass side, uplift pressure of the sliding surface and buoyancy of rock mass) and hydrodynamic pressure (penetration outward the slope) are the main mechanisms of hydraulically induced rock-slope landslides. From the perspective of seepage flowing-stress coupling, the influence of water seepage on slope stability can be comprehensively evaluated. The rock mass structure of the slope determines the hydraulic action mode and the failure mode of the slope. The main forms of instability failure of rock slopes considering hydraulic action include bed slip, horizontal sliding, wedge sliding and perilous rock collapse. The stability analysis methods for rock slopes under hydraulic action mainly include the limit equilibrium method, the finite element strength reduction method, the perilous rock stability analysis method based on fracture mechanics, and the seepage-stress coupling model analysis method, among which the first two methods are widely used.

Key words rock-slope landslide, hydraulic effect, hazard-causing mechanism, landslide model, stability analysis

(编辑 黄晨晖)