

文章编号: 1006-6616 (2014) 02-0123-09

# 近水平厚层高陡斜坡崩塌机制研究

冯 振<sup>1,2</sup>, 李 滨<sup>1,2</sup>, 贺 凯<sup>3</sup>

(1. 中国地质科学院地质力学研究所, 北京 100081;

2. 国土资源部新构造运动与地质灾害重点实验室, 北京 100081;

3. 长安大学地质工程与测绘学院, 西安 710054)

**摘 要:** 近水平厚层高陡斜坡岩层倾角小于 $10^\circ$ , 具有软硬相间或上硬下软的结构, 常形成高陡斜坡或陡崖地形, 主要以大型崩塌的形式发生破坏。在梳理国内外文献的基础上, 从岩体破坏机制出发, 对近水平厚层高陡斜坡崩塌的形成过程、破坏机制、失稳模式进行分析, 总结归纳了6种地质力学模型, 包括滑移-拉裂、塑流-拉裂、倾倒-拉裂、剪切-错断、剪切-滑移、劈裂-溃屈, 并提出了相应的野外识别特征。

**关键词:** 近水平层状山体; 陡倾构造节理裂隙; 岩体破坏机制; 失稳模式; 地质力学模型

**中图分类号:** P642.21

**文献标识码:** A

## 1 近水平厚层高陡斜坡研究现状

近水平厚层高陡斜坡岩层倾角小于 $10^\circ$ , 主要由厚层状碎屑岩及碳酸盐岩, 如砂岩、灰岩与白云岩等硬岩, 以及黏土岩组成, 具有软硬相间或上硬下软的结构。近水平厚层高陡斜坡受褶皱作用不明显, 在构造抬升的作用下分布高程较大, 岩体内部多发育相互近垂直的陡倾“X”型节理<sup>[1]</sup>。在重力和外力长期作用下, 近水平厚层高陡斜坡发生渐进变形, 沿陡倾节理形成高厚比较大的板状或塔状危岩, 后续可能发展为崩塌或倾倒破坏, 形成高陡斜坡或陡崖地形。

受地质结构的控制, 近水平厚层高陡斜坡一般不易发生大规模整体滑动破坏, 多以局部崩塌破坏为主<sup>[2]</sup>。国内外许多专家学者对近水平厚层高陡斜坡失稳模式进行了研究。张倬元等<sup>[3]</sup>在模型试验和理论研究基础上, 结合大量地质观察资料, 提出了岩体破坏机制的地质力学模式, 其中近水平层状斜坡可能的破坏模式以平推式和转动型滑坡为主。胡厚田<sup>[4]</sup>根据岩体受力状态和初始运动形式, 将岩质崩塌发展模式分为倾倒式、滑移式、鼓胀式、拉裂式、错断式, 对岩质斜坡破坏模式的研究有重要的借鉴作用。在对意大利北部阿尔卑斯灰岩山区地质灾害研究的基础上, Poisel 等<sup>[5-6]</sup>认为近水平厚层高陡斜坡由于下伏软层的塑流

收稿日期: 2014-02-12

基金项目: 国家自然科学基金项目 (41302246); 中国地质科学院地质力学研究所基本科研业务费项目 (DZLXJK201307); 国家科技支撑课题 (2012BAK10B01); 地质调查项目 (1212011220140)

作者简介: 冯振 (1985-), 男, 博士, 助理研究员, 主要从事地质灾害等方面的研究工作。E-mail: fengzhengcs@126.com

挤出发生拉张形成塔状、板状危岩,后期以平面滑动、旋转滑动或硬岩倾倒的模式发生破坏。长期的渐进变形过程中,近水平厚层高陡山体边缘被大型陡倾构造节理裂隙切割形成板状、塔状危岩体,沿着重心发生偏心倾倒,或沿层面滑移,当软弱基座较厚时甚至发生旋转破坏,其失稳模式不仅与岩性和岩体结构有关,更与结构面的产状及切割形成的岩体形态有关。

在近水平厚层高陡斜坡崩塌成因机制方面, Terzaghi<sup>[7]</sup>提出下伏软岩的长期蠕变是上覆硬岩拉裂形成塔(板)状危岩的主要原因,软岩逐渐碎裂化并发生塑性流动,并最终导致塔状危岩崩塌倾倒的发生。张倬元等<sup>[3]</sup>、黄润秋<sup>[8]</sup>提出了近水平层状山体卸荷回弹下滑移拉裂或滑移压致的破坏模式。Rohn 等<sup>[9]</sup>对 Sandling 危岩和 Raschberg 危岩进行了调查分析,认为陡崖边缘板状危岩崩塌倾倒是下伏低渗透性软岩的不排水剪切的结果。差异性风化在硬岩底部形成岩腔,是近水平厚层高陡斜坡塔状危岩发生倾倒拉裂的主要原因之一<sup>[10~12]</sup>。

以上的这些研究成果,并不能完全反映山体的受力状态、破坏机制、发展模式。近水平厚层高陡斜坡板状、塔状危岩破坏机制的研究,还没有系统的研究成果,多是对单个案例的野外调查和定性描述。本文在总结前人研究和现场考察的基础上,归纳了近水平厚层高陡斜坡崩塌破坏的6种模式,从力学机制上分析了板状、塔状岩体形成及破坏过程,并提出了相应的岩体结构识别特征,为野外现场工程地质识别与力学判据分析提供参考和依据。

## 2 近水平厚层高陡斜坡崩塌机制

本质上来讲,滑坡崩塌灾害发生的原因是由于破裂面的贯通,近水平厚层高陡斜坡变形破坏是陡倾后壁与下部剪出口的贯通。后缘陡倾拉裂缝一般在卸荷作用下沿陡倾节理裂缝发育形成,不合理的人类工程活动则可能加速山体裂缝的发展。下部剪出破裂面则可能是近水平的软弱夹层、下伏厚层软岩或底部硬岩的压剪破裂面,这与高陡山体的岩性组合及地质结构相关。本文从岩体受力状态、变形破坏规律及裂隙结构面的发展方面入手,将近水平厚层高陡斜坡崩塌归纳为以下6种地质力学模式。

### 2.1 滑移-拉裂

近水平层状岩体的滑移-拉裂和压致-拉裂破坏是卸荷作用下产生的,在野外常能观察到。岩性的差异使近水平厚层高陡斜坡在形成过程中产生差异性卸荷回弹,层面间发生剪切破裂,山体沿软弱结构面蠕变滑移。高陡斜坡应力分异表现为岩体径向应力由坡内向坡面、坡脚向坡顶的压应力渐变为拉应力,因此在山体顶部张力带形成陡倾张拉裂缝,在山体内部形成与陡坡面近平行(主应力方向)的压致拉裂面。沿滑移面附近产生的压致张拉裂缝,其形成机制与压应力作用下的格里菲斯裂纹扩展规律类似。研究表明,压应力作用下的格里菲斯裂纹端部张拉应力随着裂纹的扩展不断减小。所以,在表生改造阶段<sup>[13]</sup>,自坡顶向下延伸的卸荷裂隙和自滑移面向上发育的压致张拉裂缝的扩展范围有限。后期在重力长期作用下,山体沿滑移面蠕滑变形,压致张拉裂缝和卸荷裂缝间岩体形成的锁固段应力不断累积,最终发生脆性剪断。

滑移-拉裂式崩塌是山体沿层面滑移,山体内部与坡顶陡倾张拉裂缝逐渐扩展,最终贯通发生瞬时破坏的过程(见图1),该破坏模式易发的近水平厚层高陡山体一般具有以下地质结构特征:①岩性有较脆且坚硬的砂岩、灰岩等组成,这是岩石发生压致张拉破坏的必要因素;②硬岩中发育近水平且缓倾向临空面的结构面,或夹有相对较薄的缓倾坡外的软弱夹

层，没有显著的不均匀沉降和软层挤出现象；③在发生整体瞬时失稳前，坡脚由于岩体滑移压致出现后倾转动变形，后缘拉裂缝呈现不断张开的趋势；④野外可观察到软弱夹层或近水平结构面的剪切滑移擦痕、滑移面附近出露岩体蠕变松弛，在勘察平硐内可观察到陡倾节理裂隙拉开的现象等。

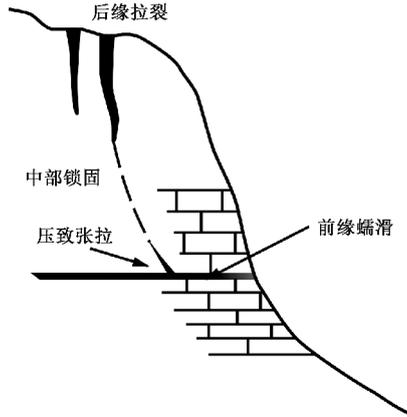


图1 滑移-拉裂式崩塌模式 (据文献 [8] 修改)

Fig. 1 Creep-tensile failure mode

## 2.2 塑流-拉裂

塑流-拉裂主要发生在软弱基座体斜坡中<sup>[3]</sup>，下伏软岩在上覆硬岩自重的长期作用下，产生塑性流动并向临空方向挤出，导致上覆硬岩岩体拉裂解体。近水平厚层高陡斜坡在塑流-拉裂下可以危岩体平面滑移<sup>[5,14]</sup>、旋转滑移<sup>[15~17]</sup>、侧向扩展<sup>[18~19]</sup>和倾倒<sup>[20]</sup>等模式发生破坏，这与山体的地质结构以及节理切割后危岩体的形态有关。例如，岩层缓倾向坡内、陡倾构造节理裂隙倾向临空面时，硬岩拉裂形成的危岩体重心偏上，易形成旋转型剪切滑移；当岩层缓倾向外时，在偏心作用下则更可能发生危岩倾倒（见图2）。无论哪一种破坏模式，都是从软岩接触面的硬岩拉裂破坏开始的，这是由于下伏软岩的水平变形远大于硬岩。

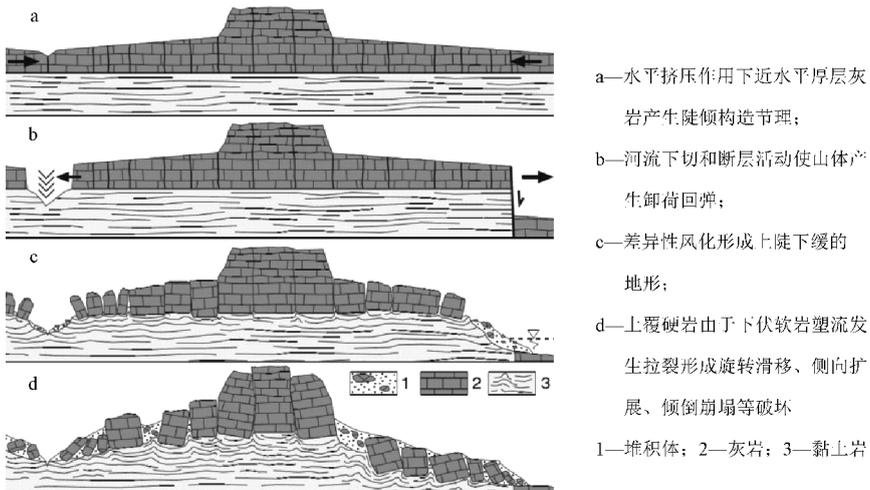


图2 近水平厚层高陡山体塑流-拉裂破坏的地貌学演化过程<sup>[20]</sup>

Fig. 2 Morphoevolvtionary model of creep-tensile failure of sub-horizontatal thick bedding mountains

望霞危岩位于三峡库区巫山县长江左岸,发育于横石溪背斜轴部,陡坡坡向 $197^{\circ}$ — $205^{\circ}$ ,岩层产状 $335^{\circ}$ — $340^{\circ}\angle 3^{\circ}$ — $8^{\circ}$ ,缓倾向坡内<sup>[21]</sup>。2010年8月发生大规模崩塌,崩塌体高约70 m,宽约80 m,厚10~15 m,呈棱柱状(见图3)。崩塌体上部为由薄—中厚层燧石灰岩,灰岩中发育一对间距较大的陡倾“X”卸荷节理裂隙,两组节理均倾向临空面,将岩体切割成板状和柱状。灰岩下伏厚度约14 m的软弱薄层状炭质页岩、粉砂岩及黏土岩。下部软岩基座由于侧向临空,在上覆硬岩自重长期作用下表现为不均匀沉降的特点,加上岩溶作用及地下采空的作用,沿构造节理发育形成贯通性的陡倾裂缝,形成孤立的板状或塔状危岩体。现场调查发现,软岩基座具有鼓胀挤出变形的特征,危岩体沿软弱岩体发生旋转剪切破坏,剪出破裂面呈圆弧形。监测数据显示望霞危岩以沉陷变形及后倾为主。与望霞危岩破坏类似的有Nattai North崩塌<sup>[22]</sup>、Sandling崩塌<sup>[23]</sup>等。

发生塑流—拉裂式崩塌的近水平厚层高陡斜坡具有以下特征:①上覆陡崖为强度较大的硬岩(碳酸盐岩、砂岩),下伏厚度较大的软岩或软弱互层岩层(泥岩、泥岩砂岩互层),差异性风化作用下表现为上陡下缓的地貌特征;②上覆岩层为近水平较完整的硬岩,岩体中多发育陡倾节理;下伏软弱岩层或软硬互层岩层呈薄层近水平状;③剪出口发育于下伏软弱岩层中,呈圆弧形或圈椅状,为软弱岩层在无侧限压缩情况下剪切破坏形成;硬岩中破裂面一般沿岩体中既有构造节理发育而成,陡倾节理裂隙倾向临空面;④山体早期变形表现为下伏软岩的压裂鼓胀、塑流挤出破坏,上部硬岩的缓慢沉降及后倾变形。

### 2.3 倾倒—拉裂

孤立的柱状危岩体在灰岩山区或海岸带很常见,岩性较硬,垂直方向上稳定性较好,在断面上具有高而长的特点<sup>[24]</sup>(见图4)。当坡脚由于地下开采或掏蚀冲刷,支撑力减弱,直立的不稳定岩体不断向临空方向倾倒。当岩体重心偏离到一定程度,或在地震等水平力作用下,危岩体根部内侧最大张拉应力超过岩体强度发生拉裂折断,形成倾倒崩塌。



图3 望霞危岩的旋转剪切

Fig. 3 Rotational failure of Wangxia cliff



图4 易于发生倾倒—拉裂的红砂岩塔状危岩

Fig. 4 Sandstone tower prone to toppling

重心偏移使柱状危岩一侧形成拉应力,最大拉应力超过岩体强度时发生拉裂破坏。发生倾倒拉裂崩塌的近水平厚层高陡斜坡具有以下特征:①岩层以缓倾角倾向坡内;②岩体内部陡倾构造节理裂隙发育,沿陡倾构造节理形成高厚比较大的塔(板)状危岩体;③岩体较完整,呈块裂结构,由硬岩组成,岩体单轴抗压强度较大;④塔(板)状危岩体底部无软弱夹层或倾向坡外的软弱结构面。

## 2.4 剪切-错断

Katoomba 崩塌位于悉尼的蓝山山脉 (Blue Mountains) 西部<sup>[25]</sup>, 主体崩塌发生于 1931 年 1 月 28 日, 为地下采矿诱发 (见图 5)。崩塌体高度 280 m, 宽约 325 m, 体积  $7.5 \times 10^4 \sim 10.0 \times 10^4 \text{ m}^3$ , 崩塌剪出口位于坡脚 200 m 高度。岩体内陡倾节理发育, 地下采空作用下沿节理发育裂缝并不断向下发展, 将崩塌体切割成板状。从剖面可看出, 岩体在下部砂岩中发生剪断破坏, 形成倾角约  $40^\circ$  的破裂面, 崩塌过程中刮铲坡脚泥岩、砂岩互层。与此类似的还有贵州凯里“2.18”龙场镇渔洞村崩塌, 山体为近水平厚层反向坡, 上部为巨厚二叠系栖霞灰岩层, 底部为二叠系梁山组煤系地层。岩体内发育与陡崖面近平行和直交的两组陡倾节理裂隙, 节理裂隙内岩溶强烈发育, 与岩层层面切割成多组外倾临空楔形块体。危岩体在重力和岩溶长期作用下, 陡倾裂缝“岩桥”逐渐贯通, 最终发生脆性剪断。

当柱状或板状危岩体下部不存在较厚的软岩或软弱夹层, 也不存在倾向坡外的不连续面和偏心作用时, 不会发生滑移、蠕滑和塑流、拉裂破坏。陡倾节理裂隙的切割使危岩与稳定山体脱离, 危岩体底部岩体在覆岩自重作用下处于无侧限单轴压缩状态。随着陡倾节理不断加深, 或岩体下部截面不断减小时, 底部岩体发生剪切破坏, 发生错断式崩塌 (见图 6)。值得指出的是, 剪切-错断式崩塌破坏与很多文献中提到的坡趾剪断<sup>[15]</sup>破坏机制类似。



图 5 Katoomba 崩塌现场

Fig. 5 Failure at Katoomba

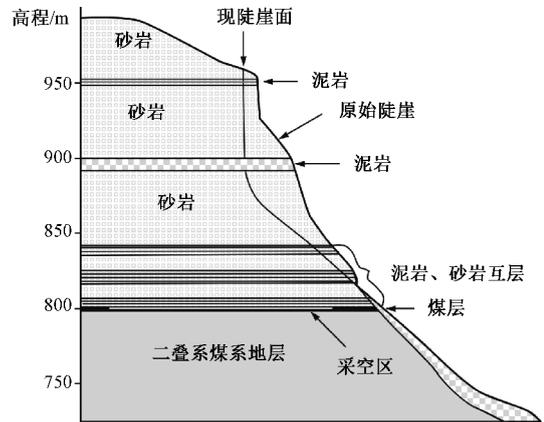


图 6 Katoomba 剪切-错断式崩塌剖面图<sup>[22]</sup>

Fig. 6 Shear-rupture failure in Katoomba escarpment

## 2.5 剪切-滑移

与剪切-错断不同, 剪切-滑移式破坏是沿着结构面发生剪切破坏。近水平厚层高陡斜坡主要发育与岩层近垂直的陡倾节理, 故其剪切-滑移破坏主要为沿平直结构面的平面滑移 (见图 7, 图 8)。发生剪切-滑移破坏的一个必备条件是悬垂, 由于差异性风化或人工开挖等作用, 厚层状硬岩底部形成凹腔, 呈悬空或局部悬空<sup>[26~27]</sup>。在自重作用下, 陡倾节理或张拉裂缝的“岩桥”剪断形成贯通性结构面, 从而发生滑移破坏<sup>[28]</sup>。

剪切-滑移式破坏主要发生在近水平缓倾向内的高陡斜坡, 陡倾节理面倾向坡外, 滑移结构面在坡脚临空面出露 (见图 8)。

## 2.6 劈裂-溃屈

甑子岩山体地形自上而下由两级陡崖组成, 崖高 410~450 m, 两级陡崖间为 40 m 高的斜坡<sup>[29~30]</sup>。崩塌体位于二级陡崖, 高约 208 m, 岩性为茅口组 3—5 段中厚—厚层状灰岩, 岩性脆且坚硬。下伏薄层—中厚层状钙滑石质页岩与中厚层状微晶灰岩互层, 形成的斜坡坡

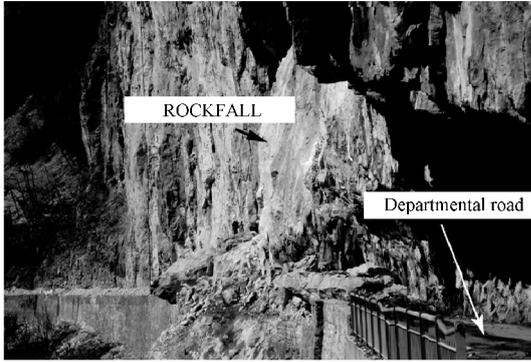


图7 近水平厚层高陡斜坡平面滑移破坏<sup>[28]</sup>

Fig. 7 Translational slide from shear-slide failure of rockmass

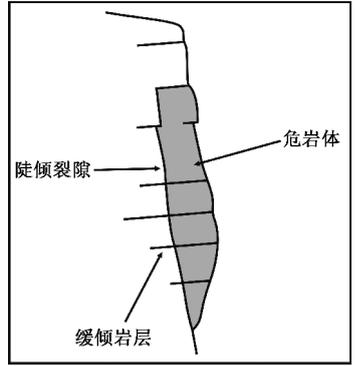


图8 滑移-剪切破坏示意图<sup>[27]</sup>

Fig. 8 Schematic model for slipe-shear failure

度 $37^{\circ}$ — $45^{\circ}$ 。崩塌体受两组近直交的陡倾结构面及软弱基座控制，三组结构面将崩塌体切割成三棱柱状（见图9）。崩塌过程录像显示，首先崩塌体底部出现掉块现象，中部冒起灰尘，随后底部岩体出现劈裂破坏，上部岩体垂直下挫，并在坠落过程中发生解体，坠落撞击在陡崖间斜坡上形成凹形槽。甄子岩危岩崩塌属于近水平厚层的上硬下软地质结构，但其下伏软层呈块状碎裂结构，岩心结构较破碎—较完整，呈短柱状，节理平整，表明其岩体强度较大。调查也发现，该软层岩体出现压裂鼓胀，但与黏土岩塑流完全不同。钻探揭露页岩中见少量顺层擦痕，表明下伏软岩在上覆硬岩自重长期作用下出现压致张裂，类似于“挤出”。由于位移错动的差异，引起接触面附近的硬岩产生剪致张裂，最后导致硬岩根部劈裂溃屈破坏（见图10）。这种破坏的岩体强度远小于岩块抗压破坏强度<sup>[1]</sup>。

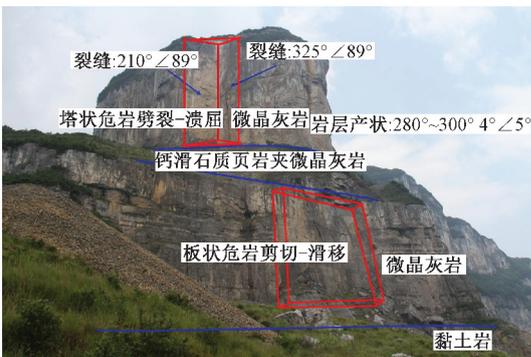


图9 甄子岩危岩正视图（镜像 $45^{\circ}$ ）

Fig. 9 Front view of Zengzi Cliff

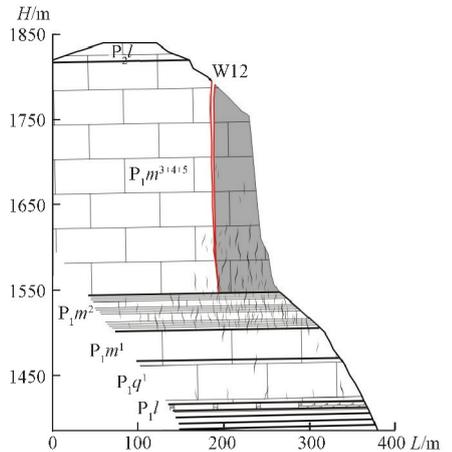


图10 甄子岩危岩崩塌剖面图

Fig. 10 Profile view of Zengzi Cliff collapse

劈裂-溃屈变形破坏的特点可以总结为以下几点：①崩塌发生于近水平厚层硬岩中，陡倾破裂面沿岩体中既有节理裂隙发展；②下伏软弱相间的互层或软岩，岩体完整性较好、强度较大，具有较小塑性变形；③底部硬岩处于无侧限压缩和应力集中状态，当后缘陡倾裂缝发展到一定深度时，岩体内所受压应力大于压缩强度发生劈裂-溃屈破坏。

### 3 讨论

本文未根据失稳模式对近水平厚层高陡斜坡崩塌进行分类说明，是由于失稳模式更多的是侧重于对危岩体的宏观运动特征，例如滑面或破裂面贯通后岩体的形状、运动形式，是对斜坡破坏的几何学描述。斜坡变形的地质力学模式，解释了斜坡发展变化的内在力学机制，并且很大程度上确定斜坡失稳模式。因此，本文在对国内外文献梳理的基础上，从岩体破坏机制出发，对近水平厚层高陡斜坡崩塌形成过程、破坏机制、失稳模式进行了分析，总结归纳了6种地质力学模型，并提出了相应的野外识别特征。

近水平厚层高陡斜坡崩塌破坏机制可归纳为滑移-拉裂、塑流-拉裂、倾倒-拉裂、剪切-错断、剪切-滑移、劈裂-溃屈。

近水平厚层高陡斜坡崩塌破坏机制与地质结构有关，缓倾顺层硬岩夹薄层软弱夹层易形成滑移-压致破坏，塑流-拉裂是因为硬岩下伏厚层软岩塑性流动所致，倾倒-拉裂是直立岩柱在偏心作用下发生根部拉裂破坏，剪切-错断发生在坡脚无倾向临空面的软弱结构面的硬岩中，倾向临空且坡脚出露的陡倾节理“岩桥剪断”是剪切-滑移破坏的本质，劈裂-溃屈是由于危岩底部硬岩发生剪张压致破坏所致。

尽管提出了各种地质力学模式的识别特征，但对于实际情况还应采用数值模拟、解析解等辅助方法进行预测判断。例如滑移-拉裂和塑流-拉裂，两者最大的差别在于岩体结构上软弱夹层的厚度。对此有专家提出阈值厚度的概念，以此作为近水平厚层高陡斜坡崩塌模式的判据。而剪切-错断和劈裂-溃屈，则与孤立危岩底部岩体的强度有关。这种情况下，将底部岩体的破坏视为无侧限单轴压缩破坏是可行的，由此建立的强度判据也是可信的。而地下采空引起的离层剪切、上覆软岩的应力应变、山体的变形趋势等时效变形问题，则可利用数值模拟方法进行定量、直观的判断。

**致谢** 文献资料收集的过程中，得到中国地质科学院地质力学研究所王磊博士、长安大学高杨硕士的帮助，在此一并表示感谢。

### 参 考 文 献

- [ 1 ] 孙广忠. 岩体结构力学 [M]. 北京: 科学出版社, 1988: 61, 165.  
SUN Guang-zhong. Structural mechanics of rock mass [M]. Beijing: Science Press, 1988: 61, 165.
- [ 2 ] 王玉川, 巨能攀, 赵建军, 等. 缓倾煤层采空区上覆山体滑坡形成机制分析 [J]. 工程地质学报, 2013, (1): 61~68.  
WANG Yu-chuan, JU Neng-pan, ZHAO Jian-jun, et al. Formation mechanism of landslide above the mined out area in gently inclined coal beds [J]. Journal of Engineering Geology, 2013, 21 (1): 61~63.
- [ 3 ] 张倬元, 王世庆, 王兰生. 工程地质分析原理 [M]. 2版. 北京: 地质出版社, 1994: 135, 335.  
ZHANG Zhuo-yuan, WANG Shi-qing, WANG Lan-sheng. Analysis principle of engineering geology [M]. 2<sup>th</sup> Edition. Beijing: Geological Publishing House, 1994: 135, 335.
- [ 4 ] 胡厚田. 崩塌与落石 [M]. 北京: 中国铁道出版社, 1989.  
HU Hou-tian. Rock collapse and rock falls [M]. Beijing: China Railway Press, 1989.
- [ 5 ] Poisel R, Eppensteiner W. A contribution to the systematics of rock mass movements [C] //Bonnard C, ed. Proceedings of the 5<sup>th</sup> International Symposium on Landslides; Vol. 2. Lausanne, 1988: 1353~1357.
- [ 6 ] Poisel R, Angerer H, Pöllinger M, et al. Mechanics and velocity of the Lärchberg-Galgenwald Landslide (Austria) [J].

Engineering Geology, 2009, 109 (1): 57 ~ 66.

- [ 7 ] Terzaghi K. Mechanism of landslides [M]. Harvard University, Department of Engineering, 1951.
- [ 8 ] 黄润秋. 中国西部地区典型岩质滑坡机理研究 [J]. 地球科学进展, 2004, 19 (3): 443 ~ 450.  
HUANG Run-qiu. Mechanism of large scale landslides in western China [M]. Advance in Earth Science, 2004, 19 (3): 443 ~ 450.
- [ 9 ] Rohn J, Resch M, Schneider H, et al. Large-scale lateral spreading and related mass movements in the Northern Calcareous Alps [J]. Bulletin of Engineering Geology and the Environment, 2004, 63 (1): 71 ~ 75.
- [10] 殷跃平. 三峡库区边坡结构及失稳模式研究 [J]. 工程地质学报, 2005, 13 (2): 145 ~ 154.  
YIN Yue-ping. Human-cutting slope structure and failure pattern at the Three Gorges Reservoir [J]. Journal of Engineering Geology, 2005, 13 (2): 145 ~ 154.
- [11] 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.  
CHEN Hong-kai. Geomorphology research on chained regularity of perilous rock in the area of the Three Gorges Reservoir [J]. Journal of Chongqing Jiaotong University: Natural Science, 2008, 27 (1): 91 ~ 95.
- [12] Dussauge-Peisser C, Helmstetter A, Grasso J R, et al. Probabilistic approach to rock fall hazard assessment: potential of historical data analysis [J]. Natural Hazards and Earth System Science, 2002, 2 (1/2): 15 ~ 26.
- [13] 黄润秋. 岩石高边坡发育的动力过程及其稳定性控制 [J]. 岩石力学与工程学报, 2008, 27 (8): 1525 ~ 1544.  
Huang Runqiu. Geodynamical process and stability control of high rock slope development [J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, 27 (8): 1525 ~ 1544.
- [14] Voight, B., 1973. The mechanism of retrogressive block-gliding with emphasis on the evolution of the Turnagain Heights Landslide, Anchorage, Alaska. In: De Jong, K. A., Scholten, R. (Eds.), Gravity and Tectonics. John Wiley and Sons, New York, pp. 97 ~ 121.
- [15] Hungr O, Evans S G. The occurrence and classification of massive rock slope failure [J]. Felsbau, 2004, 22 (2): 16 ~ 23.
- [16] Zaruba Q. Landslides And Their Control: Czechoslovak Academy of Sciences [M]. Elsevier, 1969.
- [17] 黄波林, 陈小婷, 刘广宁, 等. 巫山县望霞乡桐心村危岩体变形破坏机制分析 [J]. 工程地质学报, 2008, 16 (4): 459 ~ 464.  
HUANG Bo-lin, CHEN Xiao-ting, LIU Guang-ning, et al. Failure mode analysis of dangerous rockmass slope at Tongxin Village in Wangxia Town of Wushan County [J]. Journal of Engineering Geology, 2008, 16 (4): 459 ~ 464.
- [18] Magri O, Mantovani M, Pasuto A, et al. Geomorphological investigation and monitoring of lateral spreading along the north-west coast of Malta [J]. Geografia Fisica e Dinamica Quaternaria, 2008, 31 (2): 171 ~ 180.
- [19] Benedetti G, Bernardi M, Bonaga G, et al. San Leo: Centuries of Coexistence with Landslides [M] //Landslide Science and Practice. Springer Berlin Heidelberg, 2013: 529 ~ 537.
- [20] Di Maggio C, Madonia G, Vattano M. Deep-seated gravitational slope deformations in western Sicily: Controlling factors, triggering mechanisms, and morpho-evolutionary models [J]. Geomorphology, 2014, 208 (1): 173 ~ 189.
- [21] 乐琪浪, 王洪德, 薛星桥, 等. 巫山县望霞危岩体变形监测及破坏机制分析 [J]. 工程地质学报, 2011, (6): 823 ~ 830.  
LE Qi-lang, WANG Hong-de, XUE Xing-qiao, et al. Deformation monitoring and failure mechanism of Wangxia dangerous rock mass in Wushan County [J]. Journal of Engineering Geology, 2011, (6): 823 ~ 830.
- [22] Pells P J N. Assessing Parameters for Computations in Rock Mechanics [C] //Potvin Y, Carter J, Dyskin A, et al. SHIRMS 2008 (1), Western Australia: Australian Centre for Geomechanics, 2008: 39 ~ 54.
- [23] Glastonbury J, Fell R. Report on the analysis of "rapid" natural rock slope failures [R]. Univ Reoprt No. R-390. Sydney: The University of New South Walws, 2000.
- [24] 谢全敏, 刘雄. 危岩体柔性网络锁固治理研究 [J]. 岩石力学与工程学报, 2000, 19 (5): 640 ~ 642.  
XIE Quan-min, LIU Xiong. Locking reinforcement of dangerous rocks with flexible network [J]. Chinses Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2000, 19 (5): 640 ~ 642.
- [25] Douglas K J. The shear strength of rock masses [D]. Sydney: The University of New South Wales, 2002.
- [26] Frayssines M, Hantz D. Failure mechanisms and triggering factors in calcareous cliffs of the Subalpine Ranges (French

Alps) [J]. *Engineering Geology*, 2006, 86 (4): 256 ~ 270.

- [27] Frayssines M, Hantz D. Modelling and back-analysing failures in steep limestone cliffs [J]. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 2009, 46 (7): 1115 ~ 1123.
- [28] Deparis J, Garambois S, Hantz D. On the potential of Ground Penetrating Radar to help rock fall hazard assessment: A case study of a limestone slab, Gorges de la Bourne (French Alps) [J]. *Engineering Geology*, 2007, 94 (1): 89 ~ 102.
- [29] 任幼蓉, 陈鹏, 张军, 等. 重庆南川市甑子岩 W12# 危岩崩塌预警分析 [J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2005, 16 (2): 28 ~ 31, 37.
- REN You-rong, CHEN Peng, ZHANG Jun, et al. Early-warning analysis on the rockfall for Zengziyan W12# dangerous rock mass in Nanchuan City of Chongqing [J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2005, 16 (2): 28 ~ 31, 37.
- [30] 陈智强, 李渝生. 重庆市南川甑子岩危岩形成演化机制分析及防治措施探讨 [J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2004, 15 (2): 78 ~ 81.
- CHEN Zhi-qiang, LI Yu-sheng. Analysis on formation and development mechanism and discussion on prevention measures for Zengziyan dangerous rock mass in Chongqing [J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2004, 15 (2): 78 ~ 81.

## ROCK COLLAPSE MECHANISM ON HIGH-STEEP SLOPE FAILURE IN SUB-HORIZONTAL THICK-BEDDED MOUNTAINS

FENG Zhen<sup>1,2</sup>, LI Bin<sup>1,2</sup>, HE Kai<sup>3</sup>

(1. *Institute of Geomechanics, Chinese Academy of Geological Sciences, Beijing 100081, China;*

2. *Key laboratory of Neotectonic and Geohazard, Ministry of Land and Resources, Beijing 100081, China;*

3. *School of Geology Engineering and Geomatics, Chang'an University, Xi'an 710054, China)*

**Abstract:** Sub-horizontal thick bedding slope shows a gentle dip of approximately  $0 \sim 10^\circ$  and strata structure of hard on soft, or hard interbedded with soft. It forms a high and steep terrain and is prone to rock collapse. Reviewing a lot of references, failure process and initiation mechanism, as well as failure modes of high-steep slope in sub-horizontal thick bedding mountains are analyzed in terms of rock mass failure mechanism. Six geomechanic models are summarized such as slipe-tensile, creep-tensile, slipe-shear, shear-rupture, shear-slipe and split-bulk. Corresponding to the reognition features of geological structure are also presented.

**Key words:** sub-horizontal bedding slope; vertical tectonic joints; failure mechanism of rock mass; failure mode; geomechanic model