

DOI: 10.11779/CJGE20230090

裂隙优势流入渗诱发堆积层滑坡浅层破坏机理研究

黄晓虎^{1,2,3}, 魏兆亨^{1,2,3}, 易武^{1,2,3}, 郭飞^{1,2,3}, 黄海峰^{1,2,3}, 肖宇煌⁴

(1. 三峡库区地质灾害教育部重点实验室(三峡大学), 湖北 宜昌 443002; 2. 三峡大学土木与建筑学院, 湖北 宜昌 443002;
3. 三峡大学湖北长江三峡滑坡国家野外科学观测研究站, 湖北 宜昌 443002; 4. 湖北省地质环境总站, 湖北 武汉 430034)

摘要: 土体裂隙为雨水提供了入渗通道, 沿此通道形成的优势流主导着降雨入渗过程, 导致滑坡稳定性逐步恶化, 促使变形持续发展。以徐洼滑坡为例, 结合地质勘察、现场宏观巡查以及监测数据等, 在分析徐洼滑坡变形特征的基础上, 阐明裂隙对滑坡浅层破坏的影响, 利用数值模拟, 分析不同深度裂隙引起的优势流入渗过程, 在此基础上, 通过无限边坡模型, 计算优势流作用下浅层滑坡的稳定性演化特征, 最终厘清优势流入渗诱发浅层破坏机理。研究表明: ①裂隙提高了坡体的透水性, 坡体变形与裂隙发育相互促进, 而引起浅层破坏的往往是滑坡变形产生地表拉张裂隙的持续演化; ②裂隙改变了雨水的入渗过程, 一部分沿坡体表面向下垂直入渗, 一部分沿裂隙入渗至裂隙末端向四周扩散, 随着裂隙发育, 降雨入渗由优势流主导; ③滑坡变形与裂隙发育的关系密切, 无裂隙时, 坡体仅表层处于不稳定状态, 表现为表层侵蚀破坏, 随着裂隙演化, 裂隙影响深度内坡体处于不稳定状态, 表现为滑动破坏, 裂隙末端的暂饱和区为最危险滑面。

关键词: 堆积层滑坡; 优势流入渗; 失稳机理; 变形特征; 浅层破坏

中图分类号: TU43

文献标识码: A

文章编号: 1000-4548(2024)06-1136-10

作者简介: 黄晓虎(1987—), 男, 博士, 讲师, 主要从事地质灾害预测与防治方面的教学与研究工作。E-mail: 88569096@qq.com。

Mechanism of fracture preferential flow infiltration-induced shallow damage of colluvial landslides

HUANG Xiaohu^{1,2,3}, WEI Zhaocheng^{1,2,3}, YI Wu^{1,2,3}, GUO Fei^{1,2,3}, HUANG Haifeng^{1,2,3}, XIAO Yuhuang⁴

(1. Key Laboratory of Geological Hazards in Three Gorges Reservoir Area (China Three Gorges University), Ministry of Education, Yichang 443002, China; 2. College of Civil Engineering & Architecture, China Three Gorges University, Yichang 443002, China;
3. National Field Observation and Research Station of Landslide in Three Gorges Reservoir Area of Yangtze River, Yichang 443002, China;
4. Geological Environment Center of Hubei Province, Wuhan 430034, China)

Abstract: Soil fissures provide infiltration channels for rainfall, and the dominant flow formed along these channels dominates the infiltration process of rainfall, leading to the gradual deterioration of landslide stability and the continuous development of deformation. Taking Xuwa landslide as an example, the geological survey, on-site macroscopic inspection and monitoring data are combined. By analyzing the deformation characteristics of Xuwa landslide, the phenomenon of shallow landslide damage induced by dominant inflow infiltration is elaborated, and numerical simulation is used to analyze the process of dominant inflow infiltration caused by fissures at different depths. Thus, the stability evolution characteristics of shallow landslide under the action of dominant inflow are calculated by the infinite slope model, and the mechanism of shallow damage induced by the dominant flow infiltration is clarified. The study shows that: (1) The fissures improve the permeability and deformation of the slope as well as the promoted fissure development, and the shallow damage is often caused by the continuous evolution of the surface tension fissures generated by landslide deformation. (2) The fissures change the infiltration process of rainwater, part of which infiltrates vertically downward along the surface of the slope, part of which infiltrates along the fissures to the end of the fissures and spreads around, and with the development of fissures, the infiltration of rainfall is dominated by the dominant flow of fissures. (3) The relationship between landslide deformation and fissure development is close. When there is no fissure, the slope is only in an unstable state, characterized by surface erosion damage, while with the evolution of a fissure, the slope is in an unstable state within the depth of fissure influence,

基金项目: 三峡库区地质灾害教育部重点实验室(三峡大学)开放基金项目(2022KDZ16); 国家青年科学基金项目(42007237); 国家自然科学基金面上项目(42172303)

收稿日期: 2023-02-07

manifesting a sliding damage, and the temporary saturation area at the end of the fissure is the most dangerous slide surface.

Key words: colluvial landslide; preferential flow; instability mechanism; deformation characteristic; shallow damage

0 引言

降雨型堆积层滑坡是一种常见的地质灾害, 具有突发性强、危害大等特点, 广泛分布于中国西部地区, 2015年—2021年宜昌市45次较大规模滑坡中, 42个与降雨有直接关系, 这些实例表明降雨是导致堆积层滑坡发生变形破坏的主要诱发因素之一^[1]。

降雨诱发的滑坡以浅层土质滑坡(滑体厚3~5 m, 普遍规模较小)居多, 诱发这类滑坡通常是短时强降雨。但是以粉质黏土组成的堆积体其饱和渗透系数较小, 当降雨强度超过坡体的饱和渗透系数时, 降雨只有小部分入渗进入坡体, 大部分降雨转化为坡面径流^[2], 降雨入渗的深度有限, 难以诱发斜坡失稳破坏。在对部分降雨堆积层滑坡的监测过程中发现, GNSS监测点的累积位移在时间、空间上有很明显的差异性。结合现场宏观巡查后发现, 累积位移较大的监测点附近往往有明显的地表裂隙, 甚至部分地表裂隙已演化成浅层破坏, 即次级滑坡。这是因为发育在坡面的地表裂隙, 形成降雨入渗的优势入渗通道, 雨水沿着这些裂隙快速充填, 并在裂隙底部向周围扩散, 进而增加了坡体的自重和动水压力^[3-4], 促使局部土体孔隙水压力增大, 有效应力降低, 进而导致滑坡稳定性的逐步恶化, 促使变形持续发展, 最终坡体失稳破坏, 形成浅层破坏。

因此, 研究优势流入渗如何诱发斜坡失稳破坏有助于进一步明确降雨型堆积层滑坡的失稳机理, 目前已成为众多地质工程及岩土工程学者关注的热点。赵宽耀等^[5]发现高强度短历时降雨工况下, 裂隙优势流起主导作用。张永双等^[6]发现优势流主导着降雨入渗过程, 加快地下水对降雨的响应。黄晓虎等^[7]分析了优势流入渗与坡体变形之间的关系, 发现优势流入渗促进变形的持续发展。Krzeminska等^[8]发现裂隙的体积和连通性控制着滑坡中孔隙水压力的分布。Zhang等^[9-10]发现裂隙引起的优势流可以通过在尖端附近形成局部滞水区而引发滑坡破坏。Kukemilks等^[11]建立考虑优势流入渗的水文地质模型模拟斜坡稳定性, 发现考虑优势流时, 斜坡稳定性显著变化。以上研究表明裂隙诱导的优势流入渗一方面改变了斜坡的渗流场, 导致孔隙水压力上升, 渗透力以及岩土体的重度增大。另一方面孔隙水压力的上升会降低基质吸力, 导致岩土体的抗剪强度减小进而致使滑坡破坏。但是, 滑坡的形成不是一蹴而就的, 坡体表面的地表裂隙与滑坡变形会相互影响^[12], 不同发育阶段的地表裂隙,

其对滑坡稳定性的影响程度也不同。

以徐洼滑坡为例, 结合地质勘察、现场宏观巡查以及GNSS监测数据等, 在分析徐洼滑坡地表裂隙发育的时空规律以及变形特征的基础上, 阐明裂隙对滑坡浅层破坏的影响, 利用数值模拟, 分析不同深度裂隙引起的优势流入渗过程, 在此基础上, 通过无限边坡模型, 计算优势流作用下浅层滑坡的稳定性演化特征, 最终厘清优势流入渗诱发浅层破坏机理。对深化认识降雨型浅层堆积层滑坡失稳机理, 优化预警模型提供科学依据, 具有较高的理论意义和工程实用价值。

1 优势流入渗透发次级滑坡实例

1.1 滑坡概况

徐洼滑坡位于十堰市茅箭区茅塔河水库北岸, 平面形态似“簸箕形”, 见图1(a), (b), 地势北高南低, 主滑方向为 165° , 总体坡度约 $15^\circ \sim 25^\circ$, 滑坡后缘边界位于山脊下方岩土体分界处, 两侧主要受冲沟控制, 前缘剪出口位于公路下方坡体陡缓相间处, 分布高程342 m。主滑方向为 165° , 滑坡东西宽约220 m, 南北长约210 m, 面积约 $4.6 \times 10^4 \text{ m}^2$, 体积约 $36.9 \times 10^4 \text{ m}^3$, 为中型土质滑坡。

根据钻孔揭露的滑坡物质结构: 滑体主要组成物质为含碎石粉质黏土, 土石比约为8:2到9:1, 滑体整体厚度变化差异较大, 厚度在3~16 m, 平均厚约8 m, 透水性较差。滑带为土岩接触面附近黏土层, 呈黄褐色, 黏感强烈, 可塑, 手可轻易搓泥条。

1.2 滑坡地表变形的空间分布

2021年11月对滑坡进行了现场调查, 在滑坡表面可见许多干缩裂隙(图1(d)), 宽度0.5~1 cm, 深度30~50 cm。在滑坡中部发现一个新形成的次级滑体(图1(c)), 次级滑体平面形态呈“舌”型, 临空条件较好, 相对高差14 m, 东西宽40 m, 南北长50 m, 厚度约4 m, 边界较为明显。次级滑坡前缘附近发育拉张裂隙L1(图2(a)), 后缘发育拉张裂隙L5向NE方向延伸, 宽1~5 cm, 外侧明显下座50~70 cm(图2(d)), 西侧发育南北向延伸的剪切裂隙L6, 裂隙闭合, 长约10 m(图1(e)), 在中部发现多条弧形拉张裂隙(L2~L4), 长约5~8 m, 宽1~2.5 cm, 走向 $75^\circ \sim 100^\circ$ (图2(b))。现场调查结果表明, 目前滑坡变形集中发生在滑坡中部的次级滑体, 以浅层变形破坏为主, 破坏模式为牵引式。

1.3 滑坡地表变形的时间演化

滑坡共布设8个监测点(图1), 并配以雨量站和

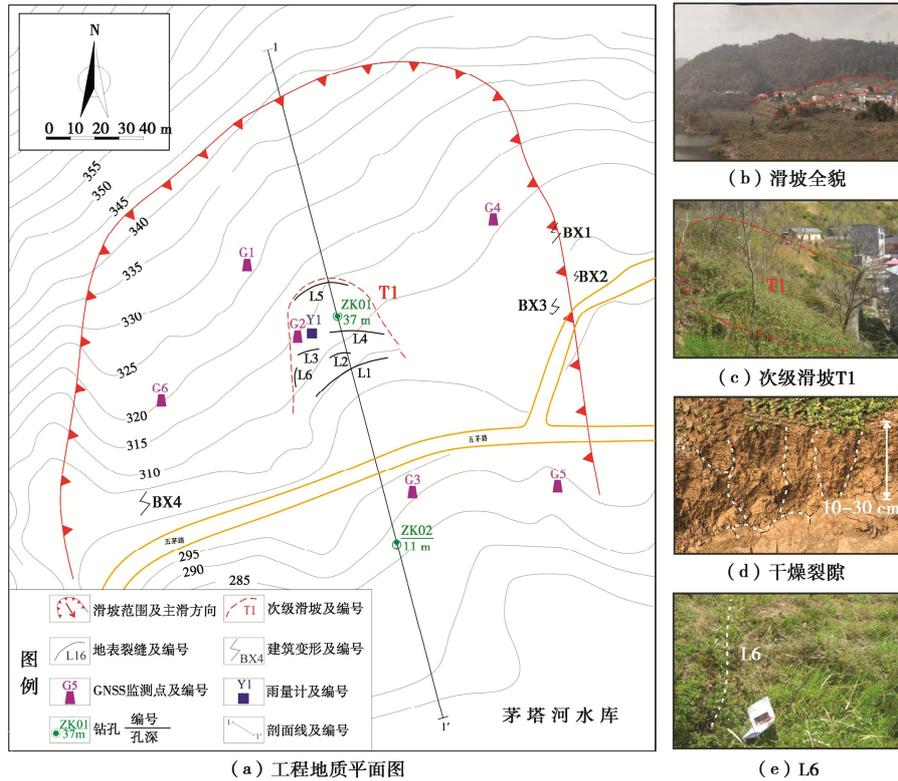


图 1 徐洼滑坡监测点布置图
 Fig. 1 Layout of monitoring site for Xuwa landslide

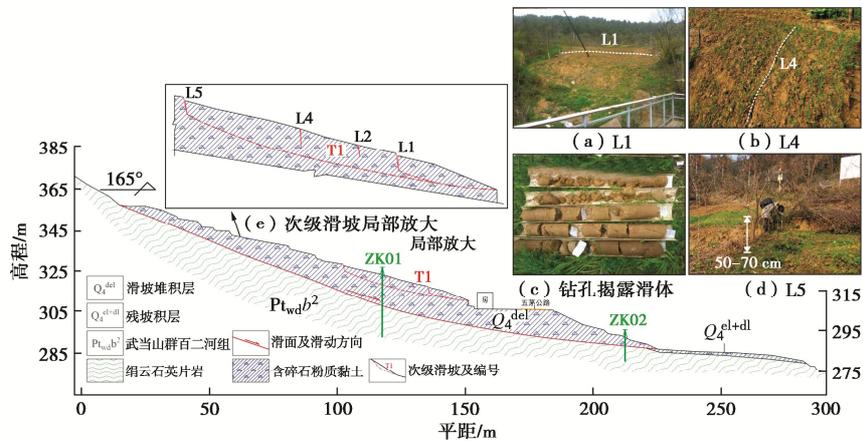


图 2 徐洼滑坡典型剖面图
 Fig. 2 Typical profile of Xuwa landslide

基准点。G₂~G₆于2019年6月1日开始采集数据，G₁, YL1于2019年6月7日开始采集数据。由于2019年6月—2021年4月监测曲线未出现明显变化，该时段内滑坡未出现变形，因此在分析数据时未将2019年6月—2021年4月统计入内。根据现场调查，滑坡变形目前主要集中在中部的次级滑体，因此数据分析选用G₁, G₂监测点。

图3为徐洼滑坡GNSS-降雨-时间曲线，可以看出：2021年5月—9月徐洼滑坡附近的湿度与温度交替升降，滑坡处于降雨-蒸发循环过程中。2021年8

月，滑坡在经历较长时间的干缩蒸发过程后，坡表的干缩裂隙充分发育，随后的强降雨使G₁, G₂出现一次较小的变形。2021年9月，在强降雨影响下（最大降雨强度78.7 mm/d）G₁, G₂发生“阶跃”变形。随后受降雨影响，持续变形。通过对比G₁, G₂监测点4次“阶跃”变形（表1），可以发现，在第一次变形发生后，累计位移增量、位移速率与累计降雨量呈正比，这表明在滑坡发生变形后，坡体的透水性提高，雨水的入渗量得到了提高。

表 1 G₁ 监测点“阶跃”信息表

Table 1 "Step" information for monitoring site G₁

序号	实际时间	累计位移 增量/ mm	平均日位移 速率/ (mm·d ⁻¹)	累计降 雨/ mm	最大 降/ mm
①	8月11日 —17日	20.4	2.91	76.1	64.5
②	8月28日 —9月3日	210.5	30.07	101.2	78.7
③	9月5日 —10日	190.9	31.81	135.6	49.5
④	9月19日 —24日	43.2	7.20	24.6	17.4

滑坡位移运动矢量如图4所示。水平方向上，G₁运动方向方位角为116°，G₂运动方向方位角为161°，与滑坡主滑方向（165°）基本一致。竖直方向上，G₁运动方向与水平面的夹角为0°~2°，G₂的运动方向与水平面的夹角为10°~19°，与次级滑坡坡度一致。因此，G₁监测点反应的运动轨迹特征为的变形为浅表层侵蚀破坏，而G₂变形是因为滑坡中部浅层破坏引起，这与现场调查结果一致。通过滑坡变形的时空演化规律，对徐洼滑坡发生浅层破坏的原因进行解释：对于透水性较差的坡体，降雨大部分转化为坡面径流排泄，而降雨-蒸发循环使坡体表面产生许多干缩裂隙，裂隙使坡体透水性得到提升，即使在强降雨条件下，雨水也能入渗进坡体，提高了入渗量。随着入渗量的增大，坡体变形同样增大^[8]，变形使坡体表面出现拉张裂隙，雨水在更深更宽的裂隙中更快地入渗坡体，使坡体深部孔隙水压力增大，基质吸力降低，土体抗剪强度降低，从而诱发滑坡的浅层破坏。可以发现在降雨-蒸发循环作用下产生的干缩裂隙不足以诱发滑坡的浅层破坏，引起滑坡的浅层破坏的往往是滑坡变形产生的拉张裂隙。

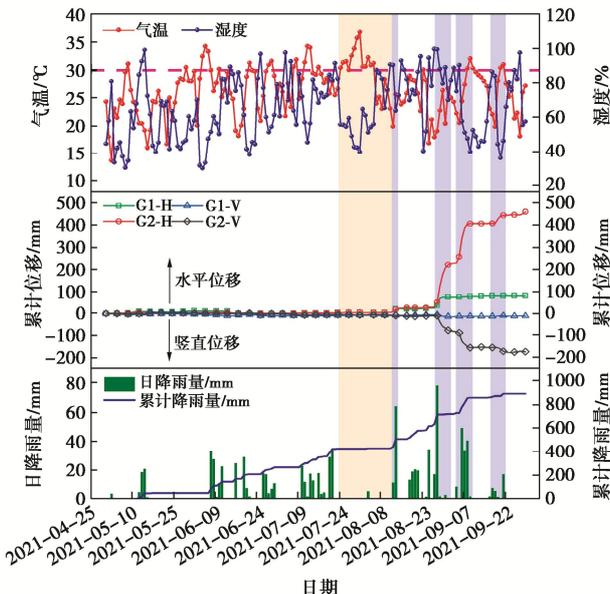


图 3 2021 年 GNSS-降雨-时间图

Fig. 3 GNSS-rainfall-time chart in 2021

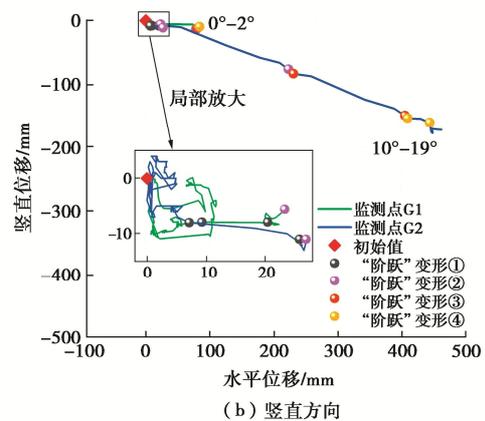
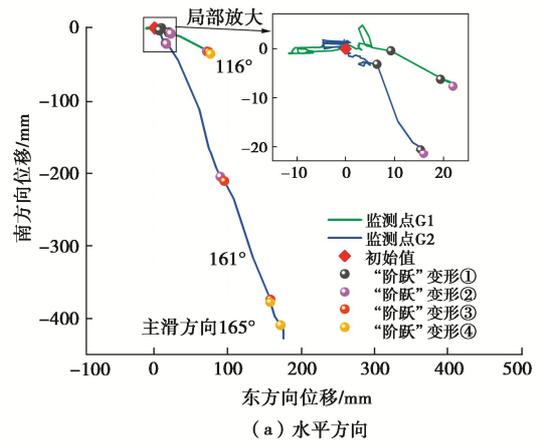


图 4 2021 年滑坡位移矢量图

Fig. 4 Displacement vectors of landslide in 2021

2 含裂隙坡体渗流及稳定性分析方法

2.1 考虑裂隙的降雨入渗规律

优势流入渗的实质为“降雨-入渗-坡面产流”问题。当坡体表面发育裂隙时，雨水会优先且迅速地入渗至裂隙底部，随着裂隙逐渐被雨水充满，渗流会自裂隙底部向周围扩散，导致滑坡深层土体逐渐饱和，见图5。这表明研究考虑裂隙的降雨入渗规律，需要对雨水在裂隙与土体两种介质内渗流的特征进行描述。

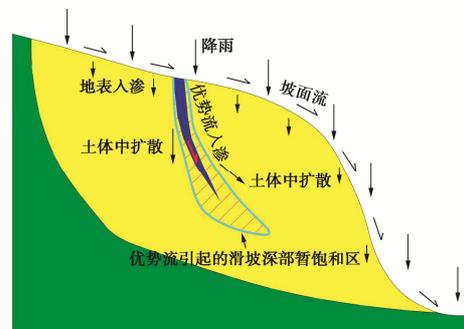


图 5 裂隙优势流入渗示意图

Fig. 5 Schematic diagram of dominant inflow infiltration of fracture

(1) 裂隙优势入渗特征描述

土体裂隙往往是具有一定宽度的空白空间, 其非饱和特性很难确定。不考虑降雨过程中裂隙变化情况, 且不考虑裂隙的非饱和特征, 则雨水通过一定宽度裂隙的连续性方程为

$$Sd_f \frac{\partial h_{pf}}{\partial t} - \nabla \cdot (k_f \nabla h_{pf}) = 0 \quad (1)$$

式中: h_{pf} 为裂隙处的压力水头; d_f 为裂隙宽度; S 为贮存系数; k_f 为裂隙的渗透系数。

假设裂隙由具有一定曲折度的粗糙平板组成, 则雨水在裂隙中的渗流满足立方定律^[13-14], 裂隙的渗透系数 k_f 为

$$k_f = C \cdot \frac{gd_f^2}{12\mu} \quad (2)$$

式中: C 为裂隙曲折度; μ 为流体的动力黏滞系数; g 为重力加速度。

Xiao 等^[15]基于 K-C 模型, 通过对比曲折裂隙与平直裂隙之间的渗透性差异, 得到裂隙曲折度 C 为

$$C = \frac{1}{\tau^2 T_s^2} \quad (3)$$

式中: τ 为孔隙曲折系数, $\tau = \sqrt{1 - \ln(n^2)}$ ^[16]; n 为土体孔隙率; T_s 为面曲折系数, 考虑裂隙面具有一定起伏, 取 1.04^[17]。

(2) 孔隙基质入渗特征描述

土体的孔隙入渗采用非饱和入渗模型 Richards 方程描述:

$$(C_m + S_e S) \frac{\partial h_{pm}}{\partial t} - \nabla \cdot [k_m (\nabla h_{pm} + 1)] = 0 \quad (4)$$

式中: C_m 为容水度; S_e 为饱和度; k_m 为土体的渗透系数, $k_m = k_s k_r (S_e)$, k_r 为相对渗透系数, k_s 为土体饱和渗透系数, 相对渗透率 k_r 以及其他特征参数采用 V-G 模型描述^[18]。

$$S_e = \begin{cases} (1 + |\alpha_v H_p|^{n_v})^{-m_v} & (H_p < 0) \\ 1 & (H_p \geq 0) \end{cases}, \quad (5)$$

$$C_m = \begin{cases} \left[\frac{\alpha_v m_v}{1 - m_v} (\theta_s - \theta_r) S_e^{\frac{1}{m_v}} (1 - S_e^{\frac{1}{m_v}}) \right]^{m_v} & (H_p < 0) \\ 0 & (H_p \geq 0) \end{cases}, \quad (6)$$

$$k_r = \begin{cases} S_e^{\frac{1}{2}} [1 - (1 - S_e^{\frac{1}{m_v}})^{m_v}]^2 & (H_p < 0) \\ 1 & (H_p \geq 0) \end{cases} \quad (7)$$

式中: H_p 为压力水头; θ_s 为饱和含水量; θ_r 为残余含水量; α_v , n_v , m_v 均为模型拟合参数, $m_v = 1 - 1/n_v$ 。

2.2 考虑优势流的浅层滑坡稳定性评价模型

降雨诱发的滑坡多为长厚比较大的浅层滑坡, 因此, 将浅层滑坡作为无限边坡进行研究。无限边坡稳定性模型^[19]将滑坡的几何形状视为与软弱面平行的

规则滑动面(图6), 稳定性系数表示为抗滑力与下滑力的比值, 因其易于耦合水力模型常用于研究降雨诱发的浅层滑坡稳定性评价问题^[20]。

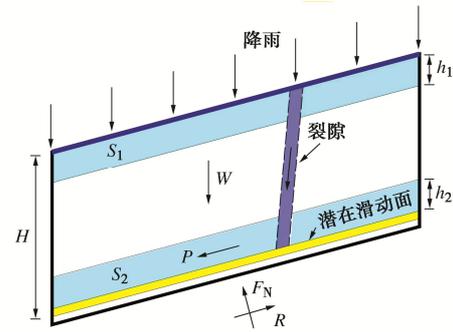


图6 考虑优势流入渗的无限边坡模型

Fig. 6 Infinite side slope model considering seepage of dominant inflow

在降雨过程中, 首先, 降雨沿地表入渗形成坡顶瞬时饱和区 S_1 , 其主要引起条块的重力变化(不考虑此处产生的局部渗透力)。同时, 在优势流入渗影响下, 在坡体内部形成局部暂饱和区 S_2 。则作用在潜在滑动面以上土体的平均重度 W_H 使用积分法^[21]表示:

$$W_H = (\gamma_d H + \int_0^H \gamma_w S_e dz) \cdot \cos \alpha \quad (8)$$

式中: H 为潜在滑动面的深度; h_1 为坡顶瞬时饱和区 S_1 的深度; h_2 为坡体内部形成的暂饱和区 S_2 的高度; α 为坡角; γ_d 为土的干重度; γ_w 为水的重度。

降雨入渗为一个变饱和渗流过程, 饱和土中的有效应力不再是总应力与孔隙水压力或土壤吸力之差, 定义土体的吸力特征曲线 σ^s 来表示有效应力^[21], 当参考气压为一个标准大气压时, 作用在潜在滑动面上的有效正应力 σ' 可以表示为

$$c' = \sigma_n - \sigma^s = \sigma_n - S_e u_w \quad (9)$$

作用在潜在滑动面的正应力 σ_n 为

$$\sigma_n = W_H \cos \alpha \quad (10)$$

作用在潜在滑面上的孔隙水压力 u_w 为

$$u_w = \gamma_w h_2 / \cos \alpha \quad (11)$$

则抗滑力 R 可以表示为

$$R = \left[(\gamma_d H + \int_0^H \gamma_w S_e dz) \cdot \cos^2 \alpha - \gamma_w h_2 / \cos \alpha \right] \tan \phi' + c' \cdot l \quad (12)$$

式中: c' 为有效黏聚力 (Pa); ϕ' 为有效内摩擦角 ($^\circ$); l 为条块底面长度。

降雨入渗引起的渗透力 P 为

$$P = \gamma_w h_2 \sin \alpha \cos \alpha \quad (13)$$

则下滑力 T 可以表示为

$$T = \left[(\gamma_d H + \int_0^H \gamma_w S_e dz) \cos \alpha + \gamma_w h_2 \right] \cos \alpha \sin \alpha \cdot l \quad (14)$$

坡体的稳定性系数 F_s 为

$$F_s = \frac{R}{T} = \frac{\left[\left(\gamma_d H + \int_0^H \gamma_w S_e dz \right) \cdot \cos^2 \alpha - \gamma_w h_2 / \cos \alpha \right] \tan \varphi' + c'}{\left[\left(\gamma_d H + \int_0^H \gamma_w S_e dz \right) \cos \alpha + \gamma_w h_2 \right] \cos \alpha \sin \alpha} \quad (15)$$

3 裂隙优势流入渗数值模拟研究

根据前述的理论方法, 首先利用数值模拟得到降雨作用下含裂隙坡体渗流场, 然后根据无限边坡模型, 利用数值模拟的渗流场, 计算优势流入渗持续作用下滑坡的稳定性演化规律。为厘清裂隙优势流入渗透发浅层破坏机理提供基础。

3.1 计算模型建立

考虑徐洼滑坡的次级滑坡平均坡度 20° , 长 50 m, 厚度约 4 m, 为长厚比较大的浅层滑坡, 且稳定性计算使用无限边坡模型, 故设计坡度为 20° 的滑坡单元为计算实例, 建立长 14 m, 高 7 m, 倾角 20° 的概化模型(图 7)。模型侧边界与下边界为不透水边界。采用离散孔隙-裂隙介质模型^[22], 模拟裂隙不同发育阶段的降雨入渗情况。

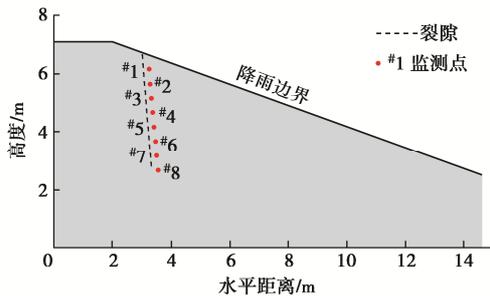


图 7 数值模拟模型

Fig. 7 Numerical simulation model

降雨工况为强度为 80 mm/d 的暴雨工况(参考引起滑坡变形的最大降雨强度), 持续 72 h。由于降雨强度大于坡体的饱和渗透系数 k_s , 入渗边界条件采用坡体表面压力控制的混合边界条件^[23]。

裂隙工况考虑裂隙的 4 个发育阶段, 见表 2, 裂隙的饱和渗透系数 k_f 根据式(2)计算。在坡体下方每 0.5 m 设置 1 个监测点, 共 8 个, 以监测孔隙水压力与入渗率的变化情况。计算参数为勘察结果以及补充室内试验得到, 取值见表 3。

3.2 入渗特征分析

当坡面无裂隙时, 如图 8 (a) 所示, 雨水从坡面

均匀向下垂直入渗, 由于坡体透水性较差, 降雨难以入渗到较深的位置, 大部分雨水形成坡面径流而流失, 最大影响深度仅为坡体表层 1 m 范围内(图 9 (a))。当坡面存在 $L=4$ m 裂隙时, 如图 8 (b) 所示, 在裂隙末端出现局部暂饱和区, 这是因为裂隙的渗透系数很大, 持水能力较弱, 裂隙中的雨水会先到达裂隙底部。如图 8 (c) 所示, 优势流影响深度受裂隙深度控制, 并且随着裂隙深度增加, 浸润锋剖面逐渐由“水平型”变为“双峰型”(图 9 (b) → (c))。

表 2 模拟工况

Table 2 Simulation of working conditions

编号	裂隙深度/m	裂隙宽度/mm	$k_f/(m \cdot s^{-1})$
1	无裂隙	—	—
2	1	10	0.0208
3	2	20	0.1340
4	4	40	0.5360

对比 4 个工况, 可以发现裂隙改变了雨水的入渗过程, 雨水一部分会从坡体表面自上向下垂直入渗, 一部分沿裂隙入渗至裂隙末端并在坡体内部向四周扩散。在孔隙入渗与裂隙优势入渗的共同作用下, 加快了整个坡体的饱和过程。

3.3 孔隙水压力分析

不同工况下的孔隙水压力随时间的变化如图 10 所示。当无裂隙发育时, 由图 10 (a) 可知, 仅距坡表较近的#1 监测点有响应(图 10 (a))。在裂隙发育初期(图 10 (b)), 位于坡体表面最近的监测点与位于裂隙底部的监测点几乎同时响应, 受坡面孔隙入渗与裂隙优势流入渗的共同影响, 坡体表层土体迅速饱和。随着裂隙的进一步发育(图 10 (c), (d)), 裂隙尖端附近的监测点响应时间优先于坡体表层监测点。

通过对比 4 个工况可以发现, 当坡体表面没有裂隙发育时, 此时降雨仅为土体孔隙控制的自上向下的顺序入渗。随着裂隙出现与发育, 降雨除了顺序入渗, 还会沿着裂隙优先到达裂隙尖端, 并自裂隙尖端向四周扩散, 为裂隙控制的优势流入渗。

3.4 入渗率与表面压力分析

无裂隙时(图 11 (a)), 降雨开始后, 表面压力急剧增大, 稳定值大于 0 kPa, 表明雨水大部分转化为坡面径流, 入渗边界为压力边界, 入渗率曲线总体呈相近斜率的“直线”型增长。随着裂隙的出现与发育(图 11 (b) ~ (d)), 表面压力在降雨开始后仍急剧

表 3 模拟参数

Table 3 Simulation parameters

饱和含水量 θ_s	残余含水量 θ_r	土体干重度 $\gamma_d / (g \cdot cm^{-3})$	土体饱和渗透系数 $k_s / (10^{-7} \cdot m \cdot s^{-1})$	V-G 模型, 本构参数			非饱和土强度参数	
				α_v / m^{-1}	n_v	m_v	有效内摩擦角 $\varphi' / (^\circ)$	有效黏聚力 c' / kPa
0.41	0.08	1.6	3.95	1	2	0.5	30	3

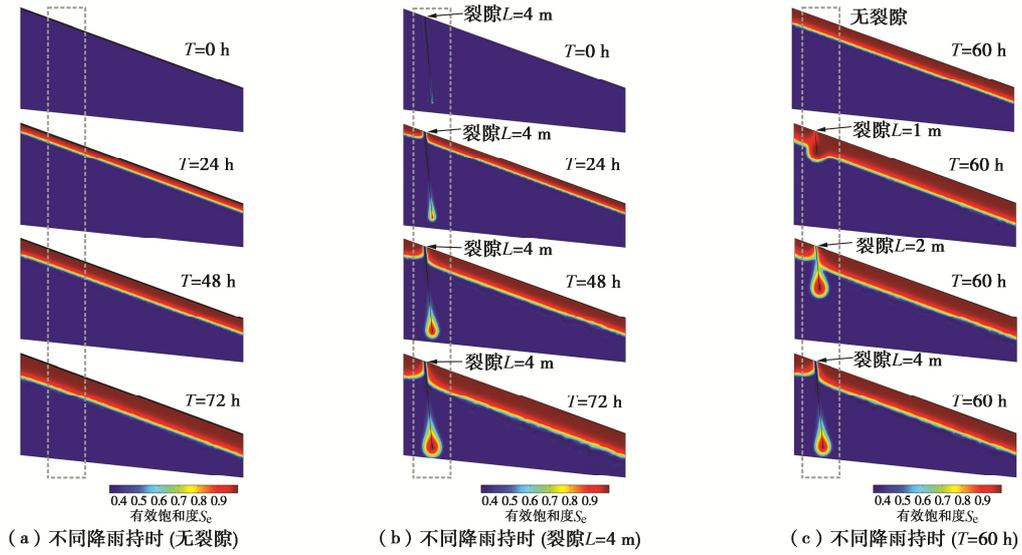


图8 有效饱和度云图

Fig. 8 Cloud map of effective saturation

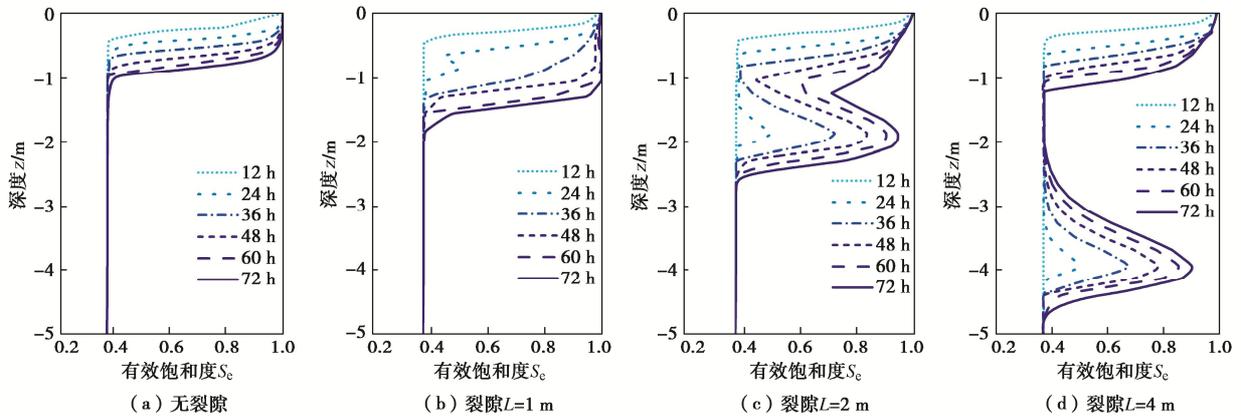


图9 浸润锋剖面图

Fig. 9 Infiltration front profiles at different fracture depths

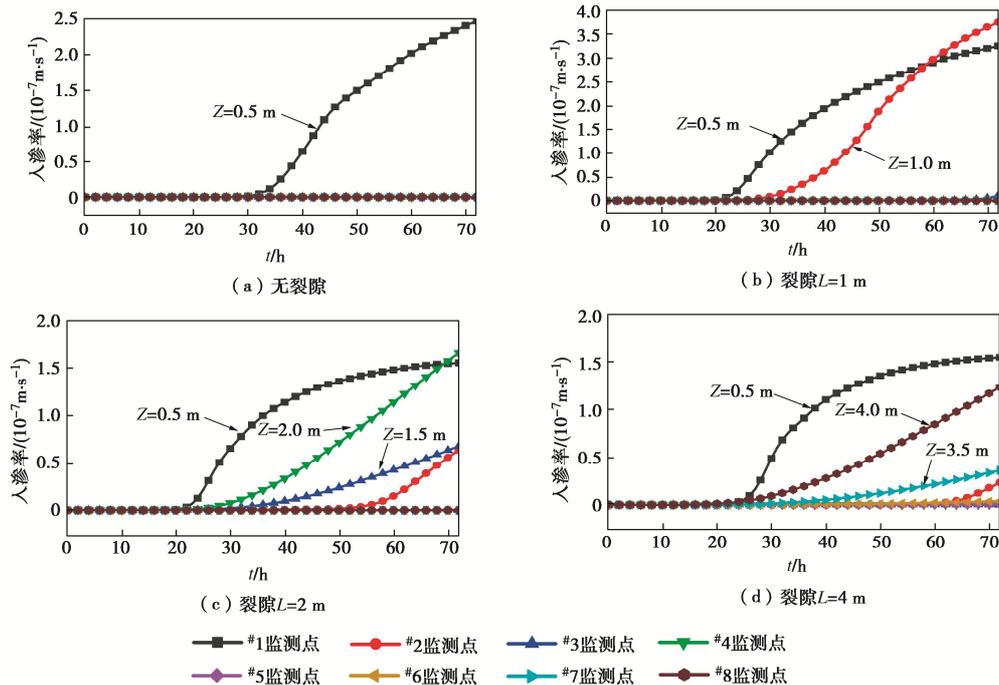


图10 不同裂隙深度孔隙水压力变化曲线

Fig. 10 Variation curves of pore water pressure at different fracture depths

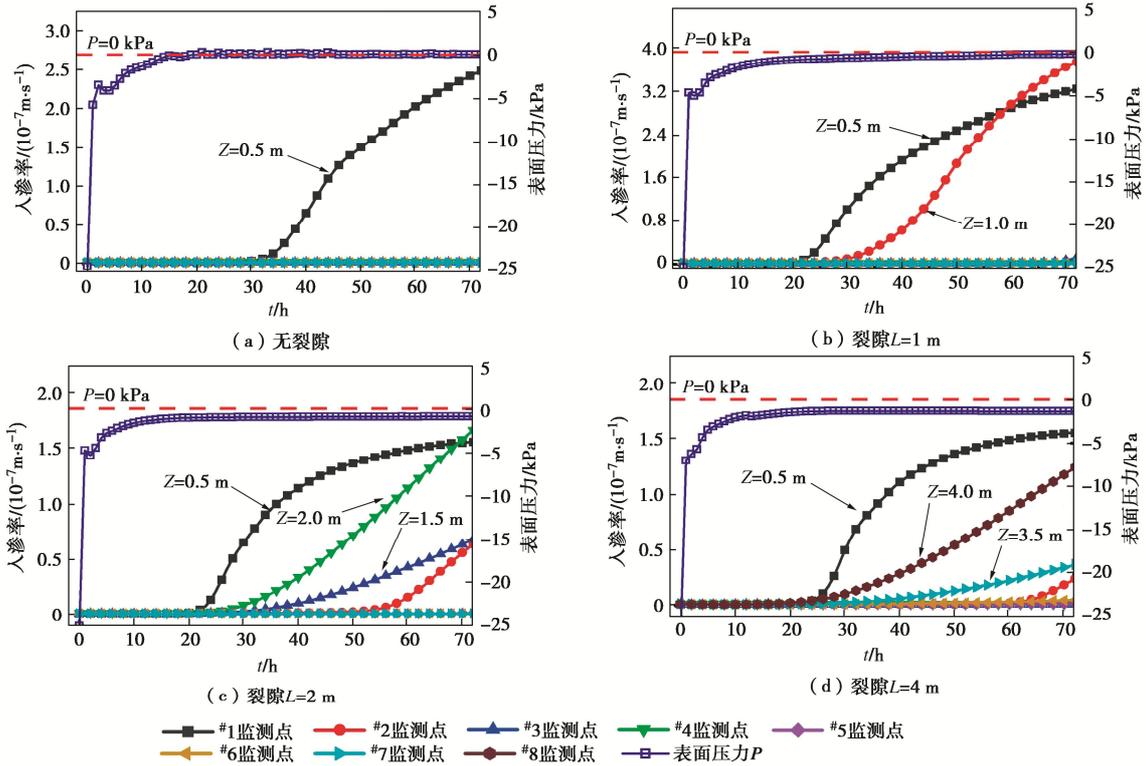


图 11 不同裂隙深度入渗率变化曲线

Fig. 11 Variation curves of infiltration rate at different fracture depths

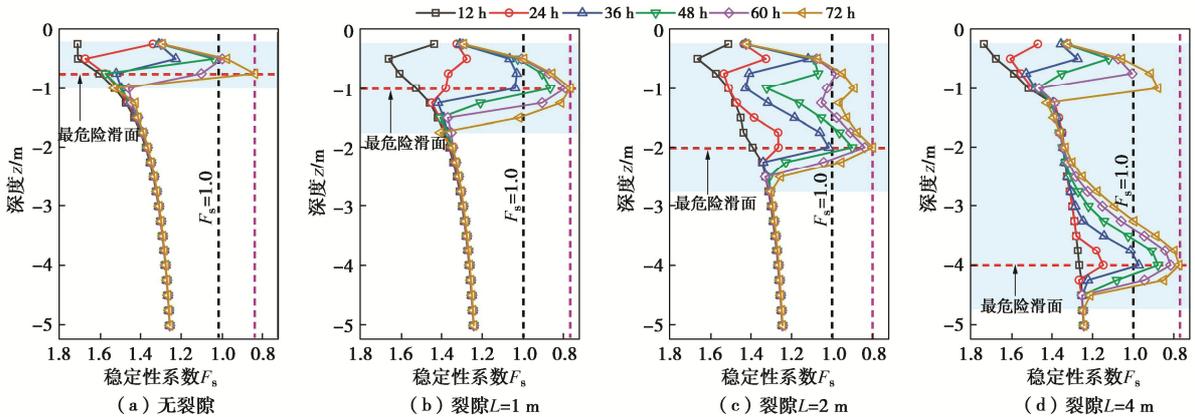


图 12 不同裂隙深度稳定性系数变化曲线

Fig. 12 Variation curves of stability coefficient at different fracture depths

增大, 稳定值逐渐小于 0 kPa, 表明裂隙增强了坡体的透水性, 入渗边界为流量边界。在裂隙发育初期 (图 11 (b)), 优势流入渗影响范围有限, #2 监测点同时受到顺序流+优势流影响, 入渗率曲线表现为先“凹”后“凸”型增长。而随着裂隙发育 (图 11 (c), (d)), 优势流影响深度增大, 总入渗量提高, 受优势流影响的监测点入渗率曲线呈“凹”型增长, 入渗率较低, 有利于水分在坡体中扩散。

通过对比 4 个工况可以发现, 在强降雨作用下, 无裂隙发育时, 雨水大部分转化为坡面径流排泄, 入渗率受坡体透水性影响。随着裂隙的出现与发育, 入渗量得到了提高, 雨水入渗逐渐由孔隙控制的顺序入渗转变为裂隙控制的优势入渗。这与监测数据反应的

实际情况一致。

3.5 稳定性分析

在利用数值模拟获取含裂隙坡体渗流场的基础上, 根据前文阐述的式 (15), 计算 4 种工况下浅层滑坡的稳定性系数, 并绘制稳定性系数变化曲线。如图 12 所示, 滑坡稳定性系数随降雨持续逐步降低, 最终趋于稳定, 并且在坡体表面与裂隙末端附近出现波动。当裂隙存在时, 稳定性系数最小值往往与裂隙深度一致。

无裂隙发育时 (图 12 (a)), 稳定性系数变化曲线仅在坡体表层 1 m 范围内出现“单峰型”波动, 且在降雨 72 h 后稳定性系数降至 0.81。在裂隙发育初期 (图 12 (b)), 稳定性系数曲线仍为“单峰型”波动, 但影响深度增大至 1.8 m, 且在 48 h 后稳定性系数降

至 0.91。随着裂隙的进一步发育 (图 12 (c), (d)), 稳定性系数变化曲线表现为坡表与裂隙末端的“双峰型”波动, 并且稳定性降低速度进一步加快, 当裂隙 $L=4\text{ m}$ 时, 在 36 h 时稳定性系数为 0.96。

对比分析 4 种工况可以发现, 在强降雨作用下, 无裂隙发育时, 仅浅表层坡体的稳定性系数小于 1, 这只会造成坡体表层的侵蚀、冲刷破坏。而随着裂隙的出现与发育, 使更多雨水入渗进坡体, 加深了潜在滑动面深度, 加快了破坏速度, 这是由于在裂隙优势流影响下, 在裂隙末端的局部暂饱和区有效应力最小, 因此该位置的稳定性系数最小, 为最危险滑面。

4 裂隙优势流入渗透诱发浅层破坏机理

基于现场调查与室内数值分析将优势流诱发浅层破坏分为 3 个阶段。

(1) 无裂隙发育阶段 (图 13 (a))

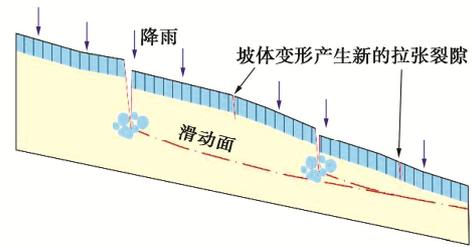
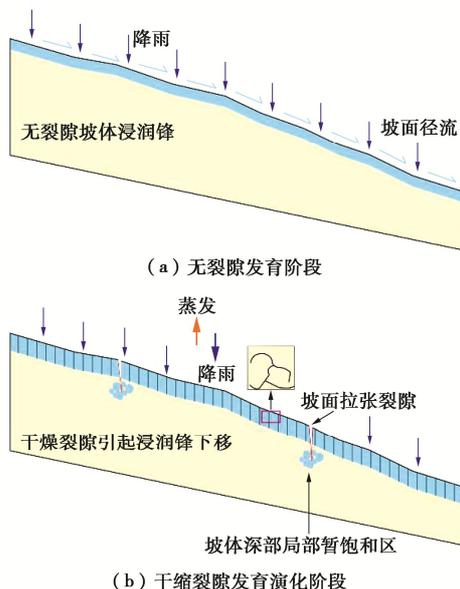
降雨入渗以孔隙入渗为主, 降雨难以入渗至较深的位置, 浸润锋较浅, 大部分降雨转化为坡面径流排泄, 入渗量较小, 坡体变形以长时间降雨作用下的浅表层的冲刷、侵蚀破坏为主。

(2) 干缩裂隙发育演化阶段 (图 13 (b))

在降雨-蒸发过程影响下, 坡体浅层形成许多干缩裂隙, 裂隙增大了坡体的透水性, 使浸润锋曲线整体下移。随着入渗深度与入渗量增大, 坡体浅层产生滑动变形, 表面出现因变形而产生的拉张裂隙。

(3) 裂隙持续演化阶段 (图 13 (c))

在拉张裂隙影响下, 雨水入渗为裂隙控制的优势流入渗, 并在裂隙末端形成暂饱和区。随着降雨持续, 坡体稳定性系数不断降低, 逐渐处于不稳定状态, 坡体沿最危险滑面发生滑动破坏, 随着滑动面逐渐向后发展, 坡面逐渐形成新的拉张裂隙。



(c) 裂隙持续演化阶段

图 13 裂隙优势流诱发浅层滑坡形成过程

Fig. 13 Formation processes of rift-dominated flow-induced shallow landslide

5 结 论

(1) 干缩裂隙可以显著提高坡体的透水性, 但干缩裂隙引起的优势流入渗并不会诱发滑坡的浅层破坏, 但坡体变形随着入渗量提高而增大, 并促使干缩裂隙演化为拉张裂隙, 最终诱发浅层破坏, 表现为牵引式破坏。

(2) 裂隙改变了雨水的入渗过程, 雨水一部分会从坡体表面自上向下垂直入渗, 一部分沿裂隙入渗至裂隙末端水平入渗, 在孔隙入渗与裂隙优势流入渗的共同影响下, 加快了整个坡体的饱和过程, 提高了雨水的入渗量, 并且随着裂隙发展, 降雨入渗逐渐由裂隙控制的优势流入渗主导。

(3) 滑坡变形破坏与裂隙的关系密切, 无裂隙发育时, 降雨只会使坡体表层处于不稳定状态, 表现为浅表层的侵蚀、冲刷破坏, 随着裂隙发育, 在降雨作用下裂隙影响深度内的坡体逐渐处于不稳定状态, 表现为浅层滑动破坏, 而位于裂隙末端的局部暂饱和区有效应力最小, 为最危险滑面。

参考文献:

- [1] 贺可强, 周敦云, 王思敬. 降雨型堆积层滑坡的加卸载响应比特征及其预测作用与意义[J]. 岩石力学与工程学报, 2004, 23(16): 2665-2670. (HE Keqiang, ZHOU Dunyun, WANG Sijing. Features of load-unload response ratio and its significance in predication of colluvial landslide induced by rainfall[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2004, 23(16): 2665-2670. (in Chinese))
- [2] MEIN R G, LARSON C L. Modeling infiltration during a steady rain[J]. Water Resources Research, 1973, 9(2): 384-394.
- [3] KIM J, LEE K, JEONG S, et al. GIS-based prediction method of landslide susceptibility using a rainfall infiltration-groundwater flow model[J]. Engineering Geology, 2014, 182: 63-78.
- [4] COLLINS B D, ZNIDARCIC D. Stability analyses of rainfall induced landslides[J]. Journal of Geotechnical and

- Geoenvironmental Engineering, 2004, **130**(4): 362-372.
- [5] 赵宽耀, 许强, 刘方洲, 等. 黄土中优势通道渗流特征研究[J]. 岩土工程学报, 2020, **42**(5): 941-950. (ZHAO Kuanyao, XU Qiang, LIU Fangzhou, et al. Seepage characteristics of preferential flow in loess[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2020, **42**(5): 941-950. (in Chinese))
- [6] 张永双, 吴瑞安, 任三绍. 降雨优势入渗通道对古滑坡复活的影响[J]. 岩石力学与工程学报, 2021, **40**(4): 777-789. (ZHANG Yongshuang, WU Ruian, REN Sanshao. Influence of rainfall preponderance infiltration path on reactivation of ancient landslides[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2021, **40**(4): 777-789. (in Chinese))
- [7] 黄晓虎, 易武, 黄海峰, 等. 优势流入渗与坡体变形关系研究及应用[J]. 岩土力学, 2020, **41**(4): 1396-1403. (HUANG Xiaohu, YI Wu, HUANG Haifeng, et al. Study and application of the relationship between preferential flow penetration and slope deformation[J]. Rock and Soil Mechanics, 2020, **41**(4): 1396-1403. (in Chinese))
- [8] KRZEMINSKA D M, BOGAARD T A, MALET J P, et al. A model of hydrological and mechanical feedbacks of preferential fissure flow in a slow-moving landslide[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 2013, **17**(3): 947-959.
- [9] ZHANG J M, LUO Y, ZHOU Z, et al. Research on the rainfall-induced regional slope failures along the Yangtze River of Anhui, China[J]. Landslides, 2021, **18**(5): 1801-1821.
- [10] ZHANG J M, LUO Y, ZHOU Z, et al. Effects of preferential flow induced by desiccation cracks on slope stability[J]. Engineering Geology, 2021, **288**: 106164.
- [11] KUKEMILKS K, WAGNER J F, SAKS T, et al. Physically based hydrogeological and slope stability modeling of the Turaida castle mound[J]. Landslides, 2018, **15**(11): 2267-2278.
- [12] 许强, 汤明高, 徐开祥, 等. 滑坡时空演化规律及预警预报研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2008, **27**(6): 1104-1112. (XU Qiang, TANG Minggao, XU Kaixiang, et al. Research on space-time evolution laws and early warning-prediction of landslides[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2008, **27**(6): 1104-1112. (in Chinese))
- [13] 周创兵, 熊文林. 岩石节理的渗流广义立方定理[J]. 岩土力学, 1996, **17**(4): 1-7. (ZHOU Chuangbing, XIONG Wenlin. A generalized cubic law for percolation in rock joints[J]. Rock and Soil Mechanics, 1996, **17**(4): 1-7. (in Chinese))
- [14] THERRIEN R, SUDICKY E A. Three-dimensional analysis of variably-saturated flow and solute transport in discretely-fractured porous media[J]. Journal of Contaminant Hydrology, 1996, **23**(1/2): 1-44.
- [15] XIAO W M, XIA C C, WEI W, et al. Combined effect of tortuosity and surface roughness on estimation of flow rate through a single rough joint[J]. Journal of Geophysics and Engineering, 2013, **10**(4): 045015.
- [16] BOUDREAU B P. The diffusive tortuosity of fine-grained un lithified sediments[J]. Geochimica et Cosmochimica Acta, 1996, **60**(16): 3139-3142.
- [17] BELEM T, HOMAND-ETIENNE F, SOULEY M. Quantitative parameters for rock joint surface roughness[J]. Rock Mechanics and Rock Engineering, 2000, **33**(4): 217-242.
- [18] VAN GENUCHTEN M T. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils[J]. Soil Science Society of America Journal, 1980, **44**(5): 892-898.
- [19] 李梦姿, 蔡国庆, 李昊, 等. 考虑抗拉强度剪断的非饱和土无限边坡稳定性分析[J]. 岩土工程学报, 2020, **42**(4): 705-713. (LI Mengzi, CAI Guoqing, LI Hao, et al. Stability of infinite unsaturated soil slopes with tensile strength cut-off[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2020, **42**(4): 705-713. (in Chinese))
- [20] 姚云琦, 曾润强, 马建花, 等. 考虑优势流作用的降雨入渗边坡可靠度分析[J]. 岩土力学, 2022, **43**(8): 2305-2316. (YAO Yunqi, ZENG Runqiang, MA Jianhua, et al. Reliability analysis of slope under rainfall infiltration considering preferential flow model[J]. Rock and Soil Mechanics, 2022, **43**(8): 2305-2316. (in Chinese))
- [21] LU N, GODT J. Infinite slope stability under steady unsaturated seepage conditions[J]. Water Resources Research, 2008, **44**(11): 1-13.
- [22] 侯晓萍, 樊恒辉. 基于 COMSOL Multiphysics 的非饱和裂隙土降雨入渗特性研究[J]. 岩土力学, 2022, **43**(2): 563-572. (HOU Xiaoping, FAN Henghui. Study on rainfall infiltration characteristics of unsaturated fractured soil based on COMSOL Multiphysics[J]. Rock and Soil Mechanics, 2022, **43**(2): 563-572. (in Chinese))
- [23] 年庚乾, 陈忠辉, 张凌凡, 等. 边坡降雨入渗问题中两种边界条件的处理及应用[J]. 岩土力学, 2020, **41**(12): 4105-4115. (NIAN Gengqian, CHEN Zhonghui, ZHANG Lingfan, et al. Treatment of two boundary conditions for rainfall infiltration in slope and its application[J]. Rock and Soil Mechanics, 2020, **41**(12): 4105-4115. (in Chinese))