

文章编号: 1008-2786-(2020)6-881-13

DOI:10.16089/j.cnki.1008-2786.000564

# 初始干密度对桂东南降雨型花岗岩残积土 滑坡起动模式的影响

吴善百<sup>1,2,3</sup>, 廖丽萍<sup>1,2,3\*</sup>, 韦 遥<sup>1,2,3</sup>, 赵瑞华<sup>1,2,3</sup>, 杨云川<sup>1,2,3</sup>, 韦文智<sup>1,2,3</sup>

(1. 广西大学 土木建筑工程学院, 南宁 530004; 2. 工程防灾与结构安全教育部重点实验室, 南宁 530004;  
3. 广西防灾减灾与工程安全重点实验室, 南宁 530004)

**摘 要:** 桂东南花岗岩残积土滑坡灾害频发, 严重威胁该地区居民生命财产安全, 制约当地社会经济发展。明晰初始干密度对花岗岩残积土滑坡起动过程的影响是滑坡预警与防治的科学基础。通过开展人工土槽模型试验, 观测花岗岩残积土滑坡起动过程的共性与差异, 分析土体含水率和孔隙水压力的变化特征, 最终探讨初始干密度对滑坡起动模式的影响。结果表明: (1) 在降雨强度分别为 60 mm/h 和 90 mm/h 条件下, 当初始干密度由 1.20 g/cm<sup>3</sup> 增至 1.40 g/cm<sup>3</sup> 时, 滑坡起动时间分别延迟 17 min 和 13 min, 且起动模式由突然滑动型转变为渐进破坏型; (2) 滑坡起动过程具有显著的共性, 在降雨初期, 雨水完全入渗至坡内, 坡脚土体率先软化滑动; 持续降雨导致坡面结皮现象发生, 地表径流出现, 低洼地带和冲沟形成; (3) 初始干密度增加导致残积土抵抗雨水入渗能力增强, 从而引起含水率和孔隙水压力响应时间延迟, 孔隙水压力最大值和变化量减小。研究成果将为桂东南降雨型花岗岩残积土滑坡防治预警提供初步依据。

**关键词:** 桂东南; 初始干密度; 花岗岩残积土; 降雨型滑坡; 起动模式

**中图分类号:** P642

**文献标志码:** A

广西东南部花岗岩风化严重, 孕育了丰富的残积土<sup>[1]</sup>。天然状态下的花岗岩残积土虽然呈硬塑状态且抗剪强度较高<sup>[2-3]</sup>, 但是遇水易软化崩解<sup>[4-6]</sup>, 诱发群发性的滑坡灾害<sup>[7]</sup>。滑坡频繁出现已严重威胁当地居民的生命财产安全, 制约社会经济发展。因此, 研究降雨诱发残积土坡失稳及滑坡起动具有重要的现实和科学意义。

花岗岩风化程度与成土环境的差异导致残积土在发育厚度、物理力学参数等方面(如密度、级配)存在显著的异质性<sup>[8]</sup>, 边坡失稳模式呈现多样化特

征<sup>[7]</sup>, 因此, 充分理解初始干密度对滑坡起动模式的影响是桂东南残积土滑坡防灾减灾与预警预报的重要基础。国内外学者已开展其他类型土(如砂性土、火山岩残积土、砾石土)的干密度与滑坡起动的相关研究。他们通过模型试验发现: 初始孔隙比(密度)能决定土体的应力应变特征, 并对应着剪胀型和剪缩型两种滑坡起动机理<sup>[9-10]</sup>。这两种机理所对应的宏观现象是: 饱和松散坡体会突然液化并快速流动, 而饱和密实坡体则会缓慢地蠕滑<sup>[11]</sup>。可见, 松散和密实砂土滑坡的运动速率存在显著的快

收稿日期(Received date): 2020-03-23; 改回日期(Accepted date): 2020-09-18

基金项目(Foundation item): 国家自然科学基金(41901132, 51609041); 广西科技厅基金(2018GXNSFAA138187); 广西国土厅 2018 年项目(GXZC2018-G3-19302-JGYZ)。[National Natural Science Foundation of China(41901132, 51609041); Natural Science Fund Project of Guangxi Province of China(2018GXNSFAA138187); Project of the Department of Land and Resources of Guangxi Province of China(GXZC2018-G3-19302-JGYZ)]

作者简介(Biography): 吴善百(1997-), 男, 广西柳州人, 硕士研究生, 主要研究方向: 地质灾害机理与防治技术。[WU Shanbai(1997-), male, born in Liuzhou, Guangxi province, M. Sc. candidate, research on mechanism and the prevention technology of geological hazards] E-mail: wushanbai@163.com

\* 通讯作者(Corresponding author): 廖丽萍(1985-), 女, 博士, 讲师, 主要研究方向: 地质灾害机理与防治技术。[LIAO Liping(1985-), female, Ph. D., lecturer, research on mechanism and the prevention technology of geological hazards] E-mail: 011lp@163.com

慢差别<sup>[12]</sup>;特别是当干密度为最优干密度时,滑坡的移动速度和滑动距离均最大<sup>[13]</sup>。此外,干密度和细颗粒含量的综合作用也能决定滑坡的破坏模式<sup>[14]</sup>。这主要是因为初始干密度影响着土水相互作用与土体渗透性能<sup>[15-18]</sup>,例如,高密实度陡坡抵抗因降雨入渗引起变形的能力明显强于低密实度缓坡的抵抗能力<sup>[19]</sup>。其他学者通过数值模拟也进一步证实了上述成果,即初始干密度(固相体积分数)对滑坡的运动堆积演化过程有着决定性的影响,滑动速率也存在显著差异<sup>[20-21]</sup>。

虽然已有研究成果表明:初始干密度在滑坡的起动过程中发挥着不容忽视的重要作用<sup>[22-23]</sup>,但是初始干密度如何影响广西东南部花岗岩残积土这类特殊土滑坡的起动模式却鲜有报道。基于上述背景,本文以桂东南花岗岩残积土滑坡为研究对象,以人工土槽模型试验为研究手段,分析滑坡起动过程的共性和差异,揭示土体含水率和孔隙水压力的变化特征,探讨初始干密度对降雨型滑坡起动模式的影响。

## 1 研究区和研究方法

### 1.1 研究区

容县是桂东南降雨型花岗岩残积土滑坡的高易发区<sup>[24]</sup>。全县面积 2257 km<sup>2</sup>,年平均降雨量为 1737.4 mm/a,多雨期为 4 月—9 月,且多雨期降雨量占年平均降雨量的 78.6%。研究区的岩浆岩分布广

泛,其岩性主要为花岗岩(面积为 1219.06 km<sup>2</sup>)<sup>[7]</sup>。充沛的降雨和丰富的花岗岩残积土层,为人工土槽模型试验提供了丰富的土样与参照模型。

### 1.2 试验方法与方案

试验装置由土槽模型、降雨控制系统与数据测试系统组成。试验模型是长度 3 m、宽度 0.8 m、高度 1.1 m 的自制钢槽。降雨控制系统包括中央控制器、潜水泵、分水箱、喷头、喷水管、支架和管线等,其中,中央控制器可设置大小喷头的使用及其开度大小,以达到模拟不同降雨强度的目的。降雨喷头距试验模型坡面的高度为 2.3 m,有效均匀降雨区域为 6 m<sup>2</sup>。数据测试系统包括体积含水率测试系统(MP-406B 土壤水分传感器和 M-16 数据采集器)和孔隙水压力测试系统(HC-25 微型孔隙水压力计和 MCU 数据采集箱)。因为数据采集器的采集时间单位为分钟,且内部存储容量有限,所以,体积含水率和孔隙水压力的采集频率分别为 1 min 和 3 min。

试验土体为容县滑坡高易发区六王镇<sup>[24]</sup>龙头村的花岗岩残积土,比重为 2.71 ± 1.12%,最小和最大干密度为 1.18 g/cm<sup>3</sup>、1.83 g/cm<sup>3</sup>。图 1a 的颗粒分数据是 3 组花岗岩残积土筛分试验结果的平均值。由图 1a 可知,残积土中砂砾(粒径 < 2 mm)累计百分含量为 87.52%,粉粒和粘粒(粒径 ≤ 0.075 mm)累计百分含量为 25.62%。人工土槽的长度为 150 cm,宽度为 80 cm,高度为 60 cm(图 1b)。研究区滑坡以浅层滑坡为主,土坡的自然坡度为 30°~45°,表层

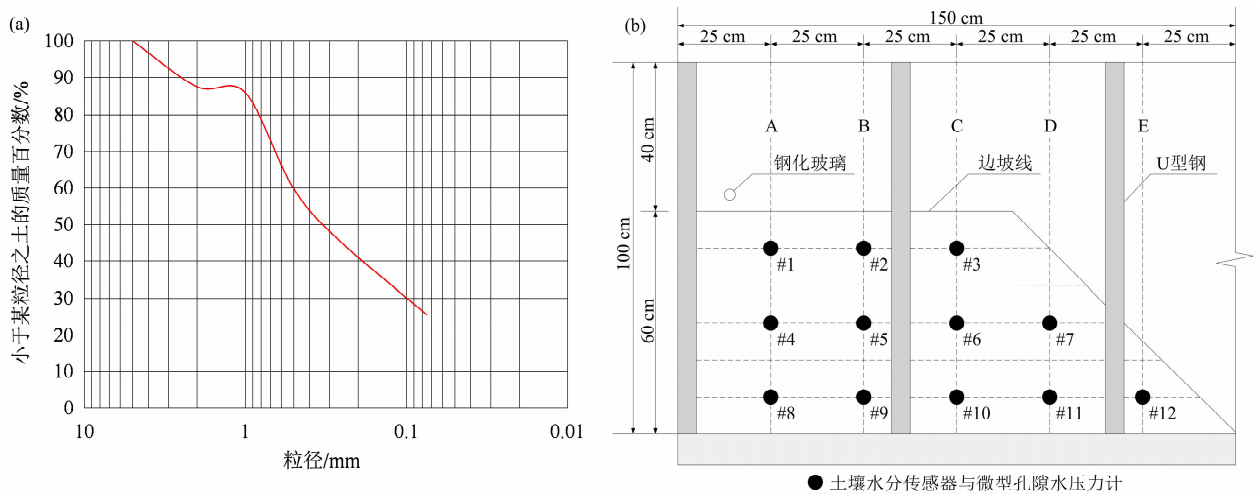


图 1 花岗岩残积土颗粒级配与土槽模型:(a)花岗岩残积土的颗粒级配;(b)土槽模型

Fig. 1 Particle gradation of granite residual soil and flume model:

(a) particle gradation of granite residual soil; (b) flume model

土体的干密度为  $1.2 \sim 1.4 \text{ g/cm}^3$ , 平均质量含水率为  $6\% \sim 10\%$  [25]。基于上述调研数据, 表 1 的试验方案仅设置两种初始干密度 ( $1.20 \text{ g/cm}^3$ 、 $1.40 \text{ g/cm}^3$ , 目的是更好地突出试验结果的差异), 坡度为  $45^\circ$ , 初始质量含水率控制在  $6\% \sim 10\%$  的范围。突发性特大台风暴雨和长历时强降雨是花岗岩残积土滑坡的主要诱发因素 [1], 因此, 本文根据 2010 年容县群发性滑坡对应的降雨强度和降雨时间 [25], 并综合考虑历年的降雨特点, 设定 2~3 个降雨时段、降雨强度为  $60 \text{ mm/h}$ 、 $90 \text{ mm/h}$ 。其中, 每个时段的降雨历时为 8 h, 时段之间间隔 15 h。

表 1 试验方案

Tab. 1 Test scheme

试验 编号	初始干密度/ ( $\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$ )	降雨强度/ ( $\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$ )	降雨历 时/h
1	1.20	60	8, 8, 8
2	1.40	60	8, 8, 8
3	1.20	90	8, 8
4	1.40	90	8, 8

在堆土前, 足量的风干土样被碾散过筛。本文根据过筛后的土体含水率, 按预设的含水率计算出所需水量, 用喷雾器将水均匀喷洒入土体内。土体被充分拌匀后装入容器内密封静置 24 h。当复测的

含水率满足预设含水率时, 方可堆土。边坡分 6 层, 每层厚度均为 10 cm。为达到预设的初始干密度, 每层土样均用木锤夯实。坡体内部共有 12 个监测点, 每个监测点放置一对传感器 (即 1 个土壤水分传感器、1 个微型孔隙水压力计; 编号为 #1~#12)。由图 1b 所示, 坡顶 A 的传感器为 #1、#4、#8, 坡顶 B 的传感器为 #2、#5、#9, 坡肩 C 的传感器为 #3、#6、#10, 坡中 D 的传感器为 #7、#11, 坡脚 E 的传感器为 #12。

2 试验结果与分析

2.1 滑坡起动模式

2.1.1 试验现象

(1) 试验 1

在第一次的降雨 8 h 过程中, 当降雨历时 50 min 时, 坡面最初发育两条细小冲沟, 坡脚土体率先滑动, 进而牵引坡中土体滑动。此时, 坡脚左侧失稳区域呈扇形, 长度为坡面总长度的四分之三; 坡面被雨水冲刷而呈凹陷状; 当降雨历时 421 min 时, 坡肩发育一条冲沟, 并与原失稳区域相连。在第二次降雨 8 h 过程中, 冲沟不断被雨水掏蚀, 其宽度和深度增大; 细颗粒被雨水携带至坡脚; 当降雨历时 559 min 时, 左侧坡肩土体呈块状滑落, 导致后缘形成张拉裂缝, 土体滑落并堆积至坡脚。在第三次的



图 2 边坡失稳现象: (a) 试验 1; (b) 试验 2; (c) 试验 3; (d) 试验 4

Fig. 2 Phenomenon of slope failure: (a) test 1; (b) test 2; (c) test 3; (d) test 4

降雨作用下,自降雨历时 1324 min 始,坡面土体的持续滑落导致陡峭临空面的形成,左侧坡肩被雨水掏蚀;此外,临空面上的土体失稳滑动,直至坡面变得平缓,滑动才停止(图 2a)。

### (2) 试验 2

在第一次降雨过程中,当降雨历时 67 min 时,左侧坡脚土体最先滑动,牵引后缘土体滑动,滑动范围不断扩大;当降雨历时 431 min 时,失稳破坏范围已扩大至坡肩区域,此时 7 号传感器出露。随后,右侧坡脚土体缓慢滑动,进而牵引坡中土体失稳。在第二次降雨 8 h 过程中,微小裂缝在右侧坡面发育;当降雨历时 524 min 时,裂缝周边的土体滑动,滑动面呈圆弧状;该过程重复发生,直至破坏区域扩大至坡肩、冲沟形成。在第三次的降雨作用下,左侧坡面不断被雨水掏蚀;左侧冲沟形成,并与右侧坡面的冲沟相连(图 2b);此时,坡体形态已趋于稳定。

### (3) 试验 3

在第一次降雨 8 h 中,当降雨历时 32 min 时,右侧、左侧坡脚先后出现张拉裂缝,裂缝周边的土体滑动,陡峭临空面形成。当降雨历时 39 min 时,坡中土体滑动;随后,当降雨历时 215 min 时,坡肩土体被牵引滑动,致使 3 号传感器偏离预埋位置。第二次降雨 8 h 过程中,当降雨历时 923 min 时,坡中土体逐渐滑动,坡肩右侧土体随后滑动,并伴随着坡面下沉(图 2c)。

### (4) 试验 4

第一次降雨 8 h 过程中,当降雨历时 45 min 时,左侧坡脚被雨水溅蚀后逐渐滑动;浑浊的雨水从左侧坡脚涌出;当降雨历时 78 min 时,左侧的破坏区域扩大至坡肩,而右侧坡脚只有少量土体滑动。在第二次的降雨作用下,右侧坡面也被雨水溅蚀,进而出现多处低洼地带和坑洞;当降雨历时 496 min 时,虽然右侧坡脚土体滑动,但是范围较小,且坡面却未被完全破坏(图 2d)。

#### 2.1.2 共性与差异

由 2.1.1 可知,在四组试验中,滑坡均能起动,其起动模式既存在共性,也存在差异。共性表现为以下 3 部分:(1)当初始干密度为  $1.20 \text{ g/cm}^3$  时,张拉裂缝的发育诱发土体失稳是滑坡起动的主要特征;在整个降雨过程中,块状土体滑落现象较为频繁;当降雨结束时,坡面土体皆已全部失稳滑动。(2)当初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  时,在降雨初期,坡

脚土体率先滑动,进而牵引后缘土体滑动;起动模式以小范围土体失稳为主;当降雨结束时,坡面土体尚未被完全破坏。(3)在四组试验中,降雨初期,雨水能全部渗透至坡内,坡面未出现地表径流,坡脚土体率先被软化而滑动;随着降雨持续,局部坡面出现结皮现象,地表径流形成;坡面在地表径流的冲刷和雨水的溅蚀作用下形成短暂的低洼地带及交错连接的冲沟;此外,坡顶出现积水,坡脚溢出浑浊的水流。上述现象说明:持续降雨导致土体有效应力减小,抗剪强度下降,从而造成滑坡起动;此外,雨水入渗一方面引起坡体上下层出现水压差,渗透力的作用导致坡脚率先渗透破坏<sup>[26]</sup>;另一方面引起细颗粒迁移<sup>[27]</sup>,主要表现为:粉粒和粘粒被壤中流裹挟,部分从坡脚流出,部分滞留在坡内,从而致使土体局部细观结构发生变化。

差异主要表现在滑坡起动时间和模式。对于试验 1(初始干密度为  $1.20 \text{ g/cm}^3$  和降雨强度为  $60 \text{ mm/h}$ ),当降雨历时 50 min 时,坡脚局部失稳,牵引后缘土体持续滑动;当降雨历时 1402 min,坡面土体均已失稳破坏;在整个降雨过程中,块状土体滑动现象较为频繁。对于试验 2(初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  和降雨强度为  $60 \text{ mm/h}$ ),当降雨历时 67 min 时,坡脚土体滑动,滑动范围扩大至坡中;当降雨历时 717 min 时,坡面已无明显变化;当降雨结束时,坡肩右侧的部分土体未滑动。对于试验 3(初始干密度为  $1.20 \text{ g/cm}^3$  和降雨强度为  $90 \text{ mm/h}$ ),当降雨历时 32 min 时,右侧坡脚发育一条长度约 0.5 m 的裂缝,裂缝周边的土体开始滑动;当降雨历时 923 min,坡面已全部失稳破坏。对于试验 4(初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  和降雨强度为  $90 \text{ mm/h}$ ),当降雨历时 45 min 时,坡脚软化滑动;当降雨历时 504 min 时,坡体已趋于稳定;当降雨结束时,部分右侧坡面仍保持稳定。上述数据表明:当降雨强度分别为  $60 \text{ mm/h}$  和  $90 \text{ mm/h}$  时,初始干密度为  $1.20 \text{ g/cm}^3$  的滑坡起动时间较初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  的滑坡起动时间分别提前 17 min 和 13 min。当初始干密度为  $1.20 \text{ g/cm}^3$  时,滑坡起动过程较为突然,以土体频繁失稳滑动为主,且范围较大。当初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  时,滑动起动以小范围的土体滑动为主,且速度较为缓慢;整个滑动过程伴随着低洼地带和冲沟的发育。结果表明:初始干密度对残积土滑坡的起动模式影响



显著。随着初始干密度增大,滑坡起动时间推迟,失稳破坏土体的规模减小,滑坡起动模式由突然滑动型转变为渐进破坏型。造成上述结果的主要原因是初始干密度的增加能限制雨水的入渗,从而延缓雨水对残积土抗剪强度的负面影响,因此,滑坡起动时间延长。此外,小孔隙结构破坏所需的能量远大于大孔隙结构破坏所需的能量<sup>[19]</sup>,因此,滑坡起动规模与模式也会随着初始干密度增加而发生改变。

## 2.2 土体含水率变化特征

因为论文篇幅有限,且坡顶 A 与坡顶 B 的土体含水率变化特征相似,所以,本文只展示 B~E 位置第一次降雨历时 8 h 的体积含水率。

试验 1 与试验 2 体积含水率变化如图 3~图 5 所示。由图可知,B~E 位置的体积含水率变化过程均由三个阶段组成:初始恒定、显著上升、维持稳定。然而,各位置的体积含水率变化仍存在细微差别。对于坡顶 B,深度 10 cm 处含水率率先上升,深度 30 cm 和深度 50 cm 处含水率依次增加,体积含水率的稳定值随着深度增加而增加,但在试验 2 中,深度 30 cm 处含水率稳定值比深度 50 cm 的稍大。坡肩 C 的含水率变化过程与 B 的

类似,但是试验 2 三个深度含水率稳定值却较为相近。对于坡中 D,深度 30 cm 的含水率先增加,深度 50 cm 的含水率随后增加;试验 2 中深度 30 cm 的含水率稳定值与坡脚 E 深度 50 cm 的含水率稳定值相近。

试验 3 与试验 4 体积含水率变化如图 6~图 8 所示。由图可知,坡顶 B 深度 10 cm 处含水率最先上升,深度 30 cm 和 50 cm 的含水率依次增加,含水率稳定值随着深度增加而增加。在坡肩 C,试验 3 深度 10 cm 的含水率稳定值出现下降且最终为零,原因是 3 号含水率传感器偏离预埋位置后被取出。坡中 D 深度 30 cm 与坡脚 E 深度 50 cm 的含水率几乎在同一时间开始增大,两者的稳定值相差不大,而坡中 D 深度 50 cm 的含水率的增大时间却晚于它们 15~30 min。

表 2 为 4 组试验 A~E 各位置体积含水率的响应(变化)时间和稳定值。由表 2 可知,对于坡顶 A,试验 1 含水率的响应时间较试验 2 的短,含水率稳定值比试验 2 的小;试验 3 含水率的响应时间较试验 4 的短,除了深度 10 cm,其他深度的含水率稳定值均较试验 4 的小。坡顶 B 和坡脚 E 的含水率变化与坡顶 A 的相似。对于坡肩 C,试验 1 深度

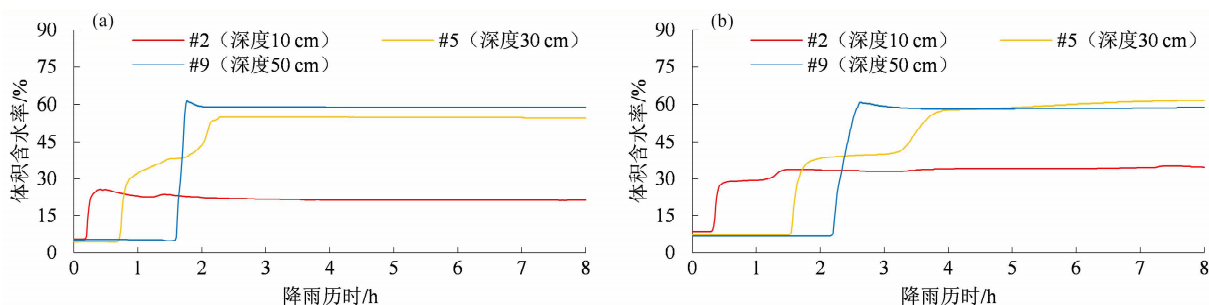


图 3 试验 1 与试验 2 坡顶 B 的体积含水率:(a) 试验 1;(b) 试验 2

Fig. 3 Volume moisture content of slope crest B in test 1 and test 2: (a) test 1; (b) test 2

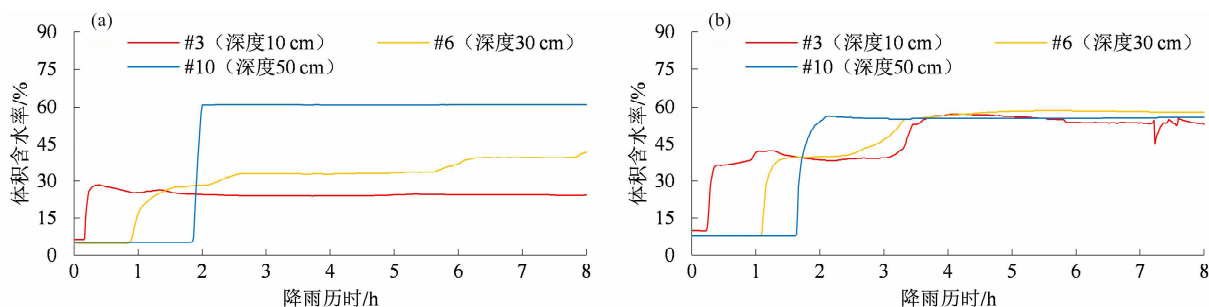


图 4 试验 1 与试验 2 坡肩 C 的体积含水率:(a) 试验 1;(b) 试验 2

Fig. 4 Volume moisture content of slope shoulder C in test 1 and test 2: (a) test 1; (b) test 2

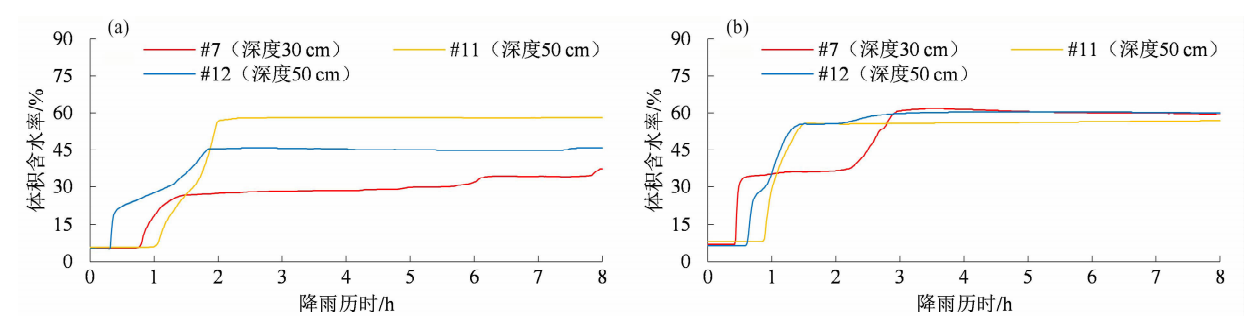


图 5 试验 1 与试验 2 坡中 D、坡脚 E (#12) 体积含水率:(a) 试验 1;(b) 试验 2

Fig. 5 Volume moisture content in the middle of slope D and slope toe E (#12) in test 1 and test 2: (a) test 1; (b) test 2

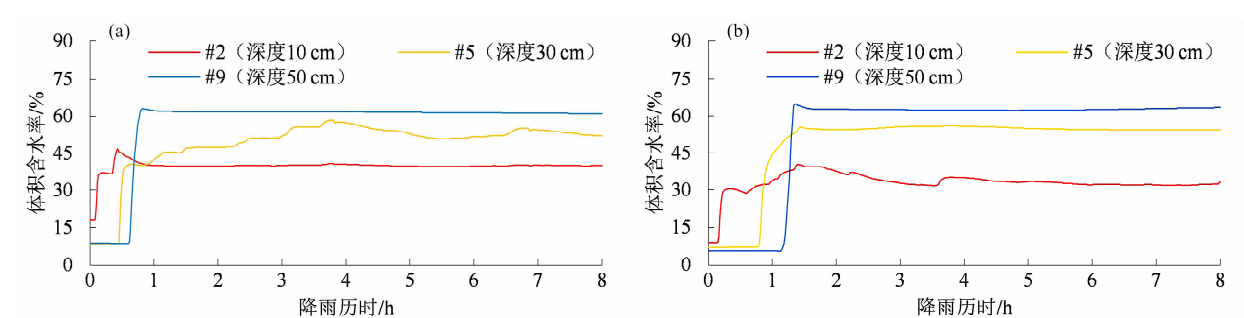


图 6 试验 3 与试验 4 坡顶 B 的体积含水率:(a) 试验 3;(b) 试验 4

Fig. 6 Volume moisture content of slope crest B in test 3 and test 4: (a) test 3; (b) test 4

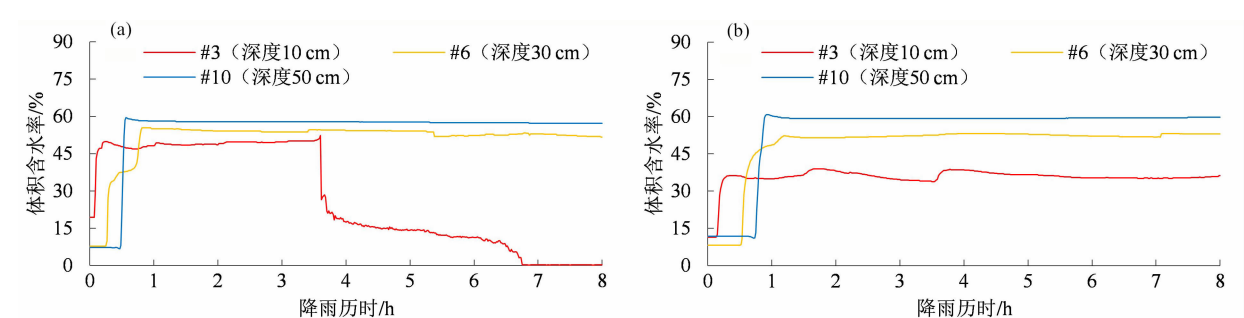


图 7 试验 3 与试验 4 坡肩 C 的体积含水率:(a) 试验 3;(b) 试验 4

Fig. 7 Volume moisture content of slope shoulder C in test 3 and test 4: (a) test 3; (b) test 4

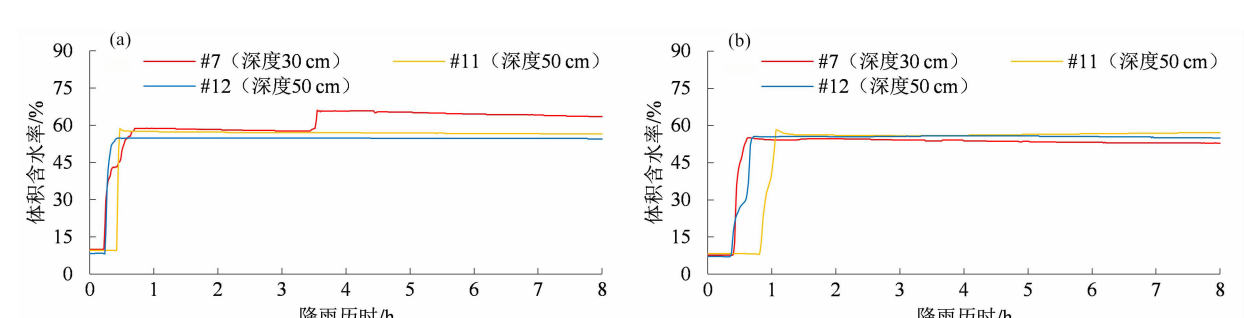


图 8 试验 3 与试验 4 坡中 D、坡脚 E (#12) 的体积含水率:(a) 试验 3;(b) 试验 4

Fig. 8 Volume moisture content in the middle of slope D and slope toe E (#12) in test 3 and test 4: (a) test 3; (b) test 4

表 2 四组试验体积含水率的响应时间和稳定值

Tab. 2 Response time and stable value of volume moisture content in four tests

位置	传感器 编号	响应时间/min				稳定值/%			
		试验 1	试验 2	试验 3	试验 4	试验 1	试验 2	试验 3	试验 4
A	#1	13	24	3	7	17.20	29.50	33.00	22.60
	#4	37	128	32	35	38.60	44.60	35.10	56.70
	#8	74	171	52	84	57.30	60.80	63.50	64.90
B	#2	13	18	3	9	21.30	33.60	39.70	32.40
	#5	43	91	28	46	54.90	57.10	50.90	54.70
	#9	96	129	40	68	58.90	60.40	61.60	62.80
C	#3	13	16	3	9	24.20	52.80	49.50	35.70
	#6	52	64	16	30	42.60	58.30	54.10	51.50
	#10	111	103	29	40	60.80	56.50	57.90	59.30
D	#7	46	25	15	24	30.40	60.60	58.60	66.10
	#11	61	52	28	47	58.10	55.80	56.10	57.30
E	#12	19	35	15	21	45.80	59.70	54.90	55.40

50 cm 处含水率的响应时间较试验 2 的长,且稳定值比试验 2 的大;试验 3 深度 10 cm 和深度 30 cm 含水率稳定值比试验 4 的大。对于坡中 D,试验 1 含水率的响应时间较试验 2 的长,试验 1 深度 50 cm 的含水率稳定值较试验 2 的大;试验 3 含水率的响应时间较试验 4 的短,其稳定值较试验 4 的小。

上述结果表明,当初始干密度为  $1.20\text{ g/cm}^3$  时,含水率开始上升的响应时间较初始干密度为  $1.40\text{ g/cm}^3$  的短,且含水率稳定值较初始干密度为  $1.40\text{ g/cm}^3$  的小。这说明初始干密度增大导致雨水入渗能力减弱,含水率响应时间与其稳定值增加。这是因为当初始干密度增大时,土体孔隙比减小,雨水入渗受到阻碍,同时残积土持水能力增强<sup>[28]</sup>,导致滞留于坡内的水分增加。宏观现象表现为初始干密度较大的边坡抵抗因雨水入渗而变形的能力高于初始干密度较小的边坡<sup>[19]</sup>,滑坡起动所需的时间较长。

2.3 孔隙水压力变化特征

因为试验 2 和试验 4 的 3#微型孔隙水压力计出现故障,且试验 3 的#3 传感器因土体滑动而偏离原位置,所以,本文暂不分析#3 传感器的孔隙水压力。此外,为了后续综合讨论滑坡起动时含水率与孔隙水压力之间的关系,因此,本文只展示与滑坡起动密切相关的 C~E 位置的第一次降雨时的孔隙水

压力。

如图 9 和图 10 所示,试验 1 至试验 4 孔隙水压力(简称为孔压)变化过程主要由初始缓慢变化、开始增加、动态波动和稳定四个阶段组成。由图 9a 和图 9b 可见,试验 1 中,坡肩 C 深度 30 cm 的孔压在两个时段(降雨历时 3 h 30 min~5 h,5 h 50 min~6 h)剧烈地波动,波动幅度最大;深度 50 cm 的孔压在增加后维持稳定。试验 2 中,深度 50 cm 和深度 30 cm 的孔压增加后保持稳定。由图 9c 和图 9d 可见,试验 1 中坡中 D 深度 30 cm 的孔压变化较为平缓;坡中 D 深度 50 cm 和坡脚 E 深度 50 cm 的孔压均缓慢增加,由负值转变为正值,其中,D 位置深度 50 cm 的孔压增加幅度较大。试验 2 中 D 位置深度 30 cm 的孔压先增加后下降,D 位置深度 50 cm 和坡脚 E 深度 50 cm 的孔压都逐渐上升,最终维持稳定。由图 10a 和图 10b 可见,试验 3 中,坡肩 C 深度 30 cm 的孔压先增加后下降,深度 50 cm 的孔压先增加后维持稳定。试验 4 中,深度 50 cm 和深度 30 cm 的孔压先后迅速增大,增至峰值后缓慢减小,最终出现小幅度的波动。由图 10c 和图 10d 可见,试验 3 中,坡中 D 深度 30 cm 和深度 50 cm 的孔压皆呈上升趋势,其中,深度 50 cm 的孔压增加幅度最大;坡脚 E 深度 50 cm 的孔压先增大后减小。试验 4 中,坡脚 E 深度 50 cm 的孔压最早增大,坡中 D 深度

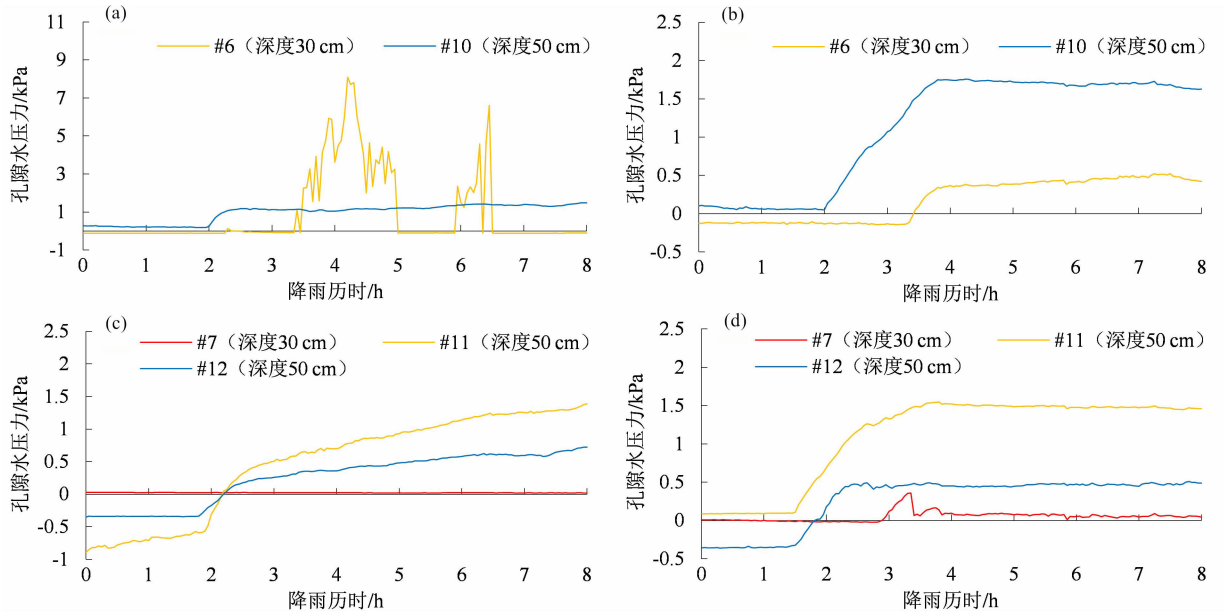


图9 试验1与试验2坡肩C、坡中D、坡脚E(#12)的孔隙水压力:

(a) 试验1的坡肩C; (b) 试验2的坡肩C; (c) 试验1的坡中D和坡脚E; (d) 试验2的坡中D和坡脚E

Fig. 9 Pore water pressure in slope shoulder C, the middle of slope D and slope toe E (#12) in test 1 and test 2a;

(a) slope shoulder C of test 1; (b) slope shoulder C of test 2; (c) middle of slope D and slope toe E of test 1;

(d) middle of slope D and slope toe E of test 2

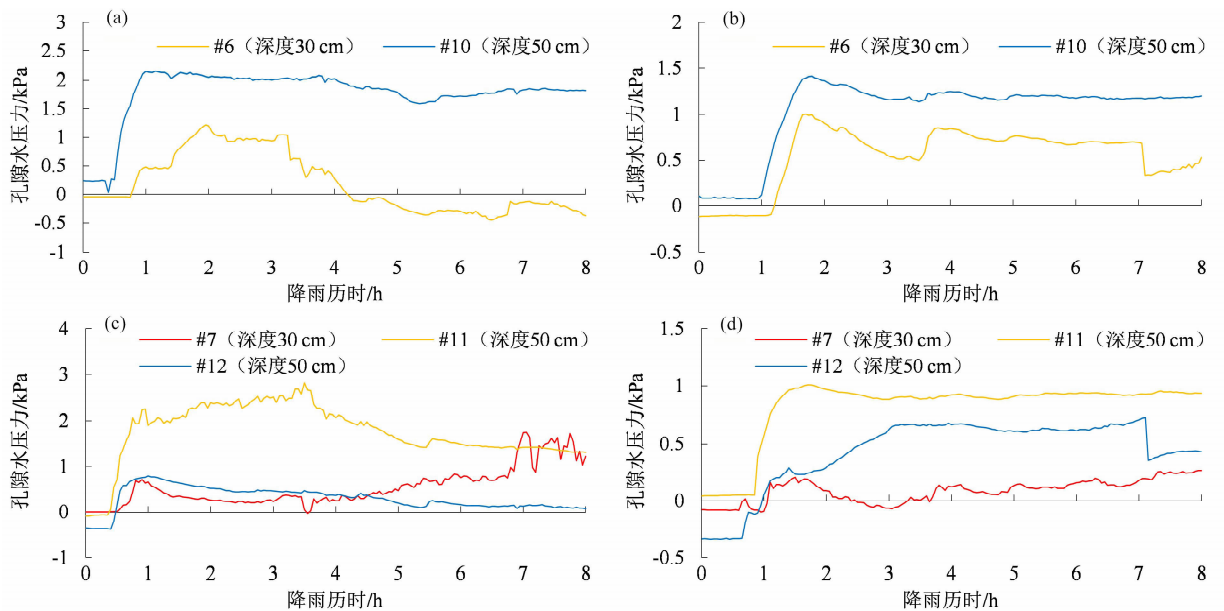


图10 试验3与试验4坡肩C、坡中D、坡脚E(#12)的孔隙水压力:

(a) 试验3的坡肩C; (b) 试验4的坡肩C; (c) 试验3的坡中D和坡脚E; (d) 试验4的坡中D和坡脚E

Fig. 10 Pore water pressure in slope shoulder C, the middle of slope D and slope toe E (#12) in test 3 and test 4;

(a) slope shoulder C of test 3; (b) slope shoulder C of test 4;

(c) middle of slope D and slope toe E of test 3; (d) middle of slope D and slope toe E of test 4

30 cm和深度50 cm的孔压依次增加,其中,深度50 cm的孔压峰值最大。

四组试验的孔隙水压力响应时间、最大值和变化量如表3所示,对于坡顶A,试验1深度10 cm和



表 3 试验 1 ~ 试验 4 孔隙水压力的响应时间、最大值和变化量

Tab.3 Response time, maximum and variation of pore water pressures in test 1 ~ test 4

试验 编号	位置	传感器 编号	响应时间 /min	最大值 /kPa	变化量 /kPa
1	A	#1	3	0.06	0.04
		#4	6	2.24	2.45
		#8	87	1.39	1.47
	B	#2	3	-0.07	0.11
		#5	21	0.43	0.49
		#9	96	1.70	1.90
	C	#3	3	0.04	0.05
		#6	24	8.02	8.14
		#10	117	1.49	1.21
	D	#7	3	0.03	0.02
		#11	3	1.39	2.29
	E	#12	96	0.72	1.06
2	A	#1	3	0.03	0.03
		#4	6	0.28	0.78
		#8	174	1.09	1.13
	B	#2	18	0.08	0.09
		#5	78	0.12	0.21
		#9	135	1.67	1.75
	C	#3	—	—	—
		#6	192	0.52	0.66
		#10	120	1.57	1.10
	D	#7	27	0.36	0.38
		#11	81	1.52	1.42
	E	#12	90	0.45	0.80
3	A	#1	3	1.23	1.23
		#4	6	0.22	0.55
		#8	45	2.88	3.02
	B	#2	15	2.36	2.51
		#5	36	0.15	0.85
		#9	42	2.31	2.68
	C	#3	3	9.96	14.04
		#6	24	1.20	1.64
		#10	30	2.14	1.87
	D	#7	27	1.75	1.95
		#11	18	2.66	2.72
	E	#12	24	0.77	1.15

续表 3

试验 编号	位置	传感器 编号	响应时间 /min	最大值 /kPa	变化量 /kPa
4	A	#1	3	-0.18	0.11
		#4	9	2.46	2.54
		#8	78	1.39	1.42
	B	#2	21	-0.13	0.09
		#5	72	1.02	0.80
		#9	69	1.16	1.56
	C	#3	—	—	—
		#6	63	1.01	1.11
		#10	57	1.40	1.32
	D	#7	36	0.27	0.37
		#11	51	1.02	0.96
	E	#12	42	0.67	0.97

注:试验 2 和试验 4 的 #3 微型孔隙水压力计发生故障,故孔压为“—”。

深度 30 cm 的孔压响应时间与试验 2 的相同,但是试验 1 深度 50 cm 的孔压响应时间却较试验 2 的短;试验 1 各个深度的孔压最大值和变化量较试验 2 的大;试验 3 与试验 4 深度 10 cm 的孔压响应时间相同,试验 3 深度 30 cm、50 cm 的孔压响应时间较试验 4 的短;除了深度 30 cm,试验 3 其余深度的孔压最大值和变化量较试验 4 的大。对于坡顶 B,试验 1 虽然各个深度孔压的响应时间均较试验 2 的短,但是变化量却较试验 2 的大;除了深度 10 cm 的孔压,其余深度的孔压最大值较试验 2 的大;坡顶 B 中试验 3 和 4 各深度孔压响应时间、最大值与变化量具有与坡顶 A 的类似规律。对于坡肩 C,试验 1 深度 30 cm、50 cm 的孔压响应时间较试验 2 的短,变化量较试验 2 的大;虽然试验 1 深度 30 cm 的孔压最大值较试验 2 的大,但是深度 50 cm 的孔压最大值较试验 2 的小;试验 3 深度 30 cm 和深度 50 cm 的孔压响应时间较试验 4 的短,且孔压最大值与变化量较试验 4 的大。对于坡中 D,试验 1 孔压响应时间较试验 2 的短,孔压最大值较试验 2 的小;试验 3 孔压响应时间较试验 4 的短,孔压最大值和变化量较试验 4 的大。对于坡脚 E,试验 1 孔压响应时间较试验 2 的长,对应的孔压最大值和变化量较试验 2 的大;试验 3 的孔压响应时间较试验 4 的短,对应的孔压最大值和变化量较试验 2 的大。

上述结果表明,当初始干密度为  $1.20 \text{ g/cm}^3$  时,孔隙水压力开始变化的响应时间较初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  的短,孔隙水压力的最大值和变化量较初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  的大。这说明当初始干密度增大时,孔隙水压力开始增加的响应时间延迟,孔隙水压力的最大值和变化量减小,原因是在相同的降雨强度条件下,具有不同水文学特征(如渗透性)边坡的孔隙水压力变化对降雨响应规律存在明显差异<sup>[29]</sup>,初始干密度较大的坡体渗透性相对较弱,因此,孔隙水压力的变化受到限制,抗剪强度下降缓慢,滑坡启动在宏观上表现为小面积土体逐层缓慢滑动。

### 3 讨论

由 2.2 节的结果可知,雨水入渗导致体积含水率变化,其变化过程均由三个阶段组成:初始恒定、显著上升、维持稳定。同一位置和深度的孔压变化却与含水率的不同步,例如,在含水率的初始恒定和显著上升两个阶段,孔压几乎无变化或只出现微小的波动;在含水率趋于稳定之前,孔压才显著地增加。显然,孔压开始增加的时间明显落后于含水率开始增加的时间。同时,坡中深度 50 cm 的孔压变化早于深度 30 cm 的孔压变化,其主要原因是雨水入渗致使上覆土体自重增大,而增大的自重对下层土体有挤压作用,从而导致其孔隙比减小,孔压增大。此外,坡脚、坡中深度 50 cm 的孔压变化的时间差别不大。

在雨水入渗作用下,土体含水率的增加导致孔隙水压力的增加,引起有效应力减小,抗剪强度下降,潜在滑动面出现剪切变形。当初始干密度较小时,雨水的“锤击”作用能引起浅层土体下沉,当土体的力学性状以剪缩型为主时,两者综合作用会导致孔隙比急速减小,超孔隙水压力产生。然而,超孔隙水压力却难以在短时间内完全消散,从而促使剪切变形处附近的孔压持续升高、潜在滑动面贯通,因此,滑坡启动模式在宏观上表现为突然滑动型<sup>[9-10]</sup>。然而,初始干密度的增大却能抑制雨水的入渗速率,促使含水率和孔隙水压力的响应时间延长,并限制孔隙水压力的波动变化幅度,从而有效地提高坡面抵抗渗透破坏的能力,让抗剪强度得以恢复,导致滑坡启动时间推迟。当降雨历时较长时,因

土体剪胀而损失的孔隙水压力得以恢复,进而引起土体再次出现剪切变形,此时滑坡启动的宏观现象表现为渐进型。

### 4 结论与展望

本文基于人工土槽模型试验,观测花岗岩残积土滑坡启动过程的共性与差异,分析土体含水率和孔隙水压力的变化特征,探讨初始干密度对滑坡启动模式的影响。主要结论如下:

(1)初始干密度对桂东南降雨型花岗岩残积土滑坡启动模式影响显著。对于初始干密度为  $1.20 \text{ g/cm}^3$  的边坡,坡面土体几乎全部失稳滑动,滑坡启动具有突发性且规模较大。对于初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  的边坡,坡面土体未能全部失稳破坏,滑坡启动模式以小面积土体逐层滑动为主。在相同的降雨强度条件下(60 mm/h、90 mm/h),初始干密度为  $1.20 \text{ g/cm}^3$  的滑坡启动时间较初始干密度为  $1.40 \text{ g/cm}^3$  的分别提前 17 min、13 min。

(2)花岗岩残积土滑坡启动过程具有显著的共性:在降雨初期,雨水能完全渗透至坡内,坡面未出现地表径流,坡脚溢出浑浊的水流,坡脚土体率先软化滑动;持续的降雨导致局部坡面出现结皮现象、地表径流形成;坡面在地表径流的冲刷和雨水的溅蚀作用下形成短暂的低洼地带及交错连接的冲沟。

(3)初始干密度的增加能抑制雨水入渗速率,促使含水率和孔隙水压力的响应时间延长,并限制孔隙水压力的波动变化幅度,从而有效提高坡面抵抗渗透破坏的能力,使抗剪强度得以恢复,导致滑坡启动时间推迟。此外,孔隙水压力的波动变化与土体力学性状(剪胀/剪缩)有关。

本文探讨了初始干密度对桂东南花岗岩残积土滑坡启动模式的影响,为后续深入分析滑坡启动过程中含水率和孔隙水压力的定量关系作准备。此外,本文的干密度只考虑浅层土体的工况,因此,在后续的研究中,将结合实际的滑坡地质剖面构建干密度沿深度变化的模型,探讨沿着深度方向变化的初始干密度对滑坡启动的影响。

### 参考文献(References)

- [1] 韦朝华, 文海涛, 廖丽萍, 等. 桂东南花岗岩残坡积土边坡破坏特征与防治对策[J]. 地球与环境, 2017, 45(5): 576 - 586.

- [WEI Chaohua, WEN Haitao, LIAO Liping, et al. Failure characteristics and prevention measures of granite residual soil slope in the southeast of Guangxi Province, China [J]. *Earth and Environment*, 2017, **45**(5): 576–586]
- [2] 王志兵, 麦荣坤, 齐程. 容县压实花岗岩残积土的力学性质与微结构特性研究[J]. *水文地质工程地质*, 2018, **45**(5): 101–107. [WANG Zhibing, MAI Tangkun, QI Cheng. Shear strength and microstructure of compacted granite residual soils in Rong County [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2018, **45**(5): 101–107]
- [3] 汤连生, 桑海涛, 宋晶, 等. 非饱和花岗岩残积土粒间联结作用与脆弹塑性胶结损伤模型研究[J]. *岩土力学*, 2013, **34**(10): 2877–2888. [TANG Liansheng, SANG Haitao, SONG Jing, et al. Research on soil particle joint function and brittle-elastoplastic cement damage model of unsaturated granite residual soil [J]. *Rock and Soil Mechanics*, 2013, **34**(10): 2877–2888]
- [4] 张抒, 唐辉明. 非饱和花岗岩残积土崩解机制试验研究[J]. *岩土力学*, 2013, **34**(6): 1668–1674. [ZHANG Shu, TANG Huiming. Experimental study of disintegration mechanism for unsaturated granite residual soil [J]. *Rock and Soil Mechanics*, 2013, **34**(6): 1668–1674]
- [5] 陈玮, 简文彬, 董岩松, 等. 软弱结构面对花岗岩残积土边坡稳定性影响[J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2015, **26**(1): 23–30. [CHEN Wei, JIAN Wenbin, DONG Yansong, et al. Influence of weak structural surface on stability of granite residual soil slopes [J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2015, **26**(1): 23–30]
- [6] 陈晓平, 周秋娟, 蔡晓英. 高液限花岗岩残积土的物理特性和剪切特性[J]. *岩土工程学报*, 2011, **33**(6): 901–908. [CHEN Xiaoping, ZHOU Qiujuan, CAI Xiaoying. Physical properties and shear strength characteristics of high liquid limit granite residual soil [J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2011, **33**(6): 901–908]
- [7] 文海涛, 韦朝华, 廖丽萍, 等. 桂东南容县地质灾害发育与时空分布特征[J]. *水土保持通报*, 2017, **37**(5): 182–188, 197. [WEN Haitao, WEI Chaohua, LIAO Liping, et al. Occurrence and temporal-spatial distribution characteristics of geological hazards in Rongxian County in Southeastern Guangxi Zhuang Autonomous Region [J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2017, **37**(5): 182–189, 197]
- [8] 李进, 万军伟, 黄琨, 等. 福建省长汀县地质灾害的形成条件与防治对策[J]. *水土保持研究*, 2012, **19**(1): 192–196+201. [LI Jin, WAN Junwei, HUANG Kun, et al. The formation conditions and countermeasures of the geological hazards in Changting County, Fujian Province [J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2012, **19**(1): 192–196+201]
- [9] 戴福初, 李焯芬, 王思敬. 松散压实火山岩坡残积土的应力应变特性及其对滑坡的意义[J]. *岩土工程学报*, 1999, **21**(3): 1–6. [DAI Fuchu, LEE Chackfan, WANG Sijing. Stress-strain behavior of a loosely-compacted volcanic-derived soil and its implications to landsliding [J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 1999, **21**(3): 1–6]
- [10] 戴福初, 陈守义, 李焯芬. 从土的应力应变特性探讨滑坡发生机理[J]. *岩土工程学报*, 2000, **22**(1): 130–133. [DAI Fuchu, CHEN Shouyi, LEE Chackfan. Analysis of landslide initiative mechanism based on stress-strain behavior of soil [J]. *Chinese Journal of Geotechnical Engineering*, 2000, **22**(1): 130–133]
- [11] IVERSON R M, REID M E, IVERSON N R, et al. Acute sensitivity of landslide rates to initial soil porosity [J]. *Science*, 2000, **290**(5491): 513–516.
- [12] IVERSON R M. Regulation of landslide motion by dilatancy and pore pressure feedback [J]. *Journal of Geophysical Research-Earth Surface*, 2005, **110**(F2): 16.
- [13] WANG G, SASSA K. Factors affecting rainfall-induced flowslides in laboratory flume tests [J]. *Geotechnique*, 2001, **51**(7): 587–599.
- [14] MCKENNA J P, SANTI P M, AMBLARD X, et al. Effects of soil-engineering properties on the failure mode of shallow landslides [J]. *Landslides*, 2012, **9**(2): 215–228.
- [15] 张一希, 许强, 彭大雷, 等. 深圳“12·20”滑坡土体渗透性模拟试验研究[J]. *水文地质工程地质*, 2017, **44**(5): 131–136, 149. [ZHANG Yixi, XU Qiang, PENG Dalei, et al. An experimental study of the permeability of the catastrophic landslide at the Shenzhen Landfill [J]. *Hydrogeology & Engineering Geology*, 2017, **44**(5): 131–136, 149]
- [16] NG C W W, PANG Y W. Experimental investigations of the soil-water characteristics of a volcanic soil [J]. *Canadian Geotechnical Journal*, 2000, **37**(6): 1252–1264.
- [17] 林鸿州, 于玉贞, 李广信, 等. 土水特征曲线在滑坡预测中的应用性探讨[J]. *岩石力学与工程学报*, 2009, **28**(12): 2569–2576. [LIN Hongzhou, YU Yuzhen, LI Guangxin, et al. On application of soil-water characteristic curves to landslide forecast [J]. *Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering*, 2009, **28**(12): 2569–2576]
- [18] JIANG Yao, CHEN Wenwu, WANG Gonghui, et al. Influence of initial dry density and water content on the soil-water characteristic curve and suction stress of a reconstituted loess soil [J]. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 2017, **76**(3): 1085–1095.
- [19] 许旭堂, 简文彬, 吴能森, 等. 降雨诱发残积土坡失稳的模型试验[J]. *中国公路学报*, 2018, **31**(2): 270–279. [XU Xutang, JIAN Wenbin, WU Nengsen, et al. Model test of rainfall-induced residual soil slope failure [J]. *China Journal of Highway and Transport*, 2018, **31**(2): 270–279]
- [20] LIANG Heng, HE Siming, LEI Xiaoqin, et al. Dynamic process simulation of construction solid waste (CSW) landfill landslide based on SPH considering dilatancy effects [J]. *Bulletin of*

- Engineering Geology and the Environment, 2019, **78**(2): 763 – 777.
- [21] 何子露, 刘威, 何思明, 等. 饱和松散堆积体快速滑动的剪胀效应机制与过程模拟[J]. 岩土力学, 2019, **40**(6): 2389 – 2396. [HE Zilu, LIU Wei, HE Siming, et al. Shear dilatancy mechanism and process simulation of rapid sliding of saturated loose deposits [J]. Rock and Soil Mechanics, 2019, **40**(6): 2389 – 2396]
- [22] 陈守义. 试论土的应力应变模式与滑坡发育过程的关系[J]. 岩土力学, 1996, **17**(3): 21 – 26. [CHEN Shouyi. Relationship between stress-strain modes of soils and growing processes of landslides [J]. Rock and Soil Mechanics, 2017, **17**(3): 21 – 26]
- [23] DONG Hui, HUANG Runqiu, GAO Qianfeng. Rainfall infiltration performance and its relation to mesoscopic structural properties of a gravelly soil slope [J]. Engineering Geology, 2017, **230**: 1 – 10.
- [24] 廖丽萍, 于淼, 文海涛, 等. 广西东南部容县崩塌滑坡的易发性评价[J]. 地球与环境, 2019, **47**(4): 518 – 526. [LIAO Liping, YU Miao, WEN Haitao, et al. Evaluation on the susceptibility of collapse and landslide in Rongxian County, Southeastern Guangxi [J]. Earth and Environment, 2019, **47**(4): 518 – 526]
- [25] 文海涛. 广西容县地质灾害详细调查报告[R]. 广西地质环境监测总站, 2015. [WEN Haitao. A detailed survey report of geological disasters in Rongxian County, Guangxi [R]. Guangxi Zhuang Autonomous Region Geological Environmental Monitoring Station, Guilin, China, 2015]
- [26] 周健, 杜强, 李业勋, 等. 无黏性土滑坡型泥石流形成机理的离心机模型试验研究[J]. 岩土工程学报, 2014, **36**(11): 2010 – 2017. [ZHOU Jian, DU Qiang, LI Yexun, et al. Centrifugal model tests on formation mechanism of landslide-type debris flows of cohesiveless soils [J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2014, **36**(11): 2010 – 2017]
- [27] 庄建琦, 崔鹏, 胡凯衡, 等. 细颗粒迁移在泥石流形成过程中的作用[J]. 山地学报, 2015, **33**(6): 713 – 720. [ZHUANG Jianqi, CUI Peng, HU Kaiheng, et al. Fine particle size moving and it's effective on debris flow initiation [J]. Mountain Research, 2017, **33**(6): 713 – 720]
- [28] 卢有谦, 韦昌富, 蔡国庆, 等. 风化花岗岩土的持水特性研究[J]. 岩土工程学报, 2018, **40**(S2): 96 – 100. [LU Youqian, WEI Changfu, CAI Guoqing, et al. Water-holding characteristics of weathered granite soils [J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2017, **40**(S2): 96 – 100]
- [29] 兰恒星, 周成虎, 李焯芬, 等. 瞬时孔隙水压力作用下的降雨滑坡稳定性响应分析: 以香港天然降雨滑坡为例[J]. 中国科学 E 辑: 技术科学, 2003, **33**(S1): 119 – 136. [LAN Hengxing, ZHOU Chenghu, LEE Chackfan, et al. Stability response analysis of rainfall landslide under instantaneous pore water pressure: a case study of natural rainfall landslide in Hong Kong [J]. Science in China Ser. E Technological Sciences, 2003, **33**(S1): 119 – 136]

## Effect of Initial Dry Density on Initiation Mode of Rainfall-Induced Granite Residual Soil Landslide, Southeastern Guangxi Province, China

WU Shanbai<sup>1, 2, 3</sup>, LIAO Liping<sup>1, 2, 3\*</sup>, WEI Yao<sup>1, 2, 3</sup>, ZHAO Ruihua<sup>1, 2, 3</sup>,  
YANG Yunchuan<sup>1, 2, 3</sup>, WEI Wenzhi<sup>1, 2, 3</sup>

(1. College of Civil Engineering and Architecture, Guangxi University, Nanning 530004, China;

2. Guangxi Key Laboratory of Disaster Prevention and Engineering Safety, Guangxi University, Nanning 530004, China;

3. Key Laboratory of Disaster Prevention and Structural Safety of Ministry of Education, Guangxi University, Nanning 530004, China)

**Abstract:** The granite residual soil slopes occur failures frequently in southeast Guangxi, China, posing threats to the local communities and impeding social-economic development. To understand the effect of initial dry density on the motivation of granite residual soil slope would provide scientific basis for landslide warning and prevention. In this study, it conducted artificial flume model tests to investigate the mechanism of granite residual soil slope failures. The similarities and differences in the initiation patterns of landslides in flumes were examined. And the changes of soil moisture content along with pore water pressures were analyzed. The effect of initial dry density on

the initiation mode of the landslides was discussed. The results showed that: (1) Under the rainfall intensity of 60 mm/h and 90 mm/h respectively, when the initial dry density increased from 1.20 g/cm<sup>3</sup> to 1.40 g/cm<sup>3</sup>, the initiation time of landslide was delayed by 17 min and 13 min; the initiation mode changed from a sudden sliding type to a progressive destruction type. (2) There were significant similarities in the patterns of slope failures. In the beginning of the artificial rain, slopes were infiltrated, following by the slope toe soil softened and slipped; An another pattern was that the continued rainfall led to a consolidated topsoil crust on slope surface, hillslope runoff, gullies and low-lying part of the slope. (3) The increase of initial dry density led to enhanced resistance of residual soil to rainwater infiltration, which led to the delay of response time of water content and pore water pressure, and the decrease of maximum and variation of pore water pressure. The research results will provide a preliminary basis for the prevention and early warning of rainfall-induced granite residual soil landslide in southeast Guangxi.

**Key words:** southeastern Guangxi; initial dry density; granite residual soil; rainfall-induced landslide; initiation mode