

DOI: 10.11779/CJGE201608012

南江红层地区缓倾角浅层土质滑坡降雨入渗深度与成因机理研究

张群¹, 许强², 易靖松³, 肖良¹, 马志刚¹

(1. 四川省地质环境监测总站, 四川 成都 610081; 2. 成都理工大学地质灾害防治与地质环境保护国家重点实验室, 四川 成都 610059;
3. 中国地质科学院探矿工艺研究所, 四川 成都 611734)

摘要: 2011年“9.16”特大暴雨诱发四川省南江县发生数以千计的缓倾角浅层土质滑坡, 该类典型滑坡具有滑体厚度集中在1~5 m区域, 且总是沿呈“光面”的基覆界面顺层滑动的特殊性。通过设计室内降雨入渗试验、建立G-A入渗模型及考虑大气对土坡的影响计算得大气影响深度, 分析滑坡降雨入渗深度, 研究滑体厚度分布成因; 并根据非饱和土强度理论分析天然状态下及降雨条件下浸润峰分别位于土层中与基覆界面时的斜坡稳定性, 研究滑坡沿基覆界面滑动成因。结果表明: 南江县红黏土渗透性极低, 短时间的强降雨下降雨入渗深度十分有限, 一般仅入渗50 cm左右。研究区的大气影响深度为5.37 m, 在该深度范围内, 雨水易入渗, 但随着深度的增加, 土体风化程度逐渐减弱, 土体孔隙比、渗透性逐渐降低, 入渗逐渐困难, 直至下覆基岩, 降雨过程中雨水入渗深度是导致缓倾角浅层土质滑坡厚度主要集中在1~5 m的原因。在降雨条件下, 当浸润峰深度小于土层厚度, 潜在滑面位于浸润峰处时, 斜坡保持稳定, 当浸润峰深度等于土层厚度, 潜在滑面位于基覆界面时, 界面滞水, 水位上升, 孔压产生, 同时界面岩土体发生软化和润滑作用, 界面效应是导致滑坡沿基覆界面这一“光面”顺层滑动的主要原因。

关键词: 缓倾角浅层土质滑坡; 大气影响深度; 降雨入渗深度; 成因机理

中图分类号: P642.2 文献标识码: A 文章编号: 1000-4548(2016)08-1447-09

作者简介: 张群(1988-), 女, 硕士, 主要从事地质灾害预测评价及防治处理等方面的研究工作。E-mail: 782961232@qq.com。

Rainfall infiltration depth and formation mechanism of slow-inclination soil landslides in Nanjiang

ZHANG Qun¹, XU Qiang², YI Jing-song³, XU Liang¹, MA Zhi-gang¹

(1. Sichuan Province Geological Environmental Monitoring Station, Chengdu 610081, China; 2. State Key Laboratory of Geohazard

Prevention and Geoenvironment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu 610059, China; 3. Institute of Mineral

Exploration Technology, Chinese Academy of Geological Sciences, Chengdu 611734, China)

Abstract: Lots of slow-inclination soil landslides were triggered by the rainfall on September 16th in 2011 in Nanjiang. The typical landslides have sliding bodies with thickness concentrated in 1~5 m, and they always slide along the bedrock cover interface which is a smooth surface. By designing rainfall infiltration tests, establishing G-A infiltration model and calculating atmosphere influence depth considering the effect of atmosphere on the slope, the rainfall infiltration depth of landslides is analyzed, and the distribution causes of sliding thickness are investigated. The slope stability is analyzed based on the unsaturated soil strength theory when the infiltration peak is located in the soil layer and the base cover interface under the natural and rainfall conditions. The results show that the permeability of red clay in Nanjiang is extremely low, the rain infiltration depth is very limited in short and heavy rainfall, and it is generally only about 50 cm. The atmosphere influence depth is 5.37 m in the study area. In this range the rain easily infiltrates. However, with the increase of depth, the weathering degree of the soil is gradually weakened, the pore ratio and permeability gradually decrease, and infiltration is gradually difficult until the bedrock. The rainfall infiltration depth is the main cause of the typical landslides with shallow slide. Under rainfalls, when the depth of infiltration peak is less than the thickness of soil layer and the potential sliding surface is in the infiltration peak surface, the slope is stable. When the depth of

基金项目: 国家重点基础研究发展计划(“973计划”)项目
(2013CB733200); 中国地质调查局地质调查项目(水
[2014]02-028-004); 川国资(科)(KJ-2015-18)

收稿日期: 2015-07-24

infiltration peak is equal to the thickness of soil layer and the potential slip surface is located on the base cover interface, stagnant water at the interface is generated, the water level rises, the pore pressure increases, and the interface produces softening and lubrication. The interface effect is the main cause for the slow-inclination soil slide along the bedrock cover interface which is a smooth surface.

Key words: slow-inclination soil landslide; atmosphere influence depth; rainfall infiltration depth; formation mechanism

0 引 言

2011年“9·16”特大暴雨诱发四川省南江县发生数以千计的群发性缓倾角浅层土质滑坡，该类滑坡滑体厚度集中在1~5 m浅层区域，滑坡坡度分布在10°~30°之间，且总是沿呈“光面”的基覆界面顺层滑动，按照传统力学平衡观点，斜坡上覆土层薄，岩层缓倾，沿滑动面倾向方向的重力分力很小，在天然状态下的稳定性较好，但在强降雨条件下南江县却发生大面积的缓倾角浅层土质滑坡，其发育分布特征与成因机理十分特殊。单个缓倾角浅层土质滑坡危害不是很大，但这种群发性、大范围的滑坡发生在人类密集居住的村落，值得高度关注。

目前国内外学者，对降雨入渗诱发的土质滑坡进行了一系列研究。Montgomery^[1]通过研究美国某土质斜坡，认为降雨在边坡某一土层深度处积聚产生滞水，导致该土层深度处局部壅水，斜坡失稳；Lee等^[2]研究香港群发性滑坡，得出土坡残坡积层内的上层滞水、孔隙水压力的升高而导致土质滑坡产生；黄润秋等^[3-4]认为基质吸力对非饱和岩土体的抗剪强度有较大影响，进而影响土边坡稳定性；张永安等^[5]、王运生等^[6]认为大多数滑坡的滑带土物质属于一些亲水性的黏土或泥状物质，遇水易于软化，是导致滑坡发生的直接诱因；刘龙武等^[7]研究表明浅层滑坡的破坏深度与大气影响深度密切相关。但是目前国内外学者研究的滑坡对象往往都是均匀土质滑坡，这与发生在南江县具有特定滑体厚度，且沿基覆界面顺层滑动的缓倾角浅层土质滑坡存在本质上的差别。

胡泽明^[8]、张群等^[9]、李江等^[10]以南江县为例对缓倾角浅层土质滑坡的发育环境、分布规律、影响因素及成因机理进行了一些研究，但并没有清晰地揭示该类典型滑坡为什么总是发生在1~5 m的浅层区域，且普遍沿下覆基岩顺层滑动这一特殊发育分布特征。本文从降雨入渗深度和界面效应两方面对缓倾角浅层土质滑坡成因机理进行深入研究，国内外学者从这两方面对土质滑坡探讨甚少。该研究为缓倾浅层土质滑坡形成机制及防灾减灾提供一定的理论基础和技术支撑。

1 南江县缓倾角浅层土质滑坡基本特征

1.1 南江县基本环境条件

四川省巴中市南江县单面山、似单面山发育，多沿岩层倾向方向发育成层状顺向坡，斜坡坡度较缓，坡体表面被大量开垦为耕地和水田，坡面形态多呈阶梯状；县内主要分布中生代白垩系、侏罗系地层，为一套湖、河相沉积的红色碎屑岩系红层，红层软岩强度低、遇水易软化、抗风化能力弱、易崩解，具有一定收缩膨胀性^[8]。

1.2 南江“9·16”特大暴雨特征

2011年9月6日起，南江县滑坡区内开始降起中到大雨，期间一直断续持续到9月15日，前期过程累积雨量达到268.1 mm。9月16日晚上8时左右，区内突降特大暴雨，至9月18日晚上8时，两天日均降雨强度分别达到250.4, 179.1 mm, 13 d过程累积雨量达698.6 mm（如图1），而研究区9月份历年来月平均降雨量才182.6 mm。充足的前期雨量为降雨入渗及对潜在滑面浸润软化提供了有利的先决条件，而“9·16”两天的特大暴雨是导致滑坡失稳的关键因素^[8]。

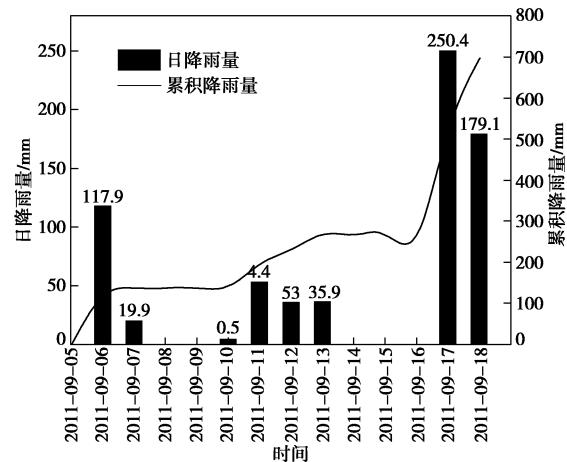


图1 “9·16”特大暴雨降雨过程

Fig. 1 Process of rainfall on September 16th

1.3 缓倾角浅层土质滑坡基本特征

统计分析研究区内100个典型缓倾角浅层土质滑坡，该类滑坡具有以下基本特点：

- (1) 滑体厚度薄，多集中在1~5 m区域（如图2）。
- (2) 滑坡坡度缓，主要分布在10°~30°之间（如图3）。
- (3) 滑坡区地层被明显分为上下两层，上覆土层主要为粉质黏土，下覆基岩以砂岩或泥岩为主，且土层多沿基覆界面这一“光面”顺层滑动（如图4）。

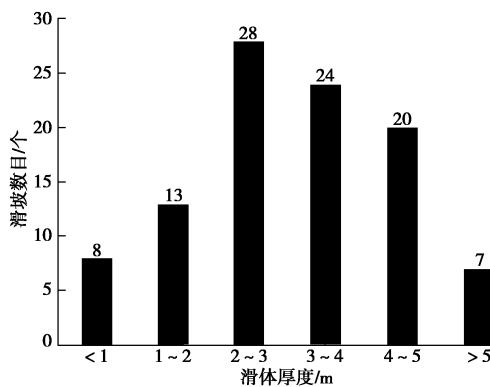


图 2 滑体厚度分布图

Fig. 2 Distribution of sliding body thickness

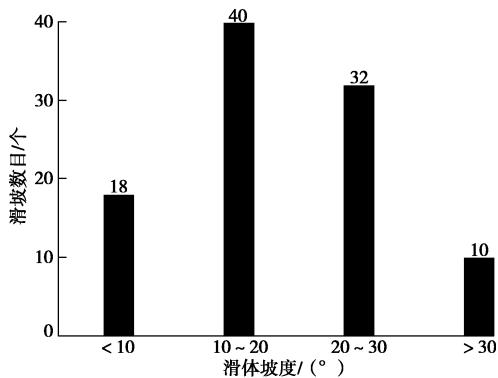


图 3 滑坡坡度分布图

Fig. 3 Distribution of slope



图 4 “光面”下覆基岩

Fig. 4 Smooth bedrock cover interface

2 南江缓倾角浅层土质滑坡降雨入渗深度研究

本文从室内降雨入渗实验、G-A 入渗模型及大气环境影响 3 方面计算分析滑坡降雨入渗深度, 研究滑坡滑体厚度分布特征。

2.1 降雨入渗深度的土柱试验

通过设计室内降雨入渗试验, 真实有效模拟降雨条件下雨水在土体中的入渗深度。

(1) 试验装置及过程

室内降雨入渗试验模型如图 5 所示, 由 4 个有机玻璃圆柱体长桶组成, 每个有机玻璃圆柱长桶的直径为 0.5 m, 高度为 1 m; 在有机玻璃圆柱长桶的顶部放置一个倾角为 15° 的有机玻璃倾斜面, 并在距离倾斜有机玻璃顶部一定距离安装降雨喷头, 模拟大气降雨, 为了便于监测水分在土体中的入渗规律, 在土体中每隔一段距离安装含水率传感器及基质吸力传感器, 通过含水率及基质吸力记录仪采集相关数据。



图 5 大型室内降雨入渗模型

Fig. 5 Large indoor rainfall infiltration model

试验过程中, 采用控制密实度、颗粒级配、含水量的方法保障试验土体与实际情况的相似性。首先在研究区滑坡中部开挖深度 4 m 的探槽, 并在开挖现场进行相关的土工实验, 分层测得土壤含水率、颗粒级配、渗透系数等, 后分层装样, 运回室内作试样。在室内实验开始前先按照试验级配进行配置, 后加水拌匀, 使试样初始含水率符合试验要求, 再采用分层控制均一密实度的方式来进行填装, 其相关物理性质参数见表 1。考虑到尺寸效应对试验的影响, 并能在大小有限的土柱中做出最好的试验效果, 本次试验采用的试验级配为现场级配平移后的级配(如图 6)。考虑边壁流的影响, 在有机玻璃圆柱长桶周边涂上一层不透水且能和土颗粒紧密相连的凡士林, 且将传感器埋深到土体内部一定距离, 尽量减小边壁流对实验结果的影响。

表1 土体物理性质参数

Table 1 Physical properties parameters of soil

深度/m	密度/(g·cm ⁻³)	干密度/(g·cm ⁻³)	天然含水率/%
1	1.76	1.42	18.4
2	2.0	1.59	21.6
3	2.117	1.68	20.3
4	2.155	1.79	20.4

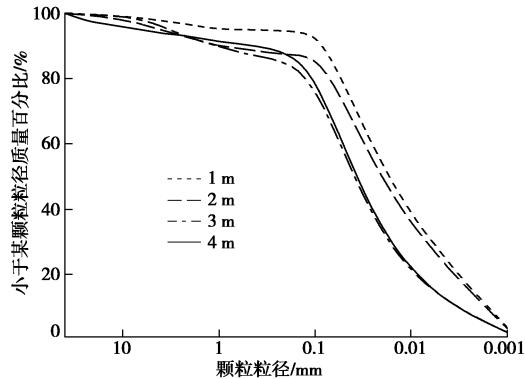


图6 不同土层级配曲线

Fig. 6 Gradation curves of different soil layers

(2) 试验结果分析

据南江县2011年“9·16”特大暴雨实际降雨情况(既48 hr 累计雨量439.1 mm, 平均雨强约10 mm/hr), 并考虑到实验所用人工降雨设备的局限性, 故将实验雨强 q 设置为10 mm/hr的实际平均降雨雨强。并分别在土柱试验的顶面设一个表面溢出收集槽(用于记录因雨强大于土体渗透系数, 雨水来不及深入土体内而从表面溢出的水量), 底部设一个出水管(用于记录其通过土柱内部入渗后从底部流出的水量), 并通过导管将顶面溢出和底部流出的雨量收集到相应的雨量筒中。在60 d的实验过程中通过实测降雨入渗过程中浸润锋的下移深度及含水率传感器监测的数据变化规律, 得降雨入渗深度与入渗速率随时间的变化曲线。

如图7所示, 随着降雨历时的增加, 雨水不断下渗, 浸润锋逐渐下移, 入渗深度逐渐增大, 但入渗速率极其缓慢, 且逐渐降低, 降雨历时58 d, 雨水才入渗到3.84 m。研究区红黏土自身渗透性极低, 如果仅考虑土体本身的渗透性, 雨水很难在坡体中入渗, 一场强降雨的入渗深度十分有限, 一般仅入渗50 cm左右。

2.2 采用改进 Green-Ampt 入渗模型计算降雨入渗深度

基于一定假设的传统入渗模型能够较完整地描述湿润锋和入渗率(量)的变化规律。这种传统模型具有很强的适用型, 至今仍得到广泛应用, 为了更加真实有效的分析降雨过程中雨水的入渗深度, 运用

Green-Ampt降雨入渗模型进行理论计算。

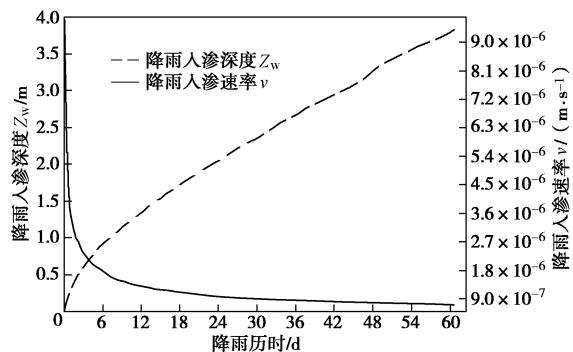


图7 降雨入渗深度与入渗速率随时间的变化曲线

Fig. 7 Change of rainfall infiltration depth and infiltration rate with time

(1) 解析模型建立及参数的选取

考虑研究区缓倾角浅层土质滑坡实际情况, 采用改进的G-A入渗模型^[11], 假设传导区含水率均匀分布, 计算模型如图8, 坐标 z^* , x^* 分别为垂直与平行于坡面的方向, θ_i 为土体初始体积含水率, θ_w 为降雨入渗情况下传导区土体体积含水率。

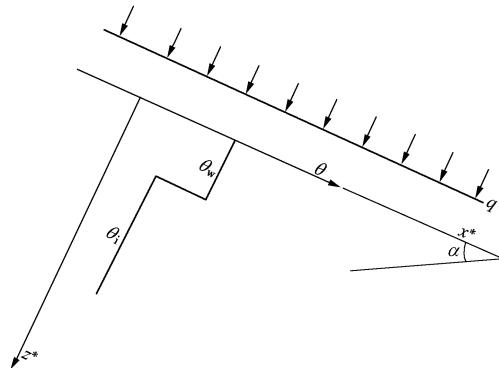


图8 G-A入渗模型计算简图

Fig. 8 Calculation of G-A infiltration model

据滑坡区“9·16”特大暴雨和红黏土弱渗透性情况, 即实际降雨强度大于土体饱和渗透系数, 计算公式为

$$I = qt \cos \alpha \quad (t \leq t_q) \quad , \quad (1)$$

$$I - \frac{SM}{\cos \alpha} \ln \left[1 + \frac{I \cos \alpha}{SM} \right] = K_s [t - (t_q - t_s)] \cos \alpha \quad (t > t_q) \quad , \quad (2)$$

式中, t_q , t_s , I_q 可分别按下式计算:

$$I_q = \frac{SM}{\frac{q \cos \alpha}{K_s} - \cos \alpha} \quad , \quad (3)$$

$$t_q = \frac{SM}{\frac{q^2 \cos^2 \alpha}{K_s} - q \cos^2 \alpha} \quad , \quad (4)$$

$$K_s t_s \cos \alpha = I_q - \frac{SM}{\cos \alpha} \ln \left[1 + \frac{I_q \cos \alpha}{SM} \right] \quad . \quad (5)$$

联立上式,得降雨持续时间 t 所对应的入渗量 I :

$$z_w = \frac{I}{(\theta_w - \theta_i) \cos \alpha} \quad (q > k_s), \quad (6)$$

最后得降雨入渗深度 z_w :

$$\begin{aligned} z_w M \cos \alpha - \frac{SM}{\cos \alpha} \ln \left(1 + \frac{z \cos^2 \alpha}{s} \right) \\ = K_s \left[t - \frac{SM}{\cos^2 \alpha} \left(\frac{1}{K_s} \ln \frac{q}{q - K_s} - \frac{1}{q} \right) \right] \cos \alpha. \end{aligned} \quad (7)$$

式中 S 为浸润锋处基质吸力; M 为饱和含水率与初始含水率的差值; α 为坡度; z_w 为降雨入渗深度; t 为降雨时间; t_q 为开始积水时间; t_s 为从 $t=0$ 开始积水, 到入渗量 $I=I_q$ 时所需要的时间。

通过颗粒分析试验和激光粒度分析试验取得改土坪滑坡级配曲线(如图 6), 基于 V-G 模型利用 RETC 取得残余体积含水率 θ_i , 饱和体积含水率 θ_w , 通过降雨入渗实验, 实测浸润峰处的含水率, 并取得对应含水率下的基质吸力 S , 解析模型参数: $\theta_i=8.23\%$, $\theta_w=39.1\%$, $S=0.05$ m, $M=0.2$, $q=2.8 \times 10^{-6}$ m/s, $\alpha=15^\circ$ 。

(2) G-A 模型降雨入渗深度结果分析

土体渗透性能将直接影响到土壤水分的入渗速率, 而在相同的降雨条件与边界条件下, 土体入渗速率的不同必然导致降雨入渗深度的不同。如图 9, 随着土体渗透系数的增加, 雨水入渗到坡体内相同深度所需的降雨历时减少, 土体渗透性能无疑对雨水在坡体中的入渗深度起着十分重要的作用。

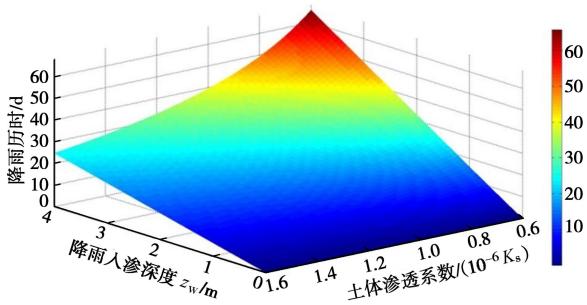


图 9 不同渗透系数下的降雨入渗深度随降雨历时的变化曲面

Fig. 9 Change surface of different rainfall infiltration depths with rainfall duration under different permeability coefficients

通过实验可知研究区粉质黏土渗透性极低, 从表层往下 4 m 的深度范围内土体渗透系数分布在 $1.6 \times 10^{-6} \sim 6.0 \times 10^{-7}$ m/s 之间, 模型计算中以其两值作渗透系数的上下限, 如图 9 所示, 在该土体渗透系数 K_s 范围内, 当 K_s 取平均值 9.0×10^{-7} m/s, 降雨雨强为 10 mm/h, 至少需要历时 50 d, 雨水才能入渗到 4 m, 这与室内降雨入渗试验结果较吻合。

室内降雨入渗试验和 Green-Ampt 入渗模型表明, 仅靠研究区红黏土自身的弱渗透性, 雨水难以入渗, 而“9·16”特大暴雨却诱发南江县发生数以千计的滑体厚度集中分布在 1~5 m 的缓倾角浅层土质滑坡, 特定的滑体厚度分布特征与降雨入渗深度有着怎样的关联, 雨水又是怎样渗入坡体。事实上, 大多数边坡都具有裂隙, 尤其像红黏土、膨胀土等特殊土体构成的土边坡, 这类土边坡在坡表的一定深度范围内易受到外界环境的影响, 产生裂缝, 易于降雨入渗。

2.3 考虑大气环境影响的降雨入渗深度

膨胀土对气候变化尤其敏感, 土质干湿效应特别明显, 膨胀土的反复胀缩导致土体松散, 并在其中形成许多不规则的裂隙, 但大气对地温、湿度的影响随深度的增加逐渐减弱, 当达到一定深度时, 地温和湿度达到稳定值, 此时膨胀土基本上不受干湿循环的影响, 保持天然状态时的抗剪强度值^[12], 该稳定深度即为大气影响深度。而膨胀土的气候影响层主要是指含水率变化层, 地温的变化虽可以引起水分的运移和介质环境的改变, 但这种影响是微小、间接的。所以本文是用湿度既含水率的变化来分析计算研究区的大气影响深度。

通过实验, 得到研究区土体液、塑限联合曲线(图 10)、自由膨胀率及激光粒度分析曲线(图 11), 土体 x 射线衍射图谱(图 12), 介于篇幅原因, 本文只给出了 1 m 深度土体各试验结果图, 1~4 m 土层具体数据结果见表 2, 可知研究区土体液限大于 40%、塑限大于 18%、自由膨胀率大于 40%、小于 0.005 mm 颗粒含量大于 35%, 且土体主要以黏土矿物为主, 含量占到全岩矿物成分的 67%, 其中黏土矿物组分又主要以伊利石及高岭石为主, 其次为伊利石与高岭石的混合成分, 滑坡区红黏土具有一定的膨胀性。据现场调查可知研究区残坡积红黏土存在干缩裂缝, 如图 13 为南江县滑坡区居民种植地一定深度范围内的干缩裂缝。

表 2 土体物理性质参数

Table 2 Parameters of physical properties of soil

深度 /m	液限 /%	塑限 /%	自由膨胀率 /%	颗粒分析 (XRD) 测试结果 /%	测试结果 /%		
					伊利石	高岭石	石英
1	49.7	21.4	53	39.77	25	25	33
2	48.3	20.8	51	37.48	23	24	37
3	50.2	23.7	56	40.62	27	26	35
4	46.7	22.5	52	38.13	22	23	40
					17	16	12
					40	15	

参照规范及大气影响深度相关计算方法, 不同地区大气影响深度与当地土体湿度系数密切相关, 两者呈显著的负相关关系, 具体见表 3 所示。

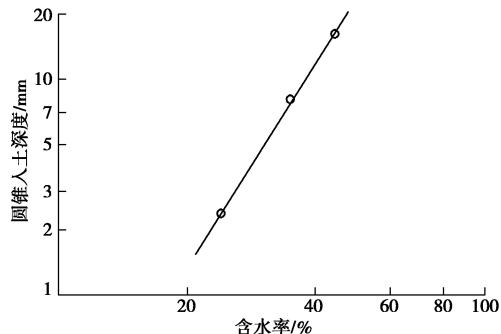


图 10 1 m 土层圆锥下沉深度与含水率曲线

Fig. 10 Curve of sinking depth of cone and moisture content

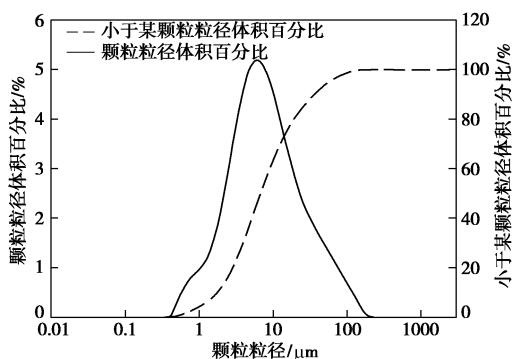


图 11 1 m 土层激光粒度分析曲线

Fig. 11 Analysis curves of laser particle size

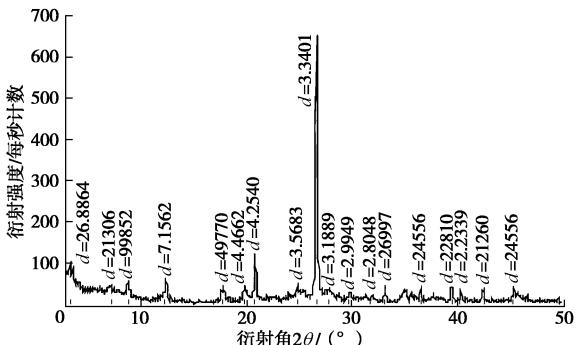


图 12 1 m 土层 x 射线衍射图谱线

Fig. 12 Spectral line of x-ray



图 13 滑坡区干缩裂缝

Fig. 13 Drying shrinkage crack in landslide area

表 3 大气影响深度

Table 3 Atmosphere influence depth

土的湿度系数 ψ_w	大气影响深度 d/m
0.6	5.0
0.7	4.0
0.8	3.5
0.9	3.0

土体湿度系数 ψ_w 定义为：自然气候条件下，地表下 1 m 深度处，土体含水率可能达到的最小值与对应的塑限之比，即

$$\psi_w = \frac{w_{\min}}{w_p} \quad , \quad (8)$$

式中， w_{\min} 为地表下 1 m 深度处土体含水率可能达到的最小值， w_p 为地表下 1 m 深度处土体的塑性。

在改土坪滑坡后缘和中部开挖 2 个探槽，分别在雨季和旱季现场测试探槽 1 m 深度处土体 4 个方向含水率，后取平均含水率，如表 4，1 m 深度处土体含水率可能达到的最小值为 12.1%。

表 4 1 m 深度处土体含水率

Table 4 Moisture contents of soils

平均含水率/%	滑坡后缘 1 m 深处	滑坡中部 1 m 深处
3月	13.1	15.3
7月	24.3	24.8
9月	25.1	25.3
11月	14.8	16.5
12月	12.1	13.4

由式 (8) 得研究区红黏土湿度系数：

$$\psi_w = \frac{w_{\min}}{w_p} = 0.573 \quad . \quad (9)$$

研究区边坡红黏土湿度系数为 0.573，利用插值法，查表 3 估算大气影响深度为 5.37 m。考虑研究区 5.37 m 的大气影响深度，在该深度范围内，随着土层深度的增加，大气环境影响程度逐渐减弱，土体风化程度逐渐减小，土体孔隙比、土体渗透性降低。

按常理，在相同的地层岩性和岩层结构下，边坡土层越厚，沿滑动面倾向方向的重力分力越大，滑坡越易发生，但南江县土质滑坡却集中发生在 1~5 m 的浅层区域，这与研究区 5.37 m 的大气影响深度密切相关，因研究区红黏土自身的弱渗透性，雨水难以入渗，而受大气环境的影响，在大气影响深度内的土边坡产生干缩裂缝，为降雨入渗提供优势流通道。这样降雨入渗，直至不透水基覆界面，在界面处产生滞水、地下水汇集，水位上升，同时界面产生软化、润滑作用，滑坡产生。大气环境影响深度下的降雨入渗深度是导致缓倾角浅层土质滑坡呈现 1~5 m 浅层滑动的

主要原因。

3 南江缓倾角浅层土质滑坡沿基覆界面滑动成因

3.1 非饱和强度理论及分析方法

降雨入渗是诱发浅层土质滑坡的关键问题, 而在降雨入渗条件下由于湿润峰处基质吸力的丧失, 土体抗剪强度降低, 非饱和浅层土质边坡最危险面通常位于湿润锋处。但南江县缓倾角浅层土质滑坡却普遍沿基覆界面这一“光面”顺层滑动, 很少在湿润峰处失稳破坏, 滑坡发育特殊。

根据 Fredlund 提出的非饱和土抗剪强度理论和极限平衡法^[13], 边坡安全系数如下式所示:

$$F_s = \frac{c' + (\sigma_n - \mu_a) \tan \varphi' + (\mu_a - \mu_w) \tan \varphi^b}{\gamma z_w \cos a \sin a} \quad (10)$$

针对南江县缓倾角浅层土质滑坡实际情况, 参考国内外众多文献[11], 简化计算, 本次计算中假定孔隙气压力为 0, 结合图 14, 并据式(10)分别推导了滑面位于以下 3 种情况的斜坡稳定性计算方法:

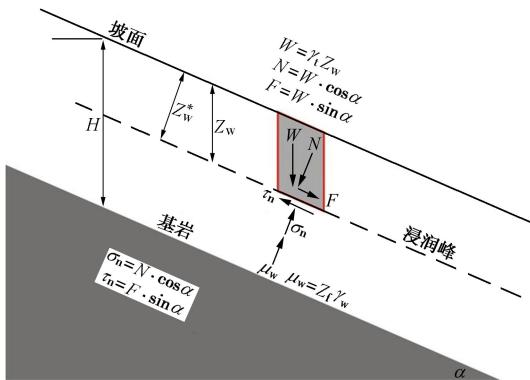


图 14 边坡计算简图

Fig. 14 Actual calculation of slope

(1) 在天然状态下, 斜坡失稳, 此时孔隙水压力 μ_w 保持一常数 $-z_f r_w$, 则 $\mu_a - \mu_w = z_f r_w$, 得斜坡安全系数表达式:

$$F_s = \frac{c' + (\gamma H \cos^2 a \tan \varphi' + z_f r_w \tan \varphi^b)}{\gamma H \cos a \sin a} \quad (11)$$

(2) 在降雨条件下, 当湿润峰深度小于土层厚度, 滑面位于湿润峰处时, 斜坡失稳, 假定湿润区土体完全饱和, 则 $\mu_a - \mu_w = 0$, 得斜坡安全系数表达式:

$$F_s = \frac{c' + \gamma_t z_w \cos^2 a \tan \varphi'}{\gamma_t z_w \cos a \sin a} \quad (z_w < H) \quad (12)$$

(3) 在降雨条件下, 当湿润峰深度大于等于土层厚度, 滑面位于基覆界面处时, 斜坡失稳, 此时界面处的孔隙水压力将变为正值, 孔隙水压力 $\mu_w = z_w r_w \cos a$, 则 $\mu_a - \mu_w = -z_w r_w \cos a$, 得斜坡安全系数表达式

为

$$F_s = \frac{c' + (\gamma_t z_w \cos^2 a - \gamma_w z_w \cos a) \tan \varphi'}{\gamma_t z_w \cos a \sin a} \quad (z_w \geq H), \quad (13)$$

式中, F_s 为安全性系数, c' 为有效内聚力, σ_n 为滑面上总的法向应力, μ_a 为大气压力; $(\mu_a - \mu_w)$ 为土体湿润峰处的基质吸力, φ' 为有效摩擦角, φ^b 为抗剪强度随基质吸力变化的吸力摩擦角, γ_t 为土体饱和重度, γ 为土体天然重度, z 为天然土层厚度, H 为覆盖层的铅锤厚度, z_w 为湿润峰面到地表的铅锤厚度, a 为坡角。

据室内实验并参考相关资料, 综合确定研究区土体的天然内摩擦角为 17° , 黏聚力为 15 kPa , 饱和内摩擦角为 10° , 黏聚力为 8 kPa 。

3.2 缓倾角浅层土质滑坡基覆界面滑动成因

据式(11), 得天然状态下, 斜坡稳定性系数与斜坡土层厚度和斜坡坡度之间的关系曲面与曲线, 如图 15 所示, 随着土层厚度的增加, 斜坡坡度的增大, 斜坡稳定性系数逐渐减小。在斜坡坡度小于 30° 或者上覆土层厚度小于 5 m 区域内, 稳定性系数 F_s 总是大于 1, 上覆土层薄, 岩层缓倾, 沿滑动面倾向方向的重力分力小, 如果没有降雨入渗的影响, 天然状态下斜坡稳定性较好。

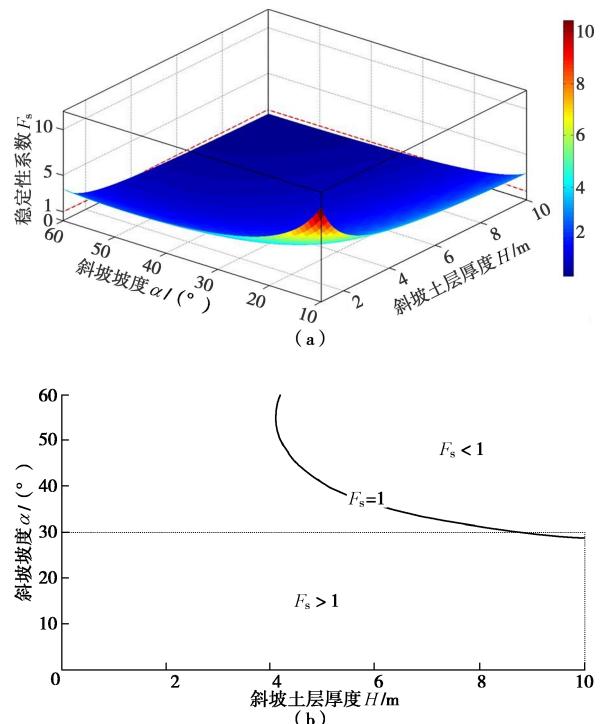


图 15 天然条件下, 稳定性系数与土层厚度和斜坡坡度的关系
曲线、曲面

Fig. 15 Curve and curved surface of stability coefficient and thickness of soil layer and slope under natural condition

据式(12), 得降雨条件下, 浸润峰深度小于土层厚度, 滑面位于浸润峰处时, 斜坡稳定性系数与降雨入渗深度和斜坡坡度之间的关系曲面与曲线, 如图 16, 比较天然状态, 斜坡稳定性系数降低, 但在斜坡坡度小于 30° , 降雨入渗深度小于 5 m 区域内, 斜坡稳定性系数还是主要集中在大于 1 的区域, 斜坡稳定。降雨入渗, 土体基质吸力逐渐丧失, 土体抗剪强度减小, 斜坡稳定性降低, 但在小于 5 m 的降雨入渗深度范围内, 只是土体基质吸力的丧失还不足以使南江缓倾角浅层土质滑坡普遍产生, 这与现场调查该类典型滑坡几乎不在土层中滑动失稳吻合。

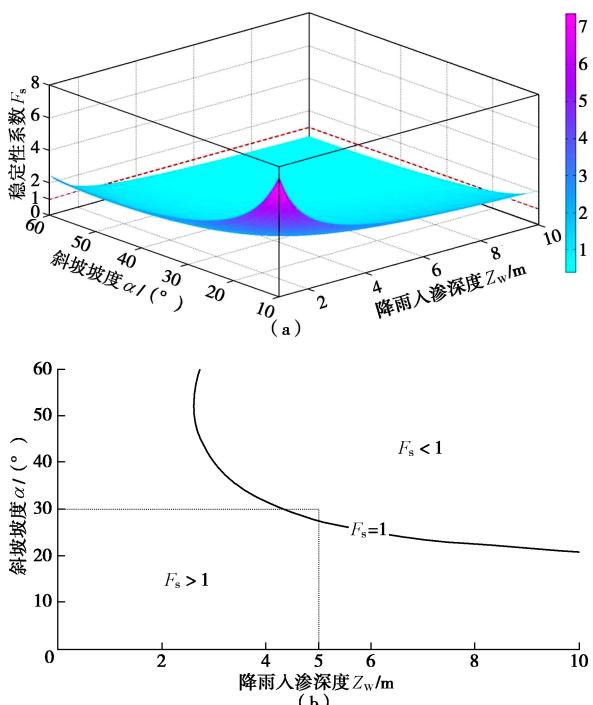


图 16 当潜在滑面位于浸润峰面时, 稳定性系数与降雨入渗深度和斜坡坡度的关系曲线、曲面

Fig. 16 Curve and curved surface of stability coefficient and rainfall infiltration depth and slope when potential sliding surface is on infiltration peak surface

据式(13), 得降雨条件下, 浸润峰深度等于土层厚度, 滑面位于基覆界面时, 斜坡稳定性系数与降雨入渗深度和斜坡坡度之间的关系曲面与曲线, 如图 17, 比较滑面位于浸润峰处, 斜坡稳定性系数显著降

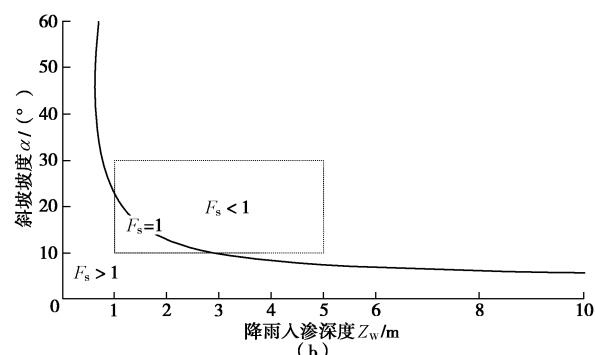


图 17 当潜在滑面位于基覆界面时, 稳定性系数与降雨入渗深度和斜坡坡度的关系曲线、曲面

Fig. 17 Curve and curved surface of stability coefficient and rainfall infiltration depth and slope when potential slip surface is located on base cover interface

低, 且在斜坡坡度为 $10^\circ \sim 30^\circ$ 、降雨入渗深度为 1~5 m 间, 稳定性系数主要集中在小于 1 的区域, 降雨入渗至下覆基岩, 界面滞水, 水位上升, 产生孔压, 同时界面产生软化、润滑作用, 导致上覆土层沿基覆界面这一“光面”顺层滑动。

4 结 论

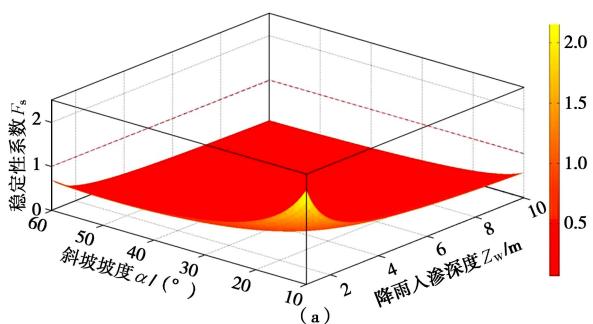
(1) 通过室内降雨入渗试验和 G-A 入渗模型, 南江县红黏土自身渗透性极低, 短时间的强降雨下降雨入渗深度十分有限, 一般仅入渗 50 cm 左右。

(2) 考虑大气对土坡的影响, 计算得到大气影响深度为 5.37 m。在该深度范围内, 雨水易入渗, 但随着深度的增加, 土体风化程度逐渐减弱, 土体孔隙比、渗透性逐渐降低, 入渗逐渐困难。降雨过程中雨水入渗深度是导致缓倾角浅层土质滑坡滑体厚度主要集中在 1~5 m 的原因

(3) 在天然条件下, 斜坡上覆土层薄, 岩层缓倾, 沿滑动面倾向方向的重力分力小, 斜坡稳定。在降雨条件下, 当浸润峰深度小于土层厚度, 滑面位于浸润峰处时, 斜坡稳定性较好; 当浸润峰深度等于土层厚度, 滑面位于基覆界面时, 界面产生滞水, 水位上升, 同时界面岩土体发生软化和润滑作用, 界面效应是导致滑坡沿基覆界面这一“光面”顺层滑动的主要原因。

参 考 文 献:

- [1] MONTGOMERY D R. Hydrologic response of a steep unchannelled valley to natural and applied rainfall[J]. Water Resources Research, 1997, 33(1): 91~109.
- [2] LEE C F, DAI F C. Analysis of rainstorm-induced slide-debris flows on natural terrain of Lantau Island, Hong Kong[J]. Engineering Geology, 1999, 51(4): 279~290.



- [3] 黄润秋, 戚国庆. 非饱和渗流基质吸力对边坡稳定性的影
响[J]. 工程地质学报, 2002(4): 343 - 348. (HUANG
Run-qiu, QI Guo-qing. The effect of unsaturated soil suction
on slope stability[J]. Journal of Engineering Geology,
2002(4): 343 - 348. (in Chinese))
- [4] 黄润秋, 戚国庆. 滑坡基质吸力观测研究[J]. 岩土工程学
报, 2004, 26(2): 217 - 219. (HUANG Run-qiu, QI Guo-qing.
Observation of suction in a landslide[J]. Chinese Journal of
Geotechnical Engineering, 2004, 26(2): 217 - 219. (in
Chinese))
- [5] 张永安, 李峰, 陈军. 红层泥岩水岩作用特征研究[J].
工程地质学报, 2008(1): 22 - 26. (ZHANG Yong-an, LI
Feng, CHEGN Jun. Analysis of the interaction between
mudstone and water[J]. Journal of Engineering Geology,
2008(1): 22 - 26. (in Chinese))
- [6] 王运生, 吴俊峰, 魏鹏, 等. 四川盆地红层水岩作用岩石
弱化时效性研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2009(增刊1):
3102 - 3108. (WANG Yun-sheng, WU Jun-feng, WU Peng.
Reserach on time effect of rock weakening by water-rock
interaction of redbeds in SiChuan basin[J]. Journal of
Engineering Geology, 2009(S1): 3102 - 3108. (in Chinese))
- [7] 刘龙武, 郑健龙, 缪伟. 广西宁明膨胀土胀缩活动带特
征及滑坡破坏模式研究[J]. 岩土工程学报, 2008(1): 29 -
33. (LIU Long-wu, ZHEGN Jian-long, LIAO Wei.
Researches on characteristics of swell and shrinking active
zone of expansive soil and failure mechanism of landslides[J].
Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2008(1): 29 -
33. (in Chinese))
- [8] 胡泽铭. 四川红层地区缓倾角滑坡成因机理研究[D]. 成都:
成都理工大学, 2013. (HU Ze-ming. Study on formation
mechanism of the slow-inclination landslide in red stratum
Region, Sichuan[D]. Chengdu: Chengdu University of
Technology, 2013. (in Chinese))
- [9] 张群, 许强, 翁娜. 降雨条件下低缓浅层土质滑坡
稳定性影响因素及耦合研究[J]. 水文地质工程地质,
2014(5): 90 - 94. (ZHANG Qun, XU Qiang, NING Na. A
study of the stability influence factors and coupling for
inclined-shallow soil landslides under the condition of
rainfall[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2014(5):
90 - 94. (in Chinese))
- [10] 李江, 许强, 胡泽铭, 等. 红层缓倾角土质滑坡发育
环境、分布规律及影响因素研究[J]. 科学技术与工程,
2014(12): 88 - 93. (LI Jiang, XU Qiang, HU Ze-ming. Study
on factors of development environment distribution
characteristics and soil landslides on low-angled rock
formation of red bed[J]. Science Technology and Engineering,
2014(12): 88 - 93. (in Chinese))
- [11] 李宁, 许建聪, 钦亚洲. 降雨诱发浅层滑坡稳定性的计
算模型研究[J]. 岩土力学, 2012, 33(5): 1485 - 1490. (LI
Ning, XU Jian-cong, QIN Ya-zhou. Research on calculation
model for stability evaluation of rainfall-induced shallow
landslides[J]. Rock and Soil Mechanics, 2012, 33(5): 1485 -
1490. (in Chinese))
- [12] 余飞, 陈善雄, 许锡昌, 等. 合肥地区膨胀土路基处置
深度问题探讨[J]. 岩土力学, 2006(11): 1963 - 1966. (YU
Fei, CHEN Shan-xiong, XU Xi-chang. Study on
determination of treatment depth for expansive soil subgrade
in Hefei[J]. Rock and Soil Mechanics, 2006(11): 1963 - 1966.
(in Chinese))
- [13] FREDLUND D G, RAHARDJO H. Soil mechanics for
unsaturated soils[M]. New York: Wiley, 1993: 20 - 50.