

引用格式: 李同录, 袁思凡, 徐家隆, 胡向阳, 李萍. 降雨引起的两类不同浅层滑坡稳定性的计算模型——与“浅层黄土滑坡易发性评价: 以晋西黄土区蔡家川农地小流域为例”一文商榷[J]. 山地学报, 2023, 41(6): 916-925.

LI Tonglu, YUAN Sifan, XU Jialong, HU Xiangyang, LI Ping. Two different types of models for stability assessment of rainfall triggered shallow loess landslides —Discuss with the paper *Risk Assessment of Shallow Loess Landslides: Taking a Small Watershed of Caijiachuan Farmland in the Loess Region of Western Shanxi of China as an Example* [J]. Mountain Research, 2023, 41(6): 916-925.

## 降雨引起的两类不同浅层滑坡稳定性的计算模型 ——与“浅层黄土滑坡易发性评价: 以晋西黄土区蔡家川农地小流域为例”一文商榷

李同录<sup>1</sup>, 袁思凡<sup>1</sup>, 徐家隆<sup>2</sup>, 胡向阳<sup>3</sup>, 李萍<sup>1</sup>

(1. 长安大学 a. 地质工程与测绘学院, 西安 710054; b. 黄土高原水循环与地质环境教育部野外科学观测研究站, 甘肃 正宁 745300; 2. 陕西省水土保持生态环境监测中心, 西安 710199; 3. 中国电建集团西北勘测设计研究院有限公司, 西安 710065)

**摘要:** 在“浅层黄土滑坡易发性评价: 以晋西黄土区蔡家川农地小流域为例”一文中, 采用 SHALSTAB 模型评价降雨引起的黄土斜坡浅层滑移稳定性。该模型是将降雨引起的斜坡水文模型和无限边坡稳定性评价模型结合, 便于在 MAPGIS 中提取地形要素, 进行区域性斜坡稳定性评价。模型假定基岩与松散层界面是滑动面, 降雨在松散层中形成地下水, 并平行基岩面向坡下流动, 且为稳定流, 排泄量与其上游汇水区的降雨量均衡。可以看出, SHALSTAB 模型不适用于黄土斜坡。黄土为厚层非饱和土, 斜坡中不存在类似于基岩面的隔水界面, 也不会形成平行坡面的地下水流。降雨主要是向下入渗在黄土中形成一个湿润带, 湿润带中的水不是潜水, 而是毛细悬挂水, 其中的孔隙水压力为接近 0 的一个负值, 不存在 SHALSTAB 模型中的正孔隙水压力, 因此在选用模型时, 必须仔细甄别其适用条件。

**关键词:** 黄土; 降雨; 浅层滑坡; SHALSTAB 模型; SINMAP 模型; Green-Ampt 模型

**中图分类号:** P642

**文献标志码:** A

在降雨引起的斜坡浅层稳定性的区域性评价时, 目前最普遍使用的模型有 SHALSTAB (Shallow Landslide Stability)<sup>[1]</sup>、SINMAP (Stability Index Mapping)<sup>[2]</sup> 和 TRIGRS (Transient Rainfall Infiltration and Grid-Based Regional Slope-Stability)<sup>[3]</sup> 模型。这三模型都是将水文模型与无限边坡模型相结合, 基于 MAPGIS 软件, 提取地形要素, 进行降雨引起的区域浅层滑坡稳定性评价。

在选用评价模型时, 必须考虑模型对评价对象

的适宜性。这三个模型中, SHALSTAB 和 SINMAP 模型本质上是一样的, 都适用于基岩面上覆盖薄层松散堆积层的斜坡, 都是基于计算单元以上汇水区域的降雨入渗量和单元下边界地下水排泄量均衡。这一思路是基于 Montgomery 和 Dietrich 于 1992 年在 Science 上发表的文章<sup>[4]</sup>; 他们于 1994 年的文章中将地形要素和无限边坡模型结合, 提出了降雨引起的区域斜坡浅层滑移稳定性评价模型<sup>[1]</sup>, 但没有考虑黏聚力; 在 1998 年的文章中<sup>[5]</sup> 又补充了黏聚力

**收稿日期** (Received date): 2023-12-05; **改回日期** (Accepted date): 2023-12-16

**基金项目** (Foundation item): 国家重点研发计划 (2021YFE0111900); 陕西省水土保持生态环境监测中心 (2023SBJC-01); 中国电建集团西北勘测设计研究院有限公司资助项目 (XBY-PTKJ-2022-8)。[National Key R&D Program of China (2021YFE0111900); Project Founded by Shaan Xi Province Soil and Water Conservation Environment Monitoring Center (2023SBJC-01); Project Founded by Power China Northwest Engineering Corporation Limited (XBY-PTKJ-2022-8)]

**作者简介** (Biography): 李同录 (1965-), 男, 甘肃正宁人, 博士, 教授, 主要研究方向: 黄土工程性质, 地质灾害防治等方向研究。[LI Tonglu (1965-), male, born in Zhengning, Gansu province, Ph. D., professor, research on loess engineering properties, geo-disaster mitigation] E-mail: dedgx08@chd.edu.cn

的影响。这些经典文献是 SHALSTAB 和 SINMAP 模型的理论基础。二者不同的是,SHALSTAB 模型利用等高线地形识别上游汇水区,分割计算单元; SINMAP 采用栅格单元自动识别计算单元和相应汇水区域,同时 SINMAP 考虑了植物根系产生的附加黏聚力。TRIGRS 模型也采用栅格单元,在无限边坡模型中,引入了非饱和强度参数。黄土是典型的非饱和土,SHALSTAB 和 SINMAP 显然是不适用的,TRIGRS 模型适用于黄土斜坡,具体应用时也要结合实际情况进行简化。

“浅层黄土滑坡易发性评价:以晋西黄土区蔡家川农地小流域为例”一文(以下简称“此文”)用 SHALSTAB 做黄土斜坡稳定性评价显然是不适宜的。而且,近年来越来越多的文章和研究生论文也不加辨别地将 SHALSTAB 或 SINMAP 模型用于黄土斜坡,有以讹传讹之嫌。如文献[6-8]采用 SHALSTAB 模型,文献[9-16]采用 SINMAP 模型做降雨引起黄土斜坡稳定性的区域性评价,文献[17]同时采用两种模型,并作效果对比,但这两个模型都不合适。文献[18]用 TRIGRS 模型做黄土斜坡稳定性评价,又与 SINMAP 模型对比,但这两种模型无可比性。鉴于此,本文结合“此文”对该类问题进行辨析和讨论。

## 1 降雨松散堆积层-基岩斜坡浅层滑移稳定性评价模型

基岩山区斜坡的覆盖层薄,基岩相对隔水,降雨会引起松散覆盖层中的地下水位快速上升,导致斜坡失稳。降雨是一个非稳态过程,地下水位变化也是非稳态的,相应斜坡稳定性是动态变化的,追踪这样一个变化过程很复杂,也不实现。若从最不利的情况考虑,即长时间连续降雨在斜坡中形成稳定流,可使计算模型大为简化,此时的斜坡稳定性则主要由地形、地层结构和岩土性质等静态因素决定,由此可建立定量计算模型。

适用基岩-松散堆积层斜坡稳定计算的 SHALSTAB 和 SINMAP 模型,如图 1 所示,主要假定可归纳如下。

(1) 斜坡由薄层松散土层及下部相对不透水的稳定基岩构成,二者的界面为滑动面,基岩面与地面平行。

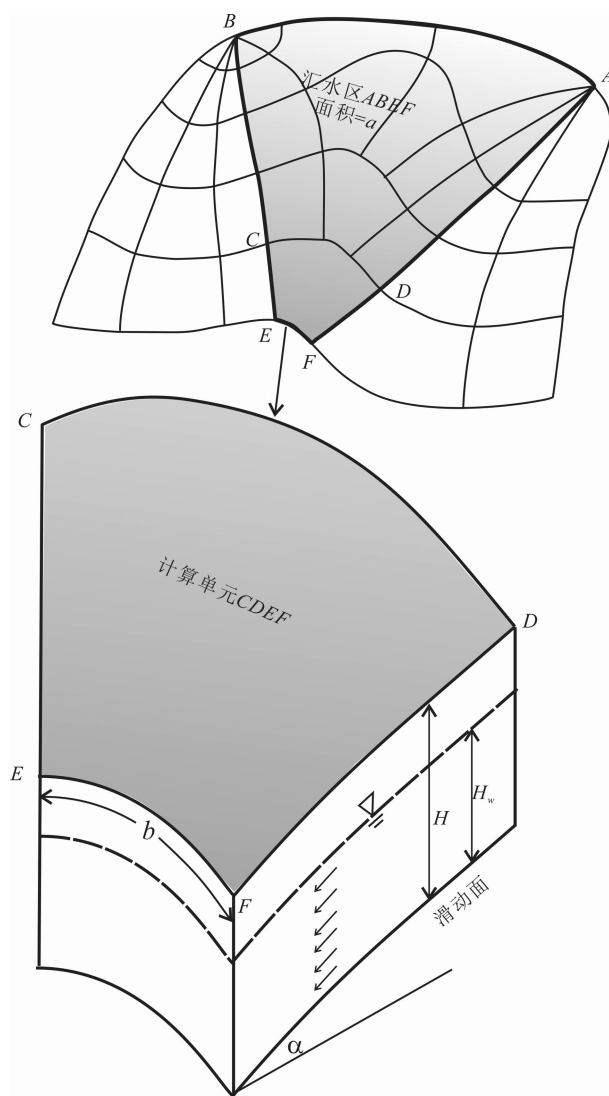


图 1 松散覆盖层-基岩无限边坡模型示意图

Fig. 1 Schematic diagram of infinite slope model for loose covered rock slope

(据文献[1]图 1 编绘)

(2) 降雨入渗到松散土层中,形成与基岩面或地面平行的地下水流,地下水位以上和以下的土均饱和。

(3) 若土层完全饱和,则形成地表径流,不考虑地表径流的影响,只按土层完全饱和的情况考虑。

(4) 降雨为稳定降雨,地下水为稳定流,在地形图上圈定相对独立的汇水区为水文单元(如图 1 的 ABEF)。在水文单元中,沿某一等高线(如图 1 的 EF)铅直断面上排泄的水量等于截面以上汇水区降雨量的总和。

根据假定(1)(2)(3),可以建立无限边坡稳定性计算模型,即“此文”中的公式 3。公式如下:

$$\gamma_s H \cos \alpha \sin \alpha = c' + (\gamma_s H - \gamma_w H_w) \cos^2 \alpha \tan \varphi' \quad (1)$$

式中,  $\gamma_s$  为滑体土的饱和重度;  $H$  为滑动土层铅直厚度;  $\alpha$  为斜坡坡度;  $c'$  为滑动面土的有效黏聚力;  $\gamma_w$  为水的重度;  $H_w$  为地下水位距滑动面的铅直高度;  $\varphi'$  为滑动面土的有效内摩擦角。

式(1)可表示成如下形式,即“此文”中的式4:

$$\frac{H_w}{H} = \frac{c'}{\gamma_w H \cos^2 \alpha \tan \varphi'} + \frac{\gamma_s}{\gamma_w} \left(1 - \frac{\tan \alpha}{\tan \varphi'}\right) \quad (2)$$

根据假定(4),可得出该模型的水均衡公式,即“此文”中的式5。公式如下:

$$qa = k_s H_w b \sin \alpha \cos \alpha \quad (3)$$

式中,  $q$  为该区域的稳定降雨量;  $a$  为计算单元的下边界(图1的  $EF$ )以上的汇水区(如图1的  $ABEF$ )平面投影面积;  $qa$  为汇水区  $ABEF$  单位时间的总降雨量,等于泄水断面  $EF$  处单位时间的总排泄量。  $k_s$  为滑动面以上松散土层的饱和渗透系数;  $b$  为  $EF$  的长度;基于达西定律,  $\sin \alpha$  为水力梯度;  $H_w b \cos \alpha$  为垂直滑动面的渗流截面的面积。

引入一个土层导水率  $T$ , 即

$$T = k_s H \cos \alpha \quad (4)$$

$T$  的物理意义是,当水力梯度为1时,单位等高线宽度过水断面上土层中的最大排泄量,此时土层饱和,不考虑地表径流部分,显然  $T$  是一个和地形坡度、地层厚度和松散土层渗透性有关的量。

综合式(2)、(3)和(4),得出“此文”中公式8:

$$\frac{q}{T} = \frac{b \sin \alpha}{a} \frac{c'}{\gamma_w H \cos^2 \alpha \tan \varphi'} + \frac{\gamma_s}{\gamma_w} \left(1 - \frac{\tan \alpha}{\tan \varphi'}\right) \quad (5)$$

式(5)的意义在于可以利用地形数据进行降雨引起的区域性滑坡稳定性评价。除了要提供传统无限边坡模型中的坡度、土层厚度、土性参数和稳定降雨量外,需要通过地形图识别出汇水区的范围和计算单元底界等高线以上的面积,这通过 MAPGIS 的功能很容易实现,SHALSTAB 和 SINMAP 模型就是基于该公式建立的。

## 2 降雨引起黄土斜坡浅层滑移稳定性评价模型

降雨在黄土中的入渗和以上模型有本质的差

异。黄土厚度巨大,地下水位深,虽然黄土中的地下水是由降雨长期补给的,但降雨期间入渗的水分和地下水还没有形成直接水力联系。理论上讲,当降雨量小于黄土的饱和渗透系数时,降雨全部渗入黄土中,当降雨量大于黄土的饱和渗透系数,且地表浅层由于前期降雨基本饱和时,部分降雨形成坡面径流流失。由于黄土中没有隔水界面,且天然黄土处于非饱和状态,进入黄土中的水分不断向下迁移,形成一个湿润带,湿润带的下界为湿润峰。图2为2021年10月陇东地区长时间降雨后,黄土垂直剖面上形成的湿润带<sup>[19]</sup>,可以看出,湿润峰以下黄土是干的,坡脚处的湿土是降雨直接淋湿及毛细水上升形成。

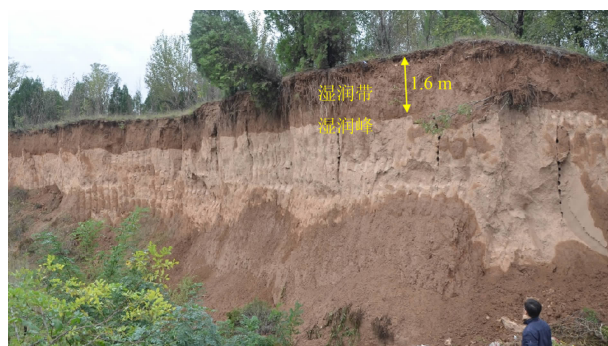


图2 2021年10月陇东地区长时间降雨在黄土垂直剖面形成的湿润带

Fig. 2 The wetting zone formed on the vertical loess profile after long-term raining in east Gansu in October 2021

一般认为,湿润带的黄土接近饱和,在陇东测定了降雨过程中湿润带黄土的饱和度,发现只有65%左右。实际上,湿润带的饱和度和降雨量和黄土的持水性有关,一般是不能完全饱和的。

湿润峰随着降雨的持续不断向下迁移,湿润带增厚。值得指出的是,湿润带的水并不是潜水,而是毛细悬挂水,不会形成顺坡向的地下径流,而是在毛细力和重力的作用下铅直向下迁移<sup>[20]</sup>。除了地表径流外,入渗到地下部分的大部分水分保持在湿润带黄土的孔隙中,只有极小部分向深层迁移<sup>[21]</sup>,因此式(3)在黄土中是不成立的。另一方面,黄土不饱和时的孔隙水压力为负值,降雨入渗使湿润带的含水率增高,孔隙水压力增大,即使湿润带接近饱和,其孔隙水压力也只是接近0的一个负值,负孔压意味着水土之间存在张力,这样才能克服向下的重

力,使大部分水分停留在黄土湿润带中。式(1)仅能用于有地下水位的边坡模型,其中右端项用总应力  $\gamma_s H$  减去一个正的孔隙水压力  $\gamma_w H_w$  得到有效应力。黄土中的湿润带孔隙水压力是负值,将 SHALSTAB 和 SINMAP 模型用于黄土斜坡,也减去一个正的孔隙水压力  $\gamma_w H_w$  是概念性错误,会造成很大的误差。

湿润峰只是在降雨阶段才比较明显。现场监测表明,降雨一停,湿润带的含水率随即减小,这主要是由于蒸发和蒸腾作用使水分向上排泄所致;其中少部分水分转化为稳定流连续补给地下水<sup>[22]</sup>。雨后斜坡浅层向利于稳定的方向转化。

SHALSTAB 和 SINMAP 模型中的基岩面是固定的,相应的滑动面深度  $H$  是确定的。黄土中的湿润峰随着降雨持续而不断加深,最终沿湿润峰面滑移。“此文”将滑体铅直厚度  $H$  取 1.2 m,相当于这次降雨形成的湿润峰深度,这样的话  $H$  的确是滑动面深度,但实际是临界状态下湿润峰的深度,而不是人为给定的。如上所述,黄土湿润峰面不是隔水界面,  $H_w$  在黄土中是无法确定的;黄土滑面上的孔隙水压力是负值(即基质吸力),SHALSTAB 和 SINMAP 模型都不能处理负孔压或非饱和和基质吸力的情况。

黄土斜坡稳定性评价必须考虑其非饱和特性。关于该类模型,前人已有研究。目前广泛使用的 TRIGRS 模型<sup>[3]</sup>就是其一。在非饱和的情况下,如图 3 所示,假定湿润峰面就是滑动面,强度参数取饱和黄土的有效黏聚力和有效内摩擦角,不难导出无限边坡稳定系数的计算公式:

$$F_s = \frac{c' - \gamma_w h_s(H_f, t) \tan \varphi'}{\gamma_s H_f \cos \alpha \sin \alpha} + \frac{\tan \varphi'}{\tan \alpha} \quad (6)$$

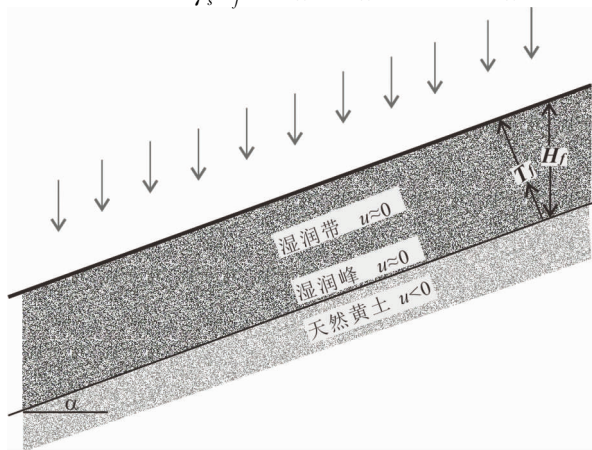


图3 黄土无限边坡模型

Fig. 3 Infinite slope model for loess slope

式中,  $h_s(H_f, t)$  为  $H_f$  处在  $t$  时刻的压力水头;  $H_f$  为湿润峰的铅直深度。

若将湿润峰以上的土近似看成饱和的,取饱和重度。若湿润峰处及以上湿润带黄土接近饱和,其孔隙水压力为接近 0 的一个负值,可近似取 0,相应湿润峰处的压力水头  $h_s(H_f, t)$  为 0,则式(6)可以简化为:

$$F_s = \frac{c'}{\gamma_s H_f \cos \alpha \sin \alpha} + \frac{\tan \varphi'}{\tan \alpha} \quad (7)$$

将湿润带按饱和情况的简化对斜坡稳定性是偏于保守的,也是基本合理的。由于湿润峰的位置随降雨持续时间而变化,斜坡在临界状态 ( $F_s = 1$ ) 下湿润峰铅直深度  $H_f$  为:

$$H_f = \frac{c'}{\gamma_s (\tan \alpha - \tan \varphi') \cos^2 \alpha} \quad (8)$$

可以看出,只有坡度大于有效内摩擦角时,才会有不稳定土层出现。取黄土的饱和重度为  $18.0 \text{ kN/m}^3$ ,有效内摩擦角  $\varphi'$  为  $30^\circ$ ,有效黏聚力  $c'$  为  $5 \text{ kPa}$ ,临界湿润峰的深度和坡度的关系如图 4 所示。

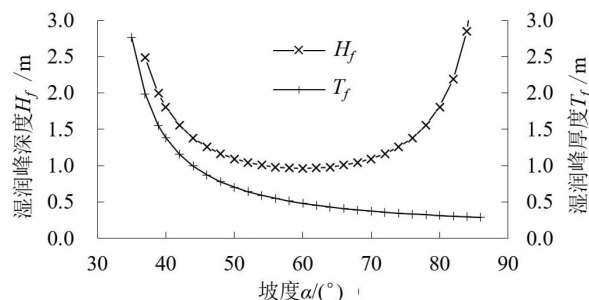


图4 黄土湿润峰深度  $H_f$  和湿润带厚度  $T_f$  与坡度  $\alpha$  的关系

Fig. 4 Depth of wetting front  $H_f$  and thickness of wetting zone  $T_f$  with respect to slope angle  $\alpha$

可以看出临界湿润峰深度随坡度增大先减小后增大,极小值出现在  $60^\circ$  坡度,这种情况似乎有悖于我们的直觉,实际上这只是错觉。随着坡度增大,临界湿润峰铅直深度虽然在增大,但其垂直坡面的厚度在减小。极端情况下,斜坡直立,湿润带深度为无穷,但厚度降为 0,这相当于在直立坡上看到坡面是干黄土的情况,如图 2 中湿润峰的下面。降雨时,这种直立坡反而比斜坡稳定,黄土地区大量窑洞就是开挖在人工修的直立坡上,斜坡则难以成洞。令

$$T_f = H_f \cos \alpha \quad (9)$$

式中,  $T_f$  为湿润带垂直坡面方向的厚度, 做出湿润带临界厚度  $T_f$  随坡度  $\alpha$  的曲线, 可以看出  $T_f$  随  $\alpha$  增大而减小。

由此可见, 湿润峰的深度是判定黄土斜坡稳定性的关键。该深度在现场可通过垂直剖面水分监测确定, 也可以将当前斜坡剖面的水分场作为初始条件, 将降雨入渗量作为边界条件, 通过非饱和渗流模拟结果来确定。然而, 无论是监测还是模拟都只能针对单一边坡, 不便做区域性预测。Green-Ampt 模型建立了湿润峰随时间的变化关系, 目前被广泛用于降雨在非饱和土中湿润峰深度的预测。这个模型发表于 1911 年<sup>[23]</sup>, 远早于非饱和渗流方程 (Richard, 1931)<sup>[24]</sup> 和非饱和有效应力公式 (Bisop, 1959)<sup>[25]</sup> 提出的时间。现在可以看出, Green-Ampt 模型已经蕴含着非饱和渗流的思想。如图 5 所示, 该模型假定一个土柱上部作用一个压力水头  $a_p$ , 水分向下均匀入渗, 在时刻  $t$  到达深度  $l$  处, 通过微观分析得出如下公式<sup>[23]</sup>:

$$\frac{dl}{dt} = \frac{\pi g s \sum r^4}{8\eta} \frac{1}{AS} \frac{a_p + l + K}{l} \quad (10)$$

式中,  $l$  为毛细水沿土柱向下运移的距离,  $l$  以上的土是饱和的;  $t$  为入渗时间;  $\pi$  为圆周率;  $g$  为重力加速度;  $s$  为水的密度;  $r$  为土中毛细孔的半径;  $\eta$  为水在土中的黏滞系数;  $A$  为土柱横截面的面积;  $S$  为单

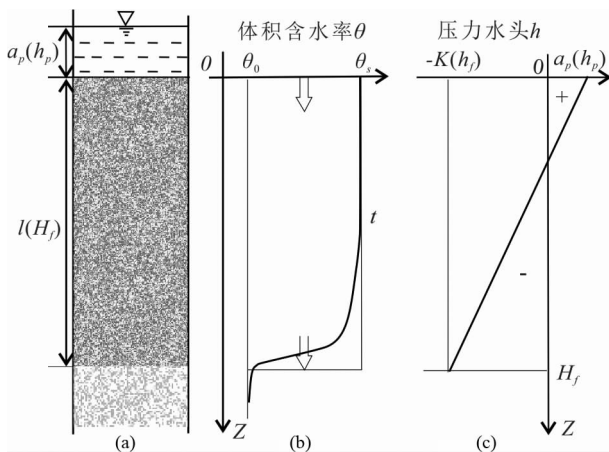


图 5 Green-Ampt 模型原理: (a) 示意图; (b) 土体体积含水率变化曲线; (c) 土体压力水头曲线

Fig. 5 Principles of the Green-Ampt Model: (a) schematic diagram of the Green-Ampt model; (b) curve depicting the variation of volumetric water content in soil over time;

(c) pressure-water head relationship in soil

(据文献[23]图 1 和文献[26]图 2.19 编绘)

位体积土中水可以占有的孔隙体积, 也就是饱和体积含水率  $\theta_s$  与天然含水率的差值  $\theta_0$ ;  $a_p$  为土中柱顶部的压力水头;  $K$  为湿润峰上反映毛细力作用的一个常数。

可以看出, 上式 (10) 左端项就是水在土柱中的渗透速度, 以湿润峰为基准面,  $a_p$  为土中柱顶部的压力水头,  $l$  为位置水头, 总水头为  $l + a_p$ ; 湿润峰处的位置水头为 0, 压力水头为负的  $K$ ,  $l$  也为渗流路径的长度, 因此式 (10) 右端的第三项就是水力梯度。令:

$$P = \frac{\pi g s}{8\eta A} \sum r^4 \quad (11)$$

$$v = \frac{dl}{dt} S \quad (12)$$

$$i = \frac{a_p + l + K}{l} \quad (13)$$

式中,  $P$  为饱和渗透系数;  $v$  为土柱顶部水对土的补给速度;  $i$  为水力梯度。不难看出式 (10) 就转化为竖向一维非饱和渗流的达西定律的具体形式, 即  $v = Pi$ 。取初始条件  $t=0$  时,  $l=0$ , 对其积分得:

$$\frac{P}{S} t = l - (a_p + K) \ln \left( 1 + \frac{l}{a_p + K} \right) \quad (14)$$

这就是 Green-Ampt 公式, 即文献[23]中的公式 9。它体现了地面积水情况下, 水平地面湿润峰深度  $l$  和入渗时间  $t$  的关系, 该公式引入的参数  $K$  就是非饱和吸力或毛细力产生的水头, 由于  $K$  在公式中取正值, 吸力水头或毛细力水头的值是  $-K$ 。

将式 (14) 用常用符号 (图 5 括弧中的符号) 表示, 即令:

$$k_s = P \quad (15)$$

$$h_p = a_p \quad (16)$$

$$H_f = l \quad (17)$$

$$h_f = -K \quad (18)$$

$$\Delta\theta = S \quad (19)$$

式中,  $k_s$  为饱和渗透系数;  $h_p$  为地表的压力水头;  $\Delta\theta$  为湿润带内饱和体积含水率  $\theta_s$  与天然含水率  $\theta_0$  的差值。

则式 (14) 可表示为:

$$\frac{k_s}{\Delta\theta} t = H_f - (h_p - h_f) \ln \left( 1 + \frac{H_f}{h_p - h_f} \right) \quad (20)$$

这就是目前 Green-Ampt 公式, 即文献[26]中的公式 2.47。该式也可以用累计入渗率  $I$  表示, 令:

$$I = H_f \Delta\theta \quad (21)$$



则式(20)变为:

$$I = k_s t + M \ln \left( 1 + \frac{I}{M} \right) \quad (22)$$

其中

$$M = \Delta \theta (h_p - h_f) \quad (23)$$

式(22)即文献[26]中的公式 2.49。若将该模型用于降雨在斜坡中的入渗,假定降雨量大于土的饱和渗透系数,降雨一部分渗入地下,部分转化为地表径流,单位斜坡长度上的降雨饱和入渗率为  $k_s \cos \alpha$ , 斜坡表面径流快,可以忽略地表径流产生的压力水头。令式(20)中的  $h_p = 0$ , 将  $k_s$  用  $k_s \cos \alpha$  代替,则得到斜坡上入渗时间和湿润峰深度的关系为:

$$t = \frac{1}{k_s \cos \alpha \Delta \theta} \left[ (H_f + h_f) \ln \left( 1 - \frac{H_f}{h_f} \right) \right] \quad (24)$$

若知道地表连续补给时间  $t$ , 利用式(24)可以解出湿润峰深度  $H_f$ 。其中饱和渗透系数、饱和含水率、天然含水率可以取样测试,湿润峰前端的吸力水头需要测定土水特征曲线,在土水特征曲线上,查得天然含水率下的基质吸力,可算出吸力水头。

Green-Ampt 模型用于降雨入渗时,也要考虑其简化及适用条件。它把地表入渗概化成连续均匀入渗,入渗率等于饱和渗透系数;其次是该模型将湿润带的水力梯度看成是均匀的,考虑了土柱两端的水头差,如图 5c 所示。实际情况是降雨是间歇性的,若一次降雨的前期有较长时间没有降雨,则地表干燥,压力(负压或吸力)水头很低,水力梯度大,此时地表入渗率远大于饱和渗透系数,也就是干土先要让自身吸饱,才能把多余的水释放下去。当降雨持续一段时间,地表形成一定厚度的饱和带,其吸力和吸力梯度都接近 0,此时地表附近只有位置水头产生的梯度,位置水头的梯度值为 1,入渗率等于饱和渗透系数。也不难看出,沿土柱的水力梯度是不均匀的,湿润峰以上主要部分的水力梯度为 1,从湿润峰到天然含水率很短的距离内,吸力迅速减小,水力梯度远大于 1。因此该模型对于降雨延续时间长,入渗深度大的情况与实际更为接近,这种情况也容易发生浅层滑移。

Green-Ampt 模型用于区域降雨黄土滑坡评价时,可根据各气候区域和沉积单元的黄土特点,给出参数取值,并根据历史时期降雨序列最长延时,用式(24)预测湿润峰深度,再用式(7)评价其稳定性。使用该模型只需要给出地形坡度,不必圈定汇水范

围,比 SHALSTAB 和 SINMAP 模型更简单。

现以 2021 年 8 月中至 10 月初陇东地区降雨黄土滑坡为例,图 6 为该区域附近的陕西旬邑县气象站记录的自 8 月 16 日至 10 月 16 日 61 天的降雨序列,这段时间共有 31 天降雨,总降雨量 537.3 mm,相当于该区往年的全年的降雨量,降雨最集中的时段为 9 月 15 日到 10 月 15 日,在 31 天里有 25 天在降雨,但是在 10 月初就开始大面积滑坡,发生滑坡时的效入渗时间约 20 天。取  $40^\circ$  斜坡分析,现场取样测得其土水特征曲线如图 7,测得浅层马兰黄土的天然体积含水率为 20%,对应的基质吸力为 100 kPa,考虑前期降雨使土层比天然状态湿,取湿润峰基质吸力 80 kPa,相应压力水头为 -8 m,测得饱和含水率 45%,饱和渗透系数  $5 \times 10^{-5}$  cm/s,即 4.3 cm/d。根据以上参数利用式(13)算得湿润峰深度随时间的变化关系如图 8 所示,按 20 天有效降雨得出湿润峰深度为 1.74 m,而且大面积滑坡都发生在  $35^\circ$  以上的斜坡上,如图 9 所示。图 10 为 211

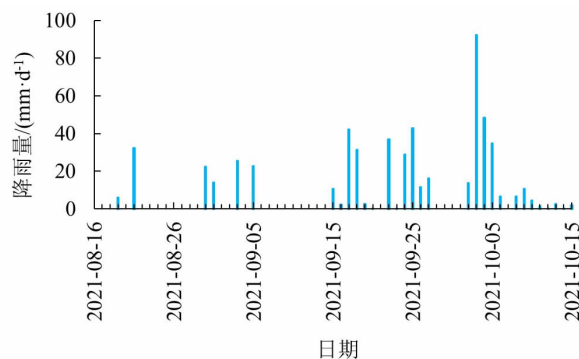


图6 陕西旬邑县气象站 2021 年 8 月 16 日至 10 月 15 日的降雨量记录

Fig. 6 Precipitation in the period of August 16 to October 15 in 2021 recorded by the Meteorological Station of Xunyi county, Shaanxi province

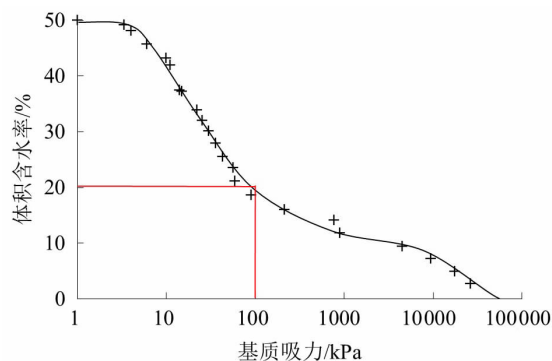


图7 陇东马兰黄土 SWCC 曲线(滤纸法)

Fig. 7 SWCC of Malan loess in Longdong area (filter paper method)

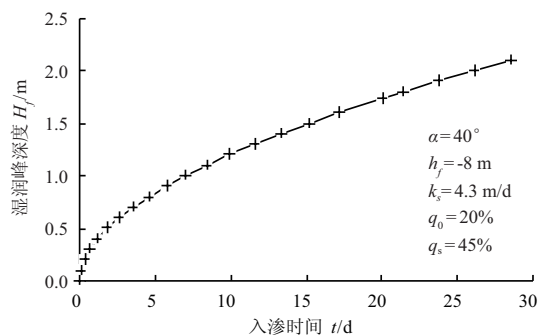


图 8 黄土斜坡中的湿润峰深度随降雨时间的变化

Fig. 8 Depth of wetting front with respect to raining time in loess slope

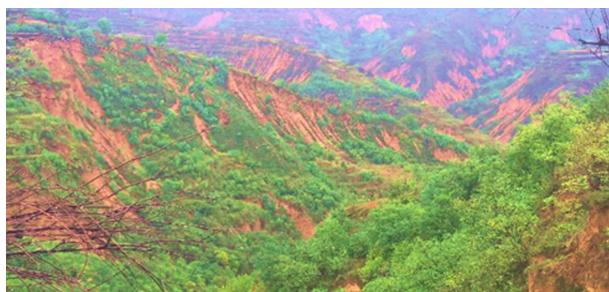


图 9 2021 年 10 月初连续降雨引起陇东地区大范围浅层黄土滑坡

Fig. 9 Large area of shallow loess landslide triggered by long-term raining in the early October, 2021  
(引自文献[19]图 9b)

国道 G211-K504 + 670 m 段的一处典型滑坡,发生于 2021 年 10 月 4 日,该处斜坡坡度  $40^\circ$ ,滑体厚度约 1.80 m,由图 10b 公路内侧的陡壁上可以看出,滑动面在湿润峰处,湿润峰以下黄土是干的。说明降雨引起的黄土斜坡是上湿下干的状态,浅层湿润带构成滑体,下部的干黄土是稳定的。此次降雨期间对垂直剖面的湿润峰调查测量表明,其竖直深度一般在 1.50 m 和 1.80 m 之间,很少超过 2 m。这

次降雨持续时间也是历史时期少有的,因此这类黄土滑坡的滑体厚度以 2 m 为上限。2013 年陕北黄土地区也发生类似的降雨,引发了大量浅层黄土滑坡,其特点与这次降雨滑坡类似<sup>[27]</sup>。

以上分析表明,预测降雨引起区域性浅层黄土滑坡时,关键是要预测连续降雨引起的湿润峰深度,因为湿润峰深度和斜坡稳定性之间存在确定的物理关系。将 Green-Ampt 入渗模型和斜坡稳定性计算的无限边坡模型结合,可以解决该类斜坡的稳定性问题。

### 3 结语

本文对目前普遍使用的无限边坡稳定性评价模型的适用条件作了分析和讨论,表明 SHALSTAB 和 SINMAP 模型仅适合降雨引起的薄层覆盖层-基岩结构的斜坡,不适合黄土斜坡。黄土斜坡须考虑其非饱和属性,TRIGRS 模型简化后可用于黄土斜坡。黄土斜坡在降雨条件下的稳定性主要取决于湿润峰的深度,湿润峰是随降雨过程变化的,Green-Ampt 入渗模型考虑了地表水非饱和和入渗特性,可用于估算湿润峰的深度,将其与无限边坡模型结合,可用于黄土斜坡的评价。

目前,除“此文”外,有越来越多的论文将 SHALSTAB 和 SINMAP 模型用于黄土斜坡稳定性评价,虽然他们大多都引用了原创者的文章,但没有遵守原模型的基本假定,有“以讹传讹”之势。

此外,在审稿中也常出现一些“善意”的提醒,认为作者引用的文献陈旧,建议引用最新的文献。这种意见是不客观和不负责任的,许多原创性的理

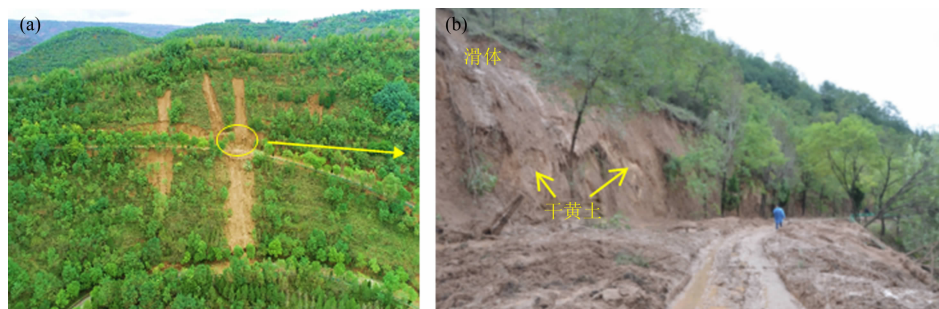


图 10 2021 年 10 月 4 日发生在 211 国道 K504 + 670 m 段一处浅层黄土滑坡:(a) 远景图;(b) 近处细节图

Fig. 10 A typical shallow loess landslide occurred on the 211 National way on October 4, 2021:

(a) visual perception; (b) detailed close-up images

(据文献[19]图 10)

论早就提出了,直接引用是对原作者的尊重,也是对读者的尊重,因为读者很可能查阅这些文献。即使二次引用,也须仔细查阅原创性文章,只有遁学术陈迹“追根溯源”,才能“根深叶茂”。

## 参考文献(References)

- [1] MONTGOMERY D R, DIETRICH W E. A physically based model for the topographic control on shallow landsliding [J]. *Water Resources Research*, 1994, **30**(4): 1153 – 1171. DOI: 10.1029/93WR02979
- [2] PACK R T, TARBOTON D G, GOODWIN C N, et al. SINMAP: A stability index approach to terrain stability hazard mapping, User's manual [M]. Tarboton: Utah State University, 1999: 1 – 65.
- [3] BAUM R L, SAVAGE W Z, GODT J W. TRIGRS: A fortran program for transient rainfall infiltration and grid-based regional slope-stability analysis [M]. Version2. 0. Reston, VA: US Geological Survey, 2008: 1 – 75.
- [4] MONTGOMERY D R, DIETRICH W E. Channel initialization and the problem of landscape scale [J]. *Science*, 1992, **255**: 826 – 830.
- [5] MONTGOMERY D R, SULLIVAN K, GREENBERG H M. Regional test of a model for shallow landsliding [J]. *Hydrological Processes*, 1998, **12**: 943 – 955. DOI: 10.1002/(SICI)1099 – 1085(199805)12:6<943::AID – HYP664>3.0.CO;2 – Z
- [6] 康超, 谌文武, 张帆宇, 等. 确定性模型在黄土沟壑区斜坡稳定性预测中的应用[J]. *岩土力学*, 2011, **32**(1): 207 – 260. [KANG Chao, CHEN Wenwu, ZHANG Fanyu, et al. Application of deterministic model to analyzing stability of hillslope of loess gully area [J]. *Rock and Soil Mechanics*, 2011, **32**(1): 207 – 260] DOI: 10.16285/j. rsm. 2011. 01. 009
- [7] 同霄, 彭建兵, 朱兴华, 等. 降雨作用下黄土浅层滑坡的危险性分析[J]. *水土保持通报*, 2016, **36**(3): 110 – 113. [TONG Xiao, PENG Jianbing, ZHU Xinghua, et al. Risk analysis of loess shallow landslides under different rainfall conditions [J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2016, **36**(3): 110 – 113] DOI: 10.13961/j. cnki. stbctb. 2016. 03. 020
- [8] 周琪龙. 黄土沟壑区土壤侵蚀与浅层滑坡相关关系研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2013: 38 – 40. [ZHOU Qilong. Study on relationship between soil erosion and shallow landslides in the loess gully region [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2013: 38 – 40]
- [9] 庄建琦, 彭建兵, 张利勇. 不同降雨条件下黄土高原浅层滑坡危险性预测评价[J]. *吉林大学学报(地球科学版)*, 2013, **43**(3): 867 – 876. [ZHUANG Jianqi, PENG Jianbing, ZHANG Liyong. Risk assessment and prediction of the shallow landslide at different precipitation in Loess Plateau [J]. *Journal of Jilin University (Earth Science Edition)*, 2013, **43**(3): 867 – 876] DOI: 10.13278/j. cnki. jjuese. 2013. 03. 039
- [10] 高波, 王晓勇. 基于 SINMAP 模型的延安市滑坡危险性区划[J]. *水土保持通报*, 2019, **39**(3): 211 – 216. [GAO Bo, WANG Xiaoyong. Risk zoning of landslide based on SINMAP model in Yan'an city [J]. *Bulletin of Soil and Water Conservation*, 2019, **39**(3): 211 – 216] DOI: 10.13961/j. cnki. stbctb. 2019. 03. 035
- [11] 李艳杰, 唐亚明, 邓亚虹, 等. 降雨型浅层黄土滑坡危险性评价与区划——以山西柳林县为例[J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2022, **33**(2): 105 – 114. [LI Yanjie, TANG Yaming, DENG Yahong, et al. Hazard assessment of shallow loess landslides induced by rainfall: A case study of Liulin county of Shanxi province [J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2022, **33**(2): 105 – 114] DOI: 10.16031/j. cnki. issn. 1003 – 8035. 2022. 02 – 13
- [12] 刘凡, 邓亚虹, 慕焕东, 等. 基于最大熵-无限边坡模型的降雨诱发浅层黄土滑坡稳定性评价方法研究[J]. *水文地质工程地质*, 2023, **50**(5): 146 – 158. [LIU Fan, DENG Yahong, MU Huandong, et al. A study of the stability evaluation method of rainfall-induced shallow loess landslides based on the Maxent-Sinmap slope model [J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2023, **50**(5): 146 – 158] DOI: 10.16030/j. cnki. issn. 1000 – 3665. 202207050
- [13] FENG Lanqian, GUO Mingming, WANG Wenlong, et al. Comparative analysis of machine learning methods and a physical model for shallow landslide risk modeling [J]. *Sustainability*, 2023, **15**(6): 1 – 18. DOI: 10.3390/su15010006
- [14] 程斌. 晋西黄土高原城镇区域斜坡稳定性评价——以吕梁市临县城区为例[D]. 西安: 西北大学, 2018: 45 – 62. [CHENG Bin. Stability evaluation of urban slopes in Loess Plateau of west Shanxi province—taking the urban of Linxian county as an example [D]. Xi'an: Northwest University, 2018: 45 – 62]
- [15] 杨文璐. 黄土丘陵区滑坡空间分布规律及稳定性评价——以志丹县为例[D]. 西安: 西北大学, 2019: 41 – 62. [YANG Wenlu. The spatial distribution and stability evaluation of landslides in loess hilly region—taking Zhidan county as an example [D]. Xi'an: Northwest University, 2019: 41 – 62]
- [16] 冯兰茜. 黄土塬区沟坡稳定性评估及失稳机制研究——以董志塬为例[D]. 北京: 中国科学院大学, 2023: 21 – 40. [FENG Lanqian. Study on stability assessment and failure mechanism of gully slope in loess tableland: A case study of Dongzhiyuan [D]. Beijing: University of Chinese Academy of Sciences, 2023: 21 – 40]
- [17] 康超. 确定性模型在黄土沟壑区斜坡稳定性预测中的应用[D]. 兰州: 兰州大学, 2010: 26 – 34. [KANG Chao. Application of deterministic model in analysis and prediction of stability in loess gully area [D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2010: 26 – 34]
- [18] ZHUANG Jianqi, PENG Jianbing, WANG Gonghui, et al.



- Prediction of rainfall-induced shallow landslides in the Loess Plateau, Yan'an, China, using the TRIGRS model [J]. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2017, **42** (6): 915 – 927. DOI: 10.1002/esp.4050
- [19] 刘银鹏, 李同录, 胡向阳, 等. 陇东陕甘边界降雨水毁灾情调查与启示[J]. *中国地质灾害与防治学报*, 2022, **33**(3): 77 – 83. [LIU Yinpeng, LI Tonglu, HU Xiangyang, et al. Investigation of water induced damages triggered by rainfall in east Gansu and the implications [J]. *The Chinese Journal of Geological Hazard and Control*, 2022, **33**(3): 77 – 83] DOI: 10.16031/j.cnki.issn.1003 – 8035.2022.03 – 09
- [20] LI Ping, LI Tonglu, VANAPALLI S K. Influence of environmental factors on the wetting front depth: A case study in the Loess Plateau [J]. *Engineering Geology*, 2016, **214**: 1 – 10. DOI: 10.1016/j.enggeo.2016.09.008
- [21] 李同录, 习羽, 侯晓坤. 水致黄土深层滑坡灾变机理[J]. *工程地质学报*, 2018, **26**(5): 1114 – 1120. [LI Tonglu, XI Yu, HOU Xiaokun. Mechanism of surface water infiltration induced deep loess landslide [J]. *Journal of Engineering Geology*, 2018, **26**(5): 1114 – 1120] DOI: 10.13544/j.cnki.jeg.2018176
- [22] ZHANG Changliang, LI Tonglu, LI Ping. Rainfall infiltration in Chinese loess by in situ observation [J]. *Journal of Hydrologic Engineering*, 2014, **19**(9): 06014002 – 1 – 3. DOI: 10.1061/(ASCE)HE.1943 – 5584.0001015
- [23] GREEN W H, AMPT G A. Studies on soil physics: I The flow of air and water through soils [J]. *International Journal of Nonlinear Sciences*, 1911, **4**(7): 1 – 24. DOI: 10.1017/s0021859600001441
- [24] RICHARDS L A. Capillary conduction of liquids through porous mediums [J]. *Journal of Physics*, 1931, **1**: 318 – 333. DOI: 10.1063/1.1745010
- [25] FREDLUND D G, RAHARDJO H. Soil mechanics for unsaturated soils [M]. New York: John Wiley and Sons, 1993: 38 – 63. DOI: 10.1002/9780470172759
- [26] MIYAZAKI T. Water flow in soils [M]. 2nd ed. London, New York: Taylor & Francis, 2006: 21 – 85
- [27] WANG Genlong, LI Tonglu, XING Xianli, et al. Research on loess flow-slides induced by rainfall in July 2013 in Yan'an, NW China [J]. *Environmental Earth Sciences*, 2015, **73** (12): 7933 – 7944. DOI: 10.1007/s12665 – 014 – 3951 – 9

## Two Different Types of Models for Stability Assessment of Rainfall Triggered Shallow Landslides ——Discuss with the paper *Risk Assessment of Shallow Loess Landslides: Taking a Small Watershed of Caijiachuan Farmland in the Loess Region of Western Shanxi of China as an Example*

LI Tonglu<sup>1</sup>, YUAN Sifan<sup>1</sup>, XU Jialong<sup>2</sup>, HU Xiangyang<sup>3</sup>, LI Ping<sup>1</sup>

(1. a. School of Geological Engineering and Geomatics, Xi'an, 710054; b. Observation and Research Station of Water Cycle and Geological Environment for the Chinese Loess Plateau, Ministry of Education, Zhengning, Gansu 745399, Chang'an University, China; 2. Monitoring Center of Shaanxi Province for Water-Soil Conservation and Ecological Environment, Xi'an, 710199, China; 3. PowerChina Northwest Engineering Corporation Limited, Xi'an, 710065, China)

**Abstract:** In the article *Risk Assessment of Shallow Loess Landslides: Taking a Small Watershed of Caijiachuan Farmland in the Loess Region of Western Shanxi of China as an Example*, a SHALSTAB model was used to evaluate the stability of shallow loess landslides triggered by rainfalls. This model combines a rainfall-induced slope hydrological model with an infinite slope stability model, which facilitates the extraction of terrain features in MAPGIS for regional slope stability assessment. In the model it theoretically assumes that the interface between underlying bedrock and loose detritus is a sliding surface; rainfall turns into groundwater in loose material, flowing downslope parallel to the bedrock as an assumed steady flow, with discharge equalized to the rainfall in its upstream. It can be seen that the SHALSTAB model is not suitable for loess slopes. Loess is a thick, unsaturated

soil and there is no impermeable interface similar to a bedrock surface in a slope, nor does it drain underground water parallel to a slope surface. Actually, in a loess slope, rainfall mainly infiltrates downward and forms a wet zone in the profile. In the wet zone, the water is capillary suspended rather than phreatic water, and the pore water pressure is a negative value close to zero. There is no positive pore water pressure on the failure surface in loess slope as it is supposed in SHALSTAB model. Therefore, when selecting a model, it is necessary to carefully consider its applicable conditions.

**Key words:** loess; rainfall; shallow landslide; SHALSTAB model; SINMAP model; Green-Ampt model

(责任编辑 朱颖彦 钟雨倩)