

滑坡基质吸力观测研究

Observation Study of Suction in a Landslide

黄润秋 戚国庆

(成都理工大学地质灾害防治国家专业实验室, 四川 成都, 610059)

[摘 要] 滑坡基质吸力的现场观测, 对于运用非饱和土力学理论研究降雨型滑坡判据至关重要。通过对某滑坡基质吸力观测研究, 作者发现, 滑坡基质吸力在深度上的变化受滑坡体物质组成分带性的影响。与 Sweeney 得到的边坡基质吸力剖面有差异。观察还发现, 滑体非饱和带基质吸力随降雨因素的变化, 在非饱和带的上部与次降雨具有对应关系, 而在非饱和带的中、下部则无明显的对应关系。作者对以上的观察结果进行了分析讨论。

[关键词] 滑坡 非饱和带 基质吸力 观测井

1 引言

降雨是滑坡的主要诱发因素^[1]。依据饱和土力学理论, 降雨入渗使边坡体内潜水面或者饱和带地下水压力升高, 导致边坡稳定性降低, 产生滑坡^[2,3]。

非饱和土力学理论则认为, 处于非饱和状态土体的抗剪强度、应力—应变关系、固结, 以及非饱和土体中的应力分布、地下水渗流等都与基质吸力有关。降雨影响边坡稳定性、诱发滑坡的主要作用机理是: 降雨入渗边坡使得边坡非饱和带土体的基质吸力降低、产生暂态饱和区。而基质吸力的降低, 则使得边坡非饱和带土体的抗剪强度下降, 进而导致边坡稳定性降低, 甚至滑坡^[4,5]。

因此, 正确量测和掌握边坡非饱和带中基质吸力随外界条件的变化, 对于研究降雨型滑坡, 具有重要意义。1982 年, Sweeney 在边坡上开挖了两个混凝土观察井^[5]。在井中不同深度上安置快拔型张力计。对边坡非饱和带的基质吸力进行了历时一年多的观测。1992 年, 中国—加拿大膨胀土合作研究项目在广西南宁市郊的一个缓坡上设立观察井, 用热传导探头测读基质吸力随降雨等气象条件的变化。1994 年, 在新加坡南洋工业大学的校园里也进行了基质吸力的长期监测, 使用的是带负压表的张力计, 其探头直接插入土中 0.5, 1.0 和 1.5m 深, 除观测降雨影响外, 还比较了有无植被的影响。1997 年, 武汉水利电力大学联合长江科学院土

工所、清华大学等有关院校, 在湖北省枣阳市七方镇对膨胀土边坡进行了基质吸力现场测量 [6][7], 观测深度为 2.5~3.5m。历时 1~3 个月。为了研究三峡库区降雨型滑坡的预报判据, 2002 年 4 月, 成都理工大学地质灾害防治国家专业实验室在三峡库区某古滑坡上建立了深达 20m 的观测井, 在井壁上布设了快拔型张力计和振弦式孔隙水压力传感器。对古滑坡体非饱和带的基质吸力、暂态水压力、暂态饱和区进行系统地观测研究。本文仅就现场古滑坡体非饱和带的基质吸力观测成果进行探讨。

1 滑坡体概况及基质吸力现场观测

被观察的滑坡位于长江三峡库区湖北段的长江左岸岸坡上。滑坡平面上呈圈椅状，前后缘高程分别为 60m、340m，滑体长约 600m，宽约 350m，地形坡度约 30°。主滑方向为 SW15°，直指长江，前缘滑舌没入江中约 35 米。长江洪水位高程可接近 90m。水库第一期蓄水水位将至 135m 高程。

滑坡体物质多由碎石土、块石土组成。滑坡形成过程中可能经历过两次滑动，滑坡形成后，在其上又覆盖了一层崩坡积物、残积物，使得滑体在物质及其颗粒组成、渗透特性等方面，沿深度方向上具有分带差异性。依据勘察资料，滑体沿深度方向，从上到下大致可分为五个带：

带：为崩坡积块石夹粉质粘土及坡残积碎块石土，块石为紫红色砂岩，块径 0.5~20cm，土石比 4:6~3:7，孔隙发育，渗透系数 $1.0 \times 10^{-2} \sim 3.33 \times 10^{-3} \text{cm/s}$ ，属强—中等透水层。

带：由碎石土、粉质粘土夹碎块石等组成，碎块石主要为灰绿色灰岩，块径 10~20cm，土石比 6:4~7:3，结构松散—稍密，渗透系数 $1.36 \times 10^{-4} \sim 8.62 \times 10^{-5} \text{cm/s}$ ，属弱透水层。

带：为次滑带，粘土夹碎石，碎石粒径 0.5~3cm。致密，有地下水渗出；

带：为粉砂质粘土夹碎块石，块石为灰绿色砂岩，块径 50~120cm，土石比 7:3~8:2，稍密，渗透系数为 $2.7 \times 10^{-6} \sim 6.2 \times 10^{-8} \text{cm/s}$ ，透水性微弱；

带：为主滑带，碎石土，致密，有地下水渗出。

滑坡体物质为孔隙含水介质，除局部存在上层滞水（如 带、 带）外，在整个滑坡体内无统一的地下水位，为非饱和带。

观测竖井位于滑坡体中部偏右侧，如图 1。井口高程 171.5m，井径 2.5m，井深 20m。

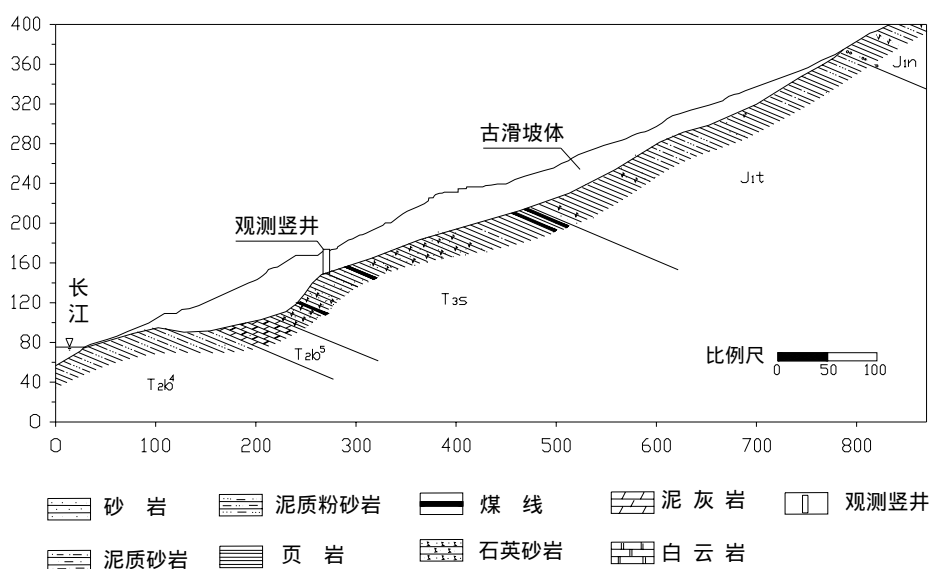


图 1 滑坡地质剖面图

Fig. 1 The geologic section of the landslide

观测竖井贯穿整个非饱和带，依次穿过了滑体的五个分带。其中：井深 0.0~9.2m，为 带；井深 9.2~15.7m，为 带；井深 15.7~15.75m，为次滑带（带）；井深 15.75~19.6m，为 带；井深 19.6~20.0m，为主滑带（带），如图 2 所示。在井壁上沿铅直方向布设了 30 只快拔型张力计和 20 只 VWPD 型振弦式孔隙水压力传感器。快拔型张力计之间间隔为 0.5m~2.0m，用于观测滑坡体非饱和带的基质吸力。孔隙水压力传感器之间间隔为 1.0m，用于观测滑坡体非饱和带在雨季出现的暂态水压力及暂态饱和区。2002 年 10 月开始观测，每日观测一次。

2 基质吸力观测结果及其分析

由竖井观测得到的滑坡基质吸力随井深的变化如图 3 所示。旱季滑体非饱和带最大基质吸力为 12.0kPa，且 、 带的基质吸力值比 带基质吸力值大。沿深度方向上，基质吸力的分布规律为：在 、 、 带均是上、下部基质吸力小，而中部基质吸力大。这与 Sweeney（1982 年）得到的边坡基质吸力剖面有差异^[5]。产生这一现象的原因是滑坡体非饱和带基质吸力的大小不仅受滑体含水量的影响，而且还受滑体的结构、颗粒组成（颗粒级配）及土体中有机质含量的影响，是这些因素共同作用的结果。

非饱和土体中的基质吸力大小与水的表面张力和孔隙半径有如下关系^[5]，

$$(u_a - u_w) = \frac{2T_s}{R_s}$$

(1)

式中： $(u_a - u_w)$ 为基质吸力； T_s 为水的表面张力； R_s 为弯液面的曲率半径，相当于土中孔隙半径。

由公式（1）可知，土中的孔隙半径越小，则基质吸力的值就越大。而土体的孔隙半径是由土体的颗粒成分决定的^[3]。土体颗粒越小，粘粒含量越多，级配越好，则孔隙半径就越小。因而，基质吸力就越高。

非饱和土基质吸力还与土体含水量有关^[5]，基质吸力与土体含水量的经验关系公式为，

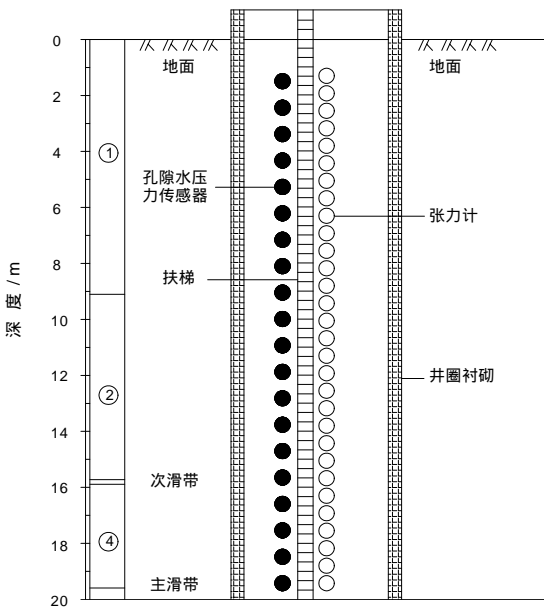


图 2 基质吸力观察井结构

Fig.2 The structure of the observation well of suction

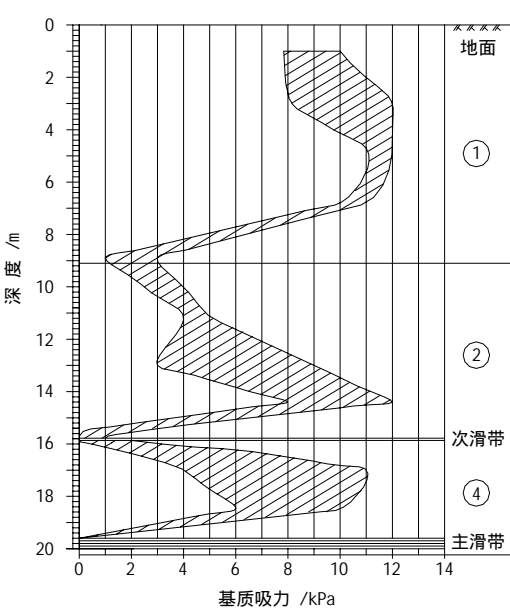


图 3 滑坡不同深度处的基质吸力

Fig.3 Suction at different depth in the landslide

$$(u_a - u_w) = \frac{(u_a - u_w)_r}{\left[\frac{(u_a - u_w)_r}{(u_a - u_w)_b} \right]^{\frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r}}} \quad (2)$$

其中：\$(u_a - u_w)_r\$ 为残余含水量 \$\theta_r\$ 所对应的基质吸力；\$(u_a - u_w)_b\$ 为土的进气值；\$(u_a - u_w)\$ 为非饱和土基质吸力；\$\theta\$ 为体积含水量；\$\theta_s\$ 为饱和体积含水量。公式 (2) 显示：当非饱和土体含水量由残余含水量 \$\theta_r\$ 增加到饱和含水量 \$\theta_s\$ 时，基质吸力 \$(u_a - u_w)\$ 便由 \$(u_a - u_w)_r\$ 降低到 \$(u_a - u_w)_b\$。也就是说，非饱和土体中含水量增加，基质吸力将降低。

在观测竖井中，从上到下的 、 、 带，土体颗粒由粗变细，粉砂质粘土含量增高；而天然含水率 \$\omega\$ 则由小变大。

在 带上部，由于农作物的根系作用，以及有机质含量较高，使得基质吸力较 带中部小。 带土体颗粒较 带细，在 、 带接触面附近造成含水量相对较高， 带下部、 带上部基质吸力数值变小。

主滑带、次滑带形成相对隔水层，在其上部存在上层滞水，造成附近土体饱和，基质吸力为零。于是出现了 带下部及 带上、下端基质吸力较低的情况（见图 3）。

3 基质吸力随大气降雨的变化

滑坡区属亚热带气候，空气湿润，雨量充沛，多年平均降雨量 1000mm，最大日降雨量 85.5mm。降雨多集中在 6~9 月，其降雨量约占全年降雨量的 70% 左右，降雨连续集中，强度大。

依据 2002 年 10 月 ~ 2003 年 2 月的观测资料，在滑体降雨入渗的过程中，滑体非饱和带物质的基质吸力随着含水量的增加而降低，如图 4。

由图 4 可以看出：

滑体 带上半部，地表以下 0.0 ~ 4.0m 范围内，滑体非饱和带基质吸力的降低与降雨具有对应关系，且

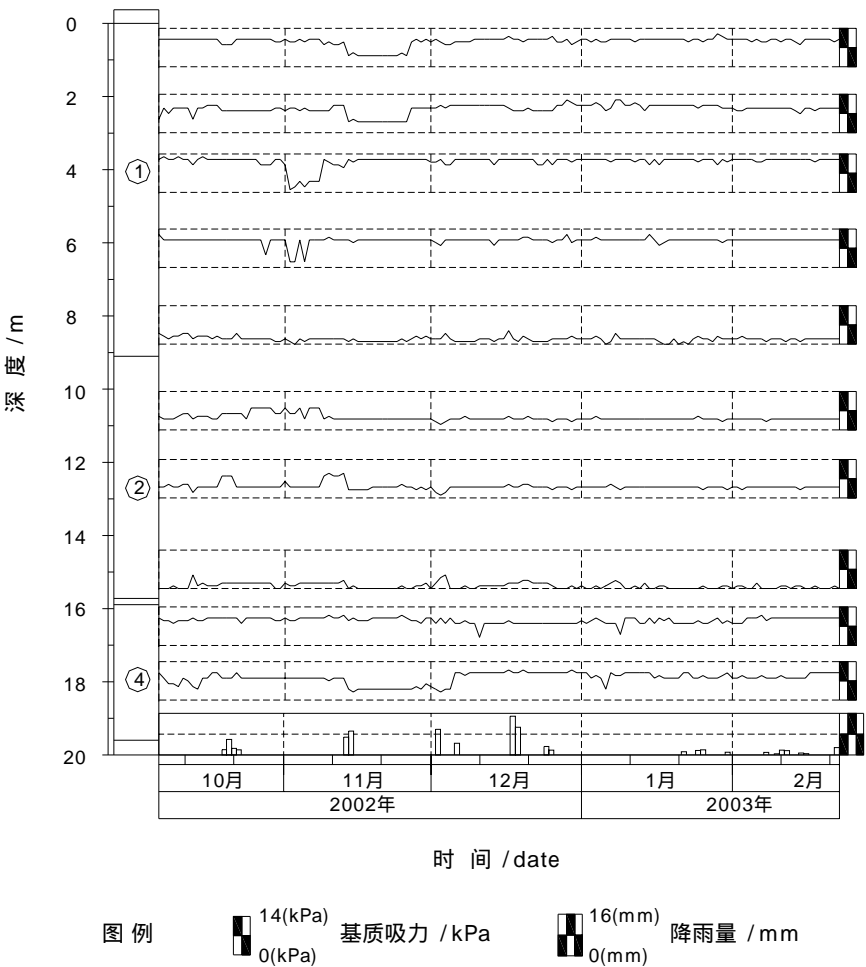


图 4 滑坡不同深度处基质吸力随降雨的变化

Fig.4 The variation of Suction with rainfall at different depth in the landslide

基质吸力降低的滞后时间不超过 1 天。表明在这一范围内, 雨水沿铅直方向向下入渗, 水分的非饱和渗流具有一维特征。

在滑体带下半部, 即地表以下 4.0~9.2m 范围内, 降雨后, 基质吸力出现两次不同幅度的降低。第一次基质吸力降低与降雨具有对应关系, 其滞后降雨的时间为 7~8 天。基质吸力降低的机理与滑体带上半部的基质吸力降低的机理相同; 第二次基质吸力降低是在第一次基质吸力降低的三天以后, 第二次基质吸力降低是由于滑体中水分运移造成的, 水分的非饱和渗流具有三维特征。

滑体带、带中基质吸力的降低, 与降雨的对应关系不明显, 这说明在滑体带、带中, 基质吸力不仅受降雨的影响, 而且还受非饱和带中水气运移的影响。

4 结论

(1) 滑坡体非饱和带中基质吸力沿深度方向上的变化不仅与土体含水量的大小有关, 而且还与滑体的结构和细颗粒土含量、颗粒组成以及有机质含量有关。因此, 实际的滑坡基质吸力剖面也应具有分带特征, 这与 Sweeney (1982 年) 得到的边坡基质吸力剖面不同。

(2) 在旱季, 降雨对滑坡体非饱和带基质吸力的影响, 并非如以往文献研究成果所显示的那样, 基质吸力的变化一定与降雨具有对应关系, 且存在滞后时间。而实际情况是: 在滑坡体的上部(本文滑坡在 0.0~9.2m 深度范围内), 降雨与基质吸力的降低有明显的对应关系; 在滑坡体中、下部(本文滑坡在 9.2~20.0m 深度范围内), 降雨与基质吸力降低的对应关系不明显, 基质吸力的变化是观测井附近降雨下渗与非饱和带中水气运移综合作用的结果。

(3) 快拔型张力计读数直观, 性能较稳定, 操作比较简单, 能用于吸力较低的现场测量。但在长期观测中, 需要经常对张力计储气瓶进行排气, 这给测量带来不便。可以通过研制循环排气装置或以其它液体替代水等方法来解决这一问题。

参考文献

- [1] 孙广忠. 中国典型滑坡 [M]. 北京: 科学出版社, 1998.
- [2] E. Hock, J. w. Bray 著. 卢世宗等译. 岩石边坡工程 [M]. 北京: 冶金工业出版社, 1983, 5.
- [3] 钱家欢, 殷宗泽. 土工原理与计算 [M]. 北京: 中国水利水电出版社, 1996, 5.
- [4] 张有天, 刘中. 降雨过程裂隙网络饱和/非饱和、非恒定渗流分析 [J]. 岩石力学与工程学报, 1997, 16(2): 104~111.
- [5] 弗雷德隆德 D. G, 拉哈尔佐 H. 著. 陈仲颐等译. 非饱和土力学 [M]. 北京: 中国建筑工业出版社. 1997, 8.
- [6] 王钊, 龚壁卫, 包承纲. 鄂北膨胀土坡基质吸力的量测 [J], 岩土工程学报, 2001, 23(1): 64~67.
- [7] 龚壁卫, 包承纲, 刘艳华, 王钊. 膨胀土边坡的现场吸力量测 [J]. 土木工程学报, 1999, 32(1): 9~13.
- [8] 张蔚榛, 地下水与土壤水动力学 [M]. 北京: 中国水利出版社, 1996, 9.