

大渡河中游某古冰水堆积体降雨入渗特征试验研究

赵石力¹, 何源远²

(1. 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;

2. 广东省水利电力勘测设计研究院重庆分院, 重庆 401147)

摘要:以大渡河中游某古冰水堆积体为例,通过原位渗透试验实际测得该土体渗透系数,并进行现场降雨试验,针对堆积体内部体积含水率、孔隙水压力和基质吸力的变化,对其入渗特征规律展开了较为深入地分析。实测数据结果表明:该地冰水堆积体实际入渗系数 $K = 2.39 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$;降雨在该堆积体中的入渗影响深度不足4 m且雨水下渗存在明显的滞后效应;小雨、中雨、大雨的影响深度分别为0.6 m、1.4 m、2.9 m。研究成果可为该地区工程边坡施工治理提供参考和借鉴。

关键词:冰水堆积体;入渗过程;颗粒分析;现场试验

中图分类号: TU411.4

文献标识码: A

文章编号: 1672—1144(2020)04—0185—07

Experimental Study on Rainfall Infiltration Characteristics of an Ancient Ice Water Accumulation Body in Dadu River

ZHAO Shili¹, HE Yuanyuan²

(1. State Key Laboratory of Geo-hazard Prevention and Geo-environment Protection, Chengdu University of Technology, Chengdu, Sichuan 610059, China;

2. Guangdong Hydropower Planning & Design Institute Chongqing Branch, Chongqing 401147, China)

Abstract: Taking an ancient ice water deposit body in the middle of Dadu river as an example, the hydraulic conductivity of the soil was measured through in-situ infiltration test and rainfall test. The infiltration characteristics and laws were deeply analyzed in view of the changes of volume moisture content, pore water pressure and matric suction in the accumulation body. The measured data show that: the hydraulic conductivity of the region is roughly about $K = 2.39 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$; the infiltration depth of rainfall in the accumulation is less than 4m and it exist a significant hysteresis effect during the rainfall infiltration; the influence depths of light rain, moderate rain and heavy rain are 0.6 m, 1.4 m and 2.9 m respectively. The research results can provide reference for the construction and treatment of engineering slope in this area.

Keywords: ice water accumulation; infiltration process; particle analysis; field test

我国西南地区,山高谷深,地质运动活跃,水流作用明显,经过漫长的地质作用常形成深切河谷,这些深切河谷地区广泛分布着第四纪更新世以来的堆积体滑坡,该类堆积体通常物质成分较为丰富,内部的结构组成也纷繁复杂,在降雨因素的影响之下呈

现出较高的爆发频率及持续性危害的特点,在我国滑坡灾害类型中占有较大比例。

随着国家西部大开发的需要,该地区内大批工程建设项目兴起,这些堆积体复杂的结构和巨大的规模成为了制约工程建设的重要因素^[1-3],而这些

非饱和状态的冰水沉积物所构成的斜坡在降雨及地震等不利条件下极易诱发滑坡失稳^[4-5]。因此开展降雨在这类堆积体中的入渗过程研究具有现实的工程意义。

目前,对于堆积体的研究主要集中在一般的松散堆积体上,对西南地区的冰水堆积体在连续降雨条件下的入渗情况研究的较少。周中等^[6]选取贵州某堆积层边坡进行了人工降雨模拟实验,研究了堆积层滑坡的失稳机理及边坡性状随时间变化的特性。张丁^[7]结合室内试验,考虑渗透时间、含水率、干密度等因素,研究了云南红土的入渗问题;詹良通等^[8]通过对非饱和膨胀土边坡原位监测认为降雨入渗会导致土体的水平应力和竖向应力之比变大,从而近似于理论上极限状态的应力比。张硕等^[9]通过对黄土高填方边坡进行裂缝存在条件暂态非饱和渗流及饱和黄土力学特性分析的基础上,对降雨诱发黄土高填方支挡边坡失稳机理进行了研究。Bishop 等^[10]和 Fredlund 等^[11]分别提出了非饱和土的抗剪强度公式,认为其强度和基质吸力的大小有着密切的关系。Alonso 等^[12]认为降雨入渗的因素包括降雨时间、降雨强度、土壤类型、渗透性,通过极限平衡法分析得出降雨对边坡影响具有滞后性。Li 等^[13]探究了在不同边坡角度的情况下降雨入渗的规律、积水时间,并对稳定和不稳定两种情况下的入渗规律做了探讨。孙萍等^[14]开展了降雨型现场滑坡试验,研究了不同雨强条件下黄土边坡的入渗规律及变形破坏模式。周杨等^[15]针对降雨诱发滑坡失稳破坏机理和演化特征开展了人工降雨条件下的

黄土滑坡室内研究。张景生^[16]以洛川县黄土滑坡为例,通过实地调查和现场钻探分析探讨了长期间断性的水分入渗黄土滑坡的机制。董建军等^[17]基于土质边坡非饱和-饱和渗流模型和 DP5 本构模型进行了非饱和-饱和渗流场和应力场耦合的边坡稳定性数值分析,得出滑坡的破坏从浅层渐近想深层发展。

以往对降雨入渗的研究虽多,但研究重点主要集中于膨胀土和黄土边坡,针对降雨在冰水堆积体中的入渗过程研究甚少。且多数以室内试验为主,试验结果与边坡的实际变形有较大差别,为了客观反映边坡在实际条件下的渗透和变形情况,本文以大渡河支流——流沙河流域内某冰水堆积体为研究对象,基于现场原位渗透试验测得实际渗透系数,并通过现场降雨深入研究堆积体在降雨条件下孔隙水压力、含水率和基质吸力的相关变化情况,旨在探究堆积体边坡的渗透过程和模式,揭示其变形破坏机理。

1 研究区概况

试验场地位于流沙河东侧冰水堆积体前缘,最大厚度超过 100 m,分布高程 700 m ~ 1 500 m。国道 108 从堆积体中部穿过,试验区内蕴藏丰富的水资源,交通便利,取水方便,多年平均降水量为 740.10 mm,降水期主要集中在 7 月—9 月,占全年平均降雨量的 71% 以上,具有量大而集中的特点;年平均蒸发量为 124.26 mm (见表 1),蒸发较为强烈,属于半湿润区。试验区内植被分布茂密,多为乔木和灌木交杂。

表 1 九襄镇多年平均降水量及蒸发量统计表

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
降水量/mm	1.1	5.2	15.2	47.6	72.8	107.1	166.2	148.6	102.8	47.2	14.6	15.0
蒸发量/mm	79.0	90.0	147.6	188.6	172.8	142.9	170.2	154.9	115.6	82.2	75.2	72.1

2 现场试验

2.1 原位渗流试验

运用试坑单环法可确定地下水位以上土体的竖向渗透系数,装置见图 1。试验时在环底填入 2 cm 厚细砂并向环内持续性注水,使水位高度保持为 10 cm。本文采用该方法对冰水堆积体前缘不同位置的 4 个试验点开展渗透试验,根据试验结果绘制出单位时间注入量-时间关系曲线,见图 2。

由图 2 可知,4 个试验点在注水后 0 ~ 60 min 时间段内曲线波动起伏较大,最大单位时间注入量可

达 1.976 L/min,在注水 90 min 后,各点入渗基本进入稳定渗流阶段,图像曲线逐渐趋于稳定。1 号、2 号、3 号点稳定后入渗量相差不大,最终值范围约在 0.23 L/min ~ 0.28 L/min 内,4 号点单位入渗量远大于 1 号 ~ 3 号点,入渗过程中可以发现 10 min ~ 50 min 时间段内,单次入渗量差异起伏比较明显,相差幅度最大可达 1.1 L/min 左右,整个人渗过程到中后期起伏逐渐减小,最终值约为 1.12 L/min,分析认为 4 号试验点底部可能存在较大块石导致土体架空,形成诸多大孔隙,在入渗时提供水流入渗的优先通道,促使入渗初期速度快,渗透系数高。

在本次试验中,根据四个试验点实测数据值,假设渗流过程地下水属于单一流层状态,则基于达西定律,由式(1)估算可得,试验点渗透系数在0.002 4 cm/s左右。

$$K = \frac{17.67Q}{F} \quad (1)$$

式中: K 为渗透系数,cm/s; Q 为单位时间流量,L/min; F 为注水坑底面积,cm²。

涂国祥^[18]在分析了众多冰水堆积体颗粒组成及渗透试验结果,提出冰水堆积体的渗透系数可按下式进行计算:

$$K = 0.5 \frac{C_c}{C_u} e^2 \quad (2)$$

式中: K 为渗透系数,cm/s; C_c 为曲率系数; C_u 为不均匀系数; e 为孔隙比。

根据式(2)计算结果,渗透系数大约为0.00239 cm/s左右,这与式(1)估算结果相差无异。

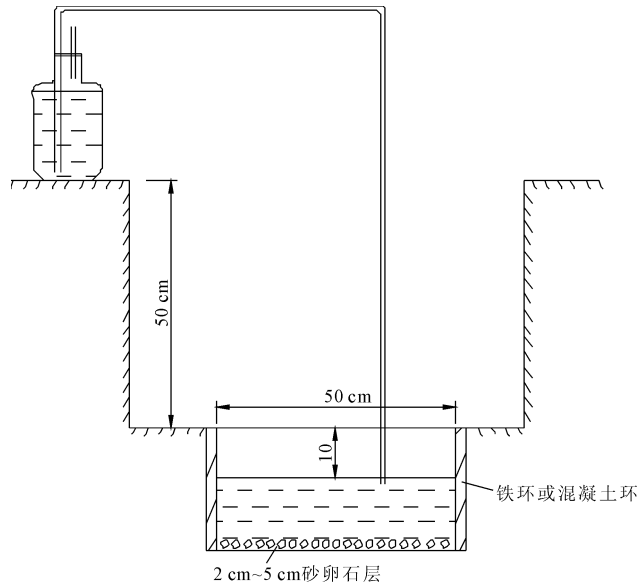


图1 单环法装置示意图

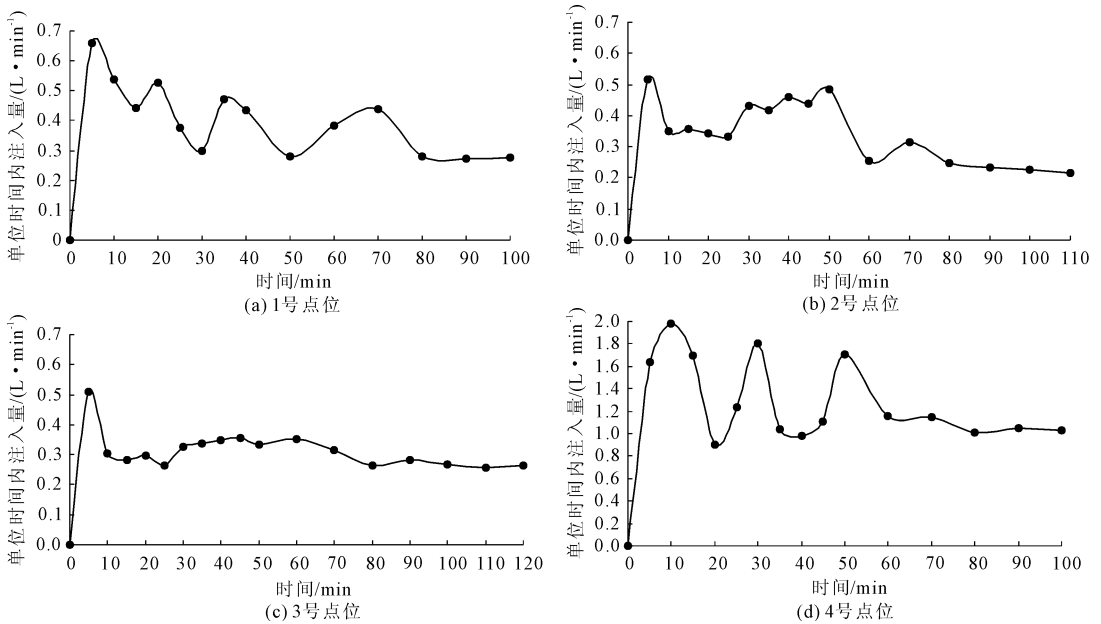


图2 各点单位时间注入量-时间关系曲线

2.2 现场降雨试验

基于现场测得的渗透系数开展现场降雨试验,降雨场地选在渗透试验旁侧,保证土体特性一致。降雨范围如图3、图4所示,为4 m×4 m的平地。试验装置包括水表、控制阀、供水管、增压泵、喷头。试验器材包括孔隙水压力计、含水率传感器、负压计,其具体量测范围及精度见表2。

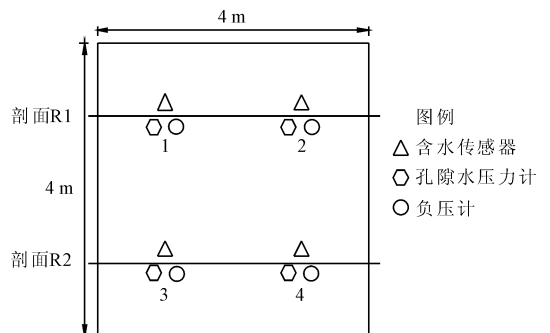


图3 仪器钻孔平面布置图



图 4 降雨现场图

表 2 传感器相关量测参数

仪器名称	传感器编号	量测范围/kPa	精度/%
孔隙水压力计	XB-140	0~60	±1
含水率传感器	JC03-SFJC	0~100	±2
负压式土壤湿度计	NC8X318	0~85	±1

在试验区域内选取剖面 R1 和剖面 R2, 每组剖面仪器埋深分别为 0.3 m、0.6 m、1.0 m、1.4 m、1.9

表 3 试验用土基本参数指标

土样	孔隙率	天然密度 /($10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$)	天然含水率 /%	渗透系数 /($\text{cm} \cdot \text{s}^{-1}$)	细粒含量 /%	砂砾含量 /%	角砾含量 /%
含细粒角砾土	0.3~0.4	2.02~2.15	4.3~5	0.00239	10	22.8	65

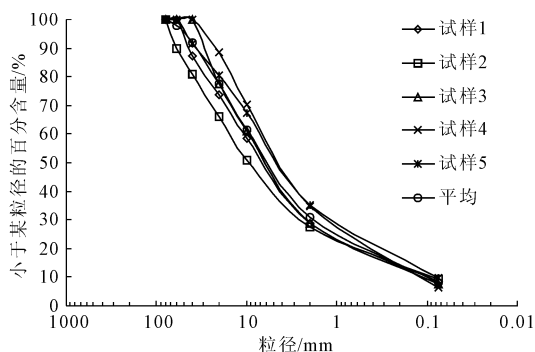


图 5 筛分累积曲线

4 试验结果与分析

4.1 体积含水率变化

图 6 为三次降雨后不同深度体积含水率随时间的变化曲线。距首次降雨(雨强 10 mm/d)后 18 h 40 min, 只有表层 0.3 m 和 0.6 m 处含水率增加, 雨停后 21 h 含水率开始趋于平稳, 0.3 m 和 0.6 m 两处的峰值时刻含水量约为 20.7%。降雨后 20 h 29 min, 实施第二次降雨(雨强 20 mm/d)。雨后 19 h 13 min, 0.3 m 位置测点达到第二次峰值 35.8%, 之后逐渐降低, 稳定后含水率数值约为 26.4% 左右; 0.6 m 深处测点在降雨结束后数值达到约 28.3%,

m、2.4 m、4.0 m, 试验时每个剖面上埋设 2 组孔隙水压力计, 1 组含水率传感器, 1 组张力计, 以监测现场降雨过程中不同深度部位相关参数的变化。

3 试验方案

降雨系统由水源、增压泵、水表、阀门和喷头组成。降雨区域上方加装 4 排降雨管道, 通过阀门和增压泵组合来控制雨强和历时。本次降雨共历时 10 d, 试验设计了小雨(10 mm/d)、中雨(20 mm/d)、大雨(50 mm/d)三种雨型, 三场降雨分别历时 50 min、1 h 45 min、2 h, 降雨后雨水有足够时间充分入渗, 降雨量分别对应为 0.13 m³、0.56 m³、1.6 m³。为了防止雨停后水分流失同时减少蒸发量, 在每次降雨后用塑料膜覆盖土体表层。试验前将场地修整成平地, 不考虑蒸发和地表径流, 只考虑竖向方向上为完全入渗。试验用土基本参数见表 3, 其颗粒级配曲线见图 5。

随后监测值缓慢升高, 前后涨幅约 10.72%, 稳定后含水率数值约在 31.7%。根据监测数值显示, 1 m 深度处数值在第二次降雨历时 44 h 40 min 后才开始增加, 但比 0.3 m 和 0.6 m 处滞后了约 21 h, 不难看出, 随着深度的加大, 雨水的入渗逐渐变缓, 该点首轮峰值时刻数值约为 9.8%, 而 1.4 m 处含水率几乎不变。随着监测数值的逐渐稳定实施第三次降雨(雨强 50 mm/d), 雨停后约 5 h, 0.3 m 和 0.6 m 及 1.4 m 处逐渐达到峰值, 形成短时间内的极高含水率, 峰值时刻含水率范围为 46.7%~48.3%, 达峰值后 19 h, 以上三处点含水率回落降低, 最大跌幅超过 20% (于 0.6 m 处), 同时 1 m 和 1.9 m 两处含水率才开始增加并达到最大值, 约为 26.4%~28.5%, 随后, 1 m 处数值略有回落而 1.9 m 处数值几乎不变, 造成这样的现象分析认为是降雨后上部土体均已润湿, 雨水在土体内部无法长时间滞留, 多余水分继续下渗, 并积攒于该时刻入渗所到达的最低处, 形成较高的含水率。第三次降雨后 71 h, 2.4 m 处的数值出现首轮增大, 表明入渗已基本到达该处位置。整个降雨过程中 4 m 深度无任何波动变化。含水率监测结果表明, 测点响应时间随深度的增大而逐渐滞后, 并且表现为深度越深滞后时间越长, 且变化幅度越小。

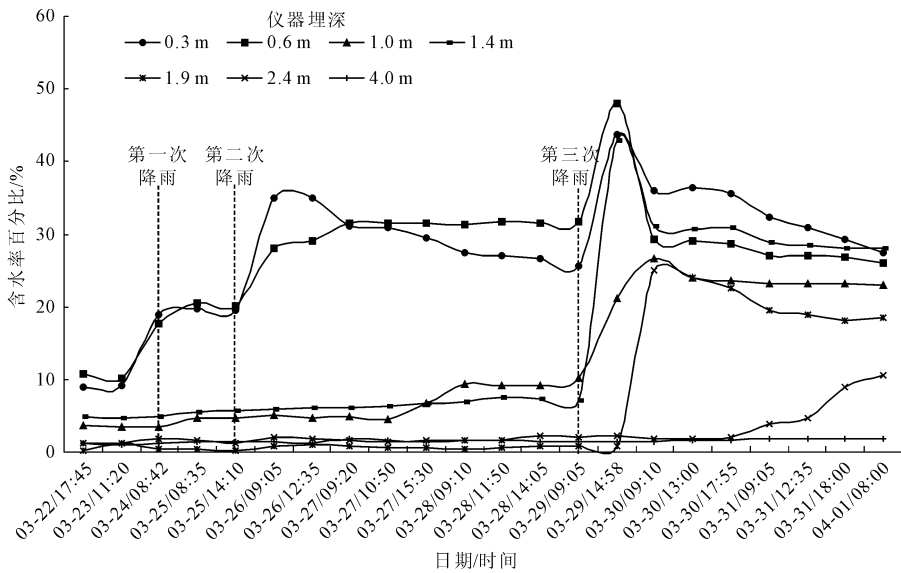


图 6 含水率随时间的变化曲线图

4.2 孔隙水压力变化

图 7 为三次降雨后不同深度土体孔隙水压力随时间变化曲线。首次降雨后(雨强 10 mm/d),0.3 m 和 0.6 m 处立即发生明显的上升,峰值时候数值为 14.8 kPa 和 15.2 kPa,对于 1.0 m 和 1.4 m 处,分别滞后约 21 h 22 min 和 45 h 15 min 开始变化,1.4 m 以下深度则并无响应。第二次降雨后(雨强 20 mm/d),0.3 m、0.6 m、1.4 m 处数值呈阶梯状上升,表层位置峰值可达 21.5 kPa,后续随着雨水下渗数值逐渐回落减小;对于中层位置,在第二次降雨后接收到来自表层雨水下渗的补给作用,数值呈现为缓慢升高,与上层比较而言,1.4 m 处滞后约 22 h 25 min 开始变化,增大到 21.9 kPa 后几乎保持不变,而 1m 处数值响应几乎与表层同时刻变化,峰值时刻数

值为 19.7 kPa。随着第三次降雨进行(雨强 50 mm/d),雨水在土层中依次下渗,历时 3 h 53 min 后,0.3 m、0.6 m、1.0 m 监测点数据发生突增,增长幅度远超前两次降雨,峰值对应分别为 47.6 kPa、36.8 kPa、28.3 kPa;随着表层土体内雨水逐渐下渗,在前三个测点数值达到峰值时,1.4 m、1.9 m、2.4 m 处的孔隙水压力才开始增加,中下层峰值出现时间滞后上层约 23 h,其孔压的峰值分别为 28.3 kPa、17.4 kPa、16.8 kPa。最终 6 个点的孔压值范围稳定在 6.8 kPa ~ 13.2 kPa 之间。在整个降雨过程中,入渗并未到达 4 m 处,其孔压值一直保持不变。三次降雨比较而言,随着雨强逐渐加大,下渗速率逐渐缩短,单位时间内雨水迁移能力加强。

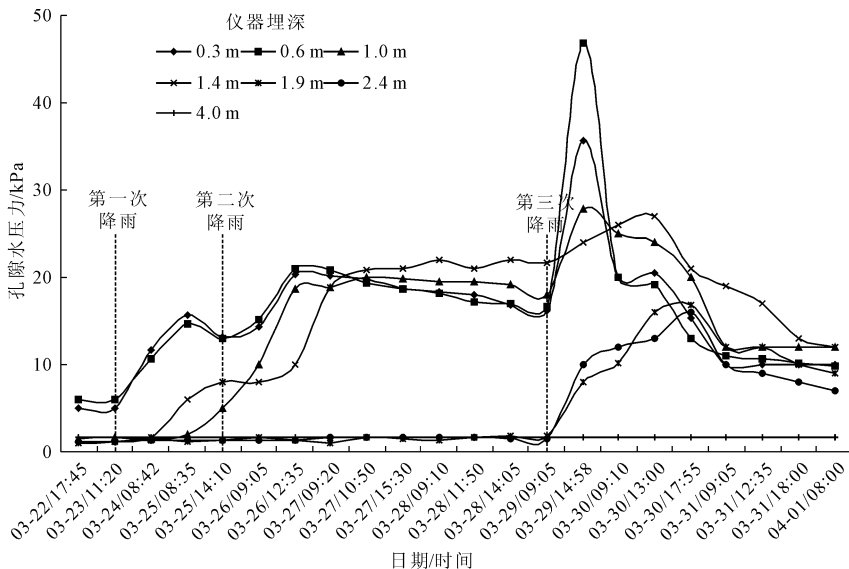


图 7 孔隙水压力随时间的变化曲线图

4.3 基质吸力变化

图 8 为三次降雨后不同深度位置基质吸力随时间的变化情况。第一次降雨后(雨强 10 mm/d), 表层吸力值均有小幅度降低, 波动范围在 3 kPa ~ 5 kPa 之间。随着第二次降雨实施(雨强 20 mm/d), 表层吸力减小更为明显, 0.3 m 处吸力值从 51.3 kPa 减小到 40.5 kPa, 特别是在降雨后 22 h 15 min, 吸力值达到本时段内最低值 32.8 kPa; 0.6 m 处吸力值呈逐渐降低的趋势, 由 49.7 kPa 变化为 40.1 kPa。该降雨时段内中层测点吸力值几乎不变, 维持在 40 kPa 左右, 下部位置只有 2.4 m 处波动较大, 最低值达 22.4 kPa, 且变化趋势和响应时间与 0.6 m 处情况一致, 分析认为可能是雨水下渗过程中土体存在扰动, 致使同侧 0.6 m 和 2.4 m 仪器数值发

生同类型波动状况。距二次降雨后 67 h 实施第三次降雨(雨强 50 mm/d), 此降雨时段内 0.3 m 和 1 m 处变化趋势相同, 呈现为先增大后减小再逐渐回升的趋势, 两处吸力变化过程分别为 43.7 kPa → 10.2 kPa → 19.8 kPa 和 28.3 kPa → 14.4 kPa → 19.7 kPa; 0.6 m 处吸力值表现为先降低后回升, 之后保持不变, 终值时刻吸力值约为 30.8 kPa; 其他 1.4 m、1.9 m、2.4 m 吸力值, 表现为逐级降低, 降低幅度随埋深影响而减小, 终值时刻数值分别为 19.6 kPa、28.6 kPa、22.7 kPa。埋深 4 m 处吸力值在三次降雨过程中未见明显变化, 基本保持在 8.3 kPa 左右, 表明入渗并未到达 4 m 处。总体来看, 基质吸力表现出随降雨强度增加而逐渐减小的特性, 且雨强越大, 吸力值减小的幅度越大, 变化时间越短。

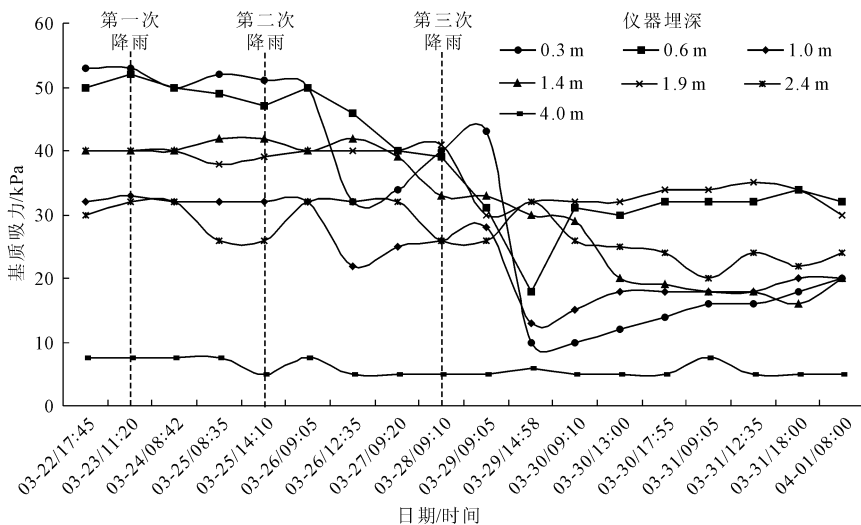


图 8 基质吸力随时间的变化曲线图

5 讨论

结合含水率、基质吸力和孔隙水压力三种数据的变化情况分析, 总结出该堆积体内降雨入渗特征如下:

(1) 含水率: 降雨后, 表层土体不断被雨水浸湿, 短时间内体积含水率迅速升高。随着三次雨强逐渐加大, 测点响应时间明显缩短, 到达峰值的时间随埋深增大而出现不同程度的滞后。前两次降雨入渗基本能到达中下层部位, 其影响深度可达 2.1 m ~ 2.9 m。当第三轮降雨开始时, 土体中的雨水再次接受来自上层雨水的补给作用, 其向下迁移的速度明显加快, 持续时间约 6 h 左右, 随着下渗深度逐渐增大, 速度逐渐变缓, 含水率数值则略有减小。试验监测结果表明, 多次降雨后含水率表现为累进式增

大, 增大程度与雨强呈正相关。

(2) 孔隙水压力: 非饱和状态存在于降雨初期, 此时土体未被雨水润湿。当降雨开始后, 雨水入渗速率大于土体内下渗速率, 导致多余水分累积在土体表层, 使得土体内所产生的孔隙水压力逐渐增大, 由于前两轮降雨强度小, 孔压值减小幅度在 5% ~ 9% 范围内。经历第三次降雨后, 上层多余雨水补给下渗, 雨水下迁能力得到加强, 孔压迅速增大, 中下层土体孔压值随深度而递减, 中后期由于体积含水率逐渐达到饱和状态, 使得下渗能力反而减弱, 孔压略有降低。

(3) 基质吸力: 基质吸力的变化趋势与含水率和孔压相反, 随着水分的向下运移, 含水率和孔压逐渐增加的时刻, 基质吸力却在相应的减小。在雨强为 10 mm/d 和 20 mm/d 时, 基质吸力减小只是存在

于表层土体,其减小幅度不超过5%,当雨强增大为50 mm/d时,尤以0.3 m和1 m处跌幅最大,各自最大跌幅分别可达到76.6%和49.1%,其持续时间达7 h左右,在此期间基质吸力大幅度下降。在三场降雨结束以后,入渗仍然保持下渗,其吸力值会有小范围回升,分析认为数值改变是因为雨水下渗后导致湿润部分进一步扩散,含水程度在这一情况下减小,部分水分被土体吸收,提高了土体内部粘合力从而表现为吸力增大。

现场原位渗透试验测得渗透系数 $K = 2.39 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$,结果表明此类堆积体渗透能力普遍较弱,而现场三种数据监测结果也表明降雨在该堆积体中入渗深度远不足4 m,表明降雨诱发该类堆积体失稳破坏应该只局限于浅表层。可实际情况是,一场强降雨下来后却可以诱发堆积层斜坡出现深层滑坡,实验过程中根据4号点早期渗透波动范围较大的特点,推测该点下部土体可能存在使雨水下渗能力变强的入渗通道(如土骨架架空、裂隙发育),那么是否存在入渗通道使雨水进入堆积体深部从而诱发深层滑坡呢?该问题有待作者进一步研究论证。

6 结 论

本文通过现场试验,研究了大渡河某古冰水堆积体的降雨入渗特征。得到以下结论:

(1) 现场原位渗透试验结果表明,该冰水堆积体渗透系数 $K = 2.39 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ 。

(2) 降雨试验结果表明,该堆积体中入渗影响深度远小于4 m,雨水下渗存在明显的滞后效应,超过1.4 m以后,滞后效应随深度的增加而增加。

(3) 增大雨强可有效提高其雨水入渗深度和下渗效率,小雨(10 mm/d)、中雨(20 mm/d)、大雨(50 mm/d)三种雨强的影响深度分别为0.6 m、1.4 m、2.9 m。

参考文献:

- [1] 黄润秋,向喜琼,巨能攀.我国区域地质灾害评价的现状 & 问题[J].地质通报,2004(11):1078-1082.
- [2] 王如宾,夏瑞,徐卫亚,等.滑坡堆积体降雨入渗过程物理模拟试验研究[J].工程科学与技术,2019,51(4):47-54.
- [3] 涂国祥,黄润秋,邓辉.典型冰水堆积体浪蚀作用下

变形破坏机制研究[J].工程地质学报,2008(5):598-604.

- [4] 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.
- [5] Yun Ki Kim, Seung Rae Lee, M. ASCE2 field infiltration characteristics of natural rainfall in compacted roadside slopes[J]. Journal of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering, 2010,136(1):248-252.
- [6] 周中,傅鹤林,刘宝琛.堆积层边坡人工降雨致滑的原位监测试验研究[J].中国铁道科学,2006,24(9):11-16.
- [7] 张丁.云南红土的入渗特性及土-水特性研究[D].昆明:昆明理工大学,2016.
- [8] 詹良通,吴宏伟,包承纲,等.降雨入渗条件下非饱和膨胀土边坡原位监测[J].岩土力学,2003,24(2):151-158.
- [9] 张硕,裴向军,黄润秋,等.降雨诱发黄土高填方支挡边坡失稳机理研究[J].工程地质学报,2017,25(4):1094-1104.
- [10] Bishop A W, Blight G E. Some aspects of effective stress in saturated and unsaturated soils[J]. Geotechnique, 1963,13(3):177-197.
- [11] Fredlund D G, Morgenstern N R, Widger R A. The shear strength of unsaturated soils [J]. Canadian Geotechnical Journal, 1978,15(3):313-321.
- [12] Alonso E, Gens A, Lioret A, et al. Effect of rain infiltration on the stability of slopes[J]. Unaturated Soils, 1995,1:241-249.
- [13] Li C, Micheal H Y. Green-Ampt infiltration model for sloping surfaces[J]. Water Resources Reseach, 2006, 42(7):1-9.
- [14] 孙萍,王刚,李荣建,等.降雨条件下黄土边坡现场试验研究[J].工程地质学报,2019,27(2):466-476.
- [15] 周扬,刘果果,白兰英,等.降雨诱发黄土边坡失稳室内试验研究[J].武汉大学学报(工学版),2016, 49(6):838-843.
- [16] 张景生.水分长期入渗诱发黄土滑坡的机理研究[J].水利与建筑工程学报,2020,18(2):64-70.
- [17] 董建军,王思萌,杨晓萧,等.基于非饱和-饱和渗流的降雨入渗边坡稳定性分析[J].水利与建筑工程学报,2018,16(6):99-104.
- [18] 涂国祥.西南河谷典型古冰水堆积体工程特性及稳定性研究[D].成都:成都理工大学,2010.