

DOI: 10.11779/CJGE202211010

干旱区土遗址掏蚀区土盐渍劣化与风蚀损耗效应(III): 毛细过程

崔 凯^{1,2}, 赵晓铮¹, 朱鸣基¹, 谌文武², 韩文峰²

(1. 兰州理工大学西部土木工程防灾减灾教育部工程研究中心, 甘肃 兰州 730050; 2. 兰州大学西部灾害与环境力学教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000)

摘要: 毛细过程是干旱区土遗址底部掏蚀区发生盐渍劣化效应的主要途径, 同时也是其发生风蚀损耗效应的重要前提。通过对3处典型的土遗址开展全年四季正常天气、降雨和降雪条件下地基和掏蚀区含水率变化的实时监测数据分析, 发现降雨(雪)天气是掏蚀区毛细过程的诱发因素, 并结合室内掏蚀区毛细模拟试验, 表明地基土塑限值是掏蚀区发生毛细过程临界条件。依托15处干旱地区不同时代土遗址掏蚀区的取样与模拟试验结果, 在充分考虑其毛细过程特征的基础上, 通过引入毛细吸水率、蒸发速率等变量建立了毛细水上升最大高度理论计算模型, 模型计算结果表明当误差修正系数 $\varepsilon=0.9$ 时, 其绝对误差均小于1 cm。研究结果为干旱区土遗址掏蚀病害的发育机理研究与防治提供了重要的理论支撑与参考。

关键词: 掏蚀区; 毛细过程; 诱发因素; 临界条件; 高度模型

中图分类号: TU411 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-4548(2022)11-2043-09

作者简介: 崔 凯(1980—), 男, 教授, 博士生导师, 从事西部地区岩土体劣化破坏过程与机理的研究工作。E-mail: 65226683@qq.com。

Effects of salinized deterioration and aeolian ullage on soils in undercutting areas of earthen ruins in arid regions (III): capillary process

CUI Kai^{1,2}, ZHAO Xiao-zheng¹, ZHU Ming-ji¹, CHEN Wen-wu², HAN Wen-feng²

(1. Key Laboratory of Disaster Prevention and Mitigation in Civil Engineering of Gansu Province, Lanzhou University of Technology, Lanzhou 730050, China; 2. Key Laboratory of Mechanics on Disaster and Environment in Western China (Lanzhou University), Ministry of Education, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The capillary process is the main way of salinized deterioration effect and the important premise of aeolian ullage effect in undercutting areas at the bottom of earthen ruins in arid regions. By analyzing the real-time monitoring data of changes in the moisture content in the ground and undercutting areas at three typical earthen sites under normal weather in four seasons, rainfall and snow conditions, it is found that the rainfall (snow) weather is the inducing factor for the capillary process in the undercutting areas. Combined with the laboratory capillary simulation experiment, it is shown that the plastic limit of soil is the critical condition for the capillary process in the undercutting areas. Then based on the sampling and simulation experimental results of undercutting areas of 15 earthen ruins with different ages in arid regions, a theoretical model for the maximum height of capillary water rise is established by introducing the variables such as capillary water absorption, evaporation rate, etc. The calculated results by the theoretical model show that the absolute errors are less than 1 cm when the error correction coefficient is $\varepsilon=0.9$. The above researches provide important theoretical support and reference for the development mechanism and prevention of diseases in undercutting areas at the bottom of earthen ruins in arid regions.

Key words: undercutting area; capillary process; inducing factor; critical condition; height model

0 引言

底部掏蚀是干旱、半干旱地区土遗址最为常见且最为典型的病害之一^[1-2]。前期的相关研究在提出干旱区土遗址掏蚀区土盐渍劣化与风蚀损耗效应两个底部

掏蚀病害形成和发展过程中的控制性进程的基础上,

基金项目: 国家自然科学基金项目(52068050, 41562015); 教育部长江学者创新团队支持计划项目(2017IRT17-51)

收稿日期: 2021-10-15

定性明确了集中降雨过程中地基和掏蚀区两处土体温度、含水率变化存在的较大的时间梯度差异为盐分通过毛细作用向掏蚀区发生运移和聚集提供了动力和运载媒介。而且相关研究表明^[3-5], 掏蚀区毛细水上升的高度是盐分富集的高度, 盐分富集高度决定了掏蚀区高度, 掏蚀区高度对土遗址的整体稳定性及失稳模式具有显著的控制性作用^[6-8]。然而目前关于诱发因素、临界条件和高度这些有关毛细过程定量关键问题的研究尚罕有报道。

土遗址掏蚀区的水盐运移主要依靠毛细水上升过程完成, 但是传统意义上的毛细水上升是建立在稳定水源的情况下, 毛细水有充分的时间发生上升且达到其最大上升高度, 通过水的表面张力和弯液面曲率半径可以计算出毛细水最大上升高度的理论值。而西北干旱地区由于地下水资源匮乏使得地下水很难为土遗址提供稳定有效的毛细作用环境, 因此降水因素则成为干旱区土遗址毛细水的主要来源渠道。前期研究表明集中式降雨是其最有效且最直接的来源方式, 但集中式降雨引起的掏蚀区毛细水上升过程是在地基含水率急速增长的情况下发生的, 降雨一旦结束, 掏蚀区的毛细上升过程会很快停止, 与传统的毛细上升过程具有显著区别。因而针对土遗址掏蚀区毛细过程问题的特点, 需要从掏蚀区毛细作用的诱发因素、发生临界条件和上升高度问题开展全面而系统的研究, 以期为干旱区土遗址掏蚀病害的防治研究提出科学的理论依据。

综上所述, 通过对分布于极端干旱、干旱和半干旱区的 3 处典型的土遗址进行不同气象条件下的现场监测, 分析对比四季正常气象条件、降雨、降雪条件下土遗址掏蚀区及地基含水率的变化趋势; 在此基础上结合室内毛细运移模拟试验, 阐明掏蚀区毛细过程的诱发因素与临界条件。同时, 依据毛细作用发生时地基与掏蚀区含水率的变化规律, 揭示了掏蚀区毛细过程的特征; 并结合 15 处干旱及半干旱地区不同时代土遗址毛细上升高度现场测试数据, 给出并验证了干旱、半干旱地区土遗址掏蚀区毛细上升高度计算模型。

1 不同气象条件下土遗址监测

1.1 监测工作

在长期开展研究的甘肃省永靖县、山丹县和青海省湟中县 3 处典型的明长城夯土遗址天然断面上开展监测(图 1)。监测点布置方案和监测仪器与前期对典型遗址断面集中降雨过程中掏蚀区和地基土体进行实时监测的方案和仪器相同。其中, a_1 , a_2 为遗址两侧掏蚀区测点, 距离地面的高度为 20~40 cm, b_1 , b_2

为遗址两侧地基处测点^[9]。为了确定掏蚀区可能发生毛细过程的诱发因素, 本次研究在集中降雨过程的监测的基础上, 新增加了春分、大暑、秋分、大寒 4 个节气和降雪过程的监测, 并将监测周期延长至 24 h。

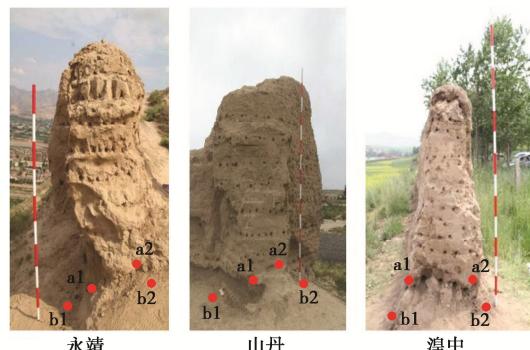


图 1 典型的土遗址监测点

Fig. 1 Monitoring points of typical earthen archaeological site

1.2 监测结果

3 处土遗址在不同气象条件下监测结果如图 2 显示: ①在 4 个季节监测过程中, 3 处土遗址地基含水率均高于掏蚀区含水率; 地基含水率受季节变化的影响较为明显, 秋季达到最高值, 在冬季则处于最低值。②掏蚀区含水率受季节变化的影响较小, 除湟中秋季含水率较高外, 均维持在小于 5% 的低含水状态。③在降雪监测过程中, 只有在 2016 年 3 月 23 日湟中典型遗址地基及掏蚀区含水率均得到大幅度增长; 而在其它降雪时段, 永靖、山丹地区土遗址地基含水率增长幅度较小, 掏蚀区含水率均未出现明显变化。④在降雨监测过程中, 山丹、永靖和湟中地区土遗址分别在 2016 年 8 月 10 日、8 月 22 日和 9 月 5 日出现地基及掏蚀区含水率的大幅度增长现象; 而在 2016 年 8 月 11 日、8 月 21 日和 9 月 6 日的降雨过程中, 3 处土遗址地基含水率出现小幅度上升, 掏蚀区含水率未出现明显变化。

2 毛细过程的诱发因素与临界条件

2.1 诱发因素

土遗址掏蚀区发生毛细水上升过程最为直观的反映是造成掏蚀区含水率的急速增长^[9]。因此, 通过分析四季条件下 3 处遗址掏蚀区含水率的变化趋势可以发现: ①遗址掏蚀区除湟中秋季处于较高含水状态外, 均处于较低的含水状态(含水率<5%), 且全天未出现明显的含水率增长现象, 表明掏蚀区均未发生毛细水上升过程。②反观降雪和降雨过程中 3 处遗址掏蚀区含水率的变化趋势, 发现在 2016 年 3 月 23 日的降雪过程中, 湟中遗址掏蚀区发生了毛细水上升过程,

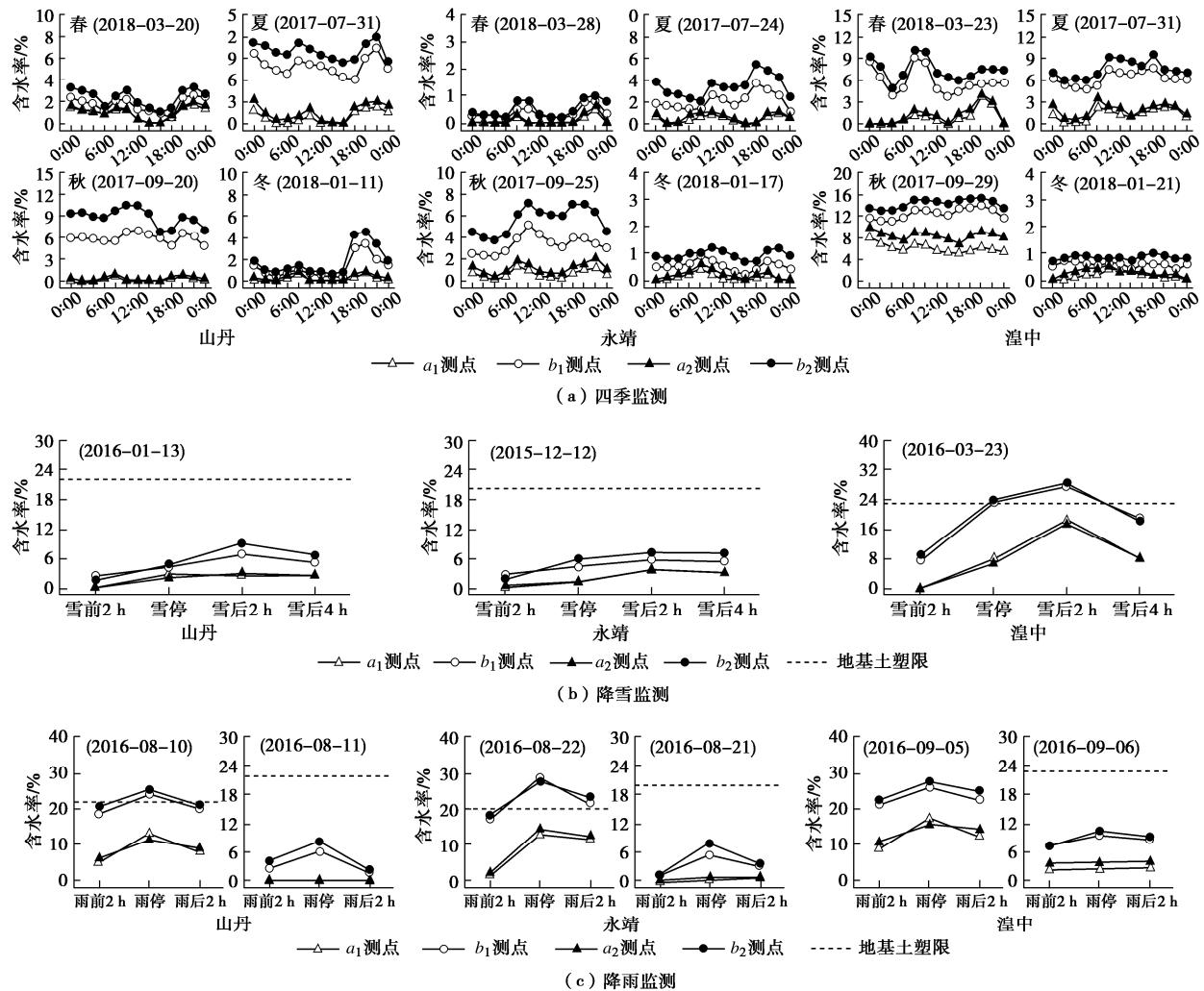


图2 不同气象条件下土遗址掏蚀区与地基含水率监测结果

Fig. 2 Monitored water contents of erosion area of earthen archaeological site and foundation under different meteorological conditions

分别在2016年8月10日、8月22日和9月5日的降雨过程中山丹、永靖和湟中掏蚀区也出现了毛细水上升过程。结合上述两点分析表明:四季正常气象条件下遗址掏蚀区不会出现毛细水上升现象,而在降水条件下,遗址掏蚀区才有可能出现毛细过程。

然而,降雪和降雨过程中3处遗址掏蚀区含水率的变化趋势又反映出一个重要问题,即不是任何一次降水过程都会促使地基中水分通过毛细作用向掏蚀区发生迁移。查阅相关地方台站的监测时段降水量记录表明:2016年3月23日湟中地区日降水量为11.5 mm (暴雪),而2016年1月13日、2015年12月12日山丹与永靖地区日降水量均为1 mm (小雪)。2016年8月10日、8月22日和9月5日山丹、永靖和湟中地区日降水量分别为13 mm (中雨),14 mm (中雨)和11.6 mm (中雨),而2016年8月11日、8月21日和9月6日山丹、永靖和湟中地区日降水量则为2 mm (小雨),1 mm (小雨)和1.2 mm (小雨)。由此可知,当降雪(雨)等级较大时,大量的融(降)

水入渗才会造成地基含水率出现大幅增长,导致地基与掏蚀区之间存在含水率梯度差异,为毛细作用的发生提供了动力条件,使得掏蚀区在毛细水的补给下含水率得到显著增长。而在降雪(雨)等级较小时,地基土含水率虽然出现增长现象,但增长幅度并不明显,且掏蚀区也没有出现毛细水上升过程。可以说明不同等级的降水对掏蚀区是否发生毛细水上升过程存在重要影响,即不同等级的降水使地基达到不同的含水状态。而由此产生的地基与掏蚀区之间的含水率梯度差异程度决定了掏蚀区是否发生毛细水上升过程。

2.2 临界条件

由上述对掏蚀区毛细过程的诱发因素分析可知:地基的含水状态是掏蚀区发生毛细过程的关键,只有当地基含水率达到某一特定值时,掏蚀区才会发生毛细过程。掏蚀区发生毛细过程的前提是地基中存在毛细水,而毛细水属于土体中的自由水,只有当土体中含水率高于其塑限时才会出现^[10]。由此推理可知地基含水率能否达到其塑限值可能就是掏蚀区毛细过程的

临界。

因此,对3处土遗址地基土进行液塑限测试,并将地基土塑限值以虚线形式在图2中表示出来。从图2(b)中可以看出:在监测的降雪过程中,只有2016年3月23日湟中遗址的地基含水率超过其塑限值,掏蚀区出现明显毛细水上升过程。从图2(c)中也可以看出:在监测的降雨过程中,分别是2016年8月10日山丹遗址、8月22日永靖遗址和9月5日湟中遗址的地基含水率超过其塑限值,掏蚀区出现明显毛细水上升过程。以上现象为上述推理提供了充分的定性支撑。

为了进一步验证上述推理的正确性,采用室内模拟试验的方法对掏蚀区毛细过程的临界条件展开研究。通过设定地基土3种不同的含水率(低于塑限、等于塑限、高于塑限),来观测掏蚀区土体含水率的变化过程。试验土样为甘肃省永靖县土遗址地基土及原状土。其中,地基土土体类型为粉土,取样深度为地表10 cm以下,天然含水率为9.3%,塑限为20%,液限为30%。原状土样是掏蚀区附近坍塌坠落的块体,其天然含水率为2.1%,干密度为1.5 g/cm³。试验过程中,首先根据设计的地基土含水率计算出需要加入的水量,并均匀地与烘干的地基土进行拌合,配置成所需含水率的地基土样。将烘干后含水率为0%的原状土切割成圆饼状放置于地基土表面,并确保其充分接触。然后,每隔20 min通过测量遗址土质量计算出其含水率变化。直至土体质量保持稳定,试验结束(160 min)。试验结果如图3,4所示。

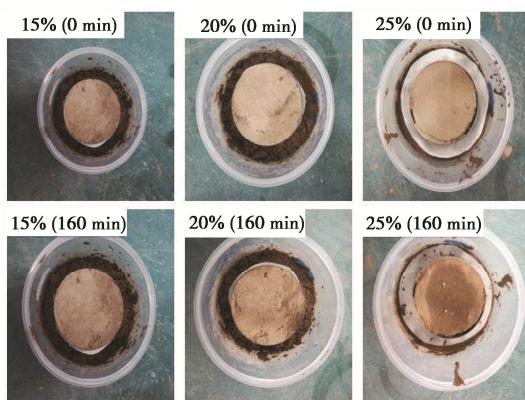


图3 土遗址掏蚀区毛细过程模拟试验

Fig. 3 Simulation experiment on capillary process in undercutting area of earthen ruins

当地基含水率为15%时(低于塑限),原状土块含水率始终保持在0%的状态,没有出现毛细水上升现象;当地基含水率为20%时(等于塑限),原状土块含水率开始出现增长,毛细水开始出现上升现象;当地基含水率为25%时(高于塑限),原状土块含水

率开始大幅度增长,此时毛细现象也愈加明显。

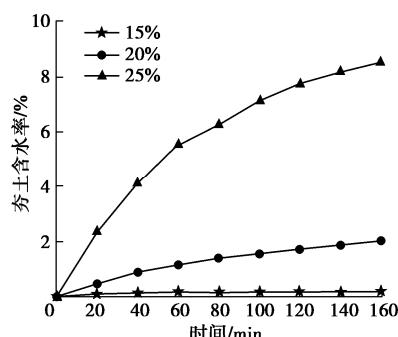


图4 地基土在不同含水状态下掏蚀区含水率变化

Fig. 4 Change of water content of rammed soil under different water content conditions in undercutting area

综合上述对遗址点出现毛细过程时地基和掏蚀区含水率变化情况分析以及室内毛细验证试验结果,不难发现只有当地基含水率超过其塑限时,地基土体中的毛细水才会通过毛细作用向掏蚀区发生运移。因此,在西北干旱、半干旱地区的降水过程中,土遗址地基含水率能否达到其塑限是掏蚀区毛细过程的临界条件,地基土体的塑限值即为阈值。

3 毛细水上升高度研究

相关研究表明,特定的降水过程导致的毛细水上升过程是该区域内土遗址掏蚀区水盐运移的主要途径^[8, 11],且土遗址底部掏蚀区的毛细水上升高度与掏蚀区的发育高度有密切联系,掏蚀区的发育高度又对土遗址的整体稳定性及失稳模式具有重要控制作用^[3-5]。因此,在充分考虑干旱区土遗址毛细过程特殊性的基础上,建立可靠的毛细上升高度模型尤为迫切。

3.1 毛细水上升现场试验与传统理论公式计算

选取15处位于甘肃和宁夏干旱及半干旱地区的不同时代土遗址为研究对象(表1),通过现场注水试验来模拟降雨条件下雨水汇集于遗址根部而产生的毛细水上升现象,并记录其最大上升高度。试验步骤如下:在遗址根部挖一个适当尺寸的试验槽,向试验槽内注水,试验槽与大气连通,在蒸发作用和下渗作用下试验槽内积水阶段性减少。而后往复持续注水,至毛细水上升高度不再发生变化为止(图5),观察记录毛细水上升过程。

同时采集15处土遗址原状土样本,进行室内颗粒分析、密度和相对密度试验。室内外的试验结果表明:15处遗址的最大毛细上升高度分布于0.05~0.15 m;遗址土均属于粉质黏土,有效粒径为 2.2×10^{-6} ~ 8.6×10^{-6} m,孔隙比为0.529~0.861,密度为1.431.74 g/cm³,相对密度为2.47~2.67。

表1 调查区气候特征及遗址土参数
Table 1 Climate characteristics and soil parameters in investigation area

遗址名称	遗址地点	气候特征	含水率 /%	密度 ρ /($\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$)	相对质量密度 G_s	孔隙比 e	有效粒径 $d_{10}/(10^{-6}\text{m})$	海森公式计算高度 H/m	现场实测高度 h/m
雷墩子(汉)	瓜州	极干旱	1.35	1.58	2.65	0.695	5.9	2.44	0.062
老师兔(唐)	瓜州	极干旱	0.95	1.67	2.53	0.529	7.2	2.62	0.080
墩湾(宋)	敦煌	极干旱	1.07	1.74	2.67	0.551	7.7	2.36	0.080
高闸沟(明)	嘉峪关	极干旱	0.75	1.56	2.58	0.654	3.8	4.02	0.075
五截堡(清)	瓜州	极干旱	0.55	1.54	2.53	0.652	2.3	6.67	0.075
南乐堡(汉)	民勤	干旱	1.89	1.54	2.55	0.687	7.4	1.97	0.089
大庙城(唐)	金昌	干旱	1.75	1.46	2.50	0.735	8.6	1.58	0.075
回回城(宋)	金昌	干旱	3.75	1.60	2.65	0.718	6.5	2.14	0.070
镇北堡(明)	银川	干旱	0.35	1.57	2.47	0.579	5.6	3.09	0.125
文一(清)	民勤	干旱	0.89	1.65	2.53	0.547	3.9	4.69	0.128
玉山(汉)	永登	半干旱	3.11	1.49	2.53	0.751	3.0	4.44	0.150
柳州城(唐)	白银	半干旱	3.13	1.43	2.58	0.861	2.2	5.28	0.050
等等(宋)	永登	半干旱	1.89	1.54	2.50	0.653	3.6	4.25	0.085
明长城(明)	永登	半干旱	1.45	1.58	2.62	0.682	3.4	4.31	0.085
满城(清)	永登	半干旱	4.08	1.51	2.67	0.842	3.4	3.49	0.070

关于毛细水最大上升高度的研究, 国内外学者提出过诸多估算公式和测量方法。例如杨-拉普拉斯方程^[12]、含水率试验法^[13]、水分特征曲线法^[14]等。由于土中的孔隙是不规则的, 致使天然土层中的毛细现象比毛细管的情况要复杂得多, 因此现行较为通用的估算公式为海森公式^[15]:

$$H = \frac{c}{d_{10}e}, \quad (1)$$

式中, H 为毛细水最大上升高度 (m), d_{10} 为有效粒径 (m), e 为土的孔隙比, 系数 c 与土粒形状和表面洁净情况有关, 其取值范围为 $1 \times 10^{-5} \sim 5 \times 10^{-5} \text{ m}^2$ 。 c 取最小值时, 依据海森公式计算得到 15 处遗址毛细水最大上升高度。比较现场实测高度与海森公式计算高度, 发现毛细水最大上升高度的理论计算值均远高于现场实测值, 且没有明显的规律。



图5 土遗址毛细过程现场试验

Fig. 5 Field tests on capillary process in earthen ruins

3.2 掏蚀区毛细过程的特征

鉴于上述现场实测毛细水上升高度与经典理论计算高度之间存在的显著差异性, 发现传统的毛细水上升高度计算模型不适用于土遗址掏蚀区毛细上升高度

的计算。究其原因是由于传统毛细水上升高度计算模型是基于有稳定水源存在的前提条件下建立的, 而上述对掏蚀区毛细过程的诱发因素和临界条件的研究表明特定的降水过程是导致干旱及半干旱地区土遗址掏蚀区毛细水上升过程的主要途径, 并且这种特定的降水过程具有集中而短暂、蒸发强烈的特点, 这就决定了土遗址掏蚀区毛细过程有别于基于稳定水源条件下的毛细过程。根据 3 处典型遗址掏蚀区发生毛细过程中掏蚀区和地基含水率变化的监测结果和 15 处干旱和半干旱以及极干旱地区不同时代土遗址的现场注水试验结果, 可以抽象概括出降水引起的掏蚀区毛细过程的基本特征(图 6)。

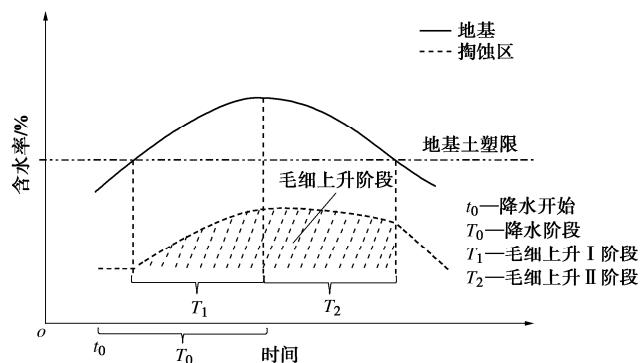


图6 掏蚀区毛细过程特征

Fig. 6 Characteristics of capillary process in undercutting area

首先, 在降水阶段 (T_0) 大量的降水入渗至地基致其含水率出现持续增长现象, 当地基含水率到达其塑限时, 地基中水分开始以毛细水的形式持续向掏蚀

区发生运移, 造成掏蚀区含水率开始增长, 掏蚀区进入第一阶段的毛细运移过程 (T_1)。

而后在 T_0 阶段结束后, 掏蚀区的毛细运移过程进入第二阶段 (T_2), 在 T_2 阶段内降水的停止及蒸发作用的增强导致地基含水率出现大幅度减少, 掏蚀区含水率也由此影响出现小幅度降低。但由于地基含水率仍处于塑限值以上, 掏蚀区的毛细运移过程仍会持续一段时间。而当地基含水率降低至地基土塑限值以下时, 掏蚀区毛细过程停止, 在蒸发作用下掏蚀区含水率开始大幅度降低。上述分析表明, T_1 阶段发生在地基含水率持续增长过程的降水阶段, 较大的降水量使得地基中有充足的毛细水向掏蚀区发生毛细上升过程, 保证掏蚀区毛细运移过程的稳定发展, 降水量成为影响 T_1 阶段长短的主要因素。而 T_2 阶段发生在降水结束后, 此时地基中水分没有降水的补充, 蒸发会导致地基含水率迅速降低至塑限值以下, 从而限制了掏蚀区毛细运移过程, 蒸发量则成为影响 T_2 阶段长短的主要因素。以上分析表明: 在降水过程中, 降水量与蒸发量通过干预地基中毛细水量, 进而控制掏蚀区毛细水过程, 最终影响到掏蚀区毛细上升高度。

综上所述, 海森公式不适用于土遗址掏蚀区毛细上升最大高度的计算是由于没有考虑到毛细过程同时受制于降水量和蒸发量的动态变化过程。

3.3 毛细上升高度模型的建立与验证

(1) 模型的建立

事实上, 在西北地区干旱和半干旱以及极干旱气候条件下蒸发作用对土遗址毛细过程的影响是非常显著的。因此, 土遗址掏蚀区毛细水最大上升高度计算模型应该同时定量考虑降水量和蒸发速率动态变化。

将现场注水试验抽象化, 建立底面边长为 1 cm 的微单元模型 (图 7)。根据模型建立条件, 一定量的雨水汇集在注水面上, 并向土中入渗, 使土中含水率高于其塑限值作为毛细现象的诱发因素, 且毛细水上上升过程中水分在有毛细水存在并与外界环境直接接触的区域内蒸发, 形成蒸发面, 其底面边长 $AB=\ell$ 。该模型通过毛细管内水的变化量与毛细上升高度之间的关系转换, 来求解毛细水上升的最大高度。蒸发是西北干旱半干旱地区土遗址失水的唯一途径。因此, 在对土遗址根部毛细现象量化研究时, 引入蒸发速率这一变量。当蒸发速率与吸水速率保持一致时, 土遗址掏蚀区毛细水上上升过程达到动态平衡, 毛细水上上升的高度为最大上升高度。此时土体中存水量 ΔQ 等于总吸水量 QA 与蒸发量 Q_E 之差。其中, Q 为单位面积的累计吸水量 (g/cm^2), A 为土体的底面积 (cm^2)。

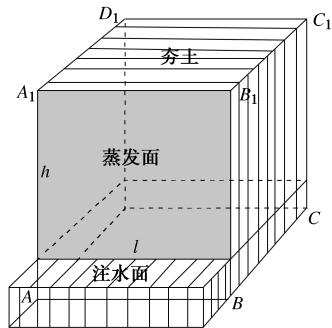


图 7 土遗址毛细上升高度理论计算模型

Fig. 7 Theoretical model for capillary rise height in earthen archaeological sites

毛细吸水过程可近似采用与流体力学相关的基础知识或圆形毛细管理论描述, 其吸水过程与流体力学中的层流运动有较大相似性, 且水分本身的雷诺系数较小, 流速较慢, 水分在毛细管中的流动规律数学表达式可近似满足泊肃叶方程, 其数学表达式为^[16]

$$\left. \begin{aligned} Q &= n\rho_i \sqrt{\frac{rT_s \cos \alpha}{2\eta} t} = S\sqrt{t}, \\ S &= n\rho_i \sqrt{\frac{rT_s \cos \alpha}{2\eta}}, \end{aligned} \right\} \quad (2)$$

式中, Q 为单位面积的累计吸水量 (g/cm^2), n 为孔隙率, ρ_i 为液体的密度 (g/cm^3), r 为孔半径 (cm), T_s 为液体的界面张力 (N/cm), α 为接触角, η 为液体黏滞系数 (Ns/cm^2), t 为吸水时间 (s), S 为毛细吸水率 ($\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{1/2})$)。

蒸发量 Q_E 可以用下式表达:

$$Q_E = \int_0^t \ell h E dx, \quad (3)$$

式中, h 为毛细水上上升高度 (cm), E 为蒸发速率 ($\text{g}/(\text{cm}^2 \cdot \text{s})$)。

假设蒸发不影响遗址土的毛细吸水率, 联立式(2), (3) 可得

$$\Delta Q = Q \cdot A - Q_E = A \cdot S\sqrt{t} - \int_0^t \ell h E dx. \quad (4)$$

若注水面上的水源是持续供给的, 那么, 在存水量 ΔQ 达到最大值时, 毛细水上升的高度也将达到最大值。当土体达到饱和状态时, 毛细水上上升的最大高度为

$$A \cdot n \cdot h_{\max} \rho_w = \Delta Q_{\max} \Rightarrow h_{\max} = \frac{\Delta Q_{\max}}{A \cdot n \cdot \rho_w}, \quad (5)$$

式中, n 为孔隙率, ρ_w 为水的密度。

另一方面, 土体中毛细水上上升高度理论值, 可采用 Lucas-Washburn 方程^[17]确定

$$\left. \begin{aligned} h &= k\sqrt{t}, \\ k &= \sqrt{\frac{rT_s \cos \alpha}{2\eta}}, \end{aligned} \right\} \quad (6)$$

式中, k 为毛细管系数。准确地确定毛管系数 k 是研究的关键。但由于土体孔隙的不均匀性致使空隙半径、接触角等参数难以准确确定, 从而导致毛细管系数 k 难以通过理论计算直接获得^[18], 需要通过间接方法求得。

在一定环境因素作用下, 当毛细过程的水源较为充足时, 土体的蒸发速率也趋于稳定。因此, 假定土体的蒸发速率为定值(平均蒸发速率), 联立式(4), (6) 可得

$$\begin{aligned}\Delta Q &= A \cdot Q - Q_E = A \cdot S\sqrt{t} - \int_0^t \ell h E dx \\ &= A \cdot S\sqrt{t} - \frac{2}{3} \ell \cdot k \cdot E \cdot t^{\frac{3}{2}}.\end{aligned}\quad (7)$$

为了求得 ΔQ 的最大值, 对式(7)求导, 并令 $\Delta Q' = 0$, 可得

$$\begin{aligned}\frac{1}{2} A \cdot S \cdot t^{-\frac{1}{2}} - \ell \cdot k \cdot t^{\frac{1}{2}} \cdot E &= 0 \\ \Rightarrow t &= \frac{A \cdot S}{2 \ell \cdot k \cdot E}.\end{aligned}\quad (8)$$

联立式(7), (8), 可求出存水量 ΔQ 的最大值:

$$\Delta Q_{\max} = \frac{2A \cdot S}{3} \left(\frac{A \cdot S}{2\ell \cdot k \cdot E} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (9)$$

联立式(4), (9), 在毛细水上升过程中, 土体不可能达到饱和状态, 现引入一个与孔隙半径、孔隙率相关的无量纲变量且将变量 $\varepsilon (0 < \varepsilon \leq 1)$ 作为误差修正系数, 对毛细水最大上升高度进行调控。可得

$$h_{\max} = \frac{\Delta Q_{\max}}{\varepsilon \cdot A \cdot n \cdot \rho_w} = \frac{2S}{3\varepsilon \cdot n \cdot \rho_w} \left(\frac{A \cdot S}{2\ell \cdot k \cdot E} \right)^{\frac{1}{2}}. \quad (10)$$

比较式(6), (10), 可得毛细管系数 k 与毛细吸水率 S 的关系:

$$\frac{k}{S} = \frac{2}{3\varepsilon \cdot n \cdot \rho_w}. \quad (11)$$

联立式(10), (11), 由于土体的底面边长 AB 为 1 cm, $\rho_w = 1 \text{ g/cm}^3$, 土体的底面积 A 为单位面积, 进一步整理可得

$$h_{\max} = S \sqrt{\frac{1}{3\varepsilon \cdot n \cdot E}}. \quad (12)$$

(2) 模型相关参数的测定

a) 室内测定遗址土吸水率试验

由于现场注水试验测得的毛细水上升最大高度是通过模拟降雨工况, 在假定水源充足的情况下进行的。所以, 本试验采用一维单面吸水法确定遗址土的吸水率。将遗址土切割成边长为 5 cm 的长方体试块, 并将其烘干。除试验时需要吸水的底面外, 试块其余 5 个面均进行蜡封, 以防止侧面吸水以及蒸发等因素的影响。在盛有水的玻璃器皿中放入透水石, 把试块放在

透水石上浸入水面 2 mm 左右。在吸水试验过程中分别记录不同时刻 t 所对应的试块质量, 直至试块开始产生明显崩解时停止试验。

绘制单位面积的累计吸水量 Q 和 \sqrt{t} 之间关系曲线, 并对测得试验数据进行拟合分析, 求得 15 处遗址土的吸水率(表 2)。

b) 现场实测蒸发速率 E 的试验

遗址土体的蒸发率与当地的温度、风速等环境因素密切相关。因此, 为了测定现场试验过程中土体的蒸发速率, 在现场实测遗址土毛细水上升最大高度的同时, 确定 15 处遗址土的蒸发速率 E (表 2)。将遗址土切割成长方体试块并在毛细作用下使试块表面被水完全浸润, 然后用电子天平称量不同时刻下试块质量的变化, 并计算其平均蒸发速率。

试块蒸发速率 E 表示单位时间内单位面积水的蒸发量:

$$E = \frac{\Delta m}{S_e \cdot \Delta t}, \quad (13)$$

式中, Δm 为试块质量的变化量, 即蒸发的水的质量, S_e 为土样的表面积, Δt 为蒸发作用的时长。

表 2 15 处遗址土的相关计算参数

Table 2 Relevant parameters of 15 earthen archaeological sites

遗址点	毛细吸水率 /(g·cm ⁻² ·s ^{0.5})	蒸发速率 /(g·cm ⁻² ·s ⁻¹)	孔隙率 n
雷墩子	0.03903	4.0184×10^{-5}	0.410
老师兔	0.02241	8.7655×10^{-6}	0.346
墩 湾	0.01774	5.0415×10^{-6}	0.355
高闸沟	0.01812	5.7046×10^{-6}	0.396
五截堡	0.05755	5.8295×10^{-5}	0.395
南乐堡	0.06620	4.8478×10^{-5}	0.407
大庙城	0.00842	1.0571×10^{-6}	0.424
回回城	0.01405	3.8279×10^{-6}	0.418
镇北堡	0.04531	1.4515×10^{-5}	0.367
文 一	0.00838	4.9548×10^{-7}	0.354
玉 山	0.06930	2.0184×10^{-5}	0.429
柳州城	0.07071	1.5835×10^{-4}	0.463
等 等	0.04503	2.7839×10^{-5}	0.395
明长城	0.05034	3.4173×10^{-5}	0.406
满 城	0.01595	4.5743×10^{-6}	0.457

(3) 模型验证

为验证掏蚀区毛细上升高度计算模型的适用性及其精度。将注水试验中土遗址毛细水最大上升高度的实测值与误差修正系数分别为 1.0, 0.9, 0.8 时的理论计算值进行对比分析(表 3)。由表 3 发现, 当误差修正系数 $\varepsilon = 1.0$ 时, 理论计算值均小于现场实测值; 当误差修正系数 $\varepsilon = 0.8$ 时, 理论计算值均大于或等于现场实测值; 当误差修正系数 $\varepsilon = 0.9$ 时, 计算值与实测值基本上吻合。

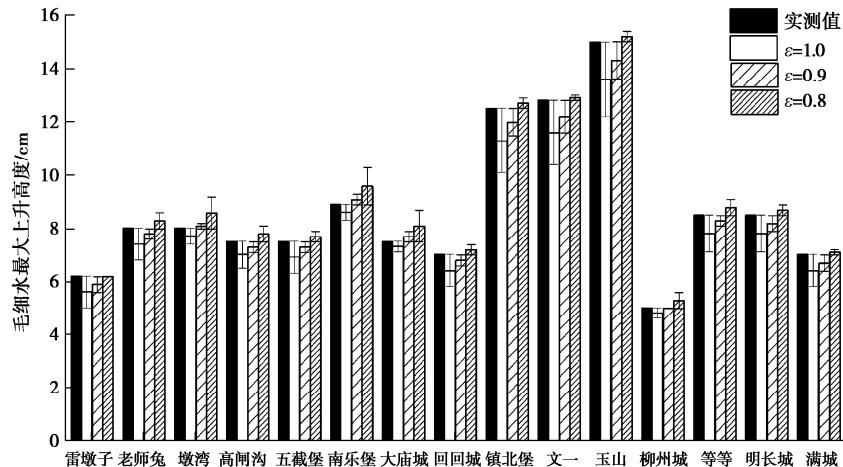


图 8 不同修正条件下现场实测与计算值及误差分析

Fig. 8 Field measured and calculated values and error analysis based on different correction conditions

表 3 不同误差修正条件下现场实测值与理论计算值比对

Table 3 Comparison between measured and calculated values

under different error correction conditions

遗址点	现场实测 高度/cm	理论计算高度/cm		
		$\varepsilon=1.0$	$\varepsilon=0.9$	$\varepsilon=0.8$
雷墩子	6.2	5.6	5.9	6.2
老师兔	8.0	7.4	7.8	8.3
墩湾	8.0	7.7	8.1	8.6
高闸沟	7.5	7.0	7.3	7.8
五截堡	7.5	6.9	7.3	7.7
南乐堡	8.9	8.6	9.1	9.6
大庙城	7.5	7.3	7.7	8.1
回回城	7.0	6.4	6.8	7.2
镇北堡	12.5	11.3	12.0	12.7
文一	12.8	11.6	12.2	12.9
玉山	15.0	13.6	14.3	15.2
柳州城	5.0	4.8	5.0	5.3
等等	8.5	7.8	8.3	8.8
明长城	8.5	7.8	8.2	8.7
满城	7.0	6.4	6.7	7.1

在理论计算过程中发现，尽管遗址土作为多孔介质的建筑材料，其内部结构却十分复杂，但误差修正系数 ε 可以在某种程度上简化其计算过程。由此可见，本文研究的遗址土毛细水最大上升高度的理论计算公式，对研究西北地区土遗址掏蚀区的毛细水最大上升高度具有重要参考意义。

下面通过误差分析进一步研究误差修正系数 ε 对 15 处遗址土毛细水上升最大高度计算值准确性的影响。误差修正系数 ε 分别为 1.0, 0.9, 0.8 时，求出它们绝对误差，对比分析理论计算值与实测值的差异(图 8)。当 $\varepsilon=1.0$ 时，即毛细水最大上升高度以下的遗址土处于饱和状态时，15 处遗址点的绝对误差均为负值，且整体高于 $\varepsilon=0.9$ 及 $\varepsilon=0.8$ 时的计算值；当 $\varepsilon=0.9$ 时，即毛细最大上升高度以下遗址土的饱和度 $S_f=90\%$ 时，其绝对误差均小于 1 cm，表明这一条件下遗址土

掏蚀区毛细上升高度的理论计算值与现场实测值吻合较好。

4 结 论

(1) 基于干旱区 3 处典型遗址在四季正常气象条件及降雨(雪)条件下现场监测，发现四季正常气象条件下无明显毛细现象产生，而当降水过程使地基含水率达到塑限的条件下，掏蚀区才会发生较为明显的毛细上升过。

(2) 通过分析掏蚀区发生毛细上升过程时地基含水率的变化状态，结合室内地基模拟试验，表明了地基土含水率能否达到其塑限是判断掏蚀区发生毛细过程的临界条件。

(3) 在充分考虑土遗址掏蚀区毛细上升过程特征的基础上，引入了遗址土的孔隙率、毛细吸水率、蒸发速率等 3 个变量，建立了毛细水最大上升高度理论计算模型。

(4) 揭示了蒸发条件下毛细管系数与毛细吸水率之间的定量关系为 $k/S = 2/3\varepsilon n \rho_w$ ，从而可通过室内吸水试验预测蒸发条件下遗址土吸水过程水分分布规律及最大上升高度。

(5) 考虑遗址土的结构特点，在毛细水最大上升高度理论计算模型中引入误差修正系数，使理论计算更接近实际。

参 考 文 献：

- [1] 胡 珠. 穹土遗址掏蚀病害发育特征与影响因素研究[D]. 兰州：兰州大学，2014. (HU Wei. Development Characteristics and Influences of Rammed Earthen Sites Basal Sapping Diseases[D]. Lanzhou: Lanzhou University, 2014. (in Chinese))

- [2] 李最雄, 赵林毅, 孙满利. 中国丝绸之路土遗址的病害及PS加固[J]. 岩石力学与工程学报, 2009, **28**(5): 1047 – 1054. (LI Zui-xiong, ZHAO Lin-yi, SUN Man-li. Deterioration of earthen sites and consolidation with PS material along silk road of China[J]. Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering, 2009, **28**(5): 1047 – 1054. (in Chinese))
- [3] ARNOLD A. Rising damp and saline minerals[C]// Proceedings University of Louisville. Louisville, 1982.
- [4] STEIGER M. Distribution of salt mixtures in a sandstone monument: sources, transport and crystallization properties [C]// Protection and conservation of European Cultural Heritage Research Report. Italy, 1996.
- [5] STEIGER M, BEHLEN A, NEUMANN H. Sea salt in historic buildings: deposition, transport and accumulation [C]// Technical Chamber of Greece. Athens, 1997.
- [6] 谌文武, 苏 娜, 杨 光. 风场对半湿润山脊土遗址掏蚀量的影响[J]. 岩土工程学报, 2016, **38**(2): 305 – 310. (CHEN Wen-wu, SU Na, YANG Guang. Effect of wind field on sapping quantity of earthen architecture ruins along ridge of semi-humid areas[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2016, **38**(2): 305 – 310. (in Chinese))
- [7] 张明泉, 马可婧, 刘 灿, 等. 不同掏蚀深度下古城墙的稳定性数值分析[J]. 地震工程学报, 2013, **35**(1): 133 – 138. (ZHANG Ming-quan, MA Ke-jing, LIU Can, et al. Analysis and numerical calculations of stability on ancient city wall under various sapping depths[J]. China Earthquake Engineering Journal, 2013, **35**(1): 133 – 138. (in Chinese))
- [8] 崔 凯, 谌文武, 韩 琳, 等. 干旱区土遗址掏蚀区土盐渍劣化与风蚀损耗效应[J]. 岩土工程学报, 2011, **33**(9): 1412 – 1418. (CUI Kai, CHEN Wen-wu, HAN Lin, et al. Effects of salinized deterioration and aeolian ullage on soils in undercutting area of earthen ruins in arid region[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2011, **33**(9): 1412 – 1418. (in Chinese))
- [9] 崔 凯, 关喜鹏, 谌文武, 等. 干旱区土遗址掏蚀区土盐渍劣化与风蚀损耗效应(II)[J]. 岩土工程学报, 2017, **39**(10): 1777 – 1784. (CUI Kai, GUAN Xi-peng, CHEN Wen-wu, et al. Effects of salinized deterioration and aeolian ullage on soils in undercutting areas of earthen ruins in arid regions(II)[J]. Chinese Journal of Geotechnical Engineering, 2017, **39**(10): 1777 – 1784. (in Chinese))
- [10] 高向阳. 土力学[M]. 北京: 北京大学出版社, 2010. (GAO Xiang-yang. Soil Mechanics[M]. Beijing: Peking University Press, 2010. (in Chinese))
- [11] ZHAO G, REN K B, MA Q W. Research on collapse failure process and mechanism of earthen sites under the action of capillary water[J]. Applied Mechanics and Materials, 2013, **438/439**: 1226 – 1231.
- [12] LU N, WILLIAM J L. 非饱和土力学[M]. 北京: 高等教育出版社, 2012. (LU N, WILLIAM J L. Mechanics of Unsaturated Soils[M]. Beijing: Higher Education Press, 2012. (in Chinese))
- [13] 姜 彬, 韩洪德. 测定毛细管水强烈上升高度方法应用实例[J]. 煤炭工程, 2007(10): 59 – 60. (JIANG Bin, HAN Hong-de. Application examples of determining height of capillary water[J]. Coal Engineering, 2007 (10): 59 – 60. (in Chinese))
- [14] 刘亚磊, 梁 杏, 朱常坤, 等. 采用土壤孔隙表面分形维数预测土壤水分特征曲线[J]. 水文地质工程地质, 2014, **41**(3): 125 – 130. (LIU Ya-lei, LIANG Xing, ZHU Chang-kun, et al. Prediction of soil water retention curve by surface fractal dimensions[J]. Hydrogeology & Engineering Geology, 2014, **41**(3): 125 – 130. (in Chinese))
- [15] 高大钊, 袁聚云. 土质学与土力学[M]. 北京: 人民交通出版社, 2001. (GAO Da-zhao, YUAN Ju-yun. Soil Properties and Soil Mechanics[M]. Beijing: China Communications Press, 2001. (in Chinese)).
- [16] 王 松, 梁建国, 曾小婧. 用吸水法评估砖孔结构的试验研究[J]. 武汉大学学报(工学版), 2015, **48**(3): 383 – 386. (WANG Song, LIANG Jian-guo, ZENG Xiao-jing. Experimental study of evaluating pore structure of bricks with absorption method[J]. Engineering Journal of Wuhan University, 2015, **48**(3): 383 – 386. (in Chinese))
- [17] RAMÍREZ-FLORES J C, BACHMANN J, MARMUR A. Direct determination of contact angles of model soils in comparison with wettability characterization by capillary rise[J]. Journal of Hydrology, 2010, **382**(1/2/3/4): 10 – 19.
- [18] 王新友, 蒋正武, 高相东, 等. 混凝土中水分迁移机理与模型研究评述[J]. 建筑材料学报, 2002, **5**(1): 66 – 71. (WANG Xin-you, JIANG Zheng-wu, GAO Xiang-dong, et al. Review on the mechanism and model of moisture transfer in concrete[J]. Journal of Building Materials, 2002, **5**(1): 66 – 71. (in Chinese))