

季节冻土区含砂低液限黏土冻融过程试验研究

陈新瑞¹, 宋玲¹, 孙雯¹, 陈鹏², 刘沛凯¹, 惠强¹, 李鑫鑫¹, 吴浩¹

(1. 石河子大学水利建筑工程学院, 新疆石河子 832003; 2. 新疆天富能源股份有限公司红山嘴电厂, 新疆石河子 832000)

摘要: 为研究季节冻土区含砂低液限黏土在不同埋深地下水补给时的单向冻融过程, 采用由箱体、制冷/热系统和地下水补给系统等构成的冻融系统装置, 对大尺寸土体模型进行单向冻融试验。试验结果表明: 在冻融过程中, 各土层平面的温度、含水率与冻融量均分布不均匀, 且三者之间相互影响; 在地下水补给下, 土体的冻胀量大于融沉量, 且融沉时长小于冻胀时长; 不同埋深地下水对冻融的影响主要表现在对土体冻前初始含水率的影响, 进而影响温度梯度和冻结锋面的变化, 进一步影响未冻水的迁移、冻胀量和融沉量等发展, 因此, 冻融作用为温度场、水分场和位移场等复杂的多场耦合作用的结果。

关键词: 含砂低液限; 黏土; 地下水补给; 单向冻融; 温度; 含水率; 冻结锋面; 冻融量

中图分类号: TU411.93; TU111.2⁺5

文献标识码: A

文章编号: 1672-643X(2020)02-0225-010

Experimental study on freeze – thaw process of sandy clay with low liquid limit in seasonal frozen soil region

CHEN Xinrui¹, SONG Ling¹, SUN Wen¹, CHEN Peng², LIU Peikai¹, HUI Qiang¹, LI Xinxin¹, WU Hao¹

(1. College of Water & Architectural Engineering, Shihezi University, Shihezi 832003, China; 2. Hongshanzui

Power Plant of Xinjiang Tianfu Energy, Co., Ltd., Shihezi 832000, China)

Abstract: In order to study the unidirectional freeze – thaw process of sandy clay with low liquid limit under groundwater recharge of different depths, the unidirectional freeze – thaw tests on large scale soil mass model were carried out using the freeze – thaw system device consisting of the box, cooling / heating system, groundwater recharge system, etc. The results showed that the temperature, moisture content and freeze – thaw volume of each soil layer plane were not evenly distributed in the freeze – thaw process and counteracted with each other. With groundwater recharge, the amount of frost heaving of the soil was greater than that of the thaw subsidence, and the duration of the latter was shorter than that of the former. The effects of different groundwater depths on the freezing and thawing mainly manifested in their influence on the initial water content before freezing, which in turn affected the temperature gradient and the change of frozen front, and further affected the development of unfrozen water migration, frost heaving volume and thaw subsidence volume. Therefore, the freeze – thaw effect is the result of complex multi-field coupling of temperature field, water field and displacement field.

Key words: sandy clay with low liquid limit; clay; groundwater recharge; unidirectional freeze – thaw; temperature; moisture rate; frozen front; freeze – thaw volume

1 研究背景

我国有占全国总面积 53.5% 的季节冻土区, 由于水利工程附近地基土含水率普遍偏高, 所以在季节冻土区处于浅埋地下水地区的水工构筑物更易发生

冻害破坏^[1-3]。在我国, 位于浅埋地下水地区的水工构筑物分布广泛, 如塔里木灌区等, 当地下水埋深较浅时, 地下水可为地基土的冻胀补给所需水分, 从而加强地基土的冻融作用, 加剧对构筑物的破坏^[4]。随着“中巴经济走廊”、“全面振兴东北地区”和“一带一

收稿日期: 2019-09-19; 修回日期: 2019-11-05

基金项目: 国家自然科学基金项目(51669031)

作者简介: 陈新瑞(1995-), 男, 四川金堂人, 硕士研究生, 主要从事冻土工程研究。

通讯作者: 宋玲(1971-), 女, 河南商丘人, 博士, 教授, 硕士生导师, 主要从事冻土工程研究和教学工作。

路”等战略的逐步深入,我国在多年冻土区和季节冻土区进行了一系列重大工程的建设,开放系统下土体冻害问题将逐渐显现,对我国的土木、交通、水利设施的冻害防护研究提出了新的要求^[2]。

国内外学者针对冻害破坏作用进行了大量研究,其中对于冻胀问题的研究较为深入,对融沉问题的研究从 20 世纪 50—60 年代开始,虽具有较长的历史,但发展仍然落后于冻胀理论^[5-6]。因众多研究人员通过冻融试验研究,得出含水率是影响地基土冻胀的最大因素,因此对开放系统下的冻融循环进行研究,更具有现实意义和价值^[7-10]。近年来,国内外研究人员对开放系统条件下的冻融循环作用进行了理论、室内模型试验、数值模拟和野外观测等试验研究^[11-15]。

1.1 单向冻结研究现状

Beskow^[16]于 1948 年通过试验确定了在开放系统下毛细上升高度(capillary rise height)与土粒大小及地下水位的关系,地下水位愈低,冻胀速率愈小。Kinosita^[10]于 1979 年证明初始地下水位越高,总冻胀量越大。Thomas 等^[14]于 1995 年通过有限元方法得出在开放系统下,土体产生的体积增量是迁移水体积的 1.09 倍。Bronfenbrener^[13]于 2009 年将封闭与开放系统下土体冻结进行对比得出,当其他条件一样时,后者土体冻胀效果比前者大。彭丽云等^[17]于 2009 年对小圆柱试样模型进行开放系统下单向冻胀试验;Sheng 等^[8]于 2014 年和黄继辉等^[18]于 2015 年通过理论分析得出不同地下水水位对冻胀率的影响均大,并总结出了计算冻胀量的经验公式^[12]。胡坤等^[19]于 2011 年对直径 10 cm 的圆柱体黏土土柱进行了开放条件下一维冻胀试验,得出地下水补给下的土体冻胀以外界水分补给形成的分凝冻胀为主导形式。盛岱超等^[11]于 2014 年利用其所建立的冻胀数学模型对不同土的冻胀敏感性进行分析,得出随地下水位的上升,总冻胀量增大,但冰冻深度减小。王永涛等^[2,20]于 2016 年对直径 10 cm 的圆柱体黏土土柱进行了开放条件不同温度梯度的单向冻结试验,揭示了土样在单向冻结过程中冷生构造和含水率等动态发展过程,得出在冻结完成后含水率在已冻区内有所增加、未冻区内有所减小。马宏岩等^[21]于 2016 年对直径 100 mm 的圆柱体黏土土柱试件进行了开放条件下的室内单向冻结研究,得出水分补给越充分,土样冻胀量越大。因此,地下水的补给程度是决定土体冻胀作用的重要影响因素。

1.2 融沉研究现状

从 20 世纪 50 年代起,我国对开放系统下的融沉研究就已开始,一大批研究人员在崔托维奇融化沉降公式的基础上开始研究土体的融化固结性质^[22]。周幼吾、程国栋和朱元林等学者等对融化固结理论和模型进行了大量研究,并取得了一定成果^[23]。童长江、程恩远及陈肖柏等通过室内外试验研究,得出冻土的融沉与含水率密切相关^[24]。张晨等^[25]和陈湘生等^[26]于 1999 年利用自制冻胀离心模拟装置,完成了离心试验研究可靠性的探讨。

综上所述,目前针对开放系统下的黏土冻融全过程的研究较少,并且利用大尺寸模型进行开放系统条件下单向冻融过程研究也较少。在试验研究方面,对于外界水补给的单向冻结试验,以往多采用室内开放系统下的模型试验。基于此,本文以新疆某流域水电站引水渠附近黏土(含砂低液限黏土 CLS)为研究对象,对大尺寸土样模型进行开放系统条件下的室内单向冻融试验,研究其在不同地下水位下的冻结过程及相关冻结特性的变化,为浅埋地下水位下的工业与民用地基基础设计、公路桥涵地基基础设计、渠道工程抗冻胀设计和冻融循环机理等提供理论基础与借鉴。

2 试验系统及方法

2.1 冻融试验系统装置

通过借鉴陈湘生等^[26]、黄英豪等^[27]学者研制的大尺寸土体冻融试验装置,依据相似原理,设计了可在封闭和开放条件下进行土体单向冻融试验的系统装置,利用此装置进行冻融试验。

本冻融试验系统包括:试验箱体、制冷/热系统、地下水补给系统、保温隔热系统、边界温度控制系统、量测系统和供电系统等 7 部分,土体单向冻融试验系统装置如图 1 所示。

2.1.1 试验箱体 试验装置的箱体结构尺寸为 100 cm×50 cm×150 cm(长×宽×高)。在竖直方向上将箱体内部空间划分为 4 层功能区(如图 1(b)所示):第Ⅰ层为自箱底面起 0~20 cm 的地下水潜水模拟层;第Ⅱ层 20~30 cm 为由砂砾石、透水棉和钢性滤网构成的透水边界层,起反滤层作用;第Ⅲ层 30~110 cm 为试验土样层;第Ⅳ层 110~150 cm 为冷/热气体循环流动层。保温隔热系统由箱体内侧 5 cm 厚和外侧 10 cm 厚的 V0 级橡塑保温板构成,以提供良好的保温与隔热性能,保证制冷/热效果。冻融试验前,将该装置进行密封,并利用温度传感器对其保温性能进行

了测定,测定结果如图2所示。

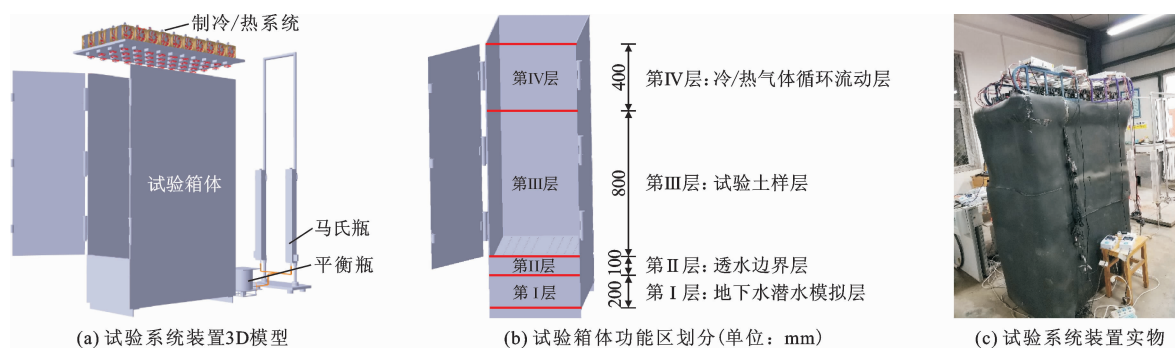


图1 土体单向冻融试验系统装置

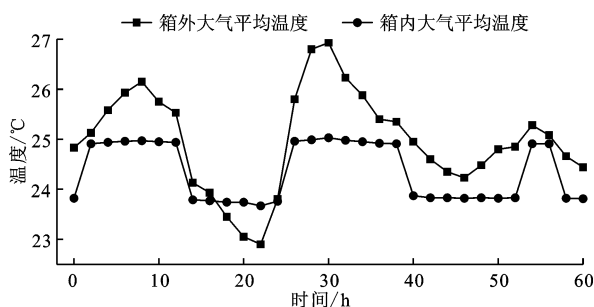


图2 保温隔热系统装置保温性能测定结果

由图2可知,箱体内、外温度变化规律相似,箱外平均温差的最大值为 4.02°C ,而箱内平均温差的最大值为 1.36°C ,箱体内部温度变化不大,说明该装置内部具有较好的保温性能,其受外界温度影响的情况较小,不会对试验结果产生较大影响。

2.1.2 制冷/热系统 制冷/热系统采用半导体(Peltier)制冷/热技术,由40块单块功率为72 W的半导体模块组成冷/热交换面板,冷/热端面的输出温度分别可达 -35°C 和 30°C ,输出功率为2 880 W。冷/热交换面板位于该冻融试验装置箱体的正上方,与试验土体表面平行,热传递方向与箱体侧面平行,可向下方土体不断输送冷/热空气,传递冷/热能,使土体从表层开始受热后再不断地向土体内部产生降温或升温效果,可模拟大气温度变化对地表的作用方式,实现单向冻融目的。

2.1.3 地下水补给系统 地下水补给系统基于虹吸原理,由平衡瓶、接渗瓶和改进型马里奥特瓶(Mariotte bottle)组成。本试验用于模拟的地下水和拌制土样的水均为蒸馏水,以保证试验土体的原始冻胀性。

2.1.4 量测系统的构成 量测系统包括传感器及其配套的数据采集设备;传感器有热敏电阻式温度传感器、FD水分温度监测仪和冻融量测量装置等。

(1)温度量测:采用DLOG的DL50-E8T温度

记录仪进行温度的测量和采集,其测温范围在 $-50\sim 110^{\circ}\text{C}$,测温精度为 $\pm 0.3\sim \pm 0.5^{\circ}\text{C}$ 。

(2)含水率量测:基于FD原理的Insentek ET-100土壤水分温度监测仪,温度测量范围在 $-20\sim 60^{\circ}\text{C}$,测量精度为 $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$;土壤水分(体积含水率)测量范围在干土~水分饱和土,测量精度为 $\pm 2.5\%$ 。

(3)冻融量量测:采用电子百分表,量程 $-50\sim 50\text{ mm}$,精度为 $\pm 0.02\text{ mm}$ 。

2.1.5 量测系统的布置 量测系统的测点布置如图3所示。

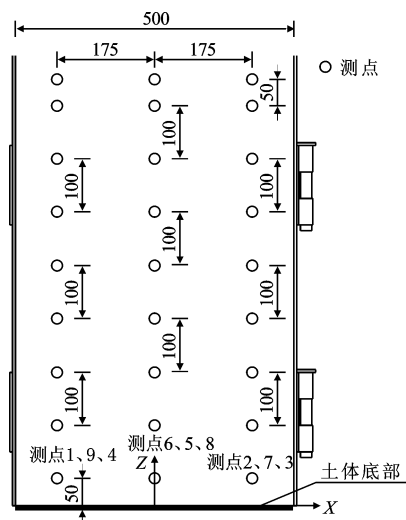


图3 量测系统测点布置正视图(单位:mm)

建立以土体底面为XOY平面,且底面的形心为坐标原点,竖直向上为Z轴的笛卡尔坐标系,将距土体底部的5、15、25、35、45、55、65、75和80 cm的土层面分别定为A、B、C、D、E、F、G、H、I平面。在XOY平面方向,温度传感器布置在图中1($-175, -350$)、2($175, -350$)、3($175, 350$)、4($-175, 350$)、5($0, 0$)、6($0, -350$)、7($175, 0$)、8($0, 350$)、9($-175, 0$)测点处;冻胀/融沉量测量装置布置在1、

2、3、4 测点处;水分传感器布置在 5 测点处。在纵向上,温度和水分传感器分别位于 A、B、C、D、E、F、G、H、I 平面(无水分传感器)上;冻胀/融沉量测量装置位于 I 平面上。温度测点共 81 个、含水率测点共 8 个,冻胀/融沉量测点共 4 个。

2.2 试验土样

2.2.1 土样的基本物理指标 本试验选取新疆某流域水电站引水渠附近冻胀性敏感的粉质黏土作为试验用土,通过水筛法等常规土工试验测得该土质基本物理指标,见表 1。

表 1 试验黏土土样的基本物理性质

粒径组成/%					液限	塑限	塑性指数	最大干密度	最优含水率
2~1mm	1~0.5 mm	0.5~0.25 mm	0.25~ 0.075mm	≤0.075mm	$\omega_L / \%$	$\omega_P / \%$	I_p	$\rho_{d \max} / (g \cdot cm^{-3})$	$\omega_{opt} / \%$
0.33	1.09	1.71	6.65	81.78	30.47	15.68	14.79	1.623	17

根据我国《土工试验规程(SL237-1999)》等相关规范对土的分类,将该重塑土样定名为含砂低液限粘土(CLS),属冻胀敏感性土。

2.2.2 土样制备及装样 试验土体全部采用重塑土样,试验前将土样经风干、碾散、过筛、匀土和分样等处理,按设计质量含水率 17% 加水备样,充分拌匀并闷料一昼夜制备试样。将制备好的土样按分层击实法进行装样,每次装入箱体土层厚度为 10 cm,装样后土体总高度 80 cm,箱内土体干密度为 1.61 g/cm³,质量含水率为 16.67%~16.93%,可能由于人工击实和拌土的不均匀性,致使含水率分布略微

不均匀,但对试验影响不大。

2.3 试验设计方案

为研究试验黏土土样在不同地下水水位补给的情况下单向冻融的过程与特性,探讨土样温度、含水率、冻胀量、融沉量等物理量的变化规律,试验设计分别在地下水埋深为 80 cm(代表深埋地下水)和 40 cm(代表浅埋地下水),将冷/热交换面板端冻结,融沉温度设为 -15℃ 和 +15℃ 且保持恒定,进行单向冻融试验。试验全过程包括:土样物理性质测定、土样制备、装样、水分自然重分布、冻结前进行地下水补给土体和开放条件下土体冻融。

表 2 试验黏土土样室内冻融试验条件

制冷(热)端温度设置/℃		补水条件		设计质量	设计干密度/
冻结	融沉	深埋地下水位 埋深/cm	浅埋地下水位 埋深/cm	含水率/%	(g · cm ⁻³)
-15	+15	80	40	17%	1.623

3 冻结结果与分析

为便于描述,现规定地下水位埋深为 80 和 40 cm 的单向冻融试验简述为埋深 80 cm 和埋深 40 cm。

3.1 温度变化过程

图 4 为地下水位埋深为 80 和 40 cm 下,土样在单向冻结过程中温度随时间的变化。由图 4 可知,土体上部的冷/热气体循环流动层(即箱体第Ⅳ层)的温度均在 30 h 后达到设定的 -15℃ 左右,并保持稳定;地表(Z=80 cm)温度在 24 h 左右稳定在 -10℃ 左右。地下水位埋深 80 cm 其土层 Z=75 cm、Z=65 cm 和 Z=55 cm 到达 0℃ 的时间分别为 4、35 和 80.5 h,冻结持续的总时长为 384 h;地下水位埋深 40 cm 其土层 Z=75 cm、Z=65 cm 和 Z=

55 cm 到达 0℃ 的时间分别为 6.8、76 和 165 h,冻结持续的总时长为 410 h;埋深 80 cm 和埋深 40 cm 冻结深度均为 25 cm。则说明埋深 40 cm 的降温速率小于埋深 80 cm。究其原因是土体冻前初始含水率的不同,直接影响土体的热交换效率,而埋深 40 cm 的含水量明显高于埋深 80 cm。

由图 4 中可知,在 80~45 cm 土层,埋深 80 cm 和埋深 40 cm 的温度梯度随着深度的增加而变小;在 45~0 cm 土层,埋深 80 cm 和埋深 40 cm 的温度梯度均较稳定,但埋深 40 cm 的温度梯度明显较小且更加稳定。与埋深为 80 cm 的相比,埋深 40 cm 由于地下水埋深浅,所以 40~0 cm 内土壤接近饱和,80~40 cm 土壤含水率较埋深 80 cm 的高。究其原因,一方面是由于土层中原有的温度热阻对负温作用效果的

互抵;另一方面是埋深40 cm地下水埋深越浅,则土体的初始含水率越高,水分越多则水相变转换过程中放热作用越强,并与负温作用进行了互抵,从而影响温度的变化速率与温度梯度的大小。

图5为地下水位埋深80 cm和40 cm,土样在冻结过程中不同土层温度为0℃时的三维温度场图。由图5可知,地下水位埋深80 cm的75、65和55 cm土层的平均温度分别在4、35和80.5 h时刻达到0℃,地下水位埋深40 cm的75、65和55 cm土层的平均温度分别在6.8、76和165 h时刻达到0℃。土样75、65和55 cm各土层在不同时刻的温度等值线其疏密度、间距大小和弯曲程度等均有不同的变化,但同一深度土层平面内各测点温差平均值均在

0.6℃以内。并由图4和5可知,对于埋深80 cm,其不同深度土层平面内的测点温度分布规律相同,其各测点温度值的变化趋势从高至低为测点2、6、1、8、7、9、4、5、3;对于埋深40 cm,其不同深度土层平面内的测点温度分布规律相同,其各测点温度值的变化趋势从高至低为测点8、4、7、1、5、9、3、6、2。由以上分析可得出,在单向冻结过程中不同深度土层平面内的温度分布不均,但相同深度土层平面内的温度差相差不大。造成此现象的原因,一是由于土体本身为各向异性的弹塑性体;二是由于人工拌土与击实所造成的二次差异性,致使土体内部储水通道分布的各向异性,使得相同土层含水率分布不均,影响温度的传导。

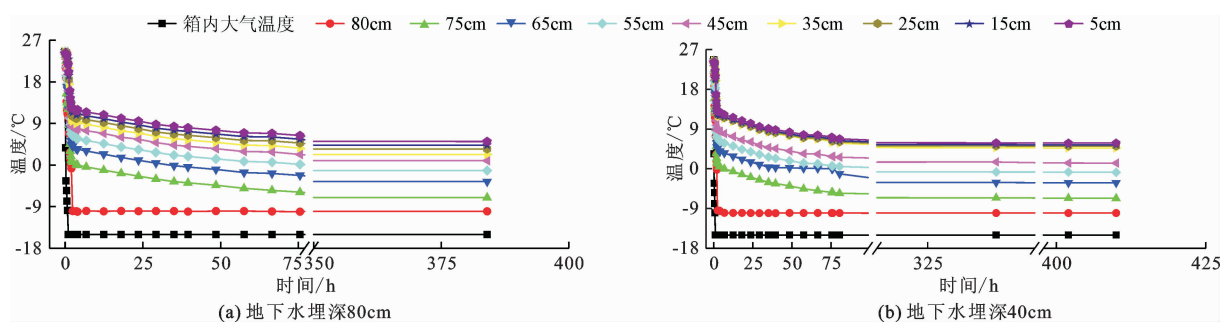


图4 两种地下水位埋深冻结过程中箱体不同高度处温度随时间的变化

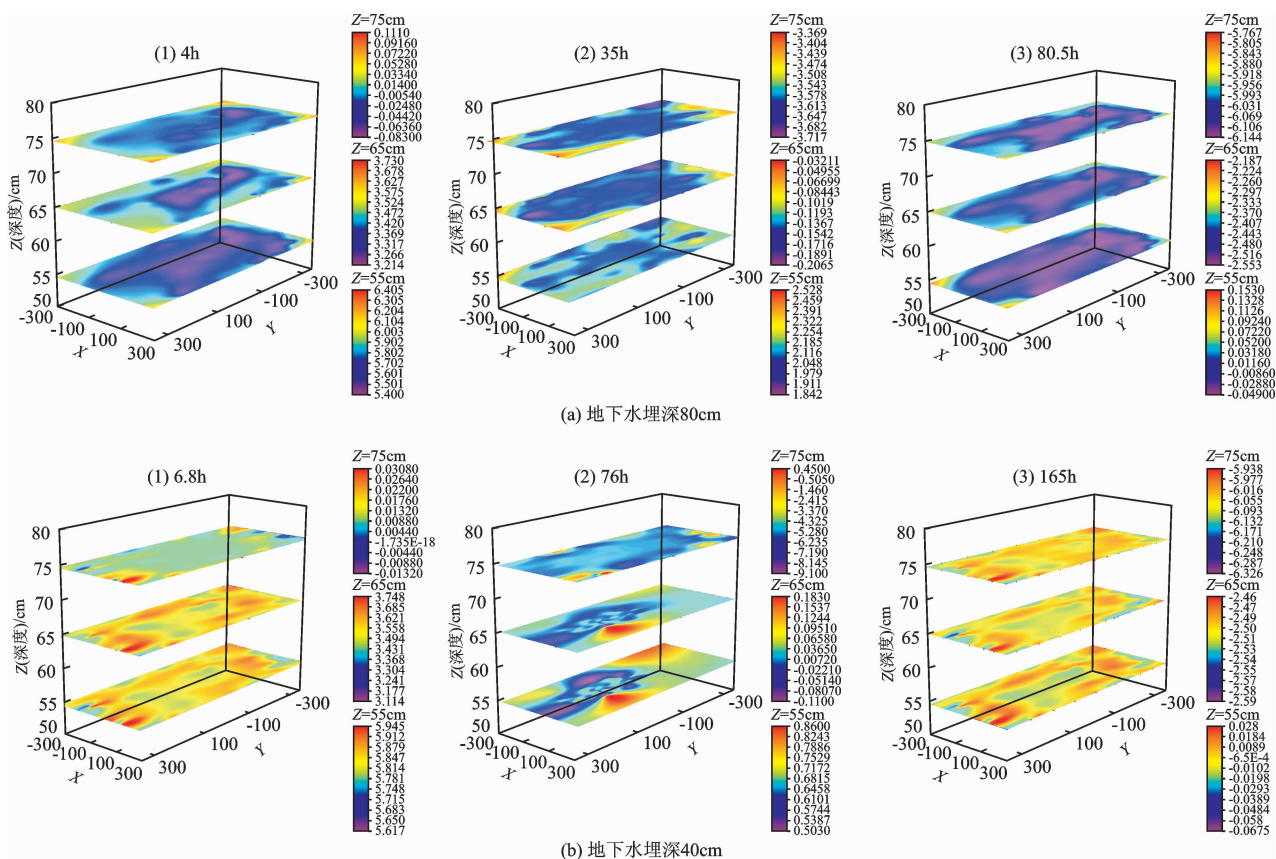


图5 两种地下水位埋深冻结过程中不同土层的温度场

3.2 冻结过程含水率变化

图6为地下水埋深80和40 cm,单向冻结过程中土样含水率的变化。为了真实地模拟自然条件,在装样完成后,让土体中的水分在重力和基质吸力的共同作用下进行了78 h的水分迁移(重分布);之后,在冻结前利用补给系统模拟地下水对土体的补给,分别对埋深80和40 cm的土样进行了96和83 h的恒压补水。其补给结果如图6(a)和6(b)中冻结前含水率变化曲线所示。

由图6可知,可将含水率变化分为快速变化阶段(埋深80 cm:0~80.5 h、埋深40 cm:0~165 h)和缓慢变化阶段(埋深80 cm:80.5~384 h、埋深40 cm:165~410 h)。在快速变化阶段,已冻区的含水量均大于冻前初始含水量,未冻区的含水量均小于冻前初始含水量;但在缓慢变化阶段,已冻区和未冻区的含水量均大于冻前初始含水量。埋深80和40 cm其冻结锋面稳定的时间分别为80.5和165 h,由于在浅埋地下水,土体得到充分的水分补给,其含水率高于深埋地下水土体;含水量越大,其拥有的总体内能越高,对水相变成冰的阻碍作用越大,因而对冻结锋面的迁移阻碍越强,冻结锋面的移动速率越慢,可为水分迁移提供更多的有效时间和空间,所以最终含水量越多。

如图6所示,地下水埋深为80和40 cm时,冻结完成后含水率变化最大的点均位于 $Z=55$ cm(F层)处,也为冻结锋面稳定后到达的最深处(即为冻深最大处),水分在此处大量聚集成冰晶体形成冻结缘区(最暖端厚层冰透镜体构造带)。

比较图6(a)和6(b)可知,冻结完成后,浅埋地下水(埋深40 cm)的已冻区和未冻区的含水率均比埋深80 cm高,且浅埋地下水的未冻区含水率变化不大;埋深40和80 cm含水率最大增长分别为2.26%和1.57%,浅埋地下水增长明显大于深埋地下水增长,由于埋深40 cm的未冻区大部分位于地下水水位以下,土体补给路径缩短,可被充分补给。

3.3 冻结锋面变化过程

如图7所示,分别表示埋深80和40 cm的冻结锋面位置随冻结时间的迁移过程。可见冻结锋面的迁移可分为两个阶段,第1阶段为冻结锋面的快速迁移阶段;第2阶段为冻结锋面稳定不变阶段。由图7可知冻结锋面迁移的两个阶段变化与温度变化保持一致;埋深80和40 cm的第1阶段分别为0~80.5 h和0~165 h;第2阶段分别为80.5~384 h和165~410 h。

对比图7(a)和7(b)可知,埋深80 cm的第1阶段冻结锋面曲线斜率大于埋深40 cm第1阶段曲线斜率,且埋深80 cm的第1阶段持续时间较短,所以埋深80 cm的冻结锋面迁移速率比埋深40 cm快;埋深40 cm的第2阶段持续时间也比埋深80 cm持续时间长。其原因为浅埋地下水初始含水率较高,对水相变的抑制作用较大,从而使得冰透镜体形成较缓,冻结锋面的迁移速率较小;且当冻结锋面稳定后,浅埋地下水为其冻结缘区进行水分补给的通道比深埋地下水的短,所以浅埋地下水对冻结缘区的补给更加充足,至冻胀达到动态稳定。

3.4 冻胀量变化过程

图8(a)、8(b)分别表示地下水埋深为80和40 cm下,土样单向冻结过程中土样冻胀总量的4个测点值随时间变化的发展规律。根据图中冻胀总量变化的曲线形态,不同埋深地下水(80和40 cm)的土样在单向冻结过程中,其冻胀总量的变化曲线可划分为两个阶段,第1阶段为冻胀总量缓慢增长期,第2阶段为冻胀总量拟线性增长期。第1阶段:如图8(a)、8(b)所示,埋深80 cm为0~35 h阶段,埋深40 cm为0~48 h阶段;此阶段冻胀总量曲线斜率很小,说明冻胀速率小,冻胀量的发展较慢。第2阶段:如图8(a)、8(b)所示,埋深80 cm为35~384 h阶段,埋深40 cm为48~410 h阶段;此阶段冻胀总量曲线近似一条直线,其斜率明显大于第1阶段,冻胀速率较大,冻胀量的发展较快。

通过图8(a)、8(b)两图对比可知,埋深80和40 cm的第1阶段和第2阶段冻胀总量曲线斜率平均值分别为0.0122与0.0139和0.0466与0.0466;埋深80 cm的第1阶段持续时间比埋深40 cm的短,第2阶段持续时间也比埋深40 cm的短。可得出,浅埋地下水具有延缓冻胀的作用;且有助于冻胀的持续发展。

由图8可知,对于冻胀量的4个测点1、2、3和4,埋深80 cm的冻胀总量终值分别为15.24、16.47、13.44和13.8 mm,埋深40 cm的冻胀总量终值分别为16.52、14.84、15.34和17.79 mm。将冻胀总量的变化(图8)与冻结过程中温度(图4)、含水率(图6)和冻结锋面(图7)的变化情况进行联合分析,可知冻胀总量测点值从大至小的顺序与其温度值从大至小的顺序保持一致,即埋深80 cm均为 $2>1>4>3$,埋深40 cm均为 $4>1>3>2$;且冻胀量变化的第1阶段和第2阶段与冻结锋面和含水率变化的阶段保持一致,含水率越大,则形成的孔隙冰体积越大,所以在温度

和含水率的共同影响作用下,形成本试验中冻胀总量的增长规律和土样不同测点的不均匀冻胀。

4 融沉结果与分析

4.1 温度变化过程

图9为地下水位埋深为80和40 cm下,土样在冻结完成后进行融沉时温度随时间的变化过程。由图9可知,地下水位埋深分别为80和40 cm时,融沉前期,55~80 cm土层温度上升迅速,温度变化速率大,且温度梯度较大,55~0 cm土层温度上升缓慢,温度变化速率很小,且温度梯度较小;融沉后期,各土层温度最终稳定,直到融沉不再发展。埋深80

cm时,土层 $Z=75$ cm、 $Z=65$ cm和 $Z=55$ cm处到达 0°C 的时间分别为12、21和36 h,融沉持续的总时间为96 h;埋深40 cm时,土层 $Z=75$ cm、 $Z=65$ cm和 $Z=55$ cm到达 0°C 的时间分别为15、26和44 h,融沉持续的总时间为112 h。说明埋深40 cm的升温速率低于埋深80 cm。究其原因是因为温度对融沉的影响主要表现在土体中水分的含量,而埋深40 cm的含水量和含冰量明显多于埋深80 cm。

由图9还可看出,在80~45 cm土层,埋深80和40 cm的温度梯度随着时间的变化很大;在45~0 cm土层,埋深80和40 cm的温度梯度均较稳定,但埋深40 cm的温度梯度明显较小且更加稳定。

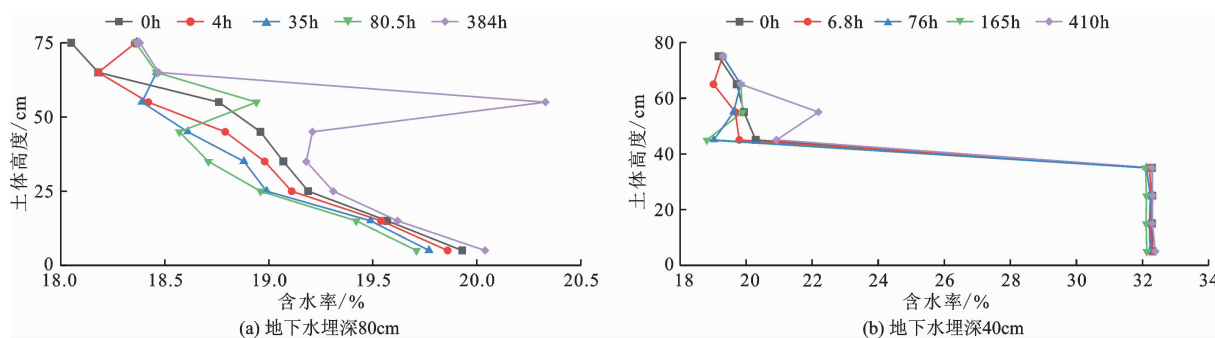


图6 两种地下水埋深土样单向冻结过程中不同冻结时间含水率的变化

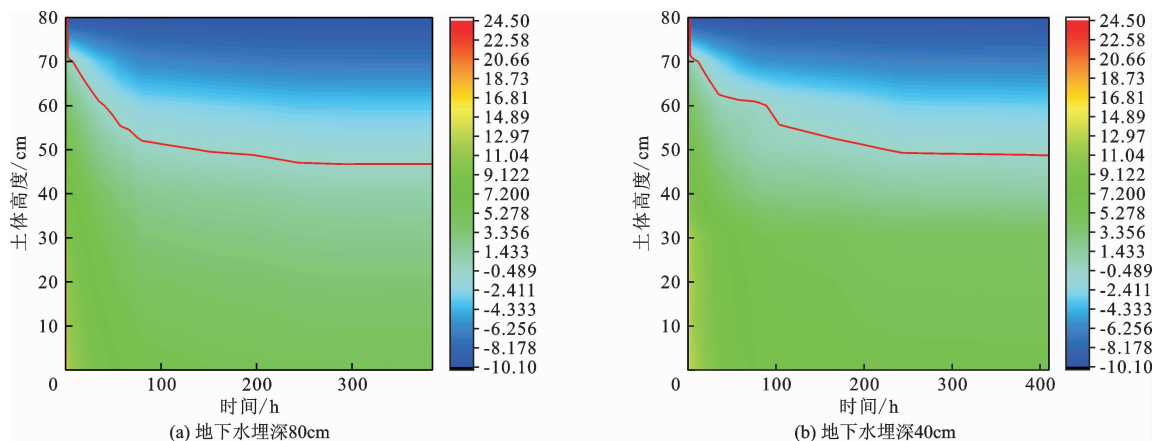


图7 两种地下水埋深冻结锋面位置随冻结时间的迁移过程

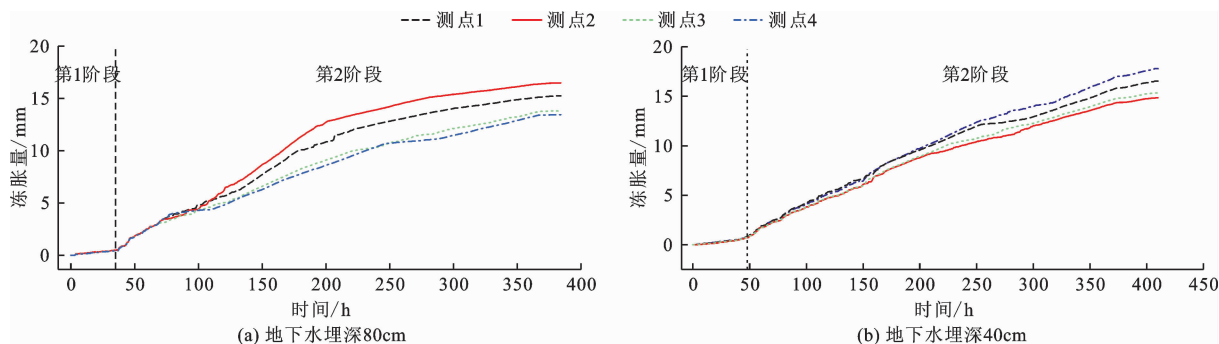


图8 两种地下水埋深土样单向冻结过程中各测点土样冻胀量随时间的变化

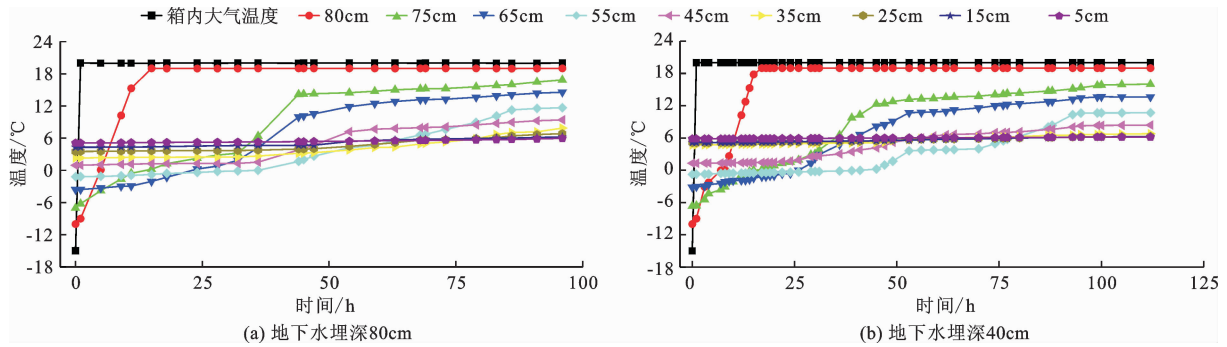


图9 两种地下水位埋深融沉过程中温度随时间的变化

图10为地下水位埋深80和40cm,土样在融沉过程中不同土层的三维温度场图。由图10可知,埋深80cm的75、65和55cm土层的平均温度分别在12、22和36h地下水位埋深时到达 0°C ,埋深40cm的75、65和55cm土层的平均温度分别在15、26和44h达到 0°C ,土样75、65和55cm各土层在不同时刻的温度等值线疏密度、间距大小和弯曲程度等均变化不同,但同一深度土层平面内各测点温差平均值均在 0.5°C 以内。并由图9与10可知,对于埋深80cm,其不同深度土层平面内的测点温度分布规律相同,各测点温度值的变化趋势从高至低分别为测

点8、3、4、6、7、1、9、2、5;对于埋深40cm,其不同深度土层平面内的测点温度分布规律也相同,各测点温度值的变化趋势从高至低分别为测点7、2、8、3、6、1、9、5、4。由上可得出,在融沉过程中不同深度土层平面内的温度分布不均,但相同深度土层平面内的温度差相差不大,与单向冻结过程中温度变化规律相似。造成此现象的原因有3点:(1)土体本身为各向异性的弹塑性体;(2)人工拌土与击实所造成的二次差异性,致使含水率分布略微不均匀;(3)已冻区中的冰晶体等改变了土体原始的均一性,导致土层各点导热系数差别较大。

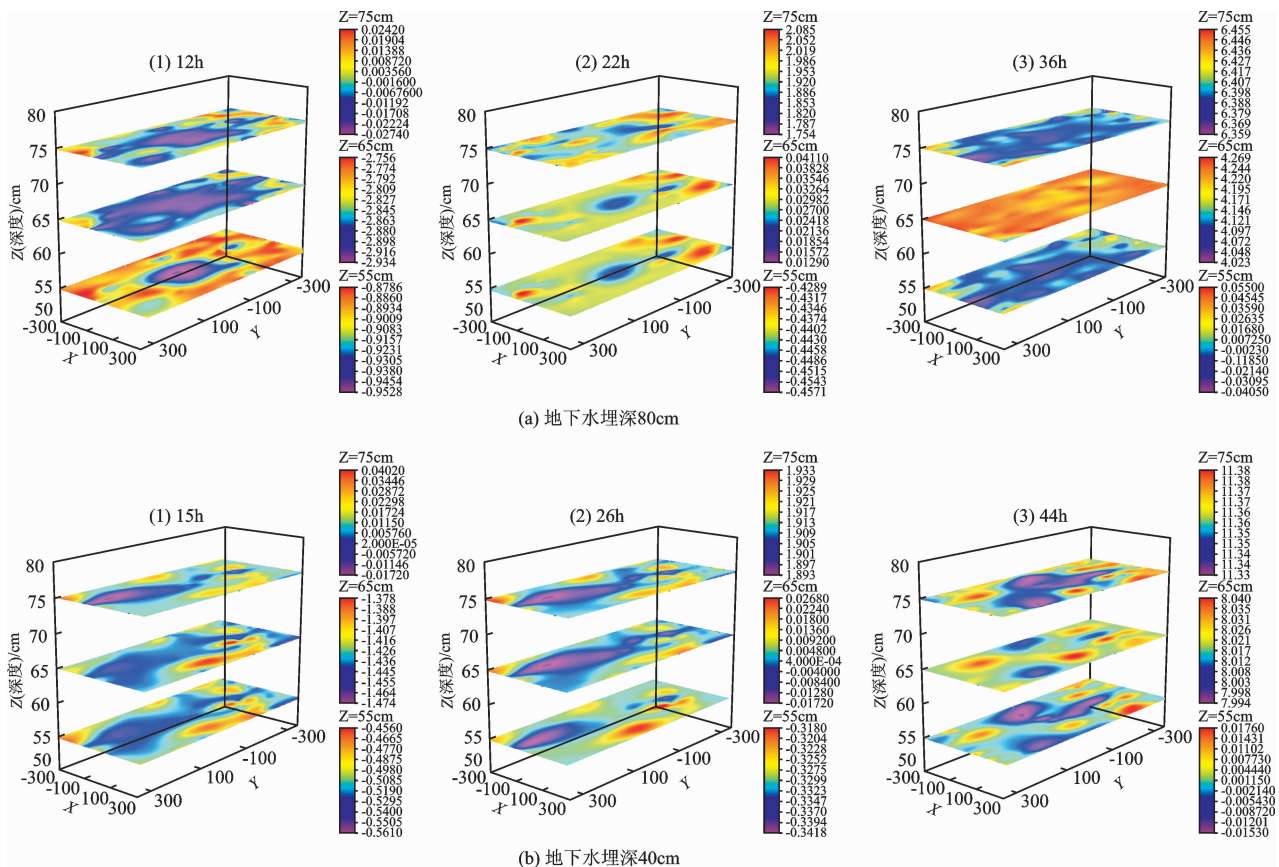
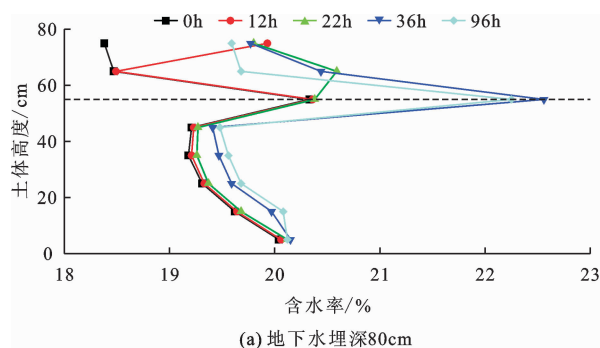


图10 两种地下水位埋深融沉过程中不同土层的温度场

对比图4与9可知,温度在冻结和融沉过程中的变化速率不同,所历经时长也不同,融沉总时长大约占冻结总时长的1/4;在冻结和融沉过程中均表现出距离制冷/热板越近的土层温度变化速率越大且温度梯度越大;地下水埋深越浅,冻结和融沉的时长均越长,即地下水水位对冻结和融沉作用有延缓作用。



4.2 含水率变化过程

图11为地下水位埋深80和40 cm时,土样进行融沉过程中含水率的变化。由图11可知,土体在融沉过程中,已冻区内分凝冰等已冻水随着热流自地表向冻结缘区传递而自上而下融化,因此,含水率自地表至冻结缘区随融沉的不断进行而变化,即土层H、G、F的含水率依次增长。

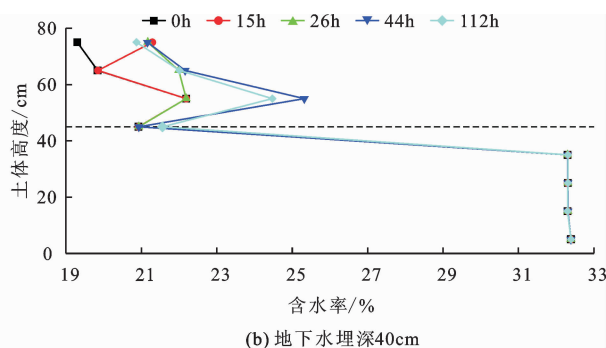


图11 两种地下水位埋深融沉过程中含水率变化

在土体融沉过程中,冰晶体融化后的融化水和地下水在重力、毛细力等作用下,毛细水和薄膜水等进行了向上和向下的水分运移。地下水埋深80 cm,80~55 cm的土体含水率先迅速增长之后向下进行了少量迁移,55~0 cm的土体含水率随着融沉的发展而缓慢增加;地下水埋深40 cm,80~45 cm的土体含水率先迅速增加之后减少,45~0 cm的土体由于位于地下水水位以下,所以其含水率保持不变。如图11所示,地下水埋深为80和40 cm时,融沉完成后含水率变化量最大的点均位于55 cm(F层),即冻结缘区的含水量变化最大。由此可知,已冻区的已冻水融化成为的未冻水在此处聚集。这是由于,由第3.4小节可知,80~55 cm土体为已冻区且土体孔隙内部已有大量冰透镜体形成冷生构造,并在55 cm处形成了厚层冰透镜体构造带(冻结缘构造带为整体构造带),而此构造带为天然的阻隔

带,切断了大部分水分的迁移通道。

对比图11(a)和11(b)可知,融沉完成后,地下水埋深40 cm的各层土体的含水率均大于埋深80 cm,且其未冻区的含水率变化不大;埋深40和80 cm的含水率最大增长分别为2.28%和1.92%,浅埋地下水的增长明显大于深埋地下水的增长。

4.3 融沉量变化过程

图12为地下水埋深80和40 cm下,土体经历单向冻结后,进行自然融解过程中融沉总量的4个测点值随时间的变化过程。根据图中融沉总量变化的曲线形态,不同埋深地下水(80和40 cm)的土样在融解过程中,其融沉总量的变化曲线可划分为3个阶段,第1阶段为融沉预备期,融沉总量为0,第2阶段为融沉总量拟线性增长期,融沉速率较大;第3阶段为融沉总量缓慢增长期,融沉量主要集中在第2阶段。

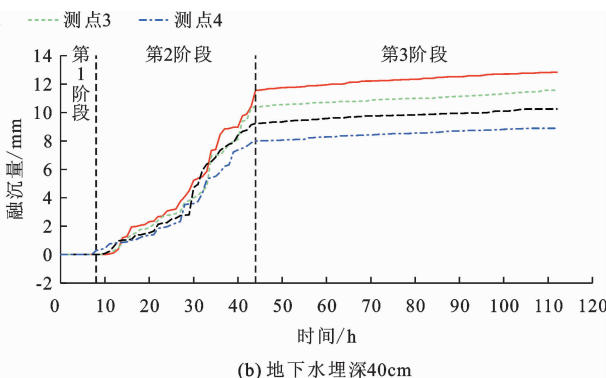
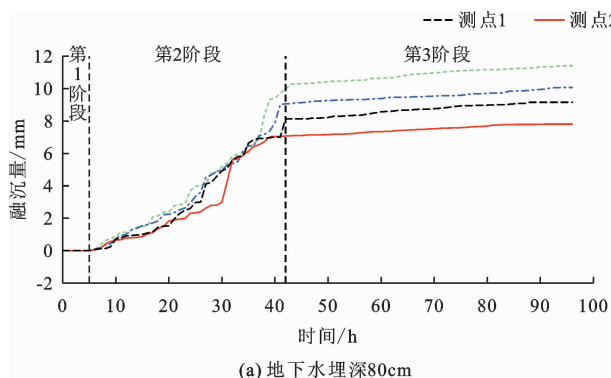


图12 两种地下水位埋深土样自然融解过程中各测点土样融沉量随时间的变化

通过图 12(a)、12(b)两图对比可知,埋深 80 和 40 cm 的第 1 阶段和第 2 阶段融沉总量曲线斜率平均值分别为 0.0122 与 0.0139 和 0.0466 与 0.0466;埋深 40 cm 的第 3 阶段持续时间比埋深 80 cm 的长,埋深 40 cm 和埋深 80 cm 的第 1 阶段和第 2 阶段持续时间接近。则说明,浅埋地下水对冻结土体的融沉作用具有延缓作用;且有助于融沉的持续发展,这是因为地下水埋深越浅,土体的饱和度越大,则土颗粒间孔隙被水充填的越充分,土体内部结构的重组所受抑制越大,土体不易进行沉降。

由图 12 可知,对于融沉量的 4 个测点 1、2、3 和 4,埋深 80 cm 的融沉总量终值分别为 9.16、7.81、11.42 和 10.07 mm,埋深 40 cm 的融沉总量终值分别为 10.25、11.56、8.89 和 12.83 mm。将融沉总量的变化(图 12)与融沉过程中温度(图 9)、含水率(图 11)和冻胀总量(图 8)的变化情况进行联合分析,可知融沉总量测点值从大至小的顺序与其温度值和冻胀总量从大至小的顺序保持一致,即埋深 80 cm 均为 $3 > 4 > 1 > 2$,埋深 40 cm 均为 $2 > 3 > 1 > 4$ 。由于土体冻结完成后,测点 1、2、3 和 4 的冻胀量值不同,即土体内冰透镜体分布不均,所以对热流传递的阻碍作用不同,致使土层温度分布不均,土层各点的融沉量、融沉速率和融沉稳定时间均略有差异。

由图 8 和图 12 对比可知,地下水埋深 80 和 40 cm 的冻胀量均大于融沉量,融沉总时长占冻胀总时长约 1/4,所以可得出,在有地下水补给的情况下,土体的融沉作用弱于冻结作用。

5 结 论

(1)地下水埋深越浅时,在冻融过程中,土体降温和升温速率均越小,温度梯度也越小且更加稳定。各土层平面的温度均分布不均,但温差相差不大。

(2)地下水埋深越浅时,在冻结过程中,未冻区水分向冻结区迁移量越大,且迁移时长越大;在融沉后,含水率增长越大。

(3)地下水补给条件下的单向冻结过程中,冻结锋面的迁移可分为快速迁移阶段和稳定不变阶段;地下水埋深越浅其冻结锋面迁移速率越慢,且迁移总时长越长,与其起始冻结温度的变化保持一致。

(4)地下水补给条件下的单向冻融过程中,冻胀总量的变化曲线可划分为两个阶段,融沉总量的变化曲线可划分为 3 个阶段;地下水埋深越浅时,冻胀总量越大,但相应融沉量越小。

(5)无论地下水埋深为何值,在冻融过程中,各

土层平面的温度、含水率与冻融量均分布不均匀,且三者之间相互影响,这是由土体的各向异性、人工拌土与击实和冻融对土体的影响造成的。

(6)在有地下水充分补给的情况下,土体冻胀量大于融沉量,且融沉时长小于冻胀时长;地下水对冻融的影响主要表现在对土体冻前初始含水率的影响,进而影响温度梯度和冻结锋面的变化,进一步影响未冻水的迁移、冻胀量和融沉量等发展,因此,冻融作用为温度场、水分场和位移场等复杂的多场耦合作用的结果。

参考文献:

- [1] 张晨,蔡正银,黄英豪,等. 输水渠道冻胀离心模拟试验[J]. 岩土工程学报, 2016, 38(1):109-117.
- [2] 王永涛,王大雁,马巍,等. 青藏粉质黏土单向冻结冷生构造发育及冻胀发展过程试验研究[J]. 岩土力学, 2016, 37(5):1333-1342.
- [3] 蔡正银,吴志强,黄英豪,等. 北疆渠道基土盐-冻胀特性的试验研究[J]. 水利学报, 2016, 47(7):900-906.
- [4] 肖旻,王正中,刘铨鸿,等. 开放系统预制混凝土梯形渠道冻胀破坏力学模型及验证[J]. 农业工程学报, 2016, 32(19):100-105.
- [5] PANDAY S, CORAPCIOGLU M Y. Solution and evaluation of permafrost thaw - subsidence model[J]. Journal of Engineering Mechanics, 1995, 121(3):460-469.
- [6] CORAPCIOGLU M Y, PANDAY S. Multiphase approach to thaw subsidence of unsaturated frozen soils:Equation development[J]. Journal of Engineering Mechanics, 1995, 121(3):448-459.
- [7] 聂志红,刘源,王翔. 客运专线基床表层级配碎石冻胀影响因素的试验研究[J]. 铁道科学与工程学报, 2013, 10(04):59-62.
- [8] SHENG Daichao, ZHANG Sheng, NIU Fujun, et al. A potential new frost heave mechanism in high-speed railway embankments[J]. Géotechnique, 2014, 64(2):144-154.
- [9] 安鹏,邢义川,张爱军. 基于部分保温法的渠道保温板厚度计算与数值模拟[J]. 农业工程学报, 2013, 29(17):54-62.
- [10] 李安原,牛永红,牛富俊,等. 粗颗粒土冻胀特性和防治措施研究现状[J]. 冰川冻土, 2015, 37(01):202-210.
- [11] 盛岱超,张升,贺佐跃. 土体冻胀敏感性评价[J]. 岩石力学与工程学报, 2014, 33(3):594-605.
- [12] 李兆宇. 季节冻土区粉质粘土冻胀性试验研究[D]. 哈尔滨:黑龙江大学, 2011.

(下转第 242 页)

- [7] 范雪薇, 刘海隆. 天山山区 TRMM 降水数据的空间降尺度研究[J]. 自然资源学报, 2018, 33(3): 478–488.
- [8] 胡庆芳, 杨大文, 王银堂, 等. 赣江流域高分辨率卫星降水数据的精度特征与时空变化规律[J]. 中国科学: 技术科学, 2013, 43(4): 447–459.
- [9] TAN M L, TAN K C, CHUA V P, et al. Evaluation of TRMM product for monitoring drought in the Kelantan River Basin, Malaysia[J]. Water, 2017, 9(1): 57.
- [10] YAN Guixia, LIU Yi, CHEN Xi. Evaluating satellite-based precipitation products in monitoring drought events in southwest China[J]. International Journal of Remote Sensing, 2018, 39(10): 3186–3214.
- [11] BAI Yongqing, WANG Juanle, WANG Yujie, et al. Spatio-temporal distribution of drought in the belt and road area during 1998–2015 based on TRMM precipitation data[J]. Journal of Resources and Ecology, 2017, 8(6): 559–570.
- [12] 田苗, 李卫国. 基于 TRMM 遥感数据的旱涝时空特征分析[J]. 农业机械学报, 2015, 46(5): 252–257.
- [13] SAHOO A K, SHEFFIELD J, PAN M, et al. Evaluation of the tropical rainfall measuring mission multi-satellite precipitation analysis (TMPA) for assessment of large-scale meteorological drought[J]. Remote Sensing of Environment, 2015, 159: 181–193.
- [14] 王兆礼, 钟睿达, 陈家超, 等. TMPA 卫星遥感降水数据产品在中国大陆的干旱效用评估[J]. 农业工程学报, 2017, 33(19): 163–170.
- [15] 苗正伟, 徐利岗, 路梅. 基于 SPEI 指数的京津冀地区干旱特征分析[J]. 人民黄河, 2018, 40(7): 51–57+62.
- [16] 张丽艳, 杨东, 马露. 京津冀地区气象干旱特征及其成因分析[J]. 水力发电学报, 2017, 36(12): 28–38.
- [17] 李双双, 杨赛霓, 刘宪锋. 面向非过程的多灾种时空网络建模——以京津冀地区干旱热浪耦合为例[J]. 地理研究, 2017, 36(8): 1415–1427.
- [18] 杨艳芬, 罗毅. 中国西北干旱区 TRMM 遥感降水探测能力初步评价[J]. 干旱区地理, 2013, 36(3): 371–382.
- [19] MICHOT V, VILA D, ARVOR D, et al. Performance of TRMM TMPA 3B42 V7 in replicating daily rainfall and regional rainfall regimes in the amazon basin (1998–2013)[J]. Remote Sensing, 2018, 10(12): 1879.
- [20] 李景刚, 阮宏勋, 李纪人, 等. TRMM 降水数据在气象干旱监测中的应用研究[J]. 水文, 2010, 30(4): 43–46.
- [21] 范科科, 段利民, 张强, 等. 基于多种高分辨率卫星数据的 TRMM 降水数据降尺度研究——以内蒙古地区为例[J]. 地理科学, 2017, 37(9): 1411–1421.

(上接第 234 页)

- [13] BRONFENBRENER L. The modelling of the freezing process in fine-grained porous media: Application to the frost heave estimation[J]. Cold Regions Science and Technology, 2009, 56(2–3): 120–134.
- [14] THOMAS H R, HE Y. Analysis of coupled heat, moisture and air transfer in a deformable unsaturated soil[J]. Géotechnique, 1995, 45(4): 677–689.
- [15] BESKOW G. Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads[J]. Soil Science, 1948, 65(4): 355.
- [16] KINOSITA S. Effects of initial soil–water conditions on frost heaving characteristics[J]. Engineering Geology, 1979, 13(1–4): 41–52.
- [17] 彭丽云, 刘建坤, 田亚护. 粉质粘土的冻胀特性研究[J]. 水文地质工程地质, 2009, 36(06): 62–67.
- [18] 黄继辉, 夏才初, 韩常领, 等. 考虑围岩不均匀冻胀的寒区隧道冻胀力解析解[J]. 岩石力学与工程学报, 2015, 34(S2): 3766–3774.
- [19] 胡坤, 周国庆, 李俊俊, 等. 不同约束条件下土体冻胀规律[J]. 煤炭学报, 2011, 36(10): 1653–1658.
- [20] 王永涛, 王大雁, 郭妍, 等. 青藏粉土单向冻结冻胀率变化特性研究[J]. 冰川冻土, 2016, 38(2): 409–415.
- [21] 马宏岩, 张锋, 冯德成, 等. 单向冻结条件下饱和粉质黏土的冻胀试验研究[J]. 建筑材料学报, 2016, 19(5): 926–932.
- [22] ЧЬЛТОВИЧ Н А, 张长庆, 朱元林. 冻土力学[M]. 北京: 科学出版社, 1985.
- [23] 袁堃. 岛状多年冻土地区路基差异沉降控制技术研究[D]. 西安: 长安大学, 2010.
- [24] 白楠. 人工冻土强制解冻融沉控制研究[D]. 上海: 同济大学, 2008.
- [25] 张晨, 蔡正银, 徐光明, 等. 冻土离心模型试验相似准则分析[J]. 岩土力学, 2018, 39(4): 1236–1244.
- [26] 陈湘生, 濮家骝, 殷昆亭, 等. 地基冻–融循环离心模型试验研究[J]. 清华大学学报(自然科学版), 2002(4): 531–534.
- [27] 黄英豪, 蔡正银, 张晨, 等. 渠道冻胀离心模型试验设备的研制[J]. 岩土工程学报, 2015, 37(4): 615–621.