

DOI: 10.16285/j.rsm.2015.03.023

土的冻结温度与过冷温度试验研究

周家作¹, 谭 龙², 韦昌富^{1,2}, 魏厚振¹

(1. 中国科学院武汉岩土力学研究所 岩土力学与工程国家重点实验室, 湖北 武汉 430071; 2. 桂林理工大学 土木与建筑工程学院, 广西 桂林 541004)

摘 要: 通过不同降温条件的冻结试验, 明确了土中出现过冷的条件。当环境温度高于土的最低过冷温度时, 土表现出稳定的过冷状态; 当环境温度低于最低过冷温度时, 边界出现短暂过冷, 而土样内部不出现过冷。通过分级降温的方法测定了不同含水率的粉质黏土和细砂以及不同 NaCl 浓度的粉质黏土的冻结温度和最低过冷温度。当含水率等于或高于饱和含水率时, 含水率对冻结温度影响不大; 当含水率低于饱和含水率时, 冻结温度随含水率减小而降低; 不同含水率土样的最低过冷温度相差不大; 冻结温度降低随 NaCl 浓度增大的比例系数与理想稀溶液中水的凝固点降低系数非常接近。结合稳定冻结时间、冻结温度、环境温度或最低过冷温度引入了能间接反映自由水含量的指标。

关键词: 冻土; 冻结温度; 过冷温度; 温度-时间曲线; 试验研究

中图分类号: TU 445

文献标识码: A

文章编号: 1000 - 7598 (2015) 03 - 777 - 09

Experimental research on freezing temperature and super-cooling temperature of soil

ZHOU Jia-zuo¹, TAN Long², WEI Chang-fu^{1,2}, WEI Hou-zhen¹

(1. State Key Laboratory of Geomechanics and Geotechnical Engineering, Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan, Hubei 430071, China; 2. College of Civil Engineering and Architecture, Guilin University of Technology, Guilin, Guangxi 541004, China)

Abstract: This paper ascertains the condition of super-cooling of soil with experiments under different freezing conditions. If the environmental temperature is higher than the lowest super-cooling temperature, the super-cooled state of the soil specimen is stable. If the environmental temperature is lower than the lowest super-cooling temperature, the boundary of the specimen shows super-cooled for a short time while the inside of soil specimen is not in super-cooled state. With lowering the temperature step by step, this paper measures the freezing temperatures and lowest super-cooling temperatures of the silty clay and fine sand with different water contents and the silty clay with different NaCl concentrations. The water content has little influence on the freezing temperature of soil when the water content is equal to or greater than the saturated water content. The freezing temperature of soil lowers with reducing the water content if the water content is less than the saturated water content. The lowest super-cooling temperatures for soils with different water contents are nearly the same. The freezing temperature lowers with increasing the NaCl concentration. The coefficient of freezing temperature lowering is very close to that of the ideal dilute solution. A parameter representing the free water content is given along with the use of the factors such as steady time, freezing temperature, environmental temperature or lowest super-cooling temperature.

Keywords: frozen soil; freezing temperature; super-cooling temperature; temperature-time curve; experimental study

1 引 言

土的冻结温度是判断土是否处于冻结状态的一个基本物理指标, 有着非常重要的意义, 是确定路基冻结深度和人工冻土冻结壁厚度的依据^[1-2], 同时也是影响冻土中水分迁移、分凝冰生成以及冻胀的重要因素^[3-4], 此外通过测定不同含水率土的

冻结温度可以估算冻土中未冻水含水率^[5]。土的过冷是指土体温度低于冻结温度而土中水仍不冻结的现象, 这一现象是由于冻结的物理过程造成的。如图 1 所示, 土体温度随时间降低, 当温度降低至某一值 T_s 时, 水中部分水分子聚集形成细微的晶核, 随后更多的水分子围绕晶核排列, 晶核稳定生长,

收稿日期: 2013-12-03

基金项目: 国家重点基础研究计划(973)项目课题(No.2012CB026102); 国家自然科学基金重点项目(No.NSFC#51239010)

第一作者简介: 周家作, 男, 1987 年生, 博士研究生, 主要从事冻土力学方面的研究。E-mail: jjiazuoz@gmail.com

水开始冻结并且温度迅速升高达到稳定即为冻结温度 T_f ^[6-7]。由于水冻结成冰释放潜热导致温度升高，冻结温度高于晶核生成温度，在晶核生成之前，即使温度低于冻结温度水也不会发生冻结，即出现过冷现象。

很多学者对土的冻结温度进行过研究。在国内，刘宗超^[6]较早地引入电势跃迁作为判断冻结温度的方法，并利用该方法研究了冻结温度与含水率和压力的关系；崔广新^[8]、李毅^[9]等研究了较高含水率的砂土和黏土冻结温度与含水率的关系；张婷^[10]、郝慧^[7]等研究了冻结温度与土中含盐量、盐类、土类、和含水率的关系。虽然已有的研究工作在一定程度上提及过冷现象，但较少有对过冷现象产生条件以及过冷程度进行深入研究。由于过冷现象的存在，单纯依靠冻结温度这一指标来判断土是否处于冻结状态是不全面的，如果对过冷状态认识不清，则会影响到对土相态的判断，相应地可能会对过冷土的物理力学性质作出误判。因此，对土的冻结温度与过冷温度的对比研究具有重要的意义，而目前国内外在这方面的研究相对缺乏。另外，确定冻结温度的方法通常是测定如图 1 所示冻结土样的温度-时间曲线，根据过冷段末端的温度跳跃作为冻结点。但并不是任何一种冻结方式都会形成图 1 这种类型的温度-时间曲线，有的冻结方式可能不会出现明显的过冷和温度跳跃，因此，也有必要对过冷产生的条件进行进一步研究。

2 试验设备和方法

徐学祖和邓友生^[11]以及《土工试验方法标准》^[12]都给出了测定土冻结温度的设备和方法。这种设备通过冰块与含盐溶液混合来达到维持恒定低温环境

的目的，在不同时刻通过热电偶测出处于低温环境中土样的温度 根据温度-时间曲线的跳跃来获得冻结温度。然而这种设备和方法不便于调节土样环境的温度，对研究不同降温条件下土的冻结温度和过冷温度多有不便。本文通过低温恒温槽调节冷液温度给土样提供需要的环境温度，利用数据采集系统和温度传感器实时测量土样和环境的温度。土样被制作成直径为 60 mm、高度为 40 mm 的环刀样，温度传感器插入土样中心，土样用薄膜密封后置于低温恒温槽的冷液中，温度传感器精度为 0.05 。同时用另外一个温度传感器测量低温恒温槽冷液温度即环境温度，温度传感器连接数据采集仪并连接到计算机，通过数据采集仪和采集软件就能从计算机上实时得到土样和环境的温度。本文还利用核磁共振仪测定了不同温度条件下土中的未冻水含量，通过核磁共振试验测定的未冻水含水率-温度曲线与冻结试验测定的温度-时间曲线作对比，以说明过冷温度对于土的相态的影响。冻结温度试验装置见图 2(a)~2(c)，核磁共振试验装置见图 2(d)。

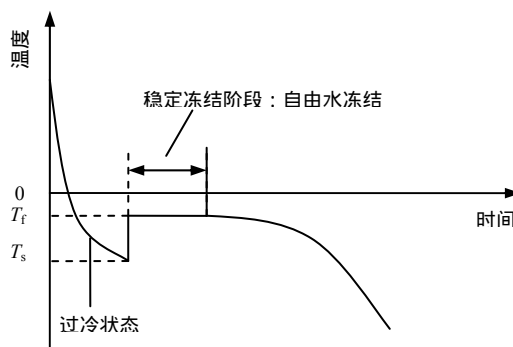


图 1 某种冻结土的温度-时间曲线
Fig.1 Temperature-time curve of a freezing soil

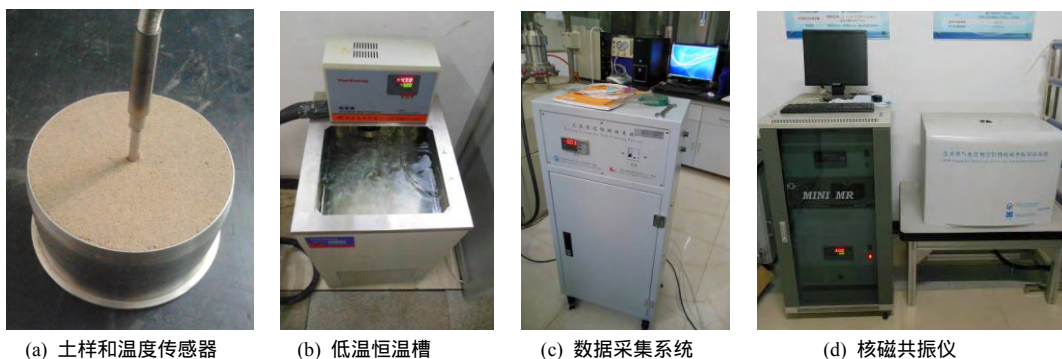


图 2 试验装置
Fig.2 Experiment equipments

为了验证测试结果的准确性，通过调节低温恒温槽环境温度对纯水进行一次冻融循环，测得的温度-时间曲线如图 3 所示。从图可以看出，在冻结过程中

纯水温度出现了明显的过冷和温度跳跃，跳跃后的温度在 0 保持稳定并持续一段时间，即冻结温度为 0，说明试验装置测试结果可信度高。随着冻结的

持续，水的温度反而略高于 0，这是由于水凝固成冰释放潜热所致。当水完全冻结成冰后，随着环境温度升高，冰开始融化成水，在融化过程中冰的温度逐渐升高，并没有出现温度突变和“过热”现象，这与冻结过程中水的过冷和温度突变是不同的。

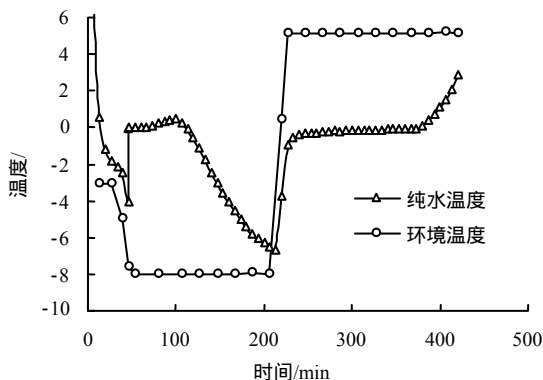


图 3 纯水以及环境的温度-时间曲线

Fig.3 Temperature-time curves of pure water and environment

3 试验结果与分析

本文选取了细砂和粉质黏土两种土进行了试验研究，两种土的粒径分布分别见表 1、2，粉质黏土塑限为 18.4%，液限为 29.5%。粉质黏土分别制备含水率为 35%、31.5%、25%、17.5%、13.5%和 10%的土样进行试验，细砂分别制备含水率为 25%、17.5%、13.5%、10%、6.5%和 4%的土样进行试验。文献[10]曾报道过干密度对冻结温度影响不大，因此，本文试验并没有严格控制土样干密度，而是根据不同含水率在一定范围内调整干密度以求制得的土样能保持一定的稳定性和完整性，土样干密度控制在 1.4~1.6 g/cm³。如无特殊说明，土样中的温度传感器均插在土样的中心，如图 2(a)所示。

表 1 试验用细砂土的粒径分布

Table 1 Particle size distribution of tested fine sand					
粒径/mm	<0.075	0.075~0.25	0.25~0.5	0.5~1	>1
含量/%	12.05	86.44	0.87	0.41	0.23

表 2 试验用粉质黏土的粒径分布

Table 2 Particle size distribution of tested silty clay					
粒径/mm	<0.001 7	0.001 7~	0.009 9~	0.023~	>0.075
含量/%	4.76	45.00	18.33	16.81	15.10

3.1 冻结条件对冻结温度和过冷温度的影响

图 4 给出了不同冻结条件下含水率为 35%的粉质黏土的温度-时间曲线。图 4(a)所示的环境温度一直维持在-8，土样分别从初始温度 $T_0=25$ 和 $T_0=5$ 开始降温。从图中可以看出，土样在降温过

程中并没有出现过冷，当土样温度降低到冻结温度时保持不变并维持一段时间，该水平段所示的温度即为冻结温度，为-0.33。根据传热学规律，由于初始温度不同而边界温度（即环境温度）相同，温差大的土样内部温度梯度大，相应降温速度快，因此， $T_0=25$ 的土样降温速率大于 $T_0=5$ 的土样。两种不同初始温度土样的冻结温度几乎一致，说明至少在温度传感器的精度内，降温速率并没有明显地改变冻结温度。

图 4(b)所示的环境温度从开始至 20 min 时间内维持在-3，土样温度一直持续降低至-1.74，在这过程中土样的温度-时间曲线并没有出现突变和明显的拐弯，可以判定土没有发生相变，而且土样温度低于冻结温度-0.33 时，说明土样处于过冷状态。从第 20 min 开始 经过 3 min 环境温度降至-8，在环境温度降温过程中，土样温度突然升高，此时开始发生相变，随后土样温度达到冻结温度-0.33 并稳定持续一段时间（实际上由于冻结释放潜热，土样在冻结过程中温度略有升高），当土中自由水全部冻结完毕后，稳定冻结阶段结束，土样温度逐渐降低。通过对图 4(a)和图 4(b)的对比可以发现，环境温度较低（-8）时土样没有过冷，而环境温度较高（-3）时出现过冷，土样是否过冷对冻结温度没有明显的影响。当土处在过冷状态时，降低环境温度会改变土的过冷状态并使之很快冻结。

在图 4(c)所示的试验中，在土样中心和土样的边缘分别插入温度传感器。在开始 13 min 内，环境温度控制在-8，土样中心和边缘温度都开始降温。在第 13 min，土样边缘温度出现了过冷和温度突变，说明土样边缘开始发生相变，此时土样中心温度为 1.6。然后立即改变环境温度为-3（迅速将土样放入另外一个-3 的低恒温槽中），土样中心温度呈现出类似图 4(a)的变化趋势，即土样温度从正温 1.6 降低至冻结温度-0.33 后维持一段时间再逐渐降低，并没有出现温度突变和过冷现象。需要说明的是，土样边缘测点没有冻结温度持续段，这是因为靠近边界的位置，土的温度梯度大，降温较快，而且土样边缘的温度传感器与环刀有一定的接触，使得边缘测点在开始冻结后温度迅速降低，没有出现明显的稳定冻结段。由图 4(b)可知，环境温度为-3 时土样会出现过冷，然而 13 min 后图 4(c)土样在-3 的环境温度条件下，土样边缘已经发生相变，而中心温度不出现过冷。因此，可以推断，边界形成的冰晶能有效地抑制土样内部过冷。图 4(c)所显示的规律提供了一个在高环境温度下消除过冷的启示，即可以通过降低局部土体温度，强制其发生相变，则在较高的环境温度下，其他部位的土体不出现过冷。

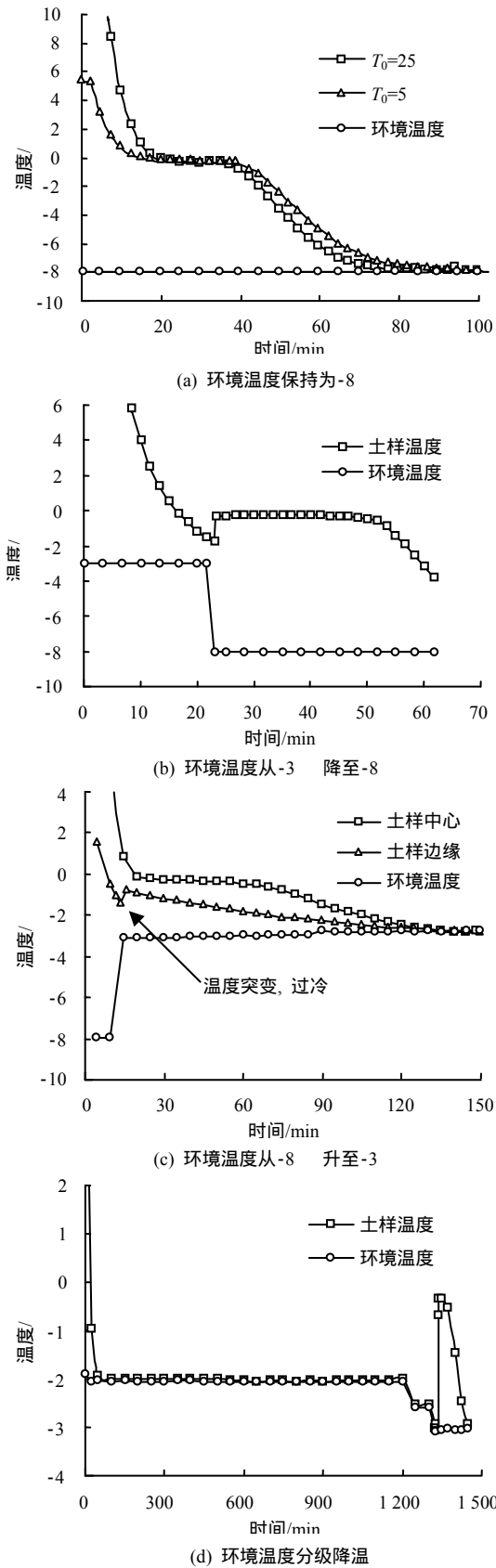


图4 不同冻结条件下粉质黏土的温度-时间曲线
 Fig.4 Temperature-time curves of silty clay under different freezing conditions

图 4(b)中在 20 min 时环境温度从-3 降为 -8 ，土样温度突变，过冷迅速消失，过冷温度最

低达到-1.74 。但从-3 降至-8 温差较大,无法准确地判断出土样是否能达到更低的过冷温度,因为不论土的温度高低,只要环境足够冷(如-8),过冷现象就会消失,并且土样开始冻结。为了研究土样能够达到的最低过冷温度,本文采用小温差分级降温的方法对环境温度进行降温。对于本文试验的瞬态传热问题,对土样进行降温时,土样边缘温度最低且等于环境温度,土样中心温度最高,当维持环境温度时间越长时,土样温度趋于均匀且和环境温度之差越小。分级降温时,每级环境温度维持一段时间,使得土样中心温度与环境温度之差很小,然后再降温至下一级温度。每级降温温差设为 0.25 或 0.5 ,可以近似认为土体最终发生相变时的环境温度为最低过冷温度。图 4(d)采用了分级降温的方法,开始 1 200 min 内环境温度和土样温度达到相同都为-2 ,土处于过冷状态,通过两次 0.5 温差的分级降温,每次降温使得土体温度达到和环境温度相同。最后当土样温度达到-3 时,土样温度发生突变,过冷结束,突变前土样温度-3 即为土样的最低过冷温度。图 4(d)的试验共进行了 24 h,土处于过冷状态约 22 h,说明只要环境温度小于最低过冷温度,土样处于一个相对稳定的过冷状态。另外,通过图 4 可以发现,不同的降温方式对冻结温度没有明显的影响。

3.2 过冷对土的相态及物理性质的影响

过冷现象会影响到对土相态的判别和物理参数的预测。图 5 给出了含水率为 35%的粉质黏土经过冻融循环的温度-时间曲线,通过分级降温测得最低过冷温度为-3 ,而在融化过程土样温度逐渐上升,没有温度突变和“过热”现象,融化阶段的温度-时间曲线在冻结温度处发生转折。图 6 为通过核磁共振仪所测的土样在冻融过程中不同温度的未冻水含量,通过逐步降温和升温的方法改变土样温度,然后测得该温度下的未冻水含水率,每级环境温度稳定 4 h,在近相变区,每级温差为 0.25~0.5 。图 6 中,冻结过程中当温度降低约-2.7 时含水率曲线发生突变,而在融化过程中未冻水含水率逐渐升高,当温度升至约 -0.2 时土中冰全部融化,未冻水含水率等于总含水率。图 6 中冻结和融化过程中的未冻水含水率曲线转折点分别对应于图 5 所示的最低过冷温度和冻结温度的。由图 6 可以看出,如果对于过冷现象认识不足,根据无过冷的未冻水含量数据(融化过程的未冻水含水率-温度曲线)去估计任一温度下的未冻水含量则可能出现较大的偏差。类似的规律也反映在对冻土渗透系数的测定结果上,Horiguchi 和 Miller^[13]曾对阿拉斯加费尔班克斯附近的粉土进行冻融条件下不同温

度的渗透系数的测定，结果如图 7 所示。可以发现，在冻结过程中渗透系数有突变，而融化过程没有，这和图 6 所示的土中未冻水变化情况类似，冻结过程中出现渗透系数的突变也是因为土的过冷造成的。因此，在各种有关冻土物理参数的计算中，如果对过冷状态认识不足，则会影响到对于土的相态及物理性质的判断，进而选取错误的参数。

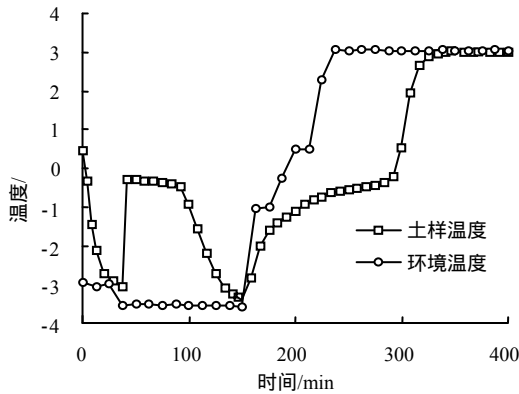


图 5 冻融过程中粉质黏土的温度-时间曲线
Fig.5 Temperature-time curves of silty clay during freezing and thawing

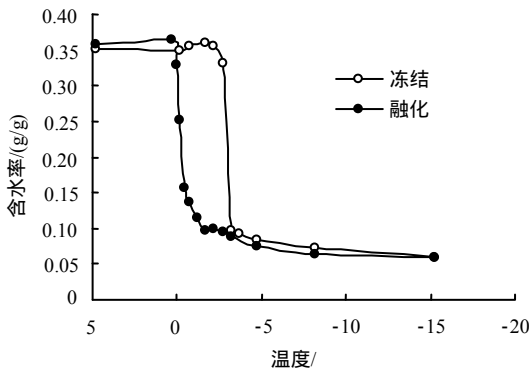


图 6 冻融过程中粉质黏土未冻水含水率-温度曲线
Fig.6 Liquid water content-temperature curves of silty clay during freezing and thawing

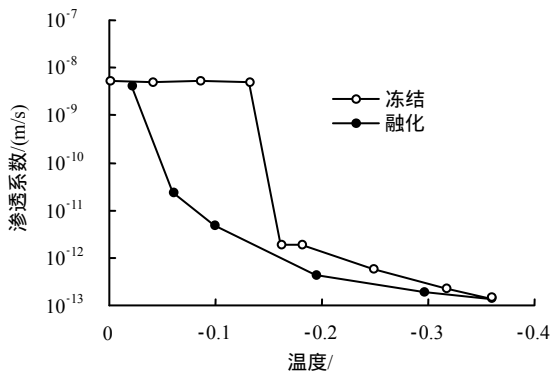
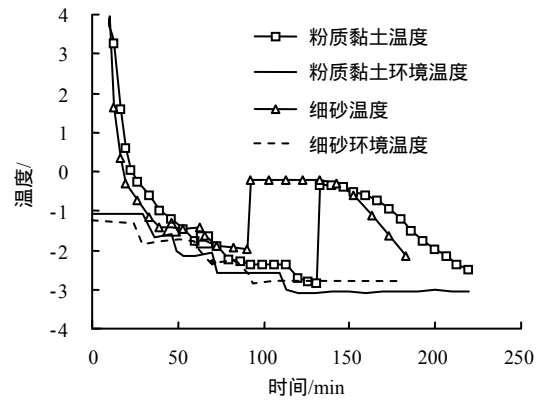


图 7 冻融过程中费尔班克斯粉土的渗透系数-温度曲线^[13]
Fig.7 Permeability coefficient-temperature curves of Fairbanks silt during freezing and thawing^[13]

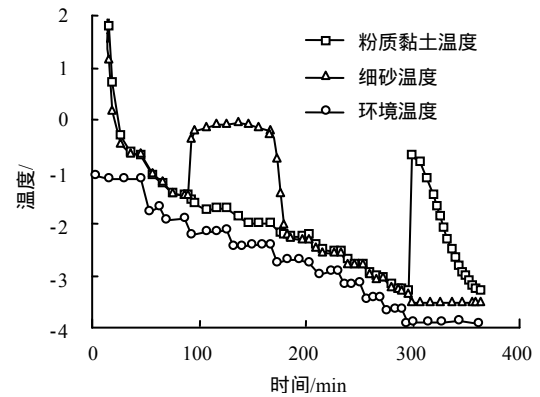
3.3 冻结温度和最低过冷温度的影响因素分析

通过分级降温的方法对不同含水率的粉质黏

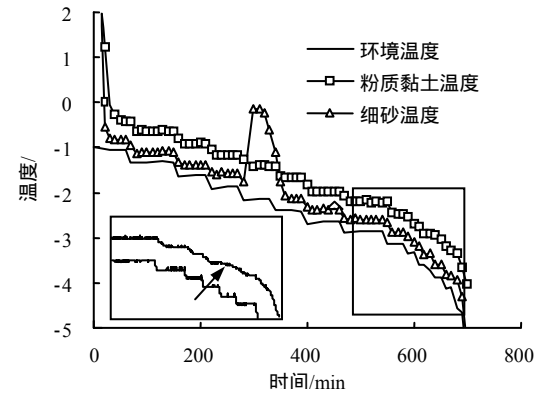
土和细砂的冻结温度和最低过冷温度进行了测定，限于篇幅，图 8 只给出了部分温度-时间曲线。值得



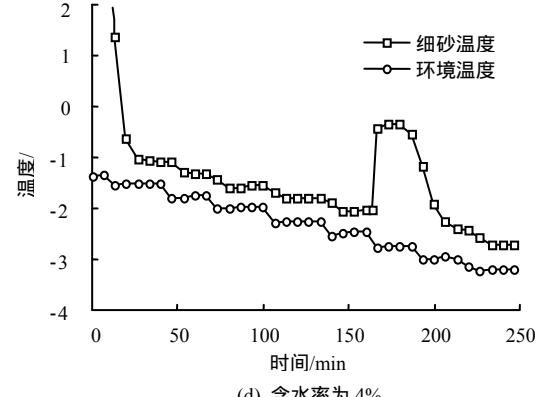
(a) 含水率为 25%



(b) 含水率为 17.5%



(c) 含水率为 10%



(d) 含水率为 4%

图 8 不同含水率条件下的温度-时间曲线
Fig.8 Temperature-time curves of soils at different water contents

注意的是,当含水率降低到 10%时,即使采用小幅分级降温(每级降温 0.25 °C),粉质黏土也已经看不出明显的温度突变。对图 8(c)中 500~700 min 段的环境温度和粉质黏土温度曲线进行局部放大,显示在图 8(c)左下角,放大图中上一条是粉质黏土温度,下一条是环境温度。可以看出,628 min 以前随着逐步降低的环境温度,粉质黏土温度也会阶梯状的降低,但在 628~649 min 环境温度降低 0.25 °C,而土样的温度并没有明显的阶梯状。因此,可以认为在 628~649 min 时段内土发生相变,相变前的温度为最低过冷温度 -3 °C,由于没有明显的温度突变和恒温段,其真实冻结温度无法测到。含水率低于 10%的土样中只对细砂进行试验。图 9 为含水率为 35%的粉质黏土在不同 NaCl 浓度时的温度-时间曲线。含 0.44 mol/L 和 0.88 mol/L NaCl 粉质黏土分别由 0.5 mol/L 和 1 mol/L 的溶液与 4.2%风干含水率的土配成。

3.3.1 含水率和土质对冻结温度和最低过冷温度的影响

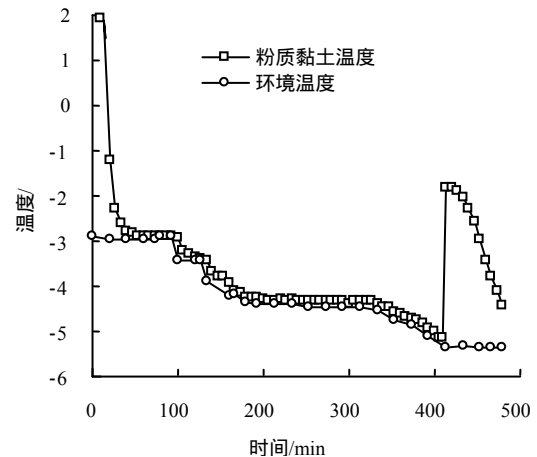
通过对不同含水率条件下的温度-时间曲线进行分析,可以绘出粉质黏土和细砂在不同含水率条件下的冻结温度和最低过冷温度曲线,如图 10 所示。从图 10(a)中可以看出,当含水率等于或高于饱和含水率时,含水率对冻结温度影响不大,当含水率低于饱和含水率时,冻结温度随含水率减小而降低。相同含水率条件下粉质黏土的冻结温度低于细砂冻结温度。冻结温度与土质和含水率的这种关系可以简单地用 Gibbs-Thomson 方程来解释^[14]:

$$T_m - T = \frac{T_m \sigma}{\rho_i L_f r} \quad (1)$$

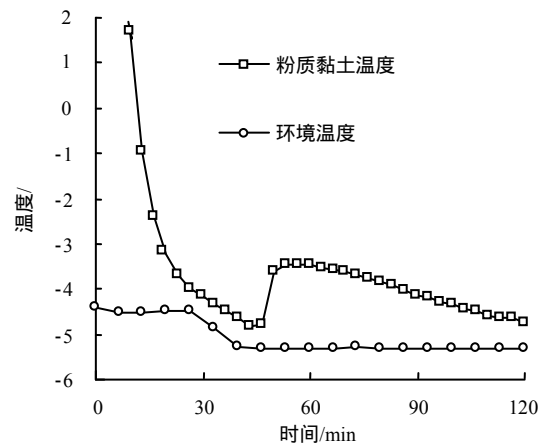
式中: T_m 为标准大气压下纯水的冻结温度(K); T 为毛细管中水的冻结温度(K); σ 为冰水表面张力; ρ_i 为冰密度; L_f 为单位质量水冻结释放的潜热; r 为毛细管半径。

土中水的赋存状态可以近似看成是毛细水,土中含水率越小,则等效的毛细管半径越小。从式(1)可以看出,土中含水率越小,等效毛细管半径越小,冻结温度降得越低。实际上土中水除了受到毛细作用外,还受到土颗粒表面的吸附作用,含水率越小,吸附作用越强烈,因此,式(1)中的毛细管半径 r 是毛细和吸附的一个综合等效半径。在高含水率阶段,含水率的变化对于等效毛细管半径影响较弱,类似于土-水特征曲线的高含水率阶段,因此,冻结温度变化不大。由于颗粒粒径不同以及表面吸附作用的差异,相同含水率的粉质黏土的冻结温度低于细砂。

图 10(b)是不同含水率条件下粉质黏土和细砂的最低过冷温度,最低过冷温度-含水率曲线除了局部的波动外,总的趋势比较平缓,说明含水率对最低过冷温度影响较弱。所测的粉质黏土最低过冷温度平均值为 -2.98 °C,细砂最低过冷温度平均值为 -1.91 °C。



(a) NaCl 浓度为 0.44 mol/L



(b) NaCl 浓度为 0.88 mol/L

图 9 不同 NaCl 浓度条件下粉质黏土的温度-时间曲线
Fig. 9 Temperature-time curves of silty clay at different NaCl concentrations

3.3.2 溶质对冻结温度和最低过冷温度的影响

图 11 为含水率为 35%的粉质黏土冻结温度和最低过冷温度随 NaCl 浓度的变化曲线。粉质黏土的冻结温度随 NaCl 浓度的增加而线性降低,斜率为 $-3.5568 \text{ } ^\circ\text{C}/(\text{mol}\cdot\text{L}^{-1})$ 。根据物理化学原理可知,如果溶液是理想稀溶液,则溶剂的冻结温度与浓度满足如下关系^[15]:

$$T_m - T = k_r b_B \quad (2)$$

式中: k_r 为溶剂的凝固点降低系数; b_B 为溶质的质量摩尔浓度(mol/kg)。对于溶剂是水的理想稀溶液,

其凝固点降低系数为 $1.86 \text{ K}/(\text{mol}\cdot\text{kg}^{-1})$ ，即溶质浓度每增加 1 mol/kg ，溶液温度降低 1.86 K （或 $^\circ\text{C}$ ）。对于 NaCl 溶液， $1 \text{ mol/kg}\approx 1 \text{ mol/L}$ ，每个 NaCl 分子电离成一个 Na^+ 和一个 Cl^- ，溶液冻结温度降低随 NaCl 浓度增大的比例系数是 $2\times(-1.86)=-3.72 \text{ }^\circ\text{C}/(\text{mol}\cdot\text{L}^{-1})$ 。图 11 所测的斜率 $-3.5568 \text{ }^\circ\text{C}/(\text{mol}\cdot\text{L}^{-1})$ ，与理想稀溶液的比例系数 $-3.72 \text{ }^\circ\text{C}/(\text{mol}\cdot\text{L}^{-1})$ 很接近。因此，含 NaCl 粉质黏土可以按照式 (2) 计算冻结温度，只是将式 (2) 中的纯水冻结温度 T_m 换成无盐分土的冻结温度。文献[7]选取了青藏高原粉质黏土、兰州黄土和兰州粉砂，通过测定其冻结温度与 NaCl 含量的关系，也证实了其理想稀溶液冻结温度降低系数非常接近。同时文献[7]还通过试验验证了对于其他一些盐分，如 Na_2CO_3 、 Na_2SO_4 、 K_2SO_4 ，计算的冻结温度降低系数与理想稀溶液冻结温度降低系数差别较大。可以推论出 Na^+ 和 Cl^- 与土颗粒表面相互作用较其他溶质弱，对土中水的活性影响较小，因此， NaCl 可以作为一种理想的试验溶质。而不同 NaCl 浓度的粉质黏土最低过冷温度规律并不明显。

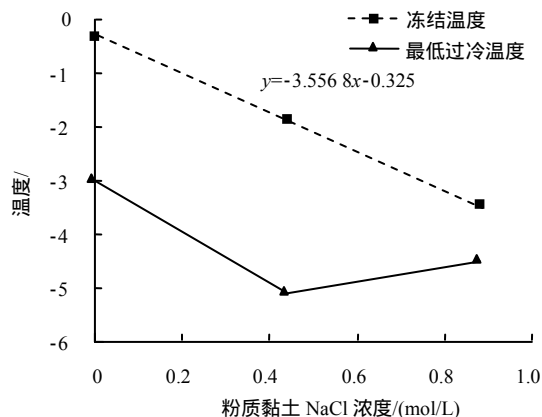


图 11 NaCl 浓度对冻结温度与最低过冷温度的影响
Fig.11 Influence of NaCl concentration on freezing temperature and lowest super-cooling temperature

3.4 温度-时间曲线反映自由水含量

在图 1 所示的温度-时间曲线中，温度突变之后的水平直线段即稳定冻结阶段通常被认为与自由水冻结有关^[6-7]，因此，可以通过稳定冻结时间来间接反映自由水的含量。土中水除了自由水外还有受到土颗粒的作用的毛细和吸附的水，当含水率较大时，受毛细作用为主，当含水率较小时，受吸附作用为主。相对于稳定冻结阶段，受到吸附作用的结合水的冻结是逐渐减缓的。因此，本文中通过稳定冻结阶段定义的自由水还包括受到相对微弱约束（相对于吸附）的毛细水，这种自由水是相对于结合水而言的一种“相对自由”的水。

一方面，自由水越多，则稳定冻结时间越长；另一方面，在自由水含量相同的情况下，环境温度与土样温度之差越大（说明导热越快），则稳定冻结时间越短。因此，可以简单假设如下关系：

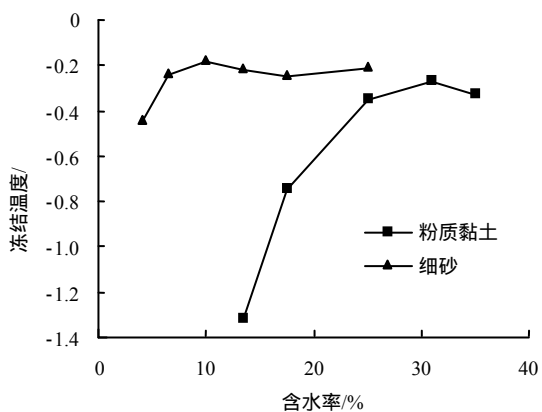
$$t_h = \frac{y}{T_f - T_e} \quad (3)$$

$$y = f(\theta) \quad (4)$$

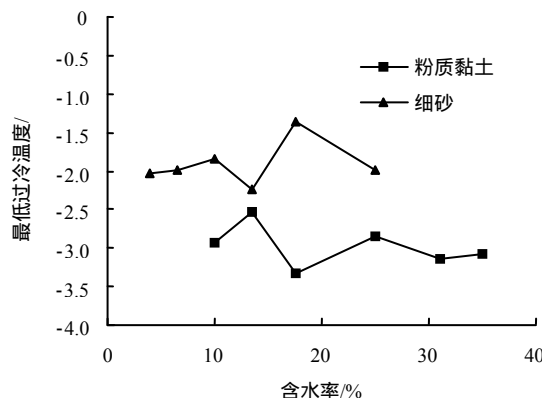
式中： t_h 为稳定冻结时间； θ 为自由水含量； T_f 、 T_e 分别为土冻结温度和对应时间的环境温度； $y = f(\theta)$ 为自由水含量一个正相关函数。虽然难于求得 y 的具体形式，但由于 y 与 θ 正相关，所以可以间接用 y 的大小来表征自由水含量的大小。由式 (3) 可得，

$$y = t_h (T_f - T_e) \quad (5)$$

由于土样达到冻结温度后，温度-时间中稳定冻结阶段并不是绝对水平直线，部分土样由于相变释放潜热温度反而略微有升高，而且采集的温度数据还有微小波动，因此，稳定冻结时间 t_h 定义为：从土样刚开始冻结到土样温度比冻结温度低 0.1



(a) 含水率与冻结温度关系



(b) 含水率与最低过冷温度关系

图 10 含水率和土质对冻结温度与最低过冷温度的影响
Fig.10 Influence of water content and soil property on freezing temperature and lowest super-cooling temperature

时持续的时间。对不同含水率的粉质黏土和细砂的温度-时间曲线进行整理和分析,如图 12(a),可以看出两种土的 y 值都随含水率增大而近似线性增大,间接反映了自由水含量随总含水率的变化情况。

最低过冷温度与土样开始冻结时的环境温度比较接近,表征了土样刚开始冻结时环境的热冷,而且最低过冷温度不随冻结过程中环境温度变化而变化,因此,也可以用最低过冷温度代替环境温度,对式(5)进行修改:

$$y' = t_h (T_f - T_s) \quad (6)$$

式中: T_s 为最低过冷温度; y' 也是自由水含量的一个正相关函数,同样也是一个表征自由水含量多少的指标。对温度-时间进行处理,可得粉质黏土和细砂的 y' 与含水率的变化情况,如图 12(b)所示, y' 与含水率有明显的线性关系。

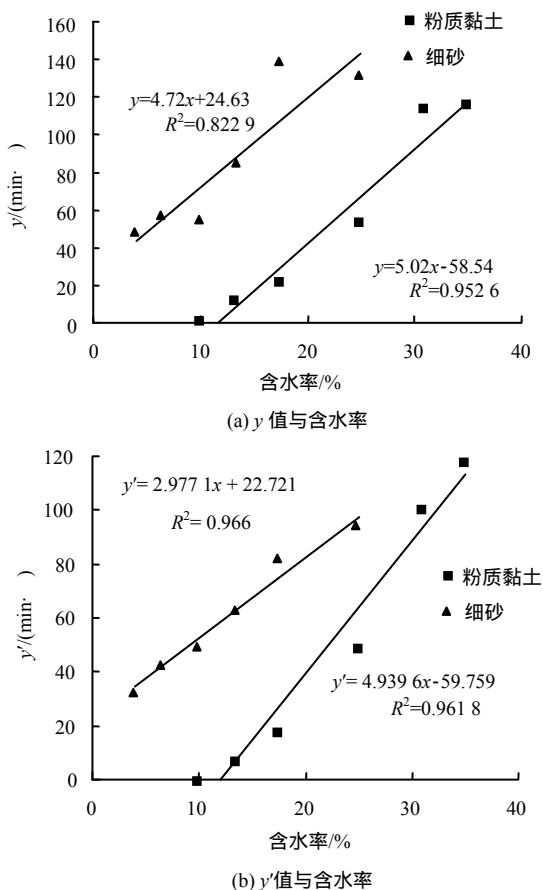


图 12 含水率与 y 和 y' 的关系

Fig.12 Relationships between water content and y, y'

由于细砂颗粒粒径较大,结合水较少,本文假设细砂中的水全为自由水,而粉质黏土中部分为结合水部分为自由水。为了反映在一定含水率条件下,粉质黏土中自由水所占的比例,引入无量纲数 η ,

$$\eta = \frac{y'}{y'^s} = \frac{t_h (T_f - T_s)}{t_h^s (T_f^s - T_s^s)} \quad (7)$$

式中:上标 s 表示细砂; η 是一个间接反映土中自由水占总含水率之比的参数。通过对相同含水率(分别为 25%、17.5%、13.5%和 10%)的粉质黏土和细砂的试验数据进行整理,可以得到粉质黏土 η 随着含水率增大而增大,且具有很好的线性关系,如图 13 所示,说明粉质黏土中自由水占总水量之比随着总含水率增大而增大。

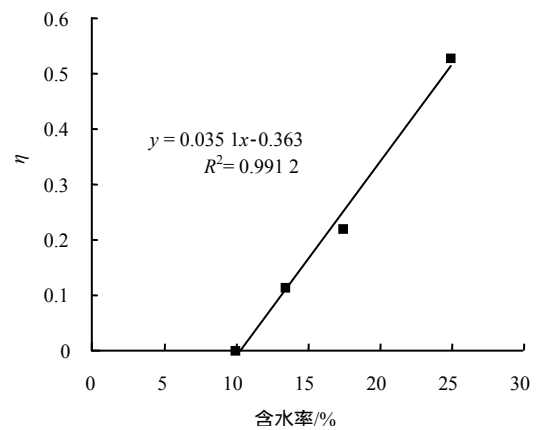


图 13 含水率和 η 的关系

Fig.13 Relationship between water content and η

4 结论

(1) 本文通过测量不同冻结条件下土样的温度-时间曲线,分析了土样出现过冷的条件,并通过分级降温的方法测量了土样的冻结温度和最低过冷温度。通过试验发现,当环境温度低于土的最低过冷温度时,则土样会出现稳定的过冷状态,如果环境温度高于最低过冷温度,则土样边界短暂过冷并很快冻结,而土样内部则不会出现过冷状态。

(2) 测定了不同含水率的粉质黏土、细砂以及不同 NaCl 浓度粉质黏土的冻结温度和最低过冷温度。试验发现,当含水率等于或高于饱和含水率时,含水率对冻结温度影响不大,当含水率低于饱和含水率时,冻结温度随含水率减小而降低。粉质黏土冻结温度随 NaCl 浓度增加而减小,粉质黏土冻结温度随 NaCl 浓度减小的比例系数与纯水的凝固点降低系数很接近。最低过冷温度随含水率变化不大。

(3) 土样的稳定冻结时间与自由水(包括受相对弱约束的毛细水)冻结有关,由稳定冻结时间、冻结温度、环境温度或最低过冷温度引入了新的指标 y, y' 和 η ,通过对试验数据进行分析,这些指标

能间接反映土中自由水的含量。

参考文献

- [1] 吴镇, 岳祖润, 王天亮. 哈齐客专细圆砾土冻结温度测试分析[J]. 石家庄铁道大学学报(自然科学版), 2013, 26(1): 37 - 40.
WU Zhen, YUE Zu-run, WANG Tian-liang. Test analysis on freezing temperature of fine round gravel soil in Harbin-Qiqihar Railway[J]. **Journal of Shijiazhuang Tiedao University (Natural Science)**, 2013, 26(1): 37 - 40.
- [2] 张世银, 姚兆明. 人工冻土冻结温度影响因素灵敏度分析[J]. 低温建筑技术, 2007(4): 97 - 98.
ZHANG Shi-yin, YAO Zhao-ming. Analyzing sensitivity of frozen temperature influencing factors in artificial frozen soil[J]. **Low Temperature Architecture Technology**, 2007(4): 97 - 98.
- [3] KONRAD J M. Temperature of ice lens formation in freezing soils[C]//Proceedings of 5th International Conference on Permafrost. Trondheim, Norway: Tapir Publishers, 1988: 384 - 389.
- [4] STYLE R W, PEPPIN S S L, COCKS A C F, et al. Ice-lens formation and geometrical supercooling in soils and other colloidal materials[J]. **Physical Review E**, 2011, 84(4): 1 - 13.
- [5] 徐学祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学[M]. 北京: 科学出版社, 2010: 60 - 62.
- [6] 刘宗超. 湿土冻结温度及其测定[J]. 中国矿业学院学报, 1986, (3): 24 - 31.
LIU Zong-chao. Freezing points of wet soil and its measurement[J]. **Journal of China University of Mining & Technology**, 1986, (3): 24 - 31.
- [7] 郝慧, 马巍. 盐渍土冻结温度的试验研究[J]. 冰川冻土, 2011, 33(5): 1106 - 1113.
BING Hui, MA Wei. Experimental study on freezing point of saline soil[J]. **Journal of Glaciology and Geocryology**, 2011, 33(5): 1106 - 1113.
- [8] 崔广心, 李毅. 有压条件下湿砂结冰温度的研究[J]. 冰川冻土, 1994, 16(4): 320 - 326.
CUI Guang-xin, LI Yi. The study on freezing point of wet sand under loads[J]. **Journal of Glaciology and Geocryology**, 2011, 3(3): 320 - 326.
- [9] 李毅, 崔广心, 吕桓林. 有压条件下湿黏土结冰温度的研究[J]. 冰川冻土, 1996, 18(1): 43 - 46.
LI Yi, CUI Guang-xin, LÜ Heng-lin. A study on freezing point of wet clay under loading[J]. **Journal of Glaciology and Geocryology**, 1996, 18(1): 43 - 46.
- [10] 张婷, 杨平. 不同因素对浅表土冻结温度的影响[J]. 南京林业大学学报(自然科学版), 2009, 33(4): 132 - 134.
ZHANG Ting, YANG Ping. Effect of different factors on the freezing temperature of shallow top soil[J]. **Journal of Nanjing Forestry University (Natural Science Edition)**, 2009, 33(4): 132 - 134.
- [11] 徐学祖, 邓友生. 冻土中水分迁移的试验研究[M]. 北京: 科学出版社, 1991: 120 - 121.
- [12] 中华人民共和国水利部. GB/T50123 - 1999 土工试验方法标准[S]. 北京: 中国计划出版社, 1999: 143 - 145.
- [13] HORIGUCHI K, MILLER R D. Hydraulic conductivity functions of frozen materials[C]//Proceedings of 4th International Conference on Permafrost. Washington, D.C., USA: National Academy Press, 1984: 504 - 508.
- [14] WATANABE K, WAKE T. Hydraulic conductivity in frozen unsaturated soil[C]//Proceedings of 9th International Conference on Permafrost. Alaska, USA: University of Alaska Fairbanks, 2008: 1927 - 1932.
- [15] 肖衍繁, 李文斌. 物理化学(第二版)[M]. 天津: 天津大学出版社, 2004: 219 - 221.