

DOI : 10.11779/CJGE2015S1033

# 土体的冻结特征曲线和持水特性

马田田<sup>1,2</sup>, 韦昌富<sup>1,2,3</sup>, 周家作<sup>1,2</sup>, 田慧会<sup>1,2</sup>

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

**摘 要:** 土水特征曲线 (SWCC) 是一个很重要的本构关系, 表征土体的持水特性。定义为孔隙水势能与含水率之间的关系, 在非饱和土中可以用来描述流动现象以及力学行为等。另外, 冻土的冻结特征曲线 (SFC) 表示液态水的势能与未冻水含量之间的关系, 也可以作为持水特性的表征。采用压力板仪和蒸汽平衡法获得整个含水率范围内黏土和粉土的土水特征曲线; 同时采用低温恒温冷浴结合核磁共振系统 (NMR) 获得粉土和黏土的冻结特征曲线。根据冻土的冻融循环与土体的干湿循环特性的相似性, 通过测量到的温度利用 Clapeyron 方程来计算对应含水率下的孔隙水势能。采用该冻结方法得到的孔隙水势能和含水率之间的关系与测试到的 SWCC 对比可知, 由于气体或冰的存在使得孔隙水的势能不同, 这可能是由于冰和气体使得土颗粒对孔隙水的相互作用不同。根据表面化学的概念, 提出分子间作用力与吸附水膜厚度之间的关系, 用来描述处于吸附状态的持水特性。

**关键词:** 冻结特征曲线; 土水特征曲线; 孔隙水势能; 分子间作用力; 核磁共振

中图分类号: TU43 文献标识码: A 文章编号: 1000-4548(2015)S1-0172-06

作者简介: 马田田(1986-), 女, 助理研究员, 主要从事非饱和土力学方面的研究工作。E-mail: ttma@whrsm.ac.cn。

## Freezing characteristic curves and water retention characteristics of soils

MA Tian-tian<sup>1,2</sup>, WEI Chang-fu<sup>1,2,3</sup>, ZHOU Jia-zuo<sup>1,2</sup>, TIAN Hui-hui<sup>1,2</sup>

(1. State Key Laboratory of Geomechanics and Geotechnical Engineering, Wuhan 430071, China; 2. Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan 430071, China; 3. College of Civil and Architectural Engineering, Guilin University of Technology, Guilin 541004, China)

**Abstract:** The soil-water characteristic curve (SWCC) is an important constitutive model for unsaturated soils. It represents the water retention capacity of soils, which defines the relationship between pore water potential and water content and can be capable to describe the transport phenomena and the mechanical behavior of unsaturated soils. The soil freezing characteristic (SFC) expresses the relationship between the quantity and the energy status of liquid water in frozen soils, which also represents the water retention behavior. The soil-water characteristic curves over the full water content range of silt and clay are obtained by using the pressure plate extractor and vapor equilibrium method. The soil freezing characteristic curves are obtained by the temperature control bath combining with the low-field nuclear magnetic resonance (NMR) system. Based on the similarity between the freezing/thawing and drying/wetting behavior, the corresponding energy status of pore water at the specified water content is inferred from soil temperature measurements with the Clapeyron equation. The relationship between pore water potential and water content obtained by the freezing method is compared with the measured SWCC, showing that the pore water potentials are different due to the existence of air and ice at the other side of the water film (different soil-water interactions). Based on the concept of surface chemistry, a relationship between the intermolecular force and the water film thickness is developed, which can be capable to describe the water retention behavior under adsorption condition.

**Key words:** freezing characteristic curve; soil-water characteristic curve; pore water potential; intermolecular force; NMR

## 0 引 言

在描述非饱和土的流动及力学行为时, 土水特征曲线 (SWCC) 是一个很重要的理论和工具。该曲线为土体持水能力的表现, 定义为土中吸力 (孔隙水势能) 和重量含水率、体积含水率或饱和度之间的关系<sup>[1]</sup>。

Bachmann 等<sup>[2]</sup>总结了土体持水理论的近期发展, 包括表面张力和温度的作用。

基金项目: 国家重点基础研究发展计划 (“973”计划) 项目 (2012CB026102); 国家自然科学基金项目 (11302243, 11372078)  
收稿日期: 2015-03-26

在冻土中, 当温度低于零度时, 仍有部分水是不结冰的。这主要是由于孔隙水的能量状态较低, 从而降低了水的冰点<sup>[3]</sup>。孔隙水的总势能包括基质势能和渗透势能, 其中基质势能包括毛细部分和吸附部分, 而渗透势能与孔隙水的溶质有关。冻结特征曲线表示为冻结温度和未冻水含量之间的关系, 与土水特征曲线的定义类似, 也可以作为土体持水特性的表征<sup>[3-5]</sup>。该曲线在模拟冻土中孔隙水、热和溶质的迁移具有重要作用<sup>[6-7]</sup>。

早在 20 世纪 60 年代就有学者研究了 SFC 和 SWCC 的相似性, 并且给出了相应的理论解释<sup>[3-4]</sup>, 其中孔隙水的总势能可以通过测量到的冻结温度采用 Clapeyron 方程计算得出<sup>[3, 8-9]</sup>。根据上述的理论基础, Koopmans 等<sup>[4]</sup>指出土体的冻结特征与土水特征有关, 并且试验结果也指出两条曲线较一致<sup>[3, 5, 10]</sup>。Black 等<sup>[11]</sup>采用修正的 Clausius-Clapeyron 方程结合测量到的冻结特征曲线, 通过引入气-水表面张力(室温)和冰-水表面张力(零度)的比值, 模拟得出了土水特征曲线。Flerchinger 等<sup>[6]</sup>采用现场得到的 SFC 推得 SWCC, 模拟冻土和未冻土的动力学特性。Wen 等<sup>[7]</sup>采用一种新型基质势能传感器测量土体在零度以下时的基质势能, 该测量值比根据冻结温度降低法计算出的理论值要低, 他们认为主要是由于吸附和渗透作用。

在测试方面, 当势能较低时(含水率较低), 测量到的 SFC 精确度高且速度快; 而 SWCC 的测量随着含水率的降低, 精度越来越差并且非常耗时。因此根据两条曲线的相似性, 当土体中的势能较低时, 可以通过 SFC 来快速精确地得出持水特性<sup>[3, 5]</sup>。试验结果证明采用冻结温度降低法获得的 SWCC 和常规方法, 比如压力板、干湿计和蒸汽平衡法获得的 SWCC 在势能大于 -10 MPa 吻合较好。因此孔隙水的冻结温度降低法可能提供了快速测量土体持水特征的另外一种方法, 仅需要 24 h 即可获得完整的曲线<sup>[5]</sup>。然而上述试验结果只是在势能较高时成立, 当势能较低时, 试验结果非常少。

本文采用低温恒温冷浴控制土样的冻结温度(最低温度到 -39 °C), 当土样在某一级温度下冻结平衡时, 将其放入核磁共振系统中测量对应温度下的未冻水含量, 从而可以得到冻结特征曲线。另外, 土水特征曲线则是通过压力板仪结合蒸汽平衡法获得。根据试验结果, 分析研究了这两条特征曲线之间的关系。

## 1 理论基础

当土体系统达到平衡时, 组分的化学势是相等的。Wei<sup>[12]</sup>推导出了孔隙流体中组分化学势的广义表达

式, 显式地考虑了渗透、毛细和吸附效应。对多相土, 孔隙溶液中水分的化学势可以表示为

$$\mu^{1_{\text{H}_2\text{O}}}(T, p^1) = \tilde{\mu}_{\oplus}^{1_{\text{H}_2\text{O}}}(T, p_{\text{atm}}) + \frac{p^1}{\rho_{\oplus}^{1_{\text{H}_2\text{O}}}} + \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln a^{1_{\text{H}_2\text{O}}} + \Omega^1, \quad (1)$$

式中  $\tilde{\mu}_{\oplus}^{1_{\text{H}_2\text{O}}}$  为纯水的参考化学势, 为温度和压力的函数,  $\tilde{\mu}_{\oplus}^{1_{\text{H}_2\text{O}}}(T, p_{\text{atm}}) = \tilde{\mu}_0^{1_{\text{H}_2\text{O}}}(T_0, p_{\text{atm}}) - \int_{T_0}^T \frac{h_1}{T} dT$ , 其中  $h_1$  为水的莫尔焓,  $p_{\text{atm}}$  为大气压,  $T$  为 Kelvin 温度,  $p^1$  为孔隙水的真实孔压,  $\rho_{\oplus}^{1_{\text{H}_2\text{O}}}$  为纯水的质量密度, 假设为常数。式(1)右边第 3 项表示渗透效应, 其中  $R$  为气体常数,  $M_{\text{H}_2\text{O}}$  为水的莫尔质量,  $a^{1_{\text{H}_2\text{O}}}$  为水的活度, 是  $T$ ,  $p^1$  和溶质浓度的函数;  $\Omega^1$  为土骨架引起的表面势能, 具体可参考文献[12]。

假设冰中只有纯水, 不包含任何溶质, 则冰的化学势可以表示为

$$\mu^{i_{\text{H}_2\text{O}}} = \tilde{\mu}_{\oplus}^{i_{\text{H}_2\text{O}}}(T, p_{\text{atm}}) + \frac{p^i}{\rho_{\oplus}^{i_{\text{H}_2\text{O}}}}, \quad (2)$$

式中,  $\tilde{\mu}_{\oplus}^{i_{\text{H}_2\text{O}}}$  为参考化学势,  $p^i$  为冰压力,  $\rho_{\oplus}^{i_{\text{H}_2\text{O}}}$  为冰的质量密度。在冻土中, 冰为非侵湿相, 则毛细和吸附作用可以忽略。在标准大气压下, 纯水的冰点为  $T_0$  (为 0 °C), 则

$$\tilde{\mu}_{\oplus}^{i_{\text{H}_2\text{O}}}(T, p_{\text{atm}}) = \tilde{\mu}_0^{i_{\text{H}_2\text{O}}}(T_0, p_{\text{atm}}) - \int_{T_0}^T \frac{h_i}{T} dT. \quad (3)$$

式中,  $h_i$  为冰的莫尔焓。

在冻土中, 未冻水的化学势和冰的化学势是相等的, 即  $\mu^{1_{\text{H}_2\text{O}}} = \mu^{i_{\text{H}_2\text{O}}}$ , 结合式(1)~(3), 推导出以下表达式:

$$L_f \ln \left( \frac{T_0 - T}{T_0} \right) = \frac{p^1}{\rho_{\oplus}^{1_{\text{H}_2\text{O}}}} + \frac{RT}{M_{\text{H}_2\text{O}}} \ln a^{1_{\text{H}_2\text{O}}} + \Omega^1 - \frac{p^i}{\rho_{\oplus}^{i_{\text{H}_2\text{O}}}}, \quad (4)$$

式中,  $L_f$  为冰的潜热,  $L_f = h_i - h_1$ , 假设与温度无关。冻土中冰点的降低主要是由以下因素造成的: 毛细效应、溶质和吸附作用, 因此式(4)为广义的 Clapeyron 方程。

式(4)右边前 3 项表示孔隙水的总势能, 与冻土的冰点降低值有关。其中右边第 1 项和第 3 项合称为基质势能, 第 2 项则是渗透势能。根据该表达式可知, 温度传感器的精度对试验结果的影响是非常大的, 温度降低一度, 势能则降低 1.23 MPa, 在试验中所用的温度传感器精度为 0.01 °C。

## 2 试验材料

本文采用粉土和黏土为研究对象, 其物理性质如表 1 所示。表中的比表面积采用  $\text{N}_2$  气吸附法获得。试验中采用的土样均为重塑土样, 其中初始含水率粉土

为 16%，黏土为 20%，静压法制样。为了消除铁磁物质对核磁共振主磁场均匀性的影响，采用聚四氟乙烯环刀。该环刀土样的截面积为 16 cm<sup>2</sup>，高度为 2 cm，初始干密度粉土为 1.60 g/cm<sup>3</sup>，黏土为 1.40 g/cm<sup>3</sup>。

表 1 粉土和黏土的物性指标

Table 1 Physical properties of silt and clay

土样	比表面积 $S_a/(m^2 \cdot g^{-1})$	相对 密度 $G_s$	液限 $w_L$ /%	塑限 $w_P$ /%	各粒组含量 (mm) /%		
					0.25~ 0.075	0.075~ 0.005	<0.005
粉土	6.22	2.68	29.4	19.8	17.7	79.4	2.9
黏土	22.63	2.71	42.0	22.5	0	80.3	19.7

### 3 土水特征曲线试验

采用压力板仪测得粉土和黏土在高含水率状态下的土水特征曲线。首先将陶土板和土样抽真空饱和，然后将土样放在饱和的陶土板上，用力按压，使土样和陶土板紧密接触。土样从饱和状态开始施加吸力进行脱湿，试验所得结果如图 1 和图 2 中的圆圈点所示，采用重量含水率表示。图 1 中粉土的吸湿曲线采用应力式压力板仪获得 (1DSWCC)，即当土样脱湿完成之后分级减小吸力进行吸湿试验，采用星号表示。

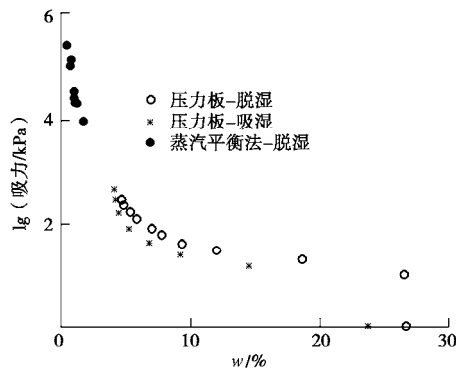


图 1 粉土的土水特征曲线

Fig. 1 SWCCs obtained by pressure plate and vapor equilibrium technique for silt

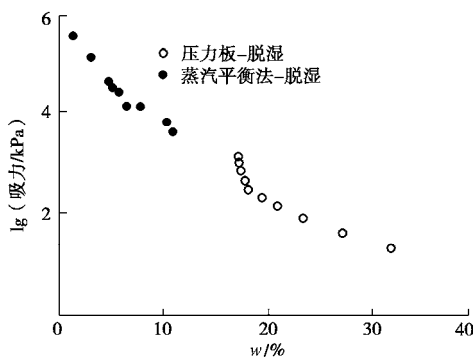


图 2 黏土的土水特征曲线

Fig. 2 SWCCs obtained by pressure plate and vapor equilibrium technique for clay

从图 1 中可以看出，粉土存在一定的滞回特性。并且在吸湿过程中，当吸力减小为 0 kPa 时，土样并未达到完全饱和的状态，存在着一定的残余气体。

当含水率较低时，采用相对湿度法（蒸汽平衡）获得低势能状态下的土水特征曲线。孔隙水的势能（吸力）与相对湿度的关系为

$$\psi = \frac{RT}{V_w} \ln RH \quad (5)$$

式中， $\psi$  为孔隙水势能， $R$  为气体状态常数， $T$  为 Kelvin 温度， $V_w$  为水的单位莫尔体积， $RH$  为对应的相对湿度。试验中所使用的饱和盐溶液及对应的吸力（势能）见表 2（温度为 27℃）。

表 2 27℃ 饱和盐溶液及其对应吸力值

Table 2 Saturated salt solution and corresponding suction at 27℃

饱和盐溶液	吸力/MPa	饱和盐溶液	吸力/MPa
K <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	3.97	(NH <sub>4</sub> ) <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>	29.65
CuSO <sub>4</sub> · 5H <sub>2</sub> O	6.25	NaCl	34.50
KNO <sub>3</sub>	12.38	K <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> · 2H <sub>2</sub> O	116.37
ZnSO <sub>4</sub> · 7H <sub>2</sub> O	12.90	MgCl <sub>2</sub> · 6H <sub>2</sub> O	155.21
KCl	24.09	LiCl	302.39

土样的制作方法和压力板试验是一致的，将制备好的土样放入相对湿度控制箱里，如图 3 所示，每级吸力平衡时间为 2 个月。试验结果如图 1 和图 2 中的高吸力段所示。

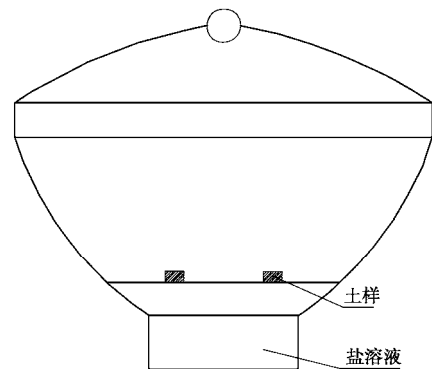


图 3 相对湿度法示意图

Fig. 3 Sketch of vapor equilibrium method

当土体中孔隙水的含量较低时，压力板测量到的结果误差较大<sup>[13]</sup>，和蒸汽平衡法不是连续一致的，如图 2 所示。而这与前人的研究成果是一致的，Madsen 等<sup>[14]</sup>指出在相同含水率时，压力板得到的孔隙水势能低于其他方法，如干湿计和张力计等。这主要是因为随着含水率的减小，土样中的孔隙水和压力板中的水的连续性越来越差，使得平衡时间越来越慢<sup>[13-14]</sup>。

低场核磁共振技术（NMR）通过测量氢电子的信号强弱，可以快速无损的得到土体中水分的分布状态。

采用苏州纽迈公司生产的PQ-001低场核磁共振分析仪,对每一级吸力平衡的粉土样进行水分分析。在粉土的脱湿过程中,当每级吸力达到平衡时,将土样放入低场核磁共振系统中,得出在该吸力下土样的水分分布。从试验结果来看,土体从饱和状态脱湿到非饱和状态时,首先是大孔隙先排水,然后是小孔隙再开始排水,吸湿正好相反。这是和理论相对应的,主要是因为大孔隙内的孔隙水势能较高。随着吸力的进一步增加,信号衰减变得较平缓,此时含水率开始缓慢的减小。当土体接近于残余含水率状态时,水分以吸附水的形式存在于土中很难排出。

### 4 冻结特征曲线

该试验制样方法与前面相同,首先将土样抽真空饱和,然后将饱和土样放入低温恒温冷浴内,在设定的低温下连续冻结 4 h 以上,使其冻结完全。将充分冻结的土样放入核磁共振系统中测量对应于该温度下的未冻水含量。然后再将该土样放入低温恒温冷浴中设定下一级温度,重复上述试验,从而获得冻结曲线。为了排除过冷效应的影响,土样从 -39 开始升温。

采用核磁共振法测量冻土中冰与未冻水含量之间的关系已经得到了充分的验证<sup>[15]</sup>。当土体从饱和状态开始冻结时,首先是大孔隙先结冰,然后再是小孔隙结冰,这与土体的脱湿过程是一致的。当温度降低到 -39 时,仍存在部分的未冻水膜,该未冻水膜是为不断增长的冰透镜体提供液态水的通道<sup>[15]</sup>,也是冻土产生冻胀的主要原因。

#### 4.1 未冻水含量计算

为了排除温度对核磁信号的影响,将土样的温度升高至正温,获得正温区的顺磁回归线。在正温区,土样的含水率没有发生变化,信号强度随着温度的降低而增大;当温度降为零度以下时,由于土体发生冻结,此时信号快速减小。因此,未冻水含量可由以下方法计算:假设正温区的顺磁回归线在负温区也适用,将该曲线延长至负温区。在某一负的温度下测得的信号强度除以在该温度下顺磁回归线上的信号强度乘以总含水率,即为该温度下的未冻水含量<sup>[15]</sup>。

采用上述方法计算出对应每一级温度下的未冻水含量,则可以获得冻结特征曲线如图 4 所示。从图上可以看出,在相同温度时,黏土的未冻水含量高于粉土。

#### 4.2 土水特征曲线和冻结特征曲线之间的关系

因为孔隙水的势能较低,土样会呈现一定的超冷现象;冻结温度降低法指的是利用冻土的冻结特征曲线来反算土样中孔隙水的势能<sup>[16]</sup>。假设冰压力为零,

根据式(4)可得

$$\psi = L_t \ln\left(\frac{T_0 - T}{T_0}\right) \quad (6)$$

式中,  $\psi$  为孔隙水势能。根据式(6)可以推得温度与孔隙水势能的关系,将每一级温度下的未冻水含量表征为土样在对应势能时所滞留的水分,试验结果如图 5 和图 6 中的黑色星号所示。

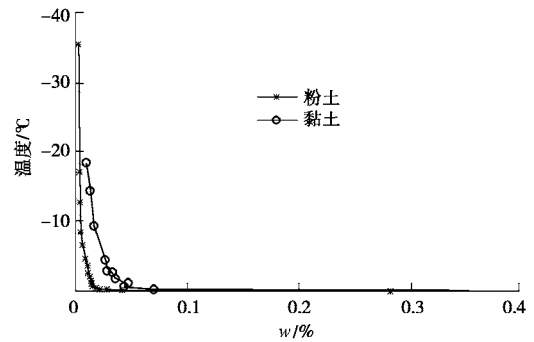


图 4 粉土和黏土的冻结特征曲线

Fig. 4 Freezing characteristic curves of silt and clay

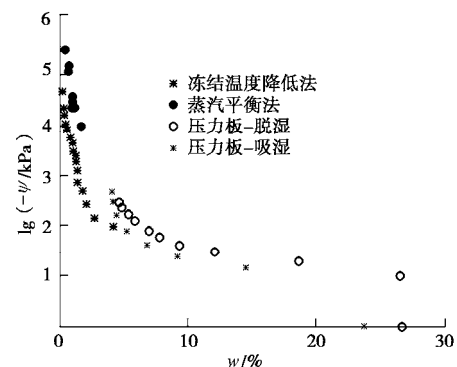


图 5 粉土的孔隙水势能和含水率之间的关系

Fig. 5 Relationship between water content and soil water potential

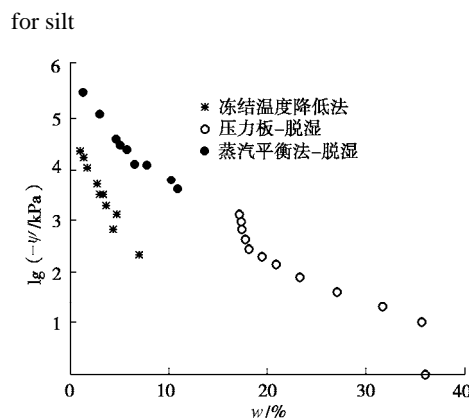


图 6 黏土的孔隙水势能和含水率之间的关系

Fig. 6 Relationship between water content and soil water potential for clay

在压力板仪中,直接控制的是土样的基质吸力,而冻结法和蒸汽平衡法获得的则是孔隙水的总势能,在该试验中忽略了溶质的影响(渗透势能),即总势

能等于基质势能。另外, SWCC 是在室温条件测得的 (27), 冻结温度降低法计算出的则是 0 时的势能与含水率之间的关系。从上面两个图上可以看出, 在相同含水率时, 冻结温度降低法计算出的孔隙水势能明显大于测量到的 SWCC。这可能是由于冰或气体的存在, 引起土颗粒对孔隙水的相互作用不同, 使得在低含水率时两条曲线不一致。下面一节针对该吸附状态进行微观机理分析。

## 5 试验结果分析

当非饱和土中的饱和度很低时 (即处于吸附区域), 孔隙中不再存在自由水, 此时孔隙水主要是吸附在固体颗粒表面以及残留在颗粒接触面附近。在上述极端条件下, 孔隙水的流动不受重力作用的影响, 主要是由分子间作用力所控制。这种分子间作用力, 主要包括: 固体表面所带电荷与极性水分子之间的静电力、van der Waals 力、水分子电极与固体颗粒表面的相互作用力、氢键作用等。分子间作用力主要在吸附层起作用, 这层水膜的厚度约为 1~100 nm, 要比孔隙尺寸小得多。因此, 对于中/高饱和度的粗颗粒多孔介质, 分子间作用力对孔隙液体平均化学势的贡献是很小的, 可以忽略。但是, 对于低饱和度或细颗粒多孔介质 (如某些黏土或膨胀土), 该分子间作用力是不能忽略的。此时孔隙水的流动主要是以吸附膜的流动进行的, 而正是由于这些分子间作用力导致多孔介质中的膜流动现象。膜流动是地表土壤蒸发干燥的一个重要过程<sup>[17]</sup>, 也是寒区地表土层发生冻胀的主要原因。

根据表面化学原理, 土水之间的相互作用分为非极性范德华作用和极性作用。该吸附作用力可以表示为

$$\Pi = \frac{A_H}{6\pi h^3} + \frac{V_{HR}^0}{h_0} \exp\left(-\frac{h}{h_0}\right) \quad (7)$$

式中 右边第一项表示颗粒间的范德华力  $h$  为吸附膜厚度, 可通过声干涉方法和椭圆光度法来测得;  $A_H$  为 Hamaker 常数, 与介电常数有关, 表示颗粒表面和液体之间由于短程范德华力产生的相互作用<sup>[18]</sup>。范德华力在所有的物质中均存在, 当  $h < 500 \text{ \AA}$  时较明显。式中第二项表示为水合结构力,  $V_{HR}^0$  为相互作用能量常数, 与表面润湿  $V_{HR}^0$  性有关,  $h_0$  为衰减长度。当膜的厚度为 10 nm 左右时, 此结构力开始起作用, 并随着膜厚度的减小较快地增长。

固-液-气之间的 Hamaker 常数对描述吸附过程来说, 是个很重要的参数, 囊括了表面特性的非均质性、几何形态、静电作用和范德华相互作用, 在土中典型

的取值为  $-10^{-19} \sim -10^{-20} \text{ J}$ 。从文献中可知 Hamaker 常数为  $-6 \times 10^{-20} \text{ J}$  对土体来说是个有效值<sup>[19]</sup>。另外, 由于土颗粒具有亲水性, 水分会在固体表面铺展开来, 因此与铺展系数有关。

土体中吸附水的数量和位置与土体的比表面积和黏土颗粒含量是密切相关的, 本文采用 Tuller 等<sup>[19]</sup> 给出的重量含水率与水膜厚度之间的关系:

$$\theta_m = h S_a \rho_w \quad (8)$$

式中,  $S_a$  为比表面积 ( $\text{m}^2/\text{g}$ )。由此可以建立重量含水率和吸附力之间的关系  $\theta_m = f(\Pi)$ 。

采用上述表达式对所测量结果进行模拟, 结果如图 7 中的实线所示, 其中温度达到  $-39^\circ\text{C}$  时, 仍然存在 1 nm 厚度的未冻水膜 (2~3 层水分子)。假设由于冰或气体的存在, 对孔隙水的结构作用不同, 使得水合结构力不同。因此对黏土和粉土来说, 参数取值为  $A_H = -6 \times 10^{-20} \text{ J}$ ,  $h_0 = 0.8 \text{ nm}$ 。SWCC:  $V_{HR}^0 = 0.32 \text{ N/m}$ ; SFC:  $V_{HR}^0 = 0.008 \text{ N/m}$ 。

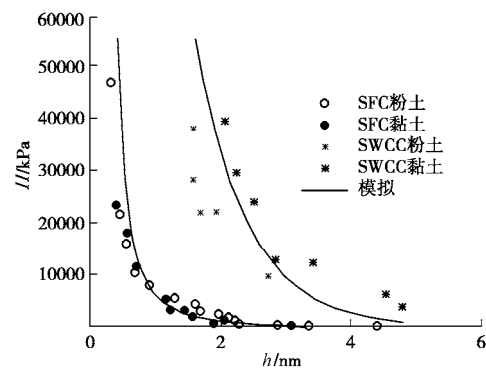


图 7 分子间作用力和水膜厚度之间的关系

Fig. 7 Relationship between intermolecular force and thickness of water films

## 6 结 论

(1) 采用压力板仪结合蒸汽平衡法获得了粉土和黏土在整个含水率范围内的土水特征曲线; 指出随着含水率的降低, 压力板仪得出的结果误差较大。

(2) 利用低温恒温冷浴控制温度, 然后基于核磁共振系统测量出对应温度下的未冻水含量, 得出粉土和黏土的冻结特征曲线; 由于黏土的比表面积较大, 使得在相同温度时, 黏土的未冻水含量高于粉土。

(3) 基于冻土的冻融循环过程与土体的脱吸湿过程的相似性, 将冻土的冻结特征曲线和土水特征曲线进行比较。由于冰或气体的存在使得土颗粒与水之间的相互作用不同, 冻结特征曲线得出的势能与含水率之间的关系与测量到的 SWCC 不吻合。

(4) 根据表面化学的概念, 提出土体处于吸附状态时分子间作用力与含水率之间的关系。该表达式结

合常规的土水特征曲线模型可以描述非饱和土在整个含水率范围内的土水特性。

#### 参考文献：

- [1] VANAPALLI S K, FREDLUND D G, PUFAHL D E. The influence of soil structure and stress history on the soil-water characteristics of a compacted till[J]. *Géotechnique*, 1999, **49**(2): 143 – 158.
- [2] BACHMANN J, VAN DER PLOEG R R. A review on recent developments in soil water retention theory: interfacial tension and temperature effects[J]. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 2002, **165**(4): 468 – 478.
- [3] SPAANS E J A, BAKER J M. The soil freezing characteristic: its measurement and similarity to the soil moisture characteristic[J]. *Science Society of America Journal*, 1996, **60**(1): 13 – 19.
- [4] KOOPMANS R W R, MILLER R D. Soil freezing and soil water characteristic curves[J]. *Soil Science Society of America Proceedings*, 1966, **30**: 680 – 685.
- [5] BITTELLI M, FLURY M, CAMPBELL G S. A thermodielectric analyzer to measure the freezing and moisture characteristic of porous media[J]. *Water Resources Research*, 2003, **39**(2): 1041.
- [6] FLERCHINGER G N, SEYFRIED M S, HARDEGREE S P. Using soil freezing characteristics to model multi-season soil water dynamics[J]. *Vadose Zone Journal*, 2006, **5**(4): 1143 – 1153.
- [7] WEN Z, MA W, FENG W, et al. Experimental study on unfrozen water content and soil matric potential of Qinghai-Tibetan silty clay[J]. *Environmental earth sciences*, 2012, **66**(5): 1467 – 1476.
- [8] DROTZ H H, TILSTON E L, SPARRMAN T, et al. Contributions of matric and osmotic potentials to the unfrozen water content of frozen soils[J]. *Geoderma*, 2009, **148**(3/4): 392 – 398.
- [9] SUZUKI S. Dependence of unfrozen water content in unsaturated frozen clay soil on initial soil moisture content[J]. *Soil Science and Plant Nutrition*, 2004, **50**(4): 603 – 606.
- [10] WATANABE K, FLURY M. Capillary bundle model of hydraulic conductivity for frozen soil[J]. *Water Resources Research*, 2008, **44**(12): W12402.
- [11] BLACK P B, TICE A R. Comparison of soil freezing curve and soil water curve data for Windsor sandy loam[J]. *Water Resources Research*, 1989, **25**(10): 2205 – 2210.
- [12] WEI C. A theoretical framework for modeling the chemomechanical behavior of unsaturated soils[J]. *Vadose Zone Journal*, 2014, **13**(9): 1 – 21.
- [13] CAMPBELL G S. Soil water potential measurement: An overview[J]. *Irrigation Science*, 1988, **9**(4): 265 – 273.
- [14] MADSEN H B, JENSEN C R, BOYSEN T. A comparison of the thermocouple psychrometer and the pressure plate methods for determination of soil water characteristic curves[J]. *Journal of Soil Science*, 1986, **37**(3): 357 – 362.
- [15] AR 泰斯, JL 奥利丰特, 朱元林, 等. 用脉冲核磁共振法及物理解吸试验测定的冻土中冰和未冻水之间的关系 [J]. *冰川冻土*, 1983, **5**(2): 37 – 46. (TICE A R, OLIPHANT J L, ZHU Yuan-lin, et al. Relationship between the ice and unfrozen water phases in frozen soils as determined by pulsed nuclear resonance and physical desorption data[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1983, **5**(2): 37 – 46. (in Chinese))
- [16] LIU Z, ZHANG B, YU X, et al. A new freezing method for soil water characteristic curve measurement[C]// *Proceedings of the Transportation Research Board 90th Annual Meeting*. Washington DC: 2011.
- [17] NITAO J J, BEAR J. Potentials and their role in transport in porous media [J]. *Water Resources Research*, 1996, **32**(2): 225 – 250.
- [18] ISRAELACHVILI J N. *Intermolecular and surface forces*[M]. Burlington: Academic Press, 2010.
- [19] TULLER M, OR D. Water films and scaling of soil characteristic curves at low water contents[J]. *Water Resources Research*, 2005, **41**(9): W09403.

( 本文责编 孙振远 )