

DOI: 10.16285/j.rsm.2016.06.002

裂隙冻胀压力及对岩体造成的劣化机制初步研究

刘泉声^{1,2}, 黄诗冰¹, 康永水¹, 刘建平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. 武汉大学 土木建筑工程学院 岩土与结构工程安全湖北省重点实验室, 湖北 武汉 430072)

摘 要: 岩体在冻融循环下裂隙中会经历冻胀力的萌生、发展与消散, 裂隙冻胀扩展和岩体冻胀损伤程度受冻胀力控制, 基于热力学、渗流理论、界面力学和弹性理论建立了柱形封闭裂隙中冻胀力演化模型, 对考虑水分迁移和不迁移两种情况下的冻胀力量值进行了研究。结果表明: 不考虑水分迁移作用下冻胀力随裂隙饱和度 γ 和岩石弹性模量 E_s 增加而迅速增大, 当 $E_s > 10$ GPa 且 $\gamma > 94\%$ 时产生的冻胀力超过 15 MPa, 足以驱动任何岩体冻胀开裂, 不同岩石裂隙冻胀开裂存在一个对应的临界饱和度 γ_{\min} ; 考虑岩石的透水性, 渗透率低于 5×10^{-14} cm² 的低渗透性岩石中裂隙水冻结会产生较大的冻胀水压力, 容易引起裂隙冻胀扩展; 而在渗透率大于 10^{-12} cm² 的高渗透性岩石中, 饱和裂隙水冻结难以形成有害的冻胀水压, 裂隙冻胀开裂主要是冻结后期在冰-岩界面间的微观未冻水膜中产生的分离压力引起。

关键词: 裂隙岩体; 冻胀力; 水分迁移; 分离压力; 劣化机制

中图分类号: TU 456

文献标识码: A

文章编号: 1000 - 7598 (2016) 06 - 1530 - 13

Preliminary study of frost heave pressure and its influence on crack and deterioration mechanisms of rock mass

LIU Quan-sheng^{1,2}, HUANG Shi-bing¹, KANG Yong-shui¹, LIU Jian-ping¹

(1. State Key Laboratory of Geomechanics and Geotechnical Engineering, Institute of Rock and Soil Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Wuhan, Hubei 430071, China; 2. Hubei Provincial Key Laboratory of Geotechnical and Structural Engineering Safety, School of Civil and Architectural Engineering, Wuhan University, Wuhan, Hubei 430072, China)

Abstract: It is known that frost heave pressure goes through the process of initiation, development and dissipation when rock cracks under freeze-thaw cycles. Moreover, both the frost extension of cracking and the degree of frost damage of rock depend on frost heave pressure. Therefore, an analytical model is established for frost heave pressure in an idealized cylindrical closed crack, based on the theory of thermodynamics, seepage mechanics, interfacial mechanics and elastic theory. Besides, the effect of moisture migration on the value of frost heave pressure is investigated. Without considering the moisture migration, the results show that the frost heave pressure increases rapidly with the increase of water saturation γ in crack and rock elastic modulus E_s . Under the condition of $E_s > 10$ GPa and $\gamma > 94\%$, the frost heave pressure exceeds 15 MPa, which is high enough to drive rocks to initiate cracking. In addition, the rock starts to crack once the water saturation reaches its own critical value, γ_{\min} . For rocks with the low permeability below 5×10^{-14} cm², a high frost heave pressure can be produced by frozen water in the crack, which easily leads to frost crack propagation. However, for rocks with the permeability above 10^{-12} cm², the frost heave water pressure could not cause any damage. The main reason for crack frost propagation in high permeability rock is the disjoining pressure in a microscopic unfrozen water film between ice and rock interface after water frozen.

Keywords: fractured rock mass; frost heave pressure; water migration; disjoining pressure; deterioration mechanism

1 引 言

寒区岩土工程建设、液化天然气和石油气低温

储存以及冻结法施工都涉及岩体冻融损伤问题, 裂隙是影响岩体稳定性的重要地质结构, 岩体的冻胀劣化主要是由于裂隙水相变体积膨胀产生冻胀力驱

收稿日期: 2014-11-07

基金项目: 国家自然科学基金重点项目 (No.41130742); 国家自然科学基金青年基金项目 (No.41302237)

This work was supported by the Key Program of National Natural Science Foundation of China (41130742) and the Young Scholars of National Natural Science Foundation of China (41302237).

第一作者简介: 刘泉声, 男, 1962 年生, 博士, 研究员, 博士生导师, 主要从事岩土工程方面的教学与研究工作。E-mail: liuqs@whrsm.ac.cn

通讯作者: 黄诗冰, 男, 1989 年生, 博士研究生, 主要从事裂隙岩体低温多场耦合与冻融损伤机制方面的研究。E-mail: huang1989.9@163.com

动裂隙扩展引起。国内外多是基于连续介质力学，通过低温冻融试验研究完整岩石的冻融损伤机制^[1-3]，对岩体裂隙中冻胀力和裂隙岩体冻胀劣化机制研究较少。夏才初等^[4]对寒区隧道岩体冻胀敏感性进行了分级研究，认为实际工程岩体冻胀是岩石与裂隙二者冻胀的综合表现，因此，关注裂隙的冻胀扩展过程至关重要。

为了研究岩体裂隙的冻胀扩展机制，首先应对破坏荷载-冻胀力进行研究。到目前为止，岩体裂隙中冻胀力的求解还没有一个确切的模型可以描述，国内外学者主要通过理论分析、室内试验和数值模拟对裂隙中冻胀力大小进行了探究，取得了一些成果。

Bridgman^[5]很早就指出在-22℃时最大冻胀水压力理论上可以达到207 MPa。Davidson等^[6]利用光弹性技术测试了水在狭槽中冻结产生的冻胀力大小，得到的最大冰压力为1.1 MPa。Winkler^[7]通过试验研究表明：不考虑孔隙体积膨胀，孔隙水在-5、-10、-20℃时相变产生的膨胀压力分别为61.0、133.0、211.5 MPa。Akagawa等^[8]对凝灰岩的冻胀机制进行了研究，采用分凝势原理并结合克拉贝隆公式，给出了冻胀水压力的经验估算公式。赵鹏等^[9]对冻融循环条件下危岩主控结构面的冻胀扩展机制进行了研究，假定主控结构面尖端为圆形，得到了冻胀力与冻结温度与裂隙几何尺寸的关系式。刘泉声等^[10]采用等效热膨胀系数法对单裂隙中的冻胀力和裂尖冻胀应力场进行了数值模拟分析。

低温裂隙中水冰相变体积膨胀，对于渗透性岩石而言，裂隙水冻结过程中还会发生迁移，这是伴随冻胀力产生的两个主要过程^[11-12]。长期以来，低温冰体生长引起裂隙岩体冻胀劣化的力学机制有两种争议性的说法：一种理论认为水冰相变体积膨胀9%，在膨胀压力作用下孔隙周围和裂隙尖端产生的拉应力是引起岩体冻胀开裂的主要原因；另一种理论认为冰分凝才是导致岩体劣化的根本原因，因为在分凝势的作用下未冻区的水分会通过冻结缘向冰透镜体处迁移，随后冰透镜体不断生长，产生更大的冻胀荷载驱动裂隙扩展，而导致岩体破裂的应力是由冰岩界面间的分离压力提供。

Michaud等^[13]认为，在裂隙冻胀水压力下产生的内部应力超过岩体强度时冻胀产生，冻胀水压力大小是由冻结速率决定的。Liu等^[14]为了研究饱和孔隙介质冻胀引起的内部损伤机制，基于水冰相变热力学理论和水化水泥浆的开裂机制提出了水泥浆冻胀损伤模型，认为引起孔隙介质损伤的冻胀力实

际就是水冰相变产生的高水头压力。McGreevy等^[11]同样指出，在封闭裂隙中，冻胀过程中水分从冻结处被挤出形成的高水头压力是导致岩体孔隙裂隙拉裂破坏的根本原因。但Derjaguin等^[15]和Churaev等^[16]却认为，未冻水膜上的分离压力是引起孔隙介质冻胀的原因，当分离压力超过孔隙骨架能承受的压力时孔隙会被拉裂。Vlahou等^[17]建立了冻结岩体球形空腔中水分迁移模型，认为冻结初期水压力升高会拉裂空腔，从而驱动水分向岩体基质中排出；冻结后期分离压力驱动岩体与冰介质分离，同时又将周围的未冻水吸入空腔，导致空腔中的冻胀力进一步增大。Walder等^[18]建立了裂隙岩体冻胀扩展理论模型，认为裂隙冻胀开裂是由于体积水向裂隙中迁移、冻结引起，文中将分离压力等同于裂隙冰生长产生的冰压力，利用断裂力学理论对冻胀冰压力下的裂隙扩展速率进行了数值计算，但并没有对冻胀力的求解过程进行探讨。

到目前为止，对于低温相变条件下驱动裂隙扩展的冻胀力类型还没有一个统一的结论，为了研究岩体裂隙中的冻胀力大小和裂隙岩体冻胀劣化的一般性机制，本文从岩体裂隙中水冰相变过程入手，首先结合相变理论和弹性力学建立了不考虑水分迁移条件下闭合裂隙中的冻胀力求解方程；然后结合热力学、渗流力学和界面力学等相关理论考虑裂隙水向岩体中迁移，从宏观到微观层面上建立了闭合裂隙中的冻胀力萌生、演化力学模型；最后结合冻胀力的求解结果，对裂隙岩体的冻胀劣化机制进行了分析与讨论。

2 裂隙岩体冻胀力模型研究

2.1 模型假设

裂隙中的冻胀力大小与裂隙几何形态有关^[6]，为了建立冻胀力演化的一般力学模型，假设裂隙为最简单的理想化圆柱体。冻结过程中，裂隙中的未冻水会逐渐减少，在冻结后期只存在几纳米厚度的未冻水膜^[19]，其压缩变形可以忽略。为了探究岩体裂隙中冻胀力量值与岩体冻胀劣化的一般机制，做如下假定：

(1) 裂隙为圆柱体，横断面为圆形，裂隙纵向长度远大于横断面半径，问题简化为平面应变状态。

(2) 岩体和冰体为弹性变形，水不可压缩。

(3) 由于冰岩界面间未冻水膜的存在，忽略界面上剪应力作用，岩体裂隙表面与冰体受均匀正应力。

(4) 冰体在圆形断面中均匀生长, 其横断面与裂隙断面为同心圆。

2.2 不考虑水分迁移下的冻胀力初步考察

为了探究水冰相变体积膨胀对裂隙扩展的影响, 首先不考虑裂隙水分迁移, 以水冰介质与岩体的膨胀耦合关系为切入点, 建立裂隙中冻胀冰压力的求解方程。

不计体力, 圆形裂隙受均布内压力 p_i 作用, 根据弹性力学理论可以解得裂隙内边界位移为^[20]

$$u_\rho = p_i R_0 (1 + \mu_s) / E_s \quad (1)$$

式中: u_ρ 为裂隙壁径向位移; p_i 为裂隙冰压力; R_0 为裂隙初始横断面半径; μ_s 和 E_s 为岩石的泊松比和弹性模量。

岩体冻结后, 由水冰岩界面膨胀耦合关系可得

$$V_i + V_w = V_v \quad (2)$$

式中: V_i 、 V_w 、 V_v 分别为单位长度裂隙冰体积、未冻水体积和裂隙容积。

在一个大气压下水冰相变体积膨胀系数记为 α , 一般取 $\alpha = 0.09$; 裂隙中的冰受到冻胀力作用体积压缩量为 ΔV_{ip} ; 由弹性力学理论可知, 在平面应变状态下, 初始体积为 V_{i0} 的单位长度圆柱体冰受均布围压 p_i 作用下的体积压缩量为

$$\Delta V_{ip} = \varepsilon_v V_{i0} = 2V_{i0} p_i (1 + \mu_i) (1 - 2\mu_i) / E_i \quad (3)$$

式中: $V_{i0} = (1 + \alpha) \beta \gamma \pi R_0^2$; ε_v 为裂隙冰的体应变; γ 为裂隙饱和度; β 为裂隙水冻结率; μ_i 和 E_i 分别为裂隙冰的泊松比和弹性模量。

单位长度裂隙中已冻冰的体积为

$$V_i = V_{i0} - \Delta V_{ip} \quad (4)$$

将式(3)代入式(4), 得

$$V_i = (1 + \alpha) \beta \gamma \pi R_0^2 \left[1 - \frac{2p_i (1 + \mu_i) (1 - 2\mu_i)}{E_i} \right] \quad (5)$$

单位长度裂隙中未冻水体积可表示为

$$V_w = (1 - \beta) \gamma \pi R_0^2 \quad (6)$$

结合式(1)可得单位长度裂隙在均布冰压力 p_i 作用下容积为

$$V_v = \pi (u_\rho + R_0)^2 = [1 + p_i (1 + \mu_s) / E_s]^2 \pi R_0^2 \quad (7)$$

将式(5)~(7)代入式(2), 可以得到关于冻胀力的求解方程为

$$\lambda_s^2 p_i^2 + [2\lambda_s + (1 + \alpha) \beta \gamma \lambda_i] p_i - (1 + \alpha \beta) \gamma + 1 = 0 \quad (8)$$

$$\text{式中: } \lambda_s = \frac{1 + \mu_s}{E_s}; \lambda_i = -\frac{2(1 + \mu_i)(2\mu_i - 1)}{E_i}.$$

从式(8)可以看出, 水冰相变冻胀冰压力与岩体力学强度、裂隙饱和度以及冻结率有关。将 $p_i > 0$ 代入式(8)可以得到能够产生冻胀力的最低裂隙饱和度和 γ_{\min} 为

$$\gamma_{\min} = \frac{1}{1 + 0.09\beta} \quad (9)$$

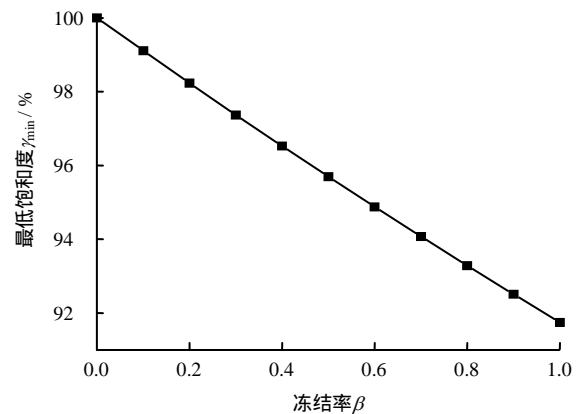


图1 最低裂隙饱和度 γ_{\min} 与冻结率 β 成线性反相关
Fig.1 The minimum saturation γ_{\min} inversely proportional to the frozen ratio β

冻结率是随冻结时间和温度变化的物理量。冻结终了, 未冻水主要存在于微观孔裂隙中, 而在宏观裂隙中未冻水膜厚度只有几纳米。因此, 不考虑水分迁移情况下, 在微观裂隙中产生冻胀压力不仅需要达到冻结点以下, 还需满足最低裂隙饱和度的要求, 但宏观裂隙中水冰相变完成后 $\beta = 1$, 从式(9)可得, 当 $\gamma > 91.7\%$ 时冻胀力产生。

裂隙饱和度越大, 低温冻胀对裂隙岩体的损伤程度最大, 为了考察冻结率对冻胀力的影响, 取 $\gamma = 100\%$, 结合式(8)绘制不同弹性模量下饱和度和裂隙中的冻胀力随裂隙水冻结率变化的理论过程曲线(参数取值见表1), 如图2所示。图中随着岩体裂隙水冻结过程的进行, 冻胀力迅速上升; 岩石弹性模量反映了岩石抵抗变形的能力, 图2说明坚硬岩体裂隙中的冻胀力比软弱岩体中高出许多, 并且随着冻结过程的发生, 高弹性模量岩体裂隙中冻胀力增长速度较低弹性模量岩体中快, 但随着弹性模量的增大, 冻结终了冻胀力变化并不明显, 这主要是由于水冰混合物的弹性模量只有 600 MPa ^[21], 坚硬岩石裂隙中以裂隙冰的压缩变形为主。

冻结终了, 对于宏观裂隙可不考虑未冻水含量影响, 取 $\beta = 1$, 结合式(8)可以绘制出不同裂隙饱和度下冻胀力随弹性模量变化的理论曲线, 如

图 3 所示。可见弹性模量对高饱和度裂隙中的冻胀力影响较大，图中 $E_s > 10$ GPa 且 $\gamma > 94\%$ 时产生的冻胀力超过了 15 MPa，大于一般工程岩石的实际抗拉强度。

表 1 冰与岩石力学参数取值^[21-22]
Table 1 Selected values of mechanical parameters of ice and rock^[21-22]

介质	弹性模量 E / GPa	泊松比 μ
冰	0.6	0.35
岩石	0.0 ~ 100.0	0.25

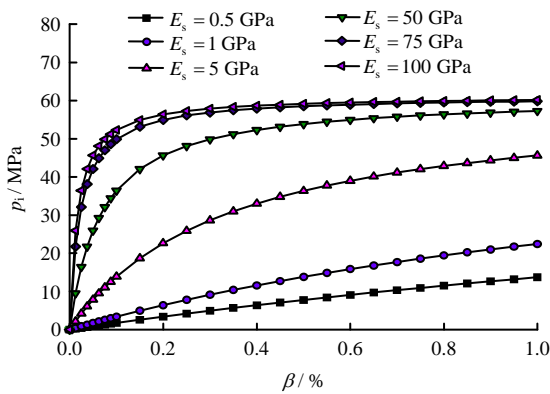


图 2 饱和裂隙不同弹性模量下冻胀力随冻结率变化理论曲线

Fig.2 Theoretical curves of frost heave pressure with frozen ratio under different elastic modulus conditions

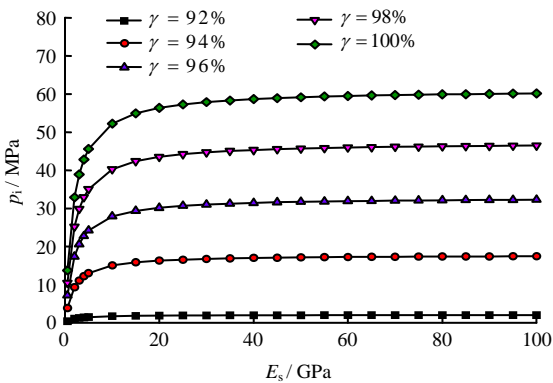


图 3 不同裂隙饱和度下冻胀力随岩石弹性模量变化理论曲线

Fig.3 Theoretical curves of frost heave pressure with elastic modulus under different crack water saturations

从图 1 可以看出，在不考虑水分迁移情况下，裂隙饱和度至少应达到 91.7% 才会产生冻胀力；图 3 中，对于弹性模量 $E_s = 100$ GPa 的岩石，当裂隙完全饱和时，计算得到最终冻胀力理论上达到了 60 MPa 以上，实际岩体裂隙不可能承受如此大的冻胀压力而不发生断裂，但图 2、3 中冻胀力的演化过程仍可为认识裂隙岩体冻胀劣化机制提供借鉴，如

果考虑具体的工程岩体强度，只需取图 2、3 冻胀破坏前的冻胀力演化段。

现结合具体裂隙岩体的力学强度和开裂判据，通过理论推导得到不同强度岩石的裂隙冻胀开裂条件。

不计体力，裂隙受均布内压力 p_i 作用下其平衡方程可在极坐标中表示为

$$rd\sigma_r/dr + (\sigma_r - \sigma_\theta) = 0 \quad (10)$$

式中： r 为岩体中一点到裂隙圆心距离； σ_r 和 σ_θ 分别为圆断面轴向和切向正应力。

从式 (10) 可以解得无限大岩体中裂隙圆截面周边 $r = R$ 处拉应力 σ_θ^R 为

$$\sigma_\theta^R = p_i \quad (11)$$

考虑岩石的抗拉强度，岩体裂隙壁上受到的拉应力超过岩石抗拉强度时会开裂扩展，利用最大拉应力准则：

$$f = \sigma_\theta - \sigma_t = 0 \quad (12)$$

式中： σ_t 为完整岩石的最大单轴抗拉强度。

将冻胀力 p_i 代入式 (12) 中可以得到岩石冻胀开裂的临界冻胀力 p_i 为

$$p_i = \sigma_t \quad (13)$$

将式 (13) 代入式 (8) 可以得到裂隙冻胀开裂临界饱和度 γ_t 与岩石抗拉强度 σ_t 的函数关系式为

$$\gamma_t = \frac{\lambda_s^2 \sigma_t^2 + 2\lambda_s \sigma_t + 1}{1 + \alpha\beta - (1 + \alpha)\beta\lambda_s \sigma_t} \quad (14)$$

结合式 (14) 绘制不同岩体弹性模量下裂隙冻胀开裂临界饱和度随岩石抗拉强度关系曲线，如图 4 所示。随着岩石抗拉强度提高，冻胀开裂临界饱和度也迅速增大，但 γ_t 的变化区间较小，在 91.8% ~ 93.5% 之间，说明冻胀力对裂隙饱和度十分敏感。在不考虑水分迁移情况下，即使岩体的抗拉强度较高，坚硬致密岩石的抗拉强度也不超过 10 MPa^[23]，从图 4 可以看出，裂隙饱和度达到 93.5% 时产生的冻胀力几乎足以拉裂任何岩石。可见对于致密坚硬的岩石，如果存在封闭饱和裂隙，产生的冻胀力很大，而当冻胀力超过裂隙扩展阈值时，裂隙会起裂扩展，冻胀力下裂隙网络扩展演化是岩体冻融损伤的根本原因，也是亟待解决的关键科学问题^[11]。既然岩体裂隙中的冻胀力对裂隙含水率敏感度如此之高，对于渗透性岩石而言，在计算冻胀力

的过程中理应考虑水分迁移的影响。

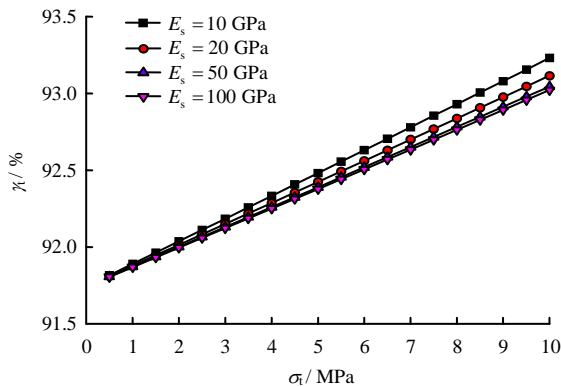


图 4 裂隙冻胀开裂临界饱和度随岩石抗拉强度变化
Fig.4 Variation of the critical saturation of crack frost-heave extension with tensile strength of rock

2.3 考虑水分迁移下的冻胀力模型

为了获取冻结过程中的水分迁移通量，必须考虑冰在柱形裂隙中的生长过程，从而建立裂隙中冻胀前期水压力和冻胀后期的分离压力演化方程。为此，在反映主要矛盾的前提下，还需补充以下假定条件：

(1) 水冰相变稳定发生，水冰和岩石中的热传递满足 Fourier 热传导方程，不考虑界面自由能变化对温度场影响。

(2) 裂隙含水饱和，裂隙水在岩石基质中的渗流满足 Darcy 定律，只考虑裂隙水沿横断面的径向流动。

(3) 裂隙中水冰不可压缩，岩石为弹性变形，不考虑裂隙间的相互影响。

2.3.1 热传导方程

冰在空腔中的生长可以看作是准静态^[24]，满足如下 Laplace 方程：

$$\nabla^2 T = 0 \quad (15)$$

式中： T 为岩体中的温度。

在极坐标系下，二维 Laplace 方程为

$$\frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} \left(r \frac{\partial T}{\partial r} \right) = 0 \quad (16)$$

该方程的通解可以表示为^[25]： $T = i + j \ln r$ ，其中 i 、 j 为待确定的未知参数。在冻结过程中裂隙水有一个过冷阶段，此时裂隙圆形横断面周围岩石中形成了稳定的冻结温度场，在远离圆心的边界位置 R_1 处温度为岩体所处环境的冻结温度 T_f ，冰体内部温度一致且与水-冰界面温度相等(如图 5(b)所示)，边界条件可表示为^[24]

$$T = T_f \quad r = R_1 \gg R \quad (17)$$

$$T^1 = T^i = T^1 \quad r = a \quad (18)$$

式中： a 为冰的生长半径； T^1 、 T^i 分别为裂隙中水和冰的温度； T^1 为水-冰界面上的温度； T_f 为边界冻结温度。

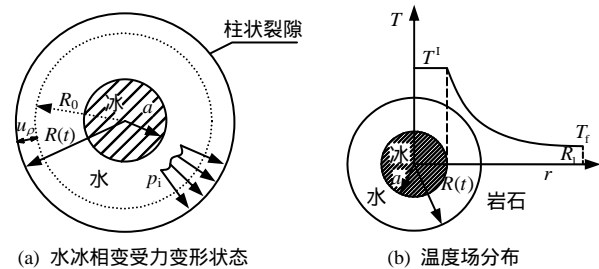


图 5 柱形裂隙横截面受力状态及温度场分布
Fig.5 Stress and temperature field distribution fields in the cross-section of a cylindrical crack

将式 (17) (18) 代入式 (16)，可得到裂隙周围温度场分布为

$$T = T^1 \quad r = a \quad (19)$$

$$T = T_f + \frac{T^1 - T_f}{\ln(a/R_1)} \ln(r/R_1) \quad r > a \quad (20)$$

在水-冰界面上能量守恒，热平衡方程可表示为

$$\ell \frac{dm_i}{dt} = [\lambda_T^i \nabla T^1 - \lambda_T^1 \nabla T^1] s \cdot \bar{n} \quad (21)$$

式中： ℓ 为相变潜热； λ_T^i 为冰体内的热传导系数； λ_T^1 为未冻水中的热传导系数； m_i 为裂隙冰质量； s 为水-冰界面面积； \bar{n} 为界面的外法线方向。

值得指出的是，式 (21) 中没有考虑水-冰界面自由能变化对温度场的影响，文献[24]中式 (2.64f) 指出，这一影响很小，可以忽略不计。

将温度场分布式 (19) (20) 代入式 (21) 中，可以得到裂隙冰生长速度与冻结温度的关系式为

$$\ell \rho_i a \dot{a} = \lambda_T^1 \frac{T_f - T^1}{\ln(a/R_1)} \quad (22)$$

式中： \dot{a} 为裂隙冰的生长速率， $\dot{a} = da/dt$ ； ρ_i 为裂隙水密度。

2.3.2 水冰质量守恒方程

裂隙水冰质量变化等于流入岩石基质中的水质量，考虑岩石中孔隙水的影响，岩体中的水冰质量守恒方程为

$$u \rho_i (2\pi r) = \Delta \rho d (\pi a^2) / dt \quad r = R \quad (23)$$

$$u\rho_1(2\pi r) = \Delta\rho d(\pi a^2)/dt - \rho_1(1 - \phi)d(\pi R^2)/dt \quad r > R \quad (24)$$

整理式 (23) (24) 可以得到裂隙水的迁移速度为

$$u = \frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1 r} \quad r > R \quad (25)$$

$$u = \frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1 r} - \frac{R\dot{R}}{r}(1-\phi) \quad r > R \quad (26)$$

式中： ρ_1 为体积水密度； $\Delta\rho = \rho_1 - \rho_i$ 为水冰密度差； u 为水分迁移速度； ϕ 为岩石孔隙率； \dot{R} 为裂隙膨胀速度， $\dot{R} = dR/dt$ 。

2.3.3 渗流场方程

裂隙水在岩体基质中的流动方程可以由 Darcy 定律描述如下：

$$u = -\frac{k\nabla p_1}{\mu} \quad (27)$$

式中： k 为岩石的渗透率； μ 为流体黏度系数； p_1 为岩体中水压力分布。

远离裂隙圆心，在边界位置 R_1 处水压力不受裂隙水流动影响，保持为初始静水压力 p_m ，由于裂隙半径较小，忽略裂隙半径方向上的水压力差，渗流场边界条件简化为

$$p_1 = p_m \quad r = R_1 \gg R \quad (28)$$

$$p_1 = \text{constant} \quad r > R \quad (29)$$

将式 (25) (26) 代入式 (27)，可以得到裂隙附近水压力场分布为

$$p_1 = -\frac{\mu}{k} \left[\frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1} - (1-\phi)R\dot{R} \right] \ln R + C \quad r > R \quad (30)$$

$$p_1 = -\frac{\mu}{k} \left[\frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1} - (1-\phi)R\dot{R} \right] \ln r + C \quad r > R \quad (31)$$

将边界条件式 (28) (29) 代入式 (31) 中可以确定常系数 C 为

$$C = p_m + \frac{\mu}{k} \left[\frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1} - (1-\phi)R\dot{R} \right] \ln R_1 \quad (32)$$

从而可以得到水压力场分布如下：

$$p_1 = -\frac{\mu}{k} \left[\frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1} - (1-\phi)R\dot{R} \right] \ln \frac{R}{R_1} + p_m \quad r > R \quad (33)$$

$$p_1 = -\frac{\mu}{k} \left[\frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1} - (1-\phi)R\dot{R} \right] \ln \frac{r}{R_1} + p_m \quad r > R \quad (34)$$

对于柱形裂隙，引起裂隙冻胀开裂和扩展的作用力是在裂隙水冻结过程中形成的冻胀水压力 \bar{p}_1 ，其中 $\bar{p}_1 = p_1 - p_m$ 。

用 \bar{p}_1 代替 $p_1 - p_m$ ，式 (33) (34) 可以改写为

$$\bar{p}_1 = -\frac{\mu}{k} \left[\frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1} - (1-\phi)R\dot{R} \right] \ln \frac{R}{R_1} \quad r > R \quad (35)$$

$$\bar{p}_1 = -\frac{\mu}{k} \left[\frac{\Delta\rho a \dot{a}}{\rho_1} - (1-\phi)R\dot{R} \right] \ln \frac{r}{R_1} \quad r > R \quad (36)$$

在裂隙水冻结过程中，柱状裂隙在冻胀力作用下，断面半径增大，由式 (1) 可得裂隙膨胀方程为

$$u_\rho = \frac{\bar{p}_1 R_0}{2G} = R - R_0 \quad (37)$$

式中： G 为岩石的剪切模量， $G = E_s / [2(1 + \mu_s)]$ 。

式 (35) (36) 就是最终的冻胀水压力空间分布与裂隙冰生长速度 \dot{a} 、裂隙体积膨胀速度 \dot{R} 的关系式。

2.3.4 相平衡方程与冻结点

水冰相变过程中，在水-冰界面上 Gibbs-Duhem 相平衡关系为^[26]

$$p_i - p_1 = \rho_i \ell \frac{T_m - T^1}{T_m} - (p_1 - p_m) \left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_1} \right) \quad (38)$$

考虑界面的压力差，由 Young-Laplace 方程可知^[27]：

$$p_i - p_1 = \gamma_{ii} K \quad (39)$$

从而可以得到考虑界面曲率效应的 Clapeyron 关系式的一般形式为

$$\rho_i \ell \frac{T_m - T^1}{T_m} = (p_1 - p_m) \left(1 - \frac{\rho_i}{\rho_1} \right) + \gamma_{ii} K \quad (40)$$

式中： T_m 为对应于静水压力 p_m 下体积水的冻结温度，若取 $p_m = 0$ ，则对应于大气压下的体积水冻结点 $T_m = 273.15 \text{ K}$ ； γ_{ii} 为水-冰界面自由能； K 为水冰界面曲率 $K = 1/a$ 。

式 (40) 等号右边第 1 项为冻胀压力差，第 2 项为界面曲率效应，两者共同作用导致界面产生过冷现象。如果忽略水冰密度差，在水冰界面上，由于界面曲率效应，裂隙水的冻结点降低，从而式 (40) 简化为如下 Gibbs-Thomson 关系式^[14, 28]：

$$T^I = T_m \left(1 - \frac{\gamma_{il}}{a\rho_i\ell} \right) \quad (41)$$

从式(41)可知,冻结点与界面曲率半径成反比。绘制界面冻结点随裂隙冰生长半径的关系曲线,如图6所示(参数取值见表2),在冻结过程中界面上裂隙水的冻结点随着裂隙冰半径的增大而减小。式(41)代入数值可知,对于初始半径 $R_0 > 0.1$ cm 的裂隙,在冻结后期界面未冻水冻结点降低程度为 $T_m - T^I = 2.58 \times 10^{-6}$,故对于 $R_0 > 0.1$ cm 的宏观裂隙,一旦冰核形成就可以不考虑界面曲率效应的影响;但对于初始半径 $R_0 = 10^{-7}$ m 的微观孔隙, $T_m - T^I = 0.258$,并随着微纳米级孔隙半径减小而迅速降低,导致微观孔隙水在体积水冻结点以下而保持液态,这部分未冻孔隙水对岩体的冻胀损伤没有影响,这也证实了前文在绘制图3时不考虑宏观裂隙中未冻水含量的影响是正确的。

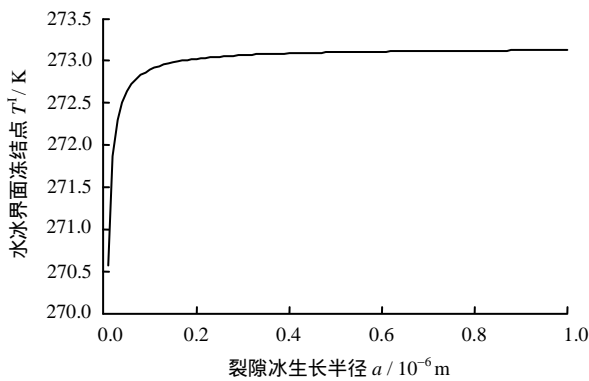


图6 裂隙水冻结点与冰生长半径关系曲线

Fig.6 Variation of freezing point of crack water with the radius of growing ice

因而,对于宏观裂隙不考虑界面曲率效应引起的压力差,并不会影响冻结点的求解,那么有近似关系 $p_i \approx p_1$,式(38)则简化为 Clausius-Clapeyron 方程^[29]:

$$\ell \frac{T_m - T^I}{T_m} = (p_1 - p_m) \left(\frac{1}{\rho_i} - \frac{1}{\rho_l} \right) \quad (42)$$

结合式(42)可绘制裂隙水冻结点与裂隙水压力关系曲线(参数取值见表2),如图7所示,随着裂隙水压力增加,裂隙水冻结点(水-冰界面温度)降低。当裂隙中的水压力差 $\bar{p}_1 = 5$ MPa 时得到冻结点降低值为 $T_m - T^I \approx 0.36$,说明在宏观裂隙中如果冻胀水压力能够达到 5 MPa 以上,对冻结点的影响较大,在计算过程中应该考虑压力差的影响,这与文献[30]中式(2.7)给出的可以忽略水冰密度差对界面预融温度影响有所不同,因为在封闭裂隙

中有可能产生较大的冻胀压力。

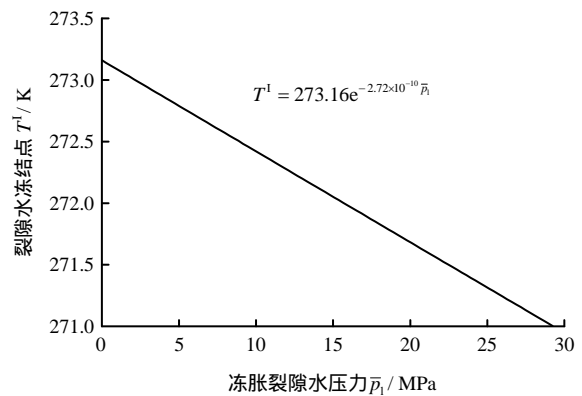


图7 裂隙水冻结点-冻胀裂隙水压力关系曲线

Fig.7 Variation of freezing point of crack water with frost heaving water pressure

2.3.5 冻胀力求解与冻胀劣化机制分析

在岩体中冰核一旦形成,裂隙中冻胀水压力产生,在冻胀水压作用下,裂隙水向岩石基质中排出,冻结完成后宏观冻胀水压力衰减,但在冰体与岩石壁面之间会形成一层微观未冻水膜,一些学者认为,未冻水膜上的分离压力被认为是引起岩土体介质与冰界面分离,导致冻胀损伤的根本原因^[16,31],根据冻胀压力作用类型不同,将裂隙冻胀开裂过程分为水压驱动阶段和界面预融阶段。

(1) 水压驱动阶段

在裂隙岩体中,也有一些学者认为,裂隙中水冰相变产生冻胀水压力是驱动裂隙扩展,引起岩体冻融损伤的主要原因^[11,32]。从式(35)可知,冻胀裂隙水压力与裂隙冰的生长速度成正相关,而与裂隙体积膨胀速度成负相关,冰体生长体积膨胀产生裂隙水压力,而裂隙体积膨胀释放了部分水压力,在冻胀后期,当冰体填充整个裂隙时,冻胀压力最大,此时有 $a \approx R$,将式(42)代入式(22)可以得到裂隙冰的生长速度与冻结温度和裂隙水压力的关系为

$$a\dot{a} = \frac{\lambda_T^1}{\rho_i\ell} \left(-\Delta T + \frac{\Delta\rho T_m}{\rho_i\rho_l\ell} \bar{p}_1 \right) \frac{1}{\ln(R/R_i)} \quad (43)$$

式中: $\Delta T = T_m - T_f$ 为体积水冻结点与远场处冻结温度的差值。

将式(43)代入式(35)中,结合裂隙膨胀方程(37),得到冻胀水压力求解的一般复杂方程组为

$$\bar{p}_1 = - \frac{\mu}{k} \left\{ \frac{\Delta\rho}{\rho_i\rho_l} \frac{\lambda_T^1}{\ell} \left[-\Delta T + \frac{\Delta\rho}{\rho_i\rho_l\ell} \bar{p}_1 T_m \right] - (1-\phi) R \dot{R} \ln \frac{R}{R_i} \right\} \quad (44)$$

$$R = \left(\frac{1}{2G} \bar{p}_1 + 1 \right) R_0 \quad (45)$$

裂隙水冻结后期，当冰体填充整个裂隙时裂隙体积弹性膨胀速率 $\dot{R} \rightarrow 0$ ，暂不考虑裂隙体积膨胀速率影响，从式(44)中可以得到冻胀裂隙水压力与渗透系数和冻结温度的简单表达式为

$$\bar{p}_1 = \frac{\bar{P}}{M + \frac{\Delta\rho}{\rho_1}} \quad (46)$$

式中： M 为无量纲常数， $M = k\rho_1^2\rho_1\ell^2 / (\mu\Delta\rho\lambda_1^1 T_m)$ ； \bar{P} 为过冷冻结温度引起的压力差， $\bar{P} = (\rho_1\ell\Delta T) / T_m$ 。

将表 2 的参数取值代入式(46)，可得到不考虑裂隙体积膨胀情况下的最大冻胀水压力表达式为

$$\bar{p}_1 = \frac{1.124 \times 10^7 \Delta T}{3.851 \times 10^{14} k + 0.083} \quad (47)$$

从式(47)可以看出，裂隙冻胀水压力与岩石渗透率成线性反相关，而与过冷冻结温度成线性正相关。

表 2 计算模型中的主要参数取值

Table 2 Values of the main parameters used in the analytical model

参数	相变潜热 ℓ /($\text{cm}^2 \cdot \text{s}^{-2}$)	冰密度 ρ_1 /($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	水密度 ρ_0 /($\text{g} \cdot \text{cm}^{-3}$)	热传导系数 λ_1^1 /($\text{g} \cdot \text{cm} \cdot \text{s}^{-3} \cdot \text{K}^{-1}$)	动粘滞系数 μ /($\text{g} \cdot \text{cm}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$)	体积水冻结点 T_m /K	水冰界面自由能 ^[33] γ_{11} /($\text{g} \cdot \text{s}^{-2}$)
取值	334.88×10^7	0.917	1	6.02×10^4	1.794×10^{-2}	273.15	29

取不同的冻结温度结合式(47)可绘制出冻胀水压力与渗透系数的关系曲线(如图 8 所示)，可见随着渗透率的减小冻胀水压力迅速升高。

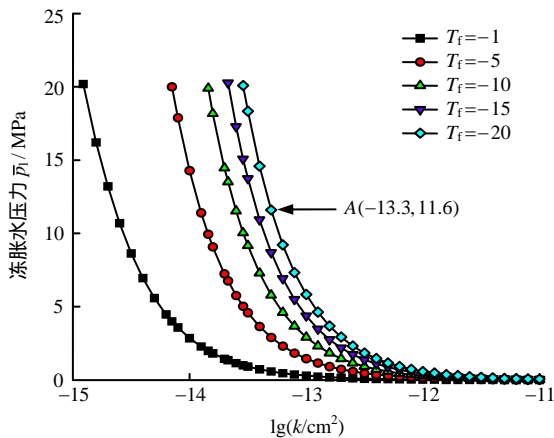


图 8 裂隙冻胀水压力与岩石渗透率变化曲线
Fig.8 Variation of frost heave water pressure with the permeability of rock

由式(10)可得在裂隙受均布内压力 \bar{p}_1 作用下裂隙圆截面周边 $r = R$ 处拉应力 σ_θ^R 为

$$\sigma_\theta^R = \bar{p}_1 \quad (48)$$

利用最大拉应力准则，将式(48)代入式(12)中可以得到岩石冻胀开裂的临界水压力 \bar{p}_1^m 为

$$\bar{p}_1^m = \sigma_t \quad (49)$$

将式(49)代入式(47)，可以得到裂隙冻胀扩展温度与渗透率、岩体强度关系的表达式为

$$T_{\min} = -\Delta T = -\frac{(3.851 \times 10^{14} k + 0.083)\sigma_t}{1.124 \times 10^7} \quad (50)$$

取不同的单轴抗拉强度，利用式(50)可以绘制不同岩石中裂隙冻胀扩展温度 T_{\min} 与岩石渗透率 k 的关系曲线(如图 9 所示)，可见对于高渗透率的岩石裂隙冻胀起裂所需冻结温度也较高。

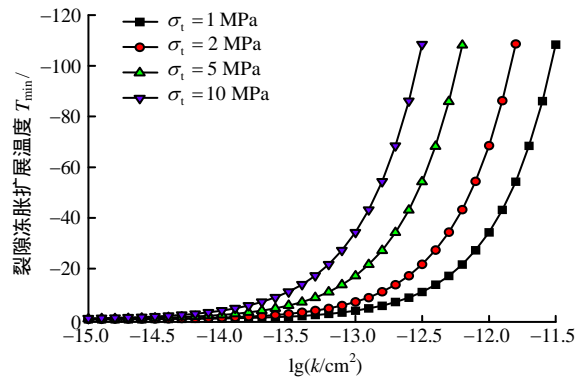


图 9 裂隙冻胀扩展温度与岩石渗透率变化曲线
Fig.9 Variation of frost cracking temperature with the permeability of rock

对于低渗透性的岩石如花岗岩，当渗透率 $k < 5 \times 10^{-14} \text{ cm}^2$ 、冻结温度 $T_f = -20$ 时，由式(49)可计算得到裂隙冻胀水压力 $\bar{p}_1 > 11.6 \text{ MPa}$ (见图 8 中 A 点， $5 \times 10^{-14} = 10^{-13.3}$)，而坚硬致密岩体的单轴抗拉强度 σ_t 一般也不超过 10 MPa ^[23]，在不考虑地应力及外荷载影响下，该冻胀水压足以驱动任何岩体裂隙扩展。所以如花岗岩一样的低渗透性岩石在饱和封闭裂隙中很容易产生高水压力，引起岩体冻胀损伤。

而对于渗透性较高的岩石如石灰岩，渗透率一般为 $k = 10^{-8} \sim 10^{-12} \text{ cm}^2$ ，在冻结温度 $T_f = -20$ 时，由式(49)计算得到 $\bar{p}_1 < 0.58 \text{ MPa}$ ，从图 9 容

易看出，在实际工程中由于冻结温度的限制，高渗透率岩石中裂隙水冻结几乎不可能产生具有破坏性的冻胀水压力。Davidson 等^[6]利用光弹性技术测试了水在狭槽中冻结产生的冻胀力大小，得到的最大冰压力仅为 1.1 MPa，主要就是因为裂隙开口为水分迁移提供了通道所致，相当于高渗透性的封闭裂隙。

不得不指出，在式 (47) 中没有考虑裂隙膨胀变形对冻胀水压力的影响，式 (44) 说明 \bar{p}_1 随着 R 的增大而减小，事实上裂隙体积膨胀在一定程度上可以缓解冻胀水压力。从式 (45) 可得裂隙截面半径 R 随着岩石的剪切模量 G 的减小而增大，说明在高渗透性的软弱岩石裂隙中难以形成有效的冻胀水压力，冻胀水压力并不是导致高渗透性岩石冻胀劣化的原因。

为了验证式 (47) 计算结果的正确性，将本文水压驱动阶段与 Matsuoka^[34]的裂隙水相变过程进行对比分析。Matsuoka 进行了上端开口的饱水裂隙冻胀变形测试，测试结果如图 10 所示，裂隙宽度扩展率不到 0.4%，远远低于裂隙冰水冰相变体积自由膨胀值 9%，Matsuoka 认为，这是裂隙水向上端和裂隙壁两侧发生迁移与渗透的结果。可见，对于封闭裂隙而言裂隙水向裂隙基质中的迁移更加明显，而这种水分迁移量正是由岩石的渗透率决定的。图 10 中裂隙冻胀扩展最低温度为 -2 ，说明在 -2 之前，裂隙水相变过程中产生的体积膨胀全部以裂隙水挤出的形式释放，并没有产生冻胀水压力。因此，由于裂隙的连通性和裂隙壁的渗水性，裂隙冻胀扩展需要一个最低的临界温度 T_{min} ，本文通过计算在图 9 中给出了饱和封闭裂隙临界冻胀扩展温度与岩石渗透率的对应关系。图 10 中冻结曲线 A 段温度回升是由于水冰相变释放潜热引起，说明相变过程主要集中在曲线 A 段，但此时的裂隙扩展速率并不快，因为该阶段裂隙水向四周的迁移量较大，可见裂隙的渗透性直接影响裂隙中冻胀力和冻胀变形大小；随着冻结温度的降低裂隙冻胀扩展宽度增大，曲线 B 段温度逐渐降低，裂隙水相变速率减小，但裂隙扩展速率较大，这主要是由于裂隙开口顶端形成了冰塞效应，裂隙水只能向裂隙壁渗透，而不能向顶端开口处膨胀的结果，相当于裂隙水迁移过程中渗透率急剧降低了，随着渗透率降低，裂隙冻胀扩展速率迅速增加，冻胀宽度增长越快说明冻胀水压力越大，这与图 8 的计算曲线规律一致，即随着裂隙渗透率的降低，冻胀水压力增大；随着冻结温度的进一步降低（见曲线 C 段），裂隙扩展率

几乎不变，说明相变过程完成。

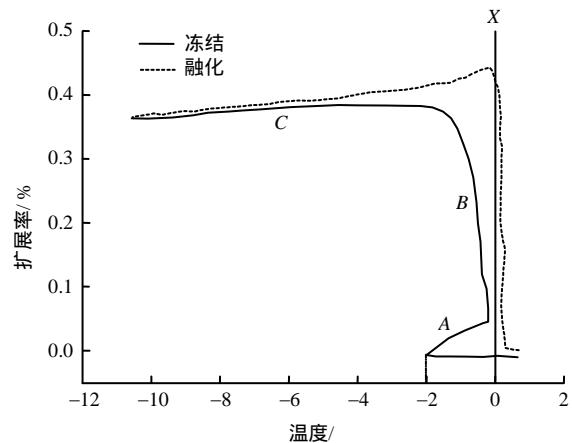


图 10 裂隙宽度扩展率与冻结温度的历时关系曲线^[34]
Fig.10 Relation curves of crack expansion with freezing temperatures over freeze-thaw time^[34]

需要指出的是，式 (47) 中冻胀水压力随着冻结温度的降低而呈线性增加，似乎与 Matsuoka 的试验有所矛盾，这是因为冻结温度主要影响冻结时间，从而决定了水分渗过程，冻结温度越低，冻结时间就越短，那么水分向四周渗透量就越小，产生的冻胀力越大，所以冻结温度只会影响水冰相变过程中的冻胀水压力，对相变完成后的冻胀力几乎没有影响，即 C 段为相变完成后阶段，不受冻结温度的影响，故扩展率没有变化。

(2) 界面预融阶段

在相变完成后，冰岩界面仍存在纳米级的未冻水膜^[19]，Wettlaufer 等^[26]指出该未冻水膜是曲率融化和界面预融共同作用的结果：

$$\rho_i \ell \frac{T_m - T^1}{T_m} = (p_l - p_m) \frac{\Delta \rho}{\rho_l} + p_T(h) + \gamma_{il} K \quad (51)$$

考虑分子间的范德华力，分离压力 p_T 是未冻水膜厚度的函数^[35-36]：

$$p_T = -\frac{A}{6\pi h^3} \quad (52)$$

式中： A 为水的 Hamaker 常数，取 $A = -10^{-18}$ J； h 为未冻水膜厚度， $h = R - a$ 。

在界面预融阶段，式 (52) 表明随着未冻水膜的厚度减小，分离压力增大。此时裂隙水压力逐渐消散导致水压力较小，Dash 等^[30]指出，当冻胀压力较小时忽略水冰密度差对裂隙水冻节点不会产生较大影响，对于 $R_0 > 0.1$ cm 的宏观裂隙又可以不考虑界面曲率效应的影响（如图 6 所示），因此，式 (51) 可简化为

$$p_T = \rho_i \ell \frac{T_m - T^I}{T_m} \quad (53)$$

将式 (53) 代入式 (22), 消去 T^I , 可以得到分离压力与冻结温度、裂隙冰生长速度的关系为

$$p_T = \rho_i \ell \left[\frac{\Delta T}{T_m} + \frac{\ell \rho_i}{\lambda} a \dot{a} \ln \frac{a}{R_i} \right] \quad (54)$$

冰-水-岩界面上存在以下力学平衡关系 (如图 11 所示):

$$p_i - p_1 = p_T \quad (55)$$

式中: p_1 为界面未冻水膜上的水压力; p_i 为裂隙冰压力; p_r 为岩石基质上的压力, 且 $p_i = p_r$ 。

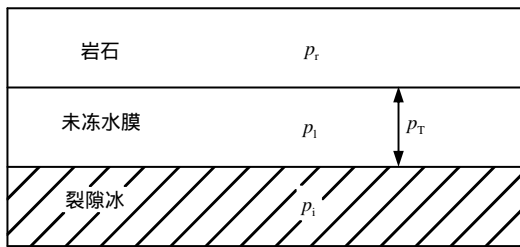


图 11 未冻水膜与冰、岩界面间力学平衡关系示意图^[17]
Fig.11 Schematic of mechanical equilibrium relationship between unfrozen water, ice and rock interface^[17]

裂隙壁岩石基质所受荷载与冰压力相等, 裂隙壁在压力 p_r 作用下体积膨胀, 式 (37) 改写为

$$R = \left(\frac{1}{2G} p_i + 1 \right) R_0 \quad (56)$$

不考虑裂隙中未冻水膜中的水压力, 结合式 (55), 式 (56) 可表示为

$$p_T = 2G \frac{R - R_0}{R_0} \quad (57)$$

式 (52) (54) (57) 组成了求解分离压力的方程组, 对于边界条件已知情况下, 3 个方程中共有 a 、 R 、 p_T 3 个未知量, 存在理论解, 但因式 (54) 为关于裂隙冰生长半径的复杂表达式, 理论解难以给出。

但从式 (52) 可以看出, 如果可以测得未冻水膜厚度的表达式, 那么就可以对分离压力的大小进行分析, 需要指出的是, 对于冰体表面上预融水膜厚度的求解涉及到凝聚态物理相关知识, 现仅对分离压力的大小做简单讨论, 以此说明在界面预融阶段裂隙岩体的冻胀劣化过程。

在空气中冰体表面未冻水膜厚度的研究, 相关文献通过理论分析和试验测试都给出了一个统一的经验公式^[19]为

$$h = a - b \lg \Delta T \quad (58)$$

式中: a 、 b 是与水冰界面以及冰岩界面自由能有关的常数。

文献[19]从理论上给出了与式 (58) 相同的详尽表达式:

$$h = \lambda \ln \left(-\frac{\Delta \gamma T_m}{\rho_i \ell \lambda} \right) - 2.3 \lambda \lg \Delta T \quad (59)$$

式中: λ 为衰变长度; $\Delta \gamma = \gamma_{il} + \gamma_{is} - \gamma_s$, γ_{il} 、 γ_{is} 、 γ_s 分别为水-冰界面自由能、水-岩界面自由能以及与未冻水膜厚度有关的自由能。

从式 (58) (59) 可以看出, 未冻水膜的厚度是冻结温度的函数, 系数 a 、 b 没有统一的值, 位于几纳米到几十纳米不等, 采用文献[19]中的冻结试验结果, 冰表面未冻水膜的厚度可以表示为

$$h = (35 - 22 \lg \Delta T) \times 10^{-9} \quad (60)$$

将式 (60) 代入式 (52) 得到分离压力与冻结温度的经验表达式为

$$p_T = -\frac{A}{6\pi(35 - 22 \lg \Delta T)^3 \times 10^{-27}} \quad (61)$$

式中: $\Delta T = T_m - T_f$ 。

结合式 (60) (61) 绘制分离压力和未冻水膜厚度随冻结温度变化的关系曲线, 如图 12 所示。岩石裂隙中冰岩间分离压力随冻结温度的降低而增大, 在冻结温度 $T_f < -30$ 后分离压力急剧增加。当冻结温度 $T_f = -20$ 时 $p_T = 0.2$ MPa; 此时未冻

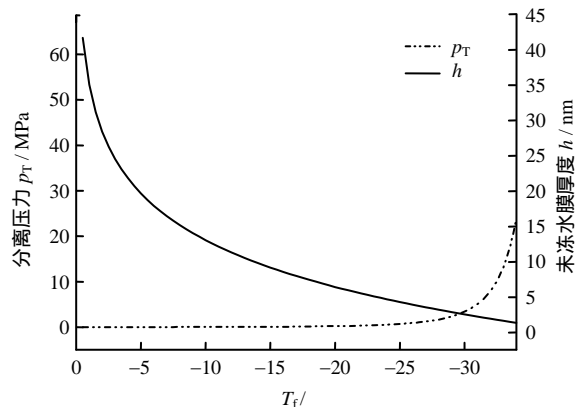


图 12 分离压力 p_T , 未冻水膜厚度 h 与冻结温度 T_f 关系曲线

Fig.12 Relation curves of disjoining pressure and the thickness of unfrozen water film with freezing temperature

水膜厚度为 $h = 6.3 \text{ nm}$;当冻结温度 $T_f = -30$ 时分离压力 $p_T = 3.38 \text{ MPa}$,此时未冻水膜厚度 h 仅为 2.5 nm 。说明对于高渗透性的岩石,冻胀后期在高强度的冻结温度条件下,分离压力可能会驱动裂隙扩展,引起裂隙岩体的冻胀损伤;但对于寒区实际工程环境中一般有 $T_f > -20$,未冻水膜上的分离压力还不足以引起裂隙冻胀起裂。对于不同几何形状裂隙存在一个足以驱动裂隙扩展的临界冻结温度。

值得指出的是,未冻水膜厚度与冻结温度的关系曲线会受到空气湿度、溶质含量和接触材料性质等因素影响,冰-岩石间的未冻水膜厚度和冰-空气间的水膜厚度存在一定差异,裂隙岩体的冻胀劣化过程涉及水冰相变,关乎岩石力学与凝聚态物理学等学科交叉,实际中冰岩间的分离压力大小与文中必然会存在一定的差距。因而,在界面预融阶段,尤其是对于高渗透性岩石而言,裂隙中的冻胀压力和冻胀开裂研究还是应立足于微观尺度,研究未冻水膜上的热力性质和微流动机制。

3 讨 论

对于寒区工程岩体而言,在冻胀力作用下岩体中微裂隙成核、扩展聚集和新老裂隙间的相互贯通会显著影响裂隙岩体的力学强度,裂隙的冻胀起裂、扩展过程与冻胀力量值大小密切相关,裂隙水作为冻胀力萌生的载体,在岩石中的迁移和冻结过程对冻胀力的量值影响较大。国内外对岩体冻融损伤开展了大量的试验研究和理论分析,但多是基于连续介质力学理论,对于裂隙中的冻胀力大小和冻胀力作用下的裂隙扩展演化机制研究较少,主要存在以下几个难点:

(1) 冻胀力大小难以取定,影响因素众多,其中裂隙水的迁移过程和岩体力学强度影响较大,对冻胀力大小的探究实质上是热-水-应力耦合场下的水冰相变过程研究。

(2) 岩体中裂隙水的迁移过程复杂,水分迁移过程不仅显著的影响冻胀力大小,冻胀力的发展过程也影响水分迁移通量。此外,冻融过程中裂隙岩体水分迁移机制也是一大难点,涉及多学科交叉。

(3) 裂隙岩体冻融扩展与劣化机制的研究涉及低温热-水-应力耦合物理场与岩体裂隙结构的相互作用,到目前为止,裂隙的扩展演化机制仍是岩石领域的另一大难点^[37],而考虑冻胀荷载下的岩体裂隙冻胀扩展机制的研究则更为复杂。

由于裂隙中的冻胀力分布与裂隙几何形态有

关,满足冰-裂隙膨胀耦合关系,而实际裂隙结构十分复杂,本文将裂隙作柱状处理,从而可以给出冻胀力的解析解。需要指出的是,实际中常见的扁平裂隙尖端容易出现应力集中,其起裂扩展机制不同,但需借助于复杂的数值模拟手段,因而考虑裂隙水冻胀过程中的渗透与迁移特性,构建真实裂隙几何形态,准确模拟裂隙尖端应力场和裂隙中的冻胀力量值也是极具挑战性的科学问题。到目前为止,岩体裂隙中冻胀力还无法准确测量,所以冻胀力的量值问题仍然主要借助于理论模型和数值模拟研究,因此,还无法通过试验对本文模型的精确度进行分析验证,但本文获得的冻胀力变化规律能够较好的与 Matsuoka 试验中裂隙冻胀变形规律相互印证。

基于以上难题,本文基于严格推导尽可能详细的对裂隙中冻胀驱动力的大小和不同渗透率下岩体裂隙冻胀开裂机制进行了初步探究,可为后续对裂隙岩体冻融损伤机制的研究提供借鉴。

4 结 论

(1) 在不考虑水分迁移条件下,冻胀力随裂隙饱和度和岩体弹性模量的增加而迅速增大,裂隙中能够产生冻胀力需要一个最低裂隙饱和度,而最低饱和度与冻结率呈反相关;对应于裂隙冻胀开裂还存在着与岩石强度相关的临界饱和度,岩石抗拉强度越高,冻胀开裂所需临界饱和度越大。

(2) 微观孔隙的冻结温度受界面曲率效应影响较大,孔隙水出现过冷现象而不发生冻结;对于宏观裂隙而言,不必考虑水-冰界面曲率的影响,高冻胀水压力是引起裂隙水冻结点降低的主要原因。

(3) 考虑裂隙水分迁移,封闭饱和裂隙冻胀水压力随冻结温度和岩石渗透率的降低而增大。对于饱和裂隙而言,存在一个足以驱动裂隙开裂扩展的临界冻结温度,岩石抗拉强度和渗透率越高,所需的临界冻结温度 T_{\min} 越高。

(4) 对于饱和裂隙岩体而言,低渗透性岩石 ($k < 5 \times 10^{-14} \text{ cm}^2$) 冻结过程中容易产生高冻胀水压力,驱动裂隙扩展;而对于较高渗透性的软弱岩石 ($k > 10^{-12} \text{ cm}^2$),冻结过程中难以形成有效的冻胀水压力,在较强的冻结温度下未冻水膜上形成的分离压力才是导致裂隙岩体劣化的根本原因。

(5) 分离压力随冻结过冷温度的增加而增大,对于高渗透性软岩,在岩石裂隙中较弱的冻结温度 ($T_f < -20$) 还不足以产生有害的分离压力,裂隙中的冻胀压力和冻胀开裂机制的研究还是应立足于微观尺度,对冰岩间的未冻水膜性质进行深入研究。

参 考 文 献

- [1] MATSUOKA N. Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 1990, 17(3): 253 - 270.
- [2] 徐光苗, 刘泉声. 岩石冻融破坏机制分析及冻融力学试验研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2005, 24(17): 3076 - 3082.
XU Guang-miao, LIU Quan-sheng. Analysis of mechanism of rock failure due to freeze-thaw cycling and mechanical testing study on frozen-thawed rocks[J]. **Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering**, 2005, 24(17): 3076 - 3082.
- [3] 杨更社, 张全胜, 任建喜, 等. 冻结速度对铜川砂岩损伤 CT 数变化规律研究[J]. 岩石力学与工程学报, 2004, 23(24): 4099 - 4104.
YANG Geng-she, ZHANG Quan-sheng, REN Jian-xi, et al. Study on the effect of freezing rate on the damage CT values of Tongchuan sandstone[J]. **Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering**, 2004, 23(24): 4099 - 4104.
- [4] 夏才初, 黄继辉, 韩常领, 等. 寒区隧道岩体冻胀率的取值方法和冻胀敏感性分级[J]. 岩石力学与工程学报, 2013, 32(9): 1876 - 1885.
XIA Cai-chu, HUANG Ji-hui, HAN Chang-ling, et al. Methods of frost-heave ratio evaluation and classification of frost-heave susceptibility of tunnel surrounding rock in cold regions[J]. **Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering**, 2013, 32(9): 1876 - 1885.
- [5] BRIDGMAN P W. Water, in the liquid and five solid forms, under pressure[C]//Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences. Cambridge, Massachusetts: American Academy of Arts & Sciences, 1912, 47(13): 441 - 558.
- [6] DAVIDSON G P, NYE J F. A photoelastic study of ice pressure in rock cracks[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 1985, 11(2): 141 - 153.
- [7] WINKLER E M. Frost damage to stone and concrete: Geological considerations[J]. **Engineering Geology**, 1968, 2(5): 315 - 323.
- [8] AKAGAWA S, FUKUDA M. Frost heave mechanism in welded tuff[J]. **Permafrost and Periglacial Processes**, 1991, 2(4): 301 - 309.
- [9] 赵鹏, 唐红梅. 危岩主控结构面的冻胀力计算公式研究[J]. 重庆交通大学学报(自然科学版), 2008, 27(3): 420 - 423.
ZHAO Peng, TANG Hong-mei. Research on the damage mechanism due to freezing and thawing force of control fissure in perilous rock[J]. **Journal of Chongqing Jiaotong University(Nature Science)**, 2008, 27(3): 420 - 423.
- [10] 刘泉声, 康永水, 刘小燕. 冻结岩体单裂隙应力场分析及热-力耦合模拟[J]. 岩石力学与工程学报, 2011, 30(2): 217 - 225.
LIU Quan-sheng, KANG Yong-shui, LIU Xiao-yan. Analysis of stress field and coupled thermo-mechanical simulation of single-fracture freezed rock masses[J]. **Chinese Journal of Rock Mechanics and Engineering**, 2011, 30(2): 217 - 225.
- [11] MCGREEVY J P, WHALLEY W B. Rock moisture content and frost weathering under natural and experimental conditions: A comparative discussion[J]. **Arctic and Alpine Research**, 1985, 17(3): 337 - 346.
- [12] PRICK A. Critical degree of saturation as a threshold moisture level in frost weathering of limestones[J]. **Permafrost and Periglacial Processes**, 1997, 8(1): 91 - 99.
- [13] MICHAUD Y, DYKE L D. Mechanism of bedrock frost heave in permafrost regions[C]//Pergélisol - Canada, Actes de la Cinquième conférence canadienne sur le pergélisol, Conseil national de recherches Canada et Centre d'études Nordiques. Laval, Italia: Université Laval, 1990, 54: 125 - 130.
- [14] LIU L, YE G, SCHLANGEN E, et al. Modeling of the internal damage of saturated cement paste due to ice crystallization pressure during freezing[J]. **Cement and Concrete Composites**, 2011, 33(5): 562 - 571.
- [15] DERJAGUIN B V, CHURAEV N V. Flow of nonfreezing water interlayers and frost heaving[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 1986, 12(1): 57 - 66.
- [16] CHURAEV N V, SOBOLEV V D. Disjoining pressure of thin unfreezing water layers between the pore walls and ice in porous bodies[J]. **Colloid Journal**, 2002, 64(4): 508 - 511.
- [17] VLAHOU I, WORSTER M G. Ice growth in a spherical cavity of a porous medium[J]. **Journal of Glaciology**, 2010, 56(196): 271 - 277.

- [18] WALDER J, HALLET B. A theoretical model of the fracture of rock during freezing[J]. **Geological Society of America Bulletin**, 1985, 96(3): 336 - 346.
- [19] DÖPPENSCHMIDT A, BUTT H J. Measuring the thickness of the liquid-like layer on ice surfaces with atomic force microscopy[J]. **Langmuir**, 2000, 16(16): 6709 - 6714.
- [20] 张忠苗, 包风, 陈云敏. 考虑材料应变软化的球(柱)孔扩张理论在桩底注浆中的研究[J]. **岩土工程学报**, 2000, 22(2): 243 - 246.
ZHANG Zhong-miao, BAO Feng, CHEN Yun-min. Research on grouted-in pile bottom with spherical (columnar) hole expansion theory considering material strain-softening[J]. **Chinese Journal of Geotechnical Engineering**, 2000, 22(2): 243 - 246.
- [21] 于天来, 袁正国, 黄美兰. 河冰力学性能试验研究[J]. **辽宁工程技术大学学报(自然科学版)**, 2009, 28(6): 937 - 940.
YU Tian-lai, YUAN Zheng-guo, HUANG Mei-lan. Experimental study on mechanical behavior of river ice[J]. **Journal of Liaoning Technical University**, 2009, 28(6): 937 - 940.
- [22] 张玉军. 模拟冻-融过程的热-水-应力耦合模型及数值分析[J]. **固体力学学报**, 2009, 30(4): 409 - 415.
ZHANG Yu-jun. Coupled thermo-hydro-mechanical model and numerical analysis for simulation of freezing-thawing process[J]. **Chinese Journal of Solid Mechanics**, 2009, 30(4): 409 - 415.
- [23] MATSUOKA N. The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and a predictive model[J]. **Earth Surface Processes and Landforms**, 1990, 15(1): 73 - 90.
- [24] DAVIS S H. Theory of solidification[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 2001.
- [25] 蔡启富. 数学物理方程[M]. 武汉: 武汉水利电力大学出版社, 2000.
CAI Qi-fu. Mathematical physics equations[M]. Wuhan: Wuhan University of Hydraulic and Electrical Engineering Press, 2000.
- [26] WETTLAUFER J S, WORSTER M G. Premelting dynamics[J]. **Annual Review of Fluid Mechanics**, 2006, 38: 427 - 452.
- [27] 高世桥, 刘海鹏. 毛细力学[M]. 北京: 科学出版社, 2010.
GAO Shi-qiao, LIU Hai-peng. Capillary mechanics[M]. Beijing: Science Press, 2010.
- [28] WU T, LIAW H C, CHEN Y Z. Thermal effect of surface tension on the inward solidification of spheres[J]. **International Journal of Heat and Mass Transfer**, 2002, 45(10): 2055 - 2065.
- [29] DENBIGH K. The principles of chemical equilibrium[M]. Cambridge: Cambridge University Press, 1966.
- [30] DASH J G, FU H, WETTLAUFER J S. The premelting of ice and its environmental consequences[J]. **Reports on Progress in Physics**, 1995, 58(1): 115 - 167.
- [31] REMPEL A W. Formation of ice lenses and frost heave[J]. **Journal of Geophysical Research: Earth Surface**, 2007, 112(F2): doi: 10.102912006JF000525.
- [32] SASS O. Rock moisture fluctuations during freeze-thaw cycles: Preliminary results from electrical resistivity measurements[J]. **Polar Geography**, 2004, 28(1): 13 - 31.
- [33] WATANABE K, MIZOGUCHI M. Amount of unfrozen water in frozen porous media saturated with solution[J]. **Cold Regions Science and Technology**, 2002, 34(2): 103 - 110.
- [34] MATSUOKA N. A laboratory simulation on freezing expansion of a fractured rock: Preliminary data[R]. Tsukuba, Japan: The University of Tsukuba, 1995: 5 - 8.
- [35] REMPEL A W, WETTLAUFER J S, WORSTER M G. Interfacial premelting and the thermomolecular force: Thermodynamic buoyancy[J]. **Physical Review Letters**, 2001, 87(8): 088501.
- [36] DE GENNES P G. Wetting: Statics and dynamics[J]. **Reviews of Modern Physics**, 1985, 57(3): 827 - 863.
- [37] 刘泉声, 刘学伟. 多场耦合作用下岩体裂隙扩展演化关键问题研究[J]. **岩土力学**, 2014, 35(2): 305 - 320.
LIU Quan-sheng, LIU Xue-wei. Research on critical problem for fracture network propagation and evolution with multi-field coupling of fractured rock mass[J]. **Rock and Soil Mechanics**, 2014, 35(2): 305 - 320.