



Title	凍結過程での岩石内の水分ポテンシャル分布について
Author(s)	福田, 正己; 松岡, 憲知
Citation	低温科学. 物理篇, 41, 217-224
Issue Date	1983-03-22
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18474
Type	bulletin (article)
File Information	41_p217-224.pdf



[Instructions for use](#)

凍結過程での岩石内の水分 ポテンシャル分布について*

福田正己

(低温科学研究所)

松岡憲知

(筑波大学地球科学系大学院)

(昭和57年9月受理)

I. はじめに

寒冷地域では冬季間基盤岩石は凍結—融解を繰り返す。風化の程度の著しい岩石は、凍結—融解で容易に破碎される。福田^{1)–3)}は第三紀層泥岩及び有珠山新期噴出軽石が、凍結—融解の繰り返しによって容易に破碎されることを、野外の観察と室内実験によって確認した。岩石の破碎の程度や状態は次の3つの条件に依存している。すなわち、寒冷度・岩質・水分条件である。

ところで寒冷度については、岩石の破碎が岩石内の水の凍結に起因することから、0°C以下まで冷却されることが必要条件となる。福田⁴⁾(1982)は、北海道における凍結—融解の繰り返し頻度分布を、気温変動と岩石の熱的性質を考慮して得ている。岩質については、北海道内の数10種類の岩石試料を用いて凍結—融解実験を行い、有効空隙率20%以上、超音波伝播速度2 km/sec以下の岩石が容易に破壊されることが示されている²⁾。

一方岩石の凍結—融解による破碎での水分条件については、明確にその役割が評価されていない。言いかえると凍結時破壊の機構が明らかにされていないことでもある。一般には岩石の空隙や割れ目を満す水が凍結し、9%の体積増が生じて割れ目を押し広げることによって破壊が生ずるとされてきた。ところが自然条件下で岩石の空隙を完全に水が満すことはない。空隙中には空気泡が残されている。凍結時の水の体積増は、この空気部分で逃げるので直接岩石に膨脹圧は作用しえない(White⁵⁾(1976))。そこで土の凍上現象と同様に、凍結面への水分の移動と氷の析出によって岩石の空隙が氷で満され、このときの凍上力で破壊が生ずるという毛管力理論が提示された(Everett⁶⁾(1961))。この考え方に対しては発生する凍上力の計算値が小さすぎるという批判はあるものの⁷⁾、凍結面への水分移動が生ずることを示唆しており、凍結破壊の有力な機構論と言える。

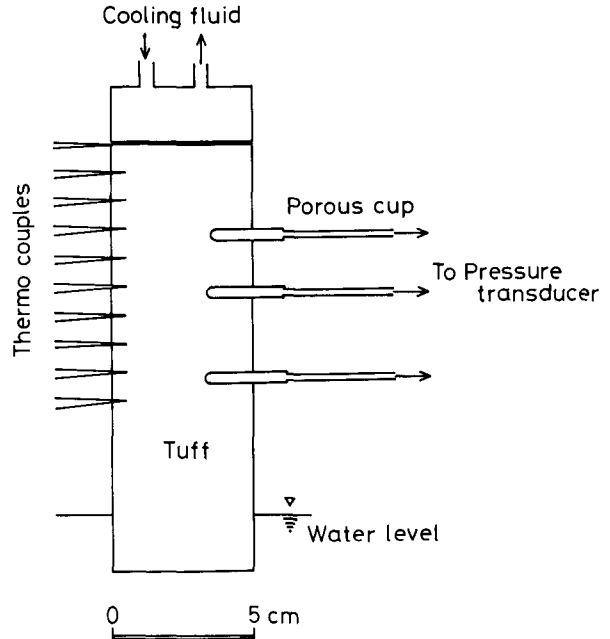
今回著者らは、岩石の凍結—融解による破碎に関連した実験を行った。そして従来は確認されていなかった凍結時の岩石内水分移動を実験的に確認することができた。

* 北海道大学低温科学研究所業績 第2497号

II. 実験の方法と内容

凍結—融解の実験で容易に破碎される多孔質の凝灰岩を用いて実験を行なった。栃木県大谷地方に分布する第三紀系凝灰岩で、有効空隙率 36%，超音波伝播速度は 1.9 km/sec である。

この岩石を直径 5 cm，長さ 15 cm の円筒試料に整形した。凍結過程での水分移動の測定は，土の場合と同様に未凍結側にポーラスカップを埋め込んでテンションメーターによって行なった。使用したポーラスカップの空気流入限界圧は 3 bar である。円筒試料をたてて，下端から水分供給を行ない，上端の表面に冷却板を置いて上方から凍結させた（第 1 図）。上端面から 3，5，7 あるいは 8 cm 位置にポーラスカップを埋め込んだ。水分ポテンシャル (Pore-water pressure) の変化は，ビニールチューブで連結してある圧力変換器によって 1 cm H₂O（水頭高さ換算圧力）精度で読みとった。岩石内の温度は直径 0.03 mm の熱電対を用いて表面



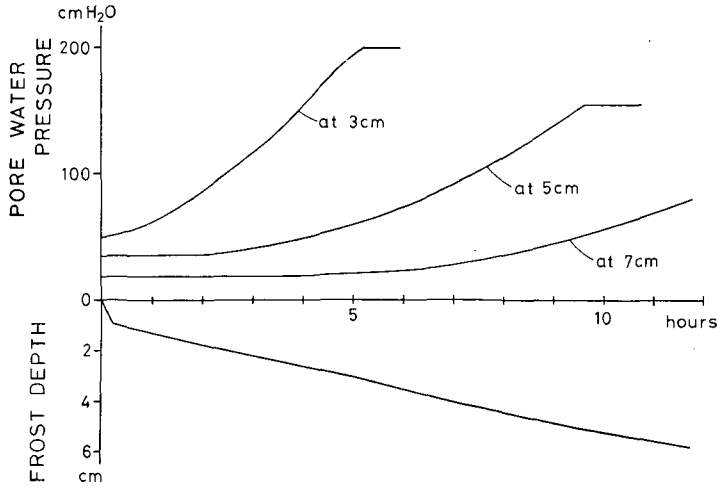
第 1 図 実験方法の概略図

から 1 cm 間隔で 9 cm 深さまで測定した。デジタル熱電対記録計と圧力変換器出力を結線したデータローガは小型コンピューターに GPIB インターフェイスを介して結合させた。

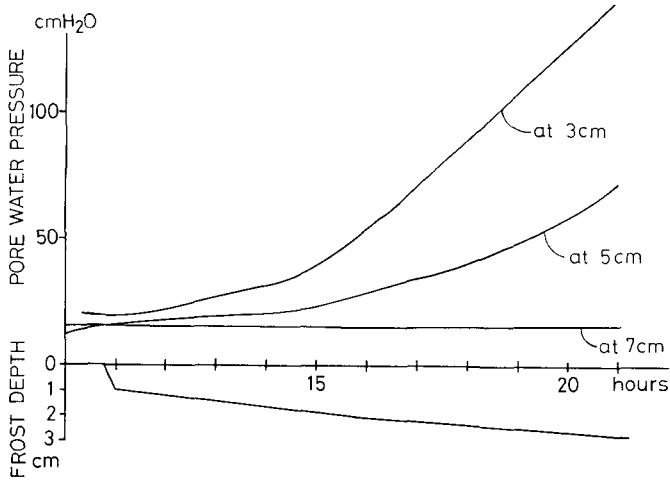
外周からの水分蒸発を防ぐために，試料表面は油性粘土でおおい，さらに断熱材をまきつけた実験室は +2°C に保たれており，試料側面での熱交換はごくわずかである。表面の冷却温度は -2°C ~ -8°C までの範囲で各々異なる凍結面進行条件を実現させた。とくに凍結開始時には急冷させてサーマルショックを与えて，過冷却の生じないようにした。

III. 実験結果の解析と考察

凍結面の位置は土の凍結の場合と異なり，外観的に判定することはできない。そこで岩石内の水の凍結温度を -0.2°C と仮定して，温度分布から凍結面位置を推定した。経過時間ごとの位置から凍結面の進行速度を決める。表面の冷却条件の違いに依存して，凍結面進行速度の大きい場合 (0.4 cm/hour) と小さい場合 (0.2 cm/hour) の実験結果を，第 2 図と第 3 図に示す。不飽和の土と同様に，テンションメーターで測定される水分ポテンシャル (水分張力) は負の値である。慣例に従って負の符号を付けずに，水頭高単位圧力として表わす。3，5，7 cm 位置での水分ポテンシャルの経時変化が示されている。第 2 図では 3 cm 位置の水分ポテンシャルは



第2図 凍結過程での水分ポテンシャル値経時変化
(凍結面進行速度の大きい場合)



第3図 凍結過程での水分ポテンシャル値経時変化
(凍結面進行速度の小さい場合)

5時間後に減少した。このように表面に近い位置での水分ポテンシャル測定値は、次第に増加しある時点で減少しはじめる。凍結面が近づくとき水分張力は増加し、岩石内の水が減少する。つまり乾燥しはじめる。やがてポーラスカップを通じて空気が流入するからである。第3図では、21時間経過後も3cm位置の水分ポテンシャルは増加している。これは凍結面が21時間経過してもまだ3cm位置に達していないからである。この2例とも凍結面の進行に伴って、表面に近い位置ほど水分ポテンシャルが大きくなる傾向がみられた。

凍結面に近いほど水分ポテンシャルが大きくなることは、上に向う動水勾配が存在することを意味している。比較のために、凍結で破碎されない安山岩の場合を第4図に示す。3点での水分ポテンシャルは変化せず、ポーラスカップ内の水が凍結することで正圧が発生するのが

示されている。この場合には、凍結面に
向う動水勾配は存在していないことを意
味している。

第2図の事例を各深さごとの水分ポ
テンシャル分布の経時変化として表わ
したのが第5図である。凍結開始前(0
hour)の分布をみると、重力ポテンシ
ャル分布よりも大きな勾配となっている。
これは表面がやや乾燥したためである。
凍結が開始すると、3~5 cm 間の水分ポ
テンシャル差は急増するが、4時間から
6時間までは増加率は小さくなる。5~7
cm 間でも同様の傾向がみられる。

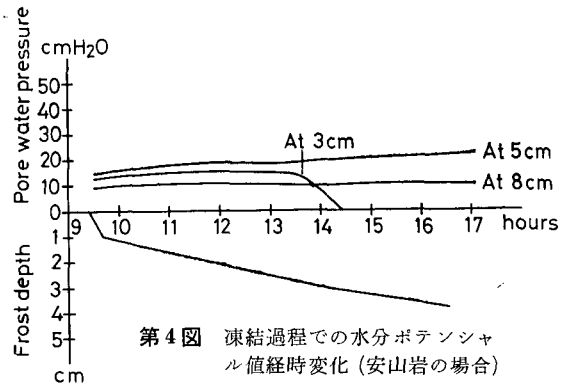
この動水勾配の経時変化を、各実験
からえらびだして、そのうちの3例を第
6図に示す。いずれも3~5 cm 間の動
水勾配である。凍結面の進行速度によっ
て、動水勾配の増加も変化する。凍結面
の進行が速い場合ほど、動水勾配の増加
も大きい。しかし一定時間が経過する
と、増加率は小さくなり、あるいは一定
値に近づく。これは水分ポテンシャル分
布が変化しないこと、あるいは一定の状
態になることでもある。そこで第6図で
動水勾配が一定となった2点間の平均水
分ポテンシャル値を求め、動水勾配との
関係として表わす(第7図)。事例は多く
ないが、土の凍結の場合と同様に、これ
らの値に適合する経験式をあてはめる。
それが図中の曲線である。

$$\frac{\partial \phi}{\partial x} = A \cdot e^{B \cdot \phi} \quad (1)$$

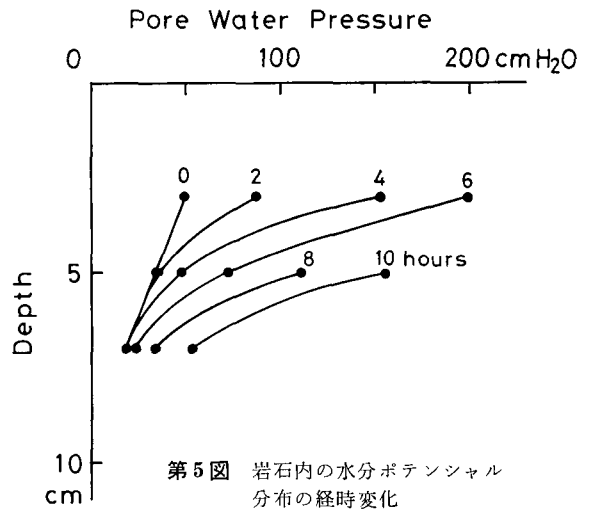
$\frac{\partial \phi}{\partial x}$: 全ポテンシャル勾配 (cm/cm)

ϕ : 水分ポテンシャル (cm H₂O)

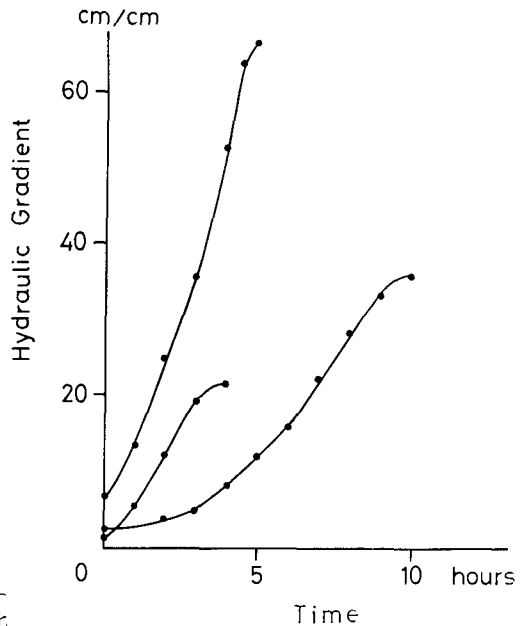
A, B: 係数



第4図 凍結過程での水分ポテンシ
ャル値経時変化(安山岩の場合)



第5図 岩石内の水分ポテンシ
ャル分布の経時変化



第6図 凍結過程での動水勾配の経時変化

溶存する溶質濃度を無視すれば、水分ポテンシャルに重力ポテンシャルを加えると、

$$\phi = \psi + Z \quad (2)$$

ϕ : 全ポテンシャル

ψ : 水分ポテンシャル

Z : 重力ポテンシャル (基準面からの高度差で規定) (単位 cm H₂O)

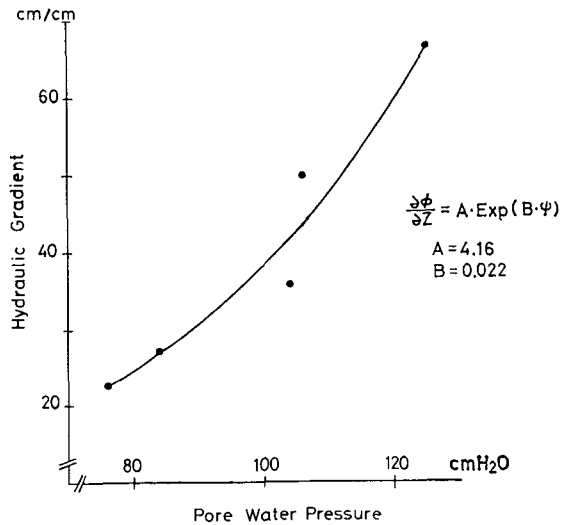
(1), (2)式を用いて(1)式の両辺を x について積分すると(3)式が得られる⁹⁾。

$$\phi = -\frac{1}{B} \log \left\{ -A \cdot B(x+C) \right\} - x \quad (3)$$

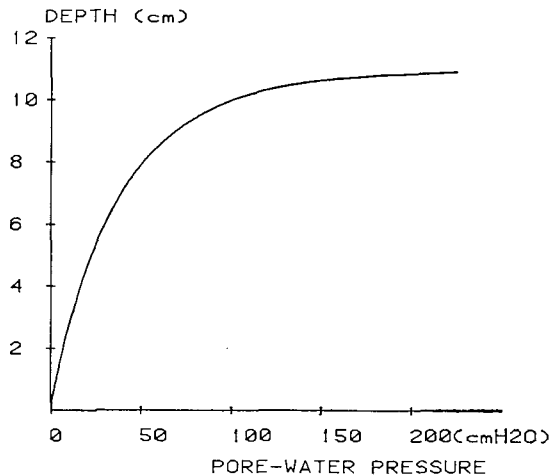
x は地下水位からの距離 (cm) である。規定に従えば地下水位での水分ポテンシャルはバルクな水のポテンシャル値なので基準値、すなわち $\phi=0$ となる。すると積分係数 $C = -10.92$ が得られる。

(3)式を第8図に表わす。横軸に水分ポテンシャルをとり、たて軸は地下水位面からの距離である。 $x=10.92$ cm で ϕ は無限大の水分ポテンシャル値が存在することが示されている。勿論凍結面へ水を下層から吸い上げる能力は有限である。従って、凍結面直下では、(3)式を適用することはできない。(3)式の示唆している点は、凍結面の進行が遅い場合 (0.2 cm/hour 以下)、未凍結側に準定常的な温度分布が成りたっており、水流についても(3)式のような準定常的な水分ポテンシャルの分布が成りたっている。この水分ポテンシャル分布に沿って、下層から水は凍結面へ移動・供給される。また凍結面から 2 cm 下方範囲では水分ポテンシャルの勾配が大きくなっている。これは、凍結面から 2 cm までの範囲では、岩石中の水分が減少(乾燥)する領域が存在することを意味する。福田⁹⁾ (1980) が土の凍結の場合に指摘したのと同様の現象が岩石の場合にもみられている。

第8図から示唆されたように、凍結



第7図 平均水分ポテンシャル値と動水勾配との関係



第8図 凍結時の岩石内水分ポテンシャル分布 ((3)式による)

面直下には水分ポテンシャルの大きくなっている領域がある。(3)式ではその値の極大は無窮大となっている。しかし実際にはある有限の値となるはずである。そこで実測結果から、凍結面直下の水分ポテンシャル値を推定する。実験結果によれば、凍結面が近づくにつれて水分ポテンシャルが増加することが確認されている。水分ポテンシャルが大きくなると、ポーラスカップの空隙を通じて空気が流入しはじめて測定ができなくなる。つまり凍結面直下では直接的に水分ポテンシャルは測定できない。そこで、次の手順で推定する。まず温度分布から凍結面の位置を求め、ポーラスカップまでの距離(X)を決める。凍結面が近づくにつれて X は小さくなり、一方で水分ポテンシャルは増加する。 X の初期値と2, 3, 4

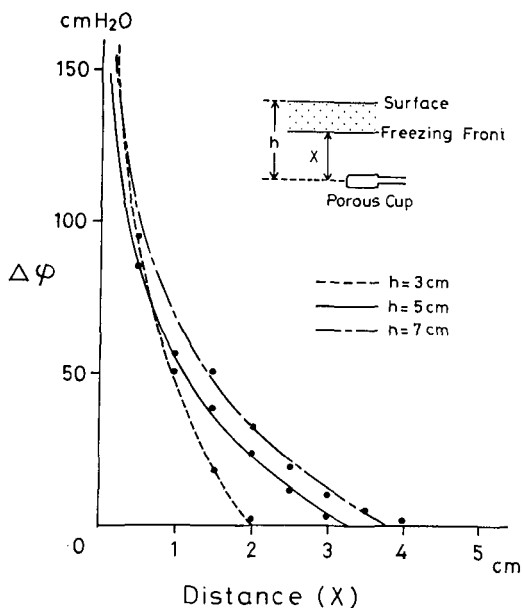
cmとしたときの測定結果を第9図に示す。初期値が大きい程、すなわち凍結面から遠い程水分ポテンシャルの増加は小さい。これは(3)式で示された通りである。距離が1cm以下となると水分ポテンシャルは急増している。第9図の実測では1cm(凍結面下)での水分ポテンシャルの増加分は50 cm H₂Oである。(3)式で凍結面下2cmから1cmまでの水分ポテンシャル値増加を算出すると30 cm H₂Oであった。

距離と水分ポテンシャルの増加の関係に適合する曲線近似式を求めてえがいたのが図中の曲線である。3つの事例ともに $X \leq 1$ cmで急増する傾向が示されており、 $X=0$ での内挿による推定のむずかしいことが示唆された。土の場合には凍結面直下の水分ポテンシャルの推定値として、約1,000 cm H₂Oが得られている。凝灰岩の場合も、それに近い値になるものと予想される。

IV. おわりに

土の凍上と同様に、空隙の多い岩石においても、凍結時には未凍結側での水分移動の生ずることが実験結果から確認された。凍結面の進行速度が小さい場合、未凍結側に一定の水分ポテンシャル分布が形成される。そして、そのポテンシャル分布で決まる動水勾配に沿って、岩石内の水は凍結面へと移動する。凍結面直下では大きな水分ポテンシャル値となることが推定され、これが下方から水を吸い上げる駆動力となっている。

土の凍結との類推から、不飽和状態の岩石空隙内の水の化学ポテンシャルはバルク状態よりも低下していると考えられる。これを、Everettは空隙内の水-氷界面の表面エネルギーに起因するとした⁶⁾。そして流入した水が空隙内で氷として析出し、岩石を破壊させると説明し



第9図 凍結面直下での水分ポテンシャル値の推定
(たて軸: 水分ポテンシャルの増加分)

た。今回の実験結果をこうした岩石の破砕機構に直接むすびつけることはできない。しかし凍結面直下の水分ポテンシャル推定によって、水分移動を生じさせる吸水能が存在することが示唆された。今後は以下の実験による検証が必要とされよう。まず岩石の透水係数の測定により水分フラックスを測定する。次に不飽和状態での水の凍結点降下を測定し、空隙内の水の化学ポテンシャルを定量的に規定する。こうした実験結果に基づいて、岩石内での水と熱の結合した流れモデルを適用しその妥当性を検証する。

本実験にあたっては研究施設の使用等について、木下誠一所長から多くの御助力をいただいた。ここに記して感謝の意を表します。

文 献

- 1) 福田正己 1974 凍結—融解における石の風化. 低温科学, 物理篇, **32**, 243-249.
- 2) Fukuda, M 1979 Some observations about rock weathering by frost upon the wall carvings. Fondation Française d'Études Nodique, Actes et Documents, N° 6, 73-79.
- 3) 福田正己 1981 有珠山新期噴出軽石の凍結—融解実験. 低温科学, 物理篇, **40**, 171-174.
- 4) 福田正己 1982 北海道における凍結—融解の繰返し出現頻度の分布. 昭和 54-56 年度北海道大学特定研究経費研究成果報告書, 「北海道における積雪の分布と特性ならびにそれが地面凍結, 植生, 昆虫生態に及ぼす影響に関する研究」. 75-86.
- 5) White, S. E. 1976 Is frost action really only hydration shattering?; A review. Arctic and Alpine Research, **8**, 1-6.
- 6) Everett, D. H. 1961 The thermodynamics of frost damage of porous solids. Transactions of the Faraday Society, **57**, 1541-1551.
- 7) Blachere, J. R. and Young, J. E. 1974 Failure of capillary theory of frost damage as applied to ceramics. Journal of American Ceramic Society, **57**, 212-216.
- 8) 福田正己 1980 凍結—融解による岩石の破砕機構論. 地形, **1**, 89-95.
- 9) 福田正己 1980 凍上過程での土中の水分ポテンシャル分布について. 雪氷, **42**, 33-40.

Summary

As the cause of frost shattering of a porous rock in the freezing state the authors propose a frost heave mechanism with the coupled flow of heat and moisture in the texture instead of a conventional explanation drawing on the volume expansion of water contained therein.

Pore-water pressure profiles were obtained from measurements by means of tensiometers, using a porous rock sample with an effective porosity of 36% and in a cylindrical shape 5 cm in diameter and 15 cm height. The tensiometers were inserted at depths of 3, 5 and 8 cm from the surface of the top end of the sample. A brass plate through which a cooling fluid kept at -6°C was circulated was placed on the top end of the sample for controlling the temperature. The sample was mounted on a water reservoir with the bottom end in contact with water. Thermo-couples were each inserted at an interval of 1 cm and temperature profiles were obtained from the read-outs at each point. Pore-water pressures of the sample were monitored by the pressure transducers connected to the tensiometers. More than 20 runs of the experiment disclosed the following: The pore-water pressure increased as the freezing front descended. Then the freezing front was at a short distance from the porous cup, the pore-water pressures rose and then dropped sharply due to the entry of air through

the porous cup wall. An increase in pore-water pressure corresponded to a decrease in water content.

In order to estimate the flow rate of water to the freezing front through the texture of the unfrozen rock sample, hydraulic gradients between the depths of 3 and 5 cm were calculated from pore-water pressures measured during the freezing. As freezing began, the total potential gradient increased sharply. When the pore-water pressure at the 3 cm depth reached a maximum the potential gradient increased. The maximum potential gradients of each initial condition were selected with the mean pore-water pressures at each depth. A simple regression having an exponential form was performed. Thus, it indicates the following empirical relation between pore-water pressure and potential gradient in the unfrozen part of the rock during the experiment.

$$\frac{\partial\phi}{\partial Z} = A \exp(B\phi) \quad (1)$$

where $\frac{\partial\phi}{\partial Z}$ = total hydraulic gradient (cm/cm)
 ϕ = pore-water pressure (cm H₂O)
 A, B = constants ($A=4.158, B=0.022$)
 Z = distance (cm).

Using this empirical equation, it is possible to derive an equation involving the distance from the rock surface and the pore-water pressure profile in the unfrozen part of the rock in the freezing state. This empirical equation is a first-order linear differential equation given by

$$\phi = -\frac{1}{B} \log \left\{ -A \cdot B(Z+C) \right\} - Z \quad (2)$$

where Z = distance from the water table or bulk water level (cm)
 C = integration constant

Constant C can be determined at the water table where the pore-water pressure is 0, and was obtained as 10.9. By using this equation, it is possible to obtain the pore-water pressure profile in the unfrozen porous rock. If the freezing front is stationary, there will be steady state pore-water pressure profile with constant water movement to the freezing front.

From the result of the experiment, the author concludes that the pore-water pressure measurements in unfrozen porous rocks can be used to indicate the maximum pore-water pressure causing the movement of water to the freezing front; and that the shattering of porous rocks is due not to in-situ freezing of water but such migration of water as moves to freezing front.