



岩石の凍上圧に関する基礎的研究* - 岩石の凍上発生位置の強度依存性 -

中村 大¹ 後藤 隆司² 伊藤 陽司³ 山下 聡⁴
川口 貴之⁵ 山崎 新太郎⁶ 鈴木 輝之⁷ 河野 勝宣⁸

Basic Study on the Frost Heave Pressure of Rocks - Dependence of the Location of Frost Heave on the Strength of the Rock -

by Dai NAKAMURA^{a*}, Takashi GOTO^b, Yoji ITO^b, Satoshi YAMASHITA^c,
Takayuki KAWAGUCHI^b, Shintaro YAMASAKI^a, Teruyuki SUZUKI^d and Masanori KOHNO^e

- a. Research Associate, Department of Civil and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology, Koen-cho 165, Kitami, 090-8507 JAPAN (*Corresponding author E-mai: dnaka@mail.kitami-it.ac.jp)
- b. Associate Professor, Department of Civil and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
- c. Professor, Department of Civil and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
- d. Professor Emeritus, Department of Civil and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology
- e. Graduate Student, Department of Civil and Environmental Engineering, Kitami Institute of Technology

Frost heave in rocks is caused by the frost heave pressure (pore ice pressure) generated by the freezing of pore water, which then cracks the rock.

The present work attempts to clarify the frost heave pressure of rocks by experiments at four temperature conditions.

Ohya tuff and Kimachi sandstone, in which the occurrence of frost heave has previously been confirmed, were used as specimens.

Measurements of these experiments were the internal temperature of the rocks during the freezing process and the location where the ice lens formed.

These two parameters made it possible to determine the temperature of the location where the ice lens formed.

A generalized Clausius-Clapeyron equation was used to calculate the pore ice pressure.

The results indicated that the temperature at the location of ice lens formation depends on the types of rock, but not on the temperature gradient during freezing.

It was also confirmed that frost heave in rocks with a higher tensile strength appears at locations with a lower temperature, while that in rocks with a lower tensile strength appears at location of temperatures close to 0°C.

These findings suggest that the location and temperature of the ice lens formation are dependent on the strength of the rock.

KEY WORDS: Rock, Frost Heave, Frost Heave Pressure, Pore Ice Pressure, Location of Frost Heave, Tensile Strength

1. はじめに

北海道のような寒冷地において、山間部や海岸沿いのトンネルや道路などの土木構造物では、寒冷気候に起因する多くの問題が生じている。1996年には北海道余市郡豊浜町と古平郡古平町を結ぶ一般国道229号線豊浜トンネルにおいて、大規模な岩盤崩落事故が発生した。このような事故の原因の一つとして岩盤の凍上による劣化があげられている。菊地、水戸は、当該地域の岩石が凍結融解作用に対して劣化しやすい性質を有していることから、

岩盤中に形成されたアイスレンズが割れ目の開口を促進させた可能性を指摘している¹⁾。また、北川、川上は、根室本線新得山トンネルの覆工背面の岩石で凍上が起こっていたことを報告している²⁾。

岩石、岩盤の凍上問題は、上述したような被害事例などからも、今後明らかにしなければならない重要な課題である。このような背景から、2010年には、ガイドラインとしては初めて、「斜面の凍上被害と対策のガイドライン（斜面の凍上被害と対策に関する研究委員会）」³⁾において、岩盤斜面の凍上現象が取り上げられ、注意喚起がなされた。以上のように、近年、岩石の凍上性を把握することの重要性が高まっている。

しかしながら、凍上に関する研究は、その多くが土の凍上に関するもので、岩石の凍上に関する研究、報告例はまだ少ない。土の凍上に関する研究の進展に比べて、非常に遅れているのが現状である。特に、岩石の凍上圧の計測結果については全く報告されていない。

筆者らは、これまでに岩石の内部構造、物性値の比較を基にした凍上メカニズム⁴⁾、岩石の凍上現象と土の凍上現象との差異⁵⁾

*2011年3月7日受付 2011年6月20日受理

- 1. 正会員 北見工業大学 工学部社会環境工学科 助教
- 2. 正会員 北見工業大学 工学部社会環境工学科 准教授
- 3. 正会員 北見工業大学 工学部社会環境工学科 准教授
- 4. 北見工業大学 工学部社会環境工学科 教授
- 5. 北見工業大学 工学部社会環境工学科 准教授
- 6. 北見工業大学 工学部社会環境工学科 助教
- 7. 北見工業大学 工学部社会環境工学科 名誉教授
- 8. 学生会員 北見工業大学 大学院工学研究科・寒冷地・環境エネルギー工学専攻

[著者連絡先] FAX: 0157-23-9408 (北見工業大学・中村)

E-mail: dnaka@mail.kitami-it.ac.jp

キーワード: 岩石, 凍上, 凍上圧, 間隙氷圧, 凍上発生位置, 引張強度

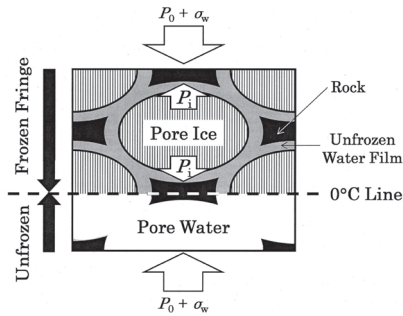


Fig.1 Frost heave process of rock.

について報告してきた。本研究では、この2つの研究を踏まえて、4種類の温度条件で凍上実験を行い、岩石が凍上する際に発生する間隙氷圧について検討を行った。ただし、岩石の間隙氷圧を直接的に計測することは非常に困難である。そこで、本研究では、既に土の凍上の分野で多くの報告例があり、高志らの研究⁶⁾によってその適用性が確認されている、変形した Clausius-Clapeyron 式を用いて、岩石の間隙氷圧を推測することに取り組んだ。

2. 岩石の凍上現象のプロセス

筆者らは、赤川⁷⁾の提案する「凍上現象におけるアイスレンズの発生条件」と、破壊力学⁸⁾における亀裂の伸展を参考に、岩石の凍上現象のプロセスを考えた⁴⁾。以下にその概要を示す。また、このプロセスを模式的に Fig. 1 に示す。

①温度勾配の発生

冬期、岩石は表面から寒気によって冷却され、岩石内部には温度勾配が生じる。これに伴い、0°C線が熱流方向に直交して深部へ移動するが、寒気の影響と地熱の影響とが釣り合う部分で停滞する。

②亀裂の伸展による主亀裂の形成及びアイスレンズの発生

停滞した0°C線より上方の凍結部分では、潜在する亀裂や空隙中の水分が凍結して間隙氷となるが、一部は不凍水となって間隙氷と共存する。間隙氷は時間の経過と共に不凍水を吸収しながら成長するが、この際に発生する体積膨張は、潜在する亀裂や空隙中に亀裂を押し広げる方向の間隙氷圧 P_i を発生する。この時、亀裂先端や空隙周辺の応力状態は、応力拡大係数で表される。間隙氷圧 P_i の増加に伴って応力拡大係数が増加し、臨界値である破壊靱性に達するとき、亀裂、空隙が広がり始める。その後、亀裂が伸展、結合し、岩石が割れる。

ただし、本研究では、凍上の抗力として、破壊靱性の代わりに、岩石の湿潤状態における引張強度 σ_w と載荷応力 P_0 の和を用いることとした。つまり、本研究で想定した亀裂の発生条件は以下の式で表される。

$$P_i > P_0 + \sigma_w \dots\dots\dots (1)$$

前述の高志ら⁶⁾の研究は、この時に発生する間隙氷圧 P_i を想定して行われた研究である。本研究で推測する凍上圧も、この岩石が割れる際に発生する間隙氷圧 P_i である。

③アイスレンズの成長

未凍結部分から、フローゼンフリンジを介して不凍水が亀裂へと流入し、潜熱を発生しながら氷へと相変化する。このようにしてアイスレンズは成長していくが、この時、熱流方向への圧力が発生する。このアイスレンズが成長する際に発生する圧力は、本論文では研究対象としていない。

以上のようなプロセスを想定すると、岩石の凍上時には、「②

亀裂の伸展」時に発生する間隙氷圧と P_i 、「③アイスレンズの成長」時に発生するアイスレンズの成長圧の2種類の圧力が発生していると考えることができる。

3. 土の凍上圧に関する研究

高志ら⁶⁾は、土を一定載荷のもとに密閉系で部分凍結し、間隙氷圧と載荷応力とから定義される有効応力の変化を凍上圧の変化として捉える実験を行った。実験結果から、最大凍上圧 P_{max} と冷却面温度 θ_c との間に、以下の直線関係が成り立つことを明らかにした。

$$P_{max} = -1.09\theta_c \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 P_{max} は最大凍上圧 (MPa)、 θ_c は冷却面温度 (°C) である。この式は、変形した Clausius-Clapeyron 式から得られる以下の式と良い一致を示す。

$$P_i = -1.12\theta_f \dots\dots\dots (3)$$

ここで、 P_i は凍上圧 (間隙氷圧) (MPa)、 θ_f はアイスレンズ発生位置の温度 (°C) である。

上記の式は、凍上圧がアイスレンズ発生位置の温度に比例することを表しており、いくつかの研究において、実験的に検証が行われている。例えば、Akagawa⁹⁾ や Ishizaki¹⁰⁾ は、大谷石を用いて凍上実験を行い、アイスレンズ発生位置の温度が -1.4°C であることを確認した。実験から得られたアイスレンズ発生位置の温度と式 (3) を用いて凍上圧を算出すると、凍上圧 1.56MPa を得る。この値は、この溶結凝灰岩の平均の引張強度 1.4MPa をわずかではあるが上回っている。同様に、佐藤ら¹¹⁾ は第三期の固結シルト (土丹) を用いて凍上実験を行い、発生位置の温度が -1°C であることを確認した。式 (3) を用いて凍上圧を算出すると、凍上圧 1.12MPa を得る。この値は、土丹の平均の引張強度 0.75MPa を上回っている。

4. 過去の研究結果⁴⁾ から推測される間隙氷圧 P_i

筆者らは、過去の研究⁴⁾において、大谷石、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩、札幌軟石の5種類の岩石を用いて、その凍上性を判定する室内凍上実験を行ってきた。実験に用いた供試体は、直径 55mm、長さ 70mm の円柱形である。実験には蒸留水中に2週間以上放置して重量変化がなくなった湿潤供試体を使用した。この供試体に、独自に製作した凍上実験装置を用いて、低温の影響を与える。具体的には、供試体の上面を冷媒温度 -15°C で制御した上盤で冷却、供試体の下面を冷媒温度 +5°C で制御した下盤で加熱した。また、供試体の下面からは、地下水を想定した、水分供給も行った。実験の詳細については、中村ら⁴⁾を参照されたい。

このような岩石の凍上実験を行った結果、大谷石、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩の4種類の岩石では凍上が発生したが、札幌軟石では凍上が発生しなかった。Fig. 2 に、凍上が発生した大谷石、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩の凍上実験後の様子を示す。Fig. 2 から、凍上が発生している供試体の破断面は、直線にはならず、折れ線状になっていることが確認できる。この供試体の破断面の位置 (アイスレンズ発生位置) を測定すると、概ね次のようになっていた。大谷石は供試体下面から 20.30mm、来待砂岩は 25.20mm、登別軟石は 21.10mm、丸瀬布凝灰岩は 26.05mm である。前述の温度条件で実験を行うと、計算上、0°C 線は供試体下面から 17.50mm の位置で一定になるが、「2. 岩石の凍上現象のプロセス」に示したとおり、一般的に、凍上は 0°C 線

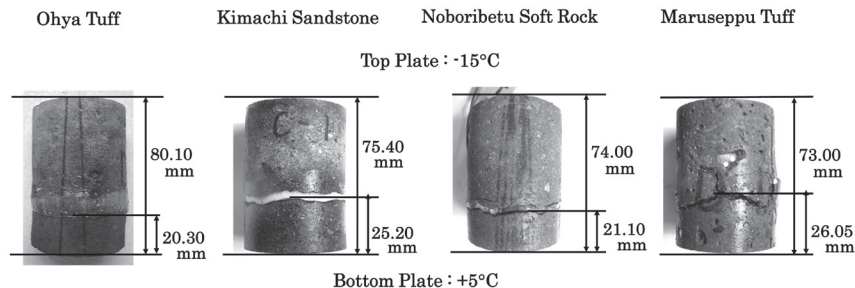


Fig.2 Photographs of rocks after frost heave experiment.

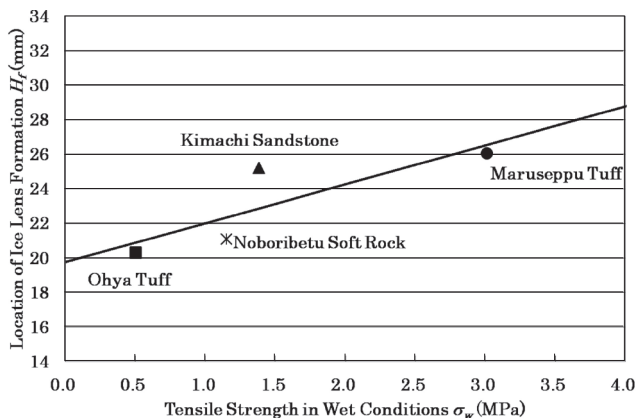


Fig.3 Relationship between tensile strength in wet conditions σ_w and location of ice lens formation H_f .

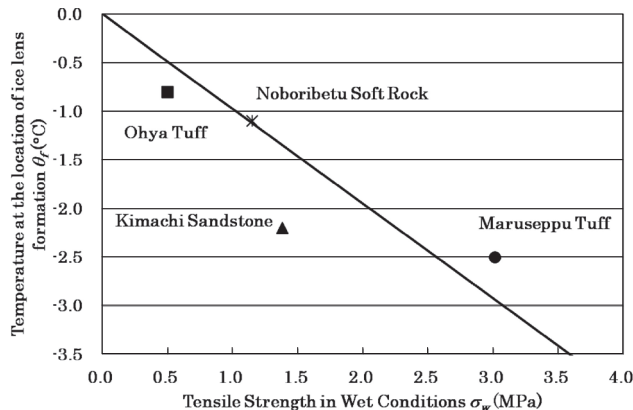


Fig.4 Relationship between tensile strength in wet conditions σ_w and temperature at location of ice lens formation θ_f .

よりも上方の凍結部分で発生することが知られている。このことから、筆者らは、供試体の破断面（アイスレンズ発生位置）が、0°C線よりも、約2.5～8.5mm上方に形成されたことを、妥当であると考えた。ただし、これらについて詳細に検討を行うと、次のようなことが明らかになってきた。

Fig. 3に、各岩石の湿潤状態における引張強度 σ_w と、アイスレンズ発生位置の関係を示す。図中に直線で示されているように、岩石の湿潤状態における引張強度 σ_w が大きくなるにしたがって、アイスレンズ発生位置は上方（冷却側）へと高くなっていることが明らかである。

また、各岩石におけるアイスレンズ発生位置の温度 θ_f を、凍結部分と未凍結部分の熱伝導率の違いや発生したアイスレンズの厚さを考慮せずに、簡単に、以下の式で算出した。

$$\theta_f = \frac{(\theta_{Top} - \theta_{Bottom})}{H} H_f + \theta_{Bottom} \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 θ_{Top} は上盤温度 (°C)、 θ_{Bottom} は下盤温度 (°C)、 H は供試体の長さ (mm)、 H_f はアイスレンズ発生位置 (mm) である。この式に、各種の実験条件（上盤温度 θ_{Top} : -15°C、下盤温度： θ_{Bottom} + 5°C、供試体の長さ：70mm）を代入すると以下の式が得られる。

$$\theta_f = -0.29H_f + 5 \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここで、-0.29は上下盤の温度差-20°Cを供試体長さ70mmで除した本実験における温度勾配 (°C/mm) である。Fig. 4に、各岩石の湿潤状態における引張強度 σ_w と、上式で算出したアイスレンズ発生位置の温度 θ_f の関係を示す。図から、岩石の湿潤状態における引張強度 σ_w が大きければ大きいほど、アイスレンズ発生

Table 1 Location of ice lens formation H_f , temperature at location of ice lens formation θ_f , pore ice pressure P_i and tensile strength in wet conditions σ_w .

Types of Rock	Ohya Tuff	Kimachi Sandstone	Noboribetu Soft Rock	Maruseppu Tuff
Location of Ice Lens Formation H_f (mm)	20.30	25.20	21.10	26.05
Temperature at location of ice lens formation θ_f (°C)	-0.8	-2.2	-1.1	-2.5
Pore Ice Pressure P_i (MPa)	0.90	2.46	1.23	2.80
Tensile Strength in Wet Conditions σ_w (MPa)	0.50	1.38	1.15	3.01

位置の温度が低くなる傾向を見て取ることができる。つまり、強度の大きい岩石ほど、より低い温度でなければ割れず、凍上が発生しないということである。

さらに、変形した Clausius-Clapeyron 式から得られる式 (3) を用いて、各岩石で発生した凍上圧（間隙水圧 P_i ）を算出した。Table 1に、各岩石のアイスレンズ発生位置 H_f とその温度 θ_f 、算出された間隙水圧 P_i 、湿潤状態における引張強度 σ_w についてまとめる。これらの値を用いて、式 (1) の亀裂の発生条件について、以下のような検討を行った。ただし、式 (1) の載荷応力 P_0 にあたる凍上実験装置の上盤の質量が、発生する間隙水圧 P_i や湿潤状態における岩石の引張強度 σ_w と比べて無視できるほど小さいことから、本研究では P_0 を 0MPa と考えた。

表から、算出した間隙水圧 P_i は、概ね、湿潤状態における岩石の引張強度 σ_w を上回っていることより、亀裂の発生条件である式 (1) を満たしていることがわかる。唯一、丸瀬布凝灰岩では、間隙水圧 P_i が湿潤状態における引張強度 σ_w を下回ってはいるも

Table 2 Basic physical properties.

Types of Rock	Ohya Tuff			Kimachi Sandstone		
	Average	Standard Deviation	Number of Specimens	Average	Standard Deviation	Number of Specimens
Water Absorption Ratio (%)	30.2	0.9	20	10.9	0.6	20
Porosity (%)	42.5	1.7		21.7	0.7	
Bulk Density	1.39	0.04		2.02	0.03	
Tensile Strength (MPa)	Dry σ_d	1.03	10	3.84	0.24	12
	Wet σ_w	0.44		0.15	1.53	0.46

の、その差は0.21MPaと微小である。岩石は不均質な物質で、物性値のばらつきが大きいことから、この差は誤差の範囲内であると考えられる。

以上の過去の実験結果から、アイスレンズ発生位置 H_f とその温度 θ_f は、岩石の強度によって決まることが推測できる。しかしながら、上記の実験では、岩石の内部温度の計測が行われていないため、実際の岩石中の温度勾配については未知である。また、アイスレンズ発生位置の温度 θ_f を算出するために用いた、アイスレンズ発生位置 H_f も、実験から得られた代表値である。そこで、上記の実験結果の詳細な検討を行う目的で、以下のような凍上実験を行った。

5. 凍上実験

本研究では、アイスレンズ発生位置の温度 θ_f 及び間隙氷圧 P_i について、詳細な検討を行う目的で以下の凍上実験を行った。この凍上実験で測定を行う主な項目は、凍結中の岩石の内部温度及びアイスレンズ発生位置 H_f である。

5・1 使用した岩石

本研究には、過去の研究⁴⁾で凍上性を有することが明らかとなっている以下の2種類の岩石試料を用いた。

- ・大谷石

栃木県宇都宮市大谷町付近一帯で採掘される流紋岩質角礫凝灰岩・来待砂岩

島根県奥道町来待地区周辺で採掘される凝灰質砂岩

ただし、岩石は不均質な材料であるため、今回使用した岩石が過去に使用した岩石と同種類のものであったとしても、物性は多少異なっていると考えられる。このため、各種の基本的な物性については、再度、測定を行った。ここでは、基本的な物性として、吸水率、空隙率、かさ比重、乾燥状態、湿潤状態における引張強度 σ_w の5項目について記す。乾燥状態は、供試体を100℃のオーブンに24時間入れ、重量変化がなくなった絶乾状態である。湿潤状態は、供試体を蒸留水中に入れて真空ポンプで24時間脱気した後、数日放置し、重量変化がなくなった状態で、飽和度は約90%以上である。

Table 2に、今回使用した2種類の岩石の基本的な物性を示す。なお、基本的な物性の測定方法については中村ら⁴⁾を参照されたい。

5・2 実験概要

5・2・1 供試体

岩石ブロックの堆積面に対して垂直にボーリングを行い、供試体を採取した。供試体は円柱形で、その寸法は、直径が55mm、長さは70mmである。供試体は蒸留水中に入れて真空ポンプで24時間脱気した後、数日放置し、重量変化がなくなった湿潤供試体を使用した。全ての供試体において飽和

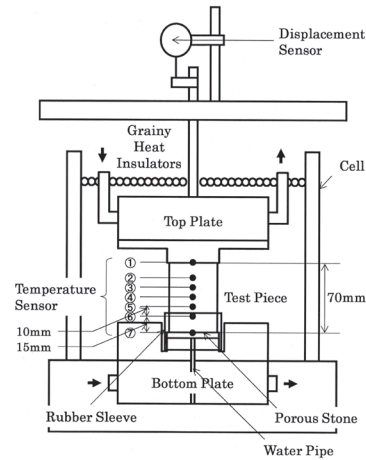


Fig.5 Frost heave experiment equipment.

Table 3 Temperature conditions.

Temperature Conditions	Temperature of Top Plate (°C)	Temperature of Bottom Plate (°C)	Temperature Gradient in Calculation (°C/mm)	Location of 0°C Line in Calculation (from Bottom of Specimen) (mm)
1	-5	+5	0.14	35
2	-10	+10	0.29	
3	-15	+15	0.43	
4	-20	+20	0.57	

度は約90%以上である。

5・2・2 岩石の凍上実験装置 本研究で使用した岩石の凍上実験装置を Fig. 5 に示す。実験装置の詳細については、中村ら⁴⁾を参照されたい。

図の実験装置の上下盤を、独立した2台の恒温水槽で、岩石の上面は寒気を想定したマイナスの温度、下面は地熱を想定したプラスの温度で制御する。

下盤には給水管が設置されており、地下水を想定した水分供給を行うことが可能である。供試体の下には厚さ5mmのポーラスストーンを設置し、水分が供試体下面へと一様に供給されるようにした。さらに、供試体の側面を、下面から2cm程度まで、ゴムスリーブで被い、給水管を通して供給される水分が漏れないようにした。

供試体の側面は、セル内に充填された粒状の発砲スチロールによって断熱した。このため、室温の影響を受けずに実験を行うことが可能である。

実験中、供試体の上方からは、常に、上盤の質量分だけ圧力がかかっていることとなる。しかしながら、これらの圧力は、発生する間隙氷圧 P_i や岩石の湿潤状態における引張強度 σ_w と比べて無視できるほど小さい。つまり、本実験では、式(1)の P_0 は0MPaと考えることができる。

凍上量は装置上方の変位計によって計測される。また、供試体には5本の温度センサ(熱電対)を供試体の中央から10mmの間隔で設置した。また、これとは別に、上下盤と供試体との境界部分にも2本の温度センサ(白金抵抗体)を設置した。以上の凍上量と温度のデータは、データロガーによって、1分毎に収集される。

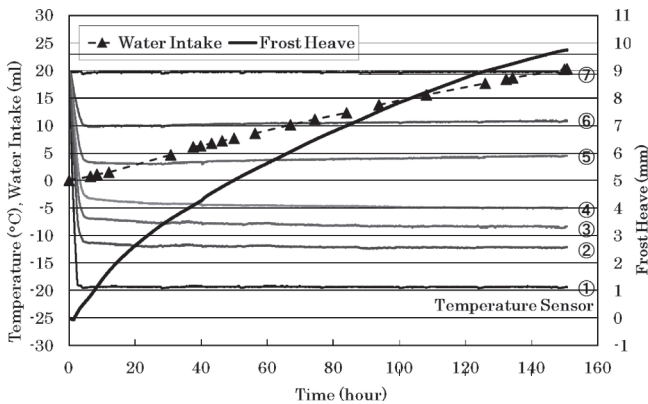


Fig.6 Frost heave experiment results of Ohya tuff on temperature condition 4.

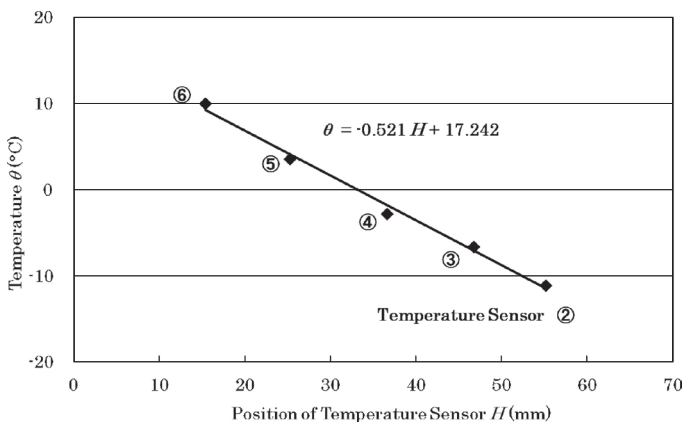


Fig.7 Internal temperature of Ohya tuff after 5 hours from start of frost heave experiment on temperature condition 4.

5・2・3 凍結方法 実験はまず、上下盤をコントロールする冷媒の温度をプラスに設定し、供試体の内部温度をプラスで一樣にした。その後、下盤の冷媒温度はプラスのままで一定に制御し、上盤の冷媒温度をマイナスに下げ、供試体の上面から凍結を進行させた。

本研究で設定した具体的な実験装置の温度条件を Table 3 にまとめた。それぞれの温度条件で実験を 2～3 回行い、その再現性を確認した。

5・3 実験結果と考察

5・3・1 アイスレンズ発生位置の温度 θ_f の算出方法及びアイスレンズ発生位置 H_f の測定方法 本研究では、アイスレンズ発生位置の温度 θ_f を算出する目的で、実験中の供試体の内部温度及びアイスレンズ発生位置 H_f を測定することに取り組んだ。ここでは、大谷石の実験結果を例に、アイスレンズ発生位置の温度 θ_f の算出方法について説明する。

Fig. 6 に、上下盤の温度差 (温度勾配) の最も大きい温度条件 4 における大谷石の凍上実験結果の一例を示す。図は、凍上量、供試体の内部温度、吸水量の経時変化を表しており、図中の丸数字は Fig. 5 の温度センサ番号と一致している。温度条件 4 では、大谷石の凍上量は 150 時間で 9.7mm にまで達していた。

次に、供試体の内部温度に着目する。供試体の内部温度は、実験開始から約 5 時間後には、ほぼ定常状態に達している。本研究で推測する間隙氷圧 P_i は、この供試体の内部温度が定常状態に達した後に発生する圧力である。そこで、Fig. 7 に実験開始から 5 時間目におけるセンサの設置位置とその温度の関係を示す。

図中の丸数字は Fig. 5 の温度センサ番号と一致しており、近似直線は温度センサの設置位置とその温度から求めたものである。また、この近似直線の傾きは温度勾配を表しており、この場合、求めた温度勾配は $0.521^\circ\text{C}/\text{mm}$ であった。上記の近似直線から得られた式に、以下で示すアイスレンズ発生位置 H_f を代入するとアイスレンズ発生位置の温度 θ_f が求まる。

Fig. 8 に、温度条件 4 における大谷石の凍上実験後の様子を示す。図は、凍上実験終了後の供試体を室内乾燥して、4 方向から撮影したものである。Fig. 8 から、供試体のほぼ中央に、供試体を二分する亀裂を確認することができる。供試体の下面から、この亀裂の位置までの長さを、ノギスを用いて測定した。また、Fig. 8 のように、凍上が発生している供試体の破断面は、直線にはならず、折れ線状になっていることから、4 箇所測定を行った。アイスレンズ発生位置 H_f は、この 4 箇所のデータの平均値とした。

5・3・2 アイスレンズ発生位置 H_f

Fig. 9 に各条件における大谷石の凍上実験後の様子、Fig. 10 に各条件における来待砂岩の凍上実験後の様子を示す。両図から、大谷石、来待砂岩、共に、上下盤の温度差 (温度勾配) が小さくなるに従って、亀裂の発生位置が上方の低温側へとシフトしていく傾向を見て取ることができる。

Fig. 11 に、大谷石、来待砂岩の各温度条件における温度勾配とアイスレンズ発生位置 H_f との関係を示す。図中のエラーバーは、一つの実験について、4 箇所測定したアイスレンズ発生位置 H_f の標準偏差を表している。図から、アイスレンズ発生位置 H_f は、大谷石において、最大で約 $\pm 3\text{mm}$ 程度、ばらついていることが確認できる。これは、供試体の破断面が、折れ線状になることに起因する。

Fig. 11 から、Fig. 9, Fig. 10 と同様に、温度勾配が小さくなるに従って、アイスレンズ発生位置 H_f が上方の低温側へとシフトしていくことが確認できる。また、いずれの温度条件においても、来待砂岩のアイスレンズは、必ず、大谷石のそれよりも、上方の低温側で発生していることも確認できる。

5・3・3 アイスレンズ発生位置の温度 θ_f Fig. 12 に、大谷石、来待砂岩の各温度条件における温度勾配とアイスレンズ発生位置の温度 θ_f との関係を示す。図中のエラーバーは、一つの実験で算出した 4 つのアイスレンズ発生位置の温度 θ_f の標準偏差を表している。図から、アイスレンズ発生位置の温度 θ_f は、来待砂岩において、最大で約 $\pm 2^\circ\text{C}$ 程度ばらついていることが確認できる。

図中の近似直線は、温度勾配とアイスレンズ発生位置の温度 θ_f の関係について、岩石の種類別に求めたものである。多少のデータのばらつきや、イレギュラーなデータを含むものの、大谷石、来待砂岩、共に、その傾きは小さく、X 軸とほぼ平行な直線関係であることが確認できる。このことから、アイスレンズ発生位置の温度 θ_f は、凍結時の温度勾配に依らず、岩石の種類によって決まることが明らかとなった。

それぞれの岩石におけるアイスレンズ発生位置の温度 θ_f は、大谷石で平均 -0.92°C 、来待砂岩で平均 -2.77°C であった。両岩石のアイスレンズ発生位置の温度 θ_f を比較すると、湿潤状態における引張強度 σ_w が大きい来待砂岩のほうが、引張強度 σ_w の小さい大谷石に比べて、より低い温度で凍上していることが明らかである。

5・3・4 岩石の間隙氷圧 P_i Fig. 13 に、式 (3) を用いて算出した、大谷石、来待砂岩の各温度条件における凍上圧 (間隙氷

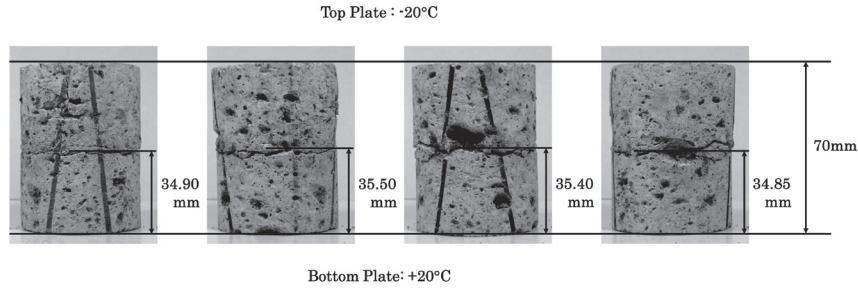


Fig.8 Photographs of Ohya tuff after frost heave experiment on temperature condition 4.

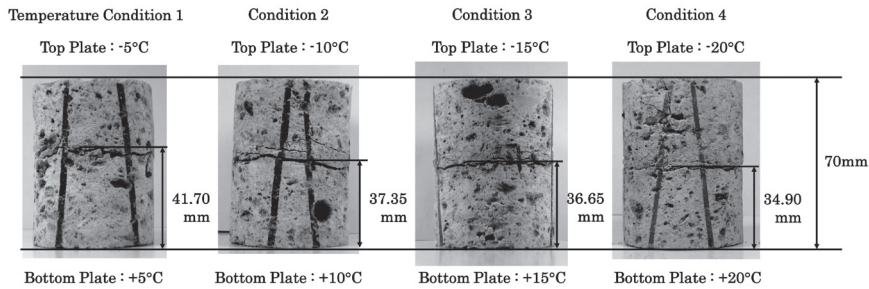


Fig.9 Photographs of Ohya tuff after frost heave experiment on each temperature condition.

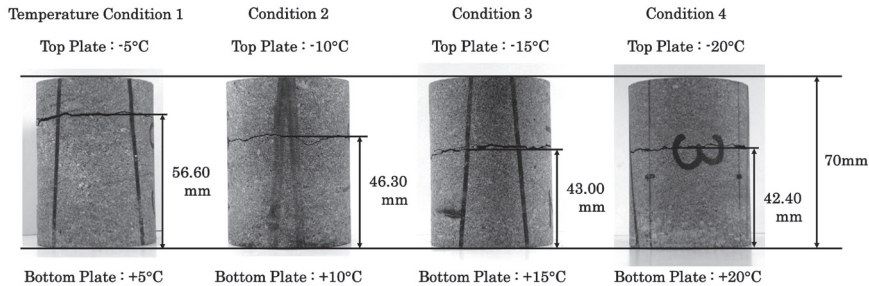


Fig.10 Photographs of Kimachi sandstone after frost heave experiment on each temperature condition.

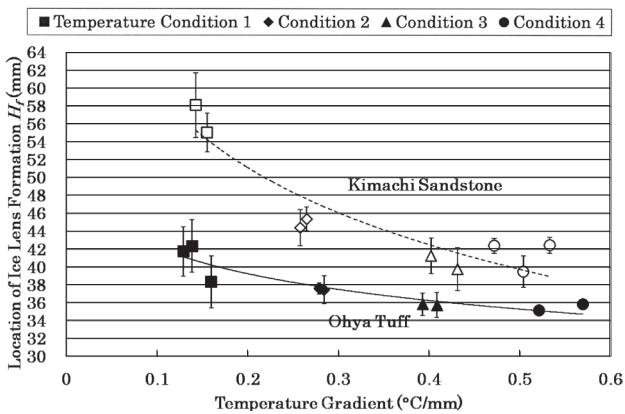


Fig.11 Relationship between temperature gradient and location of ice lens formation H_f .

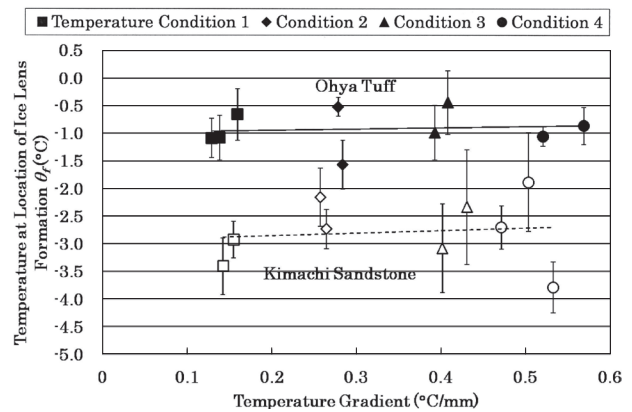


Fig.12 Relationship between temperature gradient and temperature at location of ice lens formation θ_f .

圧) P_i とアイスレンズ発生位置 H_f との関係を示す。図中のエラーバーは、一つの実験で算出した4つの間隙水圧 P_i の標準偏差を表している。図から、間隙水圧 P_i は、来待砂岩において、最大で約 $\pm 1\text{MPa}$ 程度ばらついていることが確認できる。

図中の近似直線は、アイスレンズ発生位置 H_f と間隙水圧 P_i の

関係について、岩石の種類別に求めたものである。大谷石、来待砂岩、共に、傾きの小さい、右上がりの直線関係であることが確認できる。ただし、どちらの岩石のデータも、ばらつきが大きく、イレギュラーなものを含んでいる。また、来待砂岩のアイスレンズ発生位置 H_f に着目すると、45mm から 55mm の区間で、データが

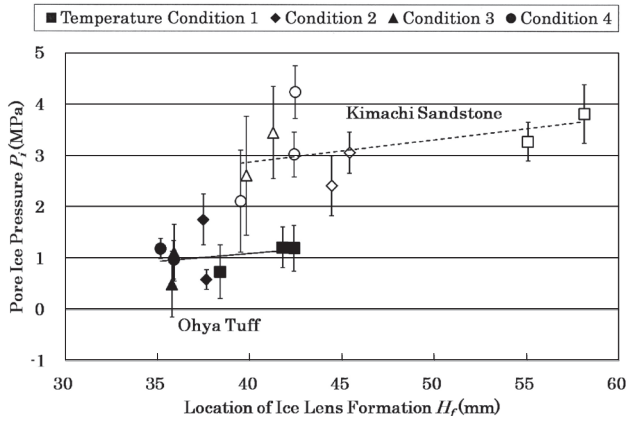


Fig.13 Relationship between location of ice lens formation H_f and pore ice pressure P_i .

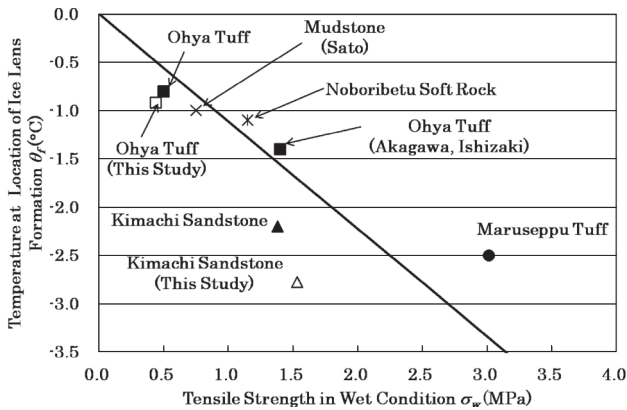


Fig.14 Relationship between tensile strength in wet condition σ_w and temperature at location of ice lens formation θ_f (including data of this study and past studies).

全く測定されていない。この区間のデータを補間しなければ、この直線関係を議論することは難しいと考えられる。以上のような理由から、本研究ではアイスレンズ発生位置 H_f と間隙氷圧 P_i の直線関係については議論しないこととする。今後、さらに詳細な実験を行い、この直線関係の検証を行う必要があると考えられる。

しかしながら、図から、大谷石のデータと来待砂岩のデータの間には有意な差を見て取ることができる。来待砂岩の間隙氷圧 P_i は平均 3.11MPa、大谷石の間隙氷圧 P_i は平均 1.03MPa で、来待砂岩の間隙氷圧 P_i は大谷石のそれを大きく上回っている。このことから、間隙氷圧 P_i は、岩石の種類によって決まることが明らかであると考えられる。

また、大谷石の間隙氷圧 P_i の平均 1.03MPa は、湿潤状態における引張強度 σ_w の 0.44MPa を上回っている。同様に、来待砂岩の間隙氷圧 P_i の平均 3.11MPa も、湿潤状態における引張強度 σ_w の 1.53MPa を上回っている。いずれの岩石においても、変形した Clausius-Clapeyron 式から得られる式 (3) を用いて算出した間隙氷圧 P_i は、湿潤状態における引張強度 σ_w を上回っており、亀裂の発生条件である式 (1) を満たしている。

6. 凍上発生位置の強度依存性

「4. 過去の研究結果⁴⁾から推測される間隙氷圧 P_i 」で示した、各岩石の湿潤状態における引張強度 σ_w と、アイスレンズ発生位置の温度 θ_f の関係を表す Fig. 14 に、本研究の大谷石、来待砂岩のデータ、Akagawa⁹⁾やIshizaki¹⁰⁾の大谷石のデータ、佐藤¹¹⁾の土丹のデータを加えて、Fig. 14に示す。ただし、Akagawa⁹⁾やIshizaki¹⁰⁾の大谷石、佐藤¹¹⁾の土丹の引張強度については、どのような状態で測定された値なのか、論文中には明示されていないため、未知である。図から、湿潤状態における引張強度 σ_w の高い岩石ではより温度の低い位置で凍上が発生し、引張強度 σ_w の低い岩石では温度の高い 0°C 付近で凍上が発生していることが明らかである。つまり、Fig. 14 は、強度の高い岩石が亀裂の発生条件を満たすためには、より低温側で凍上が発生しなくてはならないことを示している。

以上の議論から、アイスレンズ発生位置 H_f とその温度 θ_f は、岩石の強度によって決まることが推測できる。

7. まとめ

本研究で得られた知見について以下にまとめる。

- (1) 上下盤の温度差 (温度勾配) が小さくなるに従って、アイスレンズ発生位置 H_f が上方の低温側へとシフトしていくことが確認された。
 - (2) アイスレンズ発生位置の温度 θ_f は、凍結時の温度勾配に依らず、岩石の種類によって決まることが明らかとなった。
 - (3) 大谷石、来待砂岩、共に、変形した Clausius-Clapeyron 式から得られる式 (3) を用いて算出した凍上圧 (間隙氷圧) P_i は、湿潤状態における引張強度 σ_w を上回っており、亀裂の発生条件である式 (1) を満たすことが明らかとなった。
 - (4) 引張強度 σ_w の高い岩石ではより温度の低い位置で凍上が発生し、引張強度 σ_w の低い岩石では温度の高い 0°C 付近で凍上が発生することが明らかとなった。
- 以上の議論から、アイスレンズ発生位置 H_f とその温度 θ_f は、岩石の強度によって決まることが推測できる。

References

- 1) K. Kikuchi and Y. Mito: Journal of the Japan Society of Engineering Geology, **39** (1998), 456-470.
- 2) S. Kitagawa and Y. Kawakami: Tetsudo Doboku (1985.5), pp.281-287.
- 3) Shamen no Toujou Higai to Taisaku ni Kansuru Kenkyu Linkai: Shamen no Toujou Higai to Taisaku no Guideline (The Japanese Geotechnical Society, Hokkaido bunch, 2010).
- 4) D. Nakamura, T. Goto, T. Suzuki, Y. Ito, and S. Yamashita: Journal of MMIJ, **124** (2008), 231-239.
- 5) D. Nakamura, T. Goto, Y. Ito, and S. Yamashita, T. Suzuki: Doboku Gakkai Ronbunshuu C (2010), Vol.66, No.3, pp.472-486.
- 6) T. Takashi, T. Ohrai, H. Yamamoto and J. Okamoto: Seppyo, **43** (1981), 207-215.
- 7) S. Akagawa: The Japanese Geotechnical Society, Hokkaido bunch, Gijutu Houkokushu (2001), Vol.41, pp. 133-138.
- 8) H. Kobayashi: Hakai Rikigaku (Kyoritsu Shuppan, Tokyo, 1993).
- 9) S. Akagawa, S. Goto and A. Saito: Proc. 5th International Conference on Permafrost, (Trondheim, Norway, 1988), pp.1030-1035.
- 10) T. Ishizaki: Proc. 10th International Symposium for Building Physics, (Doresden, 1999), pp.827-832.
- 11) M. Sato and S. Akagawa: The Japanese Geotechnical Society, Hokkaido bunch, Gijutu Houkokushu (2002), Vol.42, pp. 277-282.