



岩石の凍上圧に関する基礎的研究* – 岩石の最大凍上圧の温度依存性 –

中村 大¹ 後藤 隆司² 伊藤 陽司³ 金 学三⁴
山下 聡⁵ 川口 貴之⁶ 山崎 新太郎⁷ 鈴木 輝之⁸

Basic Study on the Frost Heave Pressure of Rocks – Dependence of the Maximum Frost Heave Pressure on Temperature –

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

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

In this study, we attempted to measure frost heave pressure, i.e., the pressure that develops in the heat-flow direction when rocks are subject to frost heave and ice lenses grow.

We used two kinds of rock samples: one was Ohya tuff, whose frost heave was already known to be high, and the other was Kimachi sandstone, whose frost heave was lower than that of the former.

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

To conduct the experiment, we made original frost heave experiment equipment that was combined with a reaction frame and a load cell.

The test results clearly showed that the maximum frost heave pressure did not depend on the kind of rock and was proportional to the temperature gradient.

In addition, we clarified that the speed of the increase in pressure was proportional to the frost heave rate – the growth rate of the ice lens.

KEY WORDS: Rock, Frost Heave, Ice Lens, Frost Heave Pressure, Frost Heave Rate, Temperature Gradient

1. はじめに

近年、斜面の安定を図る目的で、グラウンドアンカーが多用されている。しかしながら、北海道のような寒冷地でグラウンドアンカーを用いる場合、地盤の凍上による受圧構造物やアンカープレートの変形・破損、アンカーの破断等の被害が懸念される。北海道東部の道路法面において、鋼棒のアンカーが破断して、飛び

出した事例が報告されている¹⁾。

本研究では、グラウンドアンカーが打設されている斜面において発生する凍上現象を Fig. 1 のように考えた。冬期、気温の低下に伴って法面の表面温度も低下し、地盤中には法面と平行するように凍結面(0℃線)が形成される。凍結面付近にはアイスレンズが形成されるが、このアイスレンズは地盤中の未凍結側からの水分供給によって時間の経過とともに厚く成長する。アイスレンズの成長によって、法面表層部は熱流方向、すなわち法面に直角の方向へ押し上げられる。アンカー体は未凍結層に設置されていることから、凍上した地盤が受圧構造物を持ち上げる力によってアンカーの引張材には伸びが生じ、荷重増加が生じる。引張材はその許容耐力までの荷重には耐えることができるが、凍上が進行し、凍上圧がそれ以上となったときには破断してしまう。また、受圧構造物やアンカープレートにも Fig. 1 に示すような変形や破損があらわれることとなる。

上記のような現象の適切な対策工法は現状ではなく、今後凍上

*2011 年 1 月 25 日受付 2011 年 5 月 21 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. 嶺南理科大学 土木科 教授
5. 北見工業大学 工学部社会環境工学科 教授
6. 北見工業大学 工学部社会環境工学科 准教授
7. 北見工業大学 工学部社会環境工学科 助教
8. 北見工業大学 工学部社会環境工学科 名誉教授
【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, アイスレンズ, 凍上圧, 凍上速度, 温度勾配

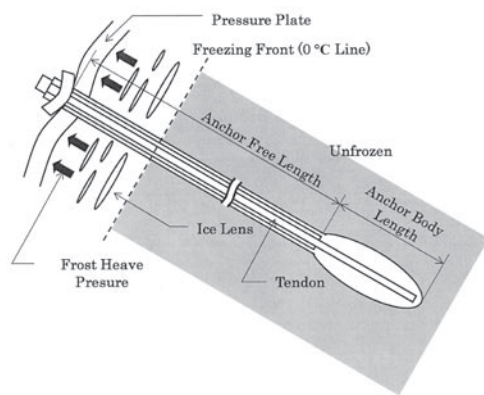


Fig.1 Schematic image of damage to ground anchor by frost heave.

圧に配慮したアンカーが開発されることが望まれる。また、グラウンドアンカーが岩盤に設置される場合には、その凍上圧についても配慮することが望ましい。

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²⁾、岩石の凍上現象と土の凍上現象との差異³⁾について報告してきた。本研究では、前述の2つの研究を踏まえて、岩石の凍上圧を測定することに取り組んだ。特に、本論文では、岩石の最大凍上圧、最大凍上速度と温度勾配との関係について明らかにする。これは、土の分野では、既に、土質、水分、温度の3つが、凍上を支配する主要要素であることが明らかにされており、岩石の分野においても、土と同様に、温度が凍上を支配する重要な要素であると考えられるためである。

本研究で得られた知見は、今後凍上を考慮したグラウンドアンカーを設計する際の基礎データとして、工学的に有益である。

2. 土の凍上圧に関する研究

土の分野では、これまでに多くの研究者が土の凍上圧を計測することに取り組んできた。ここでは、土の最大凍上圧に関する代表的な2つの研究結果について記述する。

Everett⁴⁾は、毛管吸水力から類推して、凍上圧は土骨格が作る毛管内の水-水界面張力により生ずると考えた。氷と水の界面を半径 r_{iw} の曲面とみなすと、土の最大凍上圧 P_{max} は以下の式で表される。

$$P_{max} = P_i - P_w = \frac{2\sigma_{iw}}{r_{iw}} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 P_i は氷、 P_w は水の圧力、 $2\sigma_{iw}$ は氷-水の界面エネルギーである。この理論では、最大凍上圧が温度と無関係である。実験値と比較してみるとPenner⁵⁾のように、両者が一致する場合もあるが、1970年代に高精度の検証実験⁶⁾が行われると、実験値が理論値より遙かに大きくなる傾向がみられるようになった。

高志ら⁷⁾は、土を一定荷重のもとに密閉系で部分凍結し、間隙水圧と上載荷重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。

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

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。

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

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(例えば、Ishizaki⁸⁾や佐藤ら⁹⁾等)において、実験的に検証が行われている。

以上の研究は、アイスレンズの発生や土の凍上が始まる瞬間に発生する間隙氷圧に関する研究である。

3. 岩石の凍上現象のプロセス

筆者らは、赤川¹⁰⁾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¹¹⁾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²⁾。以下にその概要を示す。

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し、定常状態に至る。

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。前述の高志ら⁷⁾の研究は、この時に発生する内部圧力を想定して行われた研究である。

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(一般的に、0°C線から凍上発生位置までのマイナスの温度の領域)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。

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、「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られる。しかし、上記の2種類の圧力のうち、岩石の間隙中で発生する間隙氷圧は、直接的に計測することが非常に難しい。そこで、本論文では、凍上圧をより簡単に扱うため、「②亀裂の伸展」時に発生する間隙氷圧ではなく、直接的に計測が可能な「③アイスレンズの成長」時に発生する熱流方向の圧力、すなわちアイスレンズの成長圧を凍上圧と定義して、ロードセルを用いて計測することに取り組んだ。

4. 凍上圧、凍上速度の測定

本研究では、様々な温度勾配で凍上実験を行い、岩石の凍上圧がどのように変化するかを明らかにすることに取り組んだ。また、凍上圧と凍上速度との関係を明らかにするために、各温度勾配における凍上速度の計測も行った。

4・1 使用した岩石

本研究には、過去の研究²⁾で凍上性を有することが明らかと

Table 1 Basic physical properties.

Types of Rock		This Study						Past Study ²⁾					
		Ohya Tuff			Kimachi Sandstone			Ohya Tuff			Kimachi Sandstone		
		Average	Standard Deviation	Number of Specimens	Average	Standard Deviation	Number of Specimens	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	29.2	0.7	20	11.7	0.2	20
Porosity (%)		42.5	1.7		21.7	0.7		39.8	0.6		22.2	0.8	
Bulk Density		1.39	0.04		2.02	0.03		1.35	0.01		1.98	0.01	
Tensile Strength (MPa)	Dry	1.0	0.4	10	3.8	0.2	12	1.4	0.1	10	2.9	0.5	10
	Wet	0.4	0.2		1.5	0.5	10	0.5	0.1		1.4	0.2	
Compressive Strength (MPa)	Dry	11.5	1.4	10	54.3	2.5	10	14.7	1.5	20	68.5	2.8	20
	Wet	4.6	0.8		25.8	1.8		5.4	0.6		23.5	2.1	

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

島根県宍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、使用した岩石が同種類のものであったとしても、採取位置によっては、物性が多少異なってしまう。例えば、表層部で採取された岩石は、深層部で採取された岩石に比べて、風化等の影響を大きく受けているはずである。また、採取位置によっては堆積状況も異なるはずである。本研究で使用した岩石が、どの位置で採取されたものなのかは明らかではないが、過去に使用した岩石とは異なる位置で採取されていると考えて、再度、各種の基本的な物性を測定した。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、圧縮強度の全7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 1に今回使用した2種類の岩石の基本的な物性を示す。また、表には過去の研究²⁾で計測した2種類の岩石の基本的な物性も併記している。なお、基本的な物性の測定方法については中村ら²⁾を参照されたい。

4・1・1 本研究で使用した岩石と過去の研究で使用した岩石の物性の比較 Table 1から、本研究で使用した大谷石、来待砂岩は、吸水率、空隙率、かさ比重の3項目において、過去に測定された物性と近い値を示している。その差異はいずれも約±5%前後であった。

両岩石の強度に着目すると、本研究で使用した大谷石は、過去の研究で使用したものに比べて、乾燥状態の引張強度では平均値で30%程度、湿潤状態の引張強度及び乾燥状態の圧縮強度では平均値で20%程度、湿潤状態の圧縮強度では平均値で15%程度、小さな値を示していることがわかる。このことから、本研究で使用した大谷石は、過去の研究で使用したものに比べて、強度が弱かったことがわかる。一方、本研究で使用した来待砂岩は、過去の研究で使用したものに比べて、乾燥状態の引張強度では平均値で30%程度、湿潤状態の引張強度及び圧縮強度では平均値で10%程度、大きな値を示していることがわかる。ただし、乾燥状態の圧縮強度では平均値で20%程度小さな値を示している。上記のような強度の違いは、岩石の採取位置の違いによってもた

らされたものと考えられる。

以上のように、吸水率等の3項目においては、本研究で使用した岩石と過去の研究で使用した岩石の物性の違いはほぼ見られなかった。ただし、採取位置の違い等に起因すると思われる、強度の違いが確認された。以上のことから、本研究で使用した岩石の物性と、過去の研究で使用した岩石のそれには、微少ではあるが、違いがあったと考えられる。

4・1・2 大谷石と来待砂岩の物性の比較 Table 1から、来待砂岩の吸水率、空隙率は、大谷石のそれに比べて、40～50%程度小さいことがわかる。また、来待砂岩の比重は、大谷石のそれに比べて、1.1～1.5倍程度大きい岩石であることがわかる。

来待砂岩の強度は、大谷石に比べて、4～5倍程度大きな値を示している。また、どちらの岩石も湿潤状態における強度は、乾燥状態のそれに比べて、40～50%程度小さな値を示している。これらの強度の低下は、両岩石に含まれる粘土鉱物によって引き起こされていると考えられる²⁾。

過去の研究²⁾から、凍上性は大谷石のほうが高く、来待砂岩のほうが低いことが明らかになっている。凍上性の高低は、凍上実験から得られた凍上速度で評価を行った。例えば、凍上速度の大きいものを凍上性が高い、凍上速度が小さいものを凍上性が低いと評価する。

加えて、過去の研究²⁾から、来待砂岩は凍上実験を開始後、数十時間経過しなければ、凍上を開始しないことも明らかとなっている。

4・2 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、凍上速度測定用の供試体の直径が55mm、凍上圧測定用の供試体の直径が50mm、長さはどちらも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度は約90%以上である。

4・3 実験装置

4・3・1 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. 2に示す。この実験装置を、室温約+25℃の実験室内に設置して実験を行った。実験装置の詳細については、中村ら²⁾を参照されたい。

Fig. 2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。ただし、供試体の下には、厚さ

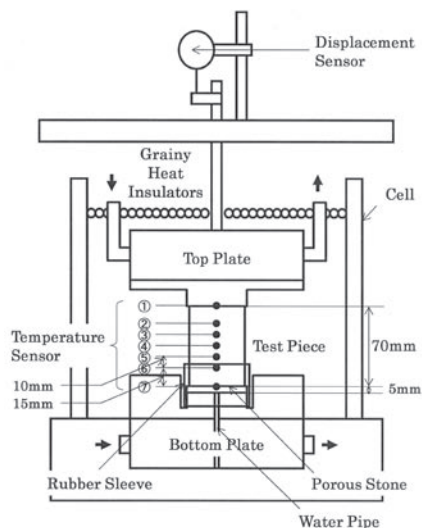


Fig. 2 Frost heave experiment equipment for measuring frost heave rate.

5mm のポーラスストーンが設置されているため、供試体の下面温度と下盤温度は、異なる温度となってしまう。

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。また、供試体の下にポーラスストーンを設置することによって、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。

下盤に設置された給水管は、ビュレットへとつながっている。実験開始時、ビュレットの水位は、供試体の下面から約 5cm 上方に位置している。この時の圧力は約 0.5kPa である。ビュレットの水位は、凍上によって発生する負の間隙水圧によって、時間の経過と共に低下した。実験中に低下した水位は、供試体の下面から約 5cm 下方に至る前に、水分を供給して上方へと戻した。

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。また、粒状の断熱材で供試体側面を直接断熱するため、供試体と断熱材との凍着によって凍上量の測定に誤差が生じるのを防ぐことができる。

凍上実験には、上で述べた機構を持つ 2 つの実験装置を用いた。ただし、上盤の質量は異なり、それぞれ、約 2.3kg と約 1.8kg であった。供試体には上方から常に 9kPa または 7kPa の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、発生する凍上圧や岩石の引張強度と比べて極めて小さく、凍上を妨げることはない。また、2 つの実験装置の上盤の質量は約 0.5kg (圧力に換算すると 2kPa) 程異なるが、この質量差が凍上量に違いが生じるような影響を与えることはなかった。

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。

4・3・2 岩石の凍上圧測定用凍上実験装置 本研究で使用した岩石の凍上圧測定用凍上実験装置を Fig. 3 に示す。この実験装置を 0℃ に設定した恒温室内に設置して実験を行った。

凍上実験装置と同様に、岩石の上面をマイナスの温度、下面をプラスの温度で制御する。また、供試体の下面からは、岩石の凍上実験装置と同様に水分供給を行うことが可能である。

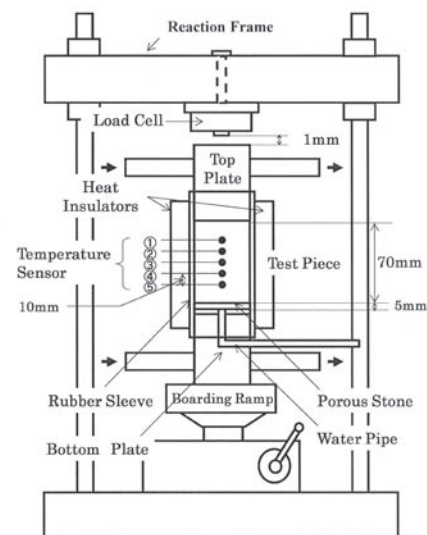


Fig. 3 Frost heave experiment equipment for measuring frost heave pressure.

供試体の側面は、岩石の凍上実験装置と同様に、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。また、給水管とつながっているビュレットの実験開始時の水位は、岩石の凍上実験装置と同様に、供試体の下面から約 5cm 上方の位置とした。

ポリエチレン独立気泡発泡体製の断熱材を用いて、供試体側面をゴムスリーブの上から被い、恒温室内の温度が供試体の温度分布に影響しないよう工夫した。この断熱材はあくまで供試体を断熱するために用いたもので、供試体側面を拘束することはない。また、本研究では供試体の半径方向への変形を拘束するためのモールドは用いていない。これは、岩石を上面から凍結させる際に、側面を拘束することによって凍着が発生し、上方への変位が阻害されてしまうことを防ぐためである。以上のように、本研究では凍上圧の測定時に、供試体側面の拘束を行っていない。このため、反力フレームを用いて変位の拘束を行った本研究では、アイスレンズ近傍で発生する圧力が、供試体の半径方向へと逃げてしまう可能性が考えられる。この意味では、本研究で計測された凍上圧は、「1. はじめに」で示したような現実のアンカーに加わる凍上圧に比べて、小さな値となってしまうことが推測される。

上盤の質量は約 1.5kg であり、供試体には上方から常に 7kPa の圧力がかかっていることとなる。この圧力は、岩石の凍上実験装置と同様、発生する凍上圧や岩石の引張強度と比べて極めて小さく、凍上を妨げることはない。

凍上圧は装置上方の反力フレームに設置したロードセルによって計測される。ただし、実験開始時はロードセルと上盤は接触していない。Fig. 3 の昇降台を利用して凍上実験装置を上下させ、ロードセルと上盤の間には正確に 1mm の隙間を設けた。これは、先に述べたように、岩石にアイスレンズが形成された後の凍上圧を計測するためである。つまり、本研究で報告する凍上圧は、岩石に 1mm 凍上が発生した時点で、凍上変位をゼロに押さえたときに測定された圧力ということになる。

「3. 岩石の凍上現象のプロセス」で述べたが、著者らは、岩石が凍上する場合、0℃線が岩石中に停滞する必要があると考えている。本研究では、実験の初期段階において、上盤の温度を急激に低下させて 0℃線を下方へと移動させるが、移動中は厚いアイスレンズは形成されず、ヘアクラックが形成されるのみである。このため、上盤とロードセルの間の 1mm の隙間は、その大部分を、0℃線が停

Table 2 Temperature conditions.

Temperature conditions for measuring frost heave rate						
	Types of Rock	Temperature Condition	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)
This Study	Ohya Tuff	1	−5	+5	0.14	35
		2	−10	+10	0.29	
		3	−15	+15	0.43	
		4	−20	+20	0.57	
	Kimachi Sandstone	1	−10	+10	0.29	
		2	−15	+15	0.43	
3		−20	+20	0.57		
Past Study ²⁾	5 Types of Rock (Including Ohya Tuff and Kimachi Sandstone)	<div></div>	−15	+5	0.29	17.5
Temperature conditions for measuring frost heave pressure						
This Study	Ohya Tuff	1	−5	+5	0.14	35
		2	−10	+10	0.29	
		3	−20	+20	0.57	
	Kimachi Sandstone	1	−10	+10	0.29	
		2	−15	+15	0.43	
		3	−20	+20	0.57	

滞した後のアイスレンズによって占められるとみなすことができる。

供試体には 5 本の温度センサ（熱電対）を、凍上実験装置と同様に設置した。以上の凍上圧と温度のデータは、データロガーによって、1 分毎に収集される。

4・4 凍結方法

どちらの実験も次のような凍結方法で岩石を凍上させた。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様にした。その後、下盤の冷媒温度はプラスのまま一定に制御し、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。

本研究で設定した凍上実験装置の上下盤の温度条件、凍上圧測定用凍上実験装置の温度条件を Table 2 にまとめた。また、Table 2 には過去の研究²⁾で用いた温度条件も併記している。

本研究では、温度勾配と最大凍上速度、最大凍上圧の関係を明らかにすることを主な目的としている。このため、温度勾配以外の要素が、凍上速度や凍上圧に影響を与えることをできるだけ避けなければならない。そこで、本研究では凍上発生位置を可能な限り等しくすることを考えて、0°C が供試体中央（供試体下面から 35mm の位置）となるように、温度条件を決定した。

筆者らは、過去の研究²⁾において、上盤の冷媒温度を -15°C、下盤の冷媒温度を +5°C という温度条件で実験を行ってきた。こ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 17.5mm の位置で一定になる。この場合、0°C 線は、今回の実験条件に比べて、給水面である供試体下面に近くなる。

本研究では実験結果のばらつきを考慮する目的で、Table 2 の温度条件で実験を 2～3 回行った。

5. 実験結果と考察

5・1 凍上実験結果

5・1・1 温度条件 4 における大谷石の凍上実験結果 Fig. 4 に、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。この図は、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. 2 の温度センサ番号と一致している。温度条件 4 において、大谷石の凍上量は 150 時間で 9.7mm に達した。凍上量は実験開始から約 20 時間目辺

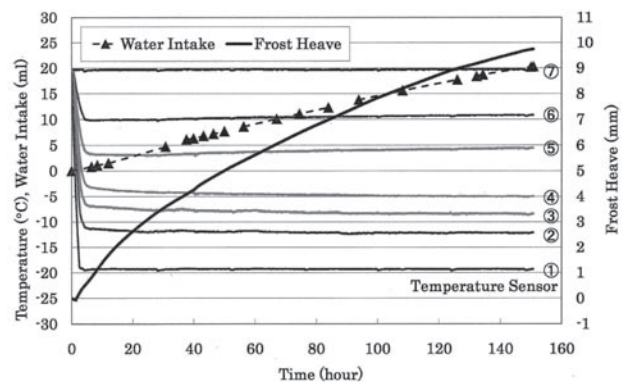


Fig. 4 Frost heave experiment results of Ohya tuff on temperature condition 4.

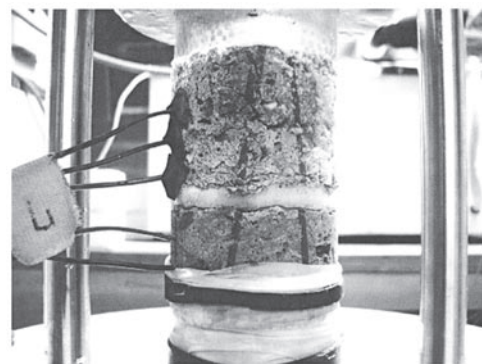


Fig. 5 Photograph of Ohya tuff after frost heave experiment on temperature condition 4.

りまで直線的な変化を示しているものの、これ以降は上に凸の曲線的な変化を示しており、単位時間あたりの凍上量、つまり凍上速度は、実験の前半部分と後半部分とで大きく異なる。本研究では、凍上量が直線的な変化を示している実験の前半部分で、この直線の傾きを求め、最大凍上速度とした。温度条件 4 では、最大凍上速度は実験開始から 10 時間目に現れ、0.161mm/hour であった。

Fig. 5 に実験終了直後の大谷石の様子を示す。写真から、供試

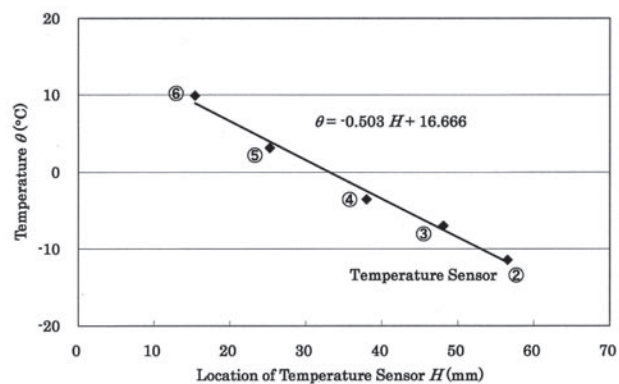


Fig. 6 Internal temperature of Ohya tuff after 10 hours from start of frost heave experiment on temperature condition 4.

体のほぼ中央に厚く発達したアイスレンズを確認することができる。これは、0℃線が供試体上面から下方へと移動し、熱的に平衡状態に達した後形成されたアイスレンズだと考えられる。また、厚く発達したアイスレンズの上方にも数本のヘアクラックを確認することができる。これは、0℃線が移動中に形成されたものだと考えられる。0℃線の移動中は、水分供給が間に合わないため、厚いアイスレンズは成長しえない。

本研究では、供試体に設置した5本の温度センサの計測値を用いて、最大凍上速度発現時の温度勾配をFig. 6のようにして求めた。この図は、実験開始から10時間目におけるセンサの設置位置とその温度を表している。凍上による亀裂が発生した位置よりも上方にあるセンサ②、③、④には、凍上量を考慮して、この時刻の凍上量1.7mmを加えている。図中の近似直線はセンサ設置位置とその温度から求めたものであるが、この傾きが温度勾配となる。この場合、求めた最大凍上速度発現時の温度勾配は0.503℃/mmであった。

5・1・2 全ての温度条件における大谷石の凍上実験結果と過去の研究における実験結果 Fig. 7に、全ての温度条件における大谷石の凍上量の経時変化を示す。図中には、過去に行った凍上実験²⁾の結果も点線で示した。実験時間はそれぞれ異なるが、凍上量が5mmを越えるのを目安に実験を終了した。

まず、過去の研究における実験結果とこれと同様の温度勾配である温度条件2における実験結果とを比較する。温度条件2の凍上量は110時間で7.8mmであるのに対し、過去の研究の凍上量は72時間で10mmに達している。また、実験条件2の凍上量は上に凸の曲線的な変化を示しているのに対し、過去の研究では直線的な変化を示している。

以上のように、本研究と過去の研究とでは、凍上量の変化に大きな違いが見られる。これは、主に、アイスレンズの発生位置の違いが原因であると考えられる。

Fig. 8に、本研究と過去の研究における実験終了後の大谷石の様子を示す。この写真から、本研究における供試体下面からアイスレンズ発生位置までの距離は36.75mm、過去の研究におけるアイスレンズ発生位置までの距離は20.30mmであることが確認できる。つまり、本研究のアイスレンズ発生位置までの距離は、過去の研究の1.8倍である。本研究においてアイスレンズが成長するためには、過去の研究に比べて約2倍の距離を水分が移動しなくてはならない。両岩石の透水性が同様であると仮定すると、本研究では未凍結部分から水分がアイスレンズ発生位置に到達するまでに、過去の研究の約2倍の時間を要することとなる。

次に、本研究における実験結果に着目し、各温度条件における

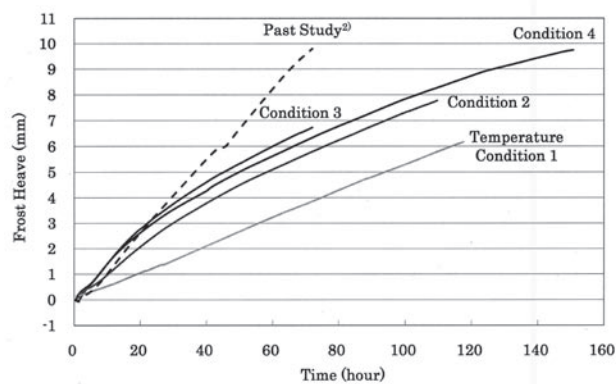


Fig. 7 Frost heave experiment results of Ohya tuff under all temperature conditions.

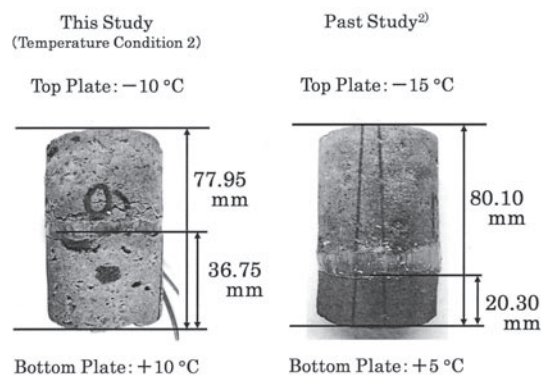


Fig. 8 Photographs of Ohya tuff after frost heave experiment of this study and past study²⁾.

凍上量の変化について比較を行う。Fig. 7から、温度勾配の小さい温度条件1では、凍上量が直線的な変化を示していることがわかる。これに対し、温度条件2, 3, 4では実験初期段階の約20時間目まで凍上量は直線的な変化を示しているが、それ以降は上に凸の曲線的な変化を示していることがわかる。凍上量の変化にこのような違いが生じた原因については、以下のように考えた。

凍上開始時、アイスレンズは供試体中に十分に存在する間隙水で成長していくが、その後は供試体下面からの水分の供給で成長していくと考えられる。しかしながら、本研究では、30時間目以降から、アイスレンズの成長に水分の供給が追いつかなくなっているのではないかと考えられる。これは、大谷石の未凍結部分の透水性の低さと、前述の供試体下面からアイスレンズ発生位置までの距離に起因すると考えられる。福田ら¹²⁾は、岩石が凍結する際、その凍結面直下において、大きな負の水分ポテンシャルが発生することを確認し、これが水を吸い上げる駆動力となっていることを報告している。また、福田らは冷却面温度を変えた実験も行っており、この実験結果から、冷却面温度の低いほうが、より大きな負の水分ポテンシャルが発生することも確認できる。本研究においても同様の吸水力が発生していると考えられるが、温度勾配が小さい温度条件1のそれは、温度条件2, 3, 4に比べて、小さな値であると考えられる。このため、温度条件1では、発生した小さな吸水力を満たすだけの水分が供給されており、凍上量が直線的に変化したのではないかと推測できる。一方、温度条件2, 3, 4では大きな吸水力が発生するが、低い透水性や、供試体下面からアイスレンズ発生位置までの距離によって、それを満たすだけの十分な水分が供給できていなかったのではないかと推測できる。

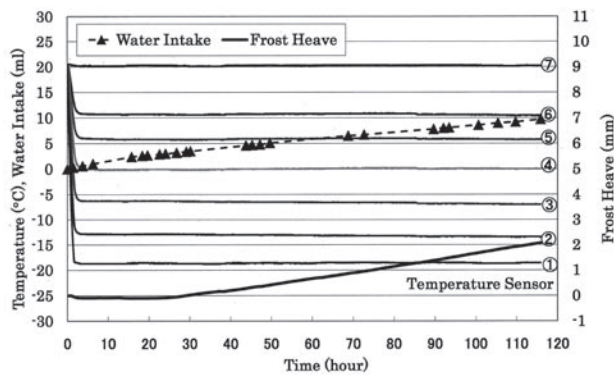


Fig.9 Frost heave experiment results of Kimachi sandstone on temperature condition 3.

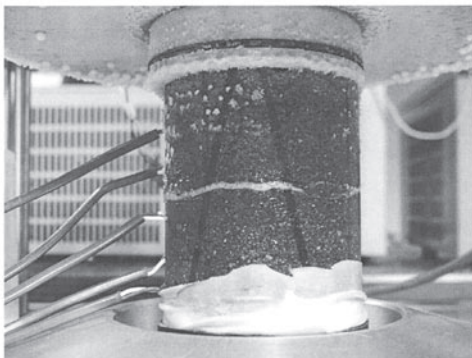


Fig.10 Photograph of Kimachi Sandstone after frost heave experiment on temperature condition 3.

さらに、実験初期段階における直線部分の傾き（最大凍上速度）に着目すると、温度勾配が温度条件 1, 2, 3 の順に大きくなるにしたがって、その傾きも大きくなっていることがわかる。具体的には、温度条件 2 は、温度条件 1 の約 2.0 倍、温度条件 3 は約 2.8 倍の傾きとなっている。これは、水が氷へと相変化する際に発生する潜熱が、温度勾配が大きいほど、効率よく冷却されるためだと考えられる。これに加えて、本研究では温度勾配が大きくなるにしたがって下盤温度も高くなるため、未凍結部分に含まれる水分の粘性は小さくなり、透水性が高くなることも考えられる。

ただし、温度条件 3 と 4 における凍上量の変化がほぼ同じ挙動を示していることから、凍上速度には限界値が存在することが推測できる。これも、前に述べてきたように、大谷石の低い透水性によって、水分の供給が制限されてしまうためだと考えられる。

5・1・3 温度条件 3 における来待砂岩の凍上実験結果

Fig. 9 に、温度差（温度勾配）の最も大きい温度条件 3 における来待砂岩の凍上実験結果の一例を示す。この図は、凍上量、供試体の内部温度、吸水量の経時変化を表している。温度条件 3 において、来待砂岩の凍上量は 116 時間で 2.1mm に達した。凍上量は実験を通して直線的に変化しており、その直線の最も急な傾きである最大凍上速度は、実験開始から 95 時間目に現れ、0.028mm/hour であった。

Fig. 10 に実験終了直後の来待砂岩の様子を示す。この写真から、供試体のほぼ中央に薄いアイスレンズを確認することができる。ただし、来待砂岩では、大谷石で確認されたような、アイスレンズ上方へのヘアクラックは確認することができなかった。来待砂岩の湿潤状態における引張強度は大谷石のそれに比べて高く、凍上が発生するまでに数十時間を要する²⁾。このため、凍上が

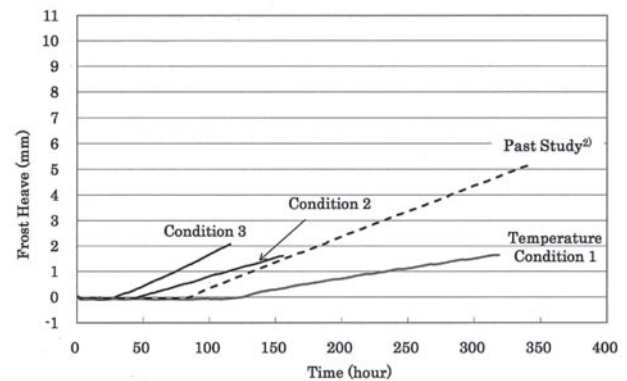


Fig.11 Frost heave experiment results of Kimachi sandstone under all temperature conditions.

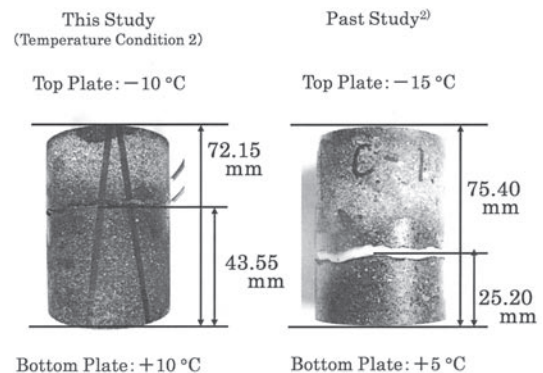


Fig.12 Photographs of Kimachi sandstone after frost heave experiment of this study and past study²⁾.

発生した際には、既に、熱的な定常状態に達しており、アイスレンズ上方へのヘアクラックは発生しない。

最大凍上速度発現時の温度勾配は大谷石と同様の方法で求めた。最大凍上速度は実験開始から 95 時間目に発現したが、この時の温度勾配は 0.521°C/mm であった。

5・1・4 全ての温度条件における来待砂岩の凍上実験結果と過去の研究における実験結果 Fig. 11 に、全ての温度条件における来待砂岩の凍上量の経時変化を示す。図中には、過去に行った凍上実験²⁾の結果も点線で示した。実験時間はそれぞれ異なるが、凍上量が 1.5mm を越えるのを目安に実験を終了した。

まず、過去の研究における実験結果とこれと同様の温度勾配である温度条件 1 における実験結果を比較する。温度条件 1 の凍上量は 318 時間で 1.6mm であるのに対し、過去の研究の凍上量は 360 時間で 5.1mm に達している。凍上量の変化は、温度条件 1、過去の研究共に、直線的な変化を示した。ただし、その傾き（最大凍上速度）は、温度条件 1 では 0.011mm/hour であったのに対し、過去の研究では 0.020mm/hour であった。過去の実験における凍上速度は、温度条件 1 におけるその約 1.8 倍である。上記のように、来待砂岩でも、大谷石と同様に、本研究と過去の研究とで、凍上量の変化に大きな違いが見られた。これについては、大谷石の実験結果と同様に、アイスレンズの発生位置の違いが原因として考えられる。

Fig. 12 に、本研究と過去の研究における実験終了後の来待砂岩の様子を示す。この写真から、本研究における供試体下面からアイスレンズ発生位置までの距離は 43.55mm、過去の研究におけるアイスレンズ発生位置までの距離は 25.20mm であることが確認できる。つまり、本研究のアイスレンズ発生位置までの距離は、過去の研究の 1.7 倍である。大谷石の実験結果と同様に、本

Table 3 Maximum frost heave rate and temperature gradient on each temperature condition.

Types of Rock	Ohya Tuff									Kimachi Sandstone						
Temperature Condition	1			2		3		4		1		2		3		
No.	1	2	3	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	3
Maximum Frost Heave Rate (mm/hour)	0.058	0.050	0.055	0.114	0.116	0.156	0.159	0.161	0.161	0.014	0.011	0.019	0.018	0.019	0.028	0.024
Temperature Gradient of Maximum Frost Heave Rate (°C/mm)	0.158	0.126	0.135	0.272	0.273	0.381	0.398	0.503	0.559	0.253	0.262	0.428	0.398	0.506	0.521	0.467

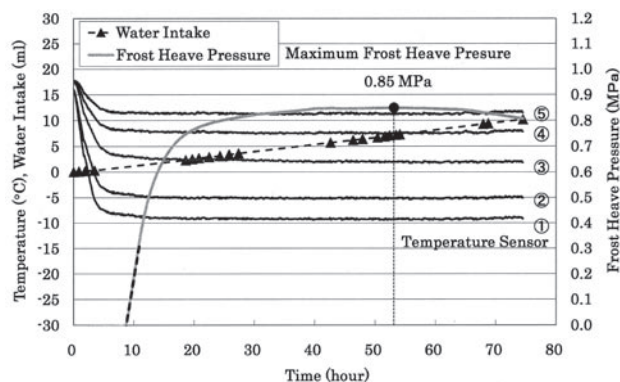


Fig.13 Frost heave pressure experiment results of Ohya tuff on temperature condition 3.

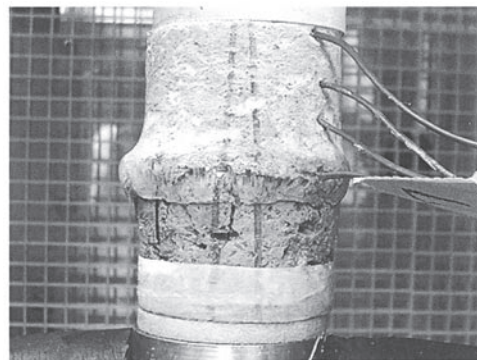


Fig.14 Photograph of Ohya tuff after frost heave pressure experiment on temperature condition 3.

研究では未凍結部分から水分がアイスレンズ発生位置に到達するまでに、過去の研究の約2倍の時間を要することとなる。

さらに、過去の研究と温度条件1の凍上し始めるまでにかかる時間に着目すると、温度条件1のそれは、過去の研究のそれに比べて、約20時間長い。これは、本研究で使用した来待砂岩の湿潤状態における引張強度が、過去の研究のそれに比べて、約10%程度大きいことに起因すると考えられる。

次に、本研究における実験結果に着目し、各温度条件における凍上量の変化について比較を行う。Fig. 11から、温度勾配が温度条件1, 2, 3の順に急になるにつれて、凍上し始めるまでにかかる時間が短くなっていることがわかる。また、各温度条件における凍上量の変化は直線的で、温度勾配が急になるにしたがって、その傾きも急になっていることがわかる。具体的には、温度条件2は、温度条件1の約1.7倍、温度条件3は約2.6倍の傾きとなっている。これは、大谷石の実験結果と同様、温度勾配が急なほど、相変化の際に発生する潜熱が効率よく奪われること、下盤温度が高くなるにしたがって、未凍結部分に含まれる水分の粘性は小さくなり、透水性が高くなることに起因すると考えられる。

大谷石、来待砂岩の全ての温度条件における具体的な最大凍上速度と最大凍上速度発生時の温度勾配をTable 3にまとめる。

5・2 凍上圧測定実験結果

5・2・1 大谷石の凍上圧測定実験結果 Fig. 13に、温度差(温度勾配)の最も大きい温度条件3における大谷石の凍上圧実験結果の一例を示す。この図は、凍上圧、供試体の内部温度、吸水量の経時変化を表している。また、図中の丸数字はFig. 3の温度センサ番号と一致している。

実験開始から約8時間目までの間、凍上圧は0MPaで、変化

していない。これは、ロードセルと上盤との間に設けた1mmの隙間のためで、供試体が凍上を開始し、アイスレンズを形成しながらこの隙間を埋め、8時間目以降からロードセルに圧力を加え始めたことがわかる。8時間目以降、凍上圧は急速に上昇するが、この際の凍上圧の増加速度(Fig. 13破線の傾き)は最大で0.155MPa/hourであった。その後、凍上圧は約30時間目辺りから横這いに推移しており、53時間目で最大凍上圧0.85MPaを記録した。凍上圧はそれ以降、徐々に減少していく。

Fig. 14に実験終了直後の大谷石の様子を示す。この写真から、アイスレンズ近傍において、氷が水平方向に亀裂から染み出るように形成されていることが確認できる。これは、凍上によって発生する鉛直方向への変位が反力板によって制限されていることが原因である。凍上圧が53時間目でピークを迎えた後は、アイスレンズは鉛直方向には成長することが出来ず、拘束されていない水平方向に、氷がクリープ変形することによって形成されたのではないかと考えられる。つまり、本研究で計測された最大凍上圧は、アイスレンズが鉛直方向へと成長しうる限界で発現した値であると言える。

吸水量は時間の経過とともに直線的に増加していることが確認できる。これも上記の理由から、53時間目以降に吸収された水分は、水平方向への氷の形成に使われたのではないかと考えられる。

「4・3・2 岩石の凍上圧測定用凍上実験装置」で既に述べたが、本研究では凍着によって上方への変位が阻害されてしまうことを防ぐ目的で、供試体の半径方向への変形を拘束するためのモールドは用いていない。このため、上記のように、アイスレンズ近傍において、氷が水平方向に亀裂から染み出るように形成されてしまった。この場合、計測された最大凍上圧は、半径方向への変形

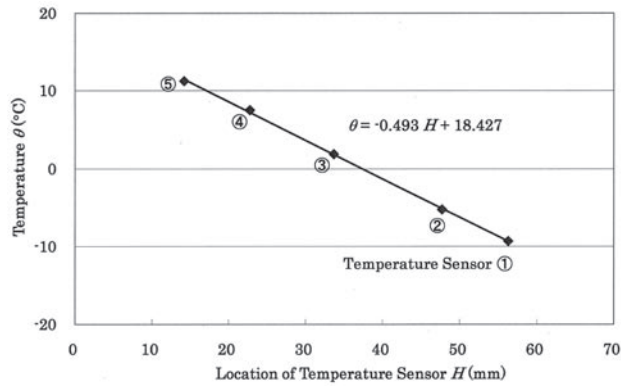


Fig.15 Internal temperature of Ohya tuff after 53 hours from start of frost heave pressure experiment on temperature condition 3.

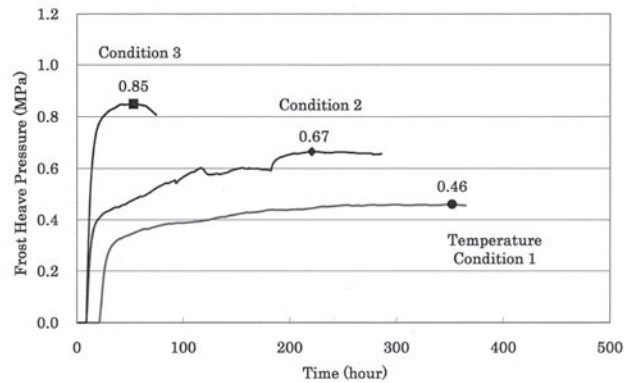


Fig.16 Frost heave pressure experiment results of Ohya tuff under all temperature conditions.

を完全拘束した場合よりも、小さくなる傾向が推測される。

本研究では、供試体に設置した5本の温度センサの計測値を用いて、最大凍上圧発現時の温度勾配を Fig. 15 のようにして求めた。この図は、実験開始から53時間目におけるセンサの設置位置とその温度を表している。凍上による亀裂が発生した位置よりも上方にあるセンサ①、②には、凍上量を考慮して、1mmを加えている。図中の近似直線はセンサ設置位置とその温度から求めたものであるが、この傾きが温度勾配となる。この場合、求めた温度勾配は0.493℃/mmであった。

Fig. 16 に、全ての温度条件における大谷石の凍上圧の経時変化を示す。Fig. 16 から、温度勾配が大きくなるにしたがって、最大凍上圧も大きくなる傾向が見てとれる。また、最大凍上圧に達するまでにかかる時間も、温度勾配が大きくなるにしたがって、早くなる傾向が見てとれる。

同様に、凍上圧が現れ始めるまでにかかる時間も、温度勾配が大きくなるにしたがって、早くなっていることが確認できる。

5・2・2 来待砂岩の凍上圧測定実験結果 Fig. 17 に温度差（温度勾配）の最も大きい温度条件③における来待砂岩の凍上圧実験結果の一例を示す。この図は、凍上圧、供試体の内部温度、吸水量の経時変化を表している。

大谷石の実験結果と同様に、実験開始から約50時間目までの間、凍上圧は0MPaで、変化していない。ただし、大谷石に比べて約5倍の時間を要しているが、これは来待砂岩の凍上性が大谷石のそれに比べて低いためである。50時間目以降、凍上圧の上昇を確認することができるが、150時間目までは急激な上下動を繰り返している。150時間目以降、凍上圧はコンスタントに増加しているが、この際の凍上圧の増加速度 (Fig. 17 の破線の傾

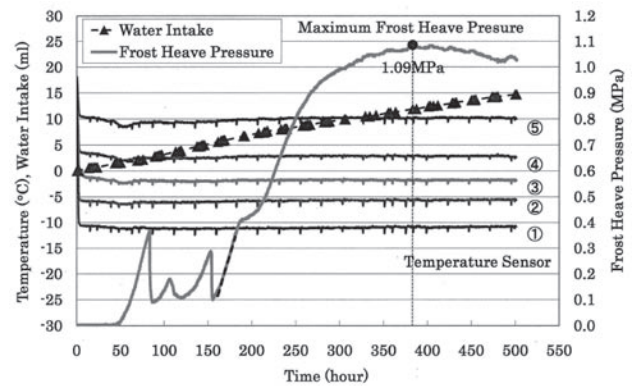


Fig.17 Frost heave pressure experiment results of Kimachi sandstone on temperature condition 3.

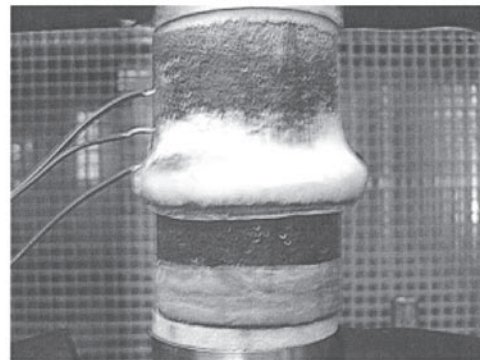


Fig.18 Photograph of Kimachi sandstone after frost heave pressure experiment on temperature condition 3.

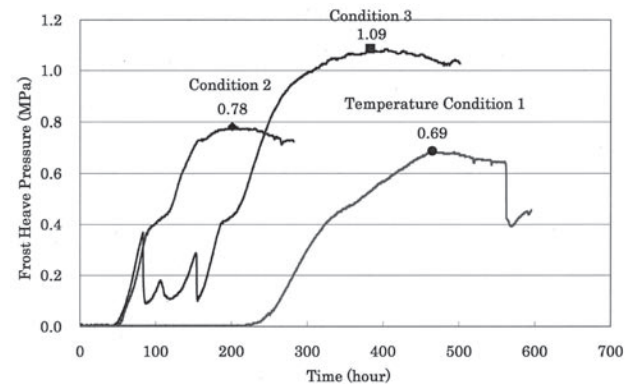


Fig.19 Frost heave pressure experiment results of Kimachi Sandstone under all temperature conditions.

き)は最大で0.021MPa/hourであった。その後、凍上圧は約350時間目辺りから横這いに推移しており、383時間目で最大凍上圧1.09MPaを記録した。

Fig. 18 に実験終了直後の来待砂岩の様子を示す。この写真から、アイスレンズ近傍において、氷が水平方向に亀裂から染み出るように形成されていることが確認できる。大谷石同様、凍上圧が383時間目でピークを迎えた後は、アイスレンズは鉛直方向には成長することが出来ず、拘束されていない水平方向に、氷が染み出るように形成されたのではないかと考えられる。

最大凍上圧発現時の温度勾配は大谷石と同様の方法で求めた。最大凍上圧は実験開始から383時間目に発現したが、この時の温度勾配は0.456℃/mmであった。

Fig. 19 に、全ての温度条件における来待砂岩の凍上圧の経時

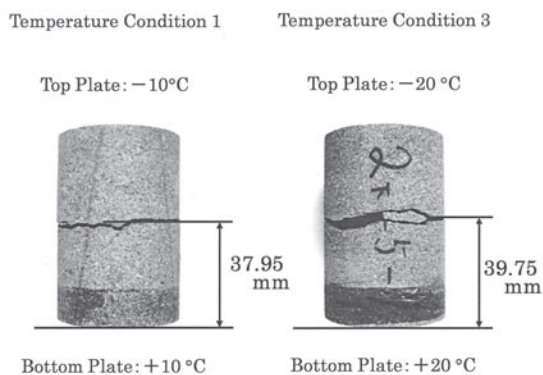


Fig.20 Photographs of Kimachi sandstone after frost heave pressure experiment on temperature condition 1 and 3.

変化を示す。Fig. 19 から、温度勾配が大きくなるにしたがって、最大凍上圧も大きくなっていることがわかる。同様に、凍上圧が計測され始めるまでにかかる時間も早くなる傾向が確認できる。

最大凍上圧に達するまでにかかる時間は、最も温度勾配が小さい温度条件 1 において最も長くなっている。しかしながら、最も温度勾配が大きい温度条件 3 は、温度条件 2 よりも、最大凍上圧に達するまで長時間を要している。これは、前述したように温度条件 3 では、実験の初期段階において、100 時間程度、凍上圧が急激な上下動を繰り返すためである。このような凍上圧の上下動の繰り返しがなければ、温度条件 3 が最も速く最大凍上圧に達していたかもしれない。しかしながら、温度勾配の急な温度条件 3 では、2 回の実験で、実験の初期段階における凍上圧の上下動が必ず確認された。

Fig. 20 に温度条件 1 と温度条件 3 における凍上圧測定実験終了後の来待砂岩の様子を示す。この写真から、温度勾配が大きい温度条件 3 では、供試体中央部分において、供試体の一部が欠けていることが確認できる。実験の初期段階、凍上圧が急激に上昇する際に、局所的な応力集中が発生し、このような供試体の欠けを引き起こしているものと考えられる。供試体が局所的に欠けることにより、凍上圧が一時的に解放されて、圧力が低下していると推測できる。一方、温度勾配が緩い温度条件 1 では、このような欠けは確認できなかった。

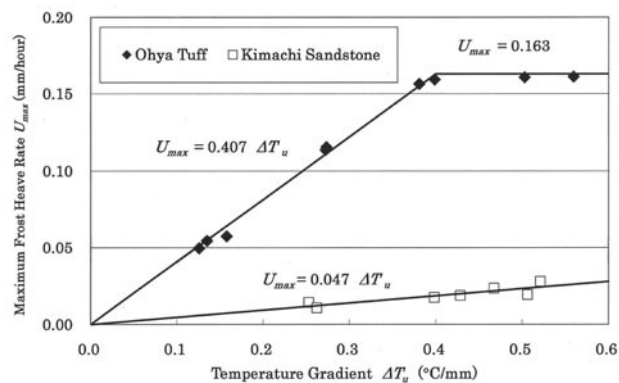


Fig.21 Relationship between maximum frost heave rate U_{max} and temperature gradient ΔT_u .

大谷石、来待砂岩の全ての温度条件における具体的な最大凍上圧と凍上圧の増加速度、最大凍上圧発現時の温度勾配を Table 4 にまとめる。

5・3 最大凍上速度とその発現時の温度勾配

大谷石、来待砂岩の最大凍上速度とその発現時の温度勾配の関係を Fig. 21 に示す。Fig. 21 から、大谷石の最大凍上速度は、最大凍上速度発現時の温度勾配が 0 から 0.4°C/mm の領域において、温度勾配が大きくなるにしたがって、大きくなっていることが明らかである。来待砂岩の最大凍上速度も同様で、温度勾配が大きくなるにしたがって、大きくなっている。これらの関係は、原点をとる直線式で示すことができ、本研究では次式で表すことができる。

$$U_{max} = K \Delta T_u \quad (4)$$

ここで、 U_{max} は岩石の最大凍上速度、 K は岩石の種類によって決まる係数、 ΔT_u は最大凍上速度発現時の温度勾配である。係数 K は、本研究では、大谷石で 0.407、来待砂岩で 0.047 であった。大谷石の値は来待砂岩の約 8.8 倍にあたり、この係数 K は岩石の凍上しやすさを表している。また、係数 K は比表面積等の岩石固有の値によって決まると考えられる。

著者らは、過去の研究において、比表面積の大きい岩石ほど、凍上性が高くなることを報告している³⁾。本研究では計測に取

Table 4 Maximum frost heave pressure, temperature gradient and frost heave pressure rate on each temperature condition.

Types of Rock	Ohya Tuff						Kimachi Sandstone					
Temperature Condition	1		2		3		1		2		3	
No.	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2
Maximum Frost Heave Pressure (MPa)	0.57	0.46	0.58	0.67	0.85	0.92	0.69	0.60	0.76	0.78	1.09	1.14
Temperature Gradient of Maximum Frost Heave Pressure (°C/mm)	0.137	0.111	0.240	0.212	0.493	0.450	0.209	0.241	0.348	0.352	0.456	0.485
Frost Heave Pressure Rate (MPa/hour)	0.027	0.053	0.099	0.088	0.155	0.200	0.015	0.014	0.019	0.019	0.021	0.035

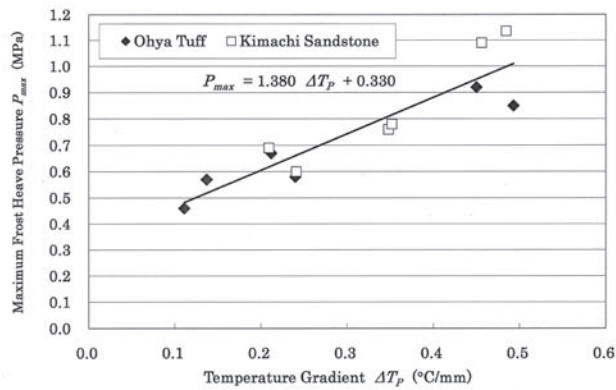


Fig.22 Relationship between maximum frost heave pressure P_{max} and temperature gradient ΔT_p .

り組んでいないが、過去の研究で使用した大谷石の比表面積は $18.06\text{m}^2/\text{g}$ 、来待砂岩のそれは $2.86\text{m}^2/\text{g}$ であった。大谷石の比表面積は来待砂岩のその約 6.3 倍に値する。比表面積の大きい岩石は、凍結部分において、岩石の表面に存在する不凍水の量を多く保持することが可能である。保持する不凍水の量が多ければ多いほど、アイスレンズを形成する際の水分の供給は容易になり、凍上速度も速くなると考えられる。

また、Fig. 21 から大谷石の最大凍上速度は最大凍上速度発現時の温度勾配 $\Delta T_U = 0.4^\circ\text{C}/\text{mm}$ で限界を迎え、それ以降は一定値であると考えられる。そこで、本研究では $\Delta T_U = 0.4^\circ\text{C}/\text{mm}$ 以降の大谷石の最大凍上速度を $U_{max} = 0.163\text{mm}/\text{hour}$ とした。

5・4 最大凍上圧とその発現時の温度勾配

大谷石、来待砂岩の最大凍上圧とその発現時の温度勾配の関係を Fig. 22 に示す。Fig. 22 から、両岩石の最大凍上圧は、温度勾配が大きくなるにしたがって、大きくなっていることが明らかである。この関係は図のような直線関係で示すことができ、本研究では次式で表すことができる。

$$P_{max} = 1.380\Delta T_p + 0.330 \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 P_{max} は岩石の最大凍上圧、 ΔT_p は最大凍上圧発現時の温度勾配である。

これらのことから、岩石の最大凍上圧は、岩石の種類に依らず、温度勾配に依存した値であると推測することができる。これについては、次のように考察を行った。

本研究では、凍上圧を計測するために反力フレームを用いているため、アイスレンズが成長する際の上方への変位を拘束していることになる。このため、アイスレンズは時間の経過とともに圧縮状態となってしまう。つまり、計測された最大凍上圧は、 0°C 付近において、長い時間をかけてゆっくりと変形される時の氷の圧縮強度に類する値であると考えることができる。

氷の破壊様式はひずみ速度の大小によって異なることが知られている¹³⁾。例えば、多結晶氷では、ひずみ速度 10^{-4}s^{-1} を境に、これより遅い領域では延性破壊、速い領域ではぜい性破壊が生じる。本研究では、反力フレームによって変位が拘束されているため、最大凍上圧が計測される時点では、ひずみ速度が非常に遅い。このため、最大凍上圧が計測され、凍上圧が減少していく際には、氷は延性変形を起こしていると推測できる。「5・2 凍上圧測定実験結果」で述べたように、本研究でアイスレンズ近傍において、氷が水平方向に亀裂から染み出るように形成されたのは、このためではないかと考えられる。以上のことから、今回計測した岩石の最大凍上圧が、岩石の種類に依存しないとする推測は妥当であ

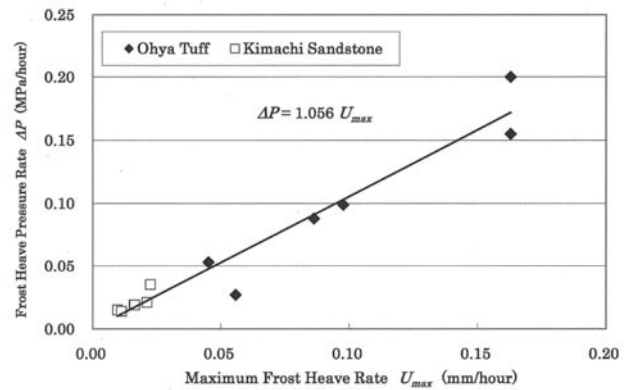


Fig.23 Relationship between frost heave pressure rate ΔP and maximum frost heave rate U_{max} .

ると考えられる。

ただし、供試体側面の拘束をしないという実験条件で測定された本研究の凍上圧は、氷がアイスレンズ近傍で水平方向に亀裂から染み出るように形成されたという実験結果が示すように、現実のアンカーに加わる凍上圧に比べて、小さな値となってしまっていることが推測される。このため、今後、供試体側面を拘束して実験を行い、発生する凍上圧が、本研究で得られた凍上圧よりも大きな値となるか確認を行う必要があると考えられる。

上で詳述してきたように、本研究の実験条件下で得られた岩石の最大凍上圧は、岩石の種類に依存せず、温度勾配が大きくなるにしたがって増大することが明らかとなった。これは、実地盤の温度勾配を事前に知りうることであれば、その地盤において発生する最大凍上圧を見積もることが可能であることを示している。この最大凍上圧を設計耐力に加味することも可能であると考えられる。

5・5 最大凍上速度と凍上圧増加速度

大谷石、来待砂岩の最大凍上速度と凍上圧増加速度の関係を Fig. 23 に示す。ただし、凍上圧測定実験では最大凍上速度は測定できないため、ここで用いた各温度勾配における最大凍上速度は前述の式 (4) を用いて算出した値である。Fig. 23 から、両岩石の凍上圧増加速度は、最大凍上速度と比例しており、本研究では次式で表すことができる。

$$\Delta P = 1.056 U_{max} \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで、 ΔP は岩石の凍上圧増加速度、 U_{max} は最大凍上速度である。

本研究で計測した岩石の凍上圧はアイスレンズが成長する際の鉛直上向きの圧力である。このことから、凍上圧増加速度が凍上速度、すなわちアイスレンズの成長速度と比例関係となることは妥当であると考えられる。

6. ま と め

本研究では、様々な温度勾配で凍上実験を行い、岩石の凍上圧がどのように変化するかを明らかにすることに取り組んだ。また、凍上圧と凍上速度との関係を明らかにするために、各温度勾配における凍上速度の計測も行った。その結果、限定的な実験条件下ではあるが、以下のようなことが明らかとなった。

(1) 岩石の最大凍上速度は温度勾配に比例して、その比例係数は岩種によって異なることが明らかとなった。また、大谷石では $0.4^\circ\text{C}/\text{mm}$ 以上の温度勾配で凍上速度が一定 ($0.163\text{mm}/\text{hour}$) となった。

(2) 岩石の最大凍上圧は、岩石の種類に依存せず、温度勾配が大きくなるにしたがって増大することが明らかとなった。

(3) 岩石の凍上圧増加速度は、凍上速度、すなわちアイスレンズの成長速度に依存し、凍上速度に比例して速くなることが明らかとなった。

本研究は、最大凍上圧が、岩石の種類に依存せず、温度勾配に依存することを明らかにした。これは、実地盤の温度勾配を事前に知りうることであれば、その地盤において発生する最大凍上圧を見積もることが可能であることを示している。この最大凍上圧を設計耐力に加味することも可能であると考えられる。

以上のように、本研究で得られた上記の知見は、今後、岩石の凍上を考慮したグラウンドアンカーを設計する際の基礎データとして、工学的に有益である。

ただし、本研究の凍上圧は、供試体側面の拘束をしないという実験条件で測定されたものである。今後、供試体側面を拘束した実験条件で凍上圧の計測を試みる必要があると考えられる。

References

- 1) Y. Nara: Ground Anchor Sekkei Sekourei ni kansuru symposium (1998) , pp35-38.
- 2) D. Nakamura, T. Goto, T. Suzuki, Y. Ito, and S. Yamashita: Journal of MMIJ, **124** (2008) , 231-239.
- 3) D. Nakamura, T. Goto, Y. Ito, and S. Yamashita, T. Suzuki: Doboku Gakkai Ronbunshuu C (2010) , Vol.66, No.3, pp.472-486.
- 4) D. H. Everett: Transactions of the Faraday Society (1961) , No.57, pp.1541-1551.
- 5) E. Penner: Highway Research Board (1959) , Bulletin 325, pp.1-22.
- 6) F. J. Radd and D. H. Oertle: Proc. 2nd International Conference on Permafrost (1973) , pp. 377-384.
- 7) T. Takashi, T. Ohrai, H. Yamamoto and J. Okamoto: Seppyo (1981) , Vol.43, No.4, pp.207-215.
- 8) T. Ishizaki: Proc. 10th International Symposium for Building Physics, (Doresden, 1999) , pp.827-832.
- 9) M. Sato and S. Akagawa: The Japanese Geotechnical Society, Hokkaido bunch, Gijutu Houkokushu (2002) , Vol.42, pp. 277-282.
- 10) S. Akagawa: The Japanese Geotechnical Society, Hokkaido bunch, Gijutu Houkokushu (2001) , Vol.41, pp. 133-138.
- 11) H. Kobayashi: *Hakai Rikigaku* (Kyoritsu Shuppan, Tokyo, 1993)
- 12) M. Fukuda, N. Matsuoka: Teion Kagaku, Butsuri Hen (1982) , Vol.49, pp. 217-224.
- 13) N. Maeno, M. Fukuda: *Seppyo no Kouzou to Bussei* (Kokon Shoin, Tokyo, 1986)