

博 士 論 文

岩石と土の凍上特性の差異に関する
実験的研究

2 0 1 1 年 3 月

中村 大

目 次

第 1 章 序論

1.1	研究背景	1
1.1.1	寒冷地における岩盤崩落事故	1
(1)	層雲峡天城岩滑落	1
(2)	第 2 白糸トンネル崩落	1
1.1.2	岩石、岩盤の凍上被害	3
(1)	豊浜トンネル崩落事故	3
(2)	北海道、東北地方のトンネル	4
1.2	本研究の目的と意義	5
1.3	研究手法	7
1.4	本論文の構成	8
	第 1 章の参考文献	10

第 2 章 凍上現象

2.1	土の凍結，凍上現象	11
2.1.1	土の凍上機構	11
2.1.2	土の凍上を支配する要素	14
(1)	土質	14
(2)	水分	16
(3)	温度	16
2.1.3	土の凍上力，凍上機構モデルに関する研究	17
(1)	Beskow の研究(1935)	17
(2)	Miller の研究(1978)	18
(3)	Takagi の研究(1980)	19
(4)	Everett の研究(1961)	20
(5)	高志らの研究(1981)	21
2.1.4	凍上試験による土の凍上性判定	22
(1)	道路土工排水溝指針，道路公団（現 NEXCO）基準土質	22

(2) 地盤工学会基準「凍上性判定のための土の凍上試験方法」	24
2.2 岩石，岩盤の凍上現象	24
2.2.1 物性値を用いた岩石の凍上性判定基準に関する既往の研究	25
(1) 星野の研究(1973)	25
(2) 北川，川上の研究(1986)	26
(3) 磯田らの研究(1996)	27
(4) 小野らの研究(2004)	28
2.2.2 大谷石を用いた凍上機構に関する研究	30
(1) Ishizaki の研究(1999)	30
(2) Akagawa and Fukuda の研究(1991)	30
2.3 岩石の凍上現象のプロセス	31
第2章の参考文献	32

第3章 岩石試料とその物性

3.1 岩石の基本物性	35
3.1.1 基本物性の測定方法	36
3.1.2 岩石の基本物性の測定結果	38
3.2 物性値の測定方法	39
3.2.1 弾性波速度	39
3.2.2 一軸圧縮試験	40
3.2.3 圧裂による引張強さ試験	41
3.2.4 水銀圧入式ポロシメータ試験による細孔分布測定	43
3.2.5 粉末 X 線回折	43
3.2.6 比表面積測定	44
3.2.7 透水試験	45
3.3 試験結果	48
3.3.1 弾性波速度	48
3.3.2 一軸圧縮試験	49
3.3.3 圧裂による引張強さ試験	50
3.3.4 水銀圧入式ポロシメータ試験による細孔分布測定	51

3.3.5	粉末 X 線回折	52
3.3.6	比表面積測定	53
3.3.7	透水試験	54
3.4	岩石の状態と強度	56
3.5	岩石の透水性と微細構造	58
第 3 章の参考文献		60

第 4 章 岩石の凍上実験

4.1	供試体	61
4.2	岩石の凍上実験装置	62
4.3	実験方法	65
4.4	実験結果	66
4.4.1	温度条件①	66
4.4.2	温度条件②	68
4.4.3	アイスレンズ（凍上）の発生位置とその温度	70
4.5	岩石の凍上性	72
4.6	岩石の凍上性と温度勾配	73
4.7	岩石の凍上性と物性値	75
4.7.1	吸水率，空隙率	75
4.7.2	比重	77
4.7.3	弾性波速度	79
4.7.4	強度	81
4.7.5	既往の研究で検討されてきた，物性値を用いた 岩石の凍上性判定基準の適用性	83
4.8	アイスレンズ（凍上）の発生位置，発生温度と岩石の強度	84
4.9	岩石の内部構造と凍上性	88
4.9.1	比表面積	88
4.9.2	透水性	92
4.10	凍上性岩石，非凍上性岩石の内部構造と凍結時における 0°C 線近傍の状態	94

第4章の参考文献	96
----------	----

第5章 破碎した岩石試料の物性

5.1 岩石の破碎処理方法	97
5.2 破碎処理した岩石試料の基本物性	97
5.3 破碎した岩石試料の比表面積	101

第6章 破碎した岩石の凍上試験

6.1 供試体	103
6.2 土の凍上試験装置	103
6.3 試験方法	106
6.3.1 凍上試験前の通水	106
6.3.2 破碎した岩石試料の透水係数	106
6.3.3 冷却方法	108
6.4 試験結果	109
6.5 破碎した岩石の凍上性	112
6.6 破碎した岩石の凍上性と比表面積	114
6.7 破碎した岩石の凍上性と透水性	115
6.8 破碎した岩石の凍上性と土の凍上性との類似性	118
6.9 固体の岩石の凍上性と破碎した粉粒体の岩石の凍上性	119
第6章の参考文献	120

第7章 総括

7.1 岩石の凍上実験	121
7.1.1 岩石の凍上性と物性値	121
7.1.2 岩石の凍上性と温度勾配	122
7.1.3 アイスレンズ（凍上）の発生位置，発生温度と岩石の強度	122
7.1.4 岩石の内部構造と凍上性	122
7.2 破碎した岩石の凍上実験	124
7.2.1 破碎した岩石の凍上性と比表面積	124

目次

7.2.2	破碎した岩石の凍上性と透水性	124
7.2.3	破碎した岩石の凍上性と土の凍上性との類似性	124
7.3	固体の岩石の凍上性と破碎した粉粒体の岩石の凍上性	126
研究業績一覧		127
謝辞		131

目次

第1章 序論

1.1 研究の背景

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。以下に、過去に発生した寒冷気候に起因する岩盤崩落事故や災害についてまとめる。このうち、岩石、岩盤の凍上現象が被害の発生原因の一因として挙げられているものに関しては、別けて示す。

1.1.1 寒冷地における岩盤崩落事故

(1) 層雲峡天城岩滑落

1987年6月9日、国道39号線上川町石狩川沿いの層雲峡において、高さ145m、幅20mに渡って、約11000m³の層雲峡溶結凝灰岩が崩落した。崩落したブロックは石狩川を横断し、対岸の国道39号線を走行していた車両を直撃し、3名の死者と6名の重軽傷者が出た。

層雲峡天城岩滑落調査報告書¹⁾によると、当地域の斜面は80～90度の傾斜角を有しており、高さは最大で200mにも及ぶ。地質は、第四紀の層雲峡溶結凝灰岩が主体に分布し、柱状節理が発達している。その下位には、弱～未固結の降下軽石層、旧石狩川の河床砂礫層、日高類層群の粘板岩が分布し、これらを崖錐堆積物が覆っている。このように、急斜面の基部を成す岩盤は軟質で、風化や浸食に弱く、多くの箇所オーバーハング状の斜面が形成されている。滑落の原因としては、地表面からの降雨水、融雪水を主因とする風化作用による分離面の形成、周年的に繰り返される凍結融解作用、融解期の強度劣化等が挙げられている。

(2) 第2白糸トンネル崩落

1997年8月25日、後志管内島牧村、国道229号線第2白糸トンネルの南側抗口付近において岩盤崩落が発生した。崩落規模は、最大高さ約130m、最大幅約70m、最大厚さ約20m、体積約42000m³で、この崩落により、瀬棚側のトンネル巻出部114m、擁壁部約12mの計約126mに渡って圧壊した。その後、同年8月

28日に、1回目の崩落部に隣接する島牧側下部付近で2回目の崩落が発生した。その規模は、最大高さ約80m、最大幅約30m、最大厚さ約20m、体積約14000m³であり、2回合わせた崩落岩体総体積は約56000m³に達した。

第2白糸トンネル崩落事故調査報告書²⁾によると、当地域の斜面は傾斜が垂直に近く、約150mもの標高差を持つ急峻な塔状岩体を形成していた。下部の緩斜面との境界には窪地地形がみられ、その上部の斜面の一部にはオーバーハングも確認された。地質は、新第三紀鮮新世のオコツナイ層で、軽石凝灰岩、凝灰質砂岩・礫岩、角閃石安山岩質水冷破碎岩及び凝灰岩からなる。調査の結果、岩相の不規則性、岩体背面に内在する亀裂や高角度の流れ盤亀裂の存在、崩落岩体下部の変質ゾーンの存在等が明らかにされた。このような複雑な地質環境下において、地下水によるスメクタイトを含む変質ゾーンの岩盤劣化の進行、岩体の自重、地下水、凍結融解作用、地震等の影響による亀裂の長期的な進展等が、複合的に作用して、崩落に至ったと考えられている。また、事故調査委員会は、平成9年8月の豪雨が深く関与したことも示唆している。

1.1.2 岩石，岩盤の凍上被害

(1) 豊浜トンネル崩落事故

一般国道 229 号豊浜トンネルは，北海道余市郡豊浜町と古平郡古平町を結ぶ延長 1,086m の道路トンネルであり，昭和 59 年に竣工した．平成 8 年（1996）年 2 月 10 日午前 8 時 10 分頃に古平町チャラツナイ岬付近に位置する古平側坑口部上方の岩盤斜面が崩壊し，トンネル部約 26m，巻出し部約 18m の計 44m の区間が破壊した．崩落の範囲は，斜面長約 60m，幅（間口）約 30m（最大幅約 50m），厚さ平均約 7m（最大幅 13m）であり，層崩壊量は地山量で $1.1 \times 10^4 \text{m}^3$ と推定される．この事故で，通行中の路線バスと乗用車 1 台に乗車していた 20 名の生命が失われた．

豊浜トンネル崩落事故調査報告書³⁾によると，当地域の斜面はチャラツナイ岬とセタカムイ岩に挟まれた，河川の流入のない急崖で，その高さは 100～200m であった．地質は，新第三紀中新世尾根内層安山岩質の水冷破碎岩を主とする火山碎屑岩類からなっている．事故調査委員会は，水冷破碎岩の岩盤中に内在していた不連続な亀裂が，地下水の浸透や自重，地下水圧，氷結圧等により進展し，これらが連続することによって崩落が発生したと結論付けている．

菊池，水戸⁴⁾は，現地調査，現場試験及び室内試験，現地計測によって得られたデータを基に，岩盤崩落箇所の状況並びに岩盤崩落箇所周辺の自然環境，特に地下水の挙動の季節変化についての具体的な事実を網羅した上で，岩盤の発生メカニズムの検討を行った．

著者らは，豊浜トンネルの岩盤崩落には様々な要因が複雑に絡んで影響を与えているものの，冬期の厳寒条件下に置かれた岩盤の表面凍結によって流出口を閉塞された地下水が，崩壊面となった潜在不連続面に高い間隙水圧を発生せしめたことが主要因であると結論付けている．

また，著者らは，当地域の岩石が軟質で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，凍上が発生していたのではないかと推測している．凍上によって，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があり，このこともこの岩盤崩落事故の遠因の一つとなったものと考えられている．

(2) 北海道，東北地方のトンネル

寒冷地のトンネルにおいては，凍結融解によるコンクリートの劣化，つららの発生，地山凍結による覆工の変形や押し出し等，いわゆる凍害と総称される現象が多発し，大きな問題となっている．

北川，川上⁵⁾は，北海道，東北地方のトンネル 155 箇所について，アンケート方式による実態調査を行うとともに，現地調査を実施した．また，地山凍結によって変状したと思われるトンネルの変状の特徴やその経時変化等を整理し，変状の要因について分析を行った．

根室本線古瀬トンネルでは，冬期に，コアボーリング調査を行った．その結果，トンネルく体の周辺地山は数 10cm の深さまで風化が進んでおり，覆工背面から 10～20cm の深さまで，その風化部中にアイスレンズが発生していることを確認した．

根室本線新得山トンネルでは，風化したシルト岩の割れ目や層理面に沿って，氷が霜柱状に成長しているのが確認された．氷の厚さは最大で 30mm に達していた．

著者らは，新得山トンネルの地山試料を用いた岩石の室内凍上試験も行っている．試験結果から，新得山トンネルの地山が凍上性を示すことが明らかとなった．その凍上率（凍結により増加した体積を凍結前の体積で除した値を百分率で表した値）は数 10%にも及び，一部では 100%を越える．

1.2 本研究の目的と意義

岩石、岩盤の凍上問題は、前述したような被害事例などからも、今後に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）」⁶⁾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、報告例はまだまだ少ない。土の凍上に関する研究の進展に較べて、非常に遅れているのが現状である。

今日までに土の凍上に関しては様々な研究がなされている。第2章で詳述するが、土の分野では、その物性と凍上の関係について多くのことが明らかにされており、いくつかの凍上機構モデルも発表されている。それに対して、岩石の分野では、その物性と凍上の関係については未だ明らかにされておらず、その凍上機構についても未知の部分が多い。

現在、土の分野では、これまでに得られた知見が実務レベルで広く利用される段階である。例えば、土の粒径からその凍上性を判定する方法や、直接的に土の凍上性を判定する凍上試験方法も提案されている。平成15年には、地盤工学会によって、土の凍上試験方法⁷⁾が基準化されている。一方、岩石の分野では、近年、岩石の物性値から、簡便に、その凍上性を判定しようという試みが行なわれている。しかしながら、これからただちにその凍上性を精度良く判定することは困難である。このような岩石の凍上性判定方法はまだ研究段階であり、現時点では確立されてはいない。さらに、直接的に岩石の凍上性を判定する凍上試験方法は存在せず、土の凍上試験方法^{8),9)}が流用されている。

本研究の第1の目的は、報告例の少ない岩石の凍上性を明らかにすることである。本研究では5種類の岩石に対して凍上実験を行い、それらを凍上性岩石と非凍上性岩石とに分類した。また、凍上性岩石と非凍上性岩石の内部構造及び物性値の比較を基にして、岩石の凍上機構について検討を行った。得られた知見は、今後、岩石の凍上機構を解明していくうえで、貴重なものであると考えられる。

本研究の第2の目的は、これまでに知られることのなかった岩石と土の凍上特性の違いを明らかにすることである。本研究では固体と粉粒体の岩石試料を用いて凍上実験を行い、その凍上性を比較することによって、岩石の凍上と土の凍上との差異を類推することに取り組んだ。

本研究で提示する実験結果は、今後基準化されるであろう、岩石の凍上試験方法及び凍上性判定方法を検討する上で、非常に有意義なものであり、さらに、今後の岩石凍上の研究発展に有益な情報を与えていると考えられる。

1.3 研究手法

本研究行った実験は、2種類の凍上試験で構成されており、一つは引張強さを持つ固体の岩石試料を用いた凍上試験、もう一つは岩石を土と同様に扱うために破砕処理を施した、引張強さを持たない粉粒体の岩石試料と、土の凍上試験方法を用いた凍上試験である。

岩石と土の最も大きな違いは、岩石の引張強さである。岩石は土に較べて非常に大きな強度を有しており、このため、アイスレンズを発生、成長させるためには、まず潜在するクラックが伸展、結合し、岩石が割れなければならない。岩石の引張強さは凍上を妨げるように振舞うため、岩石が凍上するためには、間隙中でより大きな膨張力が発生しなくてはならないと考えられる。これに対し、土も引張強さを有してはいるが岩石に較べると非常に小さく、小さな膨張力でも凍上することが可能であると考えられる。

しかしながら、岩石の凍上と土の凍上とを単純に比較することは困難である。例えば、本研究では、凍上性を示す岩石試料として大谷石を用いているが、この岩石と同様の鉱物組成、比表面積などの物性値を有する土を見つけ出すことは不可能である。また、土のような粉粒体の凍上は、その粒度に大きく影響を受けることから、比較実験を行う際には、粒度をそろえて行うことが望ましい。そこで、本研究では岩石に破砕処理を施すによって、岩石を土と同様に扱えるように工夫した。また、岩石は同様の工程で人工的に破砕されるため、その粒度をそろえることも可能である。

1.4 本論文の構成

本論文は以下の7章からなる。各章の内容について簡単に記述する。

第1章 序論

本章では、研究の背景、目的と意義、そしてこれらを明らかにするための研究手法について述べている。研究の背景では、寒冷気候に起因する岩盤崩落事故、さらに凍上現象が一因と考えられる事故と災害についてまとめている。

第2章 凍上現象

この章では、土及び岩石の凍上現象についてまとめている。土の凍上現象では、土の凍上現象の機構、土の凍上を支配する要素、土の凍上機構モデル、土の凍上試験方法について詳述している。岩石の凍上現象では、既往の研究、特に物性値を用いた岩石の凍上性判定基準について述べている。この章の最後には、本研究で想定している岩石の凍上プロセスについても記述している。

第3章 岩石試料とその物性

この章では、本研究に用いた5種類の岩石試料の物性についてまとめている。本研究で解析に用いた物性値は、吸水率、空隙率、比重、弾性波速度、圧縮・引張強さ、細孔分布、鉱物組成、比表面積、そして透水係数である。この章では、これらの物性値の測定方法についても詳述している。

第4章 岩石の凍上実験

この章では、実験に用いた供試体、実験装置、岩石の凍上実験方法、実験結果、考察についてまとめている。特に、考察では、岩石の物性が、凍上性にどのような影響を及ぼしているのかを明らかにすることに取り組んでいる。具体的には、岩石の凍上性と物性値、岩石の凍上性と温度勾配、アイスレンズ（凍上）の発生位置及び発生温度と岩石の強度、岩石の内部構造と凍上性、以上の関係について明らかにしている。さらに、この章の最後では、実験結果を総合的に判断し、凍結時における凍上性岩石と非凍上性岩石の0℃線近傍の状態について仮説を立て、岩石の凍上機構について検討を行っている。

第5章 破碎した岩石試料の物性

この章では，破碎処理の方法，破碎処理を施した岩石試料の物性についてまとめている．本研究で解析に用いた物性値は，粒度分布，粒子密度，最適含水比，比表面積である．この章では，これらの物性値の測定方法についても詳述している．

第6章 破碎した岩石の凍上試験

この章では，供試体，土の凍上試験装置，土の凍上試験方法，試験結果，考察についてまとめている．特に，考察では，破碎した岩石の物性が，凍上性にどのような影響を及ぼしているのかを明らかにすることに取り組んでいる．具体的には，破碎した岩石の凍上性と比表面積，破碎した岩石の凍上性と透水性，破碎した岩石の凍上性と土の凍上性との類似性，以上の関係について明らかにしている．さらに，この章の最後では，固体と粉粒体の岩石試料の凍上性を比較することによって，岩石の凍上と土の凍上との差異を類推することに取り組んでいる．

第7章 総括

この章では，本研究で得られた全ての知見についてまとめた．

第 1 章の参考文献

- 1) 層雲峡天城岩滑落調査委員会：層雲峡天城岩滑落調査報告書，1988.
- 2) 第 2 白糸トンネル崩落事故調査委員会：第 2 白糸トンネル崩落事故調査報告書，1998.
- 3) 豊浜トンネル崩落事故調査委員会：豊浜トンネル崩落事故調査報告書，1996.
- 4) 菊地 宏吉，水戸 義忠：国道 229 号線豊浜トンネル上部斜面の岩盤崩落メカニズムに関する地質工学的考察，応用地質，第 39 巻，第 5 号，pp.456-470，1998.
- 5) 北川 修三，川上 義輝：地山凍結によるトンネルの変状とその対策，鉄道土木，pp.281-287，1985.5.
- 6) 斜面の凍上被害と対策に関する研究委員会：斜面の凍上被害と対策のガイドライン，地盤工学会北海道支部，2010.
- 7) 地盤工学会：新規制定地盤工学会基準・同解説 VII（2003 年度版），凍上性予測のための土の凍上試験方法，凍上性判定のための土の凍上試験方法，2003.
- 8) 日本道路協会：道路土工排水溝指針，資料-10，pp.238-243，1987.
- 9) 日本道路公団： $\phi 150$ 法による土の凍上試験方法，日本道路公団基準，JHS-112-2001，pp.287-297，2001.

第2章 凍上現象

本章では、まず、土の凍上現象について、これまでに明らかにされている知見について述べる。次に、岩石の凍上現象に関する既往の研究についてまとめ、それらを踏まえて、本研究で想定した岩石の凍上プロセスについて論ずる。

この章を記述するにあたって、主に、この分野の最も基礎的な解説書である「凍土の物理学（木下誠一）」¹⁾と、最新の知見がまとめられた「寒冷地地盤工学—凍上被害とその対策—（地盤の凍上対策に関する研究委員会）」²⁾を参考にした。

2.1 土の凍結，凍上現象

北海道のような寒冷地では、土が 0°C 以下の低温に曝されると凍結する。土が凍結するといっても実際に凍結するのは土中の水分であるが、土の性質によっては、水分の保持能力や透水性などが異なるため、土が凍結する様子も大きく異なる。土が凍結し、それに伴う体積の増加によって、地盤に変位が引き起こされることを凍上と呼ぶ。このように、「凍上（英語では Frost Heaving, もしくは Segregation Freezing）」は「凍結」によってもたらされる現象であるが、「凍結」と「凍上」は異なる意味を表す用語であり、区別しなければならない。

2.1.1 土の凍上機構

土で構成される地盤の凍上機構は図 2-1 で説明される。気温の低下によって地盤が凍結し、地盤中に凍結面（ 0°C 等温面）が形成される。この時、形成された凍結面に向かって、土中の未凍結側から水分が移動していく。凍結面に集まった水分は凍結するが、その際、土粒子表面から氷が分離して発生し、薄い氷の層を成長させて、土骨格を押し広げる。このような氷の層が形成（析出）する現象を氷晶分離、そこで形成された氷の層をアイスレンズと呼ぶ。このように移動した水分の氷晶分離によるアイスレンズの形成が凍上発生の機構そのものである。

地盤の凍上現象は、凍結面付近で起きる現象である。しかしながら、この現象が何故起きるのかという理論的説明すなわち凍上理論は、まだ十分に確立さ

れていない。これらの凍上理論の現状については、後述する。

ところで、水は凍結すると約 9%の体積増加を生じるが、この体積増加は土中の水が凍結する場合にも当然起こる。しかしながら、地盤中に存在する水分がその場で凍結（その場凍結、英語では In-Situ Freezing）することによって起こる土の体積増加は、土中の空隙に吸収される等するため、無視し得る程度のものであることが知られている。

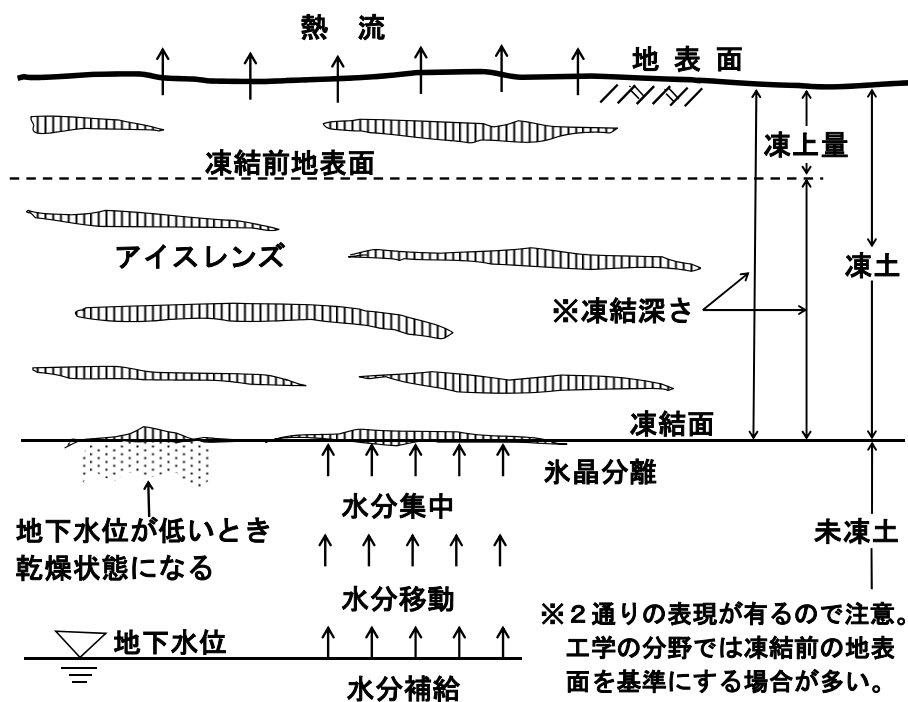


図 2-1 地盤の凍上機構

図 2-2 に、アイスレンズが形成されている凍結面（0°C 等温面）近傍の模式図を示す。氷（アイスレンズ）が析出する位置が、水の凍結温度 0°C より若干低いことは、実験的に確かめられている。氷の析出する位置と凍結面（0°C 等温面）との間の領域は、一般的に、フローゼンフリンジ（Frozen Fringe）と呼ばれている。この領域は、土粒子とその周囲を覆うごく薄い水膜（不凍水膜）及び間隙水から構成される。フローゼンフリンジでは、水分は未凍土からアイスレンズへと、不凍水膜を通して移動する。アイスレンズに達した水分は、凍結し、氷へと相変化する。

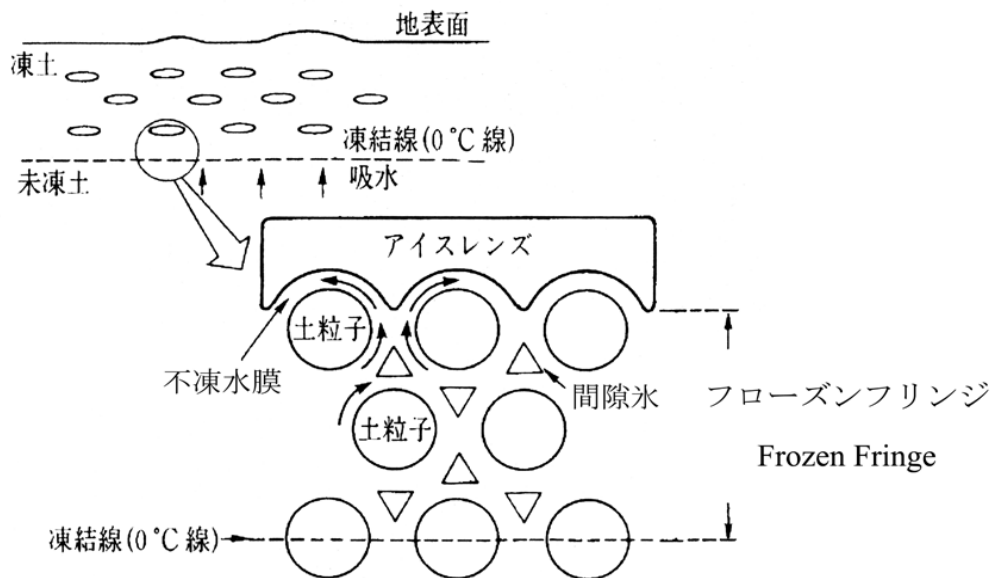


図 2-2 凍結面（0°C 等温面）近傍の模式図

2.1.2 土の凍上を支配する要素

凍上現象に影響を与える因子，条件は多数挙げられるが，究極的には以下の3つに集約される．以下に示す3つの要素，(1)土質，(2)水分，(3)温度を，「凍上の3要素」という．凍上はこの3つの要素が全て揃うことによって発生する．また，3つの要素の中でどれか1つでも欠けると，凍上は発生しない．

(1) 土質

土が凍上性を持つということは，前述した凍上機構から考えると，凍結面付近でアイスレンズが発生，成長できる性質を持つということである．このことは， 0°C をやや下回る負の温度で凍らず，移動できる「不凍水」が凍土内にあることと，未凍土が凍上に必要な量の水分を供給できる「透水性」を持つことであると言い換えることができる．

通常，土の凍上性については，規格の粒度分析で得られる土粒子の大きさで，経験的に判定されている．一般的には，粗粒度と呼ばれる，粒径が 0.1mm 以上の砂や礫では，ほぼ凍上は起こらない．土の凍上は $0.05\sim 0.1\text{mm}$ の粒を含むシルト，粘土の領域から起こりはじめ，以下粒径が小さくなるにつれて，凍上性も高くなっていく．凍上性の強さは，粒径 $0.005\sim 0.002\text{mm}$ でピークを迎え，これよりも小さくなると，凍上性は低くなっていく．このように土粒子の大きさによって凍上性が変わる理由としては，以下のような解釈が一般的である．

土がアイスレンズの成長を伴う凍上を示すには，先に述べたように，不凍水の存在が不可欠である．不凍水は土粒子の周りに存在することから，土粒子の周りの吸着水が多くなると不凍水も多くなると考えることができる．つまり，凍上の発生要因には，吸着水が深く関わっている．吸着水の量を支配する因子としては，土粒子表面の電気化学的な性質と形状などがあげられる．このような表面性状は，比表面積に依存するといわれていることから³⁾，比表面積が大きな土ほど吸着力も大きく，不凍水を多く保有することができると考えられる．つまり，粒径の小さい土ほど，不凍水量が多いと考えることができる．

不凍水を有する土は，シルト以下の土であり，粘土はシルトに較べて多くの不凍水を保有することができる．ただし，粘土の粒子は，粒径があまりにも小さすぎるため，透水性が小さくなってしまう．このため，アイスレンズが成長

するための水分の供給が少なくなってしまう。これが、土粒子が小さすぎると凍上性が低くなる原因である。また、シルトが最も高い凍上性を示すのは、不凍水を保有する性質と透水性の両者を適度に満たすためである。

上記の考え方を基に、Casagrande⁴⁾は、土粒子の大きさによって土の凍上性を判定する方法を提案した。これを模式的に表すと図 2-3 のようになる。横軸は土粒子の直径の逆数 ($1/R$) を示している。図中の 2 本の曲線は、水を吸い上げる力と透水係数を $1/R$ の関数として示したものである。

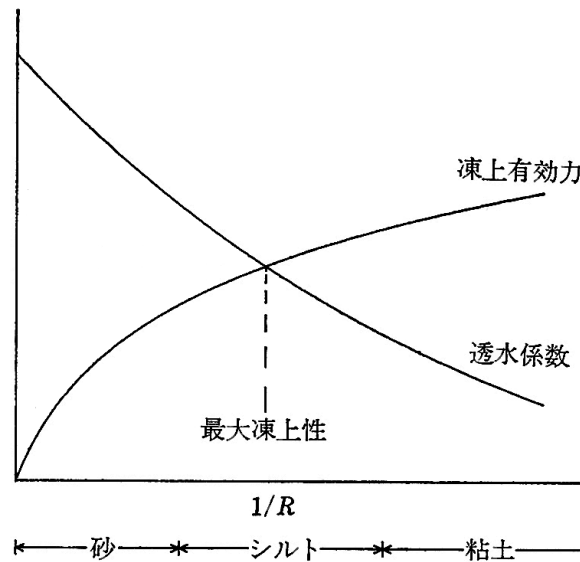


図 2-3 土の凍上性と土質の関係

(2) 水分

凍上の発生には、アイスレンズを形成する水分が、凍結面に供給される必要がある。仮に土が凍上性を持っていたとしても、土中にアイスレンズへと供給する水分が無ければ、凍上性が低くなるであろうことは容易に想像できる。従って、土中の水分状況は、土の凍上性を支配する重要な要素である。

地下水位が高く、必要な水分が十分に供給される条件下での凍上は「開式凍上」と呼ばれ、一般的に凍上量は大きくなる。一方、地下水位が低く、水分の供給源が近くに無く、土が初めから含有している水分のみの移動によって凍上が発生する場合もある。このように、未凍土内の限られた範囲での水分移動によって発生する凍上は「閉式凍上」と呼ばれ、この場合、凍上量は小さくなる。

(3) 温度

土の凍上は低温になれば必ず発生するというものではない。地表面温度の下がり方も凍上の発生を左右する条件の1つである。

アイスレンズの発生と成長は、土中の熱のバランスが取れたところで起こると考えられている。この熱のバランスに関与する熱とは、地表面からの冷却熱、地中下方からの供給熱及びアイスレンズが成長する際に発生する潜熱である。これらの熱のバランスが取れていて、凍結面が停滞し、未凍土部分からの水分供給が続く限り、アイスレンズは成長し続けることになる。熱のバランスは地表面温度が低下することによって崩れ、停滞していた凍結面は深部へと移動していき、再び熱のバランスが取れた位置でアイスレンズが形成される。これが繰り返されることによって、凍結面は移動していき、アイスレンズは凍土内に、縞状（飛び飛び）に形成されていく。

地表面温度の低下速度が大きい場合、凍結面の移動速度は大きくなり、水分の供給がアイスレンズの形成、成長に間に合わなくなることがある。この場合、アイスレンズが形成されないまま凍結が進行するため、凍上は発生せずにいわゆるコンクリート状凍結となる。地表面温度の低下速度が比較的小さく、かつ凍上性のある地盤ではアイスレンズが多く発生するため、それによって発生する潜熱も多くなる。このような場合、凍結面の移動速度が小さくなってしまい、凍結深さが深部へと進まないこともある。

2.1.3 土の凍上力，凍上機構モデルに関する研究

今日までに，土の凍上に関しては様々な研究がなされている．1930年代に，Beskow⁵⁾や Taber⁶⁾によって，現在，広く受け入れられている土の凍上機構の基本概念が推定，提案された．1980年代頃には Gilpin⁷⁾や Miller⁸⁾，Takagi⁹⁾によって，いくつかの代表的な凍上機構モデルも発表されている．しかしながら，これらの凍上機構モデルの検証は困難なうえ，凍上機構については未知の部分が多く，解明するまでには至っていないのが現状である．

さらに，土の分野では，Everett¹⁰⁾ や Penner¹¹⁾，高志ら¹²⁾のように，凍上現象がどの程度の力（凍上力）または圧力（凍上圧）を発生するのかを理論的に推定した研究も存在する．

ここでは，以上の研究の中から，代表的ないくつかの凍上機構に関する研究について簡単に紹介する．

(1) Beskow の研究(1935)

Bestow⁵⁾は，不凍水を土粒子表面に吸着しているいわゆる吸着水と考え，不凍水を介してアイスレンズ（間隙氷）と土粒子が存在していると考えた．さらに，この不凍水がアイスレンズの成長に必要な水の供給経路を確保していると推論している．つまり，間隙水が，未凍土から凍土（現在，「フローゼンフリンジ（Frozen Fringe）」と呼ばれている）を通り，成長中のアイスレンズへと供給されていると考えた．この水の流れにより，凍結中の含水比分布に変化が生じることも実験的に確認している．

(2) Miller の研究(1978)

Miller⁸⁾は、アイスレンズとフローズンフリッジ間の間隙氷が間隙内で連続しているという仮説から、図 2-4 に示す凍上機構モデルを提案した。

図は上部の温度が低く、下部は高いという設定である。このため、土粒子周囲の水膜の厚さが、上部ほど薄く、下部ほど厚くなっている。そこで土粒子中心から ϕ の範囲の土粒子表面では土粒子・不凍水・間隙氷の関係がつり合っているため、不凍水を介して働く斥力も上下、左右方向でつり合う。これに対し、 $\phi_1 - \phi_2$ は土粒子の上下でその構造が異なり、結果として土粒子・不凍水・間隙氷の構造の存在する土粒子上部から下部方向に間隙氷が土粒子を押し下げると考える。この力の反作用で間隙氷は上部に相対的に移動する。

Miller の凍上モデルは「復氷モデル」と呼ばれ、現時点で最も指示された理論である。

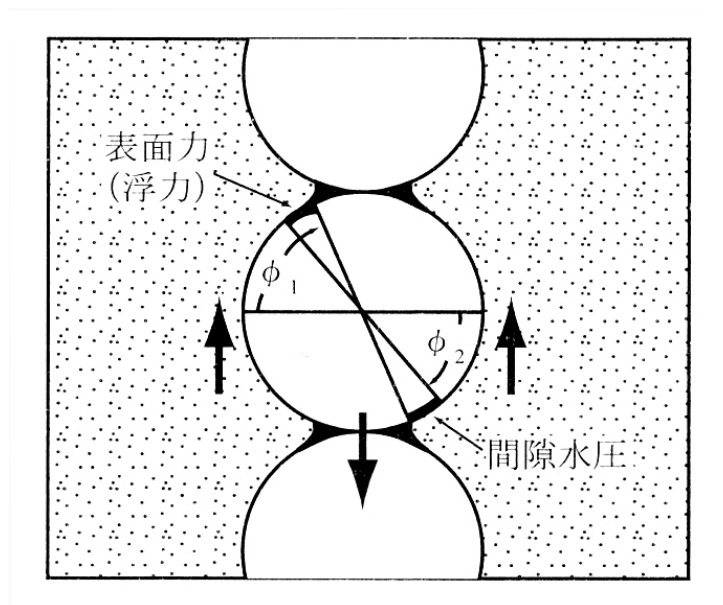


図 2-4 Miller の凍上機構モデル

(3) Takagi の研究(1980)

Takagi⁹⁾は, 土粒子表面に吸着している吸着水の擬似固体的な性質により凍上を説明した.

Takagi の凍上機構モデルを図 2-5 に示す. 図中の B 点において, アイスレンズが成長しており, 冷却によりアイスレンズが厚くなる分, 不凍水膜は薄くなる. しかしながら, この部分の不凍水は, 吸着水の特性から, 厚さを一定に保とうとするため, 不凍水は図の C 点から B 点へと流れることになる.

ただし, 上記のような吸着水の特性を実験的に確認できていないため, このモデルも検証されるに至っていない.

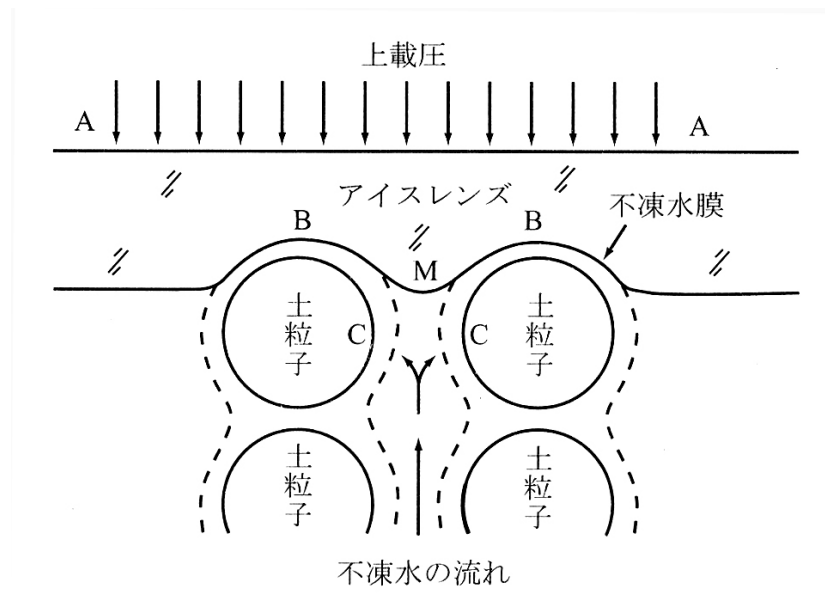


図 2-5 Takagi の凍上機構モデル

(4) Everett の研究(1961)

Everett¹⁰⁾は、毛管吸水力から類推して、凍上力は土骨格が作る毛管内の氷－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} の局面とみなすと、土の最大凍上圧 P_{max} は以下の式で表される。

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

P_i : 氷の圧力

P_w : 水の圧力

$2\sigma_{iw}$: 氷－水の界面エネルギー

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 Penner¹¹⁾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¹²⁾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。

(5) 高志らの研究(1981)

高志ら¹³⁾は、土を一定載荷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力の変化として捉える実験を行った。実験結果から、最大凍上力 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。

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

P_{max} : 最大凍上力

θ_c : 冷却面温度

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。

$$P = -1.12\theta_f \quad (2-3)$$

P : 凍上力

θ_f : アイスレンズの発生位置の温度

上記の式は、凍上力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、Akagawa ら¹⁴⁾や Ishizaki¹⁵⁾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 2-3 式を用いて凍上力を算出すると、凍上力 1.56MPa を得る。この値は、この溶結凝灰岩の平均の引張強さ 1.4MPa をわずかではあるが上回っている。同様に、佐藤ら¹⁶⁾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。2-3 式を用いて凍上力を算出すると、凍上力 1.12MPa を得る。この値は、土丹の平均の引張強さ 0.75MPa を上回っている。

2.1.4 凍上試験による土の凍上性判定

土の分野では、既に、直接的に土の凍上性を判定する凍上試験方法もいくつか提案されている。これに対し、岩石の分野では、未だに、岩石の凍上性を判定する凍上試験方法は全くない。

以下に、3つの代表的な土の凍上試験方法についてまとめる。

(1) 道路土工排水溝指針，道路公団（現 NEXCO）基準

図 2-6 に、道路土工排水溝指針¹⁷⁾の凍上試験装置図を、図 2-7 に道路公団(現 NEXCO)基準¹⁸⁾の凍上試験装置図を示す。道路公団基準の試験方法は、道路土工排水溝指針の試験方法の供試体直径 80mm を 150mm に変更し、CBR 試験に対応させたものである。どちらの試験も、モールド内に供試体を設置し、上部から冷却して、下部から給水させるという方式である。試験結果から得られる、凍結様式と凍上率（凍結により増加した体積を凍結前の体積で除した値を百分率で表した値）により、試料の凍上性を判定する。

ただし、「寒冷地地盤工学—凍上被害とその対策—（社団法人地盤工学会北海道支部）」²⁾は、この試験の問題点をいくつか指摘している。以下に指摘されている問題点についてまとめる。

- (1) 供試体を上部から冷却する方法のため、供試体の凍結部分とモールド内面とが凍着し、凍結の進行に伴う試料の鉛直上方への変位を妨げ、凍上量の発生が抑えられてしまう。
- (2) 複数の供試体を一方向からの冷風で冷却する方式が取られているため、供試体の上面温度と冷気の設定温度が一致しない。また、それぞれの供試体の上面温度にはモールドの設置位置により差が生じてしまう。
- (3) 供試体下部の温度は直接的には制御されておらず、凍上試験中の供試体の温度を正確に制御することが困難である。

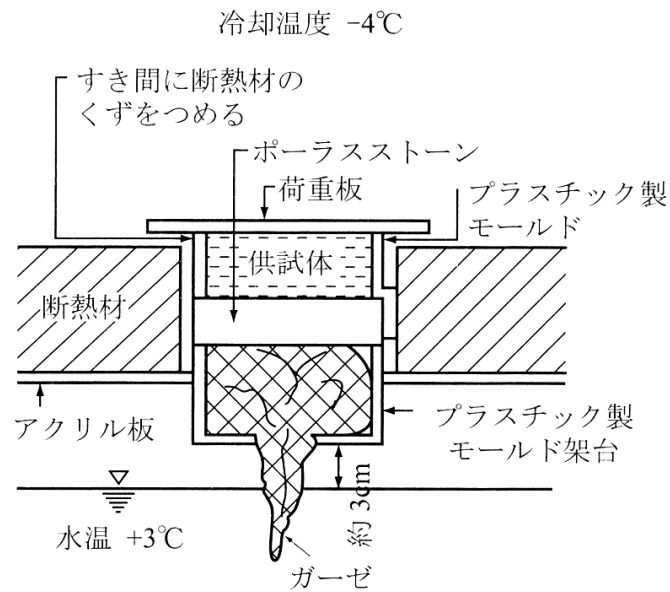


図 2-6 道路土工排水溝指針の凍上試験装置図

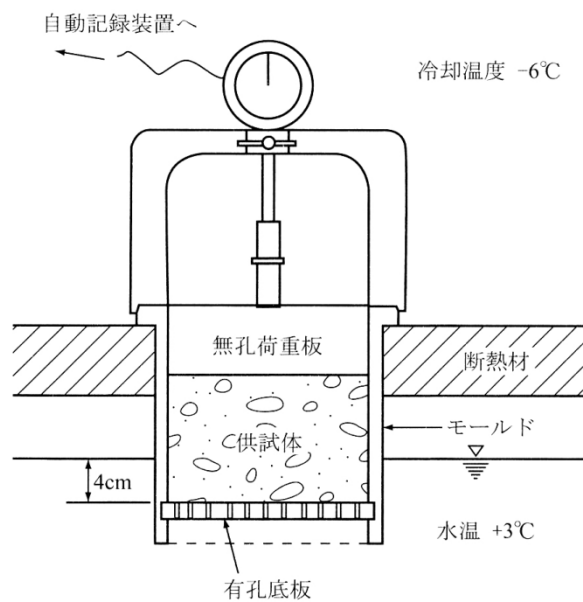


図 2-7 道路公団(現 NEXCO)基準の凍上試験装置図

(2) 地盤工学会基準「凍上性判定のための土の凍上試験方法」

平成 13 年に、地盤工学会において「土の凍上試験方法基準化委員会」が発足した。同委員会で、3 年間にわたって詳細な検討がなされ、平成 15 年に「凍上性判定のための土の凍上試験方法」と「凍上量予測のための土の凍上試験方法」が基準化された。

図 2-8 に、地盤工学会基準¹⁹⁾の凍上試験装置図を示す。この試験方法では、供試体を下部から冷却して凍結させ、凍結過程中的給水は供試体上部から行うという方式である。具体的には、サーマルショックで供試体中に氷核を形成し、その後、供試体の上端温度を一定に保ったまま、下端の温度を降下させていき、一定の凍結速度（1mm/hour～2mm/hour）を目安に供試体を凍結させていく。このような試験方法で得られる凍上速度を用いて、試料の凍上性を判定する。

この試験の方式は、前述した道路土工排水溝指針、道路公団基準とは、逆の冷却方向である。上記のように供試体を下面から凍結させる理由としては、凍上による鉛直上方への変位が、供試体の凍結部分とモールド内面との凍着によって妨げられてしまうのを、防ぐためである。

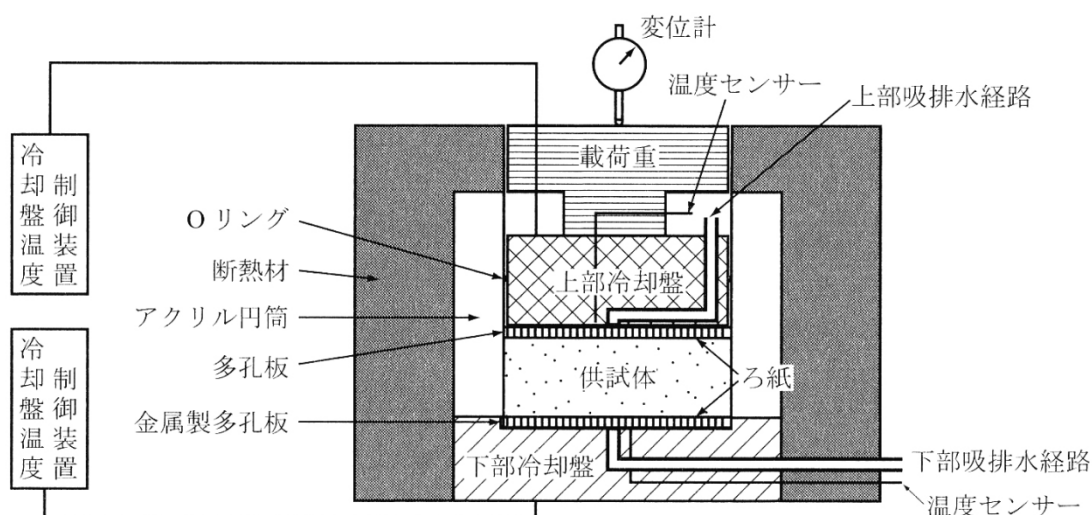


図 2-8 地盤工学会基準の凍上試験装置図

2.2 岩石、岩盤の凍上現象

従来、岩石の凍結による劣化は、封じ込められた水の凍結膨張による破壊、すなわち凍裂破壊のイメージでとらえようとする事が多かった。しかしながら、最近の研究では、岩石も土と同様に凍上現象を引き起こすことがわかっており、北海道内で採取された岩石や大谷石でそのことが確認されている。以下に岩石の凍上現象に関する既往の研究をいくつか紹介する。

2.2.1 物性値を用いた岩石の凍上性判定基準に関する既往の研究

近年では、岩石の物性値から、簡便に、その凍上性を判定しようという試みも行なわれている。以下に、その代表的な研究についてまとめる。

(1) 星野の研究(1973)

星野²⁰⁾は、北海道内で採取した多数の岩石試料を用いて室内凍上実験を行い、岩質と凍上率との関係について検討した。

実験に使用した試料は、固形試料 123 個、岩屑試料（土砂状ないし岩屑状のもの）55 個である。固形試料の岩種別内訳は、新第 3 紀の泥岩 29、砂岩 20、凝灰岩 18、角れき凝灰岩 11、凝灰質 泥岩 9、凝灰質砂岩 3、白亜紀層の砂岩 12、先白亜紀層の粘板岩 6、花崗斑岩 3、安山岩 3、流紋岩 3 及び熔結凝灰岩 3 である。岩屑試料の岩種別内訳は、新第 3 紀層の泥岩 10、凝灰岩 12、角れき凝灰岩 3、凝灰質泥岩 3、白亜紀層の砂岩 3、頁岩 12、先白亜紀層の粘板岩 6 及び熔結凝灰岩 6 である。

凍上実験装置は、上部の冷却室と下部の給水槽からなっている。試料は高さ 3cm、直径 8cm のモールドに詰め、冷却室において上部から冷却し、ガーゼ、ポラスストーンを通じて、下部の給水槽から試料に水分が供給される。これは、いわゆる道路土工排水工指針¹⁷⁾に則って設計された実験装置である。実験は、給水槽の水温は+4°C、冷却温度は-3°C、凍上実験期間は 6 日間、実験前の給水時間は 48 時間という条件で行われた。

このようにして実験を行った結果、固形試料では全 123 個のうち、凍上したものの（霜柱状及び霜降状凍結）が 53 個、凍上しなかったものが 70 個であった。また、岩屑試料では全 55 個のうち、43 個で凍上が発生し、残り 12 個で凍上が発

生しなかった。

上記の実験から、星野が得た知見について、以下にまとめる。

- (1) 新第3紀中—上部の軟質、かつ細粒な泥質岩及び凝灰質岩は凍上性を示すものが多い。
- (2) 比重の小さいもの及び吸水量の大きな上記の岩類及び砂質岩は凍上しやすく、比重及び吸水量からある程度凍上しやすいか、凍上しがたいかの推定はつけられる。すなわち、強制乾燥状態の比重が2.0以下で、かつ吸水量20%以上の軟質な泥質岩及び細粒な凝灰質岩には凍上の疑いがある。
- (3) 岩石の状態で凍上しがたい岩石であってもこれが長年の風化作用(この作用の主力は凍結融解作用と推定)によって破碎された場合には凍上しやすくなる岩石がある。また、凍上しやすい岩石が凍結融解作用によって破碎された場合は岩盤状態の場合より著しい凍上率を示す。

ただし、星野は本論文で、泥質岩においては比重と凍上率、砂質岩においては吸水率と凍上率においてある程度の関係性が認められるものの、その他ではあまり顕著な関係が認められないことを指摘している。つまり、岩石の物性値から即座にその凍上性を判定することが大変難しいことを示唆している。

(2) 北川，川上の研究(1986)

北川，川上²¹⁾は、北海道，東北地方のトンネルを中心に，19箇所から採取した地山試料を用いて室内凍上実験を行い，凍上が起こりやすい地質条件を明らかにすることに取り組んだ。

採取した地山試料には，未固結なものと固結したものがあったが，未固結地山については，いったん攪乱したものを圧密容器により圧密成型し，供試体として用いた。また，固結地山については，不攪乱状態で極力自然含水比を変えないようにし，試験に供した。実験に供した試料については，粒度組成，試験前後の含水比，乾燥密度，飽和湿潤密度，圧縮強さ等を測定した。

凍上実験装置は，星野と同様，道路土工排水工指針に則って設計されたものである。試料は，内径8cm，高さ3cmのモールドに詰められる。実験は，冷却温度 -4°C ，供給水の水温 $+4^{\circ}\text{C}$ ，凍上実験期間は3日間，実験前の給水時間は24時間という条件で行われた。

また、北川、川上は、未固結地山の凍上性を、既往の土の判定基準を用いて判定することも試みている。用いた判定基準は土の粒度分析から凍上性を判定するもので、Beskow⁴⁾、Casagrande⁵⁾等の提案を伊福部²²⁾がまとめた凍上性判定基準である。

上記の実験から、北川、川上が得た知見について、以下にまとめる。

(1) 未固結地山

粒度分析による判定が有効であり、土における判定基準が概ね適用できる。

(2) 固結地山

一軸圧縮強さ 5MPa 以上、乾燥密度 1.5g/cm³ 以上、飽和湿潤密度 2.0 g/cm³ 以上、飽和含水比 25%以下、シルト分以下の含有率 20%以下、がそれぞれ凍上性を示さない条件である。

ただし、北川、川上は、実際に凍上性を判断する場合には、各物性値を総合的に判断するとともに、必要により現地から試料を採取して凍上試験を実施することが望ましいことを指摘している。

(3) 磯田らの研究(1996)

磯田ら²³⁾は、北海道内の各種岩石を用いて、固形試料及び粉砕試料を用いた凍上試験を実施した。固体試料及び粉砕試料を用いた凍上試験は、それぞれ新鮮な岩盤及び凍結融解などにより著しく劣化した岩盤の凍上性を検討するために行われた。

凍上実験装置は、星野と同様である。実験は、冷却温度−3°C、供給水の水温+4°C、凍上実験期間は1週間という条件で行われた。試料の寸法は、直径8cm、高さ4cmである。

上記の実験から、磯田ら得た知見について、以下にまとめる。

- (1) 火成岩については、溶結凝灰岩、凝灰角礫岩のほとんどは新鮮な状態では凍上しない。これに対し、凝灰岩の多くは凍上性を示す。堆積岩では固結度の低い軟質なもののほど凍上しやすい傾向が認められる。ただし、泥質堆積岩と砂質堆積岩では凍上率は大きく異なる。
- (2) 新鮮な岩盤の凍上性の有無の境界は飽和比重 2.1、吸水率 15%、P 波速度 2km/s 程度である。

- (3) 著しく劣化した岩盤の凍上性も新鮮な場合と同様に、固結度の小さいものほど凍上しやすい傾向が認められた。

(4) 小野らの研究(2004)

小野ら²⁴⁾は、岩石を模したモルタル供試体を用いて凍上試験を行い、岩石の凍上性と物理特性の関係を考察することに取り組んだ。

前述したように、凍上性を持つ岩石試料は風化した軟質なものが多く、凍上試験に適した自立する均一な岩石試料を手に入れることが難しい。そこで、小野らは、骨材を自由に配合することによって、岩質に近似した同質の材料を用意した。

使用したモルタル供試体は、普通ポルトランドセメント、珪砂、木節粘土、シルトを配合したものである。供試体の寸法は直径 50mm、高さ 100mm で、水中養生したものを実験に供した。このような供試体を、三軸凍結試験機で一次元凍結させる。

上記の実験から、小野らが得た知見について、以下にまとめる。

- (1) 一軸圧縮強さ 5MPa 前後に凍上性の境界があることが明らかとなった。
- (2) 見かけの湿潤密度が 1.9g/cm^3 以下、有効間隙率が 40%以下、弾性波速度（P 波）が 2.7km/s 以下の条件下では、アイスレンズが発生成長することが明らかとなった。

小野らは、これらの実験結果から、岩石試料に対しても、上記の数値から凍上性の判定を行える可能性があるとして結論付けている。

以上の 4 つの研究を表 2-1 にまとめる。これらは岩石の凍上性の有無を示す境界値であり、これらからただちにその凍上性を判定することは困難である。また、このような岩石の凍上性判定方法はまだ研究段階であり、現時点では確立されてはいない。

また、星野や北川、川上の研究は、岩石の状態が固体から粉粒体（土と同様の状態）へと変化することによって、その凍上性が変化したことを示唆している。

表 2-1 岩石の凍上性判定基準

	判定基準
星野 (1973)	強制乾燥状態の比重が 2.0 以下， 吸水量 20%以上の軟質な泥質岩および細粒な凝灰質岩
北川，川上 (1986)	乾燥密度 2.0g/cm^3 以下， 飽和湿潤密度 1.5g/cm^3 以下 飽和含水比 25%以上， 一軸圧縮強さ 5MPa 以下の固結地山（岩石）
磯田ら (1996)	飽和比重 2.1 以下， 吸水率 15%以上， P 波伝達速度 2km/s 以下の新鮮な岩石
小野ら (2004)	見かけ湿潤密度 1.9g/cm^3 以下， 有効間隙率 40%以上， P 波伝達速度 2.7km/s 以下， 一軸圧縮強さ 5MPa 以下の岩石

2.2.2 大谷石を用いた凍上機構に関する研究

(1) Ishizaki の研究(1999)

煉瓦や岩石といった多孔質材料で作られた歴史的建造物が寒冷地に存在する場合、凍害現象が発生する。

Ishizaki¹⁵⁾は、これらの凍害現象の原因が凍上現象であると考え、大谷石を用いた凍上実験を行った。著者は顕微鏡を用いて、大谷石がアイスレンズによって破断される様子を観察し、破断が生じる際の温度が -1.4°C であることを確認した。この温度は、2-3 式と大谷石の引張強さ 1.4MPa を用いて算出されるアイスレンズの発生位置の温度 -1.3°C より低い。

(2) Akagawa and Fukuda の研究(1991)

Akagawa and Fukuda²⁵⁾は、大谷石を用いた凍上実験によって、アイスレンズの成長と岩石の破壊、水分の供給、動水勾配の存在、間隙水圧の低下を確認した。また、大谷石の物性値（細孔の微細構造、鉱物組成、不凍水の状態、透水係数など）が凍上性を持つ土のそれに近いことから、土の凍上における氷晶分離のコンセプトが、一般的な岩石に対しても適用できることを提案した。

2.3 岩石の凍上現象のプロセス

本研究では、赤川²⁶⁾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²⁷⁾におけるクラックの伸展を参考に以下のようなプロセスを考えた。

(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る。また、岩石は地中深くからの地熱の影響も受ける。これに伴って、岩石内部には温度勾配が生じ、 0°C 線が熱流方向に直行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、 0°C 線が停滞する。

(2) クラックの伸展による主亀裂の形成及びアイスレンズの発生

0°C 線より上方の凍結部分では、潜在するクラック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、潜在するクラックや空隙中に、クラックを押し広げる方向の内部圧力を発生する。このクラック先端や空隙の載荷の強さは、応力拡大係数によって求められる。また、内部圧力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、クラック、空隙が広がり始める。その後、クラックが伸展、結合し、岩石が割れる。

(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。

岩石の凍上と土の凍上とで最も異なる点は、「(2)クラックの伸展による主亀裂の形成及びアイスレンズの発生」である。

第2章の参考文献

- 1) 木下誠一：凍土の物理学，森北出版，1982.
- 2) 地盤の凍上対策に関する研究委員会：寒冷地地盤工学－凍上被害とその対策－，地盤工学会北海道支部，2009.
- 3) 土質工学会：土質工学ハンドブック，pp.21-39，1992.
- 4) Casagrande, A. : Discussion on frost heaving. Highway Res. Board, pp.168-177, 1932.
- 5) Beskow, G. : Soil freezing and frost heaving with special application to roads and railroads, The Swedish Geological Society, Series C, 375 (26th year book), pp. 14-21, 1935. Translations by O. J. Osterberg, 1947.
- 6) Taber, S. : Frost heaving, Journal of Geology, Vol.37, pp. 428-461, 1929.
- 7) Gilpin, R. R. : A model of the prediction of ice lensing and frost heave in soils, Water Resources Research, Vol.16, No.5, pp. 918-930, 1980.
- 8) Miller, R. D. : Frost heaving in non-colloidal soils, Proceedings of the 3rd International Conference on Permafrost, Edmonton, pp. 708-713, 1978.
- 9) Takagi, S. : The adsorption force theory of frost heaving, Cold Region Science and Technology, Vol.3, pp.57-81, 1980.
- 10) Everett, D. H. : The thermodynamics of frost damage to porous solids, Transactions of the Faraday Society, No.57, pp.1541-1551, 1961.
- 11) Penner, E. : The mechanism of frost heaving in soils, Highway Research Board Bulletin, No.325, pp.1-22, 1959.
- 12) Radd, F. J. and Oertle, D. H. : Experimental pressure studies of frost heave mechanics and growth-fusion behavior of ice, Proc., 2nd International Conference on Permafrost, pp. 377-384, 1973.
- 13) 高志勤, 生瀬孝博, 山本英夫, 岡本純：土の最大凍上力に関する実験的研究, 雪氷, 43 巻, 4 号, pp.207-215, 1981.
- 14) Akagawa, S., Goto, S. and Saito, A. : Segregation freezing observed in welded tuff by open system frost heave test, Proc., 5th International Conference on Permafrost, (Trondheim, Norway), pp.1030-1035, 1988.

- 15) Ishizaki, T. : Frost deterioration process of stone and brick building materials during freezing, 10th International Symposium for Building Physics, (Doresden), pp.827-832, 1999.
- 16) 佐藤正巳, 赤川敏 : 凍上試験におけるアイスレンズ発生条件の実験的検証, 地盤工学会北海道支部技術報告集, 第42号, pp.277-282, 2002.
- 17) 日本道路協会 : 道路土工排水溝指針, 資料-10, pp.238-243, 1987.
- 18) 日本道路公団 : $\phi 150$ 法による土の凍上試験方法, 日本道路公団基準, JHS-112-2001, pp.287-297, 2001.
- 19) 地盤工学会 : 新規制定地盤工学会基準・同解説 VII (2003 年度版), 凍上性予測のための土の凍上試験方法, 凍上性判定のための土の凍上試験方法, 2003.
- 20) 星野寔 : 岩石の凍上について, 応用地質, 第14巻, 第4号, pp.139-144, 1973.
- 21) 北川修三, 川上義輝 : 凍上試験による地山の凍上性の判定, 応用地質, 第27巻, 第2号, pp. 11-20, 1986.
- 22) 伊福部宗夫 : 道路凍上対策における土質置換厚および置換材料の品質について, 北海道開発局土木試験所月報, 34.3, pp.97-98, 1959.
- 23) 磯田卓也, 鈴木哲也, 疋田貞良 : 路床の凍上性と上載荷重の影響, 開発土木研究所月報, No.515, pp. 2-9, 1996.
- 24) 小野丘, 阿部裕介, 小笠原将人 : 擬似岩石試料の凍上性と物理特性, 地盤工学会, 北海道支部, 技術報告集, 第45号, pp.71-74, 2004.
- 25) Akagawa, S. and Fukuda, M. : Frost mechanism in welded tuff, Permafrost and Periglacial Processes, Vol.2, pp. 301-309, 1991.
- 26) 赤川敏 : 凍上現象におけるアイスレンズの発生条件, 地盤工学会, 北海道支部, 技術報告集, 第41号, pp.133-138, 2001.
- 27) 小林英男 : 破壊力学, 共立出版, 1993.

第3章 岩石試料とその物性

本研究には、以下の5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

- ・登別軟石

北海道登別市で採掘される凝灰岩

- ・丸瀬布凝灰岩

北海道紋別群丸瀬布町で採掘される凝灰岩

- ・札幌軟石

北海道札幌市南区石山で採掘される溶結凝灰岩

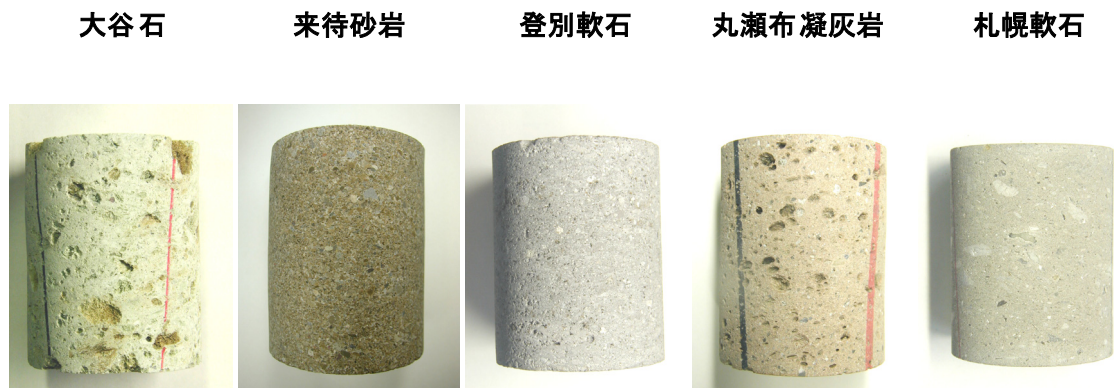


写真 3-1 研究に用いた 5 種類の岩石試料

3.1 岩石の基本物性

3.1.1 基本物性の測定方法

岩石（岩盤）は天然の物であり，同じ物は存在していない．物理的性質とは岩石（供試体）の特徴をつかむための1手段であり，試料の観察や計測を行い，他のデータと比較を行うことで固有の性質を知ることができる．この性質を数多く調べることにより多方面からのデータを得ることができる．

本研究では，乾燥重量 W_0 ，湿潤重量 W_w ，水中重量 W_s ，体積 V を直接計測によって求めた．これらの値を用いて，岩石の基本物性である，吸水率，空隙率，かさ比重，見かけ比重を算出した．

算出の際に用いた乾燥重量 W_0 は，100°C のオーブンで 24 時間かけて，供試体中の水分を強制的に蒸発させた，絶乾状態で計測した供試体の重量である．

湿潤重量 W_w は，蒸留水中で真空ポンプを用いて 24 時間かけて強制的に脱気した後，数日間放置して，重量変化がなくなった，含水飽和状態で計測した供試体の重量である．

水中重量 W_s は，湿潤重量 W_w と同様の方法で含水飽和状態にした供試体の重量を，水中で計測したものである．

体積 V は，ノギスを用いた直接計測で求めた値である．

本研究において，岩石の基本物性を算出する際に用いた式を以下にまとめた．

吸水率 W

$$W = \frac{W_w - W_s}{W_s} \times 100 \quad (3-1)$$

空隙率 n_p

$$n_p = \frac{V - (W_0 - W_s)}{V} \times 100 \quad (3-2)$$

かさ比重 ρ_{bulk}

$$\rho_{bulk} = \frac{W_0}{V} \quad (3-3)$$

みかけ比重 ρ_{app}

$$\rho_{app} = \frac{W_0}{W_0 - W_S} \quad (3-4)$$

3.1.2 岩石の基本物性の測定結果

本研究に用いた岩石の基本物性を表 3-1 に示す。札幌軟石と大谷石は、空隙率、比重において、比較的類似した値を示しているが、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩は、札幌軟石、大谷石に較べて空隙率が小さく、密度の高い岩石であることがわかる。

表 3-1 岩石の基本物性値

	大谷石	来待 砂岩	登別 軟石	丸瀬布 凝灰岩	札幌 軟石
吸水率(%)	29.2	11.7	15.1	10.7	28.6
空隙率(%)	39.8	22.2	29.2	20.2	36.4
かさ比重	1.35	1.98	1.86	1.78	1.22
見かけ比重	2.24	2.54	2.66	2.23	1.91

3.2 物性値の測定方法

本研究では、前述の基本物性の他に、弾性波速度、一軸圧縮強さ、円盤圧裂引張強さ、細孔分布、鉱物組成、比表面積、透水係数についても測定を行なった。以下に、試験方法、実験結果についてまとめた。

3.2.1 弾性波速度

C.N.S. Electronics Ltd. 製のパンジット試験器を使用して、岩石の P 波速度を測定した。

供試体は堆積面に対して垂直にボーリングコアを採取し、直径 30mm、長さ 60mm の円柱形となるようにカット及び整形した。実験には、前述の強度試験と同様、乾燥供試体と湿潤供試体を使用した。

3.2.2 一軸圧縮試験

万能材料試験機を用いて、円柱形供試体の端面を上下から圧縮する。載荷方向は供試体の堆積面に対して垂直で、載荷速度は 1000N/s とした。

供試体は、図 3-1 のように、堆積面に対して垂直にボーリングコアを採取し、直径 30mm 、長さ 60mm の円柱形となるようにカット及び整形した。実験には、 100°C のオーブンで 24 時間かけて乾燥させた乾燥供試体と、蒸留水中で真空ポンプを用いて 24 時間かけて脱気した後、数日間放置し、重量変化がなくなった湿潤供試体を使用した。

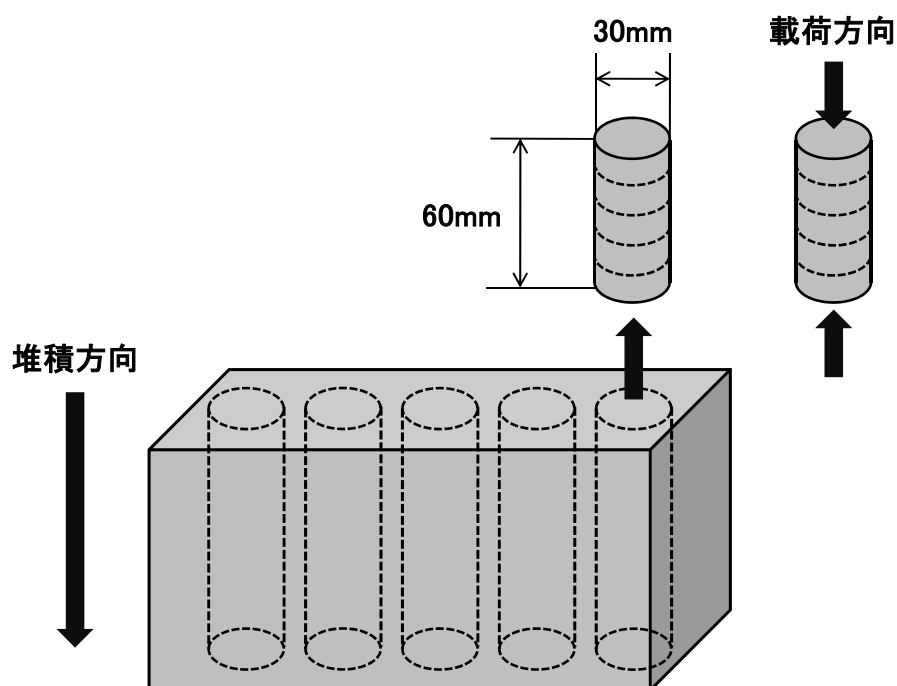


図 3-1 一軸圧縮試験用供試体の採取方法

3.2.3 圧裂による引張強さ試験

万能材料試験機を用いて、円板形供試体の側面を上下から圧縮する。これにより、円板の内部には、中心線に沿って左右に離れようとする引張応力を生じる。この試験で得られる引張強さは、一軸引張試験で求められる引張強さとほぼ等しくなることが認められているが、圧縮と引張が同時に行なわれたため、完全な純粋引張試験ではない。载荷方向は供試体の堆積面に対して平行で、载荷速度は 100N/s とした。

供試体は、図 3-2 のように、堆積面に対して平行にボーリングコアを採取し、直径 30mm、長さ 20mm の円板形となるようにカット及び整形した。実験には、一軸圧縮試験と同様、乾燥供試体と湿潤供試体を使用した。

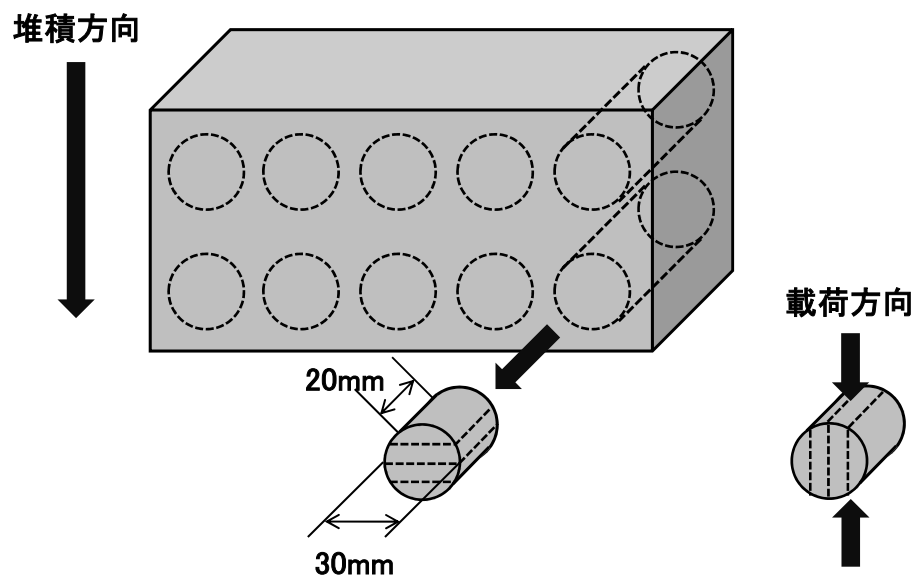


図 3-2 引張強度試験用供試体の採取方法

また、引張強さは、以下の式(3-5)によって算出した。

$$S_t = \frac{2P}{\pi dl} \quad (3-5)$$

S_t : 引張強さ(MPa)

P : 加えた全加重(N)

d : 供試体の直径(m)

l : 供試体の長さ(m)

3.2.4 水銀圧入式ポロシメータ試験による細孔分布測定

水銀圧入式ポロシメータ（島津製作所製，オートポア III 9420）を使用して，細孔の大きさとその容積を測定した．

ハンマーで砕いた岩石をふるいにかけて，5mm ふるいを通過し，2.5mm ふるいに留まったものを測定に使用した．

3.2.5 粉末 X 線回折

粉末 X 線回折装置（リガク製，RINT 1200）を使用して，鉱物組成を測定した．

測定には，メノウ乳棒，乳鉢を使用して，粒の大きさが 44 μm 以下になるまでよく粉砕した岩石を使用した．また，大谷石，丸瀬布凝灰岩については，**写真 3-2** のような「ミソ」と呼ばれる褐色で粘土質の斑点部分を別に採取して，測定を行った．

3.2.6 比表面積測定

比表面積は「試料 1g あたりの独立気泡を除く内部を含めた総表面積」(単位： m^2/g) で定義される。

比表面積・細孔分布測定装置 (Beckman Coulter 社製, SA3100) を用い，窒素ガス吸着によって，比表面積の測定を行った。比表面積の算出には BET 法を用いた。

測定には，一辺が約 5mm～10mm 程度の立方体の供試体を用いた。また，X 線回折と同様，大谷石，丸瀬布凝灰岩については，「ミソ」の部分を実験に採取して測定を行った。「ミソ」の部分の測定には，0.109mm ふるいにかけて，通過したものを使用した。

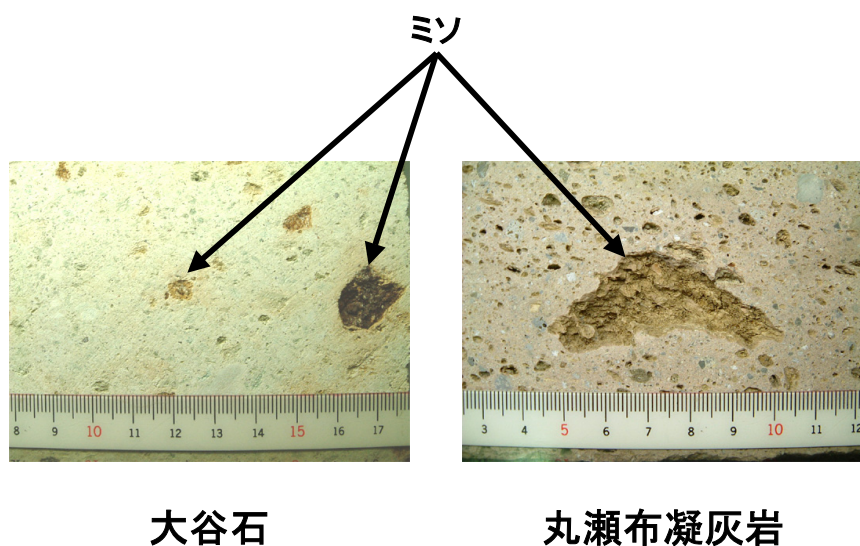


写真 3-2 大谷石，丸瀬布凝灰岩の「ミソ」

3.2.7 透水試験

本研究では、加圧式の透水実験装置を独自に作製し、岩石の透水係数の測定に取り組んだ。

供試体は堆積面に対して垂直にボーリングコアを採取し、直径 30mm、長さ 10mm の円柱形となるようにカット及び整形した。実験には、蒸留水中で真空ポンプを用いて 24 時間かけて脱気した後、数日間放置し、重量変化がなくなった湿潤供試体を使用した。

使用した実験装置の全体図を図 3-3 に、供試体設置部分の拡大図を図 3-4 に示す。この実験装置は、以下のような特徴を有している。

- ・実験装置はアクリル製で、錆などの不純物が発生しない。また、透明であるため、実験装置内部の観察が可能である。
- ・供試体側面に、ゴムスリーブを介して水压をかけることによって、側面の水漏れを防ぐことが可能である。
- ・供試体に水が浸透しやすくするため、供試体と装置の設置面にろ紙等は使わず、内径 25mm のゴムパッキンを設置し、供試体に直接水が接触するようにした。
- ・エアーコンプレッサーを使用した加圧タンクを採用することによって、水を通し難い岩石であっても、強制的に通水することが可能である。
- ・圧力計によって、加圧タンク内の圧力 0.098MPa、側圧 0.196MPa は、常に一定に保たれる。

このような実験装置に、湿潤状態の供試体を設置し、一定の水压で、脱気した蒸留水を通水する。以下にその手順を示す。

- (1) 供試体をシールテープで巻き、その上からゴムスリーブ（ラテックスメンブレン）で覆う。その後、ゴムパッキンを介して、供試体を上下の台座に挟み込むように設置し、オーリングで固定した。上下の台座に、シリコングリスを塗布することによって、ゴムスリーブと台座を密着させ、水漏れを防ぐ。
- (2) 側圧をかけるため、円筒を取り付け、水で満たす。
- (3) 上盤を取り付け、4 本のネジで下の台座へ固定した後、上の台座を押さえつけネジを締めて固定する。

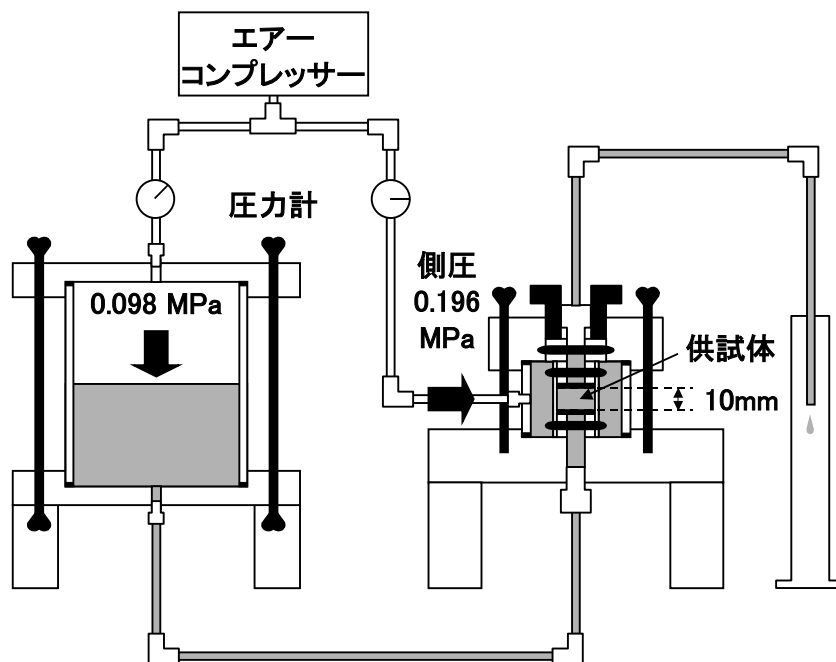


図 3-3 透水試験装置

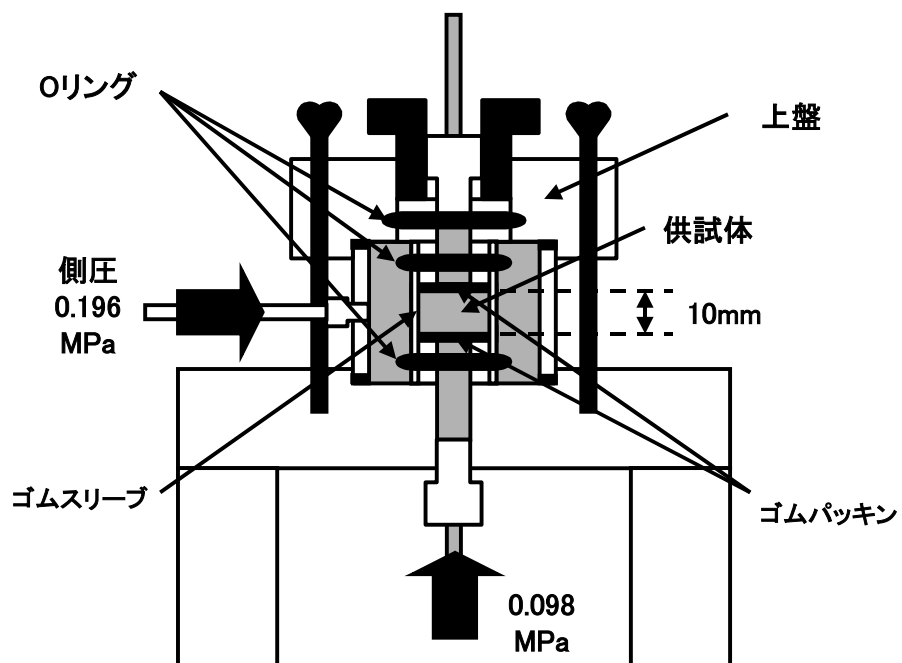


図 3-4 供試体設置部分の拡大図

- (4) 供試体側面に 0.196MPa の水圧，加圧タンクに 0.098MPa の空気圧をかけた後，流入部の管の弁を開け，実験を開始する．流出部の管から水の流出を確認した時点から，流出量，加圧タンク内の水温，室温及び湿度を計測する．

透水係数は，JISA1218の以下の式(3-6)によって算出した．

$$k_{15} = \frac{QL}{hAt} \frac{\eta_t}{\eta_{15}} \quad (3-6)$$

k_{15} ：温度15°Cにおける透水係数(cm/sec)

Q ：流出水量(cm³)

L ：供試体の長さ(cm)

h ：水位差(cm)

本研究では，水位差 h を加圧タンク内の圧力0.098MPa (1kgf/cm²) =1000cmとして計算した．

A ：供試体の断面積(cm²)

t ：測定時間(sec)

η_t/η_{15} ：温度 15°C に対する t °C の粘性係数の比

3.3 試験結果

3.3.1 弾性波速度

乾燥・湿潤状態における弾性波速度の測定結果を表 3-2 に示す。表から、比重が大きく、密度の高い岩石ほど、弾性波速度も大きくなる傾向が見てとれる。

表 3-2 岩石の弾性波速度

		大谷石	来待 砂岩	登別 軟石	丸瀬布 凝灰岩	札幌 軟石
弾性波 速度 (km/s)	乾燥状態	2.12	2.96	1.99	6.06	1.85
	湿潤状態	1.87	2.86	2.57	4.89	1.61

3.3.2 一軸圧縮試験

乾燥・湿潤状態における一軸圧縮試験の結果を図 3-5 に示す。大谷石、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩の湿潤状態での一軸圧縮強さは、乾燥状態でのそれに比べて、小さくなっている。これに対し、札幌軟石では乾燥状態と湿潤状態の一軸圧縮強さに差は見られなかった。

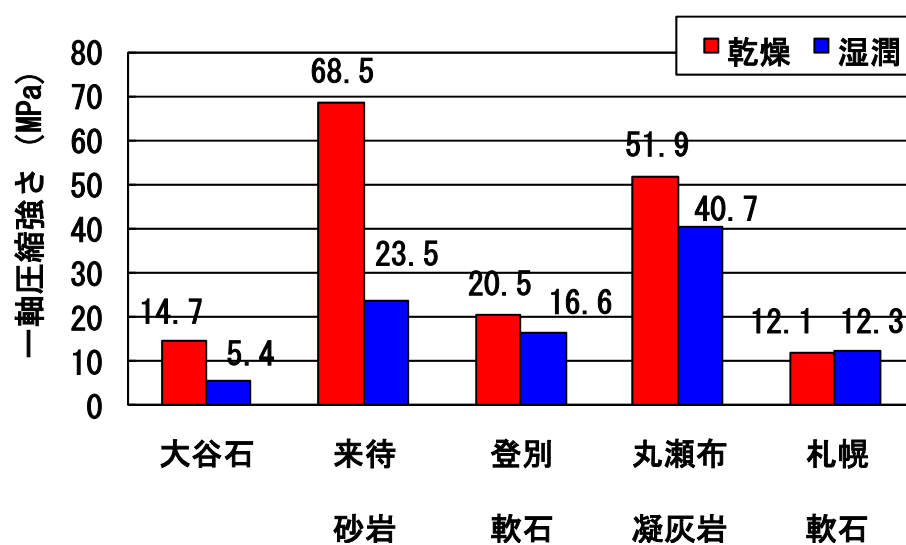


図 3-5 一軸圧縮強さ

3.3.3 圧裂による引張強さ試験

乾燥・湿潤状態における圧裂による引張強さ試験の結果を図 3-6 に示す。大谷石，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩の湿潤状態での引張強さは，一軸圧縮強さと同様，乾燥状態でのそれに比べて，小さくなっている。札幌軟石も一軸圧縮強さと同様に，乾燥状態と湿潤状態の引張強さに差は見られなかった。

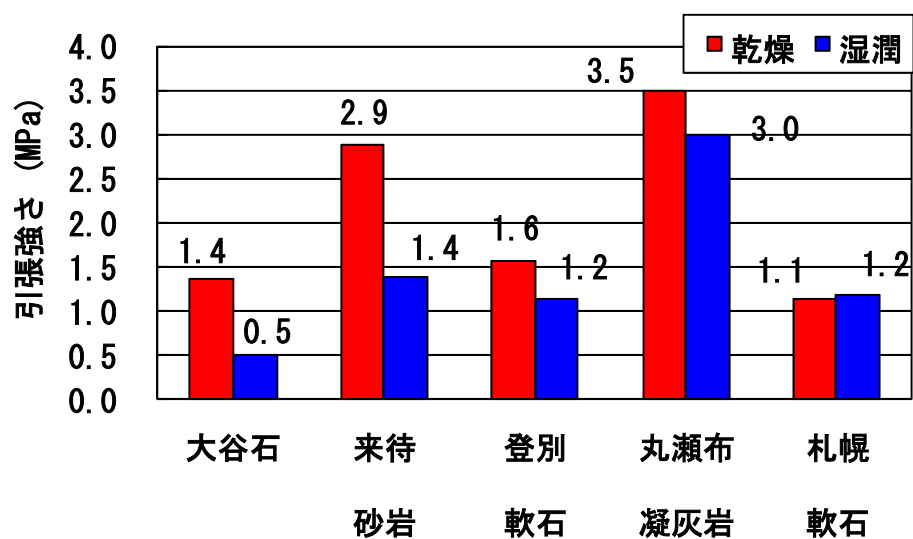


図 3-6 引張強さ

3.3.4 水銀圧入式ポロシメータ試験による細孔分布測定

細孔分布を図 3-7 に示す。札幌軟石では細孔半径 $10^3 \sim 10^4 \text{nm}$ ，登別軟石では細孔半径 10^3nm ，大谷石，来待砂岩では細孔半径 $10 \sim 10^2 \text{nm}$ ，丸瀬布凝灰岩では細孔半径 10nm 以下の空隙が多く存在していることがわかった。

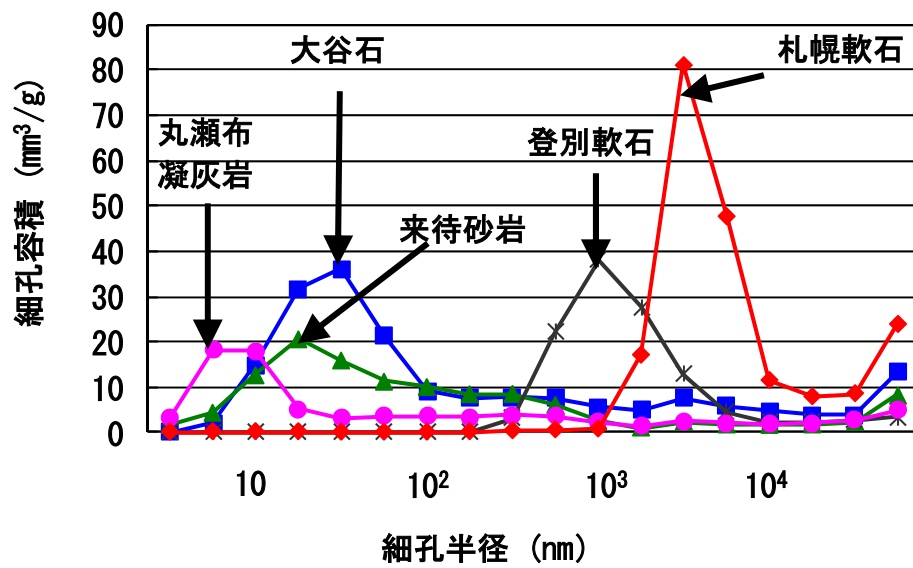


図 3-7 細孔容積と細孔分布

3.3.5 粉末 X 線回折

鉱物組成を表 3-3 に示す。大谷石、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩には、多量の沸石系鉱物と、少量のス멕タイトが存在していることが確認された。

表 3-3 鉱物組成

岩石名		鉱物組成
大谷石	淡緑色軽石部分	輝沸石－斜プチロル沸石系鉱物， 石英，長石，オパール CT
	黒色ガラス質酸性岩礫 部分（ミソ）	輝沸石－斜プチロル沸石系鉱物， 石英，長石，ス멕タイト
来待砂岩		斜長石，石英， 輝沸石－斜プチロル沸石系鉱物， イライト／ス멕タイト混合物
登別軟石		斜長石，トリディマイト， クリストバライト
丸瀬布 凝灰岩	淡褐色軽石部分	モルデン沸石，石英，斜長石， クリストバライト
	赤褐色粘土鉱物 部分（ミソ）	ス멕タイト，モルデン沸石， 斜長石
札幌軟石		火山ガラス，石英，長石

3.3.6 比表面積測定

比表面積を図 3-8 に示す．大谷石が $18.06\text{ m}^2/\text{g}$ と最も大きな値となり，札幌軟石が $0.51\text{ m}^2/\text{g}$ と最も小さな値となっている．来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩は，札幌軟石に較べると大きな値を示したが，大谷石に較べると約 10～20%と小さな値を示した．また，大谷石，丸瀬布凝灰岩の粘土鉱物で構成されているミソの部分では，大谷石で $132.60\text{ m}^2/\text{g}$ ，丸瀬布凝灰岩で $83.99\text{ m}^2/\text{g}$ と，特に大きな値となっている．

岩石の比表面積が大きいということは，岩石内部が極微小の連続した空隙を有していることを示している．一般的に，斜プチロル沸石やモルデン沸石等に代表されるゼオライトは，多孔質で，大きな比表面積を持つことで知られている．また，スメクタイトに代表される粘土鉱物も，大きな比表面積を持つことで知られている¹⁾．これらのことを踏まえて，本研究における比表面積の測定結果をみると，鉱物組成にゼオライト，粘土鉱物を含む，大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩の比表面積は，鉱物組成にゼオライト，粘土鉱物を含まない，札幌軟石，登別軟石に較べて，大きな比表面積を有していることがわかった．

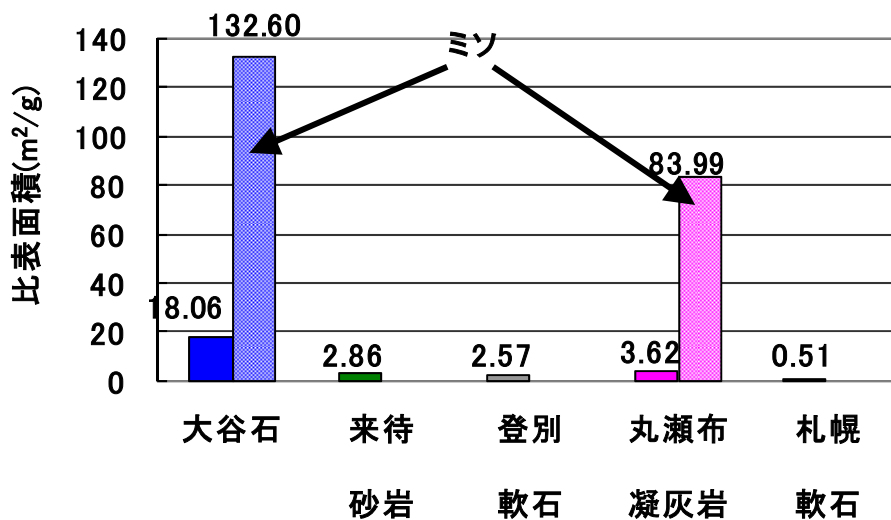


図 3-8 岩石の比表面積

3.3.7 透水試験

透水試験結果の一例を図 3-9 に示す。札幌軟石、登別軟石は実験開始直後から水の流出を確認したが、大谷石、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩では、通水するまでにかなりの時間を要した。流出する水の量も、札幌軟石、登別軟石に較べて、大谷石、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩では極端に少なかった。また、流出する水の量の多い札幌軟石、登別軟石の透水係数では、時間の経過とともに、徐々に低下しているのが確認された。本研究に用いたような加圧式の透水試験装置では、供試体内部の空隙中を微粒子が移動することによって、目詰まりを起こすことが透水係数を低下させる原因として考えられる。そこで、流出する水の量が多く、それに伴う微粒子の移動が激しいと考えられる札幌軟石と登別軟石では、水の流出を確認した直後から 60 分間測定を行い、その平均値を供試体の透水係数とした。通水が確認されるまでに 1000 分以上を要する大谷石、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩では、流出する水の量が少なく、それに伴う微粒子の移動も少ないと考えられることから、水の流出を確認してから 3 日間以上計測を行い、その平均値を供試体の透水係数とした。各岩石 2 本の供試体に対して実験を行い、その平均値を各岩石の透水係数とした。

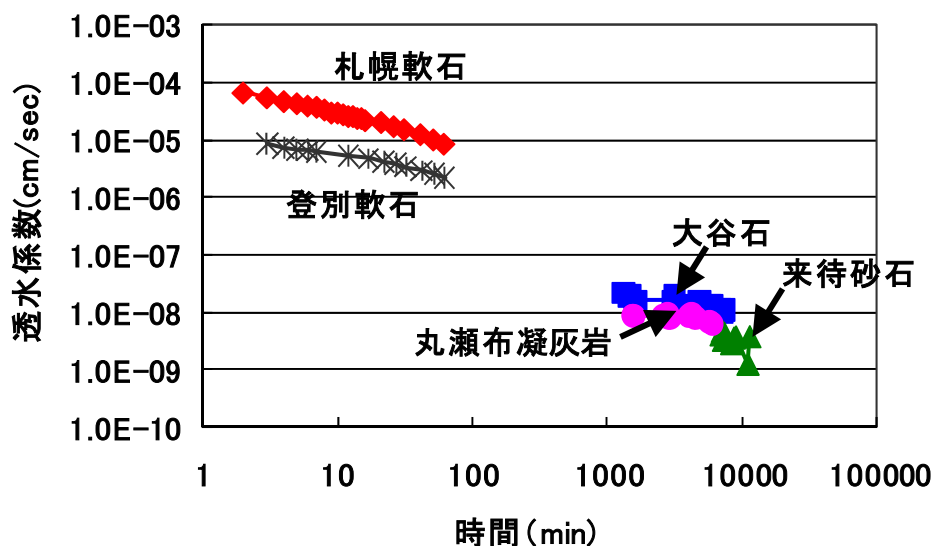


図 3-9 透水試験結果

表 3-4 に各岩石の透水係数を示す. 最も透水性の高い札幌軟石で $3 \times 10^{-5} \text{ cm/sec}$, 最も透水性の低い来待砂岩で $4 \times 10^{-9} \text{ cm/sec}$ であった. 一番透水性の低い来待砂岩の透水係数は, 一番透水性の高い札幌軟石の透水係数の約 1/10000 であった.

表 3-4 岩石の透水係数

	大谷石	来待 砂岩	登別 軟石	丸瀬布 凝灰岩	札幌 軟石
透水係数 cm/sec	3×10^{-8}	4×10^{-9}	6×10^{-6}	4×10^{-8}	3×10^{-5}

3.4 岩石の状態と強度

図 3-5, 図 3-6 から, 札幌軟石を除く 4 つ岩石では圧縮・引張強さともに乾燥状態と湿潤状態で強度差を見てとることができる. 一般的に, 含水比が高くなると岩石の強度は低下することが知られており^{2), 3)}, 砂岩や頁岩では, 乾燥状態の 50%近くになる場合があることが報告されている^{4), 5)}. 強度が低下する理由としては, 水分が豊富であることによる応力腐食の促進などによって説明可能と言われている²⁾.

しかしながら, 本研究で用いた非凍上性の札幌軟石では, このような強度差は見られなかった.

ここで, 湿潤状態における強度がどれだけ減少しているかを表すために, 以下の式で強度減少率を算出した. 以下の式は, 乾燥状態の強度を 100%とした場合に, 湿潤状態との強度差が何%にあたるかを示すものである.

$$\Delta S = \frac{S_{dry} - S_{wet}}{S_{dry}} \times 100 \quad (3-7)$$

ΔS : 強度減少率

S_{dry} : 岩石の乾燥状態における強度

S_{wet} : 湿潤状態における強度

第3章 岩石試料とその物性

表 3-5 に、式 3-7 を用いて算出した、各岩石の強度減少率を示す。表から、大谷石、来待砂岩の湿潤状態における強度は、乾燥状態のそれに較べて、約 50% 以上も低下していることが確認できる。これに対し、札幌軟石の湿潤状態における強度は、乾燥状態のそれとほぼ変わらない。

表 3-5 岩石の強度減少率

	大谷石	来待 砂岩	登別 軟石	丸瀬布 凝灰岩	札幌 軟石
圧縮強度 減少率(%)	63.3	65.7	18.6	21.6	-1.7
引張強度 減少率(%)	63.2	52.2	27.2	13.8	-4.4

3.5 岩石の透水性と微細構造

表 3-4 から，札幌軟石，登別軟石を透水性の高い岩石，大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩を透水性の低い岩石，5種類の岩石を2つに分けることができる．札幌軟石，登別軟石は，その透水性の高さから，空隙中の水分移動が容易であると考えられる．これに較べて，大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩は，その透水性の低さから，空隙中の水分移動が困難であると考えられる．

図 3-10 に透水係数の平均値と空隙率の関係を示す．図 3-10 の実線は，札幌軟石と登別軟石の関係を指数近似したものである．一般的に，多孔質体では空隙率が高いほど透水係数も大きくなる傾向がある．札幌軟石と登別軟石では，空隙率が高くなるにしたがって，その透水係数も大きくなっていることがわかる．それに対し，大谷石，来待砂岩，丸瀬布凝灰岩では，実線よりも低い値を示している．特に，大谷石は最も空隙率が高いにもかかわらず，その透水係数は 3×10^{-8} cm/sec と低い．

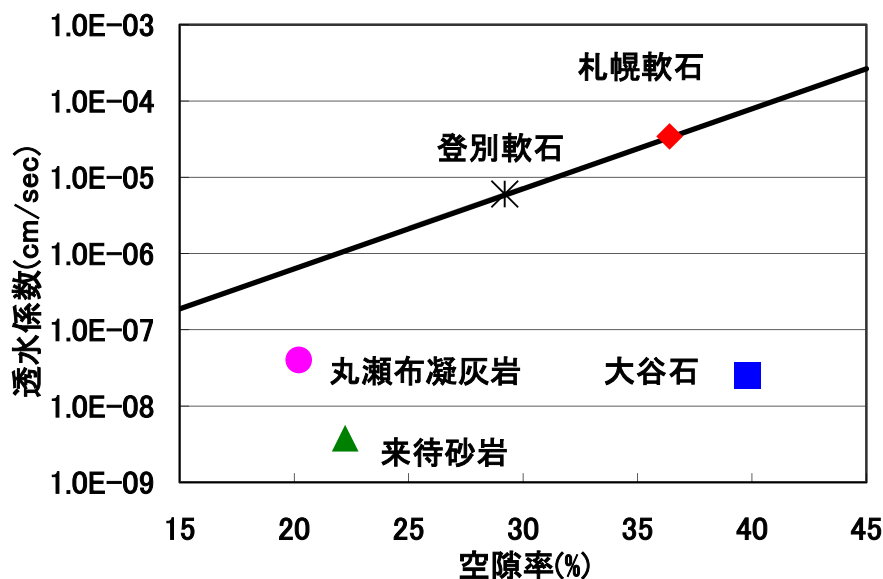


図 3-10 透水係数と空隙率

これは、本研究で用いた大谷石、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩に含まれる粘土鉱物の存在が関係していると考えられる。核燃料サイクル開発機構⁶⁾は、粘土鉱物のベントナイトと石灰岩、砂岩の透水係数を比較し、ベントナイトの透水係数が著しく低いことを報告している。大谷石の空隙内には存在する膨潤性粘土鉱物のスメクタイトが、水を含んで膨張し、通水経路を閉塞させている可能性が考えられる。

ポロシメータによる細孔分布の測定結果における、最も細孔容積の大きかった細孔半径を卓越細孔半径として X 軸にとり、透水係数の平均値との関係を、図 3-11 のように表した。図 3-11 から、卓越細孔半径が大きくなるほど、透水係数も高くなり、卓越細孔半径が小さくなるほど、透水係数が低くなるのがわかる。細孔半径の大きい札幌軟石、登別軟石に較べて、細孔半径の小さい大谷石、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩の通水経路は狭く、水の移動が制限されていると考えられる。佐々木ら⁷⁾は、細孔半径 10nm 以下のオーダーの小さな空隙を粘土鉱物中の空隙と仮定して、界面からの吸着力による透水係数低下の可能性を指摘している。本研究では、単純に、得られた実験結果から、岩石の透水性は細孔の大きさによって支配されていると考える。

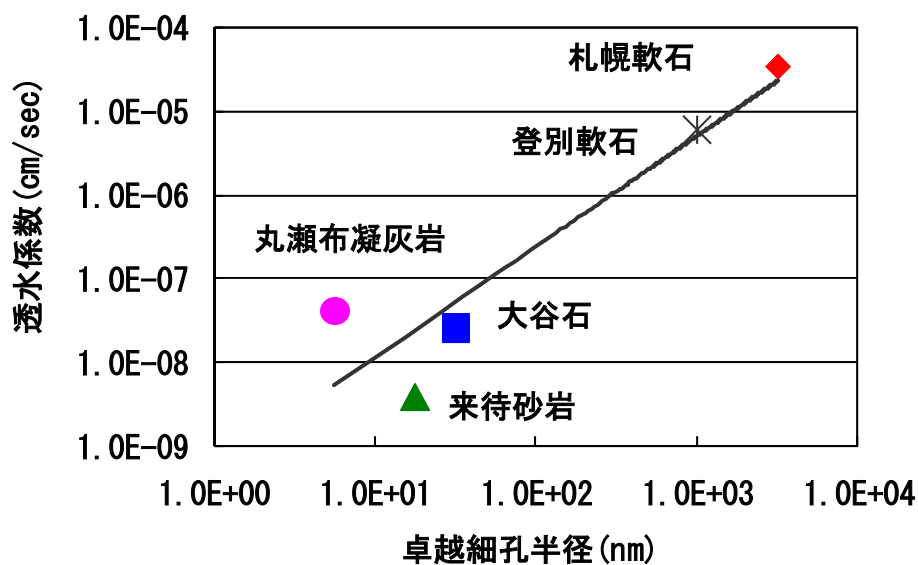


図 3-11 透水係数と卓越細孔半径

第3章の参考文献

- 1) 粘土の不思議編集委員会編：粘土の不思議，土質工学会，1986.
- 2) Vutukuri, V.S., Lama, R.D. and Saluja, S.S. (翻訳，増田秀夫，田中荘一)：岩石・岩盤技術者のためのハンドブックー岩の力学的性質 試験に関する技術と結果，古今書院，pp43-52，1989.
- 3) 大久保誠介，金豊年，秋山政雄：一軸引張強度と圧裂引張強度の積荷速度依存性，資源と素材，Vol.109，pp865-869，1993.
- 4) Colback, P.S. and Wiid, B. L. : The Influence of Moisture Content on the Compressive Strength of Rock, Proc. 3rd Can Rock Mech. Symp., (Toronto), pp65-83, 1965.
- 5) 佐々木崇将，児玉淳一，後藤龍彦：溶結凝灰岩および頁岩の力学的性質に及ぼす含水比の影響，北海道応用地学合同研究会論文集，No.8，pp87-92，1997.
- 6) Japan Nuclear Cycle Development (JNC): H12 Project to establish the technical basis for HLW disposal in Japan. Supporting Report 3, Safety Assessment of the Geological Disposal System, JNC Tech Rep., JNC TN1401, 2000-04 (200).
- 7) 佐々木泰，渡辺邦夫，林 為人，細谷真一：新第三紀堆積岩に対する低動水勾配状態での非ダルシー流れについて，資源と素材，Vol.119，pp.587-592，2003.

第4章 岩石の凍上実験

第1章で述べたように，岩石の凍上性を直接的に判定する凍上試験方法は存在しない．そこで，本研究では，岩石の凍上性を調べるために，独自に室内凍上実験装置を作製し，実験を行った．つまり，実験装置，実験方法は，本研究の全くのオリジナルである．また，本研究では，固体の岩石の凍上性を，岩石が割れるか，割れないかで判断した．

4.1 供試体

供試体は，図4-1のように，堆積面に対して垂直にボーリングコアを採取し，直径55mm，長さ70mmの円柱形となるようにカット及び整形した．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．全ての供試体において飽和度は90%以上である．

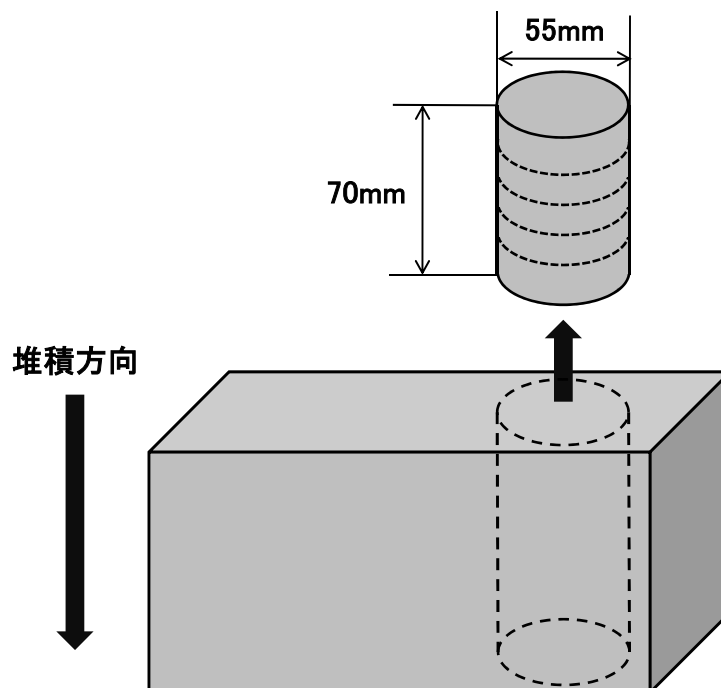


図 4-1 凍上実験用供試体の採取方法

4.2 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写真4-1，図4-2に示す．この実験装置の上下盤を，独立した温度制御装置によって，岩石の上面に寒気を想定したマイナスの温度，下面に地熱を想定したプラスの温度を与える．また，供試体の下面からは，地下水を想定した，水分供給を行うことが可能である．

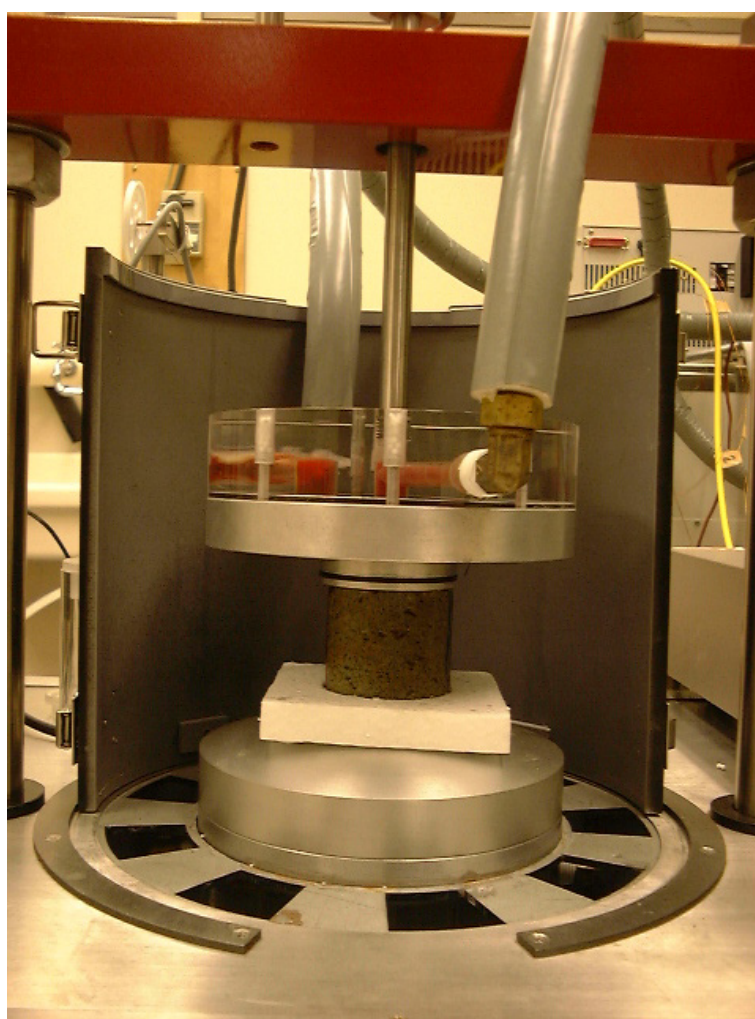


写真 4-1 岩石の凍上実験装置

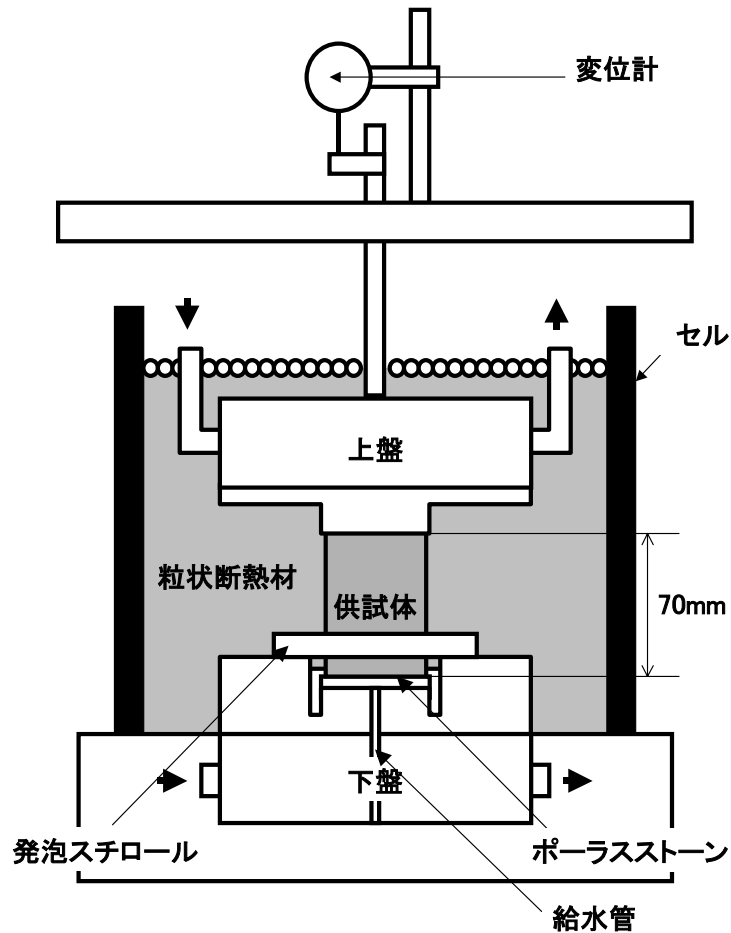


図 4-2 岩石の凍上実験装置図

本凍上実験装置の特徴を以下に示す.

- ・ 供試体上下端面の温度は、上盤と下盤を流れる循環水によって制御されているので、正確な設定が可能である. また、上盤と下盤に流れる循環水の温度は、独立した温度制御装置によって制御されるので、別々に設定することが可能である.
- ・ 水分供給は、給水管を通して、供試体の下面に行われる. 給水管は下盤を通っているため、下盤の設定温度に近い温度で、水分を供給することが可能である. また、供試体下面に設置するポーラスストーンによって、水は供試体下面へ一様に供給される.

- ・ 供給された水の蒸発を防ぐために、発泡スチロールの蓋を設置している.
- ・ 供試体設置後、周囲にセルを立て、セル内部に粒状断熱材を敷き詰める. 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事ができる.
- ・ 粒状の断熱材を使用しているため、供試体内部温度測定時の熱電対の設置が容易である.
- ・ 供試体上下端面の温度は、上下盤に設置された白金抵抗体によって計測される.
- ・ 凍上量は装置上方の変位計によって計測される.

4.3 実験方法

実験はまず、凍上実験装置の上盤，下盤をコントロールする冷媒の温度を+5°C に設定し，供試体の内部温度をほぼ+5°C に均一化させた．その後，下盤の冷媒温度は+5°C のままで制御し，上盤の冷媒温度をマイナスまで下げ，供試体の上面から凍結を進行させた．

本研究では，凍上実験装置の上盤と下盤の冷媒温度を，2 つの温度条件で制御した．表 4-1 に，各温度条件における，上下盤の冷媒温度，温度勾配，計算上の 0°C 線の位置をまとめた．

温度条件①は，各岩石の凍上性を判定する目的で設定した，大きな温度勾配の温度条件である．この温度条件では，5 種類，全ての岩石で凍上実験を行った．

温度条件②で，温度勾配が岩石の凍上性にどのような影響を与えるかを明らかにする目的で設定した，小さな温度勾配の温度条件である．この温度条件では，温度条件①において顕著な凍上性を示した大谷石，来待砂岩の 2 種類の岩石でのみ，凍上実験を行った．

実験中は，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，発生する凍上圧や岩石の引張強さと較べて無視できるほど小さく，凍上を妨げることはない．

凍上量は，図 4-2 に示した岩石の凍上実験装置の上方に取り付けた変位計によって，5 分毎に測定した．

表 4-1 温度条件

	上盤温度 (°C)	下盤温度 (°C)	温度勾配 (°C/mm)	0°C 線の位置 (mm)
温度条件①	-15	+5	0.29	17.5
温度条件②	-5	+5	0.14	35.0

4.4 実験結果

4.4.1 温度条件①

5種類の岩石の凍上量の比較を行った。

写真4-2に、大谷石、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩の温度条件①における凍上実験後の様子を示す。

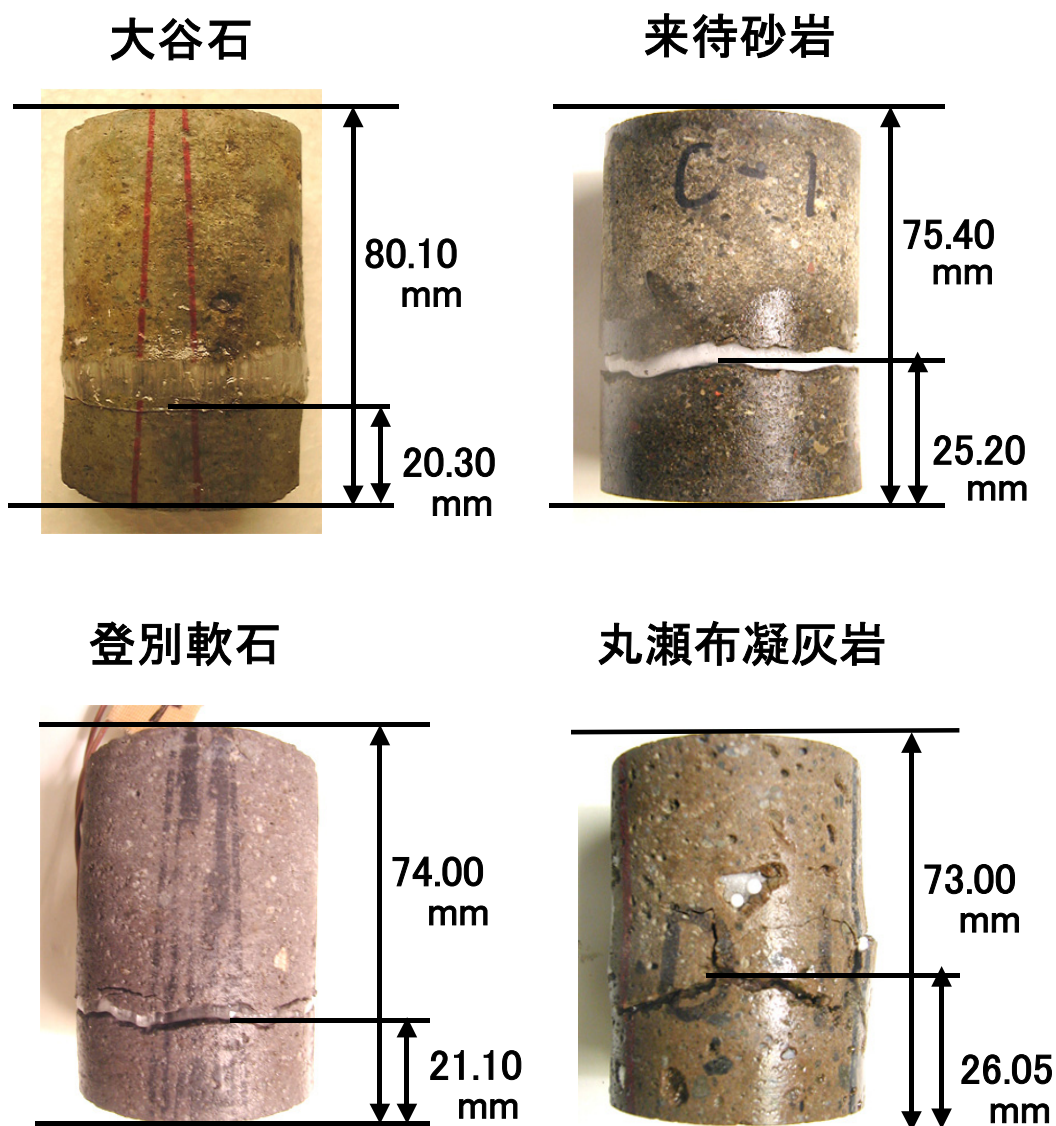


写真 4-2 温度条件①における凍上実験後の岩石の様子

各岩石の凍上実験の結果を図 4-3 に示す。札幌軟石は全く凍上しなかった。また、図 4-3 の具体的な凍上量を代表的な経過時間で示すと以下のとおりである。大谷石は約 72 時間で約 10.0mm，来待砂岩は約 360 時間で約 5.1mm，登別軟石は約 504 時間で 4.4mm，丸瀬布凝灰岩は約 424 時間で 2.5mm の凍上量であった。

図4-3の凍上量が直線的な変化を示す部分で線形近似し，その直線の傾きから凍上速度を求めた。凍上速度はそれぞれ，大谷石で0.147mm/hour，来待砂岩で 0.020mm/hour，登別軟石で 0.014mm/hour，丸瀬布凝灰岩で 0.006mm/hourであった。

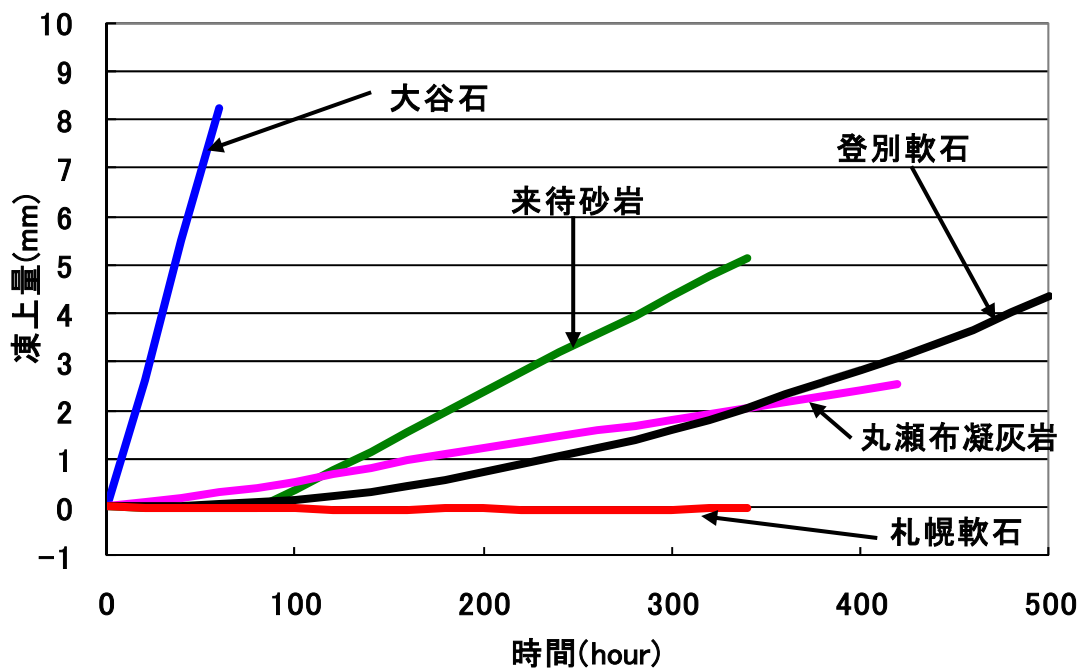


図 4-3 岩石の凍上実験結果

4.4.2 温度条件②

写真4-3に、大谷石、来待砂岩の凍上実験後の温度条件②における様子を示す。

2種類の岩石の凍上実験の結果を図4-4に示す。図4-4の具体的な凍上量を代表的な経過時間で示すと以下のとおりである。大谷石は約168時間で約9.0mm、来待砂岩は約432時間で約1.3mmの凍上量であった。

図4-4の凍上量が直線的な変化を示す部分で線形近似し、その直線の傾きから凍上速度を求めた。凍上速度はそれぞれ、大谷石で0.075mm/hour、来待砂岩で0.006mm/hourであった。

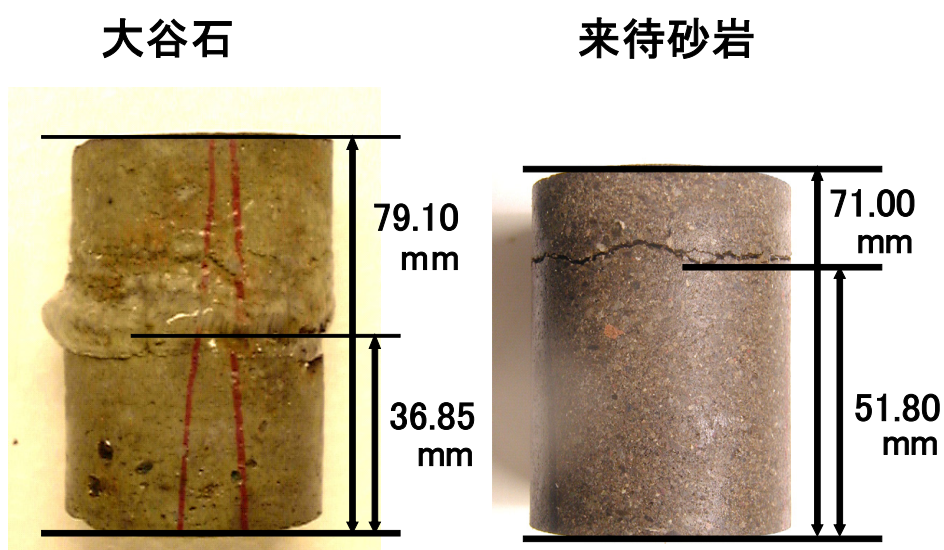


写真 4-3 温度条件②における凍上実験後の大谷石、来待砂岩の様子

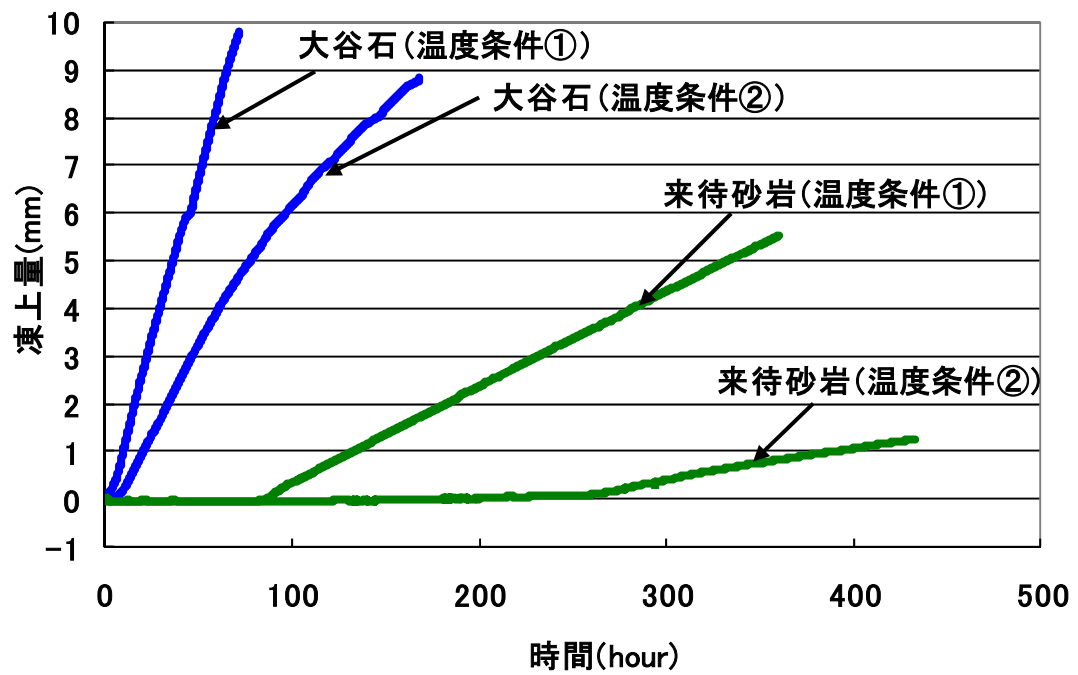


図 4-4 岩石の凍上実験結果

4.4.3 アイスレンズ（凍上）の発生位置とその温度

土の凍上において、アイスレンズは、 0°C 線の上部の凍結部分で発生することが確認されている。岩石においても同様で、Akagawa¹⁾は、大谷石のアイスレンズが 0°C より上方の凍結部分で発生し、その発生位置の温度が -1.4°C であったことを報告している。

写真 4-2 から、温度条件①において凍上が発生した 4 種類の岩石では、アイスレンズの発生位置は、供試体の上端から $2/3$ 、下端から $20\sim 26\text{mm}$ の位置であったことが確認できる。温度条件①において、 0°C 線の位置は 17.5mm であることから、アイスレンズの発生位置は 0°C 線から $2.5\sim 8.5\text{mm}$ 上方の凍結部分であったことがわかる。また、各岩石におけるアイスレンズの発生位置の温度を、凍結部分と未凍結部分の熱伝導率の違いを考慮せずに計算すると、大谷石は -0.8°C 、来待砂岩は -2.2°C 、登別軟石は -1.1°C 、丸瀬布凝灰岩は -2.5°C となった。

写真 4-3 から、温度条件②で凍上実験を行った大谷石、来待砂岩のアイスレンズの発生位置は、それぞれ、 36.85mm 、 51.80mm であった。同様の温度条件、温度勾配で実験を行ったにも関わらず、2 つの岩石のアイスレンズの発生位置は、大きく異なる。温度条件②において、 0°C 線の位置は 35mm であることから、アイスレンズの発生位置は大谷石で 0°C 線から約 2mm 、来待砂岩で約 17mm 上方の凍結部分であったことがわかる。また、各岩石におけるアイスレンズ発生位置の温度を計算すると、大谷石は -0.3°C 、来待砂岩は -2.4°C となった。温度条件②におけるアイスレンズ発生位置の温度は、大谷石、来待砂岩ともに、温度条件①とほぼ同様の温度であることがわかる。

表 4-2 に、各温度条件における、アイスレンズの発生位置とその温度をまとめた。

表 4-2 アイスレンズの発生位置とその温度

		大谷石	来待 砂岩	登別 軟石	丸瀬布 凝灰岩
アイスレンズの発生位置 (mm)	温度条件①	20.30	25.20	21.10	26.05
	温度条件②	36.85	51.80		
アイスレンズ発生位置の温度(°C)	温度条件①	-0.8	-2.2	-1.1	-2.5
	温度条件②	-0.3	-2.4		

4.5 岩石の凍上性

図 4-3 から，大谷石が他の岩石に較べて凍上しやすいことは明らかである．

大谷石，丸瀬布凝灰岩は実験開始直後から凍上が始まるが，登別軟石は実験開始から約 20 時間後，来待砂岩は約 85 時間後から凍上し始めていることがわかる．

図 4-3 から，引張強さの大きい来待砂岩，登別軟石は，引張強さの小さい大谷石よりも，クラックが伸展するのに時間がかかっていることがわかる．岩石が凍上するためには，まず潜在するクラックが伸展，結合し，岩石が割れなければならない．クラックや空隙中の間隙氷が，不凍水を吸収しながら成長し，クラックを押し広げる方向の内部圧力を高めていくためには時間を要する．このため，引張強さが高い来待砂岩，登別軟石では，クラックを伸展させるほどの大きな内部圧力を発生するのに，長い時間が必要だったと考えられる．しかしながら，最も引張強さの大きい丸瀬布凝灰岩が，実験開始直後から凍上し始めていることには疑問が残る．そこで，何故，丸瀬布凝灰岩が実験開始直後から凍上を開始したかについて，以下のように考察した．丸瀬布凝灰岩を表面観察すると，大きな空隙の多いことが確認できる．このことから，丸瀬布凝灰岩にはサイズの大きな欠陥が多く存在することが推測される．サイズの大きな欠陥が多ければ，クラックの伸展，結合は容易で，実験開始直後から凍上を開始した理由として，妥当であると考えられる．その他にも，破壊靱性が他の岩石に較べて低いこと，凍上によって発生するクラックや空隙内の圧力が高いことが考えられるが，どちらも本研究では計測できておらず，今後明らかにして行くべき課題である．

以上の岩石の凍上実験結果から，札幌軟石を非凍上性岩石，大谷石，来待砂岩，登別軟岩，丸瀬布凝灰岩を凍上性岩石と判断した．また，凍上速度を比較すると，凍上性は大谷石が最も高く，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩の順に，低くなっていることがわかる．

4.6 岩石の凍上性と温度勾配

図4-4 から、大谷石、来待砂岩ともに、上盤温度 -5°C より、 -15°C のほうが、凍上速度が高いことが明らかとなった。これは、上盤温度の低いほうが、温度勾配が大きくなり、水が氷へと相変化する際に発生する潜熱が奪われやすくなるためと考えられる。加えて、上盤温度 -15°C のほうが、 -5°C に較べて、凍上位置が給水面に近く、凍上位置への水分の供給が容易になっていることも要因の一つとして考えられる。

図4-5 は、大谷石、来待砂岩の温度勾配と凍上速度の関係を表している。

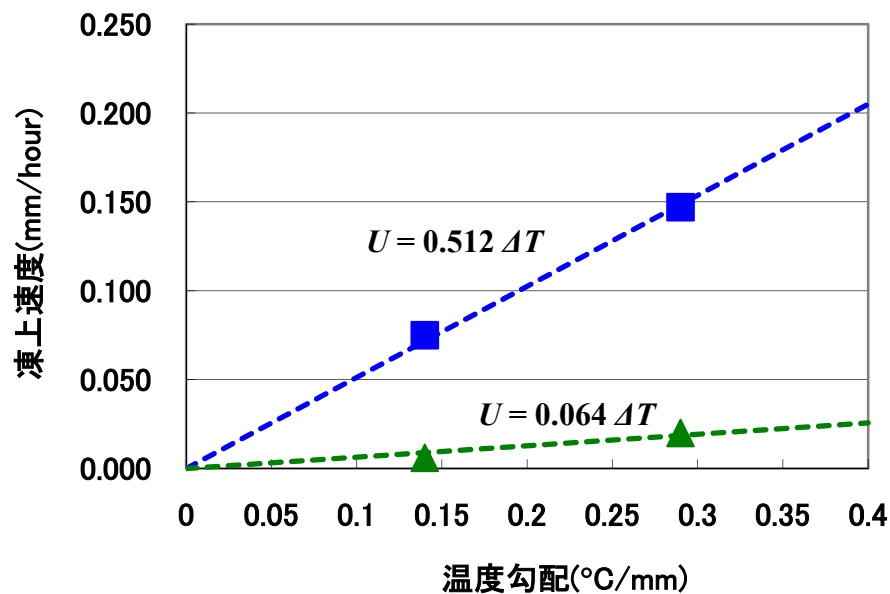


図4-5 温度勾配と凍上速度

図から、大谷石の凍上速度は、温度勾配が大きくなるにしたがって、高くなっていることが明らかである。来待砂岩の凍上速度も同様に、温度勾配が大きくなるにしたがって、高くなっている。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。

$$U = K\Delta T \quad (4-1)$$

U ：岩石の凍上速度

K ：岩石の種類によって決まる係数

ΔT ：温度勾配

本研究では、係数 K は、大谷石で 0.513、来待砂岩で 0.064 であった。これらの係数は、岩石の比表面積等によって決まると考えられる。

4.7 岩石の凍上性と物性値

温度条件①の凍上実験結果から得られた凍上速度と、岩石の基本物性との関係を以下に示す。

第2章で既に述べているが、近年では、岩石の物性値から、簡便に、その凍上性を判定しようという試みが行われている。以下では、既往の研究で検討されてきた岩石の凍上性判定基準と、本研究の実験結果との比較も試みた。

4.7.1 吸水率，空隙率

図4-6は岩石の凍上速度と吸水率の関係を表している。非凍上性岩石である札幌軟石を除くと、岩石の凍上速度には吸水率が大きくなるに従って、高くなる傾向を見て取ることができる。

星野²⁾は吸水率20%以上の軟質な泥質岩及び細粒な凝灰質岩、磯田ら³⁾は吸水率15%以上の新鮮な岩石において、凍上が発生する可能性があることを報告している。本研究では、吸水率が約10%の丸瀬布凝灰岩において凍上が発生したにも関わらず、吸水率が約29%の札幌軟石において凍上が発生しなかった。

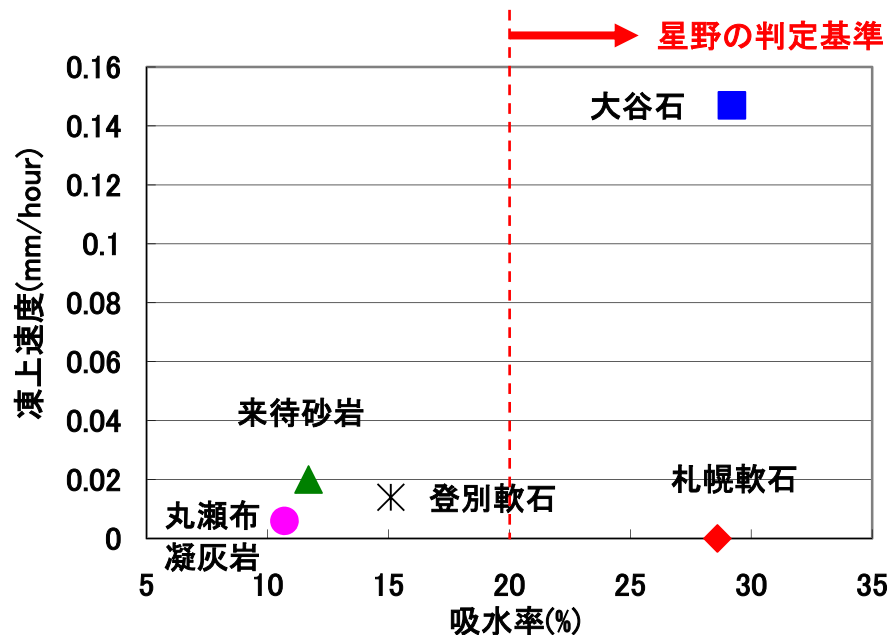


図4-6 岩石の凍上速度と吸水率

図4-7は岩石の凍上速度と空隙率の関係を表している。非凍上性岩石である札幌軟石を除くと、岩石の凍上速度には空隙率が大きくなるに従って、高くなる傾向を見て取ることができる。

小野ら⁴⁾はモルタル製の疑似岩石試料を用いた実験で、有効空隙率40%以上の岩石において、凍上が発生する可能性があることを報告している。本研究では、空隙率が約20%の丸瀬布凝灰岩において凍上が発生したにも関わらず、空隙率が約36%の札幌軟石において凍上が発生しなかった。

札幌軟石と大谷石の吸水率、空隙率は、ほぼ同様の値であるにも関わらず、札幌軟石は非凍上性岩石、大谷石は凍上性岩石に分類された。

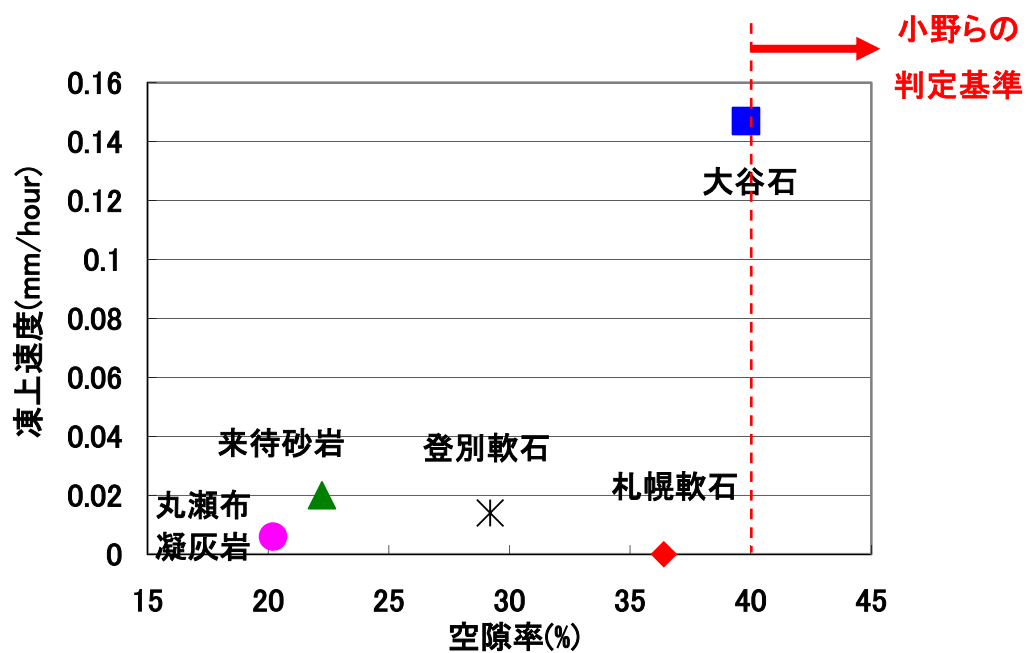


図4-7 岩石の凍上速度と空隙率

4.7.2 比重

図 4-8 は岩石の凍上速度とかさ比重の関係を，図 4-9 は岩石の凍上速度とみかけ比重の関係を表している．

図 4-8，図 4-9 から，岩石の凍上速度と比重との間には，有意な関係性は見取ることができなかった．

星野²⁾は強制乾燥状態の比重が 2.0 以下の軟質な泥質岩及び細粒な凝灰質岩において，凍上が発生する可能性があることを報告している．本研究では，かさ比重が 2.0 以下の大谷石，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩において凍上が発生したが，最も比重の小さい札幌軟石において凍上が発生しなかった．

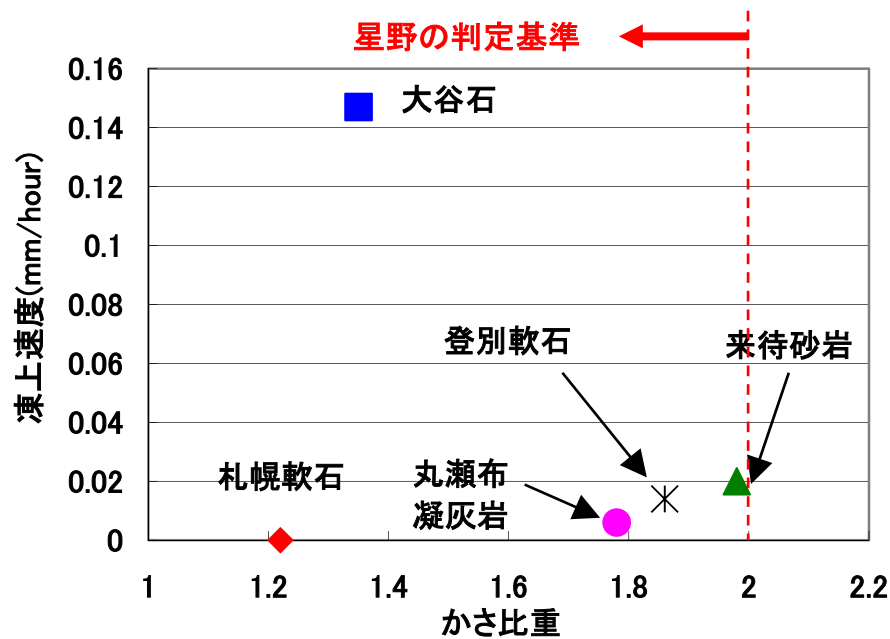


図 4-8 岩石の凍上速度とかさ比重

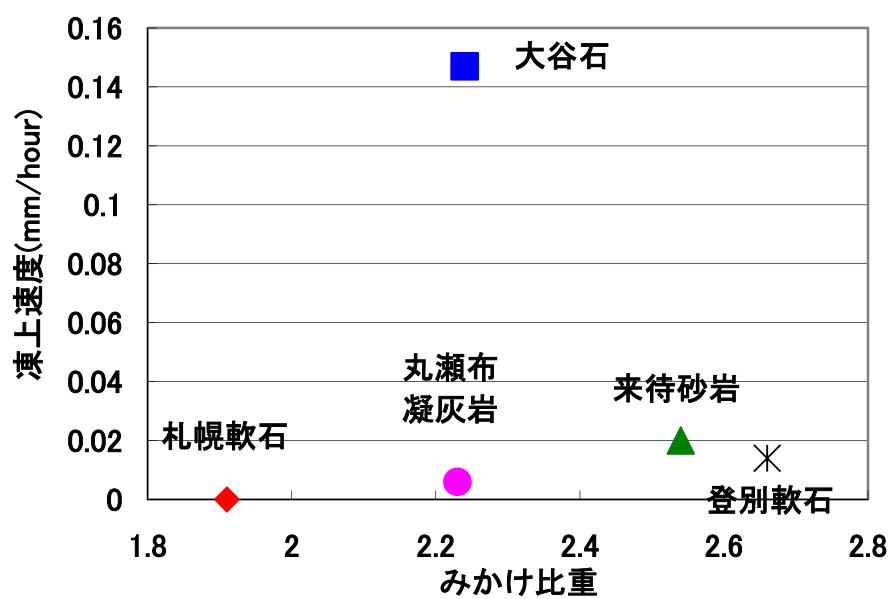


図 4-9 岩石の凍上速度とみかけ比重

4.7.3 弾性波速度

図 4-10 は岩石の凍上速度と乾燥状態の弾性波速度の関係を、図 4-11 は岩石の凍上速度と湿潤状態の弾性波速度の関係を表している。

図 4-10、図 4-11 から、岩石の凍上速度と弾性波との間には、有意な関係性は見取ることができなかった。

磯田ら³⁾は弾性波速度 2.0km/sec 以下の新鮮な岩石、小野ら⁴⁾は弾性波速度が 2.7km/sec 以下の岩石において、凍上が発生する可能性があることを報告している。本研究では、弾性波速度が 2.7km/sec 以上の来待砂岩、丸瀬布凝灰岩においても凍上が発生した。

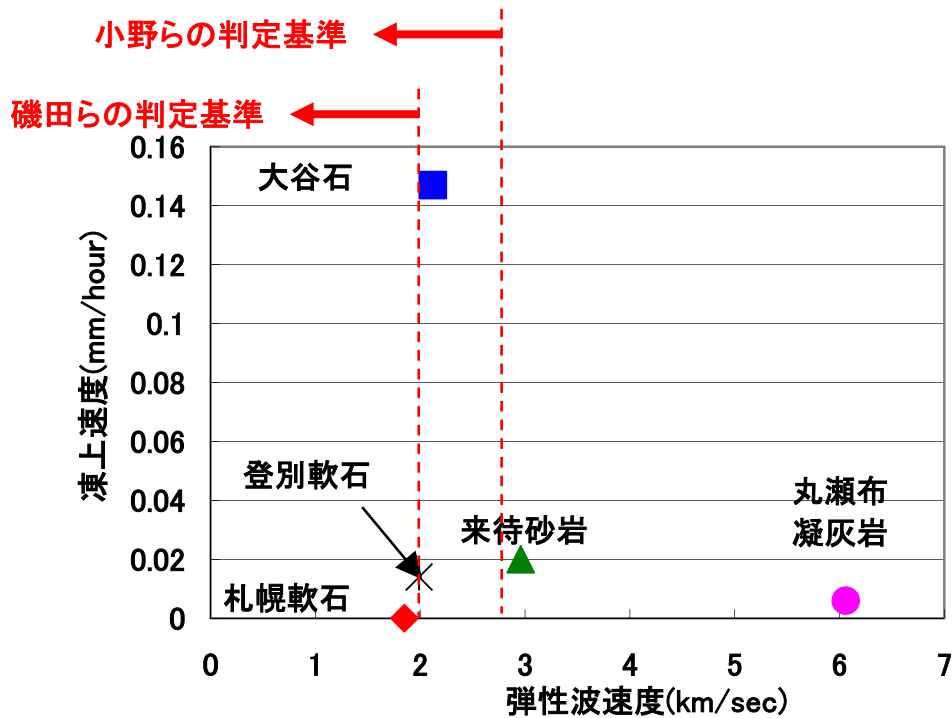


図 4-10 岩石の凍上速度と乾燥状態における弾性波速度

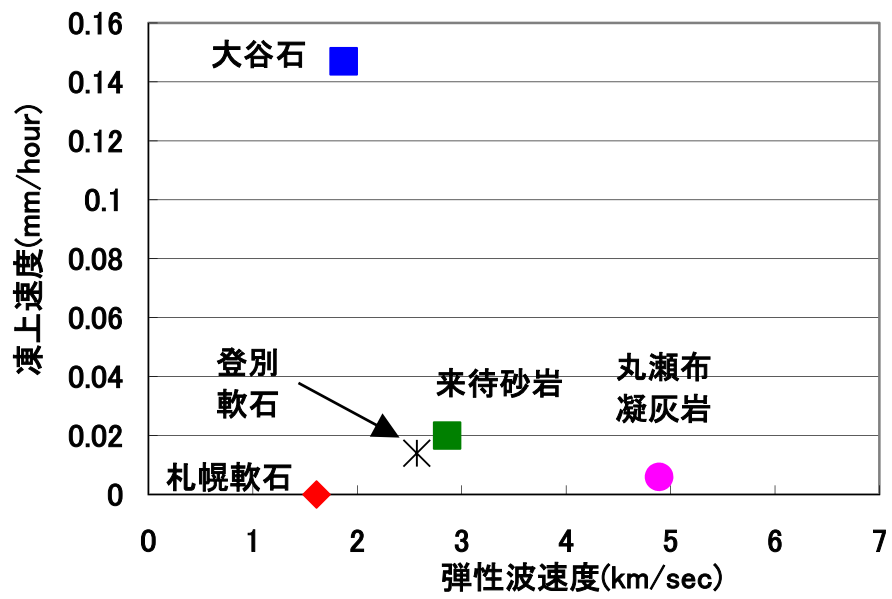


図 4-11 岩石の凍上速度と湿潤状態における弾性波速度

4.7.4 強度

図 4-12 は岩石の凍上速度と湿潤状態の引張強さの関係を、図 4-13 は岩石の凍上速度と湿潤状態の一軸圧縮強さの関係を表している。

非凍上性岩石である札幌軟石を除くと、岩石の凍上速度には強度が小さくなるに従って、高くなる傾向を見て取ることができる。

小野ら⁴⁾は一軸圧縮強さ 5.0MPa 以下の岩石、北川、川上⁵⁾は一軸圧縮強さ 5.0MPa 以下の固結地山（岩石）において、凍上が発生する可能性があることを報告している。本研究に用いた岩石試料はいずれも一軸圧縮強さ 5.0MPa 以上であり、札幌軟石を除く 4 種類の岩石が凍上性を示した。

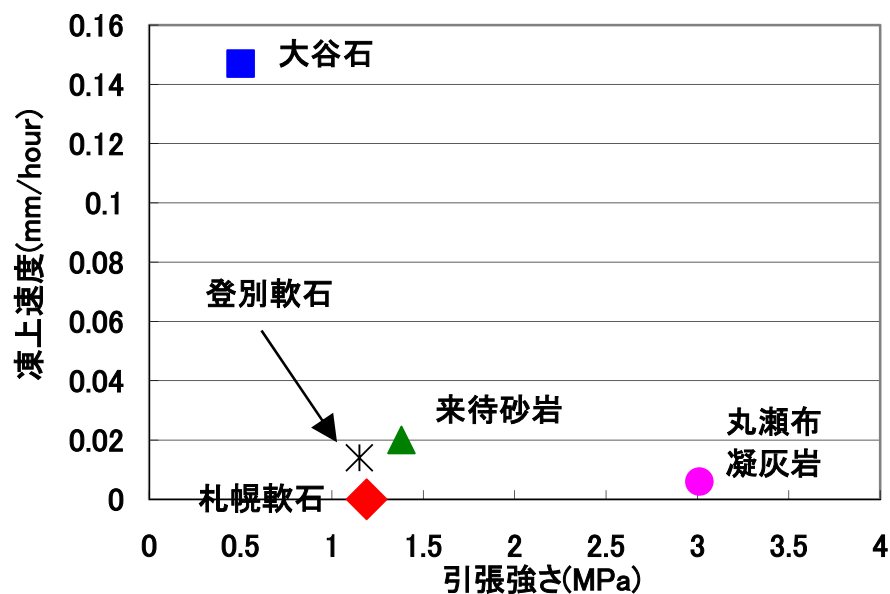


図 4-12 岩石の凍上速度と湿潤状態における引張強さ

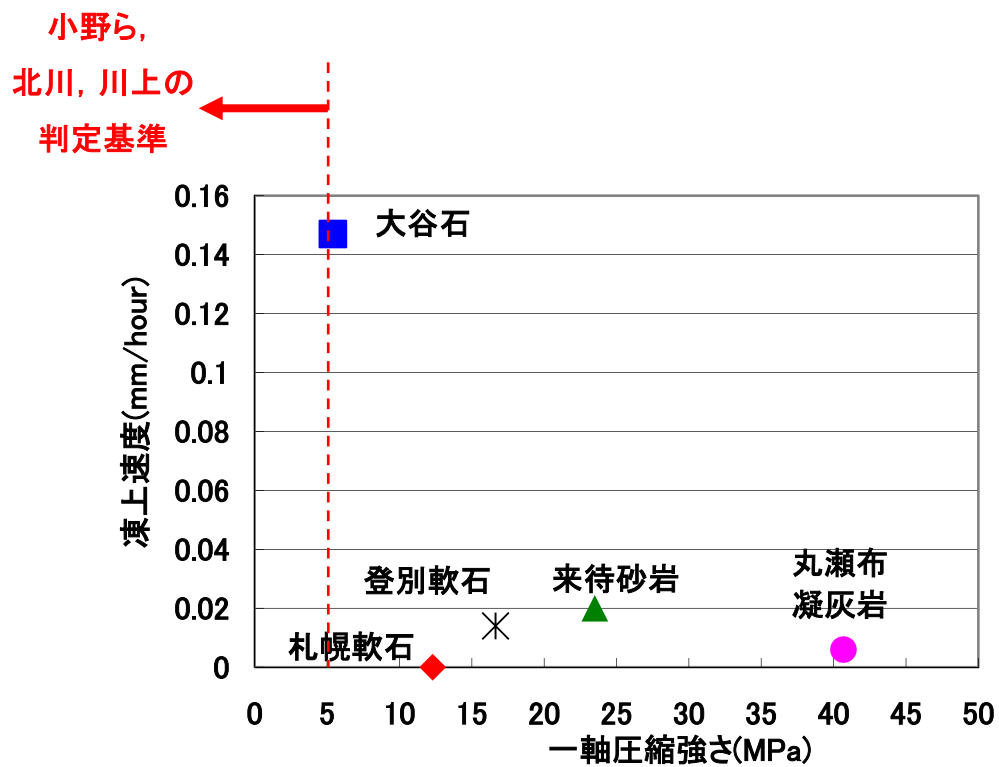


図 4-13 岩石の凍上速度と湿潤状態における一軸圧縮強さ

4.7.5 既往の研究で検討されてきた，物性値を用いた 岩石の凍上性判定基準の適用性

以上のように，凍上速度と岩石の物性との関係について検討を行った．実験結果から，吸水率や空隙率，強度では，非凍上性岩石である札幌軟石を除くと，これらの物性値と凍上速度との間に，ある傾向を見て取ることができた．凍上速度は，岩石の吸水率，空隙率が大きくなるに従って，また，強度が小さくなるに従って，高くなった．しかしながら，上記以外の物性と凍上速度の間には，有意な関係性は見て取ることができなかった．

さらに，既往の研究で検討されてきた岩石の凍上性判定基準と，本研究の実験結果との比較も試みた．しかしながら，いずれの物性値においても，既往の研究とは良い一致を示さなかった．また，札幌軟石，大谷石はともに凝灰岩で，ほぼ同様の物性を持つにも関わらず，大谷石が著しい凍上性を示すのに対し，札幌軟石は全く凍上性を示さない．

以上の結果は，岩石の種類や物性値から直ちに岩石の凍上性を判定することが非常に難しいことを示唆している．

4.8 アイスレンズ（凍上）の発生位置，発生温度と岩石の強度

表 4-2 から，岩石の種類によって，アイスレンズの発生位置が異なることは明らかである．

図 4-14 に，岩石の湿潤状態における引張強さとアイスレンズの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，岩石の引張強さが大きくなるにしたがって，凍上発生位置は上方（冷却面側）へと高くなっていることが明らかである．また，図中の直線は，温度勾配が小さくなるにしたがって，その傾きが急になっている．

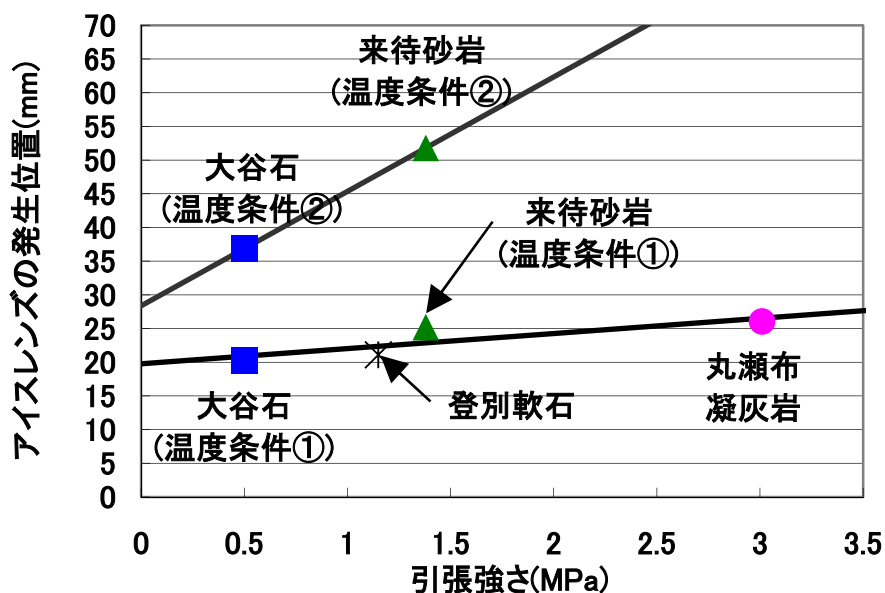


図 4-14 アイスレンズの発生位置と湿潤状態における引張強さ

図 4-15 に、岩石の湿潤状態における引張強さとアイスレンズ発生位置の温度との関係を示す。図から、岩石の湿潤状態における引張強さが大きければ大きいほど、アイスレンズ発生位置の温度も低くなる傾向を見て取ることができる。また、2 種類の温度条件で実験を行った大谷石、来待砂岩のアイスレンズ発生位置の温度は、凍上発生位置が大きく異なるにも関わらず、どちらの温度条件においても、ほぼ同様の値を示している。このことから、アイスレンズ発生位置の温度は、温度勾配に依らず、岩石の種類によって決まることが推測できる。

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。では、何故、強度の大きい固い岩石ほど、より低い温度で凍上が発生するのかについて、以下のように考察した。

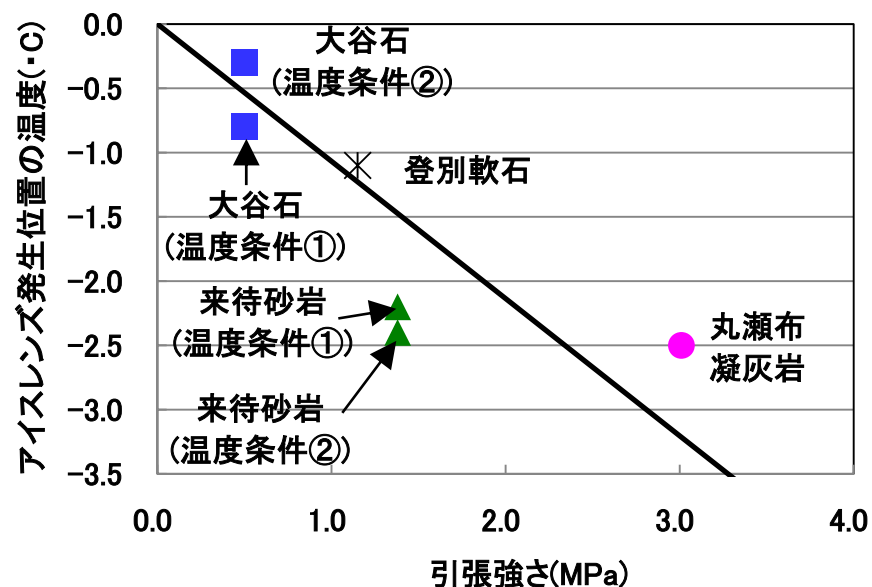


図 4-15 アイスレンズ発生位置の温度と湿潤状態における引張強さ

第2章で既に紹介しているが、高志ら⁹⁾は実験から、最大凍上力 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。

$$P_{max} = -1.09\theta_c \quad (4-2)$$

P_{max} : 最大凍上力

θ_c : 冷却面温度

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。

$$P = -1.12\theta_f \quad (4-3)$$

P : 凍上力

θ_f : アイスレンズの発生位置の温度

上記の 4-3 式と実験結果から得られたアイスレンズ発生位置の温度(表 4-2)を用いて、凍上力を算出した。表 4-3 に、各温度条件における凍上力と各岩石の湿潤状態における引張強さをまとめた。表 4-3 から、算出した凍上力は、概ね、湿潤状態における岩石の引張強さを上回っている。温度条件①における丸瀬布凝灰岩と、温度条件②における大谷石では引張強さを下回ってはいるものの、その差は大谷石で 0.16、丸瀬布凝灰岩で 0.21 と微少である。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。

以上から、アイスレンズの発生位置とその温度は、岩石の強度によって決まることが明らかとなった。

表 4-3 各温度条件における凍上力と各岩石の湿潤状態における引張強さ

		大谷石	来待 砂岩	登別 軟石	丸瀬布 凝灰岩
凍上力 (MPa)	温度条件①	0.90	2.46	1.23	2.80
	温度条件②	0.34	2.69		
湿潤状態における 引張強さ(MPa)		0.50	1.38	1.15	3.01

4.9 岩石の内部構造と凍上性

4.9.1 比表面積

図 4-16 に凍上速度と比表面積の関係を示す。図から、比表面積の大きい岩石ほど、凍上性が高くなっていることが明らかである。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、凍上速度も大きくなると考えられる。

以上のことから、粘土鉱物とゼオライトが、その大きな比表面積によって岩石の凍上性に大きな影響を与えることは確かだと思われる。ただし、凍上性岩石の登別軟石はそのどちらの鉱物も含んでいない。比表面積の測定結果から、非凍上性岩石の札幌軟石より微細な内部構造を有していることは明らかであり、この構造により凍上するのに十分な不凍水が保持できていると考えられる。2種類の鉱物の含有が、岩石の凍上性を決定するわけでは、必ずしもないようである。

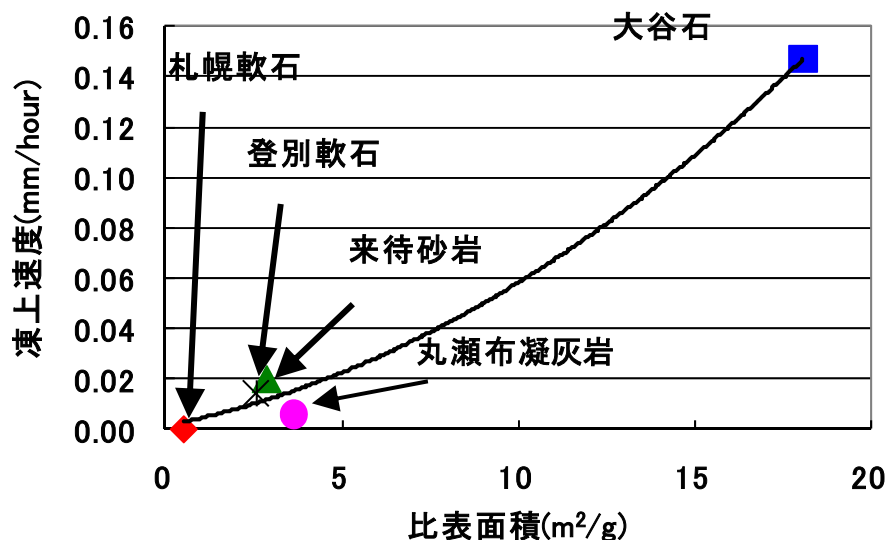


図 4-16 岩石の凍上速度と比表面積

図 4-17 に引張強さの減少率と凍上速度の関係を示す。図から、引張強さの減少率の高いものほど、凍上速度が大きいことが明らかである。この原因に関しては、以下のように考察した。

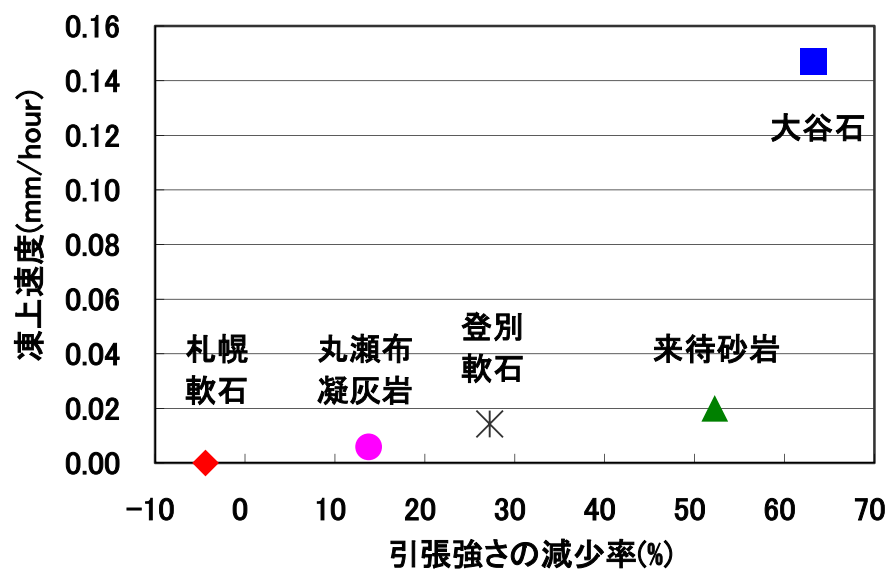


図 4-17 岩石の凍上速度と引張強さの減少率

図 4-18 に引張強さの減少率と比表面積の関係を示す。図から、比表面積が大きい岩石ほど、引張強さの減少率が高くなっていることがわかる。比表面積が大きいと、岩石内部において、その表面に接している水の量も多くなる。Matsuki ら⁷⁾は、凝灰岩の湿潤状態における破壊靱性が、乾燥状態のそれに較べて、約 50%程度低下することを報告している。このことから、比表面積の大きい岩石ほど、湿潤状態における破壊靱性の低下が顕著に表れるのではないかと考えられる。丸瀬布凝灰岩の比表面積は大谷石に次いで大きく、湿潤状態における破壊靱性が低下し、実験開始直後から凍上し始めたことも十分に考えられる。また、粘土鉱物における比表面積が高いことから、局所的に、大幅な破壊靱性の低下が起こっていたことも考えられる。しかしながら、本研究では、破壊靱性を測定、比較するまでには至っておらず、推測の域を出ない。凍上現象と破壊靱性の関係を明らかにすることは、今後の重要な課題である。

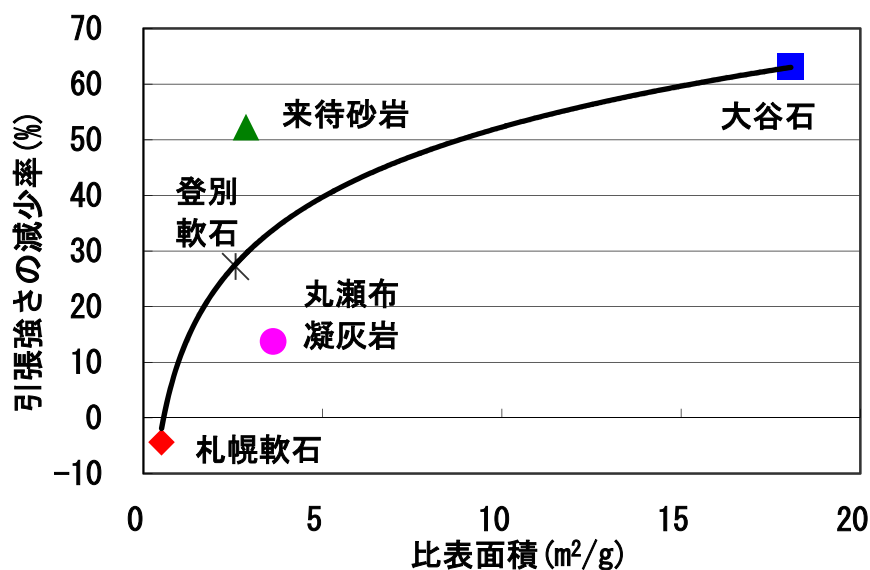


図 4-18 岩石の引張強さの減少率と比表面積

さらに、粘土鉱物及びゼオライトの含有量は、岩石の湿潤強度と密接な関わりがあると考えられる。岩石の粘土鉱物及びゼオライトの含有量と湿潤状態における強度低下との関係性については、以下のように考察した。

粘土鉱物が岩石の強度低下に寄与することは一般的によく知られているが、最もよく知られているものの一つに、岩石のスレーキングがある。一般的に、スレーキングは粘土鉱物の粒子の間に水が入り、そこにあった空気が圧縮され、その圧力で粒子間の結合が弱くなり細片化すると説明されることが多い。粒子間の結合が弱くなることにより、湿潤状態における岩石の強度が低下することは容易に想像できる。

ゼオライトは、長時間常温の水につけていると若干ではあるが塩基性イオンが溶出する性質を持っている。沸石系鉱物内の塩基性イオンが岩石の間隙水に溶出することによって、湿潤状態における岩石の強度低下に何らかの影響を与えると考えられる。

岩石の湿潤状態における強度の低下率から、粘土鉱物及びゼオライトの含有量を推測することも可能ではないかと考えられる。

4.9.2 透水性

岩石が凍上するためには、まず潜在するクラックが伸展、結合し、岩石が割れなければならない。凍上性の大谷石、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩は、凍結時において間隙氷が成長する際に生じる、クラックを押し広げる方向の内部圧力に耐えうるだけの破壊靱性を持っておらず、クラックが伸展、結合したと考えられる。しかしながら、非凍上性の札幌軟石に注目してみると、札幌軟石はみかけの破壊靱性を表す引張強さが来待砂岩、丸瀬布凝灰岩よりも小さいにも関わらず、破壊するに至っていない。この原因は、札幌軟石が持つ、高い透水性、すなわち水分移動が容易であるという性質に深く関わっていると考えられる。

図 4-19 に岩石の凍上速度と透水係数の関係を示す。図から、大谷石が他の岩石と違う傾向を示していることは明らかである。これは、大谷石が他の岩石に較べて、飛びぬけて大きな比表面積を持つことに関係している。大谷石を除く4種類の岩石では、透水性が低い岩石のほうが、透水性の高い岩石に較べて、凍上性が高くなっているように見える。このことについては、以下のように考察した。

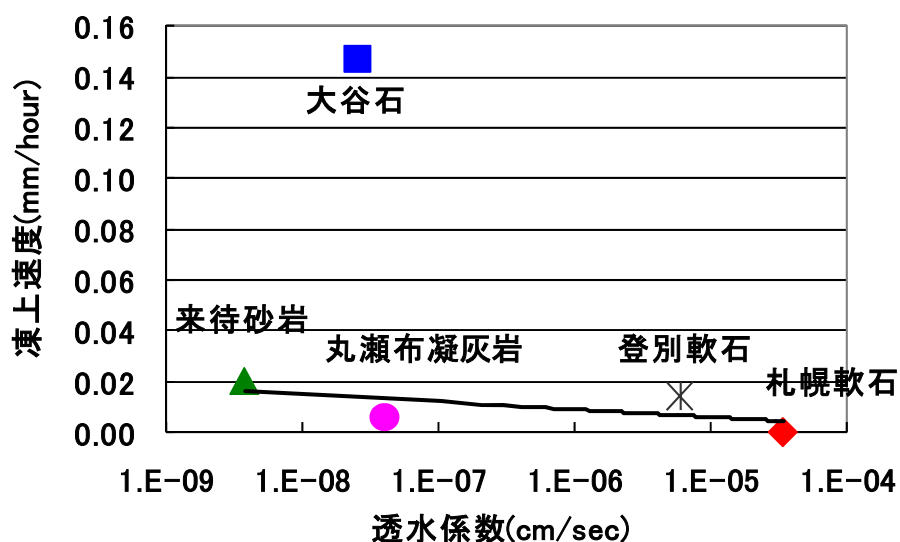


図 4-19 岩石の凍上速度と透水係数

札幌軟石では、細孔半径が大きく間隙水の移動が容易であるため、間隙水が間隙氷へと相変化する際に発生する膨張力は未凍結の間隙水を排水してしまう。このため、間隙中で内部圧力が発生せず、クラックは伸展、結合しないと考えられる。それに対し、凍上性岩石では、細孔半径が小さいため、間隙水の移動は困難である。このため、間隙氷が膨張する際に発生する力によって間隙内の内部圧力が高まり、クラックが伸展、結合することが推定できる。

4.10 凍上性岩石，非凍上性岩石の内部構造と凍結時における 0°C 線近傍の状態

岩石が凍上するためには，まず潜在するクラックが伸展，結合し，岩石が割れなければならない．凍上性の大谷石，来待砂岩，登別軟石，丸瀬布凝灰岩は，凍結時において間隙氷が成長する際に生じる，クラックを押し広げる方向の内部圧力に耐えうるだけの破壊靱性を持っておらず，クラックが伸展，結合したと考えられる．しかしながら，非凍上性の札幌軟石に注目してみると，札幌軟石はみかけの引張方向の強さを表す引張強さが来待砂岩，丸瀬布凝灰岩よりも小さいにも関わらず，破壊するに至っていない．この原因は，前に述べたように，札幌軟石が持つ，高い透水性，すなわち水分移動が容易であるという性質に深く関わっていると考えられる．

これまでの議論から，凍上性岩石，非凍上性岩石の 0°C 線近傍の状態を赤川の提案する「割裂の発生条件」を参考に，**図 4-20** のように解釈した．

札幌軟石では，細孔半径が大きく間隙水の移動が容易であるため，間隙水が間隙氷へと相変化する際に発生する膨張力は未凍結の間隙水を排水してしまう．このため，間隙中で内部圧力が発生せず，クラックは伸展，結合しないと考えられる．

それに対し，凍上性岩石では，細孔半径が小さいため，間隙水の移動は困難である．このため，間隙氷が膨張する際に発生する力によって間隙内の内部圧力が高まり，**図 4-20** の点線で示す位置でクラックが伸展，結合することが推定できる．凍上性岩石の透水性は低い，間隙氷は不凍水膜によって囲まれており，この不凍水膜が未凍結部分へと連結しているため，間隙氷の成長は可能である．

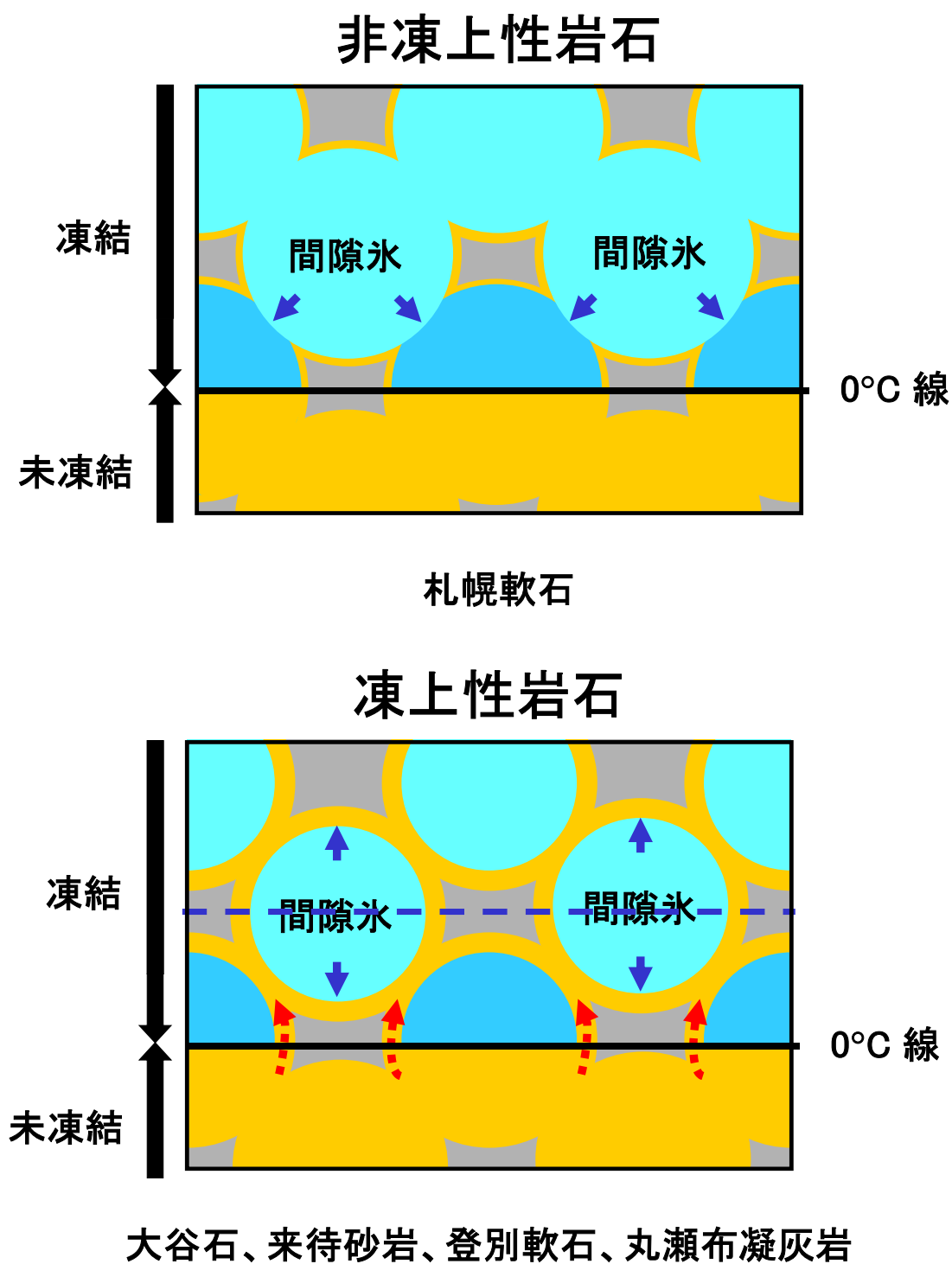


図 4-20 非凍上性岩石，凍上性岩石の 0°C 線近傍の状態

第4章の参考文献

- 1) Akagawa, S., Goto, S. and Saito, A. : Segregation freezing observed in welded tuff by open system frost heave test, Proc., 5th International Conference on Permafrost, (Trondheim, Norway), pp1030-1035, 1988.
- 2) 星野寔：岩石の凍上について，応用地質，第14巻，第4号，pp. 139-144，1973.
- 3) 磯田卓也，鈴木哲也，疋田貞良：路床の凍上性と上載荷重の影響，開発土木研究所月報，No.515，pp. 2-9，1996.
- 4) 小野丘，阿部裕介，小笠原将人：擬似岩石試料の凍上性と物理特性，地盤工学会，北海道支部，技術報告集，第45号，pp.71-74，2004.
- 5) 北川修三，川上義輝：凍上試験による地山の凍上性の判定，応用地質，第27巻，第2号，pp. 11-20，1986.
- 6) 高志勤，生瀬孝博，山本英夫，岡本純：土の最大凍上力に関する実験的研究，雪氷，43巻，4号，pp.207-215，1981.
- 7) 松木浩二，青木智幸：岩石の破壊靱性に及ぼす封圧および間隙水圧の影響，資源と素材，Vol.106，No.12，pp713-718，1990.

第5章 破碎した岩石試料の物性

岩石の凍上と土の凍上との違いを，実験的に検証するため，岩石に破碎処理を施した．破碎処理を施すことによって，岩石を土として扱うことができると考えられる．

5.1 岩石の破碎処理方法

岩石の破碎処理には，コンクリート骨材のすり減り試験機を転用した．破碎処理後の岩石試料の粒度分布の均一化を目指し，破碎処理条件を次のように統一した．すり減り試験機のドラム内に，あらかじめハンマーで一辺10cm程度の大きさに砕いた岩石片と440gの鉄球を14個入れ，ドラムを5555回転させた．この条件でドラムを回転させることで，ドラム内の岩石片は残らず破碎された．

5.2 破碎処理した岩石試料の基本物性

破碎した岩石試料の基本物性として，粒度分布，粒子密度，最適含水比について測定を行った．試験方法としては，粒度分布はJIS A 1204「土の粒度試験」，粒子密度はJIS A 1202「土粒子の密度試験」，最適含水比はJIS A 1210「突固めによる土の締固め試験」のA-a法を，それぞれ採用した．

図5-1にそれぞれの試料の粒径加積曲線，表5-1に粒度分布，表5-2に粒子密度，図5-2に締固め曲線を示す．

図5-1から，破碎後の試料は，その全てが1mmふるいを通過している．表5-1から，いずれの試料も50%以上がシルト分以下の粒径である．以上のことから，破碎した岩石試料の粒度は，類似していることがわかる．単一の破碎処理を行うことで，試料の粒度分布をかなり近いものにすることができたことから，土の凍上を支配する一因であるとされている粒度分布の影響を小さく抑えられたと考えられる．ただし，表-6から，破碎処理した岩石試料の粒子密度は， $2.37 \sim 2.65 \text{ g/cm}^3$ と多少のばらつきがみられる．これは鉱物組成の違いによるものだと考えられる．

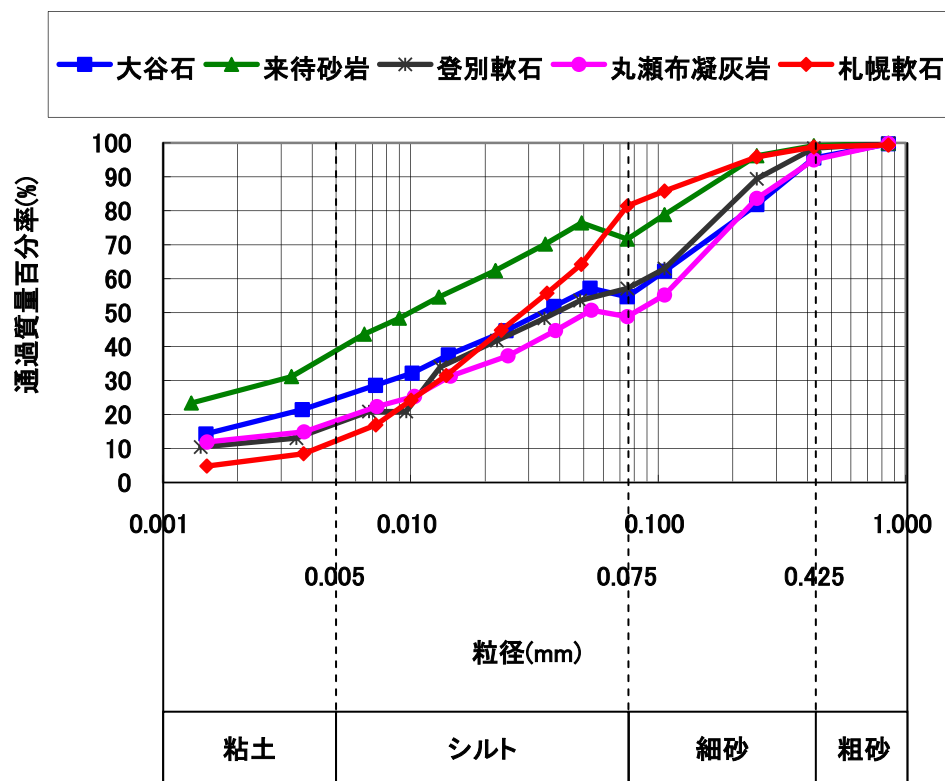


図 5-1 破碎した岩石試料の粒径加積曲線

表 5-1 破碎した岩石試料の粒度分布

	大谷石	来待 砂岩	登別 軟石	丸瀬布 凝灰岩	札幌 軟石
砂分(%)	45	28	43	51	19
シルト分(%)	31	34	40	31	69
粘土分(%)	24	38	17	18	12

表 5-2 破碎した岩石試料の粒子密度

	大谷石	来待砂岩	登別軟石	丸瀬布凝灰岩	札幌軟石
破碎試料の 粒子密度 g/cm^3	2.397	2.651	2.577	2.368	2.407

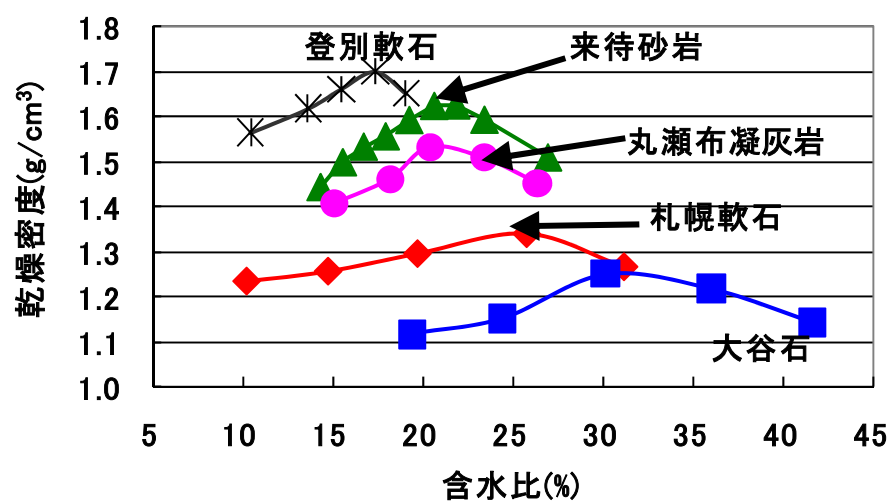


図 5-2 突固めによる破碎した岩石試料の締固め曲線

5.3 破碎した岩石試料の比表面積

岩石と同様，破碎した岩石試料に対しても，比表面積・細孔分布測定装置を用いた，比表面積の測定を行った．

図 5-3 に破碎した岩石試料の比表面積について示す．

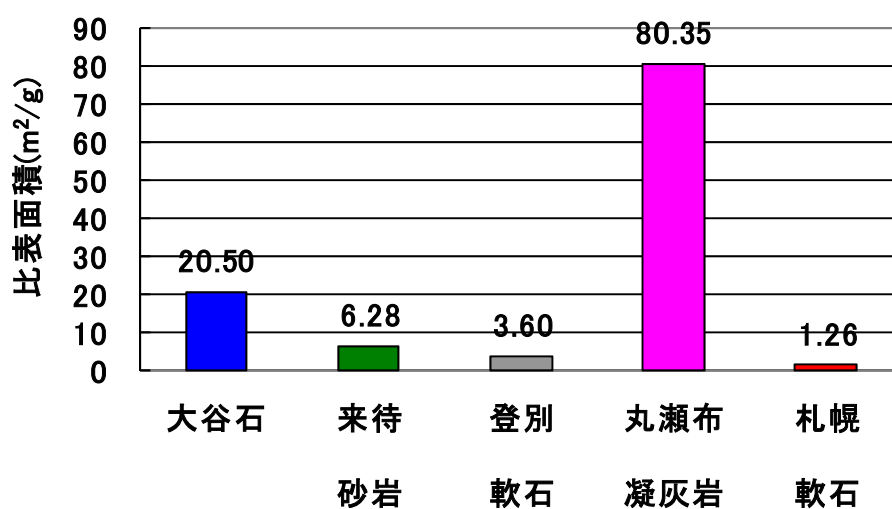


図 5-3 破碎した岩石試料の比表面積

破碎した岩石試料の比表面積は、岩石に較べて大きな値を示した。岩石の比表面積では大谷石が最も大きな値を示したが、破碎した岩石試料の比表面積では、丸瀬布凝灰岩が $80.35\text{m}^2/\text{g}$ と最も大きな値を示している。これは、丸瀬布凝灰岩に多量に存在する「ミソ」と呼ばれる粘土鉱物が、破碎処理されることによって、試料に混ざり込んだためだと考えられる。写真 3-1 のように、丸瀬布凝灰岩の「ミソ」は、大きいもので約 5cm から 10cm 程のサイズのものが存在する。大谷石にも「ミソ」は存在するが、その存在量は丸瀬布凝灰岩に較べて少ないため、破碎処理後の比表面積にそれほど影響を与えなかったと考えられる。以上のことから、「ミソ」の混入量が破碎した岩石試料の比表面積に大きな影響を与えることは明らかであるが、岩石内部のどの部分にどれだけの量の「ミソ」が存在するのかを把握することは困難であるため、本研究では「ミソ」の混入量については特別な配慮を行わなかった。札幌軟石は $1.26\text{m}^2/\text{g}$ と最も小さな値となった。来待砂岩、登別軟石は、札幌軟石に較べると大きな値を示したが、粘土鉱物を多量に含む丸瀬布凝灰岩、大谷石に較べると非常に小さな値を示した。

第 6 章 破碎した岩石の凍上試験

6.1 供試体

破碎した岩石試料は、岩石のように自立しない。供試体として用いるためには、土と同様に、再構成を行う必要がある。そこで、本研究では、水分調整を行った破碎した岩石試料を突固めによって、供試体を作成した。

まず、破碎した岩石試料を最適含水比に調整し、24 時間養生した。その後、特注ランマー（ランマー質量：1.268kg、落下高さ：198.5mm）を使用して、3 層、計 87 回（1 層 29 回）で突固めを行った。この条件で突固めを行った場合、締固めエネルギーは、締固め試験の A 法と同様となる。また、突固めの際に、専用のモールドを用いることによって、供試体の外径が凍上試験セルの内径 100mm より、約 0.5mm 程度小さくなるようにした。最後に、供試体の高さが 50mm となるように、供試体表面を整形した。

作成された供試体の寸法は、直径 99.5mm、高さ 50mm である。

6.2 土の凍上試験装置

本研究で使用した土の凍上試験装置を写真 6-1、図 6-1 に示す。この凍上試験装置は地盤工学会基準「凍上性判定のための土の凍上試験方法」¹⁾に準拠して製作されたものである。

凍上試験装置の特徴を以下に示す。

- ・ 供試体上下端面の温度は、上盤と底盤を流れる循環水によって制御されているので、正確な設定が可能である。また、上盤と底盤に流れる循環水の温度は、独立した温度制御装置によって制御されるので、別々に設定することが可能である。
- ・ 水分供給は、給水管を通して、供試体の上下端面に行うことが可能である。給水管は上下盤の循環水中を通っているため、上下盤の設定温度に近い温度で、水分を供給することが可能である。また、上下盤に設置されたポーラスストーンによって、水は供試体の両端面へ一様に供給される。水の収支は、閉じられた系にあるので、給排水量を正確に測定することができる。
- ・ セルは透明なアクリルでできているため、凍結中の供試体の様子や、アイス

第6章 破碎した岩石の凍上試験

レンズの発生状況を確認することができる。

- ・ 供試体には，ピストンを通して任意の荷重を加えることができる（基準では10kPa）。
- ・ 供試体上下端面の温度は，上下盤に設置された熱電対によって計測される。
- ・ 凍上量は装置上方の変位計によって計測される。

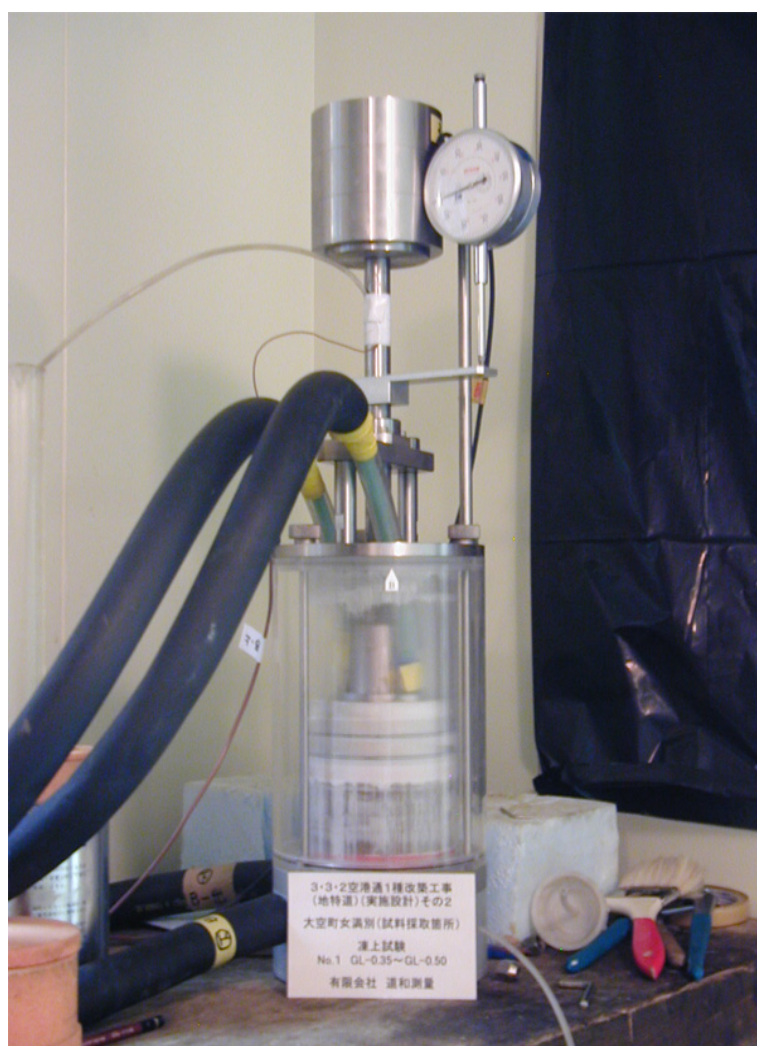


写真 6-1 土の凍上試験装置

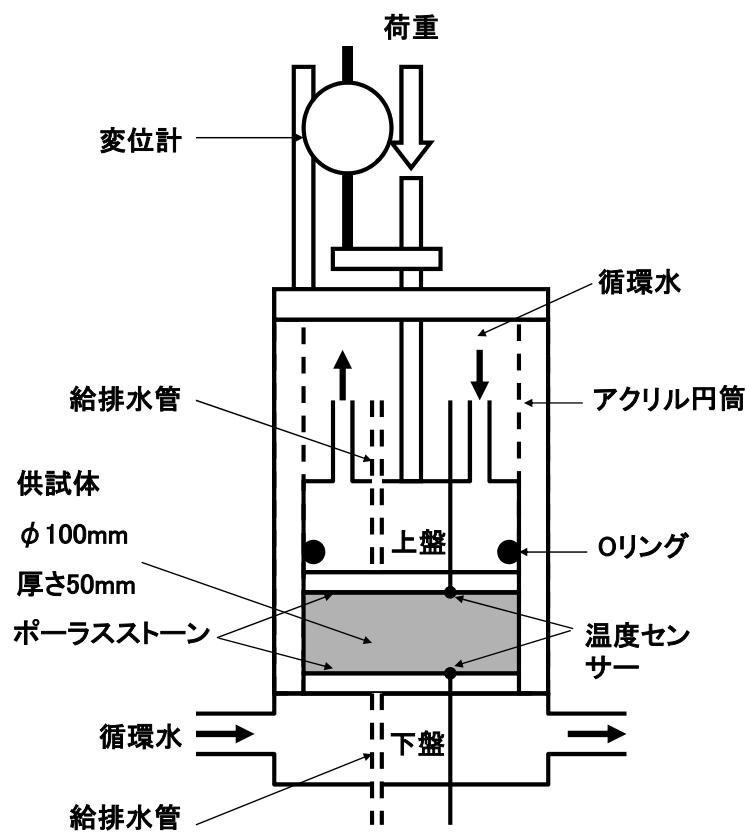


図 6-1 土の凍上試験装置図

6.3 試験方法

凍上試験方法には、地盤工学会基準「凍上性判定のための土の凍上試験方法」¹⁾を採用した。

6.3.1 凍上試験前の通水

図 6-1 に示すように、凍上試験装置に供試体を設置する。供試体側面は、岩石凍上試験とは異なり、アクリルセルで覆う。アクリルセルの内壁及び上盤の側面には凍上時に発生する摩擦を軽減する目的で、シリコングリスを塗布する。また、試験装置全体は外気温の影響を軽減するために、断熱材で覆う。

供試体を設置した後、上下盤の温度をコントロールする冷媒の温度は、どちらも 24 時間以上、0℃ で保たれる。その間、供試体を飽和させるため、供試体下面から給水して、上部から排水する通水を行った。

試験開始直前には、全給水量と全排水量を測定し、その差から通水時の供試体吸水量を求めた。

6.3.2 破碎した岩石試料の透水係数

凍上試験前の通水期間中に、変水位試験透水試験を用いて、破碎した岩石試料の透水係数を測定した。

札幌軟石、登別軟石、来待砂岩は透水性が高かったため、通水開始から約 20 時間程度までに排水が確認された。排水を確認した後、約 1 時間毎に給水管の水頭差を 5 回程度計測した。計測した水頭差から透水係数を算出し、平均値を求め、それぞれの供試体の透水係数とした。

これに対し、大谷石、丸瀬布凝灰岩は透水性が低かったため、20 時間では排水が確認されなかった。そのため、通水期間を延長し、最短で時間 24 時間、最長で 98 時間の通水を行ったが、どちらの岩石も長時間の給水にも関わらず、全く排水が確認できなかった。そこで、大谷石、丸瀬布凝灰岩については、水が供試体を浸透していく際の水頭差を計測し、透水係数を算出した。通常の変水位透水試験では、排水が確認され、通水している状態で透水係数を求めなければならない。このことから、得られた値は通常の変水位透水試験で求められる透水係数とは異なると考えられる。しかしながら、両岩石の透水性の低さを

示す指標としては、有意義であると考えられる。

透水係数は、JIS A 1218 の以下の式(6-1)によって算出した。

$$k_{15} = 2.303 \frac{aL}{A(t_2 - t_1)} \log \frac{h_1}{h_2} \frac{\eta_t}{\eta_{15}} \quad (6-1)$$

k_{15} : 温度 15°C における透水係数(cm/sec)

a : スタンドパイプの断面積(cm²)

L : 供試体の長さ(cm)

A : 供試体の断面積(cm²)

$t_2 - t_1$: 測定時間(sec)

h_1 : 時刻 t_1 における水位差(cm)

h_2 : 時刻 t_2 における水位差(cm)

η_t / η_{15} : 温度 15°C に対する $t^\circ\text{C}$ の粘性係数の比

表 6-1 に通水中に測定された透水係数の比較を示す。透水係数は、3 回行われた凍上試験の平均値である。最も透水性の高い札幌軟石で 1×10^{-5} cm/sec、最も透水性の低い丸瀬布凝灰岩で 1×10^{-7} cm/sec であった。最も透水性の低い丸瀬布凝灰岩の透水係数は、最も透水性の高い札幌軟石の透水係数の約 1/100 である。また、大谷石、丸瀬布凝灰岩の 2 つの岩石の透水係数は、ほぼ同じ値であった。一般的に、 10^{-7} より低い透水性の細粒土は不透水性として扱われることから、破碎した大谷石、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩は不透水性と判定することができる。

表 6-1 破碎した岩石試料の透水係数

	大谷石	来待 砂岩	登別 軟石	丸瀬布 凝灰岩	札幌 軟石
透水係数 cm/sec	1×10^{-7}	9×10^{-7}	5×10^{-6}	1×10^{-7}	1×10^{-5}

6.3.3 冷却方法

破碎した岩石試料を用いた凍上実験では，円柱供試体を用いた岩石の凍上実験とは逆に，上盤をコントロールする冷媒の温度を 0°C 付近の温度，下盤の冷媒をマイナスの温度で制御し，供試体の下面から凍結を進行させた．また，凍結中の水分の供給は供試体上面から行った．

約 24 時間の通水後，試験をスタートさせる．まず，上盤の冷媒の温度を 0°C で保ったまま，下盤の冷媒温度を -7°C まで急激に降下させ，供試体にサーマルショックを与える．サーマルショックを与えた後，下盤の冷媒温度を -1°C まで上昇させる．その後，下盤の冷媒温度を $0.1^{\circ}\text{C}/\text{hour}$ の速度で降下させていく．

凍上量は，図 6-1 に示した土の凍上試験装置の上方に取り付けた変位計によって，5 分毎に測定された．

6.4 試験結果

凍上試験は、5 種類の試料について、それぞれ 3 回行った。以下に、行った試験の代表的な結果を示す。

表 6-2 に試験前の通水状況と飽和度を示す。この飽和度は、地盤工学会基準「凍上性判定のための土の凍上試験方法」に準拠して計算された値である。

各岩石の凍上試験後の様子を写真 6-2 に、各岩石の凍上試験の結果を図 6-2 に示す。図 6-2 の具体的な凍上量を代表的な経過時間で示すと以下のとおりである。札幌軟石は約 45 時間で約 8.4mm、大谷石は約 97 時間で約 35.6mm、丸瀬布凝灰岩は約 87 時間で約 35.1mm、来待砂岩は約 111 時間で 70.3mm、登別軟石は約 100 時間で 82.0mm の凍上量であった。

図 6-2 の凍上量が直線的な変化を示す部分で線形近似し、その直線の傾きが最も急な部分を凍上速度とした。凍上速度は、3 回行われた凍上試験の平均値である。凍上速度はそれぞれ、札幌軟石で 0.241mm/hour、大谷石で 0.484mm/hour、丸瀬布凝灰岩で 0.489mm/hour、来待砂岩で 0.680mm/hour、登別軟石で 0.859mm/hour であった。

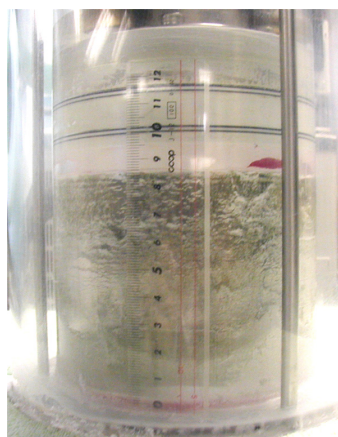
表 6-2 凍上試験前の通水状況と飽和度

	札幌 軟石	大谷石	丸瀬布 凝灰岩	来待 砂岩	登別 軟石
通水期間中の 給水量(ml)	327.7	35.3	21.8	59.4	117.3
通水期間中の 排水量(ml)	298.5	0.0	0.0	13.9	91.0
吸水量 (給水量-排水量) (ml)	29.2	35.3	21.8	45.5	26.3
飽和度(%)	68.0	79.5	84.0	68.1	80.2

札幌軟石



大谷石



丸瀬布凝灰岩



来待砂岩



登別軟石

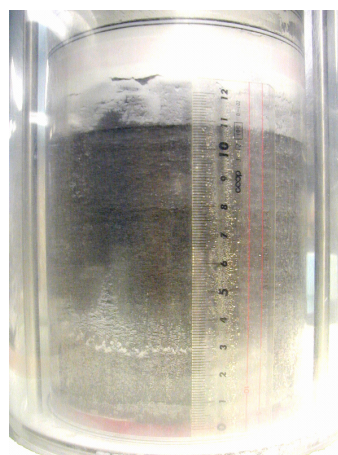


写真 6-2 凍上試験後の様子

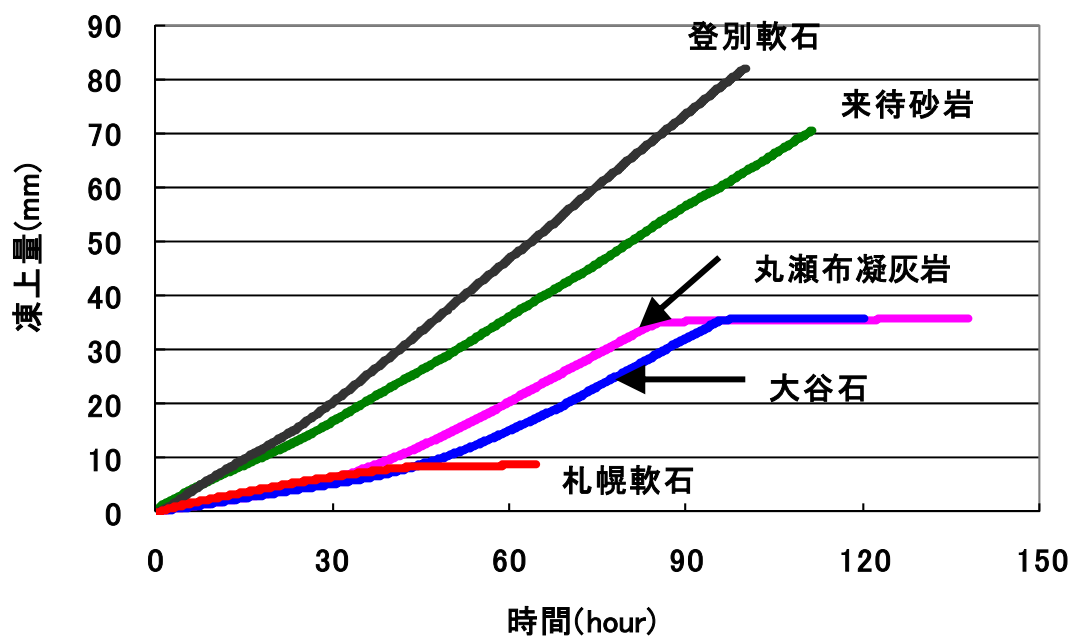


図 6-2 破碎した岩石の凍上試験結果

6.5 破碎した岩石の凍上性

写真 6-2 から，札幌軟石にはアイスレンズが全く発生しておらず，コンクリート状凍結となっていたことが確認できた．表 3-2 に示すように，札幌軟石の鉱物組成には粘土鉱物及び沸石系鉱物が含まれていないことから，凍上に必要な不凍水が，凍結面へ十分に供給されなかったと考えられる．

これに対し，大谷石，丸瀬布凝灰岩，来待砂岩，登別軟石では，アイスレンズの発生を確認することができた．いずれの岩石においても，アイスレンズの現れ方は均一ではなく，供試体の下部ではアイスレンズが発生していなかったが，中部ではヘアクラック状のアイスレンズ，上部では厚いアイスレンズや霜降り状のアイスレンズが発生していた．アイスレンズは，供試体上部に向かうにつれて，その厚さは増していつている．これは，下盤の温度が低下するにしたがって，凍結面が徐々に供試体上部へと移動していき，上盤のポーラスストーンへ近づいていくことによって，凍結面への水分供給が容易になるためだと考えられる．

大谷石，丸瀬布凝灰岩の供試体の上部，ポーラスストーンと供試体の境界付近には，厚さ約 20mm のアイスレンズが発生していた．このような厚いアイスレンズは，アイスレンズ生成によって発生する潜熱と冷却温度との熱的バランスが釣り合ってしまったため，凍結面が上盤に入ることが出来ずに発生したと考えられる．

図6-2から，札幌軟石の凍上量の変化は直線的であった．札幌軟石の凍結様式はコンクリート状凍結であったことから，間隙中の水分移動は少なく，その場で凍結していたと考えられる．凍結面が上盤に入るまで，その場凍結による膨張が繰り返されるため，変位が直線的になったと考えられる．

大谷石，丸瀬布凝灰岩の凍上量の変化は，下に凸の曲線となっていることがわかる．大谷石，丸瀬布凝灰岩，どちらの凍上速度も凍結開始後30時間前後で，それぞれ漸変している．一般的に土の凍上試験法において前半の凍上速度が小さくなることはよくみられることで，これは下部の凍上部分の変位が，上部の未凍結部分を介して伝達されて，凍上量として計測されるためであると考えられている．

来待砂岩，登別軟石の凍上量の変化は，凍結性状が漸変しているにも関わら

ず、ほぼ直線的であった。表6-2から、来待砂岩、登別軟石は、通水の過程で排水が確認されており、供試体の飽和状況は均一であると推測できる。また、表6-1から、来待砂岩、登別軟石の透水性が高いことから、凍上試験を通して、常に一定の水分が供給されていたことが推測できる。これらのことから、試験の初期段階から凍結面への水分供給が十分になされており、凍上は試験の始めから終わりまで、比較的一定の速度で発生していたと考えられる。

以上の破碎した岩石の凍上試験結果から、破碎した札幌軟石を非凍上性岩石、破碎した大谷石、来待砂岩、登別軟岩、丸瀬布凝灰岩を凍上性岩石と判断した。また、凍上速度を比較すると、凍上性は登別軟石が最も高く、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩、大谷石の順に、低くなっていることがわかる。岩石の凍上試験において、最も凍上性が高いと判定された大谷石は、土の凍上試験方法を用いて凍上試験を行うと、2番目に凍上性が低いと判定された。また、岩石の凍上試験において、あまり高い凍上性を示さず、3番目に凍上性が高いと判定された登別軟石は、最も凍上性が高いと判定された。

6.6 破碎した岩石の凍上性と比表面積

図 6-3 に破碎した岩石の凍上速度と比表面積の関係を示す。図から、凍上性と判定された大谷石、丸瀬布凝灰岩、来待砂岩、登別軟石では、比表面積の小さい岩石ほど、凍上性が高くなっていることがわかる。これは、岩石の凍上性とは正反対の傾向である。このことについては、以下の項で考察する。

また、札幌軟石は比表面積が登別軟石よりも小さいにもかかわらず、非凍上性である。このことから、破碎した岩石の凍上性は比表面積 $3 \text{ m}^2/\text{g}$ 付近でピークを迎え、これ以上比表面積が小さくなると凍上性が低くなることが予想される。札幌軟石の小さな比表面積では、十分な量の不凍水を、凍結面へ供給できないことが容易に推測できる。

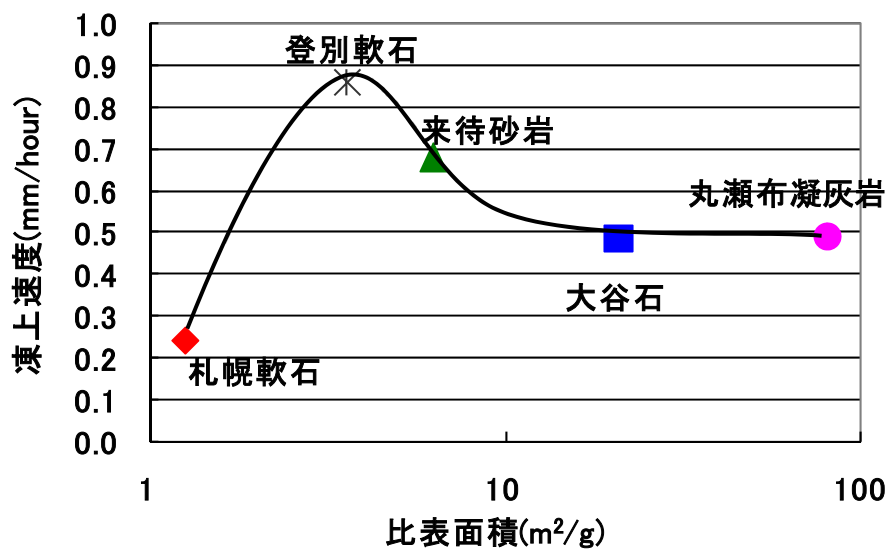


図 6-3 破碎した岩石の凍上速度と比表面積

6.7 破碎した岩石の凍上性と透水性

図6-4に破碎した岩石の凍上速度と透水係数の関係を示す。図から、大谷石、丸瀬布凝灰岩、来待砂岩、登別軟石の順に、透水性が高くなるに従って、凍上性も高くなっていることがわかる。これは、高い透水性によって、より多くの水分が凍結面へと供給されるためであると考えられる。ただし、札幌軟石は透水性が登別軟石よりも高いにもかかわらず、非凍上性である。このことから、破碎した岩石試料の凍上性は透水係数 5×10^{-6} cm/sec 付近でピークを迎え、これ以上透水性が高くなると凍上性が低くなることが予想される。これは、岩石の凍上性とは、異なる傾向である。

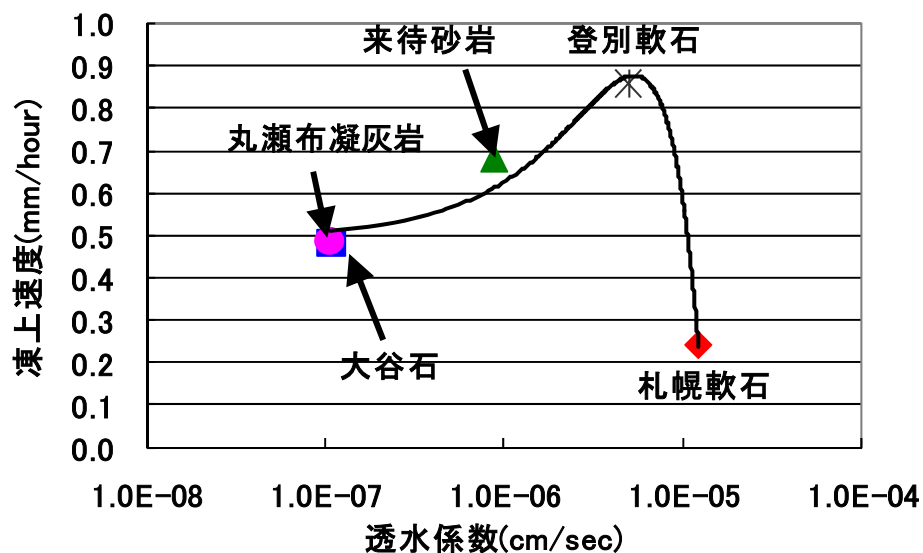


図 6-4 破碎した岩石の凍上速度と透水係数

図 6-5 に破碎した岩石の透水係数と比表面積の関係を示す。図から、比表面積が大きくなるにしたがって、透水係数も低くなっていることがわかる。固体の岩石では、透水係数は細孔の大きさによって支配されていたが、破碎によって細孔が破壊されているため、粉粒体では固体とは異なった因子によって、透水性が支配されていると考えられる。大谷石、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩の透水係数は、いずれも固体のそれより大きな値を示している。

特に来待砂岩の透水係数は、固体のそれより約 200 倍程度大きくなっている。これは透水を困難にしていた細孔半径 10^2nm 以下の空隙が破碎によって破壊されたためだと考えられる。一方、札幌軟石、登別軟石の透水係数は、固体のそれより小さな値を示している。これは透水を容易にしていた細孔半径 $10^3 \sim 10^4\text{nm}$ の空隙が破碎によって破壊されたためだと考えられる。

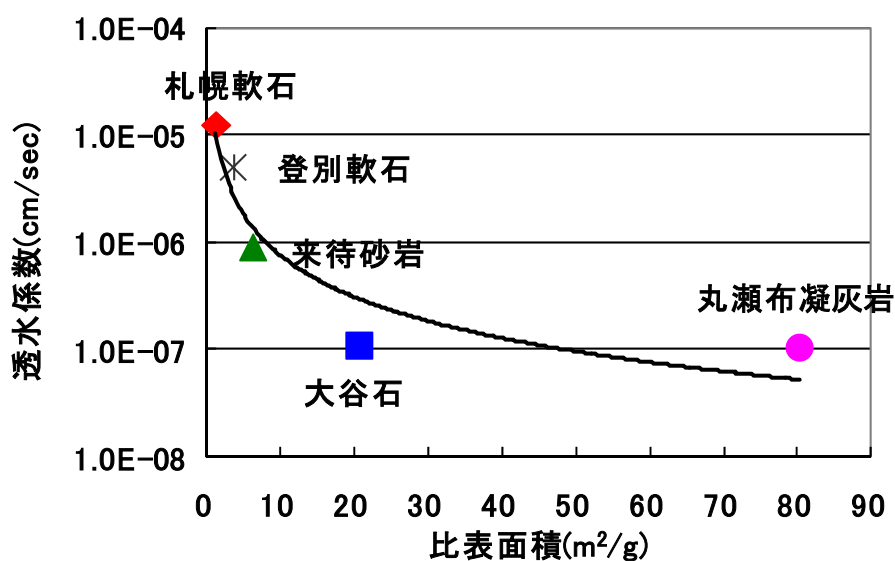


図 6-5 破碎した岩石試料の透水係数と比表面積

先にも述べたように、ゼオライトや粘土鉱物が、大きな比表面積を有することから、比表面積をゼオライトや粘土鉱物の含有量の指標として扱うことができると考えられる。よって、図から、ゼオライトや粘土鉱物をより多く含有する岩石ほど、透水係数が低くなっていることが明らかである。本研究で用いた大谷石、丸瀬布凝灰岩には、多くのゼオライトや粘土鉱物が存在することは、既に述べている。一般的に、粘土の透水性は、他の土質材料に較べて、著しく低い。また、核燃料サイクル開発機構は、粘土鉱物のベントナイトと石灰岩、砂岩の透水係数を比較し、ベントナイトの透水係数が著しく低いことを報告している²⁾。大谷石、丸瀬布凝灰岩に破碎処理を施すことによって、試料中に比表面積の大きなゼオライトや粘土鉱物が混ざりこみ、岩石の透水性を低下させていると考えられる。以上のように、粉粒体では、比表面積と透水係数にはある程度の相関性がみられた。凍上に関与する因子として、それぞれ独立していないことは明らかである。

破碎した粉粒体の岩石は、固体の岩石とは異なり、凍上を妨げるような大きな強度を有していない。このため、固体の岩石のように、クラックを伸展、結合させるための間隙中における内部圧力の発生が必要ではない。固体の岩石では、内圧を高めるための低い透水性が必要条件であったが、粉粒体の岩石では、低い透水性は逆に凍上時のアイスレンズが成長するための水分供給を阻害していると考えられる。

6.8 破碎した岩石の凍上性と土の凍上性との類似性

図 6-3, 図 6-4 から, 破碎した岩石では, 適度な比表面積と適度な透水性を持つ岩石が, 最も高い凍上性を示すことが明らかとなった. この実験結果は, 第2章「土の凍上を支配する要素 (1)土質」で述べた内容そのものである. つまり, この実験結果は, 固体の岩石が破碎処理によって粉粒体となると, その凍上性は, 土の凍上性と同様になるということを示している.

北川, 川上³⁾は, 未固結地山の凍上性を, 既往の土の粒度分析を用いた凍上性判定基準で判定できることを報告している. つまり, 北川, 川上の研究は, 未固結の岩の凍上性が, 土の凍上性とほぼ同様であることを示唆している. 一方, 本研究は, 上記のことを, 破碎した岩石の物性値と土の凍上試験結果から証明している.

以上の議論から, 本研究では, 破碎した岩石（実際には, 未固結地山や風化作用を受けた岩屑試料）の凍上性判定には, 既往の土の粒度分析や, 土の凍上試験を用いた凍上性判定基準が適用できると結論付ける.

6.9 固体の岩石の凍上性と破碎した粉粒体の岩石の凍上性

2種類の凍上試験の結果から、非凍上性岩石では、固体と粉粒体、どちらの状態においても凍上性を示さないことが明らかとなった。これに対し、凍上性岩石では、固体と粉粒体とで、その凍上特性に大きな違いがあることが明らかとなった。以下に、その違いについてまとめる。

固体の凍上性岩石では、透水性が低く、比表面積の大きな岩石ほど、高い凍上性を示した。固体の凍上性岩石において、低い透水性は、間隙水の移動を困難にしている。このため、間隙氷が膨張する際に発生する力によって間隙内の内部圧力が高まり、クラックが伸展、結合していると推測できる。これに対し、固体の非凍上性岩石の高い透水性は、間隙水の移動を容易にしている。このため、間隙水が間隙氷へと相変化する際に発生する膨張力は未凍結の間隙水を排水してしまい、間隙中で内部圧力が発生せず、クラックは伸展、結合しないと考えられる。また、固体の凍上性岩石の大きな比表面積は、岩石が多量の不凍水を保持することを可能にし、アイスレンズを形成する際の水分の供給を容易にしている。

一方、破碎した粉粒体の凍上性岩石では、透水性が高く、比表面積の小さい岩石ほど、高い凍上性を示した。粉粒体の凍上性岩石では、高い透水性が、アイスレンズが成長するための水分供給を容易にしている。これに対し、低い透水性は、アイスレンズを成長させるための水分供給を妨げている。また、破碎した粉粒体の岩石において、大きな比表面積は、透水性を低下させ、凍上時にアイスレンズが成長するための水分供給を阻害している。ただし、それぞれにピークがあり、ピークを越えた高い透水性、小さい比表面積を持つ岩石の凍上性は低くなると予測できる。

以上の議論から、同種の岩石でも、固体と粉粒体という状態の違いによって、その凍上特性に差異が生じることが明らかとなった。今回の研究結果は、岩石と土の凍上特性が、異なるものであることを示唆している。

第 6 章の参考文献

- 1) 地盤工学会：新規制定地盤工学会基準・同解説 VII（2003 年度版），凍上性予測のための土の凍上試験方法，凍上性判定のための土の凍上試験方法，2003.
- 2) Japan Nuclear Cycle Development (JNC): H12 Project to establish the technical basis for HLW disposal in Japan. Supporting Report 3, Safety Assessment of the Geological Disposal System, JNC Tech Rep., JNC TN1401, 2000-04 (200).
- 3) 北川修三，川上義輝：凍上試験による地山の凍上性の判定，応用地質，第 27 巻，第 2 号，pp. 11-20，1986.

第7章 総括

本研究では、主に、2つの目的を明らかにすることに取り組んだ。第1の目的は、報告例の少ない岩石の凍上性を明らかにすることである。第2の目的は、これまでに知られることのなかった岩石と土の凍上特性の違いを明らかにすることである。

これらを明らかにするために、本研究では2種類の凍上実験を行った。一つは引張強さを持つ固体の岩石試料を用いた凍上実験、もう一つは岩石を土と同様に扱うために破碎処理を施した、引張強さを持たない粉粒体の岩石試料と、土の凍上試験方法を用いた凍上試験である。

本研究で得られた知見について、それぞれの実験別に以下に示す。

7.1 岩石の凍上実験

本研究では5種類の岩石に対して凍上実験を行い、それらを凍上性岩石と非凍上性岩石とに分類することを試みた。その結果、大谷石、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩を凍上性岩石、札幌軟石を非凍上性岩石に分類することができた。また、凍上速度の比較から、凍上性は大谷石が最も高く、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩の順に、低くなることを明らかにした。

7.1.1 岩石の凍上性と物性値

本研究では凍上速度と岩石の物性との関係について検討を行った。実験結果から、吸水率や空隙率、強度では、非凍上性岩石である札幌軟石を除くと、これらの物性値と凍上速度との間に、ある傾向を見て取ることができた。凍上速度は、岩石の吸水率、空隙率が大きくなるに従って、また、強度が小さくなるに従って、高くなった。しかしながら、上記以外の物性と凍上速度との間には、有意な関係性は見て取ることができなかった。

さらに、既往の研究で検討されてきた岩石の凍上性判定基準と、本研究の実験結果との比較も試みた。しかしながら、いずれの物性値においても、既往の研究とは良い一致を示さなかった。また、札幌軟石、大谷石はともに凝灰岩で、ほぼ同様の物性を持つにも関わらず、大谷石が著しい凍上性を示すのに対し、札幌軟

石は全く凍上性を示さない。

以上の結果は、岩石の種類や物性値から直ちに岩石の凍上性を判定することが非常に難しいことを示唆している。

7.1.2 岩石の凍上性と温度勾配

本研究では、大谷石と来待砂岩の凍上性が顕著な 2 種類の岩石に対して、2 つの温度条件で凍上実験を行い、温度勾配と凍上性との関係を明らかにすることに取り組んだ。実験結果から、岩石の凍上速度は、温度勾配が大きくなるにしたがって、高くなることが明らかとなった。これは、温度勾配が大きいほど、アイスレンズが成長する際に、水が氷へと相変化することで発生する潜熱が、効率よく奪われるためだと考えられる。

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した。

$$U = K\Delta T \quad (7-1)$$

U : 岩石の凍上速度

K : 岩石の種類によって決まる定数

ΔT : 温度勾配

定数 K は、岩石の透水係数や、比表面積等によって決まると考えられる。

7.1.3 アイスレンズ（凍上）の発生位置、発生温度と岩石の強度

実験結果から、岩石の湿潤状態における引張強さが大きければ大きいほど、アイスレンズ発生位置の温度も低くなることが明らかとなった。このことから、アイスレンズの発生位置とその温度は、岩石の強度によって決まることが明らかとなった。

7.1.4 岩石の内部構造と凍上性

本研究では凍上性岩石と非凍上性岩石の内部構造及び物性値の比較を基にして、岩石の凍上機構について検討を行った。凍上性岩石と非凍上性岩石の内

部構造を評価するために、透水係数と比表面積を測定することに取り組んだ。内部構造と物性値の比較から、凍上性岩石と非凍上性岩石との間に明らかな違いを見出すことができた。得られた知見について以下にまとめる。

- (1) 凍上性の高い岩石ほど、比表面積も大きくなっていることが明らかになった。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、凍上速度も大きくなると考えられる。
- (2) 透水性の低い岩石ほど、凍上性が高いことが明らかになった。透水性の高い岩石では、間隙水の移動が容易であるため、間隙中で内部圧力が発生せず、クラックは伸展、結合しないと考えられる。それに対して、透水性の低い岩石では、間隙水の移動が困難であるため、間隙内の内部圧力が高まり、クラックは伸展、結合すると考えられる。

7.2 破碎した岩石の凍上実験

本研究では破碎処理を施した5種類の岩石に対して土の凍上試験を行い、それらを凍上性岩石と非凍上性岩石とに分類することを試みた。その結果、大谷石、来待砂岩、登別軟石、丸瀬布凝灰岩を凍上性岩石、札幌軟石を非凍上性岩石に分類することができた。また、凍上速度の比較から、凍上性は登別軟石が最も高く、来待砂岩、丸瀬布凝灰岩、大谷石の順に、低くなることを明らかにした。岩石の凍上試験において、最も凍上性が高いと判定された大谷石は、土の凍上試験方法を用いて凍上試験を行うと、2番目に凍上性が低いと判定された。また、岩石の凍上試験において、あまり高い凍上性を示さず、3番目に凍上性が高いと判定された登別軟石は、最も凍上性が高いと判定された。

7.2.1 破碎した岩石の凍上性と比表面積

本研究では破碎した凍上性と比表面積との関係について検討を行った。実験結果から、比表面積の小さい岩石ほど、凍上性が高くなることが明らかとなった。破碎した粉粒体の岩石では、大きな比表面積は、透水性を低下させ、凍上時にアイスレンズが成長するための水分供給を阻害していると考えられる。ただし、上記の傾向にはピークが存在し、ピークを越えた小さい比表面積を持つ岩石の凍上性は低くなると予測できる。

7.2.2 破碎した岩石の凍上性と透水性

本研究では破碎した凍上性と比表面積との関係について検討を行った。実験結果から、透水性が高くなるに従って、凍上性も高くなっていることがわかる。これは、高い透水性によって、より多くの水分が凍結面へと供給されるためであると考えられる。ただし、上記の傾向にはピークが存在し、ピークを越えた高い透水性を持つ岩石の凍上性は低くなると予測できる。

7.2.3 破碎した岩石の凍上性と土の凍上性との類似性

破碎した岩石では、適度な比表面積と適度な透水性を持つ岩石が、最も高い凍上性を示すことが明らかとなった。この実験結果は、固体の岩石が破碎処理によって粉粒体となると、その凍上性は、土の凍上性と同様になるということ

を示している。

既往の研究では、未固結の岩の凍上性が、土の凍上性とほぼ同様であることが報告されている。一方、本研究は、このことを、破碎した岩石の物性値と土の凍上試験結果から証明している。

以上の議論から、本研究では、破碎した岩石（実際には、未固結地山や風化作用を受けた岩屑試料）の凍上性判定には、既往の土の粒度分析や、土の凍上試験を用いた凍上性判定基準が適用できると結論付ける。

7.3 固体の岩石の凍上性と破碎した粉粒体の岩石の凍上性

これまでの議論から、固体の岩石の凍上と破碎した粉粒体の岩石の凍上が、異なる因子に支配されることが明らかとなった。まとめると以下ようになる。

・固体の岩石の凍上性

- (1) 固体の凍上性岩石では、透水性が低く、比表面積の大きな岩石ほど、高い凍上性を示した。
- (2) 固体の凍上性岩石では、低い透水性によって、間隙中で内部圧力が発生する。発生した内部圧力により、クラックが伸展、結合する。
- (3) 固体の非凍上性岩石では、高い透水性によって、間隙中で内部圧力が発生しない。
- (4) 大きな比表面積は、岩石が多量の不凍水を保持することを可能にし、アイスレンズを形成する際の水分の供給を容易にする。

・破碎した粉粒体の岩石の凍上性

- (1) 破碎した粉粒体の凍上性岩石では、透水性が高く、比表面積の小さい岩石ほど、高い凍上性を示した。ただし、それぞれにピークがあり、ピークを越えた高い透水性、小さい比表面積を持つ岩石の凍上性は低くなると予測できる。
- (2) 高い透水性は、アイスレンズへの水分供給を容易にし、低い透水性は、アイスレンズへの水分供給を妨げる。
- (3) 大きな比表面積は、透水性を低下させ、アイスレンズへの水分供給を阻害する。

以上の違いは、固体と粉粒体という状態の違いが主な要因である。

今回の研究結果から、岩石と土の凍上特性が異なるものであることを類推できる。

研究業績一覧

筆者の論文，講演について以下に示す．

論文（学位論文関連）

- 1) 中村 大，後藤隆司，森 訓保，平松雅宏：低温の影響による岩石の劣化に関する基礎的研究－室内凍上試験装置を用いた、岩石の凍上実験－，土の凍上と室内凍上試験に関するシンポジウム発表論文集，pp.61-66, 2001.10.
- 2) 中村 大，後藤隆司，森 訓保，平松雅宏：岩石の凍上に関する基礎的研究－2分した岩石の境界部分で起こる凍上に関する研究－，第47回地盤工学シンポジウム平成14年度論文集，pp.315-320, 2002.
- 3) 中村 大，後藤隆司，森 訓保，鈴木輝之，平松雅宏：岩石の凍上性に関する基礎的研究－岩石の物性値と破砕の影響－，地盤工学ジャーナル，Vol. 1, No. 4, pp.131-142, 2006.
- 4) Dai Nakamura, Takashi Goto, Noriyasu Mori, Teruyuki Suzuki, Masahiro Hiramatsu : Basic Study on Frost Susceptibility of Rock-The Physical Characteristics of Rock and the Effect of Shattering-, 13th International Conference on Cold Regions Engineering, American Society of Civil Engineers, 2006.7.
- 5) Dai Nakamura, Takashi Goto, Noriyasu Mori, Teruyuki Suzuki, Masahiro Hiramatsu : Basic Study on Frost Susceptibility of Rock-Comparing the physical characteristics of rock-, The 8th International Symposium on Cold Region Development, Finnish Association of Civil Engineers RIL, 2007.9.
- 6) 中村 大，後藤隆司，鈴木輝之，伊藤陽司，山下 聡：岩石の凍上に関する基礎的研究－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の解明－，Journal of MMIJ，Vol. 124, No. 4, 5, pp.231-239, 2008.
- 7) Dai Nakamura, Takashi Goto, Yoji Ito, Teruyuki Suzuki, Satoshi Yamashita : A Basic Study on Frost Susceptibility of Rock-Differences Between Frost Susceptibility of Rock and Soil-, 14th International Conference on Cold Regions Engineering, American Society of Civil Engineers, 2009.9.
- 8) 中村 大，後藤隆司，伊藤陽司，山下 聡，鈴木輝之：岩石と土の凍上特

性の差異に関する実験的検証, 土木学会論文集, Vol. 66, No. 3, 5, pp.472-486, 2010.

講演（学位論文関連）

- 1) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏: 低温の影響による岩石の劣化に関する基礎的研究－札幌軟石と大谷石の比較－, 土木学会第 54 回年次学術講演会講演, 広島, pp.644-645, 1999.9.
- 2) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏: 低温の影響による岩石の劣化に関する基礎的研究－3種類の岩石の比較による凍上メカニズムの解明－, 土木学会第 55 回年次学術講演会講演, 仙台, 2000.9.
- 3) 藤沢 拓, 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏: 低温と水の影響による岩石の劣化に関する基礎的研究－凍上試験装置を用いた大谷石の凍上実験－, 資源素材学会北海道支部, pp.15-16, 2001.6.
- 4) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏: 岩石の凍上に関する基礎的研究－2分した岩石の境界部分で起こる凍上に関する研究－, 資源素材学会・春季大会, pp.201-202, 2002.3.
- 5) 藤沢 拓, 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏: 低温と水の影響による岩石の劣化に関する基礎的研究－4種類の岩石の比較による凍上メカニズムの解明－, 資源素材学会北海道支部, pp.43-44, 2002.6.
- 6) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏, 塘 洋行: 岩石の凍上に関する基礎的研究－凍上時における A E 計測－, 資源素材学会北海道支部, pp.47-48, 2003.6.
- 7) 曾田浩資, 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏: 岩石の亀裂内に土が充填されているときの凍上現象, 資源素材学会北海道支部, pp.43-44, 2004.6.
- 8) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏, 塘 洋行: 岩石の凍上時における A E 計測, 資源素材学会北海道支部, 2005.6.
- 9) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏, 曾田浩資: 岩石の凍上力に関する基礎的研究, 資源素材学会北海道支部, pp.25-26, 2006.6.
- 10) 畠山直樹, 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏: 岩石の凍上力に関

する基礎的研究, 資源素材学会北海道支部, pp.23-24, 2007.6.

- 11) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏: 岩石の冷却時におけるA E計測, 資源素材学会・春季大会, 2007.3.
- 12) 菅原徳記, 中村 大, 後藤隆司, 平松雅宏: 繰り返し凍上試験における札幌軟石のA E計測, 資源素材学会北海道支部, pp.19-20, 2008.6.
- 13) 中村 大, 畠山直樹, 後藤隆司, 平松雅宏: 岩石の凍上力に関する研究, 資源素材学会北海道支部, pp.7-8, 2009.6.
- 14) 菅原徳記, 中村 大, 後藤隆司, 平松雅宏: 繰り返し凍上試験における札幌軟石のA E計測, 資源・素材 2009 札幌, pp.207-208, 2009.9.

論文（その他）

- 1) 伊藤陽司, 豊田 守, 中村 大, 山下 聡, 鈴木輝之: 被災調査支援システムの開発と利用, 地盤工学ジャーナル, Vol. 4, No. 2, pp.197-204, 2009.
- 2) 佐藤厚子, 中村 大, 鈴木輝之, 西本 聡: 自然寒冷下での凍結融解過程における高含水比土の水分挙動, 地盤工学ジャーナル, Vol. 4, No. 2, pp.205-214, 2009.
- 3) Kim Hak-Sam, Suh Sang-Youl, Nakamura Dai, Fukuda Masami, Yamashita Satoshi, Suzuki Teruyuki : Frost-Heaving Characteristics of Soil Mixed with Discarded Tire Powder, Journal of the Korea Geochemical Society, Vol. 26, No. 4, pp.15-26, 2010.4.
- 4) Kim Hak-Sam, Suh Sang-Youl, Nakamura Dai, Fukuda Masami, Yamashita Satoshi, Suzuki Teruyuki : A Study on the Thermal Conductivity Characteristics of Discarded Tire Powder-Soil Mixture, Journal of the Korea Geochemical Society, Vol. 26, No. 5, pp.27-36, 2010.5.
- 5) Dai Nakamura, Teruyuki Suzuki, Yoji Ito, Satoshi Yamashita, Takashi Goto : Changes in Hydraulic Conductivity of Compacted Soil by the Effect of Freeze-Thaw Cycles, The 9th International Symposium on Cold Region Development, 2010.6.
- 6) Atsuko Sato, Dai Nakamura, Teruyuki Suzuki, Satoshi Nishimoto : The behavior of moisture in high-water-content soil during the freeze-thaw process under

- natural cold conditions, 14th International Conference on Cold Regions Engineering, American Society of Civil Engineers, 2009.9.
- 7) Kuniyuki Ueno, Nakamura Dai, Teruyuki Suzuki : Behavior of slopes in seasonally frozen regions during freezing and thawing, The 9th International Symposium on Cold Region Development, 2010.6.
 - 8) 上野邦行, 芮 大虎, 中村 大, 伊藤陽司, 山下 聡, 鈴木輝之 : 斜面保護法面の凍結・融解過程における挙動特性, 地盤工学ジャーナル, Vol. 5, No. 3.
 - 9) 中村 大, 賈 寧, 鈴木輝之, 伊藤陽司, 山下 聡, 後藤隆司 : 凍結融解過程における水分挙動と透水性の変化, 地盤工学会北海道支部・技術報告集, pp.89-96, 2010.1.
 - 10) 上野邦行, 中村 大, 鈴木輝之, 雨宮盛児 : 法枠中詰土の凍結・融解過程における挙動, 地盤工学会北海道支部・技術報告集, pp.151-154, 2010.1.
 - 11) 佐藤厚子, 鈴木輝之, 西本 聡, 中村 大 : 寒冷気候を利用した高含水比土の改良法, 寒地土木研究所月報, Vol.685, pp.2-13, 2010.6.
 - 12) 佐藤厚子, 鈴木輝之, 中村 大, 西本 聡 : 寒冷気候を利用した凍結脱水による含水比低下技術, 第9回地盤改良シンポジウム, 2010.11.

講演（その他）

- 1) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏 : 低温下における湿潤岩石供試体側面切り欠き上面の氷の成長に関する研究, 資源素材学会北海道支部, pp.25-26, 1999.6.
- 2) 中村 大, 後藤隆司, 森 訓保, 平松雅宏 : 低温の影響による岩石の劣化に関する基礎的研究ー岩石の亀裂に形成される氷を想定した室内実験ー, 資源素材学会北海道支部, pp.45-46, 2000.6.
- 3) 中村 大, 後藤隆司, 平松雅宏, 長谷部亮 : 北見市において発生した煉瓦の凍害現象, 資源素材学会北海道支部, pp.9-10, 2010.6.
- 4) 中村 大, 後藤隆司, 伊藤陽司, 山下 聡, 鈴木輝之 : 北海道北見市において発生した煉瓦の凍害現象, 資源・素材 2010 福岡, 2010.9.

謝辞

本論文は、筆者が平成 10 年 3 月に北見工業大学・土木開発工学科を卒業し、同年 4 月に教務職員として勤務してから、助教となった現在に至るまでの 13 年間の研究成果を取りまとめたものです。本論文を完成させるにあたり、多くの方々にご意見、ご指導、ご支援をいただきました。

本論文を作成するにあたり、北見工業大学・社会環境工学科・鈴木輝之教授には、研究の方向性から論文の執筆の仕方に至るまで、研究の細部にわたって、多くのご教授、ご鞭撻をいただきました。心から感謝を申し上げます。また、大変お忙しい中、博士論文の主査をお引き受けいただき、誠にありがとうございます。

北見工業大学・社会環境工学科・後藤隆司准教授には、学生時代から、研究の取り組み方、進め方に関する沢山の助言、ご指導をいただきました。また、公私にわたって、多大なるご支援をいただきました。心から感謝を申し上げます。

本論文の審査員である北見工業大学・社会環境工学科・鈴木輝之教授、高橋修平教授、川村彰教授、山下聡教授、伊藤陽司准教授、亀田貴雄准教授、機械工学科・佐々木正史教授、帯広畜産大学・地域環境工学部門・武田一夫教授には、多くの貴重なご意見をいただきました。講義や研究活動などといった職務の合間の貴重な時間を本論文の審査に費やしていただき、誠にありがとうございます。

本研究の遂行にあたっては、北見工業大学・社会環境工学科「凍裂ゼミ」に所属する多くの先生方から、たくさんのご指導、ご助言をいただきました。「凍裂ゼミ」のメンバーである、鈴木輝之教授、森訓保名誉教授、後藤隆司准教授、山下聡教授、庄子仁教授、伊藤陽司准教授、八久保晶弘准教授、故沢田正剛講師、平田広昭技術員、平松雅宏技術員、百武欣二技術員、岡田包儀技術員に、心から感謝を申し上げます。

毎年夏期に開催されている「凍土系研究室大学間交流セミナー」にて、意見交換をさせていただいた帯広畜産大学・土谷富士夫教授、武田一夫教授、システム工学研究所・赤川敏先生、北海学園大学・小野丘教授、北海道大学・蟹江

謝辞

俊仁教授，株式会社精研・伊豆田久雄先生に，心から感謝を申し上げます。

前年度に一足早く博士号を取得された先輩である独立行政法人・土木研究所・寒地土木研究所・佐藤厚子さん，鈴木輝之先生の下，ともに博士号の取得を目指した嶺南理工大学・土木科・金學三教授，有限会社・シー・エス・プランニング・上野邦行社長には，多くのアドバイス，励ましをいただくとともに，大変勇気づけていただきました。誠にありがとうございました。

本論文を執筆するにあたって用いられた多くの研究データは，著者だけでなく，多くの卒業生の手によって採取されたものです。岩盤工学研究室に所属した多くの卒業生の皆様に心から感謝を申し上げます。

最後に私事となりますが，筆者の研究生生活を温かく見守ってくれた両親，筆者をいつも励まし，支えてくれた妻に心から感謝して，謝辞とさせていただきます。

中村 大
2011 年 3 月