

岩石の凍結 — 融解による風化が基盤崩落に与える影響

THE EFFECTS OF FREEZING-THAWING CYCLES TO ROCK FALL AT TOYOHAMA

福田正己（北海道大学低温科学研究所）・播磨屋敏生（北海道大学大学院理学研究科）

原田鉦一郎（北海道大学低温科学研究所）

Masami FUKUDA¹, Toshio HARIYAMA² and Koichiro HARADA¹

¹ Institute of Low Temperature Science, Hokkaido Univ.

² Graduate School of Earth Science, Hokkaido Univ.

ABSTRACTS

The occurrences of Freeze-Thaw cycles at Toyohama rock fall site were estimated based on the meteorological data. In addition to the estimation, on-the-spot measurement was made by means of the temperature sensors, which were inserted at the depth of 10, 20, 40, 70cm. Both the estimation and field observation suggest that the maximum depth of frost penetration is less than 70cm from the surface of bedrock.

Specimens of rock were sampled at the sites and were subjected to the Freeze-Thaw cycle test at the laboratory. The porosity and ultra-sonic propagation velocity were measured after each 5 cycles. It is clear that some type of specimens were easily disintegrated into small particles after 15 cycles. These frost susceptible rocks tend to contain with tuff as the matrix of rock. On the other hand, frost resistant rock contains conglomerate. Using the powdered samples, the unfrozen water content versus temperature below zero degree were obtained by means of pulsed NMR. The results of the measurements indicate that rather higher unfrozen water content was traced in the samples than other materials.

High values of unfrozen water content in the frozen sample suggest that the rock sample tends to be frost susceptible under the freezing condition.

Considering on the field measurements and laboratory experiments, present authors conclude the effect of freezing-thawing at the Toyohama site is not the direct trigger of rock fall but indirect process of weathering of the exposures along the cliff.

1 はじめに

北海道では、基盤岩石が凍結—融解の繰り返しで破碎風化が進行し、大規模崩落を引き起こすことがある。1987年6月9日に層雲峡で柱状節理の発達した溶結凝灰岩が崩落し、死者3名重傷者6名という事故が発生した（勝井1988）。凍結—融解の繰り返しとその一因と考えられた（福田1988）。古平町豊浜での斜面崩落は、岩盤が深くまで凍結して崩落の発生しにくい最寒冷期で

あることから、崩落の直接原因に凍結が作用したとは考えにくい。そこで、この報告では、凍結作用に影響する1996年冬季の気象環境と、凍結－融解による岩石の破碎性を実験により評価する。

2 凍結－融解の繰り返し出現頻度

基盤岩体に凍結－融解が及ぶ回数と深さは、季節変動と日変動の2つの様式で異なる。季節変動では、岩体の最大凍結深さまで、冬季に1回の凍結－融解が及ぶ。一方気温の日変動では、変動振幅はただか数10cmで岩体内で減衰するので、表層付近のみが凍結－融解を繰り返す。そこで豊浜に近い美国における凍結－融解の頻度と最深凍結を、今冬（1995/1996冬期）のアメダス観測値から求めた。季節凍結深さは土壌の凍結深さの推定法を適用する（福田1985）。岩体表面温度の近似として気温を用いると、最深凍結深さ（ D cm）は、寒候期の 0°C 以下の温度の積算値（凍結指数 $ld^{\circ}\text{C} \cdot \text{days}$ ）から以下の式で求められる。

$$D = \alpha \cdot \sqrt{ld} \quad \dots\dots(1)$$

α は岩体の凍結時熱伝導率に依存する係数で通常は3.0～4.0である。2月中旬までの ld は200～300なので、豊浜の崩落前の凍結深さは42～69cm程度である。確認のため2月18日から5月11日までの間、崩落斜面付近で岩体に孔を開け、70cmから10cmまで20cm間隔で岩体温度を計測した結果、最深凍結を50～60cmと推定した。以上から、崩落した岩体では、基盤の背後に存在した亀裂の影響を除くと、表面付近50～60cmが凍結していたに過ぎない。実際に崩落の後に、地下水が滑落面に浸透し、つららを形成していた。もし滑落面付近まで凍結が及んでいれば、岩体の凍結で地下水浸透は見られないはずである。以上から季節変動による凍結深さは、崩落した岩体のごく表面に限定され、直接ないし間接に凍結が崩落の引き金とは言いがたい。

次に日変動による凍結－融解の影響を検討する。岩体表面で凍結－融解が起るためには、最低限気温が 0°C をはさんで上下する必要がある。条件をだんだんと厳しくしながら統計をとった。その結果の一つである日最低気温が 0°C 以下で、日最高気温が 0°C 以上となる頻度は80回あった。以下同様に -1°C 以下と $+1^{\circ}\text{C}$ 以上、 -2°C 以下と $+2^{\circ}\text{C}$ 以上、 -3°C 以下と $+3^{\circ}\text{C}$ 以上、 -4°C 以下と $+4^{\circ}\text{C}$ 以上に日最低気温、日最高気温が同じ日に起る頻度は、それぞれ46回、20回、7回、3回あった。その条件を満足する日は、厳冬期には起らずに、その前か、後に集中していた。ちなみに -2°C 以下と $+2^{\circ}\text{C}$ 以上、 -3°C 以下と $+3^{\circ}\text{C}$ 以上、 -4°C 以下と $+4^{\circ}\text{C}$ 以上となる日は、それぞれ厳冬期前は6回、2回、1回に対して、厳冬期後は14回、5回、2回あった。つまり融雪期に凍結－融解の頻度が多い事が示された。

岩体中にしみ込んだ水が、十分に凍結し、その後十分に融解するには 0°C をはさんで上下に気温が変化するだけでなく、ある温度以下まで冷却され、またある温度以上まで熱せられる事が必要だろう。福田（1988）の凝灰岩の凍結－融解の実験結果によると、 -4°C 以下まで冷却し、その後 $+4^{\circ}\text{C}$ 以上まで温度が上昇して融解されるような温度変動が破壊の目安とされた。その条件を満足する頻度は、今冬の美国では3回であった。

今冬との比較および北海道内の地域分布を見るために、昨冬（1994/1995冬期）の気象官署の観測値に基づいて描いた凍結－融解（ -4°C 以下と $+4^{\circ}\text{C}$ 以上）の出現頻度図が図1である。全



図1 北海道内における凍結－融解の出現頻度分布
 ($T_{\min} \leq -4^{\circ}\text{C}$ 、 $T_{\max} \geq \pm 4^{\circ}\text{C}$ 日変動幅、1994/1995 冬季)

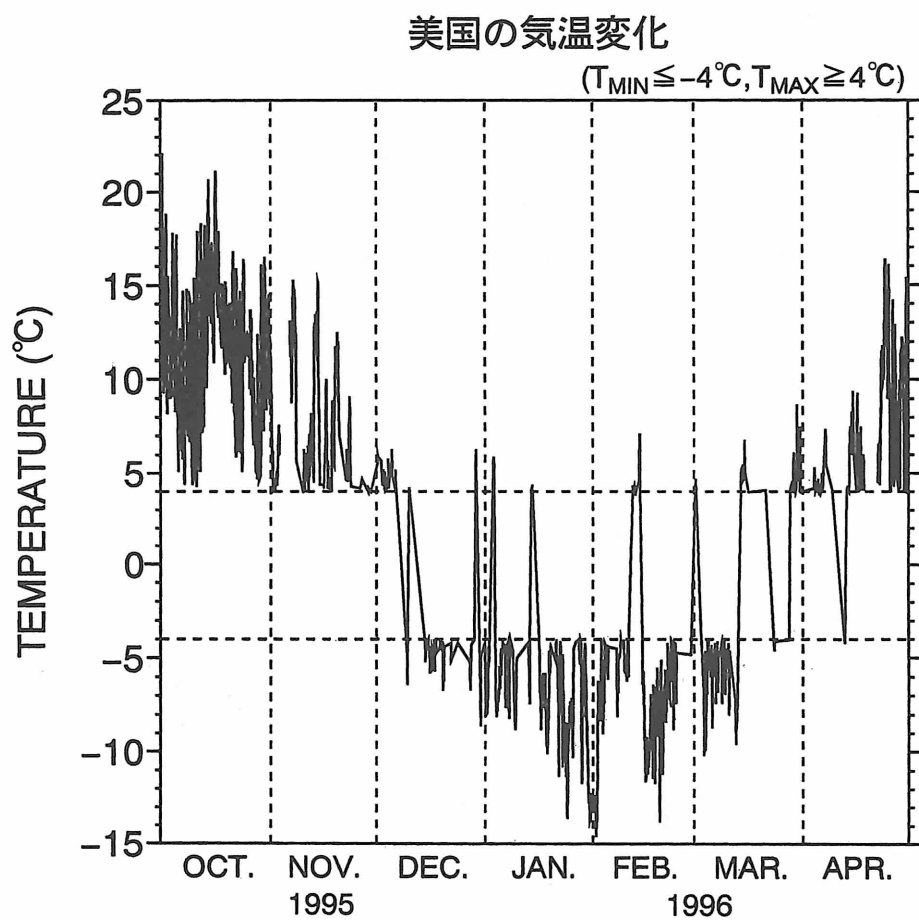


図2 美国における凍結－融解の出現頻度
 (最高気温 $\geq +4^{\circ}\text{C}$ から最低気温 $\leq -4^{\circ}\text{C}$ となる頻度)

体的に見れば、内陸部で多く、海岸部で少ない事がわかる。そして美国の近くに位置する小樽では1回であった。

今までの議論は気温の日変化についてであったが、次にもっと長期間にわたる気温変化を見てみる。図2は、気温が $+4^{\circ}\text{C}$ 以上から -4°C 以下になるまでの変動の様子を示したグラフである。この図では、 $-4^{\circ}\text{C}\sim+4^{\circ}\text{C}$ の間の観測値は煩雑になるので除いて、両端の値を直線でむすんで見やすくしてある。この図から長期間にわたる気温変化から見れば、凍結-融解は9回起っている事がわかる。以上から、1冬間において日変化のような短周期では3回程度、長周期では9回程度、 -4°C 以下と $+4^{\circ}\text{C}$ 以上の気温変化による凍結-融解を美国では繰り返していたと言える。

3 冬季間の岩盤温度変動の計測

事故発生直後に、現場付近の余市側基盤に孔を開けて、温度センサーを設置し、融解過程の岩盤内温度変動を記録した。図3にその結果を示す。1996年3月11日から4月11日までの1ヶ月間の10cm深、20cm深、40cm深、70cm深の変動で毎2時間に測定された。10cm深さは3月20日ごろにプラスになり、20cm深と40cm深は4月はじめにプラスとなっている。70cm深さでは、最低温度は $+0.8^{\circ}\text{C}$ であり、明らかにこの深さまでは凍結しなかった。次に図4に1996年12月24日から1997年3月5日までの基盤内の温度変動を示す。センサー設置場所が前回から約10m移動した。また基盤の露出基底部にあたり、積雪の影響が現れている。10cm深では1月末までの間は寒暖の周期変動の影響を受けて、大きな変動が見られた。しかし、1月末からは積雪下となり、温度変動は次第に小さくなった。20cm深では12月末では凍結したが、1月末の積雪によって、断熱効果が現れわずかにプラスに転じている。40cm深では、3月4日まで温度低下が継続している。70cm深でも同様の傾向がみられた。岩盤への温度伝播の遅れを考慮し、図3の前年の3月-4月の変動を

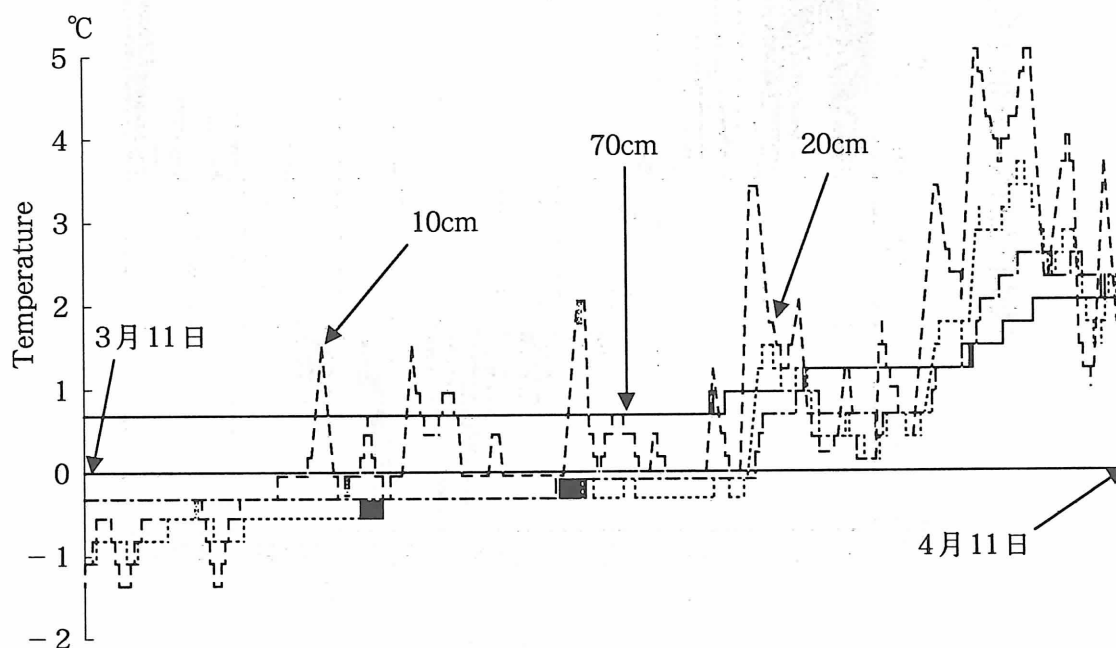


図3 1996年3月11日-4月11日までの基盤岩内部温度変動)

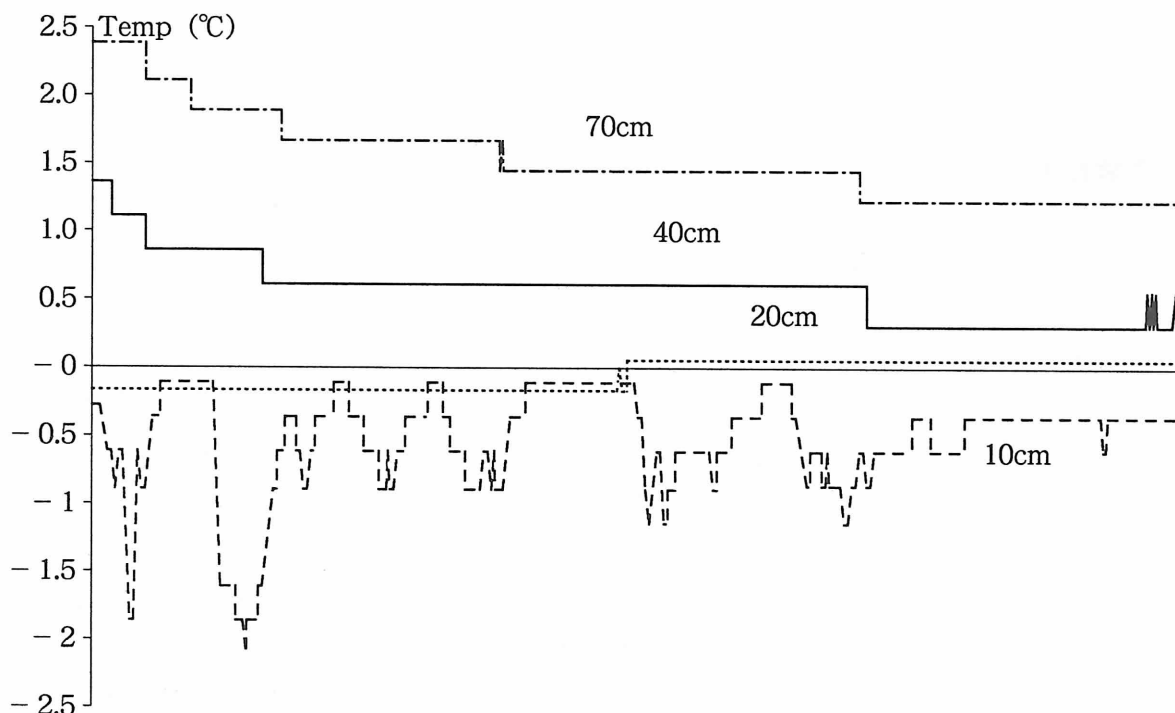


図4 1996年12月24日－1997年3月5日までに基盤岩内部温度変動

参考にするなら、40cmと70cmの温度の最低は3月末であり、また40cmにまで凍結が達することはない。しかし、図4では積雪の影響があるので、厳密には図3にそのままつながらない。いずれにせよ、すでに推定されているように、豊浜での基盤の最大凍結深さは積雪がないとしても、実測からは40cmと70cm深さの間に存在していた。

4 凍結－融解実験

崩落現場で採取した岩石が、どの程度凍結－融解に対して抵抗性があるかを調べるために、実験室において凍結－融解実験を行った。凍結による破損状態を判定するために、一定の凍結－融解サイクル毎に岩石の損失率と空隙率を測定した。損失率は、凍結－融解サイクル後の重量を初期の岩石の重量で割ったものとして定義する。また空隙率は、真空脱気で水飽和させた試料の水中及び空中秤量から算出した。これは、外気と連結した空隙のを考慮した空隙率（有効空隙率）である。岩質は第三紀水冷火砕岩（旧定義の角礫凝灰岩）であり、火山噴出に伴う凝灰質の部分と緻密な角礫質から成り立つ。

実験は以下の手順で行った。まず、サンプルを110℃で24時間乾燥させて重量を測定する。その後水で満たした容器にサンプルを入れ、デシケーター中に置き、真空ポンプで脱気した状態で24時間放置する。これにより岩石を水飽和させ、空中と水中秤量する。これらの重量測定より有効空隙率を算出する。次にサンプルを水で満たされた容器に並べ、乾燥を防ぐために表面をガーゼで覆う。これを恒温槽に入れて凍結－融解サイクルを繰り返す。恒温槽の温度変動は10℃～

10℃で24時間で1サイクルとした。サンプルを5サイクル毎に恒温槽より取り出して重量等を測定し、合計20サイクルまで実験を行った。

5 実験結果

図5に5サイクル毎の有効空隙率の変化を示す。サイクルが進むにつれ、空隙率の値の幅が大きくなる。これは実験が進むに従い、サンプルが2つのグループに分けられることを示している。脆い凝灰質部分は破碎され、堅い角礫の部分だけ残るサンプルでは、空隙率は次第に小さくなる。また角礫をあまり含まない凝灰質は、残存部の空隙率は大きくなる。損失率の変化を見ると、やはり2つのグループに分けられる(図6)。角礫質では、ほとんどその重量が変動しないが、凝灰質では重量で70%も減少(破碎)されたものもある。また重量の急激な減少は、10サイクルを越えると発生することも分かった。これは崩落現場で採取した岩石試料が、基盤岩体の表面付近でよく、内部のあまり風化の進行していない部分(新鮮な試料)であったためである。すでに福田(1984)が、指摘しているように、基盤岩石の凍結-融解の繰り返し試験を行う場合には、変動幅が±4℃以上ですくなくとも10サイクルの繰り返しが必要である。こうした現地で採取した新鮮な岩石試料では、一定サイクル以上(ここでは10サイクル)の繰り返しで、破碎抵抗性に差が生ずるからである。この原因は、新鮮な岩石試料内で、初期サイクルでは破碎に至らない微細なクラックがまず生じ、やがてそれらが伸長して相互に連結して、大きなクラックとなるからである。図7に実験前後の岩石試料の変化を示す。左側は図5、6に示した岩石試料である。右側は試料No. 4の15サイクル後の破碎の様子を示す。破片と細かな粒子へ剥落したことが分かる。

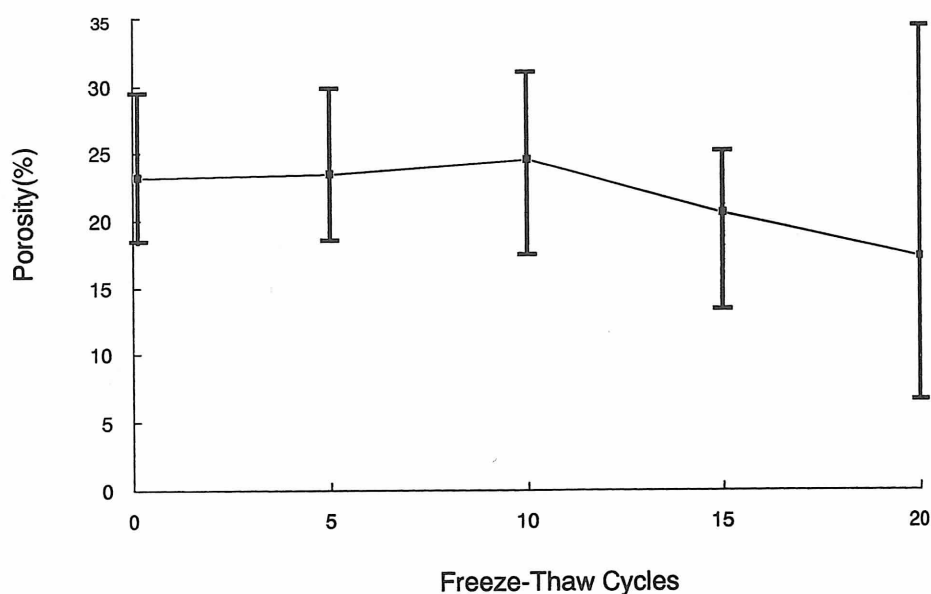


図5 凍結-融解による試験岩石試料の有効空隙率変化
(豊浜付近水冷破碎岩)

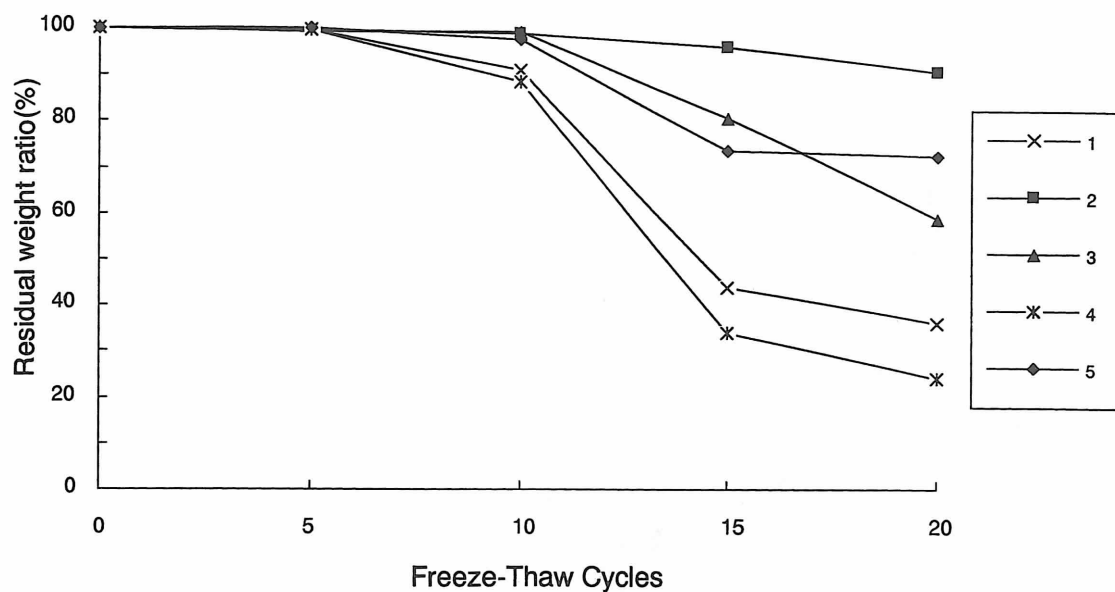


図6 凍結－融解による損失率変化

(No. 2、No. 5：角礫質 No. 1、No. 3、No. 4：凝灰質)

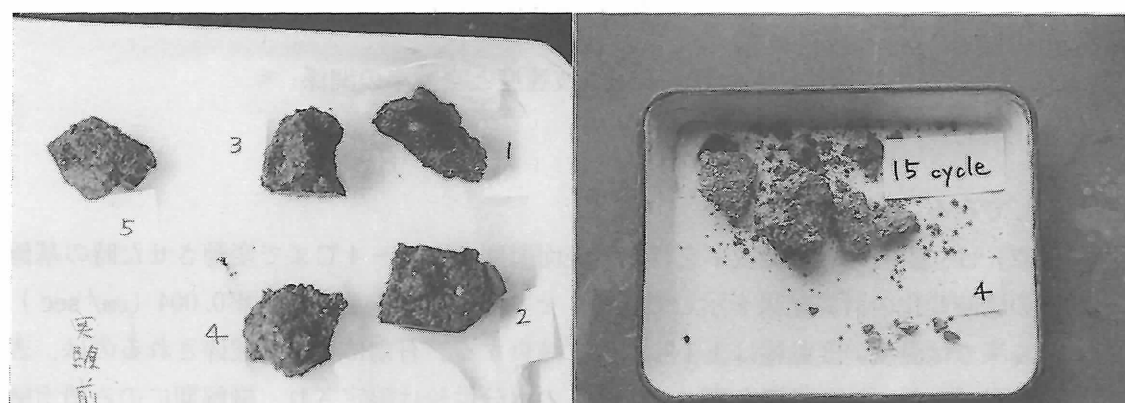


図7 凍結－融解による岩石試料の破碎状況

6 考察とまとめ

±10℃の温度幅で凍結－融解実験を行った結果、凝灰質な岩石試料は10サイクルを超えた後に破碎された。この岩質は、本実験のように水分が十分に供給されるといった条件が揃えば、非常に凍結抵抗性は低く、破碎されやすい。この凍結抵抗性は、岩石の空隙率と力学的性質を反映する超音波伝播速度をパラメーターとして表わすことが出来る (Fukuda, 1979)。一般に、空隙率が20%以上、超音波伝播速度が2.0km/sec以下の岩石は、凍結－融解の繰り返しによって破碎されやすくなる (図8)。本実験で用いた岩石では、6個のサンプルの平均の空隙率は32%、超音波伝播速度は1.80km/secであった。

この実験結果に基づいて、実際の基盤岩体では、水分供給と温度動幅がどのように出現するか

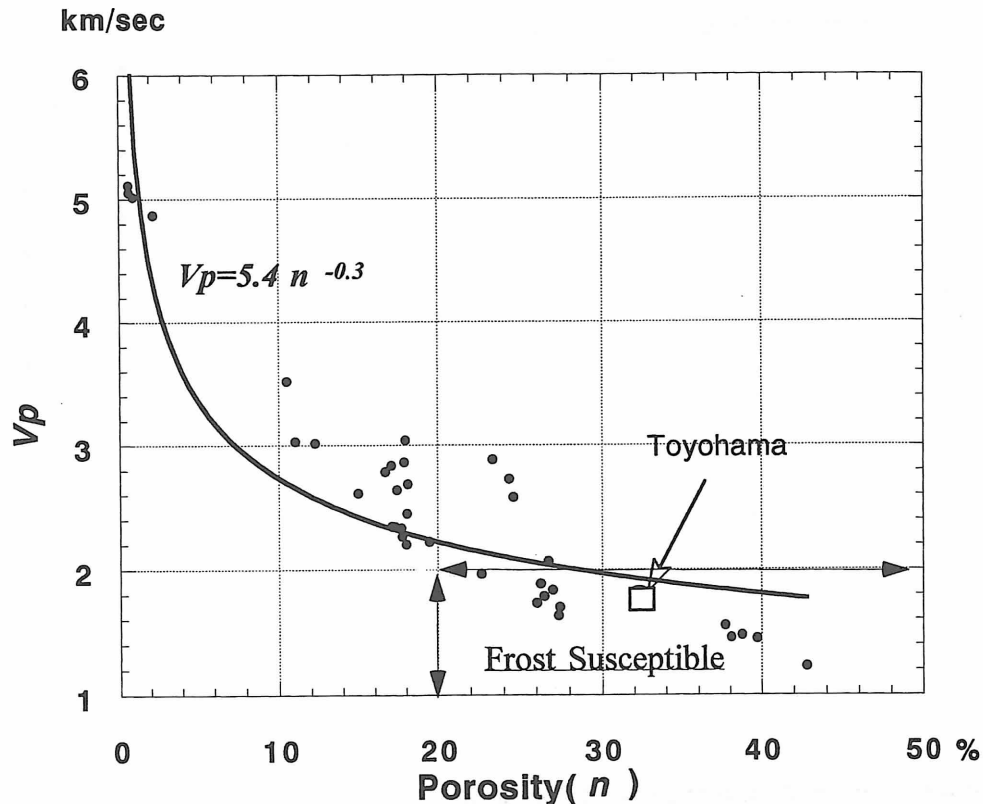


図8 風化岩石の超音波速度と空隙率の関係

を再度評価してみる。

福田（1982）は、岩石の温度拡散率を与え、表面温度を 4°C ～ 4°C まで変動させた時の基盤岩石内の温度の経時変化の計算結果を示している。それによると、温度拡散率 0.004 (cm/sec) とすると、30cm深では温度の変動幅は $\pm 1^{\circ}\text{C}$ 以内に減衰する。有効に岩石が破碎されるのは、表面のごく浅層に過ぎない。加えて厳冬期では岩体への水分供給は限定され、融解期にのみ積雪融解水で、岩体は濡れた状態となる。

基盤岩体では、垂直に切り立った斜面に平行に、岩体の背後に分布する亀裂が存在する。その亀裂の最上部の開口部の幅や、岩体に切り込んだ亀裂深さの規模によっては、凍結－融解の繰り返しが無効に作用し、岩体全体を脆弱化する可能性は捨て切れない。例えば、氷河の上端基盤接触部（ベルグシュルンド）では、融解水の供給と凍結－融解の繰り返しで、岩石破碎が顕著に発生する。そのため、氷体接触部は斜面の浸食後退で垂直壁（カールバンド）が形成する。豊浜トンネル上部滑落斜面で、これに類似の凍結浸食営力の発生が、直接的な崩落原因とする可能性も否定できない。一方で、均質な岩体を仮定した、現気象条件下での凍結－融解の出現頻度や岩石試料の凍結－融解実験結果からは、岩体全体を崩落させるような直接的な破壊に凍結が寄与していないとも言える。

岩石が凍結で破碎されるのは、空隙の水が凍結時に堆積膨脹するのが原因ではない。なぜなら自然条件下で、岩石の空隙が完全に水で飽和されることはあり得ない。従って、空隙内で水が凍

結しても、空隙を押し広げることなく、氷の発生力は岩石には伝達されない。しかし、土壌の凍上機構のように、凍結面への水の拡散があり、気泡内を氷結晶が満たす場合には、その凍上力は岩石の空隙を拡大させ、亀裂が発生する。凍上性を判定する方法として、水を吸着している力の場の測定、すなわち不凍水分量の測定がある。岩石を構成する鉱物表面に、水が吸着されると、その水の化学ポテンシャルは低下する。しかし過冷却になった吸着水は、温度勾配下では、水をより高ポテンシャルの未凍結ゾーンから吸い寄せる。これが凍上現象を引き起こす、水の吸い上げ駆動力である。そこで、0℃以下でも凍結しない水の存在量を測定し、その結果から凍上性の有無を判定することが出来る。

実際の測定は次の方法と装置で行った。凍結－融解実験で破碎された試料を乳鉢で細かく砕く。それを蒸留水で飽和させ、NVRの測定セルに充填する。いったん-20℃以下で凍結させ、徐々に昇温させながら、Pulsed NVRで不凍水分量を測定した。その結果を図9に示す。-5℃から-20℃まででは10%－5%の不凍水が含まれており、やや凍上性があることが示唆される。鉱物の内で、どの成分がこの不凍水の存在に寄与するかは不明であるが、凝灰質の試料が凍結－融解実験では、破壊の度合いが大きいことから、凝灰質のマトリックスに、吸着水を多く含む粘土鉱物が存在している可能性がある。

層雲峡での事例とも照らし合わせると、基盤岩体が受けた凍結－融解の繰り返しは、岩体表面や大きく開いた亀裂内面では含水条件で、活発な凍結破碎が発生させ、基盤強度の低下に寄与してきた。したがって、間接的には、凍結－融解の繰り返しが基盤岩体の崩落の一因となったであろう。今後の再発防止には、例えばグラブドレーダーなどを用いた基盤岩体背後の亀裂分布や、

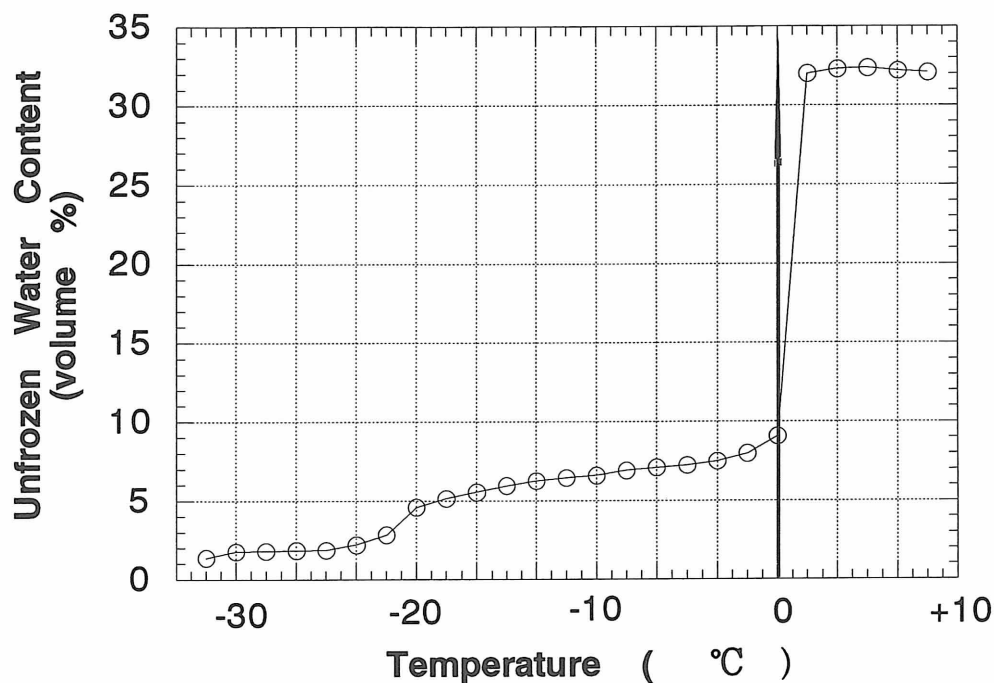


図9 豊浜付近の基盤岩に含まれる不凍水量
(Pulsed NVR による測定)

岩体の温度変動の計測、斜面背後からの地下水浸透といった現地での計測・観察が不可欠である。

本研究にあたっては、アメダス気象データの提供で、日本気象協会北海道本部に多大の協力を頂いた。また、現地での計測と試料採取では、北海道開発局道路課に便宜を計って頂いた。ここに感謝の意を表します。

参考文献

- [1] 勝井義雄：1987年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩落とその災害に関する調査研究，文部省科学研究費突発災害研究成果，56 p，(1988)
- [2] Fukuda, M. : *Fondation Francaise Detudes Nordique Act et Documents*, 6, 73-79, (1979)
- [3] 福田正己：低温科学，43, 171-180, (1982)
- [4] 福田正己：凍土の物理学，227 pp，森北出版，(1985)
- [5] 福田正己：1987年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究，文部省科学研究費突発災害研究成果，41-48, (1988)