

地質を考慮した凍結融解土砂生産の推定法

泉山寛明⁽¹⁾・堤大三・藤田正治

(1) 八千代エンジニアリング株式会社

要 旨

山間部における、凍結融解による風化基岩からの土砂生産量を推定することは、下流域での土砂移動の予測を行うにあたって重要である。ただし推定手法が確立されておらず、風化基岩の土砂化プロセスを明らかにし、それを基に土砂生産モデルを作成する必要がある。モデル化にあたっては破壊形態が地質により異なることを考慮する必要がある。本研究では5種類の地質の風化基岩に対して凍結融解実験を行い、破壊形態の違いを検討した。そして土砂生産モデルを作成した。実験結果から、風化花崗岩、風化花崗斑岩、風化頁岩については、ある回数以上の凍結融解を経験した層が土砂化するというモデルを、風化砂岩、風化流紋岩については、凍結融解によって地表面から砂の粒径程度の深さが土砂化するというモデルを作成した。

キーワード：凍結融解作用，風化基岩，地質，間隙構造

1. はじめに

山間部の裸地斜面における、凍結融解作用による風化基岩からの土砂生産量を予測することは重要である。なぜなら、生産した土砂が、土石流として流下する可能性があり、よって土砂災害の要因となるからである。しかしながら、土砂生産量を予測する方法が確立されていない。凍結融解作用による基岩の土砂化プロセスを考える場合、岩の力学的性質、温度変化、水分量の全てを考慮する必要があることが、実験もしくは観測結果から明らかとなっている(McGreevy, 1981)。そのような観点のもとにMatsuoka (1990a)は詳細な実験を行い、基岩の破壊の程度はヤング係数、引張強度、間隙の比表面積、間隙率、飽和度、水分供給、温度勾配に大きく依存することを明らかにしている。また、凍結融解による基岩の破壊メカニズムに関する研究もいくつか行われ、これによると、間隙水の9%体積膨張と間隙内の氷晶析出の2つが、基岩を破壊する主な要因として挙げられている。さらに、例えばチョークについては、氷晶析出による破壊が卓越して起こるなど(Murton et al., 2001)、間隙水の9%体積膨張と間隙内の氷晶析出のどちらが卓越して発生するかは地質により異なり、従って凍結融解による破壊メカニズムが地質に依存す

ることが実験的に明らかにされている(Nicholson and Nicholson, 2000)。

基岩からの土砂生産量を求めようとする試みはMatsuoka(1990b)などによって行われている。Matsuoka(1990b)は、基岩の破壊量を求めるにあたって重要度の高い3つのパラメータ、すなわち飽和度、基岩の引張強度、凍結融解回数を用いて、基岩の破壊量を推定する経験式を提案している。しかしながら、彼らの提案する推定方法は本来、比較的新鮮な基岩を対象としたものであり、構造が大きく変化した風化基岩に適用できるか否かは不明である。また、仮にこれら既存の推定式を適用するとしても、情報として引張強度が必要となる。強度が小さく整形が難しい風化基岩について、試験により引張強度を求めることは困難である。近年では、堤ら(2007)により風化基岩からの土砂生産量を凍結融解回数と関連づけて、凍結融解回数から推定する方法が提案されている。しかしながら、この方法は田上山地の風化花崗岩についてのみ適用されるものであり、その他の地質について適用できるか否かの検討はなされていない。

そこで、本研究では、様々な地質を考慮した、汎用性の高い土砂化モデルを開発することを目的とした。田上山地の風化花崗岩と同じ土砂化プロセスが

適用できるとは限らないとはいえ、風化花崗岩以外の地質の風化基岩についても、間隙水の9%凍結膨張あるいは氷晶析出による間隙構造の破壊が生じると考えられる。つまり、凍結融解を経験すれば、間隙率は当然変化していくはずであり、間隙構造の変化の視点から土砂化プロセスを説明でき、土砂化モデルを構築できる可能性が高い。

以上のことから、様々な地質の風化基岩を対象とした実験により、凍結融解による間隙率の変化量および土砂化量を調べることにした。実験に用いた風化基岩サンプルは、田上山地の風化花崗岩、ヒル谷源頭部の風化花崗斑岩、大黒谷ダム上流の風化砂岩と風化頁岩、石徹白川流域上流の風化流紋岩である。そして、実験の結果から、様々な地質の風化基岩についての土砂化プロセスを考察し、さらに土砂化モデルを考案した。

2. 凍結融解実験

凍結融解による破壊に伴う風化基岩の間隙率の変化傾向と、土砂化量を知るため、凍結融解実験を行った。以下にその詳細を述べる。

2.1 風化基岩の採取方法とサンプルの作成

実験に用いる風化基岩は、田上山地にある裸地斜面の風化花崗岩、ヒル谷上流部にある裸地斜面の風化花崗斑岩、大黒谷ダム上流にある裸地斜面の風化砂岩と風化頁岩、九頭竜川水系にある石徹白川流域上流の風化流紋岩とした。

風化花崗岩については、ペグとスコップにより、裸地斜面から長径10～20 cm程度の球形の風化基岩塊を採取した。風化基岩塊の整形は行わず、そのまま用いた。サンプル数は3個である。風化花崗斑岩については、サンプリング対象の裸地斜面では風化がよく進行していて脆く、田上の風化花崗岩と同様の方法で採取しようとしても、採取し終えた段階で破碎することが多かった。ただし、脆い箇所とともに比較的硬い箇所も存在しているため、硬い箇所にペグを差し込み、こぶし大の風化基岩塊をはぎ取るようにして採取した。なお、風化基岩塊は亀裂を含むものを採取するようにし、整形は行わなかった。サンプル数は6個である。風化砂岩と風化頁岩については、裸地斜面の表面から深さ1 mまでを、スコップとつるはしを用いて掘り出し、表出した人頭大～長径60 cmの風化基岩塊を採取する方法をとった。その後、実験室で風化基岩塊をペグで割り、長径20 cm程度の球形に分解した。風化砂岩のサンプル数は6個、風化頁岩のサンプル数は9個である。風化流紋岩は、風化花崗岩に比べると強度が高く、裸地斜面から風化基

岩塊を取り出すのは困難であった。そこで、裸地斜面下部に転がっていた岩塊のうち、こぶし大～長径20 cm程度のもので、亀裂を多く含むものを採取した。採取した風化基岩塊の整形は行わず、そのまま用いた。サンプル数は12個である。

2.2 実験手順

実験はJIS A1148コンクリートの凍結融解試験法（気中凍結水中融解試験法）を参考として行い（日本工業標準調査会, 2010）、1) 初期間隙率 n_0 を測定する、2) サンプルを水槽に入れ、飽和させる、3) 凍結融解試験機内にサンプルを置き、試験機内温度を -25°C として1.5時間かけて凍結、その後、試験機内に水温 20°C の水を充填し、1.5時間かけて水中で融解させる、4) 凍結融解1回後の間隙率 n_1 を測定する、5) サンプルを2グループに分け、一方は手順2)～3)をさらに4回、他方は同手順をさらに9回実施する、6) 凍結融解5回後および10回後の間隙率（ n_5 , n_{10} ）を測定する、という手順で行った。

間隙率の測定の際には、デジタルカメラで破壊の進行具合を記録した。なお、サンプルに直接接触すると破壊する恐れがあったため、実験を行うにあたり、サンプルを全てビニール袋に入れ、ビニール袋ごと水沈および試験機への出し入れを行った。ビニール袋には小さな穴を空けてあり、この穴を通して水が流入、排出するようにした。

2.3 間隙率の測定方法

凍結融解 i 回経験後の間隙の体積 $V_{pore,i}$ は、凍結融解 i 回経験後の飽和質量 $m_{sat,i}$ と凍結融解 i 回経験後の乾燥質量 $m_{dry,i}$ 、水の密度 ρ_w から求めた；

$$V_{pore,i} = (m_{sat,i} - m_{dry,i}) / \rho_w \quad (1)$$

ただし、水の密度 $\rho_w = 1.0 \text{ g/cm}^3$ とした。凍結融解 i 回経験後の風化基岩全体の体積 V_i は水置換法により得られるが、この方法は一般的に測定誤差が大きいため、測定回数を増やすことで精度を向上させる必要がある。しかしながら、実験で使用する風化基岩サンプルは脆く、多数回の測定の最中に破壊が生じる可能性が高い。そこで、精度の向上を図りつつ、測定回数を最小限に抑えるような測定方法とした。つまり、実験を行う前に、各地質のから任意の一つ、風化基岩サンプルを抽出し、これについて風化基岩の実質部分（固相部分）の乾燥密度 ρ_{dry} を求めておく。そして凍結融解 i 回経験後の風化基岩全体の体積 V_i を、凍結融解 i 回経験後の飽和質量 $m_{sat,i}$ 、凍結融解 i 回経験後の乾燥質量 $m_{dry,i}$ 、風化基岩の実質部分の乾燥密度 ρ_{dry} から

Table 1 Dry density of the substantial part of rocks ρ_{dry} and bulk dry density of rocks ρ_{rock}

	$\rho_{dry} [\text{g/cm}^3]$	$\rho_{rock} [\text{g/cm}^3]$
Weathered granite	2.83	1.62
Weathered granite porphyry	2.37	2.24
Weathered sandstone	2.72	1.86
Weathered shale	2.79	2.33
Weathered rhyolite	2.65	2.35

$$V_i = m_{dry,i} / \rho_{dry} + (m_{sat,i} - m_{dry,i}) / \rho_w \quad (2)$$

で求めることとした。式(2)の右辺第1項は風化基岩の実質部分の体積、右辺第2項は間隙の体積である。風化基岩の実質部分の乾燥密度 ρ_{dry} は、凍結融解実験を行う前に、水置換法により初期の風化基岩全体の体積 V_0 を求めておき、

$$\rho_{dry} = m_{dry,0} / (V_0 - V_{pore,0}) \quad (3)$$

から求めた。Table 1に風化基岩の実質部分の乾燥密度 ρ_{dry} を示す。Table 1には風化基岩全体の乾燥密度 ρ_{rock} も示す。 ρ_{rock} は

$$\rho_{rock} = m_{dry,0} / V_0 \quad (4)$$

から求めることができる。

従って、実験前に各地質から選出した1つの風化基岩サンプルについて、初期の風化基岩全体の体積 V_0 を求めておけば、実験中には、凍結融解 i 回経過後の飽和質量 $m_{sat,i}$ と、凍結融解 i 回経過後の乾燥質量 $m_{dry,i}$ の測定を行うだけで、凍結融解 i 回経過後の間隙率 n_i を求めることができる；

$$n_i = V_{pore,i} / V_i \quad (5)$$

ただし本来は、サンプルごとに実質部分の乾燥密度 ρ_{dry} は異なり、また風化基岩の実質部分の乾燥密度 ρ_{dry} が凍結融解の過程で変化する可能性があるため、その分だけ信頼性に欠ける簡便な方法といえる。なお、ガウスの誤差伝播の法則より風化基岩の実質部分の乾燥密度 ρ_{dry} と間隙率の測定誤差を計算すると、それぞれ $\pm 0.12 \text{ g/cm}^3$ 、 ± 0.01 であった。

実験が進むにつれ、サンプルによっては土砂化が進み、初期の状態から体積が減少した。この場合、凍結融解後に分解した岩塊のうち、最も体積の大きいものを目視で選出し、これについて実験を続けた。また、分解した全ての岩塊の長径が2 cm以下となった場合は、完全に土砂化したとして実験を終了した。

3. 風化基岩の破壊の様子

Fig.1は凍結融解による風化基岩の破壊過程を示す。Fig.1中のF&T(i)は、凍結融解を i 回経験したということを示す。Fig.1を見ると、風化花崗岩、風化花崗斑岩、風化頁岩は、凍結融解を繰り返し受けることにより岩塊の分解が著しく進行していることが分かる。図には示していないが、その他のサンプルでも同様であった。一方で風化砂岩、風化流紋岩は、これら3つの風化基岩に比べて破壊の程度が小さいことが分かる。しかも、サンプルの表面からわずかに土砂が生じる程度であった。風化砂岩、風化流紋岩の、図に示していないその他のサンプルでも、全く破壊しないか、破壊してもサンプル表面からわずかに土砂化する程度であった。風化花崗岩、風化花崗斑岩、風化頁岩は、微少な亀裂や間隙が多く見られたため、サンプル自体の強度が低く、よって風化に対する抵抗力が比較的小さかったものと考えられる。一方の風化砂岩や風化流紋岩は、そのような亀裂および間隙が少なく、よって風化に対する抵抗力が比較的大きかったものと考えられる。

4. 凍結融解による間隙率および質量の変化

次に、凍結融解による間隙率と乾燥質量の変化の傾向について検討する。間隙率の変化は、式(3)で計算される、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r で表す；

$$I_r \equiv n_1 / n_0 \quad (6)$$

乾燥質量の変化は、式(4)の凍結融解 i 回後の土砂化率 $d_i [-]$ で表す；

$$d_i = (m_{dry,0} - m_{dry,i}) / m_{dry,0} \quad (7)$$

凍結融解 i 回後の土砂化率 $d_i = 0$ は、破壊は全く起こらなかったことを示し、 $d_i = 1$ は完全に土砂化したことを示す。 $0 < d_i < 1$ のときは、風化基岩の一部が土砂化していることを表し、 d_i が大きいほど土砂化量が大きいことを表す。

Fig.2は、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r と初期間隙率 n_0 との関係、および凍結融解1回後の風化基岩の土砂化率 d_1 と初期間隙率 n_0 との関係を示す。またFig.3は、凍結融解 i 回後の土砂化率 d_i と凍結融解 i 回後の間隙率 n_i の関係を示す。

4.1 風化花崗岩、風化花崗斑岩、風化頁岩

まず、Fig.1に示す凍結融解による風化基岩の破壊

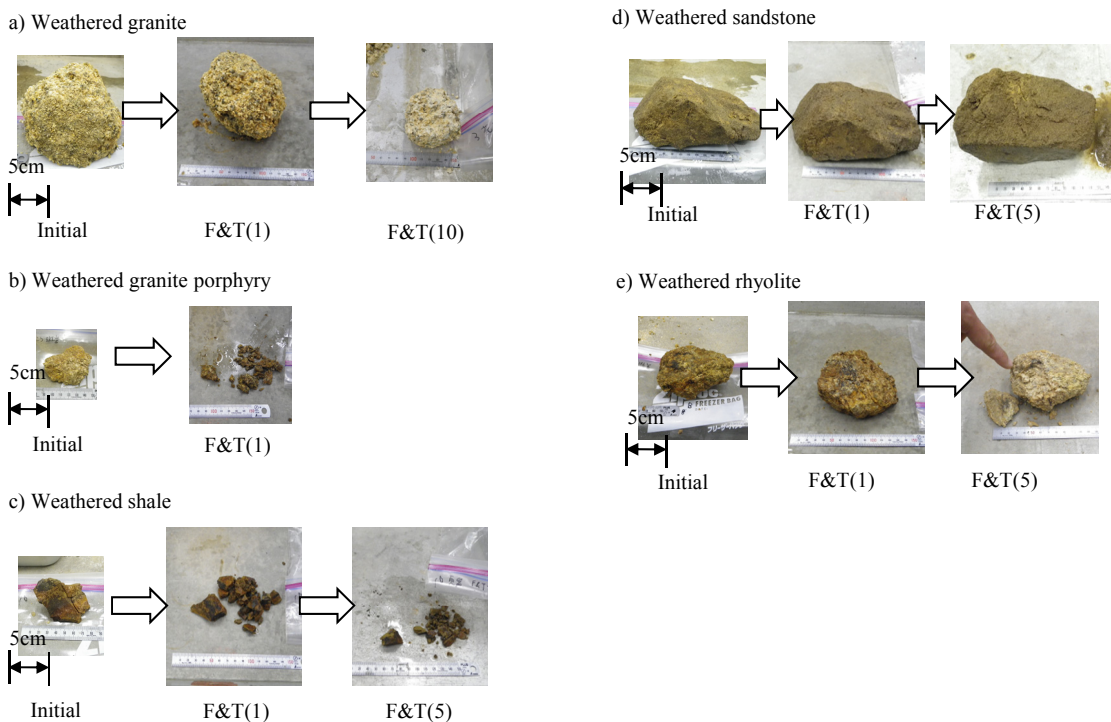


Fig.1 Destruction mode of weathered rocks. F&T indicates freeze and thaw. Values in parentheses indicate porosity.

の様子から、破壊の程度が著しい風化花崗岩、風化花崗斑岩、風化頁岩についてまとめて考察する。凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r について見てみる。Fig.2a)~c)より、風化花崗岩、風化花崗斑岩および風化頁岩のほとんどのサンプルについて、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r は1.0~1.3の値を示していることが分かる。従って、風化花崗岩、風化花崗斑岩および風化頁岩は、凍結融解により間隙率が増加する傾向にあることが分かる。これは、間隙の新たな発生や、既にある間隙の拡大が原因であると考えられる。初期間隙率 $n_0 = 0.15$ の風化花崗斑岩サンプルは、凍結融解により間隙率が減少している (Fig.2b)。これは風化基岩塊の中でも間隙率にばらつきがあるためである。1つの風化基岩塊の中には、間隙率の高い部分と間隙率の低い部分が混在している。従って、凍結融解後に間隙率を測定すれば、凍結融解前よりも間隙率が減少することがあり、これが原因であると思われる。

次に、風化花崗岩、風化花崗斑岩および風化頁岩の、凍結融解1回後の土砂化率 d_1 について見てみる。Fig.2a)~c)より、多くのサンプルで凍結融解1回後の土砂化率 d_1 は、0より大きな値を示しており、凍結融解1回で風化基岩サンプルの一部が土砂化していることが分かる。また、初期間隙率 n_0 が大きいほど、凍結融解1回後の土砂化率 d_1 が大きくなる傾向が見られ、正の相関があるように推察される。これは、間隙率が大きいほど強度は小さい傾向があることを

踏まえると、間隙率が高く、強度の小さい風化基岩サンプルほど、凍結融解により破壊が進行しやすい傾向にあったことが原因と考えられる。

次に、凍結融解 i 回後の風化基岩の土砂化率 d_i と、凍結融解 i 回後の風化基岩の間隙率 n_i との関係を考察する。Fig.3a), Fig.3c)より、風化花崗岩及び風化頁岩は、凍結融解により土砂化が徐々に進行し、凍結融解 i 回後の土砂化率 d_i が大きな値を示していることが分かる。また、間隙率が風化花崗岩では約0.4、風化頁岩では約0.27を超えると、 d_i の値が1.0程度まで大きくなる傾向にあることが分かる。従って、間隙率がこの値を超えると、土砂化が急速に進行するものと考えられる。既往の研究で、風化花崗岩については、凍結融解により間隙率は徐々に増加し、ある値に達すれば土砂化するという土砂化プロセスが考えられたが(泉山ら, 2009), d_i という指標からも、そのプロセスの妥当性が確認されたと言える。さらに、風化頁岩についても、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r が1.0より大きな値を示すことから

(Fig.2c), 風化花崗岩と同様の土砂化プロセスが適用できると考えられる。

Fig.3b)の風化花崗斑岩の結果を見ると、初期間隙率 n_0 が0.15のサンプルについては、凍結融解1回後、10回後の土砂化率 d_1, d_{10} がそれぞれ0.78, 1.0と大きな値を示し、著しく破壊が進行していることが分かるが、そのほかのサンプルではそれほど土砂化が発生していない。しかしながら、現地裸地斜面の風化

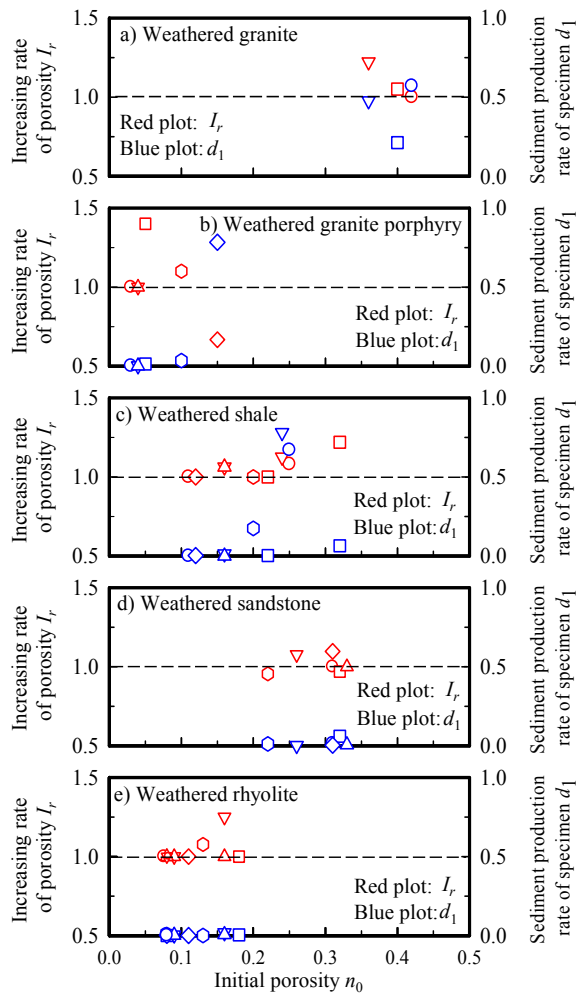


Fig. 2 Relationship between increasing rate of porosity I_r and initial porosity n_0 .

花崗斑岩は、風化の程度が著しく強度が低いこと、花崗岩と花崗斑岩は成因や構造がよく似ていること、Fig.2b)より、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r が1.0より大きな値を示すことから、田上の風化花崗岩と同様の土砂化プロセスが適用できるものと考えられる。実験結果から、サンプル数が少ないために断言できないものの、間隙率が約0.1になれば、土砂化が急速に進行すると予想される。

以上より、風化花崗岩、風化花崗斑岩、風化頁岩の3つ風化基岩は、凍結融解による破壊の程度が著しく、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r も1.0より大きな値を示し、かつ間隙率がある閾値に達すれば土砂化するという点で共通している。従って、これら風化基岩については、田上の風化花崗岩について得られた土砂化プロセスが適用できるものと思われる。

4.2 風化砂岩、風化流紋岩

次に、Fig.1で凍結融解による破壊の進行が緩やか

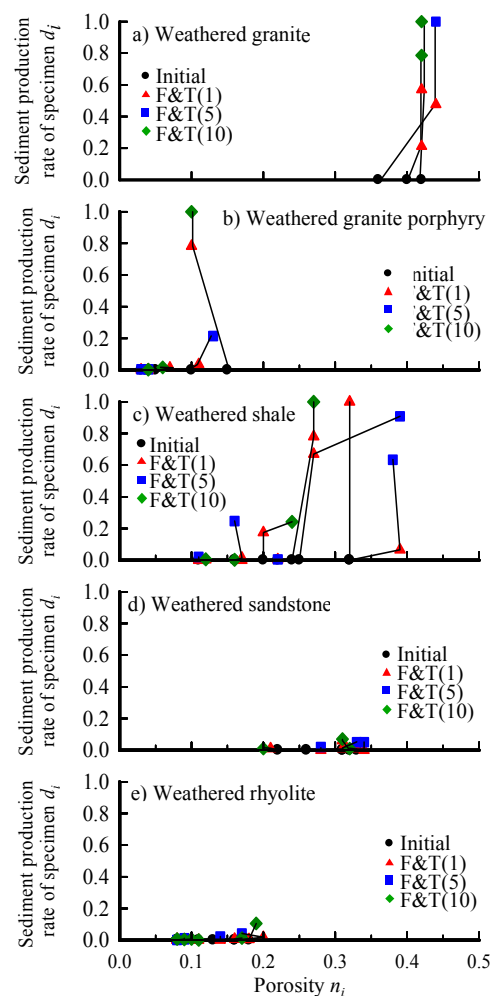


Fig. 3 Relationship between sediment production rate of specimen d_i and porosity n_i . F&T(i) is the result after i freeze-thaw cycles.

な傾向にあった、風化砂岩および風化流紋岩について考察する。これらの風化基岩サンプルについては、それぞれ2、3個のサンプルについて、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r が1.0より大きな値となっているが、その他のサンプルについてはほぼ1.0であり、間隙率は増加しない傾向が見られる (Fig.2d, Fig.2e)。また、凍結融解1回あたりの風化基岩の土砂化率 d_1 も、最大で0.1と非常に小さな値となっている (Fig.3d, Fig.3e)。Fig.1で、凍結融解による破壊はわずかである傾向が見られたが、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r 、および凍結融解1回あたりの土砂化率 d_1 もそれほど大きな値を示していないことから、定量的にも凍結融解による破壊はわずかであることが分かる。間隙率の増加が無視できるのは、そもそも基岩自体の強度が高く、水の凍結膨張圧に対する抵抗力が大きいためと考えられる。

以上より、風化砂岩及び風化流紋岩は、凍結融解による破壊の程度がわずかである、風化花崗岩等とは土

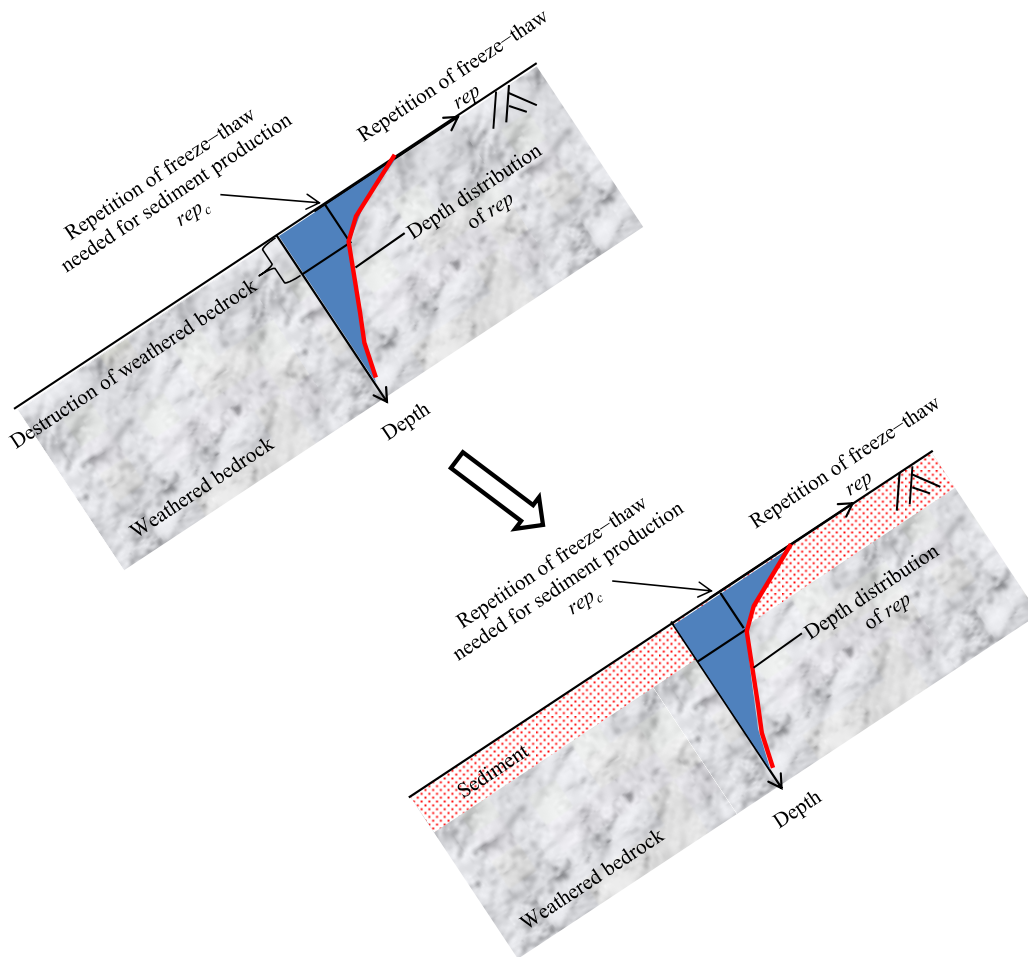


Fig.4 Destruction model of weathered granite, weathered granite porphyry and weathered shale

砂化プロセスが異なるものと思われる。凍結融解回数が増えるにつれて凍結融解*i* 回後の土砂化率 d_i は徐々に大きくなっていることから、土砂化プロセスとしては、凍結融解を経験するごとに徐々に土砂化する、と考える方が妥当と思われる。

5. 実験結果から提案される土砂化モデル

実験結果から得られた知見を基に、裸地斜面において土砂生産量を推定する風化基岩の土砂化モデルを提案する。

5.1 風化花崗岩, 風化花崗斑岩, 風化頁岩

風化花崗岩, 風化花崗斑岩, 風化頁岩に関しては、凍結融解を経験するごとに間隙率が徐々に増加し、間隙率がある値に達すれば土砂化するという土砂化プロセスが考えられる。これを数式で表現したのが式(8)である；

$$n_c = n_x (I_r)^{rep_c} \quad (8)$$

ここに、 n_c は土砂化する時の間隙率、 n_x は凍結融解

を経験する前の間隙率、 rep_c は土砂化するのに必要な凍結融解回数である。これはつまり、 rep_c 以上の凍結融解を経験した風化基岩層は土砂化するということを意味する。風化花崗岩, 風化花崗斑岩, 風化頁岩の土砂化モデルを図示すると、Fig.4 のようになる。風化花崗岩, 風化花崗斑岩, 風化頁岩からの土砂生産量の推定は、生産された土砂が凍結融解期の最後まで裸地斜面上に残存すると仮定すると、以下の手順で行うことができる；

- 1) 風化基岩温度の深度分布解析により、凍結融解回数の深度分布を求める (Fig.4)。
- 2) 土砂化するのに必要な凍結融解回数 rep_c を超える凍結融解回数を経験した風化基岩層を土砂化深さとする。

rep_c を決定するには、土砂化する時の間隙率 n_c 、凍結融解を経験する前の間隙率 n_x 、凍結融解1回あたりの間隙率の増加率 I_r を求めておく必要がある。

5.2 風化砂岩, 風化流紋岩

風化砂岩, 風化流紋岩に関しては、凍結融解を経験するごとに風化基岩の表面から徐々に土砂化が進行するという土砂化プロセスが考えられる。しかも、

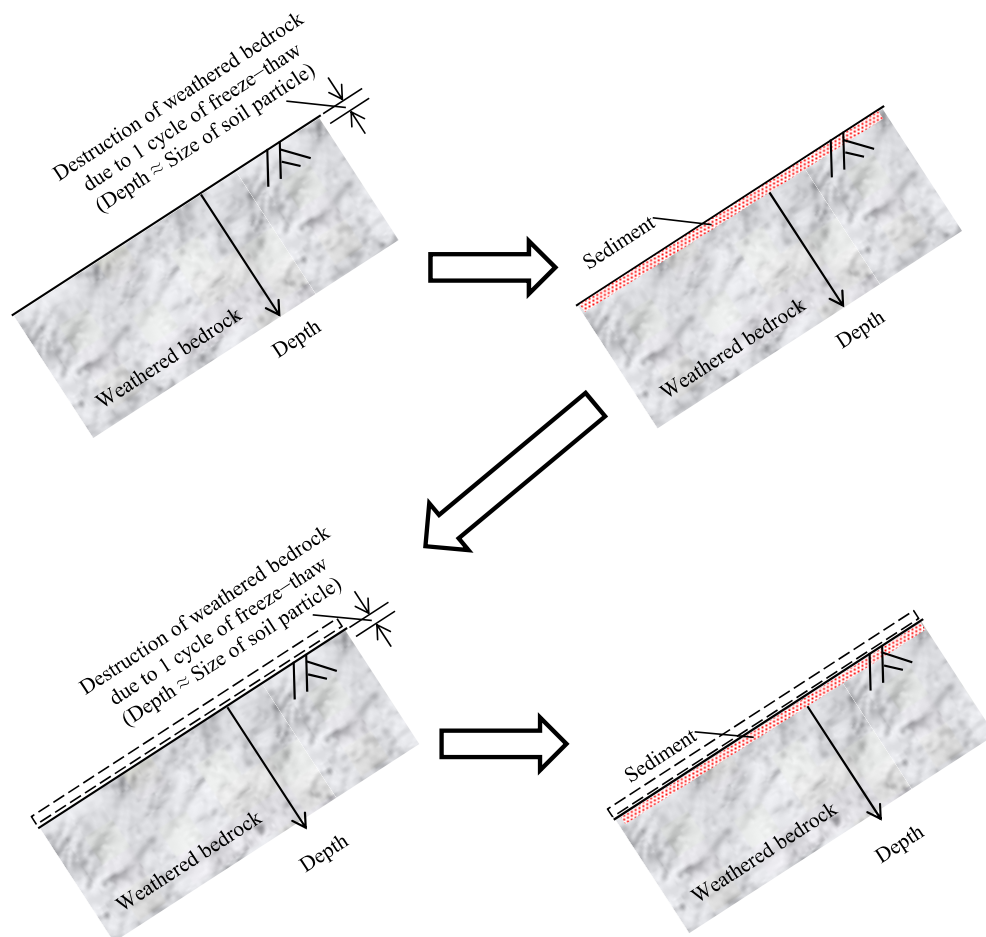


Fig.5 Destruction model of weathered sandstone and weathered rhyolite

凍結融解1回あたりに生産される土砂の深さは、およそ砂の粒径程度であることが実験から分かっている。以上より、風化砂岩、風化流紋岩の土砂化モデルをFig.5に示す。風化砂岩、風化流紋岩からの土砂生産量の推定は、土砂が生産されると直ちに裸地斜面上から流出して無くなると仮定すれば、以下の手順で行うことができる；

- 1) 凍結融解1回を経験すると、風化基岩面から砂の粒径程度の深さまでが土砂化する。
- 2) 裸地斜面から生産土砂が流出して新たな風化基岩面が露出する
- 3) 凍結融解1回を経験すると、さらに風化基岩面から土粒子の粒径程度の深さまでが土砂化する。

なお、風化基岩面から直ちに土砂が流出しない場合でも、凍結融解が発生すれば土砂層直下の風化基岩も土砂化すると予想されるが、今回はそのような現象を考慮して実験を行っていないので、断言することはできない。風化基岩面から直ちに土砂が流出しない場合については、さらに実験あるいは現地観測を行う必要があると考える。これは今後の課題である。

6. おわりに

本実験により、様々な地質を対象とした土砂化モデルを提案した。風化花崗斑岩および風化頁岩については、風化花崗岩と同様の土砂化モデルで説明が可能であることが分かった。一方、風化砂岩、風化流紋岩には、田上の風化花崗岩についての土砂化モデルが適用できないことが示された。これらの風化基岩は、凍結融解により徐々に土砂化が進行すると考える方が妥当と判断された。注意点として、これらの土砂化モデルは、現状では実験で対象とした場所の風化基岩についてのみ適用可能であるということを挙げておく。同じ地質でも風化に対する抵抗性が異なるため、その影響を検討する必要がある。

参考文献

- 泉山寛明, 堤大三, 藤田正治(2009) : 凍結融解による風化基岩の間隙構造の変化と水分移動に関する研究, 京都大学防災研究所年報 B, pp.659-671.
 堤大三, 藤田正治, 伊藤元洋, 手島宏之, 澤田豊明, 小杉賢一朗, 水山高久 (2007) : 凍結融解による土

砂生産に関する基礎的研究—田上山地裸地斜面における現地観測と数値シミュレーション—, 砂防学会誌59(6), pp.3-13.

日本工業標準調査会 (2010) : コンクリートの凍結融解試験法 (JIS A1148) .

Matsuoka, N. (1990a): Mechanisms of rock breakdown by frost action: An experimental approach, *Cold Region Science and Technology*17, pp.253-270.

Matsuoka, N. (1990b): The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurements and predictive model, *Earth Surface Processes and Landforms*15, pp.73-90.

McGreevy, J. P. (1981): Some perspectives on frost shattering, *Progress in Physical Geography*5, pp.56-75.

Murton, J. B., Coutard, J. P., Lautridou, J. P., Ozouf, J. C., Robinson, D. A. and Williams, R. B. G. (2001): Physical modelling of bedrock brecciation by ice segregation in permafrost, *Permafrost and Periglacial Processes*12, pp.255-266, 2001.

Nicholson, D. T. and Nicholson, F. H. (2000): Physical deterioration of sedimentary rocks subjected to experimental freeze-thaw weathering, *Earth Surface Processes and Landforms*25, pp.1295-1307.

(論文受理日 : 2012年6月7日)

A Method to Predict Sediment Production by Freeze and Thaw Action Considering Different Geologies

Hiroaki IZUMIYAMA⁽¹⁾, Daizo TSUTSUMI and Masaharu FUJITA

(1) Yachiyo Engineering, Co., Ltd.

Synopsis

A freeze-thaw experiment was conducted to investigate the destruction of weathered bedrocks. The experiment was conducted on bedrock samples of weathered granite (WGr), weathered granite porphyry (WGp), weathered shale (WS), weathered sandstone (WSa) and weathered rhyolite (WR). Because of freeze-thaw action, porosity of the bedrock samples increased and weight of the samples decreased. When porosity of WGr, WGp and WS increased greater than 0.43, 0.1 and 0.27, respectively, small pieces were detached from the main sample bodies. In contrast, freezing and thawing caused only slight increases in the porosity of WSa and WR, and fine sediment was produced from the surface. Thickness of produced sediment from the surface of WSa and WR due to one freeze-thaw cycle was less than 1.0 and 0.2 mm, respectively.

Keywords: freeze-thaw action, weathered bedrock, geology, pore structure