

気候変動を考慮した融雪期土砂災害の危険度評価手法の確立

室蘭工業大学大学院 工学科
北海道大学大学院 工学研究院
北海学園大学 工学部

川 村 志 麻
石 川 達 也
所 哲 也

気候変動を考慮した融雪期土砂災害の危険度評価手法の確立

Risk assessment of geo-disaster in snowmelt season considering climate changes

川村 志麻¹・石川 達也²・所 哲也³

Shima KAWAMURA, Tatsuya ISHIKAWA and Tetsuya TOKORO

¹室蘭工業大学 大学院工学研究科 教授

²北海道大学 大学院工学研究院 教授

³北海学園大学 工学部 准教授

要 旨

平成30年3月9日、国道236号野塚峠トンネル付近で雪崩が発生し、道路施設等に影響を与えた。この被災状況を確認すると、雪崩に加え土砂が広範囲に堆積していることが確認されている。それゆえ、雪崩と土石流の発生も視野に入れた検討が必要である。気候変動の影響の顕化も指摘されており、融雪期の雪崩と土石流の土砂災害が多発する可能性がある。本研究では、iRIC を用いて、気候変動を考慮した融雪期の土砂災害危険度評価手法の確立を目指す。

本報告では、はじめに、雪崩・土石流解析を行う上でのパラメトリックスタディを実施し、雪崩・土砂流動現象下で生成される雪と土砂の凝集体の形成の可能性を指摘した。次いで、対象となる野塚峠トンネル坑口付近に堆積した地盤材料の物性を明らかにし、その情報に基づいた斜面災害評価を行った。具体的には、現地で採取した土の物理特性と凍結融解履歴を与えた現地土試料の一面せん断試験から力学特性を解明し、得られた物性値に基づいて、iRICによる土石流解析を行い、実際に融雪期に発生した雪崩・土砂流動現象の再現を試みた。雪崩、土石流、雪崩・土石流（雪泥流）の3つの事象による流出土砂量、移動量の変化を議論した。併せて、解析を行う上で重要となる雪崩・土石流が発生地点に関する考察を、他の地盤解析ツールを用いて検討し、今後の課題について整理した。

《キーワード：雪崩，土石流，気候変動，斜面災害リスク》

1. はじめに

平成30年3月9日、一般国道236号北海道広尾町野塚トンネル付近において、雪崩が発生し、道路施設や交通網に影響を与えた。この融雪期災害の被災状況を確認すると、雪崩に加え、土砂が広範囲に堆積していることが確認されている。当時の連続雨量が293mmであることを考えると、同時に土砂流動の発生も視野に入れた検討が必要である。気候変動の影響の顕在化が指摘¹⁾されている中、このような融雪期の雪崩・土砂流動（土石流）被害が多発する可能性が指摘される。本報告では、被災地から採取した実際の土試料の物理力学特性を把握し、土石流解析ソフトiRIC Morpho2DHを用いて被災状況の再現を試みた。それらの結果より、融雪期に発生する雪崩、土石流、雪崩と土石流（雪泥流）に対する土砂災害の堆積範囲・土砂量・流動距離の予測が可能かどうかを検討し、併せて、解析を行う上で重要な雪崩・土石流が発生地点の推定に関する考察を、他の地盤解析ツールを用いて議論し、今後の課題を整理した。

2. 当時の災害概要

平成30年3月9日11時20分頃、北海道国道236号野塚トンネル起点側坑口付近において、大規模な雪崩が発生した（図-1）。その後、16時10分に土石流発生情報が提供されているが、発生時間・規模などは不明となっている²⁾。当時の状況を図-2に示す。

災害発生時は、平成30年3月9日に接近した前線と低気圧の影響により暖かく湿った空気とその周辺に流れ込み、気温が上昇し、災害直前までの連続雨量が293mm、最大時間雨量が37mmを記録した（図-3）。また、積雪深が22cm減少したことも確認されている。これにより、大雨と融雪が急激に進んだ結果、雪崩が発生したとされている。雪崩の規模は総量：約60,000m³、うち道路上：約7,000m³（高さ2m、幅60m、延長60m）であった²⁾。図-2の雪崩堆積状況から確認されるように、雪崩と同時に土砂流動（土石流）が発生した可能性が高いことが伺える。本災害の発生の要因を災害資料²⁾について整理すると、次の地形的・現象論的な特徴が考えられる。

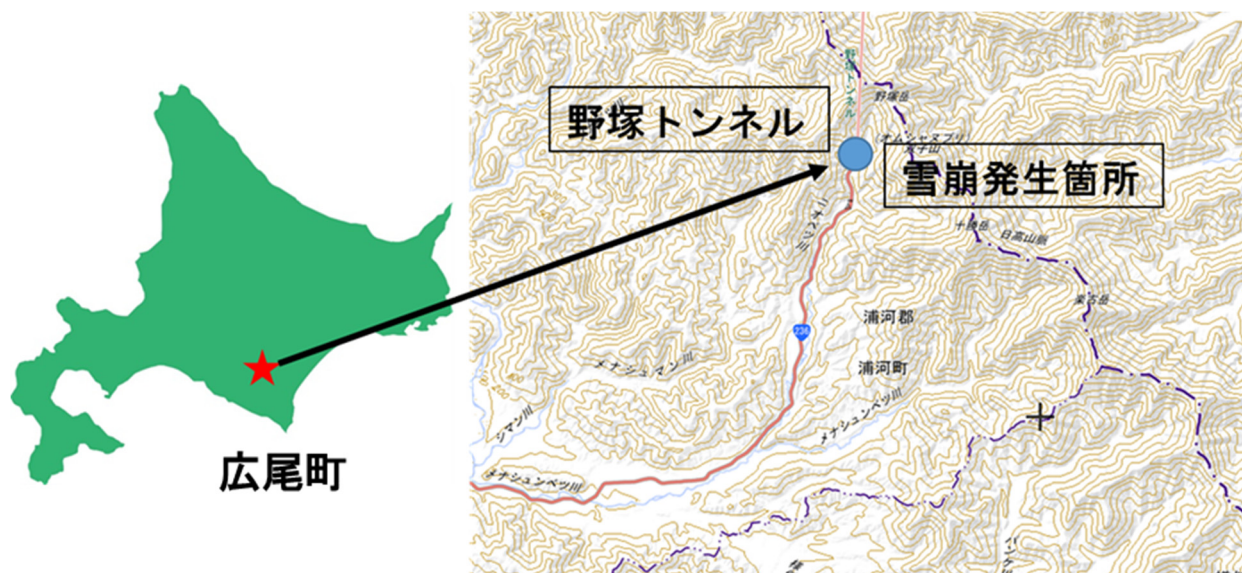


図-1 災害発生地点（国土地理院地図に加筆）



図-2 当時の被災状況（北海道開発局室蘭開発建設部 提供）

・地形的要因

野塚峠は急峻な日高山脈の西側に位置し、雪崩が発生しやすい谷地形が多い。雪崩や土石流が発生しやすいことから、雪・土砂の走路では樹木などが過去の土砂災害で流され、走路の障害物が少ないため流下速度が大きくなる可能性がある。

・積雪状況による要因

気温上昇による大雨・融雪によって現地の積雪は、水を多く含んだ湿雪に変化していたと考えられる。湿雪内にあるザラメ雪は雪粒同士の結合が弱く、このザラメ雪が生成されたことで全層雪崩が発生した可能性が高い。

ここでは、はじめに①今回発生した雪崩・土石流による実際の堆積量（デブリ量）になるように、iRICを用いて逆解析を行い、解析に必要な斜面崩壊体積と侵食深さを決定し、この値を基準に雪と土の

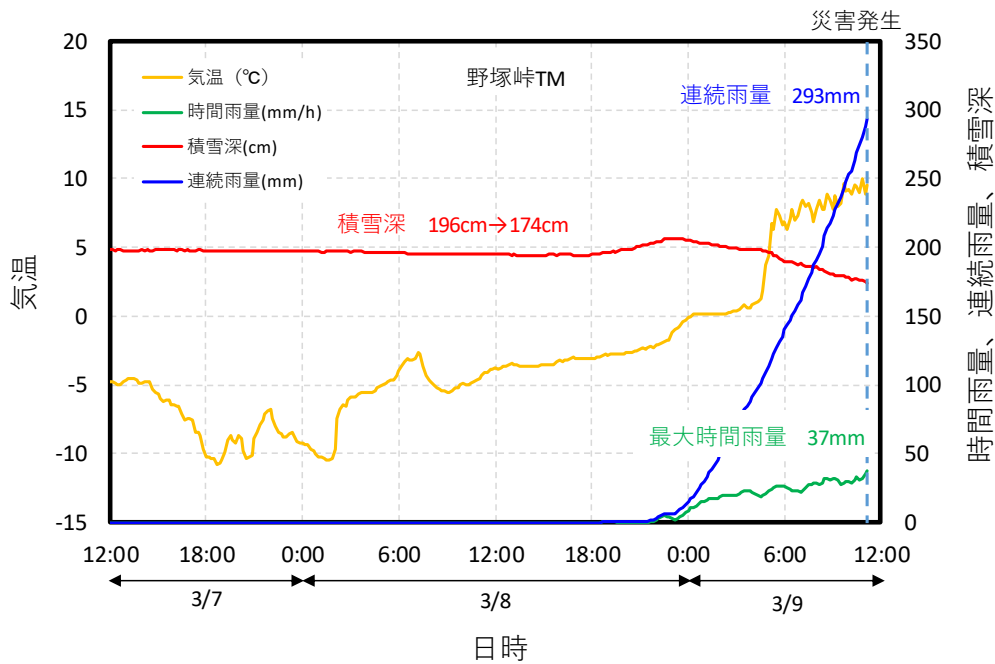


図-3 災害発生当時の気象情報（野塚峠TM，北海道開発局室蘭開発建設部 提供）

物性を変化させることによって，解析手法の妥当性を検討した^{3),4)}．次いで，②現地の土砂堆積区から採取した土試料の物理力学特性を明らかにし，そのデータを用いたより精度の高い解析を行った^{5),6)}．最後に，iRICの解析手法の中で，重要となる雪崩・土石流の発生地点に関する考察を，他の地盤解析ツールを用いて検討⁷⁾を行い，今後の課題について整理した．

3. 解析の概要

3.1. 解析方法

本研究では，土石流・泥流モデルを主体とした解析ソルバ iRIC Morpho2DH を用いた解析を行った．解析モデルでは，掃流力・抵抗係数・河床位が求められるようになっている．支配方程式は以下のとおりである．

水及び土砂の混合物の質量保存則は，以下の式によって表される．

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial hu}{\partial x} + \frac{\partial hv}{\partial y} = \frac{E}{c_*} \quad (1)$$

ここに， t :時間， h :土石流・泥流の流動深， u, v : x と y 方向における速度成分， c_* :静止堆積層の砂礫の堆積濃度， E :河床の侵食速度である．また，各速度成分と流動方向の河床勾配の関係は，式(2)と(3)のように表現される．

$$\frac{E}{\sqrt{u^2 + v^2}} = C_* \tan(\theta - \theta_e) \quad (2)$$

$$\sin\theta = \frac{u\sin\theta_x + v\sin\theta_y}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (3)$$

ここで， θ は流動方向の河床勾配， θ_x は x 方向の河床勾配， θ_y は y 方向の河床勾配， θ_e は水及び土砂の混合物の鉛直平均土砂濃度 \bar{c} に関する流動方向の平衡河床勾配である．

図-4に示すように、水と土砂の混合物を、河床近傍に層流域、その上に乱流域を有する二層流と考え、 \bar{c} を一定と仮定することで、以下の関係が得られる。

$$\tan\theta_e = \frac{(\sigma/\rho - 1)\bar{c}}{(\sigma/\rho - 1)\bar{c} + 1} \frac{h_s}{h} \tan\phi_s \quad (4)$$

ここで、 ϕ_s は土砂の内部摩擦角（せん断抵抗角）、 h_s/h は層流層厚比である。また、液体中の土砂の質量保存則は以下の式で表される。

$$\frac{\partial \bar{c}h}{\partial t} + \frac{\partial \bar{c}hU}{\partial x} + \frac{\partial \bar{c}hV}{\partial y} = E \quad (5)$$

結果として、運動量保存則より、以下の関係が得られる。

$$\frac{\partial hu}{\partial t} + \frac{\partial huU}{\partial x} + \frac{\partial huv}{\partial y} = -gh \frac{\partial z_b}{\partial x} - \frac{1}{\rho_m} \frac{\partial P}{\partial x} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_m} \quad (6)$$

$$\frac{\partial hv}{\partial t} + \frac{\partial huv}{\partial x} + \frac{\partial hvv}{\partial y} = -gh \frac{\partial z_b}{\partial y} - \frac{1}{\rho_m} \frac{\partial P}{\partial y} - \frac{\tau_{by}}{\rho_m} \quad (7)$$

ここに、 g は重力、 z_b は河床位、 P は圧力である。静水圧近似を用いると、

$$\rho_m = (\sigma - \rho)\bar{c} + \rho \quad (8)$$

ここで、 ρ_m は土砂等の密度、 ρ は水の密度、 σ は土砂の密度である。また、 τ_{bx} 、 τ_{by} は x 、 y 方向における掃流力成分であり、以下のようなになる。

$$\tau_{bx} = \{\tau_x + \rho f_b(u^2 + v^2)\} \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (9)$$

$$\tau_{by} = \{\tau_y + \rho f_b(u^2 + v^2)\} \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \quad (10)$$

f_b は抵抗係数であり、乱流域では式(11)、層流域では式(12)によって表わされる。

(乱流域)

$$f_b = \frac{C_{mu}}{8} \alpha^2 \quad \alpha = \kappa/6 \quad (11)$$

(層流域)

$$f_b = \frac{4}{25} \left\{ k_f \frac{(1 - \bar{c})^{\frac{5}{2}}}{\bar{c}^{\frac{3}{2}}} + k_d \frac{\sigma}{\rho} (1 - e^2) \bar{c}^{\frac{1}{3}} \right\} \left(\frac{h_s}{d} \right)^{-2} \quad (12)$$

ここに、 C_{mu} は泥流の抵抗に関する係数である。なお、解析では $k_f=0.16$ 、 $k_d=0.0828$ を用いた。 e は粒子の反発係数、 d は土砂の平均粒径である。一方、河床位方程式は以下の式で表される。

$$\frac{\partial Z_b}{\partial t} = -\frac{E}{C_*} \quad (13)$$

以上の基礎方程式を用いて、本解析では雪崩・土砂流動の流動深、流速、堆積・侵食量を求めた。

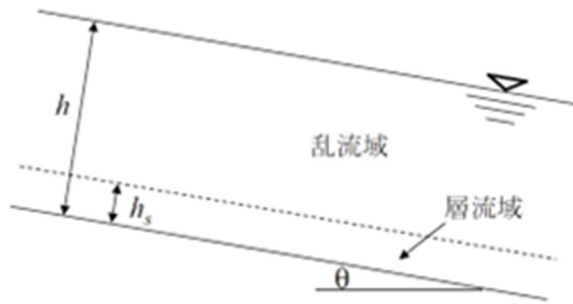


図-4 二相流モデルの概念図

表-1 逆解析による斜面崩壊堆積と浸食深さ

斜面崩壊体積(m ³)		最大侵食深さ (m)
表面積(m ²)	深さ(m)	
10×10	0.3	0.1

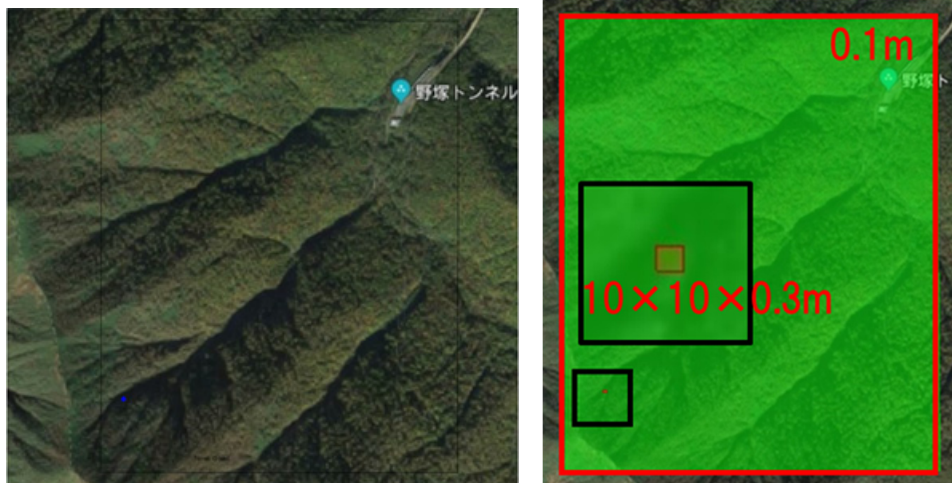


図-5 逆解析に用いた斜面崩壊範囲と土砂の堆積範囲

3.2. 解析手順

国土地理院から緯度・経度・標高の地形データをインポートし、解析範囲や土砂流動の規模をはじめに設定した(図-5)。本解析では、今回発生した雪崩・土砂流動による実際の堆積量(デブリ量=60,000m³、表面積250m×60m、平均深さ4mと仮定)になるように、逆解析を行い、斜面崩壊体積と侵食深さを算出した。得られた結果を表-1に示す。

次に、この値を基準に、雪崩を土砂流動(土石流)と同様の現象と仮定し、iRIC Morpho2DHでの雪崩解析を行った。雪と土質特性を変化させることによって、流動特性の変化を調査し、解析手法の妥当性を検討した。

今回の野塚峠の雪崩は、積雪が湿雪に変化したことで発生した全層雪崩と言われている。ここでは、雪の(a)内部摩擦角(せん断抵抗角)、(b)平均粒径、(c)液体として振る舞う土砂割合の3つのパラメータを変化させて解析を行っている。既往の研究⁸⁾では、水を多量に含んだ雪内にあるザラメ雪の重量含水率(%)と内部摩擦角の関係が報告されており(図-6参照)、それらのパラメータを参考にした。解析に用いた値を表-2に示す。なお、雪崩と土石流の流動特性を比較するために、土砂流動の内部摩擦角(せん断抵抗角)は図-6に示すザラメ雪の摩擦角と同値を用いた(表-3参照)。また、ザラメ雪の平均粒径は2mm、液体として振る舞う土砂の割合は0として解析を行った。

3.3. 雪と土質の物性を变化させたパラメトリックスタディ

以下では、斜面崩壊発生から240秒間の流動特性を比較することにする(表-4と図-8と図-9参照)。内部摩擦角(せん断抵抗角)の違いによる比較では、内部摩擦角が大きくなるほど、雪崩の流下速度が大

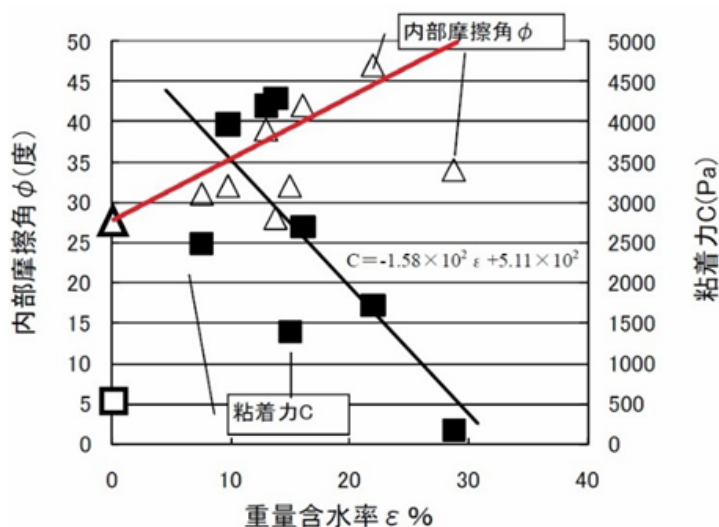


図-6 ザラメ雪の重量含水率と内部摩擦角の関係⁸⁾

表-2 雪崩解析に用いた重量含水率及び内部摩擦角（せん断抵抗角）

ケース	重量含水率(%)	積雪の内部摩擦角(°)
①	0	28
②	15	39
③	30	50

表-3 土砂流動解析に用いた内部摩擦角（せん断抵抗角）

ケース	内部摩擦角(°)
①	28
②	39
③	50

きくなっていることがわかる（表-4参照）。このことを考察してみた。次式は、斜面の雪または土の抵抗力（左辺）と滑動力（右辺）の関係式を示したものである。

$$(W\cos\theta - U)\tan\theta + c \geq W\sin\theta \quad (14)$$

ここで、 W ：雪または土の重量， θ ：傾斜角， U ：間隙水圧， ϕ ：内部摩擦角（せん断抵抗角）， c ：粘着力である。

上式より、内部摩擦角（せん断抵抗角）が傾斜角より大きい場合（被災地の傾斜角は約 30° ）は、安定限界に余裕があるために、その余裕分間隙水圧が高くなっても安定性を維持できることになる。その結果、雪または土が含有できる水量が増えることから、内部摩擦角が大きくなったとしても雪崩の流下速度は大きくなると考えられる。また、図-7に示す内部摩擦角と層厚に対する極限水頭高比の関係⁹⁾からもそのことは明らかである。加えて、内部摩擦角が大きくなるほど、下流での雪崩の停滞が顕著になっている（図-8参照、青色で示された部分が堆積域である）。

次に、雪崩と土石流の流動特性を比較してみた（図-8、図-9参照）。その結果、雪崩は土石流より被害範囲が狭く、雪崩・土石流ともに内部摩擦角が小さいほど長距離流動し、堆積することがわかる。しかし、その傾向は雪崩の方が顕著である。また、解析で得られた結果と実際の堆積範囲¹⁰⁾の写真による比較では、内部摩擦角（せん断抵抗角）による違いはあるものの、実測値は雪崩と土石流の中間的な

表-4 雪崩の内部摩擦角（せん断抵抗角）の違いによる平均流下速度の変化

内部摩擦角(°)	28	39	50
平均流下速度(km/h)	49	52	54

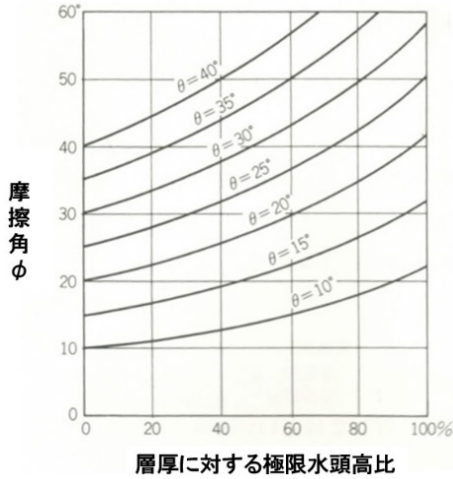


図-7 傾斜角・摩擦角と極限水頭高比の関係⁹⁾

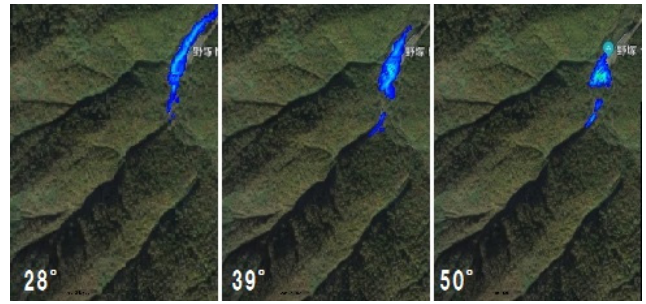


図-8 雪崩発生から240秒後の堆積範囲

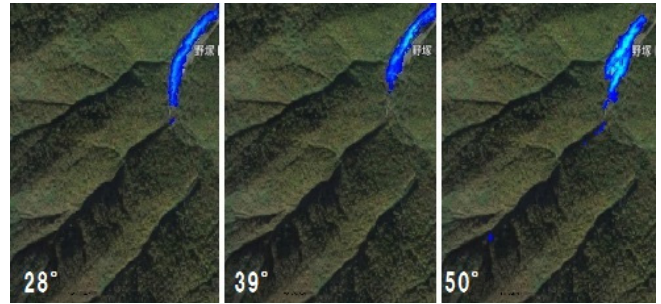


図-9 土石流発生から240秒後の堆積範囲

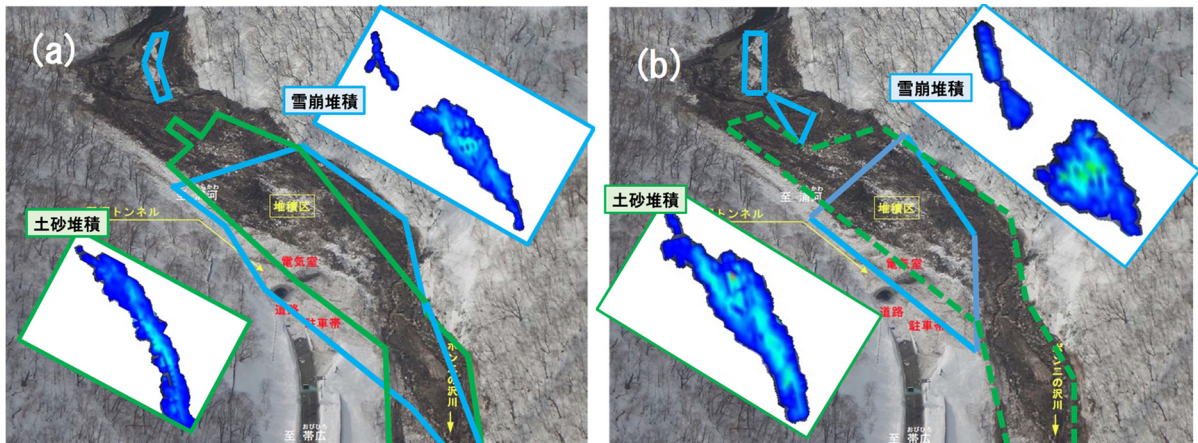


図-10 実際の堆積範囲と解析結果の比較：(a)内部摩擦角（せん断抵抗角） $\phi = 39^\circ$, (b)内部摩擦角（せん断抵抗角） $\phi = 50^\circ$

堆積範囲を示していた（図-10参照）。このことから、今回発生した災害事例では、雪崩と土砂流動が同時に発生した可能性がある。このことについて、さらなる考察を行った。ここでは、既往の報告^{11),12)}にある2つの類似の流下現象（①融雪型火山泥流現象と②雪泥流現象）に着目し、本現象との関係について議論する。

融雪型火山泥流とは、積雪や氷河が存在する活火山で噴火が起きた場合、高温の火山噴出物が斜面上の雪や氷を融解させ、その際に発生した大量の融解水がテフラや雪氷を取り込み、泥流となって火山斜面上を流下する現象のことを言う。沖田ら¹¹⁾は融雪型火山泥流現象の基礎的な力学的特性を調べるため、模型斜面を用いた流下実験を行った。その結果、融雪型火山泥流では、テフラ・水・雪から成る凝集体が生成されることを報告している。この凝集体の生成は、融雪型火山泥流の流下特性に強く影響を及ぼし、特に、この凝集体の存在が周りの水を吸収し、含水比を低下させるのに加え、せん断変形に対して抵抗する働きを示すことを実験的に明らかにしている。

一方、雪泥流とは、冬期に土壌が凍結することで不凍水層が形成され、春先に発生する融雪水や雨が地面に浸透せず積雪の中に地下水を形成する。その結果、水を含んだ雪は強度が急に減少して流動化を起し、雪泥流となる。また、雪泥流には不透水層の存在が無い場合においても発生することが確認されている。その場合、斜面下部まで融雪水や降雨は浸透するため、土砂流動（土石流）とともに発生する可能性が指摘されているものの、その発生機構は未解明である。

本災害では、発生直前まで降り続いた雨や急激な気温の上昇があったことから、積雪が雨や融雪水の大量の水を含んで流動する雪と水の混合流体である雪泥流に類似の現象である可能性が高いと考えられる。一方、実測値が雪崩と土砂流動の解析結果の中間的な堆積範囲を示したことから（図-10参照）、その流下過程で、多量の凝集体が形成し、流下土砂の含水比が低下し、せん断変形に対する抵抗が働いていることも考えられる。以下では、流下現象に影響及ぼすと考えられる凝集体の形成の可能性について検討を行った。

3.4. 流下現象中の雪氷・水・土砂からなる凝集体の形成の可能性

前述のように、雪崩・土砂流動の過程で形成される雪氷・水・土砂からなる凝集体の生成の影響が指摘されている¹¹⁾。ここでは、ポットミル回転台を用いて、模擬的に、雪崩による流下現象での凝集体の再現を試みた。なお、沖田らは凝集体の生成について詳細に検討¹¹⁾を行っており、その生成される条件を整理している。本研究では、試験条件を参考にした。次の通りである。

①土砂と水の質量はその割合を約47%と約38%とした。

②水、雪氷、土砂の体積は容器の体積の20%とした。

③凝集体の再現するにあたり、ポットミル回転台（図-11（上））の回転数・回転時間は、前述の解析結果から算出される値（240秒で1km）を流下する流下速度（回転速度）に設定した。

本研究では、土質条件の違いによる凝集体の生成への影響を調べるため、混合土砂として豊浦砂（土粒子の密度： $\rho_s=2.67\text{g/cm}^3$ 、細粒分含有量 $F_c=0\%$ ）と、細粒分が多く、土粒子密度の小さい火山灰質土（ $\rho_s=2.47\text{g/cm}^3$ 、 $F_c=35.2\sim 42.6\%$ ）を代表値として用いた。試験方法は既報¹³⁾に詳しい。

一連の実験結果より、豊浦砂では凝集体の生成は確認されなかった。その原因として、豊浦砂は粒径が均等であり、細粒分がないことが考えられる。そこで、粒度組成が良く、細粒分の調節が可能な火山灰質土について検討を行った。

細粒分の違いによる凝集体（図-11（下））の基本的物理量の変化では（図-12）、その結果、細粒分が少ないほど凝集体の含水比が増加することが分かった。ここで、乾燥後の質量に着目すると、細粒分30%が最も多いことが分かる。さらに、細粒分毎の凝集体の総量が全体に占める割合を求めると、最も凝集体の占める割合が少ない細粒分30%においても凝集体は約35%存在することが分かった（図-13）。

次に、凝集体の生成状況を細粒分20%のもので調べてみた（図-14）。その結果、2分後までは凝集体の生成は確認されないが、3分経過後から小さい凝集体が生成され、以降時間の経過とともに凝集体の総量は増加すること、また、凝集体の総量にピーク値が存在するようである。以上の結果より、細粒分が少ないほど凝集体の含水率及び含水比が増加すること、凝集体の総量が全体に占める割合は最も割合が少ない細粒分30%においても全体の約35%存在すること、時間の経過とともに凝集体の総量は増加すること、凝集体の総量にはピーク値が存在することが示された。

以上のように、雪・土砂・凝集体の基本的な性質が明らかにされたことから、次に、被災現場から採取した試料を用いて、上記の流動解析を行った。

4. 解析結果

はじめに、現地より採取した土試料の物理特性について報告する。試料の採取箇所は図-2に示す地点（黄色○印）である。この試料を用いて、地盤工学会基準に基づき、各種物理試験及び一面せん断試験

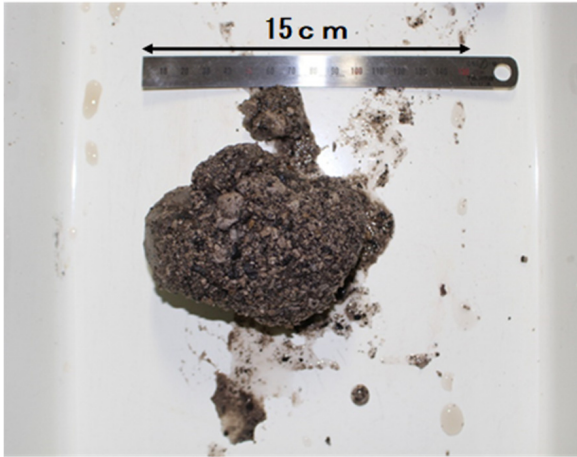
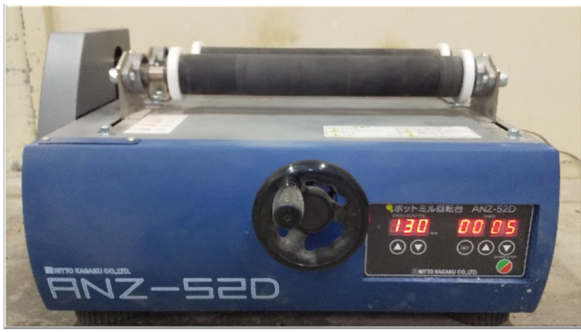


図-11 容器とポットミル回転台（上）、
生成された凝集体の一例（下）

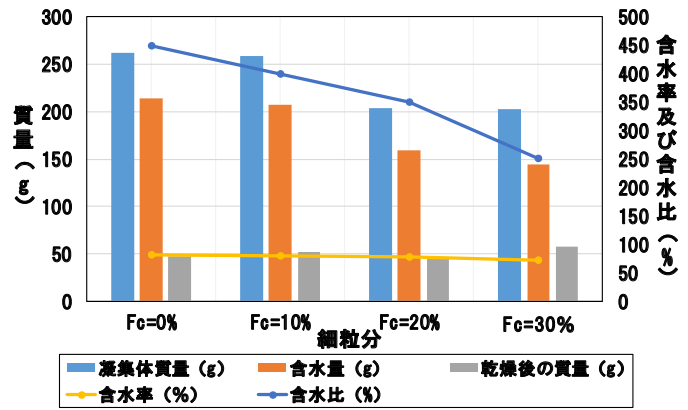


図-12 細粒分の違いによる凝集体の物理量の変化

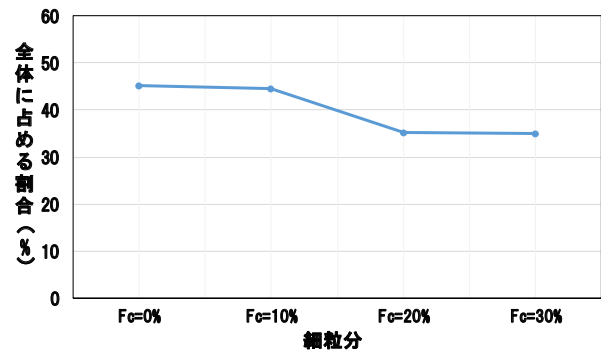


図-13 細粒分毎の凝集体の総量が全体に占める割合

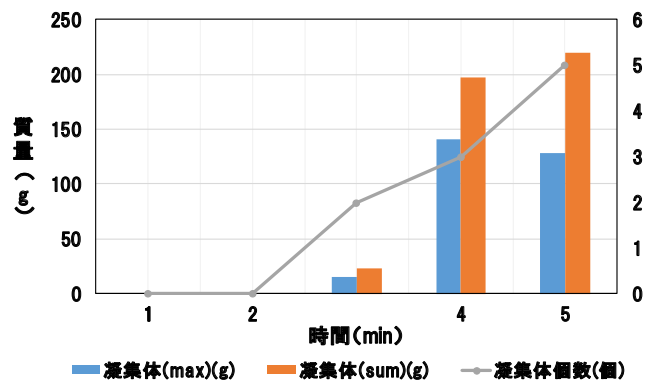


図-14 凝集体の個数と質量の経時変化

を実施した。粒径加積曲線を図-15に示す。一面せん断試験では、試験供試体は25回/1層の3層、タンピング法で作製し、自然含水比 $w=33\%$ に調整した。平均の湿潤密度は $\rho_t=1.655 \text{ g/cm}^3$ となり、相対密度 D_r は大凡80%になる。代表的な物理力学示標を図-16に示す。力学試験結果からも明らかのように、自然含水比状態 ($w=33\%$) では、凍結融解による物性への影響は小さいことがわかる。

次に、これらの値にもとづいて、雪崩・土砂流・雪泥流の3パターンにおける解析を行った。解析では「河床材料の種類」、「土粒子の存在率及び平均粒径」、「流体として振る舞う土砂の割合」、「内部摩擦角」を変化させて解析を行っている（表-5参照）。それぞれのパラメータの設定は以下のとおりである。

「河床材料の種類」

雪泥流解析では、土砂を野塚峠で採取した土試料とし、雪をザラメ雪として、混合土砂流として評価した。

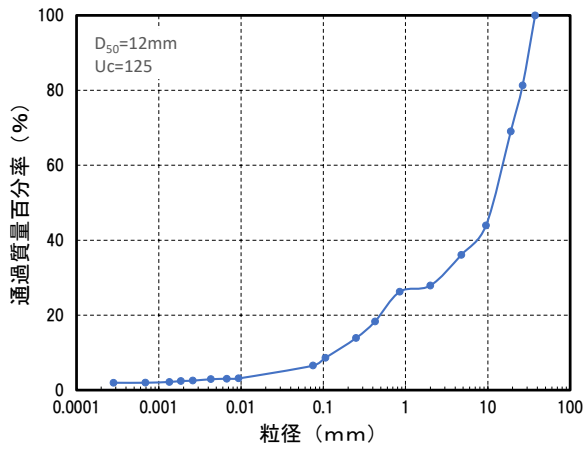


図-15 採取した試料の粒径加積曲線

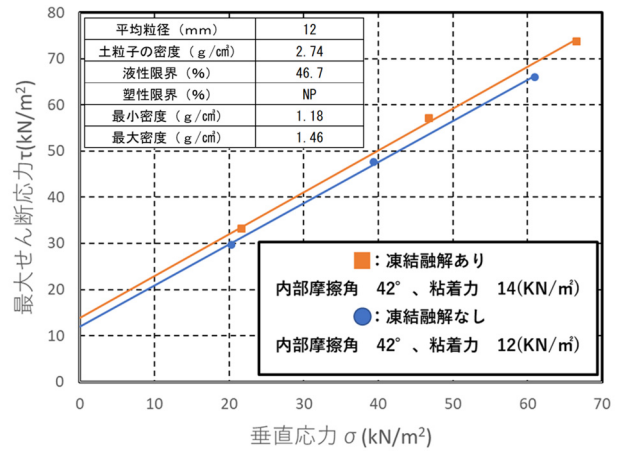


図-16 物理・力学試験の結果

表-5 各解析に用いたパラメータ

	野塚峠土試料	ザラメ雪
平均粒径 (m)	0.012	0.002
流動前の存在率 (%)	47	15
流動後の存在率 (%)	47	15
内部摩擦角 (degree)	42	39
液体として振る舞う土砂の割合	0.1	0

「土粒子の存在率及び平均粒径」

雪泥流の解析では、流下過程で生成する可能性の高い凝集体（雪・流動土砂の混合体）から、流動前の土粒子の存在率および流動開始後の存在率を算定した。細粒分含有率 F_c (%)と凝集体に占める土粒子の割合（図-13）から、野塚峠試料（ $F_c=0\%$ ）では、存在率は47%であることから、ここでは、その値を用いた。また、平均粒径は野塚峠の土試料では粒径加積曲線より12mm、ザラメ雪は上石らの研究¹²⁾を参考に2mmとした。

「流体として振る舞う土砂の割合」

iRICでは、0.2mm程度以下の土砂の割合によって流体として振る舞う割合が規定されている。土石流、雪泥流解析では、前述の粒度試験の結果よりその割合は0.1とし、雪崩解析ではザラメ雪の平均粒径を2mmと仮定したことから、0として解析を行った。

「内部摩擦角（せん断抵抗角）」

ザラメ雪の内部摩擦角（せん断抵抗角）は平均粒径と同様に、上石らの研究⁹⁾を参考に決定した。解析パラメータを表-5に示す。

解析結果を図-17、図-18に示す。図-17は各事象が発生した後、最も土砂や雪が流動した時の様子であり、図中の黄色線はそれぞれの流動範囲を示す。その結果、雪泥流が最も被害範囲が広く、長距離流動し堆積することがわかる。次に、各解析における末端部の堆積状況と実際の堆積範囲を比較してみた（図-18）。土砂及び雪の堆積範囲を太線で示す。解析結果は、現地の実態を過小評価しているものの、雪泥流を対象にした解析結果が、より実態に近い範囲を示した。ここで、解析結果より算出した堆積範囲・堆積量・流動距離を表-6にまとめる。表より、堆積範囲の比較では、土石流、雪崩、雪泥流の順に大きいことがわかる。また、雪泥流の堆積量は約60,000m³となり、実際のデブリ量とほぼ一致し、発生箇所からの流動距離においても雪泥流が最も長いことが明らかにされた。

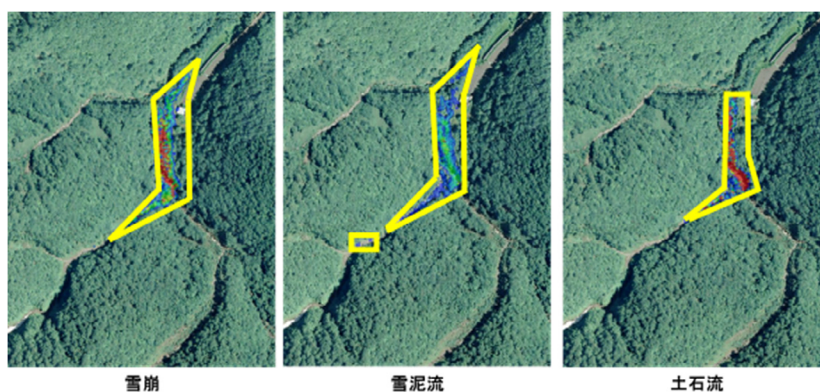


図-17 各解析における流動範囲の比較：左) 雪崩，中央) 雪泥流，右) 土石流

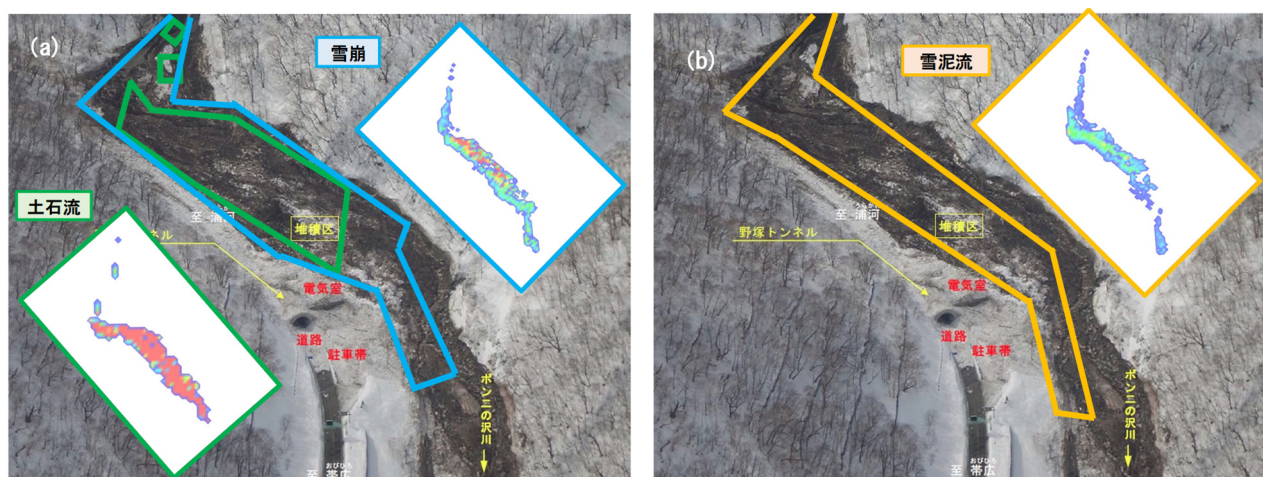


図-18 実際の堆積範囲と解析結果の比較：(a) 雪崩解析・土石流解析 (b) 雪泥流解析

表-6 各解析における概算結果

	雪崩	土石流	雪泥流
堆積範囲 (m ³)	17,171	8,173	20,965
堆積量 (m ³)	21,609	1,448	60,377
流動距離 (km)	1.12	1.03	1.12

以上のことから、iRICでは適切に入力パラメータを設定することができれば、より精度の高い解析結果を得ることができることが示された。一方、本研究では、逆解析によって発生地点を推定している。この情報がなければ、実際の雪崩・土石流または雪泥流現象を予測することができない。ここでは、地盤解析ツールを用いて、解析手法の高度化ならびにリスク評価手法の提案を目指した検討を行った。

今回用いている解析⁸⁾では、水域規模の降雨浸透・流出解析を種々の解析条件下で行うことができるとともに、それに基づく積雪・地盤内の含水比分布を考慮した斜面安定解析が実施できる。これにより、融雪期の雪崩－土砂流動現象の発生メカニズムを分析でき、さらにその発生時期と初動崩壊規模を降雨強度、融雪速度、地盤の含水・凍結状態、積雪状況、土質などから体系的に予測する融雪期の雪崩－土砂災害発生リスク評価手法を提案できる。

ここでは、はじめに、北海道開発局から提供のあった1mメッシュLPデータを用いて、2016年8月の北海道豪雨で土砂災害が観測された野塚峠と日勝峠の集水域規模の降雨浸透・流出解析および地表流と地

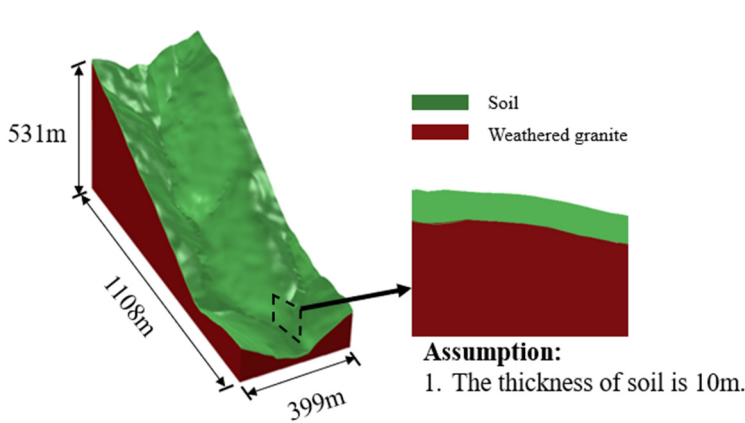


図-19 野塚峠の3D解析モデル

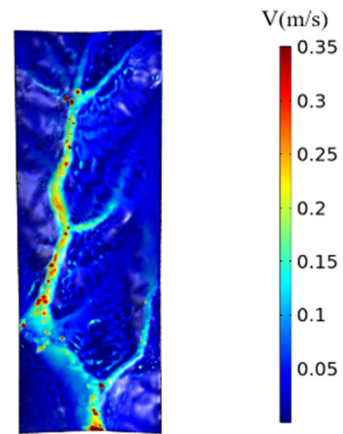


図-21 地表流の流速分布 (t=52h)

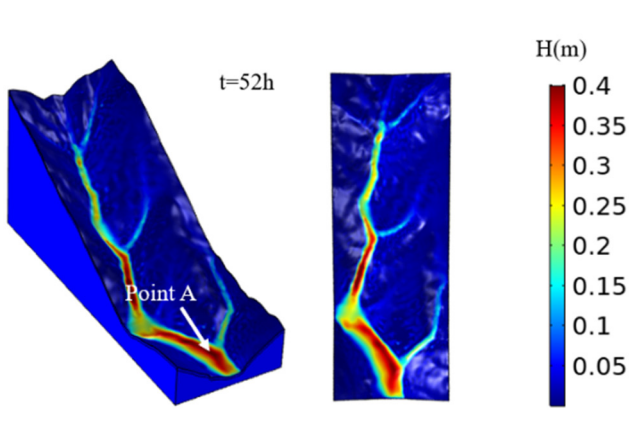


図-20 地表流の水深分布 (t=52h)

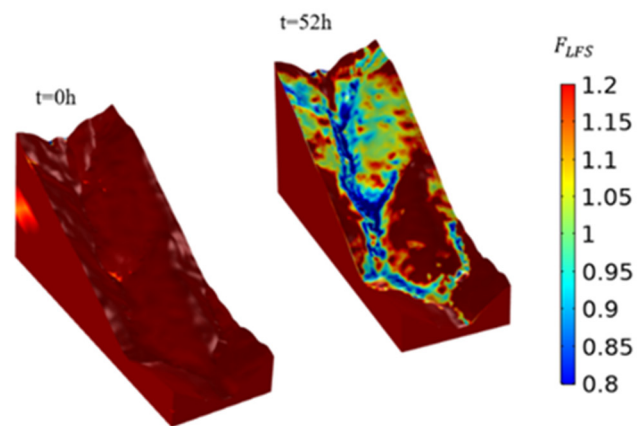


図-22 局所安全率の分布

下水流の両方を考慮した斜面安定解析を実施して、LPデータの利用方法と当該解析手法の適用性と信頼性を評価した⁸⁾。その結果、LPデータのような高精度の地形情報によれば、集水域の降雨の表面流出・地盤内浸透および斜面安定性評価をより実現象に即してシミュレートできるが、10mメッシュDEMデータのような低精度の地形情報では、信頼性の高いシミュレーション結果を得ることは難しいことが明らかにされた。続いて、2018年3月に大規模な雪崩が観測された野塚峠の降雨(図-3)・融雪浸透・流出解析および地表流と地下水流の両方を考慮した集水域規模の斜面安定解析を実施し(図-19)、降雨・融雪に伴う雪崩の発生時期と初動崩壊規模の予測方法を検討した。その結果、前述の降雨浸透・流出解析と斜面安定解析を用いて、降雨強度、融雪速度、地盤の含水・凍結状態、積雪状況、土質などを考慮可能な雨水・融雪水の積雪・地盤内浸透に起因する融雪期の雪崩-土砂流動災害発生リスク評価手法を提案した(図-20, 図-21, 図-22)。しかしながら、前述のiRICによる実際の雪崩-土砂流動現象の再現解析から推定される斜面崩壊範囲と必ずしも一致するような解析結果(初動崩壊規模)を得ることができなかった。現状でその要因と考えられるのは、以下のような点である。

- ・積雪層の雨水・融雪水浸透の推定方法の確立
- ・雨水・融雪水の浸透に伴う積雪層の強度特性評価法の確立
- ・積雪層・地盤表層の2層構造の安全率低下領域と初動崩壊範囲の関係性の確立

これらの点については、今後を継続して検討を行い、iRICの汎用性の向上、提案手法の適用性、信頼性の向上について調査する予定である。

4. まとめ

本研究で得られた結論を以下に示す。

- 1) 土石流解析を対象としたiRIC Morpho2DHでは、擬似的に雪崩、雪泥流の解析も実施可能である。
- 2) 地盤の物性を変化させたパラメトリックスタディでは、雪崩現象は土石流現象と比べ、その被害範囲は小さく、その到達距離は短い。また、両現象ともに、内部摩擦角（せん断抵抗角）の大小によって流下範囲は変化した。また、実際の被災地の堆積範囲は、雪崩現象と土砂流動現象の解析結果の中間的な範囲を示したことから、実際の現象ではその流下過程で、雪・土の凝集体が生成されていた可能性がある。
- 3) 野塚峠で採取した試料の物理力学特性と凝集体の特性を考慮した雪崩現象、土石流現象、雪泥流現象の解析による比較では、土石流、雪崩、雪泥流の順に堆積範囲は大きくなった。また、雪泥流の堆積量は約60000m³となり、実際のデブリ量とほぼ一致した。また、流動距離では雪泥流現象が最も大きな値を示した。
- 4) 別の地盤解析ツールを用いて、解析手法の高度化ならびにリスク評価手法の提案を目指した検討を行った。その結果、高度化に向けた問題点が整理された。

謝辞

本研究を実施するにあたり、北海道開発局 室蘭開発建設部から情報提供を頂いた。各種試験の実施では室蘭工業大学 楠田侑平、横山遼、川村季実佳、各君の協力を得た。なお、本研究は令和2年度一般財団法人北海道河川財団の助成で行われた。記して、深甚なる感謝の意を表します。

参考文献

- 1) 工藤啓介，長谷川裕史，中津川誠：気候変動が積雪寒冷地の汽水湖水質に及ぼす影響の評価，土木学会論文集B1（水工学），Vol.74, No.4, pp.205-210, 2017.
- 2) 国道236号野塚峠にて雪崩発生 - 国土交通省 北海道開発局帯広開発建設部
HP <https://www.hkd.mlit.go.jp/ob/release/rfqnf000000008wk-att/fns6al000000j130.pdf>
- 3) 川村志麻，山田真嘉，岩間 結：融雪期に発生した雪崩-土砂流動現象とその評価，土木学会北海道支部研究発表論文集，令和元年度土木学会北海道支部論文報告集，第76号，C-07，2020.
- 4) 川村志麻，山田真嘉 融雪期に発生した雪崩-土砂流動現象とその工学的評価，第55回地盤工学研究発表会発表講演集，No.22-12-1-06 2020.
- 5) 横山遼，川村志麻，楠田侑平：融雪期に発生した雪崩-土砂流動現象の解析的検討，土木学会北海道支部研究発表論文集，令和2年度土木学会北海道支部論文報告集，第77号，C-05，2021.
- 6) 川村志麻，横山遼，石川達也，所哲也，融雪期に発生した雪崩-土石流現象とその評価，第76回土木学会年次学術講演会講演集，C部門，2021。（投稿中）
- 7) Wentao HE, Tatsuya ISHIKAWA, Catchment-scale slope stability analysis of Typhoon 10 induced slope failure based on digital elevation modeling, 第56回地盤工学研究発表会発表講演集，2021（投稿中）.
- 8) 上石勲，町田敬，小田憲一，山口悟，佐藤篤司：雪粒同士の結合が弱い湿雪の粘着力と内部摩擦角の測定，雪氷研究大会，2009.
- 9) 高野秀夫著，斜面と防災，築地書館出版.
- 10) 岩間結：融雪期に発生する雪崩・土石流現象の解析的検討，室蘭工業大学 平成30年度卒業論文
- 11) 沖田竜馬，河島克久，松元高峰，片岡香子，渡部俊：融雪型火山泥流の流動性に与える雪の影響，寒地技術論文・報告集，34，I-007，2018.
- 12) 上石勲，和泉薫，小林俊一：雪泥流災害と雪泥の力学的性質，自然災害科学，J.JSNDS 13-2，205

～215, 1994.

- 13) 山田真嘉：雪・土砂の凝集体が融雪期に発生する雪崩・土砂流動現象に与える影響とその評価，室蘭工業大学 令和元年度卒業論文

