# 拠点研究(一般推進)(課題番号:2021A-03) 成果報告書

## (1) 実施課題名:

大規模再活動地すべりにおける新しいすべり面の形成と長距離運動機構の解明

(2)研究代表者(氏名,所属,職名):

王功輝,斜面災害研究センター,教授

(3)研究組織(氏名,所属,職名,役割分担):

研究期間:令和3年6月1日 ~ 令和4年3月31日 共同研究参加者数: 13名(所外8名,所内5名)

・大学院生の参加状況: 7名(修士2名,博士5名)(内数)

・大学院生の参加形態 [室内土質実験, 討議]

# (4) 配当額: 2,112,000 円

(5) 研究報告:

[研究目的·趣旨]

「再活動地すべり」とは、過去に移動した地すべり土塊が再び動き出すことを意味しており、 その特徴としては、規模が大きいものの、移動速度が速くなく、突発災害にあまりならないこと が一般的に受け入れられている.しかし、近年の地震時に生じた幾つかの大規模再活動地すべり に対する調査を行った結果、いずれの地すべりにおいても、弱いと思われる古いすべり面を使わ ず、より深部に新しいすべり面が形成されたことが分かった.

本研究では、地震や豪雨時に発生した大規模再活動地すべりに対する現地調査及び室内実験研 究を通じて、その発生・運動機構を解明し、同じ地質及び地形特徴を有する地域における地震或 いは降雨による再活動とする地すべりの高速長距離運動危険度評価手法を開発することを目的と する.具体的に、地震や降雨により発生した大規模再活動地すべりに対する詳細な現地調査及び 室内実験研究を通じて、過去の地すべり活動の誘因を調べて、対象地域における地すべりの再活 動条件を明らかにする.また、斜面の地質・地形、地震動特徴、及びすべり面の土層構造と力学 せん断特性を調べて、高応力状態での地層における新しいすべり面の形成、及び形成されたすべ り面に沿った地すべり土塊の高速移動機構を解明する.

[研究経過]

上記の目的を達成するために、下記の通りに研究を展開した.

- 2018年北海道胆振東部地震時に日高幌内川地区で発生した大規模岩盤地すべりに対する現地 調査と情報収集を行い、すべり面付近の土層から土質試験用試料を採取した.また、2008年 の岩手・宮城内陸地震時に発生した荒砥沢地すべりに対する追加研究を行った.これらの大 規模地すべりにおける異なる移動様式とその形成原因及び地質構造・地形の関係を検討した.
- ② 上記の地すべり地から採取した土試料に対し、大規模地すべりの再現実験に適用した高圧非 排水リングせん断試験を行い、斜面土層の物理特性と地震載荷により、新しいすべり面の形

成条件と形成過程を調べた.

- ③ 高性能走査電子顕微鏡を用い、高応力状態における土層内部でのせん断により形成されたすべり面を含むせん断帯の内部構造、粒子の破砕状況や形状及び配列を観察し、せん断に伴うすべり面土層構造の変化から大規模再活動地すべりの高速・長距離移動機構を調べた。
- ④ 2019年10月の台風19号に伴う豪雨により、新潟県上越市名立区東蒲生田地区の土砂災害警戒 区域において流動性の高い地すべりが発生した.泥岩地域において発生したこの流動性の高 い地すべりに対する現地調査及び室内実験を行い、その運動機構を調べた.

[研究成果]

以下に,2008年岩手・宮城内陸地震により発生した粗砥沢地すべりに対する追加研究,2018 年北海道胆振東部地震により発生した大規模岩盤地すべり及び2019年東日本豪雨時に地すべ り指定地域において発生した地すべりに対する現地調査+室内実験研究を行った結果につい て報告する.

### 1. 2008年岩手・宮城内陸地震により発生した粗砥沢地すべりに関する追加研究

#### 1.1 はじめに

2008年6月14日午前8時13分頃に発生した岩手・宮城内陸地震(震源地:北緯39度01.7分, 東経140度52.8分;震源深さ:8km;マグニチュード:7.2)によって,震央域を中心に数多く の地すべりや山崩れなどが発生した.特に栗駒市荒砥沢ダム上流域では,大規模な地すべり が緩斜面において発生した(図-1と写真-1).この地すべりは,最大幅約900m,延長約 1400m,最大厚さ約125mの規模で約300m北東方向に移動し,末端部は荒砥沢ダム貯水池南東端 の沢の左岸斜面へせり上げている(図-2~3)(宮城,2009;山科ほか,2009;森屋ほか, 2010).移動した土砂が約6,700万m<sup>3</sup>に及び,地すべり移動土塊の一部が貯水池に入り込んで, ダム湖に約2mの津波を引き起こした(2008年岩手・宮城内陸地震4学会合同緊急調査団, 2008).地すべりの滑落崖の高さが約150mにおよぶ.すべり面傾斜角は約2度程度で極めて緩 い(図-3).地すべり移動土塊内では3列の陥没帯と陥没帯間の2列のリッジが形成され,末 端部において,移動土塊の激しい変形が発生している(写真-1と図-3).



図-1 2008年岩手・宮城内陸地震の震源地と荒砥沢地すべりの位置(Google マップより加筆)



写真-1 荒戸沢ダム上流の大規模地すべり(2008年6月18日撮影)



写真-2 荒戸沢ダム上流の大規模地すべりの末端部の様子(2008年6月18日撮影)



図-2 荒砥沢地すべり周辺の平面図と地質分布図(東北森林管理局(2009)により)



図-3 荒戸沢地すべり断面図(東北森林管理局(2009)により)

荒砥沢地すべりは、3~5万年以上前に活動した大規模地すべりの一部が再活動したことが 明らかになった(図-2)(宮城,2009;大野ほか,2010;森屋他,2010).地すべり周辺 の地質分布を図-2に示す.地層が下位より火山礫凝灰岩,泥岩,砂岩・シルト質泥岩の互 層,軽石質凝灰岩,溶結凝灰岩により構成される(宮城,2009;大野ほか,2010;森屋他, 2010).地すべりの末端部に見られる安定的な砂岩・シルト岩互層の走向傾斜は,おおむね 0°~5°SEで,地すべり移動方向とやや斜交する(森屋ほか,2010).地すべり地における詳 細な地質は図-4に示す.



図-4 荒砥沢地すべり地における地質図(川辺ほか, 2008)

粗砥沢地すべりの発生運動機構を解明するために、2010年京都大学防災研究所一般共同研究 (216-03)により、移動土塊の物性変化に関する物理探査及ぶ地すべりの末端から採取し た試料を用いたせん断実験研究を行った.その結果を2010年の報告書に纏めた.しかし、凝 灰質砂岩や頁岩層に地すべり面が形成され、活動/再活動する地すべり事例が数多く報告さ れているため、粗砥沢地すべり地から採取した試料に対する追加実験を実施した.以下には、 以前の結果と新しい実験結果を報告する.

#### 1.3 地すべり再現試験機による実験研究

前述したように、荒砥沢地すべりで大規模な地すべり土塊が極めて緩いすべり面をもって、 約300mを移動した.このような地震時に発生した地すべりが極めて稀であり、その発生・運 動機構を解明するため、現地から採取した試料に対して、地震時地すべり再現試験機を用い て、異なる試験条件下でせん断試験を行った.

荒砥沢地すべり地における二次災害による被害を回避するため,地震後に,この地すべり 地周辺および地すべり移動土塊内において,数多くのボーリング調査が実施された(林野庁 東北森林管理局,2009).ボーリングコアの観察により,すべり面が砂岩・シルト岩の互層 内において形成したとのように推定されたため,著者らは,地すべり移動土塊の末端の所に 露出したシルト質泥岩の中に挟在されている砂層と,地すべり末端域の不動地帯にある砂岩 ・シルト質泥岩互層の露頭の2箇所から砂試料を採取した(写真-3に示す).また,比較研 究のため,地すべり源頭部の溶結凝灰岩の風化土層から試料をも採取した.写真-4と写真 -5には採取した砂試料のSEM画像を示す.採取した砂試料が火山の噴出物により形成された ものであるため,砂粒子の中に大きな空隙がある.また,粒子が角張った形をしており,粒 子の表面に細かい粒子が存在する. 図-5は砂層から採取した試料の粒径分布を示す.



写真-3 荒砥沢地すべり地における土質試験用試料の採取.



写真-4 砂層から採取した試料のSEM写真



写真-5 溶結凝灰岩風化土層から採取した試料のSEM写真



図-5 採取した試料の粒径分布

# 1.3.1 非排水せん断試験結果

これまでに地震時に発生した地すべりに対して、多くの研究が実施され、その発生・運動 機構に関する理解がかなり深められている.しかし、荒砥沢地すべりのような極めて緩い斜 面における大規模・長距離運動地すべりが稀であり、その発生・運動機構に関する研究は皆 無に近い.従って、荒砥沢の発生・運動機構を解明するため、まず地すべりの末端の砂層か ら採取した試料に対して、京都大学防災研究所により開発された地すべり再現試験機を用い て、飽和・非排水せん断試験を行った.飽和非排水せん断試験を実施した理由は、地震時に すべり面付近の土層において高い過剰間隙水圧が発生し、土層のせん断抵抗が低くなったこ とにより、地すべりが発生し、長距離を移動したという可能性が高いとのように推定してい るからである.飽和した試料に対して、単純載荷試験及び地すべり地近傍で観測された地震 波による地震時地すべり再現試験を行った.

単純載荷試験においては、飽和した試料を一定の垂直応力で圧密した後に、非排水状

態でせん断応力を増加させてせん断を実施する.図-6に砂層から採取した試料に対する非排 水単純せん断試験結果の一例を示す。せん断応力の増加に伴って、過剰間隙水圧が発生する が、せん断破壊(ピーク強度を超えた)後に、せん断変位の増加に伴って、過剰間隙水圧が 急激に上昇したことが図―6(a)により見られる.また,図―6(b)により,せん断破壊発生後, 有効応力経路が試料の残留破壊線に従って、ゼロ点に向かって移動することがわかる.せん 断抵抗は、せん断破壊が発生した直後に急激に低下したが、その後ほぼ一定の値となってい ることがわかる.即ち,素早く定常状態に到達したと考えられる.その時のせん断抵抗(r<sub>s</sub>) が約28kPaであり、見かけの摩擦角度 (arctan ( $\tau_s/\sigma_i$ );  $\sigma_i$ : 初期垂直応力) は約5.3度となる. しかし、圧密完了後の密度(初期密度)がほぼ同じである試料に対して、異なる初期垂直応 力で行った実験結果(図-7)を見ると、定常状態になった時のせん断抵抗が概ね同じになっ ている. 即ち, 定常状態のせん断抵抗が垂直応力の変化に依存しなくて, 初期垂直応力が大 きくなると、見かけの摩擦角度が小さくなる. 一般的には、見かけの摩擦角度が小さいほど、 破壊後の地すべり土塊の運動性(mobility)が高くなる. 試験機の載荷能力に制限があるため, 荒砥沢地すべり土塊の厚さに相当する垂直応力で試験を実施することができなかったが、仮 に地すべり土塊の厚さが80mで,密度が18kN/m<sup>3</sup>で,地すべり面傾斜が2°である場合には,す べり面に載荷する垂直応力が約1438kPaとなり、みかけの摩擦角度が約1.3°になる.もし移 動土塊の厚さが100mになると、垂直応力が約1438kPaになり、見かけの摩擦角度が約1.0°に なることが推定される.一方,荒砥沢地すべり土塊の厚さが平均として100mを越えているた め、この見かけの摩擦角度が実際のすべり面傾斜とよく一致していると考えられる.また、 地震時にすべり面において完全非排水ではないことも考えられるが、地すべり面の上に数十 メータルの地下水位があるため、初期有効応力が小さくなり、地震時に生じた間隙水圧の消 散も遅くなるので(Wang & Sassa, 2009), 図-6~7に示されているような液状化現象が発 生しうると推定できる.また、図-7から、地すべりの厚さが大きくないと、荒砥沢地すべり といった緩斜面での土砂移動現象が発生しにくいと考えられる.



図-6 砂層からの試料に対する飽和・非排水単純せん断試験結果.
(a) 時系列変化図;(b)有効応力経路.初期密度:1.328g/cm<sup>3</sup>



図-7 異なる初期垂直応力で行った飽和・非排水単純せん断試験結果 (密度:1.328g/cm<sup>3</sup> @300kPa;1.357g/cm<sup>3</sup> @400kPa;1.376g/cm<sup>3</sup> @550kPa)



図-8 溶結凝灰岩層から採取した試料に対する飽和・非排水単純せん断試験結果. (圧密後の土試料密度: 1.037 g/cm<sup>3</sup> (B<sub>D</sub>=0.87), 1.105 g/cm<sup>3</sup>(B<sub>D</sub>=0.90), 1.165 g/cm<sup>3</sup> (B<sub>D</sub>=0.87)).

地すべりの源頭部の溶結凝灰岩層から採取した試料を用いた飽和・非排水せん断実験の結果を図-8に示す.写真-5から分かるように、粒子には大きな空隙があるため、試料を飽和する時には、①炭酸ガスを30分、②脱気水を24時間通した後に、100kPaのback pressureをかけて飽和度を向上させることを試みた.しかし、いずれの実験においては、飽和度を確認するための指数B<sub>0</sub>値(Sassa 1996; B<sub>0</sub> =  $\Delta u/\Delta \sigma$ ,  $\Delta u$ ,  $\Delta \sigma$  は、それぞれ非排水圧密状態における過剰間隙水圧と垂直応力の増分; B<sub>0</sub> ≥ 0.95の場合には、完全飽和と見なせる)は、0.90より小さかった.すなわち、飽和度が高いものの、完全飽和には至っていないと考えられる. 図-8は、三つの初期度密度を有する試料に対するせん断実験結果(有効応力経路)であるが、図から分かるように、初期密度の増加に伴って、非排水せん断強度のピーク値は大きく増大するが、定常状態におけるせん断強度には大きな差が見られなかった.また、いずれの実験において、定常状態におけるせん断強度は小さいことがわかった.これらの現象に関する検討は投稿準備中の原稿に纏める予定である.

## 1.3.2 動的せん断試験結果

単純せん断試験で圧密された試料に対して、せん断破壊までせん断応力を増加させること により、図-6~8に示す液状化現象が発生しうるが、実際の地震時に、斜面土層がどのよう に挙動するかを解明するため、繰り返し載荷試験および観測された地震波を用いた地震時地 すべり再現試験を行った.

まずは、地すべり末端の砂層から採取した試料に対して、繰り返し載荷実験を行った、試験は下記の手順で実施された.

(1) 図-9のような無限長斜面(土塊厚さ:100m;地下水位:すべり面より上70m;土塊単位体積重量:1800kgf/m<sup>3</sup>;すべり面傾斜:2°)を想定し,飽和土層に対する初期有効垂直応力(1075 kPa)と初期せん断応力(62 kPa)を求める.

(2) 飽和した試料を上記の初期垂直応力とせん断応力で正規圧密する.

(3) 圧密終了後、せん断箱を非排水にし、図-10に示す繰り返しせん断応力を載荷する.

(4) 繰り返し載荷によりせん断破壊が発生した場合には, せん断抵抗が定常状態になるまで, せん断を続ける.



図-9 再現試験の対象とする斜面(土塊厚さ:100m;地下水位:70m)



図-10 載荷する垂直応力と繰り返しせん断応力

飽和した砂試料に対して行った繰り返し載荷実験結果を図-11に示す.載荷したせん断応 力の振幅が繰り返し回数の増加に伴って大きくなるが,過剰間隙水圧が,初期の繰り返し載 荷によって徐徐に発生し,せん断破壊後に,急激に上昇して,すぐ定常状態に達した.高い 間隙水圧の発生によって,せん断抵抗が大幅に低下した.繰り返し載荷が完了した後に,初 期せん断応力(62kPa)がせん断抵抗(38kPa)より大きいため,斜面土塊の自重によるせん断 応力で,せん断が続いた.即ち,繰り返し載荷により,大規模地すべりが緩斜面で発生する ことが可能である.しかし,もし地すべり土塊の厚さと地下水位がそれぞれ50mと35mであ る場合には,初期せん断応力が31kPaで,繰り返し載荷後のせん断抵抗(38kPa)より小さいた め,せん断破壊が続けられないであろうと推定できる.従って,緩斜面において地すべりが 発生する場合には,大規模な地すべりではないと,地すべり変動が発生しないと考えられる.



図-11 繰り返し載荷実験結果

つぎは、地すべり末端の砂層から採取した試料に対して、地震波による再現試験を、以下 の通りに実施した.

2008年岩手・宮城内陸地震時に、震源に近いKiK-netの一関西(IWTH25)観測点において、 4022gal(全方向合成)である日本国内観測史上最大加速値が観測された(防災科学技術研究 所,2008).また、荒砥沢ダムサイトにおいては四つの地震観測点(基盤監査廊,監査廊右 岸天端標高取り付け部,監査廊左岸天端標高取り付け部およびダム下流地山)が設置されて おり、その応答記録が観測されている.

荒砥沢地すべりに対する地震時地すべり再現実験には、地すべり地に近い荒砥沢ダムの基 盤監査廊で記録された加速度波形(図-12に示す)を用いた.地震波による再現試験は下記 の手順で実施された.

(1)観測された水平二方向の地震加速度を地すべりの移動方向へ投影し,移動方向への加速度を求める(図-13(a)に示す).

(2) 推定した移動方向への加速度と観測された鉛直動加速を、すべり面に平行する方向および垂直方向へ投影し、それぞれの方向の加速度を求める(図-13(b)に示す).

(3) 無限長斜面(図-14に示す.土塊厚さ:50m;地下水位:すべり面より上35m;土塊単 位体積重量:1800kgf/m3;すべり面傾斜:2°)を想定し,飽和土層に対する初期有効垂直 応力,初期せん断応力,地震載荷による応力波形を求める(図-13(c)に示す).求めた波 形(図-15に示す)を地震時地すべり再現実験機に読み込んで,載荷実験の指令信号として 使う.

(4) 飽和した試料を上述した初期垂直応力とせん断応力で正規圧密する.

(5) 圧密終了後、せん断箱を非排水にし、図-15に示す応力波形を載荷する.

(6) せん断破壊が発生した場合には、せん断抵抗が定常状態になるまで、せん断を続ける.

上述した手順で飽和した砂試料に対して,地すべり再現試験を行った.その結果を図-16 に示す.地震載荷により,飽和した試料において高い過剰間隙水圧が発生したが,地震後の 継続せん断(斜面変動)がなかった.これは試験器の載荷限界を考慮した今回の試験対象斜 面が十分な厚さを持っていなかったため,初期せん断応力(地震後にも載荷するせん断応力) が地震後の試料の残留抵抗より小さかったことからである.地震載荷によって約3mmの累積変 位が生じたことから,この地震動により斜面変動が発生しうることを推測できる.従って, この地すべり再現試験により,強い地震動により斜面せん断破壊が発生し,大規模な地すべ り土塊の自重によるせん断応力で移動した土塊の変動を継続させたと考えられる.

地震載荷を受けた履歴がある試料の非排水せん断挙動を調べるために,図-16に示す実験 が終了した後,せん断箱を非排水状態にしたままで,せん断応力だけを上昇させ,静的せん 断実験を実施した.その結果を図-17に示す.初期のせん断過程において,せん断応力の増 大に伴って,過剰間隙水圧が低下した.しかし,せん断破壊が発生した後に,せん断変位の 増大に伴って,過剰間隙水圧が大きく上昇した.これは試料が密な状態にいることを示す. また,せん断発生後,せん断に伴って,すべり面付近の土粒子が破砕され,過剰間隙水圧を 発生させるPotentialが高くなったことが示唆される.すなわち,試料が密な状態においては, せん断破壊後の運動に伴って,高い水圧が発生しうることである.



図-12 荒砥沢ダムにおいて観測された地震記録(X, Y, Z:ダムの上下流方向, ダムの軸方向, および上下 方向)



図-13 地震波による地震時にすべり面に載荷する垂直応力とせん断応力波形の推測.(a)斜面移動方向への 加速の求め方;(b)すべり面と平行および垂直する方向への加速度の求め方;(c)地震載荷による応力波形 の算出



図-14 再現試験とする斜面(土塊厚さ:50m;地下水位:35m)



図-16 地すべり末端不動部の砂層から採取した試料に対する地震時地すべり再現試験結果



図-17 地震時地すべり再現試験後の継続せん断試験結果

地すべり源頭部の溶結凝灰岩層から採取した試料に対して,繰り返し載荷せん断実験を, 下記の通りに実施した.

- ▶ 飽和した試料を初期垂直応力420kPa+せん断応力106kPaの応力状態で圧密する.
- ▶ 垂直応力を一定にして、編集したせん断応力の繰り返し載荷(振幅:63kPa周波数:0.5 Hz;繰り返し回数:20回)で実験を実施する.
- ▶ せん断破壊が発生しなかった場合には、もう一度上記の繰り返し載荷実験を実施する.

以上の実験手順で実施された試験結果の一例を図-18(a)に示す.一回目の繰り返し載荷実 験においては過剰間隙水圧と累積変位が繰り返し載荷の進行に伴って大きくなる傾向を示し ている.崩壊には至っていないため、二回目の繰り返し載荷実験を実施した.しかし、二回 目の試験においては、同じ傾向を示したものの、崩壊までには至っていなかった.図-18(a) にしめす垂直応力における変動は、繰り返しせん断応力の載荷による影響、すなわち試験機 の制御によるものである.ただし、こういった小さい振動は、過剰間隙水圧の発生には及ぼ す影響は少ないと考えられる.



図-18 溶結凝灰岩層から採取した試料を用いた飽和・繰り返し載荷実験結果(1回目と2回目のせん断)

図-18に示す2回の繰り返しせん断実験を行った後に、この飽和した試料における液状化現 象を発生させるまでに必要であるせん断エネルギーを調べるため、繰り返し載荷の条件を変 えて、実験を続けた.まず、垂直応力とせん断応力を同時に変化させ、繰り返し載荷実験を 実施した.その結果を図-19に示す.載荷した繰り返し垂直応力及びせん断応力の振幅をそ れぞれ150kPaと62kPa、周波数を0.5 Hz、繰り返し回数を20回、に設定した.ただし、繰り返 し垂直応力とせん断応力の位相差を180°にした.図-19に示す通りに、せん断に伴って、せ ん断変位が大きくなって行く傾向が見られるが、過剰間隙水圧においては大きな増大傾向が 見られなかった.すなわち、せん断破壊は発生できなかった.そのため、繰り返し載荷条件 を変えて、実験を続けた.その結果を図-20にしめす.この試験において、垂直応力には、 偏りの繰り返し載荷(振幅:295kPa)を用いた.また、せん断応力の振幅を60kPaに設定した. いずれの載荷の周波数を0.5 Hz、繰り返し回数を20回に設定した.ただし、繰り返し垂直応 力とせん断応力の位相差を90°にした。図-20から分かるように、繰り返し垂直応力の載荷 に伴って、試料において、せん断破壊が発生し(載荷できるせん断応力が小さくなっていく ため),最終的には継続的なせん断破壊(変位の継続増大)が発生した.

以上の非排水せん断試験結果により、これらの試料においては、せん断破壊後には高い過 剰間隙水圧が発生し、崩壊土塊を高速で移動させる可能性があると考えられる.しかし、破 壊までに至る過程については、さらなる詳細な検証が必要である.これを今後の課題にする.



図-19 溶結凝灰岩層から採取した試料を用いた飽和・繰り返し載荷実験結果(3回目のせん断)



図-20 溶結凝灰岩層から採取した試料を用いた飽和・繰り返し載荷実験結果(4回目のせん断)

1.4.考察

上記の実験結果をもとに、地震時に地すべりの発生・運動機構について、考察を実施した. 詳細は、これからの論文投稿があるため、ここで割愛させて頂きたい.

1.5.まとめ

上記の調査および実験結果を纏めると、下記のようになる.

- (a) 荒砥沢地すべりは, 傾斜約2度の水平に近いすべり面上を長距離運動した大規模地すべりである.
- (b) 地すべりのすべり面を形成した地層(砂岩・シルト岩互層)から採取した砂に対して行

った非排水リングせん断試験機において,低い定常状態強度と見かけの摩擦角度が得ら れた.繰り返し載荷試験の結果,高い初期水圧がなければ,或いは,すべり土塊が大規 模でなければ,極めて緩いすべり面の勾配では地すべりは発生しなかったと考えられる.

(c)地すべり源頭部の溶結凝灰岩層から採取した試料に対する飽和非排水せん断実験を実施した結果,試料が完全飽和状態でなくても、高い過剰間隙水圧が発生し、せん断抵抗を大幅に低下させることができる.また、これらの試料を崩壊まで行かせるには、大きなエネルギーが必要であることが分かった.

1.6 参考文献

- 川辺孝幸・風岡修・香川淳・楠田隆・酒井豊・古野邦雄・吉田剛(2008): 2008年岩手・宮城内 陸地震によって発生した荒砥沢ダム上流部の地すべり調査報告. http://kei.kj.yamagata-u.ac.jp/kawabe/www/2008iwtmyg/aratozawa/geolmap.html
- 2008 年岩手・宮城内陸地震 4 学会合同緊急調査団 (2008): 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城 内陸地震被害調査速報
- 岩手・宮城内陸地震4学会合同調査団:平成20年岩手・宮城内陸地震緊急調査団報告、日本 地すべり学会誌184,61-62,2008.7.
- 梅村 順・檜垣大助・宮城豊彦・千葉則行 (2008): 平成20年岩手・宮城内陸地震 緊急調査団 報告. 日本地すべり学会誌, 45(2): 153-154.
- 大野亮一・山科真一・山崎孝成・小山 倫史・江坂文寿・笠井史宏(2010): 地震時大規模地す べりの発生機構:荒砥沢地すべりを例として.日本地すべり学会誌,47(2):84-90.
- 防災科学技術研究所 (2008): 平成 20 年 (2008 年) 岩手・宮城内陸地震において記録された き わ め て 大 き な 強 震 動 に つ い て .
  - http://www.k-net.bosai.go.jp/k-net/topics/Iwatemiyaginairiku 080614/IWTH25 NIED.pdf
- 宮城豊彦(2009): 強震動を契機に発生した巨大岩盤層スベリー脊梁山脈東麓の大規模地すべり地形と荒砥沢地すべりー. 森林科学, No.56, P11-15.
- 森屋洋・阿部真郎・荻田茂・檜垣大助(2010): 2008 年岩手・宮城内陸地震に伴って発生した荒 砥沢ダム上流の大規模地すべり構造.日本地すべり学会誌,47(2): 77-83.
- 山科真一・山崎勉・橋本純・笠井史宏・我妻智浩・渋谷研一(2009): 岩手・宮城内陸地震で発生した 荒砥沢地 すべり (Aratozawa Landslide triggered by the Iwate-Miyagi Nairiku Earthquake in 2008). 日本地すべり学会誌, 45(5), 392-397.
- 林野庁東北森林管理局(2009): 荒砥沢地すべりの調査結果と対策について, 林野庁東北森林 管理局HP: (岩手・宮城内陸地震に係る山地災害対策検討会)2009.1
- Gonghui Wang, Kyoji Sassa (2009): Seismic loading impacts on excess pore water pressure maintain landslide triggered flowslides. Earth Surface Processes and Landforms 34(2):232-241.

# 2. 2018年北海道胆振東部地震時に発生した大規模岩盤地すべりについて

2.1 はじめに

2018年9月6日3時8分頃に、北海道胆振地方中東部(緯度:42度41分24秒;東経:142度00分 24秒;深さ:37 km)を震央として、M<sub>i</sub>6.7の地震が発生した(図-21)(防災科学技術研究所、2018). この地震は気象庁により「平成30年北海道胆振東部地震」と命名された.地震時に、広範に わたって、強い地震動が観測され、北海道で統計を取り出してから初めて"震度7"の強い地震 動も記録された.この地震により、北海道勇払郡むかわ町、厚真町、及び安平町を中心に、 膨大な数の斜面崩壊や地すべりなど(図-22、国土地理院、2018)が発生し、36名の犠牲者を はじめとして、甚大な人的・物的被害が生じた.これらの斜面崩壊の殆どは夕張山地南部の 丘陵地で発生したもので、その大半がテフラ堆積斜面における崩壊であった.図-22の右側 の写真に例示したように、これらの降下火砕物の堆積斜面において発生した下図多くの崩壊 は、その規模が小さいものの、崩壊した土砂が高速長距離流動化し、地震による災害を大き く拡大させた.例えば、今回の地震で最も被害の大きかった吉野地区(図-22(d))では、斜面 の広範囲にわたって斜面崩壊が発生し、脚部斜面沿いの住宅が破壊され、19名の犠牲者が出 た.また、富里地区において、幅約700 mに渡る斜面において、連続して発生した斜面崩壊(図 -22(c))は、斜面直下にある富里浄水場や家屋及び高齢者生活自立支援センターなどに甚大 な被害を与え、4名の犠牲者を出した.



図-21 2018年北海道胆振東部地震動加速度分布図 (NIED, 2018)

地震によって、テフラ堆積斜面における崩壊以外に、岩盤地すべりも多数発生した.その 中に、厚真町日高幌内川地区では、大規模岩盤地すべりが発生した.この地すべりは、地す べり地形を呈しない尾根地形において発生したもので、地すべり土塊が低角度のすべり面に 沿って、約300mを移動し、対岸斜面に衝突した.移動した地すべり土塊が河道を閉塞し、天 然ダムを形成した.これまでにこの地震によりテフラ土層において発生した崩壊に対する研 究が数多く実施され、その発生・運動機構が解明されつつである.しかし、厚真町日高幌内 川地区に発生したこの大規模岩盤地すべりに対して、現地調査や天然ダムに対する対策工事 などの展開によって、地すべり土塊の変動特徴及びすべり面の位置やすべり面付近土層の性 状などが解明されたものの(早川他、2020;高見・橋本、2021),地すべりの発生・運動機 構に対する研究が少ないため、未解明な点はまだ多い.従って、本研究は、地震時における 大規模再活動地すべりや初生地すべりの発生機構を調べるために、厚真町日高幌内川地区に 発生したこの大規模地すべりに対する現地調査および室内実験をも実施した.研究はまた進 行中であるため、ここで、実施された結果だけを報告する.



図-22 2018年北海道胆振東部地震による斜面崩壊や地すべり分布図 (GSJ, 2018)



図-23 厚真町及び支笏湖周辺の地質図 (after AIST, 2018)

### 2.2 地質概要

土砂災害が発生した地域の基盤は,新第三紀中新世の砂岩泥岩互層,礫岩,及び砂岩(振 老層 Fu と河端層 Kb),珪藻質~珪質の硬質泥岩及び海緑石砂岩(軽舞層 Ka),そして砂岩, 及び礫岩を伴う珪藻質シルト岩(萌別層 Mb)からなる.産業技術総合研究所(2018)によると, 厚真町の丘陵地は,砂岩及び礫岩を含む海成層が基盤として広く分布し,その上に,段丘堆 積物,沖積層および火山砕屑堆積物などが覆っている(図-23).これらの火砕砕屑堆積物 は,厚真町の西方約45 kmの支笏カルデラから約4万年前に噴出した支笏降下軽石層(Spfa-1), 恵庭火山の噴火による降下軽石層(En-a: 20,000 y.B.P.),樽前火山から飛来した降下軽石層 (Ta-d: 9000; Ta-c: 3000, Ta-b,-a: 300 y.B.P)である.

## 2.3 日高幌内の大規模岩盤地すべりと実験研究

今回の地震において発生した最大規模の岩盤地すべりである(写真-6).地すべり発生箇 所周辺における基岩は,珪藻質~珪質の硬質泥岩及び海緑石砂岩からなる軽舞層であり,地 すべり発生箇所の層理は南~南東へ10°程度であった.移動体は,泥質優勢の砂岩泥岩互層 からなり,石灰質コンクリーションや凝灰質砂岩の薄層を挟在する(早川他,2020).地す べりの滑動は,並進性のものであり,層理面がすべり面になったと推定されている(早川他, 2020).また,移動体の主部をなす中下部の主要ブロックは元の岩盤構造を保ったままでほ ぼ一体となって移動した(写真-7に示す).移動した地すべり土塊の長さは約1200m,幅は 約400mである.この地すべりの土塊は,斜面に沿って約350mを移動して,日高幌内川を堰き 止め,長さ約1100m,高さ約50mの大規模天然ダムを形成した.

地すべりの尾根地形の両側には明瞭な地すべり地形がある(写真-8に示す)が,今回の地 震によって移動した地すべり土塊は,地震前において,斜面変動により形成された地すべり 微地形が判読できなかったため,初生的に発生した岩盤地すべりと推定されている(早川他, 2020).地すべり移動体中央部及び末端の堆積地域に実施されたボーリング調査及び現地の 地質・地形調査に基づいて,推定された地質断面を図-24に示す(早川他,2020).地すべ り移動体中央部実施されたボーリング調査によると,深度75.15~75.3m付近に破砕された砂 質層(約15cm)(図-25に示す)が形成されており,この層はすべり面と推定された.また, すべり層付近のコア観察を行った結果,すべり層の上部土層において割れ目が生じ,その割 れ目にすべり層からの砂質土砂が貫入していることが判明された.これらの現象により,地 震時にすべり面付近の凝灰質砂岩が破砕さて,高い過剰間隙水圧が発生し,液状化現象が発 生して,地すべり土塊を長距離移動させたと推定された.日高幌内川地区で発生したこの大 規模岩盤地すべりの地質・地形特徴及び地すべり土塊の堆積特徴などに関する詳細な紹介に ついては,早川他(2020)を参照されたい.

高見・橋本(2021)が、大規模な初生岩盤地すべり発生の地形地質条件と移動体の運動像 を解明するために、発生前後の地形解析と送電線被災記録を基に、地すべり土塊の移動速度 を推定した.その結果、地すべり土塊の滑動前半において、約25~61kmの平均移動速度が得 られた.また、地すべり土塊の運動形態と移動速度から、岩盤内のすべり面の摩擦が著しく 低下したことが想定され、すべり面液状化によって滑動したとする地震時岩盤地すべり発生 のメカニズムとの整合性を示唆した.

早川・他(2020)と高見・橋本(2021)の調査研究により、日高幌内川の大規模岩盤地す べりの運動特性やすべり面の位置及びすべり面土層の状況が解明され、すべり面において液

20

状化現象が発生したことが判明された.しかし,初生地すべりの発生機構については,まだ 解明されていない.また,すべり面は,どうして硬度の高い凝灰質砂岩層において形成され たかについても検討されていない.そこで,本研究は,これらの問題を解明するために,現 地調査と土質実験用試料を採取し,採取した試料に対したせん断実験を実施し,そのせん断 挙動から地すべりの発生・運動機構を検討することを目的とした.現地調査時に,地すべり の主ブロックの上流側(写真-6に示す□:移動前の送電塔場所)付近から試料を採取した.す べり面付近に多数の岩塊が露出され,岩塊における岩相構造(写真-9)を観察した.また,砂巨 塊には,露出した泥岩の底面(写真-10と写真-11に示す)から,基岩となる泥岩は,節理 がよく発達しているため,風化しやすいと推察される.試験用試料として,写真-9に示す砂 岩層及び泥岩層から採取した.採取した試料に対するせん断実験はまだ進行中であるため, ここで泥岩層から採取した試料を用いた実験結果について報告する.





写真-6 日高幌内川地区の岩盤地すべり.■:送電塔:□:移動前の送電塔場所(2018年10月18日撮影)

写真-7 写真-6に示す移動前の送電塔場所付近の上部土層の性状(2018年10月18日撮影)







図-24 ボーリング調査などを元に推定された地質断面図(早川他, 2020)



図-25 ボーリングコアにより推測されたすべり層付近のコア状況(早川他, 2020)



写真-9 地すべり主ブロックの上端斜面付近に露出した基岩(2019年9月15日撮影)



写真-10 日高幌内川地区の岩盤地すべりの源頭部に露出した基岩(2018年10月18日撮影)



写真-11 日高幌内川地区の岩盤地すべりの源頭部に露出した基岩(2018年10月18日撮影)

泥岩層から採取した試料に対する粒径分析を行った後に,2mmの篩いを通過した試料を用いて、リングせん断実験とSEM 観察を実施した.SEM 観察の結果を写真-12 に示す.粒径の大きい粒子の表面に粒径の小さい粒子により覆われていることが写真から認められる.



写真-12 泥岩層から採取した試料の土粒子構造

リングせん断試験は、まず地震時に飽和した泥岩層においてせん断破壊が発生する可能性 を検証する目的で、実施された. 図-13~15に示した方法で、試験機の制御状態(安定で制 御できる応力レベル)を配慮し、約52mの土層厚を持つ傾斜6°の無限長斜面(図-26に示す) を想定して、地震時におけるすべり面付近に載荷する動的応力を推測した. 地すべり土塊の 密度を2000 kg/m<sup>3</sup>に設定し、地震時に強震観測網観測点HKD125(K-NET穂別)において記録され た地震波データを用いて、地震時の動的載荷を推定した(図-27に示す). 写真-8から分か るように、地すべり移動体の主ブロックがほぼ真南に向けて移動したので、図-27に示す動 的応力の推定には、HKD125での記録データのNSとUD成分だけを使用した. 再現実験は、前節 で述べられた通りに、土試料を飽和し、推測した初期応力状態(垂直応力:800kPa;せん断 応力:105kPa)で圧密した後に、図-27に示す動的応力を載荷した. ただし、動的垂直応力 をかけることにより、試験器の制御が不安定になる可能性があることと、飽和状態における 動的垂直応力による過剰間隙水圧の蓄積による影響が少ないことを考えて、試験中に動的せ ん断応力だけをかけて実験を行った.

図-28に示した再現実験結果から分かるように、動的せん断応力の載荷によって、土層に おける変位が発生したものの、動的せん断応力載荷終了後、土層における継続変動が発生し なかった.すなわち、強い地震動によって、泥岩層において、地すべりの長距離変動を引き 起こすせん断破壊が発生できなかったことを示唆する.ただし、これを確認するために、泥 岩層及ぶ砂岩層から採取した試料に対して、異なる試験条件下でさらなる詳細な実験研究の 実施が必要と思われる.これを今後の課題にしたい.

図-28に示す再現実験が終了後,続けて異なる垂直応力状態で,試料の残留強度を求めた.

その結果を図-29に示す.得られた試料の粘着力は,約20kPaで,摩擦角度は24.5°である. これにより,斜面土層が十分な強度を有するため,これまでに斜面における地すべり変形が なくて,安定していたものと推察される.



図-26 再現試験とする斜面(土塊厚さ:52m;斜面傾斜:5°;地下水位:0m)



図-27 推測したすべり面に載荷する応力波形



図-28 再現実験の結果



## 2.4 纏め

2018年北海道胆振東部地震時に日高幌内川地区(砂岩泥岩互層地域)で発生した大規模岩盤 地すべりは,層理面に沿った低角度(約6度)すべり面上を高速かつ長距離で並進したと考 えられる.地すべり発生前の地形からこの地すべりは地震によって発生した初生大規模岩盤 地すべりと推定された.また地すべり発生後の地質や地形及びボーリング調査により,地す べり移動土塊の主ブロックの厚さは約80mであり,すべり面は軽舞層の砂岩泥岩互層の中に 形成され,すべり面において液状化現象が認められた.また,地すべり土塊は,移動過程の 前半において,約25-61 km/hの高速で移動したことが推測された.しかし,どうして高い硬 度を有する砂岩層においてすべり面が形成されたか,また,推定された移動速度に対応する 移動開始時刻とその時の地震動により斜面崩壊が発生する力学条件などについて,未解明な 点が多い.これらの問題点を解明することにより,地震時における再活動地すべりや初生地 すべりの発生・運動予測には大きく貢献できると考えられる.従って,日高幌内川地区で発 生したこの大規模岩盤地すべりに関する研究を続ける予定である.

## 2.5 参考文献

- 高見智之・橋本修一 (2021): 2018 年北海道胆振東部地震時の日高幌内川岩盤地すべりの運動 像.応用地質 62(4): 226-234.
- 早川智也・清水龍来・寺口慧介・石崎英明・田近 淳・木崎健治(2020):日高幌内川岩盤 地すべり.地震による地すべり災害-2018年北海道胆振東部地震.北海道大学出版会, pp. 164-176.

# 3. 2019年東日本豪雨時に地すべり指定地域において発生した地すべりについて

## 3.1地すべりの概要

2019年10月12日に伊豆半島に上陸した台風19号に伴い,静岡県,新潟県,関東甲信地方, および東北地方を中心に広範囲で記録的な大雨が降った.この大雨により20都県で地すべり, 崖崩れ,および土石流など計952の土砂災害が発生し,地域社会に大きな損害を与えた(国土 交通省,2018).新潟県内では,土砂災害が28箇所発生した.これらの発生箇所や規模は,限 定的で人的被害はなかったが,28箇所中19箇所が地すべりであり(新潟県防災局危機対策課, 2019),新潟県内で発生した災害の特徴は,他の地域と比べて異なる傾向であった.今回の 降雨イベントにより新潟県で発生した地すべりのうち,上越市名立区東蒲生田地すべり(写 真-13)は,上越市のハザードマップにより土砂災害の危険性が指摘された区域(図-30)(上 越市危機管理課,2018)において発生したものである.本研究は,同地区の地すべりの発生・ 運動機構を解明することを目的として,地すべりに対する現地調査及び現地から採取した土 試料に対する室内実験研究を実施した.その結果をここで報告する.

新潟県内では10月12日19時50分に上越市,妙高市,および糸魚川市に大雨特別警報が発表 された.地すべり地近傍で新潟県が設置した上越市名立区平谷観測所では,同観測所におけ る時間雨量の注意値(20mm)を超える雨量が観測されたが,警戒値(40mm)を超える雨量が記 録されなかった(図-31).当該地区の地すべりは,10月13日に発生した.



写真-13 上越市名立区東蒲生田地区の地すべり(2019年11月3日撮影)



図-30 名立区生田・西蒲生田・小田島地域の土砂災害ハザードマップ(上越市(2018)より作成).★:東 蒲生田地すべり







図-32 地すべり地域の地形図(a)および縦断面図(b)

#### 3.2 調査内容

現地調査の内容は、地すべり地の地質調査、室内土質実験用試料の採取、およびUAVによる 地形測量である.UAV調査により得られた地すべり地の地形図(図-32)と地すべり発生前の 地形図(1:50,000)に基づいて、A-A、測線における地すべり前後の断面図を作成した(図-32b).図より地すべりの範囲は、滑落崖が標高250m付近に位置し、移動土塊の末端が標高180m 付近に達し、斜面脚部における移動土塊の幅が約100mであった.移動土塊の土量は約6万m<sup>3</sup> である.この地すべりにより、斜面下部に存在していた家屋1棟と田畑が被災した.移動土 塊の比高差は約70m、地すべりの滑落崖から末端までの水平距離が約250mであるので見掛け 摩擦角度(arctan(70/250))は、約15.6度である.



#### 3.3 調査結果および考察

図-33 地すべり地周辺の地質図(赤羽・加藤(1989)より加筆).

東蒲生田地区では,第三紀の泥岩・含礫泥岩及び砂岩(名立層)が分布している(図-33) (赤羽・加藤,1989).現地踏査結果より地すべり頭部~中部に露出する崩壊斜面は,地層の 走向方向に斜交するものの大局的には受け盤斜面と推察される.滑落崖には比較的新鮮な基 岩が露出するが,移動土塊の大部分は,斜面表層を構成した風化土層(泥岩ブロックを含む) および崩積土からなる.崩壊斜面の地層境界や亀裂からは,地下水の滲出が散見されること から,降雨に起因した風化土層の間隙水圧の上昇によるせん断強度低下が地すべり発生の主 因と考えられる.しかしながら,地すべりの規模が大きくないものの地すべり土塊は,高い 流動性を示した.こういった地すべり移動土塊の運動機構を解明するために,地すべり源頭 部から採取した試料に対して,土質実験を行った.現地調査は,3回に渡って実施され,第一 回目(2019年10月)と第3回目(2021年10月)の調査において採取された試料はS1,S3-1,S3-2 と記して,これらの試料の採取場所を写真-13に示す.第2回目の調査(2020年10月)におい ては,地すべり安定対策工事が施工中であるため,地すべり源頭部での試料採取はできなかった.

採取した試料を篩い分けて、2mmのふるいを通過した土試料を用いて、リングせん断実験を 実施した.図-34には、2mmのふるいを通過した土試料の粒径分布を示す.いずれの試料にお いて、2mmのふるいを通過した土試料の含有率は≥80%であるため、2mmの篩いを通過した試料 を用いた実験は試料全体のせん断挙動による影響が少ないと考えられる.土粒子の比重は、 別途測定したところ、一般的なものに比べてやや小さく約2.53である.試料に対して、X線回 折法によって行った粘土鉱物分析結果を図-35に示す.試料に含まれた主な粘土鉱物は、ス メクタイトであることが推察される.飽和非排水リングせん断試験の結果を図-36に示す. この図より地すべりが発生した後、飽和土層では、崩土の運動に伴って過剰間隙水圧の上昇 と、せん断抵抗の低下が認められた.このような崩土の運動と水圧の挙動が地すべり土塊を 流動化させて斜面直下の田畑を流下し、広範囲に渡って土砂が堆積したと推察される.



図-34 すべり面付近採取した試料の粒径分布



図-35 すべり面付近採取した試料の粘土鉱物分析

東蒲生田地すべり地の周辺地域には数多くの地すべりが分布され、その中に活動中のもの も多数ある.また、現在滑動していないものの、地震や豪雨によって再活動する可能性があ る古い地すべりが数多く存在している.これらの地すべりの再活動条件や滑動中の運動予測 には、残量状態にあるすべり面のせん断挙動の解明は不可欠である.従って、上記の試料に 対して、その残留強度特性をも調べた.図-37には、異なるせん断速度で求められた試料S3-1 とS3-2の残留強度を示す.図より、試料の残留強度が、せん断速度の増加に伴って、一度低 下して行って、その後に増大して行くことが分かった.これは、大幅な地下水位の上昇など の誘因がなければ、クリープ変動中の地すべりが高速すべりに変遷する可能性が低いことを 示唆する.また、今までの研究により、粘性土の残留強度は、せん断速度の増大に伴って、 大きくなって行く(Positive effect)、変化しない(Neutral effect)、低下して行く(Negative effect)といった三つの変化傾向が指摘されているが、図-37に示した変化傾向の機構解明 はこれからの研究にしたい.





図-37 異なるせん断速度で得られた土試料の残留強度試料(試料S3-1とS3-2の採取場所を写真-13に示す)

### 3.4 まとめ

上記の調査結果を纏めると,以下になる

東蒲生田地すべりは、地すべり指定区域において発生したものであり、土砂災害の恐れが あることが、すでにハザードマップに公表されていた.今回の事例は、ハザードマップの重 要性を改めて示したものと判断できる.

地すべりは、泥岩地域で発生したものであり、その規模が小さいものの、高い流動性を示 した.その原因としては、地すべり移動土塊の殆どは砂(57%)とシルト(20%)からなり、細粒 化してもまだ多孔質性は残っていることである.即ち、泥岩地域において発生した地すべり も高い流動性を示すことがあると分かった.泥岩地域において発生する流動性の高い地すべ りに対する研究事例は、これまで非常に少なく、その発生のメカニズムに対して不明な所が 多い. 今後、東蒲生田地すべりなど泥岩地域で発生した地すべりの発生・運動機構を究明し た上で、より精度の高い土砂災害予知・軽減手法の開発を推進する必要がある.

#### 3.5 参考文献

国土交通省(2018): 令和元年台風第19号等による被害状況等について(第54報), 令和2 年4月10日, <u>https://www.mlit.go.jp/common/001340439.pdf</u>.

新潟県防災局危機対策課(2019):被害状況速報・報道資料 13報(11月7日時点)

新潟県土木部監理課: 河川・雨量・通行規制などのリアルタイム情報(令和2年6月16日時 点), <u>https://www.pref.niigata.lg.jp/sec/dobokukanri/1245960070520.html</u>

赤羽貞幸・加藤碵一(1989):地域地質研究報告5万分の1地質図幅 高田西部,新潟(7)第60 号.地質調査所

上越市危機管理課(2018):上越市土砂災害ハザードマップ・東蒲生田・西蒲生田・小田島地 区. https://www.city.joetsu.niigata.jp/uploaded/attachment/144341.pdf

# 4. まとめ

上記の調査結果を纏めると、以下になる.

2008岩手・宮城内陸地震によって荒砥沢ダム上流部で発生した再活動型大規模地すべり, 及び2018年北海道胆振東部地震時に日高幌内川地区において発生した大規模初生岩盤地すべ りの現地調査及び室内実験研究を行った結果,入れずの地すべりにおいて,泥岩砂岩互層の 砂岩層において,液状化現象が発生し,大規模地すべり土塊を高速+長距離で滑動させたと 推定される.しかし,いずれの地すべりにおいて,すべり面が2~6°の緩い勾配を示しており, こういった緩斜面に沿って,地震時においてせん断破壊がどうして発生したかについては, 未だに不明な点が多い.これらの地すべりに対する継続研究が必要不可欠である.

また、東蒲生田地すべりの発生・運動機構の解明は、周辺地域にある数多くの異なる運動 形態を示す再活動地すべりの発生・運動機構に対する理解を高め、再活動地すべりの危険度 予測には貢献することが期待される. 今後は、融雪や降雨及び地震によって、東蒲生田地す べり周辺地域において発生した地すべり(例えば、2004年新潟中越地震時に発生した複数の 再活動型地すべり、2021年3月3日新潟県糸魚川市来海沢地区で発生した融雪地すべりなど) に対する研究を継続して行う予定である. [研究成果の公表]

- 1. 講演による成果発表
  - ▶ 王功輝(2021): 頻発化・激甚化・多様化する斜面災害の脅威に備えて. 2021年京都大学 防災研究所公開講座.
  - 王功輝・渡部直喜・星川圭介・古谷元・蔡飛 (2022): 粘性土における多様なせん断挙 動と地すべり変動現象について. 令和 3 年度京都大学防災研究所研究発表講演会, D107.
- 2. 学術論文の投稿
  - Gonghui Wang (2022): Some recent coseismic landslides in Japan. In: Coseismic Landslides -Phenomena, Long-Term Effects and Mitigation (Towhata, Wang, Xu, Massey, eds), Springer (編集出版中)
  - ▶ 以下の学術論文は投稿準備中である.
    - (a) Gonghui Wang, Naoki Watanabe, Keisuke Hoshikawa, Gen Furuya, Fei Cai, Shengshan Wu (2022): Diverse shear behaviors of clayey materials: implications for differing landsliding behaviors within the same area in Niigata, Japan. Engineering Geology (revision of draft after review)
    - (b) Gonghui Wang, Hideaki Marui, Fei Liu (2022): On the initiation and movement of a large-scale landslide on almost horizontal slope triggered by earthquake: a case study. Draft is under preparing.

# 謝辞

本研究は、京都大学防災研究所2021年度拠点研究(一般推進2021A-031),ならびに科研費 19H02238,19K24678によって行われた.また、2008岩手・宮城内陸地震により発生した荒砥 沢地すべりに対する主な研究成果は、2010年京都大学防災研究所一般共同研究(21G-03)の 支援により得られたものである.斜面地震動解析には、防災科学技術研究所K-NET,KiK-net (https://www.doi.org/10.17598/NIED.0004)を利用した.