令和2年度(公社)砂防学会北海道支部研究発表会 /砂防学会北海道支部奨励賞受賞講演

支部会員の皆様の日頃の研究に関する情報交換を目的に、令和2年度(2020 年度)研究発表会を開催します。併せて砂防学会北海道支部奨励賞受賞講演 を行います。今年は特に貴重な機会となりますので奮ってご参加願います。

日時:令和2年(2020年)11月6日(金)14:30~17:25 会場:北海道大学農学部総合研究棟1階 W109号教室

プログラム

14:30~14:35 支部長開会あいさつ

【前半 座長 笠井美青 (北海道大学)】

14:35~14:50 O厚井高志(北海道大学)、権田豊(新潟大学) キラウエア 2018 年噴火時の防災対応とわが国の溶岩流対策の方向性

14:50~15:05 〇桂真也、関根猛*(北海道大学) (*:現・日本工営株式会社) 活発な移動を示す地すべりの移動量と相関の強い水文量の検討

15:05~15:20〇田中健貴(北海道大学)斜面土層内の水みちが斜面安定に与える影響に関する実験

15:20~15:35 〇山田孝、片山和紬(北海道大学)土石流先端部に形成される流木塊の運動特性と規模、形成プロセス

15:35~15:45 (休憩)

【前半 座長 山田孝 (北海道大学)】

15:45~16:00 〇早川智也ら(日本工営株式会社)平成 30 年北海道胆振東部地震に伴い発生した表層崩壊の特徴について

16:00~16:15 間片大地、山田孝(北海道大学)
 地震に起因した火山灰堆積斜面崩壊による崩土の長距離移動実態の解明
 ~2018 年 9 月北海道胆振東部地震による厚真町の事例~

16:15~16:30 O村上泰啓、水垣滋、藤浪武史(寒地土木研究所) 平成 30 年北海道胆振東部地震における総崩壊地箇所数及び面積について

16:30~16:45 O青木稔弥ら(北海道大学)

平成 30 年北海道胆振東部地震により崩壊が多発したテフラ堆積斜面の降雨浸透特性

16:45~17:05 【砂防学会北海道支部奨励賞受賞講演】

澤田雅代((株)シン技術コンサル)

大規模な土砂移動が発生した扇状地河川における砂防調査と計画-2016 年台風 10 号によるペケレベツ川を例に-

17:05~17:10 閉会

※タイトルは発表者の意向などにより変更する場合がございます。

【参加費用】 無料

【申込方法】

<u>お名前、ご所属</u>を添えてメールにてご連絡ください。 a5514@n-koei.co.jp (副支部長 早川宛)

【新型コロナ感染対策】

北海道大学のご配慮により定員 108 名の大きな教室をご用意いただいており ます。今回はその半数の 54 名を上限とし、密集を避けることといたします。 ご参加の際はマスクの着用をお願いします。

[CPD]

CPD(技術者継続教育)の履行実績については(公社)砂防学会の CPD を申請 しております。

【問い合わせ】 早川まで a5514@n-koei.co.jp 011-557-8025 1. はじめに

溶岩は地下で溶解状態となった岩石 (マグマ)が地上に噴 出したものであり,高温の溶岩が地表を流動する現象が溶岩 流である。溶岩流の流動性は地形など境界条件が同じであれ ばその粘性等によって決定されるが,いずれにしても一般的 に流動速度は遅く,火砕流のように高温・高速で流動する現 象と異なり,噴火に伴って発生する現象のなかでは人的被害 を引き起こすことが少ない現象と言える。その一方で,噴出 量が多くなると,大きな地形改変をもたらすとともに,流下 範囲の家屋,山林,農地,インフラ等を焼失,埋没させるほ か,輻射熱による周辺の延焼などが生じ,社会的・経済的な 被害は甚大なものとなる。

本研究では、キラウエア 2018 年噴火に関する現地調査結 果を踏まえ、わが国における溶岩流対策の方向性を検討した。 2. 方法

溶岩流によるものを中心とした国内外での火山災害発生実 態,これまでに実施されてきた溶岩流対策事例を整理すると ともに、キラウエア 2018 年噴火時の溶岩流対応についてハ ワイ郡市民防衛局 (CDA)、アメリカ地質調査所 (USGS)の ハワイ火山観測所 (HVO) などにヒアリングを実施した。

3. 溶岩流による火山災害

噴火に伴って発生する現象には,溶岩流のほか,火砕流, 噴石,降灰,泥流,津波,火山ガスなど種々存在する。西暦 1500年以降,火山噴火に伴い38か国194火山の噴火イベン トにより約21万人が犠牲となっている(Brown et al., 2017)。 溶岩流による犠牲者は記録に残る資料では660人前後で火山 災害による犠牲者全体の1%以下と極めて少ない(例えば, Brown et al., 2017)。一方,20世紀に発生した噴火によって 家を失った人数を現象別にみると,溶岩流は約21,500人で, 犠牲者数が溶岩流と同程度の二次泥流や火山性地震のおよそ 11倍から15倍程度と比較的多い人数となる(Witham, 2005)。 溶岩流が関係した火山災害は人的被害が大きくならなくても 家屋の消失などに伴う経済被害が大きい現象といえる。

4. 溶岩流対策

溶岩流に係るソフト対策としては噴火活動の監視観測と, ハザードエリアの想定やその周知,および火山防災情報の発 表といった警戒避難体制の整備が挙げられる。一方,溶岩流 ハード対策は溶岩流の流向を制御(分流や導流)して居住地 等保全対象から遠ざけること,冷却によって溶岩流の流動速 度を低減または停止させ避難等の時間をかせぐことを目的に 実施される。溶岩流による被害軽減を目的としてその流動を 北海道大学広域複合災害研究センター 〇厚井高志 新潟大学農学部 権田豊

物理的に制御しようとする試みはエトナ 17 世紀に初めて試 みられ,その後,20世紀に入りエトナやハワイ島を中心とし て築堤や爆破,注水などといった対策が実施されているが, これまでに対策が実施された火山は6火山程度(エトナ(イタ リア),マウナロア,キラウエア(以上,アメリカ合衆国),へ イマエイ(アイスランド),三宅島,伊豆大島)と限られている。

5. キラウエア 2018 年噴火と防災対応

キラウエア 2018 年噴火では大量の玄武岩質溶岩が流出し、 一帯に大きな被害がでた。主な噴火活動はキラウエア山頂カ ルデラ内のハレマウマウ火口の爆発と陥没、イーストリフト ゾーン(ERZ)下端付近における割れ目噴火である。

ハワイ島における火山噴火等の危機管理対応は、初動にお いてはハワイ郡が対応し、CDA が中心となって緊急オペレー ションセンター(EOC)を立ち上げ、警察、消防・救急等の 関係機関と協働で対応にあたることになっていた。EOC には、 HVO やその他の機関からの危機に関する情報が集約される。 それらの情報をもとに EOC は、郡長に避難勧告や強制避難 命令を発令するよう助言する。事態や規模が拡大した場合に ハワイ州政府への支援を要請する。

CDAは、様々なメディアを活用し、住民に対する情報発信 を行った。ハワイ郡長 Kim 氏によれば、情報の錯綜を防ぐた めに、EOC にもっとも最新で正確な情報を集約し関係機関で 共有すること、住民への情報提供にあたっては、噂で混乱が 生じないように、できる限り早く、正確でわかりやすい情報 を伝えることを心がけているとのことであった。また、SNS の Flickr を利用して最新の空撮動画や鮮明な画像を公開した。 さらに HVO と連携し島内各地で、公共ミーティングを週1 回の頻度で開催し、HVO からは現在の火口の位置、危険な場 所、次に予測される現象、CDA からはそれらに対する政府の 対応等を住民に情報提供した。このミーティングは政府と住 民の信頼関係を築くのに効果的だったとのことである。

HVOは、1983年以降活発な活動を続けていたプウオオ火 ロ(キラウエアの東方約20km)での陥没発生とマグマの移 動を観測後、CDAと連携しながら準備を進め、ERZで地震 が頻発したことから噴火の2日前(5月1日)にVolcano Alert Levelを最上級の"WARNING"に引き上げ,住民避難のための 情報提供を始めた。この時点では噴火位置を正確に予測でき なかったため、溶岩流の流下範囲ではなく、数値標高モデル (DEM)を用いて勾配のみから溶岩流の流下する危険性があ るおおよその経路(steepest descent paths)を予測し、結果 の流下予測経路マップを5月5日からUSGSホームページ 表ー1(キラウエア 2018 年噴火の噴火活動とヒアリング調査結果を踏まえた防災対応および監視観測状況



上に公開した(表・1)。その後は、ヘリコプター(毎日3回飛行)やUAV(24時間体制)、衛星画像などを駆使した溶岩流の流速や噴出率の観測、USGS地質学者による溶岩流前線の目視による監視を実施し、最新の流動範囲を重ね合わせることで毎日マップを更新した(表・1)。また、より精密な溶岩流モデル DOWNFLOW を用いた数値計算も最新の地形を随時反映して5月下旬から実施された。ただし、モデルの特性が十分に理解されないまま結果を公開した場合、予測された流動範囲外は安全だと、住民が誤って解釈する危険性があったため、住民には公開せず、関係機関で共有するのみとした。

6. 日本における溶岩流対策の方向性

溶岩流ハザードエリアの設定にあたっては種々の流動モデ ルを用いた数値シミュレーションの結果が活用される。しか しながら,溶岩流が流動を開始したとしても流動方向は複雑 に変化する。キラウエア 2018 年噴火時には USGS がこうし た情報を現地監視観測や衛星データから高頻度で取得してい る。信頼性の高いハザードエリアを設定するためには,溶岩 流の噴出・流動状況に応じた流動速度や噴出率といった情報, 流動に伴い時々刻々と変化する地形データをリアルタイムで 精度よく取得する手法の開発と体制作りが不可欠である。

溶岩流の噴出地点や流出規模を事前に想定することは一般 に難しく,仮にハード対策を実施したとしても費用対効果が 見込めない場合がある。ハワイ島 2018 年噴火時には,そうい った観点からハード対策が実施されていない。日本では,最 近の噴火事例に限れば玄武岩質溶岩の流出が多いが,桜島な ど数十 m におよぶ厚さで流動する安山岩質溶岩を噴出する 火山もあり,さらに急峻で狭隘な地形を有するという点で施 工条件が海外とは異なる。したがって,ハード対策をわが国 で実施するとすれば築堤と注水が現実的な手段となる。

一方,ハワイ島のほぼ中央に位置する火山マウナロアの溶 岩流ハザードマップではリフトゾーンから放射状に複数のハ ザードエリアが想定されており,いくつかの溶岩流が同時に 流下した場合には孤立地域が発生することが懸念されていた。 わが国でも島嶼部の火山等で同様の事態が生じる可能性はあ る。また,溶岩流を噴出するような大規模な噴火では強震動 を伴う火山性地震も併発し,建物の倒壊のほか,斜面崩壊の 発生,道路の被災が報告されている。溶岩流の流下にともな う集落の孤立に加え,噴火活動に伴い連鎖複合的に発生する 地震や斜面災害といったハザードも考慮した避難計画や救援 計画の事前検討も必要である。

7. おわりに

溶岩が多量に流出すれば広範囲が影響を受ける。キラウエ ア 2018 年噴火によって溶岩流に被覆された主要道の一部は 開削され車両の一時通行が可能となっていたが,大部分は溶 岩流に覆われたままで復旧は進んでいない(2020 年 6 月時 点)。溶岩流に覆われた土地は,自然状態では土壌の回復にも 相当の時間がかかる。したがって,将来の土地利用も考慮し て溶岩流対策の必要性やその実施内容を慎重に検討する必要 がある。また,アメリカ合衆国では USGS が火山活動に関す る調査研究から各種ハザードエリアの想定,警戒情報の発表 まで一元的に実施する。わが国の火山防災体制は様々な機関 が役割を担っていることから,溶岩流を伴う来る大規模噴火 に備えて円滑な防災対応がとれるよう火山防災協議会などを 活用しながら関係機関間で定期的に役割分担を確認し,人材 確保・育成も含めた継続的な体制維持および強化が望まれる。

最後に調査にご協力いただいた関係各位,調査団員各位に 謝意を表します。

引用文献) Brown et al. (2017), Journal of Applied Volcanology, Vol. 6, doi: 10.1186/s13617-017-0067-4; Neal, et al. (2019), Science, 363, p. 367-374; USGS (2019), https://volcanoes.usgs.gov/vsc/file_mngr/file-224/OVERVIEW_Kil2018_LERZ-Summit_June%202019.pdf, 参照 2020-06-07; Witham (2005), Journal of Volcanology and Geothermal Research, Vol. 148, p. 191-233

活発な移動を示す地すべりの移動量と相関の強い水文量の検討

北海道大学 ○桂真也・関根猛* (*:現・日本工営株式会社)

1. はじめに

地すべりは雨水や融雪水が地下に浸透して地下水位が上昇し、すべり面に作用する間隙水圧が上昇し て土塊の安定性が低下することで引き起こされる。これまで、降雨量から計算可能で斜面内部の水分状 態を表すと考えられる各種水文指標や地下水位/間隙水圧が地すべりの移動量と良い対応関係を示す ことが各地の地すべり地で報告されている。しかし、これら各種水文量(各種水文指標、地下水位/間 隙水圧)のうちどれが地すべり移動量と最も対応が良いのかといった検証はこれまでほとんど行われて いない。本研究では、活発な移動を示す地すべり地を対象に多数の水文量を取り上げ、地すべりの日移 動量と相関が最も大きい水文量を提示した上で、そのような結果となった理由について考察を加えた。

2. 研究対象地

本研究の対象地は、北海道沙流郡平取町岩知志地区の一級 河川沙流川右岸に位置する地すべりブロックである(図1)。 本ブロックは勾配 10~30°程度の南東向き斜面に位置し、 幅約 125m,斜面長約 230m である。ブロック内には活発な 移動に伴う新鮮な亀裂・段差や樹木の傾倒、倒木が多数見ら れる。基盤は白亜~先白亜紀の沙流川層を構成する泥岩で、 それを覆って貫入岩の蛇紋岩が分布している。地すべりのす べり面は最大深度 15m 程度に位置し、それより上位が地す べり崩積土(軟質な強風化~風化蛇紋岩が主体)である。ブ ロックの末端部は沙流川の流路に近接しているが、すべり面 の標高は沙流川の水面よりも上方に位置しており、洪水時で も沙流川の流水が末端部を直接侵食することはない。



図1 研究対象地すべりブロックの平面図(数値は標高(m)を表す)

3. 方法

3.1 地すべり移動量および地下水位

地すべり移動量として、北海道胆振総合振興局室蘭建設管理部が拡散レーザー変位計 L-1 (図 1) に より計測した日地すべり移動量(圧縮(土塊が沙流川流路に向かって滑落する方向)を正とする)を用 いた。地下水位は、同部が観測した B-1 孔および B-3 孔(図 1)の日最大地下水位を用いた。掘削深度 はいずれも 35m で、すべり面はそれぞれ GL-12.1m、GL-15.6m 付近に存在する。両孔とも地表面から GL-0.5m までは無孔区間で、それ以深は全深度にわたってストレーナーが設けられている。

3.2 水文指標の算定

研究対象地では冬期に降雪・積雪が見られるため、融雪水も含め最終的に地表面に到達したすべての 水の量を「地表面到達水量」と定義し、桂ら(2017、日本地すべり学会誌、Vol.54、No.3、p.25-31)の 方法を参考に、積雪期の積雪層の水収支と積算暖度法に基づき、1時間ごとの地表面到達水量 MR を算 出した。算出にあたって必要な積雪深のデータは本ブロックから約 1.5km 南西に位置する国土交通省 北海道開発局仁世宇観測所(標高 91m)、降水量は約 7km 北東に位置する最寄りのアメダス仁世宇のデ ータを用いた。気温は筆者らが図 1 に示す位置(標高 170m)に設置した温度計により観測した。そし て、①日 MR、②前 n 日(当日を含む)の平均 MR (AveMRn)、③日最大土壤雨量指数(日最大 SWI)、 ④半減期 H(日)の実効 MR (EMRh) の 4 つの水文指標を算出した。



図 2 (a) B-1 地下水位, (b) B-3 地下水位, (c) 日 MR, (d) AveMR, (e) 日最大 SWI, (f) EMR, と日移動量の関係

3.3 各種水文量と地すべり移動量の相関係数の算出

同一日の各種水文量と移動量との間に直線関係を仮定し、相関係数を算出した。相関係数を求める解 析対象期間は、すべての水文量を観測・算定することができた 2018 年 2 月 23 日から平成 30 年北海道 胆振東部地震が発生する前日の 2018 年 9 月 5 日までの約半年間である。

4. 結果・考察およびまとめ

各種水文量と日移動量の関係を図 2 に示す。相関係数 rもあわせて示した。なお、 $AveMR_n$ について h=9、 EMR_H については H=4 が最も rが大きくなったため、これらの値を採用した。

地下水位については, B-1 孔では水位の上昇に伴い日移動量も大きくなる傾向が見られたが,相関は 弱かった (*r*=0.43)。また, B-3 孔は日移動量との間に相関は見られなかった (*r*=-0.06)。このよう な結果となった理由として, ①観測孔にすべり面以外の深度から地下水が流入していた, ②観測孔が地 すべり移動に寄与する地下水流脈をとらえ切れなかった, ③地下水流脈周辺の土砂の侵食・運搬による 土塊の不安定化の影響が大きかった, 等の可能性が考えられる。

一方,各種水文指標を見ると、日 MR 以外の比較的長期の MR の影響を表す3 つの指標はいずれも r =0.79 以上の強い相関を示した。このことから、本研究対象ブロックの日移動量は、日々の MR の増減 ではなく、その日までの比較的長期の MR にコントロールされていると言える。r だけを見ると、EMR4 が最も大きく (r=0.85)、水文量から日移動量を把握する上で最適と言える。しかし、EMR を採用する には日移動量を観測した上で日移動量との相関が最も強い半減期を求める必要があり、逆に言えばそう した自由度の高さが相関を強くしているとも言える。このことは AveMR9 にもあてはまる。一方、日最 大 SWI は、こうしたパラメータの調整を行わずとも r=0.82 の強い相関を示した。以上から、日移動量 を把握するための水文量としては、パラメータの調整により最も強い相関を示す EMR や、相関の強さ はやや劣るもののパラメータの調整が不要な日最大 SWI を用いるのが適していると考えられる。

今後,他の地すべり地でも同様の検討を行い,地すべり移動量との相関が強い水文量に関する情報を 蓄積していけば,水文量から移動量を把握して地すべり対策に活用する上で非常に有用であろう。

【謝辞】北海道胆振総合振興局室蘭建設管理部および日高振興局産業振興部には資料の提供等のご協力 をいただいた。本研究は JSPS 科研費 JP16K16376, JP18H03819 の助成を受けたものです。

北海道大学広域複合災害研究センター 田中健貴

1.はじめに

山地斜面土層内に存在する連続した孔隙は「水みち」や「パイプ」などと呼ばれ、斜面崩壊跡地においてよく見られ ることから、斜面崩壊の発生に影響を与えていると考えられている(太田ら、1981)。水みちが斜面崩壊に与える影響に ついて多田ら(2002)は模型実験を行い、水みちの排水システムとしての機能や、水みちが閉塞されることにより通水 能力が変化することによって斜面崩壊の発生に影響を与えることを明らかにした。しかし、この実験では実際の斜面土 層において見られる水みちの合流は考慮されていない。また水みちが斜面崩壊発生に影響を与える要因として地下水位 の上昇による間隙水圧の上昇が挙げられる。八木ら(1983)は雨水浸透実験を行い、土層内の封入空気の影響で過剰な 間隙水圧が生じることにより斜面崩壊が発生する可能性を指摘した。

以上より、本報告では土層内の水みちによる影響で発生する間隙水圧上昇ならびに斜崩壊について、水みちの合流の 影響を検討する。さらに、降雨時に降雨による浸透水と水みちによる給水により、土層内に封入空気が生じると考えら れるため、封入空気についても模型実験を行い、これらが斜面崩壊に与える影響について検討した。

2. 実験方法

2.1 実験条件と計測項目

実験装置概要を図1に示す。実験土層は幅30 cm、厚さ20 cm、斜面長100 cm、勾配25 度で実験を行った。土層への給水は人工降雨装置(130 mm /h)、 土層上端に設置した貯水槽、また水みちの上流端に接続した高水槽を用いて 行った。図2 に給水条件を示す。給水は30 分毎に貯水槽水位を5 cm ずつ上 昇させ、20 cm を超えた後は高水槽によって水位を上げた。水みちの下流端は 解放したまま実験を行った。実験土層には土層内の間隙水圧を測定するため のマノメータを10 か所設けた。マノメータの水位、上流の貯水槽(あるいは 高水槽)の水位、さらに給水量、流出流量を5分ごとに計測した。なお、水み ちには内径13 mmの塩化ビニル樹脂パイプを用いた。またこのパイプには直 径4 mmの孔を四方縦断方向に2 cm 間隔で設けた。水みちを合流させるケー スでは土層上流では3本の水みちを設置し、上流勾配変化点より70cmで1本 に合流させた(図-1下図)。土層内に空気を封入するケースでは、土層表面に 珪砂を厚さ3 cm 敷き実験を行った。

2.2 実験ケース

本稿では、4つの条件で実験を実施した。つまり、水みちを設置しないケース1(水みち0本)、水みちが1本のケース2、水みちが1本で土層に空気を封入したケース3、土層内に設置した水みち3本を合流させたケース4 を行った。

3.結果

3.1間隙水圧の変化

ケース1では斜面土層全体で間隙水圧が大きく、時間が経過しても他ケ ・ ースと比較して変化は少なかった。ケース2では時間経過とともに間隙水 たが上昇し、斜面下部の勾配変化点上流側(マノメータh、i)で間隙水圧が大きくなった。このケースでは125分経過時に崩壊が生じた。ケース3では、実験開始直後から合流点付近(マノメータd、e)で間隙水圧が大きい傾向が

見られ、ケース2の60分経過時と同程度であった。なお、崩壊は35分で生じた。ケース4では、時間経過とともに間隙水圧が大きくなること、また斜面下部の勾配変化点上流側(マノメータh-i)で間隙水圧が大きい傾向はケース2と同様である。一方で、ケース4の間隙水圧は実験開始後120分以降(供給水位20cm以上)ではケース2よりも大きい(図2)。このケースでは、崩壊は125分で生じた。

3.2 土層内貯留量の変化

図3に各ケースの給水量、流出流量、土層内貯留量を示す。ケース1では、パイプが無いため給水量も小さいが、流 出量も小さい。ケース2および4では、パイプがあることで流出流量が大きい。ケース3はパイプによって流出流量が 大きいが、合流部よりも上流側ではパイプが3本あることで、給水量が大きい。







4. 考察とまとめ

ケース1はマノメータの水位は他のケースよりも大きい値を示したが他のケースと比較して上昇幅は小さかく、土蔵 全体にわたる崩壊は生じなかった。ケース2、3、4の時に土層全体が崩壊する現象が発生し、ケース3では2、4と比 ベ、上流水槽の水位が小さい状態で崩壊が発生した。これは降雨による給水だけでなく、水みちによる給水が崩壊に与 える影響が大きいことを示唆する。ケース2では給水水位が小さい時間帯は、間隙水圧が小さかった。これは水みちが 斜面の安定化に及ぼす影響を示唆すると考えられる(図4(a))。ケース3では間隙水圧は勾配変化点においてケース2よ りも大きい値を示した。これは、水みちと降雨によって封入空気が生じること、それにより間隙水圧が上昇する可能性 が示された(図4(b))。ケース4では3本の水みちが1本に合流する付近でマノメータの水位が上昇していることから、 合流による水みちから土層への給水量の増加が要因として考えられる。ここで多田ら(2002)は、バルブを閉じて水み ちの通水能力を下げると、閉塞箇所周辺で間隙水圧が上昇し、崩壊が生じることを指摘した。上流水槽には3本の水み ちが接続されている一方で流出流量は崩壊直前にはケース2と同程度になっており、水みちの合流により合流点付近で 流下能力を超過したことが崩壊の要因の1つと考えられる。ケース2と3では勾配変化点周辺、さらにケース4では合 流点周辺で、間隙水圧が大きかった。これらは水みちの排水能力が低下する箇所であり、水みちの排水能力が低下する 箇所で水みち内の水が被圧状態になり、間隙水圧が上昇した可能性が示唆される(図4(c))。

参考文献:太田猛彦(おか、(1981):パイプフローと山崩れについての1考察、昭和56年度砂防学会研究発表会概要集、pp.92-93、 多田泰之ほか、(2002):パ イプの存在が斜面崩壊に与える影響の実験的検討、砂防学会誌、Vol.55 no.3 pp.12-20、 八木則男ほか、(1983):雨水浸透による斜面崩壊、土木学会論文報告集 Vol.330、pp.107-114



8

土石流先端部に形成される流木塊の運動特性と規模、形成プロセス

北海道大学農学研究院 山田孝 片山和紬

土石流に取り込まれた流木が土石流先端部付近に集まり,鳥の巣のような「流木塊」を形成し,谷出口から流出 する場合がある。「流木塊」は,橋を短時間に閉塞させる,流路屈曲部で流木塊が直進し,流路を越流するなどの危 険がある。また,流木が単体で運動するよりも大きな衝撃力を及ぼす場合があることも考えられる。このような 被害軽減のための基礎として,土石流とともに流出する流木塊の発達プロセスを解明し,谷出口での流木塊の規模 推定手法を提案することを目的として研究を進めている。

【令和元年度の成果の概要】

これまでに,AGU(米国地球物理学連合)の Landslide blog, You tube に過去 10 年程度内にアップされている 土石流や土砂流の映像資料(流木塊を運搬しているもの)を8事例収集した。映像から観察できる土砂移動現象と 流木塊の運動状況の定性的な特徴を整理した結果,主なポイントして以下のことが分かった。

・流木塊は,流れの先端部付近に存在する。流木の軸方向はランダムである。

・流木塊を構成している流木は,相対的な位置をあまり変化させることなく流れに載って移動する。したがって, その速度は土石流あるいは土砂流の移動速度と等値とみなせる。

・土石流あるいは土砂流が拡幅部で横方向に広がると,流木塊は一部分解し,その高さは小さくなり,堆積する場合がある。

・流木塊を載せた土石流が河道屈曲部で偏流すると,流木塊は直進し,土石流から分離して河道から越流する場合 がある。

次いで,2017 年 7 月の九州北部豪雨災害により土石流が発生した福岡県朝倉市妙見川の支川出口(幅約 8m)に 流木塊が堆積している状況を調べた結果,土石流流動深(推定)と流木塊の高さの比は約 0.8 であり,流木の軸方向 は,土石流の堆積方向に対してランダムであり,前述の映像資料の判読結果とも調和することが分かった。

以上の現地調査結果と映像資料判読から,流木塊の形成条件の一つとして,流木長と流路幅(河道幅)との比や 土石流の流速変化(特に土石流先端部が流木を含むことによる減速)が関係していると考えた。

二次元流路を用いた予備実験の結果(ただし、勾配 15 度の結果のみ),流木塊が明瞭に形成される条件として, h/B≥1 かつ立木密度が高過ぎない,あるいは低過ぎないこと(本研究では,500 本/㎡未満かつ 70 本/㎡以上)が 必要であると考えられた(h:流木の長さ、B:流下幅(河道内いっぱいに土石流が流れているときは河道幅と等値))。 また,h/B と流木塊構成本数には正の相関があり,h/B が同じであれば流木塊構成本数に大きな差はない。

流木塊の形成プロセスは,予備実験画像の PIV 解析の結果,概ね下記のように考えられる。立木区間に到達した 土石流は,立木を巻き込みながら流下する。立木区間を流下するにつれて土石流の中央部付近に流木が集合し, 集合した流木と立木は中央部付近の土石流の流下を妨げる。減速した中央部に,流路端の流速の速い部分の流れ に含まれる流木や後続の土石流が運んできた流木が追いつき,集まった流木が絡み合いながら流木塊が発達する。

片山和紬・山田孝(2019):土石流の発生・流下に伴う流木塊発達に関する実験,2019年度砂防学会研究発表会概要集,p459-460, 片山和紬・ 山田孝(2019):土石流の発生・流下に伴う流木塊発達に関する実験,第38回日本自然災害学会学術講演会, 片山和紬・山田孝 (2020):土石流先頭部への流木の集中化,2020年度砂防学会研究発表会概要集,p179-180

平成 30 年北海道胆振東部地震に伴い発生した表層崩壊の特徴について

日本工営株式会社 〇早川智也、梅谷涼太、永野統宏、三浦敏弘 北海道開発局 吉川契太郎 国土技術政策総合研究所 坂井佑介 宮城教育大学 古市剛久

1. はじめに

平成30年北海道胆振東部地震に伴い、基盤岩上 に堆積していた火山灰層を主とした表層崩壊が多 数発生し(図-1)、甚大な被害が発生した(小山内 ら2019)。Kasai(2019)は崩壊地の地形的研究に より崩壊は斜面勾配20°~25°と比較的勾配が 緩く、谷地形~平滑斜面に多く発生しているとし ている。また石丸ら(2019)は、崩壊はTa-d層(9ka) で発生しやすく、北部地域ではEn-a層(19~21ka) の崩壊が分布するとしている。それを受けて千木 良ら(2019)は、露頭の詳細な観察により、すべり 面はTa-d層の基底部に形成された細粒軽石層の ケースが最も多いと指摘している。本研究では、 上記研究に加え、崩壊面積率の濃淡分布による傾 向分析、すべり面の土質特性等により、胆振東部 地震に伴う表層崩壊の発生条件について考察する。



図-1 頗美宇川における表層崩壊発生状況

2. 崩壊面積率の分布的特徴

崩壊地の分布的特徴を把握するため、地域メッシ ュ(第3次)毎に崩壊面積率を算出した。第3次 メッシュは約1㎞四方となる。崩壊地については、 地震直後のオルソフォト(2018.9.10-11北海道開 発局撮影)を用い、GIS上で、崩壊・堆積に区分し た形で判読を行い、崩壊ポリゴンから崩壊面積を 求めた。なお、平坦地を除くために勾配5°未満の 範囲を第3次メッシュから除外している。その結 果である崩壊ポリゴン及び崩壊面積率を図-2に示 した。それをみると、東和川沿い、知決辺川上流、 近悦府川上流、頗美宇川上流、厚幌ダム下流右岸、 厚真ダム下流左岸付近に崩壊面積率30%を超える 地域が見られ、それに隣接して10%程度の地域が 分布し、一連の地形においても崩壊面積率の程度 に有意な差が生じている。



3. 地震最大加速度との関係

胆振東部地震は 2018/9/6 3:07 に最大震度 7 を伴い発生し、同時に表層崩壊が発生している。 その地震について防災科学研究所の地震選択&ダ ウンロード(https://www.kyoshin.bosai.go. jp/kyoshin/quake/)から K-NET 及び KiK-net の 強震データを取得し、崩壊面積率との関係につい て評価を試みた。近傍で観測された 3 成分(E-W 成 分、N-S 成分、U-D 成分)の最大加速度から単純空 間補間し、第 3 次メッシュにその位置の値を付与 した。その比較結果を図-3 に示す。



U-D 成分は 200~450gal に集中し、1300gal を 超える範囲で分散している。N-S 成分は 500~ 700gal 程度に集中し、E-W 成分は 700~800gal 程 度に集中していると読み取れる。また、平均値は それぞれ U-D 成分が 432gal、N-S 成分が 628gal、 E-W 成分が 742gal となった。これらのことから水 平成分の加速度が強い地震動が崩壊発生範囲に発 生しており、特に E-W 成分は卓越していることが わかる。これは、2016 年熊本地震においても水平 成分の最大加速度が卓越していたと報告されてお り(谷本ら 2018)、共通した特徴が見られた。

4. 現地調査からみた発生メカニズム

図-4 に崩壊地の分布を立体的に示した。判読し た崩壊地は地形的に谷状の斜面に多いことがわか る。ここで斜面の着色は開度率の区分を示し、任 意の 5m メッシュに半径 50m という条件で処理し た開度率 80%以下のメッシュを「白」で表示して いる。ここで開度は半径 50m 以内に見える空の広 さを現わし、「白」の地点は谷状の地形を意味する



図-4 崩壊地と開度率80%以下の分布(立体鳥瞰)

崩壊面積率と開度率80%以下のメッシュ割合と の関係をみると崩壊面積率が高くなるほど、開度 率80%以下のメッシュ割合が増えている傾向であ ることがわかる(図-5)(ただし、近悦府中流のよ うに平滑斜面の崩壊が多い地点は除く)。



図-5 開度率と崩壊面積率の関係



図-6 崩壊地露頭観察結果

崩壊地の縁の露頭を 図-6に示した。崩壊面 からの対比により、 Ta-d 層の下部に見ら れる風化した細粒火 山灰層がすべり面と 同定できる。すべり面 と同定できる。すべりの がりし、塑性限界試験、自然含 水比試験を行った。同 様の調査を図-1 に示 す20 地点で実施して いる(図-7)。その結果、 すべり面の土層の含水比は、液性限界より高いか、 液性限界と塑性限界の間に位置することがわかる。 いずれのケースも現地調査を行った平常な状態で、 「液状」あるいは「塑性状」と土質強度が低いもの であり、現地調査ですべり面としたことを裏付け る結果となった。地形的に谷状斜面であることが 含水比を高める素因である可能性が高い。



5. 地震に伴う火山灰層の崩壊の条件の考察

上記の結果から地震に伴い火山灰層の崩壊が高 い頻度で発生するには、①水平成分の最大加速度 が卓越した地震動が発生すること、②谷状斜面に おいて風化が進行した火山灰が斜面に堆積してい ることが条件として推察される。

①については崩壊を引き起こす地震動を絞り込めることを示唆しており、その因果関係については解明が望まれる。②については谷状斜面では火山灰層にすべり面となりうる風化した含水比の高い細粒火山灰層が形成されやすいことが示唆される。その結果、対象地域の谷密度が高い地形特性が谷状斜面の頻度を高め、崩壊面積率30%を超える結果を引き起こしたと考えられる。

引用文献

- 小山内信智ら(2019): 平成 30 年北海道胆振東部 地震による土砂災害,砂防学会誌, Vol.71, No.5, p.54-65
- Kasai, M (2019): Topographic effects on frequency-sizedistribution of landslides triggered by the Hokkaido Eastern Iburi Earthquake in 2018, Earth, Planets ad Space 2019, p.71-89
- 石丸 聡ら(2019):地形発達史的観点からみた北 海道胆振東部地震による斜面崩壊の発生場,令 和元年度応用地質学会発表予稿集
- 千木良雅弘ら(2019):2018 年胆振東部地震によ る降下火砕物の崩壊:特に火砕物の風化状況に ついて,京都大学防災研究所年報第62号B
- 谷本 進ら(2018):2016 年4月の熊本地震によっ て発生した特異な土砂移動現象についての考察, 第9回土砂災害に関するシンポジウム論文集

地震に起因した火山灰堆積斜面崩壊による崩土の長距離移動実態の解明 ~2018 年 9 月北海道胆振東部地震による厚真町の事例~

北海道大学農学院 間片大地 北海道大学農学研究院 山田孝

1. はじめに

平成30年9月6日午前3時7分に北海道胆振地方中東部を震央としてマグニチュード6.7の地震が発生した。現行の土砂災害警戒区域の対象となる斜面の勾配よりも緩い勾配で相当数の山腹崩壊が発生し、被害の及ぶ想定距離を超えて土砂が到達した事例が多い。地震による崩土の長距離移動実態についてはいくつかの先行研究があるが、降下火砕物堆積箇所のすべり面剪断面付近の堆積構造が、崩土の長距離移動にどのように影響するのは不明な点が多い。本研究では、平滑斜面での滑動タイプの崩壊を対象とし、すべり面剪断面付近・流下場の堆積層構造の組み合わせと、等価摩擦係数(みかけの動摩擦係数)との関係について明らかにすることを目的とする。。

2. 研究方法

2. 1自然停止型崩土の抽出

崩積土の形状が自然停止型(山腹の崩壊地から流出した土砂が、対岸地形や他の崩積土の影響を受けずに平 坦地に自然停止しているもの)となる平滑な崩壊地を、空中写真を利用し、厚真町において発生した崩壊 6600 か所から 59 か所抽出した。抽出した崩壊地 59 カ所それぞれにおいて「崩壊発生場」、「流下場」、「氾濫・堆 積場」の三つに区分けした。その後、ArcGIS を用いて地形解析を行った。そして、現地調査可能な箇所を、 抽出した 59 カ所からさらに 19 カ所選別した。19 カ所の現地アクセス可能事例において、崩壊深、堆積層、 層構造、崩土の上に存在する立木群の攪乱状況などを調査した。

2.2崩土の長距離移動に関わる要因の考察

とくに崩土が長距離移動した事例のうち3箇所については、トレンチ調査により崩土の内部構造を調べ、特 徴的な堆積層に着目し、崩土の長距離移動の要因について考察した。それぞれの崩壊地において、崩壊発生場、 流下場、氾濫・堆積場における諸々のデータを用いて、崩土の長距離移動に関わる要因の検討・考察を行った。 用いたのは、以下の5つの指標である。

①「位置エネルギー=mgh(J), m:崩土の質量, σ(g/cm³):土粒子の密度=2.6,g(m/s²):重力加速度,h(m):崩壊地の比高,土壌の空隙率:0.4」

②「摩擦速度=u*=(ghsin θ)^(1/2)(m/s), H(m):流動深(本研究では滑落崖の高さ), g(m/s²):重力加速度, θ:
 斜面勾配(崩壊発生場の勾配を参照)」

③「勾配変化率」崩壊流下場(流下場がない場合は崩壊発生場)と氾濫・堆積場の勾配の比

④「等価摩擦係数=H/L,H(m):崩壊地の比高 L(m):崩壊源の最上端を基点として崩土の先端までの水平距離
 ⑤「流下比=1/H(l:流下・堆積部の長さ,H:崩壊部の比高(本研究では崩壊発生場の比高)」

その後、現地調査可能な崩壊地 19 カ所から、崩土の形態を「滑動タイプ」と「流動タイプ」に分類した(崩 土の上に存在する立木群がほとんど乱れずに存在する場合は「滑動」、立木群が倒伏・枯死している場合は「流 動」とみなした)。そのうちの滑動タイプ7カ所から、崩土の内部構造を観察するための調査トレンチ箇所を 等価摩擦係数の値に着目して、比較的等価摩擦係数の値が小さな2カ所(朝日地区(等価摩擦係数0.17)、東 和地区(等価摩擦係数0.14))と、比較的等価摩擦係数の値が大きな桜丘地区(等価摩擦係数0.35)を選定し た。 滑動タイプ3カ所について、崩壊滑落崖での堆積層序、崩土流下場での旧地盤の堆積層を調べるとともに、 崩土氾濫・堆積場でのトレンチ掘削によって崩土堆積層内の不攪乱状況を確認し、旧地盤との境界付近でのす べり層の観察・試料採取を行った。

3. 結果・考察

3. 1実態

L/H(L:斜面法尻から崩土の先端までの水平距離,H:斜面の鉛直高)と Lとの関係図に、抽出した 59 カ所の崩土のデータを入れた結果、59 カ 所の多くが崩壊斜面の勾配が 30 度未満、30 度以上にかかわらず、現行 の土砂災害警戒区域の領域から外れて長距離移動したことが分かった。 3.2崩土の長距離移動に関わる要因の考察

等価摩擦係数が小さいほど流下比が大きくなる傾向があること(図-1)、 厚真町の19箇所の事例は、石川のデータ(1999)よりも小さな位置エ ネルギーと摩擦速度で、同じ程度あるいはそれ以上の流下比を示すこと (図-2,3)、滑動タイプの崩土の方が流動タイプのものよりも大きな流下 比を示す場合があることが明らかになった。そこで崩土の滑動タイプ3 事例(東和地区:等価摩擦係数 0.14, 朝日地区:等価摩擦係数 0.17, 桜 丘地区:等価摩擦係数 0.35)を対象として、崩壊発生場、崩土の流下場、 氾濫・堆積場のすべり面ならびに崩土の運動時の崩土底面境界付近の堆 積層構造に注目した。トレンチ調査対象の三箇所のいずれの層も攪乱さ れておらず、それぞれの層境界は明瞭であった。こうした実態から、ト レンチ掘削した 3 箇所での崩土の移動形態は滑動タイプとみなすこと が可能であり、単純な質点滑動モデルで表現できると考えられる。その 場合の崩土の移動に影響する要因は、動摩擦係数(等価摩擦係数)とな る。東和地区の崩壊発生場、流下場、氾濫・堆積場のすべり面、崩土底 面境界層の堆積層は、いずれも Ta-d 風化軽石層と泥岩風化層である。 朝日地区の崩壊発生場と流下場は、Ta-d 風化軽石層と褐色粘土層、氾 濫・堆積場は Ta-d 風化軽石層と風化泥岩層である。これらに対して、 桜丘地区では(流下場はない)、崩壊発生場は Ta-d 風化軽石層と円礫を 多数含む段丘堆積層、氾濫・堆積場は Ta-d 風化軽石層と褐色土壌(旧 地盤)である。東和地区、朝日地区では、高含水状態の風化泥岩あるい は褐色粘土層が崩土のすべり台であり、崩土の底面は高含水状態の Tad 軽石風化層であるため、崩土の滑動時に動摩擦係数が小さくなり、地 震動や滑動時の振動によって間隙水圧が上昇してすべり面液状化のよ うな現象が発生し、結果として長距離移動したと考えられる。それに 対して、桜丘地区では、崩土の底面直下位層に粗度の大きな段丘堆積層

が存在するため、動摩擦係数か大きくなった可能性がある。



図-1 等価摩擦係数と流下比の関係図







図-3 摩擦速度と流下比の関係

4. 参考文献

¹⁾ 森脇寛 (1987):崩土の到達距離予測,地すべり,第24巻,第2号,24·2 2) 石川芳治 (1999):地震による土石流の発生に係わる地形,地質条件 砂防学会誌 Vol.51, No.5, p.35-42, 1999

³⁾ 〇小山内信智、海堀正博・山田孝・笠井美青・桂真一郎・桂真也・古市剛久、柳井清治・竹林洋史・藤良武史・村上泰啓・伊波友生・佐藤創・中田康隆・阿部友幸・大野宏之・武士俊 也・田中利昌・小野田敏・本間抜樹・柳井一希・宮崎知与・上野順也・見川智也、須見早平:平成30年北海道距康東部地震による土砂淡善 砂防学会誌 2019年 71巻 5号 p.54-65 5) 〇日杵伸浩・田中義成・水山高久:移動距離の長い地すべりの実態 砂防学会誌 Vol.57, No.5, p.47-52, 2005 6) 佐々恭二 (2007):地すべりダイナミクスの発展 京都大学防災研 穷戸年報 第50号A 平成19年4月 pp.93-109 7) 宮本邦明(1992):土石流流動のメカニズム(1) 砂防学会誌 4号 P,40・45 8) 荒井信行・清水康行:現場のための水理学(3) 掃流 砂と河床変動 (1998年1月、北海道開発局土木試験所河川研究室にて発行) p35-50 9) 近堂結局、(1985):北海道の特徴的な土壌-1 ≪火山性土壌①≫火山灰の起源と分布 アーバンク ボタ NO.24 JUNE 1985 株式外車クボタ p2-5 10) 千木良雅弘・中筋章人・藤原伸也・阪上雅之 (2012):2011 年東北地方太平洋沖地震による降下火砕物の崩壊地地すべり 応用地 質第52巻第6号,87元2012 11) 佐藤連樹・千木良雅弘・松四雄騎 (2017):2016 年熊本地震により発生した阿蘇カルデラ西部における斜面崩壊の地形・地質的特徴 京都大学防 災研究河牛報 第 60号 B 平成29年 pp.431-452

平成 30 年北海道胆振東部地震における総崩壊地箇所数及び面積について 国研) 土木研究所寒地土木研究所 〇村上泰啓、水垣滋、藤波武史

1、はじめに

平成30年9月6日に北海道胆振地方東部、む かわ町を震源とする震度7の地震が発生1)し、 厚真町を中心に数千箇所の斜面崩壊が発生し た。既に国、自治体が防災対策に着手してお り、急激な土砂移動の危険性は著しく低減して いる。しかしながら、崩壊斜面自体のガリ侵食 やテフラ由来の崩壊土砂からの濁質流出が現地 で観察されており、今後、流域からの土砂動態 を評価する上で、初期値として流域全体で発生 した土砂量の見積もりが重要となる。厚真川流 域周辺の航空レーザー測量(以下 LP という)は 北海道開発局と北海道庁で、図-1に示される範 囲で実施されていた。今般、北海道庁実施分の LP データを入手できたことで、これまで厚真川 流域内のみに留まっていた崩壊面積の精査を崩 壊発生域全体に広げることができた。ここでは その精査の結果及び崩壊地特性を報告する。

2、 崩壊地手法

崩壊地形状、崩壊タイプ、面積については、 これまで同様、QGIS上に読み込んだ標高ラスタ ーを陰影図、傾斜度図に加工した後、喜多の公 開²⁰した崩壊地形状のSHPデータを重ねて表示 し、画面上で個々に修正、加除を行った。図-2 は崩壊地判読の流れを簡単に示した。まず、空 撮だけでは崩壊地か堆積地かの判別は困難であ る。これに加えて、LPで取得された地形データ を元に陰影図を作成する。これで崩壊地の縁部が



際立つので、形状の精査ができるようになる。しかしながら、陰影の方向によっては、縁部が不明瞭になるため、 傾斜度図も併せて作成する。この傾斜度により、崩壊地の縁部がより明瞭に判読可能になる。さらに、崩壊前の地 形として、国土地理院の5m及び10mメッシュ標高をQGIS上で参照しつつ、崩壊斜面が裸地になっているものは 表層崩壊とみなし、陰影図、傾斜度図で作業道の段ずれ、滑落崖形状など地すべり性崩壊の形状を呈し、なおかつ 樹林が倒伏している状況を併せて新規に発生した地すべり性崩壊であると判断した。以上の作業で得られた崩壊地 のうち、図-1に表層崩壊を赤で、地すべり性崩壊を青で示した。

3、調査結果

以上の作業を通じ、平成 30 年北海道胆振東部地震で発生した崩壊地の精査を概ね完了した。結果は表-1 に示 すように、表層崩壊、地すべり性崩壊を併せて少なくとも 7,093 カ所の崩壊が発生し、崩壊面積は 44 km²に達し たと推定された。また、村上らは被災前後の航空レーザー測量成果の比較により、表層崩壊の平均崩壊深が 1.77



図-2 崩壊地判読手順

±0.64 mであったと報告³⁾しており、この数値 を表層崩壊面積に乗ずると、全体で62.8±22.7 百万 m³の土砂が崩壊したと推定できる。

次に、表層崩壊地、地すべり性崩壊地の出現 頻度を図-3,4に示す。ここでは、崩壊地 個々の面積を昇順で並べ替え、対数軸上で一定 間隔の値をとるよう集計し、出現頻度毎に両対 数で表示した。これによれば、今回の震災で発 生した表層崩壊は面積で3000 m²付近にピークを 持つ崩壊地が多く、地すべり性崩壊について は、10,000 m²付近にピークを持っており、表層 崩壊よりも規模の大きな崩壊が発生していたこ とが把握された。

被災前後の地形比較で平均崩壊深を推定可能 な509箇所の表層崩壊において、崩壊土砂量を 算定し、崩壊面積と崩壊土砂量の関係を Guzzettiの経験式⁴⁰とともに図-5に示した。累 乗式の指数が1.08と、Guzzettiの値(1.45)よ りも小さく、テフラ由来の表層土壌の崩壊深が 比較的一定であったことを示す特徴を有してい たことが把握された。

4、おわりに

今般の震災により、厚真川流域及び周辺で 7,000箇所以上の崩壊地が発生し、崩壊面積は表 層崩壊及び地すべり性崩壊を併せて44km²に及 んだことが精査の結果把握された。崩壊箇所に 設置したインターバルカメラや目視による継続 観察によれば、表層崩壊地における裸地斜面で は、ガリ侵食の進行が認められるほか、斜面上 の不安定土砂の急激な移動は認められていな い。一方、地すべり性崩壊地で基盤岩が露出し た箇所では、急速な風化が進行する様子が観察 されている。筆者らは今後も厚真川流域からの 濁質流出についてモニタリングを行い、継続し て量的な評価を行っていきたい。

最後に、この度の「平成 30 年北海道胆振東部 地震」によりお亡くなりになられた方々のご冥 福を心からお祈りするとともに、被害に遭わ れ、今もなお不自由な生活を余儀なくされてい る全ての方々に心からお見舞いを申しあげる。 また、現地の復興に尽力されている関係者の皆 様に深甚なる感謝を申し上げる。

参考文献

平成 30 年北海道胆振東部地震の関連情報:気象庁,https://www.jma.go.jp/jma/menu/20180906_iburi_jishin_menu.html(最終確認日:2020/5/18)

 2) 喜多: 2018年9月6日発生 北海道胆振 東部地震 正射画像のトレース, https://githu
 b. com/koukita/2018_09_06_atumatyou (最終 確認日:2020/5/18)

 オ上ら:平成 30 年北海道胆振東部地震に おいて発生した斜面崩壊の特徴,河川技術論文 集,第 25 巻, 2019.6.

4)Guzzetti et al.:Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbri

a, central Italy, Earth and Planetary Science Letters, 279, p.222-229, 2009.

表-1 厚真川及び周辺の崩壊地箇所数及び面積

	崩壊地箇所数	総崩壞地面積 (km ²)
表層崩壞	6,219 (4,516)	35.5 (27.6)
地すべり性崩壊	874 (299)	8.5 (4.0)
計	7,093(4,815)	44.0(31.6)

※カッコは厚真川上流域集計分



図-5

崩壊面積と崩壊土砂量の関係

平成 30 年北海道胆振東部地震により崩壊が多発したテフラ堆積斜面の降雨浸透特性

北海道大学大学院農学院 ○青木稔弥 北海道大学大学院農学研究院 桂真也・山田孝 北海道大学広域複合災害研究センター 厚井高志・田中健貴

1. はじめに

平成 30 年 9 月 6 日午前 3 時 8 分頃に発生した北海道胆振東部地震は厚真町・安平町を中心に斜面の崩壊を 6000 か所以上で引き起こし、崩壊面積の合計は 43.4 km¹⁰に達した。崩壊のほとんどは斜面に厚く堆積したテ フラ(降下火砕物)が崩壊したもので、谷型斜面で多く発生した²⁰、すべり面付近は水を多く含んでいた³⁰、と いった特徴が報告されている。また、地震発生の約 25~27 時間前に台風 21 号の接近に伴い、計 11 mmの降雨 (以降地震前降雨とする)が観測されたことも踏まえると、崩壊の多発への水の関与が推察されるが、その実態 は明らかとなっていない。そこで本研究では、崩壊に対する水の影響を検討する第一歩として、テフラ堆積斜 面の降雨浸透特性を調べた。

2. 研究方法

調査地は北海道厚真町高丘地区北部に位置し、 崩壊が多発した胆振管理区道有林 111 林班内にあ る平均勾配 22°の未崩壊斜面の谷部とそれに隣 接する尾根部(図 1)である。調査地周辺の基盤は 新第三系の振老層(砂岩泥岩互層)⁴⁾で、それを覆 って樽前火山由来の Ta-a (1739 A.D.)、Ta-c (2.5 ka)、Ta-d(8.7-9.2 ka)、恵庭火山由来の En-a(19-21 ka)⁵⁾といったテフラが堆積している。調査斜 面の層構造は上位から Ta-a 層、Ta-c 層、Ta-d 層、 風化砂岩泥岩層となっており、尾根下部のみ Ta-d 層と風化砂岩泥岩層の間に粘土化した En-a 層が 存在していた。谷部の Ta-d 層は中部から下部 (60 cm 程度)にかけて非常に風化が進行してい た。テフラ層厚は谷部で 1.8~2.0 m 程度、尾根部 では 1.2~1.6 m 程度である。周辺崩壊地や多くの 調査報告^{6)7)等}による崩壊のすべり面は Ta-d 層基



底、En-a 層基底が主であったため、調査斜面の谷部が崩壊した場合の潜在すべり面は Ta-d 層基底つまり Tad 層と風化砂岩泥岩層境界付近と想定される。そこでテンシオメータを谷上部・下部(図 1)それぞれ 6 深度(Taa 層、Ta-c 層、Ta-d 層上部、Ta-d 層風化軽石、Ta-d 層と風化砂岩泥岩層境界(潜在すべり面)(谷上部のみ)、 風化砂岩泥岩層)、尾根上部・下部(図 1)それぞれ 2 深度(風化砂岩泥岩層)に設置し、圧力水頭の経時変化を長 期観測した。降水量は調査地と最も近い(西南西約 9.5 km)アメダス安平のデータを用いた。観測期間は谷部が 2019 年 7 月 10 日から 11 月 5 日、尾根部が 2019 年 9 月 5 日から 11 月 5 日である。さらに各層ごとに土のサ ンプルを採取し、pF 試験により水分特性曲線、飽和透水試験により飽和透水係数を求めた。

3. 結果·考察

Ta-a 層、Ta-c 層、Ta-d 層上部、Ta-d 層風化 軽石、風化砂岩泥岩層の水分特性曲線 (Kosugi (1996)のモデル⁸⁾を適用)を図2に示す。 深い層ほど曲線がなだらかで、Ta-d 層風化軽石 や風化砂岩泥岩層は特に保水性が高く、圧力水 頭が低下しても水が抜けにくいことが分かる。

次に谷上部の観測結果を図3に示す。Ta-a層、 Ta-c層の圧力水頭は降雨に対して鋭敏に反応し 変化幅も大きい傾向にあるが、Ta-d層以深の圧 力水頭は反応がより緩やかで降雨終了後も圧力 水頭が低下しにくい傾向が見られた。観測期間 中における谷上部の圧力水頭の変化幅(最大値



と最小値の差)を水分特性曲線(図 2)より体積含水

率の変化幅に直すと、Ta-a 層が約 29%、Ta-c 層が約 27%、Ta-d 層上部が約 13%、Ta-d 層風化軽石が約 4%、 風化砂岩泥岩層が 0%となり、Ta-d 層風化軽石以深は水分変化量が非常に小さかった。これらの傾向は谷下部

でも同様であった。Ta-d 層と風化砂岩泥岩 層境界(潜在すべり面)、風化砂岩泥岩層は常 時飽和に近い状態あるいは降雨後に(谷上部 の風化砂岩泥岩層は常時)飽和状態となって いたが、これはテフラ層厚が大きいこと、風 化砂岩泥岩層上位に保水性の高い Ta-d 層風 化軽石(図 2)が厚く存在している(60 cm程 度)こと、さらに風化砂岩泥岩層の透水性の 低さ(飽和透水係数:4.0×10⁻⁵ cm/s)が関与 していると推察される。また地震が発生した 約1年後である2019年9月6日午前3時の Ta-d 層と風化砂岩泥岩層境界(潜在すべり) 面)の圧力水頭に着目すると約-2 cmとなっ ており、2018年の地震発生前直近3ヶ月の 降雨量が 2019 年より非常に多かった(表 1) ことを考慮すると、調査地と類似する谷型斜 面では地震発生時にすべり面付近が飽和し ていた可能性が高い。

次に尾根部の観測結果を図4に示す。尾根 部では風化砂岩泥岩層は観測期間中におい て1度も飽和することはなく、大きな降雨 (50 mm程度)がない期間が続けば圧力水頭の 低下量が大きくなっており、谷部の風化砂岩 泥岩層の方が常時水の多い環境にあることが 分かった。これより、尾根部と比較して谷部で は風化砂岩泥岩層直上のテフラの風化がより 進みやすく、すべり面付近は圧力水頭の高い状 態(飽和あるいは飽和に近い状態)が維持され やすくなると推察される。また、Li ら(2020)⁹



年	6月	7月	8月	総降雨量(6~8月)
2018	191.0	213.5	288.5	693.0
2019	72.5	79.0	209.0	360.5

の調査では、風化した Ta-d 層は他の層よりもせん断抵抗力が低く、地震動に対して液状化しやすいという結果が示されている。これを踏まえると谷部では地震動に対して脆弱な層が形成されやすいとも考えられる。

地震前降雨については、11 mm程度の降雨(降雨時に Ta-a 層、Ta-c 層が顕著に湿った状態でない場合)ではす べり面付近の圧力水頭は変動しておらず、地震前降雨以前の4日程度はほとんど降雨がなかったことも踏まえ ると、調査地と類似する斜面において、崩壊に対する影響は小さいと考えられる。しかし、地震前降雨時には 平均風速 15 m/s 程度の風が吹いていたためアメダスの降水量計の捕捉率が低下し実際には降雨量が観測値よ り多かった可能性がある。また地震前降雨の影響として、(1)2018 年 6 月~8 月は降雨量が多かった(表 1)た め、すべり面上位の層がより湿った状態で降雨浸透が速くなり、地震発生時に雨水がすべり面付近まで到達し ていた、(2) 地震前降雨によってすべり面上位の層の重量が増加しそれが崩壊に関与した、などが考えられる ため、より詳細な検討が必要である。

4. おわりに

本研究では崩壊の多発に大きく関与したと推察されるテフラ堆積斜面の降雨浸透特性として、調査地と類似 する谷型斜面の谷部では(1)すべり面付近が常時飽和に近い状態あるいは飽和しており、常時尾根部よりも水 が多い環境にあること、(2)地震発生時にすべり面付近が飽和状態であった可能性が高いこと、が分かった。 今後は以上を踏まえ、水が崩壊に与えた影響を検討していく必要がある。 謝辞

本研究は JSPS 科研費 JP18H03819、JP19H02393 および国土交通省の助成を受け、北海道胆振総合振興局森林 室、北海道大学土壌保全学研究室にご協力を頂いた。また北海道開発局建設部から LP データを提供頂いた。 <参考文献>

1)Osanai et al. (2019), Landslides16(8):1517-1528 2)Kasai, Yamada(2019), Earth, Planets and Space 71(81) 3)小山内ら(2019), 砂防学会誌, Vol. 71, No. 5, p. 54-65 4)尾崎・小松原(2014), 石狩低地帯及び 周辺地域の 20 万分の1陸域地質図 5)古川・中川(2010), 樽前火山地質図 6)千木良ら(2019), 京都大学防 災研究所年報, Vol. 62(B), p. 348-356 7)廣瀬ら(2018), 北海道地質研究所報告, Vol. 90, p. 33-44 8)Kosugi(1996), Water Resour Res 32(9):2697-2703 9)Li et al. (2020), Landslides17(1):1233-1250





2.土砂移動調查

■H28土砂移動の実態を踏まえた砂防計画立案のため、土砂発生規模、 土砂発生源と堆積土砂の分布などを把握するため、現地調査等を行った。

る ままままっとサルタント 株式会社 シン技術コンサル

(1)調查方法

■調査対象区域は、砂防計画基準点となる町道ペケレベツ橋の上流域 (流域面積A=31.8km²)とする。

■土砂移動発生前後の地形変化を計測、推定し、現地調査により確認、 修正することにより、移動量の精度確保に努める





2-1 渓床幅•渓流地形の判読 ■渓床幅はデジタル航空写真の判読により計測した。

.....

■渓流内の地形は、土砂移動後のデジタル航空写真の判読により渓岸崩 壊地、比高5 m以下の段丘地形、現流路を、土砂移動前の航空写真によ り旧流路の法線形を判読した。



2-2 崩壊地調査(1)

■H28土砂移動の崩壊形態は、①渓岸崩壊と20次谷の崩壊に分類。
■①渓岸崩壊の発生土砂量は、地質条件別に崩壊地を50箇所サンプリングし現地調査を行い、次式により算出した。

 $Q_{
m h} = V_{
m h} - V_{
m g}$

ここに、 $Q_{
m H}$ 崩壊発生土砂量 $V_{
m H}$:崩壊土砂量 $V_{
m g}$:崩壊残土量

未調査の崩壊地は、地質条件別の崩 壊面積率を空中写真判読により計測 し、サンプリング崩壊地の崩壊斜面 勾配、崩壊深、残土率の平均値によ り、崩壊発生土砂量を推定した。

ペケレベツ川



令和2年度 砂防学会北海道支部奨励賞受賞講演

このまままましますルタント
株式会社 シン技術コンサル



2-3 渓床変動調査(1)

■H28土砂移動における渓床変動量は、土砂移動前後の横断形の比較に より浸食および堆積断面積を計測し、平均断面法により浸食土砂量およ び堆積土砂量を算定した。

このまままましますルタント
株式会社 シン技術コンサル

区間別の変動量は、 ①既設堆砂区域はH28土砂移動前後の測量横断図により、 ②それ以外は、ほぼ500mにつき1箇所の横断形比較により算定。 横断形の計測は、 発生前:国土地理院10mメッシュから作成した横断図、 発生後:簡易デジタル図化機による横断形の計測を実施。

さらに、現地調査により、横断変化の確認、修正を行った。







3-4 区間別の残留土砂量

■渓岸崩壊地の崩壊残土や渓床堆積土砂量は、小規模な出水においても 移動可能な状態で堆積しており、これらを残留土砂量として定義し、砂 防計画上、優先して整備すべき土砂として算出した。

(残留土砂量)=(渓床堆積土砂量)+(渓岸崩壊残土量)

区間	河 川 名	渓床堆積土砂量 ^(m³)	渓岸崩壊残土量 (m ³)	合 計 (m ³)
2号砂防堰堤~ 1号砂防堰堤	ペケレベツ川、一の沢川	115,300	7,200	122,500
1号砂防堰堤~ 本川上流	ペケレベツ川、支川1、支川2	250,500	29,900	280,400
1号砂防堰堤~ 支川二の沢川上流	二の沢川	60,600	3,000	63,600
	合 計	426,400	40,100	466,500

令和2年度 砂防学会北海道支部奨励賞受賞講演

3-5 流出率の比較

L 河川名 (山腹から	渓床からの	の 支川流出土砂量 Q _{tr} (m ³)			/# 4A 1 7b	河古进建	法山土地	法山泰	
	の発生土 砂量 G _h (m ³)	発生土砂 量	山腹からの 発生土砂量 <i>Gtr_h</i>	渓床からの 発生土砂量 <i>Gtr_b</i>	渓床堆積 土砂量 <i>Dtr</i>	合計	一 供給工砂 量 <i>G</i> (m ³)	渓床堆積 土砂量 <i>D</i> (m ³)	元四王砂 量 Q _s (m ³)	流田≄ Q₅/G
ペケレベツ川	157,000 (12.0%)	583,600 (44.5%)	216,400	445,800	92,400	569,800 (43.5%)	1,310,400 (100.0%)	908,400	402,000	0.31
ペケレベツ川 堆砂を流出に加える	" ("%)	// (//%)	"	"	"	" ("%)	" ("%)	281,100	1,029,300	0.79
里平川	208,000 (20.8%)	196,000 (19.6%)	1,197,000	97,000	696,000	598,000 (59.7%)	1,002,000 (100.0%)	742,000	260,000	0.26

■ペケレベツ川の既設砂防堰堤の堆砂量を加えた場合の流出土砂量は、 32,400m³/km²となる。渓流保全工や既設砂防堰堤の扞止量の効果を考慮す れば、本州の花崗岩流域の流出土砂量に35,000~46,000m³/km²(45,000~ 60,000m³/km²に補正率考慮)に匹敵する。

■ペケレベツ川の流出率は0.31であり、既設砂防堰堤の堆砂量を加えた場 合0.79と高い。これは、渓床および河岸付近に移動可能な崖錐堆積物が大 量に存在したため、移動土砂の内、細粒土砂の割合が高かったことが原因 の一つと考えられる。



■発生源の土砂が細粒分を多く含んでおり、多くの細粒分が浮遊し堆積することなく泥水となって流出したことで、流出率が高くなったと思われる。

3-7 まとめ

- 流出土砂量からわかる土砂移動規模は、これまでの道内における土砂 移動発生時の流出土砂量と比較して大きかったことから、土砂移動実 態を考慮した砂防計画の立案が重要と考える。
- 土石流の起因となった山腹の発生土砂量と比較して、流下途中の渓床の発生土砂量が多いことから、渓床からの発生土砂を打止するため、施設を連続して配置する必要がある。
- 比高差5m程度と低い段丘地形が存在し、渓床幅拡幅の素因となり、多量の土砂を流出させたと考えられることから、段丘地形が存在する扇状地区間において発生土砂を打止する必要がある。
- 小規模な出水で移動しやすい残留土砂が470,000m³あることから、残 留土砂対策を優先する必要がある。
- 流出土砂量が大きくなった原因の一つとして、崖錐堆積物を発生源とした細粒土砂(移動土砂の粒度組成)の影響があると考えられることから、 河道幅を広げて土砂を堆積させる遊砂地工などの施設が有効と考えられる。

令和2年度 砂防学会北海道支部奨励賞受賞講演



令和2年度 砂防学会北海道支部奨励賞受賞講演

- 4. 砂防計画の概要
- 4-1 当初の砂防計画

既設砂防施設

- 1号砂防堰堤 S39~S41 堤長97.0m 堤高9.0m
- 2号砂防堰堤 S63~H5 堤長278.0m 堤高13.0m
- 渓流保全工 H6~H13 延長2.1km

当初砂防計画の土砂整備率

- 渓流保全工着手前の平成5年当時、砂防計画基準点より下流では河川改 修工事が着手されていた。
- 上流では、未整備の土砂が存在したことから、土砂流出防止のため、渓流 保全工の整備に着手された。
- 渓流保全工の整備により、砂防計画基準点における整備率は54.0%、当時未満砂であった2基の砂防堰堤の貯砂量を考慮すると134.1%の暫定整備率が確保された。

新きアヨコンサルタント 株式会社 シン技術コンサノ 4-2 今後予想される土砂移動 ■当面の間、予想される土砂移動 ・渓床に堆積している土砂(残留土砂:約470,000m³)の2次移動が見込まれる。 (平成28年土砂移動により流路付近の崖錐堆積物の多くが侵食されたため、今回の規模を 上回る土砂移動の発生は見込まれない。) ■今後平成28年と同規模の出水が発生した場合に予想される土砂移動 山地区間は、山腹斜面には未崩壊の崖錐堆積物が大量に残存していることから、新規崩壊を 契機とした土石流の発生が見込まれる。 ・扇状地区間では、土砂氾濫により拡幅し裸地化した渓床と段丘面からの土砂発生が見込まれる。 崩壊残土 詔十砂 渓床堆積土砂 (残留土砂)

4-3 今回の砂防計画の規模

 当初計画の生産土砂量は、平成28年土砂移動の発生土砂量のおよそ5割 (715,900÷(373,400+1,029,400)=0.51)と少ない。

新たまたのシンサルタント 株式会社 シン技術コンサノ

 今回の砂防計画は、今後予想される土砂移動を考慮して土砂量を見積 もった結果、ほぼ平成28年土砂移動の発生土砂量見合いの規模となった。







- 3. 定点写真撮影等による、残留土砂の流出状況の把握(毎年)
- 4.水位計・流量計による、降雨・水位・流量の把握(毎年)
- 5. 堆砂量調査及び粒径調査による、不透過型砂防堰堤の土砂堆積過程の把握(毎年)

令和2年度 砂防学会北海道支部奨励賞受賞講演

6. 最後に

・流域全体の土砂移動実態を反映した砂防計画の立案が必要である。

・最新の調査方法を用いた精度の高い調査を実施する。

衛星画像、航空写真を用いた判読

基盤地図情報からの横断図の作成

UAV画像を用いた表層粒径調査 など

・モニタリング調査を行い、降雨イベント後の土砂流出状況を踏まえた砂防計画の見直しを行うことが必要である。