## 地震により発生した崩壊土砂の斜面上および河道内での移動実態の解明に関する研究

研究予算:運営費交付金研究期間:平31~令3

担当チーム:寒地水圏研究グループ、水環境

保全チーム

研究担当者:藤浪武史、村山雅昭、前田俊一、

巖倉啓子、村上泰啓、水垣滋、

伊波友生、平田智道

### 【要旨】

本研究では平成 30 年北海道胆振東部地震による斜面崩壊の実態と地震後の土砂移動実態を明らかにするため、崩壊地からの発生土砂量、侵食量等の評価と浮遊土砂流出観測を行った。地震により発生した崩壊地は厚真町ほか 4 町で 7,142 箇所となり、表層崩壊及び地すべり性崩壊による発生土砂量はそれぞれ 64.7×10<sup>6</sup> m³ 及び 80.2×10<sup>6</sup> m³ と推定された。地震後 3 年間の崩壊裸地斜面の侵食深は年平均 6 mm~24 mm と推定され、斜面侵食による顕著な土砂生産が確認された。厚真川や支川流域では出水時に 1,000 度以上の高濁度が頻繁に観測され、崩壊裸地斜面からの土砂生産・流出による影響が示唆された。

キーワード:平成30年北海道胆振東部地震、斜面崩壊、発生土砂・倒木量、表面侵食、浮遊土砂流出

#### 1. はじめに

平成30年(2018年)9月6日未明、北海道胆振地方東部、むかわ町を震源とする最大震度7の地震(図-1)が発生し<sup>1)</sup>、厚真町を中心に数千箇所の斜面崩壊が発生した。崩壊した土砂の多くは樹木とともに斜面下部や渓流の谷底に堆積したため、その後の豪雨により流木を含んだ土砂の再移動による二次災害の危険性が懸念された。国や自治体が防災対策に着手し<sup>2),3)</sup>、急激な土砂移動の危険性は著しく低減したが、被災した地域が広大なため、斜面上や河床に崩壊不安定土砂が大量に残存している箇所は数多く残されている状況にある。

本地震による斜面崩壊の特徴として、丘陵地帯の比較的緩斜面における表層土壌の火山灰層と密接に関係していることがあげられる。厚真川流域周辺には、火山噴火に起因した降下火砕物(テフラ)が分布し、特に約9000年前の樽前火山の噴火に起因した Ta-d 層が表層土壌に厚く堆積している 4 (図-2)。本地震で崩壊した土砂の大部分は表層のテフラ層であり、Ta-d 層下部に形成された粘土化(ハロイサイト化)した層がすべり面になった可能性が指摘されている 5 。しかし、数千箇所にわたる斜面崩壊の崩壊形態や規模、斜面崩壊に伴う発生土砂量や倒木量など、いまだ全体像は明らかでない。

また、このような大規模土砂生産後の土砂流出量は、 数年程度で減少する場合が多いが、軽量で吸水性が高

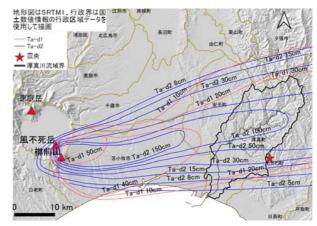


図-1 厚真川流域周辺の Ta-d 層の分布 <sup>4)</sup>と 2018 年 9 月 6 日の震央

く移動しやすい崩壊土砂が下流へ流出することにより、河床上昇や濁水流出など、治水、農業、沿岸漁業などの地域産業に連鎖的かつ長期的に影響を及ぼすことが懸念される。さらに、表土層が喪失した崩壊斜面では、風化を受けやすい基岩(新第三期堆積岩)が露出し、新たな土砂生産が継続的に進行する可能性がある。これらの継続的な土砂移動実態の情報は、防災・治水・環境保全対策等、地域の復旧・復興を進める上で最も重要かつ基本的な情報のひとつである。しかし、復旧事業において土砂移動実態が継続的に調査されることは非常に少なく、実態把握が不十分な場合も少なくない

以上、平成 30 年北海道胆振東部地震により発生し



図-2 厚真川支川東和川の表層崩壊断面(赤褐色の堆積物 (または層準) が Ta-d 層であり、ここでは約 80cm の厚さがあった)

た斜面崩壊やその後の土砂流出実態を把握することは、地域防災力の強化や営農環境の保持、林業の復興や森林の再生等、地域の復旧・復興に貢献できる可能性がある。本研究の目的は、本地震で斜面崩壊が集中的に発生した厚真川流域を対象に、斜面崩壊の実態把握とその後の土砂移動実態を明らかにすることである。本研究では、斜面崩壊により発生した土砂量・倒木量と、崩壊斜面における地震後の侵食実態についてリモートセンシング手法を用いて評価するとともに、流域から海域への浮遊土砂流出実態について濁度計を用いた流砂観測により調査した。

## 2. 地震に伴う斜面崩壊による発生土砂・倒木量の推定 2.1 目的

平成 30 年北海道胆振東部地震では、数千箇所にわたる斜面崩壊が発生したが、その多くが丘陵地帯の比較的緩斜面において火山灰層で構成される表層土壌が崩壊した点が特徴である。国内の同様の事例は新潟県中越地震の、東北地方太平洋沖地震の、熊本地震のでも報告されている。地震や豪雨により大規模土砂生産が生じた場合、その後発生しうる土石流や流木災害、長期的な土砂・濁質流出が懸念されるの。斜面崩壊による発生土砂量や倒木量は、土石流や流木の数値シミュレーションにおける初期条件として活用できるだけでなく10,111、長期的な土砂流出を予測する上でも重要な情報となり得る。したがって、本地震による災害実態を明らかにするだけでなく、今後の類似した条件にある地域の防災計画を策定する上でも、斜面崩壊による発生土砂量や倒木量を把握することは有意義であると

考えられる。

本章の目的は、平成 30 年北海道胆振東部地震による斜面崩壊で発生した土砂量及び倒木量を推定することである。関係機関から入手した地震前後の航空レーザー測量成果(以後 LP と呼ぶ)を活用し、発生した崩壊地の形状、箇所数、面積、土砂量を推定したほか、森林 GIS 及び森林蓄積量を用い、材積換算した倒木量を推定した。なお、本章の内容は、村上ら 12)が砂防学会誌に投稿し、掲載されたものである。

## 2.2 地震による被害と関係機関による調査の概要

本地震では、厚真町で震度 7、安平町、むかわ町では震度 6 強の揺れが観測され、札幌市を含む 26 市町村が震度 5 弱以上であった。地震に起因した犠牲者は44名、全壊・半壊した住戸は2,032 棟に達した。また、全道295 万世帯が停電し、北海道内全域が一時電力喪失となり、44 市町村において最大68,249 戸の断水が発生するなど、ライフラインにも深刻な影響があった13)。

国土地理院は地震直後(9月6日~11日)に航空写真を撮影し、9月7日~13日に地理院タイルとして公開 <sup>14)</sup> したほか、斜面崩壊・堆積分布図も9月13日に WEB 上で公開している <sup>15)</sup>。民間コンサルタント等が衛星画像、SAR 画像、空撮画像を公開した<sup>たとえば 16), 17), 18)</sup>。また砂防学会、土木学会、応用地質学会、大学、研究機関、コンサルタントによる調査報告が WEB 上で公開された <sup>19)-26)</sup>。

## 2.3 材料と方法

## 2.3.1 使用データ及び解析ソフトウェア

本地震で発生した崩壊地面積については、国土交通省、大学、個人が速報値をWEB上で公開している27-29。崩壊斜面及び堆積範囲をGISデータとしてオープンデータ化したのは国土地理院150のほか、喜多290と地球環境計画300がある。喜多は国土地理院140が地震直後(9月6日~11日)に撮影、オルソ化して地理院タイルで公開した画像をQGIS上に読み込み、6,000箇所を超える崩壊地を手作業でGISデータ化し、2018年9月14日にGitHubで最終版を公開した290。著者らは、最も早い段階で情報が公開された喜多290のデータを基に崩壊地の解析を開始することとした。

本研究で使用したデータ及び使用したツールを表ー1 に示した。国土交通省北海道開発局(以下、北海道開発局)から提供を受けた LP データは、地震直後(平成30年9月12日~15日)に厚真川の中流域から上流の崩壊地をカバーする約400km²の矩形の範囲で実施されたものであり(図-3)、地表の植生や家屋などが

表-1 解析に使用したデータ及びツール

データ名,ツール名	形式	年月	解像度	入手先
航空レーザー測量	csv ポイント	2018/9/12~ 15	0.5 m	北海道開発局室蘭開発建設部
航空レーザー測量	csv ポイント	2018/9	0.5 m	北海道胆振総合振興局
航空レーザー測量	csv ポイント	2012	1 m	北海道胆振総合振興局/
航空レーザー測量	csv ポイント	2006	2 m	北海道胆振総合振興局/㈱PASCO
崩壊地ポリゴン	shp ポリゴン	2018/9	-	GitHub https://github.com/koukita/2018_09_06_atumatyou
森林 GIS(民有林)	Shp ポリゴン	2017末	-	森林計画関係資料オープンデータ(平成 29 年末現在) https://www.fics.pref.hokkaido.lg.jp/FILE/2017/KMZ/04iburi.zip
森林 GIS (道有林)	Shp ポリゴン	2016末	-	道有林管理区・林小班区画及び森林資源データ(平成 27 年度末) https://www.fics.pref.hokkaido.lg.jp/FILE/2016DOPFILE/DLD1/1991300.zip
森林蓄積量 (民有林)	csv	2017末	-	厚真町,北海道庁水産林務部
森林蓄積量(道有林)	csv	2016末	-	北海道庁水産林務部
QGIS	Ver. 3	2021	-	https://qgis.org/ja/site/forusers/download.html

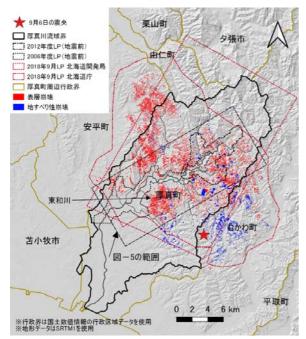


図-3 LP 計測範囲及び崩壊地分布

フィルタリングされた地盤の点群データとオルソ化された航空写真が含まれる。北海道庁から提供を受けたLPデータは、北海道開発局のLP範囲と一部重複するが、厚真川流域外の崩壊地もカバーする形で計測されており(図-3)、同様にフィルタリング済の点群に加え、ラスター化された地形データも同梱されていた。北海道庁の2018年の地震後のLPデータに関しては、現在、北海道庁のオープンデータポータルで公開31)されている。

斜面崩壊に伴う倒木発生量を推定するためのデータとして、北海道庁がオープンデータとして WEB で公開している森林小班の GIS データ <sup>32),33)</sup>のほか、小林班毎の樹種構成や材積などが記録されている森林蓄積量の csv データも別途入手した北海道庁水産林務部より入手した。

## 2.3.2 斜面崩壊形態の分類

喜多<sup>29)</sup>の公開した崩壊地データは、航空写真から目視で崩壊地形状をトレースしたもので、森林管理者向けの速報を目指したものであったため、崩壊地形状としては必ずしも正確なものではなかった。このため著者らは入手したLPの点群データをArcGIS Proで標高ラスターに変換した。その後、QGISを用いて標高ラスターデータから陰影図及び傾斜度図を作成し、その上に喜多<sup>29)</sup>の公開した崩壊地ポリゴンを表示させた上で、地震前の地被状態を衛星画像から参照しつつ、個々の崩壊地形状の修正や未計上の崩壊地の追加、誤判読箇所の削除を行った。最終的に崩壊形態別の発生土砂量を推定する目的から、崩壊地を表層崩壊と地すべり性崩壊の2種に分類した。

すなわち、新規裸地斜面がすべり面上の一様な厚みのある土層が一気に斜面下部に移動して形成されたとみなされ、その崩土が元地形の形状が残らないほどかく乱されたものを表層崩壊とし、一方、滑落崖形状や、移動土塊上に樹木の倒伏や作業道等の元地形が明瞭に読み取れたものを地すべり性崩壊とした。

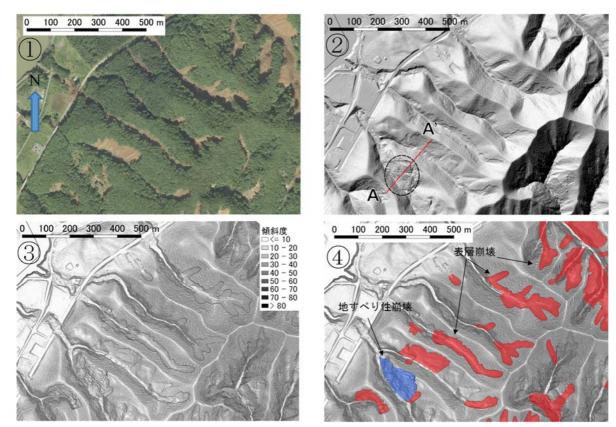


図-4 航空レーザー測量データを用いた崩壊地分類手順

① 空撮オルソ画像(平成30年),②陰影起伏図,③傾斜度図,④判読した斜面崩壊地(赤:表層崩壊,青:地すべり性崩壊)

#### 2.3.3 崩壊地形状の精査

崩壊地の判読手順を図-4に示した。図-4①は、被 災直後(平成30年(2018年)9月11日)に北海道開 発局室蘭開発建設部(表-1)で撮影された航空写真の オルソ画像である。航空写真からも崩壊地が発生した ことは十分読み取れるが、崩壊地の境界が木陰に隠れ ている場合が大半で、必ずしも崩壊地形状を正確にト レースできる状態にないことが分かる。図-4②は、LP データから作成した陰影図である。陰影図だけでも、 崩壊地の境界が判読しやすくなっていることが把握で きる。また、航空写真だけでは把握が困難な、地すべ り性崩壊が発生した状況(破線で囲んだ範囲)も読み 取れることが分かる。図-4③は、LP データから作成 した傾斜度図である。傾斜度図にすることで、陰影図 だけでは判読困難だった崩壊地の境界がより鮮明に判 別できることが分かる。図-4④は、以上の作業を通じ て得られた崩壊地の形態(表層崩壊及び地すべり性崩 壊)を色分けで表示したものである。

#### 2.3.4 斜面崩壊が発生した斜面勾配条件

国土地理院で公開している 5 m 解像度の地形データを震災前の元地形と仮定し、傾斜分布を GIS で求め図

表-2 崩壊地箇所数及び崩壊地面積

斜面崩壊の種類	個所数	合計面積
		$(km^2)$
表層崩壊	6, 242	35. 7
地すべり性崩壊	900	8. 5
計	7, 142	44. 2

-5 に示した。傾斜分布を基に知決辺川、近悦府川、東和川、オバウス沢の4支川流域内に含まれる崩壊地ポリゴン個々の平均斜面勾配を QGIS の地域統計機能で算出し、斜面勾配毎に頻度を求めた。

## 2.3.5 厚真川上流支川の谷底に堆積した土砂厚

ここでは、東和川左支川、オバウス沢、知決辺川、近悦府川における、谷底平野に堆積した土砂厚、堆積土砂勾配を推定するため、被災前地形を国土地理院 5mメッシュ標高、被災後を北海道開発局が実施した航空レーザー測量結果とし、QGIS の profile プラグインを用いて比較を行った。

#### 2.4 結果と考察

## 2.4.1 崩壊地の分布と箇所数

図-3 は前述の作業で得られた、本地震で発生した 表層崩壊と地すべり性崩壊の分布である。この崩壊地 データは全てシェープファイル形式のポリゴンデータ となっているため、GIS 上で容易に個所数及び面積を 集計できる。著者らが崩壊地の形状を精査し、個所数 及び面積を集計した結果、本地震によって発生した崩 壊地の総箇所数は7,142 箇所、総面積は44.2 km<sup>2</sup>であ ることが把握された(表-2)。

#### 2.4.2 表層崩壊の崩壊深

表層崩壊の崩壊十砂量を推定する上で、崩壊深が必

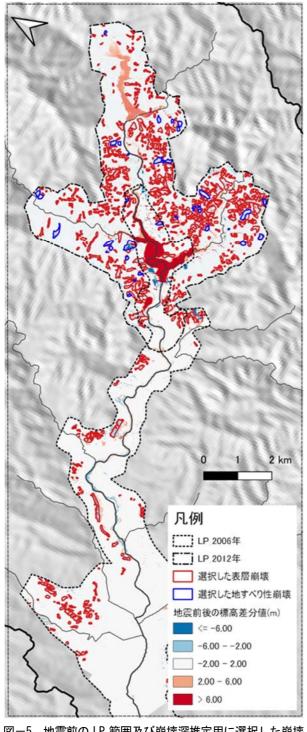


図-5 地震前の LP 範囲及び崩壊深推定用に選択した崩壊 地分布(範囲は図-3 に図示)

要となる。著者らが参画した砂防学会の現地調査にお いて、表層崩壊の崩壊深は概ね 1 m~3 m 程度と把握 されていたが、現地は林道も含めほとんどの道路網が 寸断していたため、調査範囲は限定的にならざるを得 なかった。そこで、北海道庁より提供を受けた地震前 (2006年及び2012年)と北海道開発局の地震後(2018 年)のLPデータを用い、崩壊深の推定を試みた。図-5は地震前後の標高の差分図である。なお、図-5で示 す 2006 年と 2012 年の LP の重複範囲では、より解像 度が高く新しい 2012 年の LP を地震前の標高値として 採用した。青色で示した領域は標高が低下した部分で あり、主に地震で生じた土塊の移動によると考えられ た。一方、赤色で示した領域は標高が上昇した部分で あり、主にダム貯水池の水面部分や崩壊土砂の堆積に よるものと考えられる。表層崩壊の平均的な崩壊深を 推定するため、極力、崩壊斜面内に堆積土砂があるケー スを除外するよう目視で崩壊地を 509 箇所選択した (図-5)。次に QGIS のゾーン統計機能を用い、崩壊 地ポリゴンと地震前後の標高差分ラスターを関連付け ることで、崩壊地ポリゴン内の平均崩壊深を算出し、 崩壊地ポリゴンの属性データとして追加した。この作 業で得た崩壊地の平均崩壊深は、平均値および標準偏 差が 1.77±0.63 m (n=509) の正規分布を示すことが分 かった 34)。ここで、平均崩壊深を求めるために選択し た表層崩壊地 (サンプル) は、2006 年及び 2012 年に 計測された厚真川本川沿いの LP 領域内から選定され たことに留意する必要がある。また、隣接する複数の 支流域 (または渓流) にまたがって広がる裸地はいく つかの崩壊地が接合して形成された可能性が高いが、 1つの崩壊地として判読している場合が多い。

#### 2.4.3 地すべり性崩壊の崩壊深

次に、地すべり性崩壊による移動土塊量を算定するため、崩壊深の推定を試みた。地すべり性崩壊の崩壊深(地表からすべり面までの深さ)については、正確には地質調査で把握する必要があるが、900 箇所に及ぶ地すべり性崩壊個々のすべり面の深さを調査することはコスト的にも極めて困難である。そこで、GISにより簡便に崩壊深を算定するため、便宜的に地すべり性崩壊地内の標高低下量の最大値を崩壊深と仮定した。地すべり性崩壊による地震前後の地形変化の例として、図ー4②に示した測線 A-A'区間における地震前後の地形変化を QGIS の Profile Tool プラグインで作成し、図ー6 に示した。この地すべり性崩壊地の滑落崖で鉛直方向に最大 14 m の標高低下が認められ、これは崩壊地ポリゴン内に含まれる標高低下量の最大値であっ

た。ここでは地すべり性崩壊の移動土塊量を概算で推定するため、この地すべり性崩壊の崩壊深(地表からすべり面までの深さ)を標高低下量の最大値である 14 m と等しいものと仮定した。同様に、地震前後の地形比較が可能な範囲にある地すべり性崩壊地、全 35 箇所を選定し(図-5)、QGIS の統計機能を用いて崩壊斜面内の標高低下量から最大崩壊深を算定した。その結

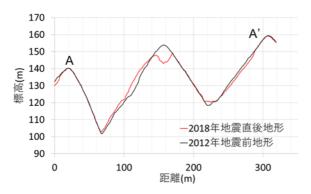


図-6 A-A' 断面における被災前後の地形変化

表-3 選択された地すべり性崩壊の面積、標高低下量 (崩壊深)、移動土塊量(発生土砂量)

	(7373 240717) 4	17 -37 - 70 -	,,	
No.	ID	面積(m²)	標高 低下量(m)	土砂量 (m³)
1	1393	1,247	8.8	10,973
2	1716	18,242	7.2	131,343
3	3686	3,906	4.8	18,748
$\frac{3}{4}$	4404	4,400	4.8	21,119
5	6583	9,863	10.2	100,607
$\frac{3}{6}$	6701	7,877	13.7	100,007
7	8631	2,864	4.7	
8	9714	3,767	4.6	13,462 17,330
9			5.6	
	12938	4,089		22,899
10	13065	6,602	3.4	22,448
11	13997	14,156	11.3	159,958
12	14532	14,517	5.2	75,487
13	14933	13,325	7.4	98,603
14	15961	14,596	12.5	182,453
15	18739	18,720	22.8	426,807
16	24548	20,506	12.5	256,324
17	27269	12,416	7.8	96,843
18	27484	27,456	8.5	233,375
19	30897	51,192	11.9	609,187
20	43447	13,552	12.3	166,686
21	52037	33,941	6.5	220,614
22	63626	63,952	24.5	1566,825
23	100403	4,751	4.3	20,430
24	100501	2,086	3.6	7,510
25	40000001	15,745	10.1	159,026
26	40000003	5,864	6.7	39,292
27	40002501	8,330	5.3	44,151
28	40002502	1,197	4.6	5,506
29	40002503	943	2.5	2,358
30	50000026	14,513	7.8	113,199
31	5666	5,667	5.8	32,866
32	90009600	1,433	3.4	4,871
33	90009808	1,929	4.2	8,101
34	90009900	7,591	2.5	18,976
35	200010001	13,675	4.5	61,536

標高低下量の平均値: 7.89 m,標準偏差: 5.0 m

果、各々の地すべり性崩壊地の標高低下量は  $2.5 \text{ m} \sim 24.5 \text{ m}$  の範囲でばらつき、平均値と標準偏差は  $7.9 \pm 5.0 \text{ m}$  (n=35) であった (表-3)。

#### 2.4.4 崩壊土砂量の推定

選定した 509 箇所の表層崩壊地データには、前述の 作業で平均崩壊深が得られているため、個々の崩壊に よる発生土砂量を求めることができる。この崩壊地面 積と崩壊土砂量の関係を最小自乗法により求め、 Guzzetti らの経験式35)と共に図-7に示した。本地震で 発生した表層崩壊の近似式の指数は 1.08 と、Guzzetti らの経験式の指数 1.45 よりも小さかった。近似式から 崩壊深を逆算すると、崩壊面積が2オーダー以上変化 しても崩壊深の変化量は1オーダー以内であることを 意味している。これは標本とした509か所の表層崩壊 に関してではあるが、概ね一様な厚さで分布している テフラ層で表層崩壊が発生したことを特徴づけている ものと考えられる。この近似式を 6.242 箇所の表層崩 壊に適用して表層崩壊による発生土砂量を推定したと ころ、総発生土砂量は 64.7×106 m³ と算定された (表  $-4)_{0}$ 

次に地すべり性崩壊による移動土塊量(発生土砂量とみなす)の推定を試みた。ここでは、表-3に示した地すべり性崩壊地の崩壊深に崩壊面積を乗じることで、地すべり性崩壊の移動土塊量を求めた。次に、崩壊面積と移動土塊量の関係を最小自乗法で求め、Guzzettiらの経験式35とともに図-7に示した。この関係式を900箇所の地すべり性崩壊に適用することで、

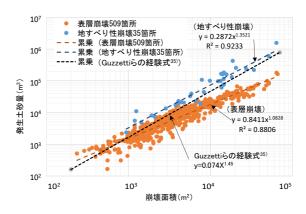


図-7 表層崩壊及び地すべり性崩壊の面積と土砂量の関係

表-4 表層崩壊および地すべり性崩壊による発生土砂量の 推定値

崩壊タイプ	個所数	発生土砂量(百万 m³)
表層崩壊	6,242	64.7
地すべり性崩壊	900	80.2*
計	7,142	144.9

※ 移動土塊量

崩壊地個々の移動土塊量を推定した。その結果、地すべり性崩壊の総移動土塊量は $80.2 \times 10^6 \text{ m}^3$ と算定された (表-4)。

平成 30 年北海道胆振東部地震では、表層崩壊の箇所数は地すべり性崩壊よりも約7倍大きいが、発生・移動した土砂量は地すべり性崩壊が表層崩壊より1.24倍大きかった。本地震による表層崩壊・地すべり性崩壊による発生土砂量は約145×106 m³ に達したものと推定された(表-4)。

#### 2.4.5 倒木発生量の推定

本地震では、北海道庁の所有する森林(以下,道有 林と呼ぶ)や個人、市町村が所有する森林(以下,民 有林と呼ぶ)で斜面崩壊により倒木が広範囲にわたっ て発生した。豪雨による水流で倒木が流木化する場合、 橋梁などに過剰に堆積することで、氾濫を招く場合が

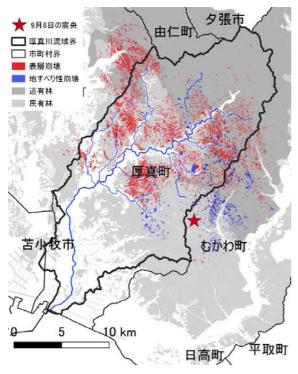


図-8 厚真川流域周辺の民有林, 道有林の分布

ある。このため、どの支渓流で倒木が多いのかを把握しておく必要性がある。ここではまず、倒木の全体量を推定するため、道有林・民有林の小林班の GIS データ (表-1) と道有林及び民有林の森林調査簿 (csv 形式)を入手した。参考までに、図-8 に厚真町を中心とした道有林、民有林の分布および崩壊地分布を示した。道有林は厚真川流域北部、民有林は南部に分布している。森林調査簿には小林班毎の蓄積量(材積)が記録されている。材積とは小林班の面積当たりの樹木の幹の体積であり、崩壊地ポリゴンに含まれる小林班の材積を集計することで、小林班ごとの倒木発生量を推定することが可能になる。

GIS による解析の結果、本地震に伴う斜面崩壊により発生した倒木(材積)量は約65万 m³と推定された(表-5)。このうち、由仁町、安平町、むかわ町で発生した倒木(材積)量は、合計で約19万 m³(全体の3割弱)であり、厚真町で発生した倒木(材積)量は約47万 m³と、全体の7割強を占めていたことが把握された。ここで、倒木量の算定に用いた森林蓄積量は地震発生直前の資料ではないため、森林蓄積簿の調査年次から地震発生までの成長量は考慮されていない。また、材積はあくまで幹部分を対象にしているため、倒木量の評価に用いる場合は、蓄積量の調査年次からの成長量に加え、根系や枝葉も含めた樹木全体の体積も考慮する必要があると考えられる。

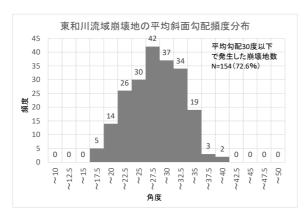
#### 2.4.6 斜面崩壊が発生した斜面勾配条件

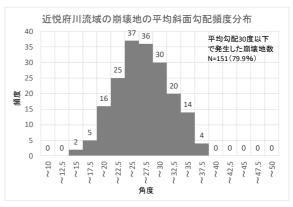
結果を図-9 に示した。東和川流域では最頻値が 27.5 度付近にあり、平均勾配 30 度以下の崩壊地は全体の 7 割強に達している。同様に近悦府川流域では最頻値が 25 度付近、平均勾配 30 度以下の崩壊地が 80%弱、オバウス川流域では最頻値が 30 度、平均勾配 30 度以下の崩壊地が 55%あった。知決辺川流域ではヒストグラムのピークが 2 つあり、最頻 15 度付近と 27.5 度~30 度付近にあったほか、平均傾斜 30 度以下の崩壊地は 80%を超えた。知決辺川流域でヒストグラムがふた山

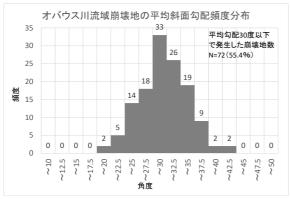
衣→0 千成 30 千礼海道胆振束部地辰による斜面朋感に仕り倒不完生里							
	被災面積(km²)			材積換算した倒木量 (m³)			
町村名	民有林	道有林	合計	民有林	道有林	合計	
由仁町	-	0.03	0.03	-	459	459	
安平町	1.3	3.7	5.0	17,598	63,426	81,024	
厚真町	17.7	11.0	28.8	273,751	193,207	466,958	
むかわ町	1.4	5.0	6.4	17,025	88,538	105,563	
計	20.4	19.8	40.2	308,375	345,629	654,004	

表-5 平成30年北海道胆振東部地震による斜面崩壊に伴う倒木発生量

<sup>※</sup> 被災面積:林班ポリゴン内の表層崩壊と地すべり性崩壊の面積合計







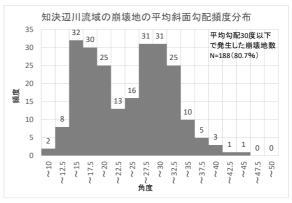


図-9 4 支川流域の崩壊地の平均斜面勾配頻度分布

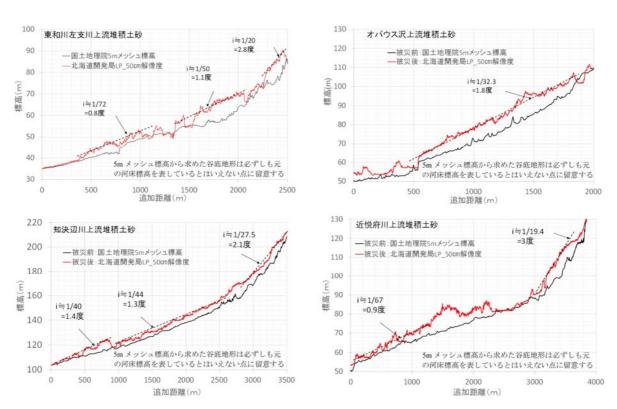


図-10 東和川、オバウス沢、知決辺川、近悦府川上流の谷底平野における堆積土砂勾配

になった理由としては、流域下流に比較的勾配の緩い 地形が分布しており、そこで発生した崩壊が多かった ことが原因として考えられる。火山灰が厚く堆積した 地域における、地震に起因した斜面崩壊事例 9,10)では、 斜面勾配が 30 度以下の比較的緩い斜面で崩壊が発生 しており、今回の事例も同様の現象であったといえる。

#### 2.4.7 厚真川上流支川の谷底に堆積した土砂厚

東和川左支川、オバウス沢、知決辺川、近悦府川における、谷底平野に堆積した土砂厚、堆積土砂勾配を推定した。堆積土砂厚を計測したラインを図-10 に示した。これによれば、堆積厚は数 m から、多いところでは 10 m 程度あることが読み取れ、堆積勾配は区間平均で見ると、急な区間でも 3 度弱であることが把握された。堆積土砂が火山灰由来のもろく細かい土砂であることを考慮すると、下流への再移動の影響を考慮しておく必要性は高い。

#### 2.5 まとめ

本章では、平成 30 年北海道胆振東部地震で発生した崩壊地により発生した土砂量、倒木量の推定を目的として検討を行った。得られた結果は以下の通りである。

- 1)表層崩壊は6,242箇所、崩壊面積は35.7 km²に達したほか、地震前後の地形比較で求められた表層崩壊面積と土砂量の関係から、発生した総土砂量は64.7×106 m³と推定された。
- 2) 地すべり性崩壊は900 箇所、崩壊面積は8.5 km²に 達したほか、地震前後の地形比較で求められた地す べり性崩壊の面積と移動土塊量の関係から、総移動土塊量は80.2×106 m³と推定された。
- 3) 本地震によって表層崩壊及び地すべり性崩壊で発生した倒木量は材積換算で約65万 m³と推定された。

我が国には広くテフラが分布しており、最近の豪雨の頻発傾向や、地震による土砂災害事例も少なくないことから、今後、テフラに着目した土砂災害対策の重要性が高くなる可能性がある。また、本地震発生から3年を経過し、表層崩壊で裸地化した斜面のガリ侵食の進行、地すべり性崩壊によって露出した基盤岩のスレーキング風化が観察されていることから、裸地化した斜面の経年的な侵食量や、河川や沿岸海域への濁水流出量の変化、支渓流に堆積した倒木の再移動状況等についても継続して観測していく必要がある。

# 3. UAV-SfM による 3 次元地形モデルを用いた崩壊裸 地斜面の土砂動態解析

#### 3.1 目的

2018年9月6日に発生した平成30年北海道胆振東部地震では、厚真川流域を中心に大規模な斜面崩壊が生じた。一般的に、広域にわたって斜面崩壊が多発す

る等、大規模な土砂生産が生じた場合、土砂流出が長期間にわたって継続することが報告されている<sup>36)</sup>。平成 30 年北海道胆振東部地震で発生した崩壊裸地斜面では、降雨に伴って表面流が発生し、土砂が運搬されることが確認されているほか、冬期の融雪や積雪のグライドによってガリ侵食や面的侵食が生じ、下流へ土砂が流出することが報告されている<sup>34),37)</sup>。厚真川水系東和川流域における流砂水文観測結果によると<sup>38),39)</sup>、震災から 1~2 年後も出水時に高濃度の濁水の発生が観測されていることから、今後も山地からの土砂流出や濁水の影響の長期化が懸念される。

これまで地震に伴う土砂動態に関しては、主に地震時の崩壊そのものと、斜面下に堆積した土砂の再移動に注目されており、崩壊により露出した裸地斜面の土砂動態に関する知見は少ないのが現状である³¹¹。崩壊裸地斜面では時間とともに表層土壌が安定化し、徐々に植生が回復する場合がある。植生の存在は、地表面粗度を増加させ、浸透能が改善することで、表面侵食を抑制する効果がある⁴¹¹。崩壊跡地の植生回復過程は斜面の地形・地質、および気候条件の影響を受けるため⁴¹¹、植生回復によって表面侵食が抑制されるかは、個々の斜面の条件によって異なると考えられる。したがって、崩壊裸地斜面における土砂動態の推移や植生の変遷をモニタリングすることが、今後の長期的な土砂流出や濁水の影響を予測するうえで重要な情報となる

そこで、2018年から2021年までの崩壊裸地斜面に おける地震後3年間の土砂動態を把握することを目的 とし、2018 年及び 2021 年の測量データを用いた標高 差分解析によって地形変化量から斜面侵食量を推定す ることを試みた。2021年の測量データには、地震後の ガリ侵食等による数十 cm の地形変化を把握できる高 精細なデータが必要となる。そこで、測量データを取 得するため、近年急速に発展・普及している無人航空 機 (Unmanned Aerial Vehicle; 以下 UAV) と、物体の 3 次元モデルを作成する画像処理技術 (Structure from Motion; 以下 SfM)を組み合わせた UAV-SfM 解析によ る高精細な3次元地形モデルの作成を行った。本章で は、崩壊裸地斜面の土砂動態を適切に把握するために、 まず UAV-SfM 解析で作成した 2021 年の 3 次元地形モ デルの精度検証を行った。そのうえで、2021年測量 データと 2018 年に実施された LP 測量データを用いた 2 時期の標高差分解析によって崩壊裸地斜面の斜面侵 食量を推定した。

#### 3.2 方法

#### 3.2.1 研究対象地

研究対象地は厚真川水系東和川流域に位置する崩壊 裸地斜面 (42.73° N、141.93° E) である (図-11)。 東和川流域では地震により流域面積の 35.6%で斜面崩 壊が発生し、谷底平野に膨大な土砂が堆積した <sup>34)</sup>。図 -11 に示す崩壊直後 (2018 年 9 月 16 日) と 3 年後 (2021 年 6 月 11 日) の斜面の様子から、地震直後 (2018 年 9 月 16 日) と現在 (2021 年 6 月 11 日) の崩壊裸地斜 面の状況を比較すると、現在の斜面では地震直後には 無かったガリの発達が見られ、約 50 cm~1 m の侵食

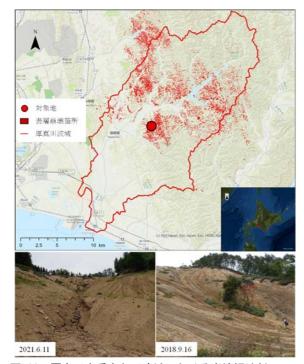


図-11 厚真川水系東和川流域における崩壊裸地斜面 (背景地図は Arc GIS pro の地形図を使用)

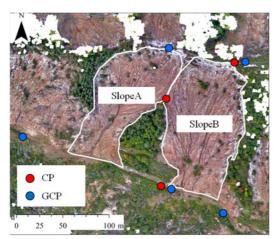


図-12 GNSS 測量箇所と Slope A 及び Slope B (背景地図は UAV 画像から作成したオルソ画像)

が生じていることが分かる。この地域の崩壊裸地斜面 は降雨・融雪や積雪のグライドの影響を受けて、地震 後も土砂流出源になっていると推測される。

UAV-SfM 解析の対象斜面は図-12 に示す Slope A と Slope B とした。Slope A は平均勾配 28.7°、面積は約7,900 m²で、斜面中央に窪みのある谷型の形状を呈す。一方、Slope B は平均勾配 24.1°、面積は約10,300 m²で比較的起伏は少ない平滑な斜面形状であった。斜面方位は、Slope A と Slope B のいずれも南向きである。地形的特徴の異なる2斜面を対象に標高差分解析結果を整理し、斜面侵食特性との関係を検討した。

#### 3.2.2 現地調査

UAVによる崩壊裸地斜面の撮影を2021年10月8日10:00~14:30に数回実施した。撮影日の気象条件は風速0.7 m/s、気温24℃の晴天日であった。撮影データを確認し、風による機体の揺れが無く、ガリ内部が影になっていない撮影時のデータを解析に使用した。使用機体はAutel EVO II pro6K(Autel Robotics、米国)である(写真-1)。本機体は電子シャッター式の光学カメラを搭載した画像・動画撮影を行うUAV機体である。撮影はオーバーラップ率80%、サイドラップ率80%、



写真-1 Autel EVO II pro6K



写真-2 CLAS 方式による GNSS 測量

高度 120 m の自律飛行撮影によって行い、計 91 枚の撮影データを取得した。

SfM 解析では 3 次元地形モデルに位置情報を付加するために、地上基準点 (Ground Control Point; 以下 GCP)を設ける必要がある。図-12 のように斜面上部 2 か所と斜面下部の 3 か所に GCP を設定し、UAV 空撮画像から GCP 地点を検出できるように各 GCP には対空標識を設置した。さらに、撮影データと GCP の位置情報から構築した 3 次元地形モデルの推定値と同一地点における実測値を比較するために、精度検証点(Check Point; 以下 CP)を図-12 に示す 3 か所に配置した。

GCP と CP の座標値 (x, y, z) を取得するために、2021 年 11 月 1 日に各地点で GNSS 測量を行った。GNSS 受信機は Chronosphere-L6 II (株式会社コア、日本) を使用し、測位方式は CLAS 方式 (Centimeter Level Augmentation Service) を使用した (写真-2)。CLAS 方式では準天頂衛星システムみちびき (QZSS) の発信する L6 信号を GNSS 受信機で直接受信することで、電波の届きにくい山間地でも受信機 1 台で運用できる測位方式である。CLAS 方式の測位精度は水平座標で 1.8 cm、垂直座標で 4.2 cm (いずれも二乗平均平方根 (RMS)による精度評価の事例) である 42。

地震後の崩壊裸地斜面における植生の変遷を把握するために、タイムラプスカメラを設置し、2018 年 12 月から 2021 年 12 月まで継続して植生モニタリングを実施している。タイムラプスカメラの設置地点は UAV-SfM 解析の対象斜面の東側に隣接する斜面稜線部付近である。2018 年・2019 年・2020 年・2021 年の各年の撮影画像を整理・比較し、斜面崩壊後の植生変遷について検討した。

## 3.2.3 数值地形解析

2021 年の測量データを取得するため、UAV の撮影データと GNSS 測量値を用いて、SfM 解析を行った。使用した SfM 解析ソフトウェアは Agisoft Metashape Professional 1.7.2 を使用した。ソフトウェアの一般的な使用方法に従い、写真のアライメント(画像間の特徴点を抽出し、写真撮影位置を推定する処理)を行い、GCP の座標値を付加した。通常、写真測量では撮影レンズの歪みの影響で、作成した 3 次元地形モデルには推定誤差が含まれるため、レンズの自動キャリブレーション機能によって、カメラパラメーターを調整し、レンズの歪みを補正した。

3 次元地形モデルの精度検証は平均二乗誤差平均 (Root Mean Square Error: RMSE) を用いた。GCP と CP の各地点のモデルによる推定値と GNSS 測量値か ら RMSE を算出し、モデルの再現性を確認した。次に 3 次元地形モデルに基づき、オルソ画像と数値表層モデル (Degital Surface Model: DSM) を作成した (以下、2021 年 DSM)。植生箇所は SfM 解析ソフトウェアのオブジェクト分類によって除去し、除去しきれない植生は目視判別できる箇所のみ植生除去を行った。

2018 年の地震直後の測量データには、2018 年 9 月に北海道開発局で実施された厚真川流域の LP 測量成果から作成した 0.5 m/pixel の数値標高モデル (Degital Elevation Model: DEM)を利用し(以下、2018 年 DEM)、2021 年 DSM との標高差分解析を行った。地形変化量(m) は、2021 年 DSM から 2018 年 DEM を差し引くことで算出した。

Slope A 及び Slope B の斜面侵食特性を比較するため、Slope A 及び Slope B の単位面積当たりの年間の侵食土砂量を算出した。侵食土砂量( $m^3/km^2/year$ )は標高差分値がマイナスとなったセルの積算値にセルサイズを乗じて求めた。また、2021年 DSM の空間解像度が 4.46 cm/pixel であったため、標高差分解析と侵食土砂量の算出では、セルサイズを 4.46 cm に統一した。

#### 3.3 結果

#### 3.3.1 UAV-SfM による 3 次元地形モデルの精度検証

UAV-SfM によって作成した 3 次元地形モデルの精度検証のため、GCP と CP のモデル推定値と GNSS 測

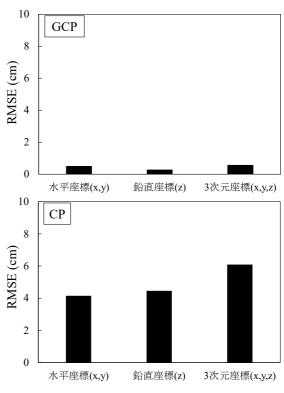


図-13 3次元地形モデルの精度検証

量値から、それぞれの RMSE 値を計算した結果を図-13 に示す。GCP の RMSE 値は水平座標で 0.5 cm、鉛 直座標で 0.3 cm であり、3 次元座標では 0.6 cm となった。CP の RMSE 値を見ると、水平座標で 4.2 cm、鉛 直座標で 4.5 cm、3 次元座標では 6.1 cm となった。各 CP 間で RMSE にはバラつきがあるが、いずれの地点でも RMSE は 10 cm 未満であった。本結果から、UAV-SfM 解析による 3 次元地形モデルの地形面は誤差 10 cm 程度の精度を持つとみなせる。

次に、3次元地形モデルから DSM を作成し、斜面侵食箇所のモデルの再現結果を確認した(図-14)。既往研究 370によると、太陽高度の影響によってガリ内部には影が生じ、SfM による 3次元点群データが欠損することが課題として指摘されている。一方で、本結果を見ると、ガリ内部が明瞭に撮影できたデータを使用したため、深いガリ侵食が生じている箇所の点群もほとんど欠損は無かった。よって、作成した 2021 年 DSMを 2018 年 DEM と差分処理を行っても、ガリ内部の侵食量も把握可能であると判断した。

#### 3.3.2 地震後3年間の地形変化の特徴

2018年 DEM と 2021年 DSM の標高差分解析によって、地震後 3 年間の地形変化量を求め、斜面侵食状況を調べた(図-15)。Slope A では、斜面下部の中心部に深さ  $1.0\,\mathrm{m}\sim1.4\,\mathrm{m}$  のガリが見られ、ガリ幅は最大で  $2.4\,\mathrm{m}\sim2.8\,\mathrm{m}$  と推定された。斜面中央部東側では広範囲に深さ  $0.2\,\mathrm{m}\sim0.4\,\mathrm{m}$  ほどの面的侵食が生じ、斜面中央部へ斜面上部には、深さ  $0.3\,\mathrm{m}\sim0.4\,\mathrm{m}$ 、幅が約  $0.3\,\mathrm{m}\sim0.4\,\mathrm{m}$  の細いガリが複数形成されていた。また、これらのガリが水みちに沿って一か所に合流し、斜面中心部の深さ  $1\,\mathrm{m}$  前後の深いガリを形成していることが把握できた。

次に、Slope B の差分解析結果を見ると、斜面下部の

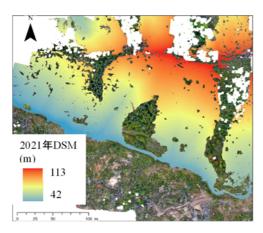


図-14 UAV-SfM により作成した 2021 年 DSM

ガリが形成された部分は、深さ  $0.85 \,\mathrm{m} \sim 0.95 \,\mathrm{m}$  ほどの 地形変化が見られ、ガリ幅は約  $2.0 \,\mathrm{m} \sim 2.2 \,\mathrm{m}$  であった。また、斜面の中央部〜斜面上部ではガリの深さは  $0.5 \,\mathrm{m}$  前後であり、幅が約  $0.4 \,\mathrm{m} \sim 0.6 \,\mathrm{m}$  の比較的細いガリが  $4 \sim 5 \,\mathrm{m}$  本程度確認できた。Slope A と比較すると、Slope B は斜面中心部で大きなガリが発達するといった顕著な地形変化は見られなかった。

図-15 を見ると、侵食(マイナス)方向の地形変化だけでなく、+10 cm~+20 cm ほどの堆積(プラス)方向の地形変化が全体的に見られた。プラス方向の箇所の一部は、UAV 撮影データから作成したオルソ画像で確認すると、植生箇所の周辺との対応が認められる。一方で、植生が確認できない箇所においてもプラスの地形変化が生じる箇所も多く存在し、植生以外の影響を受け、プラス方向の変化が生じる結果となった。

#### 3.3.3 斜面別の侵食土砂量の推定

Slope A と Slope B の単位面積当たりの年間侵食土砂量 (m³/km²/year) を算出し、比較検討した。標高差分値がマイナスとなったセルの積算値にセルサイズ 4.46

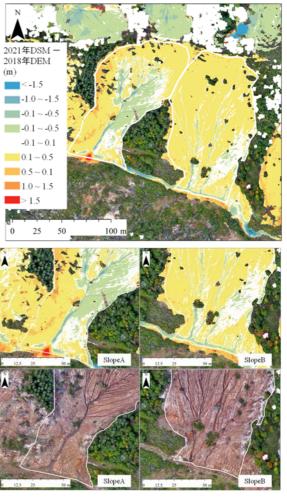


図-15 2 時期の標高差分解析結果

cm を乗じて侵食土砂量を算出すると、Slope A が 24,801 m³/km²/year、Slope B が 6,171 m³/km²/year と推定された。これらを侵食深に換算すると 24.8 mm/year 及び 6.2 mm/year となり、表面侵食が著しく進行していることを示している。それぞれ個々の斜面の侵食土砂量を比較すると、Slope B の侵食土砂量は Slope A より少なく、Slope A の約 25%であった。

## 3.3.4 斜面崩壊後の植生変遷状況

崩壊裸地斜面の植生変遷の状況をタイムラプスカメラで撮影した結果を図-16 に示す。これらは、2018 年~2021 年の各年における 12 月の撮影データを抽出したものである。2018 年 12 月の撮影データを見ると、斜面崩壊で残存した植生が数箇所に確認できる。2018 年 12 月と2019 年 12 月の撮影データを比較すると、1年間で画像から判別できるような明確な植生変化は見



図-16 2018年12月-2021年12月の植生変遷

られなかった。同様に 2020 年 12 月と 2021 年 12 月の 撮影データについても、残存する植生の草丈は多少成 長しているようにも見えるが、残存植生の面積の拡大 や新たな植生の定着といった明確な植生回復の様子は 確認されなかった。

#### 3.4 考察

#### 3.4.1 LP 測量データの誤差が差分解析に与える影響

図-15 を見ると、Slope A 及び Slope B の多くの箇所で 10 cm~20 cm 程度のプラス方向の変化が見られる結果となった。この原因として、LP 測量データに含まれる測量誤差の影響により 2 時期の標高値の差分をとると、斜面全体が上昇あるいは下降しているような結果が生じる可能性が指摘されている 43。本結果でも同様の現象が生じているため、図-15 の地形変化量は LP 測量データの 10 cm~20 cm 程度の誤差を含んでいる可能性が高い。しかし、LP 測量の誤差の問題を踏まえても、数十 cm 程度の表面侵食による地形変化であれば把握可能であると考え、以下では崩壊裸地斜面の侵食土砂量について議論した。

## 3.4.2 地形的特徴の異なる斜面の侵食土砂量の比較

Slope A と Slope B の侵食土砂量は 24,801 m³/km²/year、6,171 m³/km²/year と算出された。さらに、北海道胆振東部地震による崩壊裸地斜面で土砂動態解析を行った興水らの既往研究³プの解析結果からも同様に侵食土砂量を算出し、本結果と比較した。

既往研究の対象地は厚真町高丘地区にある南向きの 崩壊裸地斜面である。また Slope A 及び Slope B も南向 き斜面であるため、斜面方位による気象条件の違いは ほとんど無いと判断した。既往研究の崩壊裸地斜面は 面積約 3,500 m<sup>2</sup>、平均傾斜角は 33° ~ 44° であるた め、Slope A 及び Slope B よりも崩壊面積は小さく、斜 面傾斜角は大きかった。また、平滑な地形形状を有し ており、谷型の地形形状の Slope A とは異なり、Slope Bとは類似した形状である。既往研究は2018年9月~ 2020年10月の約2年間を解析期間とし、数ヶ月おき に UAV-SfM 測量データの差分解析を行い、時期別の 侵食土砂量を算出している。既往研究は解析期間や 数ヶ月ごとの差分解析を行っている点で、本報とは侵 食土砂量の算出条件は少し異なるが、斜面侵食特性を 検討可能なデータを増やすために、算出を行った。既 往研究の時期別の侵食土砂量を積算すると2年間で侵 食土砂量は 328 m³ となり、これを換算すると 47,000 m³/km²/year と推定された。

奥水らの既往研究  $^{37)}$ の侵食土砂量は Slope A とオーダーは同じであるが、Slope A の侵食土砂量の約 1.9 倍

の量であった。一方、Slope B と比較すると、既往研究の侵食土砂量は Slope B の 7.6 倍とかなり大きかった。侵食土砂量の大小関係は大きい順に、既往研究 <sup>37)</sup> > Slope A > Slope B の順であった。侵食土砂量に影響を及ぼす要因を検討したところ、斜面傾斜角の大小関係についても既往研究>Slope A>Slope B の順であり、斜面傾斜角と侵食土砂量に対応が認められた。したがって、斜面傾斜角の大きさが侵食土砂量を規定する要因の一つと考えられる。

さらに、Slope A と Slope B の侵食土砂量の違いに関しては、斜面形状も影響している可能性がある。図-15 を見ると、Slope A では水みちに沿って複数のリル・ガリが合流し、谷底で大規模なガリを形成している。一方、Slope B は平滑な斜面形状であるため、Slope A のような大きなガリは形成されなかった。斜面形状は斜面の集水条件に影響を与え、ガリの形成過程を規定していると考えられる。これらの地形的要因と侵食土砂量の対応関係から、崩壊裸地斜面の土砂動態には地形的特徴が大きく関係しており、崩壊斜面からの土砂流出を明らかにするうえで、地形的特性を踏まえた侵食土砂量の分析が必要であると言えよう。

#### 3.4.3 植生回復と土砂流出の関係

崩壊裸地斜面の植生変遷状況をタイムラプスカメラ で撮影し、各年の撮影データを比較したところ(図-16)、 地震後3年間では明確な植生の変化は見られなかった。 崩壊跡地では侵食作用の影響で、植物の生育基盤とな る表層土壌の安定性が低く、植生回復には数十年を要 する事例も報告されていることから40、3年間では明 確な植生変化を捉えられなかったと推測される。厚真 川流域における汎用土壌流亡予測式(USLE 式)によ るシミュレーションでは、地震に伴う崩壊裸地の出現 により、地震前後で土砂侵食率 (t/year) が 14.5 倍に増 大する可能性が指摘されている45。したがって、崩壊 裸地斜面に植生回復が見られなかったことは、現在も 土砂侵食率は高止まりしており、大雨による出水等の 際に大量の土砂流出が生じる可能性を示唆している。 植生回復がどの程度の時空間スケールで進行し、さら に土砂流出の抑制に寄与するのかを検討するためにも、 今後も植生のモニタリングを継続する必要がある。

#### 3.5 まとめ

本章では厚真川水系東和川流域の崩壊裸地斜面で GNSS 測量及び UAV-SfM 解析によって 3 次元地形モデルを作成し、2018 年 9 月の LP 測量データとの標高 差分解析によって、地震後 3 年間の斜面侵食量の推定 を試みた。その結果、UAV-SfM 解析によって作成した 3 次元地形モデルは誤差 10 cm 未満で地形を再現しており、土砂動態の把握に有用であることが示された。差分解析結果から算出した斜面別の侵食土砂量(侵食深)は Slope A が 24,801 m³/km²/year(24.8 mm/year)、Slope B が 6,171 m³/km²/year(6.2 mm/year)であり、斜面傾斜角や斜面形状が侵食土砂量に影響を及ぼすと考えられた。また、タイムラプスカメラによるモニタリング結果では、地震後 3 年間で斜面の植生変遷状況に変化は見られなかった。

UAV-SfM 解析による土砂動態の把握は従来利用されてきた LP 測量や地上レーザー測量と比べ、低コストで3次元地形データを取得でき、解析方法も比較的容易であることが利点である。また、本章で使用した準天頂衛星システムみちびき (QZSS) による CLAS 方式の GNSS 測量のように、山間地でも運用可能な利便性の高い測量技術も発展し、崩壊裸地斜面におけるUAV-SfM 解析の有用性はより一層高まると考えられる。したがって、UAV-SfM 解析が様々な斜面崩壊地の現場で適用され、データの蓄積が進むことで、長期的な土砂動態の推移や植生回復に伴う侵食作用の変化が解明されることが期待される。

## 4. 厚真川からの浮遊土砂流出〜地震発生後 1 年の観 測結果〜

#### 4.1 目的

流砂系の総合的な土砂管理において、流域から海域への流出土砂量は流域土砂動態の最も基本的かつ重要な情報である。近年、頻発している豪雨や大規模地震に伴う「大規模土砂生産現象」36)は、流域の土砂動態・環境に長期間(数年~数十年、場合によっては100年以上)にわたり大きな影響を及ぼす可能性があると指摘されており9、流域の土砂流出特性を把握するには長期間にわたって土砂流出量を観測する必要がある。しかし、大規模土砂生産現象が生じた出水・洪水やその後の流出土砂量を直接観測した事例は必ずしも多くない46,470。

北海道南部の胆振地方を中心に 2018 年 9 月 6 日に 発生した平成 30 年北海道胆振東部地震では、厚真川流域を中心に 7,000 か所以上の斜面崩壊(地すべり性崩壊も含む)が発生し 34)(図-17 上)、斜面に厚く堆積した火山灰層で構成される森林表土が大量に谷底に供給され、埋積している(図-18A,B)。その崩壊面積は第 2 章において 44.2 km² と推定されており 12)、厚真川流域における支川流域ごとの崩壊面積率は 4%~35.6%と極めて高く 34)、厚真川流域の地表面は強度にかく乱



(基図に地理院地図を使用)



図-17 調査対象流域(上)と濁度計の設置状況(下)

されている。また、崩壊裸地斜面では表面流の発生が確認されており<sup>34)</sup>、厚真川では地震直後の降雨に伴い高濃度の濁水が発生していることが報告されていることから<sup>48)</sup>、今後、山地からの土砂流出やそれにともなう濁水の長期化が懸念される。

本章の目的は、平成 30 年北海道胆振東部地震による斜面崩壊等、大規模土砂生産後の浮遊土砂流出実態を把握することである。斜面崩壊が多数発生した厚真川流域を対象に、濁度計を用いた河川の流砂観測を行った。本章では、地震発生後1年目(2019年)の観測結果をとりまとめた。

#### 4.2 方法

#### 4.2.1 研究対象流域

研究対象流域は、北海道南部の厚真川流域とした(図-17 上)。流域面積及び幹川流路延長はそれぞれ 366.9 km²及び 52.3 km の二級河川である。陸域から海域へ流出する河川水の濁度変化を把握するために、観測地点を河口から 3.9 km 上流の浜厚真水位観測所に設定し(図-17 上)、2019年3月に濁度計を設置して濁度計観測を開始した。

#### 4.2.2 調査·解析方法

濁度計は、十分な計測範囲を確保するために、 100,000度(カオリン)まで測定可能な後方散乱式セン



図-18 東和川流域の斜面崩壊の様子

A) 斜面からの崩土・倒木で埋積した谷底(2019.7.30撮影), B) 崩土で埋積し河床上昇した谷底(2019.5.29撮影), C) 崩壊斜面に発達したリル・ガリ(2019.7.30撮影), D) 谷底の水たまり(2019.8.5撮影)

サとワイパーを搭載した濁度計(Infinity Turbi, JFE アドバンテック)を採用した。ロガー・電源一体型の小型濁度計で、流下物の衝撃や異物からセンサ面を保護するために塩化ビニル製の保護管に挿入し、河道内に打設した単管に設置した(図-17下)。測定間隔は10分とし、濁度計のデータ回収・点検は1カ月に1回程度の頻度で行った。観測期間は2019年3月19日~12月4日である。

回収したデータのスパイクや原因不明のノイズを除去するため、簡易的に以下手順で観測データを処理した<sup>49</sup>。

- 1) 1 測定につき、1 秒間隔で 10 回計測 (N=10) する。
- 2) 10 分間隔で取得した 10 個の高レンジセンサ(度: カオリン) の濁度データの統計値(最大値、最小 値、平均値、中央値)を求め、また正規性の検定 を行う。
- 3) 正規性のあるデータ群のみで最小値と平均値の回帰式を構築する。

4) 全データの最小値から平均値を推定し、濁度値とする。

また、水位計 (S&DL mini; OYO) も濁度計と同じ保護管内に設置し、水位変動を 10 分間隔で記録した。本報では、便宜的に水面から水位センサまでの水深 (相対水位) を水位として扱った。降雨データは気象庁・厚真観測所 (アメダス) の 1 時間データを利用した (図-17 上)。

#### 4.3 結果

#### 4.3.1 地震後の降雨特性

濁度観測期間中の降雨特性を把握するために、2018年9月6日に地震が発生して以降、濁度計観測を停止した2019年12月4日までのひと雨(以下、降雨イベントと呼ぶ)ごとの総雨量及び最大時間雨量を整理した(図-19,表-6)。なお、降雨イベントの期間は雨の降り始めから降り終わりまでとし、降り終わりから次の降雨イベントまでの無降雨期間は便宜的に24時間以上とした。

観測期間中、総雨量の最大値は 65.5 mm (2019 年 8

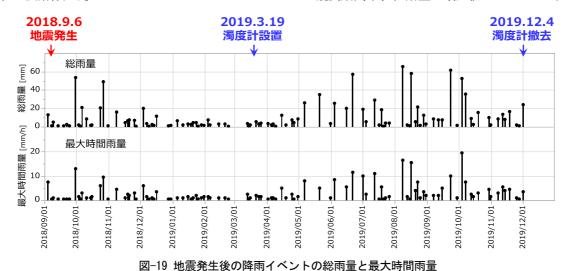


表-6 地震発生後の降雨イベントの総雨量及び最大時間雨量の上位 10 位

【総雨	里		【最大時間雨量】			
順位	期間	総雨量	順位	期間	最大時間雨量	
	知旧	[mm]		刊刊刊	[mm]	
1	2019/8/8 14:00 ~ 2019/8/11 11:00	65.5	1	2019/10/4 0:00 ~ 2019/10/4 23:00	19.5	
2	2019/9/23 6:00 ~ 2019/9/24 1:00	61.5	2	2019/8/8 14:00 ~ 2019/8/11 11:00	16.5	
3	2019/8/16 18:00 ~ 2019/8/17 3:00	58	3	2019/8/16 18:00 ~ 2019/8/17 3:00	15.5	
4	2019/6/21 21:00 ~ 2019/6/22 20:00	57	4	2018/9/30 15:00 ~ 2018/10/2 7:00	13	
5	2018/9/30 15:00 ~ 2018/10/2 7:00	53.5	5	2019/6/21 21:00 ~ 2019/6/22 20:00	11.5	
6	2019/10/4 0:00 ~ 2019/10/4 23:00	52.5	6	2019/7/12 20:00 ~ 2019/7/14 18:00	11	
7	2018/10/27 1:00 ~ 2018/10/29 11:00	49	7	2019/7/1 15:00 ~ 2019/7/2 22:00	10	
8	2019/10/7 11:00 ~ 2019/10/8 19:00	35.5	8	2019/9/23 6:00 ~ 2019/9/24 1:00	10	
9	2019/5/21 7:00 ~ 2019/5/21 19:00	35	9	2018/10/27 1:00 ~ 2018/10/29 11:0	0 9.5	
10	2019/7/12 20:00 ~ 2019/7/14 18:00	29	10	2019/6/4 12:00 ~ 2019/6/5 16:00	8.5	

月8日~11日)、最大時間雨量の最大値は 19.5 mm/h (2019年10月4日)であった。地震直後の 2018年9月末及び10月末の2回の降雨イベントでは総雨量53.5 mm (5位)及び49 mm (7位)、最大時間雨量13 mm/h (4位)及び9.5 mm/h (9位)を記録し、濁度計観測の期間中と比較してもある程度大きな降雨であったといえる(表-6)。田中ら<sup>47</sup>によると、地震後のこれらの降雨イベントで数千~1万 mg/L の SS 濃度の濁水が発生していたことを報告している。

濁度計観測期間中では、総雨量 50 mm 以上の比較的大きな降雨イベントが 6 月、8 月、9 月、10 月にあり、加えて最大時間雨量 10 mm/h 以上の降雨イベントは7月にも認められた(図-19 及び表-6)。降雨イベントの頻度は 5~6 月に低く、8 月が高い傾向がみられた(図-19)。

#### 4.3.2 濁度の変動

観測期間中の濁度変化について全体的な傾向を調べるため、日降水量(アメダス厚真)、水位とあわせて濁度の時系列変化を図-20 に示した。水位変動はおおむね降雨に応答したピークを示しており、8月16日の降雨イベント時に最大であったことがわかる(図-20)。濁度は、降雨イベントに伴う水位変動に対応したピークが認められ、8月16日の降雨イベント時に最大を示している(図-20)。日平均濁度の変動をみると、ベースラインによって大きく3つの期間(図-20のA、B及

び C) で異なるように見える。すなわち、図中に示したように、A: 観測開始から 5 月末までは  $60\sim90$  度、B:6月から 8 月 8 日降雨イベント前までは  $10\sim30$  度、C: 8 月 8 日降雨イベント後から 12 月上旬(観測停止)までは  $40\sim60$  度となっている。

また、毎正時の濁度変動(図-20の時刻濁度)をみると、8月8日降雨イベントまでは最大で数百度以下であるが、それ以降、1000度以上を頻繁に記録するようになったことがわかる。このように濁度変動のベースラインや最大値の特徴から、流域内の水・土砂流出機構になにかしらの季節変化や時間変化が示唆される。

## 4.3.3 降雨イベントごとの濁度変化

降雨流出特性と濁度変化の特徴をより詳細に把握するため、降雨イベントごとの濁度変化を調べた。観測された降雨イベントのうち、濁度のベースラインが異なるA、B及びC期間から、高濃度の濁水が発生した事例について典型的なものを示す。

A期間の5月21日の降雨イベント(総雨量35 mm、最大時間雨量5 mm/h)の例を図-21に示す。水位ピーク(0.586 m)は降雨最大から7時間後に出現し、降雨前より約0.4 mの水位上昇があった。濁度ピーク(249度)は水位ピークより2時間前に出現しており、降雨前より約150度の濁度上昇があった。

B期間の6月22日の降雨イベント(総雨量57mm、 最大時間雨量11.5mm/h)の例を図-22に示す。水位ピー

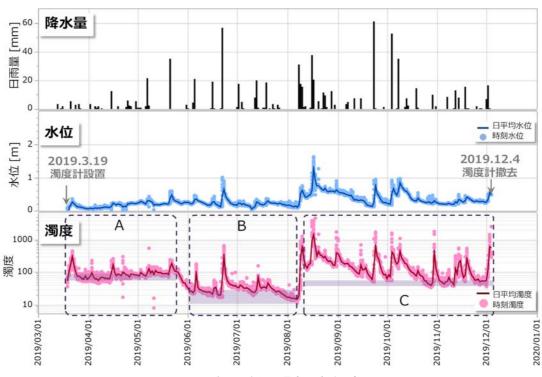


図-20 降雨・水位・濁度の時系列変化

ク(1.011 m) は降雨最大から8時間後に出現し、降雨前より約0.86 m の水位上昇があった。濁度ピーク(660度)は水位ピークより8時間後に出現しており、降雨前より約640度の濁度上昇があった。5月21日の降雨イベントに比べて、濁度ピークの水位ピークに対する遅れ時間がかなり大きい。

B期間とC期間の間に生じた8月8~10日の降雨イベント(総雨量65.5 mm、最大時間雨量16.5 mm/h)の例を図-23に示す。降雨継続期間が69時間と比較的長く、3回の小イベント(それぞれの総雨量は32.5 mm、12.5 mm 及び18.5 mm)が含まれている。水位ピークは3回の小イベントに応答して出現しており(それぞれ0.693 m、0.620 m 及び0.761 m)、降雨前から0.57~0.74 m の水位上昇があった。降雨の最大を記録してから水位ピークが出現するまでの遅れ時間は、それぞれ11時間、9時間、7時間であった。濁度のピークも3回の水位ピークに応答したものが認められ、水位ピークからの遅れ時間はそれぞれ9時間(911度)、8時間(783

度)及び7時間(1290度)であり、降雨前の濁度から760~1270度の上昇であった。6月22日の降雨イベント同様、濁度ピークの水位ピークに対する遅れ時間はかなり大きい。

C期間の8月16~17日の降雨イベント(総雨量58 mm、最大時間雨量15.5 mm/h)の例を図-24に示す。水位が降雨イベント前に急激に上昇しているが、その要因は不明である。降雨に応答するとみられる水位ピーク(1.627 m)は降雨最大から7時間後に出現し、降雨前より約1.1 mの水位上昇があった。濁度ピークは降雨前(3310度)、降雨中(3932度)、降雨後(3930度)と3つの高濃度のピークがみとめられ、観測期間中最大を記録し、降雨前より約3100~3700度の濁度上昇があった。降雨中のピークは水位変動の減水時に認められ、その要因は不明である。降雨流出に対応した濁度ピークは3つ目のピークと考えられ、水位ピークからの遅れ時間は1時間であった。8月8~10日の降雨イベントに比べて、濁度ピークの水位ピークに対す

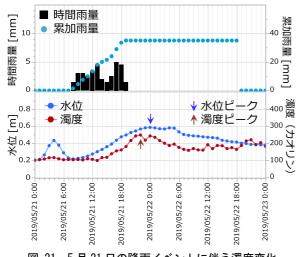


図-21 5月21日の降雨イベントに伴う濁度変化

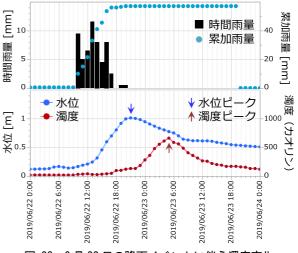


図-22 6月22日の降雨イベントに伴う濁度変化

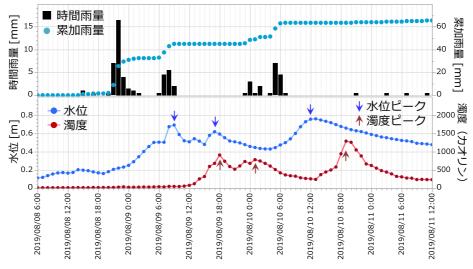


図-23 8月8日~10日の降雨イベント時の濁度変化

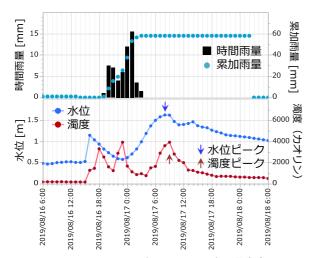


図-24 8月16日の降雨イベント時の濁度変化

る遅れ時間はかなり小さくなった。

C期間の9月23日の降雨イベント(総雨量61.5 mm、最大時間雨量10 mm/h)の例を図-25に示す。水位ピーク(0.958 m)は降雨最大から10時間後に出現し、降雨前より約0.84 mの水位上昇があった。濁度ピークは1730度と高く、水位ピークより1時間前に出現した。8月16日の降雨イベントより、濁度ピークの水位ピークに対する遅れ時間はさらに短くなり、むしろ水位ピークより早く出現している。降雨前より約1670度の濁度上昇があり、水位のなだらかな変動に対して濁度は鋭いピーク形状を示している。

このように、降雨イベントごとに降雨と水位、濁度の変動におけるピーク出現時間の関係について、濁度のベースラインが異なる3つの期間ごとに特徴を比較した。その結果、降雨の最大から水位ピークの出現時間差は、期間に関係なく、概ね7~11時間の範囲であった。一方、水位ピークと濁度ピークの出現時間差は、A及びC期間では±2時間程度であったが、B期間は7~9時間と長く、明らかに異なることがわかった。

## 4.3.4 特徴的な降雨イベントに伴う濁度変化

小規模な降雨に対して高い濁度が検出された事例として、C期間の10月29日の降雨イベント(総雨量10 mm、最大時間雨量4.5 mm/h)の例を図-26に示す。水位は、降雨前に原因不明のピークが認められたが、その後の水位変動は極めてなだらかで、降雨に対応した水位ピークを明確に判定するのは困難であった。仮に10月30日15時に認められる最大値(0.350 m)を降雨に対応した水位ピークとすると、降雨最大を記録してから19時間後であった。一方濁度は鋭く高濃度のピーク(1830度)を示し、水位ピークよりも5時間前に出現していることになる。

水位ピークが明瞭でない理由として、総雨量が少な

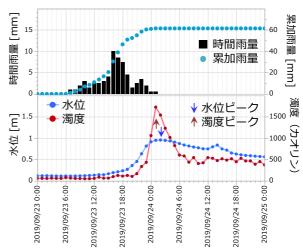


図-25 9月23日の降雨イベント時の濁度変化

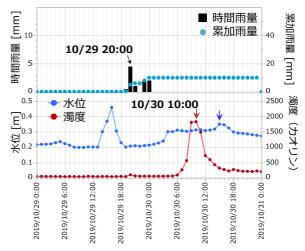


図-26 10月29日の降雨イベント時の濁度変化

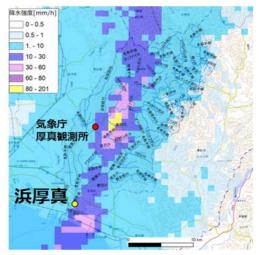


図-27 10月29日19:50の降水強度分布 (全国合成レーダーGPV、地理院タイルより作成)

く、降雨継続時間が短いことが考えられる。全国合成 レーダーGPVより1kmメッシュの10分降水強度を調 べたところ、厚真川流域を南北に縦断するような線状 降水帯が発生しており、局地的に80 mm/h以上の極めて強い雨が短時間に降っていたことがわかった(図-27)。したがって流域全体としての降水量は小さく、顕著な水位上昇をもたらさなかったものの、強い雨によって崩壊後の裸地斜面で表面侵食が発生し、下流へ輸送された可能性が考えられる。

#### 4.4 考察とまとめ

平成30年北海道胆振東部地震の発生翌年の1年間、斜面崩壊が多発した厚真川流域から海域への浮遊土砂流出実態の把握を目的に、流域末端において濁度計を用いた濁度の連続観測を行った。その結果、濁度のベースラインが3つの期間によって異なることや、水位・濁度ピークの出現時間差が8月8日~10日の降雨イベントの前後で大きく変化することなどがわかった。また、総雨量が小さい降雨イベントでも、局地的な短時間豪雨によって高濃度の濁水が発生することも観測された。これらのことは、流域からの水流出とともに土砂が輸送されやすくなっている可能性が示唆される。

主要な土砂生産源と考えられる崩壊地では、第3章で示したとおり、裸地にリル・ガリが発達している様子を確認でき、降雨ごとに表面流によって土砂が斜面下方へ流出している様子がうかがえる(図-18C)。山地の谷底は崩壊土砂や樹木によって埋積することで河床が上昇し(図-18A,B)、河川がせき止められて池・水たまりがいたるところで生じている340(図-18B,D)。このような場所では、斜面から流出した土砂がいったん貯留され、山地斜面から河川への土砂の連続性を分断していた可能性がある。しかし、時間経過とともに池から支川まで表面流としてつながっている箇所も確認されており、徐々に山地斜面から支川、本川へと水・土砂が流出しやすい状態に変化してきた可能性も考えられる。これらのことが、水位・濁度ピークの出現時間差が時期によって変化した要因のひとつかもしれない。

一方、厚真川流域には厚真ダム(農業ダム)や厚幌ダム(多目的ダム)、農業用頭首工が複数配置されており、中・下流域の3,224 ha の農地を灌漑している<sup>48)</sup>。 濁度のベースラインが小さく、水位・濁度ピークの出現時間差が大きかったB期間(図-20)は農業用水の灌漑期にあたることから、灌漑期・非灌漑期のダムや頭首工の運用も影響している可能性がある。

今後、流域末端での濁度計観測を継続して浮遊土砂動態をモニタリングするとともに、流域内のさまざまな地点における水文・流砂観測結果や現地調査結果と合わせて、流域の水・土砂流出機構の理解を深める必

要がある。

## 5. 厚真川からの浮遊土砂流出~地震発生後 2 年目の 観測結果~

#### 5.1 目的

本研究では、平成30年北海道胆振東部地震による斜面崩壊等、大規模土砂生産後の浮遊土砂流出実態を把握するために、厚真川流域を対象として濁度計を用いた流砂観測を行ってきた。第4章では、2019年の観測結果から、濁度変動のベースラインに季節的な変化がみられたこと、1,000度以上の高濁度が夏・秋の降雨期に頻発し、総雨量が少なくても短時間強雨により高濁度の濁水を生じる場合があることを報告した。本章では、地震発生後2年目の浮遊土砂流出実態として、2020年の観測結果をとりまとめた。

## 5.2 方法

#### 5.2.1 研究対象流域

研究対象流域は、第4章と同じく、北海道南部の厚真川流域とした(図-17)。流域面積及び幹川流路延長はそれぞれ366.9 km²及び52.3 kmの二級河川である。陸域から海域へ流出する河川水の濁度変化を把握するために、観測地点を河口から3.9 km上流の浜厚真水位観測所に設定し、2019年3月に濁度計を設置して濁度計観測を開始している。

また山地流域における地震後の土砂流出実態を明らかにするため、東和川流域の南支川に水文観測点を設定し、2019年3月に水位計及び濁度計を設置して観測を開始した50)(図-17)。また地震後の崩壊地からの土砂流出や斜面変動実態を把握するため、流域内の崩壊跡地2箇所をモニタリング地点として設定し、タイムラプスカメラを設置した。

#### 5.2.2 調査·解析方法

濁度計は、十分な計測範囲を確保するために、100,000度(カオリン)まで測定可能な後方散乱式センサと汚れ防止ワイパーを搭載した濁度計(Infinity Turbi, JFEアドバンテック)を採用した。ロガー・電源一体型の小型濁度計で、流下物の衝撃や異物からセンサ面を保護するために塩化ビニル製の保護管に挿入し、河道内に打設した単管に設置した。測定間隔は10分とし、濁度計のデータ回収・点検は1カ月に1回程度の頻度で行った。2020年の観測期間は2020年3月4日~12月23日であり、冬期の河川が結氷する期間は、故障防止のため濁度計を撤去し、観測を停止した。

濁度計の観測データには、スパイクや原因不明のノイズが含まれていることが多く、第4章と同様の手順<sup>48)</sup>

で簡易的に異常値判定の前処理を実施した。その上で、 浜厚真の濁度データについては、山地河道における濁 度計観測における異常値出現事例<sup>51)</sup>を参考に、濁度の 変動パターン、水位(水深)との関係、データ回収時 の現地確認状況(土砂や草木等による濁度計センサ面 の埋積・被覆等)の情報をもとに異常値を判定し、解 析対象から除外することとした。なお東和川の濁度 データは、異常値判定の前処理のみを施した、暫定デー タ(異常値判定は未実施)を扱うこととした。

浜厚真に設置した水位計 (S&DL mini; OYO) は、濁度計保護ケース内に濁度計とともに挿入し、河川水位及び河川水温を10分間隔で記録した。本報では、便宜的に水面から水位センサまでの水深(相対水位)を水位として扱った。東和川の水温は、濁度計で記録される水温データを使用した。気象データは厚真川流域近傍の気象庁アメダスの1時間データを利用することとした(降雨・気温・日照時間は厚真、積雪深は穂別)。さらに地震後の斜面変動実態をモニタリングするために東和川流域内の斜面崩壊地2箇所に設置したタイムラプスカメラ(TLC200Pro, Brinno)は、撮影間隔を1時間~2時間とし、1ヶ月に1回程度の頻度でデータを回収した。

#### 5.3 結果

#### 5.3.1 2020年の降雨イベント

濁度観測期間中の降雨特性を把握するために、2018 年9月6日に地震が発生して以降、濁度計観測を停止

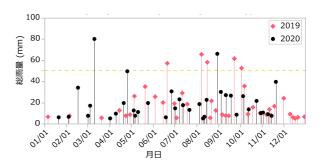


図-28 降雨イベントの総雨量(厚真)

表-7 降雨イベントの総雨量による上位 10 位

順位	期間	総雨量 (mm)	最大時間雨量 (mm)
1	2020/3/10 13:00 ~ 2020/3/13 9:00	80.0	9.5 (3)
2	2020/8/29 18:00 ~ 2020/8/31 3:00	66.0	12.5 (2)
3	2020/4/25 17:00 ~ 2020/4/29 17:00	49.5	6.0 (7)
4	2020/11/19 1:00 ~ 2020/11/22 23:00	39.5	5.5 (10)
5	2020/2/16 16:00 ~ 2020/2/18 18:00	34.0	6.0 (8)
6	2020/6/26 21:00 ~ 2020/6/30 6:00	30.5	3.5 (21)
7	2020/9/3 23:00 ~ 2020/9/5 11:00	30.0	16.0 (1)
8	2020/9/10 4:00 $\sim$ 2020/9/13 20:00	27.0	5.0 (12)
9	2020/9/17 23:00 ~ 2020/9/18 12:00	26.5	7.0 (5)
10	2020/10/4 14:00 ~ 2020/10/7 14:00	26.0	2.5 (25)

注) 括弧内の数字は最大時間雨量による順位

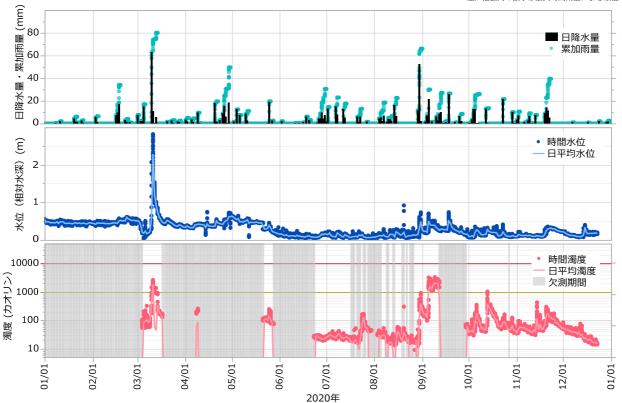


図-29 浜厚真の水位・濁度変動(2020年)

した 2020 年 12 月 23 日までのひと雨(以下、降雨イベントと呼ぶ)ごとの総雨量及び最大時間雨量を整理した(図-28,表-7)。なお、降雨イベントの期間は雨の降り始めから降り終わりまでとし、降り終わりから次の降雨イベントまでの無降雨期間は便宜的に 24 時間以上とした。

2020年の年降水量は797.5 mm、日最大雨量63 mm、総雨量5 mm以上の降雨イベントは37回記録された。2019年(年降水量849 mm、日最大雨量61 mm、降雨イベント39回)に比べてやや少ないが、1978年以降43年間の年平均降水量は1,005 mm、平均日最大降水量79.6 mmと比べても小雨だったといえる。

2020 年の降雨イベントのうち総雨量が 50 mm 以上を記録したのは 2 回のみで、総雨量が多い順に 3 月 10日~3月13日の80 mm、8月29日から8月31日で66mmであった(表-7)。第7位~第9位の降雨イベント

は第 2 位の降雨イベントに引き続いて 3~4 日おきに 発生しており、あわせて約 150 mm の降雨をもたらし ている。

#### 5.3.2 浜厚真地点における年間の濁度変動

観測期間中の濁度変化について全体的な傾向を調べるため、日降水量(アメダス厚真)、水位とあわせて濁度の時系列変化を図-29に示した。最高水位を記録したのは、3月10日の降雨イベント時で、2.5 mの水位上昇が観測された。地震が発生した2018年9月6日以降、最大規模の出水となった。

濁度は、3 月中旬~6 月下旬と9 月中下旬に異常値が記録される期間が多く、欠測とせざるを得なかった(図-29)。正常に観測できた期間だけでみると、1,000度以上の高濁度を記録したのは上記で述べた3月10日、8月30日、9月5日の降雨イベントと、10月12日~13日の小規模降雨イベント(総雨量13.5 mm、最

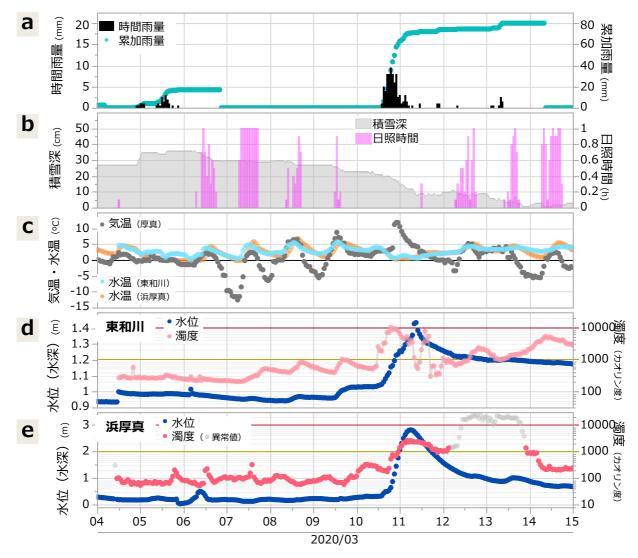


図-30 積雪期の降雨出水による水位・濁度の変動

大時間雨量 4 mm) の計 4 回であった。第 4 章では、2019 年の夏・秋に小規模な降雨イベント時でも 1,000 度以上の高濁度が頻発する傾向を確認できたが(図-29)、2020 年については 10 月 12 日~13 日の降雨イベントが同様のケースだった可能性がある。

#### 5.3.3 積雪期の降雨出水

積雪期の降雨イベントは、降水だけでなく斜面からの融雪水が著しい水位の上昇をもたらす場合があり、それに伴う河床材料の巻き上げや渓岸・河岸侵食、斜面からの表面流による土砂流入などが河川の濁度を上昇させる可能性がある。しかし、積雪期の融雪出水の水・土砂流出について、夏・秋の降雨出水期に比べて観測事例が少なく、とくに濁度変化も併せて観測された事例は極めて少ない。そこで、2020年3月10日の降雨イベントについて得られた貴重な観測データをもとに、積雪の融雪現象に伴う水・土砂流出実態について検討した。

図-30 に上から降水量・累加雨量 (厚真)、積雪深 (穂別) と日照時間 (厚真)、気温 (厚真)・水温 (東和川・浜厚真)、東和川の水位 (センサからの相対)・濁度、及び浜厚真の水位 (相対水深)・濁度について、それぞれ 1 時間ごとの変動を示した。なお河川水温は、河川水の流出成分 (降水、表流水、地中水、地下水)の水温と構成割合、流水表面における大気との熱交換によって影響されるため、気温、積雪深、日射量といった気象データと合わせて河川水の流出成分の変動を理解する助けとなる 52)。また積雪・融雪現象を確認するため、タイムラプスカメラで撮影した東和川流域の崩壊地における積雪状況の変化を図-31 に示した。これらの情報から、3月10日の降雨イベントとその前後で、次のような現象の推移を読み取ることができる。

降雨イベント前の期間について、3月5日の降水は降雪によるもので積雪深が増加したが(図-30b; 図-31a)、3月6日~10日午前は無降雨期間で、気温は日ごとに上昇し、夜間の最低気温は7日の-12°Cから3月10日にはプラスに転じ、日中の最高気温もプラスで推移し、積雪深の減少が認められる(図-30b, c; 図-31b,c,d)。東和川の水位・濁度は、気温の変動や積雪深の減少に対応した日周期的な変動が認められ(図-30d)、下流の浜厚真でも同様な濁度変動が時間差をもって出現している(図-30e)。これらのことから、厚真川流域全体で、融雪水の斜面から河川への流入や、河岸・渓岸の凍結融解による土砂生産が生じている可能性が示唆される。

3月10日午後からの降雨イベントでは、降雨、気温

上昇による著しい積雪深の減少がみられ(図-30a,b,c)、崩壊地の積雪もほとんど見られなくなった(図-31d,e)。東和川の水位は降雨直後から急激に上昇し、濁度は水位上昇中(10日19時)に10,000度を超えるピークが現れている(図-30d)。東和川の水温は、気温の上昇とは逆に、降雨直後から低下し0°C付近を推移していることから、顕著な水位上昇に融雪水の流入が大きく寄与していることが示唆される(図-30c,d,e)。水位ピーク(11日9時)に先行して濁度ピークが観測されたことから、河床堆積土砂の巻き上げ、河岸・渓岸侵食等が高濁度の主要因として考えられる。一方、水位ピーク時の濁度減少には融雪水による希釈が考えられるほか、河道外へのはん濫堆積が流水中の濁度減少に影響した可能性もある(図-32)。

浜厚真では、水位上昇時からピーク付近までの河川水温は、東和川と同様に $0^{\circ}$ C付近と低く、流域全体の融雪水が寄与していると考えられる。濁度は11日4時に最大値(2,600度)を示し、水位ピーク(11日6時)よりも早く出現しているものの、その後ゆるやかに低



図-31 東和川流域内の斜面崩壊地における積雪状況の変化



図-32 東和川南支川におけるはん濫状況 実線白矢印は流向、点線白矢印は上流で氾濫した流れの 合流、黄色矢印は水位計・濁度計の設置箇所を示す。

減し、1000 度以上の高濁度を維持し続けていた(図-30e)。これらのことから、流域内の支流から高濁度の融雪水が異なるタイミングで合流・伝搬したものと考えられる。

まとまった降雨が終了した3月12日~13日は、日中・夜間の気温がプラスで推移し(図-30a,b,c)、斜面の積雪は、斜面方位によっても異なるが、概ね解けたように見える(図-31f)。12日以降の東和川の水位はゆるやかに低減するが、降雨前の低水時に比べて高い状態で推移している(図-30d)。これは、土砂堆積による河床上昇が影響している可能性がある一方、水温が気温よりも高い状態で推移していることから(図-30c)、降雨と融雪により地中に浸透した水が継続的に流出していることが考えられる。東和川の濁度は1,000度以上で推移しているが、センサ面の埋積による異常値を示している可能性があり、今後の課題である。浜厚真

の水位は、東和川と同様、緩やかな低減と夜間の気温より高い河川水温が継続していることから、河川水における地中水の寄与が高いと考えられる。濁度は、12日~13日に異常値が多く、現状では詳細な検討が困難である。

## 5.3.4 夏・秋の連続した降雨イベントに伴う濁度変化 浜厚真において夏・秋に比較的高濁度が観測された 8月29日~30日(総雨量66 mm、最大時間雨量12.5 mm)及び9月3日~5日(総雨量30 mm、最大時間雨量12.5 mm)の2つの近接した降雨イベントについて、 気象・水温・水位・濁度の変動を図-33に示した。8月 29日の降雨イベントでは、東和川の濁度ピークが3回 の降雨ピークに応答して出現しており、それぞれ300度、1,900度及び8,500度と急激に濁度が上昇している。 その後、濁度は急激に低下し150度前後で推移するが、 水位は降雨前より高い状態を維持している。そのため、

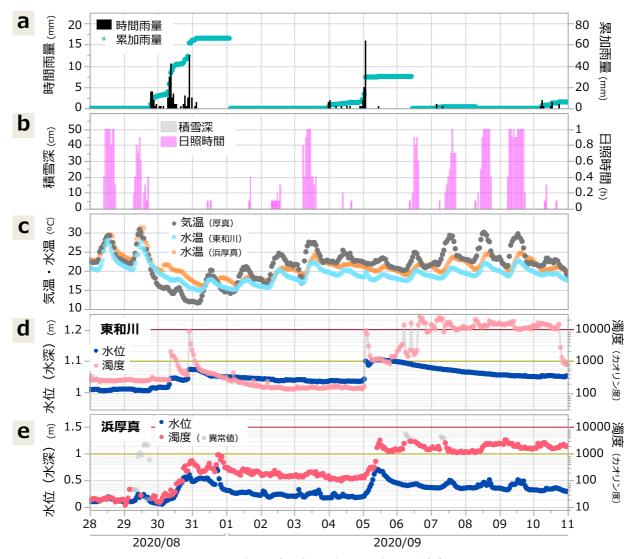


図-33 夏・秋の一連の降雨出水による水位・濁度変化

9月5日の時間16 mmの強雨に伴い水位は1時間で6 cm 上昇し、その後、緩やかな2次ピークが見られる。 濁度も急激な水位上昇とともに最大8,800度の高濁度による鋭敏なピークを形成するが、その後の水位の2次ピークと連動した緩やかな増減が見て取れる。東和川の河川水温に着目すると、強雨に伴う一時的な上昇が認められることから、相対的に低温な地中水よりも、気温を反映する直達雨や表面流の寄与が高くなったことが示唆される。すなわち、斜面で発生した表面流による高濃度の濁水が河川に流入した可能性が考えられる。

一方、浜厚真の水位・濁度の変動は、8月30日に900度、9月5日には3,200度のピークを記録し、流域下流端のため降雨に対する応答が鋭敏でないが、東和川と同様の傾向を示した。これらのことから、上流支川では、短時間の強い雨に対して水位及び濁度が鋭敏に応答し、それらが下流端の浜厚真の濁度変化に反映したものと推察される。

## 5.4 まとめ

厚真川流域の浮遊土砂流出実態を明らかにするために、厚真川下流(浜厚真)と厚真川支川東和川における濁度計観測を 2019 年から継続しており、本章では 2020 年の観測結果をもとに検討した。とくに積雪期の融雪出水は、地震発生以降、もっとも大きな出水イベントであり、貴重な観測データを取得することができた。その結果、融雪期の濁度の変動実態から、融雪現象の日周期的な変動に応答して濁度が変動しうること、積雪期の降雨に伴う出水時には、水位ピーク時に浮遊土砂濃度の希釈が生じている可能性があることなど、積雪・融雪期の浮遊土砂流出実態を明らかにすることができた。また、夏・秋の降雨イベントが連続的に生じた場合に、短時間でも強雨によって表面流が発生し、高濁度を生じさせるような土砂流出に寄与している可能性も示された。

気象データや斜面変動のモニタリング結果も踏まえて、斜面から下流河川への浮遊土砂流出実態を明らかにする上で、とくに積雪寒冷地域においては、河川における水文観測データは、気象データとともに蓄積し、相互の関係を調べて現象を解釈し実態を把握することが重要となる。今後、濁度計観測を継続して浮遊土砂動態をモニタリングするとともに、流域内のさまざまな地点における流砂観測結果や現地調査結果と合わせて、流域の水・土砂流出機構の定量的な把握と理解を深める必要がある。

#### 6. 全体まとめ

本研究では、平成 30 年北海道胆振東部地震により 斜面崩壊が集中的に発生した厚真川流域を対象に、斜 面崩壊とその後の土砂移動の実態を明らかにするため、 リモートセンシング手法を用いて斜面崩壊の形状、箇 所数、面積と発生土砂量・倒木量を評価した。また、 UAV-SfM を用いて崩壊裸地斜面における地震後 3 年間の表面侵食量を推定した。さらに、濁度計を用いた 流砂観測により流域から海域への浮遊土砂流出実態を 調査した。

第2章では、関係機関から入手した地震前後の航空レーザ測量成果を活用し、発生した崩壊地の形状、箇所数、面積、土砂量を推定したほか、森林 GIS 及び森林蓄積量を用い、材積換算した倒木量を推定した。その結果、表層崩壊は 6,242 箇所、崩壊面積は 35.7 km²に達したほか、地震前後の地形比較で求められた表層崩壊面積と土砂量の関係から、発生した総土砂量は64.7×106 m³と推定された。また、地すべり性崩壊は900 箇所、崩壊面積は 8.5 km²に達したほか、地震前後の地形比較で求められた地すべり性崩壊の面積と移動土塊量の関係から、総移動土塊量は 80.2×106 m³と推定された。本地震によって表層崩壊及び地すべり性崩壊で発生した倒木量は材積換算で約 65 万 m³と推定された。

第3章では、厚真川水系東和川流域の崩壊裸地斜面2箇所を対象に、GNSS測量及びUAV-SfM解析によって3次元地形モデルを作成し、2018年9月のLP測量データとの標高差分解析によって、地震後3年間の斜面侵食量を推定した。その結果、差分解析結果から算出した斜面別の侵食土砂量(侵食深)は24,801 m³/km²/year(24.8 mm/year)と6,171 m³/km²/year(6.2 mm/year)であり、顕著な表面侵食実態が明らかとなった。

第4章及び第5章では、厚真川流域から海域への浮遊土砂流出実態の把握を目的に、地震発生翌年から2年間、厚真川下流(浜厚真)と厚真川支川東和川において濁度計観測を行った結果をとりまとめた。その結果、地震後1年目(2019年)は、濁度変動のベースラインが季節的に異なる傾向を示すこと、8月上旬の降雨イベント以降、1000度以上の高濁度が頻繁に生じたこと、局地的な短時間豪雨によって高濃度の濁水が発生したことがわかった。また、2年目(2020年)の厚真川と東和川の観測結果から、融雪期の濁度は、融雪現象の日周期的な変動に応答して変動しうること、積雪期の降雨に伴う出水時には水位ピーク時に融雪水の

流入により浮遊士砂濃度が希釈されたことなど、積雪・融雪期の浮遊士砂流出実態を明らかにすることができた。また、夏・秋の降雨イベントが連続的に生じた場合に、短時間でも強雨によって崩壊裸地斜面等の表面流が発生するなど、斜面から河道へ高濁度を生じさせる土砂流出の可能性が示唆された。

本研究では厚真川流域を対象に地震後3年間の土砂 移動実態を調査してきた。一部、復旧・復興事業等に より裸地斜面の対策や不安定土砂の再移動防止策が進 められているが、いまだ広域にわたって高密度に生じ た斜面崩壊による崩土が谷底に厚く大量に堆積してい る状態にあり、流水による側岸侵食や下刻による土砂 生産が継続する可能性がある。また、表層崩壊により 森林斜面が裸地化したため、降雨時には雨滴侵食や表 面流によるリル・ガリ侵食と冬期の凍結融解作用によ る土砂生産が顕著であり、河道への土砂供給源として 河川の濁水発生に大きく影響していることがわかった。 将来的にどの程度、どれくらいの期間、土砂流出が継 続するのかは現時点では確定的なことはいえず、長期 的なモニタリングが必要であろう。また、近年頻発し ている豪雨など、気候変動による土砂流出の将来予測 を行うには、斜面から河道への土砂供給や植生の影響 等、流域の水・土砂流出機構の定量的な把握と理解に 基づくモデルの開発・適用が重要であり、今後の課題 である。

#### 参考文献

- 気象庁: 平成 30 年北海道胆振東部地震の関連情報, https://www.jma.go.jp/jma/menu/20180906\_iburi\_jishin\_men u.html,参照 2021-11-18, 2018.
- 2) 国土交通省北海道開発局:平成30年北海道胆振東部地震に係る復旧・復興等の状況(第6版), https://www.hkd.mlit.go.jp/ky/splaat000001e1uy-att/splaat000001fkqu.pdf,参照2021-11-18,2018.
- 3) 北海道庁総合政策部地域政策課:復旧・復興に向けた取組 , https://www.pref.hokkaido.lg.jp/fs/4/8/2/9/7/5/5/\_/R30903\_shi ryou3.pdf,参照 2021-12-17, 2019.
- 4) 古川竜太,中川光弘: 樽前山火山地質図,日本の活火山,産業技術総合研究所地質調査総合センター, https://www.gsi.jp/data/VOLC/PDF/GSI\_MAP\_VOLC\_15\_2 010\_D.pdf,参照 2021-11-18, 2010.
- 5) 千木良雅弘,田近淳,石丸聡:2018年北海道胆振東部地震による降下火砕物の崩壊ー特に火砕物の風化状況についてー,京都大学防災研究所年報,第62号B,pp.348-

- 356, 2019.
- 6) 北田奈緒子,伊藤浩子,井上直人,三村衛,大塚悟:新 潟県中越地震による地盤被害-地形と地質の影響-,京 都大学防災研究所年報,第49号B,pp.377-381,2006.
- 7) 日本地すべり学会河川砂防技術開発研究チーム: 東日本大震災における斜面変動発生の特徴とその類型化,日本地すべり学会誌, Vol.50, No.2, pp.25-30, 2013.
- 8) 佐藤達樹,千木良雅弘,松四雄騎:テフラ層の風化メカニズムと地震時のすべり面形成に関する研究-2016年熊本地震により発生したテフラ斜面の崩壊を例に-、平成29 年度京都大学防災研究所研究発表講演会,D15,http://www.dpri.kyoto-u.ac.jp/hapyo/18/pdf/D15.pdf,参照2021-07-30,2018.
- 9) 後藤宏二, 内田太郎: 大規模土砂生産後の流砂系土砂管 理のあり方に関する研究, 建設マネジメント技術, 2012 年7月号, pp.49-53, 2012.
- 10) 石川新, 竹林洋史, 藤田正治:北海道胆振東部地震に よって発生した泥流の流動特性,土木学会水工学論文集, 第64号, pp.I 865-870, 2019.
- 11) iRIC Software: NaysCUBE, https://i-ric.org/solvers/nayscube/, 参照 2021-11-18
- 12) 村上泰啓, 水垣滋, 藤波武史: 平成30年北海道胆振東 部地震におよる斜面崩壊で発生した土砂・倒木量の推定, 砂防学会誌, Vol.74, No.6, pp.3-10, 2022.
- 13) 内閣府: 平成 30 年北海道胆振東部地震に係る被害状況 等について(平成 31 年 1 月 28 日 15:00 現在), http://www.bousai.go.jp/updates/h30jishin\_hokkaido/pdf/3101 28 jishin hokkaido.pdf, 参照 2021-11-18, 2019.
- 14 ) 国土地理院:地理院タイル一覧, https://maps.gsi.go.jp/development/ichiran.html,参照 2021-11-18, 2021.
- 15 ) 国土地理院:斜面崩壊·堆積分布図, https://www.gsi.go.jp/common/000204728.zip,参照 2021-11-18, 2021.
- 16) 株式会社パスコ: 2018 年 9 月平成 30 年北海道胆振東部 地震災害, https://www.pasco.co.jp/disaster\_info/20180906/, 参照 2021-11-18, 2018.
- 17) アジア航測株式会社:「平成30年北海道胆振東部地震」被害状況 (2018年9月6日)第一報, https://www.ajiko.co.jp/news\_detail/964,参照2021-07-30, 2018.
- 18) (一財) リモートセンシング技術センター:北海道胆振 東部地震による地面の変化を示した衛星画像の公開につ い て , http://www.restec.or.jp/notice/notice year 2018/f22aia000000

- 0qr6.html,参照 2021-11-18, 2018.
- 19) 小山内信智,海堀正博,山田孝,笠井美青,林真一郎, 桂真也,古市剛久,柳井清治,竹林洋史,藤浪武史,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,本間宏樹,柳井 一希,宮崎知与,上野順也,早川智也,須貝昂平: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, pp.54-65, 2019.
- 20) 土木学会: 2018 年北海道胆振東部地震・大阪府北部の 地震被害調査報告書, 474p., 2019.
- 21) 高見智之: 平成 30 年北海道胆振東部地震で生じた火山 灰 層 斜 面 災 害 の 類 型 , 日 本 応 用 地 質 学 会 , https://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/Takami\_2019.pdf , 参 照 2021-11-18, 2019.
- 22) 高見智之,橋本修一: 平成 30 年北海道胆振東部地震による岩盤地すべり災害,日本応用地質学会,https://www.jseg.or.jp/00-main/pdf/Takami\_Hashimoto\_2019.pdf,参照 2021-11-18, 2019.
- 23) Osanai, N., Yamada, T., Hayashi, S., Katura, S., Furuichi, T., Yanai, S., Murakami, Y., Miyazaki, T., Tanioka, Y., Takiguchi, S. and Miyazaki, M.: Characteristics of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake, LANDSLIDES, Vol. 16, No.8, pp.1517-1528, 2019.
- 24) Kasai, M. and Yamada, T.: Topographic effects on frequencysize distribution of landslides triggered by the Hokkaido Eastern Iburi Earthquake in 2018, Earth Planets and Space, Vol. 71, 89, 2019.
- 25) 廣瀬亘,川上源太郎,加瀬善洋,石丸聡,輿水健一,小 安浩理,高橋良:平成30年北海道胆振東部地震に伴う厚 真町およびその周辺地域での斜面崩壊調査(速報),北 海道地質研究所報告,第90号,pp.33-44,2018.
- 26) 基礎地盤コンサルタンツ株式会社: 平成 30 年北海道胆振 東部 地震調査報告書(社内技術資料), https://www.kiso.co.jp/archives/001/201812/H30HokkaidoEQch0.pdf,参照 2021-11-18, 2018.
- 27) 国土交通省砂防部: 北海道胆振東部地震の崩壊面積と過去の地震災害の比較, https://www.mlit.go.jp/river/sabo/h30\_iburitobu/210526\_sediment\_volume.pdf,参照 2021-11-18, 2021.
- 28) 金子正美: 平成 30 年北海道胆振東部地震における EMT活動 に つ い て , https://www.gsi.go.jp/common/000207024.pdf, 参照 2021-11-18, 2020.
- 29) 喜多耕一:2018 北海道胆振東部地震による斜面崩壊デー

- タ, https://koukita.github.io/2018\_09\_06\_atumatyou/ , 参照 2021-11-18, 2018.
- 30)株式会社地域環境計画:北海道胆振東部地域 土砂崩壊地,土砂堆積地マップ, https://www.chiikan.co.jp/iburi/,参照 2021-11-18, 2018.
- 31) 北海道オープンデータポータル: 航空レーザー測量データ ( 平成 30 年度 厚真地区), https://www.harp.lg.jp/opendata/dataset/1401.html, 参照 2021-12-18, 2021.
- 32) 北海道水産林務部:森林計画関係資料オープンデータ
  ( 平 成 2 9 年 末 現 在 ) ,
  https://www.fics.pref.hokkaido.lg.jp/FILE/2017/KMZ/04iburi.
  zip,参照 2021-12-18, 2021.
- 33) 北海道水産林務部:道有林管理区・林小班区画及び森林 資源データ(平成27年度末), https://www.fics.pref.hokkaido.lg.jp/FILE/2016DOPFILE/DL D1/1991300.zip,参照2021-11-18,2021.
- 34) 村上泰啓・水垣滋・西原照雅・伊波友生・藤浪武史: 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, 土木学会河川技術論文集,第25巻,pp.645-650,2019.
- 35) Guzzetti, F., Ardizzone, F., Cardinali, M., Rossi, M. and Valigi, D.: Landslide volumes and landslide mobilization rates in Umbria, central Italy, Earth and Planetary Science Letters, Vol. 279, pp. 222-229, 2009.
- 36) 内田太郎, 丹羽諭, 蒲原潤一: 大規模土砂生産後の土砂流出, 土木技術資料, Vol.55, No.10, pp. 24-27, 2014.
- 37) 輿水健一,石丸聡,川上源太郎,中田康隆,高見雅三, 卜部厚志:地震による崩壊裸地斜面の降雨,融雪に伴う土 砂動態:高頻度 UAV-SfM 測量による検討,砂防学会誌, Vol.74, No.3, pp.26-3, 2021.
- 38) 水垣滋,村上泰啓,藤浪武史:第63回北海道胆振東部地震後の厚真川からの浮遊土砂流出,北海道開発技術研究発表会,pp.436-441,2020.
- 39) 水垣滋, 村上泰啓, 藤浪武史: 厚真川流域における北海 道胆振東部地震後の濁度計観測, 第64回北海道開発技術 研究発表会, pp.286-291, 2021.
- 40) 北原曜:植生の表面侵食防止機能,砂防学会誌, Vol.54, No.5, pp.92-101, 2002.
- 41) 石垣逸朗:北海道八雲地域における表層崩壊の発生と植生回復の特徴,日本緑化工学会誌,Vol.30,No.3,pp.572-581,2005.
- 42) コアグループ Cohac∞ Chronosphere-L6Ⅱみちびき対応 cm 精 度 測 位 受 信 機 , https://www.core.co.jp/service/gnss/chronosphere-l62, 参 照

#### 2021年1月5日

- 43) 平川泰之: 航空レーザ測量による地形変化把握のための標高差分値の最適化、砂防学会誌、Vol.58、No.6、pp.18-22、2006.
- 44) 寺本行芳,下川悦郎,全槿雨,金錫宇,江崎次夫,松本淳一,土居幹治:堆積岩斜面の表層崩壊跡地における木本植生および表層土の回復,日本緑化工学会誌,Vol.42,No.1,pp.141-144,2016.
- 45) 宮崎功太郎, 星野剛, 山田朋人: 2018 年北海道胆振東 部地震に伴い発生した大規模崩壊斜面における土砂侵食 率の定量的評価, 水文・水資源学会研究発表会要旨集, Vol.34, pp.292-293, 2021.
- 46) 村上泰啓, 中津川誠: 斜面崩壊·土砂生産·流木発生, 土木学会水工学委員会(編) 平成 15 年台風 10 号北海道豪雨災害調査団報告書, 土木学会, 東京, pp. 46-56, 2004.
- 47) 赤松良久:白川における土砂動態, (大本照憲:編)大 震度直下型地震による河川への影響の総合的調査研究報 告書,土木学会, pp.64-68,2017.
- 48) 田中健二, 鵜木啓二, 川口清美: 厚真川における高濃度 濁水の発生に関する緊急調査報告―平成 30 年北海道胆 振東部地震による大規模土砂崩壊を対象として―, 第 62 回(2018年度)北海道開発技術研究発表会, 防 46, 2019.
- 49) 水垣滋, 谷瀬敦, 村山雅昭:河川における濁度計観測 データの異常値処理手順, 寒地土木研究所月報, No.802, pp.53-58, 2020.
- 50) 古市剛久,柳井清治,奥野充,五味高志,鳥井真之,小山内信智,檜垣大助,早川智也,水垣滋,村上泰啓,林真一郎:東和川流域における表層崩壊と土砂流出,「地震による地すべり災害」刊行委員会 (編),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.136-141,2020.
- 51) 蒲原潤一, 内田太郎, 林信一郎, 矢部浩規, 渡邉和好, 水 垣滋: 山地河道の流砂水文観測における濁度計観測実施 マニュアル(案), 国土技術政策総合研究所資料 No. 792・ 土木研究所資料 No. 4284, 39p, 2014.
- 52) 小林大二, 石井吉之, 野村睦: 融雪及び降雨出水時における川水温の対比と流出成分の分離, 水文・水資源学会誌, No. 7, pp. 512-519, 1994.

# INVESTIGATION OF DYNAMICS OF SEDIMENT GENERATED BY EARTHQUAKE-INDUCED LANDSLIDES FROM HILLSLOPES TO THE SEA THROUGH THE RIVER

Research Period: FY2019-2021

Research Team: Cold-Region Hydraulic and Aquatic Environment

Engineering Research Group, Watershed Environmental

**Engineering Research Team** 

Author: FUJINAMI Takeshi

MURAYAMA Masa-aki

MAEDA Shun-ichi IWAKURA Keiko

MURAKAMI Yasuhiro MIZUGAKI Shigeru

INAMI Yu

HIRATA Tomomichi

Abstract: The 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake on September 6, 2018 caused thousands of landslides in the Atsuma River catchment. To estimate the number, area and sediment volume of landslides caused by the earthquake, we conducted the elevation differential analysis with LiDAR data for 2 periods before and after the earthquake. We also investigated the surface erosion on the bare slopes generated by the earthquake-induced shallow landslides using UAV-SfM and suspended sediment runoff from the Atsuma River catchment using turbidity probes.

Keywords: earthquake, landslide, sediment and stem volume, surface erosion, suspended sediment runoff