

## 2. ハビウ川流域を対象とした降雨・土砂流出に関する現地観測 および河道内への細粒土砂流入に関する水路実験

久加 朋子<sup>1</sup>・今 日出人<sup>2</sup>・橋場 雅弘<sup>3</sup>・土田 宏一<sup>3</sup>・西山 典志<sup>3</sup>  
清水 康行<sup>4</sup>・杉山 拓大<sup>5</sup>・岡安 努<sup>5</sup>・山口 里実<sup>6</sup>

Tomoko KYUKA, Hideto KON, Masahiro HASHIBA, Koichi TSUCHIDA, Noriyuki NISHIYAMA  
Yasuyuki SHIMIZU, Takuhiro SUGIYAMA, Tsutomu OKAYASU and Satomi YAMAGUCHI

<sup>1</sup>北海道大学大学院工学研究院 特任准教授

<sup>2</sup>北海道大学大学院工学研究院 特任教授

<sup>3</sup>(株) 福田水文センター

<sup>4</sup>北海道大学大学院工学研究院 教授

<sup>5</sup>北海道大学工学部 学生

<sup>6</sup>寒地土木研究所 河川グループ 主任研究員

### 要 旨

2018年9月6日に発生した北海道胆振東部地震では、厚真川流域にて数多くの斜面崩落とそれに伴う土砂流出をもたらした。崩壊地は6000か所以上と広域的に点在しており、地震から1年経過した現在においても降雨時、崩壊地からの土砂の流出が懸念されている。本調査研究では現状を把握するため、(1) ハビウ川流域を対象とした水文観測（降雨流出）、(2) 崩壊地における表層浸食の観測ならびに崩壊地表層の物理特性の把握、(3) 衛星画像を用いた厚真川流域全体の崩壊地面積と崩壊地表層の粒度分布の変化の把握を試みた。ならびに、(4) 崩壊地からの土砂流入が砂州地形に与える影響について検討するため、まずは交互砂州地形におけるシルト成分の堆積特性について水路実験より把握した。主な結果は下記の通りである。(1) ハビウ川のような降下火砕堆積物から構成される小規模流域では、河川の水位上昇は非常に速い反面、水位低下は日数（積算雨量にもよるが7～10日程度）を要する。(2) 崩壊地の一部は粘土層の露出が進み、表層浸食量が減少している。(3) 細粒化の進む崩壊地は全体の2割程度である。崩壊地の表層浸食に伴う土砂流出はまだ十分想定される。(4) 交互砂州を有する場に流入したシルト成分は、砂州前縁から低水路に水が流れ混む場所に集中して河床材料に取り込まれる。2020年も観測を継続する予定である。

《キーワード：厚真川；ハビウ川；降雨流出；土砂流出；崩壊地；河川地形》

## 2. 1. はじめに

2018年9月6日、北海道胆振東部地震により厚真川上流域では広域にて山腹斜面崩壊が発生した。図2-1に、厚真川流域で確認された崩壊地と土塊の拡大写真を載せる。既往報告<sup>1)</sup>によると、厚真川流域の土壌は樽前カルデラの降下火砕堆積物によって構成され、腐植土（クロボク土）と少なくとも3種類のTa-b, Ta-c, Ta-d降下火砕堆積物が互層を形成している。今回の北海道胆振東部地震では、粘土化した基岩の上に堆積する最下層のTa-d降下軽石層（図2-1の橙色の土層）が崩壊のすべり面となり、甚大な土砂災害を引き起こされた。崩壊直後に撮影された航空写真を用いた解析<sup>2),3)</sup>によると、厚真川流域での山腹の崩壊箇所は6000か所以上、崩壊面積は約33.08 km<sup>2</sup>と推定されている。これら崩壊地の復旧工事は順を追って実施されているものの、表層崩壊した箇所はかなり山奥まで広域的に存在することから、地震から1年経過した現在においても、降雨時、表層浸食を伴う土砂流出が継続していると考えられる。さらに、崩壊地に由来するシルト・粘土成分を含む土砂は厚真川本川へと流入し、比較的勾配の緩やかな厚真川中・下流域に堆積することで砂州地形や河床構成材料に影響を与える可能性も懸念される。しかし、このような降下火砕堆積物から構成される流域内で生じた広域的な斜面崩壊が降雨流出や土砂流出、さらには河道内の流路形態に与える一連の影響までについては分かっていない部分も多い。今後、降雨流出特性の変化、あるいはシルト成分を含む多大な土砂流入が厚真川中・下流域へ与える影響等を予測するには、まず現地の状況を把握することが喫緊の課題と言える。

そこで、本研究では厚真川流域における降雨流出、崩壊地からの土砂流出、および河道内への土砂流入が厚真川中・下流域に及ぼす影響を考察することを目的に下記の検討を実施した。(1) 厚真川流域の中流部右岸から合流するハビウ川流域を対象とした水文観測（降雨流出）、(2) ハビウ川流域内の斜面崩壊地における表層浸食の観測ならびに崩壊地表層の物理特性の把握、(3) 衛星画像を用いた厚真川流域全体の崩壊地面積と崩壊地表層の粒度分布の変化の把握を試みた。ならびに、(4) 崩壊地からの土砂流入が砂州地形に与える影響について検討するため、まずは交互砂州地形におけるシルト成分の堆積特性について水路実験より把握した。これらの成果を、以下に順に報告する。

## 2. 2. 調査対象河川の特徴

### 2. 2. 1. ハビウ川諸元

図2-2に厚真川とハビウ川の位置（図2-2a, b）、および現地調査を実施した降雨流出観測地点（図2-2c）と斜面崩壊地の表層浸食の観測地点（図2-2c）の位置を示す。ハビウ川は北海道厚真町を流れる2級水系厚真川の1次支川であり、流域40.6 km<sup>2</sup>、勾配1/250、川幅約5 m～10 m、厚真川水系河川整備計画において計画高水流量が設定されていない厚真町が管理する普通河川である。河川沿いには農地が広がる他、家屋が十数軒ほど点在している。

ハビウ川流域では、2018年、胆振東部地震により多数の山腹斜面にて尾根付近のみを残した表層崩壊



図2-1 崩壊した斜面と土塊の断面拡大写真。橙色の土層が樽前カルデラ由来のTa-d降下軽石層に該当。

が発生し、土砂災害による甚大な被害が生じた。今後、ハビウ川を含め、厚真川流域ではこれらの表土が流出した崩壊地によって流域内の降雨流出特性が変化し、斜面表層からの土砂流出特性が中長期的に変化する可能性も懸念される。そこで、ここでは始めに国土地理院地図にて記載されている規模の支川を対象に、厚真川本川の水位や土砂流入特性に直接的な影響を与えられ「河道に直接隣接する崩壊地（道路等を挟まない）」が厚真川流域内にどの程度分布するかについて把握した。

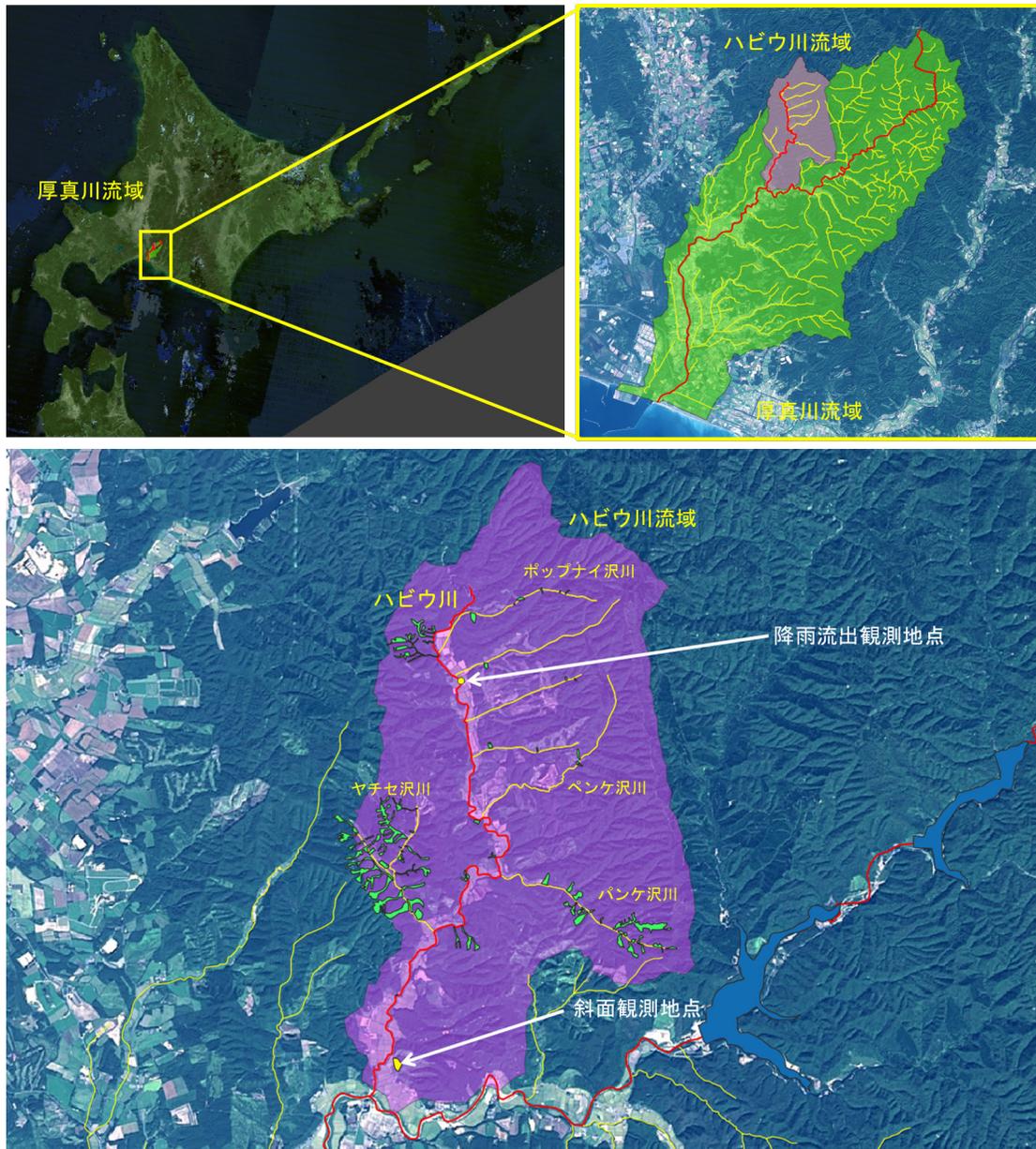


図2-2 ハビウ川位置図(a,b),降雨流出観測地点と斜面の表層浸食観測地点の位置図(c). 図中の赤線は厚真川とハビウ川, 黄線はハビウ川に合流する支川(国土数値情報河川データ), 緑のポリゴン(c)は河道に隣接する崩壊地を示す.

表2-1 厚真川流域上流部における河道に隣接する崩壊地.  
Rは厚真川右岸から、Lは左岸からの流入支川を  
示す.

番号	河川名	流域面積 (km <sup>2</sup> )	河道隣接崩落 面積 (km <sup>2</sup> )	比面積
R-1	メナノ沢川	4.3	0.88	0.21
R-2	ハビウ川	40.6	0.90	0.02
R-3	チカエツプ川	20.3	0.64	0.03
R-4	チケツペ川	10.5	1.15	0.11
L-1	マッカウス川	4.5	0.44	0.10
L-2	日高幌内川	14.1	1.52	0.11
L-3	シュルク沢川	13.5	0.36	0.03
L-4	オッココ沢川	4.0	0.28	0.07
L-5	東和川	4.9	0.76	0.16
L-6	ウクル川	29.4	0.58	0.02

## 2. 2. 2. 河道と隣接する崩壊地

河道と直接隣接する崩壊地の位置および面積の算定には、QGIS (ver. 3.10) を用いた。始めに、各支川の流域および河道網の位置情報を国土数値情報流域メッシュおよび河川データ（国土数値情報ダウンロードサービス）から取得した。得られた流域メッシュは、一部の河川（メナノ沢川、マッカウス川等）で厚真川との合流点付近において若干の修正を行った。続いて、河川に隣接する崩壊地を把握するため、航空写真（国土地理院，平成30年北海道胆振東部地震 安平地区 正射画像，2018年9月11日撮影）を用い、崩壊地の位置を画像判定し（図2-3）、流域ごとにその合計面積を算定した（表2-1）。

表2-1より、各支川の子な河道隣接崩壊地の面積を比較する。現地調査を行ったハビウ川は最も流域面積の大きな厚真川支川である。ハビウ川では、河川まで比較的容易に土砂が到達すると考えられる崩壊地（河道に隣接）の面積は0.90 km<sup>2</sup>と判断された。これは、厚真川の他支川と比べると、日高幌内川、メナノ沢川について大きい値であり、ハビウ川流域は降雨時に想定される斜面からの土砂生産量が大きい支川の一つであると判断できる。一方、河道隣接崩壊地の面積を流域面積で除した比面積を比較すると、ハビウ川は0.02とその他支川に比べてかなり小さい値を示した。これは、流域単位で考えた場合、ハビウ川はその他支川に比べて表土の流出した斜面における降雨流出特性や土砂流出特性の変化が、河川水位や河床地形に与える影響が比較的小さいことを示すものと考えられる。

続いて、図2-3より、各支川の子な河道隣接崩壊地の位置を比較する。厚真川右岸側から合流する支川の河道隣接崩壊地は、ハビウ川では比較的下流域に集中しているが、チカエツプ川とチケツペ川では上流域に集中していた。また、流域面積の小さいメナノ沢川では全域に広がっていた。一方、厚真川左岸側から合流する支川の河道隣接崩壊地は、ウクル沢川を除いた全ての支川にて下流から上流域まで広く分布した。こうした崩壊地の位置特性の違いは、より詳しく調べることで支川ごとの土砂生産対策に有効な知見となり得ると考えられるが、ここではデータ取得の観点から、下記の通り、ハビウ川上流域の河道隣接崩壊地が少ないことのみ注目する。

上述のとおり、ハビウ川流域ではその他の支川に比べ、国土地理院地図にて認識される規模の支川と直接隣接する崩壊地は流域下流側に集中した。これは、ハビウ川上流における短時間での降雨と流出量の関係（本報告では2.3節にて現地観測）は他支川に比べて被災前後の変化が比較的小さい可能性を意

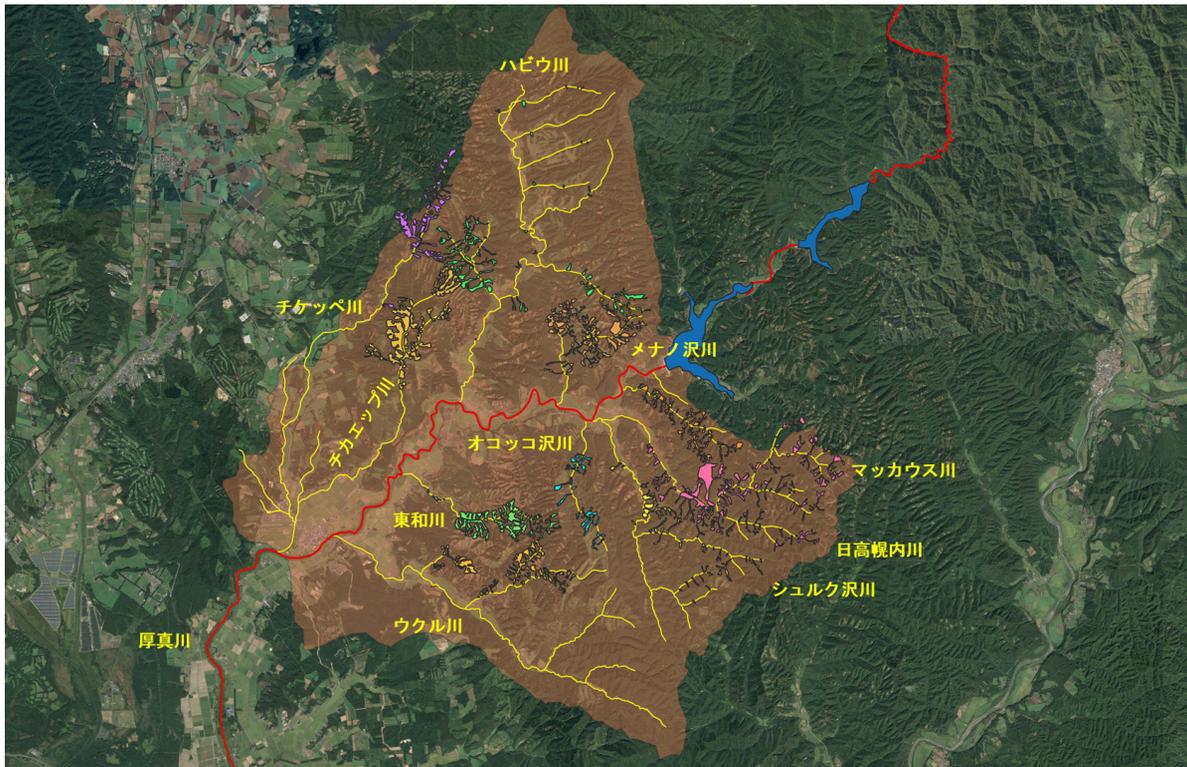


図2-3 厚真川上流域の支川に隣接する斜面崩壊地。

味するものと考えられる。厚真川流域では、被災前の河川の水文データが少なく、大規模な斜面崩壊発生前の降雨流出現象、河川の流れや河川地形に関する知見が殆ど存在しない。そこで、厚真川流域の地質構造は（日高幌内川のみ若干異なる）ほぼ類似していることを踏まえると<sup>4)</sup>、ハビウ川上流域で得られる降雨流出データは本報告書内にて別途調査された厚真川各支川における災害前後の降雨流出特性の変化を推定するための重要なデータになるものと期待される。ただし、ハビウ川を含む厚真川流域の各支川には国土地理院地図にて認識されない規模の小河川がいくつも存在しており、これら小河川の中には崩壊地面積が大きくハビウ川に対する降雨流出の影響が大きいものも存在する可能性がある。この点については、今後、分布型流出モデルを用いた検討を行う予定である。なお、この2.2節で述べた各支川の流域ポリゴン（表2-1）は、2.5節に示すGoogle Earth Engineを用いた解析にも利用している。

### 2.2.3. 厚真川支川ハビウ川における降雨の経年特性

図2-4に、ハビウ川に最も近い気象観測システムAMeDAS<sup>5)</sup>（厚真，気象庁）における1999年から2019年までの日雨量を示す。図2-4より、厚真川流域の日雨量の変動は比較的小さく、最大の日雨量が100mmを超える降雨イベントは過去20年間で4回程度であることが分かる。過去最大の日雨量は2001年の187mmであり、2006年以降は100mmを超える日雨量は記録されていない。今回観測機器を設置した2019年度の日雨量についても、突出して大きな値は記録されておらず（図2-4，最大の日雨量は61mm（9月23日）と例年程度の雨量であった。なお、地震に伴う斜面崩壊発生には積算雨量の重要性が指摘されているが<sup>3)6)</sup>、本研究では降雨時の短時間での流出特性に着目するため、以降、1時間あたりの降水量（mm/hour）を用いる。

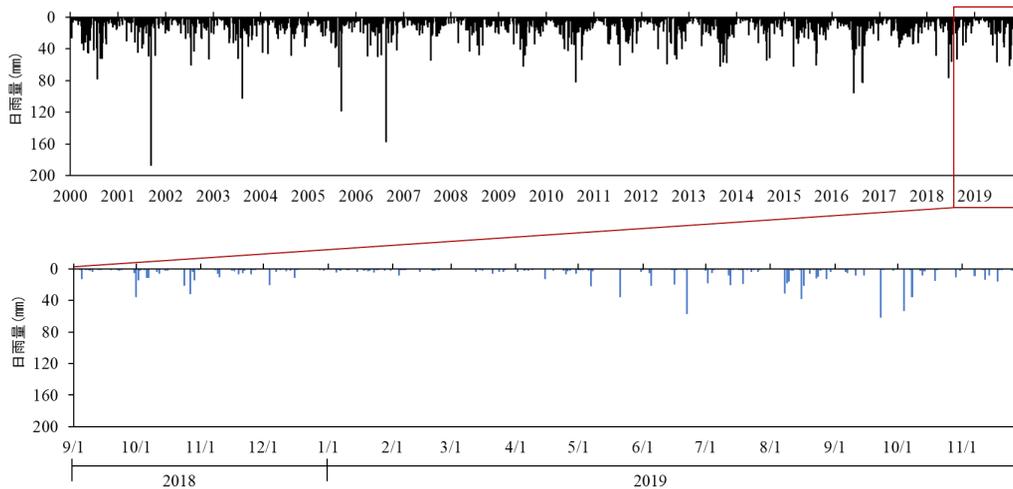


図2-4 AMeDAS (厚真)における日雨量(mm).  
 (上)2000/1/1-2019/11/30,(下)2018/9/1-2019/11/30

## 2. 3. 水文観測

### 2. 3. 1. ハビウ川における雨量, 河川水位の観測機器設置

ハビウ川での水文観測は、ハビウ川上流（図2-2，厚真川との合流点より約7km上流，流域面積11.3km<sup>2</sup>）にあたる北海道勇払郡厚真町宇高丘にある二号橋の直下流で実施した。観測項目は降水量，河川水位，および河川のタイムラプス画像である。各観測には，転倒マス型雨量計（太田計器製作所，OT-501S），水圧式水位計（応用地質株式会社，S&DLmini），自動撮影カメラ（ハイクカム，SP2）を用いた。

図2-5に観測機器の設置の様子を示す。転倒マス雨量計とカメラはハビウ川右岸側の河岸に設置した。転倒マス雨量計と自動撮影カメラへの電源供給は，ソーラーパネルと蓄電池のセットを用いた。自動撮影カメラは，10分ごとに15秒間の撮影を行う設定とした。カメラの画像は現地の状況を確認するほか，事前に断面形を測量し，STIV法<sup>7)</sup>による表面流速の解析（KU-STIVを使用）を行うことで水位流量曲線（H-Q曲線）を作成した。水圧式水位計は橋の袂の樹木に穴の開いた単管パイプを固定し，その内部に設置した。水圧式水位計への電源供給は不要であり，10分ごとに計測を行う設定とした。これより，作成したH-Q曲線を用いて出水時の流量を10分ごとに得た。本地点での水文観測は2019年9月3日から11月14日まで実施した。この他，最も大きい降雨強度を観測した10月4日の降雨イベントにて，ほぼピーク流量を観測した時刻（12:45）に採水を行い，水に含まれる細粒土砂成分を分析した。

得られたデータは，ハビウ川流域における1時間降水量と水位上昇との対応関係について把握すると共に，今後の参考として，AMeDAS（厚真）および観測地点とほぼ同じ場所におけるX/CバンドMPレ

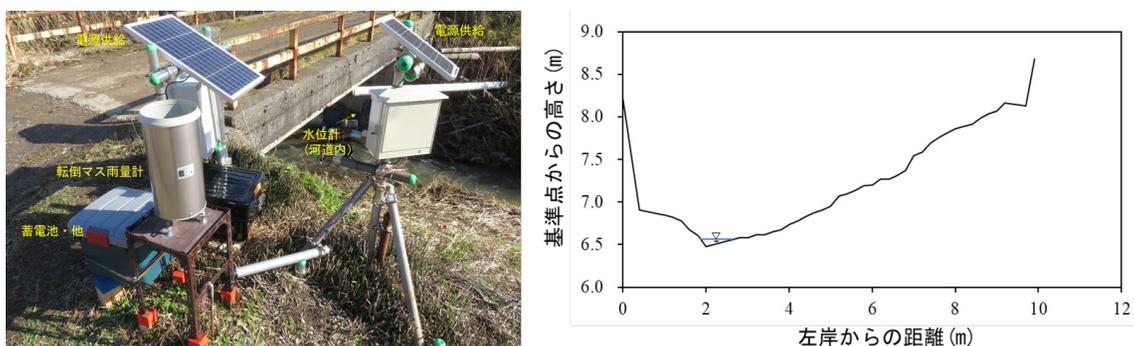


図2-5 ハビウ川上流（厚真町宇高丘の二号橋）に設置した観測機器（左）と河道断面（右）

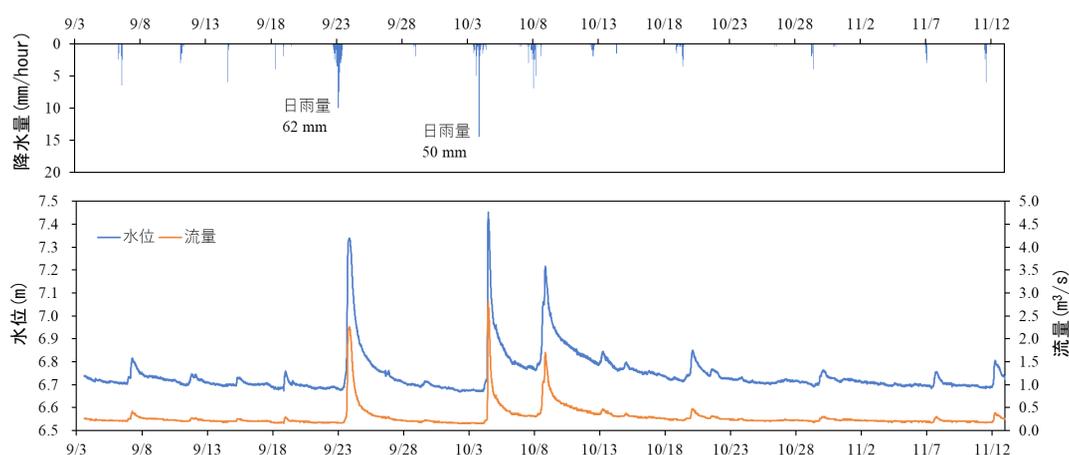


図2-6 観測地点における1時間降水量，水位，流量

ーダ (XRAIN) リアルタイム雨量情報との比較を行った。X/CバンドMPレーダ合成雨量 (XRAIN) とは、2018年6月より運用開始されているXバンドMPレーダ雨量計とCバンドレーダ雨量計とを連携させて求めた合成雨量であり、従来のXバンドMPレーダ雨量データに比べてリアルタイムで高い観測精度を実現したものである<sup>8)</sup>。X/CバンドMPレーダ合成雨量 (XRAIN) はDIASデータ俯瞰・検索システム<sup>8)</sup>より取得し、観測機器設置地点における1分間の雨量データを積算することで1時間降水量を求めた。この観測降水量の比較には、9月23日および10月4日の降雨イベントを対象とした。

### 2.3.2. ハビウ川における降水量，河川水位の観測結果

#### (1) 2019年度の観測結果

2019年、最大日雨量は9月23日に、1時間あたりの最大降雨強度は10月4日に記録された。本調査では機材設置時期により夏季の出水をとらえることはできなかったものの、複数回の降雨イベントに対応する現地データを取得できた。

図2-6に、観測された1時間ごとの降水量，10分ごとの河川水位（仮標高値）およびH-Q曲線から換算された流量を示す。観測された降雨イベントはいずれも1時間降水量がいずれも15ミリに満たなかったが、水位，流量ともに顕著な変化が確認された。とくに日降水量50 mm以上を記録した降雨では、河川水位が短時間で60～70cm程度上昇した。本地点の平水時の水深は15～20 cm程度のため、本出水ではおよそ1 m前後の水深になっていたことが分かる。

続いて、1時間降水量と水位・流量変化との関係を確認するため、日降水量50mm以上を記録した9月23日と10月4日の2回の降雨イベントのみ図2-7に整理した。図2-7より2回の出水を比較すると、総降水量は9月23日の出水が大きいですが、1時間降水量は10月4日の出水の方が大きかったことが分かる。降雨ピークと水位ピークとの時間差を比較すると、9月23日は降雨ピークの約3時間後、10月4日は降雨ピークの約1.5時間後に水位ピークを迎えたことが確認された。ハビウ川上流域では降水量が大きいほど、より短時間で降雨の影響が河川水位と流量に反映されることが分かる（ただし、10月3日の時点で河川水位は平水位に戻っていたものの、9月23日の降雨により斜面の土中含水率が高い状態だった可能性もある）。一方、降雨の継続時間が長く総降水量が大きい場合、ハビウ川の水位はピークに到達した後も比較的長く高水位が続くことが確認された。ハビウ川の降雨後の水位低下は比較的緩やかである。河川水位が降雨前の状態に戻るには積算雨量にもよるが、7～10日前後必要なようである（図2-6）。これは、厚真川水系の土壌が保水性の高い降下火砕堆積物で構成されているため、降雨後にも斜面からの流出が長く続くためと考えられる。なお、タイムラプスカメラの画像を用いてハビウ川の水位上昇と濁度の変

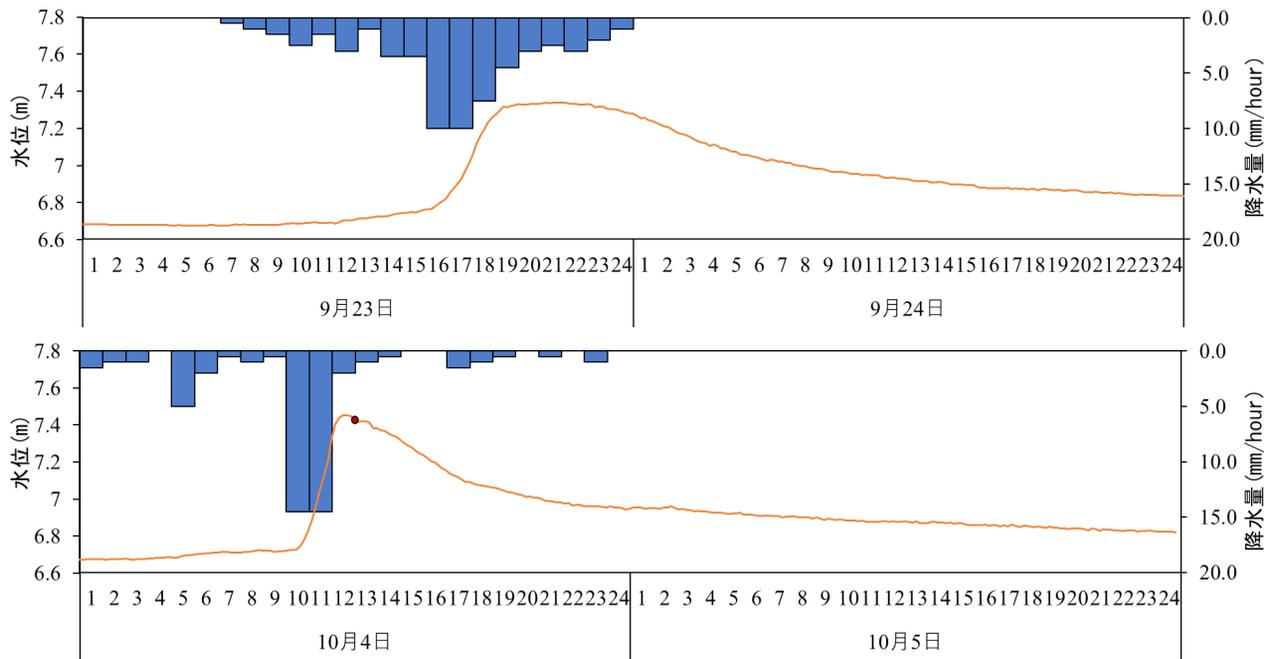


図2-7 出水時の1時間降水量と水位変化。(a)2019年9月23日-24日,(b)2019年10月4日-5日。  
 図中の赤点は採水を行った時刻(12:45)を示す。

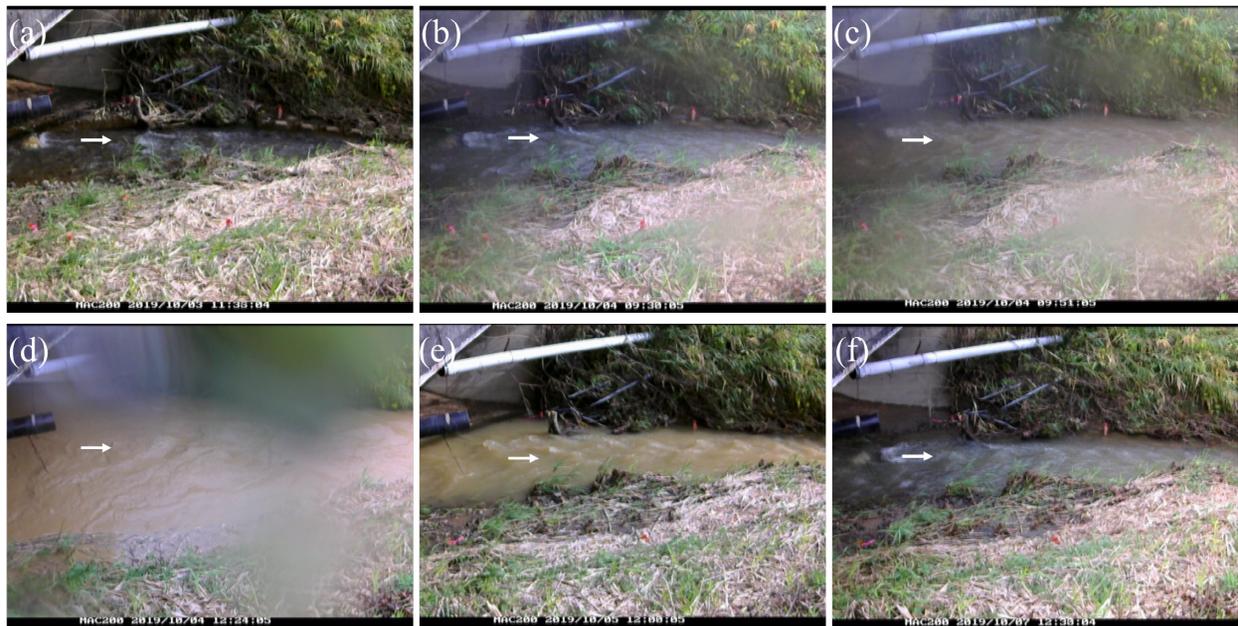


図2-8 ハビウ川の様子。(a)10/3,(b)10/4 9:30,(c)10/4 9:50,  
 (d)10/4 12:24,(e)10/5 12:00,(f)10/7 12:30。

化を確認する(図2-8)と、水位上昇とほぼ同時に濁水の色も濃くなり、浮遊物質SSをかなり含む土砂が輸送されていることが分かる。また、河川水位がゆっくり低下するのと同様に、濁水も降雨後3日程経過時点では(図2-8f)、まだ降雨前の状態に戻っていないことが見て取れる。

### 3.2.2 降雨観測データとX/CバンドMPレーダ合成雨量(XRAIN)の比較

ハビウ川のような小流域では観測機器が設置されていない場合も多く、レーダ等を用いた遠隔での雨量観測は非常に重要な情報となる。ここでは、今後の参考として、観測地点にて観測した雨量データと

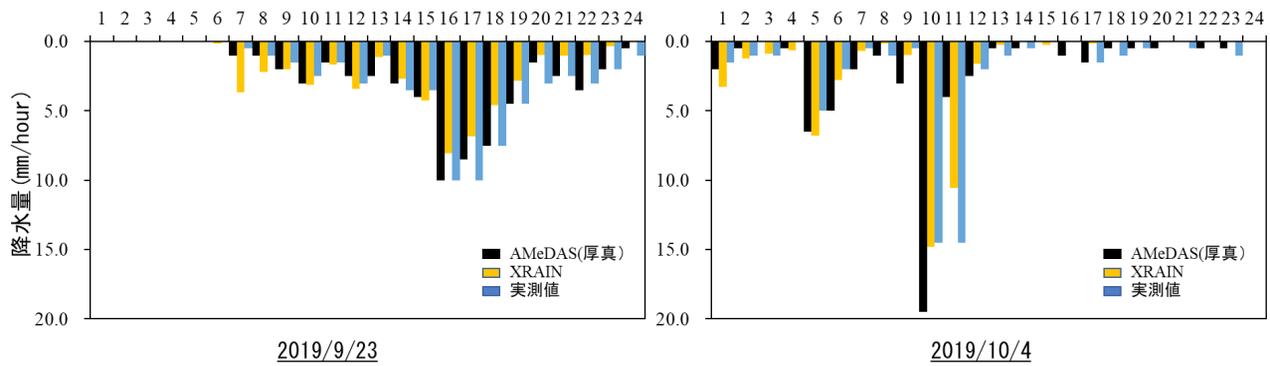


図2-9 観測地点におけるAMeDAS (厚真), X/CバンドMPレーダ合成雨量(XRAIN), 実測値

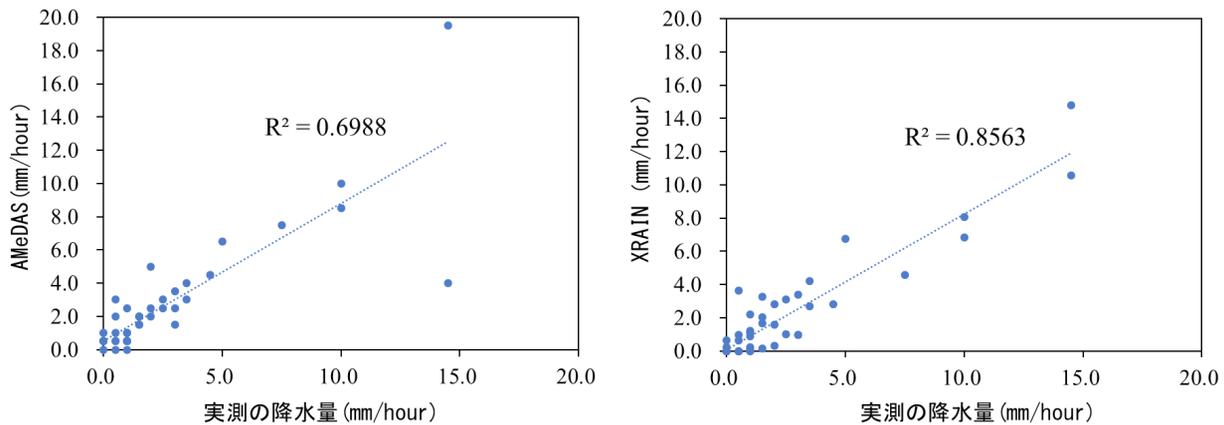


図2-10 観測地点における降雨データの回帰直線と決定係数 $R^2$

AMeDAS (厚真) の観測データおよび2018年6月より運用開始されたX/CバンドMPレーダ (XRAIN) リアルタイム雨量 (従来のXバンドMPレーダ雨量計とCバンドレーダ雨量計とを連携させて求めた合成雨量) との比較を行った。

図2-9に、9月23日と10月4日の降雨イベントにおける観測雨量、AMeDAS (厚真)、XRAINデータを示す。また、図2-10に観測雨量とAMeDAS (厚真)、およびXRAINデータとの相関を示す。図2-9および図2-10によると、本研究にて観測した雨量規模の場合、観測雨量とXRAIN雨量データはかなり合致していることが分かる。今回観測した降雨イベントはいずれも低気圧および前線によるものである。このため、厚真川流域における例年規模の降雨であれば、実地で観測しなくともXRAINデータにてかなり精度の高いデータを取得することが出来ると分かった (ただし、AMeDASと異なり、局地的な降水量の値をDIASデータ俯瞰・検索システムからリアルタイム取得することは現状で難しい)。一方、台風や線状降水帯などによる局地的な豪雨を伴う降雨イベントについては今回収集したデータでは検討できない。今後、引き続き観測を行う予定である。

## (2) 出水ピーク時の浮遊物質SS

2019年に観測された降雨イベントのうち、もっとも大きい水位と流量ピーク値が観測された10月4日の降雨イベントにおいて (図2-7, 図2-8), ほぼピーク流量が流れていた時刻 (12:45) に採水を行った。採水した資料は、水中に懸濁しているSS (浮遊物質: 2mmのふるいを通し1 $\mu$ mのろ過材上に残留する物質と定義) の濃度を求めた。また、細粒砂成分の粒子径の出現比率をレーザー回析法より求めた。

採水資料に含まれる浮遊物質の濃度は2,460 mg/Lとかなり高い値を示した。既往報告<sup>10)</sup> によると、

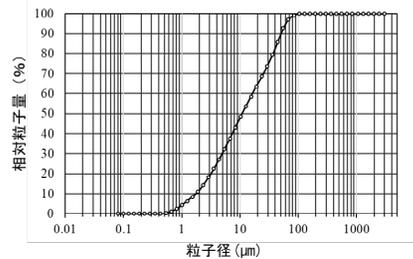


図2-11 採水資料（左），採水資料に含まれる細粒砂成分の出現比率

1990年から1992年の調査間におけるハビウ川の出水時から出水後にかけての濁度は69～671 ppmであり（ピーク時に採水できているとは限らない），単純に比較すると4倍程度大きいことが分かる．図2-11に，資料に含まれる細粒砂成分の分析結果を示す．含まれる細粒土砂成分の粒子径の出現比率は，50%粒子径が10.808  $\mu\text{m}$ ，モード径（出現比率がもっとも大きい粒子径）が49.346  $\mu\text{m}$ であった．これより，出水ピーク時の流れに含まれるSSの大半はシルト成分の粒度区分（74  $\mu\text{m}$  - 5  $\mu\text{m}$ ）に該当することが確認された．シルト成分と粘土成分（5  $\mu\text{m}$ 以下）の割合は，およそ7：3であった．本結果は，今後，数値計算等を用いた山地流域からの土砂流入モデルを作成するにあたり，精度検証を行うための基礎資料となり得る．

## 2. 4. 斜面崩壊地における表層浸食の観測ならびに斜面特性把握

### 2. 4. 1. 調査対象斜面（富郷地区）の概要

本検討では，北海道胆振東部地震に伴う表層崩壊によって表土が流出した斜面を対象に，降雨に伴う表層土砂の浸食量を把握することを目的に現地調査を行った．調査地は，厚真川とその支川であるハビウ川合流付近に位置する富郷地区の斜面（図2-2c）とした．

図2-12に，対象斜面の崩壊前後の航空写真を示す．崩壊した斜面はおよそ20,000 $\text{m}^2$ ，勾配は10度～35度，斜面は西方向を向いている．北海道胆振東部地震に伴う厚真川流域の斜面崩壊の大半は表層崩壊<sup>3) 4) 9) 11) 12)</sup>であり，本対象斜面も同じく表層崩壊に該当する．厚真川流域での表層崩壊の主な形状には平滑型斜面での崩壊（Planer Type）と沢単位での崩壊・地すべり（Valley Type）が確認されている<sup>4) 13)</sup>．Planar タイプの方が小さい崩壊から大きい崩壊まで幅があり，本研究での対象斜面は完全なPlaner Typeというより，小規模な沢単位での崩壊が集積したPlaner Typeの地すべりに該当する<sup>14)</sup>．



図2-12 対象斜面の崩壊前後の航空写真（国土地理院）．  
 (a) 崩壊前(2016年度)，(b) 崩壊後(2018年9月7日撮影)，(c) 対象域と対象斜面（A1とA2）



図2-13 対象斜面。(a)遠景（2019年8月4日撮影）、  
(b)近景（2019年10月10日撮影）、(c)崩壊した土塊の断面（2019年8月4日撮影）

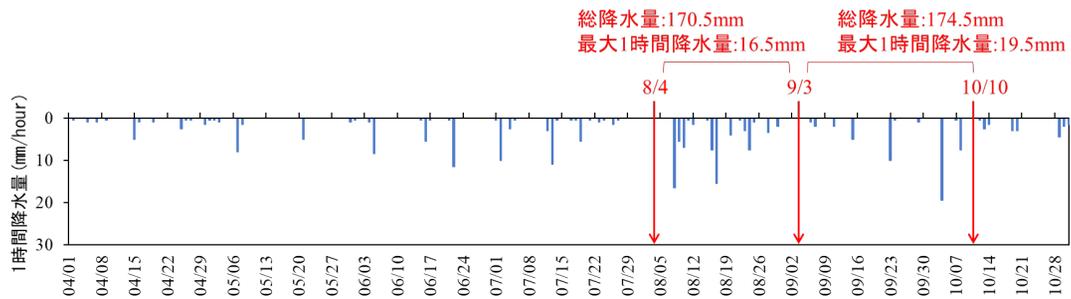


図2-14 2019年の1時間降水量（AMeDAS,厚真）と調査日

図2-13に、対象斜面の斜め写真（遠景と近景）、および崩壊した土塊の断面写真を示す。斜面は樽前カルデラに由来する降下火砕堆積物（Ta-d）で基盤が覆われており、表土層の最下部は風化し、特に水みち付近（図2-13b）では粘土化した表土が確認された。この風化した粘土層が表層崩壊の滑り面になったと考えられる。図2-13cは崩壊した土塊断面の撮影画像であり、腐植土の下にTa-dが確認できる。既往報告<sup>14)</sup>によると、崩壊前の地層は、表層が腐食層（黒ボク土）覆われ、その下にTa-b（1667年前）、Ta-c（2500年前）、Ta-d（8700-9200年前）の降下火砕堆積物が順に、腐食層と互層に重なっており<sup>4) 14)</sup>、最下層の基盤は主に粘土成分で構成されることが報告されている。

#### 2.4.2. 調査方法

##### (1) 斜面崩壊（2018年9月6日）に伴う表層浸食・堆積、および勾配との対応の把握

斜面崩壊に伴う対象域（図2-12c）の標高データには、2016年および2018年9月（胆振東部地震発生後）に作成された50cmメッシュの数値標高地図（北海道開発局提供）を用いた。続いて、災害前後の標高値の差分を計算するため、両データの座標の位置を内挿補完により揃えた50cmメッシュ数値標高データを作成し、差分を計算した。これより対象域における表層浸食量と堆積量を把握すると共に、それらの値と局所勾配との関係と比較した。なお、本検討での各メッシュの局所勾配は、格子中央と隣合う上下・左右4方向の標高データを用いて各格子線上の標高データを計算し、それら値を用いて格子の縦横方向の勾配を各々求め、大きい方の値を採用するものと定義した。

##### (2) 降雨に伴う表層浸食量と斜面表層の特性変化に関する現地調査方法

斜面崩壊地の表層浸食量の調査は2019年8月4日、9月3日、10月10日の計3回実施した（図2-14）。現地調査は、後述する3種類の異なるカメラを搭載したUAV（Unmanned Aerial Vehicle）を用いた観測を行った。これより、降雨後の斜面における地形高の変化や、崩壊後の斜面表層の特性を把握することを試みた。その他、降雨後ではない晴天時に目視で斜面上の表層浸食、水みち、粘土層の露出状況等を確認した。



図2-15 マルチスペクトルカメラRedEdge-MX (MicaSense) を搭載したInspire1 (DJI)

(a) 可視光画像の取得と画像解析方法

表土の流出した斜面における降雨に伴う表層浸食量を確認するため、絶対座標を把握するための後処理方式高精度即位GNSS (KALU) を搭載したドローン (Inspire2, DJI) を用いた可視光画像の撮影を実施した。画像の撮影は、精度向上のために垂直方向と斜面垂直方向の2パターンを用い、各方向ともオーバーラップ80%以上、サイドラップ60%以上になるように飛行ルートを事前に作成し、地表面から40 m程度の上空で撮影を行った。

得られた可視光画像は、Metashape Professional ver.1.6.1 (Agisoft) にて画像解析を行い、オルソ画像および数値標高データを得た。得られた数値標高データは非常に密であるため、標高値を内挿補間することで10cmメッシュ数値標高データ (DEM) へと変換した。この内挿補完には、オープンソフトウェアiRICが提供する格子生成機能 (矩形領域の格子を作成) を用いた。これより、本調査では10 cmメッシュ (標高) データを全3回分取得した。

続いて、得られた数値標高データを差分することで、対象斜面の地形高変動量 (DoD elevation change) を全2回分求めた。この際、地形高変動量が1cm未満の場合は、変動なしと見なしている。続いて、この地形高変動量データを用い、対象斜面における降雨に伴う浸食・堆積位置の把握、侵食量と堆積量の把握、それらと局所勾配との関係を整理した。なお、本検討での各メッシュの局所勾配は、上述した4.2.1と同様の方法を用いた。

(b) マルチスペクトル画像の取得と画像解析方法

対象斜面は表層崩壊に伴い表土が流出しており、粘土層の露出した水みち (図2-13b) が形成されている。ここでは、崩壊後の斜面表層の物理特性の時間的な変化を把握し、それらと降雨に伴う表層浸食との間の関係性を見出すことを目的に、マルチスペクトルカメラを用いた画像取得と解析を実施した。

マルチスペクトル画像を取得するためのカメラには、RedEdge-MX (MicaSense) を用いた (寒地土木研究所所有)。RedEdge-MXは、専用のアタッチメント (MicaSense) を用いてドローン (Inspire1, DJI) に搭載 (図2-15) することが出来る。本研究では、各画像を十分にオーバーラップするように事前に飛行ルートを作成し、2秒ごとに画像撮影を実施した。撮影時の標高は調査ごとに若干異なり、2019年8月4日は100 m、9月3日は40 m、10月10日は40 mとした。なお、調査開始前にはRedEdge MSカメラの補正を行う為にキャリブレーションボードの撮影も実施している。

得られたマルチスペクトル画像は、Metashape Professional ver.1.6.1 (Agisoft) にて画像解析を行った。本調査で用いたマルチスペクトルカメラ (RedEdge-MX) で得られる画像は、狭帯域5バンド (blue, green, red, red-edge, near-infrared) である。画像解析では、各写真を整列させた後、高密度クラウドを作成し、下記に示すバンド間の演算を行うことで正規化水指数 (NDWI)、正規化植生指数 (NDVI)、正規化粒径指数 (GSI) を求めた。これらの正規化指数は全3調査分求め、対象斜面の表層の物理特性

の時間的な変化の把握を試みた。

・ 正規化水指数 (NDWI) =  $(\text{green} - \text{nir}) / (\text{green} + \text{nir})$  式 (1)

・ 正規化植生指数 (NDVI) =  $(\text{nir} - \text{red}) / (\text{nir} + \text{red})$  式 (2)

・ 粒度指数 (GSI) =  $(\text{red} - \text{blue}) / (\text{red} + \text{blue} + \text{green})$  式 (3)

(c) 熱赤外線画像の取得と画像解析

熱赤外線画像は、広角19mmのZenmuse XT (FLIR) をドローン (Inspire1, DJI社製) に搭載 (図2-15) して取得した。Zenmuse XTは画角が上記2カメラに比べて狭いため、十分オーバーラップするように比較的高い高度 (120m) にて飛行ルートを作成し、2秒間隔で画像を取得した。得られた画像は、マルチスペクトルカメラと同様に画像処理を行うことで撮影時のサーマルバンド (LWIR) を得た。これを、以下の式から地表の放射輝度から推測した地表面温度に変換した。

・ 地表面温度 =  $(\text{LWIR} \times 0.04) - 273.5$  式 (4)

2. 4. 3. 崩壊地における表層浸食に関する現地調査結果

(1) 斜面崩壊に伴う表層浸食量・堆積量と斜面勾配

図2-16に、対象域の崩壊前後の3次元地形高コンター図および地形高変化量を重ねた図を示す。また、図2-17に崩壊前後の等高線のコンター図および地形高変動コンター図を示す。図2-16および図2-17よ

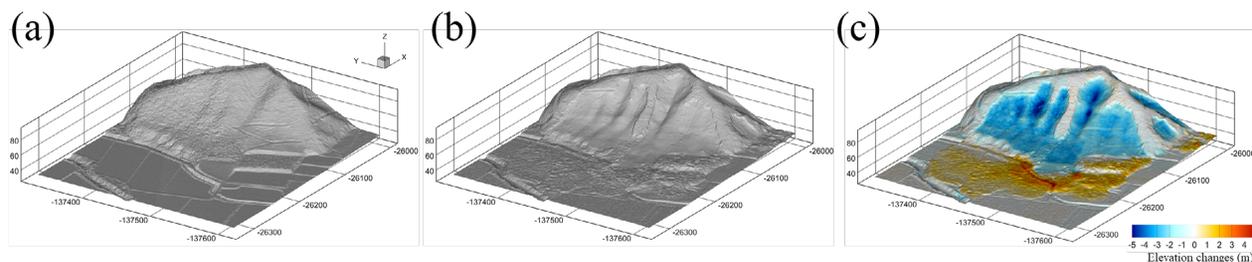


図2-16 地形高コンター図 (軸は平面直角座標系XIIを示す)。

(a)崩壊前 (2016年), (b)崩壊直後 (2018年9月), (c)差分量を(b)に重ねた図

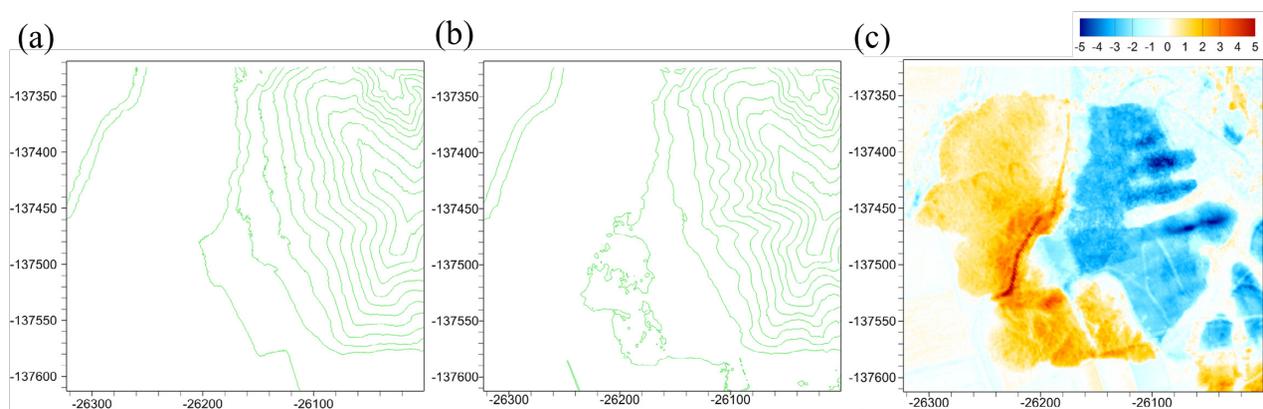


図2-17 等高線と地形高変動量コンター図

(a)崩壊前 (2016年), (b)崩壊直後 (2018年9月), (c)地形高変動量コンター図

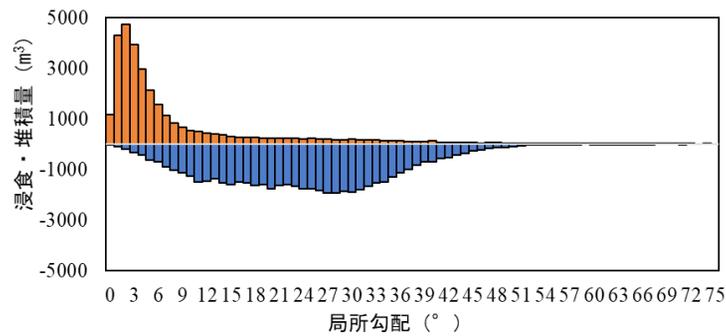


図2-18 崩壊前の局所勾配と表層土の浸食・堆積量との関係

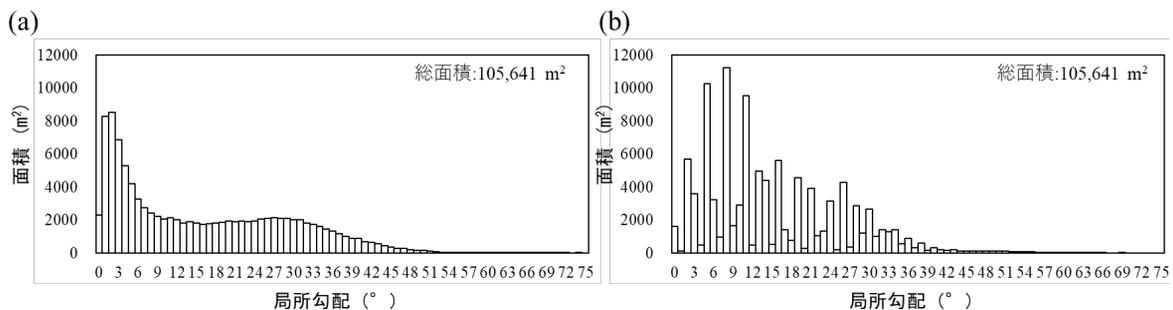


図2-19 対象域における局所勾配. (a)崩壊前, (b)崩壊直後

り、対象域では複数の小規模な沢形状で生じた崩壊が合体していることが分かる。斜面を向かって左側（図2-12cのA1）と右側（図2-12cのA2）分けて崩壊の様子を比較すると、左側の斜面には3つの小流域、右側の斜面には1つの明瞭な小流域と2つのかなり小さな小流域の崩壊が存在する（図2-17c）。斜面の浸食量は谷地形上部で最も大きく、最大5m程度の表土が流出している（図2-16c, 図2-17c）。一方、谷地形の下部の浸食深は浅く、2m程度の表土が流出している。崩壊した土砂は、主に斜面の裾部からハビウ川に向かって広域的に広がり、斜面直下付近では最大5m程度、ハビウ川付近では1m程度の高さで土砂が堆積していたことが確認できる。

図2-18に対象域（図2-12c）の崩壊以前の局所勾配の分布、および崩壊後の局所勾配と浸食・堆積量との関係を示す。図2-18によると、斜面は主に勾配7°付近から36°まで浸食（土砂流出）が卓越し、それより緩やかな場所では堆積が卓越している。堆積は主に斜面の裾で生じており、およそ7°付近に斜面と斜面裾との境界が存在すると分かる。

小山内らによると、厚真川流域の崩壊のすべり面となったTa-d層は、斜面の35°付近より急勾配では殆ど確認されないと指摘されている。そこで、図2-19に対象域（図2-12c）の崩壊前および崩壊後の局所勾配が占める面積を示す。図2-19aより、崩壊前の斜面は平滑的な勾配分布を示し、36°付近より急勾配の斜面は非常に少ないことが分かる。これより、今回対象とした斜面は、ほぼ山頂付近を除いて35°以下であり、斜面全体が降下火砕堆積物Ta-dで基岩が厚く覆われていたと考えられる。現地での目視（2019年夏）によると、斜面のすべり面では比較的柔らかな粘土層が露出しており、特に水みち周辺ではほぼ基岩が露出した状態に近いと見受けられた。

## (2) 崩壊地における降雨に伴う土砂流出量（UAV測量）

対象とする斜面の裾に堆積した土砂（図2-17c）は、2019年度の間に全て撤去された。しかし、現地に設置したタイムラプスカメラ画像によると、表土の流出した斜面では1時間降水量5mm程度の降水量であっても表層に流れが形成され、山裾には明瞭な水たまりが形成される（図2-20）。したがって、今後、

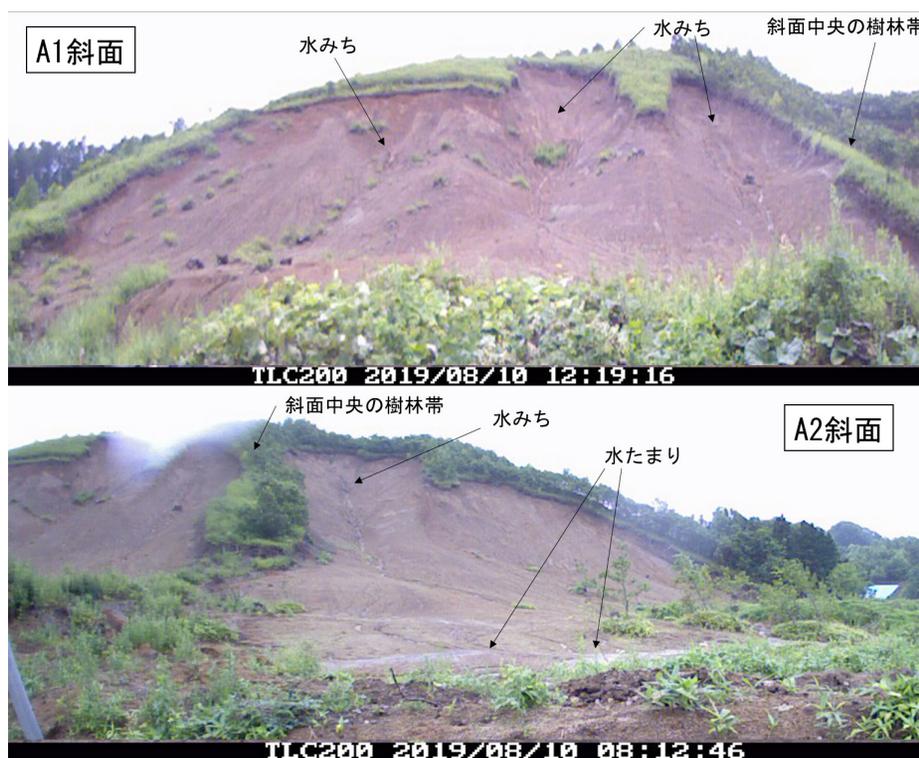


図2-20 斜面表層における降雨時の水みち，山際の崩落，斜面裾の水たまり  
(2019/8/10撮影，降雨継続時間：8/9 23:00 - 8/10 7:00，総降水量18.5 mm)

降雨時の表層流れによって新たな表層浸食とそれに伴う土砂の流出が幾分生じると推察される．今回対象とする斜面はハビウ川に直接土砂が流れ込む場所には位置しない．しかし，厚真川流域内の斜面の土壌の構成は類似しており，本斜面を対象に降雨に伴いどの程度の表層浸食が生じるかを把握することは，今後，河道に隣接する崩壊地から流れ込む土砂量を推定する上で非常に有益な情報になると考えられる．

図2-21に，2019年度に実施したUAVを用いた測量による対象斜面（A1とA2，図2-12c）のオルソ画像を，図2-22に斜面表面の地形高変化量の3次元コンター図を示す．図2-23には，図2-22で示す新規の浸食量と堆積量について，斜面の局所勾配と関係を示した．また，表2-2には本研究期間における対象斜面の浸食量と堆積量の値を整理した．表2-2より，斜面崩壊に伴う浸食量は55,120 m<sup>3</sup>と非常に多い．その後，表土が流出した後の斜面における降雨に伴う浸食量は8月から9月の間で約871 m<sup>3</sup>，9月から10月の間で約182 m<sup>3</sup>程度と算出された．これらの値を斜面面積（A1+A2の合計面積：19,515 m<sup>2</sup>）で除すると，単位面積あたりの浸食深は8月から9月間で0.045 m，9月から10月間で0.009 mと評価された．浸食量は時間と共に概ね減少しているようである．ただし，表2-2によると，10月10日の観測では斜面への新規の堆積量が453 m<sup>3</sup>と増加している．これは，基岩の大部分が既に露出していることを考えると，降雨に伴う山際からの土砂供給を示すものと考えられる（図2-22c）．つまり，現状では小規模な表層の浸食による土砂流出と山際からの小規模な土砂供給が繰り返し生じていると考えられる．

ここで，対象斜面の表層における浸食量が総降水量に比例すると仮定し，斜面からの土砂供給量を推察する．2019年度の調査期間である8月4日から10月10日までの総降水量は345mm（AMeDAS，厚真），4月から11月までの総降水量は727 mmであった．単純に値を換算すると，斜面表層の総浸食量は2218.9 m<sup>3</sup>，単位面積あたりの浸食量は約0.11 mと推定される．また，土壌内の空隙を0.4と仮定すると，浸食に伴う土砂流出量は約1331.4 m<sup>3</sup>，単位面積当たりの土砂流出量は約0.068 m<sup>3</sup>と推定される．ただし，降水量に対する浸食量は降雨強度が大きくなるほど非線形的に増加すると考えられる．このため，今回観測した最大1時間降水量（19.5mm/hour，10月4日）あるいは最大降水量（61.mm，9月23-24日）以上の雨

表2-2 対象斜面における新規の浸食量と堆積量

	2016 - 2018/9 <sup>※1</sup>	2019/8/4 - 9/3 <sup>※2</sup>	201909/3 - /10/10 <sup>※2</sup>
浸食量 (m <sup>3</sup> )	- 55,120	- 871	- 182
堆積量(m <sup>3</sup> )	31,989	102	453
差分(m <sup>3</sup> )	- 23,131	- 769	271

※1 斜面崩壊前後（国土地理院0.5m数値情報地図利用）

※2 UAVより作成した数値標高データを利用（0.1mメッシュ数値標高地図を作成）



図2-21 対象域のオルソ画像。(a)2019年8月4日撮影,(b)2019年9月3日撮影,  
(c)2019年10月10日撮影（工事で山裾の土砂が一部撤去された）

について評価することは難しい可能性がある。これは、斜面の表層は既に粘土層が露出しており降雨強度に伴う浸食量の変化は比較的小さいと想定されるが、山際の樹林帯からの土砂供給量は降雨強度が強く影響すると考えられるためである。

### (3) マルチスペクトル画像による斜面表層特性の把握

図2-24から図2-27に、2019年度に実施したUAVを用いたマルチカメラ測量による対象斜面（A1とA2、図2-12c）の正規化水指数、正規化植生指数、粒度指数、および表面温度を順に示す。対象とする斜面は表土が流出したことから、小規模な降雨でも水みちが形成されやすい状況にある。このため、時間が経過と共に斜面の基盤（粘土成分を含む）の露出が進むほど、表面温度や水指数、土壌指数が変化するはずである。

まず、対象斜面の表層における正規化水指数NDWI（図2-24）を調査日ごとに比較する。ここでは、斜面表層の浸食域と土壌湿潤状態との間に相関があると考え、表層のNDWIを求めることで土壌水分量が多い場所を可視化しようと試みた。正規化水指数は水がある場所においてのみ正の値を取る。図2-24によると、斜面全体のほとんどで表層は湿っており、とくに斜面の裾ほど湿りやすいことが分かる。これは、斜面の浸食が急斜面に集中していたこと（図2-22b, 図2-22d）と逆の結果であり、NDWIを用いて斜面の浸食域やその変化を把握することは難しいことが分かった。その他、本来であれば高いNDWIを示すはずの水みちにおいて、小さいNDWIの値が示された（図2-24の青矢印）。これは、実際に湿っていた場所には草本が侵入していたこと、水みちは深くて陰になっていたこと等から検出が難しかったのではないかと考えられる。

次に、対象斜面における正規化植生指数NDVI（図2-25）を比較する。NDVIは植生の密度や活性度の高い場所で大きい値を取る。本対象斜面では、崩壊地上に残る植生を良くとらえることが出来ており、工事によって土砂撤去された斜面下部以外、崩壊地への新規の植生侵入は殆どないことが分かる。

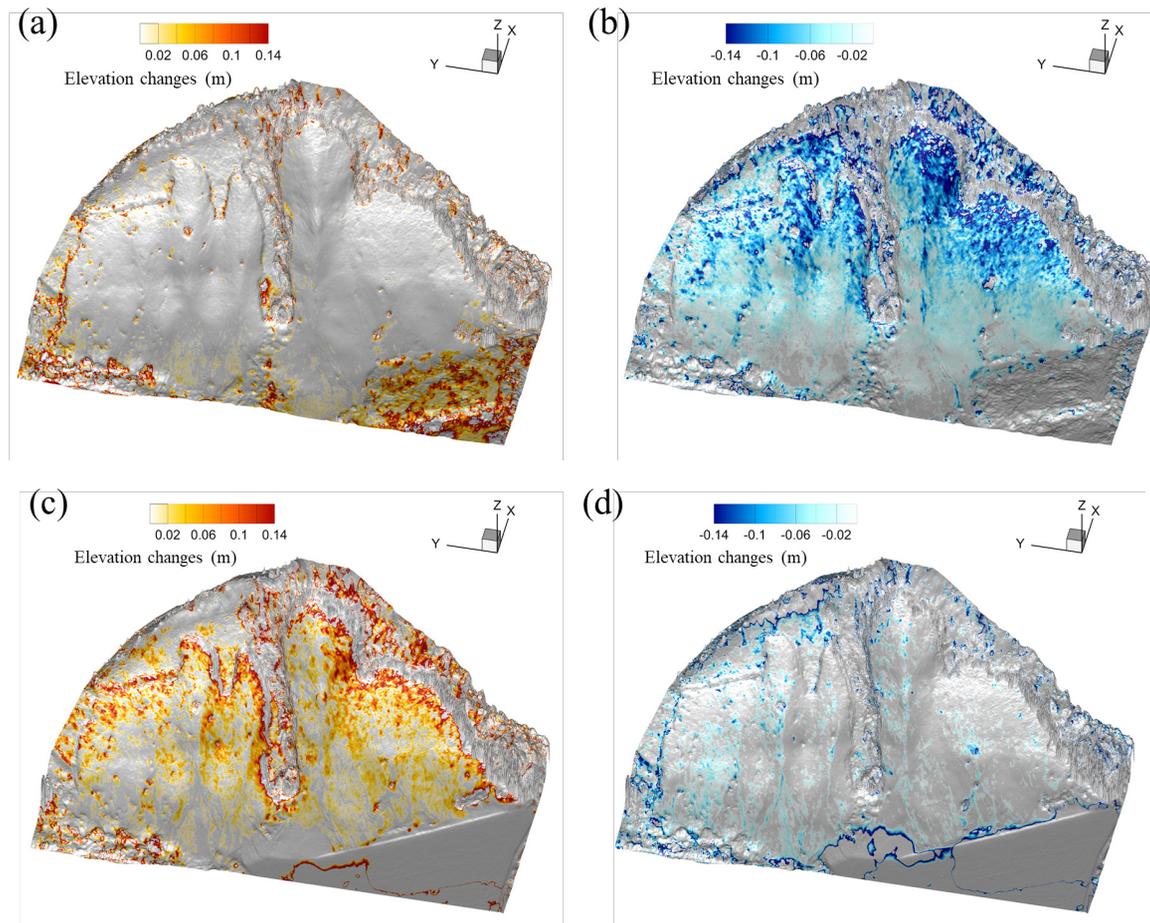


図2-22 対象斜面の堆積・浸食量.

(a) 堆積量 (2019/8/4-2019/9/3), (b) 浸食量 (2019/8/4-2019/9/3),  
 (c) 堆積量 (2019/9/3-2019/10/10), (d) 堆積量 (2019/9/3-2019/10/10)

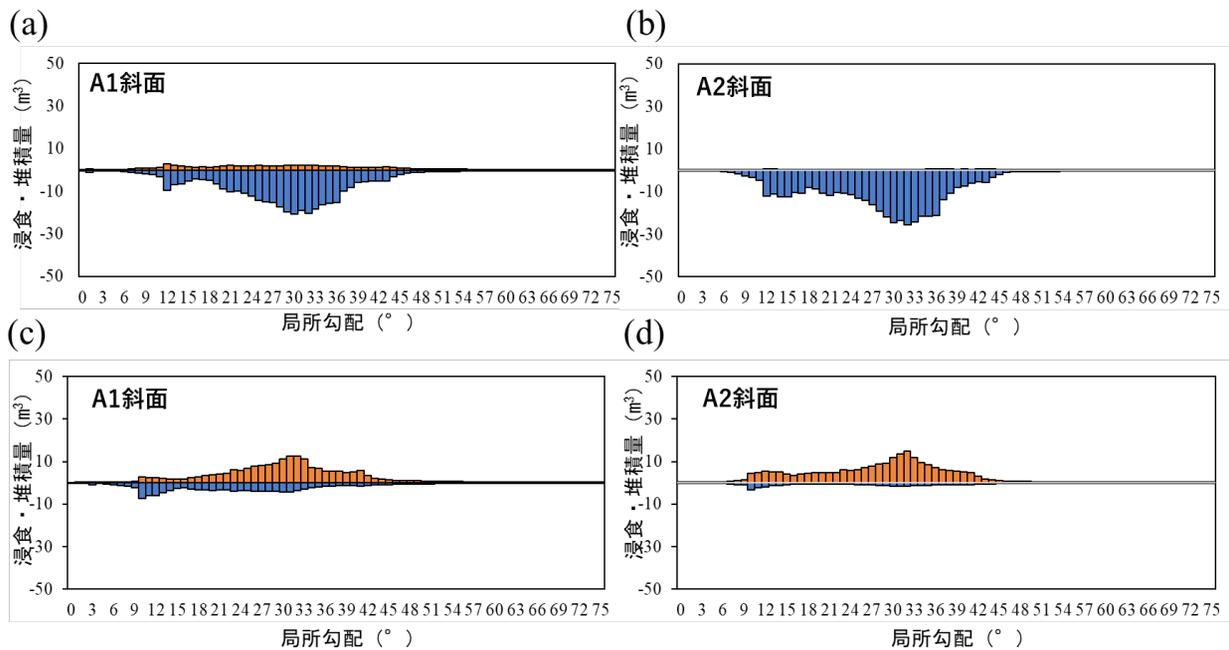


図2-23 対象斜面の局所勾配と表層浸食・堆積量.

(a) A1斜面 (2019/8/4-2019/9/3), (b) A2斜面 (2019/8/4-2019/9/3),  
 (c) A1斜面 (2019/9/3-2019/10/10), (d) A2斜面 (2019/9/3-2019/10/10)

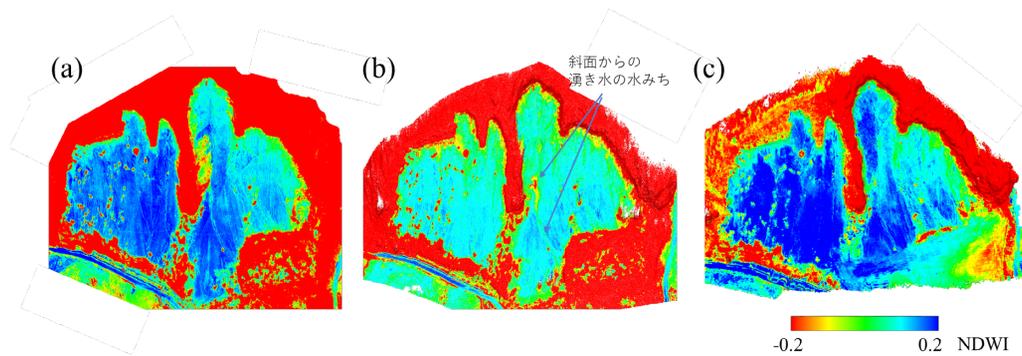


図2-24 正規化水指数 (NDWI). 土壌表面の湿潤状態が高いほど値が大きくなる指標.  
 (a) 2019/8/4, (b) 2019/9/3, (c) 2019/10/10.

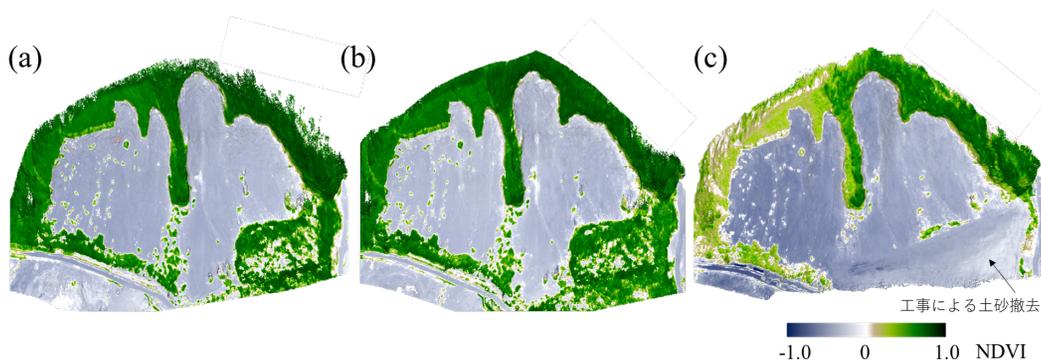


図2-25 正規化植生指数 (NDVI). 植生の分布や活性度が高いほど値が大きくなる指標.  
 (a) 2019/8/4, (b) 2019/9/3, (c) 2019/10/10.

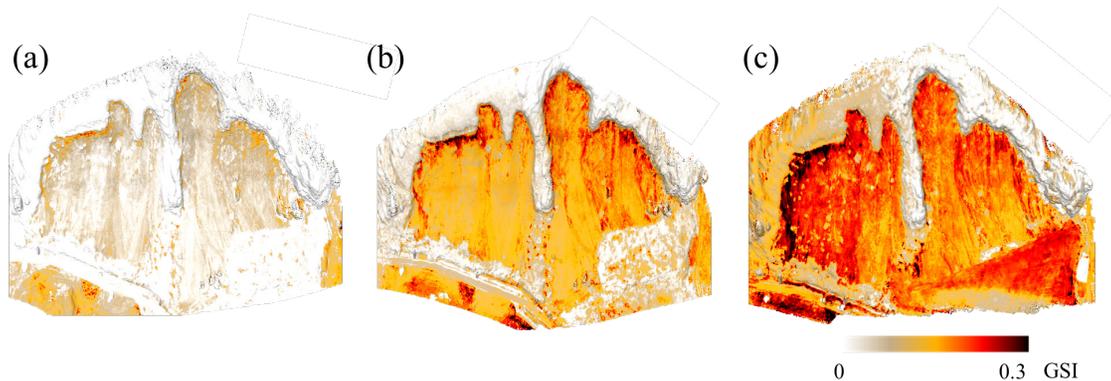


図2-26 粒度指数 (GSI). 土壌表面の粒度サイズが小さいほど値が大きくなる指標.  
 (a) 2019/8/4, (b) 2019/9/3, (c) 2019/10/10.

続いて、対象斜面における粒度指数GSIを比較する(図2-26)。GSIは粒度が小さいほど大きな値を示す。対象斜面のGSIを確認すると、急勾配斜面の浸食域や水みちにてGSIの値が大きいことが分かる。これは、対象斜面の水みち等周辺にて粘土層が露出していたためと考えられる。つまり、GSIを用いて斜面の表層浸食が卓越する領域をある程度捉えることができると考えられる。GSIの値は、8月、9月、10月と時間経過とともに細粒化している。斜面表層が細粒化するほど、降雨に伴う表層の浸食量が減少する(表2-2)と考えられる。

最期に、NDWIで捉えることのできなかつた斜面の土壌湿潤状態について、地表面温度の低い場所として捉えることが出来ないかと試みた(図2-27)。結果、地表面温度は植生の存在する場所および水み

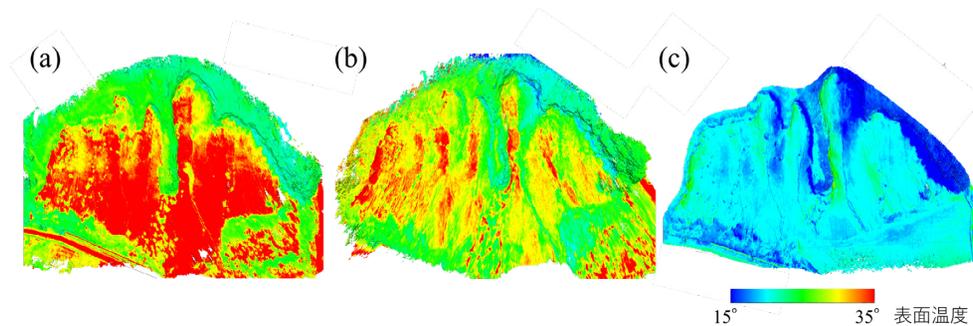


図2-27 地表面温度. (a) 2019/8/4, (b) 2019/9/3, (c) 2019/10/10.

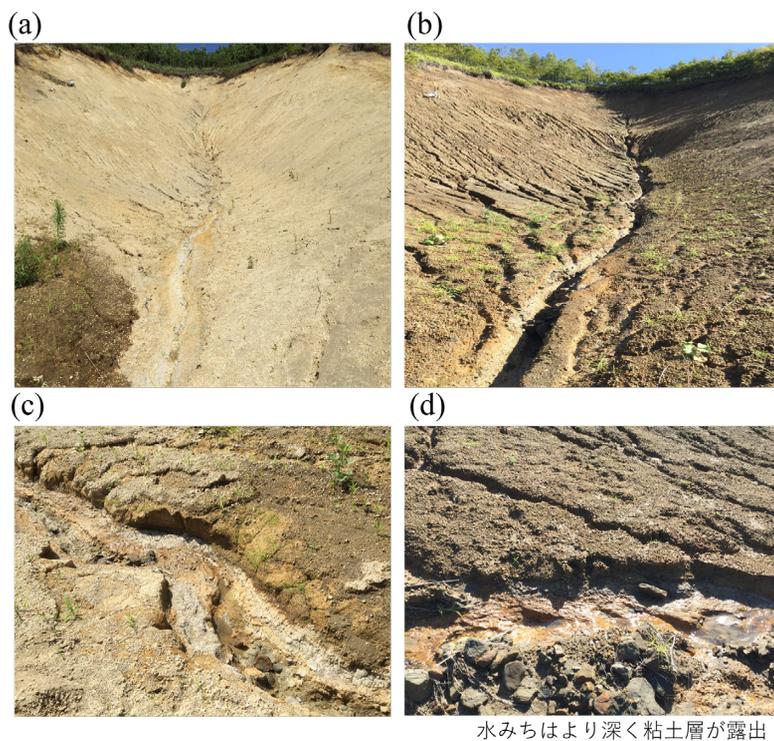


図2-28 対象斜面の表層の変化.

(a) 斜面上を望む (2019/8/4), (b) 斜面上を望む (2019/10/10)  
 (c) 水みちの拡大写真 (2019/8/4), (d) 水みちの拡大写真 (2019/10/10)

ちが確認された場所の両方で低い値を示した。地表面温度は時間帯による変化が大きく、対象斜面の物理特性の変化を把握するには適さないが、表土の露出が地表面温度に与える影響が大きいこと、および8月の斜面では35度を超える高温かつ多湿状態にあること等の特徴が確認された。

## 2. 5. GEEを用いた衛星画像による崩壊地の変化の把握

### 2. 5. 1. 調査方法

ここでは、2.4節にて崩壊した斜面表層の土壌が時間経過とともに細粒化すると共に、その表層の浸食量が減少していたことに着目し、衛星画像を用いて厚真川流域の斜面における粒度指数 (GSI) の時間変化を把握することを目的とする。解析画像には、センチネル2号 (Sentinel-2A/2B) の提供する分解能10mの可視3バンド (blue, green, red) を用い、解析ツールには、Google Earth Engineを用いた<sup>15)</sup>。Google Earth EngineはGoogleのクラウドに保存された衛星データにアクセスし、Java Scriptを用いてブラウザ上で画像の取得、合成、分析等を行うことが出来る。本研究では、下記の手順で画像の解析を行った。

- (1) 崩壊前後の画像としてSentinel2の衛星画像を取得し、雲が重なっていないピクセル画像のみ抽出した合成画像を作成した。対象とする画像の撮影期間は、積雪期を除いた以下の3期間とした。
  - ・北海道胆振東部地震前の衛星画像（2018before）：2018年5月1日から8月30日
  - ・崩壊直後の画像（2018after）：2018年9月7日から11月30日
  - ・崩壊より半年から1年経過後の画像（2019）：2019年5月1日から8月30日
- (2) 得られた合成画像は、厚真川流域上流部および農地以外の範囲を指定するポリゴンを利用して切り抜きを行った。厚真川流域上流部を示すポリゴンは、国土地理院が提供する流域メッシュ(2.2節で作成)をGoogle Earth Engineにインポートすることで利用した。
- (3) (2) で作成した合成画像を用い、バンド間演算を行うことでGSIを計算した。
  - ・  $GSI = (RED - BLUE) / (RED + BLUE + GREEN)$
- (4) GSIから崩壊地を抽出するため、以下のように崩壊直後および崩壊より半年から1年経過後の崩壊地のGSI値と崩壊前のGSIとの差分量を各々求めた。
  - ・  $GSI\ diff1 = GSI(2018after) - GSI(2018before)$
  - ・  $GSI\ diff2 = GSI(2019) - GSI(2018before)$

崩壊地は、崩壊前に比べてGSIの値が0.11以上増加した場所のみをマスク処理にて抽出した。この閾値は、何度か値を異ならせた計算を繰り返し、航空写真から判断された崩壊地面積<sup>2)</sup>と近い値を再現するものを選択した。

- (5) (4) で抽出した崩壊地を示すGSIの値を用い、崩壊直後から2019年にかけてのGSIの値の時間変化を求めた。GSIの値は、表層の土壌の粒度が細くなるほど大きくなる。厚真川流域の崩壊地では、表層の浸食が進んで基盤の粘土層が露出し始めた現れるなどが該当すると考えられる。そこで、明らかに崩壊地のGSIが大きくなった箇所を抽出するため、崩壊後のGSIの時間変化が0.03を以上増加した場所のみをマスク処理にて抽出した。ならびに、ピクセル数を求め、面積の計算を行った。

これらの作業を、厚真川流域上流部に加えて、**図2-29**に示す支川の流域ごとに実施した。なお、Google Earth Engineを用いた上述の一連の作業は、凡そ10秒から20秒程度で結果が得られる。

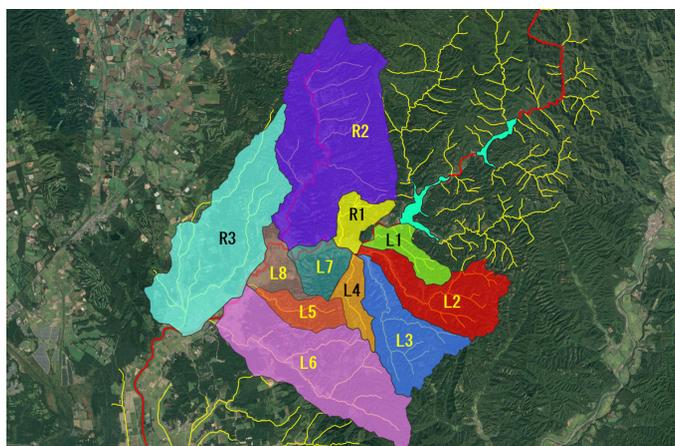


図2-29 対象流域と支川。流域メッシュ番号は表2-1の支川と対応。

## 2.5.2. GSIを用いた崩壊地抽出と細粒化の進む斜面の抽出（斜面崩壊に伴う土砂の流出・堆積量と斜面勾配）

衛星画像から判断されたGSI値の変化について、厚真川流域上流部の災害前後のRGB合成画像（図2-30a, b）、2019年に細粒化が進行した崩壊地（図2-30-c）および新規に裸地（崩壊地）と判断された場所（図2-30d）を示す。図より、流域によって崩壊地の細粒化が比較的進む場所と、逆に裸地が増えている場所が存在することが分かる。

そこで、図2-31に北海道胆振東部地震後に厚真川土砂流出研究会の中で水文観測等を実施している4流域（ハビウ川、日高幌内川、東和川、河川名なし）について拡大図を示す。ハビウ川と日高幌内川では、GSIを用いた評価によると細粒化の進む崩壊地は比較的少ないことが分かる。一方、東和川および河川名無しの流域では、2018年に生じた大規模な崩壊地の一部が細粒化しており、既に粘土層の基岩が大部分露出している可能性が推察される。一方、2019年度に裸地として新規に抽出された場所について比較すると、東和川および河川名無しの流域で増加割合が大きいように見受けられる。新規の裸地は、新たな崩壊地あるいは2018年崩壊地から供給された土砂が移動し堆積した場所であると推察される。

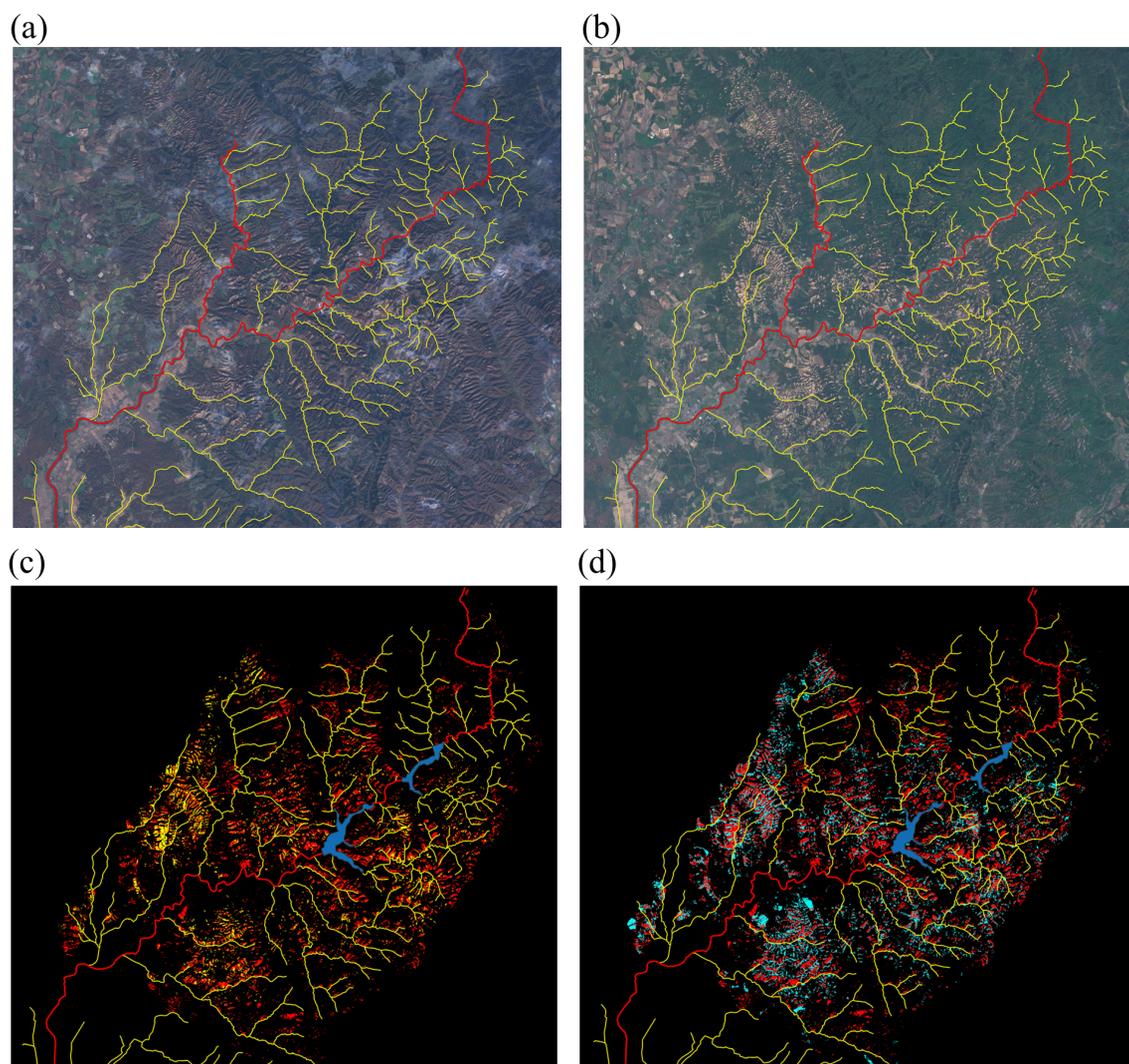
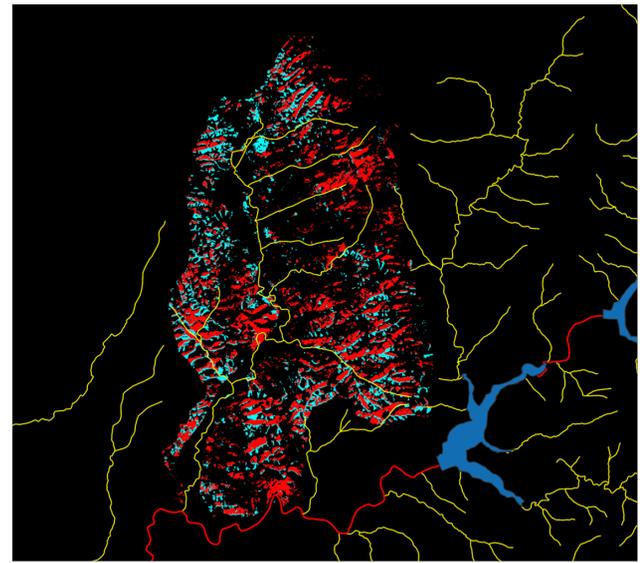
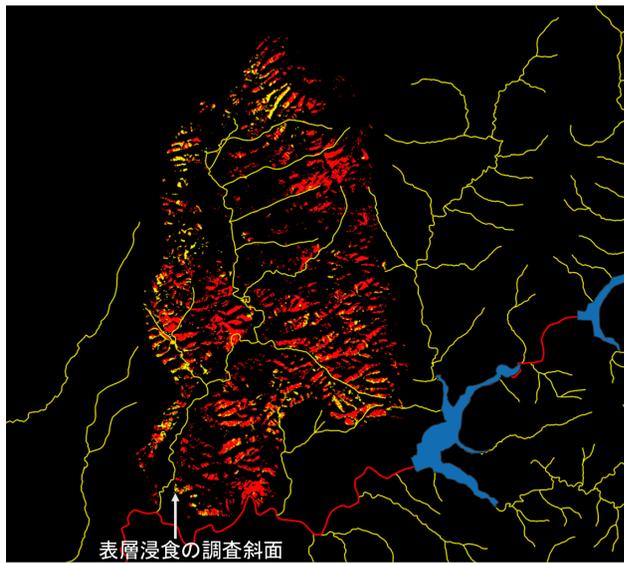
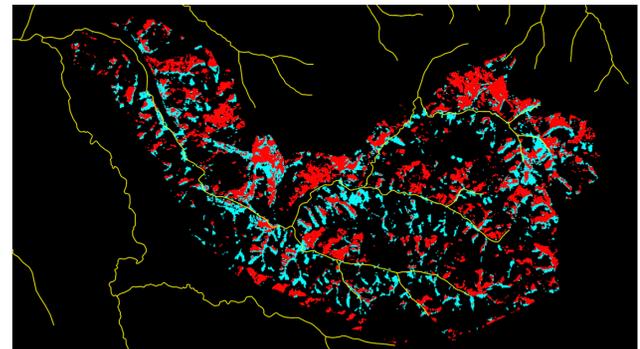
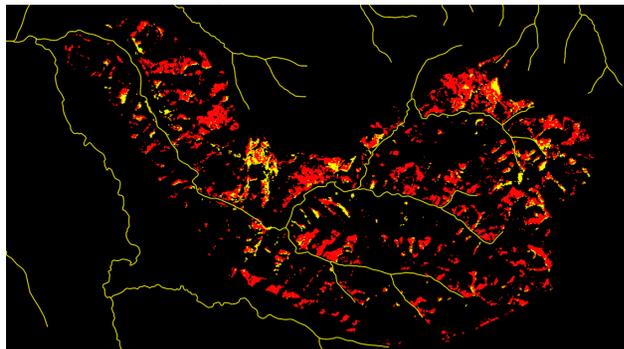


図 2-30 厚真川流域上流部における崩壊。

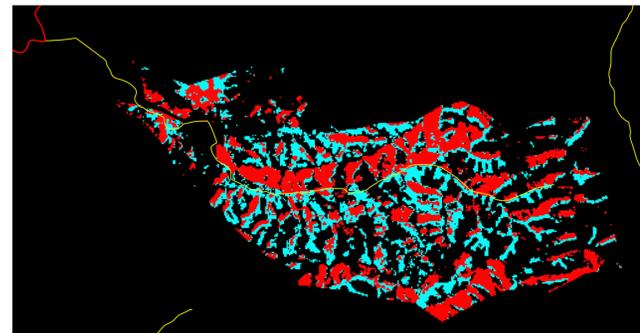
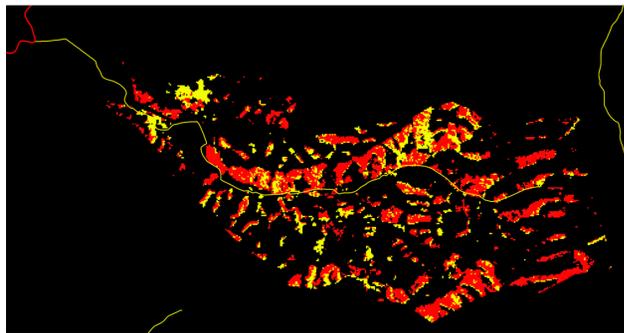
- (a) RGB合成画像（2018/9/7-2018/11/30）, (b) RGB合成画像（2019/4/1-8/31）,  
(c) 2019年に細粒化の進んだ斜面（黄色：細粒化，赤：2018年崩壊地）  
(d) 2019年に新規に抽出された裸地（水色：新規，赤：2018年崩壊地）



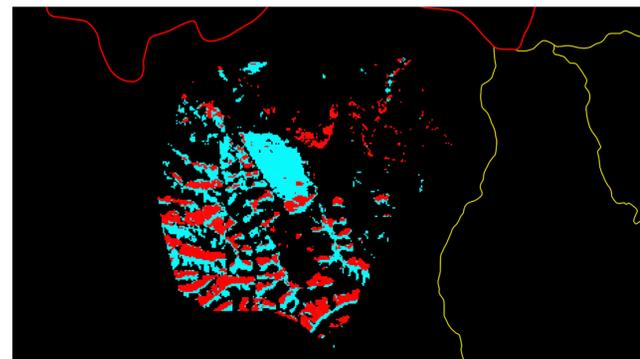
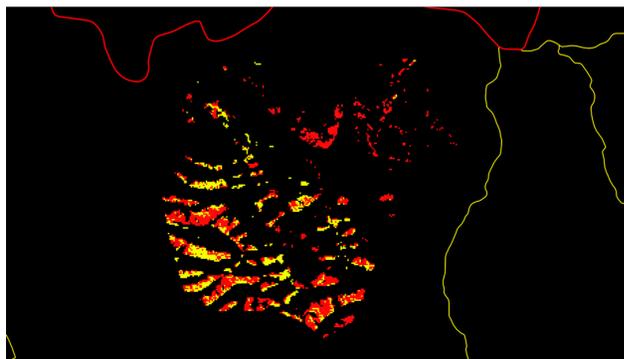
R2:ハビウ川



L2:日高幌内川



L5:東和川



L7:河川名なし

図2-31 厚真川へ流入する4流域における崩壊地の変化  
 (左) 2019年に細粒化の進んだ斜面 (黄色: 細粒化, 赤: 2018年崩壊地)  
 (右) 2019年に新規に抽出された裸地 (水色: 新規, 赤: 2018年崩壊地)

表2-3 対象流域における崩壊地の変化.

番号	河川名	既往報告 <sup>※1</sup>		本研究（GEEを用いた評価）					
		流域面積 (km <sup>2</sup> )	斜面崩壊 面積(km <sup>2</sup> )	流域面積 (km <sup>2</sup> )	斜面崩壊面積(km <sup>2</sup> )				
					崩壊直後	2019	崩壊増加 <sup>※2</sup>	細粒化 <sup>※3</sup>	比面積 <sup>※4</sup>
R-1	メナノ沢川	—	—	4.25	0.93	1.00	0.07	0.17	17.9%
R-2	ハビウ川	40.40	6.51	40.58	6.00	6.04	0.04	1.07	17.8%
R-3	チカエツ川 +チケツペ川	30.22	4.74	30.76	6.57	7.90	1.33	2.05	31.1%
L-1	マッカウス川	—	—	4.49	0.93	0.82	—	0.04	4.0%
L-2	日高幌内川	13.70	3.10	14.11	2.09	2.60	0.51	0.36	17.3%
L-3	シュルク沢川	13.04	1.12	13.55	1.24	0.93	—	0.12	9.4%
L-4	オコッコ沢川	—	—	4.04	0.20	0.51	0.30	0.08	38.9%
L-5	東和川	5.10	1.80	4.90	1.16	1.84	0.69	0.34	29.6%
L-6	ウクル川	—	—	29.40	3.74	2.92	—	0.38	10.1%
L-7	河川名なし	—	—	—	0.41	0.83	0.42	0.15	35.2%
L-8	河川名なし	—	—	—	0.24	0.58	0.34	0.09	39.5%
—	厚真川流域上流 <sup>※5</sup>	261.70	33.08	237.40	34.43	35.45	1.02	5.95	17.3%

※1 村上ら(2018)

※2 2019年と崩壊直後の面積との差分

※3 GSI値が大きくなり細粒化が進んだ崩壊地の面積

※4 細粒化の進んだ面積を2018年の崩壊地面積で除した値

※5 厚真市街地よりも上流域（ダム上流も含む）

表2-3に、厚真川流域上流部の全ての流域（図2-29）について、航空写真から判定された崩壊地面積<sup>2)</sup>、および本研究にてGSI値から求めた崩壊地面積、2019年に新規抽出された崩壊地面積（裸地）、細粒化の進む崩壊地面積、および比面積（細粒化の進む面積を2018年度の崩壊地面積で除した値）を示す。表によると、厚真川流域全体では2.4節に示した現地調査斜面ほど細粒化は進行していないことが分かる。いずれの流域も、細粒化の進む斜面は全体の2割から4割弱程度であり、崩壊地の表層浸食に伴う土砂流出はまだ十分想定されることが分かる。

## 2.6. 河道内への細粒土砂流入に関する水路実験

厚真川流域の土層は樽前山の降下火砕堆積物によって構成されており、シルト・粘土成分を含有する。厚真川流域での山腹の崩壊面積は33.08 km<sup>2</sup>と推定されており<sup>2)</sup>、今後、降雨に伴いこれらの斜面崩壊に由来するシルト・粘土成分を含む土砂が厚真川へと流入することで、比較的勾配の緩やかな厚真川中・下流域（図2-32）の河床構成材料に影響を与える可能性が危惧される。そこで、本研究では詳細を把握するための事前検討として、交互砂州が形成される場にシルト成分を含有する土砂が供給された場合におけるシルト成分の堆積場所の平面分布を検討することを目的に水路実験を実施した。



図2-32 厚真川中・下流域（交互砂州が発達）

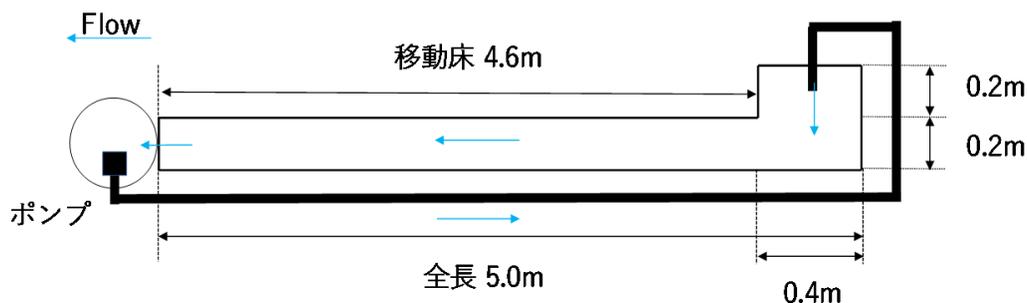


図2-33 実験水路.

### 2.6.1. 実験方法

実験には、全長5 m、幅0.2 mの長方形断面水路を用いた（図2-33）。実験に用いる河床材料は平均粒径0.76 mm、比重2.65の珪砂とし、水路床に8 cmの高さで土砂を平らに敷き詰めた。水路下流端にはできる限り等流水深とするため、ゲートの役割をもつ構造物を設置した。

実験の水力条件は厚真川下流域を想定し、岸・黒木<sup>16)</sup>を参考に交互砂州形成領域となるように水力条件を定めた。流量は一定流量 ( $Q = 0.00093 \text{ m}^3/\text{s}$ ) とし、始めに15分通水することで交互砂州を作成した。交互砂州作成時の給砂材料は河床材料と同じ粒径の珪砂を用い、給砂量は平衡給砂量として $0.0000015 \text{ m}^3/\text{sec}$ を与えた。初期河床形成後、砂州構成材料である珪砂の給砂量は変化させず、これに珪藻土（比重：2.20、50%平均粒子径：36.4  $\mu\text{m}$ ）を珪砂に対して重量比で1割混合した土砂を15分間供給し続けた。なお、厚真川流域を構成する降下火砕堆積物由来の土砂のうち、シルト・粘土成分を主に含有するのはTa-d降下軽石層が該当する<sup>13)</sup>。

実験終了後、シルト成分の堆積位置の平面分布を把握するため、水路に横断測線を設定し、直径2.5 cmの円筒を用いて表層5 mmの土砂を採取した。サンプルは高温乾燥させた後、粒度分析を実施し、シルト成分の含有率を把握した。実験水路内の河床形状は、通水前後にレーザー砂面計（KEYENCE社）にて測定し、河床高の差分を計算することで河床変動路量を得た。

### 2.6.2. 実験結果

図2-34に実験終了時の水路内の河床地形の写真、サンプリングを実施した砂州および、河床表層（5 mm）におけるシルト成分（珪藻土）の含有率のコンター図を示す。図より、シルト成分の平面分布は、砂州の上よりも砂州前縁から低水路へと流れが落ち込む場所での含有率が高いことが分かる（図2-34）。なかでも、低流量時に深み（淵）を形成する場所への堆積が卓越するようである。これは、珪藻土で表現したシルト成分は比重が軽く、その大半はウォッシュロード成分として水路内を輸送されるものの、流れが落ち込む場所では河床材料に取り込まれる割合が増加するためと推察される。今後、実験数を増やすことで砂河川へのシルト成分の供給が砂州地形特性に与える影響等を把握すると共に、こうしたシルト成分の堆積が厚真川水系中下流域の重要な水産資源であるシヤマ産卵場に与える影響等についてより詳細な検討を実施する予定である。

## 2.7. 結論

本研究で得られた成果は下記の通りである。

- (1) 厚真川流域の中流部右岸から合流するハビウ川流域を対象とした水文観測（降雨流出）を実施した。2019年、最大日雨量は9月23日に、1時間あたりの最大降雨強度は10月4日に記録された。本調査では機材設置時期により夏季の出水をとらえることはできなかったものの、複数回の降雨イベントに対応する現地データを取得できた。降水量に対する河川水位の変化を確認すると、ハビ

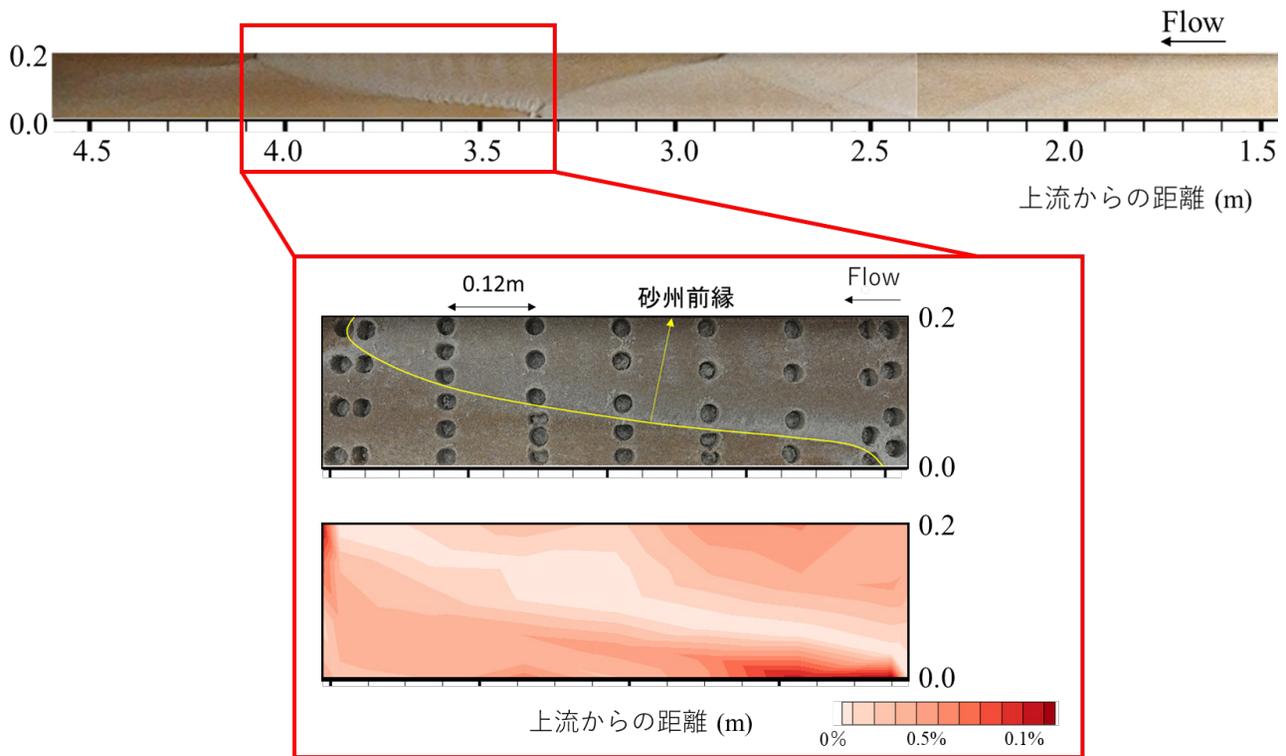


図2-34 実験終了時の写真，サンプリング箇所，シルト成分の含有率コンター図

ウ川のような降下火砕堆積物から構成される小規模流域では，河川の水位上昇は非常に速い反面，水位低下は日数（積算雨量にもよるが，7～10日程度）を要することが確認された．出水時の濁水（浮遊物質SS）についても同様の傾向を示し，降雨から数日経過しても降雨前の状態には戻らない様子が認められた．

- (2) ハビウ川流域内に位置する崩壊地を対象に，降雨に伴う表層浸食の観測ならびに崩壊地表層の物理特性の把握を試みた．結果，崩壊した斜面の表層には水みちが形成され，水みち周辺では粘土層の露出が確認された．降雨に伴う表層浸食量は，表層にて粘土層の露出が広がる（粒度指数GSIが大きくなる）につれて減少する傾向が認められた．
- (3) 厚真川流域全体の崩壊地の動向および粒度指数の変化について，衛星画像からの把握を試みた．結果，細粒化の進む崩壊地は全体の2割程度であると推察された．崩壊地の表層浸食に伴う土砂流出はまだ十分想定される．
- (4) 崩壊地からの土砂流入が砂州地形に与える影響について検討するため，まずは交互砂州地形におけるシルト成分の堆積特性について水路実験より把握した．結果，交互砂州を有する場に流入したシルト成分は，砂州前縁から低水路に水が流れ混む場所に集中して河床材料に取り込まれることが確認された．

## 謝辞

本研究に纏わるデータ提供については，北海道開発局および北海道，寒地土木研究所から提供を受けた．現地への立ち入り及び水文観測施設の設置については北海道および厚真町に多大な協力をいただいた．ここに謝意を表する．

## 参考文献

- 1) 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90号, pp. 33 - 44, 2018.
- 2) 村上泰啓・伊波友生・藤浪武史：北海道胆振東部地震における厚真川支川の崩壊地調査について. 第62回（平成30年度）北海道開発技術研究発表会, pp.1-6.
- 3) M. Kasai and T. Yamada: Topographic effects on frequency-size distribution of landslides triggered by the Hokkaido Eastern Iburi Earthquake in 2018. *Earth, Planets and Space* 71:89, pp.2-12, 2019.
- 4) 小山内信智・海堀正博・山田孝・笠井美青・他21名：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 71, pp. 54-65, 2019.
- 5) S. Zhang, R. Li, F. Wang, and A. Iio: Characteristics of landslides triggered by the 2018 Hokkaido Eastern Iburi earthquake, Northern Japan. *Landslides* 16. pp. 1691-1708, 2019.
- 6) 気象庁「過去の気象データ・ダウンロード」サイト（最終閲覧日;2019年4月28日）  
<http://www.data.jma.go.jp/gmd/risk/obsdl/index.php>
- 7) 藤田一郎・河村三郎：ビデオ画像解析による河川表面流計測の試み. *水工学論文集*38, pp. 733-738, 1994.
- 8) DIAS「データ俯瞰・観測システム」サイト（最終閲覧日;2019年4月28日）  
<http://search.diasjp.net/finder>
- 9) N. Osanai, T. Yamada, S. Hayashi, S. Kastura, T. Furuichi, S. Yanai, Y. Murakami, T. Miyazaki, Y. Tanioka, S. Takiguchi, and M. Miyazaki: Characteristics of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iburi Earthquake, *Landslides* 16, pp. 1517-1528, 2019.
- 10) S. Triyono: A Study on Low Streamflow and its Severity for Water Resources Preservation in Forested River Basin. 北海道大学農学部 演習林研究報告, 50 (2), 245-313, 1993.
- 11) H. Yamagishi and F. Yamazaki: Landslides by the 2018 Hokkaido Iburi-Tobu Earthquake on September 6, *Landslides* 15, 2521-2524, 2018.
- 12) B. Zhao, Y. Wang, Q. Feng, F. Guo, X. Zhao, F. Ji, J. Liu, W. Ming: Preliminary analysis of some characteristics of coseismic landslides induced by the Hokkaido Iburi-Tobu earthquake (September 5, 2018), *Japan, Catena* 189, 2020, 104502.
- 13) 岡孝雄：北海道厚真川流域の第四紀研究と2018年胆振東部地震について. *名古屋大学年代測定研究* 3, pp. 11-22, 2019.
- 14) J. Kameda, H. Kamiya, H. Masumoto, T. Morisaki, T. Hiratsuka, and C. Inaoi: Fluidized landslides triggered by the liquefaction of subsurface volcanic deposits during the 2018 Iburi-Tobu earthquake, Hokkaido. *Scientific Reports*. Doi: 10.1038/s41598-019-48820-y.
- 15) N. Gorelick, M. Hancher, M. Dixon, S. Ilyushchenko, D. Thau, R. Moore: Google Earth Engine: Planetary-scale geospatial analysis for everyone. *Remote Sensing of Environment* 202: 18-27. DOI: 10.1016/j.rs499e.2017.06.031.
- 16) 黒木幹男・岸力：中規模河床形態の領域区分に関する理論的研究. *土木学会論文報告集* 342. pp. 87-96, 1984.