

# 1. 大規模崩壊斜面を有する厚真川流域における 降雨流出機構および土砂動態

宮崎功太郎<sup>1</sup>・星野 剛<sup>2</sup>・山田 朋人<sup>3</sup>・泉 典洋<sup>4</sup>・土田 宏一<sup>5</sup>

Kotaro MIYAZAKI, Tsuyoshi HOSHINO, Tomohito YAMADA

Norihiro IZUMI and Koichi TSUCHIDA

<sup>1</sup> 北海道大学大学院 工学院環境フィールド工学専攻 修士課程

<sup>2</sup> 土木研究所寒地土木研究所 寒地水圏研究グループ水環境保全チーム 研究員

<sup>3</sup> 北海道大学大学院 工学研究院土木工学部門 准教授

<sup>4</sup> 北海道大学大学院 工学研究院土木工学部門 教授

<sup>5</sup> (株) 福田水文センター

## 要 旨

2018年9月6日に発生した北海道胆振東部地震により、胆振地方では多数の土砂崩れが発生した。本研究の目的は厚真川流域の雨水の潜在的貯留効果の推定、流出特性および土砂動態の定量的な評価である。厚真川流域の有する潜在的な貯留効果について、地震前後の窪地の体積の比較ならびに崩壊表層土による保水能力の変化に着目した解析を行ったところ、地震前に対して地震後の窪地の体積は増加した一方、表層土の間隙の体積は減少し、潜在的な正味の貯留効果は増加したことが示唆された。次に、地震前後の土砂侵食ポテンシャルの評価を行った。経験的な土砂侵食式を厚真川流域に適用した結果、地震前に対して地震後の土砂侵食ポテンシャルは15倍増加していた。また、降雨流出過程の非線形性を決定する流出パラメータの特徴を調べ、降雨量の大きさに対して相対的に大きなパラメータ値となる結果が得られた。降雨流出過程ならびに土砂動態は、今後の植生回復に伴い影響を受けると考えられる。一方、著者らのドローン観測からは観測流域内の崩壊斜面上の植生の回復は限定的なものと推測される。今後、気象・水文観測を継続すると共に、植生および窪地の貯留状況のモニタリングを実施し、地形・植生変化に伴う降雨流出関係および土砂動態の変化を注視する必要がある。

《キーワード：厚真川；土砂崩壊；土砂流出；現地観測；年土砂侵食率；降雨変動》

## 1. 1. はじめに

2018年9月6日、北海道の厚真町を震央とする北海道胆振東部地震が発生した。厚真町では震度7を記録し、大規模な土砂崩壊が発生した。その崩壊面積は国内既往最大の48.4km<sup>2</sup>であり<sup>1)</sup>、厚真川流域全体に対する崩壊面積率は約12%に及ぶ。国内で類を見ない大規模崩壊斜面を有する厚真川流域における降雨流出機構および土砂動態を明らかにすることは、今後の同地域の治水・治山対策を講じるための重要な知見となる上、同様のリスクを抱える国内外の流域における対策につながる。図1-1に本研究の全体構成を示す。本報告書では、① 地形情報に基づく地震前後の貯留効果の評価、② 経験的な土砂侵食式を用いた地震前後の土砂侵食ポテンシャルの定量的な評価、について詳述するとともに、③ 観測に基づく厚真川一支部の降雨流出および土砂流出機構の特徴について触れることとする。

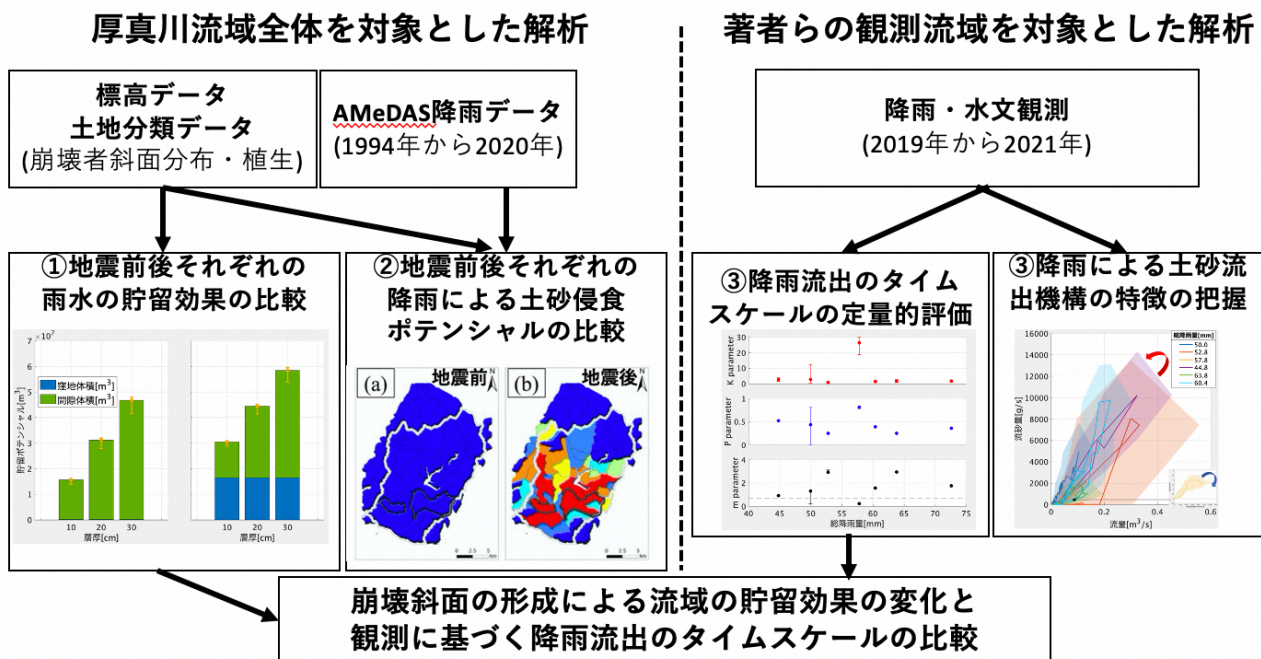


図 1-1 本研究の全体構成

## 1. 2. 厚真川流域の地形特徴

厚真川は夕張山地から厚真町を流下し太平洋へ流れ込む延長52.3km、流域面積382.9km<sup>2</sup>の河川である(図1-2(a))。上流域は広葉・針葉混交林を主な植生とする山地であり、下流域は市街地および水田・畑地が分布する平野である。山地の表層土は道央の火山の降下火砕物に由来する成熟土である。土砂崩壊の崩壊形態はほとんどが表層崩壊であり、その滑り面の多くは樽前山の降下火砕物に由来し軽石を主体とする樽前d層から構成される<sup>2)</sup>。

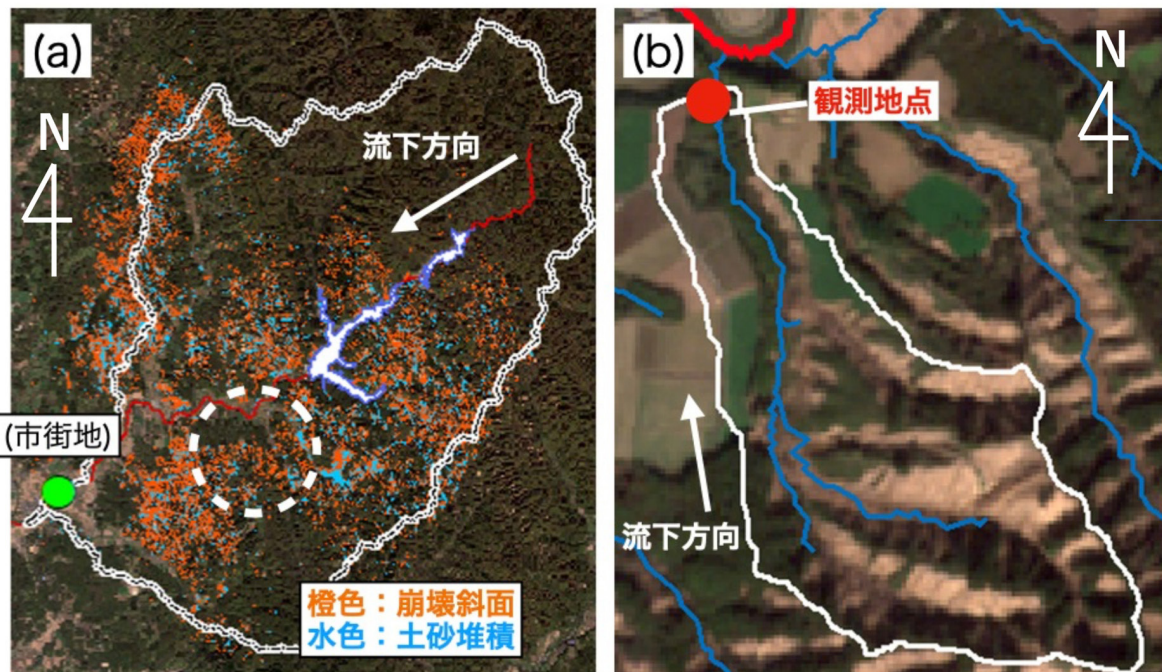


図1-2 (a) 土砂崩壊が集中した厚真川中上流域. (b) 本研究において観測を実施した集水域. この集水域は (a) における白い点線に位置する.

### 1. 3. 地震前後の雨水の貯留効果の評価

地震前後の厚真川流域の雨水の貯留効果の変化を定量的に評価する. 解析対象領域は土砂崩壊が集中した厚真川中上流域である (図1-1(a)). 使用したデータは国土地理院の地震前のデジタル標高モデル (DEM, 解像度10m) および2018年北海道胆振東部地震による土砂崩壊分布図, 北海道開発局から提供を受けた地震後のDEM, 環境省生物多様性センターの1/25000植生分布図である. なお, 地震前のDEMを除く全てのデータの解像度を10mに内挿したものをを用いた. 土砂崩壊分布図は裸地面を判読して作成されているため, 地震前後のDEMの差を用いて崩壊斜面と土砂堆積部に区分した (図1-1(a)). 流域全体の窪地と表層土の間隙それぞれの体積の和を貯留ポテンシャルと定義した. 地震前後それぞれの状況について窪地をDEMの任意のグリッドとその周辺グリッドの標高値の比較によって抽出し, その体積を算出した. 表層土の間隙体積に関しては, 森林・草地, 土砂堆積部においては表層土の面積, 層厚, 間隙率から求めた. なお, 崩壊斜面は貯留に寄与しないとして計算から除外した. 間隙率は川原 (1972) の報告に基づき平均73% (65~75%) とした<sup>3)</sup>. 層厚は崩壊斜面の断面に関する報告に基づき, 平均値0.2m (0.1~0.3m) とした<sup>4)</sup>. その結果, 貯留ポテンシャルは地震後, 地震前と比較して1.2倍から2.1倍 (平均1.4倍) 増加との結果が得られた (図1-3). 地震前に対する地震後の変化率に関して, 窪地体積は約82倍の増加を示す一方, 間隙体積は約0.9倍の減少を示した.

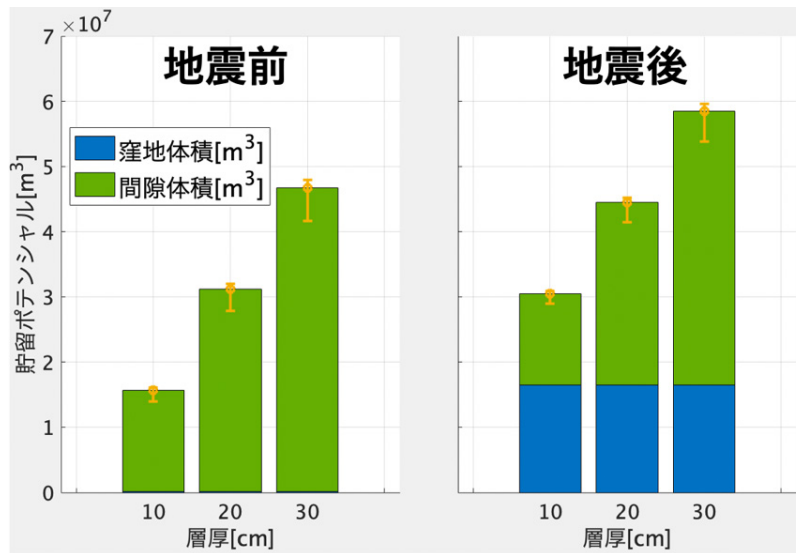


図1-3 地震前後の水分貯留ポテンシャル。層厚ごとにケース分けし、かつ間隙率の3通りの値を用いて算出した。

#### 1. 4. 経験的な土砂侵食式を用いた土砂侵食ポテンシャルの定量的な評価

厚真川流域における地震前後の土砂侵食ポテンシャルを評価するために、経験的な土砂侵食式を用いた分析を実施した。山地森林における土砂侵食率を定量的に評価する手法の一つにUniversal Soil Loss Equation (USLE) がある。USLEはWicshmeier and Smith (1978) により提案された降雨による年間土砂侵食率（年間で1 haあたり侵食する土砂量）を推定する経験式である<sup>5)</sup>。

$$A = L S C R K P \quad (1)$$

ここで $A$ :年間土砂侵食率 $[t \cdot ha^{-1} \cdot year^{-1}]$ ,  $LS$ :地形係数[無次元],  $C$ :被覆係数[無次元],  $R$ :降雨係数 $[MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1} \cdot year^{-1}]$ ,  $K$ :土壌係数 $[t \cdot h \cdot MJ^{-1} \cdot mm^{-1}]$ ,  $P$ :保全係数[無次元]である。厚真川流域を $100 \text{ m}^2$ のグリッドに分割し、各グリッドの係数を算出し、乗じることで年間土砂侵食率 $A$ を求めた。地形係数は標高分布、被覆係数は植生分布および崩壊・堆積分布、降雨係数は降雨、土壌係数は土壌分布を用いて算出した。保全係数 $P$ は人為的な保全の効果を表す係数であるが、本研究では厚真川流域の土砂侵食リスクの評価を目的とするため、考慮せず1.0とした。

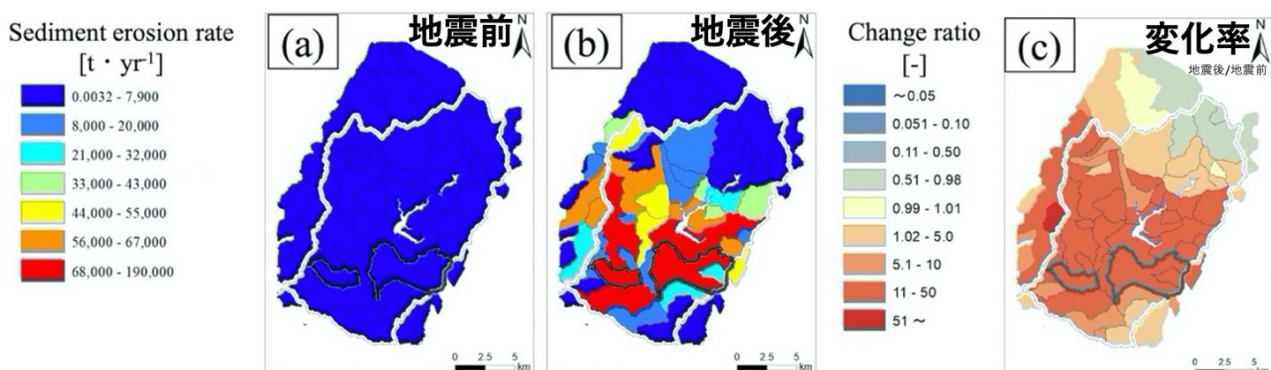


図1-4 厚真川のサブ流域ごとの土砂侵食率の分布図。それぞれ (a) 地震前 (b) 地震後 (c) 地震前に対する地震後の変化率を示す。また、図中の黒枠で囲われたサブ流域は左下:東和川流域, 右上:日高幌内川流域である。

図1-4(a), (b)に地震前後における1994年から2020年の4月から11月までのAMeDAS降水量データを用いて算出した降雨係数の平均値を適用した年間土砂侵食率の空間分布を示す。図1-4(c)は地震前に対する地震後の変化率の空間分布である。図1-4(c)において暖色で示された部分は特に土砂侵食が大きく、特に東和川流域における土砂侵食率の増加が顕著である。地震前後の年間土砂侵食率の流域内全グリッドの積算値はそれぞれ $0.11 \times 10^8$  t/year,  $1.60 \times 10^8$  t/yearであり、地震前に対する地震後の変化率は約14.5倍であり、地震による崩壊により土砂侵食ポテンシャルは大きく上昇したと考えられる。

### 1.5. 観測対象流域と観測手法

降雨流出過程の特徴と土砂流出機構を評価するために、水文・水理観測を実施した。厚真町富里地区に位置する厚真川の支川を観測対象とした(図1-2(b), 図1-5(a))。観測点の集水域の面積は $0.76\text{km}^2$ であり、そのうち崩壊面積は $0.41\text{km}^2$ である。観測地点は厚真川本川と観測対象支川との合流部のコンクリート矩形水路であり、水路幅は1.35mである。2019年から2021年の4月から7月にかけて、以下の観測を実施した(図1-5(b))。観測諸量は水位、濁度、降雨量であり、それぞれ超音波水位計および小型圧力式水位計、赤外後方散乱濁度計、転倒ます雨量計を設置して観測した。観測の時間間隔は10分間とした。出水開始ならびに逡減終了時点の水深は現地観測結果を基に $0.05\text{m}$ とした。河道近傍に設置したインターバルカメラ画像に画像解析手法であるIV法を適用し流速を算出した。IV法は時間的に連続する2枚の画像中に共通する水面形状を、空間相関を用いて追跡して流速を算出する手法である。流速の算出期間はハイドログラフの立ち上がりから逡減終了時点にかけてとした。水路幅と流速、水深を乗じて流量を算出し、 $h-\sqrt{Q}$ 関係を得た後、出水全期間の水深に適用することで流量を算出した。



図1-5 (a) 観測対象とした集水域を上空から撮影したもの(ドローンにより2019年7月25日撮影)  
(b) 観測サイトの様子

### 1.6. 観測流域における降雨流出のタイムスケールの定量的な評価

山地斜面における雨水の流出は様々な流出形態をとるとして図1-6中の運動式(1)および連続式(2)で表現される(以降の式は全て図1-6を参照されたい)。式(1)中の抵抗則 $m$ は流出の非線形性を代表するパラメータである。流出形態が表面流でありマニング則に従う場合、 $m$ の値は $2/3$ をとり、浸透流でありダルシー則に従う場合、 $m$ の値は $0$ をとる。山田(2003)は部分流出寄与域の理論に基づき、式(1)、(2)から流出高に関する非線形の常微分方程式(3)を導出した<sup>9)</sup>。式(3)は、貯留関数法の連続式および運動式(4)を整理して得られる非線形の常微分方程式(5)と全く同形である。同研究は貯留関数法の物理的根拠を明らかにしたものである<sup>3)</sup>。式(3)、(5)の比較から、抵抗則 $m$ と流域パラメータ $P$ の

関係式 (6) が得られる. 総降雨量40mm以上を記録した7降雨イベントを対象に貯留関数法を適用し, 流域パラメータおよび抵抗則 $m$ を算出した (図1-7(a)). 結果を図1-7(b)に示す. 抵抗則 $m$ は降雨イベントにより0.23から2.95までの値をとる. 山田 (1986) は, 筑波山系山口川流域 (流域面積3.1km<sup>2</sup>) と, 同系祖父ヶ峰川流域 (0.16km<sup>2</sup>) における観測値から得られた抵抗則 $m$ が0から1.0程度の値をとることを報告している<sup>7)</sup>. 本観測流域の抵抗則の値は既往の報告値よりも大きいことから, 観測流域の降雨流出のタイムスケールは比較的短い可能性がある.

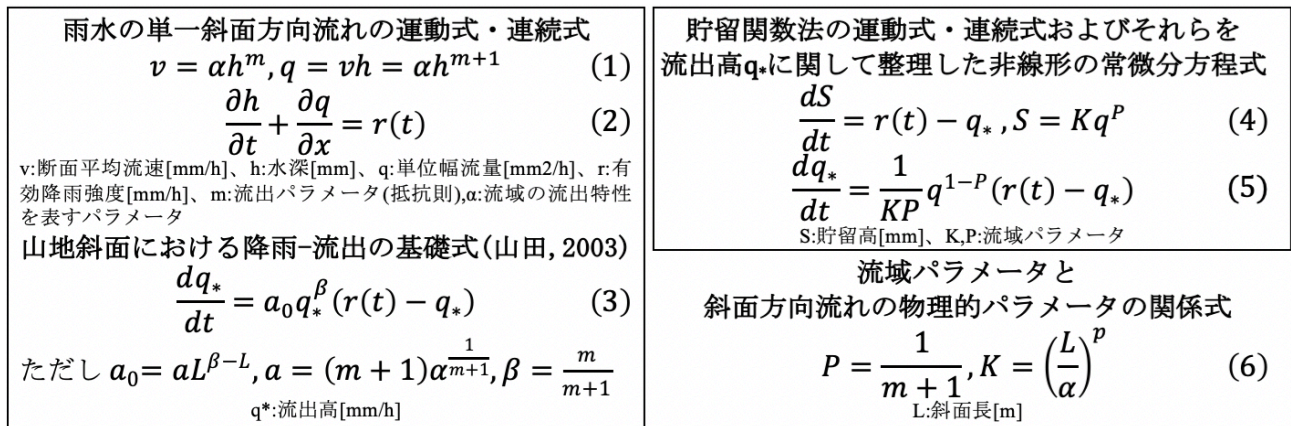


図1-6 斜面の雨水の流出に基づく貯留関数法の理論的導出および流域パラメータと抵抗則  $m$  の関係式

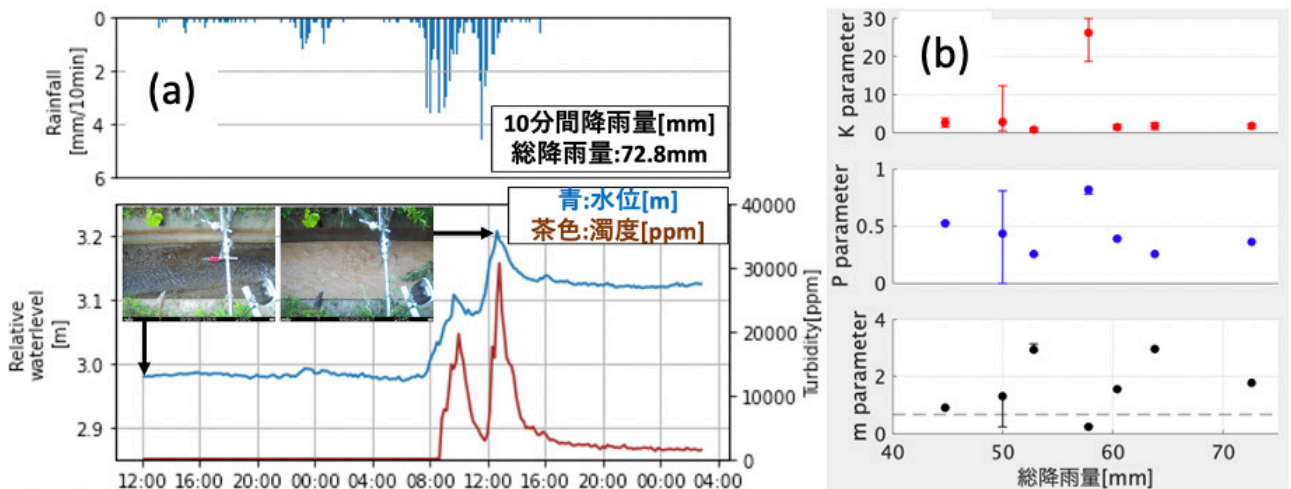


図1-7 (a) 観測された降雨イベントの一例. 最大総降雨量を記録した2021年8月10日イベントの観測値 (b) 降雨イベントごとの流域パラメータ  $K, P$  および抵抗則  $m$

### 1.7. 観測流域の降雨-土砂流出関係

流砂量を観測された濁度, 流量から求めた. まず, 現地の採水サンプルを用いて濁度のキャリブレーションを行い, 浮遊物質濃度 [g/m<sup>3</sup>] に変換した. 流量と浮遊物質濃度を乗じて流砂量を求め, 時間積分することで降雨イベントごとの流出土砂量を算定した. 結果を図1-8に示す. 流量-流砂量関係は二価性を示し, ループを描く. 6つの降雨イベント中1降雨イベントが右回りのループを描き, それ以外は左回りのループを描いた. 前者は濁度のピークが流量ピークより先に, 後者は後に観測されたことを示す. また, 同程度の流量でも降雨イベントごとに流砂量は異なり, 降雨イベントごとの流出土砂量の平均値は34tであり, 最小・最大値は14.2t, 51.2tであった. このような降雨イベントごとの流砂量の特徴は,

降雨継続時間や強度，斜面の状態，河道の土砂体積の状況に強く影響を受けることを示唆するものである．詳細については今後解析を進めていく予定である．

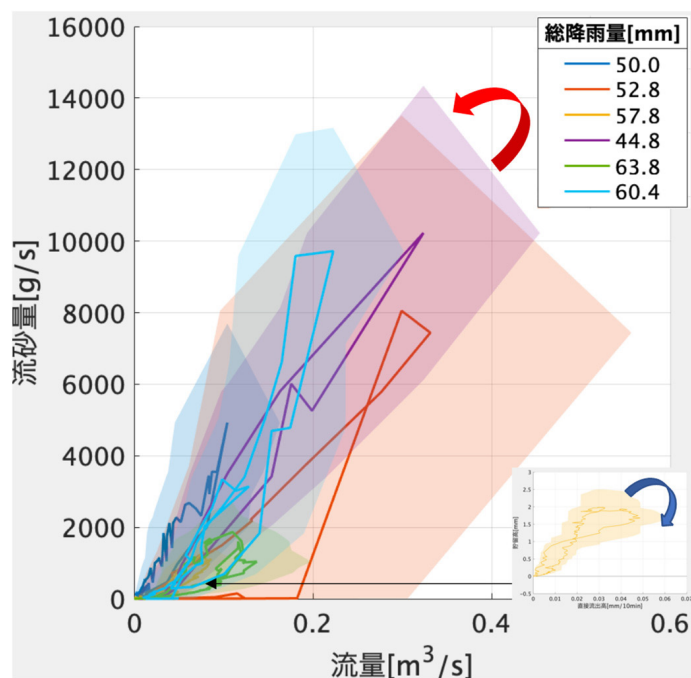


図1-8 降雨イベントごとの流量-流砂量関係．着色部は降雨イベントごとの $h-\sqrt{Q}$ 関係の線形近似式における係数の幅によって生じる流量・流砂量の幅

### 1. 8. 考察とまとめ

地震前に対する地震後の貯留ポテンシャルは増加しており，その要因は窪地の増加である．一方で面積率が54%である観測流域の降雨流出のタイムスケールは，既往の報告と比較して短いことが示唆された．したがって，降雨前に流域内の窪地には水が溜まっており（図1-5(a)），実際には雨水の貯留に寄与していない可能性が考えられる．また，地震前と比較して地震後の土砂侵食率は約15倍増加しており，特に東和川流域における増加が顕著であることが示された．また，土砂流出機構の特徴は降雨イベントごとに異なることの結果が得られた．これら降雨-流出機構および土砂動態は今後の植生回復に伴い変化しうると考えられるが，これまでの著者らのドローン観測によって観測対象流域における崩壊斜面上の植生は顕著な回復が見られていない．今後はこれまで実施してきた一連の観測を継続するとともに，植生および窪地における貯留状況のモニタリングを行い，流域の被覆や地形形状の変化に伴う降雨-流出関係および土砂動態の変化に注視する必要がある．

### 1. 9. 謝辞

本研究の実施にあたり，北海道河川財団の研究助成による支援を受けた．また，使用したデータは，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観測機器の設置については北海道および厚真町に多大なご協力を頂いた．記してここに謝意を表す．

### 参考文献

1. Kasai, M. and T. Yamada, 2019. Topographic effects on frequency-size distribution of landslides triggered by the Hokkaido Eastern Iburi Earthquake in 2018., Earth, Planets and Space 71, 1, 1-12.
2. 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 71.5, 54-65.

3. 川原次男, 1972. 樽前系火山灰性赤色土層の性質について (会員研究発表講演). 日本林學會北海道支部講演集 20, 155-157.
4. 「地震による地すべり災害」刊行委員会: 地震による地すべり災害 2018年北海道胆振東部地震, 45-49.
5. Wischmeier, W. H., and D. D. Smith, 1978. Predicting rainfall erosion losses - a guide to conservation planning. US. Department of Agriculture, Agriculture Handbook No. 537.
6. 山田正, 2003. 山地流出の非線形性に関する研究. 水工学論文集 47, 259-264.
7. 山田正, 池内正幸, 鶴田郁夫, 1986. 水文諸量の逆推定に基づく山地小流域の降雨流出に関する研究. 水理講演会論文集, 30, 121-126.