

1. 厚真川における細粒土砂輸送特性の変化の把握

久加 朋子¹・清水 康行²・田鍋 颯一³・今 日出人⁴・岡安 努⁵
橋場 雅弘⁶・土田 宏一⁶・西山 典志⁶・山口 里実⁷

Tomoko KYUKA, Yasuyuki SHIMIZU, Soichi TANABE, Hideto KON, Tsutomu OKAYASU
Masahiro HASHIBA, Koichi TSUCHIDA, Noriyuki NISHIYAMA, Satomi YAMAGUCHI

¹ 北海道大学大学院工学研究院 特任准教授

² 北海道大学大学院工学研究院 教授

³ 北海道大学工学部 学生

⁴ 北海道大学大学院工学研究院 特任教授

⁵ 北海道大学大学院工学研究院 学生

⁶ (株) 福田水文センター

⁷ 寒地土木研究所 寒地水圏研究グループ 寒地河川チーム 主任研究員

要 旨

2年目となる本年度は、厚真川流域における地震前後の細粒土砂の流出・輸送特性の変化を把握することを目的とし、以下のテーマを実施した。まず、地震前後の細粒土砂（浮遊砂）輸送量の変化を把握するため、(1) 厚真川本川における厚真大橋および共栄観測地点における河川データの分析、(2) 崩壊面積の異なる厚真川支川であるハビウ川およびウクル川における現地調査による降雨流出とSS濃度の比較、(3) 浮遊砂と掃流砂が考慮された河床変動計算モデルを用いた地震前後の厚真川河口への年流出土砂量の推定と考察を行った。検討の結果、厚真川の共栄観測データによると、地震後は少ない流量でもより多くの細粒土砂が流出していることが確認された。土砂流出の起点と想定される厚真川支川の上流域に着目し、降雨時のSS濃度変化を比較すると、ハビウ川はウクル川に比べ、同程度の比流量であってもSS濃度が上昇しやすいことが確認された。また、降水量とSS濃度の上昇時刻を比較すると、時間雨量0.5～3mm程度でもSS濃度上昇が始まることが確認された。一次元河床変動計算によって地震前後の条件を想定し、厚真川河口への年流出土砂量の推定を行った計算結果によると、地震後の厚真川の河道内に流入する細粒土砂量は地震前の約6倍、厚真川河口にて流出する細粒土砂量は約1.8倍に増えている可能性が推定された。

《キーワード：厚真川；ハビウ川；ウクル川；降雨流出；浮遊砂》

1. 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-1に、厚真川流域の崩壊地の概要図およびハビウ川流域における崩壊直後の写真を示す。崩壊直後に撮影された航空写真を用いた解析^{1),2)}によると、厚真川流域での山腹の崩壊箇所は6,000か所以上、崩壊面積は約33.08 km²と推定されており、これは、上流域の流域面積における崩壊地面積率10%以上に相当することが報告されている³⁾。

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2年経過した現在においても、降雨時、崩壊地における表層浸食を伴う土砂流出が継続しているものと推察される。厚真川下流域や沿岸域では、このような土砂流出に伴う漁業資源（シシャモ産卵場等）への影響等も懸念されている。こうした背景から、降雨に伴うシルト成分を含む細粒土砂の厚真川への流入量を把握し、厚真川中・下流域における細粒土砂の挙動を把握す



図-1 厚真川流域における調査地概要、
上) 厚真川流域における崩壊図（桃色：崩壊地，地理院タイルより）
下) ハビウ川流域の斜面崩壊の様子（2018年9月8日ドローン撮影）

ることは喫緊の課題と言える。しかしながら、厚真川のような小規模な河川における地震前の河川に関する現地データは非常に限られており、地震前後の変化について、現時点で定量的な比較を行った研究報告は殆ど存在しない。

そこで、研究2年目となる本年度は、厚真川流域における地震前後の細粒土砂の流出・輸送特性の変化を把握することを目的とし、以下のテーマを実施した。まず、地震前後の細粒土砂（浮遊砂）輸送量の変化を把握するため、(1) 厚真川本川における厚真大橋および共栄観測地点における河川データの分析、(2) 崩壊面積の異なる厚真川支川であるハビウ川およびウクル川における現地調査による降雨流出とSS濃度、浮遊砂量の比較、(3) 浮遊砂と掃流砂が考慮された河床変動計算モデルを用いた地震前後の厚真川河口への年流出土砂量の推定と考察を行った。

1.2. 厚真川本川における地震前後の細粒土砂流出・輸送特性の変化

1.2.1. 厚真川本川の諸元と定点観測データ

厚真川は、流域面積382.9km²、流路延長52.3km、上流域に厚真ダムと厚幌ダムを有する二級河川である。厚真川は比較的緩勾配の河川であり、河口から厚真大橋付近の河床勾配は約1/1,200、厚真大橋から厚幌ダム付近は約1/400である。厚真川上流部では、前述の通り、北海道胆振東部地震によって崩壊地面積が33.08km²にも及んだ。村上ら³⁾の報告によると、崩壊地面積は厚真川上流域の流域面積の12.6%にもなる。彼らの報告および2019年度の我々の現地観測においても、崩壊斜面では2mm程度の降雨でも表層に流路が形成されており、流域への細粒成分流入が懸念されている。

図-2に、厚真川本川における定点観測地点の位置を示す。厚真大橋観測地点は1時間ごとの水位・流量観測、共栄地点（SP=8,022 m）では1時間ごとの水位と濁度観測が実施されている（データ：北海道提供）。今回の分析では、厚真大橋観測所の水位・流量データを2017年5月から2020年3月まで、共栄観測地点の水位と濁度データを2017年5月から2020年3月までを用いた。観測された水位と流量との相関には、各観測地点における既存のH-Q曲線を用いた。観測された濁度とSS濃度との相関には、2018年、

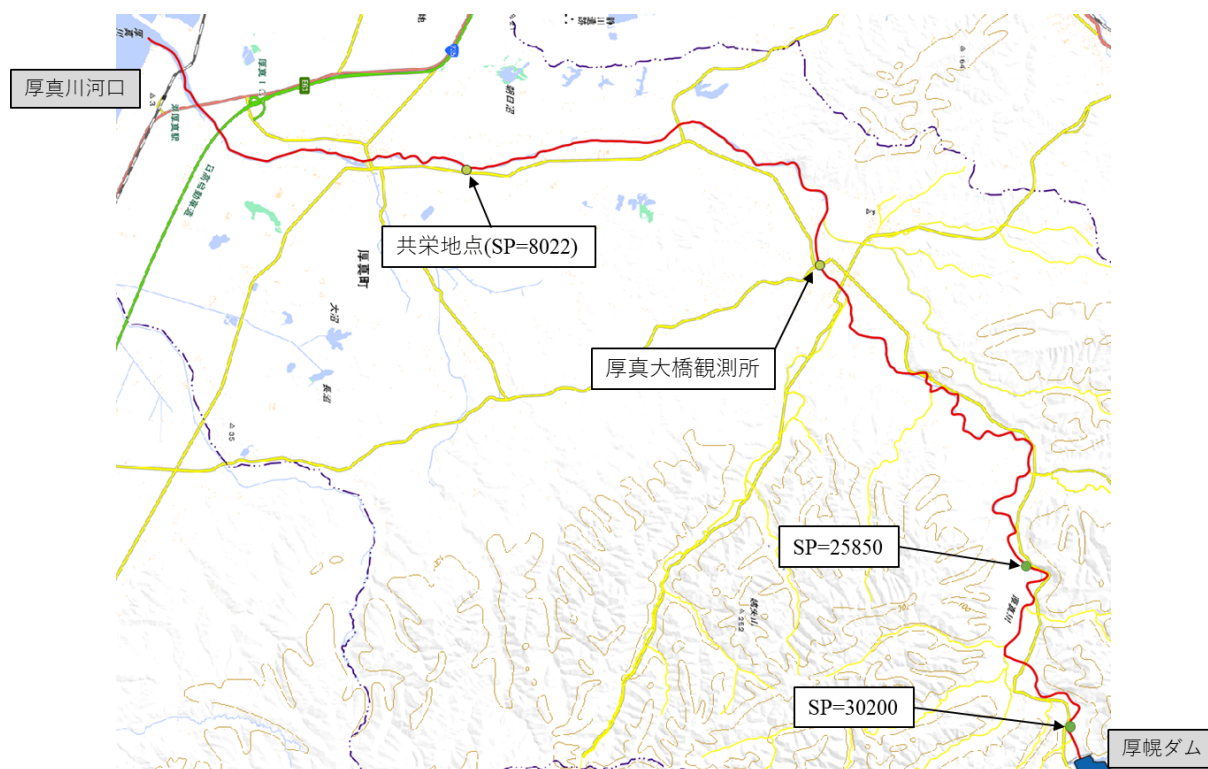


図-2 厚真川本川における定点観測地点（厚真大橋、共栄地点、その他採水地点）

2019年、2020年における共栄地点、SP25,850、SP30,200地点の採水データ（北海道提供）を用いた。濁度をSS濃度へ変換する際には、図-3に示す式を用いた。

1. 2. 2. 厚真川大橋における日流量、共栄地点におけるSS濃度、浮遊砂量の経年データ

図-4に、厚真大橋観測点における日流量の経年データを示す。図-4より、地震前の2016年には日流量180m³/s程度の比較的大規模な出水が発生しているものの、地震後には大きな出水がなく、年最大で日流量40m³/s程度の規模であることが分かる。

図-5に、共栄地点における濁度から換算したSS濃度[mg/L]および日流量の経年データを示す。また、図-6に、共栄地点における流量と浮遊砂量[m³/s]との関係を示す。これは、得られたSS濃度について、同観測日の時間毎の流量を用い、共栄地点の浮遊砂量（断面通過量）として換算を行ったものである。この際、浮遊砂の比重には、下流域の河床材料の計測結果をもとに2.10を与えた。

図-5より、流量とSS濃度のデータが揃う期間を比較すると、地震発生前後の流量に対するSS濃度は、地震後の2019年の方が、小さい流量で大きなSS濃度が観測されていることが分かる。2019年8月以降にSS濃度が急激に上昇していることについては精査が必要だが、少なくとも、降雨に伴い厚真川本川へと流れ込む浮遊砂は増加していることを示すものと言える。続いて、図-6より、共栄地点における流量

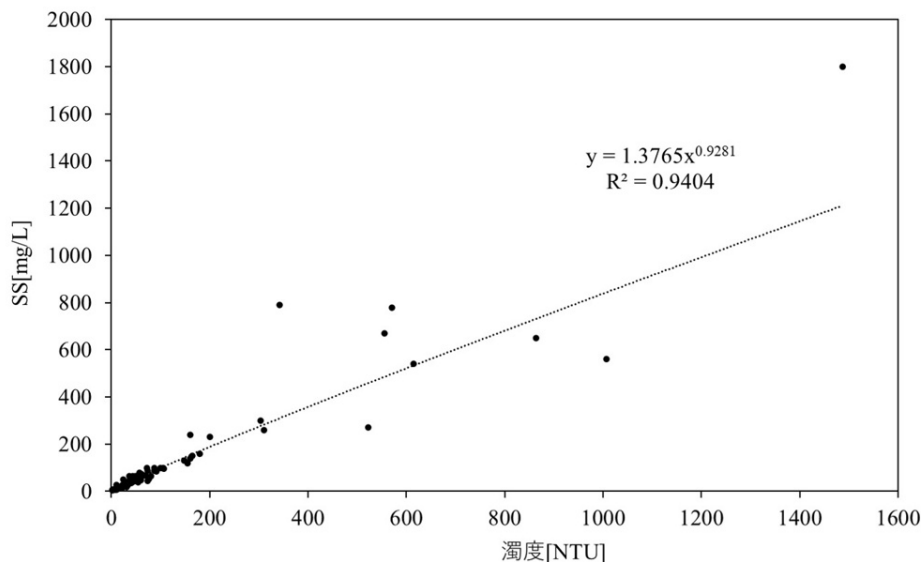


図-3 厚真川本川における濁度とSS濃度の相関
(調査地点：共栄 (SP=8022 m), SP25850, SP30200)

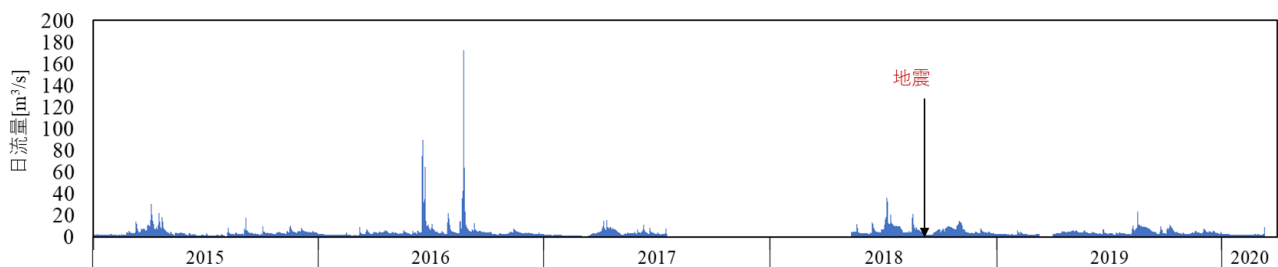


図-4 厚真大橋における日流量データの経年変化 (2015.5~2020.3)

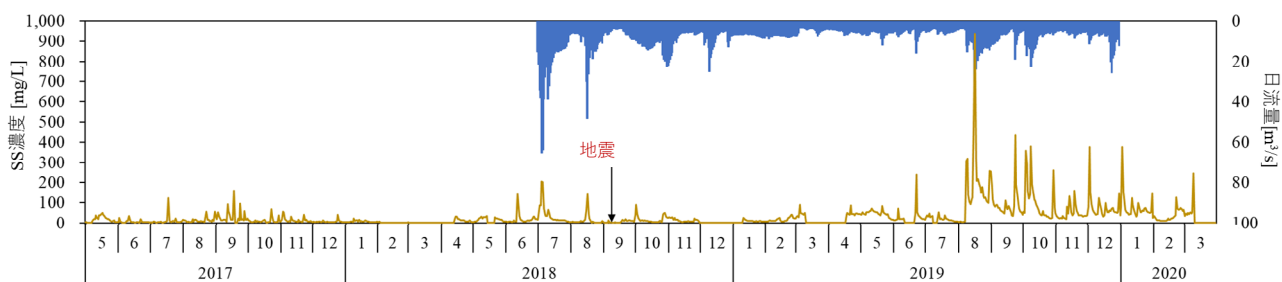


図-5 共栄地点におけるSS濃度および日流量データ（青）の経年変化
 (SS濃度：2017.5～2020.3, 日流量2018.7～2019.12)

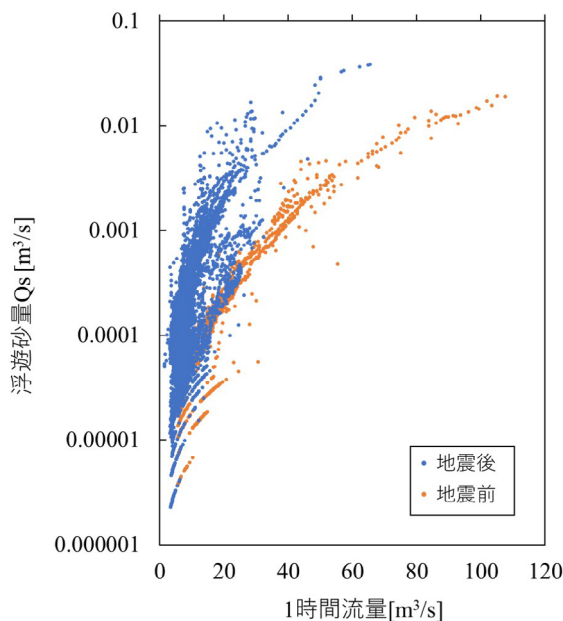


図-6 共栄地点における地震前後の流量と浮遊砂量の関係

に対する浮遊砂量の推定値を比較すると、こちらの図からも、地震後は比較的流量が小さい場合にも地震前より多くの浮遊砂が輸送されることが分かる。今回得られた共栄観測地点での浮遊砂データは、厚真川上流域での斜面崩壊からの流出土砂の影響を受けたものと考えられるが、現地での目視によると、2020年度夏季には流域内の数多くの崩壊斜面において復旧工事が完了しつつあった。今後、この値がどのように変化していくか継続的にモニタリング観測と分析を行うことが好ましいと考えられる。

1. 2. 3. 厚真川河口における夏季の浮遊砂量：既往報告との比較

厚真川流域の斜面表層は、恵庭岳や樽前山の噴火に由来する降下火砕物によって構成されている。厚真川流域から産出される土砂の粒径は比較的小さく、石塚ら⁴⁾の現地調査報告によると、厚真川における年間での流出土砂量に占める浮遊砂の割合は昭和46年度調査で約78%、昭和54年度調査で約93%と報告されている。ならびに、浮遊砂の流出量は夏季期間が全体の半分以上を占め、浮遊砂の年流出量の変動には夏季の出水が大きく影響することを指摘している。そこで、ここでは石塚らの報告⁴⁾内での夏季である6月～11月までを対象とし、既往最大出水を記録した石原らの報告と、地震後の2019年夏季出水にて推定された通過浮遊砂量について比較した。

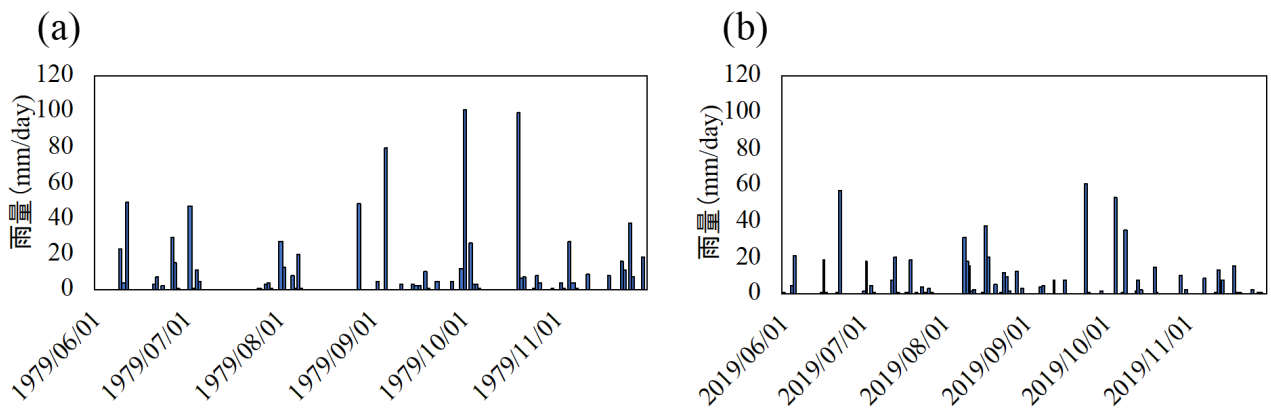


図-7 AMeDAS（厚真）による日降水量の比較

a) 1979年, b) 2019年

(1) 石塚ら⁴⁾の既往報告

図-7(a)に、1979年(S54)のAMeDAS(厚真)による日降水量を示す。1979年は出水規模の大きな年であり、日雨量100mmを超える出水が2度観測されている。彼らの報告では、1979年の厚真川河口での年間流出浮遊土砂量は約11,700m³と推定されており、そのうち、夏季に該当する割合を53%と仮定することで、厚真川河口における夏季の流出浮遊土砂量を6,210m³と見積もっている。

(2) 2019年度の厚真川下流域(共栄地点)における通過浮遊土砂量

図-7(b)に、2019年(H31)のAMeDAS(厚真)による日降水量を示す。2019年は前述の通り、出大きな出水は確認されず、日雨量60mmを下回る規模の降雨が3度確認されている。共栄地点での夏季の通過浮遊土砂量は、2019年、8,794m³と見積もられた。既往報告との観測方法が異なるため、比較の精度がどの程度あるかについて、既往報告の調査方法についてより詳細に調べる必要はあるが、少なくとも、地震後の厚真川では降水量が特別多い年でなくとも、地震前の厚真川の大出水時に匹敵する浮遊土砂量が流出している可能性があるかと推察される。

1.3. 厚真川支川における崩壊面積の違いが降雨流出と細粒土砂輸送特性に与える影響

ここでは、厚真川の地震前における細粒土砂の流出・輸送特性に関するデータが限られていることを補足することを目的とし、厚真川上流区間に合流する支川として、上流区間の崩壊地面積が異なるハビウ川とウクル川における降雨流出と細粒土砂流出特性の観測を行った。

1.3.1. ハビウ川とウクル川の調査

厚真川の支川であるハビウ川とウクル川の流域図および調査地点を図-8に示す。ハビウ川は流域面積が約40.5km²、厚真川河口より23.5kmの位置で厚真川右岸側から合流する支川である。ウクル川は流域面積が約25.2km²、厚真川河口より17.5kmの位置で厚真川左岸側から合流する支川である。

各々の調査地点の様子を図-9に示す。各河川の調査地点における集水面積は、ハビウ川2号橋で11.24km²、ウクル川中流地点にて約15.18km²、ウクル川上流地点にて約3.32km²である。各調査地点には、図-9(d)に示すとおり、水位計とカメラを設置し、10分間隔にてデータの取得を行った。また、ハビウ川2号橋およびウクル川上流地点には雨量計も設置している。降雨時の採水調査は、水位計、雨量計を設置したハビウ川2号橋とウクル川上流地点にて行った。この2地点の集水域内に衛星画像により確認される崩壊地面積は、各々2,044,000m²、5,700m²である。

現地での水文観測方法は、2019年度のハビウ川調査にて用いた手法と同様とした⁵⁾。水位データの取得には、水圧式水位計（応用地質株式会社、S&DLmini）を使用した。水位から流量の算定には、事前に断面形を測量し、STIV法⁶⁾による表面流速の解析（KU-STIVを使用）より流量曲線（H-Q曲線）を作成した。降雨データは転倒マス型雨量計（太田計器製作所、OT-501S）を設置し、10分間隔で記録した。自動撮影カメラにはハイクカムSP2（株式会社ハイク）を用いた。各機材の電源にはソーラーパネル（12V/20W）2枚にバッテリー（12V/24h）を接続することで、常時通電を確保した。さらに、画像は夜間、近赤外線画像になるため、ソーラーパネルとバッテリーシステムより駆動する近赤外線照明（12W）

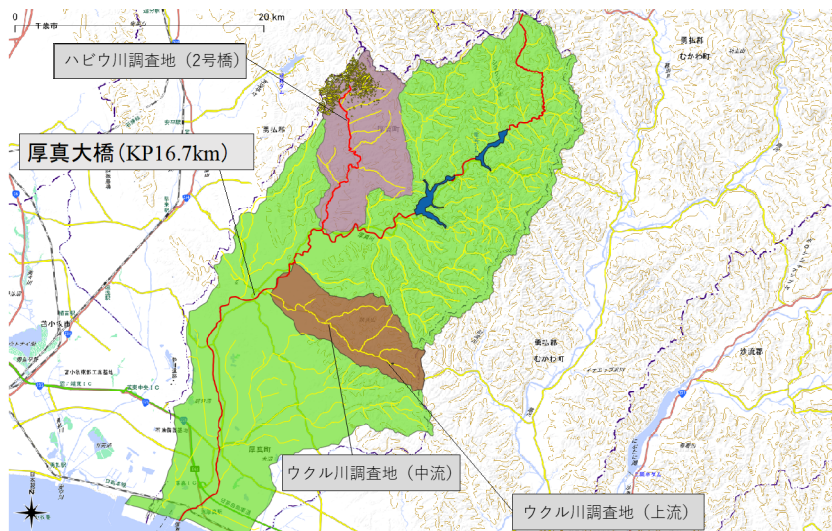


図-8 ハビウ川とウクル川の調査地点および調査地点上流（集水域）における崩壊地（黄）

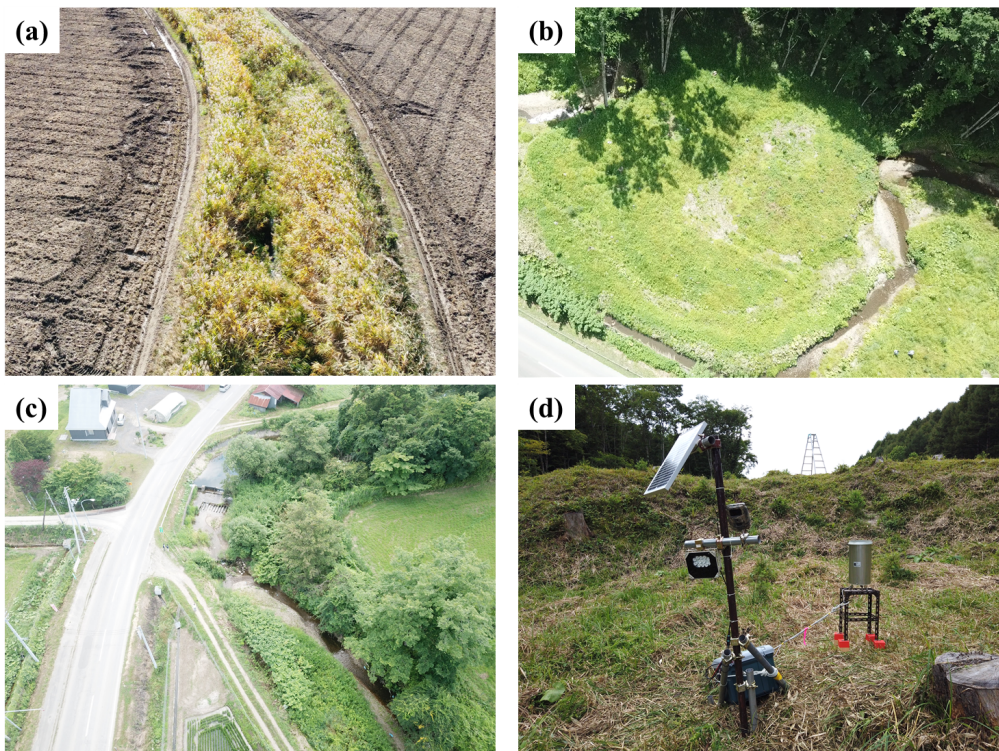


図-9 調査地点の様子

- (a)ハビウ川の2号橋付近, (b)ウクル川上流地点
(c)ウクル川中流地点, (d)観測機材の設置状況

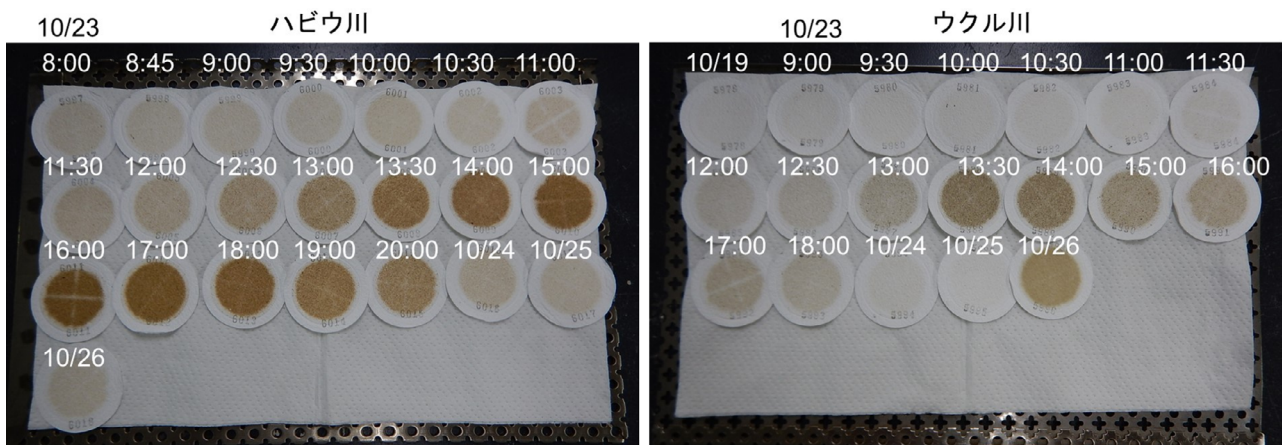


図-10 GFPろ過重量法にてSS濃度の分析の様子

を取り付けるようにした。この際、できる限り電力を消費させないため、照明は夜間のみ、かつ自動撮影カメラに連動して自動点灯するものとした。この照明の自動点灯の設計については、自動撮影カメラ動作時の電流をトリガーとして制御した。

採水調査は、2020年10月23日8時から20時の間、現地にて30分～1時間間隔にて1Lの採水を行った。また、降雨後の継続調査として、10月24日～26日正午付近にも採水を行った。採水サンプルは冷やして持ち帰り、後日、GFPろ過重量法にてSS濃度の分析を行った（図-10）。

1.3.2. ハビウ川とウクル川の調査結果

ここでは、ハビウ川2号橋とウクル川上流地点での調査結果について報告する。図-11に、採水調査を実施した10月23日の降水量と水位の時間変化を示す。また、図-12に水位とSS濃度の時間変化を示す。また、両調査地点の集水面積が異なるため、流量を流域面積で割った比流量に対するSS濃度の時間変化について整理した図を図-13に示す。

図-11より、ハビウ川とウクル川の水位を比較すると、ハビウ川の方が水位ピークに至る時間が遅いものの、いずれも降雨時の水位は短時間でピークに達した直後、緩やかに下がることが分かる。ウクル川の方が水位ピークに至る時間が速かった理由は、ウクル川上流地点の方がハビウ川よりも集水面積が小さいこと、およびウクル川流域にて観測された降水量がハビウ川流域よりも大きかったことによるものと考えられる。

図-12よりハビウ川とウクル川のSS濃度を比較すると、ハビウ川では河川のピーク流量前にSS濃度のピークに達したが、ウクル川ではほぼ一致していた。また、SS濃度の大きさについては、ハビウ川の方がウクル川よりも高い値を示した。これは、ハビウ川の方が調査地点の集水面積が大きいためと考えられる。その他、SS濃度の時間変化を確認すると、ハビウ川とウクル川、どちらの河川においても時間雨量0.5～3mm程度でも濃度上昇が始まるようである。一方で、昨年度の降雨イベントと異なり、今回観測した降雨イベントでは、降雨後、数日間にわたるSS濃度の上昇については観測されなかった。これは、今回対象とする降雨が日雨量20mm程度の小規模な降雨であったためと考えられる。

続いて、比流量に対するSS濃度の形で整理した図-13よりハビウ川とウクル川を比較すると、ハビウ川ではウクル川に比べ、同程度の比流量におけるSS濃度の値が大きいことが分かる。両調査地点とも比較的小流域のため、流域内の勾配などの違いを考慮した精査が必要と考えているが、少なくとも同程度の降雨イベントに対するSS濃度の上昇は、ウクル川よりもハビウ川の方が大きいことを示すと言える。次年度以降の調査では、より大きい降雨イベントを対象とし、降雨後に数日間にわたって継続するSS濃度の上昇についても両河川での比較を行いたいと考える。

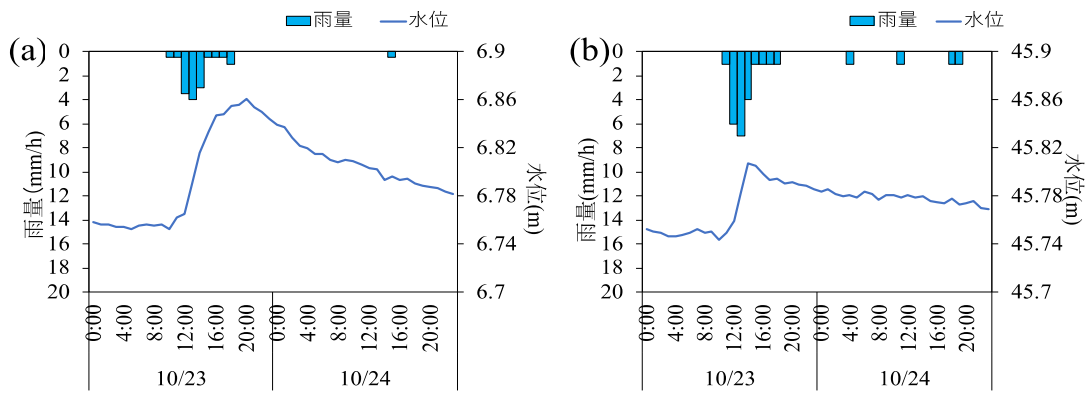


図-11 時間降水量と10分水位の時間変化,
(a)ハビウ川2号橋, (b)ウクル川上流地点

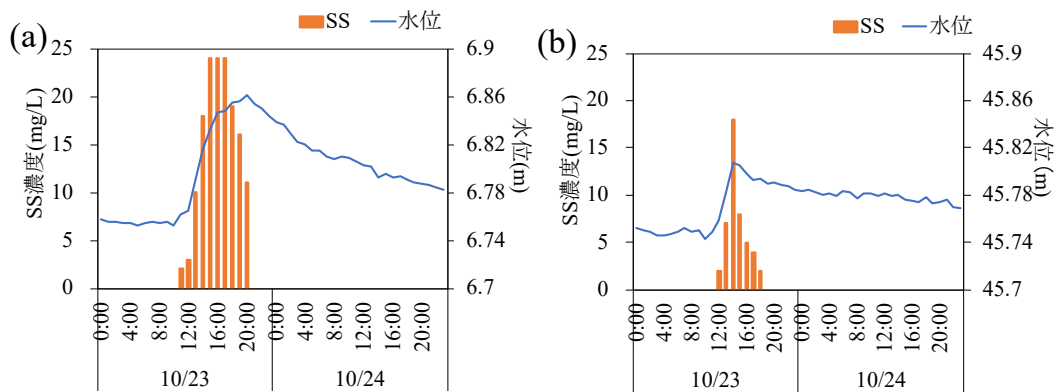


図-12 10分水位と採水試料のSS濃度の時間変化,
(a)ハビウ川2号橋 (10/23は20:00まで採水)
(b)ウクル川上流地点 (10/23は18:00まで採水)

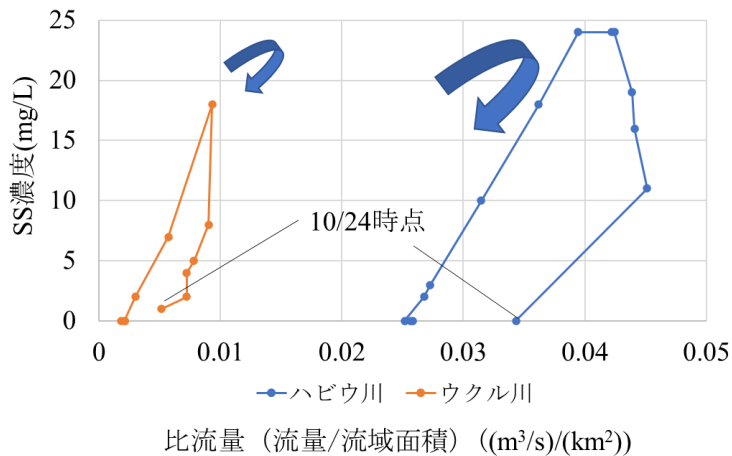


図-13 比流量とSS濃度の関係の比較

1. 4. 河床変動計算モデルを用いた地震前後の厚真川河口への年流出土砂量の推定と考察

本節では、厚真川流域において生産される土砂の河口までの輸送特性を検討する目的で1次元河床変動計算モデルを用いて河床変動計算を行い、地震前後の厚真川河口への年流出土砂量の推定を行う。

1.4.1. 計算モデルの基礎式

流れの基本式として以下の1次元不等流の式を用いる.

$$\frac{\partial h}{\partial x} + \frac{\partial z}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\alpha Q^2}{2gA^2} \right) + i_e = \frac{q_x Q}{gA^2} \quad (1)$$

ここで, x : 流下方向距離, h : 水深, z : 河床高, Q : 流量, g : 重力加速度, A : 流積, α : エネルギー補正係数 (=1), i_e : エネルギー勾配, q_x : 単位流路当たりの横流入流量である.

横流入流量は, 本川に流入してくる支川や表面流等の総流量のことであり, 本川の流量を用いて次式で表される.

$$q_x = \frac{\partial Q}{\partial x} \quad (2)$$

河川の横断面を広矩形断面と近似することでエネルギー勾配は次式で表される.

$$i_e = \frac{n^2 Q^2}{B^2 h^3} \quad (3)$$

ここで, n : Manningの粗度係数, B : 川幅である.

掃流砂量式は芦田・道上⁷⁾の式を用いる.

$$\frac{q_{Bj}}{\sqrt{sgd_j^3}} = p_j 17 \tau'_{*j}{}^{3/2} \left(1 - \frac{\tau_{*cj}}{\tau_{*j}} \right) \left(1 - \frac{u_{*cj}}{u_*} \right) \quad (4)$$

ただし, d_j は砂粒子の粒径. ここで下付き添え字 j は混合粒径において, 粒径 d_j に対する物理量であることを表す. また, q_{Bj} : 粒径別単位幅掃流砂量, s : 砂の水中比重, p_j : 河床中に粒径 d_j の砂粒子が存在する割合, τ_{*j} : 粒径別無次元掃流力 ($=u_*^2/sgd_j$), τ'_{*j} : 粒径別有効無次元掃流力 ($=u_*'^2/sgd_j$), u_* : 摩擦速度 ($=\sqrt{ghi_e}$), u_*' : 有効摩擦速度, τ_{*cj} : 粒径別無次元限界掃流力 ($=u_*^2_{*cj}/sgd_j$) である.

粒径別限界摩擦速度 u_{*cj} は Egiazaroff・浅田の式⁸⁾を用いる.

$$\frac{u_{*cj}^2}{u_{*cm}^2} = \left\{ \frac{\log 23}{\log \left(21 \frac{d_j}{d_m} + 2 \right)} \right\}^2 \frac{d_j}{d_m} \quad (5)$$

ここに, d_m : 河床材料の平均粒径, u_{*cm} : d_m に対する限界摩擦速度である.

平均粒径の河床材料に対する限界摩擦速度, u_{*cm} (cm/s) は以下の岩垣の式⁹⁾にて求められる. なお, 粒径 d の単位は cm である.

$$u_{*cm}^2 = \begin{cases} 80.9d & (0.3030 \leq d) \\ 134.6d^{31/22} & (0.1180 \leq d \leq 0.3030) \\ 55.0d & (0.0565 \leq d \leq 0.1180) \\ 8.41d^{11/32} & (0.0065 \leq d \leq 0.0565) \\ 226d & (d \leq 0.0065) \end{cases} \quad (6)$$

浮遊砂量式は岸板倉の式¹⁰⁾を用いる.

$$q_{suj} = p_j K \left\{ \alpha_* \frac{\rho_s - \rho}{\rho_s} \frac{gd_j}{u_*'} \Omega_j - w_{ff} \right\} \quad (7)$$

$$\Omega_j = \frac{\tau'_{*j} \int_{a'}^{\infty} \xi \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi}{B_{*j} \int_{a'}^{\infty} \frac{1}{\sqrt{\pi}} \exp(-\xi^2) d\xi} + \frac{\tau'_{*j}}{B_{*j}\eta_0} - 1 \quad (8)$$

ここで q_{suj} : 単位面積当たりの粒径別浮遊砂の河床からの浮上量, w_{fj} : 粒径別浮遊砂の沈降速度であり, Rubeyの式¹¹⁾ から求める. また, $\alpha_* = 0.14$, ρ : 水の密度, ρ_s : 砂の密度, $\eta_0 = 0.5$, $a' = B_{*j}/\tau'_{*j} - 1/\eta_0$, $K = 0.008$ である. B_{*j} は揚力算定の際の速度に摩擦速度を適用するための換算係数であり, 均一粒径の時は $B_{*0} = 0.143$ の一定値が用いられる. ここでは, $B_{*j} = 0.143$ とする.

浮遊砂濃度 c_j は河床付近の浮遊砂濃度 c_{bj} を用いて次式で表される.

$$c_j = c_{bj} \exp(-\beta l) \quad (9)$$

上式は指数型の濃度分布式を採用したものである. ここで, $\beta = w_{fj}h/\varepsilon$, $\varepsilon = \kappa u_* h/6$, κ : カルマン係数 (=0.4), ε : 河床からの距離, $l = \varepsilon/h$, c_i : 河床から距離 ε における粒径 d_i の粒子の濃度である.

粒径別水深平均濃度: $\langle c_j \rangle$ は, c_j を水深方向に積分することによって次式で求められる.

$$\langle c_j \rangle = \frac{1}{h} \int c_j dl = \frac{c_{bj}}{\beta} (1 - \exp(-\beta)) \quad (10)$$

粒径別浮遊砂濃度の連続式は次式で表される.

$$\frac{\partial}{\partial t} (\langle c_j \rangle h) + \frac{1}{B} \frac{\partial (Q \langle c_j \rangle)}{\partial x} = q_{suj} - w_{fj} c_{bj} + \frac{q_x \langle c_{xj} \rangle}{B} \quad (11)$$

ここで, $\langle c_{xj} \rangle$: 支川等からの横流入浮遊砂の水深平均濃度である. 今回の計算では疑似定常性を仮定して (11) 式の左辺第一項は無視することとする.

混合粒径における粒径別流砂の連続式は以下で表される.

$$\delta \frac{\partial p_j}{\partial t} + p_j^* \frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left\{ \frac{1}{B} \frac{\partial (q_{bj} B)}{\partial x} + q_{suj} - w_{fj} c_{bj} + \frac{q_x c_{Bxj}}{B} \right\} = 0 \quad (12)$$

ここで, δ : 交換層の厚さ, λ : 河床材料の空隙率 (=0.4), c_{Bxj} : 横流入の粒径別掃流砂濃度である. p_j^* に関しては, 河床低下の場合は交換層の粒子と原河床の粒子が交換されるため, 原河床の粒度分布を考慮する必要がある. そのため p_j^* は以下のようになる.

$$p_j^* = p_{0j} \quad \left(\frac{\partial z}{\partial t} < 0 \right) \\ p_j^* = p_j \quad \left(\frac{\partial z}{\partial t} \geq 0 \right) \quad (13)$$

全流砂の連続式は次式で表される.

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{1-\lambda} \left\{ \frac{1}{B} \frac{\partial \sum_j (q_{bj} B)}{\partial x} + \sum_j (q_{suj} - w_{fj} c_{bj}) + \frac{\sum_j (q_x c_{Bxj})}{B} \right\} = 0 \quad (14)$$

横流入の掃流砂濃度は本川における掃流砂濃度に等しいと仮定する. 即ち, 本川に合流する支川の河床材料や河床勾配が合流点付近ではほぼ等しいと考える.

$$c_{Bxj} = \frac{q_{Bj}B}{Q} \quad (15)$$

地震前の横流入の浮遊砂濃度は、本川の合流部での浮遊砂濃度と等しいと仮定し、以下の式で与える。

$$\langle c_{xj} \rangle = \langle c_j \rangle \quad (16)$$

地震後の横流入の浮遊砂濃度は、本川の合流部での浮遊砂濃度と本川の流量を用いて以下の式に表す。

$$\langle c_{xj} \rangle = \langle c_j \rangle \times E \quad (17)$$

ここで E ：地震後の流域における斜面崩壊などに起因する横流入浮遊砂濃度の割り増し係数である。

E の値に関しては後の1.4.3節にて述べる。

有効摩擦速度や、有効無次元掃流力は全せん断力から河床波等の形状抵抗分を除いた成分であるべきだが、今回は河床波等の形状抵抗に関するデータが無いので、簡単に有効掃流力は全掃流力と等しいと仮定する。

$$\tau'_{*j} = \tau_{*j} \quad (18)$$

$$u'_{*} = u_{*} \quad (19)$$

1.4.2. 計算条件

図-14、図-15は、2019年に行われた測量結果を整理して得られた平均河床高、川幅（低水路幅）の縦断図である。図-14、図-15から平均河床高、川幅は以下の式にて近似する。

$$z = 0.048KP^2 + 0.1113KP - 1 \quad (20)$$

$$B = 120 \exp(-0.058KP) \quad (21)$$

ここで z ：平均河床高の標高（m）、 B ：川幅（m）、 KP ：河口からの距離（km）である。

また、図-16、図-17、図-18は河床材料調査の結果に基づく d_{10} 、 d_{50} 、 d_{90} の縦断図である。ここから、以下の d_{10} 、 d_{50} 、 d_{90} の近似式が得られる。

$$\begin{aligned} d_{10} &= 0.3396 \exp(0.0275KP) \\ d_{50} &= 0.9855 \exp(0.0665KP) \\ d_{90} &= 4.9266 \exp(0.0502KP) \end{aligned} \quad (22)$$

ここで、 d_{10} 、 d_{50} 、 d_{90} は、それぞれ10%、50%、90%の粒径（mm）であり、これらの値から粒度分布は対数正規分布に基づくという仮定のもと、各地点での初期の粒度分布を与える。

計算に用いる流量については、厚真大橋（ $KP=16.7\text{km}$ ）で毎時公表されているが、厚真大橋地点以外にはデータが無いので、各地点での流量を、流量とその地点より上の流域面積は比例関係にあるという仮定のもと以下の近似式を導いる。

$$Q = Q_{ab} \times \frac{CA}{CA_{ab}} \quad (23)$$

$$CA = -8.3932KP + 365.7 \quad (24)$$

ここで、 CA ：その地点より上流部の流域面積 (km^2)、 Q_{ab} ：厚真大橋での流量、 CA_{ab} ：厚真大橋より上流部の流域面積 ($=222.14\text{km}^2$) である。図-19に河口部から厚真大橋地点までの流域面積の縦断面図を示す。

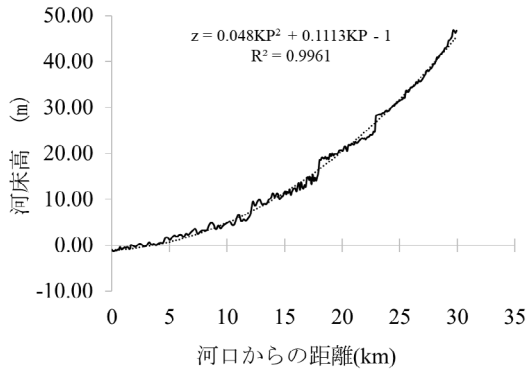


図-14 厚真川の平均河床高縦断面図

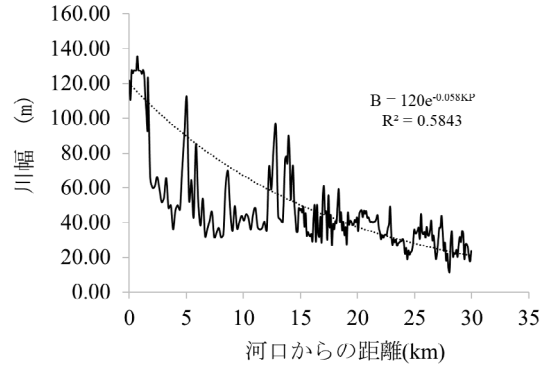


図-15 厚真川の川幅縦断面図

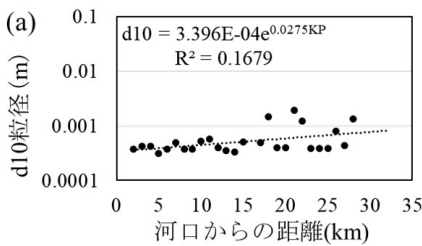


図-16 厚真川の d_{10} 縦断面図

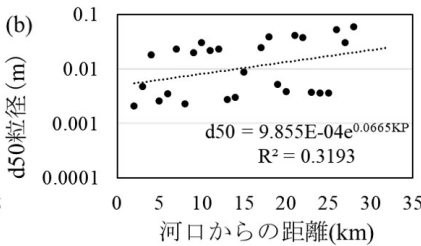


図-17 厚真川の d_{50} 縦断面図

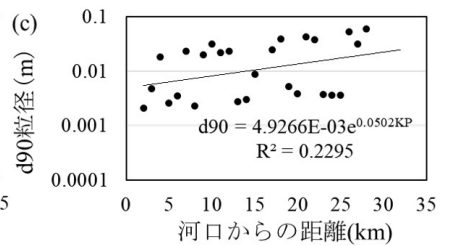


図-18 厚真川の d_{90} 縦断面図

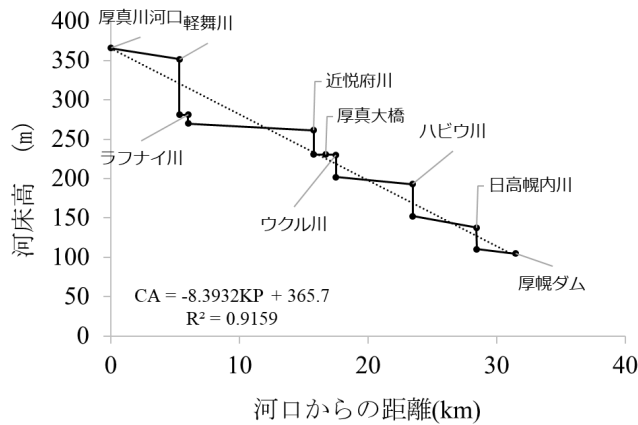


図-19 厚真川の流域面積の縦断面図

表-1 粒径階

粒径階(mm)	代表粒径
~0.075	0.075
0.075~0.2	0.138
0.2~0.6	0.4
0.6~1.8	1.2
1.8~5.0	3.4
5.0~14	9.5
14~40	27
40~	55

表-2 その他の計算条件

manningの粗度係数	$n=0.03$
砂粒子の密度	$\rho_s=2.65 \text{ (g/cm}^3\text{)}$
時間刻み幅	$dt=6 \text{ (s)}$
空間刻み幅	$dx=200 \text{ (m)}$
交換層の厚さ	$\delta=55 \text{ (mm)}$
河口水深	$h_0=1 \text{ (m)}$

計算に用いる河床材料および流砂中の粒径は表-1に示す通り与えている。その他の計算条件については表-2に示す。河口水深は、平均河床高の測量にて河口部の平均河床高が約1.0 mであったことから、非常に粗い仮定ではあるが、水深を1.0 mの一定であると仮定し、河口の水位は標高0 mとした。

1.4.3. 計算手順・地震前後における計算条件の違い

今回の計算の目的は、地震によって発生した斜面崩壊による影響が河川に与える影響を一次元河床変動計算から考察することである。前節でも述べたように、地震直後の斜面崩壊によって細粒成分の河川への流入増加が懸念されている。採水された細粒土砂の大部分は通常は河床とコンタクトを持たないWash Load成分であると考えられるが、今回の計算では上記の式形で本川上流や支川が流入する細粒土砂は、一旦河川に入った後は、すべて浮遊砂と同様に扱うこととした。

上流端からの土砂流入量については、掃流砂は平衡掃流砂量を与え、浮遊砂濃度は粒径0.075 mm以下の細粒成分のみが厚幌ダムより流出すると仮定している。浮遊砂濃度は、上流端流量に応じた浮遊砂量を式(3)および式(4)から求めた後、流量で除した浮遊砂濃度(無次元)を与えている。

地震後の浮遊砂濃度式を地震前の浮遊砂濃度式で除することで、地震後の横流入浮遊砂濃度の増加率が流量の関数 E で表される。ただし、厚真川流域の大規模斜面崩壊は、主に厚幌ダムから厚真大橋間で合流する支川内で起こっていることから、厚幌ダムと厚真大橋間の横流入の支川の浮遊砂濃度のみを本川のものとは異なるものとした。よって計算の際は以下の増加率 E を使用した。

$$\text{(河口から厚真大橋間)} \quad E = 1 \quad (25)$$

$$\text{(厚真大橋から厚幌ダム間)} \quad E = Q^{0.45} \quad (26)$$

ここに、 E ：地震後の横流入浮遊砂濃度の増加率である。

計算期間については、流量データがほぼ欠測なく揃っている2015年と2019年を対象に1年間とした。厚真大橋で観測された時間毎の流量データを用いて、地震前と後の条件でそれぞれ計算を行なった。

1.4.4. 計算結果

前項までの基礎式、計算条件で計算を行なった結果を以下に示す。

浮遊砂の流入と流出量の変化に着目する。図-20に地震前後の条件で計算した浮遊砂の流入量と河口での流出量の結果を示す。図-20より、2015年の地震前の流入量は $1,690 \text{ m}^3$ 、流出量は $1,710 \text{ m}^3$ と両者の差は小さいことが分かる。また、地震前の条件を想定した2019年の計算においても、地震前の流入量は $1,240 \text{ m}^3$ 、流出量は 650 m^3 と比較的差は小さい。これは、浮遊砂はほぼ動的平衡状態であることを示すものである。一方で、地震後の条件にて計算した2015年と2019年では、浮遊砂の流入量も流出量も増大している。2015年の場合、流入量は $44,850 \text{ m}^3$ と26倍近く増え、それに伴い流出量も $11,110 \text{ m}^3$ と6.5倍近く増えている。2019年の場合、流入量は $8,050 \text{ m}^3$ と6.5倍近く増え、流出量も 870 m^3 と1.3倍近く増えている。2015年の流入量が2019年より多い要因は、流量規模の違いによるものである(図-4)。これは、地震後の厚真流域では比較的小規模な降雨が続いているが、過去に生じているような規模の大きな降雨が生じた場合、浮遊砂の流入量・輸送量が極めて大きくなることを示すものである。

河床変動量について、地震前、地震後それぞれの供砂条件を用いた計算結果を図-21に示す。図-21に計算終了時の河床変動量の縦断分布を示す。図-21より、地震前後に関係なく、河口から16 kmより下流域は土砂が堆積しやすい傾向にあることが分かる。とくに、河口～4 km付近までの間の堆積傾向は明瞭で、地震後条件で計算した場合、2015年は最大約6cm(図-21(b))、2019年は最大約4cm(図-21(d))の平均河床高の上昇が認められた。これらの堆積は、2015年地震前の浮遊砂の流入量と流出量がほぼ釣り合っていること(図-20)を踏まえると、2015年地震前の堆積(図-21(a))は主に掃流砂成分に由来す

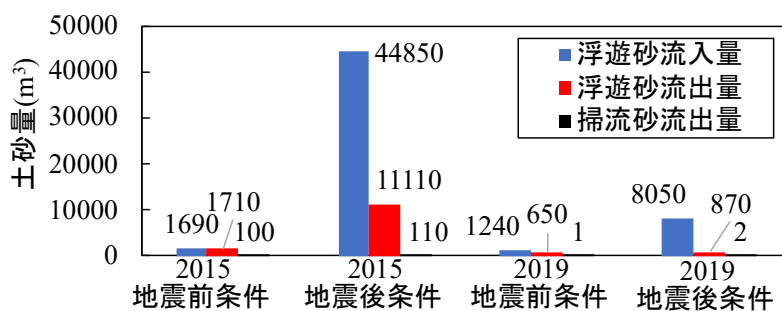


図-20 流入土砂量と河口からの流出土砂量

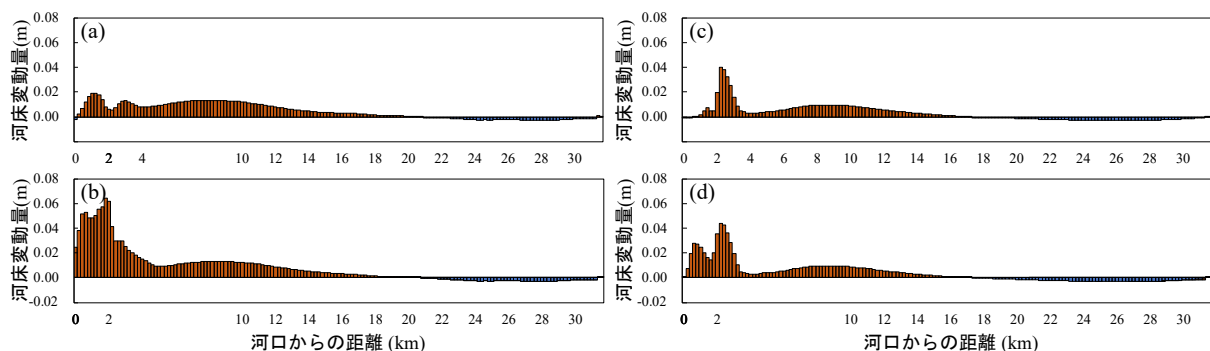


図-21 河床変動量の縦断分布, (a)2015年流量・地震前浮遊砂条件, (b)2015年流量・地震後浮遊砂条件, (c)2019年流量・地震前浮遊砂条件, (d)2019年流量・地震後浮遊砂条件

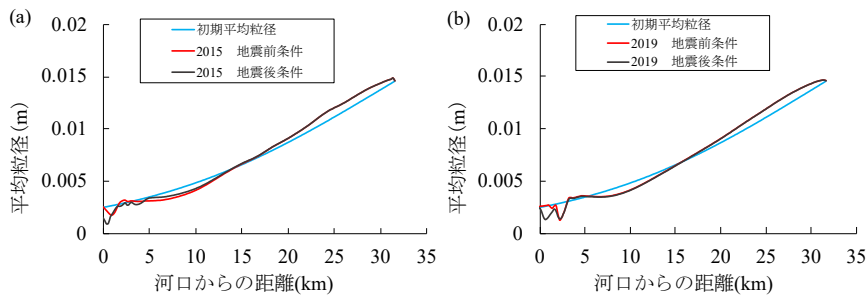


図-22 平均粒径の縦断面図，(a) 2015年，(b) 2019年

るものであり，地震前後の堆積の差分が厚真川へ流入する浮遊砂の増加分に由来するものと推察される。

次に図-22に計算終了時の粒度分布の縦断変化を示す。図-22から地震後の計算結果を確認すると，2015年と2019年はそれぞれ河口～3.8 km，河口～2kmの範囲で細粒化が進んでいることが分かる。これは，上述した浮遊砂が集中的に堆積すると推察した範囲とほぼ一致するものである。

今回の検討では，2015年と2019年程度の降雨強度の違いにおいても，河口からの流出土砂量が大きく異なることが示された。また，河口に集中して細粒成分が堆積する状況も確認された。厚真流域は比較的降水量の少ない地域であり，地震後の2018年9月6日から2021年6月まで，降雨強度が30 mm/hを超えるような降雨は発生していない。そのため現在の厚真川では河道内の土砂堆積は顕著ではないと考えられる。今後はより大きな降雨まで想定した場合の変化について，浮遊砂濃度等の現地データ取得および数値解析による流出土砂量の検討を行う必要があると考えられる。

1.5. 結論

本研究では，厚真川流域における胆振東部地震前後における細粒土砂の流出と輸送特性の変化を把握することを目的とし，厚真川本川での定点観測データの分析，上流域の崩壊地面積の異なるハビウ川とウクル川での水文調査，および1次元河床変動解析による地震前後の厚真川河口への年流出土砂量の推定を行った。得られた主な結果は以下の通りである。

- (1) 厚真川の共栄観測地点における流量と浮遊砂量 [m³/s]との相関より，地震前に比べ，地震後は少ない流量でもより多くの細粒土砂が流出していることが確認された。共栄地点での夏季の通過浮遊砂量は，2019年度，8,794m³と見積もられた。
- (2) 上流域に斜面崩壊地の多いハビウ川と崩壊地の少ないウクル川において，降雨時に30分～1時間間隔にて採水調査を行い，比流量とSS濃度との相関を比較した。分析の結果，ハビウ川はウクル川に比べ，同程度の比流量であってもSS濃度が上昇しやすいことが確認された。また，降水量とSS濃度の上昇時刻を比較すると，時間雨量0.5～3mm程度でもSS濃度上昇が始まることが確認された。一方，今回対象とした降雨では，降雨後に数日間継続するようなSS濃度の上昇は観測されなかった。これは，今回対象とした降雨が日雨量20mm程度の小さい雨であった可能性があり，今後，より大きい降雨を対象とした調査も必要と考える。
- (3) 数値計算結果によると，厚真川河口から流出する土砂の約9割は浮遊砂成分であった。厚真川本川の河道内への浮遊砂の影響は，主に河口～4 km付近に集中しており，地震後は特にこの範囲内にて堆積および平均粒径の細粒化が集中的に生じる傾向が示された。

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。

引用文献

- 1) 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 74, 54-65, 2019.
- 2) Osanai, N., Yamada, T., Hayashi, S., Kastura, S., Furuichi, T., Yanai, S., Murakami, Y., Miyazaki, T., Tanioka, Y., Takiguchi, S., Miyazaki, M.: Characteristics of landslides caused by the 2018 Hokkaido Eastern Iwate Earthquake. Landslides 16, 1517-1528, 2019.
- 3) 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回北海道開発技術研究発表会, 1-6, 2018.
- 4) 石塚耕一, 浦島三郎: 厚真川および安平川の流出土砂量について, 苫小牧工業高等専門学校紀要第16号, pp.99-102, 昭和55年.
- 5) 今日出人, 久加朋子, 橋場雅弘, 土田宏一, 西山典志, 瀧川憲, 杉山拓大, 清水康行: 電波不感地域における雨量・水位・氾濫情報提供システム開発とハビウ川における検証の試み. 土木学会論文集B1 (水工学), 76 (2), pp.I_1415-I_1420, 2020.
- 6) 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.
- 7) 芦田和男・道上正規: 移動床流れの抵抗と掃流砂量に関する基礎的研究, 土木学会論文報告集, 第206号, 土木学会, p.p.59-69, 1972.
- 8) Egiazaroff, I.V.: Calculation of nonuniform sediment concentration, J. of Hyd. Div., ASCE, Vol91, HY4, p.p.225-247, 1965.
- 9) 岩垣雄一: 限界掃流力に関する基礎的研究, (1) 限界掃流力の流体力学的研究, 土木学会論文集, 第41号, 土木学会, p.p.1-21, 1956.
- 10) Itakura, T. and Kishi, T.: Open channel flow with suspended sediments, J. of HYD. Div., ASCE, Vol. 106, HY8, p.p.1325-1343, 1980.
- 11) Rubey, W.W.: Setting velocities of gravels, sand and silt particles, American J. of Science, Vol. 25, p.p.325-338, 1933.