

2.美生川を対象とした降雨流出・土砂移動シミュレーション

山野井一輝

Kazuki YAMANOI

京都大学 防災研究所 助教

要 旨

気候変動下での流域土砂動態の変化をシミュレーションに基づいて予測することは、防災面、治水面で重要と期待されるが、地質等によって異なる降雨流出特性や河床材料特性を、パラメータとして適切に反映する必要がある。一方で、流量や流砂量の観測にはある程度のコストが必要であり、対象とする流域で必ずしも十分なデータが存在するとは限らない。そこで、限定的なデータから流域全体で正確にパラメータを設定する手法を開発できれば、シミュレーションの適用性が大きく向上すると期待できる。以上の背景のもと、本研究では、2016年の災害後に流量が欠測となっている美生川を対象に、流出パラメータの最適化と、地形データからの粒度分布推定手法を組みわせることで、2017年以降の流域土砂動態の復元を試みた。流出パラメータ最適化では、2014年までの流量データを対象に、CMA-ES法を用いてモデル内の多数のパラメータの組み合わせを最適化する方法を提案した。また、粒度分布推定では、河床勾配、集水面積、および代表粒径の関係式と、粒径分布の対数正規分布式を組みあわせることで、下流域の限定的な観測データから流域全体の粒径分布を予測する方法を提案した。以上の方法に基づいて、流域全体のパラメータを設定することで、欠測状態にある2017年以降の流域土砂動態を、観測された降雨をもとに復元した。観測データの不足から、計算結果の定量的な妥当性の評価は困難であるものの、現実と同様過度な河床変動は発生しておらず、大きな矛盾のない結果が得られたものと推察された。

《キーワード：流域土砂動態；パラメータ最適化；河床材料粒度分布》

1. 研究の背景と目的

気候変動下で、降雨の傾向が変化することが予測されている中で、どのように災害の頻度や規模が変化するかを評価することは、将来の防災方策を検討する上で重要な課題である。特に、流域内の土砂生産から河道内輸送までの流域土砂動態は、土砂生産そのものに起因した土砂災害だけでなく、河床変動を通じて河積を変化させるため、水災害の頻度や規模にも影響する。これを評価するには、流域全体の水・土砂の流出モデル¹⁾²⁾などを扱った流域土砂動態シミュレーションが有効である。

一方で、流域土砂動態シミュレーションでは、入力条件（パラメータ）の一部である、河床材料の粒径組成や、生産される土砂量やその粒径組成が大きく結果を変化させる。しかし、これらは流域内の位置や、地質等に起因した風化特性や降雨流出特性、降雨履歴、表層の植生等によって異なるものと考えられる。しかしながら、河床材料粒径分布の空間分布や、生産土砂量や生産土砂の粒径分布の推定方法は未確立であり、現地の限定的な調査データをもとにしながら試行錯誤的に設定されているのが現状である。また、近年、濁度計やハイドロフォンを用いた流砂観測地点が全国に展開されつつあり、このデータを先述のパラメータの評価に応用できる可能性がある。しかし、国内の大半の河川ではこれらの観測は未導入であり、任意の河川での評価に用いることはできないのが現状である。

以上の背景から、本研究では、気候変動影響評価への応用を前提に、限定的な観測データをもとに流域土砂動態シミュレーションのパラメータを推定する方法の構築を目的とする。1年目である2023年度は、河床材料の調査結果と、2016年までの流量観測結果のみが存在する十勝川流域美生川を対象とし、降雨流出パラメータの最適化と、河床材料を地形データから推定する手法を組み合わせることで、流量観測データの存在しない2017年から2023年までの7年間の水・土砂動態の復元を試みた。

2. 対象領域と、使用したシミュレーションの概要

対象領域は図-1に示す美生川流域とした。計算で用いる単位河道・単位斜面を抽出した結果を同図に併記している。流域面積（単位斜面の総面積）は182km²となった。同流域上流部は日高山脈内にあり、地質は斑レイ岩、花崗閃緑岩、片麻岩、片岩から成る³⁾。十勝川流域の多数の支流で土砂流出による災害が生じた2016年台風10号では、上流で複数の斜面崩壊および土石流が発生している³⁾。最下流の単位河道の国道38号との交点には美生橋があり、この地点で水位・流量観測が実施されているが、2016年の災害以降、欠測となっている⁴⁾。

本研究では、江頭・松木の土砂流出モデル¹⁾を発展させた、SiMHIS²⁾による水と土砂の流出計算を行う。この計算モデルは、地形モデルに河道を合流点毎に分割して直線に近似した単位河道と、単位河道の両岸に接続する単位斜面から成る単位河道・単位斜面モデルを採用し、単位斜面における降雨流出と、単位河道における水と土砂の輸送を予測するものである。降雨流出モデルはいわゆる表面流・中間流統合型のKinematic Wave法に基づくモデルであり、斜面部の基礎式は、

$$\frac{\partial q_r}{\partial x} + \alpha \frac{\partial h_r}{\partial t} = r - f \quad (1)$$

$$\alpha = \begin{cases} 1 & (h_r > D_A + D_B) \\ \phi & (h_r \leq D_A + D_B) \end{cases} \quad (2)$$

$$q_r = \begin{cases} k_B h_r & (h_r \leq D_B) \\ k_B D_B + k_A (h_r - D_B) & (D_B < h_r \leq D_A + D_B) \\ k_B D_B + k_A D_A + \frac{1}{n_{ms}} (h_r - D_B - D_A)^{5/3} \sin^{1/2} \theta & (D_A + D_B < h_r) \end{cases} \quad (3)$$

のように表され、 h_r は水深、 q_r は単位幅流量、 r は降雨量、 f は単位時間当たりの損失水頭、 ϕ は空隙率、 D_A 、 D_B はそれぞれA層、B層の層厚、 k_A 、 k_B はそれぞれA層、B層の透水係数、 θ は斜面勾配、 n_{ms} は斜面の粗度（等価粗度）である。

河道部の基礎式は、単位河道網の形式で差分化した状態で示すと、

$$\frac{\Delta h_i}{\Delta t} = \frac{1}{B_{ci}L_{ci}}(Q_{in1_i} + Q_{in2_i} - Q_i) + \frac{1}{B_{ci}}(q_{rd,j} + q_{rd,k})Q_i = B_{ci} \frac{1}{n_{mc}} h_i^{5/3} \sin^{1/2} c_i \quad (4)$$

となる。ここに、 h_i は単位河道*i*における水深、 B_{ci} は単位河道*i*における川幅、 L_{ci} は単位河道*i*における河道長さ、 $q_{rd,j}, q_{rd,k}$ はそれぞれ単位斜面*j, k*の下流端における単位幅流量である。 Q_i は単位河道*i*における流量であり、以下のマンニング式によって算出する。

$$Q_i = B_{ci} \frac{1}{n_{mc}} h_i^{5/3} \sin^{1/2} c_i \quad (5)$$

ここに、 n_{mc} は河道部におけるマンニングの粗度係数、 c_i は単位河道*i*の河床勾配である。

以上より、流域内の空間分布を無視した場合の降雨流出パラメータは、表-1左列のように整理できる。また、後述の最適値探索範囲は、各値の物理的な意味を反映して同表中列のように設定した。

表-1 降雨流出モデル中のパラメータ

パラメータ	最適値探索範囲	最適化結果
損失水頭 <i>f</i>	0.001 - 0.02 [mm/h]	0.02000 [mm/h]
斜面の粗度係数 <i>n_{ms}</i>	0.1 - 1.0 [m ^{-1/3} s]	1.000 [m ^{-1/3} s]
河道の粗度係数 <i>n_{mc}</i>	0.02 - 0.05 [m ^{-1/3} s]	0.05000 [m ^{-1/3} s]
初期水深 <i>h_{ini}</i>	0.5 <i>D_B</i> - <i>D_B</i>	1.000 × <i>D_B</i>
A層透水係数 <i>k_A</i>	1.0 × 10 ⁻⁴ - 1.0 × 10 ⁻² [m/s]	1.379 × 10 ⁻³ [m/s]
B層透水係数 <i>k_B</i>	1.0 × 10 ⁻⁶ - 1.0 × 10 ⁻⁴ [m/s]	1.101 × 10 ⁻⁵ [m/s]
A層の厚さ <i>D_A</i>	0.01 - 0.5 [m]	0.1549 [m]
B層の厚さ <i>D_B</i>	0.1 - 5 [m]	3.006 [m]

土砂の輸送については、混合粒径の掃流砂・浮遊砂モデルで計算を行う。粒径別の流砂量は修正芦田道上式で、粒径階別の限界掃流力は修正Egiazaroff式と岩垣式で計算する。浮遊砂量は板倉・岸の式（近似式）を用いる。粒径0.1mm以下の成分の浮遊砂量は、ウォッシュロード量として扱うが、計算上は浮遊砂と同様に扱う。

3. 最適化手法を用いた降雨流出パラメータの推定

降雨流出モデルのパラメータの最適化手法については、多数の手法が既に提案されている。よく使用される方法として、例えばSCE-UA (Shuffled Complex Evolution algorithm developed in University of Arizona) 法⁵⁾や粒子群最適化⁶⁾などがあげられる。一方で、近年は、機械学習のハイパーパラメータの推定等、より一般的な問題で最適化計算が扱われるようになってきている。中でもCMA-ES⁷⁾は、進化戦略に基づくアルゴリズムで、汎用性が高いことから、多様な問題に利用されている。また既にオープンソースのPythonライブラリOptunaが整備されており、非常に小さいコーディングコストで利用ができる。そこで本研究は、このライブラリを用いて、パラメータ最適化を実装した。最適化する関数は、美生橋地点における流量のNash-Sutcliffe係数(NSE)とした。NSEの計算式を下記に示す。

$$NSE = 1 - \frac{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - Q_{calc}^t)^2}{\sum_{t=1}^T (Q_{obs}^t - \bar{Q}_{obs})^2} \quad (6)$$

ここに、 Q_{obs}^t と Q_{calc}^t はそれぞれタイムステップ*t*における流量の観測値と計算値である。計算期間は、2016年災害前で、中規模出水のあった、2014年1月1日-2014年12月31日とした。ただし、本モデル中に積雪・融雪過程が含まれていないため、NSEの算定期間は、積雪・融雪期を除外した2014年6月10日～

11月30日とした。降雨条件には、気象庁の解析雨量を用いた。

10000回の繰り返し計算を並列実行し、その試行中で最大のNSEが得られたケースのパラメータ値を表-1の右列に示す。この条件を用いた場合の流量の計算結果を図-2に示す。この条件でのNSEの値は、0.740であり、完全一致ではないものの良好な予測結果といえる。以降の土砂を考慮した計算はこのパラメータを用いて進めるものとする。

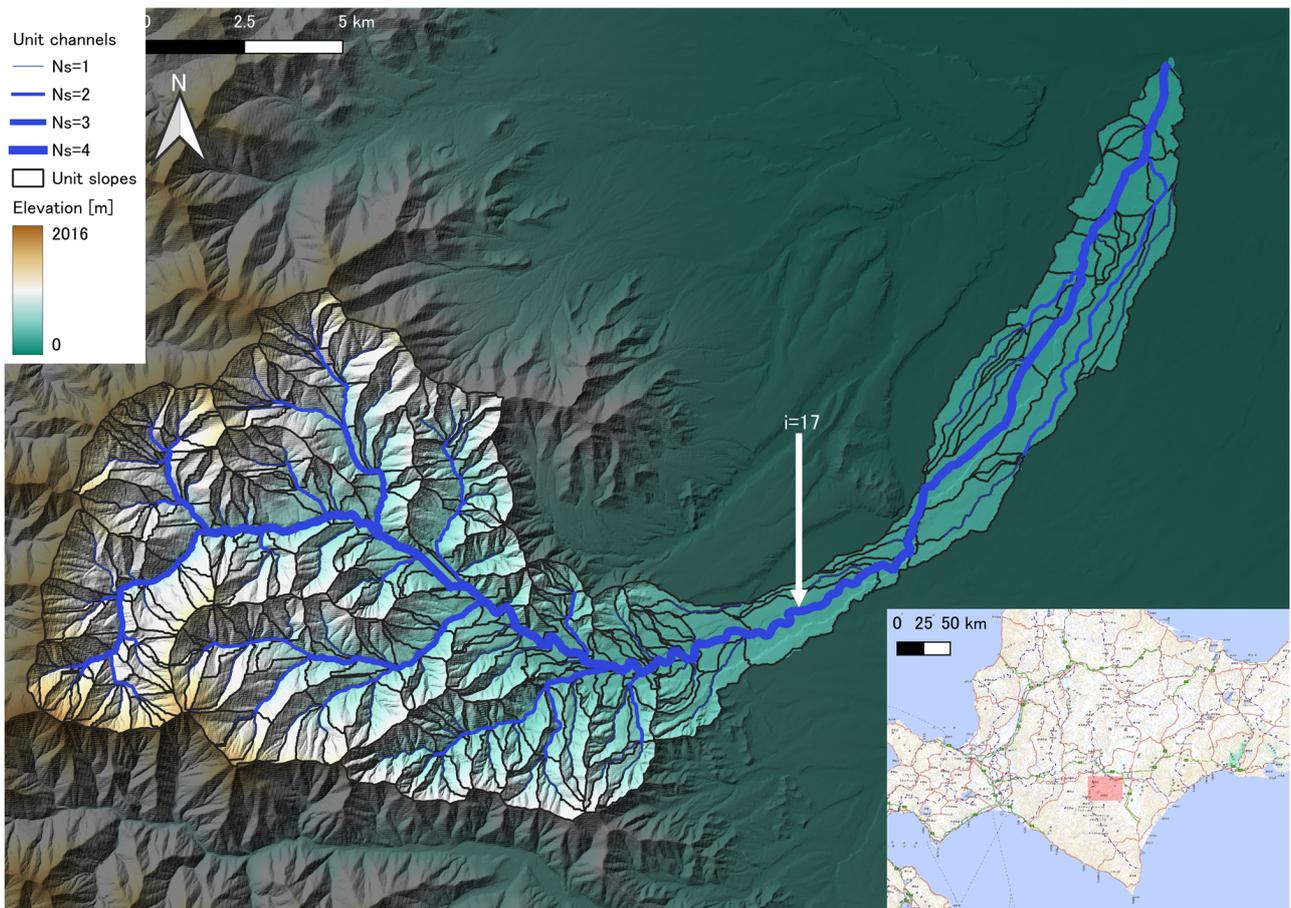


図-1 美生川を対象に抽出した単位河道・単位斜面の形状と標高分布の関係，単位河道は河川次数（Strahler number）毎に幅を変えて示している。

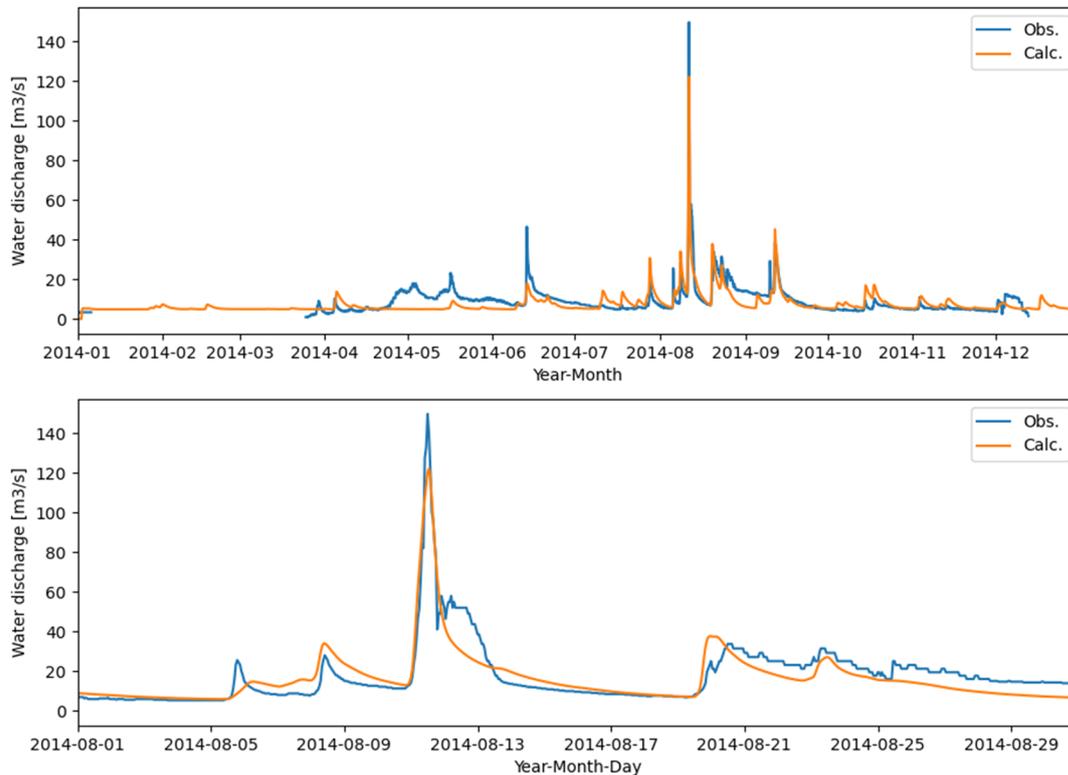


図-2 最適化手法を用いてパラメータを設定した場合の、流域下流端美生橋地点における2014年の流量計算結果。下図は8月における拡大図である。NSE=0.740

4. 集水面積と勾配を用いた河床材料粒度分布の空間分布の設定

前章の手法により、当流域の降雨流出パラメータが同定できた。一方で、正確な混合粒径の流域土砂動態シミュレーションを行うには、空間的に分布する河床材料の粒径分布を正確に設定する必要がある。しかしながら、上流部を含めた流域内の網羅的な調査は非常に労力がかかり、巨礫が存在するような河道の場合は、巨礫の正確な存在率推定自体が困難なため、正確な測定自体も難しい。長期間の予備計算を行って、粒径分布を推定する⁸⁾ことも可能であるが、計算コストが大きいことや、予備計算の終了条件が決められないこと等に問題がある。

一方で、河床材料の粒度分布は、年平均最大流量時の無次元掃流力 τ^* に支配されていることが指摘されており⁹⁾、江頭ら¹⁰⁾は、流域内の無次元掃流力が一定となるという仮定のもと、流量が集水面積に比例することと、川幅が流量に比例するという仮定のもと、下記の関係式を導いている。

$$\left(\frac{i}{i_0}\right)^{\frac{7}{10}} \left(\frac{n}{n_0}\right)^{\frac{3}{5}} \left(\frac{A}{A_0}\right)^{\frac{3}{10}} \left(\frac{d_0}{d}\right) = 1 \quad (7)$$

ここに、 i, n, A, d はそれぞれ勾配、マニング粗度係数、集水面積、代表粒径であり、添え字の0は、基準断面における諸量を示す。江頭ら¹⁰⁾は、 n が $d^{1/6}$ に比例する関係を用いることで、式(7)を、

$$\frac{d}{d_0} = \left(\frac{i}{i_0}\right)^{\frac{7}{9}} \left(\frac{A}{A_0}\right)^{\frac{1}{3}} \quad (8)$$

と変形している。さらに変形すると、

$$d^{-1} i^{\frac{7}{9}} A^{\frac{1}{3}} = const. \quad (9)$$

となる。この関係式を用いれば、地形から求められる河道の勾配と集水面積および流域内の基準地点の代表粒径から、流域全体の代表粒径を推定することができる。

また、河床材料の粒度分布は、対数正規分布、タルボット型分布、二峰性分布に分類できる¹¹⁾が、この分布形と平均、分散等の母数を現地調査に基づいて推定できる場合には、流域全体の粒度分布を決定することができる。本研究では、河床材料粒径分布の調査結果（2019年の篩試験結果）から得られる代表粒径 d と、調査地点の集水面積 A 、および調査地点の位置する単位河道の勾配 i を式(9)に代入し、得られる右辺 ($const.$) の値の算術平均値を求めた上で、この値と単位河道の i 、 A の値を再度式(9)に代入することで、流域全体の代表粒径 d を求めた。美生川における、集水面積から計算した川幅 B と、勾配 i および、本手法で得られた代表粒径 d の空間分布を、図-3に示す。流域の下流から上流に向けて徐々に粗粒化している様子が捉えられている。

得られた代表粒径に対数正規分布を仮定し、標準偏差に、現地調査結果から求めた標準偏差の算術平均値を与えた場合の、粒径分布形状を図-4に示す。ここでは、14か所の単位河道における計算値と観測値を示している。計算値の方が100mm以上の存在率が高くなっているものの、大粒径成分が調査時に除外されうることを鑑みると、全体の傾向としては観測値に類似するものが得られたと考えられる。

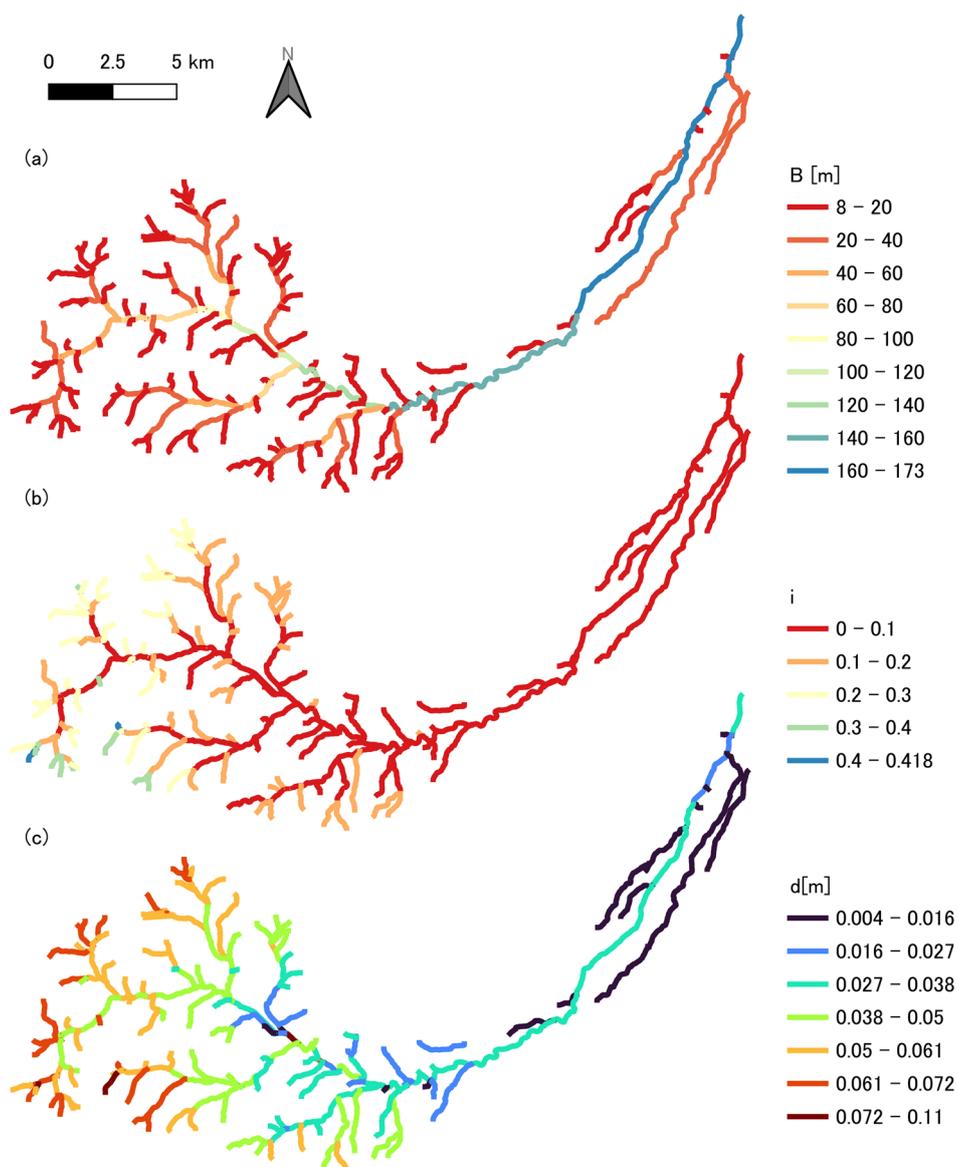


図-3 推定川幅(a)と、単位河道の勾配(b)およびこれらから推定された平均粒径(c)

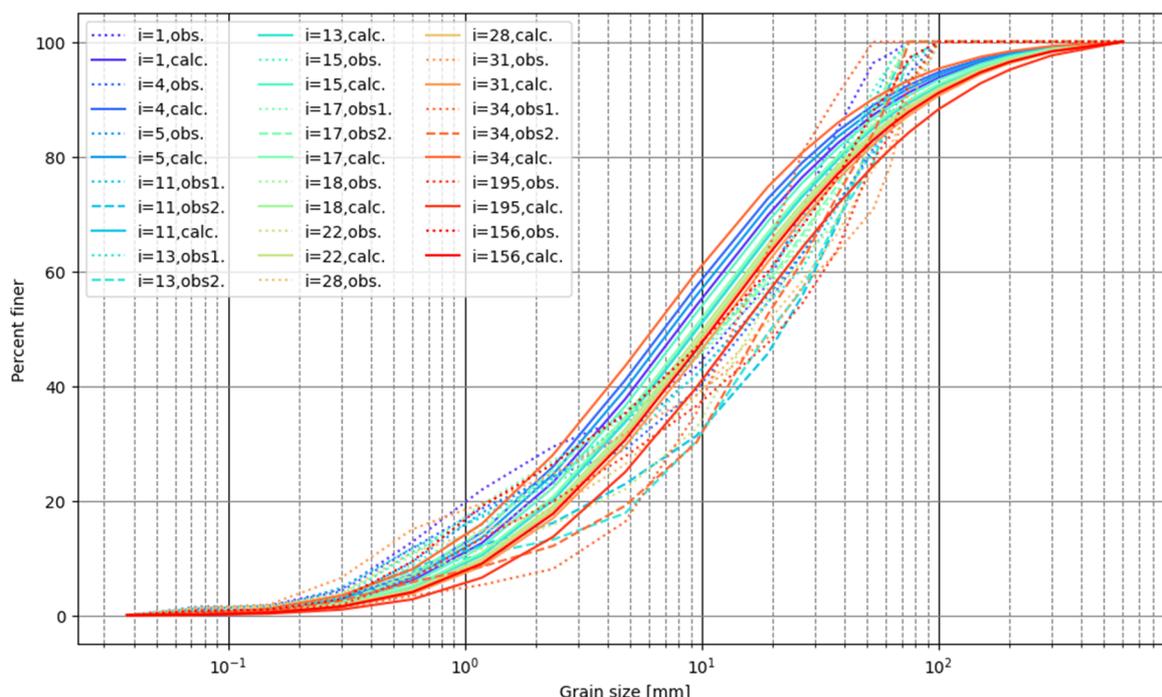


図-4 対象流域における河床材料の粒度分布の調査結果（篩試験）と、提案手法による推定結果。iは単位河道の番号を示す。

5. 2017-2023年を対象とした美生川の流域土砂動態の復元

2.3-2.4に示した方法で、流域全体の降雨流出パラメータと、河床材料粒度分布の空間分布を得ることができ、対象領域の計算に必要な初期条件を網羅的に求めることができた。これを用いて、2016年災害以降の流量観測値のない期間における、2017年以降の流域土砂動態のシミュレーションを実施した。本年度の検討では、計算期間中に、河道外からの新たな土砂の供給はないものとして扱った。降雨条件には、アメダス芽室における10分雨量データを用いた。

流域中央部単位河道 $i = 17$ （図-1に記載）における、流量と流砂量の観測値を図-5に示す。流量については2017年に $40\text{m}^3/\text{s}$ を超える規模の出水が生じているが、その後は $10\sim 20\text{m}^3/\text{s}$ 程度の小規模な出水が1年に数回程度で生じていることが分かる。また、流砂量は、計算初期に多くの流砂が浮遊砂・ウォッシュロードとして流出しており、その後徐々に流砂量が低減している。これは、本計算で土砂の新規供給を考慮していないことが一つの要因であり、定常的な土砂流出状態とするには、河道外からの土砂供給を与える必要があることが推認できる。ただし、当流域には流砂観測データが存在しないため、これ以上この結果の妥当性を議論するのは困難である。

次に、計算終了時の河床表層（交換層）の代表粒径、計算期間全体における掃流砂量、浮遊砂量（ウォッシュロード含む）の総量、河床変動量の空間分布を図-6に示す。山地部の上流域では浮遊砂と掃流砂が同程度流出しているが、下流部では浮遊砂が卓越した状態となっていることが分かる。また、河床変動量の計算結果からは、流域全体で河床低下傾向にあることが分かるが、2016年災害時の土砂供給によって上昇した河床が、実際に徐々に低下している状態にあるのか、それとも定常的な土砂供給が生じていて河床変動がバランスした状態にあるのか、等は観測結果が不足していて検証が困難である。今後、現地調査等を踏まえて本計算結果のより詳細な評価を実施していく必要がある。

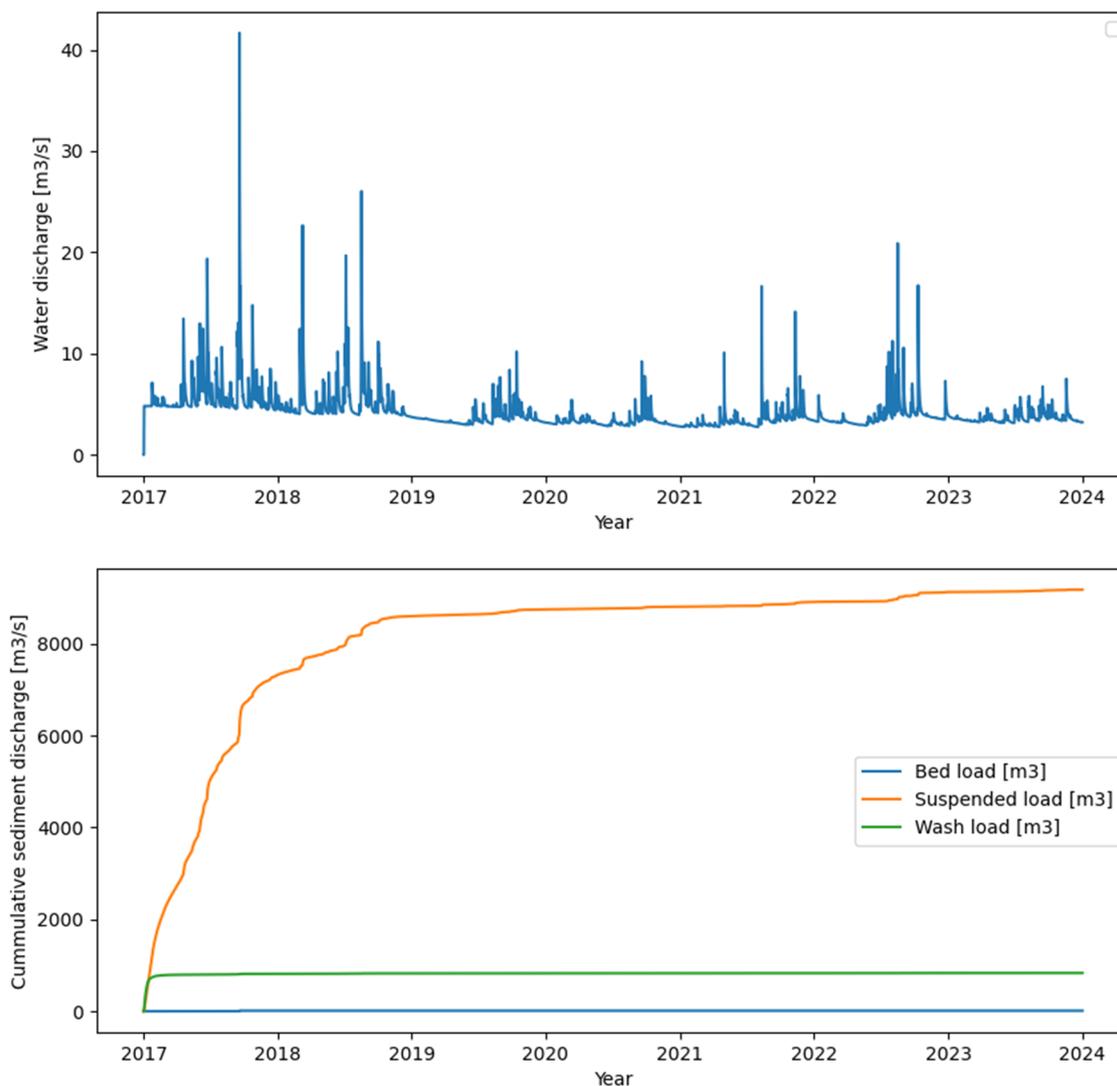


図-5 流域中央部河道i=17（図-1に記載）における流量と流砂量の計算結果。流砂量は掃流砂量，浮遊砂量，およびウォッシュロード量の累積値で示している。

6. 結論

本研究では、美生川流域を対象に、2014年の流量観測結果で同定した流出パラメータと、下流域の粒径分布調査結果と流域地形データから推定された流域全体の粒度分布データを用いて、2017年以降の水と土砂の動態の計算による復元計算を行った。観測データの不足から、定量的な評価は難しいものの、流域全体で過度な河床変動は生じておらず、かつこの期間に大規模変動が生じるような出水は生じていないことから、現実と大きく矛盾する結果ではないと推察できる。今後、下流部の二次元計算と統合することで、降雨流出と河床・植生変動の評価を行う方法論を構築し、気候変動による下流部の影響評価に結びつけることを検討している。また、本提案手法では、河床材料の粒度分布の分布形に、標準偏差一定という制約を設けているが、実際には、標準偏差値も空間的に分布していることが想定できる。この効果を表現したパラメータを導入した上で、流砂観測データが存在する流域に適用できれば、今回提案したものと類似した最適化手法が導入でき、より信頼性の高い計算結果を得ることが可能になると期待できる。

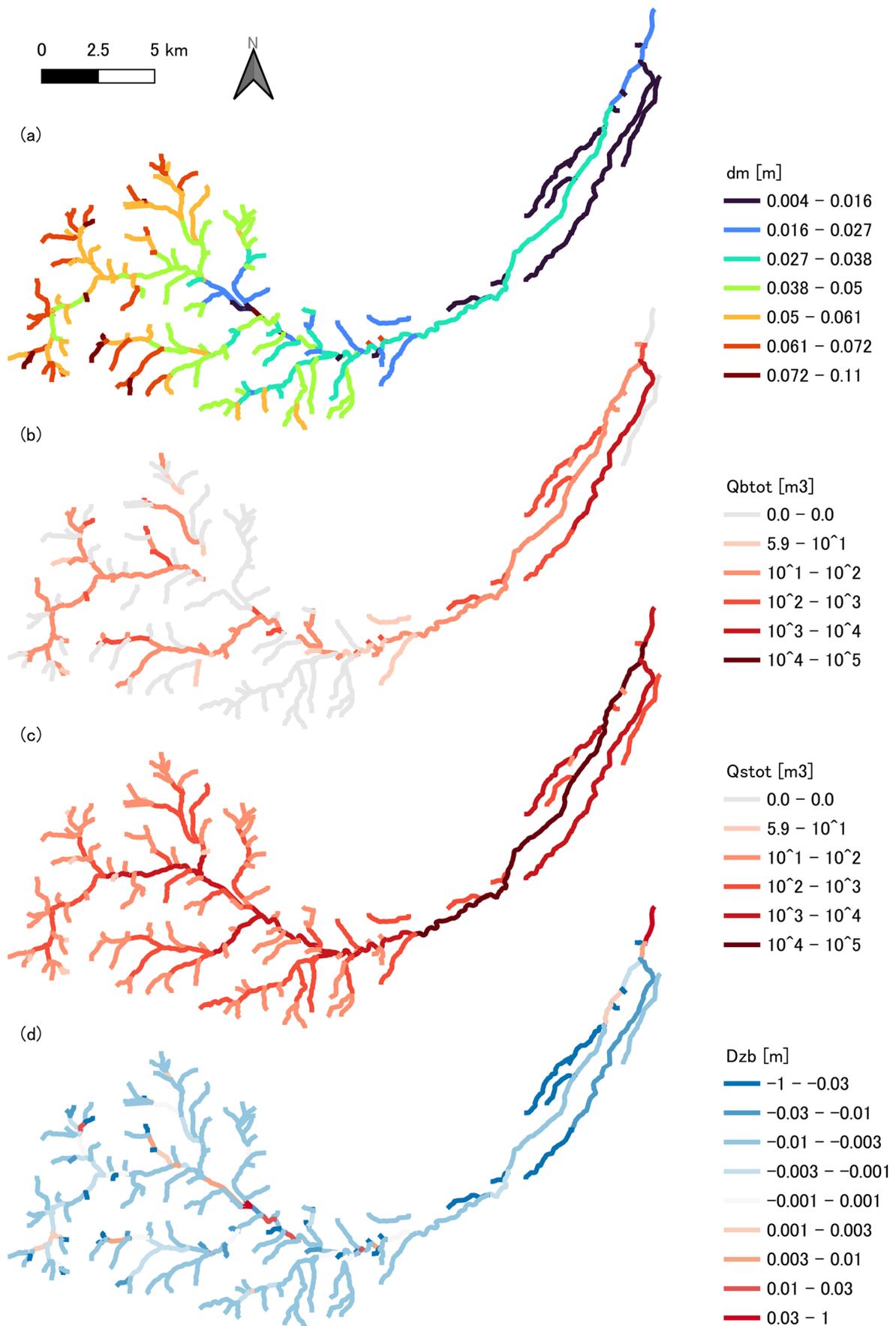


図-6 2017年から2023年を対象とした諸量の計算結果の空間分布. (a) 計算終了時の河床材料の交換層における平均粒径, (b) 掃流砂流出量の総量, (c) 浮遊砂流出量の総量, (d) 河床変動量.

参考文献

- 1) 江頭進治, 松木敬: 河道貯留土砂を対象とした流出土砂の予測法, 水工学論文集, 第44巻, pp.735-740, 2000.
- 2) 山野井一輝, 藤田正治: 土砂生産・土砂供給・土砂輸送堆積統合型モデルの開発と山地流域への適用, 土木学会論文集B1 (水工学) Vol70, No4, pp.925-930, 2014.
- 3) 小山内 信智, 笠井 美青, 林 真一郎, 桂 真也, 古市 剛久, 伊倉 万理, 高坂 宗昭, 藤浪 武史, 水垣 滋, 阿部 孝章, 布川 雅典, 吉井 厚志, 紅葉 克也, 渡邊 康玄, 塩野 康浩, 宮崎 知与, 澤田 雅代, 早川 智也, 松岡 暁, 佐伯 哲朗, 稲葉 千秋, 永田 直己, 松岡 直基, 井上 涼子: 平成28年台風10号豪雨により北海道十勝地方で発生した土砂流出, 砂防学会誌, 2016, 69 巻, 6 号, p. 80-91
- 4) 国土交通省 水文水質データベース, <http://www1.river.go.jp/caution.html>, 2024/2/6閲覧
- 5) Duan, Q. Sorooshian, S. and Gupta V.K.: Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models, Water Resources Letters, Vol.28, pp1015-1031, 1992.
- 6) 多田毅: PSOアルゴリズムによる流出モデルパラメータの最適化, 水文・水資源学会誌, Vol. 20, No. 5, pp. 450-461, 2007
- 7) Hansen N: The CMA Evolution Strategy: A Tutorial. ArXiv e-prints, arXiv:1604.00772, 2016.
- 8) 山野井 一輝, 藤田 正治: 大規模な土砂生産および洪水後の土砂管理に関する研究, 土木学会論文集 B1 (水工学), 2015, 71 巻, 4 号, p. I_961-I_966
- 9) 原田 大輔, 知花 武佳, Agus SANTOSO: 河床材料の粒度分布の特徴とその規定要因について, 土木学会論文集B1 (水工学), 2017, 73 巻, 4 号, p. I_931-I_936
- 10) 江頭 進治, 原田 大輔, 南雲 直子, 山崎 祐介, 萬矢 敦啓: 崩壊・土石流による堆積土砂に着目した微細砂の流出予測法 —2017年7月九州北部豪雨災害時の赤谷川を対象として—, 土木学会論文集B1 (水工学), 2018, 74 巻, 4 号, p. I_925-I_930
- 11) Muhammad SULAIMAN, Daizo TSUTSUMI, Masaharu FUJITA: POROSITY OF SEDIMENT MIXTURES WITH DIFFERENT TYPE OF GRAIN SIZE DISTRIBUTION, PROCEEDINGS OF HYDRAULIC ENGINEERING, 2007, Volume 51, Pages 133-138