

豪雨時の山地中小河川の土砂動態計算： 平成29年九州北部豪雨時の土砂動態再現計算

NUMERICAL SIMULATION FOR SEDIMENT DYNAMICS IN MOUNTAIN RIVER
DURING THE HEAVY RAINFALL IN NORTHERN KYUSHU, 2017

内田 太郎¹・中村 直登²・西口 幸希²・日名 純也²・村上 正人²

松本 直樹¹・泉山寛明・桜井 亘¹・里深 好文³

Taro UCHIDA, Naoto NAKAMURA, Yuki NISHIGUCHI, Jun'ya HINA, Masato MURAKAMI

Naoki MATSUMOTO, Hiroaki IZUMIYAMA, Wataru SAKURAI, Yoshifumi SATOFUKA

¹国土技術政策総合研究所土砂災害研究部（〒305-0804 つくば市旭1番地）

E-mail: uchida-t92rv@mlit.go.jp

²株式会社建設技術研究所（〒300-2651 つくば市鬼ヶ窪1047-27）

³立命館大学 理工学部（〒734-8510 広島市南区出汐二丁目3番30号）

Key Words: debris flow, sediment sheet flow, extreme rainfall, phase-shift, fine sediment

1. はじめに

2017年7月の九州北部豪雨では、記録的な豪雨により多数の山腹崩壊、土石流が発生し、赤谷川など筑後川右岸の山地流域において、大量の土砂が氾濫し甚大な被害が生じた¹⁾。このような災害を軽減するためには、斜面崩壊・土石流から河道内の土砂移動、土砂の氾濫まで土砂動態の実態を解明するとともに、山地から谷底平野・扇状地に流出する土砂量を予測する手法の確立が重要となる。そこで、これまでも豪雨時の土砂動態に関するモデルが開発され、再現計算が行われてきた²⁾。

土石流や掃流状集合流動の砂礫移動層中では、粗粒土砂は層流状に流下するのに対し、粗粒土砂の隙間を埋める間隙水は乱流状態であると考えられてきている。さらに、細粒土砂は間隙水中を浮遊し、間隙水と一体となって乱流状に流下するいわゆるフェーズシフトした状態になることが提唱されてきている³⁾。近年、現地観測により土石流の間隙流体の高い圧力が計測⁴⁾され、細粒土砂のフェーズシフトの可能性が確認されてきた。また、細粒土砂のフェーズシフトを考慮した土石流の数値計算が行われ、フ

ェーズシフトを考慮することが崩壊に起因する土石流を記述する上で重要であることが示されてきた⁵⁾。しかし、これまでの細粒土砂のフェーズシフトを考慮した数値計算の主として土石流領域に焦点を絞ったものが多く、山地から谷底平野・扇状地に流出する土砂量への影響を検討したものは限られている。また、数値計算の多くは、間隙流体の密度を一定にするなど、フェーズシフトが生じる水理条件をモデルに取り入れたものは少ない。これに対して、近年の水路実験により、細粒土砂がフェーズシフトする水理条件について検討が進められてきている⁶⁾。

そこで、本研究では、九州北部豪雨時の赤谷川流域の土砂動態の再現計算を試み、細粒土砂のフェーズシフトに着目し、下流への流出土砂量に及ぼす影響を検討した。特に、フェーズシフトする水理条件に着目した。なお、本研究は速報的に検討中の計算結果をとりまとめたものである。

2. 数値計算モデル

(1) モデルの概要

本研究では、1次元河床変動計算モデルを用いた。

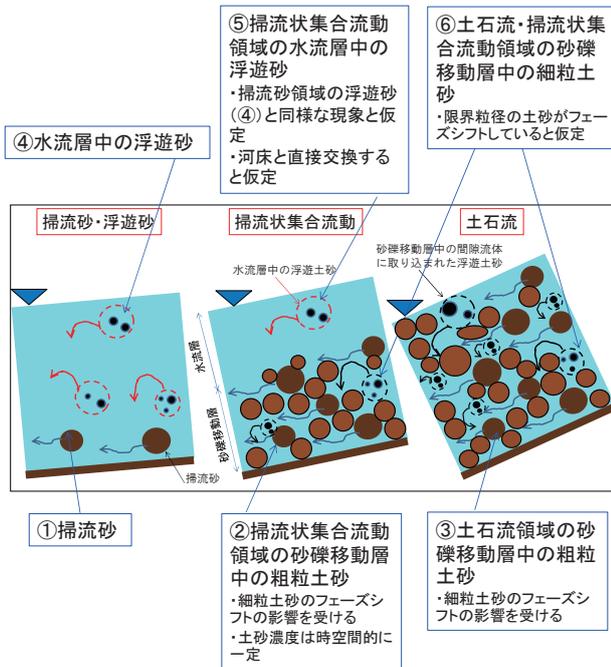


図-1 数値計算モデルの概要

本モデルは、石礫型の土石流から、掃流状集合流動、掃流砂・浮遊砂に土砂移動形態が遷移する過程を対象とした(図-1)。土石流形態の中には、乱流型土石流形態も存在するが、本研究では対象としなかった。

本研究で用いたモデルは、1次元の土石流数値計算モデル「Kanakano」⁷⁾を元に、細粒土砂のフェーズシフトを考慮した「Kanakano-LS」⁸⁾をベースに作成した。Kanakano及びKanakano-LSは、質量保存則、運動方程式、抵抗則、侵食・堆積速度式は高橋らの研究成果に基本的には準拠し、スタガードスキームにより数値計算を行うようになっている。

その上で、本研究では流砂の移動形態は粒径によって異なると考え、本研究では層流状態で流下する粗粒土砂(図-1の①~③)と乱流に取り込まれて流下する細粒土砂(図-1の④~⑥)に2区分してモデル化した。

(2) 運動方程式と抵抗則

本研究で用いたモデルの運動方程式、抵抗則はKanakano-LSと同じである。流れの状態を粗粒土砂(層流状に流下している土砂)の濃度により土石流状態、掃流状集合運搬状態、粗面乱流状態に3区分し、それぞれKanakano-LSと同様の扱いとした。

(3) 粗粒土砂の取り扱い

a) 土石流~掃流区間の平衡濃度(図-1の①~③)

粗粒土砂の平衡濃度については、Kanakano-LSと同

様に水面勾配により粗粒土砂の流下形態を土石流状態(式(1))、掃流状集合運搬状態(式(2))、掃流砂に分類し、各流砂形態に対して提案された式を用いた⁹⁾。なお、本研究の対象領域では、掃流砂に分類される区間は無かったため、式の記載を省略した。

$$C_{\infty} = \frac{\rho \tan \theta_w}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta_w)} \quad (1)$$

$$C_{\infty} = 6.7 \left\{ \frac{\rho \tan \theta_w}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta_w)} \right\}^2 \quad (2)$$

ここで、 σ は粗粒土砂の密度、 ρ は間隙流体の密度、 ϕ は粗粒土砂の内部摩擦角、 θ_w は水面勾配である。

b) 掃流状集合流動区間の砂礫移動層厚(図-1②)

高橋(1982)⁹⁾は、河床面に作用するせん断力は、平衡状態では、砂礫移動層内の粒子同士の接触によって受け持たれるせん断力と、流動している粒子の間に存在する流体によって受けもたれるせん断力の和を均衡しているとし、砂礫移動層の深さに関して式3を提案した。

$$\frac{h_d}{h} = \frac{C_c}{C_t} \left(1 - \frac{\tau_{*c}}{\tau_*} \right) \quad (3)$$

ここで、 C_t は土石流と掃流状集合流動の境界の粗粒土砂の平衡濃度、 C_c は粗粒土砂の濃度、 h は水深、 h_d は砂礫層の深さ、 τ_* は無次元掃流力、 τ_{*c} は無次元限界掃流力である。本研究では、砂礫移動層厚の算出に式(3)を用いることとし、土石流と掃流状集合流動の境界の粗粒土砂の平衡濃度(C_t)は土石流(式(1))と掃流状集合運搬(式(2))の平衡濃度が等しくなる勾配

$$\tan \theta_t = \frac{(\sigma - \rho) \tan \phi}{5.7\rho + \sigma} \quad (4)$$

のときの、粗粒土砂の平衡濃度($C_{\infty} = 0.149$)とした。

(4) 細粒土砂の取り扱い

a) 掃流状集合流動・掃流区間の水流層中の浮遊砂(図-1の④、⑤)

掃流領域の浮遊砂は、既往の浮遊砂の浮上・沈降を考慮した非平衡計算手法に従い、計算した。沈降速度はRubeyの式で算出した。また、基準面濃度は芦田・道上式を用い、濃度の鉛直分布は指数分布と仮定した(図-1の④)。

次に、掃流状集合流動領域の水面付近の水流層中にも、浮遊砂と同様な挙動をする流砂が存在すると考えられるが(図-1の⑤)、計算手法については研

究例が少ない。ここでは、掃流状集合流動領域の水流層の浮遊砂は掃流砂領域の浮遊砂と連続的な現象であると考え、浮上・沈降を考慮した非平衡計算とし、沈降速度、水流層中の濃度分布および基準面濃度は掃流域の取扱いと同一とした。ただし、濃度分布、基準面濃度算出の際の水深については、現時点では十分な知見がないが、丹羽ら¹⁰⁾同様、本研究では水流層厚を水深として用いた。

b) 土石流・掃流状集合流動区間の砂礫移動層中の細粒土砂(図-1の⑥)

土石流や掃流状集合流動の砂礫移動層中においては、細粒土砂はフェーズシフトした状態になる(図-1の⑥)。本研究では、西口らの手法⁷⁾に従い、限界(上限)粒径以下の粒径の土砂については、全てフェーズシフトすると仮定した。

限界粒径については研究例は限られているが、浮遊砂の浮遊限界に関する考えに従い、摩擦速度と沈降速度の関係から、フェーズシフトを類推する手法が検討されてきている⁸⁾。浮遊砂の場合は、摩擦速度の当該粒径の沈降速度に対する比が1を超えるとときに当該粒径の土砂は浮遊しようと評価される。一方、土石流の場合、エネルギーの一部が礫の衝突等で失われると考えられるため、摩擦速度の当該粒径の沈降速度に対する比が1より大きいある閾値を超えた場合にフェーズシフトすると評価することとした。すなわち、粒径 d の沈降速度 $\omega_s(d)$ が式(5)の条件を満たす粒径 d はフェーズシフトすると仮定した。

$$u_* > \alpha_c \omega_s(d) \quad (5)$$

ここで、 u_* は摩擦速度、 α_c は係数であり、値が大きいほどフェーズシフトが生じにくい条件となる。本研究では閾値 α_c は時空間的に変動しない一定値とした。ただし、式(5)を満足する全ての粒径の土砂がフェーズシフトすると仮定しようと、細粒土砂濃度が非常に高くなるおそれがある。そこで、ここでは、既往検討¹¹⁾を参考に細粒土砂濃度の上限値を0.45とした。

c) 土石流・掃流状集合流動区間の間隙流体密度

粗粒土砂の平衡濃度の算出に用いる間隙流体密度については、流体中を浮遊している細粒土砂の濃度(C_f)より算出した。これは、これまでの室内実験等⁶⁾において、砂礫移動層と水流層の間隙流体密度が分離して計測されたことはなく、一体として扱われていることから、式(2)のような実験式を使うにあたっては、全層の平均的な間隙流体密度を用いることが妥当であると考えられる。そこで、 C_f は砂礫土層層中でフェーズシフトした土砂量及び水流層中の浮遊砂のうち粒径 d より細かい土砂の濃度として算

出した。

その上で、間隙流体密度(ρ)は西口らの手法⁶⁾に従い、以下の式で算出した。

$$\rho = \sigma \frac{C_f}{C_w + C_f} + \rho_w \frac{C_w}{C_w - C_f} \quad (6)$$

ここでは、 C_w は清水の割合、 ρ_w は清水の密度である。その上で、 ρ を式(1)または(2)に代入し、平衡濃度を算出することにより、細粒土砂のフェーズシフトが平衡濃度に及ぼす影響を評価した。

(5) 河床と流砂の交換

a) 交換層

豪雨により斜面崩壊などにより細粒土砂を含む土砂が上流域において生産・流出する場合においては、豪雨前の河床がアーモコート化されている可能性が高いことを考えると、土石流中の土砂と河床で粒径が異なる可能性が高い。このとき、土石流中の土砂が堆積することにより、河床材料の粒径が変化するがその影響がどの深さまで及ぶか十分把握できていない。

これに対し、中谷⁷⁾は、河床に交換層を設けて、河床材料の粒径の変化を表現した。交換層の概念は本来、緩勾配河道の掃流砂流において提案されたものであり、土石流領域等への適用性については検討が必要であるが現時点で他に代わる手法がないため、本研究においても、中谷⁷⁾に従い、1層で厚さが一定の交換層を想定し、粒度分布の変化は交換層内でのみ行われるものとした。すなわち、砂礫の侵食・堆積および浮遊砂の浮上・沈降によって河床面の高さが上下するにしたがって交換層も上下するとした。侵食が生じた場合、交換層下面では河床材料が交換層に供給され、粒度分布が変化する。一方、堆積が生じた場合、交換層下面では交換層の土砂が堆積層に移行するが、この過程は交換層の粒度分布に影響しないと仮定した。また、本来であれば交換層より下の堆積土砂の粒度分布は変化するはずであるがこの過程は評価していない。

b) 侵食・堆積速度式

土石流、掃流状集合流動領域においては、河床の平均粒径を用いて粗粒土砂の全体の侵食・堆積速度を高橋の侵食・堆積速度式¹²⁾により算出した。その上で、中川ら¹³⁾と同様に、流砂形態に依らず粒径別の侵食速度は河床材料の粒径の存在割合に従い、粒径別の堆積速度は流砂の粒径の存在割合で全侵食または堆積速度を割り振った。

掃流砂領域では、粒径ごとに平衡濃度を求め、交

換層内の当該粒径の存在割合を乗じた値と流砂の当該粒径の濃度を比較し、粒径ごとに侵食・堆積速度を高橋の侵食・堆積速度式により求めた。

c) 侵食・堆積過程における細粒土砂の取扱い

砂礫移動層中の細粒土砂の堆積過程は、堆積する直前には細粒土砂であっても、固体的な振る舞いをし、粗粒土砂とともに河床の骨格を構成するという過程と堆積する直前まで細粒土砂は間隙流体と一体となっており、粗粒土砂によって骨格が構成される河床の間隙に残るといった過程が考えられる。両過程が共存している可能性は高いが、本研究では、前者の過程に従いモデル化した⁸⁾。

また、砂礫移動層中のフェーズシフトした細粒土砂が浮遊砂に移行する場合が考えられるが本研究では砂礫移動層中のフェーズシフトした細粒土砂もいったん河床に堆積した後、河床から水流層中の浮遊砂になると仮定した。

3. 再現計算

(1) 計算対象

本研究では、2017年7月の九州北部豪雨の事例を対象とし、赤谷川流域のうち、最も土砂流出が多かった乙石川に着目した。図-2に計算範囲を示す。図-2でハッチングした流域面積が0.1km²以上の流域および面積が0.1km²以下の流域であっても、流出土砂量が多い流域の下流端には水・土砂の供給点を設けた。これらの支川流域以外の領域は残流域とし、残流域からの水・土砂は当該残流域が接する計算河道に均等に供給した。

(2) 水・土砂供給条件

ここでは、流域内及び流域周辺の地上雨量計のデータから流域平均雨量を算出した。すなわち、本検討では、降雨の空間分布は考慮していない。その上で、タンクモデルを用いて、各流域からの流量を算出した。タンクモデルのパラメータは全国164流域のデータを用いて同定されたパラメータ¹⁴⁾のうち、赤谷川と同様な地質の流域で同定されたパラメータの平均的な値を用いた。その結果、赤谷川下流域でのピーク流量は「筑後川右岸流域 河川・砂防復旧技術検討委員会」¹⁵⁾で示された値と概ね一致した。

各支川流域から流出した土砂量を計算区間に供給することとし、流出土砂量は九州地方整備局により実施された2時期の航空レーザー測量結果の差分から算出された土砂量とした。また、顕著な渓岸侵食が見られる区間においては、2時期（豪雨前：2017年1月，豪雨後2017年7月）のレーザー測量結果の

差分から求まる土砂量を供給した。なお、ここで設定した土砂供給量は、災害前には未知の量であるため、事前に被災範囲の予測するためには、この量も何らかの方法で予測する必要がある。一方、本研究では、河道内の流下過程の評価手法を検討対象としたため、境界条件が計算結果に及ぼす影響を排除するために、実際の流出土砂量を用いた。

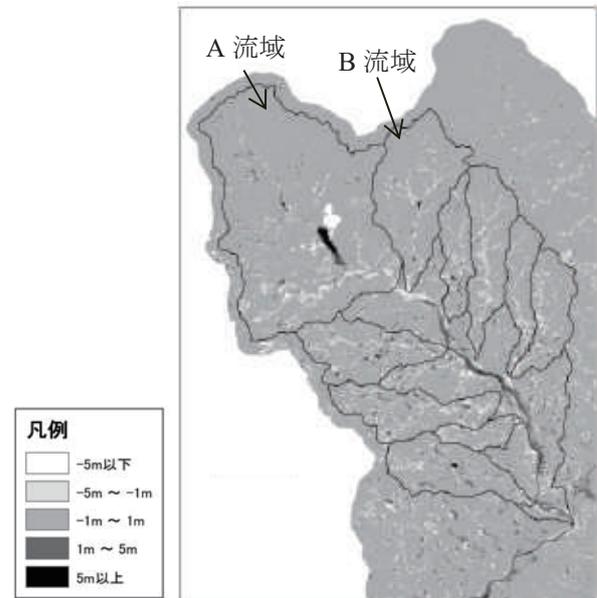


図-2 乙石川流域における災害前後の地形変化と計算範囲と流下範囲の設定

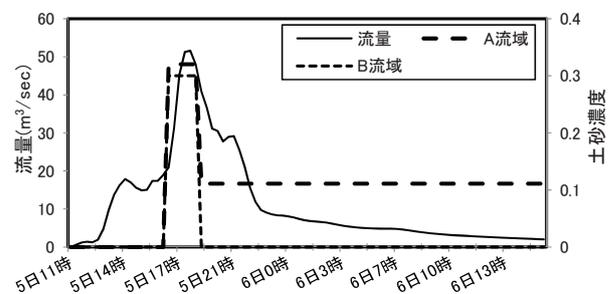


図-3 A流域末端のハイドログラフとA流域（流出土砂量が多い流域）及びB流域（流出土砂量の少ない流域）末端における供給土砂濃度

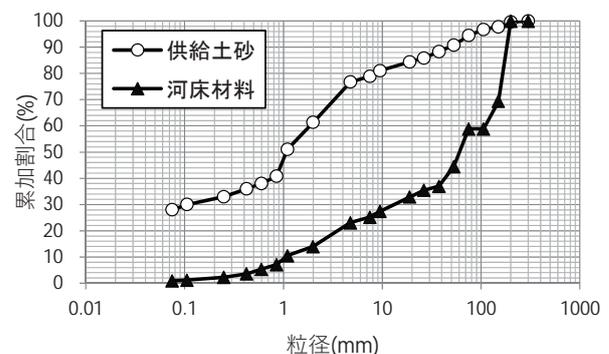


図-4 粒度分布

土砂供給のタイミングは、周辺住民へのヒアリング結果を基に、土砂流出が卓越したと考えられる時間帯に供給した。周辺住民へのヒアリング結果では、乙石川では、7月5日の17時から19時に土砂流出が集中した可能性が考えられたため、図-3に示すように土砂を供給した。すなわち、流出土砂量の多い流域と少ない流域に支川流域を分類し、少ない流域は7月5日の17時から19時の2時間のみ供給した(図-3のB流域)。一方、流出土砂量が多い流域は後続流による流入土砂も多いと考え、7月5日の19時以降も間隙流体密度を1.03とした平衡濃度で供給した(図-3のA流域)。流出土砂量の多少は、7月5日の17時以降も間隙流体密度を1.03とした平衡濃度で供給した場合に供給土砂量が実測の流出土砂量に達しない流域を流出土砂量の多い流域と定義した。いずれの場合も、17時から19時の2時間の土砂濃度は一定とした。支川や計算上流端粒度分布は既往研究による現地の調査結果¹⁶⁾に基づき図-4のように設定した。

(3) 河道条件

国土交通省九州地方整備局により実施された航空レーザー測量結果に基づき、顕著な侵食・堆積が生じた区間を流下範囲として設定し(図-3)、流下幅を算出した。また、災害後の横断形状から、いったん堆積した後に後続流により侵食したと考えられる幅(侵食幅)を計測した。河床変動計算に用いる川幅は堆積期間は流下幅とし、供給土砂量が減少に転じ侵食が生じる期間においては、侵食幅の平均値(15m)を用いた。

初期の河床材料は、災害前の調査結果が得られなかったため、出水後の河床材料調査のうち、最も粗い地点の調査結果より設定した。初期の侵食可能深は実績の侵食量と整合するように設定した。

(4) 計算ケース

本研究では、細粒土砂のフェーズシフトの影響を見るために、フェーズシフトが生じないと仮定したケース(C1)に加え、フェーズシフトは生じるとした4ケースの計5ケースの計算を行った。フェーズシフトは生じるとした4ケースは $\alpha_c=3$ (C2), 2(C3), 1.5(C4), 1(C5)と変化させ、フェーズシフトが生じる条件の違いの影響について検討した。

その他の計算条件については、堆積速度係数(0.0007)、侵食速度係数(0.05)、砂礫密度(2.6g/m³)、清水密度(1.0g/m³)、土砂の内部摩擦角(35度)、河床の土砂濃度(0.65)、粗度係数(0.04)とした。

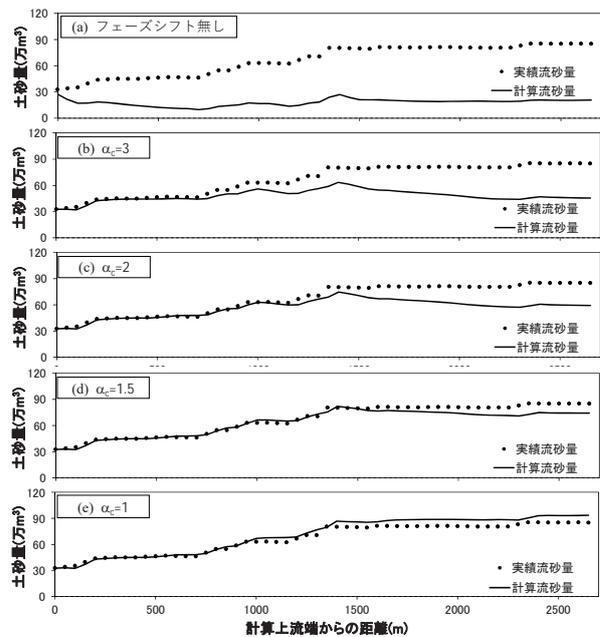


図-5 出水期間中の各地点の積算通過土砂量の計算結果と実績値の比較(計算結果の右端は乙石川合流点)

4. 計算結果

各地点の通過土砂量の計算結果を図-5に示す。フェーズシフトを考慮しないケースでは通過土砂量は、流域の全ての区間で実測値より小さく、乙石川流域末端では実測値の1/5程度であった。一方、細粒土砂のフェーズシフトを考慮することにより、通過土砂量は大きくなった。上流域で、フェーズシフト条件(α_c の値)による通過土砂量の違いは小さかった。一方、上流端からの距離が1000mの地点より下流域では、フェーズシフト条件の違いによる差が見られた。

α_c を3または2に設定したケースでは、計算上流端からそれぞれ600m, 1100mの地点までの区間においては、計算値と実績値は概ね一致した。600m, 1100mの地点より下流域では、通過土砂量の計算結果は過小評価となり、下流に行くに従い差が大きくなった。特に、1400mより下流では、計算では通過土砂量が流下にもない減少し、実測の値との乖離が見られた。

一方、 α_c を1.5ないしは1に設定したケースでは、通過土砂量は比較の実測値と良い一致を見た。下流域で α_c を1.5としたケースでは、計算がやや過小評価となったのに対し、 α_c を1に設定したケースでは、計算の通過土砂量は実測値を上回る結果となった。

これらの結果は、粗粒土砂濃度が高い上流域は粗粒土砂の衝突等に失われるエネルギーが無視できず、 α_c が大きい(2~3)ケースで実績と計算の整合性が高く、一方、粗粒土砂濃度が相対的に低い下流域は

粗粒土砂の衝突等のエネルギーの消失が相対的に少なく、 α_c が小さい(1~1.5) ケースで実績と計算の整合性が高くなったと解釈できよう。

5. 今後の課題とまとめ

本研究の数値計算手法は更なる検討が必要な項目がある。いくつか検討すべき課題について下記に整理した。

- ① 浮遊砂が高濃度になった場合、沈降速度が周りの粒子の干渉を受けて、小さくなることが考えられる。この影響は水流層中の浮遊砂及び砂礫移動層中のフェーズシフト条件(式5)において考慮する必要性が考えられる。
- ② 今回の計算では、フェーズシフトする細粒土砂の濃度の上限値を全層の平均濃度を対象に設定しているが、砂礫移動層中の濃度を対象に設定する方が望ましい可能性が考えられる。
- ③ 今回の計算では、砂礫移動層中のフェーズシフトした細粒土砂が水流層中の浮遊砂に変化する過程は考慮していないが、砂礫移動層厚の変化にとともに、フェーズシフトした細粒土砂が水浮遊砂に変化する可能性も考えられる。

これらについては、検討を進めていく予定である。

一方、今回の検討では、生産土砂の粒径は、河床材料に比べて、相当程度小さく、粒径の違いに着目する必要があったが、粒径の違いだけでは、山地流域からの大量な土砂の流出は表現できなかった、細粒土砂フェーズシフトを考慮することが大量な細粒土砂の生産時の流出土砂量を予測する上で、必要不可欠であることが分かった。また、フェーズシフトが生じる条件については更なる検討が必要なものの、摩擦速度より沈降速度が小さくなる粒径の土砂はフェーズシフトすると単純に仮定することによって、大量な土砂生産時の山地流域からの流出土砂量を予測できる可能性を示した。

参考文献

- 1) 丸谷知己ほか：2017年7月の九州北部豪雨による土砂災害，砂防学会誌，Vol.70，No.4，pp.31-42，2017.
- 2) 例えば，栢木敏仁，水山高久，佐藤一幸，村上正人：土砂生産のタイミングを考慮した土砂生産・流出に関する研究，砂防学会誌，Vol.59，No.5，15-22，2007.
- 3) 例えば，芦田和男，江頭進治：長野県西部地震による御岳くずれの挙動，京都大学防災研究所年報，Vol.28，No.B2，263-281，1985.
- 4) McArdell, B.W., Bartelt, P. and Kowalski, J.: Field observations of basal forces and fluid pore pressure in a

debris flow, *Geophysical Research Letters*, Vol. 34, doi: 10.1029/2006GL02918, 2007.

- 5) 例えば，西口幸希，内田太郎，石塚忠範，里深好文，中谷加奈：細粒土砂の挙動に着目した大規模土石流の流下過程に関する数値シミュレーション，砂防学会誌，Vol. 64，No.3，11-20，2011.
- 6) 例えば，中谷加奈，古谷智彦，長谷川祐治，小杉賢一朗，里深好文：細粒土砂の液相化が土石流挙動に及ぼす影響とその要因に関する検討，砂防学会誌，Vol.70，No.6，3-11，2018.
- 7) 中谷加奈：GUIを実装した汎用土石流数値シミュレーションシステムの開発と適用，京都大学学位論文，2010.
- 8) Uchida, T., Nishiguchi, Y., Nakatani, K., Satofuka, Y., Yamakoshi, T., Okamoto, A. and Mizuyama, T.: New Numerical Simulation Procedure for Large-scale Debris Flows (Kanako-LS), *International Journal of Erosion Control Engineering*, Vol.6, 58-67, 2013.
- 9) 高橋 保：土石流の停止・堆積機構に関する研究(3)-土石流扇状地の二次侵食，京都大学防災研究所年報，Vol.25，No.B2，327-348，1982.
- 10) 丹羽 論，内田太郎，泉山寛明，桜井亘，大野亮一，寺田秀樹，里深好文：大規模土砂生産後の土砂流出を対象とした河床変動計算における流れ幅の設定の影響，砂防学会誌，Vol.70，No.6，34-45，2018.
- 11) 西口幸希：深層崩壊に起因する土石流の数値シミュレーション手法に関する研究，京都大学学位論文，2015.
- 12) 高橋 保，中川 一：豪雨時に発生する石礫型土石流の予測，砂防学会誌，Vol.44，No.3. 12-19，1991.
- 13) 中川 一，高橋 保，里深好文，川池健司：1999年ベネズエラのカムリグランド流域で発生した土砂災害について-数値シミュレーションによる再現計算と砂防施設配置効果の評価-，京都大学防災研究所年報，Vol.44，No.B2，207-228，2001.
- 14) 内田太郎，友村光秀，佐藤 悠，浅野友子，蒲原潤一：比較水文学的アプローチによる山地流域の降雨流出応答の影響因子に関する一考察，地形，Vol.37，579-596，2016
- 15) 筑後川右岸流域 河川・砂防復旧技術検討委員会：筑後川右岸流域 河川・砂防復旧技術検討委員会 報告書，2017
- 16) 笠間清伸：斜面崩壊の形状分布と深層風化に関する現地調査，平成29年7月九州北部豪雨災害に関する総合的研究報告書(秋山壽一朗(代表))，2018
(2018.5.18 受付)