

# 深層崩壊に起因する土石流の流下過程に関する 数値シミュレーション

NUMECICAL SIMULATION FOR RUN OUT PROCESS OF DEBRIS FLOW

TRIGGERED BY DEEP CATASTROPHIC LANDSLIDES

西口 幸希<sup>1</sup>・内田 太郎<sup>2</sup>・石塚 忠範<sup>3</sup>・

里深 好文<sup>4</sup>・中谷 加奈<sup>5</sup>・水山 高久<sup>5</sup>

Yuki NISHIGUCHI, Taro UCHIDA, Tadanori ISHIZUKA,

Yoshifumi SATOFUKA and Kana NAKATANI

<sup>1</sup>(株)建設技術研究所(〒300-2651 つくば市鬼ヶ窪1047-27)(元(独)土木研究所)

E-mail: nishiguchi@ctie.co.jp

<sup>2</sup>国土技術政策総合研究所(〒305-0804 茨城県つくば市旭1)

<sup>3</sup>(独)土木研究所(〒305-8516 茨城県つくば市南原1-6)

<sup>4</sup>立命館大学理工学部(〒525-8577 滋賀県草津市野路東1-1-1)

<sup>5</sup>京都大学農学研究科(〒606-8502 京都市左京区北白川追分町)

**Key Words:** debris flow, deep catastrophic landslide, numerical simulation, fine sediment

## 1. はじめに

近年、国内外で豪雨や地震等により深層崩壊が多く発生している。深層崩壊は、大規模な土石流となることがある。1997年の鹿児島県出水市、2003年の熊本県水俣市の土石流のように、甚大な被害を及ぼす場合がある。このような被害を防ぐため、数値シミュレーション技術等を用いて、土石流の流下過程や氾濫範囲等を予測することは重要である。

深層崩壊に起因する土石流は、ピーク流量、流速、流動深などが非常に大きい傾向があると考えられている<sup>1)</sup>。ところが、このような土石流に対して、従来の土石流モデルに基づく数値シミュレーション手法を適用しても、土石流の流れが十分には表現できていないことが指摘されてきた<sup>2)</sup>。これに関して、流動深の大きい土石流では、土石流に含まれる細粒土砂は、従来の土石流モデルで想定されていた層流状態よりも乱流状態に近い流れとなり、間隙流体に取り込まれ、間隙水と一緒に移動すると考えることができる<sup>3)</sup>。また、中川ら(1998)は、

鹿児島県針原川の深層崩壊に起因する土石流に対して、江頭ら(1998)は長野県蒲原沢の土石流に対して、細粒土砂が間隙流体に取り込まれるとして、数値シミュレーションを実施した<sup>4), 5)</sup>。西口ら(2011)<sup>6)</sup>は、深層崩壊に起因する土石流では細粒土砂は間隙流体に取り込まれるとし、その細粒土砂の最大粒径を用いて、土石流の土砂濃度、流体密度、平均粒径を定式化した。その上で、水俣市集川の事例に適用した結果、土石流の侵食・堆積傾向が高い精度で再現できることを示した。しかし、この手法が、様々な深層崩壊に起因する土石流に対しても有効であるかといった汎用性の検証は課題として残されていた。そこで本研究では、集川を含む4つの深層崩壊に起因する土石流に対して、西口ら(2011)と同様の考え方に基づく手法を用いた再現計算を実施し、本手法の汎用性を検証した。

## 2. 計算モデル

従来の石礫型土石流のモデルでは、土石は比較的

整然と層流状態で移動し、流れの骨格を形成しており、間隙水は土石の間隙を埋めながら、乱流状態で移動すると扱われている(図-1 a))<sup>7)</sup>。一方、流動深の大きい土石流では、土石流中の細粒土砂は間隙水の乱れの増大によって間隙流体中に浮遊し、間隙流体に取り込まれる。その結果、間隙水と一体となって乱流状態で流下すると考えられている(図-1 b))<sup>8)</sup>。従来の研究より、相対水深が 10 を越えると石礫型土石流は乱流型土石流に遷移し、30 より大きい範囲で乱流型土石流となると考えられている(高橋、2004)。西口ら(2011)の計算結果では、熊本県集川の深層崩壊に起因する土石流における相対水深が 10 程度であったため、ここでは石礫型土石流を対象とした。西口ら(2011)は、深層崩壊に起因する土石流に対して、細粒土砂の影響を考慮し、以下のように考えた。

まず、土石流中に含まれる土石を粒径により「粗粒土砂」と「細粒土砂」の 2 つに分類し、「粗粒土砂」は従来のモデルと同様、土石流中において層流状態で移動する土石とし、「細粒土砂」は間隙水と一緒にして間隙流体を構成する土石とした(図-1 b))。ここで、粗粒土砂と細粒土砂の境界となる粒径を  $D_c$  と定義し、土石流の土砂濃度、流体密度、平均粒径は、各々粗粒土砂濃度  $C_d$ 、細粒土砂と間隙水の流体密度  $\rho_d$ 、粗粒平均粒径  $D$  と考えられるとして、式(1)～(3)のように示した。

$$C_d = (1 - w_d)(1 - P(D_c)) \quad (1)$$

$$\rho_d = \frac{w_d \rho_w + (1 - w_d) \rho_s P(D_c)}{w_d + (1 - w_d) P(D_c)} \quad (2)$$

$$D = d(D_c) \quad (3)$$

ここで、 $P(D_c)$  は  $D_c$  以下の土石の全土石に対して占める割合、 $w_d$  は土石流中の清水の割合、 $\rho_s$ 、 $\rho_w$  はそれぞれ土石、清水の密度、 $d(D_c)$  は細粒土砂の最大粒径  $D_c$  以上の土石の平均粒径である。

さらに、計算プログラムに導入する土石の連続式には、式(4)に示した粗粒土砂の連続式を提示した<sup>6)</sup>。

$$\frac{\partial C_d h}{\partial t} + \frac{\partial C_d u h}{\partial x} = i C_* (1 - P(D_c)) \quad (4)$$

ここで、 $C_*$  は河床の移動可能層の全ての土石の容積濃度、 $u$  は  $x$  方向の流速、 $h$  は水深、 $i$  は侵食速度である。

また西口ら(2011)では、崩壊土砂と河床の土砂の粒度分布が等しいと仮定した上で、崩壊土砂と河床の土砂の容積濃度の差が小さかったため、粗粒土砂、細粒土砂、水の割合は、時空間的に変化がないと仮定した。これに対し、本研究では、崩壊土砂と河床の土砂の容積濃度の差が大きい場合において、河床の侵食・堆積に伴い粗粒土砂、細粒土砂、水の割合が時空間的に変化することを考慮できるように、上記の手法に、細粒

土砂の侵食・堆積に関わる連続式(式(5))を計算プログラムに追加した。

$$\frac{\partial C_f h (1 - C_d)}{\partial t} + \frac{\partial C_f u h (1 - C_d)}{\partial x} = i C_* P(D_c) \quad (5)$$

ここで  $C_f$  は流体相中の細粒土砂の土砂濃度である。なお、土石流中の土石の堆積時は、堆積後の河床の土石の粗粒土砂と細粒土砂の割合は初期の河床の移動可能層における粗粒土砂と細粒土砂の割合に等しいと仮定した。

さらに、流体密度の算定式(式(2))を、土石流中の細粒土砂の濃度の関数とする式(式(6))として修正を行った。

$$\rho_d = \rho_s C_f + \rho_w (1 - C_f) \quad (6)$$

本研究では、Nakatani ら(2008)<sup>9)</sup>により、開発された石礫型土石流から掃流状集合流動、掃流砂までの土砂移動形態を連続的に扱えるプログラム「Kanako」の土砂の連続式に式(4)、式(5)および式(6)を導入した計算プログラム「Kanako-LS」を構築し、これを用いた。

### 3. 対象とした土石流の実態

本研究では、表-1 に示す深層崩壊に起因する土石流の 4 事例を対象とした。崩壊地からの流出土砂量は、集川、船石川では崩壊地の現地測量結果、大用知および片井野川では土石流発生前後の崩壊地の数値標高モデルの差分により求めた結果、19,000～622,000 m<sup>3</sup> であった(表-1)。ここで流出土砂量とは、崩壊地から運動化して流下した土砂量であり、崩壊残土は含まない。土石流の粒度分布は、土石流堆積物の巨礫調査結果、土石流堆積物の断面写真および粒度試験結果を合成することにより推定した結果、4 事例ともに 0.1 mm より小さい粒径から 1～4 m の巨礫を含む粒度分布であったが、通過質量百分率 40～70% に相当する粒径は、最も粗い船石川と最も細かい大用知とで 1 オーダー以上の差があった(図-2)。

土石流に伴う河床変動は、土石流発生前後の地形データの比較から算定した結果、最大侵食深は集川で 5 m、大用知・片井野川は 0 m(侵食なし)、船石川は 7 m である。

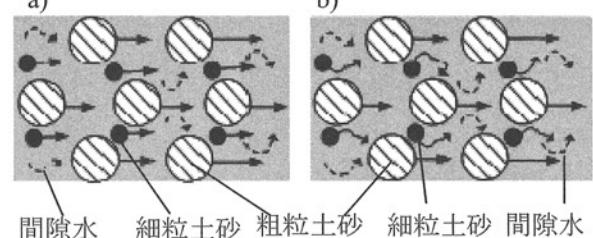


図-1 石礫型土石流の概念図

- a) 土石は層流状態で移動(従来の考え方)
- b) 細粒土砂は間隙水と一緒にして移動(本研究の考え方)

表-1 対象とした土石流

渓流名	発生年月	崩壊地からの流出土砂量	流下距離
熊本県集川	2003/7	31,000 m <sup>3</sup>	1.6 km
徳島県大用知	2004/8	622,000 m <sup>3</sup>	1.0 km
宮崎県片井野川	2005/9	272,000 m <sup>3</sup>	3.6 km
鹿児島県船石川	2009/7	19,000 m <sup>3</sup>	0.6 km

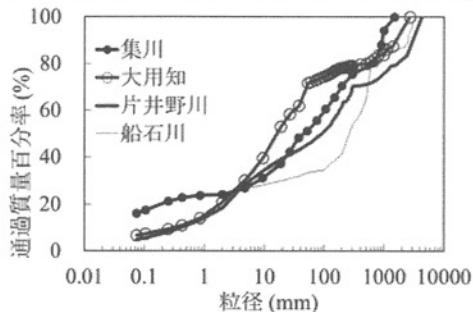


図-2 土石流の粒度分布

mであった。一方、最大堆積深は集川・船石川で約5m、大用知・片井野川で約10mであった。また、集川の土石流発生後の地形データおよび空中写真を用いて、土石流の最大流下幅を推定した結果、その平均値は約50mであった。また、大用知・片井野川・船石川の土石流の最大流下幅は、土石流発生後の空中写真より、それぞれ約60m、約40m、約60mと推定された。なお、上記に記述した対象地域の詳細は Nishiguchi et al. (2012)<sup>10)</sup>に詳しい。

さらに、集川において崩壊地周辺の岩盤の間隙率を計測した結果、地表面から深層崩壊のすべり面までの深さ方向の平均値は0.34であった<sup>6)</sup>。

#### 4. 数値シミュレーションの入力条件

##### (1) 地形

数値計算に用いる流路の縦断形は土石流発生前の地形データを用い、流下幅は土石流の最大流下幅と発生前の渓床幅の平均とした。初期河床の移動層厚は、実際の侵食域の土石流による最大侵食深を設定した。すなわち、集川では5m、船石川では7m、他の2事例では0m(固定床)とした。

##### (2) 細粒土砂の最大粒径

細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )は時空間的に一定と仮定し、 $D_c=1, 10, 100\text{ mm}$ の3通りの計算を行ったうえで、土石流の到達距離の再現性の高い細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )を探査した。

##### (3) 計算区間上流端の土砂濃度・土石流の代表粒径

計算区間上流端の土砂濃度、土石流の代表粒径はそれぞれ式(1)、式(3)により設定した。ここで、崩壊土砂

の清水の割合は、地盤の間隙が水で飽和していたと仮定した。また、集川以外の3渓流では、岩盤の間隙率のデータがないため、集川の間隙率の測定値(0.34)を用いた。

#### (4) 計算区間上流端のハイドログラフ

崩壊土砂が土石流に変化するプロセスは十分にわかっていない点が少なくない。そこで、本研究では、崩壊土砂が土石流化した後の現象を対象に数値シミュレーションを行うこととし、計算区間上流端のハイドログラフを設定した。集川では2波の土石流が生じていたと考えられるところから、西口ら(2011)では、主たる堆積域を形成した土石流を対象とし、総流出土砂量の70%の土砂を上流端から与えた。一方、大用知、船石川、片井野川においても、複数波の土石流が生じた可能性があるが、現時点では十分な情報がないため、本研究では、同じ崩壊土砂量に対して氾濫範囲や土石流の規模が最も

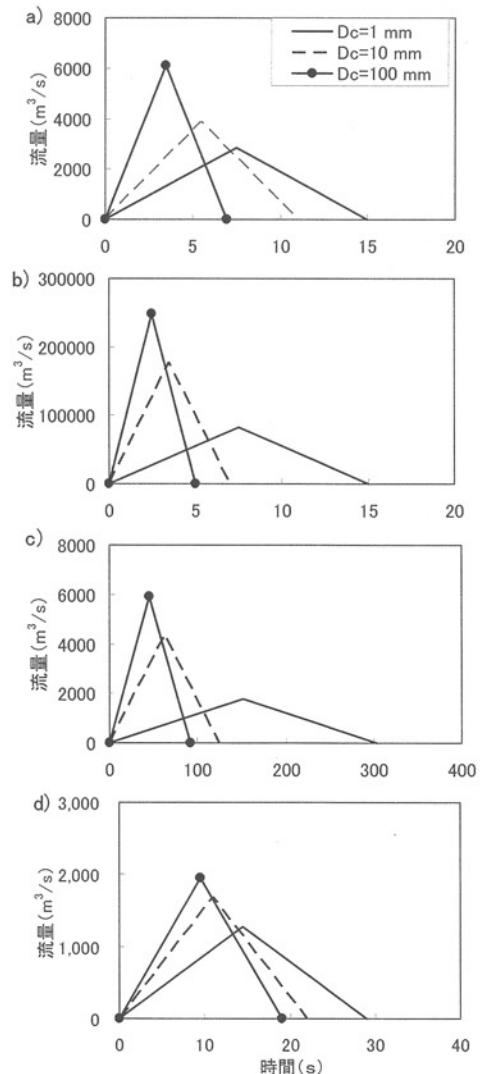


図-3 計算区間上流端の設定ハイドログラフ

a) 集川, b) 大用知, c) 片井野川, d) 船石川

大きくなると想定される、総流出土砂量のすべてが1波の土石流となった現象を便宜的に仮定した。用いた手法は、西口ら(2011)が集川の再現計算で推定した手法と同様、崩壊長の長さの土塊が等速で計算区間の上流端に流入すると仮定し、上流端の水深、流速は等流条件で導かれた高橋の抵抗則を満たすとして、三角形状のハイドログラフを設定した(図-3)。ただし、大用知・片井野川では、崩壊地の幅が、崩壊土塊の溪流への流入地点の流下幅よりも非常に広いことから、ハイドログラフの継続時間は、崩壊地の幅に対する崩壊土塊の溪流への流入地点の流下幅の急縮率に比例して長くなる

とした。

### (5) その他

砂礫の密度は  $2,650 \text{ kg/m}^3$ 、河床の容積濃度は 0.65、重力加速度は  $9.8 \text{ m/s}^2$ 、侵食速度係数は 0.0007、堆積速度係数は 0.05、計算の時間間隔は 0.01 sとした。これは Kanako で設定されている既定値である。

## 5. 計算結果

細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )を 1 mm として計算した土

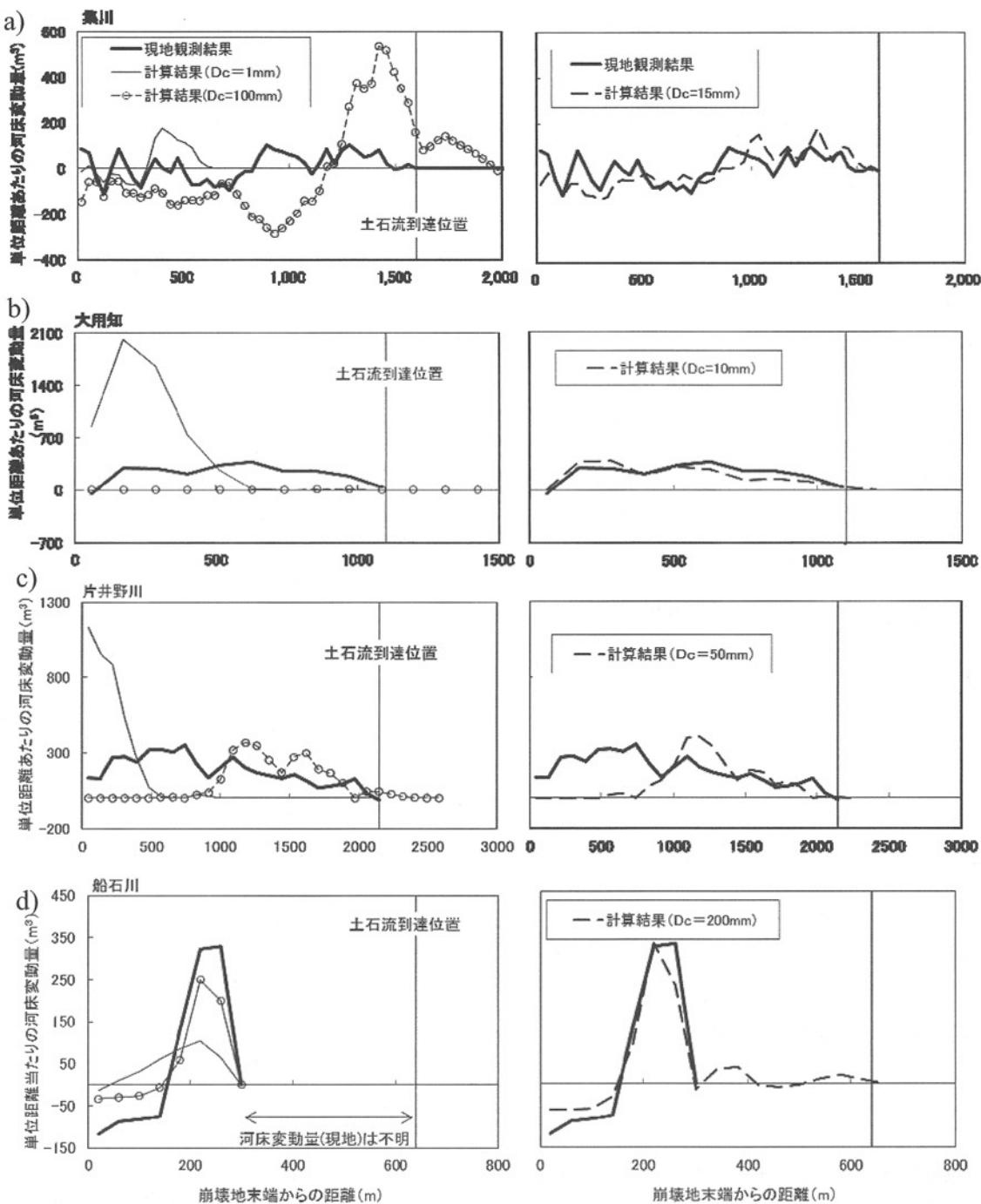


図-4 現地観測結果と計算結果の河床変動量 a) 集川, b) 大用知, c) 片井野川, d) 船石川

石流は、船石川を除く3事例では、実際の土石流の半分程度の距離までしか到達せず、船石川でも実際の土石流よりも150m上流で堆積が生じた(図-4)。一方、細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )の値を大きくするに従い、計算結果の到達距離や侵食区間の距離は長くなつた。集川、大用知、片井野川、船石川において、細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )が各々15mm、10mm、50mm、200mmのときに計算の到達距離が実績と概ね一致した(図-4)。また、河床の侵食堆積の傾向についても、片井野川の上流域をのぞき、集川、大用知および船石川では計算結果が実績と概ね等しかつた。

## 6. 考察

前項において、深層崩壊に起因する土石流を良好に再現できた各々の細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )の妥当性について考察する。

深層崩壊に起因する土石流において、間隙流体と一緒にとして振る舞う細粒土砂は、土石流中の粒子の間隙に比べて十分小さいと考えられることから、本研究では、細粒土砂の浮遊条件として、河川における粒子等の一般的な浮遊限界条件(流れの摩擦速度=粒子の沈降速度)を準用し、(土石流の間隙流体の乱れ速度)≥(細粒土砂の沈降速度)と仮定した。そこで、集川の粒径15mm、大用知の10mm、片井野川の50mm、船石川の200mmの土粒子の土石流中の沈降速度と、各土石流の間隙流体の乱れ速度を比較した。まず、粒径 $\phi$ の土粒子の土石流中での沈降速度( $\omega_0(\phi)$ )は Rubey(1933)により示された式(7)により算定した。

$$\omega_0(\phi) = \left( \sqrt{\frac{2}{3} + \frac{36\nu^2\rho_d}{g\phi^3(\rho_s - \rho_d)}} - \sqrt{\frac{36\nu^2\rho_d}{g\phi^3(\rho_s - \rho_d)}} \right) \sqrt{\left( \frac{\rho_s}{\rho_d} - 1 \right) g \phi} \quad (7)$$

ここで、 $\nu$ は動粘性係数で水温20°Cの約0.01cm<sup>2</sup>/sを用いた。さらに、間隙流体の乱れ速度( $v_t$ )は堀田ら(1998)が示した式(8)を用いて算出した<sup>11)</sup>。

$$v_t = \sqrt{\left( \frac{l}{d(D_c)} \right)^2 \frac{25v_m^2}{4h_m^2} d(D_c) \left( 1 - \frac{z}{h_m} \right)} \quad (8)$$

$$\text{ただし } \frac{l}{d(D_c)} = \sqrt{k_f} \left( \frac{1 - C_{dm}}{C_{dm}} \right)^{1/3}$$

ここで、 $l$ は混合距離、 $k_f$ は係数(0.16)、 $C_{dm}$ は流れの平均土砂濃度、 $v_m$ は流れの平均流速、 $h_m$ は流れの平均水深、 $z$ は河床からの高さ(ここで $z=0$ とし、河床付近の最大の乱れ速度を求めた)である。流れの平均の水深、平均の流速は、土石流が流下している区間における土石流の縦断方向の平均水深、平均流速を各時刻で算定し、土石流の水深または流速の最大値をとる地点が下流側に伝播しなくなるまでの時間で平均した値とした。また土石流中の平均の土

砂濃度は、各時刻で土石流が流下している区間における平均土砂濃度を算定し、上述の平均水深、平均流速の算定に用いた時間内で平均した値を用いた。

各事例の粒径が土石流の到達距離最もよく再現できた細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )の土粒子の沈降速度に対する間隙流体の乱れ速度の比の算出結果を図-5に示す。図中には計算開始直後から土石流が下流に伝播する時刻までの各計算時刻の値を表示してある。図-5より、土石流の先端部を除くと、乱れ速度は沈降速度のおよそ2~8倍の範囲であり、沈降速度に比べて十分大きいことが分かった。これは、各事例の細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )の土粒子が間隙流体中を浮遊し、乱流状態で流下した可能性があることを示しており、本研究の仮定と矛盾しない。一方、全土砂量に対する細粒土砂の割合は、35~41%と、値の幅は比較的小さかった。このことは地形や粒度分布によらず細粒土砂の割合が同程

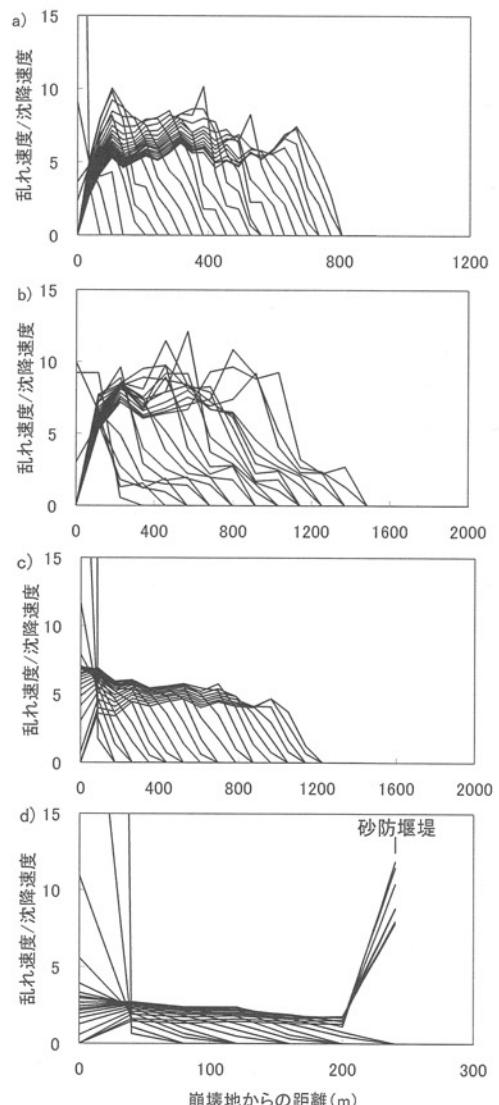


図-5 細粒土砂の最大粒径の沈降速度に対する間隙流体の乱れ速度

a) 集川, b) 大用知, c) 片井野川, d) 船石川

度である可能性を示している。今後、更なる検討は必要であるが、細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )は粒度分布の影響を受けている可能性がある。

## 7.まとめと今後の課題

本研究では、西口ら(2011)が集川の土石流に対して再現できた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を、崩壊規模や土石流の流下過程の異なる他の3つの土石流事例に適用した。その結果、土石流中の土石はすべて同じ挙動を示すと考える従来の手法では土石流の到達距離等においていずれも再現性が低かったものの、西口ら(2011)の手法のように細粒土砂は間隙流体とみなし、その最大粒径を15~200mmに設定することで、各事例の土石流の到達距離および侵食・堆積傾向を概ね再現できることが確認された。

また深層崩壊に起因する土石流に含まれる細粒土砂の浮遊機構については、不明な点が残されているものの、再現性が高かった、間隙流体に取り込まれる粒径の沈降速度は、間隙流体の乱れ速度の1/8~1/2の範囲にあり、力学的にも間隙流体と一緒に流れると仮定した細粒土砂は乱流状態で十分浮遊しうる可能性が示されたと考えられる。しかし、本研究より、河川における浮遊砂同様、乱れ速度=沈降速度の条件まで浮遊可能とした場合、より大きな粒径の土砂が土石流中を浮遊する可能性も示された。土石流の間隙流体中に細粒土砂が浮遊する機構については、更なる検討が必要と考えられる。

また、先にも述べたように、崩壊土砂が土石流に変化するプロセスは十分に分かっていない点が少くないため、本研究では、集川を除く他の事例では、すべての流出土砂が1波の土石流となった後の現象を対象に数値計算を行った。その結果、侵食・堆積状況のすべてを再現できたわけではない。特に、上流域(片井野川など)の再現性は必ずしも良くない場合がある。これらのこととは、上流端の供給条件をこのように単純化した影響による可能性が考えられる。土石流の流下過程に関する数値計算の精度を向上させるためには、崩壊から土石流化した土砂量について等、土石流の発生機構に関するより詳細な検討が必要と考えられる。

一方で、本研究で示した結果から、発生機構をある程度単純化したとしても、土石流の到達範囲・堆積状況は、細粒土砂の最大粒径( $D_c$ )を適当な値に調整することで、概ね再現できることが分かった。このことは、深層崩壊に起因するような大規模な土石流の被害のおそれのある範囲を推定するなど、防災上の課題を解決できる可能性を示すものであると考えられる。

**謝辞：**本研究を遂行するにあたり、筑波大学大学院生命環境科学研究科の堀田紀文先生には貴重なご助言をいただいた。熊本県、徳島県、宮崎県、鹿児島県の方々には、資料の提供をいただいた。記して謝意を表します。

## 参考文献

- 1) 武澤永純・内田太郎・鈴木隆司・田村圭司：鹿児島県船石川で発生した深層崩壊に起因する土石流の推定，砂防学会誌，Vol.62, No.2, pp. 21~28, 2009
- 2) 江頭進治・高橋 保：日本流体力学会数値流体力学部門web会誌, 第12卷第2号, pp.33~43, 2004
- 3) 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, B-2, pp. 263~281, 1985
- 4) 中川 一・高橋 保・里深好文・立川康人・市川 温・吉田義則・中村行雄：平成9年鹿児島県出水市針原川で発生した土石流災害について，京都大学防災研究所年報，Vol.41, B-2, pp.287~298, 1998
- 5) 江頭進治・本田尚正・宮本邦明：姫川支川蒲原沢土石流のシミュレーション：水工学論文集，Vol.42, pp. 919~924, 1998
- 6) 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—深層崩壊に起因する土石流への適用—, 砂防学会誌, Vol.64, No.3, pp.11-20, 2011
- 7) 高橋 保・里深好文：石礫型及び乱流型土石流の一般理論とその実用化モデル，砂防学会誌，Vol.55, No.3, pp.33~42, 2002
- 8) 高橋 保：土石流の機構と対策, p.91, 2004
- 9) Nakatani K., Wada T., Satofuka Y. and Mizuyama T.: Development of "Kanako 2D (Ver.2.00)," a user-friendly one- and two-dimensional debris flow simulator equipped with a graphical user interface, International Journal of Erosion Control Engineering, Vol.1, No. 2, pp.62~72, 2008
- 10) Yuki NISHIGUCHI, Taro UCHIDA, Nagazumi TAKEZAWA, Tadanori ISHIZUKA, Takahisa MIZUYAMA: Runout Characteristics and Grain Size Distribution of Large-scale Debris Flows Triggered by Deep Catastrophic Landslides, Special Issue on International Journal of Erosion Control Engineering, Vol.5, No.1, pp.16-26, 2012
- 11) 堀田紀文・宮本邦明・鈴木雅一・太田猛彦：回転円筒水路を用いた高濃度固液混相流における間隙水圧分布の測定，砂防学会誌，Vol.50, No.6, pp.11~16, 1998

(2012.5.9受付)