

# 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

西口幸希\* 内田太郎\*\* 田村圭司\*\*\* 里深好文\*\*\*\*

## 1. はじめに

豪雨や地震等に伴う山腹崩壊により、しばしば土砂災害が発生している。なかでも深層崩壊は発生直後に大規模な土石流となることがあり、近年でも1998年の鹿児島県出水市、2005年の熊本県水俣市で多数の犠牲者がでた。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と考えられ、これまでも多くの事例に対し土石流の再現計算が行われてきた。

一方、土石の挙動は粒度に大きく依存すると考えられており、単一粒径の条件下で構築された土石流モデルでは、大規模な土石流に含まれるような幅の広い粒度分布の土石の挙動を十分には表現できないことが指摘されている。これに対し、大規模な土石流中の細砂は液相とみなせると仮定すると土石流の流下・堆積を再現できる可能性があることが報告された<sup>1),2)</sup>。しかし土石流の流下・堆積をコントロールする要因は数多く、実際、計算に用いる入力条件の多くは、逆推定された値や一般値とされる値が用いられてきた。

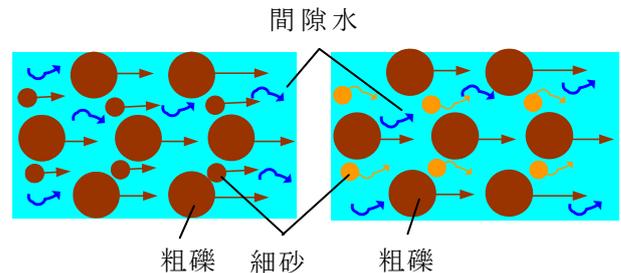
そこで本研究では、極力現地観測結果や理論式に基づき入力条件を設定し、不明確な条件については計算結果に及ぼす影響を検討しながら数値シミュレーションを行い、深層崩壊に起因する土石流の流下・堆積を推定する手法の構築を行った。

## 2. 計算モデル

### 2.1 計算モデルの考え方

一般的な土石流モデルにおいて、土石流は、図-1(a)に示すように、層流状態で移動する土砂(固相)と、乱流状態で移動する間隙水(液相)の2つの相からなると表現されることが多い。一方、規模の大きい土石流など、広い粒度分布をもつ土石から構成される土石流においては、土石流中の細砂は間隙水の乱れの影響を受けて間隙流体

中に浮遊し、間隙水と一体となって流下するため、液相と扱うことができると考えられている(図-1(b))<sup>1)</sup>。従って本研究では、深層崩壊に起因する土石流中の細砂は液相とみなすことができると考えた。



(a) 一般的な土石流モデル (b) 本研究の土石流モデル

図-1 土石流の概念図

### 2.2 土石流に係わる理論式

液相とみなすことができる細砂の最大粒径を $D_c$ と定義すると、崩壊直下地点における土砂濃度 $C_d$ 、土石流の液相密度 $\bar{\rho}$ および土石流の代表粒径 $D$ はそれぞれ式(1)~(3)のように表される。

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

$$\bar{\rho} = \frac{w\rho_w + (1-w)\rho_s P(D_c)}{w + (1-w)P(D_c)} \quad (2)$$

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

ここで、 $P(D_c)$ は $D_c$ の重量百分率、 $w$ は崩壊土砂の含水率、 $\bar{w}$ は土石流の含水率、 $\rho_s$ 、 $\rho_w$ はそれぞれ土粒子、清水の密度、 $d(D_c)$ は $D_c$ 以上の土石の平均粒径である。

また、河床の侵食により土石流に取り込まれた土石のうち、細砂は液相とみなすことから、粗礫の連続式は以下のように表される。

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

ここで、 $C_*$ は河床の土石の容積濃度、 $u$ はx方向の流速、 $v$ はy方向の流速、 $h$ は水深、 $i$ は侵食速度である。

### 3. 検討対象

#### 3.1 対象事例

本研究では、2003年7月20日、熊本県水俣市の集川において、豪雨に伴い発生した深層崩壊を起因とする土石流を対象事例とした(図-2)。深層崩壊は、安山岩と風化した凝灰角礫岩の境界面でも発生したと考えられている。また現地の状況やヒアリング結果より、土石流は泥分を主体とした土石流が先行し、数十分後に石礫を主体とした土石流が流下したと考えられている。崩壊地から堆積区間の末端までの距離は1,600m程度であった。



図-2 検討対象事例の土石流流下状況

#### 3.2 実態調査

##### (1) 土石流の流下幅および縦断形状

土石流の流下幅は、土石流発生後の航空レーザー測量から得られた数値表層モデル(DSM)および数値標高モデル(DEM)の横断図を重ね合わせ、裸地化した範囲の幅として推定した。堆積区間は、土石流発生後の航空写真より、石礫が卓越して堆積した領域の堆積幅を推定した(図-3下)。また、土石流発生前の航空写真、土石流発生後のレーザー測量結果より土石流発生前後の縦断形状を推定した(図-3上)。

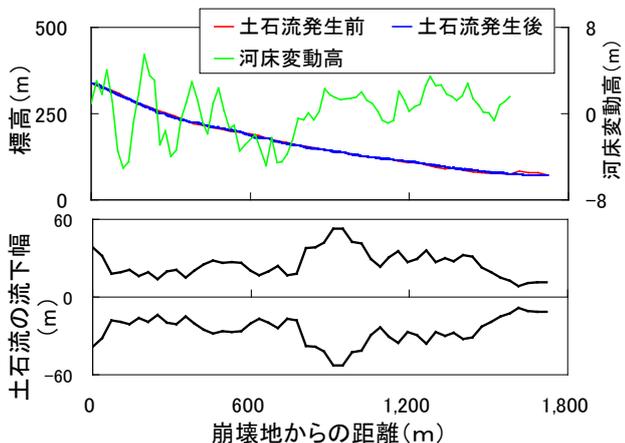


図-3 石礫型土石流の流下幅・縦断形状

##### (2) 崩壊土砂の間隙率

崩壊地周辺の2箇所のボーリング孔においてγ線散乱による湿潤密度の測定および中性子線散乱による含水量の測定を行い、両者の結果から崩壊土砂の間隙率を算定した。崩壊のすべり面と考えられた安山岩と風化した凝灰角礫岩の境界から表土までの深度方向の平均間隙率は34%であった。

##### (3) 粒度分布

土石流の粒度分布は、流下区間の土石流堆積物の断面写真から7.5cm~30cmの粒度分布および7.5cm以下と30cm以上の礫の占める割合を求め、粒径7.5cm未満の土砂のふるい分け試験結果および粒径30cm以上の巨礫調査結果をその割合に応じて合成して求めた。平均粒径は26cmであった。

##### (4) 石礫と泥分の割合

土石流流下前後の空中写真、流下後のレーザー航空測量結果等より、流下区間(図-2の緑)から堆積区間(図-2の青及び橙)への流入土砂量は約9.0万m<sup>3</sup>、そのうち堆積区間の土砂量は約7.7万m<sup>3</sup>(石礫は約4.8万m<sup>3</sup>、泥分は約2.9万m<sup>3</sup>)、宝河内川を流下した土砂は約1.3万m<sup>3</sup>と推定された。泥流は高台に乗り上げ、流水の影響を受けにくい範囲で堆積し、石礫はその後の流水の影響を受けやすい範囲で堆積していたことから、宝河内川を流下した土砂は泥分よりも石礫が多く含まれていた可能性が高く、これを石礫とみなすと、流下区間から堆積区間へ流入した石礫は、約6.1万m<sup>3</sup>と考えられる。

### 4. 数値シミュレーション

#### 4.1 計算プログラム

計算は土石流シミュレータ(Kanako2D)を用いた。これは土石流の発生・流動域を1次元で、土石流の氾濫・堆積が生じる緩勾配扇状地を2次元で計算を行うことのできるプログラムで、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に対して適用可能である<sup>3)</sup>。

#### 4.2 入力条件の設定

##### (1) 地形

計算は、主たる流れと考えられている石礫型土石流に対し、崩壊地直下から土石流堆積域の末端付近までの区間を対象とした。

溪床の縦断形状や土石流の流下幅は調査結果より設定した(図-3)。また土石流発生前の移動層

厚は、調査結果から侵食域の最大侵食深である5mとしたが、実際の侵食域は部分的に露岩していたものの、不安定土砂の堆積箇所もみられたことから、土石流発生前の堆積層厚がより厚かった可能性も考え、10mの場合の計算も実施した。

(2) 土砂濃度・液相密度・粒径

計算区間上流端の土砂濃度、土石流中の液相密度、土石流の代表粒径はそれぞれ式(1)~(3)により求めた。ここで液体として振舞う細砂の最大粒径 ( $D_c$ ) は、0,10,20,30,100 (mm) の5通り設定した。崩壊土砂は飽和状態を仮定し、ボーリング孔の調査結果からその含水率  $w$  を34%とした。また土石流は溪床堆積物を巻き込みながら流下したため、土石流中の土砂は崩壊土砂と溪床堆積物の混合物と考えられる。よって土石流の液相密度  $\bar{\rho}$  の算定に用いる土石流の含水率  $\bar{w}$  は、崩壊土砂の含水率測定結果 (34%) と溪床堆積物の間隙率の一般値(0.4) の平均値 (37%) とした。粒度分布は調査結果を用いた。土石流の代表粒径  $D$  や土石流中の液相密度  $\bar{\rho}$  は、時空間的に一定とした。

(3) 流量

山腹斜面からの全崩壊土砂量に対する石礫型土石流の土砂量の割合 ( $k$ ) は、堆積区間への流入土砂の調査により推定された石礫の割合 (0.7(土砂量:21,350m<sup>3</sup>)) に設定した。ただし、堆積区間への流入土砂は崩壊土砂のほか、溪床堆積物も含まれていることから、 $k = 0.5$ (土砂量:15,250m<sup>3</sup>)、 $k = 0.9$ (土砂量:27,450m<sup>3</sup>) の場合も計算を行った。

計算区間の上流端のハイドログラフは、総流量が石礫型の土石流の総量となるように設定した。そのうえで、崩壊土砂が形状を保ったまま、等速で崩壊地直下に流下したと仮定し、流速と水深は高橋の抵抗則に基づくとすると、次式が導かれる。

$$t_s = \frac{5(a_i \sin \alpha L^5 B_m^3)^{1/2} d(D_c)}{2 \left\{ C_d + (1 - C_d) \frac{\rho}{\rho_s} \right\}^{1/2} \left[ \left( \frac{C_d^*}{C_d} \right)^{1/3} - 1 \right] (V_s^3 g I_m)^{1/2}} \quad (5)$$

ここで、 $t_s$  は継続時間、 $L$  は崩壊斜面長、 $I_m, B_m$  はそれぞれ計算区間上流端の勾配、流下幅、 $V_s$  は土石の総量、 $C_d^*$  は堆積土砂の最密充填濃度、 $\rho$  は崩壊直下における液相密度、 $g$  は重力加速度、 $a_i, a$  は定数でそれぞれ0.042, 17.8°である<sup>4)</sup>。図-4に、変数  $D_c$  に対するハイドログラフを示す。

水俣市深川観測所の崩壊発生時付近の最大10

分間雨量は26mmであった。この雨量による崩壊直下地点の流量は流出率を1.0としても30m<sup>3</sup>/secと算定され、図-4の流量に比べて非常に小さいため、降雨による流量の増分は無視できると考えた。

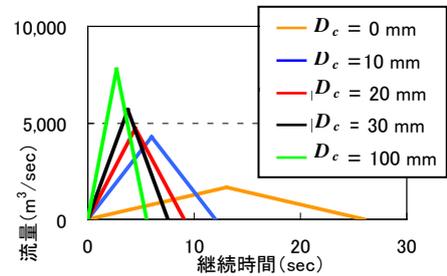


図-4 各  $D_c$  に対するハイドログラフ

4.3 計算結果

各  $D_c$  に対する河床変動高の計算結果を図-5に示す。 $D_c=0$ mmのとき、すなわち、土石流中の土石は全て固相として扱った場合、計算で求めた土石流の到達距離は約600mで、実際の土石流の4割程度であった。また、土砂は崩壊地の直下から堆積し、侵食は生じないと計算された。また  $D_c$  の値が大きくなるに従い、計算での土石流の到達距離および溪床の侵食区間距離は長くなった。 $D_c=20$ mmのとき、到達距離および侵食区間距離ともに実際の土石流と概ね合っていた。

ここで  $D_c=20$ mmとし、全体の崩壊土砂量に対する石礫型の土石流の土砂量の割合 ( $k$ ) を0.7から0.5や0.9に変化させても、土石流の到達距離および侵食区間距離はほとんど変化せず、実際の土石流と概ね一致した (図-6上)。また初期の移動層厚  $D_s$  を5mから10mに変化させた場合、侵食区間の侵食深はより大きく計算されたが、到達距離および侵食区間距離に関しては、初期の移動層厚によらず計算結果は概ね一致した (図-6下)。本事例では、石礫型土石流の土砂量の割合や初期の移動層厚が土石流の到達距離および侵食区間距離の計算結果に及ぼす影響は小さいことが分かった。

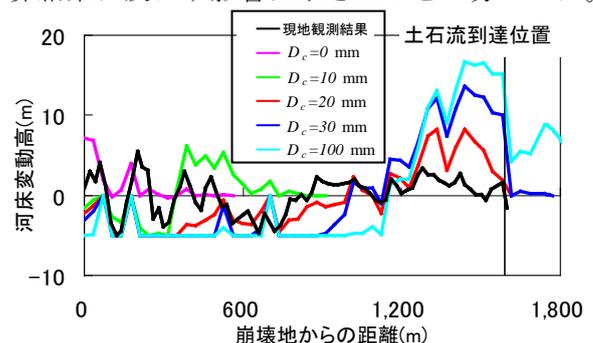


図-5 各  $D_c$  の計算結果と観測結果

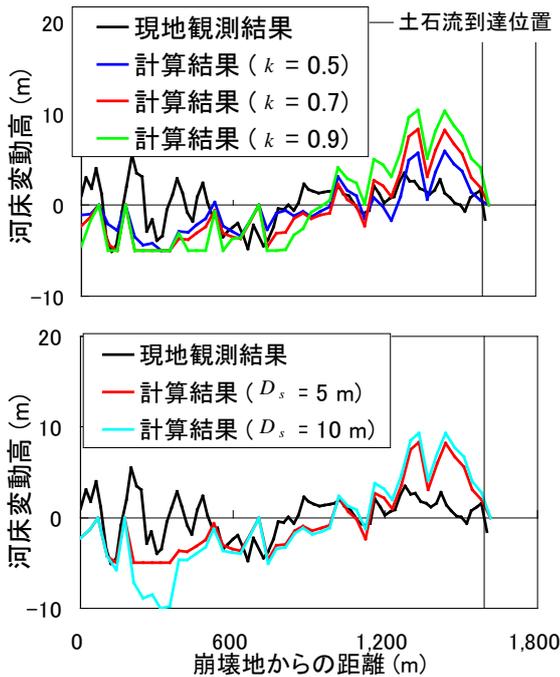


図-6  $k$ と $D_s$ を変化させた計算結果と観測結果

### 5. 考察

再現性が高いと考えられた $D_c=20\text{mm}$ の妥当性を検証するため、粒径 $20\text{mm}$ の土粒子の沈降速度、土石流中の間隙流体の乱れ速度、土石流の摩擦速度を比較した。沈降速度はRubeyの式により算定した結果、 $37\text{cm/s}$ であった。摩擦速度は計算結果( $D_s=20\text{mm}$ )の平均水深を用いて算定すると $164\text{cm/s}$ となった。間隙流体の乱れ速度も同様に計算結果の水深、流速を用いて、堀田ら<sup>5)</sup>が示した算定式により $80\text{cm/s}$ と得られた。従って、土石流の摩擦速度および間隙流体の乱れ速度は、粒径 $20\text{mm}$ の沈降速度よりも大きかった。これは、 $20\text{mm}$ の土砂は当該土石流中で浮遊し、かつ乱流状態で流下する可能性があることを示しており、土石流中に働く応力関係からも、 $20\text{mm}$ 以下の細砂を液相とみなすことの妥当性を確認できた。

### 6. まとめ

本研究では、深層崩壊に起因する大規模な土石流中の細砂は、間隙流体中に浮遊し、間隙水と一体となって流下する、言い換えれば、細砂を液相として扱えると仮定した。この細砂の最大粒径 $D_c$ に着目し、土石流の土砂濃度や液相密度、代表粒径や土砂の連続式を提示したうえで、調査結果に基づいた入力条件の設定のもとで、2003年に集川で発生した土石流事例に対し、数値シミュレーションを行った。その結果、細砂を液相として扱うことで、土石流の流下・堆積過程の再現性が高まることが分かった。また、最もよく再現できた $D_c$ は、その沈降速度と土石流の摩擦速度、間隙流体の乱れ速度の大小関係からみても、妥当と考えられる範囲の値であった。以上より、本研究の手法を数値シミュレーションに適用することにより、深層崩壊に起因する土石流の流下過程を推定できる可能性を示した。

### 参考文献

- 1) 高橋保・中川一・原田達夫：混合粒径材料からなる渓床侵食型土石流の予測、京都大学防災研究所年報、第33号B-2、1990
- 2) 江頭進治・本田尚正・宮本邦明：姫川支川蒲原沢土石流シミュレーション、水工学論文集、第42号、1998
- 3) Nakatani K. Wada, T., Satofuka Y., & 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, 1, No. 2, pp.62-72, 2008
- 4) 高橋保：土石流の機構と対策、近未来社、p.56、2004
- 5) 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

西口幸希\*



独立行政法人土木研究所  
つくば中央研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム 交流研究員  
Yuki NISHIGUCHI

内田太郎\*\*



独立行政法人土木研究所  
つくば中央研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム 主任研究員、農博  
Dr. Taro UCHIDA

田村圭司\*\*\*



国土交通省九州地方整備局  
雲仙復興事務所長(前独立行政法人土木研究所つくば中央研究所土砂管理研究グループ火山・土石流チーム 上席研究員)  
Keiji TAMURA

里深好文\*\*\*\*



立命館大学理工学部都市システム工学科、工博  
Dr. Yoshifumi SATOFUKA