

深層崩壊に起因する土石流の数値シミュレーション

(独) 土木研究所 ○西口幸希、内田太郎(現国総研)、石塚忠範
立命館大学理工学部 里深好文
(株) 東京建設コンサルタント 伊藤達平、田村尚

1. はじめに

深層崩壊は大規模な土石流となることがあり、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。深層崩壊に起因する土石流のように、流速、流動深が大きくなると土石流は、土石が層流状態に流れ、流れの骨格を形成する一般的な石礫型の土石流の状態(図-1a))から、土石と水が一体となった乱流状態に移行すると考えられている¹⁾。また、一般的な石礫型土石流の層流状態と乱流状態は連続的な現象であり、土石のうち、細粒土砂(以下、細砂と呼ぶ)は間隙水と一体となって乱流状態で流れ、粗礫は層流状態で流れる中間的な状態が存在すると考えられてきた²⁾(図-1b))。

そこで、西口ら(2010)³⁾は、大規模な土石流中では、細砂は間隙水と一体となって挙動するとし、土石流の土砂濃度、流体密度、平均粒径の算定式および侵食・堆積に関わる土石の連続式を新たに提示したうえで、水俣市集川の事例に適用した結果、上述した細砂の挙動を考慮することにより、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、新たに提示した手法がほかの深層崩壊に起因する土石流に対しても有効であるか、など不明な点は少なくなかった。そこで本研究では、集川を含む3つの深層崩壊に起因する土石流に対しても同じ手法(西口ら(2010)の手法)を用いて土石流の到達範囲を再現することを試みた。

2. 細砂の挙動に着目した計算モデル

西口ら(2010)では、土石流の土砂濃度 C_d 、間隙流体の密度 ρ_d 、平均粒径 D は、それぞれ式1~3のように表されるとした。

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

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

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

ここで D_c は細砂と粗礫の境界の粒径、 $P(D_c)$ 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、 ρ_s 、 ρ_w はそれぞれ土石、清

水の密度、 $d(D_c)$ は粒径 D_c 以上の土石の平均粒径である。さらに西口ら(2010)は侵食および堆積に関する土石の連続式は式4のように表すことができるとした。

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

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。

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3事例を対象とした。崩壊地からの流出土砂量は、集川では崩壊斜面の測量、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(表-1)。土石流の粒度分布は、土石流発生後の巨礫調査結果、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(図-2)。土石流の最大流下幅は土石流発生後の数値表層モデルと数値標高モデルの比較や土石流発生後の航空写真の判読により推定した。

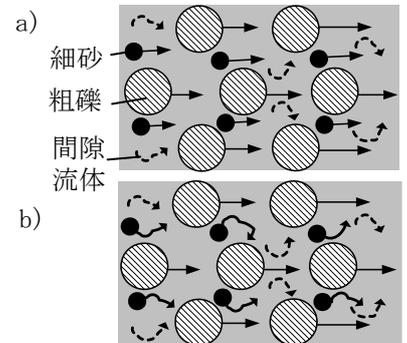


図-1 石礫型土石流の概念図
a) 土石は層流状態で移動
b) 細砂は間隙水と一体となって移動

表-1 対象とした土石流

溪流名	発生年月	地質	崩壊地からの流出土砂量
集川	2003/7	安山岩 凝灰角礫岩	30,500m ³
大用知	2004/8	緑色岩、石灰岩、チャート、砂泥質千枚岩	622,071m ³
片井野川	2005/9	砂岩頁岩互層	272,020m ³

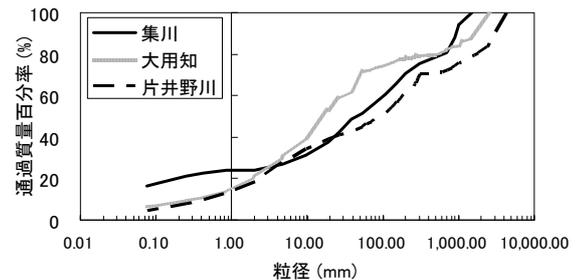


図-2 土石流の粒度分布

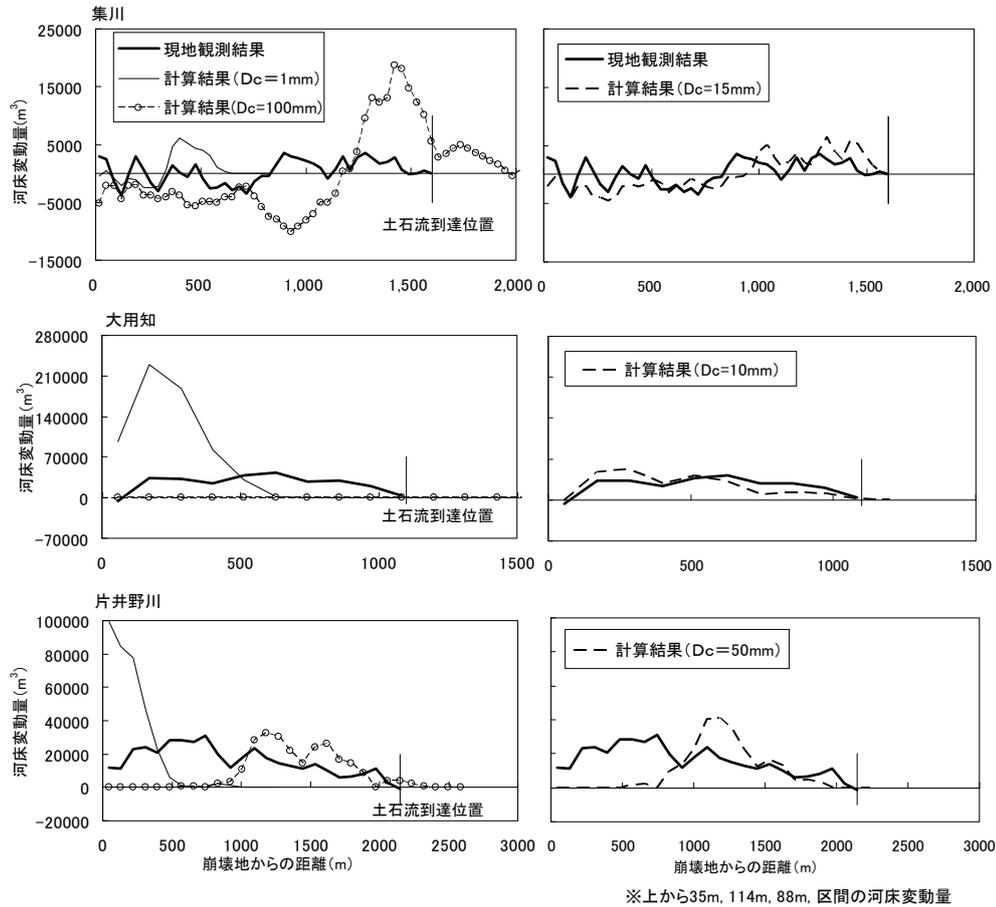


図-3 計算結果と現地観測結果の河床変動量

4. 数値シミュレーション手法

計算プログラムは土石流シミュレータ「kanako」に式4を導入した「Kanakano-LS」を用いた。 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、再現性の高い D_c を探索した。数値計算に用いる標高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溪床幅の平均とした。土砂濃度、間隙流体密度、代表粒径はそれぞれ式1~3により設定した。初期河床の移動層厚は侵食域の土石流による河床変動より集川で5m、他の2事例で0mとした。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、集川の間隙率の測定値(0.34)を用いた。土石流中の清水の割合は、溪床の土砂を巻き込み流下した集川では崩壊土砂の清水の割合と河床堆積物の清水の割合の平均とし、崩壊地直下から堆積が生じた他の2事例では崩壊土砂の清水の割合とした。上流端のハイドログラフは崩壊長の長さの土塊が上流端に流入すると仮定し、上流端の水深、流速は高橋の抵抗則を満たすものとした。ハイドログラフの総量は総土砂量(水を含む)と等しくなるよう、三角形形状に設定した。

5. 結果とまとめ

$D_c=1\text{mm}$ として計算した土石流は、実際の土石流の半分程度の距離までしか到達しなかった。一方 $D_c=100\text{mm}$ とすると実際の土石流よりも下流まで到達する結果となった(図-3)。このように計算結果の到達距離は D_c の値を大きくするに従い、長くなった。集川、大用知、片井野川では D_c が各々15mm、10mm、50mmのときに計算の到達距離が実績と概ね一致した(図-3)。また、河床の侵食・堆積の計算結果についても集川および大用知では実績と概ね等しかった。

本研究では、西口ら(2010)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2つの土石流事例に適用した。その結果、いずれにおいても同じオーダー(10~50mm)の D_c を設定することで、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示された。以上のように、3つの深層崩壊に起因する土石流の到達距離および侵食・堆積傾向を、細砂は間隙水と一体となって挙動すると仮定した1つの手法で概ね再現できた。

【参考文献】1) 高橋・里深: 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, 2002 2) 芦田・江頭: 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, 第28号, 1985 3) 西口・内田・田村・里深: 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, 土木技術資料, Vol.52-10, 2010