

大規模崩壊地における土石流の流下と微地形条件の相互作用

筑波大学生命環境科学研究科 ○経隆 悠
 筑波大学生命環境科学研究科 堀田 紀文
 静岡大学農学部 今泉 文寿
 東京大学 空間情報科学研究センター 早川 裕弐
 静岡大学農学部 伊藤 広
 静岡大学農学部 土屋 智

1. はじめに

土石流の数値シミュレーションは、土石流流下域では一定の成果を挙げており、ハザードマップの作成や砂防施設の配置など防災対策に用いられ効果を発揮している。一方で大規模崩壊地のように、複雑な微地形を有し河床が急勾配な河川上流域で発生・流下する土石流の数値シミュレーションについての検討は不十分である。

大規模崩壊地では、土砂の流出の大部分が土石流形態で生じることが一般的に知られている。そのため、大規模崩壊地からの土砂流出量の予測の際には、土石流の数値シミュレーションの適用が効果的であると考えられる。しかし、流路勾配の変化点や狭窄部など、地形が変化する場所での侵食・堆積について、数値シミュレーションでは十分な再現性が得られないことが、水路実験との比較から示されている。このことから、大規模崩壊地において数値シミュレーションを行うためには、複雑な微地形条件下での土石流の挙動を評価することが重要であると考えられる。

本研究では土石流発生域において、現地観測・測量・粒度分析と土石流の数値シミュレーションを行った。また、発生域での適用を想定した仮想水路による感度分析を行い、地形と勾配が数値シミュレーションに与える影響を整理した。これらの結果を比較・解析することで、土石流の流下と微地形条件の相互作用について検討した。

2. 研究対象地の概要

対象地は静岡県大谷崩一の沢で、流域の最高地点標高は約 1900 m、流路長が約 650 m、流域面積約 0.22 km²である。ここは、日本有数の大規模崩壊地であり、土砂の生産から流出のサイクルが、明確な 1 年周期で進む。土砂は、冬期の凍結融解によって生産され、春先に谷底に供給される。これらの土砂は、夏秋に土石流となって流出する。

3. 方法

3.1 土石流の発生・流下状況のモニタリング

雨量観測と土石流のビデオ撮影を行った。雨量観測は転倒マス式雨量計を用いた。雨量計はデータロガーに接続しデータを記録した。ビデオ撮影は土石流流下によるワイヤーセンサーの切断をトリガーとして実施した。撮影したビデオによって土石流の発生・非発生を確認した。

3.2 現地測量・粒度分析

レーザースキャナ (GLS-1500, TOPCON) を用いて、地形測量を行った。測量は谷底の土砂が流れきった 2011 年 11 月と土砂供給後の 2012 年 5 月、土石流流下後の 2012 年 8 月と 11 月の計 4 回行った。2011 年 11 月の標高を基岩と、2012 年 5 月の標高を初期堆積深と

した。レーザースキャナによって高精度な DEM (数値標高モデル、解像度: 10 cm) を得ることで、土石流の流下による微地形や堆積域・堆積深の変化を推定した。

また、堆積域の上流部、中流部、下流部において堆積土砂の粒径を計測し、粒度分布の空間的・時系列的な変化を調査した。

3.3 数値シミュレーション(数値計算)

3.3.1 再現計算

数値計算の基礎方程式として 1 次元浅水流方程式を、構成則には江頭らの式を用いた。計算は侵食速度式に江頭式¹⁾を用いた場合と鈴木式²⁾を用いた場合の 2 通りを行った。計算方法にはリープフロッグ法を用いた。計算には現地観測・測量から得た実降雨の雨量と現地の地形を入力した。

3.3.2 感度分析

数値計算の結果を詳細に考察するため、同様の方法で仮想水路での計算を行った。計算条件は以下の 2 通りである。

- (1) 直線水路で勾配を変化させた場合
- (2) 直線水路で堆積層表面に周期的な起伏を与え、起伏の周期と振幅を変化させた場合

以上の再現計算と感度分析の結果を、現地観測・測量・粒度分析の結果と合わせ比較・検討した。

4. 結果と考察

4.1 現地観測・測量・粒度分析

まず、現地観測の結果から、降雨イベントと土石流の発生状況の対応関係を整理した。次に土石流発生後の流域

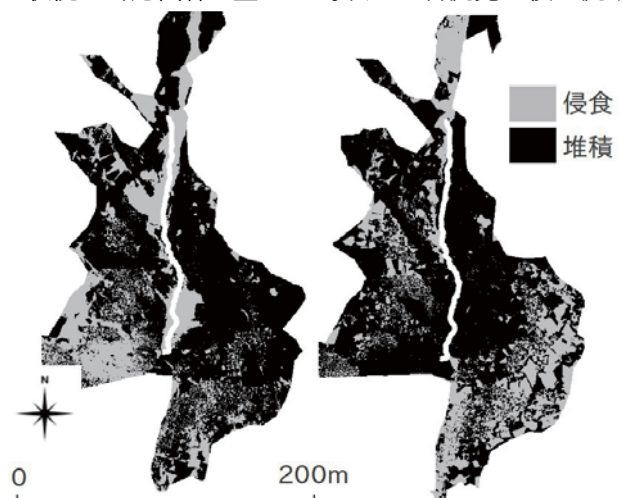


図1 大谷崩一の沢の侵食域と堆積域の変化 (左:2012年5月14日から2012年8月23日の変化 右:2012年8月23日から2012年11月21日の変化)

内の侵食域と堆積域の変化と粒度分布の変化を整理した。以上の結果から、土石流の流下により、侵食域と堆積域の分布と粒度分布が変化していることが分かった(図1、図2、図3)。流域の谷部(図1の白抜き部分周辺)では、土石流による侵食が顕著であったが、同一の地点が侵食域から堆積域に変化する場合もあった。また粒度分布の結果から、中流部では侵食による河床の粗粒化が生じていることも分かった。これらのことから、土石流の流下によって河床の微地形条件が変化していると言える。また、同一地点が侵食域から堆積域に変化したのは、その地点が土石流の流下域から停止域に変化したと言い換えられ、粒度分布の結果からも下流部での土石流の停止が確認された。これは、河床の微地形条件の変化によって、土石流の規模や到達距離が変化したためだと考えられ、土石流の流下と微地形条件に相互作用があると言える。

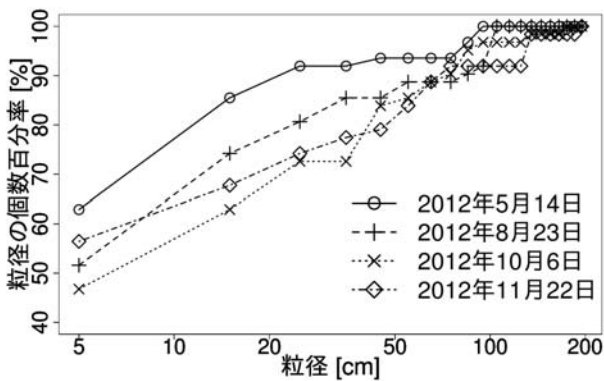


図2 大谷崩一の沢の中流部の粒度分布

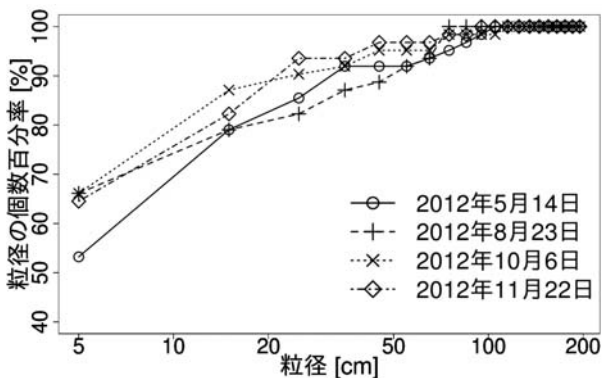


図3 大谷崩一の沢の下流部の粒度分布

4.2 再現計算

再現計算を行ったところ、用いる侵食速度式によって得られる結果が異なった。江頭式を用いた場合は、土石流が急速に発達し、堆積土砂がすぐさま侵食された。一方、鈴木式を用いた場合では、土石流は大きなピークを持たずに複数の段波状のピークを持ち、降雨中ゆつくりと侵食を続け、最終的な侵食量は江頭式よりも大きいという結果となった。また、両式とも計算区間の一部で堆積が見られたが、堆積位置は両式で異なっていた。そのため、最終的な堆積形状も両式で異なった。両式の結果を定性的に解釈すると、江頭式では大規模な土石流が素早く流下し、鈴木式では小規模な土石流が時間をか

けて段波状に流下したと言える。以上のように、再現計算から、発生域では江頭式と鈴木式で得られる結果が定性・定量的に異なることが分かった。

4.3 感度分析

感度分析(1)の結果から、本研究の計算条件では河床勾配23度以上の場合に、両式の勾配への依存性が異なり、江頭式の方が侵食量が大きい結果となった。この差異は河床勾配が急になるほど増加することが分かった。また、感度分析(2)の結果から、起伏量によっても違いが生じ、両式で起伏に対する追従性が異なることが分かった。鈴木式では起伏の大小によって得られる結果が異なった。起伏の大小による結果の差異は、江頭式では見られなかった。そのため、鈴木式は地形の起伏の影響を受けて計算結果が変化すると言える。図4のように起伏が小さい場合はピークが抑制され、起伏が大きい場合は流量のピークの継続時間が長くなり、流量が一度急激に減少した後、再び増加するといった傾向が見られた。このような傾向は再現計算で得られた結果に近いものである。このことから、発生域で観測されている流動性が乏しく段波状に流下するといった土石流の特徴が地形の起伏によって生じていることが示唆された。また、これらの結果から、再現計算の結果が両式で異なったのは、侵食速度式によって河床勾配と起伏に対する応答が異なるためだと考えられる。

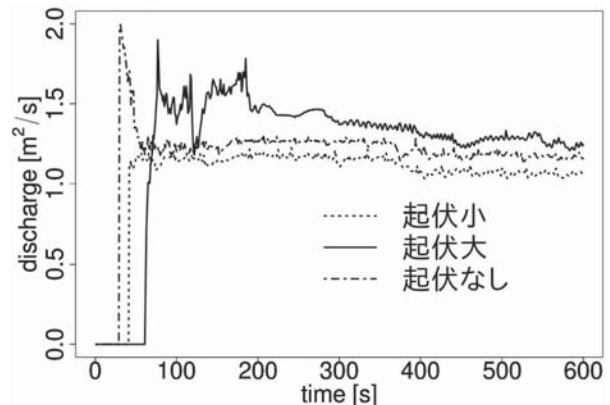


図4 河床に起伏を与えた場合の鈴木式の流量(感度分析の計算区間の下流端での時間変化)

5. まとめ

土石流発生域で現地観測・測量・粒度分析を行うことで、土石流の流下と微地形条件に相互作用があることを確認した。再現計算により、発生域では用いる侵食速度式によって得られる結果が異なることを明らかにした。また、感度分析によって再現計算の結果の差異が侵食速度式の勾配と起伏に対する応答の違いによるものであることを明らかにした。

発生域において、微地形は土石流の動態に変化を与えるため、数値シミュレーションにおいて、その影響は無視できないものであることが分かった。しかし、本研究では、測量回数が十分でなく、流路の側方からの土砂の流入も考慮していないため、再現計算の定量的な検討は不十分であるなど、今後のさらなる検討が必要である。

引用文献

- 1) 江頭ら(1988), 水理講演会論文集, p.485-490
- 2) 鈴木ら(2009), 砂防学会誌, Vol.62, No.3, p.14-22