

粒子法による土石流解析手法の適用性について

(研) 森林総合研究所： ○鈴木 拓郎
筑波大学： 堀田 紀文

1. 背景及び目的

発表者は、土石流の構成則に基づいた粒子法モデル（以下、MPS-DF とする）を開発した（鈴木・堀田，2015）。このモデルにより、勾配急減点における堆積過程（高濱ら，2002）を良く再現可能であることが示されている。一方、浅水流方程式を基本とした手法（以下、単純に一次元計算とする）では勾配急減点による堆積の初期過程は再現できなかった。しかし、時間が進むにつれて両者の結果は一致していき、どちらも実験結果を良く再現可能であった。MPS-DF、一次元計算はどちらも土砂濃度の局所平衡がほぼ満たされる条件で計算したが、一次元計算では流れ全体のエネルギー勾配として河床勾配を用いており、MPS-DF では粒子毎の流下勾配を評価していることが違いである。つまり、上層と下層で流れの方向が異なるような場合でも、エネルギー勾配を適切に評価すれば局所平衡条件が満たされる条件の下で、堆積過程が再現可能であるということである。

本研究では、侵食過程における MPS-DF の適用性を検証することを目的とし、岩田ら（2013）の実験について、MPS-DF と一次元計算で再現計算を実施した。その結果をもとに、MPS-DF の適用性と一次元計算との関係について整理した。

2. 計算モデルの概要

MPS-DF は MPS 法に江頭ら（1989,1997）の土石流の構成則を適用したものであり、概要は以下のとおりである。

- ① 江頭ら（1989,1997）の抵抗則を変形した項を導入した。
- ② 粒子毎に土砂濃度の条件を持たせた。江頭ら（1997）の濃度分布式から算出した濃度勾配と現在の濃度勾配を比較し、両者の差が小さくなるように周辺粒子間で濃度が移動するモデルを構築した。濃度の移動に要する時間（緩和時間）は非常に小さく、局所平衡が満たされると考えられる条件とした。

一次元計算では、江頭らの構成則に基づいた宮本・伊藤（2002）の手法を用いた。

3. 検証に用いた水路実験の概要

岩田ら（2013）の実験方法は以下のとおりである。実験には一般財団法人建設技術研究所（当時）の可変勾配水路を用いた。水路は長さ 10m、幅 30m で側面がガラス張りとなっている。本実験ではその水路を幅 10cm に加工し、水路勾配を 15° に固定して実験を行った。また、水路の下流側 5.0m の底面を 10cm 嵩上げし、粗度として平均粒径 0.29cm の砂礫を貼り付けた。水路の上流側には下流側の粗度面と同じ高さになるよう、水でほぼ飽和した状態の砂礫を 10cm の深さまで堆積させた（移動床区間）。水路上流端より一定流量の水を供給して上流区間で侵食・土石流化

させることで実験を行った。実験には、0.29cm と 0.14cm の 2 種類の土砂を用いた。比重はともに 2.64 であり、それぞれ d3、d1 と呼ぶこととする。水路上流端から単位幅流量 200cm²/s の水を供給し、土石流を発生させ、流下した土石流を水路下流端に設置した箱で採取した。隙間無く並べた 5 つの箱を素早くスライドさせることで土石流の先端から約 0.5 秒間隔で連続した 5 つのサンプルを採取した。また、先端が水路下流端に到達してから約 8 秒後に再度土石流の採取を 1 度のみ行った。各サンプルの採取に要した時間も計測し、サンプルの体積（全体、砂礫のみ）と合わせて、土石流流量、流砂量を算出した。それぞれ 3 回実施した。

4. 結果

図 - 1、2 に下流端における土石流全体流量、流砂量の時間変化を示す。

実験結果では、先頭部の流量・流砂量が d3 よりも d1 の方が小さくなっている。特に流砂量において顕著である。

一次元計算では、d1 と d3 の結果の差は小さく、全体流量、流砂量ともに実験結果よりも大きくなっている。

MPS-DF では、d3 の先頭部の全体流量が実験結果よりも大きい、その他は d1 と d3 の差異も含めて、実験結果と概ね一致していると言える。

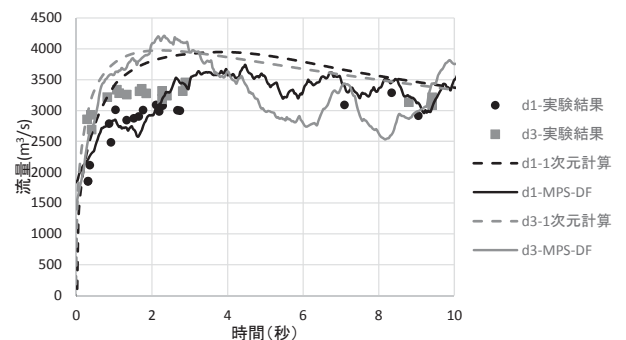


図 - 1 土石流全体流量の時間変化

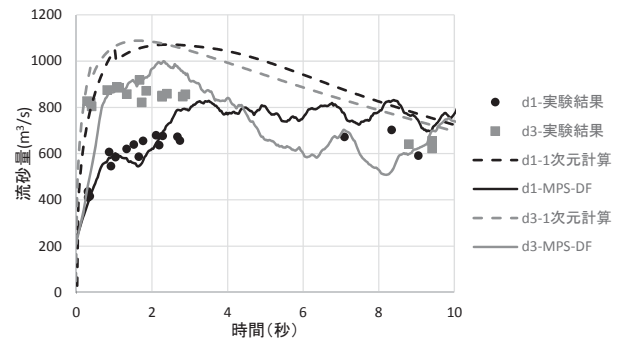


図 - 2 流砂量の時間変化

5. 考察

まず、一次元計算において、d1 と d3 の差異があまり生じなかった理由を考察する。一次元計算は侵食速度が大きく平衡濃度に達しやすい。また、砂礫層濃度が堆積層濃度 c^* の 1/2 倍として輸送濃度が計算され、体積濃度が $c^*/2$ 倍以上では、輸送濃度＝体積濃度で計算される(宮本・伊藤(2002))。15° の平衡体積土砂濃度は約 0.31 であり、輸送濃度＝体積濃度として扱われる領域であるため、侵食された土砂は流れと同じ速度で流下するよう計算される。そのため、d1 と d3 の流砂量の差は生じにくかったと考えられる。

一方、実験結果では、d3 に比べて d1 は先頭部の流砂量が小さい。この理由として、粒径が小さいと局所平衡が満たされないこと(侵食速度が小さい)、または濃度分布の影響(平衡濃度と輸送濃度の差異)が考えられる。そこで、粒径による先頭部の差異を再現できていた MPS-DF の先頭部の流下状況を図-3に示す。d1 は先頭部の濃度の小さい領域が大きいことがわかる。一次元計算では輸送濃度＝体積濃度で計算される領域でも、実際には下層よりも上層の方が濃度は小さいという濃度分布が存在する。そのため、体積濃度 > 輸送濃度とはなり、流れ全体と土砂の流下速度にずれが生じる。つまり、先頭部の土砂濃度は濃度の小さい上層の濃度が影響しやすい。粒径が異なっても平衡濃度分布は同一であるが、流速は粒径が小さい方が速くなるため、粒径が小さい方が上層と下層での流速差が大きくなり、先頭部に濃度の小さい領域が形成されやすくなったと考えられる。MPS-DF が局所平衡が満たされる条件で計算したことを考える

と、粒径が小さいと局所平衡が満たされないということではなく、体積濃度と輸送濃度の違いと粒径による流速の違いが相互に影響したことにより、粒径による流砂量の差異が生じたものと考えられる。

6. まとめ

堆積過程と同様に、侵食過程においても濃度の局所平衡が満たされる条件下において、粒径による侵食過程の違いを MPS-DF によって再現可能であることが示された。本研究の結果は、一次元計算において計算上では体積濃度＝輸送濃度として扱われている領域でも、体積濃度と輸送濃度の違いが侵食による土石流の形成プロセスに影響を及ぼすことを示すものである。MPS-DF は、この影響を解決可能であることは示唆されたが、MPS-DF は一次元計算に比べて計算時間が非常に長い。したがって、一次元計算についても体積濃度と輸送濃度の違いをより厳密に取り扱う必要があると考えられる。

7. 参考文献

- 江頭ら(1989)：京大防災研年報，32B-2，p.487-501
- 江頭ら(1997)：水工学論文集，第41巻，p.789-794
- 岩田ら(2013)：砂防学会誌，Vol.66，No.3，p.13-23
- 宮本・伊藤(2002)：砂防学会誌，Vol.55，No.2，p.24-35
- 鈴木・堀田(2015)：砂防学会誌，Vol.68，No.1，p.13-24
- 高濱ら(2002)：水工学論文集，第46巻，p.677-682

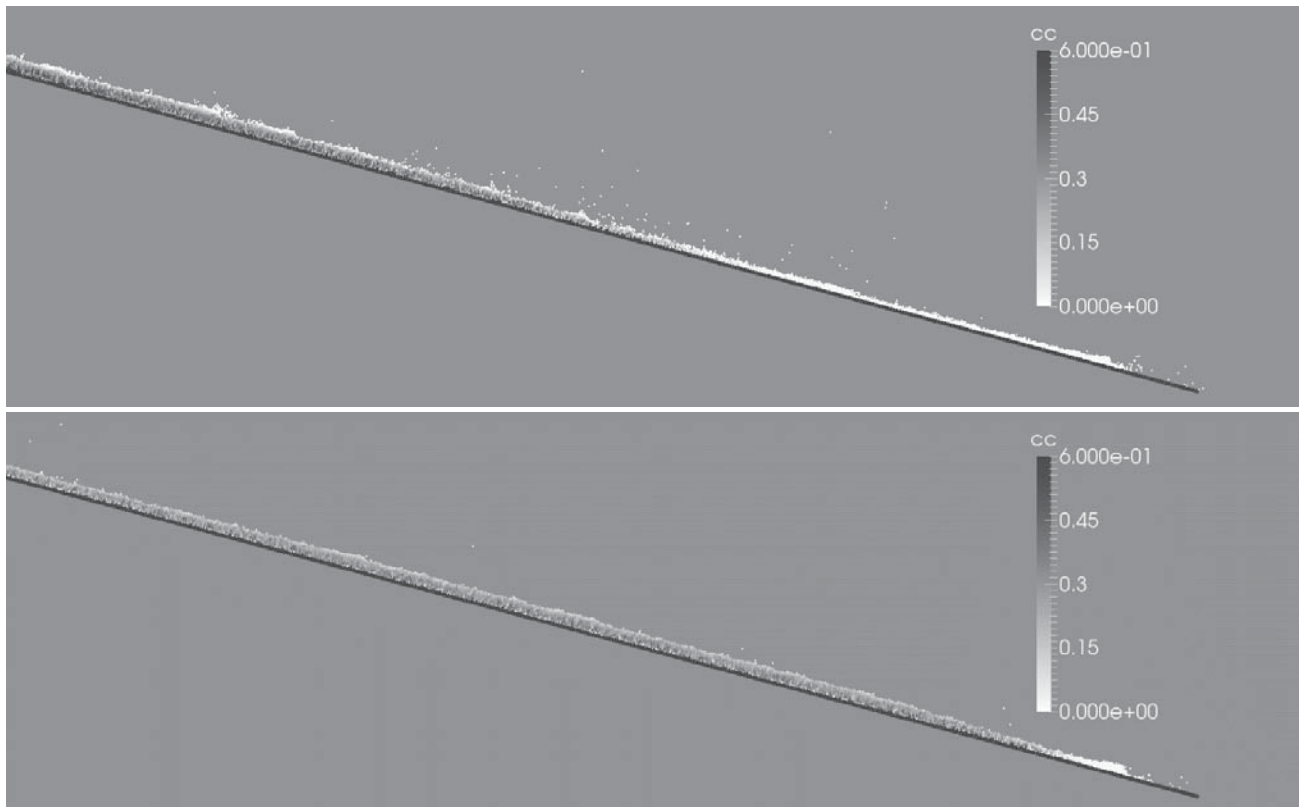


図-3 先頭部の下流端における流下状況(上:d1, 下:d3)。色の凡例(cc)の数値は土砂濃度を示している。