

# 土石流の流動状態の分類とその遷移機構

東京大学大学院 ○堀田 紀文

## 1. はじめに

土石流は多様な条件下で発生／流動するため、幅広い性質をもち、規模や流下距離、停止後の堆積形状などに着目した分類が行われている。流動機構に着目した分類も行われており、構成材料が粗い砂礫が中心である「石礫型土石流」、土石流が流れ全層にわたって十分に発達しておらず、下層が石礫型土石流、上層がほぼ清水の二層からなる「掃流状集合流動」、構成材料が微細な土砂である「泥流」などについて、それぞれモデル化や、検証のための水路実験が実施されてきた。泥流については、構成粒子が十分小さいために電気二重層の影響を受けて粘性が卓越する「粘性泥流」と、構成粒子が混合しつつ乱流状態で流下する「乱流型泥流」に分類される。一般に、石礫型土石流や粘性泥流は構成粒子の混合が活発ではなく、ほぼ層状に移動することから層流として取り扱われ、そのような流れ内部の構成粒子間の応力のモデル化にもとづいて構成則が求められている。一方、乱流型泥流については、その乱流構造が清水乱流と比較的近いことが明らかにされている。したがって、清水の流れ同様、土石流においても層流から乱流への遷移が生じていると考えられるが、その領域区分や遷移機構については十分に明らかになっていない。

本研究では、既往の土石流／土砂流れに関する水路実験データを整理したうえで、土石流における層流～乱流の遷移についての検討を行った。

## 2. 検討に用いた実験データ

水路実験データの選定・絞り込みにあたっては、次のような基準にしたがった。水路実験は、定常等流の状態ではデータが取得されているものを対象とした。すなわち、勾配一定の水路の上流から一定の水・土砂が供給されている実験を選定した。また、固定床上での均一粒径の土砂流れを意図した実験を対象とした。平衡濃度を計算するために必要なデータが示されている場合には平衡濃度を計算し、実験濃度が平衡濃度を上回るケースについては、実験中に堆積が生じているとみなして検討から除外した。

以上の選定の結果として、最終的な検討に用いた実験の概要を表1にまとめた。相対流動深 ( $h/d$ ) や濃度について幅広い実験条件のデータを収集できたことが分かる。

表1 検討に用いた実験の概要

文献	構成材料	粒径 (mm)	水路勾配 (度)	相対水深 $h/d$	濃度 (%)	平衡濃度	実験ケース数
高橋ら (1996)	砂	2.6, 3.6	16, 18	5.1, 6.6	29, 30	計算可	2
芦田ら (1988)	砂, ガラスビーズ	2.7-7.8	18-28	3.0-7.4	25-51	計算可	18
芦田ら (1986)	パールクレイ	0.01	5.8	1100-5300	16-23	計算不可	13
Mainali and Rajaratnam (1994)	砂	0.21-0.42	16	81-229	3-44	計算不可	28
江頭ら (1989)	砂, ガラスビーズ	0.9-4.1	16-28	4.0-14.1	24-43	計算可	16
新井・高橋 (1996)	砂	0.31	17	35, 42	23, 40	計算不可	2
江頭ら (1993)	砂	0.16	3, 7	61-77	0-9	計算可	11
鈴木ら (2003)	砂	2.2, 2.9	13, 17	6.3-13.2	15-37	計算可	92
江頭ら (1990)	砂	1.4, 3.7	0.72-15	6-18	0-24	計算可	21
合計							203

## 3. 抵抗係数を用いた実験データの整理

実験データは(1)式で求められる抵抗係数 ( $f$ ) によって整理した。

$$f = \frac{2gh \sin \theta}{u_m^2} \quad (1)$$

ここで、 $f$  は流れの抵抗係数、 $g$  は重力加速度、 $h$  は流動深、 $u_m$  は平均流速である。(2)式で得られた  $f$  の実験値を、石礫型土石流 ((2)式) と清水乱流 ((3)式) の  $f$  の理論値と比較した。

$$f = \frac{25}{2\rho_m} K(c) \left( \frac{h}{d} \right)^{-2} \quad (2)$$

$$f = 2 \left( A_r - \frac{1}{\kappa} + \frac{1}{\kappa} \ln \frac{h}{k_s} \right)^{-2} \quad (3)$$

ここで、 $\rho_m$  は流れの平均密度、 $K(c)$  は土石流の構成則から導出される濃度 ( $c$ ) の関数、 $d$  は粒径である。また、 $A_r$  は定数、 $\kappa$  はカルマン定数、 $k_s$  は底面粗度である。(2)、(3)式から、粒径と底面粗度が同程度であれば、土石流における  $f$  は、層流・乱流とも  $h/d$  の関数で表されることが分かる。

図1に、 $f$  と  $h/d$  の関係を示す。実験データは  $c$  によって区別されている。 $h/d$  が  $\sim 20$  の領域では、実験データと固定床上の石礫型土石流の  $f$  の理論線は良い一致を示す。 $h/d$  が  $30 \sim 300$  の領域では、実験データは石礫型土石流と清水乱流の  $f$  の理論線のどちらからも離れて分布し、 $h/d$  が  $1000 \sim$  の領域では清水乱流の理論線近傍に分布している。また、 $h/d$  に対して  $c$  の偏りはなく、濃度の高い流れが幅広く分布している。

それぞれの文献によれば、 $h/d$  が  $\sim 20$  の領域に属する流れの大部分は典型的な石礫型土石流を意図して行われた実験によるものであった。 $h/d$  が  $1000 \sim$  の領域に属する流れは泥流を意図して行われた実験によるものであったが、構成材料の粒径は電気二重層の影響を受けない程度であり、流動層の大部分では清水乱流と同様の乱流状態にあったことが報告されている。 $h/d$  が  $30 \sim 300$  の領域に属する流れは、いずれも乱流型泥流を意図して実施された実験によるものであったが、掃流状集合流動などの流れが大部分で、乱流構造が十分に発達していない流れが中心的事であることが示唆される。以上から、土石流における層流～乱流の遷移が  $f$  と  $h/d$  によって整理でき、その中間に遷移域が存在することが分かる。

#### 4. 流れの遷移のモデル化

層流～乱流の遷移域に属する土石流には、掃流状集合流動のように流れ内部にインターフェースをもち、上下層で流れの構造が異なるような流れが含まれた。このようなインターフェースの上下で流れが乱流（上層）と層流（下層）に区分されると仮定した上で、インターフェースの位置 ( $h_i$ ) の変化に伴って土石流の遷移が生じるとしてモデル化を行い、 $f$  の変化について検討した（図2）。図2から、インターフェースの位置の変化に伴って、 $f$  の理論線が(2)式から(3)式に移り変わるのを見て取れる。その際、流れ内部にインターフェースをもつ場合の  $f$  の理論線は(2)式と(3)式の交点の上側を通過しており、遷移域の実験データの分布域と対応している。図2の結果は、濃度分布を一定とした場合の計算結果であるが、濃度分布を考慮することによって、実験データと遷移域の  $f$  の理論線とはさらに良好に対応する。

上記の結果は、土石流における層流～乱流の遷移が清水の場合と異なり連続的に生じることを意味すると考えられる。ここで、石礫型土石流の構成則に従う下層を粘性底層とみなせば、流れ全層に対する粘性底層の割合によって遷移状態を判別できる。したがって、清水とのアナロジーから、土石流のレイノルズ数を適切に与えることによって、土石流の流動状態の分類が可能になると考えられる。

#### 5. おわりに

既往の土石流／土砂流れに関する水路実験データを整理した結果、土石流の流動状態（流れの抵抗）は、流れの層流～乱流への遷移も含めて、抵抗係数と相対水深によって整理できることが明らかとなった。また、層流～乱流への遷移については、流れ内部に存在するインターフェース（上層が乱流／下層が層流）がシフトすることによって生じると考えることによって、遷移域における土石流の抵抗係数を再現できることが示された。

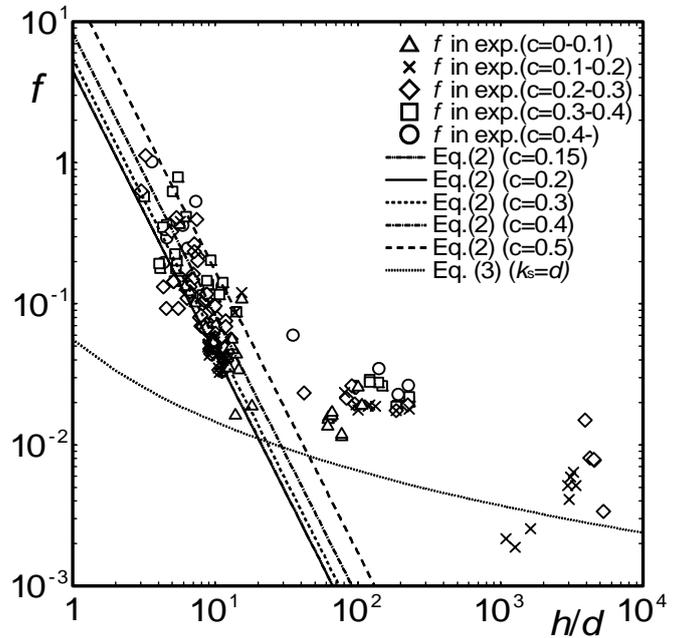


図1 抵抗係数と相対流動深の関係

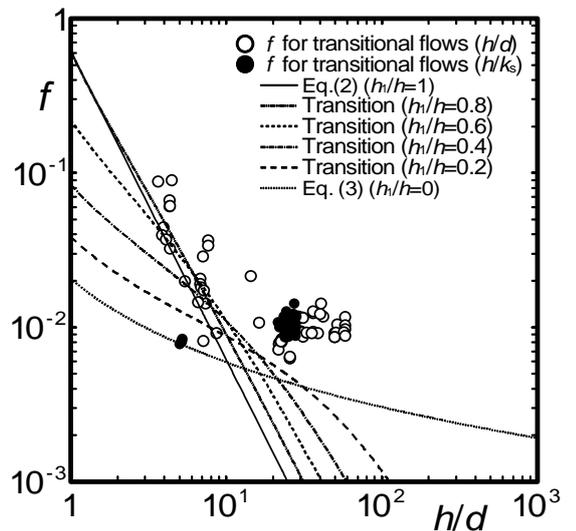


図2 遷移域での  $f$  の変化