

土石流の流動・堆積機構

芦田 和男・江頭 進治・矢島 啓

MECHANISM OF DEBRIS FLOW

By Kazuo ASHIDA, Shinji EGASHIRA, Hiroshi YAJIMA

Synopsis

The structure of shear stress in debris flow is divided into two regimes, viscous and inertia ranges, according to the degree of shear rate. In this study, the shear stress of uniform debris flow is discussed, first, in the inertial range, and described in terms of yield stress due to the friction of particle to particle and fluid shear stress caused by the turbulence within pore water. The friction law is formulated, based on this shear stress model. Second, one-dimensional governing equations, which are composed of mass and momentum equations for the mixture of water and solid particles and bed elevation equation, are derived from basic differential equations and the friction law. Erosion and deposition of sediment from or into debris flow can be analyzed by these governing equations. The friction law and governing equations are tested by flume experiments pertaining to the velocity profile and depositional process with glass beads as well as with sand-gravel particles.

1. 緒 言

土砂災害の顕在化に伴い、各分野において土石流研究は活発に推進され、土石流の発生から停止・堆積に至る過程についての理解はかなり深められてきた。土石流に関する基礎研究は、主として水工学の分野において推進されているが、連続体力学を専門とする研究グループや機械・化学工学分野で粒状体の輸送問題を専門とするグループの研究の影響を受けながら進展している。

土石流の研究は、Bagnold¹⁾による中立粒子流における圧力 p とせん断応力 τ に関する知見に端を発している。彼は、ニュートン流体と中立固体粒子の混合物を対象として単純せん断試験を行い、変形速度の大小に応じて、二つの領域が存在することを見出し、彼独自の理論解析を通じて、圧力 p と変形速度との関係を導いた。ちなみに、変形速度の大きい慣性領域において、次式を得ている。

$$\left. \begin{aligned} p &= f_n(c, \sigma, d) (du/dz)^2 \\ \tau &= p \tan \alpha \end{aligned} \right\}$$

ここに、 p は圧力、 τ はせん断応力、 α は衝突角、 c は粒子体積濃度、 σ は粒子密度、 d は粒子径である。その後、彼の研究は、高橋^{2), 3)}によって開水路土石流に適用され、土石流研究の進展をみた。この間、大同⁴⁾や椿・橋本・末次⁵⁾らによっても土石流の流動則が提案されている。ところが、Bagnold の構成則は、エネルギー散逸のない保存力を対象として導かれており、このような系ではせん断応力は発生しないことを考えると、その発展性には問題がある。また、椿らが導いた応力モデルも原理的な面で矛盾をきたしている。

宮本⁶⁾は、上述のような矛盾を解決すべく、連続体力学の原理に立帰り、土石流のエネルギー散逸構造

に関する考察を行い、粒子の非弾性衝突に伴うエネルギー散逸関数を導いた。これに基づいて圧力 p とせん断応力 τ の表示式を求めている。

一方、他の分野における粒子流の研究についてみると、これには二つの流れがある。一つは、Eringenの方法論の流れに従うもので、我国では金谷の研究⁷⁾が最も評価されよう。彼は、粒子流を粒子接点反力が重要な意味をもつ非圧縮性の領域と粒子衝突(変動速度)が重要な意味をもつ、圧縮性の領域とに分けて議論し、前者の領域では、応力はひずみ速度に依存せず、後者の領域ではひずみ速度の2乗に比例することを示した。もう一つの流れは、Goodman & Cowin⁸⁾の方法論の影響を受けたグループの研究がある。このグループの研究は、Savage^{9), 10)}らによって推進され、かなりの成果があげられているが、エネルギー散逸の構造と物理現象との関連性が十分に議論されていない。

土石流研究の現況は上述のようであり、これまでに提案された流動則を原理的な側面からみたととき、一定のレベルに達しているとは言い難い面が多い。これは、土石流の応力構造が、いくつかの内部のプロセスに支配されており、個々のプロセスを評価し、それらを統合していくことの困難さを物語っている。

芦田・江頭^{11), 12)}らは、エネルギーの散逸構造として、金谷の研究にみられるような接点反力と粒子間の相対変位、ならびに従来の研究では無視されてきた粒子間隙流体のひずみ速度が本質的であると考えて、土石流の流動則を導くとともに支配方程式について議論してきた。本研究では、開水路においてガラス玉や砂礫を用いて土石流を発生させ、流速分布や堆積形状に関するデータを得るとともに、これらを用いて先の流動則や支配方程式について考察を深める。さらに、土石流研究の問題点と今後の発展性をさぐる。

2. 土石流の流動則と支配方程式^{11), 12)}

2.1 流速分布と抵抗則

芦田・江頭らは、Fig. 1に示すような水と砂粒子の混合物からなる2次元単純せん断流において、せん断応力は、粒子骨格の破壊(粒子間摩擦)に伴う降伏応力 τ_y 、間隙流体のせん断に伴う応力 τ_f 、および粒子の非弾性衝突に伴う応力 τ_g からなっていると考えた。

$$\tau = \tau_y + \tau_f + \tau_g \dots\dots\dots (1)$$

さらに、 τ_f と τ_g との分離は困難であるとして τ_g を省略し、次式によって流れの構造を議論した。

$$\tau = \tau_y + \tau_f \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 τ_y は有効垂直応力に比例するものとして、

$$\tau_y = \sigma_n \mu_k \dots\dots\dots (3)$$

$$\sigma_n = \rho g (\sigma/\rho - 1) ch(1 - z/h) \cos \theta$$

ここに、 μ_k は係数(動摩擦係数)、 ρ は水の密度、 σ は砂粒子の密度、 c は粒子体積濃度、 θ は傾斜角である。

τ_f は、間隙水の純粘性応力とレイノルズ応力とからなるものと考えて次式を仮定した。

$$\tau_f = \eta \frac{du}{dz} + \rho l^2 \left| \frac{du}{dz} \right| \frac{du}{dz} \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 η は間隙水の粘性係数、 l は乱れの混合距離である。 l は、Fig. 2に示すような粒子間隙の幾何学的スケール L に対応するものと考えて、 $L \propto l$ として次のような表現を得た。

$$l = (k_p/k_v)^{1/3} \left(\frac{1-c}{c} \right)^{1/3} d \dots\dots\dots (5)$$

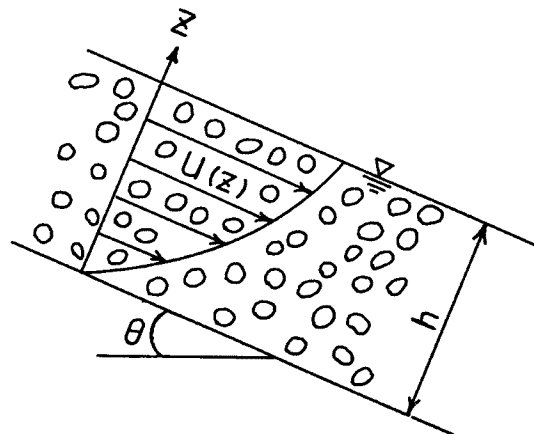


Fig. 1. Two dimensional debris flow.

ここに、 d は粒子径、 $(k_p/k_v)^{1/3}$ は粒子および間隙の形状係数比である。

ここで、せん断力として働く外力と式(2)とが釣り合っているから、

$$\tau = \rho g \{(\sigma/\rho - 1)c + 1\} h(1 - z/h) \sin \theta \quad \dots\dots\dots (6)$$

とする。さらに、式(4)の右辺第1項が省略できる領域の流れを対象として、流速の鉛直分布、断面平均流速、および抵抗係数 f を次のように導いている。

$Re_k \gg 1$ において、

$$\frac{u(z)}{\sqrt{gh}} = \frac{2}{3} K \{1 - (1 - z/h)^{3/2}\} \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{v}{\sqrt{gh}} = \frac{2}{5} K \quad \dots\dots\dots (8)$$

$$f = \frac{25}{4} \left(\frac{k_p}{k_v}\right)^{2/3} \left(\frac{1-c}{c}\right)^{2/3} \left(\frac{h}{d}\right)^{-2} \quad \dots\dots\dots (9)$$

ここに、

$$Re_k = \left(\frac{k_p}{k_v}\right)^{1/3} \left(\frac{1-c}{c}\right)^{1/3} \frac{\rho u_* d}{\eta} \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$K = \left(\frac{k_p}{k_v}\right)^{1/3} \left[\cos \theta \left\{ \tan \theta - \frac{c(\sigma/\rho - 1)}{c(\sigma/\rho - 1) + 1} \mu_k \right\} \cdot \right. \\ \left. \{c(\sigma/\rho - 1) + 1\} \right]^{1/2} \cdot \left(\frac{c}{1-c}\right)^{1/3} \frac{h}{d} \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$f = (\tau - \tau_y)_{z=0} / \rho v^2 \quad \dots\dots\dots (12)$$

上述の流動則が一般性をもつためには、摩擦係数 μ_k および形状係数比 $(k_v/k_p)^{1/3}$ が一義的に定まる必要がある。これについては次章で議論する。

2.2 一次元支配方程式

上述の議論は、土石流の定常等流に関するものであるが、土石流の発生から停止までの過程を追跡するためには、流下過程における侵食、堆積の影響や河床変動を追跡することが必要となる。これについてもすでに議論^{11), 12)}を行っており、ここではその結果のみを示しておく。

水と砂礫の混合物および砂礫の体積保存則：

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial v h}{\partial x} = - \frac{D}{c_*} \quad \dots\dots\dots (13)$$

$$\frac{\partial c h}{\partial t} + \frac{\partial c v h}{\partial x} = - D \quad \dots\dots\dots (14)$$

運動量保存則：

$$\frac{\partial v}{\partial t} + v \frac{\partial v}{\partial x} = g \sin \theta - g \left\{ \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{1}{2} \frac{(\sigma/\rho - 1)h}{(\sigma/\rho - 1)c + 1} \frac{\partial c}{\partial x} \right\} \\ + \frac{v D}{c_* h} - \frac{(\sigma/\rho - 1) c g \cos \theta}{(\sigma/\rho - 1)c + 1} \mu_k \\ - \frac{v^2}{\{(\sigma/\rho - 1)c + 1\} h} f v^2 \quad \dots\dots\dots (15)$$

河床変動式：

$$\frac{\partial z_b}{\partial t} = \frac{D}{c_*} \quad \dots\dots\dots (16)$$

堆積速度式：

$$\frac{D}{v} = c_* \tan(\theta_e - \theta) \quad \dots\dots\dots (17)$$

θ_e は、土石流の流下過程において侵食も堆積も起こらない平衡勾配であって、次式で与えられる。

$$\theta_e = \text{Arc tan} \left\{ \frac{(\sigma/\rho - 1)c}{(\sigma/\rho - 1)c + 1} \mu_s \right\} \quad \dots\dots\dots (18A)$$

または,

$$\theta_e = \text{Arctan} \left\{ \frac{(\sigma/\rho - 1)c}{(\sigma/\rho - 1)c + 1} \mu_k + \frac{f}{\{(\sigma/\rho - 1)c + 1\}gh} v^2 \right\} \dots\dots\dots (18B)$$

以上の支配方程式において、 D は堆積速度 ($D < 0$ は侵食)、 v は断面平均流速、 h は流動深、 f は抵抗係数、 c_* は河床堆積物の体積濃度、 z_b は河床位、 μ_s は静摩擦係数であり、 $\mu_s = \tan \phi_s$ (ϕ_s は砂礫の内部摩擦角) である。

3. 実験的検討

3.1 水路実験

実験水路は、全長 6 m、幅 10.5 cm の勾配可変のもので、下流端から 2 m のところはヒンジ構造になっており、土石流の堆積過程が調べられるようになっている。河床面には全区間粗度をはりつけている。実験は、上流端より水を定期的に給水するとともに、ホッパー型の給砂器を用いて砂礫あるいはビーズを定期的に供給して土石流を形成させるような方法で行った。

使用材料の粒度分布を Fig. 2 に示す。図示のように、 $d_{50} = 0.265, 0.370, 0.775$ cm の 3 種類の砂礫および $d_{50} = 0.375$ cm のビーズを用いている。砂礫の比重は 2.65、ビーズの比重は 2.48 である。これらの材料の内部摩擦角 ϕ_s を傾斜台で調べたところ、ばらつきはあるものの平均的には、砂の ϕ_s は 41.9° 、ビーズのそれは 26.4° であった。以下において、動摩擦係数 $\mu_k = 0.8 \tan \phi_s$ ¹³⁾ より、砂礫の μ_k は 0.72、ビーズのそれは 0.40 としている。

実験は、2.1 の流動則を検討することを目的とした流速分布に関するものと、2.2 の支配方程式を検討するため行った土石流の堆積過程に関するものの 2 種類であって、いずれも、材料、流量、給砂量および勾配を種々組み合わせて行った。これらの実験において、流速分布および堆積形状は、水路側面よりビデオ撮影を行って調べた。また、流速分布に関する実験では、全てのケースではないが、流速の測定断面の少し下流において採砂を行い、土砂濃度を調べた。

Table 1. Flume experiments for the velocity profile of debris flow

Run No.	θ_u (deg)	θ_d (deg)	material	d_{50} (cm)	q_s (cm ³ /s)	q_w (cm ³ /s)	c	h (cm)
1-1-1	28.0	—	sand	0.265	59.3	64.0	0.481	1.97
1-2-1	28.0	—	sand	0.370	59.0	63.2	0.483	1.68
1-2-2	28.0	—	sand	0.370	53.4	75.3	0.415	1.79
1-3-1	28.0	—	sand	0.775	79.0	74.7	0.514	2.83
1-3-2	28.0	—	sand	0.775	60.6	102.8	0.371	2.45
2-1-1	25.0	—	sand	0.265	43.0	72.0	0.374	1.43
2-1-2	25.0	—	sand	0.265	61.3	76.8	0.444	1.72
3-4-1	20.0	—	bead	0.375	62.2	66.6	0.483	1.65
3-4-2	20.0	—	bead	0.375	84.3	67.9	0.554	2.26
4-1-1	18.0	—	sand	0.265	28.6	54.6	0.344	1.65
4-1-2	18.0	—	sand	0.265	31.8	57.8	0.355	1.67
4-3-1	18.0	—	sand	0.775	28.5	66.9	0.299	2.52
4-3-2	18.0	—	sand	0.775	28.5	86.0	0.249	2.35
4-4-1	18.0	—	bead	0.375	28.6	54.5	0.344	2.05
4-4-2	18.0	—	bead	0.375	25.2	57.8	0.304	1.89
4-4-3	18.0	—	bead	0.375	29.5	57.8	0.338	1.61
4-4-4	18.0	—	bead	0.375	28.6	65.2	0.305	1.71
4-4-5	18.0	—	bead	0.375	28.6	83.2	0.256	2.00
4-4-6	18.0	—	bead	0.375	28.6	83.5	0.255	1.86

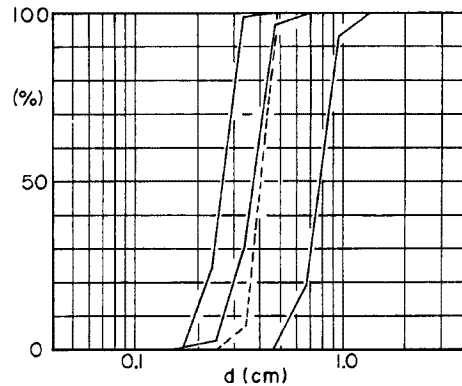
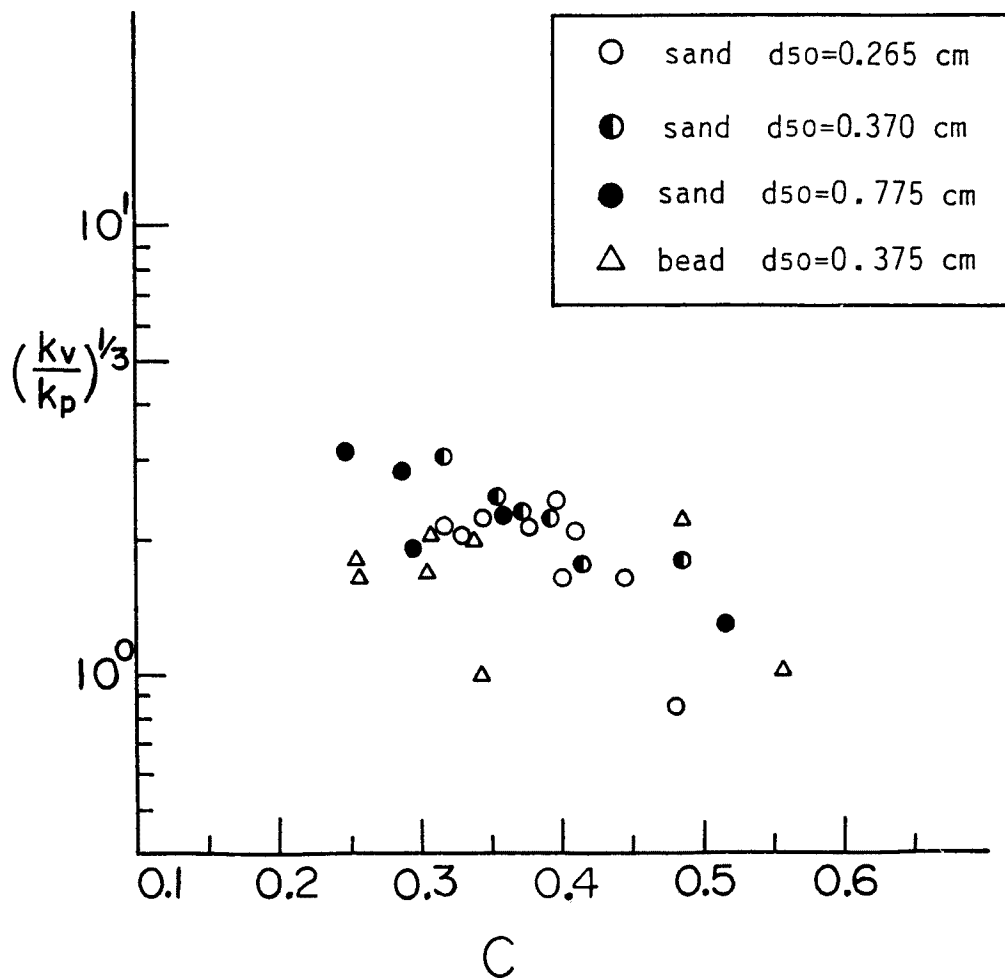


Fig. 2. Particle size distributions employed in the flume test.

Table 2. Flume experiments for the formation process of bed profile

Run No.	θ_u (deg)	θ_d (deg)	material	d_{50} (cm)	q_s (cm ³ /s)	q_w (cm ³ /s)	c
1-1-o	18	8	sand	0.265	28.6	67.3	0.298
1-2-o	18	8	sand	0.370	28.6	65.9	0.307
1-3-o	18	8	sand	0.775	28.6	66.2	0.301
1-4-o	18	8	bead	0.375	28.6	65.7	0.303
2-1-o	18	4	sand	0.370	28.6	66.2	0.302
2-2-o	18	4	bead	0.375	28.6	66.0	0.302
3-1-o	25	8	sand	0.370	28.6	66.6	0.300
3-2-o	25	8	bead	0.375	28.6	66.6	0.300
3-3-o	25	8	sand	0.370	28.6	28.5	0.500
3-4-o	25	8	bead	0.375	28.6	27.9	0.506

流速分布および堆積過程に関する実験条件をそれぞれ Table 1, 2 に示している。ここに、 θ_u は水路上流部 4 m 区間の勾配、 d_{50} は 50% 粒径、 q_s は単位幅給砂量、 q_w は単位幅給水量、 c は粒子体積濃度、 h は等流部の流動深である。


 Fig. 3. Experimental results on the ratio of shape-paramters, $(k_v/k_p)^{1/3}$.

3.2 形状係数比

前章に示す流動則が一般性をもつためには、形状係数比 $(k_v/k_p)^{1/3}$ と μ_k が普遍的に定まる必要がある。これらのパラメータのうち、 μ_k については広い範囲の条件下において、ほぼ一定値をとることが判明している。¹³⁾

$$\mu_k = a \tan \phi_s \quad (a=0.7 \sim 0.85) \dots\dots\dots (19)$$

ここでは、前述の実験において形状係数比がどんな値になっているか調べてみる。形状係数比は、各地点の流速を式(7)に代入するか、あるいは断面平均流速を式(8)に代入すれば求められるが、ここでは断面平均流速に一致すると思われる $z/h \approx 0.416$ の地点の流速を式(7)に代入して $(k_v/k_p)^{1/3}$ を求めた。

Fig. 3 は、上述の方法で求めた形状係数比と濃度との関係をみたものである。図示の結果によれば、濃度が増加すると、 $(k_v/k_p)^{1/3}$ は少し減少するような傾向もみられるが、次のような濃度範囲において一定値をとる。

$$(k_v/k_p)^{1/3} \approx 2.0 \quad (0.25 < c < 0.5)$$

この事実、ビーズを用いた実験においても砂礫粒子同様の結果が得られたことは、前述の議論の妥当性を示すものであって、非常に意義のあることである。

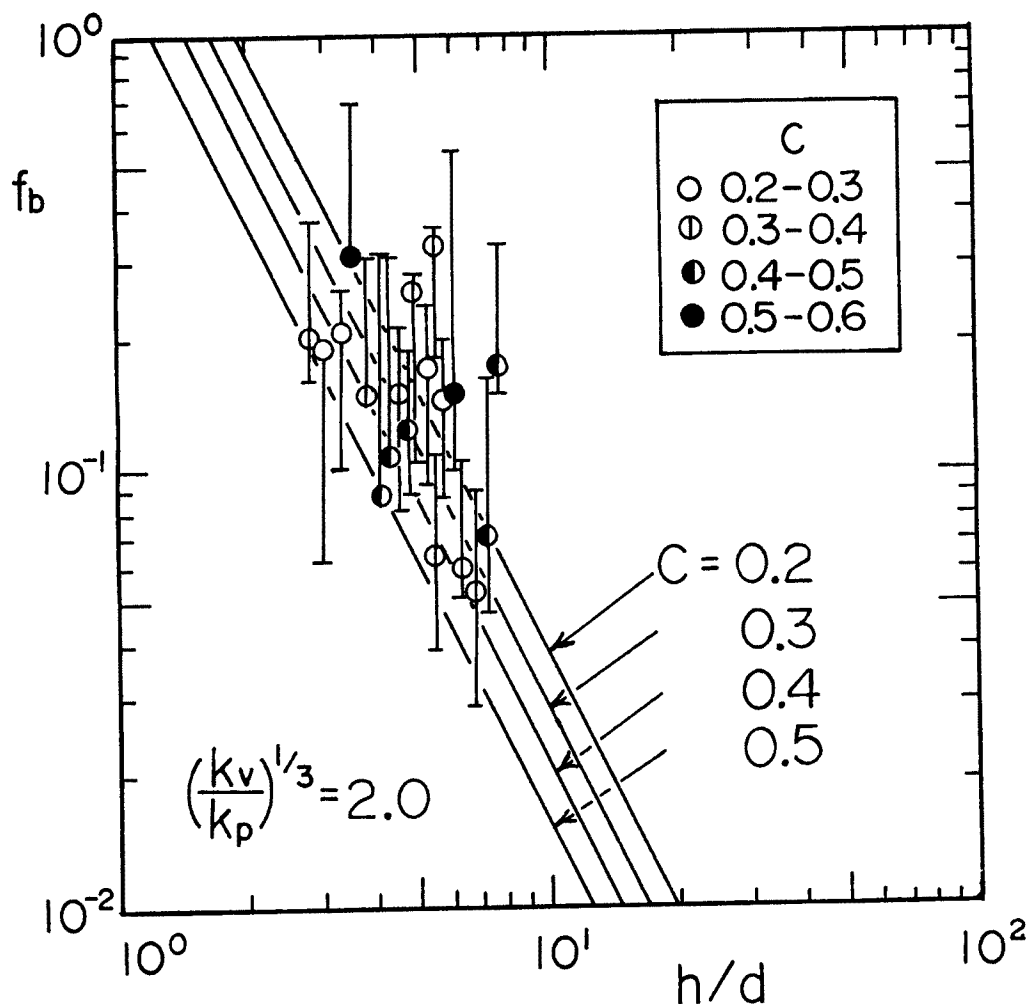


Fig. 4. Comparison between Eq. (9) and flume data for friction factors.

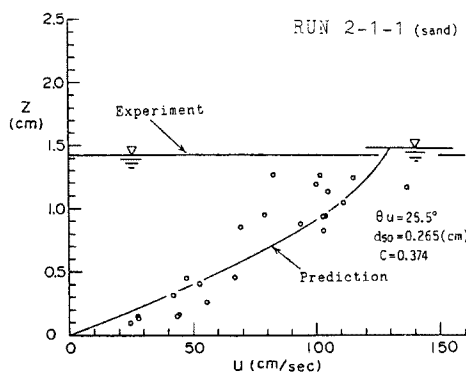


Fig. 5 (a)

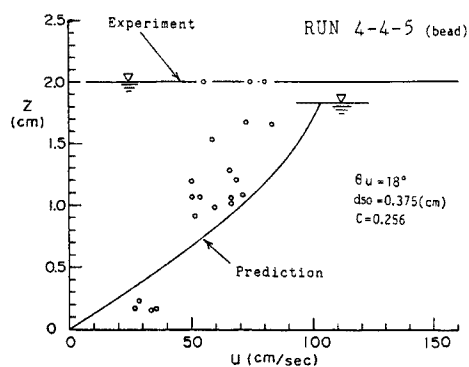


Fig. 6 (a)

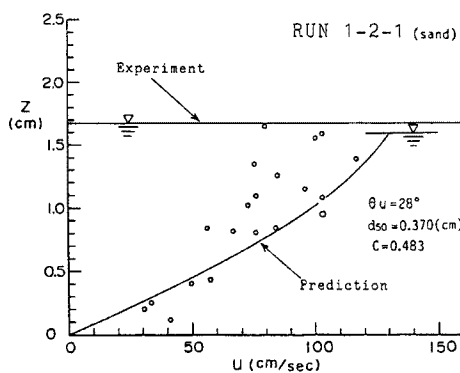


Fig. 5 (b)

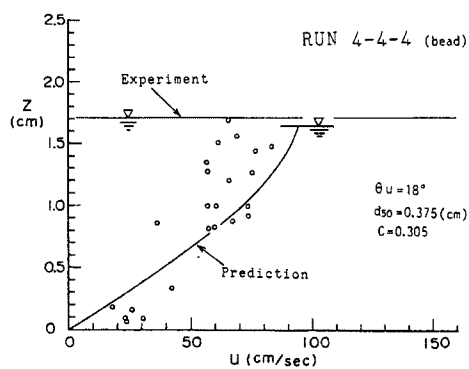


Fig. 6 (b)

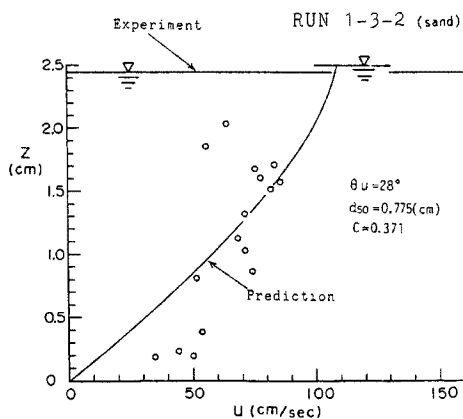


Fig. 5 (c)

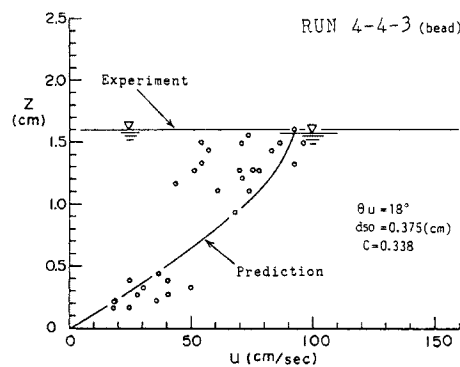


Fig. 6 (c)

Fig. 5. Comparison between velocity profiles predicted with Eq. (7) and flume data with very steep slope.

Fig. 6. Comparison between velocity profiles predicted with Eq. (7) and flume data with glass beads.

3.3 抵抗係数と流速分布

前述の式(9)によれば、間隙水のせん断に伴う抵抗は h/d と濃度に依存する。このことを検討するために、式(12)を用いて実験データより抵抗係数を求め、これらと式(9)とを比較してみよう。Fig. 4は、その結果を示したものである。実験において水位変動がかなり激しいため、精度上の問題を考慮して、図示のデータには、変動の範囲を示している。データがかなり点在しているため、これらと式(9)との十分の比較はできないが、データは h/d の増加に伴い顕著な減少傾向を示し、式(9)の傾向によく一致しているのが分かる。

ついで、流速の鉛直分布について式(7)によるものと実験値とを比較してみよう。Fig. 5 (a), (b), (c)は、勾配が 25.5° , 28° のように比較的急な実験から得られた粒径 0.265 , 0.370 および 0.775 cmに関するデータと式(7)による流速分布を比較したものであり、Fig. 6 (a), (b), (c)には、それぞれビーズを用いて $\theta = 18^\circ$ で行った $c = 0.256$, 0.305 , 0.338 のデータと式(7)によるものを示している。なお、流速分布の計算に当たり、まず前述の抵抗則を適用して流動深を求め、これを式(7)に適用している。この種の実験では、分布形そのものよりも流速の絶対値の分布を比較することに意義があるからである。

Fig. 5, 6から明らかなように、両者はかなりよく一致しており、前章における流動則はかなり一般性をもっているものと思われる。

3.4 堆積過程

(1) 支配方程式による堆積形状の特性

支配方程式によれば、土石流の堆積過程は、流路の勾配 (θ_u , θ_d) のほかに、土石流を構成する粒子の比重 σ/ρ 、濃度、動摩擦係数、および粒径によって支配されている。土石流の堆積過程がこれらのパラメータにどのように依存しているかをみるために、支配方程式を Two Step Lax-Wendroff 法によって解析し、堆積形状の時間変化を調べた。数値解析に当たり、上流端において土石流の流量、土砂濃度ともに定常的に与え、流路下流端の境界条件は等流条件を設定している。

上述の方法によって、各々のパラメータと堆積形状との関係を種々検討した。これらの結果によれば、材料の粒径は、土石流の堆積過程を支配する重要なパラメータではないことが示されたが、その他のパラメータと堆積形状の関係は、我々が直感できる結果あるいはこれまでに得てきた経験と一致するものである。これらの一例として、堆積形状のプロセスと動摩擦係数 μ_k との関係を Fig. 7 に示し、粒子密度 σ との関係を Fig. 8 に示している。図示のように μ_k が小さくなるに従い勾配変化点からのそ上が小さくなり、下流側への堆積長の伸びが顕著になる (Fig. 7)。さらに、Fig. 8 から明らかになるように、粒子密度と堆積形状との関係についても μ_k の場合と同様に、 σ が小さくなるに伴い堆積長が顕著に伸びることが分かる。

(2) 堆積形状に関する実験結果と数値解

Fig. 9 は、 $\theta_u = 18^\circ$, $\theta_d = 4^\circ$ の水路に $d_{50} = 0.370$ cm の砂粒子を濃度 0.302 で流したときの堆積形状の時間変化について、実験結果と支配方程式による数値解析結果を示したものである。Fig. 10 には、ガラスビーズに関する同様の結果を示している。図の上段に実験結果を示し、下段に数値解析結果を示している。これらの図から明らかなように、砂粒子の場合もガラスビーズの場合においても、両者は全般によく一致しているものと判断できる。

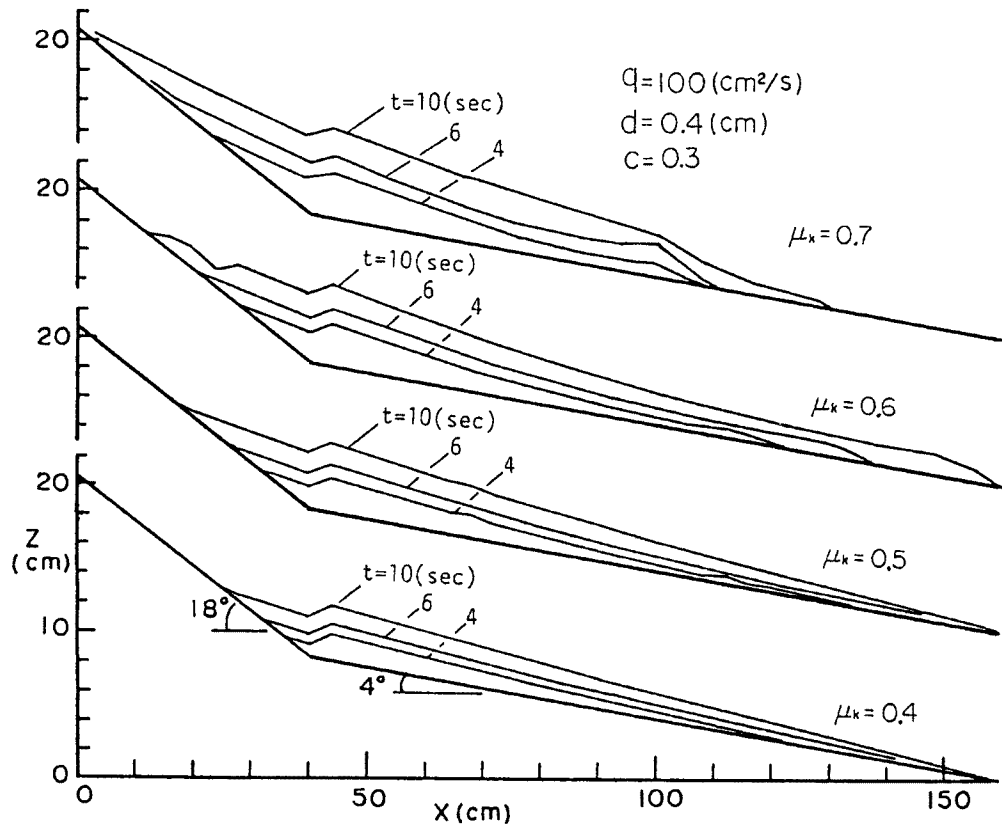


Fig. 7. Depositional process of debris flow in terms of the kinematic friction coefficient, μ_k .

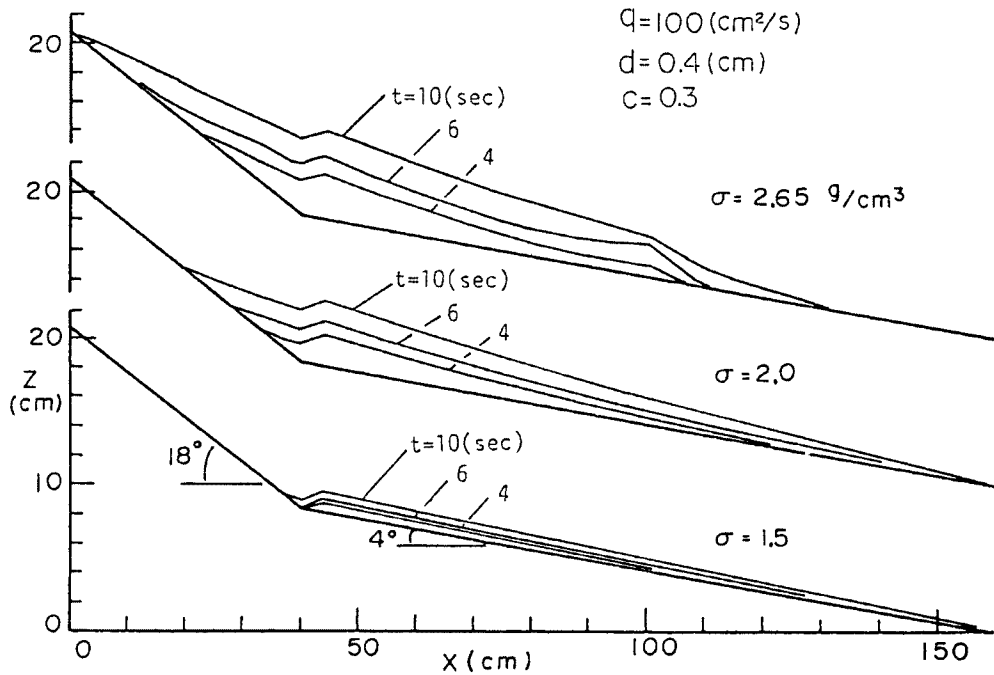


Fig. 8. Depositional process of debris flow in terms of the particle density, σ .

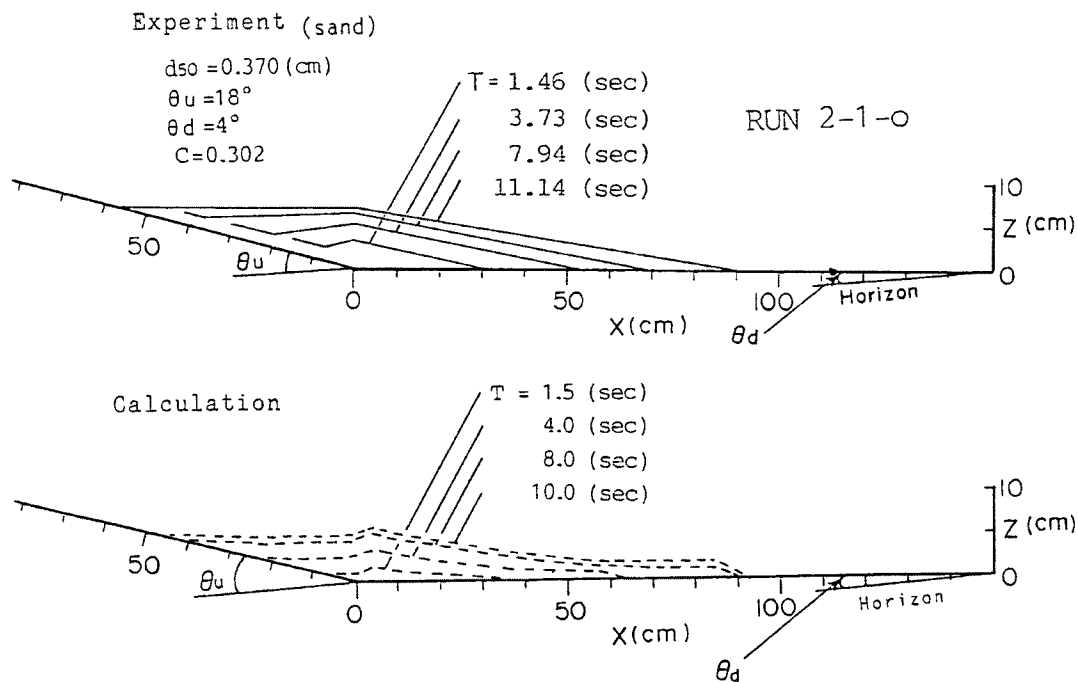


Fig. 9. Comparison between formation processes of bed profile obtained from flume experiments with sand particles and calculated from governing equations.

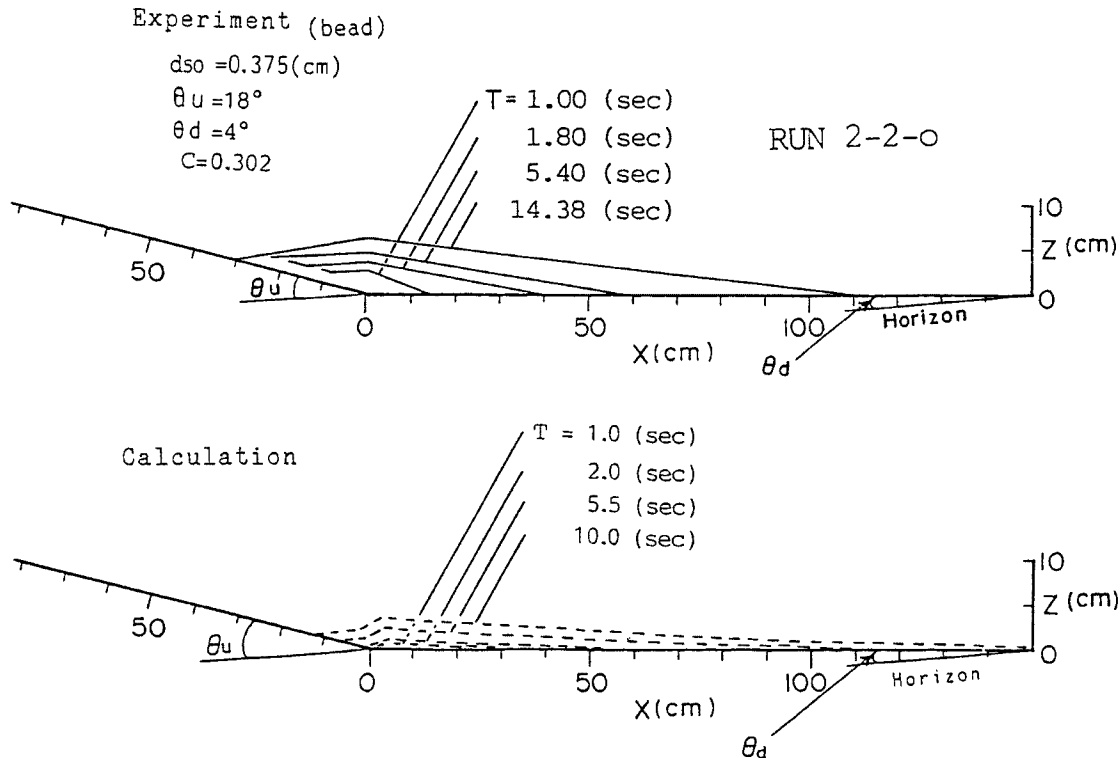


Fig. 10. Comparison between formation processes of bed profile obtained from flume experiments with glass beads calculated from governing equations.

4. 展望と課題

芦田・江頭らによって導かれた土石流の流動則とその適用性について検討してきた。この流動則に関する濃度の適用範囲などについては今後の検討課題であるが、2章の方法は本研究で示されたように完成の域にあり、実用的にも十分に有効な情報を提供するものと考えている。

著者らの流動則は、実用性を重んじて作られており、力学的原理の面で少し合理性を欠く部分もある。すなわち、一般の粒子流においては、圧力 p が速度勾配の関数になることが認められているのにかわらず、ここでは p を濃度のみの関数として扱っている。著者らの理論を延長して、濃度の鉛直分布を議論することが困難であるのは、ここに原因がある。

上述の欠点を補うためには、次のような事柄を考慮して流動則を作っていくことが重要であろう。すなわち、土石流は、砂礫粒子と水の混合物の流れであるから、流動則の具備すべき条件として、

- (a) 粒子の相対変位に伴うエネルギー散逸
- (b) 粒子の非弾性衝突によるエネルギー散逸
- (c) 間隙水のせん断変形に伴うエネルギー散逸

などが考えられる。ちなみに、前述の流動則は、これらのうち(b)の機構を省略したものになっている。

上述のことを考慮して、2次元等流に関する土石流の流動則について少し展望してみよう。まず圧力 p は、間隙水による圧力 p_w 、粒子骨格応力 p_s および粒子衝突に伴う応力 p_d からなり、これらの和として、次のように表されるものとする。

$$p = p_w + p_s + p_d \dots\dots\dots (20)$$

p_s に対応して降伏応力 τ_y が定まり、さらに、 p_d に対応して τ_d が、上述(c)に対応して τ_f が存在するものとすれば、せん断力 τ として、

$$\tau = \tau_y + \tau_d + \tau_f \dots\dots\dots (21)$$

なる形式が想定される。ここに、

$$\begin{aligned} \tau_y &= p_s \tan \phi_s, \quad \tau_d = p_d \tan \phi_d \\ p_s &= p_s(\sigma, c), \quad p_d = p_d(\sigma, c, d, du/dz) \dots\dots\dots (22) \end{aligned}$$

であり、 τ_f は式(4)の形をとる。ここに、 ϕ_s 、 ϕ_d は摩擦角である。これらのうち、 ϕ_s の推定に関しては、最上¹⁴⁾の方法が有力であり、 ϕ_d については宮本⁶⁾の方法によって推定することが考えられる。したがって、残される問題は、 p_s と p_d をいかに分離するかである。これについては、いずれかを厳密に議論することにより、これらの分離が可能であると考えている。

5. 結 語

これまでに提案されてきた土石流の流動則を概括し、ついで著者らの流動則および、これを基礎とした支配方程式を提示した。ついで砂粒子やガラスビーズを用いて土石流を発生させ、流速分布や堆積形状に関するデータによって流動則や支配方程式の再検討を行うとともに、今後の課題と展望を行った。以下、本研究によって得られた成果を要約する。

(1) これまでに行われてきた土石流研究の批評を行い、力学的には殆どの研究が不合理な面を含んでいることを示すと同時に、本研究の位置付けを図った。

(2) 本研究で示した流動則は、クーロン型の降伏応力と間隙水のせん断変形に伴う応力 τ_f によって特徴づけられるが、 τ_f に含まれる形状係数比の一意性を実験的に検討した。その結果、砂礫、ガラスビーズを問わず、流砂濃度が0.25～0.50の範囲において約2.0程度の値をとることが明らかにされた。

(3) 抵抗係数や流速分布に関する理論式と実験値とを比較した結果、両者はかなりよく一致しており、

著者らの流動則はかなり一般性をもっていることが示された。

(4) 土石流に関する一次元支配方程式の性質を明らかにするとともに、堆積形状に関する数値解析を行った。この結果と実験結果とを比較検討し、妥当な結果を得た。

(5) 著者らの土石流に関する流動則は、かなり一般性を持ち、実用的にも十分に目的にかなうものと考えられるが、より合理性のある流動則の解明が必要であることを述べ、その方向性を示した。

本研究は、重点領域研究自然災害の計画研究(代表 道上正規 鳥取大教授)の分担課題の一部として進めているものであることを記し、関係各位に感謝の意を表すとともに、水路実験や数値解析において御協力いただいた京大防災研究所吉田義則技官に感謝致します。

参 考 文 献

- 1) Bagnold, R. A.: Experiment on a Gravity-free Dispersion of Large Solid Spheres in a Newtonian Fluid under Shear, Proc Roy, Soc, London, A, Vol. 225, 1954, pp. 49-63.
- 2) 高橋保: 土石流の発生と流動に関する研究, 京大防災研究所年報, 20 号 B-2, 1977, pp. 405-435.
- 3) Takahashi, T.: Mechanical characteristics of Debris Flow, J. Hydr. Div., ASCE, Vol. 104, Hy8, 1978, pp. 1153-1169.
- 4) 大同淳之: 砂礫流の抵抗則, 12 回自然災害科学総合シンポジウム, 1975, pp. 225-226.
- 5) 椿東一郎・橋本晴行・末次忠司: 土石流における粒子間応力と流動特性, 土木学会論文集, No. 317, 1982, pp. 79-92.
- 6) 宮本邦明: Newton 流体を含む粒子流の流動機構に関する研究, 立命館大学学位論文, 1985, pp. 39-72.
- 7) 金谷健一: 粒状体の流動, 流体力学, Vol. 14, No. 12, 1978, pp. 641-648.
- 8) Goodman, M. A. and Cowin, S. C.: Two Problems in the Gravity Flow of Granular Materials, J. Fluid Mech., Vol. 45, 1971, pp. 321-339.
- 9) Savage, S. B.: Gravity Flow of Cohesionless Granular Materials in Chutes and Channels, J. Fluid Mech., Vol. 92, 1979, pp. 53-96.
- 10) Savage, S. B.: Granular Flows at High Shear Rates, Theory of Dispersed Multiphase Flow, Edited by R. E. Meyer, Academic Press, 1983, pp. 339-359.
- 11) 芦田和男・江頭進治・佐々木浩: 斜面崩壊の発生と土石流の流動機構, 京大防災研究所年報, 30 号 B-2, 1987, pp. 507-526.
- 12) 江頭進治・芦田和男・佐々木浩: 土石流の流動機構, 32 回水理講演会論文集, 1988, pp. 485-490.
- 13) 芦田和男・江頭進治・神矢弘: 斜面における土塊の滑動, 停止機構に関する研究, 京大防災研究所年報, 27 号 B-2, 1984, pp. 331-340.
- 14) 最上武雄編: 土質力学, 技報堂, 1969, pp. 998-1032.