

混合粒径材料からなる溪床侵食型土石流の予測

高橋 保・中川 一・原田 達夫

PREDICTION OF DEBRIS FLOW GENERATED BY EROSION OF STEEP WELL-GRADED SEDIMENT MIXTURE BED

By *Tamotsu* TAKAHASHI, *Hajime* NAKAGAWA and *Tatsuo* HARADA

Synopsis

In a debris flow which is composed of widely distributed sediment mixture, very small fraction and other larger particles behave differently. Namely, the very small one is suspended in the interstitial fluid among larger particles which are sustained by the action of mutual encounters. Concentration of such fine particles is important, because increased density of the interstitial highly sediment laden fluid works to increase capacity for transporting larger particles. In this paper, the criteria to divide fine and coarse particles is given through the discussion on the turbulence and suspended sediment concentration in the interstitial fluid. Larger particles whose mobility is helped by the buoyancy due to increased density of suspending fluid segregate themselves in the manner to concentrate largest particles against the forefront and smaller ones to the rear. A computer simulation method to predict such phenomena as well as to render possible to predict debris flow hydrograph, solid concentration distribution in the flow, etc. is proposed and validated by the laboratory experiments.

1. 緒 論

急勾配の溪床堆積物が表面流の作用によって侵食され、その水と侵食土砂が混合して流下するというプロセスで形成される土石流は、種々の原因で発生する土石流の中でも主要なものの一つである。普段は流水が存在しないような上流部の急勾配地点の溪床堆積物は主として側岸から崩壊等によって供給されたもので、通常、粘土粒子から数メートルを超えるような径を持つ巨礫まで極めて広い粒度分布を持っているが、縦断的にはあまり性質が変化しないのが普通である。土石流が発生するような急勾配の堆積層の侵食は、表面流量が多いとき、粒径を選択的にピックアップするようではなく、ある深さにわたって全ての粒子を剥すように表面流中に取り込むようにしてなされる。したがって、土石流発生の当初においては、堆積層と同様の粒度分布を持つ流動層が形成される。しかし、このような土石流が流下を継続する過程において、流れの中で次第に粒径の選別が起り、よく観察される土石流では先端部に巨礫を交えた大粒子が集まり、後続部ほど平均的に構成粒子径が小さくなって行く性質がある。水路実験においてもこのような性質は認められているが、先端部のサンプリング試験の結果によれば、先端部は粗い粒子のみからなるのではなく、堆積層を構成する粒子の内、非常に粗い成分と非常に細かい成分とからなっており、中間の粒子群を欠いたような粒度分布となっていることが分かっている¹⁾。すなわち、土石流中で生じる粒径の選別は中間の粒径をもつ成分が相対的に後方へ残されて行く様に起こっており、同じように先端部に存在

しているものの、粗い成分と非常に細かい成分とは異なった輸送機構によって運動していることを示唆している。このことは、比較的均等な粗い材料からなる堆積層を、シルトを高濃度に含む泥水によって侵食して発生させた土石流において、十分に発達した段階における平衡濃度が清水によって発生させた場合に比べて高く、シルト分が水に浮遊した結果泥水の密度が清水のそれに比べて大きくなることの効果として評価できることによって傍証される²⁾。微細な成分は土石流中で水に浮遊して泥水の密度を大きくし、浮力を増大させて土石流の砂礫輸送能力を増やすように機能しており、その挙動は水と一体であると見なすことができる。一方、浮遊できない粒子は互いの衝突効果によって支えられ、流下中に粒径の選別作用を受けるものと解釈される。

上記の事から、広い粒度分布を持つ堆積層が侵食されて発生・流下する土石流の規模および性質を予測するためには、微細成分として水に浮遊する粒径とそれ以上の粒径の区分、さらに、衝突効果によって支えられている粒子の粒径選別過程が明らかにされなければならないことが分かる。ところで、土石流中の粗粒子間隙を埋める流体の乱れは粗粒子濃度によっても変化するし、間隙そのものの大きさも粗粒子濃度や粗粒子粒度分布によって変化するの、間隙流体中に浮遊する粒子径及び粒子濃度も変化するようになる。したがって、連続的な広い粒度分布を持つ材料からなる土石流では、微細粒子と粗粒子とを分ける粒径が土石流の発達段階に応じた水理条件の変化に従って変化するものと予想され、結果として生ずる土石流の規模及び性質を左右するものと思われる。本論文では、このような問題を取り扱う手始めとして、比較的均等な粒径からなる細、粗二種類の材料からなる土石流について考察を加える。さらに、粗粒子のみからなる土石流の流下に伴う粒径選別を加味したハイドログラフ予測手法を提示する。

2. 溪床侵食による土石流の形成過程の解析

既に著者らは任意勾配の堆積層上に表面流が与えられた際に発生する土石流のハイドログラフの予測手法を与えている³⁾。その方法において使用する方程式系を列挙すれば以下のようである。

運動方程式：一次元の土石流の運動は通常次の Manning 型の運動方程式によって記述される。

$$q_T = ChR^{2/3} \sin^{1/2} \theta \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 q_T ：土石流の単位幅流量、 h ：流動深、 R ：径深、 θ ：流路勾配であり、 C は係数であって、石礫型の土石流の場合、

$$C = \frac{2}{5d_L} \left[\frac{g}{0.02} \left\{ c_L + (1 - c_L) \frac{\rho_m}{\sigma} \right\} \right]^{1/2} \left\{ \left(\frac{c_{*DL}}{c_L} \right)^{1/3} - 1 \right\} R^{5/6} \dots\dots\dots (2)$$

のようになる。ただし、 d_L ：粗粒子の平均粒径、 g ：重力加速度、 c_L ：土石流中の粗粒子の容積濃度、 c_{*DL} ：土石流が新たに堆積する際の粗粒子の容積濃度、 ρ_m ：微細砂を浮かべて重くなった間隙流体の密度、 σ ：砂礫の密度である。

連続式：水および砂粒を含めた全容積の連続式は

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_T}{\partial x} = i \{ c_* + (1 - c_*) s_b \} + r \dots\dots\dots (3)$$

で与えられる。ここに、 s_b ：堆積層の飽和度、 c_* ：堆積層の全固体分の容積濃度、 r ：側岸からの単位長さあたりの流入水量である。

砂粒の連続式：粒子同士の衝突効果によって支えられている粗粒子と間隙流体中に浮遊している細粒子について別々に連続式を考える。粗粒子については、

$$\frac{\partial V_L}{\partial t} + \frac{\partial (q_T c_L)}{\partial x} = \begin{cases} i c_{*L} & ; i \geq 0 \\ i c_{*DL} & ; i < 0 \end{cases} \quad (4)$$

であり、細粒子については、

$$\frac{\partial V_F}{\partial t} + \frac{\partial \{q_T(1-c_L)c_F\}}{\partial x} = \begin{cases} i c_{*F} & ; i \geq 0 \\ i(1-c_{*DL})c_F & ; i < 0 \end{cases} \quad (5)$$

である。ここに、 V_L ：土石流中の底面から水面に達する単位底面積の柱状の部分に含まれる粗粒子の体積、 V_F ：同じ柱状の部分に含まれている細粒子の体積、 c_{*L} ：原堆積層中の粗粒子の容積濃度、 c_F ：粗粒子間隙を満たす泥水中の細粒子の容積濃度、 c_{*F} ：原堆積層中の細粒子の容積濃度、 i ：侵食 ($i > 0$) あるいは堆積 ($i < 0$) 速度、 t ：時間、 x ：流下距離である。

溪床変動式：侵食あるいは堆積の結果溪床堆積層の厚さ D が変化し、溪床勾配も変化する。それぞれの変動は以下の式によって示される。

$$\frac{\partial D}{\partial t} + i = 0 \quad (6)$$

$$\theta = \theta_0 - \tan^{-1}(\partial D / \partial x) \quad (7)$$

ただし、 θ_0 は原溪床勾配である。

侵食速度式：式(3)、(4) および (5) に含まれている侵食速度は堆積層が飽和であるか不飽和であるかによって異なる。不飽和の場合、堆積層の表面が表面流の流体力の作用によって侵食され、流れに取り込まれる。このとき、

$$\frac{i}{\sqrt{gh}} = K \sin^{3/2} \theta \left\{ 1 - \frac{\sigma - \rho_m}{\rho_m} c_L \left(\frac{\tan \phi}{\tan \theta} - 1 \right) \right\}^{1/2} \left(\frac{\tan \phi}{\tan \theta} - 1 \right) (c_{T\infty} - c_L) \frac{h}{d_L} \quad (8)$$

が成立する。ここに、 K ：定数、 ϕ ：堆積層の内部摩擦角であり、 $c_{T\infty}$ は

$$c_{T\infty} = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad (9)$$

で与えられる。堆積層が飽和状態であれば、表面流の作用下において、堆積層中のある深さまでが不安定となり、集散的に移動を開始して流れに取り込まれる。このとき、侵食速度は

$$i = \delta_e \frac{c_{T\infty}}{c_{*} - c_{T\infty}} \left\{ 1 - \frac{c_L}{c_{L\infty}} \frac{\rho_m}{\rho} \frac{\tan \phi - (c_T / c_{T\infty})(c_{L\infty} / c_L)(\rho / \rho_m) \tan \theta}{\tan \phi - \tan \theta} \right\} \frac{q_T}{d_L} \quad (10)$$

で与えられる。ここに、 δ_e ：定数、 c_T ：土石流中の全固体分の容積濃度、 ρ ：清水の密度であり、 $c_{L\infty}$ は

$$c_{L\infty} = \frac{\rho_m \tan \theta}{(\sigma - \rho_m)(\tan \phi - \tan \theta)} \quad (11)$$

で与えられる。

堆積速度式：当該地点の勾配を式(11) に代入して得られる $c_{L\infty}$ よりもその地点へ流入する土石流の粗粒子濃度が大いとき、堆積が始まる。ここでは土石流の発達過程を対象としているので堆積速度式は割愛する。

3. 微細粒子と粗粒子との区分に関する検討

3.1 実験

長さ6 m, 幅15 cm, 勾配18°の水路に下流端から L ($=1, 2, 3, 5$ m)の長さにわたって平均粒径 $d_L = 1.07$ mmの均等に近い珪砂を約10 cmの厚さに敷ならし, これを清水によってほぼ飽和状態にした後, 上流から $Q_T = 800$ cc/secの一定の流量で泥水を供給して堆積層の侵食による土石流を形成させた。泥水としては $d_F = 0.084$ mmあるいは $d_F = 0.2$ mmの珪砂を $c_F = 35\%$ に混合した二種類のものを用いた。水路下流端で流下土石流を短時間に数回サンプリングして, 土石流中の d_L 粒子濃度 c_L および泥水中の d_F 粒子の濃度 c_F を計測した。渓床侵食型の土石流は流下に伴って次第に発達して行くから, L を次第に大きくすることによって発達過程が計測できるはずである。

3.2 実験結果の考察

Fig. 1 (a), (b) はそれぞれ $d_F = 0.084$ mmおよび $d_F = 0.2$ mmの場合に対して, 仮にどちらの粒子も微細粒子として間隙を埋める泥水中に浮遊し, 間隙流体の密度を増大させ, ひいては発生土石流の規模及び粗粒子濃度を増大させる効果を発揮するものとして, 流下に伴う粗粒子濃度および微細粒子濃度の変化を上述の方程式系の数値計算によって求めた結果と実験結果とを比較したものである。 $d_F = 0.084$ mmの (a) 図の場合には, c_L および c_F の変化傾向が計算と実験でほぼ一致しているが, $d_F = 0.2$ mmとした (b) 図では, c_L および c_F の変化傾向を説明できていない。すなわち, 本実験の場合, 0.2 mmの粒子は, もはや間隙流体中で十分に浮遊できていないことを示唆している。ちなみに, 0.2 mmの粒子も1.07 mmの粒子と同じく粗粒子であって, 全ての粒子が粒子同士の衝突効果によって支えられていると見なして得られる平衡濃度 $c_{L\infty}$ (式(11)の ρ_m を1.0として得られる。これはまた $c_{T\infty}$ に等しい)と $L = 5$ mの場合の全粒子濃度 c_T とが, (b)図中に示されているようにほぼ一致していることによって, この考え方は支持されているようである。なお, 橋本ら⁴⁾は上流部に $d_F = 0.17$ mmの細砂を敷き, 下流部に $d_L = 1.9$ mmの粗粒砂を敷いて, 上流端から給水して発生させた泥流による粗粒子の侵食と流下に関する実験を行ない, 約10°以上の勾配で0.17 mmの粒子が上述の微細砂として挙動をしたことを示唆している。

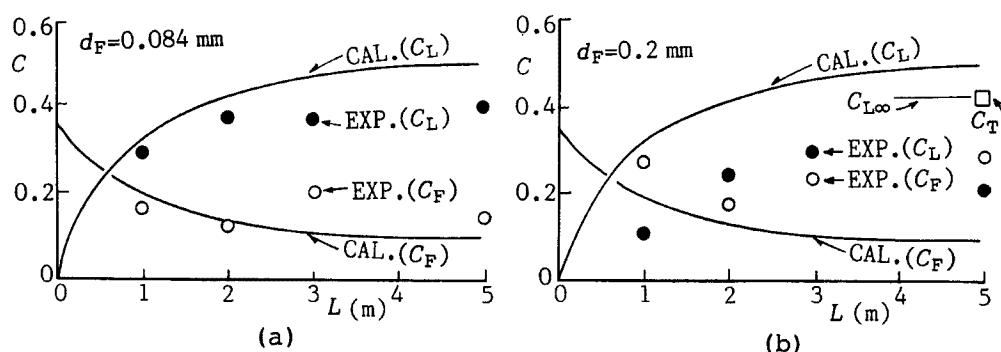


Fig. 1. Change in concentration with distance traveled by the debris flow.

3.3 微細粒子と粗粒子との区分

等流状態で流れている流動深 h の土石流の底面からの高さ z におけるせん断力 τ は粗粒子濃度が深さ方向に一様であると仮定すれば,

$$\tau = \{c_L(\sigma - \rho_m) + \rho_m\}g(h-z)\sin\theta \quad \dots\dots\dots (12)$$

で与えられる。これが粗粒子同士の接触効果によって分担される成分

$$\tau_G = c_L(\sigma - \rho_m)g(h-z)\cos\theta \tan\alpha \quad \dots\dots\dots (13)$$

と間隙流体の乱れによって分担される成分 τ_f との和で与えられるものと仮定すれば、 τ_f は式(12) および(13) より、

$$\tau_f = \rho_m g(h-z) \sin \theta \left\{ \frac{\sigma - \rho_m}{\rho_m} \left(1 - \frac{\tan \alpha}{\tan \theta} \right) c_L + 1 \right\} \quad (14)$$

で与えられる。これより、間隙流体の摩擦速度として

$$u_{*f} = \sqrt{\tau_f / \rho_m} \quad (15)$$

を得る。実際には c_L は底面近傍ほど大きい値を持つような分布をしているので、 τ_f は底面以外の場所で最大値を取るような複雑な分布をしていることが予想されるが、ここでは簡単のために $z=0$ を代表高さとして議論する。なお、式(13) 中の $\tan \alpha$ は粒子同士の衝突・接触に関わる相当摩擦係数である。

微細浮遊粒子の沈降速度は Rubey 式

$$w_0 = \sqrt{\frac{\sigma - \rho_m}{\rho_m} g d_f} F \quad (16)$$

で与える。ここに、 F は定数である。

u_{*f} が深さ方向の乱れ速度程度の大きさを代表するものとすれば、 d_f 粒子が間隙で浮遊するためには、粒子が間隙の大きさよりも小さいこと他に、 u_{*f} が w_0 を上回り、しかも高濃度に d_f 粒子を浮遊させるのに十分な強度を持っているという条件が満足されなければならない。芦田・道上⁵⁾の底面付近の浮遊砂濃度を与える式をいま対象としているような高濃度の場合にまで援用して ρ_m を示すと、

$$\rho_m = 0.029(\sigma - \rho) \{g(\xi_0)/\xi_0 - G(\xi_0)\} + \rho \quad (17)$$

となる。ただし、

$$\left. \begin{aligned} \xi_0 &= 0.75 w_0 / u_{*f} \approx 0.38 \frac{d_f}{h} \frac{1}{\sin \theta} \frac{1}{\{(1 - \tan \alpha / \tan \theta) c_L + \rho_m / (\sigma - \rho_m)\}} \\ g(\xi_0) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp \left\{ -\frac{1}{2} \xi_0^2 \right\} \\ G(\xi_0) &= \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_{\xi_0}^{\infty} \left\{ -\frac{1}{2} \xi^2 \right\} d\xi \end{aligned} \right\} \quad (18)$$

である。

これらの式から、Fig. 2 のように、 c_L の値に応じてある ρ_m になるような濃度で間隙流体中に浮遊でき

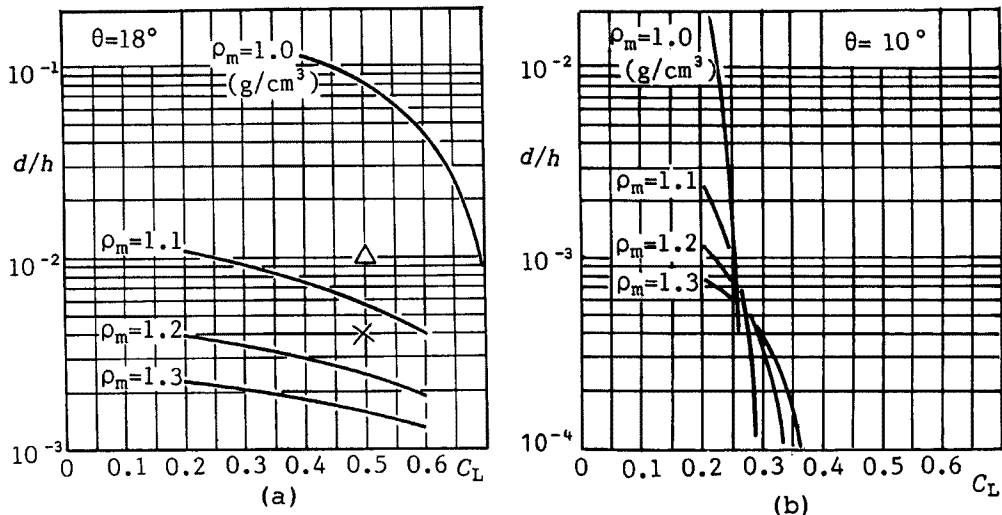


Fig. 2. Particle diameters that can be suspended in the interstitial fluid.

る粒子の粒径あるいは流動深が求められる。(b)図では各 ρ_m の値に応じてある c_L 以上にはなり得ない傾向が示されているが、その漸近値は(11)式による所定の勾配で流れることのできる平衡濃度 $c_{L\infty}$ に等しい。

Fig. 1 (a) に示されている $L=5\text{ m}$ における c_L の計算値 $c_L \approx 0.5$ 、および、ここでは示されていないが流動深に関する計算値 $h \approx 2\text{ cm}$ を上式に用いると、 $d_F=0.084\text{ mm}$ に対して、Fig. 2 (a) 中の×印が得られる。これは ρ_m が1.15程度、すなわち、 c_F が0.1程度に相当しており、計算および実験の $L=5\text{ m}$ での値にはほぼ一致している。このことは $d_F=0.084\text{ mm}$ の場合、10%程度の濃度で間隙流体中に浮遊した状態で平衡に達するものと解釈できるであろう。ただし、 $L=1, 2\text{ m}$ の発達途上においては、 c_L は小さくとも、 h も小さいので、 c_F はさほど大きくはなり得ず、計算において d_F 粒子はすべて浮遊していると見なしているのは過剰に浮遊粒子を与えていることになる。しかしながら、このような発達段階においても計算値は実験値の傾向をほぼ説明しているようで、さらに詳細な間隙流体の乱れの評価や、粒子群による干涉沈降の効果等も考慮に入れた取り扱いについての研究が必要である。一方、 $d_F=0.2\text{ mm}$ の場合、Fig. 2 (a) 中の△印に対応しており、浮遊限界は上回っているものの、浮遊濃度が微少で間隙流体の密度を顕著に上昇させる効果が現われず、むしろ、全固体分の容積濃度が40%程度であれば、粒子間隙の大きさが d_F 程度となることから、衝突効果が顕著に現われる結果になったものと解釈される。このようなことから、粗粒子群が広い粒度分布を持っている際の空隙の大きさの評価も重要であることが理解される。

4. 広い混合粒径からなる堆積層上に発生する土石流の予測

4.1 粒径選別を考慮したハイドログラフの予測法

堆積層は主として粗粒子から構成され、微細粒子は土石流の発生当初からすべて十分に間隙流体中に浮遊できる程度にしか含まれていないものと仮定する。このような場合の土石流の平均的な発生・発達の過程は2に列挙した方程式系によって解析できる。ただしこの場合、微細粒子と粗粒子とを分ける粒径は予め分かっているわけではないので、例えば、第一段階で、全ての粒子が粗粒子であるとして計算を行ない、その結果の粗粒子濃度、流動厚さ等から微細粒子として間隙流体中で浮遊する粒子径を定めて、第二段階として微細粒子と粗粒子の存在を考慮した解析を行ない、必要に応じては、さらにその結果によって修正

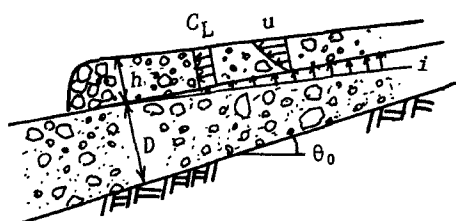


Fig. 3. Longitudinal profile of a debris flow.

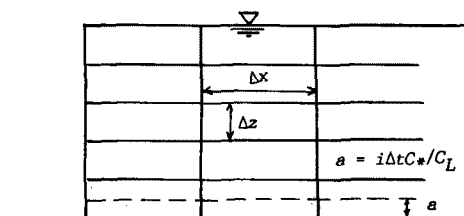


Fig. 4. Division of the longitudinal profile into meshes.

を加えるといった繰り返し計算を行なわなければならないであろう。ここでは簡単のために、粗粒子のみからなっている堆積層を考えることにする。

堆積層の上流端から水流が与えられ、その侵食作用によって粒子が流れに取り込まれて次第に土石流として発達して行く過程は、堆積層の粒径を平均粒径によって代表させて、流下方向に Δx 、時間間隔 Δt のメッシュ区分を行なった一次元の数値解析を実行する。その結果、ある時刻 t においてFig. 3のような縦断形を持つ土石流が得られたものとする。この段階で、流れを深さ方向にもメッシュ区分し、Fig. 4のような長方形メッシュを得る。図において下部の破線以下の部分は直前の時間ステップにおいて侵食を受けた部分であり、最下層のメッシュ内の粒度は破線以下の部分が堆積層の粒度分布を持っており、破線以上の部分は一つ前の時間ステップでの最下層のメッシュの粒度分布に等しいとしてその平均から求める。

あるメッシュ内の粒子群はFig. 5のように、その高さ

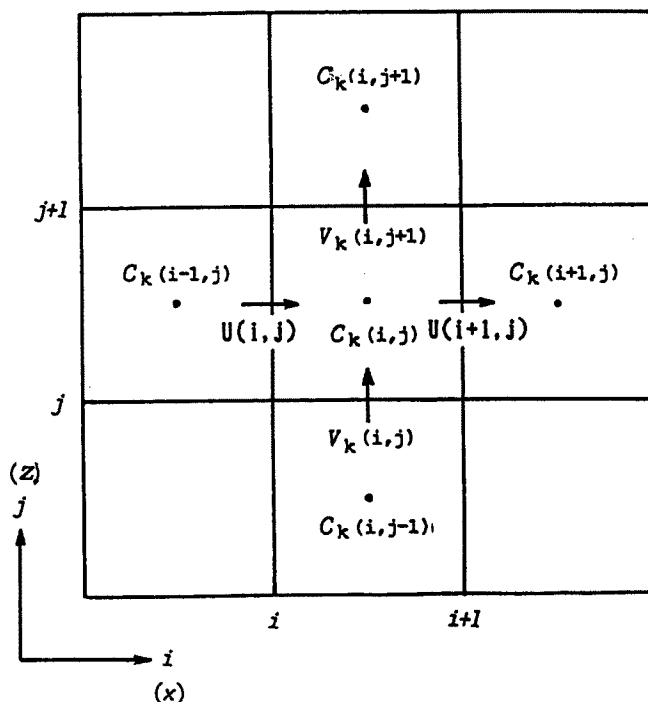


Fig. 5. Motion around a grid. $C_k(i, j)$: Concentration of the particle k within grid (i, j) .

の流下方向平均流速で下流のメッシュへと輸送されて行き、一方、上流側メッシュから輸送されて来る粒子群が加わる。このような流下方向の移流と同時に、メッシュ内の粒度分布に応じた上下方向の粒径別の移動が生じる。粒径選別の機構に関しては各種の考え方が提示されているが、ここでは当該メッシュの直上層のメッシュ内の平均粒径よりも大きい粒子については高橋¹⁾の与えた上昇速度で上方へ移動するものとする。すなわち、そのような粒子の速度 v は

$$\left. \begin{aligned} \frac{v^2}{gd_m} &= \frac{4}{3} \frac{1}{C_D} \frac{(\sigma - \rho) \cos \theta}{\{(\sigma - \rho)c_L + \rho\}} \cdot |V_d| \\ |V_d| &= r_d^{1/3} \left| \frac{2}{1 + r_d} \frac{(0.5r_d^{1/3} + 0.5 + \lambda^{-1})^2 (r_d^{1/3} + \lambda^{-1})^3}{(1 + \lambda^{-1})^5} - 1 \right| \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (19)$$

で与えられる。ここで、 d_m ：平均粒径、 C_D ：上下方向の粒子の運動に対する抗力係数、 $r_d = (d/d_m)^3$ 、 λ ：線濃度 $(= \{(c_*/c_L)^{1/3} - 1\}^{-1})$ である。なお、各高さにおける移流速度 u は簡単のために濃度が一樣に分布すると仮定した場合の流動層全体の深さにわたっての平均粒径を用いた流動速度分布式(20)を用いる。

$$u = \frac{2}{3d_m} \left[\frac{g \sin \theta}{0.02} \left\{ c_L + (1 - c_L) \frac{\rho}{\sigma} \right\} \right]^{1/2} \left\{ \left(\frac{c_*}{c_L} \right)^{1/3} - 1 \right\} \left\{ h^{3/2} - (h - z)^{3/2} \right\} \dots\dots\dots (20)$$

平均粒径以下の粒子は粒子衝突に基づく分散応力よりもむしろ空隙への落込みによる下方への移動が卓越していると考えられるので、次の実質固體分に関する連続式を満足するようにバルクとしての下方移動をするものとする。

$$\frac{\partial c}{\partial t} + \frac{\partial(cu)}{\partial x} + \frac{\partial(cv)}{\partial z} = 0 \dots\dots\dots (21)$$

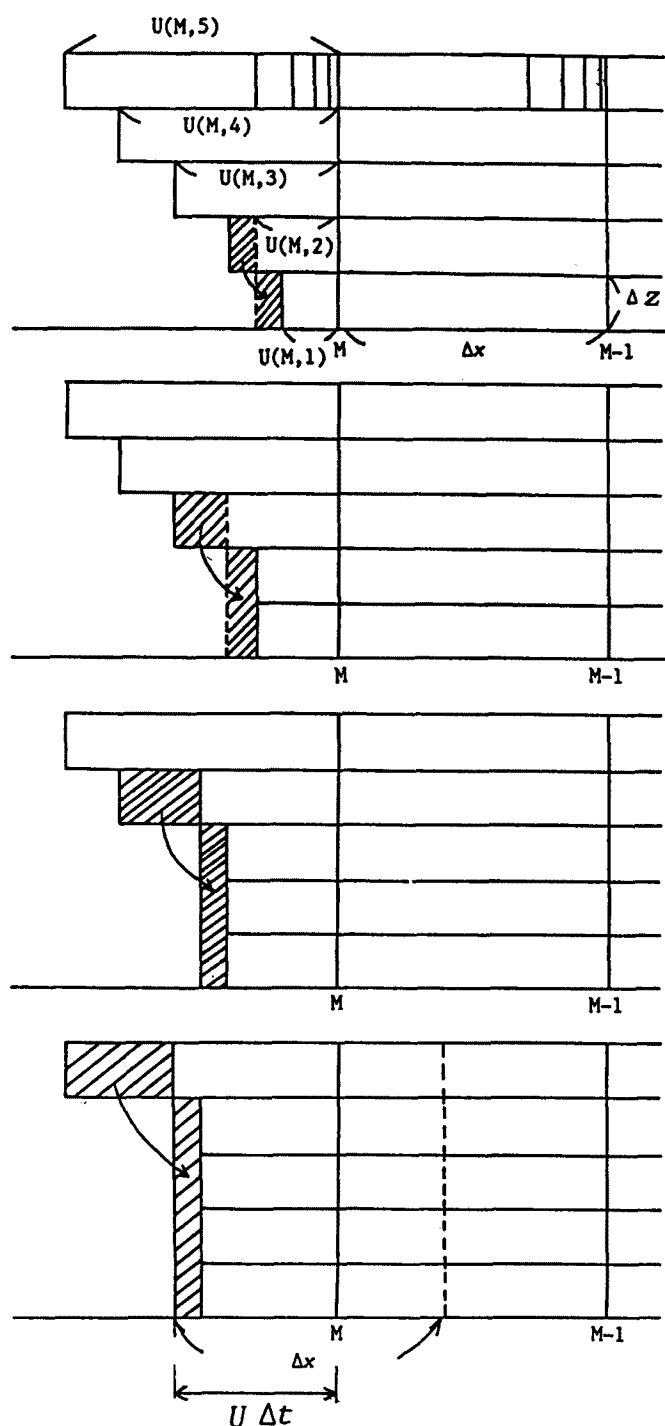


Fig. 6. The forefront of a debris flow.

から 2000 cc/sec の割合で清水を供給して土石流を発生させて行なった。流動時の様子は側面からビデオカメラで撮影して計測し、深さ方向の濃度分布、および粒径分布は、水路下流端に流動層の全高を 4 部分に分割して飲み込んで試料を採取する装置を取り付けて測定した。実験ケースは土砂の敷長のみを 1 m, 2 m, 3 m, 4 m に変化させた 4 ケースである。

先端以外の一般メッシュではこのような考え方で計算を進めることができるが、先端部については多少の工夫が必要である。すなわち、先端メッシュでは Δt の間に Fig. 6 に示したように移流によって上方ほど多くの部分の突出を見るが、実際にはこの部分は下方へ落下し、平均的には $u \cdot \Delta t$ だけ先端が前方へ進むことになる。この前進部分の上下方向の粒径分布が問題となるが、ここでは図に示したように下方のメッシュから順に突出部分を均して行くようにして粒径の混合が起こるものと仮定する。

上で見たように上下方向の粒径の選別過程を計算する Δt の間に、先端部が $U \cdot \Delta t$ だけ前進してしまうので、このままでは一次元解析による平均流の計算に戻ることができない。従って、このようにして求められた結果の流れ全体を強制的に $U \cdot \Delta t$ だけ上流側へ移動させて、一次元解析が時間に関して連続的になされるようにする。すなわち、同一の時間ステップ Δt の間に、一次元の平均流に関する解析と、粒径の選別に関する解析の二段階に分けた解析を行なうのである。なお、一次元解析は深さ方向の平均濃度、平均粒径等を用いてなされる。

4.2 実験

上述の予測手法の妥当性の検証のために 2 種類の実験がなされた。実験 1 は Fig. 7 に概形を示したような、幅 10 cm, 長さ 9 m, 勾配 18° の側面ガラス張りの水路に、Fig. 8 の様な、それぞれほぼ均一な 5 種類の土砂を混合して作成した材料を、厚さ 10 cm で敷ならし、飽和状態にした後、上流端から

実験 2 では Fig. 9 に概形を示したように、実験 1 と同じ水路の下流端から 5.5 m から上流 3 m の区間に厚さ 10 cm で、5 種類の珪砂を混合して作った Fig. 10 のような粒度分布を持つ材料を敷均し、飽和状態にした後、上流から 600 cc/sec の給水を 20 秒間行なって土石流を発生させた。下流端では適当な時間間隔で全流動深にわたって 1 個のサンプルを採って濃度および粒度分布の時間的変化の計測を行なった。水路下流端から 1.5 m の位置で側面から高速ビデオ撮影を行ない、流動深と石礫の移動速度を計測した。実験ケースは一つであるが、土石流実験では結果のばらつきが大きいことを考慮して同一条件で 6 回の実験を繰り返した。

4.3 実験結果およびその検討

実験においても、計算においても先端のごく近傍に最大流動深および最大流量が現われるが、Fig. 11 は実験 1 に対する敷長によるピーク水深および土砂濃度の変化傾向と計算による流下長さによるピーク水深と濃度の発達傾向を比較したものである。計算と実験で多少の違いが認められるが、水深および濃度の変化傾向とそれぞれの値が計算によってほぼ正しく見積られている。ただし、計算において、 $\delta_s = 0.0007$ が用いられている。

Fig. 12 の中段の図は、左から土砂の敷長 1 m、2 m、3 m および 4 m のケースについて、水路下流端で採取された試料の土石流先端部に相当する部分の粒径別の水深方向濃度分布を示し、下段の図中の白丸はそれぞれに対応する平均粒径の分布を示している。これらの図を左から順に見て行くと、

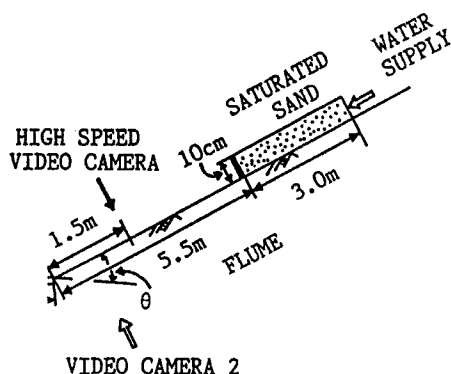


Fig. 9. Experimental flume for Case 2.

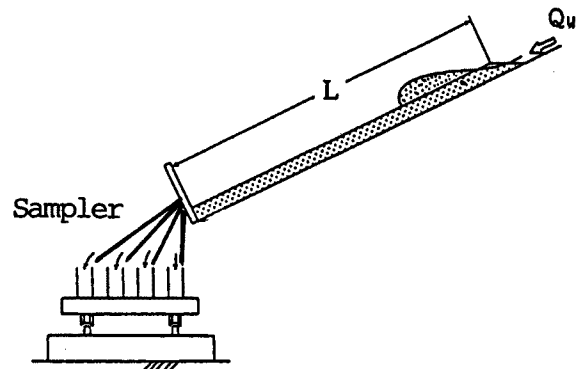


Fig. 7. Experimental flume for Case 1.

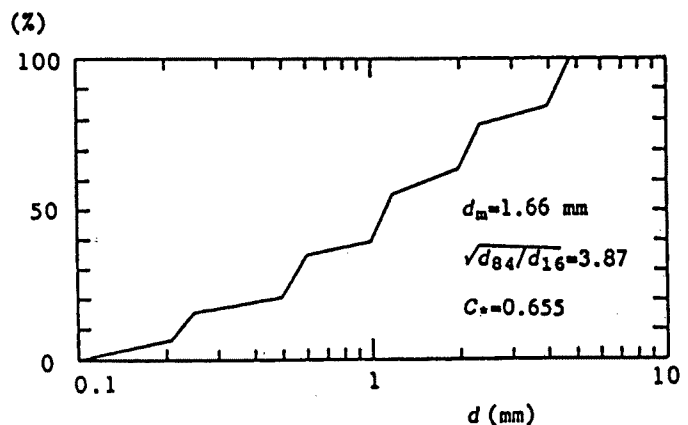


Fig. 8. Particle size distribution in the experimental material in Case 1.

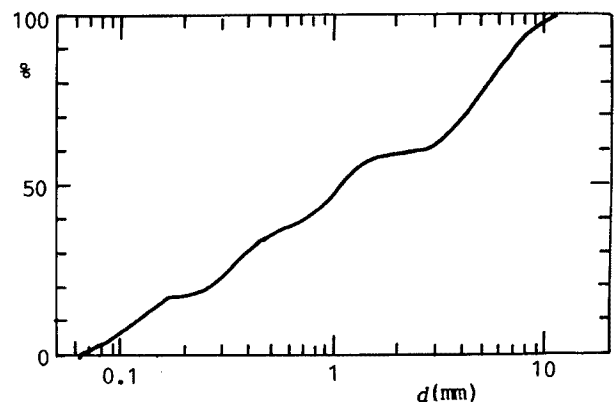


Fig. 10. Particle size distribution in the experimental material in Case 2.

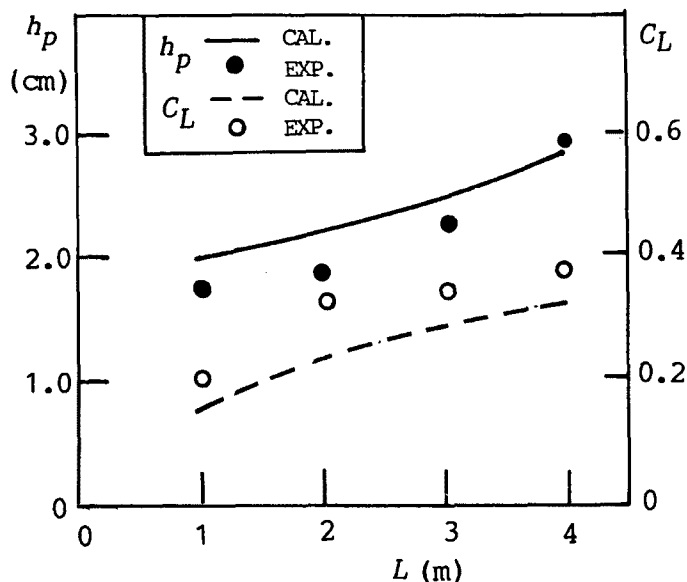


Fig. 11. Development of depth and concentration toward downstream.

土石流流下後 1 m, 2 m, 3 m および 4 m の地点での先端部における濃度分布と平均粒径の分布を知ることができる。濃度分布について見ると、土石流の流下に伴って分布が水深方向に一樣、かつ高濃度になり、先端部に粗い粒子が集中して行く様子が示されている。また、平均粒径の分布図では、流動層の上方ほど平均粒径が大きい状態から、全層にわたって平均粒径が大きくなっている状態へ変化して行く過程が示されている。上段の図および下段の図中の黒丸は対応する場合の計算値を示している。ただし、敷き長 1 m の場合は、まだ土石流として発達していないので計算から除外している。濃度分布形の計算と実験での大きな相違点は、計算では簡単のために水深方向で濃度の一樣分布を仮定しているために、実験のように上方の濃度が薄いという傾向が出ていないことである。この不一致は、計算にも適切な濃度分布を考慮することによって解消できるものと考えられる。この点を除けば、流下にもともなって粗粒子の割合が増加して行くこと、ならびに平均粒径の分布形とその絶対値の傾向が計算ではやや底面近くでの粒径が粗くなる傾向があるものの、よく再現されている。

Fig. 13 は土砂の敷き長が 4 m の実験ケースでの、流動層における各粒径毎の濃度分布図及び平均粒径の分布図である。図は左から土石流の先端部、中間部、および後続部に対応している。濃度分布形の不一致の原因は上述の通りであるが、先端部ほど粗粒子が集中していること、後方では粗粒子は上方へ集まる傾向があって、平均粒径も流れの上方ほど大きくなっていることがよく説明されている。

Fig. 14 は実験 2 において、土石流中の粒子速度の計測値と流動深の計測値とを用いて計算した土石流のハイドログラフと理論計算による結果とを比較したものである。本実験の場合、移動床部分とその下流の固定床部分との接続が段落ちとなっているが、計算ではスムーズな遷移としている。もちろん、固定床部では侵食速度は 0 とする。実験値において、それぞれの Run での流量の時間的な変化傾向は比較的統一のとれたものとなっているが、Run 相互の流量の値に大きなばらつきが出ている。このようになる原因としては移動床の飽和度のばらつきが重要であることが既に指摘されており²⁾、本実験のように細かい粒子が含まれている場合には予め十分に飽和状態を達成することが比較的困難なためにこのようになったものと解釈される。いずれにしても、計算ハイドログラフは実験の平均的な傾向を説明している。ただし、計算における侵食速度式の係数 α としてはこの場合、Fig. 1 および Fig. 11 の計算でのそれよりも大きい 0.003 を用いている。このようにしなければならない理由は未だ明かではなく、今後の検討を必要とし

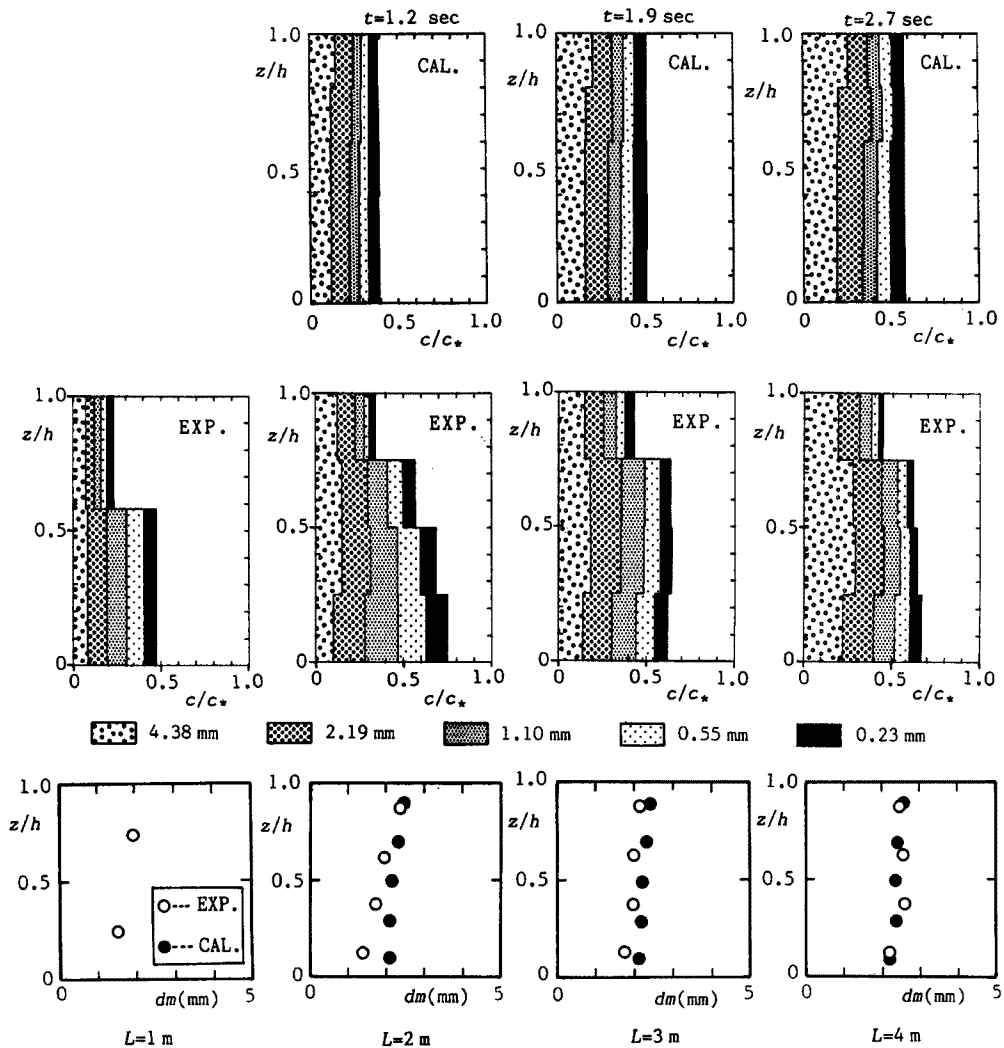


Fig. 12. Solid concentration of each size particle and the mean particle size distribution at the forefront.

ている。

Fig. 15 は流出土石流の砂礫濃度の時間的変化の計算と実験の比較である。濃度に関しては実験でのばらつきは小さく、計算値が少し小さめであるがよく対応していると言えよう。

Fig. 16 は流出土石流の平均粒径の時間変化である。先端部に大きい粒子が集中している様子や先端が通過してからしばらくは堆積層の平均粒径に近い粒径のものが流出する傾向などがよく説明されている。実験では試料のサンプリングが短時間で終了してしまったために、その後の平均粒径の減少の傾向が証明されていないが、**Fig. 17** に例示したサンプルの粒度分布の時間的な変化を見ると、いずれも堆積層の材料に含まれていた小粒径成分の流出が非常に少なくなっており、これ以後このような粒子が流出することを示している。

5. 結 論

一般の土石流がきわめて広い粒度分布を持った堆積層から発生することから、微細成分として間隙流体

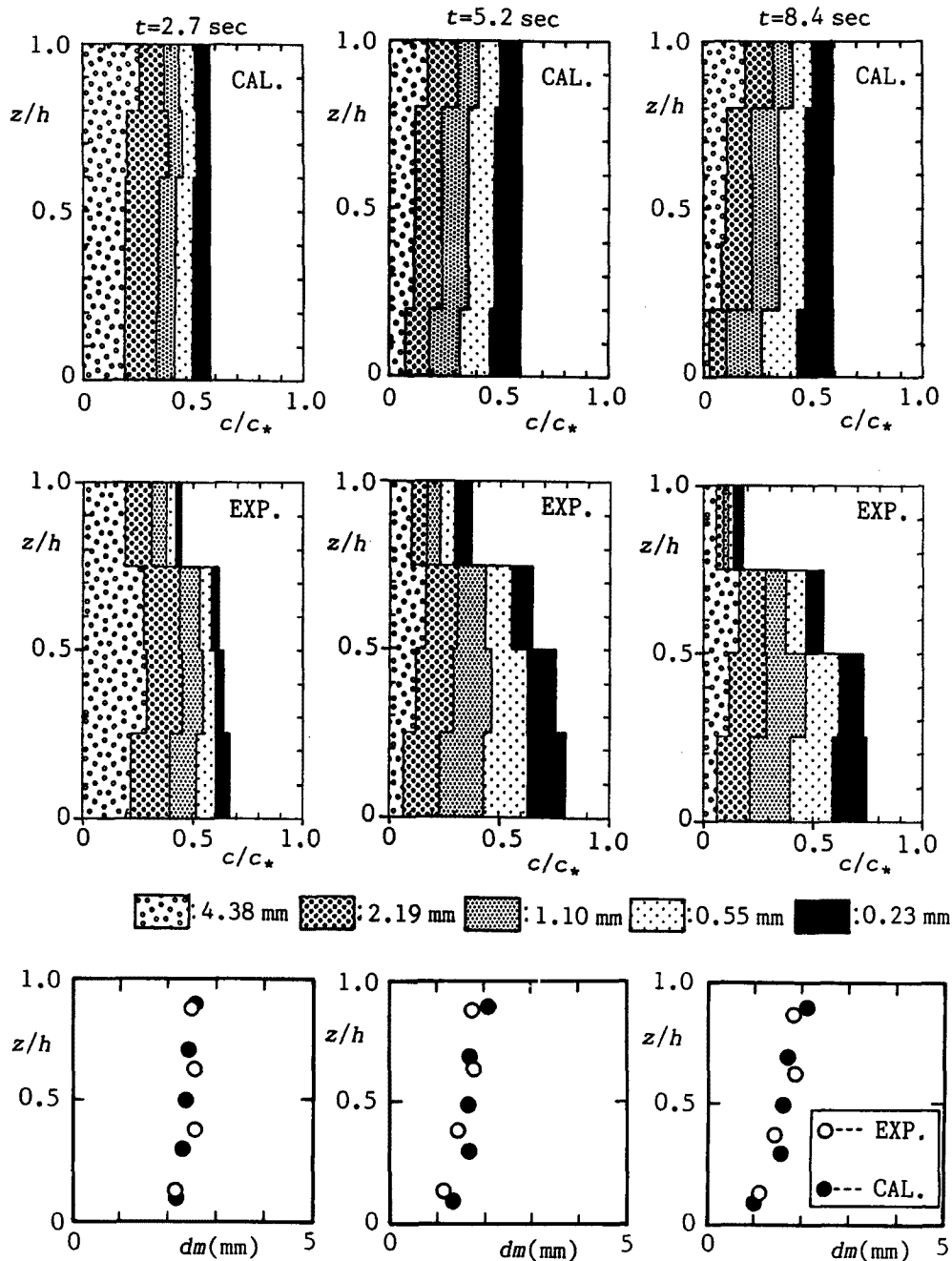


Fig. 13. Change in solid concentrations and the mean particle diameters with time at a fixed position.

中に浮遊して、土石流自身の粗粒子輸送能力を高める役割を演ずる粒子と粒子間の衝突・接触力によって支えられて運動する粗粒子との区分と、土石流の流下中に起こる粒径の選別作用を考慮にいたした土石流予測法を考案し、溪床堆積物が表面流の侵食効果によって土石流化する場合の、ハイドログラフのみならず、砂礫濃度、粒度分布などの性質の時間的な変化までを予測する方法を与えることを目標に研究を行なった。得られた成果を列挙して結論とする。

1) 粗粒子堆積層上に微細粒子を高濃度に浮遊させた泥水を流して発生させた土石流について、著者ら

が先に提案した土石流予測理論を適用して、十分発達した土石流中の間隙に浮遊し続ける粒径とそうでない粒径の区分ができることが示された。

2) 高橋の砂礫型土石流理論によって、粗粒子間隙における流体の乱れを評価し、浮遊砂理論によって浮遊可能な粒径と粒子濃度を検討して、先に示された粒径区分が妥当であることが確かめられた。

3) 著者らの先の土石流予測理論は、微細砂と粗粒子とを事前に区分するものであったが、連続的な粒度分布を持つ堆積層上に発生する土石流では、浮遊理論を適用して逐次近似的に土石流発達の段階に応じて粒径区分を行いながら適用する必要があることが示唆された。その際、粒子の浮遊条件には間隙流体の乱れや粒子の集団沈降の問題などのまだ十分に解決を見ていない問題のみならず、間隙自体の大きさが粒径よりも十分に大きいことが必要であり、空隙の大きさの評価法も問題点として残された。

4) 著者らの一次元の土石流予測理論の計算の1時間ステップに、分散圧力の効果によって平均粒径以上の粒子が上方へ輸送され、それに見合う量の平均粒径以下の粒子が下方へ輸送されるものと考え、粒径選別過程の計算ステップを挟み込んで、土石流の流量、水深、平均砂礫濃度等の他に、粒度分布の変化までを予測する方法を提示した。

5) この方法を2種類の実験によって検討した結果、まだ深さ方向の濃度分布の予測などに問題点は残されているものの、十分の適用性を持っていることが確かめられた。このことはまた、粗粒子の土石流先端部への集中について各種の考えが提案されている中で、分散圧力の効果が重要であるとする考えの妥当性をも示唆するものであろう。

最後に、本研究の微細砂の実験に関して名城大学理工学部の新井宗之氏の援助を受け、粗粒子の実験2は山敷庸亮君

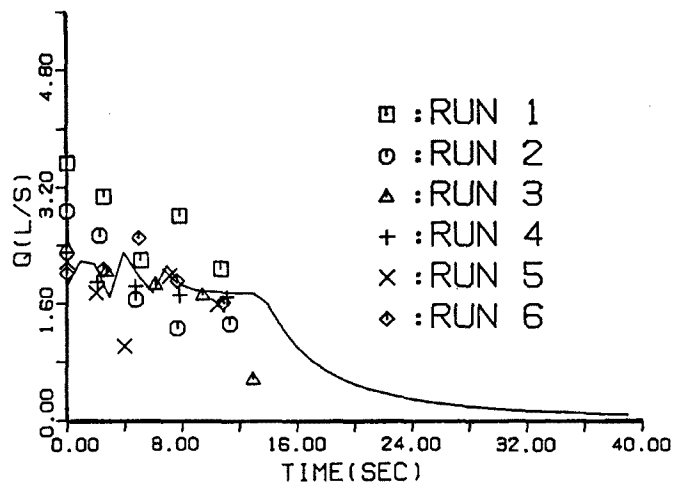


Fig. 14. Experimental discharges and that obtained by the calculation.

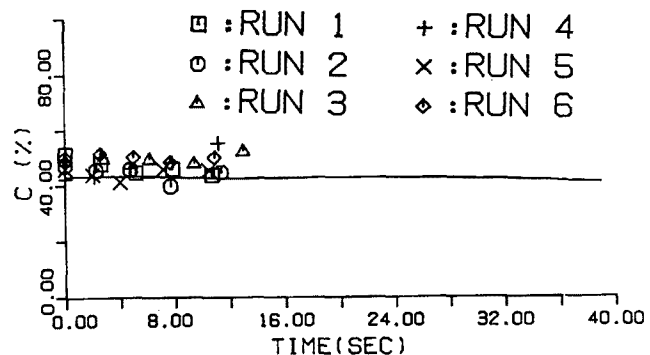


Fig. 15. Experimental solid concentrations and that obtained by the calculation.

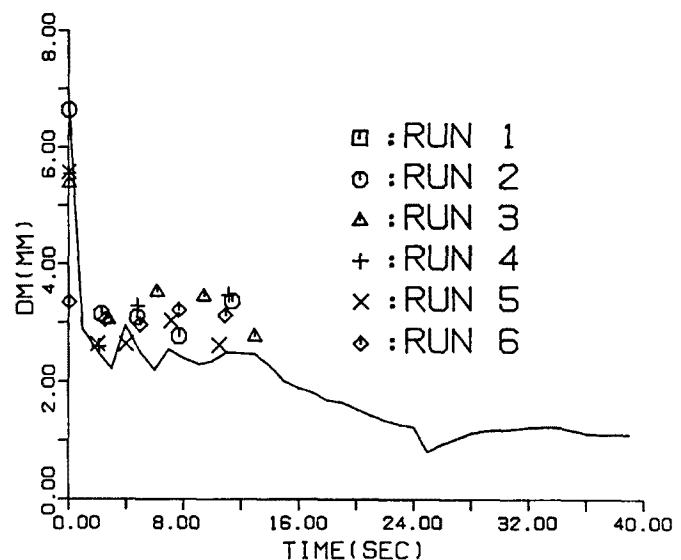


Fig. 16. Temporal change in the mean particle diameters in the debris flows.

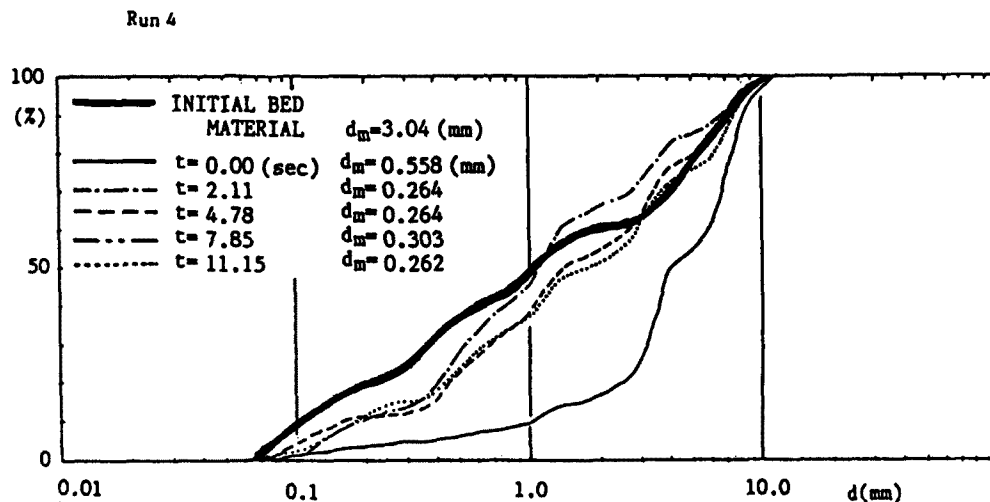


Fig. 17. Temporal change in the particle size distributions that flowed out the channel.

(当時、京都大学四回生) によってなされた。また、本研究は文部省科学研究費「一般研究 C」01550406「広い混合粒径材料からなる土石流の流動機構」代表者 高橋 保の一環としてなされたことを記して感謝する。

参考文献

- 1) Takahashi, T.: Debris Flow on Prismatic Open Channel, Journal of the Hydraulics Division, ASCE, Vol. 106, No. HY 3, 1980, pp. 381 - 396.
- 2) 高橋 保: 土石流の発生と流動に関する研究, 京都大学防災研究所年報, 第 20 号, B-2, 1977, pp. 405 - 435.
- 3) Takahashi, T., Nakagawa, H. and Kuang, S.: Estimation of Debris Flow Hydrograph on Varied Slope Bed, Proc. of the Symposium on Erosion and Sedimentation in the Pacific Rim, 1987, pp. 167 - 177.
- 4) 橋本晴行: 高濃度の泥水によって発生する土石流, 文部省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と防災力」計画研究, 土石流の発生及び規模の予測に関する研究報告書, 1990, pp. 76 - 88.
- 5) 芦田和男・道上正規: 浮遊砂に関する研究(1) -河床付近の濃度-, 京都大学防災研究所年報, 第 13 号, B-2, 1970, pp. 233 - 242.