

## 合流部における土石流の挙動と変形

高橋 保・匡 尚富

### BEHAVIORS AND HYDROGRAPH DEFORMATION OF DEBRIS FLOW AT JUNCTION AREA

By *Tamotsu* TAKAHASHI and *Sang Fu* KUANG

#### Synopsis

Because the junction of the stream channels in a basin is the most evident change in the boundary conditions for a debris flow on its way to run out to the debouchment; the behavior and the hydrograph may change drastically there. Some characteristic behaviors and the methods to predict them at the junction area are discussed in this paper. First, a system of equations to predict the locus of travelling of the tributary debris flow front in the main channel with or without stream flow is presented and compared to the experimental data. Second, the behaviors of the debris flows at junction area are classified to the categories; that stops and deposits within the area (Type 1), that leaves some deposits and continues to run down (Type 2) and that passes through without any deposition (Type 3). The conditions to identify each type are given and the debris dam formation is suggested. Third, for the Type 1 deposition a simple method to know the shape of debris cone which will be formed at the junction is proposed. Finally, for the case of Type 2 and 3 the method to calculate the deformation of hydrograph via the junction area is presented and compared with the experimentally obtained hydrograph.

#### 1. 緒 論

単一の流路における土石流に関しては、その発生機構、流動機構、堆積機構及び規模の予測等数多くの研究成果が見られ、実用にも供されているが、実際の流域では、複数の土石流が合流したり、支流からの土石流が水流のある（或はない）本流に流れ込んだりする場合があるから、流域全体からの土石流の流出規模を予測するには、まずそういう合流部における土石流の挙動を究明し、合流部を通過する土石流の各状況に応じてそれぞれの規模予測モデルを作成する必要がある。最も基本的な合流ケースは二つの溪流（本流と支流）の合流であるが、土石流が支流から合流部に流下してくるとき、a) 本流には水流がない、b) 本流には水流がある、c) 本流には土石流が流れているという三つの場合が考えられる。また、支・本流の流路条件（水路勾配、水路幅比、合流角度）及び水理条件（流量、土石流の土砂濃度等）によって合流部に到達した土石流がいろいろな挙動を取ると思われるが、ここでは土砂の流出に着目してそれらを1) 土石流の土砂が合流部に全部堆積する（天然ダムの形成を含む）、2) 合流部にさしかかった土石流はそこへ一部の土砂を堆積させながら、その下流へ流動を継続する、3) 土石流は堆積せずにそのまま合流部を通過しゆく（土石流の規模と濃度が変化する）という三種類に大別する。本論文では、まず、合流部における土石流先端の進行速度及び到達範囲を考察し、各分類の条件すなわち合流部で全部堆積する

条件、一部堆積する条件及び全く堆積しない条件を提示して、天然ダムの形成条件を提案する。そして、  
 1) の場合については堆積過程を考察してその堆積形状を予測する簡単なモデルを提案し、 2) および  
 3) の場合については、合流部を通過した土石流の変形予測モデルを提案しようとするものである。

2. 合流部における土石流の挙動に関する理論的考察

合流部における土石流の挙動といってもかなり多くの複雑な問題が含まれている。ここでは微視的或は力学的視点で土石流の各土砂粒子がどう動くか、土石流の流動機構、停止・堆積機構等を検討するのではなく、合流部で土石流中の土砂が堆積するかどうかに着目して、それを巨視的に全部堆積、一部堆積・一部通過及び全部通過に大別してそれぞれの生起条件を見出すことを目的とする。従来、勾配の急変による土石流の停止・堆積機構が研究されている<sup>1)</sup>が、合流の場合には、勾配の急変のほかに流路幅の急変、流動方向の変化、土石流同士の複合或は土石流と水流の複合等による影響があるから、停止・堆積機構を解明することは非常に難しいと思われる。一つの試みとして問題をかなり簡単化して議論を進めていこうとするものである。

2.1 合流部における土石流先端の到達範囲

Fig. 1 のように支・本流水路の勾配、水路幅がそれぞれ  $\theta_T$ ,  $B_T$ ,  $\theta_M$ ,  $B_M$  であり、両水路は  $\theta_{MT}$  の角度で合流しているとする。本流の水利条件には上述した a), b), c) の三つの場合があるから、それらの場合に応じて支流水路から合流部に到達した土石流先端の進行が異なる影響を受けると考えられる。それぞれの場合に対応する到達範囲の取り扱いが必要である。しかしながら、c) の場合は、合流部全範囲にわたってすでに本流の土石流にカバーされているので合流部における支流からの土石流先端の到達範囲を検討する必要がないと思われ、ここでは、主に a), b) の場合について議論する。座標系としてはXY面が本流の底面で、X軸が支・本流の接続部の中心点から本流対岸への横断方向であり、Y軸がその中心点から本流底面に沿う流下方向である。

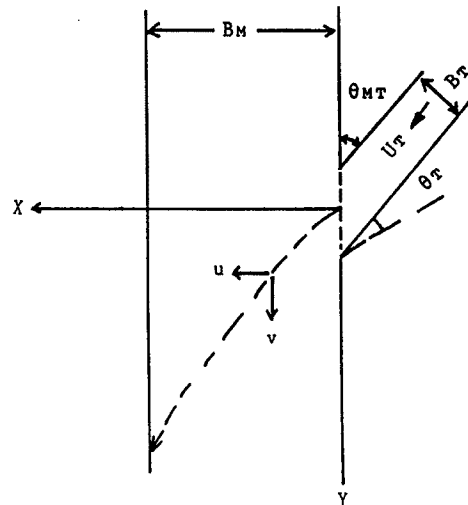


Fig. 1. Confluence of a tributary to the main flow.

1) 本流に水流がない場合

支流から土石流が流下したとき、主流路内に流入した部分の全体を Control Volume として考える。その Control volume (これを先端部と呼ぶ) の X, Y 方向の運動量保存式は微小項を省略すれば、それぞれ

$$\frac{\partial}{\partial t} [Q_{TT}\rho_{TT}u] = Q_{TT}\rho_{TT}g \cos \theta_{vX} - F_x + Q_{TT}\rho_{TT}U_T \cos \theta_T \sin \theta_{MT} \dots\dots\dots (1)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} [Q_{TT}\rho_{TT}v] = Q_{TT}\rho_{TT}g \sin \theta_M - F_y + Q_{TT}\rho_{TT}U_T \cos \theta_{MT} \cos (\theta_T - \theta_M) \dots\dots\dots (2)$$

のように表わすことができる。ここに、 $t$ : 時間,  $Q_{TT}$ : 支流の土石流流量,  $\rho_{TT}$ : 支流の土石流の単位体積重量,  $u, v$ : 合流部における土石流先端部の X, Y 方向の進行速度,  $\theta_{vX}$ : 重力方向と X 方向との間の角度,  $U_T$ : 土石流の支流での平均流下流速,  $F_x, F_y$ : X, Y 方向の底面摩擦力である。底面摩擦力については従来の研究で明らかのように<sup>1)</sup>, いま対象としているような石礫型土石流で濃度が平衡濃度或はそれ以上に達しているときには抵抗則を規定するのは、主として石礫同士の衝突による効果であり、流体部

分で受け持たれるせん断力は二次的であって、Bagnold が提案したダイラタント流体モデルが成立する。すなわち、停止過程では底面に作用する力は、砂礫の衝突条件に規定されている角度  $\alpha$  を考えて、Coulomb 摩擦力と同様に

$$F_x = (\sigma - \rho)gC_{JL}HA \cos \theta_M \tan \alpha \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \dots\dots\dots (3)$$

$$F_y = (\sigma - \rho)gC_{JL}HA \cos \theta_M \tan \alpha \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \dots\dots\dots (4)$$

と表わされる。ここに、 $C_{JL}$ ：合流部における土石流先端部の全体平均濃度、 $H$ ：その全体平均流動深、 $A$ ：その到達範囲内の面積である。砂礫成分の連続条件より、

$$C_{JL}HA = Q_{TT}tC_{TL}$$

が成立するから、式 (3)、(4) はそれぞれ

$$F_x = (\sigma - \rho)gQ_{TT}tC_{TL} \cos \theta_M \tan \alpha \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \dots\dots\dots (5)$$

$$F_y = (\sigma - \rho)gQ_{TT}tC_{TL} \cos \theta_M \tan \alpha \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \dots\dots\dots (6)$$

のように書き換えられる。ただし、 $C_{TL}$  は土石流の砂礫の容積濃度である。 $Q_{TT}$ 、 $\rho_{TT}$  を constant として、式 (5)、(6) をそれぞれ式 (1)、(2) に代入し、偏微分の展開及び多少の整理を行うと

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{t} = \frac{U_0}{t} - G_x \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{t} = \frac{V_0}{t} - G_y \dots\dots\dots (8)$$

が得られる。ここに、

$$U_0 = U_T \cos \theta_T \sin \theta_{MT}$$

$$V_0 = U_T \cos \theta_{MT} \cos (\theta_T - \theta_M)$$

$$G_x = \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} \frac{(\sigma - \rho)gC_{TL} \cos \theta_M \tan \alpha}{\rho_{TT}} - g \cos \theta_{Vx}$$

$$G_y = \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} \frac{(\sigma - \rho)gC_{TL} \cos \theta_M \tan \alpha}{\rho_{TT}} - g \sin \theta_M$$

$$\rho_{TT} = (\sigma - \rho)C_{TL} + \rho$$

である。さらに

$$U_H = U_T \cos \theta_T$$

$$G_0 = \frac{(\sigma - \rho)gC_{TL} \cos \theta_M \tan \alpha}{(\sigma - \rho)C_{TL} + \rho}$$

$$t_L = \frac{2U_H}{G_0}$$

$$G_1 = \frac{g \cos \theta_{VX}}{G_0}, \quad G_2 = \frac{g \sin \theta_M}{G_0}$$

$$G_X = G_0 \left( \frac{u}{\sqrt{u^2 + v^2}} - G_1 \right), \quad G_Y = G_0 \left( \frac{v}{\sqrt{u^2 + v^2}} - G_2 \right)$$

として、 $G_X, G_Y$  を式 (7), (8) に代入し、また、

$$u = \bar{u} U_H, \quad v = \bar{v} U_H, \quad t = \bar{t} t_L$$

を用いて無次元化すると

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial \bar{t}} + \frac{\bar{u}}{\bar{t}} = \frac{1}{\bar{t}} \sin \theta_{MT} - 2G_0 \left( \frac{\bar{u}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}} - G_1 \right) \dots\dots\dots (9)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial \bar{t}} + \frac{\bar{v}}{\bar{t}} = \frac{1}{\bar{t}} \frac{V_0}{U_H} - 2G_0 \left( \frac{\bar{v}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}} - G_2 \right) \dots\dots\dots (10)$$

のような無次元表示が得られる。式 (9), (10) を初期条件

$$\bar{t} = 0; \quad \bar{u} = U_0 / U_H; \quad \bar{v} = V_0 / U_H \dots\dots\dots (11)$$

のもとに解くと  $\bar{u}, \bar{v}$  が求められる。同時に  $X, Y$  方向の到達距離  $L_X, L_Y$  も得られる。合流部の  $X$  方向の河床勾配は  $0^\circ$  であるから、 $\bar{u}$  は  $\bar{t}$  の増大とともに減少する一方であるが、 $\bar{v}$  は  $Y$  方向の河床勾配及び土石流の性質により、遞減と遞増の場合がある。 $\bar{v}$  が遞増する場合は、土石流先端部は合流部で停止せず、通過していくことになる。 $\bar{v}$  が遞減する場合は  $\bar{u} = 0, \bar{v} = 0$  となる  $\bar{t}$  での  $X, Y$  方向の到達距離より土石流の到達範囲が定まる。

2) 本流に水流がある場合

本流の水流と支流から流出する土石流とは混合しないものとすれば、本流の水流は  $Y$  方向へ土石流を押し、 $X$  方向で土石流にブレーキをかける働きをする。土石流が合流部に流出したとき主流路の水流は縮流され、それが土石流に与える影響は時間的に複雑な推移をすることになるであろうが、ここでは、土石流が流出しても主流路の水深が変化しないとして、単純に縮流しない状態での水流による動水圧及び静水圧が土石流を押しものと仮定する。すなわち、 $X$  方向の土石流先端の運動量変化に寄与する水流の作用は静水圧によるものと考え、 $Y$  方向では水流の静水圧と動水圧による影響があると考え。したがって、 $X, Y$  方向の運動量保存式が

$$\frac{\partial}{\partial t} [Q_{TT} \rho_{TT} u] = Q_{TT} \rho_{TT} g \cos \theta_{VX} - F_X + Q_{TT} \rho_{TT} U_T \cos \theta_{MT} - \rho g h_{MuW}^2 B_T / 2 \dots\dots\dots (12)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} [Q_{TT} \rho_{TT} v] = Q_{TT} \rho_{TT} g \sin \theta_M - F_Y + \rho g h_{MuW}^2 x / 2 + \rho Q_{MuW} v_{MuW} x / B_M + Q_{TT} \rho_{TT} U_T \cos \theta_{MT} \cos (\theta_T - \theta_M) \dots\dots\dots (13)$$

のように表わされる。ここに、 $h_{MuW}$ : 本流水流の流動深、 $Q_{MuW}$ : 本流水流の流量、 $v_{MuW}$ : 本流水流の流速、 $x$ : 合流部における土石流先端の  $X$  方向の進行距離である。底面摩擦力  $F_X, F_Y$  は本流に水流のない場合と同じように考えられる。式 (12), (13) に、式 (5), (6) をそれぞれ代入し、偏微分の展開及び多少の整理を行うと

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{u}{t} = \frac{U_0}{t} - G_X - P_X \dots\dots\dots (14)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{v}{t} = \frac{V_0}{t} - G_Y + P_Y \dots\dots\dots (15)$$

となる。ここに

$$P_X = \frac{\rho g h_{MuW}^2 B_T}{2 Q_{TT} \rho_{TT}}$$

$$P_Y = \frac{\bar{x}}{l} \left\{ \frac{\rho g h_{MuW}^2 B_T}{2 Q_{TT} \rho_{TT}} + \frac{\rho Q_{MuW} v_{MuW}}{Q_{TT} \rho_{TT}} \right\}$$

$$\bar{x} = x / B_M$$

である。さらに式 (7), (8) と同じように無次元化すれば, 式 (14), (15) から

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial \bar{t}} + \frac{\bar{u}}{\bar{t}} = \frac{1}{\bar{t}} \sin \theta_{MT} - 2G_0 \left( \frac{\bar{u}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}} - G_1 + P_1 \right) \dots\dots\dots (16)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial \bar{t}} + \frac{\bar{v}}{\bar{t}} = \frac{1}{\bar{t}} \frac{V_0}{U_H} - 2G_0 \left[ \frac{\bar{v}}{\sqrt{\bar{u}^2 + \bar{v}^2}} - G_2 - \bar{x}(P_1 + P_2) \right] \dots\dots\dots (17)$$

のような無次元表示が得られる。ただし,

$$P_1 = \frac{P_X}{G_0}, \quad P_2 = \frac{\rho Q_{MuW} v_{MuW}}{Q_{TT} \rho_{TT} G_0}$$

である。式 (16) 及び (17) を式 (11) の初期条件のもとに解くと土石流先端の進行速度及び到達範囲が求められる。

**2.2 合流部における土石流の堆積・流下過程の分類**

単一流路における勾配の急変による堆積については従来の研究<sup>1)</sup>によって上流からの土石流の性質及び勾配変化点の上・下流の勾配より, 1) 土石流先端が勾配の変化点に到達するとほとんど同時に停止過程と堆積過程が共存するような形で現象が推移する場合, 2) 流出土石流の一部は堆積し, 一部は流下して行く場合, および, 3) 土石流が停止も堆積もせずそのまま通過していく場合があることがすでに明らかになっており, その堆積・流下の分類法も示されている。

(1) 堆積勾配

合流の場合, 現象が比較的複雑であるが, 堆積過程は単一流路の場合と同じように考えられる。合流部で土石流が堆積すれば, 空隙率が土石流として流動している場合よりも小さくなるから, 減少した空隙容積に相当する水が停止・堆積層上を表面流として流れることになる。この時, もし, 生じた堆積表面勾配が, 発生した表面流によって集合流動を生ずるほどに急勾配であれば, この堆積層の表面付近は安定ではあり得ず, さらにもっと安定な勾配にまで変形して初めて落ちつく。すなわち, この安定勾配はもはや集合流動を生じないような勾配であり, 集合流動と各個運搬との生起領域を区分するような勾配  $\gamma$  に等しいものと考えられる。この集合流動の限界勾配  $\gamma$  は, 高橋の研究<sup>1)</sup>によれば, 相対水深が小さい範囲で

$$\tan \gamma = \frac{C_* (\sigma - \rho) \tan \phi}{C_* (\sigma - \rho) + \rho \left[ 1 + 0.52 \left( \frac{q_{JSW}^2}{g d_m^3} \right)^{1/3} \right]} \dots\dots\dots (18)$$

で表わされる。ここに,  $C_*$ : 堆積層の静止濃度,  $\phi$ : 土砂の安息角,  $d_m$ : 平均粒径である。 $q_{JSW}$  は合流部の堆積層上の表面流の単位幅流量であり, 本流の幅が広い場合には土石円錐が形成されるので,  $q_{JSW}$  は方向によって異なることになる。しかし, ここでは単純に表面流は X 方向の土石流堆積範囲内で一様に分布しているものと仮定し, Y 方向の堆積勾配  $\gamma$  は X 方向に一様であるとする。そのようにすれば,

$q_{JSW}$  は次のように与えられる。

1) 本流に水流がない場合

$$q_{JSW} = q_{TT} \frac{B_T}{L_X} \left( \frac{C_* - C_{TL}}{C_*} \right) \dots\dots\dots (19)$$

ここに、 $L_X$  は支流の出口から  $X$  方向における最大堆積距離で、 $L_X > B_M$  のとき、 $L_X = B_M$  とする。 $q_{TT} (= Q_{TT}/B_T)$  は支流の土石流の単位幅流量である。

2) 本流に水流がある場合

土石流が合流部の全幅にわたって堆積するとき、本流の水は一時せき止められるが最終的には全部堆積層の表面流となると仮定すれば、

$$q_{JSW} = q_{MuW} + q_{TT} \frac{B_T}{B_M} \left( \frac{C_* - C_{TL}}{C_*} \right) \dots\dots\dots (20)$$

で求められる。ここに、 $q_{MuW}$  は本流上流給水の単位幅流量である。なお、 $L_X < B_M$  のとき、支流の土石流による堆積層厚が本流の水深より大きければ（普通、このようなことが成立するであろう）、本流上流からの水は全部縮流部から流出するとする。多少の側岸侵食が生じるが  $Y$  方向の最終堆積勾配に影響しないと考えられる。したがって、このときの表面流流量は式 (19) で求められる。

(2) 合流部における土石流の濃度

1) 本流に水流がない場合

土石流は支流から合流部に流出した初期に支流の濃度を維持しているとする。つまり、

$$C_{JL} = C_{TL} \dots\dots\dots (21)$$

となる。

2) 本流に水流がある場合

支流の土石流濃度  $C_{TL}$  が合流部の勾配に対する土石流平衡濃度  $C_{JL\infty}$  よりも大きければ支流からの土石流は本流の水流と混合せず、支流の濃度を維持するものとする。式 (21) と同じである。 $C_{TL} < C_{JL\infty}$  のとき、支流からの土石流は本流の水流と完全混合するとする。つまり、

$$C_{JL} = \frac{Q_{TT} C_{TL}}{Q_{MuW} + Q_{TT}} \dots\dots\dots (22)$$

である。ここに、

$$C_{JL\infty} = \frac{\rho \tan \theta_M}{(\sigma - \rho)(\tan \alpha - \tan \theta_M)} \dots\dots\dots (23)$$

3) 本流に土石流がある場合

ここでは、合流部上流の本流から流下してくる土石流が合流部をそのまま流下することができるものだけを対象とする。2) の場合と同じように考えて、

$$C_{TL} > C_{JL\infty} \text{ のとき, } C_{JL} = C_{TL}$$

$$C_{TL} < C_{JL\infty} \text{ のとき,}$$

$$C_{JL} = \frac{Q_{MuT} C_{MuL} + Q_{TT} C_{TL}}{Q_{MuT} + Q_{TT}} \dots\dots\dots (24)$$

で支流から合流部に流出した土石流の濃度が求められる。ここに、 $Q_{MuT}$ : 本流の上流から供給される土

石流の流量,  $C_{Mul}$ : その濃度である。

また, 合流部で流動を継続できる限界勾配  $\theta_{JC}$  は

$$\tan \theta_{JC} = \frac{(\sigma - \rho) C_{JL}}{(\sigma - \rho) C_{JL} + \rho} \tan \alpha \dots \dots \dots (25)$$

で求められる。これは式 (23) と同等である。

式 (21) ~ (25) より, 支流水路から供給される土石流の特性と本流の水利特性, 合流部水路勾配等によって, 合流部における堆積・流下過程を次の三種類に分類することができる。

**TYPE 1**:  $\theta_M \leq \gamma$  かつ  $C_{JL} \geq C_{JL\infty}$ , 支流から流出した土石流は合流部で全部堆積する。

**TYPE 2**:  $\gamma < \theta_M$  かつ  $C_{JL} \geq C_{JL\infty}$ , 支流から流出した土石流は合流部で一部は堆積し, 一部は流下していく。

**TYPE 3**:  $\theta_M \geq \theta_{JC}$  すなわち  $C_{JL} < C_{JL\infty}$ , 支流から流出した土石流は合流部をそのまま通過していく。

以上の各 **TYPE** の発生領域は **Fig. 2** に示されている。

**2.3 TYPE 1 の堆積過程**

支流の水路を流下してきた土石流は先端が合流部に入ると, すぐ或はある距離を移動した後, 停止し, 同時に堆積が始まる。後続の土石流が合流部の堆積物に出会うとジャンプして停止堆積物の上方へ新たに乗り上げて堆積の範囲が次第に広がってゆき, 勾配  $\gamma$  で堆積するものと考えられる。そのときの形状を **Fig. 3** に示しているような三角錐状であるとしてモデル化する。その本流に沿った横断面図と縦断面図をそれぞれ **Fig. 4** と **Fig. 5** に示している。ここで, 堆積の上流部支流流路内の勾配については, 堆積物に支流上流からの土石流が衝突して洗掘が生じ, 滑落崖が形成されるものと考えて, 安息角

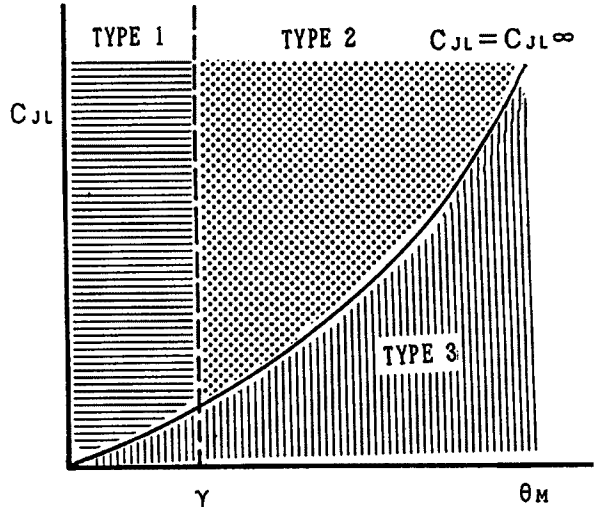


Fig. 2. Criteria for occurrence of different types of debris flow at junction area.

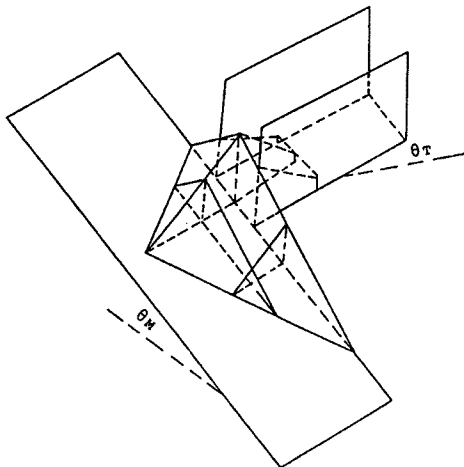


Fig. 3. Schematic presentation of debris cone at the confluence of a tributary.

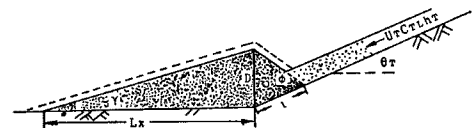


Fig. 4. X-wise cross-section of the debris cone.

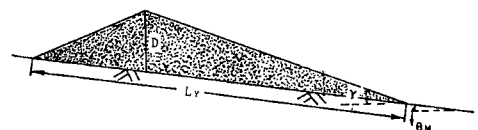


Fig. 5. Y-wise cross-section of the debris cone.

$\phi$  に等しくなるものとする。また、堆積過程進行中においては場所的に表面流水量が違うから、堆積勾配が場所的、時間的に異なると想像されるが、ここでは、全過程で Y 方向の最終堆積勾配  $\gamma$  で堆積が進行していくと仮定する。

図を参照して砂礫保存式を導くと

$$L_x^2 \tan^2 \gamma [K_1 L_x + 3B_T K_2] = 6q_{TT} B_T \frac{C_{TL}}{C_*} t \quad \dots\dots\dots (26)$$

$$K_1 = \frac{\cos^2 \theta_M}{\tan(\theta_M + \gamma)} + \frac{\sin 2\theta_M}{2} + \frac{\cos \gamma \cos \theta_M}{\tan(\gamma - \theta_M)}$$

$$K_2 = \frac{\sin 2\theta_T}{2} \frac{\cos^2 \theta_T}{\tan(\theta_M + \phi)}$$

が得られる。これを解くと  $L_x, D, L_y$  は

$$L_x = \left\{ -\left(\frac{a}{3}\right)^3 - \frac{c}{2} + \sqrt{\frac{c}{2} \left[ 2\left(\frac{a}{3}\right)^3 + \frac{c}{2} \right]} \right\}^{1/3} + \left\{ -\left(\frac{a}{3}\right)^3 - \frac{c}{2} - \sqrt{\frac{c}{2} \left[ 2\left(\frac{a}{3}\right)^3 + \frac{c}{2} \right]} \right\}^{1/3} - \frac{a}{3} \quad \dots\dots\dots (27)$$

$$a = \frac{3B_T K_2}{K_1}, \quad c = -\frac{6q_{TT} B_T C_{TL} t}{K_1 C_* \tan^2 \gamma}$$

$$D = L_x \tan \gamma \quad \dots\dots\dots (28)$$

$$L_y = K_1 L_x \tan \gamma / \cos \theta_M \quad \dots\dots\dots (29)$$

のように求められる。時刻  $t$  を与えれば、 $L_x, D, L_y$  が求まり、堆積形状が求まることになる。

このモデルにおいては、堆積高さ  $D$  は時間とともに増加してゆく。しかしながら、上流から供給される土石流のエネルギーは有限であるから、ある限界高さ  $D_c$  以上になるとジャンプできなくなってしまい、堆積が支流上流へ遡上し始め、かつ、堆積高さも高くなっていくものと考えられる。遡上しながら堆積が進行していく過程を Fig. 6 のようにモデル化する。ここに、 $H$  は土石流のジャンプ高さである。図を参照して砂礫の保存則を用いると、微小項を無視して

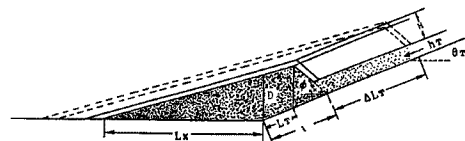


Fig. 6. Upstream rebounding deposition.

$$\frac{dL_T}{dt} = \frac{A_2}{HB_T + A_1} \quad \dots\dots\dots (30)$$

を得る。ここに、

$$A_1 = \frac{K_1 \tan^2 \gamma \sin(\theta_T - \gamma) L_x^2}{6 \sin \gamma}$$

$$A_2 = q_{TT} B_T C_{TL} t / C_*$$

である。これは遡上速度が堆積の進行とともに遅くなることを示している。

式 (30) を  $t=t_0$  で  $L_x=L_{x0}$  として積分すると、

$$L_T = \frac{A_2}{HB_T + A_1} (t - t_0) \quad \dots\dots\dots (31)$$



となる。また、 $l$ ,  $L_x$  はそれぞれ次のように求まる。

$$l = L_T + H \left( \frac{1}{\tan(90^\circ - \theta_T)} + \frac{1}{\tan(\phi + \theta_T)} \right) \dots\dots\dots (32)$$

$$L_x = \frac{H}{\cos \theta_T \tan \gamma} + L_T \left( \frac{\sin \theta_T}{\tan \gamma} - \cos \theta_T \right) \dots\dots\dots (33)$$

なお、遡上開始時刻  $t_0$  は式 (28) による  $D$  が

$$D \geq \alpha' \frac{v_T^2}{2g} + h_T \cos \theta_T - h_0 \cos \gamma - \frac{v_0^2}{2g} - h_L \dots\dots\dots (34)$$

を満足するときである。ここに、 $\alpha'$ ：土石流のエネルギー補正係数であり、ダイラタント流体では 1.7 となる。 $v_0$ ：堆積層表面流の流速、 $h_L$ ：ジャンプによる損失水頭である。また、

$$H = \alpha' \frac{v_T^2}{2g} \cos \theta_T - \frac{v_0^2}{2g} \cos(\theta_T - \gamma) - h_L \cos \theta_T \dots\dots\dots (35)$$

である。しかし、式 (31) の  $A_1$  には  $L_x$  が含まれているから、計算の手順としては、まず、各定数を求めて式 (27) で  $L_x$  を計算して  $D$  と  $L_y$  を求める。 $D$  が式 (34) を満足していない時、上述した計算を繰り返して堆積形状の時間的変化が求まる。はじめて式 (34) を満足した時点をも  $t_0$  と、その  $L_x$  を  $L_{x0}$  とする。前時刻の  $L_x$  で  $A_1$  を得て  $L_T$  が求まる。このように繰り返し計算を行うと遡上開始後の堆積形状の変化が求まる。

2.4 天然ダムの形成条件

ここでいわゆる天然ダムは支流から流出した土石流が本流の合流部の全幅にわたって堆積し、一時本流の水流をせき止めることである。したがって、天然ダムの形成には以下のいくつかの条件が必要である。

- 1) 全部堆積：つまり  $\theta_j \leq \gamma$  かつ  $C_{jL} \geq C_{jL\infty}$
- 2) 合流部の全幅に堆積：つまり  $L_x \geq B_M$
- 3) 本流の水流をせき止めるのに十分な土砂の量が流出：

天然ダムの縦断形状を Fig. 7 のような三角形状と仮定する。水深  $h_{MuW}$  の本流をせき止めるために少なくとも最大堆積層厚さ  $D_{jmax}$  が  $h_{MuW}$  よりも大きくならなければならない。支流からの土石流流出の継続時間を  $T$  とすると土石流の流出土砂総量が  $D_{jmax} = h_{MuW}$  の三角ダムの土砂量より大きいものでないと本流の水流をせき止めることができず、天然ダムが形成されない。したがって、

$$Q_{TT} C_{TL} T > L_y h_{MuW} B_M / 2$$

を満たす必要がある。以上の考察より、本流に水流がある場合では以上の三つの条件を、本流に水流がない場合では、1), 2) の条件さえ満足すれば天然ダムが形成すると思われる。

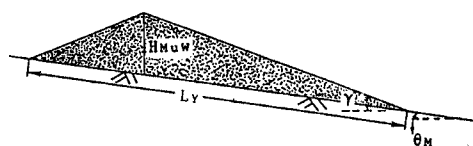


Fig. 7. Cross-section of the debris dam.

3. 合流部を通過する土石流の変形予測

前章で考察されたように合流部における土石流の挙動は全部堆積 (TYPE 1)、一部堆積 (TYPE 2)、全部通過 (TYPE 3) に分けられる。TYPE 1 の停止・堆積過程はすでに明かにされ、その堆積形状の

予測モデルも提案されているが、災害の防止および軽減のためには、TYPE 2, TYPE 3のような場合において合流部を通過して下流へ流下する土石流の規模を予測することが最も大切である。しかしながら、それらの予測手法は従来あまり研究がなされていない。支・本流の流路条件及び水力条件による複雑な組合せに全部対応できる予測モデルを開発するのは非常に困難であると予想される。たとえば、合流部の流路幅が狭い場合は、一次元的解析で十分であるが、合流部の流路幅が広い場合は、二次元、三次元的解析手法が必要であろう。また、本流に水流或は土石流が流れている場合は、支流から流出した土石流の濃度により、合流部で本流の水流或は土石流と混合するケースとしないケースがあるから、それぞれの解析手法が必要である。ここでは、今後の基礎づくりのため、最も基本的なケース、すなわち(1)合流部の流路幅が狭い、(2)合流部で支・本流の土石流同士或は土石流と水流が完全混合するというような場合について、一次元解析で合流部における土石流ハイドログラフを簡単に予測する手法を提案する。

3.1 予測モデルの基礎式

すでに変勾配流路における土石流の予測理論と単一流路の土石流ハイドログラフの予測手法が提案されている<sup>2)</sup>。支・本流をそれぞれ単一流路として取り扱えば、その理論を用いて計算できるが、本流の合流部では支流からの土石流流出による本流への物質の供給量及び運動量の加入を考慮する必要がある。

(1) 基礎式

合流部メッシュ以外の支・本流の計算では、変勾配理論の式を使うから、Fig. 8の記号を参照して必要な基礎式を次のようにまとめておく。

1) 運動量式:

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta' \frac{\partial(uM)}{\partial X} = gh \sin \theta_{b0} - gh \cos \theta_{b0} \frac{\partial(Z_b+h)}{\partial X} - \frac{\tau_b}{\rho_T} \dots\dots\dots (36)$$

2) 流動層全体の連続式:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial X} = i \dots\dots\dots (37)$$

ここに、 $M=uh$ 、 $u$ : 平均流速、 $h$ : 流動深、 $Z_b$ : 堆積厚、 $\rho_T$ : 流体の見かけ密度、 $\theta_{b0}$ : X軸の傾斜角、 $g$ : 重力加速度、 $\tau_b$ : X方向の底面摩擦、 $i$ : 侵食・堆積速度 ( $i > 0$ : 侵食、 $i < 0$ : 堆積)、 $\beta'$ : 運動量補正係数で、流速分布はほぼダイラタント流体モデルに従うので、1.25とおける<sup>3)</sup>。 $\rho_T$ は

$$\rho_T = \sigma C_T + (1 - C_T)\rho$$

$$C_T = C_L + C_F(1 - C_L)$$

で求められる。ただし、 $C_L$ : 流動中の粗粒成分の全容積中の割合、 $C_F$ : 細粒成分が水と細粒成分とを加えた容積中に占める割合である。

底面摩擦は石礫を介して伝わるクーロン型抵抗と粒子間流体と底面間の流体摩擦の合計に等しいと考えられ、次式のように表わす。

$$\tau_b = (\sigma - \rho_m)ghC_L \cos \theta_b \tan \alpha' + \rho_m f_b u |u| \dots\dots\dots (38)$$

ただし、 $\rho_m$ : 微細砂を含んだ泥水の密度、 $\theta_b$ : 堆積表面の傾斜角、 $\tan \alpha'$ : 石礫群の流動時の摩擦係数、 $f_b$ : 流体摩擦係数であり、 $\theta_b$ 、 $\rho_m$ 、 $f_b$ はそれぞれ次のようである。

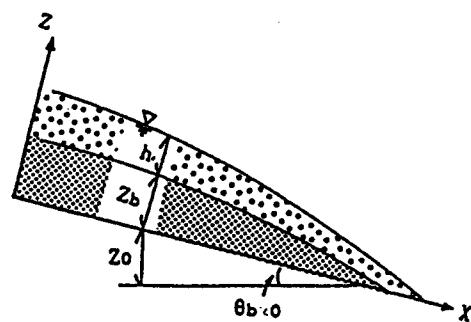


Fig. 8. Schematic profile of deposit and the flow.

$$\tan \theta_b = - \frac{\partial(Z_0 + Z_b)}{\partial X}$$

$$\rho_m = \sigma C_F + (1 - C_F)\rho$$

$$f_b = A \{(1 - C_L) / C_L\}^{2/3} (d_m / h)^2$$

ここに、A：定数で、従来の解析<sup>4)</sup>によれば、約4.0の値となる。

3) 固体粒子成分の連続式：

固体分に対する連続式は流れの中に浮遊するような微細成分と衝突効果によって支えられるような粗粒成分に分けて考えれば

$$\frac{\partial V_L}{\partial t} + \frac{\partial(MC_L)}{\partial X} = \begin{cases} iC_{*L} & ; i \geq 0 \\ iC_{*DL} & ; i < 0 \end{cases} \dots\dots\dots (39)$$

$$\frac{\partial V_F}{\partial t} + \frac{\partial\{M(1 - C_L)C_F\}}{\partial X} = \begin{cases} iC_{*F} & ; i \geq 0 \\ i(1 - C_{*DL})C_F & ; i < 0 \end{cases} \dots\dots\dots (40)$$

である。ここに、 $C_{*DL}$ ：流動物が停止して堆積する際には粗粒成分によってその構造が決定されるものと考えたときの容積濃度、 $C_{*L}$ 、 $C_{*F}$ ：各々堆積層中の粗粒、細粒成分の容積濃度、 $V_L$ 、 $V_F$ ：各々高さ  $h$  の流動層の柱の中に含まれる粗粒、細粒成分の体積である。

4) 侵食と堆積速度：

侵食のとき、

$$i = \alpha \frac{C_{T\infty}}{C_* - C_{T\infty}} \left\{ 1 - \frac{C_L \rho_m}{C_{L\infty} \rho} \cdot \frac{\tan \phi - (C_T / C_{T\infty})(C_{L\infty} / C_L)(\rho / \rho_m) \tan \theta}{\tan \phi - \tan \theta} \right\} \frac{M}{d_m} \dots\dots\dots (41)$$

$$\alpha = 0.0007$$

堆積のとき、

土石流に対して、

$$i = \beta \frac{C_{L\infty} - C_L}{C_{*DL}} \frac{M}{d_m} \dots\dots\dots (42)$$

掃流状集合流動に対して、

$$i = \beta \frac{C_{SL\infty} - C_L}{C_{*DL}} \frac{M}{d_m} \dots\dots\dots (43)$$

である。ここに、 $C_{L\infty}$ 、 $C_{SL\infty}$ ：それぞれ土石流と掃流状集合流動における粗粒成分の平衡濃度、 $C_{T\infty}$ ：粗細粒成分全体の平衡濃度である。堆積速度を計算する場合、 $C_{L\infty} < C_{SL\infty}$  のとき、式(42)を、逆のとき、式(43)を使う。

5) 平衡濃度：

$$C_{T\infty} = \frac{\rho \tan \theta}{(\sigma - \rho)(\tan \theta - \tan \theta)} \dots\dots\dots (44)$$

$$C_{L\infty} = \frac{\rho_m \tan \theta}{(\sigma - \rho_m)(\tan \phi - \tan \theta)} \dots\dots\dots (45)$$

$$C_{SL\infty} = \frac{2.66 C_{L\infty}^2}{(0.23 + 0.65 \tan \theta)} \left\{ 1 - \frac{0.05(\sigma/\rho_m - 1)}{\sin \theta} \frac{d_m}{h} \right\}^2 \dots\dots\dots (46)$$

6) 堆積による地盤高の変化は

$$\tan \theta = - \frac{\partial(Z_0 + Z_b + h)}{\partial X}$$

$$\frac{\partial Z_b}{\partial t} + i = 0 \dots\dots\dots (47)$$

で与えられる。以上の方程式系を用いて数値解析を行って支・本流の土石流のハイドログラフを計算することができるが、支流と本流を区別するためにそれぞれ支流の解析では、各変数の右下に  $T$  という記号を付し (たとえば、 $M_T, C_{TL}, C_{TF}$  等)、本流の解析では、各変数に  $M$  という添字を付す (たとえば、 $M_M, C_{ML}, C_{MF}$  等)。

(2) 合流部メッシュの運動量式

本流には合流点でないメッシュと合流点メッシュがある。前者の計算においては上述の方程式系をそのまま用いることができるが、後者の場合、支流から横流入およびそれによって持ち込まれる運動量を考慮する必要がある。ここでは、合流点メッシュにおいては、支流から土石流は本流の水流或は土石流と瞬間的に混合すると仮定する。

本流の合流部分で単位長さ当りの横流入量  $r$  は Fig. 9 より

$$r = M_T \sin \theta_{MT} \dots\dots\dots (48)$$

となる。また、合流によって本流に持ち込まれる  $Y$  方向 (流下方向) 単位長さ当りの運動量は

$$\rho_{TT} M_T u_T \sin \theta_{MT} \cdot \cos(\theta_T - \theta_M)$$

である。したがって合流点メッシュの運動量式と連続式はそれぞれ

$$\frac{\partial M_M}{\partial t} + \beta' \frac{\partial(u_M M_M)}{\partial Y} = gh_M \sin \theta_M - gh_M \cos \theta_M \frac{\partial(Z_{Mb} + h_M)}{\partial Y} - \frac{\tau_{Mb}}{\rho_{MT}} + \rho_{TT} M_T u_T \sin \theta_{MT} \cdot \cos \theta_{MT} \cdot \cos(\theta_T - \theta_M) \dots\dots\dots (49)$$

$$\frac{\partial h_M}{\partial t} + \frac{\partial M_M}{\partial Y} = i_M + \frac{M_T \sin \theta_{MT}}{B_M} \dots\dots\dots (50)$$

$$\frac{\partial V_{ML}}{\partial t} + \frac{\partial(M_M C_{ML})}{\partial Y} = \begin{cases} i_M C_{*ML} & ; i_M \geq 0 \\ i_M C_{*MDL} & ; i_M < 0 \end{cases} + \frac{M_T \sin \theta_{ML}}{B_M} C_{TL} \dots\dots\dots (51)$$

$$\frac{\partial V_{MF}}{\partial t} + \frac{\partial\{M_M(1 - C_{ML})C_{MF}\}}{\partial Y} = \begin{cases} i_M C_{*MF} & ; i_M \geq 0 \\ i_M(1 - C_{*MDL})C_{MF} & ; i_M < 0 \end{cases} + \frac{M_T \sin \theta_{MT}}{B_M} C_{TF}(1 - C_{TL}) \dots\dots\dots (52)$$

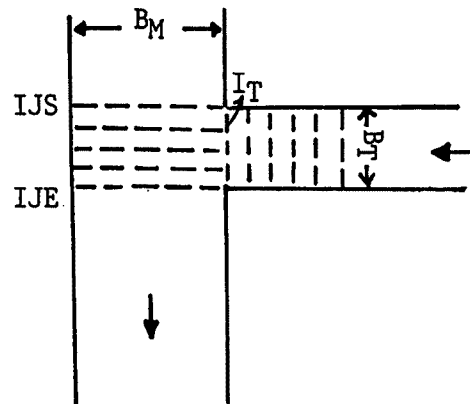


Fig. 9. Explanation for the junction mesh.

3.2 数値シミュレーション

(1) 差分式

支流と合流点でない本流の部分の計算においては使用する基礎式は従来のもの<sup>2)</sup>とほとんど同じである。また、運動量式以外の各式の差分はすでに<sup>2)</sup>示されているから、ここで、運動量式及び連続式の差分式だけを次のように表わしておく。支流と本流とのメッシュ間隔と時間間隔を同じとし、支流のメッシュ数を  $I_T$ 、本流のメッシュ数を  $I_M$  とする。

1) 合流点でないところにおける運動量式の差分式は

$$\begin{aligned} \frac{M_i^{n+1} - M_i^n}{\Delta t} + \frac{M_i^n u_i^n - M_{i-2}^n u_{i-2}^n}{2\Delta X} &= g \left[ \frac{h_{i+1}^{n+1} + h_{i-1}^{n+1}}{2} \right] \sin \theta_{boi}^{n+1} \\ &+ g \left[ \frac{h_{i+1}^{n+1} + h_{i-1}^{n+1}}{2} \right] \cos \theta_{boi}^{n+1} \times \frac{(Z_{i-1}^{n+1} + h_{i-1}^{n+1}) - (Z_{i+1}^{n+1} + h_{i+1}^{n+1})}{2\Delta X} - \frac{\tau_{bi}^{n+1}}{\rho_{Ti}^{n+1}} \dots \dots \dots (53) \end{aligned}$$

ように表わされる。ここに、

$$\sin \theta_{boi}^{n+1} = \sin \theta_{bo} ; \quad \cos \theta_{boi}^{n+1} = \cos \theta_{bo}$$

$$u_i^n = \frac{M_i^n}{(h_{i+1}^n + h_{i-1}^n) / 2}$$

$$\tau_{bi}^{n+1} = (\sigma - \rho_{mi}^{n+1}) g \left[ \frac{h_{i+1}^{n+1} + h_{i-1}^{n+1}}{2} \right] C_{Li}^{n+1} \cos \theta_{boi}^{n+1} \tan \alpha'_{i}^{n+1} + \rho_{mi}^{n+1} f_{bi}^{n+1} u_i^n | u_i^n |$$

$$\rho_{mi}^{n+1} = \sigma C_{Fi}^{n+1} + (1 - C_{Fi}^{n+1}) \rho$$

$$f_b = A \{ (1 - C_{Li}^{n+1}) / C_{Li}^{n+1} \}^{2/3} \{ d_m / [(h_{i+1}^{n+1} + h_{i-1}^{n+1}) / 2] \}^2$$

$$\rho_{Ti}^{n+1} = \sigma C_{Ti}^{n+1} + (1 - C_{Ti}^{n+1}) \rho$$

$$C_{Ti}^{n+1} = C_{Li}^{n+1} + C_{Fi}^{n+1} (1 - C_{Li}^{n+1})$$

である。

2) 合流点での運動量式の差分

数値解析の場合、メッシュ間隔  $\Delta Y \leq B_T / \sin \theta_{MT}$  のとき、合流点メッシュでは、式 (49) ~ (52) を使えば良いが、 $\Delta Y > B_T / \sin \theta_{MT}$  のとき、連続式と運動量式において横流入量を別に考慮する必要がある。本シミュレーションでは、 $\Delta Y \leq B_T / \sin \theta_{MT}$  とする。

支流からの横流入による運動量の増加は

$$E_i^{n+1} = \rho_{TTi}^{n+1} M_{Ti}^{n+1} u_{Ti}^{n+1} \sin \theta_{MT} \cdot \cos \theta_{MT} \cdot \cos \theta_{MT} \cdot \cos (\theta_T - \theta_M) \dots \dots \dots (54)$$

であるから、運動量の差分式は

$$\begin{aligned} \frac{M_{Mi}^{n+1} - M_{Mi}^n}{\Delta t} + \frac{M_{Mi}^n u_{Mi}^n - M_{Mi-2}^n u_{Mi-2}^n}{2\Delta Y} &= g \left[ \frac{h_{Mi+1}^{n+1} + h_{Mi-1}^{n+1}}{2} \right] \sin \theta_M \\ &+ g \frac{h_{Mi+1}^{n+1} + h_{Mi-1}^{n+1}}{2} \sin \theta_M \times \frac{(Z_{Mi-1}^{n+1} + h_{Mi-1}^{n+1}) - (Z_{Mi+1}^{n+1} + h_{Mi+1}^{n+1})}{2\Delta Y} \\ &- \frac{\tau_{Mbi}^{n+1}}{\rho_{MTi}^{n+1}} + E_i^{n+1} \dots \dots \dots (55) \end{aligned}$$

と表わすことができる。

3) 合流点での連続式の差分

流体全体の連続式は

$$\frac{h_{Mi}^{n+1} - h_{Mi}^n}{\Delta t} + \frac{M_{Mi+1}^n - M_{Mi-1}^n}{2\Delta Y} = i_{Mi}^n + \frac{M_{T_{I_T-1}}^{n+1} \sin \theta_{MT}}{B_M} \dots\dots\dots (56)$$

である。また、粗・細粒子の連続式の差分表示はそれぞれ、

$$\frac{V_{MLi}^{n+1} - V_{MLi}^n}{\Delta t} + \frac{M_{Mi}^n C_{MLi}^n - M_{Mi-2}^n C_{MLi-2}^n}{2\Delta Y} = \left\{ \begin{array}{l} (i_{Mi}^{n+1} + i_{Mi-1}^n) / 2 \cdot C_{*ML} \quad ; i_{Mi-1}^n \geq 0 \\ (i_{Mi}^{n+1} + i_{Mi-1}^n) / 2 \cdot C_{*MDL} \quad ; i_{Mi-1}^n < 0 \end{array} \right\} + \frac{M_{T_{I_T-1}}^{n+1} \sin \theta_{MT}}{B_M} \dots\dots\dots (57)$$

$$\frac{V_{MFi}^{n+1} - V_{MFi}^n}{\Delta t} + \frac{M_{Mi}^n (1 - C_{MLi}^n) C_{MFi}^n - M_{Mi-2}^n (1 - C_{MLi-2}^n) C_{MFi-2}^n}{2\Delta Y} = \left\{ \begin{array}{l} (i_{Mi}^{n+1} + i_{Mi-1}^n) / 2 \cdot C_{*MF} \quad ; i_{Mi-1}^n \geq 0 \\ (i_{Mi}^{n+1} + i_{Mi-1}^n) / 2 \cdot (1 - C_{*MDL}) C_{MFi}^n \quad ; i_{Mi-1}^n < 0 \end{array} \right\} + \frac{M_{T_{I_T-1}}^{n+1} \sin \theta_{MT}}{B_M} \dots\dots\dots (58)$$

となる。

(2) 初期条件と境界条件

この数値解析モデルは実験を対象とし、合流部における支流からの土石流の変形を予測するものである。本流の流路長を  $L_{RM}$ 、支流を  $L_{RT}$  とする。それぞれのメッシュ数は  $I_M = L_{RM} / \Delta Y$ 、 $I_T = L_{RT} / \Delta Y$  である。また、合流部のメッシュ数は  $I_J = B_T / \sin \theta_{MT} / \Delta Y$  である。支流の上流給水給砂時間を  $T_A$ 、計算時間を  $T_{max}$  とする。

1) 初期条件

支流では、全流路にわたって、水流や土石流が流れていないとする。すなわち、

$$\begin{aligned} M_T^0(I) &= 0.0; & h_T^0(I) &= 0.0 \\ V_{TF}^0(I) &= 0.0; & V_{TL}^0(I) &= 0.0 \\ C_{TF}^0(I) &= 0.0; & C_{TL}^0(I) &= 0.0; & D_T^0(I) &= 0.0 \end{aligned}$$

である。

本流では、水流が流れている場合と流れていない場合があるが、ここで、一定の単位幅流量  $M_{MIN}$  の水が流れているとする。すなわち、

$$\begin{aligned} M_M^0(J) &= M_{MIN} \\ V_{MF}^0(J) &= 0.0; & V_{ML}^0(J) &= 0.0 \\ C_{MF}^0(J) &= 0.0; & C_{ML}^0(J) &= 0.0; & D_M^0(J) &= 0.0 \end{aligned}$$

である。本流に水流がない場合、 $M_{MIN} = 0.0$  とすれば良い。

2) 支流の境界条件

$T \leq T_A$  のとき、上流端で一定流量の水  $Q_{TuW}$  と土砂  $Q_{TuS}$  を供給する。すなわち、流量  $Q_{TIN} = Q_{TuW} + Q_{TuS}$ 、濃度  $C_{TIN} = Q_{TuS} / Q_{TIN}$  の土石流を与える。したがって、 $T \leq T_A$  ならば、

$$M_T(1) = Q_{TIN} / B_T; \quad C_{TT}(1) = C_{TIN}$$

である。また、微細粒子の割合が  $\delta$  とすると

$$C_{TL}(1) = (1 - \delta) C_{TIN}; \quad C_{TF}(1) = Q_{TIN} C_{TIN} \delta$$

となる。

$T > T_A$  のとき,  
 $M_T(1) = 0.0$  ;  $C_{TT}(1) = 0.0$  ;  $C_{TL}(1) = 0.0$  ;  $C_{TF}(1) = 0.0$

となる。

下流で本流と接触するメッシュにおける境界条件は Fig. 8 を参照して次のようになる。

$$h_T(I_T) = \frac{\sum_{IJS}^{IJE} h(J)}{(IJE - IJS) / 2}$$

$$D_T(I_T) = \frac{\sum_{IJS}^{IJE} D(J)}{(IJE - IJS) / 2}$$

3) 本流の境界条件は

$T \leq T_A$  のとき,  $M_M(1) = M_{MIN}$  ;  $h(I_M) = h(I_M - 2)$

$T > T_A$  のとき,  $M_M(1) = 0.0$  ;  $h(I_M) = (I_M - 2)$

である。

(3) モデルの計算プロセス

以上の差分式を用いて、シミュレーションのプログラムを開発した。そのプロセスは Fig. 10 に示している。このプログラムを使うとき、実験条件に応じて、中のパラメーター等を修正する必要がある。

#### 4. 実験的考察

前述のように合流部における土石流の挙動の解明は数多くの複雑な問題を抱えており、2と3では問題の簡単化のため、多くの仮定のもとに理論的検討を進めてきたが、ここで、それらの仮定の適切性、理論の妥当性及び土石流の変形予測モデルの適応性を調べるために次のような実験を行う。

##### 4.1 実験装置

###### (1) 実験水路

Fig. 11 で示しているように、実験装置は水路幅の異なる二つの水路から構成されており、支・本流の勾配、合流角度を自由に設定できる。両水路の側壁は透明のアクリル板である。本流水路の長さは約 5 m で、幅は最大 50 cm であるが、本実験では一応 20 cm に設定している。支流水路の長さは約 2.3 m で、幅は 10 cm である。河床面には粗度として厚さ約 1 cm のベニヤ板の表面に実験材料と同じ砂を一様に接着したものをを用いた。

###### (2) 給砂・給水装置

支・本流の上流端にそれぞれ Fig. 12 のような給砂装置を設置している。それによる給砂量は実験材料の性質やベルトの回転速度によって決定されると思われる。したがって、実験の前に、各実験材料に対し

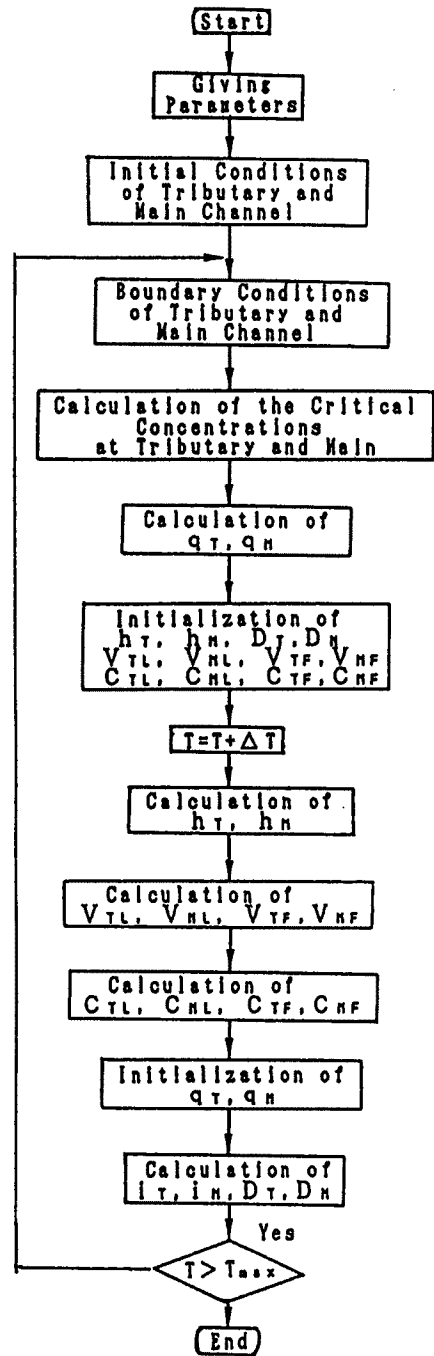


Fig. 10. Flow chart to calculate the hydrograph.

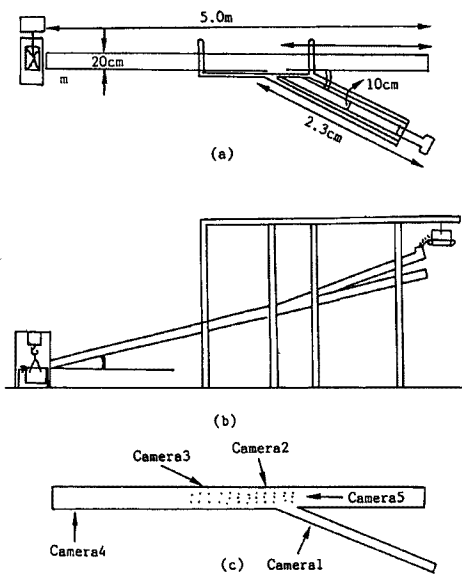


Fig. 11. Arrangement for the experiment.

給砂量にも違いがあるが、本実験においては給砂時間を10～15秒と短くしているため、実験中の負荷の変化は少なく回転数に顕著な影響がないと考えられるので実験中に一度測定した回転速度のデータをそのまま使用することにする。また、給水装置として、支流では最大流量が $800 \text{ cm}^3/\text{s}$ 以下であれば任意のハイドログラフの給水ができる自動コントロール装置付給水装置を、本流では最大流量 $2000 \text{ cm}^3/\text{s}$ までの手動給水装置を用いる。

### (3) 本流下流の濃度測定装置

本流下流端の土砂濃度を測定するため、Fig. 13(a)に示したひずみ重量計を用いる。まず、キャリブレーションによってひずみ $\mu\text{E}$ と水中重量 $W_w$ との関係を求めておいて、実験時にペンレコーダーでひずみ $\mu\text{E}$ の時間的変化を記録して、Fig. 13(e)に示したようにFig. 13(b)の $\mu\text{E} \sim W_w$ より $W_w$ の時間的変化が得られて、それを土砂容積に変換して、土砂の容積と流量から本流下流の濃度の時間的変化が求められる。

## 4.2 実験方法と実験条件

### (1) 実験方法

支流の上流端の給砂装置と給水装置で、同時に給砂給水して、所定の濃度と規模の土石流を発生させる。本流においては、給水がない場合、一定流量の給水がある場合及び土石流が流れている場合に分けて実験を行う。Fig. 11に示したようなシャッター速度 $1/1000$ 秒の5台のビデオカメラでそれぞれ支・本流下流端の流れの流動の様子や合流部における土石流の挙動を撮影して、支・本流下流端の流動深、流速および合流部における土石流先端の進行状況、堆積状態等の解析に供する。

### (2) 実験条件

本実験ではそれぞれFig. 14に示したような粒度分布をもつほぼ均一粒径のa, bの両材料をそれぞれ用いて実験を行った。材料a, bの性質はTable 1に示されている。なお、実験の前に、材料a, bに対する給砂装置の給砂量と回転数との関係を求めておく。支・本流の勾配、水路幅、合流角度等の組合せ、本流の流れおよび支流の土石流の性質により、土石流の合流における挙動や変形が違ってくると考えて、Table 2に示しているような実験ケースを行った。

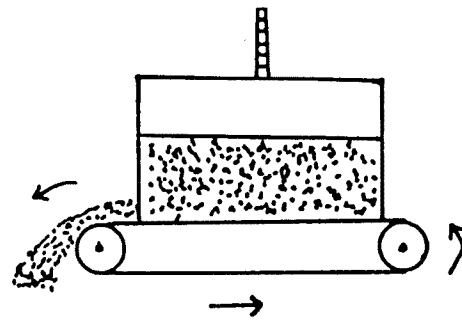


Fig. 12. Sediment supply equipment.

て、キャリブレーションを行って給砂量とベルトの回転速度との関係を求めておく必要がある。実験のとき測ったベルトの回転速度より給砂量がわかる。ここでの給砂量は空隙を除いた正味の土砂の容積である。なお、装置の土砂溜内の土砂量が多いときと少ないときでは、ベルトにかかる負荷量が異なるため、回転速度制御用のスイッチの位置を一定にしても、回転速度が異なり、



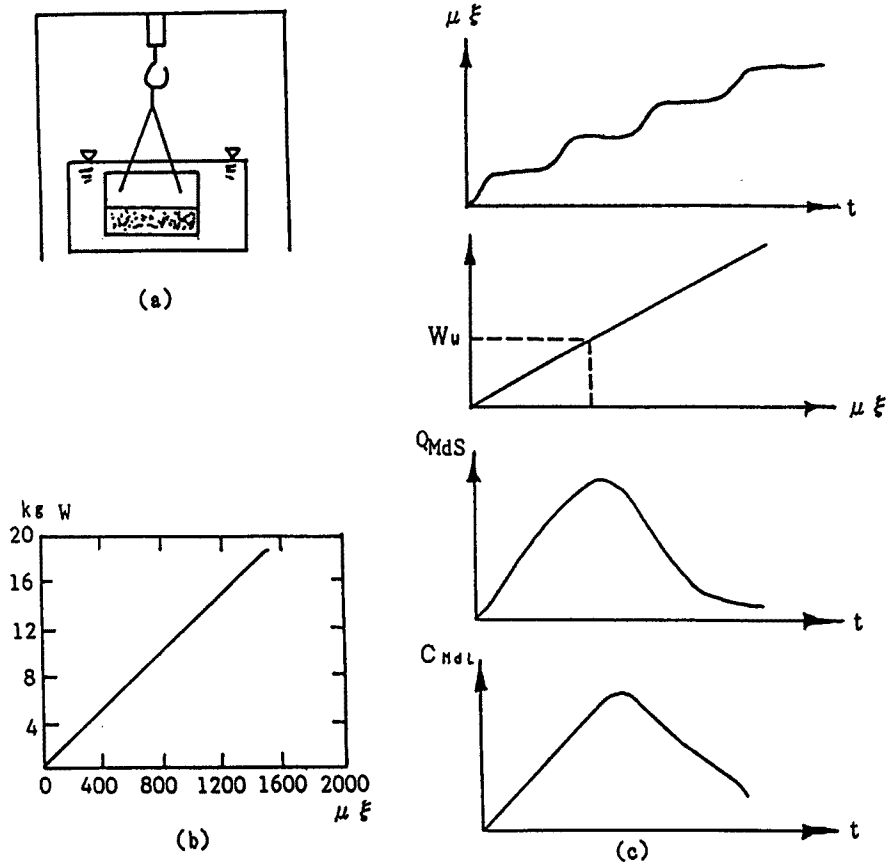


Fig. 13. Measurement of debris flow concentration at downstream of main channel.

4.3 実験結果

実験データの解析にあたって、本流の下流出口で計った流出土砂量を基準として合流部における土石流挙動のタイプを分類した。たとえば、本流下流の出口で土砂の流出がない場合を全部堆積すなわち **TYPE 1**、本流下流出口での流出土砂総量が支・本流上流端の給砂総量より少ない場合を一部堆積すなわち **TYPE 2**、両者がほぼ同じである場合を全部通過すなわち **TYPE 3** と考える。ここで、実験でわかった幾つかの定性的な結果を次のようにまとめる。

1) 実験では、**Table 3** に示しているように以上の三つのタイプが見られたが、合流部における土石流の挙動の分類は主に支流からの土石流濃度と本流側の合流部勾配に支配され、支流土石流の規模によってはあまり影響されない。しかしながら、支流の土石流規模は合流部での土石流先端の進行速度や到達範囲及び堆積形状等に大きな影響を与える。

2) **TYPE 1** についてはその停止・堆積過程としては

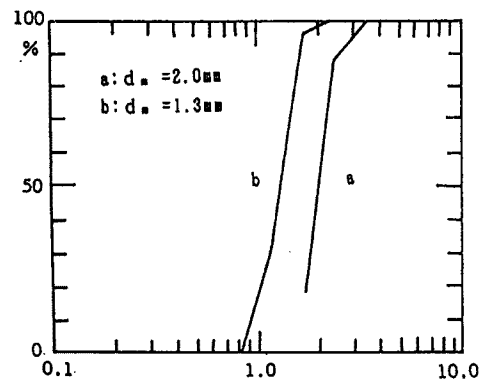


Fig. 14. Particle size distributions in the experimental materials.

Table 1. Property of materials used in the experiments

Material	$d_m$ (mm)	$C$	$\tan \phi$	$\sigma$
a	2.0	0.68	0.81	2.65
b	1.3	0.65	0.84	2.65

Table 2. The experimental conditions

 $B_T=10$  cm,  $B_M=20$  cm

Run No.	$\theta_T$	$\theta_M$	$\theta_{MT}$	$N_T$	$Q_{TS}$ cm <sup>3</sup> /s	$Q_{TW}$ cm <sup>3</sup> /s	$Q_{TT}$ cm <sup>3</sup> /s	$C_{TL}$	$Q_{Mw}$ cm <sup>3</sup> /s	Material
A-1	20°	17°	30°	176	404.8	300.0	704.8	0.57	0.0	a
A-2	"	"	"	79	181.7	400.0	581.7	0.31	0.0	a
A-3	"	"	"	118	271.4	300.0	571.4	0.48	0.0	a
A-4	"	"	"	68	156.4	300.0	456.4	0.34	0.0	a
A-5	"	"	"	210	483.0	300.0	783.0	0.62	0.0	a
A-6	"	"	"	145	333.5	300.0	633.5	0.52	0.0	a
A-7	"	"	"	93	213.9	600.0	813.9	0.26	0.0	a
A-8	"	"	"	225	517.5	300.0	817.5	0.63	300.0	a
A-9	"	"	"	150	345.0	300.0	645.0	0.53	0.0	a
A-10	"	"	"	103	236.9	300.0	536.9	0.44	0.0	a
A-11	"	"	"	218	501.4	300.0	801.4	0.61	600.0	a
A-12	"	"	"	102	234.6	400.0	634.6	0.37	0.0	a
A-13	"	"	"	114	262.2	600.0	862.2	0.30	0.0	a
A-14	"	"	"	112	257.6	400.0	657.6	0.39	300.0	a
A-15	"	"	90	112	257.6	400.0	657.6	0.39	0.0	a
A-16	"	"	"	113	259.9	600.0	859.9	0.30	0.0	a
A-17	"	"	"	114	262.2	400.0	662.2	0.40	300.0	a
A-18	"	"	"	146	335.8	300.0	635.8	0.53	0.0	a
A-19	"	"	"	177	407.1	300.0	707.1	0.58	0.0	a
B-1	18	18	90	389	564.1	500.0	1064.1	0.53	0.0	b
B-2	"	"	"	271	393.0	400.0	793.0	0.50	0.0	b
B-3	"	"	"	184	267.0	300.0	576.0	0.47	0.0	b
B-4	"	"	"	213	309.0	500.0	809.0	0.38	0.0	b
B-5	"	"	"	196	284.0	400.0	684.0	0.42	0.0	b
B-6	"	"	"	130	188.5	300.0	488.5	0.39	0.0	b
B-7	"	"	"	150	232.0	500.0	732.0	0.32	0.0	b

土石流の先端は合流部に入るとすぐ或はある距離を移動してから堆積を続けると同時に堆積前縁が広がって行く。後続の土石流は堆積の最高点を乗り越えられないとき、支流への遡上が始まる。その堆積形状としては合流部流路全幅にわたり、薄い層で堆積するものと支流出口付近で扇状地を形成するもの及び天然ダムを形成するもの等がある。

3) 合流部の幅が狭い場合は、天然ダムが形成しやすいが、本実験では、本流の流路幅が広い ( $B_M/$

Continued

B-8	"	"	"	120	174.0	400.0	574.0	0.30	0.0	b
B-9	"	"	"	90	131.0	300.0	431.0	0.30	0.0	b
B-10	"	16	"	367	547.0	500.0	1047.0	0.52	0.0	b
B-11	"	"	"	253	377.0	400.0	777.0	0.49	0.0	b
B-12	"	"	"	179	182.0	300.0	482.0	0.49	0.0	b
B-13	"	"	"	244	363.6	500.0	863.6	0.42	0.0	b
B-14	"	"	"	193	287.6	400.0	687.6	0.42	0.0	b
B-15	"	"	"	130	194.0	300.0	494.0	0.39	0.0	b
B-16	"	"	"	153	228.0	500.0	728.0	0.31	0.0	b
B-17	"	"	"	118	176.0	400.0	576.0	0.31	0.0	b
B-18	"	"	"	100	149.0	300.0	449.0	0.33	0.0	b
B-19	"	14	"	376	560.0	500.0	1060.0	0.53	0.0	b
B-20	"	"	"	334	498.0	500.0	998.0	0.50	0.0	b
B-21	"	"	"	330	492.0	500.0	992.0	0.50	600.0	b
B-22	"	"	"	244	363.6	400.0	763.6	0.48	0.0	b
B-23	"	"	"	244	363.6	400.0	763.6	0.48	600.0	b
B-24	"	"	"	232	345.7	400.0	745.7	0.46	300.0	b
B-25	"	"	"	196	292.0	300.0	592.0	0.49	0.0	b
B-26	"	"	"	200	298.0	300.0	598.0	0.50	600.0	b
B-27	"	"	"	240	357.6	500.0	857.0	0.42	0.0	b
B-28	"	"	"	240	357.6	500.0	857.0	0.42	600.0	b
B-29	"	"	"	240	357.6	500.0	857.0	0.42	300.0	b
B-30	"	"	"	190	283.0	400.0	683.0	0.41	0.0	b
B-31	"	"	"	190	283.0	400.0	683.0	0.41	600.0	b
B-32	"	"	"	187	278.6	400.0	678.6	0.41	300.0	b
B-33	"	"	"	169	252.0	500.0	752.0	0.34	0.0	b
B-34	"	"	"	160	238.0	500.0	738.0	0.32	600.0	b
B-35	"	"	"	167	249.0	500.0	749.0	0.33	300.0	b
B-36	"	"	"	109	162.4	400.0	562.0	0.29	0.0	b
B-37	"	"	"	110	164.0	400.0	564.0	0.29	600.0	b
B-38	"	"	"	130	193.4	400.0	593.4	0.33	300.0	b

$B_T=2.0$ ) ため、天然ダムができにくく、規模が大きくて、対岸まで到達できる流動性を持っている土石流が流下した場合しか天然ダムが形成できない。

4) 本流に水流がある場合、支流から流出してきた土石流は濃度が薄ければ ( $C_{TL} \leq C_{JL\infty}$ )、本流の水と完全に混合できるが、 $C_{TL}$  が  $C_{JL\infty}$  より大きい場合、式 (22) で求めた  $C_{JL}$  が  $C_{JL\infty}$  より小さければ混合できるが、大きければ両者はうまく混合しない。

Table 3. Experimental and predicted results about behavior of debris flow at junction area

Run No.	TYPE		Run No.	TYPE		Run No.	TYPE		Run No.	TYPE	
	EXP	CAL		EXP	CAL		EXP	CAL		EXP	CAL
A-1	1	1	B-1	2	2	B-23	2	2	B-45	1	1
A-2	3	3	B-2	2	2	B-24	2	2	B-46	1	1
A-3	2	2	B-3	2	2	B-25	1	1	B-47	1	1
A-4	3	3	B-4	2	2	B-26	1 (2)	1	B-48	1	1
A-5	1	1	B-5	2	2	B-27	2	2	B-49	2	2
A-6	1	2	B-6	2	2	B-28	2	2	B-50	2	2
A-7	3	3	B-7	3	3	B-29	2	2	B-51	1	1
A-8	1	1	B-8	3	3	B-30	2	2	B-52	2	2
A-9	1	2	B-9	3	3	B-31	2	2	B-53	2	2
A-10	2	2	B-10	2 (1)	2	B-32	2	2	B-54	1	1
A-11	1	1	B-11	1	2	B-33	2	2	B-55	2	2
A-12	2	2	B-12	1 (2)	1	B-34	2	2	B-56	2	2
A-13	3	3	B-13	2	2	B-35	2	2	B-57	1	1
A-14	2	2	B-14	2	2	B-36	2	2	B-58	2	2
A-15	2	2	B-15	2	2	B-37	2	2	B-59	2	2
A-16	3	3	B-16	3	3	B-38	2	2	B-60	1	1
A-17	2	2	B-17	3	3	B-39	1	1	B-61	2	2
A-18	1	2	B-18	3	3	B-40	2	2	B-62	2	2
A-19	1	1	B-19	1	1	B-41	2	2	B-63	1	1
			B-20	1	1	B-42	1	1	B-64	2	2
			B-21	2 (1)	2	B-43	2	2	B-65	2	2
			B-22	1	1	B-44	2	2			

## 5. 理論と実験結果との比較考察

### (1) 先端部の軌跡

式 (9), (10) と式 (16), (17) を用いて実験ケース A-6, A-10, B-16, B-17, B-18 に対して合流部における土石流先端の進行プロセスを計算した。その計算結果と実験結果との比較が Fig. 15 に示されている。実線が土石流先端部の各時刻での位置を、破線がその対応する時刻での計算による先端位置を示している。ただし、図中の番号は土石流の先端が合流点にさしかかったときから経過した時間が図中の表に示したような場合であることを意味する。Fig. 15 (b), (c), (d), (e) が示しているように、合流部で流動が継続する TYPE 2 と TYPE 3 の場合では、実験結果は平面的に複雑な形状をしていて、計算のような一次元的な取り扱いではその形状全体を説明することはもちろんできないが、平均的な先端の位置の時

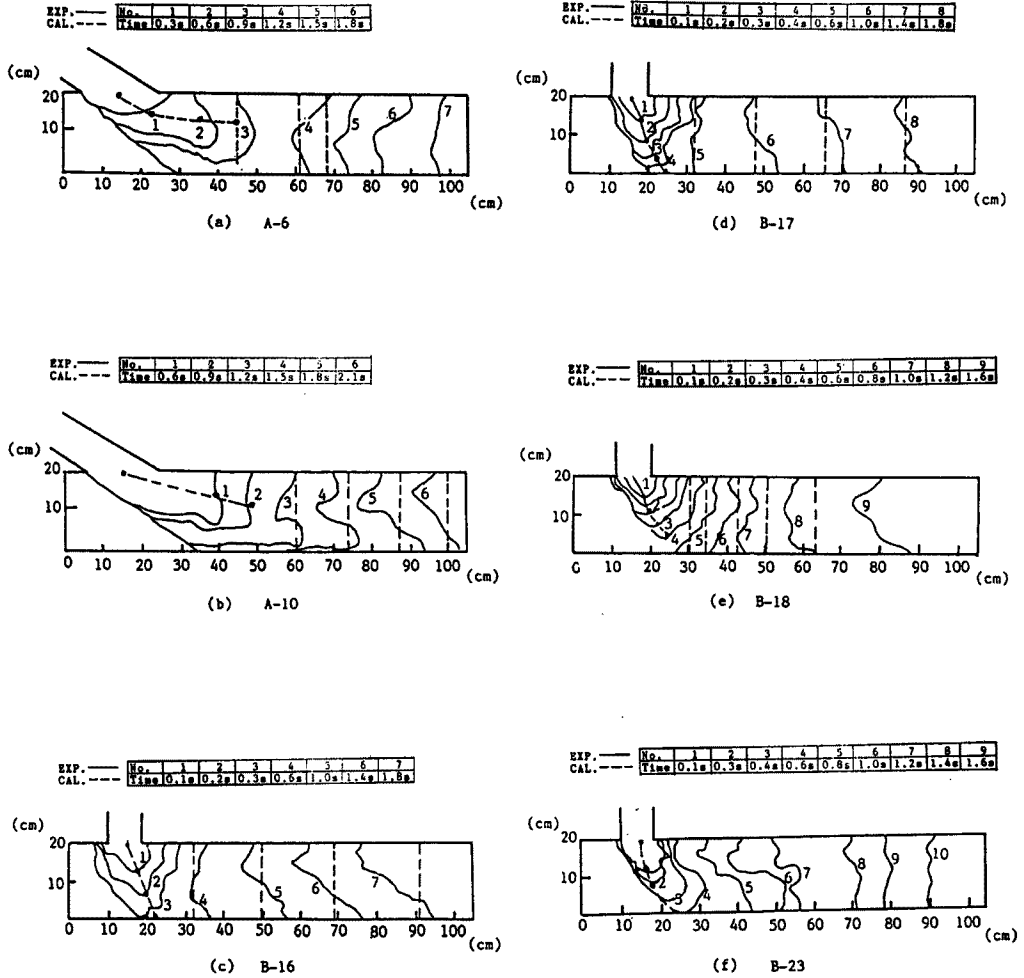


Fig. 15. Advance of forefront of the debris flow.

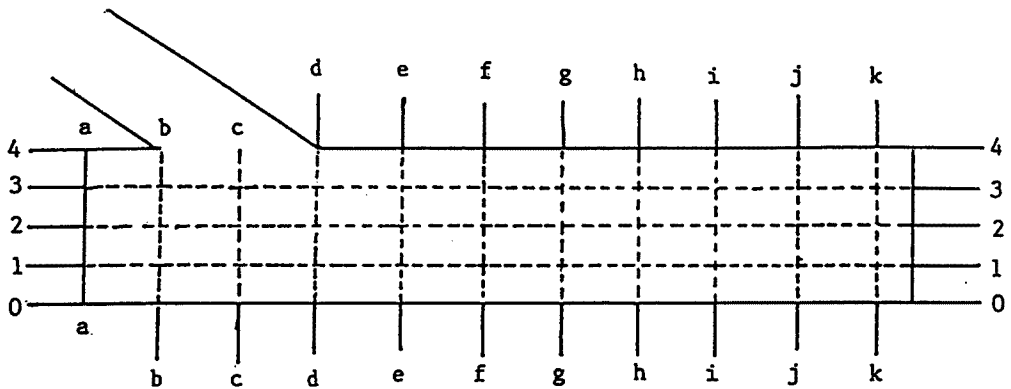


Fig. 16. Measuring sections around the channel junction.

間的な軌跡はほぼ説明されているようである。本モデルの妥当性と適用性が説明できる。Fig. 15(a)のようなTYPE 1の場合では、先端の停止位置が両者で少し食い違っているが、時間的な経過はやはり比較的うまく説明されているようである。また、Fig. 15(f)のように本流に水流がある場合にも本モデルが適用できる。

## (2) 合流点における挙動の分類

各実験ケースについて合流部における土石流の挙動を提案した分類法で分類した結果が Table 3 に示されている。ほとんど実験結果と一致しており、幾つか一致しないケースもあるが、実験データの解析の判断にもあいまい性が含まれているためであると考えられる。また、EXP 欄の括弧内の数字は実験データ解析のとき、どのタイプかははっきり判断できず参考のため、書き込んだものである。

## (3) TYPE 1 の場合の堆積形状

ここで、TYPE 1 の堆積形状の予測モデルを用いて B-22 の堆積形状を計算した。Fig. 16 に示したような各横断面における堆積形状を Fig. 17 に表わしている。支流上流部への堆積の遡上に関する実験データがないため、支流の堆積に関する実験と計算の比較を行っていないが、Fig. 17 の中の支流出口付近の c-c, d-d, e-e 断面では、実験と計算の堆積厚、表面勾配、横方向の堆積範囲はよく一致している。f-f, g-g 断面では、両者はあまり合わないが、堆積厚に関する実験データは目で見積ったものであるから、その誤差によるものと思われる。いずれにせよ、本モデルはある程度、堆積の形状と範囲を見積ることができるといえるであろう。

## (4) 合流点を通過する土石流の変形

Table 2 の A-12, A-15, A-16, A-17 という四つの実験ケースに対して、提案した数値シミュレーション法で計算した。計算に使ったパラメータは Table 4 に示している。

ハイドログラフの実験と計算の結果は Fig. 19 に示されている。図中の実線は支流上流端で与えられた土石流流量で、破線と点線はそれぞれ合流部下流の本流末端部における計算結果と実験結果である。図では、いずれも実験のピーク流量が計算より若干大きく、とくに(a), (b) 図では尖った形をしており、ピーク流量が供給した土石流流量よりも大きくなっている。これらは本流に水流がない場合の TYPE 2 の一部堆積を生ずる実験ケースで

あり、総流出量は供給量よりも少なくなっている点は妥当であるが、ピーク流量が増大することは本流に水流がない場合であることから考えにくく、供給ハイドログラフの精度が悪かったことも考えられる。しかし、到達時刻にも実験と計算で差が比較的大きいことから、このような場合、本モデルの適用性があまりよくないと判断される。しかし、TYPE 3 の(c) では両方が比較的よく一致していることから、本手法は合流部を全部通過する場合つまり TYPE 3 のハイドログラフ予測には妥当なようである。また、TYPE 2 の本流に水流がある場合は、土石流と水流との混合メカニズムがまだ明確になっていないので、ここでは、簡単のため、支流から流下してくる土石流の濃度  $C_{TL}$  が  $C_{TL\infty}$  より小さければ、支流からの土石流と本流の水流は合流点で瞬間に混合すると仮定した。逆に、 $C_{TL} > C_{TL\infty}$  の場合、両者は混合しないと

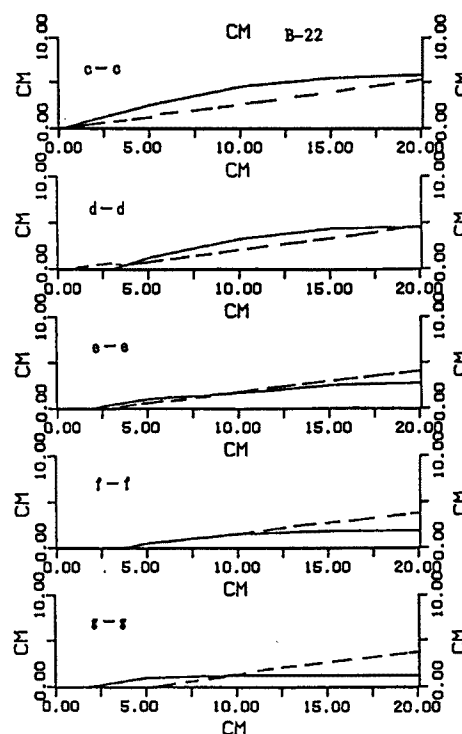


Fig. 17. Comparison between predicted and experimental forms of the debris cone in each section.

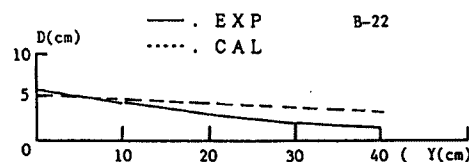


Fig. 18. Comparison between predicted and experimental longitudinal profiles at 4-4 section.

Table 4. Parameters for calculation

$\Delta X$ (cm)	$\Delta t$ (sec)	$d_m$ (mm)	$C_*$	$\tan \phi$	$\tan \alpha$	$\sigma$
10.0	0.005	2.0	0.68	0.81	0.72	2.65

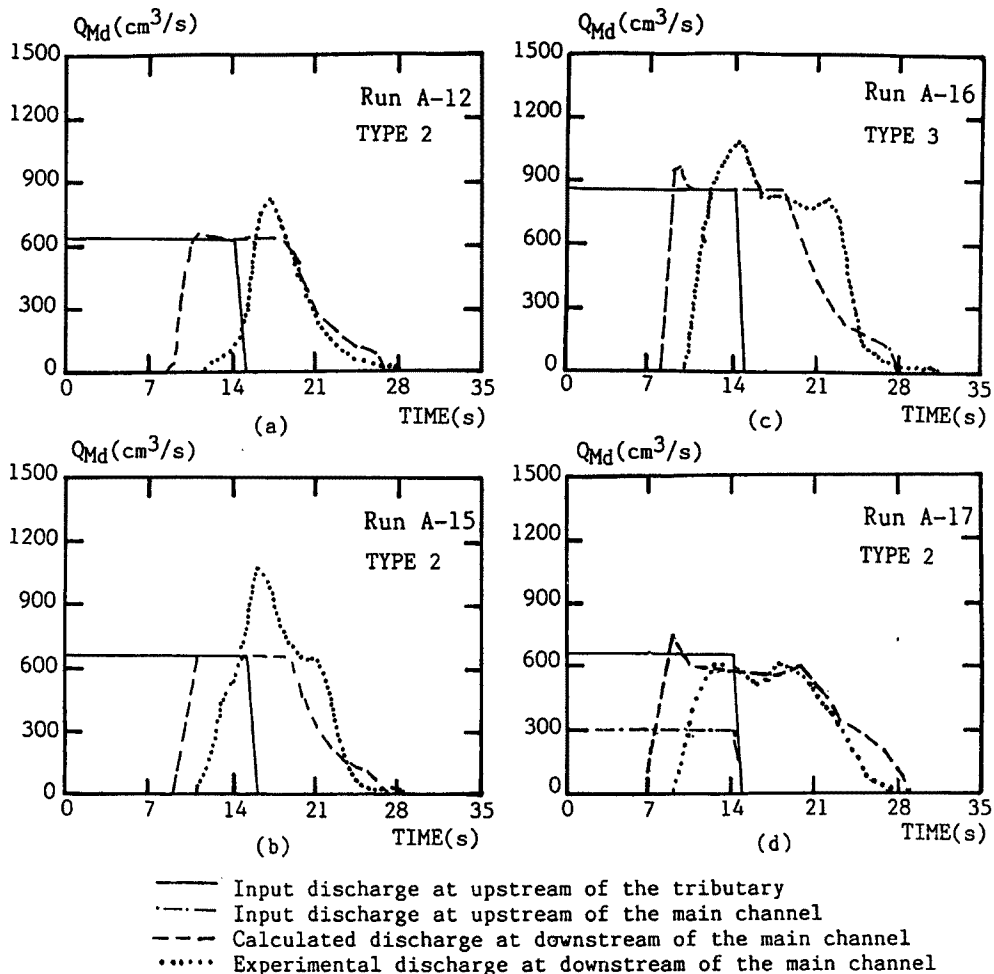


Fig. 19. Discharge hydrographs calculated and experimented.

して、合流点にさしかかった土石流は本流の水流の影響を受けずにあたかも本流に水流が存在しないかのように堆積しながら流下してゆくが、堆積の結果、土石流の濃度が  $C_{TL\infty}$  より小さくなった時点と場所ではじめて本流の水流が加わると仮定して計算を行った。このような単純化は物理的に問題点が多いと思われるが、Fig. 19(d) に示しているように、実験と計算の結果がよく一致していることから、本流に水流がある場合の TYPE 2 のハイドログラフ予測には有効な方法の一つと言えるであろう。

## 6. 結 論

本論文では、合流部における土石流の変形予測のための基礎作りとして、まず、合流部における土石流の挙動に関する幾つか基本的な問題について検討し、TYPE 1 の堆積形状の予測モデル及び TYPE 2、TYPE 3 の変形予測モデルを提案した。その成果を次のように要約する。

1) 支流から合流部に流入してきた土石流先端の停止までの進行過程及び到達範囲について考察し、その簡単な予測モデルを提案した。

2) 合流部における土石流の挙動について検討して、それを三つの TYPE に分類し、その分類法を提案した。なお、支流からの土石流が本流をせき止めて天然ダムを形成する条件を提示した。

3) **TYPE 1**の堆積過程を考察してその堆積形状の予測モデルを提案した。以上の各モデルの妥当性及び適応性を実験によって調べた。

4) 支流から流出し、合流部を通過する土石流のハイドログラフを予測する手法を提案したが、予測値と実験値との比較より、本解析は**TYPE 3**の土石流の変形予測に有効であることがわかった。**TYPE 2**の土石流の変形予測については、合流部における挙動を一層詳しく検討し、土石流同士および土石流と水流との混合メカニズムを明かにした上で本モデルを多少修正することにより、精度の高い予測結果が期待できると考えられる。

最後に、本研究を進めるにあたって、実験および資料整理に当時京都大学4回生土井保彦君（現、西日本旅客鉄道株式会社）の協力を得たこと、本研究の一部には文部省科学研究費、重点領域研究（1）（土石流の発生及び規模の予測に関する研究、研究代表者：片岡 順、課題番号63601016）の補助を得たことを記し、感謝する次第である。

#### 参考文献

- 1) 高橋 保・吉田 等：土石流の停止・堆積機構に関する研究（1）—勾配の急変による堆積—，京都大学防災研究所年報，第22号B-2，1979，pp.315-328.
- 2) 高橋 保・匡 尚富：変勾配流路における土石流の形成，京都大学防災研究所年報，第29号B-2，1986，pp.343-359.
- 3) 高橋 保：土石流の力学的機構，水工学シリーズ80-A-1，土木学会水理委員会，1980，pp.A-1-1~A-1-17.
- 4) 高橋 保・中川 一・佐藤広章：扇状地における土砂氾濫災害危険度の評価，京都大学防災研究所年報，第31号B-2，1988，4，pp.655-676.