

ハイブリッド土石流モデルによる平成15年 水俣市集川の土石流に関する再現計算

NUMERICAL SIMULATION OF THE DEBRIS FLOW AT THE ATSUMARI
RIVER, MINAMATA CITY, 2003

里深好文¹
Yoshifumi SATOFUKA

¹正会員 工博 京都大学助教授 農学研究科森林科学専攻 (〒606-8502 京都市左京区北白川追分町)

A severe debris flow disaster occurred at the Atsumari river, Minamata city, in July 2003. The origin of the debris flow is considered as a large scale landslide caused by heavy rainfall. The soil block produced by a landslide run out to the downstream area with liquefaction.

I apply 2-D hybrid debris flow model to the debris flow disaster. It was proposed to explain the runoff process of the soil block including the fluidization phenomenon, which is composed of the usual two-dimensional debris flow model and a tracking model for soil block movement as solid.

The model can reproduce the debris flow disaster. The rate of the fluidization strongly affects to the runoff process. The peak discharge becomes big due to the concentration of soil blocks at the front part of the debris flow. If the unsaturated part in the soil block becomes larger, the block can not continue to flow, and it forms a natural dam.

Key Words : Landslide, debris flow, liquefied soil block, two dimensional numerical simulation

1. はじめに

平成15年7月20日午前4時20分ごろ, 熊本県水俣市宝川内集地区において, 斜面崩壊を起源とする土石流が発生し, 死者15名, 住家全半壊14棟の被害が生じた。山腹斜面の崩壊を起因とする土石流には, 天然ダム形成・破壊を伴うものと, 崩壊土砂がそのまま流動化するものがあるといわれているが, 7月末に行った著者らの現地調査によれば, 今回の土石流は後者のタイプであると考えられる。

1997年に鹿児島県出水市の針原川において発生した土石流^{1),2)}も, 今回と同じタイプであったとされており, この災害を契機として著者らは崩壊土砂が土石流化するメカニズムについて研究³⁾を進め, 数値シミュレーションモデルの開発を行ってきた。このモデルは有限差分法による土石流の2次元汎濫堆積モデルと, 土塊の運動をラグランジュ的に解析する手法とを組み合わせたもので, 水路実験への適用を通じてその有用性が確かめられている。以後, このモデルを2-D hybrid debris flow model (2次元ハイブリッド土石流モデル) と呼ぶ。

本研究ではこのモデルを宝川内の事例に適用し, 大きな被害が生じた原因等について考察する。なお, 河床堆積物が存在しない場合でもこのような災害が生じ得ることを示すため, 河床の流動化に関しては無視している。

2. 宝川内集地区で発生した土石流災害の概要

土木学会調査団の速報によると土石流発生時刻(4時20分ごろ)の1時間降水量は91mmにも達し, これが集地区の約1.7km上流の地点における斜面崩壊を生じさせたとしている。図-1に土石流が流下した集川周辺の地形図を示す。この地形図の作成にあたり, アジア航測(株)がホームページ上で公開している土石流発生直後の1m間隔等高線図を使用させていただいた。この等高線図は航空機レーザー計測による1mDEMデータに基づいており, このような高精度の情報が迅速に得られるようになったことは大きな進歩であるといえよう。本研究ではこの等高線図から10mメッシュの地形データを読み取り, 解析に用いている。また, この図に示した土石流の流下範囲もアジア航測(株)のデータに基づいたものである。

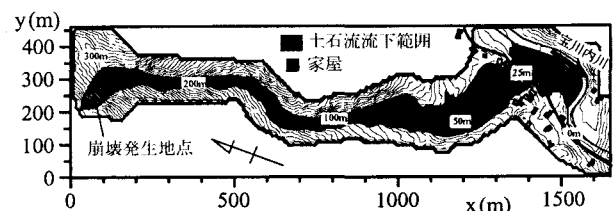


図-1 水俣市集地区の地形図と土石流の流下範囲

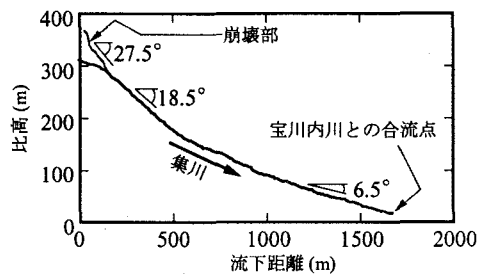


図-2 集川の縦断河床形状

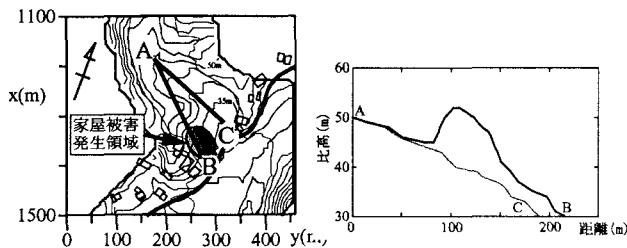


図-3 土石流の氾濫範囲と河床縦断形状

図-2に土石流が流下した集川（あつまりがわ）の縦断形状を示す。集地区は集川の扇状地上に形成された集落であり、集川は集地区を横切り宝川内川に合流している。崩壊発生地点の河床勾配は18度以上あり、土石流が発生しう勾配である。集地区付近でも河床勾配は6度以上あることがわかる。

図-3に集地区における土石流の氾濫範囲と河床縦断形状とを示している。土石流発生以前は流れは地点Aから地点Cへ流れていたと考えられるが、土石流は10m近い起伏を乗り越え、地点Aから地点Bに向かって直線的に流下し、多数の家屋を破壊した。

7月末に行った現地調査によると、図-3の地点Aから地点Bにかけて激しい流れが作用した痕跡が数多く残されていた。また、崩壊発生地点の対岸は表土が剥ぎ取られ、残された樹木は下流へとなぎ倒されていたことから、山腹崩壊によって発生した土塊は、天然ダムを形成することなく直接土石流化したと考えられる。土石流は河道湾曲部で大きく外岸に乗り上げながら周辺の表土を巻き込み、巨礫や流木を取り込みながら流下し、集落を襲ったのであろう。土石流の発生が深夜であったことと、発生した土石流の規模が住民の想像をはるかに超えるものであったことが被害を大きくした原因と考えられる。

3. 2次元ハイブリッド土石流モデルによる再現計算

(1) モデルの概要

斜面崩壊土砂の土石流化に関する従来の研究³⁾によると、山腹崩壊によって発生した土塊はいくつかのブロックに分かれ、流動層の上に乗った状態で流下する。土塊の上部は不飽和土、下部は飽和土で構成される。飽和土

の部分はせん断を受けて侵食され、侵食された土砂と水の混合物が流動層を形成する。斜面崩壊土砂の到達範囲を知るためには、不飽和土の剛体的な運動を追跡し、かつ、流動化した材料の連続体的な運動をも解析する必要がある。有限差分法による土石流の氾濫モデルと、土塊の運動をラグランジュ的に解析する手法とを組み合わせることにより、2次元ハイブリッド土石流モデルが構築された。

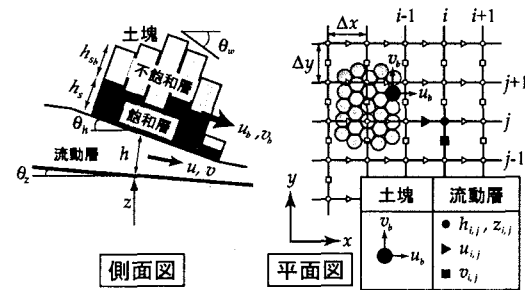


図-4 円柱ブロックと土石流計算格子の模式図

図-4に示すように土塊は複数の円柱の集合体によって構成されているものと考え、以下のような条件を設定している。

- ・各円柱ブロックの上部は不飽和層で下部は飽和層。
- ・せん断に伴い飽和層は侵食される。
- ・侵食された土砂は円柱ブロックと河床面との間に流動層（土石流）を形成する。
- ・土石流の濃度は飽和層の濃度に等しく、変化しない。
- ・流動層と土塊の間には速度差に基づくせん断力が働く。
- ・土塊と河床面との間に流動層が存在しないとき、土塊底面には動摩擦が作用する。
- ・各円柱ブロックの間には、互いの距離と相対的な移動方向に応じて引力（or 斥力）と摩擦力が作用する。
- ・個々の円柱ブロックの運動は、底面に働く摩擦力と重力およびブロック間の相互作用とによって決定される。

なお、本研究においては土石流による河床の侵食や堆積は考えていない。ただし、円柱ブロックの速度が十分に遅くなった場合には、土塊は河床と一体化したものとみなし、円柱ブロックの高さを0として、それに見合う分だけ河床位を上昇させている。

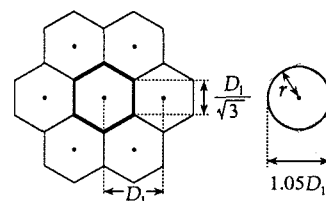


図-5 円柱ブロックの配置

(2) 円柱ブロックの運動

図-5に示すように、六方最密に配置されている円柱状のブロックによって崩壊土塊が構成されているとき、初

期状態における各円柱ブロックの中心間の距離を D_1 とすると、ひとつの円柱ブロックが支配するエリアは、一辺の長さが $D_1/\sqrt{3}$ の正六角形となる。複数の円柱ブロックの体積の合計を崩壊土塊全体の体積と等しくさせるために、円柱の直径は約 $1.05D_1$ としている。

円柱下部の飽和層の厚さ h_s と上部の不飽和層（飽和度 s_b ）の厚さを h_{sb} とすると、円柱の質量 M_b は、

$$M_b = \rho_T S_0 (\alpha_1 h_{sb} + h_s) \quad (1)$$

と表される。ただし、飽和層と不飽和層の土砂濃度は等しいと考えている。ここに、 ρ_T ：飽和層の密度であり、係数 α_1 は不飽和であることによる密度の差を表し、次のように表される。

$$\alpha_1 = \frac{C\sigma + (1-C)\rho s_b}{C\sigma + (1-C)\rho} \quad (2)$$

2次元的な場における各円柱ブロックの運動方程式は次のように表される。

$$\frac{\partial u_b}{\partial t} = g \sin \theta_{hx} + \frac{\tau_{sx} S_0}{M_b} + \frac{1}{M_b} \left\{ \sum f_x + \sum f_{sx} \right\} \quad (3)$$

$$\frac{\partial v_b}{\partial t} = g \sin \theta_{hy} + \frac{\tau_{sy} S_0}{M_b} + \frac{1}{M_b} \left\{ \sum f_y + \sum f_{sy} \right\} \quad (4)$$

ここに、 u_b, v_b ： x, y 方向の円柱ブロックの速度、 θ_{hx}, θ_{hy} ：（流動層が存在しないときには河床勾配）、 τ_{sx}, τ_{sy} ：円柱底面に作用するせん断力の x, y 方向成分、 f_x, f_y ：円柱間に働く引力（or 斥力）の x, y 方向成分、 f_{sx}, f_{sy} ：円柱間に働くせん断力の x, y 方向成分である。

2つの円柱ブロックの中心間隔 D_b に応じて2円柱ブロック間に力 f が作用するものとし、その関係を図-6のように与えている。 D_2 は引力が最大となる距離であり、その時の引力の値 f_{min} を次のように仮定している。

$$f_{min} = -2rh_{s,min} C_b \quad (5)$$

ここに、 $h_{s,min}$ ：2つの円柱高さのうち小さい方の値、 C_b ：粘着力である。

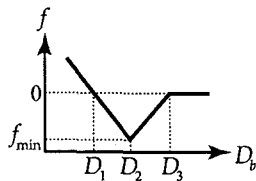


図-6 円柱ブロック間の相互作用

2つの円柱の間に働くせん断力 f_s は次のようである。（ $f > 0$ のとき）

$$f_s = f \tan \phi + 2rh_{s,min} C_b \quad (6)$$

（ $f \leq 0$ のとき）

$$f_s = 2rh_{s,min} C_b \quad (7)$$

式(3)の f_x, f_{sx} と式(4)の f_y, f_{sy} は、 f と f_s ならびに2円柱の中心座標と相対速度から計算される。

円柱底面に作用するせん断力に関しては、流動層が存在するか否かによって異なる与え方をする。流動層が存在する場合には、後述する式(19)～式(22)を用い、存在しない場合には河床面とブロック底面との間に動摩擦が働くものとして、

$$\tau_{sx} = -\mu_m \frac{M_b}{S_0} g \cos \theta_{sx} \frac{u_b}{|u_b|} \quad (8)$$

$$\tau_{sy} = -\mu_m \frac{M_b}{S_0} g \cos \theta_{sy} \frac{v_b}{|v_b|} \quad (9)$$

としている。ここに、 μ_m ：動摩擦係数、 $\cos \theta_{sx}$ 、 $\cos \theta_{sy}$ ： x, y 方向の河床勾配である。動摩擦の算定には運動方向の河床勾配を求め、速度成分に応じて x, y 方向に分配するべきであるが、ここでは簡単のため式(8)と式(9)を用いている。流動層がなくなつてから土塊が停止するまでの時間は比較的短いので、計算結果に大きな不合理は生じないものと考えている。

各円柱ブロックの底面に作用するせん断力を求める際に、図-7に示した寄与率を用いる。寄与率とは、土石流の計算に用いられる離散化された各変数の支配領域と各円柱ブロックとの重なり的大小により、両者の関係の程度を表現したものである。

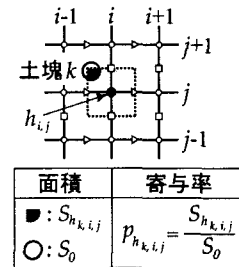


図-7 寄与率の与え方

(3) 流動層（土石流）の運動

2次元的な場における流動層の連続式は、

$$\frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} - i_s = 0 \quad (10)$$

と表され、流れの x, y 方向の運動方程式は、土塊の侵食に伴う運動量輸送を無視して、それぞれ以下のように表される。

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = g \sin \theta_{wx} - \frac{\tau_{sx}}{\rho_T h} - \frac{\tau_{bx}}{\rho_T h} \quad (11)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = g \sin \theta_{wy} - \frac{\tau_{sy}}{\rho_T h} - \frac{\tau_{by}}{\rho_T h} \quad (12)$$

ここに、 h ：流動層の厚さ、 u, v ： x, y 方向の流動層の平均流速、 τ_{sx}, τ_{sy} ：土塊と流動層との間に働くせん断力、 τ_{bx}, τ_{by} ：河床と流動層との間に働くせん断力、 θ_{wx}, θ_{wy} ：土塊表面の x, y 方向勾配、 i_s ：土塊底面の侵食速度、 ρ_T ：流動層の密度であり、

$$\rho_T = C\sigma + (1-C)\rho \quad (13)$$

と表される。ここに、 C ：流動層の容積土砂濃度、 σ ：砂の密度、 ρ ：水の密度である。河床と流動層との間に働くせん断力は、石礫型土石流の抵抗則を用いて、次のように表される。

($h < 30d$ のとき)

$$\frac{\tau_{bx}}{\rho_T h} = k_1 \frac{u\sqrt{u^2 + v^2}}{h^3} \quad (14)$$

$$\frac{\tau_{by}}{\rho_T h} = k_1 \frac{v\sqrt{u^2 + v^2}}{h^3} \quad (15)$$

$$k_1 = \frac{d^2}{8\{C + (1-C)(\rho/\sigma)\}\{(C_*/C)^{1/3} - 1\}^2} \quad (16)$$

($h \geq 30d$ のとき)

$$\frac{\tau_{bx}}{\rho_T h} = gn_m^2 \frac{u\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}} \quad (17)$$

$$\frac{\tau_{by}}{\rho_T h} = gn_m^2 \frac{v\sqrt{u^2 + v^2}}{h^{4/3}} \quad (18)$$

ここに、 d ：粒径、 C_* ：堆積層の容積土砂濃度、 n_m ：マンニングの粗度係数である。現時点では流動層内部の流速分布に関する十分な知見が得られていないので、ここでは簡単のため、従来の土石流の抵抗則を使用している。

土塊と流動層との間に働くせん断力は、流動層と土塊との相対速度を考慮して次のように表している。

($h < 30d$ のとき)

$$\frac{\tau_{sx}}{\rho_T h} = k_1 \frac{(u - u_b)\sqrt{(u - u_b)^2 + (v - v_b)^2}}{h^3} \quad (19)$$

$$\frac{\tau_{sy}}{\rho_T h} = k_1 \frac{(v - v_b)\sqrt{(u - u_b)^2 + (v - v_b)^2}}{h^3} \quad (20)$$

($h \geq 30d$ のとき)

$$\frac{\tau_{sx}}{\rho_T h} = gn_m^2 \frac{(u - u_b)\sqrt{(u - u_b)^2 + (v - v_b)^2}}{h^{4/3}} \quad (21)$$

$$\frac{\tau_{sy}}{\rho_T h} = gn_m^2 \frac{(v - v_b)\sqrt{(u - u_b)^2 + (v - v_b)^2}}{h^{4/3}} \quad (22)$$

侵食速度に関しては円柱ブロックごとに次式により計算し、図-7の寄与率を用いて平均化している。なお、侵食速度は土塊の物性に依拠して決まるものであると考えら

れるが、現時点で十分な知見は得られていないので便宜的にこの式を用いている。

$$i_s = \beta\sqrt{(u - u_b)^2 + (v - v_b)^2} \quad (23)$$

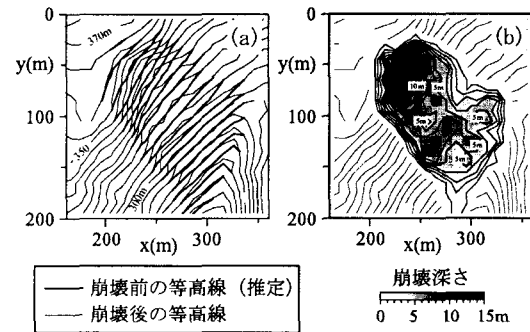


図-8 斜面崩壊の形状

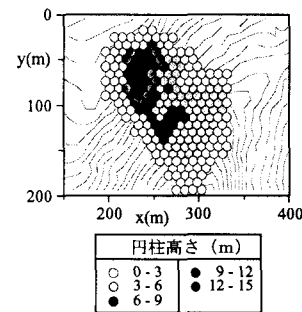


図-9 円柱ブロックの初期配置と初期形状

(4) 計算条件

崩壊の形状については、図-8(a)に示すように崩壊前の地形を周辺地形から推定し、崩壊後の形状との比較により、崩壊深さの平面分布を求めた(図-8(b))。崩壊土砂量は6.75万立方メートルとなり、砂防学会調査団の速報による「5万から10万立方メートル」と合致する。崩壊深さの平面分布をもとに円柱ブロックの初期高さを求めている(図-9参照)。

土石流の計算グリッドの大きさは x, y 方向ともに10m、計算の時間ステップは0.05秒である。円柱ブロック底面の半径は4.85m、円柱ブロックの初期中心間隔 D_1 は9.24m、 D_2 は9.70cm、 D_3 は10.16mとした。崩壊土砂や流動層の土砂濃度は0.5、土塊の不飽和部分の不飽和度は0.3、粒径は10cm、マンニングの粗度係数は0.04、土粒子の比重は2.65、土塊と河床面との間の動摩擦係数 μ_m は0.5、土砂の内部摩擦角 ϕ は 30° 、土砂の粘着力 C_b は179Paとしている。粘着力は土塊ブロックが一団となって流下するように試行錯誤的に決定した。

Case 1では初期状態において崩壊土砂がすでに土石流化していたものと考え、土塊の高さはすべて0とする代わりに、初期状態における崩壊箇所の流動深を図-8(b)のように与えた。

Case 2では初期流動深としては微小値(5mm)を与え、土塊の初期高さとして図-9のように与えている。崩壊土砂はすべて飽和度で構成されているものとし、侵食速度の係数 β は0.12としている。

Case 3シリーズにおいても土塊の初期高さは図-9のよ

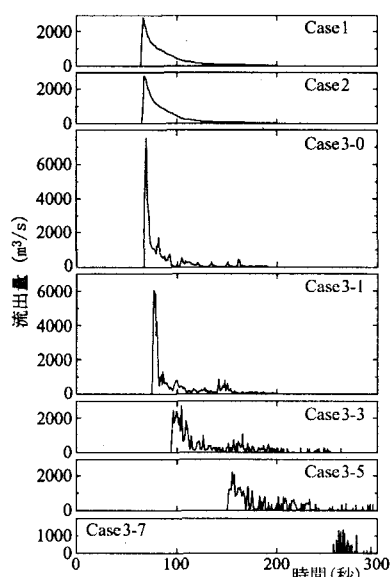


図-10 流出土砂量の時間的変動 ($x=900\text{m}$)

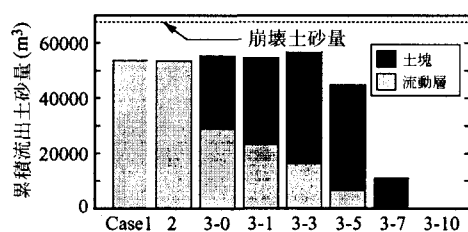


図-11 $x=900\text{m}$ の断面における累積流出土砂量

うに与えている。侵食速度の係数 β はいずれも0.012とし、不飽和層の厚さのみを変化させている。Case 3-0では不飽和層の厚さは0m, Case 3-1では1mであり、Case番号の最後の数字が不飽和層の厚さ(m)を示している。土塊ブロックの高さが不飽和層厚さの設定値より小さい場合には、そのブロック全体が不飽和土で構成されているものとする。

計算時間はCase 1とCase 2とCase 3-0とCase 3-1は200秒であり、それ以外は300秒である。

(5) 計算結果と考察

図-10には、 $x=900\text{m}$ の断面における流出土砂量の時間的変化が、崩壊発生時を0として示されている。 $x=900\text{m}$ の断面を通過する流動層のフラックスと土塊ブロックの体積を計算ステップごとに累積値として記録し、1秒ごとの累積値の増加量を基に流量を求めた。図-11には各ケースにおける計算終了時までの累積流出土砂量とその内訳が示されている。これらを見ると、Case 1とCase 2はほぼ似通った結果となっていることがわかる。Case 2では侵食速度が大きいため、崩壊発生後比較的短時間にすべての土塊が流動化し、瞬時に土塊が流動化したと考えたCase 1と同様の結果になったものと思われる。比較的ゆっくりと土塊が流動化した場合に相当するCase 3-0では、 $x=900\text{m}$ の断面を通過する時点で約半量の崩壊土が流動化しないまま残っており、それが土石流の先頭部付近に集中して流れたためにピーク流量がCase 1の2倍以上の値となっている。また、Case 3のシリーズを比較することにより、不飽和土の割合が大きくなるほど、土石流の到着時間は遅くなり、ピーク流量も小さくなることが分かる。

図-12には各ケースにおける流動深と土塊高さの平面分布が示されている。また、図-13には計算終了時にお

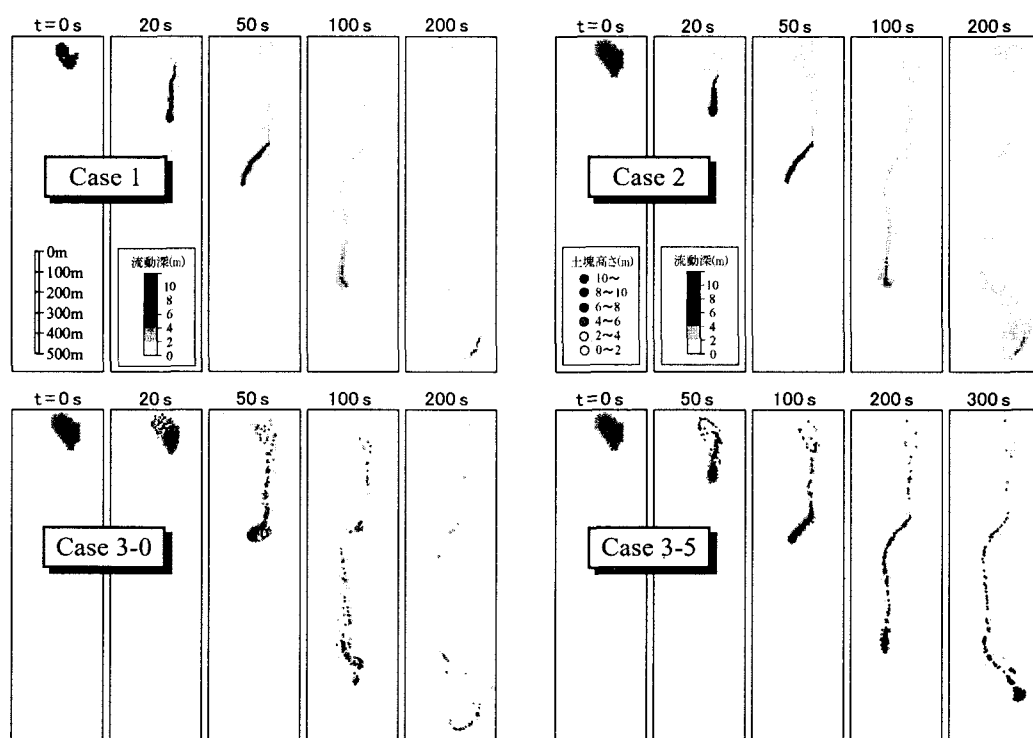


図-12 流動深と土塊高さの平面分布

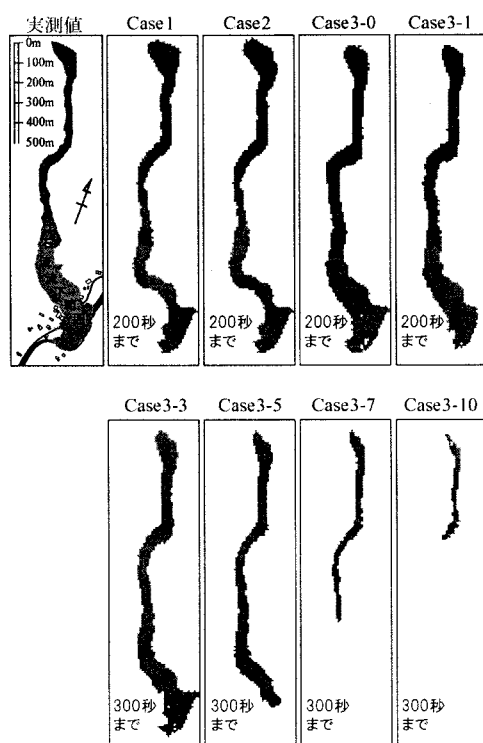


図-13 土石流の流下範囲

ける土石流の流下範囲を示している。前述のように、Case 2では崩壊発生後20秒以前にすべての土塊は流動化しており、その後の流下過程はCase 1とほとんど同じである。これらのケースでは、図-3に示された地点Aから地点Bへ向かう流れは発生せず、地形に沿って地点Aから地点Cへと土石流は流れている。これに対し、Case 3-0やCase 3-1では流量が大きいため、地点Aから地点Bへ直線的に向かう流れと、地点Aから地点Cへ向かう地形に沿った流れの両方が認められた。Case 3-0とCase 3-1の土石流流下範囲に関する計算結果は実測値を良好に再現できているといえる。

土塊の不飽和部分が大きい場合、不飽和部は流動化しないと考えているため、飽和層を失った土塊は河床面と摩擦を生じて減速し、やがては停止して河床と一体化する。図-14にはCase 3-10における河床上昇量（堆積量）の平面分布が示されている。これを見ると、崩壊土の大部分は $x=500\text{m}$ より上流側に堆積し、天然ダム状の地形が形成されていることがわかる。

4. おわりに

本論文では平成15年7月に水俣市で発生した土石流災害に対して2次元ハイブリッド土石流モデルを適用し、

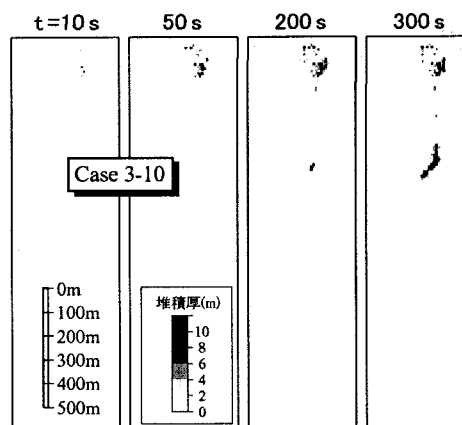


図-14 河床上昇量の空間分布

崩壊土砂が流動化しながら谷を流下する過程を再現した。

土塊が流動化する速さを種々変化させて計算を行ったところ、崩壊発生直後に崩壊土砂が流動化する場合に比べ、比較的ゆっくりと土塊の流動化が進む場合のほうがピーク流量は大きくなり、氾濫範囲も実測値に近くなることが判明した。

また、崩壊土砂の不飽和部分が大きい（流動化しない部分が大きい）場合には、崩壊土砂は河道上に堆積し、天然ダムを形成することがわかった。

本研究では流動層の堆積や侵食を考慮していないため、土石流が側岸や河床から土砂を取り込み、その流量が増大してゆくことは再現できていない。また、土石流が直線的に流下して集落を襲った原因に関しても、急激な土砂の堆積によって一時的に谷が埋め尽くされた可能性も考えられる。今後、こういった点に関して改良してゆく必要があると考えている。

参考文献

- 1) 中川 一・高橋 保・里深好文・立川康人・市川 温・吉田 義則・中村行雄：平成9年鹿児島県出水市針原川で発生した土石流災害について、京都大学防災研究所年報，第41号B-2，pp287-298，1998。
- 2) 山田 孝・南 哲行・小山内信智・水野秀明：1997年7月10日に鹿児島県針原川で深層崩壊に起因して発生した土石流の流下・堆積状況，砂防学会誌，Vol.51，No.1，pp.46-54，1998。
- 3) 里深好文・高橋 保：斜面崩壊を起因とする土石流に関する数値シミュレーション，水工学論文集，第47巻，pp.583-588，2003。

(2003. 9. 30受付)