

融雪が火山泥流の堆積域に及ぼす影響の基礎的検討

宮田秀介・村重慧輝⁽¹⁾・堤大三・宮本邦明⁽²⁾・藤田正治

(1) 京都大学大学院工学研究科

(2) 筑波大学大学院生命環境科学研究科

要 旨

融雪型火山泥流は甚大な物的・人的被害をもたらす現象であるが、その発生メカニズムは明らかとなっていない。本研究では融雪実験をもとに構築した火山噴出・積雪層の熱交換および融雪モデルより得られた泥流ハイドログラフを用い、積雪層、火山噴出物供給範囲などの諸条件が発生泥流量および融雪型火山泥流の流下・堆積に及ぼす影響について北アルプスの焼岳西斜面に位置する足洗谷を対象として検討を行った。熱移動と融雪、融雪水浸透解析の結果、発生泥流ハイドログラフは形状、ピーク流量ともに積雪深と積雪密度に大きく影響を受けることが明らかとなり、従来用いられていたハイドログラフよりも早くピーク流出が発生することが示唆された。二次元河床変動計算による泥流の流下・堆積解析の結果、いずれのケースにおいても発生源から約7 km流下した栃尾地点において1~2 mの浸水が起こることが示された。

キーワード：融雪型火山泥流，融雪過程，熱交換，火山噴火

1. はじめに

火山噴火が起こると、それに伴って様々な土砂生産・移動現象が発生するが、一般的に流下速度が速く、かつ規模が大きいため多くの人的・物的被害を及ぼす。その中でも積雪地域では、火山噴出物が山腹の積雪を融かすことで、融雪水と土砂が混合して流下する場合がある。本研究では、この現象を「融雪型火山泥流」と呼ぶ。融雪型火山泥流は、短時間に大量の融雪水が供給される。したがって、通常の土石流に比べて流下速度が速く、到達距離も長くなるため、被害が甚大となる。

近年では、1926 年十勝岳、1974 年鳥海山、1985 年のコロンビア・Nevado del Ruiz 火山などにおいて融雪型火山泥流の発生が確認されている。日本においては、十勝岳における災害が 20 世紀最大の火山災害であり、上富良野町や美瑛町などにおいて死者が約 150 人となった。Nevado del Ruiz 火山では、火砕流が山頂周辺の雪および氷を溶かし、 $2 \times 10^7 \text{ m}^3$ の融雪水による大規模な泥流が発生した。総流出量 $9 \times 10^7 \text{ m}^3$ におよぶ泥流は発生源から 104 km まで到達し、23,000 人以上が犠牲となった (Pierson et al., 1990)。

融雪型火山泥流は、ひとたび発生すると大きな被害をもたらす火山災害であるが、火山噴出物・積雪間の熱輸送および融雪水の挙動、泥流化などが複雑に起こっていると考えられる。しかし、実現象の観測に基づいた解析は難しく、いくつかの実験的な研究が行われているのみである。伊藤ら (2004) は、積雪上へ高温土砂を供給し、融雪過程を観察する基礎実験を行い、供給土砂が高温の場合、積雪密度が小さい（含水状態）もしくは積雪密度が極端に大きい（氷板のような状態）場合、高温土砂を供給する前に積雪上に熱水を散布した場合において初期融雪水量が多く融雪水量のピークが顕著となることを示した。堤ら (2011) は積雪層に 22~23℃ の温水を供給する実験に基づいて、積雪層の融解は表面から進行し、融解進行速度より浸透速度の方が速く積雪層底面に側方流が生じることと、氷板層がある場合には氷板層上で側方流が生じることを明らかにした。これらの実験的研究が進められているものの、発生メカニズムについては未だ不明な点が多く残っている。

融雪型火山泥流は今後も起こり得る災害であり、防災対策を考える際には、ハード対策だけでなくソ

フト対策を講じなくてはならない。ハザードマップの作成が有力な手法の一つであるが、現在のハザードマップは、発生泥流ハイドログラフを三角形形状で与えるなど融雪速度や融雪水の挙動などの泥流発生プロセスを考慮しないモデルのシミュレーション結果に基づいて作成されている（例えば、焼岳火山噴火緊急減災対策砂防計画検討会，2011）。したがって、様々な積雪状況などに対応した精度の高い予測を行うには、融雪型火山泥流の発生メカニズムを考慮したモデルに基づいた泥流の流下・堆積シミュレーションが必要である。そこで、先行研究（村重ら，2012）の融雪実験をもとに構築した火山噴出・積雪層の熱交換および融雪モデルより得られた泥流ハイドログラフを用いることで、積雪層、火山噴出物供給範囲の諸条件が発生泥流量および融雪型火山泥流の流下・堆積に及ぼす影響を検討することを目的として研究を行った。

2. 解析方法と計算条件

2.1 発生泥流ハイドログラフの推定手法

村重ら（2012）は鉛直カラムに充填した20cm厚の積雪層の上部より約500℃に加熱した礫を供給する実験を行い、融雪速度とカラム下端からの融雪水流出量を測定した。その結果、供給した礫が熱を徐々に失うことで礫－積雪層間の温度勾配が小さくなり、融雪速度は徐々に現象することが明らかとなった。そこで、礫層と積雪層の温度分布をFig. 1のように単純化し、熱交換とそれに伴う融雪速度 $v(t)$ について考えた。時間 t における礫層内の温度分布は中心部分が $T(t)$ の直線分布とし、雪の温度及び雪と土砂の境界部分の温度は常に0℃とする。断面積 A (m²)，土砂の中心部分から境界部分までの距離（厚さ） L (m)，土砂の熱伝導率 k_s (W/m・K)とする。微小時間 dt (s)

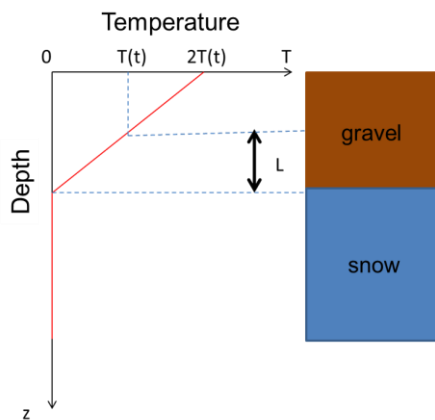


Fig. 1 Schematic temperature profile of gravel and snow layers.

に積雪層に伝わる熱量 dQ (J)，大気に損失する熱量を dQ_{loss} (J) とすると、大気に損失する熱量の割合 r_{loss} を用いて、

$$dQ_{total} = dQ + dQ_{loss} \quad (1)$$

$$dQ_{loss} = r_{loss} dQ_{total} \quad (2)$$

$$dQ = \frac{k_s A (T(t) - 0)}{L} dt = \frac{k_s A T(t)}{L} dt \quad (3)$$

とあらわされる。また、礫層の温度変化量と熱量の間には、

$$dT = -\frac{dQ_{total}}{2LA\phi_{sed}c} = -\frac{dQ}{2(1-r_{loss})LA\phi_{sed}c} \quad (4)$$

が成り立つ。ただし、 ϕ ：土砂充填率、 ρ_{sed} ：土砂密度 (kg/m³)， c ：土砂比熱 (J/kg・K) である。これに式(3)を代入し、時間0から t まで積分すると、

$$T(t) = T(0) \exp\left(-\frac{k_s}{2(1-r_{loss})L^2\phi_{sed}c} t\right) \quad (5)$$

が得られる。また、礫層の温度変化量と積雪上面高さ沈下量 dH_{sn} (m) との間には、雪の水蒸気化に伴う土砂熱の損失率を r_{sl} ，雪の融解熱，昇華熱をそれぞれ E ， G (J/kg) とすると、

$$\begin{aligned} & -2LA\rho_{sed}cdT(1-r_{loss}) \\ & = \{E(1-r_{sl}) + Gr_{sl}\}\rho_{sn}AdH_{sn} \end{aligned} \quad (6)$$

が成り立つ。よって、融雪速度 $v(t)$ は、

$$\begin{aligned} v(t) &= \frac{dH_{sn}}{dt} = -\frac{2L\rho_{sed}c(1-r_{loss})}{\{E(1-r_{sl}) + Gr_{sl}\}\rho_{sn}} \frac{dT}{dt} \\ &= \frac{k_s}{\{E(1-r_{sl}) + Gr_{sl}\}\rho_{sn}L} T(0) \exp\left(-\frac{k_s}{2(1-r_{loss})L^2\phi_{sed}c} t\right) \end{aligned} \quad (7)$$

より求められる。

融雪水の積雪層内の鉛直浸透は、時間によらず一定の透水係数 k （実験より 6.5×10^{-5} m/s）とする簡単なモデル化を行った（Fig. 2）。ここで、実験より $k > v(t)$ であった。融解開始より時間 t において、 Δt 経過する間の融雪水量 dV (m³)（密度 $\rho_w = 1.0$ g/cm³）は、水蒸気化率 r_g を用いて、

$$dV = (1-r_g) \frac{\rho_{sn}}{\rho_w} A \left(v(t) + \frac{1}{2} \frac{dv}{dt} \Delta t \right) \Delta t \quad (8)$$

より求められる。この融雪水 dV がカラム底部から流出する時の流量は、この融雪水が底から流出を開始した時間 t_1 と流出を終了する時間 t_2 の差（流出継続時間 $\Delta t'$ ）で割ることで算出できる。

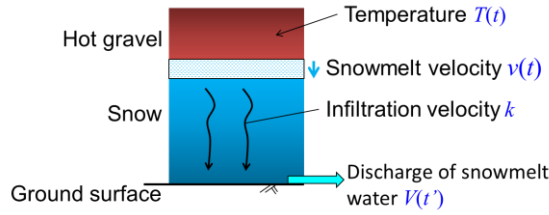


Fig. 2 Simplified model of snowmelt by hot gravel.

$$t_1 = t + \frac{D - x(t)}{k} \quad (9)$$

$$t_2 = t + \Delta t + \frac{D - x(t) - \left(v(t) + \frac{1}{2} \frac{dv}{dt} \Delta t \right) \Delta t}{k} \quad (10)$$

$$\Delta t' = t_2 - t_1 = \left(1 - \frac{v(t) + \frac{1}{2} \frac{dv}{dt} \Delta t}{k} \right) \Delta t$$

ここで、 $x(t)$ は時間 t までに積雪面が融雪により沈下した距離である。したがって、流出継続時間 $\Delta t'$ における流出量 Q は、

$$Q = \frac{dV}{\Delta t'} = \frac{(1 - r_g) \frac{\rho_{sn}}{\rho_w} A \left(v(t) + \frac{1}{2} \frac{dv}{dt} \Delta t \right)}{\left(1 - \frac{v(t) + \frac{1}{2} \frac{dv}{dt} \Delta t}{k} \right)} \quad (11)$$

であり、 $\Delta t \rightarrow 0$ とすると、

$$Q(t') = \frac{(1 - r_g) \rho_{sn} A v(t)}{\rho_w \left(1 - \frac{v(t)}{k} \right)} \quad (12)$$

となる。

実験結果と比較することで本モデルの妥当性について、検討する。鉛直カラムに積雪密度 0.39 g/cm^3 、厚さ 20 cm で充填した積雪層に 500°C の高温礫を供給した実験における融雪速度（村重ら，2012）と式（7）により計算した融雪速度はおおむね一致しており（Fig. 3），本式により、融雪速度 $v(t)$ を求めることができることが確認された。ここで、雪の融解熱 E 、昇華熱 G はそれぞれ 333.5 ， 3008.9 kJ/kg ，融雪水の水蒸気化率を 0 ，水蒸気への熱損失を 0.39 とおいた。また、このときのカラム下端からの融雪水流出速度と式（12）による計算結果を比較すると、計算結果が初期流出量を過大評価するものの、時間とともに流出量が減少する傾向は示すことができた。そこで、本モデルは簡易的な予測としては妥当であるとして用いることとする。

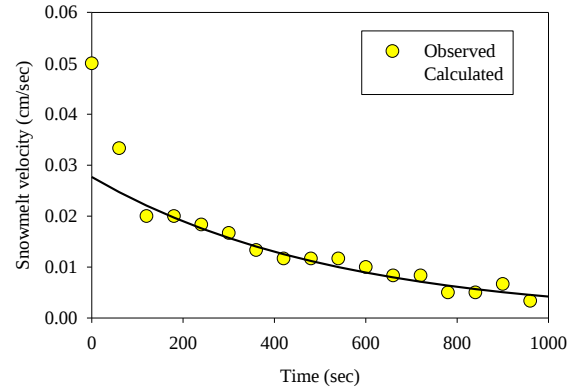


Fig. 3 Observed and calculated snowmelt velocity for a case in which snow density is 0.39 g/cm^3 , snow depth is 20 cm .

2.2 発生泥流ハイドログラフ及び初期土砂濃度の算出手法

発生泥流ハイドログラフの算出には、前節での二次元における融雪水流出量の計算を単純に二次元に拡張する手法を用いた。まず、式（12）を用いて単位面積当たりの融雪水量を算出し、流下開始地点の集水面積を乗じることで融雪水ハイドログラフを求めた。すなわち、Case2では 0.982 km^2 ，それ以外のケースでは 3.898 km^2 を Q に乘じることで融雪水量を求めた。総泥流量は総融雪水量と火砕物量の和と仮定した。ハイドログラフは積雪が全て融けるまでの時間範囲で作成した。

融雪型火山泥流の発生・発達過程において、泥流は固・液混相流としてとらえられ、一般的に、含まれる土砂のうち平均粒径（60%程度粒径）より小さい土砂粒子は平均粒径以上の粒子を輸送する液相（泥水）として振る舞う。ここでは、焼岳火山噴火緊急減災対策砂防計画検討会（2011）にならい、噴出土砂量の60%は水と混合した液相（泥水），残り40%が火山泥流の土砂量（固層）となるとした。これより、泥流の初期土砂（固層）濃度は次式により求める。

$$c_0 = \frac{0.4V_s}{Q_w + V_s} \quad (13)$$

ここに、 c_0 ：初期土砂濃度， V_s ：総火砕物量， Q_w ：総融雪水量である。

2.3 泥流の流下・堆積の数値解析手法

発生した泥流の流下および堆積過程の解析には、宮本ら（1989）の二次元河床変動計算を用いた。泥流全体の二次元流れの質量保存則及び運動方程式は

以下ようになる。

質量保存則

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial M}{\partial x} + \frac{\partial N}{\partial y} = 0 \quad (14)$$

x, y 方向の運動方程式

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \beta \frac{\partial uM}{\partial x} + \beta \frac{\partial vM}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial x} - ghS_{fx} \quad (15)$$

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \beta \frac{\partial uN}{\partial x} + \beta \frac{\partial vN}{\partial y} = -gh \frac{\partial H}{\partial y} - ghS_{fy} \quad (16)$$

ここに、 t : 時間、 x : 水平方向、 y : 鉛直方向、 h : 流深、 u, v : それぞれ x, y 方向の断面平均流速、 $M=uh$ 、 $N=vh$ 、 β : 運動量補正係数 ($\beta=1$)、 g : 重力加速度、 $H=h+z$ 、 S_{fx} と S_{fy} : それぞれ x, y 方向の底面摩擦勾配である。また、底面摩擦勾配はマニング則を用い、以下の式であらわした。

$$S_{fx} = \frac{n^2 u \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{\frac{4}{3}}} \quad (17)$$

$$S_{fy} = \frac{n^2 v \sqrt{u^2 + v^2}}{h^{\frac{4}{3}}}$$

流砂の連続式は以下の通りである。

$$\frac{\partial z}{\partial t} + \frac{1}{c_*} \left(\frac{\partial q_{bx}}{\partial x} + \frac{\partial q_{by}}{\partial y} \right) = 0 \quad (18)$$

ここに、 z : 河床高、 c_* : 堆積層の土砂の容積濃度、 q_{bx} と q_{by} : それぞれ全流砂量 q_b の x, y 成分である。なお全流砂量 q_b は、

$$q_b = q_{bb} + q_{bs} + q_{bside} \quad (19)$$

であり、 q_{bb} : 掃流砂量、 q_{bs} : 浮遊砂量、 q_{side} : 側岸侵食流砂量を表す。掃流砂量式・浮遊砂量式・側岸侵食流砂量式は以下に示す通りである。

掃流砂量式(MPM 式)

$$q_{bb(l)} = 8 \sqrt{sgd_{(l)}^3} (\tau_{*l} - \tau_{*c(l)})^{\frac{3}{2}} \quad (20)$$

ここに、 $q_{bb(l)}$: 粒径別掃流砂量、 s : 土砂の水中比重、 $d_{(l)}$: 粒径、 τ_{*l} : 粒径別無次元掃流力、 $\tau_{*c(l)}$: 粒径別限界無次元掃流力であり、以下の修正エギアザロフ式によって算出した。

$$\tau_{*c(l)} = \tau_{*cm} \left[\frac{\log_{10} 19}{\log_{10} \left(19 \frac{d_{(l)}}{d_m} \right)} \right]^2 \quad \frac{d_{(l)}}{d_m} \geq 0.4 \quad (21)$$

$$\tau_{*c(l)} = 0.85 \tau_{*cm} \frac{d_m}{d_{(l)}} \quad \frac{d_{(l)}}{d_m} < 0.4$$

ここに、 τ_{cm} は平均粒径に対する無次元限界掃流力であり、本研究では簡単のため 0.050 とした。

浮遊砂量式

$$q_{bs(l)} = qc_{b(l)} p 10^{-6} \quad (22)$$

ここに、 $q_{bs(l)}$: 粒径別浮遊砂量、 q : 泥流量である。また $c_{b(l)}$ は粒径 $d_{(l)}$ の基準点高さにおける平衡浮遊砂濃度であり、以下の式により求めた(レーン・カリンズ式)。

$$c_{b(l)} = 5.55 \left(\frac{1}{2} \frac{u_*}{w_{f(l)}} \exp \left(- \left(\frac{w_{f(l)}}{u_*} \right)^2 \right) \right)^{1.61} \cdot f_{b(l)} \quad (23)$$

である。ここで、 $w_{f(l)}$ は浮遊砂の沈降速度であり、以下の式より求めた(ルベイ式)。

$$w_{f(l)} = \left(\sqrt{\frac{2}{3}} + \frac{36v^2}{sgd_{(l)}^3} - \sqrt{\frac{36v^2}{sgd_{(l)}^3}} \right) \cdot \sqrt{sgd_{(l)}} \quad (24)$$

側岸侵食流砂量式

$$q_{bside(l)} = \left\{ 0.01 \cdot \tau_{*l}^{\frac{1}{2}} \left(1 - \frac{\tau_{c\theta(l)}}{\tau_{*s\theta(l)}} \right)^3 \right\} \left(\frac{\sqrt{u_*^2} \cdot dz}{\sin \theta} \right) \quad (25)$$

Table 1 Simulation condition.

	Snow density (kg/m ³)	Snow depth (m)	Drainage area (km ²)	Pyroclastic flow temperature (degreeC)	Volume of pyroclastic flow (m ³)
Case 1	250	1	3.898	1000	1,000,000
Case 2	250	1	0.982	1000	1,000,000
Case 3	250	2	3.898	1000	1,000,000
Case 4	150	1	3.898	1000	1,000,000
Case 5	390	1	3.898	1000	1,000,000
Case 6	250	1	3.898	500	1,000,000
Case 7	250	1	3.898	1000	3,500,000

ここに、 θ : 側岸傾斜角、 $\tau_{*c(l)} = 0.5 \tau_{*c(l)}$ である。また、 $\tau_{*c(l)}$ は横勾配を持つ斜面上の土砂の限界掃流力であり、以下の式により求める。

$$\tau_{*c(l)} = \cos \theta \sqrt{1 - \frac{\tan^2 \theta}{\tan^2 \phi(l)}} \cdot \tau_{*c(l)} \quad (26)$$

$\phi(l)$ は粒径 $d(l)$ の土砂の安息角である。

2.4 対象領域

岐阜県と長野県の県境に位置する焼岳の岐阜県側である足洗谷およびその下流の蒲田川を対象とした (Fig. 4)。焼岳は、100 年活動度または 1 万年活動度が高いとされる活火山ランク B の活火山であり、例年 11 月から 5 月は山頂付近が積雪で覆われるため、融雪型火山泥流が発生する可能性がある。地形データは、10m メッシュ DEM を使用した。

2.5 計算条件

計算条件を Table 1 に示す。積雪密度、積雪深、流下地点 (流域面積)、火砕流温度、火砕流規模を変えることで、これらの条件が発生泥流量に及ぼす影響を検討する。積雪規模は、2 年 (平年) 超過確立積雪規模 (積雪深約 1m) 及び 100 年超過確立積雪規模 (積雪深: 約 2 m) を想定した (焼岳火山噴火緊急減災対策砂防計画検討会, 2011)。また、火砕流規模は 1,000,000 m³ 及び 3,500,000 m³ を想定した。流下点は火砕流予想到達地点 (流出開始点 A, 流域面積:

Table 2 Parameters used for mudflow simulation.

Parameter	Value	Unit
Density of sediment	2.65	g/cm ³
Density of mudflow	1.2	g/cm ³
Internal friction angle	30	degree
Mean diameter	10	cm
Porosity of riverbed	0.4	
Manning's roughness coefficient	0.05	m ^{-1/3} s

Table 3 Ratio of grain size of riverbed and pyroclastic flow.

		Grain size (cm)		
		0.18	5.96	12.7
Ratio	Riverbed	0.08	0.25	0.67
	Pyroclastic flow	0.22	0.41	0.37

3.898 km²) 及びそれより少し上流部分 (流出開始点 B, 流域面積: 0.982 km²) とした (Fig. 4)。また、計算に用いた諸定数は、焼岳火山噴火緊急減災対策砂防計画検討会 (2011) を参考に定めた (Table 2)。

二次元河床変動計算に用いる河床材料の粒径は 2011 年 9 月 19-21 日に採集した足洗谷観測点ピット内土砂の粒度分布から代表粒径 3 つとそれぞれの割合を簡単に算出したものを使用した。火砕物の粒径は河床材料の場合と同じ代表粒径を 3 つ使用し、平均粒径が 10 cm となるように各粒径を割り当てた。それぞれの粒径割合を Table 3 に示す。

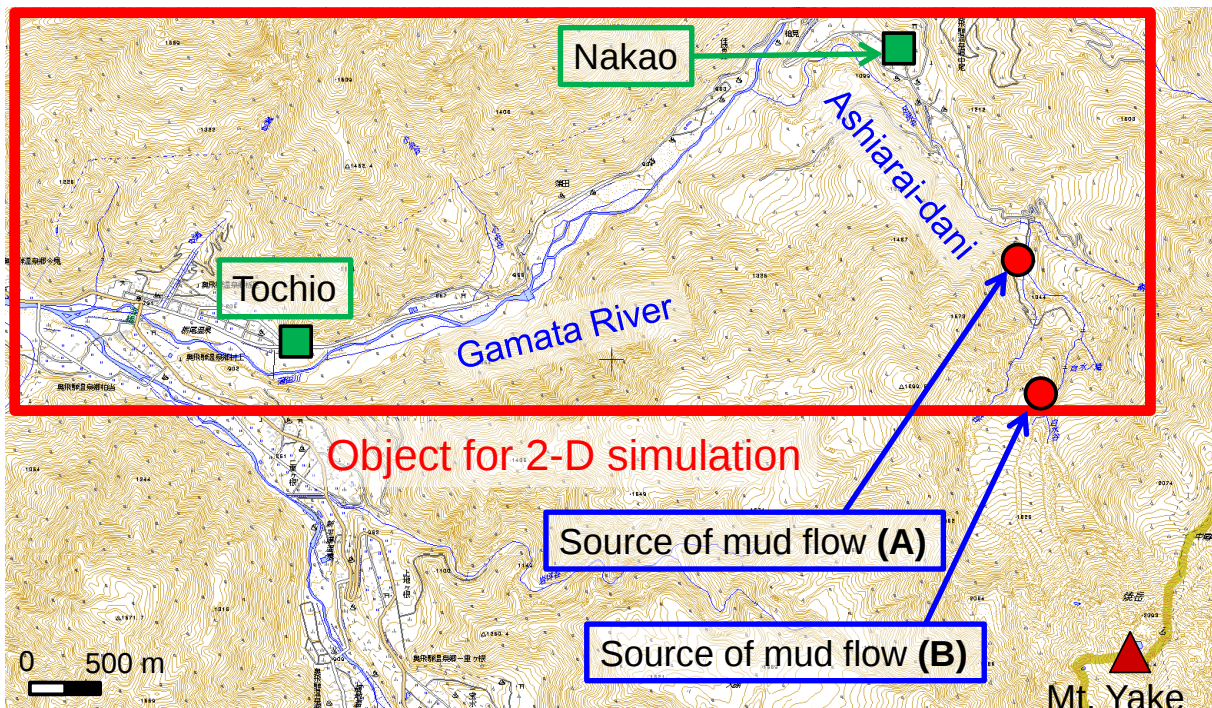


Fig. 4 Locations of simulation domain and source of mudflow. Green squares indicate villages of Nakao and Tochio.

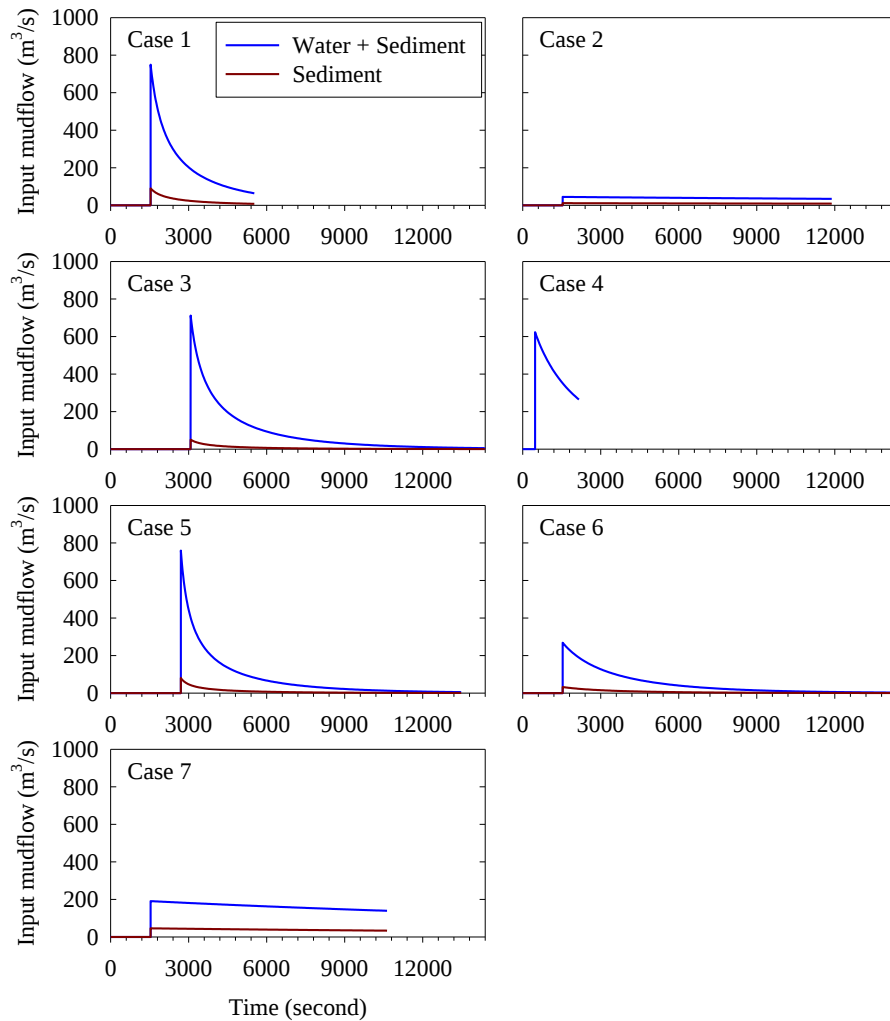


Fig. 5 Calculated mudflow hydrographs.

3. 結果と考察

3.1 発生泥流ハイドログラフ

各計算条件における発生泥流ハイドログラフ及び土砂量を Fig. 5 に示す。なお、各ケースにおいて積雪層が融解された割合は、それぞれ 1.0, 1.0, 0.6, 1.0, 0.77, 0.6, 1.0 であった。ここで、Case1 を基準として各実験ケースの泥流ハイドログラフを比較する。Case2 のハイドログラフはピーク流量、流量の減少速度、流出継続時間はそれぞれ小さくなっており、土砂濃度は大きくなっていった。また、流域面積が小さいので泥流総量は小さくなっている。Case3 の泥流ハイドログラフは Case1 と似た形となっており流出継続時間は積雪深が大きく総積雪量が多い分長くなっていた。また、土砂濃度は小さくなっていった。Case4 は流量の減少速度が遅く、流出継続時間は短くなっていた。Case5 は Case1 と似た形となっており流出継続時間は積雪密度が多く総積雪量が多い分長くなっ

ていた。土砂濃度は小さくなっていった。Case6 はピーク流量、減少速度は小さく、流出継続時間は長くなっている。また、全て融雪しなかったため、泥流総量は小さく、土砂濃度は大きくなっている。Case7 のピーク流量は Case6 に近い値を示しているが、そこからの減少度が非常に小さくなっている。

これまで使われてきた泥流ハイドログラフは Fig. 6 のようなものである。本研究での発生泥流ハイド

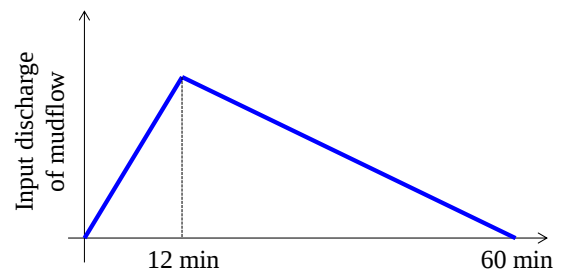


Fig. 6 An example of previously employed mudflow input hydrograph for volcanic mudflow simulation.

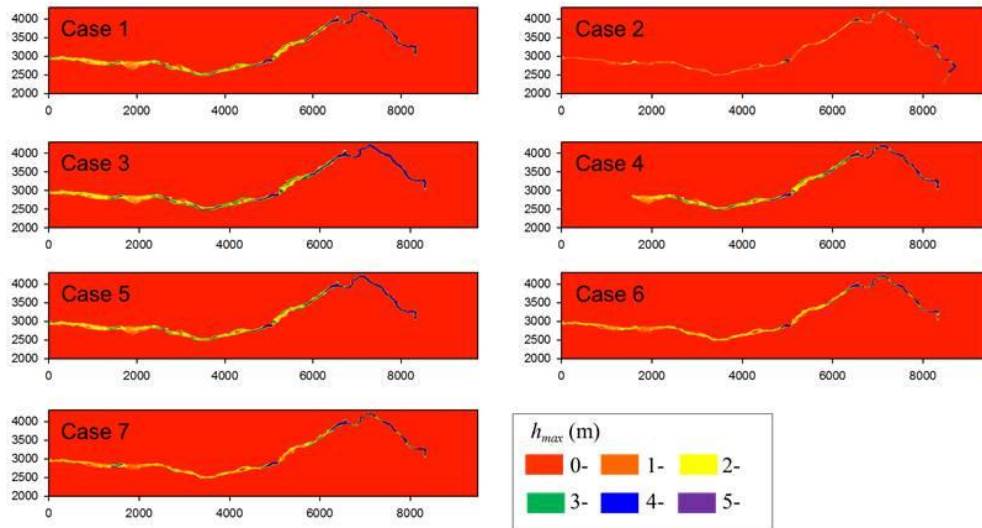


Fig. 7 Spatial distribution of maximum of sum of flow and deposition depths (h_{max}).

ロググラフと比較すると、本研究で算出した泥流ハイドログラフの方が Case4 を除いて流出継続時間が長いことが見てとれる。また、これまで使われてきた泥流ハイドログラフは流出開始 12 分後（流出継続時間の 20% 後）にピークを迎えるとされていたが、本研究で算出した泥流ハイドログラフは流出開始直後にピークとなり、流出開始までの時間は積雪深と積雪密度に依存することが示された。

3.2 積雪条件、火砕流の諸条件が融雪型火山泥流の流下・堆積範囲に及ぼす影響

積雪深・積雪密度、火砕物堆積範囲の違いによる被害規模を比較するため、流下・堆積シミュレーションにおける流動深+堆積厚の最大値を h_{max} (m) として、各ケースでの h_{max} の分布を等値線図で示す (Fig. 7)。いずれのシミュレーション結果もおおよそ似たような傾向を示している。流下地点で最も大きく、下流へ流下するほど小さな値となった。ただし、下流域の集落、栃尾地点においても 1~2 m であり、家屋や人的な被害を発生させるには十分な泥流が下流域まで流下していた。また下流ほど勾配が緩くなるため、氾濫域が広がるのが見てとれる。

発生源からもっとも近い集落である中尾地点での流動深、堆積厚の経時変化をそれぞれ Fig. 8, 9 に示す。流動深の最大値は、Case2 を除いていずれのケースも約 1.5 m であった。Case2 における流動深最大値が他と比べて低くなっていることから、流動深は発生ピーク流量との相関があると考えられる。堆積厚は Case1, 2, 4, 6, 7 では負の値（侵食）となった

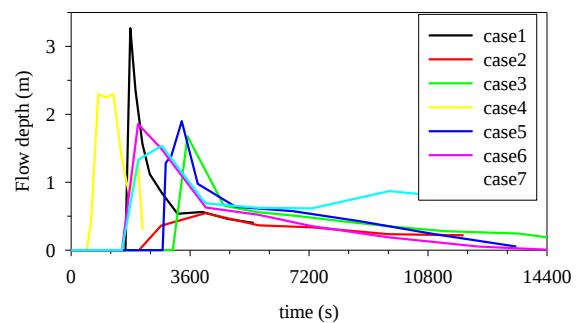


Fig. 8 Temporal change of flow depth at Nakao.

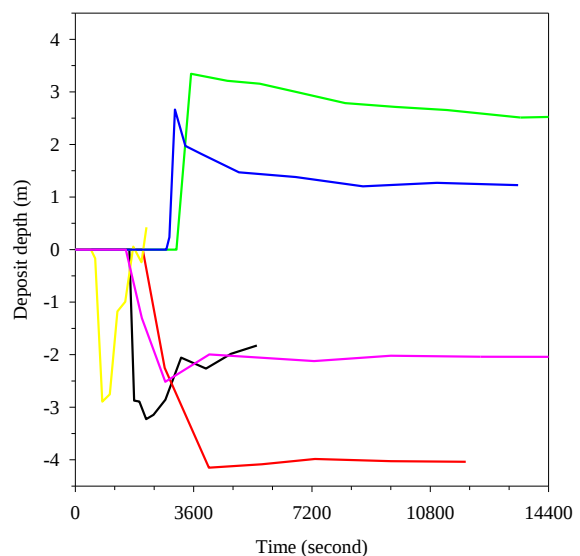


Fig. 9 Temporal change of deposition depth at Nakao. Negative values indicate erosion.

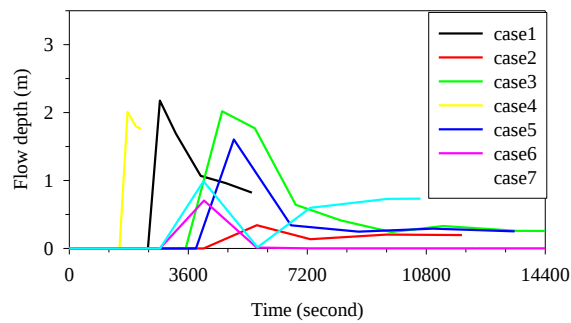


Fig. 10 Temporal change of flow depth at Tochio.

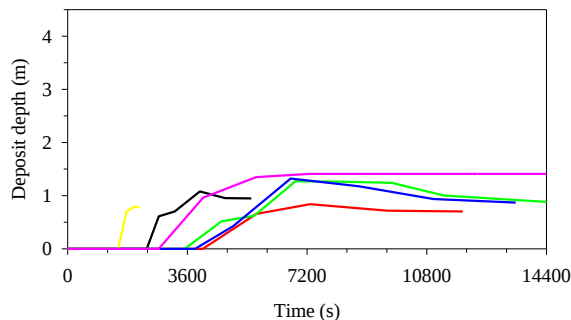


Fig. 11 Temporal change of deposition depth at Tochio.

が、Case3, Case5 では正の値（堆積）となった。これは正味の積雪量が多い Case3（積雪深：大）、Case5（積雪密度：大）の泥流ハイドログラフのピーク流量が大きく、また土砂濃度が小さいために、流出開始地点付近で大量に侵食した土砂を中尾付近で堆積させたためと考えられる。

栃尾地点での流動深、堆積厚の経時変化をそれぞれ Fig. 10, 11 に示す。流動深の最大値は Case1, 3, 4, 5 では 1.5~2m であり、泥流発生ピーク流量が小さいケース（Case2, 6, 7）では小さくなる傾向がみられた。どのケースも最大約 1m 堆積しており、泥流発生量による違いはさほど現れなかった。Case2 および Case4 の堆積厚は約 0.8 m と、他ケース（1.0~1.6 m）に比べてやや小さい値を示した。これは、Case2 では泥流のピーク流量が少なく掃流力が小さく上流域での侵食量が小さいため、Case4 では泥流流出継続時間が短いためと考えられる。

中尾、栃尾地点における泥流到達時間および最高水位をそれぞれ Fig. 12, 13 に示す。積雪密度小の Case4 において最も早く泥流が到達した。これは、積雪密度が小さいために融雪が早く進行したためと考えられる。到達までの時間は融雪水流出が始まるまでの時間に依存した。また、発生泥流量の小さい Case2 では、下流の栃尾で到達までに長い時間を要した。中尾において、Case3 および Case5 では堆積傾向であったため、非常に大きな水位を示した。

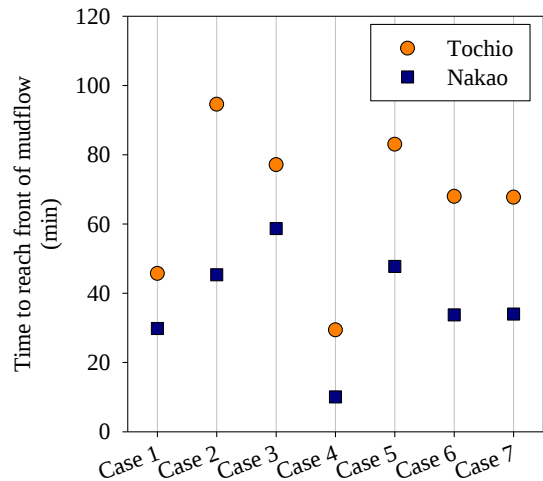


Fig. 12 Time required for mudflow to reach Tochio and Nakao.

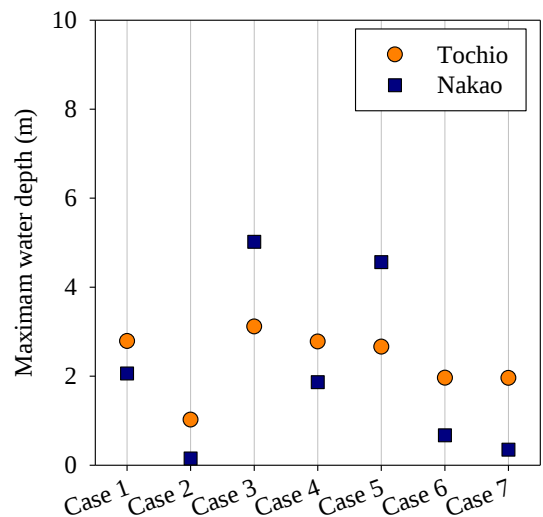


Fig. 13 Max flow depth of mudflow at Tochio and Nakao.

4. まとめ

融雪型火山泥流は甚大な物的・人的被害をもたらす現象であるが、到達予測範囲などに用いられているモデルには、特に発生ハイドログラフなどにおいて多くの仮定が用いられている。そこで、本研究では先行研究の融雪実験をもとに構築した火山噴出・積雪層の熱交換および融雪モデルより得られた泥流ハイドログラフを用い、積雪層、火山噴出物供給範囲などの諸条件が発生泥流量および融雪型火山泥流の流下・堆積に及ぼす影響を検討した。対象は実際に融雪型火山泥流が起こる可能性のある北アルプスの焼岳西斜面に位置する足洗谷およびその下流の蒲田川とした。熱移動と融雪、融雪水浸透解析の結果、

発生泥流ハイドログラフは形状、ピーク流量ともに積雪深と積雪密度に大きく影響を受けることが明らかとなり、従来用いられていたハイドログラフよりも早くピーク流出が発生することが示唆された。二次元河床変動計算による泥流の流下・堆積解析の結果、いずれのケースにおいても発生源から約7 km 流下した栃尾地点において1~2 m の浸水が起こることが示された。発生源からもっとも近い集落である中尾地点では、泥流ピーク流量が大きい条件においては侵食される可能性があった。

本研究で求めた発生泥流ハイドログラフは数十cm スケールの一次元的な実験結果から得られたものをもとに、非常に単純化したモデルを用いて算出したものであり、発生泥流ハイドログラフを算出する際に、単純に流下点までの集水面積を乗じただけであり、流下点までの集水プロセスを考慮できていない。高温土砂によって積雪層が融かされたのちにどのように流動化が始まるかについては、さらなる検討が必要である。以上の点を改良していくことで様々な状況下における融雪型火山泥流の発生から流下・堆積までを通した予測が可能になると考えられる。また、本モデルでは泥流の温度についてはまったく検討していない。高温の泥流が発生している場合、泥流水深が小さくても人的被害などにつながる可能性がある。この点についても今後の検討課題である。

参考文献

伊藤英之, 脇山勘治, 吉田真理夫, 長山孝彦, 原田

憲邦, 楠木雅博 (2004): 融雪型火山泥流の発生メカニズム—十勝岳 1926 年火山泥流の融雪実験によるアプローチ—, 日本火山学会講演予稿集, pp36.

堤 大三, 藤田 正治, 宮田 秀介, 志田 正雄, 長野 快 (2011): 噴火による融雪型火山泥流の発生機構に関する基礎的検討, 京都大学防災研究所年報, 第 54 号 B, pp. 593-601.

村重慧輝, 堤大三, 宮田秀介, 藤田正治, 酒井英男, 上石勲 (2012): 高温土砂による融雪に関する実験的研究, 平成 24 年度砂防学会研究発表会概要集, pp. 212-213.

焼岳火山噴火緊急減災対策砂防計画検討会 (2011): 平成 23 年度焼岳火山噴火緊急減災対策砂防計画検討報告書(案)

Pierson, T.C., Janda, R.J., Thouret, J.-C., and Borrero, C. A. (1990): Perturbation and melting of snow and ice by the 13 November 1985 eruption of Nevado del Ruiz, Colombia, and consequent mobilization, flow and deposition of lahars, Journal of Volcanology and Geothermal Research, vol. 41, pp. 17-66.

(論文受理日: 2012年6月6日)

Effects of Snow on Deposition Area of Volcanic Mud Flow

Shusuke MIYATA, Keiki MURASHIGE⁽¹⁾, Daizo TSUTSUMI, Kuniaki MIYAMOTO⁽²⁾, and Masaharu FUJITA

(1) Graduate School of Engineering, Kyoto University

(2) Graduate School of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba

Synopsis

Generation process of volcanic mudflow is still unclear although volcanic mudflow induces huge damage and losses. We used newly developed simple heat transfer, snowmelt and infiltration of snowmelt water equations and calculated initial mudflow hydrograph under several depth and density of snow and amount of pyroclastic flow. Our results showed that initial mudflow volume was associated to snow depth and density. The results also suggested initial mudflow increased earlier than that assumed in previous studies. For all cases of the calculated initial mudflow hydrograph, a two dimensional riverbed change simulation showed inundation of 1 – 2 m depth at Tochio approximate 7 km downstream from the source of

mudflow.

Keywords: Volcanic mudflow, Snowmelt process, Heat exchange, Volcano eruption