

# 積雪層における浸透速度時間変化を考慮した融雪型火山泥流モデルによる解析

京都大学大学院工学研究科 ○山口翔大  
京都大学防災研究所 宮田秀介・堤大三・藤田正治

## 1. はじめに

融雪型火山泥流とは、火山噴火による噴出物が山腹斜面の積雪層に供給され雪を融かして大量の水を発生させ、水が土砂などを巻き込みながら泥流となり、下流域に高速で流下する現象である。融雪型火山泥流は過去に日本でも発生事例があるが<sup>1)</sup>、事例が少なく解明されていない点が多い。そこで、村重ら<sup>2)</sup>や堤ら<sup>3)</sup>は高温の砂礫を用いた融雪実験を行い、融雪型火山泥流の発生過程を観察した。また、村重らは実験をもとに融雪型火山泥流の融雪・浸透過程を数値解析モデル化した。しかし、村重らの提案した融雪・浸透モデルでは、堤らの実施した実験の浸透現象を上手く表せなかった。そこで、村重らの融雪・浸透モデルで一定と仮定していた積雪層内の不飽和浸透速度を、本研究では時間変化するとし数値解析モデルを修正し、堤らの実験の再現性向上を試みた。また、焼岳を対象に浸透速度の時間変化を考慮した融雪・浸透モデルを用いてシミュレーションを行い、積雪層内の不飽和浸透速度を考慮した影響について検討した。

## 2. 数値解析モデルの概要

### 2.1 積雪層の融雪・浸透モデル

火山噴出物による融雪・融雪水浸透現象のモデル化は、先行研究である堤ら<sup>2)</sup>を参考に行った。まず、火山噴出物・積雪層表面間に関してFourierの熱伝導法則と熱収支式を解くことで、時刻 $t$ における融雪速度 $v(t)$ を以下のよう

$$v(t) = \frac{k_s T_0}{\rho_{sn} \{E(1 - r_{sl}) + G r_{sl}\} R} t^{-\frac{1}{2}} \quad (1)$$

$$R = \left( \frac{4k_s}{\phi_{sed} \rho_{sed} c} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (2)$$

ここに、 $k_s$ ：砂礫の熱伝導率[W/m/K]、 $T_0$ ：火山噴出物の初期温度[°C]、 $\rho_{sn}$ ：積雪密度[kg/m<sup>3</sup>]、 $E$ 、 $G$ ：それぞれ氷の融解潜熱、昇華潜熱（融解潜熱＋蒸発潜熱）[J/kg]、 $r_{sl}$ ：雪の水蒸気化率、 $\phi_{sed}$ ：土砂容積濃度、 $\rho_{sed}$ ：土砂密度[kg/m<sup>3</sup>]、 $c$ ：土砂比熱[J/kg/K]である。次に $v(t)$ を用いて、時刻 $t$ における積雪層内浸透流出量 $Q(t)$ を以下のよう

$$Q(t) = \frac{\rho_{sn} A v(t) (1 - r_{sl})}{\rho_w (1 - \frac{v(t)}{v_{k(t)}})} \quad (3)$$

ここに、 $A$ ：断面積[m<sup>2</sup>]、 $\rho_w$ ：水の密度[kg/m<sup>3</sup>]、 $v_{k(t)}$ ：時刻 $t$ における不飽和浸透速度[m/s]である。

さらに $Q(t)$ を用いて、時刻 $t$ における実験カラム底面に到達する飽和帯の水位 $Z(t)$ を次のように求めた。

$$Z(t) = Z(t - dt) + \frac{(Q(t-dt) + Q(t))dt}{A\phi_{sn}} \quad (4)$$

ここに、 $\phi_{sn}$ ：雪の空隙率である。

積雪層における融雪水の浸透現象について、次のように考えた。融雪開始前、積雪層は不飽和であり、浸透水は浸潤面を形成して積雪層内を浸透する。このとき、浸潤面以下の積雪層はまだ水が浸透しておらず飽和度は一定であり、浸潤面を挟んだ圧力水頭差は浸潤面降下中に変化しないとすることができる。したがって、浸潤面の降下速度を一定と考えることができる。その後、浸透水が初めて積雪層底面に達すると積雪層内全体の飽和度が増加するので、不飽和浸透速度も大きくなる。ここで、浸潤面到達前後でPhase1、Phase2の2段階に分ける。

Phase1について、単調減少する融雪速度と一定の不飽和浸透速度の兼ね合いを考え、Phase1-a、Phase1-bに分ける。1-a、1-bの順に進行していく（図1）。

・融雪初期、「融雪速度>浸潤面降下速度」で水は積雪層内を浸透できず、積雪層表面に融雪水が滞留する。《Phase1-a》

・時間が経過すると、融雪速度が小さくなっていき、ある時刻で「融雪速度≤浸潤面降下速度」となり水が積雪層内を浸透し始める《Phase1-b》。

これらより、不飽和浸透速度 $v_{k(t)}$ を以下のよう

$$\begin{cases} \text{Phase1-a} & v_{k(t)} = 0 \\ \text{Phase1-b} & v_{k(t)} = q_c \\ \text{Phase2} & v_{k(t)} = Ks \cdot Se^n \end{cases}$$

ここに、 $q_c$ ：浸潤面降下速度、 $Ks$ ：飽和透水係数、 $Se$ ：有効飽和度、 $n$ ：係数（既往の研究<sup>4)</sup>を参考に3とした）である。

### 2.2 泥流発生・流下モデル

泥流発生・流下モデルはa)融雪・不飽和鉛直浸透過程、b)飽和側方浸透過程、c)斜面崩壊・土層侵食過程、d)泥流流下・発達過程より構成される。a)には本研究で修正した融雪・浸透モデルを、b)にはダルシー則を、c)には無限長斜面安定解析を、d)には二次元泥流モデル<sup>1)</sup>を用いた。

上記の融雪型火山泥流モデルを岐阜県高山市と長野県松本市にまたがって位置する焼岳の北西山麓足洗谷流域に適用した。本研究では焼岳火山噴火緊急減災対策砂防計画検討会<sup>5)</sup>で用いられた約2300年前の中尾火砕流の噴火を条件とした。解析に用いた諸定数を表1に示す。解析は不飽和浸透速度が一定の時と、時間変化を考慮した時の2ケースで実施した。

### 3. 結果と考察

不飽和浸透速度の時間変化を考慮した積雪層内の飽和帯水位計算結果を図2に示す。村重ら<sup>2)</sup>による既往のシミュレーションに比べて実験の再現性が高まったと言え、不飽和浸透速度の時間変化が積雪層内の浸透現象に影響を及ぼすことを表している。

足洗谷流域の発生泥流ハイドログラフを図3に示す。不飽和浸透速度一定の解析結果と不飽和浸透速度の時間変化を考慮した解析結果を比較すると、後者では足洗谷流域下流端の泥流ハイドログラフのピーク流量が大きくなり且つ早い時間に現れた。これは、Phase1-aの間に発生し滞留した水が、Phase1-bで融雪水と共に一気に流下したためと考えられる。これまでの手法で予想された下流部の集落までの泥流到達時間よりも早くなる可能性があることを示した。

#### 参考文献

- 1) 宮本邦明・鈴木宏・山下伸太郎・水山高久：十勝岳大正15年(1926年)泥流の再現計算, 水工学論文集, 第33巻, p.361-366, 1989
- 2) 村重慧輝・堤大三・宮田秀介・藤田正治・酒井英男・上石勲：火山泥流発生機構解明のための高温砂礫による融雪に関する実験的研究, 砂防学会誌, 第67巻, 6号, p.3-10, 2015
- 3) 堤大三・藤田正治・宮田秀介：焼岳における融雪型火山泥流の危険度評価法の確立, 河川砂防技術研究開発制度成果報告書, 2015
- 4) S.C.Colbeck・E.A.Anderson：The Permeability of a Melting Snow Cover, Water Resources Research, Vol.18, No.4, p.904-908, 1982
- 5) 焼岳火山噴火緊急減災対策砂防計画検討会：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), 2011

表1 解析条件

土層厚 [m]	1.0
積雪層厚 [m]	1.0
土層の空隙率	0.40
積雪の空隙率	0.728
土砂密度 [kg/m <sup>3</sup> ]	2650
積雪密度 [kg/m <sup>3</sup> ]	270
水密度 [kg/m <sup>3</sup> ]	1000
供給砂礫の比熱 [J/kg/K]	2230
火砕物体積 [万m <sup>3</sup> ]	210
砂礫温度 [°C]	1000
融解潜熱 [J/kg]	334000
昇華潜熱 [J/kg]	2590000
水蒸気化率	0.2

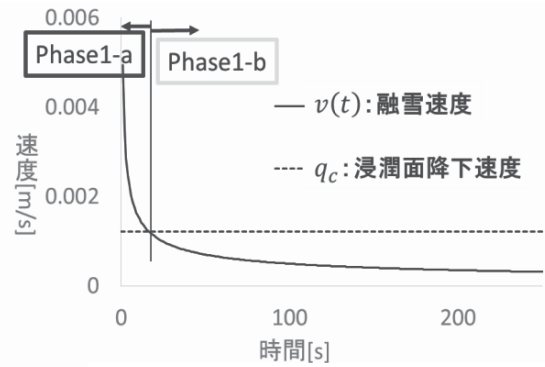


図1 融雪速度と浸潤面降下速度の時間変化

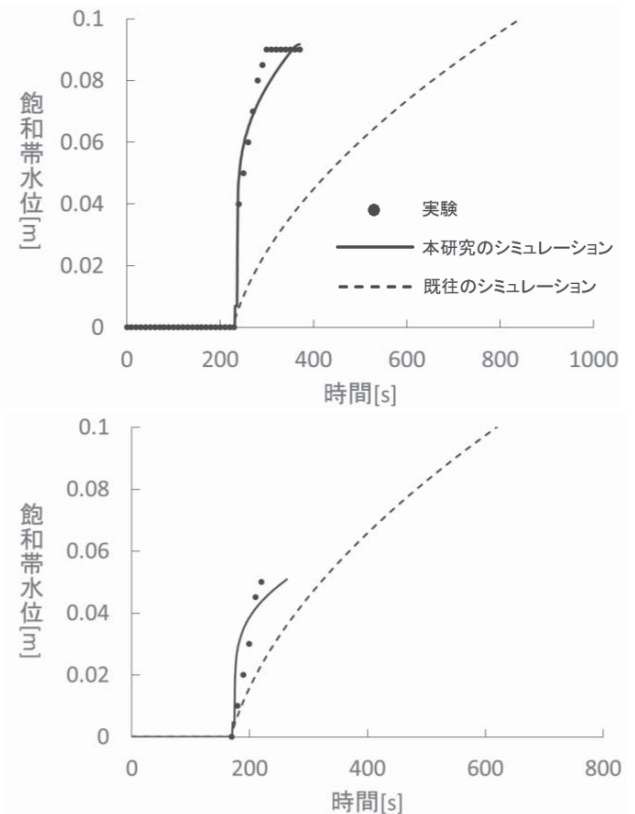


図2 積雪層内飽和帯の上昇挙動

(上図：積雪密度 202kg/m<sup>3</sup>, 下図：188kg/m<sup>3</sup>)

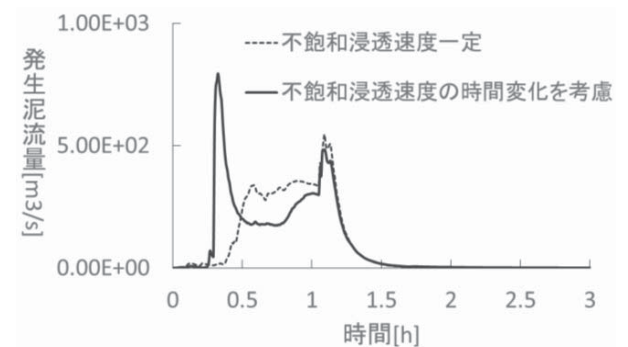


図3 焼岳北西山麓足洗谷流域の発生泥流量