

溶岩流のプラグ層が冷却に与える影響に関する基礎的研究

住鉦コンサルタント株式会社 正会員 ○山下 伸太郎
筑波大学大学院 生命環境科学研究科 正会員 宮本 邦明

1. はじめに

既往研究による溶岩流の数値シミュレーションでは、多くの場合、流れは Bingham 流体として取り扱われている。Bingham 流体は流れの上層に速度勾配が一定のプラグ層をもつ流れであり、その特性を表す粘性係数と降伏せん断応力は温度関数であるため、溶岩流の流下状況をよりの確に把握するためには溶岩の温度変化を考慮した計算モデルが必要となる。

石原ら¹⁾は、1986年の伊豆大島の溶岩流について、溶岩表面からの熱放射による冷却を考慮した二次元数値シミュレーションを行っている。山下ら²⁾は石原らの冷却モデルを用いて、二次元浅水流モデルを基本とした溶岩流シミュレーションモデルの検討を行っているが、この冷却モデルでは、溶岩流の鉛直温度分布を考慮していないため、溶岩流表面からの熱放出量を支配している表面温度と内部温度が同一となっており、実際より冷却が早く進むという指摘がある³⁾。これは、実際にはプラグ層内には温度勾配が形成されるため、流れ全体の冷却が抑制されるためと考えられる。この効果を表現するため Miyamoto and Sasaki⁴⁾は表面からの熱放射量に乘ずる冷却効率パラメータを提案している。

本研究では、プラグ層内部に生ずる温度勾配を考慮して、プラグ下層の温度を評価するための基礎的な検討として、熱伝導方程式をもとにプラグ層の鉛直方向の温度分布を計算し、既往の冷却モデルの冷却特性との比較を行った。

2. 既往の溶岩流の冷却モデル

石原ら¹⁾は、溶岩表面からの熱放射量 Q_s を次の Stefan-Boltzmann 式で計算し、溶岩流の平均温度を熱量保存則にもとに計算した。

$$Q_s = \varepsilon \sigma (T_s^4 - T_a^4) \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 T_s : 溶岩流の表面温度(K), T_a : 大気温度(K), ε : 溶岩の放射率, σ : Stefan-Boltzmann定数である。この冷却モデルでは、プラグ層の温度勾配は考慮されていないが、固体の団塊によって溶岩流が被覆されることによる熱放射の低減を考慮して表面温度を次式により補正している。

$$\left. \begin{array}{l} T \geq 1303(\text{K}) : T_s = T \\ T < 1303(\text{K}) : T_s = T - 300 \end{array} \right\} \quad \dots\dots\dots (2)$$

また、Miyamoto and Sasaki⁴⁾は温度境界層が形成されると溶岩流の内部温度よりも表面温度が低くなるため、溶岩流表面からの熱放出量が減少し、流れ全体の冷却が抑制されるとして、この効果を表現するため、冷却効率パラメータ e ($1 \geq e \geq 0$) を提案している。つまり、 Q_s は(1)式の右辺に e を乗じて計算される。 $e=1$ の場合には温度境界層の冷却抑制効果は無視され、 $e=0$ の場合には、逆に溶岩流は全く冷却しないことになる。

3. 溶岩流プラグ層の温度分布の計算方法

プラグ層内の温度分布は、側方と路床からの熱輸送はゼロとして、図-1に示すような全層厚 h_t の上層に厚さ h_y のプラグ層を持つ溶岩流の鉛直方向の温度分布を一次元熱伝導方程式により計算した。

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\kappa}{\rho c} \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad \dots\dots\dots (3)$$

差分法により(1)式を解くと、時間 $t=(n+1)\Delta t$ 、溶岩流表面からの位置 $i\Delta z$ における溶岩温度は次式で表される。ここに、 κ : 熱伝導率 (J/m/s/K), ρ : 溶岩密度(kg/m³), c : 比熱(J/kg/K), Δz : z 方向の計算間隔, Δt : 計算の刻み時間である。

キーワード 溶岩流, 冷却, 温度勾配, 熱伝導方程式, 熱放射

連絡先 〒110-0008 東京都台東区池之端2丁目9番7号 TEL 03-3827-6185 Yamashita.Shintaro@sumicon.co.jp

$$T_i^{n+1} = T_i^n + \Delta t \frac{T_{i+1}^n - 2T_i^n + T_{i-1}^n}{\Delta z^2} \frac{\kappa}{\rho c} \dots\dots\dots (4)$$

いま、プラグ層の最上層では(1)式の Stefan-Boltzmann 式で計算される熱放射量 Q_s に対応した温度勾配が生じており、プラグ層と下層の境界温度を T_b といふとすると、 $z=0, z=h_y$ での境界条件は式(5)のとおりとなる。

$$-\kappa \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0}^{t=t+\Delta t} = Q_s \quad T_{z=h_y}^{n+1} = T_b \dots\dots\dots (5)$$

ここで、 T_b は下層の温度とし、下層からプラグ層へは、境界 $z=h_y$ での温度勾配に応じた熱移動量 Q_p があるとして(6)式により計算した。なお、簡単のため、下層の温度低下によるプラグ層厚の増大は生じないとした。

$$-\kappa \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=h_y} = Q_p, \quad \frac{\partial T_b}{\partial t} = -\frac{Q_p}{c\rho(h_t - h_p)} \dots\dots\dots (6)$$

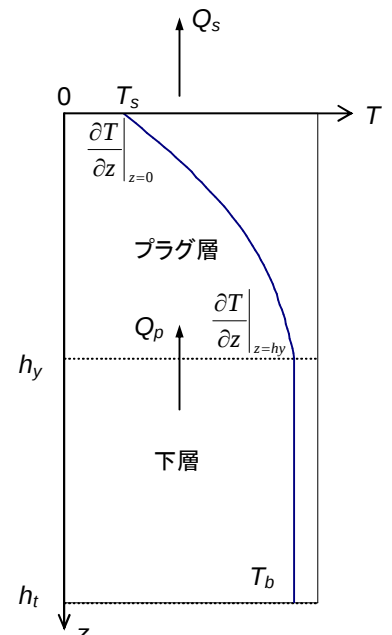


図-1 プラグ層内の熱移動の模式図

3. 計算結果

計算定数は、伊豆大島の溶岩流シミュレーションでの値を基本に、 $\rho=2,500(\text{kg/m}^3), c=840(\text{J/kg/K}), \varepsilon=0.9, \sigma=5.67 \times 10^{-8}(\text{J/s/m}^2/\text{K}^4)$ とした。また、熱伝導率は $\kappa=1.5(\text{J/m/s/K})$ 、溶岩の初期温度及び大気温度を $T_b=T_s=1,100(^{\circ}\text{C}), T_a=20(^{\circ}\text{C})$ とし、 $h_t=1(\text{m}), \Delta t=1(\text{s}), \Delta z=0.01(\text{m})$ で計算を行った。

図-2は、下層の温度の時間変化を示している。プラグ層の厚さの違いによる下層の温度変化は比較的小さく、24時間後で見ると $h_y=0.3\text{m}$ と 0.7m の差は 120°C 程度である。一方、石原らのモデルでは、5時間程度で温度低下が急速に進みプラグ層が存在する場合と比較して明らかに早く冷却が進んでいることがわかる。また、富士山の剣丸尾溶岩流の再現計算⁵⁾で用いられた $e=0.024$ とした場合は、概ね $h_y=0.7\text{m}$ と同程度の冷却が起きていることがわかった。

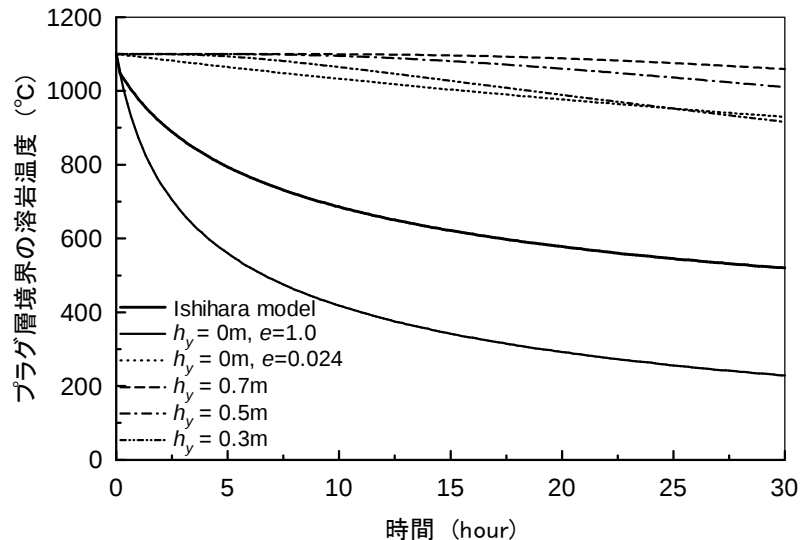


図-2 下層温度の時間変化

4. おわりに

熱伝導方程式をもとにプラグ層の鉛直方向の温度分布と下層の冷却過程について検討した結果、プラグ層の存在により下層部の温度低下が大きく抑制されていること、また、既往の冷却モデルでは、表面からの熱放射量を計算上かなり低減しないと、プラグ層の温度勾配を考慮した場合と比較して冷却の進行がかなり早く進むことが確認できた。今後は、これまでの二次元浅水流モデルを基本に、プラグ層の温度勾配の形成を考慮した冷却モデルとそれを組み込んだ溶岩流シミュレーションモデルを作成し、その適用性について検討を進める予定である。

参考文献

- 1) 石原他:数値計算による 1986 年伊豆大島溶岩流の再現,火山,第2集,伊豆大島噴火特集号,1988,pp.64-76.
- 2) 山下他: 溶岩流の数値シミュレーション,水工学論文集,第34巻,1990,pp.391-396.
- 3) 大原他:桜島の溶岩流,平成2年度砂防学会研究発表会概要集,P.296-299,1990
- 4) Miyamoto and Sasaki:Numerical simulations of flood basalt lava flows, journal of geophysical research,vol.103,No.B11,p.27,489-27,502,1998.
- 5) 山下他 剣丸尾溶岩流の流下シミュレーション,地球惑星科学関連学会 2002 年合同大会予稿集, V03-P022.