- 1 静岡大学地球科学研究報告原稿
- $\mathbf{2}$

3	斑晶に富む玄武岩質溶岩の固体 - 液体遷移の実験的研究:富士山水神溶岩の例		
4	Experimental study on the solid-liquid transition of phenocryst-rich basaltic lava: A case of		
5	Suijin lava, Fuji volcano, Japan		
6			
7	石橋秀巳1*, 鬼塚寛士2, 岩城吉春3, 森 英樹4		
8	Hidemi ISHIBASHI*, Kanji ONIZUKA, Yoshiharu IWAKI, Hideki MORI		
9			
10	1静岡大学理学部地球科学科		
11	Department of Geoscience, Faculty of Science, Shizuoka University, Ohya 836, Suruga-ku, Shizuoka,		
12	422-8529, Japan		
13	2 静岡県立富士高校		
14	Shizuoka Prefectural Fuji Senior High School		
15	3 静岡大学大学院総合科学技術研究科理学専攻		
16	Department of Science, Graduate School of Integrated Science and Tecnology, Shizuoka		
17	University		
18	4静岡大学技術部		
19	Division of Technical Service, Shizuoka University		
20	*Corresponding author: ishibashi.hidemi@shizuoka.ac.jp		
21	柱:富士山の斑晶に富む玄武岩質溶岩の固体 - 液体遷移実験		
22			
23	脚注		
24	2022年3月14日受付 2022年5月31日受理.		
25	Received: 14 March 2022 Accepted: 31 May 2022		
26			

## 27 Abstract

28

29One-atmosphere heating experiments were carried out for the 2 cm sized cubic samples of the phenocryst-rich basaltic lava (Suijin lava from Fuji volcano, Japan) to examine how the rheological 30 behavior of the phenocryst-rich lava depends on temperature and time. The fO<sub>2</sub> condition was not 31controlled during the experiments, but oxidation was not significant except for only near the surface 3233 of the run sample. At 1150°C, the lava was not deformed by its weight at least within 90 min. At 1155°C, the lava partly deformed at 45 min. At 1160°C, the lava was not deformed at < 20 min, but the 34deformation onset at  $25 \pm 5$  min and perfectly flowed at  $> 37 \pm 5$  min. The onset time of deformation 35 decreased as temperature increased. The rheological behavior of the lava changes drastically from solid 36 to liquid within narrow ranges of temperature and time. Textural analyses of the run samples heated at 37 1150°C, 1155°C and 1160°C for 45 min suggest that the phenocryst content was almost constant at ~37 38vol% regardless of heating temperature. In contrast, crystal content in the groundmass decreases from 39 ~9.5 vol% to ~2.5 vol% as the temperature increases from 1150°C to 1160°C. This behavior can be 40 41 explained by a crystal content-dependent change of relative viscosity with  $\Phi_{\rm m} \sim 0.437$ -0.476, where 42 $\Phi_{\rm m}$  is the critical crystal content at which rheological transition occurs. Present results suggest that in phenocryst-rich lava, a slight increase/decrease in groundmass crystals causes the total crystal content 4344 to exceed/fall below the critical crystal content at which the solid-liquid transition occurs. Therefore, cooling has to be suppressed during flow for phenocryst-rich lava in order to flow over long distances. 45

46

47 Keywords; lava flow, rheological transition, Fuji volcano, phenocryst, heating experiment

48 1. はじめに

玄武岩質マグマは高温・低粘性であるため、比較的穏やかな爆発的噴火や非爆発的噴火を 49発生する場合が多い (e.g., Parfitt, 2004). しかし、玄武岩質溶岩が噴出するとしばしば長距離 50を流動し、広い面積を溶岩で覆ってしまう. 例えば富士山では、静岡県三島や山梨県猿橋ま 51でおよそ 30 km 以上の距離を流下した玄武岩質溶岩流 (三島溶岩・猿橋溶岩) が知られる 52(高田ほか, 2014). また西暦 864-866 年に発生した貞観噴火では、およそ 30 km<sup>2</sup>もの面積が 5354玄武岩質溶岩流に覆われた (e.g., 千葉ほか, 2010). 溶岩流は一般に, その流動速度が~10 km/h 以下と比較的遅いため、火砕流や岩屑なだれと比べるとその危険度は相対的に小さい. 55しかし、溶岩流の到達領域では集落・農耕地・道路・森林などの焼失・埋没がおこり、住民 56は避難を余儀なくされる (Proietti et al., 2009). 近年の事例としては、ラ・パルマ島 Cumbre 57Vieja 火山の 2021 年噴火があげられよう. この噴火では溶岩流が居住区まで到達し、~2600 58の建造物・>70 kmの道路・2.3 km<sup>2</sup>の耕作地が6週間以内に破壊された (Longpré, 2021). こ 59のように、玄武岩質溶岩流は深刻な火山災害を引き起こしうる現象である.このため、溶岩 60 流の挙動を理解・予測することは火山学の主要なテーマのひとつであるだけでなく,火山災 6162 害を軽減するうえでも重要な課題であると言える (Fujita and Nagai, 2016).

溶岩流の挙動に影響を及ぼす要素として、火口からの溶岩の噴出率・レオロジー物性(粘 63 性率,降伏応力など)・基盤の地形などがあげられる (Proietti et al., 2009). その中でも特に重 64 要なのが溶岩のレオロジー物性である. その重要性を示す一例として, アラスカ・Okmok 火 65山の地形を用いた溶岩流動シミュレーション (Miyamoto and Rapp, 2004) があげられる. こ 66 の研究では、溶岩のレオロジー物性(降伏応力とビンガム粘度)を変化させることで、同じ 67 噴出率であっても、溶岩流の流動速度・到達距離が変化し、更に地形との相互作用で流動経 68 路も変化することが示されている. 溶岩のレオロジー物性は、その内部に浮遊する結晶の組 69 織的特徴に依存して著しく変化する (e.g., Mader et al., 2013; Picard et al., 2013). 結晶に乏し 70く、ケイ酸塩メルトのみから大部分が構成される場合、溶岩はニュートン流体としてふるま 71う.しかし、ある閾値以上の量の結晶が含まれると、溶岩の挙動は非ニュートン流体的に変 72

- 73 化する (e.g., Ishibashi and Sato, 2010; Mader et al., 2013). この溶岩の非ニュートン流体的ふる
  74 まいをモデル化するうえでよく採用されてきたのが, ビンガム流体モデルである(e.g.,
  75 Griffith, 2000; Miyamoto and Rapp, 2004). ビンガム流体とは最も単純な非ニュートン流体の
  76 ひとつで, その構成方程式は1式で記述される.
- 77  $au = au_{y} + \eta_{B} \dot{\varepsilon} (1)$
- 78 ここで  $\tau$ はせん断応力,  $\tau_y$ は降伏応力,  $\eta_B$ はビンガム粘度,  $\dot{\epsilon}$ はせん断歪速度である.1式 79 を見た目の粘性率 $\eta$  (=  $\tau/\dot{\epsilon}$ )として整理すると,
- 80  $\eta = \eta_{\rm B} + \tau_{\rm y}/\dot{\epsilon}$  (2)
- となり、 歪速度の増加に対して見た目の粘性率が低下する shear thinning 的挙動を示すこと 81 がわかる. ビンガム流体の重要な性質は、これにかかるせん断応力が降伏応力を超えなけれ 82ば流動しないことである.この性質から、降伏応力は溶岩流の停止条件を与える物性として 83 重要視され, 溶岩中の結晶組織との関係を検討する実験が実施されてきた (e.g., Philpotts and 84 Carroll, 1996; Hoover et al., 2001; Ishibashi and Sato, 2010). Ishibashi and Sato (2010) は, 富士山 85の無斑晶質玄武岩について行われた粘性測定実験 (Ishibashi, 2009) のデータをビンガム流 86 体モデルに基づいて再解析し、少なくとも斜長石結晶量が13 vol%を超えると有限の降伏応 87 力が発生し、その大きさが結晶量の増加とともに急増することを示した.しかし、Ishibashi 88 and Sato (2010) で採用された、せん断歪速度が有限の値での測定データを歪速度がゼロの条 89 件に外挿することで降伏応力を見積もる方法は、レオロジーモデルの仮定に強く依存する. 90 このため、見積もられる降伏応力の発生条件や大きさの信頼性は高いとは言えず (Barnes, 911999), その扱いは容易ではない. 例えば, Ishibashi (2009)の粘性測定実験データは,降伏応 92力を含まないべき乗則流体モデルを使ってもうまく説明できる (Ishibashi, 2009). べき乗則 93 流体モデルとは、もうひとつの最も単純な非ニュートン流体モデルであり、その構成方程式 94 $t_{\tau} = K\dot{\epsilon}^n$ と記述される (ここで K  $t_{\dot{\epsilon}} = 1s^{-1}$ のときの粘性率である Consistency, n  $t_{\tau}$ 95指数である; e.g., Mader et al., 2013). 近年ではべき乗則流体モデルを採用した溶岩流動計算 96 も行われている (Piombo and Dragoni, 2009). 一方, Philpotts and Carroll (1996) は 1 cm 角の 97

直方体に成型した無斑晶質の Holyoke 玄武岩を加熱し、その自重で流動して形態が崩れる条 98 件から降伏応力について検討している.その結果,斜長石の方位分布がランダムな場合,結 99晶量が 30 vol%まで減少しても溶岩の形状が崩れないことを示し、溶岩内部の石基結晶の作 100 るネットワークの強度 (=降伏応力) がその原因であると解釈した. 更に Hoover et al. (2001) 101 は、Philpotts and Carroll (1996) と同様の方法による実験を、石基組織の特徴が異なる複数の 102完晶質玄武岩試料について実施し, 溶岩の固体 - 液体遷移がおこる温度・結晶量の条件を検 103 104討した. その結果, 1 cm 角の溶岩の自重を支えられるためには, 少なくとも 20-35 vol%の結 晶量が必要であることを示した.これらの研究では, 溶岩の固体 - 液体遷移が降伏応力の消 105失によって引き起こされたと解釈しているが,後で議論するように,降伏応力を含まないべ 106 き乗則流体モデルでも、相対粘度 (浮遊粒子が、サスペンジョンの粘性率に及ぼす影響の大 107 きさ)の変化によってこの挙動を説明可能であり、降伏応力と相対粘度のどちらが原因であ 108 109 るかを有限時間の実験データから特定することは容易でない.

ところで,以上の実験はいずれも,斑晶をほとんど含まない玄武岩について行われたもの 110 である.一方で、玄武岩質溶岩流の中には斑晶に富むものが少なくない.例えば、先に述べ 111 112た富士山の三島溶岩・猿橋溶岩や貞観噴火の玄武岩質溶岩はいずれも 30 vol%以上の斑晶を 含む.しかしながら,斑晶が溶岩のレオロジー物性に及ぼす影響については未だ理解不十分 113 である. そこで本研究では, Philpotts and Carroll (1996) や Hoover et al. (2001) で行われたの 114と類似の加熱実験を、富士山で噴出した斑晶に富む溶岩(水神溶岩)について実施し、斑晶 115に富む溶岩が固体 - 液体遷移をおこす条件について検討した. なお, 本稿では溶岩のレオロ 116 ジー挙動が固体から液体へと変化する現象を「固体 - 液体遷移」,結晶の増加によって相対 117118 粘度が急激に増加する現象を「レオロジー遷移」と呼んで区別する.本稿は令和 2-3 年度に 静岡大学「未来の科学者養成スクール」で第2著者の鬼塚が取り組んだ研究成果を基に、研 119 究指導を担当した石橋がまとめたものである. 120

121

122 **2. 実験試料と実験方法** 

 $\mathbf{5}$ 

123 2-1. 実験試料

124本研究では、富士市の富士川橋下付近の河床に露出する、斑晶に富む溶岩流 (水神溶岩)を 実験試料とした.水神溶岩は Cal BC 15,000 年頃に富士山から噴出した, SiO<sub>2</sub>~49.6 wt%の 125玄武岩質溶岩流である(山元, 2014). この溶岩は、比較的粗粒な斑晶として斜長石を~30 vol%、 126カンラン石を~4.5 vol%, 輝石を~1.5 vol%含み, 総斑晶量は~36 vol%である (小川, 2017MS). 127また、この溶岩の石基は完晶質で、主に斜長石・カンラン石・輝石と磁鉄鉱から構成され 128129る (Fig. 1a, b). 小川 (2017MS) では常圧電気炉を用いて, 2 cm 角の立方体に成型した水 神溶岩を 1175℃ で 5-240 分間加熱する実験を行っている. その結果, この温度では 60 分 130加熱した場合、斑晶鉱物はほとんど融解せず、石基鉱物がほぼ完全に融解し、酸化に伴う 131 磁鉄鉱の晶出も比較的抑えられることを示した. この 1175℃ で 60 分加熱した試料の中心 132部にある、磁鉄鉱がほとんど晶出していない部分の石基ガラスの組成は、噴火時に石基結 133134晶が晶出する前のメルトの化学組成と類似すると考えられる.その化学組成は,SiO<sub>2</sub>~51.5 wt%,  $TiO_2 \sim 1.9$  wt%,  $Al_2O_3 \sim 14.2$  wt%,  $FeO^* (= FeO + 0.9 Fe_2O_3) \sim 12.0$  wt%,  $MnO \sim 0.24$ 135wt%, MgO ~ 6.5 wt%, CaO ~ 10.3 wt%, Na<sub>2</sub>O ~ 2.4 wt%, K<sub>2</sub>O ~ 0.70 wt%, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> ~ 0.11 wt% 136 137である (小川, 2017MS). 本研究では, 富士川橋よりやや南の河床露頭から採取した水神溶 岩を 2cm 角の立方体に成型し、加熱実験の初期物質として用いた.この試料の密度は、体 138139積を8 cm<sup>3</sup>として計算するとおよそ2640±80 (1 $\sigma$ ) kg/m<sup>3</sup>であり、最大密度は~2830 kg/m<sup>3</sup>で あった.この最大密度が無発泡の溶岩の密度であると仮定すると、試料の発泡度は6±3 140 (1σ) vol%と見積もられる. 141

142 2-2. 加熱実験

本研究では、すり鉢型のアルミナ製るつぼに実験試料を設置し、電気炉中で加熱した.こ
のるつぼは、底が内径 20 mm、口縁が内径 42 mm の円形をしているため、2 cm 角の立方体
試料を設置するとその底面の四隅のみでるつぼと接することになる.したがって、溶岩試料
が変形しなければ、実験中にるつぼと試料の接触面積を最小に限ることができる.

147 加熱実験は,静岡大学石橋研究室の卓上小型マッフル電気炉 (日陶 NHK-170AF) を用い

148 て行った.まず,あらかじめ実験温度まで電気炉を加熱し,炉内が目的の温度で安定したら
149 前扉を開けて試料を入れたるつぼを設置し,素早く扉を閉じた.この際,一時的に炉内温度
150 がおよそ10℃程度低下するが,数分程度で実験温度まで戻った.その後,一定温度で試料
151 を加熱し,目的の時間に達したら前扉を開いて試料を取出し,直ちに水中に沈めて急冷した.
152 この実験を,1150-1180℃,15-90分の温度・時間範囲で行った (Table 1). 急冷回収した試料
153 については,その形状を観察し,変形の有無を調べた.

154なお、この加熱実験の方法は、Philpotts and Carroll (1996) や Hoover et al. (2001) によって 行われたものと類似している.この方法の利点は、実験が容易かつ安価に行えることと、歪 155速度がゼロ近傍の条件で実験を行えることである.一方で、これらの先行研究と本研究の間 156では ① 試料サイズ (先行研究では1 cm 角に対して,本研究では2 cm 角の立方体),② 加 157熱時間 (先行研究では 2-48 時間であるのに対し、本研究では 1.5 時間以下)、③酸素フュガ 158159シティ (fO<sub>2</sub>)条件 (先行研究では石墨るつぼを実験に用いることで,試料の fO<sub>2</sub>条件を還元 的に維持したのに対し、本研究ではfO2を制御せず、空気中で実験を行った)、④試料の設置 160 方法 (先行研究では溶融したメルトが流下するように、るつぼの底に開けた直径 1 cm の穴 161 の上に試料を設置しているのに対し、本研究の試料設置方法は既に記載したとおりである) 162などの違いがある.本研究で 90 分より長時間の実験を行わなかったのは、これ以上の時間 163 を維持すると、試料内部まで酸化が及び、石基に Fe-Ti 酸化物が多量に晶出するためである 164(小川, 2017MS). また, 一旦完全に融解したメルトから結晶化させた結晶 - ガラス混合物で 165はなく, 天然の溶岩を実験の初期物質として使用したのは, 前者では斑晶を含む天然溶岩の 166 組織を再現することが容易でなく,後者の方法の方が天然の溶岩流内部の組織により近いと 167 168 考えたためである.

169 2-3. 分析方法

170 急冷回収した実験試料を、その中心を通る鉛直面で切断し、その断面で岩石薄片を作製し
171 た.作製した薄片試料について偏光顕微鏡で観察を行った.また、フラットベッドスキャナ
172 (EPSON GT-Z980)を用いて薄片全体の高解像度透過光写真を撮影した.この写真を基に、

173 画像処理ソフト (GIMP ver. 2.10.24) を用いて相分類図 (Fig. 2) を作成し、さらに画像解析
174 ソフト (ImageJ ver. 1.53c) を用いて相分類図から斑晶量を定量した. この際、結晶サイズが
175 およそ 100 µm より粗粒な結晶を斑晶とみなした. 加えて、1150°C と 1160°C でそれぞれ 45
176 分間加熱した実験試料 (#01 と#02) の薄片については、ダイヤモンド研磨を行った後、東京
177 大学地震研究所の FE-EPMA (JEOL JXA-8530FPlus) を用いて石基の後方散乱電子 (BSE) 像
178 を撮影した. そして、撮影した BSE 像についても先述の方法で相分類図を作成し、画像解
179 析によって結晶量を定量した.

180

## 181 3. 結果

182 3-1. 加熱に伴うレオロジー挙動の変化

Fig.3に、加熱実験前および後の試料の写真を示す.実験試料の中には変形が認められな 183184かったもの (#01, #03, #05, #08; Fig. 3 の Not deformed), 完全に流動し, るつぼ底に溜まっ て平坦な上面を形成したもの (#02, #06, #09; Fig. 3 の Flowed), 部分的に変形したもの (#04, 185#07, #10, #11; Fig. 3の Partly deformed) が見られた. #04 と#10の実験試料では、試料の側 186 187面に凹みが生じ、底面が膨張していた. #11 では側面の明瞭な凹みは確認できなかったが、 底面が膨張していた.変形の認められなかった試料は実験中を通して固体的にふるまったの 188 189 に対し、完全に流動した試料は実験中に固体から液体へとレオロジー的挙動を変化させたと いえる. 部分的に変形した試料は、そのレオロジー的挙動を変化させる途中で急冷されたも 190 のであり、その温度・時間条件の近傍に固体 - 液体遷移の境界があると考えられる. これら 191 の試料では、変形の有無によらず、その表面にガラス光沢が見られた. 192

193 Fig.4に,実験試料のレオロジー的挙動と温度・時間の関係を示す.1150℃では,90分加
194 熱しても試料は変形しなかった.1160℃では,加熱時間が20分では変形がおこらなかった
195 が,30分で部分的に変形し,45分では完全に流動した.1170℃では,加熱時間が15分では
196 変形がおこらなかったが,20分で部分的に変形し,30分では完全に流動した.1180℃では,
197 15分で部分的に変形し,20分で完全に流動した.加熱時間が1160℃以上の場合,わずか25

分間以下の短い時間幅のうちに、その挙動が固体的から液体的に変化したことがわかる.加 198 199 熱時間 45 分の実験では、1150℃ では変形しなかったものが 1160℃ では完全に流動したた め、1155℃で加熱してみたところ、試料は部分的に変形した。部分的に変形のおこる条件を 200 固体 - 液体遷移のおこる条件とみなした場合, その時間条件は温度低下に伴って徐々に長く 201なるが、1160℃から1150℃の間ではその時間が著しく増加する.このことから、固体-液 202 体遷移のおこる温度条件は、このわずか 10℃ 程度の狭い温度幅の中にあると考えた.ただ 203204し、加熱時間を10-100倍程度まで著しく伸ばした場合でも、1150℃では変形が起きないか どうかについては、fO2制御下での実験によって今後検討する必要がある. 205

1160℃ 以上で固体 - 液体遷移のおこる時間が温度上昇とともに短くなるのは、高温であ 206るほど鉱物の融解に要する時間が短くなるためと考えられる.考えうる他の原因として,① 207石基メルトの粘性率変化と②試料温度が均一化にかかる時間遅れがあげられる.しかし、① 208209については、石基メルトの粘性率は温度上昇に伴って低下するものの (e.g., Giordano et al., 2008), 1160℃ から 1180 までの昇温に伴う玄武岩質メルトの粘性率の減少は高々30 %程度 210と計算されるので、固体 - 液体遷移のおこる時間への影響は大きくないだろう. 一方で②試 211212料の加熱にかかる時間も,変形の開始時間に影響を与えていないと考えられる. 半径 R の球 が熱的に均質化する時間スケールは~0.4R<sup>2</sup>/kで与えられる (Crank, 1975). 2 cm 角の立方体 213の内接球および外接球の半径をそれぞれ1cmと1.7cm,熱拡散率を10<sup>-6</sup>m<sup>2</sup>/sとすると、こ 214の立方体試料が熱的に均質化するのにかかる時間は数十~120s 程度と計算され、変形の開始 215時間よりも十分短い. 216

217 3-2. 加熱に伴う岩石組織変化

218 加熱後の実験試料に含まれる斑晶では, 斜長石の角がやや丸くなるといった組織変化が見
219 られたものの, 大規模に融解した痕跡は見られなかった (Fig. 1c, e, g). 一部のカンラン石は,
220 酸化によって黒色のシンプレクタイトに分解していたが, そのような結晶は試料の外縁部付
221 近に限られ, 試料中心付近のカンラン石はほとんど酸化していなかった (Fig. 1d, f, h). 酸化
222 したカンラン石では, 黒色部は結晶の外縁および割れ目にそって見られた.

223 石基は、いずれの試料でも大部分が融解して、薄褐色のガラスになっていた (Fig. 1c-h).
224 このために、変形の有無によらず、試料表面にガラス光沢が見られたと考えられる. 試料の
225 外縁付近を除くと、石基中にみられる不透明鉱物の量はわずかであった. 試料の外縁付近で
226 は石基中に不透明鉱物が目立ち、マフィック鉱物の量が減少していた. これは、石基のカン
227 ラン石が酸化して、不透明鉱物になったためと考えられる.

加熱時間 45 分では、1150℃ から 1160℃ までの温度変化に対して、レオロジー挙動の大 228229きな変化が見られたため (Fig. 4), 以下ではこれらの実験試料について詳細な検討を進めて いく. Fig.5 に,加熱時間 45 分の実験試料に含まれる斑晶の量の測定結果を示す. #11(加熱 230温度 1155℃)の斑晶量はやや高めであるが、#01 (加熱温度 1150℃)、#02 (加熱温度 1160℃) 231と誤差範囲で一致する.また、温度に対する結晶量の単調な増減は見られない.測定された 232総斑晶量は 37.0±4.6 vol%であり、加熱前の溶岩の測定値 (~36 vol%;小川, 2017MS)ともほ 233234ぼ一致する.したがって、加熱時間 45 分の実験では、斑晶はいずれの温度でもほとんど融 解していないと考えられる.このことは、溶岩の固体 - 液体遷移の原因が、斑晶ではなく石 235基鉱物の融解によることを示唆する. 236

そこで、#01と#02の試料について、FE-EPMAによる石基微細組織の詳細観察を行った. 237Fig.6に両試料の石基の代表的な BSE 像を示す. 両試料とも石基の大部分が融解し, ガラス 238化していたが,#02に比べて#01の方が石基鉱物に富んでいた.#01について2枚,#02につ 239いて4枚のBSE像(いずれも1000 µm×760 µm)の画像解析を行い,石基鉱物量を定量した 240結果を Fig.7 に示す. 石基に占める結晶の量は, 1150℃ で加熱した#01 では~9.5 vol%であっ 241たのに対し、1160℃で加熱した#02では~2.5 vol%であった. 斑晶量を 37 vol%とすると、斑 242243晶と石基鉱物を足した総結晶量は、#01 では~43.0 vol%、#02 では~38.6 vol%とそれぞれ計算 された.この結果は、1150℃と1160℃の間でのわずか4.4 vol.%程度の結晶量の変化によっ 244て、溶岩のレオロジー的挙動の劇的な変化がおこったことを示唆する.この溶岩の見た目の 245固体-液体遷移は結晶量~38.6-43.0 vol%の間に起こったと考えらるが、この条件は、Philpotts 246and Carroll (1996) や Hoover et al. (2001)によって決められた値 (~20-35 vol%) よりも大きい. 247

#01, #11, #02の薄片について画像解析を行い,発泡度を決定した.その結果, #01で12 248vol%, #11 で 21 vol%, #01 で 40 vol% (いずれも誤差は±5 vol%程度)と, 高温ほど発泡率が 249高くなった.このうち,#01の発泡度は初期物質と誤差範囲で一致する一方,#11と#02の 250発泡度は初期物質に比べて有意に大きかった.これは、この2試料において固体 - 液体遷移 251が起こった後に、初期物質に含まれていた気泡や微小な割れ目に含まれる空気が膨張したた 252めと考えられる. #02 については溶岩が完全に流動化してるつぼの底に溜まる際に、試料外 253254部の空気を閉じ込めた可能性もある.いずれにしても、気泡組織の変化は主に固体 - 液体遷 移後に起こったものであり、固体 - 液体遷移には影響を及ぼしていないと考えられる. 255

256

## 257 4. 議論

258 4-1. 固体 - 液体遷移の原因

259ガラス転移温度より高温の条件下で溶岩のレオロジー挙動が液体的から固体的へと遷移 する原因としては、①降伏応力の発生と②溶岩の粘性率の増加の2つが考えられる.降伏応 260力は、溶岩中に形成した結晶が3次元ネットワークを形成することによって発生し 261262(Philpotts and Carroll, 1996; Hoover et al., 2001), 溶岩にかかる応力がその強度 (=降伏応力) を超えなければ、十分長い時間を経ても流動がおこらない.一方で溶岩の粘性率の増加は、 263メルトの粘性率の増加または、結晶の増加に伴う相対粘度 (=溶岩の粘性率/メルトの粘性 264率)の増加によっておこる.この場合,高粘性化によって粘性変形の時間スケールが長くな 265るため、短い観測時間スケールでは溶岩の挙動が固体的になったように見える一方で、十分 266 に長い観測時間スケールでは溶岩は液体的にふるまう. 溶岩が変形しない場合, その原因が 267268①であるか②であるかを識別することは原理的に難しい. そこで本研究では、より理解の進 んでいる②の解釈を採用し、相対粘度の観点から溶岩の固体 - 液体遷移について考察する. 269(1) メルトの粘性率の影響 270

271 溶岩の粘性率は、メルトの粘性率と相対粘度の積として与えられる.そこで、まずメルト272 の粘性率の影響から検討する.メルトの粘性率は、その化学組成と温度の関数として記述さ

273 れ (e.g., Giordano et al., 2008), 低温ほど, また SiO<sub>2</sub> 量が増加するほど大きくなる.本研究の
274 #01 と#02 はともに石基の結晶量がわずかであるため,メルトの化学組成が小川 (2017MS)
275 で求めた石基組成から大きく外れていないと仮定して, Giordano et al. (2008) の 1-3 式によ

276 って 1150°C および 1160°C における粘性率を計算した. その結果, 1150°C では 249 Pas,

- 277 1160℃では 205 Pas とほとんど差がないことがわかった.したがって, 溶岩が固体-液体遷
- 278 移をおこした原因はメルト粘性率の変化ではなく、相対粘度が変化したためと考えられる.
- 279 (2) 相対粘度の影響
- 280 溶岩のレオロジーがべき乗則流体モデル ( $\tau = K \dot{\epsilon}^n$ ) で近似できる場合, その粘性率 $\eta$ は,
- $281 \qquad \eta = (\tau/\dot{\varepsilon}) = K\dot{\varepsilon}^{n-1} \quad (3)$
- 282 で与えられる (Mader et al., 2013). 相対粘度 $\eta_r$ は, 溶岩の粘性率 $\eta$ をメルトの粘性率 $\eta_m$ で除
- 283 した値であるので,
- 284  $\eta_{\rm r} = (K/\eta_{\rm m})\dot{\varepsilon}^{n-1} = K_{\rm r}\dot{\varepsilon}^{n-1}$  (4)
- 285 となる. Mader et al.(2013) によると, 固液2相系流体のKrは結晶量Φの関数として,
- 286  $K_{\rm r} = (1 \Phi/\Phi_{\rm m})^{-2}$  (5)
- 287 と記述できる.ここで $\phi_{m}$ はレオロジー遷移のおこる臨界結晶量である.5式は、 $\phi/\phi_{m}$ がお
- 288 よそ 0.9 となる結晶量まで適用可能である (Mader et al., 2013; Moitra and Gonnermann, 2015).
- 289 Φ<sub>m</sub>は,結晶の形状が等方的かつサイズが均一な場合には 0.55 程度の値を示すが,結晶の形
- 290 状が扁平であるほどその値は低下する. Mader et al. (2013) によると、結晶が大まかに配列
- 291 している場合,  $\Phi_m$ と結晶の長軸/短軸比  $r_p$ との関係は,
- 292  $\Phi_{\rm m} = 0.55 \exp\left[-(\log r_{\rm p})^2/2\right]$  (6)
- 293 で与えられる.一方でべき指数nも $r_p$ と $\phi$ の関数として次式で記述できる.
- 294  $n = 1 0.2 r_{\rm p} (\Phi/\Phi_{\rm m})^4$  (7)
- 295 5-7式より, rpが与えられれば,任意のせん断歪速度における相対粘度を計算できる.
- 296 ところで,  $K_r$ , n,  $\eta_m$ の値と, 溶岩にかかるせん断応力 $\tau$ が与えられるとき, 3式よりせ 297 ん断歪速度は次式で記述できる.

298  $\dot{\varepsilon} = [\tau/(K_r \eta_m)]^{1/n} (8)$ 

299 更に、粘性変形の特徴的時間スケール tv は歪速度の逆数で与えられるので、

300  $t_{\rm v} = 1/\dot{\varepsilon} = (K_{\rm r}\eta_{\rm m}/\tau)^{1/n}$  (9)

301 が得られる. 2 cm 角の立方体溶岩試料にかかる応力は自重による積載圧のみであるため,

溶岩の密度を~2700 kg/m<sup>3</sup>と仮定すると(この密度の仮定値は、本研究で用いた溶岩試料の 302 密度と概ね一致する), 試料の中心にかかる応力は~265 Pa と計算される. この値を応力の 303 代表値と見なして 3-9 式より tvを計算すると、#01 で tvが 90 分より大きくなる条件は rv> 304 3.46 ( $\phi_{\rm m}$  < 0.476), #02 で  $t_{\rm v}$ が 45 分より小さくなる条件は  $r_{\rm p}$  < 4.51 ( $\phi_{\rm m}$  > 0.444)とそれぞれ 305見積もられる.一方,試料底面にかかる応力~530 Paを代表値として計算した場合,前者の 306 条件は $r_{\rm p}$ >3.65 ( $\phi_{\rm m}$ <0.470), 後者の条件は $r_{\rm p}$ <4.76 ( $\phi_{\rm m}$ >0.437)となる. したがって,  $r_{\rm p}$  が 307 3.46-4.76, Φ<sub>m</sub>が 0.437-0.476 の条件を満たせば,結晶量の増減に伴う相対粘度の変化によっ 308 309 て、本研究で観測された溶岩の固体 - 液体遷移を説明できる (Fig. 8). 応力が~265 Paのと きの溶岩の粘性率は、#01 が~10<sup>62</sup> Pasより大きく、#02 が~10<sup>5.8</sup> Pasより小さいと計算さ 310 れる. 上の考察で求められた rpの値は, 斜長石に一般的な rpの値 (3.5-5: Picard et al., 2013) 311と一致する.また、富士山1707年噴火の玄武岩を1気圧で加熱し、溶融・結晶化させた斜 312長石 ( $r_p \sim 6$ ) を含む溶岩 (Ishibashi, 2009) の $\Phi_m$ の値は $\sim 0.4$  であり (Mader et al., 2013), 上 313で求めた値よりやや小さいが、これは、形態は類似しているがサイズが異なる2種類の粒子 314を混ぜたサスペンジョンの方が,サイズが均一な粒子を含むサスペンジョンよりも*Φ* が大 315きくなるという Moitra and Gonnermann (2014)の実験結果と整合的である.したがって、以 316 上の order estimation に基づく考察は概ね妥当と考えられる. 317

318 4-2. 斑晶に富む溶岩流のダイナミクス

319 溶岩流がその流動を停止するためには,表層に形成する固体殻の強度または溶岩内部の粘 320 性抵抗が流動の駆動力を上回る必要がある. Chevrel et al. (2013) は,アイスランドの溶岩流 321 の形態から推定した粘性率が,結晶量が $\phi_m$ に近づくにつれて急激に高粘性化するとき (す 322 なわちレオロジー遷移がおこるとき)の値に一致することを示している.そこで,斑晶を多

323く含む溶岩と含まない溶岩で,噴出してからレオロジー遷移を経て固化する過程にどのよう 324な違いがあるかを考察する. Fig.9は、熱力学相平衡計算プログラム rhyolite-MELTS (Gualda et al., 2012) を用いて、水神溶岩の石基メルトの結晶化過程をシミュレーションした結果で 325ある.この計算では、小川 (2017MS) で求めた水神溶岩の石基の化学組成を系の化学組成と 326 し, 島弧玄武岩に一般的な Ni-NiO バッファの fO2条件, 1 気圧の圧力条件の下で冷却によ 327 って平衡結晶作用する過程を再現した.この結果によると、このメルトはおよそ 1169℃の 328 329リキダス温度直下から斜長石と輝石がほぼ同時に晶出しはじめ,温度低下に伴って結晶量を 増加させていく. 結晶量が 2.5 vol%と 9.5 vol%に到達する温度はそれぞれ 1166℃と 1161℃ 330 で,#02・#01の実験温度よりやや高いものの,そのずれはわずか 6-11℃ 程度と比較的小さ 331い. このことから、本研究の実験結果と rhyolite-MELTS による計算結果は概ね整合的である 332と言える. rhyolite-MELTS の計算結果によると、石基のみの結晶量が、固体 - 液体遷移のお 333 334こる臨界値~46vol%に到達するためには、1121℃(リキダス下 48℃) まで冷却する必要があ る.一方で水神溶岩のケースでは 37 vol.%の斑晶を元々含むため、リキダスからわずか数 ℃ 335冷却するだけで固体 - 液体遷移のおこる結晶量~46 vol%に到達する. この結果は、溶岩に 336 かかる応力の大きさに依存するものの,石基メルトの初期組成に差がない場合,斑晶に乏し 337 い溶岩が流動を停止するには数十 ℃ 以上の冷却が必要であるのに対し、斑晶に富む溶岩で 338 はわずか数 ℃ の冷却によって流動を停止しうることを示唆する. 一方で, 富士山では三島 339溶岩・猿橋溶岩のように、斑晶に富むにもかかわらず、数十 km 以上の長距離を流れた溶岩 340流が知られる.このようなことがおこる原因として,①地表を流動する過程で,溶岩流の内 341部がほとんど冷却されない、②結晶とともにメルト中に浮かぶ気泡が、溶岩流の粘性率を低 342343下させるなどが考えられる.しかし、②に関しては、気泡量が 30 vol%をこえても溶岩流の 粘性率は 0.4 倍程度までしか下がらないことが実験的に示されているので (e.g., Rust and 344 Manga, 2002), あまり重要ではないだろう. 一方で①については, 溶岩流の厚みが十分に厚 345ければ、内部の冷却は抑制されうる。例えば、溶岩の熱拡散率を  $10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$  とする場合、熱 346 伝導のみによって表層から1mの深さまで冷却が及ぶ時間スケールを概算すると、およそ 347

348 10日以上の値が得られる (この時間スケールの計算値は,厚さの2乗に比例する).更に,
349 メルトが結晶化する際に解放される潜熱の影響を考慮すると,冷却時間スケールは更に長く
350 なるだろう.したがって,溶岩流が厚ければ内部の冷却を遅らせることができるため,斑晶
351 に富む溶岩でも長距離を流れることが可能と考えられる.

- 352
- 353 5. まとめ

354本研究では斑晶に富む玄武岩質溶岩 (富士山水神溶岩)の常圧高温加熱実験を行い、その レオロジー挙動が固体的から液体的へと変化する条件を検討した. その結果, 1150-1160°C 355の狭い温度範囲で、溶岩の固体 - 液体遷移がおこることが明らかとなった. 更に、加熱の過 356程で斑晶量はほとんど変化しておらず,石基鉱物の融解によって固体 - 液体遷移がおこった. 357このレオロジー挙動な変化は、結晶量のわずかな増減に伴う相対粘度の急激な変化で説明で 358き、レオロジー遷移のおこる臨界結晶量 $\phi_{\rm m}$ の値がおよそ 0.437-0.476 と制約された.石基メ 359ルトの化学組成が同じ場合,溶岩がレオロジー遷移をおこしてその流動を停止するのに必要 360 な冷却は斑晶量に依存し, 無斑晶質の場合には数十度の冷却が必要であるのに対し, 斑晶に 361362富む溶岩ではわずか数度の冷却で固化しうる.このため,斑晶に富む溶岩流が長距離を流れ 363 るためには冷却を抑える必要がある.

364

365 謝辞

366 静岡大学理学部の田阪美樹准教授と,防災科学技術研究所の黒川愛香博士には,本稿を改
367 善するうえで有益なコメントをいただきました.実験試料の電子顕微鏡撮影においては,東
368 京大学地震研究所の安田敦准教授と外西奈津美技術主任にお世話になりました.ここに記し
369 て,以上の方々に厚くお礼申し上げます.本研究の実験は,静岡大学「未来の科学者養成ス
370 クール」の経費で実施しました.

371

372 引用文献

- 373 千葉達朗, 鈴木雄介, 荒井健一, 冨田陽子, 小泉市朗, 中島幸信, 小川紀一朗 (2010), 富士山
- 374 青木ヶ原における貞観溶岩流の計測 ~航空レーザー計測と赤色立体地図による詳細地
- 375 形調査とボーリング調査~.砂防学会誌, 63, 44-48.
- Barnes, H. A. (1999), The yield stress a review of ' $\pi\alpha\nu\tau\alpha$   $\rho\epsilon\iota$ ' everything flows? *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, **81**, 133-178.
- 378 Chevrel, M. O., Platz, T., Hauber, E., Baratoux, D., Lavalee, Y. & Dingwell, D. B. (2013), Lava flow
- 379 rheology: A comparison of morphological and petrological methods. *Earth and Planetary Science*
- 380 *Letters*, **384**, 109-120. http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.022
- 381 Crank, J. (1975), The mathematics of diffusion (2<sup>nd</sup> Ed.). Oxford, New York, pp. 414.
- Fujita, E. & Nagai, M. (2016), LavaSIM: its physical basis and applicability. In: Harris, A. J. L., De
- 383 Groeve, T., Garel, F. & Carn, S. A. (eds.) *Detecting, Modelling and Responding to Effusive*
- 384 *Eruptions*. Geological Society, London, Special Publications, **426**, 375-386.
- Giordano, D., Russell, J. K. & Dingwell, D. B. (2008), Viscosity of magmatic fluids: A model. *Earth*
- *and Planetary Science Letters*, **271**, 123-134. doi:10.1016/j.epsl.2008.03.038
- 387 Griffiths, R. W. (2000), The dynamics of lava flows, Annu. Rev. Fluid. Mech., 32, 477–518.
- 388 Gualda, G. A. R., Ghiorso, M. S., Lemons, R. B. & Carley, T. L. (2012), Rhyolite-MELTS: a
- modified calibration of MELTS optimized Silica-rich Fluid-bearing magmatic systems. *Journal of*
- 390 *Petrology*, **53**, 875-890. doi:10.1093/petrology/egr080
- Hoover, S. R., Cashman, K. V. & Manga, M. (2001), The yield strength of subluquidus basalts —
- experimental results. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **107**, 1-18.
- 393 Ishibashi, H. (2009), Non-Newronian behavior of plagioclase-bearing basaltic magma: Subliquidus
- viscosity measurement of the 1707 basalt of Fuji volcano, Japan. Journal of Volcanology and
- 395 *Geothermal Research*, **181**, 78-88. doi:10.1016/j.jvolgeores.2009.01.004
- 396 Ishibashi, H. & Sato, H. (2010), Bingham fluid behavior of plagioclase-bearing basaltic magma:
- 397 Reanalyses of laboratory viscosity measurements for Fuji 1707 basalt. *Journal of mineralogical*

- *and Petrological Sciences*, **105**, 334-339. Doi:10.2465/jmps.100611
- Longpré, M. A. (2021), Reactivation of Cumbre Vieja volcano. Science, 374, 1197-1198.
- 400 DOI:10.1126/science.abm9423
- 401 Mader, H. M., Llewellin, E. W. & Mueller, S. P. (2013), The rheology of two-phase magmas: A
- 402 review and analysis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **257**, 135-158.
- 403 http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.02.014
- 404 Miyamoto, H. & Rapp, K. R. (2004), Rheology and topography control the path of a lava flow:
- 405 insight from numerical simulations over a preexisting topography. *Geophysical Research Letters*,
- 406 **31**, L16608, doi:10.1029/2024GL020626
- 407 Moitra, P. & Gonnermann, H. M. (2014), Effects of crystal shape- and size-modality on magma
- 408 rheology. Geochem. Geophys. Geosyst., 16, 1-26. Doi:10.1002/2014GC005554
- 409 小川 唯 (2017MS),常圧加熱実験による玄武岩質溶岩の噴火状態の再現:新富士火山水神
   410 溶岩の例.静岡大学理学部地球科学科卒業論文(No. 1009), pp. 66.
- 411 Parfitt, E. A. (2004), A discussion of the mechanisms of explosive basaltic eruptions. *Journal of*
- 412 *Volcanology and Geothermal Research*, **134**, 77-107. Doi:10.1016/j.volgeores.2004.01.002
- Philpotts, A. R. & Carroll, M. (1996), Physical properties of partly melted tholeiitic basalt. *Geology*,
  24, 1029-1032.
- 415 Picard, D., Arbaret, L., Pichavant, M., Champallier, R. & Launeau, P. (2013), The rheological
- 416 transition in plagioclase-bearing magmas. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, 118, 1-
- 417 15. doi:10.1002/jgrb.50091
- 418 Piombo, A. & Dragoni, M. (2009), Evaluation of flow rate for a one-dimensional lava flow with
- 419 power-law rheology. *Geophysical Research Letters*, **36**, L22306. Doi:10.1029/2009GL041024
- 420 Proietti, C., Coltelli, M., Marsella, M. & Fujita, E. (2009), A quantitative approach for evaluationg
- 421 lava flow simulation reliability: LavaSIM code applied to the 2001 Etna eruption. Geochemistry,
- 422 Geophysics, Geosystems, Q09003. Doi:10.1029/2009GC002426

- 423 Rust, A. C. & Manga, M. (2002), Effects of bubbled deformation on the viscosity of dilute
- 424 suspensions. *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, **104**, 53-63.
- 425 高田 亮,山元孝広,石塚吉浩,中野 俊 (2014),富士火山地質図 第2版 (Ver.1),地質調査総
  426 合センター研究資料集, no. 592, 産総研地質調査総合センター.
- 427 山元孝広 (2014), 富士火山南西部の地質. 地質調査総合センター研究資料集, 606, 1-27.
- 428
- 429 **著者の貢献内容**
- 430 石橋秀巳:全体総括,実験試料の採取,加熱実験,実験試料の観察,BSE 像の撮影,論文執
- 431 筆を担当. 鬼塚寛士:実験試料の採取,加熱実験,実験試料の観察,偏光顕微鏡像と BSE
- 432 像の画像解析を担当. 岩城吉春:実験試料の観察, 偏光顕微鏡像とBSE 像の画像解析を担
- 433 当.森 秀樹:実験試料の整形,岩石薄片の作製を担当.

434 図表の説明

435

436 Table 1 Summary of the experimental temperature-time conditions.

- 437
- 438 Fig. 1 Photomicrographs of the starting material (a, b) and the run samples #01 (c, d), #11 (e, f), #02

439 (g, h). The left and right columns are open and cross polar, respectively.

440

441 Fig. 2 Examples of (a) the scanned optical image and (b) the processed phase map of the run sample442 (#02).

443

444 Fig. 3 Photos of the starting material and the run samples.

445

Fig. 4 Summary of temperature-duration of the experimental runs and whether the run samples were deformed or not. Symbols are as follows; flowed (circles), partly deformed (triangles) and not deformed (crosses), respectively. The gray dotted curve indicates the inferred condition at which the solid-liquid transition occurs.

450

Fig. 5 Phenocryst abundances in the run samples heated for 45 min. Symbols are as follows; plagioclase (red), mafic minerals (green), opaque minerals (black), and total abundances (blue), respectively.

454

Fig. 6 Backscatter electron (BSE) images of the groundmass in the run samples #01, (a), and #02, (b).
Gray matrix is glass (gls), and dark gray, gray and light gray minerals are plagioclase (plg), mafic
minerals (mfm) and Fe-Ti oxide (Ox), respectively. Black circles are bubble (B).

Fig. 7 Abundances of plagioclase and mafic minerals + Fe-Ti oxides in the groundmass of the run samples #01 (crosses) and #02 (circles). Note that the abundances are volume % of the minerals in the groundmass (i.e., phenocrysts are not considered).

462

Fig. 8 The relations between the characteristic timescale of viscous deformation ( $t_v$ ) and the aspect ratio of suspended crystals  $r_p$ , (a) and the critical volume fraction of crystals at which the rheological transition occurs  $\Phi_m$ , (b). Colors of the curves indicate the run samples and the assumed shear stress as follows; #01 and 265 Pa (blue), #01 and 530 Pa (green), #02 and 265 Pa (red), and #02 and 530 Pa (orange), respectively.

468

Fig. 9 The results of the MELTS simulation of the equilibrium crystallization of the groundmass melt.
Blue, green and orange areas indicate the abundances of crystallized plagioclase, pyroxene and
magnetite, respectively.

Table 1

Run#	T(°C)	Duration (min)
01	1150	45
02	1160	45
03	1160	20
04	1160	30
05	1150	90
06	1170	30
07	1170	20
08	1170	15
09	1180	20
10	1180	15
11	1155	45





#01 #02 #03 Flowed Not deformed Not deformed #04 #05 #06 Not deformed Flowed Partly deformed #07 #09 #08 Flowed Partly deformed Not deformed #11 Partly deformed #10 Partly deformed Starting mat.

BS: Bottom Surface

Fig. 4



Fig. 5





Fig. 7





Fig. 9

