

対流する珪長質マグマ溜まりにおける結晶沈降の 加速と減速

西村光史*

Acceleration and Deceleration of Crystals Settling in Convecting Silicic Magma Chambers

Koshi NISHIMURA*

Abstract

The effect of water content on crystal settling in convecting silicic magma chambers is investigated numerically using a mass and heat transfer model. The water content largely affects melt viscosity and crystallization rate. The crystal settling rate for water-poor magma (< 1wt% initial H₂O) shows a steady decrease with time, whereas that for water-rich magma (> 3wt% initial H₂O) shows a decrease followed by an increase with time. The acceleration of settling crystals in water-rich magma chamber consequently forms crystal-poor magma.

Keywords: silicic magma, magma chamber dynamics, crystal settling, granodiorite, dacite, high-silica rhyolite, melt viscosity, melt water content

要旨：珪長質マグマに含まれる水は結晶化速度とメルト粘性を変化させることが知られている。これらのパラメータ変化は対流するマグマ溜まりの底部で生じている結晶沈降に影響すると考えられるが、その実態はわかっていない。本研究では熱力学を組み込んだ熱物質輸送の数値計算を行うことにより、珪長質マグマ溜まりの結晶沈降速度に与える水の影響を調べた。計算の結果、初期含水量が高い場合（3 wt%以上）は、結晶沈降速度が時間とともに減速から加速に転じ、効率的な結晶沈降によりマグマ溜まり中に結晶に乏しいマグマを形成する。一方、初期含水量が低い場合は、結晶沈降速度は一方向的に減少し、結晶に富むマグマを形成することが明らかとなった。天然に見られる、結晶に富むデイサイトと結晶に乏しい高シリカ流紋岩は、それぞれ初期含水量が低い場合と高い場合に対応している可能性がある。

*) 東洋大学自然科学研究室 112-8606 東京都文京区白山 5-28-20

*) Natural Science Laboratory, Toyo University, 5-28-20 Hakusan, Bunkyo-ku, Tokyo 112-8606
e-mail: k-nishimura@toyo.jp

キーワード：珪長質マグマ、マグマ溜まりダイナミクス、結晶沈降、花崗閃緑岩、デイサイト、高シリカ流紋岩、メルト粘性、メルト含水量

1. はじめに

マグマ溜まり内の結晶沈降は、たとえマグマが激しく熱対流しても、マグマ溜まり底部の速度境界層において効率的に進行する (Martin and Nokes, 1988, 1989; Koyaguchi et al., 1990, 1993; Sparks et al., 1993; Worster et al., 1990; Worster and Huppert 1993; Verhoeven and Schmalzl, 2009)。速度境界層における結晶沈降の速度は様々な要因によって決定される。結晶が希薄なマグマの場合、結晶沈降の終端速度は浮力と粘性力のバランスによって決まり、結晶の形状効果を無視するとほぼストークスの速度に従うと考えてよい。この場合、メルトと浮遊結晶の密度差、浮遊結晶のサイズ、メルト粘性によって速度が決定される。しかし浮遊結晶量が数%以上に達すると、メルトの反流や結晶どうしの衝突が生じるために沈降速度は著しく減少する (Richardson and Zaki, 1954; Lockett and Al-Habbooby, 1974; Mirza and Richardson, 1979; Greenspan and Ungarish, 1982; Selim et al., 1983; Al-Naafa and Selim, 1992; Schwindinger 1999)。したがってマグマ溜まり中の結晶沈降速度は結晶化速度にも大きく影響されると考えられる。しかし冷却するマグマ溜まりにおける結晶量と結晶沈降速度の時間変化はこれまでほとんど解明されてこなかった。本研究では上記パラメータ間の相互作用を考慮した熱物質輸送の数値計算を行い、結晶量と結晶沈降速度の時間変化を調べる。

珪長質マグマ溜まりでは数%の含水量変化により、結晶沈降速度に大きな違いが生じることが予想される。マグマに含まれる水は水酸基を作る反応によりケイ酸塩の網目構造を切るため、メルトの粘性を大きく低下させ、結晶沈降速度を高める方向に働く。一方で、水は冷却するマグマの結晶化率を変化させるため、それに伴う浮遊結晶量の変化も結晶沈降速度に影響を与える。マグマの冷却にともなうメルトの粘性変化や結晶化率は熱力学モデル (Ghiorso and Sack, 1995) を用いて見積もる。マグマの初期含水量が高く、結晶沈降が加速して結晶量の乏しいマグマ溜まりが維持される場合と、初期含水量が低く、結晶沈降が減速して結晶に富むマグマ溜まりが形成される場合があることを示す。

2. モデル

対流する珪長質マグマ溜まりの結晶作用とマグマ溜まり底部での結晶沈降について数値計算を行う。対流するマグマは熱伝達によってマグマ溜まり上部の母岩を溶かし込むため、冷却と結晶作用が急速に進行する。ここでは花崗閃緑岩中に同組成 (花崗閃緑岩組成) のマグマがシート状に貫入した場合を考える (図 1)。部分溶融した岩石やマグマの熱物質輸送は臨界メルト量を境に大きくモードを変える。臨界メルト量 (約 50 vol%) 以上のメルトをもつ物質は流動性を持ち、熱対流により効率的に熱・物質が輸送されるのに対し、

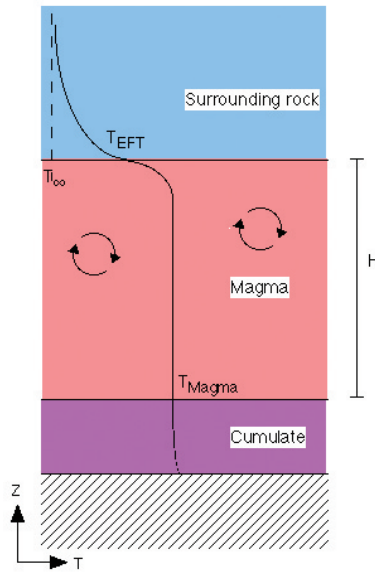


図 1 境界条件

臨界メルト量以下の物質は流動性を失うため、熱は伝導のみによって運ばれる。流動性を持たない母岩と、流動するマグマとの境界は母岩が臨界メルト量に達する実効融点温度 (Effective Fusion Temperature; T_{EFT}) にある (図 1)。マグマから沈積する結晶は粒間に 50 vol% 程度のメルトを含む集積層 (Cumulate) を形成し、集積層内部では熱伝導により熱が輸送される。集積層最上部に沈積する結晶はマグマ本体と同温度にある。

マグマ溜まりの高さを 1000m 程度と仮定すると、マグマ溜まり中では 10^3K 程度の僅かな温度差によってレイリー数 Ra が 10^5 を超え、マグマが乱流状態で熱対流する。この場合 $Nu \propto Ra^{1/3}$ の関係から、対流するマグマからマグマ溜まり天井部の母岩への熱輸送率は以下のように表現できる (Turner 1973)。

$$F_m = bk \left(\frac{\alpha g}{\kappa \nu} \right)^{1/3} (T_m - T_{EFT})^{4/3} \quad (1)$$

k は熱伝導率、 α は熱膨張率、 g は重力加速度、 κ は熱拡散率、 ν は動粘性係数、 T_m はマグマ温度、 T_{EFT} は実効融点温度、 b は定数である。母岩—マグマ境界は常に実効融点温度 T_{EFT} に固定され、境界における熱バランスによって移動速度が以下のように決まる。

$$\frac{da}{dt} = \frac{F_m - F_s}{\rho L \Delta \phi} \quad (2)$$

F_s は母岩—マグマ境界から母岩への熱輸送率、 ρ は密度、 L は潜熱、 $\Delta \phi$ は母岩—マグマ境界とマグマの結晶分率の差である。準定常状態では、境界移動速度を以下のように解析的に導くことができる (Huppert 1986; Koyaguci and Kaneko 2000)。

$$\frac{da}{dt} = \frac{F_m}{\rho [c(T_m - T_\infty) + L \Delta \phi]} \quad (3)$$

c は比熱、 T_{∞} は母岩の初期温度である。本研究では式 (3) を用いて境界移動を計算する。マグマ溜まり中のエネルギーバランスは以下のように表現できる。

$$-F_m + \rho L \frac{d\phi}{dt} H - \rho L \Delta\phi \frac{da}{dt} = \rho c \frac{dT_m}{dt} H + \rho c (T_m - T_{EFT}) \frac{da}{dt} \quad (4)$$

H はマグマ溜まりの高さ、 ϕ はマグマ溜まり中の結晶分率である。マグマ溜まり下部の集積岩（沈積した結晶+粒間メルト）は熱伝導によって冷却する。結晶作用の潜熱を伴う熱伝導方程式は以下のように表現できる。

$$\rho \left(c - L \frac{d\phi}{dT} \right) \frac{dT}{dt} = k \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (5)$$

マグマ溜まり内では激しい対流により結晶量が均一化されており、最下部の速度境界層内では結晶沈降が効果的に進行する (Martin and Nokes 1988)。結晶沈降速度は、密度とサイズの等しい球形結晶を仮定し、共存粒子の影響を考慮した Richardson and Zaki (1954) の速度を用いた。この速度は以下の式で表される。

$$V = \frac{2r^2 g \Delta\rho}{9\eta} (1 - \phi)^E \quad (6)$$

r は球形結晶の半径、 g は重力加速度、 $\Delta\rho$ は結晶と液の密度差、 η は液の粘性、 E は定数である。 E の値は経験的に決定され、4.6 (Mirza and Richardson, 1979) から 6.55 (Al-Naafa and Selim, 1992) までの値をとる。ここでは $E=5$ と仮定する。浮遊結晶量 ϕ が十分小さい場合、結晶沈降速度は浮力と粘性力のバランスを表すストークスの沈降速度 $V_s = 2r^2 g \Delta\rho / 9\eta$ とほぼ等しくなる。ところが浮遊結晶量が数%以上に達すると、メルトの反流や結晶どうしの衝突が生じるため、沈降速度はストークスの速度よりも著しく減少する (Richardson and Zaki, 1954; Lockett and Al-Habbooby, 1974; Mirza and Richardson, 1979; Greenspan and Ungarish, 1982; Selim et al., 1983; Al-Naafa and Selim, 1992; Schwindinger, 1999)。Richardson and Zaki (1954) の式を用いた場合の、浮遊結晶量が結晶沈降速度に及ぼす影響を図 2 に示す。

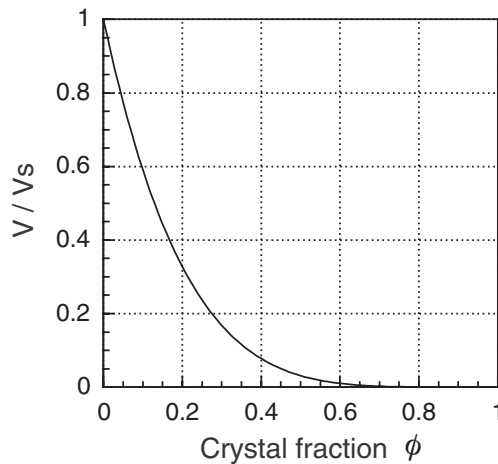


図 2 結晶量 ϕ が結晶沈降速度 V に与える影響。 V_s はストークス速度。

結晶量と温度の関係は Ghiorso and Sack (1995) の熱力学モデル MELTS を用いて見積もる。マグマの温度を下げながら、結晶中の化学成分と液中の化学成分の化学ポテンシャルが等しくなるように結晶化する鉱物の組成と量を計算していく。初期マグマ組成は Piwinski and Wyllie (1968) の高温高压実験の試料である花崗閃緑岩 (SiO₂ 69.5 wt%, Sample 766) の組成を用い、圧力は 200MPa とした。熱力学モデルで計算された結晶量と温度の関係は高温高压実験の結果とよく一致する (Koyaguchi and Kaneko, 1999)。本研究ではいくつかの初期含水量を与えながら、メルト含水量と温度の関係、メルト粘性との関係についても見積もった (図 3)。これらの熱力学解析結果から、上記方程式中の浮遊結晶量 ϕ 、単位温度あたりの結晶化率 $d\phi/dT$ 、メルトの粘性 η を与える。

計算に用いた定数は熱伝導率 $k=2.4 \text{ W m}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 、熱膨張率 $\alpha=5.0 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$ 、重力加速度 $g=9.8 \text{ m s}^{-2}$ 、熱拡散率 $\kappa=7.1 \times 10^{-7} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、動粘性係数 $\nu=100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ 、実効融点温度 $T_{\text{EFT}}=850^\circ\text{C}$ 、定数 $b=0.1$ 、密度 $\rho=2.6 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ 、潜熱 $L=2.9 \times 10^5 \text{ J kg}^{-1}$ 、比熱 $c=1.3 \times 10^3 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$ 、母岩の初期温度 $T_\infty=150^\circ\text{C}$ 、球形結晶の半径 $r=3.0 \times 10^{-3} \text{ m}$ 、結晶と液の密度差 $\Delta\rho=0.5 \times 10^3 \text{ kg m}^{-3}$ 、Richardson&Zaki 式の定数 $E=5$ である。

3. 結果

1) 熱力学モデル MELTS による解析結果

熱力学計算により得られた、結晶量と温度の関係 (図 3a)、メルト含水量と温度の関係 (図 3b)、メルト粘性との関係 (図 3c) はマグマの初期含水量の数%の違いにより大きく変化することがわかる。水に富むマグマが冷却とともに結晶作用を行うと、温度が 700°C 付近まで下がった時に、急激に結晶量が増加する (図 3a)。これは主に石英、斜長石、カリ長石の共融点 (あるいは最低溶融点) における結晶作用を表している。メルト中の含水量は、マグマが水に飽和していない時は結晶作用とともに増加する (図 3b)。これは結晶化する鉱物中にはほとんど水が含まれないためである。花崗閃緑岩組成のマグマは 200MPa の圧力下で 5 wt% 程度の飽和含水量となっている。例えば初期含水量が 3 wt% のマグマが冷却とともに結晶作用を行う場合、760°C 付近でマグマは水に飽和し、発泡を開始する。したがってそれ以降はほぼ 5 wt% のメルト含水量が保たれることになる (図 3b)。メルトの粘性は化学組成と温度によって決定され、Shaw (1972) のモデルを用いて計算している (図 3c)。この場合、ほぼメルト含水量と温度が粘性を決めると考えてよい。水は水酸基を作る反応によりケイ酸塩の網目構造を切るため、メルトの粘性を低下させる。一方、温度の低下は粘性を上昇させる方向に働く。初期含水量が多い場合は少ない場合に比べて初期メルト粘性が 2-3 桁低くなる。このような水に富むメルトは温度低下とともに粘性が一方向的に上昇していく。これに対し、初期に水に乏しいメルトは、はじめは温度低下とともに粘性が上昇していくが、結晶作用が進むことで水の濃集が起り始めると、水の効果で逆に粘性が下がり始めることがわかった (図 3c)。どの含水量から始めた場合でも、温度が下がると最終的にメルトは共融点 (最低溶融点) 組成に達するため、粘性は

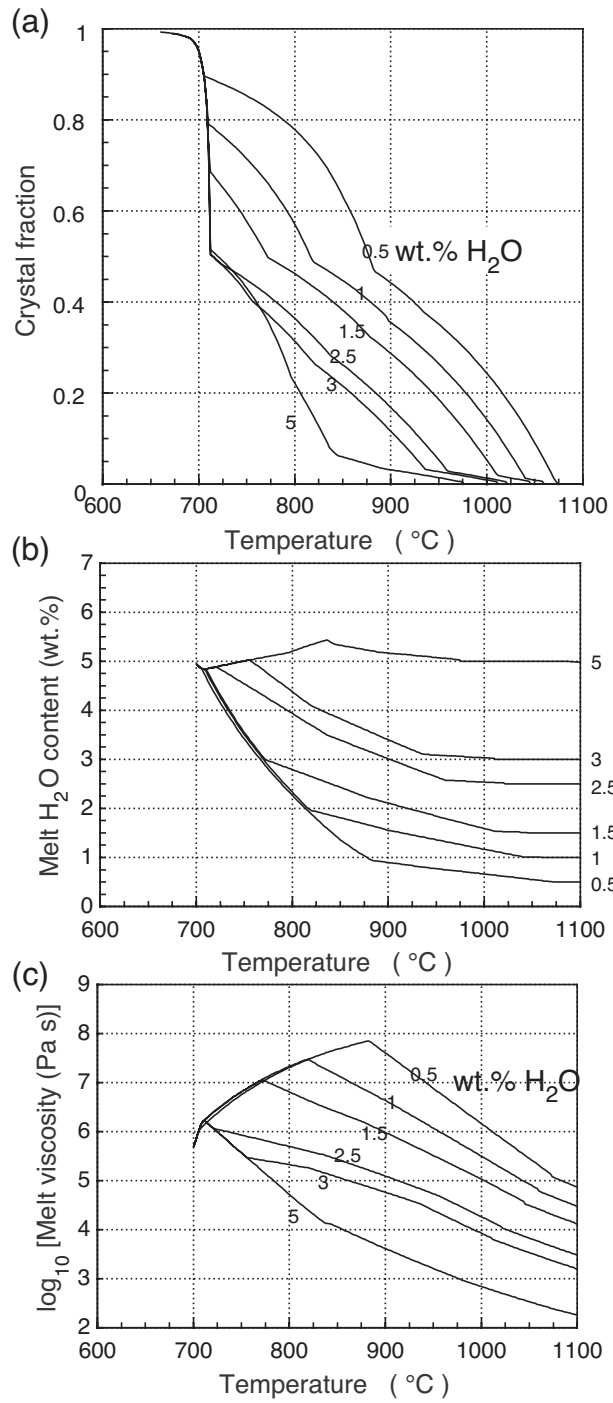


図3 熱力学モデル MELTS を用いた結晶作用の解析結果. a: 結晶量と温度の関係
b: メルト含水量と温度の関係 c: メルト粘性と温度の関係

10^6Pa s 付近に収束する。

2) 熱物質輸送モデルの結果

対流冷却するマグマ溜まり底部における結晶沈降速度の時間変化を図4に示す。初期含水量が高いほど、メルト粘性を下げる効果が大きく働き、結晶沈降速度も大きくなる。初期含水量が4 wt%から1 wt%へ変化するだけで、結晶沈降速度は4桁ほど低下することがわかる。次に時間変化について着目する。結晶化が開始した瞬間は結晶量が少ないため、メルトの反流や結晶どうしの衝突の効果が小さく、結晶沈降速度は最も大きくなる。しかし、結晶化開始直後は急激な温度低下により浮遊結晶量が急増するため、結晶沈降速度も小さくなっていく。初期含水量が3 wt%と1.5 wt%の場合の沈降速度時間変化を拡大した図を図5に示す。初期含水量が3 wt%の場合、冷却初期に浮遊結晶量が急増するために結晶沈降速度は減少するが、時間の経過とともに温度低下率が小さくなり結晶量の増加が抑えられるようになると、結晶沈降速度は増加に転じる。このことは、この時点で結晶化による結晶量の増加速度よりも、結晶沈降による結晶量の減少速度の方が上回るようになり、マグマ溜まり中の浮遊結晶量が減少していることを示す。一方、初期含水量が1.5 wt%の場合、結晶沈降速度は減少しつづけ、増加することはない(図5下図)。これはメルトが高粘性になるため、結晶沈降による結晶量の減少速度が冷却による結晶増加速度を上回れないことを表している。このように珪長質マグマ溜まりは高い初期含水量の場合、結晶沈降速度は減速後に加速が起こっており、低い初期含水量の場合、結晶沈降速度は一方的に減少していくことが明らかとなった。

マグマと集積層の高さの時間変化を図6に示す。母岩 (surrounding rock) はマグマと接している境界で50%部分溶融している(結晶粒間のメルト量が50%である)。境界より

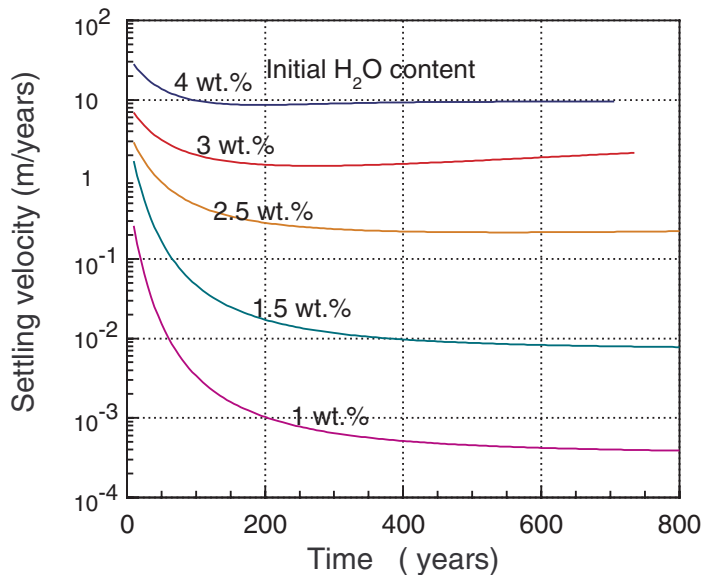


図4 結晶沈降速度の時間変化

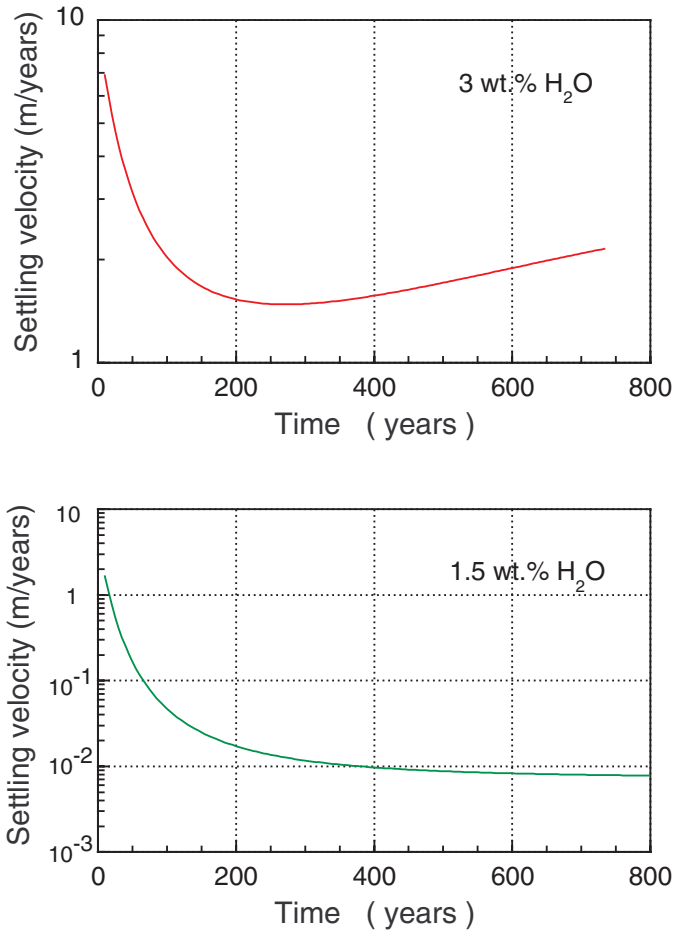


図5 結晶沈降速度の時間変化拡大図. 初期含水量 3 wt% (上図) と 1.5 wt% (下図) の場合.

上部では次第にメルト量が減っていく。マグマの結晶量は 0% 以上 50% 未満である。集積層 (cumulate) の結晶量は 50% 以上であり、下部ほど冷却により粒間メルトの結晶化が進んでいる。集積層の最上部は結晶量 50% で、粒間に 50% のメルトを含んでいる。マグマは初期の高温時に大量の母岩を溶かし込むため、マグマと母岩の境界が時間とともに上方に移動する。マグマの初期含水量が高いと、メルト粘性が低いいため効率的に結晶沈降がおこり、下部に集積層が厚く形成される (例えば図 6 の含水量 4 wt% の場合)。マグマの初期含水量が低くなるにつれメルト粘性の増加により結晶沈降速度が遅くなるため (図 4)、集積層の厚さは小さくなっていく。初期含水量が 1 wt% の場合はほとんど集積層が形成されないことがわかる (図 6)。

マグマ中の浮遊結晶量の時間変化を図 7 に示す。初期含水量が 3 wt% 以上と高い場合は、浮遊結晶量ははじめに増加するが、後に減少に転じ、結晶に乏しいマグマが形成されていく。これは先に見たように、結晶沈降速度が時間とともに減速から加速に転じ、効率的な結晶沈降により集積層を形成するためである。一方、ほとんど集積層をつくらぬ低含水

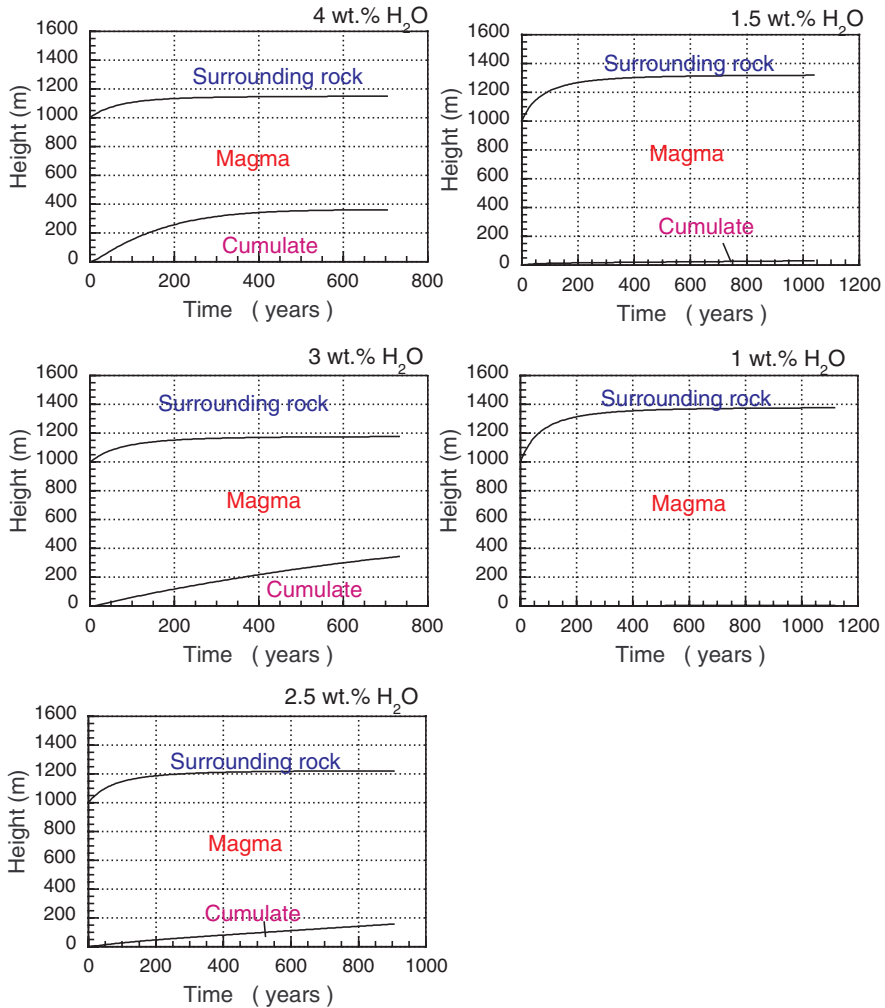


図6 マグマ溜まりと結晶集積層の高さの時間変化

量の場合は、浮遊結晶量が時間とともに増加し、結晶に富むマグマを形成することがわかる (図7)。このように、珪長質マグマ溜まりの浮遊結晶量は初期含水量の違いによって大きく影響を受けることが明らかとなった。

4. 議論

天然の火山噴出物の中には様々な割合で結晶 (斑晶) が含まれている。一般に、 SiO_2 濃度が 63–70 wt% 程度のデイサイト (花崗閃緑岩に相当) は結晶に富み、 SiO_2 濃度が 75–78 wt% 程度の高シリカ流紋岩は結晶に乏しいことが知られている (例えば Brophy,

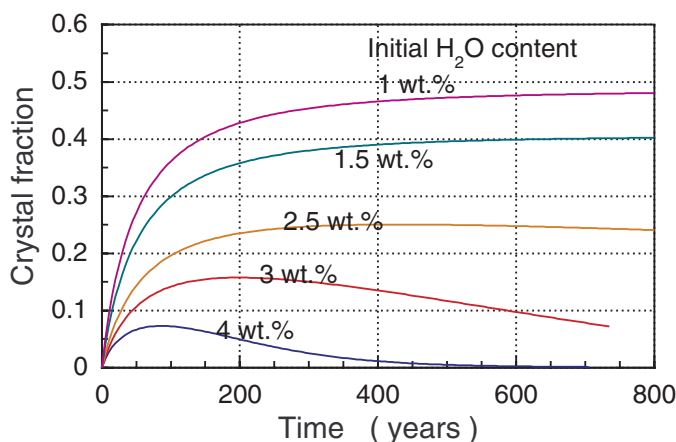


図7 マグマ溜まり中の結晶量の時間変化

1991)。しかしなぜマグマの化学組成の違いにより結晶量に違いが生じるのかについてはよくわかっておらず、マグマ溜まりの動的モデリングが必要であった。

ここで本研究の数値計算結果をみってみる。このモデルでは初期条件としてデイサイト組成（花崗閃緑岩組成）のマグマを仮定している。大陸地殻の平均的組成はこの組成であり、したがって地殻を丸ごと溶かして出来たマグマはこの組成をもつ。また、より地下深部で生じた苦鉄質マグマ（玄武岩マグマ）が結晶を沈積させて組成分化した場合もこの組成に達することになる。初期含水量が少ない場合（例えば1-1.5 wt% H₂O）、集積層はほとんど形成されず（図6）、結晶分別による化学組成変化はほとんどおきないと考えられる。すなわち、マグマの化学組成はデイサイト組成のままである。この時、マグマ溜まり中は浮遊結晶に富むマグマが充填していることになる（図7）。このようなマグマが噴火によって地表に露出すると、結晶に富むデイサイトとなると考えられる。一方、初期含水量が高い場合（3-4 wt% H₂O）、結晶沈積による集積層が厚く形成され（図6）、マグマ溜まり内には浮遊結晶に乏しいマグマが残される（図7）。この時、メルトの組成はほぼ共有点組成（最低融点組成）に達しており、マグマ（メルト+結晶）は高シリカ流紋岩組成をもつと考えられる。このようなマグマが噴火によって地表に露出すると、結晶に乏しい高シリカ流紋岩となると考えられる。以上のように、本研究の数値計算の結果、デイサイト（花崗閃緑岩）マグマ溜まりの初期含水量が低い場合は、結晶に富むデイサイトマグマが形成され、初期含水量が高い場合は結晶に乏しい高シリカ流紋岩マグマが形成されることが明らかとなった。

本モデルによる予想ではデイサイトは初期含水量が低く、高シリカ流紋岩は初期含水量が高いマグマだったことになる。これを実証するためには、今後、天然の火山噴出物から初期含水量の違いを明らかにしていく必要がある。近年、フーリエ変換型赤外線顕微鏡（FT-IR）や、ラマン顕微鏡によってガラスや結晶に含まれる水の局所分析が可能となっている。火山岩斑晶（結晶）の中には、結晶成長時に周囲のメルトを取り込んだメルト包有物（ガラス包有物）が存在する。このメルト包有物は初期のマグマの含水量を保存している可能

性がある。最近では FT-IR をもちいて、メルト包有物の含水量の直接測定 (Nishimura et al., 2005) や、斜長石斑晶の含水量の測定 (Hamada, 2011) からマグマの初期含水量を求めることが可能となりつつある。今後、このような手法を用いたデイサイトマグマと流紋岩マグマの初期含水量のデータ蓄積を待ちたい。

謝辞

本研究を進めるにあたり、京都大学地球熱学研究施設の川本竜彦・柴田知之両博士、竹村恵二教授には有益な議論を頂いた。本研究の一部は文部科学省の科学研究費 若手研究 B (21740377) の助成を受けて行われた。

参考文献

- Al-Naafa, M. A. and Selim, M. S. (1992) Sedimentation of monodisperse and bidisperse hard-sphere colloidal suspensions. *AIChE J.* 38, 1618-1630.
- Brophy, J. G. (1991) Composition gaps, critical crystallinity, and fractional crystallization in orogenic (calc-alkaline) magmatic systems. *Contrib. Mineral. Petrol.* 109, 173-182.
- Ghiorso, M. S. and Sack, R. O. (1995) Chemical mass transfer in magmatic processes IV. A revised and internally consistent thermodynamic model for the interpolation and extrapolation of liquid-solid equilibria in magmatic systems at elevated temperatures and pressures. *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 197-212.
- Greenspan, H. P. and Ungarish, M. (1982) On hindered settling of particles of different sizes. *Int. J. Multiphase Flow* 8, 587-604.
- Hamada, M., Kawamoto, T., Takahashi, E. and Fujii, T. (2011) Polybaric degassing of island arc low-K tholeiitic basalt magma recorded by OH concentrations in Ca-rich plagioclase. *Earth Planet. Sci. Lett.* 308, 259-266.
- Huppert, H. E. (1986) The intrusion of fluid mechanics into geology. *J. Fluid Mech.* 173:557-594.
- Koyaguchi, T., Hallworth, M. A., Huppert, H. E. and Sparks, R. S. J. (1990) Sedimentation of particles from a convecting fluid. *Nature* 343, 447-450.
- Koyaguchi, T., Hallworth, M. A. and Huppert, H. E. (1993) An experimental study on the effects of phenocrysts on convection in magmas. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 55, 15-32.
- Koyaguchi, T. and Kaneko, K. (1999) A two-stage thermal evolution model of magmas in continental crust. *J. Petrol.* 40, 241-254.
- Koyaguchi, T. and Kaneko, K. (2000) Thermal evolution of silicic magma chambers after basalt replenishments. *Trans. R. Soc. Edinb. Earth Sci.* 91, 47-60.
- Lockett, M. J. and Al-Habbooby, H. M. (1974) Relative particle velocities in two-species settling. *Powder Technol.* 10, 67-71.
- Martin, D. and Nokes, R. (1988) Crystal settling in a vigorously convecting magma chamber.

- Nature* 332, 534-536.
- Martin, D. and Nokes, R. (1989) A fluid-dynamical study of crystal settling in convecting magmas. *J. Petrol.* 30, 1471-1500.
- Mirza, S. and Richardson, J. F. (1979) Sedimentation of suspensions of particles of two or more sizes. *Chem. Engrs. Sci.* 34, 447-454.
- Nishimura, K., Kawamoto, T., Kobayashi, T., Sugimoto, T. and Yamashita, S. (2005) Melt inclusion analysis of the Unzen 1991–1995 dacite: implications for crystallization processes of dacite magma. *Bull. Volcanol.* 67, 648-662.
- Piwinskii, A. J. and Wyllie, P. J. (1968) Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. *J. Geol.* 76, 205-234.
- Richardson, J. F. and Zaki, W. N. (1954) Sedimentation and fluidization. Part I. *Trans. Inst. Chem. Eng.* 32, 35-53.
- Schwindinger, K. R. (1999) Particle dynamics and aggregation of crystals in a magma chamber with application to Kilauea Iki olivines. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 88, 209-238.
- Shaw, H. R. (1972) Viscosities of magmatic silicate liquids: an empirical method of prediction. *Am. J. Sci.* 272, 870-893.
- Sparks, R. S., Huppert, H. E., Koyaguchi, T. and Hallworth, M. A. (1993) Origin of modal and rhythmic igneous layering by sedimentation in a convecting magma chamber. *Nature* 361, 246-249.
- Selim, M. S., Kothari, A. C. and Turian, R. M. (1983) Sedimentation of multisized particles in concentrated suspensions. *AIChE J.* 29, 1029-1038.
- Turner, J. S. (1973) *Buoyancy effects in fluids*. Cambridge University Press, Cambridge, pp 1–368.
- Verhoeven, J. and Schmalzl, J. (2009) A numerical method for investigating crystal settling in convecting magma chambers. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 10, Q12007, doi:10.1029/2009GC002509.
- Worster, M. G., Huppert, H. E. and Sparks, R. S. J. (1990) Convection and crystallization in magma cooled from above. *Earth Planet. Sci. Lett.* 101, 78-89.
- Worster, M. G. and Huppert, H. E. (1993) The crystallization of lava lakes. *J. Geophys. Res.* 98, 15891-15901.