

富士山のマグマの化学組成と岩石学的特徴：マグマの実態への制約条件

富樫茂子*・高橋正樹**

Geochemistry of rocks from the Fuji volcano, Japan; constraints for evolution of magmas

Shigeko TOGASHI*, Masaki TAKAHASHI**

The Fuji volcano, the East Japan arc, is still active. Analyses of boulders from debris flows of older stages, scoria from fall deposits and sequential samples in boreholes have revealed the whole evolution of magmas.

Major and trace element concentrations and Nd-Sr isotopes of island arc tholeiites from Fuji Volcano show compositional change of magmas with time for the last 100, 000 years. Rocks from the Shin-Fuji-type magma have two or three times higher concentrations in Rb, K, Ba, Zr, Y and Nb at the same SiO₂ level than those from the Ko-Fuji-type magma. While the ratios of Zr/Y and Rb/Y of the magmas differ between the two types, the Nd-Sr isotopes are restricted in the small range of depleted arc basalts. Fresh less-fractionated basaltic magmas have been repeatedly supplied to the magma chambers in all stages of the Fuji volcano. The degrees of degassing would vary with the depth and size of magma chambers and relate to the mode of eruption. The observed general temporal change of incompatible elements in magmas inherits the original difference in parental magmas. This would be heritage of a slightly heterogeneous mantle source in incompatible elements including HFS elements. This is supported by the data from the adjacent volcanoes.

Key words: Fuji volcano, geochemistry, magma genesis, magma chamber, degassing

1. はじめに

富士山のマグマは今どうなっているのだろうか？結論からいえば、現在の富士山の下にマグマだまりにはマグマが存在し、次の噴火の準備をしていると考えるべきである。2000-2001年の低周波地震の活発化は火山活動が現在も進行していることを示しているといつてよい(鶴川, 2004)。

過去少なくとも10万年間、富士山の玄武岩の噴火は断続的に生じており、マントルから、マグマだまりへの新たなマグマの供給は、大局的にはほぼコンスタントに行われていると推測できる。従って、約300年の休止期間に応じたマグマが現在のマグマだまりに貯まっていると考えるのが合理的である。

長期的にみれば、次の噴火が数年後なのか数十年後なのか100年以上後なのかを今の科学から予測することは難しく、噴火のきっかけとして、東海地震や南海地震との関連も指摘されている(上杉, 1993; 小山, 1998)。一方、短期的にみれば、何も予兆なく噴火が起こることはないと考えられるので、噴火の開始についての短期的な予測を可能とするための最新の観測や調査を、国の機関(気象庁・大学・

研究機関等)が分担連携して行っている。責任が重く、人手も費用もかかり、根気のいる仕事であるが、大変重要である。

さらに、三宅島火山の例でも明らかのように、噴火開始後の噴火活動の推移予測が重要であり、それぞれの火山の特徴にあわせたマグマの実態を知り、それを観測と密接に関連させて行う必要がある。

そのためにも、富士山のマグマの現在の状態を知り、将来予測の精度を向上させるには、過去に富士山のマグマがどのように生成され、進化してきたかというプロセスとその成因を知る必要がある。そのような観点から、本論では、岩石学的特徴と化学組成から、富士山マグマの実態にどこまで制約を与えられるかを試みる。

なお、以下の議論は、島弧マグマのように分化したマグマであっても、初生的なマグマの性質を残しており、初生マグマの性質の推定や形成条件の制約が可能であるとの仮定の下に行われている。この仮定は、島弧マグマが多様性を持ちつつも、一定の規則性に従って変化をしていることに依拠している。

* 〒305-8567 茨城県つくば市東1-1-1 中央第7
産業技術総合研究所 地質調査総合センター
地質情報研究部門
Geological Survey of Japan, AIST, Central 7, 1-1-1 Higashi,
Tsukuba, 305-8567 Japan

** 〒156-8550 東京都世田谷区桜上水3-25-40
日本大学文理学部 地球システム科学科
Department of Geosystem Sciences, College of Humanities
and Sciences, Nihon University,
3-25-40 Sakurajousui, Setagaya-ku, Tokyo, 156-8550 Japan

2. 富士山マグマの岩石学的・化学的特徴

噴出したマグマの組成から、現在のマグマの状態や、その成因や進化を推定するには、多様な要因の可能性があり、様々な観察事実から可能性を狭めていくしかない。

後述の富士山マグマの形成進化モデルの制約条件として、公表されている研究をまとめて、最近10万年間の富士山マグマの岩石学的・化学的特徴に関する重要な観察事実を第1表および第2表に示す。

3. マグマだまりで何が起きているか。

3-1 マグマの供給

過去10万年間、マントルからの富士山のマグマだまりへのマグマの供給率に大きな変化はなく、マグマだまりへの新たなマグマの供給はほぼコンスタントに繰り返し行われていると推測できる。根拠は、10万年にわたる玄武岩の噴出の継続 (A) (以下に議論の根拠となる第1・2表の項目をアルファベットと数字で示す) と、 FeO^*/MgO 比が一樣に増加せず、大局的に一定の幅を保っていること (B) である。高い噴出率 (C) は富士山に特有の重要な事実であり、テクトニクスとの関連が指摘されている (高橋, 2000)。また、マグマの高い供給率は、高い噴出率 (C) の原因であるとともに、ある程度の分化はするものの (B)、

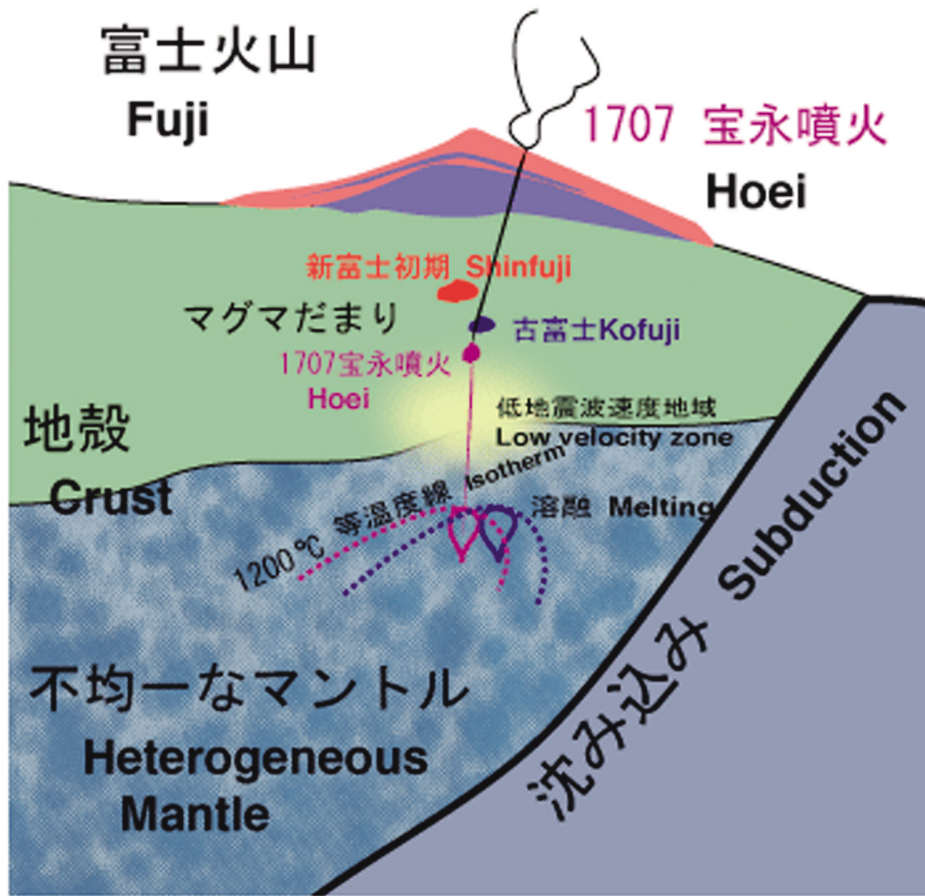


図1 富士山のマグマだまりとマントル。

富士山の下部では、過去10万年間ほぼコンスタントに新たなマグマが形成され、地殻中のマグマだまりに供給されている。マグマは、マグマに濃集しやすい元素の組成が不均一なマントルの異なる場所が溶融して、少しずつ組成の異なる玄武岩マグマとして形成され、上昇する。マグマだまりの大きさや深さによって、マグマは結晶分化や脱ガスによって異なる組成へと変化をしていく。古富士系マグマだまりは比較的小さく、深いところに形成され、マグマの結晶分化や脱ガスがあまり進まない状態で爆発的な噴火をした。新富士系初期のマグマだまりは、比較的大きく、マグマは様々な程度に結晶分化し、十分に脱ガスし、多量の溶岩として噴出した。新富士系の最新の噴火である1707年のマグマだまりはやや深く、噴火に際して新たな火道を形成し、上昇の途中で過去のマグマだまりのかけらをとりこみつつ、特に爆発的な噴火をした。

Fig. 1. Model of magma chambers of the Fuji volcano and source areas.

Fresh less-fractionated basaltic magmas have been repeatedly supplied to the magma chambers in all stages of the Fuji volcano for late 100,000 years. The observed general temporal change of incompatible elements in magmas inherits the original difference in parental magmas. This would be heritage of a slightly heterogeneous mantle source in incompatible elements including HFS elements. The degrees of degassing would vary with the depth and size of magma chambers and relate to the mode of eruption. In the Ko-Fuji volcano, explosive eruptions were dominant, relating deep and small magma chambers. In early stage of the Shin-Fuji volcano, effusive eruptions were dominant, relating shallow and large magma chambers. The latest 1707 Hoei eruption was very explosive and the erupted magma brought the pieces of cumulates from old relatively deep magma chambers.

第 1 表 富士山噴出物の噴火形態と岩石学的特徴 Table 1. Mode of eruptions and petrological characteristics of the Fuji Volcano.

富士山の噴火形態と岩石学的特徴 Mode of eruptions and petrological characteristics of the Fuji Volcano		主な文献 References
A	10万年間、主として玄武岩を噴出し続け、安山岩やデイサイトなどシリカに富む分化した岩石はごくわずか。Basalt dominant for 100,000 years with very small amounts of andesite and dacite.	Tsuya (1968) etc.
B	マントルから生成した初生玄武岩マグマに比べ分化。FeO*/MgO 比は増減、単純な時間変化せず。Fractionated basaltic magmas from initial magmas originated from mantle. No secular variation in FeO*/MgO ratios with time.	Takahashi <i>et al.</i> (1991, 2003) ; Togashi <i>et al.</i> (1991, 1997)
C	累積の噴出量や噴出率が、他の日本の火山より大。Higher eruption rates and accumulative volumes than other volcanoes in Japan.	Tsukui <i>et al.</i> (1986) ; Miyaji (1988)
D	活動時期、噴火形態、斑晶の特徴、岩石組成により、古富士火山と新富士火山に大別。The Ko-Fuji and Shin-Fuji volcanoes are defined by age, mode of eruptions and petrology. Stages from Takahashi <i>et al.</i> (2003).	Machida (1967) ; Takahashi <i>et al.</i> (1991, 2003) ; Togashi <i>et al.</i> (1991, 1997)
	活動時期、噴火形態 Age, stages and mode of eruption	FeO*/MgO ratio Abundance
D1	古富士火山 Ko-Fuji Volcano (100-13 ka: Stage 1-5) の噴火の多くは爆発的であり、降下スコリアや土石流、火砕流、岩屑流が卓越。Explosive eruptions dominant; scoria falls, mud flows, volcanic debris flows, scoria flows.	斑晶の特徴 Character of phenocrysts
D2	新富士火山初期 Shin-Fuji Volcano early stage (13-8 ka: Stage 6) には爆発性に乏しく溶岩流が卓越。Effusive eruptions dominant; lava flows.	1.4-2.3 (rarely 2.6) 増減し、 時間変化せず。No secular variation with time.
D3	新富士火山中期・後期 Shin-Fuji Volcano middle and late stages (8-0 ka: Stage 7-9) 降下スコリアや火砕流など爆発的な噴火と溶岩流を主とする爆発性に乏しい噴火が混在。2千年前以降は側噴火のみ。宝永(1707年)の特に爆発性の激しい噴火を最後に休止。Explosive and effusive eruptions; scoria falls, lava flows, scoria flows, volcanic debris flows. Only flank eruptions were observed for last 2000 years. Latest eruption (Hoei 1707) was exceptionally explosive.	1.8-2.8 初期は低い、無斑晶質は2.8。Low in the early stage. High in aphyric rocks.
E	最近の噴火に関する事象 4-1 で詳述 Mode of activities of late eruptions. See text (4-1) in detail.	Al ₂ O ₃ , K ₂ O 濃度 Abundance
E 1	現在、噴気活動は山頂でも山体全体でも認められない。No fumarole in the whole edifice at present.	1.8-2.8 (rarely 1.5) 増減し、 時間変化せず。 No secular variation with time.
E 2	深部低周波地震が深さ 10-15 km の所で 1983 年から観測され、2000-2001 年に活発化 Deep low frequency earthquakes have been observed between the 10 and 15 km depth from 1983. Active in 2000-2001.	Low and constant Al ₂ O ₃ . High K ₂ O.
E 3	過去 1200 年間の歴史資料において、噴煙・噴気活動は断続的である。 Intermittent activities of fumaroles and smoking have been recorded in documents for last 1200 years.	主な文献 References
E 4	スコリア中から珪石斑晶中のメルトの硫黄濃度は、宝永噴火(1707)は 1000 ppm 以上で高いまま、貞観噴火(864-866)では減少 Higher S (-1000 ppm) in melt inclusions in scoriae of the Hoei (1707) eruption, lower S in those of the Jogan (864-866) eruption.	Natsui <i>et al.</i> (2004) Ukawa and Orake (1984) ; Ukawa (2004)
E 5	マグマだまりの断片と考えられる集積岩に硫化鉱物は結晶分化で蓄積せず、硫黄濃度も溶解度より低い。 The gabbros accumulated in magma chambers do not include sulfides as fractionating minerals. Low bulk S concentrations in the gabbros.	Koyama (1998) etc.
E 6	宝永噴火は富士火山の歴史の中でも特に爆発性が激しく、初期にデイサイトマグマを噴火している点で特異。貞観噴火は爆発性に乏しい噴火。The Hoei eruption was explosive with dacite in the beginning. The Jogan eruption was non-explosive.	Ida <i>et al.</i> (2004)
E 7	2900 年前の山体崩壊による御殿場岩屑流堆積物は古富士起源の岩片を多量に含み、硫黄により変質したものも多い。 The Gotemba debris avalanche deposit (2.9 ka) includes lava blocks of the Ko-Fuji volcanoes. The blocks were often altered by sulfur.	Togashi and Terashima (1997) Sato <i>et al.</i> (1999) ; Nakamura <i>et al.</i> (1986) Miyaji <i>et al.</i> (2004)

第 2 表 富士山のマグマの化学的特徴 Table 2. Geochemical characteristics of the Fuji Volcano.

富士山のマグマの化学的特徴 Geochemical characteristics of Fuji Volcano		主な文献 References
F	典型的な島弧マグマの特徴の組成を有する。 Typical signatures of island arc magma.	See text (5-1) in detail.
F 1	火山フロントから 30 km ほど背弧に位置する。 Location: back arc side 30 km from the volcanic front.	
F 2	島弧火山の典型的な特徴とされる Nb, Ta の枯渇がある。 Typical Nb and Ta depletion as arc magmas.	Miyaji <i>et al.</i> (1992)
F 3	伊豆弧の火山フロント沿いの島弧火山の玄武岩 (伊豆大島や八丈島) と比べ、マグマの濃集しやすい微量元素 (アルカリ元素などの LIL 元素, 希土類元素, Zr や Th 等の HFS 元素) および Sr にやや富む。 Moderatory concentrations in incompatible elements and Sr. The abundances are higher than those in magmas of the volcanic front.	Togashi and Terashima (1997) ; Tsukui <i>et al.</i> (1983, 2002)
F 4	同位体組成は島弧マグマの中ではもっとも枯渇したタイプに属し, 変化に乏しく, 海洋底玄武岩の領域に近い。 Most depleted type among island arc magmas in Sr-Nd isotope system. The ratios are close to those of MORB.	Togashi <i>et al.</i> (in prep.) ; Nagai <i>et al.</i> (2004, 2005)
G	古富士系と新富士系マグマの化学組成の相違 Chemistry of Ko-Fuji-type and Shin-Fuji-type magma systems	
	古富士系マグマ (約 10 万年から 3 千年前) と新富士系マグマ (1.8 万年以降) が存在する。両者の時間変化は単純ではなく, 古富士系マグマの活動の末期には新富士系マグマの性質に近づく。新富士系マグマの開始後も, 古富士系マグマの活動は続いている。約 1 万年前以降, 新富士系マグマの活動が活発になり, 古富士系マグマの活動は急速に低下していく。3 千年前以降は新富士系マグマの活動のみ。 Ko-Fuji-type magma system (100-3 ka) ; Shin-Fuji-type magma system (18-0 ka). The chemical change of the two types of magma was gradual. There were overlapped ages, when the both types of magmas erupted. The main eruption of Shin-Fuji-type magma began at about 11 ka.	Takahashi <i>et al.</i> (1991, 2003) ; Togashi <i>et al.</i> (1991, 1997) ; Togashi and Terashima (1997) etc. ; Kurasawa <i>et al.</i> (1984) ; Kurasawa (1984)
	両者の比較 Comparison: K:Ko-Fuji, S; Shin-Fuji	
G 1	マグマに濃集しやすい元素濃度 Incompatible elements abundances (LILE; Cs, Rb, K, Ba, REE: HFSE; Zr, Hf, U, Th, Nb, Ta)	K < S, 新富士系が高い。これらの元素は Cr に対して別の分化経路を示す。 Different trends of Cr against incompatible elements between Ko-Fuji and Shin-Fuji.
G 2	Cu, Au, Zn, V abundance, ppm	K < S 新富士系が高い。 Cu 平均で 2 倍。 Average factor is 2 for Cu.
G 3	Rb/Y ratio	K < S 新富士系は平均で 1.8 倍, 最大 7 倍。 Y 濃度は Rb/Y と正相関。 Average factor is 1.8, the max factor is 7. Positive correlation between Rb/Y ratios and Y abundances.
G 4	Zr/Y ratio	K < S 新富士系は最大で 1.7 倍で明瞭。 Max factor is 1.7.
G 5	K/Rb ratio	K > S 新富士系は低め安定。 Variable in Ko-Fuji, low and stable in Shin-Fuji.
G 6	FeO*/MgO ratio	Large overlaps: 範囲はかなり重なり重なるが新富士系は 1.8 以上, 古富士系は 2.0 以下が多い。 Majority of Shin-Fuji > 1.8 ; Majority of Ko-Fuji < 2.0.
G 7	輝石・かんらん石・スピネルに濃集する元素 Compatible elements abundances for pyroxenes and olivine and spinel (Cr, Ni, Co), ppm	K = S, 差が認められない。 No difference.
G 8	Sr, Na, Ca abundances, ppm	K = S, 差が認められない。 No difference.
G 9	Sr isotopic ratio	K = S, 差が認められない。 No difference.
G 10	Nd isotopic ratio	K = S, 差が認められない。 No difference.

安山岩やデイサイトなどの分化の進んだマグマの産出が少ない (A) 原因でもあろう。

3-2 マグマだまりの深さと大きさ

マグマだまりの深さや大きさは、特にその冷却速度に大きく影響し、斑晶の種類や組成、結晶化の順序や速度、結晶の浮沈やメルトからの分離の程度、対流や混合、周囲の岩石との反応などに大きな影響を与え、さらに、一回の噴火の噴出量の最大値を制約する重要なパラメーターである。

マグマだまりの深さを定量的に推定するには、藤井 (2004) が主張するように、水や揮発成分も含めた富士山の岩石組成を再現した系による岩石溶融実験がその答えを出してくれると期待したい。その際、岩石学的な特徴は、実験系の組成や温度圧力範囲に関する境界条件を与えるとともに、実験結果を天然へフィードバックする際の評価に役立つだろう。

一方、岩石学的な特徴はマグマだまりの深さや大きさに関して、定性的ではあるが多様な情報を与えてくれる。

噴火の形態や斑晶の種類、大きさや量、岩石の組成変化 (D1-2) は、主として、深さや大きさの異なるマグマだまりでの結晶分化の違いとして解釈できる (富樫・他 1991)。新富士火山の初期の大規模な溶岩流の流出は、浅くて脱ガスが容易に生じうる場所に大きなマグマだまりを形成して、大きな斜長石斑晶を結晶化し、斜長石がかんらん石や輝石・磁鉄鉱とともに沈下することで、メルトと結晶の分別が進んだ (D2)。一方、古富士火山では、比較的小さなマグマだまりを形成し、急速に結晶化が生じたため、小さな斜長石斑晶の分離が有効に進まず、かんらん石や輝石のみが沈下して分化がすすみ、斜長石斑晶が相対的に濃集した (D1)。斜長石の浮上により Al が増加する伊豆大島のトレンド (Nakano and Yamamoto, 1991) とは全く異なり、古富士火山の Al が高め一定のトレンドをもつのは、他の鉱物が選択的に取り除かれたための受動的な結果である。古富士火山が爆発的な噴火に卓越した (D1) のは、マグマだまりが脱ガスを生じない深さにあったためと考えられる。

宝永噴火は、爆発的である (D3) だけでなく、新たな火道を形成しながら噴火した。その証拠に、富士山より古い時代の火山岩だけでなく、過去の富士山のマグマだまりの断片であるガブロを運び出してきている (安井・他, 1998; 藤林・他, 1999) つまり、宝永火山のマグマだまりは、過去のマグマだまりの少なくともいくつより深いところに形成されていた。また貞観や宝永の噴火に示されるような爆発性の違い (E6) は、マグマだまりの深さ等による脱ガスのあるなしに原因する可能性が高い。推定される富士山のマグマだまりの模式図を図 1 に示した。

3-3 マグマだまりの断片からみる斑晶の結晶・分離プロセス

噴出した岩石の組成変化からみて結晶分別は不可欠のプロセスである。宝永の噴火のマグマは、古いマグマだまりの断片と見なされるガブロを地上に運んできた。ガブロは

多様な岩相を示すが、大きく分けて玄武岩マグマからの結晶の集積岩と結晶も濃集するが玄武岩マグマも少量含む岩石の 2 種類に分けられる (安井・他, 1998)。結晶の微量組成からみても、これらは富士山のマグマと同源であるとみてよい (安井・他, 1998)。藤林・他 (1999) は、これらのガブロの同位体比組成が、富士山起源の玄武岩と同一領域にあることを明らかにした。富士山の場合、結晶分化がかなり進んでも安山岩ではなく、全岩組成は玄武岩にとどまっている (A, B)。これは、典型的なソレライト分化に従い、かんらん石等の苦鉄鉱物が分別し、 FeO^*/MgO 比が効果的に増加すること、マグマの高い Na を反映してやや Na に (必然的に Si も) 富む斜長石を分別するからである。

かんらん石の平衡晶出に基づいて推定したマントルと平衡な組成の富士山の初生玄武岩マグマは SiO_2 濃度が 48 wt% 程度、 FeO^*/MgO 比が 0.8 程度と推定される。かんらん石 20% を液と平衡に結晶分別すれば、 FeO^*/MgO 比が 1.6 程度 SiO_2 濃度が 49–50 wt% となり、実際に古富士および新富士に観察される相対的に未分化な玄武岩の組成となる。

また、観察される集積岩のうち、かんらん石の Fo 成分の高い試料の SiO_2 濃度は約 43 wt% である (安井・他, 1998)。 SiO_2 濃度が 48 wt% の初生玄武岩マグマから、集積岩 (SiO_2 濃度 43 wt%) を 50% 取り除いたとしても、分化したマグマの SiO_2 濃度は 53 wt% である。これより SiO_2 濃度が高い集積岩の分別では、より多くの分別でも SiO_2 濃度は高くない。もちろん、さらに結晶分別が進めば少量の安山岩やデイサイトは生じうる。

3-4 マグマの供給とマグマの混合

Arculus *et al.* (1991) は、富士山のマグマの進化はマグマだまりに繰り返しフレッシュな玄武岩マグマが供給され、マグマだまりで分化したマグマとの混合を繰り返すことで生じ、次第に微量元素の組成が変化すると説明した。しかし、そのようなモデルでは、供給されるフレッシュな玄武岩の数倍に及ぶ量のかなり分化したマグマの存在が必要であるが、富士山ではそのような多量の分化したマグマの存在やマグマだまりでの組成の時間変化は観察されていない (富樫・他, 1997)。

斑晶中には逆ゾーニングや溶融の証拠が多数残っており、個々の結晶の成長過程において、様々な非平衡状態が生じた証拠が認められ、少なくとも局所的なマグマ混合や結晶とメルトの不十分な分離などが普遍的に起きていると考えられる (佐藤・他, 1999; 高橋・他, 1999; Yoshimoto *et al.*, 2004 など)。

全岩組成においても分化の程度の異なるマグマの混合が示唆される例もあり (富樫・他, 1997; Yoshimoto *et al.*, 2004)、マグマ混合が噴火メカニズムとしても重要であることは疑いない。しかし、その混合の時間・空間スケールやメカニズムに関しては検討すべき課題が残っている。例えば、マグマが混合したとしても、ミクロスケールにまで混合を進めるためには、かなり旺盛な攪拌/拡散メカニズムを必要とする。玄武岩メルトが安山岩メルトに含

まれていた斑晶の成長面までに達するほど十分にメルトと結晶を混合させる攪拌/拡散メカニズムは何なのだろうか。さらに、マグマ混合モデルにはそれぞれの端成分マグマがどのように生成されたかという宿題があることも忘れてはならない。

単一のマグマだまりでも、上部から冷却され形成された結晶が重力で沈む時、内部はまだ高温のメルトが存在し、そのために再溶融することもあり、逆ゾーニングすることもあるだろう。対流により攪拌されて運ばれた新たな条件下で結晶が成長することも、さらにはマグマ全体が浅いところに移動して圧力が大きく変化することもあるだろう。斑晶は、そういったマグマだまりでの複雑な成長の歴史を示しているのではないだろうか。また、すべての斑晶鉱物のメルトインクルージョンが親マグマの組成を保持しているかどうかについては、後からの結晶成長の効果以外にも検討すべき余地がある。

4. 次の噴火はどのような噴火か

4-1 爆発性に関する観察事実

どのような噴火が次に生ずる可能性があるかを予測することは容易ではないが、地球科学がその本領を発揮できる場所でもある。噴火の爆発性を支配しているのはマグマ中のガス成分である。富士山のマグマからの脱ガスモデルを制約する観察事実 E を第 1 表に示した。

4-2 噴出物の産状と硫黄濃度

富士山のかんらん石斑晶に含まれるメルトインクルージョンの硫黄濃度は 1000 ppm を超えるものがあり (E 4)、初生マグマは相当量の硫黄をはじめとするガス成分を含んでいたと考えられるが、噴出した富士山の岩石中の硫黄濃度は一般に極めて低く 100 ppm 以下である (宮地・他, 2004)。一方、集積相として硫化鉱物は認められず、硫化物に濃集しやすい金が急減しないことや鉄を多く含む玄武岩マグマの硫黄溶解度が大きいことから、硫化鉱物の晶出分化を生ずるほど硫黄濃度は飽和しておらず (E 5)、噴出物の低い硫黄濃度は脱ガスに関連したものと考えべきである。実際に、溶岩が降下火砕物かといった噴出物の産状と噴火の爆発性 (E 6) やかんらん石斑晶のメルトインクルージョンの硫黄濃度には相関がある (E 4)。

御殿場岩屑流中のブロックは、約 2900 年前に富士山の山体の一部が崩壊し、御殿場岩屑なだれとして流れ下った (宮地・他, 2004)。ブロックの全岩の硫黄濃度は、50 ppm 以下の低いところと、100-2000 ppm の高濃度の二つの濃度ピークを示す (E 7)。硫黄濃度の高い岩石は肉眼でも変質が認められ、顕微鏡下でも、かんらん石の変質が認められる。これは、崩壊した山体において、少なくとも 2900 年以上前には、硫黄を含むガスなどの流体の放出と、これによる変質が生じた時期や場所が存在したことを示している (E 3)。

4-3 マグマの脱ガスの程度

最近では、富士山では山頂でも山体でも顕著な噴気や地熱活動はみとめられていない (E 1) が、深部低周波地震 (E

2) はマグマや流体などの移動に関連するものである可能性が指摘されている。特に炭酸ガスは深部で脱ガスし、周囲との反応性は低く、地表での観測により深部での脱ガスを観測し得る (E 1)。例えば雲仙火山では現在も山麓部で炭酸ガスが検知され地下のマグマだまりが推定されているが (Takahashi *et al.*, 2004)、富士山では検知されていない (E 1)。従って、マグマだまりに現在相当量のマグマが存在すると予測する (3-1, A, B) と、火山ガスの大部分はマグマにほぼ閉じこめられたままの状態にあると考えられる。十分に脱ガスすることができないほど周囲の圧力の高い深さのところにマグマだまりが形成されているならば、冷却の進行によりマグマの火山ガスの溶解度が下がるなどの要因でマグマだまりの内圧が高まるか、外的な要因により、周囲に割れ目などのマグマの通り道を形成されたとき、少なくとも最初は爆発的な噴火から始まる噴火となる可能性があり、地下のマグマの挙動をいち早く知るためにもさらに山体全域のガスの観測が重要であると考えられる。

5. 富士山のマグマがどのように生成され・進化してきたか

5-1 富士山のマグマの不均一とその要因

噴出したマグマの組成からマグマの成因や進化を推定するには、上述した多様な要因を考慮する必要がある。マグマの成因を制約するための観察事実の詳細を第 2 表に示した。

富士山の場合には、島弧マグマとしての性質を持つ (F) と同時に、新富士系マグマと古富士系マグマの組成の明瞭な相違が認められる (G) (図 2)。富士山のマグマの組成に関する研究は、津屋に始まり、主として新富士火山に関しては Tsuya (1968); 倉沢 (1984); Tsukui (1986); 中村・他 (1986); Arculus *et al.* (1991) などがある。一方、古富士火山に関しては、その大部分が新富士火山堆積物に覆われており、露頭が限られていたこと、噴出物がスコリアや土石流堆積物がほとんどであり化学分析の対象とされてこなかった。高橋・他 (1991) と富樫・他 (1991) はほぼ同時に、スコリアや土石流堆積物に着目した研究を開始し、古富士系と新富士系の岩石の化学組成が系統的に異なることを明らかとした (G 1-5)。その後の Miyaji *et al.* (1992)、宮地・他 (1995; 1998; 2001)、富樫・他 (1997); 高橋・他 (2003)、山本・他 (2002; 2004) もこれを支持している。なお、古富士系から新富士系のマグマの時間的な変化は漸移的であり、移行期には両者が共存する時期もある (G)。

一つの火山のマグマ組成変化の要因には大きく分けて 1) マグマだまりでの分化、2) 原料のマントル組成の不均一、3) マグマの溶融条件の差等が考えられる。また、これらの複合もあり得る。以下に富士山の場合に適用して議論する。

5-2 マグマだまりでの分化：深部分化説：輝石が大量に晶出したか？

新富士系マグマと古富士系マグマの組成の相違は、マグ

マに濃集しやすい元素（以下液相濃集元素とする）において系統的に認められ（G），少なくとも斜長石やかんらん石を主とする浅いマグマだまりでの分化では説明できない。たとえば，かんらん石や斜長石は Rb, Y, Zr を含まないので，分別して濃度は高くなるが，Rb/Y 比や Zr/Y 比等の濃度比は変化せず，観察事実（G3, G4）を説明できない。

そこで安田・他（2004）は，深いマグマだまりにおいて，水などの揮発成分の存在下で，Y 等を含む輝石を主とする分別により組成が変化する可能性を指摘している。

しかし，古富士系マグマと新富士系マグマの差を，結晶分別で説明する場合，全岩組成変化からの強い制約がある。図 3a に，親マグマ（添え字 o）と分化したマグマ（添え字 l）の濃度比について， $(Rb/Y)_l / (Rb/Y)_o$ 比を縦軸に， $(Y)_l / (Y)_o$ の比を横軸にとる。もっとも効率的に濃度変化するレイリー分別の式を適用し，Rb の分配係数を 0 とし，Y の分配係数を 0.2 から 1.2 まで，分別の程度を 0.1 から 0.9 まで変化させるモデル計算結果を示した。Y の全岩分配係数が 1 以上であると Rb/Y 比と Y は負の相関となり，図 3b に観察される Rb/Y 比と Y の正相関（G 3）に反することになるので，Y の全岩分配係数は 1 以下でなければならない。図 3b で示したように，観察される Rb/Y 比の差は最大 7 倍，平均でも 1.8 倍である。これと正相関する Y 濃度の差 2 倍の条件を満たすのは，Rb/Y 比の差が 2.5 倍としても Y の全岩分配係数が約 0.6 で分別の程度が 80% という過酷な条件である（図 3a）。

現在報告されている単斜輝石の Y の分配係数は，アルカリが少ない玄武岩の場合で大きく 0.6，実験では玄武岩に関して 1 前後の場合もある（GERM Partition Coefficient (Kd) Database）。Y の全岩分配係数が 0.6 の固相という条件を満たすためには，たとえば Y の分配係数 1 の単斜輝石を 60% 含むようなものを想定しなければならない。しかし，そのような極端な鉱物組み合わせは，全岩の他の組成（ FeO^*/MgO , Cr, Ca, Al, Sr, Na 等）にも顕著な影響が現れると予想されるが，そのような観察結果は古富士系マグマと新富士系マグマの間には認められない（G 6-8）。図 3c で示すように液相に濃集する元素は，Cr に関して新富士系マグマと古富士系マグマでは明らかに未分化マグマの Zr 濃度が異なる経路の分化をしている。また，相関して変化する Rb と K の濃度と（G 1），Rb/K 比（G 5）については，Rb と K がどの分別鉱物にも含まれず，結晶分化では到底説明できない。おそらく結晶分化だけで新富士系と古富士系の初生マグマの組成の液相濃集元素の不均一を説明することはかなり困難であろう。

5-3 マントル不均一説

マグマの原料であるマントルの組成に不均一があれば，当然組成の異なるマグマが生成される。著者らは，これらの化学組成の差を原料のマントル組成の差に主たる原因を求めている。

なお，マントルの組成不均一の原因は一つではない。最近のプレート運動により沈み込んだ堆積物や変質した海洋

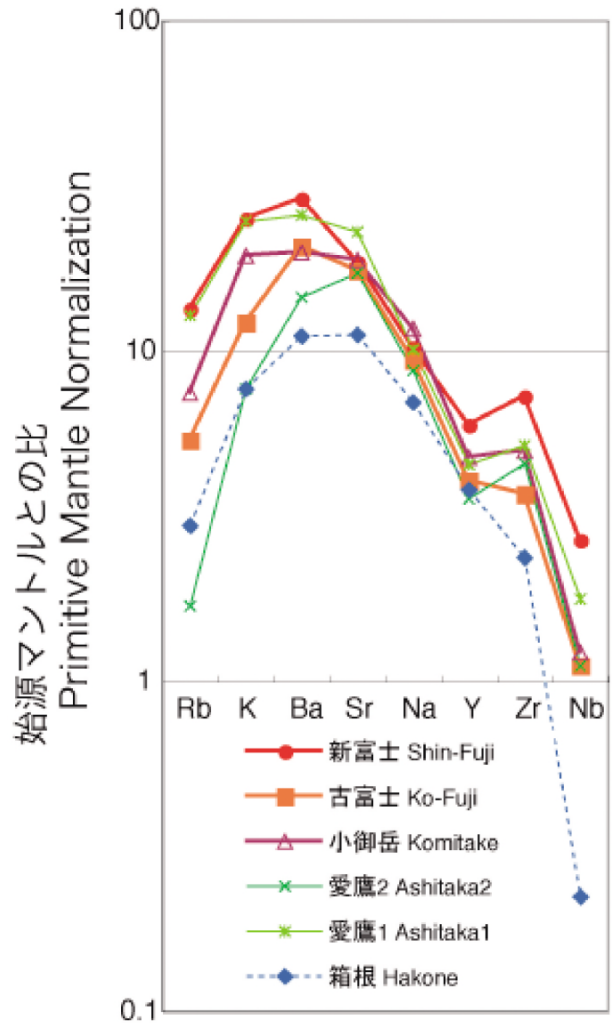


図 2 新富士系，古富士系，小御岳，愛鷹，箱根マグマの液相濃集元素の相違。

横軸はイオン半径の順，縦軸は富士山岩石中の元素組成を始源マントル組成（Togashi *et al.*, 1992 の始源マントル）で規格化したもの

流体に含まれ易い元素（Rb, K, Ba）も流体に含まれ難い元素（Y, Zr, Nb）も，イオン半径に応じた系統的な差がある。詳細は本文参照。

Fig. 2. Comparison in incompatible elements of magmas among Shin-Fuji, Ko-Fuji, Komitake, Ashitaka and Hakone volcanoes.

Horizontal axis shows elements in order of ionic radii and vertical axis shows concentrations of elements in magmas normalized by the primitive mantle (Togashi *et al.*, 1992). Both of fluid-compatible elements (Rb, K, Ba) and fluid-incompatible elements (Y, Zr, Nb) show the systematic difference among the volcanoes. See text in detail.

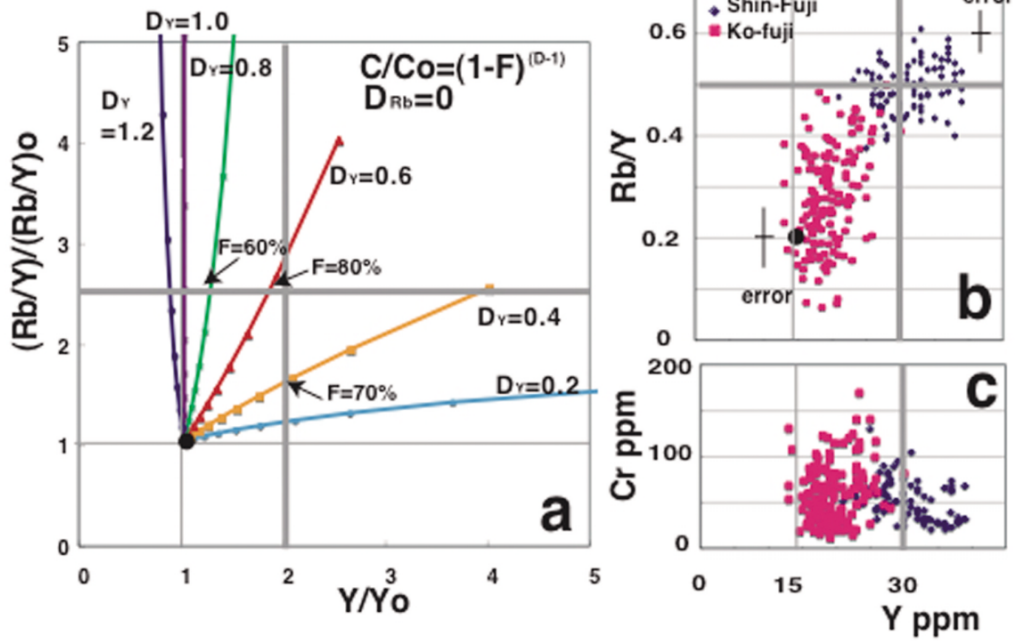


図3 結晶分別による Rb/Y の変化。

図3 a 横軸は Y (結晶分化したマグマの Y 濃度) と Y₀ (初生マグマの Y 濃度) の比。
縦軸は (Rb/Y) (結晶分化したマグマの Rb/Y 比) と (Rb/Y)₀ (初生マグマの Rb/Y 比) の比。

図3 b 富士山の Rb/Y と Y の組成変化。
データは富樫・他未公表。

図3 c 富士山の Cr と Y の組成変化。
データは富樫・他未公表。

変化曲線は結晶分別がレイリー分別の式に基づく場合に、分別する結晶相の全体の Rb の分配係数=0 と仮定し、分別する結晶相の全体の Y の分配係数 (D_Y) と分別の割合 (F) を変化させて示した。

Rayleigh fractionation Model

レイリー分別の式 Rayleigh fractionation equation
 $C/C_0 = (1 - F)^{D-1}$

C : 分別したマグマの元素の濃度
 : concentration of an element in a fractionated magma.

C₀ : 初生マグマの元素の濃度
 : concentration of an element in an initial magma.

F : 分別の割合, : degree of fractionation.

D : 分別する結晶相の全体の元素の分配係数,
 : bulk distribution coefficient of an element for fractionating crystals.

D_Y : 分別する結晶相の全体の Y の分配係数, : D for Y.

D_{Rb} = 0 : 分別する結晶相の全体の Rb の分配係数を 0 と仮定,

: D for Rb is assumed to 0.

Fig. 3. Variations of Rb/Y ratio during fractional crystallization.

Fig. 3 a. Horizontal axis is the ratio of Y/Y₀, where Y is concentration of yttrium in a fractionated magma, and Y₀ is concentration of yttrium in an initial magma.

Vertical axis is the ratio of (Rb/Y)/(Rb/Y)₀, where (Rb/Y) is the concentration ratio of Rb/Y in a fractionated magma, and (Rb/Y)₀ is the concentration ratio of Rb/Y in an initial magma.

Fig. 3 b. Compositional variations of Rb/Y ratios and Y abundances in magmas from the Fuji Volcano.

Crosses are typical analytical errors (Ujii and Togashi, 1992). Data (Togashi *et al.*, in prep.)

Fig. 3 c. Compositional variations of Cr and Y abundances in magmas from the Fuji Volcano.

Data (Togashi *et al.*, in prep.)

Discussions

観察される組成変化から Y/Y₀=2, (Rb/Y)/(Rb/Y)₀=2.5 を説明するには

D_Y=0.6 の場合, 分別の割合が 80% 必要

また, D_Y が 1 を超える変化は, 観察結果を説明できない。

When D_Y=0.6, F is required to be 0.8 to explain the observed variations, where Y/Y₀=2, (Rb/Y)/(Rb/Y)₀=2.5.

When D_Y is over 1, there is no way to explain the observed variation.

地殻に由来する物質を付加すると考えるモデル（短期変化説）が現在の主流の説であるが、一方で、主たる組成は地球の長期進化に起因すると考えるモデル（長期変化説）等の少数派の説（富樫, 1997 や Togashi and Terashima, 1997 等）がある。ここでは、不均一の原因の詳細に立ち入ることはしないが、富士山のマグマの化学的特徴からの制約部分だけについて述べる。

マントル不均一説をとる際に最も制約条件になると考えられるのは、マグマに濃集しやすい元素が、互いに正の相関を保持して変化していることである（G 1）。マグマに濃集しやすい元素には、流体に溶けやすい元素（アルカリ元素やアルカリ土類元素など）から、溶けにくい元素（Y, Zr や Th 等の元素）まで含まれている。

富士山で、Sr と Na, Ca は他とは異なる挙動を示し、古富士と新富士に違いが認められず、ほぼ一定を保っている（G 8, 図 2）。もし流体が深く関与したプロセスならば最も変化が激しいはずのこれらの元素を一定に保つメカニズムが必要である。これらのいずれの元素もマントルでは単斜輝石に含まれる元素であり、マントル中の単斜輝石の部分溶解の条件が鍵を握っていると考えている。

富士山のマグマの同位体組成は、島弧マグマの中ではもっとも枯渇したタイプに属す（F4）ので、原料のマントルは、地球の長い歴史の中のかなり古い時代に、少なくとも一度は「枯渇：マントルからマグマ（流体を含む）が抜け出すこと」により、Rb/Sr や Sm/Nd 比が変化した経験が必須である。どの位の量のマグマがどのようなタイミングで抜け出たかによって、これらの元素の濃度と同位体組成が決まる。

地球の形成初期の均一な初生マントルを仮定した試算によれば、富士山の場合、マントルが 15 億年前に 0.5–1% 程度の「枯渇」があったとすれば、測定された誤差の範囲内（G 9, 10）に同位体比はおさまる。このモデルの良い点は、そのくらいわずかの「枯渇」では、マントル中の単斜輝石に大部分の Sr, Na, Ca が残ることである（G 8）。0.5–1% 程度の「枯渇」の際のわずかな「枯渇」の差は Rb/Sr 比や Sm/Nd 比に大きく影響しないため、同位体比に大きな変化を生じない（G 9, 10）。一方、このわずかな「枯渇」の差は 2 倍程度の系統的な濃度差を生み出せる（G 1）。

マントルの同位体比が同じだとその濃度まで同じだと誤解されやすいが、それは正しくない。良い例をあげれば、N–MORB と呼ばれている海底玄武岩の同位体組成は極めて狭い範囲にあるが、マグマに濃集しやすい元素の濃度は大きく変化しており決して均一ではない。その理由は、マントルからマグマが抜け出る際に、その程度がかなり大きくなると、Rb/Sr 比や Sm/Nd 比は分配係数の逆数に近づき一定となり、結果としてその後の同位体比の変化に差がなくなるが、濃度は「枯渇」の程度に応じて減少するからである。つまり、0.5–1% 程度の「枯渇」の際のわずかな枯渇の差が Rb/Sr 比や Sm/Nd 比に大きく影響せず、逆に枯渇度がかなり大きな場合においても、同位体比の差がなくなる。一方、その中間「枯渇」ではその程度と経過し

た時間により、同位体比の違いが大きくなる。

最近のプレート運動により沈み込んだ堆積物や変質した海洋地殻に由来する物質を付加すると考えるモデル（短期変化説）については、特に鉛同位体や硼素・ベリリウム同位体から、その寄与が示唆されている。しかし、これが島弧のマグマの性質のすべてを支配しているかどうかは検討を要する。例えば、伊豆マリアナの火山岩に関しても Zr/Y 比などがフロントでより枯渇する島弧横断方向での変化の傾向が認められ、流体に関与しないマントルの組成の不均一に起因すると考えられている（Hochstaedter *et al.*, 2000）。

実際には、現実はこのように単純ではないだろう。しかし島弧のマグマに最近加わった成分よりも、本質的にマントルの組成を決めている要因があるのではないかと考えている。

5-4 溶解条件説

同一の原料マントルであっても、その溶解の条件によってマグマの組成が変わる。差を生ずる要因は温度・圧力・流体成分の関与・マグマのマントルからの分離の仕方などである。

富士山のマグマの Sr 濃度が大きく変化しないこと（G 8）は、強い制約条件であると考えられる。これを満たす最も容易な条件は、Sr 濃度がほぼ一定のマントルから一定の溶解の程度と条件でマグマを生成することである。Sr の分配係数が 0.02 程度であれば、1% 以下の少量の「枯渇」による Sr の変化は約 3 割以内であり、その差は液相濃集元素に比べ大きくないので、始源マントルと同じ Sr 濃度のマントルの 20 ppm を仮定すると、富士山の初生マグマは部分溶解の程度はおおよそ 8% と推定できる（富樫・他, 1997）。

一般に、分配係数が 0.01 より小さい場合は、分配係数の差によるマグマの結晶分化プロセスにおける影響の差は無視できるほど小さい。一方、マントルでマグマが溶解して分離するプロセスにおいて、分配係数が 0.01 より小さい場合は、分配係数のわずかな差が極めて敏感に影響するので、水などの揮発成分も含めた富士山の推定初生マグマの組成を再現できる系による岩石溶解実験に期待したい。溶解実験を行うときには相図だけでなく、その条件での元素の分配係数を正確に決める必要がある。「マントル不均一説」が想定した「枯渇」したマントルを実際に生成できるのかどうかは是非、知りたいところである。

同時に、マグマ進化の道筋を正確に明らかにするために、岩石中の斑晶鉱物に記録されたミクロな情報と全岩化学組成変化のマクロな制約条件から、マグマ形成進化のダイナミックなプロセスを読みとる努力がさらに必要であろう。

6. 周辺火山との比較

富士火山の火山フロント側には箱根火山が、また富士火山周辺には、富士火山直下に小御岳や古小御岳、南東側に愛鷹の各火山が存在する。ここでは火山フロントに位置する箱根火山から背弧側の富士、小御岳、愛鷹火山に向かっての島弧横断方向での玄武岩類の化学組成変化について検討してみたい（高橋・他, 2004 および準備中）。

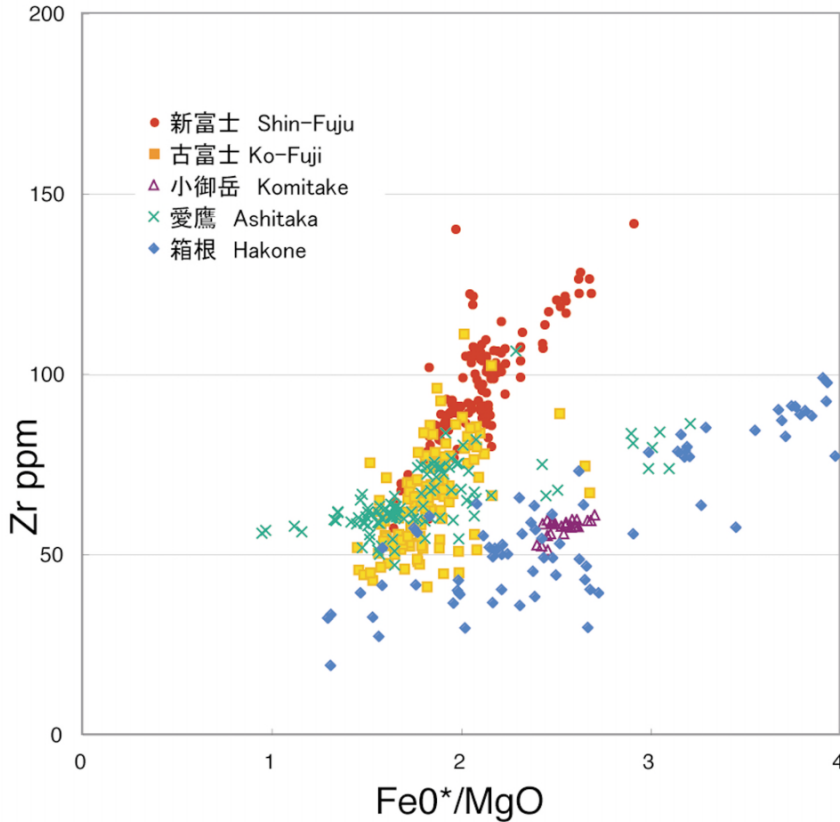


図4 新富士系, 古富士系, 小御岳, 愛鷹, 箱根マグマの分化による液相濃集元素の変化.

液相濃集元素を代表して Zr を縦軸に, 分化の指標として FeO*/MgO を横軸に示した. データは高橋・他未公表.

Fig. 4. Variations in incompatible elements of magmas from Shin-Fuji, Ko-Fuji, Komitake, Ashitaka and Hakone volcanoes.

Horizontal axis is concentration of Zr in magmas as a representative of incompatible elements, and vertical axis is FeO*/MgO as an indicator of fractionation (data from Takahashi *et al.*, in prep.).

箱根火山は低アルカリソレイト, 富士, 小御岳, 愛鷹の各火山は高アルカリソレイト系列の岩石からなる.

Zr を液相濃集元素の代表とした FeO*/MgO 変化図 (図4) 上では, 箱根・小御岳・愛鷹は古富士・新富士に比べ Zr の増加に対して FeO*/MgO の増加率が大きい分化をしている.

それぞれの火山について, 相対的に未分化な玄武岩類の液相濃集元素量に注目し, 始源マントルで規格化して比較する (図2). なお愛鷹は組成の変化幅が大きいため, 相対的に液相濃集元素に富むものを愛鷹1, 乏しいものを愛鷹2とする.

新富士は他の火山より, ほとんどの液相濃集元素に富んでおり, 例外として新富士より高いのは愛鷹1の Sr, 小御岳の Na である. 古富士は新富士より全般に液相濃集元素に乏しく, 特に Rb, K, Zr, Nb においてより乏しい. 図4において小御岳火山の FeO*/MgO は Zr に対して増加が著しく, 新富士・古富士と別の経路の分化をしているが, より未分化な組成においては, 液相濃集元素全体は新富士・古富士の変化の幅にほぼ入っている.

一方, 箱根は他の火山より液相濃集元素に乏しく, 箱根より乏しい例外は愛鷹2の Rb と Y だけである.

また, 愛鷹は組成の変化幅が大きく, 愛鷹1は新富士に近い程高いが, 愛鷹2の K, Rb, Y は箱根に相当するほど低く, 愛鷹2のその他の液相濃集元素は古富士に相当する (図2).

箱根火山玄武岩の Sr 同位体比は 0.70338~0.70357, Nd 同位体比は 0.51305~0.51307, 愛鷹火山玄武岩の Sr 同位

体比は 0.70331~0.70343, Nd 同位体比は 0.51303~0.51308, 小御岳火山玄武岩の Sr 同位体比は 0.70327~0.70349, Nd 同位体比は 0.51304~0.51306, 古富士火山玄武岩の Sr 同位体比は 0.70328~0.70348, Nd 同位体比は 0.51303~0.51307, 新富士火山玄武岩の Sr 同位体比は 0.70340~0.70350, Nd 同位体比は 0.51303~0.51308 であり (永井・他, 2004; 2005), 箱根火山の一部に相対的に高い Sr 同位体比が認められるものの, 鳥弧横断方向でのあまり大きな変化は認められない (図5).

結晶分化による Sr 量の変化は斜長石の結晶のタイミングと斜長石の組成によって異なり, 斜長石の晶出が遅い低圧の分化においては濃度が上昇するが, 相対的に初生的な Sr の濃度レベルの差を反映していると考えられる (Togashi, 1985). 高圧下などの理由で斜長石の晶出が早期であれば, バルクの Sr の分配係数は 1 に近づくため変化は少なく, より初生的なレベルを保持して低い濃度であるはずである.

以上より, 次のようなことが考えられる.

- 1) Sr 量がマントル物質の部分融解度がある程度反映しているとすると, 箱根が最も部分融解度が高く, 古富士, 新富士, 小御岳および愛鷹2 がほぼ同じくらいでこれに次ぎ, 愛鷹1 が最も低いことになる.
- 2) 新富士の起源マントル物質は, これらの火山の中で最も枯渇度が小さい.
- 3) 箱根, 小御岳および愛鷹1 は Ba/Zr 比, Ba/Nb 比が高く, 沈み込みスラブからの海水により起源物質やマグマが汚染を受けている可能性も考えられている. た

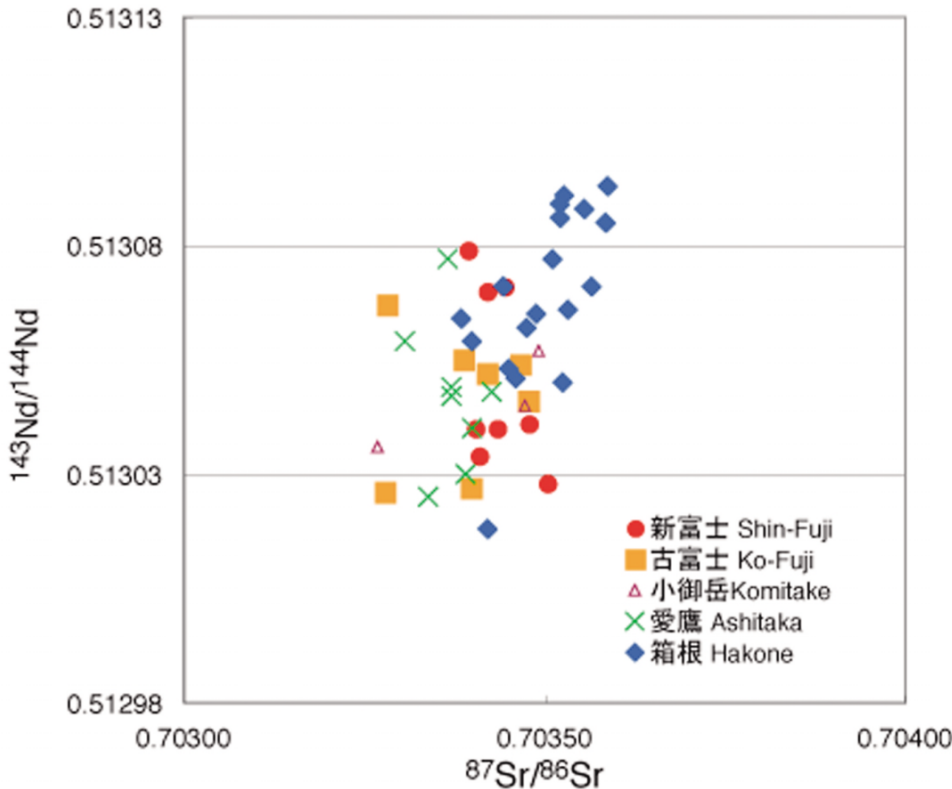


図5 古富士系、新富士系、小御岳、愛鷹、箱根マグマのSrおよびNd同位体組成。データは永井・他(2004; 2005)。

Fig. 5. Sr-Nd isotopes of magmas from Shin-Fuji, Ko-Fuji, Komitake, Ashitaka and Hakone volcanoes (data from Nagai *et al.*, 2004; 2005).

だし、それはSr同位体比には大きな影響を与えない程度である。これに対して、Baが添加されたのではなく、起源物質におけるZr、Nbの枯渇と部分熔融度の違いによっても説明できる。

- 4) 愛鷹2は箱根と同じ程度に低いRb/Zr、Rb/Y比を示すものがあり、部分融解度が箱根の方が大きいことを考えると、愛鷹2の起源マントル物質は、箱根の起源マントル物質よりもさらに枯渇度が高いことになる。箱根・富士地域の場合、火山フロントと背弧側で系統的にマントル物質の枯渇度が異なることはない。

これらを総合すると箱根・富士地域では、火山フロントも背弧側も同じように不均質な起源マントル物質からなり、部分融解度のみが火山フロント側で大きいものと考えられる。

7. まとめ

分化した場合であっても、そのマグマが示す特徴から、初生的なマグマの性質を推定できるという観点にたち、富士山のマグマの化学組成と岩石学的特徴から与えられるマグマの実態への制約条件は以下のとおりである。

1) マントルからマグマだまりへの新たなマグマの供給は、過去10万年間、ほぼコンスタントに繰り返行われていると推測できる。

2) マグマだまりにおける分化に関しては、結晶分化がかなり進んでも安山岩ではなく、全岩組成は玄武岩にとどまっており、マグマ混合の時間・空間スケールやメカニズムに関しては検討すべき課題が残っている。

3) 噴火の爆発性の違いは、マグマだまり等の高さ等による脱ガスのあるなしの効果が大きく、次の噴火の少なくとも最初は爆発的な噴火から始まる噴火となる可能性について、山体のガス観測を検討すべきである。

4) 島弧マグマとしての性質を持つと同時に、新富士系マグマと古富士系マグマの組成の明瞭な相違が認められ、その差は結晶分化だけでは説明が困難であり原料のマントル組成の差に起因する。

5) マントルで15億年前に0.5–1%程度の「枯渇」があったとすれば、上記のマントル化学組成および同位体組成の差を説明できる。マントルが「枯渇」する際には、分配係数のわずかな差が極めて敏感に影響するので、水などの揮発成分も含めた富士山の岩石組成を再現できる系による岩石溶融実験が必要である。

6) 以上の議論が成り立つならば、箱根・富士地域の他の火山と比較した場合、火山フロントも背弧側も同じように不均質な起源マントル物質からなり、部分融解度のみが火山フロント側で大きい。

謝辞

本論は著者らがこれまで宮地直道をはじめとする多くの研究者と共著で公表してきた論文を軸としてまとめたものであり、これらの共同研究者に深く謝意を表する。

引用文献

- Arculus, R. J., Gust, D. A. and Kushiro I. (1991) Fuji and Hakone. *National Geographic Research and Exploration*, **7**, 276-309.
- 藤林紀枝・山本玄珠・野村朋子・加々美寛雄・永尾隆志 (1999) 富士火山宝永放出物中の本質火砕物およびはんれい岩質集積岩に記録された玄武岩-安山岩, 安山岩-流紋岩マグマ混合作用, 地質学論集, 本州弧下部地殻と珪長質マグマの生成活動システム, **53**, 135-155.
- 藤井敏嗣 (2004) 富士火山でなぜ玄武岩マグマが卓越するか, 月刊地球, 号外 **48**, 153-159.
- GERM Partition Coefficient (Kd) Database, <http://earthref.org/GERM/index.html>.
- Hochstaedter, A. G., Gill, J. B., Taylor, B., Ishizuka, O. Yuasa, M. and Morita, S. (2000) Across-arc geochemical trends in the Izu-Bonin arc: Constraints on source composition and mantle melting. *Jour. Geophys. Res.* **105**, B1, 495-512.
- 飯田晃子・藤井敏嗣・安田 敦 (2004) 富士火山, 貞観噴火と宝永噴火 - ガラス包有物からのアプローチ, 月刊地球, 号外 **48**, 131-138.
- 小山真人 (1998) 歴史時代の富士山噴火史の再検討, 火山, **43**, 323-347.
- 倉沢 一 (1984) ストロンチウム同位体比からみた富士・箱根・伊豆地域火山岩類, 地調月報, **35**, 637-659.
- 倉沢 一・新井房夫・町田 洋 (1984) Sr 同位体比による始良 Tn 火山灰 (AT) の同定, 火山, **29**, 115-118.
- Machida, H. (1967) The recent development of the Fuji Volcano, Japan. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, **2**, 11-20.
- 宮地直道 (1988) 新富士火山の活動史, 地質雑, **94**, 433-452.
- Miyaji, N., Endo, K., Togashi, S. and Uesugi, Y. (1992) Theophronological history of Mt. Fuji. *The 29th International Geological Conference Field Trip Guide*, **C 12**, 1-35.
- 宮地直道・安井真也・富樫茂子・朝倉伸行・遠藤邦彦・鶴川元雄 (1995) 富士山鳴沢観測井のボーリングコアの層序と岩石学的特徴, 防災科研報, **54**, 39-73.
- 宮地直道・安井真也・角田明郷・富樫茂子・遠藤邦彦・鶴川元雄 (1998) 富士山吉原観測井のボーリングコアの層序と岩石学的特徴, 防災科研報, **58**, 105-120.
- 宮地直道・遠藤邦彦・富樫茂子・田島靖久・小森次郎・橋川貴史・千葉達朗・鶴川元雄 (2001) 富士山広見観測井のボーリングコアの層序と岩石化学的特徴, 防災科研報, **61**, 31-47.
- 宮地直道・富樫茂子・千葉達朗 (2004) 富士山東斜面で2900年前に発生した山体崩壊, 火山, **49**, 237-248.
- 永井 匡・高橋正樹・平原由香・周藤賢治 (2004) 富士・小御岳・愛鷹火山の Sr・Nd 同位体組成, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **39**, 205-215.
- 永井 匡・高橋正樹・長井雅史・平原由香・周藤賢治 (2005) 箱根火山岩類の Sr・Nd 同位体組成, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **40**, 101-106.
- 中村利廣・万寿 優・佐藤 純・高橋春男 (1986) 富士火山1707年(宝永4年)噴出物の層序にそった組成変化, 火山, **31**, 253-264.
- Nakano, S. and Yamamoto, T. (1991) Chemical variation of magmas at Izu-Oshima volcano, Japan: plagioclase-controlled and differentiated magmas. *Bull. Volcanol.*, **53**, 112-120.
- 野津憲治・森 俊哉・鍵 裕之・伊藤貴盛 (2004) 富士火山における火山ガス拡散放出の調査研究, 月刊地球, 号外 **48**, 42-47.
- 佐藤博明・原 郁男・小山美香 (1999) 富士火山1707年/864年噴火のメカニズム-実験岩石学的視点から-, 月刊地球, **21**, 446-451.
- Takahashi, H. A., Kazahaya, K., Shinohara, H. and Nakamura, T. (2004) Pathways for escape of magmatic carbon dioxide to soil air at Unzen Volcano, SW Japan. *Radiocarbon*, **46**, 491-496.
- 高橋正樹 (2000) 富士火山のマグマ供給システムとテクトニクス場-ミニ拡大海嶺モデル-, 月刊地球, **22**, 516-523.
- 高橋正樹・小見波正修・根本靖彦 (1999) 歴史時代噴出物からみた新富士火山のマグマ供給システム, 月刊地球, **21**, 458-467.
- 高橋正樹・長谷川有希絵・津久井雅志・根本靖彦 (1991) 富士火山におけるマグマ供給系の進化: 全岩化学組成の視点から, 火山, **36**, 281-296.
- 高橋正樹・小見波正修・根本靖彦・長谷川有希絵・永井 匡・田中英正・西 直人・安井真也 (2003) 富士火山噴出物の全岩化学組成-分析データ847個の総括-, 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 第2部, 地球システム科学, **38**, 117-166.
- 高橋正樹・永井 匡・長井雅史・西 直人・内藤昌平・平原由香・周藤賢治 (2004) 伊豆・小笠原弧北端部箱根・富士火山地域におけるマグマ化学組成の across-arc 変化, 日本地質学会第111年学術大会講演要旨, 47 p.
- Togashi, S. (1985) Sr variation by fractional crystallization for volcanic rocks from island arcs and continental margins, *Chem. Geol.* **51**, 41-53.
- Togashi, S., Tanaka, T., Yoshida, T., Ishikawa, K., Fujinawa, A. and Kurasawa, H. (1992) Trace elements and Nd-Sr isotopes of island arc tholeiites from frontal arc of Northeast Japan, *Geochem. Jour.* **26**, 261-277.
- Togashi, S. and Terashima, S. (1997) The behavior of gold in unaltered island arc tholeiitic rocks from Izu-Oshima, Fuji, and Osoreyama volcanic areas, Japan. *Geochim. Cosmochim. Acta* **61**, 543-554.
- 富樫茂子・宮地直道・山崎晴雄 (1991) 新富士火山初期の大きなソレアイトマグマだまりにおける結晶分化, 火山, **36**, 269-280.
- 富樫茂子・宮地直道・安井真也・角田明郷・朝倉伸行・遠藤邦彦・鶴川元雄 (1997) 古富士火山末期から新富士火山にわたるマグマの組成変化-富士吉原火山活動観測施設のボーリングコアの岩石化学的性質-, 火山, **42**, 409-421.
- Tsukui, M. (1986) A magma reservoir and its evolution beneath a polygenetic volcano. Doctoral thesis of University of Tokyo.
- Tsukui, M., Sakuyama, M., Koyaguchi, T. and Ozawa, K. (1986) Long-term eruption rates and dimensions of magma reservoirs beneath Quaternary polygenetic volcanoes in Japan. *Jour. Volcanol. Geotherm. Res.*, **29**, 189-202.
- 津久井雅志・鈴木将志・佐野綾子 (1993) 八丈島東山火山の最近30,000年間のマグマ供給系の変遷, 火山, **38**, 199-212.

- 津久井雅志・星野希宜 (2002) 八丈西山火山のマグマの分化, 火山, **47**, 57-72.
- Tsuya, H. (1968) *Geology of Volcano Mt. Fuji: Explanatory text of geological map. 1:50000 scale*, Geological Survey of Japan.
- 上杉 陽 (1993) 富士火山のテフラ層序学的噴火予測, 第四紀研究, **32**, 271-282.
- Ujiie, M. and Togashi, S. (1992) XRF ANALYTICAL REPORT 2/92, Determination of Rb, Sr, Y, Zr and Ba in igneous rocks using Sc/Mo tube. *Open-file Report*, Geological Survey of Japan, **183**, 1-24.
- 鶴川元雄・大竹政和 (1984) 富士山直下の特異な微小地震活動について, 地震, **37**, 129-133.
- 鶴川元雄 (2004) 富士山の低周波地震, 月刊地球, 号外 **48**, 67-71.
- 安井真也・富樫茂子・下村泰裕・坂本晋介・宮地直道・遠藤邦彦 (1998) 富士火山 1707 年降下火砕堆積物中の斑れい岩質岩片の岩石学的性質とその起源, 火山, **43**, 43-59.
- 安田 敦・金子隆之・吉本充宏・嶋野岳人・中田節也・藤井敏嗣 (2004) 溶岩流試料に基づくマグマ成因の検討, 月刊地球, 号外 **48**, 139-145.
- 山本玄珠・篠ヶ瀬卓二・輿水達司・北垣俊明 (2002) 富士山西麓の古富士溶岩について, 地球科学, **56**, 191-196.
- 山本玄珠・北垣俊明・輿水達司・篠ヶ瀬卓二 (2004) 富士山西麓の古富士火山の溶岩について, 地球科学, **58**, 245-253.
- Yoshimoto, M., Fujii, T., Kaneko, T., Yasuda, A., and Nakada, S. (2004) Multiple magma reservoirs for the 1707 eruption of Fuji volcano, Japan. *Proceedings of the Japan Academy, Series B*, **80**, 103-106.