

## マグマ生成率で制御される西南日本第四紀大山アダカイトの地球化学的変化

Takahiro Yamamoto<sup>a, 1\*</sup>, Nguyen Hoang<sup>b</sup><sup>a</sup> 産業技術総合研究所地質調査総合センター 日本国 305-5867 つくば市東 1-1-1 中央第 7<sup>b</sup> ベトナム科学技術院(VAST)地質科学研究所 ベトナム国ハノイ市ドンダー区 Chua Lang 通り 84

## 記事情報

## 記事履歴:

受付 2019年2月4日

修正版の受付 2019年9月18日

受理 2019年9月19日

オンラインで利用可 2019年10月9日

## キーワード:

大山火山

アダカイト

地球化学

スラブ溶融

地殻同化

## 概要

新生代後期の西南日本弧は、若い四国海盆スラブの高温沈み込みにより形成され、大山火山は、1.0 Ma頃より、その沈み込み様式に従い、アダカイト質の噴出物のみを噴出した。既存の研究では、西南日本弧のアダカイトは、沈み込んだ玄武岩質の地殻の溶融とスラブ堆積物の取り込みにより生成したということが明らかになっていたが、このモデルでは観察されている大山アダカイトの地球化学的なばらつきについて単純に説明できない。著者らは、新たに報告された層序学に基づき、大山(<210ka)の若いステージの火山噴出物に含まれる主要元素、微量元素及び Sr-Nd-Pb 同位体組成の時間的变化を明らかにした。著者らの結果は、大山アダカイトがカリウム (K) の高い含有量のグループとカリウム (K) の低い含有量のグループに分けられ、前者は後者と比べて、酸化チタン ( $TiO_2$ )、ストロンチウム (Sr)、バリウム (Ba)、ニオブ (Nb) 及びランタン (La) の含有量が高く、Sr-Nd-Pb 同位体組成が少ないと示している。質量収支評価は、カリウム (K) の低い含有量のアダカイトがカリウム (K) の高い含有量のアダカイトに比べ下部地殻の同化の度合いが高いことを示唆している。さらに、カリウム (K) の低い含有量のアダカイトは噴火活動が増加した期間 (100~27.8 ka) に噴出していたのに対して、カリウム (K) の高い含有量のアダカイトはその期間の前後に噴出していた。著者らは、この相互関係は噴火活動が増加した時期におけるマグマの地殻への貫入率が増えた結果、下部地殻の同化の度合いが増加したことによると考えている。この高噴出期の後、噴出率及び同化の度合いが減少し、噴火活動は 20.8 ka 頃に停止した。

## 1. はじめに

沈み込み帯は、地球最大の循環システムである。沈み込み帯は、沈み込みの過程において原材料を供給し、そこでは海洋リソスフェア、堆積物及び海水が周囲のマントルと再平衡し、融解の引き金となり、付随して大陸地殻を形成する(Stern (2002))。世界中にあるこのような沈み込み帯の中で、新生代後期の西南日本弧は、フィリピン海プレートの若い四国海盆(26~15 Ma)が沈み込むことによってできた典型的な沈み込み帯である(図1、Peacock and Wang (1999)、Kimura et al. (2005a))。西南日本弧では、海洋島玄武岩、ショショナイト、島弧タイプのアルカリ玄武岩、非アルカリ島弧玄武岩、高いマグネシウム (Mg) の含有量をもつ安山岩やアダカイトを含む様々な火山岩が 15 Ma 以降に噴出した(Iwamori (1991)、Morris (1995)、Tatsumi and Hanyu (2003)、Hoang and Uto (2003)、Kimura et al. (2005a, 2014)、Feineman et al. (2013)、Pineda-Velasco et al. (2018))。アダカイトを含む様々な種類のマグマの発生は、

カスカディア (Leeman et al. (2005)、Streck et al. (2007)、Fillmore and Coulson (2013))、バハ・カリフォルニア (Calmus et al. (2003)、Pallares et al. (2007)) や中央メキシコ (Straub et al. (2011)) といった高温沈み込み帯では一般的なことである。これらのマグマの生成は、アダカイトの古典的な成因モデル (Kay (1978)、Defant and Drummond (1990)、Drummond and Defant (1990)) のように、マントルの溶融や、様々な範囲でのマントル由来のメルトとスラブ由来のメルト間の反応にしばしば起因している。大山(図1B)は、西南日本弧において、最大の第四紀火山であり(火山体の体積は約 120 km<sup>3</sup>、Tsukui (1984))、ストロンチウム (Sr) が高く、イットリウム (Y) が低い濃度のアダカイト質の溶岩から形成されている(Morris (1995)、Kimura et al. (2005b)、Tokunaga et al. (2010))。また、大山では、後期更新世の期間に、マグマ噴出率を著しく増加させて、巨大なプリニ一式噴火が発生した(マグマ噴出量 (DRE) 約 10 km<sup>3</sup>) (Yamamoto (2017))。本研究は、マグマ噴出

1 \* 連絡先

E-mail アドレス: t-yamamoto@aist.go.jp (T. Yamamoto), hoang\_geol@hotmail.com (N. Hoang).

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105214>

0024-4937/© 2019 Elsevier B.V.全ての権利は同社に帰属します。

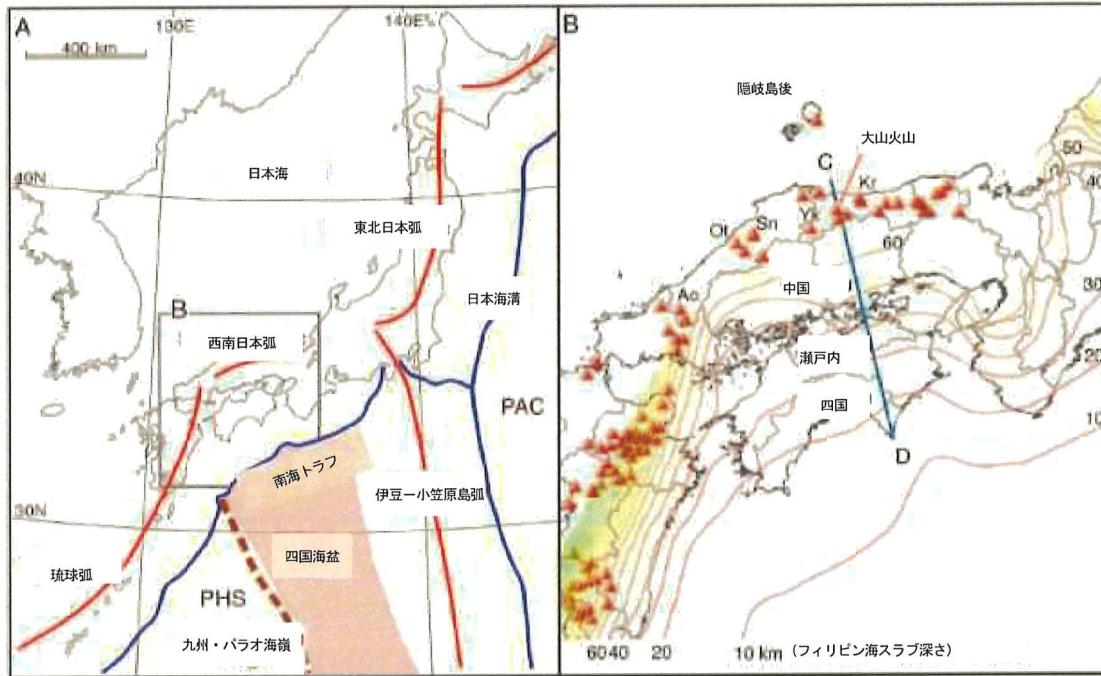


図1. 大山火山の(A)地質構造図、(B)索引図。A内の赤線、青線及び茶線は各々、火山フロント、沈み込み境界及び残存島弧。第四紀火山(赤三角)フィリピン海スラブ深さの等高線を含むB画像は産業技術総合研究所地質調査総合センター—GeomapNaviからの出力。B中の線C-Dは図2の地震学的断面を示す。Ao=青野山単成火山群、Kr=倉吉単成火山群、Ot=大江高山火山、PAC=太平洋プレート、PHS=フィリピン海プレート、Sn=三瓶火山、Yk=横田単成火山群。

率がマグマ生成過程の変化を受けて増加する傾向であることから(Yamamoto et al. (2018))、観測された大山の高噴出率期のアダカイトの地球化学的組成の時間的变化を明らかにすることを主な目的としている。複数の研究者は、下部地殻水がアダカイト質のメルトの形成を制御していると提案していた(Zellmer et al. (2012))が、Feineman et al. (2013)、Kimura et al. (2014; 2015a)、Pineda-Velasco et al. (2018)は、大山アダカイトが沈み込む四国海盆の玄武岩と堆積物由来の2つの端成分が混合することで生成したことを地球化学的な同位体比のデータセットを使って示した。しかし、彼らの結果は、同じ噴出物と見なされたわずかな試料から得られたものであり、彼らのデータセットは、大山の変動するマグマシステムを理解するには不十分である。著者らは、本稿において、新しい噴火層序学(Yamamoto (2017))に基づいた大山アダカイトの年代順の地球化学的データセット(主要元素、微量元素及びSr-Nd-Pb同位体)を報告するとともに、大山火山のマグマ進化について考察する。

### 1.1. テクトニック・セッティング

フィリピン海プレートに存在する四国海盆(図1)は、約4cm/年の速さで南海トラフの海溝軸に対し、ある傾斜角をもって沈み込んでいる。四国海盆は、26~15Maの間に伊豆一小笠原島弧の後方に広がる背弧の成果物として形成されたものであり(Okino et al. (1994))、四国海盆の西側の九州・パラオ海嶺は、48~25Maの間に形成された古島弧である(Ishizuka et al. (2011))。四国海盆は、日本海の拡大と同時に形成されたものであり、2つの地殻構造事象は、いずれも西太平洋で大規模に湧昇したマントルにより発生した(例: Komiya and Maruyama (2007))。日本海が拡大している間、西南日本弧はユーラシア大陸から離れ、時計回りに回転した(例: Otofugi and Matsuda (1987))。四国海盆の沈み込みは、西南日本の前弧領域での珪長質のカルデラ形成火山活動(Shinjoe (1997))と瀬戸内地域における高いマグネシウム(Mg)の含有量をもつ安山岩噴火(Shimoda et al. (1998)、Tatsumi and Hanyu (2003))に関連して、15Ma頃に開始した。Peacock and Wang (1999)は、沈み込んだ四国海盆の地殻の温度が東北日本弧の直下の同じ深度

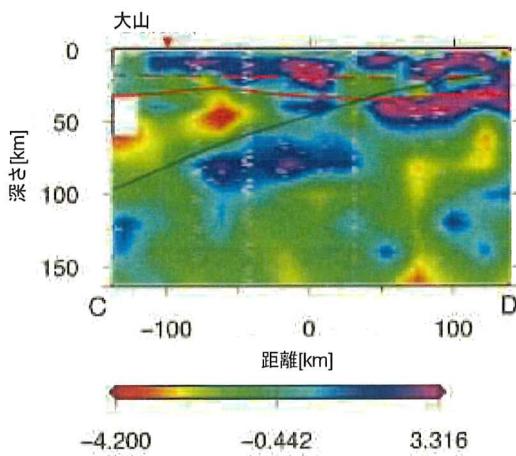


図2. 図1中の線C-Dを通過したS波速度画像の垂直断面。赤は低速度を、紫は高速度を示す。スケールを下に示す。黒及び赤の実線は各々、スラブ表面及び地殻底を示す。白のブランクは信頼度の低いエリアを示す。この画像出力は Nakamura et al. (2008) の以前のデータを用いて産業技術総合研究所地質調査総合センターの地下構造可視化システムより得た。

における冷たい太平洋スラブよりも一般的に300~500°C高いと推定した。四国地方南部から中国地方中部にかけての地震学的断面(図1中の線C-D)において、四国海盆スラブとして説明される浅い傾斜した高速度領域が現れているが、この領域は大山に向かって消滅している(図2)。スラブの上と火山の前弧側の下に見られる突出した低速度異常は、豊富なスラブ流体により発生した水和したマントルウェッジに対応している(Zhao et al. (2004))。大山を含む西南日本弧の第四紀火山は、深部にある太平洋スラブが上部マントル内に上昇することによって生じる上部マントル内の低速度上昇流によるとされており、大山の直下で高速度異常が見られなかったのはスラブの溶融によるものと思われる(Nakajima and Hasegawa (2007)、Zhao et al. (2018))。レシーバ関数解析で明らかにされた大山の直下の地殻の厚さは30~32kmである(Katsumata (2010))。

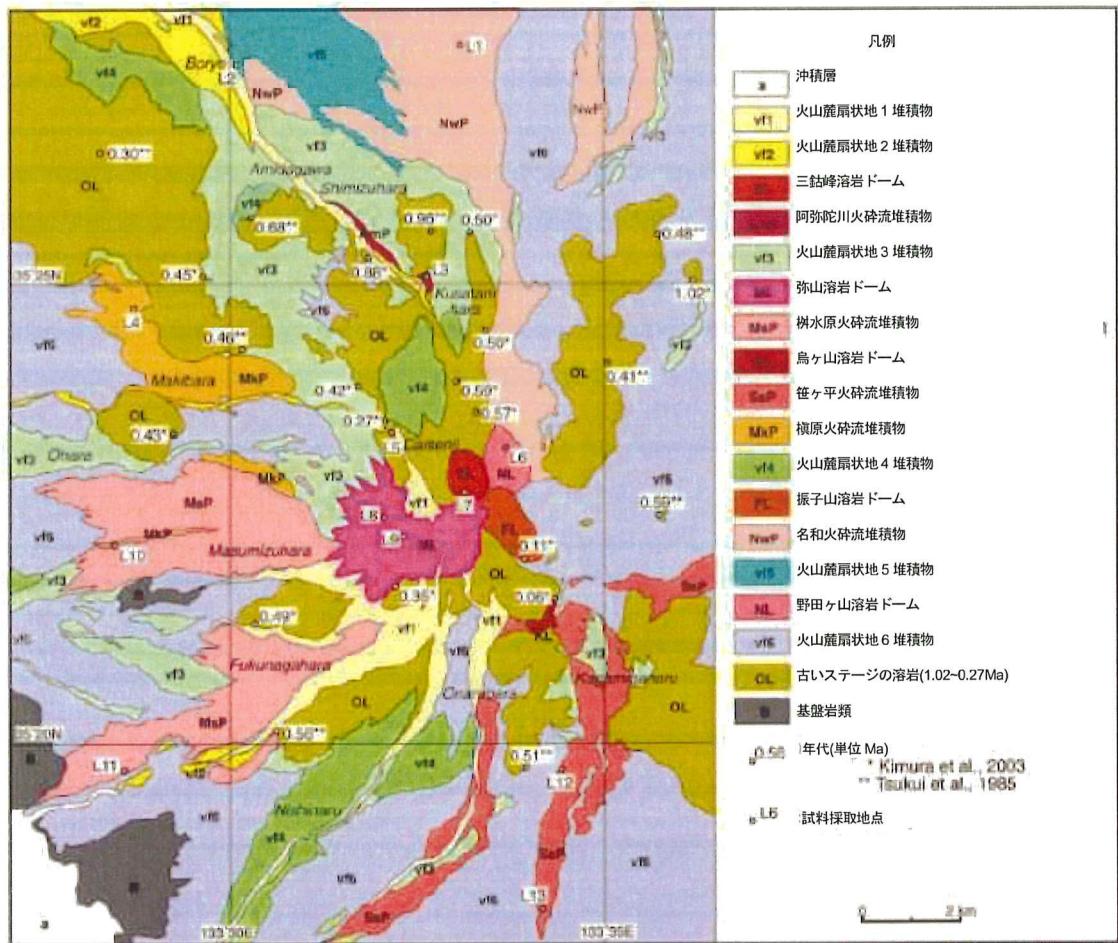
## 1.2. 大山火山の噴火履歴

大山火山の噴火は、1.0Ma頃に開始し、多くの溶岩ドームを含む大きな複合体を形成した(図3、Tsukui (1984)、Tsukui et al. (1985)、Kimura et al. (2003))。大山火山中央のボアホール(大山寺)で観察される基盤岩は、古第三紀(30Ma頃)の花崗岩質の岩石である(Takeshita et al. (2012))。火山体の西側山麓の下には、横田単成火山群の鶴田アルカリ玄武岩溶岩流(1.38~1.27Ma)が存在している(Kimura et al. (2003))。Tamura et al. (2000)は、それを大山玄武岩

と呼んでいるが、それらは大山とは異なる火道で噴出した。青野山、大江高山、三瓶、倉吉の各火山を含む、西南日本の他の火山で起こったアダカイト質の火成活動(図1B)は、2~1Maの間に発生しており、大山における噴火よりも少し前に発生している(Kimura et al. (2005a, 2014)、Pineda-Velasco et al. (2018))。これらのうち、三瓶火山のみが10kaより後で噴火している活火山である(Fukuoka and Matsui (2002))。大山の噴火履歴は、火山体の東側のテフラ層序学に基づき古いステージ(>0.21Ma)とそれより若いステージとに分けられてきた(Tsukui (1984))。噴出物には、斑状デイサイト(アダカイト)とアダカイトと類似性のある無斑晶状安山岩が含まれる(Tsukui (1984)、Morris (1995)、Tamura et al. (2003)、Feineman et al. (2013))。斑状デイサイトは、大山の噴火履歴の全体を通して噴出したが、無斑晶状安山岩の厚い溶岩流は古いステージに限って噴出した(Tsukui et al. (1985)、Kimura et al. (2003))。若いステージの噴火は、古いステージの噴火に比べて、より豊富な降下軽石層を生成した。Yamamoto (2017)は、若いステージの噴出物の層序学とDRE体積を報告した(表1)が、この噴出物は、アダカイト溶岩ドーム、火碎流(ブロック・アンド・ッシュ・フロー)堆積物及びプリニ一式とブルカノ式噴火の降下堆積物から形成されている。古いステージの噴火は、火山体全体に広がっている様々な火道で発生したが、若いステージの噴火は火山体の中央部分の火道からに限定されていた。弥山溶岩ドーム(図3のML)は、海拔1,719mの突出した山頂を形成している。全ての火碎流堆積物は、溶岩ドームの形成に関わり、それらの麓に位置している(図3)。一方、プリニ一式噴火は火碎流を伴わず、大量の降下軽石のみを噴出した。若いステージにおいて、最も大規模な噴出となったのは、倉吉降下火碎流堆積物(DKP)を生成した60kaのプリニ一式噴火である。この噴火中に噴出したマグマの体積は等層厚線データから $>1.1 \times 10^1 \text{ km}^3$  DRE (Legros (2000)の手法を用いた最小体積の推定値)または $2.1 \times 10^1 \text{ km}^3$  DRE (Bonadonna and Houghton (2005)のべき乗則適合法を使用)と推定されている。真の噴出体積は Legros (2000)の最小体積の数倍となることが多いので、これら2つの推定値は一致している。DKPの噴出体積は、大きいにもかかわらず、火山体の中には観察される関連カルデラ構造がなく、噴火の火道は、おそらく弥山溶岩ドームの下に隠れて存在して

いる。大山の噴出率は、100ka頃からのマグマ活動の強まつた高噴出率期に増加していき、この期間にDKP噴火が起こった(図4、Yamamoto (2017))。この噴出率(約>0.3 km<sup>3</sup>/kyr)は、日本の第四紀火山の中では、中位程度のものであり、大山の噴火履歴全体の平均噴出率は、それをはるかに下回る値となっている(Yamamoto et al. (2018))。28.6~27.6kaの弥山噴火(DRE体積2.8km<sup>3</sup>)の後、噴出率は突然減少し、知られている大山の最後の噴火活動は20.8kaの三鈷峰噴火(DRE体積1.6 × 10<sup>-1</sup> km<sup>3</sup>)であった。現在、大山では火山活動や地震活動は観測されていない。

イト)である。著者らは、阿弥陀川、三鈷峰、樹水原、弥山、笹ヶ平、横原、名和、坊領及び野田ヶ山ユニット(表1)からの新鮮な溶岩及び本質岩片(火碎流堆積物)の全てについて地球化学的分析を行った。プリニー式噴火の降下堆積物に含まれる軽石(表1のDKP、DSP、DNP等)は、非常に風化しており(斑晶に対して除く)、バルク分析には不適当である。近年、遠方の湖成堆積物や氾濫原堆積物から、大山から飛散した新鮮なガラス質火山灰が見つかった。水月湖コア(Smith et al. (2013)、Albert et al. (2018))、一ノ目潟コア(Okuno et al. (2011))がその例である。



年代(ka)	溶岩	(km <sup>3</sup> DRE)	火碎流	(km <sup>3</sup> DRE)	降下火碎堆積物	(km <sup>3</sup> DRE)	全体(km <sup>3</sup> DRE)
23.8	三鈷峰(SL)	$1.5 \times 10^{-3}$	阿弥陀川(AmP)	$5.7 \times 10^{-3}$	草谷原(DKsP)	$3.4 \times 10^{-3}$	$1.6 \times 10^{-2}$
21.0					東大山	$1.3 \times 10^{-3}$	$2.8 \times 10^{-2}$
26.6-27.6	弥山(ML)	$1.9 \times 10^{-3}$	樹木原(MsP)	$7.0 \times 10^{-3}$	オドリ	$4.4 \times 10^{-3}$	$1.5 \times 10^{-2}$
29.3	鳥ヶ山(KL)	$7.2 \times 10^{-3}$	笹ヶ平(SsP)	$1.0 \times 10^{-3}$	鶴ヶ岡	$3.5 \times 10^{-3}$	$2.3 \times 10^{-2}$
41.6	隠れた位置に存在		横原(MkP)	$1.0 \times 10^{-3}$	倉吉(DKP)	$1.1 \times 10^{-3}$	$1.1 \times 10^{-2}$
60					関金(DSP)		
67					生竹(DNP)	$3.0 \times 10^{-3}$	$3.0 \times 10^{-2}$
80					荒田2	$2.1 \times 10^{-3}$	$2.1 \times 10^{-2}$
83					荒田1	$8.0 \times 10^{-3}$	$8.0 \times 10^{-2}$
93						$2.4 \times 10^{-3}$	$2.4 \times 10^{-2}$
100	振子山(FL)	$1.6 \times 10^{-1}$	名和(NwP)	$1.2 \times 10^{-3}$	蒜山原(DHP)		$1.7 \times 10^{-1}$
115					松江(DMP)	$8.7 \times 10^{-3}$	$8.7 \times 10^{-2}$
130						$9.9 \times 10^{-3}$	$9.9 \times 10^{-2}$
160	野田ヶ山(NL)	$1.6 \times 10^{-1}$	坊領(BrP)	$2.7 \times 10^{-3}$	桝谷		$3.8 \times 10^{-1}$
170					別所(DBP)	$2.2 \times 10^{-3}$	$2.2 \times 10^{-2}$
190					HPM2	$1.0 \times 10^{-3}$	$1.0 \times 10^{-2}$
200					奥津(DOP)	$1.6 \times 10^{-3}$	$1.6 \times 10^{-2}$
210						$1.9 \times 10^{-3}$	$1.9 \times 10^{-2}$

表1 大山の若いステージの噴出物の層序学及びDRE体積。降下火碎堆積物の体積はLegros (2000)の最小体積法により決定した。Yamamoto (2017)より。

灰を分析した。

#### 1.4. 分析手法

全岩の主要元素及び バナジウム (V)、ルビジウム (Rb)、ストロンチウム (Sr)、ジルコニウム (Zr) 及びバリウム (Ba) の濃度について GSJ の蛍光 X 線で分析した。サブサンプル 0.5g と四ホウ酸リチウムの 1:10 混合物を溶融することで調製したグラスビーズから GSJ の XRF (蛍光 X 線) を用いて分析した。選定した全岩試料の微量元素 (すなわち希土類 (REEs)、バナジウム (V)、クロム (Cr)、ニッケル (Ni)、ルビジウム (Rb)、ストロンチウム (Sr)、イットリウム (Y)、ジルコニウム (Zr)、ニオブ (Nb)、セシウム (Cs)、バリウム (Ba)、ハフニウム (Hf)、タンタル (Ta)、鉛 (Pb)、トリウム (Th) 及びウラン (U) の濃度は、GSJ の VG ブラットフォーム機器で誘導結合プラズマ質量分析法 (ICP-MS) により分析した。各試料の粉末約 100mg を 5:1 硝酸-フッ化水素混合物に溶解した。ガラス質火山灰の主要元素の濃度は、GSJ の走査型電子顕微鏡で、エネルギー分散型 X 線分析法により分析した。粒径 0.063~0.25mm の粒度分布の火山灰試料をガラススライドに載せ、エポキシ樹脂内に固定し、ガラス破片の内側の面が現れるまで磨いた。火山灰試料の微量元素の濃度は、日本国北海道大学大学院理学院自然史科学専攻にて Neptune Plus マルチコレクタ ICP-MS (MC-ICP-MS) 上で分析した。これらの分析のため、粒子を手で約 100mg 採取して、5:1 フッ化水素-硝酸混合物に溶解させた。ストロンチウム (Sr)、ネオジム (Nd) 及び鉛 (Pb) 同位体分析については、きれいな試料チップ約 5g をメノウ粉碎器で粉碎し、試料約 50mg を清潔な 15ml テフロンビーカーに量り取った。試料を濃縮した 2:1 硝酸-フッ化水素混合液に溶解した。試料を完全に蒸発させた後、2.5 N HNO<sub>3</sub> 2ml に溶解させた。ストロンチウム (Sr) と鉛 (Pb) につい

ては、ストロンチウム (Sr) 用のカラムを使用し、各々希釈した HCl 及び濃縮した HCl を溶離液に使って抽出した。AG50W-X8-200 樹脂を使用して、希土類 (REE) を抽出し、続いて、ランタノイド (Ln) 樹脂を使用して、ネオジム (Nd) (及びサマリウム (Sm)) を抽出した。ストロンチウム (Sr)、ネオジム (Nd) 及び鉛 (Pb) の同位体比は、日本国琉球大学理学部物質地球科学科の Neptune Plus MC-ICP-MS で測定した。同位体分析を実施中、分析誤差を抑えるため組成標準の同位体を繰り返し測定した。ストロンチウム (Sr) の同位体標準試料 NBS987 を使った <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr 分析では

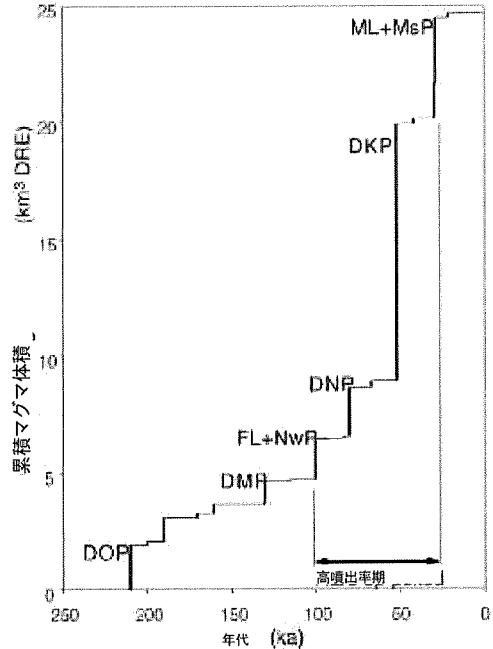


図4. 大山の 250ka 以降の若いステージ噴出物について、累積マグマ体積対年代。噴出物の略語については表1を参照。マグマ性の高噴出率期は100ka頃から27.6kaまで発生した。Yamamoto (2017)より。

$0.71025 \pm 0.00015$  ( $\sigma$ ,  $n=65$ ) の値を得た。日本のネオジム標準試料 JNDi-1 を使った <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd 分析では、

$0.512116 \pm 0.00013$  ( $2\sigma$ ,  $n=55$ ) の値を得た。また NBS981 を使った  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  及び  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  分析では  $16.939 \pm 0.004$ 、 $15.496 \pm 0.0057$  及び  $36.712 \pm 0.0182$  ( $2\sigma$ 、 $n=55$ ) の値を得た。

有量のアダカイト (Martin et al. (2005)) であった(図 5)。これら試料では、二酸化ケイ素 ( $\text{SiO}_2$ ) 濃度が増えると酸化カリウム ( $\text{K}_2\text{O}$ ) 濃度が増え、酸化ナトリウム ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) 濃度は一定であり、二酸化チタン ( $\text{TiO}_2$ )、酸化アルミニウム ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ )、酸化鉄 ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ )、一酸化マンガン ( $\text{MnO}$ )、一酸化

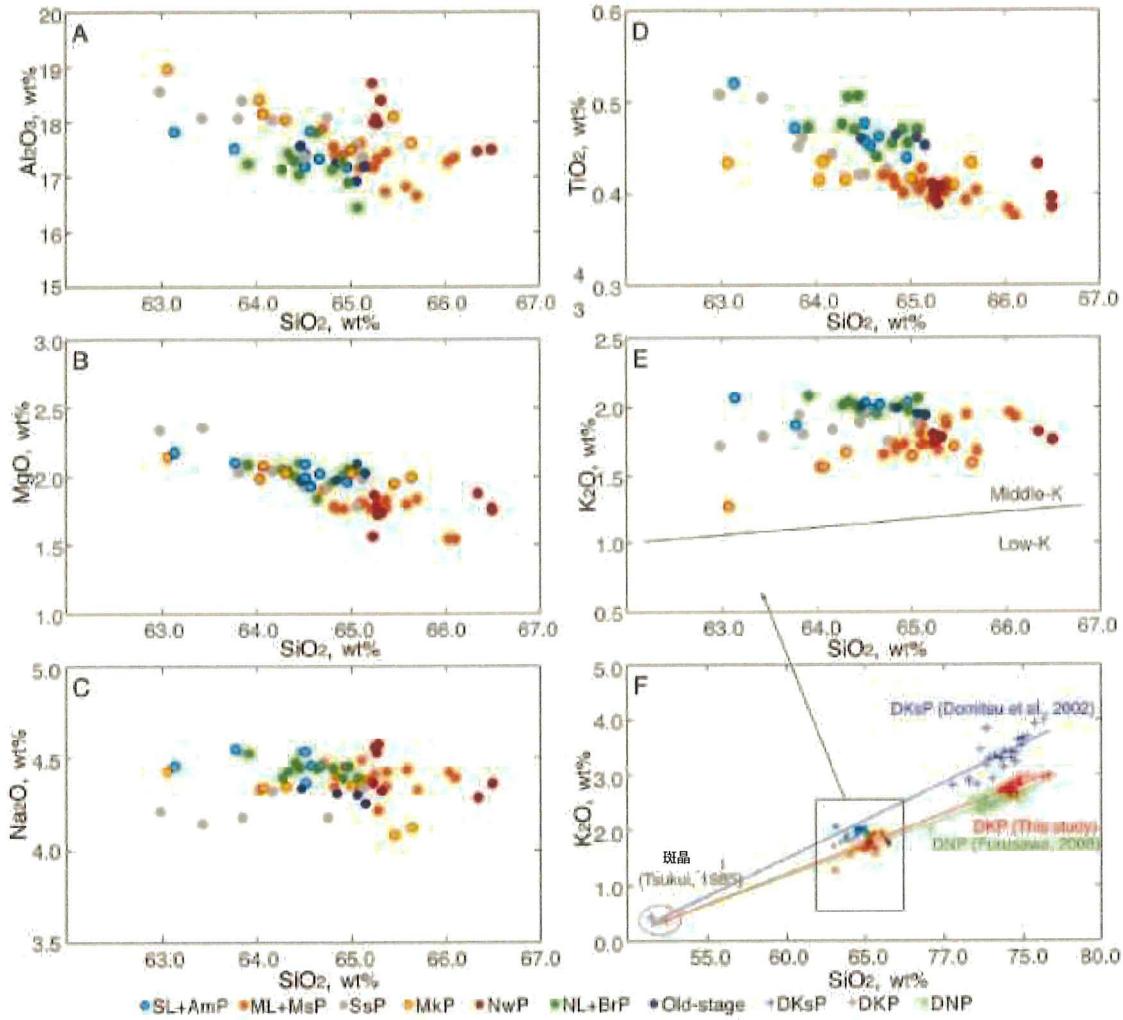


図 5. 大山噴出物の主要元素変動ダイアグラム。全酸化物量は 100% に対し規格化。(A)  $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ 、(B)  $\text{MgO-SiO}_2$ 、(C)  $\text{Na}_2\text{O-SiO}_2$ 、(D)  $\text{TiO}_2\text{-SiO}_2$ 、(E) と (F)  $\text{K}_2\text{O-SiO}_2$ 。(F) のデータは、DKP、DKsp 及び DNP の全斑晶及び DKsp 及び DNP のガラス破片については各々 Tsukui (1985)、Domitici et al. (2002) 及び Furusawa (2008) より。噴出物の略語については表 I を参照。

全手順における空白は、精製した鉛 (Pb) >200ng に対し 50~100pg Pb であり無視できると考える。分析データは補足資料 1 (表 S1-1) 参照。

## 2. 結果

### 2.1. 主要元素濃度

若いステージに生成した溶岩及び火碎流の本質岩片は、二酸化ケイ素 ( $\text{SiO}_2$ ) 濃度が 63.0~66.5wt% のシリカの高い含

マグネシウム ( $\text{MgO}$ )、酸化カルシウム ( $\text{CaO}$ ) 及び五酸化リン ( $\text{P}_2\text{O}_5$ ) 濃度は減少した。酸化ナトリウム ( $\text{Na}_2\text{O}$ ) 及び酸化アルミニウム ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) の含有量は、高い ( $\text{Na}_2\text{O}$  4.1~4.6wt%,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  16.4~19.0wt%) が、酸化マグネシウム ( $\text{MgO}$ ) の含有量は、低い (1.6~2.3wt%)。著者らの主要元素の含有量に関する結果は、以前得られた Tamura et al. (2003)、Kimura et al. (2005b; 2014) 及び Feineman et al. (2013) のデータと一致しているが、これらの研究は、以下のように噴火ユニット間のいくつかの相違を見落としていた。試料は、

全て、 $K_2O-SiO_2$  ダイアグラム ( $K_2O$  1.3~2.1wt%) 上の中位の K 系列に分類されるが、これらの試料は、カリウム (K) の高い含有量のグループ (HKG、すなわち、阿弥陀川-三鈷峰及び坊領-野田ヶ山ユニット) とカリウム (K) の低い含有量のグループ (LKG、すなわち、桝水原-弥山、榎原及び名和ユニット) に分けることができる。笹ヶ平ユニットは、これら 2 グループの中間である (図 5)。2 つのグループの境界は、二酸化ケイ素 ( $SiO_2$ ) 65.0wt% の酸化カリウム ( $K_2O$ ) 約 1.9wt% (図 6 の K 値) である。それらの間の違いは、0.5wt%未満である。カリウム (K) の含有量の同じような違いが三瓶アダカイトについて報告された (図 1B の Sn、Asano et al. (2018))。HKG 試料は、LKG 試料に比べて、二酸化チタン ( $TiO_2$ ) 濃度が高いが、酸化アルミニウム ( $Al_2O_3$ )、酸化マグネシウム ( $MgO$ )、酸化鉄 ( $Fe_2O_3$ )、酸化カルシウム ( $CaO$ ) 及び酸化ナトリウム ( $Na_2O$ ) 濃度については、両者に明確な差はない。笹ヶ平ユニットは、二酸化チタン ( $TiO_2$ ) の含有量も HKG グループと LKG グループの中間となっている。

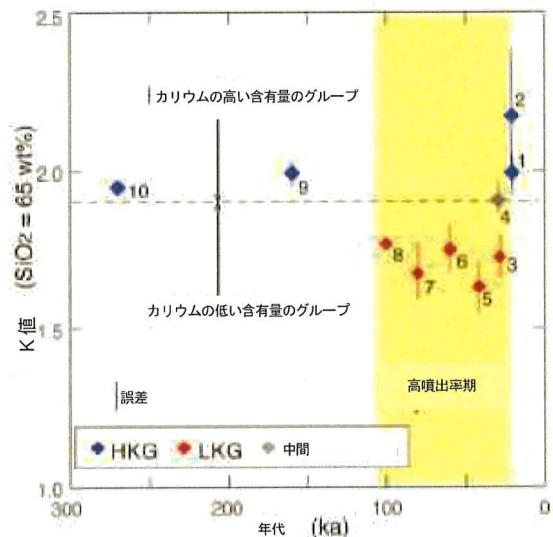


図 6. 大山噴出物の K 値の時間変化。K 値は  $SiO_2 = 65.0$  wt%における  $K_2O$  量を示す。HKG=高グループ、LKG=カリウムの低い含有量のグループ。点線は 2 つのグループの境界。1=三鈷峰溶岩+阿弥陀川火砕流、2=草谷原降下火砕堆積物、3=弥山溶岩+桝水原火砕流、4=笹ヶ平火砕流、5=榎原火砕流、6=倉吉降下火砕堆積物、7=生竹降下火砕堆積物、8=名和火砕流、9=野田ヶ山溶岩+坊領火砕流、10=古いステージ溶岩。

DKP 火山ガラスの二酸化ケイ素 ( $SiO_2$ ) の含有量は、74.1~76.7wt%、酸化カリウム ( $K_2O$ ) の含有量は、2.6~3.0wt% (図 5) である。それらの組成は、水月湖コアのうち、SG06-4281 (DKP テフラ) と一致している (Smith et al. (2013)、Albert et al. (2018))。DKP と DNP 火山ガラス組成 (本研究、Furusawa (2008)) 及び平均斑晶組成 (Tsukui (1985)) によ

り定義される  $K_2O-SiO_2$  ダイアグラムの混合線は、DKP 及び DNP が LKG に属することを示している (図 5)。対照的に、21.1ka 草谷原降下火砕堆積物 (DKsP、Domitsu et al. (2002)) の平均斑晶組成及び火山ガラス組成の間の混合線は、この軽石が HKG に属することを示している。

若いステージの噴出物に含まれる酸化カリウム ( $K_2O$ ) の含有量の時間的変化は、噴出率の変動と逆相関となっている。高噴出率期において (図 4)、カリウム (K) の値は、最初 100ka の名和-振子山噴火に継続して減少し、その後、28.6~27.6ka の弥山噴火後に増加している (図 6)。そのため、HKG と LKG の間のアダカイト組成の違いは、マグマ活動の強度に関連している。

## 2.2. 微量元素濃度

大山アダカイトについて以前報告されていたように (Morris (1995)、Kimura et al. (2005b, 2014)、Feineman et al. (2013))、DKP を含む全ての試料には、ストロンチウム (Sr) 及び軽希土類 (REEs) が多く含まれており、イットリウム (Y) 及び重希土類 (REEs) は少なかった (図 7 及び 8)。試料にはストロンチウム (Sr) が 632~1104 ppm、イットリウム (Y) が 4.8~9.5 ppm ( $Sr/Y = 81 \sim 157$ )、イットルビウム (Yb) が 0.45~0.86 ppm 含まれ、( $La/Yb$ )n の値は 15.2~30.4 (ここで、下付の n はコンドライトの値に対して存在比を正規化したことを示す) であり、試料に負のユロピウム (Eu) 异常は見られなかった。これらの特徴は、アダカイトに典型的なものである (Drummond and Defant (1990)、Martin (1999)、Castillo (2006))。しかし、HKG 試料のストロンチウム (Sr)、バリウム (Ba) 及びニオブ (Nb) の含有量は、LKG 試料に比べて高く (各々 >800、>450 及び >9.6 ppm)、HKG 試料は Sr/Y-Y ダイアグラムにおいて、より高い近似曲線となった (図 7D)。一般的に、中間の笹ヶ平ユニットは、ストロンチウム (Sr) の含有量が少なく、ニオブ (Nb) の含有量が多い。斑晶相の黒雲母の分別が LKG 試料と HKG 試料の間の酸化カリウム ( $K_2O$ ) 及びバリウム (Ba) の含有量の対比の原因となっている可能性があるが、ルビジウム (Rb) の含有量が 2 つのグループ間に異なっているため、黒雲母の分別が原因ということは除外される (図 7C)。全てのユニットにおいて、ルビジウム (Rb) の含有量が増えると、 $K/Rb$  が減っており、 $K/Rb-Rb$  ダイアグラムにおいて、HKG 試料は、LKG 試料に比べて、大きな近似曲線となっている (図 7F)。実際に、カリウム (K) とルビジウム

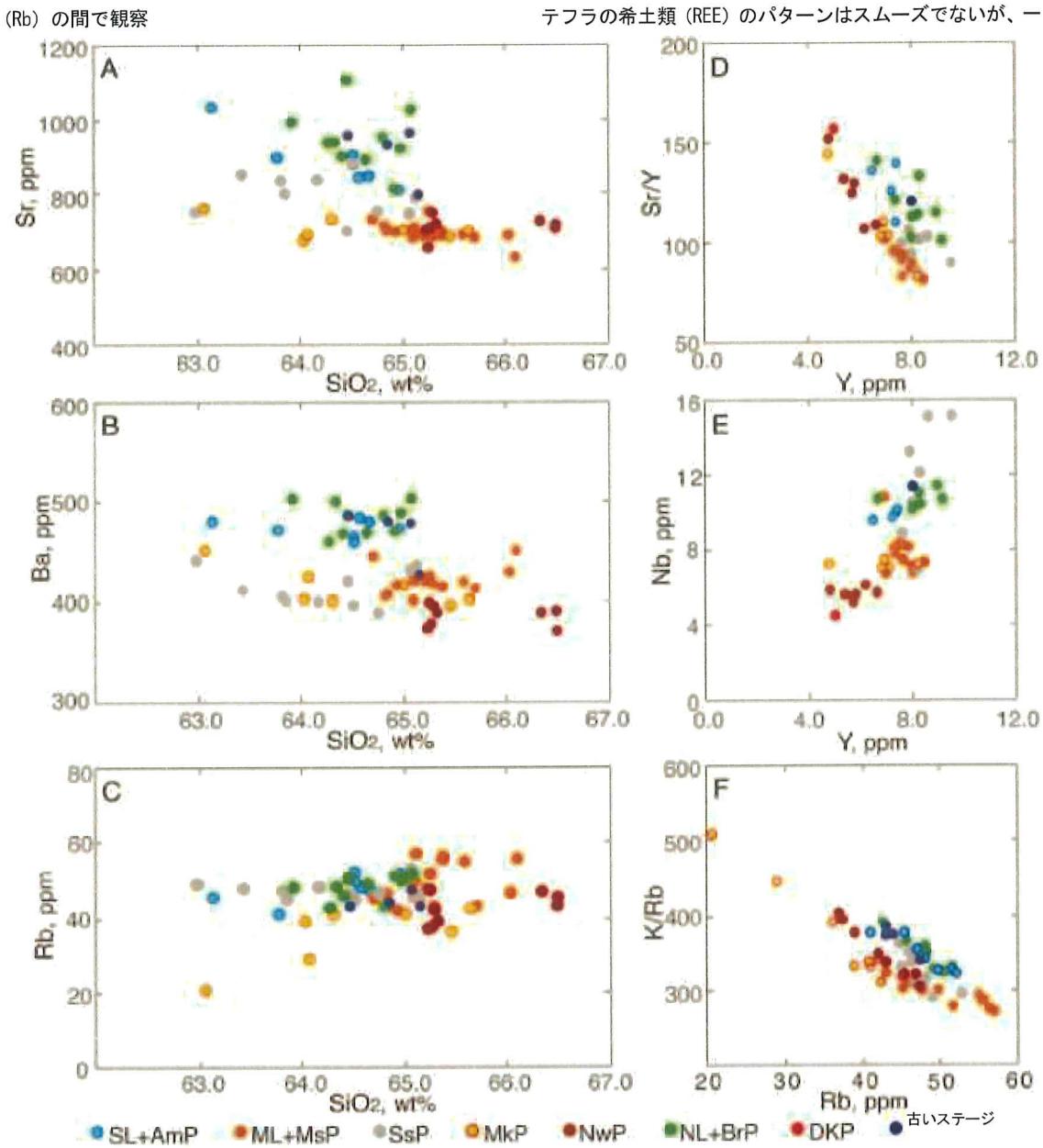


図 7. 大山噴出物の微量元素変動ダイアグラム。(A) Sr-SiO<sub>2</sub>、(B) Ba-SiO<sub>2</sub>、(C) Rb-SiO<sub>2</sub>、(D) Sr/Y-Y、(E) Nb-Y、(F) K/Rb-Rb。噴出物の略語については表 1 参照。

された関係は、地球化学的挙動が類似していることを表しており、いずれの鉱物の分別によっても説明できない。各ユニットで見られるこれら 2 つの元素の特異な挙動と化学的な線形傾向は、複数の端成分の混合を反映している (Tsukui (1985)) か、根源岩が部分的に溶融した度合いが異なることによる効果である (Tamura et al. (2003)) ことを示唆している。

希土類 (REE) ダイアグラムにおいて、HKG 試料の  $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$  値は、LKG 試料や笹ヶ平ユニットの値に比べて、高くなっている (図 8 及び 9)。MC-ICP-MS により得られたガラス質 DKP

一般的な傾向は、他のサイトから以前に公表されたデータと一致しており (Kimura et al. (2015b)、Albert et al. (2018))、DKP が LKG に属することを示唆している (図 8B)。 $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{n}}$  値の時間的变化 (図 9) は、高噴出率期に対応するカリウム (K) の値の傾向と一致している (図 6)。

### 2.3. 同位体

若いステージの期間の噴出物の  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  比及び  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  比は、各々 0.70469~0.70513 及び 0.51268~0.51279 の値となり、 $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}-^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ダイアグラムの負の傾きの直

線を形成している(図 10A)。これらの結果は、大山アダカイトについて、以前に公表されたデータと一致している(Tamura et al. (2003)、Feineman et al. (2013)、Kimura et al. (2014)、Pineda-Velasco et al. (2018))。

DKP、DSP 及び DNP に含まれる斜長石及び普通角閃石の斑晶の $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  の値は、0.70476~0.70494 である。DKP 及び、槇原ユニット、樹水原-弥山ユニット(LKG)は、他のユニットに比べて、ストロンチウム(Sr)とネオジム(Nd)の同位体が多い。ストロンチウム(Sr)等が豊富なこれらのユニットは、60~27.6ka の期間のみに噴火したところである(図 11)。溶岩及び本質岩片の鉛(Pb)同位体比は、以前のデータセットと重なるような比較的限局的な直線となっており、 $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  は 18.257~18.316、 $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  は 15.556~15.582、 $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  は 38.422~38.522 の値を取っている(図 10)。これらの幅は、以前のデータフィールドと重なっている(Feineman et al. (2013)、Kimura et al. (2015a)、Pineda-Velasco et al. (2018))。槇原ユニット(41.6ka)及び樹水原-弥山ユニット(28.6~27.6ka)は、他のユニットに比べて、鉛(Pb)同位体も多く含んでいる(図 11)。

### 3. 考察

#### 3.1. 大山アダカイトの起源

Feineman et al. (2013)、Kimura et al. (2014, 2015a)及び Pineda-Velasco et al. (2018)は、いずれも西南日本弧のアダカイトについては、沈み込んだ玄武岩の地殻が四国海盆スラブの堆積物と混合し、それが溶融したことによるというのが、地球化学的に最も良い説明であると結論づけた(図 12)。著者らの主要元素、微量元素及び Sr-Nd-Pb 同位体に関する結果は、これらの先行研究の結果と一致しており、大山アダカイトの生成において、当該過程の重要性を支持している。スラブメルトの起源もまた、アダカイト質の火山の空間分布により支持される。これらの火山は沈み込んだ四国海盆スラブの深さが約 80km である場所で発生している(図 1 及び 2)。加えて、その深さでは玄武岩質地殻が主に輝石とザクロ石を含むエクロジャイト相へと変成している。さらに、西南日本弧下のトモグラフィー画像は、マントル上昇流と四国海盆スラブとの間の相互作用を明確に示している(図 12、Nakajima and Hasegawa (2007)、Zhao et al. (2018))。玄武岩質含水マグマの深部での分別(Macpherson et al. (2006)、Ribeiro et al. (2016))やザ

クロ石角閃岩相内の下部地殻の再溶融(Xu et al. (2002)、Gao et al. (2004)、Moyen (2009))等、地球化学的に、大山アダカイトを説明する別の可能性についても、以下のように異議を唱えることができる。アダカイト質マグマは、初生玄武岩から深部での角閃石やザクロ石の分別を通じて

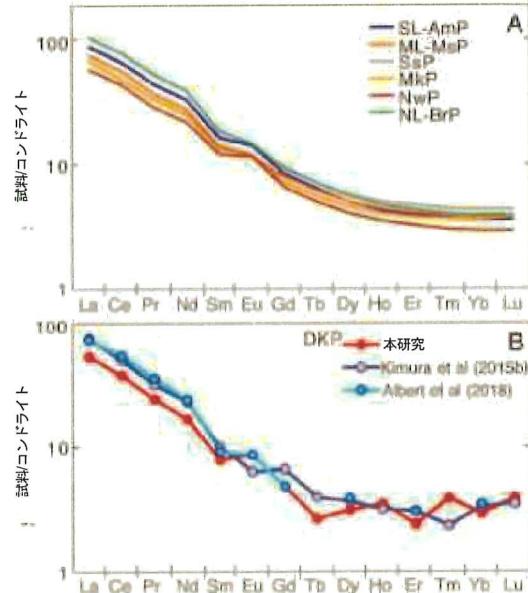


図 8. コンドライトで規格化した大山噴出物の希土類元素量。(A) 噴出物の全岩試料の平均量、(B) DKG の火山ガラスについて、本研究と既存研究との比較(補足 2 の表 S2-1、Kimura et al. (2015b)、Albert et al. (2018))。噴出物の略語については表 I 参照。データの規格化は Nakamura (1974) より。

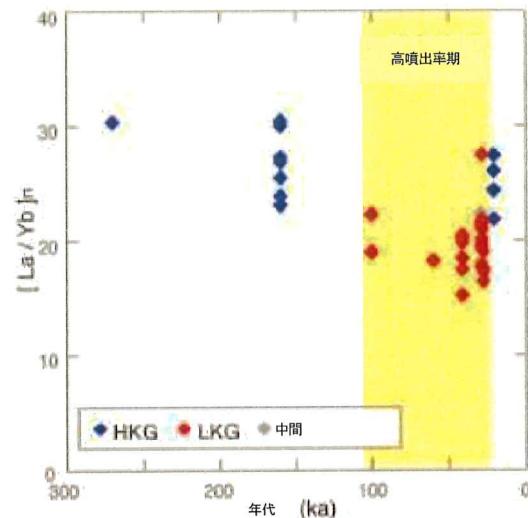


図 9. コンドライトで規格化した大山噴出物の比  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  の時間変化。HKG=カリウムの高い含有量のグループ、LKG=カリウムの低い含有量のグループ。黄色の部分は高噴出率期。

得られるものの、大山周辺の第四紀の親玄武岩の質量収支の計算結果は、ほとんどの微量元素において不一致である(Kimura et al. (2014))。加えて、アダカイトと関係する玄武岩との間で、鉛(Pb)同位体組成の傾向が別のもので

あることは、根源岩が異なることを示唆している(図 10、Feineman et al. (2013)、Kimura et al. (2014, 2015a)、Pineda-Velasco et al. (2018))。さらに、大山の直下の地殻の厚さは、30~32km であり (Katsumata (2010))、これは Sr/Y 濃縮が発生可能な苦鉄質バルク組成の中で、ザクロ石が安定した状態で存在するための最小深さよりも若干浅い (Moyen (2009))。Zellmer ら (2012) は、西南日本弧の第四紀の玄武岩の比較的乾燥した特性により、ザクロ石の分別結晶作用が下部地殻内で可能になるほど、ザクロ石の安定領域が広がっている可能性があると主張した。しかし、彼らのモデルは、Zhao (2004) による地殻構造が大山の直下では不均質であるという地球物理学的な観察結果と一致しない。彼らは、下部地殻の P 波速度が 6.5~7.0km/s であり、東北日本弧火山フロントの直下にある普通角閃石斑嚮岩の下部地殻についての報告 (Nishimoto et al. (2005)) に似ていると報告した。

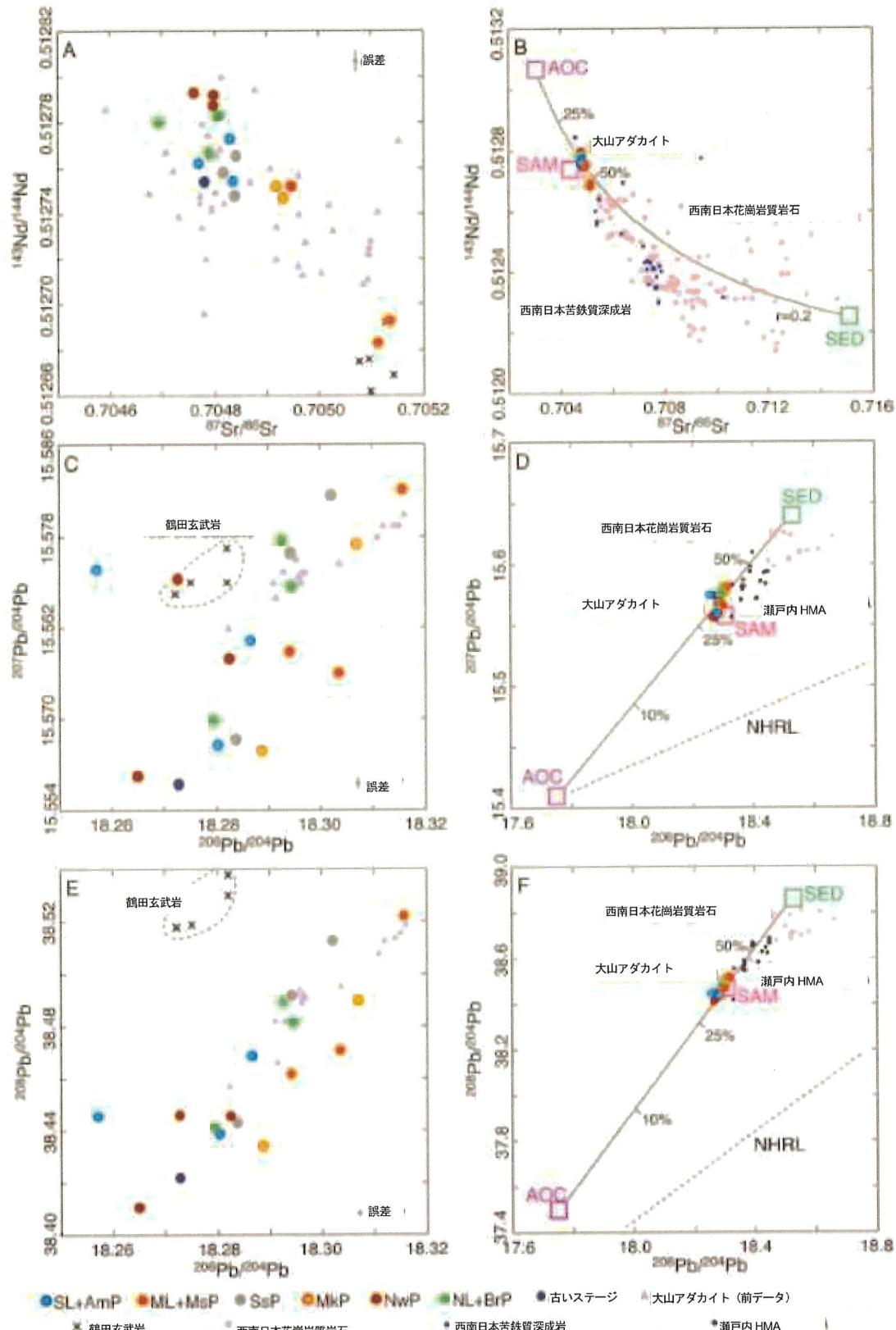


図 10. 大山噴出物の Sr、Nd 及び Pb 同位体組成のグラフ。(A) 及び(B)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 、(C) 及び(D)  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 、(E) 及び(F)  $^{209}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ - $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ 。変質海洋地殻 (AOC) 及び堆積物 (SED) のモデル組成は Pineda-Velasco et al. (2018) より、四国海盆玄武岩 (Ishizuka et al. (2009)、Straub et al. (2010)) 及び南海トラフ堆積物 (Shimoda et al. (1998)) のソースデータを表 S2-2 に表示 (補足 2)。島弧下マントル (SAM) のモデル組成は Tatsumi and Hanyu (2003) より。大山アダカイト、鶴田玄武岩、瀬戸内高 Mg 安山岩 (HMA)、西南日本の白亜紀後期-古第三紀花崗岩質岩石及び苦鉄質深成岩の既存データセットについては表 S2-1~3 (補足 2) も参照。大山アダカイト (前データ) の AOC と SED の間の直線は混合傾向、 $r = (\text{Nd/Sr})_{\text{AOC}} / (\text{Nd/Sr})_{\text{SED}}$ 。混合線に沿った数字は SED の比。(D) 及び(F) の点線は北半球の鉛同位体の相関線。噴出物の略語については表 1 を参照。

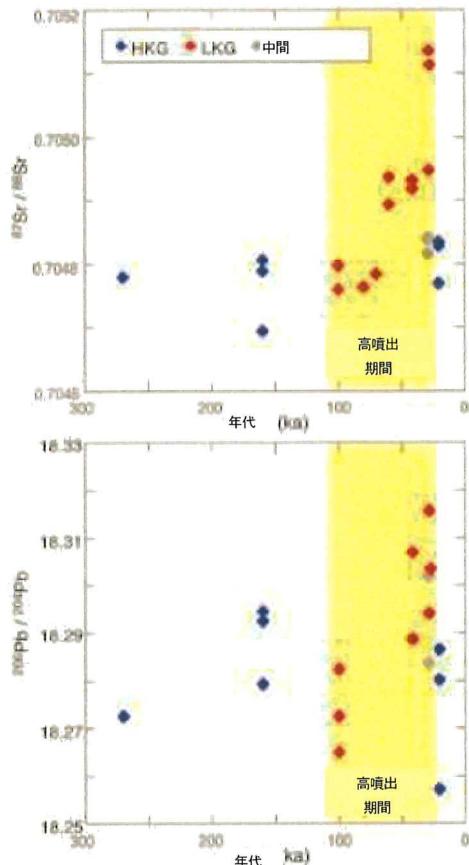


図 11. 大山噴出物中(A)  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  及び(B)  $^{205}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  の時間変化。HKG=カリウムの高い含有量のグループ、LKG=カリウムの低い含有量のグループ、黄色の部分はフレアアップ期間。

大量のザクロ石を含んでいる下部地殻の岩質では、P 波速度が観測値よりも大きくななければならないため、大山の直下の下部地殻にザクロ石角閃岩相が存在する可能性は低く、アダカイトの産出を説明できない。

本研究で最も重要な観測結果は、大山アダカイトの噴火ユニット間で、地球化学的組成の変動があるという知見である。そのため、噴火ユニットのHKGには、酸化カリウム( $\text{K}_2\text{O}$ )、二酸化チタン( $\text{TiO}_2$ )、ストロンチウム(Sr)、バリウム(Ba)、ニオブ(Nb)及びランタン(La)含有量が多く、ストロンチウム(Sr)、ネオジム(Nd)及び鉛(Pb)の同位体組成がLKGよりも少ない(図5、7及び10)。大山アダカイトで観察された不適合元素体系は、単純な分別結晶作用モデルが地球化学的変動の起源の原因とはなり得ないことを示唆している。そのため、異なる起源のものが溶融し混合したと説明することができる。大山アダカイトの両グループは、沈

み込む四国海盆玄武岩よりもはるかにストロンチウム(Sr)、ネオジム(Nd)及び鉛(Pb)の同位体組成が豊富である(図10のAOC)。それらの放射壊変起源の同位体は、溶融源に堆積物が寄与している結果(Feineman et al. (2013))またはマグマ上昇中の地殻同化(Kimura et al. (2014))である可能性がある。

### 3.2. 沈み込んだスラブからの堆積物の寄与

著者らの鉛(Pb)に関する新しいデータにより、西南日本弧アダカイトが四国海盆玄武岩と南海トラフ堆積物間の直線近似に沿ってプロットされることが確認された(図10のAOC及びSED, Feineman et al. (2013)、Kimura et al. (2014)、Pineda-Velasco et al. (2018))。Tatsumi and Hanyu (2003)は、同じ端成分(AOC及びSED)を利用して、瀬戸内のマグネシウム(Mg)の高い含有量の安山岩の同位体組成を説明し、このマグマはスラブメルトと島弧下の相互作用により発生したと結論づけた。Kimura et al. (2014)は、西南日本のアダカイト及びMgの高い含有量の安山岩は、同じマントル及びスラブメルトのフラクシングを通じたマントル溶融によるスラブ源から生成されること、また、アダカイトはマグネシウム(Mg)の高い含有量の安山岩よりも高いスラブメルトフラックスを生じることを報告した。Pineda-Velasco et al. (2018)は、モードバッチメルティングモデルによりスラブ及び堆積物由来端成分メルトに含まれる微量元素量を調べて、大山アダカイトについては、玄武岩メルト(溶融度合F=15%)と堆積物メルトが7:3の比で混合した7:3混合物の時に最も良く適合することが分かった(補足2の表S2~4参照)。これらの値は、Feineman et al. (2013)が自分たちの混合モデルにおいて使用した値に非常に似ている。さらに、彼らの微量元素に関する結果は、著者らの大山アダカイトに関する平均微量元素量と良く一致している。彼らのモデルによると、アダカイトがより放射起源になるほど不適合元素が多く含まれ(ストロンチウム(Sr)を除く)、このことは堆積物の寄与がより大きくなることを示している。しかし、モデルで示されたHKG(青線)と堆積物メルト(F=30%)の7:3混合物に含まれる微量元素量(緑の三角)は、LKG(赤線)と反対のパターンを示しており、これらは、HKGよりも不適合元素の中で、より少なくなる(図13)。そのため、HKGとLKGとの間で観察された違いは、堆積物の寄与のみでは説明できない。

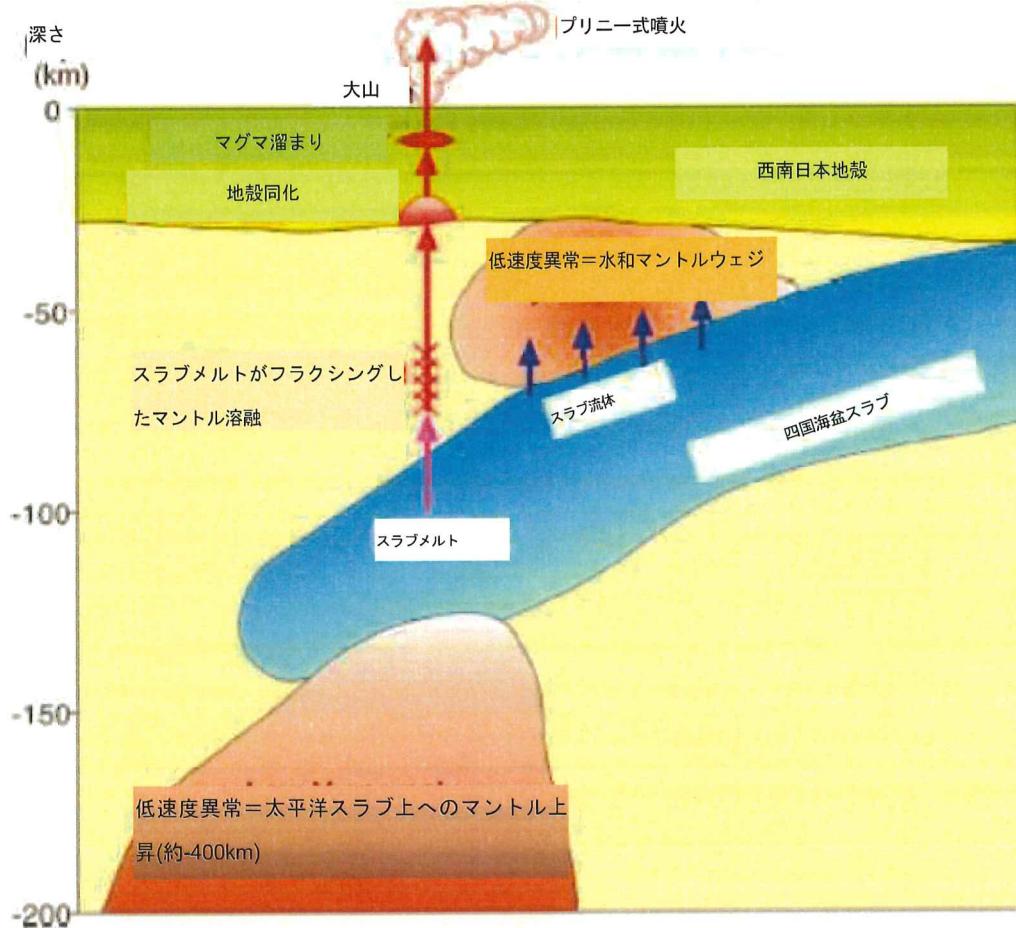


図12. 大山地塊地下の島弧系とマグマ過程を示す図解。この断面図中、突出した低速度異常域が2箇所存在する。四国海盆スラブ上、前弧下の異常域は 多量のスラブ流体により生まれた水和マントルウェッジに対応し、大山火山直下の深部の異常域はスラブにぶつかった上昇マントル流である(Zhao et al. (2018))。初生アダカイト質マグマは大きなスラブメルトのフラックスで溶けているスラブメルトのフラクシングしたマントルにより生成した (Kimura et al. (2014))。初生アダカイト質マグマが高い度合いで貢入すると、下部地殻の物質の同化が発生し、高噴出率期中のDKPのような大規模な爆発噴火が発生する。

### 3.3. 下部地殻の同化

Kimura et al. (2014)は、Sr/Yの高いコアとSr/Yの低いリムを持つ笹ヶ平ユニットからの普通角閃石斑晶の累帯構造パターンに基づき、大山のアダカイト質組成が地殻同化の結果であると提案した。西南日本の中国地方(図1)の基盤岩は、白亜紀前期の付加体堆積物複合体(Kojima et al. (2016))及び大量の白亜紀後期～古第三紀花崗岩質岩石(例: Kagami et al. (1992))から成る。これらの花崗岩質岩石は、大山アダカイトよりもSr-Nd同位体組成を多く含んでいる(図10)が、それらはFeineman et al. (2013)やPineda-Velasco et al. (2018)の混合傾向と重なっている。Feineman et al. (2013)によれば、大山アダカイトと日本海南部の隠岐島後産捕獲岩の同位体組成を比較したところ(図1B)、大山アダカイトと下部地殻の間に重要な相互作用はなかったとのことである。隠岐島後は、大量の6.6～

0.43 Ma のアルカリ火山岩から成り、ジュラ紀(250 Ma頃)の片麻岩(Yamauchi et al. (2009))、及び、苦鉄質グラニュライト、斑纏岩及び超苦鉄質岩の捕獲岩を含む鮮新世玄武岩(Takahashi (1978))の上に存在している。Kagami et al. (1993)は、捕獲岩のストロンチウム(Sr)とネオジム(Nd)の同位体組成やRb-Srアイソクロロンに基づき、捕獲岩とそれらのホストの玄武岩は同じ起源を持つと結論づけた。そのため、隠岐島後の捕獲岩は、西南日本弧下の一般的な下部地殻物質を代表していない。なぜなら、大山付近での火山活動の中断は、鮮新世中に発生していないからである(Kimura et al. (2014))。西南日本に存在する白亜紀後期～古第三紀の花崗岩質岩石中の斑纏岩の岩塊や、新生代火山岩中の下部地殻捕獲岩のSr及びNd同位体組成は幅広く、白亜紀後期～古第三紀花崗岩質岩石の同位体組成に重なる

(図 10, Kagami et al. (1993, 1999), Okano et al. (2000))。それらの組成は、大山アダカイトで観察された混合傾向を説明できるかもしれないが、大山の直下の下部地殻については、利用可能な地球化学的データが存在しない。

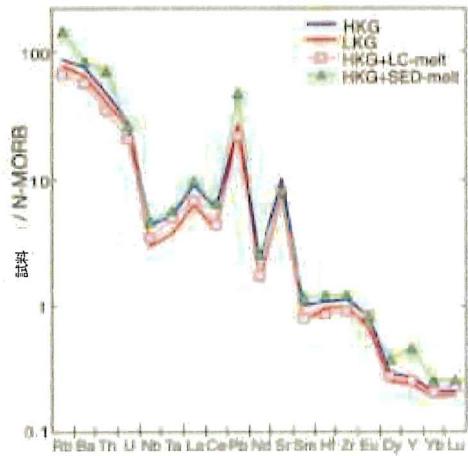


図 13. N-MORB で規格化した微量元素量に関する判定値とモデルの比較。青の実線 =HKG 平均、赤の実線=LKG の平均、緑の三角=HKG+30%;スラブ中堆積物メルト(補足 2 の表 S2-4, Pineda-Velasco et al. (2018))で部分溶融度 30%、ピンクの四角=HKG+30%下部地殻メルト(補足 2 の表 S2-5, JGb-2)で部分溶融度 30%。規格化データは Nakamura (1974) より。

LKG の岩石成因を調べるため、著者らは下部地殻メルト及び堆積物メルトと HKG との混合をモデル化する質量収支計算を行った(図 13)。LKG に含まれる不適合元素量がスラブ由来の堆積物メルトのものより、少ないとから(補足 2 の表 S2~4)、下部地殻中のカリウム (K) の低い含有量の苦鉄質火成岩は堆積物よりも、より適切な端成分候補となった。さらに、南海トラフ堆積物は、上部地殻物質由来であることから、両者は組成の差がほとんどない。下部地殻の同化をモデル化するため、著者らは、GSJ 地球化学標準試料 JGb-2 (普通角閃石斑頗岩) の正確な組成を使用した。この試料は、大山の約 600km 東にある筑波山で採取したものだが、筑波山の深成岩は、西南日本の白亜紀後期～古第三紀花崗岩質岩石と同じである(Takahashi (1982))。JGb-2 のモード組成は斜長石=50%、普通角閃石=43%、単斜輝石=3%及び斜方輝石=3%である。

著者らは、地殻メルトとしてバッヂ部分溶融(Shaw, 1970)を使って JGb-2 からの溶融成分を計算した(補足 2 の表 S2 ~5)。HKG (青線) と地殻メルト ( $F = 30\%$ ) 7:3 の混合物についてモデル化した量(図 13 中のピンクの四角)は、LKG パターン(図 13 中の赤線)に類似している。そのため、HKG と LKG との組成の違いは、下部地殻の苦鉄質火成岩の同化により

説明できる。

### 3.4. 噴出率と大山アダカイトの地球化学的性質との間の関係

大山の噴出率は、100~27.6ka 頃に増加し、最大噴火 (DKP) は 60ka に発生した(図 4, Yamamoto (2017))。本研究の主な結果としては、LKG はこの高噴出率期に噴出し、一方、HKG は高噴出率期の前後双方で噴出した(図 6 及び 9)。そのため、大山のアダカイト質マグマ系は、時が経つにつれて、地球化学的分別を経た。高噴出率期における LKG の噴出は、マグマの地殻への貫入率が大山アダカイトの地球化学的変動を制御したこと、及び高噴出率期中に下部地殻の同化が高い度合いで起こったことを示唆している。一般に、玄武岩の貫入に起因する下部地殻の部分溶融は、珪長質マグマ発生において有効な過程である(例として Annen et al. (2006)、Bachmann et al. (2007))。下部地殻で溶解が増えるという地球化学的特徴は、他の珪長質・非アダカイト質カルデラ形成火山における増加する噴出率とも関係していた(Yamamoto (2007)、Yamamoto et al. (2018))。Kimura et al. (2014) は、スラブの脱水及び溶融の熱力学的質量収支モデルを使って、初生アダカイト質マグマが 1200~1260°C 及び 2.0~2.3GPa で、マントル溶融が低い度合いで発生している時に、島弧下マントルと平衡になっていたことを推定した。そのため、マントル内の玄武岩質マグマのように、初生アダカイト質マグマは、地殻底部に熱源として作用するのには、十分なほどに高温であった。Pineda-Velasco et al. (2018) は、斑晶組成から大山アダカイトの温度を地殻同化が起きない約 900°C と決定し(Tsukui (1985)、Tamura et al. (2003))、この温度は下部地殻を代表せず、噴出直前の浅いマグマ溜まりの温度であると考察した。Fe-Ti 酸化物温度計で決定した、DKP、DNP 及び弥山噴火の大量のマグマの温度は、高く、865~960°C であった(Tsukui (1985))。

弥山噴火(28.6~27.6ka)の後、噴出率は減少し、再度噴出したアダカイトの組成は、HKG の組成であった(図 6)。この変化は、マグマの流入が減ると、もはや有効な下部地殻の同化が発生しなかったことを示唆している。さらに、大山の噴火活動は、20.8ka に発生した三鈷峰溶岩の噴出後に停止した。これらの噴火の地球化学的減少パターンは、火山活動が弱まったことのサインであり、火山活動の長期評価には、このようなサインを特定することが重要であるとす

るのが妥当だと思われる。最大噴火である DKP 噴火は、高噴出率期の中期に発生しており、先行活動がないまま、長い活動静止期間の後、突然発生したものではない。そのため、将来、大山において、大噴火が発生するには、溶融スラブからの新しいマグマが大量に貫入することで、下部地殻が再加熱されて、新しい高噴出率期を発生させる必要がある。しかし、現在、地球物理学的な観測において、大山の直下でそのようなマグマ活動は検知されていない。

#### 4. 結論

大山火山は、高温沈み込み様式による四国海盆スラブの溶融の結果として、1.0 Ma 頃よりアダカイト質マグマのみを噴出した。大山の噴出率とその噴出物の地球化学は関連があり、両方とも時間が経つにつれて、変動した。噴出活動は、100~27.6 ka の間に増加し、大山最大のブリニー式噴火(DKP)は、60 ka 頃発生した。この高噴出率期中、噴出アダカイトの組成は、酸化カリウム ( $K_2O$ )、二酸化チタン ( $TiO_2$ )、ストロンチウム (Sr)、バリウム (Ba)、ニオブ (Nb) 及びランタン (La) の含有量が減り、ストロンチウム (Sr)、ネオジブ (Nd) 及び鉛 (Pb) の同位体組成が増えたことにより、特徴づけられた。これらの地球化学的变化は、アダカイト質マグマの地殻への高い貫入率により、下部地殻の同化の度合いが増えたことで説明できる。高噴出率期の経過後、噴火活動と下部地殻の同化のいずれもが減少し、噴火活動は、20.8 ka に停止した。本研究は、噴出率の変化とマグマ組成の変化の間に、密接な関係があることを示している。そのため、火山活動の長期評価は、火山の地質学及び地球化学的な歴史について、正確な特徴付けをすることにより改良することが可能である。

#### 謝辞

著者らは、本研究に関して検討してくださった中田節也さん、長谷中利昭さん、清水洋さん及び山崎晴雄さんに感謝申し上げます。産業技術総合研究所地質調査総合センターでの分析でお世話になった石塚治さん、北海道大学での分析でお世話になった中川光弘さん、宮坂瑞穂さん、安池由幸さん、琉球大学での分析でお世話になった新城竜一さんには、特に感謝申し上げます。名前を存じ上げないレビューの方には有益な検討と詳細なコメントを頂き、本稿を

良いものとして頂きました。本研究は原子力規制委員会事務局よりご支援を頂きました。

#### 添付 A. 補足データ

本稿の補足データはオンライン上で見ることができます。

<https://doi.org/10.1016/j.lithos.2019.105214>.