

《論 文》

溶融状態における火成岩の化学的多様性の形成：
多様な本源マグマ

小 出 良 幸

要 旨

地球の固体物質において火成岩は多くの比率を占めている。マグマの多様性は、火成岩の多様性に関わる素過程（小出，2014）におけるマグマ形成（小出，2015）の次の段階に当たる。本源マグマには、どのような多様性があり、それらがどのように生まれるのかを地質学的位置（海洋，島弧，大陸）に区分して検討した。

キーワード：本源マグマ，地質学的位置，区分図，島弧，海洋，大陸

I はじめに

地球の全物質あるいは固体物質において、体積ならびに質量においてもっとも大きな割合を占めるものは、岩石である。岩石を研究素材にするのが地質学である。

現在の地球には、多様な岩石が、相互に複雑な関係を有している（小出・山下，1996a）。地質学は、現在にまで残された地球のほんの一部分にすぎない岩石を手がかりに、過去から現在に至る変化を復元するものである（小出・山下，1996b）。岩石とは、ある時空間の個々の事象によって形成され、時間の淘汰を乗り越え、現在まで残ったものである。ある岩石の起源や履歴の解明から導かれるものは、それぞれ現象の微分的効果に過ぎない。微分的効果であっても、長期に及ぶ時間の積分効果、46億年間の集積した総体が、現在の固体地球となる。微分的効果から抽出できる一般則があり、それは総体を解明する重要な手段となる。この時間による積分効果の総体把握と、微分的効果による一般則の抽出が、地質学の目的である。

地球の固体物質の多様性がどのように形成されてきたのかを近年の研究テーマとしている。研究を進めるための素材として、上で述べたような理由により、岩石を用いている。岩石には多様なものがあるが、岩石の時間変遷を考えることが重要となる。小出（2014）は、岩石の多様性形成の本質が時間変化と化学的多様化であるとした。火成岩が地球で最初に形成された固体物質

と考えられる (小出, 1999;2015)。最初の火成岩が素材となり, 地球深部の高温高压条件によって変成岩ができ, 表層の液体, 気体の営力によって堆積岩ができる。つまり地球の形成後, 火成岩が変容をしながら, 多様な岩石が形成されてきたことになる。

火成岩において重要な変化様式は, 固体物質からマグマを経由して異なった属性の固体物質へと変容することである (図1)。その様式は, 火成岩が弁証法的発展をしているとみなせるとした (小出, 2014)。小出 (2015) では, 固体からマグマの形成までの過程で化学的多様性を生む要因を考察した。マグマ形成には, 単純な規則性で多様性を生み出すメカニズムが組み込まれていることを指摘し, できた溶液が火成岩を形成する本源マグマになる。本稿では, 「本源マグマ」が火成岩として固結する時, どのような多様性を形成するのかを考えていく。

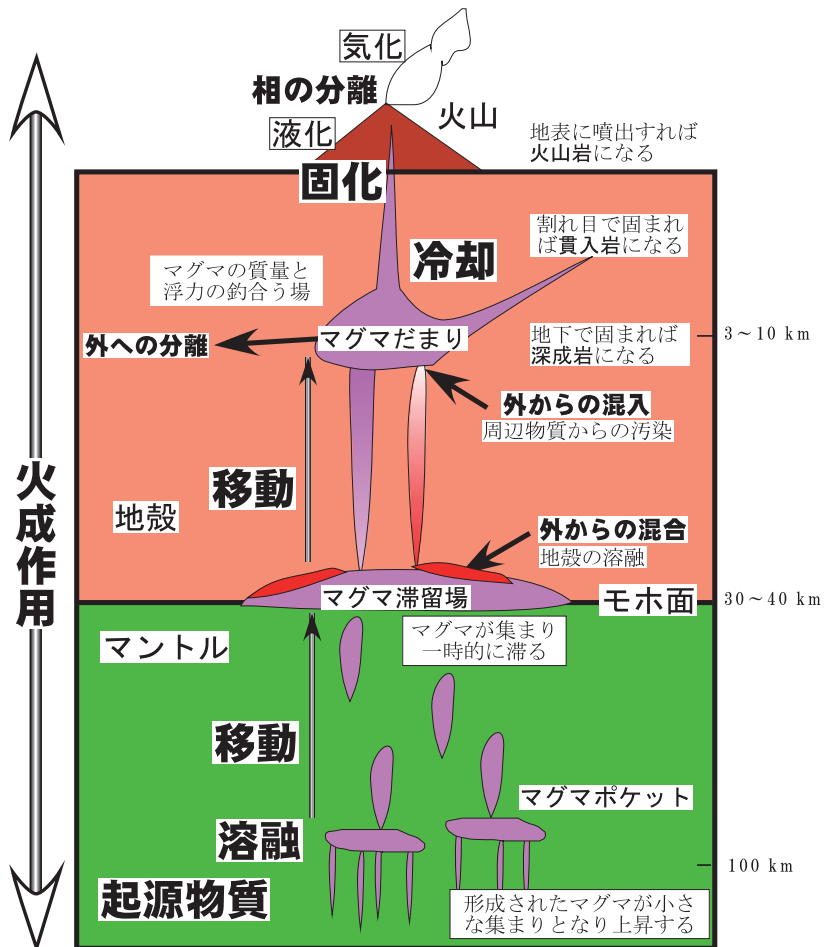


図1 火成作用の概要

一連の火成作用におけるいろいろな素過程の概要を示した。時間経緯による変化や場所ごとの違い, 深度などの複雑な実態が徐々に明らかになってきている。吉田ほか (1997) を改変。

II マグマの多様性形成の素過程

マグマの多様性形成の最初の素過程は、起源物質の多様性に依存するものである。起源物質とは、マグマが形成される条件を満たす場にある既存の岩石のことである。その種類は問わず変成岩、火成岩、堆積岩のすべての成因の岩石がマグマの起源物質になりうる。条件を満たす場として、下部地殻と上部マントルがその主な場となる。

下部地殻でマグマが形成される場合は、大陸地殻や島弧地殻で、その多様性が大きいと推定される。大陸地殻や島弧地殻における複雑な履歴や多様性がマグマの多様性に反映されることになる。

上部マントルの岩石はカンラン岩（主にレルゾライト, lherzolite）で構成され、比較的多様性は少ないが、化学的分解能を上げていくと差異が認識できる。特に同体組成（Sr, Nd, Pbなど）でみていくといくつかの履歴の違うマントル（端成分マントル）が存在することがわかって

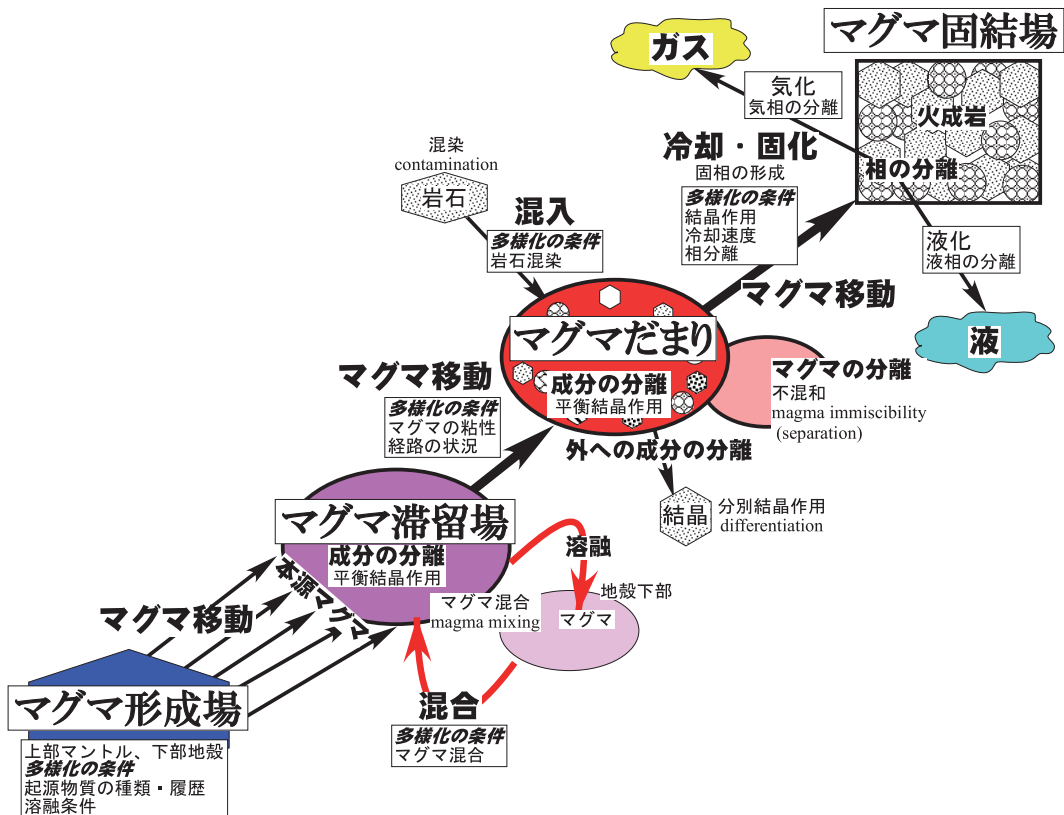


図2 火成作用における多様性形成の素過程

火成作用における多様性形成の素過程を模式的に示した。マグマ形成場、マグマ滞留場、マグマだまり、マグマ固結場に区分して示した。それぞれ場に関与する素過程を示した。また場を移動する時も素過程は存在する。ただし現実の火成作用はこのように単純ではなく、どれかの場や素過程を欠くこともある。

きた (DePaolo and Wasserburg, 1976)。これらの端成分マントル形成は、化学的分別 (chemical separation)、時間効果 (time effect; 加賀美・小出, 1987)、そして成分混合 (component mixing) があるとされている (小出, 1992)。

マントルも地殻下部も固体であるため、溶融する条件が出現することによってマグマ形成が起こる。条件変化を起こす要因は、温度上昇、圧力低下、成分添加の3つが考えられている (藤井, 2003)。温度上昇と圧力低下では、溶融曲線は変化せず、起源物質がマントル内を移動して、条件が変わることにより岩石が溶け出す場合である。成分添加は、マントル物質は移動することなく溶融曲線が変化して地温勾配を横切る場合である。温度上昇、圧力低下、成分添加は、単独の要因として起こるものだけではなく、複合して起こると考えられる。

マグマの多様性形成の素過程の地質学的位置として、いくつかに分けることができる (図2)。マグマ形成場 (マントル, 下部地殻)、マグマ滞留場までの過程、マグマ滞留場、マグマだまり、マグマ固結場での過程に区分できる。地質学的位置のそれぞれの素過程には、マグマの移動の過程も考慮する必要がある。

マントル物質から形成されたマグマは分離、上昇しモホ面でいったん止まりマグマの滞留する場があると考えられている (中田, 2003)。マグマ滞留場の過程は、その全貌が明らかになっているわけではない。しかし、島弧下では、特有の過程として、マグマ混合作用が重要だとされている (Sakuyama, 1981; 1984; Sakuyama and Koyaguchi, 1984)。

マグマは、滞留場から上昇して地下浅所 (10km から 3 km 程度) にマグマだまりを形成する。マグマだまりでは、結晶作用という素過程が起こる場で、その時結晶の振る舞いによって多様性が形成される。また、時に周囲にある岩石がマグマに取り込まれ混合・混入する過程も起こる。またマグマの性質によっては、マグマ自身が2つの成分に分離していく過程 (マグマ不混和) も起こる可能性がある。

マグマだまりの地質学的位置とマグマの性質などにより、マグマがその場で固結したり、貫入したり、地表への噴出が起こり、それが固結場となる。固結場は、地下深部であったり、表層付近であったり、表層 (地上, 海底) だったり、固結過程に多様性が生じ、同じマグマであっても、多様な岩石が形成される。

マグマには、地表に噴出するだけでなく、地下深部でゆっくりと冷え固まった深成岩も存在する。深成岩は過去のマグマだまりであることになる。深成岩は、長い時間、侵食削剥を受けることで地表に露出し、その存在を知ることができる。深成岩は、マグマの多様性やマグマの変化を明らかにする上で重要な情報になるが、ここではマグマの特徴を残している火山岩を中心に展開していく。ただし、重要な意味のある深成岩も検討に加えていく。

Ⅲ マグマの多様性と類似性

起源物質から多様なマグマができるメカニズムは小出 (2015) で示されたが、マグマは一定の組成範囲をもっており、その多様性は限定されたものでもあることになる。では、限定された範囲での多様性の認識はいかになされてきたかを見ていく。

1 火成作用の場

火山は、地球では地域や大陸か海洋かなども問わず、さまざまところで活動している。世界では約1500個の活火山があり、日本でも110個が活火山として認定されている (気象庁, 2016)。火山の分布には偏りがあり、地質学的にある限定された場で火山活動していることがわかる。火山とはマグマが噴出することなので、マグマの形成場と地質学的位置とになんらかの因果関係が存在していることを意味する。

活火山は、現在活動中のものと地質学的に最近 (日本では2万年前以降としている) 活動をした記録をもつものとし、活動を終えているものは単に火山と呼ぶことになる。火山活動でできた岩石は、太古代から現世まで、さまざまな時代のものがある。古い火山活動の場は、地質変動により、もとの形成場とは違う場所に移動していることも多い。火山の多様性を考える場合、現在の火山岩が存在する場ではなく、もとの活動場として考えていく必要がある。過去の火山岩にはその形成場が不確かなものも多数あるので、その素性を知るために、現在の火山活動の研究は、防災面だけでなく、科学的探求としても重要となる。

現在の代表的な火山活動のある場所を模式的にまとめていく (図3) と、いくつかの地質学的位置にまとめることができる。それらの火成岩類は、さまざま名称、略号で呼ばれることがあるので表1にまとめた。以下の略号や区分などは、Janousek, et al. (2006) を参照した。

海洋域では、海洋プレートの形成場となる中央海嶺での火成活動がマグマ量としては多い。ま

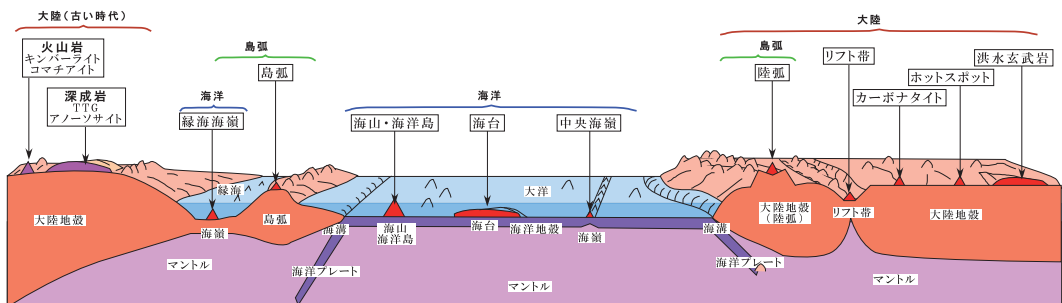


図3 地球の代表的火成活動

地球表層にみられる代表的な火成作用を、火山活動を中心に示した。左から。大陸として古い時代の固有の活動を、島弧として縁海、島弧を、海洋として海山・海洋島、海台、中央海嶺を、現世の大陸として陸弧、リフト帯を示した。

表1 地質学的位置による岩石系列, 岩石タイプ

地質学的位置	略号	岩石タイプ
海洋	MORB (Mid-Ocean Ridge Basalts)	MORB, N-MORB
	MORB (Iceland, Reykjanes Ridge, Azores Island)	E-MORB
	OIB (Ocean Island Basalts)	ALK, TH
	OIT (Oceanic Island Tholeiites)	TH
	OAB (Oceanic Island Alkaline Basalts)	ALK
	BABB (Back-Arc Basin Basalts)	TH
	OPB (Oceanic Plateau Basalts)	TH
島弧	IAB (Island Arc Basalts), VAB (Volcanic Arc Basalts)	TH, CA, ALK
	IAT (Island Arc Tholeiites)	TH
	ICA (Island Arc Calc-alkaline Basalts)	CA
	IAB (Island Arc Alkaline Basalts)	ALK
	ACMB (Active Continental Margin Basalts),	TH
	CAB (Continental Arc Basalts)	TH, CA, ALK
	HMA (High Magnesian Andesite)	
(その他)	IOA (Initial Oceanic Arc), LOA (Late Oceanic Arc),	
	PCA (Post Collisional Arc)	
大陸	CB (Continental Basalts)	ALK, TH
	CRB (Continental Rift Basalts)	ALK > TH
	CFB (Continental Flood Basalts)	TH
プレート内	WPB (Within-Plate Basalts)	ALK
	WPT (Within-Plate Tholeiites)	TH
	WPA (Within-Plate Alkaline Basalts)	ALK

代表的な地質学的位置として海洋, 島弧, 大陸, プレート内に区分して, それぞれの岩石の略号と岩石系列あるいは岩石タイプ。

た海山や海洋島をつくるホットスポットと呼ばれている火山, 巨大な海台をつくった大量のマグマを噴出する火成活動などがある。

中央海嶺では主に玄武岩質のマグマ (Mid-Ocean Ridge Basalts: MORBの略) が活動している。また, 中央海嶺上ではあるが, 後述のホットスポットの影響を受けていると考えられるアイスランド (Iceland) やレイキャネス海嶺 (Reykjanes Ridge), あるいはアゾレス諸島 (Azores Island) の周辺などでは, 通常 MORB (N-MORB, Nはnormalの略) とは化学的に違いがあるので, E-MORB (Eはenriched) として区分されている。

海山や海洋島の火山岩はOIB (Ocean Island Basalts) と総称され, 化学的特徴によってOIT (Oceanic Island Tholeiites), OAB (Oceanic Island Alkaline Basalts) などに区分されることがある。巨大な海台は, かつては海山の一種と考えられていたが, 調査が進んで特徴のある火成作用であることから, OPB (Oceanic Plateau Basalts) と区分されるようになってきた。

海溝に添って弧状に並ぶ列島は, 地質学では弧状列島あるいは島弧と呼ばれ, 日本列島がその典型である。島弧では固有の火成作用があり, その特徴は海洋プレートの沈み込みによって形成されている。島弧の火山岩はIAB (Island Arc Basalts), あるいはVAB (Volcanic Arc Basalts) と総称され, 化学的に区分するときはIAT (Island Arc Tholeiites), ICA (Island Arc Calc-alkaline Basalts), IAB (Island Arc Alkaline Basalts) と呼ばれる。

大陸の縁に沈み込み帯ができた陸弧の火山岩はCAB (Continental Arc Basalts), あるいは活動的な大陸縁のACMB (Active Continental Margin Basalts) と呼ばれる。その他にも、海洋プレート同士が衝突し、一方が沈み込みを開始したときできた未成熟な島弧のIOA (Initial Oceanic Arc), 島弧地殻が発達して成熟したLOA (Late Oceanic Arc), 沈み込み帯が消失し大陸同士の衝突に遷移したPCA (Post Collisional Arc) と区分されることもある。

縁海は、島弧と大陸の間にある海域で、海嶺が存在しているところ (例えばフィリピン海やスコシア海など) や、明瞭な海嶺が認められないもの (例えば日本海やアンダマン海など) もあり多様性がある。島弧の影響を受けている可能性も指摘されている (例えばKoide et al., 1987など) ため、縁海の火山岩を他と区別するときはBABB (Back-Arc Basin Basalts) と呼ばれることもある。

大陸の火山岩は、CB (Continental Basalts) と総称される。大陸域には、大陸プレートが分裂を始めている大地溝帯あるいはリフト帯のCRB (Continental Rift Basalts) や大量の噴出量をもつ洪水玄武岩CFB (Continental Flood Basalts), 他にも大陸固有の特異な組成をもったカーボナタイトなどがある。

海嶺や島弧などのプレート境界でなく、プレート内での火山活動をWPB (Within-Plate Basalts) として、化学組成によってWPT (Within-Plate Tholeiites) やWPA (Within-Plate Alkaline Basalts) などの区別がなされるが、過去の地質学的位置が不明な場合に呼ばれた。

古い時代だけに活動したと考えられる固有の火成作用が知られている。火山岩としてキンバーライトやコマチアイト、深成岩としてアノーツサイト、トータル岩—トロニウム岩—花崗閃緑岩の頭文字をとったTTG (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) などと呼ばれるものがある (図3)。

火成岩は多様である (例えば, Cotta, 1866からJohannsen, 1931;1932;1937;1938などで大量の岩石名が記載されている) が、活動の場所によってマグマの性質には類似性があることがわかってきた。地質学的位置によって固有のマグマが活動しているということは、地質場の特徴によってマグマ形成の特徴も説明される必要がある。また、大陸地域は古い時代に固有の火成活動があったが、それらは地球史において、なぜその時代の大陸で活動したのか、あるいは海洋にもあったものが現在に残されていないのか。地球の歴史の観点から説明される必要があるだろう。

2 火成岩の類似性の認識

火成作用の場によって、あるいは場が違っていても、定性的に火成岩の化学的特徴を共有することがある。このような共通の特徴をもった火成岩群は、他地域のものと同様に識別可能なので、古くから岩石区 (petrographic province) という概念で呼ばれてきた (Judd, 1886)。岩石区は単に特徴を共有するだけでなく、そこに何らかの成因関係が見出されようになってくると、火成岩アソシエーション (igneous association) と呼ばれる。

火成岩アソシエーションの探求は、地域的な類似性が一連の火成作用で説明できるかどうかを探求するものである。一方、岩石区には、地域を越えた地質場ごとでの類似性もある。地域を越えた類似性は、プレートテクトニクスやプルームテクトニクスの枠組みでその原因が解明されていくことになる。

火成岩アソシエーションが一連の多様性形成のメカニズムによって形成されるという考えは古くからあり（例えば、Daly, 1925; Bowen, 1928など）、マグマの結晶分化作用が強く働いていると考えられた。

Bowen (1922) は、玄武岩マグマから結晶分化作用によって結晶が形成されていくが、結晶がマグマと反応しながら化学組成が変化していくという考えを示した。無色鉱物としては、最初にカルシウムに富む斜長石が晶出し、その後反応によりナトリウムに富む組成に変化し、やがてカリ長石から石英へと変化していく。また、苦鉄質鉱物としては、最初にカンラン石が結晶化し、反応によって輝石、角閃石、黒雲母に変化していくとした。それらの反応にともなってマグマの珪酸濃度が増えていくことになる。このような規則性を反応原理 (reaction principle) あるいは反応系列 (reaction series) と呼んだ。ただし現在では、Bowenの唱えた反応原理は、すべての火成岩で起こるわけではなく、あるマグマが一定の条件を満たした時にのみ起こる現象であることが解明されてきた (都城・久城, 1975)。

Bowenの重要な指摘は、マグマからある組み合わせの鉱物が結晶化することにより、マグマの化学組成に一定の規則性をもった変化が生じることを示した点である。結晶分化作用によって形成される一連の火成岩は、岩石系列 (rock series)、マグマ系列 (magma series)、あるいは火成岩系列 (igneous rock series) などと呼ばれている (Turner and Verhoogen, 1951)。岩石系列とは、火成岩の化学組成や構成鉱物の性質の類似性などを意味し、岩石区を説明しうる成因関係を意識した用語となる。そして、ひとつの起源マグマからの結晶分化作用で、火成岩のすべての多様性や類似性が説明できるのかどうか、次の問題となる。

3 岩石系列の形成の原理

岩石系列の認識は、マグマの一連の化学組成の変化をとらえることが重要となる。Iddings (1892), Harker (1909), Daly (1933) らは、火山岩の化学組成 (例えば SiO_2 や Al_2O_3 などの含有量) の変化が、分化の過程をしていると考え、指標にできると考えた。

特に横軸に SiO_2 をとり、縦軸にはそれ以外の成分を示した図は、組成変化を知る上で非常に重要で、岩石学で分析値をえた時、最初に検討する手段となっている。この図を変化図 (variation diagram) あるいはハーカー図 (Harker diagram) と呼ぶ (図4)。

Iddings (1892) は、 SiO_2 の増加 (分化していく) とともに、総アルカリ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) の増え方に違う系列があることを見出し、多いものをアルカリ岩、少ないものをサブアルカリ岩 (subalkali) として区分した。また、Shand (1932) は、アルカリ岩の岩石固有の鉱物である準

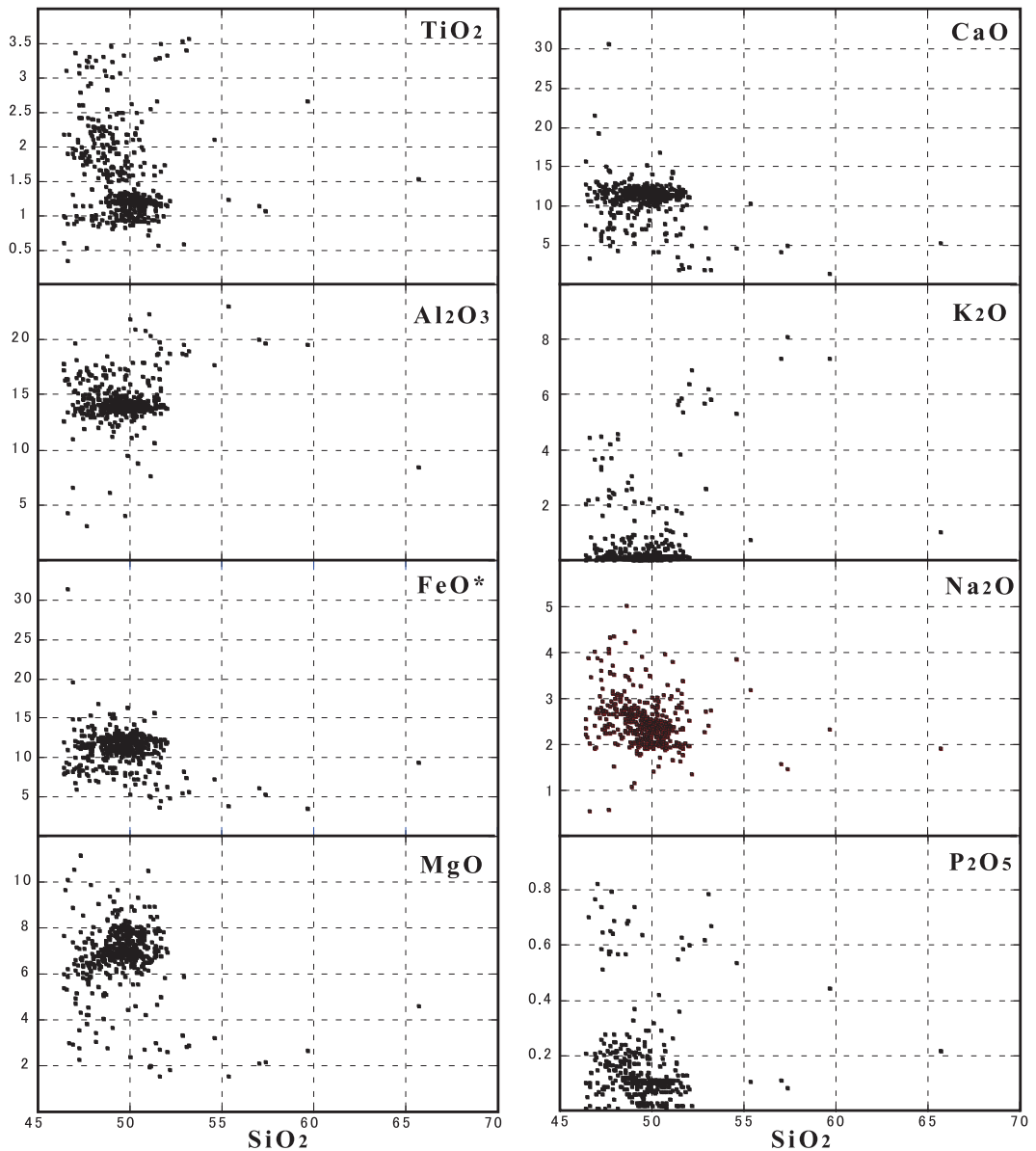


図4 ハーカー図

代表的なMORBの467個の分析データを用いて作成したハーカー図。分析値の中には、玄武岩ではない組成も含まれているが、記載として玄武岩とされているものをすべて含めた。

長石鉱物を含む岩石をアルカリ岩とした。Macdonald and Katsura (1964) は、ハワイの火山岩にもアルカリの少ない岩石系列 (ソレイト系列) と多い系列 (アルカリ系列) があり、 SiO_2 と総アルカリのグラフ上に境界線を書き入れ、両者には明瞭な差があることを示した。

これらのアルカリ量の着目した岩石系列の違いは、同じ結晶分化程度 (同じ SiO_2 含有量) に

対して、明らかに違ったアルカリ量を持つ結晶分化の経路があることを意味している。つまり、玄武岩質マグマには、少なくとも一連の結晶分化作用では形成できない岩石系列の存在が示されたことになる。

このような結晶分化経路は、結晶分化作用によって導かれ、マグマと晶出した結晶の種類と化学組成、比率がわかると、マグマの分化経路 (liquid line of descent) が定量的に計算可能となる。この結晶分化によるマグマの組成変化については、別稿にて検討をしていく予定であるので、ここでは原理の概略だけを紹介しておく (図5)。

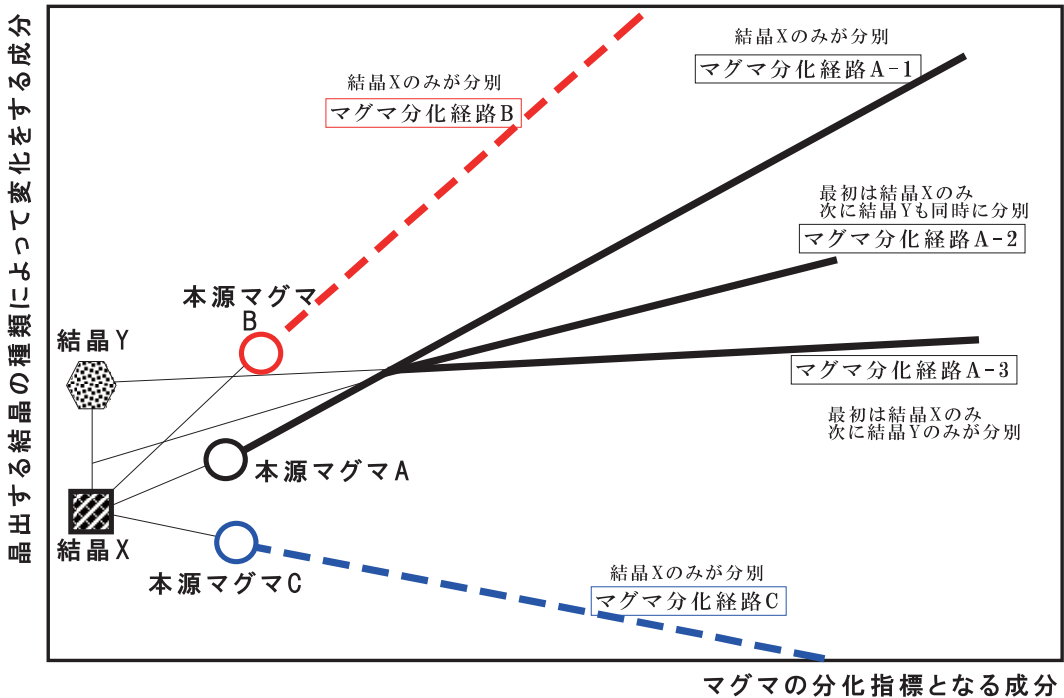


図5 結晶分化の経路の原理

本源マグマから結晶分化によって形成されるマグマの分化経路を理解するために模式的に示したもの。横軸:マグマの分化指標となる成分。例えば、 SiO_2 , MgO , FeO/MgO など。縦軸:晶出する結晶の種類によって変化する成分。例えば、 $\text{NaO}+\text{K}_2\text{O}$, Al_2O_3 , MgO , FeO , TiO_2 など。Cox et al. (1979), McBirney (1993), Hall (1987) を参照。

横軸にマグマの分化の指標 (例えば、 SiO_2 や MgO , $\text{MgO}/(\text{FeO}+\text{MgO})$, FeO/MgO など) をとり、縦軸になんらかの成分を選ぶとする。ただし、縦軸は晶出する結晶ごとに違った変化をするような化学組成 (例えば、総アルカリ ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) や FeO など) が望ましい。本源マグマ (後述) A から結晶 X が晶出することで分化を起こすと、マグマの組成は結晶 X と反対のベクトル方向に進む (A-1 の経路)。次に結晶 Y が晶出する条件になったとき、Y のみが晶出する場合 (A-3 の経路) と、X と Y の両方がある一定の割合で晶出する場合 (A-2 の経路) などとも同

様にベクトルとして読み取れる。同じマグマからスタートしても晶出する結晶の組み合わせ、量比によって経路は多様になる。

また、同じ結晶Xが晶出するとしても、本源マグマの組成が違えば（分化経路BやCの場合）、マグマの分化経路は、大きく異なったものとなる。

本源マグマの組成と晶出する結晶の組成さえ分かれば、計算によって、岩石系列の形成メカニズム、さらに晶出した結晶の量比の推定、分化経路などが推定できる。計算手法は、化学組成ごとに方程式が立てられ、相（マグマ、鉱物相）の数が変数になる。これら連立方程式は、組成が分析されていれば、組成の数より少ない鉱物相であれば、解を得られることになる。ただし、測定値なので、誤差を最小にする工夫があるため、最小二乗法や線形計画法などの手法が確立されてきた。そして、岩石学にはすでに応用されて、addition-subtraction methodと呼ばれている（例えば、Wright and Doherty, 1970など）。この原理は、一般的な結晶分化している火山岩に適用可能となる。

ただし、火山岩がマグマの組成を代表していない場合や、晶出に対応する結晶が火山岩の中に残っていないことがあると、連立方程式の解の精度は悪くなっていく。また、本源マグマが違っていても、結晶の化学組成や組み合わせによっては、分化経路が交差したり、似たものになったりすることも起こり、本当のマグマの分化経路が識別できないこともありうる。

同じ本源マグマであっても、違った条件に置かれたマグマで、晶出する結晶が異なるのなら、その分化経路の違いが説明できる。これは、火成作用における結晶分化作用の原理となる。ただし、過度の適用は、真実を見誤らせる可能性も秘めている。

4 島弧マグマの多様性

ヨーロッパで誕生した地質学が、光学（顕微鏡）や化学（化学分析）などの導入により近代的な岩石学として発展してきた。火山岩の偏光顕微鏡による組織や結晶の観察、さらに岩石の化学組成による定量化が合わさることにより、岩石系列と結晶分化の厳密な検討が可能になる。

ただし、岩石学は北米やヨーロッパが中心であり、そこには典型的な島弧は少なく、研究例も少なかった。そこに日本でも近代的な岩石学が確立され、島弧の典型的として新しい情報が加わってくるようになった。その結果、島弧には、狭い地域で列状に並んだ火山が分布し、そこには多様な火成作用があり、大陸地域のものとは違うことが知られてきた（例えば小出, 2012; 2013）。

久野（1950）は、箱根周辺の火山岩の研究で、斑晶の輝石の周辺にカルシウムの少ない単斜輝石（ピジョン輝石）の反応縁があり石基には単斜輝石（ピジョン輝石と普通輝石）のみからなるタイプと、石基にピジョン輝石はなく単斜輝石（普通輝石）と斜方輝石（紫蘇輝石、ハーパーシン）もしくは斜方輝石のみがあるタイプとの2つに分かれることに気づいた。前者をピジョン輝石系列、後者をハーパーシン系列と呼び区別した。いずれの系列にも玄武岩から安山岩、デイ

サイトまで結晶分化しているものを含む。

Bowenの見出した非アルカリ岩玄武岩質マグマにも、結晶分化作用により、 SiO_2 が増加せず、 FeO が増加していくピジョン輝石系列と、 SiO_2 が増加し FeO が減少するハイパーシン系列があることがわかってきた。両者には結晶分化の経路に明らかな違いがあることになる。現在では、ピジョン輝石系列はソレライト系列 (tholeiite series) に、ハイパーシン系列はカルクアルカリ系列 (calc-alkaline series) になると考えられている (周藤・小山内, 2002a)。

その後も島弧の火山岩には、多様な系列があることがわかってきた。日本で認識されてきた主な岩石系列として、低アルカリソレライト系列、高アルカリソレライト系列 (あるいは高アルミナ系列)、アルカリ系列、カルクアルカリ系列などがある。それらは、化学組成や構成鉱物などの特徴の他に、分布している場にも違いがあることわかってきた (久城ほか, 1989)。

低アルカリソレライト系列は、玄武岩と安山岩を主としてデイサイトを伴うが流紋岩はほとんどない。高アルカリソレライト系列 (あるいは高アルミナ系列) は、玄武岩を主として、安山岩やデイサイト、流紋岩は少ない。アルカリ系列は、アルカリカンラン石玄武岩を主とし、粗面安山岩や粗面岩などを伴うことがある (都城・久城, 1975)。

低アルカリソレライト系列から、高アルカリソレライト系列、アルカリ系列は海溝側から大陸に向かって帯状配列し、化学組成でも系統的变化があることが判明してきた (例えば、周藤・牛来, 1997; Pearce, 1982など)。

カルクアルカリ系列は、安山岩やデイサイトを主として、流紋岩を伴い、玄武岩はほとんどないことが特徴である。また有色鉱物も他の岩石と違う (久野, 1950)。そして他の3つの系列とは違い、島弧全体に分布している岩石ではあるが、特別な配列はしていないことも特徴となる (周藤・牛来, 1997)。

さまざまなカテゴリーでの岩石系列が提案されてきたが、それらの関係が、必ずしも整理されてきたわけではなく、非常に混乱した状態となった。近年では、後述のように統一的な島弧火成作用のメカニズムが解明されつつある。

5 地質学的位置による火成岩の多様性の認識

成因的に関係がありそうな岩石区の岩石の化学組成を、なんらかの化学的指標を用いて図示すると、系列 (直線とは限らない) をなして並ぶ。その時の指標として、 SiO_2 、 FeO/MgO (Fe はすべての酸化物を2価にして表すこともある) などを用いるとことで、結晶分化と岩石系列との関係を読み取る試みがなされてきた (例えばAgrawal et al., 2008など)。

変化図 (variation diagram) あるいはハーカー図 (Harker diagram) の SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ 図が、Macdonald and Katsura (1964) から始まって、Le Bas et al. (1986) などによって、岩石系列を区分するのに利用された (図6 A)。さらに島弧のソレライト系列とカルクアルカリ系列を区分しやすい成分を組み合わせた図 (図6 B) などが用いられるようになってきた (Deer

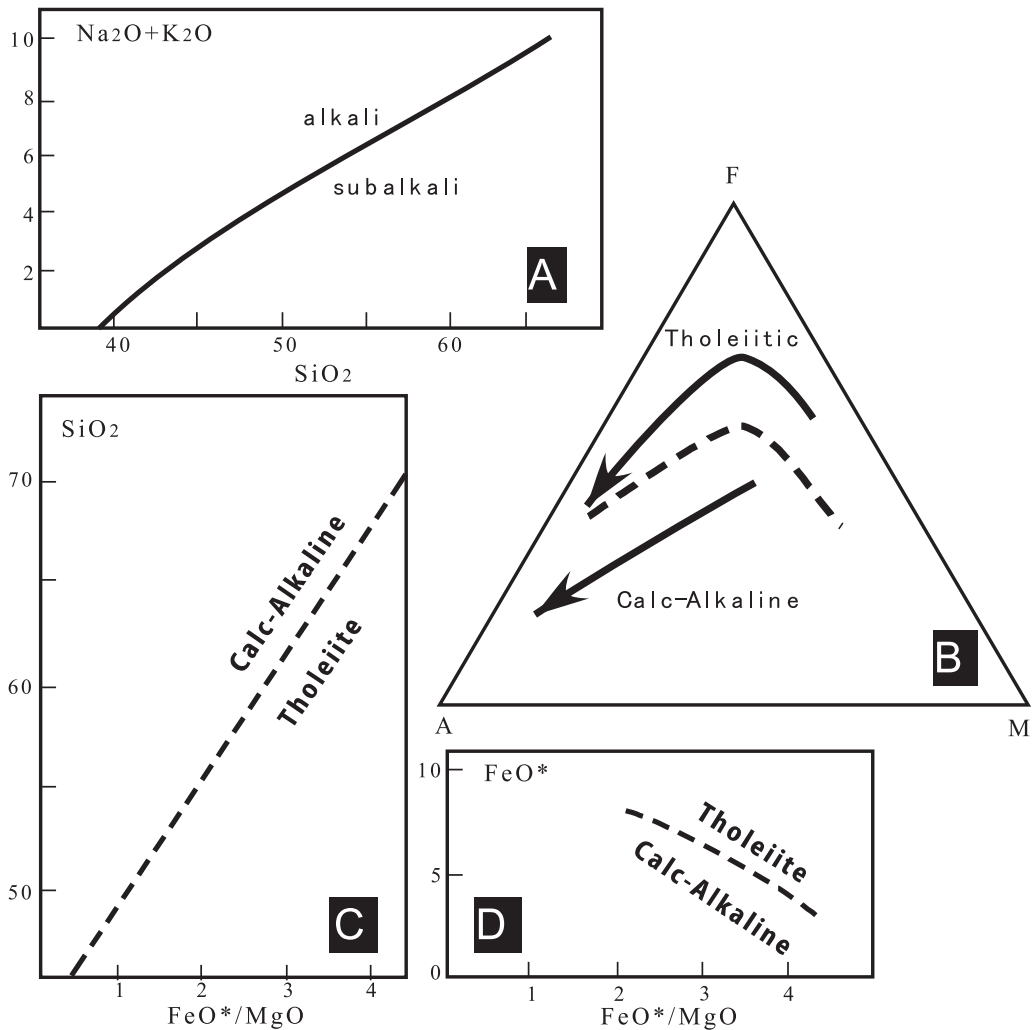


図6 岩石区分において重要な役割を果たした変化図

A: Macdonald and Katsura (1964) による SiO_2 - $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})$ のアルカリ岩と非アルカリ岩の区分図。B: AFM 図。A は $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, F は FeO^* (* は Fe をすべて FeO に換算したもの), M は MgO のこと。ソレイト系列とカルクアルカリ系列を区分するための図 (Deer and Wager, 1939)。C, D: Miyashiro (1974) がオフィオライトの形成場を区分するために用いた FeO^*/MgO - SiO_2 図 (C) と FeO^*/MgO - FeO^* 図 (D)。

and Wager, 1939; Muller et al., 1992; Peccerillo and Taylor, 1976)。

現世の火山岩の化学組成で地質区分をして、それを古い時代の火山岩 (Irvine and Baragar, 1971) に適用するようになった。そして、Miyashiro (1974) はオフィオライトとよばれるものに適用し (図 6 C, D), 従来にない地質場を提案して、大きな議論を巻き起こした。議論が深まっていくうちに、化学組成を用いた区分が、岩石系列を判別するだけでなく、形成場を推定するのに有用であることが明らかになってきた (例えば Pearce, 2008; Pearce and Cann, 1973;

Pearce et al., 1977; 1984; Pearce and Norry, 1979; Shervais, 1982 など)。このような岩石系列あるいは形成場を見分けるための図は、区分図 (discrimination diagram) と呼ばれる。

古い時代の成因が不明の岩石でも、現世の火山岩によって得られた区分図を利用すれば、岩石系列や過去の形成場が推定できることがわかってきた。変質や変成作用によって、もともとの化学組成が変化していても、移動しにくい成分に着目すれば区分可能であることも判明してきた(例えば, Hastie et al., 2007; Mullen, 1983; Schandl and Gorton, 2002 など)。その結果、地質区分も多様化、細分化がなされるようになってきた。

さらに分析装置の発達、普及によって、岩石の化学組成が、大量に得られるようになると、いろいろな化学組成の組み合わせを用いて区分図が作成されるようになってきた(表2)。現在では、それら多数の区分が、汎用の R (統計処理用のプログラム)のもとで利用できる GCDkit (Janousek, et al., 2006) というパッケージが公開されている。ただし、区分図や GCDkit によって、地質場が推定できたとしても、それらのマグマの多様性の起源や岩石系列の成因が明らかにされたわけ

表2 化学組成による岩石や形成場の代表的区分図

区分図	適用される形成場や岩石種	文献
AFM	TH, CA	Irvine & Baragar (1971)
La, Sm, Yb, Nb, Th (Na ₂ O + K ₂ O) - FeO ⁺ - MgO	SiO ₂ < 52wt% : IAB, CRB, OIB, MORB CA, TH, subA	Agrawal et al. (2008) Irvine & Baragar (1971)
FeO ⁺ /MgO - SiO ₂ , FeO, TiO ₂	TH, CA	Miyashiro (1974)
SiO ₂ - K ₂ O	TH, CA, Sho	Peccerillo & Taylor (1976)
Hf - Rb/30 - 3Ta	Granie : VA, WP	Harris et al. (1986)
Co - Th	volc : TH, CA, Sho	Hastie et al. (2007)
10MnO - TiO ₂ - 10P ₂ O ₅	volc : CAB, IAT, MORB, OIA, OIT	Mullen (1983)
Zr, Al, P, Ti, Y	volc : CAP, PAP, IOP, LOP, WIP	Muller et al. (1992)
Na ₂ O - Al ₂ O ₃ - K ₂ O	PerA	Shand (1943), Foley et al. (1987)
Zr - Ti	volc : WIL, IAL, MORB	Pearce (1982)
Ti, Zr, Y	volc : IAT, MORB, CAB, WPA	Pearce & Cann (1973)
Zr - Zr/ Y	volc : WPB, IAB, MORB	Pearce & Norry (1979)
Nb/Yb - Th/Yb	basalt	Pearce (2008)
Y, Nb, Rb, Yb, Ta	granitoid	Pearce et al. (1984)
MgO - FeO ⁺ - Al ₂ O ₃	volc : subA	Pearce et al. (1977)
Al ₂ O ₃ / (CaO + Na ₂ O + K ₂ O) - Al ₂ O ₃ (Na ₂ O + K ₂ O)	general	Shand (1943)
SiO ₂ - (Na ₂ O + K ₂ O)	volc & plut : ALK, subA	Le Bas et al. (1986), Cox et al. (1979), Middlemost (1994)
Al - (Fe _t + Ti) - Mg	volc	Jensen (1976)
Nb/Y - Zr/Ti	volc	Winchester & Floyd (1977)
Zr/TiO ₂ - SiO ₂	volc	Winchester & Floyd (1977)
Nb/Y - Zr/Ti	volc	Winchester & Floyd (1977)
Ta, Yb, Th, Hf	felsic volcanic	Schandl & Gorton (2002)
T, V	volc : arcTH, MORB	Shervais (1982)

火成岩の化学組成による代表的な区分図。略号。volc:volcanic rocks, plut:plutonic rocks. CA:calc-alkaline, TH:tholeiitic, subA:subalkaline, perA:peralkaline, Sho:shoshonitic, ALK:alkaline, IAB:island arc basic rocks, CRB:continental rift basic rocks, OIB:ocean-island basic rocks, MORB:mid-ocean ridge basic rocks, VA Volcanic-Arc, WP:Within-Plate, CAP:Continental Arc, PAP:Postcollisional Arc, IOP:Initial Oceanic Arc, LOP:Late Oceanic Arc, WIP:Within Plate。Janousek, et al. (2006) より。

ではないので、研究は継続されなければならない。

IV 本源マグマとは

多様な岩石系列が認識され、地質場によるマグマの多様性も識別できるようになってきた。その結果、古い時代にも現世と似た形成場が存在していたこと、古い時代にのみに活動したマグマの存在も認識されるようになってきた。そのようなマグマの多様性がいかにして形成されたのかというより本質的な議論が必要になってきた。

1 本源マグマと初生マグマ

本源マグマ (parental magma) と初生マグマ (primary magma) という術語がある。いずれも地質学ではよく用いられているが、意識的に区別されることはない。そもそも両者は同じものと考えていいものなのだろうか。原点に戻って考えていく。

起源物質から形成されたばかりの改変を受けていないマグマのことを本源マグマあるいは初生マグマと呼ぶ。両者は、必ずしも厳密に定義されているわけではなく、本源マグマと初生マグマは区別されず同義として扱われることが多い。ただし、マントル物質から直接できたと考えられるマグマに由来するものには、「初生」をつけるという考えもある。例えば初生安山岩マグマ (白木, 1996) や初生花崗岩マグマ (Gorai, 1960) などである。

「本源」と「初生」の言葉を考えると、本源とは「おお元、根源的なもの」を、初生は「最初にできたもの、生まれたばかりもの」を意味する。本源マグマは火成岩を形成した元となるマグマのことを指し、初生マグマは起源物質からできたマグマを意味する。これを字義通りに捉えると、初生マグマと本源マグマは厳密には違う概念になるはずである。

起源物質が溶けた処女液相からマグマポケット、マグマ滞留場、マグマだまりをへて固化して火成岩になるまでのすべての液相がマグマになる。そのマグマに、初生と本源を付けて区分しようとしているのである。そのうち、固相から形成されたものが初生マグマになる。起源物質の溶けたものが初生マグマになる。初生マグマは、起源物質が最初に溶融した初期液相から冷却がはじまり結晶がでる直前まで、地質場でいえば、マントルや下部地殻の溶融場からマグマ滞留場までに存在するマグマまで、いろいろ段階のものが候補になりうる。たとえば、マントル物質が分別溶融で形成されたものも、平衡溶融で組成変化している途中のマグマも、初生マグマとなり、それぞれの化学組成は非常に多様なものとなる。また初生をマントル由来に限定しなければ、地殻下部で堆積岩などを一部溶融して形成される花崗岩マグマなども含めることができる。

一方、本源マグマは、火成岩の起源となった液相を意味し固相が出はじめる直前のマグマである。本源マグマは結晶化直前の液相だけでなく、時には他のマグマや固相を溶かしこんだりして組成変化 (混合、汚染などでできたマグマなど) したものを、マントル以外 (地殻下部) で形成さ

れたものも本源マグマになりうる。地質場としては、マグマ滞留場やマグマだまりに存在しているものである。

初生マグマはマントルで溶ける条件に置かれているもの、あるいはマントルで形成されものが移動しても変化することなく溶けたままの条件である液相であり、本源マグマは結晶化をはじめの条件になった液相をいうことになる。初生マグマは溶融直後から最終的に集積してきたものまでをいい、固化がスタートする直前のものが本源マグマとなる。初生マグマの最終的な液相が本源マグマに相当し、初生マグマの概念の中に本源マグマが含まれることになる。両者には一致する時点があるため、そこに着目すれば同義としていいことになる。

両者の意味を活かしていくために、本稿では初生マグマとはマントルで形成され、マントル物質と共存可能なマグマ(白木, 1996; Gorai, 1960)とし、本源マグマはマグマ滞留場で結晶化を起こしていない状態でもっとも未分化(undifferentiated)なマグマとする。この本源マグマの定義は、従来のもの(周藤・小山内, 2002b)と同一となる。

以下では、本源マグマの多様性を考えていく。

2 本源マグマの束縛条件

本源マグマは、定義できたとしても、地球深部にしか存在しないもので、入手不可能な検証実験に供することはできないものである。地質学では火成岩を素材した研究を行うので、未分化な岩石を見つけて、本源マグマかどうかを検証してから、次なる探求をしていくことが一番実証的なアプローチになる。

最も未分化なものは、入手している一連の岩石系列の分析値から、分化の指標となる成分を目安に判定していくことになる。まずは岩石の分析値をハーカー図にプロットして、そこから本源マグマを推定していく。分化の指標からみた最も未分化岩石が、本源マグマの候補ではあるが、さらに未分化なものがあるかどうか、あるいはそれが本源的であるかどうかを判別するには、入手した試料以外の情報が必要になる。

マントルはカンラン岩からできているので、初生マグマはカンラン岩の共融点での液相になる(小出, 2015)。それらが集まってできる本源マグマは、酸化マグネシウム(MgO)に富んだものになるはずである。また高いNi, Cr含有量などの化学的特徴も持っているはずである。MgO, Ni, Crに富んだ地表で見られる火山岩は、玄武岩に相当する。まずは玄武岩質であることが、本源マグマの重要な条件となる。したがって、安山岩質やデイサイト質、流紋岩質マグマを本源マグマとするためには、マントルの部分溶融によって形成された初生マグマかどうか、分別結晶作用を受けていないかどうかなど、十分な検討が必要になる。

周藤・小山内(2002b)によれば、本源マグマとして、高いMgO量(10~12 wt%), 高いNi(200~450 ppm)およびCr(500~1000 ppm)含有量、 FeO^*/MgO (重量比)が1%以下(Fe^* は鉄をすべて2価に換算したもの)、 $Mg/(Mg+Fe)$ (分子量比)が0.7程度、斑晶として存在

するカンラン石の高いNi含有量 (0.4 wt%) などが共通する条件とされている。

玄武岩を形成したマグマ (初生マグマ) がマンツルのカンラン岩と共存していたかどうかは、高温高压実験によって検証されている。入手できる試料で最も未分化な火山岩もしくは推定された組成を合成したものを選び、マンツルの温度圧力条件で一旦全溶融 (マグマの状態) させたのち、ゆっくりと冷却して出現する鉱物 (平衡に共存しうる鉱物) を調べていく。その時の鉱物組み合わせが、マンツルのカンラン岩に相当するものであれば、その玄武岩質マグマとマンツルが共融関係にあったと推定できる (例えば、Green and Ringwood, 1967; Hirose and Kushiro, 1993)。つまり、共融点での平衡溶融という前提条件を課せば、その火成岩はマンツル物質と共存していたかどうか検証できることになる。

例えば、中央海嶺玄武岩 (MORB) が形成されたと推定されている条件 (1 GPa, 深さ 35km 程度) で溶融実験をすると、液相面 (リキダス, liquidus) の固相は、カンラン石と斜方輝石になることがわかった (Fujii and Bougault, 1983)。MORB を形成したマグマはマンツルと共存可能であることが示されたことになる。

ただし圧力や温度条件が変化すると、マグマの化学組成も変化することも判明している (周藤・牛来, 1997)。例えば、圧力が変わらず温度が高くなるとカンラン石 (特に MgO) 成分に富むマグマ (ピクライト質マグマと呼ばれる) になり、温度が変わらず圧力が高くなる (現実の形成場では深度が深くなる) と SiO₂ が少なく、アルカリ成分 (Na₂O, K₂O) に富んだ溶液 (アルカリ玄武岩質マグマやアルカリピクライト質マグマと呼ばれる) になる (Mysen and Kushiro, 1977)。同じ温度であっても、低圧での溶融ならばソレイト質玄武岩マグマに、高压ではアルカリ玄武岩マグマになる (都城・久城, 1977) の組成変化が起こる。マンツルに揮発成分として H₂O が存在すると SiO₂ に富むマグマ (Mg に富む安山岩質マグマ) が形成され (Yoder, 1965)、CO₂ が存在すると SiO₂ に乏しいマグマ (キンバーライトやある種のカーボナタイトのマグマ) が形成される (O'Hara, 1965)。

小出 (2015) で示したように、起源物質が同様でも、溶融過程における溶融方法 (平衡溶融や分別溶融など) や溶融程度によって形成される初生マグマは変化してくる。

初生マグマがマンツルと共存可能であること、あるいは条件を変えると多様な初生マグマの形成が可能であることはいえるが、どの本源マグマがどのようなマンツルから由来したかは、厳密には確定できない。

3 di-ol-ne-Qの四面体

本源マグマは、その形成条件に応じて多様なものが形成されうることを示してきた。しかし現実の火山岩をみると、同一地質場においてはある限られた岩石系列が活動するという単純さ、普遍性を持っていることは明らかである。これは、地質場によって共通する本源マグマが形成されてくるというメカニズムが働いている可能性を暗示している。もしこのような本源マグマの形成

プロセスが解明されれば、マグマの普遍性を生み出す本質が理解されることになる。

本源マグマ形成における普遍性を説明する上で、di-ol-ne-Q系は、多数の高温高压実験がなされ、非常に示唆に富んだものである(図7)。玄武岩の化学組成をC.I.P.W.ノルム(化学組成から計算する仮定の鉱物組み合わせ)で、単斜輝石(透輝石, di)とカンラン石(ol), 石英(Q), ネフェリン(ne)の系で近似し、ネフェリンと石英の間に斜長石(pl)が、カンラン石と石英の間に斜方輝石が位置する。olとQの間に斜方輝石(紫蘇輝石, hy)がある。4つの頂点のノルム鉱物(di, ol, neとQ)とその間にある2つのノルム鉱物(plとhy)は、玄武岩や斑レイ岩の主要な造岩鉱物になっているため、有用な表現手段となる。C.I.P.W.ノルムによる分類は、実際の火山岩で斑晶がなかったり、平衡な鉱物組み合わせがわからなかったりする火山岩でも、適用できる利点がある。

この系では、アルカリ岩も非アルカリ岩も区分も表現可能になる。アルカリ岩の本源マグマは、

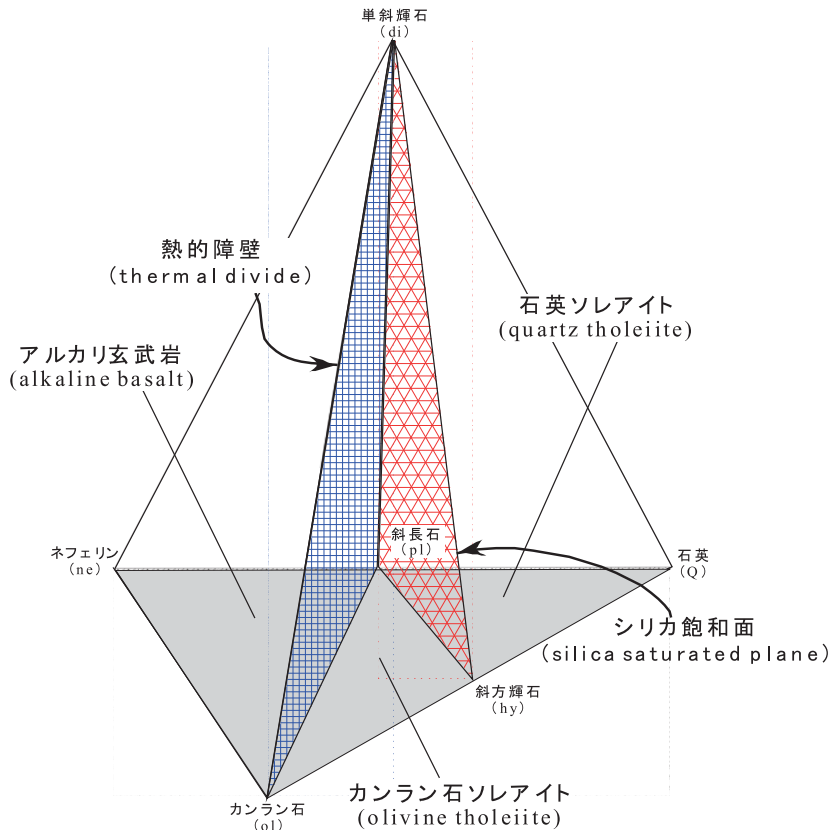


図7 di-ol-ne-Q系図

C.I.P.W.ノルムの単斜輝石(di)とカンラン石(ol), 石英(Q), ネフェリン(ne)によるdi-ol-ne-Q系図。アルカリ玄武岩とカンラン石ソレライトの間に熱的障壁(thermal divide)があり、カンラン石ソレライトと石英ソレライトの間にシリカ飽和面(silica saturated plane)がある。Yoder and Tilley (1962)より。

アルカリ玄武岩の領域になる。Kennedy (1933) は、非アルカリ岩をソレイトマグマ (tholeiite magma) と呼んだが、ソレイトは、di-ol-ne-Q四面体のうち、ol-di-pl-hyの領域をカンラン石ソレイト、Q-di-pl-hyのある領域を石英ソレイトに区分できる。

この系における高温高压実験によると、玄武岩が本源マグマになり、最初に晶出するのはカンラン石か斜長石か単斜輝石であり、現実のマグマと矛盾しない。結晶分化作用がはじまると、マグマはこの3つの鉱物がつくる面からの化学組成のちょっとした違い、つまりネフェリン (ne) 側か斜方輝石 (hy) 側かによって結晶分化の方向が大きく分かれることになる。アルカリ玄武岩とカンラン石ソレイトの間には、熱的障壁 (thermal divide) があることが実験的に確かめられた (Yoder and Tilley, 1962)。

本源マグマの組成は似たものであっても、熱的障壁のネフェリン側か斜方輝石側のどちらに位置したかによって、アルカリ岩系列とソレイト岩系列との違いが生じることになる。この系からも両者は、全く別の岩石系列と考えるべきであることが理解できる。カンラン石ソレイトから石英ソレイトへは結晶分化作用で変化することが可能である。

火成岩の主成分である珪酸 (シリカ) の相でみると、マグマから石英が晶出するのは、hy-pl-di-Qの四面体に入った時で、玄武岩マグマでは結晶分化作用が進んだものになる。di-pl-hyがつくる面を境に、カンラン石の晶出が終わり、石英が出現しはじめる境界となる。この境界では珪酸が「飽和」していることになる。シリカにおいてol側は不飽和、Q側は過飽和していることになる。したがって、カンラン石 (Mgに富んだもの) と石英は、マグマあるいは火成岩の中では共存しないという現象を説明できる (都城・久城, 1972)。

この系では表せないがアルカリ系列のマグマには、珪酸成分がもっと少ないものもあることが知られている。Na₂Oに富んでいく岩石系列、K₂Oに富んでいく系列、あるいはノルムではネフェリンが算出されるが実際には晶出しない系列 (アルカリ玄武岩, 粗面玄武岩, 粗面安山岩, 粗面岩, アルカリ流紋岩など), 結晶として長石とネフェリンが共存している系列 (ペイサナイト, テフライト, フォノライト), 長石を含まず準長石だけを含む系列 (霞岩, 白榴岩, 黄長岩, ジャクピランジャイト, メルティジャイト) などが区分されている (Foley et al., 1987)。アルカリ岩の本源マグマには、まだ解明されていない所があるが、いくつかの系列を生み出す本源マグマが存在していてそうである。

このように玄武岩質マグマを近似したdi-ol-ne-Q系の高温高压実験によって、いろいろなマグマ、多様な結晶作用を理論的に解明できることになってきた。

V 本源マグマの多様性

ここまで本源マグマの基本的な特徴をみてきた。本源マグマは玄武岩組成のものが形成されること、玄武岩質マグマという類似性の中にもソレイト質とアルカリ質という基本的な違いがあ

ること、部分溶融の程度が大きいものがソレイト質、小さいものがアルカリ質になること、少しの化学組成の違いによって結晶分化作用に大きな相違を生じ岩石系列が形成されることなどを述べてきた。次に、島弧、海洋、大陸というマグマ形成場ごとに化学的特徴をみていく。概要を図8にまとめた。

1 海洋の本源マグマ:ソレイト質とアルカリ質

本源マグマの性質を理解するには、地質学的位置として化学的改変の影響のもっと少ない海洋の火山岩を用いると理解しやすい。

海洋の代表的ソレイト質として中央海嶺玄武岩 (MORB) がある。MORBは地球表層の7割を占める海洋地殻の主構成岩石であるため、地球でもっとも多い火山岩であるといえる。MORBの成因は、かつてはピクライト質マグマの分別結晶作用によるもの (O'Hara, 1965;

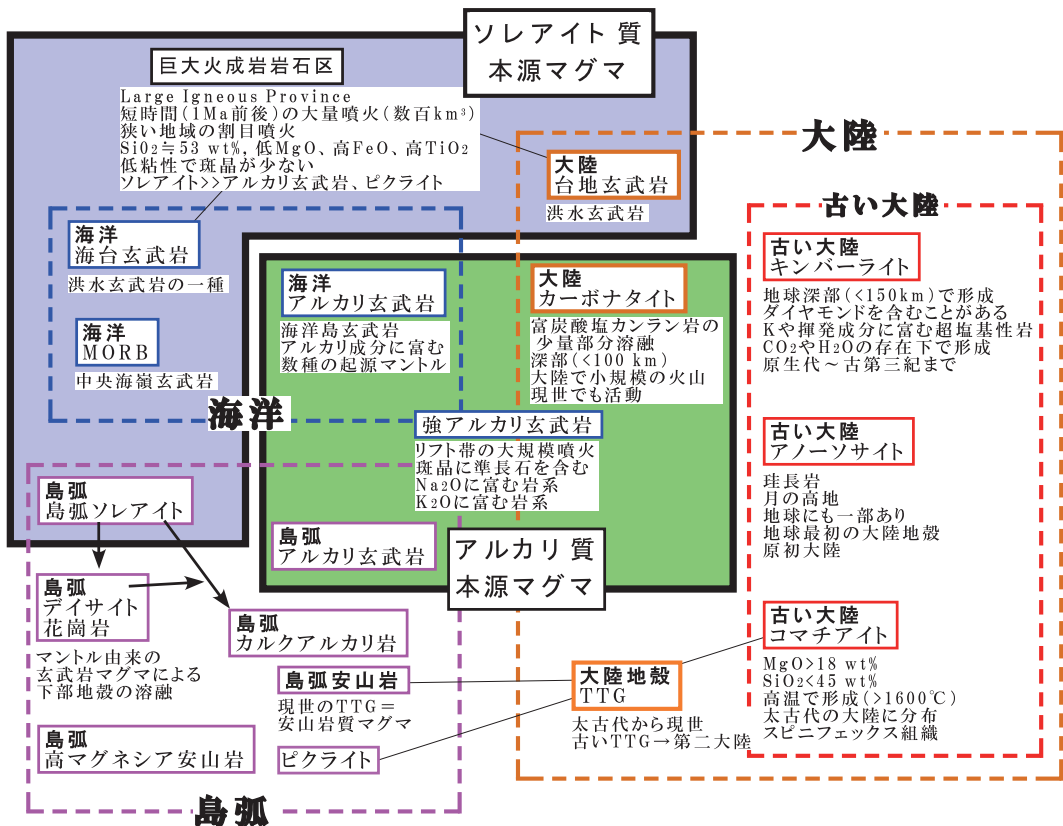


図8 本源マグマと岩石系列

代表的な本源マグマ候補と岩石系列を示した。本質的な違いとしてソレイト質本源マグマとアルカリ質ソレイト質がある。地質学的位置ごとの特徴として、大陸、海洋、島弧に区分できる。大陸は現世と過去の活動に2つに分けた。島弧の岩石系列については、図9を参照。

Stolper, 1980) なども唱えられたが、現在では深度70~20km (2~0.5GPa) の上部マンツルのカンラン岩が、8~20%の熔融程度でできることが合成実験 (Hirose Kushiro, 1998; Kushiro, 1998) や主要化学組成 (Klein and Langmuir, 1987; McKenzie and Bickle, 1988), 微量化学組成 (Johnson et al., 1990), 同位体組成 (Sobolev and Shimizu, 1993) によって示された。MORBは地球を代表する本源マグマとなる。MORBでも熔融程度によって、カンラン石ソレアイトと石英ソレアイトができる可能性はあるが、実際に形成されているマグマの多くカンラン石ソレアイトである。

海洋調査が進むようになり、海台という巨大な地形的高まりが、海台玄武岩 (oceanic plateau basalt) と呼ばれる大規模なマグマ噴出によるものであることがわかってきた。火成活動の様式がMORBとは違うため、成因も違ったものであると推定される。現在では、海台玄武岩は大陸域に見られる洪水玄武岩 (continental flood basalt) と同じ成因だと考えられるようになり (例えば, Maruyama, 1994; Takahashi et al., 1998; White and Mackenzie, 1989; 1995など), これらの大規模な火山活動は、巨大火成岩岩石区 (large igneous province: LIPと略される) と総称されている。LIPは、短期間 (100万年前後) で狭い地域の割目から大量 (数百km³) の粘性の小さい玄武岩質マグマ (SiO₂ 53 wt%程度, 低MgO, 高FeO, 高TiO₂) を噴出し広範囲に流れていく。LIPはソレアイト質マグマを主としているが、時にはアルカリ岩やピクライトを伴うことがある (Bellieni et al., 1986)。

ハワイのアルカリ系列とソレアイト系列, および島弧のアルカリ系列と高アルミナ玄武岩系列の間の境界線はほぼ一致しているため、現在これらは世界的にアルカリ系列とソレアイト系列あるいは非アルカリ系列の境界線の基準として用いられている。

アルカリ岩は、一般にマンツルのカンラン岩が高温高压条件で小さい部分熔融によって形成されたマグマに由来する。また、マンツルや下部地殻でCO₂が存在するとアルカリ岩ができやすいことが知られている (柵山, 2013)。ソレアイトと比べるとアルカリ岩は、小さい規模でのマグマ活動が多い。海洋のアルカリ岩 (Oceanic Island Basalts: OIB) は、同位体組成からみると、古い時代の沈み込んだプレートがリサイクルしたもの、堆積物や大陸地殻物質のリサイクルしたもの、下部マンツルに由来するものなど、多様な起源物質の関与が見えてきている (木村, 2013)。

2 島弧の本源マグマ

柵山 (2010) は、島弧の火山活動の特徴として、火山フロントが存在しそれらが前後に移動すること、島弧横断方向に化学組成と噴出量が変化しその組成変化パターンが時間変化すること、島弧縦断方向に同位体組成が変化し分布が断続すること、安山岩組成が卓越すること、異なる岩石系列が共存すること、火山活動に寿命が存在すること、前弧域に高マグネシアン安山岩が噴出すること、火山分布密集域が移動すること、などを挙げた。これらの特徴は、必ずしも解明され

ているわけではない。

島弧の特徴の認識には、いくつかの重要な研究があった。まず、Jakes and Gill (1971) が島弧にみられるソレライト系列（島弧ソレライト系列とした）は、海洋域に分布するソレライト（深海性ソレライト系列）とは化学組成に違いがあることを示した。アルカリ岩にも海洋域と島弧では異なる特徴がみられ、島弧には沈み込む海洋プレート（海洋性堆積物と変質した海洋地殻）とそこから水と一緒に移動しやすい成分が認められるためだと考えられている（Koide et al., 1987; 川本, 2015; Kawamoto et al., 2012; 片山ほか, 2003; 中村・岩森, 2010）。主要元素組成としては、低 $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ 比、低 TiO_2 、液相に濃集しやすい（イオン半径の大きい元素）微量成分や原子番号の大きい同位体組成（Nakamura and Iwamori, 2009）などで特徴がみられる。このような島弧固有の化学的特徴は、岩石の区分図として利用されてきた（表2）。

同一の島弧内の岩石系列においても、海洋側から大陸側に向かって、低アルカリソレライト、高アルカリソレライト（高アルミナ玄武岩）、アルカリ玄武岩、という配列をしている（図9）。これらのマグマの特徴は、マンツルの溶融条件（深度もしくは圧力、温度）の違い、溶融程度の差として説明できることが、多数の高温高压実験によって解明されてきた。高温高压になるにつれて（マンツル深部に向かって）、石英ソレライト、カンラン石ソレライト、ピクライトへとマグマ組成を変化する（例えば、Jaques and Green, 1980など）。また、カンラン石ソレライトの温度圧力条件だが、溶融程度の小さいもの（20%以下）がアルカリ成分に富むことでアルカリ玄武岩になることがわかってきた（例えば、高橋, 1996など）。

i カルクアルカリ岩

カルクアルカリ岩は、かつては結晶時の高酸素分圧（Osborn, 1962）や多くは結晶分化作用による成因が主であった。しかし、カルクアルカリ岩は安山岩質が多く高い Fe/Mg 比をもつことから、マンツル起源とは考えにくく（柵山, 2010）、現在ではマグマ混合説が有力である。マグマ混合説とは、マンツルで形成された高温の玄武岩質マグマが上昇し地殻下部で滞留したとき、昇温効果で周辺の地殻物質を溶かしていく（田中, 2000）。地殻物質の溶融によりデイサイトもしくは流紋岩質のマグマができ（Tuttle and Bowen, 1958）、もとの玄武岩質マグマとの混合によって、安山岩質マグマができるというものである。これは島弧固有の形成メカニズムをもっていると考えられている（Sakuyama, 1981; 1984; Sakuyama and Koyaguchi, 1984）。

マグマ混合説は、カルクアルカリ岩の産状（島弧全域に分布、縞状の岩石、岩質など）を説明できるものである。もしカルクアルカリ岩がマグマ混合によって形成されたりすると、カルクアルカリ質マグマは初生マグマではないが、島弧固有の本源マグマとなる。これについては別稿にて議論する予定である。

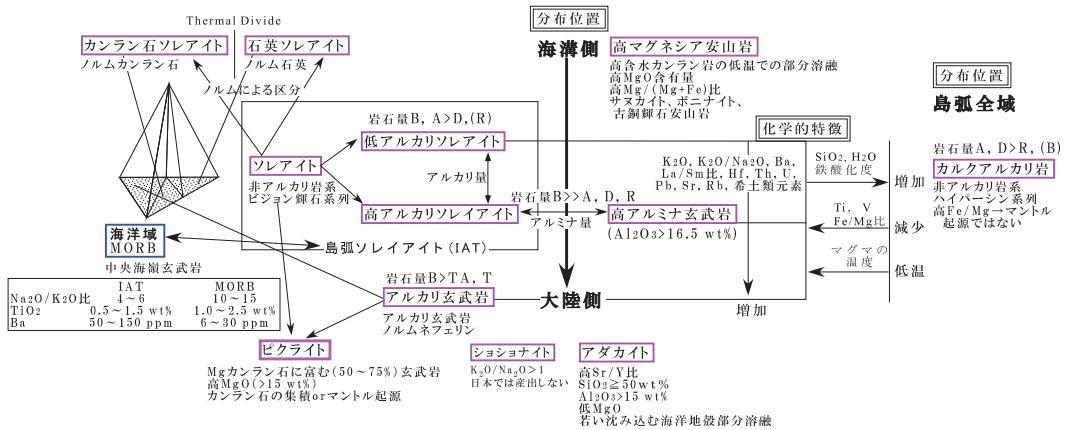


図9 島弧の多様な岩石系列

島弧にみられる岩石系列を網羅的に示した。これらすべてが本源マグマとは限らない。岩石系系列の島弧内での分布位置、化学的特徴なども示した。図の中の四面体は図7のdi-ol-ne-Q系図を示している。岩石名の略号。B:玄武岩, A:安山岩, D:デイサイト, R:流紋岩, TA:粗面安山岩, T:粗面岩。岩石の量比>:主と副, >>:伴う, ():稀。Feにつけた*は2価と3価の酸化状態のものを合わせたもの。

ii 高マグネシアン安山岩

島弧の安山岩には、著しくMgOに富み、少量の古銅輝石 (bronzite) の斑晶をもち、微細な斜方輝石や磁鉄鉱を含むがガラス質の石基を持つものがある。それらは、Weinschenk(1891)によって讃岐地域で見られるのでサヌカイト (sanukite) と名付けられて以来、小笠原諸島のボニナイト (boninite) とも呼ばれ、類似の岩石をサヌカイト類 (またはsanukitoid) とするなど、多様性も確認されており、今では高マグネシアン安山岩 (high magnesian andesite) と呼ばれる。ボニナイトには、単斜頑火輝石 (enstatite) 斑晶を含むものが見つかり、他の岩石では見られない非常の特異な性質である (Dallwitz et al., 1966; Shiraki et al., 1980) こともわかってきた。

島弧に特徴的に見られる安山岩であるが、MgO含有量は結晶分化作用でできるものではなく、マントルから直接できる本源マグマに由来することがわかってきた (Tatsumi, 1981, 1982, 1989; Tatsumi and Ishizaka, 1981)。ただし、H₂Oを含む (通常のマントルの0.5 wt%に対して7%以上; 川本, 2015) マントルが、低温 (1000℃) での部分熔融をして形成されたマグマ (Kushiro and Sato, 1978; Umino and Kushiro, 1989) と考えられている。

iii ピクライト

カンラン石に富み、高MgO含有量 (> 15 wt%) の火山岩としてピクライト (picrite) と呼ばれるものがある。化学組成では玄武岩ではなくカンラン岩の火山岩の区分になる。ピクライトの成因としては、マントルで高温での大きな溶融程度による本源マグマの可能性 (O'Hara, 1965; 松本ほか, 2015) があるが、カンラン石の集積によるもの (高橋, 1986) など、さまざま

な議論がなされた(久城, 2014)。

現状ではピクライトは、マントル起源もカンラン石の集積による起源のものも可能性があるようだ。もしマントル起源のピクライト質マグマが存在するならば、ピクライト質マグマから他の玄武岩質マグマが結晶分化作用で形成された可能性がでてくる。さらに、後述の大陸域のコマチアイトとの関係や、本源マグマの存在の可能性においても重要になってくる。

島弧には多様な岩石系列があるが、島弧ソレアイト(カンラン石玄武岩と石英ソレアイト, あるいは低アルカリソレアイトと高アルカリソレアイト, 高アルミナ玄武岩), アルカリ玄武岩, カルクアルカリ岩は, いずれも岩石学的特徴(化学組成や鉱物組み合わせ, 産状など)が明瞭で, 本源マグマだと考えられる(Kushiro, 1968)。他にもいくつかの岩石系列も認識されているが, それらのすべてが本源マグマかどうかは, 今後も検討が必要である。

3 大陸の本源マグマ

大陸直下の最上部マントルと海洋地殻の直下のものは, 化学的性質が異なる(Harris, et al., 1986; Song and Helmlberger, 2007)と考えられている。そのため, 大陸域で形成された本源マグマは, 大陸固有の化学的特徴を持つことになる。

さらに大陸域には, 古い時代に活動した岩石類が残されているため, 過去の地球全体の火成活動を探ることができる。地球全体としたのは, 海洋域の岩石もオフィオライト(もとはMORBやOIB)として大陸に残されているため調べることが可能となる。海洋域, あるいはどのような地質学的位置で形成されたかは, 化学組成の区分図で推定されている。

i 造山帯

大陸プレート同士のプレート境界,あるいは大陸プレートと海洋プレートのプレート境界では, 造山運動が起こることが古くから知られていた。近年, 前者は衝突型, 後者は太平洋型と区別されて議論されている(Maruyama, 1997; Maruyama et al., 1997)。衝突型造山帯の典型的な例としてヒマラヤ山脈があり, 太平洋型の典型はかつてアンデス山脈であったが, 現在では日本列島になっている(丸山ほか, 2011)。

衝突型造山帯は, 花崗岩と広域変成帯が少なく, 花崗岩も地殻物質の再溶融したものから構成されている。変成岩には超高温高压条件(太平洋型の2倍にあたる70kbar)に達するものが認められる。ただし, 大陸プレート同士が衝突する前には, 海洋域が存在し, そこには太平洋型造山運動が存在することが想定される。その区分をして検討していく必要がある。

一方, 太平洋型造山帯では, 巨大な(幅200~300kmにおよぶ)花崗岩体(バソリス, batholithと呼ばれる)と酸性の火山岩類, および広域変成帯を伴うことが特徴となっている(Komatsu et al., 1989; 丸山ほか, 2011)。太平洋型造山帯は大陸地殻の形成の場という位置づけ

がなされており、その重要性が認識されてきた。大陸地殻はTTGと総称されるトータル岩—トロニウム岩—花崗閃緑岩 (Tonalite-Trondhjemite-Granodiorite) から構成され、平均的な化学組成は安山岩になり、太平洋型造山運動で形成されることが判明してきたからである (丸山ほか, 2011)。大陸地殻の形成において起こる造山運動の火成作用として、島弧の火成作用が重要な役割を果たしていることになる。

島弧の火山活動については、前述したが、マグマだまりがそのまま固まったものが島弧の地下には存在していて、それがバソリスとして古い島弧には露出していることになる。古い時代のTTGが大陸地域では少ないことから、かつては存在していたが、沈み込み帯での構造的な侵食を受け (構造侵食)、マントルに持ち込まれてしまい、現在の遷移層に「第二の大陸」を構成している (河合ほか, 2010) と考えられている。

大陸形成が上述のようなメカニズムによるものであるならば、今後は、衝突型と太平洋型を区別し検討していかなければならない。

以下では、大陸域固有の火成活動についてみていく。

ii リフト帯

大陸地殻が分裂する時、リフト帯 (あるいは大地溝帯, Great Rift Valley) ができ、そこでは大陸固有の火成活動が起こっている。リフト帯では大規模なアルカリ玄武岩や強アルカリ岩 (フォノライト:phonorite) の割れ目噴火が起こり、溶岩台地を形成したり、中心噴火の強アルカリ岩 (ネフェリナイト:nepherinite, カーボナタイト:carbonatite) や凝灰岩を噴出したりする (諏訪・矢入, 1979)。大規模な割れ目噴火であるが、その活動時間は短く (100万年以下)、前述の巨大火成岩岩石区の活動に通じるものがある (諏訪, 1997)。ブルームの上昇にともなう能動的リフト形成や大陸プレートの分裂にともなう引っ張りの受動的なリフト形成などの説があるが、まだいずれとも決着を見ていない (沢田ほか, 2001)。アルカリ岩の成因は、液相濃集元素が多い起源物質 (後述のカーボナタイト・マグマの存在) と小さい溶融程度にも依存しているはずである。

これらの岩石系列ごとに本源マグマが存在している可能性がある。

iii カーボナタイト

カーボナタイトは、炭酸成分に富む火山岩で、古い時代に活動したものが大部分であるが、アフリカ大地溝帯西部のOl Doinyo Lengaiでは、現在も活動を続けている低温 (510℃) の火山である。成因としては、かつては珪酸塩マグマとの液相不混和現象や異常な結晶分化作用 (Twyman and Gittins, 1987) などがあったが、現在では炭酸塩に富んだマントルの非常に小さい溶融程度のマグマであることが実験的に検証されてきた (Wallace and Green, 1988)。現世のマグマ活動ではアルカリ岩に伴って産するものがあり、大陸のリフト形成に伴うものと考えられる。特異ではあるが炭素成分に富むマントルから直接由来した本源マグマと考えられる。

iv コマチアイト

大陸域では、他にも固有の火成岩が見られるが、いずれも古い時代のみ活動した特異なマグマによるものである。

太古代に見られるコマチアイト (komatiite) と呼ばれる火山岩がある。火山岩の特徴となる急冷したスピニフェックス (spinifex) 組織や枕状溶岩 (海底での噴出の証拠) を持っている。火山岩ではあるが、高MgO含有量 (> 15 wt%), 低SiO₂含有量 (< 45 wt%) で、岩石の区分としては、玄武岩よりカンラン岩に属する組成になる。古い時代のマントルは、まだ高温(1600℃)であったため、溶融程度が大きかったと考えられている (Arndt, 2003)。

コマチアイトは、マグマが急冷した液相が残されているので、本源マグマと考えられる。

v キンバーライト

カンラン岩組成のキンバーライト (kimberlite) と呼ばれる火山岩がある。キンバーライトは、5000箇所以上に分布が知られているが、いずれも活動地域は楕状地の古い大陸地域で、噴出時期が原生代初期から古第三紀初期に限定され、それより新しい時代のものは知られていない (Kjarsgaard, 1996)。また、ダイヤモンドを含み揮発成分に富んでいることから、CO₂やH₂Oの存在下で小さい溶融程度で形成されたと考えられる (Priestly et al., 2006)。ダイヤモンドを伴い準安定のまま地表で噴出してきたことから、150km以深から高速 (時速30~60km) で上昇してきたと考えられている (Woolley et al., 1996; Sparks, 2013)。噴出時期と地域も特性や化学的 (同位体比) 一様性もあり、地球深部の化学的特徴を示している可能性もあり (兼岡, 2014)、本源マグマとなる。過去のマントルを知るため重要である。

vi アノーツサイト

太古代から原生代にかけて形成された斜長石を主成分 (> 90 vol%) とし、少量の斜方輝石や単斜輝石などを含むアノーツサイト (anorthosite, 斜長岩) と呼ばれる深成岩がある。大規模な貫入岩体 (層状貫入岩体や底盤状岩体など) の中のある岩相として見られる産状のものは結晶分化作用によると考えられている。また、巨大なバソリスとして高度の変成岩であるグラニュライトやエクログジャイトを伴うものがある。

月の白っぽく見える高地を構成する岩石が、アポロ計画により主としてアノーツサイトからなることが明らかにされた。それらはマグマオーシャン (Longhi, 1977; Shirley, 1983; Warren, 1985; 1990) で苦鉄質鉱物が分別し、斜長石が浮遊して形成されたと考えられた (酒井ほか, 2010)。月だけでなく、このようなシナリオは多くの惑星の創成期におこったと考えられた (Hofmeister, 1983; Ohtani, 1985; Tonks and Melosh, 1990; 荒井, 2009)。

地球でも創成期のマグマオーシャンができ、アノーツサイトの原初大陸があったと考えられ、その大部分は沈み込みに伴う構造侵食によってマントル深部に持ち込まれ、相転移によって高密

度の岩石に変わり、現在では、マンツルの底に持ち込まれたと考えるモデルもある (丸山ほか, 2016)

古い時代のアノソサイトが、マグマオーシャンで結晶の浮遊でできたとすると、本源マグマはマグマオーシャンの組成のものになるが、現存していない。マグマオーシャンに関しては、今後の課題となる。

VI さいごに

起源物質の多様性と溶融過程の条件変化により、多様なマグマが形成されうる。しかし、自然界では、物理的に可能な条件範囲より、もっと限定された条件でマグマが形成されているようである。つまり、火成岩を形成した本源マグマには多様なものがありうるが、限定された条件、過程になると考えられる。

マンツルを起源物質にすると、玄武岩質マグマが形成される。「多少の違い」を持った玄武岩質本源マグマから、いくつかの岩石系列が生じる。「多少の違い」は、マンツル物質の溶融程度と地質学的位置によって生まれる。同じ程度の溶融であっても、微量元素に特徴が強く反映され、溶融程度が小さいとアルカリ成分や液相濃集元素に富むアルカリ玄武岩質本源マグマになり、大きいとソレアイト質本源マグマになる。また、同程度部分溶融であっても、地域ごと (大陸、島弧、海洋など) にマグマの化学的特徴付けがなされ、本源マグマの多様性を生み出している。さらに、本源マグマの「多少の違い」の化学組成の違いによって、熱的障壁や晶出する結晶の組み合わせに変化が生じ、結晶分化作用の経路に大きな違いが生じ、岩石系列が形成される。

ただし、特別な地質学的環境におかれると、カルクアルカリ岩や高マグネシアン安山岩、カーボナタイト、あるいは古い時代にのみ活動したコマチイアイト、キンバーライトなどのような玄武岩組成以外の本源マグマも形成される。

地球の営みに関するモデル (地向斜造山運動からプレートテクトニクス) の変更があるたびに、火成岩の成因も考えなおされることが起こってきたが、マグマ形成の一定のメカニズムが存在すること、モデルとマグマの成因と密接な関係があるという考え方は、変わらず残っている。

文 献

- Agrawal, S., Guevara, M. and Verma, S., 2008. Tectonic discrimination of basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of immobile trace elements. *Int. Geol. Rev.*, 50, 1057-1079.
- 荒井朋子, 2009. 「かぐやデータと月試料の融合研究が拓く月科学」『地球化学』43, 4, 169-197.
- Arndt, N., 2003. Komatiites, kimberlites, and boninites. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, 108, 2293.
- Bellieni, G., Comin-Chiaramonti, P., Marques, L.S., Martinez, L.A., Melfi, A.J., Nardy, A.J.R., Piccirillo, E.M. and Stolfa, D., 1986. Petrogenetic aspects of acid and basic lavas from the Parana plateau (Brazil): geological, mineralogical and petrochemical relationship. *Jour. Petrol.*, 27, 915-944.

- Bowen, N. L., 1922. The reaction principle in petrogenesis. *Jour. Geology*, 30, 3, 177-198.
- Bowen, N. L., 1928. *Evolution of the igneous rocks*. Princeton.
- Cotta, C. B. von, 1866. *Rocks classified and described: A treatise on lithology*. Longmans, Green, and Company, 425 p.
- Cox, K. G., Bell, J. D. and Pankhurst, 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin, London
- Dallwitz, W. B., Green, D. H., and Thompson, J. E., 1966. Clinostatite in a volcanic rock from the Cape Vogel area, Papua. *Jour. Petrol.*, 7, 3, 375-403.
- Daly, R. A., 1925. The Geology of Ascension Island. In *Proceedings of the American Academy of Arts and Sciences*. 60, 1, 3-80.
- Daly, R. A., 1933. *Igneous rocks and the depths of the Earth*. Hafner, New York, 598 p.
- Deer, W. A., and Wager, L. R., 1939. Olivines from the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland. *Amer. Mineral.*, 24, 18-25.
- DePaolo, D. J. and Wasserburg, G. J., 1976. Nd isotopic variations and petrogenetic models. *Geophys. Res. Lett.*, 3, 5, 249-252.
- Foley, S. F., Venturelli, G., Green, D. H. and Toscani, L., 1987. Ultrapotassic rocks: characteristics, classification and constraints for petrogenetic models. *Earth Sci. Rev.*, 24, 81-134.
- 藤井敏嗣, 2003. 「マグマ」東京大学地震研究所編『マグマダイナミクスと火山噴火』朝倉書店, 42-68.
- Fujii, T. and Bougault, H., 1983. Melting relations of a magnesian abyssal tholeiite and the origin of MORBs. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 62, 2, 283-295.
- Gorai, M., 1960. Ultimate origin of granite. *Earth Sci.*, 52, 1-8.
- Green, D. H. and Ringwood, A. E., 1967. The Genesis of basaltic magmas. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 15, 2, 103-190.
- Hall, A., 1987. *Igneous petrology*. Longman Science & Technical, 573 p.
- Harker, A., 1909. The Natural history of igneous rocks. *Jour. Geol.*, 17, 488-489.
- Harris, N. B. W., Pearce, J. A. and Tindle, A. G., 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. Coward, M. P. and Ries, A. C., eds., *Collision tectonics*. Geol. Soc. London Spec. Pub., 19, 67-81.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A. and Mitchell, S. F., 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram. *Jour. Petrol.*, 48, 2341-2357.
- Hirose, K. and Kushiro, I., 1993. Partial melting of dry peridotites at high pressures: determination of compositions of melts segregated from peridotite using aggregates of diamond. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 114, 4, 477-489.
- Hirose, K., and Kushiro, I., 1998. The effect of melt segregation on polybaric mantle melting: estimation from the incremental melting experiments. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 107, 1, 111-118.
- Hofmeister, A. M., 1983. Effect of a Hadean terrestrial magma ocean on Crust and Mantle Evolution. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, 88, B6, 4963-4983.
- Iddings, J. P., 1892. The Origin of igneous rocks. *Philos. Soc.*, 12.
- Irvine, T. M. and Baragar, W. R., 1971. A Guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canad. Jour. Earth Sci.*, 8, 523-548.
- Jakes, P. and Gill, J. B., 1970. Rare-earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 9, 17-28.
- Jaques, A. L. and Green, D. H., 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contr. Miner. Petrol.*, 73, 287-310.
- Janousek, V., Farrow, C. M. and Erban, V., 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Jour. Petrol.*, 47, 6, 1255-1259.
- Jensen, L. S., 1976. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks. *Ont. Div. Mines., Misc. Pap.* 66, 1-21.

- Johannsen, A., 1931. A descriptive petrography of the igneous rocks. Volume I, Introduction, Textures Classification and Glossary. Univ. Chicago Press, 318 p.
- Johannsen, A., 1932. A descriptive petrography of the igneous rocks. Volume II, The Quartz-bearing rocks. Univ. Chicago Press, 428 p.
- Johannsen, A., 1937. A descriptive petrography of the igneous rocks. Volume III, The Intermediate rocks. Univ. Chicago Press, 360 p.
- Johannsen, A., 1938. A descriptive petrography of the igneous rocks. Volume IV, The Feldspathoid rocks, the peridotites and perlnites. Univ. Chicago Press, 523 p.
- Johnson, K., Dick, H. J. and Shimizu, N., 1990. Melting in the oceanic upper mantle: an ion microprobe study of diopsides in abyssal peridotites. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, 95, B3, 2661-2678.
- Judd, J. W., 1886. On the gabbros, dolerites, and basalts, of Tertiary age, in Scotland and Ireland. *Quarterly Jour. Geol. Soc.*, 42, 1-4, 49-97.
- 片山郁夫・中嶋悟・丸山茂徳, 2003. 「超高压変成岩から読み取る沈み込み帯深部での水の存在」『月刊地球』25, 262-265.
- 加々美寛雄・小出良幸, 1987. 「マンツルの進化—Nd同位体比による検討—」『地球科学』41, 1-22.
- 兼岡一郎, 2014. 「キンバーライト:地球深部の化学的環境を探るための鍵」『地球化学』48, 2, 81-101.
- 河合研志・土屋卓久・丸山茂徳, 2010. 「第2大陸」『地学雑誌』119, 6, 1197-1214.
- 川本竜彦, 2015. 「マンツルウェッジ流体の化学組成」『地学雑誌』124, 3, 473-501.
- Kawamoto, T., Kanzakib, M., Mibec, K., Matsukaged, K. N., and Onoe, S., 2012. Separation of supercritical slab-fluids to form aqueous fluid and melt components in subduction zone magmatism. *PNAS*, 109, 46, 18695-18700.
- Kennedy, W. Q., 1933. Trends of Differentiation in Basaltic Magmas. *Amer. Jour. Sci.*, 147, 239-256.
- 木村純一, 2013. 「メルト—かんらん岩反応:海嶺・海洋島・島弧マグマの成因に果たす役割」『岩石鉱物科学』42, 2, 83-100.
- 気象庁, 2016. 「活火山とは」http://www.data.jma.go.jp/svd/vois/data/tokyo/STOCK/kaisetsu/katsukazan_toha/katsukazan_toha.html(2016.06.10閲覧)
- Kjarsgaard, B. A., 1996. Kimberlite-hosted diamond. *Geology of Canadian Mineral Deposit Types*. Eckstrand, O. R., Sinclair, W. D. and Thorpe, R. J., eds., *Geol. Surv. Canada*, 8, 560-568.
- Klein, E. M. and Langmuir, C. H., 1987. Global correlations of ocean ridge basalt chemistry with axial depth and crustal thickness. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, 92, B8, 8089-8115.
- 小出良幸, 1992. 「マンツルの同位体的多様性—マンツル進化へのアプローチ—」『地学雑誌』101, 159-192.
- 小出良幸, 1999. 「冥王代の地質学的素描」『神奈川県立博物館研究報告(自然科学)』28, 1-28.
- 小出良幸, 2012. 「島弧—海溝系における付加体の地質学的位置づけと構成について」『札幌学院大学人文学会紀要』92, 1-23.
- 小出良幸, 2013. 「島弧における付加体の形成と擾乱について」『札幌学院大学人文学会紀要』93, 37-58.
- 小出良幸, 2014. 「岩石の多様性形成の要因とその弁証法的意義について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 96, 31-55.
- 小出良幸, 2015. 「火成岩のマグマ生成における化学的多様性の形成について」『札幌学院大学人文学会紀要』札幌学院大学総合研究所, 98, 1-39.
- Koide, Y., Tazaki, K. and Kagami, H., 1987. Sr isotope study of Ibara dismembered ophiolite from the Maizuru Tectonic Belt, Southwest Japan. *Jour. Japan. Assoc. Mineral. Petrol. Econ. Geol.*, 82, 1-15.
- 小出良幸・山下浩之, 1995. 「地球前史—地球形成場と原料への束縛条件—」『地学雑誌』104, 167-188.
- 小出良幸・山下浩之, 1996a. 「地球初期への惑星物理的束縛条件」『神奈川県立博物館研究報告(自然科学)』25, 1-26.
- 小出良幸・山下浩之, 1996b. 「地球初期への惑星化学的束縛条件」『神奈川県立博物館研究報告(自然科学)』25, 27-55.
- Komatsu, M., Osanai, Y., Toyoshima and T. and Miyashita, S., 1989. Evolution of the Hidaka metamorphic

- belt, northern Japan. *Jour. Geol. Soc. London, Spec. Publ.*, 43, 487-493.
- 久野久, 1950. 「日本の火山及び火山岩に関する問題」『地質学雑誌』56, 656, 229-231.
- Kushiro, I., 1968. Compositions of magmas formed by partial zone melting of the Earth's upper mantle. *Jour. Geophys. Res.*, 73, 619-634.
- Kushiro, I., 1998. Compositions of partial melts formed in mantle peridotites at high pressures and their relation to those of primitive MORB. *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 107, 1, 103-110.
- 久城育夫, 2014. 「マグマ研究における"論争"の回顧」『地学雑誌』123, 3, 31-46.
- 久城育夫・荒牧重雄・青木謙一郎, 1989. 『日本の火成岩』岩波書店, 206p.
- Kushiro, I. and Sato, H., 1978. Origin of some calc-alkalic andesites in the Japanese Islands. *Bull. Volcan.* 41, 4, 576-585.
- Le Bas, M. J., Le Maitre, R. W., Streckeisen, A. and Zanettin, B., 1986. A Chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Jour. Petrol.*, 27, 745-750.
- Longhi, J., 1977. Magma oceanology 2: Chemical evolution and crustal formation. *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. 8th*, 601-621.
- MacDonald, G. A. and Katsura, T., 1964. Chemical composition of Hawaiian lavas 1. *Jour. petrol.*, 5, 1, 82-133.
- McKenzie, D. and Bickle, M. J., 1988. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. *Jour. Petrol.*, 29, 3, 625-679.
- Maruyama, S., 1994. Plume tectonics. *Jour. Geol. Soc. Japan*, 100, 24-49.
- Maruyama, S., 1997. Pacific-type orogeny revisited: Miyashiro-type orogeny proposed. *Island Arc*, 6, 91-120.
- 丸山茂徳, 2016. 『地球史を読み解く: 自然環境科学プログラム』放送大学教育振興会. 256 p.
- Maruyama, S., Isozaki, Y., Kimura, G. and Terabayashi, M., 1997. Paleogeographic maps of the Japanese Islands: Plate tectonic synthesis from 750 Ma to present. *Island Arc*, 6, 121-142.
- 丸山茂徳・大森聡一・千秋博紀・河合研志, Windley, B. F., 2011. 「太平洋型造山帯」『地学雑誌』120, 1, 115-223.
- 松本仁美・和田秀樹・楠賢司, 2015. 「美和高山ピクライト玄武岩の産状と起源」『静岡大学地球科学研究報告』42, 51-61.
- McBirney, A. R., 1993. *Igneous Petrology*. 2nd ed., Jones and Barlett Pub., 508 p.
- Middlemost, E. A. K., 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Sci. Rev.*, 37, 215-224.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. Jour. Sci.*, 274, 4, 321-355.
- 都城秋穂・久城育夫, 1972. 『岩石学Ⅰ 光顕微鏡と造岩鉱物』共立全書189. 共立出版. 219 p.
- 都城秋穂・久城育夫, 1975. 『岩石学Ⅱ 岩石の性質と分類』共立全書205. 共立出版. 186 p.
- 都城秋穂・久城育夫, 1977. 『岩石学Ⅲ 岩石の成因』共立全書214. 共立出版. 245 p.
- Mullen, E. D., 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a Minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 62, 53-62.
- Muller, D., Rock, N. M. S. and Groves, D. I., 1992. Geochemical discrimination between shoshonitic and potassic volcanic rocks in different tectonic settings: a pilot study. *Mineral. Petrol.* 46, 259-289.
- Mysen, B. O. and Kushiro, I., 1977. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Amer. Mineral.*, 62, 9-10, 843-856.
- 中田節也, 2003. 「火山の地下構造」鍵山恒臣編『マグマダイナミクスと火山噴火』朝倉書店, 11-24.
- Nakamura, H. and Iwamori, H., 2009. Contribution of slab-fluid in arc magmas beneath the Japan arcs. *Gondwana Res.*, 16, 3, 431-445.
- 中村仁美・岩森光, 2010. 「スラブ起源流体と沈み込み帯でのマグマ生成」『地学雑誌』119, 6, 1054-1062.
- O'Hara, M. J., 1965. Primary magmas and the origin of basalts. *Scot. Jour. Geol.*, 1, 1, 19-40.
- Ohtani, E., 1985. The primordial terrestrial magma ocean and its implication for stratification of the mantle. *Physics Earth and Planet. Inter.*, 38, 70-80.

- Osborn, E. F., 1942. The system CaSiO₃-diopside-anorthite. *Amer. Jour. Sci.*, 240, 11, 751-788.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R., 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.* 58, 63-81.
- Pearce, J. A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. Thorpe, R. S., ed., *Andesites: Orogenic andesites and related rocks*. John Wiley & Sons, Chichester, 525-548.
- Pearce, J. A., 2008. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust. *Lithos*, 100, 14-48.
- Pearce, J. A. and Cann, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 19, 290-300.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E. and Birkett, T. C., 1977. The Relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 36, 121-132.
- Pearce, J. A., Harris, N. W. and Tindle, A. G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Jour. Petrol.*, 25, 956-983.
- Pearce, J. A. and Norry, M. J., 1979. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks. *Contrib. Mineral. Petrol.* 69, 33-47.
- Priestly, K., McKenzie, D. and Debayle, F., 2006. The state of the upper mantle beneath southern Africa. *Tectonophys.*, 416, 101-112.
- 酒井理紗・久城育夫・永原裕子・小澤一仁・橘省吾, 2010. 「月地殻形成条件を用いたマグマオーシャン化学組成制約への試み」『日本惑星科学会誌』19, 2, 82-88.
- Sakuyama, M., 1981. Petrological study of the Myoko and Kurohime volcanoes, Japan: crystallization sequence and evidence for magma mixing. *Jour. Petrol.*, 22, 4, 553-583.
- Sakuyama, M., 1984. Magma mixing and magma plumbing systems in island arcs. *Bull. Volcanol.*, 47, 4, 685-703.
- Sakuyama, M. and Koyaguchi, T., 1984. Magma mixing in mantle xenolith-bearing calc-alkalic ejecta, Ichinomegata volcano, northeastern Japan. *Jour. volcanol. Geother. Res.*, 22, 3, 199-224.
- 柵山徹也, 2010. 「新生代日本列島の火山活動とマントルダイナミクス」『地学雑誌』119, 6, 1063-1078.
- 柵山徹也, 2013. 「ユーラシア大陸東縁部の新生代背弧域火山活動」『岩石鉱物科学』42, 2, 68-82.
- 沢田順弘, Kabeto, K. and 中山勝博, 2001. 「東アフリカ大地溝帯の地球科学的研究」『アフリカ研究』58, 11-18.
- Schandl, E. S. and Gorton, M. P., 2002. Application of high field strength elements to discriminate tectonic settings in VMS environments. *Econ. Geol.*, 97, 629-642.
- Shand, S.J., 1932. The geology of Pilaansberg (Pilaansberg) in the Western Transvaal: A study of alkaline rocks and ring intrusions. *Trans. Geol. Soc. South Africa*, 31, 97-156.
- Shervais, J. W., 1982. Ti-V Plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 59, 101-118.
- 白木敬一, 1996. 「初生安山岩マグマ」地学団体研究会新版地学事典編集委員会『新版地学事典』平凡社, 601.
- Shiraki, K., Kuroda, N., Urano, H. and Manuyama, S., 1980. Clinoenstatite in boninites from the Bonin Islands, Japan. *Nature*, 285, 31-32.
- Shirley, D. N., 1983. A partially molten magma ocean model, *Proc. 13th Lunar and Planet. Sei. Confer.*, A 519TA 527.
- 周藤賢治・牛来正夫, 1997. 『地殻・マントル構成物質』共立出版 330 p.
- 周藤賢治・小山内康人, 2002a. 『岩石学概論 上 記載岩石学』共立出版 272 p.
- 周藤賢治・小山内康人, 2002b. 『岩石学概論 下 解析岩石学』共立出版 260 p.
- Sobolev, A.V. and Shimizu, N., 1993. Ultra-depleted primary melt included in an olivine from the Mid-Atlantic Ridge. *Nature*, 363, 151-154.
- Song, T. R. A. and Helmsberger, D. V., 2007. A depleted, destabilized continental lithosphere near the Rio Grande rift. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 262, 1, 175-184.
- Sparks, R. S. J., 2013. Kimberlite volcanism. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 41, 497-528.

- 諏訪兼位・矢入憲二, 1979. 「第二章 アフリカ」都城秋穂編『岩波講座地球科学16世界の地質』岩波書店, 61-96.
- 諏訪兼位, 1997. 『裂ける大地アフリカ大地溝帯の謎』講談社選書メチエ107, 256 p.
- Stolper, E., 1980. A phase diagram for mid-ocean ridge basalts: preliminary results and implications for petrogenesis. *Contr. Mineral. Petrol.*, 74, 1, 13-27.
- 高橋栄一, 1986. 「玄武岩マグマの起源—高温高压実験の結果を踏まえて—」『火山』30, 17-40.
- 高橋栄一, 1996. 「地球惑星科学入門」『岩波講座地球惑星科学』岩波書店, 111-157.
- Takahashi, E., Nakajima, K. and Wright, T. L., 1998. Origin of the Columbia River basalts: melting model of a heterogeneous plume head. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 162, 1, 63-80.
- 田中亮史, 2000. 「領家帯最高変成時期における火成活動の特徴(総特集 花崗岩研究の最新線—花崗岩成因論の新天地をめぐして)—(地殻の融解と花崗岩の生成)」『号外地球』海洋出版, 30, 64-69.
- Tatsumi, Y., 1981. Melting experiments on a high-magnesian andesite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 54, 2, 357-365.
- Tatsumi, Y., 1982. Origin of high-magnesian andesites in the Setouchi volcanic belt, southwest Japan, II. Melting phase relations at high pressures. *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 60, 2, 305-317.
- Tatsumi, Y., 1989. Migration of fluid phases and genesis of basalt magmas in subduction zones. *Jour. Geophys. Res. Solid Earth*, 94, B4, 4697-4707.
- Tatsumi, Y. and Ishizaka, K., 1981. Existence of andesitic primary magma: an example from southwest Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 53, 1, 124-130.
- Tonks, W. B. and Melosh, H. J., 1990. The physics of crystal settling and suspension in a turbulent magma ocean. Newsom, H. E. and Jones, J. H., eds. *Origin of the Earth*. Oxford University Press, New York, 151-174.
- Turner, F. J. V. and Verhoogen, J., 1951. *Igneous and Metamorphic Petrology*. McGraw Hill, New York, 602+ix p
- Tuttle, O. F. and Bowen, N. L., 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *Geol. Soc. Amer. Memoirs*, 74, 1-146.
- Twyman, J. D. and Gittins, J., 1987. Alkalic carbonatite magmas: parental or derivative? *Geol. Soc., London, Spec. Public.*, 30, 1, 85-94.
- Umino, S. and Kushiro, I., 1989. Experimental studies on boninite petrogenesis. *Boninites and Related Rocks*. Unwin Hyman, London, 89-111.
- Warren, P., H., 1985. The magma ocean concept and lunar evolution. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 13201-13240.
- Warren, P. H., 1990. Lunar anorthosites and the magma-ocean plagioclase-floaty on hypothesis: Importance of FeO enrichment in the parent magma. *Amer. Mineral.*, 75, 46-58.
- Wallace, M. E. and Green, D. H., 1988. An experimental determination of primary carbonatite magma composition. *Nature*, 335, 6188, 343-346.
- Weinschenk, E., 1891. Beitrage zur Petrographie Japans. *Neues Jb. Mineral. Geol. Palaontol.* 7, 133-151.
- White, R. S., and McKenzie, D., 1989. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts. *Jou. Geophys. Res. Solid Earth*, 94, B6, 7685-7729.
- White, R. S., and McKenzie, D., 1995. Mantle plumes and flood basalts. *Jou. Geophys. Res. Solid Earth*, 100, B9, 17543-17585.
- Winchester, J. A., and Floyd, P. A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.*, 20, 325-343.
- Woolley, A.R., Bergman, S.C., Edgar, A.D, Le Bas, M.J., Mitchell, R.H., Rock, N.M.S. and Scott Smith, B.H., 1996. Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic, and leucitic rocks. *Canad. Mineral.*, 34, 2, 175-186.
- Wright, T. L. and Doherty, P. C., 1970. A linear programming and least squares computer method for solving petrologic mixing problems. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 1995-2008.

- Yoder, H. S., 1965. Diopside-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. Carnegie Inst. Washington, Year Book, 64, 82-89.
- Yoder, H. S. and Tilley, C. E., 1962. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. Jour. Petrol., 3, 3, 342-532.
- 吉田武義・木村純一・大口健志・佐藤比呂志, 1997. 「島弧マグマ供給系の構造と進化」『火山』42, S189-S207.

Formation of Chemical Variation in Igneous Rocks under the Molten State:

Various Parental Magmas

KOIDE Yoshiyuki

Abstract

Igneous rocks occupy many proportions in Earth's solid substance. Koide (2014) reported the elemental processes in the diversity of an igneous rocks. The chemical diversity of magmas proceeds to the next process from the magma formation (Koide, 2015). The author reviews the diversity and origin in parental magmas on the geological setting (ocean, island arc and continent).

Keywords : parental magma, rock series, geological setting, discrimination diagram, island arc, ocean, continent

(こいで よしゆき 札幌学院大学人文学部教授 こども発達学科)