マントル物質の融解とマグマの密度： そのマントルダイナミクスへの適用

Melting Relations and Equation of State of Magmas at High Pressure: Applications to Geodynamics

大谷 栄治

Eiji OHTANI

This is a review paper presented as a Norman L. Bowen Lecture at the 2007 AGU fall meeting in San Francisco in December 2007. Melting relations of the mantle minerals together with the physical properties of silicate melts at high pressure have been extensively studied during recent decades. Melting relations of minerals and equation of states of magmas are especially important for formation and differentiation of the Earth, such as nature of the terrestrial magma ocean, and subsequent formation of the core, mantle, and crust of the Earth. Since the magmas are compressible, we can expect that an olivine-magma density crossover played an important role for controlling the geochemical nature of the primitive mantle after the magma ocean of the primordial Earth. The crystal-magma density crossover is also expected at the base of the upper mantle in presence of volatiles, and at the base of the lower mantle. Existence of dense magmas in the present earth is consistent with seismological observations of low velocity regions existing at the base of the upper mantle beneath Japan, Europe, and US, and ultralow velocity zone (ULVZ) at the core mantle boundary of the present Earth.

[melting relation, mineral, density crossover, magma ocean, upper mantle, lower mantle, core mantle boundary, ultralow velocity zone]

1. はじめに

筆者は、2007年12月にアメリカ地球物理学連合の秋季大会において、火山学・地球化学・岩石学分野の優れた研究者に与えられる Norman L. Bowen 賞を受賞し、N.L. Bowen Lecture を行った。本稿は、その講演内容に基づいてまとめたものである。受賞の主な理由は「地球内部物質とくに融体の高圧物性の研究への貢献」というものであった。

液体や融体の物性の研究は、地球惑星科学の研究においてもフロンティアの一つである。融解現象は、初期地球のマグマオーシャン期のみならず現在の地球においても多様な火山活動やマグマ作用として重要である。初期地球に深いマグマオーシャンが存在した可能性は、これまで多くの研究者によって提案されてきた。古くは Wetherill (1976)[1] によって、

惑星の形成過程において、大きな天体の衝突によって、惑星が融解することが指摘され、この方向の研究は、Cameron and Benz (1991)[2] などによって、月の形成過程を説明するためにジャイアントインパクトモデルとして発展した。

地球におけるマグマオーシャンの重要性は、Hayashi *et al.* (1979)[3] によって、独自の太陽系形成論にもとづいて指摘された。このモデルは地球の集積時の厚い始原大気の保温効果によって、比較的ゆっくりした集積によっても初期地球に深いマグマオーシャンが形成されることを示したものである。これに対して Kaula (1979)[4], Abe and Matsui (1985)[5] は、比較的速い集積によって、1,000 km 以上の深いマグマオーシャンが生成することを示した。一方、月の起源を説明するために導入されたジャイアントインパクトは、現在では惑星の集積過程の

〒980-8578 仙台市青葉区荒巻字青葉 6-3 東北大学理学部 地球惑星物質科学科

Department of Earth and Planetary Materials Science, Faculty of Science, Tohoku University, 6-3 Aza-Aoba, Aramaki, Aoba-ku, Sendai 980-8578

Electronic address: ohtani@mail.tains.tohoku.ac.jp

最終段階に必然的に生じたものであると考えられている。初期地球において存在したジャイアントインパクトは地球全体を融解させるほど大きな影響を与えたと考えられる。しかしながら、ジャイアントインパクトに含まれるプロセスが複雑であること、また、そのプロセスに含まれる仮定が多いことのために、この現象の地球の分化に対する影響についての説明はいまだ進んでいない。

深いマグマオーシャン仮説は、非常に魅力的な仮説である。深いマグマオーシャンにおいては、超高压での分別作用、結晶とマグマの密度逆転、核の分離プロセスなど特徴ある現象が生じた。超高压での分別作用すなわちペロフスカイトやメージャライトの分別作用の可能性については Ohtani (1983)[6] によって指摘され、その後多くの研究によって検討されてきた[7, 8, 9]。カンラン石とゲンブ岩マグマの密度逆転の可能性は Stolper *et al.* (1982)[10] によって初めて指摘された。カンラン石とマグマの密度逆転は初期地球のマグマオーシャン内部でも起こり得る[11]。このような固体・液体の密度差の減少と密度逆転によって、深いマグマオーシャンでは、結晶化にともなうカンラン石の沈降と分離が有効に働かず、マグマオーシャンの結晶化によっても未分化のマンタルが生成された可能性がある。以下では、高压下におけるケイ酸塩の融解現象と地球内部の結晶分化に最も大きな影響を与えるマグマの密度についての研究結果を紹介しよう。

2. ケイ酸塩鉱物の超高压下での融解：マグマオーシャンおよびマンタル深部における融解現象への適用

2.1 マンタル物質の融解

これまで、地殻や上部マンタルを構成する岩石や鉱物の溶融関係の解明は実験岩石学の分野の中心的な研究課題であった。我が国で開発実用化された川井型マルチアンビルの普及によって、上部マンタル深部から下部マンタルにおよぶ融解実験は、日本のみならず欧米をはじめとして多くの国で行われている。このような超高压下での融解実験は Ohtani (1979)[12] による 15 GPa までの Fe_2SiO_4 の溶融実験によって開始された (Fig. 1)。この研究によって、高压下でスピネル型 Fe_2SiO_4 が SiO_2 ステイショバイトと液に分解溶融することが初めて明らかになった。これ以降、 Mg_2SiO_4 [13] や MgSiO_3 [14] など様々なマ

ンタル鉱物の超高压下での融点が決定され、さらにマンタルカンラン岩組成やゲンブ岩組成など多成分系の岩石の溶融関係が解明されるようになった (例えば [15])。マンタル鉱物の溶融実験は、最近においても盛んに行われ、焼結ダイヤモンドを用いて 30 GPa を超える下部マンタル最上部の条件での融解実験も行われている[16]。これらの融解実験の結果を Fig. 1 にまとめた。これまでの研究によって、上部マンタル深部から下部マンタル最上部にわたる条件でのマンタルの溶融関係がほぼ解明されつつある。

このようなマルチアンビルによるケイ酸塩の融解実験に触発され、下部マンタル条件でのマンタル物

Fig. 1. Melting relations of Fe_2SiO_4 [12], Mg_2SiO_4 [13], and MgSiO_3 [14]. L, liquid; Fa, fayalite; Sp, Fe_2SiO_4 spinel; Wu, wüstite; St, stishovite; Fo, forsterite; OEn, orthoenstatite; CEn, clinoenstatite; Mj, majorite.

Fig. 2. Melting curves of lower mantle minerals determined by diamond anvil cell. Pe-ZB, melting of periclase by Zerr and Boehler (1994)[28]; Pv-ZB, melting of $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ perovskite by Zerr and Boehler (1993)[17]; Sol-B, solidus of the mantle by Boehler (2000)[22]; Pv-SL and Pv-SH are melting curves of perovskite MgSiO_3 by Shen and Lazor (1995)[18] and Sweeney and Heinz (1993)[19], respectively.

質の融解実験もダイヤモンドアンビル高压装置によって開始された。 MgSiO_3 ペロフスカイトの融解実験は Zerr and Boehler (1993)[17], Shen and Lazor (1995)[18], Sweeney and Heinz (1998)[19] などによって行われているが、Fig. 2 に示すように高温を安定発生し測定する融解実験の困難さと融解の判定の困難さのために、大きな不一致をしめしている。 CaSiO_3 ペロプスカイトの融点は、Shen and Lazor (1995)[18] および Zerr *et al.* (1997)[20] によって測定されているが、これらの結果も 60 GPa において 500 K 程度の差があり、正確な融点決定は今後の問題として残されている。ケイ酸塩鉱物の融解実験に関しては Shen and Heinz (1998)[21] および Boehler *et al.* (2000)[22] によって詳細なレビューが行われている。

鉱物の融点の決定は、衝撃波実験によっても行われている。Akins *et al.* (2004)[23] は MgSiO_3 および Mg_2SiO_4 の融点をユゴニオの不連続を測定することによって 110 GPa で 5,000 K, 130 GPa で 4,300 K と見積もっている。また、 SiO_2 の融点は Lyzenga *et al.* (1994)[24] によって 70 GPa, 4,500 K と推定されている。分子動力学やさらに進んだ第一原理計算によって MgO ペリクレーズや MgSiO_3 ペロフスカイトの融点を見積もる試みも多数行われている。 MgSiO_3 ペロフスカイトの融点は第一原理計算を用いて Belonoshko *et al.* (2005)[25] によって決定された。この結果は、Zerr and Boehler (1993)[17] や Shen and Lazor (1995)[18] によって決定された融点と矛盾しない。一方 MgO ペリクレーズの融点は Alfe (2005)[26] や Belonoshko and Dubrovinsky (1996)[27] によって計算されたが、この融点は Zerr and Boehler (1993)[28] によって決定された融点に比べて非常に高温になっている。この不一致を解決するためには、実験および計算の両方の分野で、さらに詳しい融点の研究が必要となっている。

2.2 マントルの融解への揮発性物質 (H_2O および CO_2) の影響

水は比較的少量でもマントルの様々な物性に大きな影響を与える。そのためにマントル物質の融点への水の影響も盛んに研究されてきた[29, 30]。初期地球の集積過程の研究によると、地球集積の衝突エネルギーの開放によって地球の表層部は融解していたと考えられている。すでに述べたように、このマグマオーシャンは下部マントルに及ぶ深いものであっ

た可能性が高い。一方、このマグマオーシャンが水を含んでいた可能性も指摘されている[31]。含水マグマオーシャンの存在は、太古代のマグネシウムや鉄に非常に富んだコマチアイトと呼ばれる特異なマグマなどの火成活動が含水条件のもとで生じたとするモデルと調和するものである。この初期地球に活動したコマチアイトマグマは、高温による無水のマントルの大規模な融解に伴うものとの考えが主流[32] となっているが、マグネシウムや鉄に非常に富むマグマが含水条件のもとで生じたとするモデルも提案されている[33, 34]。

現在のマントルの含水量については、これまで 40–1,000 ppm と比較的限られたものであると考えられてきた (例えば [35])。しかしながら、近年マントル遷移層を構成する変型スピネル型 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ (wadsleyite) とスピネル型 $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ (ringwoodite) が 2–3 wt% にも及ぶ大量の水を含み得ること、したがって、マントル遷移層が水の貯蔵庫になっていることが明らかになってきた[36, 37]。そして、実際のマントル遷移層の含水量の見積もりも行われている[38]。それらの研究によると、水はマントル遷移層に不均質に分布し、沈み込み帯の下部のマントル遷移層は、局所的に水に富んだ領域があると考えられている。

以上のような背景のもとに、マントルや沈み込むスラブを構成するカンラン岩やゲンブ岩の含水条件での融解実験も 28 GPa までの領域で精力的に行われている[39]。これらの実験によると、水を 2 wt% 程度含む含水条件では、カンラン岩の融点は、無水に比べて 10–15 GPa では 200–400 度程度低下する。これに対して、ゲンブ岩 (MORB) 組成においては、このような明瞭な大きな融点の低下は見られず同様の圧力領域でも融点の低下は 200 度以下である。このことから深部マントルにおいては、含水条件ではゲンブ岩よりもカンラン岩が低温で融解することがわかる。

マントル鉱物の溶融への CO_2 の影響も地球内部での炭素の循環を考慮するうえで重要である。カンラン岩– CO_2 系の融解実験は、内外の研究者によって行われている。それによると、 CO_2 の存在によってカンラン岩の融点が水の場合と同様に 400 度程度も低下することが明らかになっている[40]。

3. 高温高圧下におけるマグマの密度

マグマの密度は、地球内部のマグマの移動と安定性を支配するもっとも重要な物性である。マグマの地上への移動、すなわち噴火の原動力は、浮力による軽いマグマの上昇である。一方、高圧下ではマグマが圧縮されまわりのマントルよりも重くなる可能性がある。この場合にはマグマは上昇せず、マントル内部に留まることになる。

3.1 マグマの密度の測定方法

マントルの分化と不均質性の生成に重要なマグマの密度は、様々な方法によって測定されている。すなわち、静的な高圧発生装置に基づく方法、衝撃波実験によって液体のユゴニオを測定する方法、そして第一原理計算など理論的計算などによってマグマの密度が求められている。静的な高圧発生装置を用いてマグマの密度を測定する方法として、密度の明らかな密度標準物質の沈降と浮上にもとづいて密度を決定する浮沈法、放射光からの強力 X 線の試料による吸収強度の測定にもとづいて密度を決定する吸収法などが存在する。

3.1.1 浮沈法による密度決定

浮沈法は、液中での密度標準物質の沈降と浮上により液の密度を決定するもので、もっとも直接的な密度の測定法である。高圧下でのマグマの密度測定に初めて浮沈法を適用したのは Agee and Walker (1988)[7] である。彼らは Fe_2SiO_4 成分を加えたカンラン岩モデル組成のマグマの密度を組成の異なるカンラン石 ($\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ を密度標準物質として、その浮沈を試料急冷法で凍結した回収試料を調べることによって、はじめて測定した。Ohtani *et al.* (1993)[41] は、火星マントル組成のマグマ中で、カンラン石の浮沈を調べることによってこのマグマの密度を測定し、火星のマントルの不均質性を論じた。火星マントル組成のマグマと平衡にあるカンラン石の密度逆転は約 6 GPa 程度に存在し、これは火星の深さ 1,800 km に相当する。この結果から、火星に深いマグマオーシャンがあったとすると、そこではカンラン石とマグマの密度逆転によって、融解と結晶化によっても結晶分化作用は不十分にしか進行せず、未分化なマントルが生成した可能性がある[42]。

地球のマントル組成のカンラン岩マグマの密度は、Suzuki *et al.* (2003)[43] によって浮沈法によって測定された。彼らは、カンラン石やダイヤモンドを密

Fig. 3. Photomicrographs of the polished surface of the quench products. The textures indicate sinking, neutrally buoyant, and flotation of olivine in the peridotite melt, respectively. Olivine is neutrally buoyant in the melt at 13.5 GPa and 2,030°C.

度標準として用いて、このマグマの密度を測定した。この実験によると、マグマとカンラン石の密度逆転は、上部マントルの最下部の約 13 GPa 付近に存在することが明らかになった。Fig. 3 に浮沈法によりカンラン石のマグマ中での浮沈を表す回収試料の顕微鏡写真および電子顕微鏡写真を示す。ダイヤモンドは、10 GPa 以上でマグマと反応しにくく、密度標準物質として優れている。実験結果から、ダイヤモンドはマントル遷移層条件でマグマと密度が等しくなることが明らかになった。マグマとダイヤモンドの密度逆転のために、ダイヤモンドがマントル遷移層に濃集する可能性も指摘されている[44]。このようなダイヤモンドの濃集は、ダイヤモンドの中にマントル遷移層起源のメジャライトや下部マントル起源のペロフスカイトの仮像の斜方輝石が存在することと矛盾しない。

3.1.2 X線吸収法によるマグマの密度決定

浮沈法による密度測定の問題点は、適切な密度の標準物質を見出すことが困難なことである。密度標準物質はしばしばマグマと反応したり、マグマに融解しその組成を変化させる。これに対して、X線吸

収法は、このような困難を越える理想的な方法である。この方法の基礎になるX線の吸収則、Lambert-Beerの法則は、以下のようなものである。

$$I = I_0 \exp(-\mu \rho t)$$

ここで I は吸収後のX線強度、 I_0 は吸収前のX線強度、 μ はX線の吸収係数、 ρ は密度、 t は試料の厚さである。この式より、 I 、 I_0 、 t を正確に測定できれば、密度が決定できることになる。ここで、X線の吸収係数 μ は、測定試料の化学組成がわかれば計算することができる。また、実際の密度既知の試料に対して実験的に測定することもできる。この方法は、Katayama *et al.* (1996; 1998)[45, 46] によって、金属液体の密度を測定するために用いられた。彼らは、このような密度測定を行うための高温高压実験のカプセル材としてアルミナを用い、金属液体の高压下での密度の測定に成功した。我々は、この方法をケイ酸塩マグマの密度測定に適用するために、カプセル材として単結晶ダイヤモンドを用い、その密度測定に成功した[47]。Fig. 4 に放射光を用いた測定システムを模式的に示した。X線の透過性が非常に高いダイヤモンドのカプセル材は、外径

Fig. 4. A schematic figure of the X-ray optical system for the density measurement, and the DIA type cubic press, SMAP-1. A monochromatized X-ray beam (0.05 mm×0.05 mm) is introduced to the cubic press for the absorption measurement. The diamond capsule used for the X-ray absorption measurement is also given in this figure.

1.0 mm, 内径 0.5 mm, 高さ 1.0 mm のダイヤモンド単結晶の円筒である。カプセルの蓋は、ダイヤモンドと濡れがよいレニウム金属を用いた。また、この図に SPring-8 BL22 の構成を示す。この実験では、ケイ酸塩マグマに対して吸収コントラストのつきやすい 23 keV の単色 X 線を用いた。Fig. 5 に X 線のゲンブ岩メルトの吸収プロファイルの例を示す。この

Fig. 5. Intensity ratio of the transmitted and incident X-rays, I/I_0 . A parabolic shaped profile corresponds to the cylindrical shape of the silicate sample. The density of the sample (basalt) can be determined by comparison of the absorption along the path through the diamond lid (a) with that through the basalt sample (b). X (mm) indicates the position of the X-ray beam across the pressure medium (see Fig. 4).

吸収プロファイルからゲンブ岩組成の密度を求めることができる。このような方法によって、単純なケイ酸塩マグマのモデル系や多成分系のゲンブ岩組成の密度の測定が可能になっている。ケイ酸塩マグマやガラスの吸収法による密度測定は Urakawa *et al.* (2004)[47] および Ohtani *et al.* (2005)[48] によって報告されている。その結果によると、吸収法によって決定したゲンブ岩マグマの密度は、8 GPa の圧力で Agee (1998)[49] によって浮沈法で測定されたものよりも小さくなっている。この結果は、6~8 GPa においてゲンブ岩マグマが異常な密度増加を示すことを示唆するものである[50]。この結果は今後さらに詳細な実験による検証が必要とされている。

3.1.3 衝撃波実験および第一原理計算によって求められるマグマの密度

衝撃波実験によってマグマのユゴニオを決定し、それにもとづいて高温高圧下の密度を測定する試みが、カリフォルニア工科大学の Ahrens のグループによって行われてきた。彼らは、モデルゲンブ岩組成やコマチアイト組成のマグマのユゴニオを測定してマントルの密度と比較し、上部マントルに密度逆転が存在することを示唆する結果を得ている[51, 52]。また、 Fe_2SiO_4 メルトの密度の測定も行われている[53]。これらの測定によって、衝撃波実験もメルトの状態方程式の決定に有効であることが示されている。

マグマの密度を分子動力学法やさらに進んだ第一

Fig. 6. (a) Density of the dry basaltic magmas[67], and H_2O bearing and CO_2 bearing basaltic magmas at high pressure[58, 59]. The density of diamond used as a density standard is also given in this figure. (b) Partial molar volumes of H_2O and CO_2 in magmas at high pressure and temperature[58, 59]. Both the partial molar volumes are very compressible at high pressure.

原理計算によって計算する試みも数多くなされている。Matsui (1996)[54] は、CMAS 系の様々な鉱物の結晶構造と物性にもとづいて、この系の結合ポテンシャルを求め、これにもとづいて $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ 組成などのマグマの状態方程式を計算した。また、最近では第一原理計算を用いて MgSiO_3 マグマの状態方程式が計算され、その結果を用いて高温高压での融点も計算されている[55]。また、最近、第一原理計算による含水マグマの構造と密度の計算が行われており、その結果は高温高压実験の結果と良い一致を示している[56]。

3.2 高温高压下でのマグマの密度への揮発性物質の影響

高压下におけるマグマの密度への揮発性物質 (H_2O および CO_2) の影響は、現在のマントル内部でのマグマの存在とその密度を見積もるために重要である。高压下での含水マグマの密度測定は Matsukage *et al.* (2005)[57] および Sakamaki *et al.* (2006)[58] によって行われた。彼らはダイヤモンドを密度標準として浮沈法によって含水マグマの密度を測定した。また、マグマの密度への CO_2 の影響も Ghosh *et al.* (2006)[59] によって求められている。Fig. 6(a) に含水マグマ[58] と含 CO_2 マグマの密度[59] を示した。また、この測定にもとづいて得られた、高温高压下でのマグマ中の H_2O および CO_2 の部分モル体積を Fig. 6(b) に示す。この図から明らかなように H_2O と CO_2 の部分モル体積は圧力とともに急激に減少し、高压では揮発性物質を含む重いマグマが存在し得ることが明らかになっている。

4. 地球深部における重いマグマの生成

これまでの高压下でのマグマの密度の研究によって、地球深部には重いマグマが重力的に安定に存在する可能性が予想されている。初期地球のマグマオーシャン内部において、マグマとカンラン石の間の密度逆転が存在し、これがマグマオーシャンの結晶分化の様式に影響していると考えられる。初期地球のみならず現在の地球内部においても、重いマグマの存在が上部マントル最下部と核マントル境界に予想されている。

4.1 マグマオーシャンにおける結晶とマグマの密度逆転

周囲のマントルよりも重いマグマが存在する可能性を最初に指摘したのは Stolper *et al.* (1982)[10] である。さらに、Ohtani (1983)[6] は深いマグマオーシャン内部でもカンラン石とマグマの密度逆転の存在を予想し、マグマオーシャンの結晶化に伴う分別作用によって、カンラン石に富む上部マントルが生じ得ることを論じた。密度逆転の影響は、その後 Solomatov and Stevenson (1993)[40] によって詳しく解析された。それによると高温高压下では密度逆転が生じるように固液の密度差が小さくなるために、融解にともなう結晶化でも重力分化作用は有効に働かず、未分化のマントルが生じることが示されている。このように、マグマの密度は、初期地球の分別作用に大きな影響を及ぼした可能性がある。最近ではマグマオーシャンの結晶化にともなって、重いマグマ溜りが下部マントルの底部の核マントル境界に形成され、このマグマから熱源を固溶する CaSiO_3 ペロフスカイトが結晶化して堆積しマントル最下部に熱源が濃集する可能性が Labrosse *et al.* (2007)[9] によって Basal Magma Ocean Model として提案されている。

4.2 上部マントル最下部の重いマグマ

含水マグマと含 CO_2 マグマの密度[58, 59] と平均的なマントルの密度分布 (PREM)[60] を比較した

Fig. 7. Density of dry basaltic magma[67], H_2O bearing and CO_2 bearing basaltic magmas[58, 59], and the mean density of the mantle (PREM)[60]. There is a density crossover at the base of the upper mantle of about 400 km depth.

図 (Fig. 7) から明らかなように、 H_2O や CO_2 を数%まで含むマグマは上部マントルの最下部において周りのマントルよりも重くなる。すでに述べたように含水条件では融点が大きく低下し、現在の地温勾配においてもマグマが生成し得る。この結果、マントル遷移層の最上部には揮発性成分を含む重いマグマが重力的に安定に存在しうる。

以上のような含水条件での融解実験にもとづいて、含水のブルームの上昇にともなうブルームとマントルの相互作用が論じられている[61, 62]。すなわち、含水ブルームの上昇によって、上部マントル最下部で脱水溶融が生じ周囲のマントルよりも重い含水マグマが生じる可能性がある。

上部マントルの最下部に重いマグマが存在することは、地震学的な観測とも調和的である。中国大陸の下部[63]、ヨーロッパの下部[64]、そして米国カリフォルニア下部[65]に、上部マントルの最下部に地震波速度の低速域と高減衰域が存在することが指摘されている。このような観測結果は上部マントル最下部の揮発性成分に富むマグマの存在を強く示唆するものである。

4.3 核マントル境界の重いマグマ

下部マントル最下部には、D''層と呼ばれる地震波速度の異常層が存在する。この領域は、地震波速度の不連続、水平方向への不均質性、異方性の存在など興味深い性質を持つことが指摘されている。さ

Fig. 8. Density of basaltic and peridotite magmas to the base of the lower mantle[67]. Density of the solid mantle is also shown for comparison. Basaltic magma is more compressible compared to peridotite magma at high pressure[49, 67]. There is a density crossover between the basaltic magma and mantle, and FeO rich peridotite magma (not shown) and mantle at the base of the lower mantle[55, 67].

らに、この D'' 層の深部の核マントル境界には ULVZ (地震波速度の超低速度層) と呼ばれる領域が存在する。この領域には重いマグマが存在する可能性が指摘されている[66]。

最下部マントルに重いマグマが存在する可能性は、Ohtani (1983)[6] によって最初に指摘された。その後、核マントル境界においても周囲のマントルよりも重いマグマが存在する可能性が、浮沈法によって決められたマグマの密度を高圧に外挿することによって Agee (1998)[7], Ohtani and Maeda (2001)[67] らによっても指摘されている。Fig. 8 にマグマの密度の圧力変化を図示した。また、最近の第一原理計算による高温高圧下でのマグマの密度の計算によっても、FeO に富むマグマはマントル最下部で周りより重くなることが示されている[55]。

このようにマントル最下部には重いマグマが存在する可能性があるが、さらに超高压高温条件で酸化物融体と金属鉄融体が相互に混和することも予想され、より重いマグマが生成されやすくなると思われる。Fig. 9 は、ラジオグラフィーによりその場観察

Fig. 9. Radiographic image of coexistent ionic liquid (Fe-O-S) and metallic iron liquid at 3 GPa and high temperature. Two liquids become mutually miscible at 1,750°C at 3 GPa, suggesting dissolution of metallic Fe in magmas and producing a dense magma at the base of the lower mantle. The miscibility of the two liquids also accounts for the light elements in the core[68].

された Fe-O 系および Fe-S-O 系の金属鉄融体と酸化物融体の高温高压下での混和・不混和関係を示している。これらの実験によると高温高压において、この二つの融体が混和すること、すなわち、酸化物のメルト中に鉄が混和することを示している (Tsuno *et al.*, 2007)[68]。金属鉄を混和したマグマは周囲のマントルに比べて重く、このようなマグマが ULBZ の原因になっている可能性もある。

5. おわりに

マントル鉱物の溶融関係はマルチアンビルやダイヤモンドアンビルによって研究され、下部マントルに及ぶ主要構成鉱物の融点やマントルカンラン岩やゲンブ岩の溶融関係が決定されている。融解にともなうマグマの分化作用に大きく影響するマグマの密度は、密度標準物質を用いた浮沈法や X 線吸収法などによって測定されている。そして、揮発性物質の H₂O や CO₂ のマグマ中での部分モル体積も決定されている。また鉱物の融点やマグマの密度は衝撃波実験とともに分子動力学法や *ab initio* 計算によっても推定されている。これらの研究から、形成期の地球にマグマオーシャンが存在し、そこではマグマとカンラン石の密度の逆転やマントル最下部に重いマグマの層である Basal Magma Ocean が形成され、マントルの分化に大きな影響を与えた可能性があることが予想されている。他方、現在のマントルにおいても、上部マントルの最下部と核マントル境界に重いマグマが存在する可能性がある。

謝 辞

本論で執筆した研究内容は、筆者がこれまで名古屋大学、愛媛大学、オーストラリア国立大学、パイロイト大学そして東北大学において数多くの諸先生、先輩、同僚、および後輩の若手研究者と行った共同研究の成果である。また、本研究は、SPRING-8 や PF、そして岡山大学等の同僚との活発な共同研究と有意義な議論の成果でもある。また、研究を進めるにあたって、学生や大学院生との議論は特に私の研究の視野を広げるのに役に立った。これは、大学に職を置く者の大きな利点であった。これまでご指導いただいた諸先生、先輩、活発な共同研究と有意義な議論をしていただいた同僚、および大学院生等の若手研究者に心から感謝したい。

参考文献

- [1] G.A. Wetherill: in *Proc. 7th Lunar Planet. Sci. Conf.*, (Pergamon Press, New York, 1976), pp. 3245-3257.
- [2] A.G.W. Cameron, W. Benz: *Icarus*, **92**, 204 (1991).
- [3] C. Hayashi, K. Nakazawa, H. Mizuno: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **43**, 228 (1979).
- [4] W.M. Kaula: *J. Geophys. Res.*, **84**, 999 (1979).
- [5] Y. Abe, T. Matsui: *J. Geophys. Res.*, **91**, E291 (1985).
- [6] E. Ohtani: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **33**, 12 (1983).
- [7] C.B. Agee, D. Walker: *J. Geophys. Res.*, **93**, 3437 (1988).
- [8] T. Kato, A.E. Ringwood, T. Irifune: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **89**, 123 (1988).
- [9] S. Labrosse, J.W. Hernlund, N. Coltice: *Nature*, **450**, 866 (2007).
- [10] E. Stolper, D. Walker, B.H. Hager, J.F. Hays: *J. Geophys. Res.*, **86**, 6261 (1981).
- [11] E. Ohtani: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **38**, 70 (1985).
- [12] E. Ohtani: *J. Phys. Earth*, **27**, 189 (1979).
- [13] E. Ohtani, M. Kumazawa: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **27**, 32 (1981).
- [14] D.C. Presnall, T. Gasparik: *J. Geophys. Res.*, **95**, 15771 (1990).
- [15] E. Takahashi: *J. Geophys. Res.*, **91**, 9367 (1986).
- [16] E. Ito, A. Kubo, T. Katsura, M.J. Walter: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **143-144**, 397 (2004).
- [17] A. Zerr, R. Boehler: *Science*, **262**, 553 (1993).
- [18] G. Shen, P. Lazor: *J. Geophys. Res.*, **100**, 17699 (1995).
- [19] J.S. Sweeney, D.L. Heinz: *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 855 (1993).
- [20] A. Zerr, G. Serghiou, R. Boehler: *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 909 (1997).
- [21] G. Shen, D.L. Heinz: in *Ultra-High-Pressure Mineralogy: Physics and Chemistry of the Earth's Deep Interior*, **37**, ed. R.J. Hemley (Mineral. Soc. Am., Washington D.C., 1998, ISBN 0-9399-5048-0), pp. 369-396.
- [22] R. Boehler: *Rev. Geophys.*, **38**, 221 (2000).
- [23] J.A. Akins, S.-N. Luo, P.D. Asimow, T.J. Ahrens: *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L14612 (2004).
- [24] G.A. Lyzenga, T.J. Ahrens, A.C. Mitchell: *J. Geophys. Res.*, **88**, 2431 (1983).
- [25] A.B. Belonoshko, N.V. Skorodumova, A. Rosengren, R. Ahuja, B. Johansson, L. Burakovsky, D.L. Preston: *Phys. Rev. Lett.*, **94**, 195701 (2005).
- [26] D. Alfe: *Phys. Rev. Lett.*, **94**, 235701 (2005).
- [27] A.B. Belonoshko, L.S. Dubrovinsky: *Am. Mineral.*, **81**, 303 (1996).
- [28] A. Zerr, R. Boehler: *Nature*, **371**, 506 (1994).
- [29] T. Inoue: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **85**, 237 (1994).
- [30] T. Kawamoto, J.R. Holloway: *Science*, **240**, 276 (1997).

- [31] Y. Abe, E. Ohtani, T. Okuchi, K. Righter, M. Drake: in *Origin of the Earth and Moon*, eds. R.M. Canup, K. Righter (University of Arizona Press, Tucson, 2000, ISBN 0-8165-2073-9), p. 413.
- [32] N. Arndt: *J. Geophys. Res.*, **108**, 2293 (2003).
- [33] W.E. Stone, E. Deloule, M.S. Larson, C.M. Lesher: *Geology*, **25**, 143 (1997).
- [34] S.W. Parman, J.C. Dann, T.L. Grove, M.J. de Wit: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **150**, 303 (1997).
- [35] G. Dreibus, H. Wanke: in *Origin and Evolution of Planetary and Satellite Atmospheres*, eds. M.S. Matthews, S.K. Atreya, J.B. Pollack (University of Arizona Press, Tucson, 1989, ISBN 0-8165-1105-5), p. 268.
- [36] T. Inoue, H. Yurimoto, Y. Kudoh: *Geophys. Res. Lett.*, **22**, 117 (1995).
- [37] D.L. Kohlstedt, H. Kepler, D.C. Rubie: *Contrib. Mineral. Petrol.*, **123**, 345 (1996).
- [38] T. Koyama, H. Shimizu, H. Utada, M. Ichiki, E. Ohtani, R. Hae: in *Earth's Deep Water Cycle* (Geophys. Monogr. Series, **168**), eds. S.D. Jacobsen, S.F.M.V.D. Lee, (AGU, Washington D.C., 2006, ISBN 0-8759-0433-5), p. 171.
- [39] K. Litasov, E. Ohtani: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **150**, 239 (2005).
- [40] S. Ghosh, E. Ohtani, K. Litasov, H. Terasaki: *Chem. Geol.* (under review).
- [41] E. Ohtani, A. Suzuki, T. Kato: *Jpn. Acad. Ser. B*, **69**, 23 (1993).
- [42] V.S. Solomatov, D.J. Stevenson: *J. Geophys. Res.*, **98**, 5391 (1993).
- [43] A. Suzuki, E. Ohtani: *Phys. Chem. Mineral.*, **30**, 449 (2003).
- [44] A. Suzuki, E. Ohtani, T. Kato: *Science*, **269**, 216 (1995).
- [45] Y. Katayama, K. Tsuji, J-Q. Chen, N. Koyama, T. Kikegawa, K. Yaoita, O. Shimomura: *J. Non-Cryst. Solids*, **156-158**, 687 (1996).
- [46] Y. Katayama, K. Tsuji, O. Shimomura, T. Kikegawa, M. Mezouar, D. Martinez-Garcia, J.M. Besson, D. Hausermann, M. Hanfland: *J. Synchrotron Rad.*, **5**, 102 (1998).
- [47] S. Urakawa, R. Ando, E. Ohtani, Y. Katayama: *Lithos*, **73**, S113 (2004).
- [48] E. Ohtani, A. Suzuki, R. Ando, S. Urakawa, K. Funakoshi, Y. Katayama: in *Advances in High-Pressure Technology for Geophysical Applications*, eds. J. Chen, Y. Wang, T.S. Duffy, G. Shen, L.F. Dobrzhinetskaya (Elsevier, New York, 2005, ISBN 978-0-4445-1979-5), p. 195.
- [49] C.B. Agee: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **107**, 63 (1998).
- [50] S. Urakawa, T. Sakamaki, E. Ohtani: in *SPRING-8 Research Frontiers 2006*, ed. S. Kikuta (JASRI, Hyogo, 2007, ISSN 1349-0087), p. 113.
- [51] S.M. Rigden, T.J. Ahrens, E.M. Stolper: *J. Geophys. Res.*, **93**, 367 (1988).
- [52] G.H. Miller, E.M. Stolper, T.J. Ahrens: *J. Geophys. Res.*, **96**, 11831 (1991).
- [53] J. Chen, T.J. Ahrens, E.M. Stolper: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **134**, 35 (2002).
- [54] M. Matsui: *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 395 (1996).
- [55] L. Stixrude, B. Karki: *Science*, **310**, 297 (2004).
- [56] M. Mookherjee, L. Stixrude, B. Karki: *Nature*, **452**, 983 (2008).
- [57] K.N. Matsukage, Z.C. Jing, S. Karato: *Nature*, **438**, 488 (2005).
- [58] T. Sakamaki, A. Suzuki, E. Ohtani: *Nature*, **439**, 192 (2006).
- [59] S. Ghosh, E. Ohtani, K.D. Litasov, A. Suzuki, T. Sakamaki: *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L22312, doi:10.1029/2007GL031349 (2006).
- [60] A.M. Dziewonski, D.L. Anderson: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **25**, 297 (1981).
- [61] K. Litasov, E. Ohtani: *Phys. Earth Planet. Inter.*, **134**, 105 (2002).
- [62] D. Bercovici, S. Karato: *Nature*, **425**, 39 (2003).
- [63] J. Revenaugh, S.A. Sipkin: *Nature*, **369**, 474 (1994).
- [64] G. Nolet, A. Zielhuis: *J. Geophys. Res.*, **99**, 15813 (1994).
- [65] T.A. Song, D.V. Helmberger, S.P. Grand: *Nature*, **427**, 530 (2003).
- [66] E.J. Garnero: *Science*, **304**, 834 (2004).
- [67] E. Ohtani, M. Maeda: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **193**, 69 (2001).
- [68] K. Tsuno, H. Terasaki, E. Ohtani, A. Suzuki, Y. Asahara, K. Nishida, T. Sakamaki, K. Funakoshi, T. Kikegawa: *Geophys. Res. Lett.*, **34**, L17303, doi:10.1029/2007GL030750, (2007).

[2008年8月31日受理]

© 2008 日本高圧力学会