

特集 —— 地球深部における化学的不均質 ——

初期地球内部における物質分化： 同位体地球化学と高圧融解実験からの制約

Differentiation in the Early Earth's Interior: Constraints from Isotope Geochemistry and High-Pressure Experiments

小木曾 哲*

Tetsu KOGISO*

近藤 望

Nozomi KONDO

We conducted isotopic model calculations and high-pressure melting experiments in order to estimate the major element composition of the “missing reservoir”, which is a supposed component that should compensate the difference in $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio between the bulk silicate Earth and carbonaceous chondrite, from which the Earth is assumed to have formed. Our estimation demonstrated that the missing reservoir should have picritic to komatiitic composition, and that it was likely to have been lost from the Earth's surface by a giant impact event at the last stage of the Earth formation.

[*early Earth, early crust, mantle, missing reservoir, neodymium isotope, melting experiment*]

1. はじめに

地球の進化過程を解明する上で、地球ができた当初の姿を明らかにすること、すなわち、どのような「初期条件」から地球の進化が始まったのかを知ることが不可欠である。具体的には、地球の材料物質がどのような化学組成を持っていたのか、その材料からいつ・どのように核（金属）・マントル（岩石）・地殻（岩石）・海洋（水）・大気（気体）という層構造に分かれたのか、分かれてできた各層はどのような状態だったのか、といった点を明らかにする必要がある。本稿では、地球の体積の約8割を占めるマントルが地球形成直後にどのような化学組成を持っていたのかに着目し、初期のマントルが被ったはずの化学的分化過程を理解するために我々が最近行った研究[1]を中心に紹介していきたい。

地球形成過程に関する標準的なモデルは以下のようである[2,3]：

「(1) 今から約46億年前、炭素質コンドライト（太陽とほぼ同じ化学組成を持つ隕石）的な平均組成を持つ原始太陽系星雲から中心星（原始太陽）とそれ

をとりまくガス円盤が形成された。(2) ガス円盤の中でガスの凝縮によりダスト（微小な固体粒子）が形成され、ダストが合体・成長して微惑星が形成された。(3) 微惑星の集積によって地球軌道付近に10個程度の原始惑星（直径～1000 km）が形成され、それらが激しく衝突・合体して地球の大きさまで成長した。(4) 微惑星の集積によって原始地球が成長していく途中で、表面にマグマオーシャンが形成され、その中でケイ酸塩メルトから金属メルトが分離・沈降して地球の中心部に核を形成し、残ったケイ酸塩メルト部分がやがて固結してマントルと地殻になった。」

この標準モデルに従えば、材料物質中に含まれていた元素の中で、親石性の高い（酸化物になりやすい）元素のうち難揮発性のものはすべて、地球のケイ酸塩部分（マントル+地殻）に残る。従って、地球の平均組成が炭素質コンドライト的であるならば、難揮発性親石元素の相対濃度および同位体組成は、地球のマントル由来の岩石から推定された地球のケイ酸塩部分の平均(Bulk Silicate Earth: BSE)と炭素質コンドライトとの間で一致するはずである。しか

〒606-8501 京都市左京区吉田二本松町 京都大学 大学院人間・環境学研究科 相関環境学専攻

Department of Interdisciplinary Environment, Graduate School of Human and Environmental Studies, Kyoto University, Yoshida-nihonmatsu, Sakyo, Kyoto 606-8501

* Electronic address: kogiso@gaia.h.kyoto-u.ac.jp

し最近になって、難揮発性親石元素の一つであるネオジウム (Nd) の同位体比の高精度分析から、現在のマントルおよび地殻由来岩石が非常に均質な $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 同位体比を持っており、しかもそれが系統的に炭素質コンドライト (およびそれ以外の大半のコンドライト) よりも高いことが明らかになった[4-6]。 ^{142}Nd は、サマリウムの短寿命核種 ^{146}Sm (半減期 6800 万年[7]) の壊変によって生成される核種なので、現在のマントルおよび地殻岩石の $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比が炭素質コンドライトの値よりも高いということは、 ^{146}Sm がまだ存在していた地球形成から間もない頃に、BSE の Sm/Nd 元素濃度比が炭素質コンドライトの値よりも高くなっていったことを意味している。Sm・Nd いずれも難揮発性で親石性の希土類元素であるため、微惑星集積時に Sm と Nd が分別することはなく、BSE の Sm/Nd 比が地球のケイ酸塩以外の部分 (核・大気・海洋) との相互作用によって変化することもない。従って、BSE と炭素質コンドライトとの間の $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の違いは、そもそも地球の平均組成が炭素質コンドライトとは違っていたか、あるいは、もともと炭素質コンドライトと同じ Sm/Nd 比を持っていた地球から Sm/Nd 比の低い成分が地球形成初期に分化しマントルから隔離されたことを示している。

地球の平均組成については、炭素質コンドライトの化学組成が、太陽系の質量の 99.9% 以上を占める太陽の化学組成とほぼ一致することから[8]、太陽系全体の平均組成は炭素質コンドライトとほぼ同じであり、地球の材料も炭素質コンドライト的組成を持っていたと仮定するのが従来の一般的なモデルであった。しかし最近では、炭素質コンドライトと少し違う組成を持つエンスタタイトコンドライトこそが地球の材料であるというモデルも提唱されており、実際、BSE とほぼ同じ $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を持つエンスタタイトコンドライトも見つかっている[6]。一方で、他の元素の同位体比や主成分元素組成を考慮に入れると、地球の組成を作るには炭素質コンドライトを含む複数種類の隕石組成の混合が必要である、という説も出されている[9]。地球の平均組成の問題は、ガス円盤内における化学的な不均質性の実態とその成因、ひいては原始太陽系星雲の起源に関わる重要なテーマであるが[10,11]、その議論の中心は地球が形成される以前の過程にあり、本稿の主旨とは少しずれるので、ここでこれ以上は言及しない (最近の状況については[10-13]などを参照し

てほしい)。地球の平均組成に関しては様々な説が提唱され、まだ決定的なモデルがないのが現状であるため、本稿では、地球の平均組成が炭素質コンドライト的であるという従来の説に立って、地球形成後の物質分化の議論を進める。地球の平均組成が炭素質コンドライト的であるなら、上で述べたように、 ^{146}Sm がまだ存在していた地球形成初期に Sm/Nd 比の低い成分が地球のどこかで形成され、それが地球のケイ酸塩部分から隔離されている必要がある。そのような隔離された成分は、missing reservoir (失われた貯蔵庫) あるいは hidden reservoir (隠された貯蔵庫) と呼ばれ、地球の岩石の Hf 同位体比や微量元素の Nb/Ta 比などからも提唱されている[14,15]。この「失われた貯蔵庫」が初期地球でどのように形成され、どのように「失われ」たのかを議論することを通じて、地球形成初期に起こったであろう地球内部の化学的分化の実態に迫ったのが我々の研究である[1]。以下、その詳細を紹介する。

2. 失われた貯蔵庫の形成条件と化学組成

失われた貯蔵庫がどのような過程を経て形成されたかを理解する上で重要な制約条件として利用できるのが、現在の BSE と炭素質コンドライトとの間の $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の差である。上で述べたように、この $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比の差を説明するには、失われた貯蔵庫は炭素質コンドライトより低い Sm/Nd 比を持っている必要がある。岩石の Sm/Nd 比は、主として部分融解によってメルト-残存固相の間で分別する。岩石の部分融解では一般に、Sm よりも Nd の方がよりメルトに濃集しやすいことがわかっているので、失われた貯蔵庫が低い Sm/Nd 比を持つには、それがメルトとして形成される必要がある。部分融解による Sm/Nd 比の分別の度合いは、部分融解でできたメルトの割合、および、残存鉱物の種類と割合に依存するが、これらは部分融解の温度圧力条件によって決まる。従って、失われた貯蔵庫が持つべき Sm/Nd 比から、失われた貯蔵庫を形成した部分融解イベントの温度圧力条件を導き出すことができる。

失われた貯蔵庫を形成した部分融解の温度圧力条件が決まるともう一ついいことがある。それは、主成分元素組成が決まることである。失われた貯蔵庫が形成された後に、どのような過程を経て失われ隔離されたかについては、マントルの底まで沈みこん

で核マントル境界に溜まったという説[4,16]や、地表で地殻として形成され微惑星の衝突で吹き飛ばされたとする説[17]などがある。これらのモデルを検証するには、失われた貯蔵庫となるべきメルトがマントル中を浮いたのか沈んだのか、つまり、密度がどの程度あったのかを知ることが不可欠である。そして、密度を決定する最も重要な要因は、その物質の主成分元素組成である。従って、失われた貯蔵庫が持つべき Sm/Nd 比の値から、失われた貯蔵庫となるべきメルトが生成された温度圧力条件が決まれば、その条件で融解実験を行って、そのメルトつまり失われた貯蔵庫が持つべき主成分元素組成が決定できる。そして、その主成分元素組成から密度を計算によって求めることができる。

2.1 ネオジウム同位体比からの制約

^{142}Nd は ^{146}Sm のアルファ壊変によって生成される。一方、 ^{144}Nd は放射起源でない安定同位体である。従って、岩石中の $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ は、放射壊変の式で以下のように決まる：

$$\left(\frac{^{142}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{t_p} = \left(\frac{^{142}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{t_f} + \left(\frac{^{146}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}\right)_{t_f} (1 - e^{-\lambda(t_p - t_f)}) \quad (1)$$

ここで λ は ^{146}Sm の壊変定数、時間は太陽系形成時 (45.68 億年前[18]) を起点として t_p は現在、 t_f は Sm/Nd の分別が起こった時である。失われた貯蔵庫が t_f に炭素質コンドライト的組成を持つマントルの部分融解によって形成されたとすると、式(1)の右辺第一項には炭素質コンドライトの値が入る。ここで、マントルの X(wt.%)の部分の一回の部分融解でできたメルトが失われた貯蔵庫となり、残ったマントル部分が現在のマントル+地殻(つまり BSE)になるとする単純なボックスモデル(Fig. 1a)を考えると、 $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 進化曲線は Fig. 1b のようになる。式(1)の右辺第二項にある $^{146}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ は、炭素質コンドライト的マントルの部分融解時のメルトと残存固相との間の Sm・Nd の分配関係によって決まる。メルト-残存固相間の元素分配は、部分融解度、および、残存固相中の鉱物種とその割合によって決まり、これらは温度と圧力に依存する。メルトと主なマントル鉱物との間の分配係数は、希土類元素については高圧実験によって広い温度圧力範囲で決定されているため、それらの値を使えば、失われた貯蔵庫の $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比が式(1)を満たす

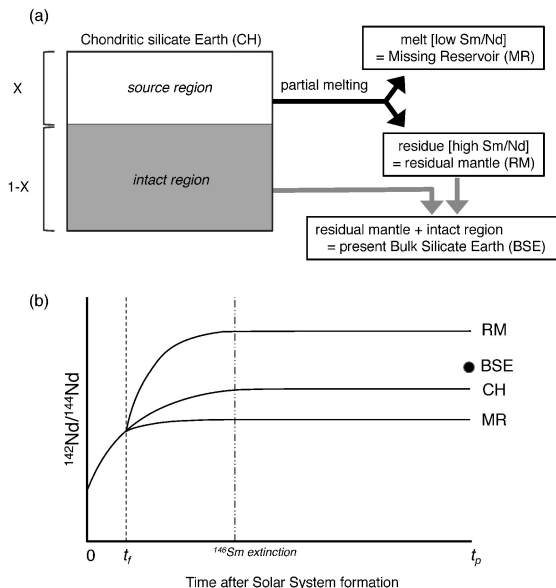


Fig. 1. Schematic illustrations of the formation of the missing reservoir (modified from Ref. [1]). (a) The box model we employed for calculation of the missing reservoir formation. We assumed that a fraction (X) of the mantle, which initially had chondritic composition (CH), had partially molten and differentiated into melt (= missing reservoir: MR) with low Sm/Nd, and solid residue (= residual mantle: RM) with high Sm/Nd. The residual mantle and the portion of the mantle that hadn't partially molten were mixed and formed the present bulk silicate Earth (BSE). (b) $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ evolution curves for MR, CH, and RM. t_f : time of the MR formation, t_p : time to the present since the formation of the solar system.

ために必要な融解条件を、 t_f の関数として導くことができる(詳細は[1]を参照)。

このようにして導かれた、失われた貯蔵庫の形成に必要な部分融解度を、Fig. 2に t_f の関数として示す。計算は、部分融解に関与するのが上部マントルだけの場合(X = 30 wt.%)と全マントルの場合(X = 100 wt.%)について、1・3・7 GPaの3つの圧力で行った。この圧力を選んだ理由は、メルト-鉱物間の分配係数および部分融解時の残存固相中の鉱物の割合に関する高圧実験データが充実しているからである。Fig. 2からわかるように、どの場合でも、失われた貯蔵庫を形成するために必要な部分融解度は極めて小さい。ここで、同じ Sm のなかでも長寿命核種の ^{147}Sm (半減期 1060 億年[19]) が ^{143}Nd に壊変する系列($^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ - $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$)のデータを用いると、Sm/Nd の分別と融解条件との関係に関す

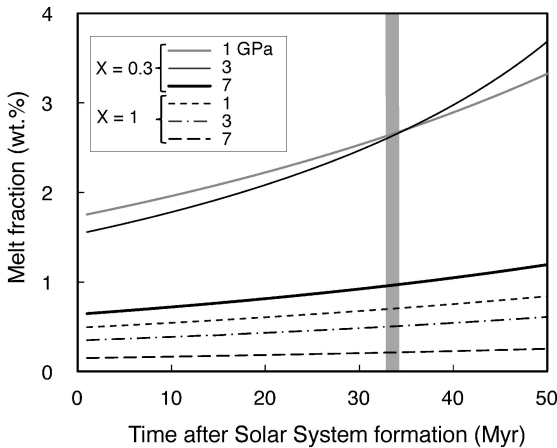


Fig. 2. Calculated melt fraction required for the formation of the missing reservoir as a function of the time since the solar system formation. The gray vertical bar is the maximum time of the missing reservoir formation [1,4,20]. Modified from Ref. [1].

る制約が一つ増えるため、 t_f の上限を約 3400 万年と制約することができる（詳細は[1,4,20]を参照）。従って、失われた貯蔵庫の形成は、部分融解度がどんなに大きくても 3%を超えない条件でなくてはならない(Fig. 2)。つまり、マントル物質の融点をわずかに超えた温度（1 GPa で約 1250°C，3 GPa で約 1450°C，7 GPa で約 1750°C）で生成されたメルトが分離したものが、やがて隔離されて失われた貯蔵庫になった，ということになる。

2.2 高圧融解実験による化学組成の推定

上述のように、失われた貯蔵庫の生成条件が制約できたので、その条件で実際にマントル物質の融解実験を行ってメルトの組成を分析すれば、失われた貯蔵庫を持つべき主成分元素組成を求めることができる。マントル物質（カンラン岩）のソリダス近傍での融解によって生成されるメルトの化学組成は、1 GPa[21]および 3 GPa[22]においてはすでに実験結果がある。そこで我々は 7 GPa の圧力で、以下に説明する「改良繰り返しサンドイッチ実験」によってカンラン岩のソリダス近傍で生成されるメルトの主成分元素組成を決定した。

高圧実験で岩石を融解させてメルトの化学組成を決定するには、カプセルにつめた岩石の粉末を高温高圧状態において部分融解させ、急冷して取り出したカプセルを切断して露出させた試料部分を平滑に

研磨し、電子プローブ微小分析(EPMA)装置等で化学組成を分析するのが一般的である。その際、分析したい部分の露出面積が電子ビーム径より十分に大きい必要がある（試料の種類と分析元素にも依存するが、多くの場合は約 $3\ \mu\text{m} \times 3\ \mu\text{m}$ 以上が必要）。従って、部分融解度の小さい、すなわち、生成されるメルトの量が少ない実験の場合、急冷されたメルト部分の面積が小さすぎて分析が不可能である（一般に、部分融解度が 10%以下になるとメルト部分の分析が困難になる）。そのため、ソリダス近傍の条件で生成されるメルトの化学組成を高圧実験で決めるには、特別な工夫がいる。それが、繰り返しサンドイッチ実験(Iterative Sandwich Experiment [23])と呼ばれている手法である。

繰り返しサンドイッチ実験とは、ある温度圧力で複数の相が化学的に平衡共存している状況では、共存相の量比が変化してもそれぞれの相の化学組成は変化しない，ということを利用した実験方法である。例えば、極めて小さい融解度でカンラン岩が平衡部分融解している場合を考える。そこでは、微量のメルトが固相（普通は複数の鉱物）と平衡に共存しており、メルトと鉱物はそれぞれが一定の化学組成になっている。仮にここで、このメルトと同じ化学組成を持つメルトが付け加わってメルトの量が増えたとしても、化学平衡状態に変化はなく、メルトと鉱物それぞれの組成も変化しない。つまり、たとえ部分融解度が無限小でも、メルトおよび共存鉱物の化学組成を変化させないまま、メルトの量を分析可能な量まで増やすことが仮想的には可能である。これを実際の融解実験で実現させようとするのが繰り返しサンドイッチ実験である[23](Fig. 3)。実際の実験では、融解させたい岩石(この場合はカンラン岩)の厚い層(サンドイッチの「パン」に相当)で、その岩石と平衡に共存する組成のメルトの薄い層(サンドイッチの「具」に相当)を挟み、両者が化学平衡に達するのに十分な時間、目的の温度圧力で維持する(Fig. 3, Iteration 1)。その後、急冷して取り出し、メルト部分の化学組成を分析する。ただし、「具」として挟む平衡メルトの組成はあらかじめ分かっているわけではないので(そもそもその組成を決めるために実験をするのだから)、より高い温度での部分融解度と化学組成との関係を外挿するなどして、平衡に近い組成を推定する必要がある。しかし、推定したメルト組成が平衡メルト組成と正確に一致することはまずないので、実験で得られるメルト組成も

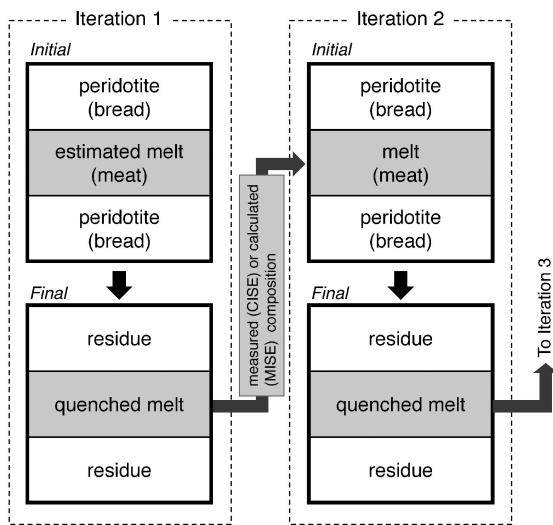


Fig. 3 Schematic illustration of the iterative sandwich experiments. In each iteration, an initial melt composition (“meat”) is equilibrated with the composition of interest (“bread”=peridotite in this case) at the target pressure and temperature. In the Iteration 1, the composition of “meat” is estimated on the basis of other experimental data, such as the melt fraction-temperature relationship determined at higher temperatures. In the Iteration n ($n=2,3,4,\dots$), in conventional iterative sandwich experiments (CISE), the composition of “meat” is the same as the quenched melt composition measured in the preceding iteration, whereas in modified iterative sandwich experiments (MISE), the composition of “meat” is calculated from the composition of peridotite (“bread”) and the partition coefficients determined from measurements of the quenched melt and residue compositions obtained in the preceding iteration.

平衡メルト組成とは違っているはずである。そこで、実験で得られたメルトの組成を新たな「具」として用いて、2回目のサンドイッチ実験をする (Fig. 3, Iteration 2)。これを何度も繰り返すことでやがて、実験で得られるメルトの組成が真に平衡なメルトの組成に近づいていく [23]。

この繰り返しサンドイッチ実験を実際に用いたのが、上に述べた 1 GPa におけるカンラン岩のソリダス近傍メルトの化学組成を決定した研究である [21]。しかし、上述したようなサンドイッチ実験を単純に繰り返すだけでは、実際に真の平衡メルト組成には達するのが難しい。特に、固相よりもメルトに多く分配される元素 (液相濃集元素) は、サンドイッチ実験を 20 回以上繰り返しても真の平衡に達しないことが、Hirschmann らのモデル計算によ

て指摘されている [24]。Hirschmann らは、上で説明したそれまでの繰り返しサンドイッチ実験を Conventional Iterative Sandwich Experiment (CISE) と呼び、CISE の欠点を克服した改良繰り返しサンドイッチ実験 (Modified Iterative Sandwich Experiment: MISE) を提唱した [24]。CISE では、上述したように、 n 回目の実験でサンドイッチの「具」として使うメルトの組成は $n-1$ 回目の実験で得られたメルトと同じである。それに対し MISE では、1 回目は CISE と同じであるが、2 回目以降の実験の「具」には、1 回前の実験結果を基に計算によって求めたメルト組成を用いる (Fig. 3)。その計算とは、メルトと残存固相との間の元素の濃度比を「分配係数」と定義して、すべての元素について分配係数を求め、その分配係数を「パン」であるカンラン岩の化学組成に掛けることでメルトの組成を求める、というものである。この手順を導入することで、真の平衡組成を得るまでに必要な繰り返し実験回数を劇的に減らせることを、Hirschmann らは計算 [24] と実験 [25] で示した。上に述べた 3 GPa におけるカンラン岩のソリダス近傍メルトの化学組成を決定した実験 [22] は、この MISE 法を用いたものである。

我々も文献 [22,24,25] と同じ MISE 法を用いて 7 GPa でのカンラン岩ソリダス近傍メルト組成を決定した。高圧実験は、岡山大学地球物質科学研究センター (現:岡山大学惑星物質研究所) の川井型マルチアンビル装置を用いて行い、実験生成物の分析は、京都大学理学研究科の波長分散型 EPMA (JEOL JXA-8100) を用いた。MISE 法は、出発物質 (「パン」と「具」) の準備→高圧融解実験→実験生成物の分析→分配係数の決定→メルト組成計算→試薬合成によるメルト組成の再現、が 1 つのサイクルで、これを何度も繰り返す必要がある。また、融解したい物質 (「パン」) のソリダス温度を先に決定しておく必要もあるため、全体として大変手間のかかる実験である。この実験を進めている時、文献 [24,25] の著者の Dasgupta と国際学会で会ったので、小木曾が「うちの学生が MISE 法で 7 GPa の実験をやってるよ」と伝えたところ、「MISE はいい方法でしょう。二度と自分はやりたくないけど…」という言葉が返って来た。別の日に、もう一人の著者である Hirschmann (彼は [22] の共著者でもある) とも会ったので同じ話をしたところ、彼からも「二度とやりたくないよ」という言葉が返って来た。考案者さえ二度とやりたがらない方法とは知らずに始

めてしまった MISE 実験であるが、大変な苦勞を (近藤が) して、なんとか 5 回目の繰り返し実験でソリダス近傍での平衡メルトの組成を得ることができた (詳細は[1]を参照)。Fig. 4 に、1 回目から 5

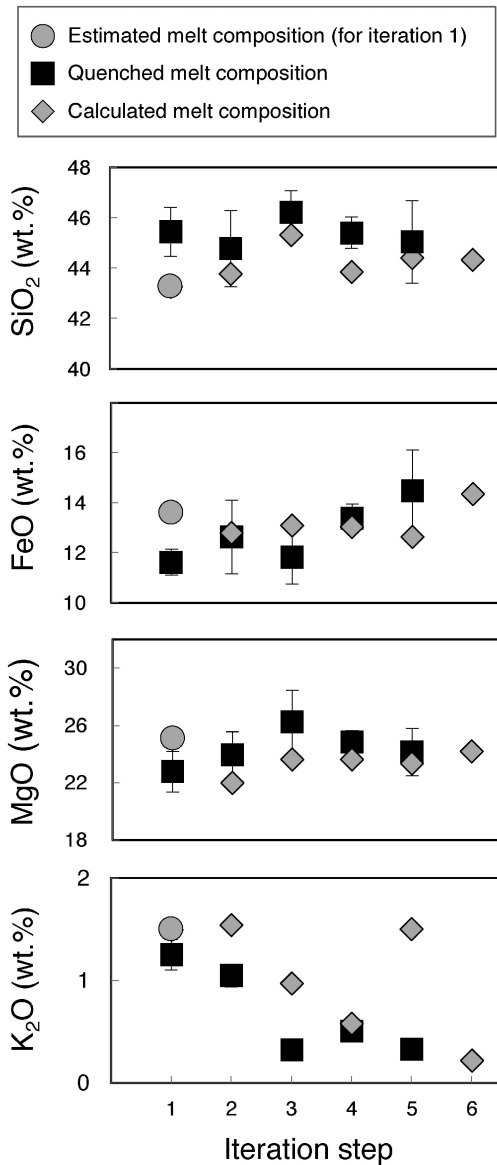


Fig. 4 Compositions of melt determined in the MISE for peridotite at 7 GPa [1]. Squares are measured compositions of quenched melt (error bars of ± 1 sigma based on replicated analyses), and diamonds are melt compositions calculated from the peridotite composition and the partition coefficients determined from the preceding iteration. Circles are the composition of the melt estimated for the iteration 1. Modified from Ref. [1].

回目までの繰り返し実験で得られたメルト組成と、上述した手順で計算して求めたメルト組成を、いくつかの元素の酸化物濃度について示してある。5 回目の実験で得られたメルト組成と、6 回目の実験のために計算で求めたメルト組成とが、分析誤差の範囲で一致したため、5 回目の実験で得られたメルトを平衡なメルトと判断している (6 回目の実験は実際には行っていない)。

Fig. 5 には、5 回目の実験で得られたメルト組成、すなわち、7 GPa でのカンラン岩ソリダス近傍メルトの組成を、1 GPa, 3 GPa のソリダス近傍メルト、および、太古代 (Archean : 40 億年前~25 億年前)

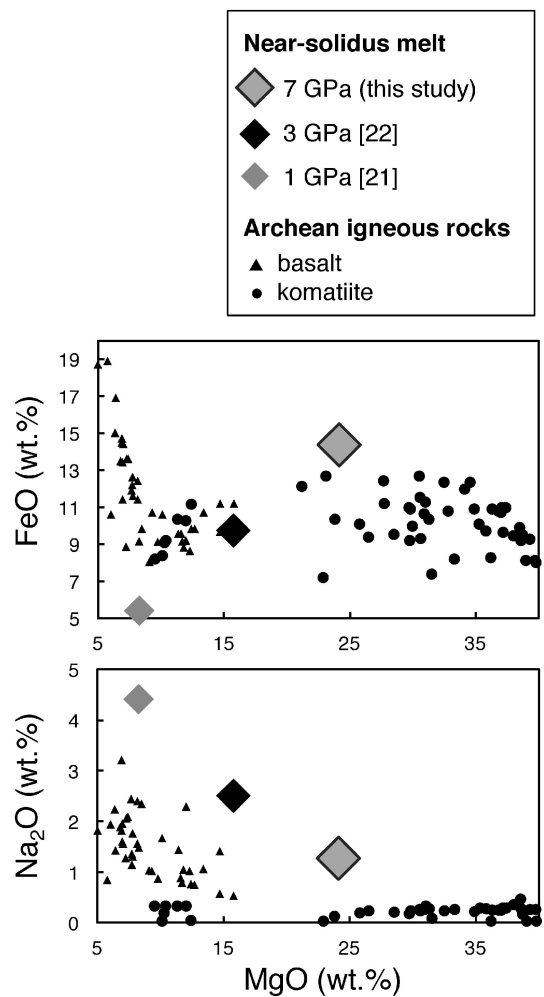


Fig. 5. Major element compositions of the near-solidus melts generated at 1 GPa [21], 3 GPa [22] and 7 GPa (this study), compared with those of Archean basalts and komatiites. Data sources are from Ref. [1].

の玄武岩およびコマチアイト (MgO に著しく富む溶岩で、その大半は太古代に噴出) の組成とともに示してある。図からわかるように、カンラン岩ソリダス近傍メルトは、高压で生成されたものほど MgO と FeO に富んでおり、7 GPa のものは天然のコマチアイトに匹敵する MgO 量を持つ。ただし天然のコマチアイトより FeO に富んでおり、Na₂O などの液相濃集性の高い成分にも富んでいる。前節で示したように、失われた貯蔵庫がマンツルの極小融解度での部分融解で形成されたのであれば、これらカンラン岩のソリダス近傍メルトの組成が、失われた貯蔵庫が持ちうる主成分元素組成の範囲である、ということになる。従って、失われた貯蔵庫の生成圧力を制約できれば、その化学組成ももっと狭い範囲に制約できる。では、失われた貯蔵庫は初期地球のどんな条件で生成されたと考えるのが妥当だろうか。

3. 初期地球のマンツルの分化

3.1 失われた貯蔵庫の形成過程

ここまで議論してきたように、現在の地球と炭素質コンドライトとの間の ¹⁴²Nd/¹⁴⁴Nd 比の違いの原因が、失われた貯蔵庫の形成によるものとすれば、

地球形成初期のマンツル内部で、ごく小さい融解度での部分融解によってメルトが生成され、そのメルトがどこかに隔離される必要がある。マンツルでメルトが生成されるメカニズムとしては、マンツル対流によって断熱上昇したマンツル物質がある深さでソリダスを超えることによって融解する、断熱融解が最も起こりやすい (Fig. 6a)。従って、ごく小さい融解度での部分融解が実現するには、上昇してきたマンツル物質がソリダスを超えたところでそれ以上上昇せず、生成された微量のメルトだけが分離される、というメカニズムが考えられる (Fig. 6a の太矢印)。このようなメカニズムは、対流に関与しない境界層がマンツル最上部にあって、境界層内の温度勾配は熱伝導に支配され、対流している部分は断熱温度勾配になっており、かつ、境界層直下の温度がマンツル物質のソリダスとほぼ一致する、という温度勾配が実現していると起こりうる (Fig. 6a の破線)。ここでいう境界層とは、現在の地球における「リソスフェア」に相当する部分で、低温のため粘性率が著しく高く、対流に関与しない部分のことである。このような温度勾配があれば、マンツル対流の上昇流がリソスフェアの底に達した段階で常に微小融解度の部分融解が起こってメルトが生成し、そのメルトが失われた貯蔵庫を持つべき組成に

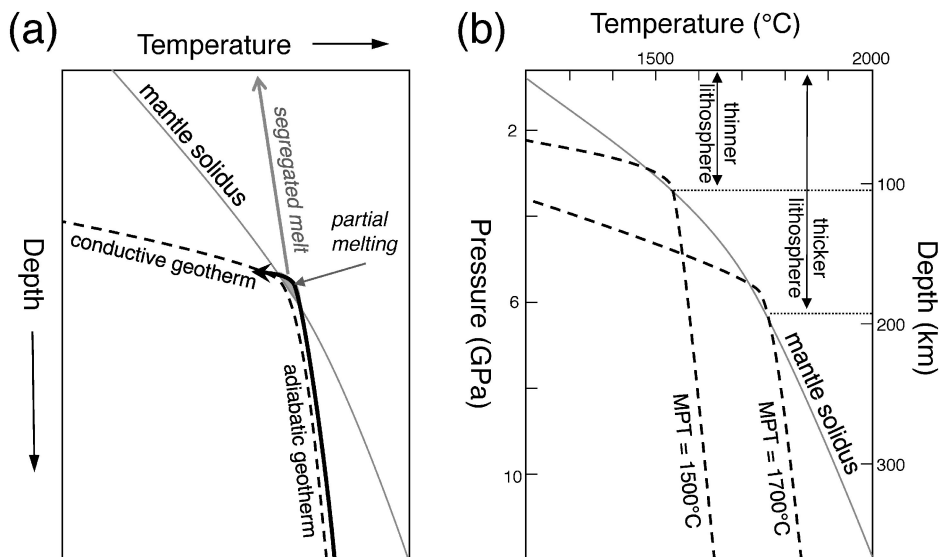


Fig. 6. Geothermal gradient (= geotherm) in the Earth's interior. (a) Schematic diagram of an upwelling path of mantle flow (bold arrow) along which a very small amount of melt can be produced in the mantle. The broken line is a probable geotherm that permits very small-degree melting. (b) Relationship between potential temperature and thickness of lithosphere. Two geotherms with the mantle potential temperature (MPT) = 1500°C and 1700°C are indicated. Modified from Ref. [1].

なる。従って、リソスフェアの厚さを制約できれば、メルト生成圧力も決まるので、メルトの組成が制約できる。

リソスフェアの厚さは、マントル対流の様式、およびマントルのポテンシャル温度と密接な関係がある。マグマオーシャンが固結してマントルが固体となった直後の地球では、固体地球の表面付近は冷却して粘性率が上がるが、深部は高温で粘性率が低いままなので、表面全体は硬いリソスフェアで覆われ深部では対流が起こる *stagnant-lid convection* (定着している訳語がないため、ここでは「硬殻型対流」と表現する) と呼ばれるスタイルの対流だったという説が有力である[26–28]。現在の地球ではプレートテクトニクスが起こっているため、リソスフェアに相当するプレートがそのままマントル深部へと沈み込むという、かなり特殊な対流様式になっているが、地球以外の岩石惑星(水星・金星・火星)のマントルでは現在でも硬殻型対流が起こっていると考えられている。硬殻型対流の場合、硬殻すなわちリソスフェア内部では温度勾配が熱伝導で支配され、対流部分では断熱温度勾配になるため(Fig. 6a)、対流部分のポテンシャル温度(断熱温度勾配を地表まで外挿した時の温度)が高いとリソスフェアが厚くなる(Fig. 6b)。(ここでは、温度勾配が断熱支配から熱伝導支配へと折れ曲がる深さでマントル物質のソリダスを少しだけ上回ることを前提としているが、それは脱水硬化(*dehydration stiffening*)[29]の効果も考慮しているからである。脱水硬化とは、部分融解によってメルトに集まりやすい H_2O が固相から奪われることで固相の粘性率が上がるという現象である。マントル物質中の H_2O 濃度は 100 ppm のオーダーであると考えられているが、そんなわずかな H_2O が抜けるだけでもマントル物質の粘性率は桁で上がる(詳細は[29]を参照)。リソスフェアが高粘性率になることに脱水硬化がどれほど効いているかについては議論が分かれるところである。)初期地球のマントルのポテンシャル温度は様々な推定値があるが、 $1500^{\circ}C$ から $1700^{\circ}C$ とするモデルが有力である[30,31]。この値を採用すると、リソスフェアの厚さは 100 km から 200 km 程度になるので[29]、リソスフェアの底の圧力は 3 GPa から 7 GPa 程度になる(Fig. 6b)。ということは、失われた貯蔵庫となるべきメルトが生成された圧力がこの範囲になり、失われた貯蔵庫の化学組成は、3~7 GPa のソリダス近傍メルトのような、 MgO の高

い玄武岩(ピクライトと呼ばれる)からコマチアイト質(Fig. 5)であった、ということになる。

3.2 失われた貯蔵庫の行方

失われた貯蔵庫が、ピクライト質からコマチアイト質のメルトとして生成されたとする、それがどこに失われたかを議論するには、化学組成を元にその密度を推定することが重要となる。そこで我々は、実験で得られたメルトの密度を、酸化物のモル分率と部分モル体積から求める方法[32]を用いて計算した。酸化物の部分モル体積の温度圧力依存性については Matsukage ら[33]の方法を参考に決定した。計算されたメルトの密度を、カンラン岩の密度と比較したのが Fig. 7 である。どの圧力でも、ソリダス近傍メルトの方がカンラン岩より軽いため、生成されたメルトはマントル内部を上昇して地表に噴出して固結し、地殻を形成するはずである。つまり、失われた貯蔵庫は、初期地球の表面に形成された初期地殻、ということになる。

では、このようにして形成された初期地殻は、どこに「失われた」のだろうか。それを解明する鍵は、失われた貯蔵庫の形成時期である。2.1 節で説明したように、 $^{142}Nd/^{144}Nd$ と $^{143}Nd/^{144}Nd$ の二つのネオジム同位体系の制約から、失われた貯蔵庫の形成時期は、どんなに遅くとも太陽系形成から 3400 万年以前でなくてはならない。この時期の地球は、原始惑星がはげしく衝突・合体しながら成長を続けていた段階にあったと考えられている。なぜなら、原始惑星の巨大衝突によって地球周辺に飛び散った破片

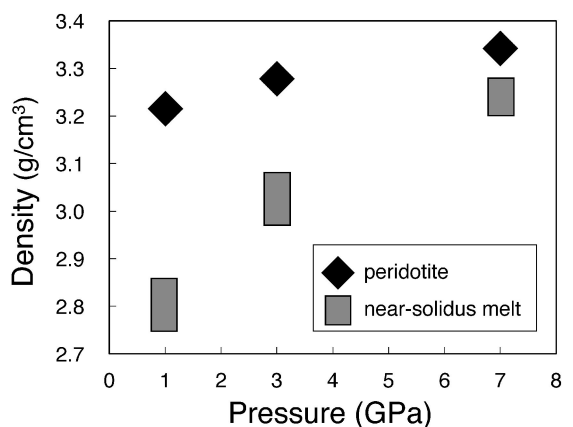


Fig. 7. Calculated densities of near-solidus melts (1, 3 and 7 GPa) and peridotite (modified from Ref. [1]).

の一部が再び集積してできたのが月であり、その形成時期が、太陽系形成から 6000 万年～1 億 3000 万年の間と推定されているからである[34,35]。従って、地球の表面にあった初期地殻は、この時期に何度も繰り返された原始惑星の衝突の衝撃によって宇宙空間に飛び散り、再び地球に戻る事がなかったために地球から失われた可能性が高い。

この可能性を検証するには、巨大衝突で地球から飛び散った破片から形成された月に、あるいは、月を形成せずにいまま宇宙空間を漂っているかもしれない地球起源の物質の中に、失われた貯蔵庫を持つべき組成、つまり、炭素質コンドライトより有意に低い $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ を持つ物質が存在するかどうかを確かめることが重要である。残念ながら、そのような同位体比を持つ月の岩石、あるいは隕石は見つかっていない。今後のさらなる地球外物質の探索によって、炭素質コンドライトより低い $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ を持つ物質が見つかるかどうかを注目していきたい。

もし初期地殻が地球外に取り去られたのでなかったとしたら、初期地殻は、その後始まったプレートテクトニクスによってマントル深部に沈み込み、マントルのどこかに残っている可能性がある。実際、前述したように、失われた貯蔵庫は核マントル境界にマントル対流から孤立して溜まっているというモデルも提唱されている[4,16]。このモデルを検証するには、ピクライト質～コマチアイト質の初期地殻がマントルへ沈み込んだ時にどのような密度を持ちうるかを明らかにする必要がある。また、地球形成初期にできた化学的不均質性が、その後 45 億年も続くマントル対流によって均質化されないためにはどのような条件が必要か、といった観点の研究も不可欠である。

4. まとめ

以上、地球の岩石と隕石のネオジウム同位体データを制約にして、高圧融解実験データを活用しながら、初期地球にマントルがどのように化学的分化を起こしたかを議論してきた。我々が提唱する、失われた貯蔵庫生成モデルをまとめると以下ようになる：「炭素質コンドライト的な組成を持つ材料から形成された地球では、マグマオーシャンから固結した直後のマントルは硬殻型対流を起こしていた。マントルの最上部には厚いリソスフェアがあり、その底付近で、マントルの断熱融解によってごく小さい融解

度で生成された Sm/Nd 比の低いピクライト～コマチアイト質メルトが地表に噴出・固結し、地殻を形成していた。形成された地殻は、まだ続いていた原始惑星の巨大衝突により、地球外へと取り去られ、再び地球には戻らなかった。地球に残されたケイ酸塩部分は Sm/Nd が高くなり、やがて高い $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ 比を持つに至った。」

このモデルは、本文でも述べたように、単純なボックスモデルの計算により導かれたものなので、初期地球でこの通りのことが本当に起こっていたと主張したいわけではない。実際の地球で起こったことは、はるかに複雑であったらうし、この研究で考慮に入れなかった様々な現象や要素に、もっと本質的な鍵があるのかもしれない。また、地球の材料物質がエンスタタイトコンドライト的な組成であったとすれば、そもそも「失われた貯蔵庫」の存在が不要となる。ただ、地球＝炭素質コンドライトと仮定した上での極端に単純化したモデルとはいえ、岩石のネオジウム同位体比という「地球化学的」なデータを、部分融解による親核種－娘核種の分別という現象に着目して、高圧融解実験に結びつけたことで、初期地球における物質分化のモデルを提唱するところまでたどり着けたところに、本研究の重要な意義があるのではないかと考えている。

謝 辞

本研究の高圧実験の大半は、岡山大学地球物質科学研究センター（現：岡山大学惑星物質研究所）共同利用研究の一環として行いました。実験に際しては、同センターの芳野 極 氏ほかの皆様大変お世話になりました。我々の研究室の特定研究員であった松影 香子 氏（現：帝京科学大学）には、高圧実験のデザインからマントル物質の密度計算に至るまで多岐にわたって助言・協力を頂きました。京都大学理学研究科の平島 崇男 氏、河上 哲生 氏、吉田 健太 氏（現：JAMSTEC）には、実験試料の EPMA 分析でお世話になりました。東京大学地震研究所の三部 賢治 氏には、実験の出発物質のカールフッシャー分析でお世話になりました。初期地球における分化過程を考察する際は、東京大学理学系研究科の飯塚 毅 氏、イェール大学の是永 淳 氏との議論が大いに役立ちました。匿名の査読者には有益な助言をいただき、原稿が大幅に改善されました。以上の方々、そして、本論文を執筆する機会を

与えてくださった編集委員の佐野 亜沙美 氏および奥地 拓生 編集委員長に、深く感謝いたします。本研究の一部は、JSPS 科研費 JP26400514, MEXT 科研費 JP15H05831 の助成を受けました。

参考文献

- [1] N. Kondo, T. Yoshino, K.N. Matsukage, T. Kogiso: *Prog. Earth Planet. Sci.*, **3**, 25 (2016).
- [2] C. Hayashi, K. Nakazawa, Y. Nakagawa: in *Protostars and Planets II*, eds. D.C. Black, M.S. Matthews, (University of Arizona Press, Tucson, 1985), pp. 1100–1153.
- [3] E. Kokubo, S. Ida: *Prog. Theor. Exp. Phys.*, **2012.1**, 01A308 (2012).
- [4] M. Boyet, R.W. Carlson: *Science*, **309**, 576 (2005).
- [5] R.W. Carlson, M. Boyet, M. Horan: *Science*, **316**, 1175 (2007).
- [6] A. Gannoun, M. Boyet, H. Rizo, A. El Goresy: *Proc. Nat. Acad. Sci. U.S.A.*, **108**, 7693 (2011).
- [7] N. Kinoshita, M. Paul, Y. Kashiv, P. Collon, C.M. Deibel, B. DiGiovine, J.P. Greene, D.J. Henderson, C.L. Jiang, S.T. Marley, T. Nakanishi, R.C. Pardo, K.E. Rehm, D. Robertson, R. Scott, C. Schmitt, X.D. Tang, R. Vondrasek, A. Yokoyama: *Science*, **335**, 1614 (2012).
- [8] E. Anders, N. Grevesse: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **59**, 197 (1989).
- [9] C. Fitoussi, B. Bourdon, T. Kleine, F. Oberli, B.C. Reynolds: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **287**, 77 (2016).
- [10] C. Burkhardt, L.E. Borg, G.A. Brennecke, Q.R. Shollenberger, N. Dauphas, T. Kleine: *Nature*, **537**, 394 (2016).
- [11] A. Bouvier, M. Boyet: *Nature*, **537**, 399 (2016).
- [12] L. Qin, R.W. Carlson: *Geochem. J.*, **50**, 43 (2016).
- [13] R. Fukai, T. Yokoyama: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **474**, 206 (2017).
- [14] M. Bizzaro, A. Simonetti, R.K. Stevenson, J. David: *Geology*, **30**, 771 (2002).
- [15] R.L. Rudnick, M. Barth, I. Horn, W.F. McDonough: *Science*, **287**, 278 (2000).
- [16] S. Labrosse, J.W. Hernlund, N. Coltice: *Nature*, **450**, 866 (2007).
- [17] J. Korenaga: *Geochim. Cosmochim. Acta*, **73**, 6952 (2009).
- [18] A. Bouvier, M. Wadhwa: *Nat. Geosci.*, **3**, 637 (2010).
- [19] G.W. Lugmair, K. Marti: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **39**, 349 (1978).
- [20] G. Caro: *Ann. Rev. Earth. Planet. Lett.*, **39**, 31 (2011).
- [21] T.J. Falloon, D.H. Green, L.V. Danyushevsky, A.W. McNeill: *J. Petrol.*, **49**, 591 (2008).
- [22] F.A. Davis, M.M. Hirschmann, M. Humayun: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **308**, 380 (2011).
- [23] T.J. Falloon, D.H. Green, C.J. Hatton, K.L. Harris: *J. Petrol.*, **29**, 1257 (1988).
- [24] M.M. Hirschmann, R. Dasgupta: *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 635 (2007).
- [25] R. Dasgupta, M.M. Hirschmann: *Contrib. Mineral. Petrol.*, **154**, 647 (2007).
- [26] V.S. Solomatov: *Phys. Fluid.*, **7**, 266 (1995).
- [27] B.J. Foley, C. Bercovici, L.T. Elkins-Tanton: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **119**, 8538 (2014).
- [28] C. O'Neill, V. Debaille: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **406**, 49 (2014).
- [29] J. Korenaga: *Geophys. J. Int.*, **179**, 154 (2009).
- [30] C. Herzberg, K. Condie, J. Korenaga: *Earth Planet. Sci. Lett.*, **292**, 79 (2010).
- [31] J. Korenaga: *J. Geophys. Res. Solid Earth*, **116**, B12403, (2011).
- [32] Y. Bottinga, D.F. Weill: *Am. J. Sci.*, **269**, 169 (1970).
- [33] K.N. Matsukage, Z. Jing, S. Karato: *Nature*, **438**, 488 (2005).
- [34] R.W. Carlson, L.E. Borg, A.M. Gaffney, M. Boyet: *Philos. Trans. R. Soc. Lond. A*, **372**, 20130246 (2014).
- [35] W.F. Bottke, D. Vokrouhlicky, S. Marchi, T. Swindle, E.R.D. Scott, J.R. Weirich, H. Levison: *Science*, **348**, 321 (2015).

[2017年8月6日受付, 2017年9月7日受理]

© 2017 日本高圧学会