

特集「月から始まる地球惑星進化学」

月の初期進化： 固体惑星初期進化過程の研究手法

杉原 孝充¹

1 はじめに：月研究のモチベーション

固体惑星の生成初期に生じるプロセスはどのようなものであるのだろうか？

約46億年前（4.6 Ga）における太陽系固体惑星の形成初期過程は、固体惑星の多様性を生む重要なステップであるにも関わらず、その詳細はほとんど理解されていないに等しい。これは直接的な情報に乏しいことに起因している。最も良く理解が進んでいる地球においても、4.0 Gaの岩石が最古のものであり、直接的な記録としてはほとんど残っていない。しかし、月は小型であるために熱的活動を比較的初期に収束させており、Apolloなどで得られている試料の放射性年代値からも4.5 Gaに近い値が複数得られている。このことから、月は生成初期の情報を非常に良く保存していると期待される。

筆者は月の初期進化過程の理解を出発点として、固体惑星の多様性と普遍性を形成する原因を理解したいと考えている。月を理解するためには、Apolloなどによるリターンサンプルや月隕石の情報、ClementineやLunar Prospectorなどの月探査によるリモートセンシング観測の情報や数値計算などのモデリングの情報を統合して問題の解決を計ることが重要である。しかし、ここでその紹介をすべて行うことは、紙数の関係からも不可能に近い。よって、本稿では、その研究の基礎となる、月形成初期に発達した月地殻の生成に関する制約条件を整理することで、月初期進化の現状の理解と将来における問題の解決方法を議論すること

を目的としている。つまり、これまでに提出されている月生成初期に発達した月地殻の形成モデルの問題点を指摘し、その問題を解決する方法を考察する。そして、将来的に月探査というツールが持つ、月地殻の形成という月生成進化における重要な問題を解決する上での意義を議論する。

2 月の地殻

図1で示されているとおり、月の高地地殻の大部分は非常に Al_2O_3 に富む化学組成を示している。これは月の地殻が、 Al_2O_3 に富む鉱物、つまり斜長石（ $CaAl_2Si_2O_8$ ）に富むことを示している。この観察事実には、Apolloまでの理解と大きな相違は無い¹。地殻の厚さについては、Apollo時代の地震波データの解析から表側で約60 km、裏側で80 km程度[1]（最近ではもう少し薄いとする見積りもある[2]）と、地球の大陸地殻の厚さ30kmと比較しても非常に厚いことが特徴である。また、Apollo試料に見られる月地殻物質の結晶化年代を示す放射年代値は、4.3-4.5 Gaと幅が広い[3]。しかし、少なくとも4.5 Gaには数々の同位体系における閉鎖温度を下回る程度には冷却固結し、地殻を発達させていたことが、ここから理解できる。

これら理解に加えた月の地殻についての最近の知

1. 通常、月地殻の斜長石に富む構成物質として「斜長岩」という岩石名が用いられるが、リモートセンシングデータなどから推定される化学組成を見た場合、必ずしも岩石学的な斜長岩の定義に一致しない場合も多い。このため、定義も含めて「斜長岩」という用語がふさわしい場合を除いて、地殻物質の一般的な呼び方として、斜長岩という用語は使用しない。

見として重要なことは、表側の中心付近に分布する高Th濃度地殻の発見である[4]。この地域の地殻は、周囲の地殻物質と比較して Al_2O_3 に乏しく（つまり、より斜長石に乏しい）、FeO、MgOに富むことが特徴である。このThに富む地殻物質がある領域はProcellarum KREEP Terrain (PKT) と呼ばれ[5]、マグマオーシャンの最終残液がこの地域に濃集したために形成されたと考えられている（例えば[6]）。KREEPとは、液相濃集元素（マグマが冷えて結晶を晶出していく過程で結晶中に取り込まれずに液相中に濃集していく元素でThは代表的）であるK、REE（希土類元素）、Pに富む岩石という意味で、月マグマオーシャンの固結末期のメルトに関係して生成したと考えられている。このKREEPは、Apolloまでの理解では、

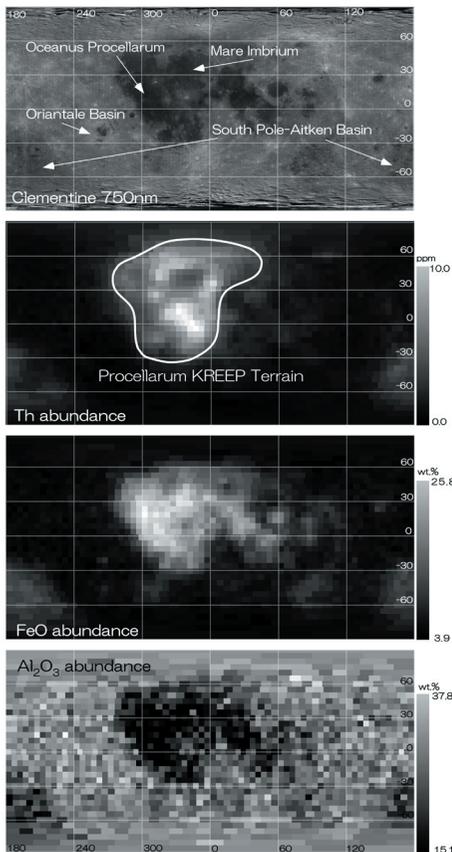


図1：月地殻の化学組成分布。Lunar Prospectorのデータを利用[3]。FeOに富む領域は海の玄武岩領域となる。

月地殻の底（つまり地殻-マントル境界）に、全球に渡って分布していると考えられてきた。しかし、最も地殻深部を掘り起こしていると考えられているSouth Pole-Aitken Basinや大型の衝突盆地であるOrientale Basinを見ても、先述したようなTh濃集地域は確認されないことから、マグマオーシャンの残液に関するKREEPは、このPKTにほとんど存在すると考えられるようになった。つまり、月マグマオーシャンの固結過程においては、月表側だけにマグマオーシャンメルトを濃集させる機構が働いたことが新たに示唆されている。

しかし冒頭で述べた通り、月高地地殻の大部分は斜長石に富む地殻で構成されている。よって、このマグマオーシャン残液を濃集する機構には、月の斜長石に富む地殻の形成機構と密接に関係している可能性もある。このことから、月の初期進化過程を理解するためには、マグマオーシャンの固結過程に関係して、月の地殻形成機構つまり月の斜長石に富む地殻の形成機構を見直すことが重要な点の一つとなるに違いない。

3 地殻形成過程のこれまでの理解

ここで、斜長石に富む地殻の形成過程についてのこ

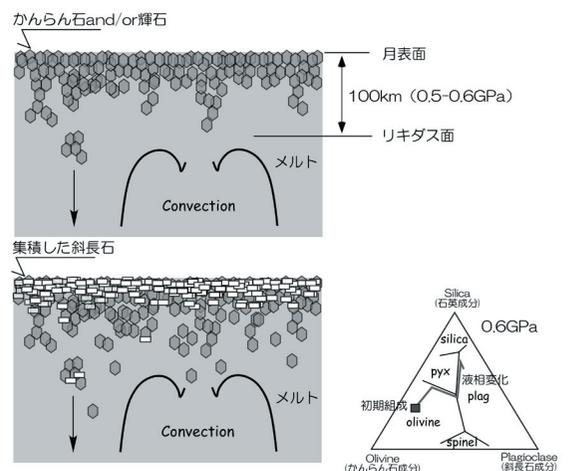


図2：月地殻形成における斜長石浮上モデルの概念図。Snyder et al. [8] のモデルを模式化した。相平衡図は約6kbでの相関係を示す [8]。

れまでの考え方を整理してみる。最も一般的なモデルの代表として、斜長石の浮上モデルがある[例えば7]。これはマグマオーシャンの固結が表面から進行し、最初に晶出する、メルトに対して密度の大きな結晶(かんらん石や輝石)は沈降し、密度の小さな斜長石は浮上して、地殻を形成するというものである。Snyder et al. [8]のモデルでは、月マグマオーシャンの固結は表面から進行し、約100 km程度の厚さ(圧力で0.5-0.6 GPa程度)の結晶化が進行する領域(Boundary layer: 固化境界層)を形成しながら、ある程度結晶度が上がったところで、密度の大きな結晶は沈降していき、海の玄武岩の起源マントルとなるcumulate-pile mantleを形成すると考えている(図2)。この後、結晶化がさらに進行していき、相平衡図上での斜長石の安定領域にメルト組成が達すると(図2)、斜長石が晶出し始め、晶出した斜長石は密度が小さいために、浮上し斜長石に富む地殻を形成していく。これら現象が生じているのと同時に、結晶の沈積によって、少しずつ深さを減少させていくマグマオーシャンのメルト部分では、活発な乱流的な対流が生じている。ちなみに、彼らは斜長石晶出時の固化程度は、マグマオーシャン全体で約80%程度の結晶化度であるとしている。

このモデルは、広く受け入れられている斜長石浮上モデルを最も具体的に記述しているが、いくつかの疑問も簡単に浮かんでくる。

- 1) 高い結晶度で晶出開始する斜長石結晶が効果的に分離し、浮上するのか?
- 2) 対流により効果的に熱輸送される環境であるのに、100 kmという厚い固化境界層が形成されるのか?

これら疑問を解決するためには、月マグマオーシャンの固結過程について再検討する必要がある。

4 月マグマオーシャンの固結過程

形成初期のマグマオーシャンは惑星深部まで達する。よって、月などの適当な半径をもつ固体惑星の場合、

マグマオーシャン内部に圧力勾配を生じ、珪酸塩メルトのリキダス温度、ソリダス温度、そして晶出する結晶の相平衡関係は、圧力の大きさによって変化する。つまり、マグマオーシャンの固結過程は深部方向に大きく変化する(図3)。

一般的な理解では、ソリダス温度、リキダス温度の圧力変化はマントル物質もしくは共存するメルトの断熱温度勾配よりも傾きが大きいため、対流する、完全に溶融しているマグマオーシャンの場合は、深部より固結を開始していくことが簡単に理解できる[10]。当然惑星表面も冷却面となり得るが、表面から大規模に結晶化を開始するためには、急速な熱伝導で十分に冷却させるモデルを考えなければいけない。しかし、活発な対流を持ち、熱が効果的に放出されるマグマオーシャン上部で、冷却による結晶化が効果的に行われるかについては検討が必要である。

このような対流を持つマグマオーシャンの固結過程については、Spera [11]の研究がある。Spera [11]はマグマオーシャンの表面に発達する結晶化によって高粘性になる層(固化境界層に相当)と結晶化が進行して完全に固体になる層(固化層)の厚さは、基本的に対流による熱輸送に支配されると考え、マグマオーシャン内部のメルト部分の対流の規模を表すレイリー数

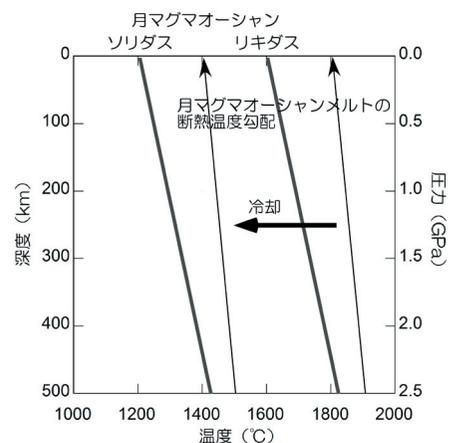


図3: マグマオーシャンメルトのリキダス温度と断熱温度勾配との関係。リキダス温度、ソリダス温度の変化はMELTS[14]を用いた計算による。

(Ra) と形成されるマグマオーシャンの厚さで示されるとした。図4に, Spera[11]による, 対流部のRaの大きさに対する, それぞれの層の厚さの変化を示す。このとき, 溶融したマグマオーシャンの深さについては, 以下の制約を用いる。最近の研究[12]により, 深さ400-500 km程度にはPrimitiveな組成を保持している(つまり形成時に溶融分化しなかった)マントル物質が存在していることが明らかになってきている。この結果を受けて, 溶融したマグマオーシャンの深度については500 kmを仮定してある。

Spera[11]では, マグマオーシャンのメルト対流部分のRaとして 10^{25} を見積もっている。これはかなり乱流的な対流の様相となる。対流部の厚さ一定の場合, Raの見積もりは特にメルト粘性に大きく影響され, メルト粘性はメルト温度と化学組成に依存する[13]。Spera[11]は粘性率に対して, kinematic viscosity = $\sim 5 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (3.0-3.3g/cm³程度の密度を仮定すると約 10^2 poise)を見積もっている。これは, 一般的な玄武岩マグマと同程度の粘性率である。今の議論の場合, マグマオーシャンメルトの温度についてはリキダス温度以上(月マントルの化学組成と圧力にもよるが, 表1にあるような組成を用いた場合, 0 - 2.0 GPaの圧力範囲で約1500-1700 °C以上となる)を考えれば良く,

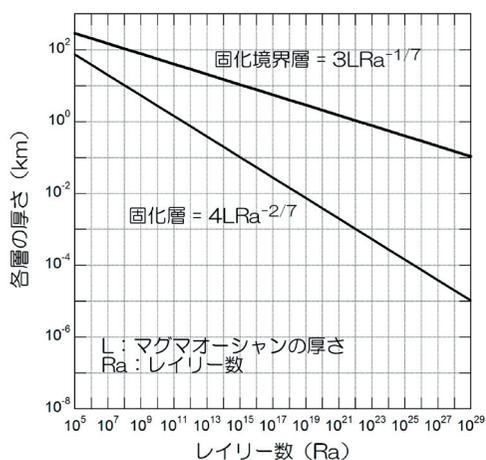


図4：固化境界層及び固化層の厚さとレイリー数(Ra)関係。
 $Ra \equiv \alpha g \rho \Delta T L^3 / \kappa \eta$ (α :熱膨張率, g :重力加速度, ρ :密度, ΔT :上下境界面の温度差, L :マグマオーシャンの厚さ, κ :熱拡散率, η :粘性率)。

また組成も粘性を大きくコントロールするSiO₂は玄武岩質マグマよりも乏しい組成であるため, メルト粘性の見積もりは2-3桁も増えることはない。このとき, 他のパラメータについて, 現実的な範囲で多少変化を加えても, Raの見積もりにはオーダーでの有意な変化はない。つまり, Spera[11]のRaの見積もりはおおよそ妥当であると考えられる。

図4をみると, Spera[11]が見積もったRaのときの固化境界層の厚さは500m程度となり, 固化層はほとんど発達しないことが理解できる。Snyder et al. [8]が仮定したような厚さ100 kmの固化境界層は, Raが 10^{8-9} 程度で達成される。このRaは固体である地球マントルの対流のRaに近く, 高粘性が必要となり, あまり適切では無いことが理解できる。つまり, マグマオーシャンの固化は表面からはほとんど進行せずに, メルトのリキダスと断熱温度勾配が交差するマグマオーシャン深部から開始し, 高いRaの活発な対流による月表面からの熱放出によって全体的に冷却しながら, 固化が深部より進行していくことが理解される。

5 月マグマオーシャンの相平衡

前章で述べたような固化過程を経た際に, どのように斜長石結晶が晶出し, 斜長石に富む地殻を形成することができるのであろうか。これを理解するためには, マグマオーシャンメルトの相平衡を調べなければならない。このためには化学組成を仮定し, 高温高压実験により相平衡を実測することが最も一般的な方法であるが, ここでは相平衡再現ツールであるMELTS[14]を用いる。MELTSの詳細については, 開発者達のWebサイト (<http://penmelts.geology.washington.edu/>) を参照して欲しい。

MELTSによって相平衡を再現する際には, まずはマグマオーシャンメルトの化学組成, つまり月マントルの初期組成(Bulk Silicate Moon, BSM)を仮定しなければならない。BSMの見積もりについては, 多くの研究があり[例えば15, 16], 見積もられたBSM組

表1：月のバルク組成 (BSM)

	Snyder	Ringwood1	Ringwood2
SiO ₂	48.40	43.20	44.20
TiO ₂	0.40	0.30	0.42
Al ₂ O ₃	5.00	3.70	5.20
Cr ₂ O ₃	0.30	0.32	0.36
FeO	12.00	12.20	13.50
MnO		0.16	0.18
MgO	29.90	36.90	31.90
CaO	3.83	3.03	4.20
Na ₂ O	0.13	0.06	0.08
K ₂ O	0.04		
Si/Mg	0.46	0.33	0.39
Al/Mg	0.05	0.03	0.05
Mg#	0.82	0.84	0.81
引用	[8]	[15]	[15]

成はSi, AlそしてMgとFeの比(つまりMg#)について比較的幅を持つ[8]. 特にAlとSi組成の見積もりは斜長石の安定領域に影響するため, 注意を要する. ここでは, これら元素の組成とMg#について, 全体の傾向を代表できる組成について3つ選択した. その化学組成を表1に示す. 様々な圧力下での, これら化学組成を持つメルトについて, MELTSを用いて, 相平衡を見積もった. その結果を図5に示す.

図5には比較的低圧(0.5, 1.0 GPa)での相関係を, リキダス温度の違いを規格化する目的で, 結晶化度を軸にして示してある. 1.0 GPaはMELTSの有効最大圧力でもある. 結晶化の条件としては, 酸素分圧を還元的なIWバッファ程度とし, 晶出した結晶をメルトから分離させない平衡結晶作用を仮定した. 図5において, 1.0 GPaの相関係を見るとマグマオーシャンメルトから斜長石は一切晶出しないことが分かる. それに対して, 0.5 GPaの相関係を見ると, 約80%程度まで結晶化が進んでから, 斜長石は晶出することが分かる. この結果はSnyder [8]の見積もりとも整合的である. またこれら結果は, 計算に用いたBSMの組成の相違には大局的には依らない, 共通した特徴である. ここから, 2つの重要な結論が得られる.

- ・斜長石は結晶化過程のかなり後期でないと晶出しない. つまり安定領域は非常に小さい.
- ・斜長石はかなり低圧(<1.0 GPa)でないと安定領域を持たない.

特に1つ目の結果は重要である. 一般に, 結晶化度約60%は, Critical Melt (またはCrystal) Fraction (CMF) と呼ばれており[17], この程度の結晶度から, 結晶は相互に連結し, 3次元のネットワークを形成することが知られている. この結晶度を超えると, 例え十分にメルトが残っていたとしても, 結晶の3次元ネ

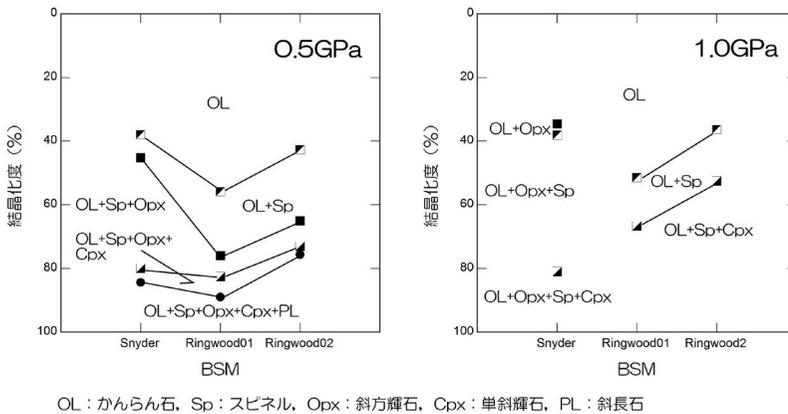


図5：マグマオーシャンメルトの相関係. 1.0 GPaでは, メルト組成によって, 相関係(特にOpxの安定領域)に変化が起きている. これは, Si 組成に変化が大きいためであると考えられる. しかし, 本論の議論の大局には影響は無い.

ネットワークの影響により、物性的にはほぼ固体に近く
なってしまう。そして、この結晶度以降に晶出した結
晶は、移動に必要な十分な自由空間を失い、動けなく
なってしまう。斜長石の晶出が、CMFよりも高い結
晶度で晶出してしまうことは、斜長石は晶出しても自
由に移動することはできず、浮上・集積して大規模な
地殻を形成することは不可能であることを示している。
そして、2つ目の結果は、月マグマオーシャンは十分
に固結しないと（つまり、マグマオーシャンが浅くな
らないと）、そもそも斜長石は結晶化しないというこ
とを示している。

6 斜長石に富む地殻を形成する ための制約

ここまでの議論によって、月の斜長石に富む地殻は、
これまで考えられてきたシンプルなモデルでは形成さ
せることが難しいことが分かってきた。では、どのよ
うな条件を満足すれば、斜長石に富む地殻は形成され

るのであろうか。大きく2つの条件が挙げられるであ
ろう。

- ・斜長石の安定領域を拡大し、より結晶化の早期に
晶出できるようにする。
- ・メルトからの効果的な斜長石の分離、濃集機構を
確立する。

1つ目の条件は比較的達成しやすい。図5で示された、
斜長石が結晶化後期でしか晶出しないということは、
メルト組成が分化しないと斜長石の安定領域に達しな
いということである。言い換えれば、メルト組成が分
化すれば斜長石の安定領域は拡大する。

月マグマオーシャンの固結過程は、深部からの結晶
化であった。このとき結晶化領域の概念図を見ると(図
6)、固化境界層の上面にリキダス面があり、下部にい
くに従って結晶度が增大する構造となる。当然、下部
ほどリキダスと比較して低温となる。このような構造
では、晶出した結晶は容易により下部へ沈降してい
くことができる。結晶が下部へ沈降すれば、結晶の粒間
にあるメルトはより上部へ絞り出されることになり、

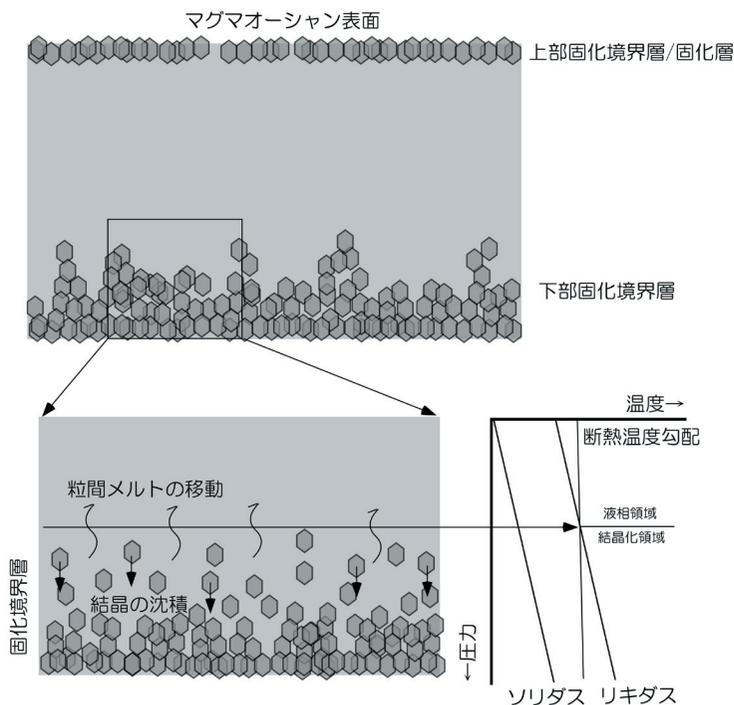


図6：マグマオーシャンの固化の進行とメルト進化プロセス。

最終的には対流するマグマオーシャンメルトと混合し、少しずつ化学組成を改変させていく。つまりマグマオーシャンメルトは分別結晶作用を被ることになる。このような結晶化過程とメルトの化学組成進化の過程は、In-situ CrystallizationもしくはBoundary-layer Crystallization [18]と呼ばれ、地球における火山下に存在するマグマだまりの進化を考える上でも重要な現象の一つと考えられている（例えば[19]）。斜長石の安定領域が出現する最大圧力を大きく1.0 GPa（月の深度にして約200 km）とすると、500 kmの初期深度を持つマグマオーシャンのリキダス面が深度200 kmまで達するためには、体積で約50%の結晶化が必要となる。もしも、マグマオーシャンの結晶化に伴う結晶とメルトの分離が、初期から効果的に行われるのであれば、50%結晶化後のメルト組成はかなり改変され、斜長石の安定領域が拡大している可能性がある。すると、斜長石の晶出するタイミングは、平衡結晶作用で見積もった晶出時期より早期になっていることが予想される。

2つ目の条件の解答を得ることは、なかなか難しい。先述の相平衡の議論とも関係し、結晶分化後のマグマオーシャンメルトから斜長石が晶出する際の結晶度にも影響されるだろう。先の議論にもあったとおり、結晶化度が大きくなると、結晶を移動させる空間を得ることができずに、晶出した結晶を分離・濃集することは難しくなる。しかし、一番忘れてはならないのは、従来のモデルでは、斜長石が濃集する原因としてメルトとの密度差が考えられていたことである。マグマオーシャンの固化が下部から発達することを考える限り、結晶化層の上面はリキダス温度よりも高温であるため、晶出した斜長石を密度差で浮上させても、すぐに溶解してしまい、濃集させることは難しいと考えられる。結局、斜長石の分離・濃集メカニズムの問題は、密度の小さな斜長石を密度差だけでマグマオーシャンメルトから分離するという、これまでのシンプルなモデルだけでは解決が難しいことが、ここからも理解される。しかし、限られた条件でしか生成しないのであ

れば、月地殻の生成条件を理解することによって、生成直後の月の初期進化過程についてかなりの制約を与えることができることも、ここから示唆される。

7 斜長石に富む地殻の形成メカニズム試論

ここから、これまでの議論を受けて、月地殻の形成に関して可能なモデルを考察してみたい。ここで注意しなければいけないのは、ここまでの議論が通用するもの、Spera[11]のモデルが適用できる範囲までのものであることである。マグマオーシャンの底部から結晶化が進行していき、全体として50%以上結晶化が達成されると、メルト温度も低下し、組成もわずかにSiO₂成分に富むので、メルト粘性は増加する。結果として、Raも減少するため、対流規模、特に対流セルの大きさなども変化してくる。このときに、マグマオーシャンの初期状態では、まったく発達することのできなかったマグマオーシャンの上部固化境界層が、対流セルの落ち込み部などで、部分的にでも大きく発達することができるかもしれない。そして、このときのメルト組成が十分に斜長石の安定領域を広げているのであれば、上部固化境界層の発達早期に斜長石が晶出し、集積することは可能かもしれない。斜長石という結晶は、特に化学組成について比較的SiO₂に乏しいメルトに対しては、その界面エネルギーが非常に大きいために、表面積を減少させる方法として容易にクラスターをつくることが知られている[20]。そのため、十分な自由空間で（つまり低い結晶度で）結晶化できたのであれば、斜長石結晶は集積しやすくなる。斜長石に富む地殻形成にはこのようなプロセスも関与しているのかもしれない。この場合、斜長石に富む地殻の形成場としては、マグマオーシャンのほぼ表面に近い領域が中心となるので、斜長石の密度については、浮上によって地殻を形成するというプロセスへの貢献よりも、形成した結晶の固まりを、形成場であるマントル上部にそのまま安定して存在させる効果のほうが重要

なのかもしれない。これは、地球における大陸地殻の安定性の考え方と類似している。

PKTの形成過程もこの斜長石に富む地殻の形成過程と全く無関係ではないであろう。小規模に生成した斜長石結晶のクラスターをメルトから効果的に分離し、集積させる過程は、マグマオーシャンの最終残液の移動濃集過程と同じである可能性は大きい。この結果として、掃き寄せるように斜長石に富む厚い（表側で60 km, 裏側で80-100 km）地殻を形成できたと考えることは、自然に理解できるシナリオである。おそらく本論で扱った対流規模の変化やそのときの対流様式も重要になるだろう。後は「重い」マグマオーシャン残液を移動させる一番の原動力を理解すればよい。

さらなる理解のためには、低圧で大量の斜長石結晶を結晶化できるメルト組成を達成する結晶化過程の推定と結晶化の進行に伴う対流様式の変化の解明が重要と考えられる。そして、PKTを含む月全球の、より詳細な地殻化学組成の特徴と分布を理解し、モデルと比較することによって、その実証を行うことが必要となる。このため、現在はマグマオーシャンメルトの組成変化過程について、より高圧の相平衡を再現できるpMELTS[21]を利用して、より詳細に理解しようとしている。そして、その次のステップとして、新しい月探査データの利用が重要になってくると考えている。

8 月探査の重要性

ここまで議論した、マグマオーシャンの固化和地殻形成に関係した月の初期進化過程の理解については、探査データを利用した研究が今後重要になってくる。グローバルなリモートセンシングデータを基にして、月地殻物質について、その鉱物組成と化学組成を用いて、定量的に三次元構造を復元することが、月初期進化過程の理解を発展させる糸口となるだろう。ま

た重力場観測による、月内部の密度分布の理解も重要だろう。

最近の研究から[22], Thに乏しい (< 3 ppm) の地殻物質（つまりPKT以外の斜長石に富む地殻物質）については、特にMg#についてバリエーションが大きいことが明らかになってきている（図7）。高いMg#を持つ地殻物質は、量的には少ないが、BSMに匹敵するMg#を持ち、このグループ（High-Mg#）はPKT周辺に特に顕著に分布する（図8）。そして、様々な組成を持つ地殻物質の平均化学組成の解析から、High-Mg#のグループはマグマオーシャン固結後の鉛直方向密度逆転構造の解消による、マントルオーバーターン²の影響によって形成されたいことが明らかになってきた。これは、月の地殻が、テープレコーダーのように、様々なステージの月初期進化過程の情報を記録していることを示している。よって、PKTも含めて、地殻物質の化学組成と鉱物学的特徴を全球においてしっかりと記載し、モデルとの比較を行うことが、月形成初期の進化過程の謎を解く重要な方法の一つであると考えられる。そして、この結果によって、我々は地球でも見ることでできない、固体惑星生成初期の情報を理解することができるようになるはずである。当然、月隕石などの実際のサンプルとリモートセンシングデータの統合による研究も重要であり、Sugihara et al. [23]によって、その試みも始められつつある。

9 固体惑星進化過程の一般化

今回、月に特化した議論を展開してきたが、惑星進化の議論においては、地球も含めた様々な惑星の多様性と普遍性を生成する機構について、比較惑星学的に統一的な理解を目指すことが重要になるだろう。今回の議論において重要だったのは、初期進化過程にお

2. マグマオーシャンの固結に従って、メルトの組成はFeに富む化学組成に変化していく。つまり、より高密度になっていく。これまでの議論の通り、マグマオーシャンのメルトは上部に集積していくので、マグマオーシャンが固結したマントルは上部ほど高密度となる。この密度逆転を解消する現象として、マントルオーバーターン（mantle density-overturn）が発生すると考えられている[24]。

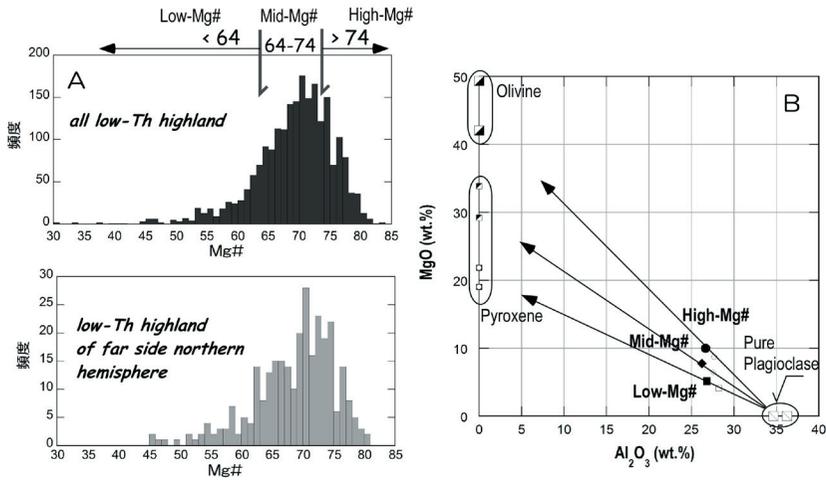


図7：斜長石に富む地殻の化学組成バリエーション[22]。Lunar Prospectorのデータを利用。A：low-Th (<3ppm) 地殻物質のMg#のヒストグラム。Thに乏しい斜長石に富む地殻物質は幅の広いMg#を示し、その頻度分布から、大きく3グループに分けることができる(Low-Mg#, Mid-Mg#, High-Mg#)。最も高い頻度を持つのはMg#=71であり、このグループ(Mid-Mg#)は全球に一樣に分布する。B：3つのグループの平均化学組成の比較。同時に代表的な造岩鉱物の化学組成も示してある。それぞれのグループの化学的特徴は、純斜長石とそれぞれ異なる組成を持つ苦鉄質物質との混合ライン上に載り、濃集した斜長石と様々な組成を持つ苦鉄質メルトとの混合によって生成したと説明することができる。特に、最もMgOに富むグループ(High-Mg#)は、斜長石に富む地殻にかんらん石成分に富むメルトの関与が必要である。しかし、マグマオーシャンの結晶化プロセスでは、かんらん石が卓越して晶出する時期には斜長石は晶出しないことから、この組成を説明するためには、初期に晶出したかんらん石を中心とするCumulate-pile mantleのdensity-overturnの効果を考えなければならない。決して、始源的な物質が存在するというわけではない。

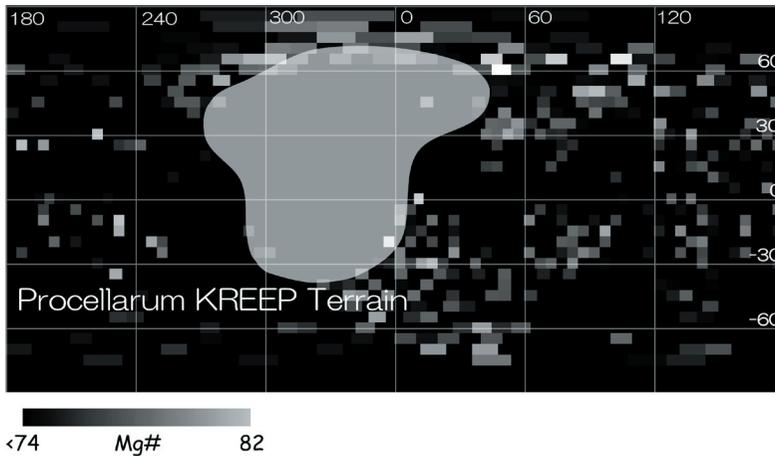


図8：High-Mg#グループの地殻物質の分布。High-Mg#グループは、特にPKTの周辺に顕著な分布を示す。

るマグマオーシャンの結晶化とその圧力効果であった。固体惑星の進化において、その大きさの重要性は良く議論される場所である。一般的には、熱史のみが注目されて、固体惑星の大きさが内部物質構造に与える影響についてはほとんど議論されていない。しか

し、マグマオーシャンの結晶化は、その惑星の大きさ(つまり圧力勾配)に大きく影響され、その後の進化過程に影響を与えることは簡単に想像ができる。当然結晶化の様相は、惑星形成場の揮発性成分量や酸化還元状態にも大きく影響を受けるであろう。結果として、

我々はマグマオーシャンの固化過程という問題に対して、内部圧力勾配の大きさとしての惑星のサイズ、揮発分量、酸化還元状態を軸にして、統一的に理解することが可能になるかもしれない。最近では、地球の初期進化に対して、マグマオーシャンの結晶化の効果を取り入れた研究も発表されている[25, 26]。月は揮発成分に乏しく、還元的な状態で形成していることは明らかなので、初期進化過程については圧力効果のみを取り扱えば良い。そういう意味で、月の初期進化の理解は、比較惑星学的な惑星初期進化過程の理解について出発点となり得る素材である。そして、リモートセンシングデータの利用の重要性も踏まえると、初期進化過程の結果としての表層地殻の成因を知ることが、初期進化の問題解決に対して、やはり重要になってくるだろう。

謝辞

宇宙航空研究開発機構 岡田達明博士には、今回の論文執筆の機会を与えて頂いた。また名古屋大学 奥地拓生博士には、本論文を改善する上で重要である建設的なコメントを多数いただいた。以上の方々に感謝いたします。

参考文献

- [1] Hood, L. L., 1986, in “Origin of the Moon”, 361.
- [2] Wieczorek, M. A., 2003, *Lunar Planet. Sci.* XXXIV, #1330.
- [3] Papike et al., 1998, *Lunar samples in “Planetary materials”*, Mineralogical Society of America, 234pp
- [4] Lawrence, D. J. et al., 1999, *Geophys. Res. Lett.* 26, 2681.
- [5] Jolliff, B. et al., 2000, *J. Geophys. Res.* 105, 4197.
- [6] Wieczorek, M. A. and Phillips, R. J., 2000, *J. Geophys. Res.* 105, 20417.
- [7] Warren, P., 1985, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 13, 201.
- [8] Snyder, G. A. et al., 1992, *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56, 3809.
- [9] Longhi, J., 2004, *J. Geophys. Res.* 108, doi:10.1029/2002JE001941.
- [10] McKenzie, D. and Bickle, M. J., 1988, *J. Petrol.* 29, 625.
- [11] Spera, F. J., 1992, *Geochim. Cosmochim. Acta.* 56, 2253.
- [12] Neal, C. R., 2001, *J. Geophys. Res.* 106, 27865.
- [13] McBirney, A. R. and Murase, T., 1984, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 12, 337.
- [14] Ghiorso, M. S. and Sack, R. O., 1991, *Contrib. Mineral. Petrol.* 119, 197.
- [15] Ringwood, A. E. et al., 1987, *Earth Planet. Sci. Lett.* 81, 105.
- [16] Buck, W. R. and Toksoz, M. N., 1980, *Proc. Lunar Planet. Conf.* 11, 2043.
- [17] Marsh, B. D., 1988, *Geol. Soc. Am. Bull.* 100, 1720.
- [18] Langmuir, C. H., 1989, *Nature* 340, 199.
- [19] Kuritani, T., 1999, *J. Geophys. Res.* 104, 29401.
- [20] Philpotts, A. R. et al., 1999, *Amer. Min.* 84, 1819.
- [21] Ghiorso, M. S. et al., 2002, *Geochem. Geophys. Geosys.* 3, doi:10.1029/2001GC000217.
- [22] 杉原孝充, 2004, 日本惑星科学会講演予稿集.
- [23] Sugihara, T. et al., 2004, *Antarct. Meteorite Res.* 17, 209.
- [24] Ryder, G., 1991, *Geophys. Res. Lett.* 18, 2065.
- [25] Walter, M. J. and Tronnes, R. D., 2004, *Earth Planet. Sci. Lett.* 225, 253.
- [26] Solomatov, V. S., 2000, in “Origin of the Earth and Moon”, Univ. Arizona Press, 323.