

月の熱進化の謎

倉本 圭¹，玄田 英典²，荒井 朋子³，岡田 達明⁴，杉田 精司⁵

(要旨) 惑星内部の進化の実証的研究は惑星科学の萌芽的分野であり、「かぐや」をはじめとする月の新たな探査はその前進のための大きな一歩となる。本論文では、これまでの月内部進化についての理解とそれにまつわる謎について、月の熱進化の観点からレビューする。そして今後どのような着眼点で何を調べると月内部進化の理解に有益なのか、考えるためのヒントを提供したい。

1. 月の惑星科学へのインパクト

月は太陽系の起源と進化を探る上で重要な役割を果たし続けてきた。太陽系のはじめの数億年間、惑星へ小天体が頻繁に衝突し続けたこと、大型の固体天体には初期にマグマオーシャンが形成され分化が起こること、惑星集積過程の後半は原始惑星同士の衝突によって特徴付けられることは、いずれも月の研究から、あるいはそれが引き金となって得られてきた理解である。

しかしこれで月が大体理解でき、月が惑星科学に果たす役割もおおよそ尽くされたと思ってよいかというと全くそうではない。

月は地球を含む大型の固体天体の内部がどう進化するのかわかるための、もっともアプローチのしやすい格好の目標でもある。惑星の表面については「嵐」や「洪水」に喩えられるほどの大量の観測データが届けられるようになり、この分野の惑星科学は成熟期に入ってきた。これに対して惑星の内部で何が起こってきたのかについて、我々の理解は未熟である。

目に見えない惑星内部の進化を実証的に明らかにしてゆくことは、野心的なフロンティア分野であると同時に、表層のデータと相補的に惑星進化の理解をより豊かにする。そのための第一ステップとして月は重要である。現在進行中のわが国の「かぐや」(SELENE)計画やそれに続く新しい月探査によって、月内部の進化の理解は大きく進むことが期待される。なお「かぐや」計画によって月の起源と進化を解明するアプローチについては並木らの解説 [1]があるので、そちらをご覧ください。

月は形成後も10億年以上に渡って地質学的に活動的だった天体であるが、プレートテクトニクスで特徴付けられる地球とは異なった活動様式をもっていたように見える。月の内部進化の理解は、水星や火星など、プレートテクトニクスの存在しない惑星や衛星の内部進化を理解するための直接的な知見を提供する。また間接的には、プレート運動の有無などの内部進化の様式の違いが、何に起因するのかを知る手がかりをもたらすであろう。

本稿では月内部の進化について主として長期的な熱進化の観点から、従来の理解をおさらいし、それらが必ずしも確固としたものではなく相互あるいは内部に矛盾をはらんでいることを示そうと思う。これを通じ

1. 北海道大学 大学院 理学院
2. 東京工業大学 大学院 理工学研究科
3. 情報・システム研究機構 国立極地研究所 南極隕石センター
4. 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究本部
5. 東京大学 大学院 新領域創成科学研究科

て今後どのような着眼点で何を調べるとこれらの謎が解け、月進化の理解に有益なのかを考えるためのヒントを提供したい。同時に、月の熱進化の問題は月の地質・岩石学、大規模衝突クレーターの形成論、ひいては月の起源論とも密接に関係していることを示す。

2. 月の長期的な熱進化の常識

月の長期的な熱進化に関する「伝統的」理解は、大きく次のようにまとめることができる。

- 1) 月は難揮発性長寿命放射性核種に富んでいる
- 2) 月のマントル上部は急速に冷却した
- 3) 月の内部で再加熱が生じた
- 4) 現在の月中心部は溶けているか融点に近い

第一の項目は、熱進化を記述する上で不可欠な熱源、第二・第三の項目は月内部の熱状態の時間変化、最後の項目は熱進化の帰結である現在の月内部の熱状態について述べたものある。

これらの理解は、主としてアポロ計画により得られた知見がベースとなってきた。しかし以下で見てゆくように、それぞれの根拠は必ずしも堅固ではない。以下では固体惑星の進化における放射性熱源の重要性をまず復習し、その上で従来の理解の疑問点を明らかにしてゆこう。

3. 惑星進化における放射性熱源の役割

表1に現在の「地球マントル」における長寿命放射性核種の存在度の推定値と平均発熱量を示す。もしこの過去45億年間の放射壊変熱がそのまま蓄えられたとすると地球マントルは平均で約2000K温度上昇する。また地球の年齢に比べて寿命の短い ^{40}K や ^{235}U はかなり崩壊が進んでいるため、現在の発熱にはあまり寄与していないことが挙げられる。

岩石の融解潜熱は、未融解の岩石をおよそ400K温度上昇させる熱量に等しい[2]。したがって45億年間の放射壊変熱は、ソリダス上のマントル物質を数回融

表1 現在の地球マントル中の放射性熱源の存在度 ([2]より)

核種	半減期(億年)	濃度 ppb	45億年間の温度上昇 (K)
^{238}U	44.7	30.8	600
^{235}U	7.04	0.22	330
^{232}Th	140	124	480
^{40}K	12.5	36.9	680

現在の平均総発熱量 $Q_{\text{Earth}}=7.4 \times 10^{-12} \text{ W/kg}$ (^{238}U と ^{232}Th の壊変の寄与が84%を占める)

解させられる熱量に相当する。地球マントルは熱対流しており、対流運動に乗って地球表面付近に運ばれた岩石は熱伝導によって冷却されているため、実際の地球上のマグマ生産率は、放射壊変熱がすべてマグマ生成に使われたとして得られる値の数パーセントである。

月は小さいので地球よりも冷えやすいかというとはそうとも言い切れない。というのは、月は小さく浮力を生む重力が弱い。また地球と違って水分に乏しく、岩石も変形しにくい。そのためマントルの熱対流は不活発な傾向がある。固体天体が単純に表面から熱伝導のみで冷却する場合には、45億年間で稼げる熱拡

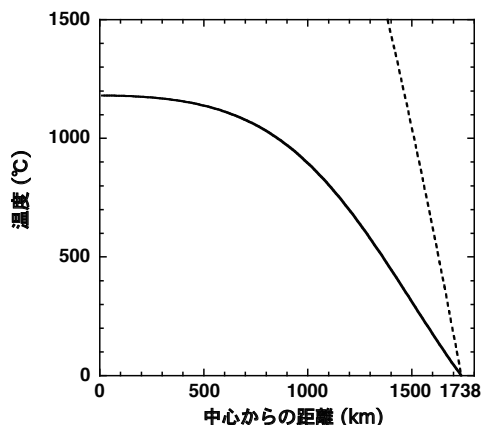


図1: 放射性熱源による加熱のない月モデルの、形成から45億年後の内部温度構造(実線)。簡単のため月は熱拡散係数、密度、比熱が一樣な球とし、初期状態にはマグマオーシャンから固化した状態を想定して、岩石のソリダス温度の典型値1200°Cを一樣に与えた。境界条件として地表面温度を0°Cに固定し、球対称を仮定して熱伝導による冷却を計算した。物性パラメータ値はそれぞれ熱伝導率 $k=3 \text{ W/m} \cdot \text{K}$ 、密度 $\rho=3.3 \text{ g/cm}^3$ 、比熱 $c_p=10^3 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$ 。参考のため一様に現在の地球マントルの平均値と同じ濃度の放射性熱源が存在した場合の定常熱伝導解も示した(破線)。この解では中心の温度は約4000°Cに達する。

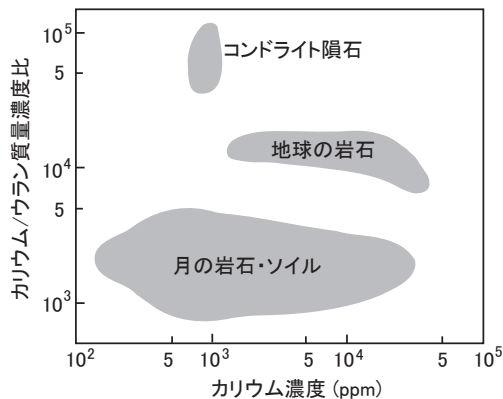


図2：月物質と地球および始原的隕石物質のK/U比。[26]を改変。

散距離 $\sqrt{\kappa t} \approx$ 数100kmの深さまでしか十分に冷えない (図1)。ここで κ は熱拡散率 ($10^{-6} \text{m}^2/\text{s}$)、 t は時間である。これより深部では放射性核種の放出した熱が蓄積し、高温に保たれる可能性がある。

ちなみに月が地球マントルと同じ濃度の放射性核種を含んでいるとし、発熱量と地殻熱流量が釣り合っているとすると、地殻熱流量の値は $14 \text{mW}/\text{m}^2$ となる。後述するように月では地球に比べてKが欠乏している。しかし ^{40}K の半減期は月の歴史よりもかなり短いため、このことは現在の発熱量の見積もりにはほとんど影響しない。

4. 月が長寿命放射性核種に富んでいるとする従来の根拠は弱い

月は地球や始原的隕石に比べて揮発性元素に乏しい。これが水や炭素などの大気を構成する元素だけでなく、主に岩石に取り込まれる元素にまで及ぶことを端的に示すデータが月物質のK/U比である。

太陽組成ガス中ではKはおよそ1100Kで蒸発するのに対して、UとThはおよそ1700Kまで蒸発しない（蒸発温度はそれぞれ原始太陽系星雲の典型的な圧力 10^{-4} 気圧の場合、圧力依存性は弱い）。つまりKは揮発性、UとThは難揮発性の元素である。一方でこれらの元素はともに酸化されやすい親石性元素であるため、金

属核の形成で互いの存在度比が動くことはない。同時に、これらは非調和元素、すなわち岩石の部分融解の際にともに液相（マグマ）へ優先的に分配される元素でもある。マグマができると、そのマグマ中の濃度は融解度に応じて変化するが、お互いの量比はもとの融解前の岩石の値にほぼ保たれる。

図2に示すように、月物質は幅広いK濃度を持つがK/U比は地球の岩石の値に対して $1/10 \sim 1/100$ の範囲に集まる。同様な方法で揮発性の高い他の元素についてもやはり欠乏が示されている。

揮発性元素に乏しいということは、月は相対的に難揮発性元素に富んでいるということでもある。従来の理解ではマントルの骨格を作っているSiやMg (Kより揮発性は低い、典型的圧力の太陽組成ガス中では1500Kで蒸発する) に対しても、地球に比べて月には難揮発性元素が2～3割ほど濃集しているとされてきた（例えば [3]）。

その主な論拠には、月面の8割以上を覆っている大量の斜長岩地殻を作るのに必要なAlとCa量の推定、地殻熱流量、そして海の玄武岩の組成がある。

AlとCaは代表的な難揮発性元素であり、宇宙元素存在度のなかでSi, Mg, Fe, Sに次いで大きな存在度を持つ。月の平均的なAlとCaの存在度の推定には、両元素に富む斜長岩地殻の体積と、それをもたらしたマグマオーシャン（斜長岩地殻を吐き出した分化領域）の体積を用いる。

現在もっとも広く受け入れられているNakamuraらが求めた月内部の地震波速度構造 [4] によれば、表層60kmまで低速度層に覆われており、深さ約500kmまではほぼ一定の速度、さらに深部では地震波速度がやや増している。この速度分布は地震計（アポロ計画によって表側の3地点に設置された）の配置の関係から、嵐の大洋付近の地下構造を求めていることに注意する。伝統的な解釈では低速度層は斜長岩地殻、深さ500kmまでは斜長石成分の抜けたカンラン岩のマントルで説明する。そして500kmより深い領域は未分化、つまり月原物質と同じものが残されている

とする。

深さ500km付近に未分化な領域が存在することを支持する材料には、海の噴出岩の一種であるグリーンガラスの化学組成がある。多様な組成を示す月の海の噴出岩の中で、グリーンガラスは非調和元素の濃度が低く、未分化なマントルの部分融解によってその組成が説明できる。また複相飽和法¹を用いた推定では、起源領域は海の溶岩の中ではもっとも深いおよそ500kmに達するとされてきた [5]。しかしながらグリーンガラスが月深部の状態を代表する試料とみなしてよいかどうかは不明である。

嵐の大洋での地殻厚を基準に、全球の重力および地形データを用いると、地殻厚の地図を作ることができる。現在広く受け入れられているモデル [6,7] では、裏側で地殻厚が100kmを超えるが、月最大の衝突盆地サウスポールエイトケンでは約30kmと薄く、危難の海や東の海ではさらに薄い。平均した地殻厚は65kmである。ただし重力データから推定される地殻の厚さは地殻-マントルの密度の仮定に依存するので、正確さは今後検証されなくてはならないことには注意しておく。また、アポロの地震計測で推定された地殻厚の基準値がずれると、全球の地殻厚も同じ値だけ平行移動的にずれることにも注意する必要がある。

マグマオーシャンの深さ500km以浅とすると、月の原物質には地球岩石圏(地殻+マントル)の少なくとも1.2倍の濃度のAlとCaが含まれていると計算される。分化したマントル中にもAlとCaは多少残されているであろう。そう考えると月には両元素がますます高い濃度で取り込まれていることになる。

月の熱流量データはこれを裏付けるものとして長い間位置づけられてきた。熱流量計測はアポロ15号と17号の着陸点でしかデータが得られていない。Langsethら [8] は両地点での熱流量を 14mW/m^2 、

22mW/m^2 とし、月全体の平均値を 18mW/m^2 と見積もった。月内部の温度分布が不変で放射壊変発熱と熱伝導による損失が釣り合っていると仮定すると、月内部には地球マントルの1.3倍の濃度でUとThが含まれていると推定される。これはAlとCaの濃集度の推定と調和的である。

しかしながら地殻熱流量値については、月全体の代表値かどうか分からないという、もっともな疑問が投げかけられてきた。さらに最近、斉藤ら [9] はLangsethの解析したデータには地温の永年的な変化が認められ、地温勾配を過大評価している可能性がある」と指摘している。

地震学データの解釈にも注意が必要である。Nakamuraらの求めた構造図は深さ500kmに不連続面があるようにも見えるが、解析の便宜のために500km以浅と以深に層を分割してそれぞれの最適な地震波速度を示しているに過ぎない。またデータの不確定性を考えると深さ500kmを挟んでほとんど地震波速度が変化しない構造も許される。したがって斜長岩地殻を吐き出した領域はより深く、体積が大きい可能性があり、その場合は必ずしも地球マントルに比べて月に難揮発性元素が濃集しているとは言えなくなる。

未分化な下部マントルがはじめ存在したとして、それが分化することなく現在まで保存されることは、熱進化のことを考えると尤もらしくない。まず数百kmよりも深部に閉じ込められた領域はほとんど冷却できない。そこへUとThが地球マントルの1.3倍の濃度で含まれていたとすると、45億年間の温度上昇は約2000Kとなる(月にKが欠乏していることを考慮した)。これでは融点を遥かに超えてしまい、いやおうなく分化が起こることになる。

未分化な月下部マントルのモデルは、初期に月の中心部が冷たく未熔融であったことを想定しているが、これは現在の月形成の標準モデルである巨大衝突説と相容れない。原始地球と原始惑星の衝突の結果形成される周地球円盤の物質は、その一部が蒸発するほど非常に高温になる [10]。そして月サイズの天体へ至る集

1. 岩石がわずかに部分融解すると、液相は複数の鉱物と共存する。液相が直ちに分離し、その後の結晶分化や火道の岩石との混合なしに噴出したと仮定すると、このマグマのリキダス直下での共存鉱物を圧力の関数として実験的に調べ、複数の鉱物が共存する圧力を求めることで、マグマの生成深度が推定できる。

積時間は1ヶ月程度と短い[11]。月の体積を典型的とされるサイズの周地球円盤(半径数地球半径)に均すと、平均的な厚みが2～3kmになる。仮に円盤面からの黒体放射で冷えるとして見積もっても、完全固化までに少なくとも数ヶ月を要する。したがって月はほぼ全融解の状態から出発したと考えるのがもっともらしい。

巨大衝突による加熱が難揮発性元素の濃集をもたらしたかどうかは、いまのところあまりはっきりしない。巨大衝突によって生じる周地球円盤の物理状態は、衝突速度と衝突パラメータによって様々である。巨大衝突説の登場時には高温の物質が周地球軌道上に放出され、その蒸発によって月の材料となった凝縮成分に難揮発性元素が濃集するだろうと、素朴に考えられてきた。しかし主要元素であるSiやMgすらかなりの割合が気化する場合には、周地球円盤内で強い衝撃波が立ってしまい、それによる角運動量輸送によって円盤物質が原始地球に落下し、そもそも月の質量が説明しにくいという問題点も指摘されている[12]。

5. 月表面のTh存在度

ルナースペクトラの γ 線および中性子分光器データからは、月のTh濃度の全球地図が他の幾つかの元素と併せて作成されている[13]。この地図は熱源の表層の存在度を求めた点で極めて重要である。

Th分布の特徴は嵐の大洋の西側を中心として表側に非常に顕著なThの濃集(最大で約20ppm)があり、それ以外の地域では濃度は1ppm前後であることが挙げられる。この濃度やFeOの濃度図を基に月表面は3つの区域に分けられる。すなわち嵐の大洋を中心とするThの濃集したPKT(Procellarum KREEP Terrain)、月最大の衝突盆地である海の溶岩の噴出は少なくTh濃度が2～3ppmのSPAT(South Pole-Aitken Terrain)、そして高地の大部分を占めるTh濃度が1ppm以下のFHT(Feldspathic Highlands Terrain)である。

Th濃度の変化をもたらしている成分は、月マグマ

オーションの最終残液成分と考えられている。マグマオーションが固化をはじめるとマグマ中で融点の高い鉱物から順に結晶化する。液相よりも密度の高いかんらん石や輝石は深部へ沈み、逆に低い密度の斜長石は浮上する。これらの上下の固体層に挟まれた部分に最終的に形成されるのが非調和元素の著しく濃縮した残液である。

実際に高地からはこのモデルで期待される組成のインパクトメルトおよび玄武岩が見出されており、濃縮している非調和元素の頭文字をとってKREEP(K, 希土類元素およびP)と総称されている(例えば[14]を参照)。KREEP中のTh濃度は数10ppmに達するものもある。KREEP成分の地殻への混じり具合が違えば、Th濃度に変化が生じる。

ルナースペクトラのデータの最新の解析によると月表面のTh濃度の全球平均値は1.7ppmである[13]。この値は地球マンツルの平均値よりも14倍ほど大きい。これが地殻内部の値の代表とすると、平均厚さ60kmの地殻に含まれるTh量は、月の質量全体に均して150ppbとなる。これは地球のマンツルの平均値にほぼ等しい。つまり、月の放射性熱源は相当の割合が地殻へ移動していることが示唆される。

月表面のTh濃度は、月全体には地球マンツルの平均濃度以上のThが含まれていることを意味しているのかもしれない。もちろん表面のTh濃度が月地殻を代表するものかどうかはいまのところ良く分からない。しかしKREEPマグマはもともと斜長岩よりも密度が高く、素直に考えれば地殻深部ほど表面よりTh濃度は高いと考えられる。また月マンツルにもThは存在しているであろう。これらを総合すると月全体としてThに富んでいることはもっともらしくなる。

海の溶岩で覆われた領域は月表面で比較的高濃度のThを含んでいるが、最も高いTh濃度は嵐の大洋付近の海ではなく、クレーター密度の比較的高い地域に観察されるということも重要である。つまり月地殻にThを濃集させた過程は、高地地殻の形成からそれほど間もない時に起こったと考えられる。PKTに

においてThの濃集している地域は、アポロ12号や14号地域周辺の分化度の高い岩石種が分布しているところに相当し、Mgに富む岩石やアルカリに富む岩石が多い。これらは、マグマオーションから形成した斜長岩地殻へ貫入した岩石に起源を持つと考えられている。

6. 月マンツルの急冷

月マンツル上部が初期に急冷したことはかなり確からしい。その根拠は表側の巨大衝突盆地に見られる「マスコン」構造である。巨大衝突盆地の多くは、強い正のフリーエアおよびブーゲー重力異常を持ち、地下に質量が集中していること(mass concentrationを縮めてmascon)を物語っている(例えば[6])。質量集中には巨大衝突クレーターの形成に伴ってクレーター中央部に上昇した地殻よりも高密度のマンツル物質と、クレーター形成後に噴出した海の玄武岩の質量の寄与がある。

マスコンの存在は、約40億年前の巨大衝突盆地の形成以後、そこではアイソスタシーが回復していないことを示す。したがって、それまでに月マンツル上部は加重を支えられるだけ冷えて硬くなっていない。月の岩石は水分に乏しく、同じ温度圧力条件下では地球の同様の組成を持つ岩石よりも塑性が低い、すなわち「硬い」傾向がある。このことを考慮した流動則を用いた解析によれば、深さ300kmにおける温度は最近40億年間800℃以下に冷えていたと推定される[15]。

前節で月の地殻(特に表側)には放射性熱源が濃集しているらしいことを紹介した。地殻への熱源の濃集は月の表層数100kmが古くから冷えていることと調和する。月の平均地表面温度を0℃とすれば深さ300kmまでの平均地温勾配はこの40億年間、2.7℃/km以下である必要がある。熱伝導度 k に岩石の典型的な値である3W/m・Kを採ると、深さ300kmにおける熱流量は40億年前から8mW/m²以下でなくてはならない。しかし放射性熱源が月に一様に分布しているとし、地

球マンツルのThとUの濃度を与えた場合に期待される40億年前の熱流量はこの倍以上となる。だが、放射性熱源が月表層に濃集していれば、月深部からの熱流量は低く抑えられる。また表層部は熱伝導で冷却されやすいため、そこに熱源が集中することは内部の温度を低くする効果がある。

地殻内の放射性熱源が月内部の温度上昇に果たす寄与を定常熱伝導モデルで扱って評価する。地殻の厚さを H 、密度を ρ 、単位質量あたりの発熱量を Q (地殻内で一様)とし、地殻下面からの熱流量を F_b とする。定常状態を仮定すると地殻下面の温度 T_b は

$$T_b - T_s = \rho Q H^2 / (2k) + F_b H / k$$

で与えられる。ここで T_s は地表面温度である。仮に $F_b=0$ とし、地殻の厚さに60km、単位体積あたりの発熱量として地殻への濃集度(平均で14倍)と40億年前には未壊変の核種が多い効果を考慮し、現在の地球マンツルの30倍の値を代入する。すると地殻下面の温度は400℃(地表面温度を0℃とした)となつて、40億年前から300kmより浅い領域は800℃以下とするマスコンの制約を一応は満たせることが分かる。

月の巨大衝突盆地のすべてにマスコンが存在するかというそうではない。月に残る最大の衝突盆地サウスポールエイトケン(SPA)にはマスコンは見られない。また裏側の巨大クレーターも同様のようである。むしろこれらの盆地には顕著ではないが負のフリーエア重力異常が存在する。これらの盆地はクレーター年代的には非常に古いが、それでもアイソスタシーの回復が完全には進まなかったのかもしれない。また巨大衝突盆地にはアイソスタシーが完全に回復しているように見えるものもあり、月上層部の熱的状态が水平方向に不均質であったことを示唆する。

その一方で、SPAはその大きさの割に掘削深度が非常に浅いようにみえる。地上実験で確立されてきたクレーター形成のスケーリング測を適用すると掘削深度が200km前後となつてかんらん岩を主成分とするマンツル物質が露出するはずだが実際には斜長石と輝石を主成分とする岩石に覆われている[16]。

一つの解釈としては周囲を取り巻く地殻物質がクレーター内部へ流れ込んで表面を再び覆った可能性が考えられる。しかし、地殻物質が1000kmもの水平移動が起り得たのかはよくわからない。また多重リングを形成するような巨大衝突時のクレーター形成には、未知の物理が効いて既存のスケーリング則が適用できないのかもしれない。月の裏側の重力計測は地球からの探査衛星軌道のトラッキングが難しいため、空間的精度が悪かった。「かぐや」計画ではリレー衛星の利用によって格段に良い重力データが得られる。これを基にした月の裏側の重力異常の解析とそれに基づく月熱史の理解の進展に期待したい。

7. 月内部の再加熱

固体天体は一般に単調に冷えてゆくと考えられるにも関わらず、月ではその誕生から億年単位の合間において再び火成活動が起こったことは月の熱進化の大きな謎である。表側の衝突盆地を満す海の溶岩の噴出年代は、衝突盆地の形成からも遅れ、39～38億年前以降に集中している（例えば [17]）。

また溶岩の化学組成も、マグマオーシャンから一度固化した成分の再融解を考えると合理的に説明できる。その一例としては、溶岩が相対的に重希土類²に濃集している源（そのためにはあらかじめ液相を吐き出して、軽希土類元素をより選択的に失った固相が集積した領域が要請される）に由来することが示されていることが挙げられる。

月内部の再融解を起こすには、月内部の放射性熱源の再配置か、放射性熱源以外の熱源を考えねばならない。初期に全融解していた月が冷却し、それにともなって晶出した鉱物を密度に応じて深部と浅部へ分離させ、そのまま固定されたとする。各層における放射性

発熱量は時間とともに低下するので、他に熱源がなければその後の月内部の温度は時間とともに単調に低下せざるを得ない。

放射性核種以外の熱源としては潮汐熱が考えられる。地球-月系の潮汐進化³においては、潮汐熱の源は地球の自転運動の力学的エネルギーであることに注意されたい。月の公転運動の力学的エネルギーは月が地球から遠ざかると共にむしろ増す。

地球の自転速度は月形成時に現在の数倍だったと考えられている。現在の地球の自転の運動エネルギーが 2×10^{29} Jであるので、自転の運動エネルギーはほぼ 3×10^{30} J失われたことになる。この一部は月の公転運動の力学的エネルギー（およそ 1×10^{30} J）に分配される。非現実的だが、残りがすべて月内部の加熱に使われたとすると、月の単位質量あたり 2.5×10^6 J/kgの発熱になる。つまり潮汐進化には月をおよそ2500 K温度上昇させられる潜在能力があると言える。ちなみに地球は月の80倍の質量があるので、月の潮汐進化は地球の加熱源としては有効ではない。

しかし潮汐熱が海の溶岩を作る熱源として機能できたかどうかは今のところ良く分からない。少なくとも現在の月潮汐進化のエネルギー散逸は大部分地球が担っている。また潮汐進化は地球-月間距離が近接しているほど急激に進むので、月内部の加熱に重要性を持つのはごく初期、例えば最初の1万年程度 [18]、に限られると思われる。また潮汐加熱も放射壊変熱同様に基本的には時間とともに弱まってゆくので、再加熱を引き起こすには何か仕掛けが必要である。これらの不明な点を、過去の地質記録を保存する月の調査から明らかにできれば、インパクトがあるといえよう。

放射性熱源の再分配の可能性はどうだろうか。最近、マグマオーシャンが理想的に冷え固まると、結晶の沈積した層は浅部ほど密度の大きな不安定構造になってしまうことに着目したアイデアがHessとParmentierによって提唱され、月の火成活動を説明する有望な仮

2. 希土類元素はランタノイド系列の元素が多数存在し、そのうち原子番号の小さな元素（これを軽希土類元素と呼ぶ）ほど、原子核の電荷が小さな分、束縛が弱くやや広がった電子軌道をもつためイオン半径が大きい。そのため岩石の部分融解が起こると原子番号の小さな希土類元素ほどより選択的に結晶から放出される性質がある。

3. 具体的現象には地球の自転角運動量を月の公転角運動量に渡して月が地球から徐々に遠ざかっていることが挙げられる。

説と考えられている [19].

不安定構造の形成は、FeとTiが非調和元素として振舞うために、はじめこれらの重元素をあまり含まない鉱物が晶出して沈み、後の段階ほどこれらの元素を取り込んだ高密度の鉱物が晶出して沈積層を覆ってゆくことによる。特に最終残液成分とされるKREEP成分は著しくFeとTiに濃集するため、これが固化すると、かんらん石と輝石を主体とする沈積層よりも、密度が1割ほど高くなる。

このような上部ほど密度の高い状態はやがて上下がひっくり返ると考えられる。このひっくり返りの時間スケールは粘性流体中を浮上する物体の上昇速度から見積もることができる。上昇（または下降）領域の大きさスケールを l 、周囲との密度差を $\Delta\rho$ 、粘性率を ν 、重力加速度を g とすると、上昇速度のオーダー $v=\Delta\rho g l^2/\nu$ 、ひっくり返り時間 τ は系の厚み L を用いて $\tau=L/v$ で評価できる。 L と l に月半径の1/2、 g に地球表面の重力加速度の1/6、 $\Delta\rho$ に月平均密度の1/50、粘性率に無水かんらん岩のソリダス直下の値としてもっともらしい $10^{21}\text{Pa}\cdot\text{s}$ を代入すると、ひっくり返りに要する時間はおよそ40万年と評価される。つまりひっくり返りが起こったとすれば、月進化のごく初期にそれは完了する。

このようなひっくり返りに伴って、はじめ月浅部に生じたKREEP成分は少なくともその一部が熱の逃げにくい月深部へ移動する。KREEP成分は放射性熱源に地球マンツルの百倍近く濃集しており、それが閉鎖系であれば45億年間で10万度以上の温度上昇が起こる。つまり強力な熱源として振舞うということである。実際には熱伝導で周囲の岩石も熱することになるので、そこまで温度上昇することはないが、岩石を一部再融解させる熱源としては十分である。

Parmentierらはこのアイデアを発展させ、KREEP成分による月深部の再加熱だけでなく、マグマオーシャン固結層のひっくり返り運動にともなう月の表裏の地殻厚の差が生じた可能性についても論じている [20]。このアイデアではひっくり返りで沈み込みの起

こる半球表面に流れの収束が起こることによって、そこへ斜長岩がはき寄せられて地殻が厚くなるとする。しかしこのモデルでは厚い地殻を持つ裏側の地下深部にKREEP成分が大量に存在することになり、地殻の薄い表側に海の火成活動が集中していることを説明しにくい欠点も抱えている。

また月の深部に沈んだKREEP成分の加熱によって、やがて波数が1のマンツル上昇流が起こり、これが表側へ選択的に海の溶岩が噴出して原因とする考えもある [21]。しかしこのモデルは表側の比較的古い地殻にもThが多い理由については説明していない。

現在の地球ではマグマの発生は、固体マンツルの流動と密接に関係している。マグマの生ずる主要なテクトニクス場には中央海嶺、ホットスポット、および沈み込み帯がある。それぞれ、プレート拡大にともなうマンツル物質の受動的上昇運動ならびに熱あるいは組成的な浮力による能動的な上昇運動による減圧融解と、沈み込むスラブからの水分供給による融点降下によって、マグマが発生していることは良く知られている。地球よりやや小さな火星においては、ホットスポット型の火成活動によって、タルシスのような巨大火山台地の形成が説明されている。

だが月の再加熱によるマグマ生成が、地球に見られるマンツルの流動とカップルしたメカニズムで起きたのかは不明である。月物質はドライなために岩石は流動性に乏しいことには先ほども触れた。そのため再加熱を受けた領域の空間スケールが小さければ顕著な上昇運動は起きない。月内部では岩石は減圧の効果ではなく、放射壊変熱によって直接融解して海のマグマが生じたのかもしれない。

KREEP成分による月内部の再加熱モデルの問題点としては、海の玄武岩にU/Pb比（ μ 値）の非常に低いものが見つかっていること [22,23,24] が挙げられるかもしれない。結晶分化の過程ではUのほうがより選択的に液相に濃集するためKREEP成分の μ 値は100以上になる。ところが海の玄武岩には μ 値が10前後のものも存在し、物質的にはKREEP成分の混入は

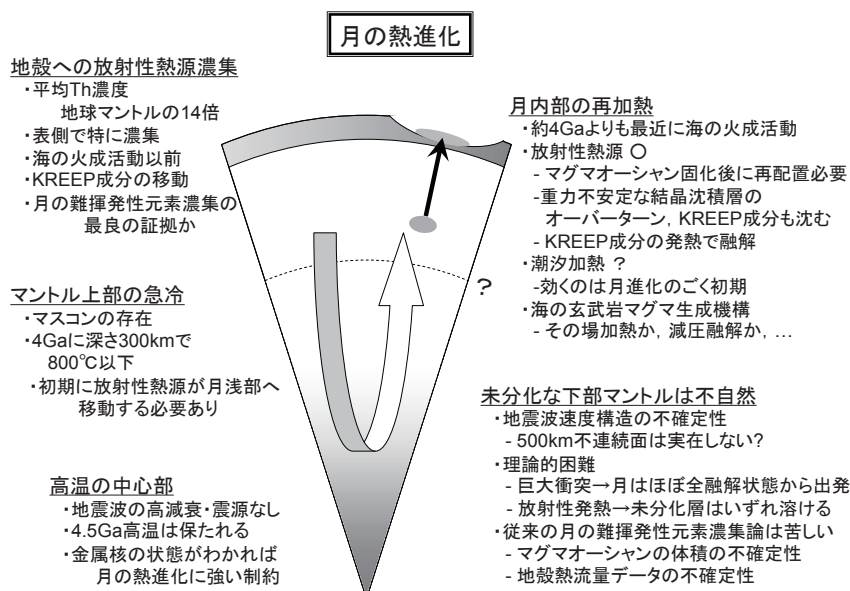


図3：月の熱進化に関する理解と謎のまとめ。詳しくは本文参照。

少ないと考えられる。こうした玄武岩は、月深部で近接するKREEPに富む岩体から物質混合なしに熱されることで生じたのかもしれない。岩石では熱拡散係数の方が物質拡散係数よりも数桁大きいので、こうしたことは起こり得る。あるいは放射壊変熱以外の加熱過程があったのかもしれない。

8. 月深部は溶けているか

月の最深部の状態については金属核の有無も含めて今なお謎が多い。アポロの月震データからは、潮汐力でトリガーされると考えられている深発月震が1000km以深では起こっていないらしいこと、また、このような深部領域では地震波が非常に減衰しやすく、特に横波成分の減衰が大きいことが明らかにされている。そのため月深部は融点に近い、一部溶けているのではないかと考えられている [25]。

月に金属核があれば、その状態（固体か液体か）を知ることによって月中心部の温度に制約を与えられる。金属核の状態を月の自由秤動の測定から明らかにする

試みもあるが、これまでのところ測定精度と、それを解釈するためのコア-マンツル結合モデルの不定性の問題があり、決定的な結論はまだ得られていない。

現在の月中心部が融点に近い熱状態にあることは物理的には不自然ではない。月のサイズはかなり大きく、熱伝導だけでは中心部はほとんど冷えない。また対流が起こるにも融点に近い高温が必要と考えられるからである。

9. まとめと追記

ここまでの議論を図3にまとめた。月の長期的熱進化の解明には、初期に月へどれだけの放射性核種が取り込まれ、分化に伴って月内部でどのように再配置が起きたのかを明らかにすることが重要である。特に放射性核種の浅部および深部への再配置は、月リソスフェアの急速な冷却と、海の火成活動をもたらした月内部の再加熱を起こすために不可欠と思われる。

放射性核種の再配置の重要な担い手として考えられるのは、マグマオーシャンの結晶分化過程の最後

に生じる非調和元素に濃集したKREEP成分である。KREEP成分は放射性核種に濃集しており、具体的なメカニズムは不明だが、一部は高地地殻へ取り込まれることで月地殻への放射性核種の濃集を引き起こす。一方でFeやTiにも富むKREEP成分は固化すると密度が高くなり、月深部へ沈降すると考えられる。そして月内部の再加熱をもたらしたのかもしれない。

ルナープロスペクタの明らかにした月表面のTh濃度データに基づくと、月全体として地球マントルよりも放射性核種が濃集しているように見える。ただし月地殻の体積の見積もりが正しく、また隕石重爆撃によって鉛直方向には地殻は良く攪拌されているとする仮定の正しさに依存する。

月表面のTh分布は水平方向には著しく不均質であり、特に高いTh濃度は表側に集中して見られる。Th濃度が最も高い地域は海ではなくクレーター密度の比較的高い領域に存在しており、水平不均質は月の歴史の比較的高い時期に作られたものであることを示唆する。海の玄武岩も表側に集中しているが、これは放射性核種の濃集が月マントルにまで及んでいることを示すのかもしれない。一方で月マントルにあまり多くの放射性核種が存在すると、月リソスフェアの急冷の条件を満たせなくなる。

地球ではプレート運動が起きているために、放射性核種の濃集した地殻物質が再びマントルに還流している。これに対して月では火星同様に、地殻物質の還流はそれほど起こってこなかったようだ。還流が起こらないと放射性核種は次第に地殻に濃集して、惑星深部の加熱に寄与しなくなる。月や火星で火成活動が急速に弱まったのは、サイズの小ささに加え、こうした冷却が加速される効果も重要なかもしれない。

月内部の進化の理解とそのための手法の開発は、将来的に地球、月、火星、金星、水星を対比し、これらの惑星が多様な進化を遂げた真の理由を探ることへとつながって行く。「かぐや」(SELENE)計画を発端とした新しい月と惑星の科学が、このような方向で展開することを期待したい。

謝 辞

この原稿は月の謎研究会に参加された皆さんとの議論が下敷きになっています。活発にご議論いただいた参加者の皆様に厚く御礼申し上げます。また小林直樹からは有益なコメントを頂き、よりよい内容にすることができました。

参考文献

- [1] 並木則行他, 2006, 遊・星・人, 15, 169.
- [2] Turcotte, G. L., and Schubert, G., 2002, "Geodynamics", Cambridge Univ. Press, Cambridge.
- [3] Taylor, S. R., 1986, in "Origin of the Moon", Lunar and Planet. Inst., p.125.
- [4] Nakamura, Y. et al., 1982, J. Geophys. Res, 87, Suppl. A117.
- [5] Longhi, J, 1992, Geochim. Cosmochim. Acta., 56, 2235.
- [6] Zuber, M. T. et al., 1994, Science, 266, 1839.
- [7] Newmann et al., 1996, J. Geophys. Res.,
- [8] Langseth, Jr., M. G. et al, 1976, Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, Pergamon Press Inc., New York, 3143.
- [9] 斎藤靖之他, 2007, 遊・星・人, 16, 158.
- [10] Canup, R. M., 2004, Icarus, 168, 433.
- [11] Ida, S. et al., 1997, Nature, 389, 353.
- [12] Wada, K. et al., 2006, Astrophys. J., 638, 1180.
- [13] Prettyman, T. H. et al., 2006, J. Geophys. Res., 111, doi:10.1029/2005JE002656.
- [Jolliff] Jolliff, B.L., et al., 2000, J. Geophys. Res., 105, 4197.
- [14] Warren, P. H., 1985, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 13, 201.
- [15] Lambeck, K. and Pullan, S., 1980, Phys. Earth

Planet. Int., 22, 12.

- [16] Pieters C.M., et al., 2001, J. Geophys. Res. 106, 28001.
- [17] Hiesinger, H. et al., 2000, J. Geophys. Res., 105, 29239.
- [18] Touma, J. and Wisdom, J., 1998, Astron. J., 115, 1653.
- [19] Hess, P. C. and Parmentier, E. M., 1995, Earth Planet. Sci. Lett., 134, 501.
- [20] Parmentier, E. M. et al., 2002, Earth Planet. Sci. Lett., 201, 473.
- [21] Zhong et al., 2000, Earth Planet. Sci. Lett., 177, 131.
- [22] Misawa, K. et al., 1993, Geochim. Cosmochim. Acta, 57, 4687.
- [23] Torigoye-Kita, N., et al. 1995, Geochim. Cosmochim. Acta 59, 2621.
- [24] Unruh, D.M. and Tatsumoto, M., 1978. In: Papike, J.J., Merrill, R.B. (Eds.), Mare Crisium: The View from Luna 24, Pergamon Press, New York, pp. 679-694.
- [25] Goins, N. R. et al., 1977, Proc. Lunar Sci. Conf. 8th, Pergamon Press Inc., New York, 471.
- [26] Burnet, D. S., 1975, Rev. Geophys. Space Sci., 13, 13-34

付録 ミニワークショップ「月の謎研究会」の概要

主催：月の謎研究会企画グループ

(倉本 圭，杉田精司，岡田達明)

日程：7月7日(土) 13:00-18:30

場所：北海道大学理学部コスモスタジオ

プログラム

- 13:00- 月マagma・オーシャンの謎 荒井朋子
- 14:00- 地球－月系の起源にまつわるエトセトラ 玄田英典
- 15:00- 月の熱進化の謎 倉本 圭
- 16:00- 月の衝突盆地の謎 杉田精司
- 17:00- かぐや（SELENE）月統合探査 岡田達明
- 17:45- 総合討論
- 18:30 解散
- 19:00- 懇親会

本WSは探査関係者以外にも月の科学の興味を喚起し，新しい研究テーマの発掘作業と一緒に進む趣向で企画されました。全国から予想の倍近い約30名が集い，テレビ会議システムで宇宙研，産総研，東大柏キャンパスとも結んで活発な議論が展開されました。

