

Title	4.1 「かぐや」以前の月内部の科学
Author(s)	川村, 太一; 小河, 正基
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 93-99
Version Type	VoR
URL	https://doi.org/10.18910/83239
rights	
Note	

Osaka University Knowledge Archive : OUKA

<https://ir.library.osaka-u.ac.jp/>

Osaka University

4.1 「かぐや」以前の月内部の科学 [川村太一, 小河正基]

月の起源や進化を考える上で月の内部構造は欠かすことのできない情報である。地殻、マントル、コアといった月内部の層構造の定量的な評価を実現することで月の全球組成を知ることが可能となり、月の材料物質に対する制約となる。また現在の月内部の層構造や温度構造はその歴史の積み重ねの結果であり、これらの構造を明らかにすることで月の形成および進化過程を制約できる。このような月内部の科学に於いて、「かぐや」以前に最も重要な貢献をしたのはもちろんアポロ計画やルナ計画による着陸探査であり、そこから生まれたマグマオーシャンという概念や Apollo Lunar Surface Experiment Package (ALSEP)として実施された一連の着陸地点近傍の観測は、今日でも月内部科学の基礎をなしている。さらに、これに続くクレメンタイン計画、ルナ・プロスペクター計画による重力探査やレーダー探査などのリモートセンシングにより得られた広域のデータは、着陸探査により特定の地点で得られたデータと補い合っ、月の表/裏二分性や熱史など月の科学の根幹をなす知見をもたらした。この節では、これらの「かぐや」以前の月の内部構造と進化に関する理解を概観する。

4.1.1 内部構造

「かぐや」以前の月の科学が果たした惑星科学全体への重要な貢献の一つは、月は分化天体であり、それはマグマオーシャンにより形作られたというパラダイムを生み出したことである。第3章で詳しく述べられたように、月は形成期に大規模に融解し、その結果生じたマグマオーシャンが冷却固化する際に起こった月内部の結晶分化作用により高地の地殻が形成されたことが岩石学的研究により結論された。そして、このとき同時に内部もコアとマントルに分離するなど大規模に分化したと期待され、月全体にわたる分化過程を解明すべく ALSEP やその後の探査で得られたデータが活用されてきた。その結果得られた月の内部構造のイメージを図 4-1 に示す。その主な特徴は、以下の通りである。(1) 内部は地殻・マントル・コアに分かれている。(2) 地殻の厚さは表側で 60 km 程度。(3) 月の中心部にはコア及び岩石の部分溶融層がありその半径は 300-400 km である。部分溶融層の直上では深発月震(図 4-1 中の DMQ)が起きている。以下にこれらの結論がどのような観測から導かれたかを概観する。詳細は 4.2 章の各節で述べる。

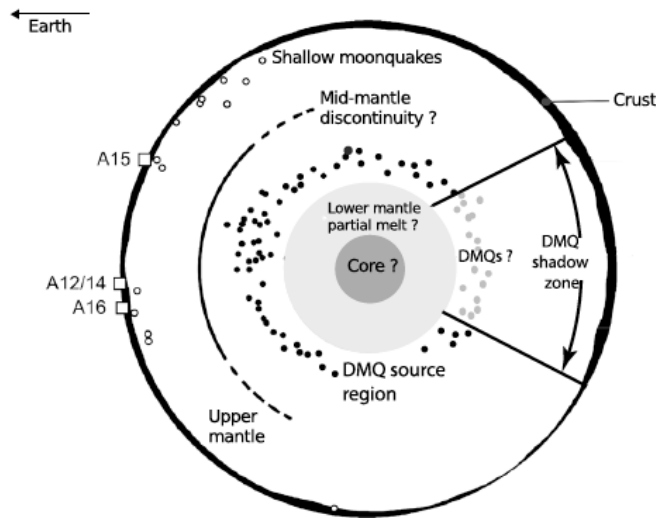


図 4-1 「かぐや」以前に推定された月の内部構造(Khan et al. (2014)より).

(a) 地震観測

地震探査は内部構造探査の手段として地球で確立された手法であり、月でもアポロによって実施された。地震観測は、地表に設置した地震計で反射波や屈折波などの地震動を観測することで内部構造を制約する。反射波、屈折波の検出は月内部の層構造の直接的な証左となるため、その意義は大きい。また地震波速度は密度や弾性定数の関数であるため、走時解析による月内部の地震波速度構造の探査は、液相や固相、部分熔融相といった物質の状態をも制約する。地震観測で実際に観測されるのは各観測点における地震波の到達時刻である。この情報から震源の座標（緯度、経度、深さ）、発震時、内部構造を明らかにするためには、一般には複数の観測点を含むネットワーク観測が必要である。しかし、アクティブ探査では人工地震を用いるため震源の座標と発震時が既知であり、観測の精度は高く、自然地震を用いた走時解析では困難であった地震波速度構造決定の精度向上に重要な貢献をしてきた。

アポロ 12, 14, 15, 16 号の 4 点によるネットワーク観測では浅部の構造の探査を主眼として、爆破地震と加速度計を用いたアクティブ探査、ロケットの一部を落下させて励起した地震動を用いたアクティブ探査、13,000 以上の月の自然地震（すなわち月震）を対象としたパッシブ観測の 3 種類が行われた。特に地殻の厚さの推定ではアポロの SIVB ロケットの一部を用いた信頼度の高いアクティブ探査の結果が参照されることが多い。この結果に自然地震のデータも加えた全ての月震データを用いて 1980 年代に月の地震波速度モデルが二つの独立したグループから発表された (Goins et al. 1981a; Nakamura 1983)。その両方が月の地殻厚を約 60 km と発表したことで、この値が月の地殻の厚さとして広く受け入れられるようになった。ただし、これらの研究では、月震波に特徴的な長い散乱波の影響で地殻—マントル境界からの反射波の検出には成功せず、走時解析

により地殻厚を見積もっていることに注意が必要である。地殻より深いところの構造に関しては、この二つのグループの不一致が目立つ。マントルに関しては Nakamura (1983) が低速度層を含めたモデルを提唱していたのに対して、Goins et al. (1981a) のモデルは特に低速度層を持っていない。それよりも深いところに関しては、Nakamura (1983) が P 波と S 波の減衰の違いから部分熔融層の存在を示唆したのみであり、コアの存在は可能性が示唆されるにとどまった。

(b) 測距観測

測距観測では、地上からレーザーを撃ち月面に置いた反射鏡からの反射波を受信することで月と地球の距離を高精度に測定する。内部構造探査は月面の複数地点と地球の距離を精密に観測することで月の回転状態を明らかにし、月の秤動や章動のパラメーターを定量することで実現する。秤動や章動の周期、振幅は月内部の質量分布に応じて変化するため、月の半径方向の質量分布や層構造の指標となる。特に測距観測による内部構造探査はその他の観測では到達が困難な深部の構造に対して感度が高い。

具体的な観測はアポロによる 3 点とルナによる 1 点（ルナは 2 地点に反射鏡を接したが Lunokhod 1 号の反射鏡からの反射波 1971 以降検出されていなかった）の 4 点で観測が行われた。精密な測距観測により、月の軌道進化や月の月-地球間の潮汐応力に対する応答、回転の状態などが明らかになった。その結果月は半径の 20 % 程度、半径 300-400 km 程度の液体の核を持っている可能性が指摘された (Williams and Dickey 2003)。この結果は部分熔融層があるとした地震探査の結果とも整合し、地震探査の結果とも合わせて月は地殻-マントル-核（液体層を含む）を持つ分化天体であるという月内部構造の描像が定着した。

(c) 重力観測:

重力探査はリモートセンシングによる内部構造探査として広く用いられている手法である。周回衛星の軌道は月の重力異常に対応して変化し、これを精密に決定することで月の全球重力マップを作成することが可能となる。実際には惑星軌道は重力異常のみでなく地形の影響も受けるため、レーザー高度計の観測などによる地形データとあわせて解釈される。また重力探査で明らかになるのは相対的な重力の強さの変化である。そのため重力探査の結果から内部構造を推定するには構成物質の密度を仮定し、基準となる値を定める必要がある。月の場合は持ち帰られたサンプルの密度などをもとに密度を仮定し、地震探査で得られた地殻厚を用いて重力マップから地殻厚の推定が行われている。地震探査で得られた地殻厚は観測点のローカルな構造を示すのに対して、重力探査は全球的な相対地殻厚分布を与えるため、これらの観測は相補的な関係にある。（地震探査では着陸地点での観測が月の代表的な構造を反映しているかについては不定性が残った。アポロ時代にもこの点は認識されており、アポロ 15 号までは海に着陸していたのに対してアポロ 16 号は高地と思われる地点に着陸した。しかし全球の地殻厚分布を地震探査から明らかにすることは不可能であった。）

重力探査による全球的な地殻厚の推定が本格的に実現したのは 90 年代のクレメンタインとルナ・プロスペクター以降となる。これにより地殻の厚さは、海を主とする月の表側では 40-60 km、高地を主とする裏側では 100 km を超える地域も存在することが明らかになった。この月の表/裏二分性ととも、巨大盆地に存在する正の重力異常であるマスコンの存在も明らかとなり、月でのアイソスタシーの成立について研究がすすんだ。マスコンの存在は月の熱環境やそれに応じた衝突盆地下のマントルのせり上がりとその緩和過程を制約する観測として重要な情報となる。

4.1.2 表/裏の二分性と PROCELLARUM KREEP TERRANE

重力測定から推定された表/裏の二分性は、月の火成活動史の研究や表面の岩石のトリウム含有量などのリモートセンシングによる測定からも指摘されており、なかでも表側に位置する Procellarum KREEP Terrane (PKT) と呼ばれる地域は、4.2.4 節で詳しく論じられているように特別な地域であるということが認識されるようになった (Wieczorek and Phillips 2000)。

アポロ計画で持ち帰った海の玄武岩の放射年代測定とクレーター数密度を用いた噴出年代測定から、一般に内部の活動が早期に減衰した月において例外的に PKT では火成活動がおよそ 39 億年前から少なくとも 30 億年前頃にかけて長期にわたり活発であったことが示された (Hiesinger 2003)。また、この火成活動により生成された海を構成する岩石 (玄武岩) には、アポロが持ち帰ったサンプルの分析やルナ・プロスペクターによる軌道上からのガンマ線観測により Th や K や P、その他のレアアース元素に濃集したサンプルが存在し、その源はマグマオーシャンの冷却・固化過程と密接に結びついて形成されたものであると推定された (Warren 1985)。

しかし、この PKT の成因を同定するためには、未だ鍵となる観測データが不足していた。(1) 「かぐや」以前の地表面の画像データは分解能が充分ではなく、海の火成活動史を必要とされる時間分解能で明らかにすることができなかった。(2) 重力以外に PKT の地下の構造を制約する情報が存在せず、海の玄武岩の岩石学的研究のみではこの火成活動の源を同定することができなかった。さらに PKT の存在は、アポロやルナ計画による着陸探査や持ち帰った試料の分析結果に重大なバイアスがかかっている可能性のあることを示しており、PKT から遠くはなれた地点での内部探査や以下に述べる熱流量の観測を行うことの必要性を認識させることとなった。

4.1.3 熱史

内部構造と並んで「かぐや」以前の月探査から得られた重要な情報は、その熱史に関するものである。この情報は地殻熱流量の測定、月内部の電磁探査、表面地形の観測から得られ、熱史だけではなく月の形成過程に対しても強い制約を与えると期待される。では「かぐや」以前には内部の温度分布やその歴史はどの程度制約されていたのであろうか。

(a) 現在の月の内部温度構造

現在の温度構造についてはアポロの熱流量観測と磁場観測が最初の示唆を与えた。熱流量は、地面にプローブを差し込み深さの異なる2点間の温度差を測ることで推定される。アポロ計画では2地点で観測され、観測プローブが予定通りの深さまで刺さらなかったなどの問題もあったが、これらの観測から 21 mW m^{-2} (アポロ 15号) と 14 mW m^{-2} (アポロ 17号) という値が得られた (Langseth et al. 1976)。観測結果が着陸点の地質構造の影響を受けていることは観測結果のばらつきからも明らかであったが、この値が月の代表的な熱流量の値として多く用いられてきた。しかし、これらは月全体の代表値とは限らないことに注意が必要である。その後のルナ・プロスペクターによる軌道上からのガンマ線観測によると、月の熱源として重要な役割を果たしている Th は全球に均一に分布しているのではなく、PKT に集中していることが明らかになった (Metzger et al. 1977)。さらにアポロの着陸点、特にアポロ 15号は PKT の内部にあることがわかり、そこで得られた熱流量の観測結果が月の代表的な値であるか、疑問視されるようになった。同様にアポロ 17号着陸点も PKT の外縁部に存在し、その値も月の平均的な値よりも高い可能性が指摘された。その後、月内部の熱的状态に関しては数値シミュレーションを始めとした議論がなされてきたが、それに基づくアポロでの熱流量観測の解釈には注意が必要である。

地殻より深い月内部の温度を推定するためには、熱流量測定とは別の観測が必要となる。アポロ計画では着陸機と周回機による磁場観測から月内部の電気伝導度分布が推定され、そこから温度は、深さ 300 km で 1000 K、800 km で 1450 K、1100 km で 1650 K と見積もられた (Hood et al. 1982)。当時、地震観測から部分熔融層の存在が示唆されていたこともあり月内部の温度がコアの構成物質の候補として考えられる鉄の融点を超えているかなどが論点となったが結論に至るに十分なデータは得られなかった。

(b) 熱史

4.2.3 節で詳しく論じられるように、月のようなテクトニックにそれほど活発ではない惑星では、内部の熱史は表面地形から制約することができる。内部の平均温度が上昇しているときは、熱膨張のため惑星半径は増加し地表面には地溝帯や正断層などの地形が発達するが、内部の温度が下降しているときには熱収縮のため半径は減少し地表面には褶曲や逆断層などの地形が発達する。膨張・収縮を反映した地形は、例えば水星では以前から報告されていたが、アポロ 15, 16号のパノラマカメラによる観測からは、月ではわずかしか発見されていなかった。この観測から MacDonald (1960) は、月の半径の膨張・収縮量は 1 km 以下であると推定した。この制約をもとに Solomon and Chaiken (1976) は月の熱史を推定し、マントル最上部は最初マグマオーシャンが出現するほど高温だったがその後冷却し、他方深部は最初 300°C 程度と比較的低温でその後時間の経過とともに温度が上昇し現在は部分熔融が起きるほど高温になったため、月では平均温度はその歴史を通じてあまり変化せず目立った膨張・収縮が起きなかったと結論した。

このような熱史の推定において鍵となるのは、(1) 月の膨張・収縮に伴う地形を同定できるだけの高解像度の地形データと、(2) 膨張・収縮による地形とそれ以外の原因による地形を区別するという作業である。「かぐや」以前の地形データにはこの作業を行う上で充分満足できるだけの解像度はなく、より精密な地形観測が望まれていた。

4.1.4 月の磁場

4.2.5 節で詳しく論じられるように、月の磁場や地殻の残留磁化の観測は、月の内部構造や熱史に対して重要な制約を与える可能性がある。現在月にはコアのダイナモによる全球的磁場は存在しないが、アポロ計画により持ち帰られた岩石試料の中には残留磁化を保持するものが存在し、またアポロの子衛星による磁場観測から、月には局所的に磁化した地殻による磁場（磁気異常）が存在することも明らかになった。1980年代までの月の岩石磁気学的研究からは、これらの残留磁化の源となった磁場の強度は場合によっては現在の地球の磁場強度の10倍にもなる強いものであったことが推定された (Fuller and Cisowski 1987)。しかし、月のような小さな天体でコア・ダイナモによってこれほど強い磁場を発生させるのは困難であり、磁場の起源としてダイナモ以外の可能性も検討された。もし、この磁場がダイナモ起源であったとすると、残留磁化や磁気異常測定は月の深部の熱史に対して強い制約を与えるため、磁場の起源を同定する目的でより多くの当時の磁場に対する情報が求められた。一つの問題は、試料の不適切な選別や処理から来る当時の残留磁化測定の信頼度にあった。さらに、当時の磁気異常の観測も赤道付近に限られていたため、本当にこの磁気異常が月の古磁場を反映したものか明らかではなかった。月の磁場の観測からその熱史を制約するためには、(1) より厳密な試料の取り扱いに基づく残留磁化の信頼度の高い測定、(2) 月の全球にわたる磁気異常の測定、(3) 月のコアで動作し得るダイナモのメカニズムに対するより徹底的な検討、(4) ダイナモを駆動し得る月の熱史モデルの構築が求められていた。4.2.5 節ではこれらの課題の克服を目指し「かぐや」とそれ以降になされた研究を概観する。

4.1.5 「かぐや」以前の月科学の課題

アポロ計画以降の月の研究の一つの大きな転機となったのが、第2章で解説された月の形成過程に関する巨大衝突説の提案であった。この説では、月は地球に火星サイズの巨大隕石が衝突することにより飛散した物質（岩石の破片や蒸気）が集積して短期間のうちに一気に形成したとされる。この説に従うと、衝突の際に解放される重力エネルギーのため形成直後の月は高温で中心付近まで融けるような深いマグマオーシャンが発達したと予想される。4.2.4, 4.2.5 節で解説するように、この高温起源説に基づく熱史モデルに従って PKT の火成活動や磁場の歴史を説明しようとする試みはなされてきたが、この説は明らかにそれまで月の膨張・収縮の歴史から推定された熱史(4.1.3 節)と矛盾する。「かぐや」以前の月の科学では、形成過程・マグマオーシャン・その後の進化は、多くの場合個別に論じられており、これら3つのステージを総合して月の内部進化の全体像を解明するにはほど遠い状態であった。

このような統一的な月内部の進化の描像を描く上で決定的に不足していたのが信頼できる観測データであった。月の内部構造に関しては、地殻より深いところはほとんど解っておらず、膨張・収縮や PKT に代表される火成活動の歴史も地形データの解像度が充分ではなかったため、おおざっぱな傾向をつかむのが精一杯であった。さらに、岩石試料の残留磁化や磁気異常のデータも信頼度や空間的な広がりที่ไม่十分であった。これらの問題（のいくつか）を解消しようとしてなされたのが「かぐや」による月探査であった。