The University of Osaka
Institutional Knowledge Archive

Title	月サイエンスブック 第一部
Author(s)	並木, 則行; 諸田, 智克; 西野, 真木 他
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 1-231
Version Type	VoR
URL	https://doi.org/10.18910/83221
rights	
Note	

The University of Osaka Institutional Knowledge Archive : OUKA

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

The University of Osaka

月サイエンスブック

第一部

はじめに

2007 年に打ち上げられた日本の大型月探査機「かぐや」は従来の月探査を大きく上回る詳細な月観測データをもたらし，日本の月科学に黎明をもたらした．しかし，続いて計画された SELENE-2 など科学を目的とした月探査計画はいずれも実行されずに今に至る．その理由は技術や資金ではなく，月惑星科学コミュニティが「かぐや」を超えるビジョンを示すことができなかったからであると我々は思う．本書の編集委員と執筆者が 2015 年末に月サイエンスブックの執筆を構想した時期は，日本の月探査にとってそういうどん底の状態であった．確実な月探査プロジェクトが無い状況にあえて月科学の現状と課題を整理し，国内外の太陽系探査の長期ビジョンに位置づけることで将来の月探査に備えるという企図で本書の出版計画は始まった．現実には，しかし，明らかな目標が無い中でのサイエンスブック編集は遅々として進まなかった．この遅れの原因はひとえに編集委員の怠惰による．5 年間に長きに渡って執筆，査読，改訂の労を頂いた執筆者の皆さまに深くお詫びする．そうこうする間に，世界的に国際宇宙探査と月周回ゲートウェイの機運が高まってきた．月面での資源開発と有人活動を目指す国際宇宙探査の枠組みの中で，科学調査の機会も間違いなく増えるだろう．一方で，政策ミッションに参加することで月惑星科学コミュニティが疲弊するという懸念も拭いきれない．まだまだ不透明で不安定な先行きと，国際宇宙探査が急速に勢いを増してくる状況で月惑星科学コミュニティがなすべき事は，月科学の足元をしっかりと固めることであると我々は信じる．その意味において，本書は今まさに月惑星科学コミュニティ自身が必要としている科学の基盤になりうるはずである．予想しなかった時代の流れの変遷に勇気づけられ，また多くの関係者の温かい励まし(と少なからぬお叱り)に背中をおされて出版計画を再開した．残念ながら，当初に予定していた全ての原稿を集録することはできなかったが，主要な原稿はこの第一部に掲載することができた．また，公開方法として大阪大学の機関リポジトリである大阪大学学術情報庫 OUKA (Osaka University Knowledge Archive) にて登録公開することで，無償でどなたにも閲覧していただけることとなった．編集者として，本書が月科学と月探査に関心を寄せる多くの方々の参考となればこれに勝る喜びはない．一方，今回集録を見送られた原稿は目次や本文中で網掛けして残している．遠からず，第二部として出版されることを強く願っている．最後に，本書の出版を長きに渡りお待たせした共著者に深くお詫びし，お礼を申し上げる．

2021 年 5 月 20 日

編集委員幹事 並木則行，諸田智克，西野真木，
佐伯和人，小河正基，大竹真紀子

はじめに i

第 1 章　進化する月の科学描像と将来月探査［編集：山下直之，倉本圭，長岡央，並木則行］ 1

1.1　月サイエンスブックの目的［並木則行，倉本圭］ 1

1.2　我が国の科学コミュニティの描く月科学探査の重要課題［倉本圭，並木則行］ 1

1.3　宇宙時代の幕開けからアポロまで（第二部） 3

1.3.1　宇宙開発競争と月探査の展開 3

1.3.2　アポロが明らかにした月 3

1.4　再び月へ:「かぐや」とそのライバルによる全球月マッピング 3

1.4.1　アポロの盲点と月探査の新たなプレイヤー［並木則行］ 3

1.4.2　全球マッピングが明らかにした月［山下直之，長岡央］ 8

1.5　月科学の新展開（惑星科学的スコープへ）［山下直之，長岡央］ 13

第 1 章の用語解説 16

第 2 章　月誕生と惑星材料物質・生命前駆物質の供給［編集：諸田智克，小川佳子，山本聡］ 19

2.1　「かぐや」以前の理解 19

2.1.1　月の起源説，地球-月系の材料物質［玄田英典］ 19

2.1.2　レイトベニア，後期重爆撃期，衝突頻度の長期変動（第二部） 21

2.2　「かぐや」での日本の貢献:レビュー 21

2.2.1　表面元素組成 バルク組成推定のための表面組成の理解［山本聡，唐牛譲］ 21

2.2.2　盆地年代と初期衝突史［鎌田俊一］ 34

2.3　未解決の重要課題 38

2.3.1　地球マントル起源 VS 衝突天体起源：コア，角運動量［松本晃治］ 38

2.3.2　地球マントル起源 VS 衝突天体起源：バルク組成，同位体組成［長岡央］ 40

2.3.3　月マントルの水量と同位体［鹿山雅裕］ 42

2.3.4　衝突盆地年代，クレーター年代学（第二部） 48

2.4　太陽系科学への貢献（第二部） 48

2.5　重要な観測（第二部） 48

第 2 章の用語解説 48

第 3 章　マグマオーシャン(初期地殻の形成を含む) [編集：大竹真紀子，長岡央，本田親寿] 53

3.1　マグマオーシャンの初期条件と冷却・分化モデル［大竹真紀子，長岡央］ 53

3.2　「かぐや」等探査機観測による知見 59

3.2.1　地殻構造と組成［長岡央，大竹真紀子］ 59

3.2.2　マントル構造と組成［大竹真紀子］ 64

3.2.3　「かぐや」等探査機観測の成果と試料分析の対比［長岡央，鹿山雅裕］ 67

3.3　残された課題［長岡央，川村太一，大竹真紀子，橋爪光］ 75

3.4　太陽系科学への貢献（第二部） 82

3.5　課題解決のための探査項目とその実現性［川村太一，長岡央，大竹真紀子］ 82

第 3 章の用語解説 88

第 4 章　内部進化［編集：小河正基，石原吉明，鎌田俊一］ 93

4.1　「かぐや」以前の月内部の科学［川村太一，小河正基］ 93

4.1.1　内部構造 93

4.1.2　表/裏の二分性と PROCELLARUM KREEP TERRANE 96

4.1.3　熱史 96

4.1.4　月の磁場 98

4.1.5　「かぐや」以前の月科学の課題 98

4.2　「かぐや」の貢献とその後の月内部の科学 99

4.2.1　月の内部構造 1 (地震波探査/熱流量観測/電磁探査) [川村太一，坂谷尚哉]　99
4.2.2　月の内部構造 2 (測地学) [松本晃治]　117
4.2.3　構造地質学［石山謙，熊本篤志，山口靖，中村教博，押上祥子]125
4.2.4　海の火成活動と月の熱史［諸田智克]　145
4.2.5　月の磁場［高橋太]　155
4.3　太陽系科学への貢献［小河正基，石原吉明]　167
4.3.1　月の内部進化と太陽系科学のパラダイム　167
4.3.2　「高温起源」説対「低温起源」説　167
4.3.3　水平不均質構造と月の起源　168
4.3.4　惑星固有磁場の起源　169
4.3.5　月の起源と太陽系形成過程　170
4.4　重要な観測［小河正基，石原吉明]　171
第 4 章の用語解説　173

第 5 章　磁気圏・太陽風相互作用［編集：西野真木]　177
5.1　「かぐや」以前の理解（第二部)　177
5.2　月の磁場（その起源と現在) [高橋太，松島政貴，清水久芳]　177
5.2.1　月の磁場の形成(ダイナモ等)　177
5.2.2　現在の磁気異常(Kaguya 観測およびモデル)　179
5.3　月と宇宙プラズマ（第二部)　187
5.3.1　月と太陽風プラズマ・磁気圏プラズマ　187
5.3.2　地球の電離圏からの物質供給　188
5.3.3　帯電とダスト環境　188
5.3.4　電波科学　188
5.4　月の外圏大気（第二部)　188
5.4.1　生成メカニズム　188

5.4.1　生成メカニズム　188
5.4.2　物質循環　188
5.5　宇宙風化（第二部）　188
5.5.1　プラズマの視点　188
5.5.2　惑星物質科学の視点　188
第 5 章の用語解説　188

第 6 章　月の資源科学［編集：佐伯和人，橋爪光，春山純一］　189
6.1　鉱物資源（第二部）　189
6.2　水を始めとした月の軽元素資源［橋爪光］　189
6.2.1　太陽風起源の資源　190
6.2.2　月極域の水に関するリモートセンシングデータ　192
6.2.3　月面への水供給と極への水濃集の理論　194
6.3　場所としての資源(環境資源)（第二部）　196
6.3.1　科学観測基地としての資源　196
6.3.2　縦孔と地下空洞　196
6.3.3　ミニ磁気圏　196
第 6 章の用語解説　197

参考文献　199

付表　226

目次および本文において，各章のタイトルのあとに編集担当者と著者を[　]で示す．灰色のハッチは第一部（本書）には含まれず，第二部への掲載を予定している．

編集者，著者名とその所属（現職）を以下に，あいうえお順で示す．

＜編集者＞
石原吉明（JAXA）
大竹真紀子（会津大学）
小河正基（東京大学）
小川佳子（会津大学）
鎌田俊一（北海道大学）
倉本圭（北海道大学）
佐伯和人（大阪大学）
長岡央（理化学研究所）
並木則行（国立天文台）
西野真木（JAXA）
橋爪光（茨城大学）
春山純一（JAXA）
本田親寿（会津大学）
諸田智克（東京大学）
山下直之（Planetary Science Institute）
山本聡（産業技術総合研究所）

＜著者＞
石原吉明（JAXA）
石山謙（鶴岡工業高等専門学校）
大竹真紀子（会津大学）
小河正基（東京大学）
押上祥子（JAXA）
鎌田俊一（北海道大学）
鹿山雅裕（東京大学）
唐牛譲（JAXA）
川村太一（Institut de Physique du Globe de Paris）
熊本篤志（東北大学）
倉本圭（北海道大学）
玄田英典（東京工業大学）
坂谷尚哉（立教大学）
清水久芳（東京大学）
高橋太（九州大学）
長岡央（理化学研究所）
中村教博（東北大学）
並木則行（国立天文台）
橋爪光（茨城大学）
松島政貴（東京工業大学）
松本晃治（国立天文台）
諸田智克（東京大学）
山口靖（名古屋大学）
山下直之（Planetary Science Institute）
山本聡（産業技術総合研究所）

＜月サイエンスブックの引用方法について＞

月サイエンスブックの全体または一部分を引用する場合，以下の記述に従うこと．
（以下の引用リストに記載した単位で査読を受けており，DOI を取得している）

1.1 月サイエンスブックの目的［並木則行，倉本圭］

Namiki N. and K. Kuramoto (2021). "The purpose of Lunar Science Book," In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," p. 1, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83222 (in Japanese).

1.2 我が国の科学コミュニティの描く月科学探査の重要課題［倉本圭，並木則行］

Kuramoto K. and N. Namiki (2021). "Critical issues of future lunar explorations: A view of Japanese lunar scientists," In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 1-3, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83223 (in Japanese).

1.4.1 アポロの盲点と月探査の新たなプレイヤー［並木則行］

Namiki N. (2021). "Blind spots of Apollo project and new players of lunar explorations," In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 3-8, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83224 (in Japanese).

1.4.2 全球マッピングが明らかにした月［山下直之，長岡央］

Yamashita N. and H. Nagaoka (2021). "The Moon disclosed by global mapping," In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 8-13, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83225 (in Japanese).

1.5 月科学の新展開（惑星科学的スコープへ）[山下直之，長岡央]

Yamashita N. and H. Nagaoka (2021). " An expansion of lunar sciences in the new era: The scope within planetary science," In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 13-15, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83226 (in Japanese).

2.1.1　月の起源説，地球-月系の材料物質［玄田英典］

Genda H. (2021). “Hypotheses for the Origin of the Moon,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 19-21, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83227 (in Japanese).

2.2.1　表面元素組成 バルク組成推定のための表面組成の理解［山本聡，唐牛譲］

Yamamoto S. and Y. Karouji (2021). “Understanding surface composition for the bulk composition estimation,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 21-33, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83228 (in Japanese).

2.2.2　盆地年代と初期衝突史［鎌田俊一］

Kamata S. (2021). “Basin formation ages and early impact history,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 34-38, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83229 (in Japanese).

2.3.1　地球マントル起源 VS 衝突天体起源：コア，角運動量［松本晃治］

Matsumoto K. (2021). “Core and angular momentum of the Moon,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 38-39, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83230 (in Japanese).

2.3.2　地球マントル起源 VS 衝突天体起源：バルク組成，同位体組成［長岡央］

Nagaoka H. (2021). “Bulk elemental and isotopic compositions of the Moon,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 40-42, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83231 (in Japanese).

2.3.3　月マントルの水量と同位体［鹿山雅裕］

Kayama M. (2021). “Water content and isotopic compositions of the lunar mantle,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 42-47, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83232 (in Japanese).

3.1　マグマオーシャンの初期条件と冷却・分化モデル［大竹真紀子，長岡央］

Ohtake. M. and H. Nagaoka (2021). “Initial condition of the lunar magma ocean and it’s differentiation model,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 53-59, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83233 (in Japanese).

3.2.1　地殻構造と組成［長岡央，大竹真紀子］

Nagaoka H. and M. Ohtake (2021). “Structure and chemical composition of the crust,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 59-64, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83234 (in Japanese).

3.2.2　マントル構造と組成［大竹真紀子］

Ohtake M. (2021). “Structure and chemical composition of the mantle,” In N. Namiki, T.

Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 64-67, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83235 (in Japanese).

3.2.3「かぐや」等探査機観測の成果と試料分析の対比［長岡央，鹿山雅裕］

Nagaoka H. and M. Kayama (2021). “Correlation between the measurement of lunar samples and results derived by Kaguya and other exploration missions,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 67-75, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83236 (in Japanese).

3.3　残された課題［長岡央，川村太一，大竹真紀子，橋爪光］

Nagaoka H., T. Kawamura, M. Ohtake, and K. Hashizume (2021). “Remaining problems,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 75-82, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83237 (in Japanese).

3.5　課題解決のための探査項目とその実現性［川村太一，長岡央，大竹真紀子］

Kawamura T., H. Nagaoka, and M. Ohtake (2021). “Exploration target to address the remaining problems and feasibility to conduct the explorations,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 82-87, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83238 (in Japanese).

4.1「かぐや」以前の月内部の科学［川村太一，小河正基］

Kawamura T. and M. Ogawa (2021). “Studies of the lunar interior before Kaguya,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 93-99, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83239 (in Japanese).

4.2.1 月の内部構造 1 (地震波探査/熱流量観測/電磁探査) [川村太一，坂谷尚哉]

Kawamura T. and N. Sakatani (2021). “Internal structure of the Moon 1 (Seismic, thermal, and magnetotelluric exploration),” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 99-117, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83240 (in Japanese).

4.2.2 月の内部構造 2 (測地学) [松本晃治]

Matsumoto K. (2021). “Internal structure of the Moon 2 (Geodesy),” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 117-125, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83241 (in Japanese).

4.2.3 構造地質学［石山謙，熊本篤志，山口靖，中村教博，押上祥子］

Ishiyama K., A. Kumamoto, Y. Yamaguchi, N. Nakamura, and S. Oshigami (2021). “Structural geology,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M.

Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 125-145, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83242 (in Japanese).

4.2.4 海の火成活動と月の熱史［諸田智克］

Morota T. (2021). “Mare volcanism and thermal history of the Moon,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 145-155, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83243 (in Japanese).

4.2.5 月の磁場［高橋太］

Takahashi F. (2021). “Magnetic field of the Moon,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 155-167, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83244 (in Japanese).

4.3 太陽系科学への貢献［小河正基，石原吉明］

Ogawa M. and Y. Ishihara (2021). “Contribution to solar-system science,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 167-170, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83245 (in Japanese).

4.4 重要な観測［小河正基，石原吉明］

Ogawa M. and Y. Ishihara (2021). “Future explorations,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 171-173, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83246 (in Japanese).

5.2 月の磁場（その起源と現在）［高橋太，松島政貴，清水久芳］

Takahashi F., M. Matsushima, and H. Shimizu (2021). “Magnetic field of the Moon: Its origin and present state,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 177-187, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83247 (in Japanese).

6.2 水を始めとした月の軽元素資源［橋爪光］

Hashizume K. (2021). “Water and light element resources on the Moon,” In N. Namiki, T. Morota, M. Nishino, K. Saiki, M. Ogawa, and M. Ohtake (Eds.), "Lunar Science Book, part 1," pp. 189-196, Lunar Science Book Editorial Committee, doi:10.18910/83248 (in Japanese).

第1章　進化する月の科学描像と将来月探査 [編集：山下直之，倉本圭，長岡央，並木則行]

1.1　月サイエンスブックの目的 [並木則行，倉本圭]

国際宇宙ステーションの後継プログラムとして，有人火星探査を次期 20 年の到達目標に据えた国際共同宇宙探査の機運が高まる中，月はいち早く開拓するべき前哨基地，あるいは技術獲得のためのプラットホームとして位置付けられている (International Space Exploration Coordination Group 2018)．これを受け，いま我が国においても国際共同月探査の計画立案が進行しつつある．これらのミッションは，月利用や資源開発を第一目的としているが，実現すれば月科学を大きく進展させるドライバとなることは間違いない．

我々，月科学者は来るべき国際共同月探査時代に備えて，現在の知見における月科学の重要課題，未解決問題を整理しておかねばならない．そのような検討では，当然ながら，我が国が独自性を発揮して国際的に貢献すべき課題の抽出も念頭に置く必要がある．また，予算と人的リソースにおいて米・欧・中に及ばない日本が効果的に成果を上げるためには，長期ビジョンに立ったプログラムを構築することが非常に重要である．この『月サイエンスブック』はそのような検討への基礎資料を，科学の立場から提供することを目的として編集されることとなった．月を研究し，月を利用し，月で活動しようと目指す全ての宇宙開発者に役立てて頂ければ幸いである．

1.2　我が国の科学コミュニティの描く月科学探査の重要課題 [倉本圭，並木則行]

日本の月科学と月探査を牽引してきたコミュニティの多くのメンバーは地球電磁気・地球惑星圏学会 (SGEPSS) と日本惑星科学会に所属している．両学会はそれぞれ宇宙科学研究所の要請 (Request for Information: RFI) に応じて，次の RFI 回答文書をまとめており，これらの中で月科学の重要課題が抽出されている．

> SGEPSS 太陽地球惑星系科学 (STP) 分野：太陽地球惑星圏の研究領域の目的・戦略・工程表 (地球電磁気・地球惑星圏学会 2018)
>
> 日本惑星科学会：惑星科学／太陽系科学 研究領域の目標・戦略・工程表 (日本惑星科学会 2018)

太陽地球惑星圏の研究領域の目的・戦略・工程表 (地球電磁気・地球惑星圏学会 2018)においては，分野全体をまず，A) 地球磁気圏・宇宙プラズマ，地球大気圏・電離圏と，B) 惑星電磁気圏・大気圏に大区分し，B) に関わる探査として，(i) 生命や生

命圏環境の探査，(ii) 巨大惑星系-衛星系の電磁気圏・大気圏探査，(iii) 地球型惑星の電磁気圏・大気圏探査，(iv) 太陽・太陽圏探査と並んで(v) 月探査が掲げられている．

上記の(v) 月探査に関しては，有人月面活動に向けた重要課題の一つとして，月極域の水の質と量の調査が提唱されており，月の水の分布を理解するためには，太陽風プロトン起源の水酸基・水分子生成を含む「水の生成・濃集原理」の理解が重要であること，また月探査を通して(i) 生命や生命圏環境の探査へ貢献するという方向性が示されている．前者に関して，STP 分野が宇宙天気研究で培ってきた太陽風や小天体の帯電などの宇宙環境の知見，特に月探査機「かぐや」による周回軌道上での粒子環境のモニタデータの活用とその更なる発展が不可欠である (並木ほか 2019).

磁気圏を持たない天体の表層が太陽風にさらされて，どのような影響を受けたかを知るという問題は STP 分野の主要テーマの中に位置付けられる．太陽風と惑星表層の相互作用は複雑で，実測データなしには把握が困難である．地球に身近な月で太陽風と月表層の相互作用を調べることは，太陽地球系物理学における普遍性を追求するという知的興味から非常に重要である．同時にこうした研究は，水資源の月面上の輸送過程と保護状態を理解するという実用性から理学にとどまらない意義がある．

他方，惑星科学/太陽系科学 研究領域の目標・戦略・工程表(日本惑星科学会 2018)では，アストロバイオロジーという世界的潮流の中で，日本の惑星探査は「太陽系生命環境の持続」の解明に向かうことが提唱されている．特に今後 20 年程度の太陽系探査の科学目標として，「太陽系における生命生存可能環境の形成と進化の探求」が挙げられている．この科学目標は，「A. 生命生存可能環境の普遍性」(天体環境群がいかに形成したのか？) と，「B. 生命生存可能環境の多様性」(反応ネットワークをもつ天体がどこにどれだけ存在するか？) に区分され，さらに

A1. 惑星材料物質・生命前駆物質の分布・移動，天体への供給

A2. 惑星・衛星の形成・初期分化

B1. 生命前駆物質の形成・進化

B2. 地下熱水環境: 鉱物―水―有機物反応系

B3. 大気(海洋)散逸・光化学反応

B4. 生命およびその痕跡

という 6 テーマに細分化されている．

月科学は上記の A1 と A2 に深く関与する．A1 では，太陽系年代学の基準としての月年代学を再検討し，小惑星・彗星探査の知見と組み合わせることで惑星材料物質の供給過程が明らかとなる．特に生命前駆物質という点では，「水」は非常に重要であ

り，月における水探査は，A1 の鍵となるであろう．現在，惑星間空間から地球にもたらされる水は，ことごとく地球の大気海洋の汚染を受けて，地球外「水」のサンプルとして調査することができない．月の水は，我々が地球上で手に入れることができる貴重な地球外「水」のサンプルなのかもしれない．もしそうなれば，隕石の化学分析によって太陽系形成論が大きく進展したように，月の水分析によって「A. 生命生存可能環境の普遍性」を探求する科学が花開く可能性がある．だが単純に，月の水が地球大気・海洋の材料であると見做すことはできない．月の水には太陽風起源や月内部起源も含まれるからである．月の水に関しては，まず太陽風起源，月内部起源，外来起源の水フラックスを定量化することが第一に求められる (並木ほか 2019).

A2 では，月のマグマオーシャンから固化した原始地殻の形成過程が最重要課題として挙げられている．月は地球に最も身近な天体として，他の太陽系内天体に比べて，これまで最も詳しく調査されてきた．岩石天体の形成・進化過程の礎石である．火星や金星に比べてもアクセス性が格段に良く，その誕生，初期分化から長期熱進化まで観測からつぶさに実証できる唯一の分化天体といっても過言ではない．月の分化過程と熱進化をより大型の重力天体のそれに単純に外挿できるわけではないが，地球からは抹消されてしまったマグマオーシャンの記録と，原始地殻のサンプルがそれぞれ月で手に入るという点は，「A. 生命生存可能環境の普遍性」探求において非常に重要である．

惑星科学／太陽系科学 研究領域の目標・戦略・工程表においては，人類居住圏の拡大における月科学の役割にも触れられている．将来の月面居住圏や，月以遠への活動領域拡大に資する科学もまた，今後の月探査の重要課題に含まれよう．

1.3 宇宙時代の幕開けからアポロまで（第二部）

1.3.1 宇宙開発競争と月探査の展開

1.3.2 アポロが明らかにした月

1.4 再び月へ: 「かぐや」とそのライバルによる全球月マッピング

1.4.1 アポロの盲点と月探査の新たなプレイヤー [並木則行]

アポロ計画以前の月探査は旧ソビエト連邦と米国の競争であった．図 1-1 に両国が 1950 年代末からの 20 年間に計画した無人探査を示す．当初は旧ソビエト連邦が月探査を先行しており，米国の月探査は失敗の連続であった．1964 年 7 月にレインジャー 7 号のハードランディングに成功するまで，11 機の失敗があった．しかし，その後はルナ・オービターによる月周回とサーベイヤーによるソフトランディングに成功し，アポロ計画による人類月着陸(1969 年 7 月-72 年 12 月)という成功へと導いている．両国の激しい宇宙開発競争の結果，米国が最初の人類月着陸の栄誉を手に入れたのは周知の通りである (Spudis 1996; 長谷部 et al. 2013).

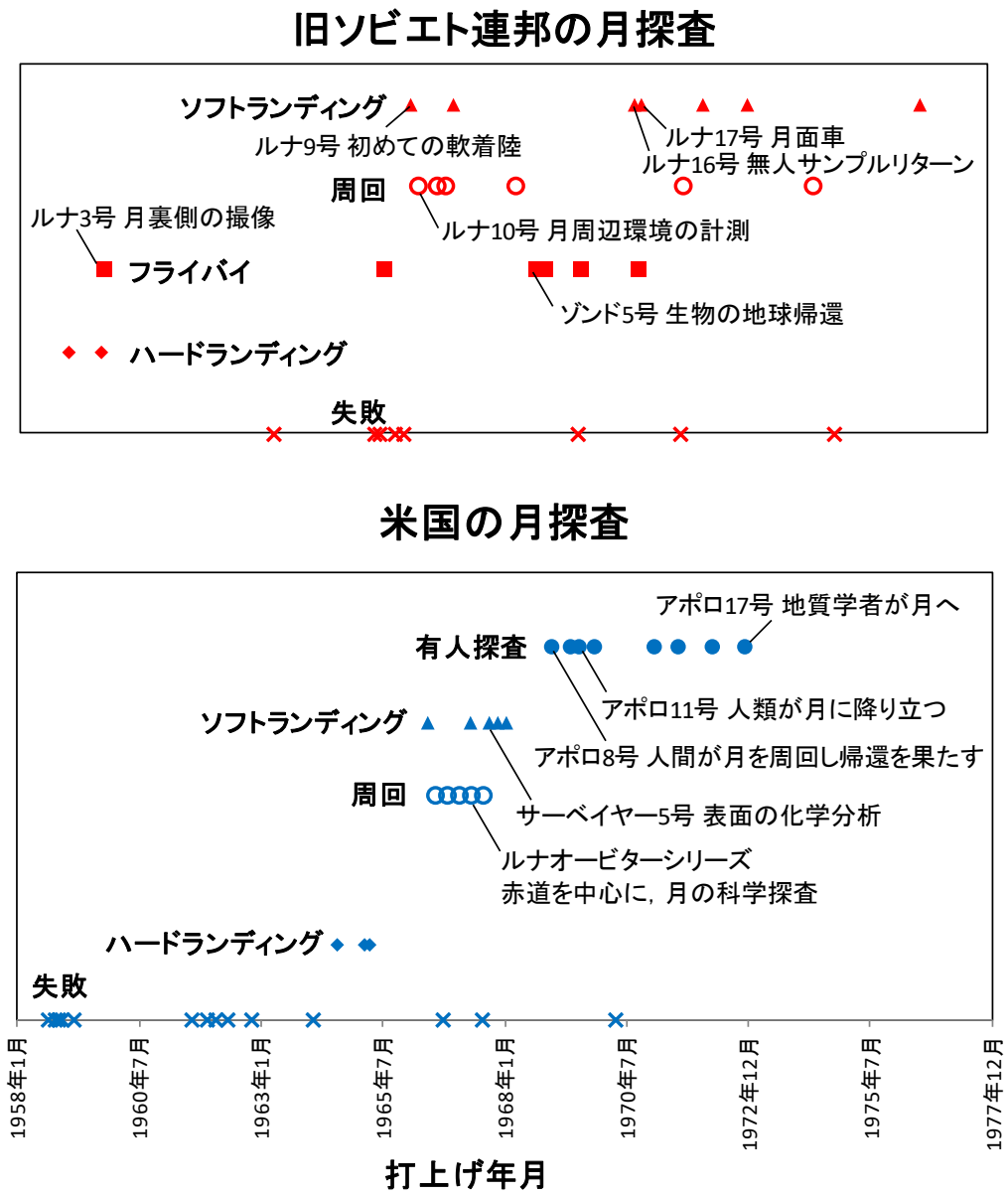


図 1-1　旧ソビエト連邦の月探査(上)と米国月探査(下)の比較.

図 1-1 から，米国の月探査が戦略的に実践されていたことが読み取れる．ハードランダーを成功させてからは周回機とソフトランダーの実験を同時並行で進め，短期間の連続打ち上げを行っている．また，米国の月探査はひとえにアポロ計画のために実施されていたこと，アポロ計画の終了とともにきっぱりと月探査そのものが終わったことが分かる．つまり，月探査はそもそも人類月着陸が目的であり，月科学とその後の惑星科学の発展は副産物に過ぎなかった．アポロ以前の無人探査とアポロ計画の科学調査は，地球-月系の起源と進化，太陽系の形成について膨大な知見をもたらした(表 1-1)．アポロ計画の最大の科学成果は月から持ち帰られた試料である．11 号～17 号ま

でに持ち帰られた試料からは月の起源と進化に関わる数多の知見が導き出された．巨大衝突による月の形成，マグマオーシャン，斜長岩地殻の形成，隕石の重爆撃 (Bottke and Norman 2017)，玄武岩溶岩の噴火など，まさに太陽系科学の主要なアイデアが月探査から生まれたと言える．しかしながら，後述するように，その知見はアポロ着陸地点の地域性(表側且つ赤道域)に強く拘束された，偏った情報であった．

表 1-1　アポロ計画の要約

	周回/着陸地点	科学観測	科学成果
8 号	10 周回/帰還	高解像度画像	
10 号	周回/帰還	高解像度画像	
11 号	静かの海	地震計，レーザー反射板	稀な月震を観測.
12 号	嵐の大洋	ALSEP (Apollo Lunar Surface Experiment Package)	表層から 40 cm までのコア回収.
14 号	フラ・マウロ	ALSEP	フラ・マウロ層がインブリウム盆地からの放出物からなることを発見.
15 号	インブリウム盆地	ALSEP/小型衛星	高知-海境界，ハドリー峡谷・アペニン山脈の調査．周回機から遠隔観測で化学組成の地図を作成.
16 号	デカルト高地	ALSEP/小型衛星	衝突現象こそ月の地質の主要因であることを確認．周回機から遠隔観測で化学組成の地図を作成.
17 号	静かの海	ALSEP	月面車による 30 km の踏査, 120 kg のサンプル回収．周回機から遠隔観測で各種の地図を作成.

アポロ計画の成果は持ち帰られたサンプルだけではない．月周回からのステレオカメラ撮像やレーザー高度測定は月の地質，形状，地形の詳細情報をもたらした．また，X 線，ガンマ線測定から化学組成が調べられて，着陸地点の確認された化学的情報がどれほどの広がりを持つかを明らかにした．加えて，アポロ 15，16 号では月周回機から小型衛星を放出して，月の磁場・重力測定を行い，グローバルな双極子磁場の欠如と，詳細な重力場の構造を明らかにした．ただし，アポロ周回機は赤道上空を回る軌道であったため，遠隔観測のデータは赤道域にのみ限られている．もう一つのアポロ計画の盲点である．然る後に，世界中の惑星科学者の興味は火星，金星から木星，土

星，水星，小惑星へと拡大し続け，月の科学と探査は役目を終えたかのように思われた．

20 年間の空白の後に 1994 年に米国が打ち上げたクレメンタイン探査機は，高分解能カメラ，紫外線・可視光カメラ，近赤外線カメラ，長赤外線カメラ，荷電粒子センサー，レーザー距離計，レーダーを搭載して，極周回軌道から全球マッピングを行った．楕円軌道であったため，高分解能の科学観測は高緯度地域に限られたが，クレメンタイン探査機は南極エイトケン盆地を再発見し (Zuber et al. 1994)，全球のスペクトルマップを作成して，鉱物 (FeO, TiO_2) の分布 (Lucey et al. 1998a) と宇宙風化の定量化 (Lucey et al. 2000) を成し遂げた．

次いで，1998 年 1 月に米国から打ち上げられたルナ・プロスペクター探査機は中性子線分光計，ガンマ線分光計，アルファ線分光計，磁力計・電子反射計，ドップラー重力計測器を搭載して，月の水資源の探査を行った．その結果ルナ・プロスペクター探査機の調査は極域に約 30 億トンの水が存在する可能性を示唆した (Feldman et al. 1998).

Jolliff et al. (2000) はクレメンタイン探査機とルナ・プロスペクター探査機の科学成果をまとめ，月面が Procellarum KREEP Terrain (PKT)，Feldspathic Highland Terrain (FHT)，南極エイトケン盆地 (SPA)の 3 地域に大別されることを明らかにした．その上で，アポロ着陸地点は PKT と FHT の境界に分布していることを指摘した．それまでは，アポロ試料に含まれる角礫岩には非常に遠方から衝突によって弾き飛ばされてきた岩石破片が含まれており，月表層は水平方向に良く撹拌されて混合が進んでいると考えられていた．つまり，アポロ試料は月全球の表層物質を平均的に代表する試料であると考えられていたのである．クレメンタイン探査機とルナ・プロスペクター探査機の全球スペクトルデータは月表層が不均質であることを明らかにし，アポロ試料が PKT 物質に強く偏った地域性，特殊性を持つことを示した (Giguere et al. 2000).

これに加えて，月隕石の詳細な化学分析が進むにつれて，アポロ試料には見られなかった月の多様性や複雑性が明らかになってきた (Arai et al. 2008)．アポロ計画で持ち帰られた試料は約 400 kg であるのに対して，月隕石は 100 個程度，合計 55 kg に過ぎない．しかし，アポロ試料の多数を占める PKT 由来の隕石は全体の 15 %であり，全球から偏りのない集合である．また，隕石試料の中には，由来が同じもの(母天体上の同じ衝突現象で射出された破片)が別々の隕石として地球に飛来していることも多いが，月隕石に関して少なくとも 56 箇所の別々の地点から地球に到達したと考えられている．その中でも，ドーファー 489 は月の裏側からの放出破片と考えられており (Takeda et al. 2006)，アポロ試料とリモートセンシング観測の間を繋ぐ貴重なサンプルとなっている．また，年代的にもアポロ試料が 38 ～ 32 億年前に集中しているのに対して，月隕石は 43.5 ～ 28.7 億年前と幅を持っている．従って現在では，限定的な地

域から回収されたアポロ試料だけから，月の起源と進化を語ることの危険性が広く認識されるようになっている．

月表層の物質の組成は一様ではないが，内部はどうだろうか? 表 1-1 の ALSEP には月震計，ダスト検出器，レーザー反射鏡，太陽風組成分析器，太陽風スペクトロメータ，熱流量計，磁力計，超熱的イオン検出器，冷陰極イオンゲージ，荷電粒子環境計測器，重力計，衝突放出物・微小隕石検出器，大気組成分析器，宇宙線検出器，中性子線プローブ，表面電子特性検出器が搭載された (https://www.hq.nasa.gov/alsj/HamishALSEP.html)．中でも，地震計は 11，12，14，15，16 号によって設置され，能動観測やプロファイル観測を含めて通算 8 年 10 ヶ月にわたり，12,558 回の地震を記録した．またレーザー反射鏡は，月と地球の距離変化から物理秤動を精密に測定し，月回転が減速していることを明らかにした (Williams et al. 2001, 2006)．これらの観測から推測される月内部モデルでは，月のマントル-コア境界付近には低粘性・高密度の減衰源があり，中心には半径 400 km 以下のコアがあると考えられる．

しかし，ここでもアポロ計画の地域性が限界となっている．アポロの着陸地点が表側の中低緯度に集まっているために，地震計のネットワークを全球に展開することができなかった．このため，月震データからは 1000 km 以上深い領域については，地震波の速度構造が分からない．他方でレーザー測距は，深部では運動エネルギーが減衰するプロセスが働いていることを明らかにしている．また，月内部の不均一性を示唆するデータがある．月震データの再解析により，月内部構造の理解は大きく進んだが，月内部構造については大きな不確定性が残されている．

クレメンタイン探査機，ルナ・プロスペクター探査機以降は月探査の国際化と多様化が進んだ．2003 年 9 月にはヨーロッパ宇宙機関が SMART-1，2007 年 9 月には日本が「かぐや」 (セレーネ)，同年 10 月には中国が嫦娥 1 号，2009 年 10 月にはインドがチャンドラヤーン 1 号をそれぞれ打ち上げている．さらに中国はその後嫦娥 2，3，4 号と着々と月探査を継続している．他方，米国は少し送れて 2009 年 6 月にルナ・リコネッサンス・オービター (LRO)，2011 年にグレイル，2013 年にラディーを次々と打ち上げた．これらの探査機が行った科学観測は周回軌道からの遠隔観測による全球マッピングがほとんどである．もちろん，それぞれの科学観測は貴重な月の起源と進化に関する貴重な科学データを提供しているが，月隕石の射出地点を推定し，隕石分析結果を特定地域の地殻構造と結びつけるには至っていない．そのギャップを埋めるためには，将来の月着陸探査が必須である．

2013 年から始まった国際月探査は，そのような着陸探査の機会をもたらすものと，科学的に大きく期待される (International Space Exploration Coordination Group 2018)．しかしながら，アポロ計画と同じ轍を踏まないよう，われわれ月科学研究者は注意する必要がある．アポロ計画までの米国の月探査は旧ソビエト連邦との競争に勝つことが主

目的であったため，アポロ試料は地域的に偏った情報をもたらすことになった．同様に，2020 年台から始まるであろう国際月探査 (International Space Exploration Coordination Group 2018) では資源開発が最大の目的になると考えられ，着陸地点は極域から中緯度域に限定されている．科学的には全球的な観測ネットワークを構築する事が最も重要であり，各国がことごとく極域を目指して競争する状況は甚だしく不都合である．科学的観点から，将来月探査の戦略を明確化して日本と世界の宇宙探査政策に訴えて行く必要がある (地球電磁気・地球惑星圏学会 2018; 日本惑星科学会 2018).

1.4.2 全球マッピングが明らかにした月 [山下直之，長岡央]

「かぐや」に搭載された科学観測装置は打ち上げ時点において月探査史上最高精度を誇り，それらによる大規模な月観測の結果，従来の表層組成(元素組成・鉱物組成)への理解を一新するような科学的発見が多く報告されてきた．ここでは各章で紹介する成果を簡単に俯瞰する．

(a) 月の全岩元素組成に繋がる表層組成の理解

月の全岩元素組成(バルク組成)は，月の起源物質とその後の物質進化の過程を制約する上で最も重要な情報の一つである．「かぐや」以前における月科学においても，数値計算や，周回機による探査データと月試料 (月隕石及びアポロ，ルナミッションで持ち帰られた月岩石)データを基にバルク組成の推定が行われてきた．バルク組成の十分な理解には，表層に存在する物質の分布とその起源への理解が不可欠である．月表層の物質分布を知るために，全球マッピングにより元素・鉱物分布を高精度で取得する必要がある．例えば，難揮発性元素の一つであるトリウム(Th)の月全量の推定値は，各文献により地球の等倍から 2 倍程度と開きがあった．月裏側の大部分を占める高地では，トリウムが非常に枯渇しているため，ルナ・プロスペクターによる低分解能観測では高精度な定量観測ができず，バルク組成推定を困難にしていたのが「かぐや」以前の問題点である．「かぐや」観測はこのような問題点を大きく改善することに成功した (Jolliff et al. 2000; Warren 2005; Taylor et al. 2006; Yamashita et al. 2010).

＜天然放射性元素の全球分布＞

「かぐや」に搭載されたガンマ線分光計は，月探査で初めて半導体検出器である高純度ゲルマニウム(Ge)結晶を用い，過去に実施された観測と比べ 20 倍以上高いエネルギー分解能を持つ．その結果，天然放射性元素であるカリウム(K)，トリウム，ウラン(U)について，それら元素由来のガンマ線を単独で同定することに成功した．トリウムは宇宙化学の観点から，その高い凝縮温度のため難揮発性元素に分類される．したがって，月に取り込まれたトリウム量は熱での散逸は少なく，月を形成した初期物質の情報を保持している．またこれらの元素はその化学的挙動から，液相濃集元素に分類され，マグマ内での特徴的な挙動からマグマの結晶固化過程を追跡するためのトレーサとしての役割をもつ．また，これら元素は放射性であるため，惑星内での熱源とし

てその後の火成活動に影響を与えたことから，その存在量と分布は月の熱史を理解する上で非常に重要な情報である．

特に「かぐや」では，カリウム，トリウム，ウランの存在量がもともと少なく高精度な観測が難しかった高地領域において，これら 3 元素の分布の違いを明らかにすることに成功し，月の形成過程にあらたな制約を加えることができた．成果の詳細は，2 章 3 章にて詳しく紹介する (Kobayashi et al. 2010, 2012; Yamashita et al. 2010).

＜主要元素の分布＞

月を構成する岩石は，主にケイ酸塩鉱物であるカンラン石，輝石，長石に加え，鉄とチタンの酸化物であるチタン鉄鉱(イルメナイト)を含むところが他の天体と比較して特長的な点である．特に月の海とよばれる領域で，このイルメナイトの含有量が非常に大きく変動することが，過去の探査結果や回収試料から明らかにされてきた．特にチタンは主要元素の中では液相濃集性が高く，固化の最後のほうで鉱物に取り込まれる．

月の海はマントルが部分溶融してできたマグマが，表層に噴出したことでできた領域である．したがって海における元素分布の不均質性は，起源となるマントルの化学的不均質性を反映していると解釈できる．「かぐや」の分光カメラにより，鉄(Fe)とチタン(Ti)の存在量が，ガンマ線分光計によりカルシウム(Ca)の存在量が明らかとなった．特にカルシウムの存在量を高精度で取得したのは，「かぐや」が世界初である．海領域でみられるこれらの元素量の変動は，マントルの不均質性やその構造を推定する鍵となる (Otake et al. 2012; Yamashita et al. 2012).

(b) マグマオーシャンに関わる発見

従来の月試料分析により提唱されたマグマオーシャン仮説では，最初に晶出するカンラン石がマグマよりも密度が大きいため深部に沈み，次に晶出する輝石も同様に沈むことでマントルを形成する．そして，液体状の残りのマグマ(メルト)の組成が鉄に富んできた時点でメルトより密度の小さい斜長石が晶出し始め，それらが浮上する際に一部の苦鉄質鉱物(カンラン石，輝石)をトラップし，斜長岩質な地殻を形成したと考えられてきた．その時形成される斜長岩質な地殻は，Ferroan anorthosite (FAN; 苦鉄質鉱物が高い鉄/マグネシウム量比(後述の Mg#)をもつ)と呼ばれ，全表層を一様に覆っていたものと考えられてきた．

一方で，月隕石研究の進展により斜長岩質な月隕石の中には，FAN よりも明らかに鉄量に比べマグネシウム量の高いものが報告されている．このような月隕石の存在から，従来の FAN のみを形成するマグマオーシャンモデルでは，月の様々な場所から飛来(ランダムサンプリング)しているはずの月隕石の化学組成を説明できない問題点が指摘されるようになった．「かぐや」の観測では，まさにこの従来のマグマオーシャンモデルの見方を変える様々な科学的成果が全球的に発見された．

＜純粋斜長岩の発見＞

従来のマグマオーシャンモデルに大きな変革を与えた「かぐや」成果の一つが，純粋斜長岩(Purest anorthosite, PAN)の全球的な観測である．これはアポロで回収された FAN の分析結果をもとに構築されたマグマオーシャンモデルでは考慮されていない，斜長岩地殻の新組成である．この発見により，月の地殻構造とその形成過程への理解に大きな変革をもたらし，従来の単純なマグマオーシャンモデルの修正を提起した．さらに純粋斜長岩の発見とその全球分布の解明は，物質科学やマグマオーシャンの数値計算モデルの今後研究プロセスへも強い影響を与えた (Ohtake et al. 2009; Yamamoto et al. 2012; Nagaoka et al. 2014).

＜高地領域のマグネシウムナンバー分布とトリウム分布および地殻厚の関係＞

「かぐや」の高精度観測により，従来の観測では判別できなかった月高地の表側と裏側の化学的特長の違いが報告された．従来月の裏側と表側の違い(月の二分性)については多くの指摘がされていたものの，化学組成の観点から定量的に月の裏側高地と表側高地の差を明らかにし，月の形成過程に言及できたことは，「かぐや」の大きな成果の一つといえよう．

その中の一つが月高地でのマグネシウムナンバー(Mg#)の違いである．メルトから鉱物が結晶化する際，元素毎の化学的特長の違いから，初期にはマグネシウムが優先的に鉱物へ取り込まれ，後期になるほど鉄の割合が増加する．マグネシウムと鉄の含有量のモル比を表す指標であるマグネシウムナンバー(Mg# = molar 100 x Mg/(Mg + Fe))は，マグマからどのような時系列で鉱物が結晶化したかを示す．「かぐや」に搭載された連続スペクトル分光計の観測データから，高地領域のマグネシウムナンバー分布の推定に初めて成功した．その結果，月の裏側高地は表側高地と比較してマグネシウムナンバーが高いことが明らかとなった．これは月高地が一様に結晶化したのではなく，月裏側高地が最初期に形成し，その後裏側から表側にかけて地殻が形成されたことを示唆している．

裏側と表側にみられるこのような傾向は，トリウム分布からも観測することができた．トリウムは液相濃集性の高い元素なので，マグマ分化の後期になるほど取り込まれた量は増加する．「かぐや」で観測したトリウム量と地殻厚の関係から，月の裏側から表側にかけてトリウム量は増加し地殻厚が減少することがわかった．これらの新たな観測事実は従来の一様な FAN 地殻の形成モデルの再考を促した (Kobayashi et al. 2012; Ohtake et al. 2012).

(c) マントル・地殻の構造と元素組成，鉱物組成

分離したマントルと地殻の体積規模やその組成を決めることは，マグマオーシャンの固化過程やその規模を決める上で重要である．「かぐや」以前の構造探査においては，地震波を用いたマントル・地殻構造の深さ推定や重力場による密度の推定などが

行われてきた．また，大きな衝突盆地に着目し，そこからの噴出物分布と組成，その起源深度から，地殻組成について深さ方向分布の推定がなされてきた．一方「かぐや」では，衝突クレーター形成により地殻深部まで掘削された物質の分布を高空間分解能で観測することにより，純粋斜長岩やカンラン石岩体などといった新たな地質情報を得ることに成功した．

＜純粋斜長岩層の構造＞

先に紹介した純粋斜長岩は，比較的大きな衝突クレーター(直径が 100 km 以上)の中央丘において普遍的に分布することが「かぐや」によりわかった．このことから純粋斜長岩の大規模な岩層が地殻のある深さに全球的に存在している可能性が示唆された．この成果は従来の地殻構造モデルを大きく変革することになり，その結果月バルク組成の見積もりも大きく変わる可能性を秘めている (Ohtake et al. 2009; Yamamoto et al. 2012).

＜マントル由来のカンラン石の発見＞

「かぐや」により得られた連続分光スペクトルの解析結果から，大きな衝突盆地の周辺にカンラン石が大部分を占める岩体が発見された．スペクトルから予想されるカンラン石含有量は，地殻物質とは対応しておらず，その産状からも，より深くに存在するマントル物質を掘り返したものである可能性が高い．我々はまだ月マントルの直接的証拠を手にしていないこともあり，これらカンラン石岩体の起源特定が望まれる発見である (Yamamoto et al. 2010).

(d) 内部構造・磁場

地殻やマントルといった内部構造の情報は，月バルク組成を決定する上で必須の情報である．重力場や磁場による内部構造の探査では，表層で観測できる元素や鉱物分布よりも深い領域の物理情報を得ることができ，月内部の構造や組成を制約する重要な情報を提供する．

＜火成活動の変遷＞

「かぐや」搭載の高分解能地形カメラ画像を用いたクレーター年代学により，月表側で起きた火成活動の歴史が明らかとなった．特に重要な発見としては，最も若い玄武岩の噴出は約 15 億年前であることが挙げられる．このような固化年代をもつ月試料はまだ発見されておらず，「かぐや」の全表層にわたる高分解能観測により初めて明らかになった．特に若い玄武岩は熱源元素が多く濃集する PKT(月表側の雨の海と嵐の大洋周辺を指す)領域に噴出していることがわかった．これは若い玄武岩の噴出に熱源として天然放射性元素が関わっていた可能性を示唆しており，月内部における KREEP 層(月マグマオーシャンの最終残液層)とマントル層との関係性を制約する重要な発見である (Morota et al. 2011a).

＜月の磁場観測と磁極変動の痕跡発見＞

「かぐや」に搭載された磁力計及び過去の探査データを用いることで，大昔の月には地球と同じように大規模な磁場が存在していたこと，そのころの月の磁極は極と月裏側中低緯度付近の二箇所に集中していたこと，が明らかとなった．この結果から，月の磁場がコア(中心核)のダイナモ作用によりつくられていたこと，過去の自転軸が今とは大きくずれた位置にあったことがわかり，これらの発見は，月の起源と進化を理解する上で重要な成果である (Takahashi et al. 2014).

＜マントル最下部の描像＞

数値計算結果と「かぐや」の重力場データを比較することで，月マントル最下部には潮汐加熱により熱せられ，軟らかくなった層が今も存在していることを突き止めた．この成果は月深部の構造推定に強い制約を与えることができる (Harada et al. 2014).

(e) 磁気圏・大気

月にはナトリウムやカリウムなどの揮発性元素を含む非常に薄い(地上で人工的に達成可能な真空度よりも薄い)大気の層が存在することが地上観測から示唆されている．この薄い大気は月表面物質を起源としていると考えられているが，その詳細はまだ解明されていない．「かぐや」では，月表層・周辺の電子やイオンを観測することで月表層や大気環境等の情報を詳細に調査した．

＜月に到達していた地球の酸素＞

「かぐや」観測により，月が地球の磁気圏尾部にあるプラズマシート内に入っている期間に月周辺の酸素イオン濃度が増加することがわかった．これは地球由来の酸素が月まで到達している証拠であると解釈できる (Terada et al. 2017).

(f) 資源

資源という観点から注目されている元素として，希土類元素(レアアース)が挙げられる．これらの元素の中には，磁石に用いられるネオジムやレーザーに用いられるイットリウム等が含まれ，現代産業を支える重要な資源にも関わらず，地球上での産出は限られ，日本の輸入は中国にほぼ頼っているのが現状である．アポロで持ち帰られたKREEP と呼ばれる物質は希土類元素に非常に富んだ物質で，このような液相濃集元素が最後まで結晶に取り込まれずに溶け残った結果できた産物である．希土類元素の分布は，化学的挙動が近いカリウムやトリウム，ウランのガンマ線観測から得ることができる．特に月の表側に広がる PKT では，これら希土類元素が濃集している可能性がある．

もう一つの資源として期待されているのが揮発性物質(水，ヘリウム 3 等)である．「かぐや」の観測では現在までに，表面探査による直接的な水の存在証拠は得られていない．しかし，「かぐや」以降のインドのチャンドラヤーン 1 号による分光観測やアメリカのルナ・リコネッサンス・オービターによる中性子分光観測の結果などで水の存在が示唆され，今後の月探査では極域の揮発性元素をどのように利用するかが鍵

の一つとなる．特に極域にその存在が示唆されている水は，電気分解により水素と酸素に分解し，月往還機の帰りの燃料や深宇宙探査機の燃料として利用できる点が注目されている．また，月面での新たなエネルギー源として特に中国や韓国は，ヘリウム3に重点をおき，その確保と利用を強く押し進めている．ヘリウム3は地球上では極微量しか存在し得ないが，永きにわたる太陽風からの照射が見込まれる月面では地球よりも高い存在量が見込まれるため，将来の宇宙探査における資源として注目されている．水素やヘリウム3は，揮発性が非常に高いので，低温の極域に濃集している可能性が高い．またチタンによる捕獲にともない，チタン量の多い海領域で濃集している可能性があることも示唆されている．今後は物質科学の観点から，これら元素とチタンとの関係を明らかにすることが必要となるだろう (Pieters et al. 2009; Sanin et al. 2017).

1.5　月科学の新展開（惑星科学的スコープへ）[山下直之，長岡央]

地球型惑星の形成初期の化学組成や地球物理学的パラメーターは，その後の固体惑星の多様性を説明する上で重要だが，未だ十分な理解には至っていない．これは，地球のような大型の惑星では，内部の熱的活動による火成活動やプレートテクトニクスのため，始原的な情報が失われてしまったためである．一方で，プレートテクトニクスが見られない月では，形成初期から約30億年間の物質進化の歴史が刻まれている．月面には地球ではすでに消失してしまった冥王代(45～40億年前)の岩石試料が，月隕石やアポロ試料の中に豊富に残されている一方で，「かぐや」の観測により約15億年前までは玄武岩質な火成活動が継続していたこともわかった．さらに「かぐや」以後の探査結果から，よりシリカに富む火山活動に由来する地形などが点在していると報告されている．このような火山性地形の存在は，地球や火星で見られる火山活動との対比，惑星火山学という視点からも非常に興味深い．月は形成初期から数十億年に渡る火成活動の変遷を検証できる場である．ここでは「かぐや」の成果を受け，今後の月科学が向かう新たな方向性について簡単に紹介する．

(a) 月の起源とマグマオーシャン

月の最有力な起源説であるジャイアント・インパクトと，その後の地殻とマントルの形成を促したマグマオーシャンは，月の形成史を語る上で最も重要なイベントである．しかし近年の研究により，マグマオーシャンから固化した初期地殻と長年考えられてきたFANの固化年代にばらつきがある事が報告されており，数値計算から予想される地殻形成にかかる時間との矛盾が指摘されている．マグマオーシャン仮説の検証のためには，月形成初期に結晶化したであろう最も古い斜長岩を持ち帰り，結晶化最初期の化学組成や同位体組成を調べることが必要である．特に，同位体の初生値は母マグマの組成を反映しており，そこから導かれるマグマオーシャンの初期組成は，月バルク組成ひいてはジャイアント・インパクト仮説の検証にも繋がる．

また最近の月試料分析の結果から，月のマントルは従来よりも揮発性物質(水を含む)に富んでいた可能性が示唆されている．マグマオーシャン時の高熱状態を生き残り，マントルに一部の揮発性物質が取り込まれた可能性が無視できなくなってきた．したがって，月の起源物質が元々揮発性成分に富んでいたのか，その後のマグマオーシャン時に隕石落下によって揮発性物質が供給されたものなのか，決着はついていない．しかしどちらの場合にしろ，これらの新たな情報がマグマオーシャン仮説に与える影響について今後検証していく必要がある．これからの月科学では，形成時に取り込まれた揮発性物質を含めた様々な元素が，どのようなプロセスを辿り，どこに取り込まれ，後の火成活動にどのような影響を与えたかについての議論が必要不可欠である．さらに月マントル組成への正しい理解は，その後の火成活動を知る鍵となり，さらにはより大型で複雑な系をもつ天体のマントルの形成初期の姿を理解する手がかりとなるはずである (Saal et al. 2008; Borg et al. 2011).

(b) 月の年代史

月には風化作用を起こすほどの大気や水循環が存在しないため，非常に古い地形が豊富に残されており，クレーター年代学を適用するのに最適の環境といえる．月面で回収された試料の結晶化年代(同位体年代学を用いる)によると，25 億年よりも若い年代のものは現存する試料中には存在しない．一方で，クレーター年代学を用いて表層年代を推定した結果，月表側 PKT に噴出している玄武岩の中には，25 億年よりも若いものが複数の領域で報告された．これはアポロが回収した試料に偏りがあるとも解釈できるが，一方でランダムサンプリングである月隕石(玄武岩質)の中にも，そのような若い年代を示すサンプルはまだ報告されていない．クレーター年代学において，特に若い年代の決定精度を向上させるためにも，PKT 内に分布する噴出年代が 25 億年前よりも若い玄武岩ユニットから試料を回収し，これらの絶対年代を得ることが必要である．月の年代は太陽系惑星の年代を決定する上で軸となるものであり，月における年代学の高精度化は太陽系惑星の変遷に絶対年代における時間軸を設ける上で重要である．

(c) 月内部の構造と元素組成

月の内部構造の理解は表層組成の理解と比較して，まだ十分に把握できているとはいえない．現在の内部構造を知る手段として地球物理学的探査が必要である．「かぐや」でも行われた全球的な重力場観測は非常に有用であるが，一方でアポロ計画以降行われていない着陸探査による地震計や熱流量計を用いたその場観測もまた非常に有効な手段である．例えば，地震計のデータから推測される月における中心核の有無とそのサイズといった情報は月の起源を議論する上で非常に強い制約を与える．また，熱流量計から推測される月内部の温度構造は，月内部進化の状態を強く制約する．日本の今後の探査においても，このような物理探査の重要性は強く掲げられている．

一方で月の内部進化に関わる物質科学も今後探査で調査すべき課題である．月は，地球や火星と比較して小さいため，内部は比較的早い段階で冷え固まったとされてきた．しかし，月表層での火成活動が回収試料の最も若い結晶化年代から，さらに 20 億年近く継続していたことがわかり，特に若い玄武岩が吹き出している PKT には，地球や火星で見られるような粘性が高いマグマによる火山性地形が複数報告されている．また月試料分析により，月マントルは従来考えられていたよりも多くの揮発性元素を含んでいた可能性が指摘され始めた．これら最近の研究成果から，従来の揮発性元素に非常に枯渇したマントルを基とする単純な火成活動しか起こりえなかった月のイメージは塗り替えられつつある．特に揮発性物質が月の内部進化に与えた影響と，マントル進化が後の火成活動もたらした影響は，月の進化を語る上で必須の情報であり，かつ火星や地球との比較という面で今後の発展性が期待できる (Saal et al. 2008).

(d) 極域探査

月面上の資源探査場所として極域が注目を集めている．特に中性子分光観測により，極域の永久陰地点(一年中日が当たらない場所)に非常に強い水素の濃集が確認されている．しかし，現状の情報のみではこの水素の化学種までは特定しきれていない．水素の存在量や分布だけでなく，単体の元素(H_2)としてトラップされているのか，水素が表層の酸素と結合し水酸基(OH)として存在しているのか，もしくは水(H_2O)の状態であるのか，これらの情報を得ることが水素を資源として活用する上で非常に重要となる．また，極域探査は資源探査という観点からだけでなく，科学探査としても貴重な観測データを提供することが期待される．水素もしくは水がどこから来て,どのようにして月の極域に濃集したのか，表層に分布するその他の揮発性物質はどのように月面を移動しているのか．これらの謎を解明するためには，その移動プロセスを支配するパラメーターを明らかにすることが重要である．月極域での濃集プロセスの解明は，天体表層における揮発性物質移動の体系的な理解に繋がる．また，揮発性物質の供給起源として太陽風由来，メインベルト由来などいくつか議論されている最中であり，極域の水の同位体情報などの取得はその供給起源を明らかにする鍵となるだろう (Watson et al. 1961; Sanin et al. 2017; Kayama et al. 2018).

コラム（2021 年追加，査読対象外）[並木則行]

第 1 章の執筆後にも月探査をめぐる状況は目まぐるしく進展している．科学コミュニティの最新の検討状況は，以下の URL から辿ることができるだろう．

地球電磁気学・地球惑星圏科学の現状と将来
https://www.sgepss.org/sgepss/shorai/sgepss_future_2019_all.pdf

日本惑星科学会：惑星科学／太陽系科学 研究領域の目標・戦略・工程表
https://www.wakusei.jp/~RFI_kaitei2019/for_all/

一方，「米国主導の国際宇宙探査」と呼ばれていた活動は「アルテミス計画」と名前が変わった．国際的なアルテミス計画のロードマップは

国際宇宙探査ロードマップ

https://www.jaxa.jp/projects/sas/planetary/files/roadmap_2_j.pdf

に詳述されている．アルテミス計画が従来の月探査と大きく異なるのは，外交・安全保障，産業競争力強化とイノベーション，科学技術，人材育成の 4 点を柱とするトップダウンの国家プロジェクトという点である．月探査はもはや純粋科学ではありえず，理工連携・産学連携が強く求められている．「人類の宇宙進出」という巨大プロジェクトに向けた科学者の提案は，「月から火星へ」の視点から

日本のアルテミス計画参加に向けた理学的・工学的検討

https://www8.cao.go.jp/space/comittee/27-kagaku/kagaku-dai36/siryou2_2_1.pdf

にまとめられている．

海外でも月探査の大幅な前進があった．中国は 2019 年 1 月 3 日に嫦娥 4 号の月裏側着陸に成功し，データ収集を行ったのみならず，ローバーの越夜も成し遂げた．続く嫦娥 5 号は 2020 年 12 月 17 日に月サンプルの回収に成功している．月探査，宇宙探査において日本は完全に引き離されたことを認めなければならない．また，イスラエルが月探査に新たに参画し，探査機ベレシートを月面まで運んだ．惜しくもベレシートは 2019 年 4 月 14 日に月面に衝突し，探査は失敗に終わったが．民間による宇宙開発の扉を開いた画期的な試みであった．

第 1 章の用語解説

国際共同宇宙探査

21 世紀も 1/5 に近づき，世界の深宇宙探査は競争から協調へと大きく舵を切った．国際宇宙ステーション (ISS) の参加国を中核として，イタリア宇宙機関，フランス国立宇宙研究センター，カナダ宇宙庁，ドイツ航空宇宙センター，欧州宇宙機関，インド宇宙研究機関，宇宙航空研究開発機構 (JAXA)，韓国航空宇宙研究所，米国航空宇宙局，ウクライナ国立宇宙機関，ロシア連邦宇宙局，英国宇宙庁は月を経由して火星有人探査を目指すための国際協力体制を築こうとしている．

マグマオーシャン

天体が微惑星の衝突合体により形成される際に，衝突の運動エネルギーが熱エネルギーに変換される．原始惑星の表面温度があがり，表面温度が岩石の融点を超えると，表面全体がマグマで覆われるようになる，この状態をマグマオーシャンと呼ぶ．

ハードランディング

硬着陸．天体に向かって飛行しながら観測を行い終えた後には，軌道の制御なしに探査機をそのまま表面に衝突させる方法．多くの場合は，探査機は破壊されるが，破壊を逃れるような設計を行うこともある．

ソフトランディング
軟着陸．着陸時に軌道を制御して，安全に探査機を着陸させること．1966 年 1 月打ち上げのルナ 9 号が最初に成し遂げた．

フライバイ
探査機が天体の引力を利用して接近し，を通過する際に観測する方法．

全岩元素組成(バルク組成)
鉱物一つ一つの化学組成(鉱物組成)に対して，それらをひとまとめにした岩石の全体的(バルク)な平均元素組成を指す．月のバルク組成の場合は，月の全要素(地殻，マントル，コア)を合せたときの平均組成を指す．

月隕石
月の表層物質が隕石衝突により剥ぎ取られ，宇宙空間に放出され漂流後，地球の引力に引かれて，地球に落下してきたものを月隕石と呼ぶ．アポロ試料とは異なり，月表層から無作為に抽出された貴重なサンプルになる．

揮発性/難揮発性
温度が上がるとガスとなって大気や宇宙空間に逃げていきやすい元素を「揮発性が高い」と呼ぶ．逆に，温度が上がってもガスになりにくい元素は「難揮発性」と呼ばれる．

液相濃集元素
マグマオーシャンが冷えて固まる際に，原子半径の大きな元素は結晶に取り込まれず，残液に集まってくる．ウラン，トリウム，カリウムなどの放射性元素は液相濃集元素である．

熱史
誕生したばかりの月や地球型惑星，衛星は高温で，マグマオーシャンに包まれていたと考えられる．やがて，次第に冷えていくが，その間に構造運動を引き起こしたり，火山活動を起こしたりする．そのような，天体が冷却されていく過程のことを熱史という．

KREEP
カリウム(K)，希土類元素(REE)，リン(P)は液相濃集元素である．アポロ試料から，これらの元素が始原的隕石(CI コンドライト)の何百倍も濃集している岩石が見つかった．このタイプの岩石を KREEP という．KREEP はマグマオーシャンが固化する際に取り残された最終残液が再溶融して吹き出した溶岩であると考えられる．

クレーター年代
クレーターは無作為に惑星間空間から衝突してくる隕石により作られる．その衝突頻度もランダムであるが，地質学的タイムスケールでの平均をとれば一定のフラックスと見做すことができる．したがって，クレーターが多いほど，その場所は古い．アポロ試料の測定年代と着陸地点周辺のクレーターの数を比べればどれくらい古いかの校正曲線を作ることができる．この校正曲線を利用して，クレーターの数密度から推定された年代をクレーター年代という．

第2章　月誕生と惑星材料物質・生命前駆物質の供給 [編集：諸田智克，小川佳子，山本聡]

2.1　「かぐや」以前の理解

2.1.1 月の起源説，地球-月系の材料物質 [玄田英典]

この節では，まず，月の起源を考える上で重要となってくる観測的にわかっている制約条件についてまとめる．そして，現時点では，完全とは言えないが，他の仮説(捕獲説，分裂説，共成長説)と比べれば相対的に，非常に多くの観測的制約条件を満たす説である巨大衝突説 (ジャイアント・インパクト説) について解説する．

(a) 観測的制約条件

月の質量は，地球の約 1/80 であり，他の惑星―衛星系と比較すると突出してその比が大きい．月が大きいということは，地球―月系の角運動量も当然大きくなる．したがって，月の起源を考える場合，衛星の大きな質量だけでなく，大きな角運動量も説明しなければならいことを意味する．

アポロ計画により地球に持ち帰られた月試料の分析から，月の高地の組成が斜長石を多く含む斜長岩でできていることがわかった．またそのような試料の年代測定により，月の高地の年代が極めて古いことがわかっている．斜長石を主要構成鉱物とする厚さ数十 km の月の高地地殻を作るためには，月が過去に深さ数百 km という大規模な溶融状態，つまりマグマオーシャン状態であった必要がある．このマグマオーシャンが冷却していく過程で，かんらん石や輝石が析出・沈降し，分化の進んだマグマオーシャンから析出した大量の斜長石が浮上することによって月の高地地殻が作られる必要がある (e.g., Wood et al. 1970)．また，月の高地地殻の正の Eu 異常と月の玄武岩の負の Eu 異常は，月がかつてマグマオーシャン状態であったことを支持する (Warren 1985)．マグマオーシャンが実際にどれくらいの深さであったのかについては，まだ議論はわかれている (倉本圭 et al. 2007)が，大規模溶融は，月の形成メカニズムに強い制約を与える．

月の平均密度 (3340 kg m^{-3}) は，地球の非圧縮時の平均密度 (4450 kg m^{-3}) よりも小さい．このことは，月は地球よりも軽い物質でできていることを意味し，月に金属鉄が少ないと考えるのが最も簡単である．月震および月重力の解析でも，月には金属鉄のコアがないか，もしくはあったとしても月質量のわずか 3 %程度と非常に小さいことが示唆されている (Hood and Zuber 2000).

月のバルク組成に関しては，揮発性元素(蒸発温度が 1300 K 以下)が強く枯渇している点を除けば，地球マントルの化学組成と基本的には類似していると通常は考えられている (例えば Jones and Palme 2000)．しかし，実際のところは，我々は月に関しては表面組成しか分かっておらず，また，地球マントルに関しても，下部マントルの組成は厳密

にはわかっていない．したがって，バルク組成が類似しているかどうかを月の形成メカニズムの制約にどれくらい用いてよいのかはよくわからない．

一方，同位体に関しては，組成よりも確かなことが言える．地球と月の酸素同位体組成は，分析の誤差範囲で区別できないほど同じ分別線にのることがわかっている (Wiechert et al. 2001; Young et al. 2016)．一方，火星やほとんどの隕石の酸素同位体組成は，地球と月のそれとは異なる (Clayton 1993)．このことは，地球と月が酸素同位体的に同じ材料でつくられた(Dauphas 2017)，もしくは，月形成過程で酸素同位体がよく混ざり同位体平衡に達した (Pahlevan and Stevenson 2007)，もしくは，月の大部分は地球マントル物質由来であることを意味するのかもしれない．さらに，最近では，酸素同位体以外に，クロム (Cr) 同位体組成 (Lugmair and Shukolyukov 1998; Qin et al. 2010) やチタン (Ti) 同位体比 (Zhang et al. 2012) についても，地球と月で分析の測定誤差の範囲内で区別できないことがわかっている．

(b) 巨大衝突説(ジャイアント・インパクト説)

アポロ計画以前は，分裂説，捕獲説，共成長説が考えられていた．しかし，アポロ計画後，月が大規模に溶融を経験したこと，揮発性元素が枯渇ていしていること，金属鉄コアに欠乏しているという制約条件が加わったことにより，これらの説の可能性が極めて低くなり，新たな説を考えざるをえなくなった (例えば，玄田英典 2010)．アポロ計画で持ち帰られた月試料の詳細な分析が行われた直後，Hartmann and Davis (1975)，および Cameron and Ward (1976)によって独立的に，現在の巨大衝突説の原型が提案された．巨大衝突説では，原始地球に，巨大な天体が斜め衝突することによって，大量の物質が地球周回上にばらまかれ，それらの物質から月が作られる．この斜め衝突によって現在の地球–月系の大きな角運動量が与えられる．この説が提案された当時は，巨大衝突のような激しいイベントが本当にあったのかどうか疑わしいと考える研究者が多く，あまり真剣に受け止められていなかった (Stevenson 1987)．そのおよそ 10 年後の 1984 年に，ハワイ・コナにおいて「月の起源に関する会議」が行われ，1986 年に「Origin of the Moon」というタイトルの本が出版され (Hartmann and Phillips 1986)，巨大衝突説でなければ，観測事実をうまく説明できないという統一的な見解に収束し，それ以来，巨大衝突説が，月の起源としてもっとも有力視されるようになった．

また，1990 年代になると，地球型惑星形成の詳細な数値計算が行われるようになり，地球型惑星形成の後期には火星サイズの原始惑星同士の衝突が複数回起きることがわかってきた (Chambers and Wetherill 1998; Kokubo and Ida 1998)．つまり，巨大衝突説が提案された時は，恣意的であると考えられていた巨大衝突が，実は，惑星形成時に必然的に，しかも複数回起こるイベントであることがわかってきたことによって，さらに巨大衝突説を支持する展開となった．

同様に，1990 年代になると，3 次元の巨大天体衝突の高解像度シミュレーションが行われるようになり，月の観測的制約条件を満たす衝突条件が詳しく調べられるようになった．その結果，ほぼ現在の大きさにまで成長した地球に，火星サイズ (地球質量の 10 %) の天体が斜め衝突することで月質量の 2〜3 倍の物質が地球の周りに留まることがわかった (Canup 2004)．この円盤から月が作られることから，原始月円盤と呼ばれている．この原始月円盤から月サイズの衛星が作られる過程についても詳細なシミュレーションが行われており，1 カ月〜1 年という非常に短い時間で月が形成される (Ida et al. 1997).

巨大天体衝突のシミュレーションからは，原始月円盤の物質は，主に衝突天体のマントル物質であることがわかっている (Canup 2004)．このことは，現在の月に大きな金属鉄コアがないこととは矛盾しない．また，衝突によって解放されるエネルギーは非常に大きく，円盤物質は全溶融し，一部蒸発するほど高温になる (Genda and Abe 2003)．また，円盤から月が集積する際に解放される重力エネルギーよって，月が全球的に溶融するのは疑いない．このことは，月が大規模溶融を経験したことと調和的である．円盤形成および短時間の月集積から，形成された月に揮発性元素が枯渇する．この過程を追った計算 (Abe et al. 1998) によると確かに揮発性元素 (Na，K など) は強く枯渇し，難揮発性元素(Ca，Al など)は濃集する結果が得られている．

以上の様に，巨大衝突説は，月の観測事実の多くを自然に説明する．しかし，同位体組成に関しては，巨大衝突説で自然に説明できていない．前述した様に，月と地球の同位体組成は区別ができない．もし，衝突天体が原始地球と異なる同位体組成を持っていたとしたら，月の大部分は衝突天体物質由来であることを考えると，地球とは異なった同位体組成を持ってしまう．衝突時に地球が高速回転していれば，大量の地球マントルが放出され，上記の同位体組成問題を解決できるかもしれない (Ćuk and Stewart 2012)．ただし，高速回転する地球から角運動量を抜く必要があり，まだ完全には解決されていないようである (Wisdom and Tian 2015)．詳細は 2.3.1 節において詳しく議論するが，巨大衝突説は，まだ完全解決には至っていない状態であることを付け加えておく．

2.1.2 レイトベニア，後期重爆撃期，衝突頻度の長期変動（第二部）

2.2 「かぐや」での日本の貢献:レビュー

2.2.1 表面元素組成 バルク組成推定のための表面組成の理解 [山本聡，唐牛譲]

ここでは 2007 年打ち上げの日本の月周回探査衛星「かぐや(SELENE)」の成果の中で，特に月バルク組成推定の理解に果たした貢献について述べる．最初に，「かぐや」以前でどのような探査や観測が行われていたかについて簡単に概要を述べるところから始める．地球を始めとする太陽系固体惑星の初期進化過程の全容を解明する上では，他の惑星と比べて比較的簡単なプロセスによって形成と進化過程を経てきた月の理解が欠かせない．月は他の惑星に比べて小型であるために熱的活動が比較的早い段階で弱まっ

たことで，その形成の初期の情報を非常によく保存している．そのため，月の形成過程を明らかにすることで固体惑星の初期形成プロセスを解明する糸口になると期待できる．特に月の地殻とマントルの形成と進化過程を理解する上で月のバルク組成の推定が重要である．そのためには，月表層の元素組成および鉱物組成の全球分布を把握することが重要である．アポロやルナミッションによる月からの石(以下，月サンプル)や月由来の隕石(以下，月隕石)に対する物質科学的研究により，月の元素組成および鉱物組成に対する詳細な情報が得られてきた．一方，限られた地点からのサンプリングにとどまった月サンプルや，起源地域を特定することが容易でない月隕石に対する知見から月全体の描像を明らかにするには，サンプル分析結果とリモートセンシングによる全球に対する観測データをどのように関連付けるかが重要である．しかし，「かぐや」以前でのリモートセンシングによる月観測では，測定機器の精度が元素濃度測定や鉱物判別を行うのに十分なレベルに達していない問題や，空間分解能が低いためサンプル分析と直接関連付けて解釈する際に大きな不定性が生じるといった問題があった．

もう少し具体的に述べると，「かぐや」以前のガンマ線観測による月表層の元素分布の成果としては，1971・1972 年に打ち上げられたアポロ 15・16 号による観測と 1998 年に打ち上げられたルナ・プロスペクター探査による観測が挙げられる．しかし，測定器のエネルギー分解能が低いため，元素毎の濃度に対する独立計測が難しく，また月の裏側等では放射性微量元素の濃度が測定限界値を下回るといった問題があった．そのため，ルナ・プロスペクターによる観測結果からは，月のバルク組成の推定を行う上で十分な精度での表面元素の全球濃度分布は分からなかった．アポロミッションでは全球観測すら行われていない．

また「かぐや」以前での反射分光観測による鉱物判別の成果は，大きく地上観測によるものと 1994 年に打ち上げられたクレメンタイン探査によるものが挙げられる．地上観測ではマウナ・ケア山頂にあるハワイ大学の望遠鏡により連続分光計による観測が行われ，月主要鉱物の分布や高地物質，火山性噴出物の組成に対する理解などが進められてきた．しかし，地上からでは 1 km～2 km 以下の空間分解能で観測することができないため，様々な鉱物からの寄与が混合した平均スペクトルを観測することになり，地質構造毎に分布するそれぞれの鉱物同定が困難である．そのため，観測結果をサンプル分析結果と直接関連付けて検証することが困難であった．また，地上からの観測では観測対象域が月の表側に限られるといった問題もある．一方，月周回衛星であるクレメンタイン探査では高い空間分解能(約 200 m)での月の全球観測が実施され，月の鉱物分布に対する様々な知見がもたらされた．しかしクレメンタイン搭載の分光器は，紫外域～近赤外域に対して，11 個の波長領域で反射率を測定するマルチバンドセンサであったため，鉱物の化学組成を決めるなどの細かい判別が困難であること，また 1 μm より長波長側を測定する機器に不具合があったため，鉱物判別自体に大きな不定性をもたらすこととなった．実際に，クレメンタインによって成された鉱物分布に対する解釈の多くは，その後の「かぐや」などの観測により誤判別であったことが報告されている．

一方,「かぐや」搭載のガンマ線分光計(Kaguya Gamma-Ray Spectrometer; KGRS)および,スペクトルプロファイラ(Spectral Profiler; SP)とマルチバンドイメージャ (Multi-band Imager; MI)は，それ以前のリモートセンシング観測が抱える問題を克服する性能を持つ．KGRS は K，Th，U といった放射性微量元素や，宇宙線によって励起されガンマ線を放出する元素の定量測定を行う機器である．従来の探査の測定器と較べて数 10 倍以上のエネルギー分解能を持つため, 従来は不可能であった放射性微量元素の高精度での独立計測が可能となった. さらに従来の探査の測定器よりも元素濃度の測定限界値を低くすることに成功している．SP は空間分解能 500 m の領域に対して，可視域・近赤外域 (0.5 μm～2.6 μm) の連続分光スペクトルを高波長分解能(6 nm～8 nm) で取得することができる分光器(ハイパースペクトルセンサ)である．月に対してハイパースペクトルセンサによる全球観測が実施されたのは SP が世界で初めてであった．また，MI は 0.4 μm～1.6 μm の間の 9 つの波長領域で反射率を測定するマルチバンドセンサであるが，クレメンタインと比べて一桁高い空間分解能(最大 20 m)を持つ．またクレメンタインと較べてノイズを低く抑えることに成功しており，精度良い鉱物判別が行えるものである．さらに SP と MI の同時観測により，SP で特定された鉱物の空間分布について MI を使って明らかにするという，相補的戦略が取られている．そのため SP と MI による高空間かつ高波長分解能でのスペクトル分光学的解析により, 月サンプルや月隕石との直接比較・照合ができるようになった.

では，次にこれらの 3 測定器による観測成果が，月表層での元素分布および鉱物分布の理解に対してどのように貢献してきたかについて，以下のテーマに沿って述べる：(1) 月初期地殻やマントルの化学組成に対する新しい知見，(2) 月元素組成の全球分布に対する新しい知見，そして(3) 天体衝突による月地殻とマントルの元素組成の進化に対する新しい知見である.

(a) 月初期地殻およびマントルの化学組成に対する新しい知見

＜月原始地殻由来の斜長岩の発見＞

月サンプルや月隕石にも含まれている月の高地地殻は, ほとんどが斜長石から構成される斜長岩から出来ている．月の地殻とマントルの起源に対するモデルでは，月形成の初期段階は非常に高温なために溶融状態にあり，全球がマグマの海 (lunar magma ocean =LMO) で覆われていたと考えられている．月の高地地殻は，LMO の冷却固化過程において斜長石が結晶化し，LMO 全体との密度差により浮遊することで形成されたと考えられている．そのためこれらの斜長岩の鉱物組成の詳細を知ることは LMO の冷却固化過程や月バルク組成を知る上で非常に重要である．月サンプルの分析結果から，月高地の斜長岩に含まれる斜長石の割合は 82-92 %程度であり，それ以外は他の苦鉄質鉱物(カンラン石や輝石)等から成るということがわかっている．一方，月サンプルで見つかっ

ている斜長岩の持つ化学組成がどの程度月全体を反映したものであるかについてはわからない．そのため，地上望遠鏡による月地殻の斜長岩露頭をターゲットとした観測的研究なども行われきた．しかし，過去の観測では斜長石の持つ分光スペクトル的特徴(斜長石に微量に含まれる Fe^{2+}の電子遷移によって生じる波長 1.25 μm 付近の吸収バンド．以下では斜長石吸収バンドと呼ぶ)は検出されていなかった．

一方，SP を使った観測により，月の高地のクレーター中央丘や壁面で，斜長石吸収バンドを持つ反射分光スペクトルの検出に世界で初めて成功した．また MI を使った 69 個のクレーターに対する詳細解析の結果，その半数以上のクレーターの中央丘で斜長石吸収バンドが確認された．それらの反射スペクトルデータに対して，地上実験室で測定された鉱物のスペクトルとの比較解析を行ったところ，これらは，ほぼ 100 %斜長石から成る斜長岩 (Purest Anorthosite =PAN)であることが判明した．月サンプルの中においても，ほぼ斜長石から構成される岩石の存在は知られていた(例えば，アポロ 60015)．しかし，これらの月サンプルは局所的に表層に存在する転石であったため，その起源や存在量に対して制約をつけることは容易ではない．一方，起源に対して大きな制約を与えることができる高地のクレーター中央丘等で，ほぼ単一鉱物の斜長石が普遍的に存在することを「かぐや」が世界に先駆けて発見したことは，月のバルク組成推定の理解においても非常に重要なものである．

さらに SP の全データ(約 7000 万スペクトルデータ)に対するデータマイニング手法を用いた PAN に対する追跡解析を行ったところ，PAN はクレーターの中央丘だけでなく，月の裏側高地に位置する巨大衝突盆地に付随する形でも分布することを突き止めた(図 2-1)．また，太陽風や微小隕石衝突にさらされて変成を受けた (宇宙風化) ことにより斜長石吸収バンドが非常に微細となった PAN (eroded PAN)の露頭が裏側の高地領域に大規模に分布することが SP データにより明らかとなった．これらの PAN および eroded PAN は巨大衝突構造に付随する形で月面上に分布することから，月表層の下には PAN からなる月の原始地殻の大規模な層があり，今から 38-40 億年ほど前に起こった巨大天体衝突によって掘削されたものと解釈される．この場合，衝突掘削モデル解析から，この原始地殻の層は 10 数 km の深さから最大 40-50 km の深さまで広がっていると見積られている．

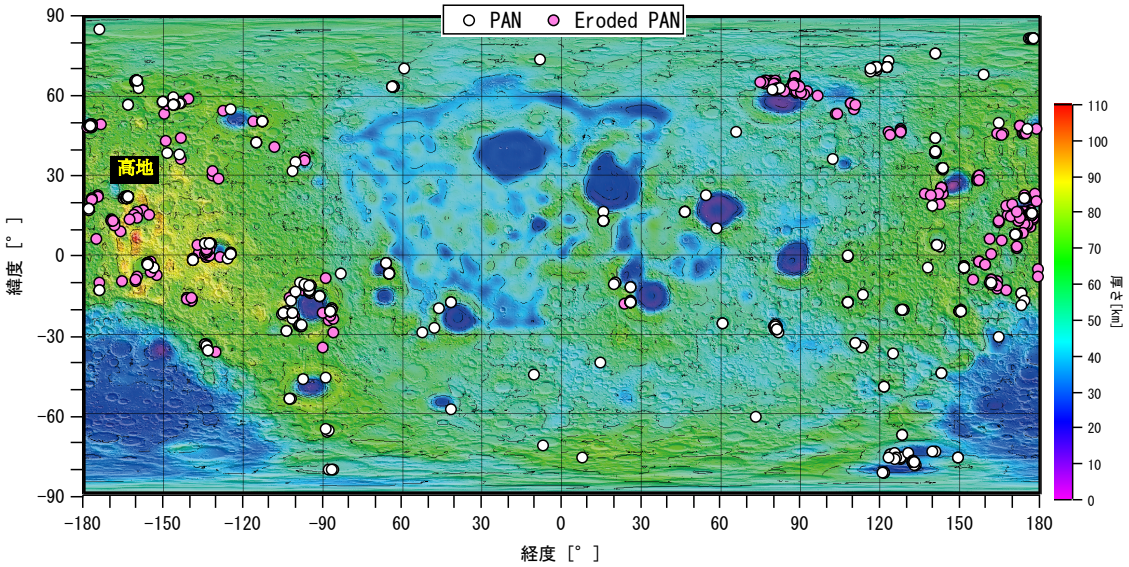


図 2-1 「かぐや」が明らかにした斜長石に富む露頭の全球分布．PAN は斜長石を特徴づける 1.25 μm 吸収を明瞭に示す場所，eroded PAN は斜長石が宇宙風化等を受けて 1.25 μm 吸収が微細になったスペクトルを示す場所である (Ohtake et al. 2009; Yamamoto et al. 2012, 2015a)．背景は，「かぐや」搭載レーザ高度計による月高度モデルと，子衛星を利用した 4 ウェイドップラー観測によって得られた月の重力場モデルに基づいて推定された地殻厚データ (Ishihara et al. 2009)．紫から水色の領域が地殻の薄いところ，黄色や赤い領域が地殻の厚いところに相当する．経度 0°が月の表側中心に相当する．

「かぐや」により発見された PAN からなる大規模原始地殻の存在は，単純なマグマの溶融固化過程だけでは純粋な斜長岩を形成することが難しいため，LMO において斜長石だけを効率的・選択的に集める地殻生成メカニズムがあったことを意味する．また，斜長石はその構成元素に Ca と Al といった難揮発性元素を含むことから，大規模原始地殻の存在は月全体のこれらの元素の濃度がこれまでの解釈よりも高かったことを示唆しており，月の起源において Ca や Al の濃集過程があったことを意味する．そのため，月サンプルを元に構築された月バルク組成と LMO シナリオは再検証と修正が必要がある (Matsunaga et al. 2008; Ohtake et al. 2009; Yamamoto et al. 2012, 2015a).

＜マントル由来のカンラン石の発見＞

また, SP は世界で初めてマントル起源と考えられる鉱物 (カンラン石) の露頭を発見した．「かぐや」以前では，月のマントルの詳細な構造と組成についてよくわかっていなかった．その大きな理由としては，マントルを構成する物質は通常月の深部にあり，月の表面には現れないからである．一方，巨大天体衝突により地下深部にあるマントル物

質が掘削されれば，月表面にもマントル起源物質はもたらされると考えられる．そのため，過去の地上観測やクレメンタイン探査では，巨大衝突構造を中心に，例えば地球のマントルを構成する主要鉱物であるカンラン石をターゲットとした研究がなされてきた．しかし，過去の地上観測やクレメンタイン探査ではカンラン石に富む領域は月面の 8 箇所 (例えば，コペルニクスクレータやアリスタルコスクレータ等) について報告されていたにすぎず，それらの起源が月マントルに由来するのか，それとも地殻下部に貫入してきたマグマ由来なのかについても，よくわかっていなかった．

一方，SP を使ったカンラン石の持つ吸収バンド(Fe^{2+}の電子遷移によって生じる 0.85, 1.05, 1.25 μm の吸収バンド)に着目したデータマイニング解析により，月面上でカンラン石吸収バンドを持つスペクトルを 245 箇所で検出することに成功した．これは全 SP データに対する割合でわずか 0.0004 ％程度であり，月面上で非常に稀な領域でしかカンラン石が露頭として存在していないことを意味する．また 245 の検知地点は殆どが直径 1～10 km の小さなクレーター等の特定領域に集中しており，その特定地域毎に分類すると，カンラン石が見つかるのは月面上の 34 箇所になることが分かった．34 箇所のうち 3 箇所は，過去にカンラン石のスペクトルが検知されたと報告されていた場所と同じであるが(地上望遠鏡による 2 箇所とクレメンタイン探査による 1 箇所)，クレメンタイン探査で報告されていた残りの 5 箇所については，カンラン石の持つ吸収バンドは検知されなかったことから誤判断であると考えられる．

これら 34 箇所のカンラン石に富む場所は，月の地殻厚が相対的に薄い場所に位置する巨大衝突盆地の周囲に分布することが分かった (図 2-2)．一方，月の裏側の地殻の厚い部分ではカンラン石の露頭は見つからない．このことより，巨大天体衝突により地殻の下に存在していたマントル物質が掘削され周囲に分布したと考えられる．

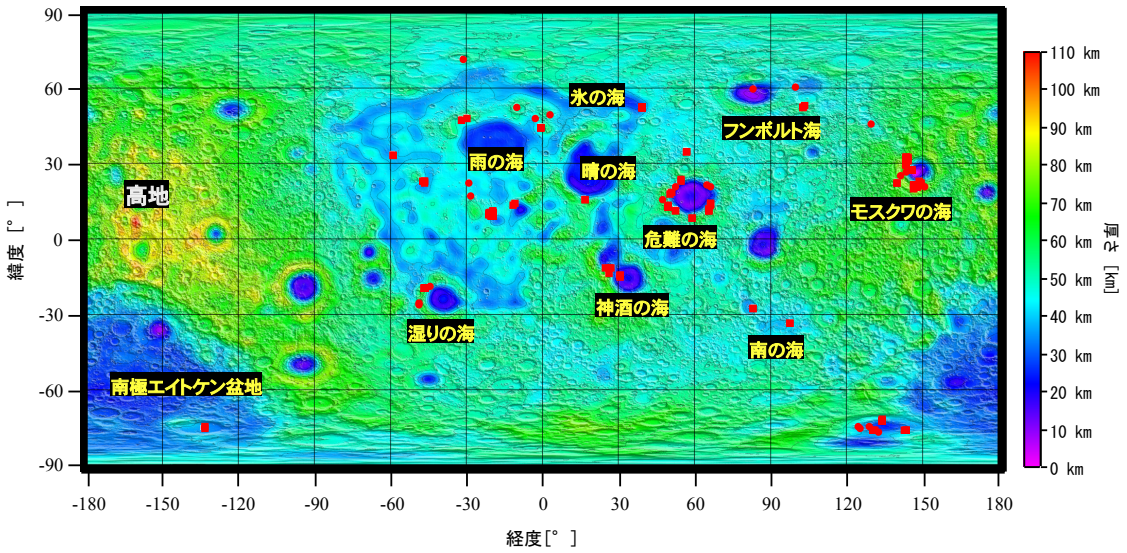


図 2-2　34 箇所のカンラン石に富む場所(赤丸) (Yamamoto et al. 2010). 背景は，「かぐや」によって得られた地殻厚データ (Ishihara et al. 2009).

また SP で観測されたスペクトルデータと地上実験室で測定された鉱物スペクトルデータとの比較解析により，発見されたカンラン石に富む多くの岩石のスペクトルは，マントル起源と考えられるダンカンラン岩(90 %以上がカンラン石からなる岩石；ダナイト)のものに非常に近く，一方，マントルの部分溶融によりカンラン石を含むマグマが斜長岩地殻に貫入することで生成されたトロクトル岩(カンラン石と斜長石から構成される岩石；トロクトライト)とは一致しないことも分かった．これにより，月表面で検出されたカンラン石にはマントル起源のものが含まれることが裏付けられた．

標準的な LMO モデルでは，冷却固化過程において最初に晶出するカンラン石は LMO 全体に比べて高い比重を持つことから，マントル深部に沈積したと考えられる．この場合，上部マントルがカンラン石に富んでいたとは考えにくい．一方，衝突盆地形成でマントル由来のカンラン石が掘削されたのであれば，これらの衝突盆地が形成された 38—40 億年前に，上部マントルにカンラン石に富む層があったことを意味する．そのため，標準 LMO モデルだけでは説明がつかず，深部に沈積したカンラン石を上部マントルに輸送する何らかの機構(例えば，LMO 固化後の重力的不安定によりマントルの層構造が逆転するマントルオーバーターン現象等)が必要となる．このようにマントル起源のカンラン石の露頭発見は，月マントルの化学組成だけでなく，LMO 進化とマントル構造モデルに対して大きな制約条件を与えるものである (Yamamoto et al. 2010).

(b)月元素組成の全球分布に対する新しい知見

＜高地領域における LMO 由来の放射性微量元素および Mg/Fe 比の元素分布＞

天然放射性元素である K，Th，U の放射壊変熱は熱源として月の熱進化に重要な影響を及ぼすため，これらの元素の全球分布を明らかにすることは，月のバルク組成だけでなく月の熱史を考える上でも重要である．これらの元素は液相濃集元素と呼ばれ，LMO の冷却固化過程において液相に取り残されやすい性質を持つ．そのため，固化過程の初期に晶出した月地殻に含まれる K，Th，U の含有量は非常に少なくなると考えられる．ルナ・プロスペクター探査では月の表側の玄武岩の海に対する Th 分布の測定に成功しているが，主に斜長岩地殻で形成される裏側高地については，濃度が 1 μg g^{-1} 以下であったためにその詳しい分布は明らかにされていない．また，月の熱史にとって最も大きな影響を及ぼす U の分布についてはエネルギー分解能が低いため，独立計測が不可能であった．

一方，KGRS は 1 μg g^{-1} 以下の Th，U の独立計測が可能であることから，月の全球に渡って高精度での K，Th，U の濃度分布を得ることに成功した．この結果，Th の濃度分布は月高地の地殻厚と逆相関関係を示し，最も地殻厚が厚くなる月裏側の中心領域において Th 濃度がもっとも低くなることが分かった(図 2-3a)．このことは，月地殻の結晶晶出過程は全球で一様ではなく，少なくとも月の表側と裏側における地殻形成過程が不均一であった可能性を意味する．また，月の裏側の U 濃度分布は東側高地と西側高地で差があり，東側高地で 1.6 倍ほど高い (図 2-3b)．一方，Th 濃度ではそのような東西非対称構造は見られない．U と Th は地球化学的挙動が同じであることから，月面上における U 濃度の非対称性構造が，月地殻形成後の火成活動等で生じたものとは考えにくい．そのため，LMO の組成の中で既に液相濃集元素毎に有意な不均質があったと考えられる．これは月の地殻形成と LMO の冷却固化過程のモデルに対して重要な制約条件を与えるものである．また後述する KGRS によって計測された CaO 濃度のデータにおいても高地領域において不均質があることが見つかっている．

また，SP データを使ったスペクトル解析により月高地のレゴリス中に含まれる Mg と Fe の量比(Mg 数=Mg/(Mg+Fe) (モル ％) と定義される)についての全球分布についても明らかにされている．LMO 冷却に伴い鉱物が析出する過程では，Fe よりも Mg の方が析出する鉱物に取り込まれやすく，残ったマグマには Fe が残存する傾向がある．言い換えると，LMO 初期に晶出した苦鉄質鉱物ほど Mg 数は高く，後期に晶出した苦鉄質鉱物ほど Mg 数は低くなる．月サンプルで回収された斜長岩には，微量ながら苦鉄質鉱物が含まれており，これらの苦鉄質鉱物は Fe に富む(低い Mg 数=Mg 数の典型値が 40～70，平均が 60 程度)ことから，月の原始地殻は LMO の冷却固化過程がある程度進んだ Fe に富むマグマの中で晶出した岩石からなると考えられてきた (苦鉄質鉱物が鉄に富む (Mg 数が低い) 斜長岩ということから Ferroan Anorthosite=FAN と呼ばれる)．しかし，月サンプルは月の表側の限定された地点で回収されたものであり，FAN が月全体を反映するものであるかはわからない．実際に FAN よりも Mg 数の高い始原的な斜長岩 (Magnesian Anorthosite と呼ばれる) が，月の裏側由来と考えられている月隕石から

見つかっている．しかし，「かぐや」以前の描像では月の原始地殻は FAN が支配的であるとされていた．

一方，SP の持つ 6 nm～8 nm の高波長分解能により，月高地のレゴリス中の斜長岩に含まれる僅かな苦鉄質鉱物の Mg 数の同定が可能となった．そのような Mg 数判別は，「かぐや」以前のリモートセンシング観測では不可能であった．実際に，全 SP データに対する解析から，Mg 数の高地領域全体の分布を推定した結果，月サンプル回収が行われた月の表側では Mg 数は 42～69 であり FAN と同程度であることが分かった．一方，月の裏側では FAN と比べて Mg 数の高いものが支配的であり(Mg 数の典型値が 50～80)，月の裏側の地殻厚が一番高くなるところで Mg 数も最大になることがわかった．このことは，LMO が完全に固化する以前に，LMO の初期組成分布において月の表裏での非対称があったか，または月の表裏で LMO の固化進化過程が異なっていたことを意味する (Ohtake et al. 2012; Kobayashi et al. 2012; Yamamoto et al. 2016; Yamashita et al. 2010, 2012).

＜高地領域おける Ca に富む輝石の分布＞

また，SP を使ったスペクトル解析により，高地領域の衝突クレーターで Ca に富む輝石 (High Ca-pyroxene; HCP)が多く含まれる露頭が多数発見されている．月の主要鉱物の一つである HCP は主に月の海領域に多く含まれている．それに対して高地領域では，斜長石や Ca に乏しい輝石 (Low Ca-pyroxene; LCP)などの苦鉄質鉱物が混合したものからなると考えられてきた．一方，SP データを使ったデータマイニング解析により，HCP が多く含まれる露頭を持つクレーターは，月の裏側の高地領域に大規模に分布することが明らかとなった．過去の地上観測によりチコクレーターなどで，スペクトル的に HCP が支配的な露頭の存在について報告はなされてきた．一方，地殻の厚い裏側高地領域においても，HCP が支配的な露頭が大規模に分布することを見つけたのは「かぐや」が初めてである．従来は，月原始地殻に含まれる苦鉄質成分は LCP が支配的であると考えられてきたことから，この発見は LMO から月原始地殻が固化進化する段階のマグマ組成に対して，新たな制約条件を与えるものである (Ogawa et al. 2011; Yamamoto et al. 2015b).

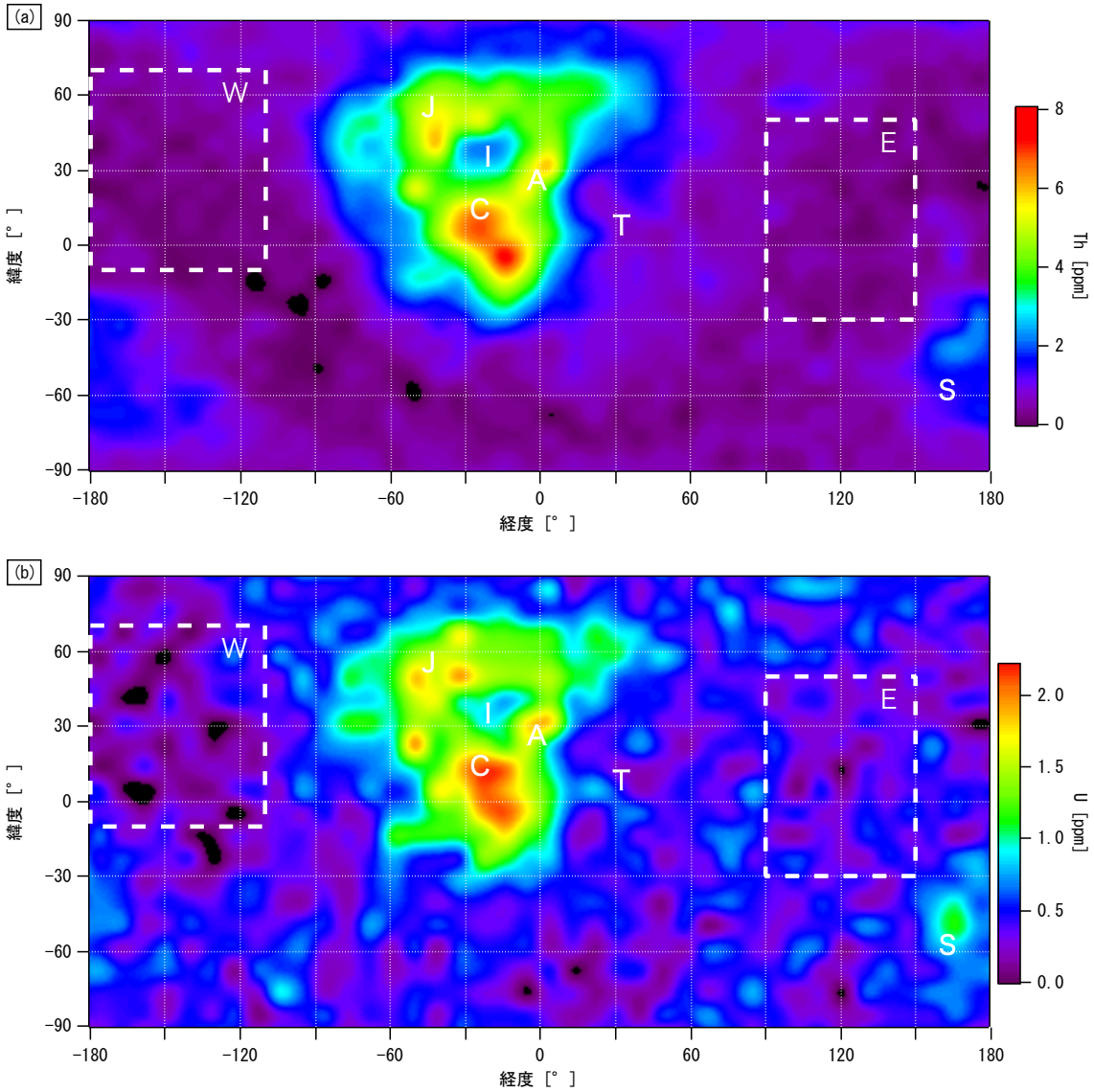


図 2-3　KGRS によって明らかにされた (a) Th 存在度，(b) U 存在度 のマップ (Yamashita et al. (2010) の元データから作成)．アルファベットは 次の地名を示す：(A) アペニンベンチ；(C) コペルニクス；(I) 雨の海；(J)ジュラ 山脈；(S) 南極エイトケン盆地；(T) 静かの海．東側高地(E の破線四角領域)と西側高地 (W の破線四角領域) で Th の濃度に違いが見られないのに対し，U の濃度には違いが有ることが分かる．

＜海領域における CaO 量の全球分布の解明＞

さらに KGRS により，Ca の詳細な月全球分布図も明らかにされている (図 2-4)．月の岩石分類においては，月面上の Mg，Al，Si，Ca 等の元素濃度分布図を明らかにすることが重要であるが，過去の探査ではこれらの元素の絶対濃度に対する信頼がおける全球分布データが得られていなかった．一方 KGRS は Ca について精度の高い濃度分布を得

ることに成功した．それにより，月の表側に分布する海玄武岩の Ca 濃度に，1000 km スケールで非対称性構造があり，月表側の西側にある雨の海や嵐の大洋では Ca に乏しい(CaO 濃度換算で約 8 wt%)海玄武岩が支配的であるが，東側の危難の海や豊かの海等では Ca 量が相対的に高くなることが分かった．海玄武岩が月の内部の部分溶融により噴出してきたものだと考えると，この 1000 km スケールでの非対称構造は，月のマントル組成に大規模な不均質性があることを示していると考えられる (Yamashita et al. 2012).

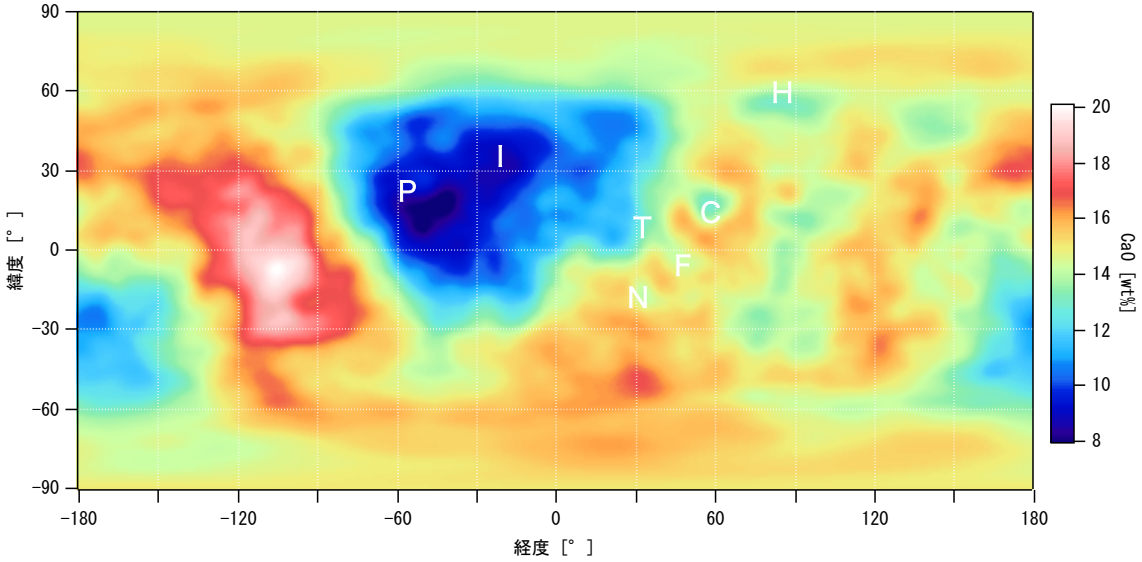


図 2-4　KGRS によって明らかにされた CaO 存在度のマップ (Yamashita et al. 2012 の元データから作成)．アルファベットは次の海を示す：(C) 危難の海; (F) 豊かの海; (H) フンボルトの海; (I) 雨の海; (N) 神酒の海; (P) 嵐の大洋; (T) 静かの海.

以上，KGRS や SP で得られた高地や海領域における放射性微量元素濃度や Mg 数および Ca 量の非対称分布により，LMO の冷却固化過程と月内部組成は均質一様でないことが分かった．このような非対称性モデルを提唱した研究は過去にもあったが，具体的にどの元素がどのような濃度分布で非対称性を示すのかを定量的に示したのは，「かぐや」が初めてある．また，高地領域において HCP に富む露頭が大規模に分布することは，月原始地殻の固化段階のマグマ組成に対しても，新たな制約条件を与えるものである．これらのことは，月サンプルが示す組成データが必ずしも月のバルク組成を代表しているものではないという事の観測的証拠でもあることから，従来の月サンプルを元に構築された月バルク組成と LMO シナリオに対して再検証と修正を行う必要があることを意味する．

(c) 天体衝突による月地殻とマントルの元素組成の進化に対する新しい知見

元素および鉱物の表層分布から月のバルク組成について推定を行う上では，月地殻形成後，天体衝突により月表層の元素・鉱物組成分布がどのように変わっていったのかを明らかにすることも重要である．というのは，月地殻表層は，火成活動による内因的変成だけでなく，天体衝突による外因的変成の影響も受けているからである．実際に，先述した地殻下層の PAN や地殻の下にあるマントル物質が月表層に露出しているのは天体衝突による掘削の結果である．しかし，過去に起こった巨大天体衝突により，具体的にどの元素にどのような変動が生じうるのかについては，これまで理解があまり進んでいなかった．

そこで，「かぐや」探査チームにより，太陽系最大の衝突クレーターの一つと考えられている，月の南半球に位置する直径 2600 km の南極エイトケン盆地 (South Pole-Aitken basin: SPA) に対して，SP と MI を使った詳細スペクトル解析が行われてきた．その結果，SPA 中央部の最も深くなる場所に位置するクレーターの中央丘が，普遍的に LCP に富むことを明らかにした．従来のクレメンタイン探査による SPA に対する鉱物判別研究では，そのような LCP に富む中央丘の存在は知られていなかった．LCP に富む中央丘は SPA の中央領域の代表的なクレーターで普遍的に見つかることから，SPA の地下に均質な LCP の層構造が存在することが考えられる．一方，SPA 中央部のクレーター中央丘の周囲には，LCP ではなく HCP が支配的な均質層が広がっていることが MI による詳細解析から明らかにされている．これらの均質な LCP や HCP の層の起源として，巨大天体衝突により月の表層地殻物質とマントル物質が大規模に溶融し，その冷却過程で再固化する際に産出されたものである可能性が考えられる．つまり，月面上で過去に起こった大規模衝突では，衝突溶融による二次地殻の形成が重要な役割を果たしたことを意味する．

さらに，SP データを使ったデータマイニング解析により，LCP の全球分布を調べたところ，同様の LCP に富む露頭領域が月の表側に位置するプロセラルム盆地 (嵐の大洋とも呼ばれる) の縁にも分布することがわかった (図 2-5)．これも，プロセラルム盆地を形成した天体衝突により，月の地殻およびマントル深部が掘削および溶融し，その後の冷却過程において生成された二次地殻の痕跡であると考えられる．これらの発見により，現在の月表層の元素組成は，必ずしも LMO が固化した形成直後の姿を表しているわけではないことが明らかとなった．これらのことから，月のバルク組成を月表層の鉱物および元素分布から考えていく上では，過去に起こった巨大天体衝突による二次地殻形成の影響も考慮する必要がある (Nakamura et al. 2009, 2012; Ohtake et al. 2014).

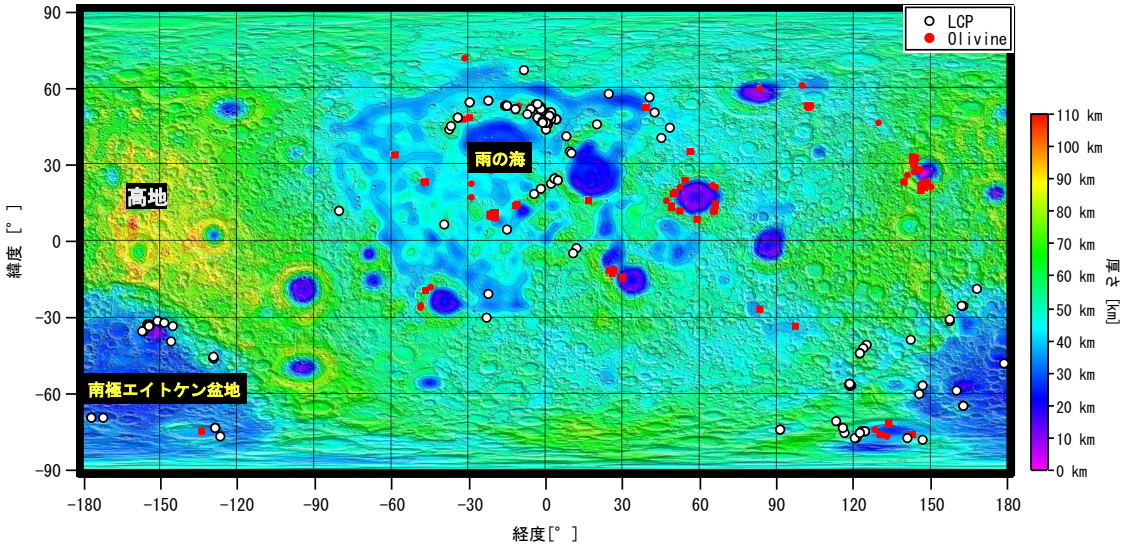


図 2-5　LCP に富む場所(白丸) (Nakamura et al. 2012)．比較のためにカンラン石の場所も赤丸で示した (Yamamoto et al. 2010)．背景図は，「かぐや」による地殻厚データ (Ishihara et al. 2009).

このように，「かぐや」搭載の KGRS，SP および MI の 3 測定器による観測成果によって得られた月表層の元素･鉱物分布に対する新しい知見は, 従来の月バルク組成や LMO シナリオに対して再検証と修正を求めるものであった．さらに，「かぐや」により得られた精度の高い元素・鉱物分布のデータにより，様々な月サンプルや月隕石との直接比較・照合研究が行われている．例えば，月の裏側由来と考えられる月隕石において Mg 数が高いことおよび Th 濃度が低いことは，KGRS および SP の観測事実とよく一致しており，これらの月隕石の起源地域に対する強い制約条件を与えた．同様に，KGRS や MI の月表層元素濃度分布地図をもとに，これまでに 100 個以上発見されている月隕石の起源地域同定の試みが行われている．採取地点が既知の月サンプルと異なり，起源地域がわからない点が月隕石研究の大きな不定性であった．もし月隕石の起源地域が同定できれば，その地域からのサンプルリターンに成功したことと同様の意味を持ち，月地殻の形成過程に対する理解が飛躍的に進むことであろう．また，月裏側起源と考えられる月隕石の中に PAN を探す研究なども行われており，「かぐや」の探査結果が月隕石研究に対して大きな貢献を果たしていると言える．さらに先に見たように，必ずしも月の表層物質は LMO が固化した形成直後の姿をそのまま保持している訳ではなく，天体衝突により二次的な変成や，表面物質の拡散・撹拌の影響を受けている．月隕石の分析研究だけではこの影響を理解しながら月地殻の形成過程を理解することは難しく，月全体の現在の姿を詳しく知る必要がある．このような視点からも「かぐや」のリモートセンシングによる全球観測データのさらなる詳細研究は物質科学的研究の立場からも期待されている．

2.2.2 盆地年代と初期衝突史 [鎌田俊一]

「かぐや」での日本の貢献として，世界初の全球測地観測と，それに基づく衝突盆地に関する研究が挙げられる．衝突盆地とは，月面を覆うクレーターの中でも直径約 300 km を超える大きなものを指す(図 2-6)．衝突盆地の表面地形と地下構造は，後述するように，その衝突が起きた時の月内部の温度構造を反映する．そのため，衝突盆地の地形と地下構造は月の進化を探る鍵となる．また，個々の衝突盆地の形成年代は内側太陽系における初期衝突史(つまり惑星形成後の集積過程)を解き明かす上で不可欠な情報である．しかしながら，「かぐや」以前の限られた観測データから推定される地下構造の空間解像度は非常に低く，定量的な議論は困難であった．また，衝突盆地の形成年代についてもアポロ着陸点付近のごく限られたものを除き，ほとんど分かっていなかった．

図 2-6 「かぐや」に搭載されたハイビジョンカメラで撮影されたシュレーディンガー盆地. 円構造が明確に見られる「新鮮な盆地」の一つである. (c) JAXA/NHK.

測地学的な観測，つまり地形と重力場の観測からは，地下にある密度境界面での起伏の大きさを推定することができる. 月においては, 地殻とマントルの間の密度差が大きく, かつ比較的浅い場所にあるため, 地殻－マントル境界面の起伏が推定できる. 第 4 章 4.2 節で述べるように，「かぐや」による月全球の測地観測データを用いた月の重力場モデルは，球面調和次数にして 70 まで有意であることが分かった (e.g., Ishihara et al. 2009; Matsumoto et al. 2010)．これは，直径 300 km 以上である衝突盆地の地下構造について十分な解像ができたことを示している．

衝突盆地の多くはその名の通り円形に凹んだ表面地形を持つが, 形成時期が非常に古いとされるものは, 凹みが浅く非常に崩れた地形を持つと考えられる (e.g., Wilhelms 1987). 以下ではそれぞれの衝突盆地を「新鮮な衝突盆地」と「崩れた衝突盆地」とし，それぞれに着目して得られた「かぐや」の成果をまとめる.

新鮮な衝突盆地は，重力場にもまた明確な同心円構造が見て取れる(図 2-7). 衝突盆地の中は表面地形が凹んでいることから，地殻物質(場合によっては上部マントル物質も)がはぎ取られている．そのため，もし衝突盆地の地下に重たい物質や，地下密度境界面に起伏がなければ重力は周囲と比較して弱くなる．しかし実際には，月表側のいくつかの衝突盆地の中は重力が強いことが知られていた (Muller and Sjogren 1968). 「かぐや」の重力場データは，月表側とは対照的に，月裏側の多くの衝突盆地の中は重力が周囲より低いことを明らかにした (図 2-7; Namiki et al. 2009). これは，月の表側と裏側において，衝突盆地の地下構造が大きく異なっていることを示している．月裏側に着目した初期解析の結果，衝突盆地の地下にある起伏の大きさと，衝突前の地殻の厚さに対する衝突の規模との間の相関が明らかとなった (Ishihara et al. 2009). このことは，月裏側にある衝突盆地の地下構造は，衝突直後にほぼ決まったことを示している.

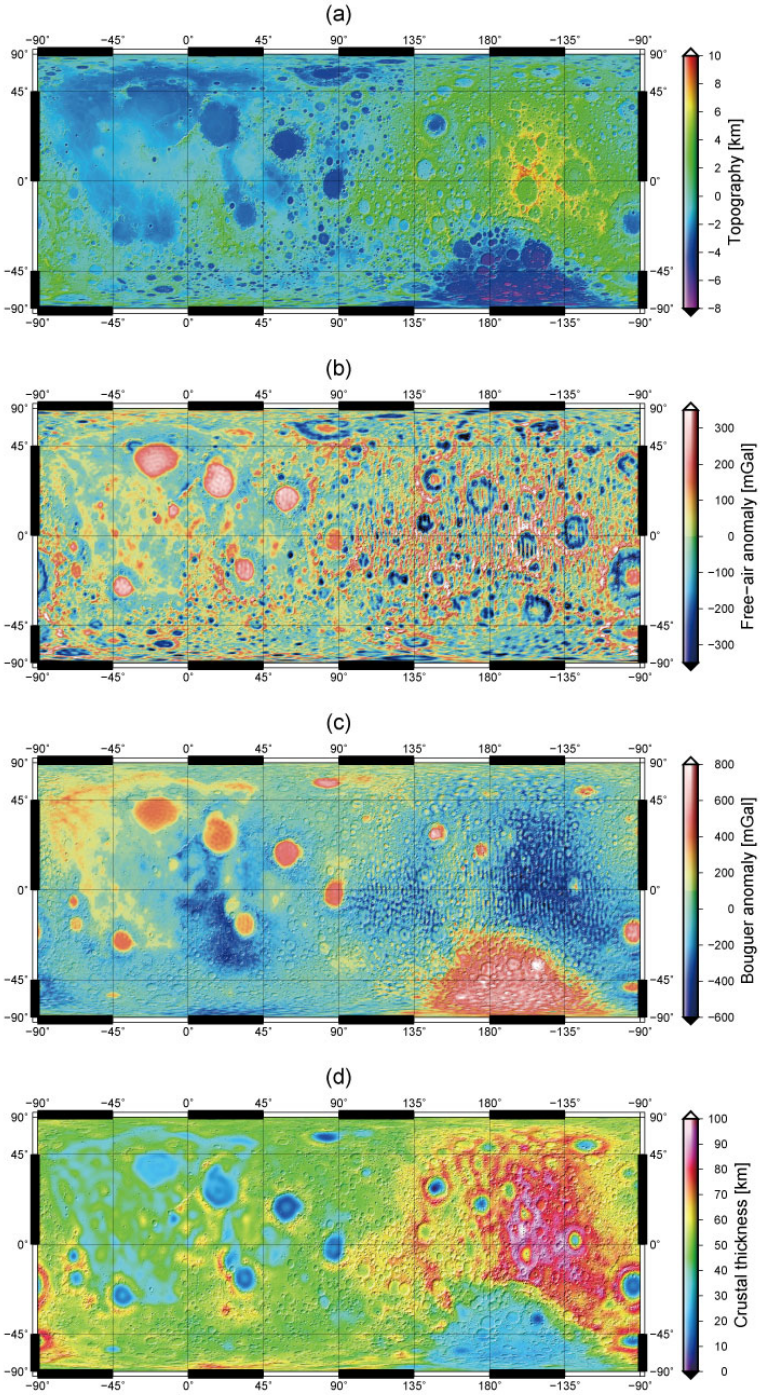


図 2-7 「かぐや」測地データと，それに基づく月地殻の厚さ．(a) 地形 (Araki et al. 2009)．(b) フリーエア重力異常 (SGM150j モデル (Goossens et al. 2011))．(c) ブーゲー重力異常．(a), (b)を用いて地形による重力異常を取り除き (地殻密度 2820 kg m^{-3} を仮定)，地下構造由来の重力異常を抽出したもの．(d) 地殻厚 (Ishihara et al. 2009)．左(右)側が月の表(裏)側である．いずれもランベルト正積円筒図法による投影．

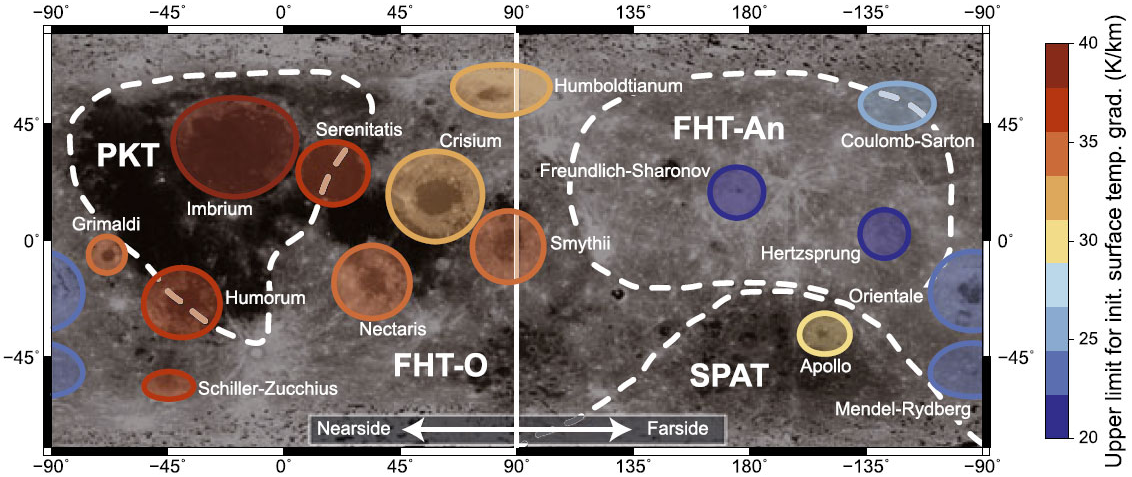


図 2-8　衝突盆地の形成時期における地温勾配の上限値 (Kamata et al. 2013). 左(右)側が月の表(裏)側である．衝突盆地の名前と月の地質区分も示した．月の裏側は表側よりも冷たくなければならない．

地殻やマントルは粘性を示すため，数百万年～数億年という長い時間の中で表面の地形と地下の起伏は緩和し平らになっていくが，この緩和は内部が熱いほど短時間で進行する．したがって，衝突盆地の地下構造があまり緩和せず衝突直後のままでいるためには，その形成期から現在に至るまで，月内部が低温である必要がある．この観点から衝突盆地形成期の月内部の温度構造を調べた結果，月の表側よりも裏側は有意に冷たかったことが分かった (図 2-8; Kamata et al. 2013)．またこのことから，表側と比較し，裏側の地殻は熱源元素(ウラン，トリウム，カリウム)に枯渇していることも明らかとなった．放射性元素は不適合元素であるため，マグマオーシャンの固化段階においては固体ではなく液体に取り込まれる性質を持つ．したがって，放射性元素の分布は月のマグマオーシャンが固化していく段階で決まるものであり，また熱源元素の量は火山活動の激しさや継続期間を決める．したがって，マグマオーシャン固化という非常に早い段階から，月は表側と裏側で大きく異なっていた進化をしてきたことが明らかとなった (Yamamoto et al. 2016)．これは，「かぐや」の画像解析に基づく斜長岩の鉄に対するマグネシウムの比から推定された表側と裏側の固化速度の違い (Ohtake et al. 2012) とも整合的である．

一方，崩れた衝突盆地は，地形だけでなく重力場でも明確な円構造は見られないことが分かった．このことは，これらの衝突盆地の地下起伏もまた非常に小さく，地下で起伏の緩和が十分に進行したことを示している．そのためには崩れた衝突盆地は月内部がまだ非常に熱かった時期に形成する必要があり，これは月マグマオーシャンの固化から 0.5 億年以内であることが示唆された (Kamata et al. 2015)．これは，衝突盆地の形成年代に関する全く新しい知見である．従来，衝突盆地の形成年代は，アポロ試料の放射性同位体の分析結果をもとに議論されてきた．巨大な衝突でできたであろう衝突溶融物の

絶対年代は 41 億～39 億年前に集中していたことから，衝突盆地は月マグマオーシャンの固化から数億年後，「後期隕石重撃期」と呼ばれるこの時期に集中して形成したと考えられてきた (e.g., Tera et al. 1974)．しかし月形成から数億年後には月内部はある程度冷えてしまっており，地下の起伏は緩和しきれない．崩れた衝突盆地が月全球に見られることは，月形成から間もない頃も多数の大規模衝突があったことを意味している．この新たな初期衝突史は，近年改訂が進んでいる惑星大移動仮説 (e.g., Bottke et al. 2012) とも整合的である．

このように，「かぐや」で行われた世界初の全球測地学的観測 (地形・重力場計測) は，月の地下構造の詳細な解析を可能にし，月の進化や初期衝突史，そして太陽系の進化に関しての科学的知見の創出へと繋がった．

2.3 未解決の重要課題

2.3.1 地球マントル起源 VS 衝突天体起源：コア，角運動量 [松本晃治]

月の核の大きさ・密度・状態 (固体 or 流体)・構造 (内核の有無) は，巨大衝突により形成したとされる月の初期温度や組成などのパラメーターやその後の熱進化を考える上で重要であるが，それらはまだ観測から十分な精度で推定されているとは言えない．内部が一様な球状天体の慣性モーメント I を MR^2 (M:質量，R:半径) で規格化した値は $I/MR^2 = 0.4$ となる．天体が分化し，密度の高い物質が中心付近に沈めばその値は小さくなる．比較的大きな金属核を持つ地球の場合，I/MR^2~0.331 である．一方，月の慣性モーメントは I/MR^2~0.393 であり 0.4 に近いため，少なくとも大きな核は存在しないと考えられる．実際，SELENE の電磁気学探査によって核半径の上限値として 400 km が報告されている (Shimizu et al. 2013)．地震学的には，2011 年に核・マントル境界からの反射波(コアフェーズ)を検出したとする二つの論文が発表され，核半径の推定値は 330 ± 20 km (Weber et al. 2011)および 380 ± 40 km (Garcia et al. 2011) と報告された．ただし，Weber らがマントル最下部の低速度層と固体内核にも言及しているのに対し，Garcia らのモデルはこれらを含まないという違いがある．このようなモデルの差は内部構造の不確定性の現れと考えられる．また，核半径の推定結果はマントル部分の速度構造モデルに依存すること，コアフェーズの検出はまだ明確ではないことから，報告されているコアサイズの不確定性も小さくない(4.2.1 (d)節参照)ことにも注意が必要である．

ラブ数は流体核の大きさに感度を持つ(流体核半径が大きい方がラブ数も大きくなる)．前述の Weber，Garcia モデルを用いて 2 次のポテンシャルラブ数 k_2 を計算すると，より小さい流体核を持つ Weber モデルの方が Garcia モデルより大きい k_2 を与える．これは一見矛盾するように見えるが，ラブ数は流体核半径のみならずマントルの粘弾性にも依存するため，Weber モデルに含まれる(弾性定数が小さい)低速度層が k_2 の理論値を押し上げていると理解できる．4.2.2 節に見るように，GRAIL によってラブ数 k_2 の精度は約 1 %まで向上したが，上記二つのモデルは GRAIL の結果が出る前に構築されたものであり，GRAIL の観測値と比較すると，それらに基づく k_2 の理論値は有意に小さい．そ

こで，最新の観測に調和的なモデルの構築が必要となり，Matsumoto et al. (2015) は GRAIL で観測された k_2 を含む最新の測地パラメーターと Apollo 走時データとを組み合わせて内部構造推定を試みた．しかし，表側のみで観測された走時データで拘束できるのは深発月震が起こる深さ (およそ 1000〜1200 km) までであり，それより深い部分は測地パラメーターで拘束されることになる．その結果，流体核半径とマントル最下部の低速度層の厚さの間にトレードオフが残り，両者の分離は困難であった．また，固体内核の密度を 8000 kg m^{-3} と仮定した上でその半径も推定したが，260 km という上限値を与えるに留まった．

核の密度は，Fe 核にどの程度軽元素が含まれ，どの程度融点が下がるかを議論する上で重要である．質量と慣性モーメントは核密度に対する拘束条件となり得るが，核密度を決めるためには，地殻・マントル部分の構造 (密度・厚さ) に加えて核半径を知ることが必要となる (たとえ地殻・マントルの構造が完璧に決まったとしても，核の半径と密度の間にトレードオフが残る)．このように，質量・慣性モーメント・ラブ数・Q 値等の測地パラメーターの精度は向上したが，これらは月全体を特徴付ける積分量であり，層境界の位置 (深さ) の情報を持たない．逆に，層境界の位置が精度よく決定されれば，核を含む月深部構造の理解を次の段階に進めることができる．しかし，現状の月震データはメガレゴリスのような短波長不均質構造の散乱の影響を強く受けており，そのデータから層境界からの反射波を検出することは容易ではない．この問題を解決するためには，散乱の影響を受けにくい低周波地震波を観測できる広帯域地震計を月面上に広範囲に展開し，データを解析することが極めて有効となるであろう．

従来の巨大衝突説においては，月を形作る材料は主にインパクタの物質であり，月と地球の同位体組成がお互いに計測精度内で一致することを説明しにくいことが難点であった．Ćuk and Stewart (2012)は，高速回転する原始地球に対して衝突が起きた結果，地球のマントル・大気と周惑星円盤がお互いに力学的に分離することなく十分なミキシングが実現するという高角運動量巨大衝突モデルを提案し，この問題の解決を試みた．ただし，この高角運動量モデルでは，現在の月・地球系が持つ値と比較すると衝突後の角運動量が超過しており，角運動量を抜く現実的なメカニズムが必要となる．Ćuk and Stewart (2012)は，地球の公転周期と月の近地点歳差との間の出差共鳴を通した潮汐進化の過程で角運動量が失われるメカニズムを提唱したが，Wisdom and Tian (2015) はこのような角運動量の喪失は限られた範囲の潮汐パラメーターでしか起こらないことを示した．これを受けて Ćuk et al. (2016)は，よりロバストなメカニズムとして obliquity tide (月に対する見かけの地球の位置が南北に動くことによる潮汐)による潮汐進化を提案している．今後も，例えば難揮発性元素インベントリの月・地球比から月形成円盤の到達温度を推定するなど，理論研究の進展と観測による実証の可能性の検討が望まれる．

2.3.2 地球マントル起源 VS 衝突天体起源：バルク組成，同位体組成 [長岡央]

月誕生の起源としては，今までに 1) 地球が太陽系星雲内で集積した後の残りの物質が地球近傍で凝縮し，ほぼ同時期に，別々の天体として成長したとするモデル(兄弟説)：2) 原始地球集積後，回転不安定性のために地殻の一部が剥ぎ取られ，それが月に集積したとするモデル (親子説)：3) まったく違う場所で形成された天体が地球重力に捕獲されたとする説 (捕獲説)，等が議論されてきたが，現在最も有力視されているのが，前節にて解説されたジャイアント・インパクト説 (巨大衝突説) である．

ジャイアント・インパクトの結果，月の元となった始原物質がどのようなものであったか，この謎は依然として未解決である．特に月の始原物質として，1) ジャイアント・インパクトで地球に衝突した天体構成物質，2) 地球マントル物質，以上二つの候補が考えられており，どちらがどの程度支配的であったのかについては現在も議論が続いている．ここでは月の始原物質に関して，化学組成の観点から重要なテーマについて抽出し，簡潔にまとめる．

化学組成の観点からは，バルクの元素組成と同位体組成の二つのテーマについて紹介する．月の始原物質が地球マントル起源である場合，月の化学組成(バルク組成，同位体組成)は地球のものと酷似するはずである．一方で，衝突天体起源であれば，月の化学組成は衝突天体側の寄与により，地球のものとの差が生じ得る．

地球と月を構成する岩石・鉱物は，共通点を持ちつつも，月と地球の間には複数の違いが指摘されてきた．ここでは特にバルク組成という観点から，月の始原物質を議論する上で重要となる以下の課題について触れる：1) 月の難揮発性元素量は，地球の原始マントルよりも豊富に存在する；2) 月は地球と比較して揮発性元素が大幅に欠如している；3) 月のバルク Mg#は，地球のものと比較して低い値をもつ．

まず 1)の月と地球の間での難揮発性元素含有量の違いについて議論する．難揮発性元素 (Al，Ca，Th など) はその蒸発温度の高さから，月形成時の熱による散逸が最もしづらい元素群であり，始原物質の元素情報を最もよく保存している．したがって，月や地球におけるこれらの元素含有量を比較することで，月の始原物質を制約することができる．実際に月の全岩組成を測定することは不可能なため，今までに試料データや探査データ，数値計算を基に間接的に月の難揮発性元素含有量の見積りがなされてきた．その中でも，周回探査による全球観測が成功した Th について，月面での全球濃度分布を使って，月の全 Th 量が見積られた (Jolliff et al. 2000; Warren 2005)．しかし，それぞれで見積もられた全量は，地球の等倍 (Warren 2005) から二倍 (Jolliff et al. 2000) と大きな幅がある．月の全 Th 量が地球の全量と異なる場合，その違いを説明するためには衝突物質側の組成差の寄与や，熱による元素の散逸や濃縮などが関連していることになる．両者は月を地殻・マントル (上部，下部)・核に分け，各層での Th 全量を探査データや試料データから見積もったが，この両者の不一致に関しては用いた Th 分布の解釈の違い(Th の深さ方向の減衰を Warren 2005 は仮定)や，そもそもの地殻構造の層モデルの違い，用いた

データの信頼性 (特に裏側高地の極低 Th 濃度地域の精度) の問題, 等が起因している．層モデルの違いとは，レゴリス層，その下にある斜長岩層，Th-rich (KREEP)層，下部地殻，それぞれの厚さや組成の違いを指す．地殻層構造モデルの違いによる地殻の全 Th 量に与える影響については，Taylor et al. (2006)が用いる地殻モデルの違いにより，地球の等倍から二倍程度に大きく変動することを指摘し，彼らは現状のデータから地球の 1.5 倍程度が妥当であると結論づけた．しかし，これはあくまでも 2006 年までの元素分布データや地殻厚データ，層構造のモデルによるものである．「かぐや」の Th 分布 (Kobayashi et al. 2010; Yamashita et al. 2010) や月隕石のデータを駆使すると，Jolliff et al. (2000)の斜長岩地殻(FHT)の全 Th 量の見積りは，過剰評価である可能性が指摘されている(長岡央 2014).

2)の揮発性元素の欠如に関しては，回収試料中の斜長石の An 値(molar 100 × Ca/(Ca+Na+K))が地球のものと比較して高いこと(Na, K が枯渇)や，その他の揮発性元素(例えば，H, Bi, Tl など) が非常に少ないことが指摘されている (Taylor et al. 2006)．揮発性元素の含有量の違いについては, 衝突時の熱による散逸はマントル起源または衝突体起源に関わらず，ジャイアント・インパクトでは起こりうるため，その残量の比較から起源を議論することは難しい．したがって，揮発性元素の比較では，その同位体組成に基づいて起源を議論するほうがより効果的であろう．

3)に関しては，地球に持ち帰られた月斜長岩中苦鉄質鉱物の Mg#が，地球のものと比較して，鉄に富むもの(Mg#50-70；ferroan anorthosite, FAN)であったことから，月のマグマオーシャンは地球のものより，鉄に富んでいた可能性が考えられてきた(Warren 1985). マグマオーシャンを模したモデル計算のもと, アポロ試料中の斜長石浮上の条件から導いたマグマ組成は，地球のもの(Bulk Silicate Earth：BSE)と比較して，鉄に富んでいる可能性(1.3-1.8 倍)が指摘されている (Sakai et al. 2014)．一方で，月隕石の研究から，アポロ回収点とは異なる領域に，FAN より Mg#の高い斜長岩が分布していることが分かった (Arai et al. 2008; Korotev et al. 2003, 2006; Takeda et al. 2006)．さらに最近の月隕石研究では，角礫化の影響が非常に小さい斜長岩の中には，FAN と比較してより Mg#の高い苦鉄質鉱物(~Mg#85)を含む純粋斜長岩(PAN)が見つかっており (Nagaoka et al. 2014)，従来よりも高い Mg#のマグマ (地球と同程度) が必要であることがわかってきた.

次に同位体組成の観点から，月の起源物質について触れる：1)酸素同位体が地球のものと一致．； 2) ε Nd 値からみる地球マントル起源 or コンドライト起源.

まず 1)に関して，地球と月の酸素同位体比が非常に近い値を示すこと (Clayton and Mayeda 1975) は非常に有名な話であり，これは両者(もしくはその始原天体)がソーラーネビュラの中で，ほぼ同じような場所で作られたことを意味している．この特徴はむしろ月の形成モデルとして，兄弟説や親子説を支持するものである．衝突起源の場合は，地球と同じ酸素同位体比をもつ衝突体であるか, 衝突体の月質量への寄与が非常に小さかった (Wiechert et al. 2001) という制約を与える．最近の酸素同位体分析の結果では,

月回収試料の酸素同位体比と地球のものとの間にずれが見られるという結果 (Herwartz et al. 2014) と，一方で差は非常に小さいという結果 (Young et al. 2016) が報告されている．前者は月の大部分は衝突体に由来しているという見方や捕獲説を説明でき，後者は月がジャイアント・インパクト由来であるなら，非常に高いエネルギーと角運動量による衝突の結果，地球と衝突体のそれぞれの物質はよく混合され，似た組成になったと考えられている．

月の希土類元素 (Rare Earth Element, REE) 組成に着目した場合，月の起源物質が地球マントル起源であるか，衝突体起源であるかにより，それが溶けたマグマから生成される斜長岩の同位体は異なる組成を示す．その指標となるのが ε Nd 値(Nd の質量数は 143 or 142)である．これは ^{147}Sm (半減期 1.03×10^{8} 年) (or ^{146}Sm (半減期 1.06×10^{11} 年)) が崩壊してできる ^{143}Nd (or ^{142}Nd)に着目したものである．ε Nd 値は，以下のような式で示され，始原的物質 (chondritic uniform reservoir, CHUR) との比として表される．

$$\varepsilon^{143}Nd = \left[\frac{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)sample}{\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}\right)CHUR} - 1\right]\times 10^{4} \qquad (2\text{-}1)$$

始原的物質からの分化度が低いほど，値は 0 に近づく．正の値はコンドライト的マグマと比較して，軽希土類元素が枯渇した起源物質(地球マントル的)に由来し，負の場合はその逆の組成 (軽希土類元素が豊富) をもった起源物質に由来する．Borg et al. (2011)はアポロ回収試料の FAN を用いた Sm-Nd の同位体分析を行い，FAN がマグマオーシャンの結果，コンドライト的なマグマから出来た産物ではなく，地球マントル的組成(軽希土類元素が枯渇)のマグマから晶出したと報告した．これと合わせて，FAN の結晶化年代が月形成時からかなりの幅をもつことも問題視しており，月の地殻は従来のようにマグマオーシャンに由来するのではなく，その後の連続的な火成活動で形成されたと彼らはその論文で述べている．月の初期地殻(最古)がどのような組成をもつマグマから形成されたかは，月の始原物質(初期マグマ組成)を知る上で非常に重要の情報である．FAN 結晶化年代の多くは，月形成の年代から 1 億年以上経過しており，かつその年代の幅はマグマオーシャンの数値計算モデルと比較して長過ぎることが指摘されている (Elkins-Tanton et al. 2011)．このことからすでに表側から回収された斜長岩の多くは，一番始めに結晶化した時の情報がその後火成活動によりかき消されている可能性も考えられる．この問題の解決には，月で最古の斜長岩を持ち帰り，その ε Nd 値を高精度に決定することが必要である．

2.3.3 月マントルの水量と同位体 [鹿山雅裕]

月には大気が存在しないことから，有史以来，月面から内部に至るまで水に枯渇した天体であると考えられてきた．アポロ計画で回収された岩石についても，当時の全岩質量分析では水は検出限界以下であり，全岩含水量は全球的に< 1 ppb であると結論付けら

れた (Taylor et al. 2006). このような背景から，これまで報告されている月の形成・進化モデルの多くは, 水を含む揮発性成分に枯渇した ‘ドライ史観’のもと検討が進められてきた.

しかし近年，アポロ試料や月隕石に含まれる副成分鉱物(火山ガラス，アパタイトおよびメルト包有物) (Saal et al. 2008; McCubbin et al. 2010; Hauri et al. 2011) や高地の古い斜長石 (Hui et al. 2013) から，構造水(OH 基)が検出されている．その起源は月のマントルであることが示唆されており, 月の新たな描像としてマントルが揮発性成分に湿潤とする‘ウェット史観’が提唱されている．揮発性成分，特に水の存在は月の変遷史に寄与する重要な要因であることから，ここではマントルの水，特に含水量，同位体および起源に関する研究成果を紹介する．さらに章の末尾では，マントルの水に関する未解決の問題や将来の月探査に向けての重要課題を提起することで, 月科学における将来構想を策定する.

月のマントルに大量の水が存在する根拠は，2008 年にアポロ試料 (15427 と 74220) から初めて見出された (Saal et al. 2008). 火山ガラスの二次イオン質量 (SIMS: secondary ion mass spectrometry) 分析から，多量の H_2O (0.42-46.37 ppm)が検出された．水を含む揮発性成分の含有量はガラスの主成分と相関し, ガラスのコアからリムにかけて減少することから，水は月由来であると示唆している．火山ガラスの大部分は，噴出時の脱ガス作用の影響から母マグマの含水量を正確に決定することは困難としているものの, very-low Ti ガラスについては例外的に冷却速度と水素の拡散率から検討可能としている．脱ガス作用により水(H_2O)が 98 %程度消失したと想定すると，このガラスの母マグマは最大で H_2O = 745 ppm，少なくとも 260 ppm もの含水量に達していたと結論付けられる.

McCubbin et al. (2010)は，アポロ試料である high-Al 玄武岩(14053)，Alkali-Suite (15404) 及びはんれい岩質月隕石 NWA 2977 (NWA 773 clan)から揮発性成分(OH, F, Cl)に豊富なアパタイトを見出し，SIMS 分析により大量の OH (220-7000 ppm)を検出するに至った．ここでは，アパタイトの OH 量から下記の仮定を踏まえて，月のマントルにおける含水量(H_2O)を推定している．アパタイトについて(1) 母マグマからの平衡結晶，(2) 生成時にマグマの 99 %が固化，(3) 水の分配係数は地球内部の玄武岩質マグマを想定，ならびに(4) マントルに対して 3 %のマグマが部分溶融，この四つを仮定から母岩であるマントル物質の含水量を少なくとも 64 ppb から 5 ppm と推定した．しかしここでは，脱ガス作用による影響を一切考慮していないため, 後にこの含水量は過小評価であると指摘されている (e.g., Hauri et al. 2011; Boyce et al. 2010; Anand et al. 2014; Tartése et al. 2014). 最近では SIMS による同位体分析からアパタイトのδ^{37}Cl (Boyce et al. 2010; Anand et al. 2014) やδD (Tartése et al. 2014) を決定し，各種同位体比から(5) 脱ガス時に 85-99 %の水素が消失したと仮定することで，マントルの含水量を検討している (例えば，Boyce et al. (2010)では 6-30 ppm，Tartése et al. (2014)では 6–390 ppm と報告). 一方で，アパタイトを用いたマントルの含水量推定には不確かな点も多く, 仮定の信頼性や妥当性につ

いて更なる検証が必要としている (Tartése et al. 2014). 例えば，ここで紹介したアパタイトによる推定法では，KREEP に富むマントルの含水量が極端に低い結果となり，マグマの分化モデルとの齟齬が生じてしまう (Anand et al. 2014).

ウェット史観を支持する成果の一つとして，FAN に属する高地の古い斜長岩 (15415, 60015) とトロクトライト(76535)から例外的に含水量の高い斜長石も報告されている. Hui et al. (2013)は，赤外透過分光法による加熱脱水実験から各岩石の斜長石に 0.5-6.4 ppm 以上の構造水が内在することを見出し，一方でカンラン石の水は検出限界以下であった. LMO の分化モデルと水の分配係数から FANs およびトロクトライトと同時に晶出したマントル物質 (輝石と仮定) の含水量(H_2O)を約 2 ppm (76535)から約 6 ppm (60015) と予想している. 斜長石ではマグマ初期に平衡状態で晶出かつ脱ガス作用による影響はほとんど無いことから，(3) 水の分配係数および(4) 部分溶融の量(3-20 %)の 2 つの仮定のみでマントルの含水量を推定することが可能となる. 斜長石により推定された含水量は，アパタイトのものよりもかなり古い年代のマントルの値であり，このことから月の初期マントルひいては LMO (詳しくは 3 章を参照)において大量の水が存在した可能性を示唆している. しかし，ここで得られた含水量は赤外分光法の検出限界に非常に近い値であることから，信頼性や再現性に関して疑問視する声もある (Mosenfelder and Hirschmann 2016). 水を主要構成元素としない鉱物 (NAMs: Nominally Anhydrous Minerals, 例えばカンラン石，輝石，斜長石など)は結晶構造に比較的水が入りにくいことから，必然的に検出される水の量は極わずかとなり，現状では高い精度での水の定量分析は非常に難しい.

マントルの含水量に関する検証のうち最も確実性の高いものとして，Hauri et al. (2011) が試みたメルト包有物の SIMS 分析が挙げられる. 同論文では，high-Ti に属するアポロ試料の火山ガラス(74220)に注目し，脱ガス作用の影響が極めて少ないカンラン石中のメルト包有物を対象とした SIMS による揮発性成分の定量分析を試みている. メルト包有物は噴出前にマグマにおいて成長したカンラン石に捕縛されたことから，脱ガス作用による揮発性成分の消失はほとんど無いと結論付けている. SIMS 分析の結果，メルト包有物の含水量(H_2O)は 615 から 1410 ppm となり，これは同アポロ試料に含まれるマトリックスガラスや火山ガラスの 2 から 100 倍にも達する. このことは，脱ガス作用により火山ガラスやアパタイトから 95-98 %にも及ぶ水が消失したことを意味している. また，数～数百 ppm にも及ぶフッ素や硫黄，塩素も検出されており，水と合わせて揮発性成分量は地球の中央海嶺玄武岩(MORB)に含まれるメルト包有物のものと同程度となる. メルト包有物を用いると，(3)水の分配係数 (ただし地球の玄武岩質ガラスを想定)および(4)部分溶融の量 (5-30 %)の仮定のみでマントルの含水量を推定することができる. 従って，月のマントルにおける水の特徴は地球の上部マントルに類似すると示唆している. ここで得られたマントルの含水量はアパタイトや斜長石を用いた推定値よりも高く，年代についてはアパタイトと同程度のマントルを想定している.

これらの物質科学的研究と合わせて，最近では月マントルの水に関する計算モデルや再現実験もいくつか報告されている．Karato (2013)では，水素に鋭敏な鉱物の電気伝導と Tidal Q に注目し，深さ 400 から 1200 km の範囲の月のマントルの平均的な含水量を評価している．マントル物質を想定したカンラン石と斜方輝石に水が完全に存在しないと仮定すると，電気伝導度と Tidal Q を用いて予想される温度は想定よりも遥かに高い値となり，約 1000 km より深いマントルに大規模な溶融領域が存在する結果となる．これは地震波トモグラフィーや熱力学的計算で示唆されているマントルの部分溶融では説明できないことから，無水のマントルモデルは棄却される．含水量を 0.01 から 0.01 wt%の範囲とすると大規模な溶融は生じず，月内部の温度分布とも調和的であることから，月のマントルは水に湿潤な環境と結論付けている．Evans et al. (2014)は熱力学的計算を用いて，月のコア-マントル境界における熱進化モデルから，マントルに含まれる水との関係性を推察した．月のコアのサイズ(最大半径で 200 km の固体内核と 380 km の外核) (Williams et al. 2013) とダイナモにより駆動する磁場が少なくとも 4.2 から 3.56 Ga まで生じていた事実 (Garrick-Bethell et al. 2009; Cournède et al. 2012; Shea et al. 2012; Suavet et al. 2013) を説明するためには，コアの上部 100-500 km に 40 ± 20 ppm ほどの水に豊富なマントル層の存在を想定する必要があると言及している．また，深発月震の原因についても，マントルに含有する水が寄与する可能性も指摘されている (東と and 片山 2015). ここで紹介した研究はすべて最近の月衛星探査や地震計により得られた観測データにもとづいていることから，推定されるマントルの含水量は現在の値を想定している．このように，物質科学ならびに理論計算・再現実験の両面から，月のマントルには不均質ながらも数から数百 ppm もの水が存在する可能性が指摘されている．マントルに含まれる水の起源については二つの可能性が示唆されており，(1)ジャイアント・インパクト後も月の初期物質 (初期地球とテイア天体の破片・溶融物) に残存した (Karato et al. 2013; Hauri et al. 2015) および (2)レイトベニアにおける隕石・彗星衝突により供給された (Saal et al. 2013; Barnes et al. 2016) 揮発性成分とされている． (1)については，LMO と密接に関係することから 3 章で触れ，ここでは(2)のレイトベニアによる供給について紹介する．

LMO における揮発性成分の起源の一つとして，レイトベニアで月面に衝突した隕石・彗星が考えられている．Greenwood et al. (2011) は，岩相を異にするアポロ試料のアパタイトを対象に SIMS による質量・同位体分析を行い，δD から彗星の衝突による寄与が多大であることを示唆した．アパタイトの含水量は，海の玄武岩で高い傾向となり(最大で 6050 ppm)，高地の角礫岩やアルカリ斜長岩において比較的低い値を示す．一部の玄武岩では，アパタイトのδD は+391～+1010 ‰と地球物質よりも明らかに高く，これは水が月由来であることを裏付ける証拠となり得る．また，玄武岩のアパタイトは火成活動に起因することから，その水の起源は月のマントルであることが指摘されている．さらに，δD が彗星 (Hale-Bopp, Hyakutake, P/Halley) の値と類似することから，LMO に彗星が衝突することで揮発性成分が供給されたと結論付けている．角礫岩(14503)は

低いδD を示すが，これについては高地の試料であることから，太陽風に由来する水素の付加が寄与したと推察している．

一方で Barnes et al. (2016) は，月試料の含水量と揮発性成分の同位体比，さらには月の進化モデルを考慮すると，レイトベニアにおける水の供給に炭素質コンドライトの衝突が高く貢献すると結論付けている．ここでは先行研究をもとに BSM の含水量を 10, 100 もしくは 300 ppm と仮定し，隕石と彗星の種類に応じて衝突を経て LMO に供給し得る含水量とδD を精査している．その結果，主な供給源を炭素質コンドライトとし，彗星の寄与は相対的に低いとすると，BSM の含水量と水素同位体のいずれも説明することが可能となる．さらにここでは，ジャイアント・インパクト後も初期物質の揮発性成分が残存した可能性についても考慮しており，その寄与は 25 %程度と少なく (Barnes et al. 2016)，LMO ひいては月全体の水の供給源は主に隕石・彗星の衝突に由来すると主張している．しかし，3 章で述べているようにレイトベニアによらず初期物質に残存する揮発性成分のみでマントルの含水量を解釈することも十分に可能であり (Karato 2013; Hauri et al. 2015)，いずれの説が正しいのかについては未だに議論が続いている．

月のマントルについて，上記のように近年ではウェット史観が提唱されているものの，実際には検証すべき問題や解決すべき課題も多い．例えば，月のマグマ過程，特にマントルの部分溶融については不明瞭な点が多く，母マグマを形成した部分溶融のマントルに対する割合は鉱物ごとに異なり，非常に幅広い値をもつ (Anand et al. 2014; Tartése et al. 2014)．特にアパタイトについては，マグマ過程末期の産物であることから仮定の制約が難しく，果たして本当に平衡結晶なのかについても十分に検証する必要がある．また，水の分配係数は地球や火星内部を想定した値を参照しており，月固有のマントル組成には対応していない (Hui et al. 2013; Tartése et al. 2014)．さらに，マントルの含水量は鉱物が結晶化した時点での推定値であり，年代との関係性についてはほとんど示されていない．火山ガラスやアパタイト，メルト包有物の SIMS 分析からは (Sharp et al. 2010; Boyce et al. 2010; Hauri et al. 2011)，塩素やフッ素，硫黄，炭素などの揮発性成分も検出されている．しかし，マグマにおける各揮発性成分の消失もしくは濃集過程についてはほとんど議論されておらず，年代ごとにマントルにどれほど存在していたのかは定かではない．加えて，揮発性成分に関する計算モデルや再現実験などの理論的なアプローチ (e.g., Evans et al. 2014; Karato et al. 2013) はまだまだ少なく，現状では水を含む揮発性成分とマントルにおける熱進化史との関係性について十分に理解されているとは言い難い．物質科学的研究についても，マントルの含水量の推定には多くの仮定が必要となり，NAMs に関しては分析精度の面からも信頼性や妥当性について問題点が指摘されている．月隕石については，落下後に地球上で汚染された影響を検証することが難しいなど，まだまだ課題が多い．

一方で，ドライ史観を支持する根拠も依然として報告されている．Sharp et al. (2010)は SIMS を用いた玄武岩，火山ガラスおよびアパタイトの塩素同位体分析と水素と塩素の

間の同位体分別モデルから月のマントルの含水量を推定している．δ^{37}Cl は各種月試料において-0.7 から+24 ‰の範囲となり，マグマ過程の違いから地球物質 (0-1.6 ‰) よりも比較的高くなる傾向となる．ここで得られた月試料の塩素濃度(最大で 117 ppm)と上記のδ^{37}Cl をもとに月のマントルの塩素濃度を推定したところ全体として 40 ppb 程度であり，地球の同位体分別モデルを用いて換算すると水素濃度は 10 ppb 程度となる．また, 先行研究で報告されている揮発性成分に豊富な月試料はマグマ過程により濃集した稀有な凡例であり, 推定された含水量はマントル全体を代表する値ではないと主張している．また，Albarède et al. (2015) は比較的揮発性の高い亜鉛に注目し，月試料(火成岩のカンラン石や輝石，火山ガラス)の質量分析により得られた鉛濃度と地球の同位体分別モデルによる換算から，マントルの含水量を 1 ppm 以下と報告している．月の進化に関する計算モデルからは (Elkins-Tanton and Grove 2011)，月マントルの含水量は地球と比べて< 10 ppm とやや低い値になることが予想されている．ドライ史観を支持する研究はいまもなお活発に報告されており, 最近の研究からもこれを裏付けるいくつかの根拠が示されている．しかし，ドライ史観を支持する物質科学的データの多くは間接的なものであり, 現状では地球の同位体分別モデルを用いて水素濃度を他の揮発性成分濃度から換算しているに過ぎない．またドライ史観でも，マントルの含水量を推定するために月の複雑なマグマ分化や脱ガス作用の影響についていくつかの仮定を設けている．

月のマントルにおける水の量については, 上で紹介したように物質科学あるいは理論計算・再現実験の観点からも議論の余地がある．どちらの史観がより適切であるかを明らかにするためには，マントル物質のサンプルリターンと水の質量・同位体分析が重要となる．さらに最近では，月のマントルは水に不均質である可能性も示唆されていることから (e.g., Sharp et al. 2010; Elkins-Tanton and Grove 2011; Evans et al. 2014)，産状を異にする岩石に対して多角的かつ体系的に水の評価を行うことが重要な鍵となる．アポロ計画により回収された試料の多くはレゴリスや玄武岩，高地の斜長岩などでることから，主要構成鉱物に含まれる含水量は極めて少ない．そのため現状では，どうしても揮発性成分を濃集しやすい副成分鉱物を用いざるを得ない．その結果，マントルの含水量の推定のために複雑なマグマ過程に対していくつかの仮定を設けることとなり, 妥当性や信頼性の面で問題が生じる．従って，近い将来実現が期待される月のサンプルリターン計画において，マントルを起源とする low-Ca 輝石やカンラン石に富む露出岩体 (Yamamoto et al. 2010; Ohtake et al. 2014) から試料を回収し，その主要構成鉱物に対する水分析を行うことで，長きにわたり繰り広げられてきたドライ vs ウェット論争に決着をつけることが期待される．

2.3.4 衝突盆地年代，クレーター年代学（第二部）

2.4　太陽系科学への貢献（第二部）

2.5　重要な観測（第二部）

第 2 章の用語解説

捕獲説

月の形成仮説の一つ．地球とは別の領域で月が地球の重力に捕獲されて衛星となったとする仮説.

分裂説：月の形成仮説の一つ．月は地球から分裂してできたとする仮説.

共成長説

月の形成仮説の一つ．地球がつくられたときに月も地球の衛星として共につくられたとする仮説.

高地

月表面の約 80 %を占める反射率の高い領域．大部分が月のマグマオーシャンから直接固化してつくられた地殻を持つと考えられている．表面年代は古く，高いクレータ数密度を持つ.

斜長岩

ほぼ斜長石からなる岩石．月の高地を構成する主要岩石.

マグマオーシャン

月は表層または内部まで溶融した状態で形成され，このマグマの海 (マグマオーシャン) が冷却固化し，地殻とマントルに分化したと考えられている (マグマオーシャン仮説).

Eu 異常

コンドライト隕石中の希土類元素存在度で規格化したとき，他の希土類元素と比較して，ユウロピウム (Eu) の値が異常値をとることがある．これは，希土類元素は 3 価のイオンとして振る舞うのに対して，ユウロピウムは 2 価のイオンとして振る舞うことがあるためで，この性質によって，月の斜長岩ではユウロピウムが正の異常を示しており，マグマオーシャンの証拠との一つとされている.

衝突盆地

一般に直径 300 km の衝突クレータを指す．同心円状の多重リング構造を伴うものが多い．月では 40 個以上の衝突盆地が確認されており，それらの全てが約 38 億年前までに形成されたと考えられている.

South Pole–Aitken (SPA) 盆地

月裏側の南半球にある巨大衝突盆地．直径 2500 km．層序学的な関係から月の最古の衝突盆地と考えられているが絶対年代はわかっていない.

軌道共鳴

ある天体を公転する複数の天体の軌道の周期が整数比となったり，近日点・昇交点経度などの移動速度が一致すること

で，互いの重力により軌道が安定化する，または逆に不安定化する現象.

Imbrium 盆地
月表側の北半球にある巨大衝突盆地．直径約 1200 km で，盆地内部は海の玄武岩で覆われている．月の年代区分の一つであるインブリウム代の始まりを定義する地形である.

Lunar Reconnaissance Orbiter (LRO)
NASA の月周回探査機．2009 年 6 月に打ち上げ，月周回への軌道投入がなされ，2019 年 5 月現在も運用中である．高解像度 (< 1 m/pixel) の月面画像の取得や熱赤外分光などの観測を行った.

Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL)
NASA の月周回探査機．2011 年 9 月に打ち上げられ，2011 年 12 月～2012 年 1 月の軌道投入から約 1 年間の観測の後に，2012 年 12 月に月面に衝突し探査を終了した．2 機の探査機からなり，両者の距離の差を測定することによって精密な重力異常地図を完成させた.

Nectaris 盆地
月の表側にある衝突盆地．直径 860 km で，盆地内部は海の玄武岩で覆われている．月の年代区分の一つであるネクタリス代の始まりを定義する地形である.

クレータ密度
単位面積当たりに存在するクレータの個数．古い表面ほど多くのクレータを有していると考えられることから，表面の形成年代の決定に使用される.

$\nu 6$
土星との永年共鳴の一つ．この共鳴によって小惑星内側の境界が作られており，現在発見されている地球近傍小天体の多くはこの共鳴を介して小惑星帯から地球軌道に運ばれたと考えられている.

E-belt
後期重爆撃を説明するために提案された，太陽系初期の小惑星帯の一部を構成する小惑星のグループ．E-belt 仮説によると，現在の小惑星帯内側境界と火星軌道の間にあったとされ，ニースモデルなどで提案されている巨大惑星の軌道移動により，共鳴軌道位置が変化し，E-belt 小惑星の軌道が不安定化して，それらが後期重爆撃を起こしたとされる．この仮説では 38 億年前以降の高い天体衝突頻度も説明できる可能性がある.

ハンガリア (Hungaria) 族
1.8～2 AU の軌道長半径，高い軌道傾斜角をもつ小惑星のグループ．木星，火星と軌道共鳴の状態にある．E-belt 仮説によると，太陽系初期の小惑星帯の一部を構成していた E-belt 小惑星の一部が Hungaria 族になったとされる.

ルナ計画
旧ソビエト連邦が 1959 年～1976 年の間に行った無人月探査計画．ルナ 16 号 (1970 年)，20 号 (1972 年)，24 号 (1976 年) で月試料を持ち帰ることに成功した.

ルナ・プロスペクター
NASA の月周回探査機．ディスカバリー計画の一つとして実施された．1998 年 1 月に打ち上げ，月周回への軌道投入がなされ，1999 年 7 月に月面に衝突させてミッションが終了した．主な成果にガンマ線分光による元素マッピングや中性子分光による月極域での水素の発見がある．

クレメンタイン
NASA とアメリカ国防総省の共同による月・小惑星探査機．1994 年 1 月に打ち上げられ，1994 年 2 月に月周回軌道に投入された後，約 2 ヶ月の観測の後，月軌道を離れ，次の探査のための小惑星を目指したが，故障により推進薬を使い切ったため制御不能となり探査は中止となった．月全球の可視近赤外域分光画像データを取得し，月面の元素・鉱物分布の理解に貢献した．

月隕石
月を起源とする隕石．アポロ計画やルナ計画で持ち帰られた月試料は採取地点が明らかであるのに対して，月隕石は月面のどこからきたものかは不明であるが，月面からのランダムサンプリングされた試料として扱うことができる．

レゴリス
天体衝突による破砕物．月高地では過去 45 億年間の天体衝突により表層数十 m 以上の厚さのレゴリス層が発達している．

液相濃集元素
マグマが固化する過程で，固相に取り込まれにくく，液相に残りやすい性質をもつ元素．KREEP や放射性元素である Th，U などがある．

ラブ数
潮汐場に対する変形のし易さを表すパラメータ．天体の内部構造や状態の指標となる．

Q 値
天体構成物質の弾性エネルギーの消散の度合いを表すパラメーター．完全弾性体であれば *Q* 値は無限大であり，逆に *Q* 値の小さい物質ほど非弾性的であることを示す．

揮発性／難揮発性元素
原始惑星系円盤の冷却過程におけて，蒸発温度（凝縮温度）の高い物質である難揮発性元素が最初に凝縮する．

KREEP 物質
カリウム (K)，希土類元素 (REE)，リン (P)の頭文字をとり，これらの元素に富む物質．液相濃集元素であるため，マグマの固化過程の最終残液に濃集する．

角礫岩
破砕された岩石片同士が膠結した岩石．月の高地では過去の度重なる天体衝突によって破砕と膠結を繰り返し，表層の大部分が角礫岩化していると考えられている．

地震波トモグラフィー

地震波の伝搬時間を用いて 3 次元内部構造を推定する手法の一つ．一般に，精度の高い内部構造の推定には，膨大量の地震波伝搬時間データが必要であるが，限られた月震データでも月内部構造の推定が試みられている．

第3章　マグマオーシャン(初期地殻の形成を含む)
[編集：大竹真紀子，長岡央，本田親寿]

本章は，月の起源と進化過程を知る上で重要なマグマオーシャンの理解のために，これまでの成果(なかでも特に「かぐや」による成果を中心とする)，残された課題，今後必要な探査や観測項目を議論する．そのため月科学における重要な研究成果を必ずしも網羅はしておらず，特に月試料の分析からマグマオーシャンに関して，これまでに得られた重要な成果を個別に議論する項は設けられていない．これら成果については“残された課題”の項で課題理解の前提としてごく簡単に触れることとする．

3.1　マグマオーシャンの初期条件と冷却・分化モデル［大竹真紀子，長岡央］

アポロやルナ計画の実施により地球に持ち帰った試料の分析から，月表面の約 80 ％を占める高地の地殻(反射率の高い明るい領域)を構成するのは，主として斜長岩であることが解った．観測されるような大規模な高地地殻をマグマから形成するには，非常に大量のマグマが必要であることから，月形成初期には，月面は全球的にマグマで覆われていた(マグマの海，マグマオーシャンと呼ぶ)と考えられるようになった (Smith et al. 1970; Wood et al. 1970)．その後，マグマオーシャンの形成をうまく説明できる月の起源として，巨大衝突による月形成説(地球が成長する途中で他の天体と衝突し，出来た放出物が集積して月が形成したとする巨大衝突説 (Hartmann and Davis 1975) が提案され，現在ではこれが最も広く受け入れられている．このようにマグマオーシャンの形成は月形成過程と深く関わっていると考えられており，そのためマグマオーシャンの規模，化学組成，温度など条件を知ることは，月形成過程を知ることにつながる重要な情報である．また，マグマオーシャンは現在では形成初期の地球にも存在したと考えられていることから，マグマオーシャンの冷却・固化に伴いマグマがどのように分化し，成層構造を作ったかを知ることは，月の初期進化だけでなく，地球の初期進化を知る上でも重要な情報である．

これまでの月探査データから，月高地地殻の厚さは平均 30〜50 km 程度 (e.g., Ishihara et al. 2009; Wieczorek et al. 2013) と推定される．マグマとそこから形成される斜長岩の体積比から推定すると，マグマオーシャンの深さは少なくとも数百 km は必要となる．アポロの地震波観測からも，その程度の深さに不連続面の存在が示唆され，マグマオーシャンによる溶融の証拠の一つとして考えられている．なお，同じく地震波観測からこれまでの研究結果では，月のコアは非常に小さい(もしくは存在しない)と考えられている．一方，巨大衝突からの月形成の計算シミュレーションから，巨大衝突が起きたとすれば月は集積時の温度上昇により表層だけでなく中心まで完全に溶融していたと推定される (Pritchard and Stevenson 2000)．そのため，月のマグマオーシャンの初期の深さは巨大衝突説を検証する重要な項目である．

マグマオーシャンのバルク(全体)組成は，月試料の分析結果やリモセンによる全球観測の結果をもとに, 多くの研究者が研究・推定を行っている (e.g., Taylor 1982; Longhi 2006). ただし, 月のバルク組成を正確に求めるのに適した月試料が得られていないなどの理由により，未だ研究者により推定値は大きく異なっている(表 3-1 参照). 例えば鉄の酸化物の含有量で言うと 8～14 wt%程度と推定され，2 倍弱もの開きがある(地球のマントルの鉄酸化物の含有量は 8 wt%程度と推定されているため，月の鉄含有量の推定値は地球と同じから 2 倍弱までの開きがあることになる). ただし慣性モーメントの観測値などから月は地球のコアを除いた組成(バルクシリケイトアース, 略して BSE と呼ばれる)に比べて鉄に富んでいると考えている研究者も多く，これが正しいとすると，地球と月のケイ酸塩部分の組成は大きく異なるにも関わらず, 両者の酸素同位体値が等しいという試料分析からの結果と整合せず，そもそも従来型の巨大衝突による地球・月系の形成自体に疑問が生じる．なお，この矛盾を解決すべく近年，様々な条件における巨大衝突の数値シミュレーションが行われており，条件によっては観測事実を説明可能であるが, そもそもそのような条件で巨大衝突が起こり得るのか, 起こったのかについては決められていない.

表 3-1　月バルク組成(wt%)の比較(LPUM, TWM)

	LPUM	TWM
SiO_2	46.1	44.4
TiO_2	0.17	0.31
Al_2O_3	3.9	6.1
Cr_2O_3	0.50	0.61
FeO	7.6	10.9
MnO	0.13	0.15
MgO	38.3	32.7
CaO	3.2	4.6
Na_2O	0.05	0.09
K_2O	0.01	0.01
Mg#	90	84
Density (g cm^{-3})	3.26	3.18

Data: LPUM from (Longhi 2006), TWM from (Taylor 1982).

また, 組成は主要成分だけでなく微量元素も重要な情報を持っている. 難揮発性元素 Th の月全体の含有量についても, 文献により地球の等倍から 2 倍とその見積もりに開きがある．Th は鉄と比較しても，凝縮温度が高く，熱による散逸の度合いは低いため，その含有量は衝突時の地球や衝突物の組成をより強く反映しているはずである. 一方で揮発

性元素は巨大衝突による蒸発や凝縮の影響により月では枯渇していると考えられ，よって難揮発性元素のバルク量と揮発性元素のバルク量を推定して比較することは，巨大衝突の検証(巨大衝突にともなう温度上昇や月が形成するまでの時間など条件への制約など)に繋がる，非常に重要な指標である．しかし，現状では過去の遠隔探査で得られた元素データの解釈により見積もりに開きがあることが問題となっている．過去文献(Jolliff et al. 2000) では全 Th 量は地球の 2 倍と算出)で使用されたルナプロスペクターの Th 量は，Ground truth としてのアポロ回収試料や月隕石の Th 量と比較して明らかに高い濃度を示しており，不整合が生じる点を Warren (2005)は指摘している．一方，Warren らはアポロ回収試料を Ground truth として用い，ルナプロスペクターの Th 量を補正することで，全 Th 量は地球と同程度になることを述べている．さらに Taylor et al. (2006)は，地殻の層構造モデルの違い(地殻の体積の仮定の違い)により，月全球での Th 量は等倍～2 倍のばらつきが生じることを指摘しており，まだこの問題の解決にはいたっていない．月全球での Th 量推定の問題の解決には，まず地殻全体における Th 量の正確な見積もりが必要である．微量元素である希土類元素(REE)の存在量とその存在度パターンは，月形成史の中でもマグマオーシャンを議論する上で非常に重要な情報である．アポロ計画で回収された斜長岩中の希土類元素量を太陽系の始源物質と考えられている CI コンドライト中の元素量でそれぞれ規格化し，軽希土類元素から重希土類元素を横軸に，縦軸に規格化したそれぞれの存在量をプロットすると，Eu に非常に強い正の異常が表れる．これは Eu が還元的環境化のマグマ中では，3 価のイオンではなく 2 価のイオンとして振る舞い，イオン半径の近い 2 価の Ca イオンと置換し斜長岩に取り込まれた結果であり，マグマオーシャンの証拠の一つとして考えられている (Snyder et al. 1992).

マグマオーシャンの固化過程やそこから形成されるマントルや地殻の組成は，マグマオーシャンのバルク組成(初期の全体組成で，これ自体が現状では不確定)によっても異なるが，月試料の分析値などから類推する標準的な値を仮定することで，岩石学的に推定することができる．それによれば，以下のようにマグマオーシャンの固化は進むと考えられる．最初に結晶化するのはカンラン石であり，密度(大気圧下で 3200～4400 kg m^{-3})が周囲のマグマよりも大きいことから，カンラン石はマグマの中を沈降・堆積する．次に斜方輝石，単斜輝石(大気圧下での密度は斜方輝石で 3200～4000，単斜輝石の中の普通輝石で 3200～3600 kg m^{-3})の順に結晶化し，それぞれ，やはり周囲のマグマとの密度差により沈降・堆積して月のマントルを形成する．これら結晶化が進むにつれてマグマの組成は鉄に富む方向に変化し，密度が上昇する．この間，マグマオーシャンは対流しており，その乱流状態や圧力勾配は月では地球のマグマオーシャンとは異なっていたと考えられる．マグマオーシャンの化学組成及び熱力学的状態の違いによって，そこからの鉱物の結晶化条件(温度，圧力など)や化学組成は月と地球とでは異なる．月の場合，マグマオーシャンの固化が 80 %程度まで進むと斜長石が結晶化を初める(図 3-1).

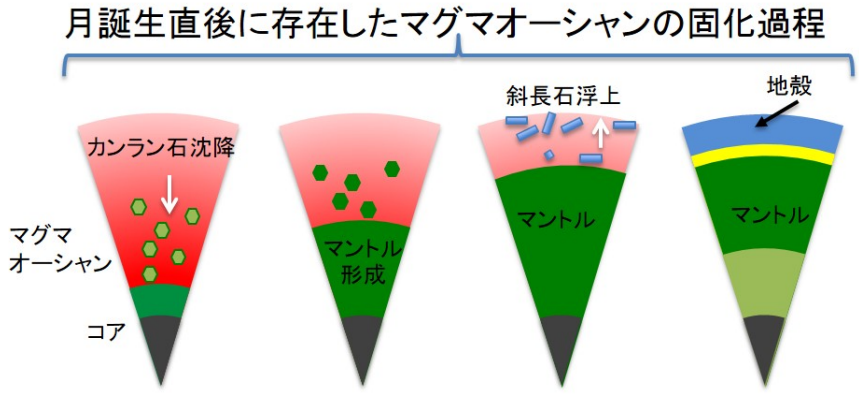


図 3-1　マグマオーシャン固化過程概念図．シンプルな同心円状の固化モデル．マグマオーシャンから先に固化・集積したカンラン石や輝石がマントルを形成し，次に斜長石が固化・浮上・集積して地殻を形成する．最後に残った液相には，カリウムやリンなど，固化時に液相に残りやすい元素が非常に濃集しており，これが地殻とマントルの間に溜まり，KREEP 層(図中の黄色い層；詳細は本文参照)を作ったと考えられる．

結晶化した斜長石の密度(大気圧下で 2600～2800 kg m^{-3})は周囲のマグマよりも小さく，マグマの中を浮揚し，最終的には集積してマグマオーシャンの表層に地殻が形成される．その後さらに固化が進むと，チタン鉄鉱(大気圧下で 4700～4800 kg m^{-3})やクロム鉄鉱など密度が非常に高い酸化鉱物が結晶化を始める．固化の最終段階では，形成した地殻とマントルの間にマグマオーシャンの残液層が形成され，この層は液相濃集元素(マグマが固化して結晶化するとき，元素によって結晶に取り込まれやすいものと，マグマ，すなわち液相に残りやすいものがある．マグマに残りやすい元素を液相濃集元素と呼ぶ．具体的にはカリウムやトリウムなど)に富んでいる．液相濃集元素であるカリウムやトリウムなどは天然放射性元素と呼ばれ，放射壊変を起こして熱を発生するためにこれら元素がどこに分布するかは月内部の温度分布やその時間推移と深く関係する．これまでに月周回衛星によるガンマ線分光観測からこれら液相濃集元素の月面上での分布が得られており，月の表側の海領域の西側に濃度が高い領域がある．この領域を Procellarum KREEP (代表的な液相濃集元素であるカリウム(K)，希土類元素(REE；セリウム(Ce)やユウロピウム(Eu)などの Rare Earth Element)，リン(P)の頭文字をとってこのように呼ぶ) terrane と呼ぶ(図 3-2)．なお，PKT は液相濃集元素に富むことから，この領域はマグマオーシャンが固化する過程で最後まで残った KREEP 物質に富むマグマが地下に集積し，そのマグマが冷えて形成した物質が，その後何らかの理由により再溶融し月表層にもたらされたと考えられる．月表層にもたらされる過程は地下に集積していた層が天体衝突によって表層に撒き上げられるとする考えや (Haskin et al. 1998)，マグマが地表に噴出するまでの経路で途中にある KREEP 物質を取り込んだとする考え (Warren 1988) など

がある．PKT の中でも特に KREEP 物質が濃集する領域は標高が高い領域(フラマウロ)やクレータ(アリスティルス，アリスタルコス等)の中であり，海の領域とは異なる．

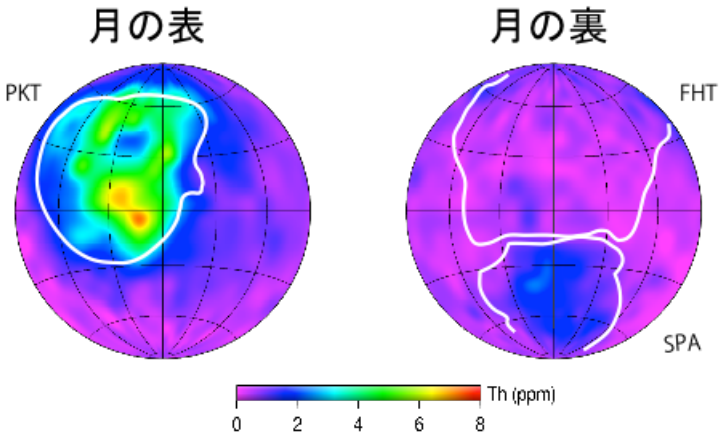


図 3-2　ガンマ線観測によるトリウムの濃度分布．白線は (Jolliff et al. 2000) による 3 つの地質区分領域．同論文では PKT をトリウム濃度が 3.5 ppm 以上の領域と定義している．「かぐや」の γ 線データ（JAXA 提供）から作成．

月の体積の 90 %以上を占めるマントルから直接もたらされた試料は得られておらず，マントルを構成する鉱物の量比や組成は現在でもよくわかっていない．マグマオーシャンの固化により形成した月マントルの密度を考えると，マグマの分化が進むにつれ，マグマと結晶間でのマグネシウムと鉄の分配の効果によって，結晶化する鉱物は次第に鉄に富むようになる．カンラン石や輝石の密度は鉄に富む物の方がマグネシウムに富む物よりも高いために，結果として先に結晶化して下部に堆積する層はマグネシウムに富み密度が低く，後に結晶化して上部に堆積する層が鉄に富み密度が高いという密度の逆転が生じる．さらに，密度がより高いチタン鉄鉱などの酸化鉱物に富んだ層がカンラン石や輝石に富む層の上部に形成され，深さ方向の密度差がより広がって，温度勾配など他の要因も加わって，最終的にはマントル内で浅部の高密度物質が下部に沈むような，大規模な深さ方向の物質移動が生じたと考えられている (マントルオーバーターン仮説；Hess and Parmentier 1995)．さらにこの物質移動によって，マントルと地殻の間に濃集した放射性元素に富む物質の一部が地下深くにもたらされ，熱源となってマントルを加熱・再溶融し，それがさらに火成活動を引き起こす可能性も示唆されている (Kato et al. 2017a)．ただし，このマントルオーバーターンが実際に起こったのかどうか，また起こったとしても，密度の逆転がどこまで解消されるのかや，オーバーターンに伴って全熱源元素の何割がマントル深部にもたらされるのか，現在も議論が続いている．

マグマオーシャンの固化にはどのぐらいの時間がかかるのか，計算シミュレーションによるとマグマオーシャンは表面(上面)から宇宙空間への放射冷却と対流により急速に

冷却が進み，1000 年程度で表層に地殻が形成し始めると推定される．さらに冷却・固化が進むと地殻は月中心方向に成長するが，厚さがある値以上になると(数 km 程度)冷却のモードが伝導にかわり地殻の成長速度が遅くなり，最終的には数 10 から 1000 万年程度で固化が終了するとされる．一方で月の FAN 試料の固化年代として報告されている値には 45 億年から 43 億年と幅があり，この数字から考えるとマグマオーシャンの固化には 1〜2 億年もかかることになり，計算シミュレーションによる予測とは整合していない．この原因は不明であり，マグマオーシャンの固化にかかる時間を求めることは，その後の月の温度履歴を知る上で重要である．

前述の従来のマグマオーシャン固化モデルでは，深さ方向にのみ不均一な(水平方向には均一な)固化過程が仮定されており，これが正しいとすれば月は深さ方向に成層構造を持ち，水平方向にはどこも均一な化学組成となっているはずである．一方で月表層の観測からは，月の表(地球から見えている側)と裏(地球からは見えていない側)では様々な数値や性質に違いがあることが知られている．例えば，地形として月の表は標高が低く平で，裏は表に比べて標高が高く，凹凸が大きい．また地殻厚も表に比べて裏では厚く(平均地殻厚は表で 30 km，裏で 50 km 程度；図 3-3)，KREEP 物質は図 3-2 にある通り表に最も濃集した領域がある．なお裏の南側に天体衝突により形成した巨大な SPA(南極-エイトケン)盆地があり，この盆地の内部では周囲に比べて，裏側では例外的にややトリウム濃度が高い．ただし，表の PKT 領域に比べると濃集度合いは強くない(トリウム濃度は 2〜4 ppm 程度)．溶岩流が噴出，固化して形成した海領域は表側に多く，裏側には少ない．このような表と裏の違いは月の二分性と呼ばれ，この成因は未だに月の大きな謎の 1 つである．

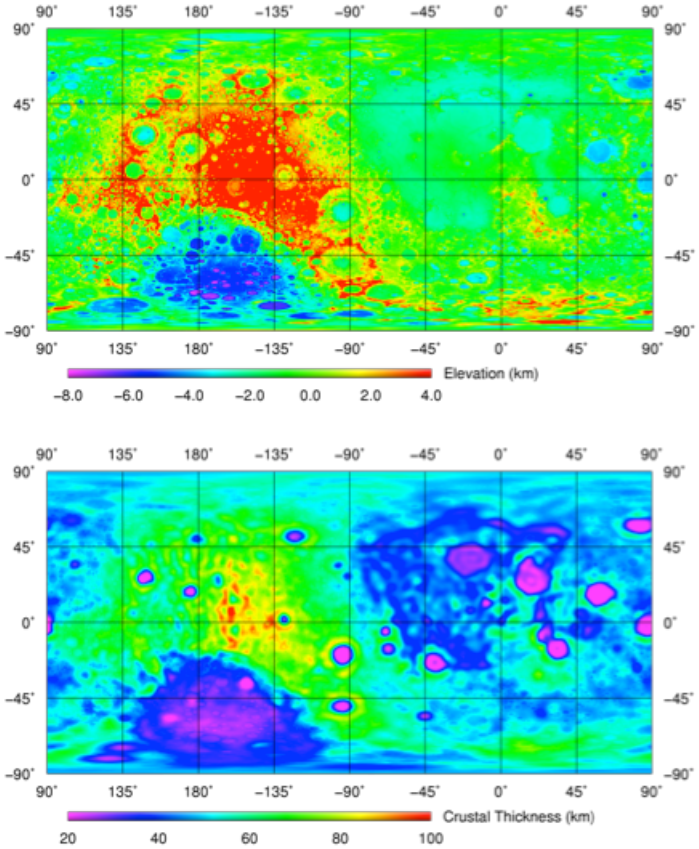


図 3-3　月面の標高(上)および地殻厚(下)．どちらの図も左半分が月の裏，右半分が表．かぐや」のレーザー高度計データ（国立天文台提供）から作成．

3.2　「かぐや」等探査機観測による知見

3.2.1 地殻構造と組成 [長岡央，大竹真紀子]

(a) 「かぐや」の可視・近赤外分光観測データに対する解析から，高地地殻表層にある比較的小型で新しいクレーターでは，斜長石と共存する少量の苦鉄質ケイ酸塩鉱物は高 Ca 輝石が支配的であることが報告された (Ogawa et al. 2011)．一方，従来の月試料の分析からは高地地殻物質には高 Ca 輝石よりも低 Ca 輝石の方が多く含まれると考えられており，今回の観測事実とは矛盾している．また月試料の分析からの推定値に比べて前述の観測データの方が苦鉄質ケイ酸塩鉱物の量が多い結果となっている．この研究で解析した小型(直径 30 km 以内)のクレータが掘削したのは地殻の比較的浅い領域(3 km 程度)であると推定される．今回の解析結果が月地殻の浅い領域を代表していると考えるならば，マグマオーシャンの固化が進み斜長石の固化・浮上・集積が起こり始めた初期に形成した高地地殻の最上部は，地殻のより深い領域に比べて苦鉄質ケイ酸塩鉱物に富み，かつ苦鉄質ケイ酸塩としては高 Ca 輝石に富んでいる可能性がある．すなわち地殻最上部では斜長石の浮上により上部地殻が押されて斜長石結晶粒子間からマグマが抜ける効果が相対的に弱い．またマグマの組成の違いから高 Ca 輝石に富んでいたと推測

される．このデータの解釈としてはこの他にも，観測された高 Ca 輝石は高地地殻がマグマオーシャンから形成した時に固化したものではなく，その後，今回観測された小型のクレーターが形成する時に衝突に伴って温度が上昇し，地殻物質が再溶融・固化して形成した二次的なものである可能性もある．高 Ca 輝石が初期地殻の構成物であった場合には，従来このような初期地殻の組成に関する観測結果が報告された例はなく，これが本当であればマグマオーシャンからの地殻固化過程の初期を知る情報である．

(b) 「かぐや」の可視・近赤外分光観測データから，月の原始地殻である高地地域の比較的新しいクレーターの中央丘と盆地のリング上には全てに普遍的に非常に純粋な斜長岩(含まれる苦鉄質ケイ酸塩鉱物の量が非常に低く 2, 3 %程度以下．このような斜長岩を Purest Anorthosite (PAN)と名付けた)が存在することがわかった (Ohtake et al. 2009). 従来，月試料の分析値から月高地の斜長岩には 10～20 %の苦鉄質ケイ酸塩鉱物が含まれると考えられていたのに対し，「かぐや」で普遍的に見つかった PAN は含まれる苦鉄質ケイ酸塩鉱物が非常に少ない．またクレーター中央丘や盆地のリングがクレータや盆地形成以前に地殻のどの深さに存在していたのかをクレーターおよび盆地の直径から推定すると，PAN が見られたのは地殻中の約 3～30 km の深さに対応している．このことは，月の高地地殻の組成が従来考えられていたよりも苦鉄質ケイ酸塩鉱物に乏しい厚い(30 km 程度の)層からなる可能性を示している．このような純粋で組成の均質な斜長岩を何十 km の厚さで大量に形成するには，非常に大規模なマグマが存在する必要があり，マグマオーシャンが存在していたことの最も直接的な証拠と言える．その後，このような純粋な斜長岩の存在は「かぐや」の分光データを使ってより全球的に解析した研究 (Yamamoto et al. 2012) や，「チャンドラヤーン 1 号」による観測データを用いた研究でも確認されており，これらのことは従来の高地地殻の組成推定値に修正が必要であることを示唆するとともに，従来地殻形成(マグマオーシャンの固化)過程として苦鉄質ケイ酸塩鉱物が 10～20 %程度含まれるとされていた地殻形成モデル(マグマオーシャン固化モデル)の変更が必要であることを示す．これら「かぐや」で得られた地殻物質の組成情報は，(1)で紹介した苦鉄質ケイ酸塩鉱物に比較的富む層が表層(~3 km)に存在し，その下により純粋な斜長岩で構成された層が存在することを示唆している．地殻の組成や形成過程に変更を加えることは，すなわちマグマオーシャンの初期組成の変更を意味し，またその後の固化過程の結果である月内部構造・組成にも影響する．

(c) 「かぐや」の可視・近赤外分光観測データから，月高地地殻にごく少量含まれる苦鉄質ケイ酸塩中に含まれるマグネシウムと鉄のモル比 (Mg/(Mg+Fe) x 100 を求めたもので，Mg#と呼ばれる)が表と裏で異なり，裏の方が Mg#が高く(マグネシウムが鉄に比べて多く含まれ)，かつこの値が裏から表側地殻にかけて連続的に低い方へ変化していることがわかった (Ohtake et al. 2012；図 3-4). この観測事実は，従来言われていた地形(標高)や地殻厚，溶岩流の噴出面積，液相濃集元素の濃度など月の二分性に加えて，高地地殻の化学組成にも表と裏に違いがある，二分性があることを示した最初の例である．また裏側の北半球のディリクレー・ジャクソン盆地周辺で最も Mg#は高く，最高で

80 程度である．従来の月帰還試料の分析によると，月の原始地殻である高地地殻を構成する斜長岩は Mg#が 50〜70 程度であると考えられており，これは地球の斜長岩に比べて低いことから，月の地殻は鉄に富んだ斜長岩で構成されると考えられてきた．ただし，数は少ないが月隕石には Mg#が 70 を超えて 80 程度になる斜長岩の存在が報告されており (Takeda et al. 2006)，そのような，よりマグネシウムに富んだ地殻の存在が示唆されている．マグマから斜長岩が形成する時，より先に固化した斜長岩は Mg#が高く，相対的に後に固化するほど Mg#が低くなる性質を持つことから，この観測結果(裏で Mg#が高く，裏から表にかけて連続的に低くなる傾向)は，月裏側は表側に比べてより先に固化した地殻(原始的な地殻)から成ることを示す．このような地殻の形成順序となっている原因は現在も解明されていないが，少なくとも，従来のような月中心から同心円状に均一にマグマオーシャンが固化し結晶が集積していくようなモデルではこの観測事実を説明できず，水平方向(表裏方向)に不均一な固化(地殻形成)過程が起こっていた可能性を示唆している．これまでに不均一な固化過程も提案されており(地球が存在することで月表側の表面温度が 2, 3K 程度高くなるため，マグマオーシャンの中で表と裏という大規模な対流が起こるとする説など)，今回の観測結果を受けて今後，これら不均一なマグマオーシャン固化モデルの検証を行うことが必要となっている．一方，従来の月帰還試料に比べて今回観測された Mg#がより高い値を持つことは，一部の月隕石で高い Mg#の斜長岩の存在が報告されている事実と合わせると，月の高地地殻の Mg#は地殻形成の初期には従来 70 程度と考えられていた値よりも高く, 80 程度であり，より地球に近い組成を持っていたことが考えられる．地殻の Mg#が高いことはすなわちマグマオーシャンの Mg#がより高いことを意味しており，この成果もマグマオーシャンの初期組成に修正を与えるとともに，マグマオーシャンの固化過程の不均一性を示唆する結果である．

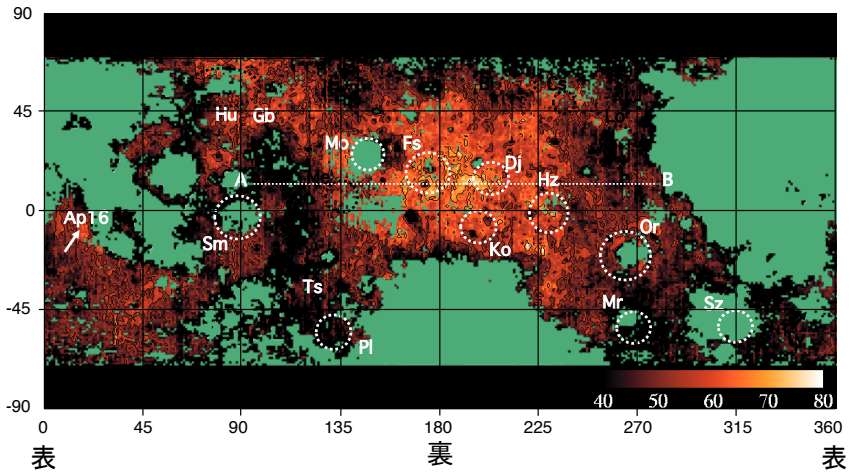


図 3-4　月斜長岩の Mg#マップ (Ohtake et al. 2012) より改編．この図は月の裏側が中心に描かれている．

(d) 「かぐや」のガンマ線分光観測データからは，液相濃集元素であるトリウムの量が月高地地殻の中では裏側北半球の領域 (Zone A, Zone B) で最も低いことがわかった (Kobayashi et al. 2012；図 3-5). 一方，「かぐや」を始め近年の月探査機による重力場観測により地殻の相対厚さが得られており，それによると月の表より裏側では 20 km 程度厚いと推定される(地殻厚の表と裏の二分性). ただし，これは重力場データから月面上で地殻が最も薄いと考えられる Moscoviense 盆地における地殻の厚さをゼロと仮定した場合の相対値であり，実際の厚さ(絶対値)の提唱値は研究者により 2 倍もの開きがあり，よくわかっていない．さらに，両者の絶対値はともかくとして，「かぐや」で観測した高地地殻のトリウム濃度と地殻厚の間には相関があり，地殻が厚い地域でトリウムの濃度が低く(裏側高地)，地殻が薄くなるにつれてトリウムの濃度が上昇する(表側高地). トリウムは液相濃集元素であるため，マグマの固化が進むほどトリウムの濃度は高くなる．このトリウムの濃度分布と地殻厚との関係性は，従来一部の研究者から提案されていたような，Imbrium Basin 形成による放出物の堆積(高地地域のトリウムの濃度分布はマグマオーシャンの固化過程を反映したものではなく，表側への巨大な天体衝突に伴う放出物の堆積により，同衝突で形成した盆地からの距離に比例してトリウムの濃度が減少するとする説 (Haskin 1998; Lawrence et al. 1998) では説明がつかないことも示された. そのため「かぐや」によって得られた本成果は，月の裏側の方が表に比べてより先に固化した地殻であり，その固化過程に伴って地殻の厚さも変化していることを示唆する. その原因として，例えば地殻が裏側から水平方向へ成長すると同時に厚さ方向へも成長し，それに応じてトリウムの濃度が変化して，現在表と裏で観測されるようなトリウムの濃度分布をもつに至ったと考えることができる．ただしこのようなことが実際に起こったのかについては今後の検証が必要である．このトリウムの濃度分布で得られた結果は，前述の可視・近赤外分光データから得られた Mg#による結果(月裏側で高地の Mg#が高く，表側に向けて連続的に低下)と調和的であり，両方とも月の裏側地殻の方が表と比べ，より未分化(より先に固化した)地殻であることを示唆する.

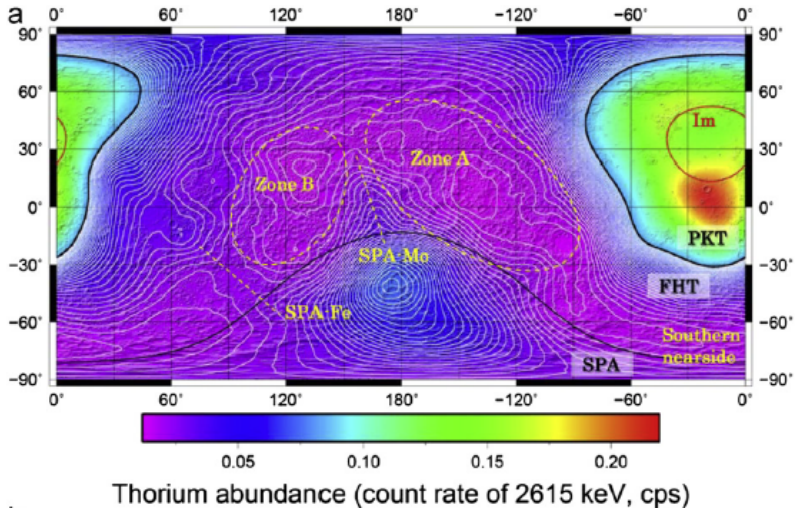


図 3-5　月面のトリウムマップ (Kobayashi et al. (2012)より). カラーバーは観測されたトリウムのガンマ線の計数率 (cps = count per second)を示し，等高線は同じ地殻厚であることを示す.

(e) 前述のトリウムの濃度分布と近年の月探査機によって得られた地殻厚とを比較することによって，トリウムの濃度が低い領域では Kobayashi et al. (2012) で言われるように確かに相対的に地殻厚は厚いものの，定量的に見るとトリウムの濃度がほぼ同程度に低いにも関わらず地殻厚の差異はトリウムの濃度の差異の何倍もある領域があり，単純なトリウムの濃度と地殻厚の(反)比例関係にはないことがわかった (Yamamoto et al. 2016). この原因として地殻形成過程に 2 つのステージがあり，最初のステージで薄い地殻が複数個の核となる領域から主に水平方向に成長し，ある段階でこの薄い地殻が月面を覆う，2 番目のステージで今度は地殻が主に厚さ方向に成長する，という過程を想定することで説明可能とされた. これら得られた観測事実を説明する地殻の成長過程を明らかにするとこは，マグマオーシャンの固化過程を明らかにすることにつながり，重要である. ただし，提案されたような地殻成長が実際に起こったのかどうか，今後の検証が必要である.

(f) 現在，地形として確認できる月面最大の盆地は SPA 盆地であるが，地形として明確には残っていないものの，月面の化学組成など情報から，それよりも大きな Procellarum 盆地が月表側に存在するという説が古くから提唱されて来た (Whitaker 1981; Feldman et al. 2002). ただし，これまでにはそれを確認する決定的な証拠は見つかっておらず，この説は広く受け入れられるには至っていなかった. この問題に対し，「かぐや」の可視・近赤外分光観測データから，従来提案されてきた Procellarum 盆地の周囲に，低 Ca 輝石を主成分とする岩石が特に多数分布することがわかった (Nakamura et al. 2012). 今回の解析では輝石の吸収強度の強いスペクトルを選択的に抽出した結果であるため，該当の低 Ca 輝石が観測された領域は高地地殻だとは考えづらい. したがって，観測された低

Ca 輝石は Procellarum 盆地の形成により掘削・放出された物質が溶融・再固化して同盆地の周囲に堆積したものであると解釈される．また，このような巨大な盆地が本当に形成されていたならば，その形成時期はマグマオーシャンの固化が終わる前であった可能性が高く，その形成にともなって地殻が大きく掘削・放出されて裏側に堆積して厚い地殻を作る．また地殻だけでなくその下に存在したはずの液相濃集元素の濃集層(盆地形成当時まだ完全に固化していなかった可能性がある)が月の表側に濃集した可能性もあるなど，さまざまな影響を与えたはずである．これら影響によって現在観測される月の二分性が形成したのではないか，との提案がされている．このような巨大な盆地がマグマオーシャンの固化終了前に形成したならば，それは間違いなく同固化過程に大きな影響を与えたはずであり，巨大盆地の形成を示す他の証拠を得ることや，この盆地がいつ形成したのかを知ることが重要である．

まとめ：

ここで紹介した研究成果はいずれも，マグマオーシャンの固化過程は「かぐや」以前までのような，均一な月中心からの同心円モデル(シンプルな固化モデル)では説明が付かないことを示唆している．また，これら成果は，これまでに我々が入手・分析していた試料は月のごく一部であり，月の組成，特にマグマオーシャンの組成は我々が推定していたものと異なっていることを示すものである．またこれら成果は，これら課題を解決するためにはどこでどのような探査を行うべきかの指針を与えている．今後の探査においては，このような観点で新しい観測，研究を行うことにより，新しいモデルの構築や検証を行うことが必要となる．

3.2.2 マントル構造と組成 [大竹真紀子]

(a) 「かぐや」の可視・近赤外分光観測データを用いて月全球のカンラン石スペクトルサーベイ(純粋なカンラン石の吸収特徴を持つ反射スペクトルの抽出)を行ったところ，大型の盆地のリング周辺に，多くの抽出されたカンラン石を主とする岩石の露出地点が分布することがわかった (Yamamoto et al. 2010; 図 3-6)．この研究では，これまで地球望遠鏡による月面観測から同定されていた場所に比べ，飛躍的に多数のカンラン石物質の分布位置が同定されている．それらカンラン石の分布位置のほとんどが盆地周囲にあることや，抽出されたスペクトルの形状から，これらカンラン石を主とする物質はマントルを起源とする岩石であり，それが盆地の形成時に掘削・放出され，リング周辺に堆積したものである可能性が高いと考えられる．マントルは月の体積の 90 %以上を占めることから，マントルの組成を把握することがマグマオーシャンの組成を把握することにつながり(一部，マントル以外の地殻や液相濃集元素の濃集層に多く含まれる元素もあるため全ての元素ではない)，非常に重要な意義を持つ．これまでの月試料の中にはマントルからの直接試料がないことから，これらカンラン石の起源や組成を知ることが今後重要である．

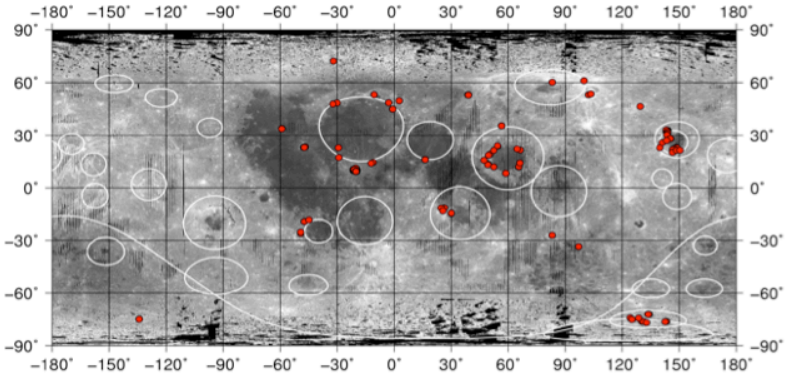


図 3-6　月面のカンラン石の分布 (Yamamoto et al. (2010)から改編).

(b) 月面上で地形的に確認できる最大の盆地が月裏側南半球にある SPA 盆地である．この盆地内部では，巨大な天体衝突により地殻が完全に掘削され，マントル物質も掘削・放出されていると考えられる (Lucey et al. 1998b)ため，「かぐや」の可視・近赤外分光観測データを用いて同盆地内の地質解析を行い，マントル物質の同定を行った．結果，SPA を形成した衝突が掘削した深さであるマントルの浅い部分(深度 100 km 程度)は低 Ca 輝石を主成分の 1 つとして含む岩石から成ることが推定された (Ohtake et al. 2014). (同研究では，反射スペクトルの吸収形状として低 Ca 輝石が支配的である岩石が確認されている．観測波長帯における反射スペクトルの吸収形状は，輝石とカンラン石で構成される岩石の場合，輝石が 30〜40 %以上含まれる岩石では輝石の吸収が卓越することから，該当領域における低 Ca 輝石の含有量は 30 %以上であると推定される．)また同盆地の中心部には，表層が高 Ca 輝石を主成分の 1 つとして含む岩石が広く分布しており，表面地形など情報から，この領域は盆地形成時のインパクトメルトが大量に集積した領域であると考えられる．マントルの組成は従来，月のマグマオーシャンの組成を仮定し，そこからのマグマの分化過程を予測する手法や噴出した玄武岩組成を元に推定されてきたが，マグマオーシャンの分化過程の予測 (Elkins-Tanton et al. 2011) によると，マントルの深度 100 km 程度の領域には低 Ca 輝石が主成分の 1 つとして存在し(この深さにおいて，オーバーターン無しの場合は低 Ca 輝石が多くカンラン石はほとんど存在せず，オーバーターン有りの場合は低 Ca 輝石とカンラン石が存在すると推定される). 今回の成果と整合しているように思われる．一方で月の慣性モーメントから求めた月の全球密度や月震データなど物理観測データから，月のマントルの浅い部分を構成する苦鉄質ケイ酸塩鉱物の中で 60 %程度はカンラン石であるとの推定もあり (e.g., Khan et al. 2006b)，月のマントルは深さによらず，ほぼカンラン石のみで構成されると考えている研究者も多い (Melosh et al. (2017)の記述参考). マントルの少なくともある深さ領域は，カンラン石だけから成るのではなく，低 Ca 輝石を主成分の 1 つとして含む岩石からなるとした今回の成果は，マントルの組成・構造の把握の上で重要であり，これがマグマオーシャンの組成を把握することにつながり非常に重要な意義を持つ．　この結果は，

Melosh et al. (2017)による巨大盆地の形成に関する計算シミュレーションの結果ともよく整合している．

(c) 月面で最も大きな盆地である SPA 盆地内の「かぐや」の可視・近赤外分光観測データを用いた詳細な地質解析から, SPA 盆地中央部のインパクトメルトの集積領域ではメルトが分化しており，少なくとも 2 層(高 Ca 輝石を主とする上層とその下に低 Ca 輝石を主とする下層)が存在することがわかった (Uemoto et al. 2017)．SPA では輝石を主成分とするマントル物質が, それよりも小さい盆地周辺でカンラン石を主成分とするマントル物質が観測されている事実から，マントルの最上部(浅い部分)はカンラン石，それよりも深い部分は輝石を主成分とする岩石から構成される可能性がある．これは，通常のシンプルなマグマオーシャンの固化モデルによるマントル構成とは異なり, マントルの深部と上部にある層が逆転していることを示唆する．また，本成果によるインパクトメルト組成の推定から，分化する前の SPA インパクトメルトの組成に戻すと，これもマントルオーバーターンが起こっていた場合と整合する．これら両方の情報ともに，少なくとも SPA 周辺ではマントルオーバーターンが起こっていたことを示唆している．マントルオーバーターンの有無はマグマオーシャンの固化過程やその後の月進化を知る上で非常に重要な情報であり，今後のより詳細な探査・情報が望まれる．

(d) 「かぐや」および「嫦娥 1 号」の重力場観測データによって求められた 2 次のポテンシャルラブ数から，コア・マントル境界に非常に粘性が低い領域が存在することが示された．粘性が低い理由として，該当領域の温度が高く部分溶融していることが考えられる．これは月内部の現在の温度構造を把握する上で重要な情報であるのみならず，月の過去の温度履歴に対しても大きな制約を与える重要な成果である (Harada et al. 2014). マグマオーシャンを理解する観点では，マントル内で，該当領域での高温条件を長い期間にわたり作り出すような，何らかの加熱機構が働いたことを示唆しており，その要因としてはマグマオーシャンの固化や分化に伴って液相濃集元素(熱源元素を含む)が局所的に濃集した，もしくはマグマオーシャンの固化の結果としてのマントル構造に対して潮汐力による加熱が該当領域に働いた，などが考えられる，今後，この要因を明らかにする研究が望まれる．

(e) 「かぐや」の可視・近赤外分光観測データを用いて月全球のスピネルのスペクトルサーベイ(純粋なスピネルの吸収特徴を持つ反射スペクトルの抽出)を行ったところ，これまでに見つかっていなかった鉄に富む組成を持つスピネルが，限られた 1 領域(熱の入江；Sinus Aestuum 周辺)にのみ分布することがわかった (Yamamoto et al. 2013)．同領域は DMD (Dark Mantle Deposit)と呼ばれる周囲より反射率が低い領域に対応しており (Gaddis et al. 2003)，ここには揮発性成分に富んだ火成活動による噴出物が急冷・固化してガラス状に堆積している(火山砕屑物と呼ばれる)ことが従来から言われている．またこれら噴出物は，海を構成する溶岩流の場合よりも深いマントル領域が溶融・噴出したものであると推定されており (Elkins-Tanton et al. 2004)，今回観測されたスピネルはそ

の分布からそれら火山砕屑物と関係した起源である可能性が高く，それ以前に報告されているマグネシウムに富むスピネルはクレーター中央丘や盆地のリングに見つかっている．地殻内に貫入したマグネシウムに富むマグマと地殻との反応によって形成し，それが天体衝突により掘削・隆起して露出したとの説がある．Prissel et al. (2014) とは異なる成因を持つと考えられる．月面上でもここだけに観測される特殊なスピネル鉱物がマントルの深い領域の溶融・噴出によりもたらされたものであるならば，その組成や成因を知ることはマントルの組成や溶融条件の推定につながる重要な情報となる．

まとめ：

月のマントルの直接試料は得られておらず，そのため月のマントルについては組成や温度など，現在でもよくわかっていないことが多い．今回紹介した研究成果は，これまで不明点の多いマントルについて，組成や温度など幾つかの重要な情報をもたらしたと共に，今後より詳細な調査を行うためにどこでどのような探査が必要なのか，指針を与えている．

3.2.3 「かぐや」等探査機観測の成果と試料分析の対比 [長岡央，鹿山雅裕]

アポロ計画で回収された斜長岩の化学組成を基に，マグマオーシャンにおける斜長岩地殻の形成モデルが提唱された (Warren 1985)．一方で，近年の探査機によるガンマ線を用いた全球探査により，アポロが着陸した表側の領域は液相濃集元素が非常に濃集した PKT (Procellarum KREEP Terrane) と呼ばれる特殊な地質領域周辺であることが明らかになった (Jolliff et al. 2000; Haskin et al. 2000)．代表的な液相濃集元素であるカリウム(K)，希土類元素 (REE；セリウム(Ce)やユウロピウム(Eu)などの Rare Earth Element)，リン(P)の頭文字をとって KREEP と呼ぶ．月隕石は，月面への隕石衝突により，無作為に月面から脱出してきたものであり，月裏側を含む月全球の地質や地史を知る重要な情報源となる．特に斜長石に富む月隕石は，Th のような液相濃集元素の含有量が大幅に低いものもあり，その多くは PKT による影響の少ない裏側高地に由来する可能性が高い (e.g., Korotev et al. 2003; Takeda et al. 2006)．起源地域の厳密な特定(起源クレータなど)には至っていない月隕石がその多くを占めるが，高精度な元素情報，鉱物情報，同位体情報を取得できる月隕石は，月全球の地質情報を得る有力な手段である．全球的な地質情報を取得可能な月隕石と遠隔探査データを組み合わせた議論により，アポロ試料に基づく月の形成・進化モデルは修正されつつある．また昨今の分析技術の大幅な進歩により，多くの元素の検出限界が飛躍的に向上した．その結果，今まで月試料では検出できなかった軽元素，特に水の定量分析に関する成果が報告されており (e.g., Saal et al. 2008)，揮発性元素に非常に枯渇した天体であるという月のイメージが近年塗り替えられつつある．ここでは，探査により得られた新しい知見と最新の月試料(アポロ試料，月隕石)の研究による知見の整合性，矛盾について，地殻組成，マントル組成の観点からまとめ，今後解決すべき課題とその解決に向けた将来のサンプルリターン探査への指針を導く．

(a) 斜長岩地殻組成

月面の８割を覆う物質は Al や Ca に富む斜長岩質地殻であり，それらは月の高地と呼ばれる．アポロ計画では 16 号が唯一月表側高地から試料回収を行った．しかし，回収されたソイルやレゴリスは PKT 領域の近傍であるため，希土類元素の存在度パターンは KREEP 物質の影響を強く受けていた (e.g., Korotev, 1997)．月表層は常に大小様々な外来隕石による衝突にさられているため, 高地表層の物質は度重なる隕石衝突による圧砕作用で粉砕され，衝撃による溶融でガラス化，再結晶化した状態(角礫岩)となっている. 月表層では隕石衝突によるガーデニング作用で周囲に分布する多様な岩相が広い範囲で混合されるため, ソイルやレゴリスのバルク組成はその起源地域の平均組成とみなすことができる (e.g., Gillis et al. 2004)．一方で，アポロ計画で回収された月のグラニュライトは，隕石衝突による変成のため，外来隕石からの親鉄元素のコンタミネーションを受けているが，KREEP 物質の影響は受けておらず，PKT 形成前の地殻組成を代表している可能性が示唆されてきた (Lindstrom and Lindstrom 1986).

高地に由来する月隕石は全球に広がる高地からの無作為なサンプリングである. 高地の月隕石のすべては隕石衝突による影響を受けた角礫岩である. その中で特にレゴリス角礫岩に分類される高地隕石は，表層での混合を広い範囲で経験したと考えられるが，それら多くの全岩組成はアポロ 16 号の回収レゴリスと比べて，希土類元素や Th に非常に枯渇している (Korotev et al. 2003, 2006; Warren et al. 2005; Nagaoka et al. 2013)．その他にも，高地月隕石はその組織や含有物の違いにより，フラグメンタル角礫岩，インパクトメルト角礫岩，グラニュリティック角礫岩に分類される (e.g., Korotev 2005)．これらの月隕石も希土類元素や Th に非常に枯渇しているものがある (Warren et al. 2005; Takeda et al. 2006; Korotev et al. 2006)．ガンマ線分光による全球観測では特に裏側高地で Th が枯渇している (Prettyman et al. 2006; Yamashita et al. 2010; Kobayashi et al. 2012)．斜長岩質高地の大部分は裏側に広がっていることからも, 斜長岩質の月隕石の多くは裏側起源であると考えられる. また, Th 量だけでなく高地の月隕石は表側で回収された FAN や斜長岩質角礫岩と比較して，Mg# (= molar 100×Mg/(Mg + Fe))の組成幅がより高い値(Mg#～80)まで広がっている．このことから，月裏側高地には表側よりもより Mg#の高い高地が広がっていることが推定されてきた (Korotev et al. 2003; Takeda et al. 2006; Arai et al. 2008; 荒井朋子 2011; Gross et al. 2014)．実際に「かぐや」で得られた高地の全球 Mg#分布 (Ohtake et al. 2012)によると，裏側高地の赤道付近にもっとも Mg#の高い地殻が存在し，表側から裏側赤道付近に向うにつれて Mg#が高くなることが示された．この結果は月隕石研究から示唆されていた月高地の Mg#の表裏の地殻組成の二分性を，空間的広がりのもと初めて実証した結果となった．また，月裏側で最も Mg#の高い領域は，「かぐや」搭載 GRS により示された最も Th の少ない領域 (Kobayashi et al. 2012) とも一致する．月高地隕石の全岩組成を調べたところ，最も Mg#が高く，最も Th 量の少ない試料が報告された (Takeda et al. 2006)，これが Dhofar 489 グループと呼ばれる隕石群である．これらの隕石に含まれる斜長岩質クラスト中の苦鉄質鉱物の中には，Mg#が 80 を超えるものも多く見つかっており，表側から回収された FAN のものと比較して明

らかに高く，「かぐや」で得られた Mg#分布の結果とその上限値もよい一致を示す．これらの結果はアポロ試料分析により提唱されたマグマオーシャンによる一様な FAN 地殻形成の問題点を指摘しており，より Mg#の高いマグマから斜長岩地殻が形成しつつ，裏側から表側へ地殻が成長していくにつれ，そのマグマ組成は鉄に富むものへと変化していったことを示唆している．このことは，従来のマグマオーシャンモデルについて，単純な密度差のみの斜長岩浮上だけでは説明できず，より複雑な固化過程モデルへの修正を促した．

「かぐや」観測が従来の地殻組成に大きな変革をもたらした成果の一つが，純粋斜長岩(Purest ANorthosite; PAN)の 全球的な検出である (Ohtake et al. 2009; Yamamoto et al. 2012)．この地殻物質はアポロで持ち帰られた FAN 試料より，斜長石に富んだ組成(98 %以上を斜長石が占める)をしており，従来のマグマオーシャンモデルでは主要成分として考慮されていなかった．マグマからダイレクトに固化した斜長岩の情報を得るためには，角礫化を受けていない試料，言い換えると隕石衝突による影響の少ない試料(例えば親鉄元素量が非常に低いもの)の分析が必要である．Nagaoka et al. (2014) では，Takeda et al. (2006)の全岩組成分析により外来隕石からの親鉄元素の汚染が非常に少ないかつ FeO の全岩含有量が非常に低いことが分かった斜長岩クラストと同じ岩石片から薄片試料を作成し，薄片観察ならびに鉱物分析を詳細に行い，岩石片中の鉱物量比と鉱物中の主要元素濃度を決定した．その結果，このクラストは 98 ％以上の斜長石で構成される PAN であり，含まれる自形斜長石の中には粒径が 1 mm 以上にもなる粗粒な組織をもつことがわかった．これらの組織は，自形として成長した斜長石が集積する過程で，その粒間に捕まったメルトから苦鉄質鉱物が結晶化したものと解釈でき，このクラストはマグマからの集積岩の一部として分類できる．Dhofar 489 と Dhofar 911 (Dhofar 489 と同じグループの隕石)の他の薄片からも，同様に PAN を複数片発見した (Nagaoka et al. 2014).

図 3-7 は月隕石 Dhofar 489 と Dhofar 911 中の PAN とアポロ試料 60015 の鉱物組成を，従来の FAN 組成と比較したものである．アポロ試料 60015 はアポロ計画で回収された FAN 試料の約半分近くの質量を占める PAN に相当する斜長岩である．アポロ試料 60015 は非常に高い斜長石含有量(> 97 %以上)をもち，含まれる苦鉄質鉱物の組成は均質であり，岩体自体がほぼ同時期のメルトから結晶化した PAN であると考えられる．「かぐや」以前の斜長岩地殻は FAN を主体とする鉄に富む斜長岩が高地地殻を占めていたと考えられており，地殻中での大幅な化学組成の変化は鉄に富む領域で限定的であった(Mg# 40-70)．月隕石から発見された PAN はより Mg#の高いものも存在し，幅広い範囲で組成変化を起こしている(図 3-7)．この組成幅を説明可能なモデルが，各 PAN クラストの固化したタイミングの違いである．「かぐや」の可視・近赤外分光観測データにより，観測された表側と裏側の表層 Mg#の違いを説明可能な全球的なダイナミクス(Ohtake et al. 2012)により，大規模な純粋斜長岩層が全球的に生成したモデルを考える．そのモデルでは裏側の比較的浅いところにできた斜長岩は初期に形成したものであり

高い Mg#をもち，その後水平方向と深さ方向に斜長岩地殻が成長するにつれ，Mg#は減少していく．月隕石中の PAN の Mg#の違いは水平方向だけでなく，垂直方向も含めた結晶化時期の違いによる PAN 層の Mg#の不均質性として解釈できる (Nagaoka et al. 2014).

月試料中から見つかる斜長岩クラストの多くは，表層での隕石衝突による破砕や熱変成を明らかに経験している二次的な変成岩(インパクトメルト角礫岩，グラニュリティック角礫岩)である．これらの岩石クラストは，同名の隕石試料内で比較しても，含まれる苦鉄質鉱物量とその Mg#は非常に変化に富んでいる (Lindstrom and Lindstrom 1986; Cahill et al. 2004; Cohen et al. 2005; Korotev 2005; Warren et al. 2005; Joy et al. 2010; Yamaguchi et al. 2010; Nagaoka et al. 2013; Gross et al. 2014). これは，表層物質が多種多様な組成をもった(分化度の異なる)岩石種により，広く水平方向・深さ方向に混合を受けた可能性が考えられる．「かぐや」 (Yamamoto et al. 2012) やクレメンタイン (Hawke et al. 2003) の観測において，高地地殻の上部(表層から 10 km 程度まで)は，その下部よりも苦鉄質鉱物に富んだ組成で，隕石衝突によるミキシングの影響を強く受けた混合層 (Mixing layer) であることが指摘されており，月隕石に含まれる大部分の変成を受けた斜長岩クラストはこの混合層に由来すると考えられる．

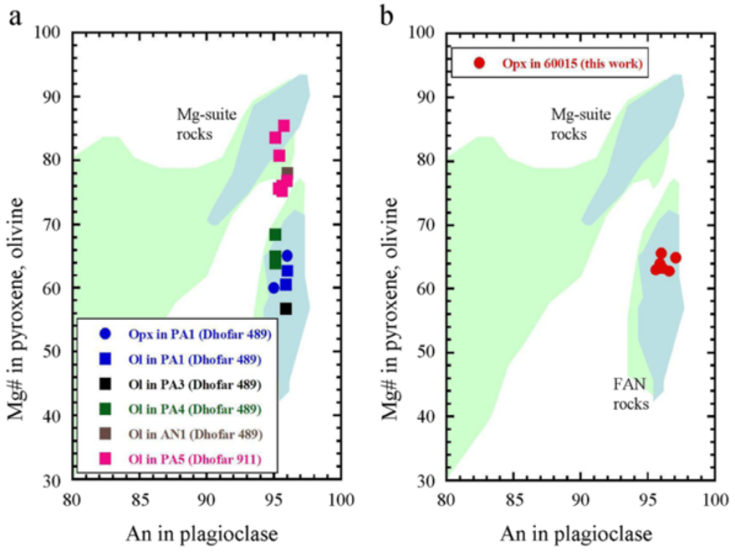


図 3-7　PAN 中の鉱物組成比較 (Nagaoka et al. 2014). 横軸は斜長石中の An (= molar 100 x Ca/(Ca + Na +K))値，縦軸は斜長石に隣接する輝石カンラン石の Mg#を示す．淡い青が示す組成範囲は隕石衝突による影響の少ない FAN，Mg-suites (アポロ計画で回収されたトロクトライトやノーライトの内，苦鉄質鉱物が Mg に富むものを指す)，淡い緑が示す組成範囲は上記以外のものを示す (Warren 1993; Yamaguchi et al. 2010)：左図は Dhofar 489 と Dhofar 911 中から発見された PAN 中の鉱物組成をプロット．右図はアポロ回収 60015 の鉱物組成(赤)をプロット．

低い親鉄元素含有量から隕石衝突の影響は少ないと分類されてきた FAN の中には，60025 のようにマグマオーシャンからの地殻形成を考えた場合，結晶化年代が非常に若いものが存在する．FAN の結晶化年代が月形成時から幅をもつことはマグマオーシャンによる地殻形成モデルと矛盾する．月の地殻は従来のようにマグマオーシャンに由来するのではなく，その後の連続的な火成活動(シリアルマグマティズム)で形成された可能性が示唆された (Borg et al. 2011)．Gross et al. (2014)は，月隕石で見られる Mg#の幅広い組成変化は，地殻が単純なマグマオーシャンにより形成されたものではなく，より複雑な地殻の形成過程によると解釈している．この Mg#の幅広い変化はシリアルマグマティズムによる結果と考えると FAN の幅広い年代幅とも整合的であると Gross らは指摘している．

今後の試料分析研究では，我々が観測している地殻物質の内，初期マグマオーシャンの産物，その後の連続的な火成活動によるもの，について十分な切り分けを行い，それぞれの起源を議論していく必要があるだろう．この切り分けには試料の鉱物組織(含有量，粒径，形状)，鉱物組成，微量元素を含めた元素組成の詳細分析，晶出マグマ組成の制約のために結晶化年代と同位体の初生値といった情報を高精度で取得していかなくてはならない．「かぐや」による観測で PAN と混合層の起源深度の違いが指摘された．起源深度の違いは，鉱物の成長度に影響を与えるため，隕石衝突による破砕を受けていないもともとの斜長石の粒径は今後の重要な観測対象となる．

(b) マントル組成

マグマオーシャンの組成を追う上で，もう一つ重要なのがマントルの組成である．海の玄武岩は，月マントルの部分溶融の結果，マグマが表層に吹き出してできた火山岩である．玄武岩試料の全岩組成や鉱物組み合わせは，マントル組成の手がかりに，同位体年代は月のマグマ活動時期への重要な制約となる (Neal and Taylor 1992; Nyquist and Shih 1992; 荒井 2011). アポロ計画により回収された月の玄武岩は, 地球のものと比較して，鉄とチタンに富んでいる．特にチタン含有量はサンプル毎に，大きな組成幅が存在する(最も低いものは < 1 wt% TiO_2，高いものは > 10 wt% TiO_2)．海玄武岩の結晶化年代は約 38 億年前から 32 億年前に分布し, 結晶化年代の古い玄武岩ほどチタンに富む傾向がある (e.g., Nyquist and Shih 1992)．アポロの回収地点では，玄武岩と共に火山性ガラスも回収された．火山性ガラスも玄武岩試料同様，チタン含有量に組成幅があり，高いチタン量のブラックガラスやオレンジガラス, チタン量の低いグリーンガラスやイエローガラスなどが回収された．

月隕石由来の玄武岩の発見により, アポロ計画が回収した玄武岩から理解されていた月のマグマ組成やマグマ活動時期の従来理解に新たな知見を加えた (e.g., 荒井朋子 2011)．南極由来の結晶質月隕石玄武岩 (Asuka881757, Yamato793169 など) は，チタン量が 1 wt%程度と非常に低く，結晶化年代は約 38 億年前より古く，μ値(= $^{238}U/^{204}Pb$)が極めて低い (Yanai and Kojima 1991; Takeda et al. 1993; Torigoye et al. 1993; Misawa et al.

1993; Torigoye-Kita et al. 1995). さらに約 43 億年前と極めて結晶化年代の古いチタンに乏しい月隕石玄武岩も発見された (Terada et al. 2007). 月隕石研究からは，年代とチタン含有量には相関がみられず，アポロ玄武岩から示唆されていた，古い玄武岩ほどチタン量が多いという経験則は見直しを迫られた. 最も結晶化年代の若い月隕石玄武岩は 29 億年前であり (Borg et al. 2009), 海の火成活動は従来よりも長く続いていたことがわかった(43 億年前から 29 億年前). しかし，クレーター年代学から指摘される 25 億年よりも若い玄武岩については，現在報告されている月隕石の中からは見つかっておらず，高チタン玄武岩の報告例もない. このような月隕石研究と遠隔探査の結果とのギャップを今後埋めるためには，「かぐや」により示唆された非常に若い結晶化年代をもつ高チタン玄武岩ユニット (Kato et al. 2017a) からの試料回収が望ましい. 一方で，今ある月隕石がどこからきたのか, その起源クレータを明らかにすることも今後の試みとして非常に重要である. 月隕石の起源地域を特定することは, その場からの試料回収を意味する. 今までに，南極産月隕石の玄武岩グループ (Yamato793169, Asuka881757, MIL05035, MET01210: YAMM 隕石)の物質科学データセットと月探査データとの照合による起源クレータの特定試み (Arai et al. 2010) が行われている.

「かぐや」観測により，大規模な衝突クレーター周辺に非常に純度の高いカンラン石岩体の露出が初めて報告された (Yamamoto et al. 2010). その反射スペクトルの形状はアポロで回収されたダナイトのものに近いことから, クレータ形成の際に掘り返されたマントル物質の可能性を示唆している. 我々がもつサンプルコレクションの中で直接的にマントル物質と断定されたものはないが，ダナイトはカンラン石が 90 %以上を占める深成岩であり, マグマオーシャンの結晶化モデルから推測されるマントル組成にもっとも近い岩石試料である. しかし，もっとも回収量の多い 72415 (55 g)と呼ばれるアポロ試料は，過去研究から比較的浅い所に貫入し，固化したこと(半深成岩的)が示唆されており (Ryder 1992), ダイレクトなマントル物質とは言えない. ダナイトほどではないが, 粗粒なカンラン石に富んだ斑レイ岩が，NWA 773 グループと呼ばれる月隕石群からのみ多く発見されている (e.g., Fagan et al. 2003, 2014; Jolliff et al. 2003). しかし，これらの斑レイ岩は，マントルが部分溶融して出来たマグマが，1)表層に噴出して厚い溶岩層を形成し，その底に沈積して形成したか，2)表層近く(深さ数キロ程度)に貫入して，そこでマグマ溜を形成し，沈積したものであること，が指摘されており (Jolliff et al. 2003; Nagaoka et al. 2015), 72415 の起源に近い. これら岩体の母マグマの主要元素組成は，アポロ 14 号で回収されたグリーンガラスに近いことが指摘されており，グリーンガラスのメルト組成が深さ約 400 km の温度圧力のマントル組成に相当するため，それ相当の起源深度ではないかと推測されている (Jolliff et al. 2003). しかし，これら深成岩の組成は母マグマの組成から変化しており，その岩体の中でも分化傾向がみられる (Nagaoka et al. 2015).

我々は直接的な月マントル物質といえる試料は未だ持ち得ていないのが現状である. 火山性ガラスはマントルに起源をもち，その後噴出時に急冷されたため，玄武岩や斑レイ

岩のように結晶分化の度合いが少なく，マントル化学組成を知る上で重要である．一方で，次の 3)で紹介するマントル中の揮発性元素をターゲットとした場合，噴出時の脱ガスの影響を仮定・考慮しなくてはならないとう課題がある．したがって，「かぐや」で発見されたカンラン石岩体を目指し，その岩石体がマントル起源かどうかを検証する直接探査が求められている．その探査でマントル起源であることをはっきりさせることで得られるマントル試料の情報は，未だ推測に過ぎなかった我々のマントル組成への知識理解を飛躍的に向上させるものとなるだろう．マントルのダイレクトな組成を得ることは，月バルク組成の 90 %近くの組成を制約したことになり，月バルク組成を導く上で非常に強い制約を与える．

(c) 最新の揮発性元素分析

各国の月探査から，月面に様々な種類の水が分布していることが明らかとなった．例えば，ディープ・インパクト (Sunshine et al. 2009) やエルクロス (Colaprete et al. 2010) では，赤外反射分光観測により鉱物と結合する構造水や分子水，含水相に起因する信号を報告している．また，チャンドラヤーン 1 号の Moon Mineralogy Mapper (M^3)からは，ノーライトに分類されるであろう貫入岩体 (Klima et al. 2013)とカンラン石中央丘 (Bhattacharya et al. 2015) の両方から水に起因する信号が検出された．その化学種については化学組成として水を含まない鉱物 (NAMs: Nominally Anhydrous Minerals)に内在する微量の構造水に帰属されている．

月探査機により観測された水の化学種のうち，氷については主に形成時から今日に至るまでに月に落下した隕石・彗星により供給されたと考えられており，月面の温度勾配に応じて永久影や極，地下へ移動した後に低温のためトラップされることが知られている (e.g., Schorghofer and Taylor 2007; Sunshine et al. 2009; Kayama et al. 2018)．構造水は，太陽風由来の水素がアグルチネートに取り込まれたもの (Liu et al. 2012) とマントル起源の深成岩体に保持されたもの (Klima et al. 2013; Bhattacharya et al. 2015)，さらには微小隕石や小惑星の衝突に由来するもの (Arnold 1979; Zolensky 1997) に分類される．

月のマントルに水素や他の揮発性成分が大量に存在するのであれば，その起源として(1)巨大衝突後も残存した初期物質 (Karato 2013; Hauri et al. 2015) と(2)レイトベニアにおいて月面に衝突した隕石，小惑星及び彗星 (Saal et al. 2013; Barnes et al. 2016) が考えられ，いずれにせよ初期の LMO (Lunar Magma Ocean)は揮発性成分に豊富であったと示唆される．しかし(1)については，巨大衝突による初期物質の全溶融に伴い揮発性成分は完全に消失したとする仮説も昔から根強く支持されている (Ringwood 1979; Canup 2004; Wieczorek et al. 2006)．そのため，(2)の供給モデルが最近注目されており，初期物質の揮発性成分量によらずウェット史観を支持し，月試料の同位体モデルとも調和的であることから，LMO に揮発性成分が存在したとする重要な仮説の一つとなっている．ここでは，LMO の揮発性成分に関する様々な研究を月の変遷史に沿って紹介する．

LMO の揮発性成分に関する最大の焦点は，巨大衝突後も月の初期物質に揮発性成分が残存したかどうかである．従来の仮説では，衝突による熱で初期物質は全溶融したと捉え，それに伴い揮発性成分は完全に消失したとしている (e.g., Ringwood 1979; Canup 2004; Wieczorek et al. 2006)．しかし近年，月のマントルに大量の水が存在する可能性が指摘されており(詳しくは 2 章を参照)，その起源の一つとして衝突後も月の初期物質に残存した揮発性成分を想定している．

Karato (2013)は，鉱物の電気伝導度と Tidal Q(地震波が伝搬する物質の特性により生じる減衰のファクター)から月マントルの平均含水量(H_2O)が 0.01 から 0.001 wt%にも及ぶと推定した．その成因について，巨大衝突により生じた溶融物は従来の考えでは固化するまでに大量の揮発性成分を失うことから，新たな説として，初期物質の大部分が液相として集積すると仮定し，溶融物の集積のタイムスケールが冷却速度よりも速いもしくは同程度であれば，大量の水を保持したまま LMO から現在の月に成長可能と言及している．

Hauri et al. (2015)は，火山ガラスの質量分析から月全体のケイ酸塩鉱物における全岩化学組成 (BSM; Bulk Silicate Moon)を明らかにし，BSM の揮発性成分量を考慮した新たな巨大衝突モデルを提唱している．ここでは，母マグマがマントルに由来する火山ガラスを質量分析に供している．Saal et al. (2008)のデータを参照すると，含水量(H_2O)は very-low-Ti ガラス(15427)において最も高い 4-46 ppm となり，脱ガス率を 98 %と仮定すると，初期マグマにおける含水量(H_2O)を 265-745 ppm と制約することができる．これをもとに BSM の含水量を見積もると 133-292 ppm となり，アパタイトの同位体分析から予想される炭素質コンドライトの衝突による供給量を考慮すると，月に保持されている水は全量として $0.95–2.8\times10^{20}$ kg にも及ぶ．これほど大量の水の存在は，月の初期物質における全溶融モデルとは調和的ではない．一方で大部分が固相で集積したとすると，大量の水の存在を説明できるものの，従来の大規模な巨大衝突モデル (Canup 2004; Wang and Jacobsen 2016)とは整合しない．ここでは中間的なモデルとして，初期物質が揮発性成分を保持した 25 %の固相と残りの溶融した液相との混合物からなると想定することで，BSM の含水量を説明することが可能としている．このモデルではレイトベニアによる供給も検討しており，その影響を微々たるものとして，初期の LMO における揮発性成分の多くは月の初期物質に由来すると結論付けている．

LMO の揮発性成分に関する議論の多くは水に焦点が当てられ，分析精度やモデルの不足，地球風化作用の影響などから炭素や窒素，フッ素，塩素，硫黄などに関する報告例は少ない．従って現状では，LMO における各種揮発性成分の有無や量(特にモデル依存性の高い初期 LMO)については，議論すべき課題はまだまだ多い．さらに BSM の揮発性成分により提案されるモデルと月試料の同位体分析により得られた結果が一部整合せず (Hauri et al. 2015)，これについてはレイトベニアにおける水の供給が主な原因であることを支持する根拠となっている．

2 章にて説明したように，月は従来考えられていたよりは揮発性成分に富むとする見方からは，LMO には恒久的に大量の揮発性成分が存在したことになる．つまり揮発性成分，特に水が LMO の密度や結晶分化過程を規定する重要な役割を果たすこととなる．そうであれば，初期の LMO における月地殻の形成モデルを再検証する必要がある．Hui et al. (2013)は，高地の斜長岩を対象に赤外透過分光法から斜長石に内在する構造水を検出した．4,360 ± 3 Myr の結晶化年代を示す FAN (60025)は斜長石において最大で 6.4 ppm の構造水を保持し，水の分配係数から母マグマの含水量を約 1600 ppm と推定している．この FAN が結晶化した時点で LMO の 80 %が固化したと仮定すると，初期の LMO における含水量は約 320 ppm となり，LMO の末期の urKREEP に約 1.4 wt%もの水が濃集していたことになる．しかし多くの場合，NAMs の含水量は極めて低いことから質量・同位体分析自体が困難であり，また最近では同論文に反証するデータ (Mosenfelder and Hirschmann 2016) が提示されている．加えて，FAN の年代は幅広い範囲を持つことから LMO と直接的に関係する試料は限られ，推定された含水量はモデル依存であること，さらには，用いた試料の結晶化年代に対する信頼性(試料量が少量かつ衝撃変成作用の影響を受けやすい Ar-Ar 年代の値であること)などの観点からも，LMO の揮発性成分については更なる検証が必要である．

LMO の揮発性成分量を明らかにする一つの指標として，BSM やマントル全体の含水量の活用が期待される．しかし，マグマの結晶分化作用の複雑性や年代の若い火山ガラスのデータの不確定性など検証すべき事項も多い．さらドライ史観を支持するデータもこれまでに数多く報告されている面からも，LMO の揮発性成分に関する真偽を十分に検証することは難しい．従ってこの重要課題の解決に向けて，2 章で論じたような月のマントルの水の有無に関する更なる検証や将来の月探査計画による新たなアプローチが重要な鍵となる．

副成分鉱物であるアパタイトの質量・同位体分析からも LMO の揮発性成分に関する検討がされており，その供給源としてレイトベニアにおける小惑星・彗星衝突が提唱されている (Greenwood et al. 2011; Barnes et al. 2016)．しかし，巨大衝突モデルの条件いかんでは，月の初期物質に残存する揮発性成分の観点でも十分に説明することが可能である (Karato 2013; Hauri et al. 2015)．また，アパタイトはマグマ過程末期の生成物であることから，これを用いて LMO やマントルの揮発性成分量を定量的に議論することは難しいとの指摘もあり (Tartèse et al. 2014)，さらに一つの試料内でも塩素の含有量と同位体比に大きなばらつきがみられることから，あくまで局地的な現象に過ぎず，月全体を代表するものではないとの見方も強い (Sharp et al. 2010).

3.3 残された課題［長岡央，川村太一，大竹真紀子，橋爪光］

地球や火星も月と同様に，マグマオーシャンで覆われた時代を経ていると考えられている．そのため月マグマオーシャンの初期条件(組成や温度)や冷却過程(固化中の結晶粒子とマグマの分離過程，固化タイミングや温度履歴など)を知ることは月の初期進化を知

る上でも，またそこから地球の初期進化を知る上でも重要である．そのような観点で，今後に残された課題を以下に示す．なお，記述の順は優先順位ではない．

(a) マグマオーシャンの組成と固化過程の理解

マグマオーシャンから固化する結晶粒子のサイズや形状や，化学組成とマグマの分別過程を知ることは，マグマの粘性や温度条件や対流の様子を推定することにつながり，これらはマグマオーシャンの環境条件を知る上で重要である．PAN の存在は周回観測と試料分析の両面からその存在が実証され (Ohtake et al. 2009; Nagaoka et al. 2014)，マグマオーシャンを模した数値モデルからもその生成方法が示された (Piskorz and Stevenson 2014)．このような純粋な斜長岩の直接探査や試料回収により，その形成年代や，どのようなメルト組成からどの段階で晶出したのかなどを解明すべきである．実際に PAN が露出しているサイトから試料回収を行い，組織情報，化学組成，結晶化年代，同位体の初生比(εNd 値)，などを取得し，その起源メルトや形成過程の検証を行うことが今後への課題である．これまでの月地殻の着陸探査では，月表層の混合層(天体衝突による溶融・攪拌が何十億年にも渡って続き，もとの地殻から性質が変化した層)の調査・試料採取が行われているが，今後はマグマオーシャンから固化したままの原始地殻がなるべくそのままの形で残されている領域(中央丘や盆地のリングなど)での探査が必要となる．

(b) マグマオーシャンの固化タイミング

マグマオーシャンの固化タイミングや固化順序(従来のような同心円状の固化なのか不均一固化なのか)や温度履歴を知ることは月の初期進化を知る上で重要である．この課題については，マグマオーシャンの固化年代と斜長岩の固化年代の不整合((i)信頼できる最も古い斜長岩の固化年代が月の形成年代に比べて新しすぎる，(ii)斜長岩の固化年代が幅広い年代を示し，この年代幅がマグマオーシャンの固化までの時間を示していると仮定すると，マグマオーシャンの固化に時間が掛かりすぎる)という (Borg et al. 2011)，試料の分析から指摘されている大きな謎が残されている．またマグマオーシャンの組成については現在，地球のコアを除くケイ酸塩部分と月の組成は，例えば鉄や難揮発性元素(Al や Th)については，月と地球の比で 1〜2 倍もの推定値が言われており決まっていない (e.g., Taylor et al. 2006; Sakai et al. 2014)．「かぐや」成果により月裏側で Mg#の高い高地地殻が発見されたことに伴い (Ohtake et al. 2012)，未採取で未分化(先に固化した)な原始地殻の組成や固化年代について知ることにより，これら課題の解決が期待できる．

(c) 月火成岩試料の起源と形成過程の理解

月の表層物質の大部分を占める斜長岩地殻は月形成から 45 億年以上が経過するなかで，地殻内での二次的な火成活動や，表層に飛来する大小様々な天体衝突による混合の影響で形成初期の物質とその後の表層進化によりもたらされた物質が混合された状態となっている．長石質な(斜長岩を多く含む)回収試料の多くや長石質月隕石のすべては角礫岩に分類でき，隕石衝突の影響を受けたが他の岩石との混合を受けなかったモノミクト

角礫岩，もしくは，異なる種類の岩石片が混合されたポリミクト角礫岩に分けられる．また回収試料で斜長岩に分類されている試料も程度の差こそあれ，隕石衝突の影響を受けている．今後，月探査の実施だけてなく，今ある回収試料や月隕石の中から，特に隕石衝突の影響が少なく火成岩的な組織を強く残している岩石片について選択的に詳細を調べ，それらが I)初期マグマオーシャン (LMO)由来の深成岩，II)貫入岩もしくは火山岩，どちらに属するものなのか分類を行い，その起源と形成過程について理解していくことが必要である．

(d) 高地地殻の絶対厚の把握

マグマオーシャンの固化過程や組成，温度履歴を理解するには，高地地殻の理解が必須である．これまでには重力場観測データから高地地殻の相対的な厚さについて推定されてはいるものの (e.g., Ishihara et al. 2009)，高地地殻の絶対的な厚さは未だに得られていない．これを知ることでマグマオーシャンの初期組成，中でも地殻中に多くが含まれるアルミニウムや熱源元素である天然放射性元素(トリウム，カリウムなど)の総量に制約を与えることができる．一方で，マグマオーシャンの温度履歴を知る上で放射性元素は重要である．その濃集度や濃集領域，濃集層の厚さの把握が必要である．一方で，低濃度領域での絶対量もマグマオーシャン固化過程における端成分の化学的特徴を把握する上で非常に重要である．「かぐや」等成果により KREEP 濃集領域，KREEP 低濃度領域が知られており (Kobayashi et al. 2010, 2012; Yamashita et al. 2010)，これらの探査により課題解決が期待される．

(e) マグマオーシャンの初期バルク組成

マグマオーシャンの初期バルク組成を知ることは，その後の進化過程(固化過程や月の内部構造など)を知る上で重要である．マグマオーシャンの初期バルク組成を知るために，現在のマントルの構造(層分布，組成＝カンラン石マントルか輝石マントルか，その上下，水平均一性など)を知ることが重要である．マントル起源と考えられるカンラン石や輝石の分布領域や組成など特徴が「かぐや」等近年の月探査機による成果から知られており (Yamamoto et al. 2010)，これからの探査により課題解決が可能と期待される．一方で，Mg に富んだカンラン石を多く含む岩石試料としてトロクトライトがアポロ計画で回収されている．トロクトライトはカンラン石と斜長石から主に構成されている．トロクトライトの結晶化年代は 44 億年以降と地殻形成と比較して新しく，希土類元素の存在度パターンは KREEP の特徴をもっているものあり，マグマオーシャン後の火成活動による貫入岩由来である推測される． 月周回衛星「かぐや」が発見した多数のカンラン石岩体 (Yamamoto et al. 2010) はマントルと地殻への貫入岩どちらに起源をもつものなのか，直接探査による判別が今後必要である．

(f) マントルオーバーターンの理解

マグマオーシャンの固化に伴い，固化した結晶にはマグネシウムが鉄に比べて選択的に取り込まれ，逆にマグマは徐々に鉄に富んで行く．そのため，先に固化・沈降したマントル物質に比べて後に固化するマントル物質は鉄に富み密度が高く，結果としてマントルのより浅い部分にはより密度の高い物質が堆積することになる．そのため，ある程度進んだ時点でそれまでに固化したマントル中では密度の逆転が生じており，さらに固化の終盤でチタンに富む最も密度の高い層が形成することがトリガーとなりマントルオーバーターンが生じたという説がある．「かぐや」成果から見つかったコア・マントル境界の部分溶融領域の成因 (Harada et al. 2014) もこのオーバーターンによる放射性元素の深部への取り込みとする説もある．ただし，マントルオーバーターンの直接的な証拠はほとんど無く，これの有無や，起こった時期，オーバーターンの水平・垂直サイズはその後の月の進化に大きく影響することから，これらを知ることが重要である．「かぐや」成果からマントル起源と考えられるカンラン石や輝石の分布領域が知られている．これらの場所に着陸してマントル組成を把握することにより，マントルの層構造を理解することでマントルオーバーターンを理解することができる．また，直接のマントル物質ではないが SPA 中央部のマントル溶融・固化物質やマントル深部(500 km 程度)が溶融，噴出した破砕性堆積物を調査することによっても，重要な情報を得ることができる．また月表側北半球の大部分を占めるのが海と呼ばれる領域で，マントルの一部が溶融し，噴出した玄武岩が表層を埋めたものである．玄武岩に含まれるチタン量はその不混和性(液体マグマに残りやすい性質)からマントルの後期結晶分化を追跡する情報源となり得る．表層に吹き出した玄武岩の元素組成の多様性はマントル組成の不均質を示唆している可能性が高く，これがマントルオーバーターンによりもたらされたものなのかどうかを，これまでに得られていない領域を含めての玄武岩組成を調べることで，マントル組成の把握を試みる．

(g) 月の難揮発性元素絶対量の把握

月全体に取り込まれた難揮発性元素である Th 全量を制約するためには，地殻や KREEP 層の厚さを正確に決めることが今後の重要課題であることを先に述べた．特に Th が存在する岩相として，全量推定に最も大きな影響を与えるのは，マグマオーシャンの最終残液である urKREEP 層であると考えられる．この層が月全体にどれだけの量存在し，またどの程度の Th 量を保持しているのかを明らかにしない限り，月全体にとりこまれた全 Th 量を見積もることは難しい．月の表側 PKT 領域には，特に Th 量が周辺より濃集している領域(アリスタルコス，アリスティルス等)が複数箇所報告されている (e.g., Lawrence et al. 2003; Hagerty et al. 2006)．その中のいくつか(アリスタルコス，アリスティルス)は衝突クレータと対応している．これらの起源として，I) 地下の KREEP 層が天体衝突により掘削され表面に露出した，II) クレータ形成時のインパクトメルト起源，III) 天体衝突後に途中で KREEP に富んだ物質と混ざった玄武岩が噴出した，など複数の要因が考えられる．Th の濃集域から試料回収を行い，その起源を明らかにすることで，表層に広がる高 Th 領域の起源と成因を明らかにする．

(h) 月岩石圏における揮発性成分量把握

2008 年以来，月火成岩に水が捕獲されているとの報告が続々と成されている．また，月高地試料に含まれる水素の同位体組成は地球マントル水の組成と区別がつかないことも明らかになった．2008 年以前，月火成岩に固有に含まれる水の存在は確認されていなかった．この旧来の観測事実は，月の巨大衝突形成仮説に従うと，地球から放出された高温の月形成物質からは水を含む揮発性物質が完全に失われたと解釈できる，とされた．

2008 年以降，この解釈の枠組みが大きく変わった．月固有の水素の存在を最初に証明したのは Saal et al. (2008)である．月表土試料の中に含まれるガラス玉の一部は，月面においてマグマが噴火し飛び散ったものが急冷し作られたと考えられている．このガラス玉中に含まれる揮発性成分(H, C, F, S, Cl)を分析したところ，ガラス玉の表面から中心部に向かって高くなる H, F, S, Cl 濃度が観測された．これは，前述の揮発性元素が外からガラス玉に浸入したのではなく，月面にマグマが噴出し急冷した際に，ガラス玉から揮発性元素が拡散して散逸した痕跡だと説明される．噴出前のマグマ中の推定水濃度は，少なくとも 260 ppm，最確値は 745 ppm と結論された．

これ以外にも複数の報告から，月岩石圏は全くの無水ではないことが明瞭に示された．ただし，岩石圏全体においてどれだけの濃度の水が存在するのかは未だもって明らかではない．研究者らが月試料中のガラス玉，メルト・インクルージョンやアパタイトなどの水濃度観測値を元に，各担体の形成過程を考慮した上で母岩の水分量の推定を試みたところ，60 ppb から 800 ppm まで実に 4 桁も違う値が計算された．地球・上部マントル(MORB 根源岩石圏)の水濃度推定値が約 260 ppm なので，それと同等の値から遙かに少ない値まで分布し，初期月－地球系の水分布の把握という大目標に向かってはなはだ不十分な現状である[1]．

今後，月岩石圏に含まれる揮発性元素研究の究極の大目標は，月岩石圏における揮発性元素初期組成，岩石圏全体における濃度と同位体組成を求め，地球岩石圏と比較することにより，水惑星・地球形成に関する理解に寄与することだろう．しかし，月岩石中にこれまで観測された水は，月の火成史において何回も部分溶融や分別結晶を繰り返した

---

[1] 注意すべきは，SIMS 分析でわかるのはあくまで水素の存在であり，分子形態は原理的にわからない．しかし，Saal et al. (2008)を始めとする近年の論文の多くでは，水素の検出を持って水分子あるいは水酸基イオンの発見と報告している．濃度も水素原子の重量割合ではなく，水あるいは水酸基の形を仮定し水素原子の重量を 9 ないし 17 倍した値が記載されていることが多い．この仮定は，地球岩石圏のように酸素活量が高い場合は特に疑う必要は無い($H_2 + 1/2\ O_2 \rightarrow H_2O$ という反応式において反応は右方向に進む)．しかし，酸素活量が地球より少なくとも 5-6 桁は低いと考えられる月岩石圏では，考察する状況によっては入念な検証が必要な仮定である．

後に岩石中に捕獲されたものを見ている．岩石圏全体の初期濃度推定に向かい，正確な火成史の理解に加え，月の内部環境を正しく模擬した条件における水の固液分配係数などを実験的に求めなければならないが，その道程は遠い．今後，より直接的な推定が行える，月面に露出したマントルかんらん岩を新たにサンプリングするなどの取り組みが必要だろう．

(i) マグマオーションの冷却・分化過程と月の内部構造

アポロ以後，月が地殻，マントルといった層構造を持った分化天体であることは広く受け入れられており，マグマオーシャンを始めとする月の起源や進化における重要な事象を制約する境界条件の一つとなっている．月の内部構造は 4 章で議論されているような地球物理学的な手法から本章でも触れられている地球化学的な手法まで，幅広い方法で推定が試みられてきた．ただ地殻，マントル，核という基本的な構造は共有しているもののモデル間で差があるなど詳細にいたるまでの統一的なモデルの構築には至っていない．ここではマグマオーシャンの初期組成，温度，深さ，などに関連がある項目について取り上げ今後の探査に向けた課題を抽出する．詳細な議論は 4 章で行っているため，ここでは主にマグマオーシャン説に関連が深い課題として，1. マグマオーシャンの深さ，2. マグマオーシャンの初期温度，3. 地殻の晶出過程について議論する．

現在ではマグマオーシャンは深さ数 100 km 以上まで達していたと考えられている．その根拠としては地殻の厚さを用い，現在の斜長岩地殻を晶出するために必要なマグマの量や，地震波探査で得られた月内部構造の不連続面などがあげられる．しかしこれらの元となった内部構造モデルは先述の通り，不定性が大きく，残された課題は多い．まず地殻厚モデルについては不定性の大きさがあげられる．地殻の厚さの根拠の一つに地震探査の結果がある．地殻の厚さは主にアポロ 12，14 号の着陸地点で行われたアクティブ地震探査や，ロケットの一部を落下させた地動を観測した人工地震探査などの結果をもとに約 60 km と推定された (e.g., Goins et al. 1981; Nakamura 1983)．その後，2000 年代のアポロデータの再解析により，より薄い地殻(30-40 km)が提唱され，複数の手法でアポロ時代より薄い地殻が支持されたこともあり，現在，地殻の厚さは約 30-40 km と考えられている (e.g., Lognonné et al. 2003)．ただし，アポロ時代の解析と近年の解析では異なる値に収束するものの，その結果は誤差の範囲では一致しているとみなせ，確定的な結果が得られたわけではなく，依然 30-60 km と大きな不定性があると考えられる．この結果は地殻の総体積にも直接影響し，その母マグマの総量の見積もりへの影響も大きい．

また地殻厚モデルの推定においては水平方向の不均質も問題としてあげられる．地震学的に得られた地殻厚はあくまで着陸地点の値を反映していると考えられ，水平不均質は主に重力探査の結果，および地形情報をもとに議論されている (Ishihara et al. 2009; Wieczorek et al. 2013)．これらの測地学的観測の結果から月の表側と裏側で地殻厚が有意

に異なり，裏側の地殻が厚いことが知られている．アポロの観測点は全て月の表側にあり, そのほとんどが海にある. そのため裏側の地殻を地震学的に直接探査した例はなく, 重力観測の結果に対する境界条件を与え, 全球の地殻厚モデルの精度を向上させるためにも裏側の観測点で地殻厚を測定することが重要である.

マグマオーシャンの深さに関する議論でよく参照されるのが月内部構造モデルにおける不連続境界面，特にマントル内の不連続面の存在である．例えば Nakamura (1983) では深さ 270 km 以深に低速度層があり，深さ 500 km 付近で再度，地震波速度が上がるモデルを提唱し，しばしばこの 500 km という値がマグマオーシャンの深さに対応している可能性が議論されてきた. このような不連続面の深さはモデルに応じてばらつきが多く，コンセンサスを得ていない(詳細は 4 章で議論する)．また近年，月の内部に地殻—マントル，マントル—核，以外の境界面が存在しないモデルも提唱された (Garcia et al. 2011)．この結果により不連続面の存在が観測データを説明する上で必須ではないことが示され, 現在のアポロデータではマントル内の構造を明確に分離することができないことが示唆された. マグマオーシャンの深さに応じてそれに対応した不連続面を持つ内部構造を現在の月が持っている可能性があることは十分に考えられるが現在それを明確に示す地震学的な観測結果はほとんどない．一方，測地学的な観測により月の核周辺に部分溶融層の存在が示唆されている．例えば (Harada et al. 2014) は地震学的なモデル (Weber et al. 2011) と測地観測の結果を統合し，Q 値の周波数依存性が低粘性の部分溶融層で説明できることを主張した．対して，Nimmo et al. (2012) は同様に地震学と測地学のデータから部分溶融層が存在しない月モデルでも観測されている Q 値を説明できると結論づけている．このように現状の観測データでは Q 値等の観測を説明するために部分溶融層の存在を必要とするか否かについては見解が分かれる. 内部構造とマグマオーシャンの深さの関連を議論するには現在のデータは不十分であり, 地震学や測地学を含めた地球物理学的観測データを新たに取得することは必須といえる. 同様に核の構造についてもさらに観測が必要である．現在，核の半径は 300-400 km と言われているが (Williams et al. 2001; Garcia et al. 2011; Weber et al. 2011)，その組成については諸説ある．液体外核・固体内核の有無や(あるとすれば)それらの密度は，核内に存在する軽元素の量などの組成と密接に関係している. 核の組成は全溶融状態からの晶出過程を理解する上で欠かすことのできない情報であり，今後の探査により明らかにされる必要がある.

マグマオーシャンの初期温度を制約する上で, 現在の月内部の熱構造を知ることは必要不可欠である. 月の温度構造はアポロの熱流量観測や磁場観測によって推定されているが, そ のいずれも月内部の温度を制約するのには十分とは言えない. 熱流量観測はアポロ 15, 17 号で行われたが現在ではその両方が PKT の影響を受けており月の代表的な熱流量を表すものではないと考えられている．近年，月の熱的環境については数値シミュレーションをもとに研究が進められてきた (e.g., Laneuville et al. 2013)．ただしその結果を検証するために必要な観測データが十分ではなく, 新たな観測結果が求められている. アポロ時代と現在で大きく変化したのは月全球の地質学的な観測である. 現在では熱源

元素も含めた月表層の組成分布が多くの元素，鉱物で知られており，地質学的な情報量は格段に向上した. 将来の観測ではこれらの情報をもとに適切な着陸地点での熱流量観測を実施することが重要となる．熱流量観測は観測点直下の総発熱量を観測するため，月内部の温度プロファイルを推定するには別の方法で月内部の絶対温度を制約する必要がある. このために一般的に用いられるのが地震波速度や誘電率の温度依存性である. アポロ時代には地表と周回軌道上で同時に磁場観測をおこなうことで月内部の温度の推定を行った (e.g., Hood and Zuber 2000)．地震波でも同様の試みが行われたが (Gagnepain-Beyneix et al. 2006) いずれの場合も仮定するマントル等の組成に対する依存性が大きい．それぞれの観測量の精度，観測量を増やすことはもちろんマントルの組成の理解を深めることも重要な課題となる. このように現在得られている月温度構造は用いるモデルや観測データ, 仮定する前提条件に大きく依存しており, ばらつきが大きく，十分な精度を達成しているとは言えない．現在の温度構造は初期温度のみでなく，熱源元素の全球分布や仮定する内部進化(内部構造)によっても大きく異なるため課題は多いが現在の月の熱的環境を知ることが重要な鍵となることは間違いない. そのためにも月表面での発熱量を地質構造と対応付けた形で理解すること, マントルの組成の理解を向上させ，地震波や誘電率を用いた温度推定の精度を向上させることがもとめられる.

最後に地殻の晶出過程を理解する上で重要な地殻内の層序について議論する. 地殻内に組成的な不均質構造が存在するかは以前から議論がなされている. 月の内部構造モデルでも地殻内に複数の層を設けているモデルは多いが現状, 明確な境界面を観測した例はない (e.g., Nakamura 1983; Lognonné et al. 2003)．アポロのアクティブ探査の結果では深さ 1 km 程度までの構造が詳細に探査されているがここで観測されている不連続面は組成の違いを反映したものではなく, レゴリス層の掘削度の違いを反映したものだと考えられている (Cooper et al. 1974)．近年の PAN の発見などに伴い，地殻内に組成的な不均質性があるかが注目されている. このような層序は地殻の晶出過程の時間変化を反映したものであり，マグマオーシャンの分化過程の指標となる．地殻内の層序を探査するためには着陸点での詳細な地質調査が求められ, 小型の地震計アレーを用いたアクティブ探査などが必要となる. 同様のアレー観測は過去にも行われたが先述の通り，探査深度は 1 km 程度に止まっており，地殻内の層序を明らかにするにためには地震計の高感度化，人工震源の拡張などが課題となる．既知の人工震源を用いて月表層の地震波速度モデルを速度誤差数%で決めることができればその他の地質学的な観測などと統合することで地殻内の鉛直方向の組成変化に対する示唆が得られ, 地殻の形成過程を理解する鍵となる観測となる.

3.4 太陽系科学への貢献 (第二部)

3.5 課題解決のための探査項目とその実現性 [川村太一，長岡央，大竹真紀子]

(a) 内部構造探査

マグマオーシャンを含めた月の進化過程を理解する上で必要な探査としてここでは主に内部構造探査に関連した探査について議論する．月のグローバルな内部構造探査については 4 章で議論されているためここでは探査対象として 1. 地殻内の層構造，2. 地殻の水平構造，に絞って議論する．マントル内の不連続境界や核の探査など重要な課題は他にも存在するがこれらについては 4 章で詳細に議論されているためここでは割愛する．

地殻内の層構造を理解することは地殻のマグマオーシャンからの晶出過程を理解する上で重要な情報となる．近年の探査により，PAN の存在が示唆されるなど (Ohtake et al. 2009)，地殻内の層構造，組成変化に注目が集まっている．このような組成の変化が地殻内の層状構造を構成している場合，その情報が地震探査で明らかにできると考えられる．地殻内の層状構造を把握するためには地殻-マントル境界面(深さ 40-60 km)までの詳細構造(数 km 分解能)を明らかにする必要がある．詳細構造の理解に必要な探査の候補としてあげられるのが，小型アレイを用いたアクティブ・パッシブ地震探査である．アクティブ探査では震源位置，発振時間が既知の人工震源を用い，走時解析によって地殻内の構造を詳細に調査することを目指す．これに対し，パッシブ探査では月内部発生および隕石衝突などに起因する自然月震を対象とし，走時解析や不連続境界面での反射波や変換波の検出することで地殻内構造を明らかにすることができる．

地殻厚を含めた地殻の構造の解明に必要な地震探査には 1. 短震央距離のイベントを用いた詳細走時解析，2. 不連続境界面からの反射波の検出，3. レシーバー関数解析による不連続面の探査が挙げられる．これらの探査手法はアポロミッションでも実施されたが，十分な S/N，観測波長帯域を有しているとは言えず，さらに月震計の校正の精度にも課題があり，現在も議論が続けられている．

核-マントルなどの深部構造の探査には月の半径程度の側線距離を有する全球的な観測が不可欠であるが，ここで目的としている比較的浅部の詳細構造を探査するには，着陸点近郊に数 100-1000 m のアレーを設置し，局地的な構造を高分解能で探査する方が適している．このような手法は地球でも用いられており，一般的な地震やノイズも含む微動を含む自然地震及び人工震源を用いた両方で実績がある．

走時解析を用いて浅部構造の探査する場合，100-数 100 km の短い震央距離での観測が重要になってくる．アポロの観測データではこのようなデータが十分には得られなかったため，走時解析から地殻厚を精密に決定することは困難であった．観測に必要な震央距離のイベントを自然地震で獲得するにはイベントを”待つ”必要があり，確実性に欠ける．もっとも適した方法は人工震源を用いたアクティブ実験を行うことである．アポロの場合は使用済みロケットの一部を軌道上から落下させる，爆薬を用いた人工震源を用いる，着陸機の着陸時の衝撃を用いる，などの方法が行われた．どのような人工震源を用いるかについては，要求深さ，精度，搭載可能性などを踏まえて今後議論が必要である．地殻境界まで観測するにはサターン IVB ロケットの落下のような大規模な震源が

必要になると考えられる．一方，比較的浅部の地殻内構造を探査するには着陸機に搭載可能な小型の人工震源でも十分だと考えられる．例えば質量に対する加振エネルギーの点ではアポロ同様の爆発震源が最も効率が良い．しかし単発の震源よりも複数回の実験が可能な人工震源を用いる事で高精度な観測が期待される．例えば地球で実現例のある ACROSS (Accurately Controlled Routinely Operated Signal System) 型の震源は比較的小型で繰り返し，あらかじめ設定した波形を加振することが可能である．このような制御型の震源を利用することは 1. 相関法を用いることで S/N が低いデータでも反射波の探索が可能となる，2. スタッキングを行うことで S/N の低いデータから微弱なシグナルを抽出することができるなど限られたリソースの中での探査に適していると考えられる．アポロの探査では地殻内の不連続境界面からの明確な反射波を検出することはできなかった．これは境界面が存在しない可能性も考えられるがアポロの月震計では微小な反射波を検出できなかった可能性が考えられる．アクロス震源を用いた繰り返し震源波の観測で不連続層の反射波を検知する可能性は十分にある．

自然地震を用いる場合も，小型アレーで観測を行うことで，地球でもよく用いられる相関法などを用いて，表層の構造を探査することが可能となる．一般的にはアポロミッションでも実施されたと同様に数 100 m おきに 3-4 台程度の地震計を設置してアレーを構築するが，近年の地球の物理探査では数 m 間隔の超小型アレーの観測技術も発展し超小型アレーでも同様の観測データが得られるようになっておりリソースの限られた惑星探査への応用も検討が始まっている．理想的には小型アレーを複数着陸点で実施し，それぞれの着陸点の詳細な構造探査を実施することで地殻の不均質性の理解が深める上で重要である．

アポロの月震計で地殻内の明確な不連続境界面からの反射波が検出されなかった理由としては，前述の月震計の性能の問題以外に，レゴリス層の強散乱によるコーダ波で，地震波形の立ち上がりや反射波や屈折波などの後続波の S/N が下がってしまっている可能性も指摘されている．地殻内の構造を探査するためには地震計の感度の向上は不可欠だが，散乱成分を除去するための方策を検討する必要がある．それには観測波長を長くする(=低周波で観測する)方法が考えられる．Takeuchi et al. (2011) によれば 0.1 Hz 程度まで観測周波数を拡張できれば散乱波の影響を抑え，反射波などの後続波の観測が可能になると指摘している．散乱波によるコーダのメカニズム解明はこの点に限らず，月震の観測データを用いた研究全般に関係する課題であり，将来探査に向けて十分に検討される必要がある．

地殻の水平構造を明らかにするためにはアポロ着陸地点とは異なる地質構造での地震探査が鍵となる．地殻の水平構造は重力探査によって明らかになったが，重力探査で観測できるのは相対的な地殻厚であり，その結果を実際の地殻厚に変換するためには，アンカーとなる観測値が代表的な地質構造区分で必須である．これまでの多くの研究ではアポロ 12, 14 号地点の地震探査の結果や地殻が最も薄い地点を 0 km とするなどの手法

がとられてきた (e.g., Ishihara et al. 2009; Wieczorek et al. 2013)．現状ではアンカーとなる観測点が月の表側に集中しており, 観測点から離れるほど水平方向の不均質性などにより不定性が大きくなる問題が指摘されている．地震探査の結果を用いる場合，観測点はアポロ着陸点に限られ，そのほとんどが海での観測になる．アポロ 16 号を高地の観測点とみなすことができるが, 海との境界付近であったためアポロの観測点では典型的な地の観測が明らかに不足している. 特に裏側の高地での観測は地殻の水平方向の不均質性，表側地殻と裏側地殻の違いなどを考える上で重要な情報源となる．

裏側の着陸探査はヨーロッパの Farside Lander や中国の嫦娥で検討されており，日本でもペネトレーターを用いた探査が提案されているが実現には至っていない．「かぐや」の子衛星による裏側の重力探査や GRAIL の成果によって月の重力場，特に裏側の重力場の理解は飛躍的に向上した．一方で，アンカーとなる観測点はアポロ以後，改善されていない. 裏側での観測はそのような状態から月の地殻の水平構造や不均質性を理解する鍵となる．この点を進展させるために日本ではこれまで，ペネトレーターを用いたネットワーク観測計画を検討してきた. ペネトレーターは一般的なソフトランダーよりも容易にネットワークの構築が可能であり, 裏側を含めた観測ネットワークの構築における有用性は高い．裏側の着陸探査は難易度も高いがその科学的価値は極めて高く，検討を継続すべきである．

(b) マグマオーシャンの固化過程の端成分である原始地殻，KREEP 物質，マントルの地質探査

LMO の固化による生成物の各端成分について元素組成, 構成鉱物, 晶出年代を取得し，LMO のタイムスケールやマグマ組成の変遷を数値シミュレーション結果と比較することで，その妥当性を検証し，LMO の固化過程を把握することができる．端成分とは，地殻(原始地殻)，KREEP 物質(LMO の最終残液の固化物)，マントルである．これら端成分の露頭が露出している可能性が高い領域は「かぐや」により発見されており，これらの地域への着陸その場観測，もしくはサンプルリターンによる詳細な分析は LMO 固化過程に関する多くの情報をもたらすであろう．

(c) 原始地殻の探査

3.2.3 前半で指摘したように，我々が観測している地殻物質が LMO 由来か，その後の連続的な火成活動(シリアルマグマティズム)由来，角礫岩，のどれに属するものなのか，今後の試料分析研究により十分な切り分けを行うことで, それぞれの起源を議論していく必要がある．この切り分けには，試料の鉱物組織(含有量，粒径，形状)，鉱物組成，微量元素を含めた元素組成の詳細分析, 母マグマ組成の制約のために結晶化年代と同位体組成(初生値など)といった情報を高精度で取得し，議論を深める必要がある．「かぐや」やクレメンタインの観測により，苦鉄質鉱物に富む混合層と斜長石に非常に富む純粋斜長岩 (PAN) 層の存在が確認されており，それぞれの起源深度の違いが指摘されて

いる．起源深度の違いは鉱物の成長度に影響を与えるため，隕石衝突による破砕を受けていないもともとの斜長石の粒径は重要な観測対象である． PAN は LMO を検証する重要な観測ターゲットであり，中央丘に分布する PAN の詳細観測が，将来の重要な探査項目の一つとして挙げられる．中央丘の露頭に分布する PAN の鉱物組織をその場で観測し，地質情報を高精度で得ることで，その起源の解釈がより進展すると期待する．

さらに，PAN の形成過程をより確かに検証するためには，サンプルリターンによる実験室レベルでの詳細分析が必要である．中央丘から PAN の回収を行い，1) 詳細な鉱物組織の観察，2) Mg # と希土類元素の絶対量と存在度パターン(コンドライト濃度で規格化)，3) 結晶化年代，や 4) 同位体の初生値を取得し，PAN を晶出させた母マグマ組成を明らかにすることで, モデルの正当性を検証可能となる. 特に PAN の ε^{142}Nd，ε^{143}Nd 値などは, その岩石がどのような希土類元素組成を持つメルトから晶出したかを示す重要な指標であり，晶出した際の母マグマが地球マントル的であるか，コンドライト的であるかを検証でき (e.g., Nyquist et al. 2006; 三澤 2011; Borg et al. 2011)，地殻形成の要因さらには月の起源に強い制約を与えることが可能となる．

また，「かぐや」による成果から，月裏側の地殻はマグマの分化の指標である Mg#が表側の地殻に比べて高いこと，および液相農集元素である Th の濃度が低いことが示されており，その起源は LMO から最初に固化した地殻の端成分である可能性が指摘されている．月裏側の北半球のクレーター中央丘などにおいて地殻物質を採集・詳細な分析を行い，特に地殻の固化年代や Mg#，液相濃集元素の濃度を知ることは，LMO の固化過程を知る上で重要である．

(d) KREEP 物質の探査

LMO の固化過程の最終段階では, 液相濃集元素が非常に濃集した urKREEP と呼ばれる最終残液が, 地殻とマントルの間に取り残されて層をなしているものとして考えられている．この最終残液は LMO の端成分として，LMO の継続期間や液相濃集元素の最終的な濃集度，K, Th, U の濃集度から導かれる天然放射性元素由来の熱源量，といった非常に重要な情報を持っている．これまでにガンマ線観測から月面において KREEP 元素の濃集する領域が知られており (Procellarum KREEP Terrane; PKT)，PKT の中でも特に KREEP 元素が濃集している領域に着陸して分析を行い，さらにサンプルリターンすることで，その形成年代や化学組成(元素，鉱物，同位体)を明らかにする必要がある．

(e) マントルの探査

マントル組成をターゲットとした場合, 我々はまだ月マントル物質といえる試料を持ち得ていないのが現状である．したがって，まずは「かぐや」により発見されたカンラン石岩体を目指し, その岩体が本当にマントル起源かどうかを検証する直接探査が求められる．「かぐや」が見つけたカンラン石岩体が，マントル起源なのかを明確に判別する必要がある．LMO モデルから推測されるマントルの鉱物相は，大部分がカンラン石，

斜方輝石と予想され，鉱物のモード量が重要な指標となる．一方で，カンラン石を比較的多く含む試料としてトロクトライトがアポロ計画により回収された．トロクトライトは，カンラン石と斜長石によりモードの大部分が占められる．またアポロで回収されたトロクトライトの中には，希土類存在度パターンが負の Eu 異常をもち，重希土類元素が枯渇しているものが存在し，この特徴は成因に KREEP が関与していることを示唆している．また結晶化年代は 44 億年以降と若く，やはり KREEP の関与も示唆される．したがって，LMO から沈積したカンラン石が表層に掘り返される時に年代系のリセットがかかっていなければ，マントル起源のカンラン石はより古い年代を示すはずである．したがって，1) 鉱物のモード比，2) 全岩での Al, Ca 量，3) 希土類元素量とその存在度パターン，4) 結晶化年代や同位体組成などが，両者切り分けの判断材料となる．1) と 2) に関しては観測装置を選定することで，着陸探査によるその場分析でも検証可能である．

月科学において最重要目標の一つが“月のバルク組成”の決定であるが，月の難揮発性元素(Al, Th 等)の量は，文献により異なり解決にはいたっていない (Jolliff et al. 2000; Warren 2005; Taylor et al. 2006)．先行研究ではマントルに取り込まれた難揮発性元素量は，海玄武岩等からの推量でしかなかった．マントル物質の組成情報はマグマオーシャンの初期組成や月バルク組成を知る重要な手がかりである．また揮発性元素の観測においてもカンラン石への探査は注目されている．将来的には，(1) 赤外分光法や SIMS などを複合的に用いた精度, 信頼性の高い揮発性成分の存在形態同定や質量･同位体分析, (2) 初期から末期の LMO を起源とするアポロ試料を体系的に測定, (3) カンラン石とアポロ試料の分析結果を比較検討することによる LMO に関する各種モデルの再検討，この三つの課題を解決することで LMO における揮発性成分の描像が明らかになるであろう．アポロ試料分析により近年報告されている揮発性成分の含有量に対して，現在もっとも受け入れられている月形成に関する仮説である巨大衝突仮説は整合しない．マントル物質中の揮発性成分の詳細な理解は月形成過程に重大な制約を与える．ここではアポロ試料のサンプリングバイアスという点に注意を払う必要がある．月表側の特に液相濃集元素が多く存在する PKT 付近から回収された試料が，本当に月マントル組成を代表しうるかどうかは今後検証を進めるべきである．将来のサンプルリターン計画を構想すると，アポロ計画とは異なる着陸地点から LMO に由来するマントル試料を回収することで LMO の揮発性成分に関する議論をより全球的に行うことが可能となる．最たる目標は，LMO から固化したマントル物質をサンプルリターンすることであり 2 章で述べたマントルとここで紹介した LMO の揮発性成分に関する両方の問題を解決することが期待される．マントル試料の情報は，未だ推測に過ぎなかった我々のマントル組成への知識理解を飛躍的に向上させるものとなるだろう．マントルの組成をダイレクトに得ることは，月バルク組成の 90 ％近くの組成を制約したことになり，月バルク組成を導く上で非常に強い制約を与える．

第 3 章の用語解説

KREEP

代表的な液相濃集元素であるカリウム(K)，希土類元素(REE；セリウム(Ce)やユウロピウム(Eu)などの Rare Earth Element)，リン(P)の頭文字をとって，これら元素に富む岩石やレゴリスを KREEP 物質，または単に KREEP と呼ぶ．また KREEP 物質に富む表側の嵐の大洋を中心とする領域を Procellarum KREEP Terrane (PKT；プロセラルム KREEP テレーン)領域と呼ぶ．これら領域は液相濃集元素であるトリウムやウランなどの放射性元素 (radioactive elements) にも富んでいる．

高地

月表面の約 80 ％を占める，反射率が高く明るい領域を指す．標高は海の領域に比べて高い．月の形成後にマグマオーシャンから固化して最初に形成した地殻だと考えられ，斜長岩から成る．月の海は高地が形成した後に，玄武岩が噴出・固化したもので構成される．

マグマオーシャン (Magma Ocean)

月は，天体の形成直後に，全球規模で融けたマグマで表面が覆われていたと考えられている(マグマオーシャン仮説)．このマグマオーシャンが冷却・固化して高地地殻が形成した．マグマオーシャンは月だけでなく初期の地球にも存在したと考えられている．近年の研究によれば，月の場合は表面だけでなく，内部まで全体が融けていたと推定されている．マグマオーシャンの固化過程を知ることは月のごく初期の進化過程を知ることに繋がる．

マントルオーバーターン (Mantle Overturn)

マグマオーシャンの固化において，マグマから初期に固化するカンラン石や輝石は，鉄とマグネシウムのマグマと結晶間での分配によって，相対的にマグネシウムに富んでいるが，マグマオーシャンの分化が進むと次第に鉄に富むようになる．鉄に富むこれら鉱物の密度がマグネシウムに富む鉱物よりも高いために，でき上がったマントルには，マントルの下部の方が上部よりも密度が低いという密度の逆転が生じる．さらにマントル形成後に，密度がより高いチタン鉄鉱などの酸化鉱物に富んだ層が上部に形成される，など他の効果も加わって，最終的にはマントル内で，浅部の高密度物質が下部に沈む物質の移動が生じたと推定されている．このような現象が起こったとする説をマントルオーバーターン仮説と呼ぶ．

グランドトゥルース (Ground truth)

リモートセンシングによる観測で取得したデータと同じ場所(や時刻)について，地上で同手法により観測したデータのことであり，リモートセンシングデータの校正や精度の評価，解析・解釈に利用される．地球観測の分野では広く取得されるデータであるが，月探査などでは，取得が困難である．

SPA (South Pole-Aitken)盆地

月裏側の南半球にある直径 2000 km を超える巨大な南極-エイトケン盆地(天体衝突で形成した大きな窪地).ここでは天体衝突による盆地の形成に伴い，地殻の上部が掘削

され，地殻の深い部分(またはマントルが表層に露出していると考えられている．地殻であれマントルであれ，SPA 領域は月面上で最も深くまで掘削を受けた領域であることから，月内部の組成を知る上で重要な地域である．

スペクトルプロファイラ (Spectral Profiler; SP)
2007 年に打ち上げられた月周回衛星「かぐや (SELENE)」に搭載された光学機器の 1 つ．データのフットプリントは約 500 四方で，可視・近赤外波長帯の連続分光観測を行った．高い SN 比の特性を生かして，月面の鉱物種やその組成の道程に広く用いられている．

分子水 (water molecule)
鉱物学や岩石学の分野では水と言う場合，H_2O だけを指すものではなく，水酸基なども含めて水と呼ばれることがある．分子水とは，そのように色々な形態のうち，一般的な意味での水に相当する，H_2O 分子の形で存在している水のこと．

構造水 (structural water)
鉱物を加熱して出てくる様々な形態の水のうち，水酸基の形で含まれているものをいう．

urKREEP
マグマオーシャン の固化が進むにつれ，マグマより密度の高い鉱物は沈降してマントルを形成し，密度の低い鉱物(斜長石)は浮揚して地殻を形成する．マグマオーシャンのかなりの割合が固化した後，地殻とマントルの間に残された少量マグマには，上で説明した KREEP 元素(液相濃集元素)が濃集する．このようなマグマのことを，KREEP 物質を作り出すもとのマグマとして urKREEP と呼ぶ．ur はドイツ語の接頭辞で「原始の」の意味を持つ．

MORB (Mid Ocean Ridge Basalt)
大西洋など，地球上にはいくつか連続した長大な海底山脈(中央海嶺)が存在し，これらは海底火山であり，新しい海洋底が形成され続けている．中央海嶺で形成される玄武岩質の火成岩を中央海嶺玄武岩 (Mid Ocean Ridge Basalt を)という．MORB は地球上の場所によらず比較的一様な化学組成をもつことから，地球の代表的な火成岩組成として，様々な岩石との比較対象に用いられる．

巨大衝突
巨大衝突はさまざまな定義が想定されるが，この章における巨大衝突とは原始地球に火星くらいの大きさの天体が衝突したことを指す．その結果月が形成されたとする仮説が巨大衝突説(ジャイアントインパクト説)である．

インパクトメルト
隕石や小天体の衝突によって熔融した物質を指す．特に月面には大量のインパクトメルトがたまっている場所や，流れ出た様相を呈する場所もある．

ポテンシャルラブ数
ラブ数は起潮力ポテンシャルに対する天体の応答の大きさを表す．ポテンシャルラブ数(k_2)は潮汐変形による 2 次的なポテンシャルの変化が起こる割合を表す．月の場合 $k_2 = 0.02$ 程度であり地球($k_2 = 0.3$)に比べると月は堅い天体と言える．天体の内部構造を推定する指標となる．

アグルチネート
この章では月のレゴリス含まれる元々の岩盤の鉱物と隕石や微小隕石の衝突の際にできたガラス質物質が融合した混合物のことを指す.

レイトベニア
原始太陽系円盤から降着して形成された初期太陽系から遅れて，天体内部のコア形成後に小惑星・彗星などの衝突によって固体惑星・衛星が形成・進化したとする仮説のこと．後期重爆撃期と関連付けられることもある.

Tidal *Q*
天体内部の摩擦・粘性などによって潮汐エネルギーが散逸すると，天体の潮汐応答に位相差が生じる．Tidal *Q* は潮汐変形に対する天体の応答の程度を表す．主要化学組成，鉱物の粒径，転位密度，水の含有量，温度に依存したパラメーターである.

Q 値
天体の構成物質が非弾性的性質を有することは，地震波が時間と共に減衰することからも知られる．こうしたエネルギー消散の度合いを表すパラメーターが *Q* 値である．完全弾性体であれば *Q* 値は無限大であり，逆に *Q* 値の小さい物質ほど非弾性的で流体的性質を示す.

アレー観測
地震計を線状あるいは面状に並べて人工震源から発生した弾性波を観測する手法のことをアレー観測という．コーダ波を散乱波として扱うのではなく，地下内部の不均質構造を調べるために有効な観測手法である.

コーダ波
地下内部の不均質性に起因するインコヒーレントな散乱波をコーダ波と呼ぶ.

ペネトレーター
宇宙科学研究所で長年開発が続けられている槍型の探査装置．地震計や熱流量計を備えて槍型のペネトレーターを着陸困難な場所の地中に落下貫入させて観測を行う.
難揮発性元素：原始太陽系における元素の凝縮過程で，どの段階で固相に凝縮するかで元素を分類した場合，最も凝縮温度が高いものを難揮発性元素 (refractory element) と呼ぶ．Al, Ca, Th, U といった元素がこのグル—プに属する．熱による散逸が最も難しい元素群であり，天体に含まれる難揮発性元素の含有量は，天体の原材料物質のものを反映する.

揮発性元素
難揮発性元素に対し，凝縮温度が低い元素グループを揮発性元素 (volatile element)と呼ぶ．その凝縮温度の違いにより，さらに中揮発性元素(Na や K)，揮発性元素(S や Zn)，高揮発元素(H や貴ガス)と分類される．揮発性の高い元素は，熱による散逸が容易に起こるため，天体全体での揮発性元素の枯渇度(例 K/Th)は，天体の熱進化を知る上での指標となる.

CI コンドライト
CI コンドライトは炭素質コンドライト (carbonaceous chondrite)と呼ばれる隕石グループに属する．この隕石グループはその名の通り炭素，さらに水や有機物といった揮発性成分に富んでいる．炭素質コンドライトの中で，最も太陽系初期の元素情報をそのまま残している始原的なグループが CI コンドライトである.

液相濃集元素

惑星が形成し，その中での火成活動(地球化学的活動)において液相から固相への元素の分配が進む．この地球化学的活動の際に最後まで固相に取り込まれず，液相に残る性質のある元素らを液相濃集元素と呼ぶ．これら元素群には天然放射性元素である K, Th, U と，その他に P や希土類元素 (Rare Earth Elements, REE)がこのグループに含まれる．このような特徴をもつ K, Th が月の嵐の大洋 (Oceanus Procellarum) 周辺に濃集していることが，周回機の観測により明らかとなった．

メルト・インクルージョン

鉱物結晶の中に見られる液体包有物のことをメルト・インクルージョンと呼ぶ．これは鉱物が結晶成長する際に，その母マグマを包有して固化したものであり，この化学組成は岩石の母マグマ組成を直接的に反映している．月の深成岩に含まれるカンラン石中にしばしばみられる組織である．

苦鉄質： Mg と Fe を主要元素として含む鉱物である輝石やカンラン石を苦鉄質鉱物と呼ぶ．液層から固層に取り込まれる際は，まず Mg から優先的に取り込まれ，後期になるにつれ Fe が多く取り込まれるようになる．鉱物中の Mg と Fe の比は，結晶化の時間経過を相対的に反映している．

第4章　内部進化 [編集：小河正基，石原吉明，鎌田俊一]

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て，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)が起こっている．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．

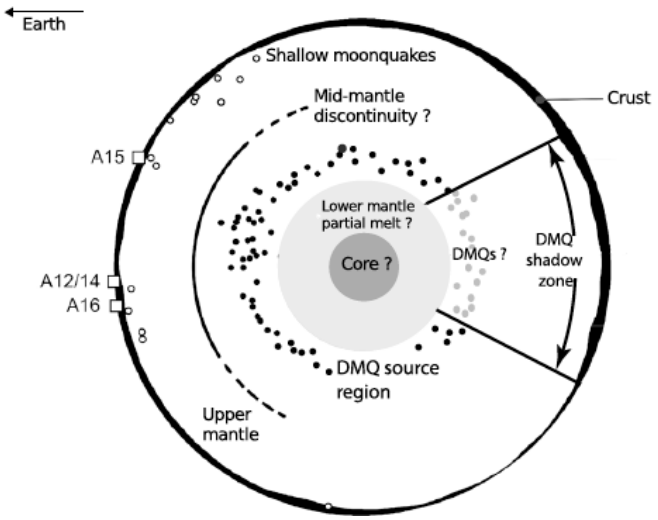


図 4-1「かぐや」以前に推定された月の内部構造(Khan et al. (2014)より).

(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函数であるため，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，部分溶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溶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). この結果は部分溶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/裏二分性とともに，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，月内部の熱的状態に関しては数値シミュレーションを始めて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，地震観測から部分溶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℃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溶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が不十分であった．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．

4.2 「かぐや」の貢献とその後の月内部の科学

4.2.1 月の内部構造 1 (地震波探査/熱流量観測/電磁探査) [川村太一，坂谷尚哉]

惑星科学における月研究の特徴としてアポロ計画によって月面に設置された月面地球物理探査パッケージ（Apollo Lunar Surface Experiment Package, ALSEP）の存在があげられる．リモートセンシングとこれらの地球物理観測データの双方を利用することで月科学は大きく発展し，これらのデータはアポロ計画が持ち帰った岩石とともに現在でも月科学を支えるデータとして重要な研究対象であり続けている．特に月の内部構造を制約する上で ALSEP のデータの果たしている役割は大きい．本項ではアポロ計画における地震探査の結果によって得られた月の内部構造および熱流量観測を始めとした地球物理学的観測によって得られた月内部の温度構造について概説する． 磁場観測についても触れるがここでは結果のみを議論し，観測の詳細等については別項(4.2.2，4.2.5)で議論する．

現在推定されている月の内部構造を図 4-1 および図 4-2 に示す．アポロ計画で得られた地球化学的，地球物理学的データによって月が分化天体であることが明らかになり，その定量的な評価が可能となった．月は地球と同様に地殻，マントル，コアという層構造を持つと考えられている．低速度層や部分溶融層などの詳細な構造に関してはまだ議論が続けられているが，すでに地殻，マントル，コアという層構造については広く受け入れられている．このような描像を得る上で重要な役割を果たしたのが地震波解析から得られた地震波速度モデルである．図 4-3 に過去の研究で得られた様々な月の地震波速度構造モデルを示す．研究間で結果に隔たりがあることも事実だがこれらの結果が月の内部構造の理解に果たした役割は大きい．

月内部の温度構造を知ることは現在の月環境を知るのみでなく，月形成時の温度環境にさかのぼる上での境界条件を与えるという点でも月の形成，進化を語る上で欠かすことのできない情報である．また地震学的，測地学的に示唆されている低速度層，部分溶融層との関連も深く，内部環境を知る重要な情報源の一つだと言える．しかし，様々なアプローチが試みられているものの，得られた温度モデルは現在でも不定性が大きい．元とするデータや手法によって結果が異なることもあり統一的なモデルの構築に至っていないのが現状である．温度モデルの構築の際に重要な制約となるのが ALSEP の 熱流量観測である．熱流量観測は月の熱環境を直接探査したデータとして温度モデルの境界

条件を与える情報であるが観測点の地質学的環境や観測条件の影響もあり，その解釈には注意が必要である．現在ではアポロによって得られた熱流量の重要性は認められつつもその値は月の平均値を表すものではないと考えられている．

以下ではまず元となったデータの概略に触れ，地殻，マントル，コアのそれぞれの構造について現状の理解をレビューする．その後，月内部の温度構造について概説し，最後に現在の課題と今後の探査に求められることについて議論する．

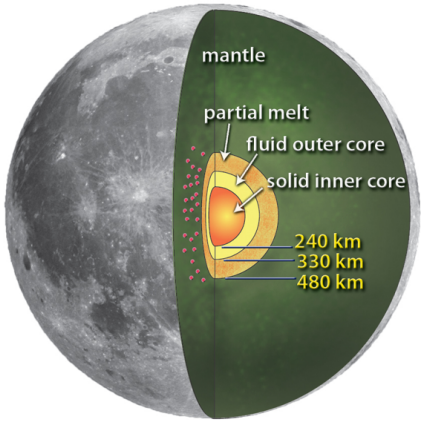


図 4-2　推定されている月内部構造．Weber et al. (2011) による．図 4-1 と比べてコアや部分溶融層の存在をより明確に示している．しかし地殻/マントル/コアという基本的な構造については一致している．

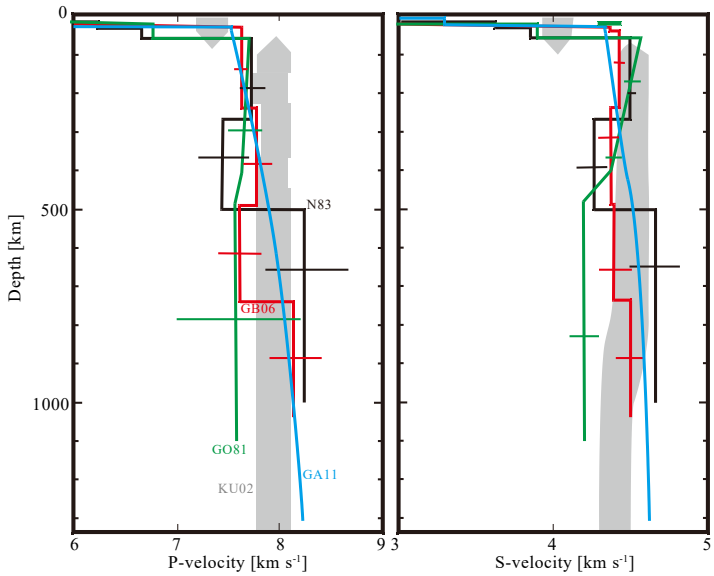
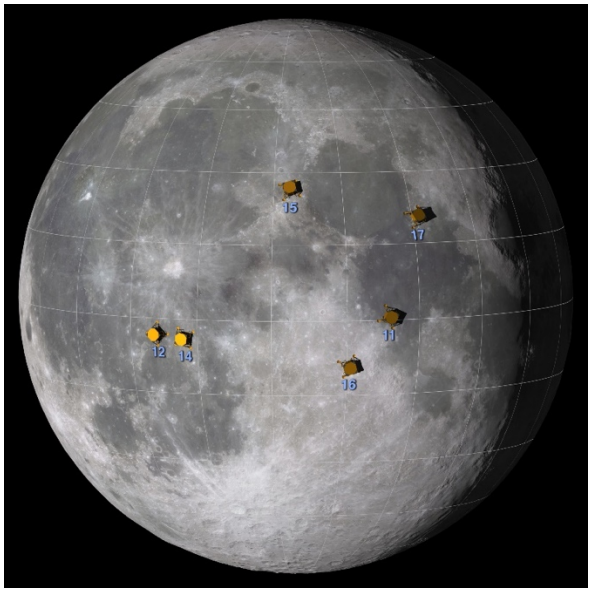


図 4-3　これまでの研究で得られた月内部の地震波速度モデル．Lognonné and Johnson (2015) に基づく．(KU02:Kuskov et al. 2002; GO81: Goins et al. 1981a; GB06: Gagnepain-Beyneix et al. 2006; N83: Nakamura 1983; GA11: Garcia et al. 2011; KH06: Khan et al. 2006b)

(a) 観測データ

まず以下で議論する内部構造探査の成果の元となった観測データについてまとめる．地震探査はアポロ 11，12，14，15，16，17 で行われた．特にアポロ 12，14，15，16 は Passive Seismic Experiment（PSE） として 1972-1977 の約 5 年半，地震観測ネットワークとして月面の地震活動を観測し続けた．アポロ 11 号は 約 3 週間で観測を終了し，ネットワーク観測には寄与していない．その間に約 13,000 の月の地震，いわゆる月震を検出し，現在アポロ計画の地震探査の成果のほとんどがこのデータを用いている．これらの月震イベントはすでにカタログ化されており，データとともに一般に公開されている (Nakamura 1992, updated 2008; http://ig.utexas.edu/staff/yosio-nakamura/)．それぞれの観測点では 3 軸の長周期地震計（LP）と鉛直の短周期地震計（SP）が設置されており，連続観測が行われていた(Latham et al. 1973)．LP については Peaked Mode と Flat Mode が設定されていたが，ほとんどの観測は Peaked Mode で行われておりモードごとの観測期間についても上記の Web Site で公開されている．ただしアポロ 12 の SP，アポロ 14 LP の鉛直成分については不具合が報告されており，科学解析に利用可能データは得られていない (Vostreys 1980)．図 4-4 にアポロ計画の観測点と PSE で使用された地震計の周波数特性を示す．LP は主に 0.1-1 Hz，SP は主に 1-10 Hz と異なる帯域を対象としている．データは 10 bit のデジタルデータとして記録され，現在 2 つの研究機関によりデジタル形式で再アーカイブされ，公開されている (ISAS/DARTS, IPGP/http://datacenter.ipgp.fr/descriptif.php)．またアポロデータの中からまだカタログ化されていないイベントを探す試みも継続されておりカタログは更新され続けている (Bulow et al. 2005; Knapmeyer-Endrun and Hammer 2015).

アポロ 14, 16 では PSE に加えて人工震源を用いた Active Seismic Experiment（ASE）も行なわれた．ASE では震源としてタンパーと発射型の火薬震源が用いられ，アポロ 16 号では最大 1500 m 離れた 3 つの人工震源から地震波の観測が行われた (Lognonné and Johnson 2015)．地震計は PSE と異なり小型の短周期地震計を用いており，主に浅部構造の探査を目的としていた．図 4-5 に ASE の火薬震源を用いた観測の概略図と短周期地震計の周波数特性を示す．PSE の短周期地震計と比較してもより短周期を観測対象としており，10-100 Hz に感度を持つ．



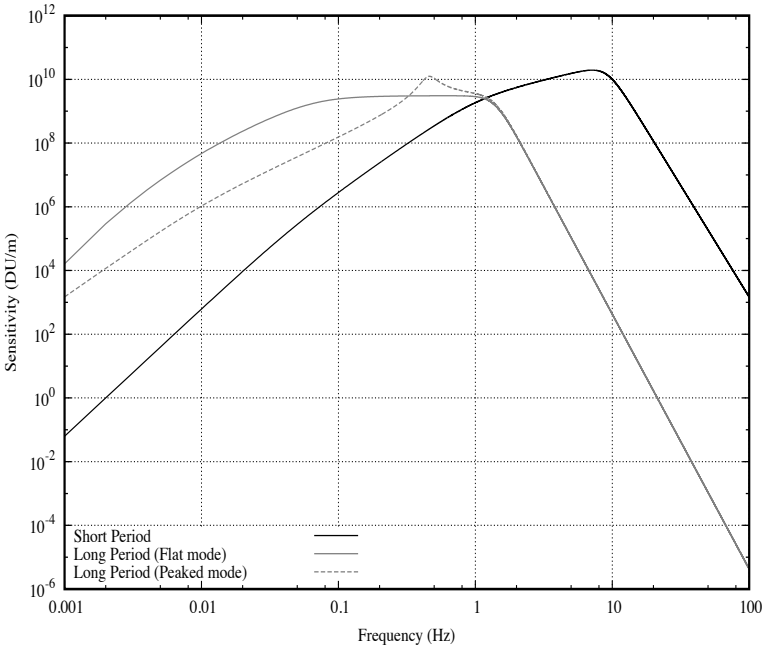


図 4-4　Apollo Passive Seismic Experiment の観測点(上) と地震計の周波数特性(下). ネットワーク観測はアポロ 12, 14, 15, 16 の観測点を用いて行われた. アポロ 11, 17 ではそれぞれ短期間の地震観測データと地震記録として利用可能な重力計のデータが存在する. (上の図は https://moon.nasa.gov/resources/52/apollo-landing-sites/より転載)

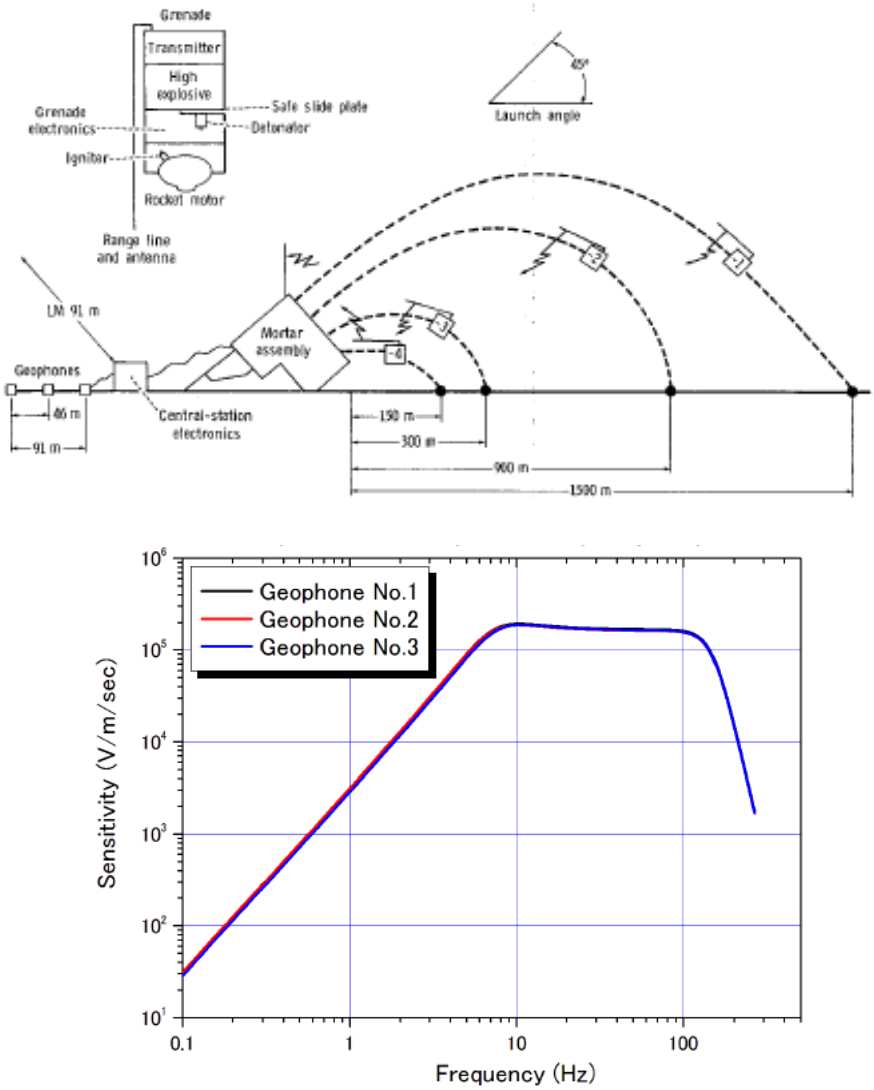
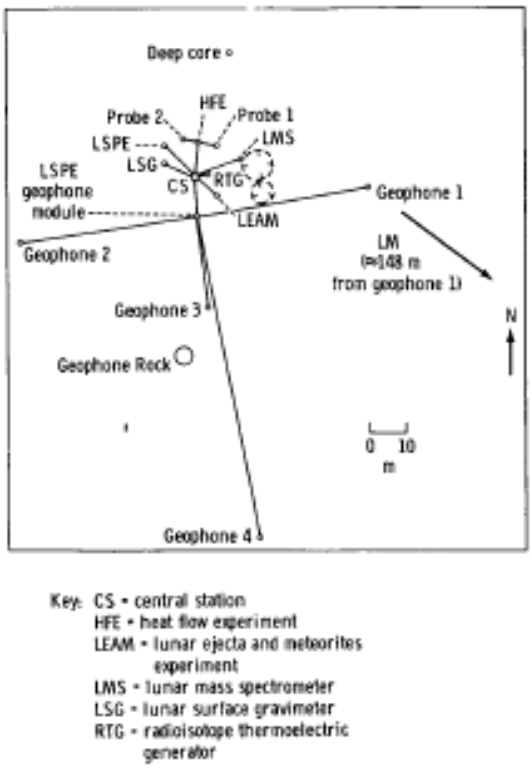


図 4-5　Apollo Active Seismic Experiment の観測の概略図（上）と用いられた短周期地震計の周波数特性（下）　(Kovach et al. 1971; Yamada et al. https://www.darts.isas.jaxa.jp/planet/seismology/apollo/PSE.html)

一方アポロ 17 号では PSE のような長期地震観測は行われなかったが短周期地震計のアレーによるアクティブ探査（Lunar Surface Profiling Experiment, LSPE）を行っている．ここでは 4 つの短周期地震計が約 100 m 離れて配置されており，震源から最大 3500 m 離れた地点に設置されていた．図 4-6 に LSPE の地震計配置図と短周期地震計の周波数特性を示す．ASE と同様に PSE の短周期地震計と比較して，より短周期を観測対象としているが，LPSE 短周期地震計は，数 Hz-数 10 Hz に感度を持つ．観測データおよび観測機器の詳細についてはデータのアーカイブと公開を行っている ISAS/Darts (Yamada et al. https://www.darts.isas.jaxa.jp/planet/seismology/apollo/PSE.html)でレビューされている．



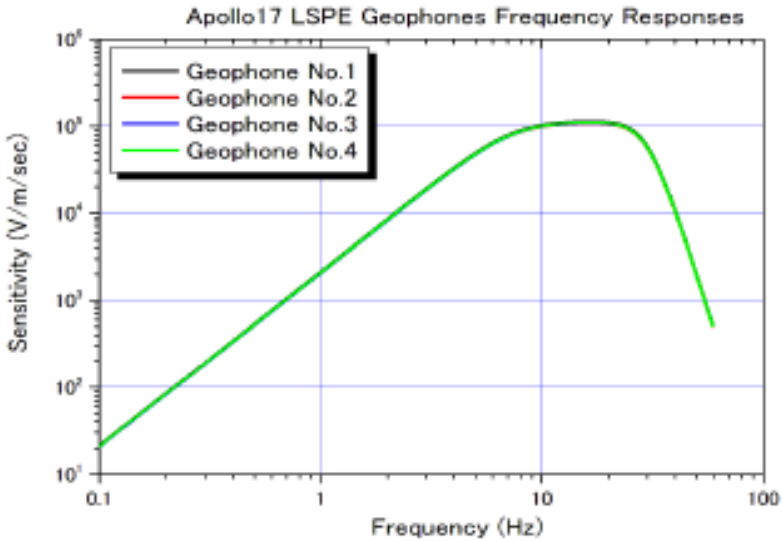


図 4-6　アポロ 17 Lunar Surface Profiling Experiment の概要（上）(Kovach et al. 1973) と用いられた短周期地震計の周波数特性（下）(Yamada et al. https://www.darts.isas.jaxa.jp/planet/seismology/apollo/PSE.html).

月面での熱流量観測は ALSEP の Heat Flow Experiment（HFE）としてアポロ 15，17 で実施された．実際はアポロ 13，16 でも熱流量観測が予定されていたがそれぞれ運行中のトラブル，設置時のトラブルにより観測が実現しなかった．観測は貫入型のプローブによって行われた．それぞれの観測点で 2 本の貫入プローブの観測が実施され，約

10 m 離れた 2 地点での熱流量が観測された (Langseth et al. 1972, 1973). 図 4-7 に貫入プローブの概要を示す．図にあるようにプローブは深さ 250 cm に達するように設計されていたがアポロ 15 ではドリル機構の問題により，2 本のうち 1 本のプローブは予定されていた深さに達することはできず，アポロ 16，17 のプローブではドリル機構の見直しが行われた (Langseth et al. 1972, 1973; Heiken et al. 1991)（ドリル機構は貫入プローブとは別であり事前にドリルで開けた穴に貫入プローブを挿入した）．そのため実際に当初予定されていた設定で観測を成功させたのはアポロ 17 のみであった．熱流量は温度勾配と熱伝導率の積として求められる(e.g., Grott et al. 2010)．プローブの異なる深さ（深さ 1-2.5 m）に取り付けられた温度センサーの温度差を計測することで温度勾配を測定する．プローブにはヒーターも設置されており，ヒーターを引火し周囲の温度変化を計測することで熱伝導率をアクティブに計測することが可能になっている．また，温度の季節変動の観測等によっても熱物性を推定することが可能である．HFE の観測精度と観測範囲を表 4-1 に示す．観測は 1971 -1977 の約 6 年間実施されたが実際に熱流量の測定に用いられたのは前半の約 3 年半のデータのみであり，近年までそれ以降のデータは用いられてこなかった(Saito et al. 2008).

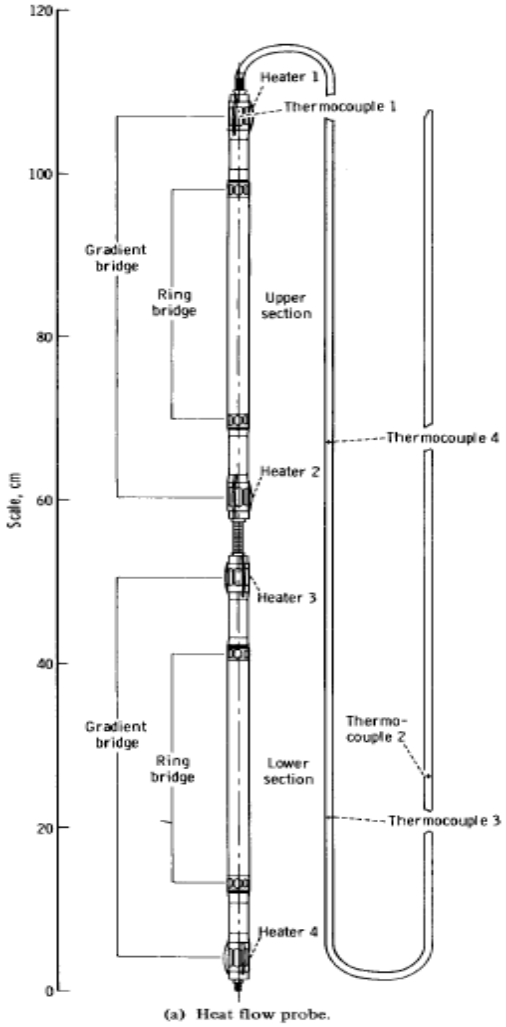


図 4-7　アポロ 17 の熱流量測定用の貫入プローブ．4 つの熱電対のついたケーブル（図右，長さ約 130 cm）と 2 つに分かれた先端のセンサー部からなる．センサー部は同一の測定器が 2 つ連なった構成になっている．それぞれに 2 点の温度差を計測する温度センサーが 2 対（それぞれ Ring Bridge と Gradient Bridge と呼ばれている）ついており，それぞれ 28 cm, 47 cm 離れた 2 点の温度差を測定した．また 4 つのヒーターが取り付けられ，アクティブに熱物性を測定することができる (Langseth et al. 1973 より引用).

表 4-1　HFE の観測精度と観測範囲

Thermometer	Temperature difference, K		Absolute temperature, K	
	Range	Accuracy	Range	Accuracy
Gradient bridge (platinum resistance)[a]	± 2/± 20	± 0.001/± 0.01	190 to 270	± 0.05
Ring bridge (platinum resistance)	± 2	± .002	190 to 270	± .05
Cable thermocouples[b]	–	–	70 to 400	± .5
Reference thermometer (platinum resistance)	–	–	253 to 363	± .01

[a]Gradient-bridge temperature-difference measurements are made at two sensitivities with a ratio of 10 to 1.

[b]The stated accuracy applies when the top gradient sensor of each probe is used as the reference thermometer and when temperature differences between the junction and the top gradient sensor are less than 10 K. Approximately one-half of the stated error is due to uncertainties in determining the correction for the copper/Kovar junctions, which are in the thermocouple circuit.

(b) 地殻構造

地震学的に決定された地殻厚はアポロ時代（70-80 年代）と 2000 年代で大きく見解が異なる．アポロ時代には主に厚い地殻が報告されており，地殻厚は約 60 km と考えられていた (Goins et al. 1981a; Nakamura 1983)．一方，2000 年代にはより薄い地殻が報告されており地殻厚は約 30 km と考えられるようになった (Khan and Mosegaard 2002; Lognonné et al. 2003). これらの違いは主に解析に使用するイベント数, イベントの種類, 解析手法の違い，及び異なる走時の読み取りによるものである．

地殻厚は主に衝突地震によって制約されている．これらの衝突イベントにはアポロ サターン IV ロケットの一部を落下させた際の地動や Lunar Module の着陸の際の地動の観測も含まれている．これらの人為的なイベントは落下/着陸地点, 時間がわかっているため，アクティブ探査として用いることができ，数は少ないものの地殻厚の決定においても重要なデータセットとなっている．これらは震央距離が大きく（最大震央距離約 1100 km），ASE や LSPE と比べて深部まで探査が可能であるため地殻厚の推定が可能である (Toksöz et al. 1974)．アポロ時代の地殻厚探査は主にこれらのアクティブ探査の走時解析によって行なわれている．初期の解析結果に加え，アポロ月震観測終了後に自然イベントも含めた全地震観測データを用いて行われた解析が行われた．解析は二つの異なるグループによって行われ，互いに整合する結果が得られたことで，約 60 km という地殻厚が広く受け入れられてきた (Goins et al. 1981a; Nakamura 1983)．その後，2000 年代に入り，計算機の性能が向上したことでモンテカルロインバージョンのような新た

な手法が可能となり，アポロデータの再解析が盛んに行われるようになった．その結果，アポロ時代と比べて有意に薄い地殻(30-40 km)が報告された (Khan and Mosegaard 2002; Lognonné et al. 2003)．現在は一般的にこちらの値が地震学的に決定した地殻厚として参照される場合が多い．

近年報告されたより薄い地殻厚が支持されている背景としては走時解析以外の解析結果が報告された影響が大きい．実際に走時解析のみに限ると地殻厚 30 km と 60 km を有意に分離できているとは言い難い．Lognonné et al. (2003) でも，一般的に走時の読み取り誤差は数秒程度あるのに対して地殻厚の違いによる走時の差は 0.2 秒程度であると指摘している．この結果は現在使用できる月震データによる地殻厚の分解能はアポロ時代と 2000 年代に報告されている地殻厚の差以下であることを示唆するものだと言える．そのため，2000 年代以降は走時解析以外の手法で地殻厚の推定が試みられた．代表的な例は変換波のレシーバー関数を用いた試みである (Vinnik et al. 2001; Lognonné et al. 2003)．レシーバー関数による解析では，地殻/マントル境界での Sp 変換波を用いて地殻厚の推定を試み，厚さ 27 km の薄い地殻を支持したことが 2000 年代の走時解析で得られた薄い地殻が受け入れられるようになった要因の一つであると言える．ただし近年地震波干渉法という異なる手法を用いた地殻厚の推定が行われそちらはアポロ観測点直下の地殻厚を 50 km と推定しており，現在も議論が続いている．地殻厚さの推定としては重力場の観測結果を用いた推定も行われている．一般に重力場でわかる点は全球的な相対地殻厚であり，絶対地殻厚を求めるためには参照値となる地殻厚が必要である．この参照値については地震学的に決定された地殻厚が用いられることが多いが地震学の結果とは独立に地殻が最も薄いところを 0 km とするなどの仮定を用いる場合もあり，この結果も比較的薄い地殻と整合的である (Ishihara et al. 2009).

地震観測によって報告される地殻厚で注意が必要な点はこれらが月の表側の観測ネットワーク近傍を代表する値であり，月の裏側についてはほとんど制約できていない点である．これはアポロの観測点が全て月の表側にある以上，必然であり，裏側高地の地殻厚については重力探査の結果などを参照する必要がある．地震学的に地殻厚の水平不均質性を推定した試みとして，Chenet et al. (2006) の試みがあげられる．Chenet et al. (2006) は隕石衝突月震による屈折波を利用し，観測点と衝突点の地殻厚を推定した．彼らはこの結果を重力探査の結果とも比較しており，全球の地殻厚マップの作成が行われるなどの成果を上げている．近年グレイルによって重力場マップが刷新されたことを受け，再度，隕石衝突月震と合わせた解析も試みられている (Blanchette-Guertin et al. 2015).

地殻内部の層構造については現状，統一的なモデルは存在しない．もっとも信頼度が高い結果は ASE，LSPE のデータを用いた結果であるがこれらは深さが最大でも数 km と浅く，地殻内部の組成の変化による層序よりもレゴリス層/メガレゴリス層といった破砕度の変化を観測していると考えられる．ASE，LSPE ともに表層 10 m までに非常に地震波速度の遅い層(Vp = 100 m s^{-1})が存在すると報告しており，これらはほぼ定常的に微

小隕石によって破砕されているレゴリス層だと考えられている (Cooper et al. 1974). その下層にはより圧密された層が存在しており（Vp = 300 m s^{-1}）LSPE の結果によると深さ約 1 km で PSE の結果から報告されている地震波速度と同程度になるとしている．一方，最近の報告では，LSPE で観測されたイベントの時刻付けに誤りがあり，低速度層が 3 km 以上の深さまで続く事も指摘されている (Nakamura 2011). 走時解析の結果の中には地殻内部に複数の層を設けている例もあるが (e.g., Nakamura 1983; Lognonné et al. 2003), 先述の通り現在の走時の読み取り精度では結果の不定性が大きいため地殻内部の層構造を議論するには不十分と考えられる. 表 4-2 に主要な研究の地殻内の速度構造モデルを示す．地殻厚の違いに応じて地殻内の速度もモデル間で異なっているが概ね Vp = 4-6 km s^{-1}, Vs = 3-4 km s^{-1} 程度の値が得られている.

(c) マントル構造

マントルの速度構造はほぼ，自然地震の観測から推定されている．ここでは便宜上深さ 300 km までを上部マントル，それよりも深い部分を下部マントルとする．ただしマントル中の構造については明確な不連続面が観測されているわけではなく, 不連続な速度構造 (e.g., Lognonné et al. 2003; Gagnepain-Beyneix et al. 2006)を仮定しても地震波速度が連続的に変化する速度構造 (e.g., Garcia et al. 2011)を仮定しても観測データを説明することが可能である．現在のデータでは反射波の有無を議論することが困難であるため, これらのモデルを明確に分離することは困難である. その点においてマントル内の構造は十分に理解されていない. 以下の議論ではマントル内の構造についてしばしば議論になる点を概説するが，個々の結果についてはモデルや手法による差などが大きい.

上部マントルについては一部のサターン IV B ロケットを用いたアクティブ探査が利用可能なこともあり，比較的地震波速度がよく定まっている．Nakamura (1983) では Vp = 7.74 ± 0.12 km s^{-1}, Vs = 4.49 ± 0.03 km s^{-1} という値が報告され，2000 年代以降の研究でも Vp = 7.6-7.8 km s^{-1}, Vs = 4.3-4.6 km s^{-1} という値が得られている (Khan and Mosegaard 2002; Lognonné et al. 2003; Garcia et al. 2011) (図 4-3; 表 4-2).

表 4-2　現在提示されている地殻内構造，マントル内構造の比較

	Goins et al. 1981			Nakamura 1983		
	Depth	*Vp*	*Vs*	Depth	*Vp*	*Vs*
Regolith				0-1 km	0.51	
Crust	0-20 km	5.1	2.96	1-15 km	4.9	
	20-60 km	6.8	3.9	15-30 km	6.25	
				30-58 km	6.68	
Mantle	60-400 km	7.75	4.57	58-270 km	7.74 ± 0.12	4.49 ± 0.03
	400-480 km	7.65	4.37	270-500 km	7.46 ± 0.25	4.25 ± 0.10
	480-1100 km	7.6	4.2	500-1000 km	8.26 ± 0.4	4.65 ± 0.16

	Lognonné et al. 2003			Gagnepain-Beyneix et al. 2006		
	Depth	*Vp*	*Vs*	Depth	*Vp*	*Vs*
Regolith	0-1 km	1	0.5	0-1 km	1	0.57
Crust	1-12 km	3.2	1.8	1-10 km	4.15	2.37
	12-30 km	5.2	3.2	10-17 km	5.04	2.88
				17-28 km	6	3.43
Mantle	30-238 km	7.75	4.55	28-38 km	7.65 ± 0.06	4.37 ± 0.1
				38-238 km	7.65 ± 0.06	4.44 ± 0.04
	238-488 km	7.75	4.45	238-488 km	7.79 ± 0.12	4.36 ± 0.07
	488-738 km	7.45	4.3	488-738 km	7.62 ± 0.22	4.40 ± 0.11
	738-1000 km	7.9	4.2	738-1000 km	8.15 ± 0.23	4.5 ± 0.1

	Garcia et al. 2011		
	Depth	*Vp*	*Vs*
Regolith	0-1 km	1	0.5
Crust	1-12k m	3.2	1.8
	12-28 km	5.5	3.3
Mantle	連続的に変化するモデルを採用しているため割愛		

上部マントル下部から下部マントルについては, 研究者間で結果が大きく異なっている. Nakamura (1983) では深さ 270-500 km までに地震波速度が上層から 5-10 %下がる低速度層が存在するとしている．270 km, 500 km の境界は，便宜的に導入された区切りという程度で必ずしも明確な物質境界面が存在しているというわけではない (Nakamura 1983; 田中ほか 2011). Lognonné et al. (2003) は同様に深さ 238 km から S 波低速度層の存在を指摘しているが Nakamura (1983) よりも速度差は小さく, 明確な違いを見分けることは困難だとしている．一方 Goins et al. (1981a) では特に低速度層については言及がなく，Khan et al. (2000) では誤差の大きさもあり，マントル中はほぼ定速とみなせると結論しており，彼らの結果には Nakamura (1983) にあるような低速度層は見られない. 下部マントについては，多くの研究 (Goins et al. 1981a; Nakamura 1983; Khan and Mosegaard 2002; Lognonné et al. 2003; Garcia et al. 2011) が Vp = 7.5-8 km s^{-1}, Vs = 4-4.5 km s^{-1} 程度の地震波速度を報告しているが明確な一致が見られない．また，Lognonné et al. (2003) で報告されるような深さ 488 km 以降の低速度層が他の研究では見られない. Garcia et al. 2011) では単調に地震波速度が深さとともに増加するモデルが提案されるなど, 下部マントル中の速度が一定なのか深さと伴に増加するのかについても一致した傾向も見られない．この結果の示唆するところは現状のデータではイベントの数，質ともに深さ 300 km より深い構造を分解するには不十分であり，手法，解析に用いるイベント，走時の読み取りによって大きく結果が異なるということである．その点で保守的な立場をとるのであれば地震探査によって得られた地震波速度構造モデルの探査震度は 300 km 程度まででそれ以深はあくまで参考値とし，今後さらに検討すべきであると言える.

(d) コア構造

近年の月震波解析の大きな成果としてコア/マントル境界からの反射波の検出があげられる．使用したデータは先行研究と同様に PSE のデータを用いているが詳細な再解析によって初めて後続波の検出に成功した (Garcia et al. 2011; Weber et al. 2011). コアの存在自体はアポロ時代から間接的にではあるが示唆されていた. アポロ時代には主に遠地の月震イベントの振幅の減衰が大きい点が注目されていた．特に P 波と S 波の振幅を比較した際に近地のものと遠地のものでは遠地からの S 波が P 波に対して大きく減衰していることから月中心部に S 波を減衰させる部分溶融層とその下にコアが存在する可能性を指摘していた (Nakamura et al. 1974; Sellers 1992; Nakamura 2005). しかし，近年の結果はコア反射波の予想到達時刻を用いたスタッキングを行い, より詳細に反射波検出の可能性を議論した点で以前の結果よりも信憑性が高いと言える.

ほぼ同時期に 2 つのグループがそれぞれコアの反射波の検出とコアサイズの推定を報告した (Garcia et al. 2011; Weber et al. 2011).フィルタリングの方法など細部は異なるものの，いずれの研究でもコアサイズを仮定し，理論走時を計算することで，コア反射波の到達予測時刻近辺でスタックを試み, 特定のコアサイズを仮定した際に有意にスタッ

クしたエネルギーが大きくなることを示し，アポロデータ内にコアの反射波が観測されている可能性を示した．ただしその波形の位相の整合性については議論されておらず，今後の課題であると言える．その結果 Weber et al. (2011) が 330 ± 20 km，Garcia et al. (2011)が 380 ± 40 km というコア半径を報告している．Weber et al. (2011) はさらに半径 480 ± 15 km に部分溶融層が存在し，半径 240 ± 10 km の内核が存在すると報告している．ただし，Weber et al. (2011)では深部マントルまでの速度構造として先行研究の値 (Lognonné et al. 2003; Gagnepain-Beyneix et al. 2006) を仮定している．そのため，結果は浅部で用いるモデルに依存し，先行研究の不定性も含めた場合，コアサイズの不定性は 5-10 %程度になる (Lin et al. 2017)．一方，Garcia et al. (2011) は地殻・マントルの速度構造を推定しているが部分溶融層や内核については言及していない．これは逆問題を解く過程で部分溶融層を仮定していないためであり，仮に部分溶融層が月内部に存在すると結果が大きく変わることは指摘しているが具体的な影響については議論されていない．最近の月震データから求められた地震波速度構造においても部分溶融層の有無を決定できておらず，あくまで振幅の減衰などから間接的にその存在が示唆されるにとどまっている．

これらの地震学的研究を含め地震学的にはコアの存在がある程度確立したと言える．一方，地震学的な探査に加えて数は少ないものの，磁場観測からもコアサイズの推定が試みられている．これ はコアが現在期待されているように Fe もしくは FeS であると仮定すると，岩石と比べて電気伝導度が高く，磁力線及び磁場の湾曲が起こることを利用した試みである (e.g., Hood and Zuber 2000)．彼らの結果は 340 ± 90 km と報告しており先述の地震学的考察から示唆されるコア半径もこれと矛盾するものではない．さらに近年かぐやの磁場観測の結果でもコアサイズが 300 km 程度（最大 400 km）と示されており，こちらの結果も整合的である (Shimizu et al. 2013)．このような議論と次節で述べる測地学的観測の結果も踏まえ，現在は 300-400 km のコア半径が広く受け入れられている．ただしその正確なサイズ，部分溶融層の有無，コア内部の構造については，まだまだ議論の余地がある．

(e) 温度構造

月内部の温度構造についてはまだ不定性が大きい．主に制約条件として用いられるのはアポロ計画による月面熱流量の測定，電磁場探査，地震探査の結果であるがこれらの結果から温度構造を得るためには内部の組成を仮定する必要があり，採取された岩石サンプル を含めた地球化学的な制約も取り入れて考察されている (e.g., Kuskov and Kronrod 2009)．得られた温度構造はそれぞれの研究内での整合は保たれているが全ての観測を統一的に説明する温度構造は得られていない．以下ではまず熱流量観測について概説したのちに，その結果も含めた解析により得られた温度構造モデルについて議論する．

熱流量観測は主に熱伝導率の決定と温度勾配の決定という二つの要素に分けられる．前者はさらに ALSEP によるその場観測と持ち帰ったサンプルを用いた測定の 2 つに分け

られる．月面での熱伝導率の決定は(1) ヒーターを用いたアクティブ測定，(2) プローブ貫入から熱環境が定常状態になるまでの時間変化，(3) 表面温度の季節変化の地下方向への伝搬，(4) 宇宙飛行士の活動による熱環境の変動から再び定常状態に戻るまでの時間変化と複数の手法を用いて行われた．しかしこれら 4 つのうち，前者 2 つでは 0.0141-0.0295 W $m^{-1}K^{-1}$ という比較的高い値が得られ，一方後者 2 つでは，0.009-0.013 W $m^{-1}K^{-1}$ と低い値が報告され，結果が異なっている (Langseth et al. 1976)．また(1)，(2) の結果が熱伝導率の深さ依存性を示したのに対し，(3)，(4) では深さにより熱伝導率の違いはほぼ見られなかった．ただし(3)，(4)の結果については直接推定されたのは熱拡散率であり，熱伝導率はその結果に基づき，比熱，密度が一定であると仮定した上で産出された値である．著者らは前者がプローブ付近のより小さな領域を反映した値であるとし，このような違いが得られたのはドリルで掘削し，貫入プローブを挿入したことによるレゴリス環境と熱物性が変化の影響が大きく出る可能性を指摘し後者の結果がより真値に近いと結論づけている．その後，サンプルを用いたレゴリスの熱物性の測定が行われたがその結果は 0.003 W $m^{-1}K^{-1}$ 程度であり，アポロの観測を支持するものではなかった．その上で Horai (1981) はアポロの観測値を実現するためには自重による圧密の効果を考慮する必要がある点を指摘しシミュラントを用いてその効果を検証した．その結果，圧密した場合でも 0.01 W $m^{-1}K^{-1}$ よりも低い値を示したことから (Horai 1981)，現在では後者の値が参照されることが多い．近年の数値計算の結果もこの結果を支持している．Grott et al. (2010) はドリルの掘削により，プローブの周辺 2-5 cm の範囲では熱伝導率が 2-3 倍程度大きくなりうることを示し，レゴリス層の熱物性を測定により変化させないことの重要性が強調された．近年では LRO の Diviner の観測結果を用い，リモートセンシングの結果からアポロ着陸点以外の熱伝導率を推定する試みも行われた (Vasavada et al. 2012)．彼らの結果は仮定する熱物性モデルに依存し，観測の性質上，地下の熱伝導率を観測していると考えられるものの，後者の結果に近い値を示している．温度勾配については熱電対の測定と Ring，Gradient Bridge の温度差測定からそれぞれの深さでの絶対温度を決定することができ，0.72-1.34 K m^{-1} と推定された (Langseth et al. 1976)．それらの結果をもとに，Langseth et al. (1976) はアポロ 15，17 における熱流量をそれぞれ 21 ± 3 mW m^{-2}，14 ± 2 mW m^{-2} と結論づけた．

熱流量観測の問題点はアポロの観測が時間的にも空間的にも限られた観測であることである．当初は観測された値は月の代表値と見なされてきたが後の研究によりそうはみなせないことが明らかになった．まず空間的な制約については 90 年代以降の全球観測から明らかになった月の不均質性が挙げられる．γ線観測の結果などから月の表側に K，Th，U などの放射性元素の濃集した領域が発見され，Procellarum KREEP Terrane (PKT) と呼ばれるようになった．熱流量観測はアポロ 15, 17 で成功しているがこの両方が PKT の内部，もしくは近郊であったことが 明らかになり (e.g., Kobayashi et al. 2012)，熱流量観測への影響が議論されるようになった．数値シミュレーションの結果では PKT の影響を考慮すると熱流量は最も高い点（PKT の中心部）で 25 mW m^{-2} 程度，最も低い

点（裏側の高地）で 10 mW m^{-2} 程度になると報告しており，アポロの観測が月の平均値よりも高い値で有ると指摘している (Laneuville et al. 2013) (図 4-8)．一方，時間的な制約については月面温度の長期変動の影響が挙げられる．Saito et al. (2008)は Langseth et al. (1976) が観測期間の前半 3 年半のデータしか用いていないことを指摘し，後半のデータも含めた月の熱環境の変化を報告した．それによると観測期間中，熱流量計で測定された温度は上昇を続けていることがわかり，どの時点での温度勾配を用いるかで熱流量が大きく変わってくることがわかった(図 4-9)．彼らはこの長期的な温度変化を月の歳差運動による太陽輻射量の変化の結果であるとし，それを考慮すると熱流量が Langseth et al. (1976) の結果と比べて 1/4 程度になることを示した．ただし彼らのモデルも温度の長期変動を完全には説明できておらず，これは観測期間が歳差運動の周期（約 18 年）に対して短すぎることが原因であると指摘している．

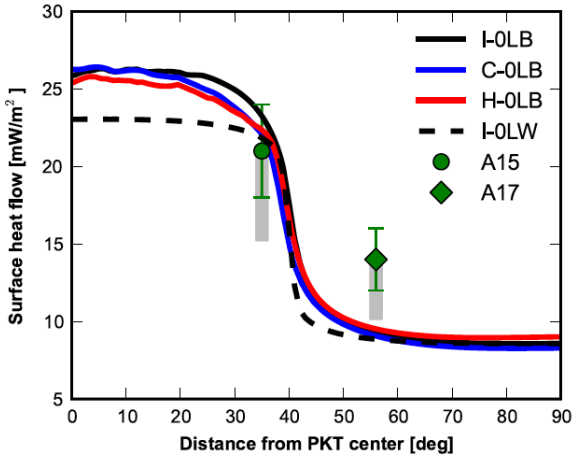


図 4-8　PKT 中心からの距離に応じた月面熱流量の変化．赤，青，黒は異なる初期温度や PKT 内の放射性元素の分布を仮定した場合の熱進化の数値モデルから推定される熱流量 を表している (Laneuville et al. 2013 より引用)．アポロによる観測結果は緑で示されている．

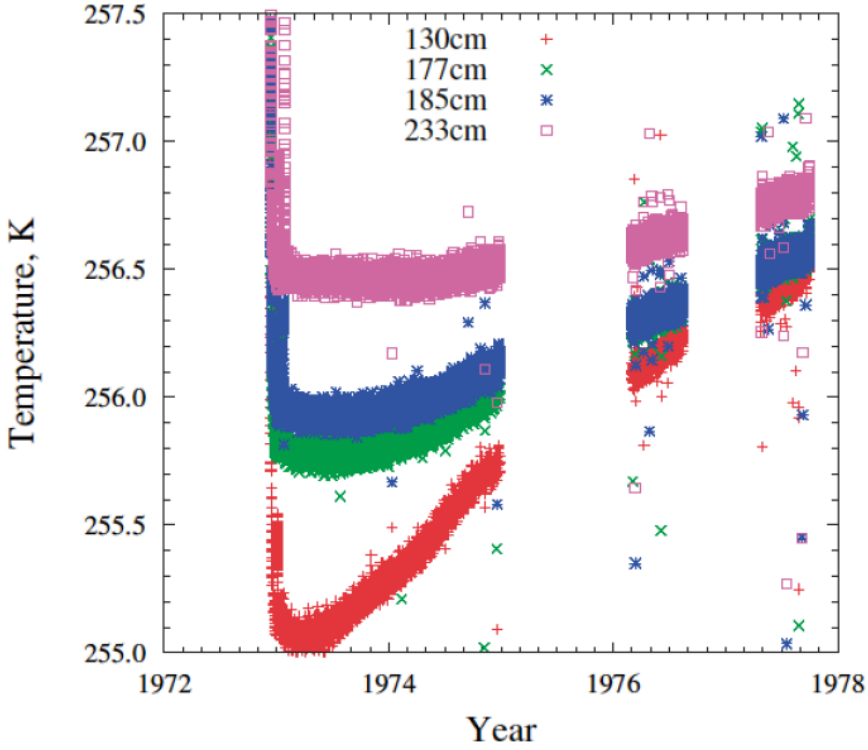


図 4-9　アポロ 17 熱流量計の全観測期間の温度変化．観測期間中温度は上昇を続けており，それに伴い温度勾配も変化している．Saito et al. (2008) より引用．

これらの熱流量観測の問題点を解消するために，将来の熱流量観測ではアポロ計画以降に得られた地質学的な情報を加味し観測点を吟味した上で，長期観測（月の秤動の周期が 18 年であるため最低でも 9 年以上の観測が望ましい）することが重要である (Saito et al. 2008)．アポロ以前と比べて現在はリモートセンシングによる月の地質学的理解は格段に深まっている．PKT のような特異な点を含め異なる地質学的構造を持つ複数の観測点で熱流量を測定することが全球的な月の熱構造を理解する上で重要だと言える．

熱流量とともに温度構造の推定に用いられるデータは電磁場探査のデータである．アポロ計画では月面に設置された磁力計と周回機の磁力計で同時観測を行うことで，磁場応答関数から月内部電気伝導度を求めて温度の推定をおこなった (Hood et al. 1982)．一般に電気伝導度は地震波などに比べると熱依存性が強く，より温度構造の推定に適していると考えられている．Hood and Zuber (2000) では磁場観測の結果から地表の温度を 270 K，深さ 300 km で約 1000 K，深さ 800 km で 1450 K，深さ 1100 km で 1650 K と報告している．一方，Lognonné et al. (2003)，Gagnepain-Beyneix et al. (2006) は地球化学的な研究から得られた月内部の組成を仮定し，走時解析から得られた地震波速度構造と整合する深さ 500 km までの温度構造を推定した．その中で彼らは深さ 30-40 km で 673 K，深さ 238-458 km で 948 K，深さ 458-738 km で 1223 K という値を報告している．地震波速度から温度構造を推定する場合，地震波速度の誤差 0.05 km s^{-1} が温度では 90-120 K の

誤差に相当することが知られている (Kuskov and Kronrod 2009). この精度は現在の地震波速度モデルの精度とは大きな隔たりがあり，地震学的に月内部の温度を決定する場合や上記の結果の解釈には注意が必要である．Khan et al. (2014) は月測地データと磁場データの両方を用いて温度構造の推定を行った．その結果と先行研究の結果の比較を図 4-10 に示す．彼らはマントル内の温度勾配が 0.5-0.6 K km^{-1} とし，深さ 1300 km の温度が 1870-2070 K であると報告している．彼らはこの値は過去に考えられていた値よりも高温であり，深部に部分溶融層が存在する可能性を指摘している．一方，彼らは表面熱流量の値を考慮しておらず，彼らの結果を用いるとアポロ計画の観測点が PKT の影響を受けている点を考慮しても熱流量が大きくなり，この点は再度検討が必要である．

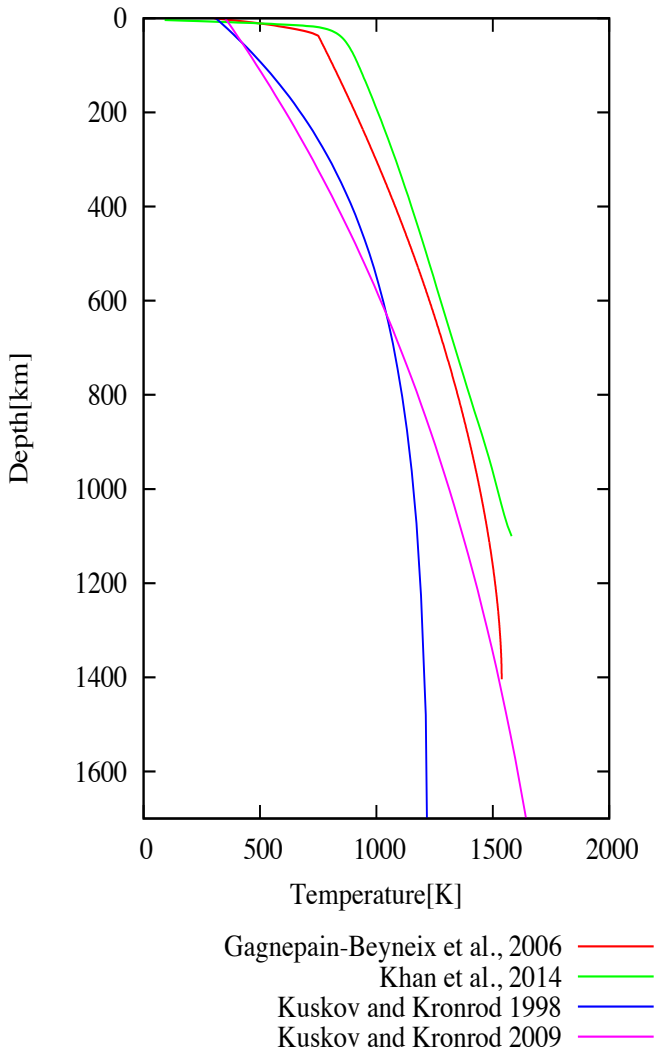


図 4-10　月内部の温度プロファイルのまとめ．図中の論文より筆者作成．

上記の推定はすべて ALSEP の観測を用いており，月の表側の推定となっている．数値シミュレーションの結果では PKT や月の表/裏の地殻厚の違いなどを考慮すると月内部の温度構造が表と裏で有意に違う可能性が指摘されている (Laneuville et al. 2013)．このような内部温度の水平構造については現在観測的にはほとんど制約されておらず, 新たな観測が必要である．これまで様々な観測データ，手法を用いて月内部の温度構造が推定されてきたが，現状では研究間のばらつきも大きく，すべての観測に整合するモデルは得られていない. 数値シミュレーションから示唆が得られる部分も多いがシミュレーションの制約や境界条件を定める上でも将来探査では観測点, 観測期間の両方で戦略的な熱環境の観測が求められる.

(f) 現在の問題点と課題，将来探査への要求

最後に現在の月内部構造における科学的な課題と現在の問題点と課題, 将来探査への要求についてまとめる.

現在の月震波解析の最大の問題点は再現性のなさである. 地殻厚を例にすると各々の研究が誤差の範囲を考慮しても一致しないことも少なくない (Taylor and Wieczorek 2014). マントル，コアの構造についても同様で異なる研究者が異なる結果を報告し，それらが整合していないというのが現在の月震波解析の不定性をよく示している.

このような結果になっている主な要因の一つが走時の読み取りの誤差である. 月震波の主要な特徴として 1 時間にも及ぶコーダ波があげられる．これらは月の表層の強散乱/低減衰環境によるものである. このような強く散乱した波形では正確に走時を読み取ることは困難である．そのため，走時の読み取り誤差が大きいだけでなく，研究者間で到達時刻の読み取りが大きくばらつく結果となっている．Nakamura (2005) では研究者間で最大 100 秒程度の読み取り値の差があることも報告されている．その結果，走時から推定される震源位置，時間，内部速度構造のすべてについてばらつきが生じている．地球では自動的に到達時刻を読み取る手法が確立されているがこれらも月震波のような強い散乱を受けたデータでは機能せず，正確な読み取りを行うことは困難である．走時が正確に読み取れない, もしくは研究者によって異なることは地震学において本質的な問題であり，将来月で地震観測を行う際はこの点を解決することが必要不可欠である．先述のとおり読み取り誤差/ばらつきの大きさは主に散乱の影響によるところが大きい．そのため将来探査では読み取り誤差/ばらつきの要因である散乱の影響を小さくする工夫が重要となる．その一つの方法として，地震計の広帯域化によって観測波長を長くすることがあげられる. 一般的に主要な散乱体の大きさに対して波長が大きくなると散乱の影響が小さくなる．月の場合，周期 10 秒以上の波では散乱の影響が小さくなることが報告されている (Takeuchi and Kobayashi 2011)．別の方法としては地震計を地下に埋没させ, 強散乱層より下層に設置することで散乱の影響を小さくする方法が考えられる. ただし，散乱層の厚さについいては諸説あり，さらに検討が必要である.

2 点目の問題として観測領域の狭さがあげられる．図 4-4（上）に示すように，すべてのアポロ観測点は月の表側に存在している．そのため現在の地震探査の結果は月全体を代表する値ではなく，あくまで月の表側の値とみなされるべきである．様々な観測が月の表側/裏側の二分性を指摘する中で (e.g., Jolliff et al. 2000)，観測領域を拡張することは重要な課題であると言える．例えば地殻厚，温度構造など内部構造についても表側/裏側の二分性が存在することが指摘されており (e.g., Laneuville et al. 2013; Wieczorek et al. 2013)，裏側で地震探査を行いその場の構造を制約することは月の二分性を理解する上で重要だと言える．内部構造のみでなく，地震学的にも裏側で地震探査を行うことは価値が高い．現在観測されている月震の多くが月の表側に集中しており，月の裏側の地震活動度についてはほとんど理解されていない．現在の ALSEP データだけではこの震源分布の不均質が地震ネットワークの観測限界によるものか実際の活動度の違いを反映したものかを判断することはできない (Nakamura 2005)．月内部の二分性の違いを考慮すると月の表側と裏側で地震活動度が異なることは十分にあり得ることであり，裏側で観測することは月の地震活動を理解する上で本質的に重要である．

4.2.2 月の内部構造 2 (測地学) [松本晃治]

本節では主に測地学的な観測事実を整理する．「かぐや」による重力場・地形の全球観測から得られた地下構造や盆地の緩和過程についての知見については 2.2.2 節を参照されたい．

(a) 「かぐや」以前の月重力場モデル

一般に，天体の重力場はその天体を周回する人工衛星の軌道を電波等で追跡して調べる．地上局から射出された電波を人工衛星で折り返して距離とその時間変化率を観測する 2-way レンジ・ドップラ観測が主に用いられてきた．月重力場の研究は，1960 年代後半に始まり，1990 年代前半にかけてルナ・オービターからアポロミッションの人工衛星追跡データを用いて進められた．表側には，mascon (mass concentration)と呼ばれる正の重力異常があることが発見された．その後，クレメンタインやルナ・プロスペクターの追跡データを加えた月重力場モデルが構築された (Lemoine et al. 1997; Konopliv et al. 2001)．しかし，自転周期と公転周期が一致(同期回転)している月の場合，裏側を飛行する人工衛星を地球から直接追跡することはできないため，観測の空白域が裏側に残ったままであった．この様な観測の空白域があると，球面調和展開によって重力ポテンシャルを表す際に空白域近辺で解が不安定になるため，アプリオリ拘束条件が必要であった．また，たとえ拘束条件を課して全球モデルを構築したとしても，観測データの無い月裏側の誤差は必然的に大きかった．

(b) 「かぐや」重力場モデル

月裏側の観測ギャップを 2 機の人工衛星を用いて埋める方法として，高高度衛星経由で低高度衛星を追跡する High-low satellite-to-satellite tracking (SST)や，距離の近接する低

高度衛星間の追跡を行う Low-low SST などが以前から検討されていた．「かぐや」の重力場ミッションは前者を実現したもので，High satellite であるリレー衛星がドップラー信号を Low satellite である主衛星へ中継することによって，世界で初めて月裏側を飛行する人工衛星のドップラー追跡データを取得した (Namiki et al. 2009)．回線が 4 つの経路(地上局 → リレー衛星 → 主衛星 → リレー衛星 → 地上局)で構成されることから，この観測を 4-way ドップラー観測と呼ぶ．

代表的な「かぐや」重力場モデルの一つである SGM100h (Matsumoto et al. 2010) は球面調和関数の 100 次まで展開したモデルであり，4-way ドップラー観測の効果によって裏側の重力場の誤差が低減した．100 次までの係数を全て考慮した場合，裏側で平均したフリーエア重力異常の誤差は LP100K では 55 mGal であったが，SGM100h では 35 mGal に減少した．地球物理学的解釈に有用である展開次数の上限は，S/N 比や地形との相関から，およそ 70 次(半波長で約 80 km)と判断された．70 次よりも高い次数の重力場係数に対する感度が小さい主な理由は，主衛星の高度が 100 ± 30 km に制御されていたからである(高度を下げた延長ミッションにおいては，人為的な加速度が頻繁に挿入され，追跡データが重力場モデリングに使えなかった)．その後，VLBI データを加えた SGM100i モデル (Goossens et al. 2011b)，ルナ・プロスペクターの低高度延長ミッションデータを加えて展開次数を 150 まで伸ばした SGM150j モデル (Goossens et al. 2011a) (図 4-11)が開発された．

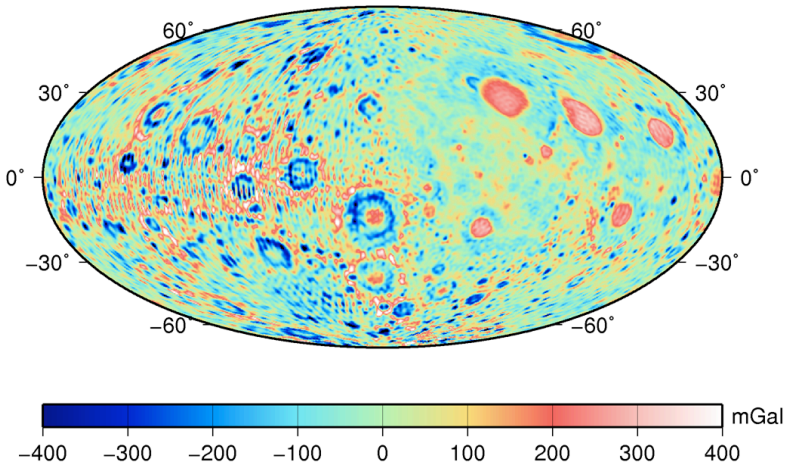


図 4-11　SGM150j モデル (Goossens et al. 2011a) によるフリーエア重力異常．左半分が月の裏側，右半分が表側に対応する．

グレイル重力場モデル

前述の Low-low SST は，地球重力場観測ミッション GRACE で開発された技術を月に応用したグレイルミッションとして，「かぐや」の後に実現した．Ka 帯の電波を用いて，70〜220 km 離れた 2 衛星間の距離の変化率が約 0.05 μm/s の精度で測定された．3 か月間の Primary Mission (PM)データを用いて構築された次数 420 の初期モデル (Zuber et al. 2013)始まり，次数 660 モデル (Konopliv et al. 2013; Lemoine et al. 2013) (図 4-12)や，3.5 か月間の Extended Mission (XM)データも含めた次数 900 モデル (Konopliv et al. 2014; Lemoine et al. 2014)を経て，次数 1200 の全球モデル (Zuber et al. 2016) が構築された．この展開次数は半波長 4.5 km の水平空間分解能に相当し，今や月は太陽系の中で最も空間分解能の高い重力場モデリングがなされた天体となっている．PM，XM 中の平均高度はそれぞれ 55 km, 23 km であり，特に XM 終盤では Orientale 盆地付近で空間分解能を上げるべく，この盆地上空における衛星高度が 5〜10 km(最接近時は basin ring 上 2 km)に，2 衛星間の距離が 40〜60 km に制御された．Orientale 盆地に対しては，空間分解能 3〜5 km のローカル重力場モデルも構築されている (Zuber et al. 2016)．グレイルは，「かぐや」重力場モデルの空間分解能を約 1 桁，低次を除く重力場係数の精度を約 3〜4 桁改善した(図 4-13).

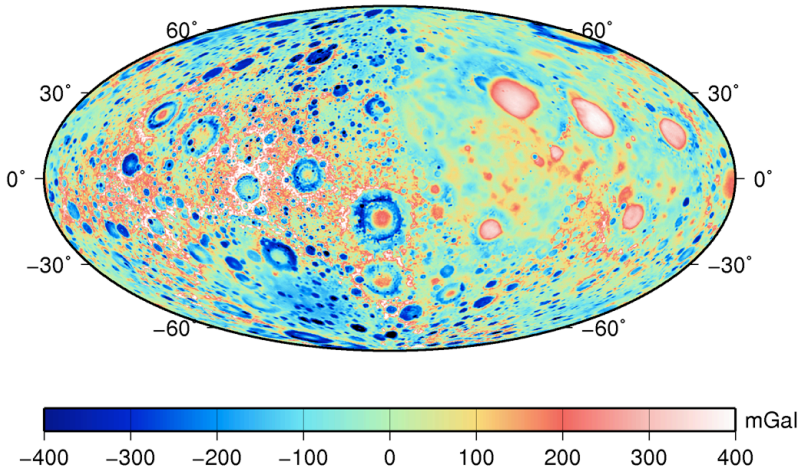


図 4-12　GL0660B モデル (Konopliv et al. 2013) によるフリーエア重力異常．330 次までの係数を使用して描画したもの．

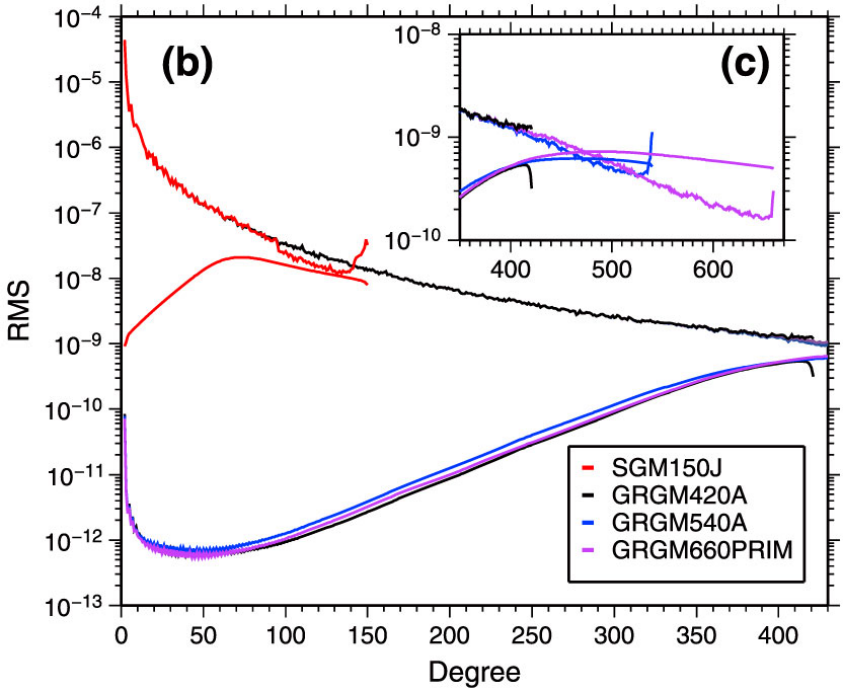


図 4-13　重力場係数の信号と誤差のスペクトル (Lemoine et al. 2013).

近接する 2 機の探査機間の距離変化率を測るというグレイルの観測手法は重力場の短波長成分(高次項)の観測に特に威力を発揮するものであるが，「かぐや」モデルと比較すると長波長成分(低次項)も大幅に改良された．これは，「かぐや」が短時間の観測を 1 年強積み重ねて裏側の観測ギャップを埋めたのに対し，グレイルは計 6.5 か月間のミッション期間中絶え間なく均質かつ極めて高精度な衛星間距離変化率のデータを全球的に取得したからであると考えられる．

万有引力定数と質量の積である GM の値は $4.90279981 \times 10^{12} \pm 7740$ m^3/s^2 (Lemoine et al. 2013)，$4.90280031 \times 10^{12} \pm 4400$ m^3/s^2 (Konopliv et al. 2013) と報告されている．GM の精度は 10^{-9} のオーダー，二つの推定値の差は 10^{-7} のオーダーであるが，万有引力定数 G は 10^{-4} 程度の精度しか持たないため，月質量 $M = (7.34630 \pm 0.00088) \times 10^{22}$ kg の精度も約 0.01 %に制限されている．

Williams (2007)は，2 次の重力場係数の時間変化から内核を検出する可能性について論じた．グレイルデータを用いた検出が試みられているが，現状ではノイズレベルを超えるシグナルは検出されていない (Williams and Watkins 2015).

(d) 月地形モデル

「かぐや」ではレーザー高度計 LALT により地形が観測された．その観測原理は，主衛星に搭載された LALT から発射されたレーザーパルスが月面上で反射して戻ってくる

までの時間を計測し，主衛星から月面のレーザー反射点へ伸ばしたベクトル **A** の長さを観測するというものである．軌道決定により，月重心を原点とした主衛星の位置ベクトル **B** が分かるので，月重心からレーザー反射点までの距離(すなわち地形)は|**B**+**A**|として計算される．「かぐや」では|**A**|の誤差は約 1 m，|**B**|の誤差は数十 m であり，地形モデルの誤差は主に軌道・姿勢誤差に支配されている．

「かぐや」以前にも，米国の月探査機クレメンタインに搭載されたレーザー高度計で月の地形が観測されたが，軌道離心率の関係から緯度 ± 80 度から極側の地形データは取得できず，有効データ数は約 7 万にとどまった．これに対し，「かぐや」の LALT によって約 1,000 万点の地形観測が行われ，詳細な全球月地形モデルが構築された (Araki et al. 2013)．月の平均半径 $R = 1737.154$ km，質量中心と形状中心のずれが 1.935 km であることなどが分かった．地形の振幅スペクトル (Araki et al. 2009, Fig. 4)を見ると，地球のスペクトルの形は右下がりの直線に沿っておりアイソスタシーの成立が示唆されるのに対し，月のスペクトルの形は半波長($\lambda/2$) ~ 400 km 付近で折れ曲がり，短波長側で直線より大きな振幅が観測される．リソスフェアの力学的な強さを弱める働きを持つ水などの揮発性物質が月では非常に少ないため，波長の短い地形が弾性的に固いリソスフェアによって支えられているためと考えられた．

極軌道をとる衛星で観測すると，特に両極付近で空間的に高い観測密度が実現する．したがって，「かぐや」によって特に極域地形モデルの質が格段に向上した．将来の有人活動や揮発性物質の存否の研究にとって，極域の日照条件は重要である．「かぐや」の地形モデルはこの日照条件の算出にも寄与し，一年中太陽光の当たらない永久日陰域を持つクレーターが存在すること，逆に常に陽が当たる永久日照域は存在しないことが明らかになった (Noda et al. 2008).

「かぐや」による月地形モデルは，ルナ・リコネッサンス・オービター (LRO)に搭載されたレーザー高度計(LOLA)に基づくモデルによって更新された．高度計の測距精度は LALT の約 1 m に対して LOLA は約 10 cm である．ビーム数 1，繰り返し周波数 1 Hz の LALT のノミナルミッション期間中の測距点数は約 1000 万であるのに対して，ビーム数 5，繰り返し周波数 28 Hz の LOLA の測距点数は最初の 1 年だけで約 20 億 (Smith et al. 2010)に達した．LOLA に基づく地形モデルは PDS で公開されている (http://pds-geosciences.wustl.edu/lro/lro-l-lola-3-rdr-v1/lrolol_1xxx/browse/LOLA_GDR/).

(e) 月地殻の厚さ

月の重力場と地形の観測データから，月地殻の厚さを推定することができる．これは，ある波長帯について，観測された重力から表面地形と溶岩流が作る重力を差し引いたものは，地殻・マントル境界(モホ面)が作る重力であるという考えに基づく．モホ面の振幅の大きさは地殻とマントルの密度差に依存するため，地殻の厚さを推定するには，地殻とマントルの密度に対する何らかの仮定もしくは独立な見積もりが必要となる．

Ishihara et al. (2009) は「かぐや」の観測データを用いて，月地殻厚さモデルを構築した．インバージョンの際，地殻が最も薄くなる地点をアンカーポイントとし，その厚さが負にならないという条件を課した．平均地殻厚さは 53 km と見積もられた．Wieczorek et al. (2013) はグレイルによる重力場データと LRO による地形データを用いてモデルを構築した．彼らはアポロ 12/14 号サイトをアンカーポイントとし，地震学的に得られた地殻厚さを拘束条件として用いたが，研究によってその値にばらつきがみられる．例えば，Khan and Mosegaard 2002) では 38 ± 3 km，Lognonné et al. (2003)，Gagnepain-Beyneix et al. (2006) では 30 ± 2.5 km と見積もられている．アポロサイトの地殻厚さを 38 km，30 km とした場合，平均地殻厚さの見積もり値はそれぞれ 43 km，34 km となる．

地殻中にはアルミニウムやトリウム・カリウムなどの熱源放射性元素の大部分が含まれると考えられ，マグマオーシャンの初期組成を考える上でこれらの元素の総量を見積もることは重要である．そのためには，地殻厚さの絶対値を知ることが必要だが，上述のようにこの絶対値にはまだ不確定性が残る．将来，高精度地震探査によって，表側のみならず裏側においても精度よく地殻厚さが観測されることが望まれる．

(f) LLR(Lunar Laser Ranging，月レーザー測距)

LLR 観測は 1970 年から続いており，20,000 を超える測距データが蓄積されている．McDonald Observatory，Observatoire de la Côte d'Azur，Haleakala Observatory，Apache Point Observatory，Matera の地上局がデータを提供した．月面上の異なる場所に設置された 5 つのリフレクタ(アポロ 11，14，15 および Lunokhod 1，2)への測距が月の回転と変形の情報をもたらす．これから，ラブ数，Q 値，力学的扁平率など内部構造に関連する情報が得られる．Q 値として，Williams and Boggs (2015)は，$Q = 38 \pm 4$ (1 か月周期)，$Q = 41 \pm 9$ (1 年周期)，$Q \geq 74$ (3 年周期)，$Q \geq 58$ (6 年周期)を報告している．力学的扁平率は主慣性モーメント A，B，C の軸による差を表すもので，$\beta = (C - A)/B$，$\gamma = (B - A)/C$ が LLR データ解析で得られている．それらの値は，$\beta = (631.0213 \pm 0.0031) \times 10^{-6}$，$\gamma = (227.7317 \pm 0.0042) \times 10^{-6}$ である (Williams et al. 2014)．LLR データ解析にグレイル由来の低次重力場係数を導入することで，β の精度が一桁向上した．力学的扁平率と 2 次の重力場係数を組み合わせて慣性モーメントを導くことができる．固体部分の平均慣性モーメントを I_s とし，月の平均半径 $R = 1737.151$ km にスケールすると，$I_s/MR^2 = 0.393112 \pm 0.000012$ (Williams et al. 2014) であり，その精度は 0.003 %である．

(g) ラブ数

潮汐応答を表す無次元数であるラブ数は，その天体全体としての軟らかさを表し，天体の内部構造を調べる上で重要な観測量である．h_2 は鉛直変位に，k_2 は重力ポテンシャルに，l_2 は水平変位にそれぞれ関連する 2 次のラブ数である．

探査機追跡データの解析において，k_2 は一般に重力場係数と共にグローバルパラメータとして推定される．LP150Q では $k_2 = 0.0248 \pm 0.003$，SGM100h では $k_2 = 0.0240 \pm 0.0015$

と推定された (Matsumoto et al. 2010). 精度はそれぞれ約 12 %, 6 %である. なお, これらの誤差は formal error の 10 倍として見積もられている.

グレイル データを用いた解析は GSFC と JPL のグループが行い, 2 次のポテンシャルラブ数 k_2 もそれぞれが推定値を発表している. Williams and Boggs (2015) は, これらの結果をまとめ, かつ重力場解析の際に用いられた基準半径 1738 km から月の平均半径 1737.151 km にスケールした k_2 の推定値として 0.02422 ± 0.00022 を報告した. その精度は約 1 %である. 潮汐エネルギー消散に関連する位相遅れも検出されており, $k_2/Q = (5.8 \pm 0.6) \times 10^{-4}$ もしくは $Q = 41 \pm 4$ が得られている (Williams et al. 2015). グレイルのミッション期間は PM, XM 合わせて 6.5 か月間であり, そのデータに基づく k_2 は主に 1 か月周期の潮汐応答を表していると考えられる. $Q = 41 \pm 4$ という結果は, LLR 観測から推定された 1 か月周期における $Q = 38 \pm 4$ と調和的である. また, グレイルにより初めて月の 3 次のポテンシャルラブ数 k_3 が推定された. その値は $k_3 = 0.00734 \pm 0.0015$ (Lemoine et al. 2013), $k_3 = 0.0089 \pm 0.0021$ (Konopliv et al. 2013) であり, 精度は約 20 %である.

LLR 観測も回転を通して k_2 に感度を持つが, その推定値は誤差の範囲を越えて変遷してきた. 例えば, 仮定する内部構造として流体核の扁平率を考慮しない古い解析では $k_2 = 0.0302 \pm 0.0012$ (Dickey et al. 1994) であったが, これを考慮した Williams et al. (2009) では $k_2 = 0.0199 \pm 0.0025$ と報告された. Apache Point Observatory のデータが蓄積された後の比較的新しい見積もりでは $k_2 = 0.0241 \pm 0.0020$ (Williams et al. 2013a) となっている. 誤差は約 8 %で, グレイルに基づく k_2 の誤差より大きい. 最新の LLR 解析では, k_2 や低次重力場係数についてはグレイルで得られた値を与え, パラメーターとして推定しない手法が採られている(これにより例えば β の精度が向上した). LLR 観測は潮汐変形による反射鏡の変位を通して h_2 にも感度を持ち, その値は $h_2 = 0.044 \pm 0.005$ と報告されている (Williams et al. 2016). その精度は約 11 %である. 一方, l_2 はノイズレベル以下で, 意味のある解は得られていない. 通常の LLR データ解析では, l_2 はモデル値の 0.0107 に固定されている.

LRO 搭載のレーザー高度計(LOLA)を用いて, LLR と独立に h_2 を推定する試みがなされた (Mazarico et al. 2014). すなわち, 月の潮汐変形の鉛直変位成分(~10 cm)を直接高度計で観測しようとするものである. 約 350,000 のクロスオーバーデータを解析した結果, LLR よりも小さな値 $h_2 = 0.0371 \pm 0.0033$ が得られた. エラーバーを考慮すれば, 一見 LLR の結果と齟齬がないように見えるが, 実際はそうなるように formal error に scale factor 3 を掛けて誤差を調整している.

(h) 測月データを用いた内部構造モデリング

前述したように, グレイル によって月の重力場係数や潮汐ラブ数 k_2 が高精度に観測され, その結果を受けて LLR による月の Q 値の見積もりが更新された. 現状の測月パラ

メーターを表 4-3 に掲げる．また，数値計算の結果から，月のマントルの最深部に粘性の極めて低い領域が存在すれば，月の Q 値の周波数依存性が説明できることが示された (Harada et al. 2014)．Matsumoto et al. (2015) は，深部にこのような低粘性層を持つ 8 層の月モデルを用いて，最新の測月データとアポロ 月震データの双方に調和的な月の内部構造を推定した．平均地殻厚さは 44 ± 10 km，流体外核半径は 335 (+60/-115) km，密度 8000 kg/m^3 と仮定した固体内核の半径は 260 km 以下，核・マントル境界直上の低速度層における P 波・S 波速度はそれぞれ Vp = 7.1 ± 1.0 km s^{-1}，Vs = 2.9 ± 0.5 km s^{-1}，同じ層の粘性率は約 3 x 10^{16} Pa s であると推定された．低速度・低粘性層の上端は中心から約 570 km の位置にあり，深発月震の震源域にまで延長していると考えられる．先行研究 (Weber et al. 2011) では低速度層の厚さは 150 km，密度は 3400 kg m^{-3} であったが，Matsumoto et al. (2015) では厚さは少なくとも 170 km，密度は 3450～3650 kg m^{-3} と推定された．核・マントル境界付近の圧力(約 4.5 GPa)下におけるこの密度は，高温高圧実験 (Sakamaki et al. 2010) で測定されたチタンを多く含む玄武岩の密度と調和的である．チタンに富む組成がマントル深部に存在することは，マグマオーシャンが固化する最終段階で，マントル上部に形成されたチタンに富む層が，重力不安定を起こして深部に沈んだとするマントルオーバーターン仮説を支持する．

Matsumoto et al. (2015) の基本的な考え方は，月内部構造の内，最も深い月震源の深さまでは表側の地震計データから得られた走時で拘束し，それ以深の構造は測地パラメーターに合うように決めることである．彼らは走時として Lognonné et al. (2003) のデータベースを用いたが，一方で散乱の影響を大きく受けた月震データから選別される走時の値には，研究者によって大きな差があることも知られている (Nakamura 2005)．また，測地観測で得られるパラメータは月全体を特徴付ける積分量であり，層境界の位置(深さ)の情報を持たないため，深部構造の不確定性はなお大きい(たとえば，低速度層の厚さの下限値が与えられているが，そのためには電磁気学的に推定したコア半径の上限値の情報が必要である)．これらの問題を解決するためには，月面上に広範囲に展開された広帯域地震計(特に低周波観測)のデータによって，走時情報の精度を上げることや，層境界の位置を同定することが極めて有効となるであろう(2.3.1 節も参照されたい)．

表 4-3　現状の測月パラメーター

パラメーター	値
平均半径 (R)	1737.151 km
質量 (M)	$(7.34630 \pm 0.00088) \times 10^{22}$ kg
規格化した固体部分の平均慣性モーメント (I_s/MR^2)	0.393112 ± 0.000012
次数 2 の潮汐ポテンシャルラブ数 (k_2)	0.02422 ± 0.00022
周期 1 月の Q 値 (Q_m)	38 ± 4
周期 1 年の Q 値 (Q_a)	41 ± 9

4.2.3 構造地質学 [石山謙，熊本篤志，山口靖，中村教博，押上祥子]

月には，火山活動やテクトニクス（地殻変動）に起因する様々な地形が分布しており，それらの構造の形成過程の解明は，現在に至るまでの月の進化の描像を理解するために重要である．この節では，特にテクトニクスに起因する構造（テクトニック構造）に注目していく．近年，かぐや（SELenological and ENgineering Explorer, SELENE），グレイル（Gravity Recovery and Interior Laboratory, GRAIL），ルナ・リコネッサンス・オービター（Lunar Reconnaissance Orbiter, LRO）による全球的な月探査により，詳細な月面の地形や地下構造が明らかになってきた．これらの観測によって発見された月のテクトニック構造とその形成にかかわるテクトニクスや，熱進化（熱史）モデルとの比較について解説していこう．ただし，ここでの月の熱進化は，月内部の冷却に伴う全球膨張・収縮の歴史を取り扱うものとする．

(a)では，(a-1)～(a-4)に分けて，月のテクトニクスを引き起こす主要な 4 つの原因（熱膨張，熱収縮，マスコン，潮汐力の変化）を説明し，測地学的観点から明らかとなってきた熱史への制約を紹介する．(a-5)ではそれらをまとめ，(b)で月の構造地質から将来の月探査計画への提言を行う．

(a) 月のテクトニクス

(a-1) 月の代表的なテクトニック構造

月の代表的なテクトニック構造は 4 つあり，岩脈（Dyke），リッジ（Mare ridge），ロベートスカープ（Lobate scarp），直線状/弓状リル（Straight/Arcuate rille）である（図 4-14）．

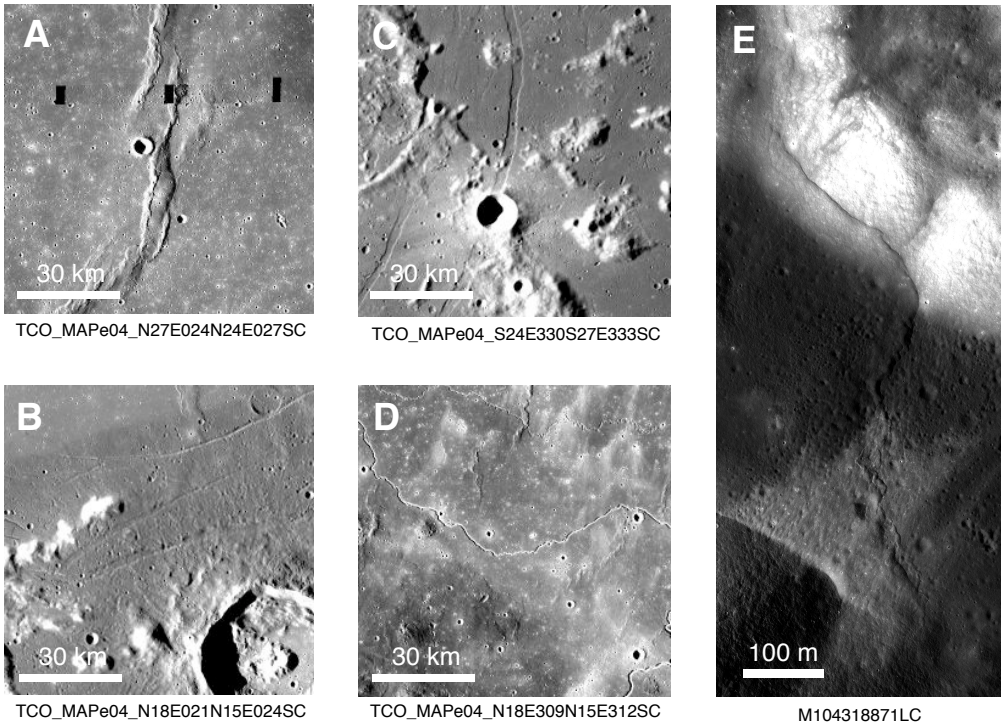


図 4-14　月の代表的なテクトニック構造．(A)リッジ．(B)線状リル．(C) 弓状リル．(D)蛇行リル．(E)ロベートスカープ．(A)～(D)は，かぐや地形カメラから得られた画像データ．(E)LRO に搭載されたカメラから得られた画像データ．図の下には，それぞれ，該当するデータ番号を示す．

岩脈は，GRAIL の重力場探査で線状の重力異常 (Liner Gravity Anomaly, LGA) の発見により推定された地下の構造である (Andrews-Hanna et al. 2013).

リッジは，月の海領域内で水平方向の圧縮応力で形成されており，逆断層構造，衝上断層構造，褶曲構造であると考えられている (e.g., Watters 1988). これは，リンクルリッジ (Wrinkle ridge)と呼ばれることもある.

ロベートスカープは，海と高地の境界，または高地域内にあり，リッジよりも小規模である．耳たぶ (lobe) のような崖に見えることに由来し，アポロ月探査計画時のパノラマカメラによる撮影や，LRO などによる月面の高解像度画像の取得によって全球的に発見された (e.g., Watters et al. 2010). これは，衝上断層構造であると考えられている (Banks et al. 2012; Williams et al. 2013b).

直線状/弓状リルは，海・高地領域で，水平方向の引張応力で形成された地溝（正断層構造）であり，断層線が直線状か弓状かで言葉の使い分けがされる．間違え易い言葉として, 蛇行リル (Sinuous rille) があるが, これは, 溶岩チューブの天井の崩壊や,

溶岩流の浸食などで形成された蛇行地形である．以降，直線状/弓状リルを「リル」と略し，蛇行リルを含めない意味の言葉として使用する．

(a-2) 月の全球膨張と全球収縮テクトニクス

月は，46～45 億年前の時期に，マグマオーシャン (Lunar Magma Ocean, LMO) で覆われていたと考えられる(第 3 章)．LMO が次第に冷却し，マグマから鉱物が晶出することで，月の地殻とマントルが形成された．地球と同じように月でも，上部の地殻とマントルが冷えて非常に硬くなり，弾性的な振る舞いをする領域を弾性リソスフェアと呼ぶ (e.g., Brotchie 1971; Basaltic Volcanism Study Project 1981)．ここでは，これを単にリソスフェアと呼ぶことにする．リソスフェアの形成後，放射性元素の崩壊による内部加熱によって月が全球的に膨張し，その後の放射性元素の枯渇や月面から宇宙空間への放射冷却によって月が全球的に収縮していったことが，月の熱進化モデルから推測されている (4.2.4 節; e.g., Solomon and Head 1979)．全球膨張時には，月面上では引張応力場となり，マグマの通り道（地殻の割れ目など）にマグマが貫入して岩脈が形成される (Andrews-Hanna et al. 2013)．また，全球収縮時には，月面上では圧縮応力場となり，ロベートスカープやリッジのような地形が形成される (e.g., Binder and Gunga 1985)．月の全球膨張・全球収縮テクトニクスは，膨張・収縮している期間中に，月の地殻を構成する岩石（斜長岩，ノーライト，トロクトライト，玄武岩など (e.g., Wieczorek et al. 2001; Yamamoto et al. 2010) 引張・圧縮破壊強度を超えたどこかの時点で開始する．したがって，月の高地や海領域において，このような構造がある場合は，月の全球膨張と全球収縮に関する観測的な情報を得られるだろう．

＜月の全球膨張地形の観測と熱史への制約＞

2011～2012 年に実施された米国の GRAIL 衛星の観測によって，月の全球的な重力ポテンシャルの分布が，球面調和関数の展開係数として 420 次まで推定可能な分解能（月面で~13 km）で測定された (e.g., Zuber et al. 2013)．近年では，より高次までのデータも公開されており，高次の係数が含まれるにつれて，より細かい分布を調べることが可能になる．この観測データから，月のブーゲー異常が計算された(図 4-15A)．ブーゲー異常とは，月面の地形を考慮して，月地下の密度情報を与えるもので，プラスならば地下に密度が高いものがあり，マイナスならば地下に密度が低いものがあることを示唆する．月の海領域は主にプラスであり，地殻よりも密度の高いマントル物質が月面付近まで盛り上がっている（つまり，地殻マントル境界が浅い）と解釈されている (e.g., Neumann et al. 1996)．ブーゲー異常の勾配から短い空間スケールの構造を強調した結果，月の高地や海領域において，線状の重力異常（LGA）が発見された(図 4-15B) (Andrews-Hanna et al. 2013). LGA の水平方向の長さは 140～1080 km にも及ぶ (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016)．LGA 上でブーゲー異常を調べると正の重力異常を示しており，LGA の下には密度の高い岩石が存在していることが明らかとなった．この構造は，おそらく，密度の低い地殻中に密度の高い火成岩が貫入して形成した岩脈だろうと解釈できる．発

見された LGA は，LGA 上とその周りのブーゲー異常値の差によって 2 グループ（鮮明なものと不鮮明なもの）に分類された．鮮明な LGA（総数 20 個）は平均で 91 mGal，不鮮明な LGA（総数 44 個）は平均で 28 mGal であり，鮮明な LGA には番号が振られた (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016).

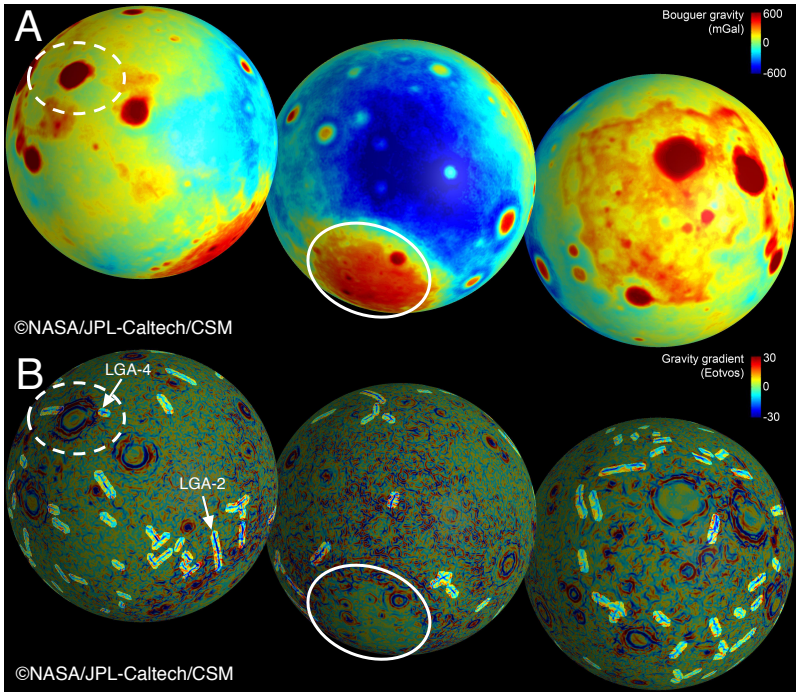


図 4-15 GRAIL から測定された月全球の重力場分布 (Andrews-Hanna et al. (2013) の図 1 と同じデータ)(NASA/JPL で公開されている画像に文字を記入). (A)月のブーゲー異常マップ． (B)ブーゲー異常の水平方向の勾配マップと，線状の重力異常（LGA）の分布．白の点線の丸は危難の海の場所，白の実線の丸は南極エイトケン盆地の場所を示す．鮮明な LGA には，1～20 の番号が付けられている (Sawada et al. 2016)

LGA-4 に注目すると，危難の海を横切っており，LGA 構造が盆地外で鮮明，盆地内で不鮮明になっている(図 4-15B)．これは，LGA 構造が形成された後に，盆地形成による LGA 構造の破壊によって，鮮明なものから不鮮明なものになったと考えられる．つまり，LGA-4 は，月の盆地形成時代の後期重爆撃期 (Late Heavy Bombardment, LHB, 40～38 億年前 (e.g., Ryder 2002)) よりも前に作られたものだと考えられる．また，高地領域の鮮明な LGA はランダムに分布しており，軌道進化による潮汐テクトニクスから期待される特徴的な引張応力場分布とも一致してないことから (a-4)，月の全球膨張テクトニクスに起因していると考えられる (Andrews-Hanna et al. 2013).

観測された鮮明な LGA 上のブーゲー異常値を説明するため，地殻内に岩脈を想定した平板を仮定し，岩脈の上下端の深さ，岩脈の幅，岩脈内外の密度差をパラメーターとして，重力異常のモデル計算から観測結果を満たすように最適な値が推定された (Andrews-Hanna et al. 2013). 月の地殻は, 玄武岩よりも密度が低い斜長岩やノーライト，トロクトライトで構成され，衝突過程によるクラックの生成により，その平均密度は 2550 ± 250 kg m^{-3} である．月の岩脈を構成する火成岩の密度は，月の海の玄武岩の密度を参考にすると，3100〜3350 kg m^{-3} 程度である．したがって，地殻と岩脈を構成する岩石の密度差は 550〜800 kg m^{-3} と推定される．また，岩脈の下端の深さを地殻とマントル境界 (40〜60 km) と仮定すると, 例えば, 南極エイトケン盆地の西側に位置する LGA-2 では，最適な岩脈の幅が 7〜20 km，上端の深さが 14〜21 km と推定された (Andrews-Hanna et al. 2013).

さらに，鮮明な LGA の地下の岩脈情報から，全球膨張前後の月半径差($\Delta R'$)を推定できる．全球膨張後の月の表面積が，単純に，岩脈による月面の伸びの総面積(S)と全球膨張前の月の表面積の和になるとすると，$\Delta R'$は,

$$\Delta \boldsymbol{R'} \sim \frac{\boldsymbol{S}}{\boldsymbol{8\pi R'}} \tag{4-1}$$

と近似できる (Sawada et al. 2016 など)．ここで，R'は月の初期半径(46 億年前の半径)である．S は,

$$\boldsymbol{S = L \cdot w} \tag{4-2}$$

となり，L は岩脈の月面上の全長 (5300 km)，w は岩脈の幅 (5〜40 km) である．R'は現在の月半径とは当然異なると考えられるが，ここでは仮に，R'が現在の月半径(1737.4 km)から，±40 km 程度の範囲に収まっていたと考えてみよう．その場合，月は，全球膨張前の半径から 0.6〜5.0 km 程度膨張していたと考えられる (Andrews-Hanna et al. 2013).

LGA が全球膨張テクトニクスによって形成されたとすると，月面の地形にも影響し，リルや岩脈の荷重による月面の沈降（たわみ）によって，谷地形が形成されると期待される (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016)．鮮明な LGA について，それらの中心から 300 km の範囲の表面地形を調査した結果，約 9 割の鮮明な LGA 上の月面には，40〜1400 m 程度の深さ，100〜400 km 程度の幅をもつ地形があることが確認された (Sawada et al. 2016 の図 1).

Sawada et al. (2016) は，LGA 上の谷地形がリルであると考え，その形成年代の推定を試みた．例えば，リルの形成時に月面が振動し，リル内のクレーターが消失したと考えると，その後の小天体の衝突によってクレーターがリル内に新たに形成される．つまり，リル形成前のクレーターは変形すると予想されるが, そのようなものは見つかっていないため，リル内のクレーターをカウンティングし，高地領域でもクレーター年代学が成り立つと仮定することで，リルの形成年代を制約できる．結果として，リルの形成年代

は, 高地領域では 42.8～41.2 億年前, 海領域では 41.9～38.2 億年前と推定された (Sawada et al. 2016). したがって，42.8 億年前に，月地殻の引張破壊強度を上回る引張応力が発生したことで月の全球膨張テクトニクスが開始し, 38.2 億年前までには終了したことがわかる.

月の全球膨張過程による月半径の進化は，これまで，月の熱進化モデルにより計算が進められてきた (e.g., Solomon and Chaiken 1976; Solomon and Head 1980; Binder and Gunga 1985). これらのモデル計算では，月の岩石試料や熱流量，月震波観測による月の内部構造，月誕生時の LMO の厚さ（深さ方向の温度分布），月の初期半径，月中心部の温度を計算パラメーターに代入し，LMO の厚さを変数とした(図 4-16). 加えて，モデル計算結果に観測的制約を与える観点から, 月の海領域におけるリルとリッジの空間分布も考慮された.

例えば，厚い LMO モデル（外側 800 km が溶け，月中心が 400°C のモデル; 図 4-16 の紫の曲線）の場合，月の表層を占めるマグマの割合が多いため，月の深部がすでに温かい状態になってしまっており，月は初期半径から膨張することができず（$\Delta R' < 0.0$ km）(Solomon and Chaiken 1976)，縮むだけであり，観測で判明している月の全球膨張を説明することは難しい．一方，薄い LMO モデル（例えば，外側 300 km が溶け，月中心が 300°Cのモデル;図 4-16 の青の曲線）の場合，上部の熱が冷えた深部を温める効果が厚い LMO モデルよりも強くなり，月は現在よりも~1.8 km 程度小さい月の初期半径を仮定すると，それから~3 km 程度膨張することができる (Solomon 1977; Solomon and Head 1980). これは，LGA の観測から推定された月の全球膨張($\Delta R'$ ＝0.6～5.0 km)をうまく説明することができ，薄い LMO モデルを支持している (Andrews-Hanna et al. 2013). したがって，月の初期半径を上記では仮定したが，それは，モデル計算と比較することで，議論できるパラメーターである.

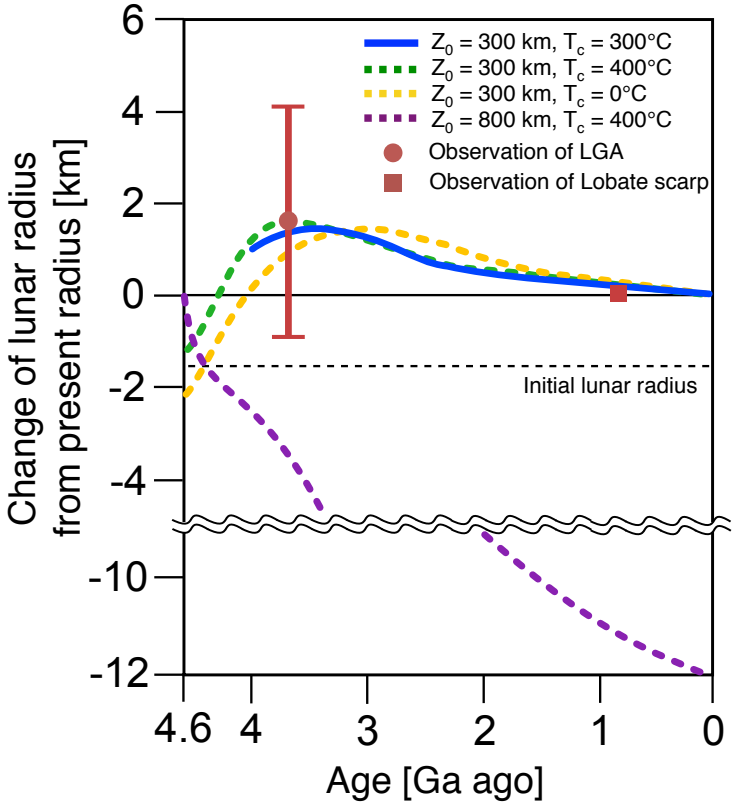
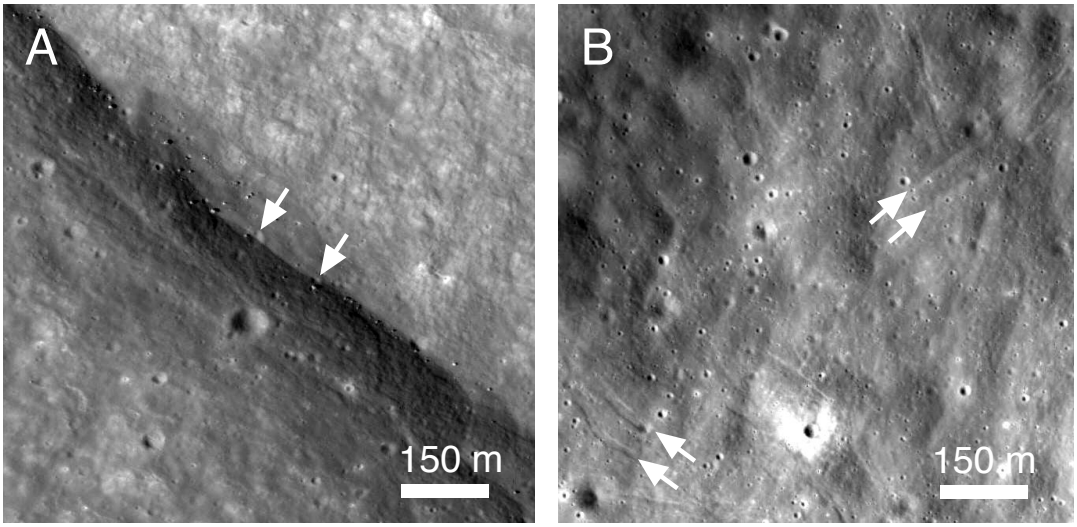


図 4-16　LMO モデルによる各年代の月半径の計算結果．Z_0 は LMO の厚さ，Tc は月中心温度．青の実線は，月の外側 300 km が溶け，月中心が 300°C のモデル (Solomon and Head 1980)．緑の点線は，月の外側 300 km が溶け，月中心が 400°C のモデル (Solomon 1977)．黄色の点線は，月の外側 300 km が溶け，月中心が 0°C のモデル (Solomon 1977)．紫色の点線は，月の外側 800 km が溶け，月中心が 400°C のモデル (Solomon and Chaiken 1976)．黒の点線は，緑と黄色の曲線から大まかに予想される青色の曲線の月の初期半径 (46 億年前)．この半径は，今の月半径より～1.8 km 程度小さい．赤の丸と四角は，それぞれ，LGA とロベートスカープの観測結果から示唆された月半径 (Watters et al. 2010; Andrews-Hanna et al. 2013). LGA の観測結果に基づく全球膨張前後の月半径差は，月中心が 300°C の場合に予想される月の初期半径（黒の点線: -1.8 km）から膨張したと仮定している．

＜月の全球収縮地形の観測と熱史への制約＞

アポロ 15 号，16 号，17 号のパノラマカメラは，月の赤道付近でのみ撮影したが，そこで，線状/弓状のロベートスカープを発見した (e.g., Schmitt and Cernan 1973; Binder and Gunga 1985)．また，近年， LRO に搭載された地形カメラ（LROC，空間分解能 0.5～2.0 m/pixel，レンジ分解能 1～3 m）やレーザー高度計（LOLA，空間分解能 56 m/pixel，レンジ分解能 ± 0.1 m）による月面の高分解能画像により，アポロのパノラマカメラで撮影

されなかった高緯度帯（60°以上）を含む領域でロベートスカープの分布が調査され，ロベートスカープが海や高地領域でも発見された (図 4-17A, B, C) (Watters et al. 2010, 2015; Banks et al. 2012; Williams et al. 2013b)．ロベートスカープの長さは 0.6〜21.6 km（平均で 6 km），隆起の量は 5〜150 m（平均で 35 m），幅は 0.3〜3 km，最大の表面傾斜角は 5〜29°であった (Banks et al. 2012; Williams et al. 2013b).



M119652859LC　　M104318871LE

図 4-17　LROC によって観測された月のロベートスカープ付近の拡大画像 (Watters et al. (2010) の図 1B と 4A と同じ場所)．図の下には，それぞれ，該当するデータ番号を示す．(A) Lee-Lincoln scarp（~20.3°N, 30.6°E）の拡大画像．これは高地と海領域の境に形成している．Lee-Lincoln scarp が，直径約 12 m のクレーターと直径 7 m のクレーター（白の矢印）を変形させている．(B) Lee-Lincoln scarp 近傍のリル（白の矢印）．

これまでの所，ロベートスカープは，LROC の画像から地形特有の影を月面の約 7 割で探した結果，少なくとも，3200 個程度あると考えられている (Watters et al. 2015)．ロベートスカープの最も古い形成年代は，断層の形成によって変形したクレーターから推定された (e.g., Watters et al. 2010)．LROC による画像の解析では，直径 50 m 以下のコペルニクス代（約 8 億年前）に形成された小さなクレーターのみが変形している(図 4-17A) (Binder and Gunga 1985; Watters et al. 2010)．したがって，月のロベートスカープの観測から，8 億年前以降には，月地殻の圧縮破壊強度を上回る圧縮応力を生じるような全球収縮テクトニクスが働いていたと考えられる．

さらに，数値計算（断層モデル）から，ロベートスカープの地形を再現できる断層面を推定したところ，断層の滑り量は 18〜62 m，断層の傾斜角は 35°〜40°，断層の最大深

さは 220〜900 m であった (Williams et al. 2013b). この断層の滑りや岩脈の貫入に起因して形成されたと思われる小さなスケールのリル（平均で，幅約 26 m，長さ約 179 m）が，ロベートスカープから~8 km 以内で多く見つかっている(図 4-17B) (Watters et al. 2010, 2012; French et al. 2015). 加えて，Hoek-Brown 破壊条件を使うことによって，断層面の最大深さにおける岩石の破壊強度が 3.5〜18.6 MPa 程度と推定され，この圧縮応力値でロベートスカープが形成できることが判明した (Williams et al. 2013b). さらに，断層の傾斜角(35°〜40°)と滑りの量から月面の収縮量が計算され (Banks et al. 2012; Williams et al. 2013b)，1 つのロベートスカープは，6〜214 m（平均で 42〜50 m）程度，月面を水平方向に収縮させていることが明らかになった.

ロベートスカープの成因は，全球収縮テクトニクスではなく，潮汐テクトニクス(a-4)による可能性も指摘されたが, 潮汐によって生じる月面の応力値は~10-1 MPa 程度であり，それはロベートスカープの形成に要する圧縮応力値よりも低いため, 潮汐によってロベートスカープは形成されない (e.g., Watters et al. 2010). もしロベートスカープの成因が，月の全球的な収縮によるものだとすると，ロベートスカープによる月面収縮の総面積 S から，式(4-1)を使って，月の半径の減少量(ΔR)を計算することができる．式(4-1)のR'は現在の月半径(R = 1737.4 km)とし，S は，

$$\boldsymbol{S = n \cdot \mathcal{L} \cdot u} \tag{4-3}$$

で見積もる．ここで，n はロベートスカープの数(= 3200 個)，$\mathcal{L}$はロベートスカープの平均長 (= 6 km)，uは 1 つのロベートスカープによる月面の平均の収縮量 (= 42〜50 m) である．計算すると，過去 8 億年の間に，月の半径の減少は 20 m 程度となる(図 4-16). しかし，月面の約 3 割でロベートスカープは未解析であり (Watters et al. 2015)，n は今後の調査で増える可能性があるため，この値は最低値であろう．観測されたロベートスカープは，過去 8 億年以内に形成されていることから，ロベートスカープから見積もられた 3.5〜18.6 MPa の圧縮応力は，月の全球的な収縮に伴う最低の圧縮応力値とみなしてよいだろう(図 4-18) (Williams et al. 2013b).

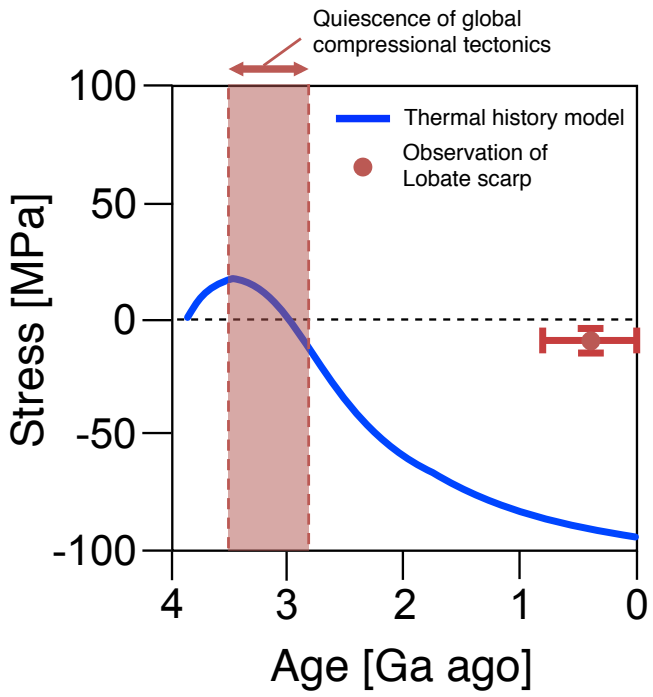


図 4-18　時間に伴う月面に対して水平方向にかかる応力変化．プラスの応力値は引張応力場，マイナスの応力値は圧縮応力場である．赤の誤差バーを持つ範囲は，ロベートスカープから推定された月の全球的な圧縮応力値 (Williams et al. 2013b)，赤の点線で囲まれた範囲は，晴れの海のリッジの解析から同定された月のテクトニクスが静止している期間 (35.5～28.4 億年前の間) (Ono et al. 2009)．また，28.4～0 億年前の間に，月の全球的な冷却が支配的になり，晴れの海の南側のリッジが形成されたと考えられる (Ono et al. 2009)．青の曲線は，薄い LMO モデル（月の外側 300 km が溶け，月中心が 300°C）の計算結果 (Solomon and Head 1980)．

最後に，ロベートスカープの観測から推定された月半径の収縮量と圧縮応力値を月の熱進化モデルと比較してみよう．厚い LMO モデル（外側 800 km が溶け，月中心が 400°C の冷えたモデル;図 4-16 の紫の曲線）の場合，過去 8 億年の間で，月の半径は 1 km 程度も減少し (Solomon and Chaiken 1976)，ロベートスカープからの推定値（>20 m）とは大きく異なる．このモデルから予想される月表層への圧縮応力は最大で約 350 MPa となる (Binder and Gunga 1985)．この圧縮応力値は，月の海領域におけるリッジを形成するのに十分な応力値であるが (Solomon and Head 1980; Freed et al. 2001)，圧縮応力値と地形のスケールには関係があると考えられており (e.g., Watters et al. 2010)，もし，この圧縮応力が全球にかかるとすれば，高地にもリッジやロベートスカープが形成されうる．

しかし，実際の高地には，リッジよりも小さいスケールのロベートスカープしか見つからないため，圧縮応力は 350 MPa より低かったと考えられる (e.g., Watters et al. 2010)．

一方で，薄い LMO モデル（外側 300 km が溶け，月中心が 300°C のモデル，図 4-16 の青の曲線）の場合，内部が冷えているため，過去 8 億年間に，月の半径の減少は最大でも 200 m 程度で，過去 39 億年間の期間で見れば，高地や海領域には，厚い LMO モデルの場合よりも低い圧縮応力（約 100 MPa）がかかりうる(図 4-18) (Solomon and Head 1980)．したがって，ロベートスカープの観測から示唆される月半径の収縮量と圧縮応力値は，厚い LMO モデルよりも，薄い LMO モデルと整合的である (e.g., Watters et al. 2010)．加えて，マスコンテクトニクスの節(a-3)でも後述するように，全球収縮テクトニクスは，レーダー観測から，35.5〜28.4 億年前の間では，働いていなかったと考えられており，薄い LMO モデル計算からは，この時期は全球的な引張応力場になることからも(図 4-18)，薄い LMO モデルが支持される

(a-3) マスコンテクトニクス

月の誕生後，後期重爆撃期（約 40〜38 億年前 (e.g., Ryder 2002))において，月には多くの彗星 (~9 x 10^{18} kg) や小惑星 (3〜8 x 10^{18} kg) が約 21 km s^{-1} の速度で衝突し，盆地が形成されている (Gomes et al. 2005)．盆地は，多重リング構造を持ち，盆地内部を直径 150〜1340 km に渡り溶岩が埋めることによって，月の海領域が形成されている (e.g., Solomon and Head 1980)．月月の重力場観測よって作成されたブーゲー異常マップ(図 4-15A) は，海領域の地下に周辺の高地領域よりも密度の高い物質の存在を示唆し，地殻・マントル境界面が地下で隆起していることが推定された (e.g., Neumann et al. 1996; Andrews-Hanna et al. 2013)．地殻を構成する岩石よりも密度の高い玄武岩質溶岩が分布する海の領域を Mass concentration の略として，マスコン（Mascon）と呼ぶ．

月の海領域での火山活動は，40〜30 億年前で非常に活発的であり，その後，非活発的になるが，26 億年前と 20 億年前に再度活発的になり，活発度を変えながら 15 億年前まで続いたとクレーター年代学から推定されている (Morota 2011; Morota et al. 2011a)．ただし，月の海の玄武岩を含む月隕石の存在から，月の火山活動は 43.5 億年前にはすでに始まっていたと考えられている (Terada et al. 2007)．40 億年前以降，衝突盆地内に堆積した溶岩の荷重は，弾性体として振る舞うリソスフェアをたわませると考えられた (e.g., Solomon and Head 1979)．したがって，荷重の周辺付近には引張応力場，荷重の中心付近には圧縮応力場が形成され，荷重の周辺付近にはリル，荷重の中心付近にはリッジが同時に形成されると期待された (e.g., Solomon and Head 1979)．ここでは，玄武岩荷重を駆動力とするテクトニクスをマスコンテクトニクスと呼ぶ．マスコンテクトニクスは，盆地形成後に起こるものであるため，後期重爆撃期以降に開始すると考えられる．月の海に，リルやリッジがある場合，リソスフェアの進化過程に関する観測的な情報を与えることができるだろう．

＜リルとリッジの観測と熱史への制約＞

月の海の端において，リルが見られる (図 4-14B, C)．それらの幅は 1～5 km，深さは 50～400 m，長さは 7～1203 km で，全部合わせた長さは 17000 km に及ぶ (Lucchitta and Watkins 1978; Golombek 1979; Watters and Johnson 2010).

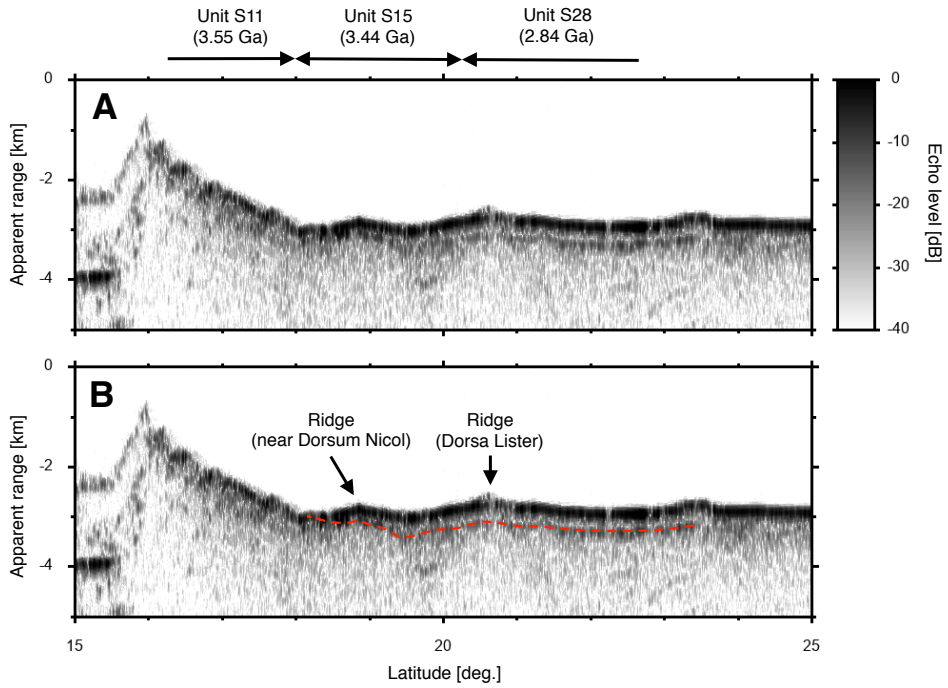


図 4-19　かぐや LRS によって観測された晴れの海の表層構造 (Ono et al. 2009 の図 3 の軌道近傍のデータ)．(A) 晴れの海南部のレーダーグラム．深さは見かけの深さを示す．グレースケールは，エコーの反射強度であり，黒色ほど強い反射を示す．横方向の矢印は，溶岩ユニット境界範囲を示し，クレーター年代学に基づく溶岩ユニット S11，S15，S28 の形成年代は それぞれ 35.5 億年，34.4 億年，28.4 億年である (Hiesinger et al. 2000)．(B) LRS が観測した地下反射面（赤点の曲線）．海の内側には 2 つのリッジ (Dorsum Nicol 近傍のリッジと Dorsa Lister) が見え，その下に，地下反射面がある．これは，S11 と S15 の溶岩ユニット境界に露出しており，S11 の埋まった表面であることがわかる．

それらの形成年代は，クレーター年代学から，~34 億年前以前であることが明らかになった (Lucchitta and Watkins 1978)．盆地の形成後に，海領域周辺にリルが形成されていることから，この形成年代は 40～34 億年前の間と推定され，その地形学的分布の特徴から，マスコンテクトニクスに起因した正断層によるものと考えられている (Lucchitta and Watkins 1978; Golombek 1979)．リルの地形から幾何学的に断層面の傾斜角と深さも推定され，それぞれ，平均で~60° (45°～97°)，1～3 km であった (e.g., McGill 1971; Golombek 1979).

一方，月の海領域の内側には，マスコンテクトニクスに特徴的なリッジが形成しており（図 4-19），盆地中心からある半径をもつ円状のもの，複数が平行して伸びたもの，孤立して細長く伸びたものなど，様々な形状が見つかっている (e.g., Yue et al. 2015). リッジの幅は 10^2〜10^4 m のオーダー（平均 3〜4 km），高さは 10^1〜10^2 m のオーダー（平均 300〜400 m），長さは 10^3〜10^5 m のオーダーで，全部合わせた長さは 25560 km にもなる (Watters 1988; Yue et al. 2015; Daket et al. 2016). リッジと年代決定された溶岩ユニット (e.g., Hiesinger et al. 2000; Hiesinger 2003) の層序からすべてのリッジは，相対的にリルよりも新しい時代（<~34 億年前）のものが多いこと(e.g., Solomon and Head 1980)，中には，約 30〜21 億年前に形成されたものや，21 億年前以降に形成されたものもあることが明らかにされている (Daket et al. 2016). リッジの成因は，火山活動，マスコンテクトニクス，全球収縮テクトニクスなど，複数考えられるため (Watters 1988)，これらの検証を目的として，レーダーサウンダーによる地下構造の探査が行われた.

1972 年に，米国のアポロ 17 号に搭載された Apollo Lunar Sounder Experiment (ALSE, レンジ分解能 150 m)による月の地下構造探査では，晴れの海において，月面から約 2.7 km と約 4.7 km の見かけの深さの地下反射面が検出された. 観測された地下反射面はリッジの周辺で傾斜していたが，月面のクラッター（月面の凸凹による電磁波の散乱）により，リッジ上では地下反射面が不明瞭であった (e.g., Maxwell 1978; Peeples et al. 1978). 2007〜2008 年には，日本の「かぐや」に搭載された Lunar Radar Sounder (LRS, レンジ分解能 75 m)によって全球地下構造探査が行われ，主に 8 つの海領域（嵐の大洋，湿りの海，雨の海，晴れの海，氷の海，神酒の海，危難の海，スミスの海）で，地下反射面が検出された (Ono et al. 2009; Pommerol et al. 2010; Oshigami et al. 2014). LRS が検出した地下反射面は，全海領域の約 9 %（0.6 x 10^6 km^2）で観測され，その見かけ深さは約 200〜1600 m であった (Ono et al. 2009; Oshigami et al. 2009, 2014). 月のリッジで検出した地下反射面からは，地下層へのマグマの貫入によるラコリスのような地下構造が見つからなかったことから，リッジは，水平方向の圧縮応力に起因する褶曲によって形成されたことが判明した (Ono et al. 2009). このようなリッジの地表・地下構造は，火山起源ではないと考えられる.

レーダーが検出した地下反射面の実際の深さ(d)は，見かけの深さ(d_{radar})と地下層のバルク誘電率($\varepsilon_{\mathrm{bulk}}$)から，$d = d_{\mathrm{radar}}/\sqrt{\varepsilon_{\mathrm{bulk}}}$で計算できる. 見かけ深さは，実際の深さとは異なり，地下層を真空（つまり，地下層の誘電率を 1）と仮定した深さに相当する. アポロサンプルによると，バルク誘電率は，レゴリスで 4 以下，岩石で 4 以上である (e.g., Carrier et al. 1991). 「かぐや」レーダーと地形・分光カメラの観測データから，湿りの海の玄武岩表層約 200〜300 m は，バルク誘電率 2.8〜5.5 と推定され，数十億年にわたる隕石衝突により空隙に富んだ地質になっていることが示唆された (Ishiyama et al. 2013). これはアポロ 17 号の月震波観測の結果 (e.g., Cooper et al. 1974) とも整合的である. もし，$\varepsilon_{\mathrm{bulk}} = 5.5$ とすれば，雨の海における LRS で検出した地下反射面の最大の見かけ深さは 1600 m であるため (Oshigami et al. 2009)，その実際の深さは約 680 m と推定

される．この深さは，雨の海の最大厚さ（重力場からは 2.45 km (Gong et al. 2016)，地形からは~5.2 km (Williams and Zuber 1998)）と比べると非常に薄いため，LRS が検出している地下反射面は，海の基底（海と高地の境界）ではなく，月面や海の中の溶岩と溶岩の間に堆積した古いレゴリス層であると考えられる (e.g., Ono et al. 2009; Oshigami et al. 2009; Kobayashi et al. 2010b).

「かぐや」レーダー観測によって，晴れの海の南に位置するリッジ (Dorsum Nicol と Dorsa Lister の付近) の地下構造が調査された (図 4-19A)．LRS 観測からは，これらのリッジの下では，地下反射面が月面に平行しており (図 4-19B)，これは，最初に溶岩流が水平に堆積していき，その後，水平方向の圧縮応力を受け，褶曲構造をもつリッジが形成されたと考えられる．リッジ形成後に，溶岩流が堆積したならば，リッジによって塞き止められた構造が形成されるが，そのような構造にはなっていない．リッジ上の溶岩の形成年代は，クレーター年代学の結果に基づき (Hiesinger et al. 2000)，Dorsum Nicol 上では 32.6 億年前，Dorsa Lister 上では 28.4 億年前と推定された (Ono et al. 2009 の図 3 を参照)．さらに，褶曲した地下反射面は，月面上に露頭があり，地質マップから，35.5 億年前の溶岩表面に対応することも判明した (図 4-19B) (Ono et al. 2009)．したがって，リッジの形成史をまとめると，35.5 億年前の溶岩上に 28.4 億年前までに溶岩が堆積していき，その後，28.4 億年前よりも新しい時代に圧縮応力がかかり，褶曲したことで Dorsum Nicol と Dorsa Lister などのリッジが形成したと考えられる．

さらに, 有限要素法による晴れの海の構造に基づいた応力場解析によると, Dorsum Nicol と Dorsa Lister 周辺の海の端に位置するリッジは，マスコンテクトニクスに由来する圧縮応力だけでは海に横たわる玄武岩の破壊強度を上回ることができず，薄い LMO モデルから予測される現在の月の全球的な収縮による圧縮応力 (~100 MPa) を加える必要があった (図 4-18) (Freed et al. 2001)．つまり，Dorsum Nicol と Dorsa Lister は，月の全球収縮とマスコンによる 2 つの圧縮応力により形成されたことが示唆された (Ono et al. 2009)．この観点から，35.5～28.4 億年前の間は，圧縮応力が小さかったことがわかり，28.4 億年前以降に全球収縮テクトニクスが開始したと考えられる．これは，全球収縮テクトニクス由来のロベートスカープの形成年代（< 8 億年前 (Watters et al. 2010)）とも整合している．ただし，Ono et al. (2009)による月の収縮過程の描像は，晴れの海のみの結果に基づいているため，他の海領域でも整合するかを今後，確認する必要はあるだろう．

海の端にあるリルと海の内側にあるリッジの特徴的な応力場分布および, それらの形成年代（リルは主に約 34 億年前以前，リッジは主に約 34 億年前以降）を説明するため，マスコンテクトニクスのモデルを使って, 月面上の応力場分布の時間発展が計算された (Solomon and Head 1980)．この計算では，リソスフェア厚およびその上に堆積した玄武岩荷重の時間発展が変数となっており, 月の表側の 8 つの海で観測結果を説明できる最適なリソスフェア厚が推定された．それによると，リソスフェア厚は，約 38～36 億年

前で約 40～75 km, 約 32～30 億年前で約 100～150 km と推定された (図 4-20) (Solomon and Head 1980). リソスフェアの厚さは月の内部温度を反映するため (e.g., Brotchie 1971; Basaltic Volcanism Study Project 1981; Spohn et al. 2001), 月マントル内の温度分布の時間発展（熱進化）に強い制約を与える．リソスフェアの底の温度は，例えば，地球の海洋リソスフェアでは 700°C と推定されているが, 月では地球よりもドライな天体であるため，地球よりも高い温度 (700～900°C) であると考えられている (Hess and Parmentier 2001). リルとリッジから推定されたリソスフェア厚と薄い LMO モデルの温度情報から得られたリソスフェア厚 (図 4-20) からは， 70～110 km Ga^{-1} の速度で，リソスフェアが成長したと示唆される．

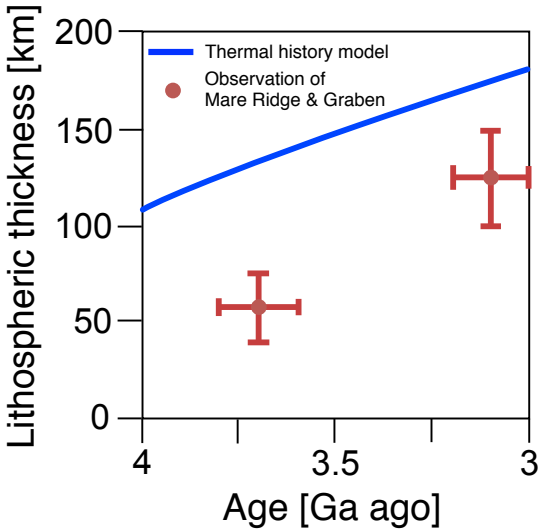


図 4-20 リソスフェア厚の時間変化．赤の誤差棒は，マスコンテクトニクスモデルと観測されたリッジとリルの比較から推定されたリソスフェア厚と年代の範囲を示す (Solomon and Head 1980). 青の曲線は，薄い LMO モデル（月の外側 300 km が溶け, 月中心が 300°C）によるリソスフェア厚の計算結果 (Solomon and Head 1980). ただし，地殻およびマントル温度が 800°C 以下となる上部マントル領域をリソスフェアとして厚さを定義した (e.g., Spohn et al. 2001).

(a-4) 潮汐テクトニクス

月は，地球の重力に起因する潮汐力により，球形からラグビー状の楕円体に，または，ラグビー状の楕円体から球形に変形する．潮汐変形の度合いは，月と地球の距離の 3 乗で変化し，月が地球に近ければ近いほど大きくなる (e.g., Melosh 1980). 月中心から月面まで，一番長くなる軸は月—地球方向，中間の軸は公転面に対して接線方向，一番短くなる軸は公転面に対して垂直方向である．月と地球の距離は，現在，約 3.8 cm yr^{-1} の割合で増加していることが，月レーザー測距実験により分かっており，月の誕生時は，現在よりも地球に近かったと考えられている (e.g., Binder 1982). つまり，月の軌道進化

により，月表面には潮汐変形に伴う潮汐応力が加わるため，月面上の地形が変形する可能性を検討する必要がある．ここでは，この変形を潮汐テクトニクスと呼ぶ.

＜月面上の潮汐による応力場と地形の関係＞

重力場観測から推定された線状の重力異常（LGA）は，約 38 億年前以前に形成されており，軌道進化に伴う変形を受けている可能性が検討された (Andrews-Hanna et al. 2013). 月の軌道進化に由来する月面上の地形は，アンダーソン型断層を仮定して推定された (図 4-21) (Melosh 1980). その結果，月の表側の Sub-Earth 領域と裏側の Anti-Earth 領域（緯度 ± 30°, 経度 ± 30°以内とその反対側）では東西方向の圧縮応力場による南北走向のリッジ，月の極域（緯度 70°以上）は月の表から裏方向にかけての引張応力場によるリル，その他の領域では北西－南東方向や南西－北東方向の応力場による横ずれ断層構造の地形が予想された (Melosh 1980). この予想された断層分布と LGA の分布（図 4-15 と Andrews-Hanna et al. (2013 の図 1）と比較すると，LGA はランダムに分布しており，両者が明瞭に一致してないことから，潮汐に起因した地形ではないと考えられる. さらに，ロベートスカープは，過去約 8 億年の間に形成された構造であるが，その月全球分布(Watters et al. (2015) の図 2)も軌道進化に由来する予想地形と一致していない. 加えて，軌道進化計算に基づく過去億年間の圧縮応力は非常に小さいため，ロベートスカープに沿う最近の断層活動の駆動力は軌道進化ではないと考えられる (Watters et al. 2010). また，確認のため，月の軌道計算(Binder, 1982)と過去の月半径変化（図 4-16）を仮定すると，過去 10 億年程度の間に月面上に蓄積される最大剪断応力は~10^{-1} MPa 程度にとどまっており，ロベートスカープの形成に要する圧縮応力値（3.5～18.6 MPa (Banks et al. 2012)）を大きく下回ることから，ロベートスカープは潮汐力では作れないと考えられる(e.g., Watters et al. 2010).

月の海に注目すると，晴れの海のリッジ（28°N, 20°E）には，東西方向の圧縮応力に起因した南北走向のリッジがあり，軌道進化による応力場分布と似ている (Melosh 1980). しかし，晴れの海の南や雨の海 (35°N, 17°E) の南側には，北西－南東走向のリッジもあるため，必ずしも軌道進化による潮汐テクトニクスのみが寄与しているとは言えない. 晴れの海にあるリッジやリルは，マスコンテクトニクスと月の全球収縮テクトニクスのみでも十分説明ができている (Freed et al. 2001). また，リッジを作る圧縮応力は，数百 MPa 程度必要であり (Solomon and Head 1980; Freed et al. 2001), 同様に，~40 億年前からの現在までの非常に長い軌道進化を考えたとしても，最大剪断応力は~30 MPa 程度にとどまり，潮汐力のみで，リッジを作ることは困難である．以上のことから，月の主な構造において潮汐テクトニクスの寄与はほとんどないと言える.

(a-5) まとめ

月には 4 つのテクトニクス（膨張，収縮，マスコン，潮汐）が考えられ，4 つのテクトニック構造（LGA に関連した岩脈 (Andrews-Hanna et al. 2013)，ロベートスカープ (Watters et al. 2010)，リルとリッジ (Lucchitta and Watkins 1978; Freed et al. 2001; Ono et al. 2009; Daket et al. 2016) との関連を議論した．図 4-22 には，それらの構造の形成時代のまとめを示す．

LGA は，月の全球膨張テクトニクスの観測的証拠であり，LGA における岩脈の幅から，月膨張前後の半径の変化（ΔR′）は 0.6～5.0 km と推定された (図 4-16) (Andrews-Hanna et al. 2013)．鮮明な LGA の上には，リル又は，岩脈に貫入した溶岩の荷重による沈降（たわみ）が月面上に現れており，その地形は，42.8～38.2 億年前の間に形成され (Sawada et al. 2016)，これが全球膨張テクトニクスの開始と終了の時期を示している．

月全球に分布するロベートスカープは，月の全球収縮テクトニクスが少なくとも約 8 億年前にはすでに開始していたことを示す観測的証拠であるが，いつ頃からこのテクトニクスが開始したかは正確にはわかっておらず，8 億年前よりも以前に開始していた可能性もある．今後，より多くのロベートスカープの詳細な解析から，このテクトニクスの開始時期に強い制約が与えられるかもしれない．また，ロベートスカープは，3.5～18.6 MPa の圧縮応力で形成され (図 4-18) (Williams et al. 2013b)，その断層による月面の縮み量から，過去 8 億年の間に，月の半径の減少が 20 m 程度にとどまることが明らかとなった (図 4-16)．

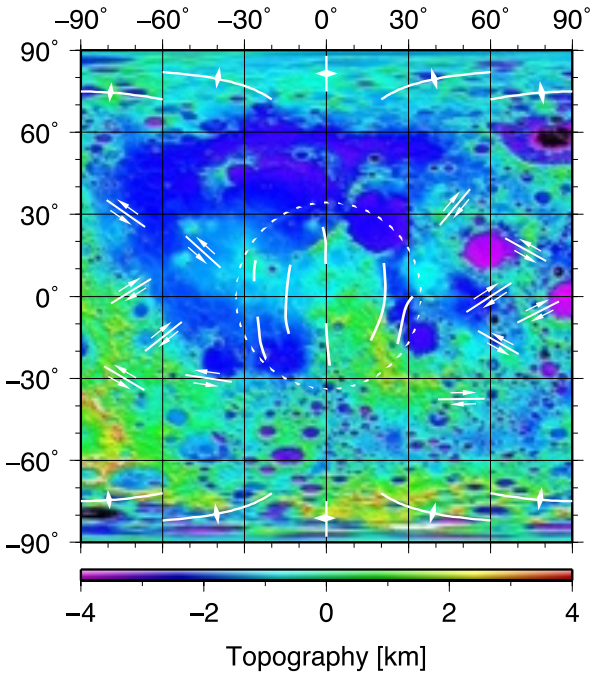


図 4-21　月の軌道進化による月面上のテクトニクスパターン (Melosh (1980) の図 1 に基づいて作成)．背景は，かぐやレーザー高度計より得られた月面地形 (Araki et al. 2009)．テクトニクスのパターンは，北極および南極では，月の表側から裏側への走向のリル，±30°N, ±30°E の範囲では，南北走向のロベートスカープ又はリッジ，その他の範囲では，北西-南東・北東-南西の横ズレ断層．

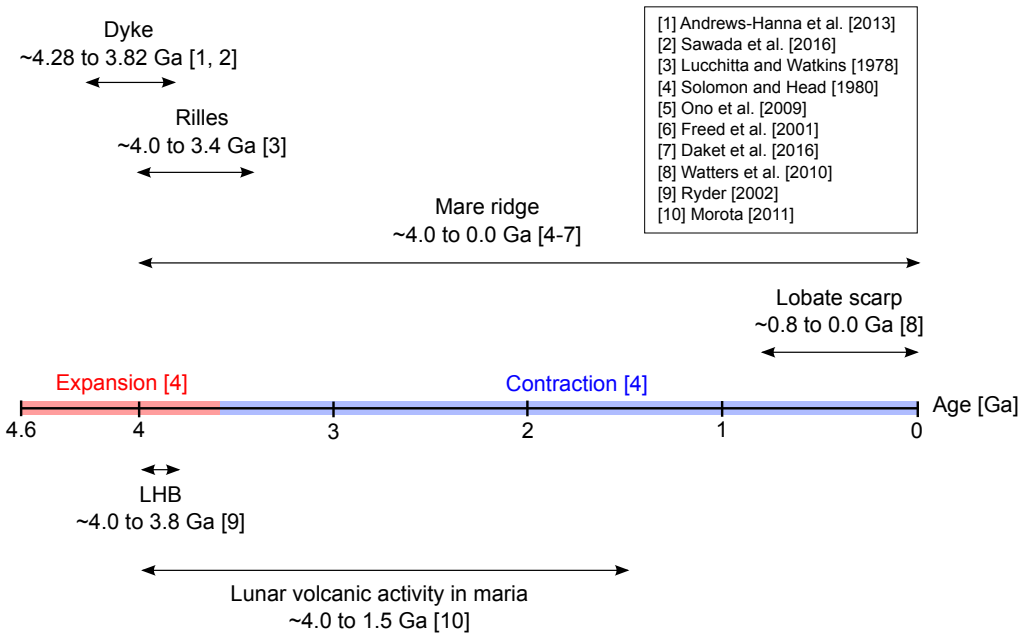


図 4-22　月のテクトニック構造の形成時代のまとめ．時間軸上において，赤色は月全球膨張時代，青色は月全球収縮時代を示す (Solomon and Head 1980)．実線は各構造の形成期間を示し，岩脈は約 42.8～38.2 億年前 (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016)，リルは約 40～34 億年前 (Lucchitta and Watkins 1978)，リッジは約 40～0 億年前 (Solomon and Head 1980; Freed et al. 2001; Ono et al. 2009; Daket et al. 2016)，ロベートスカープは約 8～0 億年前 (Morota et al. 2011a) に形成している．時間軸の下には，月の主なイベント（LHB (Ryder 2002)，火山活動 (Morota 2011))を示す．

月の海領域の表面においては，リルとリッジが存在しており，リルは主に約 34 億年前以前，リッジは主に約 34 億年前以降に形成されている (Lucchitta and Watkins 1978; Freed et al. 2001; Ono et al. 2009; Daket et al. 2016)．マスコンテクトニクスモデルに基づくと，リルとリッジは，海の形成後，同時に形成するが (e.g., Solomon and Head 1980)，実際にはリルとリッジの形成時代に差が存在している．この原因は，月の全球収縮による圧縮応力に起因しており，時間と伴に，この圧縮応力値が増加していき (図 4-18)，リッジは作られ易くなる一方で，リルは作られづらくなるためだと考えられる (e.g., Solomon and Head 1980)．また，溶岩が堆積すると盆地はたわむため，盆地中心に出来た比較的古いリッジ（40～34 億年前）は，後に噴出した新しい溶岩で埋もれて見えなくなっていると考えられる（例えば Hörz et al. (1991)の図 4.29 など）．後期重爆撃期（40～38 億年前）以降に，リルとリッジが同時に形成される点も踏まえると，リルは 40～34 億年前，リッジは 40～0 億年前に形成されていると考えられる．ただし，マスコンテクトニクスは，玄武岩荷重によって駆動するため，マスコンテクトニクスの開始と終了の時期は，月の火山活動の時期と等しいと考えられる．また，リルとリッジの空間分布は，マスコ

ンテクトニクスモデルからの予想と整合的なケースが多く，観測された空間分布を説明できる最適なリソスフェア厚は，38〜36 億年前には約 40〜75 km，32〜30 億年前には約 100〜150 km であったことが推定された (図 4-20) (Solomon and Head 1980).

その一方で，近年高解像度データの取得によって，マスコンテクトニクスでは説明がつかない若い構造（一部のリッジや，全球的に分布したロベートスカープなど）の存在が明らかになり，月のテクトニクスは従来考えられてきたよりも複雑であったことがわかりはじめた．晴れの海のリッジ (Dorsum Nicol と Dorsa Lister) の観測からは，35.5〜28.4 億年前までは月の全球圧縮応力が小さかったこと，28.4 億年以降は全球的に月の冷却が支配的になることによって圧縮応力がかかったことが示された (図 4-18) (Ono et al. 2009)．したがって，月の全球収縮テクトニクスの開始時期は，28.4 億前以降となる．この結論は，全球収縮テクトニクス由来のロベートスカープの形成年代（8 億年前以降）と矛盾しない．

これらの観測結果と，月の熱進化モデル (e.g., Solomon and Chaiken 1976; Solomon and Head 1980; Binder and Gunga 1985)との比較から，厚い LMO モデルよりも，月の全球膨張と全球収縮を再現する薄い LMO モデルが支持された．このモデルからは，月形成時の初期半径は，現在の月半径よりも，~1.8 km 程度小さかったと考えられる (図 4-16). また，潮汐テクトニクスによる月の応力場分布は，観測される月の地形の分布に一致しておらず，観測から予想される応力値に比べても小さすぎることから，その寄与はほとんどなかったと考えられる．

(b) 将来月探査ミッションへの提言

(a-1)で記述したように，重力場観測から，線状の重力異常（LGA）の存在が明らかにされた．この LGA は月の全球膨張で形成された岩脈であり，高密度・高誘電率なマグマが貫入していると考えられる．この岩脈の幅は月の全球膨張に伴う半径の変化を推定するために重要なパラメーターであるが，重力場の解析では，数十 km の誤差を伴うため全球膨張前後の月半径の推定に数 km の誤差を生じる (Andrews-Hanna et al. 2013)．月の熱進化により強い観測的制約を与える為には，岩脈幅を精度よく調べたい．例えば，岩脈幅を± 1 km 程度で調べることができれば，式(4-1)と式(4-2)から，± 0.1 km の精度で月の全球膨張時の半径を制約することができる．熱進化モデル計算結果に基づき，もし月のマグマオーシャンの厚さが 100 km 程度変わると，月の全球膨張によって半径が 2〜8 km 程度変化する (Solomon 1977)．したがって，± 1 km 精度の高い岩脈幅の決定によって，LMO の厚さにも強い制約が加わると期待される．LGA は様々な場所に存在しているが (図 4-15B)，どこか一カ所でも精度よく調べることができれば，それを基準にして，重力場の解析からより精度の良い岩脈幅を計算することができるだろう．

岩脈の幅は，重力場以外に，どんな観測手法で調べることができるか考えてみよう．既に行われた LRS による観測では，その最大探査深度は地下層中を伝搬する電磁波の減

衰率に依存するが，高地は海よりも低い減衰率となるため (e.g., Pommerol et al. 2010), ~5 km の深さまで探査できる (Ono and Oya 2000)．しかしながら，比較的浅い LGA-2 の岩脈の幅（約 14〜21 km の深さにある物質の境界）を LRS は検出できない．レーダーサウンダーによる最大探査深度は, 周波数にも依存するが, LRS の観測周波数（5 MHz）から 1/3 倍に周波数を低くすることによって，LRS よりも 3 倍深い探査深度を可能とする．しかし，周波数を低くすると，アンテナの大きさも LRS（30 m）から 3 倍大きくする必要があり，技術的に難しい．一方で，アポロミッションで行われた月震波探査は，LGA 上では行われていないが，月の表側で地震波速度分布構造を調査し，月中心部までの内部構造を明らかにしている (Cooper et al. 1974; Nakamura et al. 1979)．したがって，月震波探査は，岩脈の幅を推定する観測手法として最適だろう．しかし，高地領域の下には盆地形成時にイジェクタとして飛ばされた巨石が堆積していると考えられ (e.g., Wieczorek et al. 2013)，地震波の散乱・減衰の程度を検討し，岩脈幅の決定精度への影響などを評価する必要がある．

また，LGA の下にある岩脈の深さよりも浅い重要な地下構造として，月の海の下に埋まった盆地構造がある. この解明は, 例えば, 海の堆積量を推定することができるため, これが月深部のマグマ源の量に関係するならば, 月の熱進化モデルで計算されるマグマ量 (e.g., Wieczorek and Phillips 2000) の制約に繋がる．これまで，海の中心での厚さは，オリエンターレ盆地のリング構造を利用した方法 (Solomon and Head 1980)や，クレーターの直径と深さの比を利用した方法 (Williams and Zuber 1998) から，間接的に，各海の厚さが推定されているが，雨の海の厚さの推定値は，前者で 9.25 km，後者で 5.24 km であり，推定値の差の問題がある．

盆地の中心深さは，どんな観測手法で直接調べることができるか考えてみよう．上記で述べたように，LRS の最大探査深度は高地で~5 km であるが，海には，高地よりも非常に高チタン・高鉄を含む溶岩が横たわっているため，それが，非常に強い電磁波減衰を引き起こしてしまい (Pommerol et al. 2010)，最大探査深度は数百 m 程度に留まり，海の底を観測することができない(a-3)．また，アポロの月震計は，盆地中心には設置させていないため，盆地中心の深さを調べることができないが，アポロ 17 号着陸点（晴れの海の南東の縁）で行われた月震波観測は，~1.4 km の深さにある海と高地の境界を特定することに成功しているため (Cooper et al. 1974)，月の海の厚さを決定させられるポテンシャルがある．月の海は，盆地の直径が大きいほど厚く，盆地の端よりも中心部で厚くなると考えられているため (Solomon and Head 1980)，月の表側で最も大きい直径をもつ雨の海の中心の海の厚さ観測は，月の海の厚さに上限を与える．その場所で，月震計を設置し，~100 m オーダーの精度で海の深さを決定することができれば，上記の海の厚さ推定法を修正し，各盆地の溶岩の総堆積量を推定できるだろう．

月の海の下の盆地構造よりも浅い重要な研究対象としては, 月表層の構造と地質探査がある．はじめに，これらの先行研究例に言及したい．例えば，月表層約百 m 以内には，

月面上の縦穴の存在から溶岩チューブが存在している可能性があり，溶岩チューブは，隕石や放射線から人間を守ることができるため，将来の月探査基地として最適な場所となる (e.g., Haruyama et al. 2013)．LRS は月のマリウス丘において，溶岩チューブからと思われる反射波を検出したが (Kaku et al. 2017)，他の領域では溶岩チューブを検出できておらず，LRS のレンジ分解能では不十分である可能性がある．また，月の表層の地質（密度，空隙率）は熱伝導率に依存するため (e.g., Vincent et al. 2012)，海の冷却過程を考える上で非常に重要な情報である．これまで，月の地質は，アポロ着陸点におけるコアサンプルによって地下数 m のレゴリス層の空隙率が測定され，40 %〜50 %であった (Carrier et al. 1991)．加えて，LRS の観測データに基づいて，湿りの海の西側にある溶岩の地下数百 m までの空隙率は~19 (+16/−14) %以上と推定され (Ishiyama et al. 2013)，月表層は，隕石衝突によって非常に脆くなっていると考えられる (Cooper et al. 1974; Ishiyama et al. 2013)．しかし，LRS 観測では，解析上の問題から全球的な推定ができておらず，地下数百 m の地質はまだはっきりとわかっていない．また，月震波探査によって，地震波速度から地質を議論することはできるが，地下層の体積弾性率や剛性率を求めなければ，密度や空隙率を得ることができない．

次に，月の表層構造は，人工衛星搭載レーダー探査で調べることができるか考えてみよう．溶岩チューブは，浅い構造であるため，LRS のレンジ分解能（真空中で 75 m）をより高くすることで解決できる．例えば，真空中で 10 m のレンジ分解能は，溶岩チューブを検出のために十分な分解能である．このレンジ分解能は，LRS の帯域幅（2 MHz）を 15 MHz にすることで可能となり，グローバルなレーダー探査を行うことで，溶岩チューブの空間分布を詳細に調べることが可能となる．

最後に，月表層の地質は，ローバーを使った有人探査によって，詳細に調べられるか考えてみる．例えば，月の海にある縦穴やリルの壁には，地層が露出していると思われる (e.g., Haruyama et al. 2012)．この露頭から，月の深さ方向に沿って，サンプルを回収することにより，掘らずに月の表層地質の深さ分布を調査することが可能となるだろう．リルは様々な盆地の端にあるが，晴れの海の南の端にあるリルは，35.5 億年前に形成された古い溶岩上にあり (Hiesinger et al. 2000)，その深さは最大 230 m もあるため (e.g., Watters and Johnson 2010)，月の溶岩の 1 枚の厚さ (30〜60 m (Hiesinger et al. 2002)) を考慮すると，約 4〜8 枚のより古い溶岩の露頭があると考えられる．アポロサンプルの測定結果に基づくと (e.g., Carrier et al. 1991)，密度と空隙率は± 0.1 g cm^{-3} と± 1 %の精度があれば十分であり，この月の地質探査により，月の火山活動の描像がさらに鮮明になると期待される．

4.2.4 海の火成活動と月の熱史 [諸田智克]

月では様々なマグマ組成，噴出様式の火山活動が起こったことが知られている．アポロ試料や月隕石の放射年代分析から，月の火成活動期の初期 (38 億年前より以前) では，

KREEP[2]玄武岩やマグネシウム に富むマグマ，シリカに富むマグマによる活動が顕著であり，衝突盆地形成 (38 億年前まで) 以後は (e.g., Wilhelms 1987)，月の海を形成した玄武岩質マグマの活動が活発となったことが知られている．これらのマグマ活動の規模と噴出年代の理解は月内部の熱進化のモデルを制約する重要な情報である．一方で，様々なタイプのマグマについて，それぞれの起源領域の組成や深さ，噴出過程，岩石試料と地質ユニットとの対応は十分に分かっていない．

「かぐや」をはじめとする近年の月探査による高空間解像度のマルチバンド画像データや高精度の標高データ，更にはレーダサウンダデータ，精密重力場データによる表層構造に関するデータが得られたことにより，月の海の層序学研究は活性化され，マグマの噴出年代や組成，噴出量，それら相互の関係に関する理解が進んでいる．本節では「かぐや」の成果を中心に，近年の月の海の火成活動研究の進展について述べる．

(a) マグマ活動史

月の海の全球的な噴出年代の調査は主にクレーター数密度を用いる手法 (クレーター年代学) や，クレーターの崩壊具合を用いた手法などにより行われてきた (Boyce 1976; Wilhelms 1987; Greeley et al. 1993; Hiesinger et al. 2000, 2010; Hiesinger 2003; Bugiolacchi and Guest 2008). それらの研究によると，アポロ試料の放射年代から推定されるように，月の海の火成活動は主に 39 億年前から 30 億年前に活発であったことが知られている．一方で，嵐の大洋 (Oceanus Procellarum) と雨の海 (Mare Imbrium) を中心とする Procellarum KREEP Terrance (PKT) ではアポロ・ルナ着陸点付近よりもクレーター数密度の小さい溶岩流，つまり，より若い溶岩流が存在することが知られており，月の海の火成活動は岩石試料から示唆されるよりも最近まで続いていたことは確実であった．しかし「かぐや」以前は，これらの地域では高空間解像度の画像データが一部の領域に限られていたため，火成活動の終了時期に関する正確な理解はなされていなかった．また，火成活動の開始時期についても，後の時代の地質活動によって初期のマグマ活動の記録が隠されているために，よくわかっていなかった．さらには，月の裏側においては高空間解像度画像データの取得領域は限られていたために，裏側の火成活動史はほぼ未知であった．そのような背景の下で，「かぐや」搭載の地形カメラは 10 m/pixel と高い解像度で月全球の画像データを取得した．それにより，100 m スケールの小クレーターの同定が全球的に可能となり，クレーター年代学による年代決定の統計精度が大幅に向上した．

Haruyama et al. (2009b)は「かぐや」地形カメラ画像を用いて，月裏側のモスクワの海 (Mare Moscoviense) と南極エイトケン (South Pole-Aitken) 盆地にある海の形成年代決

[2] KREEP とは液相濃集元素であるカリウム（K），希土類元素（Rare Earth Element），リン（P）に富む成分で，それぞれの頭文字をとってこのように呼ぶ．

定を行った．その結果から，裏側のマグマ活動は表側と同様に 38〜30 億年前に集中していたことを定量的に示すことに成功した．さらに， 25 億年前の形成年代を持つ複数の海を発見し, 裏側の海の火成活動期間がこれまでに予想されてきたよりも長期間続いていたことを発見した．Morota et al. (2011b)はさらに解析領域を裏側北半球に広げ，南極エイトケン盆地内と裏側北半球における海の火成活動の期間に違いがないことを示した．より最近では，米国の月探査機ルナ・リコネッサンス・オービタが 0.5 m/pixel という超高空間解像度で画像データを取得しており, それらのデータを用いて,「かぐや」では観測が困難であった南極エイトケン盆地の西方にある小規模の海の年代決定がなされている (Pasckert et al. 2015)．それによると，もっとも若い噴出は約 20〜15 億年前であり，Haruyama et al. (2009b)の見積もり (25 億年前) よりもさらに最近まで裏側での火成活動が続いていた可能性が示されている．

Morota et al. (2011a)は月の海の火成活動の終了時期を制約するために，「かぐや」地形カメラ画像を用いて，PKT における若い溶岩流の年代決定を行った．その結果，アリスタルコス (Aristarchus) クレーター, マリウス丘陵地帯 (Marius Hills), ケプラー (Kepler) クレーターに囲まれた PKT 中心部の溶岩流が最も若く，20〜15 億年前の形成年代を持つことがわかった (図 4-23)．さらに興味深いことに，それらの若い溶岩流の大部分が 20 億年前後に集中しており，その時代に火成活動のセカンドピークがあったことを意味している (図 4-24)．Daket et al. (2016)もまた，雨の海北西部の詳細な地質史を調査しており，最も若い溶岩流に対して 20 億年の形成年代が得られている．

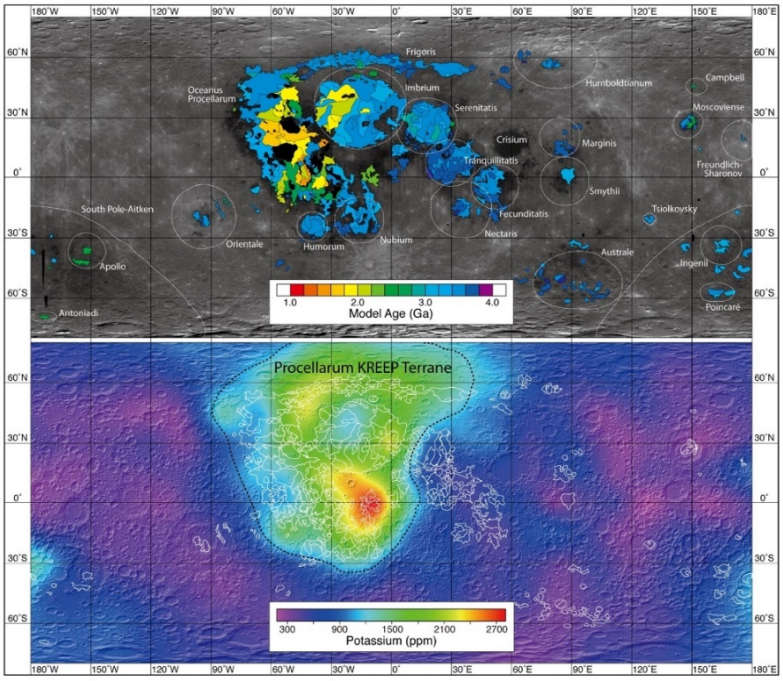


図 4-23　月の海の年代分布 (Hiesinger et al. 2000, 2006, 2010; Hiesinger 2003; Haruyama et al. 2009b; Morota et al. 2009, 2011a, b; Cho et al. 2012) とカリウムの分布 (Kobayashi et al. 2010).

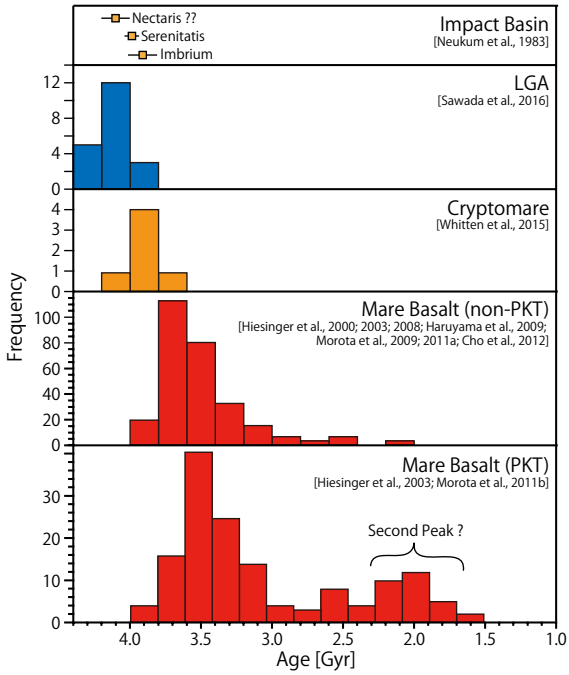


図 4-24　モデル年代のヒストグラム．LGA は線状重力異常 (Linear Gravity Anomaly) を指す．

火成活動の開始年代に関する近年得られた知見としては cryptomare[3]の年代 (Whitten and Head 2015) と，米国の月探査機グレイルの詳細重力場データから発見された月初期のマグマ貫入イベントの年代 (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016) がある．Whitten and Head 2015)は近年得られたマルチバンド画像や高度データなどの複数のデータセットを駆使し，月全球において cryptomare の同定を行い，さらにクレーター年代学によってそれらの形成年代を見積もった．その結果によると，現在発見される cryptomare のモデル年代は 38～40 億年に分布しており (図 4-24)，衝突盆地の形成期間の後期と同程度の形成年代を持つことがわかった．

Andrews-Hanna et al. (2013)によって発見された線状の重力異常 (Linear Gravity Anomaly) は月歴史の初期におけるマントル再溶融に伴う月の全球膨張と，それによって作られた亀裂にマグマが貫入してできたものと考えられており，それらの形成年代の決定は月のマグマ活動の開始時期を制約する情報と考えられる．Sawada et al. (2016)は線状重力異常に伴ってグラーベン地形が作られていることに着目し，その形成年代をクレーター年代学によって決定した．それによると，グラーベン地形の形成年代は 43～41 億年前であり，主な衝突盆地のモデル年代よりも古いことが示された (図 4-24)．線状重力異常やグラーベン地形と月の海の火成活動との関係性は依然不明ではあるものの，少なくとも主な衝突盆地の形成時にはマグマ活動が開始していたことは間違いない．

年代学と同様に，近年の探査データの充実によって溶岩流の噴出体積の時間変化，空間分布の理解も大きく進展した．「かぐや」搭載のレーダサウンダ (LRS) は月の海の広範囲において地下からの反射波を検出することに成功し (Ono et al. 2009; Oshigami et al. 2009)，画像データから推定される溶岩流厚さなどとの比較を通して，反射面の深さ，つまり溶岩流の厚さの推定に成功している (Oshigami et al. 2012; Ishiyama et al. 2013)．Oshigami et al. (2014)は反射面が検出された表側の海において，個々の溶岩流の面積と厚さから体積を推定し，クレーター年代学で推定された噴出年代を使って噴出速度の算出に成功している．その結果によると，34 億年前以前の噴出速度は 10^{-5} から 10^{-3} km^3 yr^{-1} のオーダーで，34 億年前以降は 10^{-5} から 10^{-4} km^3 yr^{-1} と見積もられる (図 4-25)．この結果はアポロ玄武岩試料の放射年代分布や溶岩流の表面年代の面積割合から定性的に推定されてきたマグマ噴出速度を定量的に示して見せたという点で重要な成果である．Morota et al. (2009)は裏側のモスクワの海においてクレーター年代学により表面溶岩流の形成を決定するとともに，計測されたクレーターサイズ頻度分布の折れ曲りから個々の溶岩流ユニットの厚さを推定した．その結果で重要な点は，39 億年前以前により高い噴出速度を示していることである (図 4-25)．溶岩流の表面年代のヒストグラムは 35 億年前付近にピークを持つが (図 4-24)，実際の月のマグマ噴出はより古い時代から大

[3] 衝突盆地やクレーターからの放出物などによって表面が覆い隠された海を指す．

規模な噴出活動が起こっており，それらの多くはその後の噴出によって隠されていることを示唆している．

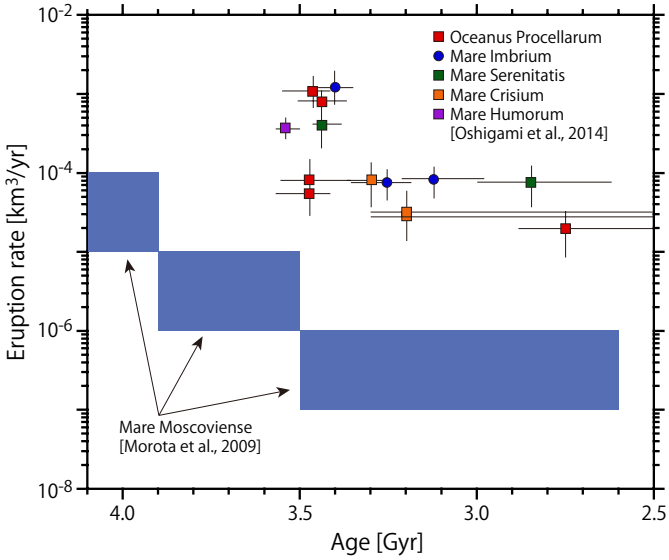


図 4-25　海のマグマ噴出レートの時間変化．Oshigami et al. (2014)，Morota et al. (2009)のデータから作成．

以上の近年のマグマ活動史に関する成果を総合すると，(1) 月の火成活動は衝突盆地の形成以前 (39 億年前以前)，またはそれと同等な時代からすでに始まっており，その活動の規模はアポロ試料や表面年代から推定される活動時期 (39～35 億年前) よりも活発であった可能性が高い，(2) 主な月の海のマグマ活動の終焉時期は 15～20 億年前であり，その最終期に再びマグマ活動が活発化した．(1) の成果に関連して，過去には，衝突盆地の形成年代とその内部を埋めるマグマの噴出年代との間に時間差を説明するために，天体衝突によって励起されるマグマ活動のモデルが検討されてきたが (e.g., Ghods and Arkani-Hamed 2007)，そもそもこの時間差は観測バイアスであった可能性が高いと考えられる．月の海のマグマ活動が月の歴史のごく初期から始まっていたという描像は月隕石中に 43.5 億年の放射年代をもつ玄武岩片が発見されていることからも支持される (Terada et al. 2007)．(2) の成果に関連して，月の火成活動期間が 20～25 億年と永く続いていたことの原因として，月初期が高温であった可能性や (Spohn et al. 2001)，メガレゴリス層のブランケット効果の影響 (Ziethe et al. 2009)，マグマ活動が長期間続いていた領域は PKT の中心部と対応していることから (図 4-23) PKT に濃集している放射性元素による加熱の効果 (Wieczorek and Phillips 2000; Laneuville et al. 2013)などが提案されている．しかしこれらの仮説を検証した数値シミュレーションではマグマ活動による熱源元素の移動 (Ogawa 2014) などの重要な物理プロセスが考慮されていない

などの問題がある．また，既存のモデルでは月の火成活動の終焉期におけるセカンドピークの存在を説明することは困難であるように思われる．

(b) マグマ活動の表／裏二分性

衝突盆地内で噴出したマグマの総量の見積もりは月マントルにおけるマグマ生成量の制約や，その地域差を理解する上で重要であり，特に表側においてはアポロ時代から精力的に調べられてきた．一方で，裏側盆地では表側盆地に比べて海の面積，体積が小さく，その量を正確に決定するにはより高空間分解能の探査データを必要としていたため，研究が進んでいなかった．近年の高空間解像度データの取得は裏側における各盆地内の溶岩流の総体積の推定を可能にし，それによって表側のマグマ噴出量との比較から，マグマ生成量の表／裏二分性について定量的な議論がされ始めている．

Morota et al. (2009)はモスクワの海において，「かぐや」地形カメラによる数値地形モデル (DTM) データを用いてマグマ活動で部分的に埋められたクレーターの形状から，海の厚さを算出し，マグマ噴出の総体積を見積もった．それをモスクワの海と同等なサイズの表側の Humorum 盆地内のマグマ噴出量と比較したところ，モスクワの海の総噴出量は 1/3～1/10 程度であることがわかった．一般に，月の玄武岩マグマは斜長岩地殻よりも高密度であるため，地殻内を上昇してきたマグマが表面に噴出できるか否か，上昇してきたマグマ量に対してどれだけ噴出できるかは，その領域の地殻厚に強く依存すると考えられる (e.g., Head and Wilson 1992)．一方で，Moscoviense 盆地と Humorum 盆地ではともに地殻厚は数 km 程度と見積もられており (e.g., Ishihara et al. 2009)，マグマ噴出に関わる地下構造に大きな違いはないはずである．つまり，観測されたマグマ噴出量の違いは噴出のしやすさの違いによるものでなく，そもそもマントル内を上昇してきたマグマの量の違いに起因すると考えられる．このような考えから Morota et al. (2009)は裏側のマントルでは、表側のマントルに比べてマグマの生成量が 1/3～1/10 程度であったと結論づけた．

さらに，Taguchi et al. (2017)は，「かぐや」マルチバンドイメージャデータ，DTM データを用いて，裏側にある 5 つの衝突盆地内のマグマ総噴出量を推定し，表側盆地と比較を行い，全球的なマグマ生成量の不均質性について調査した．その結果によると (図 4-26)，(1) マグマが表面に噴出できたか否かは盆地内の最小地殻厚が決めており，表側では 20 km 以下，裏側では 12 km 以下の領域でのみマグマが噴出できたこと，(2) マグマ噴出が起こっていた盆地で表側と裏側の噴出量を比較したところ，表側の盆地の方が平均的に 20 倍程度，噴出量が多いこと，(3) それぞれの半球内でも 10 倍程度の地域差があったことが明らかとなった．これらの結果から，表側マントルと裏側マントルではマグマ生成量に平均で 20 倍程度の差があり，さらにそれぞれの半球内でも大きな不均質があったことがわかる．

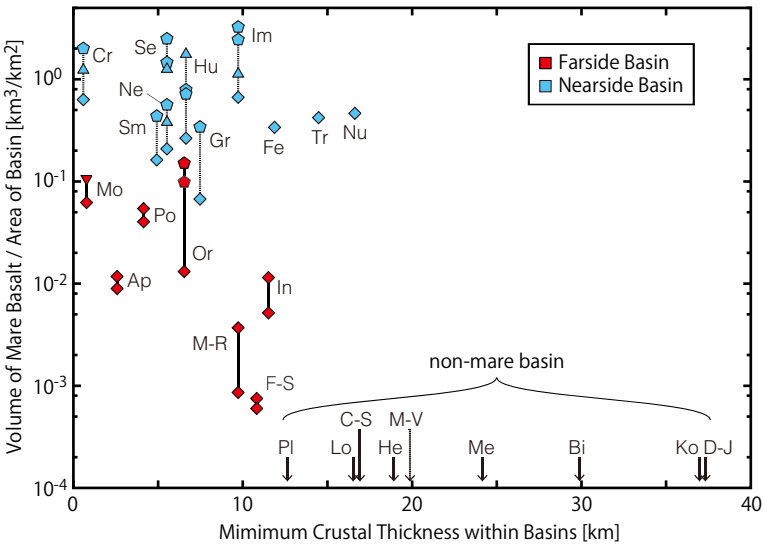


図 4-26　海の体積と地殻厚の関係(Taguchi et al. 2017). 地殻厚はグレイル重力場データから推定される(Wieczorek et al. 2013). 表側の海の体積は De Hon 1974, 1975, 1977), De Hon and Waskom (1976), Solomon and Head (1980), Mullis (1992), Budney and Lucey (1998), Thomson et al. (2009)からのデータを使用.

このようなマグマ活動の二分性を説明するモデルとして, 主に 2 つのモデルが提案されている. 1 つは, マグマオーシャン固化の最終段階で上部マントルに濃集したイルメナイト層が重力不安定のためにマントル深部まで沈降し, 一緒に沈降した放射性元素による加熱によって浮力を得て再上昇する際に degree-1 の対流パターン[4]まで成長し, 上昇流が作られた表側でマグマが主に生成されたとする説 (e.g., Zhong et al. 2000), もう一つは, PKT における放射性元素の濃集が地殻下部まで広がっており, それらの発熱が表側の活発な火成活動を起こしたという説である (Wieczorek and Phillips 2000; Laneuville et al. 2013). 前者のモデルで, 半球間のマグマ生成量にどの程度の差が生じうるか, といった定量的な議論はまだされていない. 後者のモデルに関しては, Laneuville et al. (2013)が初期温度構造や放射性元素の濃集深さを変化させて, マグマ生成量の二分性について調査したところ, 半球間で 10 倍の不均質をつくりうることが示されており, 観測される表側と裏側の不均質 (約 20 倍) を説明できるかもしれない. このモデルの検証のために, まずは前提としている放射性元素の分布, 特に PKT 表面で観測される放射性元素の濃集がどの深さまで続いているのか, を知る必要である. 「かぐや」重力場データから推定された衝突盆地の緩和具合は, PKT では表面だけでなく地殻全体に渡

[4] 半球非対称な対流パターンを指す. ここでは月の表側で上昇流, 裏側で下降流が作られたと考えている.

って放射性元素が濃集していること示唆している (Kamata et al. 2013). これの物的証拠を得るために，地殻深部が露出した領域における着陸探査とその場観測が必要である.

(c) マグマ組成の時空間分布

月の玄武岩組成の特徴としては，チタン含有量が 10 wt%を超えるものから 1 wt%以下のものまで多様性があることがあげられる. 玄武岩中のチタンは主にイルメナイトに含まれている．イルメナイトは紫外から可視波長域において，反射率が低く，比較的平坦な形状の拡散反射スペクトルを持っている.

その特徴を使って，1994 年に打ち上げられた米国月探査機クレメンタイン以降，マルチバンドデータを用いて月全球のチタン含有量のマッピングがされてきた (Lucey et al. 1998a). 全球的な玄武岩のチタン含有量と噴出年代の関係は詳細に調べられており，両者に明瞭な相関関係はないことが知られている (Hiesinger et al. 1998). 一方で，個別の海ではそれぞれ形成年代とともに系統的なチタン含有量の変化があることが報告されており (Kodama and Yamaguchi 2003), これらの観測事実は上部マントルの水平・垂直方向にチタン量の大きな不均質があることを意味している.

近年の高空間解像度データの取得により，特に PKT の若い溶岩流において噴出年代の決定精度が高まったことを受けて，Kato et al. (2017a, b)は「かぐや」マルチバンドデータを用いて玄武岩のチタン含有量を決定し，噴出年代との関係の再評価を行った．それによると，PKT 玄武岩のチタン含有量は 23 億年前に急激な増加を示しており，これはマグマソースの組成が 23 億年前を境に変化したことを示唆している (図 4-27). さらに興味深いことは, チタン含有量の増加の時期とマグマ活動のセカンドピークの発生タイミングがよく対応していることである (図 4-27). この高チタン含有量のマグマを作るには, マグマオーシャンの冷却過程の最終段階で固化したイルメナイトリッチ物質を含む岩石を溶融させる必要がある．セカンドピークの存在と活動が PKT に限定されていることから，Kato et al. (2017a, b)は若い溶岩流のマグマ発生過程として，もともとはマグマ活動の二分性を説明するために提案された degree-1 上昇流モデル (e.g., Zhong et al. 2000)のような現象が約 20 億年前に起こった可能性を指摘している．この仮説によると，まず，月初期のマグマオーシャンの固化段階においてマントル上部に濃集したイルメナイトリッチ物質は，より下層のマントル物質よりも密度が大きく，重力不安定のためにマントル深部まで沈降したと考えられる. 月震データと測地データを組み合わせた近年の解析によると (Matsumoto et al. 2015), 月深部に低粘性，高密度な物質の存在が示唆されており, イルメナイトリッチ物質が深部に存在することを支持している. その後, イルメナイトと一緒に沈降した放射性元素は深部物質を加熱し，次第に浮力を得て，20 億年前にプルームとして上昇した. これによって生成されたイルメナイトを含むマグマが若い溶岩流を作った，というアイデアである．このシナリオは現段階で仮説の域を過ぎず，さらに若い溶岩流のソース領域や発生過程をより厳密に制約するためには，溶岩流のその他の元素組成や鉱物組成の理解が必要である．近年，「かぐや」やチャンドラ

ヤーンによって得られた連続スペクトルデータを用いて，若い溶岩流の鉱物組成を決定する試みが精力的になされており (Staid et al. 2011; Varatharajan et al. 2014; Zhang et al. 2016)，若い溶岩流の岩石学的な特徴が明らかとなりつつある．Staid et al. (2011)は，カンラン石と輝石の 2 μm 帯の吸収強度の違いに着目し，インド月探査機チャンドラヤーン搭載の Moon Mineralogy Mapper (M^3) データを用いて，1 μm と 2 μm 帯の吸収深さ面積の比から玄武岩の相対的な鉱物組成のマッピングを行った．その結果によると若い溶岩流は 2 μm 帯の吸収が 1 μm に比べて弱く，相対的にカンラン石に富んでいることがわかった．Varatharajan et al. (2014) と Zhang et al. (2016)も同様に M^3 データを用いて，1 μm と 2 μm 帯の吸収深さ面積の比から若い溶岩流の鉱物組成についてより詳細に調査しており，Staid et al. (2011)が示したように，若い溶岩流は古い溶岩流と比較して，カンラン石に富んでいること，しかし，それらは若い溶岩流のなかでも多様性があり，複雑な活動であったことが報告されている．

近年得られた玄武岩組成に関するその他の重要な知見としては，「かぐや」GRS データから，危難の海や神酒の海などの表側東部の海は西部の海に比べて，12～15 wt%とカルシウムに富んでいることがあげられる (Yamashita et al. 2012)．この観測結果から，Yamashita et al. (2012)はそれらの海では高カルシウム輝石が多く含まれる可能性を指摘している．高カルシウム輝石はマグマオーシャンの冷却過程において後期に晶出すると考えられており (e.g., Shearer 2006)，表側東部の海はこれらの岩石を主としたソースを持っているのかもしれない．一方で，GRS データによると PKT 中心部の若い溶岩流はカルシウム量が 8 wt%と少ない．前述のように，若い溶岩流はチタンに富み，カンラン石が多く含まれており，これらを総合すると，若い溶岩流はマグマオーシャンの冷却過程の初期段階と最終段階に晶出した物質が混合したもので説明できるかもしれない．

以上のように，近年のスペクトルデータから玄武岩の鉱物・元素組成に関する知見が得られており，これらはマグマオーシャンの固化過程とその後のマントルの熱進化過程に関するモデルを制約する重要な情報である．

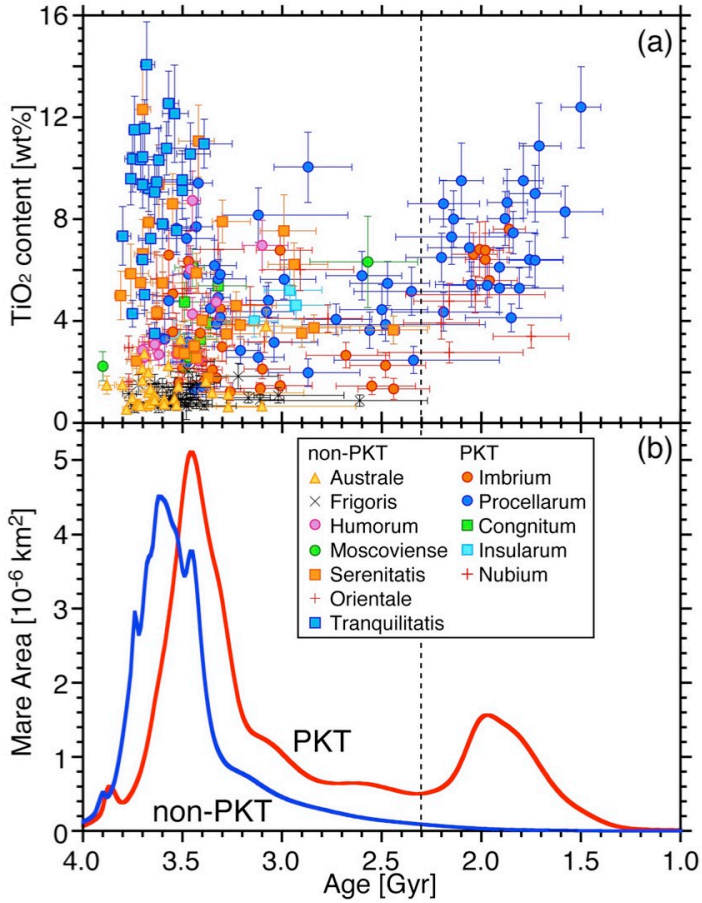


図 4-27 (a) 溶岩流の年代とチタンの関係 (Kato et al. 2017b). (b) 溶岩流の表面積と年代の関係. Hiesinger et al. (2000, 2010), Hiesinger (2003), Haruyama et al. (2009b), Morota et al. (2009, 2011a, b), Cho et al. (2012)のデータより作成.

4.2.5 月の磁場 [高橋太]

一連のアポロ計画による観測以来, 現在の月には地球のような核(コア)のダイナモによる全球的な双極子磁場は存在しないが, 持ち帰られた月の岩石試料が磁化を保持していること (Fuller and Cisowski 1987) 及び, 局所的に磁化した地殻による磁場(磁気異常)が存在することが知られている (Fuller 1974). 磁化の起源は月の岩石や地殻中の磁性鉱物が担う残留磁化である. アポロ計画によって明らかになった月岩石中の残留磁化及び, 月磁気異常の存在は, 過去の月にはコアのダイナモによる全球的な磁場が存在し, 現在に至るまでの間に停止したことを示唆するものであった. しかしながら, こうした磁化がダイナモによる磁場を記録したものであるのか, あるいは他の外部磁場によるものであるのかについて, 当時は決定的な結論を得るまでには至らなかった. 月が分化した金属コアを持ち, ダイナモをある程度の期間維持できていたのか否かを明らかにすることは, 月の内部構造, 熱史, そして起源に関する重要な意味を持つ. また, 月のような小さな天体のダイナモによる磁場の生成過程を理解することはダイナモの理論において

も重要である．本節では実験的，理論的そして「かぐや」等の周回衛星による観測的手法によって，これまでに得られた月のダイナモ，磁気異常および内部構造に関する知見とその問題点をまとめ，それらが月の起源や進化，そしてダイナモ理論の普遍的特徴を理解する上で持つ意味について概説する

(a) 古月磁場強度測定とダイナモ

アポロによって地球へ持ち帰られた月の岩石試料の磁化を実験的に測定することによって，原理的には過去の月磁場(古月磁場)を復元することができる．岩石が保持している磁化は自然残留磁化 (Natural Remanent Magnetization:以下 NRM と記述する) と呼び，強磁性を示す鉱物の特性を反映するベクトル量である．月岩石の磁化を主に担う代表的物質は鉄-ニッケル合金のカマサイトであり，地球の代表的な磁性鉱物であるチタン磁鉄鉱(チタノマグネタイト)とは大きく異なる．NRM はその獲得過程によって様々な種類があるが，古月磁場を復元する上で最も重要なのが熱残留磁化 (Thermoremanent magnetization: TRM) である．TRM は，溶融あるいは加熱によりキュリー点を超えた岩石が，外部磁場の中で冷却する際に，岩石中に含まれる磁性鉱物がそれぞれのブロッキング温度（キュリー点よりも低い温度）以下で獲得する磁化である．惑星磁場程度の弱い磁場中では，獲得する TRM の方向は印加される磁場と並行であり，大きさは印加磁場に比例するという性質がある．この性質を利用することで古月磁場の強度 (Paleointensity) を推定することができる．月岩石試料については試料の熱変質を避けるために，等温残留磁化 (Isothermal remanent magnetization: IRM) や非履歴性残留磁化 (Anhysteretic remanent magnetization: ARM) を TRM の代替として古月磁場強度の推定がなされている．

1980 年代までの月の岩石試料に対する古月磁場強度測定によれば，100 μT を超えるような結果を与える場合も見られた．現在の地球磁場の強さが地表面で 10 μT のオーダーであることを考えれば，これは非常に強い磁場であると言える．理論的な視点からも，月サイズの天体がこれほど強い磁場をダイナモによって生成することを説明することは難しく，月の岩石が持つ残留磁化の起源が月のダイナモによる磁場であるとは考え難い結果であった．当時の古月磁場強度復元の実験についての問題点を挙げるとするならば，測定試料の選別が多くの場合について不適切なものであったと考えられる点である．多くの試料は表層から得られた角礫岩であり，複数回のショックや破壊イベントといった複雑な履歴を経ている．このような試料に対しては，残留磁化がいつ獲得されたものであるのかが明確でなく，測定された残留磁化がそもそも TRM であるのか定かでない事が指摘されている (Lawrence et al. 1998)．また，ショックを免れた試料であっても，残留磁化を担う磁性鉱物が磁場強度の復元に不適切な多磁区粒子 (Multi-domain) である場合，通常，誤った磁場強度を与え得るので，そのような試料は用いられるべきではない．本来，磁場強度の復元においては，試料の選定や，磁化を担う磁性鉱物等について厳しい規準が課されるべきであるが，古月磁場については，当時の実験技術や岩石磁

気学的理解, 得られた試料に関する制限等の事情もあり, 実験結果がかなり緩い条件(あくまでも現在の規準から照らして)で採択されたのかもしれない．いずれにしても，このようにして得られた古月磁場強度データの信頼性は充分とは言えず, 検出された残留磁化は過去の月ダイナモによる磁場を正しく記録していないと評価されてしまう. 以降, 月にダイナモが存在したという考えは次第に影を潜め, 後述するような外部磁場起源モデルが提唱されるに至ったのである.

現在ではアポロによる月岩石試料が得られて以来約 40 年が経過し，測定技術，岩石磁気学等様々な研究分野が進展することに伴い, 再び月岩石試料が見直されるようになった．Garrick-Bethell et al. (2009)は過去の古月磁場強度実験の問題点を見直し，ショックや破壊イベントを経ておらず, 十分に冷却時間が長いと思われる素性の良い試料を選び, 現在の規準に照らして厳しい実験合格規準を課すことで, 信頼性の高い初生と思われる TRM を検出することに成功した．彼らの結果によれば，42 億年前の月には少なくとも 10 μT 程度のダイナモ起源の磁場が存在していたことになる. 後続の研究結果によれば, 約 35.6 億年前まで月のコアでダイナモが活動していたことが確認されており, 約 70 μT の古月磁場強度が得られている (Shea et al. 2012; Suavet et al. 2013).

(b) 月磁気異常観測とダイナモ

衛星による月磁気異常の観測はアポロの岩石試料とは異なる情報を与えてくれる. しかしながら，アポロの子衛星による観測は月の赤道付近に限定されており, 磁気異常の全球的な分布が得られたのはルナ・プロスペクターおよび, 「かぐや」による極軌道周回衛星による観測データが得られるまで待たなければならなかった. 磁気異常が残留磁化を獲得するメカニズムと，その際に記録された背景磁場を明らかにすることは，過去の月ダイナモの進化や, 地下あるいは表層付近の事象との関連性を理解する手がかりとなる.

図 4-28 に「かぐや」およびルナ・プロスペクターの観測データを用いた高度 30 km における磁気異常図を示す．高度補正には SVM 法という新手法を用いており，詳細は Tsunakawa et al. (2015)や 5.2.2 節を参照されたい．1998-1999 年のルナ・プロスペクターによる観測結果では，ライナーガンマやデカルトのような局所的に強い磁気異常と，晴れの海や雨の海といった若い年代の巨大衝突盆地の対蹠地にクラスター状の強い磁気異常が存在していることが明らかになった (Richmond and Hood 2008)．月の磁気異常は強いものでも高度 30 km で 10 nT 程度であり，分布も局所的なことから，その成因を月のダイナモによるグローバル磁場に直接結び付けることが難しかった. そこで，ダイナモ説の代りに有力となったのが, 衝突盆地形成時に生じたプラズマが対蹠地に惑星間空間磁場等の外部磁場を集めて衝突残留磁化 (Shock-Remanent Magnetization: SRM)を獲得したとする Basin-forming impact モデルである (Hood 1987)．このモデルは必ずしもダイナモによる固有磁場を必要としないことから, 過去の月ダイナモの存在に対して否定的なモデルであった．しかしながら，全ての磁気異常を Basin-forming impact モデルで

説明することは難しく，磁気異常の成因及び，月ダイナモの有無は長い間未解決の問題であった．こうした状況にほぼ決着を付けたのが前述の古月磁場強度測定実験と，これから述べる「かぐや」およびルナ・プロスペクターによる磁場観測データの解析結果(Takahashi et al. 2014) という訳である．

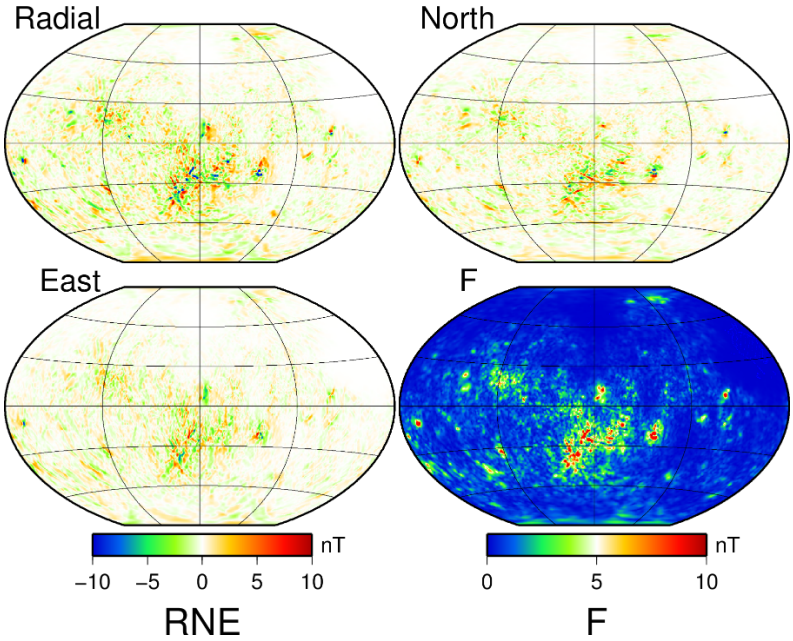


図 4-28　SVM 法による高度 30 km での動径成分(Radial)，北向き成分(North)，東向き成分(East)，全磁力(F)の磁気異常マップ．見やすさのため裏側を中心に置いている．

磁気異常を解析することによって得られる重要な情報の一つにソースの磁化方位がある．ソースの位置と磁化方位が分かれば，それらから仮想的な双極子の極を決定することができる．これはソースが磁化を獲得した当時の背景磁場が月中心に置かれた双極子磁場だと仮定した場合の極に対応する．古地磁気学における前提として地心軸双極子(Geocentric Axial Dipole: GAD) 仮説というものがある．これは，十分に長い期間の平均的な古地磁気極の位置は自転軸と一致するというものであり，コアのダイナモ作用によって生成される磁場が持つ重要な性質と考えられる．この原理を月の磁気異常に適用しようというわけである．つまり，この解析は強度測定とは異なり，磁場のベクトル量としての方位に着目しているのである．手順としては以下のようになる．(1) 孤立した適切な磁気異常から磁化ソースの位置と方位を逆問題として推定する．(2) 仮想月磁気極(Virtual Selenomagnetic Pole: VSP) の位置を求める．(3) 得られた VSP の分布を検討する．もしも各磁気異常が月のダイナモによる双極子磁場を記録したものであれば，得られた VSP は平均的な極(古月磁気極)の周りに分布するはずである．解析結果を図 4-29

に示す．VSP は北半球と南半球の両方で高緯度と中・低緯度に偏って分布している．VSP が南北両半球に分布しているということは，月の磁場が「逆転」という現象を起こしていた可能性を示唆している．逆転は過去の地球磁場でも確認されている，磁気双極子の向きが反転する現象である．そこで北半球の VSP については反対の極を採用して，全ての VSP を南半球に集めてみよう．その結果，VSP のまとまりが非常に良くなり，現在の月の自転軸付近と，東経 0 度付近，緯度 30-45 度周辺の二か所に VSP が集中していることが分かる (図 4-30)．ルナ・プロスペクターのデータに対する解析からも同じような結果が得られており，信頼性の高い結果であると言えよう．

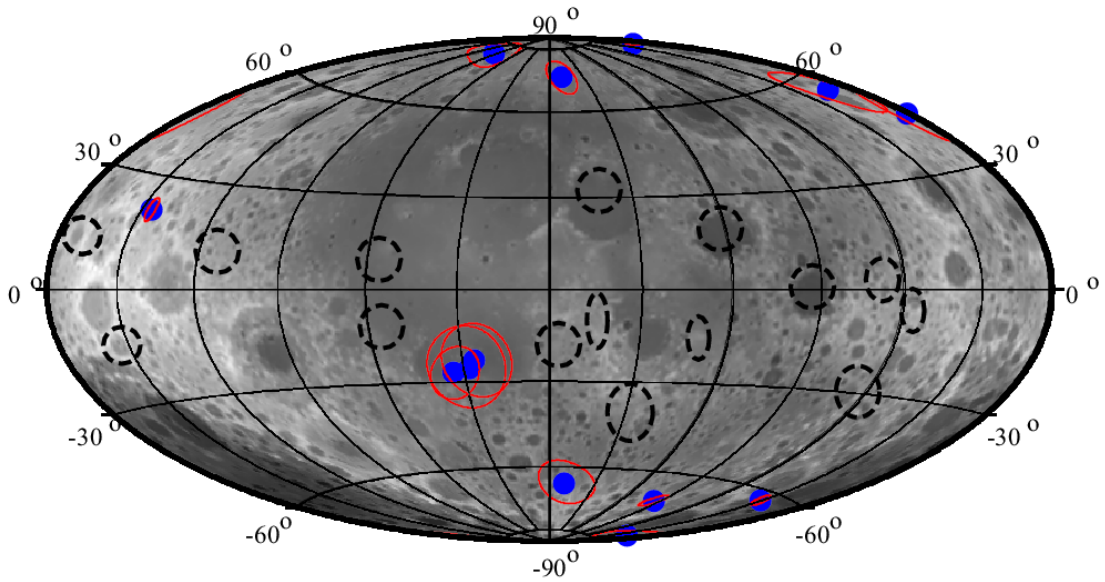


図 4-29　月面における仮想月磁気極(VSP)の分布(青丸)．赤線は誤差楕円を表す．黒い波線は VSP の導出に用いた磁気異常地域を表す．Takahashi et al. (2014)のデータを使用．

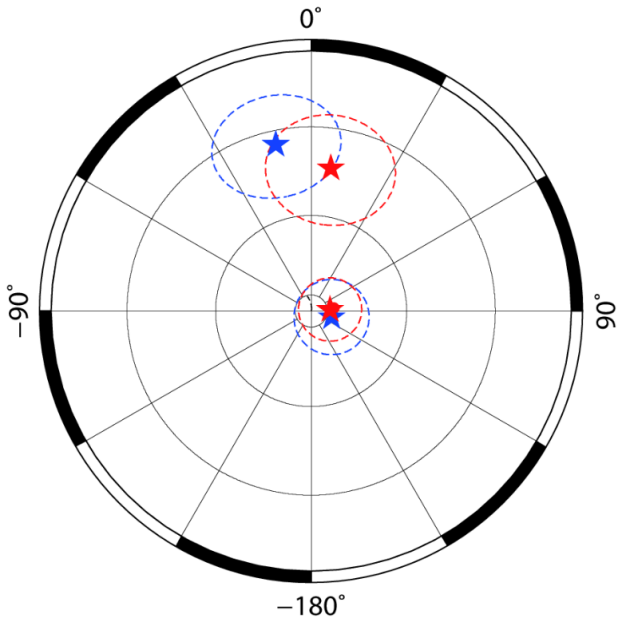


図 4-30　各仮想月磁気極(VSP)から求めた南半球における平均古月磁気極(星印)．各波線は誤差楕円を表す．青は「かぐや」データによる結果．赤はルナ・プロスペクターデータによる結果．Takahashi et al. (2014)のデータを使用．

磁極の集中が二か所に見られるという結果は何を意味するのか．GAD 仮説が月に対しても成り立っているならば，この結果は以下の三点を示していると考えられる．(1) 過去の月にはコアのダイナモ作用による双極子磁場が存在していた．(2) 月の磁場は地球磁場と同様な逆転を起こしていた．(3) 過去の月の自転軸は東経 0°付近，緯度にして，現在から 45-60 度異なる場所に有った．(1), (2)は過去の月のダイナモは逆転を起こす双極子型のダイナモであったことを意味し，月ダイナモモデルを規定する上で重要な拘束条件である．そしてまた，この結果は月の孤立型磁気異常の多くは過去の月のダイナモによる磁場を記録したものであることを示唆している．

一方で，クラスター状の磁気異常の成因についてはどうであろうか．図 4-28 によれば，最も若い衝突盆地に分類される雨の海と東の海においては，対応する対蹠地である南極エイトケン盆地の一部と縁の海においてクラスター状磁気異常が確認できるが，雨の海，東の海自体には殆ど磁気異常が確認できない．これらの海では衝突時にダイナモが既に停止していたために磁気異常が消磁された一方で，対蹠地において Basin-forming impact による磁気異常が形成されたと考えることもできるが，火成活動等による他の可能性も議論されている (Purucker et al. 2012)．晴れの海や危機の海では，やはりその対蹠地に非常に強いクラスター状磁気異常が確認されるが，晴れの海，危機の海内部にも有意な磁気異常が存在しており，ダイナモ起源であることが示唆されている．従って，ダイナモの停止年代としてはネクタリス代とインブリウム代の間のどこかということが示唆される．今後は各磁気異常の成因及び形成年代に対する個別の解析が，月ダイナモの年代

を推定する上で，より重要になってくるであろう．この点については 5.2. 2 節にて詳しく触れることにする．また，(3)は過去の月で真の極移動 (True Polar Wander) が起きていたことを意味している．月の極移動については本節の最後に述べることにして，次に月の熱史とダイナモとの関連について考えてみよう．

(c)月熱史モデルとダイナモ

近年盛んに行われている一連の古月磁場強度実験の結果は月の内部構造とその熱進化に関する非常に強い制約条件となる．ダイナモによるグローバル磁場の存在は月が分化した金属コアを持つこと，それが全てあるいは一部溶融していて，ある年代まで活発に対流していたことを意味する．次の段階としては，より定量的に月の金属コアの大きさと，月ダイナモがいつ開始して，いつ停止したのかということを明らかにすることが重要となる．金属コアの大きさの推定については月震，回転変動，重力場，電磁応答などの手法があるが，詳細は他節 (例えば 4.2.1) に譲り，最大で半径 450 km 程度と見積もられている事を指摘するに留め，ここでは月ダイナモの年代，駆動メカニズム及びそのエネルギー源について考えてみよう．

通常，コアのダイナモは流体状の外核の対流によって駆動される．対流を生じさせる浮力源として考えられるのは熱と組成である．熱対流の主要なエネルギー源として考えられるのはコアの永年冷却効果と固体内核の成長に伴う潜熱の開放である．一方で組成対流は，内核が成長する際に軽元素が液相に残されることによって化学的な浮力が生じることによって駆動される．いずれもコアの冷却によって励起されることから，コア－マントル境界 (Core-Mantle Boundary: CMB) での熱流量が熱史を特徴付ける上で重要になる．CMB での熱流量はコアの上層であるマントルのダイナミクスに依存して決定されるが，熱史計算によると純粋に熱対流のみを考えた場合，ダイナモは 41 億年前頃には停止してしまうことが知られている (Konrad and Spohn 1997; Laneuville et al. 2013).

こうした困難を解決する一つのアイデアとして，コアの熱対流の開始を遅延させるというモデルがある．ジャイアントインパクトによる月形成後，冷却が進むに従い，マグマオーシャンが固化することにより化学的に成層したマントルが形成される．最初に，カンラン石や輝石が晶出して下側に沈み月マントルを形成する．その後に，斜長石が晶出すると，浮上して地殻を形成する．固化が進行すると，イルメナイトが晶出し，残滓には放射性元素を含む KREEP が濃集する．マントルの上に横たわるイルメナイトはマントルよりも高密度であるので，重力不安定によって上下の構造が逆転するマントルオーバーターンを引き起こす．その際にイルメナイト層は上部の KREEP 層をある程度巻き込みながら沈んでいき，最終的に月の CMB 上に溜まったはずである．この層は放射性元素の崩壊に伴う発熱によって暖められることで浮力を得て，再度浮上していく．コア側から見れば，CMB の上に溜まった層はブランケットとなってコアの冷却を妨げるように作用する．一方で，再浮上時には一時的に熱流量を増加させるように働く．この結果，熱対流によるダイナモ作用の開始は遅延され，一時的な熱流量の増加によって短期

間ながらダイナモ作用が維持され得るというのがこのモデルの趣旨である．Stegman et al. (2003)によるマントル対流シミュレーションによれば，この熱ブランケット効果によって，41-38 億年前までダイナモ作用の開始を遅延させて，35 億年前まで活発なダイナモを維持できる可能性が示されている．このモデルは数値ダイナモシミュレーションによって双極子磁場が形成され得ることが確認されている数少ない例である (Takahashi and Tsunakawa 2009)．とはいえ，月のコアにおいて熱対流のみでダイナモ作用を実現しようとすると，比較的短い期間でしかダイナモを維持することができず，より長期間ダイナモを安定に維持するには他のメカニズムを考える必要性が強く示唆されていた

月の磁場を長期間生成・維持する代替機構として，力学的な作用によるダイナモ (Mechanical dynamo) が提案されている．月の場合，歳差駆動型ダイナモ (Precession-driven dynamo: Dwyer et al. 2011) と衝突駆動型ダイナモ (Impact-induced dynamo: Le Bars et al. 2011) の二種類が考えられているが，これらはいずれも月の外部からの作用によってコアの流れが励起される．月のコアとマントルは，月形成後間もない頃，月・地球間の距離が 26-29 地球半径程度の時に歳差運動を開始する (Meyer and Wisdom 2011)．歳差運動はコア内部に流体力学的不安定を引き起こし，その結果，生じる流れがダイナモ作用を起こして磁場を生成するというのが歳差駆動型ダイナモモデルである．エネルギー的な見積もりによると，ダイナモ作用を起こすのに必要なエネルギーは月が地球から 48 地球半径の距離に離れるまで，歳差運動によって賄うことが可能である．月の軌道進化には不確定な部分が多いが，この距離は概ね 27 億年前に相当する．

衝突駆動型ダイナモも同様に流体力学的不安定 (楕円不安定: Elliptical instability) によって励起される流れによってダイナモ作用が引き起こされるとするモデルである．このモデルでは不安定を生じさせる原因として，巨大衝突盆地を形成する隕石衝突に伴うマントルの一時的な秤動と，同期回転からずれることによる潮汐変形を考えている．楕円不安定によって成長した流れは数千年間程度持続するが，このモデルによって駆動されるダイナモの年代は最後の巨大衝突盆地である東の海の形成以前に限られるのが難点である．

地球を始めとして岩石質天体において長期間安定なダイナモ作用の形態として尤もらしいのは固体内核の成長に伴う組成対流によって駆動されるダイナモである．アポロの月震データの再解析 (Weber et al. 2011) では，半径 240 km 程度の内核が現在も存在している可能性が示されており，過去に組成対流によってダイナモ作用が働いていた可能性もある．三次元マントル対流モデルとコアの一次元熱史モデルを結合させた熱化学進化計算 (Laneuville et al. 2014; Scheinberg et al. 2015) によれば，初期のコアに 6 wt%程度の硫黄が含まれている場合，100-200 km 程度に内核が成長し，数十億年間または現在に至るまでダイナモによって磁場が維持され得るという結果が示されている．このような場合，どのようにしてダイナモを停止させるかという問題が新に生ずる．例えば，Laneuville et al. (2014) は内核の成長につれて外核中の硫黄濃度が上昇することで，コア

の固化が ICB (Inner Core Boundary: 内核境界) からではなく，CMB から始まる鉄雪モードに変わることでダイナモが停止する可能性を議論している．すなわち，月ダイナモの年代を決定することは月内部の化学組成に対する制約条件へも繋がり得るのである．

古月磁場強度から現在確認されている月ダイナモの活動期間は 42 億年前から 35.6 億年前の少なくとも約 7 億年間である．この程度の期間活動的なダイナモを維持することができるメカニズムは歳差運動と組成対流であるが，単一のプロセスに限る必要性は無く，複数のプロセスが時間とともに入れ替わったり，同時に働いていたと考えても良かろう．その上でこれまでの理解に基づき，明らかにするべき点は月のダイナモ作用が主にどのメカニズムによっていつ開始して，いつどのようにして停止したのかを明らかにすることである．モデルに対する拘束条件には第一義的にはダイナモの活動期間と，古月磁場強度を用いることが考えられる．しかしながら，各モデルから推定される磁場強度については，これまで特に言及してこなかった．というのも，各モデルから推定された磁場強度に基づいて定量的議論をするには，特段の注意が必要だからである．磁場強度の推定には 3 次元の MHD (Magnetohydrodynamic) ダイナモの数値シミュレーションに基づいて得られたスケーリング則が利用されている (e.g., Christensen and Aubert 2006)．このスケーリング則は元来コアの対流を駆動する浮力を供給するエネルギーフラックスと磁場強度とを関連付けるべくして構築されたものである．従って，対流駆動型でないダイナモへこのスケーリング則を適用できる可能性は全く明らかではない．特に，力学的ダイナモにおいては，ダイナモ作用によって実際に磁場が生成・維持されるのか否かが数値シミュレーションによって充分に確認されているわけではない．歳差運動によって駆動されるダイナモについては，生成される磁場は非双極子型であり (Tilgner 2005)，双極子型磁場を対象とする現スケーリング則を適用するには無理があるとすら思われる．現状では各種モデルの理論が先行しており，磁場が生成される物理過程の検討が殆どなされていない．従って，熱史計算に基づいて磁場強度を適切に推定するには各種駆動メカニズムに対する数値ダイナモモデリングによる詳細な検討が今後必要であり，この過程を経ること無しに，月ダイナモを駆動するメカニズムを明らかにすることは出来ないであろう，ということを付け加えておこう．

これまでは月深部，とりわけコアのダイナミクス等を中心に記述してきたが，月の熱史を理解するには，マントルの電気伝導度構造を知ることも重要である．電磁探査については 4.2.1 節に述べられているように，アポロ 12 号とエクスプローラー35 号による月面・周回軌道上での同時磁場観測が行われている．結果として，図 4-31 に示すような太陽風中昼間側での磁場応答関数と見かけの電気伝導度構造が求められている (Hobbs et al. 1983)．電気伝導度構造は月内部の構成物質を推定できれば，アレニウス則を用いて温度構造に変換することができる (e.g., Constable 2007)．Khan et al. (2006a) は岩石実験データを用いたフォワード計算による電磁応答，質量，慣性モーメントと，観測データとの比較を確率論的に行うことで温度，電気伝導度，密度等の内部構造を推定する手法を提案している．

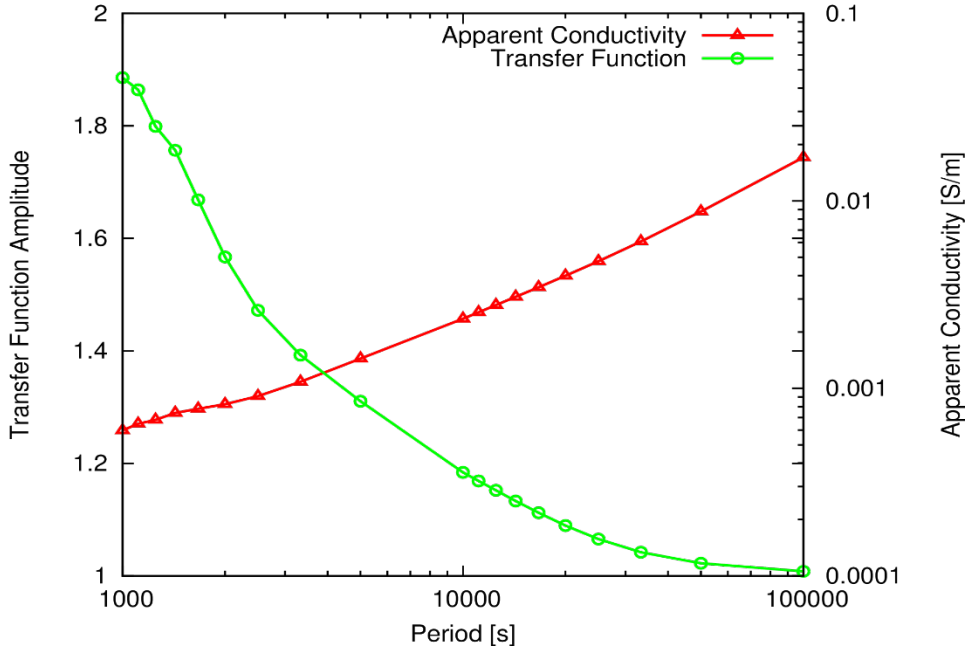


図 4-31　各周期での月の磁場応答関数と見かけ電気伝導度構造．Hobbs et al. (1983)による．

電磁探査では内部で誘導された磁場と外部磁場とを分離する必要があることから，月表面と軌道上における同時磁場観測が要求される．現状では応答関数の決定に用いることが可能な観測データが上記による１例である．こうした状況により，推定された内部電気伝導度構造はインバージョンの手法による違いはあれ，月表面から深さ 300 km の範囲では，10^{-6} – 10^{-3} S m^{-1} 程度と 3 桁近い不確定性があり (Hood et al. 1982)，温度構造推定にも大きな影響がある．着陸機を採用する将来探査での同時磁場観測によって，不定性の範囲をより狭めることが期待される．一方で，軌道上の単独観測データにおいても，ある種の仮定を用いて内外分離を行うことが検討されている．こうした手法が確立されれば，「かぐや」のデータを活用できる可能性が拡がるので，こうした方面への努力も必要である．

(d) 月極移動

真の極移動とは，地殻と自転軸の位置が相対的に移動する事象である．通常，天体は最大慣性モーメントを持つ主軸周りに自転するのが安定であるので，内部の質量分布が変わるなどして最大慣性主軸の方向が変わると，自転軸もそれに追随して方位を変える．その結果，自転軸が地殻に対して移動する．ここで，自転軸は慣性系において固定されていることに注意されたい．月において真の極移動が起きていたということは，月内部の質量分布を変えるような劇的な事象があった事を意味する．その原因として考えられるのは巨大隕石の衝突やマントルのオーバーターン等である．磁気異常の解析から見つ

けられた極移動は比較的規模の大きなものである．地球ではカンブリア紀初期に 90 度近い極移動 (Inertial Interchange True Polar Wander) が起きていたことが知られている (Kirschvink et al. 1997)．大規模な極移動を説明するには，このような最大慣性主軸が入れ替わるほどの慣性モーメントの変化を伴う事象が必要かもしれない．

過去の極の位置は重力場観測や測距に基づく測地学的手法によって，過去の月慣性モーメントテンソルを計算することによって求めることが出来るが (Garrick-Bethell et al. 2014)，先に示したような磁場を利用する方法もある．加えて，極付近の水素の分布を用いることによって，極移動を発見するという興味深い試みもある (Siegler et al. 2016)．彼らはルナ・プロスペクターの中性子分光計データから得られた，極付近に貯まった（水の氷由来と思われる）水素の分布において，最大値を取る場所が 5 度程度とわずかながら現在の自転軸からずれていることに着目し，このずれが北と南とで互いに対蹠的になっていることを発見した．このような南北で対蹠的な分布をとることは，その場所が過去の自転軸の極であり，その後現在の自転軸に極移動を起こしたとすると上手く説明できる．更に，三次元の熱化学マントル対流モデルから，PKT 領域の地下の低密度異常によって，極移動を起こすのに充分な量の慣性モーメント変化が生じることが示された．この研究結果は，月表面の特徴的な元素分布から月の地質学的・地球物理学的な進化過程を知ることができる可能性を示す好例と言える．

また，「かぐや」搭載のプラズマ観測装置(PACE)によって月へ向かって飛来する地球大気起源のプラズマが確認されている (Terada et al. 2017)．かつて，月の磁極地域では月ダイナモによる磁場と地球磁場は磁力線でつながっていたと考えられており，古月磁気極周辺では地球起源のプラズマなどが他地域よりも豊富に存在する可能性がある．こうした物質に関する観測が将来なされれば，四十数億年前に地球および月のダイナモが存在していたことと，月極移動が起きたことの物質的証拠となるかもしれない．

(e) まとめ

月の磁場の成因とその進化を明らかにすることは月内部のダイナミクスを理解する上で欠かせない．これらはコアの硫黄濃度や CMB 熱流量，コア・マントルの熱進化をより強く制約することにつながる．そのために，今後古月磁場強度測定，ダイナモ理論，磁気異常解析，電磁場観測がそれぞれ目指すべき方向性の一案を以下に示して本節の結びとしよう．

月磁場の絶対強度そして方位の永年変化は月のダイナモを理解するための基本データであり，ダイナモモデルを規定する上でも重要である．近年アポロ試料の解析が精力的に進められているが，現在の解析は概ね地球上の岩石試料（チタン磁鉄鉱等の鉄酸化物）から得られた知見に基づくものであり，月岩石の磁化を担う磁性鉱物である鉄－ニッケル合金に関する岩石磁気学的理解は充分とはいえない．仮に月ダイナモの磁場強度をより精密に（例えば古地磁気強度測定と同程度である誤差約 10 %）復元することを目指

すのであれば，月岩石に対する岩石磁気学的理解を進めて，より適切な強度復元方法を選択あるいは開発する必要がある．あるいは，将来ミッションによって新な月岩石試料を獲得することを視野にいれるのであれば，従来の知見に基づく強度測定に適した鉄酸化物が存在し得る地点を探し，選定しておく等の戦略も必要であろう．水氷が存在するとされる極地域は鉄酸化物が存在する可能性があり，有力な候補地となろう．また，適切に方位付けされた試料を得ることができれば，古月磁場の方位と絶対値を同時に得ることができる．これはリモートセンシングでは得られない大きな利点であり，月ダイナモの駆動メカニズムを規定し，その進化を理解する上で重要なデータとなる．

肝心の月ダイナモの駆動源については，近年様々なモデルが提案されているが，その多くは充分に検証され，物理的素過程が理解されているわけではない．まずは 3 次元の数値ダイナモシミュレーションによって各モデルの支配的物理過程を理解して，それぞれが適当な強さの双極子磁場を生成，維持できるのか否かを確認する必要がある．その後は古月磁場強度データとの比較に耐えられる適切なスケーリング則の構築が求められるであろう．これらが揃ってようやく，月ダイナモの駆動メカニズムを詳細に検討できるようになる．

衛星観測による磁気異常データは強度測定とは独立に方位データを利用することができる点で，依然として重要である．大規模なクラスター状の磁気異常及び，小規模なクレーターに対応する単一の磁気異常の成因を明らかにすることによって，ダイナモの年代や極移動の起きた回数や年代を制約できる可能性がある．とはいえ，現在利用可能なデータの空間解像度はせいぜい 1 度程度である (Tsunakawa et al. 2015，および 5.2.2 節を参照)．解析に適しているのは 100 km サイズのクレーターと対応する磁気異常までと考えられ，その数は充分とはいえまい．より小さな，例えば 10 km オーダーのサイズの磁気異常が解析可能になれば，より定量的な議論が可能になることが期待される．詳細は 5.2.2 節でも述べているが，磁気異常の空間解像度は観測高度やパスの密度といった，軌道の 3 次元的な分布によって定まる．つまり観測高度が低いことも重要であるが，経度方向への観測パスの密度を高めることも必要である．単一の衛星観測において，高度を下げつつ経度方向の観測密度も高めることは容易ではない．経度方向に対する観測密度を高めるには，例えば，複数回の衛星探査によって観測機会を増やす，または，異なる軌道傾斜角での複数台同時観測といった方法が考えられよう．

内部構造探査については，地震計によるあらたな月震データの取得による，より詳細な構造の解明が最重要な観測である（4.1, 4.2.1）．一方で，電磁探査による電気伝導度構造の決定も依然として重要な課題である．電磁探査については，グローバルな構造と局所的な構造のどちらを取るかで，方向性が変わり得る．グローバルな場合，内外分離が行えるよう，周回機と着陸機あるいは，異なる高度を周回する周回機 2 台による同時観測を 1 年間程度行うことで，月表面からコアに対応する周期での応答関数が得られる可能性がある．この場合，表面における観測地点として，磁気異常が存在する箇所は避け

るようにしなければならない．局所的かつ数 10 km ほどの比較的浅部の地下構造に着目するのであれば，電場と磁場を観測する MT (Magneto-Telluric)観測が強力な手法となり得る．とはいえ，月表面は接地抵抗が大きく電場測定が困難であることが予想されるうえ，無人で行う場合には電磁両立性 (Electromagnetic compatibility: EMC) を含めて技術的にも難しいことが予想される．MT 観測は実現できれば月電場という新しい情報が得られる点で，非常に魅力的であるが，現時点ではグローバル観測による電気伝導度構造探査が現実的な方向性であろう．軌道の離心率と傾斜角を大きく取れば，上記の経度方向に高密度な磁気異常観測とも両立が可能になるかもしれない．

4.3　太陽系科学への貢献［小河正基，石原吉明］

「かぐや」とそれ以降の月探査により，従来とは比べ物にならないほど広範囲にわたり均質で高精度の地形，重力，磁場，表面物質に関するデータが得られ，そこから明らかになった月の歴史は，月科学から生まれたはずの惑星形成• 進化のパラダイムの再構築が必要であることを示した．この節では，これらの新しい月内部の科学の持つ意味について論ずる．

4.3.1 月の内部進化と太陽系科学のパラダイム

月の起源に関する巨大衝突仮説以降に描かれた月の形成と進化の大まかな描像をまとめると以下の通りである．

(1) まず巨大衝突により地球のマントルから放出された物質と巨大衝突天体由来の物質が混合して月が形成された．

(2) 形成直後の月は高温で深いマグマオーシャンが発達した（以下の 4.3.5 節参照）

(3) このマグマオーシャンの冷却固化の過程で起こった結晶分化により高地の地殻が形成され，内部（マントル）も分化した．

(4) この分化した月という天体が冷却することで，はじめは活発だった火山活動も沈静化し，現在の活動していない状態となった．

(5) 火山活動は Procellarum KREEP Terrane (PKT) と呼ばれる地域に集中して起こった．そのピークは 35 億年前頃だった．

この描像のうち特に(2)から(4)は，月以外の岩石惑星の研究に於いてもその拠り所となるパラダイムとなっていった．

4.3.2 「高温起源」説対「低温起源」説

ところが，4.1.5 節で解説したように，このパラダイムは既に「かぐや」以前に得られていた月の収縮に関する観測データと矛盾するところがあり，本来その正当性をもっと詳しく吟味する必要があった．「かぐや」とそれ以降のより高い精度と信頼度の観測データは，この矛盾は観測の不確定さから来るものではなく本質的なものであることを強く示唆した．

「かぐや」やそれ以降（特にグレイル）の観測により浮かび上がった月の熱史の特徴は以下の（A）から（C）のようにまとめられる．

(A) 4.2.3 節で解説された月の膨張収縮史は，月内部の平均温度は 45 億年の歴史を通してほとんど低下していない，むしろ最初の数億年は上昇したことを示唆している．地殻からマントル浅部にかけては，月形成期のマグマオーシャン状態から現在に至るまで冷却しているので，この平均温度のわずかしかない変化は，マントル深部からコアにかけて温度が上昇したことを意味する．(例えば，Solomon and Toksöz (1973) の fig. 7 参照．)

(B) (A)で示唆された深部での温度上昇の結果，現在のマントル深部には部分溶融層があるらしい．（4.2.1，4.2.2 節参照）

(C) 40 億年以上前の海の火山活動は皆無ではないが（いわゆるクリプトマリアの活動）活動のピークは 35-40 億年前であったことには変わりない．さらに PKT では 10-20 億年前までは火山活動が継続した．（4.2.4 節参照）

これらの観測結果は，一貫して月深部の温度は時代と伴に上昇したことを示唆しており，このことは，形成直後の深部の温度はマントル物質のソリダス温度と比べてこの上昇が可能なくらい低かったことを意味している．この示唆は，形成直後には場合によってはマントル全部が融けるくらい内部の温度は高かったとする巨大衝突仮説の予言とは矛盾する．

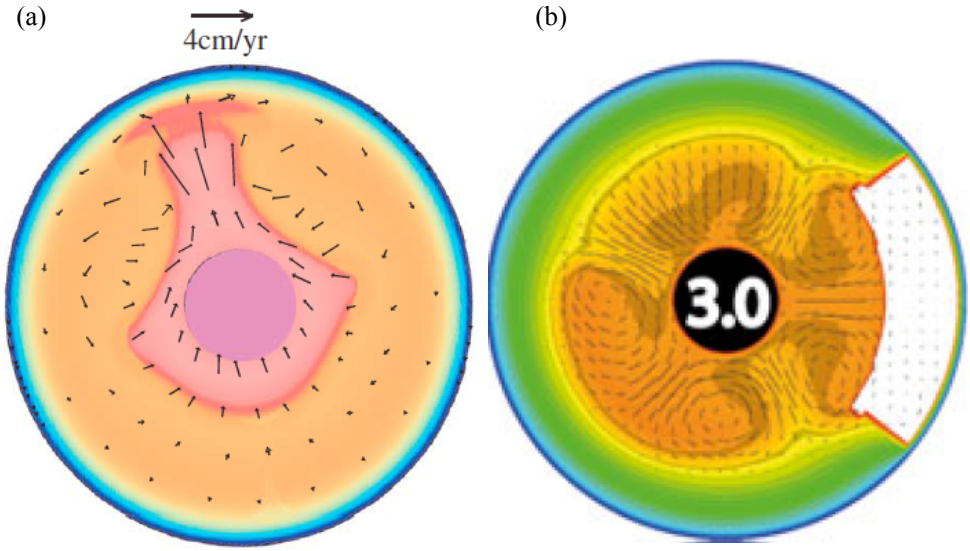
観測データが示唆する低温起源と巨大衝突説が示唆する高温起源のいずれが真実に近いかを知る上で最も重要な情報はマグマオーシャンの深さであり，これは斜長岩からなる月の地殻の厚さを直接測ることにより見積もれる．しかし，アポロ計画以降，月の地震探査は行われておらず（4.2.1 節参照）この鍵となるデータは得られていない．さらに，現在の内部の温度分布，膨張収縮の歴史，クリプトマリアの火山活動などの熱史を直接制約する観測データも補強が必要である．

4.3.3 水平不均質構造と月の起源

熱史とならんで，月の起源と関わっている可能性があるもう一つの月の特徴がPKT という放射性元素に富み火山活動が長く続いた地域である（4.2.4 節）このような局在化した火山活動は，マントルに巨大なプルームが一つだけ存在しそれにより引き起こされたという説もあるが (図 4-32a) 現実の PKT に見られるように 20 億年以上の長期にわたって，このようなマントル対流のパターンを維持するのは困難である．むしろ図 4-32b のように PKT の地殻内部や直下に放射性元素に富む領域があり，その発熱がこの部分のリソスフェアを薄くし，プルームによる火山活動を助けたという方が，可能性が高い．

この PKT に代表される放射性元素分布，地殻厚，火成活動の水平不均質構造（二分性）の原因を特定することも月の形成過程に重要な制約を与える．というのも，一旦月が出

来上がってしまってからでは，このような二分性を生み出すのは困難だからである．そのためには，二分性がどの深さまで及んでいるかを知ることが必要不可欠であり，地震波や重力によるマントル最上部の構造探査はこの意味でも重要な意義がある．



(Zhang et al., 2013)　　(Laneuville et al., 2013)

図 4-32　月のマントル対流の数値モデルから期待される温度分布．(a)は巨大なプルームが一つだけ上昇し，PKT の火山活動を引き起こしたというもの．(b)は PKT の地殻直下に放射性元素に富む領域があり，その発熱のため局所的にこの部分だけリソスフェアが薄くなり，プルームが浅いところまで浮上したため白く抜けた領域でマグマが生成され火成活動が局所的に起こったというもの．図中，矢印は対流の流れの方向，月の中心部分にある円はコア，色は温度分布を表す．(b)で「3.0」は月が形成されて 3.0 Gyr（30 億年後）という意味．

4.3.4 惑星固有磁場の起源

4.3.2 節の(A)から(C)で推測された深部の温度上昇にも関わらず，月には 35-40 億年ほど前に，地球の磁場からの外挿では説明できないくらい強いダイナモ起源の磁場があった．（4.2.5 節参照）このことは，月の深部で温度が上昇したという 4.3.2 節の解釈が誤っているか，あるいは，惑星の固有磁場はコアの冷却によって駆動される熱対流および組成対流により生成されるという広く信じられているモデルが現実を単純化しすぎているか，のいずれかを意味する．固有磁場は，コアの冷却だけではなく軌道進化や自転軸の揺らぎなど様々な要因で誘起される可能性があり，しかも，その生成メカニズムは時代と伴に変化する可能性もある．地殻に残された残留磁化や現存する惑星内部磁場からその惑星深部の熱史を制約するという研究手法は月のみならず，水星•火星から地球まで広く用いられている．従って，月の深部で温度が上昇していたにもかかわらず固有磁場が存在したこ

とが確定すれば，その惑星の熱史の研究全体に及ぼす影響は大きい．(A)から(C)の観測データの信頼度はその意味でも重要である．

4.3.5 月の起源と太陽系形成過程

標準的な巨大衝突説によると，月は一回の衝突で地球や巨大隕石からたたき出された物質が地球の周りにディスクを形成し，これが一ヶ月から 200 年程度かけて集積し月を形成したとされる（第 2 章参照）巨大衝突によりたたき出されるディスクは高温であるためこのように短期間で月が形成されると，4.3.1 節に述べたようにその内部は高温となる．ところが近年，一回の巨大衝突で月の持つ大きな軌道角運動量や化学組成・同位体組成の全てを統一的に説明することの困難さが認識されるようになり，この問題を解消するモデルとして多重衝突説が提唱された．これは，巨大衝突を何回も繰り返し，その度に形成される地球回りのディスクから段階的に月が成長したというモデルである．この場合は，月形成に百万年単位の時間を要するため，形成過程で原始月は冷却され，形成直後の内部はそれほど高温にはならない可能性がある．月の観測から示唆される低温起源は多重衝突説と整合的であるように見える．このように，月の熱史から形成直後の内部の状態を明らかにすることは，月・地球系の形成過程を制約する．

月の起源を制約することは，太陽系の形成過程を理解する上でも重要な意味を持つ．古典的な太陽系形成論によると，地球は微惑星の集積によって現在の大きさまで成長し，その後たまたま起こった巨大衝突により月が形成されたとされる（第 2 章参照）ところが，2000 年代に入り惑星の寡占成長モデルが提唱されるようになった．このモデルでは，地球は微惑星の集積によって形成された火星サイズの原始惑星（質量にして地球の 1/10 程度）が複数回巨大衝突を繰り返し，合体することで現在の大きさになったとされる．月の多重衝突による形成モデルは，惑星が寡占成長により形成されたとすると受け入れやすい．（ただし，このモデルが本当に天体力学的に尤もらしいか否かについてはさらに議論が必要である．）このように，月内部の熱的状態の研究から太陽系の形成過程を制約することも可能になると期待される．

太陽系形成論の研究は，特に 2000 年代以降コンピューターの発達とともに急速に発展し，我々の太陽系形成過程にも重要な洞察を与えてくれている．しかし他方で，これらの理論はあくまでモデルであることには注意を要する．微惑星や原始惑星の衝突合体による成長は，それらの破壊を含む複雑なプロセスであり，小惑星帯の存在からも明らかなように，この原始惑星の破壊は我々の太陽系の形成において重要な役割を果たした．しかし，微惑星の破壊はモデリングが困難であり，観測データに基づくモデルの検証は太陽系形成過程を理解する上で必要不可欠である．この点で，地球の近傍に位置しアクセスが容易で，しかも 45 億年前の太陽系形成期の記録を残している月はまたとない研究の場を提供してくれている．

4.4　重要な観測［小河正基，石原吉明］

形成直後の月の内部の熱的状態を観測から制約し，地球の起源，ひいては太陽系形成過程を制約するためには，今後どのような観測が必要とされているのであろうか．

(a) まず重要なことはマグマオーシャンの深さを特定することであり，このためには地殻の厚さやマントル内層構造を地震学的に決定することが必要である．アポロ計画で取得された地震データ（ALSEP）は比較的短周期の限られた周波数帯の記録であり，レゴリス・メガレゴリスのような短波長不均質構造による地震波の散乱の影響を強く受けている．このため，地殻・マントル境界であるモホ面での変換波があったとしても散乱波に埋もれてしまい，現状の月震記録からは同定することが出来ない．また，マントル内層構造や核・マントル境界での変換波・反射波についても確実な検出は出来ずにいる．このため，地震学的な月内部構造の解析には直達波走時データのみを用いた走時解析により行われてきた．しかしながら，直達波の走時であってもフェーズの読み取り精度の面で大きな問題を抱えている．地殻厚およびマントル以深の構造を求めるためには，高感度の広帯域地震計を用い散乱の影響を受けにくい長周期の地震波を観測する必要がある．また，地殻厚に関しては，人工震源を用いたアクティブ地震観測や，月面衝突発光観測と組み合わせたセミアクティブな観測を行うことにより，震源位置・震源時の誤差を実効的にゼロと見なせる観測を行うことも有効である．

(b) 次に重要なことは，現在の内部の温度構造をより高精度で求めることである．特に，測地探査（4.2.2 節）と電磁探査（4.2.5 節）により中心部分に存在すると言われる部分溶融層の有無を確定することは，月の熱史の見積もりにおいて，温度の時間変化のみならず現在という特定の時点における温度の絶対値を確定するという意味でも重要である．また同時に，熱史を見積もるためには，月内部での熱輸送の様式を知ることも重要である．この情報も熱流量探査（4.2.1 節）電磁探査（4.2.5 節）により月のマントルの温度構造を明らかにすることにより制約される．図 4-33 とその脚注で論じたように，この目的で温度の見積もりに要求される精度は，マントル全域にわたって±100ºC 程度である．この精度を達成するためには，月面および周回機に搭載した磁力計を用いた電磁探査が欠かせない．また，電磁探査から温度情報に変換する際に仮定するマントルを構成する鉱物の各深さによる量比等の情報の確度の向上も必要である．このため，月マントルの地震波速度および構造を 1 %の精度で求めることが求められる．

この観測において特に意識すべき点は，過去の全てのその場観測が PKT とその周辺という特別放射性元素が多く熱流量の大きな地域に偏っているということである．この地域からはなれた地点を含む多点で観測を行う必要がある．

(c) 膨張収縮の歴史をより高い精度で明らかにし，これと同時に海の火山活動に関するより徹底的な情報を得ることも月の熱史を正確に見積もる上で意義深い. この目的を達成するために必要な観測は 4.2.3 (b)節に詳しく論じられているが，要約すると以下の通りである.

(c-1) 月の歴史の初期に於ける膨張量を知るためには「線状の重力異常 (LGA)」として観測される地殻中の岩脈の厚さを，どこか一つの典型的な岩脈で± 1 km の精度で求める必要がある. このデータがあれば, 他の岩脈の厚さは重力測定の結果を使って換算することができる．この「典型的な岩脈」の厚さの測定には人工震源と地震計アレーを用いた屈折法によるアクティブ地震探査が必要となる.

(c-2) 海の火山活動の歴史を定量的に見積もるためには, 月で最も大きな直径を持つ雨の海の中心で海のトータル深さを± 100 m の精度で, また構成する溶岩流層数を求める必要がある．これにより海の深さの上限があたえられ，他の海の深さは，盆地の形状に関する一般則から推定することができる．この為には，大出力 GPR による電磁波サウンディングおよびアクティブ・パッシブ地震探査の複合探査による多周波数での地震波干渉法およびレシーバ函数解析を行い，地下境界面を精度よく検出することが必要となる.

(d) PKT に代表される水平不均質構造の原因を探るためには，この地域直下と遠くはなれた地域（例えば裏側）のマントルの地震波速度構造の決定が必要である．この為には，PKT を中心とする表側領域と裏側高地領域において，それぞれ最低 4 点の 3 成分高感度広帯域地震計からなる地震観測網を構築し，P 波・S 波およびモホ面や核・マントル境界やマントル内の構造境界面での変換波・反射波走時を用いた複合走時解析を行い，各領域での 1 次元地震波速度構造を得る必要がある.

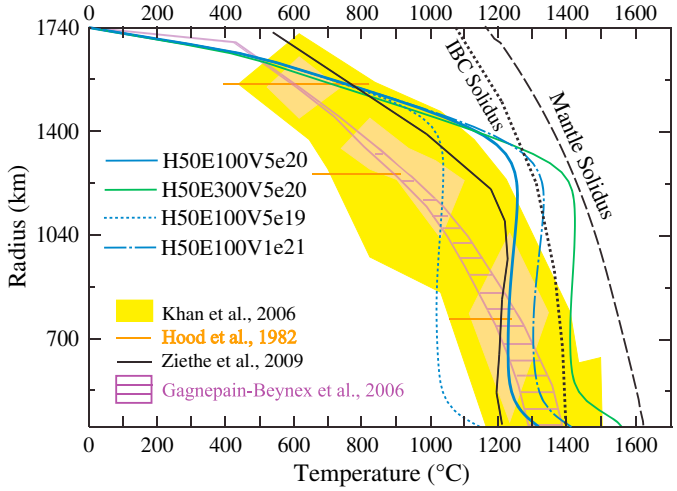


図 4-33　月のマントルで対流が起こっていると仮定した場合にモデルから期待される水平平均温度の深さ（radius で表示）に対するプロット（黒，青，緑の実線や点線，一点鎖線参照）. Radius = 1740 km が地表面に対応. Khan et al (2006b), Hood et al (1982), Gagnepain-Beyex et al (2006)のデータは観測値．観測された温度分布は，マントル対流が起きていず月内部の熱輸送は伝導のみで起きているとした時に典型的に期待されるパターンであり，モデルの予言とは明らかに定性的な形が異なっているが，観測誤差が大きいためこの食い違いが有意であるかどうか確定できない．この図から，月内部の温度の見積もりに要求される観測制度は± 100℃程度と見積もられる．（Zhang et al. (2013)より転載．）

第 4 章の用語解説

4-way ドップラー観測

人工衛星の軌道追跡による重力場測定の手法．人工衛星を 2 機飛ばすことで，特に地球からは直接見ることの出来ない月の裏側の重力場を精度よく決定する．「かぐや」で初めて実現した．

Apollo Lunar Surface Experiment Package (ALSEP)

アポロ計画に於いて実施された月内部の構造探査パッケージ．地震探査，地殻熱流量測定，内部の温度分布決定を目的とした電磁探査からなる．

Procellarum KREEP terrane (PKT)

表側で火成活動が数十億年にわたり継続し形成した海が広がる領域．周囲と比べて放射性元素･カリウム･レアアース元素･リンに富み，地温勾配が大きい．

海

衝突盆地などのくぼ地を玄武岩の溶岩が埋めて平原にした場所．形成時期は 35 億年前前後がピークだが，10 億年前ころまで継続した地域もある．

巨大衝突説

月の平均化学組成･質量･角運動量を根拠として生まれた，月の起源に対する一つの仮説．月は，原始地球に火星サイズの巨大な隕石が衝突し，飛び出した破片が集積して出来たとされる．形成直後の月の内部は，衝突加熱の影響で高温であったと期待される．

高地
厚さ 30-60 km の斜長岩からなる白い地殻が広がる地域．斜長岩地殻は，月が出来たときマグマオーシャンによって形成されたと考えられており，海と比べて古い．

残留磁化
鉄などを含む磁性鉱物が磁場のある環境下で高温状態から冷やされキュリー温度と呼ばれる閾値を下回ると，その時点の磁場の方位と強さを反映した磁化を獲得する．これを残留磁化という．

磁気異常
地殻の岩石が過去に獲得した残留磁化によって作られる磁場．残留磁化の源となった磁場は，ダイナモによる月の固有磁場であると考えられており，磁気異常の観測から月の固有磁場の歴史が推測される．

重力異常
重力の平均値からのずれ．地表面の高まりや地下に分布する高密度物質など周囲より過剰に質量が存在すると正の異常を示す．特に地面の高まりの影響を引き去った残りの重力異常をブーゲー異常と呼ぶ．

深発月震
深さ 1000 km 程度で起こる月震で，その発生頻度は地球からの潮汐力と強く相関する．裏側で一部発生が確認されていないが，これは月の中心部に地震波を強く減衰する領域がありその影となっているためと考えられている．

線状重力異常
線状に伸びた正のブーゲー異常．地下に密度の高い玄武岩の岩脈（ダイク）が貫入したことに起因すると考えられており，月がかつてグローバルに膨張した証拠とされている．

ダイナモ
惑星の固有磁場を生み出すメカニズム．融けた金属鉄からなるコアにおける対流が，コアの持つ熱エネルギーや流体運動の運動エネルギーの一部を磁場のエネルギーに変換することによりその磁場を維持する．

直線状／弓状リル
月面に見られる地形で，水平方向の引っぱりにより形成される直線上または弓状の地溝．

月地形モデル
人工衛星からレーザー高度計を用いて決定する．「かぐや」のデータを用いた地形モデルは，特に高緯度地域での分解能が高く，将来の極域探査に貢献すると期待される．

月レーザー測距

地球上から月面上の数点までの距離を高精度で測定することにより，月の回転や変形を決定する．これにより月の堅さの指標であるラブ数や Q 値が推定できる．

二分性

月の表側では，海が広く分布し地殻は薄い．これに対し裏側では，海の分布は限られており地殻は厚い．この月の表側と裏側の違いのことを二分性という．

マスコン

衝突盆地の中には，地下に周囲より密度が高い物質（すなわち過剰質量）が存在することを示す正のブーゲー異常を示すものがある．この過剰質量のことをマスコンと呼ぶ．

マントルオーバーターン

マグマオーシャンの冷却固化の最終段階で析出し鉄を多く含む高密度物質は，マントル中を沈降しその深部に堆積すると期待される．この沈降をマントルオーバーターンと呼ぶ．

リッジ

海の領域に分布し，水平方向の圧縮により形成される地形．逆断層，衝上断層，褶曲構造などがある．

レゴリス層

月の歴史を通じて起こった隕石衝突により生じた破片（レゴリス）の層で月の表面を覆っている．このレゴリス層には月の内部を保温する効果がある．

ロベートスカープ

高地や海と高地の境界域にあり，水平方向の圧縮により形成される地形．衝上断層構造であると考えられている．月の歴史において，内部が冷却し熱収縮によりその半径が縮むとグローバルに形成される．

第5章　磁気圏・太陽風相互作用 [編集：西野真木]

5.1　「かぐや」以前の理解（第二部）

5.2　月の磁場 (その起源と現在) [高橋太，松島政貴，清水久芳]

5.2.1 月の磁場の形成(ダイナモ等)

現在の月には地球のような天体全体を覆うような大規模な磁場は存在せずに, 地殻起源の局所的な磁場が磁気異常として存在している．磁気異常を形成するためには，その起源となった何らかの背景磁場が必要である．既に述べたように(4.2.5 参照)，この何らかの磁場とは, 過去に月の核のダイナモによって生じた固有磁場と考えるのが尤もらしい．それでは月のダイナモはどのようなメカニズムで駆動され, どのような磁場を形成していたのであろうか．本節では 4.2.5 等の記述を受けて，ダイナモによって磁場を生成維持する上での基本的な諸条件や流れの構造，磁場の生成過程について概説し，月の磁場とその進化の理解に向けて必要な事柄について議論する．

ダイナモ作用によって磁場を自励的に生成, 維持するためには流体状の金属核が絶えず運動していなければならない．必要条件をまとめると

(1) 高電気伝導度の物質からなる領域(核)が存在すること．

(2) 核の全体あるいは少なくとも一部が溶融していること(外核の存在).

(3) 外核が運動していること(エネルギー源の存在).

(4) 外核の運動によって作られた磁場が充分成長できること．

といった条件が最低限満足されなければならない．月中心に金属核が存在することは地震学的 (Garcia et al. 2011; Weber et al. 2011)，測地学的 (Konopliv et al. 1998; Khan et al. 2004)，電磁気学的 (Hood et al. 1999; Shimizu et al. 2013) な独立した観測からそれぞれ示されている．いずれも概ね半径 $200-400$ km の範囲内にある．特に，Weber et al. (2011) は核の半径を 330 ± 20 km と推定している他に，半径 240 ± 10 km 程度の内核の存在を示しており，現在に至るまで溶融した外核が存在可能であることを報告している．

流体状の外核における運動を起こすメカニズムについては 4.2.5 節で説明されているように様々な可能性があり，今後の検証が必要である．いずれのメカニズムによって外核の流れが駆動されているかに関わらず, 運動によって生じた磁場が安定して成長することが出来るかが，ダイナモの可能性を議論するうえで重要である．大まかな指標として磁気レイノルズ数($R_m = LU/\eta$)を考えてみよう．ここで L は長さスケール，U は流れのスケール，ηは磁気拡散率である．熱対流によって駆動されるダイナモが自励ダイナモとして働くための臨界磁気レイノルズ数 R_{mc} として $R_{mc} \sim 40$ であることが数値的に知られている (Christensen and Aubert 2006)．この時必要な流れの速度を見積もると，$L = 200$-

400 km, $\eta = 1\ \mathrm{m^2\,s^{-1}}$ とすると $U = (1\text{-}2) \times 10^{-4}\ \mathrm{m^2\,s^{-1}}$ となる．この値は地球磁場の観測から推定される地球外核表層の流れの速度と同程度である (Holme 2015)．この程度の流れを生じさせるために必要なエネルギー源に関する詳細は熱史や駆動メカニズムとも関連してくるが，月のダイナモを維持するために桁違いに速い流れが必要となるということは無いと言えよう．一方で，地球の外核コアの磁気レイノルズ数は 1000 程度のオーダーと見積もられており，これと同程度の磁気レイノルズ数を月の外核コアで実現しようとすると，二桁程度速い流れが必要になる．

理論的には，外核でどのような流れが起きて，どのような磁場が生成され得るのかが関心となる．対流を基本的なメカニズムとする場合，外核において最も特徴的な流れの構造は自転軸方向に沿って形成されるロール状の対流渦であり，柱状対流と呼ばれる．高気圧型と低気圧型が対になって経度方向に並ぶ(図 5-1 を参照)．このような対流構造が生じるのはコリオリ力が卓越する地衡流的流れが支配的であるためである．

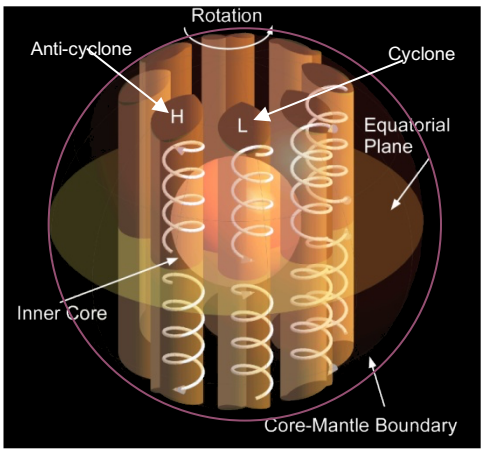


図 5-1　外核内の対流の概念図．

ダイナモによる磁場の生成過程とはこうした構造を取る柱状対流の運動エネルギーを磁気エネルギーへ変換する物理過程に対応する．基本的な過程は流れによる磁場の移流と引き伸ばしである．低緯度の赤道付近においては時計回りの高気圧型渦に磁場が移流され，集められる．逆に，核－マントル境界近傍では反時計回りの低気圧型渦に磁場が集められる．結果として，赤道と核－マントル境界の途中で自転軸方向に沿った磁力線が曲げられて，引き伸ばされることになり，磁気エネルギーが増加する．こうした移流と曲げ，引き延ばしという過程を系統的に生じさせる柱状対流はダイナモとして機能するのに非常に適した形態の流れであると言える．特に，自転軸方向に構造が揃うという性質は地球磁場のような双極子磁場が卓越するダイナモを生じさせるという点においても重要である．

核のダイナモ作用に関する我々の理解の殆ど全ては，上記のような対流が駆動される系における数値シミュレーションによって得られている (Kono and Roberts 2002)．先に述べたように，月ダイナモは対流によるものの他，歳差運動や巨大衝突などの外的要因による流体力学的不安定性によって駆動されるものまで，様々なモデルが提案されている．従って，これまでの理解をそのまま月のダイナモへ適用することが妥当であるかは，大いに検証されなければならないであろう．例えば，「かぐや」による観測で，月ダイナモは逆転を示す双極子型ダイナモであったことが示されている(4.2.5 節，Takahashi et al. 2014)．現時点で挙げられる月ダイナモに関する数値シミュレーション研究例は熱ブランケット効果によって駆動されるダイナモ (Stegman et al. 2003) に関するものが 1 例あるのみである (Takahashi and Tsunakawa 2009)．この結果では，双極子磁場が一定の大円上で周期的に逆転する解が示されている．外的に駆動されるダイナモの場合，双極子磁場を生成するためには柱状の流れ構造を形成できるかが重要である．その上で，双極子磁場の生成と逆転を再現できるか否かを検証することが必要になるであろう．Tilgner (2005)によれば，歳差運動によって駆動されるダイナモの自励的な解として非双極子成分が卓越するような解が得られており，一般的に起こりうるものか等，さらなる検討が必要である．今後，数値モデリング研究に要求される課題である．

最後に，磁場強度について触れよう．過去の月磁場の強度を復元することは熱史の制約条件となり得るので非常に重要な情報である．しかしながら，衛星観測では磁場方位に関する情報は得られるが，磁場強度を復元することは出来ないため，現状ではアポロサンプルに基づく古地磁気学的な方法による他ない (Weiss and Tikoo 2014)．アポロサンプルの再解析が重要であることは言うまでもないが，月磁場の永年変化を，例えば数億年程度の解像度で精度よく求められるような，戦略的な再サンプリングと測定法の開発も今後検討する必要があろう．

5.2.2 現在の磁気異常(KAGUYA 観測およびモデル)

月の磁気異常の多くは，ダイナモによる磁場を背景磁場として形成されたと考えられる．では，それぞれの磁気異常はその形成時にどのような過程を経てどのような残留磁化を獲得したのであろうか．その形成過程を推測するためには詳細な磁気異常マップを作製し，その上で他の観測量，例えば重力異常や地形等との比較，検討をすることが重要である．他の高解像度マップとの詳細な比較には，適切な解像度を持つ磁気異常マップが必要であるが，経験的な冪乗則や球面調和関数展開といった従来手法に基づく全球磁気異常図は高度 30 km に高度補正されており，直接的な比較には必ずしも適していない (Richmond and Hood 2008; Purucker and Nicholas 2010)．磁力計による直接観測の他に，月表面磁場に関する電子反射 (Electron Reflection: ER) 法による全磁力測定がある (Mitchell et al. 2008)．ただし，ER 法によるグローバル全磁力マップは空間解像度が 5 度程度，かつ，スカラーデータであるために，磁場方位に関する情報が得られない．上記の理由により，磁力計データに基づく月表面における高解像度の磁気異常図の必要性は

非常に高いものであった．本節では衛星軌道上での磁場観測データを月面へマッピングするための理論と「かぐや」の観測データによるマッピング結果について概説する．

月面での磁気異常の推定は磁場の下方接続に対応する．この場合，データ中に残存する外部磁場変動やノイズの影響が増幅され，見かけの磁気異常が現れてしまう可能性に注意しなければならない．高度補正の方法として Purucker (2008) は月面の等価水平磁化を仮定してパス間の相互相関を取ることでノイズを減じる方法を提案している．Toyoshima et al. (2008) は月表面に分布した等価磁荷による EPR (Equivalent Pole Reduction)法を開発し，ルナ・プロスペクターのデータを用いてライナーガンマ磁気異常をモデル化することで，その有用性を示した．一方で，Tsunakawa et al. (2010) は高度補正が磁気ポテンシャルの逆境界値問題と同値であることを示し，月表面磁場を推定するための基本的な理論を構築し，「かぐや」による高度 100 km での磁場観測データから月表面での磁場動径成分を推定した．この手法はその後，SVM (Surface Vector Mapping) 法として拡張され，「かぐや」とルナ・プロスペクターのデータの同時解析に基づく月面上の地域毎及び全球における高解像度磁気異常マップの作成に結実した (Tsunakawa et al. 2014, 2015)．SVM 法の原理を解説する前に，その考え方を簡単に述べておこう．衛星高度において観測される磁場は，外部磁場や誘導磁場，機器ノイズを除くと，衛星直下とその周囲の地殻磁場による寄与のコンボルーションである．したがって，空間解像度を改善するには直下点と周囲からの寄与を区別できるようにデコンボルーションを施せば良い．すなわち，SVM 法とは月面上の磁場動径成分を境界値とするノイマン型境界値逆問題をポテンシャル理論に基づく下方接続によって解くことで，デコンボルーションを行う手法であると理解すればよいだろう．

(a) 境界値逆問題の原理

原点から距離 $r = R$ の境界を考え，$r < R$ に磁気異常ソースがあるとして，$r > R$ における磁場観測データから境界値を逆問題として求めることを考えよう．$r > R$ における位置 $\boldsymbol{r} = (r, \theta, \varphi; x, y, z)$での磁気ポテンシャル$\phi(\boldsymbol{r})$は球面調和関数 $Y_n(\theta, \varphi)$を用いて以下のように表される．

$$\phi(\boldsymbol{r}) = R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} Y_n(\theta, \varphi) \tag{5-1}$$

$$Y_n(\theta, \varphi) = \sum_{m=0}^{n} (G_n^m \cos m\varphi + H_n^m \sin m\varphi)\, P_n^m(\cos\theta) \tag{5-2}$$

G_n^m，H_n^m は定数，$P_n^m(\cos\theta)$は規格化されていないルジャンドル陪関数であり，$P_n^0(\cos\theta) = P_n(\cos\theta)$とする．$\boldsymbol{r} = \boldsymbol{r}_S(R, \theta_S, \varphi_S)$における境界値 $U(\theta_S, \varphi_S)$が$\phi(\boldsymbol{r}_S)$，$\left.\frac{\partial\phi}{\partial r}\right|_{\boldsymbol{r}=\boldsymbol{r}_s}$の線型結合で与えられるとする．

$$U(\theta_s, \varphi_s) = a\phi(\boldsymbol{r}_s) + b\left.\frac{\partial\phi}{\partial r}\right|_{\boldsymbol{r}=\boldsymbol{r}_s} \tag{5-3}$$

ここで a, b は定数である．$a = 1$, $b = 0$ の時がディリクレ型，$a = 0$, $b = 1$ の時がノイマン型，$a \neq 0$, $b \neq 1$ の時がロビン型境界値問題にそれぞれ対応する．多少の変形を施すと θ を $\boldsymbol{r}$, $\boldsymbol{r}_S$ のなす角として以下のようなポテンシャルと境界値の関係式が得られる．

$$\phi(\boldsymbol{r}) = \iint_S U(\theta_s, \varphi_s)\, K(r, \theta, \varphi; \theta_s, \varphi_s) dS \tag{5-4}$$

$$K(r, \theta, \varphi; \theta_s, \varphi_s) = \frac{1}{4\pi R}\sum_{n=0}^{\infty}\left(\frac{R}{r}\right)^{n+1}\frac{2n+1}{aR - b(n+1)}P_n(\cos\Theta) \tag{5-5}$$

$$\cos\Theta = \cos\theta\cos\theta_s + \sin\theta\sin\theta_s\cos(\varphi - \varphi_s) \tag{5-6}$$

また，磁気ポテンシャルに 0 次の項は存在しないので

$$\iint_S U(\theta_s, \varphi_s)\, dS = 0 \tag{5-7}$$

となる．以上から磁場 $\boldsymbol{B}(\boldsymbol{r})$ が得られる．

$$\boldsymbol{B}(\boldsymbol{r}) = -\mu_0\nabla\phi(\boldsymbol{r}) = -\mu_0\iint_S U(\theta_s, \varphi_s)\,\nabla K(r, \theta, \varphi; \theta_s, \varphi_s) dS \tag{5-8}$$

積分カーネル $K(r, \theta, \varphi; \theta_S, \varphi_S)$ は収束しなければならないので，定数 a, b は特定の値を取る必要がある．まずディリクレ型問題を考えてみよう．このとき $a = 1/R$, $b = 0$, $U(\theta_S, \varphi_S) = \phi(\boldsymbol{r}_S)$, $\eta = R/r$, $\xi = \cos\theta$ として

$$K = \frac{1}{4\pi R}\sum_{n=0}^{\infty}(2n+1)\eta^{n+1}P_n(\xi) \tag{5-9}$$

ルジャンドル関数の級数に関する公式を利用すると $L = (1 - 2\eta\xi + \eta^2)^{1/2}$, $\bar{\boldsymbol{r}} = \boldsymbol{r}/R$, $\bar{\boldsymbol{r}'} = (\boldsymbol{r} - \boldsymbol{r}_S)/R$ として

$$K = \frac{1}{4\pi R}\frac{\eta(1-\eta^2)}{L^3} = \frac{1}{4\pi R}\frac{\bar{r}^2 - 1}{\bar{r'}^3}, \tag{5-10a}$$

$$\nabla K = \frac{1}{4\pi R^2}\left\{\frac{2\,\bar{\boldsymbol{r}}}{\bar{r'}^3} - \frac{3(\bar{r}^2 - 1)(\bar{\boldsymbol{r}} - \bar{\boldsymbol{r}}_s)}{\bar{r'}^5}\right\} \tag{5-10b}$$

が得られ，$r \to \infty$ でカーネル及びポテンシャルは収束し，$K \to 0$, $\phi \to 0$ となることが分かる．ノイマン型問題では

$$U(\theta_s, \varphi_s) = \left.\frac{\partial\phi}{\partial r}\right|_{\boldsymbol{r}=\boldsymbol{r}_s} = -\frac{1}{\mu_0}B_r(\boldsymbol{r}_s) \tag{5-11}$$

$$K = -\frac{1}{4\pi R}\sum_{n=0}^{\infty}\frac{2n+1}{n+1}\eta^{n+1}P_n(\xi)$$
$$= -\frac{1}{4\pi R}\left\{\frac{2}{\bar{r}'} - \ln\left(1+\frac{2}{\bar{r}+\bar{r}'-1}\right)\right\}, \tag{5-12a}$$

$$\nabla K = \frac{1}{2\pi R^2}\left\{\frac{\bar{\boldsymbol{r}}-\bar{\boldsymbol{r}}_{\boldsymbol{s}}}{\bar{r}'^3} - \frac{1}{(\bar{r}+\bar{r}'+1)(\bar{r}+\bar{r}'-1)}\left(\frac{\bar{\boldsymbol{r}}}{\bar{r}}+\frac{\bar{\boldsymbol{r}}-\bar{\boldsymbol{r}}_{\boldsymbol{s}}}{\bar{r}'}\right)\right\} \tag{5-13b}$$

となり，同様に収束する．このときの境界値は表面磁場の下向き成分に対応する．ロビン型問題では $a=-1/R$，$b=-2$ の場合を考えるとカーネルは収束する．このとき

$$U(\theta_s,\varphi_s) = -\frac{1}{R}\phi(\boldsymbol{r}_s) + \frac{2}{\mu_0}B_r(\boldsymbol{r}_s) \tag{5-14}$$

$$K = \frac{1}{4\pi R}\sum_{n=0}^{\infty}\eta^{n+1}P_n(\xi) = \frac{1}{4\pi R}\frac{\eta}{L} = \frac{1}{4\pi R}\frac{1}{\bar{r}'} \tag{5-15a}$$

$$\nabla K = -\frac{1}{4\pi R^2}\frac{\bar{\boldsymbol{r}}-\bar{\boldsymbol{r}}_{\boldsymbol{s}}}{\bar{r}'^3} = -\frac{\boldsymbol{r}-\boldsymbol{r}_{\boldsymbol{s}}}{4\pi r'^3} \tag{5-16b}$$

となり，磁場は以下のように与えられる．

$$\boldsymbol{B}(\boldsymbol{r}) = \iint_S \frac{\mu_0 U(\theta_s,\varphi_s)}{4\pi}\frac{\boldsymbol{r}-\boldsymbol{r}_{\boldsymbol{s}}}{r'^3}dS \tag{5-17}$$

式(5-17)はこの時の境界値 $U(\theta_S, \phi_S)$が表面磁荷，すなわち等価磁荷 (Equivalent Poles) に対応していることを意味する．言い換えると，等価磁荷はポテンシャルと表面磁場の動径成分とを混合したものということになる．また，等荷磁化の分布は，次数 4 よりも短いスケール(約 2400 km)に対しては，表面磁場の動径成分の 2 倍の良い近似となる．月の磁気異常の空間スケールはこれより十分に小さいので，この近似は充分に成り立っていると考えて良い．Tsunakawa et al. (2010) は以上のような適切な理論的背景に基づき，等価磁荷分布から月面磁場動径成分を推定したのである．

以上の理論は，従来の磁気異常図のマッピング手法を一般化したものであり，境界値の物理的意味をより明確にすることに成功している点において画期的である．Toyoshima et al. (2008) による EPR 法はロビン型問題に相当し，Purucker (2008) や Purucker and Nicholas (2010) による水平磁化分布はノイマン型問題の一つである．SVM 法はノイマン型問題として表面磁場の動径成分を直接決定する場合に対応する．詳細は他の文献 (Tsunakawa et al. 2014, 2015) に譲るが，表面磁場の動径成分が決まれば他の水平 2 成分も計算することができるので，ベクトル場として磁場を完全に記述することができる．更に，(5-8)式を用いて任意の高度での磁場 3 成分を計算することが可能であることから，適切な高度補正法としても利用することが出来る．また，境界値逆問題として観測

データのマッピングを行う方法では，従来のような磁気ポテンシャルを球面調和関数展開する方法における打ち切り次数に起因するような問題は生じないので，孤立した磁気異常に対する局所的な解析が可能になる等の利点がある．従って月の地殻起源の磁気異常のような天体半径に比べて小さなスケールの磁場解析に適した方法であると言えよう．以下では「かぐや」の高度 100 km での観測データとその後の低高度観測データを境界値逆問題として解いた結果についてそれぞれ記述していこう．

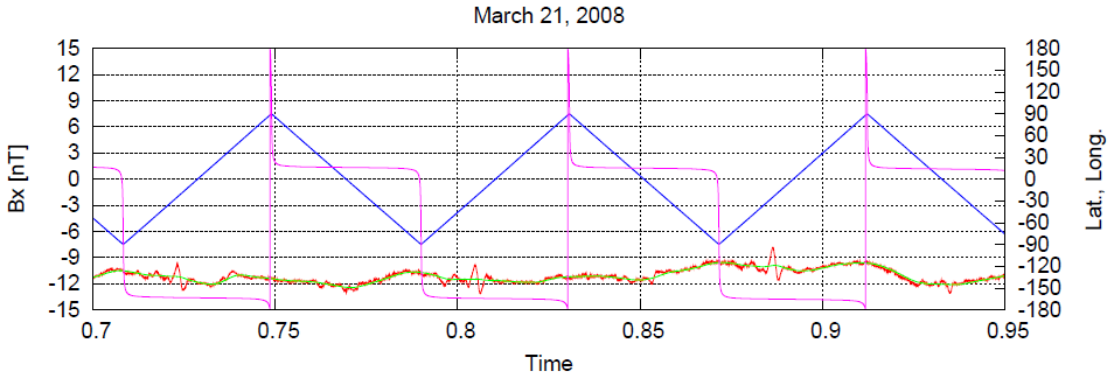


図 5-2　2008 年 3 月 21 日のデータのデトレンドによる外部磁場と磁気異常成分の分離例．横軸は時間で 1 日単位．赤線が観測値，緑が推定された外部磁場成分．青線，紫線はそれぞれ観測緯度，経度を表す．

(b) 高度 100 km 観測による磁気異常モデル

高度 100 km では月の磁気異常と外部磁場の振幅がそれぞれ数 nT 程度と同程度であるので，データ処理には注意を要する．外部磁場変動成分(トレンド成分)は特に関数型が与えられているわけではないので，比較的長い周期で変動すると仮定してベイズ統計的手法を用いて磁気異常成分との分離(デトレンド)を行う．スペクトル解析の結果も参考にして ABIC (Akaike's Bayesian Information Criterion) を最小化することでフィットの良さと外部磁場の滑らかさに関する最適なトレードオフパラメータを決定している．解析結果例を図 5-2 に示す．「かぐや」は約 2 時間の周期で月上空を周回するが，軌道の周期毎に磁気異常が観測されているのがわかる．デトレンドによってトレンド成分(緑線)と磁気異常成分が適切に分離されていることが確認できよう．

同様の解析は，100 km 高度観測が行われた 2007 年 11 月から 2008 年 12 月の 14 か月間を対象に，太陽風の擾乱による影響の小さい期間(「かぐや」が月の夜側にいる間，あるいは地球磁気圏尾部内にいる間)のデータに対して行われた．データ選択の規準を満足するデータは全体の約 20 %であった．デトレンドされた磁気異常成分は緯度・経度方向に 1 度ごとのビンで平均を取る．インバージョンでは，分布の粗さを最少にするように拘束条件を与え，ABIC を最小化するようにトレードオフパラメータを決定している．マッピング方法には EPR 法を採用して，月面を 10 の領域に分割して領域毎にイン

バージョンを行い，等価磁荷分布を境界値として決定する．得られた領域をそれぞれつなぎ合わせることで全球的な等価磁荷分布及び磁場分布を求めた．

EPR 法によって得られた高度 100 km における磁場 3 成分と全磁力の分布を図 5-3 に示す．強さは最大でもせいぜい 3 nT 程度と微弱ではあるが，月の広範囲に磁気異常が分布している事が確認できる．月の磁気異常の分布において特徴的なのは，表側においては，ライナーガンマ(RG)，デカルト(DC)，エアリー(AR)などの比較的孤立したスポット状の磁気異常が見られる一方で，裏側では危機の海，晴れの海，雨の海，東の海等の巨大衝突盆地の対蹠地域(CA，SA，IA，MG)にいくつかの磁気異常が集まったクラスター状の磁気異常が存在している点である．また，衝突盆地やクレーター地形と対応している磁気異常もいくつか見られる．危機の海(CR)，モスクワの海(MS)，メンデル－リュードベルグ盆地(MR)，アポロ盆地(AP)等は 1 nT 程度の強さを示すが，東の海(OR)，雨の海(IM)のような若い年代の衝突盆地には有意な磁気異常は見られない．一方で晴れの海(SR)には 1 nT 以下と弱いながらも磁気異常が存在することが確認できる．このような代表的な磁気異常の存在・不在を含めて，従来のルナ・プロスペクター観測による高度 30 km 磁気異常図で確認された磁気異常の殆どを，100 km 磁気異常図においても確認することができるのは驚異的な事であることを付け加えておこう．

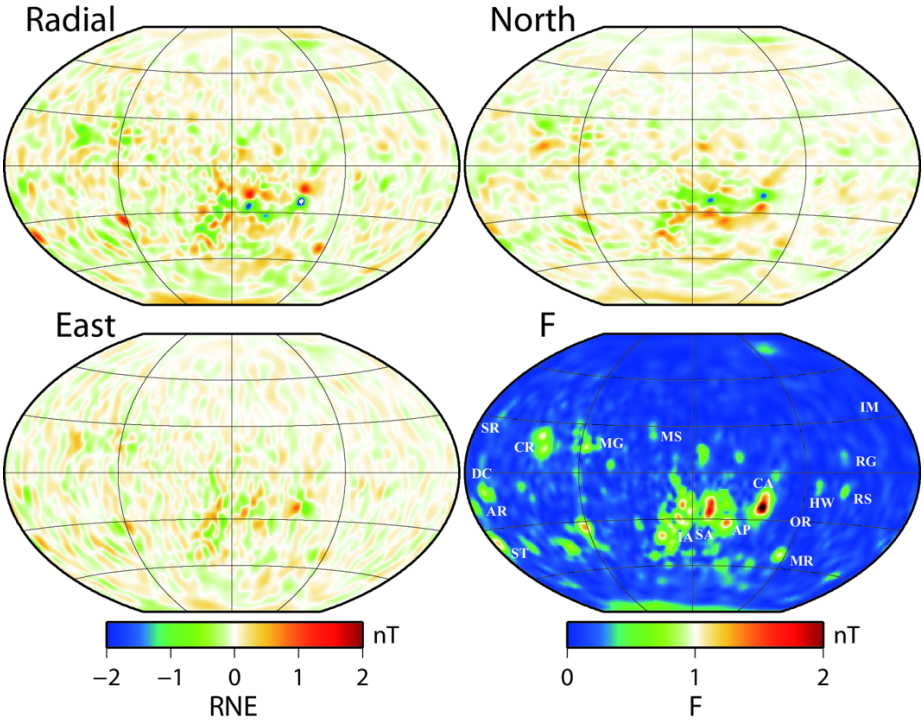


図 5-3 「かぐや」の観測データによる高度 100 km での動径成分(Radial)，北向き成分(North)，東向き成分(East)，全磁力(F)の磁気異常マップ．見やすさのため裏側を中心に置いている．全磁力図には代表的な磁気異常と地形を示している．

(c) 低高度観測による磁気異常モデル

次に，より微細な構造を詳細に見るために低高度での観測データを用いたマッピングについて見て行こう．2009 年 3 月から 2009 年 6 月までの「かぐや」データ及び 1999 年 1 月から 7 月までのルナ・プロスペクターデータを同時に用いることで，カバレージやデータ密度分布を改善している．基本的な手続きは高度 100 km データを用いる場合とほぼ同様であるが，低高度観測データを使ったマッピングでは SVM 法によって直接月面における磁場動径成分を推定している．月面磁気異常の空間スケールは高度 100 km の場合よりも小さく，急峻な変化を示すことが知られている (Dyal et al. 1974)．このような場合に拘束条件として粗さを最少にすると，軌道に沿ってオフセットが残る懸念があるので，ノルム最少化を拘束条件として課している．また，トレードオフパラメータも領域毎に異なると考えられるため，まずは月面を等面積の 230 領域に分割してトレードオフパラメータの分布を決定し，その後改めて各領域で SVM 法を適用することで月面磁場分布を求めている．

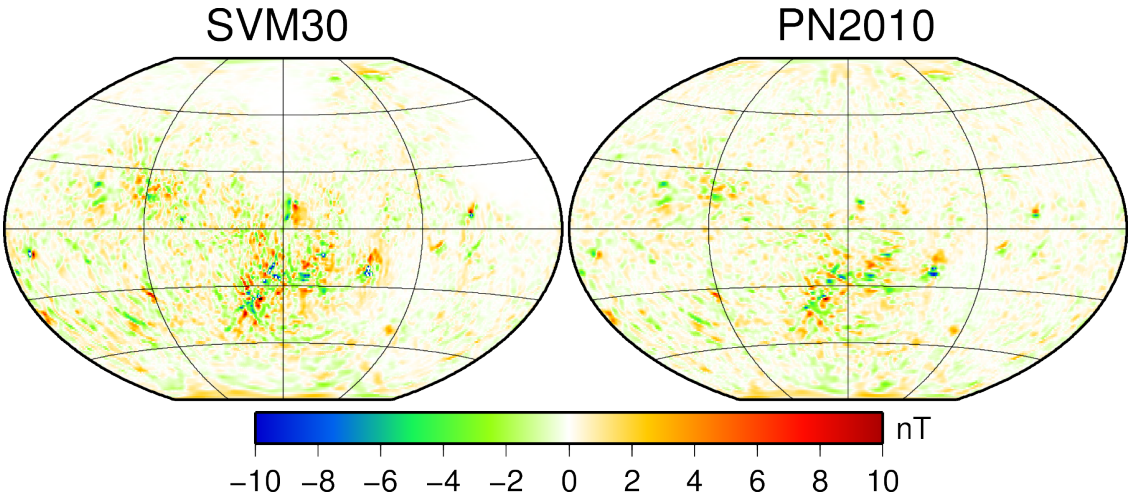


図 5-4　SVM 法(左)と球面調和関数展開(右: Purucker and Nicholas 2010) による高度 30 km での磁場動径成分の分布．

「かぐや」以前に得られているルナ・プロスペクターのデータのみを用いたグローバルモデル (Purucker and Nicholas 2010: PN2010) との比較のため，まずは高度 30 km での動径成分の分布図を図 5-4 に示す．SVM 法によって 30 km に高度補正したモデル(SVM30)と PN2010 は概ね良い一致を示すことが確認できる．動径成分，北向き成分，東向き成分について相関係数はそれぞれ 0.80, 0.90, 0.67 であり，主成分解析によれば振幅比(PN2010/SVM30)は 0.74, 0.84, 0.58 である (Tsunakawa et al. 2015)．動径成分と北向き成分に比べて東向き成分の相関係数が低く，PN2010 が弱めになっているのが顕著な違いとして認められる．特に，雨の海の対蹠地にあたる裏側の南半球にある強い磁気異常地

域において，系統的に PN2010 のほうが SVM30 よりも弱い磁気異常を示している．PN2010 は東向き成分データをモデル化の際に使っておらず，隣接するパスを使って三本のパスの平均を取る等，ピーク値を下げるような処理を行っているため，こうした差異は主に手法の違いによるものであると考えられる．また，南極エイトケン盆地付近においては，「かぐや」の観測高度は最低で 9 km とルナ・プロスペクターの観測高度(~30 km)よりも低いので，より小スケールの磁場シグナルを良い S/N 比で捉えることが出来ている可能性も，理由として考えられる．

次に月面磁気異常図を図 5-5 に示す．動径成分の範囲は [−714, 608] nT であり，全磁力は危機の海の対蹠地域での 718 nT が最大値である．この値はモデルの性質上，最大月面磁場の下限値を与えていると思えば良かろう．数百 nT 程度の磁場強度は ER 法によって得られた強度と同程度である (Mitchell et al. 2008)．月面磁気異常の分布で特徴的なのは，表側裏側の両方において，殆どの高地域でクラスター状の磁気異常が見られる一方で，巨大な海や衝突盆地においてはせいぜい微弱な磁気異常しか存在していない点である．これらの特徴は上述の 100 km マップや過去のモデルにおいても確認できる (Mitchell et al. 2008; Richmond and Hood 2008; Purucker and Nicholas 2010)．有意な磁気異常が存在しない地域として代表的なのは雨の海と東の海といったインブリウム代の若い衝突盆地である．こうした地域は盆地形成時の衝突による消磁後に，新たな磁気異常が形成されていないことから，形成時点で安定な外部磁場が無かった，つまり，月のダイナモが既に停止していた可能性が示唆される．

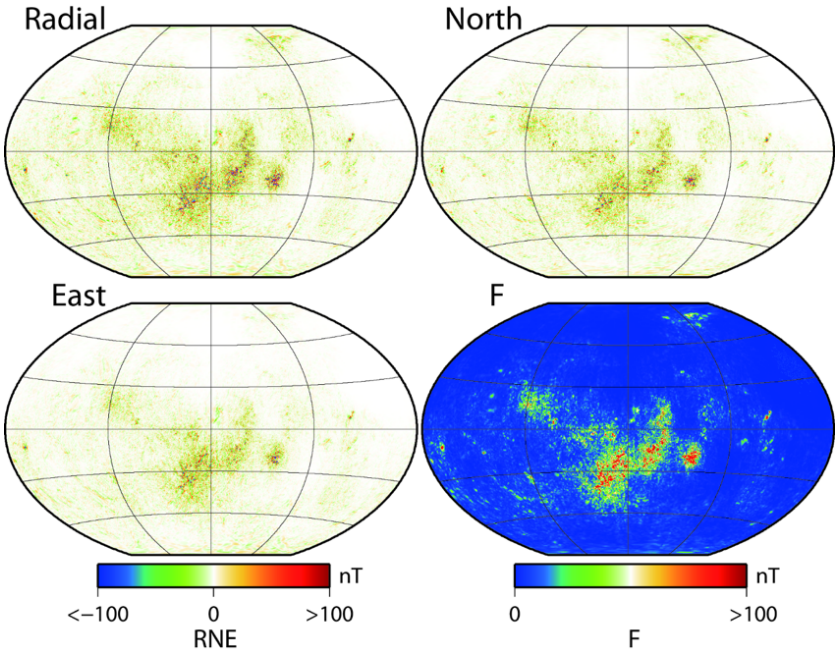


図 5-5　SVM 法による月面磁場 3 成分及び全磁力の分布．見方は図 5-3 と同様．

一方で磁気異常の各成分において線状に伸びたパターンが良く見られる．こうした分布と対応するような表面地形や重力異常は見られないので，磁気異常ソースがあまり深くない地下で直交する方向に，例えば岩脈として分布している可能性が示唆される．この場合，その磁気異常は熱残留磁化起源であり，月のダイナモの存在を支持することになる．こうした磁気異常パターンの解析から地下構造や過去の火成活動，古応力場を推定できる可能性があり，今後の重要な研究課題となるであろう．

衝突盆地やクレーター地形に対応する磁気異常が存在する場合，それらは主に熱残留磁化か衝撃残留磁化起源と考えられ，その形成過程や過去のダイナモに関する情報を得ることができる．典型的なものはクレーター中央に孤立した磁気異常 (Central Magnetic Anomaly: CMA)で，主として熱残留磁化起源と考えられることから過去のダイナモの磁極の位置を推定する際に利用できる (Takahashi et al. 2014 及び 4.2.5, 5.2.1 を参照)．とはいえ，SVM 法の代表的な解像度は 1 度程度であり，解析に適しているのは 100 km サイズのクレーターと対応する CMA までと考えられる (Tsunakawa et al. 2015)．より小さな 10 km オーダーのサイズのクレーターに対応する CMA が解析可能になれば，その数は飛躍的に増え，月ダイナモの永年変化や進化，極移動についてより定量的な議論が可能になることが期待される．時間軸を考慮した議論を行うには磁気異常が形成された年代が必要となるので，より多くのクレーター年代データが望まれる．

(d) 今後の探査

SVM 法が開発されたことによって，軌道上の磁場データを月面へマッピングするための理論と手法はほぼ確立されたと考えて良いだろう．一方，磁気異常の空間解像度は観測高度やパスの密度といった，軌道の 3 次元的な分布によって強く規定される．通常，極軌道における周回衛星による連続したパス間の経度間隔は約 1 度である．数十 km サイズの磁気異常を解像するには 10 km 程度の高度で，0.2〜0.3 度程度の間隔での観測データが要求されるが，限られた低高度観測期間において，単一の衛星観測で高度を下げつつ劇的に経度方向の観測密度も高めることは容易ではない．従って，低高度観測が重要であることもさることながら，特に経度方向に対する観測密度を高めることが重要である．例えば，複数回の探査を行い観測機会を増やす，または，異なる軌道傾斜角での複数台同時観測といった方法が考えられよう．こうした観測を我が国単独で行うことは現実的ではなく，国際的な協力態勢の下で行われることが必要であろう．

5.3 月と宇宙プラズマ（第二部）

5.3.1 月と太陽風プラズマ・磁気圏プラズマ

(a) 巨視的な相互作用 (帯電，ウェイク)

(b) 局所的な相互作用 (表面，磁気異常，縦孔)

(c) 他の天体磁気圏，他惑星の衛星，彗星，小惑星との比較

(d) 月周辺のプラズマ波動

5.3.2 地球の電離圏からの物質供給
5.3.3 帯電とダスト環境
5.3.4 電波科学

5.4　月の外圏大気（第二部）
5.4.1 生成メカニズム
5.4.2 物質循環

5.5　宇宙風化（第二部）
5.5.1 プラズマの視点
5.5.2 惑星物質科学の視点

第 5 章の用語解説

ダイナモ
天体規模の固有磁場を生成維持する物理プロセス．溶融した金属核の運動に伴う電磁誘導によって生じる発電作用．

磁気異常
岩石中の強磁性粒子が持つ磁化．加熱された岩石が磁場中で冷却する際に，磁性鉱物のブロッキング温度に応じて獲得する磁化を熱残留磁化，隕石の衝突などの衝撃によって，岩石に圧力が加わる際に獲得する磁化を衝撃残留磁化という．

残留磁化
地殻の岩石が獲得した残留磁化による磁場．熱残留磁化起源の磁気異常は，過去の月ダイナモによる磁場や地下の火成活動等の推定に利用される．

柱状対流
過去の月の外核内で起きていたと考えられる対流構造．自転による効果が支配的な流れで，自転軸方向に構造が一様になる性質がある．

Surface Vector Mapping (SVM) 法
軌道上の衛星によって観測された磁場三成分を，月面上に下方接続する方法．逆境界値問題の一種．

第6章　月の資源科学 [編集：佐伯和人，橋爪光，春山純一]

6.1　鉱物資源 (第二部)

6.2　水を始めとした月の軽元素資源 [橋爪光]

地球の元素組成は，太陽組成に比べて，揮発性元素，すなわち，水素・炭素・窒素・酸素および希ガス元素に欠乏している．この章では，月面に存在するこれら元素を資源としての観点から評価する．最初にまず全体の概要を述べ，6.2.1 節以下，各論を引用文献と共に紹介する．

将来のエネルギー源の候補である ^{3}He は，人類が暮らす地球表層では極端に欠乏しているが，太陽風に照射された月表土に含まれるイルメナイト中に相対的に高い濃度で存在する．太陽風の筆頭構成元素である水素は，水惑星・地球の表層にも相対的に豊富に存在するため，^{3}He のような持ち帰り資源としては魅力に乏しいが，人類が将来月面に進出した時は，月面において調達し消費する資源として十分考え得る．水素を多く含むイルメナイトを加工することにより水や酸素を生成させることが出来る．

月中低緯度域においてサンプリングされたアポロ月試料からは，持ち帰られた試料が地球水に汚染されたため，月面上に水が存在する確たる証拠は結局得られなかった．表土試料が保持する太陽風起源水素の大部分は水ではなく水素単体として存在することが示唆された．一方，月の高緯度域・極域における水・水素の分布状況が，近年のリモートセンシングデータにより報告されている．日照域を含む極域全域の表土内には平均 0.1 - 0.5 wt%程度の水が存在することが示唆されている．一方，クレーターなどの複雑な地形の一部に存在すると考えられる永久影には，上述の極域平均値を大きく上回る濃度 (6 - 22 wt%) の水が存在する可能性が複数報告されているが，議論の最中であり，今後の検証が必要である．

リモートセンシングデータから存在が示唆される月極域の水の起源について概観する．月極域水を定量的に評価するためには，(1) 月の内外から月面全域への揮発性物質の供給，(2) 月面上の揮発性分子の移動，(3) 月面あるいは表土内における揮発性分子の捕獲(埋蔵)，(4) 月面から宇宙空間への揮発性分子の散逸，などの過程を全て理解する必要がある．この内，本章では水の起源・生成候補を中心に述べる．月面水定量に必要な過程の中には月固有の過程もあろうが，一方，小天体一般に拡張可能な過程もあり得る．これらの解明により，地球以外の水惑星が宇宙に存在する条件を考察する「水惑星学」への貢献が期待される．地球の場合，表層全域に水が行き渡っている高バックグラウンドの状況にあるため，個別水分子の詳細な挙動解析は簡単ではない．これに対し，無水に近い低バックグラウンドの状況にある月面では，水の供給・生成・移動・貯蔵・散逸

といった天体上の一連の挙動をつぶさに観察出来るかもしれない．将来，月面水の詳細な分布状況，表土への捕獲状態，更に，水素・酸素同位体組成を，月面に赴いて直接観察することによりここで挙げる一連の考察が検証される．

6.2.1 太陽風起源の資源

(a) ヘリウム

ヘリウムは，惑星材料物質中で欠乏している上に，地球大気から定常的に散逸するため地表では極端に少ない．例えば，地球大気中の $^{4}He/^{36}Ar$ 比は，現在の太陽風組成の 6 x 10^{-6} 倍程度である．ヘリウムの中でも ^{4}He は，惑星材料物質から継承した始原成分に，惑星岩石圏内，特に，地殻中において U や Pu から放射壊変し生成される成分が加わるのに対し，^{3}He は始原成分が支配的なため，地球において更に欠乏している．地球大気の $^{3}He/^{4}He$ 比は，現在の太陽風組成の 3 x 10^{-3} 倍程度である (Sano et al. 1988; Benkert et al. 1993)．地球大気の $^{3}He/^{36}Ar$ 比は太陽風に比べ 8 桁ほど低く，^{3}He は地球表層において極めて欠乏していることがわかる．太陽風が打ち込まれた月表土試料は極めて高い ^{3}He 濃度を持つため，地球における欠乏を補う高い価値を持ち得る．地球大気に存在する ^{3}He 総量は約 10^{9} mol である．これは，後で紹介する高いヘリウム濃度を持つ月表土中イルメナイト 10^{17} g に含まれる量に相当する．

太陽風は，月最表面において宇宙空間に向かって暴露された鉱物粒子に 300-800 km s^{-1} の速度で打ち込まれ，減速しながら鉱物内を進み，鉱物種に多少依るが 50 ± 30 nm を中心に，大部分が 200 nm 以内の深さで止まる．打ち込まれる深さはどの核種も大差ないが，重い同位体がわずかに深くまで打ち込まれることが近年確認された (Grimberg et al. 2006)．照射された太陽風の 90 %近く (Grimberg et al. 2006) は散乱されずに鉱物内にいったん入射・残留する．しかし，ヘリウム・水素などの軽い元素は，その後の熱的過程により粒子から失われる．熱的過程には，月面で太陽光照射や微小隕石の飛来により鉱物粒子全体が加熱されるイベントの他，太陽風・宇宙線が粒子内で減速する際に解放される運動エネルギーにより粒子内のごく一部が局所的に加熱されるようなイベントも候補になり得る．太陽風軽元素の保持率は鉱物種により異なることが知られている．例えば，月の海玄武岩中主要鉱物の一つであるイルメナイト ($FeTiO_3$) は，輝石・長石に比べて保持率が高い．Benkert et al. (1993) が，段階エッチング法という手法を用い，月表土粒子を表面から徐々に酸で溶かし，溶解した部分の He/Ar 比がどう変化するかを調べたところ，イルメナイトの表面付近では太陽風組成より 1 桁低い He/Ar 比が見られたが，より深い領域では太陽風組成とほぼ一致する値が見られ，イルメナイトからの He 散逸は限定的で，30 %前後の He は粒子内に残留していることがわかった．一方，輝石では，He/Ar は表面で 3 桁ほど，深部でも 1 桁ほど太陽風組成より低い値が見られ，He の 99 %が打ち込み後に失われたことがわかった．太陽風ヘリウムが専らイルメナイトにおいて保持されているのは，月表土のヘリウム濃度とチタン濃度によい相関が見られることからもわかる (Cameron 1992)．10 wt%程度の全岩 TiO_2 濃度を持つ月表土には 10

μmol g^{-1} 前後のヘリウムが含まれる．イルメナイトだけを月表土から抽出した場合，50 μmol g^{-1} のヘリウムが検出された (Eberhardt et al. 1972)．太陽風は鉱物表面の厚さ 200 nm 以内の層に大部分が存在するので，粒径の小さいイルメナイトを選択的に抽出すると，さらに高い太陽風の試料中濃度が期待できる．Hintenberger et al. (1970) は，47 wt% を占める ＜50 μm サイズの月表土粒子に 81 %のヘリウムが含まれると報告している．

(b) 水素

地球表層圏において，水素は水の形で大量に存在する．海洋・地球大気の総量から見積もった $H/^{36}Ar$ 比は，太陽組成より 97 倍高い．先ほど考察した ^{3}He の場合とは異なり，太陽風水素を地表に持ち帰った場合の希少価値はほとんどない．むしろ太陽風水素は，月面で人類活動を進める際に現地調達する地産地消型資源と捉えるべきだろう．月表土試料の全岩水素濃度は，211 μmol-Hg^{-1} を上限とし，大部分の表土試料は 100 μmol-H g^{-1} 以下の濃度を示す (Carter 1985; Bustin and Gibson 1992)．月表土中の水素キャリア鉱物は，ヘリウムの場合のようには明確に特定されていない．これは，地球に持ち帰られた月表土試料が地球起源の水により汚染されているので，正確な評価が困難なためである (Epstein and Taylor 1974)．しかし，イルメナイトの水素保持能がヘリウムの場合と同様に高いと考えられるため，おそらくはイルメナイトが主要な水素キャリアであると考えられる．イルメナイト中のヘリウム濃度を元に，太陽組成の H/He 比(9.7)を考慮すると，イルメナイト中太陽風水素濃度は，500 μmol-Hg^{-1}-ilmenite 程度と見積もられる．TiO_2 濃度 10 wt%の全岩中を考えると，全岩水素濃度は 100 μmol-Hg^{-1}-bulk 程度と計算され，月表土において観測された太陽風水素の濃度範囲の上限値と調和的である．

現在の太陽風 D/H 比は，地球水素組成に比べて少なくとも 1-2 桁低いことがわかっているが，実は正確な値はわかっていない．あまりにも重水素が欠乏しているため，太陽風が打ち込まれた試料を分析する前や分析中に付加されるわずかな汚染成分，あるいは，宇宙線照射により試料中に生成された核破砕反応起源の重水素が，D/H 比の測定に著しく大きな影響を及ぼすためである．月表土試料の分析では，D/H = (5 - 8) x 10^{-6}，すなわち，地球海水の 3 - 5 %の値 (Friedman et al. 1970; Hashizume et al. 2000) が観測されているので，その範囲を上限に，真の太陽組成は更に低い値だろう．

月表土中のイルメナイトは，酸素・水素両方を効率よく抽出出来る有望な水資源鉱物と考えられる．まず，上述のように，イルメナイトは月表土中で最も有望な水素キャリアである．月表土を 600℃程度に加熱すると，水素は，水ではなく，水素分子として抽出されることから (Carter 1985)，イルメナイトに打ち込まれた太陽風水素は，水素単体として存在すると推察される．一見，水を生成するためには酸素を別途調達する必要があるように聞こえるが，イルメナイトを加工処理することにより，水素だけでなく，更に酸素も抽出できる．イルメナイトを水素雰囲気下で加熱すると，中に含まれる酸化鉄が水素により還元され，水が発生することが実証されている (Gibson et al. 1994)．岩石から酸素を効率よく抽出するためには，鉄のように，還元されやすい金属を多く含む鉱物

を選ぶ必要がある．イルメナイトは月表土中主要鉱物の中で最も高い酸化鉄濃度を持つため，水素だけでなく，酸素発生源としても最も適した鉱物である．

(c) 太陽風の捕獲量

太陽風照射密度は, 月の裏側の方が, また, 低緯度ほど相対的に高いと考えられている．月の裏側赤道の遠・地球点を 10 とすると，裏側の緯度 60°では 5，また，表側赤道では縁から近･地球点に向かって減少し, 近･地球点では 3 以下と見積もられている (Swindle et al. 1992)．太陽風が多く照射された月表土は相対的に高い太陽風軽元素濃度を持ち得る. 太陽風が打ち込まれると, 太陽風を保持した鉱物表面が徐々にスパッタリングされ, いずれは打ち込まれる量と失う量が釣り合う平衡(飽和)状態に達することが予想される．アポロ着陸地点を想定し見積もられた月表土スパッタリング率は，鉱物種により多少の違いはあるが，概ね (2 - 4) x 10^{-4} nm $year^{-1}$ 程度と見積もられている (Kerridge 1991)．従って，2 x 10^5 年程度月面に暴露されると，典型的な太陽風打ち込み距離である 50 nm の厚みだけ鉱物表面が削られ，平衡状態に近づく．太陽風は，表土内の最上面に位置する鉱物粒子の，さらに，宇宙空間に向いている特定の一面にしか照射されないが，その粒子は，短時間照射されては，他の表土粒子と最表面の位置を交代する．月表土内の粒子は表土層の中の位置が固定されているわけではなく, 大小様々な隕石の飛来などにより，深さ 1-10 m の範囲で定期的に攪拌(ガーデニング)されるためだ．仮に全ての月表土粒子が 100 μm サイズだと仮定すると，1 m 厚の表土層を構成する粒子がランダムに照射され, 全てが完全に平衡状態に達するのに約 100 億年必要という計算になる. 従って, 1 m 以上の厚みを持つ典型的な月表土層において全深度において完全に平衡状態に達した表土はおそらくは存在せず，月面上の場所で決まる照射量と TiO_2 含有量に概ね応じた量の太陽風水素・ヘリウム資源が期待できる．

6.2.2 月極域の水に関するリモートセンシングデータ

彗星に向かうため 2009 年以前に月に何度かフライバイしたディープ・インパクト搭載の 1.05-4.5 μm 赤外線分光計は，月面からの反射光の中に，水または水酸基によると考えられる，2.81 μm および 2.95 μm 付近に極大値を持ち，2.7 μm から 3.6 μm まで連続的に見られる吸収を確認した (Sunshine et al. 2009)．赤道付近から北極域までの広範な領域で上記の吸収が見られたが，北極付近において最も大きな吸収が確認された．彼らは，その吸収は 0.5 wt%以下(< 550 μmol-Hg^{-1})の水によるものではないかと解釈している．この論文では，もう一点興味深い報告がされている．中低緯度域における水の吸収量が，地域による違いは小さいのに対して，時間によって明確に変化する．朝において最大の吸収量が見られ，昼にほぼ消滅し，夕方に近づくとまた朝に近い吸収量に回復する．彼らは，これは地表面温度の変化と連動し，暖かい地点から冷たい地点に水分子が月面上を移動している痕跡ではないかと解釈している. 冷たいところを目指して揮発性分子が天体上を移動するマイグレーションという過程が詳しく解明されると, 月極域水分子の起源解明につながる．

月極域が中低緯度より高い水素濃度を持つことは中性子分光法という手法でも確認されている (Miller et al. 2012; Sanin et al. 2017). 中性子分光法は，銀河宇宙線が月面に入射した際に表土内深さ数 m 以内において発生する熱外中性子の水素による吸収，あるいは，反応により発生するガンマ線を検出する手法であり，数 wt%以下の濃度の水を高い感度で検知できる．上述の赤外線分光法では表土の最表面を中心に水を検出しているのに対して，中性子分光法では中性子が効率よく発生する表土内 10 cm 以深を中心に見ている可能性がある．ルナ・プロスペクター (LP)やルナ・リコネッサンス・オービター (LRO)によりこの手法を用いた水探査が進められた．彼らの解析によると，南北の極域それぞれ緯度 80 度以上において低緯度域より有意に高い水素濃度，極域全体の平均値として 0.1 wt% (Miller et al. 2012)，場所によっては 0.5 wt%程度まで (Sanin et al. 2017) の水に相当する水素量, すなわち, 100-500 μmol-Hg^{-1} の水素濃度が認められた. 原理上, 中性子分光法で検出出来るのは水分子ではなく水素原子なので, 水素の化学形は区別できない．しかし，極域における太陽風フラックスは低緯度域より小さいと考えるのが自然なので，極域で広範に見られた高濃度の水素は，試料に直接打ち込まれた太陽風以外の形の水素，例えば，水による可能性が高い．

以上の二例は，月極域の緯度 1 度程度以上，つまり 30 km 以上の比較的広い範囲における平均的な水濃度の推定値だが，より局所的(< 10 km)な範囲において，クレーターの縁などで常時日の当たらない永久影の中に, これらの濃度を大幅に上回る量の水が存在するのではと期待されている．ただし，暗く複雑な地形におけるリモートセンシングは大変難しく, 現状では, 非常に不確定性が高い情報であることは十分理解する必要がある．Zuber et al. (2012) は LRO 搭載の高度計に組み込まれたレーザーによりシャックルトンクレーター周辺を調べたところ，クレーター底面・壁面付近はクレーター周囲に比べて反射率が高いことを発見した．宇宙風化では逆に反射率が下がるはずなので，彼らは，これは水氷の存在によるのではないかと推測し，表層数 μm 中に最大 22 %の氷が存在すると見積もった．これに対し，Haruyama et al. (2008) は，この観測された高い反射率は，鉄を含まない長石によるもの，と解釈し，表面氷の存在にやや否定的な見解を示している．見積もりの不確定性を最大限考慮しても表土中の水存在度は 7.5 %以下だと結論している．Thomson et al. (2012) は，LRO 搭載の合成開口レーダーを用い推定を行った．円偏向比率が表土中の氷濃度により変化し得る事を用い見積もった結果，クレーター内部の表土層 1 m 中に 5～10 wt%の水氷が存在し得ると結論した．エル・クロス (LCROSS)ミッションでは，カベウスクレーターにペネトレーターを打ち込み，巻き上げられた噴出物を近赤外分光計で観測した (Colaprete et al. 2010). 観測されたスペクトルの中に水蒸気の吸収による寄与が見られ, その吸収量から推定されるクレーター内表土中の水濃度は 5.6 ± 2.9 wt%だと報告している．Strycker et al. (2013) はこの実験を地上から観測し，エジェクタの質量をより詳しく求め，6.3 ± 1.6 wt%という補正値を報告した．ただし，水蒸気の定量に用いられたエル・クロス搭載分光計の観測波長域は 1.3 - 2.3 μm であり，水の他にも多くの分子種による強い吸収が期待される波長域なので，これ

らによる吸収の可能性を完全に排した上での結論では必ずしもないことに注意が必要である．

6.2.3 月面への水供給と極への水濃集の理論

月面への揮発性元素供給源として，様々な起源を持つ揮発性元素含有物質，例えば，太陽風，隕石，彗星，および，月岩石圏などが考え得る．月面は，月・地球軌道への太陽・諸惑星物質輸送を実証的・定量的に解明するための魅力的な研究の場を提供する．長期にわたる月面へのこれら諸物質の供給の痕跡が月表土中に記録されているかもしれない．しかし，現状において，月面への揮発性物質供給量，その経年変化，更に，月面上での移動過程，月面における捕獲過程，月面からの散逸過程の見積には大きな不確定性があり，全貌解明に向けて今後の研究の進展が期待される．以下では，これまでに得られている証拠から導かれる，月面上の揮発性物質挙動に関する部分的な示唆を紹介する．

(a) 月面への水供給・月面における水生成過程

月面には複数の供給源候補が存在することは上に述べたが，どれが支配的な揮発性元素供給源なのか明らかではない．また，各揮発性元素供給源の間で元素組成が大きく異なるので，必ずしも一つの供給源が月面への全ての揮発性元素の供給を支配するとは限らない．例えば，月表土の太陽風同位体研究 (Hashizume et al. 2000) からは，同じ試料に捕獲された窒素と始原アルゴンが異なる起源を持つことが示唆されている．^{36}Ar は専ら太陽風を起源とするのに対し，窒素の場合，太陽風以外に微小隕石 (Love and Brownlee 1993) が重要な供給源らしい (Hashizume et al. 2002)．同じように，月面表土に水が存在するとしても，水を構成する水素と酸素が同じ起源を持つとは限らない．太陽風は，O/H 原子数比率が 10^{-3} 以下であるため，それだけでは水を作れない．後述するように，月起源の酸素と月面で化学反応することによりはじめて水分子・水酸基が作られたかもしれない．一方，微小隕石・彗星には，高い濃度の水・水酸基が存在するため，月面へ衝突したこれら惑星物質が蒸発することにより，ただちに水が発生し得る．月面水生成量を推定する際には，水素の供給だけに注目するのではなく，それと結合する酸素の生成・供給過程も考慮に入れた見積を行う必要がある．

月表土中豊富に見られるイルメナイトを高温下水素雰囲気中で還元する事により水を生成出来ることを先に述べたが，同じ反応が，プラントではなく月面において自然に進行したかもしれない．月表土中イルメナイト粒子表面の厚さ 200 nm の非晶質層を透過電子顕微鏡で詳細に観察すると，酸化鉄が還元された数十 nm サイズの金属鉄が豊富に見られる (Keller and McKay 1997)．金属鉄の生成は，金属との結合から解放された酸素の生成を意味する．この酸素が鉱物中で周囲に存在する水素と結合すると水・水酸基が生成される．太陽風程度のエネルギーを持つ水素イオンを鉱物に打ち込むと水酸基が生成されることは実験的にも確認されている (Ichimura et al. 2012)．鉱物中に含まれる水酸基は，水として抽出することが出来る．例えば，鉱物中に水酸基を含む隕石を 5 分程度 600℃前後に加熱すると，水分子として抽出することが出来る (e.g., Baker et al. 2002).

同じようにして月表土中イルメナイトにイオン照射や微小隕石衝撃などのエネルギーを加えれば，鉱物表面から局所的な水の抽出を繰り返すことが可能だろう．

(b) 月面上の水の移動・捕獲過程

月面への太陽風照射や諸惑星物質の降着は，月面のほぼ全域において起こり得る．表土から解放され，月面に遊離した水分子は月面上を飛行し，一部は月重力圏を離脱し，他は再び月面に衝突をする．中・低緯度域など高温な昼側月面に衝突した水分子は，再び月面に放出される．この過程を繰り返しながら，偶然極域や夜側月面に到来した水分子は月面鉱物上に吸着される．この移動過程をマイグレーションと呼ぶ．月面の同じ場所で昼夜において変化する水の吸収強度から，温暖な昼から寒冷な夜に向かい水分子が経度方向に移動している，という解釈が提示されている (Sunshine et al. 2009).

マイグレーション過程において，揮発性元素が荷電粒子として移動するのか，中性分子・原子として移動するのか，区別して考察する必要がある．荷電粒子としての振る舞いは電磁気学的に明快に解析できるのに対し，中性分子挙動の観察・理解 (e.g., Futaana et al. 2012) は容易ではない．長期にわたる月面上の水挙動を理解するには，月面上の正確な分子イオン化過程と共に，中性分子としての挙動理解が欠かせない．

表土内において揮発性分子を固定する過程を解明するためには，分子種単独で決まる熱力学的性質である凝縮とともに，分子と鉱物表面との相互作用である吸着に関する理解が不可欠である．低温下での鉱物表面への水や二酸化炭素の吸着効率は，特に火星寒冷域における水・二酸化炭素の振る舞いを解明する鍵だと目され，70 年代から実験が進められてきた (e.g., Fanale and Cannon 1971)．90 年代以降，鉱物には様々な活性化エネルギーの吸着スポットが存在するため，単一の活性化エネルギーを仮定して外挿すると大きな誤差を生むことが分かってきた (e.g., Zent and Quinn 1997)．近年，実際の月表土を用い低温下での水の吸着効率を実測すると，同じ鉱物種でも，宇宙風化度合が異なると桁違いに吸着効率が異なり，またその温度依存性も変化することがわかった (Poston et al. 2015).

(c) 月の極における水の貯蔵過程

月表土内において，鉱物への分子の吸着を繰り返しながら，表面から内部に向かって水蒸気が運ばれるポンピング効果という過程が提案されている (Schorghofer and Taylor 2007)．これは，夜間月表土最表面において結露した水が，日照開始と共に蒸発し，その一部が日照熱よりも速く表土内を拡散する現象である．月表土内部の数十 cm 厚の部分は，日照に伴い温度が大きく上下する．この深さ領域において昼間に温度上昇するのは，日照熱が表土表面から内部に向かい拡散するためだが，全く同様に，水蒸気も内側に向かって拡散しうる．表土の空隙率が高いと熱伝導率は下がるのに対し，水蒸気を始めとした気体の拡散係数は上がり，熱よりも気体が速く表土内を拡散するようになる．逆に，夜間，日中に内部に伝搬した日照熱が今度は月面・宇宙空間に向かい拡散するが，表土

内部の温度が低いと水の大部分は吸着・凝縮したままで蒸気圧が低いため，熱と同じようには月面に運ばれず, 結局表土内部に留まることが出来る. 月極域の日照域において, 月表土数十 cm より深い部分では昼夜とも 100-130 K 程度の一定温度に維持される．この低温一定の領域において水の吸着・凝縮が効率的に起これば，月面表層から運ばれた水は，持続的にそこに蓄積されることになる.

6.3　場所としての資源(環境資源) (第二部)

6.3.1 科学観測基地としての資源

6.3.2 縦孔と地下空洞

6.3.3 ミニ磁気圏

コラム（2021 年追加，査読対象外）[橋爪光]

以下の総説論文でも月面に存在する揮発性元素について，近年の情報も含めて解説している．参照されたい.

橋爪 光 (2019) 月面に供給される揮発性物質とその起源. 日本惑星科学会誌・遊・星・人 28, 6-13, doi:10.14909/yuseijin.28.1_6.

第 6 の用語解説

軽元素

専門分野によって何を軽元素と呼ぶかは異なる．天文分野では，水素を始め，小さい原子番号の元素を指す．地球惑星科学分野では，気体(軽い物質)を作りやすい揮発性元素という観点が加わり，水素，炭素，窒素，酸素など，ならびに，ヘリウムを始めとした希ガスを指すことが多く，本章でも，この慣例に従っている．

ヘリウム 3

ヘリウムの安定同位体．原子核は陽子 2 個と中性子 1 個からなる．ヘリウムの大部分を占めるのはヘリウム 4．ヘリウム 3 と重水素(後述)の核反応からエネルギーを発生させる，将来の核融合炉の燃料として期待される．

アポロ月試料

1969 年打ち上げのアポロ 11 号から 1972 年打ち上げの 17 号(13 号を除く)までのアポロ計画で地球に持ち帰えられた月の岩石やレゴリス．総重量 382 kg.

宇宙空間への揮発性分子の散逸

天体の揮発性分子が宇宙空間へ流れ出すこと．自らの熱運動が脱出速度を超えることによる「熱的散逸」と，大気中の化学反応や太陽風によってはじき出される「非熱的散逸」がある．

太陽風

太陽から毎秒 300 km〜800 km の速度で噴き出す，高温で電離した粒子．ほとんどは陽子(プロトン)と電子だが，ヘリウム(アルファ粒子)とそれより重い元素のイオンも，太陽組成に近い比率で含まれる．

始原成分

天体が形成した時に既にその材料物質中に存在した元素・同位体，すなわち，放射壊変の娘核種や，核反応により天体形成後に作られたものなど，その場生成核種以外の成分を指す．

微小隕石

極めて小さな隕石．どこから微小と呼ぶかは特に決まっておらず，分野や文脈による．大気のない天体の鉱物表面の宇宙風化を語る文脈では，数十ミクロン以下のサイズがイメージされている．

全岩(バルク)

様々な鉱物で構成される岩石試料全体，という意味．

重水素

水素の安定同位体．原子核は陽子 1 個と中性子 1 個からなる．

D/H 比

質量数 2 の重水素と質量数 1 の水素の原子数比．太陽，地球，隕石，彗星などは，互いに大きく異なる D/H 比を持つ．

スパッタリング

イオン化した原子を真空中で高速衝突させること．

ガーデニング

隕石衝突によって地表が破壊撹拌されること．

銀河宇宙線
銀河系内の超新星爆発やそれによって発生した星雲，パルサーなどから発生する高エネルギーの放射線．典型的に 1 GeV のエネルギーを持つ．

永久影
地形と太陽高度の関係から，太陽光がその天体の 1 年間を通して直接当たらない場所．月では両極域のクレーターの底に分布する．

シャクルトンクレーター
月の永久影を持つ代表的なクレーター．月の南極にある．直径約 20 km.

カベウスクレーター
月の永久影を持つクレーターの一つ．エル・クロスミッションでペネトレーターが撃ち込まれた．直径約 100 km.

ペネトレーター
天体表面に高速衝突させ，地面に突き刺さることを目的とした物体.

非晶質
原子や分子が規則配列した固体である結晶に対して，不規則な空間配列のまま固まった状態.

火星寒冷域
本章では，火星の極域の二酸化炭素と水が凍結した氷で覆われた領域およびその周辺領域をさす.

宇宙風化度
宇宙放射線や微小隕石衝突によって天体表面が変化する現象を宇宙風化と呼び，その程度を宇宙風化度と呼ぶ．月の場合，宇宙風化度は，宇宙風化に伴って鉱物表面に生成されるナノメーターサイズの金属鉄粒の量，宇宙風化にともなう鉱物表面の色の変化や，太陽風の照射量など，様々な指標で定量化される．

月の夜
地球日で約 2 週間続き，その間，月面の温度はマイナス 170℃前後になる．

月表土
大気がない月では，あらゆる大きさの隕石が減速せずに月面に達する．また，昼夜の寒暖の差で破壊される効果もあり，月面の岩石は粉々に破壊され，平均粒径 100 ミクロン以下の粉体になっている．これをレゴリスと呼ぶが，表土と表記されることもある．含水鉱物や有機物に富む地球の土とは異なる．

参考文献

Abe Y, Zahnle KJ, Hashimoto A (1998) Elemental Fractionation During Rapid Accretion of the Moon Triggered by a Giant Impact. In: Origin of the Earth and Moon. p 1

Albarède F, Albalat E, Lee C-TA (2015) An intrinsic volatility scale relevant to the Earth and Moon and the status of water in the Moon. Meteorit Planet Sci 50:568–577. doi: 10.1111/maps.12331

Anand M, Tartese R, Barnes JJ (2014) Understanding the origin and evolution of water in the Moon through lunar sample studies. Philos Trans R Soc London Ser A 372:2013.0254. doi: 10.1098/rsta.2013.0254

Andrews-Hanna JC, Asmar SW, Head JW, et al (2013) Ancient igneous intrusions and early expansion of the moon revealed by GRAIL gravity gradiometry. Science 339:675–678. doi: 10.1126/science.1231753

Arai T, Hawke BR, Giguere TA, et al (2010) Antarctic lunar meteorites Yamato-793169, Asuka-881757, MIL 05035, and MET 01210 (YAMM): Launch pairing and possible cryptomare origin. Geochim Cosmochim Acta 74: 2231–2248. doi: 10.1016/j.gca.2009.11.019

Arai T, Takeda H, Yamaguchi A, Ohtake M (2008) A new model of lunar crust: asymmetry in crustal composition and evolution. Earth, Planets Sp 60:433–444. doi: 10.1186/BF03352808

Araki H, Noda H, Tazawa S, et al (2013) Lunar laser topography by LALT on board the KAGUYA lunar explorer - Operational history, new topographic data, peak height analysis of laser echo pulses. Adv Sp Res 52:262–271. doi: 10.1016/j.asr.2013.02.018

Araki H, Tazawa S, Noda H, et al (2009) Lunar global shape and polar topography derived from Kaguya-LALT laser altimetry. Science 323:897–900. doi: 10.1126/science.1164146

Arnold JR (1979) Ice in the lunar polar regions. J Geophys Res Solid Earth 84:5659–5668

Baker L, Franchi IA, Wright IP, Pillinger CT (2002) The oxygen isotopic composition of water from Tagish Lake: Itsrelationship to low-temperature phases and to other carbonaceouschondrites. Meteorit Planet Sci 37:977–985. doi: 10.1111/j.1945-5100.2002.tb00870.x

Banks ME, Watters TR, Robinson MS, et al (2012) Morphometric analysis of small-scale lobate scarps on the Moon using data from the Lunar Reconnaissance Orbiter. J Geophys Res E Planets 117:E00H11. doi: 10.1029/2011JE003907

Barnes JJ, Kring DA, Tartèse R, et al (2016) An asteroidal origin for water in the Moon. Nat Commun 7:11684. doi: 10.1038/ncomms11684

Basaltic Volcanism Study Project (1981) Thermal histories of the terrestrial planets. Pergamon Press, New York

Benkert JP, Baur H, Signer P, Wieler R (1993) He, Ne, and Ar from the solar-wind and solar energetic particles in lunar ilemntes and pyroxenes. J Geophys Res Planets 98:13147–13162. doi: 10.1029/93JE01460

Bhattacharya S, Lal D, Chauhan M, et al (2015) Detection of hydroxyl-bearing exposures of possible magmatic origin on the central peak of crater Theophilus using Chandrayaan-1 Moon Mineralogy Mapper (M^3) data. Icarus 260: 167–173. doi: 10.1016/j.icarus.2015.07.013

Binder AB (1982) The Moon: Its figure and orbital evolution. Geophys Res Lett 9:33–36. doi: 10.1029/GL009i001p00033

Binder AB, Gunga HC (1985) Young thrust-fault scarps in the highlands: evidence for an initially totally molten moon. Icarus 63:421–441. doi: 10.1016/0019-1035(85)90055-7

Blanchette-Guertin JF, Drilleau M, Kawamura T, et al (2015) Lunar Crustal Thickness and Velocity Model Inversion Using Constraints from GRAIL and Apollo data (and preparation for the InSight Mission Data Analysis Phase). In: 46th LPSC. LPI, The Woodlands, TX, #1867

Borg LE, Connelly JN, Boyet M, Carlson RW (2011) Chronological evidence that the Moon is either young or did not have a global magma ocean. Nature 477:70–73. doi: 10.1038/nature10328

Borg LE, Gaffney AM, Shearer CK, et al (2009) Mechanisms for incompatible-element enrichment on the Moon deduced from the lunar basaltic meteorite Northwest Africa 032. Geochim Cosmochim Acta 73: 3963–3980. doi: 10.1016/j.gca.2009.03.039

Bottke WF, Norman MD (2017) The Late Heavy Bombardment. Annu Rev Earth Planet Sci 45:619–647. doi: 10.1146/annurev-earth-063016-020131

Bottke WF, Vokrouhlický D, Minton D, et al (2012) An Archaean heavy bombardment from a destabilized extension of the asteroid belt. Nature 485:78–81. doi: 10.1038/nature10967

Boyce JM (1976) Ages of flow units in the lunar nearside maria based on Lunar Orbiter IV photographs. In: Proc 7th Lunar Planet Sci Conf. pp 2717–2728

Boyce JW, Liu Y, Rossman GR, et al (2010) Lunar apatite with terrestrial volatile abundances. Nature 466:466–469. doi: 10.1038/nature09274

Brotchie JF (1971) Flexure of a liquid-filled spherical shell in a radial gravity field. Mod Geol 3:15–23

Budney CJ, Lucey PG (1998) Basalt thickness in Mare Humorum: The crater excavation method. J Geophys Res E Planets 103:16855–16870. doi: 10.1029/98JE01602

Bugiolacchi R, Guest JE (2008) Compositional and temporal investigation of exposed lunar basalts in the Mare Imbrium region. Icarus 197:1–18. doi: 10.1016/j.icarus.2008.04.001

Bulow RC, Johnson CL, Shearer PM (2005) New events discovered in the Apollo lunar seismic data. J Geophys Res E Planets 110:1–22. doi: 10.1029/2005JE002414

Bustin R, Gibson Jr. EK (1992) Availability of hydrogen for lunar base activities. In: The Second Conference on Lunar Bases and Space Activities of the 21st Century. pp 437–445

Cahill JT, Floss C, Anand M, et al (2004) Petrogenesis of lunar highlands meteorites: Dhofar 025, Dhofar 081, Dar al Gani 262, and Dar al Gani 400. Meteorit Planet Sci 39:503–529

Cameron AGW, Ward WR (1976) The Origin of the Moon. In: 7th LPSC.LPI, Houston, TX, p 120

Cameron EN (1992) Helium mining on the Moon: Site selection and evaluation. In: The Second Conference on Lunar Bases and Space Activities of the 21st Century. pp 189–197

Canup RM (2004) Simulations of a late lunar-forming impact. Icarus 168:433–456. doi: 10.1016/j.icarus.2003.09.028

Carrier WD, Olhoeft GR, Mendell W (1991) Physical Properties of the Lunar Surface. In: Lunar Sourcebook - A user's guide to the moon. doi: 10.1093/mnras/115.6.585

Carter JL (1985) Lunar regolith fines: A source of hydrogen. In: Lunar Bases and Space Activities of the 21st Century. pp 571–581

Chenet H, Lognonné P, Wieczorek M, Mizutani H (2006) Lateral variations of lunar crustal thickness from the Apollo seismic data set. Earth Planet Sci Lett 243:1–14. doi: 10.1016/j.epsl.2005.12.017

Cho Y, Morota T, Haruyama J, et al (2012) Young mare volcanism in the Orientale region contemporary with the Procellarum KREEP Terrane (PKT) volcanism peak period ~2 billion years ago. Geophys Res Lett 39. doi: 10.1029/2012GL051838

Christensen UR, Aubert J (2006) Scaling properties of convection-driven dynamos in rotating spherical shells and application to planetary magnetic fields. Geophys J Int 166:97–114. doi: 10.1111/j.1365-246X.2006.03009.x

Clayton RN (1993) Oxygen Isotopes in Meteorites. Annu Rev Earth Planet Sci 21:115–149. doi: 10.1146/annurev.ea.21.050193.00055

Clayton RN, Mayeda TK (1975) Genetic relations between the moon and meteorites. In: Proc 2nd Lunar Planet Sci Conf. pp 1761–1769

Cohen BA, Swindle TD, Kring DA (2005) Geochemistry and ^{40}Ar-^{39}Ar geochronology of impact-melt clasts in feldspathic lunar meteorites: Implications for lunar bombardment history. Meteorit Planet Sci 40:755–777

Colaprete A, Schultz P, Heldmann J, et al (2010) Detection of water in the LCROSS ejecta plume. Science 330:463–468. doi: 10.1126/science.1186986

Constable S (2007) Geomagnetic Induction Studies. In: Treatise on Geophysics: Geomagnetism. pp 237–276

Cooper MR, Kovach RL, Watkins JS (1974) Lunar near-surface structure. Rev Geophys 12:291–308. doi: 10.1029/RG012i003p00291

Cournède C, Gattacceca J, Rochette P (2012) Magnetic study of large Apollo samples: Possible evidence for an ancient centered dipolar field on the Moon. Earth Planet Sci Lett 331:31–42. doi: 10.1016/j.epsl.2012.03.004

Ćuk M, Hamilton DP, Lock SJ, Stewart ST (2016) Tidal evolution of the Moon from a high-obliquity, high-angular-momentum Earth. Nature 539:402–406. doi: 10.1038/nature19846

Ćuk M, Stewart ST (2012) Making the Moon from a Fast-Spinning Earth: A Giant Impact Followed by Resonant Despinning. Science 338:1047. doi: 10.1126/science.1225542

Daket Y, Yamaji A, Sato K, et al (2016) Tectonic evolution of northwestern Imbrium of the Moon that lasted in the Copernican Period 7. Planetary science. Earth, Planets Sp 68:. doi: 10.1186/s40623-016-0531-0

Dauphas N (2017) The isotopic nature of the Earth's accreting material through time. Nature 541:521–524. doi: 10.1038/nature20830

De Hon RA (1974) Thickness of Mare Material in the Tranquillitatis and Nectaris basins. In: Proc 5th Lunar Sci Conf. pp 53–59

De Hon RA (1975) Geologic Structure of Shallow Maria. Houston

De Hon RA (1977) Mare humorum and mare nubium: Basalt thickness and basin-forming history. In: Proc 8th Lunar Planet Sci Conf. pp 633–641

De Hon RA, Waskom JD (1976) Geologic structure of the eastern mare basins. In: Proc 7th Lunar Planet Sci Conf. pp 2729-2746

Dickey JO, Bender PL, Faller JE, et al (1994) Lunar laser ranging: A continuing legacy of the apollo program. Science 265:482–490. doi: 10.1126/science.265.5171.482

Dyal P, Parkin CW, Daily WD (1974) Magnetism and the interior of the Moon. Rev. Geophys 12: 568–591. doi: 10.1029/RG012i004p00568

Elkins-Tanton LT, Burgess S, Yin Q (2011) The lunar magma ocean : Reconciling the solidi fi cation process with lunar petrology and geochronology. Earth Planet Sci Lett 304:326–336. doi: 10.1016/j.epsl.2011.02.004

Elkins-Tanton LT, Hager BH, Grove TL (2004) Magmatic effects of the lunar late heavy bombardment. Earth Planet Sci Lett 222:17–27. doi: 10.1016/j.epsl.2004.02.017

Epstein S, Taylor Jr. HP (1974) D/H and O-18/O-16 ratios of H_2O in the “rusty” breccia 66095 and the origin of “lunar water.” In: Proc 5th Lunar Planet Sci Conf. pp 1839–1854

Evans AJ., Zuber MT., Weiss BP., Tikoo SM. (2014) A wet, heterogeneous lunar interior: Lower mantle and core dynamo evolution. J Geophys Res 119:1061–1077. doi: 10.1002/2013JE004494

Fagan TJ, Kashima D, Wakabayashi Y, Suginohara A (2014) Case study of magmatic differentiation trends on the Moon based on lunar meteorite Northwest Africa 773 and comparison with Apollo 15 quartz monzodiorite. Geochim Cosmochim Acta 133:97–127. doi: 10.1016/j.gca.2014.02.025

Fagan TJ, Taylor GJ, Keil K, et al (2003) Northwest Africa 773: Lunar origin and iron-enrichment trend. Meteorit Planet Sci 38:529–554 doi: 10.1111/j.1945-5100.2003.tb00025.x

Fanale FP., Cannon WA. (1971) Adsorption on the Martian Regolith. Nature 230:502–504. doi: 10.1038/230502a0

Feldman WC, Gasnault O, Maurice S, et al (2002) Global distribution of lunar composition: New results from Lunar Prospector. J Geophys Res E Planets 107: 5-1–5-14. doi: 10.1029/2001JE001506

Feldman WC, Maurice S, Binder AB, et al (1998) Fluxes of fast and epithermal neutrons from lunar prospector: Evidence for water ice at the lunar poles. Science 281:1496–1500. doi: 10.1126/science.281.5382.1496

Freed AM, Melosh HJ, Solomon SC (2001) Tectonics of mascon loading: Resolution of the strike-slip faulting paradox. J Geophys Res E Planets 106:20603–20620. doi: 10.1029/2000JE001347

French RA, Bina CR, Robinson MS, Watters TR (2015) Small-scale lunar graben: Distribution, dimensions, and formation processes. Icarus 252:95–106. doi: 10.1016/j.icarus.2014.12.031

Friedman I, O'Neil JR, Adami LH, et al (1970) Water, hydrogen, deuterium, carbon, carbon-13, and oxygen-18 content of selected lunar material. Science 167:538–540. doi: 10.1126/science.167.3918.538

Fuller M (1974) Lunar magnetism. Rev. Geophys. 12:23–70

Fuller M, Cisowski SM (1987) Lunar paleomagnetism. In: Geophysics. Encyclopedia of Earth Science. Springer, Boston, MA. doi: 10.1007/0-387-30752-4_83

Futaana Y, Barabash S, Wieser M, et al (2012) Empirical energy spectra of neutralized solar wind protons from thelunar regolith. J Geophys Res 117:E05005. doi: 10.1029/2011JE004019

Gaddis LR, Staid MI, Tyburczy JA, et al (2003) Compositional analyses of lunar pyroclastic deposits. Icarus 161:262–280. doi: 10.1016/S0019-1035(02)00036-2

Gagnepain-Beyneix J, Lognonné P, Chenet H, et al (2006) A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy. Phys Earth Planet Inter 159:140–166. doi: 10.1016/j.pepi.2006.05.009

Garcia RF, Gagnepain-Beyneix J, Chevrot S, Lognonné P (2011) Very preliminary reference Moon model. Phys Earth Planet Inter 188:96–113. doi: 10.1016/j.pepi.2011.06.015

Garrick-Bethell I, Perera V, Nimmo F, Zuber MT (2014) The tidal-rotational shape of the Moon and evidence for polar wander. Nature 512:181–184. doi: 10.1038/nature13639

Garrick-Bethell I, Weiss BP, Shuster DL, Buz J (2009) Early lunar magnetism. Science 323:356–359. doi: 10.1126/science.1166804

Genda H, Abe Y (2003) Modification of a proto-lunar disk by hydrodynamic escape of silicate vapor. Earth, Planets, Sp 55:53–57. doi: 10.1186/BF03352462

Ghods A, Arkani-Hamed J (2007) Impact-induced convection as the main mechanism for formation of lunar mare basalts. J Geophys Res E Planets 112:E03005. doi: 10.1029/2006JE002709

Gibson MA, Knudsen CW, Brueneman DJ, et al (1994) Reduction of lunar basalt 70035: Oxygen yield and reaction product analysis. J Geophys Res 99:10887. doi: 10.1029/94JE00787

Giguere TA, Taylor GJ, Hawke BR, Lucey PG (2000) The titanium contents of lunar mare basalts. Meteorit Planet Sci 35:193–200. doi: 10.1111/j.1945-5100.2000.tb01985.x

Gillis JJ, Jolliff BL, Korotev RL (2004) Lunar surface geochemistry: Global concentrations of Th, K, and FeO as derived from lunar prospector and Clementine data. Geochim Cosmochim Acta 68:3791–3805. doi: 10.1016/j.gca.2004.03.024

Goins NR, Dainty AM, Toksöz MN (1981a) Lunar seismology: The internal structure of the Moon. J Geophys Res Solid Earth 86:5061–5074. doi: 10.1029/JB086iB06p05061

Goins NR, Dainty AM, Toksöz MN (1981b) Seismic energy release of the Moon. J Geophys Res Solid Earth 86:378–388

Golombek MP (1979) Structural analysis of lunar grabens and the shallow crustal structure of the Moon. J Geophys Res 84:4657. doi: 10.1029/JB084iB09p04657

Gomes R, Levison HF, Tsiganis K, Morbidelli A (2005) Origin of the cataclysmic Late Heavy Bombardment period of the terrestrial planets. Nature 435:466–469. doi: 10.1038/nature03676

Gong S, Wieczorek MA, Nimmo F, et al (2016) Thicknesses of mare basalts on the Moon from gravity and topography. J Geophys Res Planets 121:854–870. doi: 10.1002/2016JE005008

Goossens S, Matsumoto K, Kikuchi F, Al. E (2011a) Improved high-resolution lunar gravity field model from SELENE and historical tracking data. Am Geophys Union Fall Meet

Goossens S, Matsumoto K, Liu Q, et al (2011b) Lunar gravity field determination using SELENE same-beam differential VLBI tracking data. J Geod 85:205–228. doi: 10.1007/s00190-010-0430-2

Greeley R, Kadel SD, Williams DA, et al (1993) Galileo imaging observations of lunar maria and related deposits. J Geophys Res 98:17183. doi: 10.1029/93JE01000

Greenwood JP, Itoh S, Sakamoto N, et al (2011) Hydrogen isotope ratios in lunar rocks indicate delivery of cometary water to the Moon. Nat Geosci 4: 79–82. doi: 10.1038/ngeo1050

Grimberg A, Baur H, Bochsler P, et al (2006) Solar wind neon from Genesis: Implications for the lunar noble gasrecord. Science 314:1133–1135. doi: 10.1126/science.1133568

Gross J, Treiman AH, Mercer CN (2014) Lunar feldspathic meteorites: constraints on the geology of the lunar highlands, and the origin of the lunar crust. Earth Planet Sci Lett 388:318–328. doi: 10.1016/j.epsl.2013.12.006

Grott M, Knollenberg J, Krause C (2010) Apollo lunar heat flow experiment revisited: A critical reassessment of the in situ thermal conductivity determination. J Geophys Res E Planets 115:E11005. doi: 10.1029/2010JE003612

Hagerty JJ, Lawrence DJ, Hawke BR, et al (2006) Refined thorium abundances for lunar red spots: Implications for evolved, nonmare volcanism on the Moon. J Geophys Res E Planets 111. doi: 10.1029/2005JE002592

Harada Y, Goossens S, Matsumoto K, et al (2014) Strong tidal heating in an ultralow-viscosity zone at the core-mantle boundary of the Moon. Nat Geosci 7:569–572. doi: 10.1038/ngeo2211

Hartmann WK, Davis DR (1975) Satellite-sized planetesimals and lunar origin. Icarus 24:504–515

Hartmann WK, Phillips RJ (1986) Origin of the moon. LPI, Houston, TX.

Haruyama J, Hioki K, Shirao M, et al (2009a) Possible lunar lava tube skylight observed by SELENE cameras. Geophys Res Lett 36:. doi: 10.1029/2009GL040635

Haruyama J, Morota T, Kobayashi S, et al (2013) Lunar holes and lava tubes as resources for lunar science and exploration. In: Moon: Prospective Energy and Material Resources. pp 139-163. doi: 10.1007/978-3-642-27969-0_6

Haruyama J, Ohtake M, Matsunaga T, et al (2009b) Long-lived volcanism on the lunar farside revealed by SELENE terrain camera. Science 323:905–908. doi: 10.1126/science.1163382

Haruyama J, Ohtake M, Matsunaga T, et al (2008) Lack of Exposed Ice Inside Lunar South Pole Shackleton Crater. Science 322:938–939. doi: 10.1126/science.1164020

Hashizume K, Chaussidon M, Marty B, Robert F (2000) Solar wind record on the moon: Deciphering presolar from planetarynitrogen. Science 290:1142–1145. doi: 10.1126/science.290.5494.1142

Hashizume K, Marty B, Wieler R (2002) Analyses of nitrogen and argon in single lunar grains: towards aquantification of the asteroidal contribution to planetary surfaces. Earth Planet Sci Lett 202:201–216. doi: 10.1016/S0012-821X(02)00781-1

Haskin LA (1998) The Imbrium impact event and the thorium distribution at the lunar highlands surface. J Geophys Res 103:1679–1689.

Haskin LA, Gillis JJ, Korotev RL, Jolliff BL (2000) The materials of the lunar Procellarum KREEP Terrane: A synthesis of data from geomorphological mapping, remote sensing, and sample analyses. J Geophys Res 105:20403. doi: 10.1029/1999JE001128

Haskin LA, Korotev RL, Rockow KM, Jolliff BL (1998) The case for an Imbrium origin of the Apollo Th-rich impact-melt breccias. Meteorit Planet Sci 33:959–975

Hauri EH, Saal AE, Rutherford MJ, Van Orman JA (2015) Water in the Moon's interior: Truth and consequences. Earth Planet Sci Lett 409:252–264. doi: 10.1016/j.epsl.2014.10.053

Hauri EH, Weinreich T, Saal AE, et al (2011) High Pre-Eruptive Water Contents Preserved in Lunar Melt Inclusions. Science 333:213. doi: 10.1126/science.1204626

Hawke BR, Peterson CA, Blewett DT, et al (2003) Distribution and modes of occurrence of lunar anorthosite. J Geophys Res E Planets 108:1–16. doi: 10.1029/2002JE001890

Head JW, Wilson L (1992) Lunar mare volcanism: Stratigraphy, eruption conditions, and the evolution of secondary crusts. Geochim Cosmochim Acta 56:2155–2175. doi: 10.1016/0016-7037(92)90183-J

Herwartz D, Pack A, Friedrichs B, Bischoff A (2014) Identification of the giant impactor Theia in lunar rocks. Science 344:1146–1150. doi: 10.1126/science.1251117

Hess PC, Parmentier EM (1995) A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior: implications for the onset of mare volcanism. Earth Planet Sci Lett 134:501–514. doi: 10.1016/0012-821X(95)00138-3

Hess PC, Parmentier EM (2001) Thermal evolution of a thicker KREEP liquid layer. J Geophys Res E Planets 106:28023–28032. doi: 10.1029/2000JE001416

Hiesinger H (2003) Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum. J Geophys Res 108:5065. doi: 10.1029/2002JE001985

Hiesinger H, Head JW, Wolf U, et al (2002) Lunar mare basalt flow units: Thicknesses determined from crater size-frequency distributions. Geophys Res Lett 29:84–89. doi: 10.1029/2002GL014847

Hiesinger H, Head JW, Wolf U, et al (2010) Ages and stratigraphy of lunar mare basalts in Mare Frigoris and other nearside maria based on crater size-frequency distribution measurements. J Geophys Res 115:E03003. doi: 10.1029/2009JE003380

Hiesinger H, Head JWIII, Wolf J, et al (2006) New ages for basalts in Mare Fecunditatis basin on crater size frequency measurements. In: 37th LPSC. LPI, Houston, TX, #1151

Hiesinger H, Jaumann R, Neukum G, Head III JW (1998) On the relation of age and titanium content of lunar mare basalts. In: 29th LPSC. LPI, Houston, TX, #1243

Hiesinger H, Jaumann R, Neukum G, Head JW (2000) Ages of mare basalts on the lunar nearside. J Geophys Res E Planets 105:29239–29275. doi: 10.1029/2000JE001244

Hobbs BA, Hood LL, Herbert F, Sonett CP (1983) An upper bound on the radius of a highly electrically conducting lunar core. J Geophys Res 88:B97–B102. doi: 10.1029/JB088iS01p00B97

Holme R (2015) Large-Scale Flow in the Core. In: Treatise on Geophysics: Second Edition: Core Dynamics. pp 91-113. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00138-X

Hood LL (1987) Magnetic field and remanent magnetization effects of basin-forming impacts on the Moon. Geophys Res Lett 14:844–847. doi: 10.1029/GL014i008p00844

Hood LL, Herbert F, Sonett CP (1982) The deep lunar electrical conductivity profile: Structural and thermal inferences. J Geophys Res 87:5311. doi: 10.1029/JB087iB07p05311

Hood LL, Mitchell DL, Lin RP, et al (1999) Initial measurements of the lunar induced magnetic dipole moment using lunar prospector magnetometer data. Geophys Res Lett. doi: 10.1029/1999GL900487

Hood LL, Zuber MT (2000) Recent refinements in geophysical constraints on lunar origin and evolution. In: Origin of the Earth and Moon. LPI, Houston, TX. pp 397–409

Horai K (1981) The effect of interstitial gaseous pressure on the thermal conductivity of a simulated Apollo 12 lunar soil sample. Phys Earth Planet Inter 27:60–71. doi: 10.1016/0031-9201(81)90087-X

Hörz F, Grieve R, Heiken G, Spudis P (1991) Lunar surface processes. In: Lunar sourcebook - A user's guide to the moon

Hui H, Peslier AH, Zhang Y, Neal CR (2013) Water in lunar anorthosites and evidence for a wet. Nat Geosci 6:1–4. doi: 10.1038/ngeo1735

Ichimura AS, Zent AP, Quinn RC, et al (2012) Hydroxyl (OH) production on airless planetary bodies: Evidence fromH+/D+ ion-beam experiments. Earth Planet Sci Lett 345:90–94. doi: 10.1016/j.epsl.2012.06.027

Ida S, Canup RM, Stewart GR (1997) Lunar accretion from an impact-generated disk. Nature 389:353–357. doi: 10.1038/38669

International Space Exploration Coordination Group (2018) The Global Exploration Roadmap

Ishihara Y, Goossens S, Matsumoto K, et al (2009) Crustal thickness of the Moon: Implications for farside basin structures. Geophys Res Lett 36:. doi: 10.1029/2009GL039708

Ishiyama K, Kumamoto A, Ono T, et al (2013) Estimation of the permittivity and porosity of the lunar uppermost basalt layer based on observations of impact craters by SELENE. J Geophys Res E Planets 118:1453–1467. doi: 10.1002/jgre.20102

Jolliff BL, Gillis JJ, Haskin LA, et al (2000) Major lunar crustal terranes: Surface expressions and crust-mantle origins. J Geophys Res E Planets 105:4197–4216. doi: 10.1029/1999JE001103

Jolliff BL, Korotev RL, Zeigler RA, Floss C (2003) Northwest Africa 773: Lunar mare breccia with a shallow-formed olivine-cumulate component, inferred very-low-Ti (VLT) heritage, and a KREEP connection. Geochim Cosmochim Acta 67:4857–4879

Jones JH., Palme H (2000) Geochemical Constraints on the Origin of the Earth and Moon. In: Origin of the Earth and Moon. Arizona Press, Tucson, AZ. pp 197–216

Joy KH, Crawford IA, Russell SS, Kearsley AT (2010) Lunar meteorite regolith breccias: An in situ study of impact melt composition using LA-ICP-MS with implications for the composition of the lunar crust. Meteorit Planet Sci 45:917–946

Kaku T, Haruyama J, Miyake W, et al (2017) Detection of Intact Lava Tubes at Marius Hills on the Moon by SELENE (Kaguya) Lunar Radar Sounder. Geophys Res Lett 44:10,110-155,161. doi: 10.1002/2017GL074998

Kamata S, Sugita S, Abe Y, et al (2015) The relative timing of Lunar Magma Ocean solidification and the Late Heavy Bombardment inferred from highly degraded impact basin structures. Icarus 250:. doi: 10.1016/j.icarus.2014.12.025

Kamata S, Sugita S, Abe Y, et al (2013) Viscoelastic deformation of lunar impact basins: Implications for heterogeneity in the deep crustal paleo-thermal state and radioactive element concentration. J Geophys Res E Planets 118:398–415. doi: 10.1002/jgre.20056

Karato S (2013) Geophysical constraints on the water content of the lunar mantle and its implications for the origin of the Moon. Earth Planet Sci Lett 384:144–153. doi: 10.1016/j.epsl.2013.10.001

Kato S, Morota T, Yamaguchi Y, et al (2017a) Magma source transition of lunar mare volcanism at 2.3 Ga. Meteorit Planet Sci 52:1899–1915. doi: 10.1111/maps.12896

Kato S, Morota T, Yamaguchi Y, et al (2017b) Compositional Analysis of Young Mare Babalts in the Procellarum KREEP Terrane using Kaguya Data. In: 48th LPSC. LPI, The Woodlands, TX, p 1788

Kayama M, Tomioka N, Ohtani E, et al (2018) Discovery of moganite in a lunar meteorite as a trace of H_2O ice in the Moon's regolith. Sci Adv 4:. doi: 10.1126/sciadv.aar4378

Keller LP, McKay DS (1997) The nature and origin of rims on lunar soil grains. Geochim Cosmochim Acta 61:2331–2341. doi: 10.1016/S0016-7037(97)00085-9

Kerridge J (1991) A reevaluation of the solar-wind sputtering rate on the lunar surface. In: Proc. 21st Lunar Planet Sci Conf. pp 301–306

Khan A, Connolly JAD, Olsen N, Mosegaard K (2006a) Constraining the composition and thermal state of the moon from an inversion of electromagnetic lunar day-side transfer functions. Earth Planet Sci Lett 248:579–598. doi: 10.1016/j.epsl.2006.04.008

Khan A, Connolly JAD, Pommier A, Noir J (2014) Geophysical evidence for melt in the deep lunar interior and implications for lunar evolution. J Geophys Res E Planets 119:2197–2221. doi: 10.1002/2014JE004661

Khan A, Maclennan J, Taylor SR, Connolly JAD (2006b) Are the Earth and the Moon compositionally alike? Inferences on lunar composition and implications for lunar origin and evolution from geophysical modeling. J Geophys Res E Planets 111:E05005. doi: 10.1029/2005JE002608

Khan A, Mosegaard K (2002) An inquiry into the lunar interior: A nonlinear inversion of the Apollo lunar seismic data. J Geophys Res 107:5036. doi: 10.1029/2001JE001658

Khan A, Mosegaard K, Rasmussen KL (2000) A new seismic velocity model for the moon from a Monte Carlo inversion of the Apollo lunar seismic data. Geophys Res Lett 27:1591–1594. doi: 10.1029/1999GL008452

Khan A, Mosegaard K, Williams JG, Lognonné P (2004) Does the Moon possess a molten core? Probing the deep lunar interior using results from LLR and Lunar Prospector. J Geophys Res E Planets 109:E09007. doi: 10.1029/2004JE002294

Kirschvink JL, Ripperdan RL, Evans DA (1997) Evidence for a large-scale reorganization of Early Cambrian continental masses by inertial interchange true polar wander. Science 277:541–545. doi: 10.1126/science.277.5325.541

Klima R, Cahill J, Hagerty J, Lawrence D (2013) Remote detection of magmatic water in Bullialdus Crater on the Moon. Nat Geosci 6:737–741. doi: 10.1038/ngeo1909

Knapmeyer-Endrun B, Hammer C (2015) Identification of new events in Apollo 16 lunar seismic data by Hidden Markov Model-based event detection and classification. J Geophys Res E Planets 120:1620–1645. doi: 10.1002/2015JE004862

Kobayashi S, Hasebe N, Shibamura E, et al (2010) Determining the absolute abundances of natural radioactive elements on the lunar surface by the kaguya gamma-ray spectrometer. Space Sci Rev 154:193–218. doi: 10.1007/s11214-010-9650-2

Kobayashi S, Karouji Y, Morota T, et al (2012) Lunar farside Th distribution measured by Kaguya gamma-ray spectrometer. Earth Planet Sci Lett 337–338:10–16. doi: 10.1016/j.epsl.2012.05.007

Kodama S, Yamaguchi Y (2003) Lunar mare volcanism in the eastern nearside region derived from Clementine UV/VIS data. Meteorit Planet Sci 38:1461–1484. doi: 10.1111/j.1945-5100.2003.tb00251.x

Kokubo E, Ida S (1998) Oligarchic Growth of Protoplanets. Icarus 131:171–178. doi: 10.1006/icar.1997.5840

Kono M, Roberts PH (2002) Recent geodynamo simulations and observations of the geomagnetic field. Rev Geophys. doi: 10.1029/2000RG000102

Konopliv AS, Asmar SW, Carranza E, et al (2001) Recent gravity models as a result of the Lunar Prospector mission. Icarus 150:1–8. doi: 10.1006/icar.2000.6573

Konopliv AS, Binder AB, Hood LL, et al (1998) Improved gravity field of the moon from lunar prospector. Science 281:1476–1480. doi: 10.1126/science.281.5382.1476

Konopliv AS, Park RS, Yuan DN, et al (2013) The JPL lunar gravity field to spherical harmonic degree 660 from the GRAIL Primary Mission. J Geophys Res E Planets 118:1415–1434. doi: 10.1002/jgre.20097

Konopliv AS, Park RS, Yuan DN, et al (2014) High-resolution lunar gravity fields from the GRAIL Primary and Extended Missions. Geophys Res Lett 41:1452–1458. doi: 10.1002/2013GL059066

Konrad W, Spohn T (1997) Thermal history of the Moon: Implications for an early core dynamo and post-accretional magmatism. Adv Sp Res 19:1511–1521. doi: 10.1016/S0273-1177(97)00364-5

Korotev RL (2005) Lunar geochemistry as told by lunar meteorites. Geochem 65: 297–346. doi: 10.1016/j.chemer.2005.07.001

Korotev RL (1997) Some things we can infer about the Moon from the composition of the Apollo 16 regolith. Meteorit Planet Sci 32: 447–478. doi: 10.1111/j.1945-5100.1997.tb01291.x

Korotev RL, Jolliff BL, Zeigler RA, et al (2003) Feldspathic lunar meteorites and their implications for compositional remote sensing of the lunar sur–face and the composition of the lunar crust. Geochim Cosmochim Acta 67:4895–4923. doi: 10.1016/j.gca.2003.08.001

Korotev RL, Zeigler R a., Jolliff BL (2006) Feldspathic lunar meteorites Pecora Escarpment 02007 and Dhofar 489: Contamination of the surface of the lunar highlands by post-basin impacts. Geochim Cosmochim Acta 70:5935–5956. doi:10.1016/j.gca.2006.09.016

Kovach RL, Watkins JS, Landers T (1971) Active seismic experiment. In: Apollo 14 Preliminary Science Report NASA Spec Paper SP-272

Kuskov OL, Kronrod VA (2009) Geochemical constraints on the model of the composition and thermal conditions of the Moon according to seismic data. Izv Phys Solid Earth 45:753–768. doi: 10.1134/S1069351309090043

Kuskov OL, Kronrod VA, Hood LL (2002) Geochemical constraints on the seismic properties of the lunar mantle. Phys Earth Planet Inter 134:175–189. doi: 10.1016/S0031-9201(02)00156-5

Laneuville M, Wieczorek MA, Breuer D, et al (2014) A long-lived lunar dynamo powered by core crystallization. Earth Planet Sci Lett 401:251–260. doi: 10.1016/j.epsl.2014.05.057

Laneuville M, Wieczorek MA, Breuer D, Tosi N (2013) Asymmetric thermal evolution of the Moon. J Geophys Res E Planets 118:1435–1452. doi: 10.1002/jgre.20103

Langseth MG, Keihm SJ, Peters K (1976) Revised lunar heat-flow values. In: Proc. 7th Lunar Sci. Conf. pp 3143–3171.

Langseth MG, Keim SJ, Chute JL (1973) Heat Flow Experiment. In: Apollo 17 Preliminary Science Report, Chapter 9.

Latham G, Ewing M, Dorman J, et al (1973) Lunar structure and dynamics - results from the apollo passive seismic experiment. Moon 7:396–421. doi: 10.1007/BF00564643

Lawrence DJ, Elphic RC, Feldman WC, Prettyman TH (2003) Small-area thorium features on the lunar surface. J Geophys Res E Planets 108. doi: 10.1029/2003JE002050

Lawrence DJ, Feldman WC, Barraclough BL, et al (1998) Global elemental maps of the Moon: The Lunar Prospector gamma-ray spectrometer. Science 281:1484–1489

Le Bars M, Wieczorek MA, Karatekin A, et al (2011) An impact-driven dynamo for the early Moon. Nature 479:215–218. doi: 10.1038/nature10565

Lemoine FG, Goossens S, Sabaka TJ, et al (2013) High-degree gravity models from GRAIL primary mission data. J Geophys Res E Planets 118:1676–1698. doi: 10.1002/jgre.20118

Lemoine FG, Goossens S, Sabaka TJ, et al (2014) GRGM900C: A degree 900 lunar gravity model from GRAIL primary and extended mission data. Geophys Res Lett 41:3382–3389. doi: 10.1002/2014GL060027

Lemoine FGR, Smith DE, Zuber MT, et al (1997) A 70th degree lunar gravity model (GLGM-2) from Clementine and other tracking data. J Geophys Res E Planets 102:16339–16359. doi: 10.1029/97JE01418

Lin PYP, Weber R, Garcia R (2017) On Going Research Activities and Current Limitations. In: ISSI-BJ Forum on Lunar and Planetary Seismology. Beijing, China

Lindstrom MM, Lindstrom DJ (1986) Lunar granulites and their precursor anorthositic norites of the early lunar crust. J Geophys Res 91:263–276. doi: 10.1029/JB091iB04p0D263

Liu Y, Guan Y, Zhang Y, et al (2012) Direct measurement of hydroxyl in the lunar regolith and the origin of lunar surface water. Nat Geosci 5:779–782. doi: 10.1038/ngeo1601

Lognonné P, Gagnepain-Beyneix J, Chenet H (2003) A new seismic model of the Moon: Implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon. Earth Planet Sci Lett 211:27–44. doi: 10.1016/S0012-821X(03)00172-9

Lognonné P, Johnson CL (2015) Planetary Seismology. In: Treatise on Geophysics: Second Edition: Physics of Terrestrial Planets and Moons. pp 65–120. doi: 10.1016/B978-0-444-53802-4.00167-6

Longhi J (2006) Petrogenesis of picritic mare magmas : Constraints on the extent of early lunar differentiation. Geochim Cosmochim Acta 70:5919–5934. doi: 10.1016/j.gca.2006.09.023

Love SG, Brownlee DE (1993) A direct measurement of the terrestrial mass accretion rate of cosmic dust. Science 262:550–553. doi: 10.1126/science.262.5133.550

Lucchitta BK, Watkins JA (1978) Age of graben systems on the Moon. In: Proc 9th Lunar Plane Sci Conf. pp 3459–3472

Lucey PG, Blewett DT, Hawke BR (1998a) Mapping the FeO and TiO_2 content of the lunar surface with multispectral imagery. J Geophys Res E Planets 103:3679–3699. doi: 10.1029/97JE03019

Lucey PG, Blewett DT, Taylor GJ, Hawke BR (2000) Imaging of lunar surface maturity. J Geophys Res E Planets 105:20377–20386. doi: 10.1029/1999JE001110

Lucey PG, Taylor GJ, Hawke BR, Spudis PD (1998b) FeO and TiO_2 concentrations in the South Pole-Aitken basin: Implications for mantle composition and basin formation. J Geophys Res E Planets 103:3701–3708. doi: 10.1029/97JE03146

Lugmair GW, Shukolyukov A (1998) Early solar system timescales according to 53Mn-53Cr systematics. Geochim Cosmochim Acta 62:2863–2886. doi: 10.1016/S0016-7037(98)00189-6

MacDonald GJF (1960) Stress history of the Moon. Planet Space Sci 2:249–255. doi: 10.1016/0032-0633(60)90023-4

Matsumoto K, Goossens S, Ishihara Y, et al (2010) An improved lunar gravity field model from SELENE and historical tracking data: Revealing the farside gravity features. J Geophys Res E Planets 115:E06007. doi: 10.1029/2009JE003499

Matsumoto K, Yamada R, Kikuchi F, et al (2015) Internal structure of the Moon inferred from Apollo seismic data and selenodetic data from GRAIL and LLR. Geophys Res Lett 42:7351–7358. doi: 10.1002/2015GL065335

Matsunaga T, Ohtake M, Haruyama J, et al (2008) Discoveries on the lithology of lunar crater central peaks by SELENE Spectral Profiler. Geophys Res Lett 35:L23201. doi: 10.1029/2008GL035868

Maxwell TA (1978) Origin of multi-ring basin ridge systems-an upper limit to elastic deformation based on a finite-element model. In: Proc 9th Lunar Planet Sci Conf. pp 3541–3559

Mazarico E, Barker MK, Neumann GA, et al (2014) Detection of the lunar body tide by the Lunar Orbiter Laser Altimeter. Geophys Res Lett 41:2282–2288. doi: 10.1002/2013GL059085

McCubbin F, M., Steele A, Hauri E, H., et al (2010) Nominally hydrous magmatism on the Moon. Proc Natl Acad Sci 107:11223–11228. doi: 10.1073/pnas.1006677107

McGill GE (1971) Attitude of fractures bounding straight and arcuate lunar rilles. Icarus 14:53–58. doi: 10.1016/0019-1035(71)90101-1

Melosh HJ (1980) Tectonic patterns on a tidally distorted planet. Icarus 43:334–337. doi: 10.1016/0019-1035(80)90178-5

Melosh HJ, Kendall J, Horgan B, et al (2017) South Pole--Aitken basin ejecta reveal the Moon's upper mantle. Geol 45: 1063–1066. doi: 10.1130/G39375.1

Metzger AE, Haines EL, Parker RE (1977) Thorium concentrations in the lunar surface. I—Regional values and crustal content. In: Proc Lunar Planet Sci Conf 8th. pp 949–999

Meyer J, Wisdom J (2011) Precession of the lunar core. Icarus 211:921–924. doi: 10.1016/j.icarus.2010.09.016

Miller RS, Nerurkar G, Lawrence DJ (2012) Enhanced hydrogen at the lunar poles: New insights from the detection ofepithermal and fast neutron signatures. J Geophys Res 117:E11007. doi: 10.1029/2012JE004112

Misawa K, Tatsumoto M, Dalrymple G, B., Yanai K (1993) An extremely low U/Pb source in the Moon: U-Th-Pb, Sm-Nd, Rb-Sr, and $^{40}Ar/^{39}Ar$ isotopic systematics and age of lunar meteorite Asuka 881757. Geochim Cosmochim Acta 57:4687–4702. doi: 10.1016/0016-7037(93)90193-Z

Mitchell DL, Halekas JS, Lin RP, et al (2008) Global mapping of lunar crustal magnetic fields by Lunar Prospector. Icarus. doi: 10.1016/j.icarus.2007.10.027

Morota T (2011) Lunar geologic history revealed by Kaguya. Yuseijin 20:324–333

Morota T, Haruyama J, Honda C, et al (2009) Mare volcanism in the lunar farside Moscoviense region: Implication for lateral variation in magma production of the Moon. Geophys Res Lett 36:. doi: 10.1029/2009GL040472

Morota T, Haruyama J, Ohtake M, et al (2011a) Timing and characteristics of the latest mare eruption on the Moon. Earth Planet Sci Lett 302:255–266. doi: 10.1016/j.epsl.2010.12.028

Morota T, Haruyama J, Ohtake M, et al (2011b) Timing and duration of mare volcanism in the central region of the northern farside of the Moon. Earth, Planets Sp 63:5–13. doi: 10.5047/eps.2010.02.009

Mosenfelder JJ, Hirschmann MM (2016) SIMS measurements of hydrogen and fluorine in lunar nominally anhydrous minerals. In: 47th LPSC. LPI, The Woodlnads, TX, #1716

Muller PM, Sjogren WL (1968) Mascons: Lunar Mass Concentrations. Science 161:680–684. doi: 10.1126/science.161.3842.680

Mullis AM (1992) An investigation of the depth of excavation and thickness of basalt fill for the lunar mascon basins. Geophys J Int 109:233–239. doi: 10.1111/j.1365-246X.1992.tb00093.x

Nagaoka H, Karouji Y, Arai T, et al (2013) Geochemistry and mineralogy of a feldspathic lunar meteorite (regolith breccia), Northwest Africa 2200. Polar Sci 7:3–4. doi: 10.1016/j.polar.2013.09.001

Nagaoka H, Karouji Y, Takeda H, et al (2015) Mineralogy and petrology of lunar meteorite Northwest Africa 2977 consisting of olivine cumulate gabbro including inverted pigeonite. Earth, Planets Sp 67:.200. doi: 10.1186/s40623-015-0368-y

Nagaoka H, Takeda H, Karouji Y, et al (2014) Implications for the origins of pure anorthosites found in the feldspathic lunar meteorites, Dhofar 489 group. Earth, Planets Sp 66: 115. doi: 10.1186/1880-5981-66-115

Nakamura R, Yamamoto S, Matsunaga T, et al (2012) Compositional evidence for an impact origin of the Moon's Procellarum basin. Nat Geosci 5:775–778. doi: 10.1038/ngeo1614

Nakamura Y (1983) Seismic velocity structure of the lunar mantle. J Geophys Res 88:677–686. doi: 10.1029/JB088iB01p00677

Nakamura Y (1992) Lunar—Catalog for lunar seismic data from Apollo passive seismic experiment on 8-mm video cassette (EXABYTE) tapes (University of Texas Institute for Geophysics)

Nakamura Y (2011) Timing problem with the Lunar Module impact data as recorded by the LSPE and corrected near-surface structure at the Apollo 17 landing site. J Geophys Res E Planets 116:E12005. doi: 10.1029/2011JE003972

Nakamura Y (2005) Farside deep moonquakes and deep interior of the Moon. J Geophys Res E Planets 110:1–12. doi: 10.1029/2004JE002332

Nakamura Y, Latham G, Lammlein D, et al (1974) Deep lunar interior inferred from recent seismic data. Geophys Res Lett 1:137–140. doi: 10.1029/GL001i003p00137

Nakamura Y, Latham G V, Dorman HJ, et al (1979) Shallow moonquakes: Depth, distribution, and implications as to the present state of the lunar interior. In: 10th LPSC. LPI, Houston, TX, pp 19-23

Namiki N, Iwata T, Matsumoto K, et al (2009) Farside gravity field of the moon from four-way Doppler measurements of SELENE (Kaguya). Science 323:900–905. doi: 10.1126/science.1168029

Neal CR, Taylor LA (1992) Petrogenesis of mare basalts: A record of lunar volcanism. Geochim Cosmochim Acta 56:2177–2211

Neumann GA, Zuber MT, Smith DE, Lemoine FG (1996) The lunar crust: Global structure and signature of major basins. J Geophys Res Planets 101:16841–16863. doi: 10.1029/96JE01246

Nimmo F, Faul UH, Garnero EJ (2012) Dissipation at tidal and seismic frequencies in a melt-free Moon. J Geophys Res Planets 117:E09005. doi:10.1029/2012JE004160

Nyquist L, Bogard D, Yamaguchi A, et al (2006) Feldspathic clasts in Yamato-86032: Remnants of the lunar crust with implications for its formation and impact history. Geochim Cosmochim Acta 70:5990–6015. doi: 10.1016/j.gca.2006.07.042

Nyquist LE, Shih C-Y (1992) The isotopic record of lunar volcanism. Geochim Cosmochim Acta 56: 2213–2234. doi: 10.1016/0016-7037(92)90185-L

Ogawa M (2014) A positive feedback between magmatism and mantle upwelling in terrestrial planets: Implications for the Moon. J Geophys Res E Planets 119:2317–2330. doi: 10.1002/2014JE004717

Ogawa Y, Matsunaga T, Nakamura R, et al (2011) The widespread occurrence of high-calcium pyroxene in bright-ray craters on the Moon and implications for lunar-crust composition. Geophys Res Lett 38. doi: 10.1029/2011GL048569

Ohtake M, Matsunaga T, Haruyama J, et al (2009) The global distribution of pure anorthosite on the Moon. Nature 461:236–240. doi: 10.1038/nature08317

Ohtake M, Takeda H, Matsunaga T, et al (2012) Asymmetric crustal growth on the Moon indicated by primitive farside highland materials. Nat Geosci 5:384–388. doi: 10.1038/ngeo1458

Ohtake M, Uemoto K, Yokota Y, et al (2014) Geologic structure generated by large-impact basin formation observed at the South Pole-Aitken basin on the Moon. Geophys Res Lett 41:2738–2745. doi: 10.1002/2014GL059478.

Ono T, Kumamoto A, Nakagawa H, et al (2009) Lunar radar sounder observations of subsurface layers under the nearside maria of the moon. Science 323:909–912. doi: 10.1126/science.1165988

Ono T, Oya H (2000) Lunar Radar Sounder (LRS) experiment on-board the SELENE spacecraft. Earth, Planets Sp 52:629–637. doi: 10.1186/BF03351671

Oshigami S, Okuno S, Yamaguchi Y, et al (2012) The layered structure of lunar maria: Identification of the HF-radar reflector in Mare Serenitatis using multiband optical images. Icarus 218:506–512. doi: 10.1016/j.icarus.2011.12.026

Oshigami S, Watanabe S, Yamaguchi Y, et al (2014) Mare volcanism: Reinterpretation based on Kaguya Lunar Radar Sounder data. J Geophys Res E Planets 119:1037–1045. doi: 10.1002/2013JE004568

Oshigami S, Yamaguchi Y, Yamaji A, et al (2009) Distribution of the subsurface reflectors of the western nearside maria observed from kaguya with lunar radar sounder. Geophys Res Lett 36. doi: 10.1029/2009GL039835

Otake H, Ohtake M, Hirata N (2012) Lunar iron and titanium abundance algorithms based on SELENE (KAGUYA) multiband imager data. In: 43rd LPSC. LPI, Tfhe Woodlands, TX, #1905

Pahlevan K, Stevenson DJ (2007) Equilibration in the aftermath of the lunar-forming giant impact. Earth Planet Sci Lett 262:438–449. doi: 10.1016/j.epsl.2007.07.055

Pasckert JH, Hiesinger H, van der Bogert CH (2015) Small-scale lunar farside volcanism. Icarus 257:336–354. doi: 10.1016/j.icarus.2015.04.040

Peeples WJ, Sill WR, May TW, et al (1978) Orbital radar evidence for lunar subsurface layering in Maria Serenitatis and Crisium. J Geophys Res Solid Earth 83:3459–3468. doi: 10.1029/JB083iB07p03459

Pieters CM, Goswami JN, Clark RN, et al (2009) Character and spatial distribution of OH/H2O on the surface of the moon seen by M^3 on Chandrayaan-1. Science 326:568–572. doi: 10.1126/science.1178658

Piskorz D, Stevenson DJ (2014) The formation of pure anorthosite on the Moon. Icarus 239:238–243. doi: 10.1016/j.icarus.2014.06.015

Pommerol A, Kofman W, Audouard J, et al (2010) Detectability of subsurface interfaces in lunar maria by the LRS/SELENE sounding radar: Influence of mineralogical composition. Geophys Res Lett 37. doi: 10.1029/2009GL041681

Poston MJ, Grieves GA, Aleksandrov Alexandr B.and Hibbitts CA, et al (2015) Temperature programmed desorption studies of water interactions withApollo lunar samples 12001 and 72501. Icarus 255:24–29. doi: 10.1016/j.icarus.2014.09.049

Prettyman TH, Hagerty JJ, Elphic RC, et al (2006) Elemental composition of the lunar surface: Analysis of gamma ray spectroscopy data from Lunar Prospector. J Geophys Res E Planets 111. doi: 10.1029/2005JE002656

Prissel TC, Parman SW, Jackson CRM, et al (2014) Pink Moon: The petrogenesis of pink spinel anorthosites and implications concerning Mg-suite magmatism. Earth Planet Sci Lett 403:144–156. doi: 10.1016/j.epsl.2014.06.027

Pritchard ME, Stevenson DJ (2000) Thermal Aspects of a Lunar Origin by Giant Impact. In: Origin of the Earth and Moon. pp 179–196

Purucker ME (2008) A global model of the internal magnetic field of the Moon based on Lunar Prospector magnetometer observations. Icarus 197:19-23. doi: 10.1016/j.icarus.2008.03.016

Purucker ME, Head JW, Wilson L (2012) Magnetic signature of the lunar South Pole-Aitken basin: Character, origin, and age. J Geophys Res E Planets 117:E05001. doi: 10.1029/2011JE003922

Purucker ME, Nicholas JB (2010) Global spherical harmonic models of the internal magnetic field of the Moon based on sequential and coestimation approaches. J Geophys Res E Planets 115:E12007. doi: 10.1029/2010JE003650

Qin L, Alexander CM, O. ’D., Carlson RW, et al (2010) Contributors to chromium isotope variation of meteorites. Geochim Cosmochim Acta 74:1122–1145. doi: 10.1016/j.gca.2009.11.005

Richmond NC, Hood LL (2008) A preliminary global map of the vector lunar crustal magnetic field based on Lunar Prospector magnetometer data. J Geophys Res E Planets 113:E02010. doi: 10.1029/2007JE002933

Ringwood AE (1979) Origin of the Earth and Moon. Springer-Verlag, New York. p 295. doi: 10.1007/978-1-4612-6167-4

Rufu R, Aharonson O, Perets HB (2017) A multiple-impact origin for the Moon. Nat Geosci 10:89–94. doi: 10.1038/ngeo2866

Ryder G (1992) Chemical variation and zoning of olivine in lunar dunite 72415-Near-surface accumulation. In: Proc 22nd Lunar Planet Sci Conf. pp 373–380

Ryder G (2002) Mass flux in the ancient Earth-Moon system and benign implications for the origin of life on Earth. J Geophys Res 107:5022. doi: 10.1029/2001JE001583

Saal AE, Hauri EH, Cascio M Lo, et al (2008) Volatile content of lunar volcanic glasses and the presence of water in the Moon's interior. Nature 454:192–195. doi: 10.1038/nature07047

Saal AE, Hauri EH, Van Orman J a, Rutherford MJ (2013) Hydrogen isotopes in lunar volcanic glasses and melt inclusions reveal a carbonaceous chondrite heritage. Science 340:1317-1320. 10.1126/science.1235142

Saito Y, Tanaka S, Horai K, Hagermann A (2008) The long term temperature variation in the lunar subsurface. In: 39th LPSC. LPI, Houston, TX, #1663

Sakai R, Nagahara H, Ozawa K, Tachibana S (2014) Composition of the lunar magma ocean constrained by the conditions for the crust formation. Icarus 229:45-56. doi: 10.1016/j.icarus.2013.10.031

Sakamaki T, Ohtani E, Urakawa S, et al (2010) Density of high-Ti basalt magma at high pressure and origin of heterogeneities in the lunar mantle. Earth Planet Sci Lett 299:285–289. doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.007

Sanin AB, Mitrofanov IG, Litvak ML, et al (2017) Hydrogen distribution in the lunar polar regions. Icarus 283:20–30. doi: 10.1016/j.icarus.2016.06.002

Sano Y, Wakita H, Xu S (1988) Atmosipheric helium isotope ratio. Geochem J 22:177–181. doi: 10.2343/geochemj.22.177

Sawada N, Morota T, Kato S, et al (2016) Constraints on timing and magnitude of early global expansion of the Moon from topographic features in linear gravity anomaly areas. Geophys Res Lett 43:4865–4870. doi: 10.1002/2016GL068966

Scheinberg A, Soderlund KM, Schubert G (2015) Magnetic field generation in the lunar core: The role of inner core growth. Icarus 254:62–71. doi: 10.1016/j.icarus.2015.03.013

Schmitt HH, Cernan EA (1973) A geological investigation of the Taurus-Littrow Valley. In: Apollo 17: Preliminary Science Report. p 5

Schorghofer N, Taylor GJ (2007) Subsurface migration of H_2O at lunar cold traps. J Geophys Res 112:E02010. doi: 10.1029/2006JE002779

Sellers PC (1992) Seismic evidence for a low-velocity lunar core. J Geophys Res 97:11663–11672. doi: 10.1029/92JE00958

Sharp ZD, Shearer CK, McKeegan KD, et al (2010) The chlorine isotope composition of the Moon and implications for an anhydrous mantle. Science 329:1050-1053. doi: 10.1126/science.1192606

Shea EK, Weiss BP, Cassata WS, et al (2012) A long-lived lunar core dynamo. Science 335:453–456. doi: 10.1126/science.1215359

Shearer CK (2006) Thermal and Magmatic Evolution of the Moon. Rev Mineral Geochemistry. doi: 10.2138/rmg.2006.60.4

Shimizu H, Matsushima M, Takahashi F, et al (2013) Constraint on the lunar core size from electromagnetic sounding based on magnetic field observations by an orbiting satellite. Icarus 222:32–43. doi: 10.1016/j.icarus.2012.10.029

Siegler MA, Miller RS, Keane JT, et al (2016) Lunar true polar wander inferred from polar hydrogen. Nature 531:480-484. doi: 10.1038/nature17166

Smith DE, Zuber MT, Neumann GA, et al (2010) Initial observations from the Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA). Geophys Res Lett 37:. doi: 10.1029/2010GL043751

Smith J V, Anderson AT, Newton RC, et al (1970) Petrologic history of the moon inferred from petrography, mineralogy and petrogenesis of Apollo 11 rocks. Geochim Cosmochim Acta Suppl 1:897.

Snyder GA, Taylor LA, Neal CR (1992) A chemical model for generating the sources of mare basalts: Combined equilibrium and fractional crystallization of the lunar magmasphere. Geochim Cosmochim Acta 56:3809–3823. doi: 10.1016/0016-7037(92)90172-F

Solomon SC (1977) The relationship between crustal tectonics and internal evolution in the moon and Mercury. Phys Earth Planet Inter 15:135–145. doi: 10.1016/0031-9201(77)90026-7

Solomon SC, Chaiken J (1976) Thermal expansion and thermal stress in the moon and terrestrial planets-Clues to early thermal history. In: Proc 7th Lunar Planet Sci Conf. pp 3229–3243

Solomon SC, Head JW (1980) Lunar Mascon Basins: Lava filling, tectonics, and evolution of the lithosphere. Rev. Geophys. 18:107–141

Solomon SC, Head JW (1979) Vertical movement in mare basins: Relation to mare emplacement, basin tectonics, and lunar thermal history. J Geophys Res 84:1667. doi: 10.1029/JB084iB04p01667

Solomon SC, Toksöz NM (1973) Internal constitution and evolution of the moon. Phys Earth Planet Inter 7:15–38. doi: 10.1016/0031-9201(73)90037-X

Spohn T, Konrad W, Breuer D, Ziethe R (2001) The Longevity of Lunar Volcanism: Implications of Thermal Evolution Calculations with 2D and 3D Mantle Convection Models. Icarus 149:54–65. doi: 10.1006/icar.2000.6514

Spudis PD (1996) The once and future moon. p 308. Smithonian Institution Press, Washington

Staid MI, Pieters CM, Besse S, et al (2011) The mineralogy of late stage lunar volcanism as observed by the Moon Mineralogy Mapper on Chandrayaan-1. J Geophys Res E Planets 116:E00G10. doi: 10.1029/2010JE003735

Stegman DR, Jellinek AM, Zatman SA, et al (2003) An early lunar core dynamo driven by thermochemical mantle convection. Nature 421:143–146. doi: 10.1038/nature01267

Stevenson DJ. (1987) Origin of the Moon-The Collision Hypothesis. Annu Rev Earth Planet Sci 15:271. doi: 10.1146/annurev.ea.15.050187.001415

Strycker PD, Chanover NJ, Miller C, et al (2013) Characterization of the LCROSS impact plume from a ground-based imagingdetection. Nat Commun 4:. doi: 10.1038/ncomms3620

Suavet C, Weiss BP, Cassata WS, et al (2013) Persistence and origin of the lunar core dynamo. Proc Natl Acad Sci 110:8453–8458. doi: 10.1073/pnas.1300341110

Sunshine JM, Farnham TL, Feaga LM, et al (2009) Temporal and spatial variability of lunar hydration as observed by the Deep Impact spacecraft. Science 326:565–568. doi: 10.1126/science.1179788

Swindle TD., Burkland MK., Johnson JR., et al (1992) Systematic Variations in Solar Wind Fluence with Lunar Location: Implications for Abundances of Solar-Wind-Implanted Volatiles. In: 23rd LPSC. LPI, Houston, TX, 1395-1396

Taguchi M, Morota T, Kato S (2017) Lateral heterogeneity of lunar volcanic activity according to volumes of mare basalts in the farside basins. J Geophys Res Planets 122:1505–1521. doi: 10.1002/2016JE005246

Takahashi F, Tsunakawa H (2009) Thermal core-mantle coupling in an early lunar dynamo: Implications for a global magnetic field and magnetosphere of the early Moon. Geophys Res Lett 36:. doi: 10.1029/2009GL041221

Takahashi F, Tsunakawa H, Shimizu H, et al (2014) Reorientation of the early lunar pole. Nat Geosci 7:409–412. doi: 10.1038/ngeo2150

Takeda H, Arai T, Saiki K (1993) Mineralogical studies of lunar meteorite Yamato-793169, a mare basalt. Antarct Meteor Res 6:3–13

Takeda H, Yamaguchi A, Bogard DD, et al (2006) Magnesian anorthosites and a deep crustal rock from the farside crust of the moon. Earth Planet Sci Lett 247:171–184. doi: 10.1016/j.epsl.2006.04.004

Takeuchi N, Kobayashi N (2011) A strategy of detection of the lunar core using a single seismic station. In: EPSC-DPS Joint Meeting 2011. p 789

Tartèse R, Anand M, McCubbin FM, et al (2014) Apatites in lunar KREEP basalts: The missing link to understanding the H isotope systematics of the Moon. Geol 42:363–366. doi: 10.1130/G35288.1

Taylor GJ, Wieczorek MA (2014) Lunar bulk chemical composition: A post-Gravity Recovery and Interior Laboratory reassessment. Philos Trans R Soc A Math Phys Eng Sci 372:. doi: 10.1098/rsta.2013.0242

Taylor SR (1982) Planetary Science : A Lunar Perspective. p 481 LPI, Houston, TX.

Taylor SR, Taylor GJ, Taylor LA (2006) The Moon: A Taylor perspective. Geochim Cosmochim Acta 70:5904–5918. doi: 10.1016/j.gca.2006.06.262

Tera F, Papanastassiou DA, Wasserburg GJ (1974) Isotopic evidence for a terminal lunar cataclysm. Earth Planet Sci Lett 22:1–21. doi: 10.1016/0012-821X(74)90059-4

Terada K, Anand M, Sokol AK, et al (2007) Cryptomare magmatism 4.35 Gyr ago recorded in lunar meteorite Kalahari 009. Nature 450:849–852. doi: 10.1038/nature06356

Terada K, Yokota S, Saito Y, et al (2017) Biogenic oxygen from Earth transported to the Moon by a wind of magnetospheric ions. Nat Astron 1:0026. doi: 10.1038/s41550-016-0026

Thomson BJ, Bussey DBJ, Neish CD, et al (2012) An upper limit for ice in Shackleton crater as revealed by LRO Mini-RForbital radar. Geophys Res Lett 39:. doi: 10.1029/2012GL052119

Thomson BJ, Grosfils EB, Bussey DBJ, Spudis PD (2009) A new technique for estimating the thickness of mare basalts in Imbrium Basin. Geophys Res Lett 36:. doi: 10.1029/2009GL037600

Tilgner A (2005) Precession driven dynamos. Phys Fluids 17:034104. doi: 10.1063/1.1852576

Toksöz MN, Dainty AM, Solomon SC, Anderson KR (1974) Structure of the Moon. Rev Geophys 12:539–567. doi: 10.1029/RG012i004p00539

Torigoye-Kita N, Misawa K, Dalrymple GB, Tatsumoto M (1995) Further evidence for a low U/Pb source in the moon: U-Th-Pb, Sm-Nd, and Ar-Ar isotopic systematics of lunar meteorite Yamato-793169. Geochim Cosmochim Acta 59:2621–2632. doi: 10.1016/0016-7037(95)00154-9

Torigoye N, Misawa K, Tatsumoto M (1993) A low U/Pb source in the Moon: U-Th-Pb systematics of lunar meteorite Yamato-793169. Antarct Meteor Res 6:58

Toyoshima M, Shibuya H, Matsushima M, et al (2008) Equivalent source mapping of the lunar crustal magnetic field using ABIC. Earth, Planets Sp. doi: 10.1186/BF03352801

Tsunakawa H, Shibuya H, Takahashi F, et al (2010) Lunar magnetic field observation and initial global mapping of lunar magnetic anomalies by MAP-LMAG onboard SELENE (Kaguya). Space Sci Rev. doi: 10.1007/s11214-010-9652-0

Tsunakawa H, Takahashi F, Shimizu H, et al (2015) Surface vector mapping of magnetic anomalies over the Moon using Kaguya and Lunar Prospector observations. J Geophys Res E Planets 120:1160–1185. doi: 10.1002/2014JE004785

Tsunakawa H, Takahashi F, Shimizu H, et al (2014) Regional mapping of the lunar magnetic anomalies at the surface: Method and its application to strong and weak magnetic anomaly regions. Icarus. doi: 10.1016/j.icarus.2013.09.026

Uemoto K, Ohtake M, Haruyama J, et al (2017) Evidence of impact melt sheet differentiation of the lunar South Pole-Aitken basin. J Geophys Res Planets 122:1672–1686. doi: 10.1002/2016JE005209

Varatharajan I, Srivastava N, Murty SVS (2014) Mineralogy of young lunar mare basalts: Assessment of temporal and spatial heterogeneity using M3data from Chandrayaan-1. Icarus 236:56–71. doi: 10.1016/j.icarus.2014.03.045

Vasavada AR, Bandfield JL, Greenhagen BT, et al (2012) Lunar equatorial surface temperatures and regolith properties from the Diviner Lunar Radiometer Experiment. J Geophys Res E Planets 117:E00H18. doi: 10.1029/2011JE003987

Vincent C, Silvain JF, Heintz JM, Chandra N (2012) Effect of porosity on the thermal conductivity of copper processed by powder metallurgy. J Phys Chem Solids 73:499–504. doi: 10.1016/j.jpcs.2011.11.033

Vinnik L, Chenet H, Gagnepain-Beyneix J, Lognonne P (2001) First seismic receiver functions on the Moon. Geophys Res Lett 28:3031–3034. doi: 10.1029/2001GL012859

Vostreys R (1980) Data User's Note: Apollo seismological investigations NSSDC/WDC-A-R&S 80-11

Wang K, Jacobsen SB (2016) Potassium isotopic evidence for a high-energy giant impact origin of the Moon. Nature 538:487–490. doi: 10.1038/nature19341

Warren PH (1993) A concise compilation of petrologic information on possibly pristine nonmare Moon rocks. Am Mineral 78:360–376

Warren PH (1985) The magma ocean concept and lunar evolution. Annu Rev Earth Planet Sci 13:201–240. doi: 10.1146/annurev.earth.13.1.201

Warren PH (2005) “New” lunar meteorites: Implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon. Meteorit. Planet. Sci. 40:477–506. doi: 10.1111/j.1945-5100.2005.tb00395.x

Warren PH (1988) The origin of pristine KREEP - Effects of mixing between UrKREEP and the magmas parental to the Mg-rich cumulates. In: Proc 18th Lunar Planet Sci Conf. pp 233–241.

Warren PH, Ulff-Møller F, Kallemeyn GW (2005) “New” lunar meteorites: Impact melt and regolith breccias and large-scale heterogeneities of the upper lunar crust. Meteorit Planet Sci 40:989–1014. doi: 10.1111/j.1945-5100.2005.tb00169.x

Watson K, Murray BC, Brown H (1961) The behavior of volatiles on the lunar surface. J Geophys Res 66:3033–3045. doi: 10.1029/JZ066i009p03033

Watters TR (1988) Wrinkle ridge assemblages on the terrestrial planets. J Geophys Res Solid Earth 93:10236–10254. doi: 10.1029/JB093iB09p10236

Watters TR, Johnson CL (2010) Lunar tectonics. In: Planetary Tectonics. pp 121–182

Watters TR, Robinson MS, Banks ME, et al (2012) Recent extensional tectonics on the Moon revealed by the Lunar Reconnaissance Orbiter Camera. Nat Geosci 5:181–185. doi: 10.1038/ngeo1387

Watters TR, Robinson MS, Beyer RA, et al (2010) Evidence of recent thrust faulting on the moon revealed by the lunar reconnaissance orbiter camera. Science 329:936–940. doi: 10.1126/science.1189590

Watters TR, Robinson MS, Collins GC, et al (2015) Global thrust faulting on the Moon and the influence of tidal stresses. Geol 43:851–854. doi: 10.1130/G37120.1

Weber RC, Lin PY, Garnero EJ, et al (2011) Seismic detection of the lunar core. Science 331:309–312. doi: 10.1126/science.1199375

Weiss BP, Tikoo SM (2014) The lunar dynamo. Science 346:1246753. doi: 10.1126/science.1246753

Whitaker EA (1981) The lunar Procellarum basin. In: Multi-ring basins: Formation and evolution; Proc Lunar Planet Sci Conf, Houston, TX. pp 105–111

Whitten JL, Head JW (2015) Lunar cryptomaria: Physical characteristics, distribution, and implications for ancient volcanism. Icarus 247:150–171. doi: 10.1016/j.icarus.2014.09.031

Wiechert U, Halliday AN, Lee D-C, et al (2001) Oxygen Isotopes and the Moon-Forming Giant Impact. Science 294:345–348. doi: 10.1126/science.1063037

Wieczorek MA, Jolliff BL, Khan A, et al (2006) The Constitution and structure of the lunar interior. Rev. Mineral. Geochem 60:221–364. doi:10.2138/rmg.2006.60.3

Wieczorek MA, Neumann GA, Nimmo F, et al (2013) The crust of the moon as seen by GRAIL. Science 339:671–675. doi: 10.1126/science.1231530

Wieczorek MA, Phillips RJ (2000) The "Procellarum KREEP Terrane": Implications for mare volcanism and lunar evolution. J Geophys Res E Planets 105:20417–20430. doi: 10.1029/1999JE001092

Wieczorek MA, Zuber MT, Phillips RJ (2001) The role of magma buoyancy on the eruption of lunar basalts. Earth Planet Sci Lett 185:71–83. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00355-1

Wilhelms DE (1987) The geologic history of the Moon. US Geol Surv Prof Pap 1348. doi: 10.1007/s13398-014-0173-7.2

Williams JG (2007) A scheme for lunar inner core detection. Geophys Res Lett 34:. doi: 10.1029/2006GL028185

Williams JG, Boggs DH (2015) Tides on the Moon: Theory and determination of dissipation. J Geophys Res Planets 120:689–724. doi: 10.1002/2014JE004755

Williams JG, Boggs DH, Ratcliff JT (2009) A large lunar core? In: 40th LPSC. LPI, Houston, TX, #1452

Williams JG, Boggs DH, Ratcliff JT (2013a) Lunar science from lunar laser ranging. In: 44th LPSC. LPI, The Woodlands, TX, #2377

Williams JG, Boggs DH, Yoder CF, et al (2001) Lunar rotational dissipation in solid body and molten core. J Geophys Res E Planets 106:27933–27968. doi: 10.1029/2000JE001396

Williams JG, Dickey JO (2003) Lunar geophysics, geodesy, and dynamics. In: 13th International Workshop on laser ranging. NASA/CP-2003-212248, Washington DC, pp 75–86

Williams JG, Konopliv AS, Boggs DH, et al (2014) Lunar interior properties from the GRAIL mission. J Geophys Res Planets 119:1546–1578. doi: 10.1002/2013JE004559

Williams JG, Konopliv AS, Park RS (2016) Lunar tidal distortion from GRAIL and LLR. In: 47th LPSC. LPI, The Woodlands, TX, #1328

Williams JG, Turyshev SG, Boggs DH, Ratcliff JT (2006) Lunar laser ranging science: Gravitational physics and lunar interior and geodesy. Adv Space Res 37:67–71. doi: 10.1016/j.asr.2005.05.013

Williams JG, Watkins MM (2015) The deep lunar interior from GRAIL. In: 46th LPSC. LPI, The Woodlands, TX, #1380

Williams KK, Zuber MT (1998) Measurement and Analysis of Lunar Basin Depths from Clementine Altimetry. Icarus 131:107–122. doi: 10.1006/icar.1997.5856

Williams NR, Watters TR, Pritchard ME, et al (2013b) Fault dislocation modeled structure of lobate scarps from Lunar Reconnaissance Orbiter Camera digital terrain models. J Geophys Res E Planets 118:224–233. doi: 10.1002/jgre.20051

Wisdom J, Tian Z (2015) Early evolution of the Earth-Moon system with a fast-spinning Earth. Icarus 256:138–146. doi: 10.1016/j.icarus.2015.02.025

Wood J, Dickey JS, Marvin UB, Powell BN (1970) Lunar anorthosites and a geophysical model of the moon. Geochim Cosmochim Acta Suppl. p 965

Yamaguchi A, Karouji Y, Takeda H, et al (2010) The variety of lithologies in the Yamato-86032 lunar meteorite : Implications for formation processes of the lunar crust. Geochim Cosmochim Acta 74: 4507–4530. doi: 10.1016/j.gca.2010.04.015

Yamamoto K, Haruyama J, Kobayashi S, et al (2016) Two-stage development of the lunar farside highlands crustal formation. Plant Space Sci 120:43–47. doi 10.1016/j.pss.2015.11.002

Yamamoto S, Nakamura R, Matsunaga T, et al (2012) Massive layer of pure anorthosite on the Moon. Geophys Res Lett 39. doi: 10.1029/2012GL052098

Yamamoto S, Nakamura R, Matsunaga T, et al (2015a) Featureless spectra on the Moon as evidence of residual lunar primordial crust. J Geophys Res 120:2190–2205. doi: 10.1002/2015JE004935

Yamamoto S, Nakamura R, Matsunaga T, et al (2015b) Global occurrence trend of high-Ca pyroxene on lunar highlands and its implications. J Geophys Res Planets 120:831–848. doi: https://doi.org/10.1002/2014JE004740

Yamamoto S, Nakamura R, Matsunaga T, et al (2013) A new type of pyroclastic deposit on the Moon containing Fe-spinel and chromite. Geophys Res Lett 40: 4549–4554. doi: 10.1002/grl.50784

Yamamoto S, Nakamura R, Matsunaga T, et al (2010) Possible mantle origin of olivine around lunar impact basins detected by SELENE. Nat Geosci 3:533–536. doi: 10.1038/ngeo897

Yamashita N, Gasnault O, Forni O, et al (2012) The global distribution of calcium on the Moon: Implications for high-Ca pyroxene in the eastern mare region. Earth Planet Sci Lett 353–354:93–98. doi: 10.1016/j.epsl.2012.08.010

Yamashita N, Hasebe N, Reedy RC, et al (2010) Uranium on the Moon: Global distribution and U/Th ratio. Geophys Res Lett 37. doi: 10.1029/2010GL043061

Yanai K, Kojima H (1991) Varieties of lunar meteorites recovered from Antarctica. Antarct Meteor Res 4:70-90

Young ED, Kohl IE, Warren PH, et al (2016) Oxygen isotopic evidence for vigorous mixing during the Moon-forming giant impact. Science 351:493–496. doi: 10.1126/science.aad0525

Yue Z, Li W, Di K, et al (2015) Global mapping and analysis of lunar wrinkle ridges. J Geophys Res Planets 120:978–994. doi: 10.1002/2014JE004777

Zent AP, Quinn RC (1997) Measurement of H2O adsorption under Mars-like conditions: Effects ofadsorbent heterogeneity. J Geophys Res 102:9085–9095. doi: 10.1029/96JE03420

Zhang J, Dauphas N, Davis AM, et al (2012) The proto-Earth as a significant source of lunar material. Nat Geosci 5:251–255. doi: 10.1038/ngeo1429

Zhang N, Parmentier EM, Liang Y (2013) A 3-D numerical study of the thermal evolution of the Moon after cumulate mantle overturn: The importance of rheology and core solidification. J Geophys Res Planets 118:1789–1804. doi: 10.1002/jgre.20121

Zhang X, Wu Y, Ouyang Z, et al (2016) Mineralogical variation of the late stage mare basalts. J Geophys Res Planets 121:2063–2080. doi: 10.1002/2016JE005051

Zhong S, Parmentier EM, Zuber MT (2000) A dynamic origin for the global asymmetry of lunar mare basalts. Earth Planet Sci Lett 177:131–140. doi: 10.1016/S0012-821X(00)00041-8

Ziethe R, Seiferlin K, Hiesinger H (2009) Duration and extent of lunar volcanism: Comparison of 3D convection models to mare basalt ages. Planet Space Sci 57:784–796. doi: 10.1016/j.pss.2009.02.002

Zolensky ME (1997) Structural water in the Bench Crater chondrite returned from the Moon. Meteorit Planet Sci 32:15–18

Zuber MT, Smith DE, Lemoine FG, Neumann GA (1994) The shape and internal structure of the moon from the Clementine mission. Science 266:1839–1843. doi: 10.1126/science.266.5192.1839

Zuber MT, Smith DE, Neumann GA, et al (2016) Gravity field of the orientale basin from the gravity recovery and interior laboratory mission. Science 354:438–441. doi: 10.1126/science.aag0519

Zuber MT, Smith DE, Watkins MM, et al (2013) Gravity field of the moon from the Gravity Recovery and Interior Laboratory (GRAIL) mission. Science 339:668–671. doi: 10.1126/science.1231507

三澤啓司 (2011) 月の初期進化..同位体年代学からの制約

並木則行, 春山純一, 吉田二美, et al (2019) 月極域探査タスクフォースの紹介. 遊・星・人 28:63–67

倉本圭, 玄田英典, 荒井朋子, et al (2007) 月の熱進化の謎. 遊・星・人 16:197–207

地球電磁気・地球惑星圏学会 (2018) 太陽地球惑星圏の研究領域の目的・戦略・工程表 (2018年2月14日版)

日本惑星科学会 (2018) 惑星科学／太陽系科学 研究領域の目標・戦略・工程表

東真太郎, 片山郁夫 (2015) 月内部のレオロジー構造から考察する月震の発生メカニズム. 遊・星・人 24:318–325

松井孝典 (2011) 探査機でここまでわかった太陽系. 技術評論社, 東京

玄田英典 (2010) 徹底比較!月の起源. 遊・星・人 19:76–81

田中智, 川村太一, 小林直樹, 白石浩章 (2011) 月震観測で月内部構造はどこまでわかったか.遊・星・人 20:4–10

荒井朋子 (2011) 月隕石研究による最新の月の描像. 遊・星・人 20:28–35

長岡央 (2014) 月岩石試料と月探査データに基づく月地殻の形成過程. 早稲田大学 博士論文

長谷部信行, 桜井邦朋, 晴山慎, et al (2013) 人類の夢を育む天体「月」. 恒星社厚生閣, 東京

付表

表 A 月探査機一覧(Spudis 1996; 松井 2011; 長谷部 et al. 2013) (その 1)

探査機	打ち上げ	国名	手法	探査内容
パイオニア 0 号	1958 年 8 月 17 日	アメリカ合衆国	失敗	
パイオニア 1 号	1958 年 10 月 11 日	アメリカ合衆国	失敗	
パイオニア 2 号	1958 年 11 月 8 日	アメリカ合衆国	失敗	
パイオニア 3 号	1958 年 12 月 6 日	アメリカ合衆国	失敗	
ルナ 1 号	1959 年 1 月 2 日	旧ソ連(現ロシア)	フライバイ	月から 5000 km を通過
パイオニア 4 号	1959 年 3 月 3 日	アメリカ合衆国	失敗	月から 60,500 km 付近を通過
ルナ 2 号	1959 年 9 月 12 日	旧ソ連(現ロシア)	ハードランディング	晴れの海の西部に衝突(初)
ルナ 3 号	1959 年 10 月 4 日	旧ソ連(現ロシア)	フライバイ	月裏側の写真撮影(初)
レインジャー 1 号	1961 年 8 月 3 日	アメリカ合衆国	軌道投入に失敗	
レインジャー 2 号	1961 年 11 月 18 日	アメリカ合衆国	軌道投入に失敗	
レインジャー 3 号	1962 年 1 月 26 日	アメリカ合衆国	失敗	
レインジャー 4 号	1962 年 4 月 23 日	アメリカ合衆国	軌道投入に失敗	月の裏側に衝突
レインジャー 5 号	1962 年 10 月 18 日	アメリカ合衆国	失敗	
ルナ 4 号	1963 年 4 月 2 日	旧ソ連(現ロシア)	失敗	月から 8500 km を通過
レインジャー 6 号	1964 年 1 月 30 日	アメリカ合衆国	TV 撮影に失敗	静かの海アラゴクレーターの西側に衝突
レインジャー 7 号	1964 年 7 月 28 日	アメリカ合衆国	ハードランディング	雲の海ゲーリッククレーター付近に衝突，写真 4316 枚
レインジャー 8 号	1965 年 2 月 17 日	アメリカ合衆国	ハードランディング	静かの海アラゴ海の西側に衝突，写真 7137 枚
レインジャー 9 号	1965 年 3 月 21 日	アメリカ合衆国	ハードランディング	アルフォンサスクレーターに衝突，写真 6150 枚

表 A 月探査機一覧 (その 2)

ルナ 5 号	1965 年 5 月 9 日	旧ソ連(現ロシア)	軟着陸に失敗	
ルナ 6 号	1965 年 6 月 8 日	旧ソ連(現ロシア)	失敗	
ゾンド 3 号	1965 年 7 月 18 日	旧ソ連(現ロシア)	フライバイ	月裏側の写真撮影
ルナ 7 号	1965 年 10 月 4 日	旧ソ連(現ロシア)	軟着陸に失敗	
ルナ 8 号	1965 年 12 月 3 日	旧ソ連(現ロシア)	軟着陸に失敗	
ルナ 9 号	1966 年 1 月 31 日	旧ソ連(現ロシア)	ソフトランディング	嵐の大洋ガリレオクレーター付近に軟着陸(初)し，パノラマ写真撮影
ルナ 10 号	1966 年 3 月 31 日	旧ソ連(現ロシア)	周回	月を周回する人工物(初)．近月点 350 km，遠月点 1017 km，周期 58 分.
サーベイヤー 1 号	1966 年 5 月 30 日	アメリカ合衆国	ソフトランディング	嵐の大洋フラムスティード付近に軟着陸，10000 枚以上の写真
ルナ・オービター1 号	1966 年 8 月 10 日	アメリカ合衆国	周回	周回軌道投入後に月面衝突
ルナ 11 号	1966 年 8 月 24 日	旧ソ連(現ロシア)	周回	月周回(160 km x 1200 km)
サーベイヤー 2 号	1966 年 9 月 20 日	アメリカ合衆国	着陸に失敗	
ルナ 12 号	1966 年 10 月 22 日	旧ソ連(現ロシア)	周回	月周回(100 km x 1740 km)
ルナ・オービター2 号	1966 年 11 月 6 日	アメリカ合衆国	周回	月面撮影
ルナ 13 号	1966 年 12 月 21 日	旧ソ連(現ロシア)	ソフトランディング	嵐の大洋セレウコスクレーター付近に軟着陸し，土壌の力学特性を調査.
ルナ・オービター3 号	1967 年 2 月 5 日	アメリカ合衆国	周回	サーベイヤー1 号の写真撮影
サーベイヤー 3 号	1967 年 4 月 17 日	アメリカ合衆国	ソフトランディング	嵐の大洋ランスベルクレーター付近に軟着陸し，シャベルによる掘削
ルナ・オービター4 号	1967 年 5 月 4 日	アメリカ合衆国	周回	極軌道(軌道傾斜角 85.5 度，2706 x 6111 km)に投入し科学目的の広域写真撮影

表 A 月探査機一覧 (その 3)

エクスプローラー35 号	1967 年 7 月 15 日	アメリカ合衆国	周回	物理観測
ルナ・オービター5 号	1967 年 8 月 1 日	アメリカ合衆国	周回	極軌道(軌道傾斜角 85 度)から高度を 100 km まで下げ，解像度 2 m の写真撮影，月重力計測
サーベイヤー 5 号	1967 年 9 月 8 日	アメリカ合衆国	ソフトランディング	静かの海に軟着陸，写真撮影と表面の化学分析
サーベイヤー 6 号	1967 年 11 月 7 日	アメリカ合衆国	ソフトランディング	中央の入江に軟着陸
サーベイヤー 7 号	1968 年 1 月 7 日	アメリカ合衆国	ソフトランディング	チコクレーター北方の山地に軟着陸，表面の化学分析
ルナ 14 号	1968 年 4 月 7 日	旧ソ連(現ロシア)	周回	
ゾンド 5 号	1968 年 9 月 15 日	旧ソ連(現ロシア)	フライバイ	カメやハエといった動物，植物，種子，細菌などの生物を乗せて月の裏側を回って地球帰還，インド洋で回収
ゾンド 6 号	1968 年 11 月 10 日	旧ソ連(現ロシア)	フライバイ	月の裏側を回ってソ連領内で回収
アポロ 8 号	1968 年 12 月 21 日	アメリカ合衆国	有人周回	有人による月周回と地球帰還(初)
アポロ 10 号	1969 年 5 月 18 日	アメリカ合衆国	有人周回	有人による月周回と地球帰還
ルナ 15 号	1969 年 7 月 13 日	旧ソ連(現ロシア)	軟着陸に失敗	
アポロ 11 号	1969 年 7 月 16 日	アメリカ合衆国	有人着陸	人類の月面到達(初)，静かの海に着陸し，玄武岩サンプル(37 億年)を採集
ゾンド 7 号	1969 年 8 月 8 日	旧ソ連(現ロシア)	フライバイ	月の裏側を回ってソ連領内で回収
アポロ 12 号	1969 年 11 月 14 日	アメリカ合衆国	有人着陸	嵐の大洋に着陸し，玄武岩(39 億年)と KREEP を採集
アポロ 13 号	1970 年 4 月 11 日	アメリカ合衆国	失敗	事故発生(初)も月を回って地球に帰還
ルナ 16 号	1970 年 9 月 12 日	旧ソ連(現ロシア)	ソフトランディング	豊かの海に着陸，34 億年前の玄武岩をロボット採集(初)
ソンド 8 号	1970 年 10 月 20 日	旧ソ連(現ロシア)	フライバイ	月周回後，地球帰還

表 A 月探査機一覧 (その 4)

ルナ 17 号	1970 年 11 月 10 日	旧ソ連(現ロシア)	ソフトランディング	雨の海に着陸，無人月面車ルナホート 1 号(初)
アポロ 14 号	1971 年 1 月 31 日	アメリカ合衆国	有人着陸	フラ・マウロに着陸し角礫岩を採集
アポロ 15 号	1971 年 7 月 26 日	アメリカ合衆国	有人着陸	アペニン山脈とハドリー谷の間に着陸し，高地斜長岩(41 億年)を回収．周回機から化学組成の測定
ルナ 18 号	1971 年 9 月 2 日	旧ソ連(現ロシア)	着陸失敗	
ルナ 19 号	1971 年 9 月 28 日	旧ソ連(現ロシア)	周回	
ルナ 20 号	1972 年 2 月 14 日	旧ソ連(現ロシア)	ソフトランディング	アポロニウス高地に着陸し，危難の海の玄武岩(39 億年)のロボット採集
アポロ 16 号	1972 年 4 月 16 日	アメリカ合衆国	有人着陸	デカルト高地の南に着陸し，角礫岩の採集と深発月震の記録
アポロ 17 号	1972 年 12 月 7 日	アメリカ合衆国	有人着陸	タウルス・リトロー地域に着陸し，玄武岩，斜長岩，火山性ガラスを採集
ルナ 21 号	1973 年 1 月 8 日	旧ソ連(現ロシア)	ソフトランディング	晴れの海に着陸，月面車ルナホート 2 号
ルナ 22 号	1974 年 5 月 29 日	旧ソ連(現ロシア)	周回	
ルナ 23 号	1974 年 10 月 28 日	旧ソ連(現ロシア)	軟着陸時に破損	
ルナ 24 号	1976 年 8 月 9 日	旧ソ連(現ロシア)	ソフトランディング	危難の海に着陸し，チタンの少ない玄武岩を採集
ひてん	1990 年 1 月 24 日	日本	周回	「はごろも」を分離して，フレネリウスクレーターに衝突
クレメンタイン	1994 年 1 月 25 日	アメリカ合衆国	周回	極軌道からの全球マッピング
ルナ・プロスペクター	1998 年 1 月 6 日	アメリカ合衆国	周回	極地域に衝突実験
スマート 1	2003 年 9 月 28 日	ヨーロッパ	周回	イオンエンジンで地球から月に到達
「かぐや」	2007 年 9 月 14 日	日本	周回	月裏側の詳細観測
嫦娥 1 号	2007 年 10 月 24 日	中国	周回	科学探査を実施

表 A 月探査機一覧 (その 5)

チャンドラヤーン 1 号	2008 年 10 月 22 日	インド	周回	ハイパースペクトル画像
ルナ・リコネッサンス・オービター	2009 年 6 月 19 日	アメリカ合衆国	周回	解像度 50 cm の画像と水の発見，南半球高緯度地域への衝突実験(エル・クロス)を実施し噴煙から水の痕跡
嫦娥 2 号	2010 年 10 月 1 日	中国	周回	科学探査を実施後にラグランジェ点へ到達，小惑星トータティスを探査
グレイル	2011 年 9 月 10 日	アメリカ合衆国	周回	超高解像度・高精度の重力測定
ラディー	2013 年 9 月 7 日	アメリカ合衆国	周回	月周囲のダスト・電磁気環境の調査
嫦娥 3 号	2013 年 12 月 2 日	中国	周回	虹の入江に着陸しローバー玉兎による科学探査
嫦娥 5 号 T1	2014 年 11 月 1 日	中国	周回	内モンゴルへの帰還

編集委員幹事 並木則行，諸田智克，西野真木，佐伯和人，小河正基，大竹真紀子
doi/10.18910/83221

裏表紙：月面の"X"．2018 年 11 月 15 日に撮影．提供 国立天文台．さて，"X"はどこに？(正解は https://www.nao.ac.jp/contents/astro/gallery/SolSys/Moon/moon-20181115-m.jpg)

国際宇宙探査時代の到来に向けて，日本が取り組むべき月科学の課題を惑星科学コミュニティが長期的視野から展望する．

月サイエンスブック編集委員会