日本惑星科学会誌　遊・星・人

第28巻　第1号

目　次

巻頭言　中本 泰史 …… 3

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

「月揮発性成分の研究による科学と探査」特集号の目的　大竹 真紀子，長岡 央 …… 4

月面に供給される揮発性物質とその起源　橋爪 光 …… 6

外来天体の衝突に由来する月の揮発性成分　鹿山 雅裕 …… 14

月内部に存在する揮発性成分　鹿山 雅裕，橋爪 光 …… 24

中性子分光による月表層の水検出の現状　長岡 央 …… 37

近赤外分光観測から得られた月の水の証拠　仲内 悠祐 …… 45

水氷資源利用可能性評価を目的とする月極域探査紹介 …… 53
大竹 真紀子，星野 健，井上 博夏，唐牛 譲，白石 浩章，金森 洋史，他1チーム

月極域探査タスクフォースの紹介 …… 63
並木 則行，春山 純一，吉田 二美，三浦 弥生，佐伯 和人，大竹 真紀子，臼井 英之

はやぶさ試料分析の今　松本 徹 …… 68

一番星へ行こう！日本の金星探査機の挑戦　その37 …… 77
～金星大気深部の風のパズルを完成させる「あかつき」～　ハビエル　ペラルタ

火の鳥「はやぶさ」未来編　その17　～リュウグウ表面の地名～ …… 80
野口 里奈，嶌生 有理，吉川 真，宮本 英昭，小松 吾郎，石原 吉明，他8名1チーム

遊星百景　その15　～地球と火星のルートレスコーン～　野口 里奈 …… 87

遊星人の海外研究記 その1　～米国大学の“台所事情”～　中島 美紀 …… 89

「天体の衝突物理の解明（XIV）
～探査機はやぶさの成果と挑戦：初号機から2号機へ～」参加報告　脇田 茂 …… 94

日本惑星科学会2018年秋季講演会開催報告　関口 朋彦 …… 99

JSPS Information …… 112

表紙デザイン：BROOKS

Contents

Preface T. Nakamoto 3

Goal of this special issue : Current status of science and exploration for understanding the lunar volatiles M. Ohtake and H. Nagaoka 4

Volatile supplies on Moon, and their origins K. Hashizume 6

Lunar volatile contents derived from meteoritic, asteroidal and cometary collisions M. Kayama 14

Volatile contents of the lunar interior M. Kayama and K. Hashizume 24

Current reports of water detection on the lunar surface by neutron spectroscopy H. Nagaoka 37

The evidences of lunar water obtained by near-infrared spectroscopy Y. Nakauchi 45

Planning a Japanese Lunar Polar Exploration Mission for evaluating possibility of in-situ water utilization M. Ohtake, T. Hoshino, H. Inoue, Y. Karouji, H. Shiraishi, and 1 author, 1 team 53

Introduction of SELENE-R taskforce N. Namiki, J. Haruyama, F. Yoshida, Y. Miura, K. Saiki, M. Ohtake, and H. Usui 63

Forefront studies of Hayabusa samples T. Matsumoto 68

Road to the first star : Venus orbiter from Japan (37) — Akatsuki to complete the puzzle of the deeper winds of Venus — J. Peralta 77

Phoenix "Hayabusa" : A tale of the future (17) — The surface feature names of Ryugu — R. Noguchi, Y. Shimaki, M. Yoshikawa, H. Miyamoto, and 10 authors, 1 team 80

My favorite view in planetary science (15) — Rootless cones on Earth and Mars — R. Noguchi 87

Letter from planetary people working abroad (1) — Behind the scenes : academia in the US — M. Nakajima 89

Report on '14th Workshop on Collisional Physics of Planetary Bodies — Result and challenge of spacecraft mission Hayabusa and Hayabusa2 —' S. Wakita 94

Report on Annual Autumn Meeting 2018, Japanese Society for Planetary Sciences T. Sekiguchi 99

JSPS Information 112

巻頭言

「10年たったら惑星科学会は壊す」

この表題は，惑星科学会設立の中心人物でもあった中澤清初代会長から学会設立間もない頃に私がときどき聞いた言葉です．惑星科学会が発足したのは1992年4月のことで，私は大学院生でした．発足に向けて全国の偉い先生達が文字通り奔走されていたのを見ていましたから，この人はいったい何を考えているのかと思ったものでした．しかし，よくよく聞いてみると納得はしました．曰く，学会を作ったのは自分達がそれを必要だと考えたから．一方，組織というものは時間が経つと腐っていくもので，いずれは当初の目的を忘れ，組織の存続そのものが目的になってしまうだろう．そうなったら，その時代の研究者にとって学会は有害以外のなにものでもない．君たち若い世代にそんな迷惑はかけたくないから，所期の目的が達せられたらさっさと壊すのだ，と．なるほどと思いました．

惑星科学会はその後現在にいたるまで，存続しています．幸い，存続そのものが目的となっているわけではなく，そのときどきで学会を必要とする理由があったからだろうと思います．実際，いま，学会が必要とされる理由や役に立つ面を挙げろと言われれば，私はすぐに挙げることができます．（ここには記しませんけど．だからこそ，学会のためにちょっとボランティアしようかという気にもなるわけです．）こうした存在理由の確認や再認識は，各人が時々行っておくのが望ましいのでしょう．もし，中澤さんが心配されていたような有害状態に陥っているのなら，早く気づいて学会を壊さないといけませんから．

ということで，今度は私が，私と私より上の世代の会員を代表して言います．「10年たったら惑星科学会は壊す….」

中本 泰史（東京工業大学）

←目次へ

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

「月揮発性成分の研究による科学と探査」特集号の目的

大竹 真紀子[1]，長岡 央[1]

太陽系において，地球や月近傍にどのような過程で水をはじめとする揮発性成分が供給されたのかを知ることは，太陽系内における揮発性成分の輸送過程を知る上で重要であるとともに，地球上の生命にとって欠かすことのできない，水の起源を知るなど観点からも意義は大きい．地球は形成以降，現在も進化を続けている天体であり，地球形成後の初期の地球近傍への揮発性成分の供給に関する情報を，地球物質の研究から得ることは容易ではない．対して月は，相対的に早い時期に進化を(ほぼ)終えており，形成後の初期の情報を残している．従来，月は地球に比べて非常に揮発性成分に乏しいと考えられており，これが月の形成過程として巨大衝突説が有力とされる根拠の一つになってきた．ただし，ここ10年ほどの多くの研究成果から，形成時から月の内部に保持されている揮発性成分は，実際には従来の推定に比べて多い可能性があり，この事実から巨大衝突やその後の月進化過程を見直す研究が始まっている．また同じくこの10年ほどの間に，月の形成後に外部から供給された揮発性成分の存在についても，主に極域に堆積・保持されている可能性が指摘されるなど，肯定的な成果が多数報告されている．このような観点で，月は地球近傍に供給された揮発性成分の起源や供給(輸送)過程を，より直接的に調査するのに適した天体である．

前述のように近年，月における揮発性成分の研究において，月試料分析による成果が次々と報告されていることに加えて，月探査の実施によるリモートセンシングの手法からも多数の新しい観測データが得られている．ただし，リモートセンシングにより取得されたデータは試料分析の結果と異なり直接観測ではなく，それぞれ観測手法や観測精度上の制約があるなど，解釈には注意を要する．月における揮発性成分の研究をさらに発展させるためには，試料分析およびリモートセンシングなど，広い分野における近年の該当分野での成果を整理し正確に把握した上で，今後必要な探査や観測，地上実験，計算シミュレーションなどを洗い出すことが重要であろう．そのような観点から本特集では，内部由来・外部由来を含めて，月の揮発性成分に関するこれまでの主な科学成果について紹介するとともに，残された課題を洗い出し，さらにはそれら課題の解決に向けて，今後どのような探査・観測が期待されるのか，また探査や観測により得られる情報を解析するために今後必要となる，実験・分析・理論研究についても議論する．

月の揮発性成分を研究することは，太陽系内における揮発性成分の輸送過程や地球上の水の起源を知る，という科学的な意義に加え，これら揮発性成分を将来の月面探査や有人月面活動，さらには火星探査に利用できる可能性があることから，資源的な観点からも近年注目されている．結果として現在，米国，中国，日本など多数の国が，ここ数年の間に月の極域で外部由来の揮発性成分の調査を行う探査を検討しており(極域への着陸探査だけでなく，小型の衛星を使った，極域の揮発性成分観測に特化したリモートセンシング探査の計画もある)，さらにこれら探査を国際宇宙探査の枠組みの中で国際協働で行うことも議論されている．本特集号ではこのような背景を受けて，科学研究の成果紹介と残された課題の議論に加え，現在JAXAで検討している月極域探査の紹介や，同探査に関して惑星科学コミュニティーからの提言を行った，タスクフ

1. 宇宙航空研究開発機構
ohtake.makiko@jaxa.jp

ォースチームからの報告も掲載している．

今回の特集号が今後の太陽系における揮発性成分の研究の発展と，惑星科学コミュニティーと国際宇宙探査計画との関わりを促進する助けになれば幸いである．なお本特集号において特に言及のない場合，月試料中または月面に存在する分子としてのH_2Oも鉱物に含まれる水酸基も区別せず“水”と呼ぶ．また水の起源として，太陽風，小惑星（大小の隕石を含む），彗星，月内部由来の水の4つに分類することで統一するよう心がけた．最後に，論文を投稿いただいた著者の皆様，いつもにも増して忙しい年末年始の時期にも関わらず，査読を引き受けていただいた皆様，この特集号刊行の機会をいただいた遊星人編集長和田氏をはじめとする編集委員の皆様に感謝したい．

←目次へ

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

月面に供給される揮発性物質とその起源

橋爪 光[1]

2018年12月21日受領，査読を経て2019年2月1日受理.

（**要旨**）近年の月探査リモートセンシング観測から月面極域に水が存在する可能性が示唆されている．この水はどのような起源を持つのだろうか？それを探るために，月面に供給される揮発性物質の候補について，現在知りうる知見をまとめた．月面は，月形成以来の，太陽，そして，太陽系諸天体起源の様々な物質の降着史を記録しているかもしれない．しかし，揮発性元素は月面で複雑な挙動を示し，その解読が簡単ではないこともわかってきた．これまでの観測をまず整理し，今後の月探査による，小型重力天体上での揮発性物質の挙動理解と，太陽系形成以来の月―地球軌道を横切る物質フラックス推定に向けた議論を進める．

1. 月面揮発性物質学概説

月面は，アポロ計画で人類が降り立って以来，長らく「月砂漠」との認識が支配的だった．これは，月面中低緯度域において採取され地球に持ち帰られた試料中に，地球において付加されたと考えられる汚染成分以外[1]，もともと月に存在していたと断定できる揮発性物質，特に水が発見されなかったことを指す．しかし，時は移り，地上分析技術とリモートセンシング技術が飛躍的に進歩した現在においては，この従来の認識は誤っていたと考えられるようになってきた．微小領域分析装置や分光装置を用い月火成岩や火成起源ガラス中に水酸基が発見され，月岩石圏に水が存在することが判明し[2]，また，中性子分光観測[3-5]や赤外分光観測[6]から，極域の月面や表土中には，おそらくは水分子あるいは水酸基の形の，水素が濃集していることがわかった．

月の極域に揮発性物質が存在するとしても，その起源は自明ではない．地球型惑星が大気を持つ場合それは二次大気，つまりは，各惑星を構成した固体材料物質から脱ガスした揮発性物質を主な起源に持つと考えられるのに対して，月面に存在する揮発性物質は特異な起源を持つ可能性が高い．月固有成分（月内部からの脱ガス成分）の他，太陽風，宇宙塵や隕石などの小惑星物質，彗星，更には，これらの月外由来物質の降着に伴い月面岩石から発生した成分など，複数のものが提唱されているが，各成分の寄与割合について確実なことはわかっていない．本論文では，月面に供給・生成される可能性のある様々な起源の揮発性物質について，その種類，特徴や量について，現在までに我々が知り得た推定をまず概観する．なお，本論文において中心的に論ずる揮発性物質は水分子（H_2O）と鉱物の一部を構成する水酸基（OH）だが，一般的な揮発性物質，すなわち，希ガス，N_2，CO_2や有機物などの，岩石や金属に比べて凝縮温度が低い物質，ならびに，その主構成元素（揮発性元素）も随時議論に登場する．それは，揮発性元素の各起源に特有な元素構成・同位体組成が水の起源推定に役立つためである．

月は大気を持たず，強い固有磁場も持たず，また，比較的早期に火成活動が終息している．これらは，太陽系内各域から月-地球軌道に輸送される揮発性物質，その過去から現在に至るフラックスを，忠実に記録する能力を原理的に有する事を意味する．月面で進められる科学は，月を知る科学だけではない．月面は，40

1. 茨城大学理工学研究科地球環境科学領域
ko.hashizume.sci@vc.ibaraki.ac.jp

億年以上続く宇宙物質サンプラーとして太陽系内の諸天体の組成やその変化，また，物質循環史を解明する貴重な機会を我々に与える．これまでの半世紀に，我々は，様々な元素に関する太陽元素・同位体組成の推定に大いに月面を活用した．同時に，月面には太陽以外を起源に持つ揮発性物質が外部から降着している，あるいは，揮発性物質のフラックスや組成が時代と共に変化している，というような新たな可能性に目を向けるようになった．本論文では，宇宙物質サンプラーとしての月科学の今後について議論したい．

月面において，揮発性物質の供給・生成と，その貯蔵は，必ずしも同じ場所で行われるわけではない．緯度経度を問わず月面全域において揮発性物質が供給・生成されるはずである．月面に到達した揮発性物質の一部は到達場所で表土に固定されるが，その多くは，更なる宇宙物質の到来や太陽光による熱や衝撃により表土から解放され，月面上空を移動し，一部は月の重力を振り切り宇宙空間に逃散し，それ以外は他地点で月表土に再捕獲される．この過程を繰り返すうち，やがて，恒常的に低温が維持される高緯度において長期間月面上あるいは月面内に貯蔵される．上述が，揮発性元素が月極域に濃集する大まかなシナリオなのだが，これまでは月面表土内での過渡的な揮発性元素の振る舞いと月面上の元素・分子の移動について，そのシナリオを裏付ける観測が大変手薄だった．しかし，最近10年間において，月試料やその模擬物質を用いた実験的研究や分析科学，および，月面上空でのイオン・中性分子原子の観測が大きく進み，徐々にその理解が進みつつある．本論文では，特に月面における揮発性物質の供給・生成と貯蔵の間のミッシングリンクを埋める知見として，月面上空観測を含めた移動過程（マイグレーション）に関連した近年の成果に触れたい．

2. 様々な起源を持つ月面揮発性物質 ―その候補たち

本章では，月面に降着する，あるいは，月面において生成されると期待される様々な揮発性物質を，起源別に評価する．最初に，太陽風と小惑星物質に加え，これら2起源成分の月面への降着に派生して月面岩石から生成される成分について述べる．以上3起源の成分に共通するのは，月面における現在の降着・生成量を粗いながらも定量評価が可能，という点である．しかし，月面に供給される可能性のある揮発性物質はこれらに限定されない．上記3つ以外の成分については降着・生成量を評価する事が現時点では難しい．しかし，それは，これらが月面揮発性物質の候補として重要でない，ということは全く意味しない．今後の探査や物質研究でこれらの定量が進められるべきなので，その一助とすべく，これらの成分を判別するための地球化学的特徴を2.4節にまとめた．最後に，2.5節では，定量評価が可能な3成分について，H，C，N，Oの4元素の月面降着・生成量を比較した．

2.1　太陽風

太陽から吹き出すプラズマである太陽風が月面に入射し，月面揮発性物質の重要な材料になり得る．太陽風は，水素が95 %前後，残りが，ヘリウムを始めそれより重い元素で構成される．元素組成比は，太陽光球の推定値を中心に多少変動するが，その変動の大きさは各元素の第1イオン化ポテンシャルに依存することが知られている．各元素は，例えばHe^{2+}, $C^{(4-6)+}$, $O^{(6-8)+}$, $Si^{(7-12)+}$, $Fe^{(6-16)+}$のように，高い価数にイオン化されている．平均速度は核種を問わず300–800 Km/s，典型的に1核子当たり1 keVの運動エネルギーを持つ[7]．月近傍における静穏太陽活動時のプロトン密度は10 particles cm^{-3}前後，あるいは10^{8-9} cm^{-2} sec^{-1}程度と推定されている．

太陽風は太陽表層の組成を反映した同位体・元素組成を持つと考えられている．このことを利用し，スペクトル観測では正確に推定できない太陽組成，特に同位体組成，を推定する取り組みが月表土試料を用いて長年進められた（希ガス[8]，Li[9]，N[10, 11]，C[12]，O[13, 14]）．これらの取り組みは，その後，太陽風を捕集し地球に持ち帰るGENESIS計画に引き継がれ，^{20}Neに富むネオン組成[15]，^{14}Nに富む窒素組成[16]，^{16}Oに富む酸素組成[17]など，月試料を用いて推定された太陽同位体組成の特徴の多くが確認され，更に精密な推定値が提供された．上述の推定に，重水素に著しく欠乏した水素同位体組成（$D/H<5\times10^{-6}$[11]）を加え，これらの太陽風同位体推定値は，月面における揮発性元素探査を今後進める際，検出成分の起源を推定するための信頼すべき根拠となるものである．

太陽風プラズマが月面に到達すると，その0.1–1 %が同じ荷電状態・エネルギーで月面上に散乱される他

は，表土に入射する[18]．近年の高速中性粒子（ENA）の観測から，入射したプロトンの8–28 %は，鉱物と電荷交換し，鉱物表面で加熱され[19]，再び月面に解放されることがわかった．残りの71–92 %は，鉱物の構成元素と相互作用を繰り返しながら，鉱物内を典型的に約50 nm進んだ所で止まる．その後，太陽光，太陽風照射や微小隕石爆撃により鉱物が加熱されると，やがて鉱物内から表面に拡散し，月面に解放される．揮発性元素が鉱物内に残留する期間は鉱物種に大きく依存する．イルメナイトやクロマイトなど月玄武岩によく見られる鉄含有鉱物が，特に高い太陽風保持能力を持つことが知られている[20]．

月面は，約1/4の期間は太陽風が直接届かない地球磁気圏尾の影響下に置かれるが，その期間以外，太陽風プラズマが月面に直接入射する．地球磁気圏尾の影響や緯度による幾何学的効果などを考慮すると，月の緯度経度による太陽風照射密度が算出される[21]．月裏側赤道上，すなわち，遠地球点で最大密度を示し，表側・近地球点ではその30 %ほど，また，緯度が高くなるに従い更に低い密度が期待される．以上が照射密度に関して期待される大局的傾向だが，局所的な磁場・電場の影響で，密度に濃淡が生じる可能性が近年指摘されている．月極域クレータなど太陽風が直接届かない月面域の上空において，上空から月面に向かう電場が生じるため，月面上空を素通りするはずの太陽風イオンが曲げられて月面に照射されると数値シミュレーションにより予想される[22]．彼らが見積もる局所的プロトンフラックスは，遠地球点における最大フラックスより2–4桁少ないが，極域揮発性物質探査を進める際には該当地域の水素供給源候補の一つとして十分な検証が必要である．また，月面に局所的に存在する磁気異常域において，太陽風が特異な挙動を示す可能性が指摘されている[23]．月面局所磁場の存在のため，太陽から伸びる磁力線が曲げられ，その磁力線に巻き付いた太陽風プラズマが月面磁場異常域直下に届かない現象が提唱されている．該当する月面域では，スワール（Swirl）と呼ばれる，宇宙風化度の濃淡が原因と考えられる渦巻き模様がしばしば観測される[24]．磁気異常域直下では宇宙風化度が相対的に低く，一方，その地域を縁取るように宇宙風化度の高い地域が存在する．後者は，磁気異常域直上において磁力線と共に進路を曲げられた太陽風の一部が周辺月面に高密度で降着した結果ではないか，と説明される．興味深いことに，磁気異常域近辺において，宇宙風化度と共に，水酸基による赤外吸収の濃淡が見られる[25]．これらの地域は，水素の降着密度や水酸基の濃度が異なる場所が狭い範囲に隣接しており，将来，これら月面物質を詳細に比較しながら月における水生成過程を検証するのに適した場所かもしれない．

2.2 小惑星物質

月面には無数のクレータが見られ，隕石を始めとする小惑星物質が月外由来物質供給に寄与することは想像に難くない[26]．月面に降着する小惑星物質フラックスは，地球に降着するフラックスから，Gravitational focusing効果の補正を経て，見積もることが出来る．これは，月より地球の方が惑星物質に対する衝突断面積が大きい，すなわち，宇宙空間においてより遠くを通りかかる物体を引き寄せることが出来る，という効果である．この効果によるフラックスの補正は，天体と惑星物質の相対速度に依存するが，1–9倍程度と見積もられている[27]．地球成層圏中に浮遊する微小地球外物質の直接捕集から導かれた推定[28]によると，地球に降着する小惑星物質フラックスを質量ベースで評価した場合，その圧倒的割合が，巨視的な隕石ではなく，典型的には200 μm大の惑星間塵・微小隕石により担われており，地球に降着する地球外物質フラックスは$(40 \pm 20) \times 10^6$ kg/yearと見積もられている．

微小隕石の多くは炭素質コンドライト隕石と同様の揮発性物質に富んだ組成を持つ[29]．大気の存在しない月面に減速することなく降着した微小隕石は，おそらくは完全蒸発し，含水鉱物，有機物，炭酸塩，硫化鉱物，更には酸化鉄として隕石中に含まれる揮発性元素が全て月面に解放されると期待される．ここでは，揮発性元素に富むCIコンドライトを例に，月面に降着した場合に解放される揮発性元素について大まかな見積もりを試みる．CIコンドライトの全岩組成[30]を元に，月面酸化還元状態で期待される酸化数に応じて金属元素に酸素を結合させ，その余剰に相当する揮発性元素（H, C, N, O, S）が全て月面に解放されると仮定し算出する．月面の酸化還元状態で鉄は金属鉄または2価鉄どちらかの状態にあることに注意して計算すると，CIコンドライト隕石1 kgから，（H）21 g,（C）

35 g, (N)3 g, (O)210–260 g, (S)54 gが解放されることになる．CIコンドライトには含水鉱物が元々大量に含まれるため，月面に解放される水素と「余剰」酸素の原子数比は1程度である．これは，太陽風のH/O比が2190[30]であるのと対照的で，小惑星物質が，月面における揮発性物質・水の生成に向け，太陽風にはほとんど含まれない酸素の供給源として，有力な候補になり得ることがわかる．

コンドライト隕石などの始原惑星物質は地球や月の材料物質に相当するため，太陽風や彗星の組成に比べると，相対的に地球・月に近い元素・同位体組成を示す．そのため，小惑星物質降着の地球化学的痕跡を月試料で求めるのは，不可能ではないにしても，簡単ではない．例えば，多くの隕石は，月・地球とは異なる酸素同位体組成を示すが，それらの全岩組成は月・地球組成を挟み，^{16}Oの相対存在度で見てわずか0.5 %以内の変動でしかない．微小隕石の水素同位体組成を見ると，個別の粒子では地球海水組成の10倍を越える大きな異常を示す物も存在するが，多数は地球組成とほぼ同じ値を示す[29]．さらに，水素はDとHの質量比が大きいため，また，水素が動きやすい元素であるため，月面・月岩石圏内を問わず容易に同位体分別する可能性があり[31]，2倍程度以内の違いでは，起源の判別に使いにくい．後ほど2.5で述べるが，主要揮発性元素の中では，窒素同位体が小惑星物質降着の指標になり得る．

2.3　月面岩石

岩石とは，金属酸化物の集合体である．すなわち，岩石の構成原子の半数以上は酸素である．月面岩石において金属原子と酸素の間の結合が容易に切り離せるならば，岩石を月面にほぼ無尽蔵に存在する揮発性元素供給源として捉えられるかもしれない．金属原子と酸素を解離させる程度，すなわち，1 eV程度以上の励起源は，月面において多く存在する．例えば，太陽風プロトンの入射により月面岩石には1 keV程度のエネルギーが局所的に加えられる．月面に降着する惑星物質は，例えばSi原子に相当する原子量の場合なら，1原子当たり1 eV以上の運動エネルギーを持つ．従って，月面において，金属との束縛から解放された酸素を岩石から発生させるのは一見容易に見える．おそらくは，この結論自体は間違っていないだろう．近年，太陽風と同程度のエネルギーを持つプロトンを岩石に照射することにより，岩石中金属の還元が進み，さらに，岩石内に水酸基が生成する事は実験的に確認されている（例，[32]）．また，近年の高エネルギー中性粒子観測により，月面上空には酸素原子が観測されており，月面において酸素を遊離させる過程の存在が予言されている[33]．

上述の励起過程が進むとすると，月面上空に解放された酸素と還元状態の金属元素は，月の昼間と同程度，あるいはそれより短い時間で進む光イオン化を経て，多くは月面に再び打ち込まれると考えられる[34]．酸素と金属元素が同じ割合で再打ち込みされ，月面で再結合すると，結局，当初の高エネルギー励起源による遊離酸素発生の効果が打ち消される事になる．この予想は，月面表土鉱物の微細観察の結果とほぼ調和的である．月面表土鉱物の表層に見られる数十nm厚のリムの少なくとも一部は月面における蒸着が起源であると考えられている[35]．しかし，そのリム中に還元状態の金属元素は，一元素を除いて，見られない．その例外は鉄である．月面表土鉱物リムには極微小金属鉄粒子（npFe^0）が普遍的に存在する事が知られており，宇宙線や微小隕石に暴露された表土物質に見られる反射スペクトルの変化，すなわち宇宙風化の原因であると考えられている．鉄の還元プロセスについて，太陽風照射に伴う還元[36]や微小隕石との衝突による衝撃加熱に伴う還元[37]など，様々な説があるのだが，その原因解明に向けた興味深い成果が見られた．月面鉱物リムを表面から徐々に酸で溶解し，その鉄同位体を分析したところ，鉄の同位体組成が月岩石や隕石中の組成より有意に重い事がわかった[38]．鉄が岩石中において閉鎖系を保ったまま還元されると，質量保存則により，鉄の同位体組成は変化しない．蒸発やスパッタリングなどにより鉄が岩石から解放された場合でも，それらの高温過程自体では鉄の同位体分別はほとんど期待されない．岩石から鉄が解放された後，鉄蒸気の挙動次第では，その凝縮物において同位体分別が期待されるが，鉄蒸気が100 %月面に再凝縮すると，月面において鉄が全体として閉鎖系を維持したことになるので，結局，凝縮物に系統的な同位体分別は期待されない．著者らは，鉄蒸気中の軽い鉄同位体が宇宙空間に優先的に逃散し，その後，残りが月面に再凝縮した，あるいは，打ち込まれた，と説明した．鉄の重い同位

体を説明するには，岩石に元々含まれる鉄が，相当なエネルギーを伴い，月面上空に一旦解放される必要がどうしてもある，という解釈である．この成果を遊離酸素の生成という観点で評価すると，元々月岩石中では酸化鉄として存在した鉄と酸素が，月面上空で別々に遊離し，最終的に金属鉄だけが月面に蒸着した，というシナリオが描ける．すなわち，他の金属元素のように打ち消されてしまわない正味の遊離酸素発生メカニズムが見えている可能性がある．今後，様々なタイプのリム中$npFe^0$で同様の研究が進められると月面岩石から生成される遊離酸素生成の全体像が見えてくるかもしれない．鉄以外に正味の遊離酸素生成に一部寄与する可能性があるのは珪素である．月表土鉱物リム中に微小な酸化珪素$npSiO_x$(x=1–2)が報告されており[39], Siが若干ながら還元状態で存在するかもしれない．

上の段落では，鉄の同位体に関する最近の成果を紹介したが，月面上空に飛散した揮発性元素の挙動に関連すると考えられる同位体分別効果は，1970年代から見られている．鉄の場合と同じ手法，すなわち，表土試料の表面だけを酸で洗い落とすという手法で，O, Si, SやKの大きな質量依存同位体分別が見られている[40, 41]．近年発達した様々な元素同位体の局所分析を組み合わせて，近年の月面上空元素・イオン観測との摺り合わせを計ることにより，月面上の元素移動過程の検証が進められるかもしれない．

ここでは，月表土岩石から正味発生する遊離酸素を粗く定量することを試みる．上述の通り，月面における遊離酸素生成は太陽風や微小隕石降着などの励起源の存在を前提としているので，酸素生成率の，励起源となるフラックスとの間の定量的関係を考える．様々なアポロ試料が宇宙空間に暴露された通算期間を表す尺度として，成熟度(Maturity)という指標が考案されている．その中には，鉄の還元割合を表す磁化率(Is/FeO)や太陽風の照射量など複数の定量尺度が存在し，これらの間には良い比例関係があることが知られている．例えば，Is/FeO値と太陽風^{36}Ar量の間には，以下のような関係が観測された[42].

$$[^{36}\mathrm{Ar}, \mathrm{mol/g}] = 2 \times 10^{-10} \cdot (\mathrm{Is/FeO}) \quad \ldots (1)$$

(1)式を元に，太陽組成^{36}Ar/H比[30]や，Is/FeO値と金属鉄/酸化鉄比の関係[43]を考慮に入れ，更に，月岩石中の平均酸化鉄含有量を5 wt%，また，金属鉄と同じ原子数だけ遊離酸素(O_{labile})が生成したと仮定すると，最終的に

$$[O_{labile}, \mathrm{mol/g}] = [\mathrm{H}, \mathrm{mol/g}] / 500 \quad \ldots (2)$$

という簡単な関係が導かれる．すなわち，アポロ試料の回収地点である月表側低緯度域において，約500個の太陽風プロトンが月表土に打ち込まれる間に，鉄の還元により1原子の遊離酸素が正味生成すると見積もられる．なお，Is/FeO値は$npFe^0$の生成を反映した指標と解釈すると[43]，一見，(1)式は，太陽風と$npFe^0$生成の間の因果関係を表しているように思える．しかし，太陽風照射と微小隕石による爆撃は両方とも表土層最表面において鉱物が宇宙空間に暴露されている間に進行すると考えられるので，$npFe^0$がどちらの励起源で生成されても同様の関係が期待されるため，上式で表される関係から必ずしも$npFe^0$の起源は判断できないことに注意すべきである．(1)–(2)式において，太陽風が照射されている間に，一定の比率で微小隕石も降着していることが暗黙に仮定されている．

2.4 定量的議論が現在難しい揮発性物質生成源

以上に，粗いながらも定量的見積が可能な月面降着フラックスを紹介した．ここでは，これら以外，現時点では定量的議論が難しいが，定性的には月面への揮発性物質供給に寄与した可能性があるフラックスを紹介する．

(1) 彗星

氷を主成分とする彗星は月面への揮発性物質外部供給源として当然期待されているが[26]，そのフラックスの見積もりが難しいため，定量的議論がまだできない．しかし，その寄与を特徴付ける同位体組成が判明しつつあるので，これらを組み合わせることにより，今後の月探査によりその寄与程度を推定できるかもしれない．

彗星の揮発性成分は，H_2O氷を筆頭に，CO, CO_2, CH_3OHやNH_3を始めとした様々な揮発性分子と有機物から構成され，氷には以下に述べる希ガスが大量に含まれる[44]．最近の67P/Churyumov-Gerasimenko彗星のその場観測により，重いXe同位体に欠乏した組成が判明した[44]．この彗星Xe成分を地球の大気Xe成分と詳細に比較することにより，地球大気Xeの22 ± 5 %は彗星から供給されたと示唆された[44]．月

試料中のXe同位体分析は，Xe濃度が極めて低いためまだ確定的な結論は得られていないが[45]，彗星起源推定・定量指標に今後なり得る．

地上スペクトル観測から，彗星のD/H比は地球に比べて約2倍の値を示すことがわかっている[46]. 更に，彗星を始めとした氷天体は，一般に地球・隕石全岩組成より^{16}Oに乏しい酸素同位体組成を持つことが期待されている[47, 48]．月試料中に存在する金属鉄粒子の中には，小惑星物質の全岩組成では見られないような^{16}Oに乏しい組成を持つ酸化皮膜が発見されており[14, 49]，その起源として彗星も候補になり得る．

(2) 月内部からの脱ガス

月岩石圏には，地球マントルに比べても無視できないほどの量の水が含まれていることが最近の分析研究から明らかになった[2]．地球において火成活動に伴う脱ガスが重要なら，月面においても同様の事が言えるかもしれない．月面の火成活動が既に終息しているため，現在のフラックスとしては期待出来ないが，過去においては重要なフラックスだったかもしれない．30億年以前の月岩石圏からの脱ガス量を見積もった[50]は，脱ガス成分の一部が月極域に捕獲され，現在まで残留したと考えると，月極域で観測される水素・水濃集が説明できるのではないか，と提案する．月内部からの脱ガス量，特に過去におけるフラックスを推定するのに，半減期12.5億年で放射壊変する^{40}Kから生成される核種の一つである^{40}Arが役立つかもしれない．月面への始原希ガスの支配的な供給源と考えられる太陽風において，^{40}Arの存在度は非常に低い(^{40}Ar/^{36}Ar = 0.0003[30])．ところが，月表土鉱物の表面に存在する希ガス，つまり，鉱物の外部から打ち込まれたことが明らかな希ガス成分を分析すると，^{40}Ar/^{36}Arが1前後と，太陽組成より有意に高い値が観測されている．これは，月内部から脱ガスした成分が，月面においてイオン化され，太陽風と共に月表土鉱物に打ち込まれたものではないかと提案されている[51].

(3) 地球起源ガス

上述のように，月は約25 %の期間，特に表側日照期間の約50 %の間，地球磁気圏の影響下にある．その間に，地球から月表側に地球大気成分が運ばれる可能性がある．特に地球大気に多く含まれる窒素，^{40}Ar[52]や酸素 [53]についてその可能性が提唱されている．今後，月の表側と裏側で系統的に降着揮発性元素を比較するなどの取り組みで定量的検証を進める必要がある．

2.5　揮発性元素フラックスの比較

ここでは，ある程度の定量が可能な3つの起源，太陽風，小惑星物質および月面岩石，のフラックスにより月面に供給・生成される揮発元素量を比較する．図1に示されるのは，月面全域に1年間に供給・生成される揮発性4元素の推定値である．水素は，月面に照射された後，その最大約30 %が直ちに表土を離脱することを考慮しても，太陽風が支配的な供給源であることがわかる．一方，他の揮発性元素は，太陽風より，小惑星物質起源や月岩石起源の方が優勢，あるいは，複数起源の供給起源量が競争的である．太陽風と小惑星物質起源が月面に競争的に供給される様子は，窒素で明瞭に見られる．窒素の^{15}N/^{14}N比は，太陽風において地球大気より約40 %低く[16]，一方，微小隕石では平均的に20 %高い[29]. 月表土の全岩^{15}N/^{14}N比には，試料により，地球大気に比べて+10 %から−20 %までの変動が見られており[10]，これは，太陽風と小惑星物質起源窒素が月面に競争的に供給され，その混合比が変動する様子を見ていると解釈されている．この混

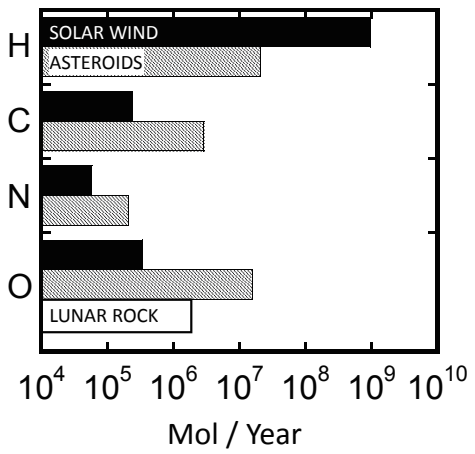


図1：月表土に供給される太陽風，小惑星物質，月岩石起源遊離酸素量の比較．月面全球の総量を推定した．月の表側における地球磁気圏の影響や，月面微小隕石降着量に影響を与えるGravitational Focusing効果などを考慮に入れた．推定各量には少なくとも数倍程度の不確定性を見込む．また，彗星を始めとして，現時点で定量が難しい揮発性物質フラックスも存在することに注意してほしい．詳細は本文を参照.

合比の変動は，小惑星物質のフラックスが経年変化したためではないかと提案されている[54, 55].

月面に供給・生成される遊離酸素は，太陽風以外，小惑星物質起源と月岩石起源のものが優勢である．このことは，月面に水分子が存在するならば，その起源は太陽風起源水素と小惑星物質・月起源酸素のハイブリッドが有力である，ということを意味する．次に総括するが，異なる起源の揮発性元素が月面で化合し，揮発性分子を形成する様子は，まだ十分には理解されておらず，今後取り組むべき重要課題である．

3. 今後の課題

3.1 水の生成過程解明に向けて

月面への様々な起源の揮発性物質の降着・生成を概観したが，月面に降着した後については，物質ではなく，元素のみを論じていた事にお気づきであろう．この論文では，現時点でより議論がしやすい元素供給に関する知見を主に紹介したが，供給された揮発性元素から揮発性物質，特に水が，月面においてどのように生成されるのかについての言及が少ない．これは，宇宙空間から，高いエネルギーを伴って物質が供給され，そのエネルギーを励起源として，二次的な揮発性元素が派生するまでの過程がある程度記述可能なのに対して，それ以後の低エネルギーの過程，つまり，化学の過程が複雑で未解明だからである．

既に紹介した通り，高いエネルギーを伴い月面に降着した太陽風や惑星物質から生じた揮発性元素の多くは，月面に解放され，上空で再び加速されて月面に打ち込まれる．そして，打ち込まれたイオンなどを励起源として，月面表土構成元素や鉱物表面で止まった太陽風始め揮発性元素が，より低エネルギーで月面に放出される[34]．このような循環過程を繰り返す内に，鉱物表面において水素と酸素が化合する，すなわち，水分子が生成する機会が生じるのではないかと予想する．低エネルギーで月面に放出される原子・分子は低高度にしか到達しないので，高高度からの月面観測では正確な観測が難しいかもしれない．今後，上空からの観測に加え，地上でのフラックス観測と，模擬物質や月試料を用いた表面化学解明に向けた様々な実験・分析など，複数アプローチの組み合わせがより重要になると考える．

3.2 時間情報付き宇宙物質サンプラーに向けて

本論文では，現在の月面に降着する揮発性元素のフラックスについて概観したが，その年代に伴う変化を実証ベースで理解する取り組みは，太陽系物質進化史を紐解く上で非常に重要である．月面表土は，原理的には，揮発性元素の降着史を，40億年以上前から始まる月地殻形成以来記録する事が出来る．しかし，問題は，いつの過去，ということが特定できないことである．月表土は，その表土を構成する鉱物が，宇宙空間に面した最表面においてのみ物質降着を記録できるのだが，ガーデニング効果により，その構成鉱物は表土層の中を常に上下する．上で紹介した成熟度という指標は，あまりに成熟度が高く指標値が飽和しない限り，宇宙空間に暴露された通算期間に比例すると考えられているが，それは間歇的な短期照射を積算したものである．月表土に記録された暴露記録は，いつからとは明確にわからない過去から現在までの，部分的積分値である．

過去のフラックスをより明確に理解する取り組みとして，最近興味深い提案がなされた[56]．過去において何回も噴火した溶岩流に注目している．噴火は間歇的に発生するので，噴火と噴火の合間には太陽風や惑星物質が降着し表土が形成する．表土は多孔質物質なので熱伝導率が大変低い．表土の上を新たに溶岩が覆っても表土層がある厚みを持てば，溶岩の熱は伝わらず，表土内部の揮発性元素が保持されたまま溶岩層に挟まれてそのまま残る可能性がある．挟まれた表土を調べることにより，表土形成時期の上限と下限が制約された照射・爆撃記録を得られるかもしれない，という発想である．将来の探査において，このような地層を調査する事により，宇宙物質サンプラーとしての月表土の情報に，さらに時間という情報を付加することができ，月表土を用いた科学が進化するだろう．

謝 辞

ゲストエディターであるJAXA/ISASの大竹真紀子氏と長岡央氏には本著の編集作業，執筆依頼並びに原稿への助言をいただきましたことを深く感謝申し上げます．また，査読者の大阪大学・佐伯和人博士には多

くの建設的意見をいただき，厚く御礼申し上げます．本研究はJSPS科研費JP16K13875，JP17H02992の助成を受けたものです．

参考文献

[1] Epstein, S. and Taylor, H. P. Jr., 1974, Proc. 5th Lunar Conf. 2, 1839.
[2] 鹿山と橋爪, 2019, 遊星人 28, 24.
[3] Miller, R. S. et al., 2012, JGR 117, E11007.
[4] Sanin, A. B. et al., 2017, Icarus 283, 20.
[5] 長岡, 2019, 遊星人 28, 37.
[6] Li, S. et al., 2018, PNAS 115, 8907.
[7] Von Steiger, R. et al., 2000, JGR 105, 27217.
[8] Wieler, R., 1998, Space Sci. Rev. 85, 303.
[9] Chaussidon, M. and Robert, F., 1999, Nature 402, 270.
[10] Kerridge, J. F., 1993, Rev. Geophys. 31, 423.
[11] Hashizume, K. et al., 2000, Science 290, 1142.
[12] Hashizume, K. et al., 2004, ApJ 600, 480.
[13] Hashizume, K. and Chaussidon, M., 2005, Nature 434, 619.
[14] Ireland, T. R. et al., 2006, Nature 440, 776.
[15] Grimberg, A. et al., 2006, Science 314, 1133.
[16] Marty, B. et al., 2011, Science 332, 1533.
[17] McKeegan, K. D. et al., 2011, Science 332, 1528.
[18] Bhardwaj, A. et al., 2015, Geosci. Lett. 2, 10.
[19] Futaana, Y. et al., 2012, JGR 117, E05005.
[20] Benkert, J. P. et al., 1993, JGR 98, 13147.
[21] Swindle, T. D. et al.,1992, LPSC Abstract 23, 1395.
[22] Zimmerman, M. I. et al., 2012, JGR 117, E00K03.
[23] Futaana, Y. et al., 2013, GRL 40, 262.
[24] Blewett, D. T. et al., 2011, JGR 116, E02002.
[25] Kramer, G. Y. et al., 2011, JGR 116, E00G18
[26] 鹿山, 2019, 遊星人 28, 14.
[27] Kortenkamp, S. J. et al., 2001, in Accretion of Extraterrestrial Matter Throughout Earth's History, 13
[28] Love, S. G. and Brownlee, D. E., 1993, Science 262, 550.
[29] Messenger, S. et al, 2004, Space Sci. Rev. 106, 155.
[30] Lodders, K., 2003, ApJ 591, 1220.
[31] Sharp, Z. D. et al., 2013, EPSL 380, 88.
[32] Ichimura, A. S. et al., 2012, EPSL 345-348, 90.
[33] Vorburger A. et al., 2014, JGR Space Physics 119, 709.
[34] Poppe, A. R. et al., 2013, JGR Planets 118, 1934.
[35] Keller, L. P. and McKay, D. S., 1993, GCA 61, 2331.
[36] Hapke, B. et al., 1975, Moon 13, 339.
[37] Sasaki, S. et al., 2001, Nature 410, 555.
[38] Wang, K. et al., 2012, EPSL 337-338, 17.
[39] Gu, L. et al., 2018, Icarus 303, 47.
[40] Clayton, R. N. et al., 1974, Proc. 5th Lunar Conf. 2, 1801.
[41] Humayun, M. and Clayton, R. N., 1995, GCA 59, 2115.
[42] Rao, M. N. et al., 1999, MAPS 34, 853.
[43] Morris, R. V., 1980, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11, 1697.
[44] Marty, B. et al., 2017, Science 356, 1069.
[45] Bekaert, D. V. et al., 2017, GCA 218, 114.
[46] Barnes, J. J. et al., 2016, Nat. Commun. 7, 11684.
[47] Sakamoto, N. et al., 2007, Science 317, 231.
[48] Hashizume, K. et al., 2011, Nat. Geosci. 4, 165.
[49] Hashizume, K. and Chaussidon, M., 2009, GCA 73, 3038.
[50] Needham, D. H. and Kring, D. A., 2017, EPSL 478, 175.
[51] Heymann, D. et al., 1970, Science 167, 555.
[52] Ozima, M. et al., 2005, Nature 436, 655.
[53] Terada, K. et al., 2017 Nat. Astron. 1, 2017.
[54] Hashizume, K. et al., 2002, EPSL 202, 201.
[55] Mortimer, J. et al., 2016, GCA 193, 36.
[56] Fagents, S. A. et al., 2010, Icarus 207, 595.

←目次へ

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

外来天体の衝突に由来する月の揮発性成分

鹿山 雅裕[1]

2018年12月12日受領，査読を経て2019年2月1日受理.

（**要旨**）月に存在する揮発性成分の供給源の一つとして，隕石や小惑星，彗星などの外来天体の衝突が挙げられる．外来天体の衝突は，マグマオーシャン初期のレイトベニアから現在に至るまで継続的に月に物質輸送をもたらすことから，月の極付近や地下などの極低温環境に濃集する揮発性成分の主たる原因の一つとされている．外来天体に由来する月の揮発性成分については，主に理論モデルと物質科学の二つのアプローチから研究が進められてきた．従って本著では，各々の研究成果の中でも月における揮発性成分の物質輸送に関して重要なものを紹介すると共に，近年の月周回衛星観測により得られた見解と将来期待される月探査計画についても概説する．

1. 序論

太陽系における天体衝突は，惑星の進化過程やジャイアント・インパクトによる地球－月圏の構築の主たる要因であると共に，物質輸送の観点からは惑星や衛星に揮発性成分を供給するシステムの担い手となり得る．こと月に関しては，太陽系の衝突史を記録する重要な天体に位置付けられており，その理由として，地球や火星などとは異なり月には大規模な大気・水圏が存在しないこと，さらには地質情報を上書きする活発なテクトニクス活動があまり生じていないことなどが挙げられる．従って月の岩石圏には，太陽系45億年にわたって，隕石や小惑星，彗星などの外来天体による衝突の履歴が今もなお残されている．以前より，外来天体の衝突は月への揮発性成分の供給源として重要な役割を果たすことが知られており[1–3]，近年では月極域の表層やプロセラルム盆地の地下に埋蔵する水氷の供給源として，外来天体の衝突が注目されている[4, 5]．もちろん水の供給源は外来天体だけに留まらず，太陽風，さらにはジャイアント・インパクト後の初期物質に由来するマントル及び月のマグマオーシャン中の水が火山噴出によりもたらされた内因性のものも想定されている[3, 6]．月に存在する水氷の特性や起源を理解することは，科学目的として太陽系における揮発性成分の変遷史やその供給・濃集機構を解明するだけに留まらず，月の極付近や地下に眠る水の総量や分布を探る手掛かりとなり得ることから，資源的な側面からも，将来の月での有人活動や基地建設，居住に必要不可欠となる水を確保する意味でも極めて有用な情報となる．

月への水の供給源のうち，外来天体の衝突による揮発性成分の物質輸送，特に水氷に関しては，主に二つのアプローチから研究が進められてきた[7]．その一つは，月の温度環境に基づいた揮発性成分の供給・濃集・散逸に関する理論モデルの構築である．アポロ・ルナ計画以前から月の揮発性成分に関する議論は多数報告されており，そこでは月の永久影(PSR：Permanently Shadowed Region)や夜側，地下などの極低温環境における揮発性成分の挙動と供給・埋蔵量について検討がなされてきた[1–3, 8]．もう一つはアポロ計画以降に行われた物質科学的研究であり，アポロ試料や月隕石を対象とした各種分析が活発に進めら

1. 東北大学学際科学フロンティア研究所新領域創成研究部
masahiro.kayama.a3@tohoku.ac.jp

れてきた[5, 9–11]．近年ではこの二つのアプローチによる研究成果を基に，月周回衛星で観測された水氷の供給源の解釈が試みられている[4, 12–14]．さらに，そこで得られた見解は将来の月無人着陸探査やサンプルリターン計画，さらには有人活動を推進する上で重要な指針となり得る．従って本著では，隕石や小惑星，彗星の衝突により月へ供給された揮発性成分の物質輸送について，各々のアプローチの観点から，特に重要な研究成果について紹介する（太陽風や内因性の揮発性成分も月における揮発性成分の主たる起源と考えられており，これについては鹿山＆橋爪[6]及び橋爪[15]を参照されたし）．

2. 揮発性成分の物質輸送に関する理論モデル

月に揮発性成分が存在する可能性については，アポロ・ルナ計画以前から既に理論モデルに基づいて検討が進められてきた．当初，揮発性成分，特に水は月の環境では不安定であることから，短期間で散逸すると考えられていた[16, 17]．一方でWatson et al. [1,2]は，月の永久影などの極低温環境であれば，水は氷として長期間留まることができると主張した．その温度条件を120 K以下に設定して水の蒸気圧を考慮すると，水はSO_2や希ガスよりも遥かに安定的であり，速度論による水の散逸率からも，水は氷として十分に残り得ることを示した．ここでは，月の永久影に埋蔵する水氷の起源の一つとして，外来天体の衝突を想定している．Watson et al. [1, 2]は，ここで構築した理論モデルはあくまで示唆的なものであり，実際に月の永久影に水氷が濃集するのかどうかについては，来るべき将来，月の永久影や極付近に装置を設置して観測するほかないと述べている．

アポロ・ルナ計画以降になると，月の揮発性成分に関しては物質科学的研究が主流となり，様々な月試料に対して各種分析が行われた．しかし，アポロ・ルナ試料から月固有の揮発性成分は検出されず[18]，アポロ16及び17号が着陸地点した近傍の永久影周辺の月試料ですら揮発性成分の存在は認められなかった[19, 20]．そのため，Watson et al. [1, 2]により提唱された理論モデルに関して懐疑的な見解にならざるを得なかった．そんな中，Arnold [3]は，アポロサイト近傍の永久影は比較的高い温度環境（>200 Kと推定）にあることから，Watson et al. [1, 2]による理論モデルを即座に否定するものではないと考え，この理論モデルを極低温環境にある月極域の永久影に当てはめて再検証を行った．そこでは，月の自転軸が軌道平面や黄道に対してほぼ垂直であることを理由に，極付近に位置するクレーターの内部に数億年以上，場合によっては月形成以降一度も太陽光に曝されていない永久影が存在することを見出した．ここでは，月極域における永久影の表面温度について，Watson et al. [1, 2]の理論モデルにより予想されている120 K以下が合理的な値であると判断している．さらに，月全体に対して極付近の永久影が占める割合をLunar Orbiterで撮影された写真から算出し，Watson et al. [1, 2]で報告されている占有率5％は妥当であると指摘している[3]．揮発性成分の起源として，主に外来天体の衝突を想定しており，衛星観測により取得されたデータや天体衝突に関するモデルを考慮して，いずれの外来天体も主たる供給源となり得ることを示唆した．また，巨大天体よりもむしろスケールの小さい微小隕石や星間塵などによる物質輸送の方が，供給量への貢献度は高いと推察している．さらにここでは，月極域の永久影に存在すると目される水氷の供給源について以下の四つを提唱している．①揮発性成分に富む隕石や小惑星と②彗星の衝突による物質輸送，③太陽風，そして④月内部からの火山噴出に伴う脱ガス作用である．Arnold [3]は，これらの要因により月極域の永久影にもたらされた水氷の総埋蔵量は10^{16}から10^{17} gにも達すると推定した．後に，月面における水の輸送モデルに関する数値計算から，①から④により供給された水の一部は月の温度勾配に沿って極付近に移動し，そこで氷として捕縛されることが示唆されている[21–23]．

1990年代後半以降，月周回衛星探査が盛んになると，月極域における水氷の存在を支持する数多くの観測データが明示され，それに伴いWatson et al. [1, 2]やArnold [3]による理論モデルの重要性が再認識されるようになった．月周回衛星Clementineに搭載されたバイスタティック・レーダー観測やLunar Prospectorによる中性子分光観測から，月極域に水氷が存在する可能性が見出された[24–26]．Lunar Prospectorによる観測データ（詳細については 長岡[27]を参照されたし）から，月極域に眠る水氷の総埋蔵量（水素が全てH_2Oと仮定）は10^{13}から10^{15} gにも達することが予想さ

れたものの，その起源を特定するには至っていなかった．そこでBerezhnoi and Klumov [28]は，理論モデルの観点から，月極域の永久影に存在する氷は，主に彗星の衝突により生じた揮発性成分の蒸気層とその凝縮の産物であると解釈した．ここでは，月へ飛来する彗星の典型的な衝突条件(月の重力や彗星の直径, 密度, 衝突速度など)を設定している．衝突直後，彗星の大部分は完全に蒸発し，次いで衝撃波によるレゴリスの蒸発，溶融及び破砕が生じる．その後，彗星と月の土壌の混合物が放出され，最終的にクレーターが形成される．この過程において，彗星の衝突により生成された混合物の一部は蒸発層として月に留まり，後に月極域の永久影において氷として捕縛される．また，揮発性成分の凝縮モデルからこの蒸発層や永久影に捕縛された氷の化学組成は，彗星と大差はないと予想された．従って，月極域の永久影に分布する彗星由来の氷は，その供給・濃集過程において化学組成の変化を伴わないことが示唆され，すなわち，水以外の揮発性成分(炭素や窒素，硫黄の化学種など)も多分に含まれることが示唆される．ここで得られた数値計算の結果から，月極域の永久影に埋蔵する彗星の衝突由来の揮発性成分量はH_2Oが～10^{14} g，Sが～5×10^{13} g，CO_2が～5×10^{13} g 及びSO_2が≤5×10^{12} gと推定された．一方で，①に由来する揮発性成分，特に微小隕石や星間塵の衝突によるものについては，理論モデルからの検討は困難としているものの，その貢献度に応じて彗星により供給された氷の割合は減少すると解釈している．仮に微小隕石や星間塵の衝突が主たる原因となれば，当然，理論モデルにより予想される氷の化学組成は大きく変わる．しかし，実際に①と②のどちらが主たる原因となり得るかを理論モデルのみで明らかにすることは難しい．Berezhnoi and Klumov [28]は，揮発性成分に富む隕石・小惑星と彗星との間には，揮発性成分の種類や化学組成，水の同位体組成(D値)の特徴に大きな差があることから，将来の探査計画によりその詳細を明らかにすることが重要であると述べている．

ここまでに紹介した論文の他にも，彗星の衝突による揮発性成分の物質輸送と月極域の永久影への濃集に関する様々な理論モデルが報告されている．Ong et al. [29]は，流体シミュレーションから飛来した彗星の総量の約6.5 %が衝突を経てもなお月に残ると推定し，その後の極付近への水の輸送と濃集を考慮すると，月極域には総量として1.3×10^8から4.3×10^9トンもの莫大な量の氷が10億年間にわたって安定的に存在すると解釈している．Stewart et al. [30]は，彗星の衝突により生じた揮発性成分の蒸気層が月面にどの程度滞在可能か，さらには水の蒸発層が月極域で水氷として捕縛される埋蔵量はどの程度かを理論モデルの観点から検討している．衝突後に発生した水の蒸発物は，大部分はわずか数秒で月の重力圏から離脱するものの，一部については重力に捕縛されたまま蒸気層として数カ月間残る．直径2 kmの彗星を仮定した場合，衝突から6か月後には～1.3×10^{11} kgほどの水の蒸発層は消失してしまうものの，月の南極に～4.6×10^9 kg，さらに北極に～1.8×10^9 kgの水が輸送過程を経て氷として埋積すると推察している．

前節までに解説した理論モデルの多くは，月極域の永久影や夜側の表面に露出した氷を想定しており，同じく極低温環境にある月の地下についてはほとんど検討されていなかった．一部の先行研究では，表面に氷が露出する永久影では，その地下にも氷が埋蔵する可能性を指摘していたものの，その詳細な輸送・濃集モデルについては報告されていなかった．さらに日照域については，月の重力・真空条件を考慮すると表面では氷が容易に散逸してしまうため，地下も同様に氷は存在しないと考えられていた．そこでSchorghofer and Taylor [8]は，月の地下における水の安定性と供給・散逸・濃集のそれぞれのプロセスを数値計算により検証し，永久影や夜側の地下はもちろんのこと，氷が露出していない日照域でも地下は極低温環境であることから，水氷はそこに残存し得ることを明らかにした．ここでは数値計算の前提条件として，揮発性成分の供給源は①から③を想定している．また，昇華や輸送時の光分解により散逸する氷の量は表面と地下ともに温度条件に依存するものの，太陽風や微小隕石・星間塵の衝突による影響は寧ろ地下の方が少ないと解釈している．予想される地下の温度は，表面に氷が露出する永久影では，深さ10^{-4}から10^2 mの範囲で80から140 Kとなる．このような極低温環境では，表面から散逸した水分子の一部は地下に流入するため，時間と共に地下に存在する氷の埋蔵量は定常的に増加する．水分子は次第に地下深くへ移動し，この際，土壌当たりの水の密度は変化しない．また，表面が氷で覆われている地域では，地下の水分子は非常に散逸しにくく，

太陽光や太陽風，微小隕石・星間塵の衝突により表面に氷の消失した結果，土壌のみが露出してもなお地下の氷は長期間にわたり残存し得ると推察している．さらに，このような極低温環境において氷はアモルファス相として存在する可能性も示唆している．この理論モデルにより予想される地下の氷の埋蔵量は数百ppmであり，これは過去の理論モデル[3, 30]や月周回衛星LCROSSにより得られた観測データ[4]より得られた値よりも明らかに低い．その原因として，Schorghofer and Taylor [8]で示された理論モデルでは，化学形態についてレゴリス粒子を覆うように吸着した単一相を想定しており，多層構造やレゴリス粒子の隙間に捕縛された氷を想定していないことが考えられる．これについては次章で詳しく紹介するが，月の地下に間隙氷が大量に埋蔵する可能性を裏付ける証拠が最近の物質科学的研究により得られている[5].

本章で紹介した理論モデルは，主に彗星に由来する月極域の氷の埋蔵量について検討を行っている．彗星の衝突に関するシミュレーションは非常に複雑であり，そこで予想された氷の総埋蔵量には大きな幅があるものの，その多くは，月周回衛星Lunar ProspectorやChandrayaan-1，LCROSSにより得られた観測データの見解と調和的である．一方で，Watson et al. [1, 2]やArnold [3]で言及されているように，月における揮発性成分の輸送・濃集過程を理論モデルから紐解く上で，実際にはいくつかの不確かな仮定に基づいて検証を行っている．さらに，理論モデルによるアプローチの多くは，②の供給源のみを対象としており，①についてはモデルの複雑性から現状では報告例が少ない．さらに外来天体の物質輸送モデルは，アポロ計画の知見から得られたクレーター年代学に基づいて構築されている．今後の月のサンプルリターン計画などでこれが再検証された場合，当然，外来天体の衝突による水の供給・濃集モデルを見直す必要がある．従って，月極域での揮発性成分の輸送・濃集機構や予想される総埋蔵量については，まだまだ改善の余地がある．より高い精度で信頼性の高い検証を進めるためには，理論モデルによるアプローチだけに留まらず，次章で紹介する月試料を対象とした物質科学的研究や月周回衛星観測，さらには将来の月極域着陸探査やサンプルリターン計画が必要不可欠である．

3. アポロ試料及び月隕石に残る外来天体由来の水の痕跡

外来天体の衝突により引き起こされる月への物質輸送は，月のマグマオーシャン（LMO：Lunar Magma Ocean）形成直後から現在に至るまで生じる普遍な現象である．その輸送量を決定する要素，例えば，外来天体の種類や衝突頻度は時代の変遷と共に移り変わることから，月試料を対象に様々な時代で発生した衝突の痕跡を探ることはアポロ計画以降の解決すべき重要課題の一つに位置付けられている．前章で述べたように，理論モデルだけでは外来天体による揮発性成分の物質輸送の全容を把握することは難しく，従って，それを補完するもう一つの手段として月試料を対象とした物質科学的研究によるアプローチが盛んに行われてきた．アポロ試料や月隕石を対象とした各種分析の結果，外来天体，特に隕石や小惑星による物質輸送が月の化学組成，特に揮発性成分の種類や量，同位体比を決定付ける重要な役割を果たすことが明らかとなっている．一方で，物質科学的研究の多くは，隕石や小惑星の衝突を対象としたものであり，彗星によりもたらされた揮発性成分の痕跡を直接的な証拠として見出した研究成果は少ない．このような背景から本章では，隕石や小惑星により月へ供給された揮発性成分に関する物質科学的研究の中でも，特に将来の月探査計画に密接に関係する研究成果の一部について，月の進化史と共に概説する．

月形成直後のLMOでは，レイトベニアによりその表面から内部に至るまで物質輸送が繰り返し引き起こされていた．特に揮発性成分に関しては，外来天体の衝突による物質輸送がLMOやマントル全体のバジェットの一端を担うと解釈されている[10, 11]．月に内在する揮発性成分，こと水の起源に関しては，月試料に含まれるアパタイトを対象とした質量・同位体分析により議論が進められてきた．その一方で，どのような種類の外来天体が主な要因としてLMOやマントルに揮発性成分を供給したのかについては様々な解釈がある．Greenwood et al. [10]は，アポロ試料である玄武岩（10044，12039，12040，14053及び75055），角礫岩（12013, 14305, 94）及びアルカリ斜長岩（14305, 303）に産するアパタイトに注目し，二次イオン質量分析から母マグマに含まれる水の量と同位体組成の決定

を試みた(図1)．その結果，大部分のアパタイトから大量の構造水(物質の結晶構造をなすOH基)が検出され，その含水量は最大で6500 ppm(アポロ試料10044)にも達する．そのうち，玄武岩10044，12039及び75055に含まれるアパタイトの水素同位体比(δD)は+391から+1010 ‰の範囲となった(図1b)(後にSinger et al. [31]及びGreenwood et al. [32]によりカンラン石玄武岩12018から最大で1500 ‰程度のアパタイトが見つかっている)．これは地球の水が示す水素同位体比よりも明らかに高く，よってアパタイトから検出された構造水は月固有のものであると言える．また，分析に供したアポロ試料に認められるアパタイトの構造水は，そのδDに基づいて大きく二つの起源に分類される．一つはδDが比較的低い値を示すアパタイトであり，月の初期物質が保有していた内因性の水と考えられている．もう一つはδDが高いものであり，この値の起源をシリケイトメルトからの蒸発に伴うレイリー分別で説明することが実験的には難しいことから，外来天体による水の供給を可能性の一つに想定している．ここで，月の高地に由来するアパタイトについては，汚染成分や太陽風起源の値を示すものをいくつか報告している．一方で玄武岩に関しては，高いδDを示す．その中でも特に12309に産するアパタイトは非常に高いδDを有し，彗星Hale-BoppやHyakutake，P/Halleyの値と類似することから，月全体への水の供給源として彗星が主たる原因となり得ると主張している．また，重水素に乏しい特徴を有する炭素質コンドライトと同様のδDを示すアパタイトは，月の海の玄武岩からは確認されていない．Barnes et al. [11]では，過去に報告された揮発性成分に関する物質科学的研究や理論モデルを再検証し，LMO初期に水をもたらした外来天体は主に炭素質コンドライトとその母天体が支配的である可能性を示唆している．ここでは，先行研究により得られたデータを基に，月におけるケイ酸塩領域の平均組成(BSM：Bulk Silicate Moon)を算出している．BSMとして水は10から300 ppm程度存在し，このうちの25 %が外来天体の衝突に由来，さらに外来天体により水が供給される範囲は深さ400と1000 kmと仮定している．ここでは，仮定した条件と先行研究で報告されている月試料のアパタイトのδDの両方を満たすかをポイントにLMOに水を供給した主要な外来天体を解釈している．彗星の多くは高いδDを有することから，彗星が主たる供給源とすると，月試料のアパタイトが示すδDとは調和しないケースもあり，そのため供給量に対する貢献度は低いと推察している(図1b)．一方で，炭素質コンド

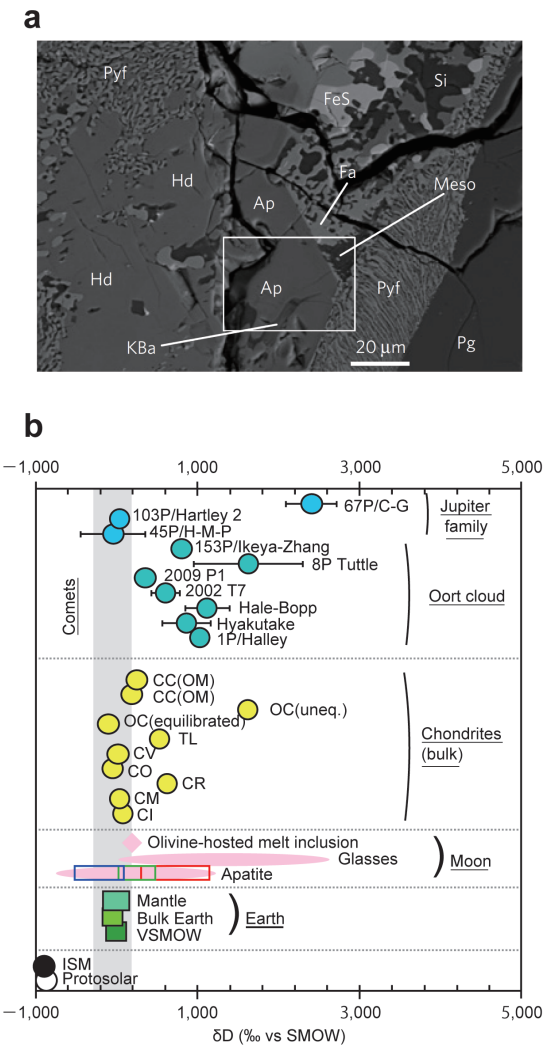


図1：(a)アポロ試料である玄武岩10044に分布するアパタイト(Ap)の後方散乱電子像．カンラン石や輝石の粒間を埋めるように産出する(Greenwood et al. [10]を改変)．(b)月，地球，各種コンドライト及び彗星の水素同位体組成(δD)．月試料に含まれるアパタイトやガラス，メルト包有物のδDは淡桃色で示され，地球とは明らかに値が異なる．月内部のBSMにおけるδDは灰色で示され，コンドライト，特に炭素質コンドライトの値と類似する．一方で，月試料のアパタイト(薄桃色)において記される赤，緑，青色の四角は，それぞれ月の玄武岩，高地岩石，アポロ14053試料のアパタイトが示すδDに相当する．このうち，月内部からの火山活動に起源を有する玄武岩中のアパタイトのδDは彗星の値と類似する(Greenwood et al. [10]及びBarnes et al. [11]を改変)．

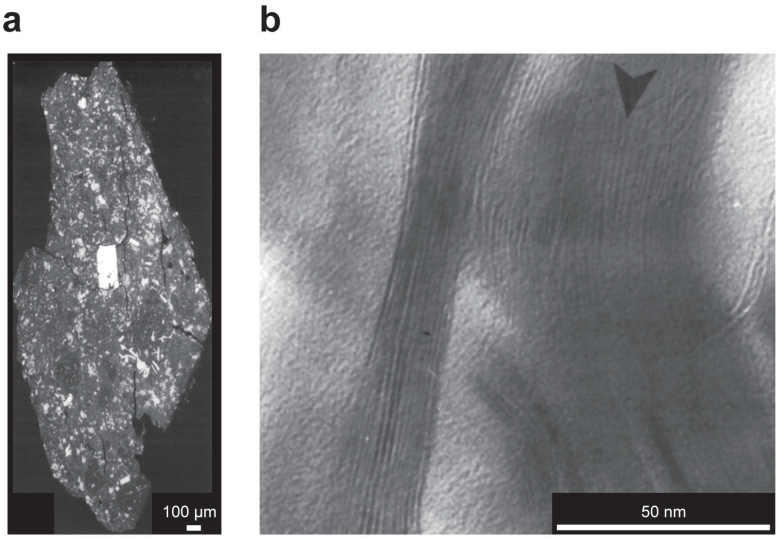


図2：(a) Bench crater meteoriteの後方散乱電子像及び(b)苦鉄質ケイ酸塩を対象とした透過型電子顕微鏡像．苦鉄質ケイ酸塩には矢印で示すような格子縞が認められ，その間隔からサポナイトに同定される(Zolensky et al. [9]を改変)．

ライト，特にCO，CI，CM及びCVに属するものがそれぞれ同程度の量で供給されたとすると，BSMにおける水の量とアパタイトのδDの両方を十分に説明することが可能である．この際，彗星(Oort cloudもしくはKuiper belt由来を想定)の寄与はどれだけ多く見積もっても約20 %程度と考えている．両者の解釈について，Barnes et al. [11]は，BSMに基づく解釈であることから揮発性成分の起源は月全球に相当する．一方でGreenwood et al. [10]は，アポロ試料ごとの議論であるため(図1b)，より局地的な領域における起源に対応すると考えることもできる．そのため，両者は必ずしも見解が相違するものではない．また，鹿山&橋爪2019にて概説したように，月における水の起源に関するモデルはいくつかの仮定に依存してしまうことから，Barnes et al. [11]の見解については，再現実験やシミュレーション，将来のサンプルリターンによる新たな試料を用いてさらに検証する必要がある．最近ではアパタイトにおける水素の挙動をより詳細に理解するための研究(例えば，Higashi et al. [33]によるアパタイトの水素同位体組成の分布と水素自己拡散係数を指標とする成果など)も活発に行われており，月における水の描像をより明らかにするための試みもなされている．いずれにせよ，それぞれの研究成果からは，外来天体の衝突が月の揮発性成分の変遷，さらには月の進化史に多大な影響を及ぼしたことが示唆される．

隕石や小惑星による揮発性成分の物質輸送を検討する上で，極めて重要な物的証拠としてアポロ計画で発見された“Bench crater meteorite”が挙げられる．多くの場合，アポロ試料や月隕石に認められる外来天体の衝突の痕跡は，金属微粒子や検出限界の高いバルク組成分析等でしか検出できないような極微小な物質に限られていた．その原因として，月には大規模な大気が存在しないことから地球のように外来天体は飛来する際に減速せず，その結果，より高速で月面に衝突することが考えられていた．そんな中，Wood et al. [34]はアポロ12号によりプロセラルム盆地から回収された土壌(アポロ試料12037)の観察を行い，月の物質とは明らかに特徴が異なる岩片を見つけた(図2a)．プロセラルム盆地との関係性は不明としながらも，月の玄武岩，玄武岩質角礫岩，ガラス，ノーライト及び斜長岩が細粒化した土壌の中に，3.0 × 1.5 mm角の大きさの炭素質コンドライトに由来する岩片が含まれており，発見場所にちなんで“Bench crater meteorite”と名付けられた．肉眼観察において，この岩片は黒色細粒状を示し，大部分が不透明であるものの，一部に黄橙色を呈する透明な輝石で構成されるコンドリュールが認められる．偏光顕微鏡下において，この輝石は特

徴的なモザイク組織を示し，これはBench crater meteoriteが月へ飛来した際に生じた衝撃変成作用の痕跡であると解釈された．地球で発見された炭素質コンドライトよりも衝撃変成作用の影響は色濃く，その原因としてやはり月には大気が存在し無いためほとんど減速せずに衝突したことが挙げられる．反射及び電子顕微鏡観察から，岩片に小球状のマグネタイトと硫化物の存在が見出され，その化学組成は炭素質コンドライトのものと調和的である．これらの事実を総合的に判断して，Bench crater meteoriteはType II（水質作用の影響を受け，含水鉱物などを多く含み，水などの揮発性成分に富む岩石学的タイプ）に属する炭素質コンドライトに分類された．より詳細な岩石・鉱物学的記載に関しては，McSween [35]により報告されている．黒色細粒状で産出するマトリックスの組織はC2コンドライトに類似するとしながらも，ここではフランボイダル・マグネタイト（小球状の集合体）の存在からCIコンドライトに分類している．化学組成は，他のコンドライトと比べてPやSに富み，Mg/Siが高く，Fe/Siが低い特徴を有する．Bench crater meteorite の分類については，後にZolensky et al. [36]により更なる検討が試みられており，マトリックスの構成鉱物である硫化物，酸化物，炭酸塩鉱物及び苦鉄質ケイ酸塩鉱物の組織，形態及び化学組成がCM1コンドライトに属するKaidun chondriteと非常に類似することが明らかとなった．さらにZolensky [9]は，微小部分析を用いてBench crater meteoriteから月試料において初めて含水鉱物を発見した（図2b）．電子顕微鏡観察の結果，苦鉄質ケイ酸塩は100 %の化学量論組成を示さず，さらに構造水を主成分とする層状ケイ酸塩の特徴である格子縞が認められた．さらに化学組成分析からも，苦鉄質ケイ酸塩には含水鉱物であるサポナイトが含まれていることが判明した（図2b）．ここでは，外来天体が月に飛来した際の大規模な衝突現象を経験してもなお，含水鉱物に内在する構造水は十分に生き残ることができると結論付けている．また，ここで得られた知見は，層状ケイ酸塩を対象に一段式火薬銃により衝撃変成作用を模擬した衝突実験の結果とも整合する[37]．従って，隕石や小惑星の衝突も層状ケイ酸塩を構成する構造水の一部は月の表層に残存し得ることが示唆される．他方で，月面衝突により外来天体から脱水した構造水や層間水や流体包有物などのH_2O分子水，吸着水，さらに水氷は，前章の理論モデルに従うと，一部が蒸気層として長期間留まり，最終的には極付近や地下へ輸送された後に水氷としてそこに捕縛されると推察される．さらに重要なことは，月周回衛星LCROSSやDeep Impactによる赤外分光観測から，含水鉱物由来と目される構造水が大量に発見されており，さらに高頻度で氷や吸着水，分子水を伴って検出されている[4, 13]．この事実を考慮すると，含水鉱物を構成する構造水は他の水の化学種を繋ぎとめるリザーバーとしての役割を果たしている可能性が考えられる．

月の火山活動中期から末期にかけて結晶化した月隕石にも，外来天体の衝突による痕跡は色濃く残されている．特に最近では，角礫岩（角状の岩片が圧密により固まった岩石，月の場合，天体衝突により破砕した岩石のエジェクタがクレーター内部に降り積もり，後に固結したものが多い）に属する月隕石から隕石や小惑星の衝突により月に供給された水の痕跡がいくつか報告されている[5, 38]．Demidova et al. [38]では，月隕石Dhofar 032及び961の電子顕微鏡観察から脱水したサーペンティン（$(Mg, Fe)_3Si_2O_5(OH)_4$）の残留物を発見している．Dhofar 032は斜長岩質の天体衝突により一部溶融（インパクト・メルト）した角礫岩に分類され，1.5 mm程度の粗粒な鉱物粒子からなるクラスト（主に斜長岩，トロクトライト，ノーライト及びガブロノーライト）と細粒な鉱物の集合であるマトリックスから構成されている．Dhofar 961も同様にマトリックスを有するインパクト・メルト角礫岩に属するものの，その大部分は最大で1 cmにも及ぶ比較的大きなクラスト（粗粒の鉱物からなるハンレイ岩，ガブロノーライト，ノーライト，ガブロアノーソサイト及び斜長岩）から構成されている．Dhofar 032には鉄・ニッケル粒子が存在することから，地球に落下した後に受けた風化作用の影響は少ない（風化すると酸化物になるため）と結論付けている．一方で，Dhofar 961については，カルサイト（$CaCO_3$），石膏（$CaSO_4$），セレスタイト（$SrSO_4$），バライト（$BaSO_4$），スメクタイト及び鉄の水酸化物が割れ目に存在することから，地球風化作用の影響は中程度と考えられている．Dhofar 032には特徴的な組織を有する球状物質が認められ，これはカンラン石と輝石の連晶から構成される共融組織を示す．Dhofar 961には，燐に富み，ゾーニングを有す

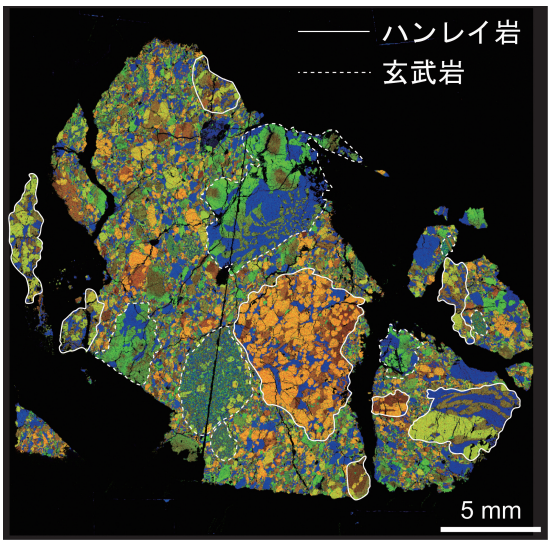


図3：走査型電子顕微鏡による波長分散型蛍光X線分析で得られたNWA 2727の元素マップ像．Mg，Fe及びAlそれぞれの蛍光X線強度を赤，緑及び青色としてRGB合成により撮影された．白の実線で囲まれた領域はハンレイ岩質，点線は玄武岩質クラストであり，それ以外の領域は角礫岩質マトリックスとなる（Kayama et al. [5]を改変）．

るカンラン石巨晶（370 × 370 μm）輝石の離溶ラメラ（固溶体の鉱物が冷却過程において二相以上に分離してできた組織）が多数存在する．これらの観察事実は，サーペンティンが脱水作用を受けた後に生じる残留物の特徴と類似していると述べている．ここでは，サーペンティンの残留物を月固有の存在と捉え，超苦鉄岩から産したサーペンティンが天体衝突による脱水作用を受けて作られたと解釈している．一方でKayama et al. [5]は，これらの月隕石には程度の高い天体衝突の痕跡が認められることから，月固有の生成物というよりはむしろ外来天体による供給物である可能性が高いと示唆している．最近では，月表面での揮発性成分の物質輸送だけに留まらず，月の地下における水の供給と濃集に関する物質科学的見解が得られている．Kayama et al. [5]は，月隕石NWA 2727の各種微小部分析により，月の表層における流体活動と地下に埋蔵する氷の痕跡としてモガナイト（化学組成がSiO_2であり，石英とは結晶構造の異なるシリカ多形）を発見している．NWA 2727は相対的にKREEPに富むハンレイ岩・玄武岩質角礫岩に分類され，さらに非常に若い結晶化年代を示す．これらの事実から，NWA 2727の起源地はプロセラルム盆地内に位置するクレーターにあると解釈している．また，この月隕石はNWA 773や2977，3333，さらには6950などとは岩相の組み合わせが異なるものの，年代や鉱物・岩石学的記載から同じ起源地から産出したペア隕石（NWA 773 clanと称される）と考えられている．NWA 2727は，主にハンレイ岩と玄武岩のクラスト（数mm）からなり，その隙間を埋めるように各クラストが角礫化したマトリックス（<50 μm）が分布する（図3）．ラマン分光，放射光X線回折及び透過型電子顕微鏡を用いた微小部分析から，NWA 2727を構成する角礫岩質マトリックスにおいてのみ，2から13 μmほどのモガナイトを内包するシリカ鉱物が発見された（図4a）．一方で，モガ

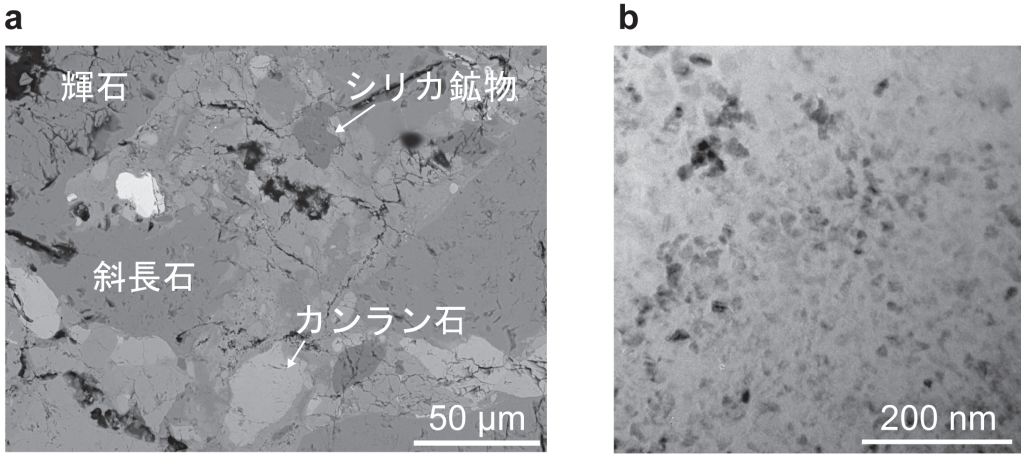


図4：(a) NWA 2727に含まれるシリカ鉱物の後方散乱電子像．シリカ鉱物はカンラン石や輝石，斜長石粒子の隙間を埋めるように分布．(b) シリカ鉱物の透過型電子顕微鏡．シリカ鉱物はモガナイトのナノ粒子の微晶質集合体として構成されていることが分かる（Kayama et al. [5]を改変）．

ナイトはハンレイ岩・玄武岩質クラストや他のペア隕石には認められなかった．このシリカ鉱物を対象とした透過型電子顕微鏡観察の結果，モガナイトは平均粒径が4.5 nm程度の微晶質なナノ粒子の集合体をなし，その一部は天体衝突によりシリカ高圧相（高圧条件で安定なSiO_2）であるコーサイト及びスティショバイトに相転移していた（図4b）．さらにモガナイトは，100 MPa以上の高圧条件下においてアルカリ性の水が蒸発して生じる沈殿物である．これらの事実を基に，NWA 2727から発見されたモガナイトは月で生じた水の流体活動に由来することが判明した．ここでは，モガナイトの沈殿条件を満たす水の供給源として炭素質コンドライトが考えられており，シリカの粒成長則から沈殿には数カ月から数年程度の時間が必要であることから，NWA2727の母岩である角礫岩に一時的に水が捕縛されたことが示唆される．月の表層では太陽光による熱で数カ月から数年にわたるタイムスケールで水が蒸発し，それに伴いモガナイトが沈殿した．一方で地下では，極低温環境であるため捕縛された水は氷として捕縛される．さらにここでは，モガナイトの沈殿反応に必要な水の量を溶解モデルから数値計算し，それを基に地下に存在する水氷の埋積量を0.6 wt%以上と見積もっている．前章で紹介したSchorghofer and Taylor [8]による理論モデルを考慮すると，月の地下の極低温環境では，水氷は数十億年以上，昇華せずに残存し得ることが予想されている．これらの研究成果から，プロセラルム盆地内のいずれかのクレーターの地下には，炭素質コンドライトの衝突により供給された水が氷として今もなお大量に眠っていることが推察される．

4. 今後の課題と問題解決に向けて将来期待される探査計画

本著で概説した理論モデルや物質科学的研究と合わせて，様々な研究成果に基づき，最近では月周回衛星による観測データから月における揮発性成分の起源について検討が進められている．その中でも，外来天体による物質輸送は，月の極付近や地下に存在する揮発性成分のバジェットや性質を決定する主たる原因の一つと考えられている．Deep ImpactやChandrayaan-1に搭載された赤外分光装置から，水氷や分子水と合わせて含水相（水を主成分とする物質）由来の構造水が検出されている[12, 13]．これについてPieters et al. [12]は，月固有あるいは外来天体によりもたらされた物質であると述べている．LCROSSによる赤外分光観測の結果からは，月極域に位置するカベウス・クレーターにおいて大量のH_2OやOHなどの水とそれに伴うCH_4やNH_3などの彗星の主成分となる各種揮発性成分が認められている[4]．Lunar Prospectorでは，中性子分光観測により水と目される水素が局地的に濃集していることが判明し，その原因として地形や温度による影響の他に，彗星が月に不均一に水を供給した可能性も示唆している[14, 39]．しかし，月周回衛星により得られた観測データは波長分解能や信号の検出限界，さらには信号の検出領域（フットプリントや深度プロファイル）などの問題（詳しくは仲内[40]を参照されたし）から，揮発性成分の量や種類（元素や化学種，化学形態など），分布を高い精度かつ信頼性で解析することは難しく，さらに同位体比の決定や地下での埋蔵に関する詳細を得ることは不可能に近い．従って，月周回衛星観測による知見だけでは，月極域や地下に存在すると目される水氷の詳細，特に起源を解明することはできない．また，本著で述べたように現状の理論モデルや物質科学的研究に関しても解決すべき課題は多く，検討を更に進めるためには，やはり未だ到達していない月極域に降り立つことが最優先事項である．月に存在する揮発性成分は，科学目的として月の進化史の謎を紐解く重要な鍵であることはもちろんのこと，資源的な側面からも揮発性成分，特に水は有人探査や月面での基地建設，居住に必須なリソースとなる．従って，月の極付近に存在する水氷のバジェットとその供給・濃集機構の全容を把握するためには，将来の月極域着陸探査やサンプルリターン計画が必要不可欠である．

謝 辞

ゲストエディターであるJAXA/ISASの大竹真紀子氏と長岡央氏には本著の編集作業，執筆依頼並びに原稿への助言をいただきましたことを深く感謝申し上げます．また，査読者の伊藤正一氏にも，厚く御礼申し上げます．本研究はJSPS科研費JP18H01298の助成を受けたものです．

参考文献

[1] Watson, K. et al., 1961a, J. Geophys. Res. 66, 1598.
[2] Watson, K. et al., 1961b, J. Geophys. Res. 66, 3033.
[3] Arnold, J. R., 1979, J. Geophys. Res. 84, 5659.
[4] Colaprete, A. et al., 2010, Science 330, 463.
[5] Kayama, M. et al., 2018, Sci. Adv. 4, eaar4378.
[6] 鹿山と橋爪, 2019, 遊星人 28, 24.
[7] Joy, K. H. et al., 2016, Earth Moon Planets 118, 133.
[8] Schorghofer, N. and Taylor, G. J., 2007, J. Geophys. Res. 112, E02010.
[9] Zolensky, M. E., 1997, Meteorit. Planet. Sci. 32, 15.
[10] Greenwood, J. P. et al., 2011, Nat. Geosci. 4, 79.
[11] Barnes, J. J. et al., 2016, Nat. Commun. 7, 11684.
[12] Pieters, C. M. et al., 2009, Science 326, 568.
[13] Sunshine, J. M. et al., 2009, Science 326, 565.
[14] Miller, R. S. et al., 2014, Icarus 255, 229.
[15] 橋爪, 2019, 遊星人 28, 6.
[16] Spitzer, L. Jr., 1952, The Atmosphere of the Earth and Planets（Univ. Chicago Pres.）, 239.
[17] Kuiper, G. P., 1952, The Atmosphere of the Earth and Planets（Univ. Chicago Pres.）, 367.
[18] Taylor, S. R., 1975, Lunar Science: A Post-Apollo view（New York: Pergamon Pres.）.
[19] Eberhardt, P. O. et al., 1976, in Lunar Sci. Conf. 7th, 563.
[20] Durrani, S. A. et al., 1976, in Lunar Sci. Conf. 7th, 1157.
[21] Butler, B. J., 1997, J. Geophys. Res. 102, 19283.
[22] Crider, D. H. and Vondrak, R. R., 2000, J. Geophys. Res. 105, 26773.
[23] Crider, D. H. and Vondrak, R. R., 2002, Adv. Space Res. 30, 1869.
[24] Nozette, S. et al., 1996, Science 274, 1495.
[25] Feldman, W. C. et al., 1998, Science 281, 1496.
[26] Lawrence, D. J. et al., 2006, J. Geophys. Res. 111, E08001.
[27] 長岡央, 2019, 遊星人 28,37.
[28] Berezhnoi, A. A. and Klumov, B. A., 1998, JETP LETTERS 68, 163.
[29] Ong, L. et al., 2010, Icarus 207, 578.
[30] Stewart, B. D. et al., 2011, Icarus 215, 1.
[31] Singer, J. A. et al., 2017, Geochem. J. 51, 95.
[32] Greenwood, J.P. et al., 2018, Space. Sci. Rev. 214, 92.
[33] Higashi, Y. et al., 2017, Geochem. J. 51, 115.
[34] Wood, J. A. et al., 1971, Smithsonian Astrophys. Obs. Spec. Rep. 333, 177.
[35] McSween, H. Y., 1976, Earth Planet. Sci. Lett. 31, 193.
[36] Zolensky, M. E. et al., 1996, Meteorit. Planet. Sci. 32, 518.
[37] Boslough, M. B. et al., 1980, Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 11th.
[38] Demidova, S. I. et al., 2015, Petrology 23, 116.
[39] Prem, P. et al., 2014, Icarus 255, 148.
[40] 仲内, 2019, 遊星人 28, 45.

←目次へ

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

月内部に存在する揮発性成分

鹿山 雅裕[1]，橋爪 光[2]

2018年12月22日受領，査読を経て2019年1月31日受理.

（**要旨**）月内部の揮発性成分に関して，この半世紀にわたり活発に検討が進められてきた．アポロ・ルナ計画当初，月試料の全岩分析では十分な証拠が得られず，月は揮発性成分に枯渇した天体とされてきた．しかし，近年の技術革新により微小領域分析が実現すると，月試料に含まれる各種鉱物からマントルに大量の水が存在する痕跡が発見された．月内部の揮発性成分は，マグマオーシャンからマントルの形成に至る進化史を紐解く重要な鍵であると共に，将来の宇宙探査における重要な科学テーマとなり得る．従って本著では，関連する重要な研究成果を紹介すると共に，今後の課題と将来期待される月探査計画の展望について解説する．

1. 序 論

1960年代後半から実施されたアポロ・ルナ計画により各種月試料が回収され，その直後から様々な分析手法を用いた物質科学的研究が盛んに行われてきた．しかし当時の分析技術では，月固有の揮発性成分を検出するに至らず，大気が存在しないことからも，月は表面から内部に至るまで揮発性成分に枯渇した天体であるとされてきた．アポロ試料を対象とした全岩質量分析では，月固有の水素成分は検出されず，月の大部分の地域では内部に至るまで水に枯渇していると結論付けられた[1]．このような背景から，これまでに報告されている月の形成・進化モデルの多くは，揮発性成分，特に水に枯渇した“ドライ史観”に基づき検討が進められてきた．

しかし近年，分析機器の進歩により，サブミクロンスケールの微小鉱物を対象とした揮発性成分の質量・同位体分析が実現し，2008年にはアポロ試料の火山ガラスから月固有の水が検出された[2]．それ以降，アパタイト[3]やメルト包有物[4]，高地の斜長石[5, 6]においても続々と水の存在が確認された．カンラン石や輝石，斜長石は主要化学組成に水を含まない無水鉱物（NAMs: Nominally Anhydrous Minerals）であり，従って，マントルを構成するカンラン石や輝石自体には，結晶構造の問題から水を取り込む余地はほとんどない．しかし，これらの鉱物はしばしば，マグマを取り囲むように結晶成長することがあり，鉱物内部にそのマグマを閉じ込めたまま冷却固化して現在に至ったものをメルト包有物と呼ぶ．アポロ試料中に発見されたメルト包有物を調べると，水の他に硫黄，塩素及びフッ素などの揮発性元素に富むことが報告されている[4]．これらの起源の一つとして，月のマグマオーシャン（LMO：Lunar Magma Ocean）を構成する溶融メルトに含まれた揮発性成分が考えられており，月の新たな描像として内部，特にマントルが揮発性成分に富む“ウェット史観”が提唱された．さらに，これを裏付ける証拠として，月周回衛星観測により各種岩体に含まれると目される水が検出されている[7, 8]．一方で，月のマントル，延いては月全球における揮発性成分の量や同位体組成，分布，さらには起源をより正確に把握するためには，既存のアポロ・ルナ試料や月隕石か

1. 東北大学学際科学フロンティア研究所新領域創成研究部
2. 茨城大学理工学研究科地球環境科学領域
masahiro.kayama.a3@tohoku.ac.jp

ら得られた知見だけに限らず，将来の月無人着陸探査やサンプルリターン計画が必要不可欠である．従って本著では，月のマントルの揮発性成分，特に水の量，同位体組成並びに起源に関する物質科学的研究の中でも，特に重要な成果を紹介する．さらに末尾では，全容把握に向けて解決すべき課題と将来期待される月の探査計画について解説する．

2. 分析機器の進歩と月の科学の発展

月の揮発性成分は，月の形成史の根幹を担う重要な情報であることから，その検出はアポロ計画当初から優先課題の一つであった．実際には，それから40年余りの時を経て，分析機器の技術革新に伴い，その目標の一部がようやく達成されつつある．その理由として，微小領域・微量分析技術の確立が挙げられ，これにより地上での汚染成分との区別が可能になった．ここでは，近年の科学成果について述べる前に，分析技術の進歩と揮発性成分の検出に必要不可欠な試料の採取・保管・分析手法の重要性について説明する．

アポロ計画直後に試みられた揮発性成分の分析手法は，主に全岩による質量・同位体分析である．当初から，月の岩石には，太陽風由来の水素や隕石，小惑星及び彗星の衝突により供給された各種揮発性成分などの外因性のものと[9, 10]，月のLMOやマントルに由来する内因性のもの（ジャイアント・インパクト後の初期物質が由来）が存在することが予想されていた[11]．従って，アポロ試料から各成因に由来する揮発性成分を検出し，その量や化学種，化学形態を解明することが目標の一つであった．計六回のアポロ計画により回収された岩石試料を対象に，水素を始めとする各種揮発性成分の質量分析が進められた．月表土は太陽風が長期にわたり照射されているため，太陽の組成である重水素に欠乏した水素同位体組成が観測されることと期待された．試料の加熱により抽出された水素分子を質量分析すると，案の定，太陽風起源と考えられる同位体組成が得られた．ところが，試料を加熱すると，水素分子として抽出される水素成分の他に，水分子として抽出される成分の存在が判明した．これが月固有の成分なら，月面に水が存在することを示すかもしれない大発見である．ところが，この水分子を質量分析すると，先ほどの水素分子成分とは水素同位体組成（δD）が大きく異なり，地球の海水と大差ないことがわかった[12]．さらに，酸素同位体組成（δ^{18}O）についても分析が進められ，得られたδ^{18}OとδDの組み合わせは試料分析が行われた米カリフォルニア州パサデナ近辺に産する天水の値と一致した．この観測事実に対する最も合理的な解釈として，月試料から抽出された水分子は，地球に持ち帰られた後に汚染成分によりとりこまれたものであると結論付けられた[12]．この事実から月に固有の水の存在がただちに否定されたわけではないが，量において圧倒的に勝る汚染成分によりマスクされてしまい，月表土試料に含まれる岩石粒子の表面に吸着された月面の水，および，月の岩石内部に捕獲された月の岩石圏に含まれる水共々，それらの存在を証明することはほぼ不可能であることが示唆された．

1990年代になると，二次イオン質量分析計（SIMS: Secondary Ion Mass Spectrometry）の普及と共に，地球に産する岩石中の微小鉱物を対象とした質量・同位体分析が実施されるようになった．SIMS分析では，μmオーダーの径で一次イオンビームを照射し，試料表面の削剥に伴い発生する二次イオンを検出することができる．すなわち，試料表面から汚染成分を除去し，鉱物内部から固有の元素情報を高精度で取得することが可能である．2000年頃を境に，月試料を対象としたSIMS分析が盛んに行われるようになった[13, 14]．さらに，～1 μm以下の高空間分解能で質量・同位体分析を実現するNanoSIMSの登場もあり，月に固有の揮発性成分を微小鉱物から検出するための土台が整ってきた．合わせて，赤外分光器も目覚ましい進歩を遂げ，近年では鉱物に含まれる揮発性成分の化学種と量を高空間・波長分解能かつ高いS/N比で決定することのできる顕微フーリエ変換赤外分光光度計（FTIR: Fourier Transform Infrared Spectroscopy）が一般的に利用されている[5]．以前は回折格子を利用した分散型の赤外分光器が用いられていたが，1990年代頃から地球の鉱物を対象に光学顕微鏡タイプのFTIRが主流となり，2000年代以降になると惑星物質である隕石，さらにはアポロ試料をターゲットとした物質科学的研究が進められてきた．分析装置の技術革新により，月の主要構成鉱物だけでなく，極微小な付随鉱物（アパタイト，メルト包有物）や火山ガラスにも月の揮発性成分の謎を紐解く重要な鍵が隠されていることが

明らかとなり，そこで得られた知見は2000年代末葉に明らかとなるウェット史観の提唱に一役を担うこととなった．つまり，内因性の揮発性成分，特に水の存在や量に関する活発な議論はここ10年間の出来事である．そのため，未解決の問題も多く，主要構成鉱物から取得されたデータの精度や付随鉱物に記録された元素情報がどこまでマントルそのものを反映するのか，アポロサイト以外の地域でも同様の現象が生じるのかなど，解決すべき課題が残されている．

3. 鉱物に内在する火成活動由来の揮発性成分

月試料を対象としたSIMS及び顕微FTIR分析により，火山ガラスやメルト包有物，アパタイト，長石などの鉱物から水や炭素，フッ素，硫黄，塩素といった揮発性成分が検出されている．これまでの研究成果によると，揮発性成分の種類はもちろんのこと，それを含有する鉱物ごとに月の内部進化(例えば，LMOやマントルの化学組成，結晶分化作用，マグマ噴出，部分溶融)との関係性は大きく異なる．従ってここでは，先行研究で報告されている揮発性成分の種類や量，成因などの元素情報について，月の岩石圏に産する鉱物の種類ごとに概説する．

3.1 火山ガラス

月の火成活動に由来する揮発性成分を初めて報告した研究成果は，Saal et al.[2]である．アポロ試料15427及び74220を構成する火山ガラス(月内部から噴出したマグマが表面で急冷してできた物質)を対象としたSIMS分析により，揮発性成分である水素，塩素，フッ素及び硫黄が検出された．一方で，炭素に関しては有意な量は存在しなかった．検出された揮発性成分の含有量は，火山ガラスの化学組成(AlやFeなどの主要元素)と良い相関関係を示し(地球で付着した汚染成分であれば，揮発性成分量が主要元素の濃度に依存しない)，さらに粒子表面から中心部に向かうにつれて増加する(図1)．これらの特徴は，火山ガラスが固化した後に揮発性成分が外部から侵入したのではなく(太陽風や隕石，小惑星，彗星などの外因性並びに地球上での汚染成分による影響ではない)，噴出したマグマが月面で急冷固化した際に火山ガラスの表面にある揮発性成分が拡散・散逸した痕跡であると解釈され

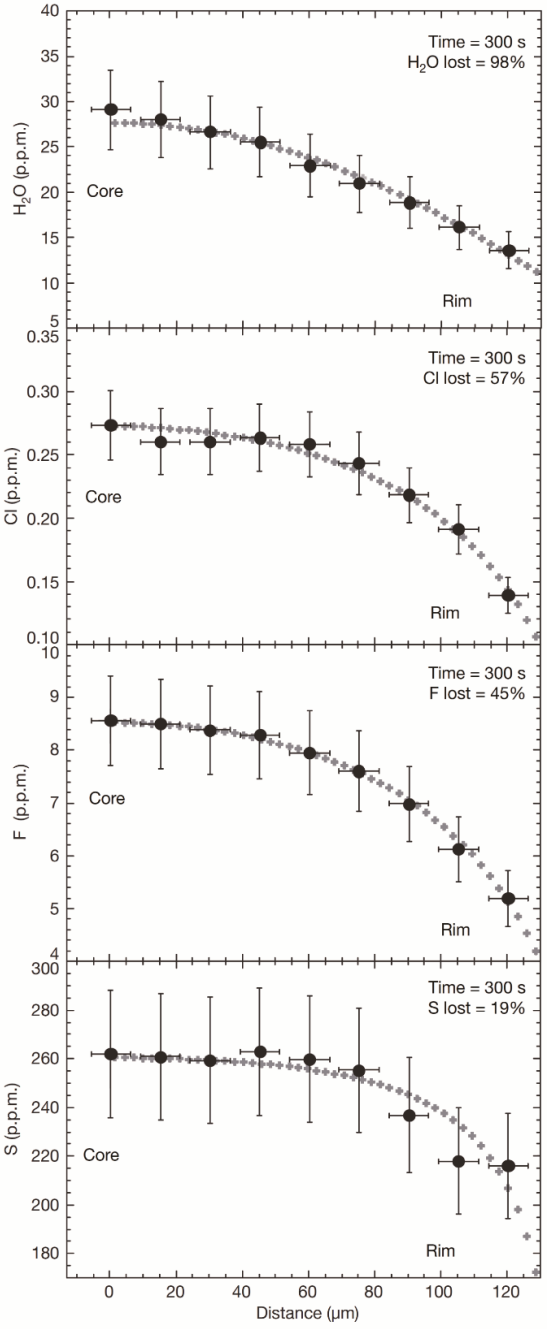


図1：アポロ試料であるvery-low Tiガラスの内部(Distance: 0 μm)から外縁部付近(120 μm)にかけてSIMS分析により検出された揮発性成分．火山ガラスの中心部では水(水素量から換算)，塩素，フッ素及び硫黄の含有量は相対的に高く，外縁部に向かうにつれて濃度が減少する．この特徴から，火山ガラスに含まれる各種揮発性成分は外因性や地球上での汚染成分に由来せず，内因性の月内部起源であることが示される(Saal et al. [2]を改変)．

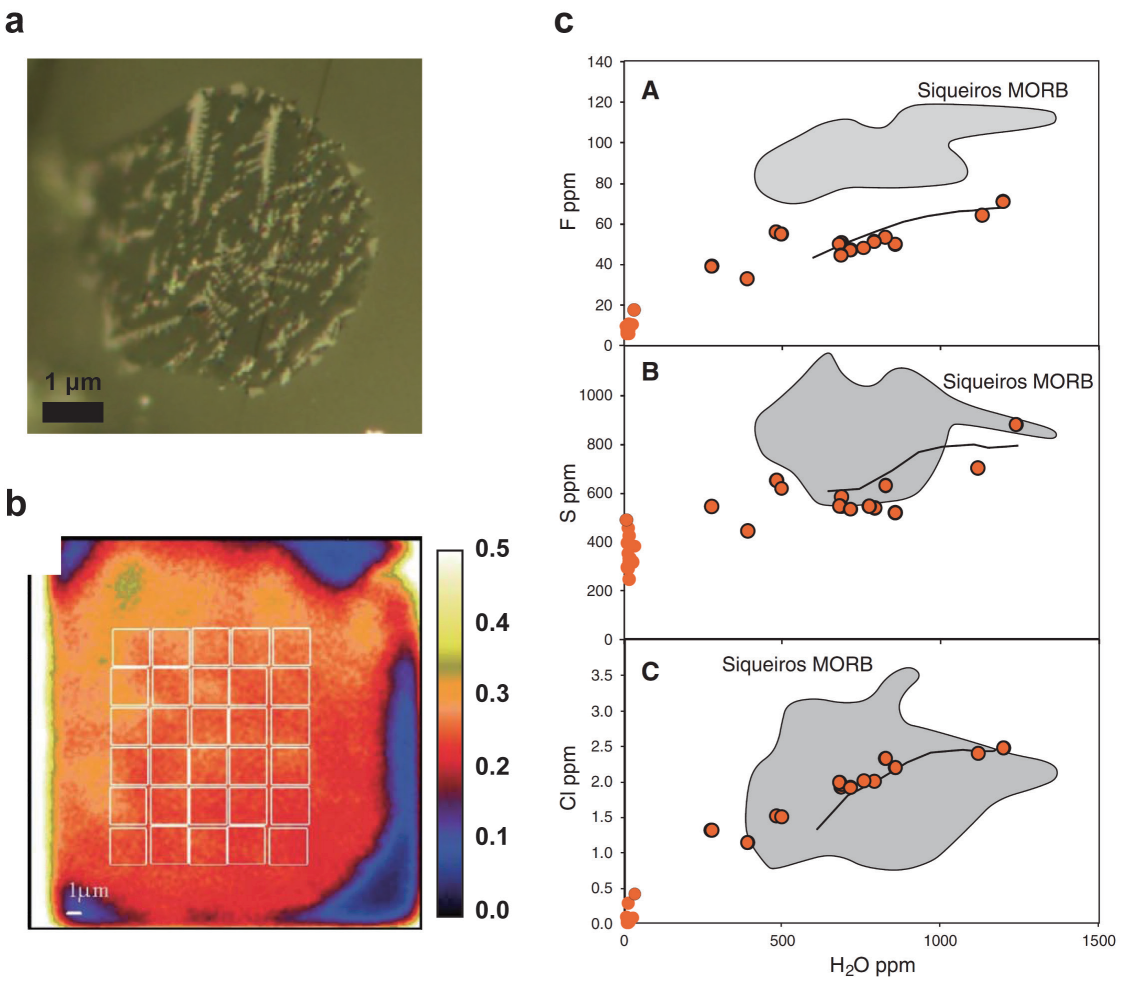


図2：(a)アポロ試料74220に産するカンラン石粒子内部に認められるメルト包有物の顕微鏡写真．(b)nano-SIMSにより取得されたメルト包有物の同位体分布像．スケールバーは$^{16}OH/^{30}Si$の信号強度を示し，赤色で示される領域はメルト包有物に対応する．この領域は約0.25の値となり，これは～1400 ppmの水(H_2O)に相当する．(c)メルト包有物から検出された水に対するフッ素，硫黄及び塩素の濃度プロット．各種揮発性成分と良い相関を示し，その特徴は地球のMORBと類似する(Hauri et al. [4]を改変)．

た．

火山ガラスに内在する水素については，very-low-Tiガラス(15427)において最大となり，H_2Oに換算すると4–46 ppmに達する[2]．これは，全岩分析で得られた見解を覆す大きな成果となった．硫黄については，Hauri et al.[15]にて詳細が報告されており，high-Tiガラス(74220)で最大の325–1143 ppmを示す．ここでは，水素や硫黄を含む全ての揮発性成分はマグマ噴出に伴う脱ガス作用の影響を受けており，火山ガラスから検出された量を遥かに上回る揮発性成分が母マグマ(元となった溶融物)に含まれていたと推察している(これについては，次章にて紹介)．ここで注意すべき点は，SIMS分析はあくまで単一の元素を検出するための手段であり，化学種を特定することはできないため，水素が水素単体，OHあるいはH_2Oかは判別できない．SIMSを用いた先行研究の多くでは，水素の化学種をOHもしくはH_2Oと仮定し，実際に検出した水素量にその0.5から1倍のモル数の酸素を加えた「水(あるいは構造水)相当量」の重量を，観測量として表記していることがしばしばある．この仮定は地球のような酸素活量が高い場合には特に問題とはならないが，酸素活量が少なくとも5から6桁程低いとされている

月にも当てはまるのかどうかは，入念な検証が必要である[16].

3.2 メルト包有物

メルト包有物は，鉱物が晶出する際に粒子内部に取り込まれたマグマが冷え固まってできた物質であり，母マグマの元素情報を反映することから，地球科学の分野では地球のマントルにおける揮発性成分量の制約に利用が図られている．月では今のところ1試料しか分析例がなく[4, 17]，そのため，月内部の揮発性成分を本質的に理解する上で極めて貴重な成果と言える．Hauri et al. [4]は，high-Tiに属するアポロ試料(74220)中のカンラン石からメルト包有物を見出し(図2a)，そのSIMS分析を試みた．その結果，月固有の水素が検出され，その量はH_2Oに換算すると615から1410 ppmにも及び，同じアポロ試料中に存在するマトリックスガラスや火山ガラスよりも2から100倍高い値を示す．さらにメルト包有物は，マグマが月面に噴出するより前に晶出した鉱物粒子の内部に捕縛されているため(図2b)，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．水素の他にも，フッ素や硫黄，塩素が数～数百ppmほどメルト包有物から検出されており，各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と同程度となる(図2c)[4, 16].

3.3 アパタイト

アポロ・ルナ試料及び月隕石の各種岩相に極微小のリン酸塩鉱物が存在することは以前からよく知られていたものの，それが揮発性成分を主成分とするアパタイト(apatite: $Ca_5(PO_4)_3(F, Cl, OH)$)やウィトロカイト(whitlockite: $Ca_9(Mg, Fe)(PO_4)_6(PO_3OH)$)なのか，あるいは無水鉱物であるメリル石(merrillite: $Ca_{18}Na_2Mg_2(PO_4)_{14}$)なのかは，分析技術の問題から精査することは困難であった．しかし，後のSIMSや顕微FTIR装置の導入により，月試料中のリン酸塩鉱物を対象とした揮発性成分に関する研究が急速に進展することとなった[3, 18–20].

アパタイトは，母マグマにおける結晶分化作用の末期に晶出した生成物であり，月試料では，玄武岩を始め高地物質や深部岩体など様々な岩相に産出する付随鉱物である．McCubbin et al. [3]は，SIMSを用いてアポロ試料であるhigh-Al玄武岩(14053)及びAlkali-Suite(15404)，さらにはハンレイ岩質月隕石に属するNWA 2977から水素やフッ素，塩素に富むアパタイトを見出した(図3aおよびb)．アパタイトに含まれる水素は，一般に構造水(物質の結晶構造をなすOH基)以外の化学種で存在するとは考えにくい．従って，月試料のアパタイトに見られる水素の濃集は，月の岩石圏にて酸素と結合により構造水を生成した有力な証拠となり得る．他にもBoyce et al. [18]は玄武岩であるアポロ試料14053から，Barnes et al. [21]はアポロ試料77215及び78235に分布する花崗岩質クラスト及びノーライトから構造水を多量に含むアパタイトを発見している．SIMS分析結果から導かれる構造水相当量は，岩相により様々ではあるものの，最大で8000 ppmにも達することが明らかとなった[19](図3c)．

このように，月試料中のアパタイトに大量の揮発性成分が存在することから，母マグマやマントルの火成活動に揮発性成分が多大な貢献をもたらしたことが示唆される．一方で，アパタイトから得られた揮発性成分量は，マグマ過程末期において揮発性成分を濃集した残液の値を反映している．さらに，マグマ噴出による脱ガス作用で95–98 %にも及ぶ揮発性成分が消失したと解釈されている[4]．よって，アパタイトの分析データを用いて母マグマやマントルの揮発性成分量を復元するためには，関連する火成活動のモデル化や様々な仮定が必要不可欠である(これについては次章で詳しく説明)．

3.4 長石

月の主要構成物質であるカンラン石，輝石及び長石については，前述したように結晶構造の問題で相対的に揮発性成分を含有しにくく，そのため以前は分析自体が非常に困難とされていた．しかし近年，分析技術の進歩に伴い，これらの揮発性成分を主要元素組成に含まないNAMsについて，顕微FTIRやSIMSによる月試料の揮発性成分分析が実施されるようになった．Hui et al. [5]は，大量の斜長石と少量の苦鉄質鉱物(輝石，カンラン石)からなる岩石であり，相対的に結晶化年代が古いことからLMO初期の地殻物質と考えられている，高地地殻の斜長岩(FAN: ferroan anorthosite)(15415，60015)(図4a)と，相対的に多い斜長石とカンラン石を主成分とする岩石で，FAN

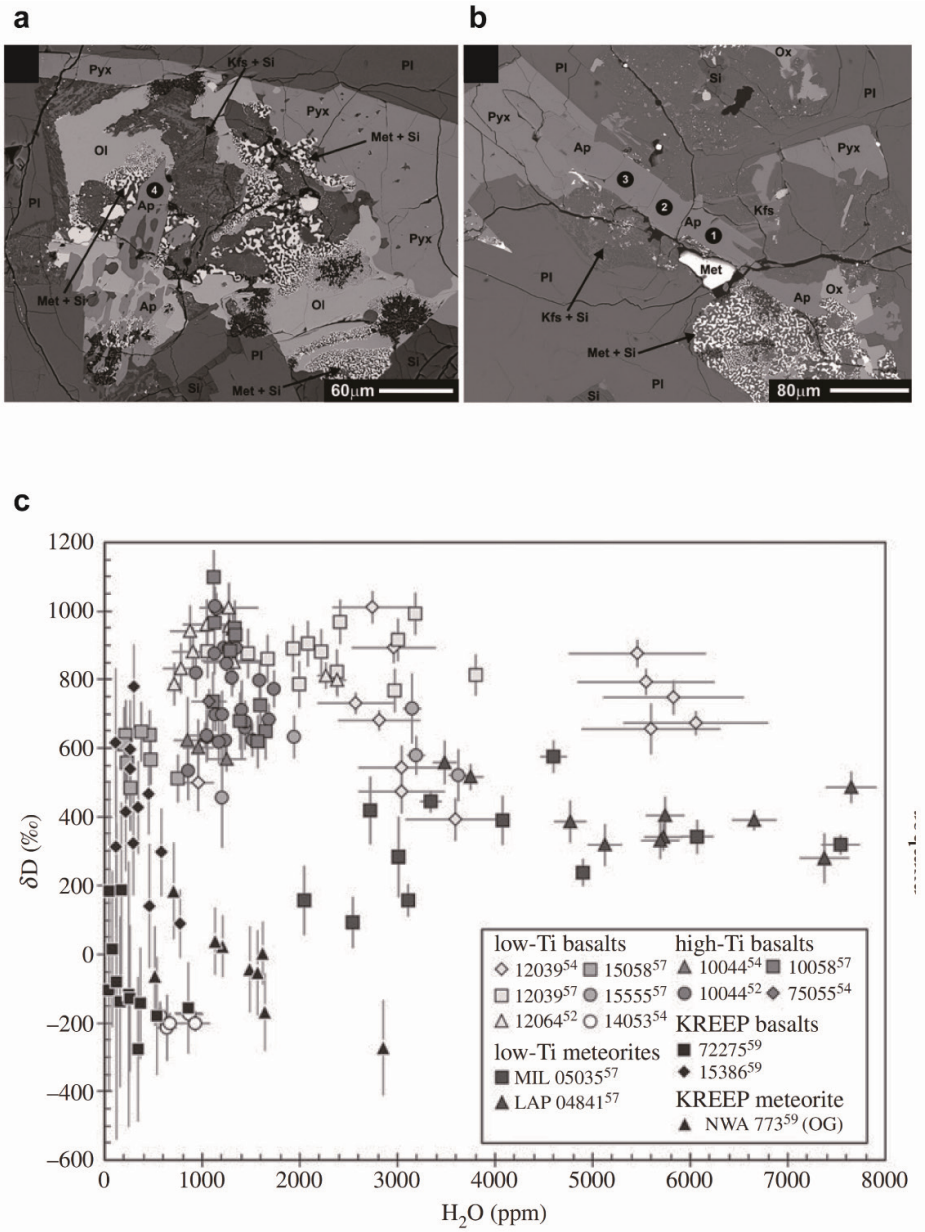


図3：(a)及び(b)high-Al玄武岩であるアポロ試料14053の後方散乱電子像．カンラン石や輝石，長石の隙間を埋めるようにアパタイト(Ap)が存在する(McCubbin et al. [5]を改変)．(c)様々な岩相のアポロ試料や月隕石に存在するアパタイトのSIMS分析とそれにより得られた水素の元素情報．水素量は月試料ごとに大きく異なり，含水量(水素量から換算)は最大で～8000 ppmにも及ぶ．含水量及び水素同位体組成δDともに岩相ごとに大きく異なり，これは母マグマの化学組成や結晶化作用の条件，晶出時期，さらには脱ガス作用の影響の差によるものと考えられる(Anand et al. [19]を改変)．

とは異なるマグマ過程を経て固結した地殻物質である，トロクトライト(Troctolite)（76535）を対象とした顕微FTIR分析を行った．その結果，少なくとも0.5–6.4 ppmの量の構造水がこれら斜長石に含まれることを報告した．ここでは，化学種ごとの分子振動を検出できる顕微FTIRの結果から，斜長石には構造水(OH基)の形で水が含まれると結論付けている(図4b)．一方で，カンラン石からは水の信号は検出されなかった．

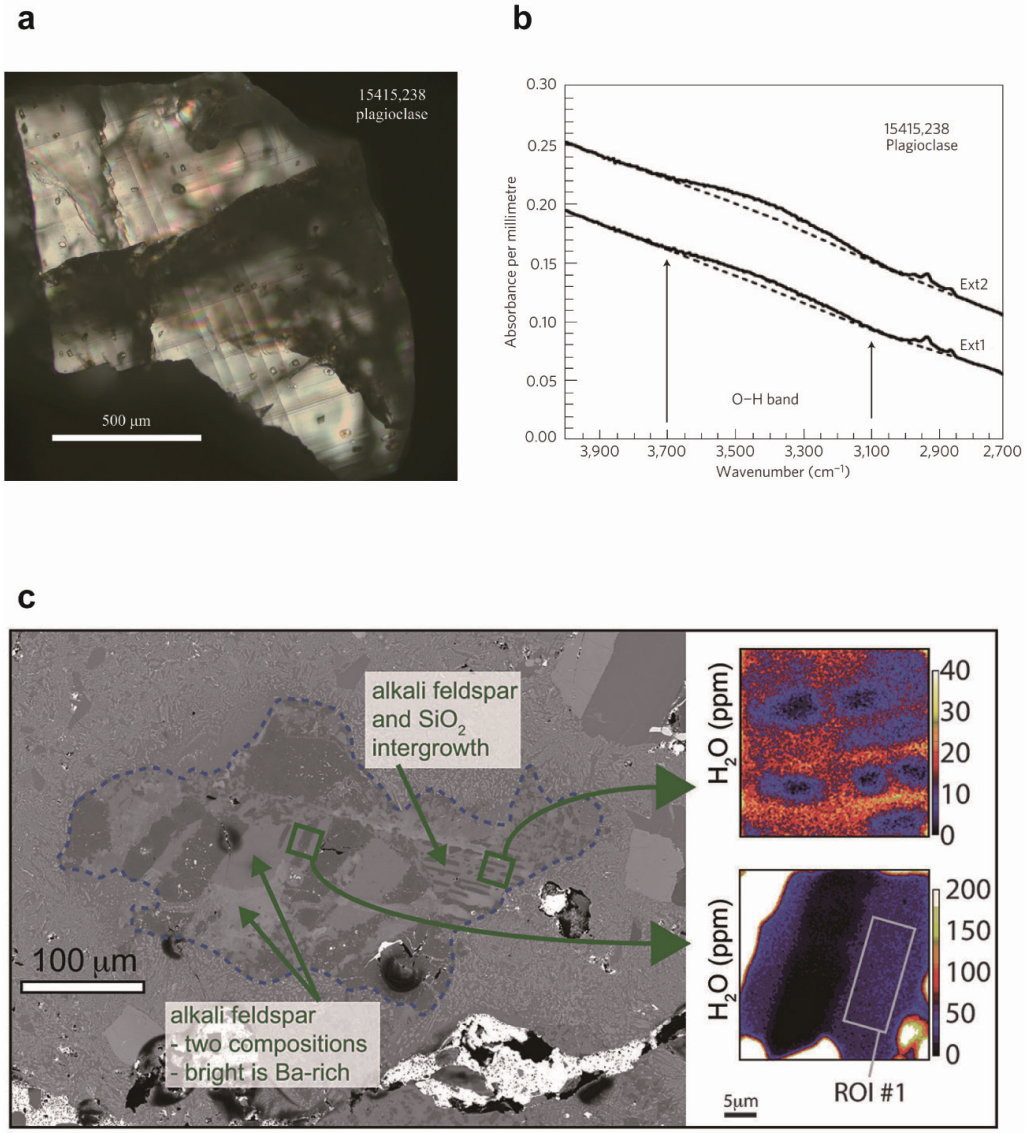


図4：(a)高地地殻に属する斜長岩のアポロ試料15415の偏光顕微鏡写真(直交ニコル)．比較的サイズの大きい粒子が存在する．(b)この試料の顕微FTIRスペクトル分析．実線は加熱前のデータであり，点線は加熱脱水後のもの．差分のピークが構造水の吸収となる(Hui et al. [5]を改変)．(c)アポロ試料15405から発見された花崗岩質クラストの後方散乱電子像(左)．アルカリ長石粒子と石英との連晶が見られる．緑色の四角で記した領域に対するSIMS分析から得られた水(水素量から換算)の濃度マップ．アルカリ長石に大量の水が濃集(Mills et al. [22]を改変)．

その理由として，斜長石と比べて結晶構造に水がより入りにくい性質を挙げている．ここで得られた知見は，Barnes et al. [21]においても，高地由来のアポロ試料に産出するアパタイトのSIMS分析から支持されている．しかし，Hui et al. [5]で得られた含水量は顕微FTIRの検出限界に非常に近いことから，後のSIMSによる再検証から，一部のデータの信頼性や再現性に関して疑問視する声もある[6].

最近ではMills et al. [22]により，アポロ試料(15405)である花崗岩質クラストから微量ながらも水を含むアルカリ長石が発見されており，SIMS分析により20 ppm 程の含水量が確認されている(図4c)．月

の花崗岩が有する情報は，斜長岩質地殻（高地）の形成末期（43億年前）もしくは二次的な玄武岩質地殻（月の海）の形成（39億年前）のいずれかに対応するものと考えられており[23]，これは3.1から3.3で紹介した研究成果に対応する年代の前後に位置することから，橋渡しをする重要な鍵となり得る可能性を秘めている．

4. 月のマントルとLMOにおける揮発性成分

月内部の揮発性成分は，LMOやマントルにおける化学組成や鉱物組み合わせ，延いては結晶分化作用の経路，さらには内部構造・物性を決定付ける重要な要因の一つである．かぐや観測により，大きなクレーターの中央丘に純粋斜長石（PAN : Pure Anorthosite）が，大規模クレーターの周辺にはカンラン石岩体が発見された．前者はLMOに由来する地殻成分，後者は月のマントルに由来すると考えられており（詳細は本著の末尾にて記述），LMO時の情報を保持していると期待される．しかし，現状ではアポロ・ルナ試料及び月隕石からマントル物質がみつかっておらず，またLMO当時の情報を記録するPANの揮発性成分を対象とした化学分析が実現していないことから，月内部に存在する揮発性成分の詳細を直接的に明らかにすることは難しい．一方で，前章で紹介した月の岩石圏から得られた知見に基づき，間接的ではあるものの，LMOやマントルに存在する揮発性成分の元素情報をある程度推察することは可能である．そこで本章では，月のマントル及びLMOに含まれる揮発性成分，特に水の量，同位体組成並びに起源に関連する最新研究の一部を解説する．

4.1　水濃度の推定

月試料に産する鉱物の揮発性成分量に変動を及ぼす主な火成活動として，マントル及びLMOの溶融過程，結晶分化作用及びマグマ噴出による脱ガス作用などが挙げられる．揮発性成分量にどれほどの影響を及ぼすかに関しては，各々の火成活動，さらには鉱物の種類ごとに大きく異なる．このような背景から，先行研究では鉱物ごとに以下の5つの仮定を考慮して，マントルもしくはLMOの揮発性成分量を推定している．

(1) LMOもしくはマントルでの固体物質に対する母マグマの比率
(2) 対象鉱物が結晶化した時点の主要構成鉱物と母マグマの割合
(3) 鉱物と母マグマとの間の揮発性成分の分配係数
(4) 母マグマの噴出時に生じる脱ガス作用による減少率
(5) 対象鉱物は母マグマから平衡結晶として形成

※ただし，対象とする鉱物種によっては適用する必要のない仮定もある．

火山ガラスを対象とする場合，例えばアポロ試料（15427）のvery-low Tiガラスでは，母マグマの形成条件と噴出時に生じる顕著な脱ガス作用の影響を検討する必要がある[2, 15]．SIMS分析により水相当量を得た後，上記の(1)から(3)の仮定条件を設定，さらに独自のマグマモデルから推定された(4)脱ガス率（H_2O : 98 %及びS : 63 %）を基に，脱ガス以前の母マグマの含水量（H_2O）を265–745 ppmと予想している．

メルト包有物は，母マグマの元素情報を色濃く反映しており，マグマ噴出前の生成物であることから，脱ガス作用の影響はほとんどないとされている．よって，これまでに発見された月の物質の中でも，マントルの揮発性成分量を推定する上で最も確実性の高いターゲットと認識されている．Hauri et al. [4]では，SIMS分析により検出されたメルト包有物の水素，フッ素，硫黄及び塩素の含有量から，仮定(2)と(3)に関する条件を設定した上で，マントルの揮発性成分量をH_2O : 79–409 ppm，F : 7–26 ppm，S : 193–352 ppm及びCl : 0.83 ppmと推定している．地球の上部マントル（MORB根源岩石圏）に対する水の推定量が～260 ppmであり，このことから月のマントルにも同等量の水が保持されていると解釈されている．

Hauri et al. [15]は，Saal et al. [2]で報告された火山ガラスとHauri et al. [4]のメルト包有物で得られた結果を基に，月におけるケイ酸塩領域の平均組成（BSM: Bulk Silicate Moon）として水の量を133–292 ppmと見積もっている．ただし，アパタイトのデータは使用されておらず，その理由としては，仮定の多さやモデルの不確実性を挙げている．

McCubbin et al. [3]は，マントルの初期含水量を，アパタイトの水素量及び同位体組成から推定を初めて試みた．(4)を除くすべての仮定を考慮して，月のマントルに含まれる水の量は少なくとも64 ppbから5 ppmに達すると述べている．しかしここでは，(4)脱

ガス率については検討を行っておらず，推定されるマントル初期含水量は過小見積もりであることが後に指摘されている[4, 18–20]．アパタイトの δ^{37}Cl [18, 19]や δD [20]からは，マントル中に最初に存在した水素の85–99 %が脱ガス作用で消失したと推定されることも考慮に入れ，Boyce et al. [18]はマントルの初期含水量を6–30 ppm，Tartése et al. [20]は6–390 ppmと予想している．アパタイトの場合，マントルの初期含水量を推定するには多くの仮定条件が必須であり，その信頼性や妥当性についてまだまだ検証が必要との意見も報告されている[20]．一例として，KREEP（カリウム，希土類元素及び燐の英語表記の頭文字を取って命名）に富む月試料ほど，アパタイトを用いて予想されるマントルの含水量は低い結果となり，後述するようにこれは現在のLMO進化モデルと調和しない[19]．

斜長石に関しては，高地由来のFANに注目し，顕微FTIR分析により検出された構造水の量から，LMOの初期から末期に含まれる水の量が推定されている[5]．斜長石に含まれる構造水は最大で6.4 ppmであり，（3）の仮定を踏まえた上で，LMOの分化モデルから母マグマの含水量を～1600 ppmと推定している．さらに（1）の仮定条件を設定することでLMOの含水量を予想することが可能となり，初期では320 ppm，末期に生じるurKREEPでは～1.4 wt%に達することが予想された．さらに，FAN及びトロクトライトと同時期に晶出した輝石がマントルで形成したと仮定し，その含水量を～2 ppm（76535）から～6 ppm（60015）と見積もっている．しかし，NAMsである斜長石の場合，含水量は付随鉱物よりも明らかに低いため，信頼性の高いデータを取得することは非常に困難である．そのため最近では，この論文で報告されている一部のデータについて，否定的な意見もある[6]．また，Hui et al. [5]で用いられた斜長岩（15415, 60015）についてはAr-Ar年代のみしか報告されておらず，本当に古い斜長岩地殻に由来するのか，さらには上記の結晶分別モデルが適切かどうかについても精査が必要である．

4.2 ウェット史観に対する検証

前節で紹介した月試料から推定されるマントル及びLMOの水濃度に関しては，再現実験やシミュレーションによるアプローチからもその妥当性について議論がなされている[24–26]．さらに，水素以外の揮発性成分，例えば塩素や亜鉛，炭素などの観点から月内部における水濃度を多角的に検証する試みも報告されている[27–32]．ここでは，その代表的な研究成果について紹介する．

月のマントルに含まれる水の量については，月試料を対象とした物質科学的研究だけでなく，最近では再現実験や数値計算によるアプローチからも検証されている．Karato [24]は，水素量に応じて鋭敏に変化する鉱物の電気伝導と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）に注目し，深さ400から1200 kmの条件で再現実験を行った．その結果，マントルの平均的な含水量は0.001から0.01 wt.%の範囲になると結論付けている．Evans et al. [25]は，月のコア－マントル境界における熱進化モデルを数値計算から構築し，コアの上部100–500 kmに位置する領域のマントルには40 ± 20 ppmの水が存在することを示唆した．Elkins-Tanton and Grove [26]では，月の岩石及びマグマに関する理論モデルから，月のマントルには少なくとも60 ppbの水が含まれる可能性を指摘している．しかしこれはあくまで最小値であり，さらにこの推定に影響を及ぼす，本節冒頭でリストした様々なパラメーターが不確実なため，これらの見積もりには何ケタもの不確実性を伴うことも指摘している．このように，多くの研究成果により得られた知見から，月のマントル中にppmレベルの水の存在を支持する報告が提出されている．

一方，水の存在に懐疑的な報告もあり，また，それらに対する反論もさらにある．Sharp et al. [27]は，地球の同位体分別モデルを基に，SIMS分析により得られた玄武岩，火山ガラス及びアパタイトの塩素濃度（最大で117 ppm），さらには地球や隕石と比べて著しく高い δ^{37}Clから，月のマントルにおける含水量を予想している．地球のように水が存在する環境では，塩素がHClとして安定に存在するため塩素が同位体分別しにくい．それに対して，無水の環境では塩素が金属と結合し，この場合は同位体分別しやすいことが知られている．このため，Sharp et al. [27]は，マントルに内在する塩素は40 ppb，水素は10 ppb程度と先行研究と比べて相当低い濃度を推定した．ところが，同じ著者が後に発表した論文[16]では，先の論文[27]の解釈について重要な考え落としがあると指摘した．アパタイト中の水素同位体組成は，δD ≤ +1000 ‰の範囲で，

地球に比べて相当高い値を示す．この値の説明として最も広く受け入れられているのは，水素が鉱物から徐々に失われ，その際に同位体分別した，という解釈である．アパタイト中，あるいは，その母液中で水素と塩素が元々共存していて，拡散の速い水素が先に失われ，後から塩素が失われた場合，塩素は見かけ上，無水環境下での同位体的特徴を示すことになる．しかし，この場合当然ながら，重い塩素同位体組成は，必ずしも無水の初期状態を示唆する訳ではない．Albarede et al. [28]は揮発性の比較的高い亜鉛に注目し，地球の同位体分別モデルを基に，月の岩石圏に広く分布するカンラン石や輝石，火山ガラスの亜鉛濃度から，マントルの含水量を1 ppm以下と予想している．しかし，上述した塩素のケースと同様に，同位体分別過程は非常に複雑であることから，亜鉛の含有量を用いてマントルにおける水濃度を検証することは難しいと考えられる．

月のマントルにおける揮発性成分の研究成果は，主に水素や水に関するものであり，数は少ないもののフッ素や硫黄，塩素についてもいくつかの見解が示されている．一方で，炭素に関する議論は非常に少ない．しかし，この事実は月の岩石圏や内部が炭素に欠乏していることを必ずしも意味するものではない．Nicholis and Rutherford [29]は，月の岩石圏における酸素活量や温度・圧力を考慮し，深度8.5 km以上（<40 MPa）では一酸化炭素ガスが生成されることを指摘している．このような環境では，一酸化炭素ガスのマグマへの溶解度は非常に低く，そのため大部分の炭素はマグマから脱ガス，一方でH_2OやSO_2，Clはマグマに比較的溶解されやすいと解釈している[30]．さらに，発生する一酸化炭素ガスがマグマを噴出するための推進力となり[29]，噴出したマグマが月面で固化すると，玄武岩に気泡の痕跡である空隙[31]が生じると解釈することができる．従って，このような脱ガス作用が原因で炭素の大部分が宇宙空間に逸脱し，その結果，月試料に含まれる火山ガラスから炭素だけが検出されなかったと考えることもできる．一方で，気泡の痕跡を示す月試料に対して真空容器中で破砕実験を行ったものの，炭素や他の揮発性成分のガスはほとんど検出されなかった[32]．いずれにせよ，これまでに月の岩石圏から採取された試料の多くは脱ガス作用を経験しており，マントルやLMOの揮発性成分量を正確に把握するためには，マントル物質やPANなどの本質的な元素情報を保持する試料のサンプルリターンが必要不可欠である．また，脱ガス作用により放出された揮発性成分の痕跡が月の土壌や岩石に残るケースはあまりなく，一方で極低温環境においてそれらの情報が保持されているのであれば，月極域の永久影や地下の着陸探査が問題解決に有効な手段となり得る．

4.3　揮発性成分の同位体組成と起源

マントルに存在する揮発性成分の起源については，前章で紹介した揮発性成分量と合わせて同位体組成の観点から，主に2つの仮説が提唱されている．一つは，初期地球（＋テイア天体）に含まれていた揮発性成分の一部がジャイアント・インパクト後も月の初期物質に残り続けたとする考えである[15, 24]．これは，ジャイアント・インパクトを大規模な衝突現象と捉え，その際に生じた莫大なエネルギーが原因で初期物質が全溶融，それに伴い揮発性成分が完全に散逸したとする従来の月形成モデルと矛盾する[33–35]．しかし最近では，この矛盾を解消する新たなモデルも提案されている．Hauri et al. [15]は，先行研究のデータからBSMを算出すると水は133–292 ppmと豊富に存在することとなり，これを説明する新たなジャイアント・インパクトモデルを提唱している．この含水量の内訳は，大部分が初期物質に由来するものであり，レイトベニアにおいて隕石や小惑星，彗星の衝突により付加された分は微々たるものと解釈している．さらに，総量として$(0.95–2.8) \times 10^{20}$ kgにも達し，これほど大量の水が月全体の平均値として存在するのであれば，初期物質が全溶融したとする従来のモデルとは調和しない．一方で，固相のまま集積したと仮定すると，大量に存在する水を上手く説明できるが，ジャイアント・インパクトモデルの規模を考えると整合的ではない．従ってここでは，両者の中間的なモデルを推奨しており，初期物質は揮発性成分を保持したままの25 %の固相と残り75 %の溶融した液相の混合物から構成されると想定し，これによりBSMの含水量を解釈することが可能となる．

Karato [24]は，再現実験から示唆されたマントルの平均含水量0.01から0.001 wt.%を従来のジャイアント・インパクトモデルに沿って説明している．大規模な衝突現象により大部分が液相の溶融物となったとし

ても，その集積過程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，水を含む揮発性成分の大部分が失われずにLMOから現在の月に成長することができると主張している．いずれの先行研究でも[15, 24]，LMOとマントルに含まれる揮発性成分は，主に月の初期物質に由来すると結論付けている．

月内部の揮発性成分の起源に関するもう一つの仮説は，LMOが形成した後のレイトベニアにおいて生じた隕石や小惑星，彗星の衝突により供給されたとする考えである[17, 36, 37]．これは主に，月試料に産するアパタイトのδDから議論が進められており，供給源として彗星と炭素質コンドライトが有力視されている．月試料のアパタイトは玄武岩と高地斜長岩とでδDが大きく異なることが知られている[19, 21, 36]．Greenwood et al.[36]によると，月の玄武岩に産するアパタイトのδDは地球のマントルや炭素質コンドライトのそれよりも明らかに高く，彗星固有のδDと同程度の重水素濃縮度を示す．さらに，海の玄武岩は高地地殻より後の時代に形成したことを考慮すると，44–38億年前までに月に衝突した彗星の寄与を大いに反映しており，小惑星による影響よりも大きいのではないかと推察している．このような見解から，月における揮発性成分の起源を彗星であると解釈している．これに対し，Sharp et al.[16]は玄武岩中のアパタイトが示す高いδDを別の解釈で説明している．月試料に含まれる金属鉄とFe^{2+}の共存関係から，月内部の酸素活量は地球よりも約五から六桁低いと予想し，水の還元反応($H_2 + 1/2\,O_2 = H_2O$)を考慮すると，月の岩石圏では二から三桁ほど高い水素分子活量($f(H_2)/f(H_2O)$, fは活量)になると示唆している．このような還元環境では，水素の一部が単体の形で結晶から速やかに拡散し，最終的に月の岩石から散逸することが予想される．これにより，軽い^{1}Hが優先的に散逸することからδDが高くなったと考えている．一方，月の高地に由来するアパタイトは地球のマントルに含まれる蜜とほぼ同程度の中心値を持った分布を示す($\delta D \approx -300$から0 ‰[19, 21])．また，前述したように，月の海の玄武岩には高いδDのアパタイトが存在し，その原因は月の海が高地に比べて長い期間複雑な火成作用を経て形成されたためだとする解釈もある[16]．Greenwood et al. [36]では，この高いδDについて，彗星起源による可能性を示唆している(詳しくは，鹿山[10]を参照されたし)．いずれにせよ，月の高地の観測地の方がよりオリジナルの水素同位体組成に近く，月の岩石圏に含まれた初期水素組成は地球の岩石圏に近い値を示すことが推察される．すなわち，地球の水と月に初期に存在した水が，非常に近い起源をもつ可能性を示唆している．

Barnes et al. [37]は，先行研究により月試料中の付随鉱物から得られたBSMの含水量とδDを用いて，水の供給源をレイトベニアにおける炭素質コンドライトの衝突であると主張している．ここでは，BSMの含水量を10，100及び300 ppmに設定し，この条件と付随鉱物のδDの両方を満たす供給源を選定している．その結果，月の岩石圏や内部に存在する揮発性成分の主たる起源は，炭素質コンドライト，特にCO，CI，CM及びCVタイプに属するものであり，彗星による貢献度は相対的に低い(最大で20 %)と結論付けている．しかしこれは，彗星を主要な供給源とする解釈を否定するものではない．Greenwood et al. [36]では，アポロ試料の岩相ごとに起源に関する議論を進めており，そのためアポロサイト近傍直下のより局地的なマントルに関する見解と解釈することもできる．一方で，Barnes et al.[37]はBSMを主体とするモデルであり，全球的な揮発性成分の起源をターゲットとしている．そのため，両者は必ずしも見解が相違するものではない．ここで紹介したレイトベニアにおける揮発性成分の供給源の詳細については，鹿山[10]を参照されたし．

ここで解説した2つの仮説について，それぞれが単独でも月内部に存在する水の供給源を十分に説明することが可能であり，また複合的であっても局地性の観点からあまり矛盾は生じない．従って次章で概説するように，将来の月探査計画によりマントルにおける揮発性成分の量や同位体組成，分布をより詳細に解明することが，起源の謎を解く重要な鍵となる．

5. 今後の課題と問題解決に向けて将来期待される探査計画

月内部の揮発性成分は，ジャイアント・インパクトからLMOの誕生，さらにはマントルの進化に伴い変遷してきた歴史がある．即ち，月の形成過程を理解する上で極めて重要な要因の一つである．一方で，前章で解説したように，既存のアポロ・ルナ試料や月隕石を対象とした現状の分析結果だけでは解決されない課

題もある．アパタイトや火山ガラスでは，モデル化やいくつかの仮定が必須であることから，月内部の揮発性成分量や同位体組成を高い信頼性・精度で推定することは難しい．その最たる例として，KREEPに富むアパタイトから予想されるマントルの含水量は低い値となり，これはLMO後期において揮発性成分などの液相濃集元素が富むとする現状の月の進化史とは調和的ではない．また，メルト包有物は信頼性の問題を解決するものの，分析は一例のみであり汎用性に乏しい．長石については報告例が少なく，斜長石に関しては分析精度の問題（含有量が数ppmと極微量であること）から信頼性に疑問視する声もある．特にPANに含まれる斜長石については，この問題だけではなく，年代測定の観点からも少量の斜長岩に対して高精度で結晶化年代を決定する技術が未だ確立していないことも解決すべき課題となる．すなわち現状では，適切な月の初期地殻物質を選定することが難しく，それ故にPANを対象とした揮発性成分の定量分析が未だ実現していない．さらに，PANの課題と合わせて，マントル物質がアポロ・ルナ試料や月隕石から見つかっていないことからも，LMOや月のマントルに含まれる揮発性成分の情報を直接的に検討するには至っていない．これらの課題に直結する議論として，月における揮発性成分の不均一性の見解や起源の解釈などが挙げられ，目下議論中のこれらの問題を解決するためには，分析精度の向上と月試料の更なる調査，理論計算（例えば，揮発性成分に富むマグマの結晶分化作用のモデル化など）や再現実験（例えば，月のマントルを再現した高圧実験と水の鉱物―メルト間における分配係数の精査など）に加えて，将来の月着陸探査やサンプルリターンなどのアプローチから，月物質に含まれる揮発性成分の理解をより一層を深めることが必要不可欠である．特に本著で詳しく紹介した月内部に存在する揮発性成分に関しては，サンプルリターン計画としてやはりLMOやマントルの本質的な揮発性成分の情報を記録するPANやマントル物質の回収が優先事項であり，マントル物質に関してはlow-Ca輝石サイトやカンラン石からなる露出岩体[38–40]，さらにはKlima et al.[7]にて報告された構造水に富む深成岩体を採取し，その主要構成鉱物であるカンラン石や輝石を対象に揮発性成分の質量・同位体分析を行うことで，月内部における揮発性成分の全容を把握することが可能となる．また，月極域着陸探査については，そこに分布する水氷の量や化学種・形態，さらには同位体組成から月全体の揮発性成分のバジェットに対して内因性及び外因性のものがどれほど寄与するのかを精査することが極めて重要な課題となる．

謝 辞

ゲストエディターであるJAXA/ISASの大竹真紀子氏と長岡央氏には本著の編集作業，執筆依頼並びに原稿への助言をいただきましたことを深く感謝申し上げます．また，査読者の方々にも，厚く御礼申し上げます．本研究はJSPS科研費JP18H01298, JP16K13875, JP17H02992の助成を受けたものです．

参考文献

[1] Taylor, S. R. et al., 2006, Geochim. Cosmochim. Acta. 70, 5904.
[2] Saal, A. E. et al., 2008, Nature 454, 192.
[3] McCubbin, F. M. et al., 2010, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 107, 11223.
[4] Hauri, E. H. et al., 2011, Science 333, 213.
[5] Hui, H. et al., 2013, Nat. Geosci. 6, 213.
[6] Mosenfelder, J. L. and Hirschmann, M. M., 2016, in Lunar Sci. Conf. 47th, 1716.
[7] Klima, R. et al., 2013, Nat. Geosci. 6, 737.
[8] Bhattachrya, S. et al., 2015, Icarus 260, 167.
[9] 橋爪, 2019, 遊星人 28, 6.
[10] 鹿山, 2019, 遊星人 28, 14.
[11] Arnold, J. R., 1979, J. Geophys. Res. 84, 5659.
[12] Epstein, S. and Taylor, H. P. Jr., 1974, Proc 5th Lunar Conf. 2.
[13] Hashizume, K. et al., 2000, Science 290, 1142.
[14] Hashizume, K. et al., 2005, Nature 434, 619.
[15] Hauri, E. H. et al., 2015, Earth Planet. Sci. Lett. 409, 252.
[16] Sharp, Z. D. et al., 2013, Earth Planet. Sci. Lett. 380, 88.
[17] Saal, A. E. et al., 2013, Science 340, 1317.
[18] Boyce, J. W. et al., 2010, Nature 466, 466.
[19] Anand, M. et al., 2014, Philos. T. Roy. Soc. A. 372, 1.

[20] Tartése, R. et al., 2014, Geology 42, 2266.
[21] Barnes, J. J. et al., 2014, Earth Planet. Sci. Lett. 390, 244.
[22] Mills, R. D. et al., 2017, Geochem. Persp. Let. 3, 115.
[23] Meyer, C. et al., 1996, Meteorit. Planet. Sci. 31, 370.
[24] Karato, S., 2013, Earth Planet. Sci. Lett. 384, 144.
[25] Evans, A. J. et al., 2014, J. Geophys. Res. 119, 1061.
[26] Elkins-Tanton, L. T. and Grove, T. L., 2011, Earth Planet. Sci. Lett. 307, 173.
[27] Sharp, Z. D. et al., 2010, Science 329, 1050.
[28] Albarede, F. et al., 2015, Meteorit. Planet. Sci. 50, 568.
[29] Nicholis, M. G. and Rutherford, M. J., 2009, Geochim. Cosmochim. Acta 73, 5905.
[30] Sato, M., 1976, Proc Lunar Sci Conf. 7.
[31] Heiken, G. H. et al., 1974, Geochim. Cosmochim. Acta 38, 1703.
[32] Gibson, E. K. Jr. and Andrawes, F. F., 1978, Proc Lunar Sci Conf. 9.
[33] Ringwood, A. E., 1979, Origin of the Earth and Moon（New York: Spnnger-Verlag）.
[34] Canup, R. M., 2004, Physics Today, 56.
[35] Wieczorek, M. A. et al., 2006, Rev. Mineral. Geochem. 60, 221.
[36] Greenwood, J. P. et al., 2011, Nat. Geosci. 4, 79.
[37] Barnes, J. J. et al., 2016, Nat. Commun. 7, 1.
[38] Yamamoto, S. et al., 2010, Nat. Geosci. 8, 1.
[39] Ohtake, M. et al., 2014, Geophys. Res. Lett. 41, 2738.
[40] Ohtake, M. et al., 2009, Nature 461, 236.

←目次へ

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

中性子分光による月表層の水検出の現状

長岡 央[1]

2018年12月13日受領，査読を経て2019年1月31日受理.

（**要旨**）月の両極域には太陽光の当たらない極低温環境（永久影）が存在し，そのような場所では揮発性の高い物質（水など）が安定して存在しうる．日本では今，極域の水をターゲットとした資源探査の検討が始まった．中性子分光法は天体表層に分布する水素量を測定することができる観測手段であり，月探査を含め今までに多くの惑星探査に用いられてきた．本論文では過去の月探査（ルナ・プロスペクター，ルナ・リコネサンス・オービター）に搭載された中性子分光計の水に関する観測結果をレビューする．さらに中性子分光による水観測の現状の課題点を明らかにし，将来の水探査における中性子分光の果たす役割について議論する．

1. はじめに

日本では，月極域に存在の可能性が指摘されている水に注目し，水をターゲットした資源探査の実現性と，その観測技術，採掘技術の検討を始めている[1]．これにはISECG（国際宇宙探査協働グループ）を通じた，国際協働の動きが背景にある．水資源探査という観点に加え，地球－月系への水やその他の揮発性成分の供給・輸送過程を理解することは，生命発生に必要な前駆環境形成を理解する上でも非常に意義がある．

地球は形成時から現在まで活動し続けている天体であり，形成初期の揮発性成分の情報を手に入れることは難しい．一方で，月は早期に活動を終えた天体である．したがって，地球では得られない地球－月系への揮発性物質の起源に関する情報を過去から現在まで保存している可能性が高い．さらに，最近のリモートセンシング観測や試料分析の成果により，月には従来考えられていたよりも多くの揮発性成分が残存していることが分かった．

月面に分布する揮発性成分（特に水）の起源としては，彗星や水を多く含む始原的隕石による供給，太陽風由来の水素と月面酸化物との化学生成，月内部からの火山性ガスによる供給などが考えられる．上記の供給プロセスは月の極域に限定した話ではなく，月面全域で起こりうる可能性がある．したがって，今観測される月の水の起源を考えるためには，供給された水がその後どのようにして月面を移動し，最終的にどこに濃集するのか，という天体表層での移動プロセスについても十分な理解が必要である．月に供給された水はその場にずっととどまるわけではなく，より低温環境へと月表面を移動する（マイグレーション）．月極域の太陽光が当たらない永久影は極低温で安定している．したがって，蒸発温度の低い揮発性物質が，永久影に捕獲されている可能性が高い．

月極域での水の存在を確かめるため，今までに周回機を用いた観測が行われてきた．天体表層の元素組成の観測手段としては，可視・近赤外分光，X線分光，ガンマ線分光，中性子分光が，代表的なものである．その中でも，中性子分光計は天体表層に分布する水（観測対象は水素）を検出する有力な手段の一つである．今までに月[2, 3]，水星[4, 5]，火星[6,7]，ベスタやケレス[8]の観測のため，周回機や探査車に搭載されてきた実績がある．大気のない，もしくは非常に大気の薄い天体では，銀河宇宙線（GCR）が直接天体表面に

1. 宇宙航空研究開発機構
hiroshi-nagaoka@planeta.sci.isas.jaxa.jp

降り注ぐ．その結果，GCRと天体物質の衝突により，高いエネルギーをもつ中性子が天体表層で生成される．中性子はその後，天体を構成する原子核と散乱を繰り返し減速する．散乱の結果，天体から漏れ出す中性子の量を計測することで，天体表層に分布する水素量の測定が可能である．

本総説では，中性子分光法による天体表層の水素検出の原理を説明し，中性子分光データの特徴を解説する．中性子分光の原理と特徴を踏まえた上で，月面上の水素検出に関する今までの代表的な研究成果についてレビューする．さらに既存の中性子分光観測データの課題点を浮き彫りにし，将来の水探査へ向け中性子分光の果たす役割と位置づけを議論し，将来探査への指針を示す．

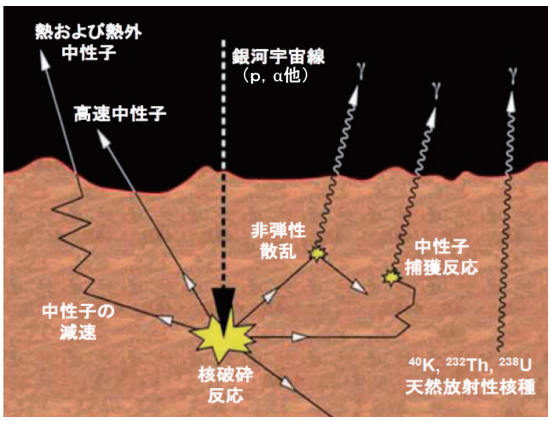


図1：天体表層における中性子発生過程の模式図[9]．宇宙線はその大部分が陽子（p）からなり，次点でHe核（α），残りがより重い重粒子成分で構成されている．

2. 中性子分光法による水検出の原理

大気のない，もしくは非常に薄い天体では，GCRが直接天体表面に降り注ぐ．GCRと表層物質との衝突によって，表層物質の原子核から高い運動エネルギーをもつ中性子（高速中性子）が生成される（図1）．したがって，質量数の大きい原子核ほど，GCRとの衝突で多くの中性子を生成する．電荷をもたない中性子は，クーロン力の影響を受けず，原子核と非弾性散乱衝突を繰り返すことで，減速していく（= エネルギーを失う）．高速中性子は原子核との衝突を繰り返し，自身のエネルギーを失うにつれ，熱外中性子，熱中性子となり，最終的に原子核に捕獲される（熱中性子捕獲）（図1）．それぞれの中性子のエネルギー範囲は，高速中性子が500 keV以上，熱外中性子は500 keV ～ 0.025 eV，熱中性子は0.025 eV以下を目安としている．“eV”はエネルギーを表す単位の一つで，電子１つに１Vの電位差を与えた時に得る運動エネルギーである．天体内部で発生した中性子は天体を構成する原子核との散乱の結果，その一部が表層から漏れ出す．天体表層から漏れ出した中性子を天体表面，もしくは衛星軌道上からエネルギー毎に検出するのが中性子分光法である．中性子の減速では，標的となる原子核の質量数が小さいほど効果的に減速される．したがって，１回の衝突で中性子を最も減速させる標的核は，質量が中性子質量とほぼ同じ水素原子核（陽子一個）である．図2には，標的核の質量数（横軸）と１回弾性衝突での中性子エネルギー残存率（散乱後のエネルギー／入射エネルギー）（縦軸）の関係を示す．この図からもわかる通り，中性子は水素との衝突時に最も自身の運動エネルギーを失い，最も少ない衝突回数で大幅に減速する．さらに，水素の弾性衝突断面積は，その他の主要元素と比較して大きい．その結果，わずかな水素の存在が中性子エネルギーの減衰に大きく寄与する．このような物理的特徴が，中性子分光の水素観測に用いられる．中性子分光で観測できるのは，水ではなくあくまでも水素であることに注意しなくてはならない．そこで，

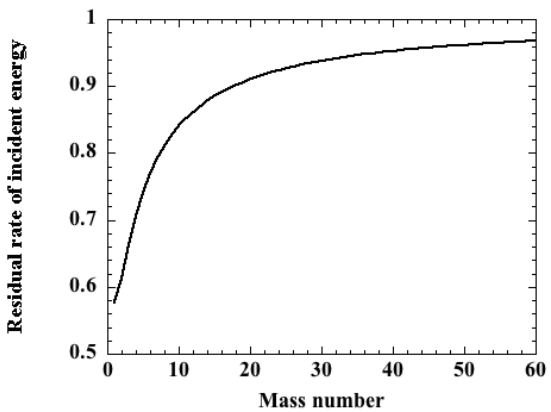


図2：標的核との1回弾性衝突による中性子のエネルギー残存率（散乱後のエネルギー／入射エネルギー）．横軸は標的核の質量数（Mass number）．縦軸は弾性散乱による重心系での等方散乱を仮定した場合の，実験室系での弾性衝突一回あたりの入射エネルギーの平均残存率である．散乱後の平均エネルギーとして，2乗平均エネルギー（文献[10]の公式18）を用い，弾性散乱（Q＝0）の場合を仮定した．

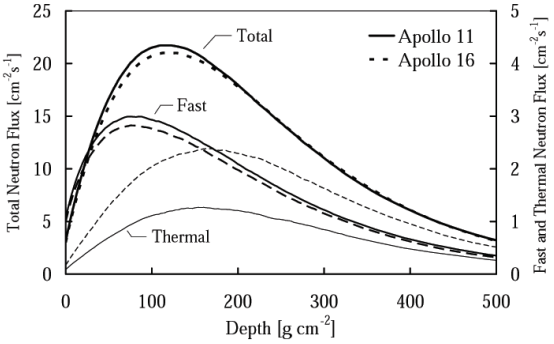


図3：中性子束の深さ依存性（文献[11]の図4をそのまま引用）．左側の縦軸はTotal（総量），右側の縦軸はFast（高速中性子），Thermal（熱中性子）に対応している．熱外中性子束の深さプロファイルはTotalに概ね対応している．文献[11]では各中性子のエネルギー範囲を以下のように区切っている：熱中性子 < 0.4 eV, 0.4 eV < 熱外中性子 < 1 MeV, 1 MeV < 高速中性子.

観測された水素がすべて水，つまり化学式H_2O（水質量の9分の1が水素質量に相当）の形態で存在していると仮定した場合の水濃度である水等価水素量（water equivalent hydrogen, WEH）が中性子分光では用いられる．

天体内で生成する中性子量は，天体表層を構成する元素組成の影響を受ける．アポロ回収レゴリス試料の組成を模した土壌に，GCRを打ち込んだ場合の月面内での中性子束の深さ依存性をシミュレーションにより計算した結果を図3に示す[11]．シミュレーションでは，静かの海（玄武岩質）から回収された鉄（Fe）やチタン（Ti）に富むアポロ11号試料（15.3 wt% FeO, 7.8 wt% TiO_2），高地（長石質）から回収されたFeやTiの含有量が低いアポロ16号試料（5.1 wt% FeO, 0.54 wt% TiO_2）を用いた[11]．アポロ11号試料は16号試料と比較して重い元素（Fe, Ti）を多く含み，土壌の平均原子質量数が大きいため（22.9 vs. 21.7），発生する高速中性子の量が多い．一方で，FeやTiは熱中性子捕獲反応の確率が，他の月の主要元素に比べて1桁以上高い．そのためアポロ11号土壌内で熱中性子がよく捕獲され，熱中性子束は少なくなる．図3の横軸に着目すると，ある深さにおける中性子束が読み取れる．全中性子束（Total）は深さ100 g cm^{-2}程度で最大となる．これは土壌の密度を2 g cm^{-3}と仮定した場合に，表面から深さ50 cm程度に最大値をとることを意味している．この図をみてわかるように，中性子束はある深さをピークとし，深くなるにつれて減衰していく．土壌内の全中性子束の内，土壌の密度にもよるが深さ1 mから2 m程度までのものがその多くを占める．図3はある深さでの中性子束を示したものである．したがって，これら中性子の中にはその後，土壌内の原子核と衝突し，運動エネルギーを失うもの，最終的には中性子捕獲により土壌内で消失するものも含まれる．そのため，実際に表層から漏れ出す中性子の起源深度は中性子のエネルギーにもよるが，より浅いものとなる（数10 cmから1 m程度）．漏れ出す中性子の強度は，中性子が土壌内で生成し月面から漏れ出すまでの間に，通過する土壌組成の影響も受ける．土壌組成が深さ方向にも均質であった場合，アポロ11号サイトとアポロ16号サイトでの漏れ出す中性子強度は，高速中性子では約20 %程度，熱中性子では約3倍異なる[11]．

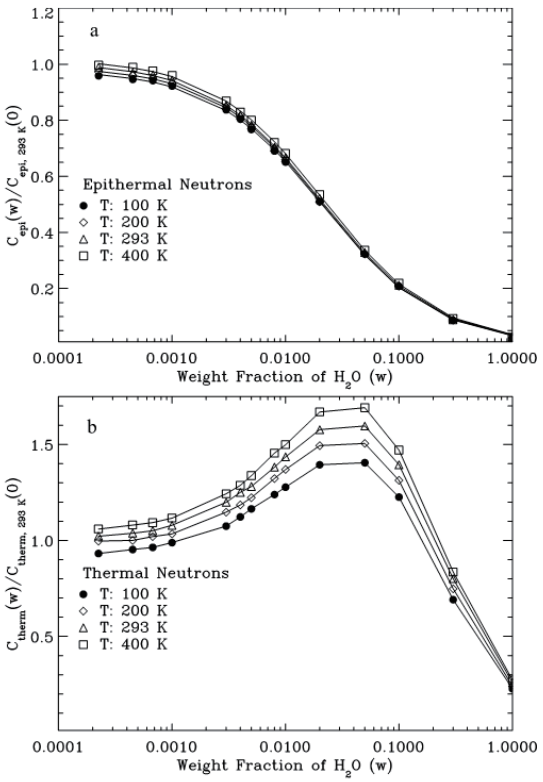


図4：水（重量分率）を土壌に添加した場合に，土壌表面から漏れ出す（a）熱外中性子と（b）熱中性子の計数比（温度293 Kの無水土壌表面から漏れ出す中性子計数率（Counts（0））で規格化）．シンボルの違いは仮定した月面土壌の温度の違いを表す（文献[12]の図12をそのまま引用）．

図4は，水素を含まない月面土壌組成（無水土壌）に

対して，水素を段階的に添加していき，表面から漏れ出す中性子の計数率をシミュレーション計算した結果である[12]．シンボルの違いは，月面土壌の温度の違いを表している．縦軸は，無水土壌（温度293 Kの場合）の表面から漏れ出す中性子計数率（Counts（0））で規格化してある．横軸は，土壌中の水濃度（WEH）を重量分率で表している．土壌の組成は，アポロ計画で回収された月斜長岩の元素組成を用いた．添加する水の量によって，第一に熱外中性子，次に熱中性子の計数率が大きく変化する（図4）．特に熱外中性子の計数率は，水素を添加していくことで大きく単調減少する．これは図2にも示す通り，中性子の運動エネルギーの減衰に水素の存在が大きく依存するためである．一方で，熱中性子はある水の添加量までは増加するが，その後減少する．これは水素原子核が土壌内に増えることで，図3の熱中性子の深さ分布が複雑に変化するためと考えられる．一方，高速中性子はこれら二つの中性子と比較すると変化量は少ない．中性子（特に熱中性子）は月面土壌の温度によっても，計数率が変化しうるので，計測の際にはこの点についても留意して観測データを精査する必要がある．中性子分光による水観測では，シミュレーションで仮定した無水土壌の中性子量（特に熱外中性子）と観測値との間の差が，土壌に含まれる水素量に対応づけられる．

月面から漏れ出す中性子束は，1）月面組成（Fe, Ti量など），2）水素含有量，に大きく依存する．前者は特に熱中性子と高速中性子，後者は熱外中性子と熱中性子に大きく影響を与えるため，中性子分光の水探査では3つの中性子（高速・熱外・熱）を同時に計測することが重要である．さらに，中性子分光による水探査では，観測された中性子の変化量と水素存在量を対応づけるためのシミュレーション計算が必須である．しかし，実際の観測土壌の組成に深さ方向・平面方向に想定していない不均質性があった場合や，水の存在形状（一様や層状など）に違いがあった場合，これらは不確定性要素となる．この課題点に関する解決策は，4章にて議論する．

3. 中性子分光法による過去研究のレビュー

本章では，過去の月探査機に搭載された中性子分光計による水の観測結果についてレビューを行う．月探査において中性子による水観測が行われたのは，1998年に打ち上げられたルナ・プロスペクター（LP）と，2009年に打ち上げられたルナ・リコネサンス・オービター（LRO）に搭載された中性子分光計の二例である．

3.1 LP中性子分光の研究成果

LPは1998年1月に米国により打ち上げられた探査機で月極軌道を周回し，月の化学組成や内部構造を調査した[13]．化学組成探査としてガンマ線分光計と中性子分光計が搭載され，月全球の元素組成が取得された初めての大規模探査であり，その科学目的の一つが極域の水氷探査であった．LP以前に打ち上げられた米国の探査機クレメンタインのレーダー観測により，極域に水氷の存在を示唆する観測結果が得られた[14]．LPではこの成果を踏まえ，さらなる強固な水氷存在の証拠を得るために，中性子分光計[2]を搭載し極域の詳細な観測を行った．中性子分光計の空間分解能は，低高度観測時（高度30 km）で44–46 kmである[15]．

初期成果は1998年のFeldman et al.[16]により報告された．この論文では両極域における熱外中性子と高速中性子の計数率結果を示し，熱外中性子のフラックスが低緯度領域の平均値と比較して，北極域で4.6 %，南極域で3.0 %減少することを報告した．一方で両極域での高速中性子の優位な変動は観測されなかった．両極域にて熱外中性子の計数率が，低緯度領域と比較して優位に減少していること，熱外中性子の計数率が少ない領域が永久影周辺に該当することは，極域に濃集した水氷によるものと推測し，これはクレメンタインのレーダー観測による結果と整合的な結果であることを報告した．

その後，Lawrence et al.[12]では水を添加した月面土壌を模した中性子発生シミュレーションの計算結果とLPの観測結果とを比較することで，両極域に濃集する水素の濃度分布図を報告した（図5）．両極域では平均100-150 ppm程度の水素の濃集が観測された．これらの濃集域では，厚さが5～15 cmほどの乾燥したレゴリス層の下に平均的に分布していると仮定した場合のシミュレーション結果と，観測値がよい一致を示した．このような濃集形態を解釈可能な水の起源として，水が一回の彗星衝突イベントにより月面に供給されたとすると，現在の深さのレゴリス層が積もるまで

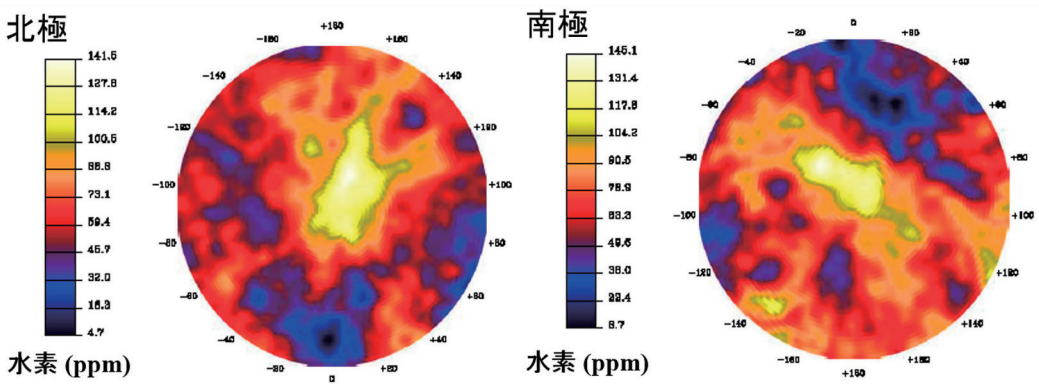


図5：LPに搭載された中性子分光計により検出された北極（左図）と南極（右図）での水素濃度マップ（文献[12]の図15を改変）．北緯70°以上，南緯70°以上をそれぞれ図示している，それぞれの図の中心が，北極と南極に対応する．

には，1000万年ほどのガーデニング期間が必要となると見積もられた[12].

LPの中性子分光計は極域の観測結果だけでなく，極域を含む月高地領域（白く明るい領域）の全域に分布する水素についてもその濃度分布が明らかにされている[17]．月高地領域における水素濃度は最大で120～150 ppmで，その最大値の大半は極域に分布している．水素濃度が低い領域は，比較的若い衝突クレータの周辺領域に一致していることもわかった．高地領域における水素分布の結果から，低緯度・中緯度の水素は太陽風からの水素のインプランテーションによるものであり，若い衝突クレータ領域では衝突による熱で水素の蓄積がリセットされた可能性が高いと推測されている[17].

3.2　LRO中性子分光の研究成果

ルナ・リコネサンス・オービター（LRO）[18]は2009年6月米国により打ち上げられた周回探査機であり，この探査機にはロシアの研究チームが開発した中性子分光計（LEND）[3]が搭載された．LROとLPにおける観測データの大きな違いの一つが，それぞれで得られた中性子分布情報の空間分解能の違いである．LROに搭載された中性子分光計には月面からの中性子が入射する窓周辺にコリメーターが設置されている．これにより中性子が検出器へ入射する領域を制限することで，衛星の真下から到達する中性子の割合が上昇し，検出器の空間解像度が向上する．その結果，高度50 kmでの空間分解能は約10 km程度である[19].

初期成果論文であるMitrofanov et al. [19]では，南極域の熱外中性子の計測結果から，極域の複数点において，優位に熱外中性子の計数率が減少する場所があり，その場所は必ずしも永久影と一致しているわけではないことを発見した．さらに，カベウスクレータ周辺の中性子計測結果を基にして，LCROSSの落下地点が決められた．LCROSS計画ではカベウスクレータに衝突体を落下させ，巻上った表層土壌を近赤外分光することで，水含有量の計測を行った．その結果，レゴリスには5.6 ± 2.9 wt%の水が含まれていたと発表した[20]．カベウスクレータに見られる非常に強い熱外中性子の減少は水素の濃集と見られ，その減衰量から見積られた計算結果は，0.5～4.0 wt% WEHの水を含む層が乾燥したレゴリス層の下に分布していることを示唆した．この濃度値の幅は，水濃度導出時のシミュレーション計算において，水を含むレゴリス層の上面に幾何学的に配置した水を含まない乾燥した土壌（ただし水素含有量は100 ppm）の厚さが変化することに対応している．乾燥土壌の厚さが40，50，60 cmと変化した場合，下にある水を含む層の水素含有量は600，1200，4500 ppmと変化する．水素4500 ppmがすべて水として存在していた場合，約4 wt% WEHの水が乾燥土壌の下に存在していることになり，この数値はLCROSSの報告値（5.6 ± 2.9 wt%）ともよい一致を示すことが論文では述べられている．

後のMitrofanov et al. [21]では，両極域全域における熱外中性子の観測結果（熱外中性子の強度分布図）を示した（図6）．その分布図では，熱外中性子の強い減

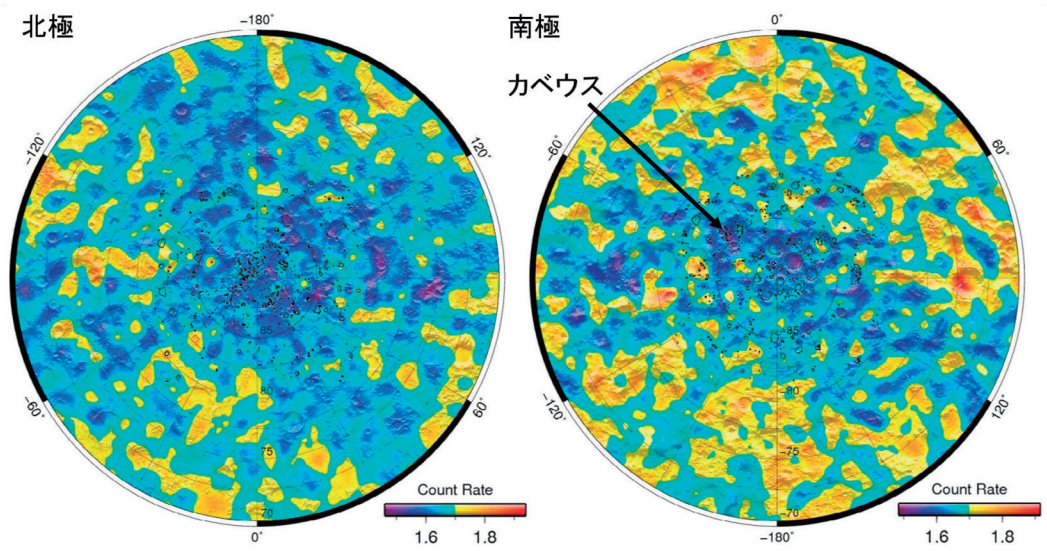


図6：LROに搭載された中性子分光計（LEND）により，両極域で観測された熱外中性子計数率の分布図（文献[21]の図1を改変）．図中の黒い線は永久影領域を囲んでいる．

衰が見られる地点が複数あり，“日照域に含まれる場所”，“永久影に含まれる場所”の両方が存在する．LPの観測結果では，水素濃集と永久影に強い相関関係があると指摘されていたが，より空間分解能の高いLROの観測結果では，その相関関係が必ずしも当てはまらないという結果となった．その後，Sanin et al. [22]ではシミュレーション結果をもとに，観測された熱外中性子の計数率を表層レゴリスの上面1 mまでに含まれる平均水濃度に変換した結果を両極域の水濃度分布を報告している．多い地点では400～600 ppm程度の水素濃集が見られ，これがすべて水として月面に存在していた場合，その濃度は0.5 wt% WEHに達する．

4. 課題抽出と将来探査への展望

3章では月周回機LPとLROに搭載された中性子分光計の観測結果の水に関する主たる成果について紹介した．本章ではこれら観測結果を基に，中性子分光から導かれた水素の観測データの課題点を抽出し，将来探査への展望について議論する．月の水を科学・資源両面の視点から将来の探査項目として位置付けるのであれば，月面に分布する水に関して，“どこに”“なにが”“どれだけ”あるのかを詳細に調べ，その濃集原理を理解することが必要であり，かつ水の総量の正確な見積もりが求められる．“どこに”とは水の水平方向，垂直方向の分布，“なにが”は水の化学種，“どれだけ”は水の存在量（化学種毎に定量）を意味している．

従来の周回機による観測データ（中性子分光と近赤外分光による）を基に，報告された水の化学種や深さ分布，存在量については，必ずしも整合性が取れている訳ではない[23]．水の起源と輸送・濃集過程を理解する上で，それぞれの観測対象が水素，構造水，分子水，吸着水，水氷いずれに分類されるのか，非常に重要な問題である．また，観測による濃度の報告値についても，その取扱いには注意が必要である．これは表面で観測された濃度がどの深さまでを反映したものなのか，それぞれの観測手法によって情報の起源深度が異なるからである．たとえば，中性子分光計は表面からおおよそ数10 cmから1 m程度内に含まれる水素量を取得できるが，検出した水素が，いずれの化学種の状態で月面に存在しているのかを判別することはできない．一方で，近赤外分光はある特定の波長を観測することで，水の化学種を同定することができるが，観測できるのは極表層の情報であるため（数mm程度まで），中性子のもつ深さ方向の情報とは大きく異なる．例えば極表層にのみ付着した霜のようなものを観測している場合，観測可能深度が浅い方法では，レゴリス中の水の濃度を過剰評価してしまう可能性が存在する．

中性子分光は水探査項目の内，“どこに”というキーワードに強く貢献できる手法である．LP観測からLRO観測の間で，観測データの空間分解能が向上したことにより(44 km→10 km)，観測された水素濃度の最大値が大幅に増加している(150 ppm→600 ppm)．これは極域に濃集する水素の分布が局所的なものであることを示唆している．したがって，このような水素濃集の局所性を考えると，極ではよりローカルなスケールに高濃度の水素が濃集している可能性も期待できる．しかし，軌道上からの既存の中性子観測データは，月面の広い領域から漏洩する中性子を観測したものである．したがって，中性子の観測データは反射スペクトルの観測データ(空間分解能　数10 m–数100 m)と比較して，空間分解能が大きく劣る(中性子分光では10〜50 km程度)．資源探査の観点から要求される10 mスケール[1]の空間分解能での水探索は，周回機に搭載した中性子分光観測では非常に困難である．このギャップを埋めることが将来探査における課題である．

また，2章でも述べたように，無水土壌の仮定や土壌組成の不均質性は水素定量の不確定性につながる大きな要因である．しかし，これまでに実際に月面土壌を掘削し，掘削試料中の水素量と掘削場所での中性子強度の比較を行い，仮定の是非を検証した例はない．月面での水の分布形状(一様，もしくは層状など)は，未だ不確定性が大きい．このような不確定性を極力低減することで，高精度な水の分布情報を得ることが，水資源探査に求められる．精度の高い観測を行うためには，基準点となる無水土壌の高精度観測とシミュレーションモデルとの対応づけが必要である．

そこで，既存の中性子データより高空間分解能な水平分布の把握と，高精度な定量値取得の手段として，探査車を用いた観測の必要性を提案する．火星では，すでにCuriosity搭載の中性子分光計[7]が移動しながら中性子を観測し，走路上での水素の定量に成功している[24]．探査車に中性子分光計を搭載し，移動しながら中性子を測定することで，水平方向に非常に高い空間分解能で中性子観測を行うことができる．得られるデータは数メートル四方程度の空間分解能をもつ中性子強度の平面情報であり，探査車は走行しながらリアルタイムで中性子を観測することで，“どこに”強い水素の濃集があるかをみつけだすことができる．まずは，日照域にて水素濃集の可能性が非常に低い場所で中性子観測を行う，この観測結果が無水土壌の基準点となる．この時，土壌に多少の水素が含まれていても，その絶対量が把握できればよい．したがって，同時にボーリングを行い，サンプルを採取して赤外分光や質量分析等により詳細に水の化学種とその存在量を調べ，水の絶対量と層序分布を得る．その後は探査車を走らせ，基準点と比較して強い水素濃集を示す中性子変動が見られる場所で探査車の走行を止めて，さらに赤外分光や質量分析による長時間の観測を行う．中性子分光計は探査車に搭載することで，水素が極域のどこに濃集しているか，数m四方の空間分解能で探索を行い，詳細分析を行う最適地を決定することができる．この点において，中性子分光は極域における水探査に大きく貢献することができるだろう．

5. まとめ

中性子分光では，大気のないもしくは非常に薄い天体の表層から漏れ出る中性子を計測する．中性子分光は，探査による実測と天体表層を模擬したシミュレーション計算の両面からのアプローチにより，土壌に含まれる水素濃度を知ることができる非常に有力な手段である．今までに月周回機に搭載された中性子分光計による水の観測例は，ルナ・プロスペクターとルナ・リコネサンス・オービターの二例がある．どちらの観測でも両極域において水素濃集を確認している．しかし，それぞれの観測で報告された最大濃度値は異なっており，これは空間分解能の違いによる水素濃集の局所性に起因している可能性が考えられる．しかし，衛星軌道上からの中性子分光観測では，これ以上の空間分解能の改善は困難である．さらに，実際に掘削試料中の水素量と掘削場所での中性子強度の比較を行い，シミュレーションにおける無水土壌の仮定の是非を検証した例はない．これらは既存のリモートセンシングによる中性子データがもつ不確定性である．また，中性子分光の対象は水素であることから，この水素が化学的にどのような結合状態で存在しているかを判別できない．これら課題解決を含めた将来の水資源探査に向けて，探査車に中性子分光計を搭載した高空間分解能平面探査を提案する．中性子分光計を搭載することで，水素が極域のどこに濃集しているか，数m四方の高空間分解能探索を実現できる．これにより，水素濃

集が見られる地点を掘削し，掘削試料中の水の化学種特定とその絶対量把握を行う．中性子分光は，詳細分析を行う最適地を探索できる点で水探査への貢献は非常に大きいといえる．

謝 辞

聖マリアンナ医科大学の晴山慎博士には，本原稿への懇切丁寧な査読を頂きました，厚く御礼申し上げます．本特集号のゲストエディターであるJAXA/ISASの大竹真紀子博士には，原稿の編集作業，並びに原稿への助言をいただき，感謝申し上げます．本稿作成の一部では，日本学術振興会の特別研究員奨励費(18J01786)の助成を受けている．

参考文献

[1] 大竹真紀子ほか, 2019, 遊星人 28, 53.
[2] Feldman, W. C. et al., 1999, Nuclear Inst. Methods Phys. Res. A 422, 562.
[3] Mitrofanov, I. G. et al., 2010, Space Sci. Rev. 150, 183.
[4] Goldsten, J. O. et al., 2007, Space Sci. Rev. 131, 339.
[5] Mitrofanov, I. G. et al., 2010, Planet. Space Sci. 58, 116.
[6] Boynton, W. V. et al., 2004, Space Sci. Rev. 110, 37.
[7] Mitrofanov, I. G. et al., 2012, Space Sci. Rev. 170, 559.
[8] Prettyman, T. H. et al., 2011, Space Sci. Rev. 163, 371.
[9] 唐牛譲ほか, 2008, 遊星人 17, 161.
[10] Hareyama, M. et al., 2016, Nuclear Inst. Methods Phys. Res. A 828, 145.
[11] Yamashita, N. et al., 2008, Earth Planets Space 60, 313.
[12] Lawrence, D. J. et al., 2006, J. Geophys. Res. 111, E08001.
[13] Binder, A. D. et al., 1998, Science 281, 1475.
[14] Nozette, S. et al., 1996, Science 274, 1495.
[15] Maurice, S. et al., 2004, J. Geophys. Res. 109, E07S04.
[16] Feldman, W. C. et al., 1998, Science 281, 1496.
[17] Lawrence, D. J. et al., 2015, Icarus 255, 127.
[18] Vondrak, R. et al., 2010, Space Sci. Rev. 150, 7.
[19] Mitrofanov, I. G. et al., 2010, Science 330, 483.
[20] Colaprete, A. et al., 2010, Science 330, 463.
[21] Mitrofanov, I. G. et al., 2012, J. Geophys. Res. 117, E00H27.
[22] Sanin, A. B. et al., 2017, Icarus 283, 20.
[23] 仲内悠祐，2019，遊星人 28, 45.
[24] Tate, C. G. et al., 2018, Icarus 299, 513.

←目次へ

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

近赤外分光観測から得られた月の水の証拠

仲内 悠祐[1]

2018年12月21日受領，査読を経て2019年1月23日受理.

（**要旨**）近年の月探査やApolloサンプル・月隕石の分析から，月面に水が存在することが強く示唆された．この発見は惑星科学の分野にとどまらず，月での有人活動などを目指す工学の分野からも注目を集めている．中性子分光計の観測では，以前から月における水素原子の濃集が議論されていた．一方，水の存在を議論できる近赤外分光計による観測結果は無く，中性子分光計で観測された水素原子が，水素原子として存在しているのか，水として存在しているのかなどについてわかっていなかった．本項では，近年の月の水の発見について，近赤外分光計観測の原理を説明し，観測結果をレビューする．

1. 背 景

長年，月には水が存在せずドライな環境であると考えられて来た．しかし，近年の月探査データや過去の探査データの再解析により，月面における水の存在が現実味を帯びて来た．インドの月探査機Chandrayaan-1（2008年打ち上げ）に搭載されたThe Moon Mineralogy Mapper（M^3）の観測により，月表面反射スペクトルの3 μm付近に吸収が観測された[1]．観測データにおける3 μm付近の吸収の存在は構造水や分子水の存在を示唆している．この報告を受け，Deep ImpactやCassiniの月面観測データの再解析が行われた[2, 3]．これらの再解析においても，月表層において構造水や分子水の存在を示す3 μm付近の顕著な吸収が報告されている．また，LCROSSでは月南極域のCabeusクレーターにインパクターを衝突させそのエジェクタの太陽光反射スペクトルを観測した．観測データからは，大量の水氷が月極域の永久影に存在しているとする観測結果が得られた[4]．

発見された構造水や分子水の起源として考えられる要因は大きく4つある．①水に富む小惑星や ②彗星の衝突による分子水や含水鉱物の供給，③太陽風水素イオンと月面主要鉱物の相互作用による構造水や分子水の生成，④火成活動等により噴出した月内因性の構造水や分子水である．本稿では，水の存在やその状態（鉱物中の構造水，霜，氷塊など）が直接推定可能な赤外反射スペクトルの観測に注目し，赤外反射スペクトルの観測原理を説明した上で，観測結果が支持する水の生成要因について近年の研究成果を紹介する．ただし，上記①と②についてはリモートセンシングデータでは正確に分離できないため，まとめて説明する．

1. 宇宙航空研究開発機構
nakauchi@planeta.sci.isas.jaxa.jp

2. 赤外反射スペクトルの観測

赤外分光法では，試料を透過または反射した光を分光し各波長における強度を計測することで，測定試料やその構成物質の構造解析や定量を行うことが可能である．分光測定試料中の電子や分子は，それらの状態により固有のエネルギー状態をとる．特に，赤外波長領域の光のエネルギーは分子の振動や回転等の状態を変化させるのに必要なエネルギーと同等であるため，内包する分子種により特定の波長の光を吸収する．反射スペクトルを測定しスペクトルに見られる吸収の中心波長や形状などを調べることで，試料中に含まれる

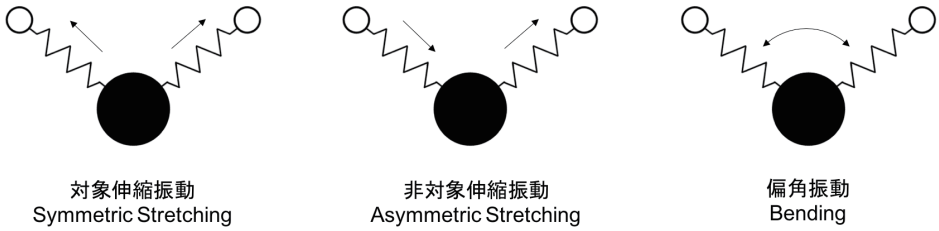


図1：水の振動パターン例．振動パターンに対応したエネルギーが吸収される．水の場合，水素結合の有無によっても吸収するエネルギーは異なる．

表1：赤外線領域における水に関連する主な吸収波長[33].

吸収を示す波長	対応する構造
2.2μm	OHの伸縮振動，Si-OHの偏角振動
2.3μm	metal-OHやOHの伸縮振動
2.5μm	H_2Oの対象伸縮振動および偏角振動
2.72μm	OHの伸縮振動
2.77μm	H_2OとOH基が水素結合を持った場合(-OH…^{H}OH)の伸縮振動
2.85μm	SiOHとOH基が水素結合を持った場合(-OH…^{H}OSi)の伸縮振動
2.91μm ~ 2.95μm	H_2Oの対象・非対称伸縮振動
~ 3.1μm	H_2Oの偏角振動

物質を特定することが可能である．

本稿のメイントピックとなる水には，構造水や層間水，霜などといった様々な状態が存在する．反射スペクトルでは，このような状態に対応した吸収が見られる．例えば霜の反射スペクトルは，近赤外領域（例えば，～1.3 μm，～1.5 um，～2 μm）に特徴的な吸収形状を示し，鉱物などに含まれる構造水や層間水であれば，少し異なった位置（例えば，～1.4 μm，～1.9 μm，～2.3 μm）に吸収が現れる[5, 6]．これらの反射スペクトルに現れる吸収は，構造水や分子水の伸縮振動や変角振動などに起因し（図1），それぞれの吸収の中心波長により状態の推定が可能である（表1）．

惑星探査において，赤外分光法は鉱物や物質の同定・定量に有用な手段の一つである．例えば探査機による月の赤外反射光観測の場合，月表層のレゴリス層で拡散反射された太陽光反射光を観測できる．この反射光を分光することで赤外スペクトルが得られる．この時，観測対象の空隙率などにも依存するが，本手法による観測深さは概ね数ミリメートルの深さである[7]．惑星表面は様々な鉱物・物質が含まれており，反射スペクトルデータの形状から構成物質を一意に決定するのは困難である．そこで惑星探査データの解釈では，実験室で取得した隕石や地球鉱物の反射スペクトルデータと比較することで構成鉱物の推定が可能となる．

近年，月の赤外反射スペクトルに基づき推定された月の水の存在量が報告されている[e.g. 1]．しかし上記でも説明したように，赤外反射スペクトルが有する深さ情報は高々表層から数ミリメートルである．そのため，赤外反射スペクトルを用いた深さ方向の水分布の様相に関しては議論の余地があることを念頭に置かれたい．

3. 月外来物質由来の水

彗星等の外来物質により，月面へ水や含水鉱物が供給された場合は，反射スペクトルの3 μm 付近に供給物質に由来する吸収が現れると考えられる．その場合に観測される吸収の形状は，衝突天体に含まれる含水鉱物の反射スペクトルの形状に類似したシャープな形となるはずである．しかし，M^3などの月面観測データでは外来物質と考えられるシャープな形状を持つ吸収は見つかっていない．月における流星体の衝突速度

は約11～70 km/sであり，月面への衝突により小さな粒子は完全に蒸発し，層状珪酸塩などに含まれる構造水や分子水は結合を保持できないと考えられている[8].

一方で，彗星などの外来物質により揮発性物質が供給された可能性がLunar Crater Observation and Sensing Satellite（LCROSS）の実験により示された．LCROSSは月南極の永久影（Cabeusクレーター）にインパクターを打ち込み，その噴出物の太陽光散乱スペクトルを測定した[4]．近赤外分光計の視野内で捉えたとされる水と水氷の最大総量は155 ± 12 kgであり，掘削量などから推定すると5.6 ± 2.9 wt%の水氷が存在したことが示唆された．この近赤外波長領域での観測では，水以外の揮発性物質（CH_4，H_2S，NH_3，SO_2，COなど）も検出された．彼らは水やその他の揮発性成分の反射スペクトルを線形混合モデルで合成し，観測されたエジェクタの反射スペクトルを再現することで，成分の混合比を求め，さらにエジェクタ放出量の推定値を用いることで存在量を推定している．これらの物質は月外来物質による供給が考えられるが，推定された水以外の揮発性物質の存在量は彗星などの衝突によりもたらされるとされる量よりも大きく，起源を特定できるだけの情報は揃っていない．近年，月全球で水の存在が確認され，それらは月面の低緯度から高緯度にかけて存在量が増える傾向にあることが示されている（詳細についてはsection 4や[1]などを参照されたい）．この分布を生む要因として，太陽風により月全球で形成された水が低温領域へ移動する可能性などが議論されている（詳細については[9]などを参照されたい）．このような状況において，リモートセンシングデータが示す水が月外来物質により供給されたことを一意に示すことは非常に難しいのが現状である．一方，月試料の分析からは，外因性の水が月に存在したことを示す結果が得られている[11]．物質分析から得られる知見については[12]を参考にされたい．

4. 太陽風由来の水

4.1 探査機による観測

Pieters氏らはM^3で得られた月面反射スペクトルに見られた3 μm付近の吸収に注目した．M^3の空間解像度は高度100 kmにおいて140 m/pixelであり，観測波長は0.406 μm～2.991 μmである．報告された月全球に見られる構造水や分子水の主な生成要因は，太陽風水素イオンと月主要鉱物の相互作用による構造水や分子水の生成であると考えられている[e.g. 1]．月表面における3 μm付近の吸収の分布は，月極域付近の低温領域だけでなく，比較的高温になる中低緯度領域でも観測され，月面全体に分布している．一方，Lunar Prospector搭載中性子分光計（LPNS）で観測からは，水素は月極域に濃集していることが示唆されており[10]，近赤外分光計で観測された構造水や分子水の分布と一致しない．とりわけ，M^3による観測では，3 μm付近の吸収強度が強かったGoldschmidtクレーター（73.0°N，3.8°W）は，LPNSの観測結果では水素濃度が低いことが示されている[1]．この差異は，観測手法による観測深度の違いにより説明される．可視・近赤外分光法による観測深度はレゴリス表層の数mm程度である．一方，中性子分光法による観測では深さ1 m程度の情報を収集している（詳細は[13]を参照されたい）．この違いから，M^3などにより月全球で観測された構造水や分子水はレゴリスの極表層のみに存在していることが示唆される．

月面における3 μm付近の吸収はSunshine氏らによっても示された．彼女らはEPOXI（Deep Impactの延長ミッション）に搭載されたHigh-Resolution Instrument-infrared spectrometer（HRI-IR）の2007–2009年の観測データを解析した．HRI-IRの空間解像度は約 80–90 km/pixelであり，観測波長は1.05 μm～4.5 μmである．観測結果では月面低緯度帯における3 μm付近の吸収は，朝から昼にかけて吸収強度が減少し，昼から夕方にかけて吸収強度が増加する傾向が報告されている[2]．吸収強度の増減量は，最も吸収の強い時に対して40 %程度である．この結果は，月面における構造水や分子水の損失および供給が月の半日という短いサイクルで起こっていることを意味し，太陽風水素イオンと月面鉱物の相互作用による構造水や分子水の供給を支持している．生成された構造水や分子水の結合は弱いことが予想され，日中の月面温度上昇に伴い遊離した後に月面を移動し最終的には永久陰などの低温領域に捕獲されると考えられている[14, 15].

また，月面に存在しする磁気異常領域（Swarl）の観測でも，太陽風水素イオンと月面鉱物の相互作用によ

る構造水の生成を支持している[16]. Swarlの内側では，自身の磁場により太陽風イオンが入り込みにくいと考えられており，太陽風水素イオンにより構造水や分子水が形成される場合，Swarl内部では生成量は少ないことが予想される．Kramer氏らは，M^3の観測データを用いてSwarl 内外の2.82 μmの吸収強度を比較し，Swarl内外で吸収強度が異なることを示した．さらに2.82 μmの吸収強度の大小はSwarlの形状とよく一致することがわかり，本結果も太陽風水素イオンによる構造水の生成を支持した結果となった．ただし，Kramer氏らの結果では，反射スペクトルの3 μm付近の吸収は2.82 μmを中心としたシャープな形状を示すことから，分子水は観測されていないと考えられている．

4.2 太陽風模擬イオン照射実験

1 AUにおける太陽風水素イオンは約1.1 keVのエネルギーを持つものが支配的である．この程度のエネルギーを持つ太陽風水素イオンが月面に照射されると，鉱物中の5–10 nm程度の深さに貫入し停止する．打ち込まれた水素イオンが月面鉱物に含まれる酸素（約45 wt%）と結合することで，構造水や分子水を形成すると考えられている[8, 17]．このコンセプトは太陽風が直接計測された頃，Zeller氏らによって提案されたものである[18].

Pieters氏らの報告を受け，太陽風水素イオンと鉱物の相互作用による構造水や分子水生成の再現実験が行われた．Ichimura氏らは，太陽風水素イオンのエネルギーを模擬した水素・重水素イオンビームをApolloサンプル（A16 : 62241, A17 : 70051）に照射し，その反射スペクトルの変化を観察した[19]．水素・重水素イオンを照射前後のApolloサンプルの反射スペクトルを比較すると，水素イオン照射後には3 μm付近（重水素イオン照射後には4 μm付近）の吸収強度が増加していることが確認された．この実験で重要な点は，照射実験に重水素イオン（D^+）を用いたことである．重水素は大気にはほとんど存在しないため，重水素の照射により形成された吸収（4 μm付近）は吸着水（H_2O）由来の吸収（3 μm付近）と切り分けることが可能である．重水素イオンの照射による4 μm付近の吸収強度の増加は大気中の吸着水の影響ではないことが明らかであり，照射によりOD基やD_2O（H^+照射の場合はOH基やH_2O）が生成されたることが裏付けられた．Olivineに対する水素イオン照射実験はいくつか実施されており，概ね同等の反射スペクトルの変化が得られている（図2）.

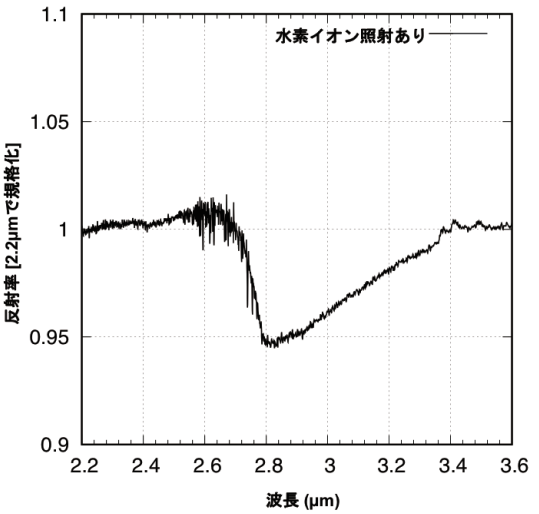


図2：Olivineへ対する水素イオン照射実験前後の反射スペクトルの比較[21]．ペレット状にしたOlivine粉末試料について，水素イオン未照射の反射スペクトル vs 水素イオン照射後の反射スペクトルを示している．照射後の反射スペクトルでは，2.8 μmを吸収中心とした3 μm付近の吸収の増加が観察されている．

Schaible氏らは，Olivine薄片試料に対する水素イオン（5 keV）を照射し，FTIRを用いて透過スペクトルを測定した[20]．この実験では，イオン照射から透過スペクトルの測定まで一貫して大気に晒されることなく実験が行われ，吸着水の影響を排除したデータが得られた．照射による透過スペクトルの吸収形状の変化から，構造水の生成が確認されたが分子水生成の直接的証拠は得られなかった．彼らは水素イオン照射量を変化させ，各照射量に応じた3 μmの吸収の強度変化を定量化し，各照射量に対する構造水の生成量を算出した．水素イオンの照射により生成された構造水は最大で4.0×10^{16} OH/cm^2であり，太陽風照射年代換算で約 10^2年で飽和すると見積もられた．照射された水素イオンのトラップ効率は照射初期では約90 %であるが，その効率は照射量増加とともに指数関数的に減少している．この結果は，太陽風照射により非常に短い期間で構造水が生成されることを意味する．太陽風を模擬したイオン照射実験は，概ねM^3などの観測結

果を支持している．

5. 月内因性由来の水

月における水の存在は，Apolloサンプルなどの分析からも報告されている[22]．サンプル中の水のD/H比の分析から，それらはGiant Impact後に時間をあまり置かずに取り込まれたものであると考えられている[23]．このように取り込まれた水は，マグマオーシャンにおけるマグマ残留部分（KREEP）に含水鉱物を保持しなければならない．しかし月面表層におけるKREEPの分布領域は少なく，水に関する吸収が月全球で観測された事実を説明できないため，[1]や[2]などで報告された構造水や分子水は内因性由来とは考え難く，太陽風水素イオンと鉱物の相互作用で生成されたものであると考えられている[8]．

一方で高解像度のM^3データを利用し，局所的領域で内因性の水の存在を示唆する観測結果が得られている．月赤道域のBullialdusクレーターの中央丘のピークとリムにおいて，水を発見したとする報告がなされた[24]．Klima氏らは，観測された2.8 μmを中心とする吸収は月内部で形成された構造水などを持つ火山性鉱物に由来すると主張している．月低緯度の比較的高温となる領域において構造水や分子水が太陽風起源で形成された場合，温度変化とともに吸収強度が減少することが示唆されている[2]．また，月が地球磁気圏に入っている時期には太陽風フラックスは減少するため構造水や分子水の生成量が減少すると考えられる．彼らの観測結果では温度変化と吸収強度の相関がなく，さらに地球磁気圏に入った際に水素イオンのフラックスに依存した吸収強度の減少が見られていないとし，観測された水の起源は月内因性由来であると結論づけている．しかし，彼らの示す中央丘の反射スペクトルは[2]で示されているような吸収強度の変化が見受けられ，吸収強度の温度変化や太陽風フラックスによる変化がないとは言い切ることはできないと考える．

Milliken氏らは，緯度±35°以内の火砕流堆積物の領域では他の領域に比べ水が濃集していることを示した[25]．彼らはM^3で取得した月面反射スペクトルから2.85 μmで　のeffective single particle absorption thick-ness（ESPAT）を算出した．ESPATは光路中で光が吸収される割合を意味し，水の存在量の指標となる．ESPATと分子水量（wt%）の線形関係[26]から観測領域の含水量を推定した．結果から，比較的広範囲に100 ppm未満の水が存在し，一部周囲よりも300–400 ppm程度高い水の濃集領域が存在することがわかった．広範囲に広がる水は，その領域の広さ，緯度依存性，試料分析の結果[27]から太陽風起源と推定された水の量（70 ppm程度）などとの整合性に基づき，太陽風起源であると考えられている．濃集領域のパターンは，クレーターやその噴出物などの地形とは相関が見られないが，火山ガラスのような反射率が特に低い物質（Dark Mantle Deposit : DMD）などを含む火砕流堆積物の領域であるため，月内部から噴出したものであると主張している．全ての火砕流堆積物の領域で水の濃集が見られているわけではないが，観測された範囲ではLow-Ti領域とHigh-Ti 領域の含水量を比較すると後者が高い含水量を示す．この結果は，High-Tiの月火山性ガラスのcooling rateが早い（脱ガスが少ない）という研究結果とも一致する[28, 29]．Milliken氏らの観測結果とモデルの計算と組み合わせると噴出前のマグマは260–795 ppmの水を含むことになり，月火山性ガラスの分析で得られた値（485–1,114 ppm）と近い値を示す．ただし本議論において(a)ESPATと分子水量（wt%）の線形関係は粒径に依存する，(b)観測期間により月面輝度が異なりESPATの絶対値が一致しない，この2点に注意すべきである．(a)について，ESPATから求められる含水量は，同じESPATの値に対して粒径が小さくなるにつれ高めに出ることがわかっている．彼らは，月面のレゴリスの粒径を60–80 μmで均一であると仮定しているが，DMDなどの火山性噴出物の平均粒径はApolloサンプルから40 μm程度と考えられ，観測結果に見られている含水量の程度の差異は粒径の違いが反映されている可能性がある．彼らは粒径の違いを考慮しても火山性噴出物に見られる水の濃集は存在するとしている．ただし，上記のような粒径の差異が存在する場合，ESPATから求められる含水量には2〜3倍程度の差が出てくるため，粒径の差によっては，彼らの言う観測領域の違いによる水の濃集度に大きな差が出ない可能性あることは留意されたい．(b)について，彼らの結果からは全ての期間において，同一領域の火山性噴出物には水の濃集が見られているが，観測期間の違いにより同一領域でもESPATの値が変動している．異なる観測期間での

ESPATの絶対値(分子水量含有量の絶対値)の差異は,期間により輝度値が異なるためであるとしているが,分子水含有量が低い領域からの相対値として含水量を見たときに,その値が同じであるのか期間により相対値すら異なるのかの説明がなされておらず,含水量の推定値には疑問が残る.

これまで,多数のサンプル分析や理論モデルからは月内因性の水の存在が示唆されてきた(詳しくは[12]を参照されたい).Milliken氏らの結果は,リモートセンシングデータから初めて月内因性と考えられる水を同定したとして非常に重要である.しかし,リモートセンシングデータのみから水の起源を詳細に区別することは難く,先に挙げた(a),(b)の精査によっては,彼らの観測結果の再検討が必要となる可能性があり得ることは留意されたい.

6. 月極域の水の証拠

月や水星は自転軸の傾きが小さいため,極域にできたクレーターなどの地形は永久影を持ち,月の場合は水の昇華温度110 K以下の極低温となる.このような領域は水など揮発性化合物を固体のまま保持できると考えられている.これまでも永久陰に水氷の存在が示唆されてきた.LPNSの観測では,月極域に水素原子が濃集している領域が存在することがわかってきた[10].しかし,比較的高エネルギーの中性子である熱外中性子の観測では,レゴリス層の深さ1 m程度の領域に存在する水素原子を見ているため,分子水や構造水,水素原子などの区別ができていない.また,Lunar Recon-naissance Orbiter(LRO) 搭載Lyman Alpha Mapping Project(LAMP)によるLyman Alpha輝線(UV領域)の観測でも,分子水の存在が示唆されてきた[30].UV領域の観測では,水素原子と水の区別は可能なものの,構造水と分子水の区別できないため,永久陰の領域に水氷が存在すると断定できなかった.LRO搭載レーザー高度計(LOLA)の観測でも,1,064 nmの反射率のパターンが水氷のそれと似ている領域を極域に発見した[e.g. 31].しかし,粒径が細かい場合や宇宙風化の程度が低いレゴリスでも高反射率を示すことがあり,LOLAのデータから水氷であることを断定するのは難しい.これらの理由から,永久陰での水氷の存在を直接観測した例はなかった.

M^3などの近赤外分光計による観測では,太陽光を光源としその反射光を観測している.そのため,永久影内部のように光源のない領域の観測はできなかった.だが,Li氏らは,M^3の観測データの中でも南緯・北緯ともに75°– 90°の領域で,太陽入射角が90°以上の影領域に注目して解析を行った[32].彼らが注目した領域では,月極域では太陽入射角が浅いために永久影が生じるが,周囲の地形で太陽光が反射し永久影を照らす二次光が光源となり得る.彼らは,水氷が霜の状態で存在する場合に反射スペクトルに吸収がみられる波長(1.3 μm, 1.5 μm, 2.0 μm)に注目し解析を行った.解析では,南緯・北緯共に80°以上の領域でのみ,上記水氷の霜の特徴を持つスペクトルが見つかった.さらに反射スペクトル形状から,北極側に比べ南極側の霜の粒径が大きいことが示唆された(霜の粒径による反射スペクトル形状の違いは[5]などを参照されたい).発見された反射スペクトルの形状を,反射スペクトルのmixing modelを用いてレゴリスと水氷の霜の反射スペクトルにより再現すると,30 wt%(または20 vol%)の水氷の霜が存在していると考えられる.ただし赤外反射スペクトルで観測される深さは,数mm程度であることには留意されたい.一方で彼らの解析結果を見ると,上記の観測結果を単純に鵜呑みにはできない.彼らの注目した二次光領域は,光量が非常に少なくデータの質(signal to noise ratio : SN比)は悪い.彼らはこの問題の解決策として,連続する波長での移動平均をとることでデータの質を補い議論を行っている.一般的に近赤外分光計による観測ではこのような手法は用いないが,SNが悪い場合にはやむなく取りうる手段の一つである.SNが悪い場合に彼らが行ったような解析手法を用いると,平均を出す際に用いる波長の数が少ないため,一つの波長で大きなノイズを持っている場合にその影響が顕著に出てしまう懸念がある.彼らのデータにおいても,上記の懸念が吸収形状に影響を与えているように見受けられる.一方で,南極・北極の各領域において反射スペクトルに水氷の霜の吸収があると判断されたデータ(スムージング無し)を用いてそれぞれの平均をとると,平均された反射スペクトルに確かに上記波長に吸収が見られ,これは水氷の霜の存在を示唆する.このような結果から,月極域に水氷が霜の状態として存在する可能性が徐々に明らかとなってきたが,それらがどこに存在するのかといっ

た場所の特定には未だ議論の余地がある．

7. 今後の課題と将来の月探査への期待

月探査機のリモートセンシングデータやApolloサンプルをはじめとする試料分析の結果から，月に水のような揮発性成分が存在する可能性が益々高まってきた．発見されつつある揮発性成分の状態（例えば分子水なのか構造水なのか），存在量，分布については様々な議論があり具体的数値も提案されている．しかし，リモートセンシングデータや試料分析のみでは，それぞれの装置・手法の特性から，揮発性成分の状態，存在量，深さ方向への分布などの議論をすることが難しいのが現状である．

また，近年具体的計画が次々と発表されている月探査には，資源探査の側面も大きい．人間が月に赴いた際に利用可能な資源をいかに定量的に確度高く見積もるかが課題となっている．特に，月に水が多量に存在すれば宇宙飛行士の生活や燃料などへ利用でき，宇宙での活動のハードルが大きく下がることが予想される．このような利用を考えた場合，水の“状態と分布”は極めて重要である．例えば，月で手に入る水が水氷のように少ないエネルギーで人が利用できる状態へ変化させられるものであれば有益であるが，鉱物中の構造水のように大きなエネルギーを要さねば分離できない場合は利用価値が格段に下がる．また，深さ方向への分子水の分布については，未だ誰も保証できていない．

月における水の存在量を決定することは，理学・工学にとって共に重要な課題である．しかし，日照領域において観測されている水は構造水が主であると考えられており[e.g. 1]，利用しやすい形の分子水が存在したとしても熱的には不安定なため[14]，永久陰のような低温領域へ移動し濃集することが考えられる[e.g. 10]．このため，水の存在可能性・利用可能性が共に高いと考えられる月極域への探査が重要である．

謝 辞

本稿を執筆する機会をいただいた大竹真紀子博士，ならびに長岡央博士に厚く御礼を申し上げます．また，査読者である松岡萌博士には有意義なご指摘をいただきました．深く感謝いたします．

引用文献

[1] Pieters, C. M., 2009, Science 326, 568.
[2] Sunshine, J. M. et al., 2009, Science 326, 565.
[3] Clark, R. N., 2009, Science 326, 562.
[4] Colaprete, A. et al., 2010, Science 330, 463.
[5] Clark, R. N., 1999, in Remote Sensing for the Earth Sciences 3, 3.
[6] Clark, R. N. et al., 2011, Icarus 212, 180.
[7] Hapke, B., 2012, Theory of reflectance and emittance spectroscopy 2nd edition., Cambridge Univ. Press.
[8] McCord, T. B. et al., 2011, J. Geophys. Res. 116.
[9] 橋爪光, 2019, 遊星人 28, 6.
[10] Lawrence, D. J. et al., 2006, J. Geophys. Res. 111, E08001.
[11] Kayama, M. et al., 2018, Science Advances 4, eaar4378.
[12] 鹿山雅裕, 2019, 遊星人 28, 14.
[13] 長岡央, 2019, 遊星人 28, 37.
[14] Hibbitts, C. C. et al., 2011, Icarus 213, 64.
[15] Crider, D. H. and Vondrak, R. R., 2000, J. Geophys. Res. 105, 26773.
[16] Kramer, G. Y. et al., 2011, J. Geophys. Res. 116, E00G18.
[17] Starukhina, L. V. and Shkuratov, Y. G., 2000, Icarus 147, 585.
[18] Zeller, E. J. et al., 1966, J. Geophys. Res. 71, 4855.
[19] Ichimura, A. S. et al., 2012, Earth and Planetary Science Letters 345, 90.
[20] Schaible, M. J. and Baragiola, R. A., 2014, J. Geophys. Res. 119, 2017.
[21] Nakauchi, Y. et al., 2014, 45th LPSC, Abstract 2004.
[22] Saal, A. E. et al., 2008, Nature 454, 192.
[23] Greenwood, J. P. et al., 2011, Nature Geosci. 4, 79.
[24] Klima, R. et al., 2013, Nature Geosci. 6, 737.
[25] Milliken, R. E. and Li, S., 2017, Sci Adv 3, e1701471.
[26] Milliken, R. E. and Mustard, J., 2007, Icarus 189, 550.
[27] Liu, Y. et al., 2012, Nature Geosci. 5, 779.
[28] Arndt, J. and Engelhardt, W. V., 1984, J. Geophys. Res. 89, C225.
[29] Arndt, J. and Engelhardt, W. V., 1987, J. Geophys. Res.

92, E372.
[30] Hayne, P.O. et al., 2015, Icarus 255, 58.
[31] Fisher, E. A. et al., 2017, Icarus 292, 74.
[32] Li, S. et al., 2018, PNAS 115, 8907.
[33] Davis, K. M. and Tomozawa, M., 1996, J. Non-Crystalline Solids 201, 177.

←目次へ

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

水氷の資源利用可能性評価を目的とする月極域探査の紹介

大竹 真紀子[1]，星野 健[1]，井上 博夏[1]，唐牛 譲[1]，白石 浩章[1]，金森 洋史[1]，月極域探査ミッション定義チーム[1]

（**要旨**）本論文ではJAXAで現在検討中の，月極域探査の概要と検討状況を紹介する．これまでの月探査の成果から，月の85度以南，以北の高緯度地域には，水が氷の状態で存在している可能性が示唆される．ただし，いずれの観測も間接的であったり局所的であったり，観測データの信頼性に疑問が呈されているなど，水氷の存在について，確定的な情報が得られているわけではない．そこで本探査では，月極域に着陸し，ローバによる周辺地域の探査でその場観測を行うことによって，水氷が本当に存在するのかどうか，また存在する場合に資源として将来の探査に利用可能なのかどうか，を判断するための観測データを取得することを目的とする．現在はインド宇宙局との協働での実施を検討しており，近くミッション定義審査（Mission Definition Review ; MDR）を行う予定．

1. 探査検討の背景

近年，日本をはじめ米国，ヨーロッパ，中国，インドなど各国による月探査の成果から，月極域[1]の太陽光の照射が無いような低温領域に，月に外部から供給されたと考えられる水[2]が，氷（ないし霜）として存在することが，様々な観測データから指摘されている[1–3]．ただし，従来の観測データはリモートセンシング手法による（水分子でなく）水素原子の観測や[4]，衝突物を月面に衝突させて放出された気体を観測した[5]など，間接的または局所的な情報である．また近赤外波長域の分光観測においては，水氷に起因する反射スペクトルの吸収が存在するとの報告があるものの[6]，極域では太陽高度が低く，信号強度が弱いためにノイズの影響が無視できず，吸収の判別が困難であるなど，観測上の難易度の高さもある．また，一部のデータの解釈に疑問を持つ報告もある[7, 8]．これらの理由から，極域に水氷が本当に存在するのかどうか，また存在するとしても，その量や存在形態（水氷として存在するのか水酸基としてか，また吸着水なのか構造水なのか，など），また表面に存在するのか地下に存在するのか，などの点で，多くの研究者が認めるような，直接的・確定的な情報は得られていない（本特集号の他の論文を参照）．

月に外部由来の水が存在しているとすれば，その起源（太陽風に含まれる水素原子を起源とするのか，または彗星などの天体を起源とするのか）や量から，地球・月近傍への水の供給起源や量の推定に繋がり，太陽系内における水を含む物質の輸送過程や，地球の水の起源を理解する上で，科学的な意義が大きい．一方，もし月極域に本当に水氷が分布し，かつそれが利用しやすい形で存在するならば，将来の月探査やその先の火星等への探査を行う上で，燃料資源として利用できる可能性がある．そのような観点から，現在，複数の国において，独自および国際協力・協働によって，月極域の水氷や揮発性成分の探査を実施する検討が行わ

1. 宇宙航空研究開発機構
ohtake.makiko@jaxa.jp

1. この論文では，緯度85度以上の領域を極域と定義する．
2. この論文では，H_2O 分子だけでなく水酸基についても水と呼ぶ．従って，水の存在形態としては吸着水，結晶（構造）水，層状の水氷などがあり得る．

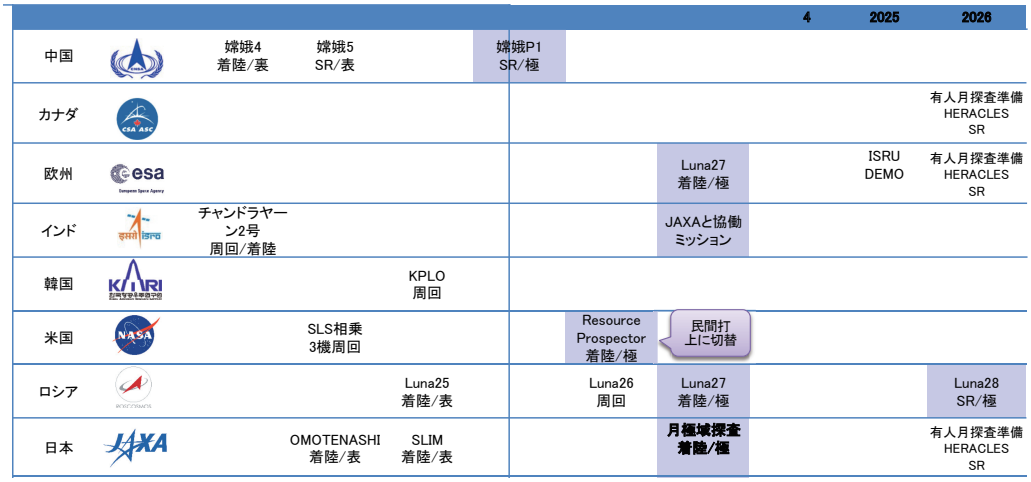
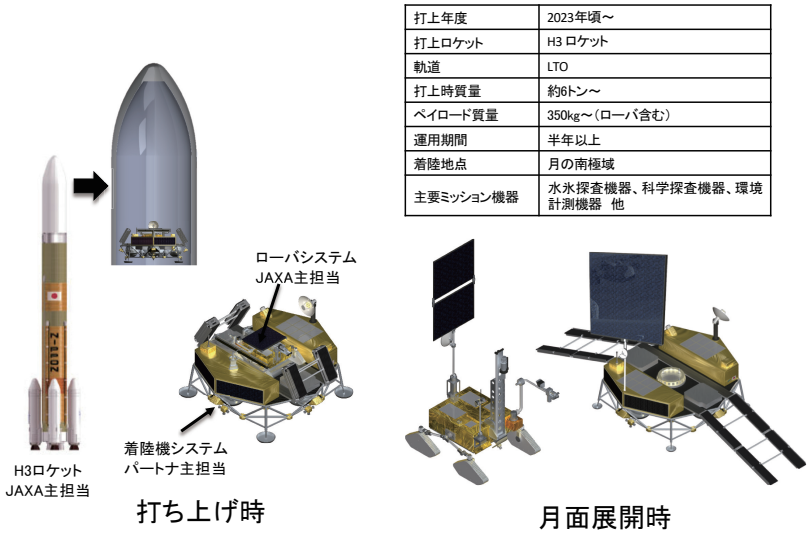


図1：月探査の国際動向.
2020年には上記のように数多くの極域の水氷探査が計画されている.
SR: サンプルリターンを行うミッション. ハッチは月域域の探査ミッション.

れている(図1). 加えて, ISECG[3]の活動の一環として行われた月極域探査の国際協働の議論においては, 個々の探査をあらかじめ議論の上, 協調して実施することにより, 各国が行う極域探査による成果を最大化するための議論が行われている. 2017年に行われた各国の研究者・宇宙機関が参加した会議では, (複数の探査機が同じ場所に着陸・探査を行うのでは無く) 各国の探査が複数の異なる着陸点を目指す方針が提案され, またどの探査においても同じく取得するべき基礎データを識別した. 基礎データとは, 着陸点周辺における揮発性成分の化学種と量, 揮発性成分が存在する領域のレゴリス・岩石の化学組成をはじめとする地

図2：JAXAの目標とする国際宇宙探査.



打上年度	2023年頃～
打上ロケット	H3 ロケット
軌道	LTO
打上時質量	約6トン～
ペイロード質量	350kg～（ローバ含む）
運用期間	半年以上
着陸地点	月の南極域
主要ミッション機器	水氷探査機器、科学探査機器、環境計測機器　他

図3：月極域探査機の構成．探査機システムは，着陸機システム＋ローバシステムで構成する．

質情報と定義している．実際の探査実施時には，極域の複数点にそれぞれの探査機を着陸させ，取得した基礎データを互いに共有・統合的に解析することにより，単独の探査では取得しきれない，より広域で幅広い環境条件下での，水氷を含む揮発性成分に関する情報を得る．

日本では，国際宇宙探査の枠組みで行うシリーズ探査[5]の，最初のミッションとして月極域探査の実施を検討している（図2）．政策的には，本探査は内閣府の作成する宇宙基本計画工程表（平成30年度改訂）に「月着陸探査活動（インド等との協力）」として記載されており，2019年度以降の取組として，「国際協力による月への着陸探査活動の実施等についても国際調整や具体的な技術検討を行う」ことが予定されている[4]．そのような状況を受け，JAXAでは現在，月極域探査をインド宇宙局（ISRO）との協働ミッションとして行うことを検討している．この探査の主目的は純粋な科学的課題の解明では無く，月極域に水氷が存在するのかどうか，また存在した場合に，将来の探査において資源としての利用が可能かどうか，を評価するためのデータを取得する（資源利用可能性の評価を行う）ことである．このミッションは科学課題の解明を主目的とする従来の探査とは異なり，将来の月・火星探査や有人宇宙探査を見据え，日本の同分野における戦略・計画に基づき，トップダウン方式で行う探査として検討されている．このような方式による月・火星探査を実施する体制づくりを目的に，JAXAでは2018年7月に国際宇宙探査センターを創設した．このセンターは将来の月・火星探査や有人宇宙探査を目指して行う一連の探査の実現を担当し，月極域探査をはじめ，その先の有人月面探査のプリカーサーの意味合いをもつ実証ミッションHERACLES（Human-Enhanced Robotic Architecture and Capability for Lunar Exploration and Science，月からのサンプルリターンを計画している）や，火星衛星探査計画MMX（Martian Moons eXploration；火星衛星からのサンプルリターンを計画）も担当している．月極域探査は，日本初のピンポイント着陸を行う月面着陸実証機SLIM（2021年度に打ち上げ予定）の実行によって取得される，高精度着陸技術を基に実施し，加えて月面におけるローバによる移動技術やその場観測技術，長期滞在技術の獲得を目指す．本探査の次にはMMXとHERACLESミッションの実施により，重力天体からのサンプルリターン技術を獲得し，将来の月・火星有人探査において必須となる重力天体からの離脱，地球への帰還技術の獲得

3. 国際宇宙探査の具体化にむけて，国際宇宙探査ロードマップ（GER; Global Exploration Roadmap）を検討している，10を超える世界の宇宙機関が参加する国際宇宙探査協働グループ（ISECG; International Space Exploration Coordination Group）．
4. 宇宙基本計画工程表（平成30年度改訂）については，内閣府のウェブサイトhttps://www8.cao.go.jp/space/plan/keikaku.htmlを参照．
5. JAXAでは，ISECGでの議論を受けて，国際協働で行う探査を，シリーズ化して複数行う計画としている．

を目指しており，長期的計画に基づいた着実な技術のステップアップを行う(図2)．

2. 月極域探査の概要

本探査は2023年頃の打ち上げを目指しており，月の極域に着陸し，ローバによる周辺のその場観測を6カ月にわたり行う．検討は，JAXA国際宇宙探査センター，月極域探査ミッション定義チームが母体となって行なっている．ミッションは図3の様な構成で，探査機の打ち上げとローバの開発・運用をJAXAが担当し，着陸機の開発・運用をインド宇宙局が担当することを予定している．観測機器は主にローバに搭載し，着陸機が月面到着後，スロープを用いてローバを展開し，周辺(数百m × 数百m程度を想定)を移動しながら観測を行う．通常運用時には観測したデータをローバからダイレクトに地球に送信する．ローバに加え，着陸機への観測機器の搭載もあり得るが，ローバ・着陸機共に，搭載する観測機器については未選定である．現在の質量配分は図4のようになっており，ローバに搭載可能な観測機器を含むペイロード重量は，現状約50 kgと見積もられている．

本探査の主目的は，前述のように資源利用可能性の評価を行うことであり．そのために1)探査領域における水氷の質と量を把握すること，2)水氷の集積・濃集原理を明らかにすること，の2つを観測目標としている．月極域に存在する可能性のある揮発性成分の中でも，本探査では水氷の利用を考え，水分子をレゴリスから抽出して電気分解し，生成した水素と酸素を液体にし，これを将来的に着陸機等で燃料として利用することを想定している．ある物質を利用するために必要なリソース(エネルギーや設備，コストなど)を超えて，該当物質の採掘・利用にメリットがある場合に，初めて資源であると言える．そのため，前述のような手順で燃料として利用することを想定した場合に，地球上から水素や酸素を持ち込む場合に比べて，月面上の水氷を使うことの方にメリットがある場合に初めて，資源と考えることができる．そのような観点で，1)の水氷の質の把握とは，水の化学種を観測すること，および水以外に含まれる揮発性成分(二酸化炭素やメタンなど)の化学種と量，さらにはどの深さに水氷が分布するのか(これは掘削の難易度に関係する)，を把握することを意図している．また量については，水氷が存在していたとしても，その濃度が低すぎる場合には，月面上の水氷を利用するよりも，地球から同物質を輸送することの方が有利になる場合があり得る．そのため，水氷の利用までの全作業工程を考えた上で，どの程度の濃度もしくは量であれば資源と考えられるのか，判断の閾値が必要であり．それと比較するために，水氷の分布濃度を知ることが非常に重要となる．さらに，着陸点およびその周辺において水氷の質と量を把握したとしても，それだけでは月極域全体の水氷の総量を推定することは困難である．そのため，2)では探査領域において．どのような条件(深さ，温度，分布領域

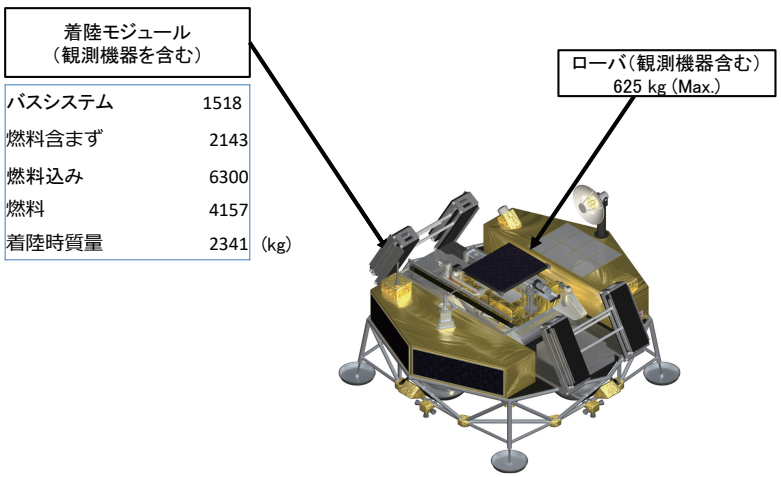


図4：探査機の質量配分の例．LTO軌道への直接投入の場合．

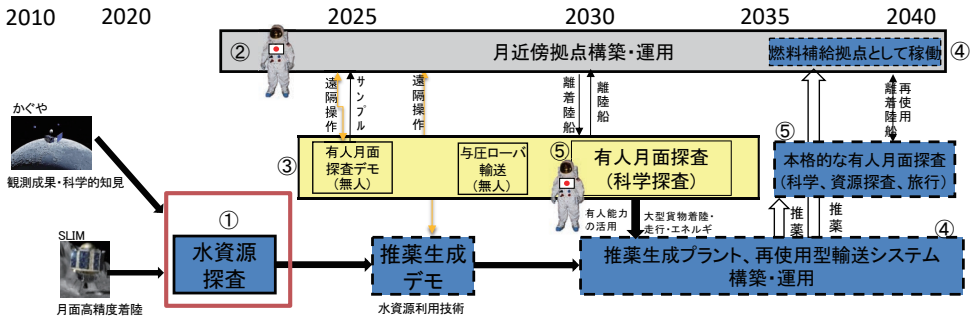


図5：JAXAの国際宇宙探査シナリオにおける資源利用構想
① 月極域探査：「かぐや」の観測成果をもとに国際協働で月極域の水氷探査を行い，燃料利用の可能性を判断する．
② 並行して米国の「月近傍拠点（Gateway）」計画に参画し，深宇宙での有人宇宙飛行の機会を獲得する．
③ 2025年頃から準備が始まる国際協働での有人月面探査にキー技術で参画し，日本人宇宙飛行士の月面到達権利を得る．（ヘラクレスミッションによる月サンプルリターンを想定）
④ 国際協働でロボティクスと有人活動により，月南極域に推薬生成プラントや月面～月近傍拠点間の再使用型輸送システムを構築し，「月近傍拠点」を推薬補給拠点として稼働させる．
⑤ 一連の有人月面探査や推薬生成プラント構築作業の機会を活用し，南極周辺の科学探査を実施．推薬生成プラント構築後は，その探査範囲を拡大する．

の岩石組成，レゴリスの粒子サイズなど）の場所に水氷が分布しているのかを把握し，また水氷の起源を知る．それよって，極域への水氷の集積・濃集原理を明らかにし，その知見を用いて極域における資源としての水氷の総量の推定を目指す．これら目的達成のために搭載する観測機器の選定は，今後，本探査がプリプロジェクトに移行後に行われるが，従来の探査で水氷の同定に用いられている，中性子分光計や地中レーダー，熱重量分析計，光学分光カメラ，質量分析計のような機器が，候補の例としてあげられる．

JAXAでは，本探査によって月極域に水氷が存在し，かつそれを資源として利用できることが分かった場合に，その後の長期的なシナリオを図5のように考えている．本探査以降，後続のミッションにより，推薬生成システムのデモンストレーションを行うミッションを経て，推薬生成プラントや再利用型の輸送システムの構築・運用を行う（図の最下段の①→④）．またこれと並行し，月サンプルリターンや与圧ローバによる有人月面探査の技術実証を行なった後，有人月面探査のための技術を獲得し（図②→③→⑤），先のプラントや輸送システムと組み合わせ，最終的には2030～2040年頃までに本格的な有人月面探査の実現を目指す．

3. 着陸点の検討

極域における水素の分布領域は，米国の探査機ルナーレコネッサンスオービターに搭載された観測機器LEND（Lunar Exploration Neutron Detector）[9]による，中性子観測データを用いた解析から推定されている[4]．それによれば水素は月の南極，北極の両方に分布し，また緯度85度以南，以北においては，ほぼ全域に存在している（濃度は水に換算した場合で最大0.5 wt%と推定される）．ただし，同データで直接観測しているのは水素原子であって，これが実際に水分子の形で存在するのかどうかについては，これまでのところ判断材料が無い．また同データの空間分解能は10 km程度であるため，該当データから，本探査で想定している探査範囲の数百mからkmの空間スケールで，実際に，どの場所にどれくらいの濃度で水氷が分布しているのかを知ることは困難である．この情報を得るためには，着陸探査を実施する必要がある．水氷の分布域を考える上で重要なのが温度条件であり，例えば，月面の真空条件下において115 Kの条件で，水氷は1億年あたり1g/cm^{2}の速度で昇華する[10]．ルナーレコネッサンスオービター搭載の観測機器Diviner（Lunar Radiometer Observations）[11]で得られた月面の温度との比較によると，水素の濃度が高い領域は低温の領域におおよそ対応している．ただし，前述のように水分布の源泉となる中性子観測データと表面温度測定データの空間分解能が大きく異なるため，数百mからkmのスケールで表面温度と水氷の濃度に相関があるかどうか，正確には分からない．

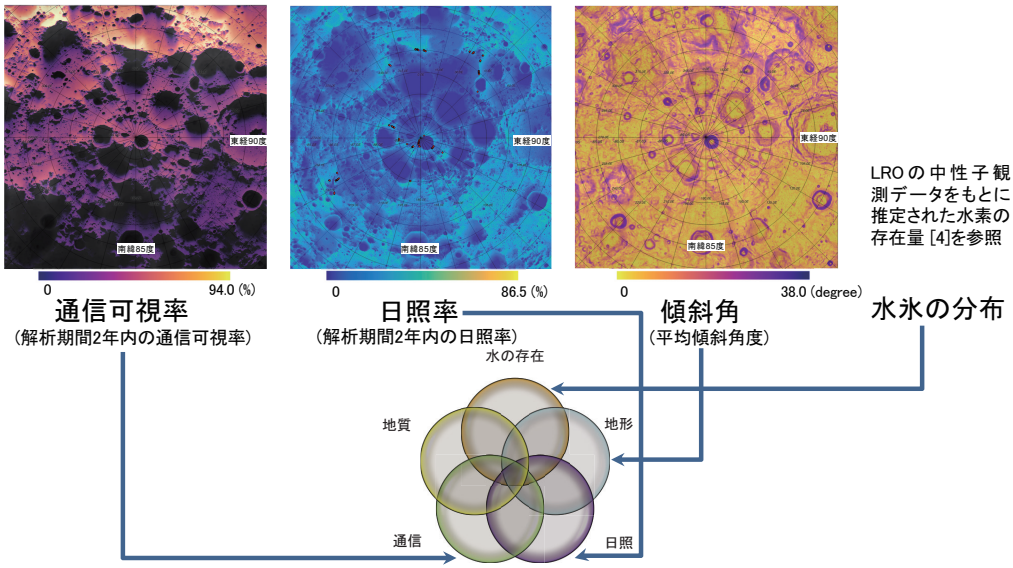


図6：南極域における着陸候補地点選定のための解析例.
左から地球との通信可視性マップ，DEMをもとにして日照をシミュレーションした日照率マップ，地形の傾斜角を求めたマップを作成．これらと従来の観測データによる水素濃度マップを重ね合わせ，着陸地点の候補選定を進めた ポーラーステレオ投影による図．地図のグリッドは緯度は1度，経度は1°度毎.

着陸点の候補として，a）地球との直接通信が可能なこと，b）長期の日照が得られること，c）地形的に着陸とその後のローバ探査が可能であること，d）中性子観測により水氷の存在が推定されていること，の全ての条件が重なる場所を解析により求め，これまでに南極域において，複数の候補地点を識別している（図6）．解析は，これまでの月周回探査により取得した月面地形と，時刻毎の太陽および月の位置等を用いて，JAXA宇宙科学研究所に2016年4月に発足した，月惑星探査データ解析グループ（JLPEDA）[6]を中心に実施している．極域では太陽高度が低く，地形による影が長く伸びる．このため，上記の条件（長期の日照が得られ，かつ地球から直接通信可能な時間が長く，比較的傾斜が小さい）の全てを満たす場所はごく限られている．着陸候補地点はいずれも，クレータのリムや丘状地形の尾根に相当し，各点の着陸可能な領域の面積は非常に小さい．そのため，本探査の実現には，月着陸実証機SLIMで取得する高精度着陸技術が非常に重要となる．中性子観測の結果からは南極，北極の両方で水氷の存在が推定されており，着陸点をどちらの極とすべきか，着陸点の選定については今後の議論が必要である．水氷の分布以外の地質的な観点では，南極側は，明確な地形として残る月面上の最大の天体衝突盆地である，South Pole-Aitken盆地の2つのリングの間に南極点があり，この領域には同盆地形成時に掘削・放出された地下深部の物質が，広く分布すると考えられる[12]．一方で，北極側は高地領域であるが，月周回衛星「かぐや」の分光観測データを用いて，高地地殻である斜長岩に含まれる苦鉄質ケイ酸塩鉱物の鉄とマグネシウムの比から，従来の探査で試料が得られている表側低緯度帯に比べ，この領域には，より始源的な性質を持つ地殻がある（より先にマグマオーシャンから固化した領域である可能性がある）と推定される[13]．このような地質的な違いと，水氷の分布や量との間に関連性があるのかどうか不明だが，レゴリス組成により水氷の保持力に差がある可能性もあり，今後はこれらレゴリスの組成や粒子サイズ等の観点での考慮も必要であろう．

4. ローバによる観測運用概念

図7に着陸点周辺におけるローバによる探査とその

6. JAXA Lunar and Planetary Exploration Data Analysis Group.（http://jlpeda.jaxa.jp）

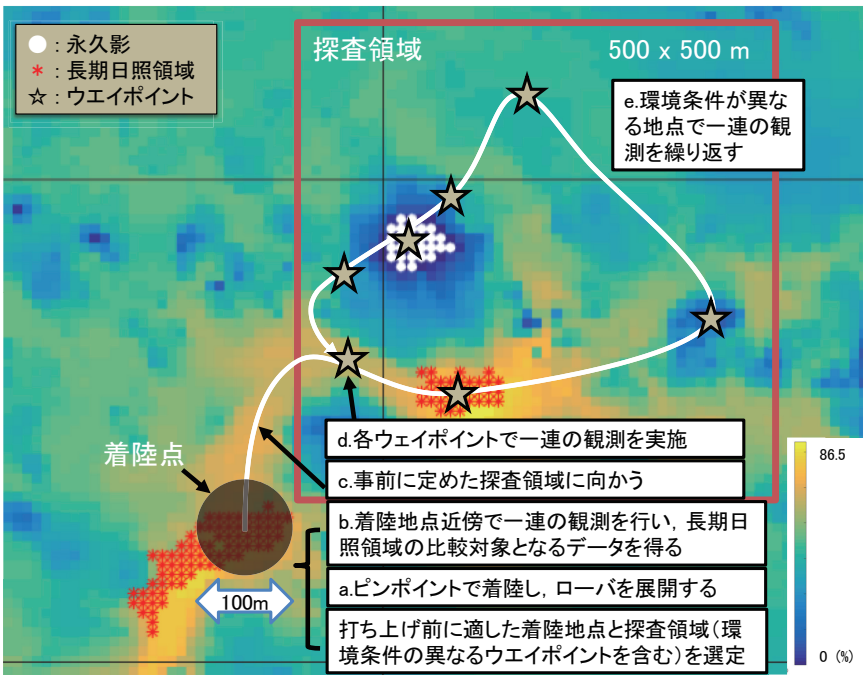


図7：ローバの走行・運用概念例.
灰色の円を着陸点とした場合の例．マップのカラーは解析期間2年内の日照の割合（日照率．解析条件やカラースケールは図6と等しい），白線はローバの探査経路を示す．a-eはローバの走行・運用の手順概要.

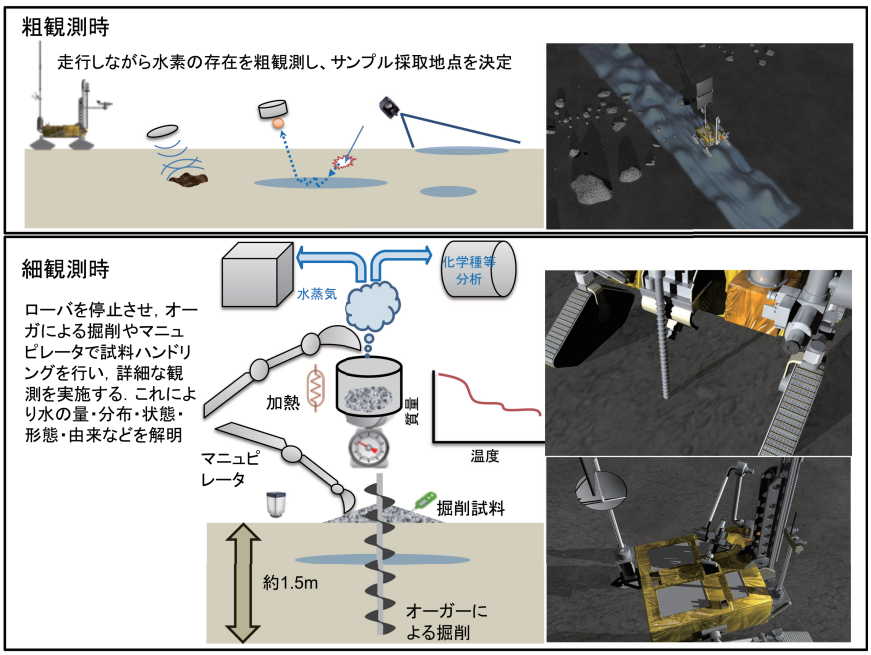


図8：ローバによるその場観測の概念.
搭載する観測機器は決まっておらず，観測の概念であるまずローバで走行しながら粗観測を行い水氷の存在が推定される場所で走行を停止，細観測を行う.

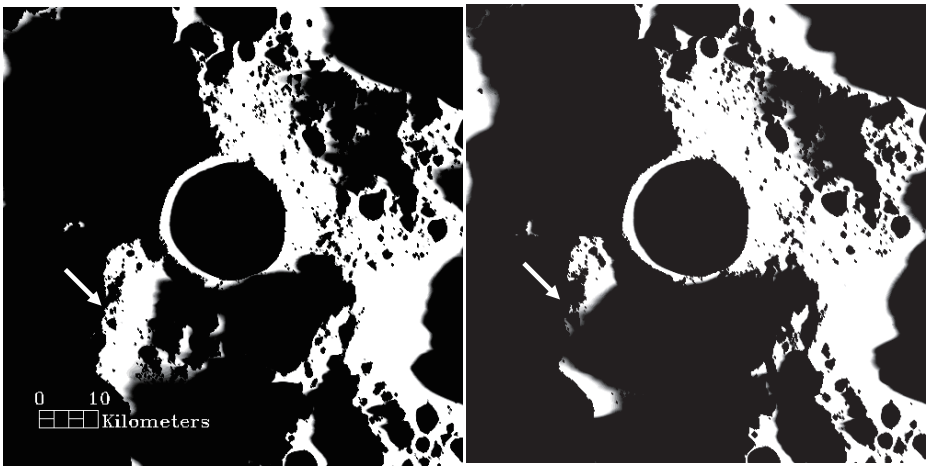


図9：月南極域の日照条件例.
南極点周辺の時間差による日照条件の違いを示す 左図の地球時間で24時間後の日照条件が右図 中央のリムが日照を受けているクレータがシャックルトン左図でシャックルトンの左下の日照領域(白矢印)について，右図では大部分が影に覆われていることがわかる 左右ともにポーラーステレオ投影による図.

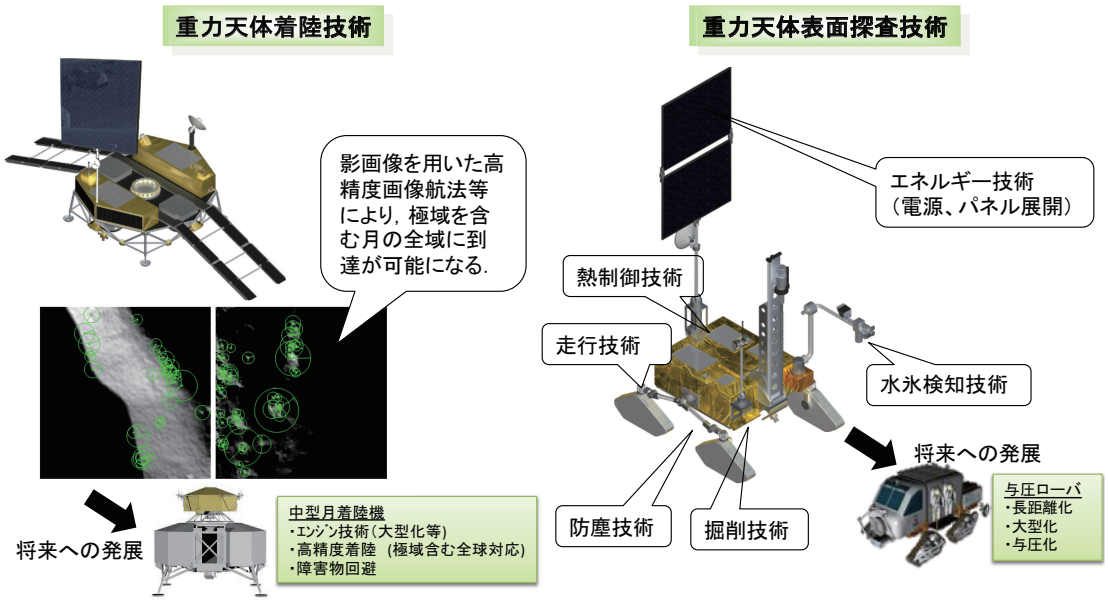


図10：月極域探査を実施することで獲得できる技術.
着陸技術と表面探査技術の両方を獲得することができる 表面探査技術には，移動・作業手段であるローバ技術と，月面でのその場観測の技術が含まれる．各構造の紙面上でのサイズは実際のスケール比とは異なる.

場観測運用の概念を示す．図の色は日照期間の割合を示し，赤いハッチは特に長期日照が得られる地点，白いハッチは永久影領域を示す．あらかじめ選定した地点に着陸し，ローバを展開した後，水氷の分布位置や量の把握に向け，温度や日照の環境条件が異なる複数地点を移動しながら，その場観測を行う．低温な領域ほど長期間水氷を保持可能であるため，水氷は緯度と地形の効果により，直接太陽光が当たらない，永久影の領域に集積していることが推定されることから，水氷の資源利用可能性を評価するためには，永久影領域

における観測が重要である．一方で，影領域ではローバは太陽光による電力確保ができず，太陽光に頼る限り長時間の探査は不可能である．そのため本探査では，比較的小さな，数十m規模の永久影領域に短時間（数時間程度）だけ入って探査を行い，電池の電力を使い果たす前に，日照領域に戻るような運用を考えている．ローバは走行しながら，中性子観測やレーダー観測などにより水素の存在を粗観測し，最適な地点を選んで試料採取を行う．試料採取地点ではローバを停止させ，オーガ（ドリル）による掘削と試料採取，観測機器への試料運搬，一連の観測を行う（図8）．従来の水氷濃集過程の理論的研究[14]や，中性子観測データを元にした推定から，地下1 m程度までに水氷が分布すると推定されていることから，掘削の深度は1.5 m程度を目指しており，深さ方向の水氷の分布状態を把握するために，25 cm毎に試料採取と分析を行う．また掘削ホールの壁面の観察も検討している．

ローバによる探査領域や探索経路を選定するためには，着陸点周辺のクレータや，大型の岩石片，傾斜の大きな領域や周辺の地形によってできる影など，様々な障害物を避けつつ，最短で各ウェイポイント（細観測を行う地点として選定する場所）に到達できる経路の検討が必要となる．また極域では，探査の実施日によっても影の形状が大きく異なるため，探査候補日毎（より詳しくは時刻毎）に経路の検討を行う必要がある（図9）．

5. 月極域探査の実施により獲得できる技術

本探査の実現には，いくつかの鍵となる技術の獲得が必要となる．着陸においては，SLIMのピンポイント着陸技術を発展させることで，極域のように影の多い領域であっても，ピンポイントでの着陸が可能な影画像航法を実現し，月全域への着陸を可能にする．この技術により，本探査の先に将来の有人着陸船に向けて，中型の月着陸機の開発が可能となる．一方で，表面探査技術の観点では，重力天体の表面を自在に探査する移動・作業手段として，世界の主流である数百kg級のローバによる探査技術を獲得する．この技術は将来の有人探査で使用する与圧ローバや，推薬プラント等の建設に役立つ．また本探査によって，月面での水検知や掘削技術など，その場観測を行うために必要な技術を獲得することができる（図10）．

極域での探査に特徴的な技術として，太陽電池タワーや，永久影探査用の高いエネルギー密度を持つ電池があげられる．極域では太陽高度が低いために，月面に太陽光が照射する時間が相対的に短い．ただしその場合でも，月面から数m高い位置に太陽電池パネルを立てることができれば，電力の確保ができる時間帯を，格段に長くすることが可能であり，進展できるタワー型の太陽電池パネルが有効である．また，永久影の探査を行うためには，太陽光による発電が不可能な期間に使用する電力を，電池で賄う必要がある．そのために，できるだけエネルギー密度が高い電池の搭載が望ましい．現在JAXAでは，これら技術の獲得に向けた検討・試作・評価を行なっている（第62回宇宙科学技術連合講演会，国際宇宙探査セッションの月極域探査関連講演参照）．

6. これまでの検討経緯と今後のスケジュール

本探査は，2013年からSELENE-2の派生であるミッション（当時はSELENE-Rと呼んでいた）として検討を実施した経緯がある（同検討は2015年3月に終了）．その後2013年6月からは，NASAのRESOLVE（現Resource Prospector）と協働して実施する可能性の検討（2017年3月に検討を終了）を経て，2017年12月からインドとの協働実施について検討を開始している．

本探査では，大学や研究機関に加えて民間の企業などとも協力しての探査の実施を目指しており，そのような観点から，情報共有や議論の場として，月極域探査に特化したワークショップを2017年12月（その1）（2日間実施）と2018年2月（その2）を実施した．それぞれ199名，150名の参加者があった[15]．またこれらワークショップと連動し，本探査に有効な探査技術の情報を幅広く集めるため，「月極域探査技術に関する情報提供要請（RFI）」を2017年12月に発出した．これに対して，回答提案が23件あり，技術項目としては38件があった．その内訳は，観測装置やサンプリング装置に関する提案が21件，着陸機，ローバに関する提案12件，資源利用，地産地消探査の提案が5件であり，広い分野からの関心の高さを示している．これらに加え，2018年1月の宇宙科学シンポジウム，5月の地球惑星科学連合大会，9月の国際宇宙探査ワーク

ショップ，10月の惑星科学会秋期講演会，宇宙科学連合大会などでも検討の状況等を紹介している．また12月中旬には，3回目となる月極域探査ワークショップを開催した．今後も宇宙科学シンポジウムや，その後のワークショップ開催も予定しており，これら機会を通じて，広く惑星科学やその他のコミュニティーからの理解と協力を得たい．

現在の本探査の検討フェーズとしては，論文投稿の時点で，本探査に対するMDR(Mission Definition Review)の実施に向けたJAXA内検討およびインド宇宙局との議論・調整を行っており，JAXA-インド宇宙局による共同MDRを12月下旬に実施し，2019年初頭にJAXA内のMDR，年の半ば頃にシステム要求審査(System Requirement Review; SRR）を予定している．

本探査についてはJAXAによる検討に加え，宇宙理工学委員会のもとに作られた国際宇宙探査専門委員会において「月極域探査タスクフォース」が立ち上げられ，国立天文台の並木氏をリーダーとする検討チームにより，本探査で実施する観測項目や，本探査の機会を利用した科学観測に関する提言がまとめられている(本特集号，並木，他による論文を参照)．観測機器の選定は，SRR後にRFP(Request For Proposal)を発出して決定する予定であり，それに先立ち，JAXA国際宇宙探査センターと国際宇宙探査専門委員会から，水氷の資源利用可能性を評価するための「観測機器の検討提案」を募集した．この公募では同時に，水氷の資源利用可能性の評価の目的だけでなく，上記タスクフォースからの「月極域探査の機会を利用した科学観測の実施を検討すべき」との提言を受け，今後そのような目的での観測機器の搭載可能性を検討する目的で，観測機器の搭載希望調査も実施した．11月末で公募は締め切られており，応募の総数は，観測機器の検討提案が10件11器(提案参加者は延べ70名)，観測機器の搭載希望が6件となっており，大学や民間企業を含む多くからの提案を得た．今後，国際宇宙探査専門委員会等からの推薦を受けた評価委員による評価・選定を行う．

7. 終わりに

本探査の主目的は，将来の探査に繋がる資源利用可能性の評価であり，純粋な科学課題の解明とは異なる．また国際宇宙探査の枠組みで行うことが検討されており，従来の科学探査と異なる点も多い．一方で，国際宇宙探査の枠組みでシリーズ化し，長期的な探査計画の下に探査を検討する点や，国際協働での実施により，観測機器の開発などで実績を持つ国外の研究チームとの協力がより促進される点など，メリットも考えられる．そのような観点で，本探査についても科学探査と同様に，月面に着陸し，その場観測の技術実証や観測データを得ることのできる，貴重な機会と捉えることができるであろう．このような機会を，今後の惑星科学の発展のために積極的に活用したい．

参考文献

[1] Lawrence, D. J., 2017, J. Geophys. Res. Planets 122, 21.
[2] Pieters, C. M. et al., 2009, Science 80, 568.
[3] Gladstone, G. R. et al., 2012, J. Geophys. Res. E Planets 117, 1.
[4] Sanin, A. B. et al., 2017, Icarus 283, 20.
[5] Colaprete, A. et al., 2010, Science 80, 463.
[6] Li, S. et al., 2018, PNAS 115, 8907.
[7] Haruyama, J. et al., 2013, J. Geophys. Res. 40, 1.
[8] Thomson, B. J. et al., 2012, Geophys. Res. Lett. 39, 2.
[9] Mitrofanov, I. G. et al., 2010, Science 80, 483.
[10] Andreas, E. L., 2007, Icarus 186, 24.
[11] Paige, D. A. et al., 2010, Science 80, 479.
[12] Uemoto, K. et al., 2017, J. Geophys. Res. Planets 122, 1672.
[13] Ohtake, M. et al., 2012, Nat. Geosci. 5, 384.
[14] Schorghofer, N. and Taylor, G. J., 2007, J. Geophys. Res. Planets 112, E02010.
[15] 長岡央ほか，2018, 遊星人 27, 103.

←目次へ

特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」

月極域探査タスクフォースの紹介

並木 則行[1]，春山 純一[2]，吉田 二美[3]，三浦 弥生[4]，佐伯 和人[5]，大竹 真紀子[2]，臼井 英之[6]

1. 月極域探査タスクフォースの経緯と目標

月や火星を対象に国際協働による宇宙探査を実現しようという機運が国際的に高まり[1]，JAXAでは新たに国際宇宙センターを設置して，月の極域に着陸して資源探査を行う月極域探査の検討を開始した[2]．宇宙科学研究所の宇宙理工学合同委員会はこの動きに呼応して，宇宙科学コミュニティと国際宇宙探査に関する情報を共有し，同時に国際宇宙探査計画へ宇宙科学コミュニティの意見を反映させるために，2017年9月に国際宇宙探査専門委員会（委員長 久保田孝）を設置した[3]．月極域探査の科学を更に深めるために，国際宇宙探査専門委員会の依頼を受けて2018年2月に月極域探査タスクフォース（TF）が組織された．月極域探査TFは90日間スタディとして，集中的な活動を行い，5月18日に最終報告書を国際宇宙探査専門委員会に提出した．この最終報告書は日本惑星科学会のサーバーを通して公開されている[4]．本稿ではTFの活動と最終報告の概略を紹介する．詳細は是非，TF最終報告書の本編[4]を参照されたい．

月極域探査TFとして，国際宇宙探査専門委員会から検討および提言をまとめることを諮問されたタスクは以下の通りである．

1. 自然科学研究機構 国立天文台
2. 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所
3. 千葉工業大学 惑星探査研究センター
4. 東京大学 地震研究所
5. 大阪大学 大学院理学研究科
6. 神戸大学 大学院システム情報学研究科
nori.namiki@nao.ac.jp

(1) 水（氷）探査に関する科学的助言

モデル機器（表1）を用いて，水（氷）を発見／探索するために役立ちそうな科学技術を助言する．

(2) 水（氷）探査の結果から得られる科学の整理

モデル機器（表1）から得られる観測データを使って，資源探査にとどまらない科学成果を上げることができるか，検討を行う．

(3) 月極域での科学探査の提言

水（氷）の資源探査から視野を広げて，月極域科学全体へ寄与しうる観測の提言を行う．その際には，RFI提案や新しいセンサの提案を含めて考慮する．

(4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言

将来月惑星科学に貢献する観測について，太陽系科学，惑星科学，天文学の観点から検討する．

上記の諮問を著者らの中の並木が受けて，月極域探査TFメンバーの選定を行った．TFの活動期間はおおよそ90日間という目安が提示されていたので，並木は全ての月科学を網羅的に扱うことは避け，月極域探査に特に結びつきの強い4つのテーマ，(a)月表層環境，(b)同位体化学分析，(c)月の岩石・鉱物，(d)太陽系内水輸送，について深い検討を行うための専門家を候補者として選んだ．その際に並木は，トップダウン型の政策ミッションに対して科学コミュニティが独自の視点を持つことが重要であると考えて，TFは月極域ミッション定義チームとは独立に科学提言を行うことを目指した．科学コミュニティと国際宇宙探査の架け橋であるべきTFが，先行している月極域探査ミッション定義チームの提案する科学目標や観測計画を安易に後追いしないよう，ミッションの実行者と提案者，評価者は各々の立場を明確に区別するように心

表1：モデルミッション機器（月極域探査ミッション定義チームから提供）

番号	観測機器	測定量・精度
1	地中レーダー	地下の状況を識別 深度2 mまでを探査
2	イメージング分光計	水氷の吸収・反射を測定 波長範囲：可視～近赤外
3	中性子分光計	Hの存在量を測定 水素含有量：100 ppm（水0.1 wt%）
4	熱重量分析計	揮発性物質の含有量を測定 試料質量：1 g～ 測定分解能：1 mg 温度範囲：～900 K
5	質量分析計	化学種の特定 質量範囲：～100
6	微量水分計（CRDS）	DH比を測定 検出限界：（数ppb）

懸けた．もちろん，現状の月極域探査の検討状況を把握し，情報交換することも必要なので，国際宇宙探査専門委員会や月極域ミッション定義チームメンバーも交えて本稿の著者らによる月極域探査TFチームが構成された．

TFは最初に上記のタスク(1)～(4)についての目標共有を図った．そのために月極域探査ミッション定義チームから，2018年2月当時のモデル機器の例として表1の提供を受けたのであるが，この情報だけでは観測精度，分解能，観測限界，要求リソース等の情報が不足しており，タスク(1)に応えることは困難であると予想された．そこで(a)および(b)，そして(c)と(d)について，まず「(4) 将来の月惑星探査につながる科学探査の提言」のために将来月惑星科学に貢献する重要な科学データを抽出し，そのために必要な観測を「(2) 水（氷）探査の結果から得られる科学の整理」（モデルミッション機器によるデータ取得）と，「(3)月極域での科学探査の提言」（理想的な観測装置の提案）に分けて記述することとした．また，(a)～(d)とは別に，タスク(4)に関して科学プラットホームの提言も行っている．最後に「(1) 水（氷）探査に関する科学的助言」として，物理探査の必要性を言及することとした．

TFの検討内容に惑星科学コミュニティからの意見を反映させるために，2回の機会を設けた．1回目は重力天体着陸探査シンポジウム（2018年3月16日）において，TFの中間報告を公表し，意見を受け付けた．2回目は最終報告に対して2018年5月に学会メーリングリストを通して意見募集を行った．いずれの機会にも貴重なコメントを頂くことができたので，可能な限り，最終報告[4]に反映させている．

2. TF最終報告の概要

2.1 日本の月惑星探査ロードマップ

TFでは，第一に惑星科学・太陽系科学における月科学の重要性を再確認するために，日本の月科学と月探査を牽引してきた地球電磁気・地球惑星圏学会（SGEPSS）と日本惑星科学会のロードマップをレビューした．それぞれは宇宙科学研究所の呼びかけ（RFI）に対する回答としてまとめられている[5, 6]．

太陽地球惑星系科学分野（STP分野）がまとめたRFI回答[5]においては，月の水の分布を理解する為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と書かれており，月探査を通して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．太陽風と表層環境の相互作用は複雑で，実測データなしには把握が困難な課題である．地球に身近な月で太陽風と表層環境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も，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も重

要であると考えられている．

他方，日本惑星科学会がまとめたRFI回答[6]では，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．「惑星材料物質・生命前駆物質の分布・移動，天体への供給」というテーマに関して言えば，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．特に生命前駆物質の移動という点では，「水」は非常に重要である．また，「惑星・衛星の形成・初期分化」というテーマに関して，月のマグマオーシャンから固化した初期地殻の形成過程が最重要課題として挙げられている．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，初期地殻のサンプルが月で手に入るという点は，生命生存可能環境の普遍性の探求において非常に重要である．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るであろう．

上で述べた月科学の重要性に鑑みて，TFでは2.2 太陽風と表層環境の相互作用，2.3 地殻形成史の解明，2.4 太陽系内の水輸送，2.5 科学探査プラットホーム，2.6 物理探査・ボーリング探査のススメという5つの科学的課題について提言を行っている．

2.2 太陽風(SW)と表層環境の相互作用

本項目は三浦と臼井が担当した．リモートセンシング観測や月試料分析，さらに地上実験から，月表層の岩石やレゴリス試料中にはHまたはOH基が存在することが報告されており[例えば，7–9]，その一部はH_2Oの形態で存在している可能性があるが，現時点では不確定性も大きい．そのため，極域に着陸して直接観測を行い水の存在量・形態・起源を明らかにすることは，月の進化や現在の表層環境を知る上でも，また，将来の資源探査の可能性を探る上でも，重要である．

月面での太陽風直接観測は，太陽風プロトンダイナミクスの定量的理解という理学的な観点からも大変重要であるが，さらに，太陽風プロトンによる水資源生成，および水分子のスパッタリングの可能性を議論する上でも非常に重要である．「(3)月極域での科学探査の提言」の観点から，月面での太陽風プラズマ環境の直接観測が望まれる．かぐや衛星のプラズマ環境観測装置[10]に相当するプラズマ環境計測器を月面に設置することにより，月極域領域における太陽風プラズマのフラックス量を直接計測することが提案されている．

月表層に存在するらしい水の起源については，大別して，(i)太陽風と月面との相互作用，(ii)小惑星や彗星などの外来物質に由来，(iii)月内部からの供給，が考えられる．“起源物質の絞り込み”のための情報源として，D/H比で10 ‰，O同位体比で数‰程度の誤差での測定がなされれば有意義である．この程度の観測精度は，Curiosityに搭載されたTLS(Tunable Laser Spectrometer)の実績を踏まえれば十分に可能と思われる．そこで，「(2)水(氷)探査の結果から得られる科学の整理」としてHとOの同位体比分析が提言された．

2.3 地殻形成史の解明

本項目は佐伯が担当した．月周回探査や月隕石研究により，月の初期の地殻である高地部分にも地域差があり，同じ斜長岩地殻でもMg/Feの異なるバリエーションを持つことが分かってきた[11, 12]．マグマは冷却とともに自らのMg/Feよりも高いMg/Feを持つ輝石やカンラン石をだんだんと晶出させるので，初期地殻はMg/Feが高いと考えられる．月の初期地殻である斜長岩の場所による化学組成の変化や，斜長岩地殻直下の岩石種がわかれば，マグマオーシャンや月全球の化学組成が制約できるかもしれない．そうなれば，月-地球系の起源に迫る研究成果となる．また，放射性物質が高濃度に濃集した地域がみつかれば，マグマの分化が最も進んだ状況を確認できるほか，将来の深宇宙探査のための原子力電池用核燃料の採掘鉱山となる可能性もある．

初期地殻の有力候補として，北極周辺(特に裏側)と南極周辺の表側(南極エイトケン盆地の影響を受けていない部分)が考えられている．もし月極域探査で初期地殻が発見できれば，世界初の成果となる．また，南極では高純度斜長岩が分布する地域や，高Ca輝石の多い地域や低Ca輝石の多い地域もあるので，斜長岩地殻の化学組成や，斜長岩地殻直下の岩石種が斑レイ岩かノーライトかを解明する手がかりが見つかる可能性がある．

2.4 太陽系内の水輸送

本項目は吉田が担当した．太陽系の微惑星は太陽系

の温度勾配にしたがって，太陽に近い領域から無水微惑星，含水微惑星，氷微惑星のゾーンに分かれて形成された．原始太陽系星雲がまだ残る中でそれらの微惑星が衝突合体して原始惑星へと成長する中で動径方向の移動が生じ，原始惑星周辺の微惑星が散乱，広い範囲で混合されたという仮説（Grand Tackモデル[13]）がある．惑星移動による動乱期は，Grand Tackの後にもう一度あったという予想があり（Niceモデル[14]），それが後期重爆撃期（アポロサンプルの年代分析や月のクレーターのサイズ分布などから推測される，月に太陽系の天体が集中して衝突した時期）に相当すると考えられている．

太陽系の惑星形成期とその後の惑星が現在の軌道に落ち着くまでの期間の我々の知識は明確な理解には程遠く，数値シミュレーションで探るには限界がある．観測的証拠の蓄積が必要であり，正にその一つが月面の観測で予想される後期重爆撃期の真偽の調査である．もし後期重爆撃期があったとすれば，その時の天体の種類と流入量の見積もりもまた重要な観測量となる．

太陽系内の水輸送に関して第一の課題は，後期重爆撃期に流入した天体の種類（大別すればメインベルト小惑星か，より揮発性物質の多い彗星のどちらか，あるいはどちらも）を探ることである．もしも衝突天体の残滓を発見できるならば，2.2節で挙げられたD/H比，O同位体比等の測定から手がかりが得られるかもしれない．

第二の課題は，Grand Tack期に運び込まれた水の同定である．[13]によると，地球型惑星形成に使われたのは大部分が無水微惑星と付加された含水微惑星である．この時代にはまだ地球や月は出来上がってないので，微惑星の形で運び込まれた水は地球や月の材料物質となり，それらの内部（マントル）に取り込まれる．後期重爆撃期には月の地殻表面は衝突で混合されるとしても，衝突天体から付加された水はマントル深部には到達しないと思われるので，マントル起源の水のD/H比と地殻表面とでD/H比を測定し違いを見ることで，Grand Tack期に取り込まれた微惑星起源の水（マントル）と，後期重爆撃期にカイパーベルトやメインベルトから落ちてくる天体起源の水（月の表層部）を区別できるのかもしれない．

2.5 科学探査プラットホーム

本項目は並木が担当した．今後の月探査では資源利用・有人活動ミッションと科学ミッションがスコープを共有し，一貫した戦略の下で実現されることで相乗的効果を上げることが期待できる．そのような目的のために，月極域探査では将来の資源利用・科学ミッションの基盤を構築することが大変重要と考えられる．こうした月研究基盤を最終報告では科学探査プラットホームと呼んでいる．

科学探査プラットホームの第一の例は，越夜可能な着陸機の長期利用である[1]．着陸機をステーション化することによって将来の物理探査ネットワークハブの構築や，長期間の月表層環境のモニタリング，X線やEUVを用いた撮像による地球磁気圏観測や太陽観測などの利用が見込まれる．第二の例は，多目的ローバーの設置である[1]．定型の観測パッケージをローバーが自ら交換するように設計することで，多種多様な資源利用・科学観測の需要に応えることができる．第三の例はデータリレー衛星の設置である[1]．こうしたインフラ整備は，長期的・戦略的な月探査に必須である．科学探査プラットホームが月面上に整備・維持できれば，観測機会が増えて科学的に大きなメリットとなる．その後のミッションは小型化して必要なパーツのみを配達することで成果があがるようになり，コスト低減も期待できる．

2.6 物理探査・ボーリング探査のススメ

本項目は並木が担当した．現状の水（氷）探査では，まず月極域における水（氷）の存在確認から始まる．月極域探査を地球上の石油掘削と対比するならば，現状は石油の見つかりそうな地域について地質調査を行い，その埋蔵量や埋蔵深度を調べて，資源として採算がとれるかどうかを検討する段階であろう．そのような状況で地質調査を担うのは，「物理探査」と呼ばれる分野である．物理探査では，弾性波探査，電気探査，磁気探査，重力探査，地温探査，放射能探査といった標準的な手法が確立している[15]．また，月極域探査ではボーリングも実施されるが，地上と海洋での「ボーリング探査」からは多くの知見・経験が得られている．資源探査が中心の月極域探査実現のためには，物理探査とボーリング探査の研究者を加えて開発体制を補強

することが望まれる．

3. 政策ミッションとの共同

科学，特に理学は個々の研究者の独自性や創造性が基盤であり，理学ミッションはボトムアップのプロセスで実現される．宇宙科学研究所はワーキンググループの設置と理工学委員会における評価を通して，ボトムアップ型ミッションを実現する仕組みを構築してきた．一方で，国際宇宙探査は理学の範疇を超えて，産業，国際政治，さらには安全保障まで含んだ巨大なプロジェクトとして胎動している．国際宇宙探査のようなトップダウン型の政策ミッションに対しては，従来の宇宙科学研究所方式では対応できなくなる恐れがある．トップダウン型ミッションと研究者はどのように関わっていくべきであるか，惑星科学コミュニティは暗中模索している段階であろう．TFは新しい関係を築いていくための一つの試みであり，政策ミッションとコミュニティの架け橋となり得るのかもしれない．本稿の執筆時点において，国際宇宙探査専門委員会はさらに3つのTFを組織して，コミュニティとの対話を図ろうとしている．月極域探査TFの経験が広くコミュニティと国際宇宙探査の関係者に共有され，新しい絆が結ばれることに役立てられれば幸いである．

参考文献

[1] International Space Exploration Coordination Group, 2018, The Global Exploration Roadmap, pp. 31, NASA HQ, Washington, https://www.globalspaceexploration.org/.
[2] 大竹真紀子ほか, 2019, 遊星人, 28, 53.
[3] 久保田孝, 2018, ISASニュース, 452, 5.
[4] https://www.wakusei.jp/~moon/wiki/top/?SeleneR
[5] 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）, pp. 33.
[6] 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（2018年1月29日版）, pp. 32.
[7] Anand, M. et al., 2014, Phil. Trans. Royal Soc. London Ser. A 372, 2013.0254.
[8] Crawford, I. A. and Joy, K. H., 2014, Phil. Trans. Royal Soc. London Ser. A 372, 2013.0315.
[9] Hauri, E. H. et al., 2017, Ann. Rev. Earth Planet. Sci., DOI:10.1146/annurev-earth-063016-020239.
[10] Saito, Y. et al., 2008, Geophys. Res. Lett. 35, L24205.
[11] Ohtake, M. et al., 2012, Nature Geoscience 5, 384.
[12] Crites, S. T. and Lucey, P. G., 2015, Am. Min. 100, 973.
[13] Walsh, et al., 2011, Nature 475, 206.
[14] Tsiganis, et al., 2005, Nature 435, 459.
[15] 佐々宏一ほか, 1993, 建設・防災技術者のための物理探査，pp. 219, 森北出版, 東京.

←目次へ

はやぶさ試料分析の今

松本 徹[1]

2018年4月24日受領，査読を経て2018年12月15日受理.

（**要旨**）本稿では最近のイトカワ粒子の研究についてレビューする．イトカワの母天体では熱変成が進んでいたと考えられるが，その内部では岩石の隙間をH_2O氷と有機物由来の流体が流れていた痕跡が見つかった．この母天体が破壊されて小惑星イトカワが形成したタイミングはArやU-Pbの同位体比を用いた年代測定から推定されている．イトカワの形成後，その表面では太陽風や微小隕石の衝突による宇宙風化（反射スペクトルの変化）が進んでいたが，レゴリスの流動や粒子の破砕が活発に起こり宇宙風化の進行を妨げていた証拠が示された．粒子の表面に見つかった数多くの微小な衝突クレーターは，小天体を取り巻く微小ダストの特性を知る手がかりになるのかもしれない．

1. はじめに

探査機はやぶさは2003年に打ち上げられ小惑星イトカワを探査した．イトカワは地球軌道と火星軌道との間を回る長径約500 mの小さな天体である．イトカワの表面はレゴリスと呼ばれる砂の層と岩塊が覆っていた[1]．はやぶさはミューゼスの海と呼ばれるレゴリスに覆われた領域に降り立ち，数十μmから百μm程度の大きさの粒子（図1A）を回収した．2010年にはやぶさは地球に無事帰還し，小惑星表面から直接的に採取された試料を世界で初めて持ち帰ることに成功した．はやぶさが帰還した直後からイトカワ粒子の初期分析が開始され，主に次の成果が得られた．（1）隕石の起源：イトカワ粒子の鉱物・元素組成や酸素同位体比はLLコンドライトと呼ばれる隕石種（石質で球形状組織のコンドリュールを含む普通コンドライト隕石のうち，金属鉄の含有量が比較的少ないもの）に当てはまり[2–5]，隕石の故郷は小惑星であることが最終的に証明された．（2）イトカワの形成史：イトカワは高い空隙率（約40%）をもつことが観測から分かり，ラブル・パイル（がれきの集まりの意）であると推定されていた．ラブル・パイルとは大きな母天体が破壊され，その破片が再集積して形成したと考えられる天体である．一方で，イトカワ粒子の構成鉱物は高温の熱変成を経験したことが明らかとなった．現在のイトカワでは熱変成を引き起こす放射性壊変由来の内部熱源を保持できないため，イトカワには熱を保持できる直径20 km以上の大きな母天体が存在したと推定でき[2]，粒子の分析からもイトカワがラブル・パイルであることを示した．（3）レゴリスの起源：小惑星表面を覆うレゴリスは天体衝突により生じた破片の集積物であると従来から予想されていた．イトカワ粒子の3次元形状は，衝突破片と考えて矛盾しないことが分かり，予想を裏付けることとなった[5]．（4）宇宙風化の証拠：イトカワ粒子には太陽風や微小隕石衝突に曝されていた痕跡が見つかった[6,7]．その産物のひとつとして粒子表面に見られた鉄に富むナノ粒子は，小惑星表面の反射スペクトルが変化する「宇宙風化」を引き起こした証拠であった[6]．

こうした粒子の初期分析に引き続いて国際公募研究がはじまり，イトカワの形成史や小惑星表面で起こる諸現象について具体的な描像が得られつつある．しかし，初期分析以降にイトカワ粒子の分析がいかに進展したかについて，まとめて紹介されている機会は少な

1. 九州大学基幹教育院
matsumoto.toru.502@m.kyushu-u.ac.jp

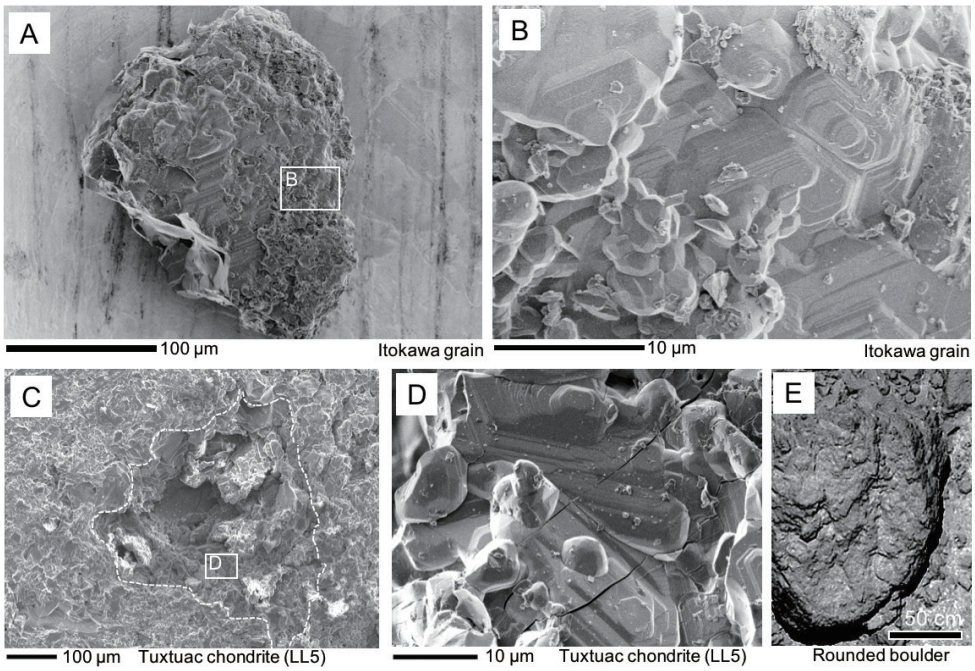


図1：(A)主にカンラン石で構成されるイカワ粒子の二次電子顕微鏡像．宇宙科学研究所で撮影した．このイトカワ粒子の表面には自形や同心円状の成長ステップがみられる(B)．(C)熱変成が進んだ普通コンドライトに見られるいびつな空隙(二次電子顕微鏡像)．空隙の境界を点線で示した．空隙内部の構造(D)はイトカワ粒子の表面(B)によく似ている．(C)(D)の出典は[14]である．(E)はやぶさが撮像した小惑星イトカワ表面の丸い巨礫(提供元：JAXA)．

いように思われる．はやぶさ2やOSIRIS-RExなど次世代のリターンサンプル分析の準備が進む中で，イトカワ粒子の分析で得られた成果を今一度振り返ることは今後のサンプル分析の指針を検討する上で重要だろう．本稿ではイトカワ粒子の表面形態の解析を行った筆者自身の研究も踏まえて，これまでの研究で明らかとなったイトカワの進化について概括したい．

2. イトカワ母天体の進化史

ラブル・パイルである小惑星イトカワには前身となった母天体が存在した．イトカワの母天体は天体衝突によってバラバラに砕かれ，衝突破片の自己重力による再集積を経てイトカワが形成されたと考えられている．その母天体の集積した年代や母天体の熱進化史，イトカワの形成に至る衝突イベントの年代が粒子の分析から分かってきた．一方で母天体中では岩石組織の隙間を流れた流体が存在し，その流体はH_2O氷や有機物質に由来することが推定されている．

2.1　イトカワ母天体の形成・熱変成モデル

母天体における熱変成によってイトカワ粒子に含まれるリン酸塩が結晶化した年代は46.4 ± 1.8億年前であることがU-Pb年代測定法から明らかになった[8]．また，イトカワの母天体は太陽系初期に集積し，太陽系最古の物質であるCAI(Calcium- aluminum-rich inclusion)の形成後760万年後には^{26}Alや^{60}Feの放射壊変熱を主な熱源として700℃以上の高温に達したことが^{26}Al–^{26}Mg年代測定と酸素同位体比測定から算出された[3, 9]．イトカワ粒子の主要鉱物はカンラン石や輝石，斜長石，硫化鉄(FeS)，Fe-Ni金属，クロム鉄鉱などである．粒子が高温の熱変成を経験したことを示す痕跡として，熱変成が進んでいない(非平衡な)普通コンドライトに比べてカンラン石と輝石の化学組成の均一化が進んでいることや単斜輝石から直方輝石への変化が進んでいることなどが挙げられる[2]．イトカワ粒子にみられる均質な^{11}B/^{10}B同位体比も母天体における高温の熱変成の証拠である[10]．隕石は熱

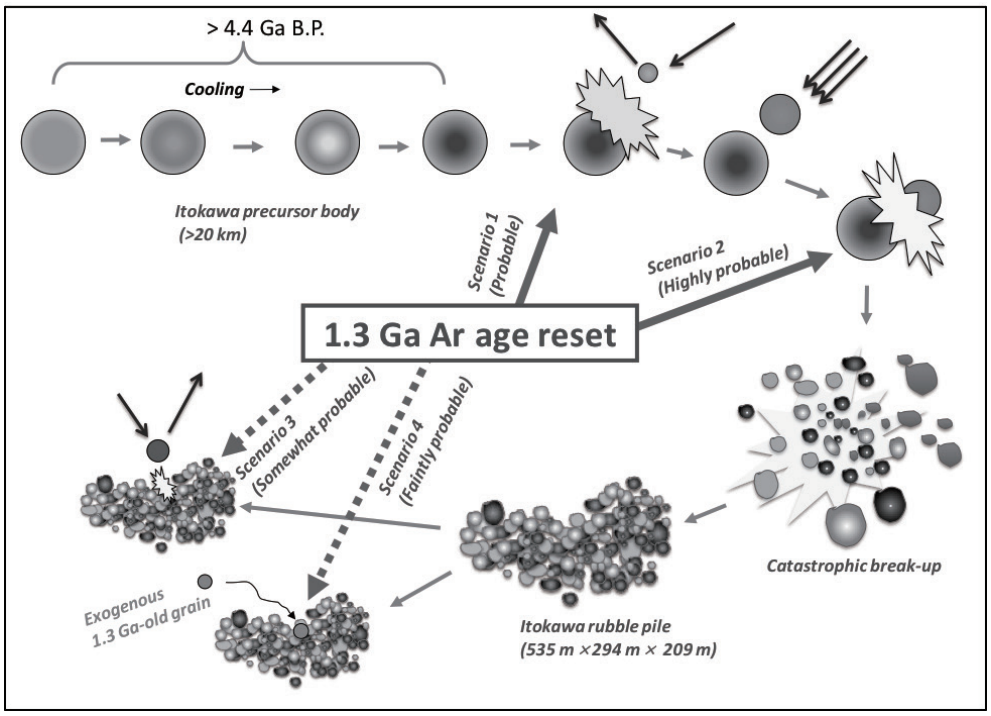


図2：Ar同位体比から推定される，イトカワおよび母天体で起きた天体衝突のシナリオ．（提供元：Jisun Park博士 [12]）．

変成が小さいものから岩石学的タイプ3から6に分類され，イトカワ粒子は4から6に対応することがわかった[2]．単斜輝石と直方輝石の化学組成から平衡温度を読み取る輝石温度計を用いると，母天体内部は約800 ℃にまで到達したことが分かり，放射壊変熱を保持できる母天体の大きさは直径20 km以上と見積もられた[2]．母天体は最高温度に達したのち0.5 K/1000年という緩やかな速度で冷却したことが冷却中に起こるカンラン石とクロム鉄鉱の間で起こるFe-Mg交換反応の進行度から求められた[2]．

^{26}Alは太陽系形成以降に放射壊変によって減少し続けるため，母天体に取り込まれた^{26}Al量は母天体集積のタイミングに依存する．母天体内部の温度履歴は集積段階で取り込まれた^{26}Alの量によって決まる．上記の母天体の温度履歴を説明する熱伝導モデルを考えて母天体集積初期の^{26}Al量を算出すると，CAI形成後約2百万年後に母天体が集積したと見積もられている[11]．この集積年代は非平衡普通コンドライトに含まれるコンドリュールの形成時期とおよそ一致している．

2.2 イトカワの形成年代

Park et al.(2015) [12]は^{40}Ar/^{39}Ar同位体比を用いたイトカワ粒子の年代測定を行った．Ar年代測定では^{40}Kの放射壊変で生成した^{40}Arの量を見積もり鉱物の年代を推定する．Arは揮発性元素のため天体衝突などの加熱で失われやすく，Arが鉱物から抜けたタイミングで年代がリセットされる．Parkらは，十分な量のArを検出するために3つのイトカワ粒子を合わせて年代測定を行った．結果，約13億年前に何らかの衝突現象に伴う加熱が起こりイトカワ粒子の構成鉱物からArが完全に失われ，Ar同位体比がリセットされたことが示された．Arのリセットを説明するため以下の4つのシナリオが提案された(図2)．(1)約13億年前に母天体が天体衝突によって破壊されてイトカワが形成した．(2)約13億年前に天体が母天体に衝突してArの同位体比はリセットされたが，母天体が破壊される規模の衝突ではなかった．その後母天体へ別の天体が衝突して破壊が起こり，イトカワが生まれた．(3)約13億年前にイトカワ表面で激しい天体衝突が起きた．(4)イトカワに他天体由来のLLコンドライト物

質が飛来しており，その試料を偶然に分析した．Parkらは(1) (2)がもっともらしいシナリオであり，イトカワの形成年代は約13億年か，それよりも若いと推測している．Terada et al.(2018)[8]により算出されたU-Pb年代からは14–15億年前に母天体が破壊される衝突イベントが起きたと結論づけられている．一方で，Jourdan et al.(2017)[13]は2つのイトカワ粒子に対して個別にAr年代測定を行った．ひとつの粒子は約23億年前にArの同位体比がリセットしたことを示していた．この粒子は母岩中で15–25 GPa程度の衝撃圧力を受けていることが結晶構造の歪みの程度から見積もられた．天体衝突が起こり衝撃圧力を受けたとき，空隙率が高い岩石ほど衝突後の温度が高くなる傾向にある．15–25 GPaの衝撃圧力を受けたとき，Arのリセットが起こる900 ℃程度にまで岩石が加熱されるためには少なくとも20–30 %の空隙率が必要であると見積もられた．この値はラブル・パイル天体であるイトカワの高い空隙率(約40 %)に近いことから，Jourdanらは23億年前にイトカワはすでに形成していたと結論づけている．このように，イトカワの生成時期について13–15億年前と23億年前という大きく異なる年代が提案されており，共通の認識には至っていない．

2.3 母天体中の空隙

コンドライト物質の空隙組織は，母天体の岩石の破壊特性や衝突史などを推定する手がかりになる．イトカワ粒子の3次元像をX線トモグラフィーで撮影すると，小さな空隙(μm以下のサイズ)が鉱物内部で平面内に並んでいる様子が見られた(図3)．これは母天体における天体衝突によって岩石内部にひびが生じたのち，母天体の熱変成作用によってひびが閉じた痕跡(healed crack)であると考えられた[5]．ひびが閉じる作用は熱平衡状態において表面自由エネルギーを最小にするために働く．一方で，Matsumoto et al.(2016)[14]は走査型電子顕微鏡(SEM: scanning electron microscope)を用いてイトカワ粒子の表面形態を観察し，一部の表面は成長ステップや自形を呈していることを見つけた(図1B)．イトカワ粒子と同程度に熱変成が進んだLLコンドライトには10 μm以上のサイズのいびつな空隙をもつ隕石があり，それらの空隙の壁面には同様の成長ステップや自形組織が見られる(図1C，D)．図1Cで載せたTuxtuac隕石は比較的高い空隙率を持ち(LLコンドライトの平均値7.5 %に対して約13 %の空隙率を示す[15])，衝撃変成の程度が低く圧密を免れている．こうした空隙は天体衝突に伴う衝撃で形成する平面状のひびとは異なる．いびつな空隙は，母天体が集積した時に存在した集積物間の隙間であるか，天体衝突によって母天体で角礫化作用が起きた際に生じた空隙に起源をもつと考えられる．いびつな空隙内部に存在する成長ステップや自形組織は，母天体の熱変成が進んだ段階において空洞内部が熱的平衡状態となっている環境で成長したのであろう．このようにイトカワ粒子の母岩はTuxtuac隕石のようないびつな空隙に富み比較的空隙率に高い組織を持っていたと推測できる．

小惑星イトカワの表面の80 %はレゴリスに覆われていない岩塊が占める地形である．はやぶさが撮像したイトカワ表面に存在する岩塊の高分解画像には，細かな起伏を持ちかつ角が取れている巨礫が数多く見られる(図1E)．脆く空隙率の最大値が高い普通コンドライト隕石(BjurboleLL4隕石: 0.8 vol. % – 23 vol. %程度)は，表面形態がこのタイプの巨礫によく似ている[16]．空隙率は岩石の機械的強度と相関しており，空隙率の不均質性に起因して巨礫表面の起伏が生まれていると解釈されている[16]．イトカワ粒子から推定される母岩の特徴はイトカワ表面の巨礫の特徴と調和的であると思われる．

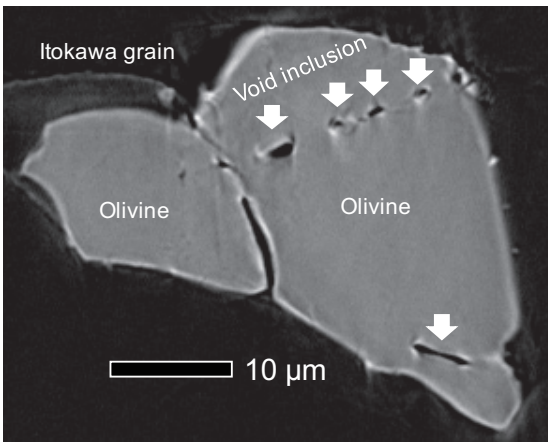


図3：X線トモグラフィーで撮影したイトカワ粒子(カンラン石)の断面画像．矢印で示した箇所に一列に並ぶ空隙がみられ，これらは3次元的には面上に分布している(提供元：土山明博士)．

2.4 母天体中に存在した流体の痕跡

Harries and Langenhorst,(2018)[17]はイトカワ粒子のカンラン石内部に面上に分布する包有物(微小なFe-Ni金属や硫化鉄，空隙)を透過型電子顕微鏡(TEM：transmission electron microscope)で観察した．これらの包有物は，元々は開いた割れ目に沿って分布しておりイトカワ母天体の熱変成中に割れ目が閉じたことで別々に分かれたと考えられる．一部の包有物には鉄ニッケル合金(テーナイトやカマサイト)と共に鉄炭化物であるhaxonite（$Fe_{21.9-22.7}Co_{0.2-0.3}Ni_{0.2-0.8})C_6$が共存していた(図4)．鉄炭化物は，金属鉄に対して炭素が飽和する状態まで供給されることで形成する．Harriesらは，母天体を構成する岩石中の空隙には高圧のC，H，Oを含む流体が充填していたと推測し，流体が金属鉄に炭素を供給したことで鉄炭化物が形成したことを熱力学平衡計算から示した．計算モデルとして母天体の熱変成環境(600 ℃ −800 ℃，50 bar−175 bar)においてC-H-O流体とカンラン石，直方輝石，Fe-Ni金属，炭化物が平衡状態で共存する場合を考えた．この熱平衡状態における流体の酸素フガシティーと炭素活量を算出できることから，それらの値に対応するC-H-O流体の組成比(H_2O，H_2，CO_2，CO，CH_4を想定)を見積もった．計算の結果，金属鉄と反応した流体はH_2OやCO_2に乏しく主にメタン(CH_4)や水素(H_2)で構成されることが示された．CH_4とH_2に富む流体は母天体内部の熱変成が進む前に存在していた不溶性有機物(IOM: Insoluble organic matter)の熱分解によって生成したと推測された．流体のH/C比は4−5と見積もられ，この値は非平衡コンドライトに典型的に見られるIOMのH/C比(0.2−0.4)や彗星のIOMのH/C比(0.9)よりも高い．母天体の形成時にIOMと同様に集積していたH_2O氷の存在を仮定し，母天体の熱変成の進行に伴ってH_2O氷が不溶性有機物を加水分解しCH_4とH_2を生じさせたと考えると，流体の高いH/C比を説明することが可能である．イトカワ粒子に有機物は確認できていない[18]が，このように熱変成前の母天体において有機物-H_2O氷-無機物質が共存していた証拠が粒子の分析から示された．LLコンドライトでは微小な炭化鉱物が見落とされている可能性があり，炭化鉱物がほとんど報告されていない．LLコンドライトの詳細な観察によって炭化鉱物の分布や産状を記載することや，炭化鉱物を形成させる再現実験から，有機物が関与して炭化鉱物が形成するというシナリオを検証できるかもしれない．

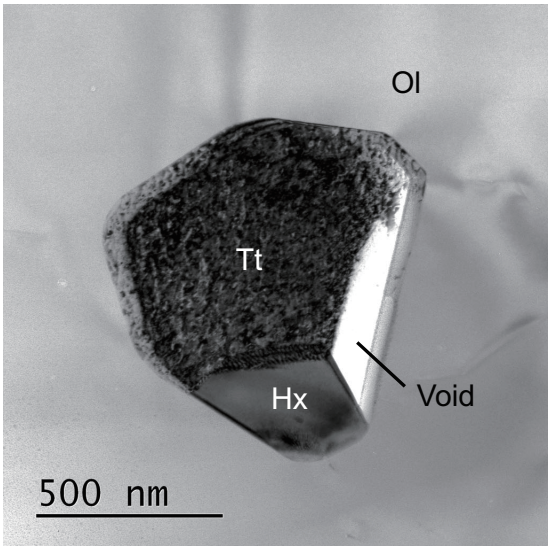


図4：イトカワ粒子のカンラン石中に含まれるHaxonite(鉄炭化物)の透過型電子顕微鏡像（提供元：Dennis Harries博士)．Ol：カンラン石，Tt：テーナイト(Fe-Ni金属)，Hx：Haxonite，Void：空隙.

3. イトカワ表面を覆うレゴリスの進化

大気のない小天体表面で起こる物質の変化について隕石の分析から知り得る情報は限られていた．イトカワ粒子の分析によって，小惑星表面を覆っているレゴリスの形成機構やレゴリスの年代，宇宙風化作用の理解が飛躍的に進んでいる．

3.1 レゴリスの起源

小惑星を覆うレゴリスは，天体衝突によって生じた破片が天体表面に蓄積したものであると古くから予想されてきた[19]．X線トモグラフィー撮影で明らかとなったイトカワ粒子の3次元形状は，衝突実験で生成する破片の形状と一致していた[5]．また，多くの粒子表面は弱い衝撃を受けて破砕した時に生じる破断面であることもわかった[14]．加えて，粒子内部に広がる結晶欠陥の特徴は小規模な衝撃によって粒子表面が破砕したことを示唆している[20]．こうした結果は，イトカワ表面で起きた天体衝突が原因となりレゴリス

が形成したというシナリオを支持している．一方で，小惑星表面における昼夜の寒暖差が岩石の熱疲労破壊に至る熱膨張と収縮を引き起こし，細粒のレゴリス粒子が形成するという新しいレゴリス形成モデルが近年提案されている[21]．今後の課題として，熱疲労破壊で生じる鉱物破片の特徴をイトカワ粒子の特徴と比較し，双方のレゴリス形成モデルを検証することが必要だろう．

3.2 レゴリスの年代

小惑星の表層には惑星間空間から様々な高エネルギー粒子が飛来し蓄積されており，その痕跡からレゴリスの年代が推定されている．高エネルギー粒子は，太陽系外から飛来する数MeV–数GeVのエネルギーをもつ銀河宇宙線（貫入深さ:数m），太陽フレアにより放出される1 MeV–100 MeVの太陽宇宙線（貫入深さ:数cm以下），太陽から恒常的に放出される数keVの太陽風（貫入深さ:約100 nm）に分類され，それぞれの貫入深さ程度におよぶ領域にイトカワ粒子が滞在した期間を算出できる．粒子が数mの深さに滞在した年代は，銀河宇宙線の打ち込みで形成した宇宙線起源核種の^{21}Ne量の測定によって見積もられ，8×10^6万年以下という値が示された[7]．粒子が数cmの深さに滞在した年代は最大で10^3年程度[6]であることが，太陽宇宙線の通過経路に発達した線状欠陥（太陽フレアトラックと呼ばれる）の密度から推定された．粒子がイトカワ最表面に滞在した年代は太陽風由来の希ガス蓄積量から算出され，150年から550年であった[7]．粒子の滞在年代がイトカワの形成年代に比べて短いことは，後に述べるレゴリスの活動と密接に関係があると考えられる．

3.3 宇宙風化

大気のない天体表面の色（可視–赤外反射スペクトル）の時間変化や表面物質の変化は，広く“宇宙風化”と呼ばれる．小惑星イトカワは反射スペクトルの特徴からS型に分類されている．S型小惑星の可視-赤外の反射スペクトルは普通コンドライトに比べて暗化・赤化しており，この違いは宇宙風化に起因すると推測されている[22]．Noguchi et al.（2011, 2014）[7, 23]はTEMを用いてイトカワ粒子に見られる宇宙風化の痕跡（宇宙風化リム）を詳細に記載した．イトカワ粒子の表面には太陽風（H^+やHe^+が主成分）の貫入によって部分的に非晶質化されたリムが見られる．この非晶質リムは最も発達すると最大60 nm–80 nmの深さにまで広がり，その深さは太陽風Heの貫入深さで規定されているようである[23]．最表面には，微小隕石の衝突による蒸発や太陽風によってスパッタリングされたのち再凝縮した2 nmから15 nmの薄い非晶質層がしばしば覆っている．こうしたリムに豊富に存在する数nmサイズの金属鉄粒子や（Fe, Mg）S粒子は太陽光をレイリー散乱させて小惑星全体の反射スペクトルを変化させると考えられている．実際にBonal et al.（2015）[24]は小惑星イトカワと同様の可視-近赤外反射スペクトルの暗化や赤化が各々のイトカワ粒子に起きていることを確かめた．太陽風の照射は微小鉄粒子を含む深いリムを形成するため，イトカワの反射スペクトルの変化に最も顕著な影響を与えていると言える[23]．こうした特徴は，微小隕石衝突によって形成した蒸発凝縮物が100 nm程度の厚いリムを形成している月面のレゴリス粒子の特徴とは対照的である．

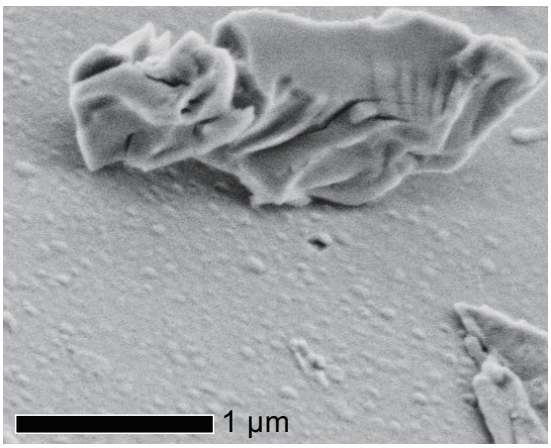


図5：イトカワ粒子表面の二次電子顕微鏡像．宇宙科学研究所で撮影した．表面を覆う小さな膨らみはブリスターである．画像上の付着鉱物粒子にはブリスターは見られない．

宇宙風化リムには，太陽風由来のHeガスやHガスが蓄積したことで発砲したと考えられる泡がしばしば見つかった[23]．泡はしばしば粒子表面を押し上げており，そのふくらみはブリスター（「水ぶくれ状」の意）と呼ばれる（図5）．ブリスターは粒子表面の観察から明確に確認できる[25]．ブリスターを含む宇宙風化リムは太陽風が蓄積して最も発達が進んだリムであると

考えられ，ブリスターをともなう粒子の太陽フレアトラック年代は10^3年以下であることから，宇宙風化リムの発達は10^3年より早く完了すると予想されている[23]．小惑星の観測や天体力学的な考察に基づくと太陽風照射による反射スペクトルの変化は10^6年程度で完了すると予想されていたが，さらに速く進むことがイトカワ粒子の分析から分かった[23]．宇宙風化リムの形成速度は正確に分かっておらず，イオン照射実験などを通じて今後明らかにしてゆく必要があるだろう．

宇宙風化リムの観察に加えて，リム内部に含まれる揮発性元素の空間分布・密度を見積もる最先端の分析手法が近年確立されつつある．ポストイオン化二次イオン質量分析[1]ではイトカワ粒子表面におけるHeの不均一な面分布が検出されている[26]．Burgess and Stroud,(2018)[27]はアポロ計画で回収された月レゴリス粒子でブリスターを確認し，泡が発達した宇宙風化リムに含まれる太陽風Heの分布・密度をTEM分析と併用した電子エネルギー損失分光法[2]を用いて初めて測定した．分析の結果，高圧のHeガスが現在もなお泡の内部を満たしていることがわかった．宇宙風化リムの特徴とHe密度の情報が結びつくことで，宇宙風化リムの形成速度を正確に理解できると期待される．また，イトカワ粒子の宇宙風化リムに対してアトム・プローブ分析[3]が行われ，太陽風H^+イオンとケイ酸塩が反応したことで生成したと考えられるOH基とH_2Oがリムの内部に検出された[28]．宇宙風化リムは小惑星表層においてH_2Oを貯蔵する役割がある可能性が提案されており，これからの研究が注目される．

3.4 レゴリスの活動

Matsumoto et al.(2015, 2016)[25, 14]はイトカワ粒子表面のブリスターの観察からブリスターの表面分布が一様でないことを示し，個々の粒子表面で宇宙風化が不均一に進行していることを明らかにした．宇宙風化の不均一な進行は，ブリスターが発達するタイムスケールと同程度の頻度でレゴリスの流動や破砕が継続して起きている結果であると考えることができ，小惑星表面における活発なレゴリスの活動が粒子表面に記録されていることが分かった．この結論は短い期間で小惑星イトカワの地形変化が進んでいる観測事実[29]とも整合的である．一方で，粒子の一部は丸みを帯び凹凸が削れているような表面組織をもつことから，粒子は機械的摩耗を受けていると考えられる[5, 14]．摩耗に要する期間はよくわかっていないが宇宙風化の進行に比べるとはるかに長期間であることが予想されている[14]．レゴリスの流動や摩耗は，天体衝突による振動や惑星の近くを通過した際に受ける潮汐力，イトカワの自転速度の変化，粒子の静電浮遊などが原動力となったと考えられる．こうしたレゴリスの活動は，宇宙風化を受けた粒子表面をはぎ取り，新鮮なレゴリス層の表面を露出させることで小惑星イトカワのレゴリス層の宇宙風化の進行を妨げる働き(イトカワ表面を若返らせる作用)をもつ可能性がある．小惑星全体の宇宙風化の進行速度を精密にモデル化するためには，宇宙風化リムの形成と競合するレゴリスの活動を考慮する必要があるだろう．

3.5 微小な衝突クレーター

イトカワ粒子の表面には，数十nmから1 μmの直径を持つ微小なクレーターが僅かながら見つかり，高速の惑星間塵が直接的に衝突した痕であると推定された[30]．しかし，微小クレーターは粒子表面の局所的な領域に密集していることから，粒子の近傍で起きた天体衝突(一次衝突)によって飛散した破片がぶつかった二次衝突の痕であるとも推測されていた[14, 31]．当初は，まれだと思われていた微小クレーターだが，Matsumoto et al.(2018)[32]は約50個の粒子表面をくまなく調べ，約900個の微小クレーターを記載した(図6)．微小クレーターのサイズ分布・面密度を求め，一方で粒子がレゴリス層の最表面に滞在した期間を10^2年から10^4年と仮定すると，微小クレーターの形成率は惑星間塵の衝突率に比べて最大で約10^2倍も高いことが分かった(図7)．この結果から微小クレーターの大半は二次衝突で形成されたことが明らかになった．惑星間塵の一次衝突が天体表面の窪みの中で起こることで，多数の微小な衝突破片が窪みの周囲の壁に二次衝突して微小クレーターは蓄積できる．数cm以上の

1. ポストイオン化二次イオン質量分析装置：Gaイオンによって試料表面の局所的な領域からスパッタされた原子や分子をレーザーでイオン化したのち質量分析を行う分析装置である．
2. 電子エネルギー損失分光法：TEM分析において入射電子線が試料内の電子を励起する際に失ったエネルギーを測定し，高い空間分解能で軽元素の組成や結合状態を知る手法である．
3. アトム・プローブ分析：試料の原子を電解蒸発させてイオン化し，飛行時間型質量分析器でイオンを測定することで，試料中の原子の3次元分布をほぼ原子レベルの分解能で把握する手法である．

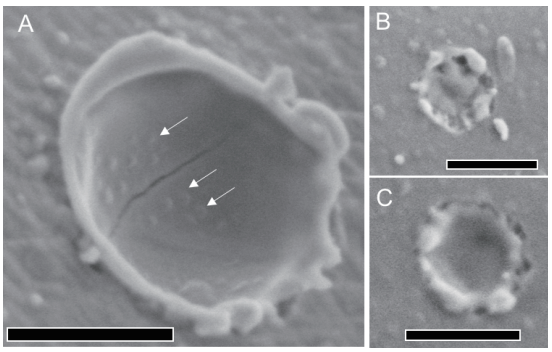


図6：イトカワ粒子に典型的に見られる微小クレーターの二次電子顕微鏡像．宇宙科学研究所で撮影した．図のスケールバーは500 nmである．(A)硫化鉄表面の微小クレーター．クレーター内部にはブリスターが存在する(矢印で示した)．(B)(C)カンラン石表面のクレーター．微小クレーターはブリスターが発達した表面によく見られ(AからC)，しばしばクレーター内部にもブリスターが発達している(A)．

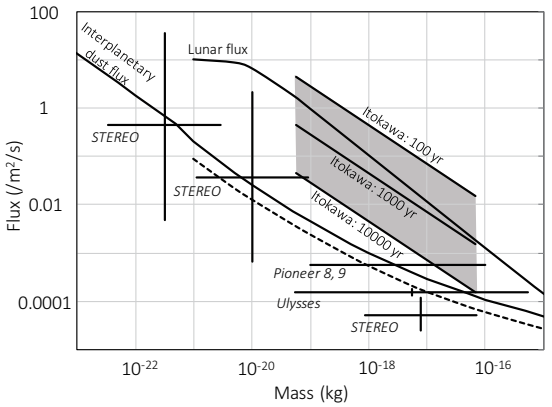


図7：イトカワ粒子が宇宙空間に暴露された年代を10^2年，10^3年，10^4年と仮定した時に，微小クレーターを形成した衝突物質のフラックス(質量の累積分布)を示した．比較として月レゴリスに見られる微小クレーターを形成した衝突物質のフラックスも載せている．また，イトカワ軌道に近い1 AUと1.5 AUにおける惑星間塵フラックスの標準的なモデルを実線と点線でそれぞれ示した．合わせて各観測機器(STEREO，Pioneer，Ulysses)で測定された塵のフラックスも誤差範囲を含めて十字線で示している．出典は[32].

サイズのくぼみを想定すれば，10^2年から10^4年で十分な数の惑星間塵が飛来すると見積もることができる．微小クレーターの形成率は月面と小惑星イトカワ表面で近い値を示す(図7)．この理由はイトカワと月とは1AU付近の軌道をもち惑星間塵の一次衝突のフラックスが同程度であり，数cmから数mの凹凸が存在する天体表面おいて似たような割合で二次衝突が起きるためであろう．このことは二次衝突の形成頻度は天体のサイズや全体の形状によらないことを示唆している．大気のない天体の周囲にはサブミクロンメートルの衝突放出ダストの雲が取り巻いていると予想されており，木星衛星の探査で実際に観測されている．衝突破片によって生成した微小クレーターの統計的情報は，観測することが難しく謎に包まれている微小なダスト雲の特性を知る上での手がかりになるかもしれない．

4. 展 望

イトカワ試料にはここでは紹介しきれない特殊な物質も存在する．たとえば，イトカワ粒子の表面にはKClやNaClがわずかに報告されているが電子線などに対して弱く観察が難しい[33]．塩は水が存在する環境で析出する物質であり，母天体の熱変成後に起きた水質変成の証拠であるのか，イトカワへの他天体からの物質の流入物であるのか，あるいは地球上での汚染であるのかはっきりしない．こうした興味深いが微量であることや分析が困難であるために研究が進んでいない試料が数多く残されており，様々な分析手法を用いたイトカワ粒子の継続的な研究が期待される．

謝 辞

本稿で使用したイトカワ粒子画像の撮影にあたり，宇宙科学研究所地球外物質研究グループの機器を使用させて頂きました．感謝いたします．また本論文の執筆を勧めてくださいました三浦均博士と瀧川晶博士にお礼申し上げます．査読者である佐々木晶博士からは有益なコメントを頂き，感謝いたします．

参考文献

[1] Fujiwara, A. et al., 2006, Science 312, 1330.
[2] Nakamura, T. et al., 2011, Science 333, 1113.
[3] Yurimoto, H. et al., 2011, Science 333, 1116.
[4] Ebihara, M. et al., 2011, Science 333, 1119.
[5] Tsuchiyama, A. et al., 2011, Science 333, 1125.
[6] Noguchi, T. et al., 2011, Science 333, 1121.
[7] Nagao, K. et al., 2011, Science 333, 1128.
[8] Terada, K. et al., 2018, Scientific report 8, 11806.
[9] Nakashima, D. et al., 2013, EPSL 379, 127.

[10] Fujiya, W. et al., 2016, MAPS 51, 1721.
[11] Wakita, S. et al., 2014, MAPS 49, 228.
[12] Park, J. et al., 2016, MAPS 50, 2087.
[13] Jourdan, F. et al., 2017, Geology 45, 819.
[14] Matsumoto, T. et al., 2016, GCA 187, 195.
[15] Wilson, S. et al., 2003, MAPS 38, 1533.
[16] Noguchi, T. et al., 2009, Icarus 206, 319.
[17] Harries, D. and Langenhorst, F., 2018, GCA 222, 53.
[18] Naraoka, H., 2012, GJ 46, 61.
[19] Melosh, 1989, Impact cratering, Oxford Univ. Press
[20] Langenhorst, F. et al., 2014, EPS 66, 118.
[21] Delbo, M. et al., 2014, Nature 508, 203.
[22] Hiroi, T. et al., 2006, Nature 443, 56.
[23] Noguchi, T. et al., 2014, MAPS 49, 188.
[24] Bonal, L. et al., 2015, MAPS 50, 1562.
[25] Matsumoto, T. et al., 2015, Icarus 257, 230.
[26] 馬上ほか, 2013, 遊星人 22, 2013.
[27] Burgess, K. D. and Stroud, R., 2018, GCA 224, 64.
[28] Daly, L. et al., 2018, 49thLPSC #1495.
[29] Miyamoto, H. et al., 2007, Science 316, 1011.
[30] Nakamura, E. et al., 2012, PNAS 109, E624.
[31] Harries, D. et al., 2016, EPSL 450, 337.
[32] Matsumoto, T. et al., 2018, Icarus 303, 22.
[33] Noguchi, T. et al., 2014, MAPS 49, 1305.

←目次へ

一番星へ行こう！ 日本の金星探査機の挑戦 その37 ～金星大気深部の風のパズルを完成させる「あかつき」[1]～

ハビエル ペラルタ[2]（訳：今村 剛，東京大学）

（**要旨**）金星探査機「あかつき」に搭載されたIR2カメラによって金星の雲層下部の風速とその変動が明らかになってきた．

金星は常に雲で覆われており，その雲は時速360 kmに達する速度でたった4日で惑星を一周します．地面が1日の周期で回転する地球と違って，金星の地面は243日という周期で大気よりもはるかにゆっくりと回転しているので，これは驚くべきことです．金星の大気が固体表面の60倍の速さで「超回転」していることは，私たちの太陽系の最も有名な謎の一つであり，そしてそのメカニズムを明らかにすることが「あかつき」の主な使命です．

この目的のために，「あかつき」は金星大気の複数の高度の雲の動きを観察できる4台のカメラを持っています．金星の上層雲（高度60 km以上）の運動は，雲による太陽光の反射や吸収を利用してほぼ1世紀にわたって研究されてきました．残念ながら太陽光は雲層の深部にはほとんど届かないので，低高度の風はいくつかの降下プローブが1970年代の終わりに風の直接測定を行うまで長い間謎でした．1980年代になってAllenとCrawfordは，地表からの赤外放射の一部が下層の雲を通過して逃げだすことができるいくつかの「窓」波長を使って夜側の雲層深部を観察できることを発見しました．「あかつき」に搭載されているカメラの1つであるIR2は，これらの赤外線の窓で金星の夜側を撮影して下層の雲を観察することが可能であり，2016年には前例のない精細さでこれらの雲を可視化することができました（図1）．今回出版された論文[1]は金星の大気深部の風に関する最も詳細な調査の1つであり，何千点もの風速測定と何百もの画像といくつかの動画を公開しています．この作業は，JAXA，東京大学，北海道大学，Basque大学，京都産業大学，Colorado大学Boulder校，Wisconsin大学Madison校，滋賀県立大学，総研大，ポルトガル天体物理・宇宙科

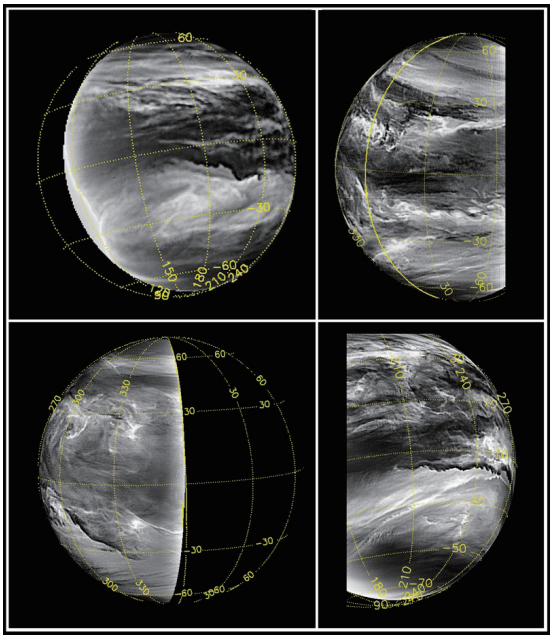


図1：IR2で撮影した2.26 μm画像に見られる金星夜側の低層の雲の様々な形態．[1]を改変．

1. 英語版 https://www.wakusei.jp/book/pp/2019/2019-1/firststar_37_en.pdf

2. JAXA 国際トップヤングフェローシップ
javier.peralta@ac.jaxa.jp

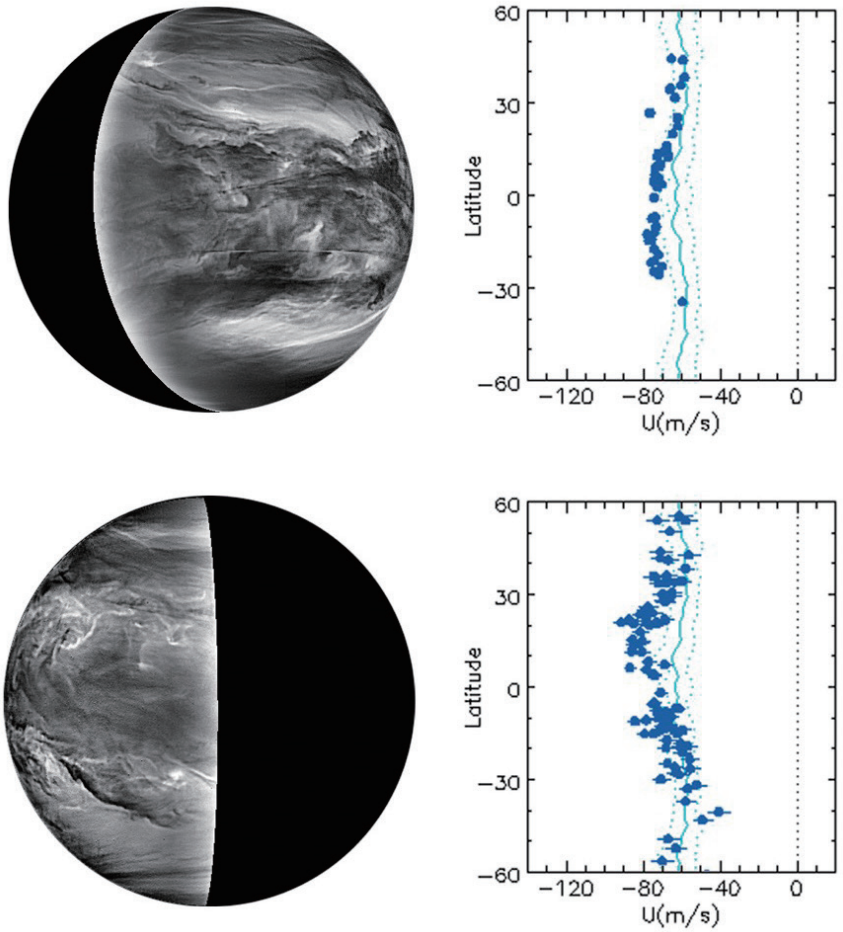


図2：夜側の下層の雲のパターンが東西風の変化に関連していることを示す例．[1]を改変．

学研究所，Southwest Research Institute，産業技術総合研究所から構成される国際チームによって行われました．

「あかつき」とVenus Expressによって上層の雲に定在波が発見され，金星の地表が大気循環において本質的な役割を果たしていることがわかってきましたが，雲層深部の運動はまさに超回転のメカニズムを理解する手がかりを与えてくれます．今回の結果は，雲層深部でIR2により既に発見されていた赤道ジェット[2]や他の周期的現象を改めて確認したのに加え，驚くほど多様な雲の形態が風速変動に関連していることを確かめました(図2)．そのような風速変動は雲の形態を支配し，暖かい地表から宇宙空間に逃げる熱放射に対する雲の透過率に影響します．

深部の雲やそれを形作る風に対する地表の影響については未解決問題があります．高度約70 kmの雲頂では地形に起因する定在波と風の乱れが見られますが，雲層深部に対応する50～60 kmでは定在波は見られないのです．今のところ風に対する地形の影響について決定的なことはわかっていません．深部の風が太陽光加熱に起因する熱潮汐波の影響を受けていることもわかりましたが，これはVenus Expressでは見逃されていた事実です．

地上望遠鏡や降下プローブなどで過去数十年の間に得られた風速データを，「あかつき」と，さらにはスペインのTNG望遠鏡やNASAのIRTF望遠鏡による新たな観測と組み合わせることによって，金星の深層の風の10年スケールの振る舞いを初めて調べることができました(図3)．その結果によれば，1978年から2017年の間に雲層下部の風は最大30 m/秒もの幅で

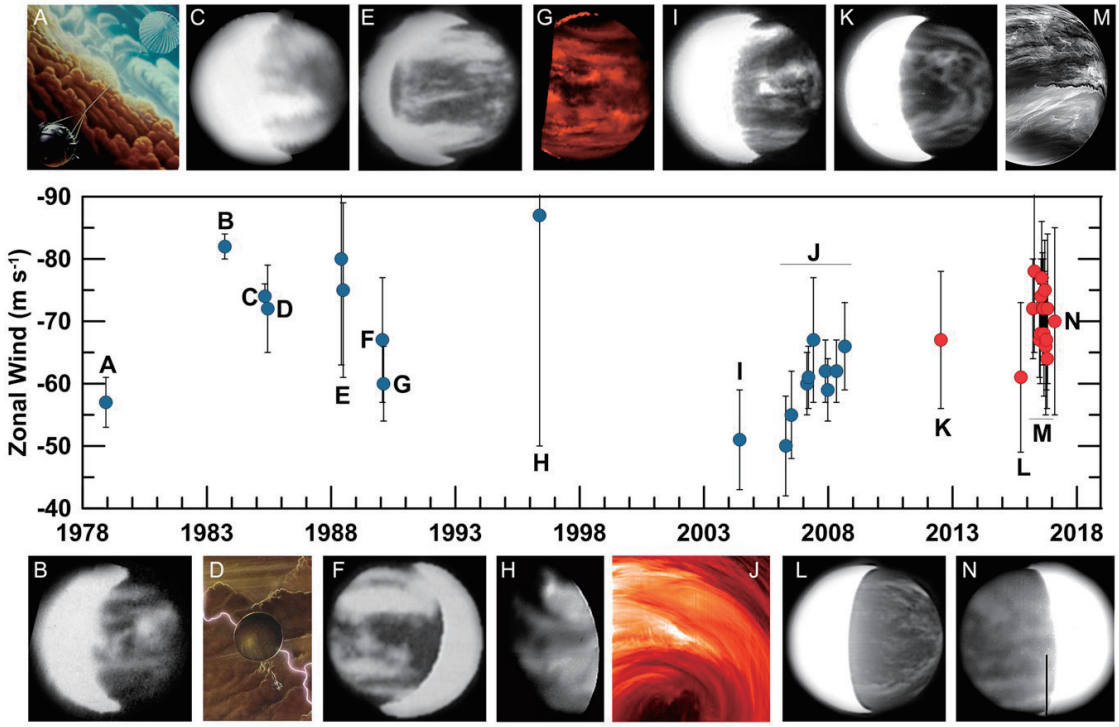


図3：数十年にわたる金星の大気深部の風の変動．青い点は過去の出版物で報告されている風速を表し，赤い点は新たな測定値を表す．[1]より転載．（画像のクレジット：JAXA，ESA，NASA）．

振動しています．このことは，金星本体の回転速度の変動が近年報告されていることも考えると，地表と大気循環の間の相互作用を意味するのかもしれません．

参考文献

[1] Peralta, J. et al., 2018, Astrophys. J. Suppl. Ser. 239, 29.

[2] Horinouchi, T. et al., 2017, Nature Geo. 10, 646.

←目次へ

火の鳥「はやぶさ」未来編 その17 ～ リュウグウの地名 ～

野口 里奈[1]，嶌生 有理[1]，吉川 真[1]，宮本 英昭[2]，小松 吾郎[3]，渡邊 誠一郎[4,1]，石原 吉明[5]，佐々木 晶[6]，平林 正俊[7]，平田 成[8]，本田 親寿[8]，出村 裕英[8]，杉田 精司[9]，津田 雄一[1]，はやぶさ2プロジェクトチーム

（**要旨**）リュウグウ表面の地名が国際天文学連合（IAU）のDivision F（Planetary System and Bioastronomy）のWorking Group for Planetary System Nomenclature（以降，国際天文学連合ワーキンググループ）で審議され，2018 年の年末に承認された．ここでは地名の紹介と決定までの経緯について紹介する．

1. はじめに

2018年6月初旬，巡航フェイズからアプローチフェイズに移行した小惑星探査機はやぶさ2は，光学航法を実施するためリュウグウのONC-T撮像を開始した．数ピクセルだったリュウグウの姿は接近するにつれて次第に大きくなり，運用室からサイエンスチームに日々最新の画像が伝えられていた[i]．リュウグウは事前想定と異なり，円錐を2つ組み合わせたそろばんの珠のような形状（top shape）であり，黄道面にほぼ垂直な逆行自転を示していた．そのため，画像の上方向が小惑星の北極なのか南極をすぐに判別することは困難であった．そこで，リュウグウの南北と自転方向を把握するため，はやぶさ2プロジェクトチーム内では特徴的な地形にニックネームをつけて運用を進めていた．リュウグウの最も特徴的な地形は，天体直径の2割近くに達する巨大クレーター（通称デススタークレーター[1]，現在のウラシマクレーター（Urashima crater））であった．また，南北の分別は南極の巨大ボルダー（通称カメボルダー[ii]，現在のオトヒメサクスム（Otohime Saxum））と巨大な地溝（通称ザキヤマ，現在のトコヨフォッサ（Tokoyo Fossa），ホウライフォッサ（Horai Fossa））が有用であった．その他にも，自転位相を把握するために，赤道近くの特徴的な一対のボルダー群（通称岩上さんと岩下さん，後者は本初子午線の基準となった現在のカタフォサクスム（Catafo Saxum）），周囲より著しく明るい点（通称白ごま），周囲より黒いボルダー（通称黒岩さん，現在のキンタロウクレーター（Kintaro crater）内のボルダー）などがニックネームとして呼ばれていた．しかし，リュウグウの表面地形について世界中の研究者と議論する際，あるいは論文として紹介する際に，同じ地形がチーム外の研究者には別の名前で呼ばれるといった問題が生じかねない．そのため，国際的に通用する正式名称を命名する必要がある．そこで，国際天文学連合（IAU）に申請することをめざして，2017年9月にチーム内でリュウグウ表面地形に名称を付ける議論を始めた．

2. 経 緯

地球外天体上の地物の名称は，国際天文学連合のワーキンググループへ提案し，ワーキンググループで承認されることにより正式名称となる．そのため，リュ

1. 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所
2. 東京大学大学院 工学系研究科
3. Università d'Annunzio
4. 名古屋大学大学院 環境学研究科
5. 国立環境研究所
6. 大阪大学大学院 理学研究科
7. Auburn University
8. 会津大学 先端情報科学研究センター
9. 東京大学大学院 理学系研究科
r-noguchi@planeta.sci.isas.jaxa.jp

i. 当時の様子はプロジェクトホームページhttp://www.hayabusa2.jaxa.jpを参照されたい．
ii. ある方向から見ると亀のように見える．浦島太郎が助けた亀は，実は乙姫の化身だったとする説もある．

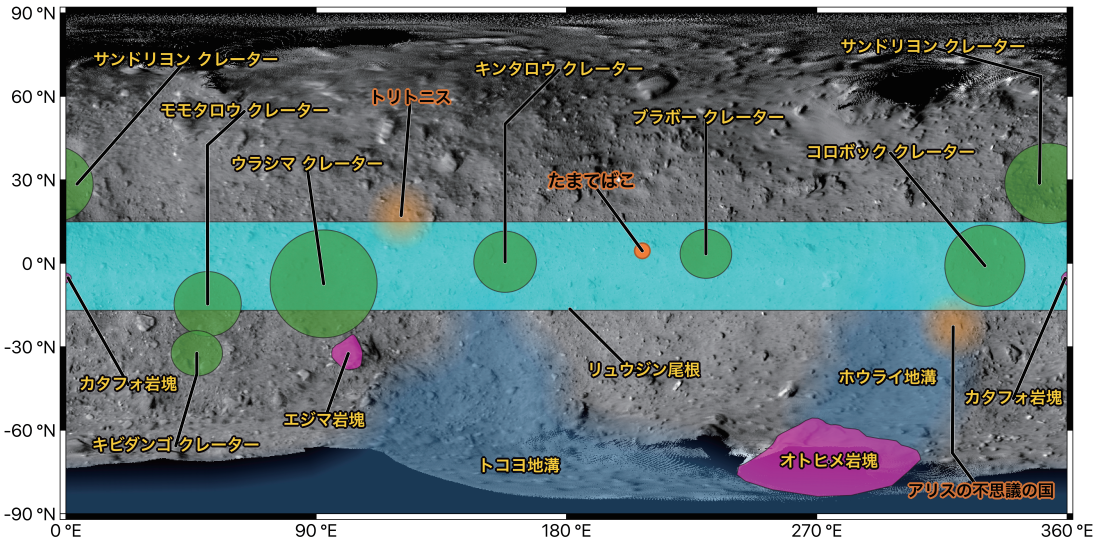


図1：リュウグウの地名マップ．（画像クレジット：JAXA，リュウグウの画像はONC チーム（JAXA，東京大，高知大，立教大，名古屋大，千葉工大，明治大，会津大，産総研）による）

ウグウの地名についても国際天文学連合のルールに則って命名を進めることとした．新たな太陽系天体上の地名を国際天文学連合に申請するには，まず，その天体での地名を貫くテーマを決める必要がある．例えば，金星（Venus）では「女神の名前」がテーマとなっている．そこで，2018年1月にプロジェクト内でテーマが募集された．海外メンバーを含むプロジェクト内での議論で，リュウグウの地名のテーマとして「世界のお城の名前」，「各国語での竜（ドラゴン）の名称」，「深海の生物の名称」などが提案された．2018年6月末，最終的に命名テーマは「子供たち向けの物語に出てくる名称」に決定した．これは，リュウグウという名称が浦島太郎という物語に由来するものであり，また日本だけで無く世界の物語を対象にできるので，インターナショナルにも受け入れられやすいと判断したためである．このテーマについて先行して国際天文学連合ワーキンググループに提案を行なった．

地名はむやみやたらとつけられるものではなく，科学的重要性や天体に対する大きさなど制約がある．議論には，惑星地質学の専門家を含むプロジェクトメンバー有志（以下，地名コアメンバー）が参加した．2018年7月に地名命名会合を2回開催し，ボルダーの地形タイプ名や命名すべき地形，名称案について，ONC（光学航法カメラ）チームが主体となって作成したたたき台やイトカワでの命名経緯などを元に議論した．同時に，チーム内から名称案を募集した（セクション4を参照いただきたい）．先行して申請したテーマの提案は2018年9月26日に認められたという連絡を受けた．そこで，命名すべき地形の選定とその命名について議論し，2018年10月12日に13個の地名を国際天文学連合ワーキンググループに提案した．その後，2018年10月30日にワーキンググループから返事があり，4つの地名について潜在的問題が指摘されたため，地名コアメンバーにてそれらの第二名称案を議論し，2018年11月8日に再申請した[iii]．最終的に，9個の名称はチームの提案通りに，残り4つの名称はワーキンググループによる修正の上承認されたという連絡を2018年12月19日に受けた．リュウグウの地名マップを図1-2に，リュウグウ表面の地名一覧を表1に示す．

3. 新しい地形タイプ：サクスムの誕生

太陽系の天体表面には山や谷など様々なタイプの地形があるが，今回リュウグウでは4タイプの地形について申請した．峰や尾根を指すラテン語が語源のドルサム（Dorsum），円形凹地であるクレーター（Crater），溝や地溝を指すフォッサ（Fossa），そしてリュウグウの特徴である岩・岩塊（ボルダー）である同じくラテン

iii. 2018年12月12日にOzとその第二名称案であったGekirinが却下されたため，Swimmyを再提案した．

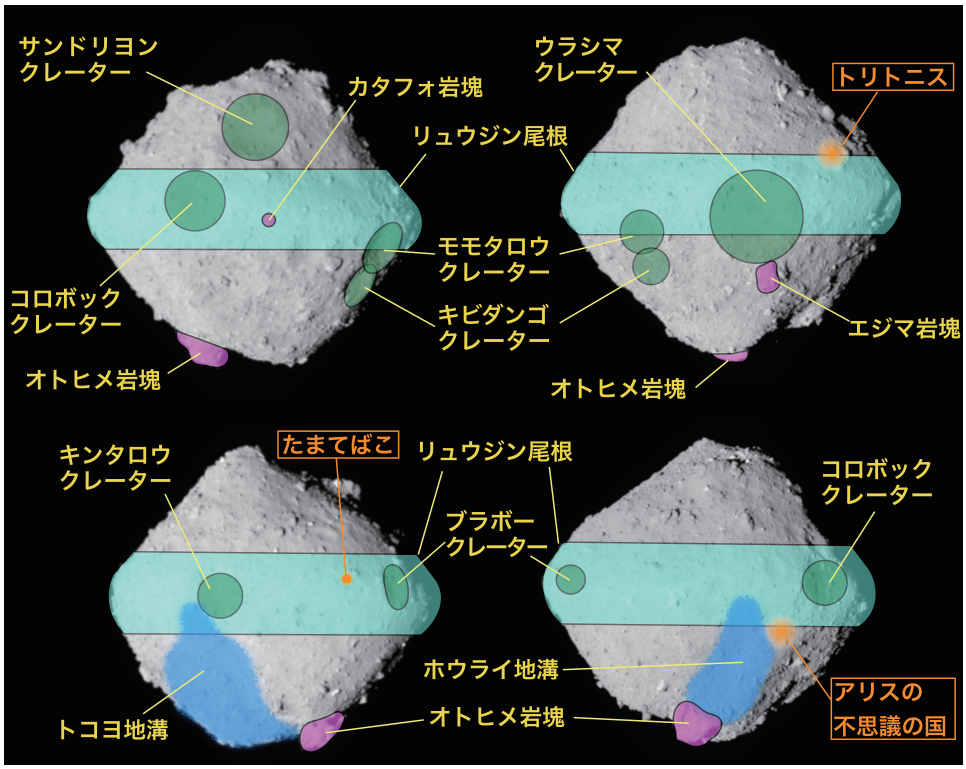


図2：リュウグウの地名とその位置．（画像クレジット：JAXA，リュウグウの画像はONC チーム（JAXA，東京大，高知大，立教大，名古屋大，千葉工大，明治大，会津大，産総研）による）．

表1：リュウグウ表面の地名一覧．

名称	タイプ	地形の説明	元になった物語	国	名称の由来
リュウジン	ドルサム	赤道リッジ	浦島太郎	日本	乙姫の父である龍神から
ウラシマ	クレーター	リュウグウ最大のクレーター	浦島太郎	日本	亀を助けた漁師
サンドリヨン	クレーター	赤道リッジの外にあるクレーターで最大のもの	シンデレラ	フランス	シンデレラのフランス語[1]
コロボック	クレーター	赤道リッジ上にあるクレーターの典型	コロボック	ロシア	家から逃げ出した小さな丸パン[2]
ブラボー	クレーター	赤道リッジ上にあるクレーターの典型	ブラボーと巨人	オランダ	巨人に勝利した勇敢な若者[3]
キンタロウ	クレーター	リュウグウで５番目に大きいクレーター	金太郎	日本	足柄山で育った怪力の男の子
モモタロウ	クレーター	リュウグウで４番目に大きいクレーター	桃太郎	日本	桃から産まれて鬼と戦った少年
キビダンゴ	クレーター	リュウグウで６番目に大きいクレーター	桃太郎	日本	桃太郎が仲間に分け与えた食べ物
トコヨ	フォッサ	リュウグウ最大の溝状凹地	浦島太郎	日本	常世の国，海のはるかかなたにある理想郷
ホウライ	フォッサ	リュウグウで２番目に大きい溝状凹地	浦島太郎	日本	蓬莱，海中にある理想郷
カタフォ	サクスム	リュウグウの本初子午線の基準となったボルダー	ケイジャン民話	アメリカ	辿った道を見失わないよう印をつけた賢い少年[4]
オトヒメ	サクスム	リュウグウ最大のボルダー	浦島太郎	日本	龍宮城に住み，浦島太郎をもてなし玉手箱を送った女性
エジマ	サクスム	リュウグウ形成史の鍵を握るボルダーのひとつ	浦島太郎	日本	浦島太郎が亀を助け，龍宮城へ旅立った磯（絵島が磯）

[1]「シンデレラ」で提案したが，国際天文学連合ワーキンググループがオリジナルのフランス語に修正した．
[2]「ピーターパン」で申請したが，コピーライトの問題があるため，ワーキンググループが変更した．
[3]「スリーピング・ビューティー」（眠れる森の美女）で提案したが，文字数が長すぎるという指摘を受け，「ブラボー」と修正提案し認められた．
[4]「オズ」で申請したが，カロン（冥王星の衛星）で使われていたため，ワーキンググループが変更した．

語が語源のサクスム（Saxum）である．実はこのサクスム，今回の申請を通じて設けられた新しい地形タイプなのである．

リュウグウ表面には数多くのボルダー（岩，岩塊）が分布している．どこを見ても，岩，岩，また岩…という様子はリュウグウの特徴であり，探査機のタッチダウンを阻む要因となっている．さらに，分光観測によって，南極に存在する巨大ボルダー（オトヒメサクスム）はその大きさだけでなく，物質や表面状態を示す可視光スペクトルも，その他の地域とは異なるという

特徴があることが明らかになった．当該ボルダーはリュウグウ形成史を考える上で最も重要な地形であるため，命名対象にしたいという強い希望がプロジェクトから出た．しかし，ボルダーへの命名は前例がなく，タイプ名すら存在しなかった(はやぶさ初号機の探査では，小惑星イトカワ表層の巨大ボルダーへの命名は認められなかった)．そこで我々は，地名申請と同時に，ボルダーのタイプ名も合わせて提案・申請した．地形タイプ名は通例ラテン語であるので，ボルダーのタイプ名としてサクスム(Saxum，ラテン語で岩・石の意味)を提案した．その結果，国際天文学連合ワーキンググループからは条件付きでボルダーへの命名が認められ，そのタイプ名は我々が提案したものがそのまま採用された．その条件とは，(1)提案されたボルダーは小惑星上に存在すること(惑星，衛星，彗星，その他の天体上のボルダーは不可)，(2)提案されたボルダーが天体直径の1％以上の大きさであること，(3)提案されたボルダーが科学的重要性を持つこと(本初子午線の基準であるなど)である．こうして新しい地形タイプ：サクスムが誕生したのである．

4. 命名案の募集

命名テーマは「子供たち向けの物語に出てくる名称」と決定した後，国内外のチームメンバーから命名案を募集した．その結果，合計21名(うち海外メンバー8名)から合計167個の名称が提案された．チーム内から提案された名称の例を表2に示す．しかし，提案された名称が全て使用できるわけではない．まず，別天体上の既存の地名や既存の小惑星名は基本的に使用できない．例えば，「エルマーとりゅう(My Father's Dragon)」に出てくるElmerとBorisはすでに月のクレーター名で使用されており，「星の王子さま(Le Petit Prince)」は小惑星名として使用されているため，使用できない．また，著作権の問題を避けるため，100年以上前の物語が好ましく，普通名詞は使用できない．このように名称を整理した後に，地名を付けるべき地形とその名称について地名コアメンバーを中心に議論した．

5. オトヒメ問題

天体名称がリュウグウであるため，代表的な地形には浦島太郎のお話に出てくる名称をぜひ使いたいという強い希望がプロジェクト内からあった．しかし，地名には普通名詞が使えない．すなわち，鯛やひらめ，亀すら不可で，採録可能なものは浦島太郎，乙姫などに限られる．そこで，リュウグウで一番大きいクレーターにはウラシマクレーター(Urashima crater)，南極付近にある一番大きいボルダーにはオトヒメサクスム(Otohime Saxum)と名付けることにした．これらはリュウグウの形成史を考える上で非常に重要な要素となるからである．また，2019年2月22日に実施されたタッチダウン運用における着地点のニックネームは，はやぶさ2プロジェクトメンバーの多数決によって「たまてばこ(Tamatebako)」となった[iv, v]．

しかし，オトヒメはすでに使われてしまっていた！金星(地名は女神シリーズ)にオトヒメトーラス(Otohime Tholus)という地名がすでにあり，提案当初は国際天文学連合ワーキンググループに断られてしまった．しかし，オトヒメは浦島太郎の話に出てくる超重要人物であり，龍宮城由来のリュウグウにいないとなると玉手箱がもらえないことになってしまう(というのは冗談だが)．プロジェクト内からオトヒメという地名をどうしても使いたいという強い希望が寄せられたため，地名コアメンバーで文章を練って再提案したところ，国際天文学連合ワーキンググループに承認された．

リュウグウの特徴はtop shapeと呼ばれる形状であり，北極から見るとほぼ円形となっている．この赤道の尾根について，龍宮城の主で乙姫の父である龍神からとってリュウジンドルサム(Ryujin Dorsum)と名付けた．これは地名コアメンバーからの「龍がとぐろを巻いている感じと似ている」「ウロボロスに通じる」という意見から付けられた．

オトヒメサクスムの両隣には，赤道方向に延びる大きな溝(地溝)がある．浦島太郎の物語において龍宮城

iv.「プロジェクタイルを打ち込んだらお宝がたくさん飛び出してきたことが玉手箱のイメージと重なる」とのプロジェクトメンバーの意見より．

v. あくまでもニックネームであり，原稿執筆時点において国際天文学連合ワーキンググループで認められた正式名称ではない．

表2： チーム内から提案された名称の例.

名称	国/地域	日本語名称	元になった物語
Bambi	Austria	バンビ	バンビ
Thumbelina	Denmark	おやゆび姫	親指姫
Malifice	Europe	眠れる森の美女	眠れる森の美女
Snufkin	Finland	スナフキン	ムーミン
Sniff	Finland	スニフ	ムーミン
Ensliga	Finland	おさびし山	ムーミン
le Petit Prince†	France	星の王子さま	星の王子さま
Sleuth	France	スラウギ号	十五少年漂流記
Schneewittchen	Germany	白雪姫	白雪姫
Momo	Germany	モモ	モモ
Atreyu	Germany	アトレーユ	はてしない物語
Fuchur	Germany	幸いの竜フッフール	はてしない物語
Hexenhaus	Germany	おかしのおうち	ヘンゼルとグレーテル
Gretel	Germany	グレーテル	ヘンゼルとグレーテル
Hansel	Germany	ヘンゼル	ヘンゼルとグレーテル
Maya	Germany	みつばちマーヤ	みつばちマーヤの冒険
Laci	Hungary	ラチ	ラチとらいおん
Lucignolo	Italy	ランプウィック	ピノキオ
Pinocchio	Italy	ピノキオ	ピノキオ
Geppetto	Italy	ゼペットじいさん	ピノキオ
Tamatebako	Japan	玉手箱	浦島太郎
Onigashima	Japan	鬼ヶ島	桃太郎
Donburako	Japan	どんぶらこ	桃太郎
Akaoni	Japan	赤鬼	桃太郎
Aooni	Japan	青鬼	桃太郎
Shutendoji	Japan	酒呑童子	金太郎
Hidohdoh	Japan	はいどうどう	金太郎
Issunboshi†	Japan	一寸法師	一寸法師
Kozuchi	Japan	打ち出の小槌	一寸法師
Warashibe	Japan	わらしべ長者	わらしべ長者
Ikkyu	Japan	一休さん	一休さん
Suttonton	Japan	すっとんとん	おむすびころりん
Gon	Japan	ごんぎつね	ごんぎつね
Guri	Japan	ぐり	ぐりとぐら
Gura	Japan	ぐら	ぐりとぐら
Begoishi	Japan	べご石	気のいい火山弾
Giovanni	Japan	ジョバンニ	銀河鉄道の夜
Campanella	Japan	カムパネルラ	銀河鉄道の夜
Naranoki	Japan	檜の木大学士	檜の木大学士の野宿
Terutehime	Japan	てるて姫	てるて姫
Daidarabotchi	Japan	でいらぼっち	でいらぼっち
Korpokkur	Japan(Ainu)	コロポックル	アイヌ伝承
Niraikanai	Japan(Ryukyu)	ニライカナイ	沖縄伝承
Swimmy	Netherlands	スイミー	スイミー
Miffy	Netherlands	ミッフィー	ミッフィー
Pippi	Sweden	ピッピ	長くつ下のピッピ
Heidi‡	Switzerland	ハイジ	アルプスの少女ハイジ
Nello	UK	ネロ	フランダースの犬
Dorothy‡	US	ドロシー	オズの魔法使い
Toto	US	トト	オズの魔法使い
Elmer‡	US	エルマー	エルマーとりゅう
Boris‡	US	りゅう	エルマーとりゅう
Blueland	US	そらいろこうげん	エルマーとりゅう
Dolittle	US	ドリトル先生	ドリトル先生

† 小惑星名で使用されているため使用不可
‡ 他天体地名で使用されているため使用不可

は乙姫が住む海の底にある不思議な場所であるが，実は様々な物語で異世界として登場し，蓬莱（ホウライ），常世（トコヨ），ニライカナイなどとも呼ばれていたそうである．そこで，オトヒメサクスムに隣接するこれらの溝について，常世と蓬莱からとってトコヨフォッサ（Tokoyo Fossa），ホウライフォッサ（Horai Fossa）と名付けた．

ウラシマクレーターの南にボルダーがある．一説によると，浦島太郎が亀を助け龍宮城に旅立った地は絵島が磯という場所であるそうだ．そこでこのボルダーをエジマサクスム（Ejima Saxum）と名付けることにした．

ウラシマクレーターの両隣にも大きなクレーターがある．西には南北にくっついた2つのクレーターがある．この様子が「お腰にきびだんごをつけた桃太郎」を想起させたので，北側をモモタロウクレーター（Momotaro crater），南側をキビダンゴクレーター（Kibidango crater）とした．一方，東には内部に黒く大きなボルダーがあるクレーターがある．これが「マサカリ担いだ金太郎」を連想させたため，キンタロウクレーター（Kintaro crater）と名付けた．

6. 海外の物語由来の地名

リュウグウには海外の物語由来の地名も名付けた．MASCOT着陸地点のニックネームは，MASCOTチームによってアリスの不思議の国（Alice's Wonderland）と命名された[vi]．このニックネーム選考の最終候補には，シンデレラ（Cinderella），ピノキオ（Pinocchio），スリーピング・ビューティー（Sleeping Beauty, 眠れる森の美女），オズ（Oz），ピーターパン（Peter-Pan）が挙げられていた．そこでこれらを主要な地形の地名として申請した．しかし，これらは申請通りの採用とはならず，修正申請もしくはワーキンググループによって修正・変更された．

スリーピング・ビューティークレーター（Sleeping-Beauty crater）として申請した赤道リッジ上のクレーターは文字数が多すぎるという指摘を受け，ブラボークレーター（Brabo crater）と修正提案し認められた．ブラボーとは，プロジェクトの海外メンバーから提案された，ベルギーのアントウェルペン（アントワープ）を舞台としたオランダの物語「ブラボーと巨人」に出てくる巨人を退治した英雄の名前に由来している．ベルギーの銘菓「アントワープの手」のモチーフとしても有名である．

シンデレラクレーター（Cinderella crater）として申請した赤道リッジ外の最大クレーターは，ワーキンググループによって原作の一つシャルル・ペローの原題に基づくフランス語読みのサンドリヨンクレーター（Cendrillon crater）に変更された．シンデレラはヨーロッパの昔話が様々な地域で物語化されたようで，特にドイツのグリム童話とフランスのペロー童話集が有名である．

ピーターパンクレーター（Peterpan crater）として申請した赤道リッジ上のクレーターは，コピーライトの問題があるため，ワーキンググループによってロシア民話に由来するコロボッククレーター（Kolobok crater）に変更された．コロボックというのは，森で様々な動物に出会う「おだんごパン」の名前だそうである．

リュウグウの本初子午線の基準となったボルダーは，提案当初，オズの魔法使いからとってオズサクスム（Oz Saxum）として申請した．オー（O）は数学で原点を示す文字であり，リュウグウの座標原点として適当であると考えたためである．しかしながら，すでにカロン（冥王星の衛星）のリザーブリストに載っていたため，ワーキンググループによってケイジャン民話[vii]に由来するカタフォサクスム（Catafo Saxum）に変更された[viii]．また，MINERVA-II1の着地点にはトリトニス（Tritonis, ミネルバ生誕の地が由来）がニックネームとして名付けられた[ix]．

7. おわりに

以上が国際天文学連合によって認められたリュウグウの地名および着陸地点のニックネームである．今後

vi. あくまでもニックネームであり，原稿執筆時点において国際天文学連合ワーキンググループで認められた正式名称ではない．
vii. アメリカ，ケイジャン料理で有名．
viii. 第二名称案として逆鱗（Gekirin，リュウジンドルサム上にあるため），第三名称案としてスイミー（Swimmy，数あるボルダーの中でも特別重要なものであるため）を提案したが受理されなかった．
ix. あくまでもニックネームであり，原稿執筆時点において国際天文学連合ワーキンググループで認められた正式名称ではない．

も特徴的な地形について論文で議論する際に必要であれば，随時地名を検討・申請していく予定である．リュウグウのどこにどんな物語を登場させるのがよいか，アイディアがあればはやぶさ2のプロジェクトメンバーにぜひお聞かせいただきたい．

謝 辞

命名の申請にあたっては，国立天文台の渡部潤一氏にサポートいただいた．国際天文学連合ワーキンググループのTenielle A. Gaither氏(アメリカ地質調査所)には，プロジェクトからの提案に丁寧に対応していただき，手続きの円滑化にご協力いただいた．申請資料の作成にあたり，東京大学の菊地紘氏と逸見良道氏に協力していただいた．以上の皆様に感謝申し上げます．

参考文献

[1] 渡邊誠一郎, はやぶさ2 ロジェクトチーム, 2018, 遊星人 3，27.

←目次へ

遊星百景 その15 ～地球と火星のルートレスコーン～

野口 里奈[1]

火星の火成活動[*1]を研究する，となると巨大楯状火山のオリンポス山やタルシス，エリシウムを思い浮かべる方が多いでしょう．天邪鬼な私はそれらに目もくれず，表層年代の若い領域に分布する小さなコーン地形，とりわけルートレスコーンを研究してきました．ここではルートレスコーンとは何なのかを述べ，とっておきのルートレスコーン画像をご紹介します．

ルートレスコーン（rootless cone）は別名シュードクレーター（pseudocrater）と呼ばれる，火山のようで本当の意味での火山ではない，奇妙な円錐状の地形です（図1A）．通常の火山は，地下深くのマグマだまりからマグマが上昇，地表に到達・噴出したその場所で形成されます．一方で，ルートレスコーンは，地表に噴出した溶岩が流れ着いた先で形成されます[*2]．高温低粘性の溶岩が含水層，河床・湖成堆積物，湖沼等を覆い，堆積物中の水が気化・膨張し，圧力が限界に達すると爆発が生じます．この爆発が連続することで，破砕物（溶岩の破片＋もとの地面の破砕物）が爆発点の周囲に堆積し，コーンの形状がつくられます[1]．爆発の規模が小さく継続時間も短いため，山体サイズは小さい（直径 6–246 m [2]）ですが，爆発強度は必ずしも小さくなく，火砕流[*3]を出す場合もあります[3]．地球上において，ルートレスコーンのほとんどはハワイ島やアイスランドに分布しますが，日本でも草津白根山山腹[*4]や式根島等で見ることができます．

この地形が火星の表層年代の若い領域に存在することがどういう意味を持つか，みなさんもうお分かりでしょう．最近の火星において，火山活動と表層浅部の

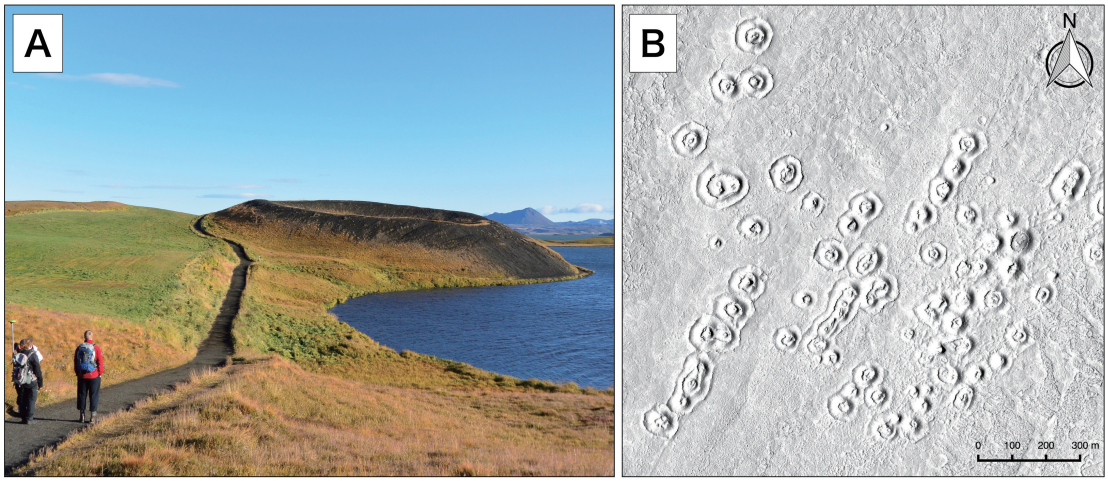


図1：アイスランド[A]と火星[B]のルートレスコーン．（Bの画像クレジット：NASA/JPL/University of Arizona; HiRISE image ID: PSP_002226_1900）

1. 宇宙航空研究開発機構宇宙科学研究所
r-noguchi@planeta.sci.isas.jaxa.jp

*1. シャレです．

水の両方が存在しているのです！これだけでも十分おもしろいのですが，ルートレスコーンにはさらに“おもしろ要素”があります．

ルートレスコーン形成時の爆発強度は，溶岩と接触する水の可用性により変化すると考えられ，その形状は 火口の周囲に餅を積み上げたようなもの[*5]から秋田の男鹿半島で有名なマール状のものまで様々です[5]．つまり，ルートレスコーンの山体形状から形成当時の水環境が推測できるのです．この他にも成因未解明の形状特徴もあり，ルートレスコーンは興味の尽きない「ミニチュア」火山です．さて，私のとっておきのルートレスコーン画像をご覧ください（図1B）．一体どうやってできたのでしょうか？みなさんもぜひ想像してみてください．

参考文献

[1] Thorarinsson, 1953, Bull Volcanol 14, 3.
[2] Noguchi, R. and Kurita, K., 2015, PSS 111, 44.
[3] Hamilton et al., 2017, Bull Volcanol. 79, 11.
[4] 早川由紀夫，由井将雄，1989，第四紀研究，28, 1.
[5] Fagents, S. A. and Thordarson, T., 2007, The Geology of Mars, edited by Chapman, M. G.（Cambridge University Press）.

*2. 山体地下にマグマ溜まりがないことからルートレス（root-less，根無し）と呼ばれています．
*3. 定義は様々ですが、主として岩石と空気の混合物が山体斜面を高速で流れ下る現象のことを指します．
*4. 武具脱（ものぬぐ）の池は殺生溶岩が沼に流入したことで形成されたと考えられています[4]．
*5. スパッターコーン（spatter cone）と呼ばれます．

←目次へ

遊星人の海外研究記 その1 ～米国大学の“台所事情”～

中島 美紀[1]

私がいつ留学を考え始めたのか詳しくは覚えておりませんが，高校生くらいの頃から興味があったことを覚えています．東京工業大学入学後，留学生と一緒の授業を取ったり，国際交流イベントに参加したりしていました．学部3年時に，AEARU（The Association of east Asian Research Universities）という団体が主催していた香港でのサマーキャンプに参加しました．そのキャンプは他の東アジア人学生とともに一週間東アジアの将来を議論するというもので，色々なアクティビティを共にする中で今でも連絡を取り合うような友人を作ることができました．それから1年ほどたった後，キャンプで出会った友人からスタンフォードなどのアメリカの大学に入学許可されたという連絡がありました．その際に学位留学というものをもう少し身近なものとして感じ，また，生き生きと将来の夢を語る友人に憧れを頂いたことを覚えています．

東工大で4年生に進級した時，幸いにも第一志望の井田研究室に所属することができ，惑星に関する研究を始めることになりました．実は学部生の頃は地球温暖化に興味があり，地球大気のモデリングをしたいと考えていました．しかしながら，当時の東工大ではそのような研究をしている研究室がなく，井田先生と当時助教であった生駒先生と自分の希望する研究について議論をしたところ，系外惑星の大気について研究してはどうかとご提案を頂き，卒論は系外惑星の射出限界について取り組むことにしました．射出限界とは，海を持つ湿潤な惑星大気の放射には上限値があり，それを超える太陽放射が入射すると惑星の表面温度が上昇し海水が干上がってしまうというモデルです．指導教官の先生方から非常に手厚くご指導を頂く中で，惑星研究の面白さに魅了され，将来的にも惑星科学の研究を続けて行きたいと思うようになりました．

東工大で修士課程へと進んだ後，修士1年の秋から2年の夏までの約1年間，University of California, Santa Cruz（UCSC）で交換留学を行い，授業を受けながらDouglas Lin教授とErik Asphaug教授と一緒に研究をしました．渡米する前は自分の英語力にはそれなりに自信があったのですが，行ってから実は全く話せないことに気づきました．授業についていくことは実はそこまで苦労しなかったのですが，パーティーに行くのが一番苦痛でした．みんなが楽しそうにしている中で，話に全くついていけずとりあえず愛想笑いをする日々が続きました．友達と話していても，“Huh?”と聞き返されることが多く（日本語のハァ？に近い音です），かなり自信をなくしたのを覚えています．3ヶ月ほどたった後，次第に周りの言うことも理解できるようになり，少しずつ意思疎通が可能になっていきました．研究に関してはまだ自分が研究者として独立していないような段階だったので，苦労することが多かったのですが，留学先の皆さんには大変よくして頂き，良い経験を積むことができました．帰国後は，井田先生，そして当時東工大の助教であった玄田先生のご指導の下，Smoothed Particle Hydrodyna-mics（SPH）法を学び，氷惑星の合体条件に関する研究を行いました．

修士論文を執筆する一方で，散々苦労したにも関わらずやはりアメリカにまた挑戦してみたいという気持

1. Department of Earth and Environmental Sciences, University of Rochester
mnakajima@rochester.edu

ちがふつふつと湧いてきていました．論文執筆の傍ら，アメリカの大学3校のPhDプログラムに出願したのですが，残念ながらどの大学からもアクセプトされませんでした．何がいけなかったのだろうと思い出願先の教授にメールで話を聞いてみたところ，「あなたを雇いたいけどお金がない」と返事が来ました．今考えてみると，これは所謂“sugar-coating”で（言いづらいことを優しい言葉で覆い隠すこと），私のアプリケーションがアクセプトするほど良くなかったと言うことだと今なら分かるのですが，当時の自分はその言葉を真に受けてしまい，お金さえあれば受け入れてもらえるのだなと考えいくつかの奨学金にアプライすることに決めました．その年の後半，幸いにも村田奨学会様からご支援を頂けることが決まり，留学中の最初の2年間の生活費をカバーして頂けることになりました．そして再度アメリカの大学に出願した所，今度はほぼ全ての大学からアクセプトされました．その時「結局世の中はお金か…」と思ったことを覚えています．というのは半分冗談ですが，やはり奨学金を取ると合格の可能性が格段に上がります．何故なら，自分が競争を勝ち抜く能力があるということを証明できますし，また教授側からすれば“安上がり”な学生であり，非常に魅力的に見えるものです．留学を考えている方々には，是非奨学金へ応募することを検討して頂きたいと思います．

大学側からの結果通知があるのは大体1–2月頃で，3月頃に学生が大学訪問をし，どの大学に進学するかを決定します．アメリカでは複数の大学に出願が可能なので，大学側も優秀な学生を取るために売り込みをかけます．私はいくつかの大学を訪問し，最終的にCalifornia Institute of Technology（Caltech）という大学に進学することに決めました．この時点で私は日本博士課程の二年目を迎えていたのですが，Caltechでは1年生から（日本の修士課程1年に相当します）やり直すことが決まっていました．長い学生期間を経ることになるのは分かっていましたが，自分の実力不足は痛感していたので，授業をしっかり受けるのも良いことかもしれないと考えていました．そして，2010年9月にアメリカへ渡りました．

Caltechでの授業は正直言ってかなり大変でした．授業内容は実はそれほど難しくはなかったのですが（学部生の頃に受けた物理の授業の方がよっぽど大変でした），同時に3つほどの授業を受けており，毎週宿題は出るし，同じクラスの授業が毎週2–3回あるし，しかも研究もしなくてはいけないし…と1年目は忙しい日が続きました．また2年目の初めにqualifying examがあり，それに通らないとPhD programの在籍が危うくなるということもあり，1年目の夏は必死に勉強及び研究をしていました．大変な毎日でしたが，クラスメイトの皆と一緒に頑張っていたので，結構楽しい日々を過ごしておりました．試験が無事終わった後は，研究に専念しつつ，学科外の授業も受け続け，Computer Science and Engineeringのminorも取得しました．将来アカデミアの仕事に就かないことにしたら，このようなminorがあれば武器になるかもしれないという安易な考えのもとの行動だったのですが，AIについて勉強できたりしたので結果的には良い寄り道だったと感じています．

色々苦労はしましたが，自分のPhD過程は非常に幸運なことにかなりスムーズだったと思います．私の指導教官はDave Stevensonという超大御所で，何でも知っている方だったので最初はかなり恐れおののいていました．時間とともに慣れて行きつつも，彼と議論する前は何回か深呼吸をして自分を落ち着かせて彼のオフィスに入っていったのを覚えています．また，指導教官が非常に有名だったお陰で，いろいろな人が駆け出しである自分を助けてくださったり，研究に興味を持って下さったりしたのはとても幸いでした．また，大学に世界各国から有名な研究者が訪問にくることが多かったので，ネットワーク作りをするのも苦労はしませんでした．本当に恵まれた環境にいたなと今でも思います．

PhDの終わりが見えてきた頃に，ポスドクへのアプリケーションを始めたのですが，その時は精神的にかなり追い詰められました．ポスドクの仕事が取れなかったらビザが切れてしまい，アメリカ滞在ができなくなってしまう…という不安にかられ，ポスドクの応募書類を書かねばならないのに焦ってしまい，数日間仕事に手がつかなかったことを覚えています．結局はやるしかないと覚悟を決めて応募したのですが，留学生にとっては仕事がないということはアメリカにはいられないことを意味することが多く，おそらく多くの学生がこのような恐怖を味わいます．幸いにも，Department of Terrestrial Magnetism, Carnegie

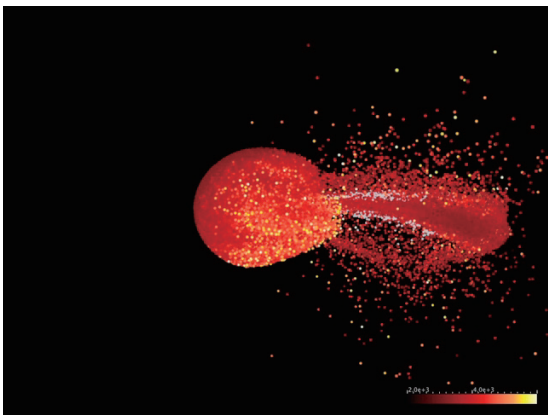


図1：火星サイズの天体と地球のSPH衝突計算．赤―オレンジ色はマントルのエントロピーを，灰色は鉄を表現しています．（Nakajima & Stevenson, 2014, 2015）

図2：graduation ceremonyの時に撮った指導教官Dave Stevensonとの写真．

Institution for ScienceからPostdoctoral Fellowshipのオファーがあり，その後安心してPhDのthesis defense（発表会）を迎えることができました．博士論文のタイトルは“Origin of the Earth and Moon”というもので，academic advisorであったAndy Ingersollが，「今まで見た博士論文のタイトルの中で一番outrageousなものだ」と言って笑っていました．博士課程では，SPH計算などの計算手法を用いて（図1），地球の内部が月形成の衝突によってどれほど攪拌されるか，また衝突時に月形成円盤からどれほど揮発性元素が抜けるか，などについて研究をしました．アメリカの大学のthesis defenseは実際のところお祭りのようなもので，友達や家族を呼んでお祝いするのが常です．私の家族もthesis defenseとgraduation ceremony（図2）に来てくれました．

その後，Carnegieでポスドクを始めるにあたりWashington DCに異動しました（図3）．指導教官がいない中で研究をする，ということに不安がありましたが，時間を経るにつれて少しずつ新しい環境に慣れていきました．Carnegie では研究分野，及びコラボレーションを広げることにして，ドイツの研究グループと共同研究したり，月形成論のフロントランナーの一人であるRobin Canupと仕事を始めたり，Peter van Kekenというマントルダイナミクスの第一人者の一人とマントル対流の計算を始めたりしました．今では少々手を広げすぎたと反省しており，当時始めた仕事を終えようと現在必死に論文を書いています．しかしながら，一人の自立した研究者として様々な人と一緒に研究する中で，非常に多くのことを学びました．また，Carnegieには，天文学，地球物理学，地球化学などの第一人者が集まっており，議論をしたり一緒に論文を読んだりする中で，自分の視野を広げることができました．

図3：春のCarnegie Institution for Scienceの様子．

そのような最高な環境下に居たのですが，ポスドク時代は精神的に追い込まれることが少なからずありました．特にポスドク一年目が終わった頃が一番大変でした．Faculty applicationはPhD取得目前くらいから開始し，幸いにもいくつかの大学からインタビューに呼んで頂いておりました．一番最初のインタビューを受けた時，私はまだ学生であったこともあり，faculty candidateとしての自信が全くなかったのですが，自信があるふりをしてインタビューに臨みました．しかしながら，自分自身を説得していない状態で他人を説得するのは無理な話です．見事に惨敗し，インタビューが終わってカリフォルニアに帰ったその日はベッドから出られませんでした．その反省を生かし，その後のインタビューは割と自信を持って自分らしくできたと思います．アプリケーションはアメリカ，ヨーロッパ，また日本の大学に出しました．インタビューに呼ばれたことは非常に有難いことなのですが，最終的にオファーを頂けない時は結構落ち込みました．インタビューを終え，「来週には連絡するよ」と言われたものの，待てど暮らせど返事がない…．風の便りで自分以外の誰かがオファーを受けた，と聞くのは悲しいものです．大学側も，top candidateがネゴシエーションを終えるまで他のcandidatesに連絡をしないのが常なので，最終的な結果が出るまで数ヶ月かかるのはよくあることです．オファーが貰えなかった際に，周りからは「あなたのアプリケーションが悪いとかではなく，学科の求めていた研究の方向性とMikiの方向性が違ったのだと思うよ」などと慰めの言葉を頂きましたが，理由は何であれやはりrejectされるのは悲しいものです．一つのfaculty positionに数百通の応募があるのはよくあることで，その中でjobを勝ち取る為にはかなりの幸運に恵まれる必要があります．もう自分はfaculty positionには着けないのではないか，academia以外にも目を向けることも考えなくてはいけないかもしれないと感じていました．また，先述の通り，留学生にはビザの問題もあるので，この先果たして自分はどこへ行くのだろう…という不安にも苛まれました．そんな不安を抱えながらとりあえず嵐の中を進む中，幸いにもロチェスター大学からオファーを頂くことができました．インタビューを受けた時から非常に印象の良い大学で，オファーを頂いたらアクセプトをするだろうな，と感じていました．オファー頂いた後は，研究室のセッティング，給料，スタートアップなどについて当時のDepartment Chairであったpaleomagnetismの第一人者のJohn Tarudno教授と一ヶ月ほど交渉を重ねた後にオファーをアクセプトしました．尚，スタートアップは大学や研究分野によりますが大体数千万円規模の研究室の立ち上げ資金です．アメリカでは教授が学生の生活費や学費などをサポートするので，このような立ち上げ資金が非常に重要な戦力になります．

図4：ロチェスター大学の写真（Rochester.edu）

2018年7月から，Assistant Professorとしてロチェスターに異動しました（図4）．12月末までは授業をせず，論文執筆やプロポーザル執筆に力を注いでいました．2019年1月から授業が始まり，「これが本当のAssistant Professorの“忙しさ”か…」と実感するようになりました．授業は週に二回あり，授業準備をしたり，宿題をデザインしたりしていると気がついたら何時間も過ぎています．周りからは授業の準備に時間をかけるな，論文やプロポーザルを書くほうが重要だと言われるのですが，ひどい授業をする勇気が出ず，ついつい授業準備に時間をかけてしまっています．タイムマネジメントがいまの自分の大きな課題です．

大学にもよりますが，Assistant Professorは大体6年目頃に大学からレビューを受け，それまでの研究業績，グラントの資金，他の研究者からの推薦状などが総合的に評価されます．そこで無事テニュア（終身雇用）が取れればいいのですが，取れない場合はまた何処か他の場所に移らなければいけません．このプレッシャーが所謂“テニュアクロック”で，Assistant Professorの頭のバックグランドにはこの時計のチクタク音が響いています．私は7月から既にプレッシャーを感じていましたが，昨年12月に幸いにもPI

(principal investigator)として書いたグラントが通り，NASAから研究資金を頂けることになりました．嬉しいというよりもホッとしたことを覚えています．しかしながら，これからも引き続きグラントを獲得しないといけないので，のんびりはしていられません．私は主に数値計算をするからまだ「安く」つくのですが，実験系の研究者は機器を買うために大きなグラントを書かないといけないこともあり，大変だと伺っています．

また教授として時間を過ごす中で，少しずつ大学の裏側についても理解が進んできました．今度はfaculty candidatesをインタビューする側に周り，アプリケーションを読むようになりました．本当に素晴らしいCVを持った応募者ばかりなのですが，やはり学科の求めているものと，アプリケーションのマッチングがうまくいかない場合は雇えない，ということを身を以て感じるようになりました．また，新しく雇うfacultyとは今後一生の付き合いになる可能性があるので，研究，人間性を含めこちらもかなり真剣に審査します．また，学生の獲得も真剣勝負です．自分が学生を募集していることを広く周りに伝えて，学生さんに応募を促します．PhD課程の学生の費用はこちらが負担しますし，特に駆け出しのAssistant Professorにとっては優秀な学生を雇うことは自分の研究を進める上で非常に重要です．また，先述の通り優秀な学生は他の大学との取り合いになるので，こちらも学生に魅力的に映るように売り出す必要があります．自分がアメリカに来たのもそんなに昔ではない気がするのですが，逆側の立場に立って同じイベントを経験するのは中々面白いものです．学科のChairが，“Now you see how the sausage is made”と言っていたのが印象的です(ソーセージが作られる過程は多くの人の目に触れないものですが，いろいろなことが裏で行われているということです)．

アメリカに来てから，毎日が挑戦ではありますが，充実した日々を過ごして居ます．アメリカに来て一番良かったと思うのは，自信がついたこと，そして今までは当たり前だと思っていたことが別に当たり前ではないのだな，ということに気づいたことなどです．例えば，日本に居たときは夜も週末も仕事をすることが当たり前だと思っていたのですが，アメリカでは夜や週末はpersonal lifeを楽しむという方が多いことに気がつきました．今は，少なくとも週に一回は仕事をしない日を作り，リフレッシュをしています．なるべく定期的に運動をするようにも心掛けています．また，年を重ねるにつれて肉体的，精神的な健康により気を配るようになってきました．睡眠も8時間ほど，最低でも7時間はキープしようとしています．サイエンティストとしてはとにかく楽しく研究することが成功への一番の近道だと思うので，プレッシャーに押しつぶされず，とにかく心身ともに健康でいることが重要であると感じています．

また，最後になりますが，現在もロチェスター大学でPhD学生を募集しているので，興味のある学生さんには是非積極的にコンタクトをして頂ければと思います．留学に興味がある人方には(ロチェスターに限らず)ぜひ挑戦して頂きたいと思います．勿論博士号取得後に海外に出ることも大きなメリットがあるのですが，長期的にアメリカでポジションを取りたいと思う方は，学生時代から行くことをオススメします．なぜなら，アメリカでfacultyのポジションを取る際には，publicationは重要ですがコネクションや推薦状も重要な要素だからです．

日本から離れて久しく，日本の惑星科学会の皆さまに中々会う機会が残念ながら少ないですが，今後色々な面で是非一緒にお仕事をさせて頂きたいと思っております．幸いにも，JAXAのMartian Moons eXploration(MMX)にも参加させて頂く機会を頂いたので，今後議論や研究をさせて頂けるのを心より楽しみにしております．

←目次へ

「天体の衝突物理の解明（XIV）～探査機はやぶさの成果と挑戦：初号機から2号機へ～」参加報告

脇田 茂[1]

まえがき

あなたは砂場でテニスボールを見つけました．どうしますか？
A．テニスボールを砂場にぶつける
B．何もしない
A.を選ばれた方は衝突に興味があるようですので，ぜひ研究会にご参加ください．

1. はじめに

2018年12月17日（月）から19日（水）にかけて，神戸大学統合研究拠点惑星科学研究センターで第14回「天体の衝突物理の解明」研究会が開催された．今年度の衝突研究会のテーマは「探査機はやぶさの成果と挑戦：初号機から２号機へ」となっており，佐伯孝尚さん（宇宙科学研究所）・和田浩二さん（千葉工業大学）・平田成さん（会津大学）を招待して，ご講演頂いた．彼らの招待講演を含めて，23件の口頭発表，20件のポスター発表があった．通常の学会発表とは異なり，講演中に自由に議論できることが本研究会の特徴であり，著者が一番気に入っている点である．今回も50名以上の研究者が参加して講演内外で活発な議論が行われた．本稿では参加報告という形で，筆者が理解できた範囲で研究会の様子をごくごく簡単に紹介させて頂く．なお，各講演の詳細は発表者に問い合わせていただくか，研究会webページ（http://www.impact-res.org/impact18/ ）に掲載されている要旨をご覧いただきたい．

1. 東京工業大学地球生命研究所
shigeru@elsi.jp

2. 講演概要

研究会のプログラムは以下に示す通りである．

《口頭発表》

12月17日（月）

長足 友哉（神戸大） 粉体流中の凝集体成長過程における粒子形状の効果

鈴木 宏二郎（東大） 非可逆的圧縮性ガスモデルによるレゴリス衝突シミュレーション

滝澤 真太（名大） 傾斜粉体層への斜め衝突クレータリング

黒澤 耕介（千葉工大） 二段式水素ガス銃を用いた無隔膜開放系衝突脱ガス実験

伊藤 広大（名大） 固体天体の衝突シミュレーションによる蒸発の理論的研究

脇田 茂（東工大） 微惑星（斜め）衝突における内部物質への影響

田澤 拓（神戸大） 多孔質天体上に形成する衝突クレーター周囲の衝突残留温度に関する実験的研究

桂木 洋光（名大） ダスト凝集体への固体弾衝突による変形および破壊

西川 花（名大） ダストの合体成長に基づいた惑星形成

磯谷 和秀（名大） 衝突・破壊をとりいれたN体計算の開発とそれを用いた地球型惑星形成後期のシミュレーション

12月18日（火）

杉浦 圭祐（名大） 衝突による小惑星形状形成と形状

を用いた衝突史への示唆

保井 みなみ(神戸大)　様々な粒径をもつ粒子層へのクレーター形成実験

山崎 祐太朗(神戸大)　小天体模擬標的に対する衝突_圧密領域の密度推定

佐伯 孝尚(JAXA)　はやぶさ２の現状と今後の衝突運用に向けて【招待講演】

和田 浩二(千葉工大)　SCIのサイエンス【招待講演】

平田 成(会津大)　小惑星の衝突地形【招待講演】

横山 康喜(神戸大)　重複クレーターサイズの空隙率依存性

石黒 琢也(神戸大)　クレーターサイズスケール則における空隙率の効果

宮野 加菜(神戸大)　多孔質氷への高速度クレーター形成実験：クレーターサイズスケール則に対する衝突溶融の影響

12月19日(水)

荒川 創太(東工大)　過冷却液滴の高速衝突による複合コンドリュール形成

末次 竜(産医大)　物質強度を考慮した微惑星衝突破壊

村上 雄一(神戸大)　高空隙率小天体模擬標的の衝突破壊実験：焼結温度の異なる混合物の影響

長友 文哉(神戸大)　多孔質天体の衝突破壊強度に対するスケール効果

《ポスター発表》

小林 浩(名大)　小惑星帯での衝突史

諸田 智克(名大)　小惑星Ryuguのクレータ統計と年代学

浦上 晴奈*(神戸大)　小惑星模擬表面構造と反射率の関係の実験的研究

山口 裕貴*(京大)　天体表面でのレゴリス粒子の摩耗を模擬した隕石及び鉱物粒子の摩耗実験

嶌生 有理(JAXA)　はやぶさ２搭載TIRが示すRyugu熱物性

杉村 瞭*(神戸大)　小惑星表面を模擬した砂・石膏標的上へのクレーター形成実験

小川 和律(神戸大)　Hayabusa2 DCAM3による衝突実験観測の計画と準備状況

山本 裕也*(神戸大)　低強度粗粒レゴリスを用いた衝突実験：クレータースケール則と衝突励起振動に対する粒子強度の影響

木内 真人(JAXA)　粉体層への低速度衝突で形成されるクレーターサイズの重力依存性

森園 佳奈*(神戸大)　小天体レゴリスへのインパクターの貫入深さ

黒澤 耕介(千葉工大)　粉体への衝突実験で自発的に発生するラグランジアン追跡粒子

黒澤 耕介(千葉工大)　惑星検疫と衝突物理学：火星圏における事例

図1：研究会の集合写真(石黒氏提供)．

中村 誠人*(神戸大)　フラッシュX線を用いた衝突破壊現象の観測：空隙の効果

藤田 直輝*(神戸大)　超高速衝撃荷重下におけるマグネシウム合金の変形応答に及ぼす添加元素の影響

境家 達弘(阪大)　隕石衝突に起因する金属ーケイ酸塩の分離過程の解明

松本 真由子*(神戸大)　二次標的を用いたエジェクタサイズ -速度関係の導出

岡本 尚也(JAXA)　衝突点近傍から放出されるイジェクタの超高速撮像：SPHシミュレーションとの比較

黒崎 健二(名大)　初期自転速度を考慮した巨大氷惑星の衝突計算

豊田 優佳里*(神戸大)　多孔質氷球の反発係数の空隙率依存性：土星リング粒子の衝突過程に関する実験的研究

矢部 みなみ*(神戸大)　多孔質氷の圧縮変形における圧密速度と空隙率の関係

(* ポスター2分発表者)

2.1　招待講演

招待講演は今回のテーマである探査機はやぶさと，はやぶさ２に関する話題が提供された．どの招待講演者も非常にお忙しいスケジュールの中，ご講演くださったことに感謝したい．

宇宙科学研究所の佐伯氏は，探査機はやぶさ２の機器運用にも携わっている方であり，主に工学的な視点からはやぶさ２に搭載されている衝突装置とその運用についてご講演された．はやぶさ２ミッションの概要から，本題である衝突装置の紹介がなされた．探査機に衝突装置を組み込むにあたってのプロトタイプからの試行錯誤，衝突装置での弾丸放出方法，他の機器と影響を及ぼしあわないための工夫などを紹介いただいた．実際の衝突装置の写真や衝突実験の動画など興味深い点が多数あって勉強になった．打ち上げ時や実際の運用時を想定した各種試験等々がいかに大変だったかを訥々と語ってくださる姿も筆者の印象に残っている．

千葉工業大学の和田氏は，科学的な視点から衝突運用に関して話してくださった．小惑星リュウグウの概要から，講演題目にもなっているSmall Carry-on Impactor(SCI)の目標地点をどこにするかなどを紹介してくださった．これまでの観測結果から，リュウグウのどの地点に対して衝突運用が行われても科学的な成果が期待されるという幸運な点がある一方，どの程度のクレーターができるのか不安である点も語られた．著者としてはクレーターの深さ方向の物質分布がわかると嬉しい限りである．

会津大学の平田氏は，はやぶさ初号機が訪れた小惑星イトカワに関する話を主にしてくださった．イトカワ上のクレーターは観測結果からわかる形状，周囲との比較を行うことで，いくつかのタイプに分類されることを紹介してくださった．参加者を含めた誰もがクレーターだと認めるものから，首をかしげてしまうようなクレーター？など，数々の写真を交えて紹介してくださった．衝突実験で作られる『綺麗な』クレーターとは異なる，『生の』クレーターを知ることができる良い機会になった．また，小惑星リュウグウ上のクレーターに関する最新の話題もあり，みんな熱心に聞いていた．なお，リュウグウとイトカワでは，クレーターに関する決定方法が異なるようである．

2.2　一般口頭講演

さて，一般口頭講演の内容は今回も多岐にわたった．天体衝突に関わる研究は『理論・実験・観測』に大別できると考えるが，人によっては意見が分かれる点であろう．ここでは，筆者の判断で『クレーター形成実験』・『室内実験』・『数値計算』に分けて，それぞれを簡単に紹介していきたい．ちなみに，今回の研究会では粉体やレゴリスという細かい粒子から構成されたものを被衝突体とする研究発表が多かったことは印象深い．

(1) クレーター形成実験

小惑星や惑星上のクレーターはどうすれば作ることができるだろうか？はやぶさ２の衝突運用はまさにこれにあたるのだが，小惑星上で作ることはそう簡単ではない．ここでは，室内実験可能な範囲でクレーター形成過程の理解を目指した研究を紹介する．

傾斜粉体層への斜め衝突実験によるクレーター形成(滝澤)，異なるサイズの粒子層でのクレーター形成実験(保井)，空隙率に応じたクレーター形状とスケール則への適応(石黒)，多孔質氷へのクレーター形成(宮野)などは，いわゆるレゴリス層をもつ小惑星であったり空隙をもつ(氷)天体表面でのクレーター形成を理

解するための研究であると言えよう．観測で見つかっている重複クレーターを再現しようとする挑戦的な研究(横山)も行われていた．衝突クレーター周囲の衝突残留温度の測定(田澤)は，隕石母天体表面上でのクレーター形成時に起きうる水質変成の可能性を調べる重要な研究であるといえ，筆者の印象に残った発表の一つである．

(2) 室内実験

天体衝突を理解するためには，どのような室内実験が必要であろうか？空隙天体への衝突を模擬した実験による圧密領域の計測(山崎)，焼結体への衝突破壊実験(村上)，多孔質天体における 衝突破壊強度の標的サイズ依存性（長友）などの研究目的に応じた太陽系に存在する天体を模擬した被衝突体を選ぶことが必要であろう．また，原始惑星系円盤内でのダスト形成過程につながるような，粉体流中のクラスター形成(長足)，ダストアグリゲイト同士の衝突実験(桂木)といった研究も必要であるし、衝突時の脱ガス量実験を行うための実験装置の作成(黒澤)のように，過去に測定できなかったものを測定可能にする試みなども衝突現象の理解には欠かせない．一方，衝突現象を理解するためには，室内実験だけではなく物理の視点からの理解も必要となる．レゴリスを模擬したシートへの衝突実験とそれを再現するような理論の構築(鈴木)は，これまでに着目していなかった視点から学ぶことができて，非常に勉強になった．

(3) 数値計算

mmサイズだけではなく，kmサイズ以上の衝突現象を扱うにはどうしたらよいか？数値計算を用いることで可能となり，ここではそのような衝突研究を紹介したい．cmサイズ以上のダストが原始惑星系円盤内でガスからの抵抗を受け落下しながら成長していく過程(西川)，微惑星衝突が内部物質に与える影響(脇田)，‘Oumuamuaなどの小天体形状を再現するために必要な衝突条件の推定(杉浦)，物質強度を考慮した場合での微惑星が破壊されるしきい値の調査(末次)，衝突破壊を考慮した微惑星群から原始惑星，やがては惑星へと成長してく過程(磯谷)，氷天体が衝突時に蒸発するかの可能性(伊藤)など，まるで太陽系の歴史を辿るかのように幅広いスケールの研究が発表された．mmサイズのコンドリュールと呼ばれる球状物質が過冷却時に衝突することで複合コンドリュールが形成される可能性を調べた講演(荒川)では，室内実験を行っている研究者とのやり取りが活発であった．異なる視点をもつ衝突研究者が集まる本研究会ならでは一場面であり，楽しく聞くことができた．

2.3 ポスター講演

今回は著者が参加した中では，初めてポスターのコアタイムが懇親会と分けて開催され，口頭発表とは異なる形でじっくり聞くことができる良い機会となった．昨年度に引き続き，学生による2分間発表が企画されたのだが，そこで気になったポスターをコアタイム内ですべて聞くことができなかったのが残念である．二次標的から衝突エジェクタを調べた研究(松本)が特に印象に残っており，サイズと速度の関係性を自分の研究に活かせるのではないかと考え，ついつい細かい点も尋ねてしまった．なお，衝突実験の写真だけではなく動画も見たくなる参加者としては，スケジュールが許す限り多くの口頭発表を行えば良いではないかと，勝手な意見を出しておく．

3. まとめ

今回のテーマの一つ，はやぶさ２は2019年初旬にもリュウグウへのタッチダウン・衝突運用などが予定されており，2020年にはサンプルリターンが期待される．一人の研究者として，今後もとても楽しみな探査機である．リュウグウなどの小惑星を想定してのクレーター形成実験から，そのような小惑星を作るための数値実験など，多様な研究発表があったが各講演中で衝突に関する疑問は増えていく．室内実験に携わったことがない著者は衝突実験の写真一枚を見るだけでも勉強になるし，疑問がわく度に質問できる本研究会の雰囲気は非常に気に入っている．本研究会中の活発な議論を通じることで衝突現象にまた一つ詳しくなった．衝突初学者であっても気になった点を気軽に聞くことができる良い機会であると思うので，ぜひ気楽に参加して質問していただきたい．

4. あとがき

この記事を読まれて少しでも本研究会に興味を持たれた方と最初の問でA.を選ばれた方は，次の研究会

に向けて衝突研究を始めてみてはいかがでしょうか？例えば，iSALE users group in Japan（ https://www.wakusei.jp/~impact/wiki/iSALE/ ）が開催しているiSALE講習会[1]への参加を検討してみるのも良いかもしれません．

定年まで本研究会が続いてほしいという荒川教授の期待を受けた末次氏が次回の世話人代表となり，新たに2名（一昨年の参加報告[2]と昨年の参加報告[3]の著者達）が世話人に加わり，次の研究会が今から楽しみである．

最後となりましたが，本研究会の開催にあたりご尽力いただいた世話人代表の神戸大学の保井みなみさんを始めとする世話人の方々，神戸大学関係者の方々には会場の準備などで大変お世話になりました．この場をお借りして感謝致します．また，良カメラマンである石黒琢也さんから全体写真を提供していただきました．感謝いたします．

参考文献

[1] 石山謙, 2018, 遊星人 27, 337.
[2] 杉浦圭祐, 2017, 遊星人 26, 25.
[3] 嶌生有理, 2018, 遊星人 27, 49.

←目次へ

日本惑星科学会2018年秋季講演会旭川 開催報告

関口 朋彦[1]

1. 秋季講演会開催概要

2018年秋季講演会は2018年10月17日(水) − 10月19日(金)，旭川市科学館サイパルにて開催されました．183名の方々にご参加いただき，盛会のうちに終えることができました．参加者の皆さま，賛助会員・ご協力いただいた皆さま，科学館のみなさんありがとうございました．実行委員会一同心より感謝申し上げます．

今年は，惑星科学会の講演会として初めての試みである「3分間口頭発表＋ポスター講演」という形態を導入しました．これは近年の口頭発表数の増加と，それによる講演時間縮減を回避することを目的とするものです．惑星科学会行事部会からの打診により，新旧の実行委員会と行事部会とともに熟考を重ね，今回の導入を決めました(実行委員会にとっては負担にはなりましたが，目的は果たせておりましたでしょうか)．天文学会のb講演にならい構成を行いました(天文学会では3分間口頭講演を数件行ったのちに短い質疑応答が加わる＋ポスター講演)．各講演の内訳を以下に記します．

図1：講演会会場：旭川市科学館サイパル学習・研修室.
タイトではあったが，全員の顔の見えるアットホームな会場であった．

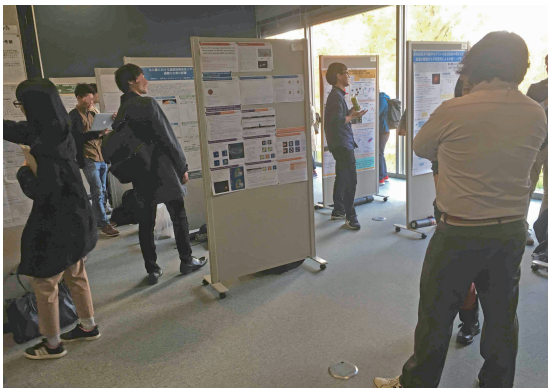


図2：ポスター会場: 旭川市科学館サイパル特別展示室.
空間的余裕もあり，大きな可動式壁であるポスター壁や，調光などの設備が優れた会場であった．最優秀発表賞応募10名のポスターは手前の一般的な可動式ポスターパネルが使用された．

通常の「一般口頭講演」は3分間の質疑込みで一人12分間の発表としました．72件．

新規の「3分間口頭発表＋ポスター講演」は23件．これまで通りのポスター発表は72件でした．またこれに加えて，初日の最初に「最優秀発表賞応募講演」(3分間の質疑込みで一人15分間口頭講演＋ポスター発表)が10件ありました．この他に，初日に「日本学術会議大型研究計画マスタープラン提案に向けての意見交換会」が約1時間，二日目に最優秀研究者賞受賞講演が約1時間，学会の総会の後に行われました．

1. 北海道教育大学 旭川校
sekiguchi.tomohiko@a.hokkyodai.ac.jp

2. 地方都市旭川での開催

旭川は道北地域の経済・産業・文化の中心で，旭山

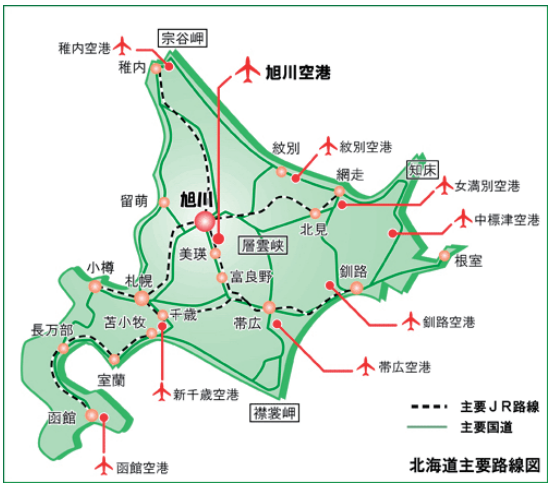


図3：北海道旭川市（旭川市ホームページより）．

動物園観光や，気象庁公式の日本最低気温記録（−41℃，1902年）を持つことでも有名な北海道第二の中核都市である．とはいえ，第二と言っても人口減少中の34万人．196万都市である札幌とは比べようもない．市内はデパート撤退まくりで，イオンが幅を利かせる典型的な地方都市である．市内に大学は3校だけ．私立文系の「旭川大学」と国立理系は医学部のみの「旭川医大」．そして私の所属する北海道教育大学「旭川校」は本部は札幌にある道内5キャンパスのうちの1キャンパス．国立の教員養成系教育学部であり（要は文系），8名のスタッフからなるその理科教育専攻には物理担当が1名，地学担当が火山岩石学と天文学の2名のみが所属している（私は天文学担当教員）．要は惑星科学会関係者は旭川に関口だけである．

3. 学会開催要請

東工大の生協で行われた懇親会会場だったように記憶している．

SRNさんに打診され，酔っ払った勢いでokみたいにいうと，すぐに行事部会のnkjmさんとnkmrさんも加わり，そのまま口説かれたような記憶．いずれにせよ，SRN師匠に言われれば断れないが，とはいえその時は院生も持っておらず（本学の院は教育学の修士課程のみ），旭川には助太刀がおらず，不安のままでの開催受諾となった．結局北大地球惑星の倉本副委員長のもと，鎌田総務担当，石渡会計担当，木村（低温研）一般講演会担当，吉田web担当（要は全員札幌組）とによって，2018年秋季講演会旭川の実行委員会は組織された．

4. 会場設定

旭川にも催事場・ホールはいくつかあり，また北海道教育大学旭川校での開催も候補ではあったが，旭川市科学館サイパルが講演会会場とポスター会場を無償提供していただけることになった．

当館は，国立天文台渡部潤一副台長が顧問を務めていたり，また教育大の学生もちょうど2017年度の卒業研究で，「サイパル60cm望遠鏡を使った小惑星のBVRI測光観測」を行わせていただくなど，日頃お世話になっていることもあり，館長と直接お願いする機

図4：旭川市科学館サイパル．
正面駐車場側，高架国道よりの外景．屋上に二つの望遠鏡ドームが備わる．

図5：科学館屋上の60cm望遠鏡による月の撮像．
接眼部にスマートフォンを接しての直接撮像とのこと（秋季講演会参加者より）．

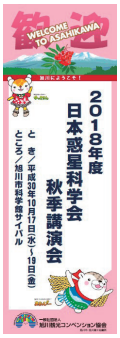


図6：秋季講演会宣伝ポスター（20cm×58cm：旭川観光コンベンション協会作成）.
市内の主要飲食店に広く配布された．また200枚程が実行委員会にも無償提供された．市の木ナナカマドの奥は大雪山系．上下には市のマスコットの「あさっぴー」（ラーメンの翼で空を飛んでいる）と「ゆっきりん」がデザインされている．それぞれ旭山動物園のアザラシとキリンに由来する．

図7：旭川市役所前の学会歓迎巨大案内看板.
手前の信号機や道路標識の背丈と比較し，ひじょうに背の高い看板であることが見て取れる．

会があっての開催となった次第である．お役所向けの面倒な書類や手続きがいくつか必要ではあったが，「科学館との共催」という名目により，会場は無料で使用させていただいた．ポスター会場（と，ポスターパネルをすべて）と各委員会会議室の利用を含めて．これにより，学会の準備運営費のやりくりはひじょうに楽になった．（本講演会の開催と準備にあたっては，科学館サイパルの向井主査（岩石学担当）には全面的にお世話になった．）

5. 旭川開催準備

学会を旭川で開く，そのための準備をしている，といった話を行きつけのバーのマスター（還暦）に話すと，その場でマスターは旭川市議会議員に電話を入れ，“旭川での惑星科学会開催サポート”のお願いしてくれた．これは心強かった．数日後，地元の社会誌「月刊メディアあさひかわ」から取材の申し込みがあり，惑星科学会の旭川開催に関する記事が見開き２ページで私の顔写真入りで掲載され，地元市民にも惑星科学会の開催が広く周知されることになった．

そして，市議肝いりであったのであろう，しばらくして「旭川観光コンベンション協会」から電話とFAXがあり，秋季講演会宣伝のポスター（20cm × 58cm）が無償提供の申し出があった．ポスター完成後には同協会によって市内の主要飲食店に広く配布されたのだった．また200枚程が実行委員会にも提供された．旭川市公認キャラクターの「あさっぴー」がデザインされており，お土産でお持ちいただいた（受付で無理やり渡された?）学会参加者も多かったようである．

これに加え，旭川市役所の建物の前のオベリスクのような巨大な宣伝看板に学会案内を設置していただいた．倉本副委員長は市役所隣のホテルに滞在し，翌朝学会会場へ向かう際にこの看板の巨大さに改めて驚き，また乗ったタクシーの運転手さんも科学館で学会が開かれることをすでに知っていたようで，さらに驚いたとのことであった．ちなみに誰からも指摘を受けなかったのだが，当協会の担当者の方によると，案内看板中の「とき」と書かれた赤い丸は赤い惑星をイメージして，「ところ」と書かれた青い丸は，青い惑星をイメージしてデザイナーが意匠したとのことであった．

6. 懇親会は居酒屋スタッフの出張店舗

懇親会は参加者ができるだけ交流できることを考え，（準備はたいへんだが）「立食ケータリング」で行おうという方針になった．この手配にもいろいろとあたってみた結果，「ツテ」で引き受けいただくことができた．

教育大学旭川校の向かいに（私の親世代のとてもシニアなお姉さま方が集う）カフェがあり，私もよくランチをすることがある．食事の際にスタッフの「お姉

図8：懇親会会場の旭川市市民活動交流センター「CoCoDe」．煉瓦造りの趣ある建物である．ここのホールと一部野外で，地元の居酒屋が懇親会の出張店舗を開いてくださった．

さま方」に相談すると，「うちが面倒みられるかもよ」とのこと．弁当の仕出しをしているらしく，何より息子さんが地元でも良く知られている居酒屋「鳥忠」さん（https://torichu.gorp.jp/）の店主である．話がトントン拍子で進み，鳥忠さんとカフェが秋季講演会二日目の10月18日にお店を臨時休業にして総出で来てくれることとなった．また出入り業者である旭川の酒蔵「高砂酒造」さんも来てくださるとのこと．懇親会の会場は科学館に隣接する旭川市市民活動交流センター「CoCoDe」を年度初めに特別予約の書類提出により，屋内ホールを貸し切りにすることができた．旧国鉄の工場として明治時代に建築された煉瓦造りのひじょうに趣のある建物である．旭川市の消防署や保健所に「火の扱い」「食品の扱い」を届け出ることで，出張店舗を展開していただいたのだった．

7. 一般市民向け公開講演会

今回の秋季講演会は会場となった旭川市科学館との共催である．この条件の一つとして，一般向けの公開講演会の開催が館側より要請されていた．旭川市民への還元の意味でも重要であろう．時期的もここはぜひとも「はやぶさ2」に関する内容を期待したが，秋季講演会の開催日程が，まさに小惑星Ryuguへのタッチダウンの予定（Ryugu表層の粒径粗さが判明する以前の当初予定）と重なるような日程であった．がなんとか回収サンプル担当の北大・圦本教授にお引き受けい

図9：一般向け公開講演会案内ポスター．市民向け公開講演会．秋季講演会翌日の土曜日に同会場にて「はやぶさ2」と「大樹町での気球実験」に関する二つの講演が行われた．

ただくことができた．また，せっかくの北海道での地方開催．北海道らしさを出したいということで，「うちゅうのまち」を標榜する北海道大樹町で実験を遂行中の千葉工大・大野上席研究員にもお引き受けいただくことができ，一般向け講演会の内容・テーマとしてこの上ないものとなった．講演会の前後では，旭川市の企画「あさひかわっ子☆夢応援プロジェクト」の大賞を受賞した市内の中学生が旭川市子育て支援課の市職員の方とご家族に付き添われ，圦本さん，大野さんへの特別インタビューも行われた．

2018年10月20日（土）10：00 – 12：00

1）小惑星リュウグウに到着！ただいま観測中のはやぶさ２より

北海道大学理学研究院・教授　圦本尚義

2）北海道大樹町で気球実験を行い地球生命圏の上端を探す：Biopauseプロジェクト

千葉工業大学惑星探査研究センター・上席研究員　大野宗祐

8. 終わりに

学会翌日，一部はフットサルに汗を流す中，講演会会場では一般向け公開講演会が開催されたが，終了後に講師と実行委員を車で旭川駅まで送迎した．高砂酒造が途中だったこともあり，寄り道した際に伺ったのだが，酒米「彗星」指名で日本酒を購入された学会参加者と思われる方が，前日(学会開催中の三日目)に20名近くいたとのことであった．また，居酒屋鳥忠さんにも，懇親会翌日(つまり学会三日目の夜)に来店された学会参加者がおられたことを後日聞き，こちらも運営側としてはとてもうれしいことであった．

札幌駅－旭川駅間はJR特急で1時間半と意外と遠い．少数精鋭(?)の実行委員は6名中5名が北大(札幌)で，その半数は講演会会場を開催前日の準備のときに初めて訪れることになった．いろいろとたいへんなこともあったが，今回実は一番精神的にこたえたことの一つは，開催準備期間中の北海道全域大停電(いわゆるブラックアウト)であった．「平成30年北海道胆振東部地震」そのものについてはここでは控えるが，講演申し込み締め切りの直前が北海道とその道民の大混乱の中になってしまった．

それでもなんとか秋季講演会を開催，無事に終えることができ今は心からホッとしている．ご参加・ご協力応援いただいた方々に再度改めてお礼申し上げたい．

2018年秋季講演会旭川 実行委員会
関口朋彦，倉本圭，石渡正樹，鎌田俊一，木村勇気，吉田辰哉

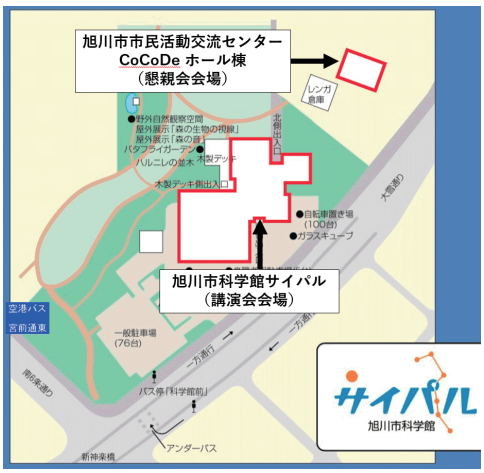
日本惑星科学会

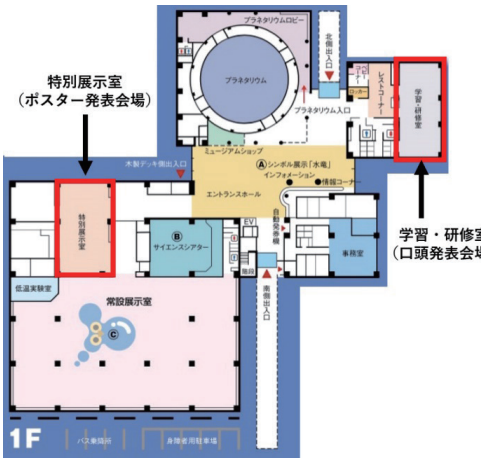
2018年秋季講演会プログラム

2018年日本惑星科学会秋季講演会実行委員会

●一般市民講演会

日時：2018年10月20日(土)10：00－12：00
開場・受付開始9：30





場所：旭川市科学館サイパル
講演 1：「小惑星リュウグウに到着!ただいま観測中のはやぶさ2より」
講演者：圦本尚義(北海道大学理学研究院・教授，宇宙航空研究開発機構宇宙科学研究所地球外物質研究グループ長)
講演 2：「北海道大樹町で気球実験を行い地球生命圏の上端を探す：Biopauseプロジェクト」
講演者：大野宗祐(千葉工業大学惑星探査研究センター・上席研究員)
主催：日本惑星科学会
共催：旭川市科学館サイパル

●秋季講演会

日程：2018年10月17日(水)～19日(金)
場所：旭川市科学館サイパル(〒078-8329 北海道旭川

市宮前1条3丁目3番32)
口頭発表：学習・研修室(1階)
ポスター会場：特別展示室(1階)
講演数：口頭83件(最優秀発表賞選考10件を含む),
口頭発表付きポスター23件, ポスターのみ49件,
最優秀研究者賞受賞講演1件

●プログラム概要

○10月17日(水)
8：30 開場・受付
8：55 挨拶
9：00 **特別セッション 最優秀発表賞選考**
11：40 昼食
12：40 **口頭発表セッション** 火星
14：14 **口頭発表セッション** 月
14：50 **日本学術会議大型研究計画マスタープラン提案に向けての意見交換会**
15：50 **3分ポスター紹介セッション**
17：00 **ポスターセッション1**

○10月18日(木)
8：30 開場・受付
8：50 **口頭発表セッション** 惑星形成【ダスト】
10：12 **口頭発表セッション** 惑星形成【コンドリュール・微惑星】
11：36 昼食
12：30 **ポスターセッション2**
13：40 **口頭発表セッション** 惑星形成【円盤ガス・巨大衝突】・初期進化1
15：14 **口頭発表セッション** 初期進化2・系外惑星
16：40 **総会**
17：40 **最優秀研究者賞受賞講演**
18：45 懇親会

○10月19日(金)
8：30 開場・受付
8：50 **口頭発表セッション** はやぶさ2
10：36 **口頭発表セッション** 小惑星
12：00 昼食
13：00 **口頭発表セッション** 太陽系・アストロバイオロジー
14：34 **口頭発表セッション** 衝突・実験
16：08 **口頭発表セッション** 将来計画・機器開発
17：44 閉会

●口頭発表

最優秀発表賞選考は15分講演(3分間の質疑時間を含む). 一般講演は12分講演(3分間の質疑時間を含む), ポスター紹介は3分. 時間厳守でお願いします. 以降のプログラムでは講演番号, 開始時間, 表題, 講演者を掲載しています. 講演者につきましては, 予稿集を参照下さい.

●ポスターセッション

掲示は17日(水)正午から19日(金)の正午までです. 以降のプログラムでは, 講演番号, 表題, 講演者を掲載しています. コアタイムは講演番号で決められています. 最優秀発表賞選考ポスターのコアタイムは17日(水)17：00－18：30, 一般ポスターのコアタイムは, 奇数番号が17日(水)17：00－18：00, 偶数番号が18日(木)12：30－13：30です.

《口頭発表プログラム》

○10月17日(水)
8：55 LOC委員長挨拶
特別セッション 最優秀発表賞選考
(座長：玄田 英典)
S1 9：00 雲粒の空隙率進化によるスーパーアースの高層雲形成と大気組成への示唆
大野 和正(東工大)
S2 9：15 ガリレオ衛星の新しい形成シナリオ
芝池 諭人(東工大)
S3 9：30 原始惑星系円盤中のダストの乱流拡散の再定式化と散逸が駆動する不安定性による多重リング形成 冨永 遼佑(名大)
S4 9：45 小惑星Ryuguのクレーター形状解析と内部密度分布構造の推定 金丸 仁明(阪大)
S5 10：00 衝突数値実験による小惑星形状変化過程の解明： 直径100 km以上の「いびつな」小惑星の衝突史への制限
杉浦 圭祐(名大)
10：15 休憩(10分)

S6　10：25　火星衛星の捕獲起源論　―回転原始大気による微惑星捕獲と衛星軌道進化―
松岡 亮(北大)

S7　10：40　火星Recurrent Slope Lineaeの地球アナログフィールドの発見：モンゴル南西部，半乾燥地域急斜面上の筋模様
中村 麻也(東工大)

S8　10：55　微惑星衝突破壊モデルを用いた微惑星系のN体計算　石城 陽太(東大)

S9　11：10　北大1.6mピリカ望遠鏡を用いた地球近傍小惑星(422699)，2012 TC4, Phaethonの偏光観測　岡崎 良(北海道教育大)

S10　11：25　小惑星ベスタの表層地殻における変成史：玄武岩質ユークライトからの考察
金丸 礼(総研大)

11：40　昼食

火星(座長：兵頭 龍樹，黒田 剛史)

A1　12：40　火星古気候を想定した全球3次元大気・水圏結合モデリング　黒田 剛史(NICT)

A2　12：52　水循環シミュレーションと室内実験による初期火星Galeクレータ古湖周辺の水循環および水–岩石反応の復元
野田 夏実(東工大)

A3　13：04　Galeクレーター湖沼堆積物の間隙水水質に記録された古環境　福士 圭介(金沢大)

A4　13：16　火星表層を流れる塩水の流跡パターンの多様性に対する塩析出と粘性の役割
今村 翔子(東大)

A5　13：28　天体衝突による火星物質の放出過程
玄田 英典(東工大)

A6　13：40　火星圏物質輸送 I：火星から火星衛星への質量輸送　兵頭 龍樹(東工大)

A7　13：52　火星圏物質輸送 II：衛星上の火星物質分布と滅菌　黒澤 耕介(千葉工業大)

14：04　休憩(10分)

月(座長：大竹 真紀子)

B1　14：14　かんらん石と月土壌シミュラントを用いた着氷実験と近赤外スペクトル比較
荻島 葵(阪大)

B2　14：26　月深成岩分光観測のための，かんらん石焼結体反射スペクトルの測定
五十嵐 優也(阪大)

B3　14：38　月表層のカンラン石に富む岩石のMg#等から推定する月マントルの化学組成
大竹 真紀子(JAXA)

14：50　**日本学術会議大型研究計画マスタープラン提案に向けての意見交換会**
(座長：中本 泰史)

15：40　休憩(10分)

3分ポスター紹介(座長：保井 みなみ，佐々木 貴教)

PO4　15：50　還元型原始火星大気の流体力学的散逸
吉田 辰哉(北大)

PO7　15：53　高解像度火星境界層シミュレーションのデータを用いたダスト巻き上げ過程に関する解析　村橋 究理基(北大)

PO8　15：56　地球化改造した火星の気候シミュレーション　はしもと じょーじ(岡山大)

PO12　15：59　気液平衡原始月円盤からの月形成に関する長時間N体計算
佐々木 貴教(京大)

PO16　16：02　集積末期の地球マントルの酸化還元状態：深いマグマオーシャンにおける第二鉄生成　村瀬 祐太郎(北大)

PO17　16：05　短周期スーパーアース形成：円盤表層降着流による大気獲得への制限　堀 安範(アストロバイオロジーセンター)

PO18　16：08　ホットジュピターにおけるスリングショットモデル適用妥当性の検証
紀藤 准弥(九大)

PO19　16：11　原始惑星系円盤におけるギャップをもつ巨大惑星の動径軌道進化
金川 和弘(東大)

PO23　16：14　双曲線軌道小天体の起源
樋口 有理可(国立天文台)

PO24　16：17　小惑星Ryuguの形状モデル作成
田中 小百合(神戸大)

PO33　16：20　「あかり」遠赤外線全天画像がとらえた小惑星ダストバンドの形成過程
大坪 貴文(JAXA)

PO39　16：23　冥王星表面の氷の昇華と凝結による反

射率の変化　松井 弥志(阪大)
PO43 16:26 粉体流における凝集体成長過程のフラッシュX線観測　長足 友哉(神戸大)
PO45 16:29 海洋への隕石落下による津波の定量的な評価に向けて
近貞 直孝(防災科学技術研究所)
PO47 16:32 多孔質小天体模擬標的の衝突点下の密度解析　山崎 祐太朗(神戸大)
PO48 16:35 クレーターサイズへの衝突履歴効果：多孔質標的での衝突実験
横山 康喜(神戸大)
PO49 16:38 多孔質天体上に形成する衝突クレーター周囲の衝突残留温度に関する実験的研究　田澤 拓(神戸大)
PO50 16:41 多孔質氷への高速度クレーター形成実験：クレーターサイズスケール則に対する衝突溶融の影響
宮野 加菜(神戸大)
PO51 16:44 多孔質氷の圧縮変形における圧密速度と空隙率の関係：氷微惑星の密度構造への応用　矢部 みなみ(神戸大)
PO52 16:47 異なる粒径をもつ粒子の混合層へのクレーター形成実験：小惑星Ryugu上のクレーター地形との比較
保井 みなみ(神戸大)
PO55 16:50 粉体実験及びN体計算による放出物カーテン中での粒子衝突の研究
岩澤 聖徳(東工大)
PO59 16:53 月ペネトレータ探査APPROACHミッション：公募型小型ミッションの選定結果と今後の方針について
田中 智(JAXA)
PO62 16:56 FDTD電磁界シミュレーションに基づくレーダによる月表層の氷検出可能性の検討　熊本 篤志(東北大)
17:00 **ポスターセッション1**
18:30 終了

○10月18日(木)

惑星形成【ダスト】(座長：奥住 聡，木村 勇気)
C1 8:50 観測ロケットを用いた微小重力環境下でのダスト生成過程の再現実験
木村 勇気(北大)
C2 9:02 HD163296の原始惑星系円盤のALMA観測 －水輝線と多重リング・ギャップ構造－　野津 翔太(京大)
C3 9:14 ALMA偏光観測で探るダストの合体成長　片岡 章雅(国立天文台)
C4 9:26 焼結が誘起する若い原始惑星系円盤での多重ダストリング形成　奥住 聡(東工大)
C5 9:38 ダストの合体成長に基づいた惑星形成
西川 花(名大)
C6 9:50 ダストアグリゲイトの熱伝導率
荒川 創太(東工大)
10:02 休憩(10分)

惑星形成【コンドリュール・微惑星】
(座長：長澤 真樹子，瀧 哲朗)
D1 10:12 コンドリュールの生存に適した原始太陽系星雲の条件について　瀧 哲朗(東大)
D2 10:24 急冷マグマ中における定比組成鉱物の成長過程の数値計算
三浦 均(名古屋市立大)
D3 10:36 高密度領域におけるコンドリュールとマトリクスの成長によるコンドライト母天体の形成　松本 侑士(中央研究院)
D4 10:48 ストリーミング不安定性の成長条件を表す臨界パラメータ　関谷 実(九大)
D5 11:00 自己重力による始原的隕石母天体内部の密度構造　大村 知美(神戸大)
D6 11:12 微粒子の加熱に寄与する高速度微惑星の形成条件　長澤 真樹子(久留米大)
D7 11:24 小質量微惑星から計算した暴走成長段階　小南(台坂) 淳子(東工大)
11:36 昼食
12:30 **ポスターセッション2**

惑星形成【円盤ガス・巨大衝突】・初期進化1
(座長：濱野 景子，黒川 宏之)
E1 13:40 原始惑星系円盤において鉛直方向に分布する小粒子の周惑星円盤への降着
本間 徹(神戸大)

E2　13：52　成長途中の原始惑星による微惑星の獲得：円盤ギャップ形成に伴う供給律速過程の影響　柴田 翔(東大)
E3　14：04　惑星近傍の原始惑星系円盤ガス流れ場とスーパーアース形成過程への示唆　黒川 宏之(東工大)
E4　14：16　衝突・破壊を考慮した惑星形成：惑星成長と乱流の強さ　小林 浩(名大)
E5　14：28　巨大衝突ステージにおける衝突・破壊を考慮したN体シミュレーション　磯谷 和秀(名大)
F1　14：40　惑星集積時の表層・内部への元素分配と天体衝突による大気散逸を考慮した地球の揮発性元素量進化　櫻庭 遥(東工大)
F2　14：52　水素-水蒸気大気をもった地球型惑星の初期進化　濱野 景子(東工大)
　　15：04　休憩(10分)

初期進化2・系外惑星(座長：成田 憲保，脇田 茂)
F3　15：14　形成段階にある原始惑星コアへの水素分配の可能性　脇田 茂(東工大)
G1　15：26　表層水分布を考慮した地球型水惑星における暴走温室限界　小玉 貴則(東大)
G2　15：38　M型星まわりの潮汐固定惑星のhabitabilityにG型伴星が与える影響について　奥谷 彩香(東工大)
G3　15：50　系外惑星大気における鉱物雲形成：凝縮成長による雲粒のサイズ分布計算　関 航佑(東工大)
G4　16：02　北天で発見された重力マイクロレンズ惑星イベントのフォローアップ観測　福井 暁彦(国立天文台)
G5　16：14　4色同時撮像カメラMuSCAT2の初期成果とTESSに向けたMuSCAT3開発の展望　成田 憲保(東大)
　　16：26　休憩(14分)

　　16：40　**日本惑星科学会総会**
　　17：40　**最優秀研究者賞受賞講演**
(座長：千秋 博紀)
固体惑星物理学における諸問題
鎌田 俊一(北大)
　　18：30　会場移動
　　18：45　懇親会

○10月19日(金)

はやぶさ2(座長：嶌生 有理，諸田 智克)
H1　8：50　はやぶさ2によるリュウグウ観測の概観
渡邊 誠一郎(名大)
H2　9：02　はやぶさ2探査機の観測に基づく小惑星リュウグウの形状　平田 成(会津大)
H3　9：14　小惑星Ryuguのクレータサイズ頻度分布と表面年代　諸田 智克(名大)
H4　9：26　小惑星リュウグウの岩塊サイズ分布の初期解析結果　道上 達広(近畿大)
H5　9：38　リュウグウの画像テクスチャの解析によるサブピクセル粒子数密度の推定　田辺 直也(東大)
H6　9：50　はやぶさ２の着陸地点選定に向けた撮像模擬実験結果のリュウグウ撮像画像への適用　諸井 圭市(立教大)
H7　10：02　はやぶさ２搭載中間赤外カメラ(TIR)によるRyuguの初期観測　田中 智(JAXA)
H8　10：14　はやぶさ２搭載中間赤外カメラ TIR が示す小惑星 Ryugu 熱物性の地域的多様性　嶌生 有理(JAXA)
　　10：26　休憩(10分)

小惑星(座長：浦川 聖太郎，臼井 文彦)
I1　10：36　赤外線天文衛星「あかり」近赤外線分光観測による小惑星の含水鉱物探査　臼井 文彦(神戸大)
I2　10：48　地球近傍小惑星(1566) Icarusと2007 MK6の分光観測：分裂の証拠と対応隕石種の推定　船橋 和博(日大)
I3　11：00　ふたご座流星群母天体として知られる分裂候補地球近傍小惑星(3200) Phaethonの分光観測　加藤 遼(日大)
I4　11：12　はやぶさ2のバックアップ天体捜索の為の観測：近地球小惑星の物理特性　長谷川 直(JAXA)

I5 11：24 地球接近天体2012 TC4の可視近赤外観測：木曽広視野カメラ「Tomo-e Gozen」を用いた高時間分解ライトカーブ
浦川 聖太郎(日本スペースガード協会)

I6 11：36 MUレーダーとTomo-e Gozen及び高感度カメラを用いた微光流星の同時観測と太陽輻射圧を考慮したダストの軌道進化計算 弘田 旭(日大)

I7 11：48 制限三体問題における平面周期軌道の軌道面外方向の不安定性に基づく軌道傾斜角の励起 大島 健太(国立天文台)

12：00 昼食

太陽系・アストロバイオロジー
(座長：古川 善博，晴山 慎)

J1 13：00 水星全球スペクトル区分図と化学組成
晴山 慎(聖マリアンナ医科大)

J2 13：12 小天体における線状構造の特徴と分類
菊地 紘(東大)

J3 13：24 土星環粒子に働く熱応力と粒径進化
平田 直之(神戸大)

J4 13：36 土星衛星エンセラダス熱進化におけるクラスレートハイドレートの役割
西谷 隆介(阪大)

J5 13：48 ALMAによるTitan大気組成時空間変動と同位体比の観測的解明
飯野 孝浩(東京農工大)

J6 14：00 星間氷環境下での複雑態アミノ酸前駆体の生成とその宇宙環境下での安定性
小林 憲正(横浜国大)

J7 14：12 始原的隕石中の糖の探索
古川 善博(東北大)

14：24 休憩(10分)

衝突・実験(座長：末次 竜，黒崎 健二)

K1 14：34 望遠鏡観測と超高速衝突実験による月面衝突閃光の研究 布施 綾太(日大)

K2 14：46 高空隙率シリカ層への衝突実験とクレータリングにおける空隙率の効果
石黒 琢也(神戸大)

K3 14：58 巨大氷惑星の衝突現象における自転速度の影響 黒崎 健二(名大)

K4 15：10 巨大衝突による木星の低密度なコア形成 堀 安範(アストロバイオロジーセンター)

K5 15：22 固体天体衝突シミュレーションによる蒸発の理論的研究 伊藤 広大(名大)

K6 15：34 物質強度を考慮した微惑星の衝突破壊
末次 竜(産業医科大)

K7 15：46 鉱物および隕石粒子の摩耗実験：イトカワ表面でのレゴリス粒子の形状変化
土山 明(京大)

15：58 休憩(10分)

将来計画・機器開発(座長：石橋 高，佐伯 和人)

L1 16：08 SLIMマルチバンドカメラ観測運用検討のための観測シミュレーション
佐伯 和人(阪大)

L2 16：20 月極域における水氷の資源利用可能性評価のための探査 星野 健(JAXA)

L3 16：32 月サンプルリターン計画HERACLESの紹介 唐牛 譲(JAXA)

L4 16：44 火星生命探査のための生命探査顕微鏡の開発 山岸 明彦(東京薬科大)

L5 16：56 火星におけるhot oxygen密度測定に向けた探査機搭載用質量分析装置のイオン化源の開発 沖津 由尚(東大)

L6 17：08 DESTINY+ミッションにおける小惑星3200 Phaethonのフライバイ撮像観測
石橋 高(千葉工業大)

L7 17：20 JUICE 搭載ガニメデレーザ高度計(GALA)－概要および日本チーム開発状況 塩谷 圭吾(JAXA)

L8 17：32 放射光4次元CTによる，コンドリュール形成過程の高分解能その場観察の手法開発と現状
上椙 真之(高輝度光科学研究センター)

17：44 終了 散会

《ポスター発表プログラム》

ポスター展示は10月17日12：00から10月19日12：00まで

○最優秀発表賞応募ポスター コアタイム 17日(17：00－18：30)

PS1　雲粒の空隙率進化によるスーパーアースの高層雲形成と大気組成への示唆　大野 和正(東工大)
PS2　ガリレオ衛星の新しい形成シナリオ
芝池 諭人(東工大)
PS3　原始惑星系円盤中のダストの乱流拡散の再定式化と散逸が駆動する不安定性による多重リング形成　冨永 遼佑(名大)
PS4　小惑星Ryuguのクレーター形状解析と内部密度分布構造の推定　金丸 仁明(阪大)
PS5　衝突数値実験による小惑星形状変化過程の解明：直径100 km以上の「いびつな」小惑星の衝突史への制限　杉浦 圭祐(名大)
PS6　火星衛星の捕獲起源論　―回転原始大気による微惑星捕獲と衛星軌道進化―　松岡 亮(北大)
PS7　火星Recurrent Slope Lineaeの地球アナログフィールドの発見：モンゴル南西部，半乾燥地域急斜面上の筋模様　中村 麻也(東工大)
PS8　微惑星衝突破壊モデルを用いた微惑星系のN体計算　石城 陽太(東大)
PS9　北大1.6mピリカ望遠鏡を用いた地球近傍小惑星(422699)，2012 TC4，Phaethonの偏光観測
岡崎 良(北海道教育大)
PS10　小惑星ベスタの表層地殻における変成史：玄武岩質ユークライトからの考察
金丸 礼(総研大)

○ 一般ポスター　コアタイム　17日(奇数番号17：00－18：00)　18日(偶数番号12：30－13：30)

A　火星

P1　火星探査機MAVENの観測と多成分MHDシミュレーションに基づく火星からの電離大気散逸機構に関する研究　関 華奈子(東大)
P2　火星のCoprates Catenaの地下構造
野口 里奈(JAXA)
P3　古火星における温室効果気体リサーチ：過酸化水素の影響　伊藤 祐一(北大)
P4　還元型原始火星大気の流体力学的散逸
吉田 辰哉(北大)
P5　炭素流出が火星大気組成進化に及ぼす影響
八木 亮輔(東北大)
P6　火星古気候モデルへの導入に向けた積雲対流スキームの定量的評価　鳥海 克成(東北大)
P7　高解像度火星境界層シミュレーションのデータを用いたダスト巻き上げ過程に関する解析
村橋 究理基(北大)
P8　地球化改造した火星の気候シミュレーション
はしもと じょーじ(岡山大)

B　月

P9　月レーダサウンダー(LRS)を用いた月の地下空洞の探索　郭 哲也(東海大)
P10　海洋潮汐波の浅水挙動解析に基づく月の潮汐進化過程の考察　内田 菜月(山梨大)

D　形成【コンドリュール・微惑星】

P11　シリケイトメルトと水の混合時に放出される液滴のサイズ　城野 信一(名大)

E　形成【円盤ガス・巨大衝突】

P12　気液平衡原始月円盤からの月形成に関する長時間 N 体計算　佐々木 貴教(京大)
P13　タンデム惑星形成論から導かれる地球質量の天体形成　二村 徳宏(日本スペースガード協会)
P14　ガス惑星近傍へのガスの流れと温度構造
藤井 悠里(名大)
P15　ガス抵抗によって捕獲された微惑星の軌道進化
末次 竜(産業医科大)

F　初期進化

P16　集積末期の地球マントルの酸化還元状態：深いマグマオーシャンにおける第二鉄生成
村瀬 祐太郎(北大)

G　系外惑星

P17　短周期スーパーアース形成：円盤表層降着流による大気獲得への制限
堀 安範(アストロバイオロジーセンター)
P18　ホットジュピターにおけるスリングショットモデル適用妥当性の検証　紀藤 准弥(九大)
P19　原始惑星系円盤におけるギャップをもつ巨大惑星の動径軌道進化　金川 和弘(東大)
P20　原始惑星系円盤における周連星惑星の軌道進化と安定性　山中 陽裕(京大)
P21　系外巨大惑星の観測分布を説明する軌道移動の

減速　井田 茂(東工大)
P22　短周期ガス惑星からの大気散逸とその観測的検証について　田中 佑希(東工大)
P23　双曲線軌道小天体の起源
樋口 有理可(国立天文台)

H　はやぶさ 2

P24　小惑星 Ryugu の形状モデル作成
田中 小百合(神戸大)
P25　画像データを用いた小惑星(162173)リュウグウの形状モデル作成及び物理的諸量の推定
西川 直輝(神戸大)
P26　小惑星リュウグウにおけるボルダーの空間分布の特徴について　本田 親寿(会津大)
P27　はやぶさ２搭載可視分光カメラの感度校正
石田 茉莉花(立教大)
P28　162173表面の明るさと色の変化：宇宙風化，熱疲労，物質移動　佐々木 晶(阪大)
P29　凸凹表面の熱進化計算ーはやぶさ２TIRへの応用　千秋 博紀(千葉工大)
P30　はやぶさ2/LIDAR測距データを用いた着陸点選定のための探査機軌道改良
松本 晃治(国立天文台)
P31　JAXA 地球外物質研究グループによる太陽系探査活動：「はやぶさ２」試料受入準備等の最新状況レポート　岡田 達明(JAXA)

I　小惑星

P32　木曽広視野カメラ Tomo-e Gozen と重ね合わせ法による高速移動 NEO サーベイ観測計画
奥村 真一郎(日本スペースガード協会)
P33　「あかり」遠赤外線全天画像がとらえた小惑星ダストバンドの形成過程　大坪 貴文(JAXA)
P34　メインベルトおよび地球近傍小惑星のアルベドと可視近赤外反射スペクトルの関係
洪 鵬(千葉工大)

J　太陽系・アストロバイオロジー

P35　国際宇宙ステーション搭載シリカエアロゲルで捕獲された微粒子の高速衝突トラックの３次元形状　西 瑞穂(京大)
P36　国際宇宙ステーションからの長期流星観測プロジェクト「メテオ」の概要と観測状況
荒井 朋子(千葉工大)
P37　火成活動マントル湧昇流フィードバックの二つの型　小河 正基(東大)
P38　風成砂丘から探るパンゲア超大陸時代の地表風系：火星とのアナロジー　庄崎 弘基(高知大)
P39　冥王星表面の氷の昇華と凝結による反射率の変化　松井 弥志(阪大)
P40　冥王星地下海の安定性と進化
木村 淳(阪大)

K　衝突・実験

P41　フォボスおよび炭素質小惑星のレゴリス模擬土壌の作成　宮本 英昭(東大)
P42　月極域探査に向けたレゴリスシミュラントの岩石比誘電率測定　小林 真輝人(東大)
P43　粉体流における凝集体成長過程のフラッシュ X 線観測　長足 友哉(神戸大)
P44　硫黄に富んだ環境下での宇宙風化の模擬実験と分光計測　田中 宏和(阪大)
P45　海洋への隕石落下による津波の定量的な評価に向けて　近貞 直孝(防災科学技術研究所)
P46　高空隙率焼結体の高速度衝突破壊実験
村上 雄一(神戸大)
P47　多孔質小天体模擬標的の衝突点下の密度解析
山崎 祐太朗(神戸大)
P48　クレーターサイズへの衝突履歴効果：多孔質標的での衝突実験　横山 康喜(神戸大)
P49　多孔質天体上に形成する衝突クレーター周囲の衝突残留温度に関する実験的研究
田澤 拓(神戸大)
P50　多孔質氷への高速度クレーター形成実験：クレーターサイズスケール則に対する衝突溶融の影響　宮野 加菜(神戸大)
P51　多孔質氷の圧縮変形における圧密速度と空隙率の関係：氷微惑星の密度構造への応用
矢部 みなみ(神戸大)
P52　異なる粒径をもつ粒子の混合層へのクレーター形成実験：小惑星 Ryugu 上のクレーター地形との比較　保井 みなみ(神戸大)
P53　低強度粗粒レゴリスを用いた衝突実験：クレータースケール則と衝突励起振動に対する粒子強

度の影響　山本 裕也(神戸大)
P54　多孔質氷球の反発係数の空隙率依存性：土星リング粒子の衝突過程に関する実験的研究
豊田 優佳里(神戸大)
P55　粉体実験及びN体計算による放出物カーテン中での粒子衝突の研究　岩澤 聖徳(東工大)
P56　iSALEに基づいた月の盆地の衝突条件
石山 謙(JAXA)

L　将来計画・機器開発

P57　SLIMマルチバンドカメラのオートフォーカス機能開発　佐藤 広幸(JAXA)
P58　SLIM-MBC搭載InGaAs検出器の放射線耐性評価データに基づく観測性能検討
仲内 悠祐(JAXA)
P59　月ペネトレータ探査APPROACHミッション：公募型小型ミッションの選定結果と今後の方針について　田中 智(JAXA)
P60　月サンプルリターンミッション“HERACLES”の着陸地点検討結果報告 ～HERACLESが目指す月科学～　長岡 央(JAXA)
P61　月サンプルリターンミッション"HERACLES"の着陸地点検討結果報告　～着陸候補地点の紹介～　山本 聡(JSS)
P62　FDTD電磁界シミュレーションに基づくレーダによる月表層の氷検出可能性の検討
熊本 篤志(東北大)
P63　月火星の地下空洞直接探査UZUME計画　その3　春山 純一(JAXA)
P64　火星衛星探査計画MMXとそのサイエンス2018
倉本 圭(北大)
P65　火星衛星探査計画における望遠カメラ(TENGOO)性能評価装置の開発　加藤 博基(立教大)
P66　撮像データを用いたDePhineミッションにおけるPhobosフライバイ軌道の復元のシミュレーション　山本 圭香(国立天文台)
P67　DESTINY+によるふたご座流星群母天体Phaethonの高速フライバイとダストその場分析　荒井 朋子(千葉工大)
P68　木星トロヤ群探査OKEANOSの現状
岡田 達明(JAXA)
P69　小惑星探査計画OKEANOS：その場質量分析機器開発の現状　伊藤 元雄(JAMSTEC)
P70　太陽風を利用した周回軌道での小天体表面同位体質量分析手法の開発　横田 勝一郎(阪大)

M　その他

P71　月の海が常に地球を向く真の理由，　マルチインパクト仮説を用いて地球と月の起源2014U06-P24(1)から進化のAbductionで検証.
種子 彰(SEED SCIENCE Labo.)
P72　起源仮説の検証は，進化の結果を利用したアブダクションで検証可能
種子 彰(SEED SCIENCE Labo.)

←目次へ

JSPS Information

◇日本惑星科学会第127回運営委員会議事録
◇日本惑星科学会第128回運営委員会議事録
◇日本惑星科学会第50回総会議事録
◇日本惑星科学会賛助会員名簿
◇日本惑星科学会主催・共催・協賛・後援の研究会情報

◇日本惑星科学会第127回運営委員会議事録

日　　時：2018年9月26日(水)　15：00－17：00
運営委員会委員：
出席者　16名
荒川 政彦，中本 泰史，中村 昭子，渡邊 誠一郎，千秋 博紀，和田 浩二，田近 英一，生駒 大洋，
諸田 智克，林 祥介，平田 成，はしもと じょーじ，竹広 真一，中島 健介，寺田 直樹，上野 宗孝，
欠席者　7名
倉本 圭，田中 智，佐伯 和人，中村 智樹，藪田 ひかる，小久保 英一郎，橘 省吾
（委任状：議長6通）

議題・報告事項：

1．シニア会員について

・諸田総務専門委員長からシニア会員制度を反映した会則の改定案について説明があった．
・第2章第5条4項にシニア会員を追記．除籍経験に関する記載は入会ページに記載することとし，会則には記載しない．
・第3章第12条3項について，原案では，シニア会員は総会の議決権はないが，運営委員になることはでき，運営委員会での議決権を有することになる．これを避けるためシニア会員は運営委員にはなれないこととする．
・第3章第12条2項，副会長の選出について「正会員の中から」を追加する．
・上記修正を反映した会則を次回総会にかけることとする．
・シニア会員制度開始時期についての案を総務専門委員，情報化専門委員，財務専門委員会で次回運営委員会までに作成する．

2．EPSについて

・生駒欧文誌専門委員長からEPS誌の財政展望について説明があった．
・H30は科研費不採択のため赤字となるが，新契約による出版収入還元によりH32より単年度黒字が見込まれる．
・H30は学会からの融資が依頼されている．1年分の分担金相当．黒字となった際に返金される．
・PEPSと共同で科研費申請はしないこととなった．

・これまでの合意事項が守られないなどの現状の運営方法や，惑星科学分野の投稿数が少なく，かつ今後の財政方針によりさらに割合が減少すると考えられることから，融資に反対意見がでた.
・荒川会長から現状の運営方法についての改善を５学会長会議に求める.

3．マスタープランについて

・中本将来構想検討作業部会長より現状報告があった.
・マスタープランの提案をomlで受け付け，6件の提案があった.
・秋季講演会で議論した上で，惑星科学会から推薦する提案について議論していく予定.
・件数に制限はなく，絞ることを前提としない.

4．新しい選挙規定による役員選挙について

・諸田総務専門委員長から第15期役員選挙について説明があった.
・荒川会長から選挙管理委員長に諸田智克会員，委員に平田成会員，長沢真樹子会員，奥住聡会員，谷川享行会員，保井みなみ会員，小林浩会員，北里宏平会員が選出され，いずれも承認された.
・選挙日程は下記とする.

９/26(水)：選挙管理委員会発足
10/22(月)：会長候補者の推薦・募集開始(当初案から3日前倒し)
11/11(日)：同終了(当初案から3日前倒し)
11/19(月)：役員選挙公示・投票受付開始(当初案から3日前倒し)
12/９(日)：同終了(当初案から3日前倒し)
12/21～28：運営委員会(書面：役員の選出)
１/９(水)：会計監事候補者公示・信任投票受付開始
１/11～19：運営委員会(書面：委員の承認)
２/７(木)：会計監事候補者公示・信任投票受付終了

5．RFI回答の改訂について

・千秋惑星探査専門委員長より現状報告があった.
・毎年度修正する方針としている.
・主査は倉本圭会員，事務局を玄田英典会員とする.
・秋季講演会前日に議論することとした．20名程度の参加者を予定している.
・その後の改定作業として，１月早々の改定を目指す.

6．自然災害に伴う会費免除措置等について

・竹広財務専門委員長から会費免除措置について説明があった.
・今年度は災害増のため申請者が多数になる可能性がある.
・申請時に被害状況を記載することとする.

7．国際宇宙探査専門委員会の報告

荒川会長から国際宇宙探査専門委員会の報告があった.

◇日本惑星科学会第128回運営委員会議事録

日　時：2018年10月17日(水)　18：40 － 21：00
場　所：旭川市科学館サイパル 2階 理科実験室
運営委員：
出席 18名
荒川 政彦，倉本 圭，中本 泰史，中村 昭子，千秋 博紀，生駒 大洋，諸田 智克，林 祥介，平田 成，はしもと じょーじ，竹広 真一，中島 健介，田中 智，寺田 直樹，佐伯 和人，中村 智樹，上野 宗孝，小久保 英一郎
欠席 5名
渡邊 誠一郎，和田 浩二，田近 英一，薮田 ひかる，橘 省吾
(委任状：議長5通)

議題・報告事項：

1. 会計第14期下期中間報告(竹広財務専門委員長)
・収入は例年通り.
・支出については遊星人が3号までで印刷費140万，今年度見込み176万円．このため決算は大幅黒字にはならない見通し.
・今年度フロンティアセミナーは2019/2/17に，2018年度予算で行う.

2．会計第15期上期予算案(竹広財務専門委員長)
・収入は2018年度と大きな変更なし.
・遊星人印刷費180万円の要望に対し，165万提示.
・EPS誌への出資：例年の20万に加え，一時金要請 20万
・提案予算は約87万円の赤字（昨年度より16万円の赤字増）
・予算段階の赤字が多いので減らせないかとの意見が出た．秋季講演会の参加費等の一部をサーバー使用料として徴収する形にして，健全な収支にすることも検討するべきではとの意見が出た．遊星人の紙媒体での出版を止めることも検討するべきではとの意見も出た.

3．自然災害に伴う会費免除措置等について(竹広財務専門委員長)
現時点で2名の申請がある．早めの申請を.

4．入退会について(諸田総務専門委員長)
2018/10/14現在，正会員数609名で，2016年以降横ばい．賛助会員数は3，名誉法人数は7（1法人が退会）.

5．その他総務からの案件(議長・書記等)（諸田総務専門委員長）
議長に嶌生有理会員，書記に黒崎健二会員を推薦するとの報告がなされた.

6．シニア会員の開始時期について(諸田総務専門委員長)
1月初旬までシニア会員への申請を受け付け，1月中旬に運営委員会での審議(1週間程度)．12/28頃に新役

員が決定するので，12下旬－1月上旬の日程でシニア会員申請期間を行う．1/11－18の運営委員会で承認する予定．周知は早めに行う．今後は，申請のたびにその都度承認する．すでに退会した会員には，基本的には口コミで伝え，Webニュースと遊星人でも周知する．想定される会費収入減にどう対応するため，シニア会員から寄付を呼びかけてもいいのではとの意見が出た．

7．役員選挙について（諸田総務専門委員長）

今後の選挙の流れについて説明がなされた．総会でも説明を行う．新設の連続選出制限の規定により，13名を被選挙人から除外する．

8．遊星人の発行状況報告（和田編集専門委員長）

書面による報告がなされた．遊星人はつつがなく発行されている．Vol.27 No.3（9月号）においては，「火星圏のサイエンス」特集が組まれ，玄田ゲストエディタの差配のもと13本の論文が掲載された（No.4にも追加論文が掲載予定）．このことは学会員の活発な活動の現れであり，今後の火星圏サイエンスを盛り上げるうえで重要なものとなると考える．ただし，結果として印刷出版費用がかさむこととなり，特集号を組む時に配慮すべき課題の一つであると改めて認識した．

9．2018年秋季講演会報告（倉本2018年秋季講演会組織委員）

秋季講演会の開催にあたって，旭川市から全面的な協力をいただいた．科学館の利用料は無料．ポスターや横断幕も作っていただいた．講演会には170名の参加者があり，つつがなく進行している．

10. 2019年秋季講演会実施案（竹広2019年秋季講演会組織委員）

日程は2019/10/7－10/9，場所は京産大上賀茂キャンパス・神山ホール．京産大に学会開催の補助を申請できる．委員長は河北秀世会員．宿の手配はお早めに．

11. 日本地球惑星科学連合の報告（荒川会長）

第19回学協会長会議の報告がなされた．学会・講演会の天災などへの対応について議論があったとのこと．2020年JpGUは連合大会AGUと共催．2021年は横浜で開催する．

12. EPSへの一時出資について（荒川会長）

・EPS誌の赤字を解消するため，一時出資が要請されている．
・EPS臨時拡大会議にて，EPS誌を将来的に5学会とJpGUで共同発行するという合意の確認がなされた．科研費の申請については，EPS誌とPEPS誌で一本化してJpGUより国際情報発信強化Aに申請する．
・黒字が出た場合は出資金が返還される．返還の方法について議論がなされた．
・運営委員会は一時金の出資を承認した．

13. 文科省「特色ある共同研究拠点の整備の推進事業」への会津大学の応募（平田委員）

会津大学が「月惑星アーカイブサイエンス拠点」を提案する際に，惑星科学会より学会長名でのサポートレターを発出してもらいたいとの要請があった．運営委員会はこれを承認した．

14. RFI回答文書改定のための検討会の報告（千秋惑星探査専門委員長）

マスタープランや宇宙研での議論と歩調を合わせるため，2月に改訂版をアウトプットする方針．主査は

倉本会員，事務局に玄田会員.

15. その他

・林委員より，委託している学会ウェブサーバの維持が難しくなってきていることが報告された．5年程度のうちにシステムへ移行することを考える必要がある.
・中島部会長より，ポスター発表の3分トークについて報告がなされた．今後は，今回実施したアンケートの集計結果を見ながら運用していく．2020年の秋季講演会LOCは会津大学に引き受けていただいた.
・学生会員が少ないことについて意見が出た.

16. 最優秀発表賞受賞者の決定（田中学会賞選考委員長）

12名の応募があり，10名を選考対象とした．アブストラクト・発表・科学的評価に基づいた採点で4名に絞り込み，決選投票で冨永遼佑会員が受賞者として推薦された．運営委員会はこれを承認した.

◇日本惑星科学会第50回総会議事録

日　時：2018年10月18日（木）　16：40 － 17：40
場　所：旭川市科学館サイパル 1 階学習・研修室
　　〒078 － 8329 北海道旭川市宮前1 条3 丁目3 番32

正会員：609名
定足数：61名
参加人数:117名（開会時）（これに加えて非会員の傍聴者6名）＞118名（議事3.1採択時）＞120名（議事3.2採択時）
委任状：67通（ただし，内1通分は提出者が総会に参加したため無効．議長：65通，保井みなみ会員：1通）

1．開会宣言

諸田総務専門委員長が開会を宣言.

2．議長団選出

運営委員会からの推薦で議長に嶌生有理会員，書記に黒崎健二会員が選出された.

3．議　事

3.1　第14期下期（2018年度）中間報告

3.1.1　会計報告（竹広財務専門委員長）

特に問題なく順調であったことが報告された.

3.1.2　日本惑星科学会会則の改定について（諸田総務専門委員長）

シニア会員制度にともなう会則の改定について説明された．シニア会員制度は2019年度（2019年1月）から開始することとし，申請期間は2018年12月下旬から2019年1月上旬を検討していることが報告された.

3.1.3　各種専門委員会報告

特になし

・採択

第14期下期活動報告の採択が行われ，賛成：183（うち出席者117），反対：0，保留：1により採択された．

3.2　第15期上期（2019年度）予算案

・説明（竹広財務専門委員長）

予算状況は問題なく執行できている旨が報告された．消費税が10%増額になることから，今後は厳しくなることが懸念される．

・EPSへの一時出資（荒川会長）

一時的にEPSに20万円出資することについての説明がされた．平成30年に科研費不採択をうけて，平成32年度の黒字化を目指し，出資が要請されている．臨時融資分は分担金同様の分担比率（惑星科学会は20万）．出資時期は平成31年度10月頃とする．

2018/9/28 EPS臨時拡大会議の結果について説明がされた．5学会とJpGUで共同発行する．EPS誌とPEPS誌の取組を一本化して国際発信強化Aに申請することとした．

・質疑応答及び討論

＊予算説明に関して

特になし

＊EPSへの一時出資に関して

Q．投稿料1200ユーロに増額して，投稿数が増加するのか？ 惑星科学会は今後もEPS誌を使うべきか？

A．オープンジャーナルでこの値段は安いほうであり，オープンジャーナルであるEPS誌から特集号を組むなど，惑星科学会として情報発信を強化すべきである．

Q．将来的に“損切り”も考えるべきではないか？　今後も費用負担が増額する可能性はあるのではないか？

A．惑星科学会から，一時出資は一度のみと通達してある．しかし，SGEPPSや惑星科学会も積極的に支える姿勢を示している．

・採択

第15期上期予算案の採択が行われ，

賛成：184（うち出席者118），反対：2，保留：0により採択された．

4．報告事項

4.1　自然災害に伴う会費免除措置について（竹広財務専門委員長）

自然災害で「災害救助法適用地域」に該当される方へ周知する旨を報告された．9月下旬にMLにてアナウンス済．2019年1月中旬に申請締め切りの予定．

4.2　学会賞授賞式：2016 年度最優秀研究者賞および2017年度最優秀発表賞（田中学会賞選考委員長）

10名の方々が10/17の午前中に口頭発表，午後にポスター発表が行われ，選考委員8名で慎重に審査した結果，最優秀発表賞に名古屋大学の冨永遼佑会員が選ばれた．

4.3　2018年秋季講演会の報告（関口2018年秋季講演会組織委員長）

講演会及び懇親会の参加人数などアナウンスがなされた．講演会参加人数：117名+7名

4.4　2019年秋季講演会の案内（竹広2019年秋季講演会組織委員）

来年度の秋季講演会2019年10/7（月）から10/9（水）の間，京都産業大学上賀茂キャンパス（会場：神山ホ

ール)で実施予定である旨の報告がなされた． LOC委員長は河北秀世(京産大)．委員は京産大と京大でメンバー構成予定.

4.5 役員選挙の案内(諸田総務専門委員長)

第15期役員選挙についての日程について報告があった.

4.6 その他

RFI回答文書に関する報告(千秋惑星探査専門委員長)

RFI回答文書に関する議論を行い，その決定事項について報告があった．告知内容についてomlで報告予定である.

4.7 フロンティアセミナーに関する報告(千秋委員)

2/17 − 2/20 山岸教授(東京薬科大)を招待して実施予定である旨の報告があった．詳細は後日メールにて報告予定である.

5．議長団解任

6．閉会宣言

諸田総務専門委員より閉会宣言がなされた.

◇日本惑星科学会賛助会員名簿

2019年3月25日までに, 賛助会員として本学会にご協力下さった団体は以下の通りです．社名等を掲載し, 敬意と感謝の意を表します．(五十音順)

有限会社テラパブ
Harris Geospatial　株式会社
株式会社ナックイメージテクノロジー

◇日本惑星科学会主催・共催・協賛・後援の研究会情報

(a)場所，(b)主催者，(c)ウェブページ／連絡先など．
転記ミス，原稿作成後に変更等があるかもしれません．各自でご確認ください．

2019/05

5/26 − 5/30　日本地球惑星科学連合2019年大会
(a)千葉県幕張メッセ
(b)日本地球惑星科学連合
(c)http://www.jpgu.org/meeting_2019/

5/31 − 6/3　国際金星会議2019
(a)北海道ニセコ
(b)International Venus Science Community
(c)https://www.cps-jp.org/~akatsuki/venus2019/

2019/06

6/3 − 6/7　Magnetospheres of Outer Planets Conference 2019
(a)宮城県仙台市
(b)国際外惑星磁気圏研究グループ
(c)http://pparc.tohoku.ac.jp/sympo/mop/

6/15 − 6/21　第32回宇宙技術および科学の国際シンポジウム
(a)福井県福井市
(b)32nd ISTS Organizing Committee
(c)http://www.ists.or.jp

編集後記

今号は特集「月揮発性成分の研究による科学と探査」を掲載いたしましたが，いかがでしたでしょうか．皆さんのおかげで月揮発性成分に関する研究や探査計画が網羅された誌面になったと思います．ゲストエディターの大竹真紀子さん・長岡央さんをはじめとした関係者の皆さんに厚く御礼申し上げます．特集記事に加えて，編集委員の黒澤さんのご尽力により，今号から新たな連載「遊星人の海外研究記」が始まりました．初回は中島さんに大変面白く，かつ，これから留学を考えている学生さんたちにとって有益な記事を頂きました．是非とも皆さんの経験を記事として投稿して頂けると幸いです．

それでは皆さんからの原稿を心よりお待ちしております．今後ともよろしくお願いいたします．

（杉山）

編集委員
和田 浩二 [編集長]
杉山 耕一朗 [編集幹事]
上椙 真之，岡崎 隆司，小川 和律，鎌田 俊一，木村 勇気，黒澤 耕介，小久保 英一郎，坂谷 尚哉，関口 朋彦，瀧川 晶，田中 秀和，谷川 享行，長 勇一郎，成田 憲保，はしもと じょーじ，濱野 景子，本田 親寿，三浦 均，諸田 智克，山本 聡，渡部 潤一

2019年3月25日発行

日本惑星科学会誌　遊・星・人　第28巻　第1号

定　価　一部　1,750円（送料含む）
編集人　和田 浩二（日本惑星科学会編集専門委員会委員長）
印刷所　〒501-0476 岐阜県本巣市海老A&A日本印刷株式会社
発行所　〒105-0012 東京都港区芝大門2-1-16 芝大門MFビルB1階
株式会社イーサイド登録センター内 日本惑星科学会
e-mail : staff@wakusei.jp
TEL : 03-6435-8789／FAX : 03-6435-8790
（連絡はできる限り電子メールをお使いいただきますようご協力お願いいたします）

本誌に掲載された寄稿等の著作権は日本惑星科学会が所有しています．
複写される方へ
本誌に掲載された著作物を個人的な使用の目的以外で複写したい方は，著作権者から複写等の行使の依託を受けている次の団体から許諾を受けて下さい．
〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 学術著作権協会
TEL : 03-3475-5618／FAX : 03-3475-5619
e-mail : kammori@msh.biglobe.ne.jp
著作物の転載・翻訳のような複写以外の許諾は，直接日本惑星科学会へご連絡下さい．