

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テ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テ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, 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, マンテ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, 特にマンテ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, 月のマンテル, 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。従って本書では、月のマンツルの揮発性成分、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やマンツ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($\delta^{18}O$)についても分析が進められ、得られた $\delta^{18}O$ 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バ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、 $\sim 1 \mu m$ 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、アバタイト、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

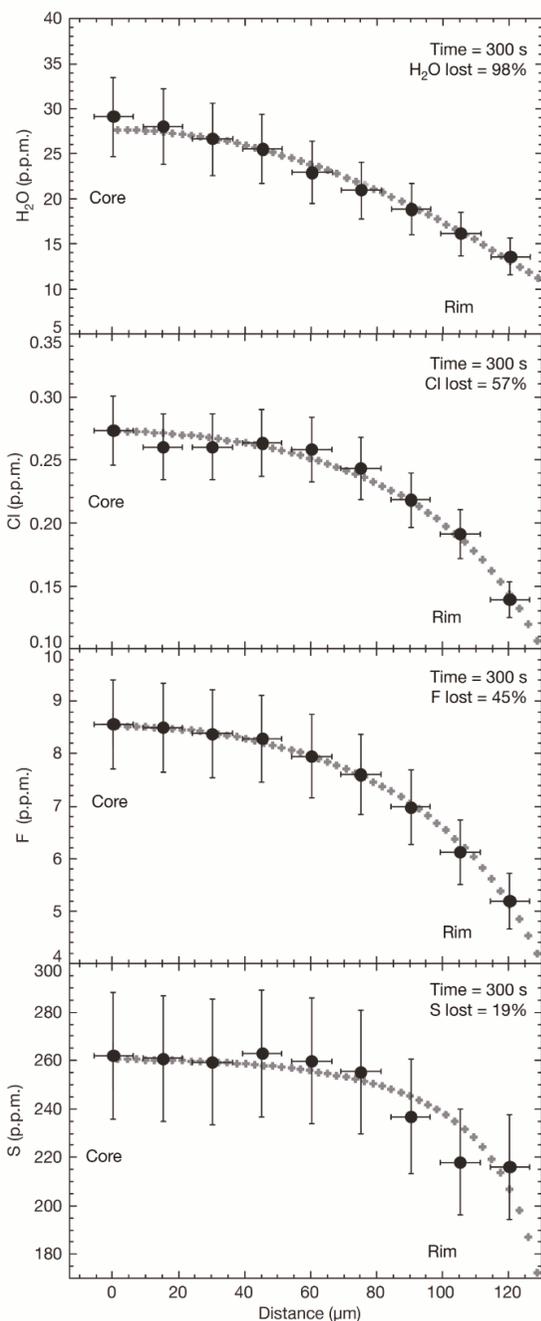


図1: アポロ試料であるvery-low Tiガラスの内部(Distance: 0 μ m)から外縁部付近(120 μ m)にかけてSIMS分析により検出された揮発性成分。火山ガラスの中心部では水(水素量から換算)、塩素、フッ素及び硫黄の含有量は相対的に高く、外縁部に向かうにつれて濃度が減少する。この特徴から、火山ガラスに含まれる各種揮発性成分は外因性や地球上での汚染成分に由来せず、内因性の月内部起源であることが示される(Saal et al. [2]を改変)。

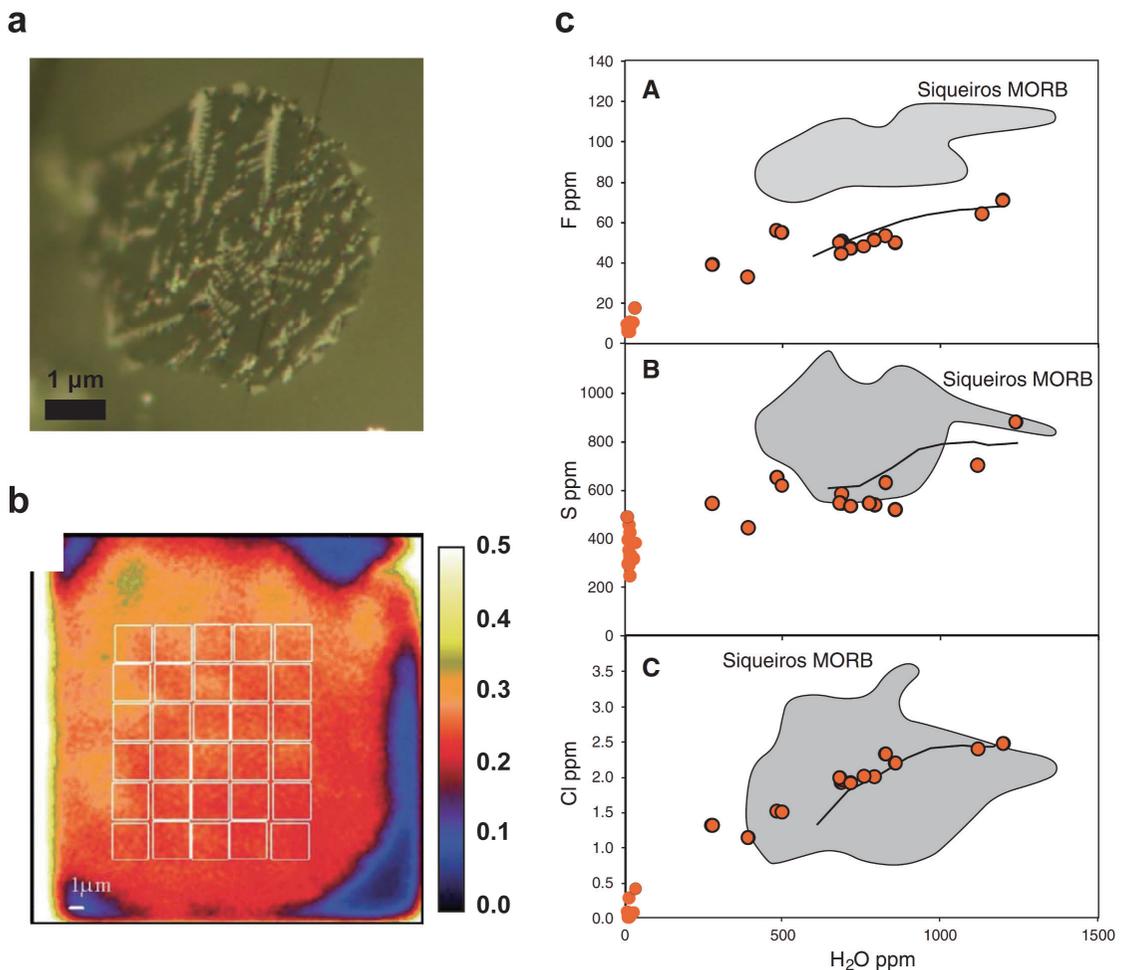


図2: (a) アポロ試料74220に産するカンラン石粒子内部に認められるメルト包有物の顕微鏡写真。 (b) nano-SIMSにより取得されたメルト包有物の同位体分布像。スケールバーは $^{16}\text{OH}/^{30}\text{Si}$ の信号強度を示し、赤色で示される領域はメルト包有物に対応する。この領域は約0.25の値となり、これは ~ 1400 ppmの水(H_2O)に相当する。 (c) メルト包有物から検出された水に対するフッ素、硫黄及び塩素の濃度プロット。各種揮発性成分と良い相関を示し、その特徴は地球のMORBと類似する(Hauri et al. [4]を改変)。

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

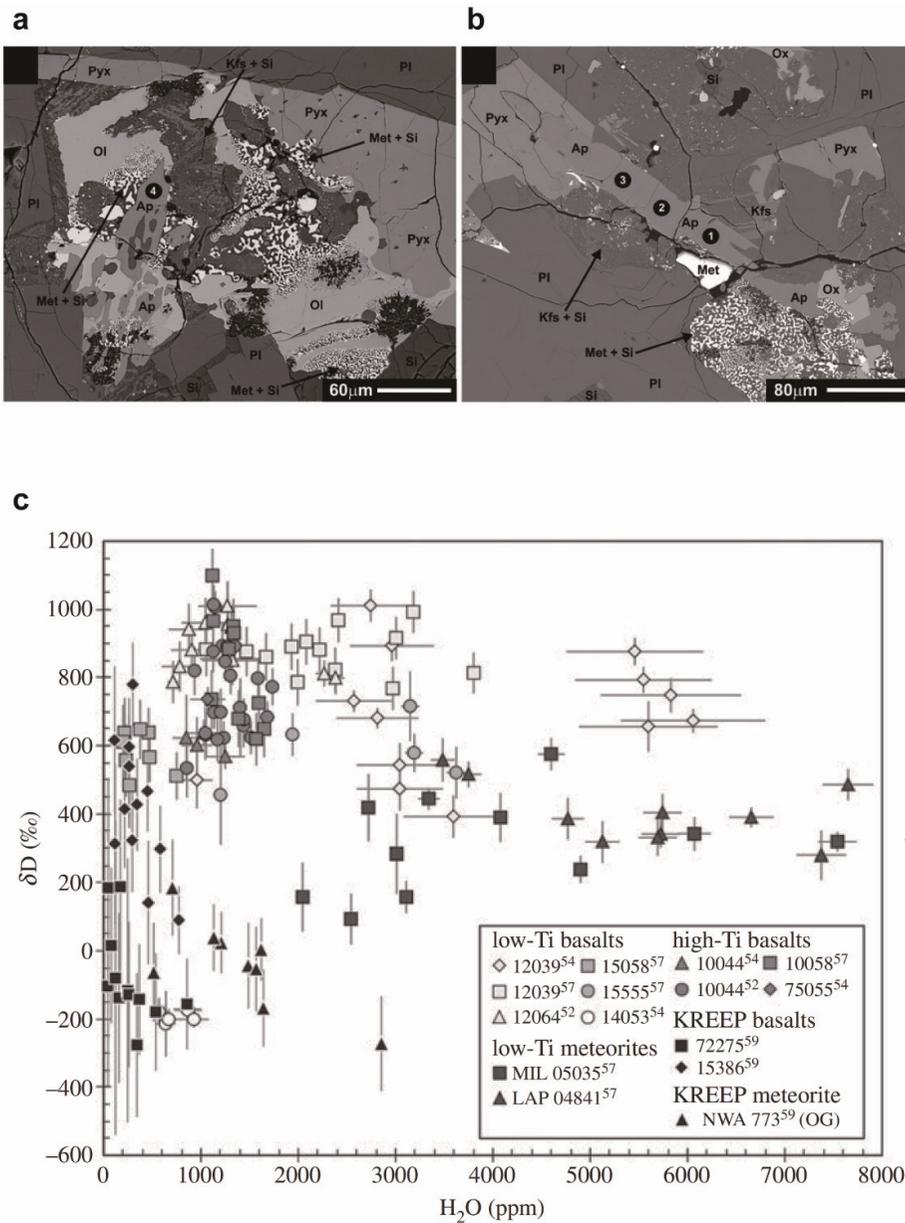


図3: (a) 及び (b) high-Al玄武岩であるアポロ試料14053の後方散乱電子像。カンラン石や輝石，長石の隙間を埋めるようにアパタイト (Ap) が存在する (McCubbin et al. [5]を改変)。 (c) 様々な岩相のアポロ試料や月隕石に存在するアパタイトのSIMS分析とそれにより得られた水素の元素情報。水素量は月試料ごとに大きく異なり，含水量(水素量から換算)は最大で~ 8000 ppmにも及ぶ。含水量及び水素同位体組成 δDとも岩相ごとに大きく異なり，これは母マグマの化学組成や結晶化作用の条件，晶出時期，さらには脱ガス作用の影響の差によるものと考えられる (Anand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

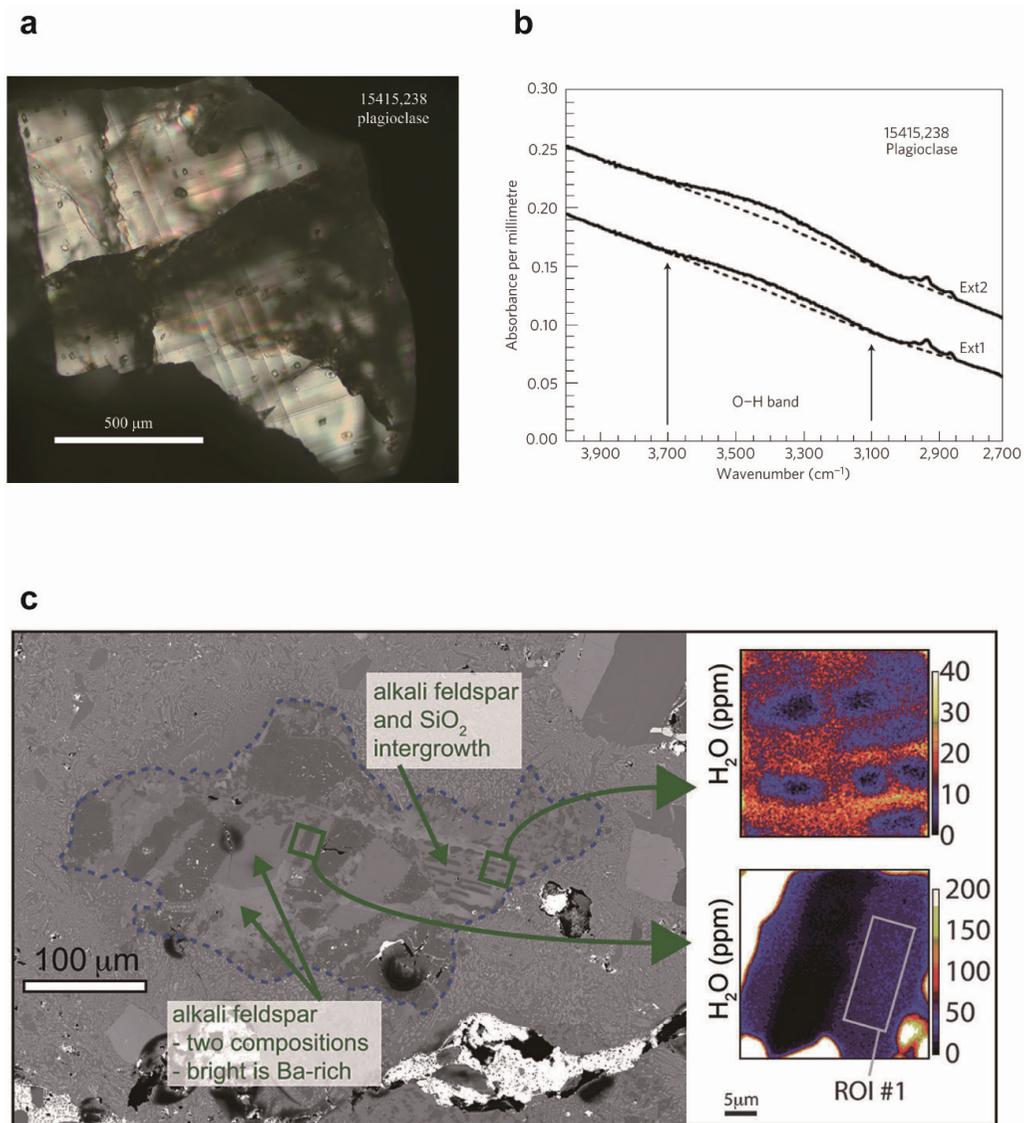


図4: (a) 高地地殻に属する斜長岩のアポロ試料15415の偏光顕微鏡写真(直交ニコル)。比較的サイズの大きい粒子が存在する。(b) この試料の顕微FTIRスペクトル分析。実線は加熱前のデータであり、点線は加熱脱水後のもの。差分のピークが構造水の吸収となる(Hui et al. [5]を改変)。(c) アポロ試料15405から発見された花崗岩質クラストの後方散乱電子像(左)。アルカリ長石粒子と石英との連晶が見られる。緑色の四角で記した領域に対するSIMS分析から得られた水(水素量から換算)の濃度マップ。アルカリ長石に大量の水が濃集(Mills et al. [22]を改変)。

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バタイトの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が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 $\delta^{37}\text{Cl}$ [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, Tartésé 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、後述するようにはこれは現在の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ヶ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 $\delta^{37}\text{Cl}$ 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、 $\delta\text{D} \leq +1000$ ‰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、マンツルの含水量を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ツ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。

月のマンツ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H₂OやSO₂、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碎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、マンツルやLMOの揮発性成分量を正確に把握

するためには、マンツル物質や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

マンツ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ツルの平均含水量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

でも、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 1H 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ツ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、年代測定の見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、マンツル物質がアポロ・ルナ試料や月隕石から見つからないことから、LMOや月のマンツ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、月のマンツ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。特に本書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やマンツルの本質的な揮発性成分の情報を記録するPANやマンツル物質の回収が優先事項であり、マンツル物質に関しては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書の編集作業、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] Bhattacharya, 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] Tartèse, 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. Lett.* 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.