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

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一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(H₂O)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、N2、CO2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 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・牛成量を比較した。

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1keV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、20Neに富むネオン組成[15], 「Nに富む窒素組成[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<5×10⁶[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50nm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。字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、16〇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36Ar量の間には、以下のような関係が観測された[42].

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

(1)式を元に、太陽組成³⁶Ar/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

$$[O_{labile}, mol/g] = [H, mol/g] / 500 ... (2)$$

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[®]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[®]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[®]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[®]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、CO2、 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 ¹⁶O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 ¹⁶O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40Kから 生成される核種の一つである40Ar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、40Ar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. 40Ar/36Ar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、40Ar[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¹⁵N/¹⁴N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¹⁵N/¹⁴N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

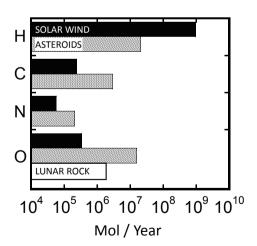


図1: 月表土に供給される太陽風、小惑星物質、月岩石起源遊離酸素量の比較、月面全球の総量を推定した。月の表側における地球磁気圏の影響や、月面微小隕石降着量に影響を与えるGravitational Focusing効果などを考慮に入れた。推定各量には少なくとも数倍程度の不確定性を見込む。また、彗星を始めとして、現時点で定量が難しい揮発性物質フラックスも存在することに注意してほしい。詳細は本文を参照

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

- 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.