

# 特集「月科学の最先端と今後の展望:月はどこまでわかったか?その2」 月の初期進化:同位体年代学からの制約

三澤 啓司<sup>1</sup>

2010年7月20日受領, 2010年11月9日受理.

(要旨) 月の岩石の同位体年代学研究では, 近年Apollo-Luna試料にはないタイプの月隕石も対象となり, これまでには得ることが出来なかった高精度の分析データが公表されている. 月のマグマオーシャンの固化, 地殻形成の時期, 海の玄武岩を生んだマグマ活動の多様性について, 最近の研究例をあげて概観する.

## 1. はじめに

アメリカと旧ソ連の月探査計画は1972年のApollo 17探査をもって終結したが, 地球に持ち帰られた382 kgのApollo月試料の分析は, 40年ほど経過した現在でも続けられている. 1990年代の月探査は, リモートセンシングが主流となり, 探査機クレメンタイン, ルナー・プロスペクターによって月の地形, 重力, マルチスペクトルの画像, ガンマ線分光等のデータが集められた. 2000年以降, かぐや, チャンドラヤーン, 嫦娥, ルナー・リコネサンス・オービターがさらに質の高いデータを取得し, 解析がすすめられている. ガンマ線分光により得られた全球のFe, K, Th分布図からは, SPAT(South Pole Aitken Terrane)<sup>2</sup>, PKT(Procellarum KREEP<sup>3</sup> Terrane)<sup>4</sup>, FHT(Feldspathic Highland Terrane)<sup>5</sup>といった地域による化学組成の不均一性をみることができ. これはさらに, 地殻-マントルの不均一性を強く示唆するものである [1].

Allan Hills 81005月隕石の発見を契機に, また南極氷床からばかりでなくオマーンとリビアの砂漠からも月隕石が採集され, その数は増大した. これまでにみつけた月隕石の数は, 約70個, 総重量は55 kgを超えている. Apollo, Luna計画での岩石採取地点は, 当時の技術的な制約から月の表側の狭い領域に限られていた(6回のApollo着陸地点のすべてがPKT周辺).

月では地域による化学組成の不均一性が著しいことから, Apollo, Luna試料の研究だけでは, 月の全体像を理解することは困難である. 月隕石のなかには, これまでに採取されていなかった地域(月の裏側)の試料も含まれていることから, 注目度も高い. 月の岩石の同位体分析からは, 岩石の形成年代(あるいは変成年代)を得るとともに,  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ,  $^{147}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ ,  $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ ,  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$  初生同位体組成に基づいて, 起源物質の化学, 同位体組成や鉱物組み合わせを推定できる<sup>6</sup>. また, 半減期の短い核種(たとえば消滅核種 $^{146}\text{Sm}$ ,  $^{182}\text{Hf}$ )をもちいることにより, 月形成初期のタイムスケールに制約を与えることも期待される.

本稿では, 同位体年代学からみた月の起源と初期進化について, 最近の研究例を挙げて概観した. これは, 1995年夏に宇宙科学研究所において開催された第2回月の起源研究会集録に続くものである.

2. 下部地殻そして上部マントル物質を含んだマフィックな岩体.
3. 不適合元素K, REE(Rare Earth Element), Pに富む, 月の玄武岩質岩石の化学組成をあらわす造語.
4. Feや不適合元素に富んだ, 海盆と玄武岩の噴出が集中した地域. 玄武岩の噴出にともない鉄が相対的に濃集している. 不適合元素の濃集には, マグマオーシャンの最終残液が寄与していると考えられている.
5. 月が初期分化した時に形成したアノーソサイト地殻の名残, いわゆる高地の岩石である.
6. たとえば,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{present}} = (^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 + (^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}) \times (\exp(\lambda t) - 1)$ . ただし $\lambda$ は $^{87}\text{Rb}$ の壊変定数,  $t$ は年代. いくつかの試料について,  $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_{\text{present}}$ 比と $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比を測定することにより, その回帰直線(アイソクロン)から初生同位体比 $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ を求めることが出来る.

1. 国立極地研究所  
misawa@nipr.ac.jp

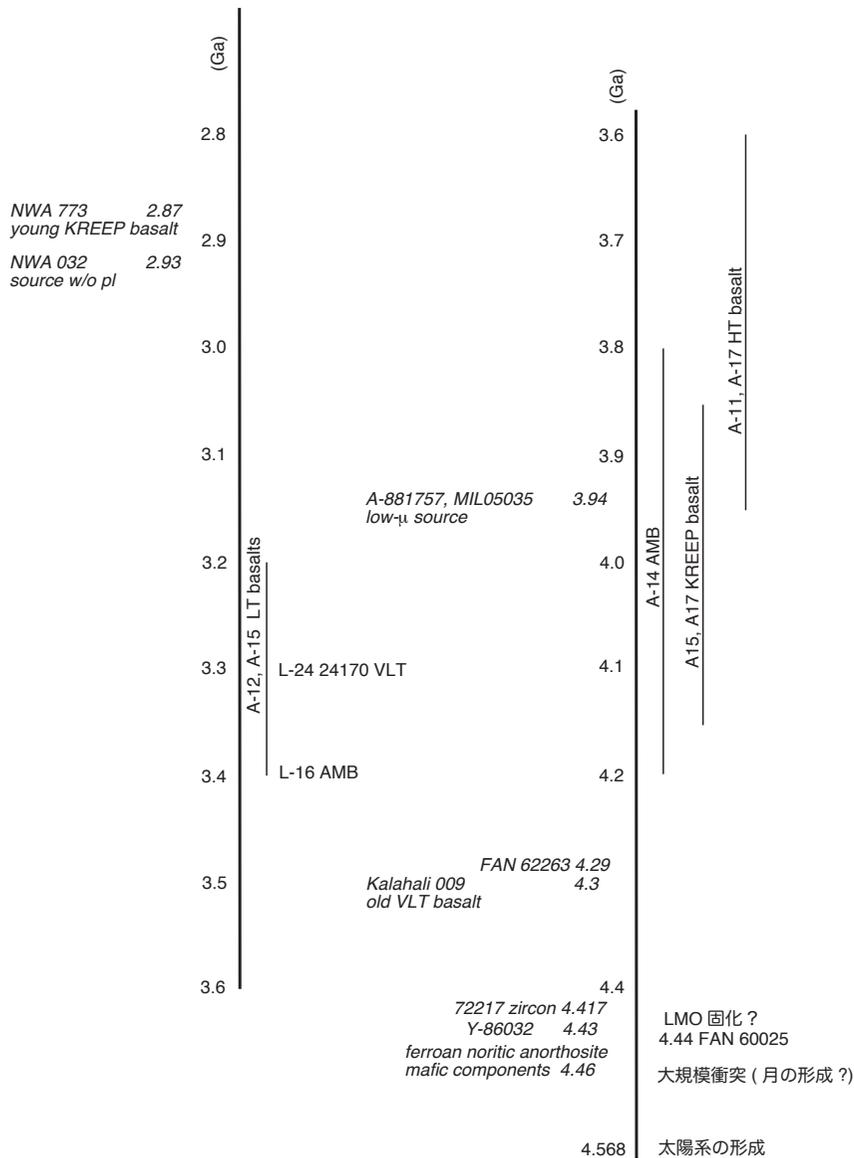


図1：月の年代記。イタリックで示したイベントについては、本文中で言及している。LMOの固化した時期については、～4.4 Gaとされているが、正確な年代は依然として不明である。

## 2. 月の岩石の多様性と新しい知見

### 2.1 これまでの月のすがた

月の起源について、地球と火星質量の天体の巨大衝突説が有力である [2]。Apollo 試料の研究から導き出された最も重要な概念は、LMO (Lunar Magma

Ocean：月のマグマオーシャン)である [3, 4]。月は形成初期に大規模に溶融し、結晶化したオリビン、輝石などが沈み、斜長石が浮きあがることによって斜長岩質の地殻（いわゆる高地の岩石）を形成するというシナリオである。

高地の岩石については、斜長石のCa/(Ca+Na)比と低Ca輝石やオリビンのMg/(Mg+Fe)比をもとに、Ferroan anorthositic suite, Alkali anorthositesおよび

Mg-suite troctolites, Noritesに分類されている。わずかに共存するマフィック鉱物(オリビン, 輝石)が鉄に富んでいるFAN(Ferroan ANorthosite)は, 月地殻を形成している。LMO結晶化の後期になるほど, 液相には不適合元素(Fe, Ti, KREEP成分)が濃集し, やがてイルメナイトを晶出する。密度の大きなイルメナイト層が上位にあることから, 重力的に不安定になったマントルはオーバーターンが起し, KREEP物質とイルメナイトに富む層は, より深部に運ばれる。FANの形成年代は $\geq 4.4$  Ga, 月地殻への貫入岩であるMg-suite rocks (norite, troctolite, dunite)の形成年代は, FANの形成年代とオーバーラップするかそれよりもやや若く, 4.4–4.1 Ga, より分化した花崗岩類は, おおよそ4.4–4.0 Gaに形成されたとされていた(図1参照)[5]。

月の玄武岩は, LMO固化後にマントル物質の部分溶融によって形成され, 大激変期[6]にできた巨大なクレーターや窪地を埋めた(海の玄武岩)と考えられたが, 玄武岩の化学組成の多様性, 噴出時期の違いや熱源などについては, 共通した起源マグマからの分化では到底説明できなかつた。また, 大激変期以前の火山活動も知られていた(たとえば, 4.15–3.85 GaのKREEP玄武岩, 4.35–3.95 GaのApollo 14試料のAlに富む玄武岩)。LMOの結晶化にともない, 月マントルの鉱物組み合わせは, 鉛直方向に変化していくと考えられる。LMOの固化とそれに続くマントルオーバーターンにより, オリビン+斜方輝石+単斜輝石の集積岩にイルメナイトとガーネットが加わったものが高Ti (High Ti: HT)玄武岩のソース物質, オリビン+斜方輝石+単斜輝石の集積岩にガーネットが加わったものが低Ti (Low Ti: LTあるいはVery Low Ti: VLT)玄武岩のソース物質とすれば, Sm/Nd, Lu/Hf元素分別およびNd, Hf同位体組成をよく説明できるという[7]。

Apollo–Luna試料の年代学研究をもとに, 月の海の火成活動の時代と地域性は次のようにまとめられていた[5]。Apollo11, 17試料のHT玄武岩は, 3.9–3.6 Ga, Luna16, 24およびApollo12, 15試料のLTあるいはVLT玄武岩は, 3.4–3.2 Ga, Apollo 14試料のAlに富む海の玄武岩(Aluminous Mare Basalt: AMB)は, 4.3–3.8 Gaに特徴的にみられる。

## 2.2 YAMM

Yamato(Y)–793169とAsuka(A)–881757は, Tiに乏しい化学組成を示し, 形成年代が $\sim 3.9$  Gaと古く, 起源となるマントル起源物質の $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ 比( $\equiv \mu$ 値)が小さい( $\mu$ 値 $\sim 10$  [8, 9])<sup>7</sup>, Apollo–Luna試料にはみられない特異な海の玄武岩であった。Miller Range (MIL)05035は, 岩石組織と構成鉱物の化学的特徴がYAと極めて類似した玄武岩である。Meteorite Hills (MET)01210中からみつかった玄武岩片もあわせて(総称してYAMM), これらは共通の火山活動を経験した玄武岩であると結論づけられた[10]。YAMMはCryptomaria<sup>8</sup>であり, Schickardクレーター<sup>9</sup>内の直径1.4 kmのクレーターから掘りおこされた<sup>9</sup>と推定されている[10]。

Nyquist et al. [11, 12]は, MIL 05035の年代学研究をおこない, Rb–Sr年代 $= 3.92 \pm 0.08$  Ga, 初生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比 $= 0.69909 \pm 0.00004$ , Sm–Nd年代 $= 3.80 \pm 0.03$  Ga, 初生 $\epsilon^{143}\text{Nd}$ 値 $= +7.2 \pm 0.2$ を得た<sup>10</sup>。これらの結果は, A–881757のRb–Sr年代 $= 3.92 \pm 0.03$  Ga, 初生 $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 比 $= 0.69910 \pm 0.00002$ , Sm–Nd年代 $= 3.87 \pm 0.06$  Ga, 初生 $\epsilon^{143}\text{Nd}$ 値 $= +7.4 \pm 0.5$  [7]と差がない<sup>11</sup>。A–881757およびMIL 05035がプラスの $\epsilon^{143}\text{Nd}$ 値を示すことから, 玄武岩のソースは, Apollo 12, 15, 17玄武岩同様の軽希土に乏しいマントル物質といえる。これまで知られていた $\sim 39$ 億年に噴出した玄武岩のなかで, 最も軽希土に乏しい起源物質(オリビン+斜方輝石からなる)である。さらに $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 初生比が小さいことから, 斜長石の存在も示唆された。玄武岩が

- 
7. Apollo 11, 12, 17玄武岩の起源物質の $\mu$ 値は, 70–500と高い。これは, マントルの進化とともに揮発性元素であるPbが欠乏していった結果と考えられている。
  8. クレーターや盆地からの放出物によって覆われて表層に露出していない溶岩流出地域 [13]。
  9.  $44^{\circ} 24' 0'' \text{S}$ ,  $54^{\circ} 36' 0'' \text{W}$ に位置する。
  10.  $\epsilon^{143}\text{Nd} = [({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{initial}} - ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}] / ({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}} \times 10^4$ , ここで $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{initial}}$  = 初生同位体比,  $({}^{143}\text{Nd}/{}^{144}\text{Nd})_{\text{CHUR}}$  = 形成時のCHURの同位対比, CHUR = Chondritic Uniform Reservoir, 初生 $\epsilon^{143}\text{Nd}$ 値がプラスの場合は, 軽希土に乏しい起源物質に, マイナスの場合は軽希土に富んだ起源物質に由来すると考えられる。
  11. 南極横断山脈の裸氷域において2005年に採取されたMIL 05035と, それより17年前に2500 km以上離れたナンセン氷原において採取されたA–881757のRb–Sr, Sm–Nd年代が, 誤差の範囲内で完全に一致している。このことは, 月の同一クレーターから放出された岩石が, 地球上の異なった場所に落下して別々に回収されたことを意味している (launch pairing)。A–881757の $^{207}\text{Pb} - ^{206}\text{Pb}$ 年代 $= 3.94 \pm 0.03$  Ga [8]。

噴出・固化した直後に、クレーターや盆地からの放出物によって覆われたとすれば（つまり Cryptomaria）、A-881757/MIL 05035 に宇宙線照射による Sm 同位体変動<sup>12</sup>が認められないことと整合する [8, 11, 12].

YAMM のマントルソースでは、揮発性元素である Pb が欠乏していない、あるいは不適合元素である U が濃集していない (low- $\mu$  値). これは、Apollo 玄武岩のマントルソースとは大きく異なり、KREEP 成分の混入が全くなく、あるいは、マントルオーバーターンが起こったとしてもイルメナイト（そして不適合元素）に富んだ物質の影響を受けていないことになる。アノーサイト地殻への貫入岩や KREEP 玄武岩を生成した月初期の火成活動の熱源は、K, U, Th といった放射性元素とされている。それでは、KREEP 成分の影響を受けない（始原始的な？）マントルソースが、月のどの領域にあるのか、また、放射性元素が少ないマントルソースでの火成活動の熱源は何か、今後あきらかにしていかなければならない。

Apollo-Luna 試料でみられた海の玄武岩の化学組成 (Ti 含有量の多寡) と形成年代の相関は、サンプリングバイアスに過ぎなかった。これは、2.5 章において述べる Kalahali 009 の分析結果からも支持される。

## 2.3 最終残液成分と低 Ti 玄武岩 NWA 032

Northwest Africa (NWA) 032 は、1999 年にサハラ砂漠で発見された角礫化していない海の玄武岩で、KREEP 玄武岩に特徴的な不適合元素パターン<sup>13</sup>を示していた。NWA 032 は、これまでに類似したものがない LT 玄武岩で、Mg に富んだ集積岩と Fe, Ti, 不適合元素に富んだ集積岩の混合したマントルソース起源と考えられていた [15, 16].

Borg et al. [17] は NWA 032 の同位体年代学研究をおこない、Rb-Sr 年代 =  $2.95 \pm 0.02$  Ga, 初生  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比 =  $0.700057 \pm 0.000017$ , Sm-Nd 年代 =  $2.93 \pm 0.08$  Ga, 初生  $\epsilon^{143}\text{Nd}$  値 =  $+9.7 \pm 0.7$  を得た。NWA 032 は、最も若い形成年代を示す玄武岩のひとつである。不

適合元素パターンとソース物質の  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  比からは、urKREEP<sup>14</sup> 成分の寄与が示唆されていたが、Nd 初生同位体組成から、その寄与は小さいと結論された。NWA 032 のソース物質は、オリビン、ピジョナイト、単斜輝石からなり斜長石を含まない特異なマントル起源物質に由来し、urKREEP 成分の寄与は 0.1% 程度と考えられる [17].

全岩微量元素パターンから予想したほど、NWA 032 のソース物質への urKREEP 成分の寄与は大きくなく、斜長石を含まないソース物質から低い部分溶融度で形成されたマグマに由来したと結論された。このことから、玄武岩マグマの起源を探るうえで、化学組成と同位体組成の双方の情報が重要であることがわかる。

## 2.4 KREEP に関連した火成活動

角礫化した玄武岩である NWA 773 は、KREEP 成分に富むオリビン集積岩の破片（岩片）を含んでいた。Borg et al. [18] は、NWA 773 の Sm-Nd 年代 =  $2.87 \pm 0.03$  Ga, 初生  $\epsilon^{143}\text{Nd}$  値 =  $-4.5$  をもとに<sup>15</sup>, KREEP に関連した若い火成活動も、古い KREEP 玄武岩（たとえば Apollo 試料 15386）同様に、軽希土に富んだ共通のマントル起源物質 ( $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} \sim 0.17$ ) からもたらされたと結論した。また、KREEP に関連した火山活動が、従来は 4.15–3.85 Ga まで（KREEP に関連した火山活動の継続期間は、たかだか 300 Ma）とされていたものが、ずっと最近（2.9 Ga）まで、1.1 Ga 以上という長期間にわたって継続していたことを示した。2.9 Ga に噴出した NWA 733 のマントルソースと前章 2.3 で述べた LT 玄武岩 NWA 032 のマントルソースには、urKREEP あるいは KREEP 成分の寄与が異なる。したがって、玄武岩のマグマ活動の熱源は、U, Th, K などの放射性元素に限定できないことになる。

## 2.5 大激変期以前の玄武岩火山活動

Kalahali 009 は、ボツワナの砂漠から発見された

12. 月表層にある岩石が銀河宇宙線の照射を受けると、熱中性子と  $^{149}\text{Sm}$ ,  $^{157}\text{Gd}$  (中性子捕獲断面積の大きな核種) の核反応により、 $^{150}\text{Sm}$ ,  $^{158}\text{Gd}$  に同位体変動がおこる。岩石がクレーターからの放出物によって厚く覆われていたならば、宇宙線照射の影響は受けない。

13. コンドライトで規格化した希土類元素存在度パターンが軽希土 > 重希土となり、負の Eu 異常を示す。難揮発性の不適合元素間において分別が認められ、Th/Hf, Th/Sm 比が他の月玄武岩にくらべ高い。

14. Warren and Wasson [14] は、不適合元素に富み、コンドライトで規格化したときに特徴的な元素 (U, Th, Ba, Zr, REE, Ta, Hf) 存在度パターンを示す、LMO 結晶化の仮想的な最終残液 (urKREEP) を提案した。ur はドイツ語の prefix で、primeval 「原始の」の意。

15. 初出誌公表後に、初生  $\epsilon^{143}\text{Nd} = -7.8$  に疑問がもたれた。Sm-Nd スパイクのキャリブレーションに誤りがあったことが判明し、初生  $\epsilon^{143}\text{Nd}$  値 =  $-4.5$  と訂正された [17].

VLT玄武岩片を含んだ月隕石である [19]. Karahali 009は不適合元素に乏しく,  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ 年代(4.30 ± 0.05 Ga [20]),  $^{176}\text{Lu}-^{176}\text{Hf}$ 年代 (4.29 ± 0.10 Ga [19]), リン酸塩鉱物のU-Pb年代(4.35 ± 0.15 Ga [21])が示すように, 古い火山活動の記録をとどめていた. これまで知られていたLuna 24試料24170に代表されるVLT玄武岩は, 形成年代が若く(〜3.3 Ga), マントル起源物質の $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比が低い(〜0.012). 古い(〜4.3 Ga) VLT玄武岩Karahali 009は, ソースマントルの $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 比が高く(〜0.09), PKT由来のApollo 14にみられるAMBやKREEP玄武岩と成因が関連している. これは, Karahali 009の初生 $\epsilon^{143}\text{Nd}$ から推定したマントルソースと調和的である. 若いVLT玄武岩は, 不適合元素に乏しいマントルソースを起源としているが, 古いVLT玄武岩では, あきらかにKREEP物質がマントルソースに混入している. Cryptomariaは, 古い玄武岩を生んだ火山活動を理解するうえで, つまりLMOが固結した直後のマントル構造を類推する貴重な手がかりとなる. 噴出年代とマントルソースの関係をあきらかにするために, また玄武岩火山活動の熱源を探るために, 更なるサンプルの分析が必要である.

## 2.6 月地殻の起源

長石に富む角礫岩 (Feldspathic Highland Breccia: FHB) であるY-86032に含まれる岩片は, 〜4.4 Gaという古い $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ 年代と初生 $\epsilon^{143}\text{Nd}$ 値がマイナスになることから, LMOと関連があると考えられている [22]. FeとTh含有量が極めて低いことをあわせると, PKTやApollo着陸地域から遠く離れた, おそらく月の裏側の高地起源の岩石であると結論された. 4.43 ± 0.05 Gaという $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ 年代は, Apollo試料のFAN 60025や67016, 67215中のferroan noritic anorthosite岩片と同等で, FAN 62236は, これに比べるとやや若い. このことは, 月の裏側の地殻の年代は, 月の表側の地殻の年代と差がないことを示唆しているのかもしれない.

大規模衝突説とLMO説は, 月の初期進化を考えるうえで魅力的なモデルである. それでは, LMOはいつ始まって(あるいは大規模衝突はいつ起こって), LMOの深さはどの程度で, いつ固化したのか? 残念

ながら, この回答はまだ得られていない. もしFANがLMOから直接形成されたならば, LMOの固化した時期はFANの年代から推定することができる.

Borg et al. [23] は, FAN 62236の年代学研究をおこない, 他のFAN 60025, FAN岩片67016と比較して若い $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ 年代 = 4.29 ± 0.06 Gaを得た. 初生 $\epsilon^{143}\text{Nd}$ 値および $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 値がプラスであることは, LMOモデルと相容れず, FANを形成する機構はLMOだけではないかもしれないと結論した. 一方, Norman et al. [24]は, ferroan noritic anorthosite 岩片中のオリビン, 輝石だけのデータをもちいれば(マフィック鉱物にくらべ斜長石は衝撃変成の影響を受けていることから, 本来的な同位体組成を保持していないと判断し, 斜長石およびマスクリナイトのデータ点を除いた), 古い形成年代4.46 ± 0.04 Gaを示し, コンドライト的な起源物質( $\epsilon^{143}\text{Nd}$ 値 = +0.8 ± 1.4)に由来するとみなせることから, FANの形成にはやはりLMOが深く関わっていると結論している.

Nemchin et al. [25] は, インパクトメルト角礫岩72215のマトリクス中からみつかった粒径0.5 mmのジルコンのU-Pb年代から, LMOの固化した時期を規定しようと試みた. 鉱物学的特徴から, このジルコンはより大きかったグレインの破片であり, 衝撃による変形やU, Thの $\alpha$ 壊変に起因した結晶構造の損傷を受けていることがわかった. 41点についてU-Pb年代を求めたところ, 衝撃変成などの影響の少ない領域では, U-Pb年代 = 4.420 ± 0.015 Gaと $^{207}\text{Pb}-^{206}\text{Pb}$ 年代 = 4.417 ± 0.006 Gaが一致した(4分析点の平均). このことから, LMOは少なくとも4.417 ± 0.006 Ga以前に結晶化したと結論された. この年代は, LMO固化の下限値であるが, Carlson and Lugmair [26]とNorman et al. [24]がFANから見積もった年代と誤差の範囲内で一致している.

## 2.7 消滅核種からの制約

### 2.7.1 $^{146}\text{Sm}-^{142}\text{Nd}$ 系

$^{146}\text{Sm}$ は, 半減期が103 Maと比較的長いこと, 親娘核種が難揮発性親石元素であること,  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ 系とあわせて年代の議論ができることから, 地球-月系の初期分化過程を解明する時計として都合がよい. しかし,  $^{142}\text{Nd}$ の高精度分析では, 同重体 $^{142}\text{Ce}$ との化学分離が不可欠であるうえに, 表面電離質量分析に

16. 斜長石(Sr/Rb比が大きい)がソース物質にあることを示唆している.

より金属イオンNd<sup>+</sup>として分析するためには、300–600 ngのNd（組成がコンドライト的な場合、>1 gの試料）が必要という制約がある。普通コンドライトの $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 値がBSE（地球の地殻+マントル: Bulk Silicate Earth）のNd同位体組成と異なることが示唆されていた（ $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 値 =  $-0.18 \pm 0.11$ ; [27]）が、追試はされなかった。地球の岩石の $^{142}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ はコンドライト的ではなく、コンドライトよりも20–40 ppm（ $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 表記では、0.2–0.4）高いことが高精度同位体分析によって示された [28]。

月の大規模分話が半減期103 Maの $^{146}\text{Sm}$ が存在しているうちに終息したとすれば、マントル起源物質のSm/Nd比に応じて $^{142}\text{Nd}$ の存在度に変化が現れるはずである。軽希土に乏しい起源物質[(Sm/Nd)<sub>n</sub>>1]<sup>17</sup>では $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 値がプラスになり、軽希土に富んだ起源物質[(Sm/Nd)<sub>n</sub><1]では $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 値がマイナスになる。 $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 値 vs  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ 比の図に月の岩石のデータをプロットすると、200–250 Maを示すアレイが形成され、これがLMOの最終的な固化および海の玄武岩ソースの形成時期に対応していると解釈されてきた [27, 29, 30]。

Boyet and Carlson [31]の分析したFAN, high-Mg suite norite, KREEP玄武岩, LT玄武岩, HT玄武岩も、従来の~250 Maを示すアレイを形成した。しかし、FAN 60025, 62236, Norite 78236の初生 $\epsilon^{142}\text{Nd}$ 値 = +0.24–0.27を説明するためには、Boyet and Carlsonは次のシナリオがより合理的としている。大規模衝突により4.45 Ga以前の地球の軽希土に乏しいマントル物質を材料として月は形成し、LMOは4.44 Gaには終息した。このときにFANから成る地殻は固化しており、high-Mg suite rocks, KREEP玄武岩, LT玄武岩の起源物質も月マントル内に存在していた。4.44–4.32 Gaにマントルの部分溶融によりhigh-Mg suite rocksを形成した結果、マントルはより不適合元素に枯渇した。後にここからHT玄武岩が生成する、というモデルである。

Bourdon et al. [32]は、LMOの固結に引き続く50–100 Maの間に、マントル起源物質である集積岩のオーバーターン、マグマ混合、溶融がおこれば、 $^{146}\text{Sm}$

– $^{142}\text{Nd}$  “アイソクロン” 図においてみかけの~250 Maアレイができることを示した。

## 2.7.2 $^{182}\text{Hf}$ – $^{182}\text{W}$ 系

半減期9 Maの $^{182}\text{Hf}$ は、地球–月形成初期のタイムスケールに制約を与えるものと期待されていた [33]。HfとWは惑星（あるいは衛星）初期の大規模溶融とそれに伴う核形成によって大きな元素分別をおこす。HfとWはともに難揮発性で、Hfは親石元素で珪酸塩鉱物に分配され、Wは中程度の親鉄元素であることから、珪酸塩鉱物には分配されず金属相に分配される。核形成後のBSEのHf/W比は、コンドライトのHf/W比の~20倍になる。もし地球の核形成が $^{182}\text{Hf}$ のライフタイム中におこっていたならば、現在のBSEのW同位体組成は、コンドライトと比較して $^{182}\text{W}$ の過剰が認められるはずである。

### (1) 月の岩石のW同位体組成

Lee et al. [34]は、海の玄武岩, Apollo 17 orange glass, FANのW同位体組成が、地球や炭素質コンドライト（Allende, Murchison）と比較して、0から+7  $\epsilon^{182}\text{W}$ 変動していることを示した。このW同位体変動は、4.50–4.52 Gaに月が形成して、その後マントルが均質化しなかったために生じたものと解釈された。2002年に3つの研究グループ [35, 36, 37] が独立に炭素質コンドライトおよびコンドライト隕石のW同位体組成を分析し、地球のW同位体組成を基準とした場合、コンドライトのW同位体組成は–1.9  $\epsilon^{182}\text{W}$ となることを示した<sup>18</sup>。また、それまでに得られていたW同位体データおよびその解釈の見直しがなされた。 $^{182}\text{Hf}$ – $^{182}\text{W}$ 系に基づいた火星およびユークライト母天体の形成期間は、この見直しにより他の消滅核種 $^{26}\text{Al}$ – $^{26}\text{Mg}$ ,  $^{53}\text{Mn}$ – $^{53}\text{Cr}$ 系からの制約と調和的になった。BSEのW同位体組成は、コンドライトに比べ+1.9  $\epsilon^{182}\text{W}$ の過剰が認められる。このことから、地球の核形成は太陽系形成後33 Ma、月マントルのW同位体組成が0から+1.3  $\epsilon^{182}\text{W}$ であり、月–地球系が巨大衝突により形成され、月のマントルとBSEのW同位体組成が同じであるとすれば、月の形成は $^{182}\text{Hf}$ がまだ十分に存在しているうちにおこり、太陽系形成後26から33 Maの間である。

17. (Sm/Nd)<sub>n</sub>は、コンドライトで規格化したSm/Nd比。軽希土に乏しい物質では、その値が1より大きくなり、軽希土に富んだ物質では、1より小さくなる。

18. Lee and Halliday [38, 39] において公表された炭素質コンドライトAllendeおよびMurchisonのデータについて、 $\epsilon^{182}\text{W}$ 値がプラスにシフトしていた原因は不明である。

## (2) 月表層での銀河宇宙線とTaの核反応

Apollo 17 HT 玄武岩では,  $^{182}\text{W}$ の過剰( $\epsilon^{182}\text{W}$ 値 = +11)が認められた [40]. 詳細にみると, 宇宙線照射による  $^{181}\text{Ta}(n, \gamma)^{182}\text{Ta}(\beta^-)^{182}\text{W}$  反応に起因する  $^{182}\text{W}$ の過剰  $\epsilon^{182}\text{W}$ は, 試料が宇宙線に曝されていた時間と試料のTa/W比の関数となっていた. 一方, 宇宙線照射年代の短いオリビン玄武岩15555では, 宇宙線起源の  $^{182}\text{W}$ の寄与は小さく,  $^{182}\text{W}$ の過剰は+1.3  $\epsilon^{182}\text{W}$ であった [40]. Leya et al. [41, 42]により, 宇宙線照射によるW同位体変動の詳細な見積もりがなされた. また, W同位体の再測定がおこなわれ, 宇宙線照射による  $^{182}\text{W}$ への補正も見直された. 海の玄武岩, KREEP玄武岩 [43], FAN 60025, 62255, LT玄武岩 15555においても  $\epsilon^{182}\text{W}$ 値 = 0となり [44],  $^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$ 系からは月地殻の形成は太陽系形成後 >60 Ma後(太陽系初期に存在していた  $^{182}\text{Hf}$ が数半減期経過してほとんど崩壊してしまうまでの時間)という制約が与えられた. LT玄武岩, HT玄武岩, KREEP玄武岩中のTaを含まない金属相の  $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比に差がないことから, 海の玄武岩のマントル起源物質やKREEP玄武岩にみられる異なったHf/W比は,  $^{182}\text{Hf}$ の崩壊してしまった後に確立されたこと, FANの  $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比が海の玄武岩やKREEP玄武岩の  $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ 比と一致していることから, FANの形成も太陽系形成後60 Ma以降に起きたことになる [45]. これは,  $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ 系から求めたFAN 60025の形成年代  $4.44 \pm 0.02$  Ga [26]と調和的ではある. LMOの固化や玄武岩の形成が4.5 Gaよりも若かったならば,  $^{182}\text{Hf}-^{182}\text{W}$ 系からの制約は, タイトなものとはならない.

## 3. 今後の展望

最近の研究成果から得られた知見を, これまでの月の年代記に付け加えてみた(図1のイタリック). 月隕石の分析から, 玄武岩を生成したマントルソースのさらなる多様性が示された. このことは, 月のバルク組成と分化過程を議論するうえで重要である. 海の玄武岩をもたらした火成活動は, Apollo-Luna試料から求めた期間よりずっと長期にわたっていた. 直接的な証拠が得られたことから, 玄武岩質マグマ生成の熱源について再度検討する必要がある. 角礫岩中のジルコンやFHBに含まれる岩片は, ~4.4 Gaという極めて

古い年代を示し, LMO固結のタイムスケールに制約を与えている. しかし, LMOの継続時間については, さらに分析データを蓄積して年代精度を高めていかなければならない. NASAやJAXA, そしてインド, 中国の惑星探査ミッションの優先順位に依存するが, 月からのサンプルリターンには, しばらく(少なくとも数年から10年?)時間がかかりそうである. 現在解析中の「かぐや」をはじめとした月のリモートセンシングの膨大なデータと, 増大する月隕石の分析データが, より詳細な月の起源と進化過程をあきらかにしていくものと期待される.

## 謝辞

本稿は, 月科学研究会(2009)において発表した月の起源に関する同位体年代学研究のレビュー講演を基にしています. NASA-JSCのL.E. Nyquist博士は, MIL 05035未発表データの転載を許可いただきました. 千葉工業大学惑星探査研究センターの千秋博紀博士および荒井朋子博士から, 有益なコメントをいただきました. また, 荒井朋子博士には, 本稿を投稿する機会を与えていただきました. みなさまに感謝いたします.

## 参考文献

- [1] Jolliff, B. et al., 2000, *J. Geophys. Res.*, 105(E2), 4197.
- [2] Hartman, W. K. and Davis, D. R., 1975, *Icarus* 24, 504.
- [3] Smith, J. V. et al., 1970, *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 897.
- [4] Wood, J. A. et al., 1970, *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 965.
- [5] Nyquist, L. E. and Shih, C.-Y., 1992, *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2213.
- [6] Tera, F. et al., 1974, *Earth Planet. Sci. Lett.* 22, 1.
- [7] Beard, N. L. et al., 1998, *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 525.
- [8] Misawa, K. et al., 1993, *Geochim. Cosmochim. Acta* 57, 4687.
- [9] Torigoye-Kita, N. et al., 1995, *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 2621.
- [10] Arai, T. et al., 2010, *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 2231.

- [11] Nyquist, L. E. et al., 2007, *Lunar Planet. Sci.* XXXVIII, #2103.
- [12] Nyquist, L. E., 2010, personal communication.
- [13] Head, J. W. and Wilson, L., 1992, *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 2155.
- [14] Warren, P. H. and Wasson, J. T., 1979, *Rev. Geophys. Space Phys.* 17, 73.
- [15] Fagan, T. J. et al., 2002, *Meteorit. Planet. Sci.* 37, 371.
- [16] Zeigler, R. A. et al., 2005, *Meteorit. Planet. Sci.* 40, 1073.
- [17] Borg, L. E. et al., 2009, *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 3963.
- [18] Borg, L. E. et al., 2004, *Nature* 432, 209.
- [19] Sokol, A. K. et al., 2008, *Geochim. Cosmochim. Acta* 72, 4845.
- [20] Shih, C.-Y. et al., 2008, *Lunar Planet. Sci.* XXXIX, #2165.
- [21] Terada, K. et al., 2007, *Nature* 450, 849.
- [22] Nyquist, L. E. et al., 2006, *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, 5990.
- [23] Borg, L. E. et al., 1999, *Geochim. Cosmochim. Acta* 63, 2679.
- [24] Norman, M. D. et al., 2003, *Meteorit. Planet. Sci.* 38, 645.
- [25] Nemchin, A. et al., 2009, *Nature Geoscience* 2, 133.
- [26] Carlson, R. W. and Lugmair, G. W., 1988, *Earth Planet. Sci. Lett.* 90, 119.
- [27] Nyquist, L. E. et al., 1995, *Geochim. Cosmochim. Acta* 59, 2817.
- [28] Boyet, M. and Carlson, R. W., 2005, *Science* 309, 576.
- [29] Rankenburg, K. et al., 2006, *Science* 321, 1369.
- [30] Brandon, A. D. et al., 2009, *Geochim. Cosmochim. Acta* 73, 6421.
- [31] Boyet, M. and Carlson, R. W., 2007, *Earth Planet. Sci. Lett.* 262, 505.
- [32] Bourdon, B. et al., 2008, *Phil. Trans. R. Soc. A* 366, 4105.
- [33] Jaconsen, S. B. and Haper, C. L., 1996, in *Earth Processes: Reading the Isotopic Code*, Eds., Basu, A. and Hart, S. R., AGU, 47.
- [34] Lee, D.-C. et al., 1997, *Science* 278, 1098.
- [35] Shoenberg, R. et al., 2002, *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 3151.
- [36] Yin, Q.-Z. et al., 2002, *Nature* 418, 949.
- [37] Kleine, T. et al., 2002, *Nature* 418, 952.
- [38] Lee, D.-C. and Halliday, A. N., 1995, *Nature* 378, 771.
- [39] Lee, D.-C. and Halliday, A. N., 1996, *Science* 274, 1876.
- [40] Lee, D.-C. et al., 2002, *Earth Planet. Sci. Lett.* 192, 267.
- [41] Leya, I. et al., 2000, *Earth Planet. Sci. Lett.* 175, 1.
- [42] Leya, I. et al., 2003, *Geochim. Cosmochim. Acta* 67, 529.
- [43] Touboul, M. et al., 2007, *Nature* 450, 1206.
- [44] Touboul, M. et al., 2009, *Icarus* 199, 245.
- [45] Kleine, T. et al., 2005, *Science* 310, 1671.