月の地震波トモグラフィーと初期地球

趙 大 鵬* 丸 山 茂 徳** 磯 崎 行 雄***

Lunar Seismic Tomography and the Early Earth

Dapeng ZHAO*, Shigenori MARUYAMA** and Yukio ISOZAKI***

[Received 28 February, 2017; Accepted 7 May, 2017]

Abstract

Seismic tomography reveals significant lateral heterogeneities in the lunar interior. A correlation is found between S-wave velocity tomography and distribution of thorium. The area with a high distribution of thorium exhibits a distinct low S-velocity, which extends to a depth of ~ 300 km below the Procellarum KREEP Terrane (PKT), perhaps reflecting a thermal and compositional anomaly beneath the PKT. The distribution of deep moonquakes shows a correlation with tomography in the deep lunar mantle, which is similar to earthquakes affected by structural heterogeneities in the terrestrial crust and upper mantle. The occurrence of deep moonquakes and seismic-velocity heterogeneities implies that the lunar interior may contain fluids; therefore, it is still thermally and dynamically active at present. Because there are no plate tectonics in the Moon, the lunar surface and interior structure formed at an early stage of the Moon's history have been preserved until today. Consequently, the results of lunar tomography provide useful information for our understanding of the Hadean Earth.

Key words : Moon, moonquake, seismic tomography, seismic velocity, mantle, thorium

キーワード : 月, 月震, 地震波トモグラフィー, 地震波速度, マントル, トリウム

I. はじめに

地球自体を除けば、月は地震学的な手法でその内部構造が調べられた唯一の天体である。1969年7月から1972年12月にかけて実施されたアポロ計画によって、月面の5か所の着陸地点で地震計が設置された。そのうちの4か所の地震計は1969年から1977年まで稼動し、総計で約12,000回の月震が記録された(Nakamura, 2005)。これらの月震は、浅発月震、深発月震、

熱的月震、および隕石衝突の4グループに分類されている。そのうち、もっとも興味深いのは深発月震であり、700-1300 kmの深さ範囲で、約316か所で繰り返して発生したものである(Nakamura, 2005)。深発月震の成因として地球と太陽の間の潮汐力による誘発がこれまで想定されてきた(例えば, Toksoz *et al.*, 1974; Lammlein, 1977)。しかし、深発月震の空間分布が一様でない(図1)ことから、その発生には月マントル内にある顕著な構造不均質が関与すると推定され

* 東北大学大学院理学研究科

** 東京工業大学地球生命研究所

*** 東京大学大学院総合文化研究科

* Graduate School of Science, Tohoku University, Sendai, 980-8578, Japan

** Earth-Life Science Institute, Tokyo Institute of Technology, Tokyo, 152-8551, Japan

*** Department of General System Studies, The University of Tokyo, Tokyo, 153-8902, Japan

る。なぜなら、もし月マンツルの構造がほぼ均質であるならば、潮汐力の働きのみによる深発月震はランダムに発生し、その空間分布は様になるはずだからである (Zhao, 2015)。

これまでの多くの研究は、アポロ月震観測網で記録された走時データを用いて月内部の一次元速度構造 (つまり、深さ方向の P 波と S 波速度分布) を調べてきた (例えば, Toksoz *et al.*, 1974; Goins *et al.*, 1981; Nakamura, 1983; Vinnik *et al.*, 2001; Khan and Mosegaard, 2002; Lognonne *et al.*, 2003; Gagnepain-Beyneix *et al.*, 2006; Garcia *et al.*, 2011; Weber *et al.*, 2011)。また、月の表側における地殻の厚さの側方変化もアポロ月震データを用いて研究され (例えば, Chenet *et al.*, 2006), 得られた月の重力と地形データの解析に基づき、月全球の地殻の厚さ変化が決められた (例えば, Ishihara *et al.*, 2009; Wiczorek *et al.*, 2013)。さらに、かぐや宇宙船のレーダ soundings によって月面表層付近の微細構造が調べられた (例えば, Ono *et al.*, 2009)。

これに対して, Zhao *et al.* (2008) は、地震波トモグラフィー法を用いてアポロ月震データを解析し、月内部の三次元 P 波と S 波速度構造の推定をはじめて試みた。この研究は、月内部に対しても地震波トモグラフィーの決定が十分可能であること、また月マンツルに顕著な構造不均質の存在する可能性が高いことを示した。その後、月の地震波トモグラフィー・モデルが改善され、また、これまでの地球化学、岩石学および地球物理学の研究結果との比較が行われ、深発月震の成因、トリウムなどの放射性元素が濃集する Procellarum KREEP Terrane (PKT) の深さ範囲、および月の深部構造とダイナミクスについての考察がなされた (趙・荒井, 2011; Zhao *et al.*, 2012; Steinberger *et al.*, 2015)。

月のマグマ活動は約 38 億年前にほぼ停止し、また月にはプレートテクトニクスが存在しないため、冥王代の月の構造と状態はほぼそのまま保存され現在に至っていると考えられる。したがって、月内部の不均質構造に関する情報は、すでに失われた冥王代地球の内部構造に関する研究にお

図 1 月震波トモグラフィーの推定に使用した S 波の到達時刻データをもつ 123 個の月震 (白丸印) 分布の (a) 平面図, (b) 南北方向の断面図, と (c) 東西方向の断面図 (Zhao *et al.*, 2012 から加筆修正)。 (a) にある三角印は、アポロ探査で地震計が設置された 4 地点を示す。 (b) および (c) は月の中央子午線と赤道に沿った断面である。 (b) および (c) の点線は月震の震源分布をわかりやすく示すために、400 km、650 km と 1000 km の深さを表したものである。

Fig. 1 (a) Map view and (b) north-south and (c) east-west vertical cross-sections showing the distribution of the four Apollo seismic stations (open triangles) and 123 moonquakes (open circles), which are used for determining the S-wave tomography of the Moon (modified from Zhao *et al.*, 2012). The dotted lines in (b) and (c) show the depths of 400 km, 650 km and 1000 km, thus the depth distribution of the moonquakes is better understandable.

いて、おおいに参考となる。本研究では、これらの月震波トモグラフィーの結果に基づき、現在の地球と月の深部に残存すると予想される冥王代の地殻物質の分布と役割について考察する。

II. 月震波トモグラフィー

アポロ月震観測網で記録された P 波と S 波の到達時刻データに地震波トモグラフィー法 (Zhao, 2001, 2004) を適用し、月内部の三次元 P 波と S 波速度構造およびポアソン比 (Poisson's ratio) 構造が推定された (Zhao *et al.*, 2008, 2012)。これらの研究では, Lognonne *et al.* (2003) および Nakamura (2005) がコンパイルした月震波データが用いられた。月震観測では, P 波データよりも S 波データが多く取得され, また, S 波データの精度もより高いため, S 波速度トモグラフィーがより精度よく決定されている (Zhao *et al.*, 2008, 2012)。図 1 に 381 個の S 波到達時刻データが得られた 123 個の選ばれた月震の震源分布を示す。このように選ばれた月震データをトモグラフィー法で解析するために, 月内部を 1300 km の深さまで, 三次元格子点を設定した。水平方向の格子点間隔は 10 度 (月の赤道で約 303 km 間隔) であり, これは地球の全マントルトモグラフィーの解析における格子点間隔に近い (例えば, Zhao, 2004; Zhao *et al.*, 2013)。深さ方向には, 20, 150, 300, 500, 700, 900, 1100, および 1300 km の計 8 層の格子点メッシュを設定した。各格子点における P 波と S 波速度は未知数である。月震波の理論走時と伝播経路は, 三次元波線追跡法 (Zhao, 2004) を用いて精確に計算された。観測点の高さは, 三次元波線追跡とトモグラフィーインバージョンに考慮されている。そして, damping と smoothing をかけた最小二乗法を用いて, 観測方程式を解き, 各格子点における P 波と S 波の速度を求めた (Zhao *et al.*, 2008, 2012)。

このトモグラフィー研究で使用されたすべての月震の震源要素 (発震時刻, 緯度, 経度と深さ) は Nakamura (1983) が求めた一次元月震波速度モデルを用いて決定されたので, この一次元速

図 2 月震波トモグラフィーの推定に使用した S 波到着時刻データの波線分布 (Zhao *et al.*, 2012 から加筆修正)。(a) 平面図, (b) 南北方向の断面図, と (c) 東西方向の断面図。(a)にある白丸印は 123 個の月震, 白三角印は 4 か所のアポロ地震計設置点を示す。

Fig. 2 (a) Map view and (b) north-south and (c) east-west vertical cross-sections showing distribution of S-wave ray paths, which are used for determining the seismic tomography of the Moon (modified from Zhao *et al.*, 2012). Triangles and circles denote the four Apollo seismic stations and 123 moonquakes, respectively.

度モデルは三次元トモグラフィーインバージョンの出発モデルとした。図 2 はトモグラフィー解析で用いた 381 個の S 波データの波線分布を示す。これらの S 波データの波線はアポロ月震観測網の直下のマントルをよくカバーしていることがわかる。いくつかの月裏側で起きた深発月震の

データ (Nakamura, 2005) も、波線の交差に貢献している。

図3および図4に、得られたS波速度トモグラフィーの平面図と垂直断面図を示す。また、月震も同時に示されている。結果として、月の地殻とマントルにおいて、月震波速度の顕著な三次元変化が存在することがわかった。得られたトモグラフィーの結果を確かめるために、多くの分解能テストを行った (Zhao *et al.*, 2008, 2012)。その結果、アポロ月震観測網下のマントルにおいて、トモグラフィーの水平方向の分解能は約 300 km であることがわかった。

III. 月内部の構造不均質

1) 月面の地質区分

月の地質構造と進化に関して、これまで数多くの地球化学的および地球物理学的な研究が行われた。その結果、月の表側と裏側では、地形、重力場、地殻の厚さ、地殻組成などが大きく異なることがわかっている。これらの表裏二分性の起源はよくわかっていないが、月形成史におけるさまざまなプロセス (例えば、マグマオーシャンの二分的結晶化、マグマオーシャン固化後の二次的マグマ活動の非対称分布、表裏非対称な隕石衝突頻度や規模など) の集積結果であると考えられる。

図3 S波トモグラフィーの異なる深さにおける平面図 (Zhao *et al.*, 2012 と Steinberger *et al.*, 2015 から加筆修正). 赤色は低速度を、青色は高速度を示す。一次元地震波速度モデル (Nakamura, 1983) からのS波速度のずれ (%) をカラーバーで示す。三角印は4か所のアポロ地震計の設置点を示す。黒線で囲まれる範囲はトモグラフィーの信頼度が高い地域を表す。

Fig. 3 Map views of S-wave velocity (V_s) tomography at eight depth slices beneath the near-side of the Moon (modified from Zhao *et al.*, 2012 and Steinberger *et al.*, 2015). Layer depth is shown above each map. Red and blue denote low V_s and high V_s , respectively. The scale of V_s perturbations (in %) relative to the average 1-D velocity model (Nakamura, 1983) is shown at the bottom. Open triangles denote the four Apollo seismic stations. Open circles show moonquakes that occurred within a depth range of 150 km of each layer. Black lines show areas where V_s tomography is determined reliably.

鉄濃度とトリウム濃度の違いから、月面は大きく三つの異なる地域に分類される (Jolliff *et al.*, 2000): (1) 鉄およびトリウム濃度が低く、斜長石に富む Feldspathic Highland Terrane (FHT); (2) 鉄およびトリウム濃度が非常に高い Procellarum KREEP Terrane (PKT); そして (3) 中間的な鉄およびトリウム濃度をもつ月裏側南極付近の巨大クレータとその周辺地域 South Pole-Aitken basin Terrane (SPAT) である。FHT は、月形成初期のマグマオーシャン結晶化物である地殻に相当する。一方、SPAT は巨大隕石衝突により、月地殻が掘り起こされ、月地殻深部が露出し

ていると考えられている。

2) KREEP 濃集と PKT の成因

PKT は高濃度のトリウムや希土類元素などの微量元素が月面の 15% に相当する領域に限定分布する (図 5c) ことから、マグマオーシャンの最終残液に相当すると考えられている。PKT 地域にだけ微量元素が濃集した原因やメカニズムはよくわかっておらず、月科学における大きな謎の一つである。マグマオーシャンが非対称に結晶化し、何らかの原因で表側に最終残液が濃集した可能性も示唆されている (Arai *et al.*, 2008) が、なぜそれらが表層に分布するのかはよくわかって

図 4 下図の示す 4 つの異なる断面での S 波トモグラフィ分布 (Zhao *et al.*, 2012 から加筆修正). 赤色は低速度を、青色は高速度を示す。一次元地震波速度モデル (Nakamura, 1983) からの S 波速度のずれ (%) をカラーバーで示す。白丸は各断面図における 150 km 幅以内で起こった月震を示す。黒と赤の三角印は 4 か所のアポロ地震計設置点を示す。

Fig. 4 Vertical cross-sections of S-wave velocity (V_s) tomography along the four profiles shown in the inset map (modified from Zhao *et al.*, 2012). Red and blue denote low V_s and high V_s , respectively. The scale of V_s perturbations (in %) relative to the average 1-D velocity model (Nakamura, 1983) is shown below (d). Open circles denote moonquakes that occurred within a 150-km width of each profile. Red and black triangles denote Apollo seismic stations.

図 5 深さ 20 km (a) と 150 km (b) における S 波トモグラフィーの平面図。赤色は低速度を、青色は高速度を示す。三角印は 4 か所のアポロ地震計設置点を示す。(c) 月表側表層のトリウム分布とアポロ探査で月震観測が行われた 5 地点 (Saito, 2008 と Lawrence *et al.*, 2000 から加筆修正)。アポロ 12 号、14 号、15 号と 16 号は、月震計による月震観測を行った。

Fig. 5 Map views of S-wave tomography at (a) 20 km and (b) 150 km depths beneath the lunar near-side. Red and blue denote low and high S-wave velocities, respectively. The triangles denote the four Apollo seismic stations. Other labeling is the same as that of Fig. 3. (c) Distribution of thorium on the lunar surface (modified from Saito, 2008 and Lawrence *et al.*, 2000).

いない。マグマオーシャンの結晶化順序を考慮すると、最終残液生成前に、地殻とマントルは結晶化していたと想定されるため、最終残液層は、地殻とマントルとの境界に生じると推定される。この地域は、月表側で直径 500 km 以上の巨大衝突クレータが形成された結果、地殻の厚さが他の地域に比べて極端に薄い地域である (Ishihara *et al.*, 2009)。したがって、現在表層にみえている微量元素濃集部が、地殻とマントルとの境界にかつてあった最終残液層に相当するのか、あるいはマグマオーシャン固化後の火成活動により、微量元素に富むマグマが表層に移動し噴出したものである可能性が考えられる。この議論には決着がついていない。一方、マグマオーシャン固化のモデル計算から、微量元素、チタン、鉄などの液層濃

集元素に富む層が、地殻とマントル境界部に存在したとしても、その後、重力不安定によりダイアピルとして沈降したり (Sakamaki *et al.*, 2010)、マグネシウムに富むより密度の小さいマントルとがオーバーターンが生じることが示されている (Hess and Parmentier, 1995)。いずれにせよ、PKT の表層微量元素濃集と地下深部における微量元素濃集領域の分布は、まだわかっていない。

PKT で観測されるトリウム、カリウム、ウラン (Yamashita *et al.*, 2010) などは放射性同位元素なので、熱源となりうるが、それらの元素の総量は、月の起源を推定するための重要な制約である。PKT にはこれらの元素が集散的に存在するため、この地域における存在度が月全体における総量の推定を左右する。しかし、これらの元素の深さ方

向の分布が不明であるため、とりあえず約 50 km の厚さの PKT 地域の地殻に、表層と同等の濃度でこれらの元素が均等に存在し、マントルにはほとんど存在しないという、単純な仮定をおいて見積もられており、非常に精度が粗い (Jolliff *et al.*, 2000)。

アポロ試料および月隕石の分析結果から、斜長石に著しく富む岩石および鉄やチタンに富む玄武岩の存在が明らかになり、月の物質分化は地球と大きく異なっていたことがわかっている (Arai *et al.*, 2010)。アポロ 12 号、14 号、および 15 号試料からは、地球には産しない特異な岩石が多く発見された。とくにカリウム (K)、希土類元素 (REE)、リン (P) などの元素に富む岩石は、総称して KREEP 岩石と呼ばれる。それらの希土類元素の絶対濃度には幅がある (CI コンドライトの 100 倍から 1000 倍) 一方で、コンドライト濃度で規格化した相対濃度のパターンは共通して軽希土類元素濃度が高い。この KREEP 岩石は、PKT で観測されているトリウム濃集と関連していると考えられている。当時は月全球の表層組成がわかっていなかったため、6 地点へのアポロ着陸探査は、偶然にも PKT 地域に集中してしまった。

3) トモグラフィーからみた PKT の深部構造

顕著な低速度異常体が、アポロ月震観測網の西側の深さ 20 km および 150 km で認められる (図 5a, b)。低速度層の水平方向の分布が、PKT の高 Th 濃度地域に対応していることがわかる。一方、Th 濃度の低い (図 5c) アポロ 16 号および 17 号サイトの深部では、高速度異常がみえる (図 4, 5)。トモグラフィーの断面図をみると、低速度層はアポロ 12 号、14 号および 15 号地点の 250–400 km の深さまで広がっていることがわかる (図 4)。しかし、それぞれの深さにおける低速度層分布は均一ではなく、深さ 300 km における低速度層分布は、20–150 km の分布と大きく異なる (図 3)。深さが増すほど、低速度層は PKT から遠ざかり、それをとり巻く周囲に広がっている。例えば、深さ 300 km では、低速度層は PKT から離れ、Th 濃度の低いアポロ 16 号地点直下にも存在している (図 3)。

地震波トモグラフィーで示された地震波速度変化を生じさせたさまざまな要因が考えられる。温度差、組成差 (揮発性成分含む)、密度差、部分溶融の有無、クラック、異方性、およびこれらの要因の組み合わせが候補として考えられる (Zhao, 2015)。地球マントルの場合 (図 6)、地震波速度異常を引き起こす原因は、主に水平方向の温度差だと考えられている (Zhao, 2001, 2015)。トリウムは放射性同位元素であり、放射性熱源の代表的なものである。したがって、トリウムが濃集する PKT が周囲に比べて、高温となることが予想され、その高温部が地震波トモグラフィーの低速度体として映し出された可能性が高い。S 波は P 波に比べ、温度変化により敏感であるため、S 波速度は P 波速度よりも、トリウム濃集の PKT 地域の速度分布を理解するのに適している (Zhao *et al.*, 2012)。

熱伝導シミュレーションの結果は、PKT に濃集する熱源元素の放射壊変熱の伝搬が、この地域の熱進化や火成活動に影響を及ぼしたことを示している (Wieczorek and Phillips, 2000)。この熱モデルでは、PKT 地域の地殻底部に厚さ 10 km の KREEP 玄武岩層の存在を仮定した場合、この層が数 10 億年間溶融しつづけることにより、直下のマントルを加熱し、部分溶融が生じうること示した。マントルの部分溶融は月史の大部分に相当する長期間に及び、部分溶融の深さは最大 600 km に達したと考えられている。このシミュレーションの結果は、月の海の火山活動が長期間に続いた (約 42 億年前から 9 億年前) こと、および海の玄武岩の本源マグマが 500–600 km の深さで発生したこと (Longhi, 1992) と調和的である。S 波トモグラフィーによる低速度異常体とトリウム分布との整合性、および熱モデルの計算結果 (Wieczorek and Phillips, 2000) との調和を考慮すると、PKT 地下の高温異常は深さ 250–400 km に及ぶ可能性がある (Zhao *et al.*, 2012)。

マグマオーシャンの最終結晶化層は、鉄、チタン、微量元素 (KREEP, U, Th など) に富み、密度が高く、重力的に不安定であるため、マントル中を徐々に沈降したと考えられている

図 6 地球内部の地表からマントル底までの P 波速度トモグラフィーの断面図 (Zhao *et al.*, 2013 から加筆修正). 真ん中の丸い部分はマントル底部の P 波トモグラフィーを示す. 赤色, 青色と緑色は, それぞれ低速度, 高速度と平均速度を示す.

Fig. 6 Vertical cross-section of P-wave tomography from the Earth's surface to the bottom of the mantle (modified from Zhao *et al.*, 2013). The image in the central circle shows the tomography at the bottom of the mantle. Red, green, and blue denote low, average, and high velocities, respectively. The scale of velocity perturbations (in %) relative to the average one-dimensional velocity model is shown beside the image.

(Parmentier *et al.*, 2002)。また, マグネシウムに富むかんらん石や輝石から成るマントル下部とチタン鉄鉱に富むマントル上部が重力不安定の結果, オーバートーンが起こるとも考えられている (Snyder *et al.*, 1992; Hess and Parmentier, 1995)。低速度層がより深い方向へ広がっているように見えるのは, マグマオーシャンの最終固化物である熱源元素や鉄, チタンに富む密度の高い層が自重で沈降したものか, あるいはオーバートーンによりマントル下部に移動したものであると考えると, うまく説明できる。したがって, トモグラフィーにより明らかされた低速度体の分布は, 月史におけるある時期に, 少なくとも 1000 km の深さまではマントルの対流運動が存在したことを示す証拠である可能性が高い。また, マグマオーシャン固化による初期マントルのオーバ-

ターンが月マントルダイナミクスに寄与している場合, 月初期のマグマオーシャンの深さは少なくとも 1000 km であることを示唆する。

月全体のトリウム総量は月の起源を理解する上での重要な制約の一つである。現在のトリウム総量は, PKT 領域の地殻厚さ 60 km の地殻に平均 4.8 ppm の濃度のトリウムが分布するという仮定のもとに見積もられている (Jolliff *et al.*, 2000)。もし PKT 内外のさまざまな深さに分布するトモグラフィーにおける低速度層が, 均一 (例えば 4.8 ppm の濃度) のトリウムを含むと考えると, トリウム総量は現在の見積もりをはるかに超える可能性がある。一方, 月における地震波の低速度異常を生じる要因が, 高濃度の熱源元素の存在による高温とは限らないため, 現時点でトリウム濃度の再見積もりを行うには時期尚早である。月内

部の熱源元素分布やそれに伴う温度分布が従来の想定よりはるかに複雑であり、月内部の構造および組成の詳細探査無しには正確なトリウム総量の見積もりは難しい（趙・荒井, 2011）。

IV. 深発月震とマントルダイナミクス

深発月震の分布とマントル下部の地震波速度分布には相関がある（Zhao *et al.*, 2008, 2012; Steinberger *et al.*, 2015）。深発月震は高速度領域内あるいは高速度領域と低速度領域の境界部分に分布する傾向がある（図4）。これは、深発月震が従来考えられた潮汐力の影響だけでなく、月内部の構造または物質の不均質性に起因することを示唆している。これは、地震が地球の地殻や上部マントルの構造不均質性に多大な影響を受けているとする研究結果（Zhao *et al.*, 1996, 2015; Toyokuni *et al.*, 2016; Wang *et al.*, 2016; Wei and Zhao, 2016）と共通する。Frohlich and Nakamura (2009) は月の深発月震と地球の稍深発地震の特徴を比較し、月のマントル中の部分熔融や流体の存在が深発月震を引き起こしている可能性があると指摘している。最近の月の火山ガラスの分析により、月マントルにも微量の水が存在することがわかってきた（例えば, Saal *et al.*, 2008; McCubbin *et al.*, 2010）。トモグラフィーが示す、月地殻およびマントルにおける地震波速度の不均質は、月内部の部分熔融や流体の存在に起因している可能性もある。

月震波トモグラフィーはあくまで現在の月内部構造を表したものであるため、現在みえている月マントルにおける水平と深さ方向の物質変化と構造不均質を生じたダイナミクスが起こった時期を特定することはできない。しかし、深発月震の存在やマントル内での地震波速度の不均質分布は、月内部が今日でも熱的に活発であることを示唆している。月面での火山活動が観測されていないことから、一般的に月はすでに熱的活動を終えたと考えられている。しかし、アポロ15号および17号着陸地点で測定された地殻熱流量は地球の大陸地殻のそれと同等であり、少なくともPKTでは月内部から月面へ、地球に匹敵する熱の流れがあ

ることは確実である（Langseth *et al.*, 1976）。クレメンタイン衛星のリモートセンシング画像解析から、ごく最近（1000年よりも若い年代に）PKT周辺の複数地点で、火山性ガスの噴出が報告されている（Schultz *et al.*, 2006）。また、月の熱史に関するモデリング研究の結果は、現在の月内部が熱的に活発であることを示している（Konrad and Spohn, 1997）。したがって、現在でも、月内部に地震波速度異常を生じるほどの温度差があり、月の深部では部分熔融が起こり（Harada *et al.*, 2016）、マントルダイナミクスが存在する可能性は高い。

月の深部と同様のことが地球の深部でも起きていると思われる。プレート沈み込みに伴う構造浸食により、冥王代に形成された原初大陸由来の花崗岩質岩石がマントル深部に運ばれたことが提唱されている（Kawai *et al.*, 2009, 2013; Dohm and Maruyama, 2015; Maruyama and Ebisuzaki, 2017; Maruyama *et al.*, 2017; Sawada *et al.*, 2017）。沈み込んだ花崗岩質物質は周りのマントル物質とは物理的性質が異なるので（Kawai *et al.*, 2013）、地震波トモグラフィーで検出できると考えられる。マントル底部まで落ちた冥王代の地殻（おそらくKREEP物質）はその放射性元素の崩壊によって低速度異常体となり、ハワイやアイスランドなどのブルーム、および太平洋下とアフリカ下に存在するスーパーブルームの熱源になっている可能性が高い（図6）。このことは、地球初期の構造と進化、および現在の地球深部ダイナミクスを理解する上で極めて重要な意味がある。

V. ま と め

月震波トモグラフィーは、月内部の構造不均質、深発月震の成因、および月マントルのダイナミクスについて、新たな情報を提供した。月表側のS波トモグラフィーの結果と月面のトリウム分布には顕著な相関がある。PKT地域の高濃度トリウム地域はS波速度が遅く、この低速度領域はPKT直下の250–400 kmの深さまで及ぶ。おそらくトリウムなどの熱源元素の濃集がPKTの表層および深部の温度上昇を引き起こし、低速度異常を生

じたと考えられる。また、低速度領域は 400 km 以深では、PKT 外部へと連続的に移動しているようにみえる。これは、鉄、チタン、および熱源元素に濃集したマグマオーシャンの最終固化層が、重力不安定のため沈降したか、あるいはマントル下部とのオーバーターンを起こして、月内部の物質が深さ方向に大きく移動した結果と説明できる。低速度異常の成因が温度上昇である場合、月内部は現在でも熱的に活発である可能性がある。深発月震の存在はその現れの一つにほかならない。

文 献

- Arai, T., Takeda, H., Yamaguchi, A. and Ohtake, M. (2008): A new model of lunar crust: Asymmetry in crustal composition and evolution. *Earth, Planets and Space*, **60**, 433–444.
- Arai, T., Hawke, B., Giguere, T., Misawa, K., Miyamoto, M. and Kojima, H. (2010): Antarctic lunar meteorites Yamato-793169, Asuka-881757, MIL 05035, and MET 01210 (YAMM): Launch pairing and possible cryptomare origin. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **74**, 2231–2248.
- Chenet, H., Lognonne, P., Wieczorek, M. and Mizutani, H. (2006): Lateral variations of lunar crustal thickness from the Apollo seismic data set. *Earth and Planetary Science Letters*, **243**, 1–14.
- Dohm, J.M. and Maruyama, S. (2015): Habitable trinity. *Geoscience Frontiers*, **6**, 95–101.
- Frohlich, C. and Nakamura, Y. (2009): The physical mechanisms of deep moonquakes and intermediate-depth earthquakes: How similar and how different?. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **173**, 365–374.
- Gagnepain-Beyneix, J., Lognonne, P., Chenet, H., Lombardi, D. and Spohn, T. (2006): A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **159**, 140–166.
- Garcia, R., Gagnepain-Beyneix, J., Chevrot, S. and Lognonne, P. (2011): Very preliminary reference Moon model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **188**, 96–113.
- Goins, N., Dainty, A. and Toksoz, M. (1981): Lunar seismology: The internal structure of the Moon. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 5061–5074.
- Harada, Y., Goossens, S., Matsumoto, K., Yan, J., Ping, J., Noda, H. and Haruyama, J. (2016): The deep lunar interior with a low-viscosity zone: Revised constraints from recent geodetic parameters on the tidal response of the Moon. *Icarus*, **276**, 96–101.
- Hess, P.C. and Parmentier, E.M. (1995): A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior: Implications for the onset of mare volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, **134**, 501–514.
- Ishihara, Y., Goossens, S., Matsumoto, K., Noda, H., Araki, H., Namiki, N., Hanada, H., Iwata, T., Tazawa, S. and Sasaki, S. (2009): Crustal thickness of the Moon: Implications for farside basin structures. *Geophysical Research Letters*, **36**, L19202.
- Jolliff, B., Gillis, J., Haskin, L., Korotev, R. and Wieczorek, M. (2000): Major lunar crustal terranes: surface expressions and crust-mantle origins. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 4197–4216.
- Kawai, K., Tsuchiya, T., Tsuchiya, J. and Maruyama, S. (2009): Lost primordial continents. *Gondwana Research*, **16**, 581–586.
- Kawai, K., Yamamoto, S., Tsuchiya, T. and Maruyama, S. (2013): The second continent: Existence of granitic continental materials around the bottom of the mantle transition zone. *Geoscience Frontiers*, **4**, 1–6.
- Khan, A. and Mosegaard, K. (2002): An inquiry into the lunar interior: A nonlinear inversion of the Apollo lunar seismic data. *Journal of Geophysical Research*, **107** (E6), 2001JE001658.
- Konrad, W. and Spohn, T. (1997): Thermal history of the Moon: Implications for an early core dynamo and post-accretional magmatism. *Advances in Space Research*, **19**, 1511–1521.
- Lammlein, D. (1977): Lunar seismicity and tectonics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **14**, 224–273.
- Langseth, M.G., Keihm, S.J. and Peters, K. (1976): Revised lunar heat-flow values. *Lunar and Planetary Science Conference*, **7th**, 3143–3171.
- Lawrence, D., Feldman, W., Barraclough, B., Binder, A.B., Elphic, R.C., Maurice, S., Miller, M.C. and Prettyman, T.H. (2000): Thorium abundances on the lunar surface. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 20307–20331.
- Lognonne, P., Gagnepain-Beyneix, J. and Chenet, H. (2003): A new seismic model of the Moon: Implications in terms of structure, formation and evolution. *Earth and Planetary Science Letters*, **211**, 27–44.
- Longhi, J. (1992): Experimental petrology and petrogenesis of mare volcanics. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 2235–2251.
- Maruyama, S. and Ebisuzaki, T. (2017): Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL. *Geoscience Frontiers*, doi:10.1016/j.gsf.2016.10.005.
- Maruyama, S., Santosh, M. and Azuma, S. (2017): Initiation of plate tectonics in the Hadean: Eclogitization triggered by the ABEL Bombardment. *Geoscience Frontiers*, doi:10.1016/j.gsf.2016.11.009.
- McCubbin, F., Steele, A., Hauri, E., Nekvasil, H., Yamashita, S. and Hemley, R. (2010): Nominally hydrous magmatism on the Moon. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, doi:10.1073/pnas.1006677107.
- Nakamura, Y. (1983): Seismic velocity structure of the lunar mantle. *Journal of Geophysical Research*, **88**, 677–686.

- Nakamura, Y. (2005): Farside deep moonquakes and deep interior of the Moon. *Journal of Geophysical Research*, **110**, E01001.
- Ono, T., Kumamoto, A., Nakagawa, H., Yamaguchi, Y., Oshigami, S., Yamaji, A., Kobayashi, T., Kasahara, Y. and Oya, H. (2009): Lunar radar sounder observations of subsurface layers under the nearside maria of the Moon. *Science*, **323**, 909–912.
- Parmentier, E.M., Zhong, S. and Zuber, M. (2002): Gravitational differentiation due to initial chemical stratification; Origin of lunar asymmetry by the creep of dense KREEP?. *Earth and Planetary Science Letters*, **201**, 473–480.
- Saal, A., Hauri, E., Cascio, M., Van Orman, J., Rutherford, M. and Cooper, R. (2008): Volatile content of lunar volcanic glasses and the presence of water in the Moon's interior. *Nature*, **454**, 192–195.
- Saito, Y. (2008): Is the lunar composition not similar to the Earth's composition?. *Kagaku*, **78**, 606–609.
- Sakamaki, T., Ohtani, E., Urakawa, S., Suzuki, A., Katayama, Y. and Zhao, D. (2010): Density of high-Ti basalt magma at high pressure and origin of heterogeneities in the lunar mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, **299**, 285–289.
- Sawada, H., Isozaki, Y., Sakata, S., Hirata, T. and Maruyama, S. (2017): Secular change in lifetime of granitic crust and the continental growth: A new view from detrital zircon ages of sandstones. *Geoscience Frontiers*, doi:10.1016/j.gsf.2016.11.010.
- Schultz, P., Staid, M. and Pieters, C. (2006): Lunar activity from recent gas release. *Nature*, **444**, 184–186.
- Snyder, G.A., Tayloer, L.A. and Neil, C.R. (1992): A chemical model for generating the sources of mare basalts: Combined equilibrium and fractional crystallization of the lunar magmasphere. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**, 3809–3823.
- Steinberger, B., Zhao, D. and Werner, S. (2015): Interior structure of the Moon: Constraints from seismic tomography, gravity and topography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **245**, 26–39.
- Toksoz, M., Dainty, A., Solomon, S. and Anderson, K. (1974): Structure of the Moon. *Reviews of Geophysics and Space Physics*, **12**, 539–567.
- Toyokuni, G., Zhao, D. and Chen, K.H. (2016): Tomography of the source zone of the 2016 South Taiwan earthquake. *Geophysical Journal International*, **207**, 635–643.
- Vinnik, L., Chenet, H., Gagnepain-Beyneix, J. and Lognonne, P. (2001): First seismic receiver functions on the Moon. *Geophysical Research Letters*, **28**, 3031–3034.
- Wang, X., Zhao, D. and Li, J. (2016): The 2013 Wyoming upper mantle earthquakes: Tomography and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research*, **121**, 6797–6808.
- Weber, R., Lin, P., Garnero, E., Williams, Q. and Lognonne, P. (2011): Seismic detection of the lunar core. *Science*, **331**, 309–312.
- Wei, W. and Zhao, D. (2016): Tomography of the source zone of the 2015 M 7.8 Nepal earthquake. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **253**, 58–63.
- Wieczorek, M. and Phillips, R. (2000): The “Procellarum KREEP Terrane”: Implications for mare volcanism and lunar evolution. *Journal of Geophysical Research*, **105**, 20417–20430.
- Wieczorek, M., Neumann, G.A., Nimmo, F., Kiefer, W.S., Taylor, G.J., Melosh, H.M., Phillips, R.J., Solomon, S.C., Andrews-Hanna, J.C., Asmar, S.W., Konopliv, A.S., Lemoine, F.G., Smith, D.E., Watkins, M.M., Williams, J.G. and Zuber, M.T. (2013): The crust of the Moon as seen by GRAIL. *Science*, **339**, 671–675.
- Yamashita, N., Hasebe, N., Reedy, R.C., Kobayashi, S., Karouji, Y., Hareyama, M., Shibamura, E., Kobayashi, M.-N., Okudaira, O., d'Uston, C., Gasnault, O. and Forni, O. and Kim, K.J. (2010): Uranium on the Moon: Global distribution and U/Th ratio. *Geophysical Research Letters*, **37**, L10201.
- Zhao, D. (2001): Seismic structure and origin of hot-spots and mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, **192**, 251–265.
- Zhao, D. (2004): Global tomographic images of mantle plumes and subducting slabs: Insight into deep Earth dynamics. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **146**, 3–34.
- Zhao, D. (2015): *Multiscale Seismic Tomography*. Springer, 304p.
- 趙 大鵬・荒井朋子 (2011): 地震波トモグラフィーからわかる Procellarum KREEP Terrane の深部構造. 日本惑星学会誌, **20**, 11–19. [Zhao, D. and Arai, T. (2011): Depth extent of Procellarum KREEP Terrane inferred from lunar seismic tomography. *Planetary People*, **20**, 11–19. (in Japanese)]
- Zhao, D., Kanamori, H., Negishi, H. and Wiens, D. (1996): Tomography of the source area of the 1995 Kobe earthquake: Evidence for fluids at the hypocenter?. *Science*, **274**, 1891–1894.
- Zhao, D., Lei, J. and Liu, L. (2008): Seismic tomography of the Moon. *Chinese Science Bulletin*, **53**, 3897–3907.
- Zhao, D., Arai, T., Liu, L. and Ohtani, E. (2012): Seismic tomography and geochemical evidence for lunar mantle heterogeneity: Comparing with Earth. *Global and Planetary Change*, **90**, 29–36.
- Zhao, D., Yamamoto, Y. and Yanada, T. (2013): Global mantle heterogeneity and its influence on teleseismic regional tomography. *Gondwana Research*, **23**, 595–616.
- Zhao, D., Kitagawa, H. and Toyokuni, G. (2015): A water wall in the Tohoku forearc causing large crustal earthquakes. *Geophysical Journal International*, **200**, 149–172.