The University of Osaka
Institutional Knowledge Archive

Title	4.2.4 海の火成活動と月の熱史
Author(s)	諸田, 智克
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 145-155
Version Type	VoR
URL	https://doi.org/10.18910/83243
rights	
Note	

The University of Osaka Institutional Knowledge Archive : OUKA

https://ir.library.osaka-u.ac.jp/

The University of Osaka

4.2.4 海の火成活動と月の熱史 [諸田智克]

月では様々なマグマ組成，噴出様式の火山活動が起こったことが知られている．アポロ試料や月隕石の放射年代分析から，月の火成活動期の初期 (38 億年前より以前) では，

KREEP[2]玄武岩やマグネシウム に富むマグマ，シリカに富むマグマによる活動が顕著であり，衝突盆地形成 (38 億年前まで) 以後は (e.g., Wilhelms 1987)，月の海を形成した玄武岩質マグマの活動が活発となったことが知られている．これらのマグマ活動の規模と噴出年代の理解は月内部の熱進化のモデルを制約する重要な情報である．一方で，様々なタイプのマグマについて，それぞれの起源領域の組成や深さ，噴出過程，岩石試料と地質ユニットとの対応は十分に分かっていない．

「かぐや」をはじめとする近年の月探査による高空間解像度のマルチバンド画像データや高精度の標高データ，更にはレーダサウンダデータ，精密重力場データによる表層構造に関するデータが得られたことにより，月の海の層序学研究は活性化され，マグマの噴出年代や組成，噴出量，それら相互の関係に関する理解が進んでいる．本節では「かぐや」の成果を中心に，近年の月の海の火成活動研究の進展について述べる．

(a) マグマ活動史

月の海の全球的な噴出年代の調査は主にクレーター数密度を用いる手法 (クレーター年代学) や，クレーターの崩壊具合を用いた手法などにより行われてきた (Boyce 1976; Wilhelms 1987; Greeley et al. 1993; Hiesinger et al. 2000, 2010; Hiesinger 2003; Bugiolacchi and Guest 2008). それらの研究によると，アポロ試料の放射年代から推定されるように，月の海の火成活動は主に 39 億年前から 30 億年前に活発であったことが知られている．一方で，嵐の大洋 (Oceanus Procellarum) と雨の海 (Mare Imbrium) を中心とする Procellarum KREEP Terrance (PKT) ではアポロ・ルナ着陸点付近よりもクレーター数密度の小さい溶岩流，つまり，より若い溶岩流が存在することが知られており，月の海の火成活動は岩石試料から示唆されるよりも最近まで続いていたことは確実であった．しかし「かぐや」以前は，これらの地域では高空間解像度の画像データが一部の領域に限られていたため，火成活動の終了時期に関する正確な理解はなされていなかった．また，火成活動の開始時期についても，後の時代の地質活動によって初期のマグマ活動の記録が隠されているために，よくわかっていなかった．さらには，月の裏側においては高空間解像度画像データの取得領域は限られていたために，裏側の火成活動史はほぼ未知であった．そのような背景の下で，「かぐや」搭載の地形カメラは 10 m/pixel と高い解像度で月全球の画像データを取得した．それにより，100 m スケールの小クレーターの同定が全球的に可能となり，クレーター年代学による年代決定の統計精度が大幅に向上した．

Haruyama et al. (2009b)は「かぐや」地形カメラ画像を用いて，月裏側のモスクワの海 (Mare Moscoviense) と南極エイトケン (South Pole-Aitken) 盆地にある海の形成年代決

[2] KREEP とは液相濃集元素であるカリウム（K），希土類元素（Rare Earth Element），リン（P）に富む成分で，それぞれの頭文字をとってこのように呼ぶ．

定を行った．その結果から，裏側のマグマ活動は表側と同様に 38〜30 億年前に集中していたことを定量的に示すことに成功した．さらに， 25 億年前の形成年代を持つ複数の海を発見し, 裏側の海の火成活動期間がこれまでに予想されてきたよりも長期間続いていたことを発見した．Morota et al. (2011b)はさらに解析領域を裏側北半球に広げ，南極エイトケン盆地内と裏側北半球における海の火成活動の期間に違いがないことを示した．より最近では，米国の月探査機ルナ・リコネッサンス・オービタが 0.5 m/pixel という超高空間解像度で画像データを取得しており, それらのデータを用いて,「かぐや」では観測が困難であった南極エイトケン盆地の西方にある小規模の海の年代決定がなされている (Pasckert et al. 2015)．それによると，もっとも若い噴出は約 20〜15 億年前であり，Haruyama et al. (2009b)の見積もり (25 億年前) よりもさらに最近まで裏側での火成活動が続いていた可能性が示されている．

Morota et al. (2011a)は月の海の火成活動の終了時期を制約するために，「かぐや」地形カメラ画像を用いて，PKT における若い溶岩流の年代決定を行った．その結果，アリスタルコス (Aristarchus) クレーター, マリウス丘陵地帯 (Marius Hills), ケプラー (Kepler) クレーターに囲まれた PKT 中心部の溶岩流が最も若く，20〜15 億年前の形成年代を持つことがわかった (図 4-23)．さらに興味深いことに，それらの若い溶岩流の大部分が 20 億年前後に集中しており，その時代に火成活動のセカンドピークがあったことを意味している (図 4-24)．Daket et al. (2016)もまた，雨の海北西部の詳細な地質史を調査しており，最も若い溶岩流に対して 20 億年の形成年代が得られている．

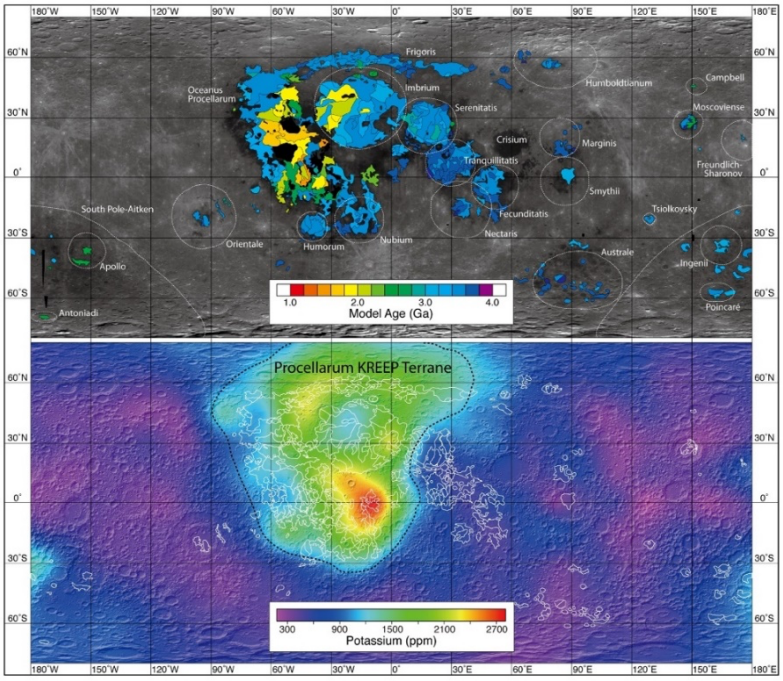

図 4-23　月の海の年代分布 (Hiesinger et al. 2000, 2006, 2010; Hiesinger 2003; Haruyama et al. 2009b; Morota et al. 2009, 2011a, b; Cho et al. 2012) とカリウムの分布 (Kobayashi et al. 2010).

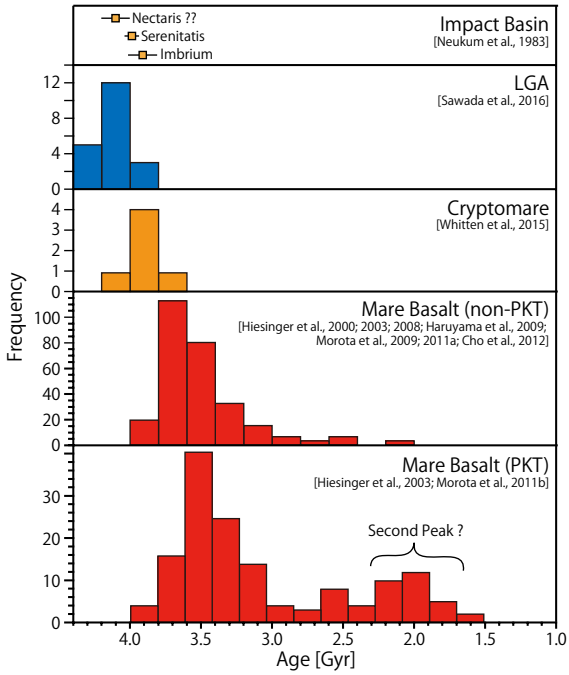

図 4-24　モデル年代のヒストグラム．LGA は線状重力異常 (Linear Gravity Anomaly) を指す．

火成活動の開始年代に関する近年得られた知見としては cryptomare[3]の年代 (Whitten and Head 2015) と，米国の月探査機グレイルの詳細重力場データから発見された月初期のマグマ貫入イベントの年代 (Andrews-Hanna et al. 2013; Sawada et al. 2016) がある．Whitten and Head 2015)は近年得られたマルチバンド画像や高度データなどの複数のデータセットを駆使し，月全球において cryptomare の同定を行い，さらにクレーター年代学によってそれらの形成年代を見積もった．その結果によると，現在発見される cryptomare のモデル年代は 38～40 億年に分布しており (図 4-24)，衝突盆地の形成期間の後期と同程度の形成年代を持つことがわかった．

Andrews-Hanna et al. (2013)によって発見された線状の重力異常 (Linear Gravity Anomaly) は月歴史の初期におけるマントル再溶融に伴う月の全球膨張と，それによって作られた亀裂にマグマが貫入してできたものと考えられており，それらの形成年代の決定は月のマグマ活動の開始時期を制約する情報と考えられる．Sawada et al. (2016)は線状重力異常に伴ってグラーベン地形が作られていることに着目し，その形成年代をクレーター年代学によって決定した．それによると，グラーベン地形の形成年代は 43～41 億年前であり，主な衝突盆地のモデル年代よりも古いことが示された (図 4-24)．線状重力異常やグラーベン地形と月の海の火成活動との関係性は依然不明ではあるものの，少なくとも主な衝突盆地の形成時にはマグマ活動が開始していたことは間違いない．

年代学と同様に，近年の探査データの充実によって溶岩流の噴出体積の時間変化，空間分布の理解も大きく進展した．「かぐや」搭載のレーダサウンダ (LRS) は月の海の広範囲において地下からの反射波を検出することに成功し (Ono et al. 2009; Oshigami et al. 2009)，画像データから推定される溶岩流厚さなどとの比較を通して，反射面の深さ，つまり溶岩流の厚さの推定に成功している (Oshigami et al. 2012; Ishiyama et al. 2013)．Oshigami et al. (2014)は反射面が検出された表側の海において，個々の溶岩流の面積と厚さから体積を推定し，クレーター年代学で推定された噴出年代を使って噴出速度の算出に成功している．その結果によると，34 億年前以前の噴出速度は 10^{-5} から 10^{-3} km^3 yr^{-1} のオーダーで，34 億年前以降は 10^{-5} から 10^{-4} km^3 yr^{-1} と見積もられる (図 4-25)．この結果はアポロ玄武岩試料の放射年代分布や溶岩流の表面年代の面積割合から定性的に推定されてきたマグマ噴出速度を定量的に示して見せたという点で重要な成果である．Morota et al. (2009)は裏側のモスクワの海においてクレーター年代学により表面溶岩流の形成を決定するとともに，計測されたクレーターサイズ頻度分布の折れ曲りから個々の溶岩流ユニットの厚さを推定した．その結果で重要な点は，39 億年前以前により高い噴出速度を示していることである (図 4-25)．溶岩流の表面年代のヒストグラムは 35 億年前付近にピークを持つが (図 4-24)，実際の月のマグマ噴出はより古い時代から大

[3] 衝突盆地やクレーターからの放出物などによって表面が覆い隠された海を指す．

規模な噴出活動が起こっており，それらの多くはその後の噴出によって隠されていることを示唆している．

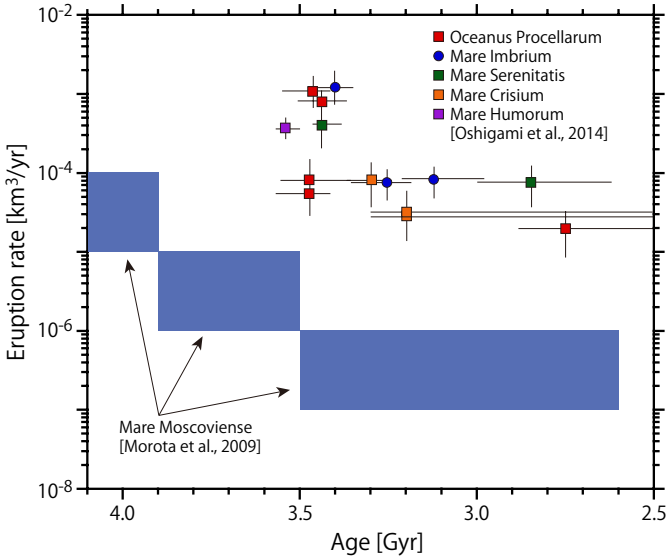

図 4-25　海のマグマ噴出レートの時間変化．Oshigami et al. (2014)，Morota et al. (2009)のデータから作成．

以上の近年のマグマ活動史に関する成果を総合すると，(1) 月の火成活動は衝突盆地の形成以前 (39 億年前以前)，またはそれと同等な時代からすでに始まっており，その活動の規模はアポロ試料や表面年代から推定される活動時期 (39～35 億年前) よりも活発であった可能性が高い，(2) 主な月の海のマグマ活動の終焉時期は 15～20 億年前であり，その最終期に再びマグマ活動が活発化した．(1) の成果に関連して，過去には，衝突盆地の形成年代とその内部を埋めるマグマの噴出年代との間に時間差を説明するために，天体衝突によって励起されるマグマ活動のモデルが検討されてきたが (e.g., Ghods and Arkani-Hamed 2007)，そもそもこの時間差は観測バイアスであった可能性が高いと考えられる．月の海のマグマ活動が月の歴史のごく初期から始まっていたという描像は月隕石中に 43.5 億年の放射年代をもつ玄武岩片が発見されていることからも支持される (Terada et al. 2007)．(2) の成果に関連して，月の火成活動期間が 20～25 億年と永く続いていたことの原因として，月初期が高温であった可能性や (Spohn et al. 2001)，メガレゴリス層のブランケット効果の影響 (Ziethe et al. 2009)，マグマ活動が長期間続いていた領域は PKT の中心部と対応していることから (図 4-23) PKT に濃集している放射性元素による加熱の効果 (Wieczorek and Phillips 2000; Laneuville et al. 2013)などが提案されている．しかしこれらの仮説を検証した数値シミュレーションではマグマ活動による熱源元素の移動 (Ogawa 2014) などの重要な物理プロセスが考慮されていない

などの問題がある．また，既存のモデルでは月の火成活動の終焉期におけるセカンドピークの存在を説明することは困難であるように思われる．

(b) マグマ活動の表／裏二分性

衝突盆地内で噴出したマグマの総量の見積もりは月マントルにおけるマグマ生成量の制約や，その地域差を理解する上で重要であり，特に表側においてはアポロ時代から精力的に調べられてきた．一方で，裏側盆地では表側盆地に比べて海の面積，体積が小さく，その量を正確に決定するにはより高空間分解能の探査データを必要としていたため，研究が進んでいなかった．近年の高空間解像度データの取得は裏側における各盆地内の溶岩流の総体積の推定を可能にし，それによって表側のマグマ噴出量との比較から，マグマ生成量の表／裏二分性について定量的な議論がされ始めている．

Morota et al. (2009)はモスクワの海において，「かぐや」地形カメラによる数値地形モデル (DTM) データを用いてマグマ活動で部分的に埋められたクレーターの形状から，海の厚さを算出し，マグマ噴出の総体積を見積もった．それをモスクワの海と同等なサイズの表側の Humorum 盆地内のマグマ噴出量と比較したところ，モスクワの海の総噴出量は 1/3～1/10 程度であることがわかった．一般に，月の玄武岩マグマは斜長岩地殻よりも高密度であるため，地殻内を上昇してきたマグマが表面に噴出できるか否か，上昇してきたマグマ量に対してどれだけ噴出できるかは，その領域の地殻厚に強く依存すると考えられる (e.g., Head and Wilson 1992)．一方で，Moscoviense 盆地と Humorum 盆地ではともに地殻厚は数 km 程度と見積もられており (e.g., Ishihara et al. 2009)，マグマ噴出に関わる地下構造に大きな違いはないはずである．つまり，観測されたマグマ噴出量の違いは噴出のしやすさの違いによるものでなく，そもそもマントル内を上昇してきたマグマの量の違いに起因すると考えられる．このような考えから Morota et al. (2009)は裏側のマントルでは、表側のマントルに比べてマグマの生成量が 1/3～1/10 程度であったと結論づけた．

さらに，Taguchi et al. (2017)は，「かぐや」マルチバンドイメージャデータ，DTM データを用いて，裏側にある 5 つの衝突盆地内のマグマ総噴出量を推定し，表側盆地と比較を行い，全球的なマグマ生成量の不均質性について調査した．その結果によると (図 4-26)，(1) マグマが表面に噴出できたか否かは盆地内の最小地殻厚が決めており，表側では 20 km 以下，裏側では 12 km 以下の領域でのみマグマが噴出できたこと，(2) マグマ噴出が起こっていた盆地で表側と裏側の噴出量を比較したところ，表側の盆地の方が平均的に 20 倍程度，噴出量が多いこと，(3) それぞれの半球内でも 10 倍程度の地域差があったことが明らかとなった．これらの結果から，表側マントルと裏側マントルではマグマ生成量に平均で 20 倍程度の差があり，さらにそれぞれの半球内でも大きな不均質があったことがわかる．

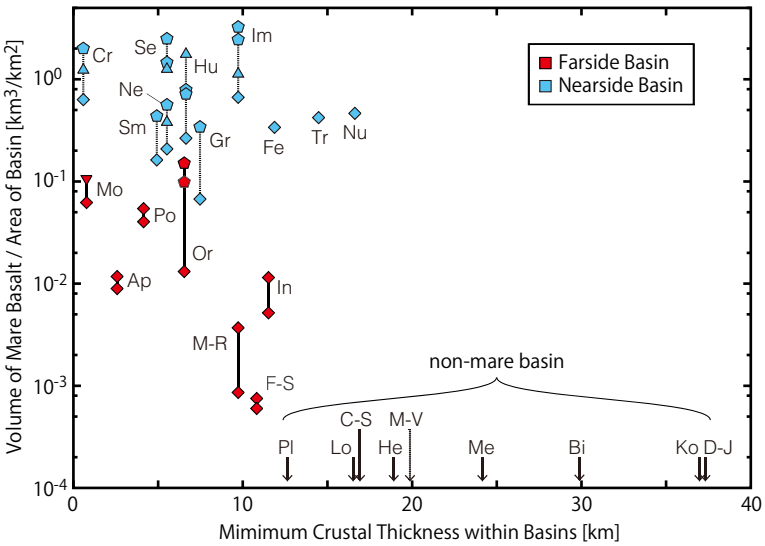

図 4-26　海の体積と地殻厚の関係(Taguchi et al. 2017). 地殻厚はグレイル重力場データから推定される(Wieczorek et al. 2013). 表側の海の体積は De Hon 1974, 1975, 1977), De Hon and Waskom (1976), Solomon and Head (1980), Mullis (1992), Budney and Lucey (1998), Thomson et al. (2009)からのデータを使用.

このようなマグマ活動の二分性を説明するモデルとして, 主に 2 つのモデルが提案されている. 1 つは, マグマオーシャン固化の最終段階で上部マントルに濃集したイルメナイト層が重力不安定のためにマントル深部まで沈降し, 一緒に沈降した放射性元素による加熱によって浮力を得て再上昇する際に degree-1 の対流パターン[4]まで成長し, 上昇流が作られた表側でマグマが主に生成されたとする説 (e.g., Zhong et al. 2000), もう一つは, PKT における放射性元素の濃集が地殻下部まで広がっており, それらの発熱が表側の活発な火成活動を起こしたという説である (Wieczorek and Phillips 2000; Laneuville et al. 2013). 前者のモデルで, 半球間のマグマ生成量にどの程度の差が生じうるか, といった定量的な議論はまだされていない. 後者のモデルに関しては, Laneuville et al. (2013)が初期温度構造や放射性元素の濃集深さを変化させて, マグマ生成量の二分性について調査したところ, 半球間で 10 倍の不均質をつくりうることが示されており, 観測される表側と裏側の不均質 (約 20 倍) を説明できるかもしれない. このモデルの検証のために, まずは前提としている放射性元素の分布, 特に PKT 表面で観測される放射性元素の濃集がどの深さまで続いているのか, を知る必要である. 「かぐや」重力場データから推定された衝突盆地の緩和具合は, PKT では表面だけでなく地殻全体に渡

[4] 半球非対称な対流パターンを指す. ここでは月の表側で上昇流, 裏側で下降流が作られたと考えている.

って放射性元素が濃集していること示唆している (Kamata et al. 2013). これの物的証拠を得るために，地殻深部が露出した領域における着陸探査とその場観測が必要である.

(c) マグマ組成の時空間分布

月の玄武岩組成の特徴としては，チタン含有量が 10 wt%を超えるものから 1 wt%以下のものまで多様性があることがあげられる. 玄武岩中のチタンは主にイルメナイトに含まれている．イルメナイトは紫外から可視波長域において，反射率が低く，比較的平坦な形状の拡散反射スペクトルを持っている.

その特徴を使って，1994 年に打ち上げられた米国月探査機クレメンタイン以降，マルチバンドデータを用いて月全球のチタン含有量のマッピングがされてきた (Lucey et al. 1998a). 全球的な玄武岩のチタン含有量と噴出年代の関係は詳細に調べられており，両者に明瞭な相関関係はないことが知られている (Hiesinger et al. 1998). 一方で，個別の海ではそれぞれ形成年代とともに系統的なチタン含有量の変化があることが報告されており (Kodama and Yamaguchi 2003), これらの観測事実は上部マントルの水平・垂直方向にチタン量の大きな不均質があることを意味している.

近年の高空間解像度データの取得により，特に PKT の若い溶岩流において噴出年代の決定精度が高まったことを受けて，Kato et al. (2017a, b)は「かぐや」マルチバンドデータを用いて玄武岩のチタン含有量を決定し，噴出年代との関係の再評価を行った．それによると，PKT 玄武岩のチタン含有量は 23 億年前に急激な増加を示しており，これはマグマソースの組成が 23 億年前を境に変化したことを示唆している (図 4-27). さらに興味深いことは, チタン含有量の増加の時期とマグマ活動のセカンドピークの発生タイミングがよく対応していることである (図 4-27). この高チタン含有量のマグマを作るには, マグマオーシャンの冷却過程の最終段階で固化したイルメナイトリッチ物質を含む岩石を溶融させる必要がある．セカンドピークの存在と活動が PKT に限定されていることから，Kato et al. (2017a, b)は若い溶岩流のマグマ発生過程として，もともとはマグマ活動の二分性を説明するために提案された degree-1 上昇流モデル (e.g., Zhong et al. 2000)のような現象が約 20 億年前に起こった可能性を指摘している．この仮説によると，まず，月初期のマグマオーシャンの固化段階においてマントル上部に濃集したイルメナイトリッチ物質は，より下層のマントル物質よりも密度が大きく，重力不安定のためにマントル深部まで沈降したと考えられる. 月震データと測地データを組み合わせた近年の解析によると (Matsumoto et al. 2015), 月深部に低粘性，高密度な物質の存在が示唆されており, イルメナイトリッチ物質が深部に存在することを支持している. その後, イルメナイトと一緒に沈降した放射性元素は深部物質を加熱し，次第に浮力を得て，20 億年前にプルームとして上昇した. これによって生成されたイルメナイトを含むマグマが若い溶岩流を作った，というアイデアである．このシナリオは現段階で仮説の域を過ぎず，さらに若い溶岩流のソース領域や発生過程をより厳密に制約するためには，溶岩流のその他の元素組成や鉱物組成の理解が必要である．近年，「かぐや」やチャンドラ

ヤーンによって得られた連続スペクトルデータを用いて，若い溶岩流の鉱物組成を決定する試みが精力的になされており (Staid et al. 2011; Varatharajan et al. 2014; Zhang et al. 2016)，若い溶岩流の岩石学的な特徴が明らかとなりつつある．Staid et al. (2011)は，カンラン石と輝石の 2 μm 帯の吸収強度の違いに着目し，インド月探査機チャンドラヤーン搭載の Moon Mineralogy Mapper (M^3) データを用いて，1 μm と 2 μm 帯の吸収深さ面積の比から玄武岩の相対的な鉱物組成のマッピングを行った．その結果によると若い溶岩流は 2 μm 帯の吸収が 1 μm に比べて弱く，相対的にカンラン石に富んでいることがわかった．Varatharajan et al. (2014) と Zhang et al. (2016)も同様に M^3 データを用いて，1 μm と 2 μm 帯の吸収深さ面積の比から若い溶岩流の鉱物組成についてより詳細に調査しており，Staid et al. (2011)が示したように，若い溶岩流は古い溶岩流と比較して，カンラン石に富んでいること，しかし，それらは若い溶岩流のなかでも多様性があり，複雑な活動であったことが報告されている．

近年得られた玄武岩組成に関するその他の重要な知見としては，「かぐや」GRS データから，危難の海や神酒の海などの表側東部の海は西部の海に比べて，12～15 wt%とカルシウムに富んでいることがあげられる (Yamashita et al. 2012)．この観測結果から，Yamashita et al. (2012)はそれらの海では高カルシウム輝石が多く含まれる可能性を指摘している．高カルシウム輝石はマグマオーシャンの冷却過程において後期に晶出すると考えられており (e.g., Shearer 2006)，表側東部の海はこれらの岩石を主としたソースを持っているのかもしれない．一方で，GRS データによると PKT 中心部の若い溶岩流はカルシウム量が 8 wt%と少ない．前述のように，若い溶岩流はチタンに富み，カンラン石が多く含まれており，これらを総合すると，若い溶岩流はマグマオーシャンの冷却過程の初期段階と最終段階に晶出した物質が混合したもので説明できるかもしれない．

以上のように，近年のスペクトルデータから玄武岩の鉱物・元素組成に関する知見が得られており，これらはマグマオーシャンの固化過程とその後のマントルの熱進化過程に関するモデルを制約する重要な情報である．

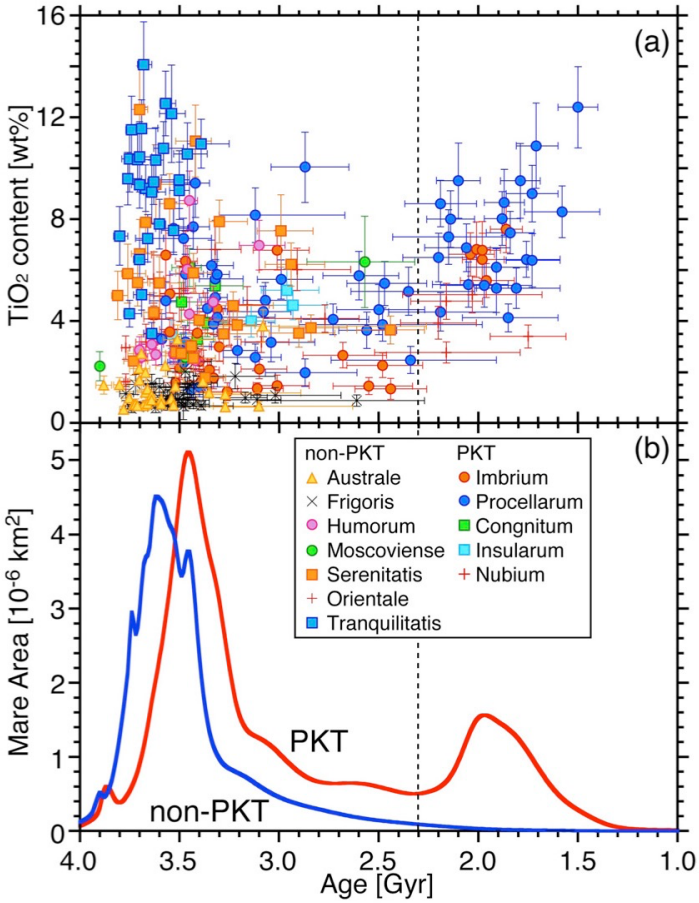

図 4-27 (a) 溶岩流の年代とチタンの関係 (Kato et al. 2017b). (b) 溶岩流の表面積と年代の関係. Hiesinger et al. (2000, 2010), Hiesinger (2003), Haruyama et al. (2009b), Morota et al. (2009, 2011a, b), Cho et al. (2012)のデータより作成.