

Title	4.2.2 月の内部構造2(測地学)
Author(s)	松本, 晃治
Citation	月サイエンスブック 第一部. 2021, p. 117-125
Version Type	VoR
URL	<a href="https://doi.org/10.18910/83241">https://doi.org/10.18910/83241</a>
rights	
Note	

*Osaka University Knowledge Archive : OUKA*

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

Osaka University

#### 4.2.2 月の内部構造 2 (測地学) [松本晃治]

本節では主に測地学的な観測事実を整理する。「かぐや」による重力場・地形の全球観測から得られた地下構造や盆地の緩和過程についての知見については 2.2.2 節を参照されたい。

##### (a) 「かぐや」以前の月重力場モデル

一般に、天体の重力場はその天体を周回する人工衛星の軌道を電波等で追跡して調べる。地上局から射出された電波を人工衛星で折り返して距離とその時間変化率を観測する 2-way レンジ・ドップラ観測が主に用いられてきた。月重力場の研究は、1960 年代後半に始まり、1990 年代前半にかけてルナ・オービターからアポロミッションの人工衛星追跡データを用いて進められた。表側には、mascon (mass concentration) と呼ばれる正の重力異常があることが発見された。その後、クレメンタインやルナ・プロスペクターの追跡データを加えた月重力場モデルが構築された (Lemoine et al. 1997; Konopliv et al. 2001)。しかし、自転周期と公転周期が一致(同期回転)している月の場合、裏側を飛行する人工衛星を地球から直接追跡することはできないため、観測の空白域が裏側に残ったままであった。このような観測の空白域があると、球面調和展開によって重力ポテンシャルを表す際に空白域近辺で解が不安定になるため、アプリアリ拘束条件が必要であった。また、たとえ拘束条件を課して全球モデルを構築したとしても、観測データの無い月裏側の誤差は必然的に大きかった。

##### (b) 「かぐや」重力場モデル

月裏側の観測ギャップを 2 機の人工衛星を用いて埋める方法として、高高度衛星経由で低高度衛星を追跡する High-low satellite-to-satellite tracking (SST) や、距離の近接する低

高度衛星間の追跡を行う Low-low SST などが以前から検討されていた。「かぐや」の重力場ミッションは前者を実現したもので、High satellite であるリレー衛星がドップラー信号を Low satellite である主衛星へ中継することによって、世界で初めて月裏側を飛行する人工衛星のドップラー追跡データを取得した (Namiki et al. 2009)。回線が4つの経路(地上局 → リレー衛星 → 主衛星 → リレー衛星 → 地上局)で構成されることから、この観測を 4-way ドップラー観測と呼ぶ。

代表的な「かぐや」重力場モデルの一つである SGM100h (Matsumoto et al. 2010) は球面調和関数の 100 次まで展開したモデルであり、4-way ドップラー観測の効果によって裏側の重力場の誤差が低減した。100 次までの係数を全て考慮した場合、裏側で平均したフリーエア重力異常の誤差は LP100K では 55 mGal であったが、SGM100h では 35 mGal に減少した。地球物理学的解釈に有用である展開次数の上限は、S/N 比や地形との相関から、およそ 70 次(半波長で約 80 km)と判断された。70 次よりも高い次数の重力場係数に対する感度が小さい主な理由は、主衛星の高度が  $100 \pm 30$  km に制御されていたからである(高度を下げた延長ミッションにおいては、人為的な加速度が頻繁に挿入され、追跡データが重力場モデリングに使えなかった)。その後、VLBI データを加えた SGM100i モデル (Goossens et al. 2011b)、ルナ・プロスペクターの低高度延長ミッションデータを加えて展開次数を 150 まで伸ばした SGM150j モデル (Goossens et al. 2011a) (図 4-11)が開発された。

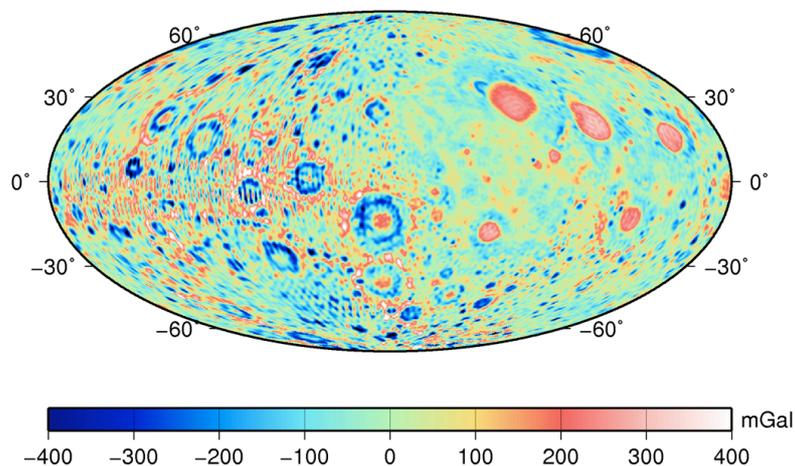


図 4-11 SGM150j モデル (Goossens et al. 2011a) によるフリーエア重力異常。左半分が月の裏側、右半分が表側に対応する。

## グレイル重力場モデル

前述の Low-low SST は、地球重力場観測ミッション GRACE で開発された技術を月に応用したグレイルミッションとして、「かぐや」の後に実現した。Ka 帯の電波を用いて、70~220 km 離れた 2 衛星間の距離の変化率が約  $0.05 \mu\text{m/s}$  の精度で測定された。3 か月間の Primary Mission (PM) データを用いて構築された次数 420 の初期モデル (Zuber et al. 2013) 始まり、次数 660 モデル (Konopliv et al. 2013; Lemoine et al. 2013) (図 4-12) や、3.5 か月間の Extended Mission (XM) データも含めた次数 900 モデル (Konopliv et al. 2014; Lemoine et al. 2014) を経て、次数 1200 の全球モデル (Zuber et al. 2016) が構築された。この展開次数は半波長 4.5 km の水平空間分解能に相当し、今や月は太陽系の中で最も空間分解能の高い重力場モデリングがなされた天体となっている。PM, XM 中の平均高度はそれぞれ 55 km, 23 km であり、特に XM 終盤では Orientale 盆地付近で空間分解能を上げるべく、この盆地上空における衛星高度が 5~10 km (最接近時は basin ring 上 2 km) に、2 衛星間の距離が 40~60 km に制御された。Orientale 盆地に対しては、空間分解能 3~5 km のローカル重力場モデルも構築されている (Zuber et al. 2016)。グレイルは、「かぐや」重力場モデルの空間分解能を約 1 桁、低次を除く重力場係数の精度を約 3~4 桁改善した(図 4-13)。

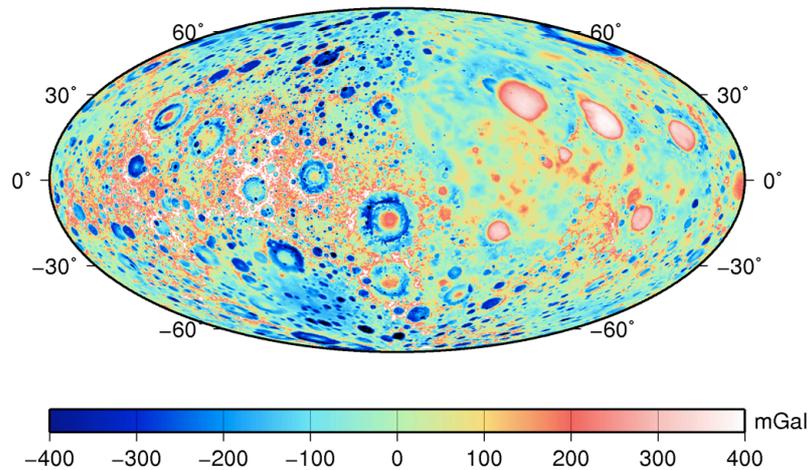


図 4-12 GL0660B モデル (Konopliv et al. 2013) によるフリーエア重力異常。330 次までの係数を使用して描画したもの。

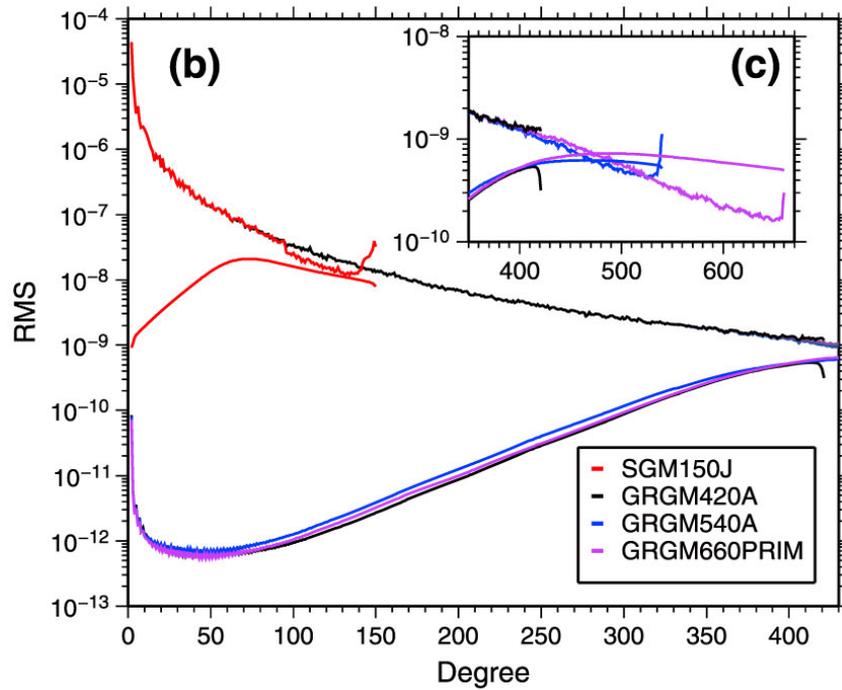


図 4-13 重力場係数の信号と誤差のスペクトル (Lemoine et al. 2013).

近接する 2 機の探査機間の距離変化率を測るというグレイルの観測手法は重力場の短波長成分(高次項)の観測に特に威力を発揮するものであるが、「かぐや」モデルと比較すると長波長成分(低次項)も大幅に改良された。これは、「かぐや」が短時間の観測を 1 年強積み重ねて裏側の観測ギャップを埋めたのに対し、グレイルは計 6.5 か月間のミッション期間中絶え間なく均質かつ極めて高精度な衛星間距離変化率のデータを全球的に取得したからであると考えられる。

万有引力定数と質量の積である  $GM$  の値は  $4.90279981 \times 10^{12} \pm 7740 \text{ m}^3/\text{s}^2$  (Lemoine et al. 2013),  $4.90280031 \times 10^{12} \pm 4400 \text{ m}^3/\text{s}^2$  (Konopliv et al. 2013) と報告されている。 $GM$  の精度は  $10^{-9}$  のオーダー、二つの推定値の差は  $10^{-7}$  のオーダーであるが、万有引力定数  $G$  は  $10^{-4}$  程度の精度しか持たないため、月質量  $M = (7.34630 \pm 0.00088) \times 10^{22} \text{ kg}$  の精度も約 0.01 % に制限されている。

Williams (2007) は、2 次の重力場係数の時間変化から内核を検出する可能性について論じた。グレイルデータを用いた検出が試みられているが、現状ではノイズレベルを超えるシグナルは検出されていない (Williams and Watkins 2015)。

#### (d) 月地形モデル

「かぐや」ではレーザー高度計 LALT により地形が観測された。その観測原理は、主衛星に搭載された LALT から発射されたレーザーパルスが月面上で反射して戻ってくる

までの時間を計測し、主衛星から月面のレーザー反射点へ伸ばしたベクトル  $\mathbf{A}$  の長さを観測するというものである。軌道決定により、月重心を原点とした主衛星の位置ベクトル  $\mathbf{B}$  が分かるので、月重心からレーザー反射点までの距離(すなわち地形)は $|\mathbf{B}+\mathbf{A}|$ として計算される。「かぐや」では $|\mathbf{A}|$ の誤差は約 1 m、 $|\mathbf{B}|$ の誤差は数十 m であり、地形モデルの誤差は主に軌道・姿勢誤差に支配されている。

「かぐや」以前にも、米国の月探査機クレメンタインに搭載されたレーザー高度計で月の地形が観測されたが、軌道離心率の関係から緯度  $\pm 80$  度から極側の地形データは取得できず、有効データ数は約 7 万にとどまった。これに対し、「かぐや」の LALT によって約 1,000 万点の地形観測が行われ、詳細な全球月地形モデルが構築された (Araki et al. 2013)。月の平均半径  $R=1737.154$  km、質量中心と形状中心のずれが 1.935 km であることなどが分かった。地形の振幅スペクトル (Araki et al. 2009, Fig. 4)を見ると、地球のスペクトルの形は右下がりの直線に沿っておりアイソスタシーの成立が示唆されるのに対し、月のスペクトルの形は半波長( $\lambda/2$ ) $\sim 400$  km 付近で折れ曲がり、短波長側で直線より大きな振幅が観測される。リソスフェアの力学的な強さを弱める働きを持つ水などの揮発性物質が月では非常に少ないため、波長の短い地形が弾性的に固いリソスフェアによって支えられているためと考えられた。

極軌道をとる衛星で観測すると、特に両極付近で空間的に高い観測密度が実現する。したがって、「かぐや」によって特に極域地形モデルの質が格段に向上した。将来の有人活動や揮発性物質の存否の研究にとって、極域の日照条件は重要である。「かぐや」の地形モデルはこの日照条件の算出にも寄与し、一年中太陽光の当たらない永久日陰域を持つクレーターが存在すること、逆に常に陽が当たる永久日照域は存在しないことが明らかになった (Noda et al. 2008)。

「かぐや」による月地形モデルは、ルナ・リコネッサンス・オービター (LRO)に搭載されたレーザー高度計(LOLA)に基づくモデルによって更新された。高度計の測距精度は LALT の約 1 m に対して LOLA は約 10 cm である。ビーム数 1、繰り返し周波数 1 Hz の LALT のノミナルミッション期間中の測距点数は約 1000 万であるのに対して、ビーム数 5、繰り返し周波数 28 Hz の LOLA の測距点数は最初の 1 年だけで約 20 億 (Smith et al. 2010)に達した。LOLA に基づく地形モデルは PDS で公開されている ([http://pds-geosciences.wustl.edu/lro/lro-l-lola-3-rdr-v1/lrolol\\_1xxx/browse/LOLA\\_GDR/](http://pds-geosciences.wustl.edu/lro/lro-l-lola-3-rdr-v1/lrolol_1xxx/browse/LOLA_GDR/))。

#### (e) 月地殻の厚さ

月の重力場と地形の観測データから、月地殻の厚さを推定することができる。これは、ある波長帯について、観測された重力から表面地形と溶岩流が作る重力を差し引いたものは、地殻・マントル境界(モホ面)が作る重力であるという考えに基づく。モホ面の振幅の大きさは地殻とマントルの密度差に依存するため、地殻の厚さを推定するには、地殻とマントルの密度に対する何らかの仮定もしくは独立な見積もりが必要となる。

Ishihara et al. (2009) は「かぐや」の観測データを用いて、月地殻厚さモデルを構築した。インバージョンの際、地殻が最も薄くなる地点をアンカーポイントとし、その厚さが負にならないという条件を課した。平均地殻厚さは 53 km と見積もられた。Wieczorek et al. (2013) はグレイルによる重力場データと LRO による地形データを用いてモデルを構築した。彼らはアポロ 12/14 号サイトをアンカーポイントとし、地震学的に得られた地殻厚さを拘束条件として用いたが、研究によってその値にばらつきがみられる。例えば、Khan and Mosegaard 2002) では  $38 \pm 3$  km, Lognonné et al. (2003), Gagnepain-Beyneix et al. (2006) では  $30 \pm 2.5$  km と見積もられている。アポロサイトの地殻厚さを 38 km, 30 km とした場合、平均地殻厚さの見積もり値はそれぞれ 43 km, 34 km となる。

地殻中にはアルミニウムやトリウム・カリウムなどの熱源放射性元素の大部分が含まれると考えられ、マグマオーシャンの初期組成を考える上でこれらの元素の総量を見積もることは重要である。そのためには、地殻厚さの絶対値を知ることが必要だが、上述のようにこの絶対値にはまだ不確定性が残る。将来、高精度地震探査によって、表側のみならず裏側においても精度よく地殻厚さが観測されることが望まれる。

#### (f) LLR(Lunar Laser Ranging, 月レーザー測距)

LLR 観測は 1970 年から続いており、20,000 を超える測距データが蓄積されている。McDonald Observatory, Observatoire de la Côte d'Azur, Haleakala Observatory, Apache Point Observatory, Matera の地上局がデータを提供した。月面上の異なる場所に設置された 5 つのリフレクタ(アポロ 11, 14, 15 および Lunokhod 1, 2)への測距が月の回転と変形の情報をもたらす。これから、ラブ数,  $Q$  値, 力学的扁平率など内部構造に関連する情報が得られる。 $Q$  値として, Williams and Boggs (2015)は,  $Q = 38 \pm 4$  (1 か月周期),  $Q = 41 \pm 9$  (1 年周期),  $Q \geq 74$  (3 年周期),  $Q \geq 58$  (6 年周期)を報告している。力学的扁平率は主慣性モーメント  $A, B, C$  の軸による差を表すもので,  $\beta = (C-A)/B$ ,  $\gamma = (B-A)/C$  が LLR データ解析で得られている。それらの値は,  $\beta = (631.0213 \pm 0.0031) \times 10^{-6}$ ,  $\gamma = (227.7317 \pm 0.0042) \times 10^{-6}$  である (Williams et al. 2014)。LLR データ解析にグレイル由来の低次重力場係数を導入することで,  $\beta$  の精度が一桁向上した。力学的扁平率と 2 次の重力場係数を組み合わせて慣性モーメントを導くことができる。固体部分の平均慣性モーメントを  $I_s$  とし, 月の平均半径  $R = 1737.151$  km にスケールすると,  $I_s/MR^2 = 0.393112 \pm 0.000012$  (Williams et al. 2014) であり, その精度は 0.003 % である。

#### (g) ラブ数

潮汐応答を表す無次元数であるラブ数は, その天体全体としての軟らかさを表し, 天体の内部構造を調べる上で重要な観測量である。 $h_2$  は鉛直変位に,  $k_2$  は重力ポテンシャルに,  $l_2$  は水平変位にそれぞれ関連する 2 次のラブ数である。

探査機追跡データの解析において,  $k_2$  は一般に重力場係数と共にグローバルパラメータとして推定される。LP150Q では  $k_2 = 0.0248 \pm 0.003$ , SGM100h では  $k_2 = 0.0240 \pm 0.0015$

と推定された (Matsumoto et al. 2010). 精度はそれぞれ約 12%, 6%である. なお, これらの誤差は formal error の 10 倍として見積もられている.

グレイル データを用いた解析は GSFC と JPL のグループが行い, 2 次のポテンシャルラブ数  $k_2$  もそれぞれが推定値を発表している. Williams and Boggs (2015) は, これらの結果をまとめ, かつ重力場解析の際に用いられた基準半径 1738 km から月の平均半径 1737.151 km にスケールした  $k_2$  の推定値として  $0.02422 \pm 0.00022$  を報告した. その精度は約 1%である. 潮汐エネルギー消散に関連する位相遅れも検出されており,  $k_2/Q = (5.8 \pm 0.6) \times 10^{-4}$  もしくは  $Q = 41 \pm 4$  が得られている (Williams et al. 2015). グレイルのミッション期間は PM, XM 合わせて 6.5 か月間であり, そのデータに基づく  $k_2$  は主に 1 か月周期の潮汐応答を表していると考えられる.  $Q = 41 \pm 4$  という結果は, LLR 観測から推定された 1 か月周期における  $Q = 38 \pm 4$  と調和的である. また, グレイルにより初めて月の 3 次のポテンシャルラブ数  $k_3$  が推定された. その値は  $k_3 = 0.00734 \pm 0.0015$  (Lemoine et al. 2013),  $k_3 = 0.0089 \pm 0.0021$  (Konopliv et al. 2013) であり, 精度は約 20%である.

LLR 観測も回転を通して  $k_2$  に感度を持つが, その推定値は誤差の範囲を越えて変遷してきた. 例えば, 仮定する内部構造として流体核の扁平率を考慮しない古い解析では  $k_2 = 0.0302 \pm 0.0012$  (Dickey et al. 1994) であったが, これを考慮した Williams et al. (2009) では  $k_2 = 0.0199 \pm 0.0025$  と報告された. Apache Point Observatory のデータが蓄積された後の比較的新しい見積もりでは  $k_2 = 0.0241 \pm 0.0020$  (Williams et al. 2013a) となっている. 誤差は約 8%で, グレイルに基づく  $k_2$  の誤差より大きい. 最新の LLR 解析では,  $k_2$  や低次重力場係数についてはグレイルで得られた値を与え, パラメーターとして推定しない手法が採られている(これにより例えば  $\beta$  の精度が向上した). LLR 観測は潮汐変形による反射鏡の変位を通して  $h_2$  にも感度を持ち, その値は  $h_2 = 0.044 \pm 0.005$  と報告されている (Williams et al. 2016). その精度は約 11%である. 一方,  $l_2$  はノイズレベル以下で, 意味のある解は得られていない. 通常の LLR データ解析では,  $l_2$  はモデル値の 0.0107 に固定されている.

LRO 搭載のレーザー高度計 (LOLA) を用いて, LLR と独立に  $h_2$  を推定する試みがなされた (Mazarico et al. 2014). すなわち, 月の潮汐変形の鉛直変位成分 (~10 cm) を直接高度計で観測しようとするものである. 約 350,000 のクロスオーバーデータを解析した結果, LLR よりも小さな値  $h_2 = 0.0371 \pm 0.0033$  が得られた. エラーバーを考慮すれば, 一見 LLR の結果と齟齬がないように見えるが, 実際はそうなるように formal error に scale factor 3 を掛けて誤差を調整している.

#### (h) 測月データを用いた内部構造モデリング

前述したように, グレイル によって月の重力場係数や潮汐ラブ数  $k_2$  が高精度に観測され, その結果を受けて LLR による月の  $Q$  値の見積もりが更新された. 現状の測月パラ

メーターを表 4-3 に掲げる。また、数値計算の結果から、月のマンツルの最深部に粘性の極めて低い領域が存在すれば、月の  $Q$  値の周波数依存性が説明できることが示された (Harada et al. 2014)。Matsumoto et al. (2015) は、深部にこのような低粘性層を持つ 8 層の月モデルを用いて、最新の測月データとアポロ 月震データの双方に調和的な月の内部構造を推定した。平均地殻厚さは  $44 \pm 10$  km、流体外核半径は  $335 (+60/-115)$  km、密度  $8000 \text{ kg/m}^3$  と仮定した固体内核の半径は  $260$  km 以下、核・マンツル境界直上の低速度層における P 波・S 波速度はそれぞれ  $V_p = 7.1 \pm 1.0 \text{ km s}^{-1}$ 、 $V_s = 2.9 \pm 0.5 \text{ km s}^{-1}$ 、同じ層の粘性率は約  $3 \times 10^{16} \text{ Pa s}$  であると推定された。低速度・低粘性層の上端は中心から約  $570$  km の位置にあり、深発月震の震源域にまで延長していると考えられる。先行研究 (Weber et al. 2011) では低速度層の厚さは  $150$  km、密度は  $3400 \text{ kg m}^{-3}$  であったが、Matsumoto et al. (2015) では厚さは少なくとも  $170$  km、密度は  $3450 \sim 3650 \text{ kg m}^{-3}$  と推定された。核・マンツル境界付近の圧力(約  $4.5 \text{ GPa}$ )下におけるこの密度は、高温高压実験 (Sakamaki et al. 2010) で測定されたチタンを多く含む玄武岩の密度と調和的である。チタンに富む組成がマンツル深部に存在することは、マグマオーシャンが固化する最終段階で、マンツル上部に形成されたチタンに富む層が、重力不安定を起こして深部に沈んだとするマンツルオーバーターン仮説を支持する。

Matsumoto et al. (2015) の基本的な考え方は、月内部構造の内、最も深い月震源の深さまでは表側の地震計データから得られた走時で拘束し、それ以深の構造は測地パラメーターに合うように決めることである。彼らは走時として Lognonné et al. (2003) のデータベースを用いたが、一方で散乱の影響を大きく受けた月震データから選別される走時の値には、研究者によって大きな差があることも知られている (Nakamura 2005)。また、測地観測で得られるパラメーターは月全体を特徴付ける積分量であり、層境界の位置(深さ)の情報を持たないため、深部構造の不確定性はなお大きい(たとえば、低速度層の厚さの下限値が与えられているが、そのためには電磁気学的に推定したコア半径の上限値の情報が必要である)。これらの問題を解決するためには、月面上に広範囲に展開された広帯域地震計(特に低周波観測)のデータによって、走時情報の精度を上げることや、層境界の位置を同定することが極めて有効となるであろう(2.3.1 節も参照されたい)。

表 4-3 現状の測月パラメーター

パラメーター	値
平均半径 ( $R$ )	1737.151 km
質量 ( $M$ )	$(7.34630 \pm 0.00088) \times 10^{22}$ kg
規格化した固体部分の平均慣性モーメント ( $I_s/MR^2$ )	$0.393112 \pm 0.000012$
次数 2 の潮汐ポテンシャルラブ数 ( $k_2$ )	$0.02422 \pm 0.00022$
周期 1 月の $Q$ 値 ( $Q_m$ )	$38 \pm 4$
周期 1 年の $Q$ 値 ( $Q_a$ )	$41 \pm 9$