

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」 月震観測で月内部構造はどこまでわかったか

田中 智¹, 川村 太一², 小林 直樹¹, 白石 浩章¹

2010年6月17日受領, 2010年8月4日受理.

(要旨)

弾性波による月内部構造の探査は残された月の起源, 進化の謎にせまる上で最も効果的な手法の一つである. アポロミッションで得られた月震データから地殻—マントル境界やマントル速度構造など重要な知見が得られた. しかし月震データのクオリティーは十分なものではなく, 走時データには研究者間の読み取りにばらつきがあり, 結果が左右されている部分が多い. また, 層境界を一意に同定できるほど波線の分布も十分ではない. アポロデータは現在もお解析が続けられており, コアの存在などが示唆されているが確定的な証拠となるのは困難と考えられる. より広域のネットワーク観測や表層付近の散乱の影響を除去できる帯域での新たな月震観測が切望され, その実現にむけた開発が始まっている.

1. はじめに

アポロ宇宙飛行士の最初の月面着陸から40年が過ぎ, 現在, 再び月への関心が高まっている. 近年, 日本の周回衛星「かぐや」をはじめ, アメリカの Lunar Reconnaissance Orbiter など世界各国で月探査計画が進められリモートセンシングによる月探査は成熟期に入ったと言えるだろう. 周回軌道からのグローバルマッピングに続いて開拓すべき, 次なるフロンティアは着陸探査による詳細地質調査, サンプルリターン, そして内部構造探査である.

惑星, 衛星の起源や進化を考える上で内部構造は欠かす事のできない情報である. 地殻の厚さ, 核の大きさなどの定量的な見積もりはその天体の主要元素組成, 熱史や分化過程に対する重要な制約となる. これまでも様々な方法で内部構造の推定が行われてきたがその中でも最も重要な手法の一つがアポロ計画で得られた月震データを用いた地震波解析(月震解析)である. アポロの月震観測(Passive Seismic Experiment)はアポロ13号を除くアポロ11号から16号で実施され, 特にアポロ12号から16号では各着陸点に設置された計4

ヶ所の地震計ネットワーク観測が行われた(図1). 合計12,000以上の月震イベントが観測され, それらの解析から月の内部構造モデルの推定が行われた. いずれの結果も月が分化した天体であり, 厚さ約60 kmの地殻がある事を示唆している(図2) [1, 2]. また, アポロミッション以降, 新しい月震データは取得されていない

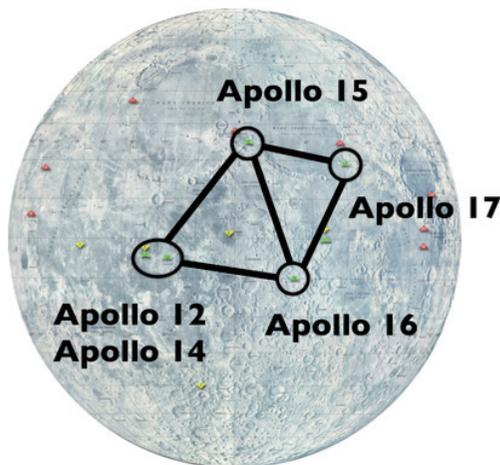


図1: アポロ月震観測ネットワーク. アポロ12, 14, 15, 16号では月震計による月震観測が行われた. アポロ17号には月震計は搭載されていないが, 月面重力計が搭載されておりそれを用いて月震情報が得られている.
(http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/lunar/moon_landing_map.jpgに加筆)

1. 宇宙科学研究所/宇宙航空研究開発機構

2. 東京大学

tanaka@planeta.sci.isas.jaxa.jp

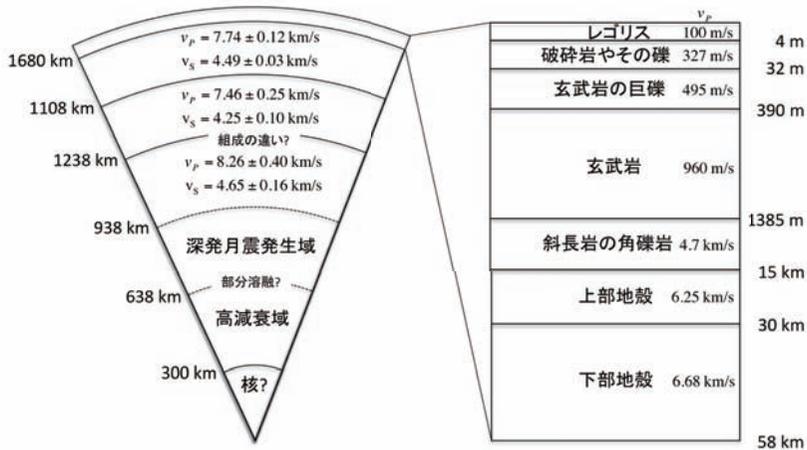


図2：Nakamura (1983)[2], Cooper et al. (1974)[8]に基づく月内部構造モデル

いにも関わらず、計算機能力の向上や地震波解析技術の発展に伴い研究が進行されており新たな知見も今なお得られている。

本論文では最近の試みも含めて月震解析で明らかにされてきた月内部構造の姿を紹介し、今なお残された課題と問題点を整理して今後の探査に求められる観測について概観する。

2. 月震解析による内部構造研究のトップサイエンス

月震を用いた内部構造解析によって切り開くことのできる月の科学がいかに重要でかつ大きな影響を与えるかを示すためにJoliff et al.(2000)[3]によって整理された「月科学における未解決の課題」を紹介する。月科学の進歩と課題についてはいくつかまとめられた論文があるが(例えば[4, 5]), 本論文は日本語訳が入手可能¹であるために、一般の方にも読みやすいこと、論文が発行されてからおよそ10年が経過した現在でも、基本的な課題はほとんど未解決であることが主な理由である。論文中では未解決の問題として14個の課題が挙げられている。これらの中で月震解析によって大きく前進できる課題について【 】内にその課題と月震解析で明らかにできることの関係性について補足を加えた。

①. どんな元素や分子種が希薄な月の大気をつくっているのか。それは時間とともにどのように変化する

のか。

②. 月の初期の熱状態はどうだったか。

【初期状態を知るには内部構造全体の把握、中心核の大きさと状態(液体or固体?)や地殻の組成、厚さの決定などから内部構造や主要元素組成を全球規模で把握することが最も基本的な情報の一つである】

③. グローバルスケールでの非対称性の原因は何か。

【表側、裏側それぞれのネットワーク観測により表裏の違いを深部まで解明できる】

④. 月のマグマオーシャン時代の分化の深さはどれくらいだったのか。

【月震波速度構造の不連続面を検出して地殻-上部マントル境界やマントル内の遷移層の有無と深さを決める】

⑤. 月の中心核の特性(サイズ, 組成)は?そして月はダイナモ作用による磁場をもっていたのか。

【中心核の大きさと状態が決定できる】

⑥. 有意な量の後期の集積はあったのか(コア形成後/初期分化)

⑦. 未分化の下部マントルはあるか(マグマオーシャン溶融の限界または非関与); そうならば月の火成作用における未分化層の役割は何だったのか。

【マントル速度構造モデルによる深部物質の推定と不連続面の検出】

⑧. 二次的なマグマ活動をおこす熱源とその規模はどうであったのか。

【地殻厚と速度構造の違いから地殻内部の地域性や非対称性が明らかにできる】

1. http://kumano.u-aizu.ac.jp/PlaGeoNews/Site01/PDFs/PlaGeoNews12_4.pdf

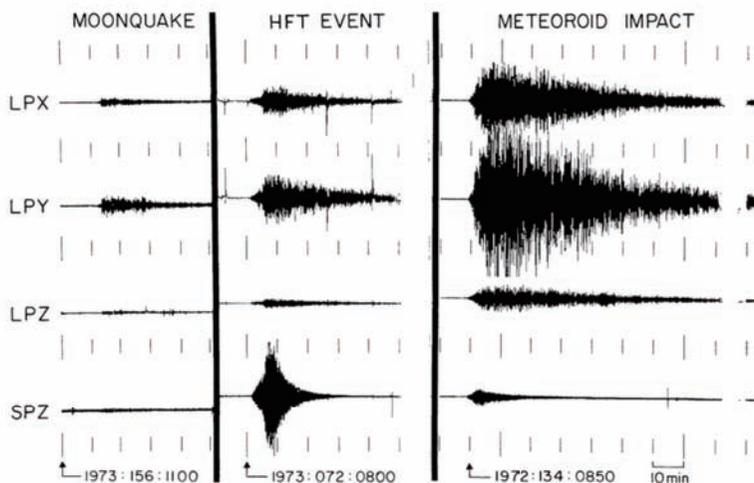


図3：アポロの月震観測で観測された月震イベントの例。左から深発月震，浅発月震，隕石衝突を示している。月震波の特徴として月面表層での散乱による長いコーダ波があげられる(図は[7]より引用)。

⑨. Hや³Heが最も濃集し、大量に存在し、すぐに取り出せる堆積物はなにか。また、どこにあるのか。このように9項目中5項目が月震観測で明らかにできる内容と深く関係している。月の起源と進化に関して残された大きな科学的課題を解き明かすには、月震波解析による内部構造の解明が、効率的かつ効果的であると言えるだろう。

3. アポロミッションで観測された月震の特徴

アポロで観測された月震イベントは主に深発月震、浅発月震、隕石衝突に分けられる(図3)。深発月震は

観測されたイベントの半分以上を占める最も頻繁に発生する自然月震である。深発月震は特定の震源が地球-太陽間の潮汐の周期に従って繰り返し発生する事が知られている[6]。浅発月震はHigh Frequency Teleseismic (HFT) eventとしても知られており、他の月震と比べて高い周波数帯のパワーが卓越する、比較的振幅が大きくマグニチュードも大きなイベントが多いなどの特徴があるが、その発生数は観測全期間を通して27個と少ない。震源の深さは波形の特徴から約200 kmと言われているが不定性も多く、そのメカニズムを含めまだ明らかになっていない部分が多い[7]。隕石衝突は約1,500のイベントが観測されており地表でのイベントであるため、表層での散乱の影響が他の月震と比べても顕著である。全ての月震イベントに共通する特徴として月面表層の強い散乱を受けているため、長いコーダ波を持ち30分~1時間に渡り振動が続く事が解析を著しく困難にしている。

表1. ALSEPによって得られた表層P波構造(Cooper et al. 1974)[8]

14号		16号		17号	
厚み (m)	a(m/s)	厚み (m)	a(m/s)	厚み (m)	a(m/s)
8.5	104	12.2	114	4	100
57	299	70 - 220	250	28	327
?	>386			358	495
				995	960
					4700

表2. 構造推定に使われた走時数

震源(個数)	P波	S波	データが感度を持つ特徴的な構造
人工震源(8)	12		地殻
隕石衝突(18)	75	46	[Ts-Tp<250s] 深さ500 km以浅のマントル
浅発月震(14)	41	44	[Ts-Tp>250s] 深さ500 km以深のマントル
深発月震(41)	85	153	深さ500 km以深のマントル

4. 月内部速度構造の現状

月震解析によって内部構造を調べる研究手法は主に二つに分けられる。一つは人工震源と geophone のアレー観測による表層地殻の構造解析であり、もう一つは自然月震(隕石衝突, 浅発月震, 深発月震)を用いたより深部の構造解析である。ここではそれぞれの代表的な研究を紹介し、それらの研究の問題点を考察する。

アポロの表層構造解析は ALSEP (Apollo Lunar Surface Experiments Package) による。アポロ 14, 16 号は3個の geophone を用いた数回の人工地震探査を行った。一方、17号では4つの geophone を T 字型に配置し 60 m から 3 km に渡り 8 個の人工震源を用いて屈折法探査を行った。解析によって得られた結果を表 1 に示す [8]。表層の速度構造は着陸地点によって厚みが若干異なるが、良く似た特徴を持つことが示唆された。表層 10 m の非常に低速度 (~100 m/s) な層はいわゆる細粒のレゴリス層であると考えられている。その下にある約 300 m/s の層はインパクトデブリや破碎岩が存在すると解釈されている。17号サイトの 495 m/s, 960 m/s の層はそれぞれ海の玄武岩の破碎された層、比較的破碎の少ない層と考えられている。最下層の 4,700 m/s の層は灰長石質の角礫岩の実験データと調和的な速度である。

これらの結果は自然月震の解析に比べると震源が制御されているため比較的確な結果であるが、測線の距離が高々 3 km と短いので 1 km 以深の構造に対し感度が無い。表層の超低速度層は 1 km 程の厚みでしかないが、月震解析上厄介な存在である。そこでは P 波速度が小さいために遠地の自然月震の走時におよそ 2 秒の遅延をもたらす。この超低速度層を通過する時間 2 秒を用いるとその層の特性周期が分る。下端固定、上端自由境界の場合の 1/4 波長近似で表層低速度の共鳴特性を求めると周期にして約 $2 \times 4 = 8$ 秒となる。月震の特徴にも述べたように、この低速度層内の破碎岩などの強い散乱構造やその層とその下の層とのインピーダンスの大きな違いのため下部から入射した月震波のエネルギーは長時間に渡り効率よく表層に捕獲される。このため 30 分以上にもおよぶ散乱コーダ波が生じると考えられている。この表層構造の影響を取り除くには少なくとも周期 10 秒以上の波形を取得

する必要がある。

次に自然月震を使った月内部の構造解析について述べる。月内部構造解析の研究は 1970-80 年代の月震観測システムが稼動中から直後の時期と 2000 年以降の研究に大別される。後者では計算機の能力の向上を反映して波形の関連処理や構造推定法(逆問題)において計算機リソースをつぎ込んでいるのが特徴である。後者においてもアポロデータ自体が改善された訳ではないが、データ処理過程の違いや使用したデータセットのわずかな違いのために結果に違いが見られる。ここでは標準構造モデルとされる Nakamura (1983) の結果 [2] をベースに議論しよう。このモデルはいわゆる「剥ぎ取り法」で構築されたモデルであり、使用したデータセットと構造の関係が比較的明瞭でデータ誤差が結果に与える影響を理解しやすい。表 2 に各走時データ種とそのデータが感度を持つ特徴的な構造を、図 2 に標準月内部構造モデルをそれぞれ示した。次にその構造と問題点を外観してみよう。

中村はアポロ 12, 14 号地点での地殻の厚さを 60 km 程度と推定した。一方近年の再解析では 30 - 45 km とそれより薄い地殻厚の値を求めている (例えば [9])。後者ではこの違いが使用した走時の読み取りとデータ誤差の重みの違いに起因すると述べている。そうだとすると、後で述べるように研究者間における走時の読み取りの違いが個々の論文で示された推定誤差以上に大きいことから、得られた地殻の厚さは個々の研究における処理の仕方に起因する系統誤差の影響を大きく受けている。

隕石衝突と浅発月震の走時データの特徴として S 波と P 波の走時差 ($T_s - T_p$) が 250 秒を超えるとその増加の仕方の線形性が悪くなること、S 波の振幅も急激に減少することが報告されている。この走時差は震央距離 (Δ) にして 90° 、均質マントルモデルを仮定すると最深点が 540 km の波線にあたる。このためこの現象は 500 km 付近に現れる低速度による shadow zone の影響と考えられた。しかし、低速度層は波線を大きく曲げるため、震源位置と構造推定における非線形性を大きくする。十分密な波線分布が無い限り解釈に曖昧さが生じる。そこで中村は上に述べた観測報告を構造推定の際の積極的な制限とせず、逆問題の単純化のために 500 km 以浅の上部マントルを均質マントルとして弾性波速度を求めた。しかし、そうして得られた結

果がそれ以前に求められた上部マントル上端の速度と比較して低速度に求めたため深さ270 kmでも層を区切って弾性波速度を求め直した[2]。こうしてマントル上端ではそれ以前の研究と調和的であり、270 kmから500 kmにかけて低速度層を持つ標準モデルが得られた。ここで270 km、500 kmなどの構造逆問題の際に設けられた境界はあくまで推定上の区切りという意味でしかない。得られた速度もその区切りの間の代表値と見るべきである。速度構造モデルの境界を未分化層の出現とか、マグマオーシャンの固化の際の分化によるものなどと議論することが多いが、構造モデルの層の区切りが実際の不連続面を意味している訳ではないのでその解釈の際には注意を要する[2]。

500 km以深の構造は $\Delta = 90^\circ$ 以上の浅発月震や隕石衝突及び深発月震の走時データを用いて推定される。しかし、遠地月震の震源位置の推定誤差や 90° を超える遠地震源の波線を1次元モデルで近似する影響などによって遠地の月震走時を調和的に説明できる速度構造が得られないためと思われるが、中村は500 km以深の構造推定には深発月震のみを用いた。深発月震は振幅が小さいため走時の読み取りの標準誤差は4秒以上と見積もられており、500 km以深の速度構造の推定誤差を大きくする要因となっている。地殻のところでも述べたように月震走時の研究者間の読み取りにはS波走時自体、S波とP波の走時差ともに10 s程度のばらつきがある[10]。このことは、これまでに報告されている深部マントルの構造の不定性が決して小さく無いことを意味する。

1,000 km以深の構造に関してはさらに不明な点が多い。観測数が少ないが遠地で生じた浅発月震にはS波が顕著に減衰していることから、深発月震の発生域より深いマントルは低いQ値(高減衰)を持つと考えられている。この減衰域では部分溶融の可能性も示唆されている。深発月震の発生域の下に柔らかい層があることは潮汐と相関のある深発月震の発生を説明するには都合が良い。深発月震自体地球の地震に比べると非常に小さな応力降下量または低いコーナー周波数を持つと見積もられているが[11]、その発生場の物理状態については不明な点が多い。中心核についても $\Delta = 168^\circ$ のイベントのP波の到達時刻の遅延が唯一のデータであり、それを説明するものとして半径170 - 340 kmのコアの存在が考えられている。しかしこれ

も確証に至っていない。

5. 最新の解析成果から

月震観測の問題は主に少ない観測点数、小さなネットワーク、それに小さなS/N比の3つに集約できる。これらの問題点に対して現在でも新たな手法を用いた研究が試みられている。

限定的なネットワークによる観測に対して観測範囲を拡大し、新たな情報を得るには新たな観測点での月震データが必要である。近年、月震計以外の観測機器から月震情報を引き出す試みとしてアポロ17号の月面重力計Lunar Surface Gravimeter (LSG)のデータ解析が試みられた[12]。その結果、LSGが他の月震観測で観測された月震イベントに対してシグナルを取得していること、適切なデータ処理を行う事でそのデータが他の月震データと合わせた月震解析に利用可能であることが示された[13]。これにより、過去の研究ではデータ不足により震源の決定が困難であった月震イベントに対しても震源決定の可能性が開けた。先行研究では3000以上の未分類月震が存在し、その内60の月震が波形の特徴から深発月震と推定されてはいるが、それらの震源は特定されていない[10, 14]。これらの中にはその震源が裏側にあるものが存在する可能性が指摘されており[10]、これまでよりも深い構造の情報源として重要な解析対象である。この60の深発月震に対しLSGでの月震波の検出を確認し、前述した標準速度構造モデル[2]を用いて他の観測点の月震データも合わせて震源の決定を行った。その結果、5つの震源決定に成功し、その1つの震源は月の裏側、しかも過去に特定された深発月震と比べても最も観測点から遠くに位置するものの一つであることが分かった($\Delta = 122^\circ$)。この結果は、その月震から最も遠く離れたアポロ観測点で検出される月震波がこれまでの深発月震のものよりもさらに深い地点(深さ約1500km)を伝わってきていることを意味する。これは現在想定されている中心核の付近を通過した可能性を示唆している。実際、その深発月震に対していくつかの内部構造モデルを試みた結果、中心核の存在を仮定することで走時残差をより少なくできることがわかった。しかしアポロ12号、14号ではほとんどシグナルが見えていないという事、研究者間の読み取り値は10秒程度

のばらつきを持っており[10]決定的な証拠とは言い難い。

一方、月震波のS/N比を向上させる試みとして地震学の手法を月震に適応する試みがなされている。polarization filter と double array stacking という地震学で用いられる手法を月震データに適用し、月震波中のコアマンテル境界からの反射波の検出を試みた結果、金属コアの検出と大きさの決定に成功したという報告がなされた[15]。このような最新の地震学の解析手法を取り入れることで到達時刻の読み取り精度、震源の決定精度の向上に貢献できると期待される。しかし、先にも述べたように、そもそもクオリティーが非常に悪い波形データを使用していることが致命的であり、確定的な結論に至ることは現状では困難だと思われる。

6. 将来の月探査で内部構造が高精度で解明される期待

冒頭でも述べたように月のリモートセンシング探査がほぼ成熟段階と言える現在、次のターゲットとして内部構造探査が世界中で注目されている。ペネトレータとよばれる槍型形状のプロープに月震計と熱流量計を搭載し、惑星表層に貫入させることで内部探査を目指していた旧LUNAR-A計画[16]は2007年に中止となったが、その科学的意義は国際的にも認められておりロシアが計画する月探査ミッション「Luna-Glob」に搭載することを前提にペネトレータシステムの信頼性向上と再製造を行う準備が進められている。また、2010年代中期に打ち上げが予定されているSELENE-2ミッション[17]には散乱波の影響が軽減していると考えられる10秒以上の周期帯の地動を検出する広帯域月震観測システムの搭載が提案されている。搭載候補センサーはLUNAR-Aペネトレータ用に開発された短周期計とヨーロッパの火星着陸探査ミッションExo-Mars用に開発してきた長周期計を統合したもので、観測帯域が異なる2種類の地震計をベースに改良・統合が検討されている。また、高分解能かつ高ダイナミックレンジの計測回路系とレバリング/ジンバル機構についてもExo-Mars探査機用の設計をベースとすることで開発期間の短縮とコストの低減をはかられている。

一方、2007年にNASAがInternational Lunar Net-

work (ILN)構想を立ち上げ、2010年代にアポロ計画以来の長期間月面観測ネットワークを実現することを標榜している[18]。計画では4種類の物理観測機器(地震・熱流量・電磁場・レーザー測距)を月表側4ヶ所に設置して6年間以上に渡って連続観測を行う。また、同時期に月着陸機を打ち上げる予定の海外宇宙機関に対して同一仕様の観測機器を搭載する呼びかけを行うことで、観測網のさらなる多点化・高密度化を目指している。ここで留意すべきことは、2010年代に計画されている月軟着陸ミッションはいずれも表側だけの設置になることである。月の中心核を含めた深部構造を明らかにしたり、遠隔探査ミッションで明らかになった月の二分性に関する成因を調べたりするためには月の表裏境界や裏側にも観測点を設置することが必須である。月探査用ペネトレータシステムは、比較的狭帯域の短周期計のみが搭載されるものの、高緯度地域を除く月面の広範囲に展開することができる利点を持っている[19]。ここで述べたような探査計画が同時期に実現すれば、現在の月の内部構造だけでなくその起源や進化にまつわる多くの疑問にも答えることができるものと期待している。

参考文献

- [1] Toksöz, M. N. et al., 1974, *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 539.
- [2] Nakamura, Y., 1983, *J. Geophys. Res.* 88, 677.
- [3] Joliff, B. L. et al., 2000, *Eos Trans.* 81, 349.
- [4] Phillips, R. et al., 1986, in *Lunar Science*, Southern Methodist University, Dept. of Geological Sciences, 86.
- [5] Neal, C. R., 2008, *Chemie Erde-Geochemistry* 69, 3.
- [6] Lammlein, D. R., 1977, *Phys. Earth Planet. Inter.* 14, 174.
- [7] Nakamura, Y. et al., 1974, *Proc. Lunar Planet. Sci. Conf.* 5th, 2883.
- [8] Cooper, M. R. et al., 1974, *Rev. Geophys. Space Phys.* 12, 291.
- [9] Lognonné, P. L. et al., 2003, *Earth Planet. Sci. Lett.* 211, 27.
- [10] Nakamura, Y., 2005, *J. Geophys. Res.* 110, E01001, doi:10.1029/2004JE002332.

- [11] Goins, N. R. et al., 1981, *J. Geophys. Res.* 86, B1, 378.
- [12] Kawamura, T. et al., 2008, *Proc. Lunar. Planet. Sci. Conf. 39th*, 2054.
- [13] 川村太一, 2009, 修士論文, 東京大学大学院理学系研究科.
- [14] Nakamura, Y., 2003, *Phys. Earth Planet. Inter.* 139, 197.
- [15] Weber, R. C. et al., 2011, *Science* 331, 309.
- [16] Mizutani, H. et al., 2003, *Adv. Space Res.* 31, 2315.
- [17] Hashimoto, T. et al., 2009, *Proc. International Symposium on Space Technology and Science*, 2009-o-3-13v.
- [18] International Lunar Network Final Report, 2009, <http://lunarscience.arc.nasa.gov/articles/international-lunar-network-issues-2009-final-report> Science Definition Team.
- [19] Yamada, R. et al., 2009, *Planet. Space Sci.* 57, 751.