# 「2010年度最優秀研究者賞受賞記念論文」 「かぐや」が切り開く月面年代学

#### 諸田 智克'

2011年9月30日受領, 2011年10月23日受理.

(要旨)近年,月周回衛星「かぐや」をはじめとする各国の月探査計画の成功によって,かつてない程の探査 データが集約され,月のリモートセンシング研究は成熟を極めつつある。特に「かぐや」と米国探査機ルナー・ リコネサンス・オービター (LRO) で得られた高空間分解能画像データの充実により,月面の年代学研究は 大いに進展し,月の地質史を復元するだけでなく,様々な事象の因果関係の理解にも重要な役割を果たして いる。そこで本稿では月の年代学研究に関して,「かぐや」データを用いて得られた筆者の研究成果を中心 に解説するとともに,更なる年代学研究の発展に向けて,今後の展望についても述べたい。

# 1. 月科学の意義と「かぐや」 の役割

月はサイズや密度の観点から地球型惑星の中で小型 端成分として位置づけられる.そのため地質活動は比 較的早い段階で終了しており,その表面には固体天体 の初期進化履歴,特に,マグマオーシャンからの原始 地殻形成過程やその後の火成活動の記録をよく保存し ている.地球や金星ではこのような原始地殻がその後 の活動によって消されてしまっていることから,月は 地球型惑星の初期進化過程を理解するための良い参照 天体だと言える.

また,月は太陽系初期から現在までの太陽系内側部 における天体衝突史の良い記録媒体でもある.例えば 近年,太陽系形成初期に巨大惑星は軌道移動したと考 えられており[e.g., 1,2],それにより多数の微惑星を太 陽系内部へと落下させ,太陽系規模で天体衝突を引き 起こしたと予想されている.月面で保存されている衝 突クレータは太陽系初期における小天体の軌道進化と, それをドライブしたかもしれない巨大惑星の軌道移動 とそのタイミングを記録した"化石"であり,太陽系 形成モデルの検証・実証に使える数少ない情報源の一 つである.更に,天体衝突が地球の進化に様々な形で 影響を与えてきたことを考慮すると、地球が太陽系の 中でおかれてきた環境を知る上でも月クレータ記録は 貴重である.月は地球進化と太陽系進化をなめらかに 結びつけるための情報を残している天体なのである.

以上のような月の存在意義を念頭に置いた上で問い たい. 我々の月に関する理解はどこまで進んでいるの であろうか? 我々は十分に月の持つ情報をひも解いた と言えるだろうか?

アポロ・ルナ計画で持ち帰られた岩石試料は300 kg にも及ぶ、岩石試料の分析により月の起源・進化に関 わる理解は飛躍的に進んだ事は言うまでもない. しか しながら、これらの試料の採取地点は月表側の一部の 領域に限られていることを忘れてはならない. 実際に、 90年代のリモートセンシングデータによって、アポ ロ・ルナ着陸地点は月の平均に比べてThやUなどの 微量元素に富む地域であり[e.g., 3,4],決して月を代表 している領域ではないことが分かっている。また、地 上分光観測からも,採取されている海の玄武岩は海の 岩石種の1/3から1/2にしか対応しないことが示され ている[5]. 最近は月からランダムにサンプリングさ れていると考えられる月隕石の分析が進み. 月の歴史 が様々なレベルで塗り替えられている(現状の月隕石 研究の成果については、荒井[6] で丁寧に解説されて いるので、そちらを参照されたい)、ただし、月隕石

<sup>1.</sup>名古屋大学大学院環境学研究科 morota@eps.nagoya-u.ac.jp



図1:月の地質イベント史の概略.アポロ・ルナ岩石試料の放射年代,月隕石の放射年代,リモートセンシングデー タ用いたクレータモデル年代にもとづいている.イベントの有無や因果関係があきらかとなっていないものは 点線や"?"マークで示してある.

は採取地点を確定することが困難で,月面での産状が 不明であることから,得られた物質化学的知見を地質 学的進化へと展開するのは容易ではない.

90年代のリモートセンシング研究で月の不均質性 が明瞭になったことから、月全球を更に詳しく、多角 的な目で調べる必要性が出てきた.そのような背景の 下,月周回衛星「かぐや」は2007年9月に打ち上げられ、 同年12月より定常運用を開始した.「かぐや」は14の 科学機器により、月の元素・鉱物組成、地形・表層構 造、運動・重力場、磁場・放射線・粒子線量などにつ いての多角的な観測を行った[7].それぞれの観測機 器はかつてない程の高空間分解能・高エネルギー分解 能・高感度で観測を行っており、高品質な全球データ を活かした初期成果を発表している[8-11].2009年6 月の制御落下による観測終了以後も精力的に解析が進 められ、数多くの月の進化に迫る成果が発表されてい る[e.g., 12-19].

その中で筆者はこれまでに年代学的観点から月の進 化過程に関する研究を進めてきた.以下では、まず月 の年代学に関する歴史と現状の理解、未解決問題につ いて概説し、その後に「かぐや」画像データを用いた クレータ年代学研究の成果を紹介する.最後に、更な る年代学研究の発展に向けて、今後の展望についても 議論する.

# 2. 月の年代学

月面の年代推定とそれにもとづく地質学的議論はア ポロやルナが月に行く前からはじまっており,それら は画像を使った層序関係を基にしていた.当然ながら, 層序関係から得られた相対的な年代関係に,絶対的な 時間軸を入れることができたのは,アポロ・ルナ計画 で岩石試料が持ち帰られたからである.それらの岩石 の放射年代測定により,おおよその地質イベント史が 明らかになった.しかし,採取された試料は月の表側 のごく一部の領域にすぎない.岩石試料から得た年代 学的知見を未探査領域に適用するため,画像データを 用いた年代決定手法が開発されてきた.その一つがク レータ年代学である.

一般に、固体惑星・衛星の表面では、古い地域ほど 多くのクレータが存在し、若い地域ほどクレータは少 ないと考えられる.このような簡単な原理にもとづき、 単位面積あたりのクレータ個数(クレータ数密度)から、 その地域の年代を見積もる方法をクレータ年代学と呼 ぶ.この手法で絶対年代を決めるためには、表層年代 とクレータ数密度の関係を知る必要がある.幸いに月 ではアポロ・ルナ計画で持ち帰った岩石試料が得られ ており、その放射年代と着陸地点のクレータ密度の関 係づけがなされている(ここではその関係をクレータ 年代学関数と呼ぶことにする)[20-23]. この関係を用 いることで、岩石試料が得られていない未探査地域で も、画像データからクレータの数密度を求め、絶対年 代に変換することが可能である.

クレータ年代学はその簡便さのため、月だけでなく、 火星や金星や水星、氷衛星などの画像データが得られ ているすべての固体天体に広く用いられ、多くの成果 をあげている.しかし、クレータ放出物で形成された 二次クレータの混入の問題や[24]、観測者間でクレー タ密度の測定結果が異なることがあるなど、決して手 法として完成しているわけではなく、ある程度の誤差 やモデル依存性があることを忘れてはならない。

クレータ年代学の他にも,地形形状を用いた年代決 定法が開発されている[25,26].月面では微小天体に よる衝突によって非常に遅くではあるが地形はゆっく りと崩れていく.その崩壊具合を年代推定に利用しよ うというものである.この手法はルナーオービターや アポロの画像データが得られて以来,研究は進められ てきたが,月面の詳細地形データが得られている領域 が限られているため,月全球の年代推定には適用でき ていない.

以上のような、アポロ・ルナ岩石試料と月隕石の分 析、リモートセンシングデータの解析にもとづいて構 築された月の地質イベント史の概略を図1に示す.ア ポロ・ルナ岩石試料研究の最も重要な成果は、それら の分析によって「マグマオーシャン説」と「ジャイアン トインパクト説」が提唱されたことである。またその 後の高地、海の火成活動の期間についての理解の大部 分もアポロ岩石試料分析によるものである. 月隕石の 分析からの年代学的発見としては、古い玄武岩の発見 などがある(詳細は後述する)[27]. 天体衝突史はリモ ートセンシングデータを使った月面年代学からの知見 が大きい、また、実験や数値計算研究から予想されて いるイベントがある。例えば、マントルオーバーター ンと呼ばれる現象がそれであり[28], 岩石試料やリモ ートセンシングデータからの直接的な証拠は見つかっ ていないが、マグマオーシャン固化過程の岩石学的モ デルから必然的に帰着する結果であるため、今では広 く受け入れられつつある.

図1を見ると、月の進化の概要は理解されているように思われるかもしれない.しかし、それぞれの現象の存否、機構、相互の因果関係はほとんどが未解決のままである.特に我々が注目したのは、海の形成の継続期間、後期重爆撃説の問題である.これらは月の熱史(小型固体惑星の熱史と言いかえても良い)や太陽系初期における小天体の軌道進化に関する直接的な情報を保持している.次章以降では、かぐやデータを用いた月面年代学研究の例として、海の火成活動史と後期 重爆撃仮説に関する成果を紹介する.

## 3. 海の火成活動史

月の海の存在はマントルの再溶融が起こったことを 意味している.海をつくったマグマ噴出の量や時間履 歴を理解することは,月の内部がどのように冷えてい ったか(月の進化),更には月が最初にどれだけ熱かっ たか(月の起源),を理解する上で鍵となる情報である.

アポロ・ルナ計画で得られた玄武岩試料の放射年 代から,海の火成活動は少なくとも、43億年前から 31億年前まで続いていたことが分かっている [e.g., 29, 30]. また,最近の月隕石の分析から,43.5億年前に は海の火成活動が始まっていたことが明らかとなって いる [27].

一方, リモートセンシングデータを用いた層序関係, クレータ数密度などの研究から[21, 26, 31], 嵐の大洋 (Oceanus Procellarum)と雨の海(Mare Imbrium)で はアポロ・ルナ着陸点付近よりも若い溶岩流が存在す ることが知られており、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、これらの地域では高解像度の画像デー 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. 同様 に, 月の裏側においても高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未知で あった. そこで我々は、全球的な海の形成史を復元す るために、「かぐや」に搭載された地形カメラの画像 を用いて、最後までマグマ噴出が続いていた嵐の大洋, 雨の海の両領域と[18], 裏側の溶岩流の年代決定[10, 17,19]を進めてきた.図2にクレータ年代学を用いた 解析例を示す.

我々の成果と過去の結果をまとめたものを図3に示



図2:「かぐや」搭載の地形カメラで得られた画像とクレータカウンティングの例.(a)雨の海の西部にある溶岩流ユニット(unit 128 [18])の地形カメラ画像.(b)クレータカウンティングの結果.白線の多角形の領域は二次クレータが支配的であるため解析から 除いた領域を表わす.(c)二次クレータの例(白線内).二次クレータの識別は、クレータの形状(円形ではなく歪な形状をもつこ と)と、空間的な存在パターン(クラスター状・ライン状に存在していること)にもとづいて行われる[46].(d)クレータサイズ頻 度分布.灰色の実線は観測データにフィッティングした月面の標準サイズ頻度分布である.直径1kmでのクレータ密度の値から Neukumの年代学関数[22]を使って見積もられるモデル年代を横に示している.



図3:海の年代マップ[18]. 太い点線の領域はThやUなどの放射性元素に富むとされるProcellarum KREEP Terrane(PKT)を表わす. 細い点線は海をもつ主な衝突盆地,またはクレータを示している.図は[18]より転載.

327

す[18]. これをみると,月では全球的に25億年前まで, 嵐の大洋・雨の海領域では15億年前までマグマ噴出 が起こったことがわかる.43.5億年前にはすでにマグ マ噴出活動が始まっていたことから,月上部マントル は全球的に20億年もの間,嵐の大洋・雨の海領域に いたっては30億年もの長期にわたって溶融していた と考えられる.

米探査機ルナープロスペクターや「かぐや」のガン マ線分光計の解析から[e.g., 3, 4, 14-16], 嵐の大洋・ 雨の海領域はThやUなどの放射性元素に富む地域 であることが知られており, Procellarum KREEP Terrane(PKT)と呼ばれている. 放射性元素の濃集が どの深さまで続いているかは定かではないが, 熱源濃 集域と若い溶岩流の地域が一致していることから, こ れらの放射性元素の濃集が内部のマグマ活動に何らか の影響を与えていることは間違いない.

図4に溶岩流の年代のヒストグラムを示す.これを 見ると、40-30億年前にマグマの噴出が活発であった ことが分かり、この結果はアポロ・ルナ玄武岩試料の 放射年代と整合的である.注目すべきはその後の活動 である.我々の結果では、30億年以降、一様にマグ マ噴出は減衰するのではなく、26億年前、20億年前



図4: (上)溶岩流のモデル年代のヒストグラム.(中)火星の火山性地形のモデル年代[32].(下)地球の一次地殻のジルコン U-Pb年代[33].

にピークを持ち,周期的に変動しているように見える. このような数億年間隔の周期性は火星の火山活動でも 観測されている[32].同様に,地球の一次地殻形成年 代もウィルソンサイクルに対応した数億年周期の変動 がある事が知られている[e.g., 33].これらの天体間で 周期的変動を起こす機構が同じとは限らないが,地球 型惑星において共通的に見られる現象として比較惑星 論の観点から類似性・相違性の整理のもとに体系的な 現象解明が必要であろう.

嵐の大洋・雨の海領域の溶岩流はTiO2量に多様性 があることが知られている.ガンマ線データやマルチ バンド画像データから,高Ti玄武岩はそれらの領域 の中心部に存在することが知られており,これは若い 溶岩流と一致する.一方,低Ti玄武岩の大部分は古 い溶岩流 (> 30億年)に対応する.

3次元対流シミュレーションによる月の熱史研究に よると[e.g., 34], 上部マントルでつくられた部分溶融 域はリソスフェアの成長に伴って時間とともに上面か ら固化が起こると考えられている. これは溶岩流をつ くったマグマソースが時間とともにマントル下部へと 移動することを示唆している. 今回観測された溶岩 流の年代とTiO2量との相関関係は,上部マントルに おける垂直方向のチタン量の不均質性の結果として 解釈することができる. つまりPKT下のマントルで は,深くなるにつれてTiO2量が増加すると考えられる. 一方で,PKT以外の領域ではこのような年代とTiO2 量の相関関係は見られない. 月初期のマグマオーシャンからの固化過程におい て、TiO<sub>2</sub>を多く含むilmenite-rich層はマントルの上 部に成層すると考えられている.一方,ilmenite-rich 層はより下層に比べて比重が大きいために、重力不安 定を起こし、その結果、マントルの層構造は逆転した (オーバーターンした)可能性がある(図1)[28].この 考えはPKT領域で観測される溶岩流の年代とTiO<sub>2</sub>量 の関係と整合的である.一方で、PKT以外で年代と TiO<sub>2</sub>量の間に明確な相関関係が見られない事は、そ の他の領域では、マントルオーバーターンが完全に達 成されずに固まってしまったことを示唆しているのか もしれない.

#### 4. 太陽系初期における天体衝突史

後期重爆撃の有無は、月の年代史における最重要 未解決問題である.アポロ試料中の衝突溶融岩の放 射年代は3~40億年に集中しており、このことから 一部の月科学者は39億年前に天体衝突が活発な時期 があったと考えてきた[e.g., 35].これを後期重爆撃期 仮説と呼んでいる.一方、この説に反対する月研究 者も少なくない[e.g., 36].アポロ試料はImbriumや Serenitatisといった比較的若い(~39億年)特定の衝 突盆地からの放出物に汚染されているために一様な年 代を示しているだけ、という主張である.このよう に、後期重爆撃は仮説の域を出ていないにも関わらず、 これまで太陽系規模の天体の軌道進化の枠組みの中



図5: 衝突盆地の地形カメラ画像. (a)Hertzsprung盆地(直径570 km). (b)Dirichlet-Jackson盆地(直径470 km).

でその原因は議論されてきた[e.g., 1, 37, 38]. 例えば Gomes et al. [1]は巨大惑星の移動と関連づけて後期重 爆撃期の原因を説明している、それによると、巨大惑 星は互いの重力と外縁領域に存在していた微惑星との 角運動量の交換により軌道を少しずつ変化させ、太陽 系形成から約7億年後に木星と土星が2:1の共鳴軌道 に入ったことをきっかけに、土星、天王星、海王星の 軌道が急激に外側に移動し、それに伴って小惑星帯と 外縁天体の軌道が乱され、その多くは内部太陽系にも たらされ、これが後期重爆撃期の原因になったとして いる. このシナリオはNiceモデルと呼ばれ、現在観 測されるエッジワース・カイパーベルトの軌道や天王 星,海王星の軌道要素,形成の時間スケールの問題を うまく解決できるモデルとして認知されつつある。こ のように今や後期重爆撃仮説は太陽系形成の描像を左 右する問題であり、月科学における解決すべき最優先 課題の一つと言える.

我々は後期重爆撃仮説を検証するために,地形カメ ラ画像(図5)を用いて,月の高地にある11個の衝突盆 地においてクレータカウンティングを行ってきた.し かし残念ながらクレータ数密度を使って推定される盆 地の年代から,直接的に後期重爆撃期の存否を検証す ることはできない.何故なら,クレータ密度から絶対 年代に変換するためのクレータ年代学モデルがそもそ も衝突史を仮定しているためである.そこで我々は得 られた衝突盆地のクレータ数密度と月隕石の放射年代 の比較を行い,後期重爆撃を支持しているクレータ年 代学関数(Stöffler & Ryderモデル)[23]と支持してい ない関数(Neukumモデル)[22]でどちらが整合的かを 調べることで検証を試みた.

月隕石の中には、KREEP成分(KREEPはK,希土 類元素,Pを合わせた化学組成を表わす)とFeO量が 極端に低いものが見つかっている[e.g., 39]. リモート センシングデータから見積もられる月表面の元素分 布との比較から[e.g., 16],それらの月隕石は月の裏側 北半球を占めている高地領域からきたと考えられて いる.それらの月隕石中の斜長岩岩石片のAr-Ar年 代は41-44億年という、アポロ試料に比べて平均的に 古い年代を示している[40].特にその中で42.6億年の Ar-Ar年代は、Dhofar 489のMgリッチ斜長岩クラス トと[39],それとペアだと考えられているDhofar 908 のマトリックスの両方で観測されており、この年代は 月裏側で起きた大衝突を反映していると考えられる [40].

図6は衝突盆地上につくられたクレータのサイズ頻 度分布である. 観測されたサイズ分布は月面の標準サ イズ頻度分布とよく一致している. 一般に古い領域で はクレータの生成速度と消失速度が等しくなり, クレ ータ数密度は標準分布とは異なる分布を持つ平衡状態 に達すると予想されるが[41], 観測された分布と標準 分布が一致していることから, 衝突盆地上のクレータ は依然, 平衡状態に達しておらず, それらの数密度は 年代を反映していると結論づけることができる.

月裏側北半球にある衝突盆地のサイズ分布に標準 サイズ分布[22] をフィッティングして得られる直径 1kmでのクレータ密度は0.1-0.35 km<sup>-2</sup>であった。もし 月隕石中の斜長岩片で測定された41-44億年の放射年 代が月裏側の衝突盆地の形成によってリセットされた ものであるなら[40]. その年代の月面では0.1-0.35 km<sup>-2</sup> のクレータ密度を持つはずである. 図7はNeukum [22]とStöffler & Ryder [23] のクレータ年代学関数の 比較を示している. これを見ると、後期重爆撃を支持 していないNeukum関数(線(a))が. 月隕石の年代範 囲と衝突盆地上のクレータ密度範囲の重複領域を通過 しており、今回の観測と整合的であることがわかる、 一方,後期重爆撃を支持している Stöffler & Ryder 関 数は重複領域から大きく外れている. これらの結果か ら、後期重爆撃期は無かった、またはあったとしても、 規模の小さいものであったと考えるのが妥当である. 後者の解釈では、38億年に衝突頻度のピークがあっ たが40億年前には一時的に頻度が低かった時期がな ければならない(図7の線(c)). この場合、重爆撃期 間の集積質量の上限は、20 km/sの衝突速度を仮定し てクレータスケーリング則[42]から算出される各衝突 盆地をつくった天体の質量の総和から、~1.8×10<sup>21</sup> g と見積もられる.一方,Niceモデルで予測される月 への集積量は彗星が(8.4 ± 0.3) × 10<sup>21</sup>g. 小惑星が(3-8) ×10<sup>21</sup>gであり [1], 我々の見積りはこれよりも十分に 小さい.

以上の結果は、月の大部分の衝突盆地が39億年前 に形成されたとする従来の後期重爆撃仮説を否定する ものではあるが、より小規模の衝突率の増加やNice モデルで提案されているような巨大惑星軌道の移動が 起こった可能性を完全に否定するものではない、次章



図6: 衝突盆地上につくられたクレータのサイズ頻度分布. 実線 はNeukumの年代学関数[22]から見積もられる各年代のク レータ密度で切片を固定した月面クレータの標準サイズ頻 度分布を表わす.

で述べるように、更なる検証にはクレータ年代学その ものの改善が必要である。

## 5. 更なる年代学の発展に向けて

現状のクレータ年代学にはいくつかの改善すべき点 が残されている. 特に筆者は. 微小クレータ(<100 m) のサイズ分布形状の決定が課題であると考えている. 「かぐや」とLROで高空間分解能画像が得られたこと によって、クレータ年代研究の対象は小領域・若い領 域へと移行しつつある. そのような領域の年代推定に は微小クレータを用いる必要があるが、これまで高解 像度画像が欠落していた為に、月面における微小クレ ータの標準サイズ頻度分布形状は精度よく決定されて いなかった.既存のクレータ年代学関数は直径1km のクレータを基準として得られているため、 微小クレ ータ領域の標準サイズ頻度分布形状を確立しなければ. 微小クレータの数密度を年代推定に用いることはでき ない. また、微小クレータのサイズ頻度分布形状の決 定は年代学的重要性だけでなく、数m-数十mスケー ルの小天体の衝突合体・破壊過程や、ヤルコフスキー 効果の影響を含めた軌道進化過程を制約する上でも重 要である.



図7: クレータ年代学関数の比較. プロット点はアポロ・ルナ岩 石試料の放射年代測定から得られた絶対年代と試料採取地 域のクレータ数密度の関係を表わしている.線(a),(b) はNeukum[22]とStöffler & Ryder[23]のそれぞれのプロッ ト点に対して,指数関数と一次関数を組み合わせてフィッ ティングしてえられた年代学関数である.グレーの領域は, 月裏側から来たと考えられる月隕石中の斜長岩のAr-Ar年 代と,裏側の衝突盆地のクレータ密度の範囲を示す.線(c) はStöffler & Ryder[23]の年代の解釈が正しいとした時に, 観測される衝突盆地のクレータ密度と月隕石の放射年代の 領域を通るように引き直した線を示している.

もう一つの重要な課題はやはり,いまだ我々が手に していない年代範囲の岩石試料を取得することである. アポロ・ルナ岩石試料中で絶対年代と地質イベントと の対応がとれているものは、30~40億年前の海の玄 武岩や衝突溶融岩、そしてティコなどの1億年よりも 若いクレータに限られている.そのため、1~30億 年前と40億年以前の年代範囲のクレータ年代学関数 には不確定性が大きい.

未取得年代範囲の岩石試料の獲得には、必ずしも多数の地点からサンプリングが必要なわけではない. リ モートセンシング研究にもとづいて厳選された数地点 の採取で十分である.本稿で紹介した最後のマグマ活 動領域であるPKT中央部は10~30億年の年代を持 つ試料を採取できる最有力候補地点である.この領域 は月面では比較的若く、周囲からのコンタミの影響が 小さいことから、表層のレゴリス層を数グラム採取す るだけで十分である.また、40億年以前の試料採取 には、Nectaris盆地と同等かそれ以上のクレータ密度 をもつ数カ所の衝突盆地のフロアにおいて衝突溶融岩 を採取すればよい.その衝突盆地の放射年代とクレー タ密度を関係づけることで,月の初期における天体衝 突率の変動の様子をより高い時間分解能で復元するこ とができ,これが後期重爆撃や太陽系初期の巨大惑星 移動の決定的な検証となることは言うまでもない,

アポロ・ルナ岩石試料の放射年代にもとづいて始ま った月面の年代学は、我々の知識を未到達領域にまで 拡大させ、月全球の年代推定を可能とした、更には、 月のクレータ年代学を他惑星に応用させ、様々な固体 天体の進化履歴を探る主要な手段となった. これま で、岩石試料の放射年代でクレータ数密度を校正して きたが(つまり経験的に年代学関数を得てきたが)近 年では、小天体の地上観測や軌道計算研究の発展によ り、地球近傍天体の軌道要素モデルが確立されつつあ り[e.g., 43]. それらのモデルにもとづいて新たな年代 学関数がつくられ始めている[44, 45]. このような半 解析的モデルの構築は将来の探査でえられる絶対年代 の情報との比較によって、小天体の衝突破壊過程や軌 道進化、クレータスケーリング則を逆に制約するもの となろう、その先にあるものは単なる「年代を決める こと」ではなく、実証的な太陽系進化モデルの構築に 他ならない.

#### 謝 辞

本稿は日本惑星科学会2010年度最優秀研究者賞受 賞論文として執筆させて頂きました. これまで取り組 んできた研究テーマを最初に与えて頂いたのは学生時 代の指導教官である古本宗充先生でした。心より感謝 致します.本稿で紹介させて頂いた研究の大部分は「か ぐや」の成果によるものであり、プロジェクトの立ち 上げから開発・運用・データ処理に関わった多くの 方々の努力のもとに成り立っていることを強調します. 春山純一、大竹真紀子、松永恒雄、佐々木晶の各氏を はじめとする多くの「かぐや」メンバーの方々, 主に, LISMチーム、RISEチームの方々との共同研究から 生まれた成果です.また、武田弘先生には物質化学に 関して全くの素人である私が何度も同じ質問をしても 嫌な顔もせずに基礎から丁寧に教えていただきました. 心よりお礼申し上げます. 査読者であった平田成氏か らは本稿を改善する上で、重要かつ有益なコメントを

頂きました.感謝致します.

## 参考文献

- [1] Gomes, R. et al., 2005 Nature 435, 466.
- [2] Tsiganis, K. et al., 2005 Nature 435, 459.
- [3] Jolliff, B. L. et al., 2000, J. Geophys. Res. 105, 4197.
- [4] Lawrence, D. J. et al., 2007, Geophys. Res. Lett. 34, doi:10.1029/2006GL028530.
- [5] Pieters, C. M., 1978, Proc. Lunar Planet Conf. 9th, 2825.
- [6] 荒井朋子, 2011, 遊星人 20, 28.
- [7] Kato, M. et al., 2010, Space Sci. Rev. 154, 3.
- [8] Araki, H. et al., 2009, Science 323, 897.
- [9] Namiki, N. et al., 2009, Science 323, 900.
- [10] Haruyama, J. et al., 2009, Science 323, 905.
- [11] Ono, T. et al., 2009, Science 323, 909.
- [12] Ohtake, M. et al., 2009, Nature 461, 236.
- [13] Yamamoto, S. et al., 2010, Nature Geosci. 3, 533.
- [14] Yamashita, N. et al., 2010, Geophys. Res. Lett. 37, doi:10.1029/2010GL043061.
- [15] Kobayashi, S. et al., 2010, Space Sci. Rev. 154, 193.
- [16] Kobayashi, S. et al., 2010, 41st LPSC, Abstract#1795.
- [17] Morota, T. et al., 2009, Geophys. Res. Lett. 36, doi:10.1029/2009GL040472.
- [18] Morota, T. et al., 2011, Earth Planet. Sci. Lett. 302, 255.
- [19] Morota, T. et al., 2011, Earth Planets Space 63, 5.
- [20] Hartmann, W. K., 1970, Icarus 13, 299.
- [21] Wilhelms, D. E., 1987, The geologic history of the Moon, U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.
- [22] Neukum, G., 1983, Meteoritenbombardement und Datierung planetarer Oberflächen (Munich: Ludwig-Maximilians-Univ.).
- [23] Stöffler, D. and Ryder, G., 2001, Space Sci. Rev. 96, 9.
- [24] Namiki, N. and Honda, C., 2003, Earth Planets Space 55, 39.
- [25] Soderblom, L. A. and Lebofsky, L. A., 1972, J. Geophys. Res. 77, 279.
- [26] Boyce, J. M., 1976, Proc. Lunar Sci. Conf. 7th, 2717.
- [27] Terada, K. et al., 2007, Nature 450, 849.
- [28] Hess, P. C. and Parmentier, E. M., 1995, Earth Planet.

Sci. Lett. 134, 501.

- [29] Taylor, S. R., 1982, Planetary Science: A Lunar Perspective (Houston: Lunar and Planetary Institute).
- [30] Nyquist, L. E. and Shih, C.-Y., 1992, Geochim. Cosmochim. Acta 56, 2213.
- [31] Hiesinger, H. et al., 2003, J. Geophys. Res. 108, doi:10.1029/2002JE001985.
- [32] Neukum, G. et al., 2010, Earth Planet. Sci. Lett. 294, 204.
- [33] Condie, K. C., 1998, Earth Planet. Sci. Lett. 163, 97.
- [34] Spohn, T. et al., 2001, Icarus 149, 54.
- [35] Tera, F. et al., 1974, Earth Planet. Sci. Lett. 22, 1.
- [36] Hartmann, W. K., 1975, Icarus 24, 181.
- [37] Levison, H. F. et al., 2001, Icarus 151, 286.
- [38] Morbidelli, A. et al., 2001, MAPS 36, 371.
- [39] Takeda, H. et al., 2006, Earth Planet. Sci. Lett. 247, 171.
- [40] Nyquist, L. E. et al., 2011, 42nd LPSC Abstract, #2368.
- [41] Gault, D. E., 1970, Radio Sci. 5, 273.
- [42] Schmidt, R. M. and Housen, K. R., 1987, Int. J. Impact Engin. 5, 543.
- [43] Bottke, W. F. et al., 2002, Icarus 156, 399.
- [44] Marchi, S. et al., 2009, Astron. J. 137, 4936.
- [45] Le Feuvre, M. and Wieczorek, M. A., 2011, Icarus 214, 1.
- [46] Melosh, H. J., 1989, Impact Cratering: A Geologic Process (New York: Oxford Univ, Press).