
日本惑星科学会誌 遊・星・人

第27巻 第4号

目 次

巻頭言 尾中 敬	285
「2017年度最優秀研究者賞受賞記念論文」 固体惑星物理学における諸問題 鎌田 俊一	286
特集「火星圏のサイエンス」 火星地下圏探査の科学的意義および戦略 白井 寛裕	296
訂正：マンガン酸化物と室内実験から示唆される初期火星の酸化的表層環境	302
野田 夏実, 今村 翔子, 関根 康人, 上杉 宗一郎, 栗栖 美菜子, 高橋 嘉夫, 他2名	
地球物理学者によるハワイ島の火山見学案内3 はしもと じょーじ	303
一番星へ行こう!日本の金星探査機の挑戦 その36	314
～AFES-Venusによる数値計算とデータ同化～ 櫻村 博基, 杉本 憲彦, 高木 征弘, 安藤 紘基, 今村 剛, 松田 佳久, 榎本 剛, 他6名	
火の鳥「はやぶさ」未来編 その16 ～「はやぶさ2」ミッション前半を終えて～ 吉川 真, はやぶさ2プロジェクトチーム	320
系外惑星「遠い世界の物語」 その11 ～深紫外線と系外惑星大気～ 亀田 真吾	328
遊星百景 その14 ～メッセンジャー探査機が発見した水星特有の不思議な窪地～ 村上 豪	335
「第3回 iSALE 講習会」参加報告 石山 謙	337
日本学術会議大型研究計画マスタープラン提案に向けての意見交換会	341
中本 泰史, 倉本 圭, 関根 康人	
JSPS Information	344

Contents

Preface	T. Onaka	285
Some problems in solid planetary physics	S. Kamata	286
Scientific significance and strategy of Mars subsurface exploration	T. Usui	296
Correction: Highly oxidizing surface environments on early Mars inferred from laboratory experiments on manganese oxidation	N. Noda, S. Imamura, Y. Sekine, S. Uesugi, M. Kurisu, Y. Takahashi, and 2 authors	302
Field guide to the island of Hawaii, written by geophysicist : 3	G. L. Hashimoto	303
Road to the first star : Venus orbiter from Japan (36)		
— Numerical simulations and data assimilations with AFES-Venus —	H. Kashimura, N. Sugimoto, M. Takagi, H. Ando, T. Imamura, and 8 authors	314
Phoenix “Hayabusa”: A tale of the future (16)		
— Finishing the first half of the mission of Hayabusa 2 —	M. Yoshikawa and Hayabusa 2 Project Team	320
Tales of distant exoplanet worlds (11)		
— Deep ultraviolet observation of exoplanetary atmosphere —	S. Kameda	328
My favorite view in planetary science (14)		
— Hollows on Mercury discovered by MESSENGER —	G. Murakami	335
Report on the 3rd iSALE workshop	K. Ishiyama	337
Meeting on master plan proposals	T. Nakamoto, K. Kuramoto, and Y. Sekine	341
JSPS Information		344

巻頭言

「光陰矢の如し」とまではいかないにせよ、月日の経つのはあっという間だということを改めて感じています。日本で初めての本格的な赤外線衛星「あかり」の計画が始まってからはや20年以上がすぎ、打ち上げからもうすでに一回りが経ちました。一回前の戌年の2月に打ち上げられたとはなかなか実感が湧きません。データの解析作業はまだまだ続いていて、もうこんなに時間が過ぎてしまったのかと思うと、しばし呆然としてしまいます。

赤外線は、ダストに埋もれた星生成の現場や惑星系形成の観測に有効な手段であるばかりでなく、太陽系の小天体や外縁部の天体の研究にも貴重な情報をもたらす重要な波長です。「あかり」も、原始惑星系円盤の化学、暖かい残骸円盤の研究をはじめ、彗星や小惑星の組成の研究などに大きく貢献しました。昨年10月には国内外から100名以上の研究者が参加した第4回目の国際研究会を東京大学で開き、時の流れとともにさまざまな天文の分野における「あかり」をはじめとする赤外線衛星のデータの重要性を再認識しました。

現在「あかり」に続く大型冷却望遠鏡衛星SPICA計画にも参加させていただいています。SPICAは今年ESAのCosmic Vision M5の1段目の選抜を通過し、3年後の最終選抜に向かって検討を加速させています。SPICAの主要な科学目標は遠方銀河と星生成領域、原始惑星系円盤の詳細観測から宇宙の重元素・物質進化の歴史を探ることにあり、太陽系天体の研究も重要なテーマと位置付けています。宇宙科学研究所では広く天文分野の研究者の意見を取り入れるため、今年SPICA国内研究推進委員会を発足させました。SPICAの実現には惑星科学コミュニティをはじめとする広い分野からの支援が不可欠です。皆様からの支援をバネに、今度は本当に矢のように一回り先の戌年までの時間がすぎて、SPICAの打ち上げが迫ってくることを願っています。

尾中 敬(東京大学・大学院理学系研究科)

「2017年度最優秀研究者賞受賞記念論文」 固体惑星物理学における諸問題

鎌田 俊一¹

2018年9月21日受領，査読を経て2018年10月24日受理.

(要旨) 惑星探査データの解析により，固体惑星・衛星の内部構造とその進化に関する研究が進められている．そこでは地球物理学の古典的な「問題」が重要な役割を果たしているが，地球研究の解法がそのまま使えることは少ない．全球的な海が厚い氷に覆われた氷衛星における潮汐，内部熱進化を無視できないほど長い時間スケールで起こる月惑星地形の粘性緩和，時間とともに厚さの変わる対流性の氷地殻を持った氷天体の熱進化．筆者はこれまでこれらの問題に対して定式化の段階まで遡って取り組み，様々な知見を得ることができた．しかし，どのアプローチにも課題は残されている上，ここで取り上げるのは地球物理学における諸問題のほんの一握りにすぎない．今後も古典的な地球物理学の問題は惑星科学における研究課題を提供し続けるであろう．

1. はじめに

近年の惑星探査ミッションによって，太陽系の姿が今まで以上にはっきりと見えてきた．固体表面を持つ天体に対しては，レーザー測距による地形計測や探査機の軌道解析による重力場計測などが進み，それら測地学的観測データの地球物理学的な解釈により，太陽系固体天体の現在の内部構造とその進化過程に関する理解が深まってきている．よく「惑星科学は天文学と地球科学の中間」と言われるが，探査によって後者の果たす役割が一層重要になってきているのだ．本論文では，筆者がこれまでに取り扱った研究トピックスを，「3つの古典的な地球物理学的問題」という観点でまとめて紹介する．3つの問題とはすなわち，「潮汐」「粘性緩和」「熱進化」である．これらはいずれも極めて古典的な問題であり，地球を対象に非常によく研究されてきた．それにもかかわらず，天体パラメータ(半径や表面温度など)をただ変えるだけでは，他天体の内部構造やその進化過程の理解に直結しない場合がほと

んどである．以下では，各問題をおさらいしつつ，その惑星科学における重要性，地球研究で用いられてきた解法がそのまま適用できない理由と筆者の採った解決法，そして得られた知見を述べる．そして，今後の固体惑星物理学の個人的展望を述べる．

2. 潮汐

2.1 現象のおさらいと重要性

今回取り上げる3つの問題(現象)の中で最も身近なのが潮汐であろう．潮汐は地球の海水面が約半日の周期で上下する現象として一般によく知られており，その原因は地球以外の天体(月や太陽など)の重力である[e.g., 1]．他天体の重力の影響を受けるのは液体だけではなく，固体もまたしかりである．この固体部分の変形現象は「固体潮汐」「地球潮汐」などと呼ばれる場合もあるが[e.g., 2]，最近の惑星科学分野に限って言えば，「潮汐変形」と呼ばれている．

潮汐は衛星の探査において極めて重要である．潮汐変形の大きさは，惑星が衛星にもたらす起潮力(潮汐

1. 北海道大学 創成研究機構
kamata@sci.hokudai.ac.jp

力)と、衛星自体の変形しやすさで決まる。起潮力は万有引力の法則から求めることができるので、潮汐変形の大きさを探査によって計測できれば、衛星の変形しやすさを決められることになる。衛星の変形しやすさは衛星の内部構造で決まるので、結局、潮汐変形を計測することで現在の内部構造の推定が可能となる[e.g., 3]。潮汐はまた、衛星の進化にも大きな影響を与える。衛星が潮汐によって周期的に変形すると、衛星内部で摩擦熱が発生する。この「潮汐加熱」が衛星の主要な加熱源となり、衛星の内部進化や地質活動を担う場合もある[1]。潮汐はまた衛星の軌道をも変え、それによって加熱率もまた変わる[1]。したがって、衛星系の進化全体を考える上で最も重要な現象の一つが潮汐といえよう。

2.2 課題

潮汐は身近であり生活に直結する場合もあるゆえ、研究の歴史は長い。今日、気象庁が日本各地における満潮・干潮の予測時刻を分単位で、予測潮位をセンチ単位で公開していることから分かるように、地球における潮汐は大変良く理解されており、潮汐は研究し尽くされたようにも思われる。しかし、衛星系における潮汐は、今まさに研究が進行している段階である。地球と衛星、特に氷衛星との大きな違いは、海が表面ではなく、氷地殻の下にあることである。それゆえ、たとえ同一の支配方程式であっても、境界条件が異なるため自力で解く必要さえ出てくる。また、地球-月系と違い、氷衛星に起潮力をもたらすのがガス惑星であり散逸メカニズムが異なることや、複数ある衛星間での重力相互作用が無視できず軌道共鳴の関係にあるといった複雑さなどから、氷衛星における潮汐には未知の部分が多く残されている。

固体と液体では力が加わったときの応答が大きく異なる。そのため潮汐変形の研究は、主に固体部分の比較的小さく遅い運動に着目するものと、液体部分の比較的大く速い運動に着目するものの2種類ある。前者では、外力に対する弾性球の運動方程式を解く方法が一般的である。詳細は、故竹内均先生による「地球科学における諸問題」[2]を参考にされたい。この種の研究では液体は剛性率0の極限として扱われ、そこでの運動はあまり考えず、重力ポテンシャルの連続性だけが考慮される。他方、後者ではラプラスの潮汐方程

式を解くことで液体部分の運動を解く方法が一般的であり、海底より深部は剛体として取り扱われるのが通例であった[e.g., 4]。なぜ、直接観測できない内部海の運動に着目するのであろうか。それは潮汐加熱がどこでどれだけ起こるのかを知るためである。加熱される場所が異なれば内部全体の熱史が異なるであろう。地球においては潮汐エネルギーの散逸(つまり潮汐加熱)はほぼ海洋中で起きている[e.g., 5]。氷衛星も同様に内部海で発熱が大きいのかかもしれないが、海を覆い尽くす氷地殻の存在がどう影響するかはよく分かっていなかった。いずれにせよ、固体部分での潮汐加熱率を知るためには固体部分の運動を知る必要があるし、液体部分について知りたければ液体部分の運動を知る必要がある。

固体液体どちらに着目するにせよ、運動方程式を解くことから始まる。少しだけ、具体的に式を見てみよう。固体部分に着目するとき、以下のように表される運動方程式が用いられる[2, 6]：

$$\frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \nabla \phi + \frac{1}{\rho} \nabla \cdot \sigma \quad (1)$$

ここで、 $\mathbf{u}$ は変位ベクトル、 t は時間、 ∇ は空間微分、 ϕ は重力ポテンシャル、 ρ は密度、 σ は応力テンソルである。他方、液体部分に着目するときは、以下のように表される運動方程式が用いられる[7]：

$$\frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + 2\boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{v} = \nabla \phi - \frac{1}{\rho} \nabla p - \alpha \mathbf{v} - \frac{C_D}{h} |\mathbf{v}| \mathbf{v} - \eta \nabla^2 \mathbf{v} \quad (2)$$

ここで、 $\mathbf{v}(=d\mathbf{u}/dt)$ は速度ベクトル、 $\boldsymbol{\Omega}$ は回転ベクトル、 p は圧力、 α は線形抗力係数、 C_D は下部抗力係数、 η は粘性率、 h は海の厚さである。式(1)と式(2)は一見まるで別物のように見えるが、そうではない。式(1)に固体では無視できるほど小さな移流項(式(2)の左辺第2項)を追加し、応力テンソルの中身を具体的に仮定し展開すると式(2)の表記に至る。ここで注目したいのが、慣性項、つまり式(1)の左辺の項(式(2)の左辺第1項)である。今、衛星の公転に伴う潮汐変形を考えるので、変位・応力・重力ポテンシャル(の擾乱)がいずれも公転角速度 ω で周期的に変化すると仮定できる。そこで式(1)のフーリエ変換を考えると、慣性項の時間2階微分は $-\omega^2$ で置き換えることが出来る。これは一般に小さな値であるため、従来研究では慣性

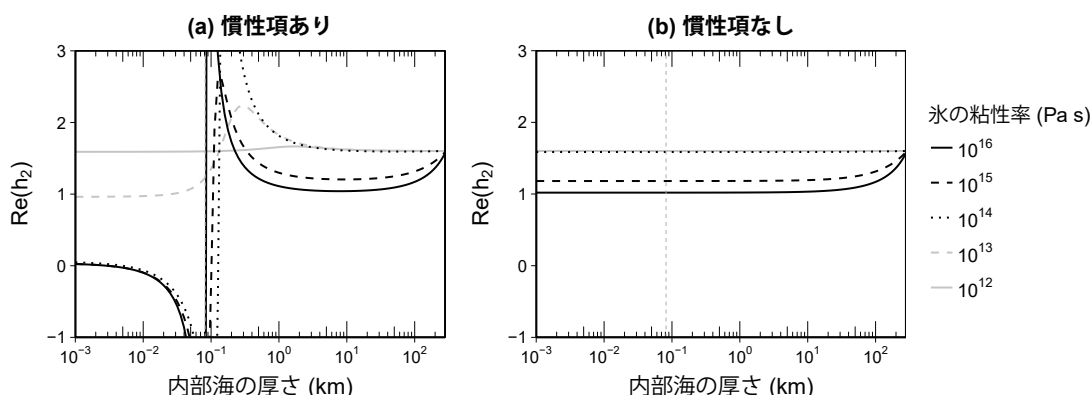


図1：慣性項を(a)考慮した場合と(b)無視した場合における潮汐応答の大きさ。縦軸は球面調和次数2の潮汐変位ラベ数の実部、横軸は海の厚さである。海の厚さが10 kmより薄い場合、(a)と(b)の間に差が見られる。(a)においては海の厚さが～80 m(鉛直破線)のとき共鳴が起きている。論文[6]のFigure 3と同じデータセットを利用した。

項ははじめから0として取り扱われることが多かった。このような簡略化は液体の運動に着目した場合とは対照的である。後者では慣性項は無視せず、またそういったダイナミックな成分に由来する大きな潮汐加熱が近年報告されている[e.g., 4]。これは、 ω^2 は小さいものの右辺の項もまた小さくなる場合があり、結果的に液体については慣性項が無視できない場合があることを意味する。したがって、内部海を持つ氷衛星の潮汐応答を固体に着目した定式化(式(1))で計算する際、(剛性率0の極限として扱われる)液体層があるにも関わらず慣性項を無視すると、運動を正しく記述できず、潮汐加熱率の見積もりに影響する可能性がある。

2.3 解決策と得られた知見

そこで、式(1)の慣性項を残して式変形を進めていく。図1は、慣性項を考慮した場合と無視した場合の潮汐変形の大きさを比較している。ガニメデを想定し、先行研究[8]で用いられたパラメータ設定で計算した。慣性項を考慮するとしないとで、潮汐変形の大きさがずいぶん違って計算されることが分かる。詳細は論文[6]に譲るが、薄い液体層の存在が鍵となって共鳴が起きるが、それをきちんと捕らえられているかわからないかの違いである。共鳴により大きく変形すると大きな加熱が予想される。そのため、この共鳴は衛星の進化、特に内部海の固化を防ぐように寄与するだろう。また、この研究によって、潮汐に対する氷地殻の影響も定量化され、潮汐加熱率がより一層正確に計算でき

るようになった。

液体部分の運動に着目する研究も近年進められているが、従来研究では液体層上端は自由表面を仮定していた。つまり、地球のように海が天体表面にあることを仮定していた。しかし、既に述べたように、氷衛星のもつ海の上には氷地殻がある。したがって、この効果を取り入れることが喫緊の課題であった。これについては、論文[6]の第2著者を筆頭に研究で解決した[7]。アイデア自体は非常に簡単で、海上端に圧力がかかった状態にして式(2)を解くのである。しかし、移流項があるゆえに式変形は非常に煩雑である。これをなんとかして解析的に解くことで、内部海における発熱率が計算できるようになった。中でも興味深いのは、海での散逸に伴う潮汐変形の位相遅延であろう。一般に潮汐変形の振幅は氷地殻の厚さに依存し、その下の海の厚さには(共鳴が起こる場合を除き)あまり依存しないと考えられてきたため、潮汐変形計測からは海の厚さに関する情報はあまり得られないと思われてきた。しかし、海の厚さによっては潮汐変形の位相が大きくずれることが分かった[7]。精密な地形計測によって潮汐変形の振幅と位相の両方が高精度で求められれば、内部構造に強い制約を与えられるであろう。

これまでの研究で固体部分[6]と液体部分[7]の運動がそれぞれ定量化されたので、衛星内部の潮汐加熱率分布が正しく計算できるようになった。これらを用いた衛星熱進化計算は今後の研究テーマである。

3. 粘性緩和

3.1 現象のおさらいと重要性

天体の固体部分の主要な構成物である岩石や氷(水に限らず揮発性物質の固体も含めた、広義の意味での氷)は、地質学的時間スケールにおいて粘性流体として振る舞う。そのため、大規模な地形は時間とともに徐々に滑らかになり、そして消え去っていく。この現象が粘性緩和である[e.g., 9]。潮汐変形より遙かに長い時間スケールにおける変形であるため、地形の粘性緩和は日々の生活ではあまり実感できない現象である。しかし、水飴をぐっと押して凹ませると、ゆっくりと平らになっていくことは想像に難くない。その時間スケールも空間スケールも非常に大きなものだと考えていただきたい。

粘性緩和は天体の熱史を探る上で重要な手掛かりとなる。粘性緩和の時間スケールは粘性率に依存し、そして一般に岩石や氷の粘性率は温度に強く依存する[e.g., 10,11]。高温ほど粘性率は低くなるので、地形の緩和は短時間で進行する。一方で、低温になると粘性率は急激に高くなるので、長い時間が経っても地形はあまり緩和しない。先ほどの例でいえば、暖かい水飴に作った凹みはすぐ消えるが、冷たい水飴に作った凹みはゆっくりとしか消えないのである。つまり、もし今でも起伏に富む地形が残っていれば、それは少なくともその地形が出来た時から現在までその天体が冷たかったことを意味する。逆に地形が緩和した痕跡が見られた場合、その地形が出来てからある程度の間はその天体が熱かったことを意味する。そして、粘性緩和する「地形」というのは、表面地形だけに限らない。地殻-マントル境界などの内部密度境界面に起伏があれば、それも時間とともに緩和する[e.g., 12]。重力場などを用いて現在の内部構造が推定できれば、過去の天体内部の温度が推定できるのだ。

3.2 課題

固体物質の持つ粘性により地形や重力場がゆっくりと変化する現象も、やはり地球を対象によく研究されている。今やGPSなどを使って精密に地形を計測し続けることで、地球の変形はリアルタイムに観測され

ており、特にスカンジナビア半島の隆起は有名である。これは、過去に巨大な氷床がスカンジナビア半島にあり、それが融けてなくなった今、アイソスタシーを回復するように隆起が続いているのだと考えられている。そしてこの動きから地球深部の粘性率構造が推測されている[e.g., 13]。この方法をそのまま月惑星に流用すれば、それらの内部の粘性率構造、そして温度構造が制約できるように思われる。しかし、そうは簡単にいかなかったのである。

何が問題なのであろうか。結論からいえば、考える時間スケールが違いすぎるゆえに、仮定しなければいけない条件が明らかに満たせないのである。先のスカンジナビア半島隆起の例でいえば、これは一万年程度である。他方、我々が考えているのは数十億年スケールの変形である。後者のような長い時間スケールを考える場合、その間に天体の熱進化が進行してしまい、それによって内部の粘性率構造は大きく変化しうる。しかし、地球研究でよく使われてきた「ノーマルモード法」[13]と呼ばれる解析的な手法を用いる場合、粘性率は時間に依存しないと仮定する必要がある。そのため、この手法は月惑星の地形緩和問題には適さない。当然、数値的な手法を用いればこの問題は解決されるが、なんでもかんでも計算機に任せるわけにもいかない。月惑星のデータは量・質ともに限られているので、様々なパラメータに対する不確実性が大きく、またどのパラメータに対して計算結果が大きく依存するかは計算してみないと分からないことも多い。そのため、パラメータスタディをしなくてはいけないのが現状である。したがって、計算コストはできるだけ小さくしなければならない。

3.3 解決策と得られた知見

つまり、粘性率の時間発展を考慮でき、かつ計算コストが小さい数値計算手法が必要である。今、我々は時間1次元+空間3次元の運動を計算しようとしている。すべて数値的に解くと計算コストが大きすぎるので、関数変換や関数展開といった解析的な処置を施し、必要な次数まで計算することで計算コストを抑えることを考える。先の「ノーマルモード法」[13]では、時間に対してはラプラス変換、空間については球面調和展開を用いており、ラプラス変換を用いるためには粘性率を固定しなくてはならない。そこで我々は、時間に

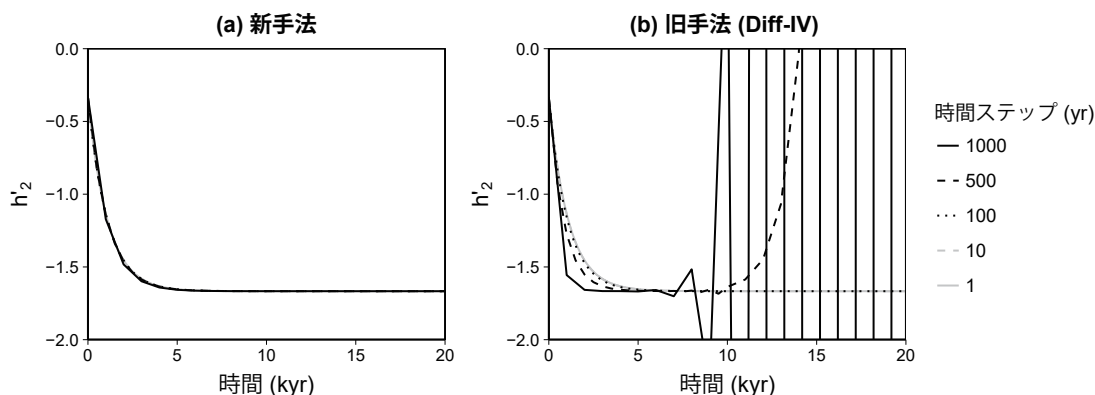


図2：表面地形の粘性緩和計算における精度と数値安定性の比較。縦軸は球面調和次数2の荷重変位ラプ数、横軸は時間である。(a)の数値積分法を用いると、大きな時間ステップを採用しても高精度かつ安定に計算を進められる。計算条件は論文[14]を参照せよ。論文[14]のFigure 2と同じデータセットを利用した。

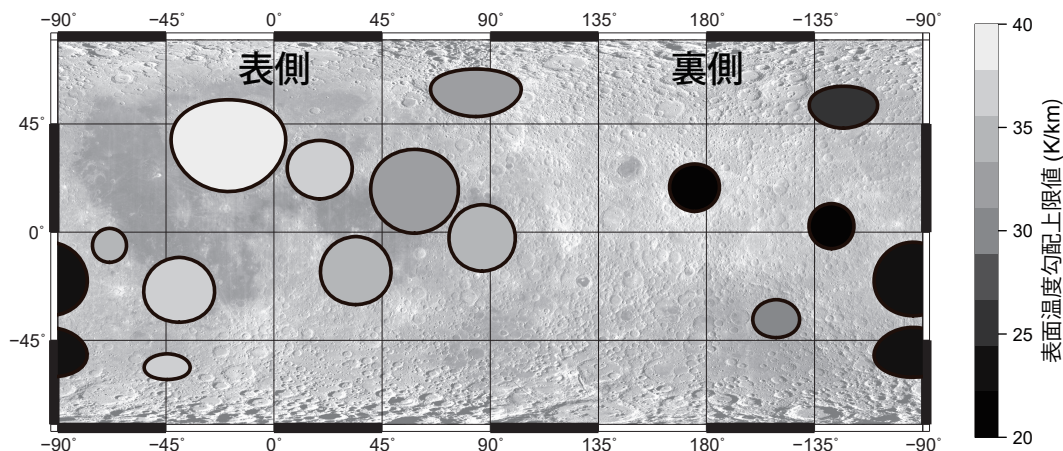


図3：かぐや測地データと長期粘性緩和計算から求められた、各衝突盆地形成期における地温勾配の上限値。左側、右側がそれぞれ月の表側、裏側に対応する。表側のほうが裏側よりも大きな地温勾配上限値をもつ。論文[28]の図4を改変した。

対しては数値積分を行うが、空間については同様に球面調和展開を用いることを考えた[14]。さらに、時間方向の数値積分にあたっては、大きな時間ステップを取ってもできるだけ高精度で数値不安定が起りにくいような積分法を用いる。詳細は論文[14]を参照されたいが、図2(a)の方法を使うとよいことが分かった。

この計算手法を用いることで、様々なパラメータ条件下での数十億年に渡る地形と重力場の変化を、現実的な時間のうちに計算することができるようになった。その結果と月周回衛星「かぐや」などで得られた精密な月測地データを比較することで、粘性緩和していない(「新鮮な」)衝突盆地が形成した時期の月地温勾配

を制約した(図3) [15]。月の表側と裏側とでこの値が大きく異なっていること、そして月地殻深部まで放射性元素濃度に大きな地域差がありそうということが明らかとなった[15]。元素組成の不均質は月マグマオーシャンの固化過程を反映するため、月の熱進化はかなり早い段階から表裏で不均質であったことが推測される。一方で、粘性緩和が著しく進行した(「崩れた」)衝突盆地の解析からは、それらの形成期には地殻-マントル境界は非常に高温であったことが分かった[16]。すなわち、崩れた衝突盆地の形成はマグマオーシャンの固化からごく短期間であることが示唆された。また月面には新鮮な衝突盆地と崩れた衝突盆地の両方があ

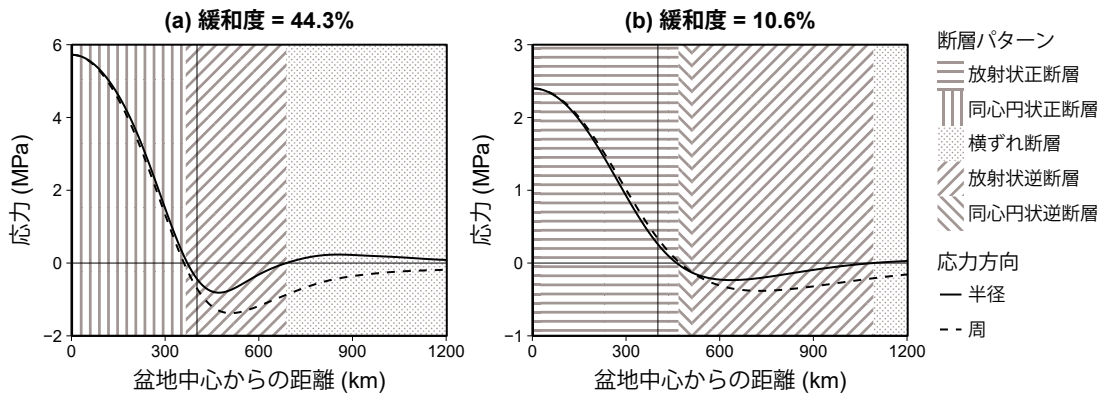


図4：冥王星上の半径400 kmの盆地が粘性緩和した際に予想される断層パターン。鉛直実線は盆地の半径を示す。(a)粘性緩和が進行した場合、盆地の内部は同心円状の正断層が入る。(b)粘性緩和が進行しない場合、盆地の内部は放射状の正断層が入る。計算条件は論文[18]を参照せよ。論文[18]のFigure 5と同じデータセットを利用した。

ることから、内側太陽系における天体衝突史モデルのうち、後期隕石重爆撃のピークがあるものの、比較的小さなピークモデルがもっともらしいことも分かった[16]。ちなみに、計算コストの小さな手法を用いたとはいえ、膨大な数の計算条件を短時間で網羅するため、国立天文台水沢観測所やカリフォルニア大学サンタクルーズ校の計算機たちに活躍してもらった。

岩石に限らず氷もまた長い時間スケールでは粘性を示すため、粘性緩和は氷天体でも起こりうる。したがって、たとえば冥王星においても、月と同様に衝突盆地はそれができた時点での内部温度構造を反映して粘性緩和が起きると考えられる。しかし冥王星では衝突速度が遅く衝突盆地の初期の地形推定が難しいため[e.g., 17]、地形データから粘性緩和の進行度(緩和度)を推定するのは困難に思われる。そこで筆者らは、画像から判断しやすい断層パターン(同心円状か放射状か)と緩和度の関係に着目した(図4)[18]。粘性緩和によって地殻内の応力場が変化するため、断層の入り方は緩和度に依存するのである。この研究により、冥王星の内部熱進化を観測と結びつけることができるようになった。

また、土星の氷衛星エンセラダスについても、粘性緩和からその熱進化に関わる情報を得ることができた。粘性緩和によって氷地殻の厚さのばらつきは減少していくと思われ、しかもその時間スケールは氷の粘性率の低さゆえに短いと思われる。しかし、エンセラダスの氷地殻は南半球で薄くなっており、とくに南極付近では厚さ数kmと見積もられている[e.g., 19]。このこ

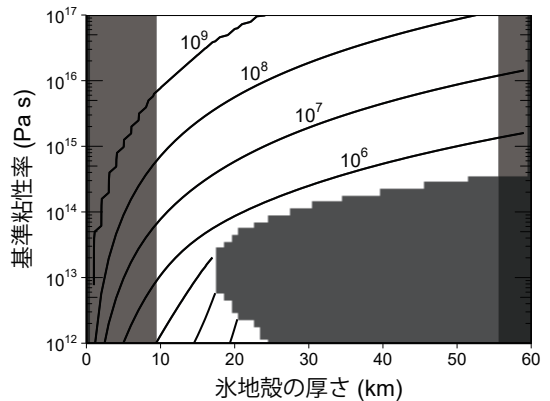


図5：エンセラダスの氷地殻の粘性緩和時定数のパラメータ依存性。図中の数字は時定数で、単位は年。右下の濃い灰色の条件では温度構造の解がなく、また左右の陰の領域ではアイソスタシーの補償が成り立たない。氷地殻が厚いほど、基準粘性率(273 Kでの氷の粘性率)が低いほど粘性緩和の時定数が小さく、粘性緩和が早く進行することが分かる。詳細な計算条件については論文[20]を参照せよ。論文[20]のFigure 4と同じデータセットを利用した。

とは、何らかのメカニズムによって地殻厚のばらつきが維持されていることを意味する。筆者らは、これが潮汐加熱による氷地殻の部分的な融解であると考え、粘性緩和と融解の時間スケールの比較を行った(前者を図5に示す)[20]。この研究により、エンセラダス内部での潮汐加熱率を制約し、そこから惑星(ここでは土星)の中での潮汐散逸メカニズムに対する示唆を得ることができた。

現在、同様の研究を様々な固体天体を対象に進める

傍ら、衛星の軌道進化に伴う(永年)潮汐バルジの粘性緩和問題にも取り組んでいる。

4. 熱進化

4.1 現象のおさらいと重要性

天体の熱進化とは冷却(と発熱)過程のことであり、惑星・衛星の内部進化において最も基本的な過程である[e.g., 21]. 「冷えていく様」というと、なんだかとてもつまらない現象のように聞こえるかもしれない。しかし、結局はこの過程によって、天体内部のダイナミクスであったり、表層での地質活動であったり、はたまた内部海や磁場の形成・維持であったり、あらゆる惑星「活動」が左右される。したがって、熱史を知らずしてその天体の歴史を紐解くことなど到底できない。

天体の熱進化を知ることは、天体内部の熱がどのように表面へと輸送され、最終的に宇宙空間へと散逸していくかを理解することである。固体部分の熱輸送は、物質の移動を伴わない伝導と、物質の移動とともに熱も移動する対流(移流)が担っている[21]。3節でも述べたとおり、固体惑星を形作る岩石や氷の粘性率は温度に強く依存し、低温で高粘性率となる。このとき、物質の移動、つまり対流は起こりづらく、熱は伝導によってのみ運ばれる。逆に高温で低粘性率の場合は固体であっても対流が起き(固相対流と呼ばれる)、対流が強くなればなるほど熱は効率的に輸送される。つまり、天体が形成して間もなく熱い時は熱は逃げやすく急速に冷えていくが、冷えてくるにつれて冷えにくくなっていくのである。

4.2 課題

さて、具体的に内部構造と初期温度構造を仮定し、適切な境界条件の下で45~46億年間ににおける熱進化を計算することを考える。これまた前節の繰り返しになってしまうが、多数のパラメータを幅広く振ってみる必要があるため、計算コストは極力抑えなければならない。もし計算を通して理解したいことが天体の全球的な進化である場合には、天体の鉛直(動径)方向のみ1次元の温度構造に着目すれば事足りるときも多々ある。そのような場合、空間3次元モデルを使わなくてよいから、計算コストを抑えられるように思われる。

もし天体内の熱輸送が伝導だけであるなら、この1次元アプローチはうまくいく[2]。しかし、対流も起きる場合にはそう簡単ではない。対流によって物質が輸送されるときは循環が形成されるので、鉛直方向だけでなく水平方向にも物質と熱が移動する。したがって、仮に鉛直1次元の温度構造が知りたくても、最低でも空間2次元、定量的に正確な結果を得たいのであれば空間3次元を数値的に解かなくてはならないのである[22]。しかも残念(?)なことに、「計算の簡略化のため、対流は起こらないものとする」と言えない場面が多々出てくる。

惑星スケールの固相対流は、これもやはり地球を対象に詳しく研究がなされており、中には一般に公開されている計算コードもある。しかし3次元計算ゆえの計算コスト問題がある上、特に氷天体の長期進化に適用する上で大きな問題があった。氷天体の進化において知りたいことの一つは、内部海の形成条件と存続時間であり、これはアストロバイオロジーにも直結する重要研究項目の一つである。一般に、氷天体の冷却に伴って内部海は薄くなり、その上にある氷地殻が分厚くなっていくと考えられている。そして、その氷地殻で固相対流が起きると考えられている。したがって、時々刻々と対流層の厚さを変化させた計算が必要となるが、地球マントル用に開発された対流計算コードの多くで対流層の厚さは固定されている。

そこで、3次元の数値対流計算を行うのではなく、なんとかして1次元計算の枠組みの中で対流の効果を取り入れることを検討してみる。1次元計算であれば計算コストは小さく、また層の厚さを変えるのも容易である。1次元対流計算は実は数十年も前から行われており、初期地球[e.g., 23]や火星[24]、氷衛星[25]などへ応用されている。これらの研究では、恒星進化の研究で利用されてきた「混合距離理論」を固体天体にも適用できるように発展させ、固相対流による熱輸送効率を見積もっている。しかし、実はこの方法、3次元数値対流計算との比較による定量的な精度検証は行われていなかった。その理由は、比較相手の3次元計算も発展途上であったことが大きいと思われる。幸い、パラメータを系統的に変えた3次元数値対流計算の結果が近年報告されており[26]、精度検証が行える状況になっていた。

そこで、混合距離理論を用いた1次元数値対流計算

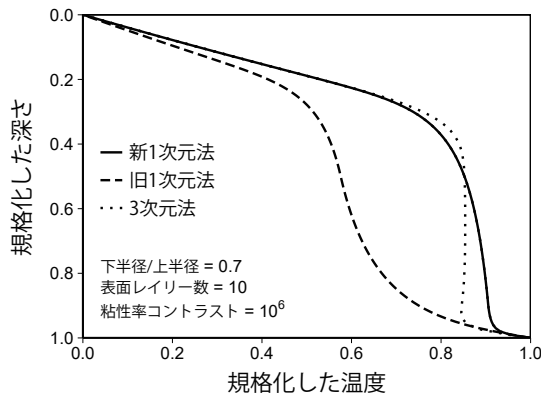


図6：定常状態における温度構造の比較。旧1次元法と比較し、論文[27]の方法(新手法)は3次元計算の結果[26]をよく再現する。詳細な計算条件については論文[27]を参照せよ。論文[27]のFigure 7と同じデータセットを利用した。

コードを作成し、様々なパラメータ設定における温度構造を算出し、それを3次元計算の結果と比較した[27]。その一例を図6に示す。この計算条件において、3次元計算では上部の熱境界層は厚く対流層の3割程度、下部のそれは逆に薄く1割未満である。そして、境界層の間はほぼ等温になっている。一方の1次元計算では、境界層は上下ともに層全体の2割程度であり、境界層間でも温度は有意に変化している。残念ながら、少なくともこの計算条件においては、1次元法による対流の効果の見積もりは誤差が大きいことが分かる。

4.3 解決策と得られた知見

1次元法と3次元法との間での誤差が大きい場合があることが判明したので、前者を改善することを考えた。前者では対流による熱輸送がどのように表現されるか、式を見てみよう。混合距離理論では、流体要素にはたらく浮力と粘性抵抗(ストークス沈降)のバランスで決まる速度でもって「混合距離」だけ対流すると考える[e.g., 23]。このとき、上向きを正としたときの対流による熱流量 F_{conv} は以下のように表される：

$$F_{\text{conv}} = \begin{cases} \frac{\alpha_v C_p \rho^2 g l^4}{18\eta} \left(\frac{dT}{dr} - \left(\frac{dT}{dr} \right)_s \right)^2 & \left(\frac{dT}{dr} \leq \left(\frac{dT}{dr} \right)_s \right) \\ 0 & \left(\frac{dT}{dr} > \left(\frac{dT}{dr} \right)_s \right) \end{cases} \quad (3)$$

ここで、 α_v は熱膨張率、 C_p は比熱、 ρ は密度、 g は重力加速度、 l は混合距離、 η は粘性率、 T は温度、 r は

天体中心からの距離、 $(dT/dr)_s$ は断熱温度勾配である。ここで注目したいのが、この理論の名前にもなっている混合距離 l である。先行研究では、これを「近い方の境界までの距離」としていた[e.g., 23]。つまり、考える層の上端と下端では $l = 0$ 、層のちょうど中間では l は層厚の半分、そしてそれらと間で l は線形に変化するとされていた。したがって l は対流層の上側と下側で対称になっている。しかし、対流層の曲率や粘性率の温度依存性などを考慮に入れた場合、温度構造は上下非対称であり(図6参照)、したがって混合する距離は上下非対称になることが容易に想像される。したがって、先行研究における l の決め方はよろしくないのでは、ということになる。別の言い方をすると、混合距離理論の採用をやめなくても、混合距離の決め方を最適化してあげれば1次元法でも使い物になるだろうと予想できる。

では、混合距離 l をどのように決めると3次元計算の結果を精度よく再現できるのだろうか。これは様々な方法があり得るだろう。詳しくは論文[27]に譲るが、筆者は「膨大な数のパラメータスタディを行い、3次元の結果をできるだけ再現するような l を経験的に見つける」という力業に出た。先ほどの図6に、この改修法を用いた結果も合わせて示す。上下境界層の厚さや対流層の温度など、ほぼ3次元計算の結果を再現することが分かる。これに対流層の厚さの変化などを組み込むことで、内部海を持つ氷天体の1次元熱進化計算コードが完成した。

このコードを用いて、土星系氷衛星エンセラダスとディオネの内部熱構造の制約を試みた[27]。潮汐加熱率、氷の粘性率、氷地殻や内部海に含まれるアンモニアの濃度、初期(45億年前)の温度を振ったパラメータスタディを行った結果、エンセラダスの現在(最終状態)の内部海厚さ(～40 km)を再現する潮汐加熱率は～30 GWであり、他のパラメータにほとんど依存しないことが分かった(図7(a))。この潮汐加熱率はエンセラダス－ディオネ軌道共鳴系に対する平衡潮汐加熱率の大半であることから、ディオネに対する潮汐加熱率はさほど大きくないこと(<10 GW)、それゆえディオネが内部海を持つにはかなり極端な氷組成(アンモニアが豊富にあるなど)でなければならないことなどが分かった(図7(b))。現在、これらを満たすような土星系の起源と進化に関する研究を進めるととも

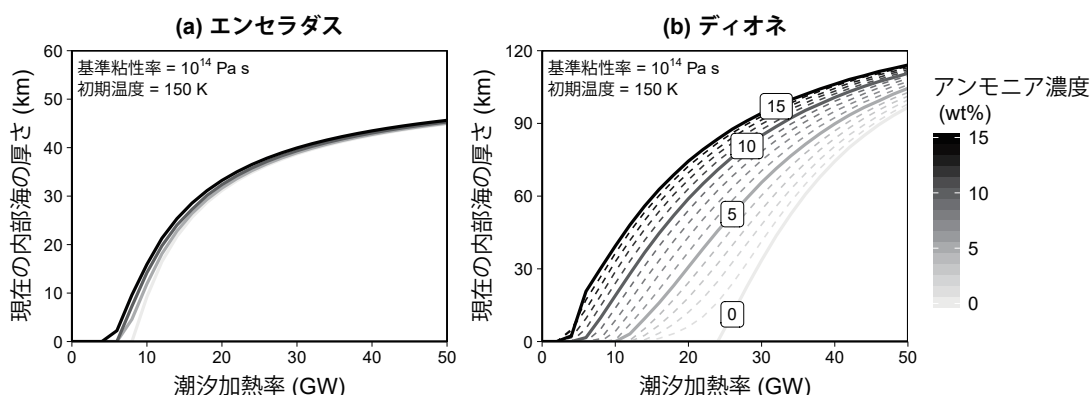


図7：潮汐加熱率と現在の内部海厚さの関係。(a)はエンセラダス、(b)はディオネの結果を示す。詳細な計算条件は論文[27]を参照せよ。論文[27]のFigure 9(b)とFigure 10(b)と同じデータセットを利用した。

に、他の内部海をもつ氷天体に本計算手法を適用した研究を進めている。

5. まとめと今後の展望

惑星探査による詳細な観測データが得られるにつれ、太陽系固体天体の物理学は天文学的側面よりも地球科学的側面が一層強くなってきている。地球物理学における古典的な問題の観点で探査データを見ることで、その天体の現在の内部構造とその進化過程に対する理解が、少しずつではあるが着実に進行している。筆者はこれまで、「潮汐」「粘性緩和」「熱進化」という問題に着目し、地球の月や冥王星、巨大惑星の氷衛星を対象とした研究を行ってきた。いずれも古典的な問題ゆえに地球を対象とした研究の歴史は長い、その過程で培われた解法をそのまま適用できる場合は限られていた。直面する課題に対して独自計算法の開発などの方法で切り込み、各天体の内部の物理学的理解を進めることはもちろん、そこから化学的な制約や太陽系衝突史に関する示唆なども得てきた。

筆者が取り上げた3つの現象はどれも普遍的なので、程度の差はあれ、多くの固体惑星・衛星の内部構造とその進化を探る鍵となるであろう。地球研究の解法がそのまま適用できない場合も多いだろうが、だからこそ研究する価値があるといえる。筆者が提唱する解決策として万能ではない。たとえば「潮汐」では、氷地殻の厚さがほぼ均一であることを仮定するが、実際には

大きく変化している場合もある。「粘性緩和」では、球面調和展開を用いているがゆえの様々な制約がある。「熱進化」では、対流層内における発熱が大きい場合における妥当性が不明であり、筆者の得た経験則は適用できない可能性が高い。こういった既に論文に明記されている課題に限らず、今後も新たな課題が発見されていくであろう。そして、それに対する解決策を探索していくこともまた、世界的に続いていくであろう。

古典的な地球物理学的問題はこの3つに限らず数多とあり、問題毎に得られる知見は異なるであろう。「地球科学における諸問題」[2]などの地球の教科書を眺めてみると、取り組むべき「問題」が一体どれなのか、といった研究上のヒントが隠されているかもしれない。地球物理学における古典的な問題は、今後も固体惑星物理学における最先端の研究課題を提供し続けてくれるであろう。

謝辞

本稿は日本惑星科学会2017年度最優秀研究者賞受賞記念論文として執筆させていただきました。推薦していただいた倉本主教授と審査員の皆様に感謝いたします。また、私の博士課程指導教員であった杉田精司教授、副指導教員であった故阿部豊准教授、ポストドク時代から今に至るまで共同研究をさせていただいているProf. Francis Nimmo、そして国内外の多数の共同研究者の皆様に御礼申し上げます。木村淳助教による

丁寧な査読に感謝いたします。本研究はJSPS科研費JP16K17787, JP17H06457の助成を受けたものです。

参考文献

- [1] Murray, C. D. and Dermott, S. F., 1999, *Solar System Dynamics* (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
- [2] 竹内均, 1977, 地球科学における諸問題 (東京: 裳華房)
- [3] Kamata, S. et al., 2016, *J. Geophys. Res. Planets* 121, 1362.
- [4] Tyler, R. H., 2008, *Nature* 456, 770.
- [5] Munk, W. H. and MacDonald, G. J. F., 1960, *The Rotation of the Earth : A Geophysical Discussion* (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
- [6] Kamata, S. et al., 2015, *J. Geophys. Res. Planets* 120, 1528.
- [7] Matsuyama, I. et al., 2018, *Icarus* 312, 208.
- [8] Moore, W. B. and Schubert, G., 2003, *Icarus* 166, 223.
- [9] Solomon, S. C. et al., 1982, *J. Geophys. Res. Solid Earth* 87, 3975.
- [10] Karato, S., 2007, *Deformation of Earth Materials: Introduction to the Rheology of the Solid Earth* (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
- [11] Durham, W. B. et al., 2010, *Space Sci. Rev.* 153, 273.
- [12] McKenzie, D. et al., 2000, *J. Geophys. Res. Solid Earth* 105, 11029.
- [13] Peltier, W. R., 1974, *Rev. Geophys.* 12, 649.
- [14] Kamata, S. et al., 2012, *J. Geophys. Res. Planets* 117, E02004.
- [15] Kamata, S. et al., 2013, *J. Geophys. Res. Planets* 118, 398.
- [16] Kamata, S. et al., 2015, *Icarus* 250, 492.
- [17] Bray, V. and Schenk, P., 2015, *Icarus* 246, 156.
- [18] Kamata, S. and Nimmo, F., 2014, *J. Geophys. Res. Planets* 119, 2272.
- [19] Thomas, P. et al., 2016, *Icarus* 264, 37.
- [20] Kamata, S. and Nimmo, F., 2017, *Icarus* 284, 387.
- [21] Turcotte, D. L. and Schubert, G., 2002, *Geodynamics* 2nd ed. (Cambridge: Cambridge Univ. Press)
- [22] Schubert, G. et al., 2001, *Mantle Convection in the Earth and Planets* (Cambridge : Cambridge Univ. Press)
- [23] Abe, Y., 1995, in *The Earth's Central Part: Its Structure and Dynamics*, 215.
- [24] Senshu, H. et al., 2002, *J. Geophys. Res. Planets* 107, 5118.
- [25] Kimura, J. et al., 2009, *Icarus* 202, 216.
- [26] Yao, C. et al., 2014, *J. Geophys. Res. Planets* 119, 1895.
- [27] Kamata, S., 2018, *J. Geophys. Res. Planets* 123, 93.
- [28] 鎌田俊一, 2013, 遊・星・人 22, 200.

特集「火星圏のサイエンス」

火星地下圏探査の科学的意義および戦略

臼井 寛裕¹

2018年7月9日受領，査読を経て2018年10月1日受理。

(要旨) 本論文では、汎惑星表層環境進化の解明を最終目標とした戦略的重力天体探査プログラムおよびその一翼を担う火星探査の科学的意義と推進戦略を述べる。戦略的重力天体探査プログラムでは、太陽系天体の水の起源・化学進化・分布を明らかにすることにより、各天体における水環境システムの解明を目的とする。特に、国際競争・国際協働が盛んな将来火星探査計画においては、科学的意義に加え、探査を取り巻く国内外の状況も鑑み探査戦略を策定する必要がある。そこで本論文では、表層環境進化と密接な関わりが示唆される火星浅部地下圏を対象を絞った探査を提案したい。

1. 背景および火星探査研究の意義

今後の惑星科学における重要な科学目標の一つが、生命の存在条件に支配的な影響を及ぼす惑星表層環境の解明である。惑星表層環境を理解するためには、固体圏と大気圏、およびその反応境界層としての表層圏を一つの惑星システムとして捉え、それらの相互関係を定量的に理解することが必要となる(図1) [1]。また、太陽光度や隕石衝突フラックスの変化といった外的要因も、表層環境に少なからぬ影響を及ぼすことが知られている。太陽系天体では、これらの内的および外的要因が異なる時間スケールにおいて相互に関連しあうことで、多様な表層環境を生み出している。本論文では、これら多様な表層環境を記述する指標を水・物質循環(水環境システム)に求め、それらを火星地下圏探査を含む戦略的な惑星探査プログラムにより解明していく道筋を提案したい。

海をたたえる地球、海の消失により表層の乾燥化が進行した火星、氷が表層を覆う木星衛星ガニメデ・エウロパに見られるように、太陽系天体は様々な表層環境を保持している。一方、多様な表層環境を保持する

太陽系天体においても、その本質は「水素の宇宙空間への散逸に伴う不可逆的な酸化過程」と、「水・岩石反応の結果生じる還元過程」で規定される [2](図2)。これら酸化還元過程において、水は反応物・生成物としての役割に加え、化学反応の媒体であり、化学反応に伴う物質とエネルギーの循環促進剤としての役割を担う。つまり、一見すると多様な惑星表層環境の底流にある科学的本質、すなわち汎惑星表層環境進化の理解には、異なる天体における水環境システムの解明が必要不可欠であり、その解明こそが戦略的惑星探査プログラムの研究意義となる。また、水環境システムの解明は、太陽系天体の水の起源・化学進化・分布を明らかにすることと同値であり、日本の目指す戦略的惑星探査プログラムが解くべき課題となる。

水環境システムの観点で太陽系天体を俯瞰し、水の起源・化学進化・分布を明らかにしようとした際、火星は戦略的惑星探査プログラムの中核をなす(表1)。火星は、水環境システムを安定的に保持し、水の「化学進化」および「分布」に関する情報を提供する唯一の内惑星であり、また地球との比較対象として、汎惑星表層進化解明の鍵を握る(火星の水環境および表層環境史に関しては、本特集号[3-6]に詳しい)。一方、水環境システムの初期条件である「水の起源」は、太陽

1. 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所
usui.tomohiro@jaxa.jp

表1：水環境システムの解明に向けた各天体の探査対象項目。

	水星	金星	地球	月	火星	氷衛星	彗星
水の起源	○	○	◎	○	◎	◎	◎
水の化学進化		△	◎		◎	◎	○
水の分布			◎	△	◎	◎	

◎：探査対象として有望，○：探査対象の可能性あり，△：可能性がゼロではない

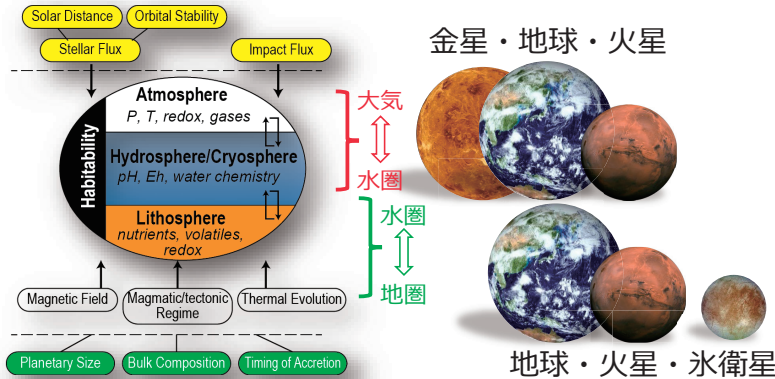


図1：太陽系天体の水環境システムの支配要因とその関係性を表した模式図。左の図は[1]を一部改変。

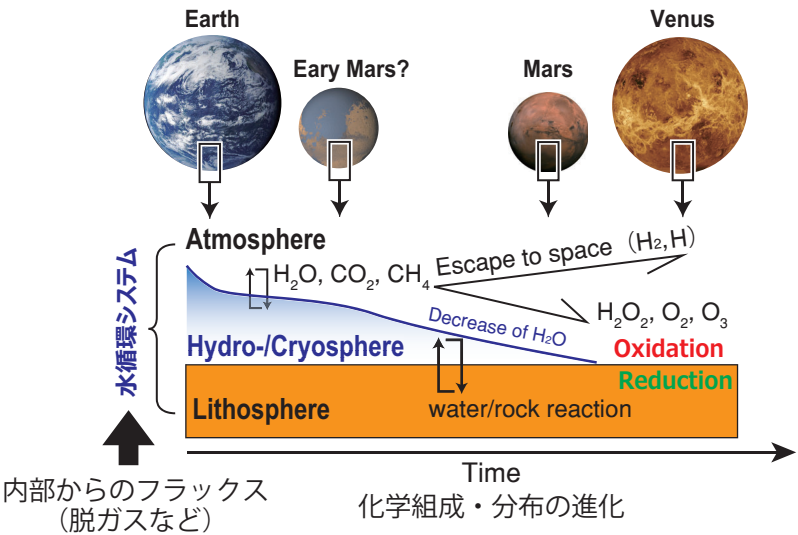


図2：太陽系天体の水環境システムの支時代進化を表した模式図。表層水の減少および、水素の選択的な散逸に伴い、表層の乾燥化・酸化が進行することを示している。様々な表層環境を保持する複数の太陽系天体を観測することで、惑星表層環境の一般化・定式化につながる物理化学データの取得が期待される。

系全体での物質循環過程の結果を反映するため、複数の太陽系天体を系統的に探査することでのみ正確な描像を得ることが可能となる。つまり、水の“受け手”である内惑星天体(水・金・地・火・月)と、外惑星領域を起源とする水の“送り手”である小天体(小惑

星・彗星)の両者からの知見を総合することが必須となる。小天体に関しては、はやぶさ、はやぶさ2、MMX、そしてOKEANOSにつながる強力な探査戦略が検討・実施されている[7]。そこで、内惑星表層環境進化の解明を科学目標とした戦略的な惑星探査プロ

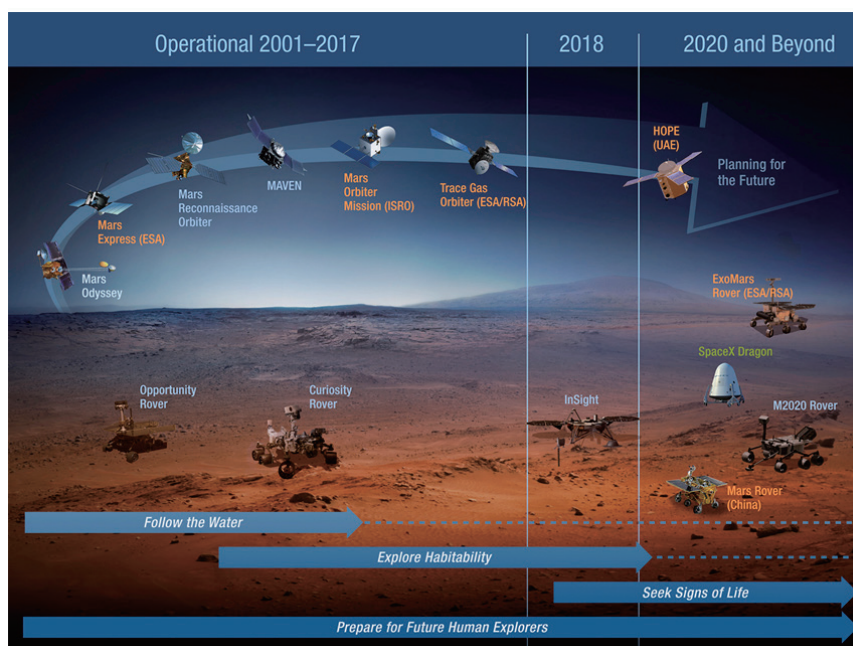


図3：将来火星探査計画 (Mars Exploration Program report) の概要。第33回MEPAG会議[8]より抜粋。

グラムでは、これら小天体探査と相補的なプログラムとして、火星を軸とした重力天体探査プログラムの実施が必須となる。

2. 海外の火星探査計画

NASAは火星探査のロードマップとして、2000年代の「水およびその痕跡の発見」、2010年代の「ハビタブル環境の理解」、そして2020年代には「生命の痕跡の発見」を提示している(図3)[8]。このロードマップに従い、火星サンプルリターン計画(MSR: Mars Sample Return)および有人火星探査計画へ向け、着々と準備が進められている。2020年にはMSR用のサンプルキャシュを搭載したキュリオシティとほぼ同型のローバーが火星に向けて打ち上げられる予定である(Mars2020)。また、それに先立ち、2015年からは周回機メイブンによる火星大気観測が開始され、2018年からは着陸機インサイト(InSight)による火星内部構造探査が予定されている。

2000年代初頭までほぼ米国により主導されてきた火星探査は、欧州宇宙機関(ESA)によるマーズ・エクスプレスの成功を受け、国際協調の時代に突入し、

現在その流れはさらに加速しつつある(火星探査の歴史に関しては白井・宮本(2014)[9]を参照いただきたい)。地球に匹敵するほど複雑で多様な惑星である火星を理解するためには、国際的な枠組みの中で科学目標を精査し、お互いを補完し合うような総合的・相補的な探査計画を策定する必要がある。このような国際的な取り組み(MEPAG)[8]はNASAが主導する形で既に始まっており、科学測機の提供という形で現実化している。例えば、Mars2020のローバーには、フランスやスペインなどの科学測機が搭載されることが決定している[10]。また、科学測機の提供だけでなく、Mars2020と競合かつ補完関係にあるESAの複合探査ミッション(ExoMars)や、MSRのプレカーサとなる日本の火星衛星サンプルリターン計画(MMX: Martian Moons eXploration)が予定されている。国際的な枠組みでの実施が検討されている火星サンプルリターン・火星有人探査(2030年代以降実施)に日本が主導的な役割を果たすためには、それまでに独自の火星探査を成功させ、国際的な信頼を獲得することが必須となる。

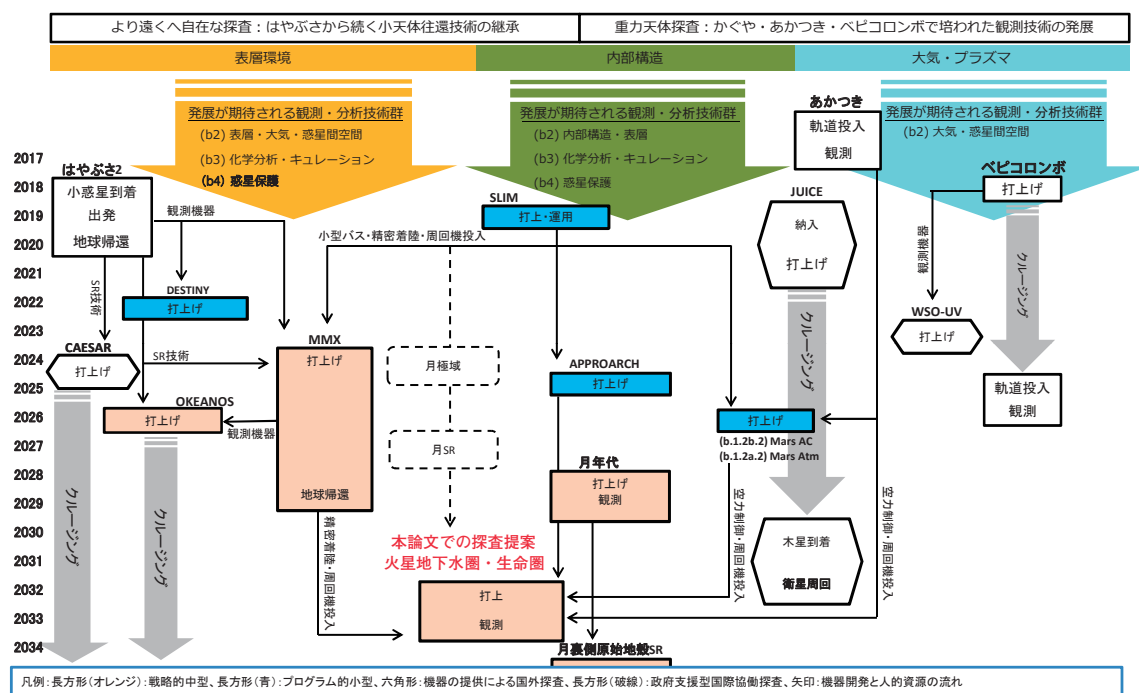


図4：太陽系・系外探査プログラムの工程表[7].

3. 日本の目指すべき探査戦略および推進体制

Mars2020に代表されるように、MSRを共通の目標とした今後の火星着陸探査シリーズでは、着陸や試料放出の観点から、低緯度・低高度・低傾斜地に集中的に大型の着陸機を送ることとなる。しかしながら、火星は地球と比するほど地質学的多様性に富んだ惑星である[11]。つまり、MSRからは、非常に精密で高精度だが、一方で極めて偏った科学情報が取得される懸念がある。この懸念は、MEPAGでも共有され、MSRとは独立かつ相補的な探査計画の必要性が認識され、小型ローバーやネットワーク型小型着陸システムによる極域・非整地への探査が提案されている[12]。しかし、これらの提案は、2018年の段階において未だスタンディンググループとしての検討段階にすぎず、その科学的 중요性の認識とは裏腹に、具体的な探査計画へと結実しているわけではない。一方、探査機会の限られる日本において、火星の地質学的多様性のみに強く依存し、地域地質学に落とし込まれるような“ニッチ”なサイエ

ンスを目指すべきではないことは明白である。

私は、日本の目指す戦略的惑星探査プログラムが解くべき課題として掲げる水環境システムの解明に向け、地下環境に探査対象を絞り込んだ火星探査計画を実施すべきと考えている。この火星地下圏探査は、先行する欧米の火星探査やMSRでは積極的に得ることを意図していない水環境システムに関する知見を提供するという点で、日本の独自性と国際貢献の両者を担保する。また、火星地下圏探査は、日本惑星科学会が提出したRFI(Request for Information)文書[7]においても、宇宙科学研究所(宇宙研)の中型計画案に位置付けられ、日本の目指す小天体探査プログラムとも高い親和性を有する。なお、惑星科学会RFI文書で提案された火星地下圏探査では、現存生命あるいは過去の生命の痕跡の探索や、生命前駆環境の理解を目指した、いわゆる生命探査が重要な科学目標のひとつとしても提案されている(火星地下環境探査の詳細は[7, 13]を参照されたい)。

火星地下圏探査では、過去の地下熱水活動に関連して形成されたと考えられる炭酸塩岩や粘土鉱物を含む

堆積岩が露出した地域(例えば, McLaughlin クレータや Isidis basin の南側のクレータ壁など)が具体的な探査対象候補として挙げられる [7]. また, 地下帯水(氷)層からの季節的な塩水の浸出で形成されたと解釈されている Recurring Slope Lineae (RSL) 現象 [14] が観察される低緯度地域(マリネリス渓谷深部に位置する Melas Chasma など [15]) や, 地下水(総厚 100 m 以上)の露出が確認されている中高緯度地域 [16] など探査対象として検討されるべきである. さらに高緯度の極冠氷床の下部(深度 ~1.5 km) には, 約 20 km にわたり帯水層(地底湖)の存在が示唆されている [17]. この既存する地底湖に直接アクセスするような探査は現時点で現実的ではないが, 火星の極移動を考慮し液体水領域の痕跡を中高緯度で探索することで, 地底湖と接していた地層を調査するような探査は, 浅部地下探査の候補として検討すべきと考える.

我々の提案する火星地下環境探査では, 重力天体への軌道投入および着陸(EDL: Entry, Decent, and Landing)を基礎技術として習得・実証することが最低限, 求められる. EDL 技術は, MMX および月着陸実証探査(SLIM: Smart Lander for Investigating Moon)での習得が期待される(図4). 一方, 火星探査の歴史を振り返るに [9], EDL に関しては可能な限り火星での実証試験を行うべきである. そこで, 本格的な火星着陸探査のプレカーサーとして, 周回機探査との組み合わせも含めた着陸技術実証が望まれる. EDL 技術実証を視野に入れた周回機探査の例として, 海外では ExoMars Trace Gas Orbiter が挙げられ, 国内においても火星エアロキャプチャー技術を利用した火星周回大気探査が検討されている(図4) [7].

地下水圏へのアクセスが要求される火星地下圏探査では, EDL 技術に加え, 地下環境探索および掘削といった多くの新規技術を必要とする. これらの新規技術に関しては, 大学や宇宙研などアカデミックに閉じた開発ではなく, 民間・商業ベースの宇宙産業の一部として取り組むべきと考える. 例えば, NASA 実施する多くの惑星探査では, 民間企業である Honeybee Robotics 社から, 掘削や試料採集技術が提供されている(MER: Mars Exploration Rover, Phoenix, MSL など). 国内においても, 2014 年に JAXA 宇宙探査イノベーションハブが設立され, 大学・研究機関・民間企業等との連携による地上技術と宇宙

技術の開発・融合を目指した活動が進められている. ここで得られる地上および宇宙空間での探査技術の応用先は火星着陸探査にとどまらない. 例えば, 国際協働での検討が進められている月の極域探査・有人探査では, 天体表面移動および掘削が日本の提供すべきキー技術として提案されている. 月での宇宙技術実証は, 自立性が必要とされる火星探査と, 地球上での技術実証をつなぐという点において, 高い戦略的価値を創出する. 月や火星での技術実証により信頼性の担保された各要素技術は, その先にある MSR や氷衛星探査などの国際協働プロジェクトにおいて, 日本のプレゼンス向上に貢献するであろう.

地質学的に多様な天体である火星への着陸探査では, 着陸地点の選定が探査のサイエンス価値に直結する. 小惑星リュウグウなどの小天体とは対照的に, 火星に限らず多くの重力天体では, 既存の表面分光観測データが充実している場合が多く, それらのデータベースを活用した着陸探査計画立案が求められる. 米国と比較した際, 日本の惑星探査コミュニティは地球科学分野(地質学・火山学・水文学など)の取り込みが十分とは言えない. 一方, 地球科学の諸分野も, 生物学などとの融合を進めつつあるが, 同時に地球外にも未開拓のフロンティアを強く求めている. 火星は両者の融合に最適な研究対象であり, “地球・惑星科学”を文字通り“地球惑星科学”とする可能性を秘めている. 2018 年度より開始された新学術領域「水惑星学の創成」では, まさに地球科学と惑星科学の真の融合を目指した研究活動が進められつつある [18].

謝 辞

玄田英典博士には本総説を執筆する機会を与えて頂きました. また, 佐々木晶博士には, 本論文の執筆に際し有意義な助言・ご指摘を頂きました. 本論文で提案した火星探査戦略案は, 火星環境探査リサーチグループ(以下, 敬称略: 山岸明彦・亀田真吾・藤田和央・宮本英昭・石上玄也・寺田直樹・熊本篤志・関華奈子他), 水惑星学メンバー(関根康人・玄田英典・渋谷岳造・福士圭介・渡邊誠一郎他), 東工大火星チーム(黒川宏之・中田亮一・佐藤雅彦・野口里奈・石山謙・小池みずほ・森脇涼太・大学院生他), 惑星科学会 RFI 作成メンバー(千秋博紀・荒川政彦・探査運営委員他),

杉田精司博士、および田近英一博士とのとの議論がもととなっている。これらの議論において、宇宙科学研究所リサーチグループ経費および日本学術振興会新学術領域研究「水惑星学の創成」(17H06459, 17H06454)のサポートを受けている。

引用文献

- [1] Ehlmann, B. L. et al., 2016, J. Geophys. Res. 121, 1927.
- [2] 関根康人 ほか, 2010, 遊星人 19, 305.
- [3] 黒川宏之 ほか, 2018, 遊星人 27, 127.
- [4] 小池みずほ ほか, 2018, 遊星人 27, 180.
- [5] 野田夏実 ほか, 2018, 遊星人 27, 138.
- [6] 今村翔子 ほか, 2018, 遊星人 27, 163.
- [7] JAXAからの情報提供依頼(RFI)への回答文書(惑星科学会)<https://www.wakusei.jp/~RFI_kaitei2017/for_all/>
- [8] Meyer, M., 2017, 33rd MEPAG <<https://mepag.jpl.nasa.gov/meetings.cfm>>
- [9] 白井寛裕・宮本英昭, 2014, 地球化学 48, 221.
- [10] <https://mars.nasa.gov/mars2020/>
- [11] Carr, 2007, The Surface of Mars. (Cambridge University Press).
- [12] Johnson, J., 2018, 2nd MEPAG Virtual Meeting <https://mepag.jpl.nasa.gov/meeting/2018-06/07_Johnson_SAGs_MEPAG_VM2_v03.pdf>
- [13] 白井寛裕, 2016, 第49回月・惑星シンポジウム <<https://repository.exst.jaxa.jp/dspace/handle/a-is/577230>>
- [14] Ojha, L. et al., 2015, Nature Geoscience 8, 829.
- [15] 宮本英昭 ほか, 2016, 地質学雑誌 125, 171.
- [16] Dundas, C. M. et al., 2018, Science 359, 199.
- [17] Orosei, R. et al., 2018, Science, DOI: 10.1126/science.aar7268.
- [18] <http://www.aquaplanetology.jp/>

訂正：マンガン酸化物と室内実験から示唆される初期火星の酸化的表層環境

野田 夏実^{1,2}, 今村 翔子^{1,2}, 関根 康人¹, 上杉 宗一郎²,
栗栖 美菜子², 高橋 嘉夫², 寺田 直樹³, 福士 圭介⁴

2018年10月1日受領, 査読を経て2018年10月1日受理.

日本惑星科学会誌『遊・星・人』2018年第27巻第3号に掲載された記事『マンガン酸化物と室内実験から示唆される初期火星の酸化的表層環境』[1]に於きまして, 記述ミスが1ヶ所ありました. 以下の通り, お詫びして訂正致します. 尚, この訂正による, 実験結果や議論への影響はございません.

141ページ左段上

表1. 実験Low-Mn-2の H_2O_2 濃度について

(誤) 0.97 [mM] → (正) 3.9 [mM]

参考文献

[1] 野田夏実ほか, 2018, 遊星人 27, 138.

表1: 訂正後の実験条件. 訂正部分に下線を引いている.

	Mn ²⁺ [mM]	Cr ⁶⁺ [mM]	Ni ²⁺ [mM]	Zn ²⁺ [mM]	KMnO ₄ [mM]	H ₂ O ₂ [mM]	pH
High-Mn-1	26.4	0.86	0.86	0.86	17.5	—	10.0
High-Mn-2	16.3	0.33	0.32	0.32	—	130	6.3
High-Mn-3	48.2	0.93	0.94	0.94	—	—	8.8
Low-Mn-1	0.59	0.020	0.020	0.020	0.42	—	10.8
Low-Mn-2	1.05	0.035	0.035	0.035	—	<u>3.9</u>	7.5
Low-Mn-3	1.05	<u>0.035</u>	<u>0.035</u>	<u>0.035</u>	—	—	11.9

表1: 実験条件のまとめ. 表中の単位mMとはmmol/Lを意味する. マンガンの濃度が10 mmol/L以上と高い条件(High-Mn)と, 1mmol/L程度と低い条件(Low-Mn)でそれぞれ, 用いる酸化剤やpHの異なる3つの条件で実験を行った(詳細は本文参照). 実験には六価クロムの標準液を用いているが, 出発溶液においてマンガンや過酸化水素水に還元され, 三価クロムとなると考えられる[24]. pHは水酸化ナトリウム溶液を加えることで調整している.

1. 東京工業大学地球生命研究所
2. 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻
3. 東北大学大学院理学研究科
4. 金沢大学環日本海域環境研究センター
natsumi@eps.s.u-tokyo.ac.jp

地球物理学者によるハワイ島の火山見学案内3

はしもと じょーじ¹

(要旨) 毎度おなじみ無保証の原稿である²。本稿に関連していかなる損害が発生したとしても、筆者は一切責任をとらない。

1. キラウエア・アップデート

2018年5月上旬に始まったキラウエア(Kilauea)東リフトゾーンでの噴火は、2018年8月上旬に溶岩を地上に噴き出すのを止めた。先々号(2018年6月25日発行)の遊星人³ではハワイ火山国立公園の見所を紹介した[1]のだが、原稿提出締切(4月末)直後の5月上旬に東リフトゾーンで噴火が始まり、原稿が掲載される前にハワイ火山国立公園は閉鎖されてしまった。先号(2018年9月25日発行)の遊星人では溶岩がばんばん出ていると書いた[2]のだが、原稿提出締切(7月末)直後の8月上旬に東リフトゾーンの噴火は止まり、原稿が掲載される前に溶岩を噴き上げて溶岩チャネルをつくるような噴火は終わってしまった。とても間の悪いことではあるが⁴、8月2日にアメリカ地質調査所ハワイ火山観測所が出したVolcano Watch (2018-08-02) [3]にも、“Based on past eruptions and current geophysical monitoring, it could continue for many months to a few years.”と書かれており、噴火が止ま

るとは予想していなかったようである。

一方で、噴火の開始については、噴火の約2週間前に出たVolcano Watch (2018-04-19) [3]に“current circumstances indicate an increased likelihood of changes at Puu Oo in the coming weeks”と書かれていて、数週間以内に噴火が始まる可能性があると考えられていたことがわかる⁵。プウ・オオ(Puu Oo)はキラウエアの東リフトゾーンにある火口である。プウ・オオに設置された傾斜計とGPSは、3月半ば以降に山体が急速に膨張していることを示していて[4]、これはプウ・オオの地下にあるマグマ溜まりの圧力が高まっていることを示唆すると考えられた。過去5年間において同様の現象が見られた2014年6月と2016年5月には、山体の膨張が観測された後、プウ・オオの山腹に新しい火口が開いて溶岩が噴き出した。そして今回(2018年)もまた山体の膨張が観測された後、新しい火口が(プウ・オオからは20 kmほど離れた場所に)開いて溶岩が噴き出した。

キラウエアのように噴火頻度が高い場所においては、繰り返し観測することで噴火前に現れるパターンを同定し、ある程度の噴火予測をすることが可能であると言える⁶。もちろん、全てがわかっているわけではないので、予想外のことは起こりえるし、噴火を期待し

1. 岡山大学理学部地球科学科
george@gfd-dennou.org

2. 前編[2]の最後の節「次回予告?」は、編集長の指示によって追加されたものである(筆者が作成した最初の原稿にはなかった)。本稿(その3)によって遊星人のページ数が増えたことの責任は編集長にある。

3. 表紙に書かれた見出しは「地球物理学者によるハワイ島の火山見学案内」となっていた。遊星人編集部は、筆者を“地球物理学者”ではなく“地球科学者”と分類したようである。

4. 間が悪いのは全て遊星人の編集スケジュールのせいなのだが、これだけタイミングを計ったように裏目のイベントが発生してしまったのは、やはり筆者の日頃の行いが悪いせいなのかもしれないと少し弱気になる。

5. いちおう続きも書いておくと、“It is possible that the current inflationary trend could end with no result.”

6. 噴火リスクの評価ができることは、火山見学の安全性を確保する上で重要なことである。ただし噴火リスクの全てを評価できているという保証はないので、不意打ちでいきなり噴火に遭遇する可能性はゼロではない。

て火山見学に行ってみたけど空振りに終わる、ということとは十分にありえる。火山見学は、予定通りにはならない可能性があることを理解した上で、ハプニングを楽しむくらいの気持ちで行くのがよいと思う⁷。

2018年5月11日から閉鎖されていたハワイ火山国立公園であるが、約4ヶ月ぶりの2018年9月22日に再開園し入場できるようになった[5]。ジャッガー博物館(Jagger Museum)、サーストン溶岩チューブ(Thurston Lave Tube)、キラウエア・イキ・トレイル(Kilauea Iki Trail)、などなど、9月22日現在で閉鎖・通行不可になっている場所もあるが、公園内のかなりの部分に入ることができる。溶岩の噴出が止まってから2ヶ月も経過していないのに再開園しているのは、すごいことであると思う⁸。

2. キラウエア・カルデラの陥没

カルデラ⁹は火山の山頂部にある火口より大きい凹地形である[6]。火口は大きくても直径1 kmくらいということで、直径2 km以上の凹地形をカルデラと呼ぶらしい¹⁰。凹地形を形成する要因はひとつではなく、大きな爆発で物が吹き飛ばされて形成されるカルデラもあれば、大きな爆発がなく形成されるカルデラもある。キラウエアとマウナ・ロア(Mauna Loa)のカルデラは後者である。

2.1 マグマ溜まりの大きさ

今回(2018年)の東リフトゾーンの噴火でも、噴火に合わせてキラウエア山頂のカルデラ内で陥没が生じ、キラウエア山頂のカルデラは大きくなった(水平方向には広がらなかったが、部分的により深くなったので陥没部分の体積は増加した)。この陥没は、山頂の下にあるマグマ溜まりから東リフトゾーンにマグマが運

ばれて、山頂下のマグマ溜まりの体積が減少したことで引き起こされたと考えられている。実際に東リフトゾーンで溶岩の噴出が止まってから後、キラウエア山頂のカルデラは陥没していない(Volcano Watch 2018-08-16[3])。

陥没は連続的に進行するのではなく、がたつと落ちて、しばらく止まり、またがたつと落ちて、しばらく止まり、ということくり返す。2018年5月半ばから8月頭にかけて、キラウエア・カルデラ内では62回の崩落があり、崩落と崩落の間の時間間隔はだいたい24-32時間¹¹であった。

陥没が段階的に生じる現象は2000年の三宅島の噴火でも観測されていて¹²、段階的な陥没を説明する物理モデルが提案されている[8]。そのモデルでは、マグマ溜まりとそれに接続する火道があって、火道は一塊の固体物質(ピストン)で塞がれていると考える。火道を塞ぐピストンの運動方程式は

$$m \frac{d^2 z}{dt^2} = mg - F - pS \quad (1)$$

ここで、 z はピストンの変位、 t は時刻、 m はピストンの質量、 g は重力加速度、 F はピストンに働く摩擦力、 p はマグマ溜まりの圧力、 S はピストン(火道)の断面積である。

最初にピストンは静止していて、マグマ溜まりから徐々にマグマが排出される状況を考える。マグマ溜まりからマグマが排出されるとマグマ溜まりの圧力 p は下がり、静止摩擦で支えきれなくなったところでピストンはマグマ溜まりに向かって落ちる(崩落)。ピストンが落ちると、ピストンが落ち込んだ分だけマグマ溜まりの体積が減少して、マグマ溜まりの圧力は上昇するが、落ち始めたピストンに働く摩擦は動摩擦¹³になるので、ピストンはすぐには止まらない。ピストンが落ちるに従ってマグマ溜まりの圧力は上昇し、マグマ溜まりの圧力と動摩擦でピストンの自重を支えられるようになったところでピストンは止まる¹⁴。ピストンが止まった後、マグマ溜まりから溶岩が排出されると

7. 「期待してたのと違う」と言って筆者を責めてはいけません。

8. 筆者がこのようなことを書くと裏があるのではないかと勘ぐる人がいるかもしれないが、これには裏などない。裏があると疑った人は、少し反省してください。

9. カルデラ(caldera)はスペイン語で「鍋」を意味する。

10. 火口とカルデラは大きさで分けられているが、その境目に意味はない。例えば、アメリカでは直径1 mile (1.6 km)以上をカルデラと呼ぶらしい[7]。1 mileを境目としているのは、もちろん切りがいいからである。ちなみに、火星のオリンポス山(Olympus Mons)の山頂にあるカルデラの直径は約70 km。これだけ大きさが違うものを同じカルデラと呼んでよいのか、素人さんは疑問に感じる。

11. Volcano Watch (2018-06-28)[3]によると、陥没の時間間隔は8時間から64時間、平均すると28時間。

12. 2000年の三宅島では、海面下で生じた溶岩の噴出が山頂の陥没を引き起こしたとされている。

13. 一般に、動摩擦は静止摩擦よりも小さい。

14. 慣性があるので、マグマ溜まりの圧力と動摩擦と自重が平衡に達してもピストンはすぐには止まらない。もうちょっと落ちてから止まる。

表1: カルデラの形成.

	2000 年 三宅島	2018 年 キラウエア	文献
崩落の時間間隔 T	24 hour	28 hour	[8], [3] 2018-06-28
マグマ溜まりからの排出流量 α	45 m ³ /s	50–100 m ³ /s *1	[8], [3] 2018-08-02
マグマ溜まりの体積 V_0	4×10 ¹⁰ m ³	5–10×10 ¹⁰ m ³	[8]
ピストンの密度 ρ	2500 kg/m ³		[8]
ピストンの長さ H		3000 m *2	[9]

*1 東リフトゾーンから噴出した溶岩の流量.
*2 マグマ溜まりの深さをピストンの長さとした.

マグマ溜まりの圧力は低下するが、静止したピストンには静止摩擦が働くので、しばらくはピストンが落ちることはない. すなわち、このモデルでは静止摩擦と動摩擦の差によって陥没が段階的に生じることを説明する. 陥没が生じる時間間隔 T は次のようになる [8].

$$T = \frac{2(F_s - F_d)V_0}{\kappa\alpha S} \tag{2}$$

ここで、 F_s は静止摩擦、 F_d は動摩擦、 V_0 はマグマ溜まりの体積、 κ はマグマの体積弾性率、 α はマグマ溜まりから排出される溶岩の流量、である.

この式2を使って、キラウエアのマグマ溜まりの体積を推定してみる. 表1に示したように、崩落の時間間隔 T は2000年三宅島と2018年キラウエアではほぼ同じになっている. 2018年キラウエアで、マグマ溜まりから排出されたマグマの流量 α は不明だが、東リフトゾーンから噴き出した溶岩の量50–100 m³/s ([3]2018-08-02) に等しいとすると、これもまた2000年三宅島とはほぼ同じになる. マグマの体積弾性率 κ は、どちらも玄武岩質マグマなので同じと思ってよいだろう. 火道の断面積 S とピストンに働く摩擦(静止摩擦と動摩擦の差)の大きさ $(F_s - F_d)$ の推定は難しいが、ここではざっくり2000年三宅島と2018年キラウエアは同じであったと仮定してみる. そうすると、キラウエアのマグマ溜まりの体積は5–10×10¹⁰ m³と計算される. キラウエア・カルデラの下やや南にあるとされるマグマ溜まりの大きさは、いくつかの方法によって0.3–2×10¹⁰ m³ [9]と推定されている. この推定に比べると式2を使った見積りはやや大きい値になっている

が、かなり乱暴なことをやっていることを考えると、こんなやり方で大外れとも言えない値が出たことは驚きである¹⁵.

2.2 地震

キラウエア・カルデラ内で崩落が生じたときには、マグニチュードは5かそれ以上の地震が記録された. 地震のマグニチュード M と地震波として放出されたエネルギー E_q の関係は、Gutenberg-Richterの式より

$$\log_{10} E_q = 4.8 + 1.5M \tag{3}$$

崩落で発生した地震のマグニチュードを5.2とすると、そのエネルギーは4×10¹² Jになる.

一方で、段階的な陥没を説明する物理モデルにおいて、ピストンが落ち込むときに解放される重力エネルギー E_g は

$$E_g = mg \cdot \Delta z \tag{4}$$

ここで、 Δz は1回の崩落におけるピストンの変位で

15. 一部(少数, 多数, 大多数?)の読者にとっては、1桁くらいずれているのに大外れと思ってないことが驚き、であるかもしれない. 筆者は推定に用いたいくつかの不確定を考慮して「1桁しかずれてない」と評価したのだが、これは評価基準(目的)に依存するので、同じ1桁でも「1桁もずれちゃって全然ダメ」という評価になることもある. これくらいはいい、あれくらいはダメ、そういう感覚をどこで身につけたのか思い出せないが、おそらくは大学院生のときに周囲の人々と会話しているうちに身についたのだと思う. 大学院に行くことで得られる最も大事なものは、知らないうちに身につけてしまうものの中にあるような気がする. 京都大学の高橋淑子教授は「皮膚呼吸で入ってくる」という言い方をしているが、たぶん同じものを指しているのだと思う.

ある。1回の崩落におけるマグマ溜まりの体積変化は $S\Delta z$ で、これは崩落と崩落の間に排出されたマグマの体積 αT に等しいので、

$$S\Delta z = \alpha T \quad (5)$$

また、ピストンの密度と断面積と長さをそれぞれ ρ , S , H とすると、ピストンの質量は

$$m = \rho SH \quad (6)$$

と書くことができるので、解放される重力エネルギーの大きさは

$$E_g = \rho g H \alpha T \quad (7)$$

である。表1にある値を使って計算してみると、 E_g はおよそ $4-8 \times 10^{14}$ J となる。

爆発または衝突によって発生する地震の規模について調べた研究[10]によると、爆発・衝突等のエネルギーのうち地震動に変換されるエネルギーの割合は0.1-10 %である。先に求めた2つのエネルギーの大きさ E_g と E_q から変換効率を計算すると0.5-1 %になる。この値は爆発または衝突によって発生する地震として予想される変換効率の値の範囲に入っており、キラウエア・カルデラ内の崩落で発生した地震の規模はピストンがマグマ溜まりへ落ち込むときに解放される重力エネルギーの大きさを説明することができそうである。

3. キラウエアの火山ガス放出

火山ガスの成分は場所によって違うし、同じ場所であっても時間的に変化するが、主成分はいつも H_2O で、その次に多いのは CO_2 である。 H_2O と CO_2 はどこにでもある気体なので、火山ガスの放出として問題になるのは3番目の成分である SO_2 であることが多い¹⁶。 SO_2 は人体に有害¹⁷であり大気汚染の原因¹⁸にもなる。

SO_2 は植物にも悪い影響を及ぼす¹⁹。Googleマップでキラウエア周辺の航空写真を見ると、山頂(火口)の風下(南西)側は周囲に比べて植生がまばらになっているが、これは火山ガスの影響である。

キラウエアから放出される火山ガスの量とその放出口は、噴火活動にともなって大きく変化してきた。表2は1ヶ月程度の時間で平均してみた SO_2 放出率である。1986年以前は主に山頂で数百トン/日ほどの SO_2 が放出されていただけだったが、1983年に東リフトゾーンのブウ・オオで噴火が始まり、それから数年後にはブウ・オオでの火山ガス放出が目立つようになる。2008年以降、山頂のハレマウマウ(Halemaumau)に溶岩湖が見られるようになると、山頂からの放出が他を圧倒するようになる。2018年5月に東リフトゾーンで噴火が始まると、再び東リフトゾーンでの火山ガス放出が増加し、6月から8月頭にかけてはそれ以前のおよそ10倍にあたる50,000トン/日という、これまでに記録されたことのない大量の SO_2 が放出された(ちなみに、2000年の三宅島の噴火では40,000トン/日の SO_2 放出が観測されており、この量もまた2018年キラウエアとはほぼ同程度になっている)。東リフトゾーンでの噴火が止まって以降、キラウエア全域の SO_2 放出率は1,000トン/日を下回るようになり、噴火中とは一転してここ数十年でもっとも少ない放出率となっている。

火口周辺における大気中の SO_2 濃度を見積もってみる。大気中に放出された SO_2 は、OHなどと反応しても失われるが、その反応の時間スケールは1日程度であり、放出源の近傍ではそれよりも風で流されたり拡散したりして薄められる効果の方が大きい²⁰。ここでは簡単に、大気中の拡散を以下のように仮定することにする。まず風向に沿っては、風に促ってただ流れるとする。風向に直交する水平方向には、放出源から

16. CO_2 も濃度が高くなれば人体に影響を及ぼすことがあり、 CO_2 が問題にならないということではない。カメルーンのニオス湖(Lake Nyos)では、高濃度 CO_2 に曝されて人や家畜が死亡する災害が発生している。ニオス湖で高濃度の CO_2 環境が発生したのは、湖の底で放出された CO_2 が湖水に溶け込んで蓄積し、時間をかけて蓄積した CO_2 が短時間で大気へ放出されたことによる。

17. 日本が定めている SO_2 の環境基準は「1時間値の1日平均値が0.04 ppm以下であり、かつ、1時間値が0.1 ppm以下であること」(環境省、<https://www.env.go.jp/kijun/taiki.html>)。

18. 火山ガスによってつくられるスモッグは volcanic smog、略して vog と呼ばれる。

19. SO_2 が植物に及ぼす影響について、[11]には「ノリリスクという場所は、ニューヨークの環境NGO団体「ブラックスミス・インスティテュート」が作成した「世界でもっとも汚染された都市トップ10」に栄えあるランクインを果たしたことで、今や多くの人に親しまれている(あるいは親しまれていない)。ニッケル鉱石の溶錬は施設内で行われているけど、その行程で発生する二酸化硫黄の噴煙が原因で、溶錬施設から5キロメートル以内の地域には、1本の木も育たないと言われている。」と書かれている。ノリリスク(Norilsk)はロシア連邦クラスノヤルスク地方の都市。閉鎖都市に指定されていて、訪問は規制されている。

20. 5 m/sの風があると1日で400 km以上流される。

表2: キラウエアのSO₂放出率(トン/日)*¹.

山頂付近 東リフトゾーン* ²		
1986 年以前		プウ・オオ噴火 (1983-)* ³
1986 年 – 2008 年	2,000	
2008 年 – 2018 年 4 月	5,000	ハレマウマウ溶岩湖 (2008-)
2018 年 5 月	5,000	東リフトゾーン噴火* ⁴
2018 年 6 月 – 2018 年 8 月頭	50,000	東リフトゾーン噴火
2018 年 8 月以降		

*¹ 放出率は Volcano Watch 2018-08-23 [3] による。1,000 トン/日を下回るものは空欄とした。

*² 東リフトゾーンはプウ・オオを含む。

*³ プウ・オオ噴火で溶岩噴泉が現れた時は瞬間的に 30,000 トン/日の放出。

*⁴ 山頂で火山灰を大量に巻き上げる爆発をした時は瞬間的に 10,000 トン/日の放出。

の距離に比例して広がる。そして鉛直方向には、境界層に万遍なく広がる。以上のように仮定すると、放出源から風下に x だけ離れた場所における SO₂ 濃度 c は以下ようになる。

$$c = 0.25 \text{ ppmv} \left(\frac{a}{0.2} \right)^{-1} \left(\frac{\sigma}{0.2 \times 10^4 \text{ kg/m}^2} \right)^{-1} \left(\frac{v}{5 \text{ m/s}} \right)^{-1} \left(\frac{\Phi}{1000 \text{ ton/day}} \right) \left(\frac{x}{10 \text{ km}} \right)^{-1} \quad (8)$$

ここで、 a は風向に直交する水平方向の広がりを表わすパラメタ (水平方向には ax の範囲に広がる)、 σ は境界層に含まれる単位面積あたりの大気質量、 v は風速、 Φ は SO₂ 放出率、である。

ハワイで定常的に吹いている北東貿易風の風速はおおよそ 5 m/s である。5,000 トン/日の放出 (2008 年から 2018 年 (東リフトゾーン噴火前) にハレマウマウから放出されていた量) があると、火口から 10 km 下流における SO₂ 濃度は 1.25 ppmv になる。人間は 0.5–1.0 ppmv の濃度の SO₂ があるとその臭いを感じるということなので、10 km 下流の濃度はその限界よりちょっと上ということになる。放出率が 10,000 トン/日になると 10 km 下流の濃度は 2.5 ppmv となり、これは明らかな刺激臭として感じられる。2018 年の噴火の最大にあたる 50,000 トン/日の放出率では 10 km 下流で 12.5 ppmv となるが、拡散の仕方によってはこの数倍程度の濃度になることもあるだろうと思うと、10 km 離れていても呼吸困難を引き起こすレベルの濃度 (30 ppmv) になる可能性があると考えられる。

4. ハワイ-天皇海山列

ハワイ諸島はホットスポットから北西の方向に連なっているが、ハワイ諸島の 8 つの大きな島のさらに北西には北西ハワイ諸島が連なり、さらにその先には海中に没したかつての火山島である海山が (途中で北西から北に向きを変えて) 連なっている。これらハワイから 6100 km にわたって連なる火山島と海山の列は、ひとつのホットスポットが異なる時代に形成した一連の火山であり、ハワイ-天皇海山列 (Hawaiian-Emperor seamount chain) と呼ばれる。

ホットスポットによる火山島の形成は、100–200 万年という比較的短い時間の間におこなわれる²¹。その後、プレート運動によってホットスポット上から外れた火山島では火山活動が停止し、溶岩を噴き出すのを止めた火山島は成長から転じて縮小に向かう。特に、海面から上に出ている部分は激しい侵食にさらされるため、火山島は海面より上が削られて卓状の形になる。また、時間の経過とともに海洋底が沈降することによって、火山島は海中に沈んで海山となる²²。平らな頂上部をもつ平頂海山 (ギョー, guyot) は、侵食されて卓状の形になった火山島が海中に沈んだものである、と考えられている。

21. 全期間 (前楯状火山期から回春火山期まで) を通じて噴出する溶岩の総量のうち、80–95 % が楯状火山期の 100–200 万年の期間に噴出する [9]。

22. ハワイ-天皇海山列は 129 以上の火山で構成されているが、このうち頂上が海上に出るところまで大きくならなかった火

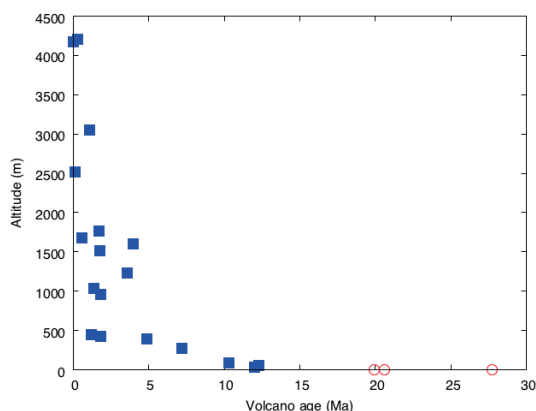


図1：ハワイ諸島および北西ハワイ諸島における火山の標高と噴火年代。データは[9]と[14]を使用。四角は火山岩が地表に出ているもの、丸は地表がサンゴ礁で覆われていて火山は海面下にあるものを標高0 mとして描いた。

火山島が侵食と沈降によって海面下に没するまでの時間スケールは、ハワイ諸島の場合ではおよそ1500万年である(図1)。北西ハワイ諸島は、ホットスポットに近い方から、ニホア島(Nihoa)、ネッカー島(Necker)、フレンチフリゲート瀬(French Frigate Shoals)、ガードナー尖礁(Gardner Pinnacles)、レイサン島(Laysan)、リシアンスキー島(Lisianski)、パール・アンド・ハーミーズ環礁(Pearl and Hermes Atoll)、ミッドウェー環礁(Midway Atoll)、クレ環礁(Kure Atoll)、の順番に並んでいる。このうち、ガードナー尖礁までは、火山岩が地表に出ているが、その先のレイサン島からはサンゴ礁の島となっていて火山岩は地表に出ない[12]。ガードナー尖礁とレイサン島の火山岩の年代はそれぞれ1230万年と1990万年となっていることから、サンゴ礁が発達しない場合、火山島は形成から1230万年までは島としての残りうるが、形成後1990万年までに水没すると考えられる。

4.1 海洋底の冷却による沈降

ミッドウェー環礁ではドリルコアの採取がおこなわれていて、火山島の本体を構成する玄武岩は地表から157 mの厚さの炭酸塩岩を掘り抜いた下にあることが確認された[12]²³。すなわち、サンゴ礁が形成されず

山は24とされている[9]。なぜだか知らないが、ハワイ-天皇海山を構成する火山の多くは海底火山では終わらず火山島になったということである。

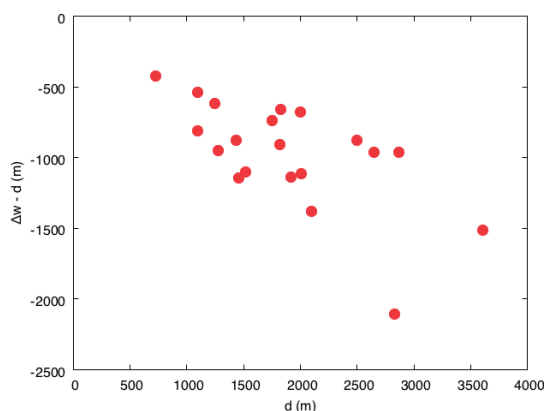


図2：天皇海山におけるギョー頂部の水深。横軸は海底地形に基づいて推定したギョー頂部の水深(d)、縦軸は海洋底の冷却モデルから計算されるギョー頂部の水深(Δw)と海底地形に基づいて推定したギョー頂部の水深(d)との差。海底地形と年代に関するデータは[14]を使用。

炭酸塩岩が堆積しなかったならば、現在のミッドウェーは最高点が海面下157 mに沈んでいるということである²⁴。海面上にあるときは侵食によって削られるが、海面下に沈んだ後の侵食作用は無視できるので²⁵、海面下に沈んだ後に生じた157 mの変位は全て沈降によるものとして、沈降速度の推定をおこなうことができる。

ドリルコアで採取された炭酸塩岩直下の火山岩の年代は2770万年であったので、火山島の形成を2770万年前として、形成から1230万-1990万年かけて侵食と沈降によって火山島は海面まで沈み、そこからさらに780万-1540万年かけて海面下157 mまで沈降したと考えることにする。そうすると、ここ1000万年くらいのミッドウェーの沈降速度は0.01-0.02 mm/yrとなる²⁶。

プレートの冷却による熱収縮で海洋底が沈降するモデルは、Geodynamics [13]に詳しく記述されている。

23. サンゴ礁の上で掘ったドリルコアでは、玄武岩の上に384 mの厚さの炭酸塩岩が堆積していた。火山島の頂上が海中に沈む前のミッドウェーは、周囲をサンゴ礁で囲まれた堡礁になっていたと考えられる。

24. ミッドウェーは海拔3 mくらいなので、最高点は海面下154 mとするのがより正確かもしれないが、誤差の範囲であろう。ドリルコアを採取した場所の真下に火山岩の最高点があるとは限らないので、最高点はもう少し上かもしれないが、侵食によって島は平坦になっていると思われるので、157 mからは大きくは変わらないはずである。

25. 海面下でも浅いところは侵食されるが、波食台は一般に-10 mより浅いところに作られるので、10 mよりも深くなったらほとんど侵食されないと考えてよい。

表3：海洋底の熱モデルに関するパラメタ.

	値	文献
中央海嶺における水深	$w_0 = 2600 \text{ m}$	[13]
マンツルの密度	$\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$	[13]
海水の密度	$\rho_w = 1000 \text{ kg/m}^3$	[13]
プレートの体積熱膨張率	$\alpha_v = 3 \times 10^{-5} \text{ K}^{-1}$	[13]
プレートの熱拡散係数	$\kappa = 1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2/\text{s}$	[13]
プレートの厚さ	$y_{L0} = 125 \text{ km}$	[13]
プレート下面と海洋底の温度差	$T_1 - T_0 = 1300 \text{ K}$	[13]

観測される海洋底の地形と年代の関係は、プレートの下面で加熱(basal heating)があるとするモデルでよく説明され、海面から測った海洋底の深さ w は海洋底の年代 t の関数として、

$$w(t) = w_0 + \frac{\rho_m \alpha_v (T_1 - T_0) y_{L0}}{(\rho_m - \rho_w)} \left[\frac{1}{2} - \frac{4}{\pi^2} \exp\left(-\frac{\kappa \pi^2 t}{y_{L0}^2}\right) \right] \quad (9)$$

で与えられる。ここで、 w_0 は中央海嶺における水深、 ρ_m はマンツルの密度、 ρ_w は海水の密度、 α_v はプレートの体積熱膨張率、 κ はプレートの熱拡散係数、 y_{L0} はプレートの厚さ、 $T_1 - T_0$ はプレート下面(海洋底から y_{L0} の深さ)と海洋底の温度差、である。海洋底の沈降速度 $-dw/dt$ は、

$$-\frac{dw}{dt} = -\frac{4\rho_m \kappa \alpha_v (T_1 - T_0)}{(\rho_m - \rho_w) y_{L0}} \exp\left(-\frac{\kappa \pi^2 t}{y_{L0}^2}\right) \quad (10)$$

ミッドウェー島が載っているのは1億1800万年前の海洋底²⁷で、その他のパラメタは表3の値を使うと、沈降速度はおおよそ0.005 mm/yrとなる。この沈降速度はドリルコアに基づいて推定した沈降速度の1/4から1/2程度で、惑星科学者の感覚²⁸ではそれほど悪くない。

26. ミッドウェーの火山が水没した年代は、火山岩直上にある炭酸塩(化石)の年代を見たらよいのかもしれないが、ここでは手を抜いて、水没年代は1230万年(ガードナー尖礁、水没前)と1990万年(レイサン島、サンゴ礁がなければ水没)の間にあるとした。

27. 古い火山ほど古い海洋底の上に載っている、というのは必ず成り立つものではない。ホットスポットに対して中央海嶺が遠ざかる場合には、新しい火山ほど古い海洋底の上に載って

いようにも見えるが、後述するように天皇海山(ギョー)の頂部の水深と整合しないと言われている[14]。

海中に沈んだ火山島はほとんど侵食されることがないので²⁹、海洋底からギョー頂部までの高さは、ギョーが海面下に沈んだときの海の深さを記録することになる。そして、現在の海面からギョー頂部までの水深は、ギョーが海面下に沈んだときから現在までの海洋底の沈降量を表わすことになる。海洋底の深さが式9で表わされるとしたら、ギョーが海面下に沈んだときから現在までの海洋底の沈降量 Δw は

$$\Delta w = w(t_g) - w(t_s) \quad (11)$$

ここで、 t_g はギョーが海面下に沈んだ年代、 t_s はギョーの下にある海洋底の年代、である。

図2はいくつかの天皇海山について、現在の海面からギョー頂部までの水深 d と、年代から推定されるギョー頂部の水深 Δw を描いたものである。ギョーの形成年代 t_g は不明なので、ここでは火山の年代を用いて

いるということが起こりえる。また、ホットスポットが断裂帯(fracture zone)をまたぐと海洋底の年代は不連続に変化する。断裂帯をまたぐときに生じる年代の不連続な変化は、新しくなる場合と古くなる場合の両方がある。

28. 筆者の周囲には「桁(オーダー)があつてからいいんじゃない」と言う人が多いのだが、これは観測バイアスかもしれない。サンプル数が少ないという批判に対しては、「友達が少なくてもすみません」としか答えられない。

29. 一般に、海中に沈んだ後は侵食よりも堆積が優勢となる。水没時のギョーの高さを推定するためには、現在の海底地形から、水没後にギョーの上に堆積した堆積物の厚さを補正する必要がある。

いる³⁰。火山島が形成されてから海面下に沈むまでにはある程度の時間がかかるので、ギョーの形成年代は実際よりも古く仮定されたことになり、水深 Δw を過大評価したことになる。しかし図2では、現在観測されるギョー頂部の水深 d は、過大評価したはずの水深 Δw よりも、1000 mほど深くなっている。この差は、海洋底の冷却を考えるだけでは説明することができない。[14]は、海洋底がホットスポットの上を通過するときに、ホットスポットによって加熱を受けることを考慮することによって、説明することができるとしている。

4.2 火山島の荷重による沈降と隆起

火山島の沈降は、海洋底の冷却だけでなく、火山島の荷重によるリソスフェアの変形によっても生じる。リソスフェアが変形する時間スケールはおおよそ100万年で、これは火山島が成長する時間スケール100-200万年とほぼ同程度である。すなわち、火山島が形成されるのとはほぼ同時進行でリソスフェアは変形し、火山島の形成が終わった後にリソスフェアはあまり変形しない。ハワイ島の下のリソスフェアは周囲に比べておよそ4 kmほど凹んでいる。200万年で4 kmとすると、沈降速度は2 mm/yrとなり、これはハワイ島の北西沖の海面下に沈んだサンゴ礁の年代から推定された沈降速度2.6 mm/yrと整合的な値である³¹。

火山島の荷重によるリソスフェアの変形は、火山島の近傍では沈降となるが、火山島から数100 km離れた場所においてはバルジ(膨らみ)をつくって隆起を生じさせる[13]。バルジの隆起量 w_b は火山島直下の沈降量 w_0 に比例する[13]。

$$w_b = -w_0 e^{-\pi} = -0.0432 w_0 \quad (12)$$

したがって、ハワイ島の荷重によってハワイ島が2 mm/yrの速度で沈降しているとしたら、バルジの隆

起速度はその0.0432倍の0.08 mm/yrということになる。これはプレート冷却による沈降速度 ~ 0.01 mm/yrよりも十分に大きいので、ハワイ島の周辺地域ではハワイ島の荷重による隆起が観測されるはずである。

実際に、オアフ島(Oahu)は隆起している³²。オアフ島ではサンゴ礁が島のいたるところに見られ、それらはオアフ島の隆起によって陸上にあがったものと考えられている³³。海拔21 mの場所に ~ 33.4 万年前のサンゴ礁があるので、それを使ってオアフ島の隆起速度を推定すると0.06 mm/yrになる。これはハワイ島の荷重によってもたらされる隆起速度の推定(0.08 mm/yr)と整合的であり、オアフ島の隆起はハワイ島の荷重によるものと考えられている。

4.3 侵食

火山島が1500万年くらいの時間スケールで海中に没することを使って、侵食速度を見積もる。火山島の標高が下がるのは、沈降と侵食の作用による。沈降は4.1節と4.2節で整理したように、プレートの冷却による熱収縮と、火山島の荷重によるリソスフェアの変形の、2つの過程によって生じる。プレート冷却の熱収縮による沈降の速度は、ミッドウェーのドリルコアに基づいて0.02 mm/yrであるとする、1500万年間の沈降量は300 mになる。火山島の荷重による沈降の速度は、冷却による沈降に比べると2桁程度大きい、継続期間は100万年程度なので沈降量としては2000 m程度となる³⁴。

ここで、標高4500 mの火山島が1500万年で海中に沈む場合を考える。4500 mのうち、2300 mは沈降によって標高が低下するのだとすると、残り2200 mは侵食によって削られなければならない。1500万年で2200 m削るとしたら、その侵食速度は約0.15 mm/yrである。

カウアイ島(Kauai)の侵食速度を調べた研究[16]によると、侵食速度は降水量に強く依存し、100万年の時間スケールで見た侵食速度は地域の降水量の多寡に

30. 6つの天皇海山の11カ所で採取したコアを調べると、11カ所の全てにおいてかつて温暖な浅海にあった証拠が見つかるが、造礁サンゴがあるのは光孝海山(Koko)のみで、それ以外の5つの海山に造礁サンゴは見つからない[15]。コア中に造礁サンゴが見つからないのは、サンプリングの問題ではなく本当に造礁サンゴがないからであると[15]は言っている。天皇海山列(光孝海山を除く)に造礁サンゴがない理由は解明されていないらしい。

31. 海洋底の冷却による沈降も同時におこっているが、その沈降速度は ~ 0.01 mm/yrであり、100万年程度の時間スケールでは無視できる。

32. 筆者は、ハワイ諸島はみんな沈降しているんだろうと思いでいた、と正直に告白しておく。

33. 海面より上にあるサンゴのなかには、津波によって運ばれたものもある。ラナイ島とモロカイ島では、海拔155 mにサンゴと溶岩の角礫岩(breccia)が見つかり、それは津波によって運ばれたものとされている。

34. リソスフェアの変形量は火山島の荷重に比例する[13]。2000 mはハワイ島のような大きな火山島の沈降量である。

よって0.003-0.1 mm/yrの範囲でばらつくとされる³⁵。速い侵食速度(～0.1 mm/yr)は、1500万年程度で島が沈むことと整合的であるが、現在のカウアイ島で最も雨が降る地域の年降水量は9000 mmを超えるとされており、0.1 mm/yrの侵食速度を維持するのに9000 mmという年降水量が必要であるのなら、1500万年という期間で平均して0.1 mm/yrの侵食速度を達成することは困難かもしれない³⁶。侵食速度は削られる岩盤の状態にも強く依存し、新しい溶岩よりは古い溶岩の方が侵食されやすい。カウアイ島では、これから時間が経過するにつれて、侵食速度は速くなっていくのかもしれない³⁷。

侵食に並行して生じるであろう隆起についても考えておく。アイソスタシーが成り立っているとき、侵食によって削られると、荷重が減った分のバランスをとるために隆起が生じる。火山島の海面より上に出ている部分の体積は、海中にある部分も含めた火山島全体の10 %くらいであると思うと、火山島の海面より上に出ている部分が侵食で削られると火山島の荷重は10 %減ることになる。火山島の荷重によってリソスフェアが4 kmくらい凹んでいるとすると、火山島の荷重が10 %減ったときリソスフェアの変形量も10 %減って、ざっくり400 mくらいの隆起が生じることになる。もっとも、侵食で削られた岩石が島の近傍に堆積するのであれば、大局的に見て火山島の荷重は変わらないので、侵食による隆起は考えなくてもよいのかもしれない。

5. サンゴ礁

サンゴは刺胞動物門に属する動物で、炭酸カルシウムからなる固い骨格をつくる³⁸。大きな骨格をつくってサンゴ礁を形成する造礁サンゴは、体内に共生させた褐虫藻から提供される光合成産物を利用して、速い速度で骨格形成をおこなう³⁹。褐虫藻が光合成をするには光が必要なため、造礁サンゴは熱帯・亜熱帯の浅い海にのみ生息する⁴⁰。造礁サンゴは、深い海に沈むと共生している褐虫藻が抜けてしまっただけで死んでしまう⁴¹。

造礁サンゴは上に向かって成長することができるので、島が沈降していたとしても、サンゴ礁の成長速度が沈降速度よりも速ければ、サンゴ礁は深海⁴²に沈むことなく海面下すれすれの位置を維持する。ハワイ諸島(北西ハワイ諸島を含む)においてサンゴ礁の成長速度を調べた結果[15]によると、サンゴ礁の成長速度は緯度に依存し、いちばん南のハワイ島では11 mm/yr、いちばん北のクレ環礁では0.2 mm/yrである⁴³。これらの成長速度は、プレート冷却による沈降速度～0.02 mm/yr (4.1節)よりも十分に速いので、プレート冷却による沈降でこれらのサンゴ礁が海の深くに沈むことは(プレート運動でもっと北に移動してサンゴ礁の成長速度が1桁以上遅くならない限り)なさそうである^{44, 45}。

サンゴ礁は海水準変動からも大きな影響を受ける。海水準は気候変動にともなって変化することが知られている⁴⁶。例えば、最終氷期最盛期(約18000年前)か

35. [16]において侵食速度は8-335 ton/km²/yrと与えられているので、岩石の密度として3000 kg/m³を用いて単位を変換した。

36. 全球平均の年降水量は1000 mm くらい。日本の年降水量は1500 mm くらい。年降水量9000 mm というのは、めちゃくちゃ多い。

37. 日本の侵食速度は場所によって異なるが、比較的標高が高い山地では1 mm/yrを超え、中部山岳地帯の高山部では3-5 mm/yrに達する[17]。これはカウアイ島に比べるとかなり大きい。この日本の速い侵食速度は、日本がテクトニクスの活発な地域にあることによると考えられている。

38. 筆者がサンゴについて知っていることの多くは[18]による。

39. サンゴに褐虫藻が共生していることは、川口四郎(岡山大学名誉教授)によって1944年に発見された。サンゴ礁の豊かな生態系を支える一次生産者は、サンゴに共生する褐虫藻である。オアフ島のハナウマ湾(Hanauma Bay)では、シュノーケリングによってサンゴ礁生態系をお手軽に観察することができる。

40. サンゴ礁が発達するのは冬の表面水温が18℃以上の場所とされる。造礁サンゴ自体は冬に14℃まで下がる場所にも生息し、千葉県の館山には小さな造礁サンゴの群落がある。

41. 英語では、造礁サンゴが深い海に沈んで死ぬことを"drowned (溺れた)"と表現するようである。

42. ここでは、ざっくり100 m(サンゴ礁が成長できなくなる深さ)より深い海を「深海」と呼ぶことにする。水深100 mにおける太陽光量は海面直下に比べると大幅に減っているため、サンゴ礁の成長速度は海面下のそれに比べたらかなり遅くなっているはずである。造礁サンゴが溺れる深さはもう少し深い(～150 m)らしい[9]。

43. 礁としての成長速度はサンゴそのものの成長速度に比べるとだいぶ遅い。サンゴには200 mm/yrに達するような速い成長速度をもつものもあるが、打ち寄せる波によって破壊されたり、生物によって破壊されたりする(生物侵食)。サンゴ礁周辺の海底を埋めている白い砂は主にサンゴの破片であり、サンゴが砕かれていることを示す証拠である。

44. サンゴ礁の成長が島の沈降速度よりも遅くなってサンゴ礁が沈む限界をダーウィン・ポイント(Darwin Point)と呼ぶらしい[15]。ダーウィンは進化論を提唱したあのダーウィン(Charles Darwin)である。ダーウィンは、サンゴ礁の形成と発達を島の沈降によって説明する沈降説を提唱した。

ら6000年前にかけて、海水準は120 m以上上昇、その間の上昇速度は平均でも10 mm/yr、短期間にはそれ以上にもなる。この海水準の上昇に見合うだけの成長ができなかったサンゴ礁は、深海に沈むことになる。

気候変動の時間スケールは10万年程度⁴⁷なので、海水準変動で深海に沈んでもしばらく待てばまた浅海に戻る。しかし、沈んでいる間にサンゴ礁を載せた海洋底が沈降すると、海水準が元に戻ってもサンゴ礁の水深は元に戻らない。例えば、ハワイ島の荷重による海洋底の沈降は ~ 3 mm/yr、10万年あれば ~ 300 mも沈む。海水準変動によって溺れたサンゴ礁は、溺れている期間が長くなると、海水準が元に戻っても浅海(水深100 m以内)に戻らないということが起こりえる。10 mm/yrに達する速い成長速度をもつハワイ島においてサンゴ礁が海中に沈んでいること(4.2節)は、海洋底の沈降(~ 3 mm/yr)だけでは説明するのが難しいが、海洋底の沈降と海水準変動を組み合わせると説明することが可能となる。

サンゴは海水中でないと生育しないため、サンゴ礁が海面上に出ている場所においては、過去に現在よりも海面が高い位置にあった時代があったことになる。

すなわち、隆起しているか、海水準が今よりも高かったか、いずれかである。オアフ島で陸上にみつかるサンゴ礁は、前者(隆起)によるものである⁴⁸。ミッドウェー環礁やクレ環礁は、後者(海水準変動)によって海面上に出たものである⁴⁹。

6. 火山見学案内はネタ切れである

もはや「火山見学案内」ではないだろうという指摘は全く正しい。最初[1]は正しくハワイ島の火山見学案内であった。その2[2]はオアフ島の火山見学案内であった(表題が「ハワイ島の」になっていることには目をつぶってもらいたい)。本稿(その3)に火山見学案内がないのは、ネタ切れだからである。マウイ島(Maui)やカウアイ島など、ハワイ諸島にはまだまだ見所があるのだが、筆者は行っていない。機会があれば行ってみたい(火山見学案内を書いてみたい)と思っているので、マウイ島やカウアイ島でフィールドワークをする人がいたらぜひ声をかけて欲しいと思っている。

筆者は雑食なので、目的地は火山島でなくてもよい。サンゴ礁の島も好物である⁵⁰。本稿に出てきた⁵¹、ミッドウェー環礁、エニウェトク環礁⁵²、大東諸島、などなど、調査に行く人がいたら筆者を連れて行って欲しいと思う。

45. 中部太平洋にあるエニウェトク環礁(Enewetak Atoll)では2カ所で深い穴が掘られ、基盤となる火山岩の上にそれぞれ1405 mと1287 mの厚さの石灰岩が堆積していることが明らかにされた[12]。火山岩の年代は7590万年、火山島の形成から水没まで1500万年かかるすると、石灰岩の堆積速度は0.02 mm/yrである。ハワイ諸島におけるサンゴ礁の成長速度(1-10 mm/yr)を考えると、0.02 mm/yrの速度で石灰岩を堆積させることは十分可能であるように思われるが、それを6000万年もの期間にわたって継続するというのは、なかなかすごいことのように思える。それはそれとして、エニウェトクはどう綴るのが正しいかわからない。「Enewetak」はGoogleマップが採用する表記であるが、[12]は「Eniwetok」、[14]は「Anawetok」、[19]は「Anewetak」である。Wikipediaには「Enewetak」、「Eniwetok」、「Eniwetok」の3つが書かれている。

46. 海水準変動の主な原因は、100万年の時間スケールで考えるなら、海水量と海水温の変化である。地球の表面にある水の量はほとんど変わらないとすると、海水量の変化は主に陸上にある水の量の変化によって引き起こされる。海から蒸発して陸上に降った水が雪や氷となって陸上に固定されると海水量は減り、陸上にある氷が融けて水となって海に流れ込むと海水量は増える。また、海水温が変わると熱膨張によって海水の体積が変化して、海水準が変化する。

47. ミランコビッチ・サイクル(Milankovitch cycles)。20年くらい前に、「ミランコビッチ・サイクルに合わない年代データは間違ってるのか精度が悪いのかと言われて、ミランコビッチ・サイクルに合うように年代の書き換えがおこなわれることがあるんだ。それはおかしいだろう」と言っていた人がいた。筆者はその真偽を知らないが、ミランコビッチ先生の理論が偉大であることを示すエピソードとして記憶している。ミランコビッチ先生の肖像は、セルビアで発行されている2000ディナール紙幣に使われている。

48. 南大東島と北大東島は環礁が隆起してできた島(隆起環礁)で、中央部が凹んで周辺部が高くなった形をしている。北大東島で1936年におこなわれた深層ボーリングでは、深さ431.7 mまで炭酸塩岩であることが明らかにされた[20]。大東隆起環礁は「日本の地質百選」に選ばれている。

49. 筆者が大学院生のとき、先輩から「サンゴ礁には3つのアップがある」と教えられた。島の沈降に合わせてサンゴ礁が成長して海面下すれすれを維持しているkeep up、サンゴ礁が海面上に出ってしまったcatch up、そして溺れてしまったサンゴ礁give up。出典を探してみただけ見つけれなかった。出典を知っている人がいたら教えてください。

50. 筆者が大学院生のとき、キリスマス島(Kiritimati)に地震計を設置する話があって、現地に行つて地震計設置の手伝いをする人の募集があった。なにか用事があるで見送ったのだが、行かなかったことをとても後悔している。キリスマス島は、ハワイ諸島とはほぼ同じ経度にあるが、標準時はUTC+14を採用している(ハワイ諸島はUTC-10)。UTC+14の採用は、キリバス共和国の領土が日付変更線をまたいで散らばっており、国の東西で日付が変わらないようにするためのものである(結果として、キリスマス島は世界で最も早く新しい一日が始まる場所となった)。

51. エニウェトク環礁と大東諸島がどこに出てきたかわからない人は、脚注を調べてみよう。

参考文献

- [1] はしもとじょーじ, 2018, 遊星人, 27, 66.
- [2] はしもとじょーじ, 2018, 遊星人, 27, 246.
- [3] Hawaiian Volcano Observatory, U.S. Geological Survey, Volcano Watch, https://volcanoes.usgs.gov/observatories/hvo/hvo_volcano_watch.html
- [4] Kilauea, Tilt and GPS Deformation Data, https://volcanoes.usgs.gov/volcanoes/kilauea/monitoring_deformation.html
- [5] Hawaii Volcanoes National Park, <https://www.nps.gov/havo/index.htm>
- [6] 中村一明, 1978, 火山の話, 岩波新書, 228p.
- [7] Volcano World, <http://volcano.oregonstate.edu>
- [8] Kumagai, H. et al., 2001, Science 293, 687.
- [9] Poland, M.P. et al. eds., 2014, US Geol. Surv. Prof. Paper 1801, 428p., <http://dx.doi.org/10.3133/pp1801>
- [10] 武藤大介, 2017, 験震時報, 81, 1.
- [11] トーマス・トウェイツ(著), 村井理子(訳), 2015, ゼロからトースターを作ってみた結果, 新潮文庫, 211p.
- [12] Ladd, H.S. et al., 1970, US Geol. Surv. Prof. Paper 680-A, 29p., <http://dx.doi.org/10.3133/pp680A>
- [13] Turcotte, D.L. and Schubert, G., 2002, Geodynamics 2nd ed., Cambridge Univ. Press, 456p.
- [14] Caplan-Auerbach, J. et al., 2000, JGR 105, 2679.
- [15] Grigg, R.W., 1997, Coral Reefs 16, S33.
- [16] Ferrier, K.L., 2013, GSA Bulletin 125, 1146.
- [17] 藤原治ほか, 1999, サイクル機構技報 5, 85.
- [18] 本川達雄, サンゴとサンゴ礁のはなしー南の海のふしぎな生態系, 中公新書, 273p.
- [19] Clouard, V., and A. Bonneville, (2004) <http://www.mantleplumes.org/WebDocuments/PacificSeamountAges.pdf>
- [20] 井龍康文, 2013, 地学雑誌 122 (2), p.iii.
52. エニウェトク環礁はビキニ環礁(Bikini Atoll)の隣にある。ビキニ環礁は世界遺産にも登録されている有名な核実験場(水着のビキニはその破壊的威力を原子爆弾になぞらえて命名された)であるが、エニウェトク環礁もまた核実験場であり世界で最初の水素爆弾の実験がおこなわれた場所として知られている。核実験をおこなったアメリカ政府は実験終了後に島の除染をおこなったが、放射能汚染のレベルは高いままになっている。国際原子力機関(IAEA)が1998年に出した報告書は、ビキニ環礁について「現状の放射能汚染の状況は永住に適さない」としている。また、エニウェトク環礁に建設されたルニット・ドーム(Runit Dome)は、放射能汚染物質をコンクリートで固めて格納しているのだが、コンクリートの劣化によりプルトニウムなど放射性物質の漏出が懸念されている。エニウェトクは無邪気に行きたいと言ってよい場所ではないのかもしれない。[19]によると“ビキニ(Bikini)”ではなく“ピキンニ(Pikinni)”であるらしい。

一番星へ行こう！ 日本の金星探査機の挑戦 その36 ～ AFES-Venusによる数値計算とデータ同化～

樫村 博基¹, 杉本 憲彦², 高木 征弘³, 安藤 紘基³, 今村 剛⁴,
松田 佳久⁵, 榎本 剛^{6,7}, 大淵 済¹, はしもと じょーじ⁸,
石渡 正樹⁹, 中島 健介¹⁰, 高橋 芳幸¹, 林 祥介¹

(要旨) 金星大気の全球的な流れを計算する数値モデル「AFES-Venus」とそれを用いた数値実験・データ同化について紹介する。AFES-Venusは、金星大気の惑星規模筋状構造や周極低温域、大気安定度の地方時依存性などの再現に成功している。AFES-Venusでは、高度55 km付近に低安定度層を導入したことで、空間解像度を高めたことによって、傾圧不安定の発達計算されるようになった。数値実験により、傾圧不安定の発達が、金星大気の現実的な風速・温度場の再現にとって重要であることが分かってきた。また我々は、AFES-Venusを用いたデータ同化システムも開発しており、「あかつき」による観測を反映した現実的かつ時空間的に偏りのない金星大気のデータセットの創出や、個々の観測の重要度評価による観測計画立案への貢献も目指している。

1. はじめに

金星探査機「あかつき」は、2015年12月の金星周回軌道への投入以降、多くの観測データをもたらしており、金星気象学の発展に貢献している。一方、我々はあかつきの金星到着以前から、金星大気の全球的な流れを計算する数値モデル「AFES-Venus」を開発し、数値シミュレーションによって金星気象の謎に挑み続けてきた。AFES-Venusは、雲や化学、地表面過程を省略し、放射による加熱冷却を単純化した力学モデルでありながら、これまでの観測で示唆されてきた高度55 km付近の大気の静的安定度が低い層(低安定度層)を導入し、従来よりも高い解像度で計算すること

によって、現実的な金星大気循環を再現することに成功している。さらに、「地球シミュレータ」を用いた高解像度計算によって、数百キロメートル規模の構造が表現されるようになり、あかつきが撮影した金星の詳細な雲模様との比較が可能となってきた。近年には、観測データを用いて数値モデルによる計算を修正するデータ同化の手法を金星大気で初めて適用することに成功しており、今後より現実的な金星大気のデータセットを生み出すことを目指している。本記事では、AFES-Venusについて解説するとともに、これまでに得られた成果の一部を紹介する。

2. AFES-Venus

大気大循環モデル(GCM: General Circulation Model)とは、全球の大気の状態や運動を計算するための数値モデルである。大気大循環モデルは、大気の運動と熱力学、状態方程式を計算する「力学コア」と放射伝達や凝結過程などを近似的に計算する「物理過程(と気象分野では呼ばれている)」から構成される。AFES (Atmospheric GCM For the Earth Simu-

1. 神戸大学 大学院理学研究科/惑星科学研究センター
2. 慶應義塾大学 日吉物理学教室
3. 京都産業大学 理学部
4. 東京大学 大学院新領域創成科学研究科
5. 東京学芸大学 教育学部
6. 京都大学 防災研究所
7. 海洋研究開発機構 アプリケーションラボ
8. 岡山大学 大学院自然科学研究科
9. 北海道大学 大学院理学研究院
10. 九州大学 大学院理学研究院
hiroki@gfd-dennou.org

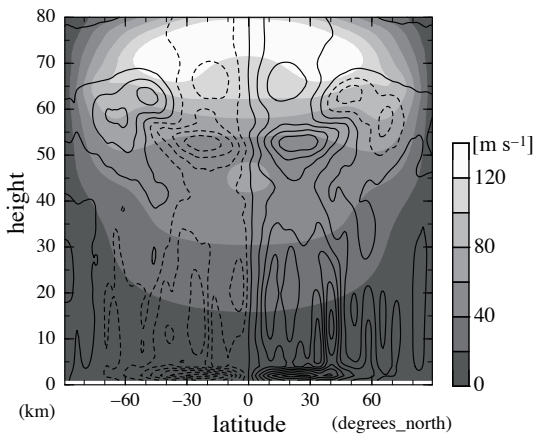


図1：AFES-Venusで再現された平均東西風(濃淡)と平均子午面循環(等値線)。等値線間隔は $450[\text{kg m}^{-1} \text{s}^{-1}]$ であり、実線は時計回り、破線は反時計回りの循環を表す。北(南)半球で破(実)線で表される逆循環は、傾圧不安定によるものだと考えられる。本計算の解像度は水平格子間隔 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 、鉛直格子間隔 1 km である。

lator)は、ベクトル型の大型計算機である地球シミュレータに最適化された、地球大気用の大気大循環モデルであり、同機において非常に高い空間解像度の計算が可能となっている[1, 2]。

我々は、AFESの力学コアに観測に基づく太陽放射加熱とニュートン冷却で近似した放射冷却の物理過程を加え、諸定数を金星の値に変更し、AFES-Venusを開発した。ニュートン冷却とは、ある基準温度場からの差に比例する形で、温度場に強制を与える近似である。本モデルの特徴のひとつは、ニュートン冷却の基準温度場に観測で示唆されている高度 55 km 付近の大気安定度が中立に近い低安定度層を導入したことである。

また、従来よりも高い解像度で計算が出来ることも本モデルの特徴である。とりわけ地球シミュレータ上では、金星大気の全球シミュレーションとしては世界最高レベルの空間解像度(水平 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 間隔、鉛直 1 km 間隔)による計算を実現している。その上、高解像度でのパラメータ感度実験を実施することも可能であり、再現された諸現象のメカニズム解明に役立っている。

金星では、大気全体が自転軸周りを高速で回転しており、その速さは高度 60 km 付近で、自転の約60倍にも達する。このような高速東西風は「スーパーローテーション」と呼ばれ、その生成メカニズムは、金星

気象学最大の謎とされている。これまでの金星大気大循環モデルを用いた研究は、静止状態からのスーパーローテーションの生成を目的とすることが多かった。これに対して、我々は、スーパーローテーションの生成に関しては一旦棚上げし、理想化した高速東西風を初期値として与えることにした。このような設定で時間発展計算をおこなうと、大気の状態は数金星日程度(1金星日は117地球日)で準平衡状態になる。図1は準平衡状態で得られた平均東西風分布と平均子午面循環を示している。東西風分布は、これまでの観測と整合的な結果が得られている。一方、子午面循環はこれまで想像されていたような赤道から極まで延びる循環ではなく、逆循環を含む複雑な形をしている。我々は、このようなシミュレーション結果を解析し、数値実験をおこなうことで、様々な成果をあげてきた。以下、その一部を紹介する。

3. 主要な成果

3.1 傾圧不安定

AFES-Venusによる数値シミュレーションは、金星大気中でも傾圧不安定が生じうることを示した[3]。傾圧不安定は、南北温度差に起因する大規模な流体の不安定現象であり、温帯低気圧と移動性高気圧の生成メカニズムとして、地球の中高緯度の気象において支配的な現象である。我々は、これまで線形安定性解析で示唆されていた金星大気の高安定度層付近の傾圧不安定が、非線形数値シミュレーションでも実際に生じることを示した。さらに、発達した傾圧不安定に伴う角運動量や熱の輸送は、東西風分布や子午面循環の形成に大きく寄与していることを示した。また、これまでに観測で報告されてきた雲層上端のロスビー波的な構造は、傾圧不安定に伴うものである可能性が高いことも報告している[4]。パラメータ感度実験の結果から、傾圧不安定の発生には低安定度層の存在と水平解像度の高さが重要であることが分かった。すなわち、高度 55 km 付近に低安定度層を導入した場合には傾圧不安定が発生したが、低安定度層を導入せず一定の安定度とした場合や低安定度層の安定度を高めた場合には傾圧不安定は生じなかった。さらに、低安定度層を導入していても、水平解像度が $6^\circ \times 6^\circ$ 以下になると、傾

圧不安定が現れなくなることも確認された[5]. この約 $6^{\circ} \times 6^{\circ}$ の水平解像度というのは、これまでの金星大気シミュレーション研究では一般的なものであった. つまり、低安定度層を導入(あるいはより高度な放射計算によって再現)すると同時に、ある程度の高い水平解像度(約 $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 以上)で計算することが、金星大気シミュレーションにおいて重要であることを本研究は示している. 詳しくは文献[3,4,5]を参照されたい.

3.2 周極低温域の再現

1970年代の金星探査ミッション以降、金星極域の上空65 km付近では、極がその周囲よりも高温になり、極の周りを低温の領域が取り囲んでいるという不思議な気温分布「周極低温域(cold collar)」が知られていた[6]. しかし、どのようにしてこのような気温分布が生じ、維持されているのか、そのメカニズムは現在まで未解明であった. そこで、AFES-Venusによる金星大気シミュレーションの結果を調べてみると、図2のように周極低温域が再現されていることが分かった[7]. 一方、太陽加熱の日周期変化成分を取り除き、東西一様な太陽加熱を与えた数値実験では、周極低温域が現れなかった. 日周期変化成分の有無が異なる2つの実験結果を解析したところ、太陽加熱の日周期変化が励起する重力波(熱潮汐波)が、極上空の下降流を強め、断熱圧縮によって極の大気を暖めていることが分かった. 波が駆動する下降流と、それによって生じる昇温現象は、地球大気でも成層圏の突然昇温として知られている. 本研究は、金星大気中でも類似のメカニズムが大規模かつ恒常的に働いていることによって、極域の温度が上がり、その周辺が相対的に低温となる周極低温域という温度構造が形成されていることを示唆している. 詳しくは文献[7]を参照されたい.

3.3 惑星規模筋状構造

図3aは、あかつきのIR2カメラ[8,9]が捉えた金星夜面の波長 $2.26 \mu\text{m}$ の赤外線画像である. この波長は CO_2 大気の赤外線吸収の窓領域にあたる. 高度30 km付近の高温大気から射出されるこの波長の赤外線は、 CO_2 大気を透過する一方、高度49 kmから57 kmにかけて存在する「モード3」と呼ばれている直径数 μm の雲粒からなる下層雲によって吸収される. すなわち、図3aの明暗は下層雲の厚さを影絵の形で反映してい

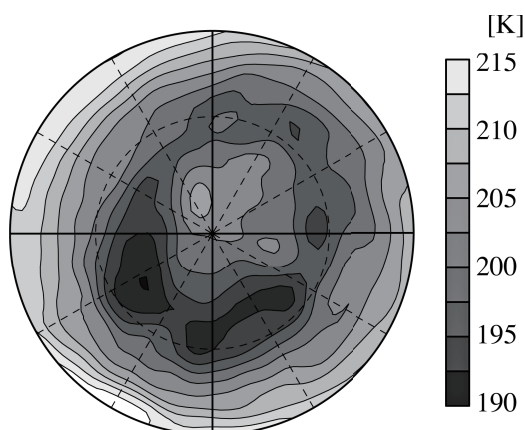


図2：AFES-Venusで再現された周極低温域. 高度68 km付近の気温を示している. 外側の円は緯度 30° 、内側の破線円は緯度 60° を示す. 本計算の解像度は水平格子間隔約 $3^{\circ} \times 3^{\circ}$ 、鉛直格子間隔約2 kmである.

る(明るいほど下層雲が薄く、暗いほど分厚い)と考えられている. 図3aにおいて顕著な特徴は、南北両半球におおよそ対称に位置する、高緯度から低緯度にかけて斜めに延びる巨大な明るい筋状の構造である. 幅数百kmで長さ約7000 km以上の細い筋が幾本か並んでいる. このような構造は、あかつきIR2カメラが初めて捉えたものであり、我々は「惑星規模筋状構造」と呼んでいる.

AFES-Venusの高解像度シミュレーションは、惑星規模筋状構造を再現することにも成功している[10]. 上述のような細い構造を表現するためには、非常に高い水平解像度が要求されるが、我々は地球シミュレータを用いることで、水平解像度が約 $0.75^{\circ} \times 0.75^{\circ}$ のシミュレーションを実現することができた. そこで計算された鉛直流には、IR2カメラが捉えた筋状構造と類似の構造が現れていた. 図3bは計算された鉛直流の高度60 kmにおける分布である. 白色で示された下降流の領域が筋状構造を成している. IR2カメラが捉えている物理量とは異なるものの(雲過程はまだAFES-Venusには導入されていない)、下降流によって下層雲(モード3の雲粒)の濃度が下がることは十分に考えられるため、両者は整合的だと言える.

その後我々は数値実験を実施し、太陽加熱の日周期変化成分の有無と低安定度層の有無が、惑星規模筋状構造に与える影響を調べた. 結果、太陽加熱の日周期成分を取り除き、東西一様加熱とした設定でも、変わ

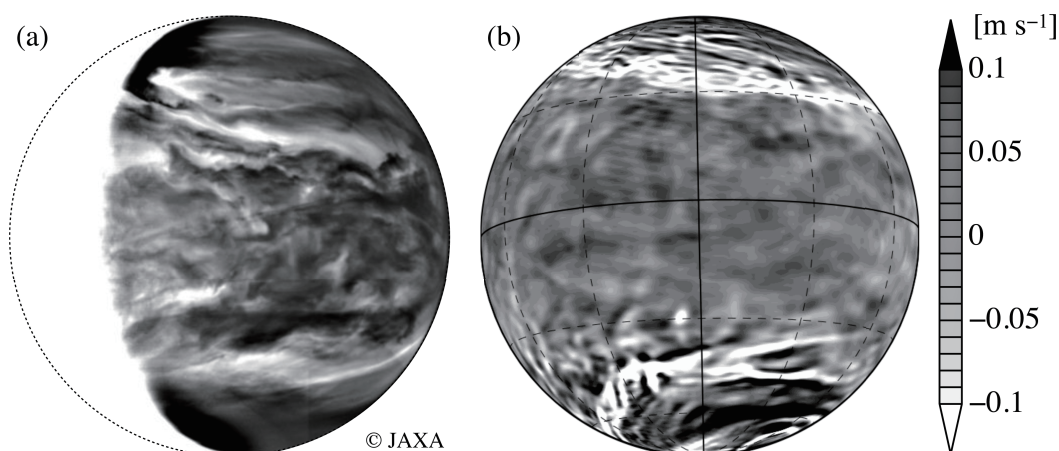


図3：(a) あかつきIR2カメラが波長 $2.26\ \mu\text{m}$ で捉えた金星夜面画像(UTC 2016年3月25日7時33分に撮像)。画像中の金星ディスク中心は経度 246.0° 、緯度 -9.1° であり、金星あかつき間の距離は約10万kmである。画像はエッジ強調処理を施しており、金星ディスクに沿って切り抜いている。明暗模様は、下層雲の濃淡(明るいほど雲が薄い)を表すと考えられている。(b) AFES-Venusで計算された高度60 kmの鉛直風分布の一例。画像(a)と同じ視点になるよう描画している。強い下降流を白色で示している。本計算の解像度は水平格子間隔約 $0.75^\circ \times 0.75^\circ$ 、鉛直格子間隔約1 kmである。

らず筋状構造は現れた。南北対称性も保持されていた。すなわち、惑星規模筋状構造の形成およびその南北対称性の維持に関して、熱潮汐波は顕著な影響を与えないことが分かった。一方、低安定度層を取り除いた実験では、筋状構造は現れなかった。解析の結果、低安定度層の有無に関わらず、高度65 km付近には東西波数1の赤道ロスビー波が生じるが、低安定度層がある場合には、傾圧不安定によって高緯度に東西風ジェットが形成され、赤道ロスビー波の位相が南北に傾けられることが示唆された。南北に傾いた赤道ロスビー波には、水平風擾乱の収束域が筋状に形成される。それによって、筋状の下降流域が生み出されると考えられる。さらに、高度55 km付近には赤道ケルビン波が存在しており、上層の赤道ロスビー波とシアー不安定によって結合している。この赤道ケルビン波との結合が、惑星規模筋状構造の南北対称性を保っていることが分かった。詳しくは文献[10]を参照されたい。

3.4 熱潮汐波

金星大気中では雲層付近の太陽光吸収により熱潮汐波が強く励起され、大気大循環に重要な役割を持つと考えられている。あかつきの電波掩蔽観測により、高度75 kmから80 km付近の赤道域では、日の出頃と日の入り頃に大気安定度が極大となる東西波数2の地方

時依存性が見いだされた。一方、日の出頃の大気安定度の鉛直構造は、高度65 kmから85 kmにおいて波長10 kmから15 kmの波動的な構造であった。これらの結果は、金星大気の雲頂(約70 km)より上空では、鉛直波長10 kmから15 kmの半日潮の熱潮汐波が卓越していることを示唆している。AFES-Venusではこのような大気安定度の地方時依存性や鉛直構造も再現されている。一方、AFES-Venusでは雲頂高度より上空では平均東西風が高度ともに急速に減速している。上記の半日潮とこの風速分布は、重力波の分散関係式において整合的であることから、金星大気中でも雲頂上空では平均東西風が急減速していることが示唆される[11]。

また、AFES-Venusで計算された雲層付近の熱潮汐波を解析した結果、その構造は緯度と高度に複雑に依存していることが分かった。雲頂高度の低緯度では東西波数2の半日潮が卓越して、太陽直下点付近の東西風を $10\ \text{m s}^{-1}$ 程度減速している。中高緯度では東西波数1の一日潮が卓越し、昼半球から極を越えて夜半球に向かう $20\ \text{m s}^{-1}$ から $30\ \text{m s}^{-1}$ もの南北風を伴う夜昼間対流を形成している。これは、同高度の平均子午面循環の南北風よりも10倍程度大きい。半日潮と一日潮はともに高度60 km付近で励起され、上下に鉛直伝播しているが、一日潮は高度50 kmから70 kmにかけ

て位相が鉛直にそろっている。このため、一日潮が形成する夜昼間対流は強く深いものとなっている。さらに、この夜昼間対流の上昇流域の形は、紫外線観測で見られる暗い領域の形とよく似ている。すなわち、紫外線吸収物質は夜昼間対流によって上方輸送されており、金星大気中の物質輸送において熱潮汐波が重要な役割を担っている可能性が示された[12]。

古典的理論[13]によれば、自転の遅い金星では、速いスーパーローテーションと遅い夜昼間対流の共存した状態と、遅いスーパーローテーションと速い夜昼間対流の共存した状態が、どちらも実現可能であると考えられる。AFES-Venusで見つかった大気スーパーローテーション中に埋め込まれた夜昼間対流の存在は、気象力学の観点からも非常に興味深い。

3.5 データ同化

我々は、AFES-Venusを用いたデータ同化システムの開発も進めている。データ同化とは、観測データを用いて数値モデルによる計算を修正することで、より現実的かつ時空間的に偏りのないデータセットを生み出す手法である。あかつきの貴重な観測データを同化することができれば、観測を反映した大気内部の運動に関する情報が得られ、金星気象学の発展に寄与できる。そこで我々は、AFES-Venusに局所アンサンブルカルマンフィルターを用いたデータ同化システムを構築した[14]。これを検証するために、熱潮汐波を含む数値シミュレーションの出力データを間引いて疑似観測データとし、東西一様な太陽加熱を与える(熱潮汐波が励起されない)設定のAFES-Venusと同化させるデータ同化実験を行った。また、欧州の金星探査機「Venus Express」の観測データ[15]を用いた同様の実験も行った。その結果、両実験ともに(疑似)観測データに含まれる熱潮汐波が、東西一様加熱設定のAFES-Venusのなかで正しく再現されることが示された。これにより、開発したデータ同化システムが期待通りに動作していることが確認され、金星探査機の観測データを利用したデータ同化が金星大気の流れを調べるのに有用であることも示された。

また我々は、データ同化システムにおける、観測値個々の重要度を自動的に評価する手法(EFSO: Ensemble Forecast Sensitivity to Observations)[16]を実装することにも成功している。この方法は、観測値を

同化しない計算を並行して実施しておき、同化した計算結果と比較することで、個々の観測値が同化後のデータセットにどれほどの影響を与えたかを評価するものである。これにより、個々の観測の重要度を網羅的に調査することが可能になる。金星大気を理解する上でどのような観測が有効かを知ることによって、あかつきの今後の観測や将来の金星探査の計画立案に貢献することが出来る。

4. おわりに

以上の他に我々は、シミュレートされた金星大気中における極渦の鉛直構造[17]や運動エネルギーの波数依存性、短周期擾乱、平均子午面循環の構造なども解析している。また、当初棚上げしていた、静止状態からのスーパーローテーションの生成についても実験をはじめている。さらに、金星大気中の放射伝達計算や硫酸蒸気の生成・輸送・凝結過程をAFES-Venusに導入し、より高度な物理過程を含む現実的な金星大気シミュレーションを実施する計画も進行中である。あかつきの観測データを用いた本格的なデータ同化やEFSOにも着手している。AFES-Venusによるデータ同化システムの基盤が整い、あかつきの観測データが蓄積してきた今、データ同化を軸として、観測データ解析とモデル開発の相互連携による両者の融合を実現すべき段階に来ている。我々AFES-Venusチームは、あかつきの観測とより密接に連携し、金星大気モデルの精緻化をはかることで、金星大気の謎に挑んでいきたいと考えている。

謝 辞

本研究は、地球シミュレータ利用課題『AFESを用いた地球型惑星の大気大循環シミュレーション』及び『AFESを用いた金星・火星大気の高解像度大循環シミュレーション』と文部科学省ポスト「京」萌芽的課題3「太陽系外惑星(第二の地球)の誕生と太陽系内惑星環境変動の解明」の一環として実施しました。AFES-Venusの高解像度計算には、海洋研究開発機構の支援のもと地球シミュレータを使用しました。惑星規模筋状構造に関する研究は佐藤毅彦氏(宇宙航空研究開発機構; 総合研究大学院大学)、佐藤隆雄氏(北海道情報

大学)と共同で実施しました。熱潮汐波に関する研究はあかつき電波掩蔽観測チームと共同でおこないました。データ同化システムの構築及び実験は山崎哲氏(海洋研究開発機構), 神山徹氏(産業技術総合研究所)と共同で実施しました。図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いました。最後に, 金星探査機あかつきに関わる全ての方に感謝申し上げます。

参考文献

- [1] Ohfuchi, W. et al., 2004, J. Earth Simulator 1, 8.
- [2] Enomoto, T. et al., 2008, High Resolution Numerical Modelling of the Atmosphere and Ocean (New York: Springer)
- [3] Sugimoto, N. et al., 2014, J. Geophys. Res.-Planets 119, 1950.
- [4] Sugimoto, N. et al., 2014, Geophys. Res. Lett. 41, 7461.
- [5] Sugimoto, N. et al., 2013, Theor. Appl. Mech. Jpn. 61, 11.
- [6] Taylor, F. W. et al., 1980, J. Geophys. Res. 85, 7963.
- [7] Ando, H. et al., 2016, Nat. Commun. 7, 10398.
- [8] Satoh, T. et al., 2016, Earth Planets Space 68, 74.
- [9] Satoh, T. et al., 2017, Earth Planets Space 69, 154.
- [10] Kashimura, H. et al., 受理済, Nat. Commun.
- [11] Ando, H. et al., 2018, J. Geophys. Res.-Planets 123, 2270.
- [12] Takagi, M. et al., 2018 J. Geophys. Res.-Planets 123, 335.
- [13] Matsuda, Y., 1980, J. Meteor. Soc. Japan 58, 443.
- [14] Sugimoto, N. et al., 2017, Sci. Rep. 7, 9321.
- [15] Kouyama, T. et al., 2013, J. Geophys. Res.-Planets 118, 37.
- [16] 山崎哲 ほか, 2018, 平成29年度「異常気象と長期変動」研究集会報告, 45.
- [17] Ando, H. et al., 2017, J. Geophys. Res.-Planets 7, 1687.

火の鳥「はやぶさ」未来編 その16 ～「はやぶさ2」ミッション前半を終えて～

吉川 真¹, はやぶさ2プロジェクトチーム

(要旨) 2018年11月, 「はやぶさ2」のミッションは, その前半が終了した. 2018年6月27日に目的地である小惑星リュウグウに到着し, リモートセンシングによる観測は一通り終了した. また, 小型ローバ MINERVA-III1 と小型着陸機 MASCOT をリュウグウ表面に降ろすことにも成功し, これらからのデータの取得もできた. ただし, サンプルを採取するためのタッチダウンは, 2019年に延期となった. これは, リュウグウ表面の至る所に岩塊が存在しており, 安全に着陸できる十分に広い場所が見つからなかったため, 探査機により高精度なナビゲーションが必要になったためである. ここでは, 「はやぶさ2」の誕生の経緯からミッション前半までをまとめてみることにする.

1. はじめに

2018年11月になると, 怒濤のように続いていた「はやぶさ2」の運用はその余韻は残っているものの, 少し落ち着きが戻ってきた. あたかも非常に暑かった2018年の夏が終わって, 秋の涼しさ・静けさにほっとしたかのように.

「はやぶさ2」は, 2014年12月3日に種子島宇宙センターから打ち上げられてから3年半(厳密には1302日)という時間を経て, 2018年6月27日に小惑星(162173) Ryugu(以下ではリュウグウと表記)に到着した. 後述するように, 初めて至近距離で見たリュウグウは我々を驚かせる形状だった. その後, リモートセンシング観測を行いつつ, 合計9回の降下運用を行い, 結果として MINERVA-III1 の分離, MASCOT の分離, そしてターゲットマーカの分離に成功した. しかし, 2018年10月に予定していたタッチダウンは, 小惑星表面にあまりにもボルダー(岩塊)が多いので, 安全を期して2019年に延期されることになった.

本稿を書いている2018年11月の時点で, 「はやぶさ2」は, ミッションの前半が終了したと言ってよいであろう. 本稿は, 「火の鳥「はやぶさ」未来編」シリー

ズの16回目となる. この機に, ここまでの「はやぶさ2」ミッションについて振り返ってみることにする.

2. 産みの苦しみ

そもそも「はやぶさ2」が誕生することになったのは, 2005年末から2006年にかけて「はやぶさ」が大変なトラブルに遭遇したことによる. 「はやぶさ」は2005年11月26日に小惑星イトカワに2回目のタッチダウンを行ったが, 離陸直後に燃料漏れが発生した. そして, 通信も途絶えるという状況に陥ったのである. 通信の方は約7週間後に復活したが, その後, いろいろ調べてみると, 2回目のタッチダウンのときに, サンプルを採取するときに発射されるはずだったプロジェクトイルが発射されていない可能性が高いということが判明した. プロジェクトイルが発射されていないとサンプルが採れていないかもしれないし, 探査機そのものも燃料漏れを起こしており, 本当に地球に帰還することも不可能かもしれない.

このような状況のもとで, 2006年, 「はやぶさ」の再挑戦ということで「はやぶさ2」が提案されたのである. 藤原顕先生を中心に検討が開始されたが, その後は筆者が取りまとめを行うことになった. 最初に提案された「はやぶさ2」は, 探査機としてもミッシヨ

1. 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所
yoshikawa.makoto@jaxa.jp



図1：「はやぶさ2」の初期の頃の提案。「はやぶさ2」に相当する探査機(左)が先に小惑星に到着して探査を行い、後から衝突機(右)と呼ばれる探査機が到着してそのまま小惑星に衝突するというミッションである。この衝突機が実際の「はやぶさ2」のSCIの元のアイデアである。なお、この時点での検討では、「はやぶさ2」に相当する探査機の方のハイゲインアンテナは1つのみとなっている。(イラスト：池下章裕)

ンとしてもほとんど「はやぶさ」と同じものになっていた。ただし、探査対象天体としてはすでに1999 JU3が選ばれていた。今ではリュウグウと呼ばれることになったC型の微小な地球接近天体(NEO：Near Earth Object)である。つまり、探査対象天体としては、「はやぶさ2」の最初の提案からリュウグウが選ばれていたわけである。

しかし、「はやぶさ2」の提案はなかなか了承されなかった。もともと「はやぶさ」の再挑戦という位置づけだったので、「はやぶさ」で明らかになった問題を改良した探査機での再挑戦ということだったが、これでは新規性がない、という批判があった。それならば、ということで、小惑星への衝突実験も行おうということになり、2機の探査機を相乗りで同時に打ち上げることを提案した(図1)。片方の探査機(「はやぶさ2」に相当)が先に小惑星に到着して探査をして、後からもう1機がその小惑星に衝突するというミッションである。このミッションを提案すると、今度は、コストが高すぎると言われた。ロケットは共有としても、探査機が2機になるので確かにコストは高くなる。

それで2機の探査機を使うことは諦めて、1つの探査機でも衝突実験ができるように工夫をしたわけである。これが「はやぶさ2」搭載の衝突装置である。衝突実験の規模は小さくなってしまったが、「はやぶさ」



図2：マルコポーロミッションの想像図。大型の探査機で長い足の先にサンプルを撮る装置が付いている。表面には、着陸機(右)と小型ローバ(左)がある。この着陸機の議論が「はやぶさ2」のMASCOT に繋がった。なお、右下の白い物体はターゲットマーカである。(イラスト：池下章裕)

には無かったミッションを行うことができる。それでも、やはりコストを削減しなければダメだということで、今度は、ヨーロッパやアメリカに協力を依頼しようということになり、「はやぶさ」のプロジェクトマネージャの川口淳一郎先生と一緒にヨーロッパで交渉したりアメリカで交渉したりした。しかし、協力を取り付けることはできなかった。

「はやぶさ2」の検討と平行して、ヨーロッパの研究者とは、当初「はやぶさ Mk2」(はやぶさマーク・ツー)として、そして途中からはMarco Polo(マルコポーロ)と改名して(図2)、日欧共同で小惑星サンプルリターンミッションを行うことを議論していた。こちらは、「はやぶさ2」の次により進んだ小惑星サンプルリターンを行うというものであったが、残念ながらヨーロッパのミッションとして選ばれなかった。Marco Poloが選ばれなかったこともあるので、ヨーロッパにはさらに「はやぶさ2」への協力を打診したが、それも了解されることはなかった。

このように、「はやぶさ2」のミッション提案はまさに八方ふさがりの状況のまま、2010年6月の「はやぶさ」の地球帰還を迎えることになったのである。その「はやぶさ」の地球帰還は、国内そして国外で大きな注目を集めることになり、そのために「はやぶさ2」の予算が認められることになった。2011年に「はやぶさ2」はようやくプロジェクトとなってスタートする

ことになった。

このように約5年間に渡って紆余曲折が続いたわけであるが、結果的に「はやぶさ2」にとってメリットになったこともある。それは、認められるまでに時間がかかったことにより、最初の提案にいろいろと新規なものを加えることができたことである。その1つがすでに述べた衝突装置であり、もう1つがドイツ・フランスの製作によるMASCOTと呼ばれる小型着陸機である。これは、MarcoPoloのミッションでヨーロッパ側が着陸機を検討していたことから「はやぶさ2」に小型着陸機を載せることになっていったのである。紆余曲折も無駄ではなかった。

3. リュウグウ到着まで

2011年にプロジェクト化した後、急ピッチで探査機の製作が行われ、2014年12月3日の打ち上げに至った。ここでは探査機の製作過程については省略するが、プロジェクト化からわずか3年ちょっとで打ち上げに至ったことは、この規模の探査機としては異例に短いということのみ述べておく。(ミッション初期の文献:[1-3];「はやぶさ2」の機器についての文献:[4])

打ち上げ後、最初の3日間ほどでクリティカルな運用は終了し、その後、初期機能確認のための運用がなされ、2015年3月からは通常の惑星間クルージング運用が始まった。そして、打ち上げからちょうど1年後の2015年12月3日に地球に接近し、スイングバイによる軌道制御を行った。その後は、探査機は太陽を2周回ほどすることになるがその間3回の長期イオンエンジン運転を行った。2018年6月初めにはリュウグウまで3000 kmほどのところまで接近し、そこからは光学電波複合航法によってリュウグウへの最終接近をした。そして、6月27日がリュウグウ到着ということになったのである。

約3年半にわたるクルージングについてもここでは詳細は省略するが、このクルージングの期間においていろいろな技術的実証を行った。項目のみ挙げると次のようになる。

- ・イオンエンジンによる長期間の軌道制御(のべ1万8千時間余りの運転)
- ・地球スイングバイによる正確な軌道変更

- ・太陽光圧を積極的に利用した姿勢制御(ソーラーセイルモード)
- ・地上局が変わっても途絶えない通信手法(アップリンクトランスファー)
- ・DDORによる高精度軌道決定(DDOR=Delta Differential One-way Range)
- ・Ka帯による深宇宙通信
- ・光学電波複合航法による探査機・小惑星同時軌道推定

以上の技術は、「はやぶさ2」のための技術というものではなく、今後の太陽系天体探査ミッションに役立つものである。

4. やはり想定外

2018年6月半ば、だんだんとリュウグウが大きく見えるようになり、その形があかたも“そろばんの珠”のような形状であることが分かってきた(図3)。これは、最初の驚きであった。まさに誰も想定していなかった形状である。このような形を英語でコマ(独楽)型(top shape)と呼ぶが、このような形の小惑星があること

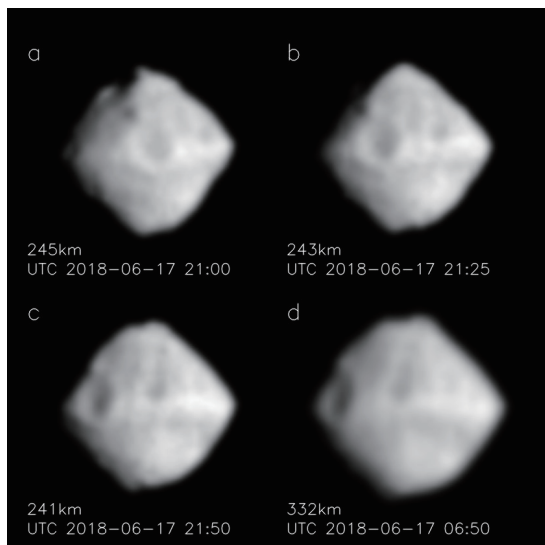


図3: 330~240 kmの距離から撮影されたリュウグウ。望遠の光学航法カメラ(ONC-T)によって撮影された。画像は、拡大補間と明暗強調(明るさを2乗)を行ってある。2018年6月17日の15時(日本時間)頃と、6月18日の6時頃(日本時間)の撮影。自転の順番にa, b, c, dとなるように並べてある。(画像クレジット: JAXA, 東京大, 高知大, 立教大, 名古屋大, 千葉工大, 明治大, 会津大, 産総研)

自体はすでに知られていた。米国のOSIRIS-RExミッションの探査天体である小惑星Bennuもレーダーによる観測でコマ型の形状であることが分かっていた(2018年11月の時点で、Bennuの撮影がなされており、確かにコマ型であることが確認された)。Bennu以外にも、レーダーによる観測でいくつかの小惑星についてはコマ型をしていることがわかっていて、ただし、これらコマ型の小惑星はいずれも自転周期が短くて、2時間から3時間、周期の長いBennuでも4時間程度である。リュウグウの自転周期は7.6時間であるから、発見されているコマ型小惑星の自転周期より2倍から4倍近く長い。したがって、リュウグウについては、誰もコマ型を想定していなかったのである。

リュウグウ表面がより詳しく見えてくると、2つ目の想定外に直面した。それは、リュウグウの全面がボルダー(岩塊)で覆われていたということである(図4a, b)。ボルダーで覆われているだろうということは想定していたが、どこかにボルダーがない領域もあるだろうというのが事前の想定だった。例えば、「はやぶさ」が訪れたイトカワもボルダーで覆われていて当時は全く想定外の状況に驚いたわけだが、MUSES-C Regio(通称「ミューゼスの海」)という幅50 m程度の平らな領域があった。しかし、リュウグウにはボルダーがな

い広い領域が全く見つからないのである。

さらにリュウグウには大きさが150 mもあるボルダーがある。また、直径が300 mほどのクレーターもある。これらの特徴は、形がコマ型であることも合わせて、リュウグウの形成過程やその後の進化を説明する手がかりになるであろう。また、ここでは詳しくは述べないが、リュウグウ表面については、到着後に「はやぶさ2」に搭載されているレーザ高度計(LIDAR)で詳細な地形を調べたり、近赤外分光計(NIRS3)で近赤外線におけるスペクトルを調べたり、中間赤外カメラ(TIR)で温度変化を調べたりしている。光学航法カメラでも単に表面の写真を撮るだけでなく、フィルタを用いて波長帯ごとの観測も行っている。これらのデータを総合することで、リュウグウの素性が明らかにされるはずである。

それしても、ボルダーで覆われているということで、タッチダウンは困難であることがはっきりした。

5. 小惑星近傍ミッションの進捗

2018年6月27日にリュウグウに到着してからしばらくの間は、探査機はホームポジションと呼ばれる地点に滞在していた。ホームポジションはリュウグウと

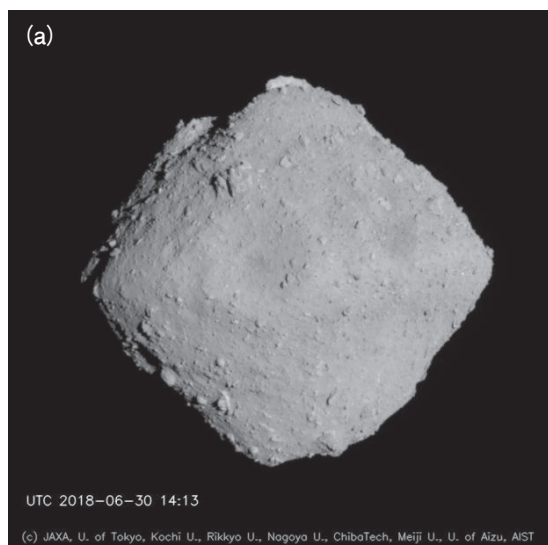


図4：(a) ホームポジション(高度20 km)からONC-Tによって撮影されたリュウグウ。2018年6月30日23:13(日本時間)頃の撮影。中央付近に直径が300 mほどのクレーターが見られる。(画像クレジット：JAXA, 東京大, 高知大, 立教大, 名古屋大, 千葉工大, 明治大, 会津大, 産総研)

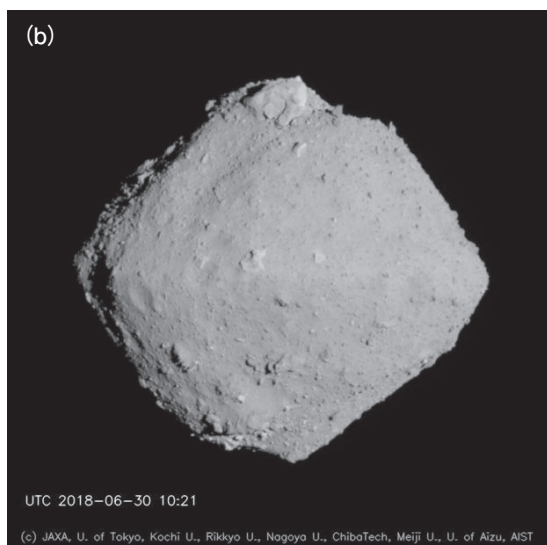


図4：(b) ホームポジション(高度20 km)からONC-Tによって撮影されたリュウグウ。2018年6月30日19:21(日本時間)頃の撮影。上側の極(リュウグウの南極)付近に150 mほどのボルダーが見られる。(画像クレジット：JAXA, 東京大, 高知大, 立教大, 名古屋大, 千葉工大, 明治大, 会津大, 産総研)

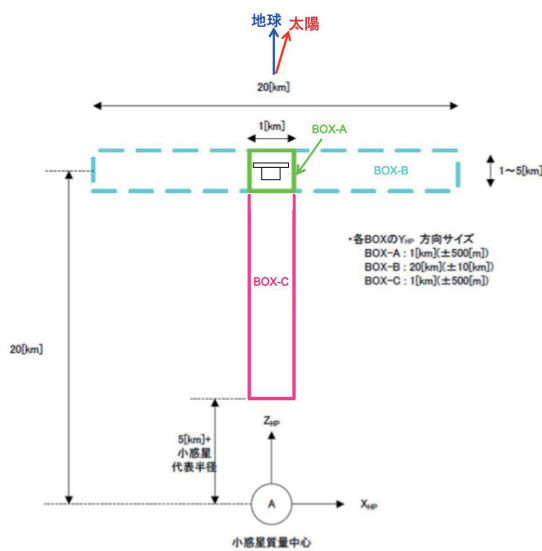


図5：運用におけるBOXの定義。(画像クレジット：JAXA)

地球を結ぶ線上でリュウグウから約 20 km のところである。ここに“ホバリング”していたわけである。探査機はリュウグウを周回はしない。これは、「はやぶさ」のときと同様である。小惑星の引力が小さいので、周回させるよりはホバリングをする方が運用においては適している。リュウグウの方が自転してくれるので、ホバリングしていてもリュウグウ全体を観測できる。

その後、このホームポジションから離れる運用を何度も行うことになる。分かりやすいように、探査機がどの領域を移動するかによって名称を付けることにし

た。図5に示してある BOX-A, BOX-B, BOX-C である。BOX-A 運用がホームポジションでの運用に対応する。BOX-B 運用は、リュウグウからの距離は約 20 km のままであるが、ホームポジションから東西南北方向に移動する運用である。そして、BOX-C 運用がホームポジションから高度を下げる運用になる。

近傍での主要な運用をまとめたものが表 1 である。2018 年 11 月初めまでに、合計 9 回の降下運用と 1 回の BOX-B 運用を行った。それぞれの運用を説明すると長くなってしまうので概略のみ説明する。

1 回目の BOX-C 運用(7 月 17～25 日)や中高度運用(7 月 31 日～8 月 2 日)では、まずは高度を 6 km ないし 5 km まで下げてみる運用を行った。この 2 つの運用は、ナビゲーションの手法が異なり、BOX-C 運用はホバリング方式であるが、中高度運用の方はタッチダウンのときと同じ手法を用いている。

つぎに、重力計測運用(8 月 5～10 日)であるが、リュウグウの重力を計測するために降下の途中から自由落下状態(上昇の時は自由上昇の状態)とし、探査機の動きからリュウグウの重力を推定した。続く BOX-B 運用(8 月 18 日～9 月 7 日)では、探査機をリュウグウの南極方向および西側の方向(夕方方向)に移動させて、ホームポジションからとは異なる角度での観測を行った。

そして、タッチダウンに向けてより接近する運用が始まる。タッチダウン 1 リハーサル 1 (TD1-R1, 9 月 10～12 日)では、40 m 以下まで降下する予定だったが、

表1：「はやぶさ 2」の2018年の主要な運用。

月 日	運 用
1月10日	第3期イオンエンジン運転開始
6月3日	イオンエンジン運転終了
6月3日	小惑星接近誘導開始(距離3100 km)
6月27日	小惑星到着(高度20 km)
7月17日～25日	BOX-C運用(7月20日, 最低高度約6 km)
7月31日～8月2日	中高度降下運用(8月1日, 最低高度約5 km)
8月5日～10日	重力計測運用(8月7日, 最低高度851 m)
8月18日～9月7日	BOX-B運用(高度約20 kmでのツアー観測)
9月10日～12日	タッチダウン 1 リハーサル 1 (TD1-R1) (9月12日, 最低高度約600 m)
9月19日～21日	MINERVA-II 1 分離運用(9月21日, 最低高度約55 m)
9月30日～10月4日	MASCOT 分離運用(10月3日, 最低高度約51 m)
10月14日～16日	タッチダウン 1 リハーサル 1A (TD1-R1-A) (10月15日, 最低高度22.3 m)
10月23日～25日	タッチダウン 1 リハーサル 3 (TD1-R3) (10月25日, 最低高度12 m)
10月27日～11月5日	BOX-C運用(11月1日, 最低高度2.2 km)
11月下旬～12月下旬	合運用

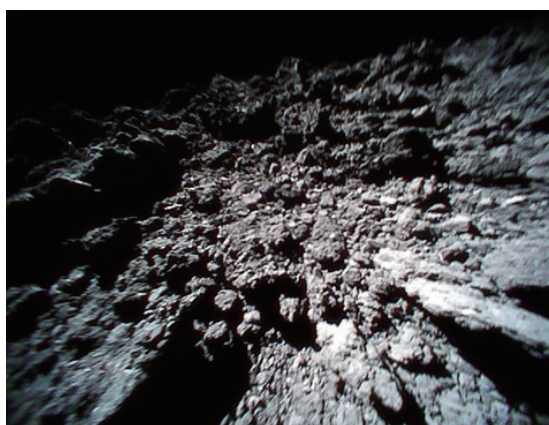


図6：MINERTVA-II1のRover-1Bによって撮影されたリュウグウの表面。2018年9月23日10:10(日本時間)頃に再着地頃したときの画像。(画像クレジット：JAXA)

レーザ高度計の計測値に問題が生じ約600 mまで降下したところで上昇に転じた。このレーザ高度計の問題についてはすぐに解決策が分かったので、MINERVA-II1分離運用(9月19～21日)およびMASCOT分離運用(9月30日～10月4日)を実行した。JAXAで開発した質量約1 kgの2機の小型ローバであるMINERVA-II1とドイツ・フランスが開発した質量約10 kgの着陸機であるMASCOTは、すべてリュウグウに着地す

ることができ、リュウグウ表面でデータを取得することができた(図6)。なお、これらの運用で、探査機は高度50 mくらいまで降下した。

ここまでの運用の結果に基づいて、タッチダウン運用について検討を行ったが、予定していた2018年10月末のタッチダウンは延期することになった。これは、リュウグウがボルダーで覆われていて広い平らな場所がなく、着陸のためにはより精度を上げた探査機の航法誘導制御が必要になったからである。着陸候補地点として最もボルダーの少ないような領域を探したところ、直径が20 mくらいの場所は存在することは分かった(図7)。この領域にタッチダウンするためには、着地点付近の地形をより詳細に調べるだけでなく、探査機の運用方法についても検討が必要になる。タッチダウンを延期して、この検討に時間をかけることにしたのである。

タッチダウンは延期としたがリハーサルは継続し、2回目のタッチダウンリハーサルとなるタッチダウン1リハーサル1 A(TD1-R1-A, 10月14～16日)と3回目となるタッチダウン1リハーサル3(TD1-R3, 10月23～25日)を行った。これらのリハーサルでは、近距離で高度を計測するレーザ・レンジ・ファインダ(LRF)の機能を確認し、さらにTD1-R3では、ターゲ

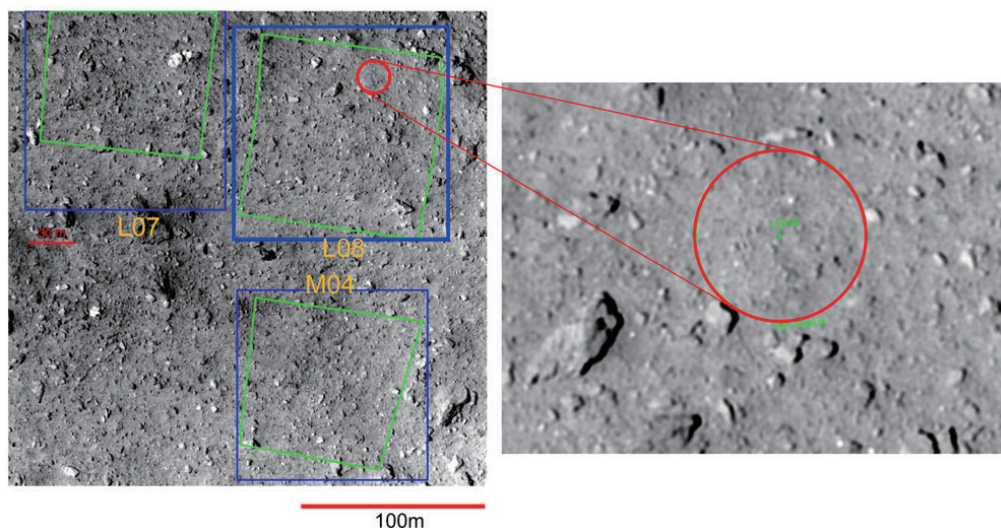


図7：タッチダウン候補地点L08, L07, M04(左)とL08-Bと名付けられたボルダーの少ない領域(丸で示す)。赤い丸の直径は、約20 mである。写真は、タッチダウン1リハーサル1(TD1-R1)において2018年9月12日に約3 kmの高度からONC-T(望遠の光学航法カメラ)によって撮影されたものである。(画像クレジット：JAXA, 東京大, 高知大, 立教大, 名古屋大, 千葉工大, 明治大, 会津大, 産総研)

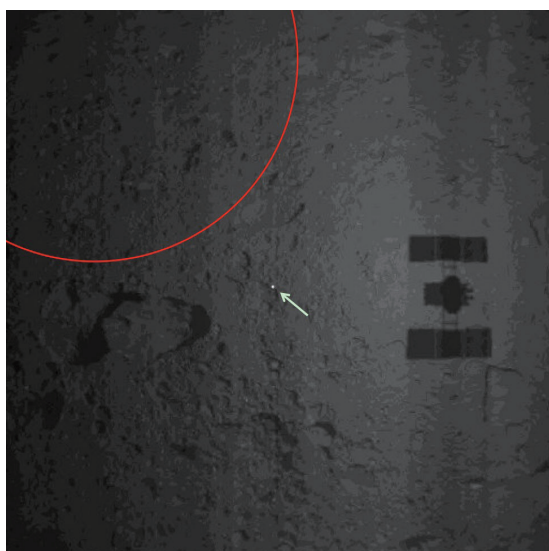


図8：ターゲットマークが静止した位置。矢印の先の白い点がターゲットマーク。広角の光学航法カメラ(ONC-W1)によって、2018年10月25日、11:47(日本時間)に撮影。このときのリュウグウ表面からの探査機の高度は約20 mである。丸で囲んだ領域は、図7で示されたL08-Bの領域である。(画像クレジット：JAXA)

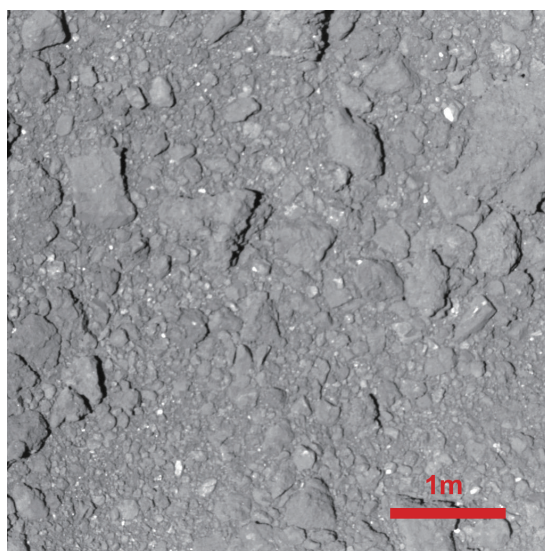


図9：望遠の光学航法カメラ(ONC-T)によって高度約42 mからの撮影されたリュウグウ表面のようす。TD1-R1-Aの運用を行っていた2018年10月15日、22:40(日本時間)に撮影された。(画像クレジット：JAXA, 東京大, 高知大, 立教大, 名古屋大, 千葉工大, 明治大, 会津大, 産総研)

ットマークをタッチダウン候補地点の近くに投下することにも成功した(図8)。これらのリハーサルでは、探査機は高度22 mおよび12 mまで降下した。最低高度付近では、ONC-Tによる撮影も行い、リュウグウ表面の高解像度の写真を探査機からも撮影した(図9)。リュウグウは、遠くから見ても近くから見ても岩塊で覆われた天体であることがわかる。

さらに、投下したターゲットマークをきちんとカメラで捉えることができるかどうかを確認するために、2回目となるBOX-C運用(10月27日～11月5日)を行い、高度約2 kmからターゲットマークをはっきりと撮影することができた。

以上で、2018年内に行う降下運用は終了である。2018年11月下旬から12月末までは、合(conjunction)の期間となり、地球から見ると探査機が太陽に重なる方向に位置することになる。この期間は安定した通信が行えなくなる可能性があるため、クリティカルな運用は行わず探査機は安全な軌道に入れておく。

6. 今後の展開

2018年11月初めまでの運用で、タッチダウンに向

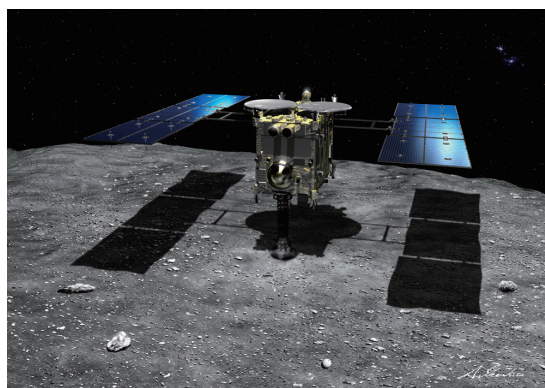


図10：リュウグウ表面にタッチダウンする「はやぶさ2」の想像図。実際のリュウグウはこの想像図は全く異なっており、表面は大小多数の岩塊で覆われている。(イラスト：池本章裕)

けた準備はかなりできてきたと言える。ただし、図7で示したように、タッチダウンの候補地点は直径が20 mくらいしかない。ここに正確に着陸するための運用方向を合の期間を使って検討する。実際のタッチダウンを行うのは、2019年に入ってからとなる。

まずは1回目のタッチダウンを成功させないといけないわけだが(図10)、その後には、衝突装置を使っ

たさらにリスクの高い実験が待っている。また、3機目のMINERVA-II2の運用もある。そして、2019年終わりにはリュウグウから出発し、2020年末にカプセルを地球に戻すという大仕事が待っている。地球にカプセルが戻ってくれば、いよいよ物質分析となる。まだまだ先が長いミッションであるが、現時点で、とりあえずその中間地点まではたどり着いた。

残りの半分もきちんとミッションを進めて行くとともに、これまでに得られたサイエンスおよび工学の結果を、是非、新たな研究や探査に展開していくことが重要である。

参考文献

- [1] 吉川真, 2012, 日本航空宇宙学会誌 60, 455.
- [2] Tsuda, Y. et al., 2013, Acta Astroautica 91, 356.
- [3] Yoshikawa, M. et al., 2014, Trans. JSASS Aerospace Tech. Japan 12, ists29, Tk_29.
- [4] Matsuoka, A. and Russell, C. T. (Eds.), 2018, Hayabusa2 Revealing the Evolution of C-Type Asteroid Ryugu, Springer.

系外惑星「遠い世界の物語」その11 ～深紫外線と系外惑星大気～

亀田 真吾¹

(要旨) 系外惑星が数多く発見され、ハビタブルゾーンにある地球型惑星も見つかり始めている。それらの惑星大気の観測も検討されているが、現行の計画で対応する可視近赤外域では観測が困難である。低温度星のハビタブルゾーンでは深紫外線輻射が強く、それによって高層大気が広がっている可能性がある。高層大気の観測には深紫外線領域での観測が有効であり、主星輻射強度も同時に観測することができる。本稿では、系外惑星大気と深紫外線輻射に関する解説を行い、現在検討中の観測計画について紹介する。

1. 低温度星系の地球型惑星

既に多数の系外惑星が検出されており、地球と同程度の大きさのものも少なくない。2016年には最も太陽系に近い恒星であるプロキシマケンタウリに地球サイズの惑星プロキシマbがあることも確認された[1]。さらにこの惑星が恒星から受ける熱輻射は地球と同程度であるため、惑星表面に液体の水が存在している可能性がある。惑星系において、惑星表面に液体の水を保持することが可能となる熱輻射を受ける領域はハビタブルゾーンと呼ばれている(本連載の「系外惑星「遠い世界の物語」その10」(小玉・門屋)で詳しく議論されている)。

プロキシマbは、軌道長半径約0.05 AU、公転周期11日で主星であるプロキシマケンタウリを周回している[1]。地球に比べて主星に非常に近い軌道であるが、主星の温度が3000 Kと低温であるため、プロキシマbが受ける熱輻射は、地球の65 %程度と考えられている。この他に、低温度星であるTRAPPIST-1の周りにも地球程度の大きさの複数の惑星がハビタブルゾーンにあることが分かっている[2]。これらの惑星は地球のように海洋を有している可能性があり、さらには生命が存在することも期待される非常に魅力的な惑星であ

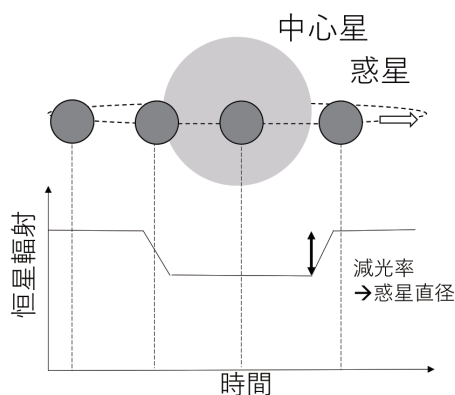


図1: トランジット法.

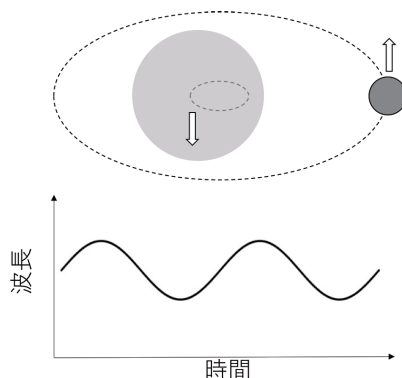


図2: ドップラー法.

1. 立教大学理学部
kameda@rikkyo.ac.jp

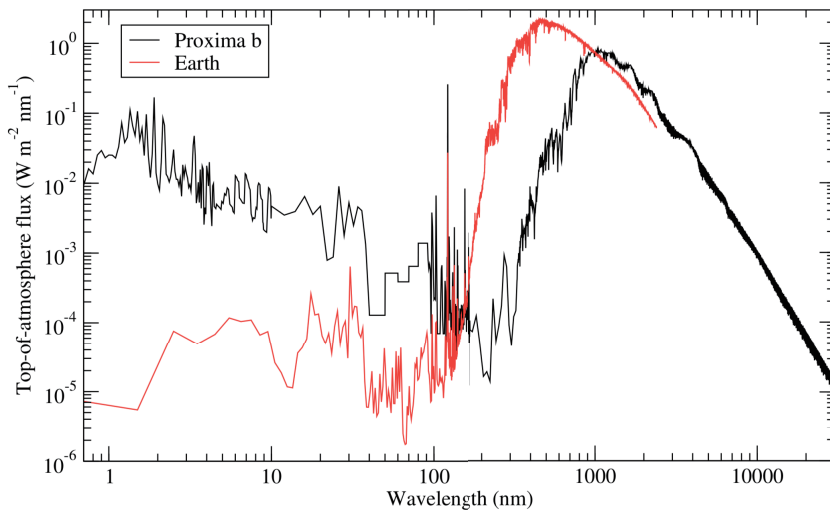


図3：プロキシマbが受ける放射分光スペクトル(赤)と、地球が受ける放射分光スペクトル(黒)[3].

り、精力的に研究が進められている。

これまでに発見された系外惑星の多くは、トランジット法かドップラー法で検出されている。トランジット法は主星の前を惑星が通過した際の減光の検出により惑星の存在を確認する手法である(図1)。ドップラー法は惑星の周回に伴い、主星中心が共通重心を回る時に生じる主星光のドップラーシフトを捉えて惑星の存在を確認する手法である(図2)。太陽に対して地球は非常に小さく、軽いため、これらの手法で小さな地球型惑星を検出するためには高い観測精度が求められるが、低温度星は太陽に比べて小さく軽いため、低温度星周りの地球型惑星の検出に対する要求精度が緩和される。さらには太陽系近傍の大半が低温度星であるため、今後も多くの地球型惑星が発見されることが期待される。ハビタブルゾーン内にも少なくない数の惑星が発見されるであろう。ここ10年程度で系外惑星の観測は急速に進んでおり、「生命を保有する惑星の検出」は、もはや夢物語ではなく、科学研究の範疇にある。

2. 低温度星系の深紫外線輻射

それでは、プロキシマbやTRAPPIST-1にある地球型惑星は、地球と同様の環境を持つのだろうか？主星から受ける輻射の総量は同程度であるものの、実際にはその分光スペクトルは大きく異なっている。図3に

プロキシマbが受ける輻射の分光スペクトルと、地球が受ける輻射のスペクトルを示す[3]。地球が受ける輻射のピーク波長が約500 nmであるのに対し、プロキシマbが受ける輻射のピーク波長は、主星の温度が低いために約1 μm となっている。太陽に比べて赤く小さい星であり、赤色矮星と呼ばれる恒星の1つである。一方、短波長側に目を向けてみると、200-400 nmの近紫外領域ではプロキシマbが受ける輻射は、地球が受ける輻射に対して2-3桁程度弱いですが、それより短い10-200 nmの領域に入ると輻射量は逆転し、プロキシマbが受ける輻射は地球が受ける輻射に対し1-2桁程度強くなる。この波長域は深紫外領域あるいは真空紫外量域と呼ばれ、分子や原子の解離や電離を引き起こすエネルギーを持つ光の波長域である。この波長域の光は大気中で吸収され、高層大気的主要な加熱源となる。しかし、深紫外線輻射量が測定されている恒星の数は非常に少なく、惑星を持つ恒星の大半で未計測となっている。今後進められる系外惑星大気観測結果の解釈を大きく左右する物理量であるが、現在測定可能な装置は、想定寿命を10年以上超えているハッブル宇宙望遠鏡だけであり、後継のジェームスウェッブ宇宙望遠鏡は紫外線領域の観測には対応しない。大気を通さない波長域であるため、地上望遠鏡では観測は不可能である。その他、現在欧米で採択されている宇宙望遠鏡計画でも紫外線領域は非対応であり、ロシアが開発中の口径1.7 mの紫外線宇宙望遠鏡World

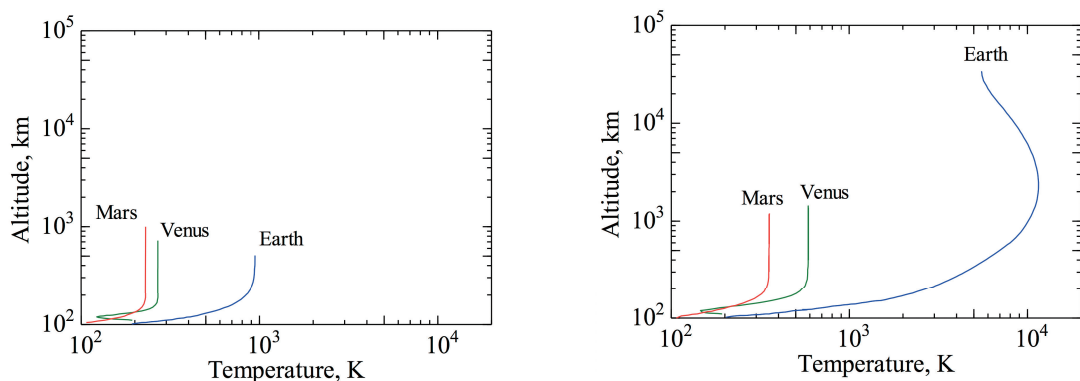


図4：(左)現在の太陽系内地球型惑星高層大気の温度分布[4,5]。(右)深紫外線輻射強度を現在の10倍にした場合に想定される温度分布[4,5]。

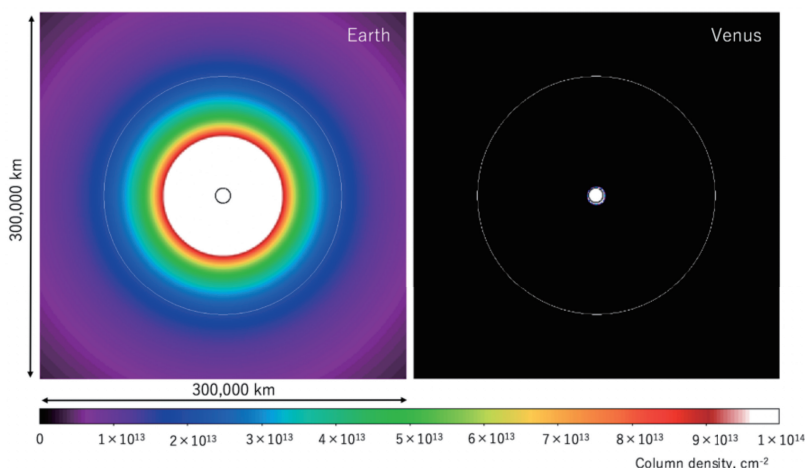


図5：(左)地球が受ける深紫外線輻射強度を現在の10倍にした場合に想定される酸素原子コラム密度分布。黒円は惑星の大きさを表し、白円はプロキシマケンタウリの大きさを表す。

Space Observatory-UVが唯一の手段となるものの、開発総額の予算獲得には至っていない状況である。

3. 地球型惑星の超高層大気(酸素原子)

大気の加熱源となる波長域の輻射が地球に比べて非常に強い場合には、高層大気が高温化し大きく広がると考えられる。太陽系初期の深紫外線輻射が強かった時期における高層大気分布のモデル計算が行われている[4, 5]。図4にこれらの研究によって推定された高層大気の温度分布を示す。地球の高層大気(> ~400 km)の温度は1000 K程度であるが、深紫外線輻射強度が現在の10倍になると、高層大気の温度は10000 K

にまで達し、数惑星半径程度まで高層大気が広がる。酸素原子は130–131 nmに3重線を持ち、そのうちの2つは星間吸収を免れるため、太陽系近傍からでも観測が可能である。プロキシマbはドップラー法で検出されており、トランジットは確認されていないが、仮に、地球と同様の大気を持つ惑星が10倍の深紫外線輻射を受け、主星の前を通過するとした場合、恒星の酸素原子輝線発光が惑星大気によって遮蔽され、24%程度減光されることになる[6]。

一方、金星や火星の高層大気の温度は低く300 K程度であり、深紫外線輻射が10倍程度となった場合でも600 K程度までしか温度は上がらない。これは金星や火星の大気の主成分が二酸化炭素であることに起因

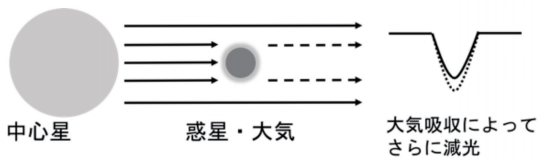


図6: トランジット分光法。

する[5]。二酸化炭素は温室効果ガスとして知られており、大気を持つエネルギーを効率よく赤外線領域で放射する性質を持つ。このために地表付近に熱が伝えられ、地表温度が上昇する一方で、これによって大気の温度は下がり、大気にとっては冷却剤として働く。そのために、高層大気が広がらない、ということが起きる。一方、地球大気の二酸化炭素混合比は低いいため、高層大気が効率よく加熱され遠方まで大気が広がることになる。

地球の二酸化炭素混合比は、炭素循環によって抑制されていると考えられている。海洋に二酸化炭素が溶け込み炭酸塩を形成することで、大気中の二酸化炭素混合比が下げられている。一方で、金星ではこの炭素循環が働かず二酸化炭素混合比96 %の大気が維持されている。以上より、海洋のある地球では、大気中の二酸化炭素混合比が低く、高層大気が遠方まで広がり、海洋の無い金星では、大気中の二酸化炭素混合比が高く、高層大気が遠方まで広がらない、ということが分かる。

4. 太陽系外地球型惑星大気の観測

系外惑星の大気観測には主に可視・近赤外トランジット分光法が用いられている。トランジットの際に大気原子・分子の吸収線付近の分光観測を行い、線ごとの吸収量の差から大気組成を決定するという手法がトランジット分光法である(図6)。地球より数倍大きい惑星では既にトランジット分光により大気組成が推定されつつあるが、6.5 mという大口径の宇宙望遠鏡JWSTを持ってしても、地球程度の小さい惑星の持つ薄い大気(～100 km)を検出することは非常に困難である。地球程度の惑星による減光量が1-2 %程度であり、その検出自体もまだ困難である中で、さらにその100分の1程度の遮蔽量となる大気を検出しなければ

ならない。例えば地球と金星は同程度の大きさであり、互いに大きく異なる大気を有しているが、現行の技術ではこのように小さな地球型惑星の大気観測は難しく、表層環境が大きく異なる地球と金星を見分けることすら困難である。

しかし、深紫外線領域にある酸素原子輝線の観測によってこの問題が解決される可能性がある。特に、低温度星ハビタブルゾーンに存在する地球型惑星が、地球と同じ大気組成を持つ場合、その高層大気の広がりによる減光率は24 %にまで達する[6]。可視近赤外領域での低層大気観測では非常に高い感度安定度が求められるが、高層大気の大きな遮蔽を検出することは相対的にかなり容易となる。ただし、深紫外線領域の光量自体が大きくないため1 m級の深紫外線宇宙望遠鏡が必要であるが、1 m級であってもJWSTより短期間で地球と同じ大気組成を持つ惑星が20 pc以内にあった場合に検出することが可能となる。より大口径の望遠鏡があれば、より遠方まで同様の観測を行うことができ、生命保有惑星候補の検出が期待出来る。

5. 深紫外線による高層大気観測・PROCYON/LAICAの成果

2014年12月に打ち上げられた小惑星探査機「はやぶさ2」とともに、その相乗り機として、超小型深宇宙探査機PROCYONが打ち上げられた。主目的は(リュウグウとは別の)小惑星のフライバイ撮像であったが、小惑星到着前に理学成果を獲得するために、水素ライマン α 線撮像装置Lyman Alpha Imaging Camera (LAICA) (図7)を追加搭載することになった。JAXAから予算承認を受けたのは2013年9月末のこと

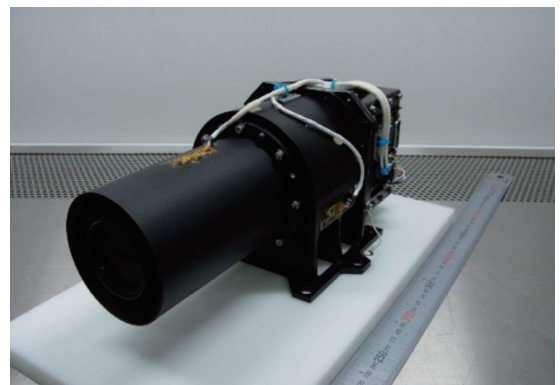


図7: LAICAフライトモデル。

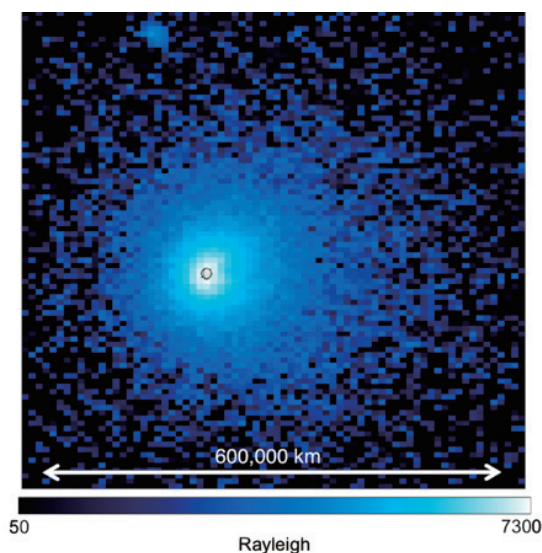


図8：地球水素発光分布[7].

である。太陽系探査計画に関わった経験のある方は、目を疑われるかもしれないが、この記述に誤字は無く打ち上げまで1年少しという時点での承認である。検出器には、水星探査計画ベピコロンボで実績のある製品を採用したものの、反射望遠鏡で構成される光学部は完全に新規設計である。筆者はこの装置のPIを担当した。この時期は、同時に「はやぶさ2」搭載カメラの開発を並行して進めており、どちらもスケジュールが厳しい状況であったが、当時在籍していた学生達の奮闘により、どちらの装置もなんとか完成させることが出来た。彼らの尽力なしには、どちらの装置もうまくは動かなかったであろうし、うまく動作したとしても十分な性能は発揮できなかっただろう。本稿では苦勞話で紙面を割くことは避け、以降、得られた成果を紹介させて頂く。

LAICAの主目的は地球高層の水素大気の観測である。水素大気の観測は50年以上前から実施されており、15地球半径以上まで広がっていることが観測で確認されていた。40年程前にアポロ16号に乗った宇宙飛行士によって地球水素発光分布の写真が得られた後、40年に渡って地球水素大気の外から2次元分布を捉える撮像観測は行われていなかった。そこで、深宇宙に出る機会を利用して、この水素発光を捉える、ということがこの計画の目的である。結果として、地球距離0.1 AUの地点から地球水素発光の観測に初めて成功

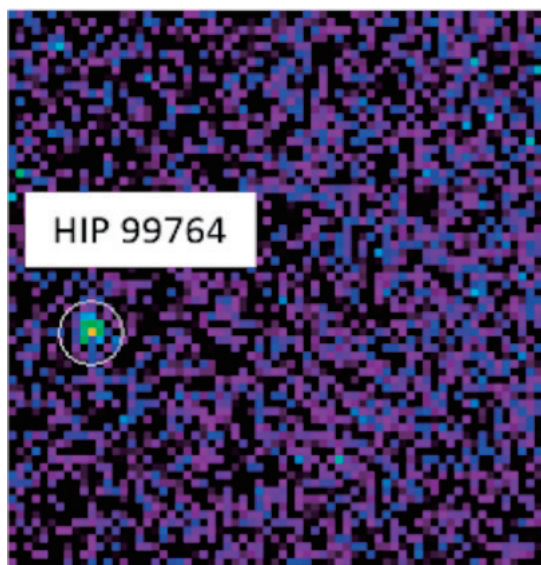
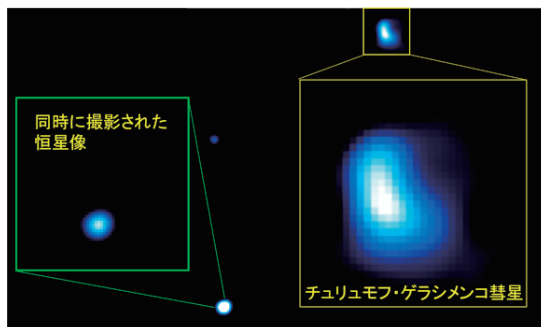
図9：低温度星のライマン α 線発光.

図10：チュリュモフ＝ゲラシメンコ彗星の水素発光(立教大学Web).

し、38地球半径以上まで水素大気が広がっていることを確認することが出来た(図8) [7]. さらに、低温度星の深紫外線輻射量計測(図9)、チュルモフ＝ゲラシメンコ彗星が放出する水分子起源の水素の発光を捉えることにも成功した(図10)。この結果から彗星の水分子放出量の推定にも成功している [8].

6. 国際共同研究・共同計画への参加

地球高層大気が遠方まで広がっており、その大気分布モデルを刷新したことにより、その結果を紹介した系外の地球型惑星大気の観測検討を進めている海外の研究グループと共同研究を開始し、現在論文投稿中の状況である。また、低開発費用、短期間での開発実績

が評価され、先述のWSO-UV計画からも系外惑星科学を目的とした装置提供の打診を受け、望遠鏡システム内での配置まで設計が進み、論文として成果報告を行った[6]。また、可視近赤外領域での系外惑星大気観測を目的とした欧州の系外惑星専用宇宙望遠鏡ARIELプロジェクトチームとも協議を進めた結果、深紫外線輻射計測の重要性が認識され、日本から提供する測定装置の追加も検討されている。その他にも、彗星観測や地球磁気圏撮像計画等の装置提供の打診を受けている状況となっている。地球観測に加えて、彗星・恒星の試験観測を行ったことで、様々な研究分野における国際共同計画への展開が見えてきている。

さらに、国内で進めてきた技術開発によって、長年ほとんど向上できていなかった深紫外線検出器の効率を向上することに成功しており、現在論文投稿準備中である。2030年代の打ち上げを目指して検討されている超大型宇宙望遠鏡LUVOIR計画などのチームからも情報提供の依頼を受けており、情報交換を進めながら国際大型計画への参加の道を探っている。

7. 超小型衛星による系外惑星系深紫外線輻射観測

太陽系外の地球型惑星大気の観測を実現するためには、大型計画の推進が必要となるが、系外惑星を持つ恒星の深紫外線輻射観測はPROCYONのような超小型衛星でも充分実現できる。2018年4月に打ち上げられたTransiting Exoplanet Survey Satellite (TESS)によって、ここ2年のうちに大量の系外惑星を発見することが期待され、それらの惑星大気観測が地上・宇宙望遠鏡によって精力的に進められることになるだろう。しかし、それらの惑星系のうちの多くで、深紫外線輻射量が未知のままである。現時点ではハッブル宇宙望遠鏡を向ける他に手段がないが、汎用の宇宙望遠鏡であり、多数の恒星の観測を実施することは難しいと考えられる。

超小型衛星に搭載可能な小口径の望遠鏡で、深紫外線輻射量を測定するためには、その代表値であり、最も強度が高い、水素ライマン α 線の観測を行う必要がある。そのためには、地球水素の発光を避けるため超小型衛星を高高度まで輸送する必要がある。しかし、PROCYONのように深宇宙に超小型衛星を投入する機会は非常に限られている。この問題を解決するため、

筆者を含む系外惑星紫外分光WGチームは、超小型衛星開発チームや、超小型衛星を高高度に輸送する推進系(キックモータ)開発チームと共同で検討を進めており、静止衛星軌道への投入に用いられる静止遷移軌道への打ち上げ機会に、相乗りで超小型衛星を打ち上げ、自前のキックモータにより深宇宙に到達することが実現可能であるという見込みが得られている。深宇宙探査の機会が10年に1度程度に留まっているのに対し、静止遷移軌道への打ち上げは年に数回程度行われている。この手法を用いることによって、早期に、低開発費用で、系外惑星系の深紫外線輻射量の測定を開始することが可能となる。また、LUVOIRに代表される国際共同大型計画では宇宙での実績がない装置が搭載されることはまず有り得ない状況であり、早期に宇宙での技術実証を進めておくことは、国際共同計画への参加に際して必須の条件となっている。

さらにPROCYON/LAICA同様に同じ装置で彗星の水放出量の測定も可能となるだけでなく、静止遷移軌道から深宇宙に到達する超小型衛星システムの宇宙技術実証を完了することにより、深宇宙探査の機会が劇的に増えることになる。様々な場合が考えられるが一例として、10年のうちに性質の異なる10個の小天体探査も可能となり、10機の衛星を打ち上げる総開発費用は従来の科学衛星一基の開発費用の数分の1に収まることになる。超小型衛星に搭載できる理学装置には大きな制約が課せられるため、回数の単純な比較は適当ではないが、太陽系探査において日本独自の新たな手段の1つとなるだろう。

8. まとめ

系外惑星の観測技術は急速な進歩を続けており、生命を保有する惑星は空想の産物ではなく、科学的な議論に値する状況に達している。しかし、可視赤外領域を中心に進められてきた系外惑星大気の観測計画では、依然として地球型惑星大気の観測は困難であり、地球と金星の判別をつけることも難しい。一方、低温度星のハビタブルゾーンでは、地球に比べて深紫外線輻射が遙かに強いことを考慮すると、高層大気の観測が有効であると考えられる。超小型衛星に搭載された深紫外線観測器によって、地球の高層大気が遠方まで到達することが確認され、太陽系外の地球型惑星高層大気

の観測検討が進められている。その結果として、1 m 級の紫外線宇宙望遠鏡によって地球型惑星大気が検出可能であることが示されている。また、大気の加熱源として重要な深紫外線輻射量は、系外惑星を持つ恒星の多くで未計測となっており、今後の可視近赤外分光による惑星大気観測に向けて、超小型衛星による深紫外線輻射測定を行う必要がある。将来の国際共同大型望遠鏡計画への参加の道を開くためにも、超小型衛星による宇宙での観測技術実証が重要である。

謝 辞

本稿で紹介した内容は、系外惑星紫外分光 WG の活動で進められた検討内容に基づいています。WG メンバー他、議論に参加して頂いた全ての方に感謝致します。また特に本稿の執筆機会を頂いた成田憲保氏に感謝致します。

参考文献

- [1] Anglada-Escude, G. et al., 2017, *Nature* 536, 437.
- [2] Gillon, M. et al., 2017, *Nature* 542, 456.
- [3] Ribas, I. et al., 2017, *A&A* 603, A58.
- [4] Tian, F. et al., 2008, *JGR* 113, E05008.
- [5] Kulikov, Y. N. et al., 2017, *Space Sci Rev* 129, 207.
- [6] Tavrov, A. et al., 2018, *JATIS* 4, 044001.
- [7] Kameda, S. et al., 2017, *GRL* 44, 11706.
- [8] Shinnaka, Y. et al., 2017, *AJ* 153, 76.

遊星百景 その14

～メッセンジャー探査機が発見した水星特有の不思議な窪地～

村上 豪¹

2018年10月20日、構想開始から実に20年以上を経て、日欧共同のベピコロポ水星探査機がついに宇宙へと旅立ちました。これは日本の惑星科学における新たな時代の幕開けとなるはずです。そこで今回はフランス領ギアナの地でその打ち上げを見守った筆者が、次の主演となるであろう水星の地形についてご紹介します。

人類初の水星周回衛星となるNASAのメッセンジャー探査機が2011年に水星へ到着し、約4年間の観測で数多くの発見を成し遂げました。これらの発見は水星の形成、進化、そして環境に関する新たな謎を投げかけるとともに、太陽系の惑星の中で水星がいかに“面白く”重要な存在であるかを示しました。中でも特に私が今回ご紹介したいのが、メッセンジャー探査機により発見された“Hollows”と呼ばれる水星特有の地形です。Hollowsとは水星表面に多く見られる、縁をもたない浅い窪地のことで、スポンジケーキの表面のような形状をしています(図1)。サイズは数十メートルから数キロメートルスケールで、その多くはクレーターの内部や周辺で発見されています。水星表面の中で最も明るい(反射率が高い)地形であり、また内部にクレーターがないことからかなり若い(数億年前に形成した)という特徴があります。これは他のどの太陽系の天体にも見られない、水星特有の不思議な地形です。

しかしその形成メカニズムについてはいまだに解明されていません。最も可能性の高い説として考えられているのが、表層から揮発性物質の脱ガスにより形成したというメカニズムです。メッセンジャー探査機に

よる様々な観測から水星表面には揮発性物質、特にカーボンが予想よりもはるかに豊富に存在することが示唆されています。仮に表面から何らかの理由でカーボンが抜けたことによりHollowsが形成したとすると、その部分が他の水星表面に比べて相対的にカーボンの含有量が少なくなり、結果として他よりも明るいことが説明できます。すなわちHollowsは水星が揮発性物質に富む惑星であることを示す証拠の一つとして考えられます。

太陽系最内縁の惑星である水星に揮発性物質が多く残されているという謎は、水星だけでなく地球型惑星の形成、進化を紐解く重要なカギになります。メッセンジャー探査機が残したこれらの謎の解明に挑むのが、いよいよ宇宙へと旅立った国際水星探査計画ベピコロポです。本計画はESAが開発した水星表面探査機(MPO)とJAXAが開発した水星磁気圏探査機「みお」の2機を同時に水星へ送り込む大規模な国際協力ミッションであり、メッセンジャー探査機では解き明かせなかった多くの課題に取り組みます。ベピコロポ探査機が水星へ到着するのは2025年12月。7年後に再びこの遊星百景でベピコロポが捉えた水星地形の紹介をできる日が来るのを楽しみにお待ちください。

参考文献

- [1] Blewett, D. T. et al., 2011, Science 333, 1856.
- [2] Blewett, D. T. et al., 2016, J. Geophys. Res. 121, 1798.

1. 宇宙航空研究開発機構宇宙科学研究所
go@stp.isas.jaxa.jp

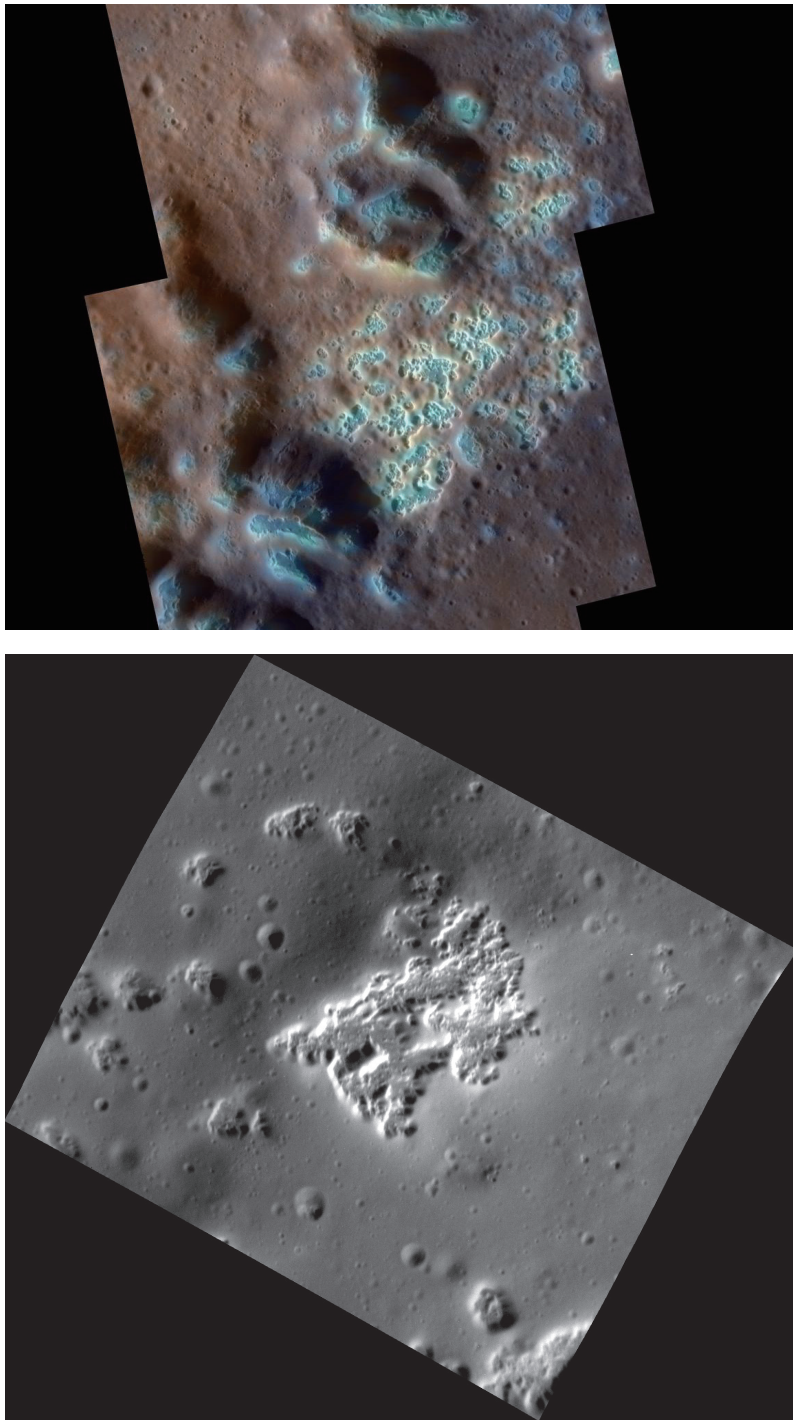


図1：(上)メッセンジャー探査機が捉えたRaditladiクレーター付近のHollows。色を強調するとHollowsの内部および周辺が青みがかったことがわかる。
(下)Scarlatti盆地付近のHollowsの高解像度写真。メッセンジャー探査機の低高度運用時に撮影された。Hollowsの内部にクレーターがないことがわかる。

©NASA/Johns Hopkins University Applied Physics Laboratory/Carnegie Institution of Washington

「第3回 iSALE講習会」参加報告

石山 謙¹

この記事では、国立天文台・三鷹キャンパスにおいて、2018年8月6日～8月8日に開催された第3回 iSALE 講習会の参加報告を記述する。講師の方々には、iSALE のwikiにある資料(<https://www.wakusei.jp/~impact/wiki/iSALE/>)を使って説明して頂いた。講習会中の資料は全てwikiに公開されているため、詳しい内容はそちらを参照されたい。ここでは、始めに、iSALE の利用概要や、iSALE の方程式系、入力ファイルについて講習会で学んだことを簡単に記述した後、講習会中に行った iSALE のシミュレーションの出力結果の一例を示す。講師は、黒澤耕介氏(千葉工業大学)、脇田茂氏(東京工業大学)、末次竜氏(産業医科大学)であり、下記は、講習会の日程表である。今回、台風の影響により、最終日の予定の一部が変更されたが、非常に充実した講習会であった。

◇◇◇◇◇◇◇日 程◇◇◇◇◇◇◇

平成30年8月6日(月)

13:30 - 14:00 iSALEの解説

14:00 - 14:30 iSALEを使った計算紹介

14:45 - 15:45 計算サーバへのログイン/iSALE2D
の実行

16:00 - 17:00 iSALE2Dの初期設定ファイルの編集
の仕方

平成30年8月7日(火)

10:00 - 12:00 基本課題

14:00 - 15:30 pvSALEPlotの使い方

15:30 - 16:00 計算サーバ見学

16:00 - 17:00 pvSALEPlotの使い方2

平成30年8月8日(水)

10:00 - 11:30 pySALEPlotの使い方3 [Tracer粒子]

11:30 - 12:00 計算サーバへの申請方法等

1. iSALEの利用概要

iSALEとは、衝突シミュレーションコードであり、例えば、衝突実験結果との比較[1]や、実験では難しい天体スケールの衝突[2, 3]などの多くの研究に役立てられている。講師全員から研究の紹介をして頂き、大変参考にすることができた。iSALEは、2つの入力ファイル(asteroid.inpとmaterial.inp)と1つの実行ファイル(iSALE2D)が用意されており、入力ファイルは任意のテキストエディタで編集できるため、適切なパラメータを挿入することで、初心者でも簡単に衝突シミュレーションができる。入力ファイルには、非常に多くのパラメータを入力する必要があるが、それらのパラメータの詳細は、マニュアル[4]にも記載されている。また、iSALEは、入力パラメータが不足している状態で実行をするとすぐに中断し、エラー情報から、どの入力パラメータが不足しているかを明示するように整備されている。iSALEを研究に利用した場合は、iSALEの開発に深く関係する論文[5-8]を必ず引用する必要がある。

iSALEの計算は市販のパソコンを利用してもできるが、メモリを大量に使用する計算(つまり、メッシュの数が多し計算)はスパコンを利用する必要がある。そのため、日本国内のiSALEユーザの多くは、国立

1. 宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究所
Ishiyama.ken@jaxa.jp



図1：国立天文台・三鷹キャンパス内にある計算サーバの前において、講師と参加者の全員で撮影した集合写真。

天文台・CfCAの計算サーバを利用している。図1は、国立天文台・三鷹キャンパスにある計算サーバ前で撮影された講習会参加者の集合写真である。計算サーバの利用は、iSALEのwikiページ(<https://www.wakusei.jp/~impact/wiki/iSALE/>)を参照の上、CfCAのwebページから申請を行う必要がある。ただし、申請する者は、(1)天文学または関連分野の研究者・学生であり、かつ、(2a)日本の研究機関・大学院に所属する者、または、(2b)日本の大学院の修士か博士号を取得し、国外の研究機関に所属する者に限られる。iSALEの出力結果ファイル(jdata.dat)はバイナリデータであるが、それを画像として出力するために、Tom Davisonによって作成されたpySALEPlotと呼ばれるpythonで記述されたプログラムが用意されている。これを利用・編集することで、簡単に計算結果を出力することが可能となる。また、今回の講習会では、入力ファイルにおけるトレーサー粒子の設定の説明も受けた。この設定をしておくと、pySALEPlotによって、ターゲットに配置したピクセルが、衝突後、どのように移動したかをトレースすることができる。pySALEPlotを利用する場合は、謝辞にそのことを記述する必要がある。

iSALEは、完全なオープンソースコードではなく、科学的な研究目的にのみ、利用申請をすることで、無償で利用することが可能となる。ただし、開発者以外の方は、3次元コードを利用することはできず、2次元コードの使用のみに制約される。また、2次元コードは、さらに、円柱座標系またはデカルトで固定され



図2：講習会の様子。参加者は、自分が行いたいiSALEシミュレーションに取り組んでいる。講師の方々は、個別に、参加者からの質問に答えたり、アドバイスをしたりしている。

ており、斜め衝突のような計算はできない。また、iSALEの利用は、iSALE管理委員会で厳重に管理されているため、iSALEのwikiページを参照の上、日本国内のiSALE管理委員会へ申請をする必要がある。

2. iSALEの方程式系

iSALEの基礎方程式は3つ(連続の式、運動方程式、エネルギー方程式)あり、これらは、4つの未知数から成り立っている。このままだと方程式が閉じていないため、EOSと呼ばれる上記の未知数を利用した状態方程式を導入することで、iSALEは方程式を解いている。iSALEでは、オイラー的数値解法またはラグランジュ的数値解法のどちらを選択することで、方程式を解くことができる。ただし、差分法による数値計算は、衝撃波を捕捉するために、人工粘性と呼ばれるパラメータが運動方程式内に加えられている。

EOSは物質の相図に関係しており、同じ物質でも、EOSには2種類(ANEOSとTillotson)ある。ANEOSは相図の再現が完全であるがパラメータが多いため計算コストが高く、Tillotsonは相図の再現が不完全であるがパラメータが少ないため計算コストが低い特徴がある。ANEOSとTillotsonには利点・欠点が含まれるため、利用者はそれを理解した上で使用する必要がある。

iSALEには、上記の基礎方程式の他に、さらに、弾性体・塑性体を取り扱うための方程式が追加されており、応力場なども計算することが可能である。それゆ

え、物質の破壊にも関するモデル(強度・ダメージ・音響流動・空隙・熱弱化・低密度弱化モデル)が組み込まれているが、モデルの組み合わせには条件があるため、注意が必要である。

3. 入力ファイル

asteroid.inpは数値計算条件の設定に関する入力ファイルであり、(1)座標系の選択、(2)計算領域の範囲・分解能の設定、(3)計算時間・ファイル書き出し間隔設定、(4)グローバル変数(重力加速度、地表面温度など)、(5)衝突天体の設定、(6)標的天体の設定、(7)書き出す物理量の選択、(8)トレーサー粒子の設定などがある。asteroid.inpは、「GRIDSPC grid spacing : 100」のような順で記述されており、それぞれ、iSALE上の変数(8文字以下)、その変数名の説明(20文字以下)、その変数入力欄を表す。注意点として、例えば、変数名の説明は必ず必要であり、このファイルの行間は空欄で絶対に空けてはいけない、変数名の前には必ずコロン(:)が必要などあり、これらを怠るとエラーとなってしまう。

material.inpは物質モデルの設定に関する入力ファイルであり、(1)EOSの選択、(2)強度モデル、(3)ダメージモデル、(4)音響流動モデル、(5)空隙モデル、(6)熱弱化モデル、(7)低密度弱化モデルの設定などがある。material.inpもasteroid.inpと同様で、「EOS-

NAME EOS name : dunite_」のような順で記述されており、それぞれ、iSALE上の変数(8文字以下)、その変数名の説明(20文字以下)、変数入力欄を表す。ただし、注意点として、material.inp内の変数のMATNAMEとEOSNAMEに限っては、必ず変数入力欄を7文字にしないといけない。例えば、duniteは6文字なので、アンダーバー(_)も使って7文字にする。加えて、複数の物質モデルを用意すると、場合によっては、material.inpの仕様上、いくつかの物質モデルで不要なパラメータが生じることがある。その時は、変数入力欄を「XXX」などして埋める必要がある。また、各モデルに必要な変数が記述されていない場合は、当然、エラーとなってしまう。その時は、ログを調べることで、入力ファイルの詳細なエラー情報を確認することが可能である。

4. iSALEの出力結果

今回は、iSALEを利用して、球形の地殻・マントル・核から構成される「月」に直径200kmの天体が衝突した時、どのような衝突が起こるのかをシミュレーションした。地殻はBasaltのANEOS、マントルと衝突天体はDuniteのANEOS、核はIronのANEOSにした。空間分解能は10 km/cell、計算空間は横1800 km、縦4200 kmである。このような計算は、iSALEの本家のwebページ(<http://isale-code.de/redmine/projects/>)

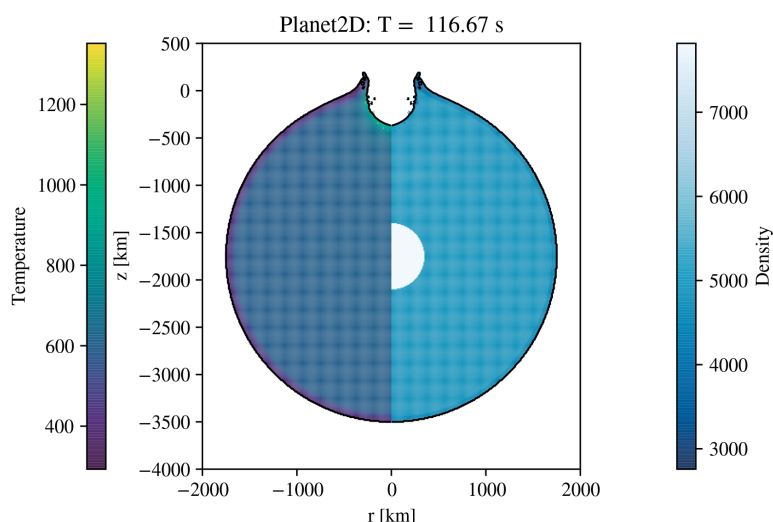


図3：iSALEシミュレーションの出力結果の一例。左側が温度、右側が密度を表す。

isale/wiki/ISALE)に、入力ファイルのサンプル(Planet 2D)が公開されており、今回は、それを修正して利用した。この講習会の実習で苦労した点は、月への衝突を考えたため、サンプルの入力ファイルの設定を変更したことから、iSALEのエラー情報が大量に出てしまい、末次氏と脇田氏に聞きながら、1つ1つ解決した点である。図3は、衝突前と衝突の約2分後の結果を示しており、とても綺麗な図を作ることができた。実習時間が短かったこともあり、残念ながら計算時間に制約があったが、今後に結びつくようなスキルを身につけられたと考えている。

参考文献

- [1] 黒澤 ほか, 2014, 遊星人 23, 103.
- [2] Wakita, S. et al., 2017, The Astrophysical Journal 834, 125.
- [3] Suetsugu, R. et al., 2018, Icarus 314, 121.
- [4] Collins, G. al., 2016, figshare.
- [5] Amsden, A. et al., 1980, Los Alamos National Laboratories Report, LA-8095:101p.
- [6] Ivanov, B. A. et al., 1997, International Journal of Impact Engineering 20, 411.
- [7] Collins, G. et al., 2004, MAPS 39, 217.
- [8] Wünnemann, K. et al., 2006, Icarus 180, 514.

日本学術会議大型研究計画マスタープラン 提案に向けての意見交換会

中本 泰史¹，倉本 圭²，関根 康人³

1. はじめに

旭川市科学館において開催された2018年度日本惑星科学会秋季講演会の中で、標記意見交換会が開催されました。ここでは日本学術会議の大型研究計画マスタープランについて概説し、日本惑星科学会の対応や標記意見交換会の様子を報告すると共に、今後のスケジュール等関連する情報を紹介します。

2. 日本学術会議の大型研究計画 マスタープランとは

日本学術会議は日本において科学者を代表する機関であり、さまざまな活動を行っています。その活動の一つが、学術の大型施設計画・大規模研究計画(単に「大型研究計画」と呼ばれる)に関するマスタープランの策定です。これまでに2010年、2014年、2017年の3回、策定されていますが、次の策定・公表は2020年の予定であり、現在はその公募要領が公開される直前の段階です。

マスタープランにのる大型研究計画は、長期(5年から10年、ないしそれ以上)の実施期間と総額数十億円以上の予算規模となるもので、学術のビジョンや体系に立脚し、最先端の研究を切り開くことを目指し、科学者コミュニティの合意の下に実施される計画とされています。分野の研究者が一致して認める重要課題について長期間にわたって多くの研究者を組織して研究を実施し、その装置や施設はコミュニティの研究者

によって共有され、全体として大規模な計画的研究が展開され、新たな知を創造することを目指しています。

しかし、マスタープランに採用されるだけでは、そうした大型研究計画を実施するための予算が確保されることはありません。マスタープランに採用された場合にはその採用実績を交渉材料として各省庁や民間企業・団体などから予算を確保し、計画実施となることが期待されています。

マスタープランの大型研究計画への採択評価観点は、前回2017年版の場合には、計画の学術的価値や、科学者コミュニティの合意、実施主体や計画の妥当性、社会的価値、および大型研究計画としての適否などでした。2020年版の基準は2018年10月末時点ではまだ公表されていませんが、大きく変わることはないと思われれます。さらに上記の評価観点に加え、計画の成熟度、国家としての戦略性、緊急性、予算化のための準備状況等を加味した上で、特に速やかに推進すべき計画として、大型研究計画の中から重点大型研究計画が選ばれます。マスタープラン2017の場合には、大型研究計画が179件、重点大型研究計画が28件、選ばれました。

なお、大型研究計画を提案できる者は、学術研究機関の長、大学の長、学会長、および日本学術会議会員です。

3. 日本惑星科学会における準備状況

日本惑星科学会も大型研究計画を提案する権利を有していますので、今回の公募に対しどのように対応すべきかを検討しています。まず2018年春に、運営委

1. 東京工業大学理学院
2. 北海道大学理学研究院
3. 東京工業大学地球生命研究所
nakamoto@eps. sci. titech. ac. jp

員会の下に将来構想検討作業部会が設置され、ここが中心となってこの作業にあたることになりました。この部会のメンバーは、本報告の著者3名です。次に、この部会において具体的な作業内容やスケジュールを検討しました。日本惑星科学会の場合には、大きな予算を必要とする研究計画として惑星探査ミッションがあります。数多くある探査計画の中から提案計画を選ぶ基準を決める必要がありますが、日本学術会議の評価観点に照らし合わせると、ミッションとしてある程度検討が進んでいるものが適当と思われます。また、探査計画以外的大型研究計画の可能性についても排除せず検討することとしました。さらに、提案は日本惑星科学会の会員から広く集め、また、提案される計画は会員に広く知らせることとしました。

日本惑星科学会のメーリングリストを使い、2018年7月、提案の意思表明を募集しました。これに、6件の応募がありました。提出いただいた意思表明の文書を日本惑星科学会のホームページで公開した上で、秋季講演会の場で意見交換会を開催し、この6件の計画の説明、日本惑星科学会としての対応の説明などと共に、マスタープラン提案に向けての意見交換を行いました。

4. 意見交換会の報告

秋季講演会の実行委員会にご理解・ご協力いただき、講演会の初日、10月17日の14:50-15:40という講演セッション真っ只中の時間帯を確保していただき、意見交換会が開催されました。この時間設定のおかげもあり、非常に多くの方にご参加いただいたことを嬉しく思うと共に、ご協力いただいた皆さんにはこの場をお借りして感謝申し上げます。

意見交換会の冒頭でまず、マスタープランの概要と本意見交換会の趣旨説明が中本よりなされました。続いて、次に記す順で6つの計画から概要説明がありました。

1. 火星衛星探査計画MMX(Martian Moons Exploration)
2. DESTINY+
3. 太陽系生命前駆環境の実証的解明のための統合研究プログラム(仮称)
4. 火星における宇宙天気・宇宙気候探査計画

5. 火星着陸生命生存環境および生命探査

6. 超小型衛星による長周期トランジット惑星探査

各計画の説明時間は4分と短いものでしたので、聞いている人には詳細の理解は難しかったと思います。しかし、多くの講演会参加者が、計画推進者の顔を直接見て声を直接聞く機会を得たということは、コミュニティによる計画の理解の推進にとって有意義であったと思います。これを機に、多くの人が各計画について関心を持ち、聞いたり調べたりするようになって理解が進めば理想的です。

意見交換会はその後、全体の質疑応答に入りました。全ての質疑やそれらの詳細を記すことはできませんが、主な質疑応答には次のようなものがありました。

Q. マスタープランの選定はいつで、いつから効力が発揮されるのか？

A. 選定は2020年春の予定。

Q. マスタープランに選定されることの実質的なメリットはあるのか？

A. 実際に予算がついている例がある。

Q. 火星に関する提案がいくつかあるが、まとめる可能性はあるのか？

A. ある。関係者で検討中。

Q. 日本惑星科学会からはいくつ提案することが可能なのか？

A. 公募要領公開前なので詳細はわからないが、数件程度と思われる。

5. 今後のスケジュール等

作業部会が得ている情報では、今後のスケジュールは次の通りです。(【・】は実施主体を表します。)

2018年11月 マスタープラン2020の公募要領公開【日本学術会議】

2018年12月28日 ヒアリング(注：採択に向けた支援であり、ここで選考はない。)(日本学術会議・評価小委員会(地球惑星科学委員会))

2019年2月 申請【日本惑星科学会】

2019年5月 JpGUの場で公開ヒアリング【日本学術会議・評価小委員会(地球惑星科学委員会)】

2019年夏 大型重点計画候補(ヒアリング対象)の選定【日本学術会議】

2019年9月 大型重点計画候補に対するヒアリング

【日本学術会議・大型研究計画検討分科会】

2020年春 マスタープラン 2020公表【日本学術会議】

6. おわりに

探査ミッションをはじめ大型の研究計画はコミュニティ全体に影響がおよび、研究者コミュニティに属する人にとっては多かれ少なかれ関係してくるものです。各人は、いま、どんな計画が検討されているかを知り、どれがコミュニティ全体にとって好ましいものかを考える必要があるでしょう。一方、大型研究を計画している人は、その計画の内容や意義をコミュニティに広く知らせ、理解と協力を得るべく努力が必要でしょう。今回のマスタープラン提案作業が、そうしたやりとりの一部として機能すればよいと思います。そして、そうしたやりとりの中で揉まれ、鍛えられた計画がマスタープラン等に採択され、予算がついて実施にいたり、大きな科学的成果につながっていくことを期待します。

JSPS Information

- ◇日本惑星科学会会則の改定について
- ◇日本惑星科学会賛助会員名簿
- ◇日本惑星科学会主催・共催・協賛・後援の研究会情報

◇日本惑星科学会会則の改定について

第50回総会において会則の改定が承認された。改定箇所を下線で示す。

日本惑星科学会会則

第1章 総則

第1条 本会は、日本惑星科学会(The Japanese Society for Planetary Sciences)という。

第2条 本会は、惑星科学及びこれに関連する諸科学の進歩に貢献するとともに その平和的応用及び普及を目的とする。

第3条 本会は前条の目的を達成するために次の事業を行う。

1. 定期大会及び学術講演会などの開催
2. 会誌「遊・星・人」その他の出版物の刊行
3. その他必要と認めた事業

第4条 本会の事務局は付則に定める場所におく。

第2章 会員

第5条 会員は正会員、シニア会員及び賛助会員から成る。

1. 正会員は第2条の目的に賛同する個人
2. 賛助会員は本会の事業を援助する個人または団体
3. 学籍を有する正会員を学生正会員、その他の正会員を一般正会員とする
4. シニア会員は60歳以上で、通算10年以上の正会員歴を有し、常勤職に就いていない個人

第6条 一般正会員は会費10,000円を毎年前納しなければならない。学生正会員は年額5,000円を毎年前納しなければならない。賛助会員は一口(50,000円)以上を毎年納めなければならない。既に納めた会費はいかなる場合においても返付しない。シニア会員は会費を納めることを要しない。

第7条 会員は次の権利をもつ。

1. 正会員及び賛助会員は会誌などの配布を受け、かつ本会の刊行物の購入について便宜が与えられる。また講演会での研究発表、会誌への投稿ができる。さらに本会の催す各種の学術的会合に参加するこ

とができる。

2. 正会員は総会において議決権を行使できる。また役員選挙において、選挙権及び被選挙権をもつ。

3. シニア会員は講演会での研究発表、会誌への投稿ができる。また本会の催す各種の学術的会合に参加することができる。

第8条 正会員及び賛助会員になろうとするものは、所定の入会申込書を本会事務局へ提出する。第5条4項を満たすものでシニア会員になろうとするものは会費を完納の上、所定の入会申込書を本会事務局へ提出する。入会の承認は運営委員会で行う。

第9条 退会希望者は会費を完納の上、退会届を本会事務局へ提出する。退会の承認は運営委員会で行う。

第10条 会員が本会の名誉を著しく損なった場合、あるいは正当な理由なく会費を滞納した場合は、運営委員会の議決により除名されることがある。

第3章 役員

第11条 本会は次の役員をおく。

1. 会長(1名)：本会を代表し、会の事業を統率する。
2. 副会長(2名以内)：広い立場から会長を補佐し、会長に事故があるとき、あるいは欠けたときは、その職務を代行する。
3. 運営委員(20名)：運営委員会を構成する。
4. 専門委員(若干名)：各専門委員会を構成する。
5. 監事(2名)：本会の会計を監査する。
6. その他の役員(若干名)：選挙管理委員長及び委員、作業部会委員長及び委員など会の運営を円滑にするため臨時に選出する。

第12条 各役員の選出は以下のように定める。

1. 会長の選出は、役員選挙規定による。
2. 副会長は、正会員の中から会長が選出し、運営委員会で承認する。
3. 20名の運営委員の内12名は役員選挙規定により選出し、あとの8名は正会員の中から会長が選任する。
4. 各専門委員会委員長は運営委員の中から会長が選任する。
5. 各専門委員会委員は正会員またはシニア会員の中から会長が選出し、運営委員会で承認する。
6. 監事は運営委員会が選出した候補2名を会長が全正会員に通知し、30日以内に10分の1以上の正会員からの異議の申し出がなかった場合、その候補に委嘱する。
7. 第11条6項に相当する委員会委員長は運営委員の中から会長が選出し、運営委員会で承認する。
8. 第11条6項に相当する委員は正会員またはシニア会員の中から会長が選出し、運営委員会で承認する。

第13条 会長、副会長、運営委員、各専門委員、監事ら役員の任期はすべて2年とする。ただし再任は妨げない。改選期は12月とする。

第4章 運営

第14条 本会は次の機関で運営される。

1. 総会
 - (1) 正会員で組織し、本会運営の方針を決定する最高議決機関である。
 - (2) 会長が召集し、少なくとも年1回開催される。
 - (3) 総会は正会員の10分の1以上(委任状を含む)の出席をもって成立する。議長は運営委員会が推薦し、

総会で承認を得る。

- (4) 会則の変更以外は出席者の過半数をもって議決することができる。可否同数の時は議長が決める。
- (5) 正会員の5分の1以上の直接請求があった場合、あるいは監事が必要と認めた場合は、会長は90日以内に総会を招集しなければならない。

2. 運営委員会

- (1) 運営委員、及び会長、副会長で組織され、会則に定める事項、総会に提出する議案、及び本会の運営に必要な案件の審議及び議決を行う。
- (2) 運営委員会には運営委員以外の専門委員会委員も出席できる。ただし議決権を有しない。
- (3) 運営委員会は、原則として年4回、会長が召集し、議長となる。
- (4) 運営委員会は構成員の4分の3以上(委任状を含む)の出席をもって成立する。
- (5) 出席者の過半数をもって議決することができる。可否同数の時は議長が決める。
- (6) 運営委員の半数以上から請求があったときは、会長は臨時に運営委員会を召集しなければならない。

3. 専門委員会

- (1) 総務、財務、編集、その他の専門委員会を置き、会の業務を執行する。
- (2) 専門委員会の新設、変更、廃止などは運営委員会の議決による。

4. 作業部会

- (1) 各専門委員会は重要な検討事項が生じた場合、時限の作業部会をおくことができる。
- (2) 作業部会の設置は運営委員会の了承を必要とする。

5. 研究会

- (1) 本会は、必要に応じて重要分野・領域の振興を目的とする研究会を設けることができる。
- (2) 新設、変更、廃止などは運営委員会の議決による。

第5章 会計

第15条 本会の事業遂行に要する経費は会費及びその他の収入をもってこれにあてる。

第16条 本会の会計年度は1月1日に始まり12月31日をもって終わるものとする。

第6章 会則の変更

第17条 会則の変更は総会において出席正会員の3分の2以上の同意によって決することができる。

第18条 本会則は2009年5月18日から施行する。

付則

1. 本会の事務局は株式会社イーサイド内におく。
2. 個人または団体は別に定める年額で会誌を定期購読できる。
3. 関係諸学会と協力して欧文誌「Earth, Planets and Space」を刊行する。
4. この付則の変更は運営委員会の議決を経て総会で承認する。

会則変更履歴

2019年10月18日 第50回総会：第1章，第2条，第3条1項，第2章，第5条，第6条，第7条1項，2項，第8条，第3章，第12条2項，3項，5項，8項，第5章，第15条 改訂，第2章，第5条4項，第7条3項 追加

2009年5月18日 第31回総会：第4章，第14条3項(1)改訂

2007年9月26日 第28回総会：第2章，第6条 改定

2003年10月9日 第20回総会：第2章，第5条3項追加，第6条 改定

2003年5月28日 第19回総会：第4章，第14条，「5. 研究会」 追加

◇日本惑星科学会賛助会員名簿

2018年12月25日までに、賛助会員として本学会にご協力下さった団体は以下の通りです。社名等を掲載し、敬意と感謝の意を表します。（五十音順）

有限会社テラパブ
Harris Geospatial 株式会社
株式会社ナックイメージテクノロジー

◇日本惑星科学会主催・共催・協賛・後援の研究会情報

(a)場所，(b)主催者，(c)ウェブページ/連絡先など。
転記ミス，原稿作成後に変更等があるかもしれません。各自でご確認ください。

2019/06

6/15-6/21 第32回宇宙技術および科学の国際シンポジウム

- (a)福井県福井市
- (b)32nd ISTS Organizing Committee
- (c)<http://www.ists.or.jp>

編集後記

前号・今号と特集「火星圏のサイエンス」を掲載いたしました。いかがでしたでしょうか。非常に多くの記事を投稿して頂いたおかげで、火星圏に関する幅広い議論が展開された充実した紙面になったと思います。ゲストエディターの玄田英典さんをはじめとした関係者の皆さんに厚く御礼申し上げます。そのおかげで前号の冊子体は類を見ない厚さとなり、編集委員会では「遊星人の校正が期日に間に合わなくなりそう」、「遊星人の予算が足りなくなる」といった嬉しい悲鳴もあがりました。今号は前号に比べるとだいぶ薄いですが、特集以外にも「2017年度最優秀研究者賞受賞記念論文」や連載記事が多数掲載されており、読み応えがある

のではないかと思います。

編集委員会では紙面の充実を目指して新たな特集や連載記事の計画も進めつつあります。2019年3月号では大竹真紀子さん・長岡央さんをゲストエディターにお迎えして「月 揮発性成分の研究による科学と探査」を、2019年9月号では秋山永治さんをゲストエディターにお迎えして「ALMA」を特集する予定です。また、新たに「遊星人の海外研究記」の連載を企画しています。それでは皆さんからの原稿を心よりお待ちしております。今後ともよろしくお願いいたします。

(杉山)

編集委員

和田 浩二 [編集長]

杉山 耕一郎 [編集幹事]

玄田 英典 [特集「火星圏のサイエンス」ゲストエディター]

生駒 大洋, 上栢 真之, 岡崎 隆司, 奥地 拓生, 木村 勇氣, 黒澤 耕介, 小久保 英一郎, 白石 浩章, 関口 朋彦, 瀧川 晶, 田中 秀和, 谷川 享行, 成田 憲保, はしもと じょーじ, 本田 親寿, 三浦 均, 諸田 智克, 山本 聡, 渡部 潤一

2018年12月25日発行

日本惑星科学会誌 遊・星・人 第27巻 第4号

定 価 一部 1,750円(送料含む)

編集人 和田 浩二(日本惑星科学会編集専門委員会委員長)

印刷所 〒501-0476 岐阜県本巣市海老A&A 日本印刷株式会社

発行所 〒105-0012 東京都港区芝大門2-1-16 芝大門MFビルB1階

株式会社イーサイド登録センター内 日本惑星科学会

e-mail: staff@wakusei.jp

TEL: 03-6435-8789 / FAX: 03-6435-8790

(連絡はできる限り電子メールをお使いいただきますようご協力お願いいたします)

本誌に掲載された寄稿等の著作権は日本惑星科学会が所有しています。

複写される方へ

本誌に掲載された著作物を個人的な使用の目的以外で複写したい方は、著作権者から複写等の行使の依託を受けている次の団体から許諾を受けて下さい。

〒107-0052 東京都港区赤坂 9-6-41 乃木坂ビル 学術著作権協会

TEL: 03-3475-5618 / FAX: 03-3475-5619

e-mail: kammori@msh.biglobe.ne.jp

著作物の転載・翻訳のような複写以外の許諾は、直接日本惑星科学会へご連絡下さい。