日本惑星科学会誌遊・星・人

第27巻 第3号

目 次

卷頭言 笠羽 康正…		119
	表賞受賞論文」	
高分散分光観測を用	flいたH2Oスノーラインの同定可能性 野津 翔太	120
火星大気と表層水の)起源と進化:理論モデルと同位体組成からの制約 黒川 宏之,櫻庭 :	遥127
マンガン酸化物と室	室内実験から示唆される初期火星の酸化的表層環境	138
野田夏実、今村	村 翔子,関根 康人,上杉 宗一郎,栗栖 美菜子,高橋 嘉夫,他2名	1.47
火星生命採金のため	りの生命採査與做鏡の開発 豊田彦 佐藤 恕彦 宮田 厚キ 今世 堂一 佐々木 聰 小林 憲正 他6夕	
地形変化から目ろ 我	平 切多, 匹藤 叙多, 百川 序入, 「井木」, 匹× 不 秘, 小杯 窓正, 100石 目在の火星の地質現象と将来の火星探査の展望	
逸見良道, 宮2	本英昭, R. Parsons	102
火星における塩水に	こよる地形模様の形成に対する塩析出の役割	
今村 翔子, 関札	根 康人, 佐々木 猛智, 前川 優	
残留磁化緩和時間に	こ基づく火星磁気異常ソースの評価	173
佐藤 雅彦, 田4	◆ 給一,四両 孝,小玉 一人, 窒月 伸竜,潮田 推可, 甲田 売一, 綱川 秀大 ↓ 日四丁 の洗剤・これまでの言辞し 授本の屋間	100
八里切先にわりる)	パ生隕石」の役割・これよこの貝臥こ村米の展望 森脇 涼大 臼井 寛裕	180
火星隕石が経験した	≥衝撃変成 新原 隆史 ···································	
火星隕石の放出過程	2 黒澤 耕介, 玄田 英典, 岡本 尚也, 松井 孝典	
太陽系ハビタブル翌	惑星の成立を探る火星衛星探査計画MMX	207
倉本 圭, 川勝,	康弘,藤本 正樹,玄田 英典,今村 剛,亀田 真吾,他16名・1チーム	
火星衛星フォボスと	とデイモスの起源・進化の現状理解 兵頭 龍樹, 玄田 英典	216
ExoMars TGOと外	▶と星衛星探査計画MMXによる火星大気観測	······ 224
青木 翔平, 中/	川 広務,小郷原 一智,神山 徹,今村 剛,笠羽 康正	
原始惑星内部のD/H	Ⅰ比 齊藤 大晶, 倉本 圭	
短周期スーパーアー	- ス系の形成 荻原 正博	
地球物理学者による	るハワイ島の火山見学案内2 はしもと じょーじ	246
エポックメイキングな	な隕石たちその13~Renazzo隕石~先太陽系-初期太陽系の始原的物質の痕跡~	253
橋口 未奈子		
一番星へ行こう!日本	本の金星探査機の挑戦 その35 〜暑い夏の,長くて寒い夜〜	258
山﨑敦,豊田	裕之,太刀川 純孝,近藤 宏篤,坂本 智彦,あかつきプロジェクトチーム	
火の鳥しはやぶさ」	未来編 その15 ~はやぶさ2の小惑星リュウグウ到着~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~~	262
渡遼 誠一郎, は 満日五星 るの19 -	マンションション・シーム - 日にはレニンが照わている- ご山 満	964
西本日京 てい13 ^ 「Oth Workshop or	~ 万にはこノスルに11Cいる~ 日田 課	
JUI WORKSHOP ON Now Face 明景 트	i Catastrophic Disruption in the Solar System」 多加報音 杉伸 王 計 m	-1711 ···· 207
11EW Face 口座 瓜 9018年度宇宙私受援	CANP GM ● CAN BELLE AND CONTRACT OF CONTRACT	212
2010年度 丁田村子英 ISPS Information		
Jor o mitor mation		213

Contents

Preface	Y. Kasaba	119
Possibility to locate the position of the H ₂ O snowline in protoplane using high-dispersion spectroscopic observations	tary disks S. Notsu	120
Origin and evolution of Martian atmosphere and water : constraints f modeling and isotopic compositions H. Kurokawa an Highly oxidizing surface environments on early Mars inferred from la experiments on manganese oxidation	rom theoretical d H. Sakuraba aboratory	127
N. Noda, S. Imamura, Y. Sekine, S. Uesugi, M. Kurisu,	and 3 authors	138
Development of Life Detection Microscope (LDM) for life search Y. Yoshimura, A. Yamagishi, T. Satoh, A. Miyakawa,	on Mars and 9 authors	147
R. Hemmi, H. Miyamoto, a	nd R. Parsons	152
The role of salt precipitation for brine streak features on Mars S. Imamura, Y. Sekine, T. Sasaki, and Evaluation of source of the Martian magnetic spaced on m	l Y. Maekawa	163
of remanent magnetization M. Sato, Y. Yamamoto, T. Nishioka, K. Kodama, N. Mochizuki,	and 3 authors	173
Current and future contributions of martian meteorites to Mars so M. Koike, R. Moriwał	eience a, and T. Usui	180
Shock metamorphism on Martian meteorites	T. Niihara	190
The launch of Martian meteorites	and T. Mataui	107
Martian Moons exploration MMX elucidating the formation of habit	table planets	197
in the solar system K. Kuramoto, Y. Kawakatsu, M. Fujimoto, H. Genda, T. Imamura, and 17 au	thors & 1team	207
On the origin of Phobos and Deimo R. Hyodo	and H. Genda	216
Mars observations by ExoMars TGO and Martian Moons eXploration S. Aoki, H. Nakagawa, K. Ogohara, T. Kouyama, T. Imamura, a	n and Y. Kasaba	224
D/H ratio of inner proto planets H. Saito and	l K. Kuramoto	229
Formation of close-in super-Earth systems	M. Ogihara	235
Field guide to the island of Hawaii, written by geophysicist : 2 G	L. Hashimoto	246
Epoch-making meteorites (13) – Renazzo –	M. Hashiguchi	253
Road to the first star : Venus orbiter from Japan (35) – Long Cold Night A. Yamazaki, H. Toyota, S. Tachikawa, H. Kondoh, T. Sakamoto, and Akatsuk	in the Hot Summe i Project Team	r – 258
Phoenix "Hayabusa": A tale of the future (15) – Arrival of Hayabusa2 a S. Watanabe and Hayabusa2	at asteroid Ryugu Project Team	- 262
My favorite view in planetary science (13) – Lefteye flounder is in hi	ding on the Moor K. Ishiyama	1 - 264
"9th Workshop on Catastrophic Disruption in the Solar System"	K. Sugiura	267
New Face	S. Kadoya	272
Announcement of public offering for Space Science Incentive Awa Society for Promotion of	rd Space Science	274
JSPS Information		275

卷頭言

この4月から、東北大の惑星プラズマ・大気研究センター長を併任しています.

学部生時には「放置度」世界トップ(過去形?)の京大・物理で見事に放置され、「平日2-3 コマ目だけはバイクを飛ばして北白川,残りは瀬田川」という生活でした.艇と衝突せずに済 む研究室はどこや?を探った結果,暇そうで何故か人気無さそうであった「宇宙線研究室」へ の潜り込みに成功.入ってみると、「宇宙線」ではなく「赤外線(あかりに連なる)とダスト(は やぶさに連なる)」の研究室で驚きましたが、これが惑星科学会との事始めになりました.

研究室でフロッピー付PC98に初接触して喜んでいた背後では、「重点領域・原始太陽系と 惑星の起源」(1987-1989)が走っておりました.これが惑星科学会発足(1992)準備の一部とも なったようです.その主役級には研究室の主・長谷川博一先生、宇宙研の水谷仁先生、東北大 の大家寛先生、というその後お世話になった皆様がおられました.とはいえ、「旧首都」の大 学で暮らす物知らずの学生は、そんなもの全く知らない.インカレ敗北の次週に受けた院試で は「宇宙研、知ってる?」と聞かれ「は?」と答えたような状態.日本の惑星探査機などまった くの想定外(「惑星?米ソの話やろ」).知らんものに自分の未来像を重ねるわけがなかったの ですが、結果的に松本紘先生にしばかれつつ工学研究科を経由し、火星探査機のぞみとその失 敗に巻き込まれて、人生は捻じ曲がります.

丸30年がたち,複数の衛星・探査機群(例:10月には漸くBepi君打上)に携わるだけでなく, 教科書まで書くに至りました(共立:大竹・佐々木・土山・笠羽.この7月,ついに脱稿!). 当時の私の「想定外」は、今ではそこらの子供にも「現実世界の話」です.問題の種は尽きませ んが、これも「現実たればこそ」.宇宙と惑星に絡む活動は、真に人類の連携と未来に連なっ ています.「東北大はえらいのう(当時の京大比)」と日々感心しつつ、昨年亡くなった家内の 父君(医学部の先生でした)の言葉「君の仕事は文明のためやろ」を励みに、皆様と共に歩む所 存です.

笠羽 康正(東北大学惑星プラズマ・大気研究センター(PPARC))

「2017年度最優秀発表賞受賞論文」 高分散分光観測を用いた原始惑星系円盤の H₂Oスノーラインの同定可能性

野津 翔太

2018年3月30日受領, 査読を経て2018年6月7日受理.

(要旨) 原始惑星系円盤内のH₂Oスノーラインを観測的に同定することは、微惑星・惑星形成過程や、地球 上の水の起源を考える上で極めて重要です.私たちは、円盤の化学反応ネットワーク計算と放射輸送計算の 手法を用いて、H₂¹⁶O, H₂¹⁸O 輝線プロファイルの観測から円盤内のH₂Oスノーライン位置を同定する方法を 提案してきました.その結果、光学的厚みが比較的小さく励起エネルギーが比較的高い輝線のプロファイル を高分散分光観測で調べることで、H₂Oスノーラインを同定できる可能性があることがわかりました.また この様な特徴を持つH₂O 輝線が、中間赤外線からサブミリ波までの幅広い波長帯に多数存在し、その強度 は波長が短い程大きいことなども分かりました.本記事では、これまでの解析結果の紹介と今後の高分散分 光観測でのH₂Oスノーラインの同定可能性の議論を行います.

1. 導入

H₂Oスノーラインと、惑星形成における 氷ダストの役割

原始惑星系円盤(以後,"円盤")とは,誕生直後の星 の周りに形成される,ダスト(塵)とガス(主成分は水 素分子)でできた円盤です.円盤内部において,中心 星近傍は中心星からの光で高温となりH₂O分子は円 盤中に漂うダスト表面から脱離して気体となります. 一方遠方では光が弱く低温となり,H₂O分子はダスト 表面に凍結します.この境界がH₂Oスノーラインです. 図1は,円盤内のH₂Oスノーラインとダスト分布・進 化の概念図です.一般的に固体微粒子の合体成長で惑 星を作る際,H₂Oスノーラインの内側では地球型の岩 石惑星が形成されると考えられています.一方外側で は固体微粒子の総量が増加し,さらに氷を纏った固体 微粒子は岩石(ケイ酸塩)微粒子に比べ破壊されにくく なるため,巨大な固体コアが形成されます.その後そ れらが重力で周りのガスを大量に集めることで,木星

1. 京都大学 大学院理学研究科 宇宙物理学教室 snotsu@kusastro.kyoto-u, ac. jp



図1:円盤内のH₂Oスノーラインと、ダスト分布・進化の概念図 (ダストアグリゲイトの画像は Wada, K. et al., 2008, ApJ, 677, 1296の図1から引用)

型のガス惑星が形成されると考えられています[1-3]. 最近の研究では、H₂Oスノーライン付近にダストが濃 集することで、局所的に微惑星・惑星が形成されたと 考えるモデルなども提案されています[4].更にH₂O スノーライン外側で形成される氷微惑星や彗星は、地 球型惑星の水・有機物の起源とも考えられています [5].よってH₂Oスノーラインを観測的に同定するこ とは、微惑星・惑星形成過程や、地球上の水の起源を 考える上で重要であると言えます.



図2:中心星がHerbig Ae星の円盤のガス密度分布(左図,カラーバーの単位はcm⁻³),ガス温度分布(右図,カラーバーの単位はK) [14]. 横軸は円盤半径(AU,天文単位),縦軸は円盤赤道面からの高さと円盤半径の比です.

円盤赤道面におけるH₂Oスノーラインの位置は、太 陽質量程度の前主系列星(TTauri星)周りの円盤の場 合,中心星から10分の数auから数auの位置付近に存 在します.しかし中心星の放射強度,円盤内のダスト サイズ分布,中心星への質量降着率など,円盤の物理 構造が変わることでその位置は変化します[6].その ため、太陽系外の円盤の観測からH₂Oスノーライン の位置を決めることで,逆に円盤の物理構造,ひいて は惑星形成理論に制限をかけることが出来ると考えら れます.

1.2 H₂O輝線の観測とH₂Oスノーライン

円盤の観測からH₂Oスノーラインを決定する場合, まずはH₂Oガス・氷の撮像観測から情報を得ること が考えられます[7,8]. しかし円盤において,中心星 から数au付近を分解する撮像観測は,空間分解能が 足りず難しいのが現状です.

近年Spitzer(中間赤外線)・Herschel(遠赤外線)字 宙望遠鏡などを用いて、円盤から放射されるH₂O輝 線を検出できるようになりました(e.g., [5, 9-11]). し かし、これらの輝線は主に円盤表層の高温部やH₂O スノーライン外側の円盤外縁低温部に存在するH₂O ガスから放射されたものであり、円盤赤道面のスノー ライン位置を直接同定することはできませんでした.

一方で円盤はほぼケプラー回転している為,円盤か ら放射される輝線はドップラーシフトを受け広がって います.この輝線のプロファイルの解析から,輝線放 射領域の中心星からの距離の情報を得ることができま す.実際にこの手法を用いた研究もなされていて,例 えばCOの4.7 μmの振動回転輝線を用いた,円盤の内 部構造の研究(e.g., [12])が挙げられます.よって、今 後波長分解能が数万を超える高分散分光観測が幅広い 波長帯で可能になれば、円盤赤道面内縁から放射され るH₂O輝線のプロファイルの解析を通じ、H₂Oスノー ラインを同定できると考えられます.

そこで私たちは、円盤の化学反応ネットワーク計算 と放射輸送計算の手法を用いて、H₂O輝線プロファイ ルの観測から円盤内のH₂O分布、特にH₂Oスノーラ インを同定する方法を提案してきました[13-15]. 次 章以降では、私たちの解析手法と解析結果の概要を紹 介します.

原始惑星系円盤の物理構造

円盤内の化学反応ネットワーク計算を行う際には、 円盤内の各点での温度・密度・中心星からの紫外線放 射などの物理量が必要になります。本研究では円盤の 物理モデルとして、Nomura & Millar (2005)のモデル [16]に、X線加熱を加えたモデル([17])を使用しました。 中心星はT Tauri星(質量0.5 M₀、半径2.0 R₀、有効 温度4000 K)とHerbig Ae星(質量2.5 M₀、半径2.0 R₀、 有効温度10000K)を考え、円盤は定常、軸対称を仮定 しました。また、円盤中のダストサイズ分布は Nomura & Millar (2005) [16]と同じモデルを用いてい て、ダストの最大サイズは約10 μ mです。(詳細は [13-15]、及び[16-18]を参照)。

図2は中心星がHerbig Ae星の場合の円盤ガス密度 分布と,ガス温度分布です.密度分布の図からは円盤 内側及び赤道面ほど密度が高いことが読み取れます. 温度分布の図からは,円盤赤道面は中心星近傍ほど温



図3: Herbig Ae円盤モデルの場合のH₂Oガス(左図)および氷(右図)の存在度の分布 [14]. ここで存在度は、単位体積中の水素原 子数に対するH₂Oガス分子または氷分子の数の比を表します. 横軸は円盤半径(AU),縦軸は円盤赤道面からの高さと円盤 半径の比です.

度が高く,円盤外側ほど温度が低くなっていることが わかります.円盤赤道面は中心星放射のほか,円盤の 粘性加熱も効いています.また,円盤表層部に関して は密度が低いために,円盤外側まで中心星の紫外線放 射などが届き,高温となっています.

原始惑星系円盤の化学反応ネット ワーク計算

原始惑星系円盤内の化学反応ネットワーク計算の際, 反応係数としてUMIST Database for Astrochemistry (Rate06)の値を用いました[19].計算に含んだ化学種 の数は375種,気相中での化学反応の数は4346個にな ります.また,ガス・ダスト間の相互作用として,ダ スト表面への化学種の凍結や,ダスト表面からの熱的・ 非熱的脱離の過程も合わせて考えました.なおH₂O スノーラインの位置には大きく影響を及ぼさない事を 踏まえ,今回の計算では簡単のため乱流拡散の効果は 入っていません.(これら化学反応ネットワーク計算 の詳細は[13-15],及び[18-21]を参照)

図3はHerbig Ae 円盤モデルの場合のH₂O ガスの組 成分布の結果です.H₂O スノーラインは14 au 付近に 存在することが分かります[14].図2と比較すると, 円盤赤道面のH₂O スノーライン内側の高温領域だけ でなく,円盤外側の上層部高温領域や光脱離領域でも H₂O ガスの存在量が多いことが分かります.高温領域 でH₂O が多いことは,気相中でH₂Oを生成する反応 が促進されることが理由です.従って,H₂O 輝線の観 測を通じH₂O スノーラインを同定するためには,円 盤外側ではなく,主にH₂O スノーラインの内側から 放射される輝線を選ぶ必要があります.中心星の放射 強度が弱いT Tauri星モデルの場合は,H₂Oスノーラ インは1.6 au付近に存在します[13].

4. ortho-H¹⁶O輝線の放射輸送計算 と結果

前章の計算で得られたH2Oガスの組成分布のデー タを用い、まずortho-H²⁶O輝線の放射輸送計算を行 いました、ここで、天球面上の円盤の各点から放射さ れる輝線強度は、円盤内部の視線方向の各点の寄与の 足し合わせで表されます。 各点における放射係数は、 自発放射の遷移確率を表すアインシュタインA係数 (A_n)と励起状態にある分子の数密度(n_n)に比例する ため、ある視線方向の光学的厚みが十分小さい場合、 その方向の輝線強度もまた、Auとnuに比例します. 放射輸送計算の際はLTE(局所熱力学平衡)を仮定し ていますが、円盤赤道面ではガス密度が十分大きく輝 線の臨界密度を上回るため、この後の計算結果に対し 問題はない仮定となっています. また計算の際は RATRAN[22]の1次元計算コードを修正したものを使 用したほか、分子輝線のデータとしてLAMDA database[23]とHITRAN database[24]の値を用いまし た.

放射輸送計算の結果,アインシュタインA係数が 小さく(A_{ul} =10⁻⁶=10⁻³s⁻¹),励起エネルギーが比較的高 い(E_{u} =1000 K) ortho- H_2^{16} O輝線のプロファイルを高分 散分光観測で調べることで, H_2 Oスノーラインを同定 できる可能性があることが分かりました.これは A_{ul} が小さい輝線の場合,光学的に薄い円盤外側の表層部

図4: ortho-H2¹⁶O 682.66 μm輝線, 63.32 μm輝線, 538.29 μm輝線のプロファイル[14]. 赤色直線は0-8 AU (円盤赤道面における H2Oガス存在度が10⁻⁵以上の高い値を示す領域)からの寄与, 青色破線は0-14 AU (円盤赤道面のH2Oスノーライン内側)から の寄与, 緑色点線は14-30 AU (円盤赤道面のH2Oスノーライン外側)からの寄与, 黒色一点破線は半径30 AU以内の寄与の 合計を表します.

の高温領域にあるH₂Oガスからの放射の寄与が,光 学的に厚く高温な円盤赤道面のH₂Oスノーライン内 側領域のH₂Oガスからの放射の寄与と比較して十分 小さくなることが原因です.また励起エネルギーが比 較的高い輝線は,H₂Oスノーライン外側の低温な光脱 離領域からは放射されないことも原因です.

ここで、ortho-H₂O, para-H₂Oは分子を構成する水 素原子核の核スピンの向きが平行・反平行であるもの を指します.熱力学平衡状態において、常温では ortho-para比は量子力学的な性質から3になりますが、 極低温ではpara-H₂Oの存在量が増加すると考えられ てきました.今回の計算において、ortho-para比は 100 Kを超える高温なガスからの放射が主であること を踏まえ、高温度近似の値である3を採用しました. なお、近年のダスト表面反応・脱離過程の実験研究に よると、ortho-para比の値はH₂O氷生成時の環境温度 を反映するものではなく極低温なダスト上でも3とな る事が示されており,円盤ガス中の化学反応等で二次 的に変化する可能性も議論されています[25, 26].

図4は、計算した輝線のうちH₂Oスノーライン観測 に適した輝線の代表例としてortho-H₂¹⁶O 682.66 μ m 輝線(A_{ul} = 2.82 × 10⁻⁵s⁻¹, E_u=1088.7 K)と, H₂Oスノ ーライン観測に適さない輝線の代表例としてortho-H₂¹⁶O 63.32 μ m 輝線(A_{ul} = 1.7s-1, E_u=1070.6 K)と ortho-H₂¹⁶O 538.29 μ m 輝線(A_{ul} = 3.50 × 10⁻³s⁻¹, E_u = 61 K)のラインプロファイルを示しています.計算の 際, 天体までの距離140 pc(=近傍の星形成領域であ るおうし座分子雲までの典型的な距離),軌道傾斜角i = 30度としました.63.32 μ m,538.29 μ m 輝線はそれぞ れH₂Oスノーライン外側の表層高温部と光脱離領域 から主に放射されており,円盤外縁の低速のケプラー 回転を反映して線幅が細いという傾向が見えています. これらの輝線は,Herschel宇宙望遠鏡にて円盤から の放射が検出されています[5,9,11].一方で682.66 μ m







図5:H₂Oスノーライン観測に適したortho-H₂¹⁶O輝線のフラック ス分布(Herbig Ae星モデルの場合)[14]. 横軸は輝線波長 [μm], 縦軸は輝線のフラックス[W/m²]です.



図6: para-H2¹⁸O 1473.85 µm (203 GHz) 輝線のプロファイル. 赤色直線はダスト連続波なし(図4,5と同条件). 青色破線 はダスト連続波あり. 黒色点線はダスト不透明度を10倍に した場合[15].



図7: ortho-H216O 682.66μm輝線(左図)と, para-H2¹⁸O 1473.85μm(203 GHz) 輝線(右図)の輝度分布(W m⁻²Hz⁻¹sr⁻¹). 図中の線は 光学的厚み(ガス成分+ダスト成分)分布を表す[14, 15].赤色直線は光学的厚み0.1,青緑色一点破線は光学的厚み1,橙色二点破 線は光学的厚み10を表す.

輝線は、H₂Oスノーライン内側の赤道面付近からの寄 与が大きいため、円盤内縁の高速のケプラー回転を反 映して線幅が太くなっています.この輝線のプロファ イルからH₂Oスノーラインの位置の情報が読み取れ ます.

他にもAuやEu,波長が異なる様々な輝線について 解析を行った結果,H2Oスノーライン観測に適した ortho-H2¹⁶O輝線が,中間赤外線からサブミリ波まで の幅広い波長帯に多数存在することが分かりました. 更にその強度は波長が短い程,また中心星の光度が高 くH2Oスノーライン位置が中心星から離れている程

大きいことも示しました[13,14]. 図5ではHerbig Ae 星モデルの場合について、H₂Oスノーライン観測に適 したortho-H₂¹⁶O輝線のフラックス分布を示していま す.これらの輝線のうち、サブミリ波の輝線は ALMA(アタカマ大型ミリ波サブミリ波干渉計),中 間赤外線の輝線は次世代赤外線天文衛星SPICA[27]* を用いての高分散分光観測が期待されます.

5. H₂¹⁸O輝線の放射輸送計算と結果

これまで私たちはortho- H_2^{16} O輝線に絞って輝線の 特徴を調べてきました.しかし水分子には水素分子の スピン状態を入れ替えた para- H_2^{16} O分子のほか,水素 分子・酸素分子を同位体と入れ替えた HDO, H_2^{18} Oと

*http://www.ir.isas.jaxa.jp/SPICA/SPICA_HP/index.html

いった分子も存在します.そこで私たちは最近,新た にpara-H₂¹⁶O輝線やH₂¹⁸O輝線に対しても計算を行い, ALMA Band 7やCycle 5から観測を開始したBand 5 などの周波数領域に,H₂Oスノーライン観測に適した 輝線を多数特定しました[15].図6は,計算したH₂¹⁸O 輝線のうちH₂Oスノーライン観測に適した輝線の代 表例としてpara-H₂¹⁸O 1473.85 μ m(203 GHz)輝線(A_{ul} = 4.813×10⁻⁶s⁻¹, E_u = 203.7 K)のプロファイルを,図 7はortho-H₂¹⁶O 682.66 μ m輝線(左図)と,para-H₂¹⁸O 1473.85 μ m(203 GHz)輝線(右図)の輝度分布を示して います.ここで輝度分布は,各領域での強度に上空ま での吸収成分を掛けた値となっていて,最終的な円盤 輝線プロファイルに寄与する成分を表しています.

para-H₂¹⁸O 1473.85 μ m輝線は励起エネルギーが203.7 Kと比較的低いにも関わらず,H₂Oスノーラインの内 側赤道面からのH₂O輝線への寄与が,円盤外側の表 層高温部と光脱離領域からの寄与と比べ大きいことが 分かります.また,輝線放射領域もortho-H₂¹⁶O 682.66 μ m輝線と比べより赤道面に近い領域となって います.これらの特徴は、サブミリ波帯のH₂O輝線 のA係数が赤外線帯の輝線より小さい傾向にあり (<10⁻⁴s⁻¹),円盤外側の光学的に十分薄い領域からの 放射強度がより小さくなる傾向があるのが理由の一つ です.それに加え,para分子の存在量はortho分子の 1/3程度であることと,H₂¹⁶O分子と比べH₂¹⁸O分子の 数密度が1/560であることから,para-H₂¹⁸O輝線の方 がより赤道面に近い領域のH₂Oガスを捉えることが できるのも大きく寄与していると考えられます.

ここでpara-H₂¹⁶O輝線についてもortho-H₂¹⁶O輝線 と比較すると,分子の存在量が1/3程度になります. そのためより赤道面に近い領域から輝線が放射され, かつ円盤外側からの放射が抑えられるため,励起エネ ルギーが比較的低い輝線でも円盤赤道面のH₂Oスノ ーラインを追うことが可能です.しかしH₂¹⁶O輝線の 場合,励起エネルギーが数百K程度になると地球大気 による吸収が比較的強くなってしまう為,ALMA等 地上からの観測では検出が難しい様です.一方で H₂¹⁸O分子については地球大気での存在量が1/560と 極めて少なく,天体からの輝線がほぼ吸収されない為, 励起エネルギーが数百Kの輝線についても十分観測 可能ということが分かりました.

ここで、より赤道面に近い高密度な領域をトレース

しているため、ダストの光学的厚みが比較的大きい場 合には、ダスト連続波に輝線成分が埋もれることが心 配されます。図6ではpara-H2¹⁸O 203 GHz 輝線に対し て、ダスト連続波放射を加えた場合と、ダスト不透明 度を10倍とすることで人工的にダスト連続波放射を 強めた場合を示しました。ダスト連続波強度が増加す ると輝線成分が弱くなることが示されますが、ダスト 不透明度が10倍の場合でも、輝線成分は埋もれるこ となく見えることが確認できます。他の輝線の場合も 調査した結果、波長の短い輝線やH2¹⁸O輝線の場合に ダスト連続波の影響がより大きくなることが分かりま した.

6. まとめと今後

私たちは円盤の化学反応ネットワーク計算と放射輸送計算の結果に基づき,H₂O輝線プロファイルの観測 から円盤内のH₂O分布,特にH₂Oスノーラインを同 定する方法を調査してきました.その結果,アインシ ュタインA係数が小さく,励起エネルギーが比較的 高い輝線のプロファイルを高分散分光観測で調べるこ とで,円盤赤道面のH₂Oスノーラインを同定できる 可能性があることが分かりました.そして,この様な 特徴を持つ輝線が,中間赤外線からサブミリ波までの 幅広い波長帯に多数存在し,その強度は波長が短い程 大きいことなどが分かりました.今回の記事ではペー ジ数の都合で一部の結果・議論しか掲載できていない ため,研究内容の詳細については私たちがまとめた [13-15]の論文を併せてご覧頂ければ幸いです.

更に円盤からのH₂O輝線検出を目指したALMA観 測も提案しており,既に一つのHerbig Ae星に対して 一部のデータが取得済みです(現在論文化に向け解析 中). 今後も従来のモデル計算に基づいた研究を継続 すると同時に,将来のサブミリ波,中間赤外線での高 分散分光観測(ALMA, SPICAなど)による円盤内の H₂Oスノーラインの同定可能性の議論や,実際の観測 も更に推進していく予定です.

謝 辞

本研究は日本学術振興会特別研究員(DC1)奨励費 16J06887の助成を受けて行いました.本研究は,野 村英子氏,石本大貴氏,Catherine Walsh氏,本田充 彦氏,廣田朋也氏,秋山永治氏,T.J.Millar氏らとの 共同研究です[13-15].また,所属する京都大学理学 研究科の佐々木貴教氏には日々研究を進める上で,貴 重な助言・サポートを頂きました.更に査読者には, 本稿に対して有益なコメントと適切な指導を頂きまし た.これらの方々をはじめとする,本研究に関わった 全ての皆様に深く感謝します.

引用文献

- Hayashi, C., 1981, Progress of Theoretical Physics Supplement 70, 35.
- [2] Hayashi, C. et al., 1985, in Protostars and Planets II, University of Arizona Press, 1100.
- [3] Wada, K. et al., 2013, A&A 559, A62.
- [4] Morbidelli, A. et al., 2016, Icarus 267, 368.
- [5] van Dishoeck, E. F. et al., 2014, in Protostars and Planets VI, University of Arizona Press, 835.
- [6] Oka, A. et al., 2011, ApJ 738, 141.
- [7] Honda, M. et al., 2009, ApJ 690, 110.
- [8] Honda, M. et al., 2016, ApJ 821, 2.
- [9] Carr, J. S. and Najita, J. R., 2008, Science 319, 1504.
- [10] Hogerheijde, M. R. et al., 2011, Science 334, 338.
- [11] Blevins, S. M. et al., 2016, ApJ 834, 152.
- [12] Pontoppidan, K. M. et al., 2010, ApJ 720, 887.
- [13] Notsu, S. et al., 2016, ApJ 827, 113.
- [14] Notsu, S. et al., 2017, ApJ 836, 118.
- [15] Notsu, S. et al., 2018, ApJ 855, 62.
- [16] Nomura, H. and Millar, T. J., 2005, A&A 438, 923.
- [17] Nomura, H. et al., 2007, ApJ 661, 334.
- [18] Walsh, C. et al., 2015, A&A 582, A88.
- [19] Woodall, J. et al., 2007, A&A 466, 1197.
- [20] Walsh, C. et al., 2010, ApJ 722, 1697.
- [21] Walsh, C. et al., 2012, ApJ 747, 114.
- [22] Hogerheijde, M. R. and van der Tak, F. F. S., 2000, A&A 362, 697.
- [23] Schoier, F. I. et al., 2005, A&A 432, 369.
- [24] Rothman, L. S. et al., 2013, JQSRT 130, 4.
- [25] Hama, T. et al., 2016, Science 351, 65.
- [26] Hama, T. et al., 2018, ApJL 857, L13.
- [27] Roelfsema, P. R. et al., 2018, PASA in press,

arXiv:1803.10438.

^{特集「火星圏のサイエンス」} 火星大気と表層水の起源と進化: 理論モデルと同位体組成からの制約

黒川 宏之¹,櫻庭 遥²

2018年6月29日受領, 査読を経て2018年7月29日受理.

(要旨)希薄な大気と僅かな極冠氷しか持たない寒冷乾燥の惑星である火星は,かつて厚い大気と豊富な表層水を持っていた.本稿では火星の大気と表層水の起源と進化について,理論モデルと元素組成・同位体組成の観点から得られている制約と,そこから描き出されるシナリオ,未解決の課題を提示する.揮発性元素の起源について元素組成から議論するとともに,大気散逸について同位体組成をもとに散逸量・時期について制約を与える.さらに,地下圏へのH₂O氷・CO₂貯蔵が表層環境進化に寄与してきた可能性を議論する.

1. 比較惑星科学における火星の重要性

地球型惑星の表層環境は多様である.太陽系の中だ けでも、厚い大気に覆われた灼熱乾燥の金星、液体の 水と生命を宿す地球、薄い大気しか持たず寒冷乾燥の 火星と、その姿は様々である.近い将来には、ジェー ムズ・ウェッブ宇宙望遠鏡など次世代観測機器による 系外惑星の透過光・放射光観測により、より多様な惑 星の姿が描き出されていくと期待されている[1など].

惑星の表層環境を決定づける要因は何か?惑星形成 過程における揮発性元素の供給とリザーバー(大気・ 水圏・地殻・マントル・コア)間の分配はその支配的 な要素の1つである.太陽系遠方領域から小天体[2な ど]や氷ペブル[3,4]として供給される揮発性元素量・ 組成が惑星の表層環境を左右する(3節).揮発性元素 は惑星の分化において,温度・圧力・酸化還元度に依 存して各リザーバーに分配される[5-7].金星・地球と 火星の比較は,惑星サイズや軌道半径が揮発性元素供 給・分配過程に及ぼす影響を理解する鍵となる.

惑星形成後の45億年間の進化過程における元素循 環・大気散逸は惑星表層環境の変動を引き起こす(4 節). この時間スケールの中で火星が温暖湿潤から寒 冷乾燥への気候変動を経験してきたことは,惑星形成 後の進化がいかにその表層環境を大きく変化させるか を物語っている[8,9]. プレートテクトニクスのよう な活発な地表の更新活動がない火星では,多くの地質 的・地球化学的記録が残されているため,これらを繋 ぎ合わせていくことが火星史解明において重要となる (2節).

本稿では、我々のこれまでの研究を中心に、火星大 気と表層水の起源と進化に関する制約と未解明の課題 を提示する.2節では現在の火星を特徴づける地球化 学的性質と過去の火星の地質学的記録を簡潔に紹介す る.3節では惑星形成から後期天体集積期における揮 発性元素供給・分配・散逸過程について、4節ではそ の後の元素循環・大気散逸について議論する.最後に、 5節でまとめを述べる.

2. 地球化学·地質学的記録

火星の大気と表層水の起源と進化を理解するため、 この節では基本的な地球化学的制約・地質学的記録に ついて概説する.現在の火星は、平均6 mbarのCO₂ を主成分とする大気と、極冠氷(polar layered deposit, PLD)としての少量の表層水(約20 – 30 m global equivalent layer(GEL), 1 GEL = 1.4×10^{17} kg = 10^4 地球海洋質量)しか持たない惑星である.図1に現在

^{1.} 東京工業大学 地球生命研究所 2. 東京工業大学理学院 地球惑星科学系 hiro, kurokawa@elsi, jp



図1:太陽系内の地球型惑星・炭素質コンドライト・彗星(実験値)の揮発性元素存在度.総質量中の存在度を太陽組成で規格化している.地球については表層(大気・水圏・地殻),金星・火星については大気中の存在量のみを考慮している.データは以下の文献値に基づく.CIコンドライト:[98],彗星:氷への吸収実験に基づくモデル(50 K)[99],金星:[98],地球:[98],火星:[98,100].ただし、ロゼッタ探査機によって測定された67P/チュリュモフ・ゲラシメンコ彗星のアルゴン存在度は実験値より1-2桁小さい[101].他の希ガス存在度が未報告のため、ここでは統一的に実験値を用いている.

の金星・地球・火星の炭素(C), 窒素(N), 希ガス存 在度の比較を示す.地球・火星の元素存在度パターン には類似性がある.しかし,火星表層の揮発性元素存 在度は地球と比較して2桁程度小さい.この揮発性元 素の欠損がいつ,どのように実現されたのかが本稿で 議論する主題である.また,地球が炭素質コンドライ トに近い同位体組成を示すのに対し,火星は重い同位 体に富んでいる.重い同位体の濃集は,大気散逸が揮 発性元素枯渇の一因であることを示している(4節).

火星探査によって得られてきた地質学的・地球化学 的証拠は、Noachian(約42 - 37億年前)の火星が現在 より厚い大気・豊富な表層水を保持していたこと、そ の後のHesperian(約37 - 33億年前)にかけて現在の ような乾燥した気候に遷移してきたことを示唆してい る.流水地形[10など]や水由来の二次鉱物[11など]の 発見は、過去の火星に液体の水が存在したこと、それ を可能にした温室効果をもつ厚い大気(数barのCO₂ とその他の温室効果ガス,[12,13])が存在したことを 示唆している.海岸線地形の存在[14など]や三角州地 形の高度分布の一致[15]から、北部低地に広大な海が 存在したという説が提唱されている.ただし、古海洋 水量の見積もりには幅があり、不定性なのか、時間進 化を反映しているのかはよくわかっていない(4.1節). また,各時代のマグマ噴出量に対して,地球のホット・ スポットマグマの揮発性元素存在度を仮定することで, 少なくとも約0.4 barのCO₂,約8 mGELの水が火星の 歴史を通じて脱ガスしたと見積もられている[16].最 後に,火星隕石の化学分析からは,地球と比較して揮 発性元素に富んだ材料物質から集積した可能性が指摘 されている[17].

過去の火星が恒久的に温暖であったか、寒冷な気候 の中で一時的に温暖な時期があったかは議論が分かれ ている.理論モデルの観点では、過去の暗い太陽のも とでは、純粋なCO₂大気は火星表層の気温を十分温暖 に保つことができないことが知られている[18, 19]. さらに、バレー・ネットワークの分布が温暖な気候モ デルと一致しないこと[20]や液体の水が存在した証拠 である粘土鉱物組成が地下水圏での形成を支持するこ と[21]から、寒冷な火星古気候モデルが提案されてい る.寒冷モデルにおいては、流水地形は火山噴火や天 体衝突による一時的な温暖気候のもとでつくられたと されている.ただし、その場合においても、地形分布 の再現にはやはり数bar程度の厚い大気が必要である [22].

3. 惑星形成期及び後期天体集積期の 揮発性元素供給と散逸

惑星の獲得する揮発性元素の起源としては、原始惑 星系円盤ガスの捕獲、固体集積物質としての供給があ りうる.固体集積物質を考える上では惑星形成期(微 惑星・ペブル)、形成後(小惑星・彗星)に分けて考え ることができる.また、これらの揮発性元素供給時に は、その損失も同時に起こる.

3.1 原始惑星系円盤ガスの捕獲と散逸

火星大気は希ガスに枯渇していることから,円盤ガ スは火星の揮発性元素の主要な起源ではないと考えら れる([23],図1).ただし,Hf-W年代から示唆される 火星の形成時期はCAI形成後200万年程度[24]であり 円盤の典型的な寿命より短いことから,円盤ガス中で 形成した火星は一時的に円盤ガスを捕獲した大気を纏 っていたと考えられる.火星の捕獲しうる円盤ガス質 量は10¹⁸ kg程度である[25].この量の円盤ガス由来大



図2:流体シミュレーション(非等温)の結果に基づく原始惑星系円盤に埋もれた火星質量惑星周囲の流れ場(赤道面). コンターは ガス密度(初期条件・境界条件の値を1として規格化). 白線は流線,オレンジ破線は惑星のボンディ半径を表す. (a)惑星 を取り巻く流れ場(縦軸・横軸のHは円盤ガスのスケールハイト). (b)ボンディ半径付近の拡大図. 約0.5ボンディ半径内部 に流線が閉じた領域が存在し,円盤ガス流から孤立している. Kurokawa and Tanigawa [36]の計算結果をもとに改変.

気は原始惑星系円盤散逸後100万年程度の時間で流体 力学的散逸によって失われたと考えられる[26-28]. ただし、大気散逸によって水素混合率が十分に下がっ た後は、COやCO2による熱圏の冷却や、下層大気か らの水素拡散が律速過程になることで、円盤ガス由来 成分の寿命は長くなる可能性もある。形成期の火星で は、円盤ガス成分と脱ガス成分混成大気の温室効果、 微惑星降着の重力ポテンシャルエネルギーの解放によ って全球的マグマオーシャンが形成される[29,30]. 円 盤ガス由来大気の散逸・マグマオーシャン固化後は, カタストロフィックな脱ガスによって脱ガス主成分の 大気へと遷移したと考えられる[31,32]. 火星隕石に 基づくと火星マントルは還元的である(アイアン-ウ スタイト・バッファ程度、[33])ことから、初期の脱ガ ス大気はCOを主成分とする弱還元的大気であった可 能性がある[7など].

原始惑星系円盤ガス中で誕生した火星では、これま で想定されていない新しいタイプの大気散逸が起こっ ていた可能性がある.従来、円盤ガス捕獲過程の研究 では1次元静的モデルが用いられてきた[25,29].しか し、実際の火星は原始惑星系円盤のケプラーシアー流 (円盤ガスがサブケプラー回転していた場合は向かい 風)に晒されていたはずである.原始惑星系円盤ガス に埋もれた惑星周囲の流体シミュレーション(等温)の 結果からは、3次元的描像においては惑星大気には常

に円盤ガスの流入・大気の流出(大気リサイクリング) があり、1次元モデルの仮定する孤立した静的な惑星 大気は存在しえないという主張がある[34]. この時, 脱ガス成分が原始惑星系円盤へと流出して失われる可 能性も考えられる(系外惑星形成の文脈では[35]).こ の原始惑星系円盤ガス中での脱ガス成分流出が火星の 揮発性元素枯渇の一因かもしれない.一方で, Kurokawa and Tanigawa [36]は,惑星大気の非等温 構造を考慮した場合、大気リサイクリングの発生は約 0.5 ボンディ半径より上空に限られることを示した(図 2). 従って、脱ガス成分の流出が起こるかは脱ガス成 分と円盤ガス捕獲成分が成層構造をとらず、対流・乱 流により両者が上空まで混合されている場合にのみ起 こると期待される、地球や火星マントルに円盤ガス由 来のD/H比の小さい水が存在する可能性が指摘され ていること[37,38]は、円盤ガスと脱ガス成分の混合 が少なくともある程度は進んだことを示唆している. 実際の火星形成過程において大気リサイクリングがど の程度進んだかの定量的な評価は今後の課題である.

3.2 小天体による揮発性元素供給と大気剥ぎ 取り

惑星形成期に集積した微惑星や形成後の後期天体集 積(隕石重爆撃,後期隕石重爆撃)の小天体(小惑星・ 彗星)による揮発性元素の供給は,現在の火星大気・



図3:惑星表層への元素分配を考慮した,天体衝突による揮発性元素供給と大気剥ぎ取りによる大気量・組成進化計算の結果. 横 軸は衝突天体の積算質量であり,時間的に右側へと進化する. (a)地球, (b)火星ともに同一の衝突天体組成を仮定してい る. 各線は惑星が大気または表層リザーバー(海洋・炭酸塩・氷)として獲得した全揮発性元素量を表している. モデルで はCO2の表層リザーバー(地球:炭酸塩,火星:CO2氷)への分配の効果を大気CO2分圧に上限値を課すことで考慮している. 解の範囲は上限値の不定性(地球:0.1 bar-上限なし,火星:6 mbar-上限なし)の範囲に対応している. 地球と比較して 火星は同程度か数10%多い揮発性元素を獲得している. Sakuraba et al. [47]の結果に基づく.

表層水の主要な起源であると考えられている.地球・ 火星ともに希ガス存在度パターンがコンドライト隕 石・彗星(実験値)と類似していることは,揮発性元素 がこれらの小天体集積に由来することを示唆している (図1).さらに,金星・地球・火星の希ガス/C,N比 は彗星より小さく,炭素質コンドライトに近いかやや 大きい.これは水素,炭素,窒素といった主要揮発性 元素が彗星ではなくコンドライト的な起源を持つこと を示している[23,28].ただし,希ガスの一部が彗星 を起源としている可能性はある[28,39].

従来,地球型惑星に揮発性元素が供給された時期は 後期隕石重爆撃期(41-38億年前)であると考えられて きた.現在よりコンパクトな軌道配置にあった巨大惑 星の重力的相互作用に伴う軌道再配置により,遠方領 域から彗星や小惑星が地球型惑星領域に降り注ぐ(ニ ースモデル,[40,41]).それに対し,近年では惑星形 成期においてすでに揮発性元素がもたらされたという シナリオが主流になりつつある.太陽系形成期が巨大 惑星の軌道移動を伴った場合,揮発性元素に富んだ遠 方の微惑星が地球型惑星形成領域に供給される(グラ ンド・タックモデル,[42]).地球マントルの親鉄性元 素同位体組成も、レイトベニア天体は揮発性元素に富 んでいなかったことを示唆している[43,44].

小天体衝突は揮発性元素の供給のみならず、同時に 衝突蒸気雲による大気の剥ぎ取りも引き起こす[45]。 小天体集積による正味の揮発性元素獲得量は、この供 給と損失のバランスによって決定される[46]. Sakuraba et al. [47]は、後期天体集積時の小天体衝突 による揮発性元素の供給と大気剥ぎ取りを考慮した, 金星・地球・火星の大気進化理論計算を行った。その 結果、同じ衝突天体組成を仮定した場合、地球と比較 して火星は単位質量あたりの揮発性獲得元素量が多く なることが示された(図3). これは、同じ揮発性元素 存在度を仮定した時、サイズの小さい火星では単位面 積当たりの大気柱密度が下がること、大気剥ぎ取り効 率が大気柱密度に依存することに起因する(より詳細 な議論は[47]を参照). ただし, 大気質量 M_{atm}と大気 圧 $P_{\rm s}$ の間には $P_{\rm s} = \frac{M_{\rm atm}}{M_{\rm p}} \times \frac{gM_{\rm p}}{4\pi R_{\rm p}^2}$ という関係がある ため、同じ揮発性元素存在度に対して火星大気圧は地 球大気圧より1/7倍ほど小さくなる. ここでMp, Rp, qはそれぞれ惑星質量,惑星半径,重力加速度である. 地球と比較して火星が揮発性元素に富んだ材料物質か ら集積した可能性(2節)を加味した場合、火星の正味

揮発性元素獲得量はさらに多くなる.

3.3 氷ペブルの集積

最後に、惑星形成期において、スノーライン以遠を 起源とする水や揮発性元素に富んだダスト(氷ペブ ル)が集積した可能性がある[3, 4, 48]. ペブル集積モ デルでは、円盤ガスの抵抗によって円盤遠方領域から 中心星方向へ落下してくるcmサイズのダスト(ペブ ル)が原始惑星に集積することで惑星が成長する[49. 501 火星や地球サイズの天体へのペブル集積効率は 惑星質量に比例する[51]が、氷ペブル流入を引き起こ す円盤内のスノーラインの移動を考慮すると、地球よ り遠方にある火星は単位質量あたりの揮発性元素が多 くなる傾向にある[48]. また、氷ペブルによる揮発性 元素供給には、コンパクトで重い円盤という限定的な 条件を想定しない限り、岩石惑星を数%-数10%の 氷含有量を持つ氷惑星に変えてしまうという問題もあ る[48]. この問題については、太陽系形成の初期に木 星が形成することで、氷ペブルの地球型惑星領域への 輸送を食い止めたというシナリオも提案されている [4]. 鉄隕石のMoとW同位体分析からも、これらの隕 石が早い時期に形成した木星によって隔てられた2つ の異なるリザーバーから形成されたという説が提唱さ れている[52].現状、ペブル集積における揮発性物質 供給の研究は水のみに留まっており、集積時の氷ペブ ルの揮発性元素組成の理論的・実験的予想はまだない. 炭素や窒素などへのモデルの拡張は今後の課題である.

以上をまとめると、火星の揮発性元素の最も有力な 起源は惑星形成期・後期天体集積期に集積した小天体 である.円盤ガス捕獲や氷ペブル集積の影響について は未解明の点が残されている.いずれにせよ、火星が 獲得した揮発性元素量は地球より多かったと予想され る.したがって、現在の火星の希薄な大気、少量の水 という表層環境に至るには、形成以後の損失過程が重 要である(4節).

惑星形成後の大気と表層水の 散逸・地下への貯蔵

火星が獲得した揮発性元素,すなわち過去の火星表 層に存在した豊富な水と厚い大気は,太陽風と極端紫 外線放射が駆動する大気散逸や地下への貯蔵という形 で失われていった.ここでは元素同位体組成に着目す ることで、いつ・どのように失われたかを制約する.

4.1 表層水の大気散逸と地下氷の貯蔵

火星の表層水は水蒸気として大気中で光解離し,水 素として散逸する[53など].酸素も一部は散逸し,残 りは酸化剤として消費される.大気散逸においては軽 い同位体が選択的に失われるため,火星表層への重い 同位体の濃集として記録される.大気散逸における正 味の同位体分別係数 *f* = (D/H)_{escape}/(D/H)_{reservoir}は, 大気中での光化学反応過程・大気散逸過程に依存する.

現在及び過去の火星における水散逸機構は完全には 解明されていない.従来,H₂Oはコールドトラップに よって上層大気への輸送が制限されるため,水素散逸 のボトルネックはH₂による輸送だと考えられてきた [54].ところが,近年のハッブル宇宙望遠鏡[55-57]や 火星周回衛星マーズ・エクスプレス[58]、メイブン [59,60]の観測によって,外気圏の水素存在量に大き な季節変動があることがわかってきた.大気中での滞 在時間の長いH₂ではこのような短期間の変動は生ま れないため,H₂Oが直接上層大気に運ばれていること がその原因であると考えられている[61].H₂O輸送に はダストストームが関連している可能性[62]があるが, その輸送率・頻度はよくわかっていない.従って,現 状では過去の火星への外挿も困難である[63].

水散逸機構の理解が発展途上であるという現状を鑑 みて、本稿ではまず水リザーバーのD/H比進化から 水散逸量・時期を制約し、その後それを実現するシナ リオを議論する. Kurokawa et al. [64, 65] は火星探査・ 天文観測・火星隕石分析の結果に基づき火星水リザー バーのD/H比進化モデルを構築した(図4).表層水の 初生値D/H<1.275(以降,特に断りのない場合は地球 標準平均海水を1として規格化した値を示す)から, アランヒルズ 84001 隕石の形成年代である約41 億年 前[66]の時点でD/H=1.5-2まで重水素濃集が進んだ。 ここで重要な点は、古海洋に相当する表層のクレータ ー年代は41億年より若いということである、つまり、 火星に古海洋が存在した時代は、すでにそれに匹敵す る水量が大気散逸によって失われた後であった[64]. 従来、現在の火星の主要な水リザーバーは極域の PLDとされ、そのD/H比としては火星大気中の水蒸 気の値D/H~6-7(もしくはそれと平衡にある氷の



図4:火星水リザーバーのD/H比進化.大気やそれと平衡にあ る表層氷に加えて、古海洋の水を起源とする地下氷が存 在する可能性を示唆している.データは以下の文献に基 づく:火星隕石[69,102,103],探査[104,105],天文観測 [67,68,106-109]. Kurokawa et al. [65], Usui et al. [103]を もとに改変.

値)が採用されてきた[67,68]. これに対し,現在の火 星の主要な水リザーバーは地下氷であり,D/H=2-3程度の中間的な値を持っているという説が提唱され ている[69].地下氷とその中間的なD/H比は,古海洋 の水が寒冷化に伴い地下氷として保存されたと考える と自然に説明できる[65,70].ただし,仮説のもとと なっているシャーゴッタイト隕石の衝撃ガラス中の D/H比については異なる値も報告されている[71].

D/H比進化モデルに基づいて時代ごとの水量を見 積もる.前述のように,近年の観測・探査結果を受け て,火星からの水散逸機構の理解は発展途上である. 従って,現実的な同位体分別係数の決定はさらなる研 究の進展を待つ必要がある.ここでは,f = 0を仮定 した場合の大気散逸量の最小見積もりを示す(図5). 初期水量 >200 - 1000 mGELは>0.02 - 0.1地球海洋 質量に相当する.この見積もりは揮発性元素の供給の 観点(3節)とも整合的である.同時に,現在の火星に はPLDの水量を上回る未知の水リザーバー(>10 -200 mGEL)が存在することになる.Kurokawa et al. [64, 65]は,この水リザーバーが地下氷である可能性 を指摘している.クレーター形態分布[72]や地下の誘 電率分布測定[73]も,大量の地下氷の存在を支持する 結果を示している.また,地下氷起源の可能性がある



図5:火星表層・地下水量の時間進化. リザーバーを単一, f=0 とし、D/H比は以下を仮定した. 45億年前:1.275, 41億 年前:2,現在:7.実線・点線はある初期水量を仮定した 場合の進化を示している. 緑は現在のPLD水量に基づく最 小見積もり. 古海洋水量(>60の水が存在した場合,現在 の火星にはPLDを上回る水量(>10-200 mGEL)が存在す ることになる.また、初期水量は>200-1000 mGELと見 積もられる. データは以下の文献に基づく:古海洋見積も り[14,15,110], PLD見積もり[111,112]. Kurokawa et al. [64]をもとに改変.1地球海洋質量=1.4 × 10²¹ kgである.

季節性の流水類似地形(リカーレント・スロープ・リ ニア)[74]や、地下氷の一部が露出している地域も発 見されている[75].地下水循環モデル[70]では、低い 地殻熱流量などの条件を満たせば、地下氷を大気と孤 立したリザーバーとして過去30億年間維持できるこ とが示されている。

ただし、水素散逸に伴う正味の同位体分別係数fが 未知であることに注意が必要である。実際のfは大気 散逸過程と下層大気からの輸送過程に依存する。従来 の水素分子が上層大気への輸送を担う描像においては、 天文観測に基づきf~0.1という値が見積もられている [76].一方で、水蒸気が上層大気への輸送を担う場合、 分別係数の値は異なるものになると予想される。

D/H比と古海洋水量から見積もられた初期火星か らの大量の水散逸(>100 - 500 mGEL)がどのように 実現されたかは未解明である.現在の火星からの水素 散逸率のピーク値 ~10²⁷s⁻¹ [77]を4億年間積分しても, その散逸量はたかだか数mGEL程度である.現在の 火星からの水散逸の律速過程であるH₂Oの上層大気 への輸送はダストストームと関連があることが示唆さ れている[61, 62]が,その頻度が初期火星において桁 違いに多いと予想される理由は特に存在しない.一方 で,過去の火星において水素分子拡散による水素散逸

率が高かったという可能性はある.水素分子が上層大 気への輸送を担う場合, 究極的には水が解離して生じ る酸素の散逸・消費過程が水素散逸率を律速する[54]。 理論モデルの予想する初期火星からの酸素散逸量は多 い見積もりでも水換算で<10-70 mGELに留まる(太 陽風の飽和期間1.5億年間で積分, [78]). しかし, 地 表面を酸化することで酸素が消費され[79]、水素散逸 を促進した可能性がある. 還元的な火星マントルから 脱ガスしたCO(3.1節)をCO2へと酸化することでも酸 素は消費される. 仮に3 barのCOがCO2へと酸化さ れた場合,100 mGEL相当の酸素を消費することにな る.この時生成したCO₂は火星史を通じて大気散逸や 地下への貯蔵で大気から失われた可能性がある(4.2 節). 最後に、脱ガスする水素の一部はH₂Oではなく H₂やCH₄であると考えられる[7]. これらの還元的分 子を起源とする水素の散逸でも、水との間で同位体交 換反応が生じれば表層水の重元素濃集に寄与する.

4.2 火星大気圧と酸化還元度の進化

火星大気進化には複数の要因が存在する. 重力が小 さく、固有磁場を持たない火星においては、水素より 重い元素も散逸しうる. サイズの大きいクレーターの 年代と残留磁化の有無の関係から、磁場消失時期は約 41億年前と推定されている[80, 81]. 火星が厚い大気 を失った要因として、太陽風に起因するイオンピック アップやスパッタリング,イオンアウトフロー,太陽 短波長放射による光化学的散逸が考えられている[63]. 41億年以上前の時代においては、高温の熱圏からの 炭素の熱的散逸によって、火星は厚い大気を持ちえな かったという説も提唱されている[82]. ただし、熱圏 温度の理論予想はモデル間で一致していない[82,83]. 炭酸塩の形成[84]やCO2氷の形成・蓄積(大気コラプス, 注釈1)とそれに伴うCO2氷冠底部の溶融(ベイサル・ メルティング, 注釈2)[85,86], 大気中の光化学反応 による有機物生成と気相からの除去も大気CO2分圧の 減少に寄与した可能性がある。ただし、各素過程が大 気圧進化にどの程度寄与したかはよくわかっていない. 大気主成分である CO_2 は大気散逸以外の損失過程が 多数あるため,Kurokawa et al. [28]は反応性の低い 希ガスと窒素の同位体組成をもとに過去の火星の大気 圧を制約した.現在の火星大気は $^{15}N/^{14}N \sim 1.6$ (以降, 特に断りのない場合は地球大気の同位体比で規格化さ れた値を示す), $^{38}Ar/^{36}Ar \sim 1.26$ という値を示す[87, 88].約41億年前の結晶化年代を持つアランヒルズ 84001隕石の全岩加熱分析からは,当時の大気と推定 される端成分として $^{15}N/^{14}N \sim 1.007$, $^{38}Ar/^{36}Ar < 1.06$ という値が報告されている[89].ただし,窒素につい ては異なる値の報告もある[90,91].ここでは,希ガ スと窒素を組み合わせた同位体分析によって推定され た端成分の値[89]を採用した.

初生的な値に近い41億年前の窒素と希ガスの同位 体組成からは、当時の火星大気は厚い大気を保持して いたと推定される.Kurokawa et al. [28]は、天体衝 突による揮発性元素の供給と大気剥ぎ取り、非熱的散 逸、火山脱ガスといった供給・損失過程を網羅した火 星大気の元素組成・同位体組成進化計算を行った.そ の結果、希ガスと窒素同位体組成は大気圧に応じた進 化を示した.図6に窒素の例を示す.大気圧が高い時 代は、窒素同位体比は初生な値を長期間維持する.大 気圧が低くなると、同位体比は供給と散逸のバランス で決まる値に漸近する.同位体比の急変動は天体衝突 による揮発性元素の供給とそれに続く大気散逸による ものである.数値計算結果と上述の大気同位体組成の



図6:理論計算に基づく火星大気の窒素同位体比進化とデータとの比較. 典型的な3通りの結果を示している:現在まで厚い大気を保持している(黒),41億年前に厚い大気を保持していた(青),41億年前すでに厚い大気を失っていた(緑). データは以下の文献に基づく:アランヒルズ隕石[89],火 星大気[87]. Kurokawa et al. [28]をもとに改変.

注釈1:表層CO2総量の減少や自転軸傾斜角の変動によって、厚いCO2大気を持つ気候から薄いCO2大気とCO2氷冠を持つ気候へと気候ジャンプすることを大気コラプスと呼ぶ[19,85].

注釈2:厚いCO2 氷冠の形成に伴い,地温勾配によってその底 部が融点を上回ることでCO2 氷の溶融が起きることをベイサ ル・メルティングと呼ぶ [85,86].



図7:理論モデル,地球化学,地質学に基づく火星大気圧進化の 制約.文献:(1)[28],(2)[113],(3)[114](CO₂分圧),(4) [115],(5)[116],(6)[117],(7)[19](CO₂分圧), and (8) [85]. Kurokawa et al. [28]をもとに改変.

比較から、41億年前の火星は約0.5気圧以上の厚い大 気が存在したと結論付けた.その他の地球化学的・地 質学的研究からも、41-35億年前の火星大気圧として、 およそ1 bar 前後という値が見積もられている(図7). ただし、CO₂分圧の上限値を制約した2つを除き、こ れらは大気全圧の推定であり、大気主成分は必ずしも CO₂ではなく、COであった可能性もある.

約41億年前から現在までの大気圧進化の要因は複 数考えられる.メイブンの観測結果を過去に外挿した 結果からは、少なくともCO₂に換算すると約0.8 bar に相当する酸素が散逸したと見積もられている[63]. 約41億年前の固有磁場消失が大気散逸の引き金とな った可能性があるが、磁場消失は必ずしも大気散逸を 促進しないとの主張もある[92].別の可能性として、 CO₂分圧の減少や他の温室効果ガス分圧(H₂など)の 減少に伴い、大気コラプス及びそれに続くCO₂氷のベ イサル・メルティングによって、CO₂が地下圏に貯蔵 されたというシナリオも考えられる[85, 86].

火星大気からの水素と酸素の散逸量が2H > Oであ った場合,大気散逸は火星表層の酸化を引き起こす. この酸化還元度の進化は上述のいくつかのシナリオや 観測事実を説明できる可能性がある.還元的な火星マ ントルからは炭素の大部分はCOとして脱ガスするは ずである(3.1節).キュリオシティ探査車による火星 土壌中の有機物の検出が報告されている[93]が,弱還 元的環境でこの有機物が生成されたかもしれない.そ の後、COがCO₂に酸化されることでH₂O中を起源と する酸素が消費され、水素散逸と重水素濃集を引き起 した(4.1節).また、CO大気からCO₂大気への進化は 惑星を温暖化する(注釈3).地形学・地球化学的な証 拠から示唆されている一時的な温暖気候はこの大気酸 化によって実現された可能性がある.

キュリオシティが岩石中の脈状に濃集した酸化マン ガンを発見したことは、ゲールクレーターの形成(約 35億年前)後のある時代において、火星が強酸化的な 大気を持っていた可能性を示唆している[94-96].通常. H₂Oの解離と水素散逸では、CO₂大気からさらに酸化 が進み、O2が豊富な大気に進化することはない [54, 79]. O2濃度が僅かに上昇するだけで大気中のH2存在 度は減少し、水素散逸率に負のフィードバックが働く ためである.しかし、厚いCO大気からCO2大気への 進化以降に大気コラプスが起きた場合。一時的なO2 濃度の上昇を引き起こしたかもしれない. 大気圧が減 少すると太陽紫外線の透過率が上がる. 地表面に大量 のH2O(氷)が残っていた場合、紫外線による光解離 とその後の化学反応によってH2生成が促進される. これに伴う水素散逸によって、O2濃度が現在の火星 より高いレベルまで上昇した可能性がある。水素散逸 に伴う火星酸化シナリオの大気光化学モデルでの検討 は今後の課題である、非生物起源の酸素大気形成は、 系外地球型惑星のバイオマーカーの文脈でも盛んに議 論されている[97].

5. まとめ

本稿では火星の大気と表層水の起源と進化について, 理論モデルと元素組成・同位体組成の観点から以下の ようなシナリオを提示した.火星の揮発性元素の有力 な起源は惑星形成期・後期天体集積期に集積した小天 体である.原始惑星系円盤ガス捕獲と氷ペブル集積も 揮発性元素をもたらした可能性があるが,その寄与は 限定的であったと考えられる.古海洋が存在した時代 より以前に>100-500 mGELの火星表層水が大気散 逸によって失われ,その後は大部分が地下氷として貯

注釈3:地表面酸化を考慮すると初期火星においてはCO₂(+H₂O) 大気は光化学的に不安定である[79]が,H₂などの追加の温室効 果ガスが存在した場合,地表面温度の上昇によって大気中の H₂O存在度が上がることでCO₂主成分大気を安定化すると期待 される.

蔵された. 散逸しなかった余剰の酸素は地表や弱還元 的な大気の酸化に消費された. 約41億年前には約0.5 bar以上の厚い大気が存在したが,固有磁場消失に伴 う大気散逸で失われるとともに,大気酸化に伴うCO₂ 氷生成(コラプス),CO₂氷のベイサル・メルティング によって地下へと貯蔵された. この大気圧の減少は火 星史の一時期においてさらなる大気酸化を引き起こし た可能性がある.

ここで示したシナリオは現状の限られた情報に基づ く作業仮説であり、今後の研究によってさらなる検証 が必要である.個別の研究としては、大気モデルの精 緻化、様々な形成年代を持つ火星隕石の詳細な同位体 分析、大気中の水輸送・散逸過程の周回衛星探査、大 気・水の行方としての地下圏探査などが挙げられる. 加えて、惑星形成期における原始惑星系円盤中での物 質供給(ガス・固体物質)と同時進行する火星上での元 素分配、大気散逸の引き起こす大気酸化還元度進化と そのフィードバック、表層・地下圏をまたぐ物質循環

といった,既存研究の異なる領域にまたがる結合過程 の理解も重要な課題である.

謝辞:

査読者の黒澤耕介博士から本稿に対し有益なコメン トをいただいたことに感謝いたします.本研究は JSPS科研費16H04073,17H01175,17H06457,18K13602 の助成を受けたものです.

参考文献

- [1] Greene, T. P. et al., 2016, Astrophys. J. 817, 17.
- [2] Raymond, S. N. et al., 2004, Icarus 168, 1.
- [3] Sato, T. et al., 2016, Astron. Astrophys. 589, A15.
- [4] Morbidelli, A. et al., 2016, Icarus 267, 368.
- [5] Kuramoto, K. and Matsui, T., 1996, J. Geophys. Res. 101, 14909.
- [6] Wood, B. J. et al., 2006, Nature 441, 825.
- [7] Hirschmann, M. M., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 341, 48.
- [8] Wordsworth, R. D., 2016, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 44, 381.
- [9] Ramirez, R. M. and Craddock, R. A., 2018, Nature Geoscience 11, 230.
- [10] Craddock, R. A. and Howard, A. D., 2002, J. Geophys.

Res. Planets 107, 5111.

- [11] Bibring, J. P. et al., 2006, Science 312, 400.
- [12] Ramirez, R. M. et al., 2014, Nature Geoscience 7, 59.
- [13] Ramirez, R. M., 2017, Icarus 297, 71.
- [14] Carr, M. H. and Head, J. W., 2003, J. Geophys. Res. Planets 108, 5042.
- [15] Di Achille, G. and Hynek, B. M., 2010, Nature Geoscience 3, 459.
- [16] Craddock, R. A. and Greeley, R., 2009, Icarus 204, 512.
- [17] Wänke, H. and Dreibus, G., 1988, Phil. Trans. R. Soc. Lond. A 325, 545.
- [18] Kasting, J. F., 1991, Icarus 94, 1.
- [19] Forget, F. et al., 2013, Icarus 222, 81.
- [20] Wordsworth, R. et al., 2015, J. Geophys. Res. Planets 120, 1201.
- [21] Ehlmann, B. L. et al., 2011, Nature 479, 53.
- [22] Wordsworth, R. et al., 2013, Icarus 222, 1.
- [23] 阿部豊, 1993, 惑星の科学(清水幹夫編), 朝倉書店,1.
- [24] Dauphas, N. and Pourmand, A., 2011, Nature 473, 489.
- [25] Ikoma, M. and Genda, H., 2006, Astrophys. J. 648, 696.
- [26] Stökl, A. et al., 2015, Astron. Astrophys. 576, A87.
- [27] Stökl, A. et al., 2016, Astrophys. J. 825, 86.
- [28] Kurokawa, H. et al., 2018, Icarus 299, 443.
- [29] Saito, H. and Kuramoto, K., 2017, Mon. Not. R. Astron. Soc. 475, 1274.
- [30] Senshu, H. et al., 2002, J. Geophys. Res. Planets 107, 5118.
- [31] Elkins-Tanton, L. T., 2008, Earth Planet. Sci. Lett. 271, 181.
- [32] Lammer, H. et al., 2013, Space Sci. Rev. 174, 113.
- [33] Herd, C. D. et al., 2002, Geochim. Cosmochim. Acta 66, 2025.
- [34] Ormel, C. W. et al., 2015, Mon. Not. R. Astron. Soc. 447, 3512.
- [35] Alibert, Y., 2017, Astron. Astrophys. 606, A69.
- [36] Kurokawa, H. and Tanigawa, T., 2018, Mon. Not. R. Astron. Soc. 479, 635.
- [37] Hallis, L. J. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 359, 84.

- [38] Hallis, L. J. et al., 2015, Science 350, 795.
- [39] Marty, B. et al., 2017, Science 356, 1069.
- [40] Tsiganis, K. et al., 2005, Nature 435, 459.
- [41] Gomes, R. et al., 2005, Nature 435, 466.
- [42] Walsh, K. J. et al., 2011, Nature 475, 206.
- [43] Fischer-Gödde, M. and Kleine, T., 2017, Nature 541, 525.
- [44] Dauphas, N., 2017, Nature 541, 521.
- [45] Melosh, H. J. and Vickery, A. M., 1989, Nature 338, 487.
- [46] Svetsov, V. V., 2007, Solar System Research 41, 28.
- [47] Sakuraba, H. et al., 2019, Icarus 317, 48.
- [48] Yamamura, T. et al., 2018, in prep.
- [49] Ormel, C. W. and Klahr, H. H., 2010, Astron. Astrophys. 520, A43.
- [50] Lambrechts, M. and Johansen, A., 2012, Astron. Astrophys. 544, A32.
- [51] Ormel, C. W., 2017, Formation, Evolution, and Dynamics of Young Solar Systems, Springer, 197.
- [52] Kruijer, T. S. et al., 2017, Proc. Natl. Acad. Sci. USA 114, 6712.
- [53] Yung, Y. L. and DeMore, W. B., 1998, Photochemistry of planetary atmospheres. Oxford University Press.
- [54] McElroy, M. B. and Donahue, T. M., 1972, Science 177, 986.
- [55] Clarke, J. T. et al., 2014, Geophys. Res Lett. 41, 8013.
- [56] Bhattacharyya, D. et al., 2015, Geophys. Res Lett. 42, 8678.
- [57] Bhattacharyya, D. et al., 2017, J. Geophys. Res. Space Phys. 122, 11756.
- [58] Chaffin, M. S. et al., 2014, Geophys. Res Lett. 41, 314.
- [59] Clarke, J. T. et al., 2017, J. Geophys. Res. Space Phys. 122, 2336.
- [60] Mayyasi, M. et al., 2017, J. Geophys. Res. Space Phys. 122, 10811.
- [61] Chaffin, M. S. et al., 2017, Nature Geoscience 10, 174.
- [62] Spiga, A. et al., 2013, J. Geophys. Res. Planets 118, 746.
- [63] Jakosky, B. M. et al., 2018, Icarus, in press.
- [64] Kurokawa, H. et al., 2014, Earth Planet. Sci. Lett. 394, 179.
- [65] Kurokawa, H. et al., 2016, Geochem. J. 50, 67.

- [66] Lapen, T. J. et al., 2010, Science 328, 347.
- [67] Owen, T. et al., 1988, Science 240, 1767.
- [68] Villanueva, G. L. et al., 2015, Science 348, 218.
- [69] Usui, T. et al., 2015, Earth Planet. Sci. Lett. 410, 140.
- [70] Grimm, R. E. et al., 2017, J. Geophys. Res. Planets 122, 94.
- [71] Liu, Y. et al. 2018, Earth Planet. Sci. Lett. 490, 206.
- [72] Weiss, D. K. and Head, J. W., 2017, Icarus 288, 120.
- [73] Mouginot, J. et al., 2012, Geophys. Res Lett. 39, L02202.
- [74] McEwen, S. A. et al., 2014, Nature Geoscience 7, 53.
- [75] Dundas, C. M. et al., 2018, Science 359, 199.
- [76] Krasnopolsky, V. A. and Feldman, P. D., 2001, Science 294, 1914.
- [77] Halekas, J. S., 2017, J. Geophys. Res. Planets 122, 901.
- [78] Terada, N. et al., 2009, Astrobiology 9, 55.
- [79] Zahnle, K. et al., 2008, J. Geophys. Res. Planets 113, E11004.
- [80] Lillis, R. J. et al., 2008, Geophys. Res Lett. 35, L14203.
- [81] Lillis, R. J. et al., 2013, J. Geophys. Res. Planets 118, 1488.
- [82] Tian, F. et al., 2009, Geophys. Res Lett. 36, L02205.
- [83] Kulikov, Y. N. et al., 2007, Geology and Habitability of Terrestrial Planets, Springer, 207.
- [84] Wray, J. J. et al., 2016, J. Geophys. Res. Planets 121, 652.
- [85] Kurahashi Nakamura, T. and Tajika, E., 2006, Geophys. Res Lett. 33, L18205.
- [86] Longhi, J., 2006, J. Geophys. Res. Planets 111, E06011.
- [87] Wong, M. H. et al., 2013, Geophys. Res Lett. 40, 6033.
- [88] Atreya, S. K. et al., 2013, Geophys. Res Lett. 40, 5605.
- [89] Mathew, K. J. and Marti, K., 2001, J. Geophys. Res. Planets 106, 1401.
- [90] Miura, Y. N. and Sugiura, N., 2000, Geochim. Cosmochim. Acta 64, 559.
- [91] Grady, M. M. et al., 1998, Meteoritics and planetary science 33, 795.
- [92] Gunell, H. et al., 2018, Astron. Astrophys. 614, L3.
- [93] Eigenbrode, J. L. et al., 2018, Science 360, 1096.
- [94] Lanza, N. L. et al., 2014, Geophys. Res Lett. 41, 5755.

- [95] Lanza, N. L. et al., 2016, Geophys. Res Lett. 43, 7398.
- [96] Noda, N. et al., 2017, 48th Lunar Planet. Sci. Conf., 1786.
- [97] Wordsworth, R. and Pierrehumbert, R., 2014, Astrophys. J. Lett. 785, L20.
- [98] Pepin, R. O., 1991, Icarus 92, 2.
- [99] Dauphas, N., 2003, Icarus 165, 326.
- [100] Mahaffy, P. R. et al., 2013, Science 341, 263.
- [101] Balsiger, H. et al., 2015, Science Advances 1, e1500377.
- [102] Usui, T. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 357, 119.
- [103] Usui, T. et al., 2017, 48th Lunat Planet. Sci. Conf., 1278.
- [104] Webster, C. R. et al., 2013, Science 341, 260.
- [105] Mahaffy, P. R. et al., 2015, Science 347, 412.
- [106] Krasnopolsky, V. A. et al., 1997, J. Geophys. Res. Planets 102, 6525.
- [107] Novak, R. E. et al., 2011, Planet. Space Sci. 59, 163.
- [108] Krasnopolsky, V. A., 2015, Icarus 257, 377.
- [109] Aoki, S. et al., 2015, Icarus 260, 7.
- [110] Head, J. W. et al., 1999, Science 286, 2134.
- [111] Zuber, M. T. et al., 1998, Science 282, 2053.
- [112] Plaut, J. J. et al., 2007, Science 316, 92.
- [113] Manga, M. et al., 2012, Geophys. Res Lett. 39.
- [114] van Berk, W. et al., 2012, J. Geophys. Res. Planets 117, E100008.
- [115] Cassata, W. S. et al., 2012, Icarus 221, 461.
- [116] Kite, E. S. et al., 2014, Nature Geoscience 7, 335.
- [117] Hu, R. et al., 2015, Nature communications 6, 10003.

^{特集「火星圏のサイエンス」} 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7月2日受領, 查読を経て2018年7月31日受理.

(要旨)火星探査車Curiosityによって、35-30億年前に形成したGaleクレータ湖の湖底堆積物の化学・鉱物 分析が進められている。本研究では、Curiosityが堆積物中に発見したマンガン酸化物に着目し、酸化物の 形成に伴う微量元素の濃集パターンを調べる室内実験を行い、得られた結果を探査データと比較した。その 結果、発見されたマンガン酸化物は二酸化マンガンである可能性が高く、当時の表層付近の水環境が極めて 酸化的であったことが示唆された。これを実現しうる酸化剤の候補の一つは、大気中の酸素分子である。こ のような酸化的大気表層環境は、還元的な温室効果気体によって初期火星を温暖にする従来の理論とは矛盾 する。また、酸化的な表層環境の存在は、地下の還元的環境との間での酸化還元勾配を形成し、生命にとっ て利用可能なエネルギーも供給しうる。

1.背景

1.1 火星環境史と着陸探査車Curiosity

これまでの周回機によるリモートセンシングや着陸 探査によって、過去の火星に液体の水が存在した証拠 が数多く得られてきた.代表例として、持続的な河川 流により浸食されたとみられる河川地形(バレーネッ トワーク)や、地殻を構成する火成岩が地下水や表層 水による変成作用を受けて生じる粘土鉱物や蒸発岩の 存在があげられる[1].火星では、クレータ年代学の 手法に基づいてAmazonian(現在から約30億年前ま で),Hesperian(約30億年前から約37億年前まで), Noachian(約37億年前から約41億年前まで),Pre-Noachian(約41億年前以前)の大きく4つの地質年代 に区分されている.このうち特にNoachian後期から Hesperian初期を形成年代とする地域に、河川地形や 表層水により形成した粘土鉱物が集中することから、

2. 東京大学理学系研究科地球惑星科学専攻

この時代の火星表層に液体の水が多く存在したことが 示唆されている[1].

しかし,表層に水が多く存在するような温暖湿潤気 候を維持するメカニズムは,恒常的な温暖化から一時 的な温暖化まで多くの可能性が提案されているが,未 だ決定的な理解にまで到達しておらず,長い間の論争 となっている[2].また,液体の水の存在量・存続時間, その化学状態(pHや酸化還元状態),現在の寒冷・乾 燥気候に至るまでの表層環境進化の理解は,惑星科学 のみならず生命生存可能性の観点からも重要であるが, これらの実証的な制約は極めて乏しい.これらの問題 点を解明するためには,液体の水があった当時の大気 組成や水の化学状態,岩石との相互作用を地質記録に 基づいて復元することが重要となる.

これらの課題に直結する実証的な地質記録を得るこ とを目的の一つとした火星着陸探査が, Mars Science Laboratory(MSL:通称Curiosity)である.着陸地点 であるGaleクレータは,南北半球境界付近に位置す る直径約140 kmの衝突クレータで,38-36億年前 (Noachian-Hesperian境界)に形成したとされている [3].最大の特徴は,その内部にSharp山と呼ばれる高 さ約5 kmの堆積物からなる山が存在することである.

^{1.} 東京工業大学地球生命研究所

^{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

これは、クレータ形成後から約35億年前までに堆積 した湖底堆積物や風成堆積物が、33-31億年前までに 風食を受け、堆積物の一部がクレータ中央丘付近に山 状に残ったものと解釈されている[3].

Curiosityは2012年, Sharp山のふもとにあたる Bradbury 群の Yellowknife Bay に着陸し、その後堆積 年代を辿るように、Sharp山を登りつつ堆積物層の上 位に移動しながら探査を行っている[3]. 搭載された 観測機器は、層序を構成する堆積岩の化学組成や鉱物 組成の分析装置を含む、具体的には、レーザを照射し 蒸発した岩石由来の元素の発光スペクトルを分光分析 することで局所的な岩石化学組成を得る装置 ChemCamや、長さ15 cm程度のドリルで採取したコ ア試料のX線回折パターンから鉱物組成を得る装置 CheMin. a 粒子を照射して生じた蛍光X線を分光す る化学分析装置である a 粒子X 線分光計(APXS)が 搭載されている、探査車が移動する道筋のいくつかの 露頭の堆積物に対して、これらの分析機器を用いた分 析を行うことで、鉱物組成・化学組成に基づいた初期 火星の環境復元が行われている.

1.2 湖底堆積物中のマンガン酸化物の発見

本研究では、CuriosityがGaleクレータ湖底堆積物 中に検出したマンガンの濃集に着目する.着陸から 576-632 火星日後に分析された Kimberly 層のうち, ラ ミナ構造を示す Dillinger 部層の中に、局所的にマン ガンの濃度が高い部分があることが報告されている [4]. ChemCamを用いて、表面を覆うダストの下の堆 積物の化学組成を分析した結果、マンガンの濃集部分 は堆積岩全体ではなく、堆積物の割れ目を埋めるよう に存在しており, 続成作用の過程で生じたベイン(脈) にマンガンが濃集していることが明らかになった[4]. さらに、APXSにより、マンガン濃集部の微量元素を 含む化学組成が得られた(図1). その結果、マンガン 濃集部分とその周辺の堆積物とを比較すると、ケイ素 やカルシウムの濃度がマンガン濃集部分で周囲の堆積 物より低く、マンガンの濃度と負の相関関係にあるこ とが明らかになった[4]. このことは、ベイン中にお けるマンガンの主な存在形態がケイ酸塩や炭酸塩では ないことを示している[4]. 同様に、塩素や硫黄との 相関関係も見られず、マンガンは塩化物や硫酸塩とし て存在するのでもないことが示唆された[4]. その一 方で、ニッケルや亜鉛などのいくつかの遷移金属がマ ンガンと正の相関関係にある[4].マンガン酸化物(あ るいは水酸化物)は上記のような微量金属の濃集を伴 うことで知られており、そのため発見されたマンガン 濃集が酸化物(あるいは水酸化物)の沈殿として生じた 可能性が高いことが示唆された[4].以上の存在形態 や化学組成の特徴から、Galeクレータ湖に堆積物が 堆積した後、続成時に堆積物の割れ目に間隙水が浸み こみ、溶解していた二価のマンガンイオン(Mn²⁺)が 酸化物(あるいは水酸化物)としてノジュール状に沈殿 したことでマンガン濃集が生成したと解釈されている [4].



図1:探査車Curiosity搭載の分析装置APXSにより得られた、マ ンガンが濃集しているベインとその周囲の堆積岩における 各元素の濃度の比較([4]を改変). 着陸地点付近のPortage という地点で分析した土壌の化学組成で規格化している. Portageの化学組成は、Galeクレータから離れたGusevク レータやMeridiani平原で得られる土壌の化学組成と類似 しており、火星の平均的な玄武岩質の砂の組成として用い られている.

このようなマンガンの沈殿が起きるためには、大き く二つの地球化学的要因が考えられる。一つは、 Mn²⁺を含む間隙水が酸化剤によって酸化され、MnO₂ のような酸化物となること、もう一つは間隙水のpH が上昇し、Mn₃O4やMn(OH)₂のような二価あるいは 三価の酸化物や水酸化物として沈殿することである (図2).前者のMnO₂のように四価のマンガン酸化物 が形成するためは、非常に高い酸化還元電位を必要と する(pH7付近で > 0.5 V:図2)[4].このような強力 な酸化剤の候補として、過塩素酸(HClO₄)や塩素酸 (HClO₃)、酸素分子、オゾン、硝酸が考えられる。上 述のようにマンガンの濃集と塩素の存在量に正の相関 がみられないため、過塩素酸や塩素酸が主要な酸化剤 であったとは考えにくい[4].したがって、前者の場合、 続成当時の大気中あるいは表層付近に酸素分子やオゾ ンが存在していた可能性を示唆する.一方,後者のように、マンガン濃集が二価や三価のマンガン酸化物・ 水酸化物であった場合,間隙水中のpHは10以上となるような高アルカリ環境が必要となる(図2).このような高アルカリ環境は、地球上では、内陸の湖のような閉鎖的水環境が急激に乾燥化し、溶存成分が濃集することによって起きうる[5].つまり、後者の場合、極端な気候変動が起き、それによって還元的な間隙水が蒸発・濃集した可能性を示唆する.

以上のように、Galeクレータで発見されたマンガ ン濃集を引き起こした化学組成の同定は、当時の水環 境や気候、大気進化を制約・復元する重要な鍵となり うる. しかしながら、Curiosityに搭載された ChemCamやAPXSといった化学組成分析では、これ らマンガン酸化物(あるいは水酸化物)の鉱物組成や価 数を直接調べることはできない、そのため、析出した 当時の水のpHや酸化還元状態、さらには必要な溶存 酸素や大気酸素分子の濃度の制約には至っていなかっ た.そこで本研究は、マンガンを酸化・析出させる室 内実験を行い、次章で示すように微量元素の吸着ある いは共沈に着目することで、火星で発見されたマンガ ン酸化物の化学状態を制約することを試みる.



図2:化学平衡計算から得られたマンガンのEh-pH図. 溶液の pHと酸化還元電位Ehに対し平衡となるマンガンの化学状態を表す.計算手法と計算に必要な標準ギブス自由エネル ギーの値は、[10]に則った.実線は溶液中のマンガン濃度 を1 mmol/Lとしており、今回のLow-Mn実験の条件に相当 する.破線は溶液中のマンガン濃度を1 µmol/Lとしてお り、現実的な玄武岩での地下水の値に匹敵する[9]. 網掛の 領域は固体として析出する物質を表す.

2. マンガン酸化実験

2.1 微量元素の吸着・共沈

Galeクレータで発見されたマンガン濃集には、前 述のようにニッケルや亜鉛とマンガンの濃度との間に 正相関がある[4]. つまり、このことは間隙水中に溶 存していたニッケルイオン (Ni²⁺) や亜鉛イオン (Zn²⁺)もマンガンと一緒に沈殿(共沈)するか。生成し た沈殿の表面に吸着していることを示す. その一方で. 同じ遷移金属であるクロムとは相関を持たない[4]. これら吸着や共沈は、微量金属イオンが鉱物表面の電 荷特性に応じて吸着したり、同形置換して内部に取り 込まれたりすることで生じる[6]. そのため, 吸着・ 共沈による微量元素の濃集パターンは化学・鉱物組成 を知る上での指標となる。本研究ではこのことに着目 し、観測された微量元素の濃集パターンを指標として、 これを再現するマンガン酸化物を明らかにすることで、 Curiosityが検出したマンガン酸化物の化学状態を制 約する、そのため、以下のようなマンガン、ニッケル、 亜鉛、クロムを含む水溶液から、異なる化学組成のマ ンガン酸化物を沈殿させ、そのパターンを調べる室内 実験を行った.

2.2 実験手法

本研究では、過去の地球化学分野におけるマンガン 沈殿実験を参考に試料を合成した[7,8].まず、固体 の塩化マンガン(MnCl₂)をクロム(K₂Cr₂O₇)、ニッケ ル(Ni(NO₃)₂), 亜鉛(Zn(NO₃)₂)の水溶液に溶解させ, これを超純水(Milli-Q)で希釈した出発溶液を作成した (表1)、次に、これらの出発溶液に対して、強力な酸 化剤である過マンガン酸カリウム溶液を加え、反応率 を高めるためアルカリ条件で酸化させる実験(実験1). 中程度の酸化剤として過酸化水素水を加える実験(実 験2),酸化剤を加えずに水酸化ナトリウム溶液を加 えることでアルカリ性にする実験(実験3)という3種 類の実験を行い、それぞれマンガンの沈殿物を作成し た. 出発溶液中の各金属イオンや加えた酸化剤の濃度. pHは表1の通りである.実験は大気環境下で行ったが. 溶存酸素によるマンガンの酸化反応は非常に遅く、実 験時間(18時間)程度の反応時間ではほとんど進行し

	Mn ²⁺ [mM]	Cr ⁶⁺ [mM]	Ni ²⁺ [mM]	Zn ²⁺ [mM]	KMnO ₄ [mM]	H ₂ O ₂ [mM]	рН
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	—	0.97	7.5
Low-Mn-3	1.05	0.035	0.035	0.035	—	-	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.

ない.

また本研究では、酸化剤やpHを変えることに加え、 出発溶液の金属イオン濃度も変化させた(表1).以降, 濃度の高い出発溶液(16 mmol/L < [Mn²⁺] < 48 mmol/L: [X] は物質 X のモル濃度を表す) を用いた実 験をHigh-Mn, 濃度の低い出発溶液([Mn]~1 mmol/ L)を用いた実験をLow-Mnと呼び、Low-Mn条件での 実験1, 実験2, 実験3をそれぞれLow-Mn-1, Low-Mn-2. Low-Mn-3と呼ぶ. 濃度の異なる実験でも、マ ンガンとその他の金属イオンの量比は一定とし、地球 上での玄武岩での地下水の溶存種組成[9]と同程度と なるように、マンガンより一桁程度低い濃度で実験を 行っている(表1). High-Mnでは、過去のマンガン酸 化物合成実験[7,8]と同等のマンガン濃度で実験を行 った. しかしながら, 地球上の玄武岩質地殻内の間隙 水の、一般的なマンガンやその他の金属イオン濃度は 0.2-10 µ mol/Lと極めて低い[9]. そのため, 溶液中の 金属イオン濃度の影響を調べるため、より濃度の低い Low-Mnでの実験も行った. Low-Mnでも現実の間隙 水と比較すると三桁程度濃度は高いものの, High-Mn とLow-Mnでの沈殿パターンの違いはほとんどなかっ た.

反応はテフロン製容器を用いて行い、過マンガン酸 カリウムを用いた実験では光による分解を防ぐため容 器全体をアルミホイルで包んだ.いずれの条件でも、 水酸化ナトリウムを加えるとすぐに沈殿物が生じたが、 微量元素の酸化還元反応やそれに伴う吸着・共沈を十 分に進行させるため、過去の実験[8]に倣って50℃で 18時間以上放置した. 固体表面への金属イオンの吸 着は,一般的に秒~分オーダーで進行するため[6], 実験時間内で吸着は平衡状態に達することが予想され る.

反応後、溶液と沈殿物とを孔径0.22 µmのフィルタ を用いたろ過装置で分離し、両方を回収した、沈殿物 に対しては、X線吸収微細構造(XAFS)法を用いて沈 殿物中のマンガンの化学状態を分析し、溶液について は高周波誘導結合プラズマ発光分光分析法(ICP-AES) (SP3500:SIIナノテクノロジー社製)を用いて溶存イ オンの濃度を測定した. XAFS法とは、X線の吸収ス ペクトルの構造から、元素の価数や周囲の局所構造な どの情報を知ることのできる測定手法である。特に、 X線吸収端(エネルギーの増加に対しX線の吸収が起 こり始める領域)付近はXANES領域と呼ばれ、電子 の空軌道への遷移によって大きな吸収が生じるため. 吸収ピークとなるエネルギーや波形などの微細構造が 着目元素の電子状態や価数を反映する. したがって. XANES領域における透過X線吸収スペクトルの微細 構造を標準試料と比較することで、測定試料の価数や 化学組成を特定することが可能である.本研究では高 エネルギー加速器研究機構Photon Factoryにて測定 を行った。加えて、High-Mn条件での沈殿物に対して、 X線 回 折(XRD) 法(PANalytical社 製X'Pert PRO MPD)による分析も行った.またICP-AESに関しては, 溶液中に残存したニッケル, 亜鉛, クロムの濃度を, 実験前のこれら元素濃度から引くことで、吸着や共沈 により減少したこれら元素の含有量を求めた. そして. 吸着・共沈した量と実験前の量の比をとることで、各 酸化物への微量元素の沈殿パターンを得た.

3. 結果

図3に、Low-Mnでの各反応条件で回収された沈殿 物をXAFS分析して得られた透過X線の吸収スペク トルを示す.比較のため,純物質である標準試料の吸 収スペクトルも示す. 横軸はX線の波長で定まるエネ ルギーの値,縦軸は透過X線の吸光度の相対的な変化 を表しており,値が大きいほどX線がより強く試料に 吸収されたことを表す.

過マンガン酸カリウムを加えた最も酸化的なLow-Mn-1での沈殿物は,透過X線の吸収の開始エネルギ



図3:XAFS法で得られた透過X線吸収スペクトル.エネルギー の領域はマンガンのK端にあたり,吸収端付近の微細な構 造がマンガンの化学状態を反映する.縦軸は吸光度(=In (入射光強度/透過光強度))を表す.名実験で生成した沈殿 物の測定結果を黒い曲線で,純物質の標準試料を同じ条 件で測定した結果を灰色の曲線で示している.縦線は、分 析試料の吸収開始や吸収ピークなどの特徴がみられるエネ ルギーの値を示しており、Low-Mn-1の特徴に対し実線、 Low-Mn-2やLow-Mn-3の特徴に対し点線を用いている.

ーやピークエネルギーが MnO₂とよく一致することが わかる(図3). このことから,生成した沈殿物はほぼ 純粋な MnO₂であることがわかる.また,水酸化ナト リウムでアルカリ性にしたLow-Mn-3での沈殿物は, MnO₂と比べて吸収の開始エネルギーやピークエネル ギーがやや低エネルギー側にありほぼ Mn₃O₄のスペ クトルに近いことがわかる(図3).このことから, Low-Mn-3では主に Mn₃O₄が沈殿したと考えられる. 過酸化水素水を加えたやや酸化的なLow-Mn-2での沈 殿物も,同様の理由で Mn₃O₄含まれる可能性があるが, 6550 eV から6570 eV の波形は Mn₂O₃に非常に近い (図3). そのため,Low-Mn-2では Mn₂O₃も存在して いると考えられる.

図4に、XRD法で得られたhigh-Mn条件でのマンガ ン沈殿物のX線回折スペクトルを示す. High-Mn-1の 回収試料のXRDピークは、バーナダイト(δ -MnO₂) によるXRDパターンと一致した. また、High-Mn-3 の回収試料のXRDピークはハウスマンナイト (Mn₃O₄)によるXRDパターンと一致し、それぞれ XAFS法によるマンガン酸化物の同定結果を支持して いる. 一方で、High-Mn-2の回収試料のXRDピークは、 ピロクロアイト $(Mn(OH)_2)$ を主とし、これに少量の ビクスビアイト $(\gamma-Mn_2O_3)$ (あるいはマンガナイト (MnO(OH)))が混合している、これらの結果は、 XAFSスペクトルが示す Mn_2O_3 は、その大部分が非晶 質あるいはナノ粒子であり、過酸化水素によって酸化 しきれなかった $Mn(OH)_2$ がわずかに残っていると解 釈される.



図4:XRD法で得られた沈殿物の回折パターン、X線の入射角 のに対する回折(反射)X線強度を示している、記号は各鉱物 種に対応するピーク位置を表す。

図2の平衡状態におけるEh-pH図を見ると、Low-Mn-1やLow-Mn-3のアルカリ条件下では、酸化的な 場合(pH 10付近でEh > 0.5 V)でMnO₂が安定となり、 還元的な場合(pH 12付近でEh < 0.1 V)ではMn₃O₄が 安定な状態をとることがわかる.Low-Mn-1のように 強力な酸化剤が存在する場合MnO₂が沈殿し、酸化剤 なしにアルカリ化したLow-Mn-3の場合Mn₃O₄が沈殿 したという結果は、Eh-pH図から見て取れる熱力学的 安定性と整合的である.また、Low-Mn-2の中~弱ア ルカリ条件下で過酸化水素を酸化剤として用いた場合 には、過酸化水素による酸化還元電位の上昇により Mn₂O₃とMn₃O₄が共存する条件(pH 8付近でEh ~0.4 eV)に到達したため、上記の沈殿物が得られたと解釈 される.

図5には沈殿物と出発溶液の微量金属量の比(沈殿 パターン)を示す.まず,Low-Mn-1で沈殿したMnO₂ では、もともと溶存していたニッケルと亜鉛の99% 以上がMnO2とともに沈殿している一方,沈殿したク ロムは出発溶液の4%に過ぎない(図5).この実験を 行ったpH領域(pH~11)において、安定なクロムの 化学種は、酸化的条件(Eh > ~0.2 V)ではクロム酸イ オン(CrO₄²⁻). 還元的条件(Eh < \sim 0.2 V)では固体の 酸化クロム(Ⅲ)である[10]. このことからMnO₂が沈 殿するような条件(Eh > ~0.4 V)においては、クロム がCrO4²⁻として溶液中に存在することになる。MnO2 は層構造中の欠陥や、Mn⁴⁺のMn³⁺・Mn²⁺・その他の イオンによる置換によって表面が負電荷を帯びるため [6]. CrO⁴⁻のような陰イオンはMnO₂表面と電気的に 反発し吸着しにくく、また化学構造が一致しないため 同形置換して取り込まれることもない. 一方, ニッケ ルはMnO₂表面に吸着するだけでなく、Mnと置換し て結晶構造に取り込まれる[11, 12]. 亜鉛はZn²⁺とし てMnO2表面に化学吸着する[11, 12]. 実際,地球上の マンガンノジュールの分析から、ニッケルや亜鉛は MnO2に対し共沈あるいは吸着することが知られてい る[11, 12]. したがって、本実験でも溶液中のNi²⁺や Zn²⁺が、上記のプロセスによってMnO₂に共沈あるい は共沈することで溶液から除去されたと考えられる. これに加えて、実験を行ったアルカリ条件下(pH~ 11) では水酸化ニッケル(Ni(OH)₂)や酸化亜鉛(ZnO) が熱力学的に安定な状態となるためそれらが単体で沈 殿した可能性もありうる.このため MnO₂に対して, ニッケル、亜鉛は共沈・吸着して溶液から除かれる一 方、クロムはあまり除かれないというパターンになっ たと考えられる.

次に、 Mn_2O_3 が生成したLow-Mn-2の場合、出発溶 液に対して、クロムは96%、ニッケルは28%、亜鉛 は93%がそれぞれ沈殿した(図5).酸化的な地球上で 生成し、地質資源的にも重要な MnO_2 に比べ、 Mn_2O_3 への共沈や吸着に関する地球化学的研究は極めて乏し い、そのため、本研究ではEh-pH図に基づく安定条 件等から、これらに対する亜鉛、ニッケル、クロムの 濃集の解釈を行う、この実験を行ったpH領域(pH~ 8)では、 Mn_2O_3 が存在できる酸化還元電位(Eh~0.4 V)において、六価クロムがマンガンや過酸化水素に より還元され準安定な水酸化クロム($Cr(OH)_3$)が生成 し、溶解度が低いため沈酸したと考えられる[13]、ニ ッケルは Ni^{2+} として溶液中に安定に存在できるpH領



図5:各実験で沈殿したクロム(Cr),ニッケル(Ni),亜鉛(Zn) の沈殿パターン.反応後の溶液中の各イオンの濃度(C_{after}) をICP-AESを用いて測定し,反応前の濃度(C_{before})から減 少した分だけ固体沈殿物中に取り込まれたとして,沈殿率 (=(C_{before}-C_{after})/C_{before}×100(%))を得ている.

域にあたるため,溶存イオンの一部が固相表面と電気 的に引き合い,吸着した可能性が考えられる.亜鉛は, マンガン酸化物にZn²⁺が吸着した可能性が高い.こ れに加えて,酸化亜鉛(ZnO)や大気中の微量な二酸化 炭素と結合して炭酸亜鉛(ZnCO₃)として沈殿した可能 性もある.これらの形成より,出発溶液に含まれたほ ぼ全ての亜鉛が液相から除去されたと考えられる.こ れにより Mn₂O₃に対し,クロム,亜鉛がともに沈殿し, ニッケルはやや沈殿しにくいという沈殿パターンとな ったと考えられる.

最後に、 Mn_3O_4 が主な沈殿物であったLow-Mn-3で は、出発溶液に対してクロムは69%、ニッケルと亜 鉛は99%以上沈殿した(図5).この実験を行ったpH 領域(pH~12)では、 Mn_3O_4 が析出する還元的な条件 (Eh<~0.1 V)では酸化クロム(II)(Cr_2O_3)が熱力学 的に安定だが、クロム酸イオン(CrO_4^2)が安定な領域 (Eh>~0.1 V)との境界付近にあたる[10].そのため 多くは酸化クロム(III)として沈殿または三価のマンガ ンと同形置換することで固相中に入り、一部はクロム 酸イオンとして溶液中に残った可能性が考えられる. ニッケルと亜鉛は、上記の議論と同様に出発溶液中の Ni²⁺やZn²⁺がマンガンの酸化物に電気的な引力で吸着 した可能性が高い、これに加えて、水酸化ニッケル(Ni (OH)₂)と酸化亜鉛(ZnO)といった熱力学的に安定な 沈殿物を形成した可能性も考えられる. これにより Mn₃O₄に対しニッケルと亜鉛が吸着あるいは共沈しや すく, さらにクロムもやや吸着・共沈しやすいという パターンが得られたと推測される.

4. 議論;初期火星の水環境・大気 組成の制約

4.1 マンガン酸化物の化学状態

ニッケルと亜鉛がマンガンとともに沈殿する一方, クロムは濃集しないという,火星Galeクレータのマ ンガン濃集部分の微量元素濃度を最も良く説明するの は,図5で得られた微量元素の沈殿パターンから, MnO₂が沈殿したときであることがわかる.一方, Mn₃O4やMn₂O₃が沈殿した場合,もし間隙水にクロ ムが含まれていれば,ニッケルや亜鉛だけでなく,ク ロムも沈殿することが予想される.

以上の結果から、火星上のマンガン濃集について、 二つの可能性が考えられる.一つは、もともと間隙水 中にマンガン、ニッケル、亜鉛、クロムが溶存してお り、これが大気表層から供給された強力な酸化剤によ って酸化され、MnO₂が沈殿したというものである. もう一つは、間隙水が蒸発に伴いアルカリ性になり、 Mn₃O₄(あるいはMn₂O₃)が沈殿したが、もともとの間 隙水中にクロムがほとんど含まれていなかったため、 見かけ上、クロムが濃集していない微量元素パターン が現れたというものである.

しかしながら、地球の玄武岩地殻中を流れる地下水 がニッケルや亜鉛と同程度のクロムを含むことから [9]、火星でもマンガンが溶解している地下水中におい て、クロムだけがニッケルや亜鉛と比べ枯渇していた とは考えにくい、したがって、火星Galeクレータに 検出されたマンガン濃集部分は、間隙水中のマンガン が強力な酸化剤によって表層で酸化され MnO₂として 沈殿したことで形成した可能性が高いと考えられる.

4.2 酸化剤

上記のように、Galeクレータにおけるマンガン濃 集は、MnO₂の沈殿によるものである可能性がもっと もらしいと考えられる.その場合、間隙水の酸化還元 電位が極めて高いことが必要条件であり(図2),1章 で述べたように、そのような高い酸化還元電位を実現 しうる酸化剤の候補は、酸素分子、オゾン、硝酸に限 られる.これら分子は火星環境ではすべて光化学反応 で生成するものである.堆積物ベイン中でMnO₂が沈 殿したということは、地下の間隙水へ大気・表層から これら酸化剤の輸送があったことを示唆する.このよ うな酸化的表層環境は、マンガン濃集層の上位の Murray層に見つかるへマタイトに代表される三価の 鉄酸化物の沈殿とも整合的である[14].さらに、探査 車Opportunityによって、Galeクレータから約8500 km離れたEndeavourクレータのリム中のベインにも マンガン酸化物が検出されたことや[15]、過去に大気 中の光化学反応でオゾンが生成していたことを示唆す る火星隕石の分析結果とも調和的である[16].

硝酸やオゾンは大気中の光化学反応で生成し,低温 環境では表層の氷とともにごく浅い表層に凝縮するこ とで蓄積しうる.これら蓄積した酸化剤が,初期火星 における一時的な温暖化に伴い[2],浅部地下の堆積 物中の間隙水に供給される可能性は考えられる[17]. ただし,その場合,間隙水に含まれていた溶存マンガ ンをすべて酸化するのに,十分な量の酸化剤が蓄積し ていたのかは議論の余地がある.特に,Galeクレー タ内のMurray層の層厚の厚いヘマタイトの形成も併 せて考えると,これらの形成には大量の酸化剤が必要 であり,表層に蓄積するオゾンや硝酸とは別の大量の 酸化剤が必要となるかもしれない.

そのような大量の酸化剤の候補は、大気中の酸素分子である.地球化学的研究によると、MnO₂を沈殿させるには、溶液中に約3 µmol/L以上の溶存酸素濃度が必要とされる[18].これは、大気との溶解平衡を仮定すると、数mbar以上の大気酸素分圧に相当する. もしこれが正しければ、Galeクレータのマンガン濃集が形成したHesperian期には、地球の大酸化イベント後(22億年前以降)に匹敵する酸素分圧がすでに存在していたことになる.

現在の火星においても,酸素分子は以下の二酸化炭 素の光分解で生成される[19].

$$CO_2 + h\nu (UV) \rightarrow CO + O$$
 (1)

$$O + O + M \rightarrow O_2 + M \tag{2}$$

しかしながら,酸素の蓄積につれて式(1)の逆反応も 進行し,酸素分圧の上昇は制限されるため,この光分 解反応のみで酸素分圧を高く維持することは難しい. また,水蒸気の極端紫外線による光分解反応も酸素分子を生成する[20].

 $2H_2O + h\nu (UV) \rightarrow 2H_2 + O_2$ (3)二酸化炭素の場合に比べ、生成した水素分子は宇宙空 間への散逸によって大気から除去されやすく、それに より逆反応の進行が抑制されやすい。初期火星におい て、水が大規模に散逸したことは、火星隕石中の含水 鉱物中のD/H比が、火星マントル中のD/H比より高 いことからも強く示唆されている[21]. しかしながら、 式(3)の反応も、酸素分圧が上がりすぎると逆反応が 生じて、水素の散逸と酸素分圧の上昇が抑えられる [22]. 実際, 大気化学モデル計算では, 式(3)の逆反応 によって酸素分圧は10⁻⁵ bar 以上には上がらないこと が示唆されており[22], MnO2の沈殿に必要なmbar以 上の高い酸素分圧を保つためには、若い太陽による極 めて強い紫外線の照射により、式(1)(3)の逆反応の 進行が抑制される必要があるかもしれない[22].

初期火星が極めて酸化的な環境であったという本研 究の示唆は,惑星気候学にも大きな問題を提示してい る.これまでの初期火星を長期的に温暖化することに 成功しているいくつかの理論モデルでは,多くの場合, 大量の二酸化炭素に加えて,還元的な水素やメタンの 存在を必要とする[2].これら還元的な温室効果気体は, 酸素分子を含むような酸化的表層環境では大気中の寿 命も短く,またこれらが大量に存在することが難しい. もし,酸化的表層環境と液体の水が初期火星に共存し ているのであれば,そのような酸化的大気でも安定に 存在できる新たな温室効果気体の提案が必要となるだ ろう.

4.3 生命生存可能性への示唆

生命の誕生や原始的な化学合成生物の生存にとって、 酸化剤と還元剤が共存する非平衡状態が惑星表層に形 成・維持されることは極めて重要である[23]. Galeク レータの堆積物中に濃集したMnO₂は,地殻と水との 間の水-岩石反応の結果,元々岩石に含まれていたマ ンガンが還元的なMn²⁺として間隙水中に溶脱するこ とで供給されていたと考えられる.このような水-岩 石反応によって,Mn²⁺だけでなく他の還元剤(二価鉄 イオンFe²⁺や水素分子)も同様に間隙水に供給されて いたことが高い確度で期待される[9].一方,本研究 の結果は,同時期の火星において大気表層が酸化的で あったことを示唆する.すなわち,これらの結果は, 当時の火星の表層付近の水環境において,大気表層 から浅部地下に大きな酸化還元勾配が存在したこと を示唆している.

このような酸化剤,還元剤が出会う境界では,酸 化還元反応が生じてマンガン酸化物や鉄酸化物のよ うな化合物を残す.Curiosityが発見したマンガン 酸化物のベインが堆積物中に存在していたことは, そのような非平衡状態が実現される場が,地殻深く ではなく,比較的浅い地下浅部に存在していたこと を示唆する.実際,マンガン濃集層の上位にあたる Murray層では,鉄酸化物であるマグネタイトに富 む層とヘマタイトに富む層が存在し,Galeクレー タ湖がかつて酸化還元成層していた可能性も指摘さ れている[14].このような表層から地下にかけての 酸化還元勾配が形成し,地質的時間スケールで維持 されることは,有機合成反応や化学合成生物の維持 にとって有利な条件となっていたかもしれない[22].

5. まとめ

本研究では, Curiosityが発見したマンガン酸化 物に着目し、室内実験によってその化学状態を制約 した. その結果、これらマンガン酸化物はMnO2で ある可能性が非常に高く,当時の間隙水中の酸化還 元電位が高かったこと(Eh > 0.5 V)が示唆された. 高い大気酸素分圧は、このような極めて高い酸化還 元電位を実現する一つの可能性であるが、必要とな る酸素分圧を光化学反応で実現することは容易では なく、極めて強い紫外線環境など特殊な条件を必要 とするかもしれない. このような酸化的状態の実現 条件は、今後の研究課題である、また、本研究の結 論である酸化的な表層環境の存在は、還元的な温室 効果気体を大量に必要とする既存の火星温暖化メカ ニズムとは矛盾している、これらのことは、地質的・ 地球化学的証拠が示唆する表層環境と、大気科学・ 気候学的が支持する大気気候モデルとの間に、大き な隔離が存在することを示すものである. 今後は, これら異分野間の理解に基づき、地質・化学的にも 気候・大気科学的にも整合的なシナリオの構築が必 要となるだろう.

謝 辞

本論文の執筆にあたり,村上隆氏には大変貴重なコ メントを頂きました.また,橘省吾氏には投稿原稿を 丁寧に査読していただきました.ここに深く謝意を表 します.本研究は,文部科学省による新学術領域研究 (研究領域提案型)(水惑星学の創成:JP17H06456, JP17H06458),および自然科学研究機構アストロバイ オロジーセンターから研究助成を受けました.ここに 感謝申し上げます.

参考文献

- [1] Ehlmann, B. L. et al., 2011, Nature 479, 53.
- [2] Wordsworth, R. D., 2016, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 44, 381.
- [3] Grotzinger, J. P. et al., 2015, Science 350, 7575.
- [4] Lanza, N. L. et al., 2016, Geophys. Res. Lett. 43, 7398.
- [5] Klemm, D. D., 2000, J. African Earth Sci. 30, 1.
- [6] 臼井朗ほか, 2015, 海底マンガン鉱床の地球科学 (東京大学出版会)
- [7] Foster, A. L. et al., 2003, Geochim. Cosmochim. Acta.67, 1937.
- [8] Mu, J. et al., 2006, J. Dispers. Sci. Technol. 27, 1223.
- [9] Aiuppa, A. et al., 2000, Geochim. Cosmochim. Acta 64, 1827.
- [10] Brookins, D. G., 1998, Eh-pH Diagrams for Geochemistry (Springer Berlin Heidelberg)
- [11] Manceau, A. et al., 2003, Environ. Sci. Technol. 37, 75.
- [12] Manceau, A. et al., 2007, Geochim. Cosmochim. Acta 71, 1967.
- [13] Rai, D. et al., 1987, Inorg. Chem. 26, 345.
- [14] Hurowitz, J. A. et al., 2017, Science 356, eaah6849.
- [15] Arvidson, R. E. et al., 2016, Am. Mineral. 101, 1389.
- [16] Farquhar, J. et al., 1998, Science 280, 1580.
- [17] Fukushi, K. et al. 2018, submitted.
- [18] Clement, B. G. et al., 2009, Geochim. Cosmochim. Acta 73, 1878.
- [19] Lu, Z. et al., 2014, Science 346, 61.
- [20] Lammer, H. et al., 2003, Icarus 165, 9.
- [21] Usui, T. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 357, 119.

- [22] Zahnle, K., 2008, J. Geophys. Res. 113, E11004.
- [23] Russell, M. et al., 2011, Astrobiology 14, 308.
- [24] Fendorf, S. E. and Zasoski, R. J., 1992, Environ. Sci. Technol. 26, 79.

特集「火星圏のサイエンス」 **火星生命探査のための生命探査顕微鏡の開発** 吉村義隆¹,山岸明彦²,佐藤毅彦³,宮川厚夫²,今井栄一⁴, 佐々木聰⁵,小林憲正⁶,癸生川陽子⁶,薮田ひかる⁷,長沼毅⁷, 三田肇⁸,藤田和央³,臼井寛裕^{3,9}

(要旨) 近年の探査によって,火星表面から有機物や微生物のエネルギー源などが見つかり,火星に現在も 微生物が存在する可能性が考えられるようになってきた.我々は,火星の微生物細胞を検出するための,生 命探査顕微鏡(LDM:Life Detection Microscope)の開発を行っている.LDMは,蛍光色素で試料を染色し, 非生物起源を含む有機物, 膜構造や触媒活性をもつ有機物(微生物細胞)の他,レゴリスやダストなどの鉱物 を,1µm/pixelの分解能で映像化する.現在,実験室レベルでの試験機のための設計と製作を進めており, 本稿ではLDMの開発状況を報告する.

1. はじめに

現在の火星表面は,乾燥した低温環境であるが,こ れまでの研究から,数十億年前の火星は,1)表面に大 量の水(海洋/湖沼)が存在したこと[1],2)一定の期間, 温暖湿潤な気候が存在したこと[2],3)大気を保護す る強力な磁場が存在していたこと[3],などが明らか になり,生命の誕生に適した環境であったと考えられ るようになってきた.2011年に打ち上げられたマー ズ・サイエンス・ラボラトリー(MSL)計画のキュリ オシティローバーによっても,生命に必須な元素(炭素, 水素,酸素,リンなど)や,微生物のエネルギー源と なる,様々な酸化還元状態の鉄や硫黄の化合物[4], チオフェン類や芳香族などの有機化合物が見つかって おり[5],数十億年前の火星表面には生命が存在でき る環境があったと考えられている.

現在の火星は、当時の環境とは大きく異なるが、地

玉川大学
東京薬科大学
宇宙航空研究開発機構
長岡技術科学大学
東京工科大学
横浜国立大学
横浜国立大学
「広島大学
福岡工業大学
東京工業大学
ystk@agr.tamagawa.ac.jp

球の生命は、環境の変化に伴って進化し、地球上の隅々 まで生息場所を広げてきた、火星の生命もまた、一端 誕生したならば、環境変化に適応し、現在も生き残っ ている可能性がある。可能性の高い場所の一つとして 考えられているのは地下である。地下(表面下2~20 km)は温度と圧力が上昇するため。液体の水が安定し て存在している可能性がある[6]. また、火星大気か らはメタンが発見されており、季節変動が見られるこ とから、クラスレート(メタン分子が水分子に囲まれ た包接水和物)のような状態で地下にメタンが存在す る可能性が示唆されている[7].メタンは、地球上で はその多くが生物由来(メタン生成菌と呼ばれる微生 物が生成したもの)と言われている物質である。火星 では、地下でのフィッシャー・トロプシュ反応や、隕 石などに由来する有機物の熱や紫外線による分解など、 非生物的メタン生成の可能性も考えられており[8], その起源は不明であるが、地下にはメタン生成菌のよ うな微生物が存在している可能性がある[9].

ー見過酷な環境に見える表面もまた, 微生物が生息 できる可能性がある.近年,地球上の極限環境に存在 する微生物の知見が多く得られてきており, -20℃ でも代謝できる微生物[10],火星と同程度の大気圧(7 hPa)でも増殖する微生物[11],火星表面の放射線量(76 mGy yr⁻¹[12])に十分耐えられる微生物[13]など,生物 の生存限界は非常に広いことが分かってきた.火星環 境では、表面に降り注ぐ紫外線が最も生物に与える影 響が大きいが、紫外線は数cm程度のレゴリスで十分 に遮蔽されるので、表面から数cm下であれば生存可 能である[14]. 微生物のエネルギー源となる、還元物 質($Fe^{2+}, S^0, S^{-1}, CH_4 \alpha E'$)も見つかっており[15],液体 の水については、地下水が継続的に湧出していること を示唆する峡谷や、リカリング・スロープ・リニア(RSL: Recurring Slope Lineae)と呼ばれる、水が流れた跡の ように見える筋状の表面構造が見つかっており[16].

気温が上昇する春から夏に現れ,秋から冬に消滅する ことを周期的に繰り返している.RSLは,液体の水 [17],砂などの粒子[18]などの可能性が考えられてい るが,塩濃度が高ければ,凝固点が下がり,火星の低 温環境でも水は液体状態を保つことが出来るので,好 塩菌のような高塩濃度環境に適応した微生物が存在し ているかもしれない.

以上のように、現在でも火星には微生物が存在して いる可能性があるが、1970年代に行われたバイキン グ計画による生命探査では生命は見つからなかった. バイキング着陸機は、表面土を使って光合成反応や呼 吸活性など、代謝活動を検出する3つの生命探査実験 を行った、これらのうち、LR(Label Release)実験と 呼ばれる,表土試料に¹⁴Cで標識した有機物(栄養液) を加えた実験では、大量の放射性炭素の放出が検出さ れ、添加した有機物を代謝する生物が存在する可能性 も考えられたが、熱分解ガスクロマトグラフィー質量 分析法で、火星由来と思われる有機物が検出されなか ったことから、生命の存在に否定的な結論が出された [19]. しかしその後、バイキング実験結果の再検討が なされ, 質量分析装置の感度が低く, アタカマ砂漠な ど地球上の微生物密度が低い環境でも生命を検出でき ないなどの問題点が指摘されている[20]. また、実験 で添加した有機物を火星の微生物が利用できるかどう かも不明である、近年、NASA(アメリカ航空宇宙局) やESA(欧州宇宙機関)は、有機物分析装置の開発を 進め、2020年打ち上げ予定のMars 2020計画では紫外 蛍光とラマン分光法を組み合わせた装置(SHERLOC: Scanning habitable environments with Raman & luminescence for organics & chemicals) [21], ExoMars 2020では、ラマン分光装置(RLS: Raman Laser Spectrometer) [22]や、ガスクロマトグラフィ

ー質量分析とレーザー脱離質量分析(laser desorption mass spectrometry)を組み合わせた装置(MOMA: Mars Organic Molecule Analyzer)を搭載する計画で ある[23]. Mars 2020計画ではさらに、土を容器に入 れて火星上に保存し、将来のミッションで地球に持ち 帰ることも検討している.これに対して我々は、現在 も火星に生命が生存している可能性に着目し、微生物 細胞を検出する、蛍光顕微鏡を使った生命探査を提案 した[14]. 探査装置を生命探査顕微鏡(LDM: Life Detection Microscope)と名付け、JAXA(宇宙航空研 究開発機構)のワーキンググループで開発を続けてい る[24]. 本論文では、LDMの開発状況を報告する.

2. LDMの原理

LDMは、蛍光顕微鏡を基本原理として、有機物、 特に微生物を検出できる装置である。蛍光顕微鏡は、 微生物学, 生化学, 医学など, 生物学の幅広い分野で 用いられている機器であり、蛍光色素で染色した試料 に励起光を照射し、色素から発する蛍光を検出する. 様々な生体成分を検出する蛍光色素が市販されている が、我々は、以下の特徴を持った色素が生命探査に適 していると考えている。(1)非生物起源を含む有機化 合物を検出する. (2) 膜に囲まれた有機化合物を検出 する.(3)触媒反応を検出する.地球の生命は有機化 合物で構成されている。特にアミノ酸は隕石にも含ま れるほど宇宙には普遍的に存在するので、アミノ酸が 重合したタンパク質様の有機物は火星の生命も利用し ている可能性が高い. (1)の有機物検出にはSYPRO Red という 蛍光色素を 用いる (図1(a) 左). この 色素は、 生物起源のタンパク質の他,前生物的過程で生産され ると考えられるプロテノイド(アミノ酸熱重合物), 隕 石などに含まれる多環芳香族炭化水素(PAH: polycyclic aromatic hydrocarbon) などの非生物起源 有機物も検出する(図1(b)). また、地球の生命は全て、 膜に囲まれた細胞構造を基本として、外界と内部を隔 て選択的に物質交換を行っている. このような膜構造 は地球のみならずあらゆる生命の基本構造と考えられ る. そこで. (2)では膜透過性の異なる2種類の蛍光 色素を用いて膜構造を検出する.用いる蛍光色素は SYTO24とPropidium iodide(PI)の混合色素である (図1(a)中央). 細胞膜構造が保たれている細胞(生細



SYPRO Red

図1: 蛍光色素で染色された, (a) Escherichia coliおよびDNAが欠損したミニセル,
(b) PAHの蛍光画像. 使用した蛍光色素はSYPRO Red, SYTO24とPIの混合液,
CFDA-AMである. (a) で点状に見られる小さな細胞がミニセルであり, DNAがない細胞でも検出可能である.



図3:粘土鉱物(モンモリロナイト)にDeinococcus radioduransの 生菌および死菌を添加して,SYTO24とPIの混合色素で染色 した蛍光画像. (a)SYTO24による緑色蛍光(生菌)は観察され るが,粘土鉱物にPIが吸着し死菌と鉱物を識別することがで きない. (b)黒色インクを添加することで鉱物由来の蛍光が吸 収され,微生物の蛍光が観察可能になる.

胞)では、親水性のPIは細胞膜を透過できないが、疎 水性が高いSYTO24は細胞膜を透過し、核酸などの 有機化合物を染色する。そのためSYTO24の緑色蛍 光が観察される、細胞膜が壊れている死細胞では、PI が細胞内に入り、SYTO24に共に核酸が染色されるが、 SYTO24の緑色蛍光をPIが吸収するため、PIによる 赤色蛍光が観察される。これにより膜構造をもつ細胞 を検出できる。(3)の色素は、生命の代謝を支える酵 素による触媒反応を検出する、全ての地球の生物は、 生命活動を維持するために酵素によって触媒される、多くの化学反応を行っている.最も一般的な酵素であるエステラーゼによる触媒反応を検出する蛍光色素CFDA-AMを用いる(図1(a)右).CFDA-AM自体は無蛍光だが、細胞内でエステラーゼによって加水分解されると緑色の蛍光を発する.これらの色素は、一般的な微生物細胞の他、ミニセルと呼ばれるDNAを持たない直径1 µm以下の微小な細胞[19]も染色可能である.また、蛍光色素を含む染色液には、火星の低温低圧環境で用いるために、67%グリセロール溶液として使用する.これにより、-30℃

Sciences and ISTS)より改変.

~30℃,火星大気圧(7 hPa)で,染色と撮像に必要な時間中,液体状態を保つことができる.また,過 塩素酸や放射線,温度耐性も十分な色素溶液を開発している.

LDMの大きな特徴は、高感度(10⁴ cells/g)と高空 間分解能(1 µm/pixel)である.この感度は、バイキン グ着陸機で用いられた熱分解ガスクロマトグラフィー 質量分析装置よりも2桁高く、地球の陸上環境で最も 微生物密度の低い場所でも検出できるように設定した. 仮に細胞が検出されなかった場合でも、火星は、地球 で最も過酷な場所よりも低い微生物密度であることが 判明し,火星の微生物密度の上限を設定することがで きる.これは,将来の有人探査で,ヒトと火星生命が 接触するリスクを評価する際の重要な情報になる.ま た,1細胞中には大腸菌で約0.3 ngの有機物が含まれ ており,これが有機物の検出限界と言える.

1 um/pixelの分解能は、地球の原核生物のサイズ をもとに設定した.火星生命がどのようなものかは不 明であるが、生命が誕生してからおよそ20億年間は 単細胞の原核生物だけの世界であった、火星では、海 および大気が最初の10億年ほどで多くが失われたこ とを考えると、現在の火星生物は、原核生物の段階で あると推定できる.地球の原核生物は、細胞内器官(核、 ミトコンドリア等)や細胞内運搬装置を持たず、細胞 内での物質移動は拡散のみに依存するため、細胞直径 が1 umより大きくなることはまずなく、ほぼ全ての 原核生物(球菌あるいは桿菌)の直径は1 um以下であ る. また, 蛍光顕微鏡はピクセル面積に反比例して検 出感度が悪くなるので、仮に10 µm/pixel だと、1 µm の物質に対しては、検出感度は1 μm/pixelの100分の 1になる. ExoMars 2020計画のSHERLOCやExo-Mars 2020計画のRLSでも有機物の映像化を行うが. 解像度は7~30 um/pixelで、 蛍光法よりも感度が低 いラマン分光法による検出のため、微生物細胞(1 μm)の検出は期待できない.

LDM装置の概要

図2はLDMの概念図である.装置上部の円筒形は, 試料を受け取る試料皿を回転するローターである.ロ ーターには20個の試料皿があり,それぞれの試料皿 の隣には色素液タンクが並んでいる.ローバーのロボ ットアームで採取された土は試料皿に入り,色素液タ ンクから染色液が試料皿に流れ込んで染色する.試料 皿の下部は石英窓になっており,対物レンズで試料を 下から観察する.光源には青色レーザーダイオード (LD)を使用し,LDからの励起光を,ダイクロイック ミラー(DM)と対物レンズを通して試料皿下部に入射 する.生じた蛍光は,対物レンズ,DM,結像レンズ を通り,撮像素子に結像させ撮像する.ローターを動 かしながら約1 mm³の試料体積を走査し,静止画像 を200枚撮影する.10⁴ cells/gの密度で微生物が存在 していれば、1 mm³の体積内に数~10細胞程度検出 される.各画像中の焦点が合った粒子を抽出し1枚の 画像に統合したのち地球に送信する.また、LDとは 別に、白色LED照明を搭載しており、蛍光画像だけ でなく、明視野画像も得ることもできる.これは、レ ゴリスやダストなどの鉱物粒子の形状を高解像度に観 察するときに特に有効である.現在の仕様は、概寸 160 W×120 L×240 H(mm)、目標6 kg、電力消費約 30 W、動作温度-30~30 ℃、保存温度-40~70 ℃で ある.MSL計画などで使われている質量分析装置は 小型軽量化が難しいのに対し、LDMは軽量化できる のが利点である.解析試料数を減らせば、大幅に小型 の装置も可能であり、将来の様々な火星探査計画に合 わせて仕様を変更することができる.

4. 今後の課題

土壌などの環境試料を蛍光顕微鏡で観察する場合. 鉱物への色素の吸着や、鉱物の自家蛍光によって擬陽 性シグナルとなる可能性がある。例えばモンモリロナ イトのような粘土鉱物はPIを吸着し、図3(a)のよう に微生物と鉱物の蛍光が区別することができない. こ の問題に対しては、黒色インクを添加し、鉱物からの 蛍光を消光し、 微生物の蛍光を検出することが可能で あることが分かっている(図3(b)),また、鉱物の自 家蛍光と細胞の蛍光との識別は、退色速度や蛍光スペ クトルの違いを利用する予定である. 鉱物の自家蛍光 は励起光を照射してもほとんど退色しないのに対し、 色素由来の蛍光は徐々に退色する、撮像後、一定時間 励起光を照射し続けた後にもう一度撮像し、蛍光強度 が減少している粒子が色素由来の蛍光と判定できる. また、鉱物の蛍光は、ピーク波長や半値幅が蛍光色素 と異なるのでスペクトルを比較することで識別可能で ある.これらの方法を用いて,擬陽性として検出され る粒子数を最小限に抑える、さらに、最初に分析する サンプルは、表面土の試料を用いる.表面土は強い紫 外線にさらされているため、火星由来の微生物は存在 しないはずであるが、機器などに付着して地球から持 ち込まれた微生物や、鉱物由来の蛍光(擬陽性)が検出 される可能性がある.これをリファレンスとして、ノ イズレベルを設定する. 試料中で検出された細胞の数 が統計的に有意である場合、試料は火星由来の細胞を

含むと見なすことができる.

擬陽性以外の課題として,低温低圧環境下での染色 液添加機構,試料量の対応範囲の確認,試料皿の蓋開 閉機構などを検討しており,実験室レベルでの試験機 (ブレッドボードモデル(BBM))の製造を目指して開 発を行っている.

5. まとめ

近年の探査によって、火星に現在も生きている微生 物が存在する可能性が考えられるようになってきた. 生命探査装置として提案したLDMは、顕微鏡を使っ て有機物やレゴリスやダスト粒子を1 μm/pixelの分 解能で映像化する装置である. 有機物は、試料を蛍光 色素で染色したのち、青色レーザーダイオードを照射 して発する蛍光を検出する。SYPRO Redは、微生物 の他、PAHなどの非生物起源有機物を検出し、 SYTO24とPIの混合色素によって膜構造を持つ微生 物を、CFDA-AMによって触媒活性を有する微生物 を検出する.これらの微生物は生きている細胞と見な すことができる。 レゴリスやダスト粒子は白色LED を使った明視野照明で映像化する.微生物の検出感度 は、10⁴ cells/gであり、地球上で最も微生物密度の低 い土でも検出可能である. 日本では、火星の衛星フォ ボスとダイモスの観測とサンプル採取を行う、火星衛 星探査計画(MMX: Martian Moons eXoploration)が 進められており、火星本体への着陸計画は検討段階で あるが、軽量かつ生命の形態を映像化できるLDMは、 火星だけでなく、エンケラドスや金星など、他の天体 での生命探査にも有効であると考え、今後行われるで あろう, 国内外での生命探査計画に搭載することを目 指して開発を進めている.

謝 辞

LDMの開発は、JAXAの生命探査ワーキンググル ープで、平成29年度および平成30年度宇宙理学委員 会戦略的基礎開発予算、平成30年度自然科学研究機 構アストロバイオロジーセンタープロジェクト(課題 番号:AB301019)の助成を受けて行っている。

参考文献

- Carr, M. H. and Head, J. W., 2003, J. Geophys. Res. Planets 108.
- [2] Pollack, J. B. et al., 1987, Icarus 71, 203.
- [3] Acuna, M. et al., 1999, Science 284, 790.
- [4] Grotzinger, J. P. et al., 2014, Science 343, 1242777.
- [5] Eigenbrode, J. L. et al., 2018, Science 360, 1096.
- [6] Oze, C. and Sharma, M., 2005, Geophys. Res. Lett. 32, L10203.
- [7] Webster, C. R. et al., 2018, Science 360, 1093.
- [8] Oehler, D. Z. and Etiope, G., 2017, Astrobiology 17, 1233.
- [9] Atreya, S. K. et al., 2007, Planet. Space Sci. 55, 358.
- [10] Rivkina, E. et al., 2000, Appl. Environ. Microbiol. 66, 3230.
- [11] Nicholson, W. L. et al., 2013, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 110, 666.
- [12] Hassler, D. M. et al., 2013, Science 343, 1244797.
- [13] Cox, M. M. and Battista, J. R., 2005, Nat. Rev. Microbiol. 3, 882.
- [14] Yamagishi, A. et al., 2010, Biol. Sci. Space 24, 67.
- [15] Cockell, C. S., 2014, Astrobiology 14, 182.
- [16] McEwen, A. S. et al., 2014, Nat. Geosci. 7, 53.
- [17] Ojha, L. et al., 2015, Nat. Geosci. 8, 829.
- [18] Dundas, C. M. et al., 2017, Nat. Geosci. 10, 903.
- [19] Klein, H. P., 1977, J. Geophys. Res. 82, 4677.
- [20] Navarro-Gonzalez, R. et al., 2006, Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A. 103, 16089.
- [21] Beegle, L. et al., 2015, IEEE Aerospace Conference, 1.
- [22] Edwards, H. G. et al., 2013, Astrobiology 13, 543.
- [23] Vago, J. L. et al., 2017, Astrobiology 17, 471.
- [24] Yamagishi, A. et al., 2018, Trans. JSASS, Aerospace Technology Japan 16, 299.

^{特集「火星圏のサイエンス」} 地形変化から見る現在の火星の地質現象と 将来の火星探査の展望

逸見 良道¹, 宮本 英昭^{1,2}, Reid Parsons¹

2018年6月29日受領, 査読を経て2018年7月31日受理.

(要旨)火星の表面進化史の理解に重要となる地質区分のうち,アマゾニアンは約30億年前から現在までに 相当する.しかし,現在の地質現象はアマゾニアンに分類されない地域でも活発に起こっている.現在の火 星の活動度を理解するには,まずこうした個々の現象の詳細を理解することが重要である.そこで本稿では, 火星周回機によって近年観測された現在の表面変化を概観する.さらに現在の帯水層やメタンの放出に関与 する可能性がある地形的特徴を検討し今後の火星探査ミッションの展望を概観する.

1. これまでの火星の地質学

バイキング計画以降の火星周回機が、火星表面全体 について1画素あたり数十~数百mのリモートセンシ ングデータを得たことで、全球的な地質マッピングが 可能になった。火星表面はクレーター年代学と層序関 係に基づき地域ごとに表面更新の時系列が整理され、 古い順にノアキアン(Noachian)、ヘスペリアン (Hesperian)、アマゾニアン(Amazonian)と分類され た(e.g.[1]).特にクレーター年代学に関しては、各地 質ユニットの表面に残された直径16 km、5 km、2、 1、0.5 kmでのクレーター数密度の累積サイズ頻度分 布とクレーター年代関数との比較[2]から、ノアキア ンーへスペリアン境界は約37億年前、ヘスペリアン - アマゾニアン境界は約33 - 29億年前に相当すると 考えられている.

ノアキアンでは、温暖湿潤な気候による表層水・地 下水と活発な火山活動・熱水活動の環境条件の下、天 体衝突による巨大盆地、巨大火山帯であるターシス山 群(Tharsis Montes) やオリンポス山(Olympus Mons)一帯の大部分、バレーネットワークが生じた. ノアキアンに形成した表面の大部分は現在の南部高地 に残されている。 ヘスペリアンでも引き続き火山活動と表層水の影響が 大きく,大規模な溶岩平原,アウトフローチャネル, 峡谷が形成した.北部低地の大部分と南部高地の一部 の火山地域と衝突盆地の底がヘスペリアンに対応する.

こうした時代に対し,アマゾニアンでは火山活動は 火山地帯の局所的な地域に限られ,テクトニクスや天 体衝突の頻度,表層水の活動度は時間とともに著しく 低下し,地形変化の規模は極めて小さくなったと考え られた.

図1に米国地質調査所(USGS)が作成した最新の地 質図[2]のうち,アマゾニアンとして分類された地域 を示した.特に最も新しいアマゾニアン後期(約3億 年前~現在)に分類される地域は,南北極冠のみである.

その一方で,高い時間分解能・空間分解能をもつ近 年の火星周回機の観測データの増大に伴い,現在の火 星表面で生じる多様な地質現象の詳細が明らかになり つつある.アマゾニアンは定義の上では現在を含む一 方で,現在の地質現象の観測地点を地図上にプロット すると,アマゾニアンに分類された地域とは必ずしも 一致しない(図1).これは,数kmに満たない範囲で 発生する地形変化が,地質区分に用いられる直径数 km以上のクレーター数に影響を与えないことに起因 しており,これまで使用されてきた地質区分が「表面 年代」ではなく,どちらかというと地殻あるいは上部 地殻の形成年代に相当することを表している.

このような背景を考慮すると,現在の地質現象を理

^{1.} 東京大学総合研究博物館

^{2.} 東京大学大学院工学系研究科

hemmi@seed.um.u-tokyo.ac.jp
解するには従来の巨視的な表層進化史とは異なる時間 軸や空間スケールでの見方を必要とする.また,現在 でも活動度の高い領域は,将来の火星探査ミッション においても重要度の高い探査対象となる.

そこで本稿では,現在の火星表面の地質現象の詳細 (地形的特徴,発生地域,生成プロセスなど)を概説し, アマゾニアン以前には無視できるほど小規模だった地 質現象が現在の表面では地形変化の主因であることを 明らかにする.

次に,近年観測された季節変動する大気メタンがど のようなプロセスを経て発生しているのか,また帯水 層がどのような形で地下に現存しうるかというテーマ に対して,特定の地形や現在の表面変化との関係性に ついて筆者らが行った予備的研究の結果を踏まえなが ら検討する.

最後に、今後の火星探査計画ではどのような地質現 象の観測が期待されるか概説する.なお、ダスト・デ ビルと呼ばれる塵旋風が通過した跡や、表面ダスト粒 子が風で飛ばされて生じるウィンド・ストリークのよ うな表面変化は、地下深部との相互作用や地形変化へ の寄与が比較的乏しいため本稿では扱わない.

2. 大規模な表面変化

規模という点で現在の表面変化で突出するのは,ア マゾニアン後期の地域に分類された,季節により変化 する南極冠表面と砂丘地帯である.

2.1 南極冠

火星の南極冠は下位から順に, $H_2O \times とダストを主体とする層状堆積物(直径約1000 km,厚さ数km),CO₂氷に覆われた(その下は<math>H_2O \times$)残留極冠(幅約400 km,厚さ5-10 m)で構成される.さらに南極冠は毎年冬に CO_2 の霜でできた季節性極冠(最大直径約5000 km,厚さ数m以下)に覆われる[3].

季節性極冠は、CO₂の昇華によって、南半球の秋か ら春にかけて南極冠の表面に生じ、夏季になると後退 (消失)する(消失しきらなかった部分が残留極冠とな る)という現象を1火星年ごとに繰り返す. そのため、 残留極冠や季節性極冠の表面では、不規則形状の地形 的変化が観察される.

残留極冠に生じる虫食い状の凹地(その形態から「ス



図1:現在生じている地質現象の観測された地点およびアマゾニアンに分類された地域と代表的な地名¹. 背景画像は火星全 球のマーズ・グローバル・サーベイヤーのレーザー高度計MOLAの標高図に基づく陰影起伏図. カラーの図は電子版を 参照されたい. Courtesy USGS Astrogeology Science Center, http://astrogeology.usgs.gov

注1: 筆者らは昨年度,大学院講義にてIAU Gazetteer of Planetary Nomenclatureに掲載されている火星の各地名に対 応する日本語表記の一覧を独自に作成した.本稿の本文中・図中ではそれらを使用して記載している.なお,各地形 (Feature Types)は元来の定義や代表的な産状を反映させるため,Chasmaは「大峡谷」,Mensaeは「台地群」,Mons (Montes)は「山(山群)」,Planitiaは「平原」,Planumは「高原」,Terraは「高地」,Vallesは「大峡谷」と訳した.固有名 詞については,欧米の出身者が大半を占める火星研究者コミュニティの間で最も頻繁に発話される発音に近い形でカ タカナ表記した.



図2: 大規模に変化する表面を撮像したHiRISE画像. (a) 一部昇華した南極冠(0.94°W, 85.84°S), (b) スパイ ダー (127.42°E, 87.01°S), (c) オリンピア砂丘(116.03° E, 79.94°N), (d) ダーク・デューン・スポット(179.32°E, 71.97°S). 画像提供: NASA/JPL/University of Arizona.

イス・チーズ」(Swiss cheese)とも表現される)が時 間とともに個々の窪地が広がり互いにつながってゆく (図2a)[4]. これは昇華に伴う体積の減少で説明される.

季節性極冠の表面に生じる特徴として、樹枝状の亀 裂からの暗い物質の放出現象である「スパイダー」(蜘 蛛状の形状から英語ではspiderあるいはaraneiform と表現する)も知られる(図2b) [5]. 図1にスパイダー の最新の分布データを示した[6]. これは透明な氷の 層を透過した太陽光が地下のCO₂氷を昇華し圧力上昇 を経て上面を突破してジェットとして噴出する現象に よって生じたと解釈される. いずれにしても、極冠は 地形変化が数千kmの範囲で見られるものの、せいぜ い深さ数mでドライアイスが太陽光輻射を受けて相 変化することで生じている現象と考えられている.

2.2 砂丘地帯

火星には大小さまざまな規模の砂丘が存在するが, ここではUSGSの火星全球砂丘データベース[6]に基 づき,個々の砂丘が集まり砂丘地帯となった面積1 km²以上の大規模な砂丘地帯(図1)を紹介する.砂丘 地帯の分布は,北極冠の周囲に発達するものが目立つ が,高緯度域から赤道域においても,局所的に衝突盆 地やカルデラの底といった地形的に周囲より低い地域 に点在する傾向がある.地球上で見られる砂砂漠の見 かけと類似した形状(バルハン,星型,長細いもの等 を含む)を持つ.構成粒子は石英粒子でなく玄武岩質 の母岩が風化した暗色の粒子と考えられている.

砂丘地帯は全体が移動しており,例えばニリ・パテ ラ(Nili Patera;シルティス・メイジャー高原の火山カ ルデラ)の底に分布する砂丘一帯の移動速度から推測 される砂のフラックスは,地球上の南極ビクトリア谷 の砂丘地帯と同程度である[7].これは大気圧がわず か40-8.7 hPa(地球大気の約150分の1)とはいえ,大 気と表面の相互作用が活発なことを示しており,ダス ト・ストームやダスト・デビルといった全球的に生じ るダスト粒子の頻繁な巻き上げ現象からも推察できる. ただし,火星表面でもダストの被覆量が多い地域と砂 丘地帯は必ずしも一致しない.

北極冠を取り囲むように分布する砂丘地帯はオリン ピア砂丘(Olympia Undae;図2c)と呼ばれ,分光観測 から石こう(gypsum)が検出された[9]. 北極冠あるい は基盤岩から流れ出た硫酸を含む融水が表面水あるい は地下水としてこの地域に流入・沈殿し,西向き(時 計回り)の卓越風により風食し風下方向に向かって濃 度が減少するように堆積したと考えられている.しか し,現在までこの一帯にだけ砂丘が留まり続けている 理由はわかっていない.

緯度60度以上の高緯度域の砂丘では、代表的な表 面変化としてダーク・デューン・スポット(dark dune spot)が見られる(図2d).秋から冬にかけて砂丘全体 がCO₂の霜(季節性極冠)に覆われ白くなるが、これが 春になり昇華すると幅数m~数十mの暗い斑点模様 が砂丘の峰や谷に発生する.これは、先述のスパイダ ーと同様のプロセスで形成されたと考えられている. 砂丘の斜面では粒子流を引き起こし後述のデューン・ ガリーに類似する地形を形成する[10].

3. 斜面上での変化

火星の表面には衝突クレーターや火山, 丘, 風成地 形, 谷などが存在し, それにともない大小さまざまな 斜面が無数に存在する. そうした斜面上では, 火星周 回機が取得した高解像度画像から現在も新たに生じて いる表面変化が確認されている. ここでは特によく知 られたスロープ・ストリーク, RSL, ガリーの特徴を 詳説する.

3.1 スロープ・ストリーク

スロープ・ストリークあるいはダーク・スロープ・ ストリーク((dark) slope streak)は、幅数十m ~数百 m、長さ数百m ~数十kmに及ぶ、周囲よりも暗い筋 状の特徴である(図3a)[11]. 同様の形状で周囲より明 るいものも一部存在し、ブライト・スロープ・ストリ ーク(bright slope streak)と区別することもある. バ イキング探査機の観測によりその存在は知られていた ものの、現在も発生していることはマーズ・グローバ ル・サーベイヤー探査機の高解像度カメラ MOC によ る観測で判明した.

斜面上の微地形の影響を受けて屈曲・分岐・合流し ながら,重力方向に流れ下る形状を持ち,発生地点は 数m以内に収まるほど極端に小さい.発生以降は形 状を変えないが,時間の経過とともに暗い色が薄まり 周囲の色に近づく.

形成プロセスとして現在有力視される乾燥粒子流モ デル(dry granular flow)では,一定量以上に堆積した ダストが表層数m以内の層理面で閾値を超えてダス トなだれ(dust avalanche)として流れ去り,地下の新 鮮な暗い面を露出するマス・ムーブメントと考えられ た.

一方で,高々数度の傾斜角しかない斜面でも生じる スロープ・ストリークを粒子流のみで説明するのは困 難であるため[12],液体の水が関与する可能性も排除 できない.そこで提案された「湿った」流体モデルの うち代表的なものでは,斜面表層下の塩化物(水和塩) により大気中の水分が融解して塩水となり,斜面を不 安定化させて流動を引き起こすと解釈された[13].

類似の現象は地球の南極大陸で観測されている.ス ロープ・ストリークの全球的な分布[14](図1)につい ては、ダストの被覆量が多いターシス(Tharsis)地域 やエリジウム(Elysium)地域、アレイビア高地(Arabia Terra)に集中する一方で、こうした地域は水蒸気圧 の高い地域ともよく一致するため[15]、どちらの仮説 (あるいは両方の組み合わせによる可能性)もいまだに 有力である.



図3:斜面上の変化を撮像したHiRISE画像. (a)スロープ・スト リーク(17.96°E, 5.8°S), (b)RSL(9.54°E, 45.95°S), (c)ガリー (37.27°W, 36.49°S), (d)デューン・ガリー (20.13°E, 46.73°S). 画像提供:NASA/JPL/University of Arizona.

3.2 RSL

Recurring Slope Lineae(RSL)は、斜面上で季節ご とに変化する、線状に暗くなる特徴(幅数m、長さ数 百m程度)である(図3b). 最高解像度25 cm/pixelの マーズ・リコネッサンス・オービター(MRO)の HiRISEカメラで撮像された複数の高解像度写真を比 較することによって初めて発見された[16].

春から夏にかけて長さが時間とともに斜面下方向に 徐々に伸びるように成長し,秋から冬にかけては逆に 徐々に後退してゆく(先端側から消失する)というパタ ーンを毎火星年に同一地点で繰り返す.スロープ・ス トリークと異なり,1火星年の間に形状を変えるだけ でなく,個々の線状の地形が分岐や合流を繰り返す特 徴が見られる.

2火星年以上の複数回の観測によって、長さの漸増、 同一地点での複数年の発生、冬季の消失という3つの 条件を満たすものは、特にコンファームドRSL (confirmed RSL)として判別され、これまでに南部高 地の南緯30-60度の範囲、赤道域のマリネレス大峡谷 (Valles Marineris)やアレイビア平原(Arabia Terra)、 北部低地のアセデリア平原(Acidalia Planitia)に位置 する、衝突クレーターの内壁や中央丘、および谷をな す側面の崖や底面の残丘において確認された[17]. 図 1に示したのは、これまでに報告された(コンファー ムド) RSLおよびRSLの条件を1つでも満たす類似の 地形が発見された地点である.

高解像度の分光観測によるRSL発生箇所で水和塩 (特に過塩素酸塩・塩素酸塩・塩化物の水和物)が発見 され[18], 凝固点効果により一時的に液体になった塩 水が斜面を流れ下ったと解釈された.

さらに,火星大気圧下で水氷から融解した水を砂で できた傾斜面に浸透させる室内実験では,沸騰した水 が表面の砂粒子を吹き飛ばしながら前進する現象が確 認された[19].水和塩の潮解によって土壌の反射率の 低さを再現した実験結果[20]とともに,液体の水の影 響が有力視されている.

その一方,高解像度数値標高モデルの解析から RSL 末端部の勾配が乾燥した粒子流によってできた安息角 と調和的という研究が昨年発表された[21].

ー部の地域のRSLについてはTHEMIS表面温度デ ータの解析結果が水の関与が非常に小さいことを示し ており[22], 完全に乾燥した環境での形成も排除しき れない. また,発見地域の地質学的産状が大きく異な るためRSLの生成プロセスが地域ごとに異なる可能 性すらある.

3.3 ガリー

ガリーは、幅数m~数百m、長さ100 m~数km, 深さ数十m未満の削剥された小規模な谷地形である (図3c).ガリーは次の3つの要素で構成される[23]. (1)削剥の起点となった崖上部でシャープな輪郭を持 つ峰に挟まれた「アルコーヴ」(alcove),(2)削剥され た物質を運搬する「チャネル」(channel),(3)崖下部 に運搬された物質が堆積し緩斜面になった「エプロン」 (apron).エプロンの形状からガリーの大半は単独の イベントではなく多数の堆積イベントによって現在み られる地形を形成したと考えられる.高解像度カメラ 画像の比較から,特にエプロン部において明るい物質 が現在も近年新たに堆積する様子が報告されている.

図1に示すように、ガリーの多くは南北両半球の緯 度30-60度の範囲に位置するクレーター内の壁面や中 央丘に見られ、南半球の方が北半球に比べて発見数が 多く、緯度が高くなるにつれて赤道向きに流下するガ リーが増加する傾向にある[24].

これまで南半球では南緯30度よりも高緯度域で小 規模な表面ラフネスが減少し、これは厚さ数メートル の水氷主体の堆積物で高緯度域が覆われることが原因 と考えられてきたが[25]、これはガリーの数が南緯30 度から増加する傾向とも調和的である。

地球のガリーと同様に火星表面でも液体の水が関与 した土石流として,特に地下水(塩水を含む)の帯水層 からの湧水,地軸傾斜角が大きい時期の雪解け水や地 下氷の融解が起源に挙げられたが,現在の気候条件で は液体の水が持続的に存在することは難しい.そこで 風成堆積物の乾燥粒子流や液体のCO₂に駆動される流 れ等の水の関与しない説も提唱されてきた.

高い時間・空間分解能のリモートセンシングデータ が充実してきた昨今,ガリーのチャネル内にCO₂の霜 が発生する様子が観測された.熱力学に基づく数値計 算から冬季に大気中から凝縮されるCO₂氷がレゴリス の表面を覆うだけでなくレゴリス内の間隙を満たし, 昇華する際にCO₂ガスと土壌が混合して土石流が生じ るという説も提案された[26].

上記とは異なる特徴を持つガリーとして分類された のが,砂丘の峰から風下斜面に分布するもので[27], 特にデューン・ガリー(dune gully)と呼ばれる(図3d). デューン・ガリーは幅数m程度で小規模なアルコー ヴに対して,リムを持ったチャネルが数百m~数km と直線状あるいは屈曲を繰り返しながら延びる[28]. 末端部では明瞭なエプロンを持たない代わりに,ガリ ー先端から数mほど離れた地点に数m大の複数の穴 (ターミナルピット; terminal pitと呼ばれる)を伴う ことが多い.

通常のガリーと同様に土壌中のCO₂昇華により土石 流が生じると考えられた.低温低圧環境の下で砂で覆 われた表面にドライアイスを放置する近年の実験では, ドライアイスが土壌内にもぐり込み,昇華に伴いリム を持つチャネル状の構造ができるだけでなくターミナ ルピットに類似する穴を生じる現象が確認されている [29].そのため,ドライアイスの関与が有力視されるが, 実スケールで砂丘内部で数百m大のガリーと数m大 のターミナルピットが生じうるのか,詳細な形成過程 は今のところわかっていない.



図4: 衝突クレーター (拡大図)によって新たに生じたスロープ・ ストリークを撮像したHiRISE画像(14.77°E, 11.81°N). 画像提供: NASA/JPL/University of Arizona.



図5:エリジウム平原(Elysium Planitia)にてリッジに沿って新 しく生じた暗い斑点(矢印の地点).aとb(158.94°E, 4.44° N),cとd(149.56°E, 5.23°N)がそれぞれ同じ場所での 形成前後のCTX画像.画像提供:NASA/JPL-Caltech/ MSSS.

4. 地下物質の放出

天体衝突は小規模ながら現在の火星表面で生じており、衝突によって生じるクレーターや放出物、衝突が もたらす衝撃や熱に誘発する地質現象(例:衝突による スロープ・ストリークの発生;図4)は現在の表面を変 化させる[30].

現在の衝突クレーターは直径数m程度であったとしても放出物は直径数十~数百mの範囲に広がるため、MRO CTXカメラ画像(5~6 m/pixel)では大きさ数ピクセル以上の暗い斑点模様として観測できる. 2006年から2012年までに同一地点を複数回観測したCTX画像を比較することで現在の衝突頻度が1.65× 10^{-6} /km²/yrと推定された[31]. これは理論計算に基づく衝突フラックスの値($10^{-8} - 10^{-6}$ /km²/yr)[32]と調和的であった.

しかし, 筆者らは衝突以外の現象(たとえば揮発性 物質の放出)によっても表面に同様の暗い模様が生じ うるという仮説を立て[33],のべ3万人以上の市民と 20名以上のボランティア,4名の研究者の協力のもと, 2017年までに撮像されたCTX画像を使用し,計3,549 組の画像ペアの解析を行った.

北半球の低緯度領域(総面積 1.0 × 10⁷ km²; 火星全体 の7.06 %に相当)について調査し,計477個の新たに 生じた暗い点を判別した.そこから推定した生成率は 1.3 × 10⁻⁵/km²/yrで,過去の推定値よりも1桁大きい 値が得られた.

過去の推定よりも調査面積が1桁小さく,画像の撮 像期間や対象地域の違いから先行研究と単純に比較す ることは難しいが,過去の推定よりも多くの衝突が少 なくともある領域では生じているという解釈が成り立 つデータが得られた.

その一方で, 天体衝突とは全く異なり, こうした現 象のいくつかは火星の地下の活動度に起因する可能性 も捨てきれない. 具体的には, 現在でも温度勾配が局 所的に高い領域が存在することで, 地下の氷や揮発性 物質が短期間に表面に噴出し同様の陥没地形や放出物 を形成するというものだ. 言い換えれば低緯度域でも スパイダーやダーク・デューン・スポットと同様の現 象が起きうるともいえる.

予察的な画像解析ではリッジのような構造地形に沿 って生じているものも見つかった(図5).引き続き対 象領域・観測期間を広げ、より正確な統計データを得 るとともに,高解像度画像を用いた詳細な解析により 衝突クレーター以外の成因がありえないか,今後慎重 に検討する必要がある.

5. 地下に帯水層は現存するか?

前節までで,現在の火星表面の地質現象が理解され つつあり,液体の水の関与の可能性は排除されていな いことを示した.本節では過去の水(氷)の挙動がどう に考えられてきたのか,現在の地下や表面の地形とど う関連しうるのかを整理する.

現在火星表面に露出する水氷の大部分は極冠として 存在する. Cliffordは地殻表層が氷で飽和状態にある のに対して,深部では氷が地熱によって溶融し帯水層 として全球水循環に関わると提唱した[34]. 地下水が 赤道域に向かって流動し,赤道域では上昇して一部が 表面に現れ気化して大気中へ移動し最終的には極冠と して固定されるという説である.

マーズ・エクスプレスの地中レーダー MARSIS(周 波数帯は1.3-2.3 MHz, 2.5-3.5 MHz, 3.5-4.5 MHz, 4.5-5.5 MHzの4バンド,自由空間での深さ方向の分 解能は約150 m,地上でのフットプリントの大きさは アクロストラック方向に10-20 km,アロングトラ ック方向に5-10 km)は、2017年まで地下深部に帯 水層の反射面を検出できていなかった.

これは少なくとも地下400 mの範囲には地下水面が 存在しない可能性,あるいは存在する場合でも空間分 解能以下のサイズである可能性を示す一方,深さ約 300m以深でシグナルが減衰している可能性があり, より深部での地下水面の存在は否定できないと考えら れてきた[35].

そして,2018年7月,MARSIS観測データの解析に よって,南極冠(193°E,81°S)の層状堆積物(深さ1.5 km)の直下に周囲よりも極めて明るい反射面(幅20 km)が存在し,液体の水と調和的である(比誘電率 >15)と初めて報告された[36].今後別の地域について も同様の報告が続く可能性がある.

数値モデルからは、火星の地殻熱流量に関して約 44億年前の60-70 mW/m²から現在の10-20 mW/ m²に減少したと考えられる[37]. しかしより最近の研 究では、地殻の厚さの変動とマントルの熱フラックス の変動によって現在の熱フラックスには地域差が生じ



図6:プロトニルス台地群(Protonilus Mensae)にみられる典 型的なGLFのCTX画像(50.53°E, 42.23°N). 画像提供: NASA/JPL-Caltech/MSSS.

るとも言われる[38]. こうした地域的な変動は火星レ ゴリス,特に低い透気係数で断熱材の役割を果たす未 固結のダスト堆積物で覆われた地域では,永久凍土が 溶融する深さを推定するのに重要といえよう.

最近両半球の高緯度域(約55度付近)の露頭に,水 水が大量に含まれる画像をHiRISEカメラが撮像した と報告された[39]. これは大量の氷が火星の地下に貯 留している可能性を示唆し,これが地下深部において 溶融したり,地軸傾斜角が現在と異なる時期に溶融す ることで地形変化を引き起こす可能性がある.

中緯度域では、地下氷の厚い堆積物(厚さ~700m) が薄いレゴリス層(厚さ10m未満)に覆われてできた、 過去の氷河流動の痕跡とされる地形が多数みられる。 Viscous Flow Feature(VFF)、Lobate Debris Aprons (LDA), Lineated Valley Fill (LVF)などと分類され たが、ここでは[40]にならい総称してGLF(Glacier-like Forms)とする(図6).

図1にGLFの分布[40]を示すと、北半球ではデュテ ロニルス台地群(Deuteronilus Mensae)、プロトニル ス台地群(Protonilus Mensae)、南半球ではヘラス平 原(Hellas Planitia)の東側に集中して見られた、70年 代のバイキング探査機画像からLDAは水氷でできた と考えられ、MROのレーダーサウンダー SHARAD による観測では、最大のLDAがほぼ純粋な氷ででき ているとわかったが[41],水の純度や厚さについては 不明である.

現在の気候条件下で氷が不安定であるため,過去に 地軸傾斜角の変化によって大量の氷が極域から中緯度 域に再配置されたと考えられている.この氷堆積物表 面のクレーター数密度から,氷の再堆積が起こったの はアマゾニアンの後半ごろ(約3億年前)と考えられる が,この堆積物が周期的に生じた可能性もある.

降雪の量や時期に制約を与えるため,氷の蓄積と流 れに関する数値シミュレーションがGLFに適用され たが[42],統一的な結果は得られておらず,降雪量や 岩屑物の変位量が地域的に変動するせいで,ごく限ら れた地域のみから地軸の変動史を制約するのは困難で ある.

以上のように,現在火星の地下に帯水層が存在する か否かは多角的な面から検討され,最新の観測データ やモデル計算から少なくとも地下水の存在を否定する 結果は出ていない.特に中緯度から高緯度域に見つか った地下氷が溶融することで生じた地形は,地下水の 供給源と関連が深い可能性がある.

6. メタンの放出源はどこなのか?

前節では地下の液体の水や氷の挙動が現在も表面地 形の変化に影響を及ぼす可能性を述べた.本節では, 揮発性物質の放出などの形で現在の地形変化に寄与す る可能性がある揮発性物質の中でも特に重要視される 大気メタンについて筆者らの予察的観察とともにこれ までの研究を概説する.

メタンは現在の火星大気中では比較的短命と考えら れていて,供給されることがなければせいぜい約300 年,場合によってはわずか200日間から数時間で分解 されるといわれている[43].

これまで火星大気中のメタンの検出は複数の火星周 回機・探査車の機器を用いた観測および地上観測によ り報告された.特にキュリオシティ探査車は試料分析 装置SAM (Sample Analysis at Mars)を用いてメタ ンのその場観測を行い,2015年の約1か月間に~7.2 ppbv [44](2014年3月から2017年5月のバックグラウ ンドレベルが平均して0.41 ppbv [45])という,短期間 のメタン濃度の急上昇が観測された.

これは単にメタンの大気中への急速な放出を示唆す



図7:メラス大峡谷 (Melas Chasma) の丘状の地形 (69.41°W, 11.52°S) のHiRISE画像と対応する数値地形モデルから抽 出した2次元地形断面. 頂上のくぼ地, 直径約500-1000 m, 高さ約50-150 mという特徴は地球の泥火山と調和的であ る. 画像提供: NASA/JPL/University of Arizona.

るだけでなく、メタンの貯留や分解についてまだ知ら れていないプロセスが存在する可能性がある.あるい は濃度が急上昇した期間に、メタンの噴出がキュリオ シティ探査車の近傍で連続して起こったことで噴出が 停止して拡散する前に検出できたのかもしれない.

全球的にはMummaらの2003年のメタン濃度の観 測[46]では、夏に最大45 ppbv程度のメタンの濃集域 が赤道付近で検出された.これはサバヤ高地(Terra Sabaea)、ニリ・フォッサ(Nili Fossae)、シルティス・ メイジャー高原(Syrtis Major Planum)の各地域にメ タン源が存在する可能性を示唆している.しかし、こ うした地上観測のデータに対しては地球大気のメタン の吸収が影響するとも反論されている[47].

メタンの発生プロセスとしては有機物の紫外線によ る分解や岩石の熱水変成が考えられるが、生じたメタ ンはクラスレート(メタンハイドレート)として地下の 永久凍土層に貯留し、ここから現在もメタンが表面へ と漏れ出ている可能性がある.しかし、メタンが火星 地殻中のメタン生成菌によって生じた可能性も排除で きない.

メタン放出に伴う地形的特徴の探索も続いているが、 今のところ決定的なものはなく、いくつかメタンガス の抜け穴(地球上ではmacroseepageやmicroseepage と呼ばれる)に類似する特徴が報告されている[43].

また地球上のメタンガスの放出源として知られる泥 火山(地下深部の細粒物質・液体の水・ガスの混合流 体が過剰圧力を受けて噴出し堆積してできる山体)に 類似する直径数十m ~数kmの山体が火星の各地で多 数報告されてきた[48].

もしこうした地形からメタン放出に伴い形成された とすると、その地下に貯留したメタンが今も地下から 地上の噴出口へ直結する経路を通して放出を続けてい る可能性すらあるため[49],地下深部の物質のサンプ リングの容易さも考慮すると、将来の重要な探査対象 になる.

実際,筆者らは将来の探査候補地点として、マリネ レス大峡谷(Valles Marineris)内側のメラス大峡谷 (Melas Chasma)東部を提案してきた[33].メラス大 峡谷では,RSL,泥火山状の丘(図7),地すべり堆積物, 水和した硫酸塩鉱物が全て観測できるため,各地形が 相互にどのように関係するのかについて、より詳細な 調査を現在進めている.

7. 火星探査の展望とまとめ

ここまでで列挙した現在の表面変化が地下物質の相 変化や移動を反映している可能性を示唆している.現 在活動中の火星探査機と将来の火星探査機は,こうし た地質現象に対して,高い分解能(時間・空間・波長) で周回軌道上から観測したり,対象地形に接近しその 場観測を行う絶好の機会を迎える.

2012年8月にゲール・クレーター(Gale crater)に着 陸したキュリオシティは、現在クレーター中央丘の斜 面を登りながら南下しているが、その予定進路には HiRISE 画像の観測から RSL が報告されている[50]. これまで探査車や着陸機による RSL のその場観測の 例はないため、RSL に接近し高解像度の画像やレーザ ー光を照射する化学分析カメラなどでの観測により液 体の水の関与について制約を与えるような結果が期待 される.

2016年10月に火星に到着したエクソマーズ計画の



図8:エリジウム平原 (Elysium Planitia)の斜面に近年生じた暗 い表面 (矢印の地点)のCTX画像 (163.17°E, 14.85°N). 左 が変化前,右が変化後.画像提供:NASA/JPL-Caltech/ MSSS.

火星周回機トレース・ガス・オービター(TGO)は, 軌道の調整期間を経て2018年5月から本格的に観測を 開始した.TGOによってメタン放出イベントの時間・ 場所・濃度を高い分解能で観測できる.これにより火 星表面のメタン放出の発生源や発生プロセスをより制 約できると期待される.

また,2018年5月に打ち上げられた火星着陸機イン サイトは2018年11月末にエリジウム平原(Elysium Planitia)に着陸し(図1),内部構造や地殻熱流量,火 震を計測する予定である.筆者らの予備的な観測では, エリジウム平原に存在する斜面上にて,近年アルベド が極端に低くなる現象がCTX画像の比較により確認 された(図8).

こうした特徴は一般的には砂丘を構成する暗い粒子 の堆積として認識されてきた.しかし,なぜ周辺域一 帯にではなく斜面上にのみ集中するのか説明がつかな い.近傍には過去のスコリア丘あるいはルートレス・ コーン(溶岩流と水の接触による爆発で生じる小丘)と 類似する地形も観察できたため,局所的な温度勾配に よる液体の水の滲出と解釈することも可能である.イ ンサイトによってこうした地質活動が観測されること が期待される.

また、筆者らはアレイビア平原でも同様の現象を確

認しているため、このような地形変化が全球規模でど のような地域に分布するのか、また他の地形変化とど う関連するのか、あるいは単なる表面ラフネスの変化 で説明可能かを今後の研究課題として検討している.

最後に,現在の地質現象の発生地点を特定するには, 周回機によって2回以上(可能であれば複数年にわた り複数の季節で)同じ地点を観測するデータが必要で ある.加えて数十mスケールの地形解析においては 高い空間解像度をもつ画像や高解像度ステレオペア画 像に基づく超高解像度(1画素あたり最高で1 m)の数 値標高モデルが必要である[51].

そのうえ,こうした地形変化の判別には,画像解析・ 惑星地質学・野外調査のエキスパートによる肉眼での 徹底的な観察が欠かせない[52].実際,RSLが報告さ れたのはHiRISEカメラの観測が開始されてから約5 年が経過した時期であった.

今後こうした研究を続けていくことで、火星表面お よび地下環境についてより正確な地形変化の記載が可 能になり、表面と大気および地下物質の相互作用や流 動に関する理論モデルが進展し、Mars 2020をはじめ とする将来の着陸探査計画に対して有望な着陸候補地 が提案されると期待できそうだ。

謝 辞

ゲストエディターの玄田英典博士からは、本稿を執 筆する機会と原稿への助言・コメントを頂きました. 査読者の小川佳子博士からは、有益なコメントを頂き ました.本稿の改訂を助けて頂いたことを深く感謝い たします.本研究は科研費16K13890,17H02953と株 式会社東京ドーム/宇宙ミュージアムTeNQの支援 を得ています.

参考文献

- [1] 後藤和久,小松吾郎, 2012, 地質学雑誌 118, 618.
- [2] Tanaka, K. L. et al., 2014, USGS Sci. Inv. Map 3292.
- [3] Byrne, S., 2009, Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 37, 535.
- [4] Thomas, P. C. et al., 2000, Nature 404, 161.
- [5] Kieffer, H. H. et al., 2006, Nature 442, 793.
- [6] Schwamb, M. E. et al., 2018, Icarus 308, 148.
- [7] The Mars Global Digital Dune Database (MGD³),

https://astrogeology.usgs.gov/geology/mars-dunes/themars-global-digital-dune-database

- [8] Bridges, N. T. et al., 2012, Nature 485, 339.
- [9] Langevin, Y. et al., 2005, Science 307, 1584.
- [10] Hansen, C. J. et al., 2011, Science 331, 575.
- [11] Sullivan, R. et al., 2001, J. Geophys. Res. 106, 23607.
- [12] Miyamoto, H. et al., 2004, J. Geophys. Res. 109, E06008.
- [13] Kreslavsky, M. A. and Head, J. W., 2009, Icarus 201, 517.
- [14] Schorghofer, N., 2007, Icarus 191, 132.
- [15] Bhardwaj, A. et al., 2017, Sci. Rep. 7, 7074.
- [16] McEwen, A. S. et al., 2011, Science 333, 740.
- [17] Stillman, D. E. et al., 2017, Icarus 285, 195.
- [18] Ojha, L. et al., 2015, Nat. Geosci. 8, 829.
- [19] Massé, M. et al., 2016, Nat. Geosci. 9, 425.
- [20] Heinz, J. et al., 2016, Geophys. Res. Lett. 43, 4880.
- [21] Dundas, C. M. et al. 2017, Nat. Geosci. 10, 903.
- [22] Edwards, C. S. and Piqueux, S., 2016, Geophys. Res. Lett. 43, 8912.
- [23] Malin, M. C. and Edgett, K. S., 2000, Science 288, 2330.
- [24] Harrison, T. N. et al., 2015, Icarus 252, 236.
- [25] Kreslavsky, M. A. and Head, J. W., 2000, J. Geophys. Res. 105, 26695.
- [26] Piloget, C. and Forget, F., 2016, Nat. Geosci. 9, 65.
- [27] Mangold, N. et al., 2003, J. Geophys. Res. 108, 5027.
- [28] Miyamoto, H. et al., 2004, Geophys. Res. Lett. 31, L13701.
- [29] McKeown, L. E. et al., 2017, Sci. Rep. 7, 14181.
- [30] Malin, C. M. et al., 2006, Science 314, 1573.
- [31] Daubar, I. J. et al., 2013, Icarus 225, 506.
- [32] JeongAhn, Y. and Malhotra, R., 2015, Icarus 262, 140.
- [33] 宮本英昭ほか, 2016, 地学雑誌 125, 171.
- [34] Clifford, S. M., 1993, J. Geophys. Res. 98, 10973.
- [35] Farrell, W. M., 2009, Geophys. Res. Lett. 36, L15206.
- [36] Orosei, R. et al., 2018, Science 361, 490.
- [37] Hauck, S. A. and Phillips, R. J., 2002, J. Geophys. Res. 107, 5052.
- [38] Plesa, A. C. et al., 2016, J. Geophys. Res. 121, 2386.
- [39] Dundas, C. M. et al., 2018, Science 359, 199.
- [40] Souness, C. et al., 2012, Icarus 217, 243.

- [41] Holt, J. W., 2005, Science 322, 1235.
- [42] Parsons, R. and Holt, J., 2016, J. Geophys. Res. Planets 121, 432.
- [43] Oehler, D. Z. and Etiope, G., 2017, Astrobiology 17, 1233.
- [44] Webster, C. R. et al., 2015, Science 347, 415.
- [45] Webster, C. R. et al., 2018, Science 360, 1093.
- [46] Mumma, M. J. et al., 2009, Science 323, 1041.
- [47] 石丸亮ほか, 2012, 地質学雑誌 118, 664.
- [48] Hemmi, R. and Miyamoto, H., 2017, Prog. Earth Planet. Sci. 4, 1.
- [49] Komatsu, G. et al., 2011, Planet. Space Sci. 59, 169.
- [50] Dundas, C. M. and McEwen, A. S., 2015, Icarus 254, 213.
- [51] Hemmi, R. and Miyamoto, H., 2018, Geosciences 8, 152.
- [52] 小松吾郎, 2012, 地質学雑誌 118, 597.

^{特集「火星圏のサイエンス」} 火星における塩水による地形模様の形成に 対する塩析出の役割

今村 翔子^{1,2}, 関根 康人¹, 佐々木 猛智³, 前川 優³

2018年7月12日受領, 査読を経て2018年7月30日受理.

(要旨)現在の火星表層の中低緯度の低地では、気温や湿度の日変化・季節変化に応じて、液体の塩水が形成と蒸発をくりかえす可能性が示唆されている。本論文では、火星上の塩や塩水の存在、中低緯度の急斜面にくり返し現れる暗い筋模様(Recurring slope lineae:RSL)について近年の探査結果をレビューする。さらに、塩水の形成と蒸発がくり返される場合の土壌中での塩水の振る舞いを調べた著者らの室内実験を紹介する。実験では、塩水が蒸発することにより土壌中に析出した塩化物が、砂粒子の空隙を埋めて浸透率を低下させることで、再び供給される塩水の土壌へのさらなる浸透を妨げることが示唆された。浸透を阻害された塩水は表層流となり、斜面下方に流れることで縦に伸びた特徴的な流跡が形成する。このメカニズムにより形成する流跡は、火星のRSLの形状的特徴とも整合的である。

1.背景

乾燥寒冷状態にある現在の火星表面において,純粋 な液体の水は熱力学的に不安定であり,水による活発 かつ大規模な地形形成は起きていない.しかしながら, 近年の着陸探査機のその場分析によって,火星表面に おいても,高濃度の塩水であれば一時的に液体として 安定に存在できる可能性が示されている[1,2].これ は高濃度の塩水による凝固点降下と蒸発率低下に起因 しており,現在の乾燥寒冷な火星における水循環の理 解や,将来の有人探査での水資源の獲得において,塩 水の形成・消失,それらによる地形形成の理解は本質 的に重要となる[1-3].

本稿では、前半で火星表層における塩や塩水の存在 に関する最近の探査結果を述べた後、近年注目を集め る、火星上の急斜面にくり返し出現する黒い筋模様 (Recurring slope lineae:以下,RSL)について、これ までの観測結果と提案されている形成メカニズムをレ ビューする(1章).後半では、火星上での塩水の形成・ 流出・蒸発という一連のサイクルに伴う地形の形成に

shoko@elsi.jp

着目し,土壌中をどのように塩水が運動するかを調べた著者らの実験的研究について,その結果を紹介する (2-4章).

1.1 火星上における塩の存在と塩水の形成

現在の火星表層には、液体の水と岩石との相互作用 により形成したさまざまな二次鉱物が存在する[4]. その1つである塩化物は、一般的に、岩石中に含まれ るナトリウムやマグネシウム、塩素が表層水・地下水 に溶脱した後、水が蒸発する過程で塩化ナトリウム (NaCl)や塩化マグネシウム(MgCl₂)として凝結し形成 される[5]. 火星表層における塩化物の全球的な分布は、 主に周回探査機オデッセイに搭載された熱放射写像カ メラTHEMISにより明らかにされてきた[5,6]. THEMISは赤外線領域の9つのスペクトル帯(6.78. 7.93. 8.56. 9.35. 10.21. 11.04. 11.79. 12.57. 14.88 μm)を使用して、火星のごく表層(~100 μm)の鉱物 や熱放射を観測する装置である(空間解像度:約100 m/ピクセル). この波長領域で塩化物は特徴的な吸収 ピークを持たず、なだらかな右下がりのスペクトルを 示す[6]. THEMISで得られた赤外スペクトルのデー タ解析から、約38億年前にあたるノアキアン中期に 堆積したとされる南半球低 - 中緯度域の高地や、その

 ^{1.} 東京工業大学 地球生命研究所
2. 東京大学 大学院理学系研究科

^{3.} 東京大学 総合研究博物館

縁に存在する約30-35億年前のヘスペリアン期に形成された平地で、塩化物が広く発見されている[5,6]. 塩化物の存在地点は周囲よりアルベドが低く局所的な低地となっており、当時の水循環の結果、周囲より低いくぼ地に岩塩として析出したと推定されている[5]. これら塩化物の存在地域は、河川地形であるバレーネットワークの存在地域ともよく一致している[4].

過塩素酸塩も火星上で発見されている塩の1つであ る[1]. これら過塩素酸塩は、比較的現在に近い時代に、 大気中やごく浅い表層で塩化物が紫外線により酸化さ れることで生成されると考えられている[7].実際. 北極周辺の高緯度に着陸した探査機フェニックスは、 搭載したWet Chemistry Laboratory(WCL)内で火星 土壌を液体の水に混合し、水に溶けたイオンをイオン クロマトグラフによって分析した. その結果, 土壌か ら約10 mmol/Lの塩が溶け出し、その塩のうちの0.4 -0.6重量%が過塩素酸(ClO₄⁻)であった[8]. また, 探査車キュリオシティは、南北半球境界付近に存在す るゲイル・クレータにおいても過塩素酸塩を見つけて いる[9]. 搭載されたSample Analysis at Mars(SAM) を用いた土壌の熱分解ガス質量分析の結果、得られた ガスの質量スペクトルが過塩素酸カルシウム(Ca (ClO₄)₂)の熱分解の際に生成するガスと整合的である ということが示されている[9]. このように塩化物の 一部は、火星表層での光化学反応によって過塩素酸塩 となり、現在の火星上に広く分布している.

これら塩化物や過塩素酸塩は,現在の火星において 潮解などで液体の塩水を形成する可能性がある[2, 10]. 潮解とは大気中の水蒸気が塩に吸着し,塩を融解する ことで起きる[2, 10]. 潮解性を持つ塩にはMgCl₂など の塩化物や,Ca(ClO₄)₂などの過塩素酸塩があり[11], 上記のようにこれらの塩は火星上に広く見つかってい る[1, 3, 4]. 潮解は,周囲の相対湿度と温度が,塩固 有の臨界相対湿度と共融温度よりそれぞれ大きくなる ときに起こる[11]. 潮解で形成した流体の組成は塩と 水との共融点となるため,一般的にその塩分濃度は極 めて高くなる(例えば MgCl₂の場合は塩分濃度が21.6 %)[12].また,過去に存在した塩水が地下で凍結し凍 土層となり,それが気温の上昇とともに融解する可能 性もある[2].その場合も、塩と水の共融点付近の塩 水が形成されうる.

このような高濃度の塩水は、現在の火星上でも熱力

学的に安定に存在できることが、近年の着陸探査から 示されている. Martín-Torresらは、探査車キュリオ シティに搭載されたRover Environmental Monitoring Station(REMS)が得た火星のゲイル・クレータにおけ る温度 – 相対湿度の時間変化データを用い. Ca(ClO₄)₂と水との共融点付近の液体が存在可能であ ることを示している[1]. 例えば、ゲイル・クレータ における冬の日(太陽経度Ls = 93の日.ただし太陽 経度Lsは火星北半球の春分点を0.秋分点を180とし て定義される)の地表の温度と相対湿度の変化を見る と、日の出(午前6時ごろ)に伴い温度上昇と相対湿度 の減少がおき、正午ごろに温度が最高かつ相対湿度が 最低になる. その後日没に伴い, 温度は下降, 相対湿 度は上昇し、次の日の出の直前(午前5時ごろ)に温度 が最低かつ相対湿度が最高となる[1]. この日変化の データとH₂O-Ca(ClO₄)₂系の相図からCa(ClO₄)₂は、 冬の1日において午後9時から午後11時ごろにかけて 液体のCa(ClO₄)₂溶液が形成可能であり、その後、午 前5時ごろまでに冷えて氷となり、正午ごろには液体 の水が蒸発して過塩素酸塩を形成することが予想され る[1]. また、他の季節についても同様の解析を行うと、 夏には午前2時から3時にかけてと午前6時ごろ、春 は午前1時から午前6時ごろ、秋は午後6時から午前0 時にかけて、Ca(ClO₄)₂が一時的に安定して液体の塩 水として存在可能であることが示された[1]. これら のその場観測はゲイル・クレータで行われたものであ るが、同様の温度・湿度条件は火星の低緯度地域で広 く達成されうる、以上のことから、現在の火星表層で は火星の日変化・季節変化にともない、液体の塩水が 形成と蒸発をくりかえすことが示唆される.

1.2 Recurring slope lineae (RSL)

塩水が斜面において形成されれば、それらが表面を 流れることによって特徴的な地形や模様、物質を表面 に残しうる.RSLは、このようにくりかえし流れる塩 水によって形成された可能性が提案されている地形模 様である[2,3,13].ただし、1.3章で述べるように、 RSLのすべての特徴を液体の塩水(あるいは水)の流出 では説明できておらず、液体を伴わない土壌斜面の重 力崩壊の可能性も提案されており[14,15]、現在論争 を引き起こしている.本1.2章では、まず観測事実に 基づくRSLの地形的な特徴ついてまとめる.



図1:マリネリス峡谷に存在するRSL(南緯11.517度,西経 69.683度).画像上が斜面の上部,下が斜面下部になって いる.黒い矢印はRSLの代表例を示しており,黒く長く伸 びる筋模様が存在していることがわかる.また,RSLの斜 面上部には,侵食地形であるガリー(図中白抜き矢印)も 見られる.(ESP_031059_1685/NASA/JPL/University of Arizona)

RSLとは、赤道向きの急斜面(勾配30度程度)の土 壌に現れる、細長く(幅: 0.5-5 m、長さ: 数100 m)周 囲より暗い複数の縞模様である(図1) [2, 3]. 同様の小 規模地形に、地表面が表層水などで削られてできる溝 であるガリーがあるが、ガリーには気温変化に伴う明 確な形成・消失が現在において見られない点でRSL とは明確に異なる.また、RSLは溝の形成のような浸 食作用を伴っておらず、土壌表面のアルベドの変化で 特徴づけられる.ただし、RSLが生じる斜面の上部の 基盤岩にはしばしばガリーが見つかり(図1)、両者の 形成には関係性があることが示唆されている[13].

これまで、周回探査機マーズ・リコネッサンス・オ ービターの高空間解像度カメラHiRISEによってRSL の活動が長期的に観測されてきた[2]. RSLとして判 定される基準は、①温かい季節(夏)に斜面の下方向へ 定期的に伸長すること、②寒い季節(冬)に消失するこ と、③毎年くりかえし伸長・消失が起きることの三つ である[13]. これらすべてを満たすものをconfirmed RSL(確実なRSL)、三つの基準を一部満たしているも のを candidate RSL(RSL 候補)と呼び、基準を一つも 満たしていないもののRSL らしい暗い筋模様を呈す るものをlikely RSL(RSL らしきもの)と定義している [1, 12]. RSL は火星上で、南半球中緯度域、赤道領域、 北緯30度周辺のクリュセ平野とアシダリア平野域, 赤道近くのマリネリス峡谷域の4つの中低緯度地域に 集中して分布しており,2016年5月までに見つかって いる474か所中239か所のRSL(confirmed, candidate, likelyすべて含む)がマリネリス峡谷内の低地に集中 している[13].

近年では、RSLを構成する物質を明らかにする目的 で、RSL表面の反射スペクトルが取得されている。 Oihaらは、南半球中緯度域に存在するパリカー・ク レータ、ホロウィッツ・クレータの中央丘、ヘイル・ クレータの中央丘,マリネリス峡谷域に存在するコプ ラテス・カズマの4ヶ所に対して、マーズ・リコネッ サンス・オービターの分光計CRISM(波長領域: 0.370 - 3.920 µm. 空間解像度:約18 m/ピクセル)を用い. それぞれRSLの密集した領域の表面反射スペクトル の解析を行った[3]. パリカー・クレータのRSL密集 地域では、波長約1.4.1.9 µmの水和塩鉱物の吸収が 見られ、MgCl₂、Mg(ClO₄)₂、塩素酸マグネシウム (Mg(ClO₃)₂)の混合塩による吸収と整合的であった. 他の地点についても、ホロウィッツ・クレータのRSL 密集地域では、波長1.9、2.15、2.43 μmの吸収により 過塩素酸ナトリウム(NaClO₄)が、ヘイル・クレータ のRSL密集地域では約1.48. 1.9 µmの波長での吸収 により Mg(ClO₄)₂が, それぞれ土壌と混合している可 能性が示唆された[3]. コプラテス・カズマでは、吸 収された波長が1.9 µmのみであったため鉱物を同定 することができなかったが、水和塩が存在することは 示唆された. このようにいくつかのRSLでは、その 出現に伴って塩化物や過塩素酸塩の存在が示唆されて いる.

1.3 RSL形成メカニズム

RSLについて、これまで大きく二つの形成メカニズ ムが提案されている。一つは、土壌中に液体の水(塩 水を含む)が流れ出た可能性であり[2,13]、もう一つ は液体の流出を伴わない斜面の重力崩壊の可能性であ る[14,15].前者の液体の塩水(水)の説では、気温の 高い時期に地下の凍土層の融解や塩の潮解がおき、こ れが急斜面に流れ出ることによってRSLを作ったと するものである[2,13].一方、斜面の重力崩壊による RSL形成説の代表的なものには、土壌の間隙中に存在 する気体分子が太陽光によって暖められることで生じ る上昇気流が砂粒子を持ち上げ,安息角に近い斜面の 土壌が重力崩壊を引き起こすというものである[14]. 重力崩壊した斜面では暗い基盤岩が見え,その上に 徐々にダストが沈降することで暗い模様が消えるとい う可能性が提案されている.

両説とも、火星の温度・湿度や太陽光強度の年変化 によりRSLが発生するという. RSLの季節性を説明 することができる(表1) [1, 15]. しかし、液体の塩水 (水)の場合、次のようないくつかのRSLの特徴を説 明できていない.まず,RSL 周辺地域の赤外分光分析 から、液体の水による吸収が観測されていないという 事実を説明できていない[3]. このことは、RSLにお いて液体の水が土壌表面に最大でも4重量%程度しか 含まれていないことを意味し[16]、この結果は液体の 塩水によりRSLが形成したとする考えとは一致しな い[14]. また. RSL は勾配が30度程度の急峻な坂にの み出現しているが[2]、土壌への塩水(水)の流出の場合、 このような急勾配にのみ出現する明確な理由は今のと ころ不明である(表1). さらに、過去の実験的研究では、 潮解や氷の融解などの液体の供給フラックスが低い場 合には、土壌中を流れる流体は供給源から同心円状に 広がり[17]、RSLのような縦に伸びる地形的特徴を再 現できないという問題点もある。ただし、RSL密集地 域に観測された水和塩の存在は、土壌に塩水が流出し、 その後乾燥したとする考えとは調和的である(表1)[3].

一方で, RSLが斜面崩壊で形成されるとする場合に も以下のような問題点がある. 斜面崩壊説の場合, RSLの分布が南半球の中低緯度域に偏っていることや RSLに伴って水和塩が検出されていることに対する説 明は明確ではない. さらに, RSLが粒子流によって形 成されたとすると, RSLとその周囲の領域には標高差 が生まれ,また斜面下方には流れた粒子が堆積するは ずだが, RSLにおいてこのような高度変化や堆積物は 観測されていない[14]. しかしながら,液体の水の赤 外吸収がRSL上に見つかっていないことや,勾配30 度という砂の安息角に近い急峻な坂にのみRSLが出 現することとは整合的である[14].

このように,現状ではどちらの可能性もRSLの一 部の特徴を説明するものの,すべてを整合的に説明す ることはできていない.液体が関与する過程と斜面崩 壊過程の複合プロセスである可能性も提案されている が[17],火星上のリモートセンシングによる観測やモ 表1:RSL形成に対する、塩水流および斜面の重力崩壊による形 成メカニズムの比較.観測事実の整合性について、各説で 説明可能なものを「○」,明確な理由がないものを「?」とし た [3, 13, 14, 16].本研究では、塩水により長く伸びた形 状が形成されうるかに着目している.

塩水流による	RSLに関する	斜面崩壊によ
メカニズム	観測事実	るメカニズム
0	水和塩の検出	?
0	季節性	0
	赤外スペクトルにより	
?	水の吸収が見られない	0
	点	
?	急峻な坂にのみ存在	0
(本研究)	長く伸びた形状の形成	?

デルのみからは、形成プロセスについて決定的な理解 に至っていない、特に、RSL最大の特徴である縦に細 長く伸びる地形模様の形成は、どちらの説も十分に説 明できているとはいいがたい(表1).現状のRSL形成 メカニズムの理解を阻む大きな問題点の一つは、高塩 分濃度の塩水の土壌中での振る舞いや、それによって 形成する地形模様の理解が不十分であることにある. これまで、火星上での地形形成要因の理解は、地球上 で形成したそれらとの比較によって行われてきた.し かしながら、上記のように、塩との共融点近い流体の 形成が予想されること、相対湿度の日変化・季節変化 に応じて塩水が流出・蒸発・凝結を繰り返すこととい った条件が[1,12]、地球上で達成されることは極めて 稀であるため、RSLの地形的特徴がどのようなメカニ ズムに起因しているのか理解することができていない.

本論文の後半では、火星表面での形成が予想される 高塩分濃度の塩水が、土壌内に流出した場合の動的振 る舞いを実験的に調べた著者らの研究を紹介する.塩 水が流出と蒸発を繰り返すと、固体の塩が土壌内に析 出することによって、この析出した塩が土壌の空隙率 を減少させ、また、砂粒子の表面を塩が覆うことで、 液体と砂粒子との間の表面張力(毛細管力)も変化しう る.これらによって、次に流れてくる塩水の土壌内で の浸透流の運動に影響が生じることが考えられる.本 研究では、特に上記の点に着目し、塩の析出が土壌内 の浸透流の運動に与える影響を評価し、RSLの特徴で ある細長く伸びた地形模様の形成に塩が果たす役割を 議論する.

2.実験

本研究では、5 mol/Lの飽和 MgCl₂溶液を、グロー ブボックス内に設置した粉末ガラスビーズ粒子から構 成される斜面へと注入し,斜面上での溶液の流れをビ デオカメラ(HC-VX985M: Panasonic)を用いて撮影 した(図2). 比較のため、純水(Milli-Q:ミリポア社) を、MgCl2溶液と同様にガラスビーズ粒子から構成さ れる斜面へと注入し撮影した。MgCl₂を使用したのは、 火星のRSL上で発見されている塩化物であり、潮解 性も持つためである[18]. 溶液を注入・乾燥の後、斜 面のガラスビーズ試料を回収し, 走査電子顕微鏡 (Scanning Electron Microscope: SEM)エネルギー分 散型分光(Energy Dispersive Spectroscopy : EDS) (ISM-7000F:日本電子株式会社)を用い化学分析を行 い. マイクロX線CT(Micro X-Ray Computed Tomography) (ScanXmate-B100TSS110:コムスキャンテ クノ株式会社)を用いて、空隙率や内部構造の観察を 行った.

実験における各パラメタは、以下のように設定した. 斜面の勾配は、火星上でRSLが存在する典型的な斜 面の勾配に基づき30度とした[2]. 周回軌道衛星マー ズ・グローバル・サーベイヤーの熱放射スペクトロメ ータTESが計測した地表の熱慣性[2]から、RSLの存 在する斜面上では、一様に細かい土壌が玄武岩質の基 盤岩の上に数十μmから数cmの厚さで薄く堆積して いると推定されている[19]. また、火星土壌を構成す る鉱物粒子径は、探査機キュリオシティのその場観察 から約50 %が250 µm 以下と推定されている[20]. こ のような細かい土壌堆積物の透水係数が10⁻³-10⁻² cm/s程度である[21]のに対し、玄武岩の透水係数が 10⁻¹² cm/s程度であることから[22], 土壌に対して基 盤岩は不浸透層であるとみなすことができる、そこで 本実験では、これらの観測結果に基づき、不浸透層と 見立てた基盤岩を模擬した斜度30度のアクリル板(縦 : 225 mm. 横: 165 mm)の上に. 粉末にしたガラスビ ーズ(径45-250 μ m)を,厚さ3(±0.1)mmになるよ うに一様に敷いた、ガラスビーズは、市販のガラスビ ーズ(粒径0.7-1.0 mm)をタングステン製試料粉砕機 (TI-100: CMT)で砕いたのち、アルミ製のふるいにか け選別したものである. 実際に、45-250 µmの範囲



図2:実験装置の概念図. グローブボックス内にガラスビーズ粒 子の斜面を設置し,送液ポンプを用いて,MgCl₂溶液およ び純水を定常的に流す.グローブボックス内はエアードラ イヤによって,相対湿度が制御されている.

にあるガラスビーズが60%を超えることを, 粒度径 分析装置(Hydro 2000s: Malvern)を用いて確認した. この斜面を, 気温27(±2)℃, 相対湿度35(±5)%に 保たれたグローブボックスに設置した. その際, グロ ーブボックス内の相対湿度は, 接続されたエアードラ イヤにより常に一定となるよう制御した(図2).

実験手順は以下のとおりである。本実験では、グロ ーブボックス内に設置したガラスビーズ層の上部8 mmから、MgCl₂溶液および純水を流し、そのガラス ビーズ層内への流入・拡散の様子を斜面上部からビデ オカメラによって継続的に撮影した。また、RSLの平 均伸長速度は0-20 m/火星日と推定されている[2]. 本実験では、これらの観測の上限値に近い伸長速度(約 20 m/火星日~1.3 cm/分)を再現する流量を与えた. つまり、本実験での流跡の幅(約1 cm)、ガラスビー ズ層の厚さ(3 mm)と空隙率35 %から、伸長速度1.3 cm/分を実現する流量はおよそ0.15 ml/分となる.本 実験では、これに基づき、送液ポンプを溶液の流速を 用いて0.15 ml/分に設定した。MgCl2溶液および純水 は、それぞれ1回につき5分間連続して流し、10時間 以上かけて乾燥させた. この作業をそれぞれ5回ずつ くり返した.1回の流入時間を5分間としたのは、塩 水流がガラスビーズ層斜面の下端に到達することを防 ぐためである.

実験後, ガラスビーズ層内における MgCl₂塩の析出, およびそれに伴う空隙率の変化を調べるため, MgCl₂ 溶液を流した後のガラスビーズ層の一部を回収し, 顕 微鏡観察および固体分析を行った. サンプルは流跡の 2ヶ所からそれぞれ約2 mm(縦)×約2 mm(横)×約3 mm(厚さ)の体積を回収した. 試料の1つはMgCl₂溶



図3: (a)純水流を注入したときの流跡. ほぼ同心円状に浸透流が広がっていき,乾燥後は元の状態に戻 る.5回くりかえし流しても,流れ方はほぼすべて同じであった.(b)MgCl₂溶液を注入したときの 流跡.くりかえし流すたびに流跡が伸長し,浸透流のみならず表層流も形成する.図(a)中の点線 は流跡の先端部分を示している.

液の注入地点の直下でMgCl₂溶液が5回流れた領域か ら採取し(以降、サンプルXと呼ぶ)、もう1つは流跡 の先端でMgCl₂溶液が1度だけ流れた流域から採取し た(以降、サンプルYと呼ぶ)、ガラスビーズ層内の観 察・物質分析に用いたSEM-EDS分析は加速電圧15 kVで行い. 空間分解能は約3 nmである. Micro X線 CTはサンプルX, Yの断面をそれぞれ, 空間解像度2 μm, X線管電圧100 kV, 撮影範囲の縦, 横, 厚さ方 向の各画素数を1024, 1024, 1012で撮影した. Micro X線CTによって得られた画像は、画像解析ソフトウ ェアImage J(National Institutes of Health)を用いて 二値化し、空隙とガラスビーズ粒子、MgCl₂塩の領域 を区別した.また、ガラスビーズ粒子およびMgCl2塩 と空隙の各面積を全断面図で足し合わせそれぞれの体 積を求め, 空隙率を算出した. またこの二値化した画 像を、3D画像表示ソフトウェアMolcer(ホワイトラ ビット)を用いて三次元構造を構築した.

3.結果

3.1 純水とMgCl₂溶液の比較

実験で観察した,純水の注入後のガラスビーズ層の 画像を図3(a)に示す.純水はガラスビーズ層に到達 後すぐさま浸透流となり,ガラスビーズ層内に注入口 を中心としてほぼ同心円状(直径:約85 mm)に広がる. その後,乾燥させると流跡は完全に消え,ガラスビー ズ層は見かけ上,初期状態と同様の状態に戻る.その 後,くりかえして純水を流した4回とも1回目と同様 に同心円状にガラスビーズ内を浸透する浸透流となり, 流跡は下流方向には伸びず乾燥後には流跡は残らない.

一方, MgCl₂溶液の流れ方は純水の場合とは大きく 異なる. MgCl₂溶液の注入後のガラスビーズ層内およ び表面での流れの時間変化画像を図3(b)に示す. 1回 目の注入において, MgCl₂溶液はガラスビーズ層に到 達後, すぐさま浸透流となったものの,純水のときの ように注入口を中心とする同心円状(幅:約42 mm) に広がる成分以外にも,下流に線状(幅:約17 mm) に伸びながら層内を浸透していく成分が見られる. ま

表2:	MgCl₂溶液を注入した場合における,	各回の流域の伸長速
	度と伸長を引き起こした流れの形態.	

	伸長速度 [mm/分]	伸長を引き 起こした流れ
1回目	7.4 ± 0.3	浸透流
2回目	4.9 ± 0.5	表層流
3回目	7.7 ± 2.7	表層流
4回目	11.1 ± 2.2	表層流
5回目	20.8 ± 1.8	表層流



図4: MgCl₂溶液が5回流れたサンプルXの表面物質の電子顕微鏡(SEM)画像. 点Aに代表されるなめらかな部分と,点Bに 代表される角張った部分が存在する. 点A, Bをそれぞれ元素分析(エネルギー分散型X線分光分析: EDS)すると,点 AはMgCl₂塩,点BはMgCl₂塩とガラスビーズ粒子からなることがわかる(右パネル上が点A,下が点BのEDSスペクト ル).



図5: (a) MgCl₂溶液が5回流れたサンプルXのX線CT断面図.破線で囲った部分がガラスビーズ粒子,その周囲の灰色の領域がMgCl₂塩,黒色の部分が空隙を表している.(b) サンプルXの断面図を三次 元構築した立体図. MgCl₂塩とガラスビーズ粒子を不透明にしている.内部の空隙の多くは周囲の 空隙と繋がっておらず,大部分の空隙が孤立していると考えられる.

た,乾燥後も可視光で暗い流跡が浸透流の流れた跡に 残る.2回目以降の注入において,MgCl₂溶液はそれ 以前の注入時に浸透流の流れた領域に再び浸透したの ち,一部がガラスビーズ層の表面を流れる表層流とな り斜面下方向へ流跡が伸長する.この表層流の量は MgCl₂溶液をくりかえし流すたびに増え,また流跡は 下流方向に長く伸長する(5回目終了後の流跡の全長: 約116 mm).動画解析から求めた,各実験での伸長 速度とその流れの様式(浸透流または表層流)を表2に 示す.表層流による伸長速度は,MgCl₂溶液を流す回数を重ねるごとに約5 mm/分から約21 mm/分へと 上昇する.

3.2 固体試料の観察・分析結果

図4にサンプルXのSEM画像を示す.SEM画像は サンプルの表面を撮影したもので、図中には点Aに 代表される滑らかな部分と、点Bに代表される角張っ た部分が見られる.EDS分析の結果、図5中の点Aか らはマグネシウムと塩素に由来するX線ピークが強 く検出されたことから、点AはMgCl₂溶液の注入後、 乾燥によって析出したMgCl₂塩であることがわかる. 一方、点BのEDS分析の結果、マグネシウム、塩素 の他にケイ素のピークも主要成分として検出され、析 出したMgCl₂塩とガラスビーズ粒子が混在しているこ とがわかる.以上のことから、点Aに代表される滑 らかな部分はMgCl₂塩のみで構成されていることがわ かる.一方、点Bに代表される角張った物質はガラス ビーズの粒子であり、その表面の一部にMgCl₂塩が付 着していると考えられる.点Aの周囲には角張った 粒子が数粒存在しており、その間隙を埋めるように MgCl₂塩が析出していると考えられる.

Micro X線CTで撮影したサンプルXの断面の例を 図5(a)に示す. X線CT画像では、密度、物体の厚さ、 物質の原子番号の違いにより、明暗が決定される、 SEMでの観察により(図4). 角張った物質がガラスビ ーズ粒子で、その表面を覆う物質、あるいは粒子の間 隙を埋める物質は析出した MgCl₂塩であることが示さ れている.これらの形状的特徴から、図5(a)中の明 るい灰色の領域(破線内)はガラスビーズ粒子, 暗い灰 色の領域(破線の周囲)はMgCl2塩,黒色領域は空隙と 解釈される。これらの物質の同定に基づき三次元構造 から空隙率を算出したところ、MgCl₂溶液が1度しか 流れていない流跡の先端部分であるサンプルYでは 空隙率が38(±4)%であったのに対し, MgCl₂溶液が 5度流れた注入部付近のサンプルXでは空隙率が21 (±1)%であった.また、サンプルXの二値化したX 線CT画像から3次元構築したガラスビーズ粒子と MgCl₂塩の立体図(図5(b))から、析出したMgCl₂塩に より空隙が一部完全に埋まり、浸透流の経路が遮断さ れていることが確認できる.

4. 実験結果の解釈:メカニズム

はじめに, MgCl₂溶液と純水に関して, それぞれの 1回目の注入における流れ方の違いについて解釈する. MgCl₂溶液と純水はどちらもガラスビーズ粒子層内に 浸透し, 粒子との間の表面張力による等方的な拡散の 影響と, 斜面下向きの重力の影響を受けると考えられ る. 等方的な拡散の影響は溶液の動粘度に依存し, 動 粘度が高いほど拡散しにくい性質を持つ[21]. 実験条 件での純水の動粘度は約0.9 mm²/秒, MgCl₂溶液の 動粘度は約6.0 mm²/秒である.したがって,同じ浸 透流ではあるが動粘度の高いMgCl₂溶液は拡散しにく く,一部は等方に拡散するものの,重力の影響で斜面 下方に伸びる流れとなったと考えられる.一方,動粘 度の低い純水では,等方的な拡散による効果が顕著に なりほぼ同心円状に拡散したと考えられる.実際,1 回目の流跡の幅は純水で85 mmであるのに対して, MgCl₂溶液で42 mmであり,動粘度の高いMgCl₂溶 液が等方的な拡散を起こしにくかったことがわかる. 液体の注入量やフラックスが同じである場合,1回目 の注入における形状は,液体の動粘度に強く影響され ることが示唆される.

次に、2回目以降のMgCl₂溶液および純水の流れの 違いについて考察する.まず,純水の場合では1回目 の浸透流の乾燥後も、析出物がガラスビーズ層内に残 らない、そのため、ガラスビーズ層内の空隙率や浸透 率は変化せず、2回目以降も1回目と同様の流れ方を くり返すと考えられる.一方、MgCl2溶液がガラスビ ーズ層内に流入・乾燥することにより、ガラスビーズ 粒子の表面および間隙にMgCl₂塩が析出する(図5). 特に、液表面から水分子の蒸発が起きることで、溶液 の浸透領域に(特に浸透領域の先端領域を中心に) MgCl₂塩が析出することになる(図6(a)). この際, 溶 液が到達したガラスビーズ層の空隙率がMgCl2塩の析 出により減少する(図5).再びMgCl₂溶液が供給され ると、はじめは浸透流としてガラスビーズ層内を広が っていくが、1回目の溶液供給時に層内に析出した MgCl₂塩が存在する領域まで到達すると、その先への 浸透がMgCl2塩によって妨げられる.水平方向の浸透 も1回目に析出したMgCl₂塩によって遮られるため, 浸透領域の幅は1回目の溶液注入に伴う浸透流の幅に よって決定される.これにより、1回目の浸透領域を 浸し、行き場のなくなった MgCl₂溶液が、表層流とし て表面にあらわれる(図6(a)).表層流に働くのは主 に重力であり、斜面下向きに表層流が流れることで、 1回目の浸透領域を超えてその下方のガラスビーズ層 にMgCl₂溶液が到達し、そこに浸透していく(図6(b)). 下方のガラスビーズ層内で浸透流となった溶液は、1 回目と同様, ガラスビーズ層内に広がり, 乾燥後, MgCl₂塩が析出する(図6(c)). 3回目以降のMgCl₂溶 液の供給でも、同様のメカニズムで、それ以前の溶液



図6:本実験から示唆される、MgCl₂溶液がガラスビーズ層の斜面を流れるメカニズム.各パネルにおいて、左図は斜面を上か ら見た概念図、右図は斜面のガラスビーズ層の断面の概念図を表す.(a)ガラスビーズ層内に析出したMgCl₂塩により、 浸透を阻害されたMgCl₂溶液が表層流として現れる.(b)表層流が重力により斜面下方へ流れることで流跡が伸長する. (c)その後、MgCl₂溶液が蒸発し、浸透した流跡にMgCl₂塩が析出する.この一連のサイクルをくりかえすことで斜面下 方に長く伸びる流跡が形成する.

が浸透した領域の空隙率がMgCl₂塩の析出で低下する ことで表層流が生じ,斜面下方の領域へと溶液の浸透 が広がることとなる.特に,4回目,5回目のMgCl₂ 溶液供給では,それ以前の浸透領域の下方に表層流が 到達した段階で,表層流の初速度が高くなっている. そのため,伸長速度が上昇し(表2),下方に到達した 浸透流もより下方へと広がる形状となると考えられる.

5. 火星RSLへの示唆

本研究の実験結果から、現実の火星上においても塩 水の供給・乾燥がくり返されると、そのたび土壌内に 塩が析出することで土壌の空隙率・浸透率が低下し、 これによって表層流が形成することで流跡が斜面下方 に向かって伸長する可能性が示唆される.このような 斜面下向きに向かって長く伸びる塩水の流跡は、火星 上のRSLの地形模様と定性的には整合的といえる. 一方、純水の浸透では、供給源から同心円状に浸透流 が広がるため、RSLの地形模様を説明することができ ない.この結果は、RSLが液体によって形成したので あれば、その組成は高濃度の塩水である可能性が高い

ことを示唆する、この結果は、RSL密集領域に塩化物

や過塩素酸塩が見つかること[3,5,6]とも整合的であ

る.

本実験結果を現実の火星へ応用する際の不確定要因 の一つとして、塩の化学組成の違いがあげられる、本 研究ではMgCl。溶液を用いて実験を行ったが、現実の 火星には、上述のように過塩素酸塩やマグネシウム以 外の塩化物も存在する[4]. しかしながら、本実験で 明らかになった塩水の流動メカニズムは、塩水が蒸発 し析出した塩が粒子の空隙を埋めることが原因である ため、塩の組成の違いは斜面下方に伸びる流跡になる という形状的特徴の形成には大きく影響しないと考え られる. ただ. 4章で述べたように溶液の動粘度によ って1回目の浸透流の形が変化することが考えられる. 1回目の浸透流によってその後の流跡の幅が決定され るため、溶液の動粘度は流跡の形状に対して重要な要 素である。例えば、今回用いたMgCl。以外の潮解性を もつ塩化物であるCaCl₂の6 mol/Lの飽和水溶液は、 動粘度が25℃で5.3 mm²/秒である. これは本実験に 用いたMgCl₂水溶液の動粘度(6.0 mm²/秒)よりわず かに小さいが,純水の動粘度(0.9 mm²/秒)に比べれ ば顕著に大きい.動粘度が小さい流体は粒子内で拡散 しやすくなるため、CaCl2飽和水溶液によって形成さ れる流跡は、本実験で得られた MgCl₂ 飽和水溶液の流 跡よりも幅が広くなり、斜面下向き方向への成分が小

さくなることが予測される.しかし,純水の動粘度と 比べるとCaCl₂飽和水溶液の動粘度は十分大きいため, 形成される流跡は本実験で見られたように線状になる と考えられる.したがって,定性的には,本研究の結 果は他の塩化物に対しても適応できると考えられる.

RSLが塩水の流入で形成された場合にも、まだ多く の未解決の課題がある、高濃度の塩水は、上述のよう に、土壌中の塩の潮解や塩を含む氷の融解によって形 成しうる. したがって、RSL供給源であるRSL最上 部には、塩化物や過塩素酸塩の存在が予想される、こ れらの塩がいかにしてRSL供給源に供給されたのか. RSLが何度となく形成されるなかで、なぜ現在でも供 給源に塩が存在しつづけられるのかといったことは明 らかではなく、今後解決すべき課題といえる. また、 RSLが急峻な斜面にのみ形成される理由も、本研究の 結果のみからでは明らかではない。緩やかな勾配の斜 面上でも同様に塩水が形成されている可能性はあるが. 斜面下方へ塩水が流れずその場に溜まりRSLのよう な空間的に広がった形状に発展しないのかもしれない. その場合、リモートセンシングの空間解像度によって は、発見されない可能性もあるだろう、斜面の勾配に 対する塩水の流れ方の違いについては、今後の室内実 験で明らかにしていくべき課題である.

6. まとめ

本論文では、火星表面において塩水が出現・蒸発を くり返す可能性、およびRSLについて、それらの最 近の探査結果や形成メカニズムに関する議論をレビュ ーした、そして、RSLの細長く伸びる形状に着目し、 塩水がくり返し供給される場合の斜面での流体の流れ 方のメカニズムを室内実験により調べた.実験の結果、 塩水が蒸発することで析出した塩が土壌の空隙率を低 下させ、それによって一度塩水が流れた領域の浸透率 を低下させることが示唆された。さらなる塩水の供給 時に、土壌中で塩水が浸透するのを妨げ、表層流の形 成に寄与することも示唆された. このようなメカニズ ムによって、塩水が供給と乾燥をくり返されるに従い、 形成される流跡が斜面下方に線状に長く伸びうる.本 研究は、火星上のRSLの特徴である線状に伸びる形 状を説明しうるものであり、RSLが液体の塩水によっ て形成しているという考えを支持するものである.

謝 辞

投稿原稿に対する丁寧な査読を行ってくださった城 野信一博士,およびゲストエディターの玄田英典博士 に感謝申し上げます.本研究は,文部科学省による新 学術領域研究(研究領域提案型)(水惑星学の創成: JP17H06458),および自然科学研究機構アストロバイ オロジーセンターから研究助成を受けました.ここに 感謝申し上げます.

参考文献

- [1] Martín-Torres, F. J. et al., 2015, Nat. Geosci. 8, 357.
- [2] McEwen, A. S. et al., 2011, Science 333, 740.
- [3] Ojha, L. et al., 2015, Nat. Geosci. 8, 829.
- [4] Ehlmann, B. L. and Edwards, C. S., 2014, Annu. Rev. Earth Pl. Sci. 42, 291.
- [5] Osterloo, M. M. et al., 2008, Science 319, 1651.
- [6] Osterloo, M. M. et al., 2010, J. Geophys. Res.: Planets 115, E10012.
- [7] Schuttlefield, J. D. et al., 2011, J. Am. Chem. Soc. 133, 17521.
- [8] Hecht, M. H. et al., 2009, Science 325, 64.
- [9] Leshin, L. A. et al., 2013, Science 341, 1238937.
- [10] McEwen, A. S. et al., 2014, Nat. Geosci. 7, 53.
- [11] Gough, R. V. et al., 2014, Earth Planet. Sci. Lett. 393, 73.
- [12] Farnam, Y. et al., 2015, Constr. Build. Mater. 93, 384.
- [13] Stillman, D. E. et al., 2017, Icarus 285, 195.
- [14] Dundas, C. M. et al., 2017, Nat. Geosci. 10, 903.
- [15] Schmidt, F. et al., 2017, Nat. Geosci. 10, 270.
- [16] Massé, M. et al., 2014, Planet. Space Sci. 92, 136.
- [17] Massé, M. et al., 2016, Nat. Geosci. 9, 425.
- [18] Möhlmann, D. and Thomsen, K., 2011, Icarus 212, 123.
- [19] Ruff, S. W. and Christensen, P. R., 2002, J. Geophys. Res.: Planets 107, 5127.
- [20] Cousin, A. et al., 2015, Icarus 249, 22.
- [21] 登坂博行, 2006, 地圏水循環の数理 流域水環境の 解析法, 東京大学出版会.
- [22] グッドマン, R. E. (大西有三, 谷本親伯 翻訳), 1984, わかりやすい岩盤力学, 鹿島出版.

特集「火星圏のサイエンス」 **残留磁化緩和時間に基づく火星磁気 異常ソースの評価** 佐藤 雅彦^{1,2},山本 裕二³,西岡 孝³,小玉 一人⁴

望月 伸竜⁵,潮田 雅司⁶,中田 亮一⁷,綱川 秀夫² 2018年6月29日受領,查読を経て2018年7月18日受理.

(要旨)現在観測されている火星の地殻磁気異常を説明するためには、数十kmの火星地殻深部で40億年間 安定に残留磁化が保存されている必要がある。本稿では、残留磁化の安定性という観点から、火星地殻磁気 異常のソースと成り得る磁鉄鉱の粒径・形状の評価を行った。様々な火星熱史を仮定して計算を行った結果、 ユーレイ比が低い場合では針状単磁区磁鉄鉱が磁気異常ソースと成り得る事が、ユーレイ比が高い場合では 針状単磁区磁鉄鉱に加えて等方的単磁区磁鉄鉱と擬似単磁区磁鉄鉱もソースと成り得る事が明らかになっ た.一方で、いずれの場合でも粗粒な多磁区磁鉄鉱ではソースと成り得ない事が明らかになった。従って、 観測されている磁気異常を説明するためには火星地殻中にはたとえ数十kmの深部であってもミクロンサイ ズ以下の細粒かつ針状の磁鉄鉱が普遍的に存在している必要がある事が示された。今後の研究では、火星の 地殻深部に細粒かつ針状の磁鉄鉱を作る条件を調べていく事で、火星地殻生成条件に関して新たな制約を与 えられる可能性がある。

1. はじめに

1.1 火星磁気異常とそのソース

Mars Global Surveyorによる火星磁場観測の結果, 火星には地球の10倍程度の非常に強い磁気異常が存 在していることが明らかになった[1]. ここで磁気異 常とは地殻岩石の磁化に由来する磁場の事で,金属核 の対流運動(ダイナモ作用)に由来する主磁場とはその 起源が異なる. Mars Global Surveyorに搭載された Electron Reflectometerの観測データ[2]から作成した 火星の磁気異常マップを図1上段に示す.火星磁気異 常の重要な特徴として,地質年代との対応関係が挙げ られる. 相対的に若い地質構造からなる北半球低地で

1. 東京大学

- 3. 高知大学
- 4. 同志社大学
- 5. 熊本大学
- 6. 産業技術総合研究所
- 7. 海洋研究開発機構
- m.sato@eps.s.u-tokyo.ac.jp

は磁気異常がほとんど観測されず,一方で,相対的に 古い地質構造からなる南半球高地では非常に強い磁気 異常が観測されている.この関係は巨大なインパクト クレーター上で顕著に見られ[4,5],クレーターのク レーター年代に対してクレーター上空での平均磁場強 度をプロットすると,約40億年前を境に急激な変化 が見られる(図1下段).地質年代と磁気異常の関係か ら,ダイナモ作用を起源とする火星主磁場の生成・維 持は約40億年前に停止したと考えられている[1,4,5]. 従って,現在観測されている磁気異常を説明するため には,地殻岩石は火星の主磁場が存在していた時期に 残留磁化を獲得し,その後40億年間安定に残留磁化 を保持している必要がある.

磁気異常に関する過去の研究に基づき作成した,火 星の地殻磁化分布モデルを図2に示す.火星地殻の磁 化層厚は,衝突現象に伴う地殻岩石の消磁のモデリン グ[6]と磁気異常のスペクトル解析[7]からそれぞれ 30-40 kmと47.8 ± 8.4 kmと見積もられており,地殻 深部での厚い磁化層の存在が示唆されている.強い磁 気異常を作るためにも厚い磁化層が好ましいと考えら

^{2.} 東京工業大学



図1: (上)火星磁気異常マップ. 185 km高度での磁場強度をカラーコンターで示している. 磁場が4 nT以下の領域を白, 磁場データが欠損している領域を黒でそれぞれ示す. 星印で直径1,000 km以上のクレーターの位置を示す. 位置 および名称はFrey (2008) [3] に基づく. Am: Amenthes, Ze: Zephyria, Da: Daedalia, Si: Sirenum, SW: SW Daedalia, Ar: Ares, Az: Amazonis, IA: In Amazonis, So: Solis, Cr: Chryse, Hm: Hematite, Sc: Scopolus, Ac: Acidalia, NP: North Polar, Ut: Utopia, SE: SE Elysium, He: Hellas, Ag: Argyre, Is: Isidis. (下) クレー ター上の磁気異常強度. 磁気異常マップに星印で示した直径1,000 km以上のクレーター上空での平均磁気異常強 度をクレーターのクレーター年代に対して図示している. ガイドとして点線を示している. Lillis et al. (2008) [4] を編集して作図.



図2:火星の地殻磁化分布モデル.

れており, Terra Cimmeria地域に見られる縞状磁気 異常パターンは磁化-20 A/mから+20 A/m・厚さ 30 kmの磁化層によって説明可能である事[8], 全球的 な磁気異常パターンは磁化-12 A/mから+12A/m・ 厚さ40 kmの磁化層によって説明可能である事[9]が 報告されている.一方で, Terra Sirenum地域の磁気 異常と地質構造の対比から表層に消磁状態の層が存在 している可能性が指摘されており[10], また表層約10 kmはダイナモ作用停止後の衝突現象や加熱により消 磁されている可能性が指摘されている[11]. これらの 情報をまとめると, 火星地殻は少なくとも30 km程度 の深さまで磁化しており, 表層10 kmは消磁状態であ る可能性が高い.

磁性鉱物の磁気的性質は、鉱物組成に応じて劇的に

変化する事が知られており[12],磁鉄鉱,磁硫鉄鉱, 赤鉄鉱が火星磁気異常ソースの候補として検討されて いる[11].磁硫鉄鉱は火星隕石中などにもしばしば見 られるが[13],キュリー温度が320℃と低く上述のよ うな厚い磁化層を作る事が難しい[11].地球と比較し て還元的環境と考えられている火星マントル[14]から 火星地殻を作った場合に赤鉄鉱を大量に作る事は難し いと考えられる.また,チタン鉄鉱-赤鉄鉱固溶体で 晶出するラメラ磁性も火星磁気異常のソース鉱物とし て提案されているが[15],地球においてラメラ磁性が 観察されているような斜長岩質地殻が火星全域に分布 しているとは考え難くソースである可能性は低い[11]. 強く厚い磁化層を作るためには、キュリー温度が高く 単位体積辺りの磁化が強い磁鉄鉱が最有力の候補と考 えられている[11].

1.2 磁性鉱物の残留磁化とその緩和

続いて鉱物の磁性に関する簡単な説明を記述する. ここではスペースの問題で簡略化して記述を行うが. 鉱物の磁性に関する詳細な説明はDunlop and Özdemir(1997)[12]などを参照されたい.磁性鉱物の 粒径・形状の変化に伴い、その磁気的性質が変化する 事が知られている。磁性鉱物をミクロに見た場合。単 位格子当たりの磁気モーメントが全て同じ方向に揃っ ている磁区を形成しており,磁気的性質の変化は粒径・ 形状の変化に伴う磁区構造の変化に由来する、磁性鉱 物の粒径・形状と磁区構造の変化を図3示す。球状や 立方体状の等方的な粒子を考えた場合。約100 nm以 下の細粒な粒子では粒子内で磁区が一つの単磁区状態, 一方で、約10 µm以上の粗粒な粒子では粒子内で磁 区が複数に分かれている多磁区状態となっている[12]. 約0.1~10 µmの中間的な粒径の粒子では、単磁区と 多磁区の中間的な性質を示す擬似単磁区状態となって いる。擬似単磁区粒子の物理的背景については、磁区 と磁区を区切る磁壁の影響が卓越するためなど諸説あ るが[12]、その理論的理解は不完全である、擬似単磁 区状態や多磁区状態では形状の影響はあまり無いと考 えられるが、単磁区状態では磁性鉱物の形状の影響を 大きく受ける、等方的な粒子の場合は、約100 nmが 単磁区状態を維持できる上限であるが、粒子のアスペ クト比が高くなるにつれて、単磁区状態を維持可能な 粒径が増加する[16].



図3:磁性鉱物の粒径・形状と磁区構造.等方的粒子の場合,単 磁区状態-擬似単磁区状態のしきい値は100 nm程度,擬似 単磁区状態-多磁区状態のしきい値は10 μm程度である. *粒子のアスペクト比増加に伴って単磁区状態を維持でき る粒径は増加するため,針状粒子では100 nm以上の粒径 でも単磁区状態となる.

磁性鉱物の残留磁化は平衡状態に向かって緩和して おり、残留磁化の緩和時間は磁性鉱物やその物理的状 態によって異なる、火星のように過去40億年間ダイ ナモ起源の主磁場が存在しない場合は、磁性鉱物の平 衡状態は消磁状態であり、火星地殻中の磁性鉱物は消 磁状態に向かって徐々に緩和する、上述のように磁性 鉱物の磁気的性質は、粒径・形状の変化に伴い変化す る事が知られており、当然その残留磁化緩和時間も変 化する、どのような粒径・形状の磁鉄鉱が火星地殻内 で40億年間残留磁化を安定に保持できるか、という 点は火星磁気異常ソースを理解する上で重要な問題で あり、その点を明らかにする事で火星地殻形成条件な どに制約を与えられる可能性がある. しかし過去の研 究では、火星地殻内での残留磁化緩和に関しては単磁 区粒子を用いた定性的な評価しか行われていない[11, 17]. そこで本稿では、磁鉄鉱の磁気的性質を適切に 評価して、火星地殻内での残留磁化緩和時間の計算を する事で、30 km程度の火星地殻深部で40億年間残 留磁化を安定に保持可能な磁鉄鉱の粒径・形状の評価 を行う.

2. 残留磁化緩和時間に基づく火星地 殻中の磁鉄鉱粒径・形状の推定

2.1 残留磁化緩和時間の計算

火星地殻内の温度プロファイルは、地殻内での熱伝 導率(3 W/mK)と放射性核種の濃度が一定であると仮

定し、一次元定常状態における熱伝導方程式を用いて 計算を行った.火星地殻内の圧力プロファイルは、地 殻内での岩石密度が一定(2,900 kg/m³)であると仮定 して計算した。現在の火星地殻内における放射性核種 の濃度としては、Mars Odvssevに搭載された Gamma-Ray Spectrometerの観測値のうちNoachian に形成された地殻のK及びTh濃度(C_K = 3.260 ppm, CTh = 650 ppb) [18] とそこから Th/U比を 3.5 と仮定し て求めたU濃度を計算に用いた.火星全体における放 射性核種の濃度としては、Wänke and Dreibus(1988) [19]のK. Th. U濃度(C_{K} = 305 ppm, C_{Th} = 56 ppb, C_U = 16 ppm)を計算に用いた. 放射壊変による放射 性核種濃度の変化を加味して、過去40億年間におけ る火星地殻の温度変化を計算した.また、報告されて いる火星ユーレイ比の範囲(0.6から1.5程度)[20.21]で 計算を行う事で、様々な熱進化に対する評価を行った。

残留磁化緩和時間 τ は単磁区粒子と多磁区粒子で それぞれ式(1)と式(2)のように表される[12]:

$$\tau = \tau_0 \exp\left(\frac{VM_sB_c}{2k_BT}\right) \tag{1}$$

$$\tau = \tau_0 \exp\left(\frac{c V_{Bark} M_s B_c}{k_B T}\right). \tag{2}$$

ここで、て0, kg, T, Ms, Bc, V, V Bark, cはそれぞれ, 周波数に関する定数,ボルツマン定数,温度,飽和磁 化,保磁力,粒子体積,バルクハウゼン体積,磁壁の エネルギー障壁に関する定数である.擬似単磁区粒子 については,前述の通りその物理的背景の理解が進ん でいないが,今回は式(2)を用いて残留磁化緩和時間 の計算を行った.火星地殻内部での残留磁化緩和時間 の計算するには,磁気パラメータ(飽和磁化と保磁力) の温度変化および圧力変化を計算する必要がある.今 回の計算では,過去の実験から報告されている各磁気 パラメータの温度依存性データ及び圧力依存性データ を計算に用いた.任意の時間・地殻深度における温度・ 圧力値を用いて飽和磁化と保磁力の値を求め式(1)と 式(2)に代入する事で,火星地殻内における残留磁化 緩和時間の進化を計算した.

今回は磁性鉱物の粒径・形状を変えて5種類の粒子 について残留磁化緩和時間の計算を行った.計算に用 いた粒子の形状は以下の通りである:100 nm×100 nm×200 nmの四角柱(針状単磁区粒子),一辺84 nm



一定の地殻深度における残留磁化緩和時間の進化を2 kmお きに示している. 点線は,40億年前からの通算時間を示し ている.

の立方体(等方的単磁区粒子), 直径0.1 µmの球(擬似 単磁区粒子), 直径1 µmの球(擬似単磁区粒子), 直 径10 µmの球(多磁区粒子). 詳細な定式化や変数値 等については, Sato et al.(2018) [22]を参照されたい. また本稿ではスタンダードな計算結果について紹介を 行うが, 計算結果の各種パラメータ依存性などについ ても同文献を参照されたい.

2.2 火星地殻中の磁鉄鉱粒径・形状

ユーレイ比1.2における多磁区磁鉄鉱の計算結果を 図4に示す.図4では火星地殻の各深度における残留 磁化緩和時間の時間変化を示している.40億年前か ら現在に向かって地殻温度の減少に伴い残留磁化緩和 時間が増加している.同図には40億年前からの経過 時間を点線で示しているが、「緩和時間>経過時間」 の場合は平衡状態に緩和する十分な時間がないため残 留磁化が保存され、一方で、「緩和時間<経過時間」 の場合は残留磁化が平衡状態に緩和して消磁状態にな ってしまう.従って、40億年間安定に残留磁化を保 持するためには、40億年間を通じて「緩和時間>経過 時間」となっている必要がある.図4の場合では、8 kmよりも深い部分では40億年の間に残留磁化が緩和 して消磁状態になってしまう.このように40億年間



図5:40億年間残留磁化を安定に保持可能な磁化層厚とユーレイ 比の関係.

を通じて「緩和時間>経過時間」の条件を満たす最大 の深度を求める事で、40億年間残留磁化を安定に保 持できる磁化層厚を求める事ができる。

40億年間残留磁化を安定に保持できる磁化層厚の ユーレイ比依存性を図5に示す.図5では粒径・形状 の異なる5種類の磁鉄鉱ごとに磁化層厚のユーレイ比 依存性を示している.針状単磁区磁鉄鉱では,ユーレ イ比が低い場合(<0.85)を除き,30 km以上の厚い磁 化層を40億年間維持する事が可能である.今回は100 nm×100 nm×200 nmの粒子について計算を行った が,形状の異なる針状単磁区磁鉄鉱についても同様の 計算を行い,極端にアスペクト比や粒径が小さい場合 を除いては同様な結果が得られる事を確認している. 従って、針状単磁区磁鉄鉱はユーレイ比が約0.85以上

の場合では火星磁気異常のソースと成り得る。一方で、 多磁区磁鉄鉱では、今回計算したユーレイ比の範囲に おいて磁化層厚は約12 kmよりも薄く、また表面消磁 層とほぼ同等かそれ以下の磁化層厚となっている。擬 似単磁区-多磁区程度の粒径では、磁鉄鉱の粒径増加 に伴って保磁力が減少する事が知られており[23]、残 留磁化緩和時間も粒径増加に伴って減少すると考えら れる。今回計算を行った直径10 µmの球状粒子は多 磁区状態のほぼ最小粒径であり、多磁区磁鉄鉱におけ る残留磁化緩和時間および磁化層厚としては最大値と なる.従って,約10µm以上の粗粒な多磁区磁鉄鉱は 火星磁気異常のソースと成り得ない.

等方的単磁区磁鉄鉱では、ユーレイ比が約1.4以上 の場合では火星磁気異常のソースと成り得るが、それ 以外の場合では30 km以下の磁化層厚となっている。 等方的単磁区磁鉄鉱の場合、残留磁化緩和時間は粒径 増加に伴って増加するため[16]、今回計算を行った一 辺84 nmの立方体粒子は等方的単磁区状態のほぼ最 大粒径であり、等方的単磁区磁鉄鉱における残留磁化 緩和時間および磁化層厚としては最大値となる。従っ て、等方的単磁区磁鉄鉱はユーレイ比が約1.4以上の 場合を除き火星磁気異常のソースと成り得ない。

直径1 μmの擬似単磁区磁鉄鉱では、等方的単磁区 磁鉄鉱とほぼ同じ様な傾向を示す事が図5から分かる. 一方で,直径0.1 μmの擬似単磁区磁鉄鉱では、傾向 が針状単磁区磁鉄鉱と近くなり、ユーレイ比が約1.05 以上の場合は30 km以上の厚い磁化層を40億年間維 持する事が可能である。前述の通り、擬似単磁区-多 磁区程度の粒径では、粒径増加に伴って保磁力および 残留磁化緩和時間が減少する。直径0.1 μmの球状粒 子は擬似単磁区状態のほぼ最小粒径であり、磁化層厚 としては最大値となる。ミクロンサイズの擬似単磁区 磁鉄鉱ではユーレイ比が高い場合を除き火星磁気異常 のソースと成り得ないと考えられるが、サブミクロン サイズの擬似単磁区ではユーレイ比が約1.05以上の場 合において火星磁気異常のソースと成り得ると考えら れる.

今回計算を行った残留磁化緩和時間という観点から は、以下の事が明らかになった.ユーレイ比が低い場 合(<0.85)を除き針状単磁区磁鉄鉱は火星磁気異常の ソースと成り得る.中間的なユーレイ比(約1から1.4 程度)では、針状単磁区磁鉄鉱に加えてサブミクロン サイズの擬似単磁区磁鉄鉱もソースと成り得る.ユー レイ比が高い場合(>1.4)では、針状単磁区磁鉄鉱とサ ブミクロンサイズの擬似単磁区磁鉄鉱に加えてミクロ ンサイズの擬似単磁区磁鉄鉱や等方的単磁区磁鉄鉱も ソースと成り得る.いずれの場合においても、約 10 μm以上の粗粒な多磁区磁鉄鉱はソースと成り得 ない.

3. 細粒かつ針状の磁鉄鉱の成因

現在観測されている火星の磁気異常を説明するため には、40億年間残留磁化が安定に保持されている必 要があり、そのためには数十kmの地殻深部に細粒か つ針状の磁鉄鉱が普遍的に存在している必要がある事 が今回の計算結果から明らかになった.以下では火星 の地殻深部に細粒かつ針状の磁鉄鉱を作るシナリオに ついて検討を行う.

溶岩流を考えた場合,磁性鉱物としては細粒なウル ボスピネル-磁鉄鉱固溶体が晶出すると考えられる. Valles Marinerisでは溶岩流により厚さ約10 kmの層 が形成されていると報告されており[24],同様な構造 が広範囲かつ深部に広がっている場合,溶岩流の積み 重なりから成る厚さ数十kmの地殻が存在している可 能性もある.溶岩中のウルボスピネル-磁鉄鉱固溶体 では不純物を多く含むためキュリー温度が低く,厚い 磁化層を形成する事は難しいが,固溶体の酸化に伴い チタン鉄鉱と磁鉄鉱のラメラが形成され細粒な磁鉄鉱 を作る可能性がある(高温酸化[12]).Tissintなど実際 の火星隕石中でも高温酸化による細粒な磁鉄鉱の形成 が確認されており[25],溶岩流シナリオでは高温酸化 による細粒磁鉄鉱の形成条件を調べる事が重要である.

深成岩を考えた場合,磁性鉱物としては斑晶鉱物と ケイ酸塩中に含まれる包有物の2種類が考えられる。 深成岩中に斑晶鉱物として存在する磁鉄鉱は、不純物 を多く含む可能性がありまた粗粒になる傾向があるた め、磁気異常のソースとなる可能性は低いと考えられ る.一方で、斜長石や輝石などのケイ酸塩中に細粒か つ針状の磁鉄鉱がしばしば含まれている事が知られて いる[12]. これらの磁鉄鉱包有物は、ケイ酸塩の晶出 後に、より低温で磁鉄鉱がケイ酸塩から離溶して晶出 していると考えられている.火星地殻の岩石が適当な 条件を満たせば離溶現象は必ず起こるはずであり、大 規模な蛇紋岩化反応[26]や大規模な菱鉄鉱沈殿[27]な どの特殊なイベントを仮定する必要がないため、ケイ 酸塩中の離溶磁鉄鉱は火星の磁気異常ソースを作るイ ベントとして魅力的な候補である。一方で、斜長石や 輝石には必ずしも離溶磁鉄鉱は含まれておらず、深成 岩シナリオではケイ酸塩中での磁鉄鉱離溶条件を調べ る事が重要である.

4. まとめと今後の展望

観測されている火星地殻磁気異常を説明するために は、数十kmの火星地殻深部で残留磁化が40億年間安 定に保持されている必要がある、本稿では、残留磁化 の安定性という観点から、火星磁気異常ソースと成り 得る磁鉄鉱の粒径・形状について評価を行った.様々 な火星熱史を仮定して計算を行った結果、ユーレイ比 が低い場合では針状単磁区磁鉄鉱がソースと成り得る 事が、ユーレイ比が高い場合では針状単磁区磁鉄鉱に 加えて等方的単磁区磁鉄鉱と擬似単磁区磁鉄鉱もソー スと成り得る事が明らかになった.いずれの場合でも 粗粒な多磁区磁鉄鉱では、火星地殻深部において残留 磁化を40億年間安定に保持する事が出来ないため. 磁気異常ソースと成り得ない事が明らかになった。従 って、観測されている磁気異常を説明するためには、 火星地殻中にはたとえ数十kmの深部であってもミク ロンサイズ以下の細粒かつ針状の磁鉄鉱が普遍的に存 在している必要がある事が示された. 地殻深部に細粒 かつ針状の磁鉄鉱を作るメカニズムとして、溶岩中に 含まれるウルボスピネル-磁鉄鉱固溶体の高温酸化や ケイ酸塩中の磁鉄鉱離溶現象が有力な候補と考えられ る.

高温酸化や磁鉄鉱離溶の条件を明らかにする事が今 後は重要であると考えられるが、これまでの岩石の磁 気測定研究では地球の岩石に対応する条件での知見が ほとんどであるため、今後は火星の岩石に対応する条 件での岩石実験や磁気測定研究を進めて上記現象が起 こる条件を明らかにする事が重要だろう.火星マント ルは地球と比較して高い鉄含有量と低い酸素フガシテ ィーである事が知られているが[14,28],例えば酸素 フガシティーによりケイ酸塩中への鉄の分配[29]やケ イ酸塩中の鉄の拡散速度[30]などが大きく変化する事 が知られており、これらの違いは火星地殻中での高温 酸化や磁鉄鉱離溶現象と密接に関係している可能性が あり、長期間安定かつ非常に強い火星磁気異常の特徴 を作っている原因かもしれない. 今後の研究において は、火星磁気異常ソース生成条件と酸素フガシティー の関係を調べていく事で、火星地殻生成条件に関する 新たな制約等が得られる可能性がある.

謝 辞

立浪千尋博士には火星の熱進化について有益な助言 を頂きました.Robert Lillis博士には図1下段につい て元となる図の転載・編集の許可を頂きました.本研 究は高知大学海洋コア総合研究センター共同利用・共 同研究(採択番号10A017,10B017,11A016,11B014, 12A027,12B024)のもとで実施されました.本研究は 日本学術振興会グローバルCOEプログラム"地球から 地球たちへ"の支援により実施されました.原稿修正 にあたり有意義なコメントを下さった中村教博氏に感 謝いたします.

参考文献

- [1] Acuña, M. H. et al., 1999, Science 284, 790.
- [2] Lillis, R. J. et al., 2008, Icarus 194, 575.
- [3] Frey, H., 2008, Geophys. Res. Lett. 35, L13203.
- [4] Lillis, R. J. et al., 2008, Geophys. Res. Lett. 35, L14203.
- [5] Lillis, R. J. et al., 2013, J. Geophys. Res. 118, 1488.
- [6] Nimmo, F. and Gilmore, M. S., 2001, J. Geophys. Res. 106, 12315.
- [7] Voorhies, C. V., 2008, J. Geophys. Res. 113, E04004.
- [8] Connerney, J. E. P. et al., 1999, Science 284, 794.
- [9] Langlais, B. et al., 2004, J. Geophys. Res. 109, E02008.
- [10] Krause, M. O. and Gilmore, M. S., 2000, LPSC 31, 1630.
- [11] Dunlop, D. J. and Arkani-Hamed, J., 2005, J. Geophys. Res. 110, E12S04.
- [12] Dunlop, D. J. and Özdemir, Ö., 1997, Rockmagnetism, Cambridge University Press, Cambridge.
- [13] Rochette, P. et al., 2005, Meteorit. Planet. Sci. 40, 529.
- [14] Herd, C. D. K., 2003, Meteorit. Planet. Sci. 38, 1793.
- [15] Robinson, R. et al., 2002, Nature 418, 517.
- [16] Bulter, R. F. and Banerjee, S. K., 1975, J. Geophys. Res. 80, 4049.
- [17] Shahnas, H. and Arkani-Hamed, J., 2007, J. Geophys. Res. 112, E02009.
- [18] Hahn, B. C. et al. 2007, J. Geophys. Res. 112, E03S11.

- [19] Wänke, H. and Dreibus, G., 1988, Philos. Trans. R. Soc. London. Ser. A 325, 545.
- [20] Baratoux, D. et al., 2011, Nature 472, 338.
- [21] Ruiz, J. et al., 2011, Icarus 215, 508.
- [22] Sato, M. et al., 2018, Geophys. Res. Lett. 45, 6417.
- [23] Heider, F. et al., 1987, Science 236, 1287.
- [24] McEwen, A. S. et al., 1999, Nature 397, 584.
- [25] Gattacceca, J. et al., 2013, Meteorit. Planet. Sci. 48, 1919.
- [26] Quesnel, Y. et al., 2009, Earth Planet. Sci. Lett. 288, 184.
- [27] Scott, E. R. D. and Fuller, M., 2004, Earth Planet. Sci. Lett. 220, 83.
- [28] Taylor, S. R. and McLennan, S. M., 2009, Planetary Crusts, Cambridge University Press, Cambridge.
- [29] Sugawara, T., 2001, Contrib. Min. Pet. 141, 659.
- [30] Behrens, H. et al., 1990, Phys. Chem. Miner. 17, 62.

^{特集「火星圏のサイエンス」} 火星研究における「火星隕石」の役割: これまでの貢献と将来の展望

小池 みずほ¹, 森脇 涼太², 臼井 寛裕¹

2018年7月2日受領, 査読を経て2018年8月3日受理.

(要旨)近年の火星探査で報告された多数の「水の証拠」は、かつての火星の大規模な環境変動と生命の存在 可能性を示唆し、火星における物質科学研究の重要性を強調している、火星は、地球以外の惑星では唯一、 その岩石試料を「火星隕石」として手にすることのできる惑星である、火星隕石から得られた詳細な岩石記載・ 化学分析情報は、火星探査によるその場分析データと相補的な関係にあり、火星史の解明に大きく貢献して きた、本稿では、特に「火星隕石の同位体記録」を主軸に、表層の大気・水環境進化、および、火星内部の 化学進化について、現在までにわかってきた事と将来の可能性を提示する.

1. はじめに

地球や火星など固体惑星の表層環境は,気候・火山 活動・水や生命の有無など,惑星ごとに著しく異なり 多様性に富む.なかでも火星は,現在は寒冷で乾燥し たレゴリスに覆われているが,かつては湿潤環境を保 持したと思われる惑星で,その表層環境の進化と生命 の存在可能性は,数10年間にわたり世界的な興味・ 関心を引いている.火星は,地球にとって月に次いで 最も身近な天体で,探査と実試料(火星隕石)分析の双 方が進んだ唯一の惑星でもある.近年の精力的な火星 探査により,太古の海洋や表層/地下水の記録が多数 報告され,火星の水環境の変動史が議論されてきた ([1-5]および,それらの引用文献).また,火星の地 下には大規模な固体水(氷や含水鉱物)の存在が指摘さ れており,将来の火星地下圏探査の重要性が認識され つつある.

一方,固体惑星の表層水や大気の進化史の定量評価 においては,過去の岩石などの実試料の詳細な鉱物記 載・化学分析研究が重要な鍵となる.実試料から得ら れる知見は大きく,固体惑星の実試料を手にすること は,その惑星の進化史を包括的に論じるために欠かせ ない.火星は、「火星隕石」として実試料を得られる 点で有利である[6]. 隕石は天然のサンプルリターン とも言え、(1)比較的少ないコストで試料へアクセス できる、(2)実験室での詳細な化学分析を可能にする、 (3) 母天体の(おそらく) 広範囲の場所・時代をカバー する、といった多くの利点がある、ただし、隕石の研 究には、母天体での産状が分からないことや、地球物 質による汚染を考慮しなければならない、等の問題が 常に付きまとう.これらの問題を如何に克服・軽減し, 正確に母天体情報を復元できるかが、火星隕石を用い た研究において重要である。これまでの火星隕石研究 は、火星の進化史に関する我々の理解を大きく助けて きた.本稿では、火星隕石の簡単な分類と特徴的な隕 石を紹介した後(第2章)、「火星隕石の、特に同位体 記録からの知見」を主軸に、大気進化(第3章)、表層 水環境(第4章)、マントル進化(第5章)、有機物(第6 章)について、それぞれ現在までに得られた知見と将 来の展開を述べたい.

2. 火星隕石の年代記録:太古の火星 隕石ALH 84001とNWA 7034

火星隕石の多くは、約1.7~13億年前という「比較 的最近」の火成活動に由来する火山岩・深成岩であり、 岩石学的にシャーゴッタイト(Shergottite), ナクライ

^{1.} 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所 太陽系科学研究系 2. 千葉工業大学 惑星探査研究センター koike@planeta. sci. isas. jaxa. jp



図1: 火星隕石の薄片画像. 特筆の無いものは,全て未発表・オリジナルデータ. (a) ALH 84001の光学顕微鏡像. (画像提供: 梶谷伊 織さん)図中, opx: 斜方輝石, crb: 炭酸塩鉱物. (b) NWA 7034の電子顕微鏡像 (BSE像). (c) LAR 06319 (shergottite)のBSE像. 図中, msk:マスケリナイト (斜長石組成ガラス), cpx:単斜輝石, apt:アパタイト.

ト(Nakhlite),シャシナイト(Chassignite)に分類され る.酸素同位体比から,これらの隕石群は同一の母天 体起源であることが確かめられており,各グループの 頭文字を取って"SNC隕石"とも呼ばれる.SNC隕石 が火星起源である可能性は、1970年代から,若い形 成年代や水質変成・衝撃変成など間接的な証拠に基づ いて指摘されてきた.1980年代,シャーゴッタイト EETA 79001の衝撃溶融ガラスに捕獲された母天体大 気が調べられ,希ガスなどの同位体組成が火星大気と 一致したことから,これらの隕石群が「火星隕石」と して認識されるようになった.歴史的な経緯の詳細は, 過去の文献を参照いただきたい[6-8].

火星隕石の大部分は13億年以降の火成岩だが,幾 つかの「古い」火星隕石も知られている(図1,2).1984 年に南極で発見された Allan Hills(ALH)84001は,45 ~41億年前に形成した斜方輝石集積岩で,酸素同位 体比や鉱物組成などから火星隕石に分類された[9]. ALH 84001の形成年代は,45億年とする説[10]と, 41億年とする説[11]があり,決着はついていない. ただし、様々な放射年代系が 41-39億年で一致するこ とから(e.g. U-Pb, Lu-Hf, K-Ar; [11-15])、隕石が持つ 母天体の同位体記録は約41億年前のものであると判 断して良いだろう. ALH 84001は、2013年に後述の NWA 7034が報告されるまで唯一の「古い」火星隕石 であった. さらに、有機物や二次的な炭酸塩などの生 命の痕跡を思わせる組織が発見されたこと[16] から、 世界的に有名となった. ただし、ALH 84001に見ら れた組織の生物化石説については現在否定的な見方が 強い(詳細は,[17]). この隕石中の直径100ミクロンほ どの球状炭酸塩鉱物(図1a)は、火星上での40-39億年 前の水質変成作用により晶出したと考えられる[13,18]. ALH 84001は、41億年前の火星の内部・表層環境を 記録する重要な隕石として、現在でも注目されている.

2011年にモロッコのサハラ砂漠で発見された Northwest Africa(NWA)7034(及び,以降見つかった ペア隕石.本稿ではペア隕石の研究報告も,代表的な "NWA 7034"で統一する)は,様々な火成岩組織・水 質変成組織を示すレゴリス角礫岩である(図1b)[19,



図2:火星の地質年代と火星隕石の関係. [2,10,20,27,77]を元に作成.

20]. 俗に"Black Beauty"とも呼ばれる. NWA 7034は. あらゆる面で特殊な火星隕石と言える.まず,この隕 石の鉱物・元素組成は、主要なSNC隕石と異なり、 探査機スピリットが調べたグセフ・クレーターの岩石 と良く一致する[19.20]. また. 他の火星隕石がすべて 火成岩であるのに対し、NWA 7034は唯一のレゴリス 角礫岩である。各岩片中のジルコンやバデレアイトな どの年代記録から、NWA 7034の元となる岩石は、44 億年前の火成活動で形成したと知られている[20,21]. これは確認されている火星隕石の中で最古であり、火 星表層の地質記録にもほとんど残されていない時代 (ノアキアン以前)に該当する.ただし、角礫岩として 集積した年代については、44億年前から13億年前と され、まだよく分かっていない[19-24]. NWA 7034は、 全岩の含水量が6000 ppmと, SNC隕石の10倍以上も 水に富むという点でも特徴的である[19]. この水が火 星由来のものか、サハラ砂漠での風化によるものかは 疑問が残るが(例えば[25].本稿の第4章にて言及), 今後の詳細な分析で、火星の水環境についての重要な 手がかりを得られるかもしれない. NWA 7034は現状 唯一の"44億年前の火星を代表する"岩石であり、今 後の分析技術の発展に伴い、火星の初期環境に関する 貴重な情報を得られると期待される.

その他,近年では約22-24億年前の火星隕石(NWA 7635, NWA 8159 [26,27])も確認されている.上記を 含め,火星隕石は約44億年前から最近数億年までの 幅広い時代をカバーしており,火星の長期進化を論じ る上で重要な役割を果たしている(図2).さらに,こ れらの隕石は,火星のマントル・地殻・大気など異な る場所の地球化学情報を記録している.適切な試料・ 手法の選択と分析技術の発展により,火星隕石から, 時間的・空間的な広がりを持った包括的な火星史を描 けるとともに,将来の火星サンプルリターンへ向けた 知見が得られると期待する.

火星の大気進化:窒素および 希ガス同位体組成からの制約

火星の大気組成は、1970年代のバイキング着陸機や、 2012年に火星着陸し現在も探査を続けているキュリ オシティにより詳細に調べられてきた.現在の火星大 気は地球の100分の1以下と希薄で、二酸化炭素(CO₂)、 窒素(N₂), アルゴン(Ar)などから構成される.火星 大気のH, C, N, Arなどの安定同位体比は,地球に比 べて著しく「重く」(=重い安定同位体に相対的に富む), 大規模な大気散逸を示唆する[28-31].惑星大気中の 希ガスや窒素(N₂)は,他の反応性の高い揮発性元素 に比べて安定であり,その同位体組成は大気の物理進 化トレーサーとして有用である.地球においては,過 去40億年間のAr同位体指標をもとに,初期の大規模 脱ガスを伴う大気の脱ガス進化モデルが構築された [32].火星大気の希ガスやN₂は,火星内部からの脱ガ ス,宇宙空間への散逸,隕石衝突に伴う供給と剥ぎ取 り効果,のバランスで変動する[33].これらの同位体 組成の時代ごとの変遷がわかれば,火星における大気 進化モデルを制約できる.

前章で述べたとおり、「火星隕石」を火星起源とす る証拠の1つは、若い火星隕石であるシャーゴッタイ ト中の捕獲大気が火星大気の希ガス同位体組成を示す ことであった. より古い火星隕石が太古の火星大気組 成を記録していれば、大気進化の手がかりとなる. ALH 84001とNWA 7034は、それぞれ41億年前、44 億年前の火星の岩石である。火星史における41億年 前は、火星の火山活動、地下/表層水の循環、隕石衝 突が活発であったと思われる時代である(図2).また 44億年前については、火星の地質記録がほとんど残 されていない. 火星史において, ALH 84001, NWA 7034 が記録しうる初期数億年の環境変動は、表層水 の大規模散逸(第4章)とも関わり、最重要かつ未知の 問題と言える.ただし,NWA 7034については、約 20-14億年前の熱変成により全岩の揮発性元素情報が リセットされているため、現状では44億年前の火星 大気は不明である[22]. 太古の記録がNWA 7034の特 定の鉱物やインクルージョンに局所的に残されていれ ば、今後の分析技術の発展に伴い、44億年前の火星 大気組成を推定できるかもしれない. 一方, ALH 84001は41億年前に火星での水質変成を経験しており、 この時代の火星大気を記録すると期待される.

一般に,火星隕石が持つ希ガスは,①火星大気,② 火星マントル成分,③地球大気の混合系である.隕石 から①火星大気の情報を推定する為には,②,③の影 響を注意深く評価しなければならない.さらに,①, ③の大気成分は,捕獲プロセスに応じて元素分別を伴 う可能性が指摘されており(風化に伴う大気吸着など),



図3:火星隕石(シャーゴッタイト、ALH84001)の大気成分.
(a)¹²⁹Xe/¹³²Xe⁻⁸⁴Kr/¹³²Xeプロット.火星大気の¹²⁹Xe/¹³²Xe比はキュリオシティの分析値、⁸⁴Kr/¹³²Xe比は火星隕石の分析値を採用.隕石データのうち、三角形のポイントは真空破砕分析の結果.それ以外は加熱分析の結果.データは、[35,39,40,78]および、それらの引用文献.
(b) δ¹⁵N⁻⁴⁰Ar/¹⁴Nプロット.シャーゴッタイトのデータは、バイキングの報告値と地球大気の混合直線上に乗るが、キュリオシティの報告値は同一直線上に乗らない.ALH 84001はδ¹⁵N ~ 400‰からδ¹⁵N ~ 0‰まで報告がある. データは、[31,37,38]および、それらの引用文献.

注意が必要である[34]. ALH 84001が捕獲する火星大 気の希ガス元素組成(クリプトンとキセノンの安定同 位体の存在比:⁸⁴Kr/¹³²Xe比など)は、シャーゴッタイ トの捕獲大気組成と異なることが知られる(図3a). この理由は、41億年前の火星大気が現在と異なるク リプトン/キセノン比を持っていたか.水質変成など に伴う元素分別を反映したものと考えられるが、未だ に解決していない.一方, ALH 84001のキセノン同 位体比(¹²⁹Xe/¹³²Xe比)は、火星大気に特徴的な高い値 を示す(図3a: [35]).¹²⁹Xeは、太陽系初期に存在した 短寿命放射性ヨウ素¹²⁹I(半減期約1600万年)の壊変に より生成される. 高い¹²⁹Xe/¹³²Xe比は, ¹²⁹Iがまだ存 在した時代に初期大気のキセノンが失われたことを意 味し、火星大気が41億年前には既に希薄であった可 能性を示唆する。ただし、キセノンは他の希ガスに比 べて、太陽の紫外線エネルギーによりイオン化されや すく,火星の初期大気がキセノンの選択的な散逸・同 位体分別を経験した可能性があることに注意が必要で ある([33]および、その参考文献)、

火星大気の窒素安定同位体比($^{15}N/^{14}N$ の存在比)は、 火星探査機バイキング、キュリオシティの調査で確認 されている.現在の火星大気の $^{15}N/^{14}N$ 比は地球大気 の1.6倍ほど重く($\delta^{15}N \sim 570$ ‰)、地球大気に比べア ルゴン/窒素比($^{40}Ar/^{14}N$ 比)が高い(図3b; [28, 31]).

シャーゴッタイトの衝撃溶融ガラスなどから得られる 窒素同位体比は、バイキングから報告された火星大気 組成と地球大気組成の混合直線上にプロットされる (図3b)、シャーゴッタイトの窒素は、希ガスと同様に、 現在の火星大気を反映したものと考えられる.しかし. 近年キュリオシティが調べた火星大気組成は不整合な 結果を示しており、原因はまだ分かっていない. ALH 84001 が記録する火星大気の窒素同位体比とし て、地球大気程度の軽い値(δ¹⁵N~+7‰;[36,37])と、 現在の火星大気に近い重い値(δ¹⁵N~+400‰;[38]) が報告されている。41億年前の火星大気の代表値と して軽い値(δ^{15} N ~ +7 ‰)を採用すると、当時の火 星が現在より厚い大気(≥0.5 bar)を保持していたと推 定される[33]. ただし、軽い窒素同位体比が41億年前 の火星大気なのか、地球での汚染の影響かは、慎重な 検討が必要である[17].

従来の希ガスや窒素の同位体分析では,隕石を真空 中で1000℃以上まで一気に(あるいは段階的に)加熱 し,抽出したガスを精製する「(段階)加熱法」が主流 であった.このような加熱破壊分析は,隕石中の微量 な希ガスを高精度分析できる点で有利だが,1つの試 料中に起源が異なる複数のガス成分が混在した場合, それらを区別することが難しい.特に,火星隕石の場 合,衝突による大気捕獲の再現実験は報告されている



図4:火星表層の水素同位体比の時間進化.D/H比データの引用元は、図中に記載.

ものの、大気成分がいつ・どこに・どういう形で捕獲 されたかよく分かっていない。例えば、同じシャーゴ ッタイトを真空中で機械的に破砕し、ガスを回収した 場合(真空破砕法),得られた希ガス同位体組成は加熱 法の結果と異なり、火星大気と一致しないことが報告 されている(図3a [39,40]). 分析法による結果の不一 致は、複数の起源が異なる希ガス成分が存在すること を示唆する.過去大気の復元には、適切な試料および 分析手法の選択が不可欠である。 窒素についても、手 法の選択・確立は重要な課題である。近年、火星表層 に硝酸塩の存在が確認され[41],火星における大気N2 と窒素化合物との窒素循環・共進化が注目されつつあ る. さらに、火星隕石の衝撃溶融ガラスにも硝酸塩が 含まれ、地球と同程度の低いδ¹⁵Nを持つことが、破 壊分析にて報告されている[42,43]. 硝酸塩と大気N2 のように、異なる化学種の挙動や同位体組成の違いを 区別して取り扱うことが、火星の表層物質循環と大気 進化史を解明する上で重要になる、今後、従来の加熱 破壊分析に加えて、局所分析法が確立されれば、火星 隕石中の希ガスや窒素が、いつ・どのように捕獲され たもので、それぞれの同位体比がどの程度かを特定で きる.火星隕石が火星史の構築に貢献できる余地は, 未だ非常に大きいと言える.

火星の水環境進化:水素同位体比 からの制約

火星に見られる多くの「水の痕跡」は、火星生命の

存在可能性とも密接に関連し、世界的な注目を集めて いる.これまでの火星探査から、40-30億年前に形成 された流水地形、表層/地下の水から晶出した含水鉱 物(粘土鉱物や硫酸塩など)、北半球高緯度域の古海洋 の証拠など、多数の地質学的・岩石学的証拠が報告さ れ、太古の火星における活発な表層/地下水活動の存 在が指摘されてきた.さらに、現在でも高緯度域の地 下には氷が存在し、氷一水蒸気の表層循環が存在する こと、季節変動に伴い地表付近で断続的な流水現象が 生じることなどが確認されている([1-5]および、それ らの引用文献).火星の水環境の大変遷、すなわち「太 古の活発な表層水・地下水循環システム」から「最近 の(おそらく穏やかな)地下氷 – 水蒸気循環システム」 へ移行過程の解明は、火星史の最重要課題の1つと言 える.

一般に,惑星の表層水は,火成活動に伴うマントル からの脱ガス,宇宙空間への水素散逸,プレートテク トニクス等に伴うマントルへのリサイクル,隕石衝突 などの外部からの寄与,のバランスで変動する.火星 は,観測できる範囲ではプレートテクトニクスは存在 せず,マントルへのリサイクルがどの程度効率的に生 じているかは不明である.また,脱ガスは,初期には 活発だったと思われるが,物質証拠の不足から定量評 価はできていない(第5章).一方,現在の火星表層水 (大気・表層の含水鉱物)の水素同位体比(D/H比)は, 水素散逸に伴う質量分別効果により,地球海水の5-6 倍以上も重くなっていることが知られる(図4;δD~ 5000-6000 ‰ [29,44,45]).火星の長期的なD/H比変 動がわかれば、水の散逸史を定量評価でき、過去45 億年間の水環境進化を明らかにできると期待される。

火星隕石には、マグマ由来の含水鉱物(リン酸塩鉱 物や角閃石など:図1c)が微量に含まれる。これらは マグマの冷却の最終段階で晶出し、表層物質との同位 体交換を経験するため、火星表層のD/H比を反映する. シャーゴッタイトの含水相が火星大気的な高いD/H 比を持つことが、主に二次イオン質量分析計(SIMS) による局所同位体分析などから確かめられている(最 大でδD~4000-6000‰: [46-50]). マグマ由来の含 水相の他,いくつかの火星隕石は火星での水質変成鉱 物(炭酸塩鉱物やオリビン変質物など)を含み、変成時 の周囲の水を記録する. ALH 84001には, 41億年前 のマグマ由来のリン酸塩鉱物と水質変成由来の炭酸塩 鉱物が存在し、双方が高いD/H比を示す(δD~1000 - 3000‰: [47.51.52]). この値は現在の火星表層水(~ 6000 ‰)よりは軽いものの。地球海水に比べ2-4倍と 著しく重く、41億年以前に火星のD/H比が大きく変 動したことを示す.一方.かんらん石や輝石などの火 成鉱物中に捕獲されたメルト・インクルージョンは, 元のマグマ情報を保持しうる.シャーゴッタイトY-980459のインクルージョンガラスの局所分析から、 火星の初生的な水のD/H比が、地球や炭素質コンド ライトの水と同程度(δD<~300 ‰)であることが確 かめられた[48]. 火星隕石のD/H比の記録は、初生水・ 41億年前・現在の表層水で大きく進化している(図4). D/H比の進化は、火星のかつての表層水の大部分が 41億年以前に散逸し失われた可能性を示唆する[53]. また、初期の大規模散逸後も残された水は、火星の地 下に氷や含水鉱物などとして貯蔵されている可能性が 高いことが指摘されている. 探査機によるゲール・ク レーターの堆積岩の分析と火星隕石の分析の両方で. 中間的なD/H比(δD~1000-2000 ‰)を持つ水の存 在が報告されている[45,54]. この値は,現在の火星 の表層水ともマントルとも異なり、独立した第3の水 のリザバーとして、大規模な地下の固体水(氷や含水 鉱物など)が考えられる。一連のD/H比に関する研究 から、火星の水は、初期4-5億年間で大規模な散逸を 経験した後、残された水の大部分が地下に貯蔵され、 その後は①表層水(δD~6000 ‰), ②マントルの水 (δD~300‰), ③地下の固体水(δD~2000‰), の 少なくとも3種類の独立した系として維持・進化して

きたと思われる.将来の火星地下圏の探査により,火 星の水環境の理解は大きく進展すると期待される.

火星隕石分析を始めとする.近年の精力的な研究に より、火星の水環境に関する我々の理解は飛躍的に進 歩した.しかし.まだ多くの重要な未解決問題が残さ れている。特に、火星史の初期4-5億年間は、水の大 規模散逸などの環境変動が集中した時代だと思われる が、この時代の地質記録はほとんど残されておらず、 謎が多い.火星隕石からこの時代の水環境に制約を与 えられれば、火星の環境大変動の解明につながると期 待される。第2章で述べたとおり、NWA 7034は44億 年前の火成岩片を持つ火星のレゴリス角礫岩である (図1b). この隕石は豊富な水を含み、そのD/H比は 他の火星隕石と比べ著しく軽いことが知られる(全岩 で約6000 ppm, δD~300 ‰ [19]). しかし, 残念な がらこの水の記録は「44億年前の火星の水」を反映し ているとは考えにくい、理由は主に2つある、第一に、 NWA 7034は20-14億年前に著しい再加熱を経験して いる、いくつかの放射年代系や希ガス同位体を含め、 全岩の揮発性元素情報は、この加熱イベントで完全に 書き換えられた. NWA 7034の火成岩片にはリン酸塩 鉱物(塩素と水酸基に富むアパタイト[Ca₅(PO₄)₃(F, Cl. OH)])が豊富に含まれるが、これらの同位体記録 も14億年前にリセットされたことが、年代分析で確 かめられている[23]. NWA7034のリン酸塩鉱物のD/ H比(δD<3000 ‰)は現在の火星表層よりやや軽く, 14億年前の火星のレゴリスが大気と完全には同位体 平衡にならなかった可能性を示す[55]が44億年前の D/H比は残していない. 第二に, NWA 7034は砂漠 で発見された隕石で、地球上での変成作用を受けた可 能性がある。NWA 7034の豊富な水は、主に隕石マト リックスに豊富に存在する酸化鉄や粘土鉱物などの変 成鉱物に由来する [25,56]. リン酸塩鉱物などの火成 鉱物中の水は量が限られ、全岩に対する寄与は小さい. 酸化鉄や粘土鉱物は、火星での水質変成で晶出するこ とが確認されているが、地球上での変成でも形成しう るため、これらの起源の特定が難しい、すなわち、 NWA 7034の豊富な水と軽いD/H比は, 20-14億年前 の火星の表層水か、地球の水による汚染のいずれかで あろうと考えられる. 現時点では. NWA 7034から 44億年前のD/H比は得られていない.しかし、この 隕石は、様々な時代のマグマ活動・熱/水質変成作用・



図5:火星マントルの化学リザバー. (a)シャーゴッタイトの初生Nd-Sr同位体; (b)初生鉛同位体の時間進化. データは, [68,79] および,それらの引用文献.

衝撃加熱などを記録した岩片を持つポリミクト角礫岩 であり、局所的には太古の記録を残している可能性が 高い.将来の分析技術の発展・応用、および、適切な 対象鉱物の選択により、「44億年前の火星の水」を復 元できると期待する.

5. 火星マントルの化学進化

火星隕石は、火星内部の化学的情報を得るための現 状唯一の手がかりでもある。火星隕石が記録するソー スマントルの年代情報(e.g. 消滅核種年代¹⁸²Hf-¹⁸²W, ¹⁴⁶Sm-¹⁴²Ndなど)から、火星は太陽系形成から1000万 年以内に集積し、コア形成までを完了している[57, 58]. また、マグマオーシャンの固化に伴う火星マン トルー地殻分化は、太陽系形成後5000万年以内に完 了していたと推定されている [58-60]. 火星はこの惑 星初期分化以降大きな組成変動を経験しておらず、太 陽系初期に形成された原始惑星の化学的特徴を現在で も保持していると考えられている. そのため火星は、 地球型惑星の成り立ちを理解するうえでも非常に重要 な研究対象である.

火星マントルの地球化学的研究は、主にシャーゴッ タイトの化学分析に基づいて行われてきた、シャーゴ ッタイトは、初生ストロンチウム(Sr)・ネオジム(Nd) 同位体組成などに基づいて、さらにdepleted, intermediate, enrichedシャーゴッタイトに分類され る(図5a). これらの特徴は、火星マントル中に、不 適合元素に枯渇したdepletedリザバー、不適合元素 に富む enriched リザバー、その中間の組成を持つ intermediate リザバーの3つのマントルリザバーが存 在することを示す[61]. これらのリザバーは、マグマ オーシャンからの結晶分化によって形成されたと考え られており、depleted リザバーがマグマオーシャン初 期に固化した集積結晶を起源とする一方で、enriched リザバーは最後に固化した分化残液の組成を反映して いる[62,63]. マグマオーシャン固化時(約45億年前) に形成された火星マントルの化学的不均質が、シャー ゴッタイトの火成活動時(約1.7億から5.7億年前)まで 保存されていたことは、火星内部の物質循環が限定的 であったことを示す. 中間の組成を示す intermediate リザバーは、2つの端成分リザバー(depleted enriched)由来の成分の混合によって形成されたと考えられ ているが、この混合については、①マグマオーシャン 固化直後の激しいマントル対流由来[58, 64], または, ②シャーゴッタイトの火成活動直前の比較的小規模な マグマ混合由来[63]の2つの説が提案されており、現 在でも議論が続いている.

シャーゴッタイトの初生同位体組成から推定される ソースマントルの元素比は、そのソースマントル形成 時の元素分別を記録しているため、惑星分化プロセス を理解する重要な手がかりとなる。例えば、各火星マ ントルリザバーの²³⁸U/²⁰⁴Pb比(ウラン長寿命核種²³⁸U と非放射壊変起源の鉛²⁰⁴Pbの比;µ値)は、enriched マントルが3-5程度であるのに対し、depletedでは 1-2程度と非常に低く、太陽系の初生µ値よりも低い 値まで報告されている[23, 64-68]. これらの低いµ値 は、分配係数に基づく計算によると、ケイ酸塩鉱物の みでは再現できず、硫化鉱物を必要とする(硫化鉱物 は鉛を取り込みやすく、非常に低いµ値を持つ)[65]. これは、depletedマントルを形成した集積結晶が、ケ イ酸塩鉱物に加えて多くの硫化鉱物を含んでいたこと を示し、火星マグマオーシャンの組成・酸化還元状態 やその結晶化プロセスに制約を与える.また、火星マ ントルリザバーのµ値は、火星地殻の持つ高いµ値 (>13.4 [23])と大きく異なり、火星におけるマントル - 地殻間の相互作用が限られていたことを強く示唆す る(図5b).

惑星の内部進化は、表層環境とも密接に関連する. 火星の表層を特徴づける水や大気の変動は、①火山活 動等に伴うマントルからの脱ガス。②字宙空間への揮 発性元素の散逸、③プレートテクトニクス等に伴う表 層物質のリサイクル、④隕石衝突など外部からの影響, のバランスで決定する.火星における③リサイクルが, いつ・どの程度の規模で生じていたかはよく分かって いない. 上述のとおり、シャーゴッタイトの化学記録 から、火星マントルの物質循環は45億年間にわたり 極めて限定的であったと推定される。これは、火星に プレートテクトニクスの記録が見られないこととも整 合的である.ただし、初期地球で指摘されるような地 殻の密度差に伴う鉛直方向の物質循環は、プレートテ クトニクスの有無に関わらず存在した可能性が考えら れる[69,70]. 火星の表層水や大気が内部へどの程度リ サイクルされたかは、議論の余地が残る、一方、①マ ントルから表層への物質供給(脱ガス)は、特に火星の 初期進化において重要な役割を果たした可能性が高い. 40-30億年前の火星は、活発な火山活動に伴うマグマ の放出が卓越したことが、地質学的証拠から指摘され ている[71]. 40億年以前の火山活動に関しては、地質 記録がほとんど残っていないため十分にわからないが、 太古の火山噴火に伴う脱ガスは、火星の表層環境に大 きく影響したと思われる.火星隕石の記録から.現在 の火星マントルは地球に比べ水に枯渇していることが 知られている(H₂O ≤ 15-70 ppm; [48, 72]). これは, 必ずしも火星マントルが初期から「ドライ」であった ことを意味しない、これまでの火星探査・火星隕石か ら見つかった多数の水の痕跡から、初期火星には全球 平均で数100 m-1.000 mの大規模な表層水(古海 洋)が存在したと指摘されている([53]および,その引 用文献). 初期の火星では、マントルから表層への水 の供給が重要な役割を果たした可能性が高い、火星の 内部進化、特に水などの揮発性元素の脱ガス史の解明 は、火星の水環境を理解する上での重要な未解決課題

の1つである.将来,火星衛星・火星のサンプルリタ ーンにより,過去の火星の内部物質を直接(あるいは 間接的に)調べられれば,マントル脱ガス史の理解は 大きく進歩するだろう.現時点では,火星隕石が残し うるマントル情報が最も有力な手がかりと言える.特 に,44億年前の火星隕石NWA 7034から,火星の初 生的な情報が得られれば,マントル脱ガス史を定量的 に評価できると期待する.

6. 火星の有機物と生命存在可能性

火星の有機物の探求は、一連の火星着陸探査の重要 なテーマである.近年、探査機キュリオシティの分析 により、火星大気中に微量のメタンが検出され、その 量が周期的に増加することが報告された[73].さらに 最近、ゲール・クレーターの35億年前の堆積岩中に、 構造中に硫黄を含む有機物(チオフェン・芳香族・脂 肪族など)が検出された[74].有機物やメタンの起源 としては非生物的な形成プロセスが提案されているが、 よく分かっていない、火星における有機物の形成過程・ 種類・存在量などの解明は、生命存在可能性とも関連 し、これから大きく進むと期待される.

いくつかのシャーゴッタイト、ナクライト、および、 ALH 84001, NWA 7034では、多環芳香族炭化水素 (polycyclic aromatic hydrocarbons, PAHs)などの高 分子炭素化合物(macromolecular carbon, MMC)の存 在が報告されている([75,76] および,それらの引用文 献). これらは鉱物のインクルージョンや割れ目・粒 間などに存在し、組織観察や化学分析から(少なくと も一部は)地球の汚染ではなく火星由来であると考え られている. MMCの形成は、還元的なマグマの冷却 や熱水反応、隕石衝突などの非生物的プロセスによる ものと考えられ、必ずしも生命活動の痕跡を示すもの ではない.しかし、これらの発見は、生命の材料とな りうる物質が火星表層に長期間存在したことを示唆す る. 特にレゴリス角礫岩であるNWA 7034に含まれ る MMCは、火星の堆積岩中に見つかった有機物とも 関連性が高いかもしれない. 将来の火星探査・火星隕 石分析で、火星の有機物形成プロセスと火星生命可能 性の探求が大きく進むことを期待する.

火星隕石が記録する鉱物・同位体化学情報は,火星 史の解明に大きく貢献してきた.分析技術の進歩や新 たな隕石の発見に伴い,火星隕石から得られる情報は 今後も増えるだろう.また,現在,日本主導の火星衛 星サンプルリターン計画(MMX計画)が進んでおり, 将来的には火星地下圏の探査,火星からのサンプルリ ターンも実現すると期待される.急速に火星圏の科学 が発展しつつある現在,唯一の実試料である火星隕石 が果たす役割はさらに大きくなると言える.

謝 辞

玄田英典博士には、本稿を執筆する機会を頂き、粗 稿を読んで頂きました.また、三浦弥生博士には、大 変有意義なご助言・ご指摘を多数頂きました.これら の方々に感謝致します.本研究は、日本学術振興会科 研費(17H06459, 15KK0153, 16H04073, 18J02005)の援 助を受けています.

参考文献

- [1] Bibring. J-. P. et al., 2006, Science 312, 400.
- [2] Ehlmann, B. L. et al., 2011, Nature 479, 53.
- [3] Mouginot, J. et al., 2012, Geophys. Res. Lett. 39, L02202.
- [4] Ojha, L. et al., 2015, Nature Geoscience 8, 829.
- [5] Arvidson, R. E. 2016, J. Geophys. Res. Planets 121, 1602.
- [6] McSween, H. Y. Jr. and McLennan, S. M., 2014, Treatise on Geochemistry 2nd Edition 2, 251.
- [7] 臼井寛裕, 2011, 地球化学 45, 159.
- [8] 三河内岳, 2014, 日本惑星科学会誌 23, 278.
- [9] Score, R. and Lindstrom, M. (Eds.) 1993, Antarctic Meteorite Newsletter 16, 3
- [10] Nyquist, et al., 2001, Space Science Reviews 96, 105.
- [11] Lapen, T. J. et al., 2010, Science 328, 347.
- [12] Terada, K. et al., 2003, Meteoritics. Planet. Sci. 38, 1697.
- [13] Borg, L. E. et al., 1999, Science 286, 90.

- [14] Cassata, W. S. et al., 2010, Geochim. Cosmochim. Acta 74, 6900.
- [15] Koike, M. et al., 2014, Geochemical J. 48, 423.
- [16] McKay, D. S. et al., 1996, Science 273, 924.
- [17] 三浦弥生, 2017, 日本惑星科学会誌 26, 15.
- [18] Halevy, I. et al., 2011, PNAS 108, 16895.
- [19] Agee, C. B. et al., 2013, Science 339, 780.
- [20] Humayun, M. et al., 2013, Nature 503, 513.
- [21] McCubbin, F. M. et al., 2016, J. Geophys. Res. Planets 121, 2120.
- [22] Cartwright, J. A. et al., 2014, Earth Planet. Sci. Lett. 400, 77.
- [23] Bellucci, J. J. et al., 2015, Earth Planet. Sci. Lett. 410, 34.
- [24] Nyquist, L. E. et al., 2016, Meteorit. Planet. Sci. 51, 483.
- [25] Lorand, J. P. et al., 2015, Meteorit. Planet. Sci. 50, 2099.
- [26] Simon, J. I. et al., 2014, 77th Meeting of the Meteoritical Society abstract.
- [27] Lapen, T. J. et al., 2017, Sci. Adv. e1600922.
- [28] Mahaffy, P. R. et al., 2013, Science 341, 263.
- [29] Webster, C. R. et al., 2013, Science 341, 260.
- [30] Atreya, S. K. et al., 2013, Geophys. Res. Lett. 40, 5605.
- [31] Wong, M. H. et al., 2013, Geophys. Res. Lett. 40, 6033.
- [32] Ozima, M. and Podosek, F. A., 2002, Noble Gas Geochemistry (Cambridge Univ. Press).
- [33] Kurokawa, H. et al., 2018, Icarus 299, 443.
- [34] Mohapatra, R. K. et al., 2009 Geochim. Cosmochim. Acta 73, 1505.
- [35] Bogard, D. D. and Garrison, D. H., 1998, Geochim. Cosmochim. Acta 62, 1829.
- [36] Grady, M. M. et al., 1998, Meteorit. Planet. Sci. 33, 795.
- [37] Mathew, K. J. and Marti, K., 2001, J. Geophys. Res. 106, 1401.
- [38] Miura, Y. and Sugiura, N., 2000, Geochim. Cosmochim. Acta 64, 559.
- [39] Wiens, R. C. et al., 1988, Earth Planet. Sci. Lett. 91, 55.
- [40] Koike, M. et al., 2017, 48th Lunar Planet. Sci. Conf. abstract.
- [41] Stern, J. C. et al., 2015, PNAS 112, 4245.
- [42] Grady, M. M. et al., 1995, J. Geophys. Res. 100, 5449.
- [43] Kounaves, S. P. et al., 2014, Icarus 229, 206.
- [44] Leshin, L. A. et al., 2013, Science 347, 1238937.
- [45] Mahaffy, P. R. et al., 2015, Science 347, 412.
- [46] Watson, L. L. et al., 1994, Science 265, 86.
- [47] Greenwood, J. P. et al., 2008, Geophys. Res. Lett. 35, L05203,
- [48] Usui, T. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 357, 119.
- [49] Hu, S. et al., 2014, Geochim. Cosmochim. Acta 140, 321.
- [50] Koike, M. et al., 2016, Geochemical J. 50, 363.
- [51] Sugiura, N. and Hoshino, H., 2000, Meteorit. Planet. Sci. 35, 373.
- [52] Boctor, N. Z. et al., 2003, Geochim. Cosmochim. Acta 67, 3971.
- [53] Kurokawa, H. et al., 2014, Earth Planet. Sci. Lett. 394, 179.
- [54] Usui, T. et al., 2015, Earth Planet. Sci. Lett. 410, 140.
- [55] McCubbin, F. M. et al., 2016, 47th Lunar Planet. Sci. Conf. abstract.
- [56] Muttik, N. et al., 2014, Geophys. Res. Lett. 41, 8235.
- [57] Dauphas, N. and Pourmand, A., 2011, Nature 473, 389.
- [58] Kruijer, T. S. et al., 2017, Earth Planet. Sci. Lett. 474, 345.
- [59] Debaille, V. et al., 2007, Nature 450, 22.
- [60] Borg, L. E. et al., 2016, Geochim. Cosmochim. Acta 175, 150.
- [61] Symes, S. J. K. et al., 2008, Geochim. Cosmochim. Acta 72, 1696.
- [62] Borg, L. E. and Draper, D. S. 2003, Meteorit. Planet. Sci. 38, 1713.
- [63] Debaille, V. et al., 2008, Earth Planet. Sci. Lett. 269, 186.
- [64] Elkins-Tanton, L. T. et al., 2003, Meteorit. Planet. Sci. 38, 1753.
- [65] Gaffney, A. M. et al., 2007, Geochim. Cosmochim. Acta 71, 5016.
- [66] Bellucci, J. J. et al., 2016, Earth Planet. Sci. Lett. 433, 241.

- [67] Bellucci, J. J. et al., 2018, Earth Planet. Sci. Lett. 485, 79.
- [68] Moriwaki, R. et al., 2017, Earth Planet. Sci. Lett. 474, 180.
- [69] Moore, W. B. and Webb, A. A. G., 2013, Nature 501, 501.
- [70] Wade, J. et al., 2017, Nature 552, 391.
- [71] Grott, M. et al., 2013, Space Science Reviews 174, 49.
- [72] McCubbin, F. M. et al., 2016, Meteorit. Planet. Sci. 51, 2036.
- [73] Webster, C. R. et al., 2015, Science 347, 415.
- [74] Eigenbrode, J. L. et al., 2018, Science 360, 1096.
- [75] Steele, A. et al., 2016, Meteorit. Planet. Sci. 51, 2203.
- [76] Suga, H. et al., 2017, 8th Symposium on Polar Science abstract.
- [77] Usui, T. et al. 2017, 48th Lunar Planet. Sci. Conf. abstract.
- [78] Conrad, P. G. et al., 2016, Earth Planet. Sci. Lett. 454, 1.
- [79] Tobita, M. et al., 2017, Geochem. J. 51, 81.

特集「火星圏のサイエンス」 火星隕石が経験した衝撃変成

新原 隆史^{1,2}

2018年6月30日受領, 査読を経て2018年7月17日受理.

(要旨) 南極や砂漠で隕石発見数が増えるにつれ火星隕石の登録数も増加し, 岩石学的なバリエーションを 増やしている. このことにより火星の表面に存在する岩石の起源や火星の進化史の理解にむけた研究が進め られている.しかしながら火星のような重力天体の表面から岩石が脱出し地球へと落下する過程においては, 少なくとも火星脱出時に衝撃変成を受けている. この衝撃変成によって獲得される高温・高圧環境では岩石 の記録が様々な程度で上書きされ, さらには岩石中でも不均質であるため, 丁寧にこの評価を行うことは火 星隕石から火星の進化史を理解するうえで重要である.

1. はじめに

火星隕石はこの20年の間に発見数が飛躍的に伸び, Meteoritical Bulletin(https://www.lpi.usra.edu/ meteor/metbull.php)への登録は200個を超えた、こ れらの火星隕石の詳細な分析および火星探査機による 観測をあわせることで、火星の進化史や火星マントル の様相を類推することが可能となっている. 現時点で 50.000個を超える隕石試料の内の一部が火星起源であ るということは1980年代に明らかとなり、その論拠 は三河内[1]に詳しい. 岩石が火星を脱出して地球へ と落下する過程では、特に火星脱出の際に少なくとも 1回の衝撃現象を経験している。火星隕石の放出過程 については黒澤,他[2]を参照されたい. 隕石に見られ る衝撃変成の程度については、衝撃実験や隕石の観察 に基づきまとめられているが、岩石1つ1つが経験し た衝撃変成度は異なり、また同一の岩石の中でもこの 影響は不均質であるため、個々の隕石について丁寧な 観察によって上書きされた衝撃変成の情報を正しく読 み解くことが、母天体での現象を理解するうえで重要 である.一口に衝撃変成といってもその変化は多様で、 岩石組織・鉱物相の変化、化学組成の変化、同位体組

niihara@sys.t.u-tokyo.ac.jp

成の変化など,様々なレベルでの影響を与える.この ため,本稿ではこれまでに火星隕石から報告されてい る衝撃変成の痕跡をまとめたい.

2. 火星隕石の分類と形成年代

火星隕石が発見されてから現在までに、多くの分析 により分類がなされてきた.火星隕石の数が増えるこ とによって、その岩石種や化学的な特徴に大きなバリ エーションが生まれた. 岩石・鉱物学的特徴を基にし た分類では、輝石や斜長石(マスケリナイト化してい る)を主要構成鉱物とするシャーゴッタイト (Shergottite:玄武岩質、レルゾライト質、かんらん 石フィリックに細分される)、単斜輝石が卓越してい るナクライト(Nakhlite:単斜輝石集積岩),かんらん 石が卓越しているシャシナイト(Chassignite:かんら ん岩質), 斜方輝石が卓越するAllan Hills(ALH) 84001(斜方輝石集積)に分類されている。また、近年 の砂漠から回収された隕石の中には、玄武岩質の角礫 岩(Northwest Africa(NWA)7034など)が発見された. シャーゴッタイトについては化学的な特徴(軽希土元 素パターン)を基にするとさらに3種類に分けること ができる(不適合元素に富むもの、乏しいもの、中間 的なもの). このような特徴はシャーゴッタイトを作 るマグマの起源の違いを反映していると解釈される.

^{1.} 東京大学大学院 工学系研究科 システム創成学専攻 2. 東京大学 総合研究博物館

火星隕石の形成年代をみると、最も古い岩石では ALH 84001の約45億年前,新しい岩石ではシャーゴ ッタイトのおよそ2億年前,中間的な13億年前を示す ナクライトとシャシナイトと幅広い年代の記録を残し ており、火星の進化史を考えるうえで重要な試料であ る[3].

3. 岩石組織・鉱物の変化

現在確認されている火星隕石のほとんどの試料は強 い衝撃変成を受けた痕跡をのこしており,岩石学的・ 鉱物学的に様々に変化している.最も強い衝撃が加わ った場合は岩石の一部が溶融するがその溶融の形態も さまざまである(図1).岩石に細く黒い線状に続く溶 融脈(メルトベイン)は多くの火星隕石で観察され(図 1上),このベイン中に高圧鉱物が存在していること がある.Dhofar(Dho)378はシャーゴッタイトの中で は,大規模に溶融した痕跡が確認でき,発泡した様子 が観察できる(図1左).溶融の規模が小さい場合は, 数ミリ程度の領域が溶融したメルトポケットが観察さ れる(図1右).このようなメルトの中には多くの溶け 残り物質が存在している.全岩溶融をしたような衝撃 溶融岩は火星隕石にはまだ見つかっていない.これは 火星隕石の発見数が伸びているといえどもまだ数には 限りがあるためであると考えられる.

多くの火星隕石において特徴的な衝撃変成による変 化として挙げられるのは、 斜長石が結晶構造を失った マスケリナイト(diaplectic ガラス)である(図2). 衝撃 圧と斜長石の変化の関係については、Fritz. et al. [4] によりまとめられており、おおよそ次に示す5つのス テージに分類されているが明確な境界があるわけでは ない: (a)5-20 GPa 斜長石の複屈折が見られる: (b) 26-32 GPa 部分的に複屈折が残っている diaplectic ガ ラス; (c) 30-36 GPa 反射率が斜長石とガラスの中間 的になる diaplectic ガラス: (d) 40-45 GPa 反射率が合 成斜長石ガラスに近いdiaplectic ガラス; (e)>45 GPa 反射率が合成斜長石ガラスと等しいvesiculatedガラ スとなる、ナクライトやシャシナイトに含まれる斜長 石(マスケリナイト)は火星隕石の中では比較的低い衝 撃圧の痕跡を持ち、シャーゴッタイトは高衝撃圧の特 徴を持つ.近年発見されたNWA 8159シャーゴッタ イトからはマスケリナイトではなく弱く衝撃を受けた



図1:衝撃により溶融した組織. (上)NWA 856に見られる細いメルトベイン(破線に沿う黒い脈). 火星隕石には このようなベインがよく観察される. (左)Dho 378はシャーゴッタイトの中でも溶融した物質の割合が多 い. (右)RBT 04261には多くのメルトポケットが観察される. 年代測定に使われたバデレアイトもメルト 中に存在することもある.



500 µm

図2:ALH-77005の偏光顕微鏡写真. 斜長石はマスケリナイト化しており,クロスニコルでは黒く光を透過しない. この隕石に含まれるかんらん石は茶色く変色している. (左)オープンニコル,(右)クロスニコル.

斜長石が発見されており、シャーゴッタイトであって も比較的低い圧力で形成したものも存在している[5]. Fritz. et al. [4]は様々な火星隕石に含まれる斜長石お よびマスケリナイトを顕微ラマン分光に分析を行い. 衝撃圧に応じてラマンスペクトルの変化が起こること を報告しているが、特に高い衝撃圧縮の場合だと衝撃 後の熱によるアニーリングの影響があり、ラマンスペ クトルの変化と圧力とは一致しないことを指摘してい る、地球の火山岩に含まれる斜長石には主要化学組成 の累帯構造が見られるが、火星隕石中のマスケリナイ トにも同様の累帯構造が保存されている場合がある [6]. マスケリナイトの形成過程については未だに議論 がなされており、Chen and El Goresy [7] は高圧下で のメルトであると主張しているが、Jaret et al. [8]ら はインドのロナクレーターに産するマスケリナイトの 分析によりマスケリナイトは固相-固相の相変化によ り形成したとしている.

斜長石は衝撃によりアモルファス化しているが、そ のほかの鉱物には高圧相への相転移も観察される.火 星隕石からは、リングウッダイト、アキモタイト、メ ジャライト、リングナイト、ホーランダイト、スティ ショバイト、ペロブスカイトといった高圧鉱物が数多 く報告されており、衝撃時の温度・圧力を記録してい る.一例として、Tissint隕石は高圧鉱物の存在から 25 GPaの圧力で2000 ℃ほどの温度上昇を経験してい ると見積もられた[9].電子顕微鏡や顕微ラマン分光、 電子後方散乱回折法(EBSD)などの局所分析技術が発 展するに従い、火星隕石中の高圧鉱物の発見数は現在 も増えており,今後も未知の高圧鉱物が発見されるこ とが期待される.このような高圧相の多くはメルトポ ケットやショックベイン中などの岩石の中でも特異的 に高温・高圧状態が獲得された場所に局所的に存在し ている.

火星隕石に含まれるかんらん石には、茶色や黒色を 呈するものが存在している(図2). これらのかんらん 石は結晶化時点から茶色や黒色を呈しているわけでは なく、衝撃変成によって析出したナノフェーズの鉄が 生成したことによる. ナノフェーズ鉄の形成メカニズ ムについてはかんらん石の還元反応と考えられてきた が[たとえば10,11], 三河内, 他[12]はこれらのナノ フェーズ物質の中に酸化鉄(マグネタイト)も含まれて いることを明らかにし、還元反応と酸化反応が起きて いるとした. XANESによる詳細な鉄の価数分析と電 子顕微鏡による周囲の産状をみると、Fe³⁺がわずかに 存在していることや周囲にシリカ相が存在しないこと から、かんらん石の不均化反応により形成したことが 示唆される[13]. シャシナイトに分類されるNWA 2737隕石はほぼ岩石全体が黒色化しており、そのほ かの火星隕石とは異なる衝撃履歴を受けていることが うかがえる. この隕石のようにかんらん石の黒色化を 起こすためには温度上昇がおおよそ1200-1500 ℃で衝 撃圧持続時間が90 ms程度必要であると見積もられた [13].



図3:火星隕石の可視・近赤外スペクトルの変化. 黒色化したNWA 2737ではケイ酸塩鉱物の吸収が不明瞭となっている. データはブラウン大学のRELABより.

4. 反射スペクトルへの影響

黒色化したNWA 2737隕石について可視・近赤外 領域の反射スペクトルを見てみると、そのほかの火星 隕石では顕著にみられるケイ酸塩鉱物であるかんらん 石や輝石の吸収(1 μm・2 μm付近)がほとんど見られ なくなっている(図3) [14,15]. 同時に反射率も5%ほ どと低くなっている(図3). 火星隕石は火星を飛び出 して地球に落下したものであるが、これらと同様の物 質は火星の衛星のフォボスにも降り注いでいる可能性 がある[16]. 火星衛星であるフォボスの反射スペクト ルは火星周回機からの観測により得られており[17]. 炭素質コンドライトである Tagish Lake 隕石に似てい るとされている. この隕石のスペクトルの特徴として は反射率が低く.ケイ酸塩鉱物などの顕著な吸収が見 られないことである.本来ケイ酸塩鉱物が主体の火星 物質のスペクトルは可視・近赤外領域のスペクトルは かんらん石や輝石の吸収(1 µm・2 µm)が顕著である が,衝撃変成による溶融やナノフェーズの鉄・マグネ タイトの析出によって,スペクトルの特徴を失ってし まう.さらにはアポロ計画やルナ計画で持ち帰られた 月面試料や小惑星探査機はやぶさが持ち帰ったS型小 惑星試料では,宇宙風化によってケイ酸塩鉱物の表面



図4:炭素質コンドライトと衝撃変成により黒色化した火星隕石のスペクトルの比較. 黒色化した火星隕石のス ペクトルは,吸収が不明瞭となり炭素質隕石の反射率に近くなっている.データはブラウン大学のRELAB より.

にナノフェーズの鉄が形成しスペクトルの特徴も暗く なっていることが明らかにされた[例えば18]. つまり, フォボス表面に火星物質が存在しているとしても、字 宙風化によって火星物質はさらに黒色化していること が考えられる. さらに火星衛星の形成過程としては. 小惑星の捕獲(炭素質コンドライト類似物質) [例えば 191もしくは火星へのジャイアントインパクト起源(火 星物質) [例えば20,21]が唱えられており議論が継続 している.火星衛星の起源と進化過程については兵頭・ 玄田[22]を参照されたい。火星物質と炭素質コンドラ イトではその構成元素や鉱物組み合わせは大きく異な っているが、火星物質が衝撃変成や宇宙風化により黒 色化した場合は反射スペクトルで見分けるのが困難に なる可能性もある(図4). このためリモートセンシン グ(ガンマ線分光分析や近接でのラマン分光分析な ど)やサンプルリターンによりもたらされる詳細なデ ータによる物質同定に期待が寄せられる.

5. 衝撃変成による同位体系への影響

1980年代より火星隕石の同位体年代が衝撃変成に よりリセットされたものなのかについては議論されて きた[例えば23-26]. とくにシャーゴッタイトのRb-Sr. Sm-Nd, Ar-Ar, U-Pbなどの放射性同位体年代から は約2億年という同位体年代が求められているが、こ の年代が岩石の形成年代なのか、衝撃変成でリセット した年代なのかについて議論されてきた. 1980年代 にはシャーゴッタイトに含まれるかんらん石の主要元 素組成の累帯構造が保存されていることから、同位体 系から得られた年代は結晶化年代であるとされていた [23]. 2000年代に入り高精度のPb-Pb年代が測定され ると、約41億年という年代が報告され、再度年代の もつ意味の議論がなされた[24,25]. Bouvier et al. [24,25]はPb-Pb年代で求められた41億年前という年 代値こそが結晶化年代であり、約2億年という年代値 は水質変成もしくは衝撃変成によりリセットされた年 代であると主張したが、それを直接的に示す根拠は示 されていない.火星隕石は強い衝撃変成の痕跡を残し ているが、岩石全体が溶融しているような隕石はまれ である.このため、すべての同位体系を同時にリセッ トさせ、Pb同位体のみが変化をしない状況が必要と なる. また、シャーゴッタイトの成因を考えると、2

ステージでの結晶化プロセス[27]や地殻物質との反応 をしている[例えば28]ことが考えられているため、と くに親核種の分析を行わないPb-Pb年代が示す年代 が結晶化年代とする説には疑問点がのこる、これまで に行われてきた同位体年代は全岩及び鉱物フラクショ ンから求められたアイソクロン年代であったが、近年 では単一鉱物を用いた局所同位体分析による年代測定 も行われている[29,30]. 火星隕石中には地球の珪長 質岩に見られるジルコン(ZrSiO4)はあまり含まれてい ないが、高温でも安定でジルコンと同様に年代測定に 用いることができるバデレアイト(ZrO₂)が微量なが ら含まれているため(図1). このバデレアイトを用い た鉱物年代を求める試みがなされてきた[29,30]. また, この鉱物が衝撃変成による高温・高圧下でも結晶化年 代を保つことができるのかについて明らかにするため に、著者らは年代既知の地球産バデレアイトのU-Pb 同位体系について衝撃実験(最大57 GPa)や加熱実験 (最大1300 ℃)を行い、衝撃変成による高温・高圧環 境下でも年代情報を失ってしまうようなリセットが行 われないことが確かめられた[26]. ただし地上での衝 撃実験は衝撃圧の持続時間などが天然の現象とは異な るため、天然の衝撃現象と比較する際には注意が必要 である。筆者[29]は10 µmほどの微小領域での年代測 定をRBT 04261シャーゴッタイトに含まれる様々な 産状のバデレアイトについて行った.この結果、衝撃 により部分的に溶融したバデレアイトに若干の同位体 系の乱れが確認されたが、年代の完全なリセットは起 きていないことを明らかにし、約2億年の年代がシャ ーゴッタイトの結晶化年代であると結論した. さらに Moserら[31]は衝撃によりバデレアイトが分解し新た にジルコンが成長している産状を発見し年代測定をし たところ、10 Maほどと非常に若い年代を得ており、 この年代が衝撃によるリセット年代であるとした.こ のように年代がリセットしているときには強い衝撃の 痕跡が確認できる.

6. 火星隕石が受けた衝撃変成の評価 における問題点

火星隕石に限らず,隕石が経験した衝撃変成度は岩 石・鉱物学的特徴,衝撃実験による再現実験によって 求められており,例えばStöffler et al. [32]によるとシ ョックステージをS1-S6の6ステージと溶融岩として 分類がなされており、現在もこれを踏襲する形となっ ている.火星隕石についても同様の手法で評価されて おり, Fritz et al. [33]によってまとめられている. こ れらによると、火星隕石が経験した衝撃後の温度上昇 は10-1000 ℃程度で、ピーク圧力は5-55 GPa程度と なっている、しかしながら、これらの情報は限られた 実験データにより与えられているために、定量的な評 価としては議論の余地がありそうだ。ダイアモンドア ンビルを用いた斜長石のアモルファス化の実験では斜 長石のマスケリナイト化は従来考えられていた衝撃圧 (30-90 GPa)は必要ないと提案されている[34]. 最近 では、Kurosawa and Genda [35]による理論計算によ ると、岩石の内部摩擦を考慮すると、温度上昇は容易 に2000 ℃にも達するとされており、温度の指標の見 直しや定量的な指標の検討が必要かもしれない.

7.おわりに

火星隕石の発見数が増えるにつれて情報量も増えて いるが,たびたび衝撃変成と岩石の記録の意味付けに 関して議論が起こっている.火星隕石全般として強い 衝撃変成によって情報が上書きされた状態であるため, 火星隕石が持つ記録が衝撃変成によるものなのか,は たまた岩石の起源や形成過程に関する情報を保持して いるのか,を理解するためには,衝撃変成による影響 を正しく評価することは重要である.この衝撃変成に よる影響は同一岩石の中でも不均質であるため,特に 局所分析においては分析点付近の状況を正しく判断す ることが求められる.このためには,衝撃変成の温度・ 圧力の定量的な指標の構築も必要となるだろう.

謝 辞

今回,執筆の機会を与えてくださった東京工業大学 の玄田英典博士と葉工業大学の黒澤耕助博士,本稿を 査読いただいたJAXA/ISASの臼井寛裕博士には深く 感謝を申し上げます.また,東京大学の菊地紘博士に は火星衛星に関して有益な議論をさせていただきまし たので併せてお礼申し上げます.本稿の一部はクリタ 水環境科学財団(17D006)より助成を受けたものであ る.

参考文献

- [1] 三河内岳, 2014, 遊星人 23, 278.
- [2] 黒澤耕介ほか, 2018, 遊星人(本号).
- [3] Nyquist, L. E. et al., 2001, Space Sci. Rev. 96, 105.
- [4] Fritz, J. et al., 2005, Ant. Meteorite Res. 18, 96.
- [5] Herd, C. D. K. et al., 2017, Geochim. Cosmochim. Acta 218, 1.
- [6] Mikouchi, T. et al., 1999, Earth Planet. Sci. Lett. 173, 235.
- [7] Chen, M. and El Goresy, A., 2000, Earth Planet. Sci. Lett. 179, 489.
- [8] Jaret, S. J. et al., 2015, Jour. Geophys. Res. Planet. 120, 570.
- [9] Baziotis, I. P. et al., 2012, Nature Communications 4:1404, 1.
- [10] Van de Moortèle, B. et al., 2007, Earth Planet. Sci. Lett. 262, 37.
- [11] Treiman, A. et al., 2007, J. Geophys. Res. 112, E04002, doi:10.1029/2006JE002777
- [12] 三河内岳ほか, 2011, 遊星人 20, 161.
- [13] Takenouchi, A. et al., 2017, Meteorit. Planet. Sci. 52, 2491.
- [14] Pieters, C. M. et al., 2008, J. Geophys. Res. 113, E06004, doi:10.1029/2007JE002939.
- [15] Noble, S. et al., 2007, Icarus 192, 629.
- [16] Ramsley, K. R. and Head, J. W., 2013, Planet. Space Sci. 87, 115.
- [17] Fraeman, A. A. et al., 2014, Icarus 229, 196.
- [18] Hiroi, T. et al., 2006, Nature 443, 56.
- [19] Pollack, J. B. et al., 1978, Science 199, 66.
- [20] Craddock, R. A., 2011, Icarus 211, 1150.
- [21] Hyodo, R. et al., 2017, ApJ 845, 125.
- [22] 兵頭龍樹ほか, 2018, 遊星人 27, 216.
- [23] Jones, J., 1986, Geochim. Cosmochim. Acta 50, 969.
- [24] Bouvier, A. et al., 2005, Earth Planet. Sci. Lett. 240, 221.
- [25] Bouvier, A. et al., 2008, Earth Planet. Sci. Lett. 266, 105.
- [26] Niihara, T. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 341, 195.

- [27] McCoy, T.J. et al., 1992, Geochim. Cosmochim. Acta 56, 3571.
- [28] Shearer, C.K. et al., 2018, Geochim. Cosmochim. Acta 234, 24.
- [29] Niihara, T., 2011, Jour. Geophys, Res. 116, E12008.
- [30] Herd, C. D. K. et al., 2007, Lunar Planet. Sci. 38, Abstract 1664.
- [31] Moser, D.E. et al., 2013, Nature 499, 454.
- [32] Stöffler, D. et al., 1991, Geochim. Cosmochim. Acta 55, 3845.
- [33] Fritz, J. et al., 2005, Meteorit. Planet. Sci. 40, 1393.
- [34] Tomioka, N. et al., 2010, Geophys. Res. Lett. 37, L21301.
- [35] Kurosawa, K. and Genda, H., 2018, Geophys. Res. Lett. 45, 620.

特集「火星圏のサイエンス」

黒澤 耕介¹, 玄田 英典², 岡本 尚也^{1,3}, 松井 孝典¹

2018年6月29日受領, 査読を経て2018年7月23日受理.

(要旨)火星隕石は火星の表層物質が地球に到達することがあるという物的証拠である.ところが、衝撃物 理学の原理に従うと火星表層物質が宇宙空間に射出されるという力学的制約(放出速度>5 km/s)と、火星 隕石の岩石学的分析から得られる制約(最大経験圧力<50 GPa)を同時に満たすことはできない.我々は先行 研究に比べて一桁以上高い空間解像度で数値衝突計算を実施し、火星隕石放出過程について詳細に調査した. その結果、衝撃波と膨張波の伝搬によって加速された物質が地表面付近で局所的に集まることで圧力勾配が 発生し、その一部が心太式に緩やかに加速されることがわかった.このことにより、衝撃物理学から決まる 上限の速度よりも高速度の放出が達成されることがわかった.我々はこの緩やかな加速を「後期加速」と名 付けた.本稿ではこの新発見について紹介し、天体衝突による高速度放出についての未解明点を整理する.

1. はじめに

火星隕石は現在のところ,人類が手にできる唯一の 火星の試料である.火星探査機によるその場分析では 不可能な火星物質の高度な地球化学分析データの蓄積 が,比較惑星学の発展に重要な貢献をしてきたことは 疑いがないであろう[e.g., 1].本稿では火星隕石がど のように火星を脱出して地球に到達することができた のか,その力学機構に焦点を当て,先行研究と最近の 我々の研究についてまとめる.

火星隕石が地球上で見つかるという事実は火星表層 物質が火星の重力を振り切って宇宙空間に脱出したこ とを意味している.火星への典型的な衝突速度は~10 km/sであるので,その半分程度の速度まで標的天体 の表層物質を加速できるかどうか?が問題となる.衝 突噴射現象(Impact jetting)によって,衝突速度より も速い放出物が生成される[e.g., 2, 3]ことが知られて おり,力学的な制約を満たすのは難しくないように思 える.火星隕石の岩石学的分析によって火星隕石が経 験した最大衝撃圧力は30-50 GPa程度¹[e.g., 4]である

- 2. 東京工業大学 地球生命研究所
- 3. 宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所
- kosuke.kurosawa@perc.it-chiba.ac.jp

ことがわかっているため比較的低衝撃圧であることが 岩石学的条件として加わる. 以下では力学的な制約(放 出速度 $v_{ej} > 5 \text{ km/s}$)と岩石学的な制約(最大衝撃圧力 <50 GPa)を同時に満たす条件をMM(Martian meteorite)条件と呼ぶことにする.

ここで衝撃物理学で天体衝突による標的表層物質の 加速過程がどのように記述されるか説明する.最初に 以下で用いる圧縮波,衝撃波,希薄波,膨張波の言葉 の定義を述べておこう.圧縮波は媒質中で密度を増加 させる縦波を指し,衝撃波は固体中のP波速度よりも 高速で伝播する圧縮波を指す.希薄波は自由表面の情 報を伝える見かけの波を指す.希薄波は圧縮された媒 体中のP波速度で伝播する.膨張波は希薄波が到達し た物質を実際に自由表面に向けて膨張させる波を指す. 希薄波は情報のみを伝えるが,膨張波は実際に速度変 化を及ぼす.衝撃波背面の物質は衝撃波の伝播方向と 同じ向きに加速される.自由表面の情報を伝える希薄 波が到達すると,自由表面に向けて膨張し,速度ベク トルの方向が変化する.これは見かけ上標的表面から 伝わる膨張波による加速と見ることができる.膨張波

^{1.} 千葉工業大学 惑星探査研究センター

Nakhlitesなど低い衝撃圧力(5-20 GPa)しか経験していないと される火星隕石も見つかっているが、ここでは初めて数値計 算によって衝突剥離過程の検証を行ったHead et al.(2002)に習い、30-50 GPaの衝撃圧範囲を設定した。



図1:最大衝撃圧力に対する放出速度の上限値.3種類の異なる物 質について示した.計算に用いた物性値は参考文献[5]のもの. MM条件(本文参照)を満たす領域に赤のハッチをかけた. Kurosawa et al. (2018)[12]のFigure 2を改変.

伝播による速度の変化量は最初の衝撃波加速で得た粒 子速度の大きさと同程度である[e.g., 3, 5]. 膨張波背 面の物質はその伝播方向と反対向きに加速される. 従 って衝撃波に対して膨張波が対向から伝播する幾何学 条件の場合が最終的な粒子速度の理想的な上限となり, その絶対値は衝撃波背面における粒子速度の2倍であ る. これは自由表面における Velocity doubling rule として広く知られている[e.g., 5]. このような幾何学 条件の代表例は1次元平板衝突実験の標的裏面付近で ある. 図1に花崗岩, 玄武岩, 橄欖岩の理想的な到達 速度を衝撃圧の関数として示す. この計算から衝撃物 理の原理に従って検討すると天体衝突による物質放出 でMM条件を満たすことは困難であることがわかる.

月隕石や火星隕石の放出を説明する力学モデルとし て80年代に提案されたのが衝突剥離過程(Impact spallation)[6]である.標的表面(自由表面,圧力0の 境界条件)付近の浅部では衝突点から伝播する圧縮波 と自由表面からの膨張波が干渉する領域(Interference zone)が存在する.このとき圧縮波・膨張波の時間に 対する形状が三角波であること,2つの波の線形足し 合わせが可能であること,の2つの仮定を置くと,干 渉領域内の物質の圧力は圧縮波の頂点まで到達しない が,粒子速度は圧縮波で駆動されるそれの~2倍にな る.これは圧力が2つの波の合成波の振幅の大きさで 決まるのに対し,粒子速度は2つの波が作る圧力勾配 で決まることによる. このモデルは低圧縮度と高速度 放出の両立は可能であることを明快に示しており、火 星隕石は天体衝突によって火星物質が宇宙空間に放出 されたものであるという認識が広まった、ところが高 速度衝突時の衝突点近傍では上記の2つの仮定が妥当 性を失うためにこのモデルは>1 km/sの高速度放出 に適用できない. すなわちこのモデルで火星隕石の放 出過程を扱うことはできない. これは提唱者のJay Melosh氏自身が論文の要旨で顕に述べている。 衝突 点近傍では圧縮度が高く衝撃波が発生するため、三角 波の仮定は適用不可となる. また衝撃波による不可逆 加熱で蓄えられた内部エネルギーに起因する熱圧力の 効果が無視できないので、波の線形重ね合わせも妥当 でない、このような解析的取扱いの限界を受けて、計 算機の能力が向上してきた2000年代に入ってから格 子法を用いた数値衝突計算によって衝突剥離過程で火 星隕石の放出を説明できるかどうかの検証が行われた [4,7]. これらの計算では熱圧力を取り扱える状態方程 式が用いられた.標的天体の極表面からMM条件を 満たす高速放出物が発生することが確かめられ、この 問題に決着がついたように見えた。

数値衝突計算中で衝撃圧縮を経験しているにも関わ らず,衝突物理の原理から導かれる放出速度の上限を 超えてMM条件を満たす放出物が発生する物理的な 理由は明確に示されてはいなかった.数値計算に導入 した人工粘性によって自由表面付近で衝撃波が人為的 に鈍った結果,最大衝撃圧力が見かけ上小さくなった 可能性が指摘され[8,9].2010年以降に火星隕石放出 の力学機構について再び議論されるようになった[8-11].筆者らがこの研究を始めた2015年当時では議論 は平行線を辿ったまま収束していなかった².そこで 我々は現代の数値衝突計算と室内衝突実験を組み合わ せ,惑星間物質移動を説明するような高速度放出の力 学機構の解明を目指すこととした.

2. 衝突剥離の数値計算

本研究では格子法と粒子法の2種類の独立な数値手 法を用いて先行研究よりも1桁以上高い空間解像度で

^{2.} 衝撃物理の原理に基づき衝突剥離過程による火星隕石の射出 は不可能であり、数値衝突計算で見出された低衝撃かつ高速 度の物質は人工粘性による見かけの結果に過ぎないと喝破[8, 9]したPaul S. De Carli氏が2013年に逝去されたことによる.

衝突剥離過程の数値計算を実施し、天体衝突による火 星隕石の放出が力学的に可能か否かを検討した[12]. 今回は簡単のため、球を平面標的に垂直衝突させた、 斜め衝突については4章にて今後の展望とともに現在 進行中の結果を一部紹介する。状態方程式には花崗岩 に対応する Tillotson EOS [13]を用いることで熱圧力 の効果を計算に取り入れた³. 衝突天体が標的表面に 接触する直前から計算を開始し、貫入特徴時間(t。= $D_{\rm p}/v_{\rm imp}$ 、ここで $D_{\rm p}$ 、 $v_{\rm imp}$ はそれぞれ衝突天体直径と衝 突速度)の1.4倍まで計算した. 衝突天体半径(R_n)を 10 kmに設定した。衝突現象の最初期を扱うため重力 の効果は無視できる。また今回は簡単のため、標的天 体表層物質は物質強度を持たない完全流体であるとし て計算を実施した、重力、強度の効果を考慮していな いため、今回の計算で得られた結果は任意の空間スケ ールへ適用可能である[e.g., 14]. 本章の以下では格子 法. 粒子法の計算手法について、そしてデータの解析 法について簡単に述べる. さらなる詳細については参 考文献[12]を参照して頂きたい.

格子法計算には2次元版のiSALE-Dellen [15-17]を 用いた.円柱座標で球を円柱に衝突させた.空間解像 度は1000 cells per projectile radius(CPPR)とした. 以下では衝突天体半径を表現するために使用した格子 の数をn_{CPPR}と書く.衝突速度は火星や月への典型的 な衝突速度程度である12 km/sに固定した.計算中で 衝撃波を補足するためvon Neumann-Richemyer型の 人工粘性[18]を導入した.人工粘性のパラメータには iSALEで標準的に利用されている値を採用した[19]. このパラメータでの衝撃波の鈍り具合は半値幅で3 cell程度である[12, 20].各計算格子には追跡粒子を挿 入し,その位置,経験した圧力の時間変化を記録させ た.

粒子法の計算は先行研究[21, 22]で構築された Smoothed Particle Hydrodynamics (SPH) codeを用い て実施した. このコードは3次元計算用のコードであ るが, 2-D iSALEとの比較のため垂直衝突の計算を実 施した. 格子法計算の空間解像度と比較するために衝 突天体を構成するSPH粒子の数 $n_{imp} \in n_{imp} = (4/3)$ πn_{CPPR}^{3} となるように設定した. 粒子法計算の空間解 像度は $n_{CPPR} = 200$ とした. 全粒子数は1.3 × 10⁸であ る. 衝突速度は格子法計算と同様に12 km/sで固定した. 人工粘性は格子法と同じ形式,同じパラメータのものを導入した.

格子法計算では各格子に導入した追跡粒子を, 粒子 法計算ではSPH粒子そのものを解析した. 今回は固 体密度を持つ放出物を扱うため, Tillotson EOSで凝 縮相と判定される粒子のみを取り出して解析した. 本 研究では標的表面から測った高さが0.1 R_pを超えた粒 子を「放出物」と定義した.

3. 計算結果

本章では数値計算結果を述べる.3.1章では計算の スナップショットを紹介し,計算中の放出速度と最大 衝撃圧力の関係を示す.3.2章では衝撃波と膨張波を 可視化し,衝撃波と膨張波それぞれについての加速方 向について述べる.3.3章では高解像度計算中で衝突 点近傍の流れ場を解析することで見出された「心太式 後期加速機構」について述べる.この新機構によって 天体衝突による火星隕石放出は力学的に可能であるこ とが示された.3.4章では実際の火星隕石放出を想定 した計算結果について紹介する.

3.1 放出速度と経験した最大衝撃圧の関係

図2に貫入特徴時間(t/t_s = 1, ここでtは最初の接 触からの経過時間)のスナップショットを示す.参考 のため異なる空間解像度で行った計算の結果[12]も示 す. 格子法と粒子法で似たような結果が得られている ことがわかる. 我々は系統的に空間解像度を変えた計 算を行い人工粘性の影響を評価した[12]. 図2では人 為的に低衝撃圧となっている物質は灰色で示した. 今 回は固体密度を持つ放出物に注目しているため、粒子 法を用いると格子法に比べて低い空間解像度でも高速 度の放出物を表現できるようである.図3に放出され た粒子の放出速度と最大衝撃圧力の関係を示す。図2 と同様に空間解像度に対して強く依存するような物質 は灰色で示している. ここでは結果を放出速度と Rankine - Hogoniot関係式から導かれる最大衝撃圧と その衝撃波背面における粒子速度(unh)を比較して整 理する.3本の線はそれぞれ(1) $v_{ei} = u_{DH}$, (2) $v_{ei} =$ $\sqrt{2}u_{\text{pH}}$ (3) $v_{\text{ej}} = 2u_{\text{pH}}の線である. それぞれの線は(1)$ 粒子速度-衝撃圧力平面上のHugoniot曲線, (2)本研

^{3.} 玄武岩に対応するTillotson EOSを用いても結果は変化しない ことを確かめている[12].



図2: 貫入特徴時間のスナップショット. 上段に格子法(2-D iSALE),下段に粒子法(3-D SPH)の結果を示す. 空間解像度の 異なる計算結果を並べて示した. 色は標的物質の粒子速度に対応している. 色がついていない放出物は空間解像度を 系統的に変化させた計算で人工粘性の影響を受けていると判定された物質である[12]. Kurosawa et al. (2018) [12]の Figure 3を改変.



3. 副単正に対する放田を使、彼にとりつちたし、(いたらりる) FUN 細水です。 副単正力と放田を度彼 それぞれ1次元インピーダンスマッチング法で計算される圧力、衝突速度で規格化した。衝突速度 は12 km/s. 色は初期配置における深さを衝突天体半径に対する100分率で示している。図1と同 様にMM 条件を満たす領域に赤いハッチをかけた。図2と同様に人工粘性の影響を受け信頼できな い粒子には色をつけず灰色で示した。図中の3本の曲線については本文を参照。

究で見出された衝撃波と膨張波による加速(Shockrelease cycle)で得られる最大の粒子速度(3.2章参照), (3)衝突物理の原理から求まる放出速度の上限に対応 する.(1)の線よりも高速度で放出される物質($v_{ej} > u_{pH}$ となる粒子)が衝突剥離過程(Spallation)で放出さ れた物質と定義される[e.g., 12, 14].2-D iSALE, 3-D SPHの両方で人工粘性の影響を受けていない信頼で きる深さからも MM 条件を満たす粒子が放出されて いることがわかる.以下ではより空間分解能が高い 2-D iSALEの結果を中心に解説する. $u_{\text{pH}} < v_{\text{ej}} < \sqrt{2}u_{\text{pH}}$ となる粒子の起源について3.2章, $v_{\text{ej}} > \sqrt{2}u_{\text{pH}}$ となる粒 子の加速機構について3.3章で解説する.



図4:2-D iSALEの結果. (a) 追跡粒子の初期位置に対する衝撃波, 膨張波の等時刻線. 衝突天体貫入特 徴時間で規格化した到来時刻をそれぞれの線の横に示した. (b)表面付近の拡大図. 衝突点から衝 突天体半径程度離れた動径方向距離に注目している. (c) 図4a中のA, B点に位置する物質の衝撃波 と膨張波による加速で得られる合成速度ベクトル模式図. Kurosawa et al. (2018) [12]のFigure 8を 改変.



図5:2-D iSALEの結果. 貫入していく衝突天体の縁近辺を拡大した計算のスナップショット.衝突天体 貫入特徴時間で規格化した経過時刻(t/ts)を図中に示した. 色は圧力を示す. 図2と同様に人工粘 性の影響で圧力の計算値が信頼できない物質については色をつけていない. 同じ軌跡を辿る6つの 追跡粒子の速度ベクトルと,同じ深さの地層の動きを同時に示している. Kurosawa et al. (2018) [12]のFigure 10を改変.

3.2 衝撃波と膨張波の可視化

図4aに追跡粒子の初期位置に対する衝撃波と膨張 波の到着時刻の等時刻線を示す.衝撃波は衝突点を中 小としてほぼ半球状に伝播していることがわかる.
 t/t_s ~0.4の時刻で衝突天体の縁から膨張波が発生し,
 三角形状に伝播する. 図4bには標的天体の表面付近
 を拡大して示す. 衝撃波と膨張波の成す角度がほぼ

90度になっていることがわかる.図4cには図4aの図 中に示したA. B点における最終的な粒子速度ベクト ルの向きを模式的に示す。A点は衝撃波と膨張波の伝 播方向の成す角度がほぼ90度になるため、速度ベク トルの向きが~45度曲げられ、その大きさは~√2倍 になると期待できる。

B点のような衝突点遠方では衝 撃波と膨張波がほぼ同じ方向から伝播してくる。この とき速度ベクトルは標的表面側に大きく曲げられ、そ の大きさは衝撃波伝播後のそれと比較して小さい. こ れは衝突掘削過程(Normal excavation) [e.g., 5, 23]と して知られている状況である.このような2次元的な 衝撃波と膨張波の伝播過程の幾何学的な検討から最終 的な粒子速度の実際の上限値は2u_{pH}でなく√2u_{pH}にな ることがわかった. 図3で $v_{ei} > \sqrt{2}u_{nH}$ の高速度で放出 された物質は未知の加速機構で放出されていることに なる.

3.3 心太式後期加速

本章では $v_{ei} > \sqrt{2}u_{pH}$ で放出される物質の加速機構 について述べる。図5に標的天体に貫入していく衝突 天体の縁を拡大した計算のスナップショットを示す。 計算中で同じ軌跡をたどる6粒子の運動と、その粒子 が位置している深さの地層の変形も同時に示している. 特筆すべき点は放出物カーテンの根本は地表面を超え ているにも関わらず~10 GPaの圧力を受け続けてい ることである。図6aに図5中の6粒子の粒子速度と圧 力の時間履歴を示す.最大衝撃圧が衝突点からの距離 が大きくなるにつれて減衰しており、衝撃波到達直後 の粒子速度の大きさはほぼ*u*_{DH}になっている.図6bに 衝突地点から測った6粒子の距離の時間変化を示す. この図の傾きは衝突点から遠ざかる速度に対応する. t/t_s~0.4の時刻に注目すると、6粒子間の相互距離が 詰まって圧縮状態になっていることがわかる、この時 刻は図5のパネル(c)に対応しており、粒子#4、#5、 #6はすでに地表面を飛び出している。図6aに戻って 同じ時刻の粒子速度と変化に注目すると、初期に衝突 点遠方かつ浅いところにいた粒子ほど加速を受け、粒 子速度の大きさの大小関係が入れ替わっていることが わかる. 最終的に粒子 #4, #5, #6は火星脱出速度を 超えている。この加速は衝突点からの距離は近いが相 対的に深い場所に位置していた粒子(例えば粒子#1. 高い衝撃圧,大きいupH)が,衝突点遠方かつ相対的に



図6:2-D iSALEの結果. (a) 図5中で示した6つの追跡粒子の粒 子速度(実線, 左Y軸)と圧力(点線, 右Y軸)の時間変化. (b) 6つの追跡粒子の衝突点から測った距離. 衝突点半径で規 格化している. 色は圧力を示す. 心太式後期加速が起こっ ている時刻に赤いハッチをかけた. Kurosawa et al. (2018) [12]のFigure 11を改変.



図7:2-D iSALEの結果. 図5中の追跡粒子#6の粒子速度の絶対 値(色付き, 左Y軸), 粒子速度の動径方向成分(灰色, 左Y 軸), 粒子速度の鉛直方向成分(黒色, 左Y軸),速度ベクト ルの向き(色),圧力(青,右Y軸)の時間変化. 火星脱出速度, 最大衝撃圧に対応するupH,√2upHも図中に示した. upHの定 義については本文を参照. Kurosawa et al.(2018)[12]の Figure 12を改変.

浅い場所に位置していた粒子(例えば粒 #6,低い衝撃 圧,小さい u_{pH})に追いつき,心太式に押し出すことで 発生する.図7に粒子 #6の挙動の詳細を示す.粒子 速度の絶対値,動径方向成分,鉛直方向成分,標的表 面から反時計回りに測った速度ベクトルの角度,圧力 の時間変化を示している.t/t_s = 0.365の時刻で~35 GPaまで圧力が急上昇している.これは衝撃波の到来 に対応しており、この系では先行研究で用いられた三 角波の仮定は妥当でないことを確認した. このときの 粒子速度の大きさは35 GPaに対応する uni になってお り、このような複雑な系でも衝撃波面前後のRankine-Hugoniot関係式は成立していることがわかる。速度 ベクトルの角度は20-30度である.この粒子は地表面 付近に位置しているので衝撃波と同時に希薄波が到来 する、衝撃圧縮の直後に膨張を開始し、圧力が下がる. $t/t_{s} = 0.38 - 0.39$ の時刻で粒子速度がおよそ $\sqrt{2}u_{H}$ にな り、速度ベクトルの角度が60-70度に上昇している。 膨張波は粒子#6に対してほぼ真上から到来し、速度 の動径方向成分はほとんど変化せずに鉛直方向成分の みが増加するため、速度ベクトルの向きが大幅に(~ 40-50度)変化している. これは図4cのA点で見た挙 動に対応している。t/t。= 0.39-0.41の時刻では圧力が ~10 GPaでほぼ一定となってなり、 $t/t_s = 0.41 - 0.44$ ま で緩やかに減少している.これは粒子#6が先述した 心太式押出しによって圧力を受けていることに対応す る.図5cを見ると明らかなように衝突点からみて外 側かつ上側に圧力勾配が生じており、斜め上向きに加 速される. t/t_s = 0.39-0.44まで粒子速度の動径方向成 分、鉛直方向成分がともに緩やかに増加し、最終的に 粒子速度の大きさは火星の脱出速度を超えている。圧 力が0に近づくと圧力勾配による加速が効かなくなり、 等速直線運動に移行する.このように(1)初期位置, 特に衝突点からの距離と標的表面からの深度。(2)減 衰衝撃波によって生まれる衝突点からの位置に応じた u_Hの速度差.(3)放出物流の圧縮性の3つの要因によ って心太式加速が起こることがわかった. この加速は 衝撃波伝播時のような圧力上昇を伴わない。粒子が詰 まることによって、膨張減圧中に減圧率が一時的に小 さくなることによって自由表面への圧力勾配による加 速が長時間持続するという緩やかなものである。我々 はこの加速機構を「後期加速(Late-stage acceleration) | と名付けた[12].

3.4 火星隕石の放出位置

図8aにt/t_s = 1.4の時刻までに放出された追跡粒子 の初期位置に対する放出速度を示す.経験した最大衝 撃圧の等圧線も同時に示す.図8bは今回の計算条件 (12 km/s, 垂直衝突)でMM条件を満たした粒子の初 期位置である.最大圧力と火星脱出速度で決まる3つ



図8:2-D iSALEの結果. (a) 追跡粒子の初期位置に対する放出 速度. 最大衝撃圧の等圧線も図中に示している. (b) MM 条件(本文参照)を満たす物質の初期位置. Kurosawa et al.(2018)[12]のFigure 14を改変.

の境界線も同時に示している.この結果から火星隕石 は衝突天体半径の2%よりも浅い場所から放出される ことがわかる.この計算でMM条件を満たした粒子 の総質量は衝突天体質量の0.12%であった.斜め衝 突の場合はより深いところからの放出も可能であるこ とからこの掘削深さと質量の見積もりは最小見積もり であることに注意してほしい.

4. 議 論

3章で述べたように「後期加速」の発見によって衝 撃物理学と岩石学の間の矛盾が解消され火星隕石の放 出が力学的に可能であることが示された.4.1章では 後期加速による速度変化量についてさらなる考察を加 える.そして斜め衝突の場合に期待される変化(4.2 章)と今後の展望を述べる(4.3章).

4.1 後期加速による速度変化

本章では3.3章で述べた後期加速で得られる速度変 化の近似式を導く.放出物カーテンの外縁は自由表面 であることから放出物カーテンの根本付近を構成する 粒子の加速度*a*_{late}は、カーテン根本の圧力*P*_{root}とカー テンの特徴的な厚み*L*を使って、

$$a_{late} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} \approx \frac{P_{root}}{\rho L} \tag{1}$$

と近似できる. ここで ρ はカーテンを構成する物質 の密度で岩石の場合はおよそ3000 kg/m³である. 物 性値と数値計算で得られた典型的な結果を使って速度 変化量 $\Delta \nu \sim a_{late} \Delta t$ を見積もると,

$$\approx 1.4 \left(\frac{P_{root}}{10 \ GP_a}\right) \left(\frac{\Delta t}{0.05 t_s}\right) \left(\frac{\rho}{3000 \ \text{kg/m}^3}\right)^{-1} \left(\frac{L}{0.02 R_p}\right)^{-1} (\text{km/s})$$
(2)

となる. ここで Δt は後期加速の特徴的持続時間である. このように心太式後期加速による速度変化量は十分に 大きく,図7で示した粒子#6の実際の放出速度(~6 km/s)と $\sqrt{2}u_{\rm pH}$ (~3 km/s)の差と同じオーダーである ことがわかる.

4.2 斜め衝突

本研究では簡単のために垂直衝突を扱ったが. 天然 では斜め45度を中心とした斜め衝突が起こる[24].本 章では斜め衝突で何が変わるのか?について述べ、さ らに現在進行中の研究の結果を一部紹介する.過去の 室内/数値斜め衝突実験から、斜め衝突時の放出物は 著しい方位角異方性を示すことが知られている[e.g., 25]. これは衝突速度ベクトルを標的表面に対して垂 直方向成分と水平方向成分に分けると定性的には理解 できる。斜め衝突で形成されるクレータの大きさや衝 撃加熱度は衝突速度の垂直成分とよい相関があること が知られており[e.g., 26], 斜め衝突は衝突速度の水平 方向成分で移動する座標系における垂直衝突と大雑把 には近似できる.従って本研究で得られた垂直衝突の 放出物の速度ベクトルと水平方向の並進速度ベクトル の和が斜め衝突時の放出物分布の第一次近似となるで あろう.

現在我々は斜め衝突時の高速放出物の発生過程の詳 細を明らかにするため室内/数値衝突実験を実施して いる[Okamoto et al. 執筆中; Genda et al. 執筆中]. 過 去の研究との大きな違いは(1)2013年以降に可能にな った弾丸貫入特徴時間 t_sよりも短い時間間隔の撮像計 測を実施した点,(2)標的に融点の低いプラスチック を用い,高速放出成分が完全流体として振る舞うよう に工夫した点である.この2点によって室内衝突実験 と数値衝突計算の結果の詳細比較を可能にした.図9 に千葉工業大学惑星探査研究センターに設置された二 段式水素ガス銃[3]を用いて行った超高速撮像計測と, 本研究で用いたのと同様の3-D SPHコードで行った 斜め衝突計算の結果の1例を示す. 我々は弾丸を100 万個以上のSPH粒子で表現すると,実験で観察され る放出物の様相をよく再現できることを確かめつつあ る[Okamoto et al.,執筆中]. これは高解像度の3-D SPH計算結果が信頼できることを強く支持する. 数 値計算の最大の長所は室内衝突実験では困難なパラメ ータの変更や,様々な解析を実施できる点である. 今 後はこの3-D SPH計算コードを活用し, 斜め衝突に よる火星隕石放出過程について詳細に調べる予定 [Genda et al. 執筆中]である.

4.3 Pansperimia仮説への応用と放出時の 経験温度

近年ではTRAPPIST-1[27]などの系外惑星系の発見 によって惑星間物質輸送過程(Litho-Panspermia) [e.g., 281に再び注目が集まっている[29.30]. 本研究で見出 された心太式後期加速によって相対的に低衝撃圧しか 経験していない物質が従来の想定よりも多く宇宙空間 に放出されていたであろう. 母天体で生まれた微生物 が衝突時の衝撃に耐え惑星間を移動するとする Panspermia 仮説に新展開をもたらすと期待している. ここで本研究では扱っていない物質放出時の加熱につ いても述べておく. 火星隕石は100-600 K程度の昇温 を経験したと推定されている[e.g., 1, 31]. 100 K程度 の温度であれば十分に耐える微生物も存在するため、 生命の惑星間移動の可能性についても期待できる. と ころが火星隕石の経験温度の推定値の多くは岩石学・ 鉱物学分析から推定された最大衝撃圧から熱力学演算 によって間接的に算出されたものであることには注意 が必要である. 最近, Kurosawa and Genda(2018) [32]は岩石物質の物質強度の効果を再評価し、従来の 想定よりも低衝撃圧力でも同位体時計の初期化や熔融 を引き起こすほどの高温に達することを示した. この 発見は実際に火星隕石が経験した温度はこれまでの推 定値よりも高い可能性があることを示唆する、今後は 物質強度を取り入れた高解像度の数値衝突計算を実施 し、火星隕石が経験した圧力-温度の復元を行ってい く予定である.

5. まとめ

天体衝突による物質放出によって火星隕石を説明で



図9:斜め衝突時の高速度放出物の様子[Okamoto et al.,執筆中]. 千葉工業大学惑星探査研究センターで実施した高速 度衝突実験の結果を左列, 3-D SPHの結果を右列に示す.弾丸と標的はともにポリカーボネイト. 3-D SPH計 算ではポリカーボネイトに対応するTillotson EOSを用い,衝突速度と角度は左列に示した実験の実測値と同じ に設定した.最初の接触からの経過時刻を図中に示す.括弧内の数字は弾丸貫入特徴時間で規格化した時刻である.

きるか否か,を数値衝突計算で検証した.先行研究に 比べて一桁以上高い空間解像度の数値衝突計算を実施 し、衝突直下点近傍の流れ場を詳細に解析した、その 結果, (1)MM条件(放出速度>5 km/s, 経験した最大 圧力=30-50 GPa)を満たす物質が確かに存在すること、 (2)その物質は衝撃波、膨張波による加速に続く心太 式後期加速によって緩やかに加速されて生じること, (3)12 km/sの垂直衝突の場合, MM条件を満たす物 質の初期位置は衝突天体半径の2%よりも浅く、総質 量は衝突天体質量の0.1%程度であることがわかった。 本稿で紹介したように近年の計算機能力と実験装置の 計測精度の向上によって、天体衝突の衝突直下点の流 体力学,熱力学について真正面から研究を行うことが できるようになった、火星隕石は火星から地球への物 質輸送の貴重な実例と位置づけることができ、このよ うな研究を進める上での制約条件を与えてくれる. 我々は(Litho-)Pansperimia仮説を定量的な議論の俎 上にのせるべくさらなる研究を行っていく予定である.

謝 辞

iSALEの 開 発 者 で あ る Gareth Collins, Kai Wünnemann, Boris Ivanov, H. Jay Melosh, Dirk Elbeshausenの各氏に感謝致します. 匿名の査読者に感 謝致します. 本研究は科学研究費補助金17H02990, アストロバイオロジーセンタープロジェクト研究費 AB301018の支援を受けて実施されました. 黒澤は科 学研究費補助金17H01176, 17H01175, 17K18812, 18H04464の援助を受けています.

参考文献

- Nyquist, L. E. et al., 2001, Space Science Review 96, 105.
- Kieffer, S. W., 1977, in Impact and Explosion Cratering, Eds. Roddy, D. J., Pepin, R. O., and Merrill, R. B., 751 (New York : Pergamon Press).

- [3] Kurosawa, K. et al., 2015, JGR-Planets 120, 1237.
- [4] Head, J. N. et al., 2002, Science 298, 1752.
- [5] Melosh, H. J., 1989, Impact cratering: A geologic process (New York: Oxford University Press).
- [6] Melosh, H. J., 1984, Icarus 59, 234.
- [7] Artemieva, N. and Ivanov, B. A., 2004, Icarus 171, 84.
- [8] DeCarli, P. S. et al., 2007, AIP Conference Proceedings 955, 1371.
- [9] DeCarli, P. S., 2013, Procedia Engineering 58, 570.
- [10] Melosh, H. J. and Ong, L., 2011, LPS XXXXII, 2354.
- [11] Ong, L. and Melosh, H. J., 2012, LPS XXXXIII, 2031.
- [12] Kurosawa, K. et al., 2018, Icarus 301, 219.
- [13] Tillotson, J. H., 1962, Technical Report GA-3216, General Atomic Report.
- [14] Johnson, B. C. and Melosh, H. J., 2013, Icarus 228, 347.
- [15] Amsden, A. et al., 1980, Los Alamos National Laboratories Report, LA-8095:101p.
- [16] Ivanov, B. A. et al., 1997, International Journal of Impact Engineering 20, 411.
- [17] Wünnemann, K. et al., 2006, Icarus 180, 514.
- [18] von Neumann, J. and Richtmyer, R. D., 1950, Journal of Applied Physics 21, 232.
- [19] Collins, G. S. et al., 2016, figshare, https://doi. org/10.6084/m9.figshare.3473690.v2.
- [20] Johnson, B. C. et al., 2014, Icarus 238, 13.
- [21] Fukuzaki, S. et al., 2010, Icarus 209, 715.
- [22] Genda, H. et al., 2015, Icarus 262, 58.
- [23] Kurosawa, K. and Takada, S., 2018, Icarus, In press.
- [24] Shoemaker, E. M., 1962, in Physics and Astronomy of the Moon, Eds. Kopal, Z. 283 (California: Academic San Diego).
- [25] Schultz, P. H. and Gault, D. E., 1990, Geological Society of America Special Paper 247, 239.
- [26] Pierazzo, E. and Melosh, H. J., 2000, Icarus 145, 252.
- [27] Gillon, M. et al., 2016, Nature 533, 221.
- [28] Melosh, H. J., 2003, Astrobiology 3, 207.
- [29] Krijt, S. et al., 2017, Astrophys. J. Lett. 839, L21.
- [30] Lingam, M. and Loeb, A., 2017, PNAS 114, 6689.
- [31] Fritz, J. et al., 2005, MaPS 40, 1393.
- [32] Kurosawa, K. and Genda, H., 2018, GRL 45, 620.

^{特集「火星圏のサイエンス」} 太陽系ハビタブル惑星の成立を探る火星衛星 探査計画MMX

倉本 圭^{1,2}, 川勝 康弘², 藤本 正樹², 玄田 英典³, 平田 成⁴, 今村 剛⁵, 亀田 真吾⁶, 松本 晃治⁷, 宮本 英昭⁵, 諸田 智克⁸, 長岡 央², 中川 広務⁹, 中村 智樹⁹, 小川 和律¹⁰, 大嶽 久志², 尾崎 正伸², 佐々木 晶¹¹, 千秋 博紀¹², 橘 省吾⁵, 寺田 直樹⁹, 臼井 寛裕², 和田 浩二¹², 渡邊 誠一郎⁸, MMX study team 2018年6月30日愛爾, 香菇を経て2018年7月30日受理,

(要旨) 火星衛星 Phobos からのサンプルリターンに挑む火星衛星探査計画 (Martian Moons eXploration: MMX)は,現在,宇宙航空研究開発機構 (JAXA) プリプロジェクトとして,2024年の打ち上げと5年の往還 期間を設定し,精力的な検討・初期開発が進められている。MMXは,サンプル分析,Deimosを加えた火 星衛星の近接観測,そして火星大気および火星圏のモニタリング観測を組み合わせることにより,惑星に寄 りそう衛星という切り口と視座から,太陽系における大気と水を湛えたハビタブル惑星の形成と進化の解明 に迫ろうとしている。

1. はじめに

火星衛星のサンプルリターンミッションである火星 衛星探査計画(Martian Moons eXploration: MMX)は, 我が国の宇宙基本計画 [1] において戦略的中型宇宙科 学探査計画1号機に位置づけられ,現在,JAXAプリ プロジェクトとして,システム・機器・運用・データ 処理・サンプル分析等の検討と初期開発が精力的に進 められている.MMXは,はやぶさの拓いた我が国の 小天体サンプルリターン探査の優位性を伸ばし,かぐ や(月)やあかつき(金星)で培ってきた我が国の重力天 体探査の火星への拡張を狙う連続性と展開性を有し,

1. 北海道大学

2. JAXA

3. 東京工業大学

4. 会津大学

5. 東京大学

6. 立教大学

- 7. 国立天文台
- 8. 名古屋大学
- 9. 東北大学
- 10. 神戸大学
- 11. 大阪大学
- 12.千葉工業大学

2015年に宇宙科学研究所内で実施された予備調査を 経た後,戦略的中型探査計画として採用されるに至っ た.

火星衛星のサンプルリターンミッションは,これま でにも旧ソ連とロシアによって試みられたが,いずれ も技術的な不具合の発生によって失敗に終わってきた. そして,その代替計画は,実現の見通しがたっていな い.そんな中,MMXには海外の研究者や宇宙機関か ら強い関心が寄せられており,科学面はもちろん,技 術交換・設備供与・一部観測機器の提供など,多岐の 協力関係が結ばれつつある.こうした国際協力の拡が りは,火星衛星探査に科学者や技術者を惹き付ける魅 力が備わっていることの証左と,我々は受け止めてい る.

本稿では、MMXのこれまでの概念検討の最新の結 果について、主に科学面に焦点を当てて解説する. な お、本稿は現時点におけるMMX計画の検討結果をま とめたものであり、今後変更が加わる可能性があるこ とには留意されたい.

keikei@ep.sci.hokudai.ac.jp

2. Phobos, Deimosと火星

太陽系全体で見れば衛星の総数は膨大だが,地球型 惑星に絞ると,衛星を持つものは地球と火星に限られ, 数も合計3つしかない.地球の月は,地球も経たであ ろう初期の大規模溶融と多数の天体衝突現象の痕跡を とどめ,その詳しい調査から,月ひいては地球の起源 と初期進化に対し幾多の重要な制約や知見がもたらさ れてきた.MMXの目指す火星衛星PhobosとDeimos からも,衛星自体はもちろん,その母惑星火星の形成 と進化について,ユニークな制約を得ることができる と期待される.

地球の月と比較したとき、PhobosとDeimosのもっ とも目立つ特徴はサイズ・質量が小さく、またアルベ ドが低いことである(表1).反射スペクトルは赤化傾 向を示し、揮発性物質に富む炭素質隕石の母天体に相 当するとみられるD型小惑星やT型小惑星のそれに 似ている[2].これらの事実は、火星衛星が火星軌道 より外側の領域で生まれた、始原的な小惑星の捕獲に より形成されたとする捕獲説を示唆する.ただし反射 スペクトルのみから天体の組成や起源を断定するのは 危険であり、実際に、強い宇宙風化を受けた月面の斜 長岩地殻が、火星衛星同様の反射スペクトルを示す例 [3]が知られている.

飛来した小惑星の捕獲には、接近遭遇時に火星に相 対的な軌道エネルギーが減衰することが必要である. 減衰を引き起こす抗力源には、火星を取り巻く原始大 気、特に原始太陽系星雲ガスを原始火星の重力で束縛 したものが候補に挙げられる.そのような仮定を置い た解析[5,6]によれば、飛来した小天体の一時的な捕獲 は珍しい現象ではない.しかし原始大気に自転運動が

表1:火星衛星の主な性質 [JPL Solar System Dynamics[4]のまとめによる]

パラメータ	Phobos	Deimos			
質量 [kg]	1.066×10^{16}	1.476×10^{15}			
サイズ [km] ¹⁾	$13.4 \times 11.2 \times 9.2$	$7.5 \times 6.1 \times 5.2$			
平均密度 [g/cm ³]	1.872 ± 0.076	1.471 ± 0.166			
軌道半長径 [火星半径]	2.76	6.92			
軌道離心率	0.0151	0.0002			
軌道傾斜角 [°]2)	1.075	1.788			
幾何アルベド	0.071 ± 0.012	0.068 ± 0.007			
備考 1) 楕円体近似三軸半径。2) 対Laplace面					

ないか,弱い場合には,捕獲天体はガス抗力によって 軌道半径が徐々に縮小し,最終的には母惑星に落下し てしまう.そして軌道傾斜は遭遇時の値からほとんど 変化しない[7].原始大気に十分な回転運動があれば この問題は緩和されるが,そのような運動が生じうる か現時点では定かではない.

他方,火星衛星の軌道は地球の月のそれに似ており, 離心率・軌道傾斜ともに極めて小さな,ほぼ完全な赤 道円軌道となっている(表1).この事実は,むしろ原 始火星に生じた巨大衝突によって放出された破片が, 火星の周囲で再集積して衛星が形成されたとする巨大 衝突説に立つほうが説明しやすい.最近の数値シミュ レーション研究[8]によれば,火星衛星の形成には, 失われたもう一つの衛星の形成が重要であった可能性 がある.このシナリオによれば,衛星の巨大衝突によ り形成された破片円盤から,火星近傍に巨大な衛星が 形成され,その重力の作用によってより外側を周回す る破片の軌道が乱される.こうして破片同士の軌道交 差が促された結果,小衛星が2つ誕生し,内側の巨大 衛星はその後の潮汐軌道進化によって火星に落下して 失われる.

巨大衝突起源の場合, PhobosとDeimosを構成する 物質は, 原始火星のマントル由来物質と衝突天体由来 物質の混合物となり[9], 火成岩的な組織・鉱物組成 になると予想される[10]. ただしこうした物質が宇宙 風化によって,現在の火星衛星と同様の反射スペクト ルを示すようになるのかは検証されていない.現状に おいては両起源説とも確定的とは言えず,決着をつけ るには新たな調査が必要である.

両衛星を従える火星は、太陽系においてもっとも地 球に近い表層環境を有する惑星である.バレーネット ワークやアウトフローチャネルなどの流路地形は、30 億年前から40億年前の過去に、大量の液体の水が火 星上に存在していたことを示唆する.近年の軌道上か らの高精細スペクトル撮像[11]や、着陸機による堆積 岩のその場調査[12]からも、生命の生育が可能な組成 の液体水が、過去の少なくとも一時期に広範に存在し ていたことが裏付けられてきた.他方、火星は衝突ク レーターに富む太古に形成された地域を保存しており、 岩石型惑星における大気水圏の形成と進化をつぶさに 辿ることの可能な無二の惑星である.

地球の約半分という火星の直径と、火星隕石中の消

減核種の痕跡を用いて推定された,太陽系最古の固体 粒子の形成から数百万年以内という火星の形成時間 [13]は,惑星形成論の予測する原始惑星の特徴[14]に 近い.原始惑星とは,各々の局所的な軌道範囲内にあ る微惑星集団内において,暴走的な集積成長を起こし て形成される天体を指し,地球型惑星領域におけるそ の典型サイズは月から火星サイズである.地球や金星 は,これらの原始惑星がさらに相互の巨大衝突を何度 か起こし,最終的な質量まで成長したものと考えられ ている.火星隕石にみられる消滅核種の関与する同位 体系の組成的多様性は,火星マントルの攪拌が不完全 であったことを示唆し,これも火星が,全球的融解を 引き起こす規模の巨大衝突を免れた,原始惑星の生き 残りであることを支持する[15,16].つまり火星は,地 球サイズに到達するまでに,原始惑星がどのような進 化を経たのかを知る手がかりを持つ天体としても重要 である.

地球生命圏を支える地球の水と他の揮発性物質の起 源は未解決の研究テーマだが、低温の外惑星領域で形 成された小天体が、後に地球型惑星へ水や有機物を運 び込んだとする考えが有力視されている[17].火星は、 外惑星領域にもっとも近い軌道を持った地球型惑星で あり、内惑星領域への揮発性物質輸送過程を探る上で 絶好の位置にあるといえる.

もし、火星衛星が揮発性物質に富む小惑星の捕獲起 源ならば、新たな探査により衛星前駆天体の形成過程、 形成領域から火星へ至る軌道進化に制約を与えること によって、地球型惑星への揮発性物質供給過程を実証

大目	的 1 火星衛星の起源を明らかにし、内外太陽系接続領域における惑星形成過程と物質輸送に制約を与える.							
Í	中目的1.1 Phobosの起源が小惑星捕獲なのか巨大衝突なのかを明らかにする.							
	MO1.1.1 Phobosを構成する物質の表層分布を採取地点の科学的評価と地質構造把握に必要な空間分解能							
	で分光学的に明らかにし、Phobosの起源に制約を与える.							
	MO1.1.2 Phobos 表面の回収試料から構成物質の主要成分を、形成時の記録を保持する衛星固有物質とし							
	て同定し、その同位体比等から、その起源を強く制約する(*1).							
	MO1.1.3 Phobos内部の氷の存在に関わる分子放出率や質量分布等の情報を取得し、またPhobos表層の密							
-	度コントフストの有無を調べ、Phobosの起源にMOI.I.I、MOI.I.2とは独立に制約を与える(*2).							
	甲日的1.2a 【Phobos か小惑星 捕獲起線の場合】地球型惑星領域へ供給される始原物質の組成とその移動過程 を解明し、小見主属進化の初期条件を制約する							
	で所切し、人生な眉進化の初期未付で制造する。							
	MOLLA.I 太陽永如原物員の形成ねよりハブ アイマ周辺頃域での如原八体形成染現に、物員行手的に両 約を与うるとともに Photos捕獲過程を推完することで 初期大隈系での天体移動過程と水是表属准化の							
	初期条件に制約を与える。							
	中目的1.2b 【Phobos が巨大衝突起源の場合】地球型惑星領域における巨大衝突と衛星形成過程を理解し、火							
	星の初期進化過程に及ぼす影響を評価する.							
	MO1.2b.1 Phobosの衛星固有物質中に、巨大衝突で飛び散った原始火星成分(火星起源成分)と衝突天体							
	起源成分を特定し、その特徴を明らかにするとともに、巨大衝突規模と年代を推定し、地球型惑星領域に							
	おける天体移動と惑星形成過程に制約を与える.							
	中目的1.3 Deimos の起源に新たな制約を加える.							
	MO1.3.1 Deimosを構成する物質の表層分布を地質構造の把握に必要な空間分解能で分光学的に明らかに							
	して、Phobosと対比する.							
大目的2 火星衛星からの視点で、火星圏変遷の駆動メカニズムを明らかにし、火星圏進化史に新たな知見を加える.								
	中目的2.1 火星圏における衛星の表層進化の素過程に関する基本的描像を得る.							
	MO2.1.1 小惑星と比較して火星衛星に特有な表層レゴリス層の風化・進化過程(天体衝突頻度と撹拌の程							
	度,並びに宇宙風化過程)を特定する.							
	中目的2.2 火星表層変遷史に新たな知見と制限を加える.							
	MO2.2.1 Phobos表面の回収試料中に、衛星形成後に火星から飛来した物質を探し、適切な試料が存在す							
	る場合には、それから火星表層の化学状態やその変遷に制約を与える。 MO2999 小月中な通じれたた勤漁長に、現在の勤漁士伝の知識長、同位仕長かく制約な長さて(*9)							
-	10104.4.4 八生犬で通じた八水販売車に、売工の取造八米の租成は「阿世体比から同約を子える(3).							
	TロNL.5 人生XIKV友達に因れる人生人XI加良加場のメガー人口に向利を子んる。 MO231 ル星十与山おとび十与-地表問のダストと水の輪洋渦程にダストストールと水蒸与、雪の今球公							
	布の時間変化から制約を与える							

表2: MMXミッションの理学目的 [18]

(*1)衛星起源の解明には、局所的な回収試料情報を衛星全体のリモートセンシング観測情報と対応づける必要がある.(*2)内部 氷の存在が確認されれば、始原小惑星捕獲説が強く支持される.(*3)火星衛星軌道での滞在観測は、大気散逸過程の太陽風や季 節変化の依存性を捉えやすい. 的に描き出すことができる.また捕獲過程への制約か ら,捕獲時の火星軌道周辺の原始惑星系円盤構造や, 火星原始大気の構造復元も期待できる.他方,火星衛 星が巨大衝突起源ならば,新たな探査により衝突の規 模,タイミングについて,そして衝突天体に対応する 隕石種や小惑星タイプの推定から,火星形成の最終段 階における物質供給過程について制約を得ることがで きる.衝突天体が乾いた天体と結論されたなら,火星 の揮発性物質は主に衝突以前に供給されたと推測でき, 湿った天体なら,巨大衝突を含む後期重爆撃が火星大 気水圏の質量増加に果たした寄与が推測できる.さら には,衝突時の火星マントルの物理化学状態にも一定 の制約が得られるものと期待される.

こうした物質科学に根差す制約の獲得には、リモー トセンシング観測と、微量元素濃度、同位体組成、年 代等の測定や微視的構造の読み取りなど、物質科学的 な深堀りが可能なサンプルリターンの組み合わせが極 めて有益である.限定された箇所から回収された試料 の分析結果を衛星全体の性質に敷衍するには、試料の 産状と、mmオーダーから全球に至るマルチスケール 解像度の全球リモートセンシングデータから導かれる 表層の物質分布・特性との対照が不可欠である.

火星衛星は、火星とその周辺空間を併せ火星圏を構 成する.火星衛星からは、惑星史を通じた火星圏の進 化や変動過程にも迫ることが期待される.具体的には、 微隕石を含む天体衝突による衛星表層の進化、火星圏 への天体衝突歴、火星からの衝突放出破片の衛星への 集積、火星大気成分の流出、衛星内部揮発性物質の蒸 発と放出、衛星放出ダストによるダストリングの形成、 太陽風・宇宙線・火星大気散逸成分の衛星への打ち込 み、宇宙風化などのテーマが挙げられる.また火星衛 星は火星のほぼ赤道軌道を周回していることから、衛 星近傍から火星全球を視野に納めながら、大気を連続 観測することが可能である.これは、多くの火星周回 探査機が低高度の極周回軌道を持ち、限られた地方時 の観測に偏りがちなことと比べ、火星大気の動態の把 握において大きな利点となる.

3. ミッションの科学目的

以上の背景を踏まえたMMXの科学目的とそのミッション要求への落とし込み構成を表2に示す.目的は、

簡潔に言えば、1)大気と水圏を保有する惑星の起源の 解明と、2)火星圏の進化の解明に大別できる。前者に ついては、まず近傍観測とサンプル分析により火星衛 星の起源論に決着をつける。そして捕獲起源と判明し た場合には、近地球小惑星に比べて低温条件下で保存 された始原物質を手中にしたことになり、その分析か ら初期太陽系における物質進化と輸送過程を制約する. 他方、巨大衝突起源の場合は、衝突天体と初期火星物 質の混合物を入手したことになり、ここから衝突天体 の由来と、火星の初期分化状態を制約する、火星圏の 進化プロセスを解明については、クレーター形成、微 小隕石・高エネルギー粒子の影響によるPhobos・ Deimos表層の変質過程と火星大気の動態の把握を目 指す、もしも衛星試料に、火星由来の若い物質が発見 できた場合、その年代分析と併せて火星表層環境の変 遷に物質科学的制約を与えることを試みる.

4. ミッションプロファイルと探査機の概要

現時点でのモデルミッションプロファイルを図1に 示す.地球と火星の相対位置関係から打ち上げ好機と なる2024年9月に地球を出発し、1年弱の惑星間航行 を経て周火星軌道に到達する.探査機は火星重力圏内 に約3年滞在し、2028年8月に火星重力圏を離脱、地 球には2029年7月に帰還する.

周火星軌道に入った後に,探査機は徐々にPhobos に接近する.Phobos軌道と若干異なる離心率と軌道 傾斜角を与えることにより,実質的にPhobosを周回 する偽周回軌道(quasi satellite orbit:QSO)に投入し て,Phobosの接近観測を行う.QSOはPhobos重心に 対して短軸長軸比がほぼ1:2の楕円軌道である(低高 度になるとPhobosの重力が効き,円軌道に近づく). QSOは,観測要求から大高度(軌道半長径200 km), 中高度(同100 km),低高度(同50 km)のものを適宜 組み合わせる.高解像観測に向け,より低い高度の QSOの実現性も検討中である.

着陸とサンプリングはPhobosに対して実施し, Deimosについては遠隔観測のみを行う.科学的には 両衛星からのサンプリングが理想的だが,運用リソー スの制限から着陸は1衛星に絞る.Phobosを着陸対 象としたのは,既存の撮像データが豊富であり着陸点 選定の参照にできること,PhobosとDeimosが互いに



図1: MMXミッションプロファイル例.



図2: 探査機の多段構成検討例.

似た反射スペクトルを有し,同様の物質からなると考 えられること,またPhobosが火星により近い軌道を 持ち,衛星形成後に天体衝突によって火星から放出さ れた物質を,より高い濃度でレゴリス中に含んでいる 可能性が高いことが理由である.Phobosは衛星とし ては小型だが,惑星イトカワやリュウグウなどと比較 すれば極めて質量が大きく,着陸可能な重力を持つ. そこでタッチアンドゴー方式ではなく,着陸したうえ でサンプリングと付随するその場観測を行う.

Phobosには反射スペクトルの赤化傾向が強い,いわゆる赤領域と,傾向が弱い青領域が存在していることが知られている[19]. この違いは組成の違いなのか,

宇宙風化度の違いなのかは分かっていないが、両方の 領域から試料を得ることが当然望ましい.そのため MMXは複数地点で着陸・サンプリングを行う. Deimosの接近観測は,探査機がPhobosに向かう途上 か,離脱し地球に帰還する途上,あるいはこれらの双 方において実施する.

探査機は加速に優れる化学推進とし,運用段階に応 じて探査機の減量を行って燃料消費を抑えるために, 往路モジュール,探査モジュール,復路モジュールか らなる多段構成を採る(図2).現時点の検討では打ち 上げ時の総重量がおよそ3,500 kgと見積もられ,我が 国の次期基幹ロケットとして開発の進んでいるH-III

继空女新	主な機能	主要な役割		
阀砧石仦		衛星起源関連	試料回収関連	火星圏進化
γ線中性子分光計 MEGANE ¹⁾	表層元素組成決定	全球スケールの組 成の把握(水和鉱	着陸点選定と特徴 付け(安全性,採取	
広角可視多色カメラ OROCHI ²⁾	可視多色マッピン グ	物, Fe/Si, 水分子 放出率など)	試料の産状,衛星 基盤岩由来物質と	火星大気物質循 環過程の解明
近赤外分光イメージ ャ MacrOmega ³⁾	近赤外高分解反射 スペクトルマッピ ング	衛星起源に多角的 判別指標提供	しての代表性の担 保)	
イオン質量分析計 MSA ⁴⁾	希薄イオン化学種・ エネルギー・フラ ックス測定			ガストーラス, 火星大気散逸の 制約
望遠カメラ TENGOO ⁵⁾	精細単色地形撮像	地質構造,基盤岩 物質露出面の把握		クレーター年代 学,地質史推定
レーザ測距計 LIDAR ⁶⁾	衛星形状決定			
ダスト検出器 CMDM ⁷⁾	ダストフラックス 計測	ダストリングの検出,宇宙風化における微小隕石衝突の役 割の把握		

表3: 搭載科学観測機器一覧.

名称解説 1)Mars moons Exploration with GAmma rays and NEutrons, 日本語の眼鏡にちなむ, 2)Optical RaidOmeter composed of Chromatic Imagers, 八岐の大蛇にちなむ, 3)はやぶさ2小型着陸機MASCOT搭載のMicrOmegaにちなむ, 4)Mass Spectrum Analyzer, 5)TElescopic Nadir imager for GeOmrphOlogy, 天狗にちなむ, 6)LIght Detection and Ranging, 7)Circum-Martian Dust Monitor.

を用いて打ち上げる.

5. 搭載科学観測機器

表3に搭載予定の科学観測機器をリストする. これ らと採取試料の地上分析を組み合わせることで,前述 のミッション要求が満たされるよう構成されている. 紙面の都合から各機器についての詳細な解説は省き, ここではこれらの相補的な役割について述べる.

遠隔観測の大きな目的の一つは、火星衛星の起源に 対して試料分析とは独立な制約を与えることである. そのため遠隔観測ではまずPhobos全球の物質組成に 制約を与える.ガンマ線・中性子分光計 MEGANE(米 NASA/APL提供)は、表層数十 cm の Si, Fe, H, K等 の元素濃度をPhobos半球程度の空間解像度で求める. 例えばFe/Si比が、コンドライト的な物質に近ければ 捕獲起源、明らかに低い値であれば火星マントル成分 の顕著な寄与、すなわち巨大衝突起源が示唆される. 近赤外撮像分光計 MacrOmega(仏 CNES/IAS提供)と 可視広角多色カメラOROCHIは、QSO軌道から Phobos全球の分光マッピングをmオーダーの空間解 像度で実施する.10 cm オーダーの空間解像度を持つ 望遠カメラTENGOOの撮像データから、若いクレー ターや地滑り地形などの地質学的に新鮮なスポットを 同定し、それらの分光データから基盤岩の鉱物組成を 推定する.もし含水鉱物を大量に含むなら、始原的小 惑星の捕獲起源が示唆される.なお、これまでの火星 探査機による観測では、吸収物質が不明な0.65 µm帯 吸収(地上観測からの示唆)と含水鉱物が示す2.8 µm 帯吸収の分光データが得られていない状態にある[19] が、MMX はこの波長域を漏らさずにカバーする.

質量分析装置MSAは、火星衛星内部からの水蒸気 脱ガスが存在した場合に形成が期待される、OH など 水関連イオンの作るガストーラス[20]の検出を試みる. もし十分な密度の水関連イオンが見いだされれば、 Phobos内部に氷が現存することを示唆し、Phobosの 冷たい起源、すなわち捕獲説を後押しすることになる。 MSAはまた、太陽風によってPhobos表面から叩きだ される二次イオンの質量とフラックスの測定から、表 面元素組成の推定と、それによる衛星起源の制約も狙 う. レーザ測距装置LIDARは、Phobosの形状を決定 する. 探査機軌道データと併せ、重力場の推定を並行 して行うことで、衛星内部の質量分布に制約を与える. これも氷を含む核の存在可能性など、内部構造の観点 から衛星の起源の考察に貢献する.

こうした遠隔観測機器は、サンプリング地点の選定

や,試料が衛星の基盤岩に由来すること,すなわち採 取試料の代表性の担保にも用いられる。特にOROCHI と MacrOmega は着陸時にmm スケールの精細な空間 解像度で分光撮像を行い,採取試料の産状を詳細把握 する。

これまでに述べた観測により取得されたデータは、 クレーター年代学をはじめ火星衛星表面の変質過程の 解明にも用いられる. さらに周火星ダストモニタ (CMDM)は、火星衛星周辺のダストフラックスを測 定し、衛星表面への微隕石や、その存在可能性が理論 的に示されているダストリング[21]の存否確認と、存 在した場合にはダスト粒子の再衝突による衛星表面の 変質過程に迫る. 採取試料の衝撃変成等の分析結果と、 こうしたデータから得られる知見は、圧倒的に大きな 重力を有する(地球の)月や惑星重力に束縛されていな い小惑星との表層進化過程の違い、あるいは共通性を 浮き彫りにするであろう.

OROCHIとMacrOmegaは、探査機がPhobosの日 陰側に回り込んでいるタイミングの一部を用いて、全 球スケールの火星大気の連続分光撮像を行う.大気ダ ストと水蒸気・氷雲の運動を追跡することによって、 大気循環をモニタし、火星表層のH₂Oリザバー間の 物質交換過程を追う.MSAは、火星大気から流失す るイオンフラックスについても種別に測定する.これ によって火星大気の散逸過程について知見を深める.

ここまで述べた装置群に加えて、現在、分離カメラ、 ローバーの搭載可能性が検討されている.これらの機 器は、Phobos表面に設置して観測を行い、レゴリス 層の力学的・物質科学的特性をその場調査し、母機着 陸やサンプリングの安全性の確認や、他の機器やサン プル分析から得られるデータの解釈に資する.

6. サンプリングとサンプル科学

Phobosには比較的豊富な撮像データが存在するが、 最高でもmスケールの空間解像度であるため、レゴ リス粒子の粒径分布に関する直接的な観測データは存 在しない.熱慣性の観測データに熱伝導モデルを組み 合わせた検討によればPhobos表面レゴリスの代表粒 径は1 mm程度[22]、これに粒子間力と重力のつり合 いから求まる粒径と空隙率の関係を加味した手法では 2 mm程度とされる[23,24].また、Phobosから放出さ れる300 μm以下の小さいダストは太陽光圧の影響で 火星に落下するか火星圏外へ飛ばされる[25]. したが って,表面レゴリス粒子の典型粒径は300 μm-2 mm 程度と想定される.

MMXは10g以上の試料回収を行う. これによって 10000個オーダーの数の粒子の確保が期待できる。 Phobos が捕獲起源であれば、Phobos 固有の物質は炭 素質コンドライトに類似していると考えられる。この 場合,個々の粒子は化学的に非平衡な鉱物の組み合わ せからなると想定される. 多数の粒子を得ることによ り、統計分析からPhobos固有物質の組成的特徴を導 くことができる.他方、Phobosが巨大衝突起源の場 合は,フォボス固有物質はガラス質や火成岩的な組織 を持つと推測される、火星脱出速度に近い低速度での 衝突の場合には、火星マントル由来成分と衝突体由来 成分の粒子スケールでの混合は不完全である可能性が ある[8]. 多数の粒子を得てその組成的多様性を把握 することで、両者の端成分に近い物質を得るとともに、 混合の程度を推定する. またPhobosのレゴリスには、 衛星形成後の火星から衝突によって放出された火星由 来物質がおよそ300ppm含まれていると評価されてお り[26], 10 g以上の試料獲得により、そうした粒子が 数十粒ほど回収できると期待される.

サンプリング地点は、リモートセンシング機器によ る全球観測結果をもとに、着陸の安全性の確保と Phobos固有物質の獲得の観点から選定する。着陸の 障害となる数十cm程度の岩塊や起伏はQSO観測でも 完璧に知ることは困難であるため、障害物を避けて軟 着陸する自動航法を検討中である。また着地時の探査 機の跳ね返りを防ぐよう、着陸脚には探査機の接地直 前の相対運動量を吸収する構造を付与する。

サンプリングはマニピュレーター(可動関節付きア ーム)とコアラーを組み合わせた方式で行う.宇宙風 化の進行がほぼ無視できる2 cm以上の深さまで表層 試料を採取する.サンプリング前にmmオーダーの空 間解像度で分光撮像を行い,表層地質・物質分布,レ ゴリスの堆積状態を確認したうえで,ピンポイント採 取を行う.補助装置として,OSIRIS-RExに搭載され ているものと同様のガス噴射・吸引を利用したサンプ リングシステムの搭載(NASA提供)が検討されてい る. 帰還カプセルは,はやぶさ・はやぶさ2計画で得 た技術を応用し,採取試料の増量に対応した大型のも のを用いる.

試料分析には,組織,形状・サイズ分布,同位体・ 化学組成,鉱物組み合わせ,微視的な宇宙風化状態, 種々の年代などの計測が想定される.MMXでは採取 試料を増やすことで,多数の試料粒子の統計解析が可 能となる.

隕石種・天体間で同位体組成が異なることが知られ ている酸素、クロムに代表される元素の同位体測定か ら、Phobosの起源が捕獲か衝突かに加えて、前駆天 体ないしは衝突天体がどのような隕石種に近いのか推 定できる(図3). 小惑星探査によって裏付けが進みつ つある隕石種と小惑星のスペクトル分類の対応関係. また小惑星サーベイにより判明しつつある各分類小惑 星群の軌道進化の制約[26]を併用し、捕獲天体ないし は衝突天体の起源領域を推定する。化学組成や組織か らも、衛星の起源について相補的な検討が可能であり、 例えば揮発性元素に欠乏し、組織が火砕生成物的であ れば巨大衝突起源が示唆される.これらの情報からは、 衝突時の加熱量や火星マントル物質と衝突天体物質の 混合の程度を推定し、モデリング研究と突き合わせる ことで巨大衝突の規模に迫る。火星マントル側の端成 分の化学組成からは、衝突直前の原始火星マントルの 分化状態の推定を試みる。

一方で分析から得られる捕 獲天体ないしは衝突天体の水や有機物の化学・同位体 組成からは、火星大気・表層物質との比較により、近 縁天体の火星への揮発性物質供給源としての貢献度に 知見を得る.

天体の起源と進化の理解に,絶対的な時間軸を導入 できることは,試料分析の大きな利点の一つである. Phobos 試料に対して,どのような年代測定が適用でき, 有効であるかは実際の試料の性質による.ここでは年 代計測の着眼点について説明する.もし試料が始原的 な炭素質隕石に類するものならば,構成鉱物粒子の形 成年代や水質変質・熱変質の年代から,前駆天体の形 成と進化について明らかにし,物質科学的特徴づけと 併せて地球型惑星にもたらされた揮発性物質の起源と 進化の解明を目指す.他方,衝突起源と推定される場 合は,巨大衝突イベント発生の年代を求めることがま ず重要である.これには火星のクレーター年代学に絶 対的な時間の楔を打つ意義もある.

火星衛星は,火星とともに長期間の天体衝突にさら されてきたはずである. 試料粒子の衝撃変成年代の統



図3:太陽系天体と隕石の酸素同位体組成(三酸素同位体プロットにおける地球質量分別線からの差を千分率で表す)とクロム同位体組成(⁵⁴Cr/⁵²Cr比の標準試料からの偏差を一万分率で表す)の2次元プロット、天体・隕石間で座標が異なることがわかる、炭素質小惑星の捕獲説に従えば、回収試料の同位体組成は炭素質隕石の領域に落ちると考えられる、 巨大衝突説に従えば、回収試料は火星とどこか別の座標を 結んだ混合線を形成する可能性がある、図は[27]を改変、

計から,火星軌道での天体衝突フラックスの変遷に制 約を与える.もしも捕獲起源であった場合には,火星 に捕獲されるまでは,小天体の群れの中を移動するこ とで高いフラックスの天体衝突を受けたことが期待さ れるため[28],導かれた天体衝突フラックスの急減期 に着目し,捕獲時期の制約を試みる.また太陽風や宇 宙線の照射,微隕石衝突による粒子表層の改質状態あ るいは宇宙線照射年代の測定からは,フォボス表面の 深さ方向の物質攪拌に制約が与えられる.

火星表層から輸送された物質粒子が同定できた場合 は、その同位体・化学組成や鉱物組み合わせ、場合に よっては磁化情報なども調べたうえで結晶化年代・放 出年代の計測を試みる.ここから放出当時の火星表層 環境の推定を目指す.多数のしかも放出年代がランダ ムな火星由来物質が得られれば、火星表層環境の変遷 の解明に大きく資することが期待される.

7. 終わりに

MMXは、大気と水を有するハビタブル惑星の形成 と進化の解明において重要な研究対象である火星と火 星圏の成り立ちに、火星衛星という切り口から迫るミ ッションである.近傍からのリモートセンシング観測 と採取試料の地上詳細分析により火星衛星の構成物質 を明らかにし、火星衛星の起源論争に決着をつける、 そして火星自体の周回探査や表面探査のみからでは辿 ることの難しい. 火星ひいては地球型惑星の形成最終 段階における水や有機物をはじめとする物質獲得過程 について、同位体組成や種々の年代など詳細な物質科 学的情報をもとに明らかにする. 巨大衝突起源の場合 には、衝突直前の火星マントルの分化状態にも迫る. 天体衝突や太陽風・宇宙線照射による衛星表層の長期 的な進化過程を解明するとともに、火星表層、衛星、 周火星空間からなる火星圏システムの構造と大気散逸 や衝突放出を含む物質輸送過程、そして進化過程を明 らかにする.赤道軌道という特徴を生かし、水とダス トのリザバー間交換過程の解明を目指した火星大気の 連続観測も狙う.

MMXは小惑星サンプルリターン探査の優位性を活 かして我が国が火星探査に再び挑む,嚆矢としての位 置づけを持つ.現在,2024年の打ち上げを目指して 2019年度にプロジェクト化するべく,種々の検討と 初期開発が進行している.この計画は科学的な間口が 広く,多様な研究者の結集が可能であることから,分 野横断的な連携研究の推進の場ともなっている.本稿 がその拡大と発展の一助になれば幸いである.

参考文献

- 内閣府宇宙開発戦略本部, 2017, 宇宙基本計画工程 表(平成29年度改訂).
- [2] Rivkin, A.S., 2002, Icarus 156, 64.
- [3] Yamamoto, S. et al., 2018, Geophys. Res. Lett. 45, 1305.
- [4] JPL Solar System Dynamics, https://ssd.jpl.nasa.gov/
- [5] Hunten, D. M., 1979, Icarus 37, 113.
- [6] Sasaki, S., 1990, in Lunar and Planetary Science Conference 21, 1069.
- [7] Szeto, A. M. K., 1983, Icarus 55, 133.
- [8] Rosenblatt, P. et al., 2016, Nature Geoscience 9, 581.
- [9] Hyodo, R. et al., 2017, Astrophys. J. 845, 125.
- [10] Pignatale, F. C. et al., 2018, Astrophys. J. 853, 118.
- [11] Bibring, J. P. et al., 2006, Science 312, 400.
- [12] Grotzinger, J. P., 2014, Science 343, 1242777.

- [13] Dauphas, N. and Pourmand, A., 2011, Nature 473, 489.
- [14] Kokubo, E. and Ida, S., 2002, Astrophys. J. 581, 666.
- [15] Debaille, V. et al., 2007, Nature 450, 525.
- [16] Kleine, T. et al., 2009, Geochim. Cosmochim. Acta 73, 5150.
- [17] Genda, H., 2016, Geochem. J. 50, 27.
- [18] 火星衛星探査ISAS 所内プリプロ準備チーム, 2015, 火星衛星探査計画ミッション要求書.
- [19] Fraeman, A. A. et al., 2014, Icarus 229, 196.
- [20] Baumgärtel, K. et al., 1998, Earth Planet. Space 50, 453.
- [21] Krivov, A. V. et al. 2006, Planet. Space Sci. 54, 871.
- [22] Gundlach, B. and Blum, J., 2013, Icarus 223, 479.
- [23] Kiuchi, M. and Nakamura, A. M., 2014, Icarus 239, 291.
- [24] 木内真人, 中村昭子, 2016, 火星衛星探査計画ミッ ション要求根拠補足文書E1.
- [25] Ramsley, K. R. and Head III, J. W., 2013, Planet. Space Sci. 87, 115.
- [26] DeMeo, F. E. and Carry, B., 2014, Nature 505, 629.
- [27] Warren, P. H., 2011, Geochim. Cosmochim. Acta 75, 6912.
- [28] Schmedemann, N. et al., 2014, Planet. Space Sci. 102, 152.

^{特集「火星圏のサイエンス」} 火星衛星フォボスとデイモスの起源・進化の 現状理解

兵頭 龍樹¹, 玄田 英典¹

2018年6月29日受領, 査読を経て2018年7月28日受理.

(要旨)火星には2つの小さな衛星フォボスとデイモスが存在する.この2つの衛星はJAXAのサンプルリ ターン計画(通称MMX計画, Martian Moons eXploration)のターゲット天体に選定され,その起源と進化 の深い理解は探査の科学的価値の最大化,および,火星史の解明において重要となる.歴史的に火星衛星の 起源は飛来した小天体が重力的に捕獲されたと考えられてきたが(捕獲説),現状では火星衛星の軌道特性を 説明することに成功していない.一方,近年,火星衛星が巨大衝突の副産物として形成されうることが示さ れた(巨大衝突説).もし火星衛星が巨大衝突で形成されたならば,火星衛星には多くの火星由来物質が含ま れることが期待され,MMXサンプルリターン計画によって形成起源の論争に決着が着くだけでなく,人類 初となる太古の火星物質のサンプルリターンも期待される.本論文では,近年,著者らによって大いに進展 した巨大衝突説をまとめ,火星衛星の起源と進化の現状理解について議論する.

1. 火星衛星の基本的な情報

火星には2つの非常に小さな衛星フォボス(Phobos) とデイモス(Deimos)が存在する.その質量は、それ ぞれ火星質量(M_{Mars})の約1.6×10⁻⁸と約2.3×10⁻⁹であ り、地球の巨大な衛星である月(地球質量の約1%)と 比べると非常に小さい.さらに、火星衛星の密度は 1.876 g/cm³(フォボス)と1.47 g/cm³(デイモス)であり、 一枚岩で形成された天体と比較すると小さく、ラブル パイル天体か氷を含んだ天体であると考えられている. この2つの衛星はJAXAの次期サンプルリターン計画 (通称MMX計画, Martian Moons eXploration)のタ ーゲット天体に選定され、その起源と進化の深い理解 は、探査の科学的価値の最大化のみならず火星史の解 明において重要となる.

現在,フォボス(軌道長半径a~2.76 R_{Mars})とデイモス(軌道長半径a~7 R_{Mars})は,火星のロッシュ半径(a~3 R_{Mars} , R_{Mars} = 3400 km:火星半径)のわずかに内側と外側を,ほぼ円軌道で,ほぼ火星の赤道面を公転している(図1).ここでロッシュ半径とは,それよりも

内側では衛星の自己重力に比べ,惑星の重力が卓越す ることで,衛星の潮汐破壊が起こる臨界距離である. さらに火星衛星の軌道進化を議論する際に重要となる もう一つの臨界距離が存在する.それは共回転半径と 呼ばれるものであり,この臨界距離において火星の自 転周期と衛星の公転周期が一致する.衛星は火星の潮 汐によって軌道進化することになるが,この共回転半 径の外側に存在するデイモスは外側に移動する.一方 で,共回転半径の内側に存在するフォボスは火星に落 下していく.フォボスの形成年代は古い(約40億年 前)とされているが[1],40億年前に時間進化を巻き戻 すと,フォボスとデイモスは共回転半径のすぐ内側と 外側に位置していたことになる(図1).つまり,火星 衛星の形成起源を考える場合には,このような初期状 態を説明することが必要となる.

2. 火星衛星の形成起源

2.1 火星衛星の捕獲説

歴史的に火星衛星の起源は,外惑星領域から飛来し てきた小天体が重力的に捕獲されたものであると考え

^{1.} 東京工業大学 地球生命研究所 hyodo@elsi.jp



図1: 現在(上図)および約40億年前(下図)のフォホスとデイモスの軌道(火星赤道面を見た図). 潮汐進化による軌道変化のタイムスケールは中心惑星との距離に非常に強く依存するため、フォボスは40億年で大きく動くが、デイモスの軌道変化は小さい.

られてきた.理由は、フォボスの反射スペクトルがD 型小惑星のものと似ているためである[2,3].しかし ながら、捕獲された天体の軌道方向はランダムであり、 火星周りに楕円軌道で、軌道面は火星の赤道面から大 きく傾いた軌道として捕獲される可能性が非常に高い. 捕獲後の軌道進化(gas dragや潮汐進化)を考慮して も現在の軌道を説明することが非常に難しく、観測さ れるような軌道を持つ衛星を2つだけ捕獲する確率は 年末ジャンボを当てるようなものとなる.それゆえに 現状では、捕獲説が完全に否定された訳ではないが、 惑星形成史の中で捕獲によって火星衛星が形成された 可能性は低いと考えられている[2].

2.2 火星衛星の巨大衝突説

捕獲説に変わって近年台等してきたのが巨大衝突説 である[4-9]¹.火星表面には巨大なクレータが多く残 っていおり、その中でも、北半球に存在する最大の盆

巨大衝突によって形成されうる可能性は、Cradokket al. 1994 [10]によって提唱されていたものの、具体的にどのような衝 突および破片の力学進化を経て火星衛星が形成されたのかは 明らかにされていなかった。



図2: 巨大衝突によって形成された円盤の進化と火星衛星の形成 過程の概念図[5-7](東工大/ELSIプレスリリースの図を改 変).



図3: 衝突起源説で期待される火星衛星の材料物質(左図)と衝突によって破片円盤としてばらまかれた火星由来物質の初期位置 (火星表面からの深さ,右図). Hyodo et al. 2017a [6]の図を改変.

地(ボレアリス盆地)は、巨大衝突によって形成された と考えられている[7,11].また、このボレアリス盆地 を形成した巨大衝突によって火星の自転周期の起源も 説明できる[7]².

近年、このボレアリス盆地形成巨大衝突[11]の副産 物として形成された破片円盤から、次のようなプロセ スを経て火星衛星が形成されうることが明らかになっ た[5-7].(1)巨大衝突によって形成される破片のほと んどは火星のロッシュ半径の内側にばらまかれ、少量 の破片が共回転半径の少し外側までばらまかれる(図 2a). (2)内側の重たい円盤は、短いタイムスケール(~ 数千年)で拡散し、巨大な衛星を形成する. その後、 巨大衛星は残りの内側円盤と重力相互作用を通してよ り外側へ移動する、この巨大衛星の外側移動に伴って、 巨大衛星の軌道共鳴(2:1と3:1共鳴)が外側円盤を通 過することになるが、その共鳴位置に破片が集まり、 2つの小衛星の集積が促進される(図2b-c)³. この時形 成された衛星の一つは共回転半径のすぐ内側、もう一 つはすぐ外側に位置することになる(図1で示した約 40億年前の軌道位置に対応している).また内側円盤 は,巨大衛星を外側へ押し出たために,自身は角運動

量を失い火星へ落下し,消失する.(3)内側円盤が無 くなった後,衛星達は火星の潮汐によって軌道進化を 続ける事になるが,共回転半径の内側に存在する巨大 衛星は40億年以内に火星へ落下する⁴.

外側円盤から共回転半径のすぐ内側に形成された衛 星は、40億年の潮汐進化を経て、現在のフォボスの軌 道へ到達する.一方、外側に形成された衛星は、現在 のデイモスの位置に到達することになる(図2d-e).

3. 巨大衝突説から期待される火星 衛星の描像

ここからは,前節で述べた巨大衝突説が正しかった 場合に期待される火星衛星の構成物質の物理化学的な 特徴について議論していく⁵.このような情報は MMX 探査計画の観測機器の設計に役立つだけでなく, 探査活動で得られる情報と比較することで火星衛星の

^{2.} ボレアリス盆地を形成した衝突によって現在の自転が決定されたのならば、衝突点は赤道面近くに存在するべきであると考えられるが、True polar wanderによって、赤道近くから現 在観測される北半球のボレアリス盆地へ衝突地点が移動できることが示されている[7].

^{3.}もしこのような巨大衛星の移動(共鳴の通過)が無く、低質量の円盤からその場形成した場合は、フォボスやデイモスのような衛星が多数形成されてしまう。

^{4.} 共鳴の通過に伴ってデイモスのみが形成された場合でも、巨 大衛星が火星に落下する前に潮汐破壊され、新たな破片円盤 を形成し、そこから(前回よりも小さな)新たな衛星を形成す るというプロセスを何回も繰り返すことで、最終的に形成さ れた衛星が現在観測されるフォボスであるというシナリオも ある[12].

^{5.} Canup & Salmon 2018 [13]では、ボレアリス盆地を形成する ような火星史最大の巨大衝突ではなく、より小さなUtopiaや Hellas 盆地を形成しうる Vestaから Ceres 程度の大きさを持つ 天体との衝突による火星衛星形成を議論しているが、形成プ ロセスは図2で説明したものと同じであり、衝突破片が経験す る熱力学的状態も Hyodoet al. 2017ab, [6.7]、と大きく違わない ため、3節で述べる火星衛星の描像も大きくは変化しないと期 待される.



図4: ボレアリス盆地を形成する巨大衝突SPH計算のスナップショット(衝突天体質量M_{imp}=0.03×火星質量,衝突速度V_{imp}=1.4× 火星脱出速度,衝突角度θ=45度.状態方程式にはforsteriteのM-ANEOSを使用).上図の色は,衛星の材料物質(水色), 火星物質(赤色),一時的に火星周囲を回るが最終的に火星に落下する物質(黄色),火星の重力圏外に飛び出す(白色)粒子を 表している.下図の色は,温度(ケルビン)を表している.表示法のせいで,火星表面全体が岩石の融点を超える高温になっ ているように見えるが,実際は衝突点近傍の一部のみが高温となっている[9]. Hyodo et al. 2017a [6]を改変.

起源と形成過程および火星の当時の集積環境を明らか にできる手がかりとなるため非常に重要となる.

3.1 火星衛星の構成物質

本節では、火星衛星フォボスとデイモスの材料物質 がどこから来たのかについて議論する、高解像度の衝 突SPH計算[6]によって、巨大衝突によってばらまか れる衛星の材料物質が火星物質と衝突天体物質の混合 であることが明らかになった(図3左). このことは、 地球の月を形成した巨大天体衝突でも同様のことがわ かっており[14]. 衝突天体のみ(もしくは地球物質の み)で月を形成することが不可能であることを示して いる。また円盤物質としてばらまかれた火星物質の約 半分は、火星表面から深さ50 km以上の深部から掘削 された物質であることが明らかになっている(図3右). 衝突天体の半径が約1000 kmであることを考えると、 衝突によって火星の深さ50 kmよりも深いところか ら物質が飛び出ることは、ごく自然なこととも言える. 衝突当時の火星地殻の厚みには不定性があるが、現在 の地殻の厚みは平均的に約50 kmと見積もられてお り、厚みは時間とともに厚くなってきたと考えられて いる[15]. つまり、MMX探査で観測されるフォボス

およびデイモスの材料物質は少なくとも衝突天体物質。 火星地殻物質、火星マントル物質の混合であると考え られる、混合度については、各粒子は、ランダムな軌 道進化における多数回の粒子間衝突によって破砕され. 細分化されるため(3.2節),ある粒子は火星由来物質で, ある粒子は衝突天体由来の物質を反映した化学組成と なるが、固化する前にランダムな衝突過程で混ざり合 った粒子も存在する、詳細な混合度については、追加 の研究が必要となる. さらに、衝突当時の火星表面に 十分な水が存在していた場合には、衝突によって形成 される蒸発成分にH₂Oが含まれ、溶融物質が冷却時 に水蒸気成分と触れ合うことで、水質変成を記録した 粒子も存在すると期待される[6, 7]. つまり, 巨大衝 突説が正しければ、MMX 探査計画における人類初と なる衝突当時の太古の火星物質のサンプルリターンも 期待される⁶.

3.2 衝突破片の初期の熱力学的状態と粒子サイズ

円盤構成粒子(火星衛星)の材料物質となる破片は,

^{6.} 火星衛星形成後、火星への小天体衝突によって火星表面から 放出された破片がフォボスやデイモスの表面に降り積もって いる可能性もある.(Hyodo et al. in prep)



図5: 火星衛星を形成する巨大衝突によって作り出された蒸発成分の平衡凝縮過程の計算結果. 衝突直後のガス温度は約2000 K で,組成は,火星由来物質とインパクター由来物質の1:1混合物質の蒸発成分[6,7].4つの異なるパネルは,異なるイン パクターの組成(左上: CV-like,右上:EH-like,左下:Mars-like,右下:CI-like)を仮定した場合の結果.Pignatale et al. 2018[8]の図を改変.

火星および衝突天体のある特定の狭い内部領域から巨 大衝突によってばらまかれることになる(図4上図). つまり,巨大衝突過程において,火星衛星材料物質は およそ均一な熱力学的状態を経験する.高解像度の SPH計算によって,巨大衝突によって破片は約2000 K程度まで温度上昇し,大部分が溶融するが,蒸発の 割合は5-10%の質量に留まることが見積もられた [6]^{7.8}.

溶融/蒸発した破片粒子は衝突直後に"腕"のような 構造を形成しながら火星から遠ざかる(図4).この時, 隣り合う溶融物質は、わずかに異なる速度(シアー速 度)で動いているため、粒子サイズは、このシアー速 度と表面張力によって決定されるサイズで分裂する [17, 18]⁹. SPH計算から得られたシアー速度と岩石の 典型的な表面張力を使うと、溶融した岩石の典型的な サイズは1 m-10 m程度であることが見積もられてい る[6, 7]. さらに、破片は長期的な進化において衝突 を繰り返すことでより細かく破砕され、最終的には 100 micronから10 mの幅をもった粒子になると見積 もられる[6, 7].

一方,5-10 wt%程度の蒸発物質は,凝縮過程で小 さなダスト(0.1-1 micron)を形成すると考えられる[6, 19]. このような小さなダストは総表面積が大きいこ とから,溶融し固化した大きな粒子の表面を覆うこと で,観測される火星衛星のスペクトルなどの光学特性 を支配している可能性がある[6,19,20].

^{7.} 月形成衝突は、火星衛星形成衝突に比べると衝突エネルギー が桁で異なることから大部分の円盤物質が蒸発してしまうと 考えられている[16].

Hyodo et al. 2017[6]では、M_{imp}=0.03×火星質量V_{imp}=1.4× 火星脱出速度が用いられ、Canup & Salmon 2018[13]では、 M_{imp}=0.0005×火星質量、衝突速度V_{imp}=1.5×火星脱出速度が 用いられたが、衝突直後の衛星の材料物質の温度や蒸発率は 大きく変わらない。

^{9.} 水の入ったバケツを勢いよく振り回しながらひっくり返すと 小さな水滴に分裂するが、静かにひっくり返すと大きな水滴 になるのと同じ。



図6: 流体力学的散逸によって火星系外に散逸する蒸発物質の割合. 蒸発物質の平均分子量を計算するために、初期温度が2000 Kで火星物質と異なるインパクター物質の1:1混合をスタートとして平衡凝縮計算を行っている(異なるマークは異なるインパクターの組成を仮定). 図中の色は、火星圏を脱出するのに必要な臨界距離(脱出速度Vescが熱運動速度Vthと一致する距離)を表している. Hyodo et al. 2018[9]の図を改変.

3.3 火星衛星構成物質の化学組成

前節で述べたように,火星衛星の材料物質となる衝 突破片は衝突加熱によって溶融または蒸発を経験する が,温度が下がるにつれて固化または凝縮する.この 時,様々な鉱物が形成されると期待され,その組成と 組み合わせは衝突天体の初期組成にも大きく依存する と考えられる.

Pignatale et al.2016[8]では, Hyodo et al.2017ab[6,7] によって見積もられた衝突直後の状態(温度~2000 K, インパクターと火星物質の1:1混合ガス)をスタート 地点として凝縮過程の熱力学平衡計算が行われた.彼 らの論文では,インパクターの組成をCV,EH,CI, Mars-likeなどと仮定し計算が行われた.その結果, ガスの温度低下に伴って凝縮するダストの鉱物組成は, インパクターの組成によって大きく異なることが明ら かになった(図5).これは,計画が進むMMX探査に よって得られるデータと比較することで,火星衛星を 形成した巨大衝突天体組成の制約に繋がる可能性を示 唆している.

3.4 揮発性物質の損失

前節までの議論では、火星系は閉じた系であると暗 に仮定されており、物質が火星圏を脱出する可能性は 無視されてきた.しかしながら、前節で議論したよう に、火星衛星形成衝突によって開放されたエネルギー によって、火星衛星の材料物質の一部は蒸発(~約 2000 Kの温度)を経験している.さらに、火星表面の 一部は、衝突によって加熱され部分的に~6000 Kに まで達している[9].一方で、火星の重力は比較的小 さい.さらに、蒸発物質には選択的により揮発性の高 い物質が含まれている[8].それゆえに、このような 衝突直後のenergeticな系において揮発性物質が何ら かのプロセスによって散逸される可能性があると考え られる.

また、衝突直後の蒸発成分は、火星周りを円軌道で 回っているのではなく、楕円軌道で回っている[6]. それゆえに、より火星から遠ざかり、重力ポテンシャ ルの浅いところまで到達する軌道を持つ蒸発物質が存 在する (つまり、より熱的散逸がしやすい). Hyodo et al. 2018[9]は、衝突直後に期待される(1)蒸発物質 の熱的散逸、および、(2)凝縮したミクロンサイズの ダストのradiation pressure による火星系外への吹き 飛ばし,の可能性を詳細に調べた.その結果,流体力 学的な散逸(Hydrodyamic escape)によって, 蒸発成 分の10-40%が火星圏から失われうることが明らかに なった(図6). さらに, radiation pressureによって, 凝縮したダストも部分的に火星系外へ飛ばされること が明らかになった¹⁰. つまり, 巨大衝突説が正しかっ た場合、フォボスとデイモスには揮発性物質の損失が 起こっていると期待される.

4. まとめ

現状では,火星衛星の起源には決着が着いていない (捕獲説or巨大衝突説).前節において巨大衝突説で フォボスとデイモスが形成された場合に期待される物 理的/化学的な特徴を議論した.JAXAによって計画 される MMX 探査機には,ガンマ線・中性子分光計や

^{10.} Radiation pressureによるダストの吹き飛ばし効率は、ダストの光学特性、凝縮温度、および、軌道等による、詳細は、 Hyodo et al. 2018[9]を参照.

近赤外分光計が搭載されている。ガンマ線分光計では、 SiやFeなどの主要な元素を観測することが可能であ り、中性子分光計では、日の濃集度を計測できる、ま た. 近赤外分光計では、H₂Oなどの揮発性元素の存在 比や水質変成を経験した鉱物の存在を明らかにできる. 巨大衝突説が正しければ、揮発性元素の損失が起こる [10]. 更にもし、衝突当時の火星表面に十分な水が存 在していた場合は、巨大衝突によって、3節で議論し た蒸発成分にH₂O成分が多く含まれると期待される。 このH₂O蒸気が、溶融した難揮発性の岩石成分と反 応することで、 衛星の材料物質には水質変成が記録さ れている可能性がある[6]. さらに鉱物組成は、衝突 天体組成よって大きく変わると期待される[6,8].こ のような点に注目してMMX探査を行うことで、火星 衛星の起源に決着をつけられる可能性があり、更に衝 突説が正しかった場合には、衝突天体の組成に制約が つけられることで、 衝突当時の惑星集積環境の理解に 繋がる.

また、これまで日本の惑星探査は工学ミッションの 側面が強く、探査機が打ち上がって、データが得られ るまでに、こういった純粋なサイエンスが十分に検討 されてこなかった、それゆえに、探査打ち上げ前の理 工の連携は十分ではなかったと思う. さらに. 日本の 惑星探査における国際協力のあり方にも改善の余地が あった.一方で、カッシーニ探査などのNASAや ESAの惑星探査では、このような側面において目に 見える努力があった.火星衛星のサイエンス(形成起 源と進化)の近年の発展は、偶然であったものの MMX 探査の発足時期と一致した. さらに、工学のみ ならずサイエンスにおける国際協力もフランスなどの 諸外国と現段階から進んでいる。エンジニア側の人達 の、時間や予算の制限による大変な側面を耳にするが、 MMX 探査では、著者のようなサイエンスの人間が、 工学の人達と共に探査意義をサイエンス面からも考え, 探査計画を共に最大化させようとする姿勢が探査前か ら現れていると思う. それゆえにMMX 探査が,工学 主導のみならずサイエンス主導の惑星探査のあり方の 重要性を再認識させ、さらに理工連携のチームプレー の重要性を説くこれからの日本の惑星探査のあり方に 新たな舵を切る"良いきっかけ"になればと思う.

謝 辞

2年前(2016年)まで火星に衛星があることも知らな かったが、たまたま存在に気づき、フランス人と協力 し、巨大衝突による形成プロセスを見出すことができ た.また、ラッキーな事に、その直後にMMX探査計 画が発表された(webニュースで知った).MMX探査 計画の発表によって、半径たった10 km程度しかない、 一見あんまり重要そうでない火星衛星がまさかの注目 を浴びることになった、おかげで数十人しか読まない と思っていた我々の論文[e.g. 5,6]までもがメディアに 取り上げられ、引用もして頂き、火星衛星の研究にも やる気が出た(ちなみに玄田は、4年前に火星衛星の 存在を知った).本研究は、日本学術振興会の特別研 究員奨励費(JPI7J01269)、若手研究(18K13600)の助 成を受けておこないました.最後に、有意義な査読意 見を頂きました倉本圭教授に感謝致します.

参考文献

- [1] Schmedemann et al., 2014, Planet. Space Sci. 102, 152.
- [2] Burns, J. A., 1992, in Mars (Univ. Arizona Press), 1283.
- [3] Murchie, S. L. et al., 1991, JGR 96, 5925.
- [4] Citron, R. I. et al., 2015, Icarus 252, 334.
- [5] Rosenblatt, P. et al., 2016, NatGe. 9, 581.
- [6] Hyodo, R. et al., 2017, ApJ 845, 125.
- [7] Hyodo, R. et al., 2017, ApJ 851, 122.
- [8] Pignatale, F. C. et al., 2018, ApJ 853, 118.
- [9] Hyodo, R. et al., 2018, ApJ 860, 150.
- [10] Craddock, R. A., 1994, LPI 25, 293.
- [11] Marinova, M. M. et al., 2008, Nature 453, 1216.
- [12] Hesselbrock, A. and Minton, D. A., 2017, NatGe. 10, 266.
- [13] Canup, R. and Salmon, J., 2018, Science Advances 4,4.
- [14] Canup, R. M., 2004, Icarus 168, 433.
- [15] Zuber, M. T. et al., 2000, Science 287, 1788.
- [16] Nakajima, M. and Stevenson, D. J., 2014, Icarus 233, 259.
- [17] Melosh, H. J. and Vickery, A. M., 1991, Nature 350,

494.

- [18] Genda, H. et al., 2017, EPSL 480, 25.
- [19] Ronnet, T. et al., 2016, ApJ 828, 109.
- [20] Yamamoto, S. et al., 2018, Geophysical Research Letters 45, 1305.

^{特集「火星圏のサイエンス」} ExoMars TGOと火星衛星探査計画MMXに よる火星大気観測

青木 翔平¹, 中川 広務², 小郷原 一智³, 神山 徹⁴, 今村 剛⁵, 笠羽 康正²

2018年6月30日受領, 査読を経て2018年7月27日受理.

(要旨) 2018年春, 欧州・ExoMars-TGO 探査機による火星観測の本格科学運用が始動した. 我々は, 同衛 星データの解析を進めるとともに, 2024年打ち上げ予定の日本・火星衛星探査計画(Martian Moons eXploration: MMX)による火星大気観測の検討を進めている.本稿では,最新の火星探査衛星 TGO 火星大 気観測が明らかにする項目を紹介し,将来MMX 火星大気観測が目指す科学目標を著す.

欧州のExoMars TGOによる火星 大気観測

ExoMars Trace Gas Orbiter (TGO) は欧州・European Space Agency(ESA)とロシア・Roscosmosが共 同で進めるExoMars計画初号機に位置付けられる火 星周回衛星である。2号機となる着陸機は2020年に打 ち上げが予定されており、それらの連携により、過去 から現在の火星における生命の痕跡を詳しく調べよう とするものである. TGOは2016年3月14日にカザフ スタン・バルコヌーイ宇宙基地から打ち上げられ, 2016年10月19日に無事火星周回軌道へ投入された。 約1年半に及ぶエアロブレーキによる軌道修正を経て、 2018年4月21日より本格的な科学観測が始まった. TGOには科学観測を担う4つの計測器が搭載されて いる、大気成分を詳細に調べる分光計・NOMAD(Nadir andOccultation for Mars Discovery) · ACS (Atmospheric Chemistry Suite), ステレオ観測が可 能な可視カメラ・CASSIS(Colour and Stereo Surface Imaging System), 地下の含水量を調べる中性子検出 器・FREND(Fine Resolution Neutron Detector)であ

3. 滋賀県立大学

り、それらの観測から、大気微量成分(Trace Gas)を 通して火星の地殻活動や生命活動に迫ろうというもの である.本稿では、火星大気微量成分観測の主軸を担 うNOMAD及びACSに焦点をあてる. NOMADと ACSは非常に似た性能を持ち、相補的に近赤外域を 中心に網羅する分光計である.表1にそれぞれの装置 特性を記した. NOMADは0.2-4.3 umをカバーし. SO, LNO, UVISの3つの波長チャンネルを持つ[1]. SO, LNOは近赤外線分光計であり, echelle grating と音響光学可変波長フィルタ(AOTF)の併用によっ て,広範且つ高波長分解の達成が可能となっている. さらに、UVISをSO・LNOと同時運用することで、 紫外・可視から赤外までを一度にカバーする.一方. ACSは3つの赤外分光計, NIR, MIR, TIRVIMから 構成される[2]. NIRはNOMAD/SO及びLNOと同タ イプのAOTF-Grating型の分光器で、NOMADでは カバーしない1 µm帯の観測を行う. MIRは grating分 光器で、AOTFではなく、Cross-Disperserを用いて 多波長の観測を行う、TIRVIMはフーリエ分光計 (FTIR)で、1.7-17 µmの広範囲を網羅する.

火星大気微量成分を検出するには、それらの分子吸 収線が豊富に存在する赤外域の分光観測をする必要が あるが、存在量が極僅かであることから、高波長分解 能・高感度の観測が欠かせない.これまでの火星周回 衛星観測では、これらは達成されてこなかった. NOMAD及びACSの大きな特徴は、(1)紫外域から中

^{1.} ベルギー王立宇宙科学研究所

^{2.} 東北大学

 ^{4.} 産業総合研究所
 5. 東京大学

shohei, aoki@aeronomie, be
観測装置	国, PI	Channel	波長域	波長分解能	分光方式	観測モード
NOMAD	ベルギー	UVIS	200-650 nm	d $\lambda \sim$ 1–2 nm		太陽掩蔽 天底*
	Ann Carine Vandaele	SO	2.3-4.3 μm	$R \sim 20000$	AOTF echelle	太陽掩蔽 天底
		LNO	2.3-3.8 μm	$R \sim 20000$	AOTF echelle	太陽掩蔽 天底
ACS	ロシア	NIR	0.73-1.6 μm	$R \sim 25000$	AOTF echelle	太陽掩蔽 天底
	Oleg Korablev	MIR	2.3-4.2 μm	R ~ 50000	Grating Cross- disperser	太陽掩蔽
		TIRVIM	1.7-17 μm	$d\lambda \sim 0.13 \text{ cm}^{-1}$ (太陽掩蔽) $d\lambda \sim 0.8 \text{ cm}^{-1}$ (天底)	FTIR	太陽掩蔽 天底

表1:NOMAD及びACSの装置特性.

※天底観測(Nadir 観測). 衛星から火星地面を直下視する観測モード.

間赤外域に跨る広い波長帯を従来よりも1桁以上高い 波長分解能で観測する事,(2)太陽を直接光源にする 太陽掩蔽観測により高感度を達成する事,であり,そ れらにより,CO₂(同位体:¹³CO₂,¹⁷OCO,¹⁸OCO, ¹⁸O¹³COを含む),CO(同位体:¹³CO,C¹⁷O,C¹⁸OC, ¹³C¹⁸Oを含む),H₂O(同位体:¹³CO,C¹⁷O,C¹⁸O, ¹³C¹⁸Oを含む),H₂O(同位体:¹³CH₄,CH₃Dを含む),NO₂, N₂O,O₃,CH₄(同位体:¹³CH₄,CH₃Dを含む),C₂H₂, C₂H⁴,C₂H₆,H₂CO,HCN,OCS,SO₂,HCl,OH,HO₂,H₂S の検出が可能となる事である.これらの大気組成の探 索・時空間変動の観測により,火星の地殻・生命活動や, 大気環境の変遷理解につながる水循環・大気化学を調 査する.以下に,TGOの火星大気観測により明らか にされることが期待される項目を挙げる[1,2].

(1) 地殻・生命活動-CH₄及び関連分子

火星大気中のCH₄の存在は,2004年に地上望遠鏡 やMarsExpress衛星の観測で検出が報告されて以降, 長年議論の的となっている[3]. CH₄の起源としては, 地殻活動や生命活動が考えられるが,その生成・消失 過程は全く分かっていない.その理由は,CH₄の存在 量が極僅かであるために観測の不確定要素が大きい事 が挙げられる.近年,NASA・Curiosity探査車による Galeクレータにおける定点CH₄観測から,(少なくと も)2つの異なる生成プロセスが存在する可能性が示 唆された[4]. Curiosityの観測では,0.2 - 0.8 ppbの極 少量のCH₄を定期的に検出している.これは, "Background"と呼ばれ、規則的な季節変動を示すこ とがわかった、もう1つのプロセスは、不定期に現れ る10 ppb以上のCH4増大である.これは、"Plume"と 呼ばれ、先行望遠鏡観測の捉えたCH4はこの現象では ないか考えられる.しかし、"Background"の季節変 動の要因、"Plume"のメカニズムとも未解明である。 TGOによる太陽掩蔽では、地表付近の観測は大気中 に存在するダストの影響で難しいものの, 高度10 km 以上(※季節により異なる)から観測が可能であり、 CH4の検出精度は0.1 ppb以下と想定される. この精 度は、"Background"の検出・変動を議論するには難 しいが、"Plume"なら十分な精度で検出できる、TGO の太陽掩蔽観測では、火星1日間に最大24箇所の異な る経度で高度分布の取得が可能である.火星全球を包 括した連続的な"Plume"の探索により、火星CH4の時 空間変動に新たな知見を与えることが期待される. さ らに、"Plume"の検出時にCH₄同位体(¹³CH₄, CH₃D). 及び関連分子(C₂H₂, C₂H₄, C₂H₆, H₂CO, HCl, H₂S, N₂O)を同時に計測することで、生成メカニズムに迫 ることが可能である.地球でのアナロジーを想定する と、CH₄とC₂H₆の δ^{13} Cを比べることで、同位体分別 の異なる生命起源と地殻起源の切り分けが可能である. HCl及びH_Sは地球上の火山性脱ガスに多く含まれる 成分であり、地下からの湧出にも一定の制約を得られ るものと期待される. また、N₂Oは火星地殻活動での 生成が期待されないため、検出されれば、生命活動を

間接的に示唆する. CH₄と合わせて, これまでの探査 機では検出困難であったこれらの微量大気組成を高精 度で検出することにより, 現在の火星における地殻・ 生命活動の探索を目指す.

(2)水循環 - H₂O, HDO

バレーネットワークなどの流路地形や地質的証拠か ら、火星は約30~40億年前に豊富な液体の水を有す る気候が一定期間継続していたことが示唆されている. 太古に大量に存在した水はどこへ消失し、現在の低温 乾燥な惑星環境へどのように変遷していったのか、火 星水環境の歴史を理解することは、生命溢れる大気を 育む惑星環境進化の解明へとつながる。太古に大量に 存在した水は、長い年月を経た大気散逸によって宇宙 空間へと消失したと考えられるが、近年のNASA火 星探査衛星MAVEN搭載IUVS等の観測から、大気上 層の水の散逸率は太陽からの紫外線放射量により決ま るのではなく、予想に反して、下層大気から供給され る中層大気の水蒸気量に支配されることがわかってき た[5].先行観測では限られている水蒸気高度分布の詳 細な調査は、TGOの科学主題の1つである、これま での水蒸気高度分布の直接観測は、Mars Express搭 載SPICAMによる太陽掩蔽観測のみだが、その唯一 のSPICAMの観測から、北半球の秋・冬において、 中層大気に予想を超えた量の水蒸気が存在する画期的 な発見がされた. さらに興味深いことに、グローバル ダストストーム時にはより顕著に水蒸気増大がみられ ることがわかった[6]. しかし、Mars Expressの観測は、 軌道の制約で観測機会が限られ,空間変動と季節変動 の切り分けが困難であったこともあり、そのメカニズ ムの解明には至っていない. TGOの太陽掩蔽観測では、 観測頻度が1桁上がり、空間変動と季節変動の切り分 けが可能となる. さらに, SPICAM観測より強い水 蒸気吸収線を観測できる事、及び、波長分解能が上が る事から、理論上では観測精度が2-3桁以上向上し、 中層大気の水蒸気増大の詳細が掌握できるようになる. さらに、2018年6月20日現在、火星では2007年以来 の大きなダストストームが発生し、発達をつづけてい る[7]. TGOはストーム発生前である4月21日より観 測を始めており、ダストストームの発達に伴う中層大 気における水蒸気量を静穏時から終焉にかけて高頻 度・高感度で連続的に掌握可能である。

また、TGOによる太陽掩蔽観測では、H₂Oとその 同位体HDOを同時に計測する事で、HDO/H₂O比の 高度分布を初めて明らかにする、火星大気の水蒸気 HDO/H₂O比は全球平均で地球(SMOW)の約5-6倍で あり、軽い同位体が選択的に大気散逸することから、 火星の水が長い時間を経て宇宙へ流出した根拠の1つ と解釈される[8]. 散逸量を議論する際に重要である 上層大気のD/H比が、下層大気のHDO/H₂O比とど のような関係であるのか、NASA火星探査機MAVEN 搭載IUVSで計測される上層大気のD/H比と、TGO で観測されるHDO/H₂O比の高度分布をあわせること で、初めて明らかになる。

(3) 大気化学 - HO₂, H₂O, CO, NO₂, O₂, O₃

火星大気化学で未解決の問題は、大気成分を「酸化| する大気化学過程である。火星大気の酸化過程を担う のは、H₂Oの光解離で生成される水素ラジカル(HOx: H, OH, HO2など)であるが、これらの変動は詳細に調 べられたことがない. TGOによる太陽掩蔽観測では、 その代表成分の1つであるHO2を初めて検出し、その 変動を調べ、生成源であるH2Oと同時観測することで、 HOx大気化学理解の第一歩とする。さらに、TGOの 太陽掩蔽観測では、主要分子であるCOの高度分布も 初めて調べられる. COは、火星大気CO2の光乖離に よって生成され、水素ラジカルとの反応によってCO2 に戻る.しかし、そのCO2再生成の詳細過程は詳しく わかっていない(CO₂大気の安定性問題). COとH₂O 及びHO2の同時観測は、同過程の制約を可能とする。 さらに、ACS-NIRではO2 dayglow、NOMAD-UVIS ではO₃の大気高度分布の計測が可能であり、それら は火星大気化学における酸化過程の理解をさらに深め る.

また、地球大気のように、N-化合物やCl-化合物も 酸化成分を生成し、大気化学で重要な役割を担ってい る可能性もある. TGOの太陽掩蔽観測では、これま での観測より2桁高い精度でNO₂とHClの検出を試み ることで、それらの化合物が火星大気化学で担う役割 を定量的に評価可能となる.

(4)気候学 - 天底観測

TGOでは太陽掩蔽観測に加えて, ACS, NOMAD とも, 天底観測が可能であり, CO₂, CO, H₂O, O₃の気 柱量、エアロゾル(ダスト、氷雲)の光学的厚さ、及び 温度鉛直分布が得られる. これらの物理量はこれまで の周回衛星観測からも調べられてきたが、TGOでも 継続してモニターし,経年変化を調べるとともに,火 星大気大循環モデルとの比較.及びデータ同化(data assimilation)を通して, 火星気候の理解を深める. また, 水蒸気同位体HDOの天底観測から、気柱量における HDO/H₂O比の空間分布・季節変動を議論できる可能 性がある。HDO/H₂O比は、水蒸気⇔氷(極冠・氷雲) の相変化に伴う同位体分別による変動が予想されてき たが、近年の望遠鏡観測ではその予想の範疇を上回る 変動が報告されており[9], 異なるHDO/H2O比を持つ 水リザーバ(例えば、地下に存在する氷)と大気との相 互作用の可能性が指摘された。TGOの天底観測で気 柱量におけるHDO/H₂O比の空間分布・季節変動が明 らかになれば、太陽掩蔽から導出可能な高度分布・季 節変動と合わせて、火星水循環の新たな知見となる、

日本の火星衛星探査計画(MMX) による火星大気観測

火星気候の劇的な変遷に関わる大気物質循環のメカ ニズムに制約を与えようとすれば、水や二酸化炭素な ど揮発性物質の宇宙空間への散逸や地下への輸送、表 層の様々な水蒸気 water source/sink 間の(特に緯度を 跨いだ)水輸送を理解する必要がある. これらのプロ セスは、大気中の水蒸気量および大気温度、大気-表 層間の水交換過程,大気大循環に強く影響される.一 方で、地球では大気を駆動する熱的効果を水蒸気の温 室効果や潜熱が担っているが、火星ではそれを大気ダ ストの放射効果が担っているので、ダストは上記の全 てに関わっているといえる、それゆえ、水蒸気および ダスト両方の大気中への供給過程、水の相変化や輸送 過程を観測し、大気大循環や物質輸送のシミュレーシ ョンにより解釈することが、大気物質循環のメカニズ ムの理解を進展させることになる.注意すべきは、水 蒸気およびダストの大気への供給。輸送の時間スケー ルは短いことが予想される点である. Rocket dust stormと呼ばれるダストプリュームや斜面風といった 短時間で発達、収束する小スケールの現象が、大規模 な赤道上空の遊離ダスト層[10]を形成することも指摘 されている[11]. 大気-表層間の水交換には、地形の

影響を受けた局地気象や気温の日変化に伴う相変化が 関わっていると想像される[12].たとえば赤道域の上 昇流域での氷雲形成が上層大気の水蒸気量を規定する. 特定地域での氷雲形成が地下のwater equivalent hvdrogenの不均一分布を説明する。などの可能性が 指摘されている[13]. したがって、時空間スケールの 小さな現象の理解が、空間スケールを跨ぐ水蒸気およ びダストの全球的な鉛直輸送や3次元分布を理解する うえで必要不可欠である。何より、火星大気において 最も振幅の大きい変動成分は1(太陽)日周期変動であ るので、物質の大気への供給、輸送の時空間スケール も、それ相応になることは想像に難くない、逆に言え ば、ダストおよび水蒸気の大気への供給や氷雲の形成 に典型的な地方時が明らかになれば、その背後にある 大気現象を推定できる可能性がある. さらに、当該現 象を確からしく推定できるよう数値モデルを開発改良 すれば、ダストおよび水蒸気の大気への供給や氷雲の 形成を観測に基づいて正確に計算できるようになると 期待できる、問題は、従来の海外の火星探査機は極軌 道衛星であり、水蒸気やダストが大気へ供給されてい る様(ダストイベントや水蒸気の湧き出し)を十分に高 い時間分解能でモニタリングすることができない点で ある。例えば、Mars Global Surveyor搭載のMars Orbiter Camera(MGS/MOC) やMars Reconnaissance Orbiter 搭載の Mars Color Imager (MRO/ MARCI)は各地を1(太陽)日に1回(14:00前後)しか 観測できない、観測点の地方時が夜と昼に固定されて いる(例えばMars Global Surveyorでは02:00および 14:00)ことは、経度時間平均された温度分布や水蒸 気分布、それらの季節変化を明らかにするにはむしろ 好都合であった.しかし,温度や水蒸気,ダストがな ぜその季節にそのような空間分布になるのか. すなわ ち物質が3次元的にどのように供給、輸送されている のかを知ることはできない. これでは、水蒸気やダス ト. 氷雲がどのように供給され動いていくのかわから ないばかりか、ダストイベントや水蒸気の湧き出しが いつ出現したのか決めることすらできない。

火星表層の物質輸送においてこのように時間スケー ルの短い現象が重要となりうることは、火星大気が薄 く、放射加熱や運動の時定数が短いことの帰結である。 地球大気観測に比べても短時間変動の重要性は大きい と言える、日変化の時間スケールのダスト輸送と水輸 送を,高時空間分解能で連続モニタリングすることに よって把握することがそのメカニズムの理解につなが る.比較的高度が高く軌道傾斜角が小さい火星衛星軌 道から,1時間に1回以上の頻度で全球観測すること により,それが実現する.また,探査期間において異 なる季節の情報が得られることは太陽加熱によって大 きく変動する火星大気中の輸送メカニズムの理解のた めにも有益である.

日本の火星衛星探査計画(MMX)において、フォボ スの軌道は火星に対してほぼ赤道軌道であるので、フ ォボス偽周回軌道において、及び地球帰還時を利用し て、上記の火星観測を行う絶好の機会となる。以下に、 MMXによる火星ダスト・水蒸気観測の精度について まとめた。

(1) ダスト・氷雲の撮像観測

ダスト量の違いにより火星表面の反射率は0.2-0.3 程度の範囲で変化する[14]. Rocket dust stormの数 値実験によれば,空間スケール100 km程度,時間ス ケールが数時間の現象が重要な役割を果たしうる[11]. このようなダストイベントを10階調程度で検出する ために,太陽散乱光の強度を相対精度1%程度,空間 分解能10 km程度で,15分毎に全球可視撮像する必 要がある.また氷雲を同様の時空間分解能で撮像する ことにより,水の局地的・短時間スケールの相変化や 輸送をとらえる.以上の観測を,フォボス夜側かつ火 星昼側に探査機が位置している間継続して行う.

(2)水蒸気の分光撮像観測

局地的な水蒸気輸送や水の相変化・日変化サイクル をとらえるために,近赤外低分散スペクトルから水蒸 気・氷雲・レゴリス中の水を定量し,CO₂吸収帯から 大気循環の指標となる地表面気圧,光化学過程及び循 環の指標となるCOの情報も統合することで,「地殻-大気の水交換」「大気循環に伴う水蒸気輸送」「雲生成」 を切り分け,火星環境における水循環の詳細に迫る. 先行研究から数十~数百kmの顕著な水蒸気量の不均 一構造が捉えられており,その鉛直積算量は,10 prμm(液体の水の深さに換算してμm単位で表現した もの)程度である[12].これらの構造とそれに伴う水 蒸気変動を捉えるため,水蒸気の積算量を精度1 prμm,空間分解能10 kmでマッピングする.氷雲は細 かな地形に伴う鉛直流により微細構造をもつと考えら れるため、空間分解能10 km以下の観測を目指す.こ れらを可視撮像による高分解能ダスト観測と同時に行 うことで、ダストや雲物性について理解することがで きる.一方、MMXで得られる下層大気の水循環は、 前述したTGO搭載機器で得られる中層大気中の水蒸 気分布に加えて、NASA火星探査衛星MAVENや MMX搭載イオン質量分析計MSAで得られる超高層 大気中の散逸大気の時空間変動と密接に関わっている ことが期待される.TGO搭載FRENDが明らかにす る地殻水分布情報も表層の理解には重要であることか ら、欧米との国際的な連携を基礎に、火星大気を表層 から超高層に至る大きな一つのシステムとして捉え、 劇的な気候変遷を経た火星水表層進化の解明を目指し、 惑星のハビタビリティの理解に貢献する.

参考文献

- [1] Vandaele, A. C. et al., 2018, Space Sci. Rev. 214, 80.
- [2] Korablev, O. et al., 2018, Space Sci. Rev. 214, 7.
- [3] Formisano, V. et al., 2004, Science 306, 1758.
- [4] Webster, C. et al., 2018, Science 360, 1093.
- [5] Heavens, N. G. et al., 2018, Nature astronomy 2, 126.
- [6] Fedorova, A. et al., 2018, Icarus 300, 440.
- [7] https://www.jpl.nasa.gov/spaceimages/details. php?id=PIA22519
- [8] Owen, T. et al., 1988, Science 240, 1767.
- [9] Villanueva, G. L. et al., 2015, Science 348, 218.
- [10] Heavens, N. G. et al., 2011, J. Geophys. Res. 116, 1.
- [11] Spiga, A. et al., 2013, J. Geophys. Res. 118, 746.
- [12] Melchiorri, R. et al., 2009, Icarus 201, 102.
- [13] Feldman, W. C. et al., 2004, J. Geophys. Res. 109, 1.
- [14] Szwast, M. A. et al., 2006, J. Geophys. Res. 111, E11008

特集「火星圏のサイエンス」 原始惑星内部のD/H比

齊藤 大晶¹, 倉本 圭²

2018年6月30日受領, 査読を経て2018年7月16日受理.

(要旨) 形成期の惑星内部に取り込まれた初生水のD/H比は地球と火星で異なるらしい.始原マントルにソ ースを持つと考えられる噴出岩中のメルト包有物中のH₂Oは,地球試料においては,星雲ガスを取り込ん だことを示唆する低いD/H比を示す一方で,火星試料においては,炭素質コンドライトに近いD/H比を示 す.両者のD/H比の差異は,星雲内で集積する原始惑星上における原始大気の構造が惑星質量に依存して いるためであるかもしれない.新たな一次元大気構造数値モデリングの結果によれば,火星質量程度の原始 惑星の場合,上層に星雲ガス成分,下層に衝突脱ガス成分からなる成層した混成型原始大気が形成し,接し ている原始マントルは材料物質に含まれるH₂OのD/H比を獲得することができる.これに対して,火星質 量以上の原始惑星の場合,対流により起源の異なる両成分が混合し,下層大気のD/H比を獲得できた可能性 がある.

1. はじめに

水素同位体比(D/H)は,水の供給源によって値が異 なる.例えば,原始太陽系星雲ガス(以下,星雲ガス) のD/H比は~2.1×10⁻⁵,炭素質コンドライト隕石は ~1.6×10⁻⁴であり[1,2],両者の間のD/H比には約10 倍ほど値に開きがある.

地球の海洋のD/H比は炭素質コンドライトのそれ と同様であることから、しばしば地球の水の起源は炭 素質コンドライトであると考えられてきたが、そう断 定するのは早計である。例えば、水素分子と水蒸気間 での同位体交換反応や原始大気の大規模な散逸によっ てD/H比は3~9倍に上昇しうることが示されている [3]. これは形成初期の海洋のD/H比は現在よりも低 いことを示唆する.

実際に、カナダのバフィン島から噴出する溶岩中の メルト包有物からは現在の海洋よりも低いD/H比が 得られている[4]. これら地方で得られる溶岩はマン トル深部由来のものであり, Pb-Pb法による年代推定 から, この溶岩のソース領域の形成は44.5-45.5億年 前であることが示唆されている[5]. この年代はちょ うど地球形成期に該当する. そのため, このソース領 域は後のプレートテクトニクスによる地球表層物質と の水素同位体交換をほとんど経験していないと推定さ れる. そのため, 測定されたD/H比は地球形成期に 取り込まれた初生水の値を反映しているとともに, そ の値の低さから, 水の供給成分として原始太陽系星雲 ガスが重要であったことを示唆する.

その一方で、火星マントル起源と考えられている火 星隕石メルト包有物中のH₂Oの同位体分析によると、 火星マントルのD/H比は炭素質コンドライト的であ る[6,7].火星の場合、形成初期から現在にかけてプ レートテクトニクス等の作用による表層物質と深部物 質の混合は極めて限定的であったと推定される[8]. したがって上記の水素同位体測定結果は、火星形成期 に取り込まれた初生水のD/H比を示すと考えられる. これが炭素質コンドライトの値に近いということは、

^{1.} 高知工科大学 システム工学群

^{2.} 北海道大学 理学研究院

saito.hiroaki@kochi-tech.ac.jp

火星が初期に取り込んだH₂Oは主に微惑星起源であ ることを示唆する。

火星隕石中のHf-W系を用いた放射年代測定による と、火星は、現在の約1/2の質量に達するのに180(± 100)万年程度と、急速に成長を遂げたことが示唆され ている[9]. このことは惑星集積の寡占成長の理論と も調和的である[10]. 地球型惑星形成の現代的描像に よると、微惑星の集積によって火星サイズの原始惑星 が地球型惑星領域に数十個形成すると考えられている. このことからも地球の'元'となった他の原始惑星も同 様に、少なくとも火星質量前後に達するまでは急速に 集積成長した可能性がある.星雲ガスの散逸タイムス ケール(<1000万年)[11]に比べて推定された集積時間 が短いことから、原始惑星は基本的に星雲ガス中で集 積成長したと考えられる.

原始惑星が月質量(~10²³ kg)以上になると, 微惑星 からH₂Oをはじめとする揮発性成分が衝突脱ガスを 開始し, それが重力的に束縛され始める. それと並行 して, 原始惑星は星雲ガスを重力的に捕獲し始める[例 えば, 12, 13]. このことから, 上層に星雲ガス成分, 下層に脱ガス成分からなる, いわゆる混成型原始大気 が火星を含む原始惑星上に形成された可能性がある [14].

原始大気の保温効果により地表面温度が岩石の融点 を超えるとマグマオーシャンが形成される.マグマに は水蒸気を吸収する性質がある[例えば15]ため、マグ マオーシャンへの溶解により原始大気中の水蒸気が内 部へ取り込まれる[16]ものと期待される.

もし星雲ガス成分と脱ガス成分が互いに混合しなけ れば、惑星内部のD/H比は微惑星のそれにほぼ一致 するであろう、一方、混合が起こる場合には、低い D/H比をもった水が惑星内部に取り込まれる可能性 がある、この低いD/H比の水は、星雲ガス成分の混 合によるD/H比の低い水素が脱ガス成分由来の水蒸 気との間で進行する同位体交換交換反応

$HD + H_2O \Leftrightarrow HDO + H_2$

によって生成すると予想される. 高温高圧下における 平衡定数は~1であり, なおかつ平衡に至るタイムス ケールは集積のそれに比べて十分に短い[3]. そのため, 混合が起きる場合の水のD/H比は対流混合によって 平均化された水素のD/H比と同程度になると考えら れる. その他, 惑星の材料物質にFeO等の酸化物が マグマオーシャンに含まれる場合でも, 水素との酸化 還元反応により星雲ガス成分のD/H比を反映する水 が生成すると考えられる[13, 17]. このように, 原始 大気の混合が起きるか起きないかの違いが, 地球と火 星の初生水のD/H比の差をもたらしたのかもしれな い. 以下では実際にその可能性があることを, 原始大 気構造の対流安定性の解析から示してゆく.

2. 混成型原始大気モデル



図1: 混成型原始大気構造を示す概略図. 上層が星雲ガス成分, 下層が脱ガス成分からなる. r_Hはヒル半径, r_cは組成境界 高度, r_pは惑星半径である. 火星を想定した典型的な数値 として, r_H/r_p~320, r_CB/m ≲ 2である.

原始大気はSaito and Kuramoto(2018)[14]と同様の モデルを採用する.詳しくは[14]およびそこでの引用 文献を参照されたい.混成型原始大気は上層に星雲ガ ス成分,下層に衝突脱ガス成分の2層からなる(図1). また大気構造は,成層圏および対流圏からなる一次元 放射対流平衡構造を仮定する.大気上端をヒル半径に とり,星雲ガス大気層と脱ガス大気層の境界は圧力的 になめらかに接続する.両層は~5倍の密度差がある ことから,互いに混合しないものとまずは仮定する. 組成境界の位置を決定するためには,集積物質中の揮 発性成分濃度と惑星集積率を与え大気構造を計算する 必要がある.

星雲ガス成分はH₂とHeからなり、その割合は太陽

組成と等しい. また, 星雲ガス中の水素分子のD/H 比は2.1 × 10⁻⁵とした[1].

原始惑星の材料物質として,二成分モデル[18]を採 用し、ここでは火星を想定し、揮発性物質に富み酸化 的な炭素質コンドライト様物質35%と、揮発性物質 に枯渇し還元的なエンスタタイトコンドライト様物質 65%からなると仮定した。そしてこれらの物質が形 成期をとおして一様に集積する、いわゆる均質集積を 仮定した.この場合、還元剤として振る舞う金属鉄が 常に供給されるため、集積中の脱ガス成分は還元的に なる. 原始惑星材料物質中のH/C比(=5)を与え、微 惑星衝突時に実現される典型的な温度(2000 K), 圧 力(100 bar)下での化学平衡計算をしたとき、脱ガス 成分の組成はH₂O:H₂:CO:CH₄ = 0.15:0.45:0.20: 0.20となる[19]. このとき脱ガスするH₂OおよびH₂の D/Hは炭素質コンドライトの代表的な値である1.6 × 10⁻⁴とする、二成分モデルにそのまま従うと、単位質 量あたりの脱ガス成分濃度 fdeg は~4 wt%を得る.た だし、材料物質中の揮発性成分は集積前に一部失われ る可能性があることも考慮し、本研究では fdegをパラ メタとして扱う.

3. 混成型原始大気が混合する条件

混成型原始大気の組成成層状態が崩れ,星雲ガス成 分と脱ガス成分が対流混合する条件について考える. 拡散や微惑星衝突,その他の過程による混合は,少な くとも火星質量の原始惑星ではそれほど効率的ではな いと推定される[14].対流混合は,組成成層の仮定の 下で組成境界高度よりも上方に対流圏界面が存在する 場合に起きると仮定する.ここでは,化学組成勾配の 存在による対流混合の抑制の可能性については無視し た.このような混合を経た状態の大気を混合型原始大 気と呼ぶことにする.

混合型原始大気が形成される条件を調べるために, まずは全大気が星雲ガス成分のみで構成される場合を 考え,どの位置に対流圏界面が生じるかを考える.図 2は,大気全層が星雲ガス成分で構成される場合の対 流圏界面半径r_bと惑星質量*M*_bの関係を示している. 集積率が1/3 *M*_MMyr⁻¹(*M*_M:火星質量)の場合,惑星 質量が~0.8 *M*_b/*M*_M以下のとき星雲ガスのみの大気で は対流は生じない.それ以上の惑星質量に達すると, 重力的に束縛される星雲ガス成分量が多くなり,光学 的に厚くなって星雲ガス成分のみの大気でも対流が発 生する(図2).



図2:対流圏界面高度と惑星質量の関係.実線は対流圏界面高度 を表す.

次に, 脱ガス成分大気を下層に加えた場合を考える. 純粋な星雲ガス層の構造は、放射フラックスとヒル半 径での境界条件で決まるため、完全な組成成層の仮定 の下では、下層を脱ガス層に置き換えても、星雲ガス 大気部の構造は維持される. 上記で求めた純星雲ガス 大気の対流圏界面以下に組成境界が位置すれば、組成 境界をまたぐ対流混合が生じて混合型原始大気が形成 し、その逆の場合は混成型原始大気が維持される、つ まり、組成境界高度が対流圏界面高度に一致する場合 の脱ガス成分の大気質量が原始大気のタイプを分ける 閾値となる、図3は、脱ガス成分の大気質量を材料物 質の揮発性成分濃度に焼き直したときの閾値と惑星質 量の関係を示している。1火星質量の場合、face ≤ 0.1 wt%なら対流混合が起き、混合型原始大気が生じる. それよりも惑星質量が大きい場合には、比較的容易に 混合型原始大気が形成する。地球軌道は火星軌道より も太陽に近いことから、材料物質中の揮発性成分は少 ないと考えられるが、火星の二成分モデルを想定した 揮発性成分濃度(4 wt%)を与えた場合でも,惑星質星 ≤1.5 M_Mまでしか混成型原始大気を維持できない. そ れ以上の惑星質量の場合は混合型原始大気が形成し、 D/H比が低下することが示唆される.



図3: 揮発性成分濃度faceと惑星質量の関係. 実線は対流圏界面 に相当する. 火星の材料物質として二成分モデル[18]を採 用したときのfaceは4 wt%である. 地球の材料物質に対し ても二成分モデルを適用すると, faceは1 wt%程度となる. ただし、この値にもかなりの不確定性があることには注意 が必要である. 少なくとも現在の海洋質量以上は存在した はずである. また地球内部には海洋質量の数倍ちかい水分 が含有している可能性も指摘されていることから[21],地 球の材料物質中の揮発性成分濃度の値は0.06 < face [wt%] < 1とした.

4. 原始大気のD/H比の惑星質量 依存性

前節の結果から概ね火星質量より大きな原始惑星の 場合,混合型原始大気が形成する可能性があることが わかった.混合した下層大気のD/H比を見積もるた めには,星雲ガス成分がどの程度の割合で混合するか を調べる必要がある.そこで,まず完全に組成成層し た原始大気構造を求め,そして対流圏界面から組成境 界までに存在する星雲ガス大気層中の水素分子が,脱 ガス大気層中の水素分子および水分子と対流により十 分に混合すると仮定して,混合大気層の平均D/H比 と評価する.

集積率を固定した場合の,原始大気下層(条件により純脱ガス大気ないしは混合大気)のD/H比の惑星質量依存性を図4に示す.惑星質量が~1火星質量以下の場合, f_{deg} によらず原始大気下層は炭素質コンドライト的なD/H比をもつ.惑星質量が大きくなるに従って,星雲ガス成分はより顕著に混合するようになり,下層大気のD/H比は星雲ガスの値に近づく. $f_{deg} = 4$ wt%の場合でも,原始惑星質量が十分大きければ下層大気のD/H比は~4×10⁻⁵となる. $f_{deg} < 0.1$ wt%に



図4: 下層大気のD/H比の原始惑星質量依存性. (集積率: 1/3 *M_M*/Myr). 曲線はそれぞれ揮発性成分濃度4, 1, 0.1, 0.06 wt%を与えた場合を表す.

おいては、数火星質量に達した時点でほぼ星雲ガスと 等しいD/H比を取るようになる。

次に集積率を0.01から1 *M_M*/Myrまで変化させた場 合の原始大気下層のD/H比と原始惑星質星の関係に ついて示す(図5). 1.5火星質量以上に達する頃にはど の*f_{deg}*の値の場合でもD/H比は<1.6×10⁻⁴となり,混 合型原始大気が形成することがわかる. 図中の1.6× 10⁻⁴と記した破線より左側領域ではD/H比は1.6× 10⁻⁴に等しいこれは混成型原始大気を維持しているこ とを意味する. 惑星質量が大きくなるほどD/Hは低 下する一方,集積率が高いほど,D/H比の低下が鈍 くなる傾向が見て取れる. これは集積率が高くなるこ とで,脱ガス成分大気層が熱的に膨張し組成境界が上 方に位置するようになるためである. 結果として混合 層に取り込まれる星雲ガス大気量が減少することで, D/H比の低下が抑制される.

今回与えたfdegの範囲の場合,寡占成長を終え火星 質量程度に達した原始惑星上に形成する原始大気の D/H比はほぼ炭素質コンドライト的な値をとること がわかった.このことは,先に述べた火星隕石が示す 岩石学的証拠と矛盾しない.集積中に星雲ガスが完全 に晴れてしまった場合でも,内部のD/H比は炭素質 コンドライト的なD/H比を示すことになる.

惑星形成論によれば,地球は複数個の原始惑星が互 いに巨大衝突を繰り返して現在の質量へ至った.地球



図5:集積率を変化させた場合の原始大気下層のD/H比と原始惑星質量の関係.集積率は0.01から1 M_M/Myr,惑星質量は 1 ≤ M_c/M_M<10までをとった.また,揮発性成分濃度は0.06, 0.1, 1, 4 wt%を与えた.

のもとになった原始惑星の場合も1火星質量のときの 原始大気下層のD/H比はコンドライト的な値を示す が.2火星質量あたりから急激にD/H比は星雲ガス成 分の値に漸近する. 集積率にもよるが. fdeg < 0.1 wt% の場合だと、2火星質量程度でD/H比は星雲ガスの値 とほぼかわからない値を持つようになる. $f_{deg}=1$ wt%のとき、2火星質量でマントル深部由来の火山岩 のD/H比(~1.2×10⁻⁴[2])と同程度の値を持つ. fdeg= 4 wt%の場合,脱ガス大気質量が多いため,D/H比 の減少は他に比べて顕著には認められない. ここまで の議論では、背景大気として星雲ガスが存在している ことを前提としていたが、星雲ガスが晴れてしまって いる状況では、大気成分は脱ガス成分のみになるので D/H比は炭素質コンドライト的な値をとると予想さ れる. なおこの計算例では、星雲ガスの圧力と温度は 固定した地球軌道では、火星軌道における値よりも高 い星雲ガス圧力が期待されるが、これは星雲ガス層の 不透明度を増加させ、より対流攪拌を促進する効果を 持つと考えられる. その程度についてはより詳しい研 究が必要である.

5. 原始惑星内部のD/H比

惑星内部のD/H比が集積期に形成する原始大気に よって決定されるとして、その場合どのような過程で 決まったのか.今回想定した揮発性成分濃度の範囲 (0.06 < f_{deg} [wt%] <4)では、火星サイズの原始惑星上 には、脱ガス成分と星雲ガス成分の組成成層が維持さ れ得る.

揮発性成分濃度が0.1 wt%以上のとき,混成型原始 大気の保温効果によって地表面温度が岩石融点を超え る[14]. 従って,火星の場合は,集積中に脱ガス成分 と星雲ガス成分の混合が抑制され,組成成層が維持さ れ続けた結果,下層大気の水や水素の一部が内部に分 配され,炭素質コンドライト的な値を獲得した可能性 がある. 一方, 微惑星の揮発性成分濃度には高い不定性があ り, 今回想定した範囲よりもさらに低い可能性もある. 例えば, 惑星質量が1火星質星の場合でも, 揮発性成 分濃度が ≤ 0.1 wt%であれば, 対流混合が生じD/H比 は星雲ガス的な値を取ることになる. しかしながら揮 発性成分濃度が低すぎると, マグマオーシャンを形成 するほど大気は高温にならず[14], 原始大気の保温効 果のみでは火星隕石が示唆するような形成段階初期で コア・マントルの分化は起きない. ただし集積時間が 十分短ければ, 短寿命放射性核種による内部融解と分 化は起こりうる[14]. この場合, 地表面は融解してい ないため原始大気から惑星内部への水の取り込みは抑 制されるであろう. そして火星内部の水は, 主に微惑 星に由来するものとなると考えられる. この場合も火 星内部はコンドライト的なD/H比を獲得する.

地球のもととなった原始惑星の典型的な質量は概ね 月質量~火星質量と見積もられているが、微惑星の面 密度によってはこれよりもやや大きな質量も取り得る。 例えば、1.5火星質量程度の原始惑星が地球軌道付近 存在する場合を考えてみよう、海洋質量と同程度の水 が含まれる揮発性成分濃度(0.06 wt%)の場合、集積率 にもよるが、D/H比は~7 × 10⁻⁵、二成分モデルから 推定される揮発性成分濃度(1 wt%)の場合でも、1.2 × 10⁻⁴ とD/H比の低下が期待される(図5).またこれ らのケースでは、地表面温度は岩石の融点を超え、惑 星内部に効率的に原始大気成分を取り込むことができ る. このように地球の場合は、火星よりも多少大きな 原始惑星が形成し、その頃に星雲ガスを内部に取り入 れたのかもしれない.

6. まとめ

星雲ガス成分と脱ガス成分の組成境界と対流圏界面 の位置を比較することで,脱ガス成分と星雲ガス成分 からなる原始大気の組成成層の対流安定性について議 論した.火星質量程度の原始惑星の場合,揮発性成分 濃度が0.1 wt%以上であると組成成層が維持される. この場合,原始惑星内部は,主に微惑星由来の水を取 り込み,コンドライト的なD/H比を獲得すると予想 される.一方,火星質量を~50%以上上回る原始惑 星の場合,星雲ガス大気を重力的に束縛する量が急激 に増えることから,星雲ガス大気層で対流が発生し, 結果として混合型原始大気が形成する.この場合,下 層大気のD/H比は星雲ガス由来の値に近づく.2火星 質量に達する前には,地球始原マントルのD/H比の 報告値(≤1.2×10⁴)[4]程度まで原始大気のD/H比は 低下する.地球は火星質量よりもやや大きな原始惑星 段階を経ることによって,低いD/H比を持った水を 原始大気から内部に取り込んだ可能性がある.

謝 辞

本稿執筆にあたり,有意義な査読意見を頂きました 玄田英典博士ならびに黒川宏之博士に感謝致します.

参考文献

- [1] Geiss, J. and Gloecker, G., 1998, Sp. Sci. Rev. 84, 239.
- [2] Robert, F. et al., 2000, Sp. Sci. Rev. 92, 201
- [3] Genda, H. and Ikoma, M., 2008, Icarus 194, 42.
- [4] Hallis, L. J. et al., 2015, Science 350, 795.
- [5] Jackson, M. et al., 2010, Nature 466, 853.
- [6] Usui, T. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 357, 119.
- [7] Hallis, L. J. et al., 2012, Earth Planet. Sci. Lett. 359, 84.
- [8] Watters, T. R. et al., 2006, Nature 444, 905.
- [9] Dauphas, N. and Pourmand, A., 2011, Nature 473, 489.
- [10] Kobayashi, H. and Dauphas, N., 2013, Icarus 225, 122.
- [11] Kita, N. T. et al., 2005, ASP Conference Series 341, 558.
- [12] Hayashi, C. et al., 1979, Earth Planet. Sci. Lett. 43, 22.
- [13] Ikoma, M. and Genda, H., 2006, Astrophys. J. 648, 696.
- [14] Saito, H. and Kuramoto, K., 2018, Mon. Not. R. Astron. Soc. 475, 1274.
- [15] Fricker, E. and Reynolds, T., 1968, Icarus 9, 221.
- [16] Matsui, T. and Abe, Y., 1986, Nature 319, 303.
- [17] Sasaki, S., 1990, in Origin of the Earth.
- [18] Dreibus, G. and Wanke, H., 1987, Icarus 71, 225.
- [19] Kuramoto, K., 1997, Phys. earth Planet. Inter. 100, 3.
- [20] Kusaka, T. et al., 1970, Prog. Theor. Phys. 44, 1580.
- [21] Murakami, M. et al., 2002, Nature 295, 1885.

短周期スーパーアース系の形成

荻原 正博¹

2018年7月1日受領, 査読を経て2018年7月20日受理.

(要旨)系外惑星観測によって数多くの短周期スーパーアースが発見されており,特にケプラー宇宙望遠鏡 を用いた観測成果から短周期スーパーアース系の様々な特徴が明らかになってきた.観測から得られる情報 の中には,惑星形成時の様子を記録したものもある.一例として,隣り合う惑星の軌道周期比分布からは, 惑星形成の最終段階の様子を議論することが可能である.このような情報が得られている現在,惑星形成過 程を正確に追う惑星形成N体計算は短周期スーパーアース系形成理論の構築に極めて有用である.本稿で は,短周期スーパーアース形成N体計算結果と観測結果の特徴をそれぞれ示し,短周期スーパーアース系形 成理論の現状の理解を整理する.

1. はじめに

太陽系外惑星の一分類である「短周期スーパーアー ス」が初めて発見されたのは十数年前(mu Arae cは 2004年に, Gliese 876 dは2005年にそれぞれ発見)で あった. その後の観測手法の高度化・多様化により, 短周期スーパーアースの発見数は急激に増加し, 2018 年6月現在で存在が確認された系外惑星3,730 個のう ち,実に1,000 個以上が短周期スーパーアースであり, 大部分を占める(図1参照). 2008年6月にナント(フ ランス)で初めて「スーパーアース」をテーマに据えた 国際会議¹が開催され,これは大いに盛り上がったの だが,当時のスーパーアースの観測例はせいぜい数十 個であった.丁度10年経った今の観測数を考えると, 改めて系外惑星観測の急速な進展に驚かされる².

本稿では、現在の惑星系形成理論において最もホットなテーマの一つといえる短周期スーパーアースに注目し、特に重力N体計算を用いた短周期スーパーアース系形成の理論的研究の現状を紹介する.筆者の最近の研究成果が中心となるが、当該分野のレビューともなるように、周辺の重要な論文は極力取り上げること



図1:系外惑星の質量と軌道長半径の分布.大きく分けて,短周 期スーパーアース,短周期巨大惑星(ホットジュピター), 長周期巨大惑星の3分類が可能であることがわかるが,短 周期スーパーアースが大部分を占める.データはNASA Exoplanet Archiveによる.

^{1.} 国立天文台 理論研究部

masahiro.ogihara@nao.ac.jp

M. Mayor氏の基調講演で新たに数個のスーパーアースの発見 が発表され、新たな時代の始まりにわくわくしたことを覚え ている。

^{2.2018}年3月に国立天文台にてスーパーアースをテーマにした 国際会議を開催したが、そこでもこの10年の急速な発展を実 感することができた。

本稿の構成は以下である.まず,2節で主にケプラ ー宇宙望遠鏡を用いた観測で明らかになった短周期 スーパーアースの特徴を概説する.3節では,短周期 スーパーアース系形成モデルとそれを検証する手法に ついて述べる.4節及び5節では実際にN体計算の結 果を紹介し,6節ではN体計算の結果と観測結果の特 徴の比較を整理し,形成モデルを議論する.7節では 今後の課題を述べ,8節で本稿をまとめる.

2. 観測により明かされた特徴

本節では短周期スーパーアースのいくつかの観測的 特徴を挙げ,更にそれによる形成理論への示唆も述べる.

2.1 検出頻度

観測例の増加により、従来より高精度で惑星の検出 頻度が見積もり可能となってきている。検出頻度とは、 観測対象の恒星のうち特定の惑星を持つ恒星の割合を 表す³. 視線速度法やトランジット法では、長周期の 惑星や低質量の惑星の検出効率は小さくなるが、この 影響を考慮して検出頻度は求められる。太陽型星周り の短周期スーパーアースの検出頻度は、解析の手法や 短周期スーパーアースの定義⁴にも依るが、40-50%程 度であると見積もられている[1]. これは短周期の巨 大惑星(ホットジュピター)の検出頻度(およそ1%)と 比較すると、非常に高い、従って、短周期スーパーア ースの形成理論としては、何らかの偶発的な現象を必 要とする理論モデルは不適当であろう、また、太陽系 に存在しない短周期スーパーアースの検出頻度が高い ことは、太陽系は他の惑星系と比較して「標準」では ないということを示唆しているという意見もある[2]. 太陽系と短周期スーパーアース系の違いの起源をいか に説明するかは重要な問題であるが、本稿では扱わな v^{5}

2.2 検出頻度の軌道周期依存性

特定の軌道に存在する惑星の検出頻度(即ち検出頻 度の軌道位置依存性)も求められており、ここからい



図2:短周期スーパーアースの検出頻度の軌道周期依存性及び中 心星タイプ依存性.ここでは半径が1-4地球半径のケプラー 候補惑星(ケプラー望遠鏡により観測され,惑星候補とさ れた天体)を考えている.データはMulders et al. (2015) による.

くつかの特徴が見いだせる(図2).まず,検出頻度は 軌道周期10日程度(軌道長半径では0.1 au程度)以遠 ではほぼ一定である.また,軌道周期10日より内側 では検出頻度は単調減少している.これらの特徴から 惑星形成時及びその後の軌道進化の示唆が得られるが, これについては6節で議論する.

2.3 検出頻度の中心星質量依存性

更に短周期スーパーアースの検出頻度は中心星質量 に依存することがわかっており(図2),低温度の晩期 型星(低質量星)ほどスーパーアースの検出頻度が高い. この特徴の起源については、ケプラー望遠鏡が観測し た早期型星は系統的に晩期型星より低金属量である可 能性があるという観測バイアス起源であるという指摘 もあるが、明確な説明はなされていない.観測バイア スではなく、惑星形成プロセスに理由を求め、この起 源を説明する方が自然かもしれない.尚、巨大惑星の 検出頻度は中心星が軽くなるにつれて減少することも 知られており、スーパーアースの巨大惑星に対する相 対的な検出頻度は、低質量星ほど高くなる.

けると幸いである

^{3.} 一部では、対象の恒星1つあたりが持つ惑星個数と定義される 場合もある.

^{4.} 質量が 1-20 地球質量程度,公転周期が 200 日程度以下の惑星 として検出頻度が求められることが多い.

^{5.} 筆者らは、太陽系と短周期スーパーアース系の違いを円盤進 化の違いで説明し得ることを提唱した.詳しくは論文を参照 されたい [3, 4]).

2.4 惑星系の多重性及びKepler dichotomy

複数の惑星を持つ短周期スーパーアース系が多く発 見されており,惑星系の多重性も議論されてきている. 実際に短周期スーパーアース系に存在する惑星の平均 個数を求めるにはモデルを介する必要があるが,平均 惑星個数は3個程度という見積もり[7]やより多数の 惑星(7個以上)が存在するという見積もり[2]もある.

惑星系の多重性に関連する特徴として、「Kepler dichotomy⁶」が最近注目されている[8]. これは一個の惑 星のみがケプラー望遠鏡で観測された「単一惑星系」 と複数の惑星が観測された「複数惑星系」は、それぞ れ軌道の特徴が異なる別集団である可能性があるとい うものである⁷. 特に複数惑星系は、惑星同士の相互 軌道傾斜角が小さいことが知られている. この特徴に ついては、観測及び解析手法によってバイアスを受け た特徴であるという指摘もあるが、この起源を惑星形 成時の物理過程(例えば外側軌道にある巨大惑星の影 響)によって説明する試みも行われている. 本稿の5 節においても、一つの説明を与える.

2.5 惑星サイズの二峰性分布

ケプラー望遠鏡で発見された惑星の性質をより精密 に議論するプロジェクトであるCalifornia-Kepler Surveyによって、検出頻度は惑星半径について滑ら かな分布ではなく、惑星半径が約1.3地球半径及び約 2.5地球半径をピークにした二峰性分布をしているこ とも最近指摘されている[5].本稿ではこの特徴の起 源については扱わないが、形成直後から数億年以内に、 中心星からの強いX線と紫外線照射による加熱によ って水素・ヘリウムエンベロープが蒸発し、半径が約 1.5-2地球半径の惑星が欠乏することによって説明で きそうである⁸[6].また別のモデルとして、コアの冷 却による水素・ヘリウムエンベロープの加熱が原因と する案もある.

2.6 軌道周期比分布

最後に、本稿で検討する最も重要な特徴として、隣 り合う惑星の軌道周期比を挙げる.軌道周期比もどの



図3: 隣り合う短周期スーパーアースの軌道周期比. 破線は一次の平均運動共鳴の位置を表している. データはNASA Exoplanet Archiveによる. ここで扱う短周期スーパーアー スの定義は, 質量が100地球質量以下(もしくは半径が10 地球半径以下), 軌道長半径が1 au以下(もしくは料道周 期が200日以下) としている. この定義には 1 地球質量以 下の惑星やサブネブチューンと呼ばれる惑星も含まれてい る. 尚, ケプラー候補惑星のみを解析しても同様の累積分 布が得られる. Credit: Ogihara et al., 2015, Aston. & Astrophys. 578, A36. reproduced with permission ©ESO.

様な惑星形成過程を経たかの情報を含んでおり,惑星 形成N体計算結果と比較する際には非常に重要にな る.過去には、ケプラー望遠鏡で発見された惑星は平 均運動共鳴からわずかに外れた位置や軌道周期比が約 22の位置に小さなピークを持つという特徴が注目さ れ、これの起源が議論された.図3はこれまでに存在 が確認された短周期スーパーアース系(短周期軌道に はスーパーアースしか存在しない系)において、隣り 合う惑星の軌道周期比を表す.一部の短周期スーパー アースは3:2などの1次の平均運動共鳴状態にあり、 軌道間隔がある程度近い.しかし、多くのペアは平均 運動共鳴関係を持っていない.軌道周期比の累積分布 からも、平均運動共鳴の位置に顕著な特徴が見られな いことがわかる.

3. 形成モデルと計算手法

短周期スーパーアースの最初の観測報告後から今に 至るまで、いくつかの形成モデルが検討されてきた. 例えば、惑星の形成位置に注目した「その場形成モデル」 「軌道移動モデル」「軌道移動後形成モデル」や巨大惑 星からの影響を調べた「巨大惑星シェパーディングモ デル」などが挙げられる.これらのモデルは系統的に 分類されているわけではなく、同じ名称のモデルが、 別々の論文で異なる定義で使用されていることもあり、

^{6.} ケプラー二分性と訳すのが適当だろうか.

^{7.} 仮に観測対象の惑星系が軌道傾斜角等が類似した単一の集団であると考えて模擬観測を行うと、単一惑星系と複数惑星系の検出割合が実際の検出割合と異なる為である。

^{8.} 半径が約1 地球半径の惑星コアに惑星質量の数%の水素・ヘリウムエンベロープをまとった惑星(半径は約2地球半径となる)からの大気蒸発が最も効率的であり、このサイズの惑星が 選択的に大気蒸発を経験することが理由である。

105 初期状態 ガス面密度 (g/cm⁻²) 104 100万年 …… 1000万年 - -10³ 10² 10¹ 100 10-10-2 0.01 100 01 10 中心星からの距離(天文単位)

図4: 円盤ガス面密度の進化. 細線は太陽系最小質量円盤を仮定 したべき分布モデル. 太線は Suzuki et al. (2016)で計算 された円盤風を考慮した円盤モデル. Credit: Ogihara et al., 2018, Aston. & Astrophys. 615, A63, reproduced with permission ⓒ ESO.

注意が必要である.

本稿では、軌道周期比を比較するという観点で有効 な方法で形成モデルを分類する.軌道周期比を含めた 惑星の最終的な軌道を決定する際に重要となる効果は、 円盤中の軌道移動(タイプI移動)と円盤散逸後の軌道 再配置である.従って、これらの効果が有効な惑星形 成の後期段階に着目する.具体的には、火星サイズの 原始惑星が形成した時点に注目し、その原始惑星が短 周期領域(中心星からおよそ1 au以内)に形成した場 合と長周期領域に形成した場合の二パターンに分類す る. 前者は軌道位置が大きく変化せずに惑星が形成す るので「その場形成モデル」、後者は惑星の軌道移動 が必要となるので「軌道移動モデル」と呼ばれる.注 意すべき点は、前述の通り「その場形成モデル」や「軌 道移動モデル」は本稿での定義とは異なる定義で使用 されている論文が存在することである.本稿における 分類は、それぞれ「短周期原始惑星起源モデル」「長 周期原始惑星起源モデル」と言い換えた方がわかりや すいかもしれない.

これらの形成モデルのどちらを採用すると,惑星形 成計算の結果として観測結果と整合的な惑星系が得ら れるのだろうか.この検証には軌道決定に重要な素過 程を正確に考慮することが可能である惑星形成N体 計算が有効である.この惑星形成N体計算は極めて高 い計算コスト(1ランあたり3ヶ月から半年程度)を要 するが,これを辛抱強く可能な限り多数のランを実行 して惑星の分布を生成することで,他の惑星形成計算 (例:種族合成モデル生成計算)よりもはるかに信頼性 のある議論をすることが可能となる.種族合成モデル 生成計算の改良については,7.1節で後述する.



図5: べき分布円盤モデルを考慮した計算での惑星の軌道長半径 の時間進化. 丸印の大きさは惑星半径に比例する. 軌道移 動速度が速く, 円盤内縁(0.1 auと仮定)付近でコンパクト な軌道配置をした系が形成する. Credit: Ogihara et al., 2015, Aston. & Astrophys. 578, A36, reproduced with permission © ESO.

次節からは,前節で挙げた観測的特徴を再現することを目的とした惑星形成N体計算の結果を紹介する. 再現を目指す観測的特徴は主に軌道周期比分布である が,他の特徴とも矛盾が生じないことに注意する.

その場形成モデル:短周期原始 惑星起源

その場形成モデルに則りN体計算を実行した研究 結果を紹介する.まず検討されたのは原始惑星系円盤 ガスの効果を考慮しない場合である[9].この研究で は寡占成長の結果形成した原始惑星を数十個程度(総 質量では20-100地球質量),中心星から0.05-1 auの 間に分布させた状態からN体計算を開始した.合体・ 成長した後のスーパーアースは,基本的には平均運動 共鳴からは外れた軌道で形成する.平均運動共鳴に捕 獲される為にはある程度の軌道移動が必要であるが, この計算では円盤ガスによる軌道移動の効果が考慮さ れていないので,ある意味当然の結果ではある.また, 軌道間隔が近い系があまり作られない傾向があること も示された.

上記の計算結果は,平均運動共鳴から外れた系が形 成するという点では観測と整合的ではあるが,軌道間



図6: 軌道周期比の累積分布の比較. 細実線は図3と同じ観測された分布である. 細破線はべき分布円盤を用いた10ランの 計算結果(Ogihara et al. 2015). 太実線は円盤風で進化す る円盤分布を用いた計算結果(Ogihara et al. 2018b)であ り,初期の固体総質量を変えて実行した10ランの結果をそ れぞれ示している. 太淡線は円盤風を考慮した場合で,初 期の固体総質量を変えた3つの計算セットの結果を全て合 わせた分布を表す. Credit: Ogihara et al., 2018, Aston. & Astrophys. 615, A63, reproduced with permission © ESO.

隔が狭い系は形成しないという問題もある。従って、 次に円盤ガスの存在下での惑星形成計算が行われた. これまでの多くの惑星形成計算では、円盤ガスの構造 と進化として図4の細線で示したような単一のべきで 表されるべき分布円盤モデルが使用されてきた. これ は太陽系最小質量円盤をガス面密度の初期条件とし. 数百万年のタイムスケールで指数関数的に減少させる モデルである、この円盤に、初期条件として原始惑星 (planetary embryos)及び微惑星を配置し、それらの 合体・成長と軌道進化を追った筆者らのN体計算の結 果が図5である[10]. 原始惑星の成長時間は非常に短く, いくつかの惑星はおよそ数千年程度で地球質量を越え るまで成長している。これは、惑星の成長時間は固体 の面密度に反比例して短くなるが、観測されている質 量の短周期スーパーアースを形成する為に、初期に固 体面密度が大きい状態を考えている為である. 成長時 間が円盤寿命と比較して非常に短いことから、初期に 全ての固体材料物質が短周期領域に存在すると考える その場形成モデルでは、惑星は円盤ガス散逸前に十分 に成長したと考えるべきであろう.

この計算では円盤ガスの効果によって,惑星の軌道 が変化する効果(例:タイプI移動)が最新のモデルを 使用して組み込まれているが,地球質量程度まで成長 した惑星は非常に速い軌道移動を経験することもわか る.移動を終えた惑星は,円盤の内縁付近(~0.1 au)に非常にコンパクトな軌道配置(円盤内縁付近の パイルアップと呼ばれる)をしており,複数の惑星が



図7: 円盤風で進化する円盤中での惑星の軌道長半径の時間進 化. タイプ I 軌道移動が強く抑制されている. 円盤散逸後 に軌道不安定が生じ, 最終的には平均運動共鳴から外れた 状態で形成する. Credit: Ogihara et al., 2018, Aston. & Astrophys. 615, A63, reproduced with permission ©ESO.

連なって平均運動共鳴に捕獲された状態(鎖状共鳴と 呼ばれる)にある.また、この軌道配置は数百万年以 降の円盤散逸後も長時間(1億年以上)安定である.図 6では、初期の軌道位置を変えて実行した10ランの計 算結果の軌道周期比分布を観測結果と比較しているが、 計算結果では多くの惑星は平均運動共鳴にあり、観測 された短周期スーパーアースの軌道周期比分布とは全 く合致しないことがわかる.つまり、円盤ガスの影響 を考慮した結果、惑星系は内縁付近にパイルアップを 形成し、またそれらは共鳴に入っていることから、観 測結果を説明できない.

これに対し、最近の筆者らの研究によって、円盤進 化モデルを改良することで観測結果が再現可能である ことが示されている.上記の計算結果で軌道周期比分 布が観測と一致しない最大の原因は、惑星の軌道移動 が速すぎて、円盤内縁付近にパイルアップを形成した ことにある.従って、何らかの方法で軌道移動を遅く してパイルアップの形成を回避することができればこ の問題を解決する可能性がある.ここで円盤進化に重 要な影響を与え得るとして近年注目されている「磁気 駆動円盤風」を考える.2009年に鈴木建氏(東京大学) の3次元磁気流体計算によって、原始惑星系円盤から の乱流駆動円盤風による質量流出(損失)が発見された



図8: 温度構造・進化を考慮した円盤中での惑星の軌道長半径の時間進化. (a) と(b) では初期の原始惑星の軌道配置が異なる. (a) では円盤散逸後に軌道不安定を起こしたが, (b) では鎖状共鳴が壊されなかった. From Izidoro et al. (2017, Figures 4 and 5), Breaking the chains : hot super-Earth systems from migration and disruption of compact resonant chains, MNRAS, 740.

[11]. それ以降の研究の発展により,現在では磁気遠 心力風による質量降着⁹(円盤風駆動降着)も併せて考 えた円盤進化が提示されている[13]. 図4に,乱流粘 性によって進化する円盤の面密度進化を表す拡散方程 式に,磁気駆動円盤風による質量損失と質量降着を導 入して数値的に解いた円盤進化の例を太線で示す.尚, 理想MHD計算を元にしたモデルであるが,非理想 MHD効果がパラメータの値によって間接的に考慮さ れている.図から,中心星に近い短周期領域では円盤 風の効果が強く現れ,面密度の減少が早く,また面密 度の傾きが外側領域とは異なることがわかる.

この円盤風で進化する円盤中で,初期に短周期軌道 に配置した原始惑星の合体・成長と軌道進化をN体計 算で追った結果の例を図7に示している[4].べき分布 円盤を仮定した図5と比較すると明らかなように,タ イプI移動による軌道移動が強く抑制されており,従 来の計算結果で見られていた円盤内縁付近のパイルア ップも形成されていない.軌道進化を少し詳しく見て みると,惑星は遅い軌道移動中に隣りの惑星との平均 運動共鳴に捕獲され,鎖状共鳴関係を形成している. ところが,円盤散逸後(数百万年以降)に軌道不安定が 生じ,離心率が跳ね上げられることで,惑星同士の軌 道交差が引き起こされる.これは惑星同士の衝突へと 繋がり,軌道共鳴関係は失われる.

同様の計算を原始惑星の初期位置を変えて10ラン 行い,最終的に形成した惑星系の軌道周期比をみると (図6),惑星の多くは平均運動共鳴状態に無いことが 確認できる.これは観測された短周期スーパーアース 系の特徴と整合的である.更に筆者らの研究では,初 期の総固体質量を変えた計算セットでも計算を実行し, これらの結果を合わせることで,観測された軌道周期 比分布を良く再現することも示されている(図6の太 淡線).尚,このN体計算の結果では軌道周期比分布 に限らず,2節で概観したその他の特徴とも矛盾して いない.例えば検出頻度の軌道長半径依存性について は,最も内側の軌道の惑星が円盤内縁付近(0.1 au)に 形成し,それより外側では1 au程度までlogで等間隔 に分布しており,検出頻度の特徴と一致している(図 7参照).

5. 軌道移動モデル:長周期原始惑星 起源

次に軌道移動モデルを採用した場合の短周期スーパ ーアース系形成を考える.前節では,惑星形成理論で

^{9.} これはブラックホール等への降着円盤の研究で議論されてき た現象である [12].



図9: 軌道周期比の累積分布の比較. 太線は円盤温度構造を考え た計算 (Izidoro et al. 2017) 全120ランのまとめ.

よく使われている単一のべきで表される円盤モデルで はタイプI移動速度が速すぎることが問題であること をみた.軌道移動モデルにおいては、そもそも短周期 惑星を作る為に軌道移動が必要ではある.しかし、従 来のべき分布円盤ではやはり移動が速すぎることが問 題であるとN体計算で示されている(この結果は本稿 では省略)[14].

従って,軌道移動モデルにおいてもタイプI移動を 変える必要がある.ここ数年,主に欧州の研究者によ って研究されているのが,円盤の詳細な温度構造の影 響である.中心星輻射による加熱,粘性加熱,及び放 射冷却を考慮した多次元流体計算によって計算された 円盤の温度分布は,中心星から外側領域までなめらか な関数で表されるのではなく,ところどころに窪み (dip)や出っ張り(bump)が形成する[15].これらは主 に水やシリケイトの凝縮位置に対応するが,この付近 ではタイプI移動速度がゼロになり得る.

この円盤温度進化を導入してN体計算を行った計 算結果の例が図8である[16].初期には原始惑星を20 個程度,6au以遠に配置している.計算結果では,円 盤温度が変化する位置で軌道移動がせき止められるこ とで,惑星が常に速い軌道移動を経験することはない. 実際に,惑星が短周期軌道まで移動するには百万年程 度かかっている.円盤内縁まで移動した後は,複数の 惑星が円盤内縁の外側に平均運動共鳴に捕獲された鎖 状共鳴状態で並ぶ.図8(a)では,この鎖状共鳴状態 の惑星が円盤ガスの散逸後に軌道不安定を経験し,最 終的には平均運動共鳴から外れている.

一方で,計算によっては図8(b)の様に円盤散逸後 も軌道不安定が生じず,共鳴関係が残る場合もある. この研究では全ランの40-50%では不安定が生じなか った.図9では全120ランの計算結果の軌道周期比分 布を観測と比較しているが、全ランの結果を合わせる と平均運動共鳴にある系が多すぎることがわかる. 観 測と合うような分布を得る為には、90-95 %の系で円 盤散逸後の軌道不安定が生じることが必要であると見 積もられた. ところが、実際のこの計算結果では50-60 %程度の系でしか軌道不安定が生じておらず、観 測された軌道周期比分布を直接説明することはできて いない.

ところで,軌道不安定を経験した系としていない系 を9:1で混合した場合には,軌道周期比分布と同時に Kepler dichotomy(2節参照)も説明できることも指摘 された.軌道不安定を経験した系は,そうでない系よ り最終的な軌道傾斜角が大きいが,これを模擬観測す ると「単一惑星系」として観測される可能性が高い. 一方で,軌道不安定を経験しておらず軌道傾斜角が小 さい系を観測した場合には「複数惑星系」として観測 される.これによって,現在観測されている単一系と 複数系の検出割合も説明されるという.

更に筆者らは、その場形成モデルで実行した計算と 同様に、磁気駆動円盤風で進化する円盤(図4)を用い て軌道移動モデルN体計算も行った.図示は省略する が4節の計算結果で見たのと同様に、外側領域からの 軌道移動速度も遅くなり、結果として短周期軌道(1 au以下)までの原始惑星の移動には百万年程度かかる. この計算の結果、大多数のランで円盤散逸後の軌道不 安定が生じた場合には、観測された軌道周期比分布と 整合的な分布になるという結論を得た.これは、上記 の温度構造を変えた計算の結論と同様である.但し、 円盤風で進化する円盤モデルを使用したN体計算で も、円盤散逸後の軌道不安定は生じにくいということ が示唆されている.

6.議論

これまでにその場形成(短周期原始惑星起源)モデル 及び軌道移動(長周期原始惑星起源)モデルそれぞれに ついて,N体計算の結果とその特徴を概観してきた. 本節では、これらの結果が2節で挙げたいくつかの観 測結果と整合的であるかを整理するとともに、更なる 議論を加える.

6.1 軌道周期比分布

これまでみてきたように、観測された短周期スーパ ーアース系において隣り合う惑星ペアの殆どは平均運 動共鳴状態にはない. 円盤ガス中での軌道移動を考え たN体計算の結果では、何れのモデルであっても軌道 移動後に複数の惑星が平均運動共鳴状態(鎖状共鳴)に 捕獲されることが分かった.従って観測結果を説明す る為には、円盤散逸後の軌道不安定によって殆どの共 鳴関係が壊される必要がある。その場形成(短周期原 始惑星起源)モデルでは、円盤風の影響下で進化する 円盤進化モデルを採用した場合には、ほぼ全てのラン で円盤散逸後の軌道不安定が生じることから、観測さ れた軌道周期比分布を再現できる.一方で,軌道移動 (長周期原始惑星起源)モデルでは、円盤温度構造進化 や円盤風を考慮した場合の計算で、最大50%程度の ランでしか軌道不安定が生じない.従って軌道移動モ デルで観測結果を説明する為には、より多くのランで 軌道不安定が生じる必要がある.

ところで、鎖状共鳴にある惑星系が円盤散逸後に軌 道不安定を経験するか否かの違いは何が決めるのだろ うか、これは軌道不安定化時間で理解できる、軌道不 安定化時間とは軌道が不安定になるまでのタイムスケ ール(惑星が3体以上だとこの時間は有限の値をと る)を表し、惑星同士の軌道間隔が狭いほど、また系 内の惑星の個数が多いほど、短くなる(つまり軌道不 安定になりやすい)ことが知られている.図7のその 場形成モデルの計算では、軌道が不安定になる前には 10個以上の惑星が存在しているのに対し、図5では 百万年以降で惑星個数は5である。図5のべき分布モ デルでは個数が少なく軌道不安定化時間が1億年以上 と長いため、円盤散逸後も軌道が安定で平均運動共鳴 関係が壊されなかったと解釈できる。尚、速い軌道移 動を経験した場合(図5)に惑星個数が少なくなってい るが、これは惑星移動が速いことで多くの惑星を平均 運動共鳴に捕獲することが困難になるからである. 軌 道移動モデルの計算(図8)でも同様に、図8(b)で軌道 不安定が生じない主原因は共鳴に捕獲された系の惑星 個数が少ないからである(短周期軌道の惑星個数は6).

6.2 検出頻度の軌道周期依存性

検出頻度の軌道周期依存性については、2節でみた

ように、軌道周期が10日(軌道長半径では0.1 au)以下 では検出頻度が減少し、それ以上では一定である、ベ き分布円盤モデルを採用したN体計算の結果、軌道移 動が速い場合には惑星は円盤内縁付近でパイルアップ を形成し、観測と不整合であることが判明した¹⁰.一 方で、軌道移動がある程度遅くなった場合、最も内側 の軌道の惑星は円盤内縁付近(およそ0.1 au)で移動を 停止し、その他の惑星はそれから外側の軌道にlogで 等間隔に並ぶという結果が得られた(例えば図7や図 8). この様な観測と整合的な分布は、軌道移動が遅く なった場合には何れのモデルでも得られており(その 場形成モデルで円盤風を導入した計算、軌道移動モデ ルで円盤温度構造を考えた計算及び円盤風を考慮した 計算)、この観点からはどちらかのモデルがより観測 に合うとは決められない.

この様に軌道長半径0.1 au程度の検出頻度の傾きが 変わる位置(cutoffやbreakなどと呼ばれる)は、円盤 内縁の位置として説明できる. このcutoffの位置は短 周期スーパーアース系で最も内側軌道の惑星の位置を 反映しているが、この位置は他のメカニズムでも説明 される可能性がある。例えば、ダストの昇華位置や惑 星の潮汐による軌道移動が重要となる位置などが挙げ られる、但し、別の研究によると、最も内側軌道の惑 星の位置は原始惑星系円盤の内縁で決まるという説が やはり有望なようである.詳しい説明は省略するが, 異なるメカニズム(例:ダストの昇華,惑星の潮汐)で 決定されるcutoffの位置は、それぞれ異なる中心星質 量依存性を持つ、また、観測の結果として得られた cutoffの位置も中心星質量に依存することが確認され ている. これらの中心星質量依存性を比較すると,円 盤内縁の位置の依存性が観測結果を最もうまく説明で きるようである[17].

6.3 惑星系の多重性及びKepler dichotomy

ケプラー望遠鏡で観測された惑星には二分性がある. 即ち,スーパーアース系は軌道の特徴によって2つの 集団(単一惑星系と複数惑星系)に分けられる可能性が ある.これは5節で述べたように,円盤散逸後に軌道 不安定を経験して軌道傾斜角がある程度大きい系(単 一惑星系として観測される)と,軌道不安定を経験せ

^{10.}同様の円盤内縁付近のパイルアップは過去の種族合成計算の 結果でも見られている。

ず軌道傾斜角が小さい系(複数惑星系として観測され る)の2つの集団によって説明することが可能である. また,9割以上の系で軌道不安定が生じた場合に,観 測された「単一惑星系」と「複数惑星系」の検出割合も 説明できるようである.これらは軌道移動モデルの計 算結果から指摘されたものだが,その場形成モデルで も同様のことが言える.単一系と複数系の検出割合の 比まで説明するには,殆どの系で軌道不安定が生じる 必要があり,これは6.1節の検出頻度分布と同様に, その場形成モデルで円盤風を考慮した計算が最も整合 的である.

6.4 議論のまとめ

以上から、タイプI移動が遅くなった場合のその場 形成(短周期原始惑星起源)モデルは、短周期スーパー アース系の起源としてかなり有力であると言える.ポ イントは軌道移動が遅くなることであるようだが、本 稿で示した計算では円盤風を考慮した円盤進化モデル を採用することで軌道移動が遅くなった.おそらく円 盤風モデルに限らず、別のメカニズムでも軌道移動が 遅くなれば、それも有力なモデルになり得るだろう.

軌道移動(長周期原始惑星起源)モデルについても, 短周期軌道まで百万年程度の時間をかけて移動した後 に軌道不安定によって平均運動共鳴関係が壊されれば, 観測と整合的であるという流れはその場形成モデルと 同様である.但し,ほぼ全てのランにおいて軌道不安 定が生じるような計算を実現することはできていない という問題は残された.今後の課題として,軌道移動 モデルにおいて計算条件を系統的に変えた計算を行い, 観測結果の再現に成功する条件を見つける研究が必要 かもしれない.

7. 今後の課題

7.1 素過程の研究及び種族合成計算の改良

最後に、今後の短周期スーパーアース系形成計算の 発展についていくつかコメントしておく.

惑星系形成理論において最も重大な問題の一つが, タイプI移動問題であった.タイプI移動は一般にそ の移動速度が速いことから,惑星形成において様々な 困難を引き起こすと指摘されている.従って,タイプ I移動はここ20年にわたり重要な研究テーマであり、 この間我々の理解も大きく進んだ、しかし、その発展 はまだ完了しておらず、現在も検討が続けられている。 例えば、惑星近傍に作られる温度と密度の非対称性に よってもらたらされる加熱トルク[18]や、3次元の効 果[19]が最近検討されてきた.現在最も注目されてい るのは動的トルク(dynamical torque) [20]である。こ れは惑星の軌道移動によって共回転領域内のガスの流 線が変更されることで共回転トルクの不均衡が生じる 現象である。局所等温を仮定した流体計算での検討か ら始まり、非等温の円盤にも応用されてきたが、まだ 系統的な理解には至っていない。筆者らの最近の研究 ではこれを応用し、惑星と円盤ガスの動径方向の相対 速度によって軌道移動が変わる可能性を検討し た¹¹[21]. 更に現在, 主にイギリスにおいてこの効果 を惑星形成N体計算に導入する試みも開始されてお り、今後の結果に注目される.

次に円盤モデルについてもコメントする.本稿では、 円盤モデルを書き換えることで短周期スーパーアース の観測的特徴が説明可能となることを示した.ここか らわかる通り、円盤モデルは非常に重要である.本稿 で紹介した円盤風で進化する円盤モデルは、べき分布 モデルと比較すると現実的であると言えるが、円盤進 化の導出の際にいくつかの仮定を置いており、完璧な ものというわけではない.例えば、円盤進化は円盤を 貫く磁場の進化に依存する.これについてはこれまで 多くの研究が行われてきたが、依然として磁場の進化 についての定量的な理解は得られていない.また、円 盤風モデルに関しても更に発展が必要であり、例えば 円盤風駆動降着が存在する円盤内の3次元方向の角運 動量の輸送、つまりガス流の3次元構造の解明は今後 の重要な研究テーマとなり得る.

また本稿では触れていないが,ペブルと呼ばれる cmサイズ程度の固体粒子が惑星コアに集積する物理 過程(ペブル集積)を考慮することも重要である.現状 では,ペブルの流入量やサイズ分布またその時間進化 が制限されていないが,短周期スーパーアース形成過 程にも影響を及ぼすと考えられる.

本稿では惑星形成N体計算の結果を紹介したが、別

^{11.}同時期に同様の考察がC. McNally氏らによって行われている [22].彼らは「惑星と円盤ガスの相対速度」と読み替える手法 は彼らが初めて導入したと主張しているが、著者らの論文は 彼らより3ヶ月以上前に投稿している.

の手法である惑星形成種族合成モデル生成計算の改良 についてコメントを付す.惑星形成種族合成モデル生 成計算とは、惑星系形成理論に存在する不定なパラメ ータを変化させたモデル計算を大量に実行し、系外惑 星の統計的な分布と合致するパラメータ値を決定する 方法である.従来、恒星の観測と恒星形成の理論モデ ルを比較する際に使用されてきた手法であるが. これ を惑星に応用したものである、この計算では、惑星形 成の素過程を簡単なモデルに落とし込むことで、数値 計算にかかる時間を大幅に短縮し、大量の計算を実行 することが可能であることが大きな特徴である.一方 で、この手法を用いて惑星形成後の軌道を議論する際 には注意が必要である、本稿の4節及び5節のN体計 算によって、軌道周期比に代表される軌道分布を議論 する際には、平均運動共鳴への捕獲とその後の軌道不 安定が極めて重要となることを確認した、しかし、現 在の種族合成モデル生成計算では、共鳴への捕獲や円 盤散逸後の軌道再配置に簡単なモデルが使用されてい る.一例として、平均運動共鳴にある惑星系の軌道不 安定化時間は、共鳴にない場合と比較して桁で変わる [23]が.この効果は種族合成計算に導入されていない. この問題に対し、N体計算の結果によって求められた 平均運動共鳴への捕獲条件[24]と共鳴にある系の軌道 不安定条件[23]を現在の種族合成モデル生成計算に導 入することで、比較的簡単に計算の信頼性を向上させ ることが可能であることから、この方針での発展も期 待したい.

今後,上記のような研究が実行されることによって, 短周期スーパーアースを含めた惑星形成とその素過程 を記述する理論がより確固としたものになるだろう.

7.2 スーパーアースの組成

2018年に打ち上げられたTransiting Exoplanet Survey Satellite(TESS)が更に多くの短周期スーパー アースを発見し、短周期スーパーアースの理解がより 深まることが期待される。一方で、今後の系外惑星に 関する大型観測プロジェクトの方向性として、惑星の 特徴づけ(即ち惑星や大気の組成の決定)を目指す計画 が進行中であり、研究テーマとしてスーパーアースの 組成は重要性が増していく。

惑星の組成を表すもっとも基本的な物理量は密度で あり、これから惑星の構造を推定することができる. 実際に、惑星の質量と半径が求められた系外惑星につ いては、その組成について色々な議論が行われてきた. 一方で、惑星の内部組成は、質量と半径の情報だけで は一意に決定することができない場合が多い(内部組 成の縮退)という問題がある、この問題に対して、大 気組成の観測を用いるという試みがある. 例えば大気 の透過光観測によって、水素・ヘリウムが主成分の大 気か、水蒸気大気かが判別できる可能性がある、また 大気中のC/O比を計測することで、その惑星が形成 した際のスノーラインとの位置関係が推定できるかも しれない. このように、主に大型の観測プロジェクト に後押しされる形でスーパーアースの組成の議論が進 むことから,理論サイドとしても組成を含んだ短周期 スーパーアース系形成理論の構築が必要となる. 惑星 の組成は、集積中の様々な効果(例:材料物質の組成、 大気量進化)に依存して決定されることから、惑星集 積計算と組成進化計算を結びつけて検討することが重 要である. N体計算でスーパーアースの大気量進化を 追った研究の例として筆者らの研究[10]が挙げられる が、今後の観測と比較して議論する為にはより現実的 な組成進化を追ったN体計算の実行が必要である。

一方で、N体計算を用いずにスーパーアースの大気 獲得過程を調べる研究はいくつか存在する。それらの 研究で現在特に問題視されているのは、暴走ガス降着 問題である、従来の大気降着モデルに従うと、スーパ ーアースとして典型的な質量である5地球質量の惑星 が暴走ガス降着するまでの時間は典型的なガス円盤の 寿命よりも短い. つまり多くのスーパーアースは暴走 ガス降着を経験しガス惑星になり得る.しかし.2節 で述べた通り、ホットジュピターの検出頻度は短周期 スーパーアースよりも10倍以上低く、これはスーパ ーアースは暴走ガス降着を回避したことを意味してお り、理論と観測が一致していない、この問題に対して、 これまでにいくつかの解決案が提示されてきた. 例え ば. 惑星への3次元的なガス降着流の構造[25.26]や大 気中の高いオパシティ [27]によって大気の冷却を遅ら せる案が検討されている.別の案として、本稿のN体 計算でみたように、スーパーアースの最後の成長は円 盤散逸後に生じることを考慮し、円盤ガスの寿命以内 ではコア質量が小さくガス降着率も低いという可能性 が筆者らによって指摘されている[28]. 更に筆者らは 最近別の案として,惑星コアが円盤から獲得する大気

量は,円盤内の動径方向のガス降着率とその鉛直分布 に依存して制限されるという可能性も指摘した.今後 は,この暴走ガス降着問題を含めて,惑星形成と組成 進化を結びつける理論の構築が必要となる.

8. まとめ

本稿では、短周期スーパーアース系の形成過程とし て、短周期軌道で形成した原始惑星を起源とする「そ の場形成モデル」と長周期原始惑星を起源とする「軌 道移動モデル」それぞれを採用した最近のN体計算の 結果を紹介した。

これまでの10年がそうであった様に、今後も観測 による発見に後押しされる形で、スーパーアース形成 理論は進展していくだろう.ところで、N体計算を用 いた惑星形成研究では、最近欧米の研究者の存在感が 増してきている.それ自体は必ずしも悪くは無いが、 緻密な計算を得意とする日本人グループが再び惑星形 成N体計算をリードしていくことが必要だと考えて いる.ともあれ、今は今後の10年間の進展を考えて 再びわくわくしており、また10年後に本稿を読み返 すことも(例え本稿の内容が大幅に塗り替えられてい たとしても)楽しみである.

謝 辞

本稿を執筆する機会を与えて下さった,和田浩二編 集長に感謝致します.また本稿で紹介した研究の共同 研究者である小久保英一郎氏,鈴木建氏,Alessandro Morbidelli氏,Tristan Guillot氏,Aurélien Crida氏, André Izidoro氏らに感謝致します.

参考文献

- [1] Howard, A. W. et al., 2010, Science 330, 6004.
- [2] Mulders, G. D. et al., 2018, Astron. J. 156, 24.
- [3] Ogihara, M. et al., 2018, Aston. & Astrophys. 612, L5.
- [4] Ogihara, M. et al., 2018, Aston. & Astrophys. 615, A63.
- [5] Fulton, B. J. et al., 2017, Astron. J. 154, 109.
- [6] Owen, J. E. and Wu, Y., 2017, Astrophys. J. 847, 29.
- [7] Zhu, W. et al., 2018, Astrophys. J. 860, 101.

- [8] Lissauer, J. J. et al., 2011, Astrophys. J. Suppl. 197, 8.
- [9] Hansen, B. M. and Murray, N., 2013, Astrophys. J. 775, 53.
- [10] Ogihara, M. et al., 2015, Aston. & Astrophys. 578, A36.
- [11] Suzuki, T. K. and Inutsuka, S., 2009, Astrophys. J. 691, L49.
- [12] Blandford, R. D. and Payne, D. G., 1982, MNRAS 199, 883.
- [13] Suzuki, T. K. et al., 2016, Aston. & Astrophys. 596, A74.
- [14] McNeil, D. S. and Nelson, R. P., 2010, MNRAS 401, 1691.
- [15] Bitsch, B. et al., 2015, Aston. & Astrophys. 575, A28.
- [16] Izidoro, A. et al., 2017, MNRAS 470, 1750.
- [17] Mulders, G. D. et al., 2015, Astrophys. J. 798, 112.
- [18] Benitez-Llambay, P. et al., 2015, Nature 520, 63.
- [19] Fung, J. et al., 2017, Astron. J. 153, 124.
- [20] Paardekooper, S. -J., 2014, MNRAS 444, 2031.
- [21] Ogihara, M. et al., 2017, Astron. & Astrophys. 608, A74.
- [22] McNally, C. P. et al., 2017, MNRAS 472, 1565.
- [23] Matsumoto, Y. et al., 2012, Icarus 221, 624.
- [24] Ogihara, M. and Kobayashi, H., 2013, Astrophys. J. 775, 34.
- [25] Ormel, C. et al., 2015, MNRAS 447, 3512.
- [26] Kurokawa, H. and Tanigawa, T., 2018, MNRAS 479, 635.
- [27] Lee, E. J. et al., 2014, Astrophys. J. 797, 95.
- [28] Ogihara, M. and Ida, S., 2009, Astrophys. J. 699, 824.

地球物理学者によるハワイ島の火山見学案内2

はしもと じょーじ

(要旨)前編[1]に続いて本稿²も無保証である.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. キラウエアは活発に噴火中

2018年5月以降,キラウエア(Kilauea)火山は非常 に活発な火山活動を継続している[2].東リフトゾー ン(East Rift Zone)では,溶岩が噴泉となって噴き出し, 噴き出した溶岩はチャネルをつくって地表を流れてい る.そして,高温のまま海に流れ込んだ溶岩は海水を 蒸発させ,大気中で凝結した水蒸気はもくもくと立ち 上がる白い雲を作っている.山頂のハレマウマウ (Halemaumau)火口でも噴石をまき散らすような爆発 が発生し,キラウエアの南側面ではマグニチュード 6.9の地震も発生した.5月11日以降,ハワイ火山国 立公園は閉鎖されており[3],前編の火山見学案内[1] で紹介した見所の多くは見学できなくなっている.

2018年3月に筆者がハワイ島を訪れたとき、キラウ エア火山はとても静穏で、活発な噴火活動が始まると は全く予想されていなかった。ハレマウマウ火口は噴 煙を噴き上げてはいたが、モクモクというよりはモヤ モヤという感じで、全く勢いがなかった。プウ・オオ (Puu Oo)からは溶岩が出ていたが、量はそれほど多

1. 岡山大学理学部地球科学科

george@gfd-dennou.org

くなく,溶岩ツアーで見た溶岩流も,ずんずん広がっ ていくというよりは、もぞもぞゆっくりと動いてはい る、という感じで筆者がこれまでの溶岩ツアーで見た ものに比べて明らかに低調であった、オーシャンエン トリーもなく、「もうちょっと活発に活動してくれて もいいんじゃない」と思ったものである³.

現在の活発な火山活動がいつまで継続するのかはわ からない.もしかすると、あっさり終息するかもしれ ないし、あるいは、そこそこ長い期間にわたって継続 するかもしれない.国立公園は閉鎖されているが、空 中に噴き上げられる溶岩の噴泉やチャネルをどんどん 流れていく溶岩を見るなら、今が好機である.筆者は これまで利用したことはないが、観光目的のヘリコプ ターツアーがヒロ空港発着で運行されているので、次 にハワイ島を訪問したときにはヘリコプターで上から 溶岩流を見たいと思っている⁴.

「ハワイの噴火はすごいですね. ずいぶんと危険な ところに行かれていたんですね」などと、大学のトイ レで他学科の教員から話しかけられたりする⁵. そん なときは、「ハワイよりも日本の方がよっぽど危ない

^{2.} 図らずもキラウエアの噴火が活発化したので、火山見学案内[1] は追記が必要になったと思っていた.そんなときに、編集長 が「もっと書いてもいいですよ」と言ったので、最近の噴火 の状況に関する追記だけでなく、前編では分量の都合で割愛 したことも書くことにした.編集長の言葉はただの社交辞令 であったのかもしれないが、筆者と編集長の付き合いはそこ そこ長いはずで、編集長は筆者に社交辞令が通じないことを 知っているはずである、したがって、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.} 筆者がそう思った(願った)ことと噴火は無関係である. 1996 年の七夕で、短冊に「かいわれだいこん おどりぐい」と書いた ら、その後、O157による食中毒騒ぎが起こって、カイワレダ イコンは店頭から消えてしまった. ちなみに、カイワレダイ コンは食中毒とは無関係であることが後に明らかとなった. もちろん、筆者の書いた短冊と食中毒騒ぎも無関係である.

^{4.}観光目的で飛行するヘリコプターやセスナは、ハワイだけで なく世界各地で運行されている。そして、墜落事故は時々発 生している。2013年2月にはルクソールで観光客を乗せた熱 気球が墜落する事故が発生した。直後の2013年3月に実施し た岡山大学理学部の実習では、理学部長から「ヘリコプターは 危険だから乗ってはいけない」と禁止令が出た。

	値	文献
溶岩チャネルの幅	$w=100~{\rm m}$	June 10, 2018 - Kilauea [2]
溶岩の流速	$u_{\rm max} = 2 \; \rm km/hour$	June 17, 2018 - Kilauea [2]
溶岩の密度	$\rho = 2500~\rm kg/m^3$	
溶岩の粘性率	$\mu = 1000 \ \mathrm{Pa}{\cdot}\mathrm{s}$	
斜度	$\alpha = 0.01 \ \mathrm{rad}$	本文
重力加速度	$g=9.8~{\rm m/s^2}$	

表1: 溶岩チャネルのパラメタ.

と思いますよ、いつ地震が来るかわからないですか ら⁶」と答えている、噴石が飛んで来るようなところに 行くのは危険だが、そういう場所に近寄らないのであ れば、特別に危険ということはないはずと思う⁷.

2. 溶岩噴出量の推定

2.1 東リフトゾーンの噴火

リフトゾーンは、山腹割れ目噴火が集中する線状の 地帯である.リフトゾーンの噴火を引き起こしている のは地下にあるほぼ鉛直の平行岩脈群で、その構造は 数kmの深さに達する.多くの火山では、2ないし3つ のリフトゾーンがそれぞれ120度ずつ離れて形成され る.ハワイの火山は長いリフトゾーンが発達すること が特徴のひとつと言われていて、そのため、ハワイの 火山島は円というよりは長円や角の落ちた三角形に近 い形になっている[4].2018年5月に溶岩を噴き出し始 めた東リフトゾーンの火口は、山頂から30 km以上離 れていて山頂よりも海に近いが、リフトゾーンは陸上 だけでなく海底にも続いていることを考えると、必ず しも山頂から遠いとは言えない場所である.

リフトゾーンの噴火で噴出しているマグマは、山頂 下にあるマグマ溜まりから供給されていると考えられ ている.山頂下にあったマグマが東リフトゾーンで噴 き出せば、山頂下にあるマグマ溜まりの体積は減少す る. 実際に, 東リフトゾーンで噴火が始まって以降, 山頂のカルデラ底は沈降しており,山頂下にあるマグ マ溜まりの体積の減少が示唆される.カルデラ底の沈 降量から山頂下にあるマグマ溜まりの体積減少率を求 めると,70 m³/sになる⁸.マグマ溜まりの体積減少が 東リフトゾーンでの溶岩噴出にそのまま対応するなら, 東リフトゾーンの溶岩噴出率は70 m³/sということに なる.

東リフトゾーンで実際に噴出している溶岩の噴出率 を,溶岩チャネルで測定された流速を使って推定して みる.斜面を定常に流れる粘性流体の速度分布は,

$$u = \frac{\rho g \sin \alpha}{2\mu} \left(h^2 - y^2 \right) \tag{1}$$

で与えられる[5]. ここでuは斜面に沿った速度, ρ は流体の密度, gは重力加速度, α は水平に対する斜 面の角度, μ は粘性率, hは斜面に対して垂直に測っ た流体の厚さ, yは流体の表面から斜面に対して直交 する方向に測った座標(y=0は流体の表面, y=hは 斜面の表面)である. 流速が最大となるのは表面で, その速度 u_{max} は

$$u_{\rm max} = \frac{\rho g \sin \alpha}{2\mu} h^2 \tag{2}$$

である.

6月7日の溶岩チャネルは、火口から海まで12.5 km

^{5.1}度や2度ではないので,筆者のことを「ハワイ火山の専門家」 と誤認している人がそれなりの数で存在しているらしい.

という話をした直後に大阪で大きな地震が発生した. もちろん偶然である.

^{7.} 安全を保証するものではありません.

^{8. [2](}July 17, 2018, - Kilauea)によると、ハレマウマウの底は5月 頭にあった位置から450 m沈降したとあるので、沈降速度は おおよそ6 m/dayと計算される、火口の大きさを1 km²とし て、体積変化率 70 m³/sを得る、一方で、[2](June 19, 2018 -Kilauea)には、6月15日から18日の間にカルデラ内で260×10⁶ m³に相当する陥没が生じた、との記述がある、この陥没量を 単位時間当たりに換算すると、1000 m³/sになる、これは実際 に山頂で生じている変化に対して大きすぎるように思われる。

の長さがあった([2] June 7, 2018 - Kilauea).火口の標 高はGoogleマップを見ると800 feet くらいなので,溶 岩チャネルの平均斜度は0.02 radとなる.一般に,斜 度は火口に近いところでは急で,火口から離れると緩 やかになる.ここでは火口から離れた場所における溶 岩流の流速を用いて溶岩の厚さを推定することにして, 斜度はざっくり平均の半分とする.以上より,式2と 表1にある値を使って,溶岩チャネルを流れる溶岩の 厚さhは2mと推定される.

溶岩の厚さが推定できたら、次は溶岩チャネルを流 れる溶岩のフラックスFである.溶岩チャネルの幅を wとすると、

$$F = \int_0^h uw \, dy \tag{3}$$

$$= \frac{2}{3}u_{\max}hw \tag{4}$$

再び表1にある値を使うと,溶岩噴出率は80 m³/sと なる.これは先に山頂のカルデラ底の陥没の大きさか ら推定した溶岩噴出率にほぼ一致する⁹.

2.2 火山島の体積

プレート運動の速度と山体の大きさから,溶岩噴出 率を見積ってみる.ここでは簡単に,ハワイ諸島は横 倒しにした三角柱の形をしていて,三角柱がプレート 運動の速度10 cm/yearで伸びていくと考えることに する.ハワイ島の大きさは,プレート運動に直交する 方向だとおよそ100 km,高さは4 kmくらいだが,そ れは水深5 kmの海底からそびえたっているので,山 体の断面はおおよそ底辺L = 200 km,高さH =9 km の三角形である¹⁰.

噴出した溶岩の量を見積もるためには、火山島の荷 重によって海洋底が凹むことも考慮する必要がある. 線状の荷重によるリソスフェアの曲げは、以下の式で 与えられる[5].

表2:火山島の荷重に関連するパラメタ.

	値	文献
火山島の水平スケール	$L=200~{\rm km}$	
火山島の鉛直スケール	$H=9~{\rm km}$	
バルジの位置	$x_b = 250~\rm{km}$	[5]
マントルの密度	$\rho_m=3300~{\rm kg/m^3}$	[5]
地殻の密度	$\rho_c=2750~{\rm kg/m^3}$	[5]
海水の密度	$\rho_w = 1000~{\rm kg/m^3}$	[5]
プレート運動の速度	$v=10~{\rm cm/year}$	

$$\zeta = \frac{V_0 \alpha^3}{8D} e^{-x/\alpha} \left(\cos \frac{x}{\alpha} + \sin \frac{x}{\alpha} \right) \tag{5}$$

ここで、 くは荷重がかかることでリソスフェアに生 じた鉛直方向の変位、 V_0 は単位長さあたりの荷重、 α は曲げパラメタ(flexural parameter)、 Dは曲げ剛 性(flexural rigidity)、 xは荷重からの水平距離である、 火山島の荷重によって曲げられたリソスフェアは、荷 重の直下(x = 0)で最も凹み、 $x_b = \pi \alpha$ の周辺にバル ジ(膨らみ)をつくる.

ハワイ諸島周辺の海底地形において, バルジはおお よそ x_b = 250 kmの位置に見られる. このことから, 曲げパラメタは α = 80 kmと推定される[5]. また, 曲げパラメタと曲げ剛性の関係は次のように与えられ る[5].

$$\alpha = \left[\frac{4D}{\left(\rho_m - \rho_w\right)g}\right]^{1/4} \tag{6}$$

ここで ρ_m はマントルの密度, ρ_w は海水の密度である. 表2にある値を使うと, $D = 2.3 \times 10^{23}$ Nmとなる.そして、単位長さあたりの荷重 V_0 は、海洋底の上にある山体の大きさで与えられる.

$$V_0 = \frac{LH}{2} \left(\rho_c - \rho_w\right) g \tag{7}$$

ここで ρ_cは地殻の密度である¹¹.

以上より,火山島直下(x = 0)における変位の大き さ $\zeta_0 = V_0 \alpha^3 / 8D$ は,表2にある値を代入して4 kmと なる.すなわち,火山島の重みによって火山島直下の

^{9.}山頂下のマグマ溜まりから移動したマグマの全てが東リフト ゾーンで噴出したとは限らない(地表に出ることなく地下に あって山体を膨らませたものがあってもよい)し、カルデラ 底が陥没するより前に移動したマグマが噴出していてもよい (その場合に山体は縮小する).もう一段精度の高い議論をす るためには、山体の体積変化を見る必要がある.

^{10.}絵を描いてみたら(描かなくても)わかるが、山体のうち海面 上に出ている部分の体積は山体全体の10%くらいしかない、 山体の大部分は海面下にある。

山体のうち海面の上に出ている部分については、密度として (p_c - p_w)でなく p_cを使うべきだが、山体の大部分は海面下な ので、そこまで厳密にやらなくても問題ない。

リソスフェアは4 kmほど沈んでいることになる.地 震波の観測[7]によると、海洋底地殻はハワイ島の下 で約4 km凹んでいるとされており、荷重によるリソ スフェアの曲げを計算した結果と整合的である¹².噴 出した溶岩の量は、海洋底の上に盛り上がって山体を つくっている部分と、火山島の荷重によって海洋底が 凹んだ部分を埋めたもの、その両者を足し合わせたも のになる.火山島の重みでリソスフェアが沈んだ部分 の体積を、幅L、高さζ₀の三角形で近似することに すると、溶岩噴出率Eは、

$$E = \frac{L\left(H + \zeta_0\right)}{2}v\tag{8}$$

ここでvはプレート運動の速度である.表2の数値を 入れて計算すると,溶岩噴出率は0.13 km³/yearになる. 山体を形成するのに100万年くらいかかると思うと, ここで見積もった溶岩噴出率は100万年くらいの平均 的な溶岩噴出率ということになる.

ハワイ火山国立公園[3]のFAQを見ると,現在のキ ラウエアの溶岩噴出率は200,000-500,000 m³/dayとあ る.これは0.07-0.18 km³/yearで,山体の大きさから 見積もった溶岩噴出率にほぼ等しい.溶岩噴出率は時 間的に変動しているであろうから,現在の瞬間的な溶 岩噴出率が100万年くらいの平均的な溶岩噴出率とだ いたい同じであることに意味はないかもしれないが, もしも,溶岩噴出率の時間的な変動が小さいならば, 両者が一致することから溶岩の噴出形態について考察 することができる.キラウエアの溶岩噴出率は地表に 噴出した溶岩だけを表わしているのに対し,山体の大 きさから見積もった溶岩噴出率は地表には出なかった 溶岩も含む.したがって両者の一致は,ハワイのホッ トスポットでは溶岩の大部分が地表に噴き出ているこ

3. オアフ島の火山見学案内

ハワイの火山活動は、(1)前楯状火山期(pre-shield stage),(2)楯状火山期(shield stage),(3)後楯状火 山期(post-shield stage),(4)回春火山期(rejuvenated stage)の4つの期間に分けられる[6].ハワイ島では楯 状火山期と後楯状火山期を見ることはできるが,回春 火山期の間には0.6-2百万年の静穏期があり¹⁴,ハワ イ島ではまだ回春火山期の火山活動は始まっていない のである.一方で,後楯状火山期から十分な時間が経 過しているオアフ島では,回春火山期の活動によって つくられた火山地形を見ることができる.また,オア フ島は侵食がすすんでいるため,ハワイ島では地下に 埋まっていて見ることのできない楯状火山の内部が地 表に出ているのを見ることができる.

3.1 ヌウアヌ・パリ展望台

ヌウアヌ・パリ展望台(Nuuanu Pali Lookout)は、 オアフ島随一の展望スポットとして観光客に人気の場 所である.ホノルル(Honolulu)から北東の方向,島の 東側にあるコオラウ山脈(Koolau Range)の山中にヌ ウアヌ・パリ展望台はある.コオラウ山脈は楯状火山 が侵食された成れの果て、かつてのリフトゾーンであ る¹⁵.ホノルル市街からコオラウ山脈を見ると、深い 谷がいくつもあって侵食によって山体が大きく削られ ていることがわかる.ハワイ島のキラウエアやマウナ ロアといった新しい楯状火山とは山の形が全く違って いるので、オアフ島とハワイ島の両方に行くなら比べ てみるとよい¹⁶.

ヌウアヌ・パリ展望台の北東側は崖になって落ち込 んでおり,展望台からは風上側¹⁷を一望することがで きる.普通の人は展望台から視界の開けている北東を 向いて景色を眺めるのであろうが,地球物理学者は展 望台で南東の方向を向いて崖を見る.崖に近寄って少 し探してみれば,けっこう簡単にゼノリス(xenolith)

とを示唆する.

^{12.}整合的な結果が得られるようにパラメタを調整したのだと見るのが正しいのかもしれないが、各パラメタに常識的な値を設定して整合的な結果を得ることができるということは、意味のあることであろう。

ハワイ島の5つ火山は、キラウエアとマウナロア(Mauna Loa)が楯状火山期、マウナケア(Mauna Kea)とフアララ イ(Hualalai)が後楯状火山期、コハラ(Kohala)は後楯状 火山期と回春火山期の間の静穏期[6].

^{14.}後楯状火山期と回春火山期の違いははっきりしないらしく、 その遷移は徐々に生じるものであるという説もあるらしい. また、回春火山期の前に静穏期が必ずあるというものでもな いらしい[6].

^{15.} リフトゾーンの地下にある岩脈(dike)は侵食に対して強いの で残りやすい.

^{16.}ハワイ島でもコハラ火山には深い谷が刻まれている.コハラ は楯状火山期が終わってから100万年くらいと思うと、深い 谷を刻むのに必要な時間は100万年もあれば十分、というこ とになる。

^{17.}北東貿易風が吹いているので、北東が風上になる

を見つけることができる. ゼノリス(捕獲岩)は, 火道 から剥がれた岩片が移動するマグマに取り込まれて運 ばれたものである. 展望台の崖には,緑色,やや黄色 っぽい色,などなど,いくつかの種類のゼノリスを見 つけることができる. 緑色¹⁸をしたダナイト(dunite) はマグマ溜まりの中で結晶分化してできた集積岩が捕 獲 されたもの, スピネルレルゾライト(spinel lherzolite¹⁹)はマントル起源の捕獲岩と考えられてい る.

崖に沿って移動すればもっとたくさんのゼノリスを 見つけることができると思うのだが、残念なことに、 展望台から南東の方向に崖に沿って降りて行く小道は 立ち入り禁止になっている。

3.2 タフリング

ホノルルの有名所, パンチボウル(Punchbowl), ダ イヤモンドヘッド(Diamond Head), ハナウマ湾 (Hanauma Bay), これらはいずれも水蒸気マグマ爆 発によってつくられたタフリング(tuff ring)である²⁰. タフリングは, マグマが海水や地下水と反応して爆発 的な噴火を起こしたときに形成される. 爆発の激しさ を反映して,火山体の割に火口が大きいのが特徴であ る²¹.

3.2.1 ハナウマ湾

ハナウマ湾は、タフリングのリムの一部が侵食され

- 18.地球マントルの主成分はオリビンである(とされている).よくある教科書に描かれているマントルの断面図は、マントルを赤やオレンジの色で塗っていることが多いが、オリビンがマントルの主成分であるのだから本当は緑色で塗るべきだと思う.筆者は授業で「地球の断面はスイカの色ではなくメロンの色なんだ」と学生に説明しているのだが、あるとき学生さんが「でも地球内部は高温だから、赤でいいんじゃないですか」と言ってきた、無駄に優秀な学生さんである。でも、そんな質問が出たときのための答えはちゃんと用意してある。「メロンはメロンでも、赤肉のメロンなんだよ」、白いモビルスーツが出てくるアニメの登場人物のセリフにもあるように、「授業とは、いつも二手三手先を考えて行うものだ」である.
- 19. 筆者が院生だった時、「レルゾライトは発音が難しいのでよく練習しておくように」と言われた.その人の説によると、レルゾライトを正しく発音できるかどうかは岩石学者の敵味方識別信号、とのこと.
- 20. タフリングをつくるのは回春火山期に限らないので、タフリングはハワイ島にもある。例えば、グリーンサンドビーチはタフリングの中にある。
- リムが少し高いものはタフコーン(tuff cone)と呼ばれる.また、タフリングの火口底に水が溜まったものはマール(maar)と呼ばれる.



図1:ハナウマ湾とココ・クレーター (Koko crater).ホノルル 発ヒロ行きの飛行機から撮影.中央やや右下にあって右に 向かって開いている入り江がハナウマ湾.その右上にある のがココ・クレーター.リムの高いココ・クレーターはタ フ・コーン.



図2:ハナウマ湾のビーチに降りる途中の右手にある崖. 白い珊 瑚の破片の他,黒い岩石片もたくさん入っている.

て海と繋がってできた入り江である(図1).入り江の 中の水深は浅く,珊瑚が生育し,多種多様な魚類が棲 息している.シュノーケルを装着して海に入れば,熱 帯魚が珊瑚の間を泳いでいるのを見ることができる²². まさに楽園,観光客に大人気である.

^{22.}ハワイ州の魚(state fish)であるフムフムヌクヌクアプアア (humuhumunukunukuapuaa)はハナウマ湾で普通に見るこ とができる.運が良ければウミガメを見ることもできるらしい(筆者はまだ見たことがない).



図3:ダイヤモンドヘッド.ホノルル発ヒロ行きの飛行機から撮 影.

自然保護区になっているハナウマ湾に入場したら, 普通の人はさっさとビーチに降りてシュノーケリング をするのであろうが,地球物理学者はビーチへ降りて いく道の右側の崖を見る³³.薄い層が無数に重なる堆 積物のきれいな断面を見ることができる(図2).地層 の中には珊瑚の白い破片が入っているので,爆発は珊 瑚礁が形成された後の海で起こったのだとわかる.

3.2.2 カラニアナオレ道路

オアフ島南東の海岸をぐるりとまわるカラニアナオ レ道路(Kalanianaole Highway)沿いでも、タフリング やタフコーンをつくった爆発で形成された地層を見る ことができる.ハナウマ湾のちょっと北東にあるラナ イ展望台(Lanai Lookout)の駐車場の近くには、「典型 的なベースサージ堆積物」と紹介される露頭がある²⁴. ベースサージは、水蒸気マグマ爆発において、火口か ら上方へ立ち上がる噴煙柱とは別に、その基部から地 表を横に広がる希薄な流れである[8].

ラナイ展望台の駐車場に車を駐車したら,普通の人 は海の方向を見るのであろうが,地球物理学者は海と は反対にある道路の切割りを見る.「典型的なベース サージ堆積物」とされる露頭は駐車場のちょっとだけ 北東の道沿いにある.見る人が見れば,サージの流れ た方向がわかるらしい[4]⁵⁵.

photos/hawaii/hawaii2.htm.

25.筆者にはわかりません.

3.2.3 ダイヤモンドヘッド

ダイヤモンドヘッド²⁶は、ワイキキ(Waikiki)から 歩いていける場所にある²⁷.ワイキキから見たダイヤ モンドヘッドはリングという感じには見えないが、上 から見るとたしかにリングになっている.ホノルル国 際空港²⁸に離発着する飛行機で窓際に座ったなら、ダ イヤモンドヘッドがリングであることを確認するチャ ンスである²⁹(図3).

リムに囲まれた火口底に入るには、北東側のリムに 掘られたトンネルを使う、火口底の中に入るだけであ るなら入場料は発生しないが、リムに登るなら火口底 のほぼ中央にある小屋で入場料を払う、そこでもらえ るパンフレットには、頂上までの距離0.8 mile、高低 差560 feet,往復の所用時間1.5-2時間、と書かれて いる、途中には灯りのない狭いトンネルや螺旋階段な ど、人のすれ違いができないような狭隘な場所がある ため、人が多くなると渋滞してしまい、なかなか前に 進めなくなったりする、特に朝は日の出を見ようとし て人が集中するため、よく大渋滞が発生するらしい³⁰. 入口のゲートが開く時間は決まっているので[9]、頂 上で日の出を見たいならゲートが開く前から並ぶ気合 いが必要である³¹.

3.2.4 ソルトレイク

ソルトレイク(Salt Lake)は、ホノルルのダウンタ ウンからは北西の方角、真珠湾(Pearl Harbor)の東に ある、ソルトレイク(Salt Lake)自体もタフリングで あるが、それだけでなくソルトレイク周辺³²にはいく つかのタフリングが重なるように存在している.

- 27.学生を連れてワイキキから一緒に歩いていったところ,「こんなに遠いなんて聞いてません」と怒られてしまった.
- 28. 現在の正式名称はダニエル・K・イノウエ国際空港 (Daniel K. Inouye International Airport).
- 29.「Google マップで見たらいいじゃん」とは言わないで欲しい.
- 30.筆者も朝の渋滞に巻き込まれたことがある.気合いが足りず 出遅れたことが原因で、そのときは頂上に辿り着く前に日の 出の時間を迎えてしまった.曇っていたのでどうせ日の出を 見ることはできなかった、というのは事実であるが、負け惜 しみにしか聞こえない.
- 31.夏季はゲートが開くより先に日が昇ってしまうので、気合い を入れても頂上で日の出を見ることはできない。
- 32. ソルトレイクの東にあるモアナルア・ガーデンズ (Moanalua

こんなところに来て石を見てるなんて間違ってます」と女子 学生に言われた.はい,たしかに間違ってるような気がします.
 http://www.soest.hawaii.edu/GG/STUDENTS/mpatrick/

^{26.}ダイヤモンドヘッドの名前の由来は、方解石を見つけたイギ リス船員がそれをダイヤモンドと勘違いして大騒ぎしたこと である.筆者も大騒ぎしてみたいと思って方解石を探してみ たが、見つけられなかった、学生に言われたわけではないが、 ダイヤモンドヘッドに来て足下ばかり見ているのは、間違っ ているような気がする.

ソルトレイク周辺のタフリングは、マントル起源の 捕獲岩を噴出していることでもよく知られている. 噴 火期間が1回だけ³³であるタフリングの噴出物にマン トル起源の捕獲岩が含まれるのは、浅いマグマ溜まり がないことと、1回ごとに新しくマグマの上昇通路が 作られること、といったことに理由があるらしい[4]. 捕獲岩中に見つかる鉱物の組み合わせに基づいて、あ る種の捕獲岩は地下50 km以深(ものによっては深さ 110-150 km)からやってきたものであるとされている.

筆者はまだ行ったことはないのだが、タフリング形 成時に放出された火山灰堆積物の露頭はソルトレイク 地区公園(Salt Lake District Park)で見ることができ るらしい[10].

4. 次回予告?

キラウエアの噴火はこの先どうなるのか,筆者には 全く予想できない.まだまだいろいろなイベントが発 生しそうである.興味深い現象を見つけたら,筆者は またGeodynamics[5]を開いて簡単モデル³⁴を構築し, 数式と戯れて電卓を叩くだろう³⁵.

参考文献

- [1] はしもとじょーじ, 2018, 遊星人 27, 66.
- [2] Multimedia links for Hawaiian Volcanoes, Hawaiian Volcano Observatory (HVO), https://volcanoes.usgs. gov/observatories/hvo/hvo_multimedia.html
- [3] Hawaii Volcanoes National Park, https://www.nps.gov/ havo/index.htm
- [4] 中村一明, 1978, 火山の話, 岩波新書, 228p.
- [5] Turcotte, D. L., and G. Schubert, 2002, Geodynamics 2nd ed., Cambridge Univ. Press, 456p.
- [6] Poland, M. P. et al. eds., 2014, US Geol. Surv. Prof. Paper 1801, 428p., http://dx.doi.org/10.3133/pp1801

- [7] Watts, A.B., and ten Brink U.S., 1989, J. Geophys. Res. 94, 10473.
- [8] 早川由起夫, 1996, in 新版地学教育講座 2 地震と 火山, 93.
- [9] Diamond Head State Monument, https:// hawaiistateparks.org/parks/oahu/diamond- head-statemonument/
- [10] Hazlett, R. W., and Hyndman, D. W., 1996, Roadside Geology of Hawaii, Mountain Press Pub. Co., 334p.

Gardens)には、H社のテレビCMに出てくる「この木なんの木」 がある.「この木なんの木(アメリカネムノキ)」の原産地は中 央アメリカで、ハワイにおいては外来種である.

^{33.}火山は単成火山と複成火山に分けられる[4].単成火山は噴火 期間が1回だけの短寿命の火山、複成火山は休止期間を挟ん で何回もの噴火をくり返す長寿命の火山。

^{34.} 筆者はものぐさなので、難しいことはできない.

^{35.} 筆者と一緒に遊んでもいいという人がいたら連絡ください. 苦情は編集長に送ってください.

エポックメイキングな隕石たち(その13): Renazzo隕石 ~先太陽系-初期太陽系の 始原的物質の痕跡~

橋口 未奈子¹ 2018年7月2日受領,査読を経て2018年7月26日受理,

(要旨) 1824年にイタリアに落下したRenazzo隕石はCRコンドライトを代表する隕石で,プレソーラー粒子の存在や,水,有機物が示す同位体異常から,その始原性を知らしめた隕石である.また,コンドリュール内部及び外縁部に多くの金属鉄を含んでおり,コンドリュール形成時の金属粒子とケイ酸塩の挙動についても多くの知見をもたらしている.

1. はじめに

コンドライトは、組織、鉱物組成、全岩化学組成、 酸素同位体組成によって、複数の化学グループに分類 される.炭素質コンドライトはCI, CM, CO, CV, CK, CR, CH, CBの8グループに分類され、Cの後ろのアル ファベットは代表する隕石の頭文字に対応している. Renazzo隕石は、CR(炭素質Renazzo-like)コンドライ トを代表する隕石である.

2018年7月20日現在,180個のCRコンドライトが 発見されており[1],特に,CRコンドライトの全岩や マトリックスの粘土鉱物,有機物が示す特異な同位体 組成には多くの研究者が着目し研究が進められている. Renazzo隕石は,希ガスや水素・窒素の同位体組成か ら,CRコンドライトが最も始原的な隕石種であるこ とを最初に示した隕石である.また,コンドリュール 中の金属粒子の分析によって,コンドリュール形成時 の金属粒子とケイ酸塩の挙動についても様々な議論が 行われており,落下後200年近く経つ現在も数多くの 研究が行われている.本稿では,Renazzo隕石の概略 とエポックメイキング的研究を紹介する.

2. Renazzo隕石

1824年1月15日午後20時30分頃、イタリアのフェ

ラーラ県レナッツォ村(44°46'N, 11°17'E)に一条の 光と複数の火球が目撃された.総重量10 kgの隕石と して回収されたのがRenazzo隕石である.破片は計3 つ,最も重いものは5 kgの重量があったと記録が残 されている[1-3]. Renazzo隕石は,落下が目撃された 非常に貴重な隕石で,他に落下が目撃されているCR コンドライトはAl Rais隕石(1957年落下)と,Kaidun 隕石の一部(1980年落下)のみである[1].

Renazzo隕石は落下時期こそ古いものの,長らく研 究が行われなかった.最初に岩石記載を行ったのは Masonらで,サイズの大きなコンドリュールやFe-Ni 金属に富む特徴などが報告された[4].当初は岩石組 織がCVコンドライトに類似していることから,Fe-Ni金属に富む例外的なCVコンドライトと考えられて いた[5].しかし,1900年代に入って落下したAl Rais 隕石やKaidun隕石,南極で発見された隕石など, Renazzo隕石と類似した化学的特徴を示す隕石が発見 され,その後議論を経て,1993年にCRコンドライト (Renazzo-like chondrite)という新しい分類が確立さ れた[6].実に,回収されてから169年後のことだった.

Renazzo隕石は、コンドリュール、難揮発性包有物、 暗色包有物、Fe-Ni金属、硫化物、細粒マトリックス から構成される。Fe-Ni金属の存在度が炭素質コンド ライトとしては異例に高く(7.4 vol %; [6])(図1)、こ れはCRコンドライトの大きな特徴である。また、層 状ケイ酸塩や炭酸塩を含み水質変質の痕跡を示すこと から、岩石学タイプ2に分類され[6, 7]、CR2コンドラ

^{1.} 九州大学惑星微量有機化合物研究センター hashiguchi. minako. 123@m. kyushu-u. ac. jp



図1: Renazzo隕石薄片の電子顕微鏡写真. 濃い灰色の球状物質 はコンドリュール, 白色の物質は主に金属粒子に対応す る.数100 μm ~ mmサイズのコンドリュールを多く含み, コンドリュール内部や外縁部には多数の金属粒子が含まれ る.スケールバーは3 mmに対応する.データ提供:阿部 憲一博士(ウェズリアン大学),北海道大学大学院理学研究 院圦本研究室.

イトの中でも特に強い水質変質を受けている隕石である[6].

3. Xe同位体異常とプレソーラー粒子

プレソーラー粒子は、太陽系形成以前に赤色巨星や 超新星で形成された星間塵のことで、始原的な地球外 試料に保存されている.太陽系物質とは著しく異なる 同位体組成(同位体異常)を示すことから発見され、ダ イヤモンドやSiC、グラファイト、Al₂O₃などの酸化物、 ケイ酸塩などが報告されている.プレソーラー粒子の 存在は、1970年代の始原的隕石中の酸素同位体異常 の発見[8]から広く受け入れられるようになったが、 Renazzo隕石は、それ以前に、初期太陽系における同 位体不均一と、始原的隕石中のプレソーラー粒子の存 在を示唆した隕石である.

1964年, Renazzo隕石の段階加熱による希ガス同位 体分析によって、2タイプのXe同位体異常が報告さ れた[9]. 1つは、放射性核種である¹²⁹Iの壊変を起因 とする¹²⁹Xeの大きな過剰、もう1つは、¹³⁴Xeと¹³⁶Xe の過剰である.¹²⁹Xeの過剰はReynoldsによって Richardton隕石(H5普通コンドライト)やIndarch隕 石(エンスタタイトコンドライト)から既に報告されて いた[10, 11]. 後者はXe同位体組成のバリエーション や244Puの影響を考慮しても、核分裂成分、地球大気 に加えた少なくとも1つは第三の成分を必要とするこ とが示唆された.この第三の成分の発見は、後の様々 なグループによる Murchison隕石などの詳細な希ガス 研究(e.g. [12]) につながっており、太陽系形成前に存 在したプレソーラー粒子の単離・発見への引き金とな ったのである.このような種々の起源による希ガス同 位体異常は、Renazzo隕石の始原性を反映したもので、 Renazzo隕石はCRコンドライトの始原性を最初に示 した隕石であると言える.

4. 高いD/H比をもつ水の起源につい ての論争

Renazzo隕石は、コンドライトに保存されている水 の起源についての論争のきっかけになった隕石でもあ る.低温環境下で生成する星間空間の水分子や彗星氷 は高いD/H比を示す(e.g. [13]).また、コンドライト からも高いD/H比をもつ含水鉱物が報告されており、 水素同位体組成を元にコンドライト中の水の起源が議 論されてきた(e.g. [14]).

高いD/H比をもつ水がコンドライトから最初に報告されたのは1979年で,普通コンドライトの Chainpur隕石の水(最大D/H値9×10⁻⁴:~4,800 ‰)で あった[15]. このような水の起源として,原始太陽系 星雲でのH₂ガスとH₂Oの同位体交換による熱的なプ ロセスなどが提唱されていた[16].しかしその後,星 間空間での化学反応で生成したことを示唆した隕石の 1つがRenazzo隕石である.

1995年 Deloule らによる二次イオン質量分析装置 (SIMS)を用いた局所分析で,Renazzo隕石のコンド リュール,マトリックス,炭素質包有物などの水素同 位体組成が測定された[14].その結果,マトリックス が最も高いD/H比(δD≥1,050 ‰)を示し,Si⁺やK⁺ イオン強度とD/H比の明らかな正の相関が見られた ことから,高いD/H比のキャリアはマトリックスの 層状ケイ酸塩であることが示された(図2).そして, マトリックスの水素同位体組成は,原始太陽系星雲の 圧力・温度範囲における熱力学的プロセスで説明する ことが出来ず,120 K以下の星間空間でのイオン-分 子反応によって形成されたと主張された.

しかしながら、マトリックス中の含水鉱物は、空間 的に有機物と複雑に絡み合っており、その場分析によ ってそれぞれの同位体組成を区別することは非常に困 難である (e.g. [17, 18]).次節で述べるが、Renazzo 隕 石の有機物は非常に高いD/H比をもつため[19],有機



図2: Renazzo隕石構成物のD/H比と、H₂OおよびK⁺濃度の比較. マトリックスが最も高いD/H比を示し、H₂O,K⁺に富むこ とから、高いD/H比のキャリアが層状ケイ酸塩であること が示唆された.[14]のデータとFig.5を基に作成.

物の影響を考慮する必要があった.近年,Alexander らのグループは、炭素質コンドライトの全岩水素同位 体組成が有機物と含水鉱物の単純な混合と考え、コン ドライトの水のD/H比を求めた[20].その結果、炭素 質コンドライト中の水のD/H比は0.2-1.7×10⁻⁴程度で、 地球と原始太陽の間の値を示した.太陽からの距離と 水のD/H比には相関は見られず、コンドライトの水 の水素同位体組成は、星間空間ではなく太陽系内の水 の組成を反映していると結論づけられた.また、 Renazzo隕石を含むCRコンドライトマトリックス中 のD/H比は数10ミクロンスケールの不均質性がある ことから、その値は星間氷の組成を直接反映している

のではなく,水質変質時の有機物との同位体交換など により,二次的に獲得したものであると考えられてい る[18]. さらに近年,YurimotoらによるSIMSを用い た局所分析で,普通コンドライト中の流体包有物の水 素同位体組成と酸素同位体組成が測定された[21]. そ の結果,コンドライトの水は,初期太陽系において, 普通コンドライトや炭素質コンドライト母天体に集積 した水と彗星起源の水との混合で獲得されたものであ ると解釈されている.

5. 始原的な有機物の存在

炭素質コンドライトの有機物の研究は、Murchison 隕石(CM2)を用いた研究により数多くの知見がもた らされているが、Renazzo隕石をはじめとしたCRコ ンドライトは始原的な有機物を保存している隕石とし て注目を浴びてきた。

コンドライト有機物の大部分(70%以上)は酸や有 機溶媒に溶けない不溶性有機物(Insoluble organic matter, IOM)である[22]. これらは、酸を用いた化学 処理によって、鉱物を溶解した後の残渣として得られ る. IOMは複雑な構造をもつ高分子有機物であり、 芳香族の骨格に、脂肪族炭化水素を初めとした多様な 官能基が架橋したモデル構造が提唱されている[22, 23]. 炭素質コンドライトIOMは、重い水素や窒素に 富む[19,24]. このような同位体組成は、分子雲など の極低温環境下でイオン-分子反応や塵表面反応で説 明可能[19,25]なことから、コンドライトIOMは極低 温の星間起源であると考えられている[e.g. 19,24]. 特 にCRコンドライトIOMは著しく高いD/H比、 ¹⁵N/¹⁴N比を示す[e.g.19,24]が、その証拠を最初に示 したのはRenazzo隕石だった.

Renazzo隕石のIOMの水素・窒素同位体組成はそ れぞれ最大+2,500 ‰, +150 ‰で, これはMurchison 隕石やOrgueil隕石のIOMより2倍以上高い δ D, δ^{15} N値である[19]. また、炭素質コンドライトIOM には、著しくDや¹⁵Nに富むミクロンスケールの局所 的な領域(ホットスポット)が存在し、Renazzo隕石を 含むCRコンドライトからも多数のホットスポットが 報告されている[26-28]. ホットスポットは、酸処理 によって抽出したIOMからだけでなく、隕石岩片試 料のその場分析でも多数報告されており[27-30],極 低温環境下で形成されたナノメートルサイズの有機物 粒子(有機ナノグロビュール)がそのキャリアであると 考えられている[e.g. 27-29]. 一方,炭素質コンドライ トIOMの、少なくとも水素同位体組成は、隕石母天 体上の熱変成や水質変質により地球物質の値に近づく δDが小さくなる)傾向が見られている[e.g. 24, 28]. IOMが高い δ D, δ^{15} N値を示すことから, CRコンド ライトには最も始原的な有機物が保存されていると考 えられている(e.g. [24, 28]).

6. 金属粒子とコンドリュール形成

Renazzo隕石は、コンドリュール形成時の金属粒子 とケイ酸塩の挙動について重要な知見をもたらした隕 石でもある. Renazzo隕石のコンドリュールには多数 の金属粒子が存在する[4, 6](図1). コンドリュールの 内部, または外縁部に分布しているのが特徴的で, こ れは多くのCRコンドライトに共通した特徴である.

Renazzo隕石のコンドリュールは、当初、原始太陽 系円盤における直接凝縮物であると考えられていた (e.g. [30]). これは、コンドリュール内側に存在する 金属粒子が、外縁部の粒子よりもNiとCoに富む傾向 があること、また、金属粒子のPやCr含有量が凝縮 プロセスで説明できることが理由として挙げられてい る. しかし、その後の研究によってこの説は否定され ている.

コンドリュール中の金属粒子の多くは、中揮発性元 素のAuに乏しく、また、コンドリュール外縁部の金 属粒子にはその傾向は見られず、難揮発性親鉄元素で あるOsやIrに乏しいという微量元素パターンを示し た(e.g. [31]). これらの結果から、コンドリュール中 の金属は、一旦高温で蒸発した後に、コンドリュール 表面に再凝縮したと主張された(e.g. [31]). また, 溶 融の程度の高いコンドリュールほど、各々の金属粒子 のCo, Ni含有量が均質で宇宙存在度に近い傾向が見 出され,金属粒子のCo,Ni含有量は,ケイ酸塩や周 囲の星雲ガスとのFeの交換に伴うCo, Niの移動で説 明されている[32]. さらに, 溶融の程度の大きいコン ドリュールはオリビンのMg/Fe比(Forsterite mol%)が高く、これは、コンドリュール形成中のFe の消失の証拠であると解釈されており、また、リム付 近よりコンドリュール中央付近の金属粒子のP含有量 が多いことからも、金属粒子の蒸発・再凝縮プロセス が支持されている[33]. さらに、当初、直接凝縮物の 根拠とされた金属粒子のCr含有量については、コン ドリュール形成時に、ケイ酸塩と反応した結果である と考えられている[33].

近年では、放射光X線トモグラフィーを用いて Renazzo隕石のコンドリュールが分析され、3Dイメ ージと化学組成データを組み合わせた解釈がなされて いる、その結果、加熱によって、コンドリュール中で ケイ酸塩-金属粒子のある程度の分離が生じているか, あるいは、コンドリュール形成前や形成時に、コンド リュールの外側で、局所的なケイ酸塩-金属粒子の分 別が生じた可能性も指摘されている[34].

7.おわりに

以上のように、Renazzo隕石は、CRコンドライト の始原性を示すきっかけとなったプレソーラー粒子. 始原的な水や有機物、コンドリュール形成プロセスに 至るまで、多くのエポックメイキング的発見をもたら した隕石である.特に,Renazzo隕石を含むCRコン ドライトの有機物は、その同位体的特徴から、隕石有 機物の起源や進化の解明の重要なヒントを握る物質で あると期待される. Renazzo隕石は, 強い水質変質を 受けていることから、変質で有機物の酸化・分解が生 じたことも指摘されている(e.g. [35])が、一方で、近 年の分析では、サブミクロンスケールの微小領域にお いて、水質変質作用で有機物-水-鉱物が密接に関わ り進化した重要な証拠ももたらしてくれている[18]. また、MET 00426隕石など非常に始原性の高いCRコ ンドライトの研究の比較対象としても、未だ多くの知 見が得られている[36]. 落下が目撃された数少ない CRコンドライトであり、また、回収された重量も多 いため、Renazzo隕石からは今後も様々な情報が得ら れるだろう.

謝 辞

本稿を執筆する機会を頂き,最後まで丁寧かつ建設 的なご意見を頂いた野口高明博士,山口亮博士,岡崎 隆司博士に厚く御礼申し上げます.また,査読者であ る小松睦美博士には多くの有益なコメントを頂きまし た.深く感謝致します.

参考文献

- [1] The Meteoritical Bulletin Database, https://www.lpi. usra.edu/meteor/metbull.php.
- [2] Catalogue of Meteorites Reference Book with CD-ROM. 5th Edition (eds. Grady, M. M.), Natural History Museum, London.
- [3] Atlas of Meteorites, (eds. Grady, M. M., Pratesi, G.,

and Cecchi V. M.)

- [4] Mason, B. and Wiik, H. B., 1962, American Museum Novitates 2106, 1.
- [5] Wasson, J. T., 1974, Meteorites: Classification and properties, Springer.
- [6] Weisberg, M. K. et al., 1993, Geochimica et Cosmochimica Acta 57, 1567.
- [7] Van Schmus, W. R. and Wood, J. A., 1967, Geochimica et Cosmochimica Acta 31,747.
- [8] Clayton, R. N. et al., 1973, Science 182, 485.
- [9] Reynolds, J. H. and Turner, G., 1964, Journal of Geophysical Research 69, 3264.
- [10] Reynolds, J. H., 1960, Physical Reviews Letters 4, 351.
- [11] Reynolds, J. H., 1960, Zeitschrift fu["]r Naturforschung 15a, 1112.
- [12] Srinivasan, B. and Anders, E., 1978, Science 201, 51.
- [13] Robert, F., 2006, in Meteorites and the Early solar system II (eds. Lauretta, D. S. and McSween, H. Y.), Tucson, University of Arizona Press, 341.
- [14] Deloule, E. and Robert, F., 1995, Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 4695.
- [15] Robert, F. et al., 1979, Nature 282, 785.
- [16] Lécluse, C. and Robert, F., 1994, Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 2927.
- [17] Bonal, L. et al., 2012, Geochimica et Cosmochimica Acta 106, 111.
- [18] Le Guillou, C. et al., 2014, Geochimica et Cosmochimica Acta 131, 368.
- [19] Robert, F. and Epstein, S., 1982, Geochimica et Cosmochimica Acta 46, 81.
- [20] Alexander, C. M. O'D. et al., 2012, Science 337, 721.
- [21] Yurimoto, H. et al., 2014, Geochemical Journal 48, 549.
- [22] Pizzarello, S. et al., 2006, in Meteorites and the Early solar system II (eds. Lauretta, D. S. and McSween, H. Y.), Tucson, University of Arizona Press, 625.
- [23] Derenne, S. and Robert, F., 2010, Meteoritics & Planetary Science 45, 1461.
- [24] Alexander, C. M. O'D. et al., 2007, Geochimica et Cosmochimica Acta 71, 4380.
- [25] Watanabe, N. and Kouchi, A., 2008, Progress in Surface Science 83, 439.

[26] Busemann, H. et al., 2006, Science 312, 727.

- [27] Remusat, L. et al., 2010, The Astrophysical Journal 713, 1048.
- [28] Hashiguchi, M. et al., 2015, Geochemical Journal 49, 377.
- [29] Nakamura-Messenger, K. et al., 2006, Science 314, 1439.
- [30] Grossman, L. and Olsen, E., 1974, Geochimica et Cosmochimica Acta 38, 173.
- [31] Connolly, H. C., 2001, Geochimica et Cosmochimica Acta 65, 4567.
- [32] Zanda, B. et al., 1993, Meteoritics 28, 466.
- [33] Zanda, B. et al., 2002, Lunar and Planet. Science, XXXIII, #1852.
- [34] Ebel D. S. et al., 2008, Meteoritics & Planetary Science 43, 1725.
- [35] Botta, O. et al., 2002, Origins of Life and Evolution of the Biosphere 32, 143.
- [36] Le Guillou, C. et al., 2014, Geochimica et Cosmochimica Acta 131, 344.

ー番星へ行こう! 日本の金星探査機の挑戦 その35 〜暑い夏の, 長くて寒い夜〜

山﨑 敦¹, 豊田 裕之¹, 太刀川 純孝¹, 近藤 宏篤², 坂本 智彦², あかつきプロジェクトチーム

(要旨) 日陰運用の難関である低温対策と省エネの工夫について報告します. 熱制御は, 日陰前に探査機全体を昇温し日陰初期は余熱で保温し, 日陰中は最低限の温度を保つという対応策をとりました. バッテリについては, 温度と充電状態を可能な限り低く維持し, 容量劣化を低減してきています. 長時間日陰中は, 消費電力の削減に加え, 安全な範囲でバッテリの過充電や昇温を行い, 放電容量の最大化を図りました. その結果, 打上げ前設計の最大日陰時間を超える長くて寒い夜を無事乗り切りました.

1. はじめに

金星探査機あかつきは、2018年7月29日12時00分 (UTC)から229分(うち本影148分)の長時間日陰を経 験しました.打上げ前の設計の最大日陰時間90分を 大きく超える日陰時間です.地上では、日陰に入ると 涼を感じホッとしますが(今年の夏はそうでもない)、 宇宙空間では危機的状況です.放射冷却により探査機 温度は冷える一方なので、保存温度を保つにはヒータ を焚いて温める必要があります.しかしながら、当然 のことですが日陰中は太陽電池パネル(SAP)による発 電は期待できなくなるため、すべての電力はバッテリ で賄う必要があり、ヒータ電力は最小限に抑える必要 があります.あかつきチームはどのように乗り切った のか、その段取りと結果を報告いたします.

2. 熱制御運用

日陰中には,探査機の保存温度を保ちつつ消費電力 は最小限とする,という状況を作り出す必要がありま す.まず,搭載機器は,探査機維持に必要なバス機器 のみ動作させ,すべての観測機器はオフにしました. 次に検討したことは、冷える一方の日陰中にすべての 搭載機器の保存温度を保ちつつ、ヒータ電力を最小限 に抑えることです。全ヒータの温調設定を保存温度下 限ぎりぎりにすることとしました(日陰設定)。ただし、 日陰に入る直前まで探査機温度を通常より高く持ち上 げておき(昇温設定)、日陰中の全体のヒータ電力量も 下げることとしました。日照中に可能な限り昇温して おく算段です。さらに留意すべき点は、日陰が終了し 日照が復活したとき探査機はキンキンに冷えきってい るため、温調設定を通常状態(通常設定)に戻すのです が探査機が十分に温まるまで待つことです。

これらの段取りでどのくらい省エネできるかは,探 査機の熱放射率が重要な値です.2017年12月11日の 長時間日陰(半影)の運用実績をもとに検討しました. あかつきの熱放射率では,探査機の平均的な温度は 1-2時間の時間スケールで冷えていくことがわかって いました.この時間は2018年7月29日の長時間日陰 の継続時間229分と比較して短く,探査機は十分に冷 えきってしまいます.そこで,今回の長時間日陰に耐 え得る運用として,日陰前に探査機全体の温度を昇温 し日陰の初期は余熱で保温する,日陰に入る直前に温 調設定を保存温度下限ぎりぎりに切り替え日陰中は最 低限のヒータ電力設定とする,という運用方針を採択 しました.

日陰前の昇温設定は、搭載機器の動作温度の上限値

宇宙航空研究開発機構 宇宙科学研究所
 古河電池株式会社

yamazaki@stp.isas.jaxa.jp



図1:長時間日陰中の探査機代表点の温度の変化.

からマージンを確保し探査機構体の温調設定を+40℃ としました.この温度設定での運用は金星周回軌道に 投入してからはじめてのことであり,探査機全体の温 度分布を確認する必要性があり,一週間前の7月23日 の運用パス中に実施しました.温調は正常に動作し問 題なく昇温状態に入りました.このまま7月29日まで 過ごし,無事事前準備が整いました.実は,この昇温 設定期間にも金星観測を実施していました.

7月29日当日は、12時01分に日陰設定に切り替わ り最低限のヒータ電力とする長時間日陰モードに突入 しました.そのときの温度変化を図1に示します.事 前検討通り、事前昇温していた探査機構体温度は1-2 時間の時間スケールで低下していき、13時を過ぎて、 LIRやUVIのパネル温度が設定された低温側に漸近す ることが見て取れます.

本影は15時4分に終了し、徐々に日光が当たり始め ましたが、探査機温度はまだ低温側に張り付いていま す.本影が終了したからと言って、ここで慌てて通常 設定に戻してはいけません.この時間帯はもちろん半 影終了時刻後まで、最大ヒータ電力(200W)が消費さ れていて(図3の中段ヒータ電力を参照)、通常の温度 に戻るには数時間の時間スケールが必要であることが 見て取れます.ただし、3章で説明がなされるように、 半影途中でSAP発生電力が回復し、電源事情として は安心な状態に戻っています.

結果として,事前の昇温設定,保存温度下限ぎりぎ りの低温にした日陰設定,半影終了後通常設定への復 帰,と熱制御運用は計画通り安全に実施することがで きました.



図2: バッテリの必要容量と放電可能容量の推移.

3. 電源系運用

日陰を無事に乗り切るためにはバッテリが欠かせま せん.あかつきの運用フェーズには,惑星間航行中の 全日照期間と,金星周回軌道上の日陰存在期間があり, かつ日陰の長さは一定ではないため,必要容量は図2 に示すように大きく変動します.これに対し,表1の とおりバッテリの温度と充電状態をきめ細かく調節す ることで,運用チームはバッテリの容量劣化を低減す る努力を行ってきました.バッテリの容量劣化は,充 電状態が高いほど,そして温度が高いほど速く進行す るため,可能な限りそれらを低く維持してきたのです.

図2には、必要容量に加え、放電時の温度5℃および20℃でのバッテリ放電可能容量を示しました。通常は容量劣化低減のため5℃で運用していますが、セル出荷後7.1年、9.6年、10.1年、12年には、要求容量が放電可能容量(放電時5℃)を超えるピークがあります。これらが対策を要する長時間日陰で、2018年7月29日の日陰は9.6年のピークにあたり、バッテリの放

表1: バッテリの運用方法.

フェーズ	セル出荷 〜打上げ	打上げ~ VOI	VOI ~ VOI-R	金星周回 軌道
運用形態	開回路	定電圧充電	定電圧充電	充放電 サイクル
期 間	1.5年	0.5年	5年	2000日
温 度	25 °C	10 °C	0 °C	$5 \sim 20 \ {\rm C}$
充電状態	10 %	41 %	30 %	30~110 %



図3:長時間日陰中の電源系テレメトリデータ.

電量が最大となります. 探査機の開発時に想定してい た最大日陰は90分でしたが, 軌道が大きく膨らんだ ために, これが229分(うち本影148分)に延長され, バッテリに求められる容量は約47 Ahに達しました.

この厳しい日陰を乗り切るため,運用チームは次の 方針を定めました.

- ・日陰中の負荷電力を,平常時の500 Wから450 W に削減する。前述した日陰入り前のコンポ昇温と, 日陰中は機器制御温度をギリギリまで下げることに より実現。
- ・通常の100%充電電圧である4.0V/セルを超え、安 全性を確保しつつ4.1V/セルまで過充電する。
- ・バッテリの制御温度を5 ℃から20 ℃へ高め, 放電
 可能容量の拡大を図る.

その結果を,長時間日陰中の電源系テレメトリデー タ(図3)を振り返りながら,評価しましょう.

日陰は、2018年7月29日12時00分(UTC)に始まり ました.その直後、計画通りにヒータのONデューテ ィが低下し、負荷電力は500 Wから260 W程度に低 下しました.この時点ではSAP電力で全ての負荷を 賄えていますので、図3中段のSAP電力が、そのまま 全負荷電力にあたります.事前に搭載機器を昇温して おいたお陰で、ヒータ電力は25 W以下の低い値で推移しています、半影の半ば過ぎまでSAP電圧が上昇 を続けているのは、SAP温度の低下のためです。

12時23分, 日陰率が35%に達し, バッテリの放電 が始まりました. 図 3中段のBAT放電電力がゼロか ら約260Wまで徐々に立ち上がり, 同時に図3上段の バス電圧がBAT-A/B電圧まで低下, SAP電圧が48 V程度まで低下しました. これはロックアップと呼ば れる状態で, バッテリ放電中には, SAPの動作点電 圧が低く固定され, 最大電力を取り出せなくなる挙動 です.

そして12時36分,ついに本影が始まり,SAP電力 はかき消えました.SAP電圧が40数Vとなっている のは,バス電圧がスイッチングコンバータを逆に通し て見えているもので,実際にはSAPの発生電圧では ありません.本影開始後は,太陽光による熱入力がな くなり,機器を保温するヒータ電力が増加を始めます. 13時45分頃にヒータ電力は設定上限値の200 Wに達 するようになり,本影の後半には平均140 W程度で 推移しました.この間のバッテリ放電電力は平均370 W,最大435 W程度で,事前に想定した450 Wより もかなり低く保たれました.
15時4分に本影は終了し、再び半影が訪れます。 SAP電力が徐々に立ち上がり、しばらくはバッテリ の放電を伴うロックアップ状態が続きますが、15時 30分にはSAP電力が全負荷電力を超え、バッテリは 充電モードに切り替わりました。そして15時48分に は半影も終了して日照に戻り, 探査機が健全であるこ とを確認して、全員がほっと胸を撫で下ろしました。 終わってみると、バッテリの放電量は約23 Ahと当初 の想定の約半分にとどまり、放電深度は53%と余裕 を持った運用結果となりました。前述の負荷電力低減 策やバッテリ昇温の効果に加え、半影中のSAP電力 が期待以上に大きかったことが余裕をもたらしました。 今後、何年間あかつきの運用を継続できるのかわかり ませんが、はやぶさの運用経験を踏まえてバッテリを 大切に使ってきたこと,初めての内惑星探査機に搭載 する太陽電池パネルの開発を慎重に進めたことを思い 返し、「段取り八分 | という言葉が頭に浮かんだ運用 となりました.

4.おわりに

あかつきは、2018年7月29日に、打上げ前に設計 されていた金星周回軌道と投入軌道が変わった影響で、 設計上の最大日陰時間を超える日陰時間を経験しまし た.長時間日陰に耐え得る方策として、熱制御と電源 系の特殊運用を実施しました。もちろん本運用も想定 外ではありましたが、丁寧かつ慎重な探査機開発も手 伝って無事乗り切ることができました。今回得られた 知見により、将来の長時間日陰運用プランを定型化す ることができました。これにより長時間日陰中の科学 観測の実現も視野に入れることが可能となり、さらに 優れた科学成果創出を目指して参ります。最後になり ますが、関係各位のご協力にこの場を借りて御礼申し 上げます。

火の鳥「はやぶさ」未来編 その15 ~ はやぶさ2の小惑星リュウグウ到着 ~

渡邊誠一郎¹, はやぶさ2プロジェクトチーム

未知の世界との邂逅.地球からでは大望遠鏡でも写 るかどうかのほのかな点に過ぎなかった存在が.今や 運用室の扉を開けると,ディスプレイに確かなオブジ ェとして浮かび上がっている….

3年半の往路の,ようやく到着4ヶ月前の2018年2 月26日になって,はやぶさ2の目(ONC-T)が初めて 捉えた時も、リュウグウは、まだ、淡い9等星の光点 に過ぎなかった.その後は、はやぶさ2は目的地を観 ることもできず、6月3日までイオンエンジンの総力 運転.

その運転終了後、プロジェクトのホームページを, メンバーとプロのクリエーターが想像したリュウグウ の姿が飾った6月5日に、再びその本物の姿をONC-T が捉えた、リュウグウは地球から見た最大光度の金星 を超す明るさに輝いてそこにあった. 距離は3000 km を切り、目前にあるのに、この時になっても、まだ画 素3ピクセル程の大きさで、形もわからない、ここか らは、光学電波複合航法で、しっかりと相手を見つめ ながら近づいていく、毎日、少しずつ着実に大きくな っていくリュウグウ、モザイクの上にその形がおぼろ げに浮き上がる. 球じゃない?菱形かな! UFO型? 自転軸はどっち向き?直立では?これクレーターじゃ ない?まさにデススターだ!大岩は亀かね!赤道リッ ジに下りられるの?ボルダー多すぎだよ!白ごまがあ るぞ!南北半球で温度が違うみたい!? LIDARが測 れた!ディスプレイの前で議論は尽きない.

図1は到着直前,わくわく感と不安感が交錯した3 週間がクライマックスに達した時に撮影されたリュウ グウ. 画像の上は黄道面の北側. でも小惑星では右回 り自転をする軸の向きを北極(正極)と定義するので, こちらは南極(負極). そこに鎮座する白い亀岩は,こ の自転位相では反対側にあって,やや見にくい.赤道 の白く細い帯上にデススターのクレーターが黒い口を 開ける. その右には三つ子のクレーター. そしてボル ダーまたボルダー,10 mを超える岩塊があたりに散 らばる.

6月27日午前9時35分(日本時間), 最後のTrajectory Correction Maneuver(TCM)で化学推進スラ スタを吹くと、はやぶさ2はリュウグウの玄関にぴた りと止まった。到着した玄関こそHome Position。 リュウグウ上空20 km. 太陽電池パドルも、ハイゲイ ンアンテナも、カメラすら動かせない体が硬い はやぶさ2は、地球と小惑星重心を結ぶ線上にある、 この玄関先を浮遊しながら、リュウグウの観測を続け る. 何回か降下観測も交えながら、サンプル採取のた めのタッチダウン候補地点探しをしていく、この記事 を皆さんが読んでいる頃には、候補点が決まって、そ の運用準備に忙しいことだろう. そしてはやぶさ2を 創り、この素晴らしい未知への世界にわれわれを運ん でくれ、困難な近傍ミッションを支えてくれるプロ ジェクトの工学メンバーに深く感謝しつつ、竜宮城で のサイエンスの饗宴を今しばらく楽しみたい.

名古屋大学大学院環境学研究科 宇宙航空研究開発機構はやぶさ2プロジェクト seicoro@eps. nagoya-u, ac. jp



図1: ONC-Tによって撮影されたリュウグウ . 2018年6月26日 12:50(日本時間)頃の撮影. 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.

遊星百景 その13 ~月にはヒラメが隠れている~

石山 謙

皆さん,初めまして、今回は,始めに自己紹介をして、その後、月の危難の海(60°E,17°N)について、ご紹介したいと思います.

1. 自己紹介

私は,鶴岡工業高等専門学校・電気工学科出身で, ロボコンが好きで電子回路の勉強をしていました.あ る日,高専の付属図書館で,東京工業大学・教授の井 田茂先生が執筆した「異形の惑星」という本に出会っ た事で,太陽系の進化過程に強い興味を持ち,この本 がきっかけで,私は,電気工学から惑星科学の道へ行 くことになりました.

現在,私は,太陽系の進化過程の研究をしているか というと無関係ではありませんが,「月」の地下構造 の研究を主に行っています.その経緯を少しお話する と,高専を卒業後,縁があった東北大学理学部宇宙地 球物理学科に編入学することになりました.実は,こ の学科では,初めて高専出身の人を受け入れたため, 当時,先生たちは,私がうまく馴染めているか,そし て,学部の成績はどうなのか,などを日頃から気にさ れていたのを良く覚えています.

東北大学では、故・小野高幸教授の研究室に配属さ れました.この研究室では、電磁気関係の幅広い研究 (主には惑星プラズマ・電波)を対象にしておりました が、小野先生はとても寛大な先生で、自分の好きなこ となら、どんな研究をしても良いような雰囲気を研究 室に作っていました.そこで、私は、原始惑星系円盤 の磁気回転不安定の研究をしようかと思いましたが、 私が配属される前に、それをやられていた先生が移動 されてしまい、複数の先輩方からは色々と助言を頂き ました.そこで、私は、この研究室にせっかく配属さ れたのだから、この研究室でしかできないことをした いと思い、小野先生や先輩方に改めて相談した所、 LRSと呼ばれる観測機器を教えて頂きました.

LRSとは、Lunar Radar Sounder(月レーダサウン ダー)の略で、日本の月周回衛星「かぐや」に搭載され た地下構造探査を目的にした観測機器のことです。小 野先生がLRSの責任者であったこともあり、電磁気 関係の研究室であるのに、地下構造の解析にのめり込 み、研究室でただ一人、地学をやっている変な人間が 誕生しました…そのお陰で、異分野の人に、自分の研 究をわかりやすく説明する能力は、非常に鍛えられた と思います。

2. 危難の海の地形

今回は、コラムの趣旨から、危難の海の地下構造で はなく、その表面地形(図1a)について触れたいと思 います.私が大学院生の時、様々な月の海の地下構造 の解析を進めるにつれ、地形・分光データも扱うよう になり、地下だけでなく、表面の方も気に出し始めま した.ある日、かぐやレーザ高度計の観測データ[1] を用いて、危難の海の表面地形を見ていた時、その地 形が魚に見えたため、お気に入りの地形の一つになり ました.

なぜ魚に見えたのかを手順を追って,説明したいと 思います.最初に,この海には,目立つクレータが2 つあります(Peirce CraterとPicard Crater)(図1b). Lunar Impact Crater Database(https://www.lpi.usra.

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



図1: 危難の海が魚になるまで. (a) かぐやレーザ高度計の観測データ[1]を基に作成された危難の海の表面地形. (b) 3つのクレータの場所(Peirce, Picard, & Yerkes Craters). 四角がそれらの場所を示す. (c) 盆地地形やリッジなどの特徴的な地形の位置(黒線と白線). (d) (c) の白線に基づいて描かれた魚. この魚には, 目, 口, えらぶた, 背びれ, 胸びれ,腹びれ,尾びれを書き込んでいる.

edu/lunar/surface/)[2]に基づくと、Peirce Crater(直 径18 km)と、Picard Crater(直径22 km)は、エラト ステネス時代(32~11億年前)に形成されたと考えら れています.また、これらよりも少し大きなYerkes Crater(直径36 km)も存在しており、これは後に噴出 した溶岩で埋もれてしまい、クレータのリムのみが月 面に露出しています.このような地形に加えて、この 盆地の地形や、海内部に存在するリッジなどの地形も 存在しています(図1cの白線と黒線).特に、図1cの 白線のみに注目すると、だんだんと、魚に見えてきま す.それを基に作成したのが、図1dの魚になりま す.

「目」に相当する部分は、北側の目がPeirce Crater, 南側の目がPicard Crater になります.「口」の部分は、 Yerkes Crater のリムの一部を含みます.「えらぶた」 の部分は、リッジに相当しますが、特に固有の地形名 はありません.また、「胸びれ」の部分は、固有の地 形名がないリッジが楕円状に連なって形成されていま す.残念ながら、「背びれ」と「腹びれ」の部分は不明 瞭で、「尾びれ」の部分は全く存在していませんが、 図1dでは海のサイズから妥当な大きさのものを描い ています.

私は、図1dの魚をヒラメかカレイのどちらかだと 考えました.日本では、「左ヒラメに右カレイ」とい う言葉が古くから存在しており、例えば内蔵を手前側 にした場合、左側に顔があるのがヒラメ、右側ものが カレイと言われています(http://taste.marinelearning. org/umimon.html)[3].ですので、図1は、胸びれが 手前にあることから、内蔵が手前にあり、左側に顔が あるので、ヒラメと推測できます.ただし、例外もあ り、ヌマガレイは、右向きや左向きの個体もいます [3].体以外の特徴の違いだと、口の大きさでも識別で き、ヒラメは魚食性が強いため口が大きく、一方でカ レイは海底の虫などを餌とするため口が小さい特徴が あります[3]. この観点も踏まえると,図1の魚は,頭 に対して,比較的大きな口を有しており,ヒラメの特 徴を兼ね備えています.以上のことから,図1の魚は, ヒラメと推定しました.つまり,月には,なんと,ヒ ラメが隠れているのです!私の心の中では,危難の海 を「鮃の海」,この盆地を「鮃盆地」と勝手に命名して います.

月の海の名称は、1945年に、オランダの天文学者 であったLangrenus(ラングレヌス)によって最初に命 名され、暗い領域を「海」、明るい領域を「陸」と名付 けています[4]. 今では「陸」ではなく、「高地」と呼ぶ のが一般的ですが、「海」という名称は現在まで引き 継がれています。ラングレヌスの月面図の危難の海の 位置には, Mare de Movra Caspivmという名称が記 載されていますが、彼の研究はスペイン王によって支 援されていたため、彼の命名法はスペイン王とその王 族のかなり広い範囲の人々を顕栄するものでした[5]. したがって、それらの名称は、現在では使われていま せん、その後、1951年に、イタリアの天文学者であ ったRiccioli(リチオリ)が、「海」に、天候や精神など の状態を意味するラテン語を付けており、彼が付けた 名称が、現在でも広く使われています[5]、したがって、 図1の海は、「危難の海(Mare Crisium) | と呼ばれる ようになりました.

ただし、月の海の名称は、月を研究している人はわ かりますが、一般の方を含め、月以外の天体を研究さ れているほとんどの人は、知らないと思います.この ような地形を何かに見立てて遊ぶことは、月の地名を 知らない方が、より月やその地名に親しみを感じられ 易くなると期待されます.私は、月の他の領域や他の 天体に、地形などが何かに似ているものを発見できて いませんが、もし、この記事を読んで頂いた方の中に、 そのようなものを見た事がある方がおりましたら、是 非メールなどでご一報下さい.この度は、このような 原稿の執筆の機会を頂き、ありがとうございました.

参考文献

- [1] Araki, H. et al., 2009, Science 323, 5916.
- [2] Losiak, A. et al., 2009, 40th Lunar and Planetary Science Conference, 1532.
- [3] NPO法人 海の自然史研究所, 南三陸 海モンブック

12 カレイ.

- [4] 赤羽徳英, 1979, 月と小惑星 第2章, 現代天文学講 座2(恒星者厚生閣).
- [5] Spudis, P. D., 1996, 水谷仁訳, 2000, 月の科学 (Tokyo: Springer-Verlag).

「9th Workshop on Catastrophic Disruption in the Solar System」参加報告

杉浦 圭祐1

1. はじめに

2018年5月14日から17日の4日間を用いて、国際 研究集会 [9th Workshop on Catastrophic Disruption in the Solar System」が神戸にて、 JSPS Core-to-Core ProgramとCPSの共催にて開催された(HP: http:// www.impact-res.org/CD2018/Catastrophic_Disruption 2018/Welcome.html). 同国際研究集会は太陽系 内の衝突現象に関わる様々な研究を行う研究者の発 表・交流の場であり、海外の衝突物理に関わる研究者 と密に議論を交わすことのできる貴重な機会である. 1回目は1985年にイタリアのピサ大学で開催されてお り、30余年に渡り続いている歴史のある研究集会で ある.9回目を数える今回は、神戸市は生田神社の境 内にある生田神社会館で開催された(図1). 三宮駅か ら徒歩5分程度という好立地ながら神社特有の静寂さ に包まれた場所であり、学会の開催場所としては申し 分ない環境であった。16日の水曜日にはエクスカー ションとして姫路城を訪れたが、生田神社と合わせて 海外からの参加者の方々には日本の文化を体感してい ただく良い機会になったのではないかと思う.

今回の研究会には国内から35名,海外から43名の 計78名が参加し,中程度以上の規模での開催となった. 会場の広さ(図2参照)も程よく,参加者が広がりす ぎることなく密で白熱した議論が交わされた. 口頭講 演は8件の招待講演を含む46件行われた. 質疑応答を 含み招待講演は30分,一般講演は20分と比較的長い 時間を取っていたため,普段の学会では聞くことので きない深い内容に触れている講演も多々あった.ポス



図1:研究会の集合写真.生田神社前にて.



図2:研究会会場の様子.

ター講演については場所の都合上紙のポスターが掲示 されることはなかったが、LOCが所持するUSBメモ リを通して電子版が配布されたほか、14日の月曜日 のお昼前にはポスターの内容を紹介する3分間の発表 も行われた.以下では、簡単にではあるが一部の講演 の内容についてお伝えする.

^{1.}名古屋大学大学院理学研究科 sugiura.keisuke@a.mbox.nagoya-u.ac.jp

表1:ロ頭講演のプログラム.*は招待講演を表す.

5 H 14 H / H)			
0.20	: H (月) A Chang*	AIDA DAPT mission. Double Actoroid Redirection Test	
9.50	M Hirabayashi	ATDA DART mission to Didute Asteroid in Rule current in the second statement of the second	
10.10	S Sugita	Spectral search for asteroid Runou's narent body and implications for Havahusa? observations	
10.10	S. Sugita S. Soldini	Specifial scatter for the vicinity of Runou asternid under the effect of solar radiation pressure: annitation to Havabusa2 spacecraft operations	
11.10	D Tanga	Pole of the Gaia mission (FSA) in the characterization of asteroid family members and narent hodies	
11.10	I Masiero	Acteroid families as told by NFOWISE	
14.30	I -B Vincent*	Collisional environment in the early solar system from recent and future space	
15:00	J Deller	The plausibility of craters on comet 67P/Churyumoy-Gerasimenko	
15:20	Y. Kim	An observational evidence of catastrophic collision in the present asteroid belt:	
16:10	S. Bus	Unravelling complex asteroid families in the inner main belt	
16:30	P. Pravec	Asteroid clusters similar to asteroid pairs	
16:50	C. Avdellidou	The Moon as a large-scale impact laboratory	
17:10	R. Ohsawa	All sky survey and meteor observation of Tomo-e Gozen	
5月15	话(火)		
9:10	M. Arakawa*	Experimental study on scaling laws for high-velocity impact phenomena on water icy targets	
9:40	G. Flynn	Effects of sample porosity on disruption energy: implications for asteroid survival	
10:00	D. Durda	Laboratory impact experiments with decimeter- to meter-scale targets to measure momentum enhancement	
10:50	M. Yasui	Impact experiments on porous gypsum and glass simulating rocky planetesimals and proto-planets: Collisional properties in oblique impacts	
11:10	K. Kurosawa	A full-chain analytical model to connect projectile/target properties with ejecta velocity distributions and transient crater radii	
11:30	T. Michikami	The shapes of fine fragments with sizes from several tens micrometers to few sub-millimeters in impact experiments: Comparison with Itokawa regolith particles	
14:10	A. Sticke*	Results of the hydrocode benchmarking campaign for the Asteroid Impact and Deflection Assessment (AIDA) mission	
14:40	D. de Niem	The BE hydrocode for impacts on small, porous bodies: Some predictions for the DART mission and catastrophic collisions of asteroids	
15:00	P. Michel	Simulations of high-velocity impacts on metallic targets	
15:20	S. Raducan	The effects of asteroid layering on ejecta mass-velocity distribution and implications for impact momentum transfer	
16:10	M. Bruck-Syal*	Disruption simulations using adaptive SPH	
16:40	K. Sugiura	High resolution simulations of catastrophic impacts of asteroids and size, rotation rate, and shape distributions of remnants	
17:00	C. El-Mir	A new hybrid framework for simulating asteroid impact events: from damage to disruption and gravitational accumulation	
5月16	;日(水)		
9:10	R. Ballouz	Large asteroid shapes from catastrophic disruption and reaccumulation	
9:30	O. Barnouin	Small asteroid shapes from catastrophic disruption and reaccumulation	
9:50	M. Jutzi	The shape and structure of small bodies as a result of sub-catastrophic collisions	
10:40	S. Schwartz	Seeding bilobate comet formation through catastrophic disruption	
11:00	A. Campo Bagatin	Relation between asteroid gravitational aggregate structure and shattering events	
11:20	D. Scheeres	Disaggregation of rubble pile asteroids	
11:40	E. Asphaug	Accretionary shredding: The first mechanism of catastrophic disruption	
5月17	'日(木)		
9:10	M. Delbo	A primordial catastrophic disruption in the Main Belt and its implication for the origin of asteroids	
9:30	P. Paolicchi	Age of asteroid families with the YORP-eye method	
10:10	J. Leiwa-Kopystynski	Estimation of energy of impactors that formed some selected asteroid families	
11:00	K. Holsapple	Simulating asteroid collisional histories	
11:20	N. Haghighipour	Accurate modeling of collisions with implications for terrestrial planet formation	
11:40	X. Mao	Asteroidal spin evolution by impacts: disruption in context	
12:00	O. Golubov	Size distribution of boulders on asteroids, and their contribution to the YORP effect	
12:20	D. Veras	Catastrophic disruption of exo-asteroid	
14:40	D. Cotto-Figueroa	Scale-dependent measurements of meteorite strength: Implications for asteroid fragmentation	
15:10	G. Libourer	Are chondrules formed by protoplanetary impacts?	
15:40	S. wakita	Survivability of hydrous minerals during planetesimal collision	
16:20	N. Lunning*	CV and CM conduite impact ments	
10.50	5. 50000	Chondi die formation unough comsions between planetesimals containing nydrous minerals	

E. Asphaug	Comet Radar Explorer: Seeing the disruption record of comets
O. Barnouin	Insights on the internal nature of a rubble pile from possible surface lineaments on Itokawa
V. Unukovych	An equilibrium between YORP and tides for singly synchronous binaries
T. Omura	Porosity structure of gravitationally accumulated granular bodies inferred from laboratory measurements of fluffy granular samples
Y. Murakami	High velocity impact disruption of porous sintered targets with low density projectiles
A. Suzuki	Experimental study on oblique impacts with various projectiles
G. Libourel	Hyper-velocity impacts as a source of apparent shortage of metallic asteroids
C. Ganino	No volatile element fractionation during high velocity impact as inferred from experiment

表2:ポスター講演一覧.

2. 講演概要

表1に口頭講演のプログラムを、表2にポスター講 演の一覧を示す.表1には示していないが、口頭講演 は内容別に7つのセッションに分かれている.この7 つのセッションはそれぞれ、1. Space missions and observations、2. Experiments and scaling laws、3. Numerical modeling of shattering, 4. Collisions and small body shaping, 5. Asteroid families, 6. A wide collisional view, 7. Meteoritic collisional signature, である.以下ではそれぞれのセッションについて、印 象に残った講演を中心にして内容について簡単に触れ ていく.

2.1 Space missions and observations

最初のセッションでは小惑星の探査ミッションや, 地上からもしくは人工衛星からの観測などに関する講 演がなされた.探査ミッションとしてはNASAの AIDA DARTミッション,JAXAのはやぶさ2ミッシ ョンの進展および応用・展望についての講演がそれぞ れ2件ずつあった.また過去のミッションであるが, 宇 宙 機Rosettaが 訪 れ た 彗 星67P/Churyumov-Gerasimenkoに関する講演も2件あった.Deller氏は 67Pの表面にある特徴的な3つのクレータ形状を衝突 によって説明できるような表面物性値を,iSALEコ ードを用いて調べた結果について紹介した.筆者も同 じく数値計算を行なっているが,数値実験と探査ミッ ションの関連性という点で大いに興味をそそられた.

人工衛星を用いた観測として, ESAのGaiaミッションとNASAのNEOWISEミッションについての講 演があり、それらの結果と応用に関する講演がそれぞ れ1件ずつあった.地上観測として木曽観測所に設置 されたTomo-e Gozenに関する講演が1件あり,大澤 氏はTomo-e Gozenの仕様および運用スケジュールに ついて報告した.Tomo-e Gozenによって地球近傍の 小惑星のライトカーブも測定されているが,ごく小さ い小惑星の形状モデルまで作ることのできる精度で観 測しているという点が印象的であった.

2.2 Experiments and scaling laws

本セッションでは様々な衝突実験およびその応用に 関する講演が6件行われた.多岐にわたる衝突実験の 結果が紹介されており,氷ターゲットへの衝突実験(川氏),空隙が含まれるターゲットへの衝突実験 (Flynn氏),ターゲットへの斜め衝突の影響を調べた 実験(保井氏),などが紹介された.Durda氏は衝突に よる小惑星の軌道変化に大きく影響を与える運動量増 幅効率を調べることを目的とした,メートルサイズの ターゲットへの衝突実験の計画及び進捗について報告 したが,大きなサイズのターゲットへの衝突実験なら ではの苦労も聞くことができ大変興味深いものであっ た.

2.3 Numerical modeling of shattering

本セッションではiSALEコード,SPH法,N体的 手法などといった数値シミュレーションによる衝突現 象の再現に関する講演が7件行われた.筆者も本セッ ションにてSPH法を用いた小惑星の大規模破壊の高 解像度シミュレーションと得られた集積天体の形状分 布について調べた結果を報告した.講演ではクレータ 形成から大規模破壊まで多岐にわたる衝突現象を数値 シミュレーションで再現した結果について紹介がなさ れ,AIDA DARTミッションへの応用を視野に入れ た種々の流体力学計算手法の運動量増幅効率に対する ベンチマークテストの結果(Stickle氏),鉄質小惑星 のクレータ形成への応用を目的とした金属ターゲット へのクレータ形成の数値計算と実験との比較について (Michel氏). adaptive SPH法を用いた衝突現象の再 現の紹介(Bruck-Syal氏),などといった内容の講演が 行われた. Raducan氏はレゴリス層を持つ小惑星への クレータ形成をiSALEコードを用いて再現し、 質量 放出量や運動量増幅効率がレゴリス層の厚さにどのよ うに影響を受けるか調べた結果について報告した. 講 演ではクレータ形状がレゴリス層の厚さによってどの ように変化するか調べた結果も紹介されたが、薄い場 合は2重リング形状,厚い場合は単純形状,中間の場 合は平らな底を持つ形状となるそうで、層の厚さによ ってクレータ形状が分類できるという結果が大変おも しろいと感じた.

2.4 Collisions and small body shaping

本セッションでは特に衝突現象と小惑星形状の関連 性に着目した講演が集められており、数値シミュレー ションを用いて衝突破壊によって生じた形状を調べた 結果を報告した講演4件を含む7つの講演が行われた. Ballouz氏は小惑星衝突によって生じた大きな集積天 体の形状を調べた結果を報告し、半径70kmと半径 18kmの天体同士が衝突速度5km/sで衝突した場合に も平たい形状が形成されうることを示した. 一方 Barnouin氏は衝突破壊で生じた小さな集積天体の形 状分布を調べた結果を報告し,多くの集積天体は球形 状に近いという結果を示した. Jutzi氏は67Pのよう な頭が二つあるような形状が破壊的ではない衝突とそ の後の再集積で形成されることを示した数値計算を紹 介した. またSchwartz氏は破壊的な衝突の後に起こ る再集積でも頭が二つあるような形状が形成されうる ことを示した.特に破壊的な場合の集積天体の形状を 調べるのは解像度の観点で難しいが、今では計算機や 手法の発展のためそれも可能になってきている.本セ ッションの発表を聞いて、惑星科学分野における数値 シミュレーションの将来性を強く感じた.

2.5 Asteroid families

本セッションはセッション名の通り,小惑星族と族 を形成した衝突現象に関する講演が3件行われた. Delbo氏はYarkovsky効果による小惑星族の軌道の広 がりを用いて小惑星族の年齢を推測する方法と、その 方法によって発見した40億年以上の年齢の小惑星族 について紹介した.Paolicchi氏はYORP効果も考慮 することでさらに詳しく年齢を制限する方法について 報告した.またLeliwa-Kopystynski氏は族のサイズ分 布などの情報を用いて族を形成した衝突のエネルギー を見積もる方法について報告した.

2.6 A wide collisional view

本セッションでは衝突現象に関連した話題を様々な 視点からとらえた研究に関する講演が5件行われた. この5件の講演の中で特に興味深かったのが,太陽系 外の小惑星の破壊現象について考察したVeras氏の講 演である.この講演では主系列星以降の星の周囲を回 る小惑星がどのように破壊されるのか,という極めて ユニークな内容が紹介された.Veras氏は白色矮星の ロッシュ半径内に入った小惑星の潮汐破壊を数値シミ ュレーションで再現し,WD 1145+017のトランジッ トをうまく説明できることを示した.また赤色巨星段 階の星の大きな光度によってYORP効果が増幅され, 自転が加速することによって小惑星の破壊を促進する ことを示した.

2.7 Meteoritic collisional signature

最後のセッションでは特に隕石を構成する物質に残 された痕跡をもとにして過去の衝突現象に迫る研究に 関する講演が5件行われた.そのうちコンドリュール の小惑星衝突による形成に関する講演が2件行われた. 脇田氏の講演は水質変性を受けた物質に関するもので あった.水質変性を受けた物質は母天体の内部の温か い環境で水に触れて形成されたと考えられているが、 一方で小惑星セレスやベスタの表面でも発見されてい る.これを説明するためには物質を母天体の内部から 脱水しないように衝突破壊で放出する必要がある.脇 田氏はiSALEコードを用いてそのような衝突が起き るかについて調べ、その結果について報告した.また Cotto-Figuroa氏は小惑星の破壊強度を見積もること を目的とし、実験によって岩石の強度のサイズ依存性 を調べた結果について紹介した.

3. おわりに

参加した国際研究集会「9th Workshop on Catastrophic Disruption in the Solar System」は規模 こそ中程度のものであったが、衝突業界の大御所とも 言うべき研究者の方々が参加している豪華なものであ った.筆者が使用している手法について記載された論 文を執筆した研究者の方も多数出席しており、大変感 慨深いと感じた.また実際にそのような方々と交流を 持つこともでき、筆者にとっても非常に有意義な研究 集会であった.

冒頭でも触れたように、コンパクトな研究会である という特色を活かし極めて活発な議論が交わされてい た.衝突物理は古くから研究されている分野でありな がら未だ発展途上にある分野でもあり、この分野に関 わる研究者にとって様々な話題についてフランクに議 論できる場はとても貴重だと感じた.筆者自身も多く の方から質問・意見をいただくことができ、また何人 かの方に実際に質問をすることができ、今後の研究に 活かすことのできるフィードバックを得ることができ た.

同国際研究会は3から6年の間隔で開催されている. 次回の開催までに衝突物理の理解がさらに深まるであ ろうことを思うと,次回の研究集会に参加し様々な発 表を聞くことが今から楽しみである.この参加報告記 事を読んでこの国際研究集会に興味を抱いた方は,ぜ ひ次の機会に参加して欲しいと思う.

謝 辞

研究会を開催するにあたってご尽力いただきました 世話人の皆様には発表会場の準備などで大変お世話に なりました.また神戸大学の方々にはコーヒーブレイ クの準備など様々な場面でお世話になりました.この 場をお借りして感謝申し上げます.

New Face

門屋 辰太郎 (ワシントン大学)

みなさま,こんにちは、門屋 辰太郎と申します. 2017年3月に東京大学大学院理学系研究科地球惑星 科学専攻において,田近英一教授ご指導のもと博士号 を取得いたしました.博士課程修了後は,東大准教授 (当時)の関根康人先生の研究室に特任研究員として所 属した後,現在はワシントン大学(University of Washington)にて,David C. Catling教授のもとで研 究をしております.

大学の卒業研究から大学院修士・博士課程を通じ, 私は地球(類似惑星)の気候とその進化をテーマに研究 を行ってまいりました.ここでいう"気候"とは,惑星 表層に存在する水(H₂O)の相で分類した,惑星の表層 環境を意味します.水に注目しているのは,いうまで もなく惑星のハビタビリティが念頭にあるからで,い わゆるハビタブル・ゾーン(HZ)が研究の出発点です. HZや(系外)惑星気候研究の主流は,惑星の気候状態 を決定する日射量(あるいは中心星からの距離)の検討 であるのに対し,私はハビタブル・ゾーンの中に存在 する惑星において,惑星気候がどのような状態である か,どのように進化するかに注目してきました.

ハビタブル惑星を検討する際に第一歩となるのは, 地球を想定することだと考えています.地球の気候(よ り具体的には表層温度)は,炭素循環を通じた大気中 二酸化炭素(CO₂)の自律的変動によって調整され,温 暖気候(i.e.,液相の水が表層に存在する気候)が維持 されてきたと考えられています.HZ研究においても, 炭素循環によって温暖気候が維持されるであろうと考 えられていました.しかし,実際に検討を行ってみる と話はそう単純ではなく,惑星が受ける中心星放射が 小さい,大気中へのCO₂の供給率が小さいといった条 件においては,温暖な気候状態と全球凍結状態との間



を振動する,ダイナミックな気候("全球凍結サイクル 気候")を取ることが明らかになりました[1].

惑星の気候進化についても同様で,従来考慮されて きた中心星進化に伴うHZの移動に加え,惑星内部熱 進化に伴うCO₂供給率の進化や大陸成長など,惑星の 内的なパラメータの進化が重要です.特にHZの外縁 部では内的パラメータの進化によって,温暖気候の継 続期間が決まり[2],またHZ境界の移動自体にも影響 を与えることが示唆されています[3].こうした検討 はまだ始まったばかりであり,私自身にとって,今後 の大きな研究テーマです.

さて、現在はシアトルで楽しく研究生活を送ってい るのですが、なぜこの道に進んだのかと言われると、 その決意のタイミングを思い出すことはできません. ただ今思うと、1999年(当時、小学5年でした)に公開 されたスター・ウォーズにどっぷりはまったことが、 広く宇宙や惑星に興味を持つきっかけの一つだったか なと思います.また、中学の頃に読んだ星新一のエッ セーで、"光速を超えることができるのは、人間の思 考"という意味の記述[4]を読んだことも、今でも強く 印象に残るきっかけの一つです. "誰も見たことがな い世界を見る"ことへの強い憧れがあり、影響を受け やすいお子様であった私は、"思考を突き詰めればどんな遠くの世界も見ることができるのだ"と単純に思い、紆余曲折ありつつも田近研究室の扉を叩くことになりました.

田近研究室は学生数が多く、同期だけで私を含めて 4人が在籍していました.当時は、東大柏キャンパス に部屋がありつつ、本郷キャンパスで開かれる複数の セミナーにも参加していたため、研究室メンバーがそ れぞれ違うタイミングでキャンパス間を往き来し、顔 をあわせることが少ない日々でした.また、同期が多 い分、学会投稿や学位論文提出前には、田近先生にか なりの負担を掛けてしまいました.私自身はチェック 時期をずらすことを言い訳に、最初に提出しようと心 がけてはいたのですが、毎回真っ赤になって返ってき た原稿を考えると、逆に先生の負担を増やしていたの ではないかと反省しています.

大学院時代の思い出としては、もう一つ、ペンシル バニア州立大学のKasting教授のもとで3ヶ月研究を できたことが強く印象に残っています、このとき、日 本とはまた違った環境で生活したことで、研究を進め ていく上での考え方に少し幅を持たせられた気がして います。また、さほど海外経験がなかったにもかかわ らず、一から家等々を契約し、なんとか生き延びられ たことは、日本を離れて働くことに少し自信を与えて くれました.この間、とても楽しい3ヶ月間ではあっ たのですが、唯一困ったのが週末の過ごし方でした. 研究室のある建物の鍵を支給されていなかったため, 大学には入れず、かといって半地下の、ただ広くて薄 暗い自室に籠っているとどんどん気分が落ち込んでい く. 結果, 自宅の隣にあったスポーツセンターで筋ト レを始めるという明後日の方向に走り始めてしまいま した、ただ、これも今に続く、いい気分転換になって いるので、ある意味良かったのかなと思っています.

大学院修了とほぼ同時にフラフラと海外に出てしま ったため、学会活動にろくに参加もできなくなってし まいました.そもそも目立つタイプでもないため、す ぐに影が薄くなってしまうことを危惧しているのです が、皆様、今後ともどうぞよろしくお願いいたします.

参考文献

[1] Kadoya, S. and Tajika, E., 2014, ApJ 790, 107.

- [2] Kadoya, S. and Tajika, E., 2016, ApJL 825, L21.
- [3] Kadoya, S. et al., in prep.
- [4] 星新一, 2012, 超光速 In きまぐれ星のメモ, 角川文 庫

2018年度宇宙科学奨励賞公募のご案内

公益財団法人 宇宙科学振興会1

公益財団法人宇宙科学振興会では,宇宙科学分野で 優れた研究業績を挙げ,宇宙科学の発展に寄与した若 手研究者を顕彰し,宇宙科学奨励賞を授与いたします. ここに2018年度の第11回宇宙科学奨励賞候補者のご 推薦を募集いたします.推薦要綱の詳細は当財団のホ ームページ(http://www.spss.or.jp)に掲示しておりま すが,当奨励賞の概要は以下の通りです.皆様の周り で優れた業績を挙げ将来の活躍が期待される若手研究 者をご存知の際には,是非ともご推挙いただきますよ うお願い申し上げます.

表彰の趣旨:宇宙理学(地上観測を除く)分野及び宇宙 工学分野で独創的な研究を行い,宇宙科学の進展に寄 与する優れた研究業績をあげた若手研究者個人を顕彰 する.

授与機関:公益財団法人 宇宙科学振興会

- 候補者:上記分野で優れた業績をあげた当該年度の4月1日現在37歳以下の若手研究者個人. 候補者の推薦は他薦に限る.
- **業績の審査**:業績の審査は,推薦理由となる研究業績 に関連して発表された論文に基づいて,当財団が設 置する選考委員会において行う.
- **賞の内容**:授賞は原則として毎年宇宙理学関係1名, 宇宙工学関係1名とする(ただし適格者のいない場 合は受賞者なしとする場合がある).受賞者には本 賞(賞状と表彰楯)および副賞(賞金30万円)が贈ら れる.

推薦締切日:2018年10月31日(水)必着.

表 彰 式:選考結果は2019年1月に推薦者と受賞者 に通知するとともに、当財団ホームページにおいて 発表する.その後2019年3月8日に表彰式を行い、 受賞者には受賞対象となった研究に関する講演をし て頂く.なお、推薦の手続きの詳細については財団 のホームページ(http://www.spss.or.jp)をご覧いた だき、推薦書式をダウンロードして必要事項を記載 の上、(1)候補者の略歴、(2)論文リスト、および(3) 推薦の対象となる論文の別刷等必要書類を添付の上、 電子メールにてご提出下さい。

お問い合わせ先および推薦書送付先:

〒252-5210 神奈川県相模原市中央区由野台3-1-1 公益財団法人宇宙科学振興会 事務局 E-mail:admin@spss.or.jp

²⁷⁴

JSPS Information

◇日本惑星科学会第126回運営委員会議事録

◇日本惑星科学会第49回総会議事録

- ◇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

◇日本惑星科学会第126回運営委員会議事録

日 時:5/20(日)18:30-20:40

場 所:日本地球惑星科学連合2018年大会会場

幕張メッセ国際会議場301A

運営委員会委員:

出席者 17名

荒川 政彦, 倉本 圭, 中本 泰史, 中村 昭子, 渡邊 誠一郎, 千秋 博紀, 田近 英一, 諸田 智克, 林 祥介, 平田 成, はしもと じょーじ, 竹広 真一, 中島 健介, 寺田 直樹, 中村 智樹, 上野 宗孝, 藪田 ひかる

欠 席 6名

和田浩二, 生駒大洋, 田中智, 佐伯和人, 小久保 英一郎, 橘省吾

(委任状:議長5通)

オブザーバー:

黒川 宏之(連合大会プログラム委員)

門野 敏彦(学会賞選考委員長)

議題•報告事項:

1. シニア会員制度について(中村将来計画専門委員長)

- ・経験豊富な会員に退職後も学会活動を行っていただきたい.
- ・会費を0円にするが、遊星人の冊子は送付しない.
- ・ウェブシステムを利用できる. 会員区分,名簿閲覧権限の設定は可能. 会員継続の消極的意思確認(例えば 数年間ログインがなければ退会処置)も可能.
- ・会員資格の変更は、申告制とする.
- ・選挙権・被選挙権・総会議決権は持たない(被選挙権がなくとも運営委員,各種委員になることは可能).名 簿検索権,秋季講演会を単独発表する権利は持つ.
- ・条件は65歳以上,正会員として10年以上(退会者も可,除名者は不可),常勤職ではない,とする.
- ・以上の制度を総会で提案することで了承された.

2. 会計第14期上期決算(竹広財務専門委員長)

- ・58万の赤字予算,51万の黒字決算となった.
- ・秋季講演会から約40万の余剰金、遊星人発行費用から約50万円の余剰金が出た.

- ・いただいた寄付金10万円を学会賞に充てた.
- ・資産合計は1000万円を超えた.
- ・会費収入はおおむね例年通り.
- 3. 会計第14期下期予算執行状況報告(竹広財務専門委員長)
 - ・収入支出ともにほぼ予算通り進んでいる.
 - ・いただいた寄付金10万を発表賞に充てる予定.
- 4. 第14期上期活動報告ならびに第14期下期活動計画(諸田総務専門委員長)

第14期上期活動報告は以下の通り.

- ・2017年12月時点での学会員数は,正会員 612, 賛助会員 3, 購読会員・法人 12.
- ・2017年の連合大会は参加者8450名,発表者5465名となった.
- ・2017年秋季講演会は、参加者211名、口頭110件、ポスター72件であった。
- ・EPS Vol. 69を発行した.
- ・2016年度最優秀研究者賞に秋山会員、2017年度最優秀発表賞に野津会員が選ばれた.
- ・惑星科学フロンティアセミナー2017には23名が参加した.
- 第14期下期活動計画は以下の通り.
- ・2018年秋季講演会は、10月17日から19日の日程で旭川で行われる.
- ・惑星科学フロンティアセミナー2018の日程は未定.
- ・2018年連合大会は5月20日から24日に開催.
- ・第10回惑星探査実習会を、3月5日から7日の日程ですでに実施した.

5. 学会賞選考委員の入れ替え(諸田総務専門委員長)

門野敏彦,千秋博紀,薮田ひかる,高橋芳幸会員が退任し,寺田健太郎,田中智,阿部新助,玄田英典会員 が継続する.新委員として,はしもとじょーじ,上椙真之,黒澤耕介,脇田茂会員が提案され,承認された.

6. 入退会について(諸田総務専門委員長)

2018年5月16日現在,正会員589名,学生会員65. 賛助会員が1件増えて3件となった.

- ・引き続き、退会希望者の慰留にご協力いただきたい.
- ・ 賛助会員のロゴをトップページに掲載することを検討する.
- 7. 役員選挙規定の改定について(諸田総務専門委員長)
 - ・前回の運営委員会で承認された改正案を5月21日の第49回総会の議事にする旨が報告された.
 - ・条文について軽微な修正の提案がなされた.
- 8. その他総務からの案件(議長・書記の承認等)(諸田総務専門委員長)

議長に癸生川陽子会員,書記に洪鵬会員がそれぞれ提案され,承認された.

9. 各専門委員会方針(各専門委員長)

第49回総会における各種委員会方針説明の確認を行った.

10. 連合大会プログラム委員からの報告(黒川連合大会プログラム委員)

来年度惑星科学セッションコンビーナとして黒崎健二会員(正),仲内悠祐会員(副)が選出されたとの報告が なされた.また,来年度連合大会プログラム委員として濱野景子会員(正),堀安範会員(副)が推薦され,運 営委員会はこれを了承した.

11. 遊星人の発行状況報告(和田編集専門委員長)

和田編集専門委員長より以下の書面報告があった.

- ・遊星人は概ね滞りなく発行されている.
- ・2018年3月号の発行が予定より約3週間遅くなったのは、著者校正に時間を要したためであった.

JSPS Information

12. 2017年度最優秀研究者賞について(門野学会賞選考委員長)

7名の応募者があり,鎌田俊一会員を推薦することに決定したとの報告がなされた.運営委員会はこれを了 承した.

13. 2018年秋季講演会・学会賞実施案(倉本2018年秋季講演会組織委員)

- ・旭川市科学館で行う.科学館共催で会場料無料.
- ・3分口頭講演付きポスター発表を試行する.
- ・参加費用は昨年を踏襲.非発表の学部生,M1に限り参加費を無料とする.

14. 2019年秋季講演会について(竹広2019年秋季講演会組織委員)

- ・LOCは河北秀世会員(京産大). 京産大施設を利用する予定.
- ・日程は9月9日前後,11月3日前後,8月下旬が候補に挙がっている。
- 15. 将来構想検討作業部会の委員選出について(中本将来構想検討作業部会長)
 - ・メンバーとして中本泰史会員(部会長), 倉本圭会員, 関根康人会員の3名が提案され, 承認された.
 - ・大型研究計画マスタープラン、夢ロードマップ、RFI等の検討を目的する。
 - ・マスタープランについては6月から夏にプランを募集するので提案していただきたい.

16. EPS 5学会長会合の報告(荒川会長)

- ・応募していた科研費が不採択となり、予算が厳しくなった.
- ・掲載料を増額し、赤字のない運営にすることを検討している.
- APC補助が5%に減る.
- ・赤字のあるうちは各学会がEPSに資金注入を行う.黒字化されれば返金される.
- ・明日の第49回総会ではEPSの現状について説明を行う予定.
- ・運営委員から、PEPSとの統合を進めるべきではとの意見が出た.

17. その他

予定されるはやぶさ2の到着について,惑星科学会長名で声明を出す方向で合意した.

◇日本惑星科学会第49回総会議事録

- 日 時:5/21(月)12:30-13:30
- 場 所:日本地球惑星科学連合2018年大会会場 幕張メッセ国際会議場国際会議室
- 正会員:589
- 定足数:59
- 参加人数:52名(開会時)(これに加えて非会員の傍聴者0名)

>54名(議事3.1採択時)>54名(議事3.2採択時)

委任状:104通(ただし、内1通分は提出者が総会に参加したため無効)

議長:99通 荒川 政彦 会員:1通 生駒 大洋 会員:1通

- 小林 浩 会員:1通
- 保井 みなみ 会員:1通

1. 開会宣言

諸田総務専門委員長が開会を宣言.

2. 議長団選出

運営委員会からの推薦で議長に 癸生川陽子 会員,書記に 洪鵬 会員が選出された.

3. 議 事

3.1. 第14期上期(2017年度)活動報告

·基調報告(荒川会長)

2017年度の事業報告,学会員数,連合大会概要,秋季講演会概要,学会誌の発行状況,欧文専門誌の発行状況, 学会賞受賞者,フロンティアセミナー概要,収支決算,学会運営,その他報告事項(惑星探査専門委員会の新設, 役員選挙規定の改定作業,運営委員会にTV会議の導入,賛助会員1件追加)等の説明がなされた.

・会計報告(竹広財務専門委員長)
第14期上期の決算について報告された.支出の部において、2017年度予算額は約-50万円の赤字を予定していたが、決算は+50万円の黒字となった.原因は秋季講演会の収入が予想より多く、また遊星人の印刷・製本費が安かったためである.

・会計監査報告(門野会計監事)

収支決済に誤りの無いことが確認された事が報告された.

・各種専門委員会報告

惑星探査専門委員会より(千秋委員長に代わり荒川会長) 惑星科学/太陽系科学研究領域の目標・戦略・工程表の改訂を行ったこと(2017年度版),今後も毎年改訂し ていくことが報告された。

・2017年度最優秀研究者受賞者発表(門野学会賞選考委員長)

7名の応募者の中から 鎌田俊一 会員が受賞されたことが報告された.

- ・質疑応答及び討論
- 質問なし
- ・採択

第14期上期活動報告の採択が行われ、賛成:157(うち出席者54)、反対:0、保留:0により採択された.

3.2. 第14期下期(2018年度)活動方針

・基本方針(荒川会長)

事業概要,予算,秋季講演会予定,学会賞,各種専門委員会などが説明された.

・役員選挙規定改定(諸田総務専門委員長)

下記の改定案についての説明がなされた.

第5章16条の追加:3期連続して運営委員,会長もしくは副会長のいずれかである者は被選挙人から除く(抜粋). 経験値を考慮することも重要だと思うが、今まで連続してやっていた人が会長、運営委員になることはない のか?の質問に対して、会長選挙は別であり、また運営委員のうち8人は会長による選出のため、選出され れば運営委員になる可能性はあることが報告された.

・各種専門委員会活動方針

シニア会員制度について(中村探査計画専門委員長)

経験豊富な会員に、退職後も学会活動を手伝えるように、継続しやすい会員区分を設定できないか、財務的

278

な観点から、シニア会員の会費を0円にしつつ、若手の負担が増えないような会員区分を検討した. 連続的に10年以上正会員である必要があるのか?直前にまとめて10年分を払ってシニア会員になることも可 能か?の質問に対して、除名されていなければ可能との意見が提案された.

将来構想検討作業部会(中本将来構想検討作業部会長)

日本学術会議「大型研究計画マスタープラン」への応募準備について説明があった.

EPSについて(生駒欧文誌専門委員長に代わり荒川会長)

これまで出版状況は好調で引用も増えている.平成30年度科研費が不採択となったが,平成32年度の黒字 化を目指している.5学会の分担金を増やすことはしない. 契約を前倒しすることを検討している.また出版料の値上げ,会員には学会年会費相当程度の補助,5学 会から臨時の資金注入を行う.PEPSとEPSの統合も視野に入れている.

·質疑応答

- 質問なし
- ・採択

第14期下期活動方針の採択が行われ、賛成:157(うち出席者54)、反対:0、保留:0により採択された.

4. 報告事項

4.1. 2018年秋季講演会について(倉本2018年秋季講演会組織委員)

会期(10/17-19,3日間,旭川市科学館),一般講演の内容および講演者,総会・懇親会,会場やその周辺の内容, 講演受付日程,予稿集の冊子の発行をしないこと,会費,LOC体制,などについて説明がなされた.

4.2. その他

竹広財務専門委員長より、今年度の予算執行状況に関して報告があり、おおむね予算通り進んでいること、 今年度も匿名の方から10万円の寄付があったことが報告された。

5. 議長団解任

6. 閉会宣言

◇日本惑星科学会賛助会員名簿

2018年9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.

2018/10

10/17-19 日本惑星科学会 秋季講演会 (a)沖縄コンベンションセンター,沖縄県宜野湾市 (b)日本惑星科学会

2019/06

6/15-21 第32回宇宙技術および科学の国際シンポジウム

(a)愛媛県松山市

(b)31st ISTS Organizing Committee

(c)http://www.ists.or.jp

編集後記

特集「火星圏のサイエンス」はいかがでしたでしょ うか.1970年代のバイキング計画で、火星には生命 が存在しない(正しくは当時の装置レベルで検知でき ない)ことがわかり、意気消沈した地球外生命探査で すが、1990年代後半からの火星探査によって、過去 の火星には液体の水が存在していた、そして、現在も 地下には氷(一時的には水)として存在しているという 証拠が続々と出てきており、過去の火星、現在の火星 の地下圏には生命が存在するかもしれないという可能 性が出てきました.さらに日本では、火星圏に探査機 を送り込み、火星衛星から試料を地球へ持ち帰るとい う計画(MMX計画)が検討されており、また、火星隕 石の数・分析も充実してきており、火星圏(火星、火 星衛星、火星周辺環境)への注目度が国内外で年々増 してきている状況にあります.このような動向から、 現状の火星圏の知見を集めて総合的な科学検討を行う とともに、将来的にどのような探査・観測が期待され るか、理論・実験的に追求すべきテーマは何かといっ た展望を議論したいと思い、今回の特集号を組ませて いただきました.ということで、いかがでしたでしょ うか.(玄田「火星圏のサイエンス」特集 ゲストエデ ィター) 編集委員 和田 浩二 [編集長] 杉山 耕一朗 [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, 上椙 真之, 岡崎 隆司, 奥地 拓生, 木村 勇気, 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9月25日発行

日本惑星科学会誌 遊・星・人 第27巻 第3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.