

火星中高層大気の科学

佐川 英夫^[1], 黒田 剛史^[1,2], 笠井 康子^[3], 真鍋 武嗣^[4], 西堀 俊幸^[5], 落合 啓^[3],
J. Mendrok^[3], Ph. Baron^[3], P. Hartogh^[1], 火星サブミリ波サウンド検討チーム^[6]

[1] Max-Planck-Institut für Sonnensystemforschung (MPS), Germany; [2] ISAS/JAXA; [3] NICT;
[4] 大阪府立大; [5] JAXA; [6] NICT, JAXA, MPS, SSC (Sweden), Chalmers Univ. (Sweden)

1. はじめに

火星に存在する大気は、地表面において おおよそ 7 hPa の大気圧を持つ。これは、地球大気成層圏の気圧と同等である[図 1]。しかし、火星大気中の温度構造や物質循環は、地球大気成層圏のそれらと必ずしも一致しているわけではない。地球大気成層圏では、オゾン層による加熱により、高度とともに気温が上昇する安定な成層が形成されているのに対して、火星ではその様な温度構造は見られない。大気力学に目を向けると、火星に関しては未だ不明確な部分も多いものの、離心率の大きな公転軌道、大規模な起伏（高低差約 30 km, 南北半球間での非対称性）に富む地形、海陸の区別が無い点、非常に濃いダストの発生 など、大気循環に影響を与えるものとして地球上には存在しない因子が多々存在する。

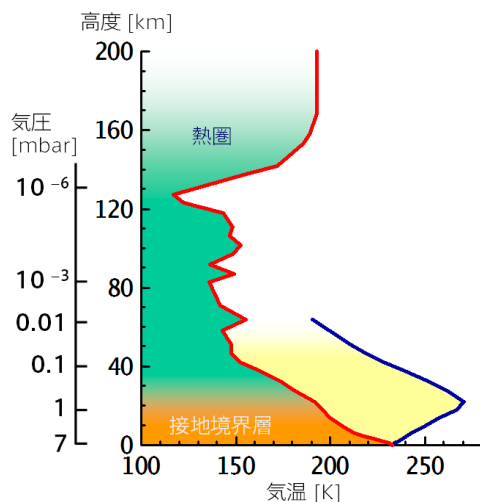


図1 Viking 着陸船による探査で得られた火星大気の気温構造（赤実線）。比較の為、対応する同気圧レベルでの地球大気温度を青線で示す（地球において大気圧が 7 mbar になるのは高度 32 km 付近）。

こうした火星大気の温度構造および物質循環を観測し、地球大気との共通・相違点を明らかにし

ていくことは、現在我々が有している地球型惑星の気象に関する知識をより普遍的なものへと拡大させる。火星大気に関する飛翔体観測は、1970 年後半の Viking ミッション以降暫く行なわれていなかったが、1997 – 2006 年の Mars Global Surveyor (MGS) の成功[e.g., 1], さらにそれに引き続き Mars Express (MEx, 2003 年周回軌道投入)[e.g., 2], Mars Reconnaissance Orbiter (MRO, 2006 年周回軌道投入)[3]などによって画期的なデータが得られ始めている。また、大型計算機を利用した火星大気大循環モデル (GCM) の発展も目覚ましいものがある[4, 5, 6]。

本文では、近年の火星大気に関する新知見の一例である winter polar warming を通して、現在までに何が明らかにされているのか、そして次期火星探査に期待される観測は何かに関して言及する。

2. 冬極の昇温

火星中高層大気における興味深い現象の一つに、冬極の上空高度 50 km 付近において気温が逆転し、温度差 ~ 50 K の規模で昇温する winter polar warming と呼ばれる現象がある。この現象は、初期の Mariner 9[7]や Viking [8]の探査からその存在が示唆されており、その後、地上観測[9]や MGS-TES (赤外放射分光計) [1]の観測によって確認されている。成層圏の高緯度帯における気温の逆転現象は地球の冬極でも観測されており、地球・火星ともに、子午面循環が下降する際の断熱圧縮に伴う温度上昇が主要因とされている（太陽光が入射しない冬極なので、オゾン層あるいはダストによる加熱は発生しない）。

火星の冬（夏）半球においては、夏半球から冬半球に向かう cross equatorial な子午面循環が形成されると考えられているが、こういったメカニズムでこの子午面循環が形成・強化されるのか

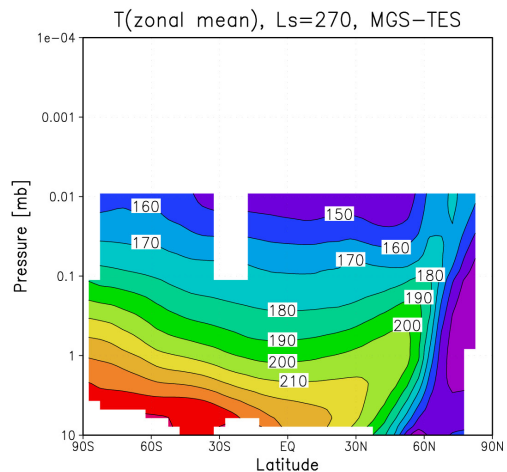
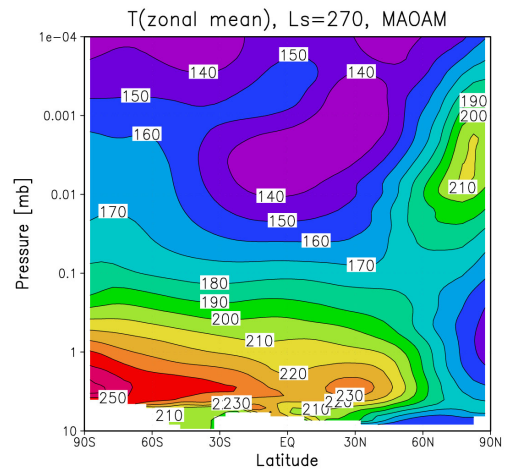
については未だ確定的な理解が得られていない。子午面循環が惑星上でどのような循環構造を持ち、それがどう季節変化するかということは、その惑星の気象を特徴付ける最重要ファクターの一つでもある。冬極上空の昇温の規模や存在高度領域を定量的に押さえることは、子午面循環の構造をより詳細に描画することを可能とし、火星気象の理解を大きく前進させる意義を持つ。

火星における winter polar warming の発生高度に関しては、GCM による数値実験から、高度 60 km 付近に昇温のピークを持つことが示されていた[10, 11, 図 2]。一方、MGS-TES や MEx- PFS (赤外フーリエ分光器) などの飛翔体観測で得られる気温分布は、高度 30 – 60 km が観測感度の上限である[図 3]。この為、GCM 実験結果を観測データに基づいて検証することが不可能であり、それが winter polar warming の背景物理の考察の大きな障害となっていた。

最新の MRO-Mars Climate Sounder (MCS) のリム観測によって高度 80 km 付近までの気温分布が初めて取得された[3]。この観測では、冬極上空高度 60 km 付近に非常に強い昇温領域 (温度差 60 K) が示されている。これは、多くの GCM 数値実験から予想されていた温度差 30 – 40 K という値を遥かに上回るものであり、冬半球における子午面循環の規模が、従来の GCM で考慮されていたよりも強い可能性 (~1.5 倍増相当) を示唆するものであった。それ程の強い子午面循環が形成されるメカニズムを探る為には、MCS による継続的な観測で季節変動を追うことに加えて、火星中高層大気が local time に対してどのような変動 (日内変動) をしているのかを知ることも重要である。MRO は太陽同期の極周回軌道を取っている為、MCS で観測できる local time は固定されている。MEx の赤外線掩蔽観測器 SPICAM により火星中高層大気構造の local time 依存性が少しずつ観測されつつある[12]が、昼夜全域を広くカバーするような情報は未だ得られていない。この点は、次期火星探査で挑むべき重要課題と言える。

中高層大気中での子午面循環の発達をコントロールする要因の一つとして、ダスト分布の濃淡が挙げられる。最新の黒田らによる GCM 実験[13]では、ダストの濃淡によって、中層大気中の南北

輸送が強まり、結果として冬極上空に強い昇温をもたらすことが示されている (具体的には、ダストの光学的厚みを 0.5 から 3.0 に変化させた場合、冬極における南北風速は最大 50 m/s も増大し、高緯度帯高度 50 km 付近で ~40 K の昇温が発生)。火星のダストは、可視~赤外線を強く散乱・吸収する。その為、TES や MCS などの赤外線観測器は、濃いダストの条件下ではその観測感度を失い、ダスト内部の大気を観測することが出来ない。ダストの有無に左右されない観測 —これも今後の観測に要求される課題である。



上：図 2 [10, 11]と同じ GCM (MAOAM) を用いて計算された北半球の冬 (Ls = 270 deg) における東西平均気温分布図。冬極 (90N) 上空に昇温領域を確認できる。

下：図 3 MGS-TES によって観測された北半球の冬の東西平均気温分布図。冬極上空に昇温域が存在することを強く示唆する結果ではあるが、観測感度が 0.01 mbar レベル (高度 60 km) までであり、昇温のピークの情報は得られていない。

3. 次期火星大気観測に要求されるもの

前節では winter polar warming を例として飛翔体観測や GCM 数値実験の最前線を紹介し、次のステップとしてどのような観測が必要とされているのかを述べた。それらを改めて下記にまとめると、

- ◇ 広い高度領域、特に高度 60 km 以上の高高度にも十分な感度および鉛直分解能をもつ観測が必要。これは GCM による数値実験を検証し、モデルの改善を推進する意味でも重要。
- ◇ 広い local time を観測し、日内変化を検出可能とする衛星軌道。
- ◇ 全球ダストストームの内部の大気構造・大気循環の観測。ダストの散乱・吸収効果が微弱となる観測波長が重要。
- ◇ 風速の直接観測。これは、過去の飛翔体探査では実現していない。

となる。また、本文ではその詳細を割愛したが、水蒸気およびその同位体、また HO_x ラジカルといった微量成分の導出を行なうことも重要である。

これらの観測要求は、当然ながら、単独の観測測器で達成されるものではない。複数の観測測器を、それぞれの特性を最大限に活かしながら併用することが鍵となる。JAXA の次期火星探査構想である MELOS は、異なる周回軌道を持つ複数オービターおよび着陸探査船による複合ミッションである。異なる周回軌道（極軌道と赤道周回軌道）、異なる軌道高度を組み合わせることで、太陽同期の変動および local time 依存性という相反する観測要求も満たすことが可能となる。オービターとランダーには、紫外から電波領域までの様々な波長で、撮像および分光の異なる観測手法を取る複数の測器の搭載が検討されている。それらの測器を相補的に用いることで、過去の火星探査では観測されえなかった部分を初めて解き明かすことが期待される。

次節では、現在我々が検討を進めている火星サブミリ波サウンダが上記の観測要求に対してどのような貢献を担えるのについて述べる。

4. 火星サブミリ波サウンダ

サブミリ波サウンダは非常に高い波長分解能を

持つことがその特徴であり、火星大気成分分子の回転遷移線のスペクトル線線型を高い精度で測定することが可能である。吸収線の線型 (line shape) からは、その圧力依存性を利用して、分子混合比および気温の鉛直分布を解析的に求めることが可能である。CO、H₂O、HDO や H₂O₂、O₃、SO_x といった火星大気中で特に重要視される分子は、サブミリ波帯に多数の回転遷移線を持ち、それらの線強度はミリ波帯における遷移よりも一般的に強い。また、サブミリ波帯の観測は一般にヘテロダイン検波技術を用いる。これは、観測帯域は狭いものの、感度は高い観測手法である。その為、大気が希薄となる中高層大気においても、サブミリ波帯では分子からの熱放射を検出することが出来る。この点は、太陽や星といった背景光を利用する掩蔽観測装置とは異なる点であり、サブミリ波サウンダでは昼夜を問わない観測が可能となる。

高い波長分解能力は、火星大気中の風（視線方向成分）による分子吸収線のドップラーシフトを測定することさえも可能とする。大気のリム部分の鉛直方向にスキャンすることで、風速の鉛直分布が導出される（衛星の軌道を利用したマッピング観測を利用することで水平+鉛直の三次元構造も得られる）。雲塊やダストをトレーサーとしない風の直接測定が実現するというのは、サブミリ波サウンダの最大の特徴である。

また、火星大気観測において特記すべき点として、可視～赤外領域と異なり、サブミリ波帯ではダストがほぼ透明となる点が挙げられる（観測波長がダストの粒径と比較して大きい為）。その為、全球ダストストームのような濃いダスト分布下においても、その内側の大気を観測することが可能となる。一方で、これは、サブミリ波帯での観測ではダストの濃淡が測れないことを意味しており、ダスト分布に関する情報は近赤外カメラなどによる同時観測が重要となる。

現在の測器デザイン概案は、口径 50 cm のアンテナで 2 偏光成分の観測モードを持ち、500 GHz 帯および 600 GHz 帯の 2 周波数帯 DSB 受信機を持つものである。アンテナの大きさ、観測の空間分解能に直結するが、口径 50 cm のアンテナで得られるビームサイズ（空間分解能）は、火星上空 3 火星半径の地点（MELOS 気象オービターの遠

火点を想定) から火星を真下に見た場合, およそ 13 km (観測周波数 556 GHz において) である. また, 高度 300 km (オービター近火点を想定) から接線高度 40 km のリムを観測した場合には, 鉛直方向のビーム幅がおよそ 2 km (556 GHz) となる. 観測周波数帯の 500 GHz と 600 GHz は, 高高度までの H₂O, HDO, 微量成分の観測を達成する観測目標と受信機感度とのトレードオフを考慮して選定した.

現在までの諸検討で得られている観測可能高度領域および測定精度は以下である.

◇ 気温・風速: ¹²CO および ¹³CO を利用. 気温は地表から高度 120 km 以上まで誤差 2 – 7 K で観測可能 (高度 150 km 付近までは感度有り). 鉛直分解能は最高で 4 km 以下 (高度 50 km 以下). 風速は, 高度 50 km 以上で誤差 5 m/s, 鉛直分解能 4 km が期待される [図 4]. 下層大気では風速の導出精度は劣化するが, 高度 30 km 程度までは導出可能.

◇ H₂O, HDO: 光学的に厚いライン (556 GHz) と薄いライン (621 GHz) を 2 本同時観測することで, 地表付近から高度 150 km 付近までの広い鉛直領域での H₂O 鉛直分布を導出. 精度は数%. HDO に関しては, 地表付近から高度 40 – 50 km 付近までは H₂O 同等の精度で観測可能. それ以上の高度も過去の飛翔体観測よりも高い, もしくは同等の精度で HDO 混合比を導出することが期待される. D/H は誤差 10% 以下で導出可能.

◇ 連続波成分を利用することで地表面温度を測定でき, 偏波の情報から地表の状態を観測. (注: これらの値は, 測器デザインやオービターの軌道によって今後変更される可能性がある) これらのサブミリ波サウンドの観測特性を眺めると, サブミリ波サウンドによる観測には, 火星中高層大気サイエンスを扱うのみならず, 下層の接地境界層科学 (水循環における地表と大気の相互作用など) および熱圏上層大気科学 (大気散逸) を結びつける役割を見出すことが出来る. サブミリ波サウンドによる観測と, 下層のダストや雲分布を捉える近赤外カメラや上層の大気散逸をモニターするプラズマ測器とを併用することで,

火星大気に関するより深い情報を引き出すことが期待される.

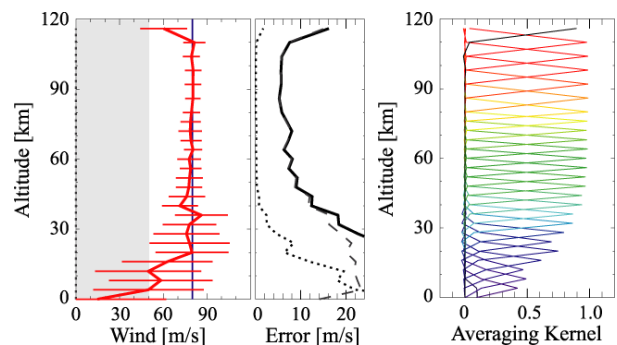


図 4 視線方向風速の観測シミュレーション (一例). 高度 150 km からのリムスキャン観測 (各高度での積分時間 1 秒) を想定し, 1 回の観測シーケンスで得られる風速 (左パネル赤線), 導出精度 (左パネル赤線エラーバーおよび中央パネル太線), および鉛直分解能 (右パネルに示した各 Averaging Kernel の半値幅) を示す. 高度 40 km 以下の低高度では, 測定感度が劣化することが分かる. 中央パネル (誤差プロット) の破線と点線は, 誤差原因のうち, 観測の S/N に起因するもの (measurement error, 破線) と, 有限の分解能を持つリモートセンシングによって実際の大気物理情報が平滑化されてしまうことに起因するもの (smoothing error, 点線) を示す. 今回示した例では, 風速の導出誤差は measurement error で決まっており, つまり, 観測 S/N を改善することで風速導出精度も改善される余地があることが分かる.

[参考文献]

[1] Smith, M. D., et al. (2001), *JGR* **106**, 23929.
 [2] Grassi, D., et al. (2005), *PSS* **53**, 1053.
 [3] McCleese, D. J., et al. (2008), *Nat. Geo* **1**, 745.
 [4] Forget, F., et al. (1999), *JGR* **104**, p. 24155.
 [5] Hartogh, P., et al. (2005), *JGR* **110**, E11008.
 [6] Kuroda, T., et al. (2005), *J. Met. Soc. Japan* **83**, 1.
 [7] Conrath, B. R., et al. (1973), *JGR* **78**, 4267.
 [8] Jakosky, B. & Martin, T. Z. (1987), *Icarus* **72**, 528.
 [9] Theodore, B., et al. (1993), *Icarus* **105**, 512.
 [10] Medvedev, A. S. & Hartogh, P. (2007), *Icarus* **186**, 97.
 [11] Hartogh, P., et al. (2007), *PSS* **55**, 1103.
 [12] Forget, F., et al. (2009), *JGR* **114**, E01004.
 [13] Kuroda, T., et al., in prep.