

高分解能火星 GCM による重力波の励起と伝播のシミュレーション

黒田剛史 (東北大理)

Alexander S. Medvedev, Paul Hartogh (Max Planck Institute for Solar System Research)

Erdal Yiğit (George Mason University)

1 火星大気における重力波と本研究の意義

大気重力波は地球大気においてはその存在がよく知られており、主に地形や対流、大気の流れの中の力学的な不安定によって生じる、浮力を復元力とする短波長(おおむね 2000km 未満)、短周期(1 日未満)の波動である。火星大気(対流圏～熱圏)は地球と同様に概おおむね成層安定であるため、重力波の存在が期待できる。また火星の起伏に富んだ地形、またダストストームなどがもたらす対流活動[Spiga et al., 2013; Imamura et al., 2016]は重力波の重要な励起源となる。

観測による重力波の検出は、下層(地表面～約 40km 高度)においては Mars Global Surveyor (MGS)の電波掩蔽による温度観測データを用いて、ポテンシャルエネルギーの水平分布[Creasey et al., 2006a]や緯度領域別のスペクトル密度の波数分布[Ando et al., 2012]の導出が行われている。これらによると、低緯度で重力波によるエネルギーが大きくなる傾向にあり、地形との相関性はあまり見られない。また熱圏(高度約 100～200km)における重力波の振る舞いも MGS の加速度計[Creasey et al., 2006b], MGS および Mars Odyssey の aerobraking 中の観測[Fritts et al., 2006]より求められており、熱圏における重力波の水平波長や風速場に対する加速度が見積もられている。

火星大気大循環モデル(MGCM)による検証では、重力波の大気温度場・風速場に与える効果は高度 60km 以下では小さく[Forget et al., 1999], 全球ダストストーム時に冬極域への効果が顕著になることが示唆されている程度である[Kuroda et al., 2009]. しかしそれより高い中間圏・熱圏の大気場に与える効果は顕著で、地表面から熱圏(高度約 150km)までを結合したドイツ・マックスプランク研究所(MPI)の MGCM を用いて様々な検証が行われている。その検証によると、重力波の力学的な効果により高度 100km 以上の風速場は数十 m s^{-1} に及ぶ変化があり、場所によっては風向が入れ替わる[Medvedev et al., 2011b]. また重力波の熱的効果は高度 120km 以上で 20K 程度大気を冷却し、それにより Mars Odyssey の aerobraking 観測と整合的な温度分布のシミュレーションに成功している[Medvedev and Yiğit, 2012]. その他にも、全球ダストストームの上層大気への効果[Medvedev et al., 2013], 中間圏の CO_2 氷雲生成[Yiğit et al., 2015a], フランス・気象力学研究所(LMD)のモデルとの比較[Medvedev et al., 2015]について、下層大気と熱圏の結合・重力波の効果の検証を軸に論文を発表している。ただしこれらのモデル研究において、重力波の効果の導入は地球大気研究に用いられている重力波抵抗パラメタリゼーション[Yiğit et al., 2008]をそのまま流用しており、それをそのまま火星に適用するのが適切かどうかは定かではない。

そこで本研究では重力波抵抗パラメタリゼーションを用いず、水平高分解能にして重力波を直接再現可能な MGCM を用いて、火星大気における重力波の励起と伝播について検証を行った。KANTO プロジェクト[Sato et al., 2009 など]の火星大気版ともいえる試みである。

2 モデルの概要と解析について

CCSR/NIES/FRCGC MIROC モデル[K-1 model developers, 2004]をベースとした DRAMATIC (Dynamics, RAdiation, MAterial Transport and their mutual InteraCtions) MGCM [Kuroda et al., 2005, 2013; 黒田ら, 2013 な

ど]を用いた。スペクトル法を用いた3次元プリミティブ方程式系の力学コアを用い、これに火星の物理パラメータ(惑星半径・大気組成・軌道要素など)、地表面パラメータ(地形・アルベド・熱慣性・粗度)、ダストとCO₂大気の放射効果、CO₂の大気中の凝結・降雪と季節極冠の生成過程などを導入し、多数の業績を上げている[Kuroda et al., 2007, 2008, 2009, 2013; Yamashita et al., 2007 など]。本研究では水平分解能をT106(緯度・経度分解能約1.1°×1.1°、赤道での水平格子間隔約60km)まで上げ、水平波長約200km以上の細かい波を直接再現できるようにした。鉛直分解能はσレベルで49層、モデル上端高度は約90kmに設定している。CO₂大気の赤外放射は、すべての高度で局所熱力学平衡(LTE)を仮定している。

北半球の冬至(Ls=270°)前後の20火星日間について、ダスト光学的厚さは水平一定の1.0(可視波長域)に設定して計算を行い、1火星日あたり120時間ステップでデータ出力し解析を行った。図1は東西および南北方向の運動量フラックスに大気密度を乗じたもの($\overline{\rho u'w'}$ および $\overline{\rho v'w'}$ 、計算した20火星日間の平均、単位mPa)について100Pa(約10km)と0.1Pa(約70km)高度の水平分布を示したものである。この図はあらゆる波長の波動による運動量フラックスの合計を示しているが、水平総波数別の運動量フラックスを求めることにより、波長スケール別の効果の検証が可能である。図2は水平総波数11以上(波長約2000km以下)の波動による運動量フラックスを示す。図1と比較すると、全体的にフラックスの絶対値は特に100Pa高度において小さくなり、また0.1Pa高度の北半球低・中緯度の南北フラックスにおいては符号の変化もみられる。このようにして、水平総波数が大きい波動成分を取り出してその運動量フラックスなどを求めることにより、重力波の直接的な効果が検証可能である。以下本研究では、水平総波数61以上(波長約350km以下)の波動による効果を重力波の効果とみなし、解析を行った。

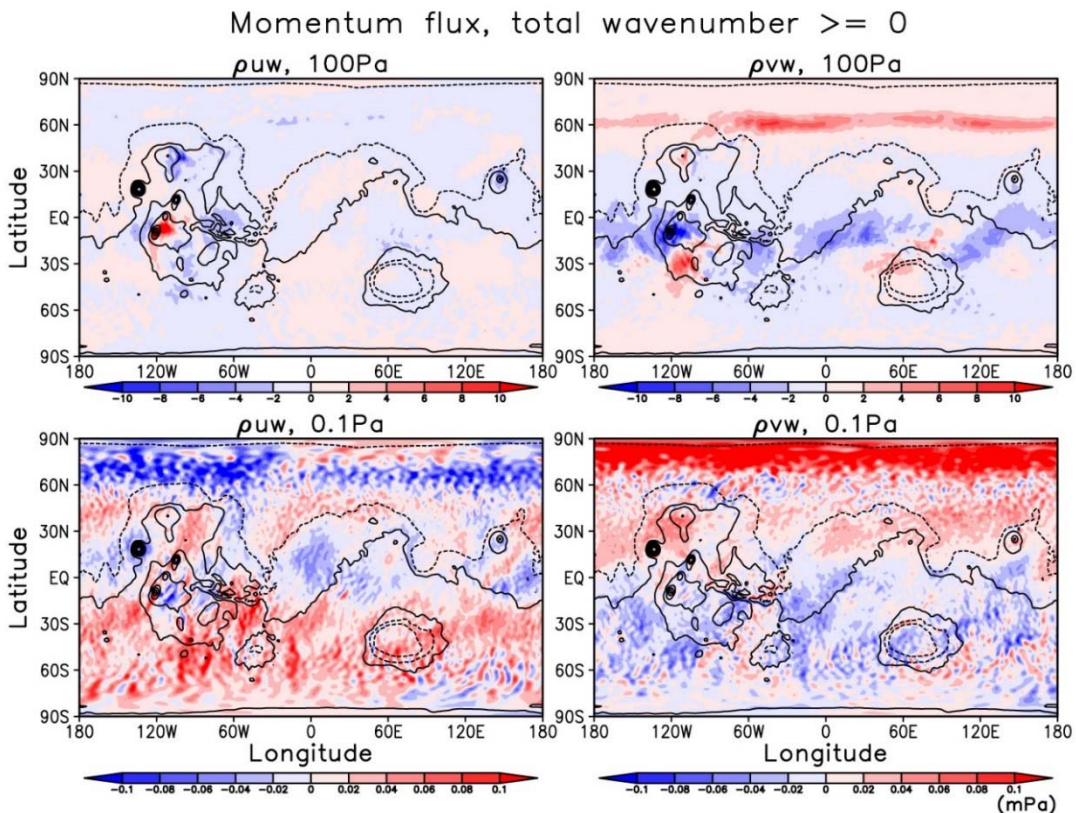


図1：T106計算で得られた運動量フラックスに大気密度を乗じた値($\overline{\rho u'w'}$ (東西方向)および $\overline{\rho v'w'}$ (南北方向)、Ls=270°前後20火星日間の平均、単位mPa)の高度100Paおよび0.1Paにおける水平分布。

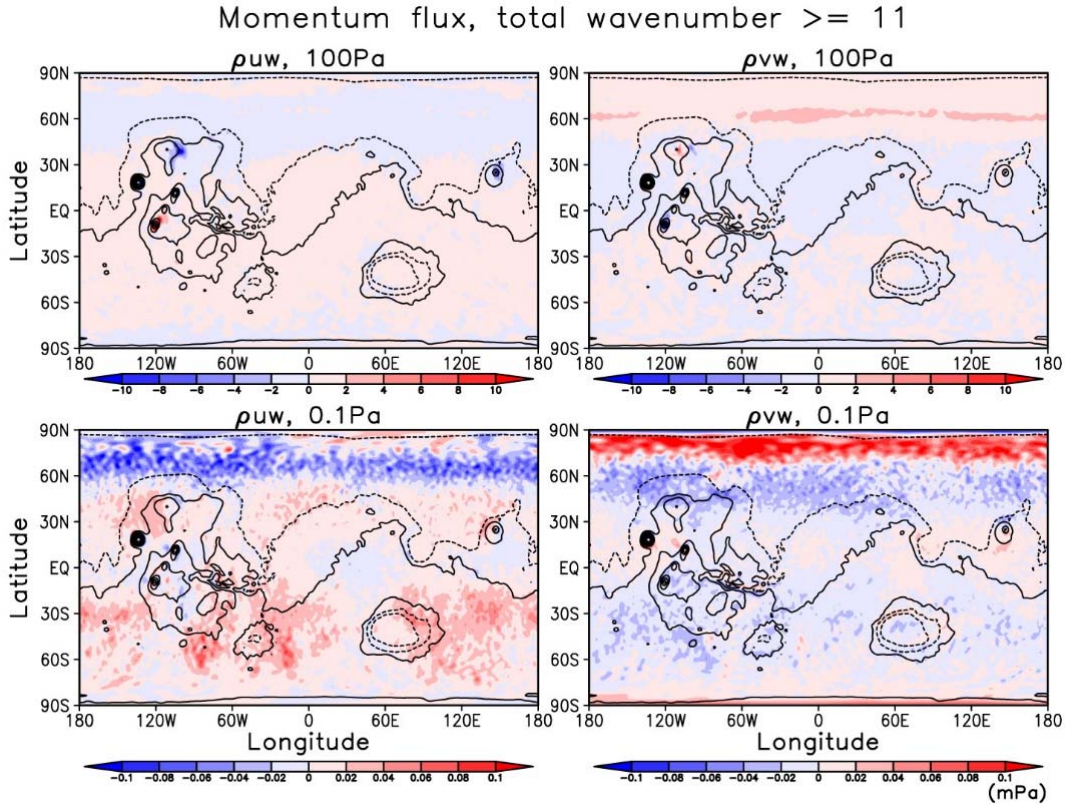


図2：図1より水平総波数11以上(水平波長約2000km以下)の波動の効果を取り出したもの。

3 下層における重力波の励起と観測との比較

図3に高度100~10Pa(約10~30km)平均の重力波のエネルギーの水平分布を示す。ここで単位質量あたりの運動エネルギー E_k およびポテンシャルエネルギー E_p は下式で定義される。

$$E_k = \frac{1}{2}(\overline{u'^2} + \overline{v'^2}) \quad (1)$$

$$E_p = \frac{1}{2} \left(\frac{g}{N}\right)^2 \overline{\left(\frac{T'}{T}\right)^2} \quad (2)$$

ここで g は重力加速度、 N はブルントバイサラ振動数である。図3bはCreasey et al. [2006a]のFig.4下側と直接比較可能であり、定性的・定量的に整合的な結果が得られている。また、運動エネルギーとポテンシャルエネルギーの比 E_k/E_p はGeller and Gong [2010]より下式で表すことができる。

$$\frac{E_k}{E_p} = \frac{1 + \left(\frac{f}{\hat{\omega}}\right)^2}{1 - \left(\frac{f}{\hat{\omega}}\right)^2} \quad (3)$$

ここで f はコリオリパラメータ、 $\hat{\omega}$ は重力波の固有振動数で、 $\hat{\omega}$ は位相速度と東西平均風速の差 $c - \bar{u}$ と相関関係がある。図3cにおいて E_k/E_p の値が大きい北半球中緯度域は重力波の $c - \bar{u}$ が小さい、すなわち西風ジェットにより重力波が励起されていると推測される。一方で南半球低・中緯度域、とりわけ山岳地帯やヘラス盆地の北東側斜面の部分では E_k/E_p の値が小さい。これは重力波の $c - \bar{u}$ が大きいことを示すため、位相速度が平均風速場と相関しない山岳地形からの重力波励起があると推測される。

図4はより地表面に近い260Pa高度の重力波のdivergenceとジオポテンシャル高度のスナップショット

示す。Kuroda et al. [2015]の Supporting Information にはこれの時間変化を示した動画があり，それによると南半球低・中緯度の山岳による重力波励起は localtime 13-16 時頃に特に大きくなり，また北半球中緯度域からはあらゆる経度において常時励起が見られる。

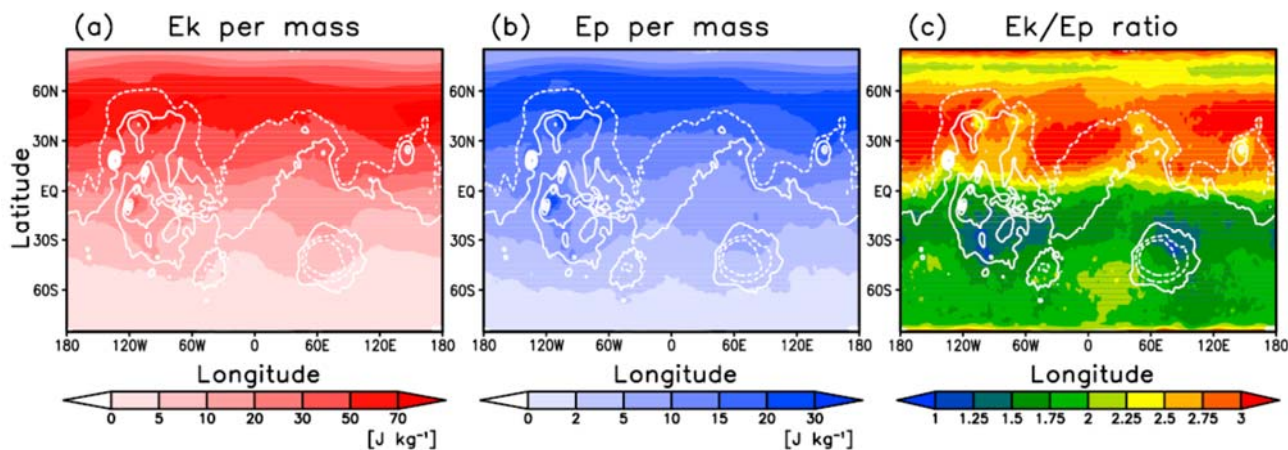


図 3 : (a)単位質量あたりの運動エネルギー E_k , (b)単位質量あたりのポテンシャルエネルギー E_p , (c) E_k/E_p について，高度 100~10Pa および $L_s=270^\circ$ 前後 20 火星日間の平均。

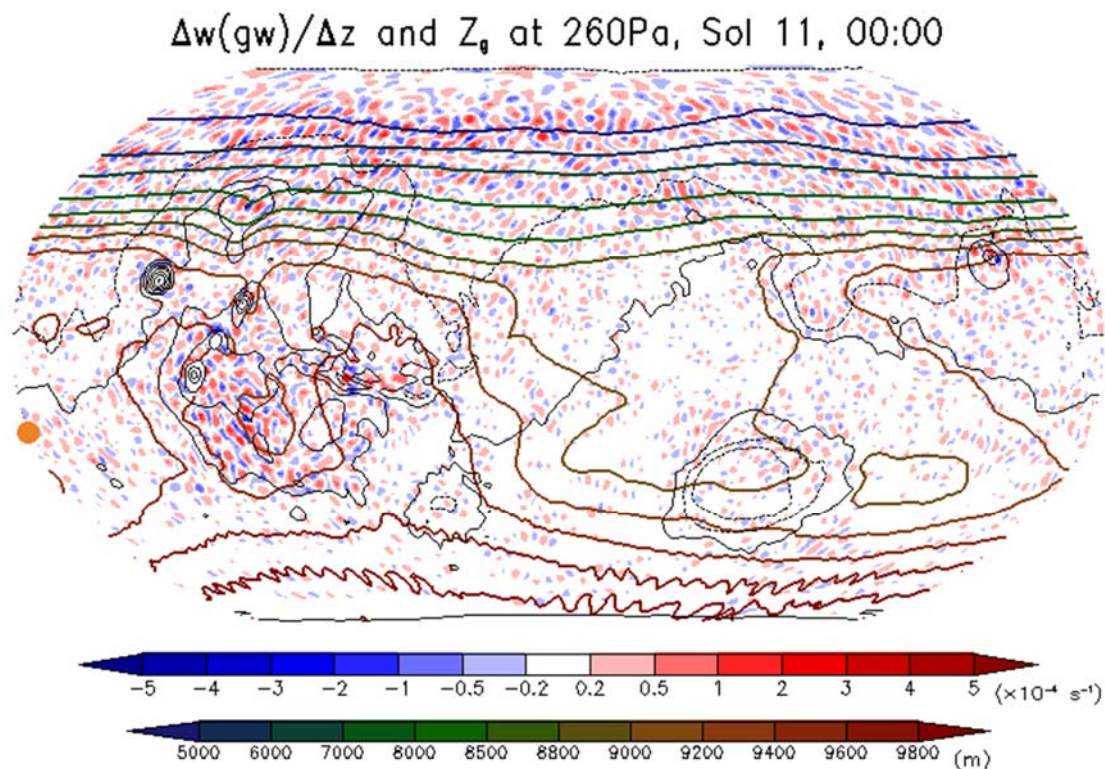


図 4 : Kuroda et al. [2015]の Supporting Information にある動画のスナップショット。カラーシェードは $\partial w'/\partial z$ の値(連続の式よりこれは $-\partial u'/\partial x - \partial v'/\partial y$ ，すなわち重力波の divergence に相当)，カラーコンターはジオポテンシャル高度を示す。オレンジ色の点は太陽直下点を示す。

4 上層への重力波の伝播

図 5a,b は東西および南北方向の重力波による運動量フラックスの東西平均を示す．それぞれ東西および南北の平均風速と重ね合わせると，運動量フラックスは原則的に風速を弱める方向に働いており，その中で特定の位相速度の成分が消散(それに伴い風速が変化)あるいはフィルタリングされて上方に伝わる．そのため強い消散が見られる場所(主に東西・南北とも赤道～北半球中緯度の 10Pa 付近)ではそれより上方でフラックスの方向が変化している．図 5c,d は E_k および E_p の東西平均の分布を示す．これによると重力波は北半球(冬半球)でより上方まで伝わっている．この理由としては重力波の励起源の量が南北半球で異なること，また水平(南→北)方向の伝播の様子が絡んでいる可能性もあるが，明らかではない(詳しい検証には ray tracing などを行う必要があるが，本研究では未着手)．

図 6 は重力波による東西および南北風速の加速度の東西平均を示す．加速度は東西方向，南北方向をそれぞれ a_x ， a_y として，水平伝播・鉛直伝播の両方を考慮した場合，以下の式で表される．

$$a_x = -\frac{\partial}{\partial x} \overline{u'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{u'v'} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{u'w'}) \quad (4)$$

$$a_y = -\frac{\partial}{\partial x} \overline{v'u'} - \frac{\partial}{\partial y} \overline{v'v'} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} (\rho \overline{v'w'}) \quad (5)$$

図 6a,b は鉛直および水平伝播による効果の合計(式(4)および(5)の右辺第 1 項～第 3 項の和)，図 6c,d は鉛直伝播のみの効果(式(4)および(5)の右辺第 3 項のみ)を示す．これによると，重力波による風速の加速は運動量フラックスの消散(図 5)と関連しており(赤道～北半球中緯度の 10Pa 付近が分かりやすい)，また図 6a,b と図 6c,d の間には北極域上層の南北風の加速度を除いて大きな差は見られない．このことは鉛直伝播の効果のみを考慮している Yiğit et al. [2008]のパラメタリゼーションはおおむね理にかなっていることを示し，また Medvedev et al. [2011a, 2011b]の結果と比較しても，同パラメタリゼーションは定量的にも整合する熱圏の加速度を求めている．局所・瞬間的な加速度については高度 70-80km で約 $1000 \text{ m s}^{-1} \text{ sol}^{-1}$ とした Fritts et al. [2006]の観測による見積もりと整合的である．

図 7 は 260Pa および 0.1Pa 高度における運動量フラックス・加速度の分布を示す．地表面付近(260Pa)の低緯度域における運動量フラックスの分布は地形に大きく依存しており，20 火星日分の平均にもかかわらずはっきりとした空間分布が見られる(図 7a,b)．特にオリンポス山などの山岳の影響は顕著で，高度約 70km (0.1Pa)における運動量フラックスの分布にもはっきりと山の形が残っている．ただしそれ以外の地形の効果はこの高度ではおおむね平滑化されている(図 7c)．北半球中・高緯度における東西方向の運動量フラックスはおおむね経度方向に一様で，これはこの緯度領域では重力波が西風ジェットの湾曲の中で東進のケルビン波との作用により励起され，上層まで伝播していると考えられる(図 7a,c)．また加速度(東西風速・鉛直伝播のみの効果)について 0.1Pa の水平分布をみると，局所的には $200 \text{ m s}^{-1} \text{ sol}^{-1}$ を超え，また経度方向の不均一性が大きい(図 7d)．このように，火星中間圏大気においては小さいスケールの波動が大きな加速の影響を及ぼしており，またこのような高分解能計算で得られる情報は重力波抵抗パラメタリゼーションの改良・改善に役立つ．

5 まとめ

本研究では，水平波長 200～350km 程度の重力波の励起と伝播の様子を高分解能 MGCM を用いて初めて検証した．北半球の冬至($L_s=270^\circ$)において重力波の励起源は大きく 2 つあり，1 つは北半球(冬半球)の西風ジェットの中，もう 1 つは低緯度域の地形・山岳である．前者は経度方向一様に励起し，後者の励

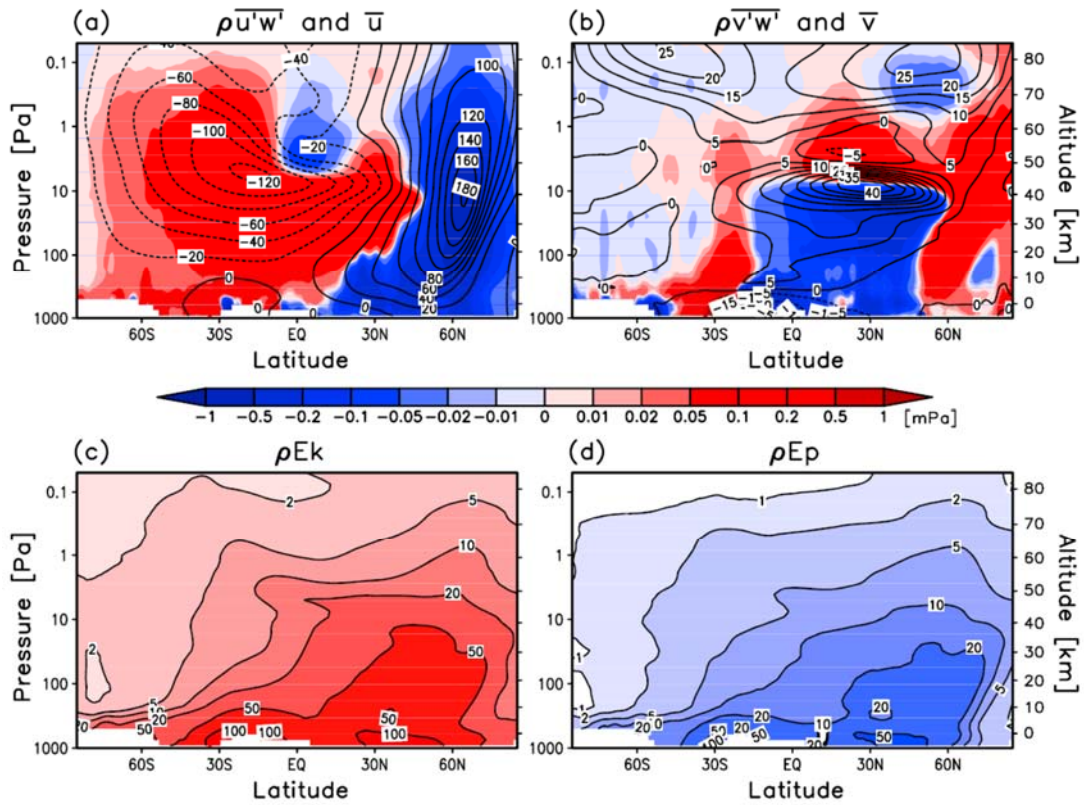


図5 : (a) $\overline{\rho u'w'}$, (b) $\overline{\rho v'w'}$, (c) ρE_k , (d) ρE_p の東西平均分布, $L_s=270^\circ$ 前後 20 火星日間の平均(単位はいずれも mPa).

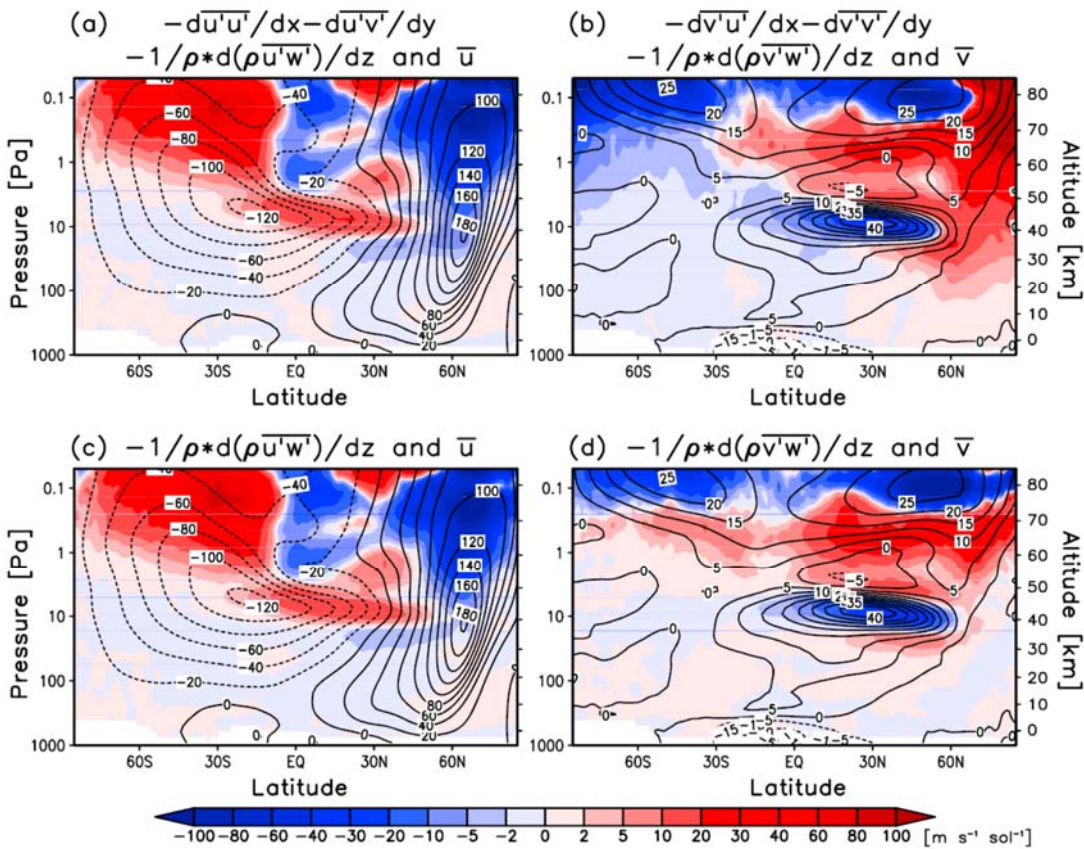


図6 : (a) a_x , (b) a_y , (c) a_x (鉛直伝播のみ), (d) a_y (鉛直伝播のみ)の東西平均分布, $L_s=270^\circ$ 前後 20 火星日間の平均(単位はいずれも $m s^{-1} sol^{-1}$). なお sol は火星日のことである.

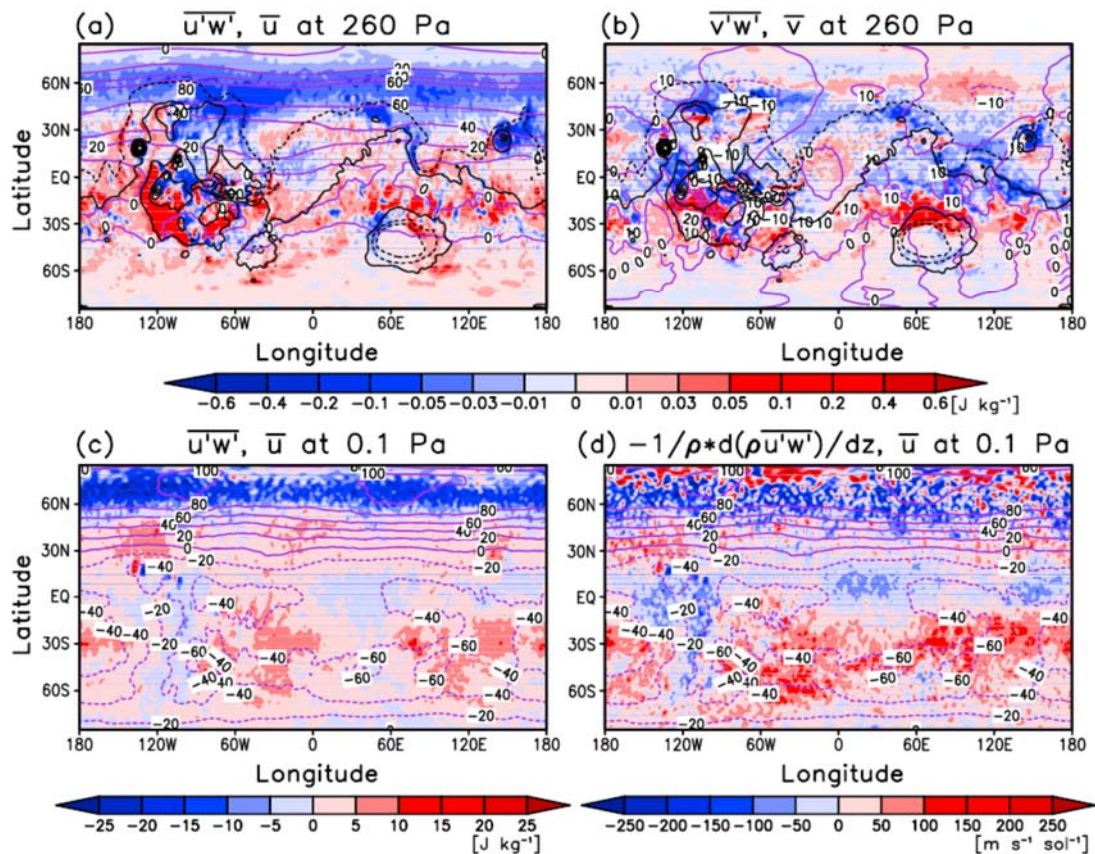


図7: (a) 高度260Paにおける $\overline{u'w'}$, (b) 高度260Paにおける $\overline{v'w'}$, (c) 高度0.1Paにおける $\overline{u'w'}$, (d) 高度0.1Paにおける α_x (鉛直伝播のみ)の水平分布, Ls=270°前後 20 火星日間の平均(単位は(a)-(c)は J kg^{-1} , (d)は $\text{m s}^{-1} \text{sol}^{-1}$).

起は localtime 依存性がある(13-16 時で最大). 重力波は大部分が下層で励起され, そこから上層に伝播していく様子が見えるが, 北半球の方がより高高度にまで到達している. また重力波の水平伝播は背景風よりも遅い傾向にあり, 上層に伝播していく中で消散し, 背景風を弱める働きをする. 特にモデル上層にあたる中間圏においてその傾向は顕著であり, この高度域における重力波の効果が初めてパラメタリゼーションなしで示された.

本研究では Ls=270°の時期に絞ってシミュレーションの結果を示したが, 今後は異なる季節においても高分解能シミュレーションを行い, 重力波の励起と伝播の様子について季節変化を見ていく予定である. また最近では Mars Atmosphere and Volatile EvolutionN (MAVEN)探査機による熱圏観測からの重力波の研究が進められており, Neutral Gas Ion Mass Spectrometer (NGIMS)や Imaging UltraViolet Spectrometer (IUVS)による CO_2 密度観測からの重力波の検出とその理論的検証が行われている[Yigit et al., 2015b など]. DRAMATIC MGCM による高分解能シミュレーションは, 今後 MAVEN 観測チームや MPI MGCM との連携のもと, 火星大気における重力波の影響について様々な知見をもたらすことが期待される.

※本発表の内容は, 投稿論文“A global view of gravity waves in the Martian atmosphere inferred from a high-resolution general circulation model” (Kuroda et al., 2015, *Geophysical Research Letters*, 42, 9213–9222, doi:10.1002/2015GL066332)をベースとする.

参考文献

- Ando, H., T. Imamura, and T. Tsuda (2012), Vertical wavenumber spectra of gravity waves in the Martian atmosphere obtained from Mars Global Surveyor radio occultation data, *J. Atmos. Sci.*, *69*, 2906–2912.
- Creasey, J. E., J. M. Forbes, and D. P. Hinson (2006a), Global and seasonal distribution of gravity wave activity in Mars' lower atmosphere derived from MGS ratio occultation data, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L01803, doi:10.1029/2005GL024037.
- Creasey, J. E., J. M. Forbes, and G. M. Keating (2006b), Density variability at scales typical of gravity waves observed in Mars' thermosphere by the MGS accelerometer, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L22814, doi:10.1029/2005GL027538.
- Fritts, D. C., L. Wang, and R. H. Tolson (2006), Mean and gravity wave structures and variability in the Mars upper atmosphere inferred from Mars Global Surveyor and Mars Odyssey aerobraking densities, *J. Geophys. Res.*, *111*, A12304, doi:10.1029/2006JA011897.
- Geller, M. A., and L. Gong (2010), Gravity wave kinetic, potential, and vertical fluctuation energies as indicators of different frequency gravity waves, *J. Geophys. Res.*, *115*, D11111, doi:10.1029/2009JD012266.
- Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, and O. Talagrand, (1999), Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys. Res.*, *104*, 24155–24175.
- Imamura, T., A. Watanabe, and Y. Maejima (2016), Convective generation and vertical propagation of fast gravity waves on Mars: One- and two-dimensional modeling, *Icarus*, *267*, 51–63.
- K-1 Model Developers (2004), K-1 coupled GCM (MIROC) description, *K-1 Tech. Rep.*, *1*, Univ. of Tokyo, 1–34. <http://www.ccsr.u-tokyo.ac.jp/kyosei/hasumi/MIROC/tech-repo.pdf>
- Kuroda, T., N. Hashimoto, D. Sakai, and M. Takahashi (2005), Simulation of the Martian Atmosphere Using a CCSR/NIES AGCM, *J. Meteor. Soc. Japan*, *83*, 1–19.
- Kuroda, T., A.S. Medvedev, P. Hartogh, and M. Takahashi (2007), Seasonal changes of the baroclinic wave activity in the northern hemisphere of Mars simulated with a GCM, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L09203, doi:10.1029/2006GL028816.
- Kuroda, T., A. S. Medvedev, P. Hartogh, and M. Takahashi (2008), Semiannual oscillations in the atmosphere of Mars, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L23202, doi:10.1029/2008GL036061.
- Kuroda, T., A. S. Medvedev, P. Hartogh, and M. Takahashi (2009), On forcing the winter polar warmings in the Martian middle atmosphere during dust storms, *J. Meteor. Soc. Japan*, *87*, 913–921.
- Kuroda, T., A. S. Medvedev, Y. Kasaba, and P. Hartogh (2013), Carbon dioxide ice clouds, snowfalls, and baroclinic waves in the northern winter polar atmosphere of Mars, *Geophys. Res. Lett.*, *40*, 1484–1488.
- Kuroda, T., A. S. Medvedev, E. Yiğit, and P. Hartogh (2015), A global view of gravity waves in the Martian atmosphere inferred from a high-resolution general circulation model, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 9213–9222.
- 黒田剛史, 笠羽康正, A.S. Medvedev, and P. Hartogh (2013), 火星におけるCO₂大気の凝結と傾圧不安定波の影響, 第27回大気圏シンポジウム講演集, 宇宙航空研究開発機構・宇宙科学研究所. http://www.isas.jaxa.jp/j/researchers/symp/2013/image/0228_proc/7-4.pdf
- Medvedev, A.S., E. Yiğit, and P. Hartogh (2011a), Estimates of gravity wave drag on Mars: Indication of a possible lower thermospheric wind reversal, *Icarus*, *211*, 909–912.
- Medvedev, A. S., E. Yiğit, P. Hartogh, and E. Becker (2011b), Influence of gravity waves on the Martian atmosphere: General circulation modeling, *J. Geophys. Res.*, *116*, E10004, doi:10.1029/2011JE003848.
- Medvedev, A. S., and E. Yiğit (2012), Thermal effects of internal gravity waves in the Martian upper atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *39*, L05201, doi:10.1029/2012GL050852.
- Medvedev, A. S., E. Yiğit, T. Kuroda, and P. Hartogh (2013), General circulation modeling of the Martian upper atmosphere during global dust storms, *J. Geophys. Res.*, *118*, 2234–2246.
- Medvedev, A. S., F. González-Galindo, E. Yiğit, A. G. Feofilov, F. Forget, and P. Hartogh (2015), Cooling of the Martian thermosphere by CO₂ radiation and gravity waves: An intercomparison study with two general circulation models, *J. Geophys. Res. Planets*, *120*, 913–927.
- Sato, K., S. Watanabe, Y. Kawatani, Y. Tomikawa, K. Miyazaki, and M. Takahashi (2009), On the origins of mesospheric gravity waves, *Geophys. Res. Lett.*, *36*, L19801, doi:10.1029/2009GL039908.
- Spiga, A. J. Faure, J.-B. Madeleine, A. Määttänen, and F. Forget (2013), Rocket dust storms and detached dust layers in the martian atmosphere. *J. Geophys. Res.* *118*, 746–767.
- Yamashita, Y., T. Kuroda, and M. Takahashi (2007), Maintenance of zonal wind variability associated with the annular mode on Mars, *Geophys. Res. Lett.*, *34*, L16819, doi:10.1029/2007GL030069.
- Yiğit, E., A.D. Aylward, and A.S. Medvedev (2008), Parameterization of the effects of vertically propagating gravity waves for thermosphere general circulation models: Sensitivity study, *J. Geophys. Res.*, *113*, D19106, doi:10.1029/2008JD010135.
- Yiğit, E., A. S. Medvedev, and P. Hartogh (2015a), Gravity waves and high-altitude CO₂ ice cloud formation in the Martian atmosphere, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 4294–4300.
- Yiğit, E., S.L. England, G. Liu, A.S. Medvedev, P.R. Mahaffy, T. Kuroda, and B.M. Jakosky (2015b), High-altitude gravity waves in the Martian thermosphere observed by MAVEN/NGIMS and modeled by a gravity wave scheme, *Geophys. Res. Lett.*, *42*, 8993–9000.