

火星大気の放射対流

北海道大学理学研究科

小高 正嗣 (ODAKA Masatsugu)

九州大学理学研究科

中島 健介 (NAKAJIMA Kensuke)

北海道大学地球環境科学研究科

石渡 正樹 (ISHIWATARI Masaki)

北海道大学理学研究科

林 祥介 (HAYASHI Yoshi-Yuki)

1 はじめに

火星大気の熱および循環構造は大気中に存在するダスト(砂)にともなう放射加熱の影響を大きく受けることが知られている。しかし従来の大気大循環モデル (General Circulation Model; GCM) によるシミュレーションでは、火星において特徴的な現象である全球規模のダストストーム (例えば Briggs *et al.*, 1979) をモデル内で自己完結的に再現することには成功していない。大気中のダストが十分多い場合には大規模場の風が強くとダスト供給を維持することができるが、大気中にダストが存在していない、もしくは少ない場合には大規模場の風にとともなう地表面応力が足りず、ダストを地表面から巻き上げることができないからである (Joshi *et al.*, 1997; Wilson and Hamilton, 1996)。Wilson and Hamilton (1996) は GCM では表現できていない局所的な風のゆらぎを考慮すれば、ダストの巻き上げに必要な地表摩擦を得ることができるのではないかと推測している。

そのような風のゆらぎの 1 つとして放射加熱冷却と地表面からの顕熱で駆動される鉛直対流にとともなう風が考えられる。実際に過去の探査衛星による観測データからそのような対流の存在は指摘されている (Hess *et al.*, 1977)。鉛直 1 次元モデルを用いた研究によれば、鉛直対流の厚さはダストのない場合 9 ~ 10 km (Pollack *et al.*, 1979)、可視光に対するダストの光学的厚さが 0.3 ~ 0.5 の場合 3 ~ 4 km と評価されている (Savijärvi, 1991; Haberle, *et al.* 1993)。しかし火星大気における鉛直対流の流れ場に注目した研究はこれまでほとんど行われてこなかったため、風の強さ、循環構造等の鉛直対流の持つ基本的な特徴は明らかにされていない。

火星大気の鉛直対流に対応する地球大気現象は積雲対流である。積雲対流の流れ場は狭い上昇域と広い下降域を持つことに特徴付けられる。これは上昇域における水蒸気の凝結加熱と下降域の放射冷却という加熱冷却の非対称性に起因する。乾燥大気の大気対流である火星大気の大気対流においても、地表面での加熱と大気中の放射冷却という加熱冷却の非対称性は存在する。しかし積雲対流のような上昇下降の非対称性が火星大気の大気対流に生じるかどうかはよくわからない。乾燥大気の大気対流にとともなう流れ場はこれまであまり調べられていないからである。

そこで本研究では、対流の流れ場を陽に表現する数値モデルを構築し、火星大気における放射対流にとともなう流れ場の様子を調べることにする。まずダストのない場合の鉛直対流計算を行い、対流にとともなう流れ場のパターンと風の強さ、風による地表摩擦の大きさを調べる。計算された地表摩擦の大きさから、GCM では困難であったダストのない状態でのダスト巻き上げが可能かどうかを検討する。次にダストが対流の風によって巻き上げられると仮定して、対流によるダスト混合の様子とダストの放射加熱による放射対流への影響を調べる。

数値モデルは空間 2 次元のモデルとする。系を 2 次元に限定することにより、対流プリュームを陽に表現する高い空間分解能と対流にとともなう流れ場を自然に表現できるような計算領域を確保することができる。さらに特徴的な対流構造が存在する場合には、その抽出は 3 次元モデルを用いて行うよりも容易となることが期待される。

2 数値モデルと計算設定

モデル大気の力学は 2 次元の非弾性方程式系 (Ogura and Phillips, 1962) で表す。惑星の自転効果は考慮しない。モデルの空間格子間隔以下のスケールで生じる乱流拡散は 2 次のクロージャー法 (Klemp and Wilhelmson, 1978) で計算する。地表からの熱と運動量のフラックスはバルク法で計算し、バルク係数にはモデル大気最下層の大気安定度依存性を考慮する (Louis, 1979)。地表面粗度長さは 1 cm とした (Sutton *et al.*, 1978)。ただし熱に対する乱流拡散係数とバルク係数は運動量に対するそれぞれの係数に等しいとした。大気は CO₂ のみで構成されるとし、気体定数、定圧比熱はその値を用いた。

大気放射は CO₂ 15 μ m バンドの赤外放射吸収, 4.3, 2.7, 2.0 μ m バンドの太陽放射の近赤外吸収を考慮する。放射伝達は Goody のバンドモデルで計算し、バンドパラメータは Houghton (1986) の巻末付録の値を使用した。地中温度は熱伝導方程式を用いて計算する。地中物質の密度と熱伝導係数、比熱は Kieffer *et al.* (1977) の標準モデルの値にならった。

ダストの空間分布は重力沈降を考慮した移流拡散方程式で計算する。重力沈降速度は Conrath (1975) の式を用いる。ダストの放射吸収は可視 1 バンドと赤外の 2 バンドを考慮し、放射伝達は δ -Eddington 近似を用いて計算する。消散係数、一次散乱アルベドは Forget *et al.* (1999) に準じている。ダストはモデル最下層の水平風から計算される地表摩擦が臨界値を越えると地表から大気へ供給されるとする (臨界値については後述)。地表からのダストフラックスは一定として、その大きさには風洞実験によって得られた値 (White *et al.*, 1997) を用いる。

モデル大気の計算領域は水平に 51.2 km, 鉛直に 20 km とする。方程式の離散化は Lorentz 型の交互格子を用いて行う。水平格子間隔は 100 m, 鉛直格子点は高度 100 m 以上では 100 m 毎に置き、高度 100 m 以下には不等間隔に 5 点置く。最下層の水平風は高度約 1.5 m で計算される。境界条件は水平に周期境界条件, 下部境界では鉛直風を 0, 上部境界は応力無し条件を置く。地中温度の計算領域は日変化表皮深さの 6 倍までとり、地中の鉛直格子点は不等間隔に 10 点置く。大気上端の入射太陽放射量は北半球が夏の北緯 20° の条件に固定する。

以上に示した数値モデルのさらなる詳細については小高ら (2001) を参照されたい。数値モデルのソースコードは <http://www.gfd-dennou.org/arch/deepconv/> に公開されている。

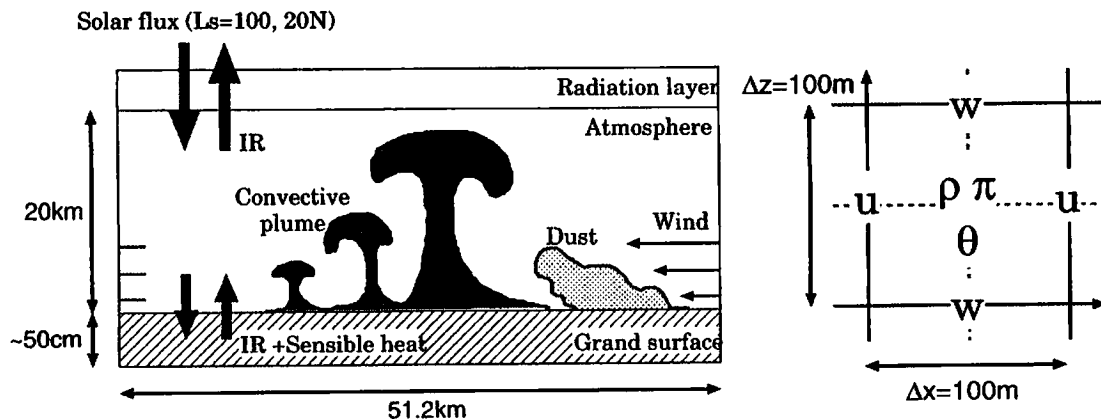


図 1: 数値モデルの設定 (左) と変数の格子配置 (右) (小高ら, 2001)

3 計算結果

3.1 ダストのない場合

ダストのない場合の初期条件は水平一様温度分布を持つ静止大気とする。初期条件の鉛直温度分布は2次元モデルと同じ放射モデルを持つ鉛直1次元放射対流モデルによって計算した LT=06:00 の分布を用いる。数値計算は3日間行った。

図2は計算開始後3日目の水平平均した温度と温位の時間変化の様子を示したものである。温位が鉛直に一様となる対流層の厚さは夜間に形成される温度逆転層を解消すると急激に成長し、最大約10 km となる。地面付近には不安定な温位構造を持つ熱境界層が形成される。LT=16:00 の対流層の厚さは、同じ日射量条件の下で計算された Pollack *et al.* (1979) の鉛直1次元放射対流モデルの結果に比べ約1 km 厚い。これは成層圏への対流プリュームの貫入が表現されるようになったためである。

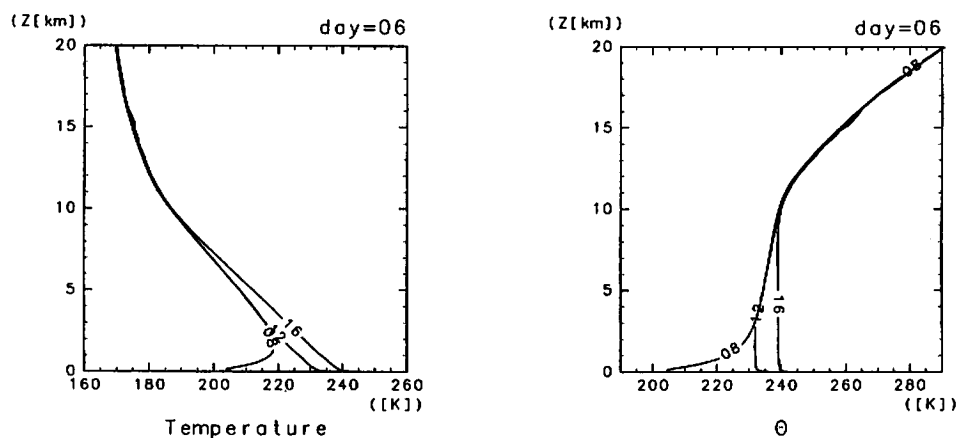


図2: 計算開始後3日目の水平平均した(左)温度と(右)温位の時間変化。ダストのない場合。LT=08:00 ~ 16:00 まで4時間毎の結果。図中の数字は時刻を表す。

図3は対流がもっとも活発となる時間帯である LT=14:00 における対流場の様子を表す。計算された対流はその最大空間スケールが鉛直方向に約10 km、水平方向に数 km となるようなキロメートルサイズの対流である。対流セルの縦横比は2:1で、上昇域と下降域の幅はほぼ同じである。鉛直風速は 20 msec^{-1} を超え、水平風は $10 \sim 20 \text{ msec}^{-1}$ 前後の値となる。モデルの最下層である高度1.5 m においても 10 msec^{-1} 以上の風が吹く。上昇する対流プリュームが持つ温位偏差は2~3K であり、正の温位偏差領域は上昇域中心付近の狭い領域に限られている。下降域で温位偏差が正となる場所では、成層圏まで上昇した正の温位偏差を持つプリュームが下方から引続き上昇してくるプリュームに押しやられ強制的に下降している。強制的に下降したプリュームの断片は対流層内でさらに渦的な運動を示す。この結果、対流層内の混合は非常に効率よく行われる。

対流に伴う風の大きさは、上昇する対流プリュームの持つ浮力の自由加速によって説明することができる。重力加速度を $g (= 3.72 \text{ msec}^{-2})$ 、対流プリュームの持つ温位偏差を $\Delta\theta (\sim 3 \text{ K})$ 、平均温位を $\bar{\theta} (\sim 240 \text{ K})$ 、対流層の厚さを $h (\sim 10 \text{ km})$ とすると、速度 v は $v \sim (g\Delta\theta h/\bar{\theta})^{1/2} \sim 20 \text{ msec}^{-1}$ と見積もられる。

高度1.5 m における水平風により生じる地表摩擦の最大値と平均値、標準偏差の日変化を図4に示す。地表摩擦の水平平均値は最大で0.01 Pa 程度である。しかし各点での地表摩擦の最大値は

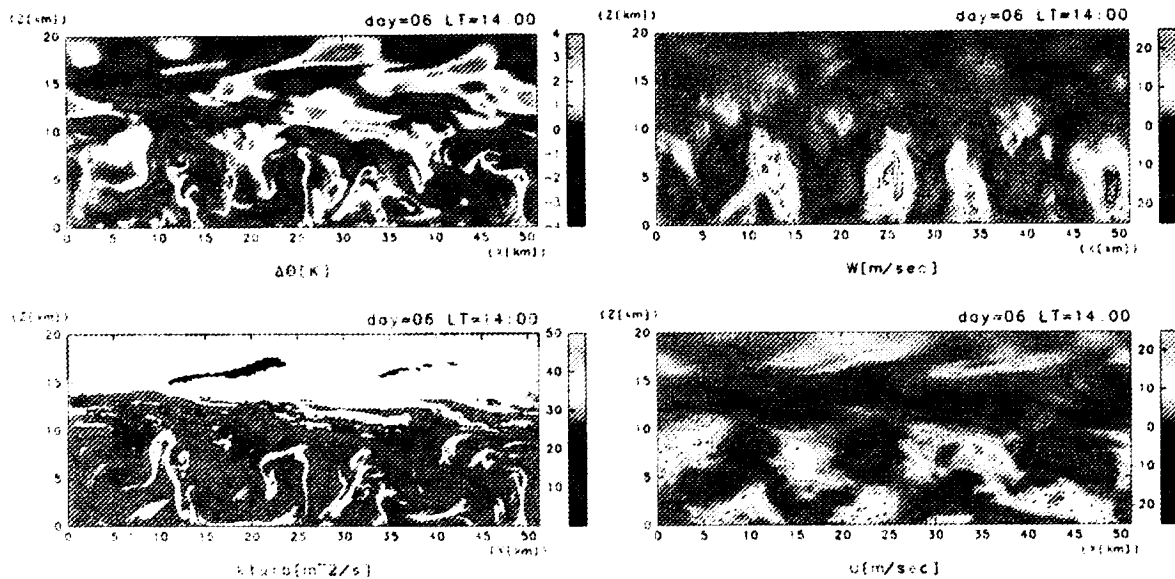


図 3: ダストのない場合の計算開始後 6 日目の LT=14:00 における対流場の様子. (上段) (左上) 温位の水平平均値からの偏差. (左下) 乱流拡散係数. 1.0×10^{-5} 以上の値に配色. (右上) 鉛直風. (右下) 水平風. 等値線は風速について 5 msec^{-1} 毎に表示.

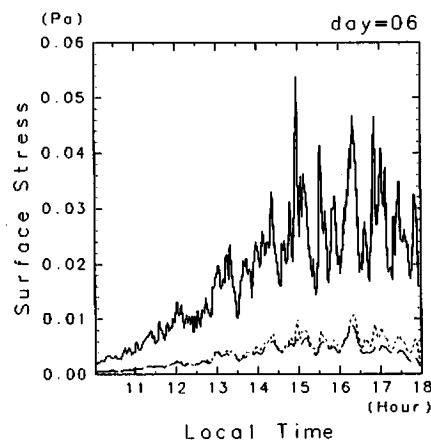


図 4: 地表摩擦 (絶対値) の日変化. ダストのない場合. LT=06:00~18:00 の 2 分毎の出力結果. 実線は最大値, 破線は水平平均値, 点線は標準偏差を表す.

0.04 Pa を超える場合がある. Greeley and Iversen (1985) によれば, この値は地表からダストを巻き上げるのに必要な臨界地表摩擦程度の大きさである. 大気大循環モデル (GCM) によって計算されたダストのない場合の地表摩擦の値はダストを地表から巻き上げるのに必要な値の半分以下であることを考えると (Joshi *et al.*, 1997), ダスト巻き上げに対するキロメートルサイズの対流の寄与は非常に大きいといえる.

キロメートルサイズの対流の風と大規模場の背景風とが共存する場合, 地表からのダスト巻き上げは起こりやすくなると考えられる. GCM によって計算されたダストのない場合の大規模場の風速 (高度 1.5 m で約 10 msec^{-1}) と本研究で計算された対流の風との重ね合わせを考慮すると, 地表摩擦はダストを巻き上げるのに必要な臨界値を越える (図は略).

3.2 ダストのある場合

ダストのない場合の結果から、対流場において自然なダストの巻き上げを発生させるためには背景風を考慮すればよいことがわかった。しかし数値モデルに背景風を導入すると、対流場には背景風の影響とダストの影響の両方が生じると考えられる。そこで本研究では数値モデルに背景風を導入する代わりに、ダスト巻き上げに必要な臨界地表摩擦を適当に調節することで対流場にダストが導入されるような設定を置く。ここで臨界地表摩擦は 0.01 Pa とした。初期条件はダストのない場合の 6 日後の LT=06:00 の結果である。計算は 6 日間行った。この計算における水平平均したダストの可視光 (波長 $0.67 \mu\text{m}$) に対する光学的厚さの時間変化を図 5 に示す。光学的厚さは巻き上げ 1 日目に急激に増加し、その後はほぼ一定の値 (約 0.7) となる。

ダスト巻き上げ 1 日目の鉛直対流の様子と対流の風によって巻き上げられたダストの様子を図 6 に示す。対流が強まるとダストが巻き上げられる。はじめは対流プルーム内とその他の領域との間に水平方向のダスト濃度に差がある。ダストの濃淡は日射と赤外放射を吸収による大気加熱の非一様を作るが、この数値実験ではその影響は弱い。実際、右側の図に示した対流プルームの様子はダストのない場合に比べほとんど変わらない。その後ダストは受動的トレーサーとして振舞いつつ対流運動により混合され、対流層内の濃度はほぼ一様となる。高度 10 km 付近まで巻き上げられたダストはこの後ダスト自身の放射加熱によって計算領域全体に広がる。

ダストが計算領域全体に行き渡ったダスト巻き上げ後 6 日目の対流場の様子を図 7 に示す。対流セルは鉛直に 5 km 、水平に $2\sim 3 \text{ km}$ のスケールを持つ。したがってダストのある場合の対流もダストのない場合と同様にキロメートルサイズの対流であるといえる。対流セルの縦横比、プルームの上昇下降の様子、プルーム混合の様子はダストのない場合とあまり変わらない。

対流層の厚さはダストのない場合の半分程度である。これはダストの日射吸収にともなう加熱によって成層圏温度がダストのない場合に比べ上昇したためである。鉛直風は $10\sim 15 \text{ msec}^{-1}$ 、水平風は 10 msec^{-1} 前後の値となる。モデルの最下層である高度 1.5 m の風は 10 msec^{-1} 弱となる。これらの風速の大きさは同じ時間帯のダストのない場合 (図 3) に比べ小さい。風速の大きさがダストのない場合に比べ小さくなるのは、対流層の厚さが小さくなったことと対流プルームの持つ温位偏差が減少したため ($\Delta\theta = 1\sim 2 \text{ K}$) である。

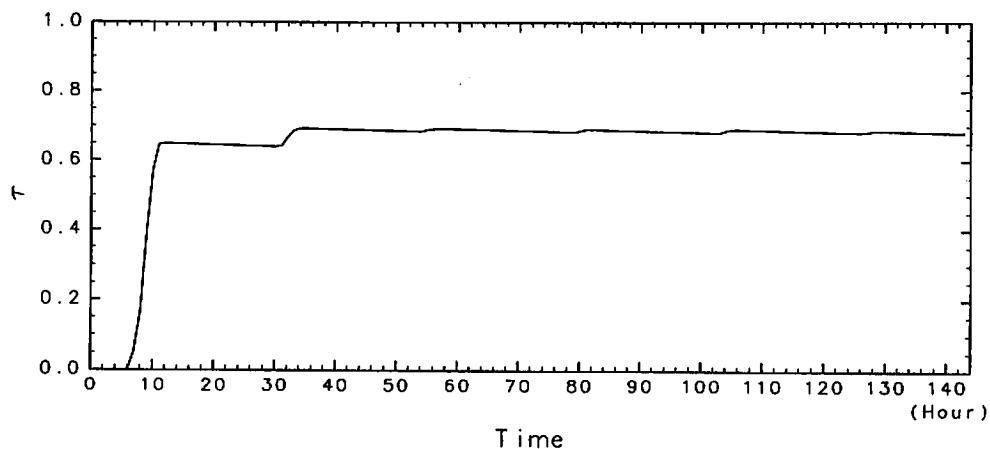


図 5: 水平平均した可視光に対するダストの光学的厚さ (τ) の時間変化。横軸は初期条件からの計算時間。

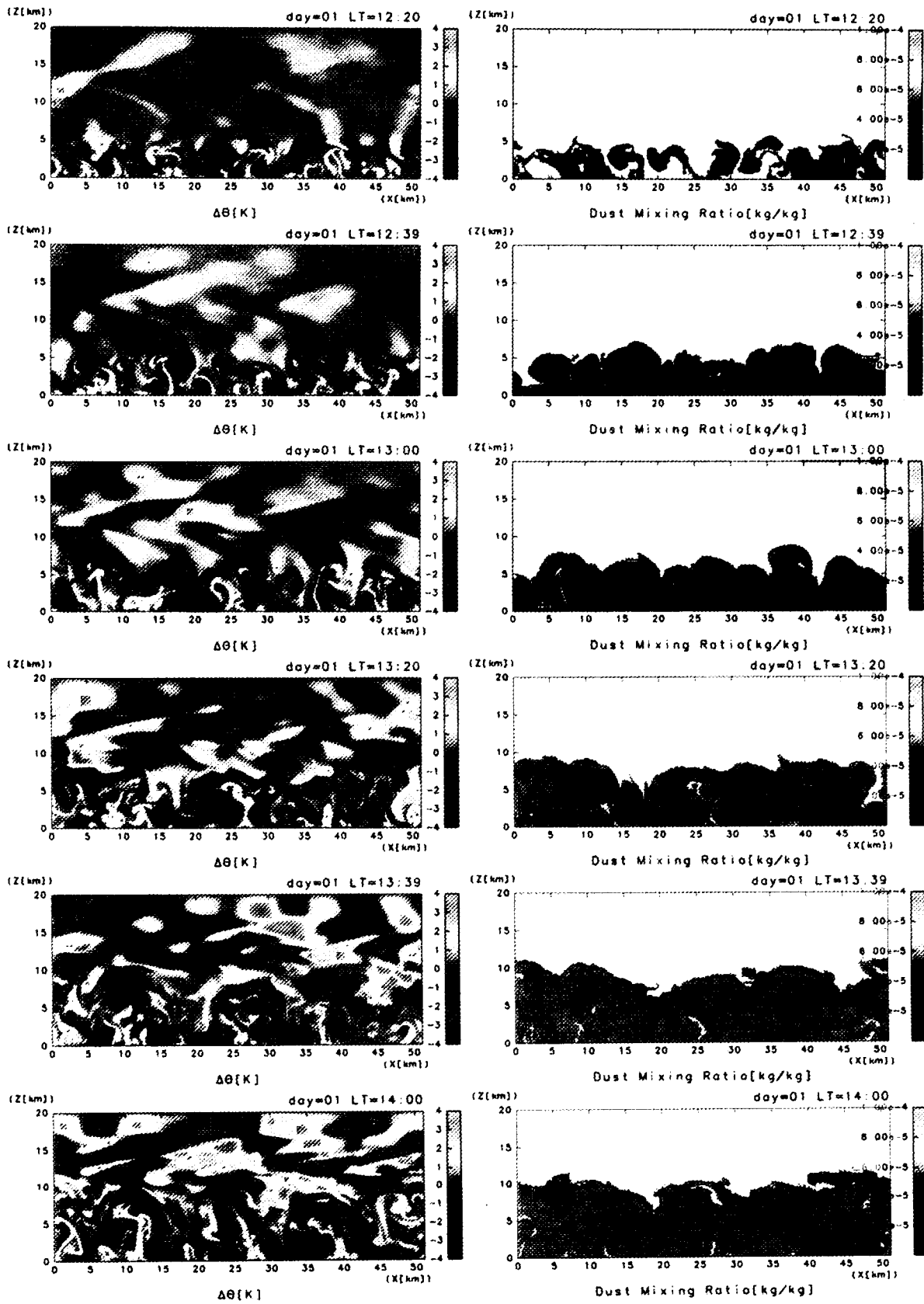


図 6: ダスト巻き上げ 1 日目の鉛直対流の様子と対流の風によって巻き上げられたダストの様子. 時刻 12:20 から 20 分毎の結果. (右) 温位の水平平均値からの偏差. (左) ダストの質量混合比 (単位: kg/kg).

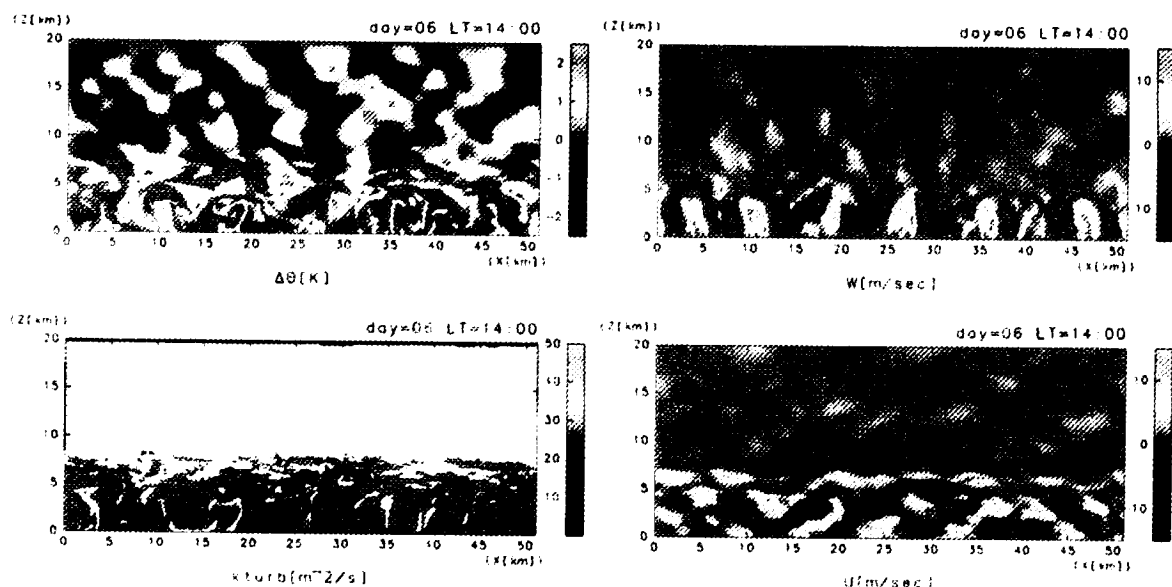


図 7: ダスト巻き上げ後 6 日目の LT=14:00 における対流場の様子. (上段) (左上) 温位の水平平均値からの偏差. (左下) 乱流拡散係数. 1.0×10^{-5} 以上の値に配色. (右上) 鉛直風. (右下) 水平風. 等値線は風速について 5 msec^{-1} 毎に表示.

4 まとめと議論

対流を陽に表現する 2 次元数値モデルを用いて, 火星大気における放射と顕熱によって駆動される鉛直対流の数値計算を行った. 数値計算の結果から, 火星大気の鉛直対流は最大空間スケールが鉛直方向に約 10 km, 水平方向に数 km となるようなキロメートルサイズの対流であることが明らかとなった.

ダストのない場合のキロメートルサイズの対流にともなう風と大規模場の背景風との重ね合わせを考慮すると, 地表摩擦はダストを巻き上げるのに必要な臨界値を越える. 従来の GCM を用いた研究では, 大気中にダストが存在しないと地表摩擦はダスト巻き上げに必要な臨界値を越えないという矛盾的な結果が得られていた (Wilson and Hamilton, 1996; Joshi *et al.*, 1997). 本研究の結果は GCM においてキロメートルサイズの対流にともなう風の効果を考慮すれば, ダストのない条件においてもダストを地表面から巻き上げることは可能であることを示している.

GCM においてキロメートルサイズの対流による地表摩擦を考慮するためには, 何らかの対流パラメタリゼーションが必要となる. 従来の火星大気 GCM において用いられてきた対流パラメタリゼーションは対流調節である. 対流調節は熱的に不安定な場を対流による熱輸送の結果到達するであろう熱的に中立安定な場へと調節するだけであり, 運動に関する量を評価することはできない. 鉛直対流にともなう地表摩擦を評価するためには, それを適切に表現する新たな対流パラメタリゼーションが必要である. 本研究によって明らかにされたキロメートルサイズの対流の運動の様子は, その開発に必要な基礎的情報である.

文献

- Briggs, G.A., W. A. Baum, and Barnes, J. 1979: Viking Orbiter imaging observations of dust in the Martian atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2795-2820.
- Conrath, B. J., 1975: Thermal Structure of Martian Atmosphere during the Dissipation of the Dust Storm of 1971. *Icarus*, **24**, 36-46.

- Forget, F., F. Hourdin, R. Fournier, C. Hourdin, O. Talagrand, M. Collins, S. R. Lewis, P. L. Read, and J. P. Huot, 1999: Improved general circulation models of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km, *J. Geophys. Res.*, **104**, 24155–24175.
- Greeley, R., R. Leach, B. R. White, J. D. Iversen and J. B. Pollack, 1980: Threshold wind speeds for sand on Mars: wind tunnel simulations. *Geophys. Res. Lett.*, **7**, 121–124.
- Haberle, R. M., H. C. Houben, R. Hertenstein, and T. Herdtle, 1993: A boundary-layer for Mars: comparison with Viking lander and entry data. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1544–1559.
- Hess, S. L., R. M. Henry, C. B. Leovy, J. A. Ryan and J. E. Tillman, 1977: Meteorological results from the surface of Mars: Viking I and II. *J. Geophys. Res.*, **82**, 4559–4574.
- Houghton, J. T., 1986: *The Physics of Atmosphere*, 2nd ed., Cambridge Univ. Press, 271pp.
- Joshi, M. M., R. M. Haberle, J. R. Barnes, J. R. Murphy, and J. Schaeffer, 1997: Low-level jets in the NASA Ames Mars general circulation model, *J. Geophys. Res.*, **102**, 6511–6523.
- Kieffer, H. H., T. Z. Martin, A. R. Peterfreund, B. M. Jakosky, E. D. Miner, and F. D. Palluconi, 1977: Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission, *J. Geophys. Res.*, **82**, 4249–4291.
- Klemp, J. B. and R. B. Wilhelmson, 1978: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070–1096.
- Louis J., 1979: A parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Boundary Layer Meteorology*, **17**, 187–202.
- 中島健介, 小高正嗣, 2000: 2次元非弾性系対流モデル deepconv, <http://www.gfd-dennou.org/arch/deepconv/>, 地球流体電脳倶楽部.
- Odaka, M., 2001: A numerical simulation of Martian atmospheric convection with a two-dimensional anelastic model. Ph.D. Thesis, Graduate School of Mathematical Sciences, University of Tokyo (in Japanese).
- Odaka M., 2001: A numerical simulation of Martian atmospheric convection with a two-dimensional anelastic model: A case of dust-free Mars. *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 895–898.
- 小高正嗣, 中島健介, 石渡正樹, 林祥介, 2001: 2次元非弾性系を用いた火星大気放射対流の数値計算, ながれマルチメディア 2001, <http://www.nagare.or.jp/mm/2001/odaka/>.
- Ogura, Y. and N. A. Phillips, 1962: Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173–179.
- Pollack, J. B., D. S. Colburn, F. M. Flaser, R. Kahn, C. E. Carlston and D. Pidel, 1979: Properties and effects of dust particles suspended in the Martian atmosphere. *J. Geophys. Res.*, **84**, 2929–2945.
- Savijärvi, H., 1991: Model Study of the PBL structure on Mars and Earth. *Contrib. Atmos. Phys.*, **64**, 219–229.
- Sutton, J. L., C. B. Leovy, and J. E. Tillman, 1978: Diurnal variations of the Martian surface layer meteorological parameters during the first 45 sols at two Viking lander sites. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 2346–2355.
- White, B. R., B. M. Lacchia, R. Greeley, and R. N. Leach, 1997: Aeolian behavior of dust in a simulated Martian environment, *J. Geophys. Res.*, **102**, 25629–25640.
- Wilson, R. J. and K. Hamilton, 1996: Comprehensive model simulation of thermal tides in the Martian atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **53**, 1290–1326