

気候モデル WACCM で再現された熱帯下部成層圏における波駆動：Part I 年変化
田口正和 (愛知教育大学地学領域)

1. はじめに

いわゆる“熱帯対流圏界面遷移層”を含む熱帯下部成層圏・上部対流圏は、全球規模の対流圏一成層圏大気において極めて重要な領域である。その領域は、例えば、その温度分布によって、成層圏に侵入する水蒸気に影響する。

本領域の温度には、北半球冬の相対的低温、南半球の冬の高温によって特徴付けられる顕著な年変化（季節変化）が存在する (Holton et al. 1995)。この温度の年変化はいわゆる“中高緯度ポンプ”に関連して長く理解されてきた：すなわち、中高緯度の中上部成層圏における惑星波駆動は、地表の海陸分布を反映して、冬の北半球において強いので、それが熱帯下部成層圏に強い上昇流を誘起し、したがって低温状態を作り出す。

しかし最近の研究によって、この領域の温度の年変化は、その付近での波駆動によってもたらされていることが指摘されている (Kerr-Munslow and Norton 2006)。Kerr-Munslow and Norton (2006) と Norton (2006) は、対流加熱に励起される停滞性の赤道ロスビー波が、東西運動量の鉛直フラックスをとおして、波駆動に寄与することを主張している。ところが、この主張は、Randel et al. (2008) によっては確認されていない。Randel et al. は、この領域の波駆動には、赤道ロスビー波及び中高緯度波がもたらす、東西運動量の南北フラックスであることを主張した。このように、熱帯

下部成層圏における波駆動は十分には理解されていない。

本研究では、成層圏を十分表現する気候モデル WACCM (Whole Atmosphere Community Climate Model) の“コントロールラン”を用いて、熱帯下部成層圏の年変化の熱力学及び力学（波駆動）を再検討する。本研究は、Taguchi (2008) として投稿されている。

2. モデルとシミュレーション

WACCM は、NCAR (National Center for Atmospheric Research) で開発されている通常の気候モデルを上層（高度約 140km まで）に拡張した版である。WACCM は、水平分解能 T63、鉛直 66 層を持つ。下部成層圏付近で、鉛直レベルの間隔は約 1.2km である。

ここでは、50 年間（5 年のスピンアップを除く）の“コントロールラン”を解析する。このランは、気候学的な海面水温、海氷分布、オゾン分布などで強制されている。ただし、太陽活動の変動、エルニーニョ/南方振動、火山噴火の影響、人為的影響など、年々変動する外的要因は一切ふくまれていない。このランでは、準二年周期振動は再現または導入されていない。

3. 結果

a. 一般的な特徴

はじめに、本シミュレーションにおいて対流圏一成層圏の一般的な特徴を検討し、概ね現実的な特徴が再現されていることを確認した。一般的特徴

とは、極夜ジェットやブリューワー・ドブソン (BD) 循環、それらの半球・季節依存性などである。熱帯下部成層圏の温度の年変化も、観測データと比較して、かなりよく再現されている。

b. 熱力学・力学的診断

熱帯下部成層圏の温度の年変化の成因を理解するために、変形オイラー方程式系における熱力学方程式 (例えば、Andrews et al. 1987 の式 3.5.2e) により熱力学的診断を行なったところ、温位 (温度) の年変化は断熱冷却の年変化によって生じていることが分かる。断熱冷却の年変化は上昇流のそれによって説明される。

連続の式 (Andrews et al. 1987 の式 3.5.2d) によれば、熱帯下部成層圏における上昇流は、南北風による熱帯からの空気の流出を含意する。さらに、南北風の高度分布を調べることにより、下部成層圏での上昇流との釣り合いには下部成層圏での極向きの流れが大きく寄与していることが分かる。この結果は、いわゆる“中高緯度ポンプ”の考えとは一致しない。

さらに東西方向の運動方程式 (Andrews et al. 1987 の式 3.5.2a) を用いると、下部成層圏における極向きの流れの年変化は、波駆動項の年変化と概ね釣り合っていることが分かる。波駆動項は、Eliassen-Palm (EP) フラックスの発散を含む項である。

c. 波駆動の詳細

図 1 は、12 月と 8 月における波駆動の分布を示す。熱帯下部成層圏における波駆動は 12 月に最大 (EP フラック

スの収束が最も強くなる)、8 月に最小となる明瞭なコントラストを示す。図 1a, e によれば、波駆動の季節コントラストは、特に北半球側で起きている。北半球側では、12 月に波駆動が強くなっている (図 1a) が、それは赤道上部対流圏からの北向き・上向きの EP フラックスと北半球中緯度からの赤道向き EP フラックスによって生じている。これらの緯度方向の EP フラックスは、東西運動量の南北フラックスを大きく反映したものである。一方、赤道波の上向き EP フラックスは、東西運動量の上向きフラックスを主に反映している。これらの項別の寄与は、波駆動を、項別に分解した結果からも見てとることができる (図 1b-d)。一方、南半球側では、波駆動の季節差異はあまり大きくない (図 1e-h)。

d. 熱帯の停滞性波動分布

図 2 は、北半球冬季 (11 月から 1 月) と北半球夏季 (7 月から 9 月) について、上部対流圏 (200hPa) における気候学的な停滞波動の構造を示す。北半球冬季には、西部～中部太平洋域のハイト場に四重極構造と、それに伴う水平風分布がある (図 2a)。それらの風は、赤道付近で大きな振幅を持っている。インドネシア周辺は、顕著な上昇流域となっている。一方、北半球夏季には、北半球亜熱帯域でのアジアモンスーンが卓越した特徴であり、赤道周辺では流れは弱くなっている (図 2b)。これらの季節変化する流れは、対流加熱の季節変化に対する赤道ロスビー波応答として理解できる。

図 2c, d は、赤道付近における流れの経度分布を示す。北半球冬季には、太平洋域及びインドネシア周辺での流れが南向き運動量フラックス（つまり北向き EP フラックス、図 1a を参照）に寄与していることが分かる。なぜなら、北向きの風と西向きの風（あるいはその逆の組み合わせ）がおおよそ対応するからである。同様に、東西風と鉛直風で負の相関もあり、それは上向きの EP フラックスに対応する。

4. まとめ

本研究では、WACCM のコントロールランで再現された、熱帯下部成層圏・上部対流圏における年変化を調査した。主要な結果は以下の二点である：①この領域の年変化は、北半球冬季において、より低温、より強い子午面（BD）循環（上昇流とローカルな極向きの流れ）、より強い波駆動、が矛盾なく、おおよそ釣り合っている。北半球夏季には、これらは逆センスの偏差となる。これらの年変化は北半球側でより顕著である。これは、Kerr-Munslow and Norton (2006) と一致する。②北半球側で冬季に強い波駆動は、赤道波の北向き・上向き伝播と北半球中緯度波の赤道向き伝播によって生じている。この結果は、Kerr-Munslow and Norton (2006) と Randel et al. (2008) の両方の結果を含んでいる。これらの観測的研究の食い違いをさらに理解するには、データ質や年々変動を考慮しつつ観測（再解析）データ間の比較を行なうことが有用である。

謝辞

作図には、地球流体電脳ライブラリを用いました。

参考文献

Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy, 1987: *Middle Atmosphere Dynamics*. Academic Press, 489 pp.

Holton, J. R., P. H. Haynes, M. E. McIntyre, A. R. Douglass, R. B. Rood, and L. Pfister, 1995: Stratosphere-troposphere exchange. *Rev. Geophys.*, 33, 403-439.

Kerr-Munslow, A. M., and W. A. Norton, 2006: Tropical wave driving of the annual cycle in tropical tropopause temperatures. Part I: ECMWF analyses. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1410-1419.

Norton, W. A., 2006: Tropical wave driving of the annual cycle in tropical tropopause temperatures. Part II: Model results. *J. Atmos. Sci.*, 63, 1420-1431.

Randel, W. J., R. Garcia, and F. Wu, 2008: Dynamical balances and tropical stratospheric upwelling. *J. Atmos. Sci.*, 65, 3584-3595.

Taguchi, M., 2008: Wave driving in the tropical lower stratosphere as simulated by WACCM. Part I: Annual cycle. *J. Atmos. Sci.*, submitted.

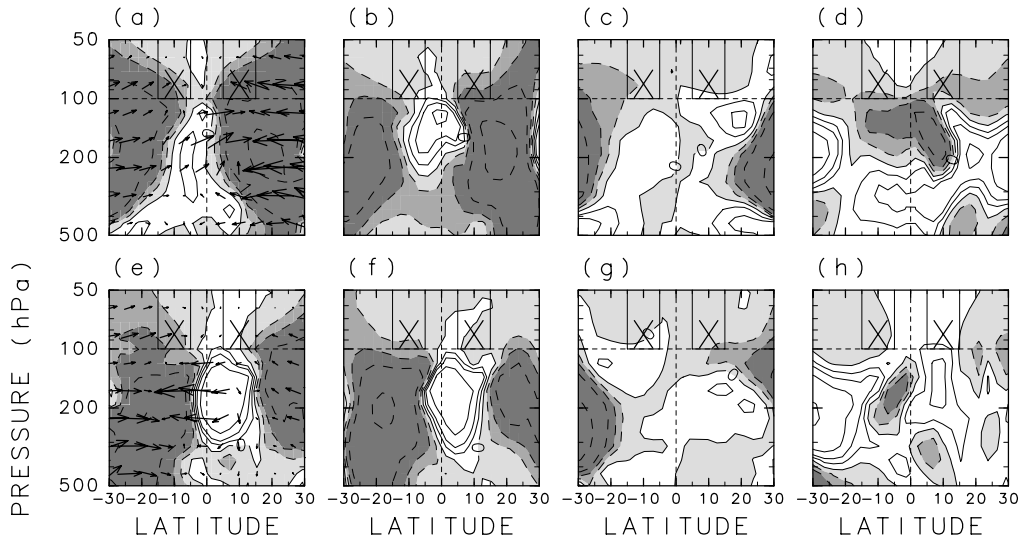


図1：12月（上）と8月（下）での波駆動分布。aとeは全波駆動（等値線と色塗り）とEPフラックス（矢印）を示す。項別の寄与も示す：（b, f）EPフラックスの南北成分で、南北運動量フラックスを含む項、（c, g）鉛直成分で、南北熱フラックスを含む項、（d, h）鉛直成分で、鉛直運動量フラックスを含む項。波駆動の等値線は、0、±0.25、±0.5、±1、±3m/s/dayに引かれている。

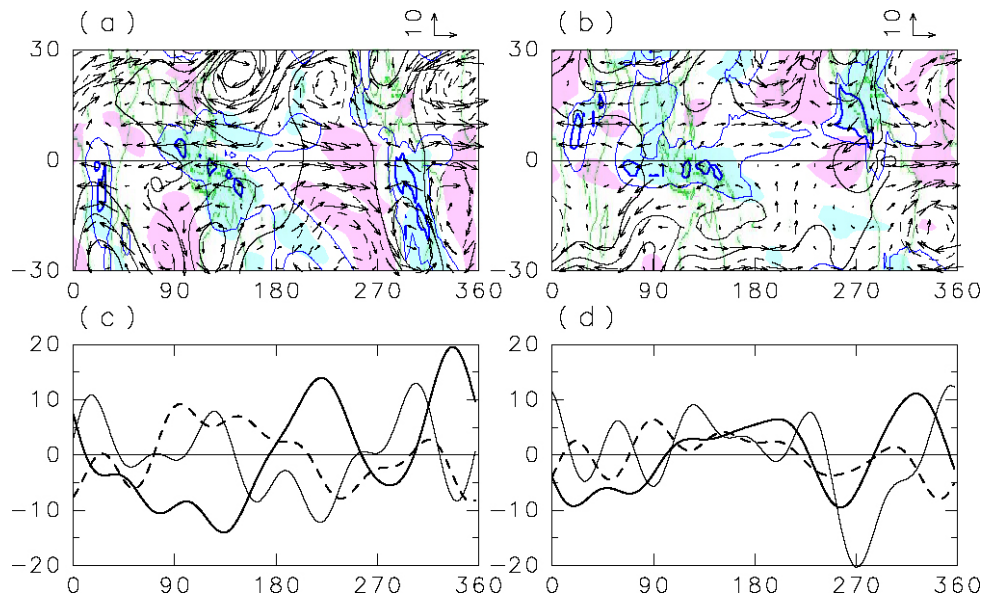


図2：200hPaにおける停滞波動の気候学的分布：（a）11～1月、（b）7～9月。黒の等値線はジオポテンシャルハイト、東西・南北風はベクトル、±5mm/sを越える鉛直風は水色とピンクで示されている。青の等値線はOLR（太線が200、細線が240W/m²）である。c、dは、赤道付近での風の経度分布である：太実線は東西風（m/s）、細実線は南北風（m/s、3倍）、破線は鉛直風（mm/s）である。