

1. はじめに

北半球の成層圏帯状平均風の変動の最大成分は北半球環状モード(NAM)として知られ、極夜ジェットの強度が同位相で変化、中緯度側(30-40度)ではその逆の極性で変化しているものである。NAMは対流圏では海面気圧場の最大変動成分の北極振動(AO) (Thompson and Wallace, 1998)とつながっている。成層圏の影響が対流圏へ及ぶ例としてこの NAM がよく知られている。Baldwin and Dunkerton (2001)(以後、BD01)は NAM の極性が正と負の極端な場合のそれぞれの合成から、10hPa での現象の開始から約 60 日間、対流圏が AO や北大西洋振動(NAO)に似たパターンが持続することを示した。

NAM は別の表現を使うと、負は成層圏突然昇温(SSW)に、正は極渦の強化(VI) (Limpasuvan et al., 2005)に相当する。Kuroda(2008)は SSW と VI が対流圏の気候へ及ぼす影響を調べ、それらが大きい場合の影響は、BD01 の NAM インデックスよりもっと直接的な物理量の温度や風で見て、下部成層圏と地表で統計的に有意に 40 日程度持続することを示した。

本研究は同様な解析を気象研究所の化学-気候モデル(MRI-CCM、Shibata and Deushi, 2008)の過去再現アンサンブル実験結果に行い、MRI-CCM がどの程度現実大気を再現し、かつ、その際にオゾン等の化学種の場合がどのようになっているかを調べるものである。

2. モデル実験

化学-気候モデル検証活動(CCM Validation, Eyring et al., 2005)で設定された過去再現実験 REF1 シナリオの条件で MRI-CCM を積分した。スピニングは 10 年以上行い、ターゲットの期間は 1980-2004 年までの 25 年間、メンバー数は 5 つであり、初期値が約 1 ヶ月ずつ異なっている。REF1 シナリオのフォーシングは観測された全てを含む次の種類である。

- (1) 海面水温 (SST)、温室効果気体、フロン類: 月平均の SST、海水分布を日に内挿し、CO₂, CH₄, N₂O とハロゲン類の濃度を地表面において全球一様に時間(日にち)の関数で与えた。
- (2) 火山エアロゾル: 観測から見積もられた表面積、消散係数、有効半径を時間の関数(日にち)で与えた。表面積は不均一反応、消散係数、有効半径は放射過程に影響を与える。この期間の主な火山噴火はエルチチオン(1982)とピナツボ(1991)である。
- (3) 太陽紫外線変化: 11 年周期に伴う紫外線強度を 1nm の分解能で与えた。紫外線変動は放射過程と光解離に影響を与える。

MRI-CCM は対流圏化学を含んでおらず、対流圏でも成層圏と同じ化学を使っている。水平解像度は T42(約 2.8 度~300km)、鉛直解像度は 68 層(地表~80 km [0.01hPa])の T42L68 を使った。QBO を再現するため、Hines (1997)の重力波抵抗スキームを使い、そのソースを南緯 30 度から北緯 30 度の間でガウス型(半値幅 15 度、振幅 1.0m/s)を緯度に独立な均一ソース(2.3 m/s)に上乘せし、鉛直 68 層の層厚は 100 hPa から 1hPa の間で 500m にした。さらに、水平拡散は時定数が高度 150 hPa において最大波数 42 で 18 時間から徐々に増加させ、100 hPa より上で約 8 倍の 100 時間にした。

輸送過程はハイブリッド・セミ・ラグランジアン法で、鉛直にはフラックス・フォームであるが、上端からの積算量の計算には Piecewise Rational Method (RPM, Xiao and Peng, 2004) を使い、水平には 5 次関数で内挿を行うものである。化学過程はファミリー法を使い、成層圏の主な化学種を含み、7 種のファミリーを含む 36 の長寿命種、15 の短寿命種、80 の気相反応、35 の光化学反応を扱っている。タイプ I、II の 2 種類の極成層圏雲 (PSC) と硫酸エアロゾルも含み、PSC 上で 6

種、硫酸エアロゾル上で3種の不均一反応を扱っている。

3. 解析データと方法

日平均場を使い、解析方法は BD01 とほぼ同じである。それぞれの気圧面での 11 月から 4 月の期間の 90 日移動平均の 20 度以北における高度場の経験直交関数の第一モード (EOF1) を求め、日平均の気候値からのずれをそれに投影して NAM インデックス (PC1) を計算した。図 1(上)はあるメンバーの海面気圧の EOF1 のパターンであり、モデルの AO である。極付近の強度は観測のパターンの強度に近く、その周りの正の強度は太平洋で弱く、大西洋で強すぎるが、大まかにみてほぼ現実の AO を再現している。

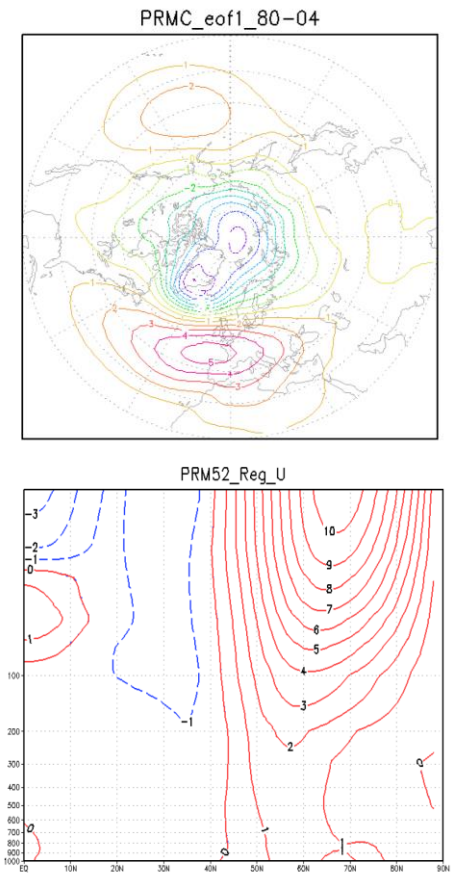


図 1. あるメンバーの地表気圧(hPa)の EOF1 (上)と PC1 の帯状平均東西風(m/s)への回帰 (下)。

PC1 を冬期(12,1,2 月)の帯状平均東西風へ回帰したのが図 1(下)である。中緯度での負極性の振幅が弱い極夜ジェットに対応する変動は現実的である。

NAM の振幅が極端に大きい時の合成を行う際の閾値は BD01 や Kuroda(2008)と異なっている。モデルの PC1(10hPa)の分布は現実大気と異なり、裾野が広がり VI の個数も多い。もっとも、温度(10hPa)の分布をみるとマイナス側よりもプラス側のテールが長いという現実大気の特徴とよく似ている。10hPa での PC1 をキーにして、プラス側とマイナス側のそれぞれの絶対値の大きいものを合成した。その閾値は+2.5、-3.0であり、これらは BD01 や Kuroda(2008)が観測値の解析で使った+1.5、-3.0 に比べプラスの値が高くなっている。

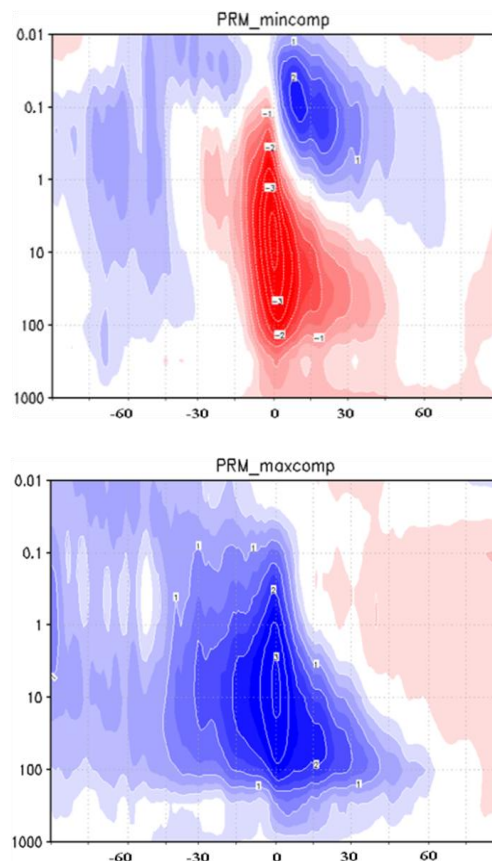


図 2. 全メンバーの SSW の 30 個の PC1 合成図 (上)と VI の 36 個の PC1 の合成図(下)。縦軸は気圧、横軸は日にち。赤は負、青は正を表す。

4. NAMの構造

25年ランが5メンバーあるので合計125年ランの内、上記の閾値を超えたSSW(負のNAM)が30個、VI(正のNAM)が36個あり、それらのPC1を合成したのが図2である。SSWの場合(図2(上))は昇温の数十日以上前から極渦の強化(プレコンディショニングに相当)があり、20日前あたりから極渦が弱くなり始め、数日前あたりから急激に弱くなる。ピークの軸を詳しく見ると上層ほど早く(成層圏界面で1-2日ほど)、下層ほど遅くなっている(100hPaでも1-2日ほど)。10hPaでピークのとき中間圏では極渦の強化(上昇流による降温)が見られ、1週間程度後に0.1hPaでその負の極値が10hPaの半分程度の振幅を持って現れている。この10hPaの昇温は時間とともにゆっくりと下方伝搬していく成分があり、対流圏へも入っていく。中間圏の降温は時間とともに下方伝搬していくが、10hPaで止まっている。昇温の下部成層圏と対流圏での持続時間は約50日である。

一方、VIは数十日以上前から一貫して強くなるセンスであり、40日前あたりから強化の傾向がはっきりするが、SSWに比べると直前の変化の速度は小さい。極大の軸はSSWと異なり鉛直に傾いておらず、成層圏と中間圏で同時に極大になっている。対流圏へは数日程度の遅れで伝わっている。ピーク後はSSWと同様に下方伝搬していく成分もあり、下部成層圏で持続時間はSSWと同様に50日程度であるが、対流圏への、特に、地表への影響は小さい。VIの上層の昇温域は非常に弱くはっきりとした構造はなく、下方伝搬も弱い。

5. オゾン場の構造

SSWとVIのそれぞれの80Nでのオゾン濃度変動(%)の時系列を図3に示す。SSWに対応してピーク時の10日ほど前からオゾン濃度が上昇して、特に下部成層圏(200hPa)での上昇が大きい。20hPa付近の極大はSSWの前後数日の寿命であるが、成層圏界面とその少しの0.5hPaでは10hPaのSSWのピークの後、二~三日でオゾンにもピークが現れ、高濃度が10程度持続する。

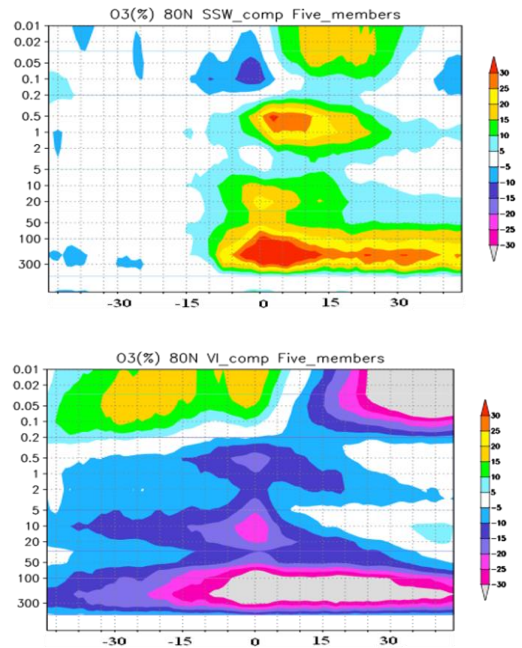


図3. 80Nでのオゾン濃度変動(%)のSSW(上)とVI(下)の時系列の合成図。

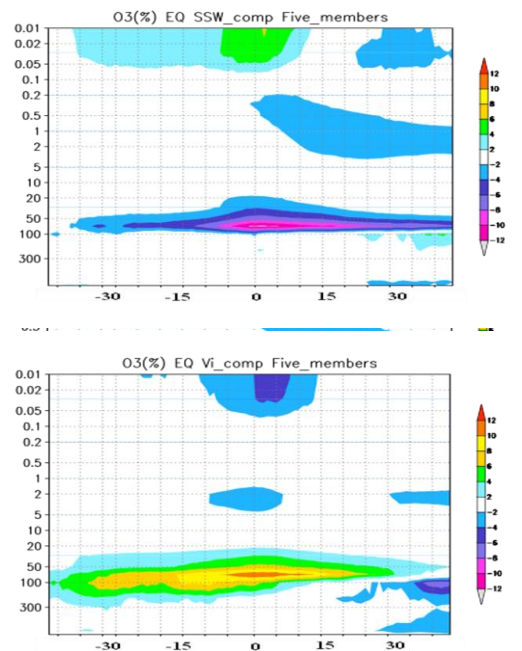


図4. 赤道上でのオゾン濃度変動(%)のSSW(上)とVI(下)の時系列の合成図。

0.1hPa より上層では SSW の前で負の極値、後で正の極値が現れる。上部成層圏や中間圏では輸送より化学が支配的であるためオゾン変動は輸送ではなく温度に対する応答と考えられ、定性的には説明できるが、詳細は不明である。

VI では下部成層圏でピークの前後数十日の長期にわたってオゾン減少が顕著である。この場合も極大は 3 つあり、それぞれ下部中間圏の 0.5hPa、上部成層圏の 10hPa、下部成層圏の 200hPa である。0.1hPa より上層では SSW とは逆の応答があるが、正から負への切り替わるタイミングは SSW のときより遅れている。これらの上部成層圏や中間圏でのオゾンの振る舞いの原因は不明である。

赤道上でオゾン濃度変動の時系列は図 4 に描いてある。SSW のとき 100hPa のすぐ上で上昇流に伴うオゾン濃度の小さな対流圏気塊の流入により負のオゾンが現れる。この負の領域は非常に薄くて 20hPa までに限られる。しかし、強さは小さいが時間的には約 30 日前から現れており、突然昇温の「突然」の言葉と符合しない感がある。高緯度での惑星波の急激な砕波のかなり前から低緯度ではすでにシグナルが出ていると解釈される。上部成層圏や中間圏のオゾン変化の原因は不明である。

VI の場合も 100hPa のすぐ上の薄い層で下降流に伴う上層のオゾンの濃い空気塊の流入のため極大が現れ、これが 10 日程度持続する。しかし、30 日程度で消滅する。一方、極大の前の期間は対流圏上層から下部成層圏で 40 日程度前からオゾンが増加している。このピークより前の正のシグナルの期間が後より長いこと、および、前の期間は上部対流圏にもシグナルがあることが SSW と大きく異なっている。

6. 参考文献

Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton, Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes, *Science*, 294, 581–584, 2001.

Eyring V., et al., A strategy for process-oriented validation of coupled chemistry-climate models, *Bull. Am. Meteorol.*

Soc., 86, 1117– 1133, 2005.

Hines, C. O., Doppler-spread parameterization of gravity-wave momentum deposition in the middle atmosphere. 2. Broad and quasi monochromatic spectra, and implementation. *J. Atmos. Solar-Terres. Phys.*, 59, 387-400, 1997.

Kuroda, Y., Effect of stratospheric sudden warming and vortex intensification on the tropospheric climate, *J. Geophys. Res.*, 113, D15110, doi:10.1029/2007JD009550, 2008.

Limpasuvan, V., D. L. Hartmann, D. W. J. Thompson, K. Jeev, and Y. L. Yung, Stratospheric-tropospheric evolution during polar vortex intensification, *J. Geophys. Res.*, 110, D24101, doi:10.1029/2005JD006302, 2005.

Thompson, D. W. J., and J. M. Wallace, The Arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, 25, 1297– 1300, 1998.

Shibata, K. and M. Deushi, Simulation of the stratospheric circulation and ozone during the recent past (1980-2004) with the MRI chemistry-climate model, CGER's Supercomputer Monograph Report Vol.13, National Institute for Environmental Studies, Japan, 154 pp, 2008.

Xiao, F. and X. Peng, a convexity preserving scheme for conservative advection transport, *J. Comput. Phys.*, 198, 389-402, doi:10.1016/j.jcp.2004.01.013, 2004.