化学気候モデルを用いた成層圏 QBO の中高緯度大気への影響に関する研究

山下 陽介¹, 秋吉 英治¹, 高橋 正明²¹ 1国立環境研究所,²東京大学気候システム研究センター

1 はじめに

赤道成層圏準2年周期振動(quasi-biennial oscillation:QBO)の位相と北半球冬季中高緯度の大気 場との関係は、Holton-Tan effect (以降 HT effect) として知られ, 惑星波を介した影響が指摘されてき た [e.g., Holton and Tan, 1980, 1982]. HT effect は, 赤道成層圏 50 hPa 付近の東西風が西風相/東風相 のとき, 北半球中高緯度の西風が強化/弱化されや すい傾向として特徴づけられる. こうした特徴は 3次元メカニスティックモデルで再現され [e.g., <math>O'Sullivan and Young, 1992; O' Sullivan and Dunkerton, 1994], さらに QBO を内部発生できる 3 次元大 気大循環モデル (general circulation model: GCM) でも再現された [Niwano and Takahashi, 1998]. ま た, GCM で QBO を与えた場合 [Hamilton, 1998], 重力波のパラメタリゼーションにより OBO を再現 した場合 [Marshall and Scaife, 2009] にも HT effect が見られるため、QBO を再現する方法にはよらな いと示唆される.

惑星波を介した影響は、以下のような仮説により 説明されてきた。QBO に伴い赤道域 50 hPa 付近 の東西風が変わるため、惑星波の伝播条件の1つで あるクリティカルラインの緯度が変わる。これに より中高緯度から赤道に向かって伝播する惑星波 が西風相では 50 hPa 付近を赤道まで伝播できる一 方、東風相では伝播できないため、それが中高緯度 の波活動や北極渦の強度にも影響するという仮説 である [e.g., Holton and Tan, 1980, 1982].

1990 年代以降, 再解析データの上端が上部成層圏へも拡張され [e.g., Swinbank and O' Neill, 1994], QBO の影響に関しても上部・中部成層圏を含めた研究が行われた. たとえば, Anstey and Shepherd [2008] や Lu et al. [2008] は, 40 year European Centre for Medium Range Weather Forecasts (ECMWF) Re-Analysis (ERA-40) データを使って赤道域上部

成層圏東西風の北極渦に対する重要性を指摘して いる. 3次元メカニステックモデルを用いた実験も 行われ, Gray et al. [2001] では,赤道成層圏東西風 のナッジングを変えた2つの実験を行った.いず れの実験もラジオゾンデの観測データを用い、1つ は下部成層圏 16~32 km, もう1つは成層圏全体の 16~58 km までを含むデータをナッジングさせ、現 実的な HT effect は成層圏全体をナッジングさせた 場合にのみ再現されることを示した. Pascoe et al. [2006] による 3 次元 GCM による実験では、QBO と semi annual oscillation (SAO) を含めた場合にの み midwinter の極渦変動を現実的に再現すること を示し,赤道上部成層圏東西風の極渦変動への影響 を示唆した. Naoe and Shibata [2010] は, ERA-40 と気象研 (Meteorological Research Institute: MRI) 化学気候モデル (Chemistry-climate model: CCM) の出力から、赤道 50 hPa 付近で QBO が西風相の 際に赤道周辺で Eliassen and Palm (E-P) flux の赤道 向き偏差が見られるが, 逆に中緯度で極向き偏差と なることを示した. これに対し, 中緯度の偏差は赤 道下部成層圏の影響ではなく上部成層圏東西風が 影響したためで、それが極渦にも影響したと考察し ている. Anstey et al. [2010] も同様に,成層圏全体 の QBO が北極渦に影響する可能性を, ERA-40 と Canadian Middle Atmosphere Model (CMAM) の結 果から示した. 以上の研究は, 上部成層圏の東西風 が北半球冬季の極渦変動に影響することを示唆す る. しかし、上部成層圏の QBO が影響する具体的 なプロセスまでは、十分には理解されていない.

本研究では、東京大学気候システム研究センター /国立環境研究所 (CCSR/NIES) CCM と Japanese 25 year Reanalysis (JRA-25) データを用い、北半 球冬の赤道東西風と中高緯度の東西風偏差・気温偏 差・E-P flux 偏差との関係を、その統計的有意性を 解析して示し、偏差の整合的説明が可能なプロセス を考察する. なお、このモデルは地表から中間圏界

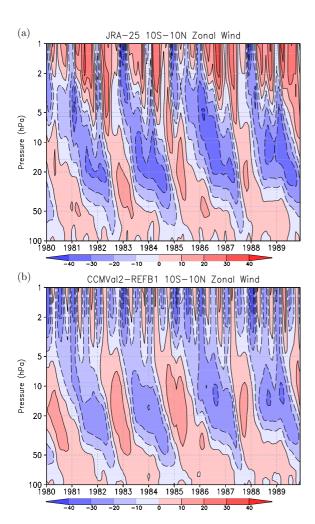


図 1 (a) JRA-25 再解析の 10° S~ 10° N の緯度帯で平均した東西平均東西風の時間—高度断面図. 等値線の間隔は, 10 ms^{-1} . 実線:正の値;破線:負の値. (b) (a) に同じ. 但し,CCMVal2-REFB1 実験の結果.

面付近の約80kmまでをカバーし、QBOを現実的に再現するために赤道域東西風の観測データを同化させた実験を行った.

2 実験概要

成層圏過程とその気候における役割(Stratospheric Processes And their Role in Climate: SPARC)では、化学気候モデル検証(Chemistry Climate Model Validation: CCMVal)に引き続き、CCM Validation-2(CCMVal-2)[Morgenstern et al, 2010] で世界の CCM による共通のシナリオ実験が行われた。使用した CCSR/NIES CCM は、CCMVal 及び CCMVal-2 に参加したモデルの 1つで、水平解像度は T42(経度—緯度方向に約2.8°×2.8°の解像度)、鉛直 34 層である。モデル

は大気のみのモデルで海洋とは結合させておらず、 代わりに海表面気温(Sea Surface Temperature: SST)と海氷の分布を表面境界条件として与えている。このモデルは、力学、成層圏化学、太陽放射伝達、赤外放射伝達モジュールを含み、大気によるオゾン輸送、紫外線(UV)放射によるオゾン生成、オゾンによる放射と気温への影響を計算可能である(詳細は、Nagashima et al. [2002]、Akiyoshi et al. [2009] 参照).

本研究では、CCMVal-2で行われた近過去気候再現実験の結果を用いた(以下 CCMVal2-REFB1). この実験には、年々変動として太陽 11 年周期変動、QBO、SST、火山噴火、温室効果ガス(greenhouse gas: GHG)、ハロゲンガスなどのオゾン層破壊物質(ozonedepleting substances: ODS)の影響も含まれる [Morgenstern et al, 2010]. SST と海氷の変動は、UK Met Office Hadley Centre で提供されたHadISST1 データ [Rayner et al., 2003] を与えた. GHG と ODS 濃度の年々変動は、Intergovernmental Panel on Climate Change [2001] SRES A1B シナリオ、WMO-adjusted scenario A1 [World Meteorological Organization, 2007] により与えた. 11 年周期の太陽変動の CCM への導入方法の詳細については、Yamashita et al. [2010] を参照されたい.

Giorgetta and Bengtsson [1999] に従い、赤道付近の東西平均東西風 (\bar{u}) を観測の QBO 東西風鉛直プロファイル (\bar{u}_{obs}) にナッジングさせた(式 1, Akiyoshi et al. [2009] も参照されたい).

$$\frac{\partial u}{\partial t} = \dots - \tau_x (\bar{u} - \bar{u}_{\text{obs}}) \quad (1)$$

$$\tau_x = -\frac{1}{\tau} \exp\left[-\{y^2/(2y_h^2)\} - (z - z_0)^2/(2z_h^2)\right]$$
 (2)

ここで、ナッジングの緩和時間 (τ) は 5 日、y と z は 緯度 (degree) と高度 (m). QBO の緯度・高度方向への広がりを考慮し、 $y_h=10$ 、 $z_0=30000$ 、 $z_h=8000$ に設定した。ナッジングに用いた赤道東西風の観測データは、Canton Island(2.46° S、 171.43° W)、Gan、Maldives(0.41° S、 73.09° E)と Singapore(1.22° N、 103.55° E)における rawinsonde の観測データをもとに単一の時系列としたもので、CCMVal から提供されたデータを用いた。

CCMVal2-REFB1 実験は、1951 年 1 月 1 日から

10年間のスピンアップの後,1960~2006年までの計算を行った.初期値を変えて計3つのアンサンブル実験を行い、46×3=138年間の北半球冬季(December-January-February)平均データが得られた.解析の際には、冬季平均した赤道域10°S~10°Nの緯度帯で平均した50hPa東西風が西風か東風かで、QBOの西風相と東風相を定義した.この定義により80年間が西風相の年、58年間が東風相の年に分類された.東西風、気温、循環やE-Pfluxのデータに対し、西風相のコンポジット平均と東風相のコンポジット平均と東風相のコンポジット平均と

ところで CCSR/NIES CCM は、赤道下部成層圏で11年周期の太陽変動に対する応答が大きい [e.g., Eyring et al., 2010, Figure 8.11c; Austin et al., 2008, Figure 1]. これは、9年間隔で起こった El Chichón 火山(1982年)と Pinatubo 火山(1991年)の大規模な噴火で放出された硫酸エアロゾルによるオゾン破壊反応が、CCM の赤道下部成層圏付近にある低温バイアスにより促進され、それを太陽 11年変動の応答として検出したことが原因の可能性がある [Yamashita et al., 2010]. こうした火山噴火の影響や、SST の年々変動の影響を考慮するため、CCMVal2-REFB1実験に対し火山噴火と SST 変動の影響を除去した実験を行った(以降 CNTL 実験).

比較のため JRA-25 / JCDAS の 1979~2006 年 のデータを同様に解析した. JRA-25 では, 西風相 の年が14年間, 東風相の年が13年間あった. な お,JRA-25 再解析データを作成するために用いら れた観測データは ERA-40 で用いられたものとお およそ同じである [Onogi et al., 2007]. ERA-40 の QBO は, Baldwin and Gray [2005] でロケットゾン デの観測結果と比較され、2~3 hPaより下では現実 的な変動を示すことが確認されている. 図 1a は, 赤道域 10°S~10°N の緯度帯で平均した JRA-25 再 解析データの東西平均東西風である. CCM で若干 西風バイアスがあるものの、QBO の振幅や位相は おおよそ JRA-25 と一致する (図 1b). なお JRA-25 と ERA-40 は同じ観測データを同化したため(衛 星センサーのチャンネルは異なる), OBO の振幅や 位相は5hPaより下の高度でほぼ一致する.

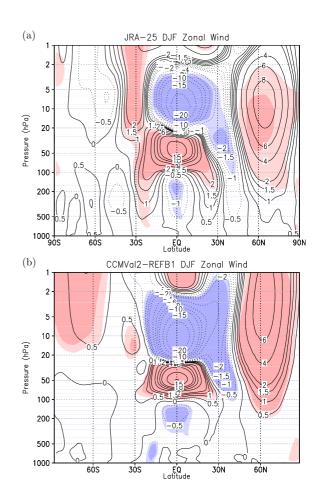


図 2 (a) JRA-25 の北半球冬季 (December-January-February) 平均から計算された東西風偏差の緯度—高度断面図. 等値線は、0, ± 0.5 , ± 1 , ± 1.5 , ± 2 , ± 4 , ± 6 , ± 8 , ± 10 , ± 15 , ± 20 ms $^{-1}$. 薄い陰影と濃い陰影は、95% と 99% で統計的に有意な領域を表す。(b) (a) に同じ. 但し、CCMVal2-REFB1 実験の結果.

3 結果

図 2 は、50 hPa QBO の西風相から東風相のコンポジットを引いて(W - E)計算した東西風偏差の緯度—高度断面図である。赤道域では、50 hPa 付近に 15 ms⁻¹ 程度の西風偏差、10 hPa 付近に -20 ms⁻¹ 程度の東風偏差が見られる。西風相の場合、10 hPa, 20°N 付近に定常惑星波のクリティカルライン(風速 0 の場所)がある(図 3a)。西風相で10 hPa 付近のクリティカルラインが北半球側に位置する特徴は、CCMVal2-REFB1 実験でも再現され 25°N 付近に位置する(図 3c)。他方、北半球高緯度の 10 hPa 付近には、8 ms⁻¹ 程度の西風偏差があり 99% で有意である。これは、極渦の強まりやHT effect に対応する。CCMVal2-REFB1 の結果も

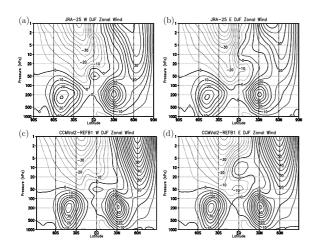


図3 (a) JRA-25 (1979–2006) の北半球冬季における帯状平均東西風の西風相コンポジット. 等値線の間隔は, 10 ms^{-1} . (b) (a) に同じ. 但し, 東風相コンポジット. (c, d) (a, b) に同じ. 但し, CCMVal2-REFB1 実験 (1960–2006) の結果.

北半球高緯度に似たような東西風偏差の分布を示し、 6 ms^{-1} 程度と若干弱いものの 99% で有意である (図 2b).

JRA-25 と CCMVal2-REFB1 実験から計算した E-P flux とその収束/発散偏差を図 4a, c に示す. 矢印は E-P flux の偏差すなわち波の偏差的な伝播 方向と強さを表し,等値線は収束/発散偏差(赤線が発散,青線が収束,黒線が 0)を表す.

最初に、これまで HT effect との関係が指摘されてきた赤道 50 hPa 付近に着目する.そこでは、QBO が西風相の際にクリティカルラインが南側にシフトし、50~100 hPa 付近で E-P flux の赤道向き偏差を示す.これは、50 hPa 付近が西風相であると、中高緯度から伝播してきた波の伝播が赤道周辺で相対的に強いことを意味する.他方 40°N 付近では、逆に E-P flux は極向き偏差を示し、Naoe and Shibata [2010] で MRI CCM と ERA-40 から得られた結果に一致する.

次に、上部成層圏までを含めた考察を行う.これにより赤道 QBO の位相と極渦強度との関係を、波の伝播傾向や循環・気温の違いから次のように整合的に説明しうることが分かった.前述のように、50 hPa 付近が西風相であると 10 hPa 付近は東風で、定常惑星波のクリティカルラインは北半球側に位置する.このため 10 hPa 付近では、中高緯度の対流圏から伝播してきた惑星波は、中高緯度に制限さ

れる. 一方 10 hPa 付近が西風であれば (図 3b, d に 対応), 定常惑星波は赤道まで伝播可能である. こ れは、図 4a, c の赤道 10 hPa 付近の北半球側に見ら れる E-P flux の極向き偏差と 10hPa, 30°N 付近の 収束偏差に対応する. これら偏差は OBO に伴うク リティカルラインの南北シフトにより形成された もので、下にある 50~100 hPa, 30°N 付近の発散偏 差も同様に考えることができる. このため、QBO に伴い赤道付近に4極の偏差パターンが形成され る(図4). なお4極の偏差は,99%で有意である. 10 hPa, 30°N 付近の収束偏差は、JRA-25 で約 -0.5 $ms^{-1}d^{-1}$, CCMVal2-REFB1 で約 $-0.4 ms^{-1}d^{-1}$ と 定量的にもおおよそ再現されており、50 hPa, 30°N 付近の偏差(いずれも約 $0.2 \text{ ms}^{-1} \text{d}^{-1}$)と比較して も大きい. 10 hPa 付近の収束偏差は、ダウンワー ドコントロール [Haynes et al., 1991] から, 残差平 均子午面循環(以降,残差循環)の極向き偏差に対 応する. この傾向が JRA-25 と CCMVal2-REFB1 実験のいずれからも見られ, 収束偏差より北側に下 向きの循環偏差を形成し(図4b,d), JRA-25では 95% で有意, CCMVal2-REFB1 実験では 99% で有 意である(図略). 30 hPa, 30~60°N 付近に見られ る下向きの循環偏差は、断熱加熱からその場所の 高温偏差に対応し、気温偏差は99%で有意である (図 4b, d).

中緯度の気温偏差は、それより北極側で気温の南 北勾配が強いことを意味するため、温度風の関係 から図2に見られる60°N付近の西風偏差に対応す る. この偏差は, 50 hPa 付近の QBO が西風相の 際に北極渦が強いことを意味する. 北半球冬季に は平均的に極渦が強いため、さらなる極渦強化は 対流圏から成層圏へ伝播してくる惑星波の伝播を 抑制すると考えられる. これは、図 4a, c に見られ る E-P flux の下向き偏差と成層圏における発散偏 差に対応する. 発散偏差は極から赤道に向かう循 環に対応し、北極付近の低温偏差と中緯度の10~ 50 hPa 付近の高温偏差とも対応する. ところで赤 道域から中緯度域にかけての応答は、夏半球(南半 球)に比べ冬半球(北半球)で大きく、この特徴は Jones et al. [1998] や Kinnersley [1999] とも整合的 である. 冬半球の応答が大きいので, 赤道域から

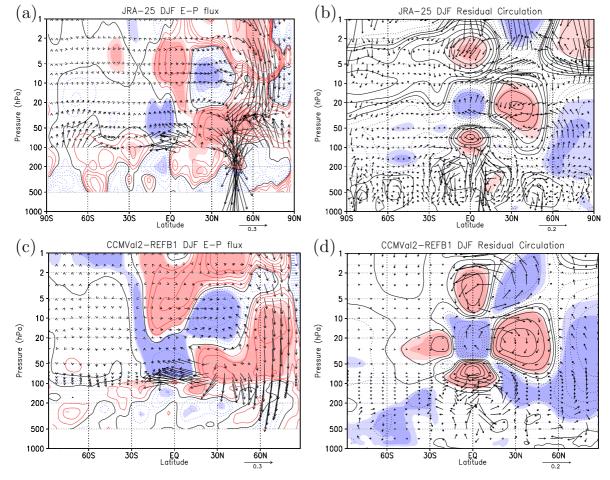


図 4 (a) 図 2 に同じ、但し、JRA-25 から計算された E-P flux の偏差 (矢印) とその発散偏差 (等値線). 等値線の値は 0, ± 0.05 , ± 0.1 , ± 0.2 , ± 0.3 , ± 0.4 , ± 0.5 , ± 1.0 , ± 2.0 , ± 5.0 ms $^{-1}$ d $^{-1}$. 赤線:発散偏差;青線:収束偏差;黒線:0. 薄い陰影と濃い陰影は、発散/収束偏差が 95% と 99% で統計的に有意な領域。E-P flux の鉛直成分は水平成分に対し 310 倍し、水平成分のスケールを右下に置いた(単位は、kg m $^{-1}$ s $^{-2}$)。E-P flux とその発散は 9 点でスムージングを行った。(b) (a) に同じ。但し、残差平均子午面循環の偏差(矢印)と気温偏差(等値線)。等値線の値は、0, ± 0.2 , ± 0.5 , ± 1.0 , ± 1.5 , ± 2 , ± 4 , ± 8 K. 残差循環の鉛直成分は水平成分に対し 310 倍し、水平成分のスケールを右下に置いた(単位は、ms $^{-1}$)。薄い陰影と濃い陰影は、気温偏差が 95% と 99% で統計的に有意な領域。残差循環は 9 点でスムージングを行った。(c, d) (a, b) に同じ、但し、CCMVal2-REFB1 実験の結果。

中緯度域に見られる応答は QBO に伴う 2 次循環 [e.g., *Plumb et al.*, 1982] よりも, クリティカルラインのシフトによる波活動の偏差が主因であると考えられる.

以上のように、10 hPa 付近の QBO に伴うクリティカルラインの南北シフトが、波伝播や循環の傾向を変えて極渦強度に影響するプロセスが考えられる. さらに中高緯度における波と平均流の相互作用を通して、極渦強度を維持する波の強制がみられると示唆された. この説明を模式的に表したのが図5である.

4 議論

4.1 CNTL 実験の結果

3章の考察は、CCMVal2-REFB1 実験結果を元に行った.この実験と火山噴火と SST 年々変動の影響を除去した CNTL 実験とを比較すると、E-P flux とその発散、残差循環、東西風や気温の偏差がよく似ている(図略).このため、CCMVal2-REFB1 実験で過大評価している火山噴火や SST 年々変動は、これまでの議論には影響が小さく、QBO が影響したことで説明されると考えられる.

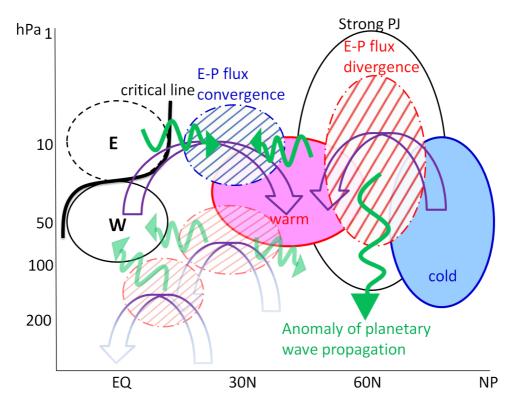


図5 赤道東西風と冬季北半球中高緯度の偏差との関係を示した模式図. 細黒線は東西風(実線:西風;破線:東風),太黒線はクリティカルライン. 赤色と青色の領域は高温,低温偏差を表し,赤と青の網掛け領域は E-P flux の発散,収束偏差を表す. 紫の矢印は残差平均子午面循環の偏差,緑の矢印は惑星波の偏差的な伝播を表す. 半透明で表示したものは,極渦への影響が不明瞭なもの.

4.2 オゾン分布の気温への影響

CCM を用いたので、オゾン分布やその熱収支へ の影響を見積もることが可能である. 図 6a の等値 線は、オゾン混合比の偏差を示す。 図から北極域に 明瞭な負偏差が見える. 図 4d から読み取れるよう に北極域の 10 hPa より下の成層圏には上昇流偏差 があり、この場所では上空ほどオゾン濃度が高いの で、オゾン輸送による負のオゾン偏差の形成が示唆 される. しかし、図 6b に示した短波放射によるオ ゾンの非断熱加熱率の偏差は,無視できるほど小さ い. これは、冬季北極域が極夜であることによる. 熱収支の他の項も調べると, 北極域下部成層圏では 上昇流による断熱冷却偏差と長波放射による非断 熱加熱偏差がおおよそバランスする. これは、北極 域ではオゾン減少の気温への影響は小さく, むしろ 断熱冷却による気温低下が上向き長波放射を減少 させる力学的な効果が大きいことを示唆する. な お中緯度域 30°N, 20~50 hPa 付近の高温偏差に対 しては、オゾン増加による加熱は他の項に比べて小 さく、やはり前述した力学的な効果が大きいことが 分かった.春先など極域オゾンの放射加熱が大き くなる時期に、QBOの極域への影響が変化するか どうかについては興味深い.

4.3 10 hPa の QBO をベースにした解析

図2から、赤道10hPa付近の東西風と50hPa付近の東西風がおおよそ逆の傾向で変化することが読み取れる.このため3章の議論は、10hPa付近のQBOの位相を元にしても同じようになるはずである.確認のため、10hPaでQBOの位相を定義し同様のコンポジット解析を行った.その結果、JRA-25の極域東西風が90%で有意になるなど若干の違いは出たものの、50hPa付近で得られた結果とほぼ逆符号で同程度の大きさのパターンが得られた(図略).それ故、3章の議論は10hPaをもとに行うことも可能であると確認された.

4.4 50 hPa 付近のクリティカルラインの影響

本研究では、10 hPa 付近の QBO が惑星波の伝播 を制御し、ダウンワードコントロールにより下層の

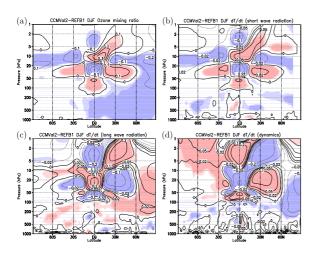


図 6 (a) 図 2 に同じ、但し、CCMVal2-REFB1 実験の出力から計算したオゾン混合比の偏差(単位は ppmv)。(b, c, d) (a) に同じ、但し、モデルで計算された短波($<4\,\mu$ m)放射と長波放射による非断熱加熱率、断熱加熱率をそれぞれ表す(単位は Kd^{-1})。

循環を変え、20~50 hPa, 30°N 付近の気温偏差や極渦強度にまで影響することを議論した. しかし50 hPa 付近の QBO で同様のプロセスを考えると、中緯度の気温偏差は50 hPa よりも上で大きいことに加え、50 hPa 付近の QBO によるプロセスでは中緯度で逆符号のパターンとなる. それ故、50 hPa付近の QBO に伴うクリティカルラインのシフトでは、図5で半透明で表示したように極渦への影響は不明瞭であった.

Naoe and Shibata [2010] は、MRI CCM の出力から 50 hPa, 40°N 付近の E-P flux の QBO に伴う偏差を調べたが、似たような偏差が本研究の解析からも得られた. しかし、この場所の波活動の違いが、必ずしも他の高度(例えば 10 hPa)の影響によるものとは限らない. たとえばクリティカルラインの極側では、赤道側とは逆に波活動が強く、それが赤道側と逆傾向の偏差に対応している可能性がある.このように 50 hPa, 40°N 付近の E-P flux 偏差の要因は、まだ十分には分かっていない.

5 まとめ

本研究では、赤道成層圏 QBO が極渦に影響するプロセスを JRA-25 再解析データと CCSR/NIES CCM の実験結果の解析から考察した。赤道 50 hPa 東西風で定義した OBO 西風相の際に、上空の 10

hPa 付近は東風となる傾向にある. 10 hPa 付近で東風なので、その高度で定常惑星波のクリティカルラインは北半球側に位置する. このため、中高緯度から伝播してくる惑星波は赤道まで伝播できず、代わりに 10 hPa, 30°N 付近に E-P flux の収束偏差を作り、これが循環を変えて中緯度下部成層圏の高温偏差、高緯度の西風偏差(極渦強化に対応)を形成したと考えられる. さらに高緯度の西風偏差は、気温偏差、循環偏差や E-P flux による西風加速の強制と整合的で、極渦が強い場合に波と平均流の相互作用を通して強い極渦が維持されることが示唆された.

なお本研究で用いたような診断的な手法では、必ずしも極渦への影響の因果関係が説明されるわけではないことに注意する必要がある。本解析では、従来言われてきた 50 hPa 付近の QBO では極渦への影響は明瞭には示せず、むしろ 10 hPa 付近の QBO と極渦強度との関係が物理的に整合的に説明できることが分かった。

QBO は対流圏の気候へも影響することがしばしば指摘されており、たとえば Naito and Hirota [1997] は、QBO の影響が極域成層圏のみならず極域対流圏の気温や東西風変動とも関係することを解析的に示した。また Inoue et al. [2011] の解析結果では、QBO に伴う東西風偏差が成層圏から対流圏まで伸びた構造となっており、その場所は図5で半透明で表示した低緯度の発散偏差の場所と対応する。今後の課題として、高解像度の CCM による実験や QBO を内部発生させた実験により、QBOと関連した成層圏―対流圏相互作用が明らかになることが期待される。

謝辞

本文及び掲載した図は Yamashita et al. [2011] の記述に基づく. 図 1~4 と 6 の作成には, Grid Analysis and Display System (GrADS) を利用した. CCSR/NIES CCM の実行には, 国立環境研究所地球環境研究センターの NEC SX8R/128M16 を使用した. 本文中で, JRA-25 と表記して利用したデータセットは, 気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供さ

れたものである.本研究は環境省地球環境研究総合推進費 (A-071 及び A-0903),文部科学省科研費 (No.17340140, No.19340138),日本学術振興会特別研究員奨励費及びアジア研究教育拠点事業の助成を受けた.

参考文献

- [1] Akiyoshi, H., L. B. Zhou, Y. Yamashita, K. Sakamoto, M. Yoshiki, T. Nagashima, M. Takahashi, J. Kurokawa, M. Takigawa, and T. Imamura (2009), A CCM simulation of the breakup of the Antarctic polar vortex in the years 1980–2004, *J. Geophys. Res.*, 114, D03103, doi:10.1029/2007JD009261.
- [2] Anstey, J. A. and T. G. Shepherd (2008), Response of the northern stratospheric polar vortex to the seasonal alignment of QBO phase transitions, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L22810, doi:10.1029/2008GL035721.
- [3] Anstey, J. A., T. G. Shepherd, J. F. Scinocca (2010), Influence of the quasi-biennial oscillation on the extratropical winter stratosphere in an atmospheric general circulation model and in reanalysis data, *J. Atmos. Sci.*, 67, 1402–1419.
- [4] Austin, J., et al. (2008), Coupled chemistry climate model simulations of the solar cycle in ozone and temperature, *J. Geophys. Res.*, 113, D11306(1-20), doi:10.1029/2007JD009391.
- [5] Baldwin, M. P., and L. J. Gray (2005), Tropical stratospheric zonal winds in ECMWF ERA-40 reanalysis, rocketsonde data, and rawinsonde data, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L09806, doi:10.1029/2004GL022328.
- [6] Eyring, V., T. G. Shepherd, and D. W. Waugh (Eds.) (2010), SPARC Report on the Evaluation of Chemistry-Climate Models, SPARC Rep. 5, WCRP-132, WMO/TD-1526, SPARC, World Clim. Res. Programme, World Meteorol. Org., Geneva.
- [7] Giorgetta, M., and L. Bengtsson (1999), Potential role of the quasi-biennial oscillation in

- the stratosphere-troposphere exchange as found in water vapor in general circulation model experiments, *J. Geophys. Res.*, 104(D6), 6003–6019.
- [8] Gray, L. J., E. F. Drysdale, B. N. Lawrence, and T. J. Dunkerton (2001), Model studies of the interannual variability of the northern-hemisphere stratospheric winter circulation: The role of the quasi-biennial oscillation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 127, 1413–1432, doi: 10.1002/qj.49712757416.
- [9] Hamilton, K. (1998), Effects of an imposed quasi-biennial oscillation in a comprehensive troposphere-stratosphere-mesosphere general circulation model, *J. Atmos. Sci.*, *55*, 2393–2418.
- [10] Haynes, P. H., C. J. Marks, M. E. McIntyre, T. G. Shepherd, and K. P. Shine (1991), On the "downward control" of extratropical diabatic circulation by eddy-induced mean zonal forces, *J. Atmos. Sci.*, 48, 651–678.
- [11] Holton, J. R., and H.-C. Tan (1980), The influence of the equatorial quasi-biennial oscillation on the global circulation at 50 mb, *J. Atmos. Sci.*, *37*, 2200–2208.
- [12] Holton, J. R., and H.-C. Tan (1982), The quasibiennial oscillation in the Northern Hemisphere lower stratosphere, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 60, 140–148.
- [13] Inoue, M., M. Takahashi, and H. Naoe (2011), Relationship between the stratospheric quasibiennial oscillation (QBO) and tropospheric circulation in northern autumn, *J. Geophys. Res.*, doi:10.1029/2011JD016040, in press.
- [14] Intergovernmental Panel on Climate Change (2001), *Climate Change* 2001: *The Scientific Basis*, edited by J. T. Houghton et al., 881 pp., Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- [15] Jones, D., H. Schneider, and M. McElroy (1998), Effects of the quasi-biennial oscillation on the zonally averaged transport of tracers, *J. Geophys. Res.*, 103(D10), 11235–11249.
- [16] Kinnersley, J. S. (1999), Seasonal asymmetry

- of the low- and middle-latitude QBO circulation anomaly, *J. Atmos. Sci.*, *56*, 1140–1153.
- [17] Lu, H., M. P. Baldwin, L. J. Gray, and M. J. Jarvis (2008), Decadal-scale changes in the effect of the QBO on the northern stratospheric polar vortex, *J. Geophys. Res.*, 113, D10114, doi:10.1029/2007JD009647.
- [18] Marshall, A. G., and A. A. Scaife (2009), Impact of the QBO on surface winter climate, *J. Geophys. Res.*, 114, D18110, doi:10.1029/2009JD011737.
- [19] Morgenstern, O., et al. (2010), Review of the formulation of present-generation stratospheric chemistry-climate models and associated external forcings, *J. Geophys. Res.*, 115, D00M02, doi:10.1029/2009JD013728.
- [20] Nagashima, T., M. Takahashi, M. Takigawa, and H. Akiyoshi (2002), Future development of the ozone layer calculated by a general circulation model with fully interactive chemistry, *Geophys. Res. Lett.*, 29(8), doi:10.1029/2001GL014026.
- [21] Naito Y. and I. Hirota, (1997), Interannual variability of the northern winter stratospheric circulation related to the QBO and the solar cycle. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 925–937
- [22] Naoe, H., and K. Shibata (2010), Equatorial quasi-biennial oscillation influence on northern winter extratropical circulation, *J. Geophys. Res.*, 115, D19102, doi:10.1029/2009JD012952.
- [23] Niwano, M., and M. Takahashi (1998), Notes and correspondence: The influence of the equatorial QBO on the Northern Hemisphere winter circulation of a GCM, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 76, 453–461.
- [24] Onogi, K., et al. (2007), The JRA-25 Reanalysis., *J. Meteor. Soc. Japan*, 85, 369–432.
- [25] O' Sullivan, D., and T. J. Dunkerton (1994), Seasonal development of the extratropical QBO in a numerical model of the middle atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, *51*, 3706–3721.
- [26] O' Sullivan, D., and R. E. Young (1992), Mod-

- eling the quasi-biennial oscillation's effect on the winter stratosphere circulation, *J. Atmos. Sci.*, 49, 2437–2448.
- [27] Pascoe, C. L., L. J. Gray, and A. A. Scaife (2006), A GCM study of the influence of equatorial winds on the timing of sudden stratospheric warmings, *Geophys. Res. Lett.*, *33*, L06825, doi:10.1029/2005GL024715.
- [28] Plumb, R. A., and R. C. Bell (1982), A model of the quasi-biennial oscillation on an equatorial beta-plane, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, *108*, 335–352.
- [29] Rayner, N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander, D. P. Rowell, E. C. Kent, and A. Kaplan (2003), Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century, *J. Geophys. Res.*, 108, 4407, doi:10.1029/2002JD002670.
- [30] Swinbank, R., and A. O' Neill (1994), A stratosphere-troposphere data assimilation system, *Mon. Wea. Rev.*, 122, 686–702.
- [31] World Meteorological Organization (2007), Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006, Rep. 50, 572 pp., Geneva.
- [32] Yamashita, Y., K. Sakamoto, H. Akiyoshi, M. Takahashi, T. Nagashima, and L. B. Zhou (2010), Ozone and temperature response of a chemistry climate model to the solar cycle and sea surface temperature, *J. Geophys. Res.*, 115, D00M03, doi:10.1029/2009JD013436.
- [33] Yamashita, H. Akiyoshi, and M. Takahashi (2011), Dynamical response in the Northern Hemisphere midlatitude and highlatitude winter to the QBO simulated by CCSR/NIES CCM, *J. Geophys. Res.*, 116, D06118, doi:10.1029/2010JD015016.

山下 陽介

連絡先: 〒305-8506 茨城県つくば市小野川 16-2 国立環境研究所 地球環境研究センター 気候モデリング・解析研究室

E メール: yamashita.yousuke@nies.go.jp