

[共同研究成果]

成層圏平均子午面循環に対する CO₂ 増加の影響 — 放射による直接効果と SST による間接効果 —

小玉知央¹ 岩崎俊樹¹ 柴田清孝² 行本誠史²

¹東北大学大学院理学研究科地球物理学専攻 ²気象研究所

成層圏の平均子午面循環（東西平均した南北循環）が CO₂ 増加によって強まるメカニズムを探るため、数値モデルを用いて理想実験を行った。CO₂ 増加による気候への影響を、CO₂ 増加自身による効果（直接効果）と SST 上昇を介した効果（間接効果）に分離した。その結果、北半球冬季の成層圏上部では直接効果・間接効果双方の寄与で平均子午面循環が強まったが、夏半球の成層圏では間接効果のみの寄与で平均子午面循環が強まった。本研究の結果から、中緯度の西風が強まることで大気波動が変化し、平均子午面循環を強めた可能性が示唆される。

1. はじめに

CO₂ 等の温室効果気体の増加によって将来地球の気候がどう変わるのかという問題は、日常生活に深い関わりのある対流圏を中心に「地球温暖化」問題として広く研究が行われてきた。一方、CO₂ の増加による成層圏への影響は、対流圏に比べてこれまであまり重視されてこなかった。成層圏の気候変動は対流圏にとって重要ではなく、対流圏の気候変動が一方向的に成層圏に影響を及ぼすと思われていた。

近年、気候システムにおける成層圏の役割が見直されている。例えば北半球対流圏で卓越する変動パターンである北極振動（AO）の長期トレンドは、成層圏をきちんと表現した数値モデルを用いないとうまく再現できないことが分かってきた。また、成層圏は将来寒冷化すると言われていたが、寒冷化によってオゾンの破壊が加速されると言われており、問題となっている。

成層圏の気候変動を理解する上で、平均子午面循環（東西平均した南北循環）の変動を知ることは重要である。成層圏平均子午面循環は Brewer-Dobson 循環（BDC）と呼ばれ、熱帯で上昇し中高緯度で下降する半球内で 1 セルの循環である。平均子午面循環は熱・角運動量・物質の輸送を通じて気温や東西風を変えるため、成層圏の気候を表す指標としてよく用いられる。過去の研究によると、CO₂ 増加によって平均子午面循環は強まると予測されており（e.g., Rind *et al.*, 1990; Butchart *et al.*, 2001; Sigmund *et al.*, 2004）、そのメカニズムの解明が待たれている。そこで本研究では理想実験を行うことによって、CO₂ 増加が平均子午面循環を強化するメカニズムを議論する。

2. モデルと実験設定

2.1. モデル

本研究では気象研究所（MRI）と気象庁（JMA）で開発された大気大循環モデル MJ98（Shibata *et al.*, 1999; Yukimoto *et al.*, 2001）を用いた。水平解像度は T42（緯度経度格子で 2.8° × 2.8° 相当）で鉛直解像度は 45 層、モデル上端は 0.01hPa（高度 80km 付近）である。条件にもよるが、一年分の計算を行う場合の計算時間はスー

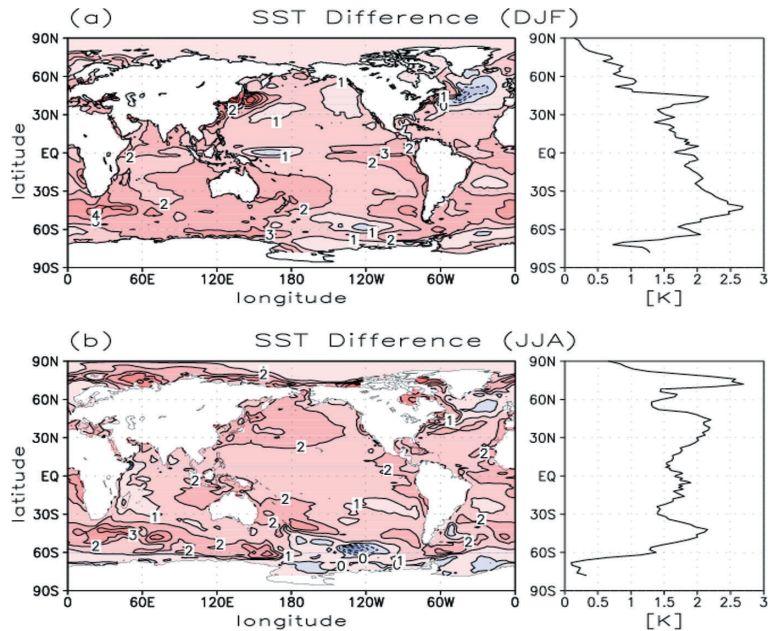


図1. SSTの変化[K] (将来気候－現在気候)。(a)12月～2月(DJF)、(b)6月～8月(JJA)。右図は東西平均。

パーコンピュータ (1CPU) でおよそ 12 時間、私の研究室の計算機 (Xeon 2.4GHz / f90) でおよそ 3.5 日 (84 時間) であった。大気大循環モデルは大気のみを扱う数値モデルであるため、境界条件として SST (海水面温度) と SSI (海氷) の情報が必要である。現在気候の SST/SSI は観測値 (Rayner, *et al.*, 2003) を 1978 年～1998 年で平均して用いた。将来気候の SST/SSI に関しては、大気モデル・海洋モデル両方を含んだ数値モデルである大気海洋結合モデルに対して将来予想される CO₂ 排出シナリオ (IPCC SRES A2 シナリオ) を与え、CO₂ 濃度が現在の倍近い 2071 年から 2080 年で平均した SST/SSI をモデルに与えた。この計算は気象研究所で行われた。以上のように作成した SST の現在気候に対する将来変化を図 1 に示す。

2.2. 実験設定

CO₂ 増加によって BDC が強まるメカニズムを議論するため、CO₂ 濃度と SST を独立して変化させる理想実験を行った。CO₂ 増加は放射を通じて直接大気に影響を与え、BDC が変化する可能性がある。一方で CO₂ 増加は SST 上昇を通じて間接的に BDC へ影響を与える可能性がある。このような考え方で、CO₂ 増加の寄与を放射による寄与 (以下、直接効果) と SST 上昇による寄与 (以下、間接効果) に分離することを試みた。図 2 は理想実験の模式図である。左端の図は現在の CO₂ 濃度と SST/SSI 分布を与えた現在気候実験 (コントロールラン) である。左から 2 番目の図は将来の CO₂ 濃度と SST/SSI 分布を与えた将来気候実験である。将来気候から現在気候を引いたものを「CO₂ 増加による全効果」と呼ぶ。右上の図は将来の CO₂ 濃度と現在の SST/SSI 分布を与えた実験で、コントロールランとの差を「CO₂ 増加による直接効果」と呼ぶ。右下の図は現在の CO₂ 濃度と将来の SST/SSI 分布を与えた実験で、「CO₂ 増加による間接効果」と呼ぶ。各ランについてそれぞれ 30 年間計算を行い、統計的

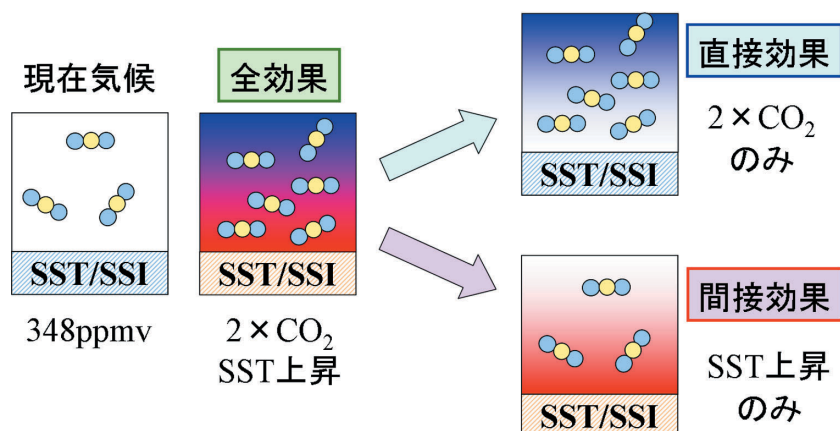


図 2. 理想実験の考え方。SST:海水面温度、SSI:海氷。

に有意な変化を検出した。Iwasaki(1989)に従って等温位面上で東西平均を行い、平均子午面循環や EP フラックス（波動が運ぶ運動量のフラックス）を解析した。

3. 結果

3.1. 気温と東西風

12月～2月 (DJF) と 6月～8月 (JJA) で季節平均を行った結果を示す。寄与の分離の正当性を確認するため、直接効果による変化と間接効果による変化の和が近似的に全効果による変化に等しいことを確認した。従って、寄与の分離は合理的であると考えられる。

図 3 は CO₂ 増加の全効果、直接効果、間接効果による東西平均気温の変化である。よく知られているように、CO₂ 増加によって対流圏（おおよそ 100hPa 以上）で気温が上昇し、成層圏（おおよそ 100hPa 以下）で気温が低下する。対流圏の気温上昇は間接効果（=SST 上昇の効果）の寄与がほとんどで、特に熱帯の対流圏上部で気温上昇が大きい。成層圏の気温低下は直接効果（=CO₂ 増加自身の効果）による寄与が大きく、特に北半球冬季の極で気温低下が大きい。したがって対流圏上部で気温の南北傾度、すなわち傾圧性が大きくなる。このような気温変化を反映して、温度風の関係から中緯度で西風が強まる（図 4）。西風の強まりは冬季北半球で最も大きく、直接効果・間接効果が同程度の寄与をもつ。夏季北半球や南半球などでは主に間接効果によって西風が強まるが、変化の大きさは冬季北半球の半分以下である。西風は大気波動（e.g., ロスビー波）の伝搬特性を決める重要な要素であり、次に述べる平均子午面循環の変化と深い関係があると考えている（後述）。

3.2. 平均子午面循環と EP フラックス

図 5 は平均子午面循環の変化である。過去の研究同様、CO₂ 増加によって成層圏の平均子午面循環（BDC）は強まる。冬半球の BDC は成層圏上部（1~10hPa）で有意な強まりが見られ、変化の大きさは冬季北半球の方が冬季南半球よりずっと大きい。冬季北半球の変化は直接効果・間接効果双方の寄与があるが、冬季南半球では直接効

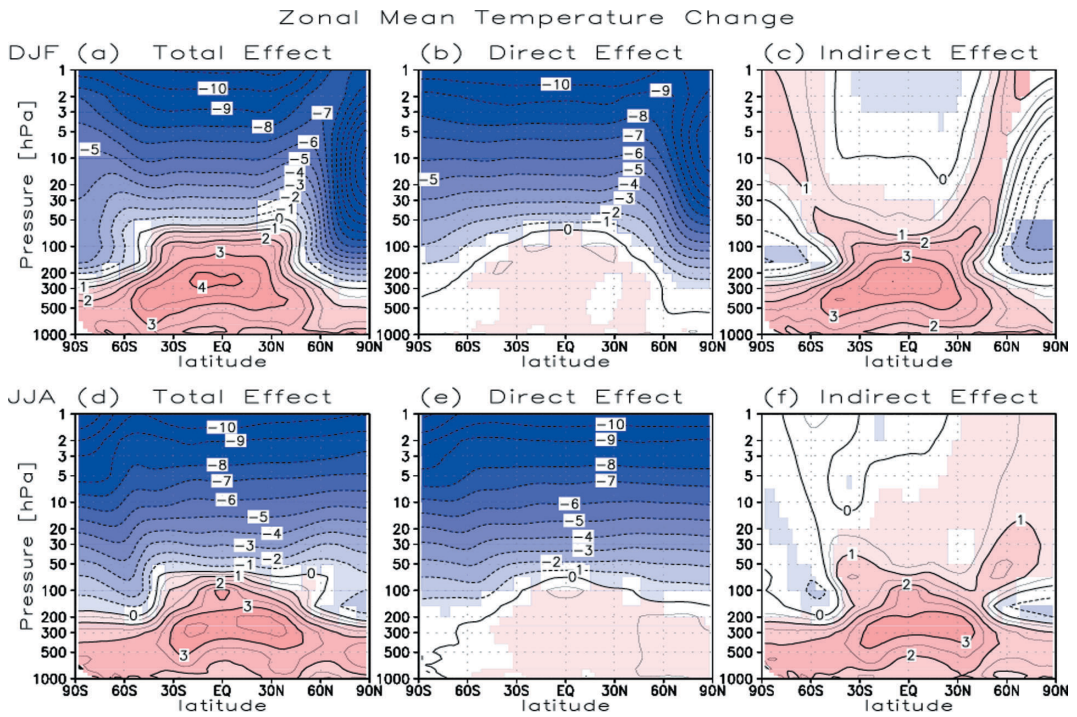


図 3. (a)(d)全効果、(b)(e)直接効果、(c)(f)間接効果による東西平均気温の変化[K]。上は DJF、下は JJA。色は信頼係数 95%で変化が有意な領域。

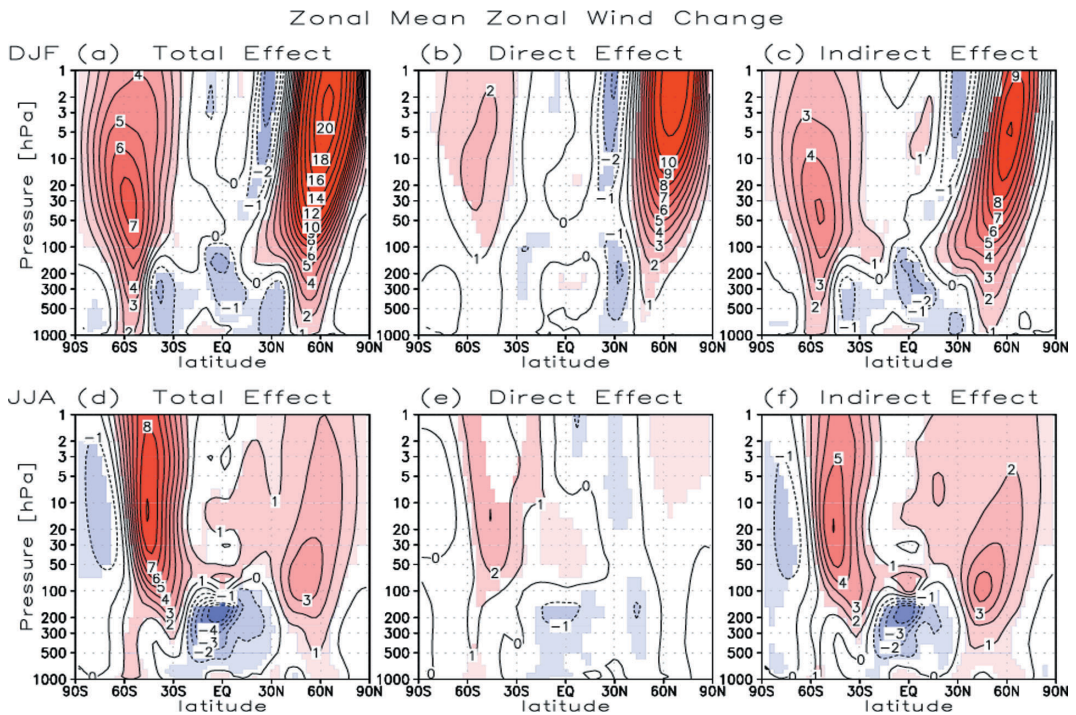


図 4. (a)(d)全効果、(b)(e)直接効果、(c)(f)間接効果による東西平均東西風の変化[m/s]。上は DJF、下は JJA。色は信頼係数 95%で変化が有意な領域。

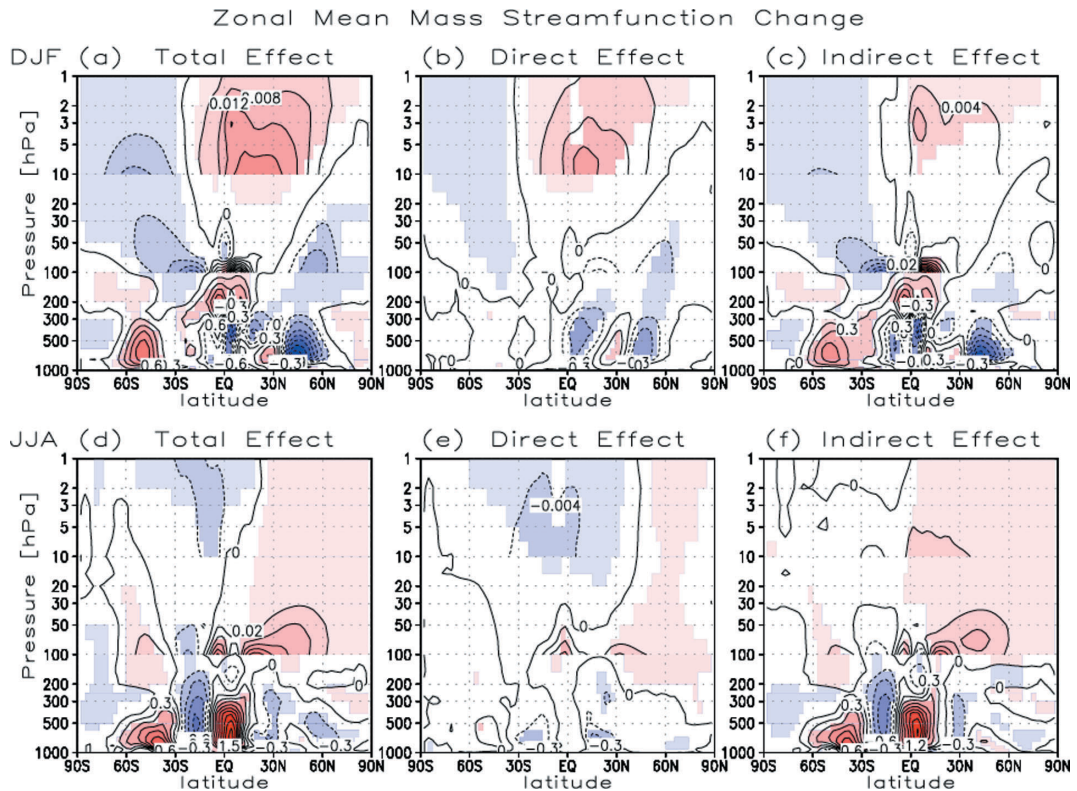


図 5. (a)(d)全効果、(b)(e)直接効果、(c)(f)間接効果による平均子午面循環(質量流線関数)の変化[10¹⁰kg/s]。上は DJF、下は JJA。時計回りの循環変化が正(赤)、反時計回りの循環変化が負(青)。色は信頼係数 95%で変化が有意な領域。

果のみで間接効果の寄与はほとんど存在しない。夏半球の BDC は中高緯度の成層圏全体 (1~100hPa) で有意に強まり、間接効果の寄与が大きい。変化の大きさは夏季北半球・夏季南半球で同程度である。熱帯成層圏下部の上昇流も間接効果によって強まる傾向である。対流圏に目を向けると、熱帯のハドレー循環、中緯度の循環はいずれも間接効果によって弱まる傾向である。

中高緯度の平均子午面循環は EP フラックス (波動が運ぶ運動量のフラックス) の収束発散が駆動する。EP フラックスの収束域では赤道から極へ向かう平均子午面循環を駆動する。図 6 は EP フラックスとその発散の変化である。冬季北半球中緯度の成層圏上部では直接・間接効果双方の寄与により EP フラックスの収束が強まる。冬季南半球中高緯度の成層圏上部では波動はほとんど変化せず、高緯度側ではむしろ収束が弱まる。このような波動変化は、成層圏上部における BDC の強まりが冬季北半球で大きく冬季南半球で小さい結果と対応している。夏半球では主に間接効果によって EP フラックスの収束が強まり、これも BDC の変化と整合的である。対流圏では中高緯度で下部の発散、上部の収束がともに弱まる。

EP フラックスの変化を停滞性、移動性波動の寄与に分離したのが図 7 である。対流圏における停滞性波動は東西波数 1~3 の超長波、移動性波動は傾圧不安定波の活動を反映していることが過去の研究から分かっている (Tanaka *et al.*, 2004)。冬季北半球では停滞性波動の強まりが EP フラックス収束の強まりに寄与する。一方夏半球で

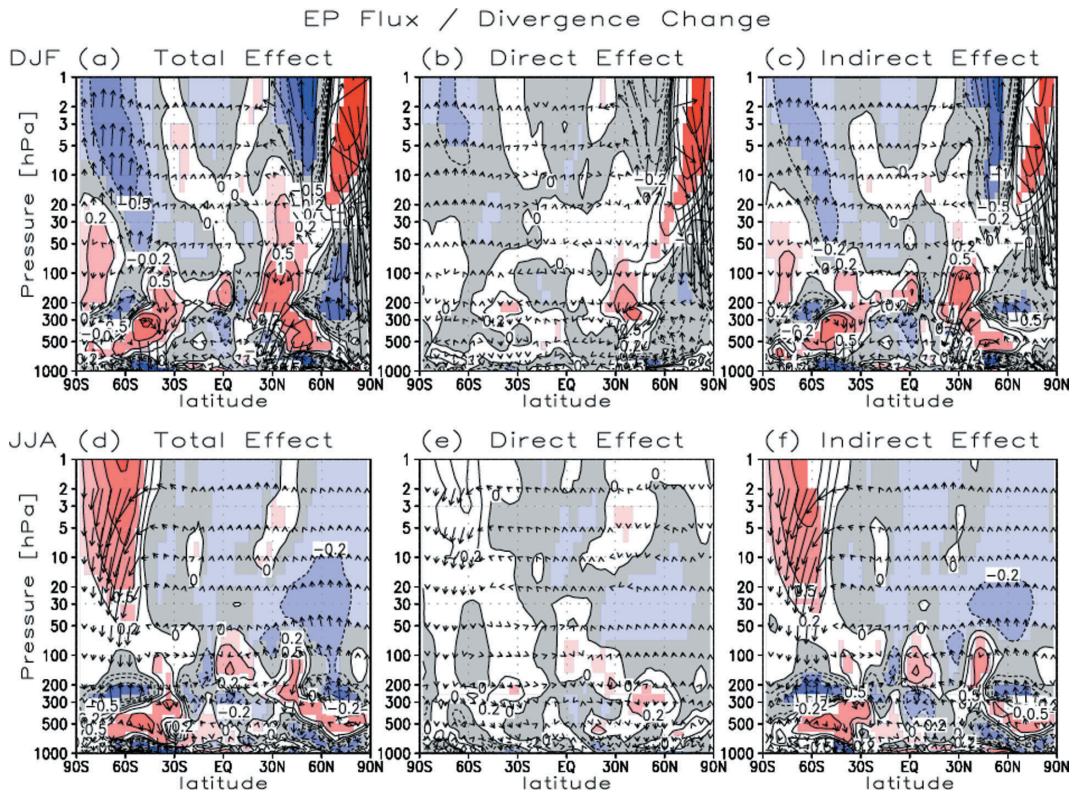


図6. (a)(d)全効果、(b)(e)直接効果、(c)(f)間接効果による EP フラックス(矢印, $[m^2/s^2]$)とその発散(等値線, $[m/(s \text{ day})]$)の変化。上は DJF、下は JJA。発散変化が正(赤)、収束変化が負(青)。色は信頼係数 95%で変化が有意な領域。

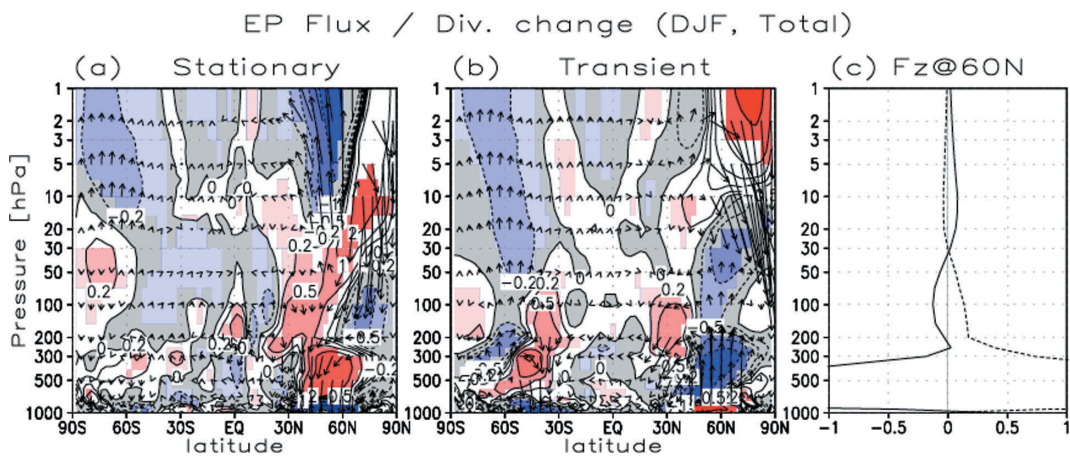


図7. (a)停滞性波動、(b)移動性波動による EP フラックス(矢印, $[m^2/s^2]$)とその発散(等値線, $[m/(s \text{ day})]$)の変化(全効果、DJF)。発散変化が正(赤)、収束変化が負(青)。色は信頼係数 95%で変化が有意な領域。(c)60° Nにおける EP フラックスの鉛直成分 $[10^5 kg/(s \text{ day})]$ 、実線は停滞性、破線は移動性波動の変化。

は主に移動性波動の強まりが EP フラックス収束の強まりを説明する。対流圏の停滞性・移動性波動は基本的に弱まる傾向であるが、北半球冬季に限っては移動性波動がやや強まり、停滞性波動の弱まりを部分的にうち消している。

4. まとめと考察

CO₂ 増加によって成層圏平均子午面循環(BDC)が強まるメカニズムを探るため、大気大循環モデルを用いて理想実験を行った。CO₂ 増加による影響を CO₂ 増加自身による効果(直接効果)と SST 上昇を介した効果(間接効果)に分離した。CO₂ 増加によって冬半球では成層圏上部の BDC が有意に強まる。冬季北半球では直接効果・間接効果双方の寄与で停滞性波動の収束が強まり BDC が強まる。冬季南半球では間接効果が効かず停滞性波動の変化も小さいことから、冬季北半球に比べて BDC の変化は小さい。夏半球では間接効果の寄与で移動性波動の収束が強まり BDC が強まる。

BDC の変化は中高緯度では波動収束の変化によって説明できる。対流圏で生成した波動が成層圏へ伝搬して収束することを考えると、成層圏の波動収束が強まる原因は、(1)対流圏における波動生成の変化、(2)伝搬特性の変化、(3)成層圏における波動生成の変化、という可能性が考えられる。(1)は対流圏における波動生成が活発化してより多くの波が成層圏へ伝搬することで、成層圏の波動収束が強まるという仮説である。本研究の結果から、冬季北半球では対流圏の停滞性波動の生成は間接効果によって減衰するが、成層圏上部の停滞性波動の収束は強まる。夏半球についても対流圏の移動性波動の生成は弱まるが、成層圏の移動性波動の収束は強まる。従って冬季北半球・夏半球ともに仮説(1)は棄却される。(2)は西風が強まることで波動の伝搬特性が変化し、波動が伝わりやすくなって成層圏の波動収束が強まるという仮説である。冬季北半球では直接効果と間接効果によって中緯度の西風と BDC は強まり、逆に冬季南半球では中緯度の西風、BDC ともに変化は小さい。夏半球についても西風の強まりと BDC の強まりが同時に起こっている。また、成層圏の冬季北半球では停滞性波動、夏半球では移動性波動の活動が元々卓越しており、CO₂ 増加によって各季節・半球で元々卓越している波動が活発化した。仮説(2)はこれらの結果と整合的である。ただし、波動の伝搬特性を決める大気波動の屈折率の変化は小さいように見えるため、さらなる検証が必要である。(3)は冬季北半球を念頭において、西風が強まることで成層圏で停滞性波動の生成が活発になり、成層圏上部で停滞性波動の収束が強まるという仮説である。ここで停滞性波動の生成活発化とは、波動波動相互作用によって移動性波動から停滞性波動への変換が活発になることを意図している。図 7 より、冬季北半球では停滞性波動と移動性波動の変化は逆センスである。また、対流圏では移動性波動の生成が活発化し、成層圏上部では停滞性波動の収束が活発化する。仮説(3)はこのような冬季北半球の変化を説明でき、有力な仮説であると考えている。しかし直接的な証拠に乏しく、まだ検証が必要である。

謝辞

本研究は東北大学情報シナジーセンターとの共同研究「気候モデルの高速化に関する研究」、および気象研究所との共同研究として行われました。情報シナジーセンターのスタッフの皆様には、講習会などを通じて計算コードの最適化や実行について様々なアドバイスを頂きました。この場を借りて深くお礼申し上げます。

参考文献

- [1] Butchart, N., and A. A. Scaife, 2001: Removal of chlorofluorocarbons by increased mass exchange between the stratosphere and troposphere in a changing climate. *Nature.*, **410**, 799-802.
- [2] Iwasaki, T., 1989: A diagnostic formulation for wave-mean flow interaction and Lagrangian-mean circulation with a hybrid vertical coordinate of pressure and isentropes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 293-312.
- [3] Rayner N. A., D. E. Parker, E. B. Horton, C. K. Folland, L. V. Alexander and D. P. Rowell, 2003: Global analyses of sea surface temperature, sea ice, and night marine air temperature since the late nineteenth century. *J. Geophys. Res.*, **108**, doi:10.1029/2002JD002670.
- [4] Rind, D., R. Suozzo, N. K. Balachandran, and M. J. Prather, 1990: Climate change and the middle atmosphere. Part I: The doubled CO₂ climate. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 475-494.
- [5] Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka and M. Sugi, 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. *Papers in Meteor. and Geophys*, **50**, 15.53.
- [6] Sigmund, M., P. C. Siegmund, E. Manzini, and H. Kelder, 2004: A simulation of the separate climate effects of middleatmospheric and tropospheric CO₂ doubling. *J. Climate.*, **17**, 2352-2367.
- [7] Tanaka, D., T. Iwasaki, S. Uno, M. Ujiie and K. Miyazaki, 2004: Eliassen-Palm flux diagnosis based on isentropic representation. *J. Atmos.*, **61**, 2370.2383.
- [8] Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, Y. Kitamura, M. Hosaka, K. Shibata, S. Maeda, and T. Uchiyama, 2001: The New Meteorological Research Institute Coupled GCM (MRICGCM2) -Model Climate and Variability-. *Papers in Meteorology and Geophysics.*, **51**,(2), 47-88.