

# 水惑星条件における傾圧不安定波動の活動に対する SST 上昇の影響

小玉知央\*・岩崎俊樹 (東北大院理)

## 1 はじめに

地球温暖化による対流圏の気温上昇は、熱帯の対流圏上部と北半球高緯度の対流圏下部で特に大きいことが知られている (Solomon, *et al.*, 2007)。従って、中緯度の南北温度傾度は対流圏上部で増加、北半球の対流圏下部で減少する傾向がある。このことから、中緯度の傾圧不安定波動の活動 (i.e. ストームトラック活動) は、少なくとも南半球で活発化することが期待される。しかし、多数の気候モデルの温暖化予測を比較した Yin (2005) の結果からは、全球平均したストームトラック活動のエネルギーはモデルアンサンブル平均としては増加傾向であるが、予測のモデル依存性が大きいことが分かる。モデルに依存しない結果として、温暖化によるストームトラックの極向きシフトが知られているが、これも前述の南北温度差の変化から類推することは困難である。

そこで本研究では、地球温暖化時の下部境界の変化を模した SST 上昇を「水惑星条件」の大気大循環モデル (AGCM) に与えることで、温暖化実験におけるストームトラック活動変化の解釈を試みた。現実的な温暖化実験では様々な要因を考慮する必要があり、ストームトラック活動が変化する物理的解釈を得るのが難しい。水惑星実験では停滞性超長波の存在を無視できるなど、物理的な理解が容易になることが期待される。

## 2 実験設定

AGCM は気象研究所と気象庁で共同開発された MJ98 (Shibata, *et al.*, 1999; Yukimoto, *et al.*, 2006) を用いた。水平解像度は T63 (緯度経度 1.875° 格子相当)、鉛直層は 0.01hPa まで 45 層が設定されている。

数値実験は、下部境界に地形がなく地表面が全て海で覆われた「水惑星条件」の下で行った。図 1 に実験のイメージを示す。はじめに「基準実験」を行った (図 1 左)。次に、基準実験の SST 分布を高緯度のみ 3 K 上昇させる「高緯度+3 実験」を行った (図 1 右上)。基準実験に比べて高緯

度+3 実験では、対流圏下部における極・赤道間の温度差が小さくなることが期待できる。この実験は、地球温暖化による気温上昇が高緯度の対流圏下部で大きいことに対応している。さらに、基準実験の SST 分布全体を一様に 3 K 上昇させる「全体+3 実験」を行った (図 1 右下)。この実験では対流圏全体で気温上昇が起きるが、特に熱帯対流圏上部で気温上昇が大きいことが期待できる。従って、対流圏上部における極・赤道間の温度差を大きくすることができると考えた。以上のような非一様・一様な SST 上昇を与えることで、ストームトラック活動にとって重要な南北温度傾度の変化を、対流圏下部・上部で別々に変化させることができると考えた。

基準実験の SST 分布は、水惑星実験の相互比較のために Neale and Hoskins (2000) が提唱した  $Q_{\text{obs}}$  SST を用いた。 $Q_{\text{obs}}$  SST は現実の東西平均 SST を簡単な式で近似したものである。本研究で用いた SST 分布は以下のように表される (単位は°C)。

$$SST(\phi) = (27 + \delta) - \frac{27-\gamma}{2} \left[ \sin^2\left(\frac{3}{2}\phi\right) + \sin^4\left(\frac{3}{2}\phi\right) \right]$$

$$\text{for } |\phi| < \frac{\pi}{3}$$

$$SST(\phi) = \delta + \gamma$$

$$\text{for } |\phi| \geq \frac{\pi}{3}$$

ここで  $\phi$  は緯度であり、 $\gamma$  は高緯度の SST 上昇、 $\delta$  は全球の SST 一様上昇を与えるためのパラメータである。基準実験の SST 分布では ( $\delta = 0, \gamma = 0$ ) を与えたが、これは上述の  $Q_{\text{obs}}$  SST と等価である。高緯度+3 実験、全体+3 実験の SST 分布はそれぞれ、( $\delta = 0, \gamma = 3$ )、( $\delta = 3, \gamma = 0$ ) として作成した。このようにして作成した SST 分布が図 2 である。簡単のため、東西一様、南北対称の SST 分布を用いた。

SST 以外の条件は全ての実験で同一とする。 $\text{CO}_2$  濃度は全球一様に 348 ppmv とし、 $\text{O}_3$  は東西一様・南北対称の分布を与えた。Neale and Hoskins (2000) に従い、初期条件は現実条件で計算した AGCM の出力を地中に外挿して用いた。

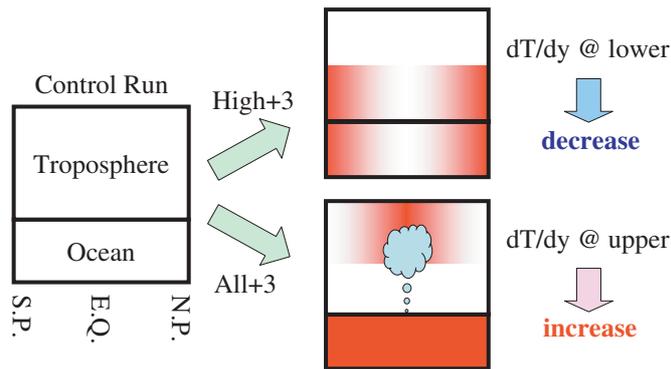


図 1: 実験のイメージ。左図は基準実験における大気と海洋を表す。横軸は緯度。基準実験の SST に対して、(右上)高緯度の SST のみを上昇させた実験、(右下) SST 全体を上昇させた実験、を表現。赤シェードは温度上昇を意味するが、大気に関しては極・赤道間の温度差が変化すると期待される領域のみにシェードをつけた。

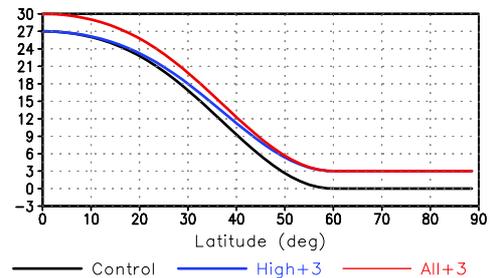


図 2: 大気モデルに与える SST の緯度分布 [°C]。黒：基準実験、青：高緯度+3 実験、赤：全体+3 実験。

スピナップ期間を 1 年おいた後、10 年間積分を行って解析に用いた。積分期間中、太陽放射条件は 3 月 20 日 (おおよそ春分) に固定した。以後、北半球と南半球を平均した図を示していく。

解析手法は等温位面上における質量重み付き帯状平均 MIM (Mass-weighted Isentropic zonal Mean; Iwasaki, 1989; Iwasaki, 2001) を用いた。この手法は変形オイラー平均 (Andrews and McIntyre, 1976) とよく似た手法であるが、下部境界を適切に扱うことができるため保存性が良いという特徴がある。本研究では、波動活動の指標として波動エネルギー  $W$  (渦運動エネルギー  $K_E$  と渦有効位置エネルギー  $A_E$  の和) を用いる。エネルギーを指標とする大きな理由は、保存量であるため収支解析ができるからである。なお、MIM の解析プログラムは現在 <http://wind.geophys.tohoku.ac.jp/mim/> で公開中である。

### 3 結果

#### 3.1 基本場

気温や東西風といった基本場は、傾圧不安定波動の活動にとって重要な要素である。図 3 は東西平均した気温と東西風である。基準実験の対流圏では、気温が熱帯で高く高緯度で低いことを反映して、中緯度で南北温度傾度が大きい。温度風の

関係から、中緯度の対流圏上部に西風ジェットが現れる。このような水惑星における対流圏の基本的構造は、NCEP/NCAR 再解析データ (Kalnay, *et al.*, 1996) と定性的に一致する。但し、水惑星では西風ジェットが強すぎるなど、再解析との定量的な違いも見られる。次に基準実験の成層圏では、赤道と極に気温の極小が見られ、中高緯度で西風となっている。つまり、水惑星の成層圏は現実大気の冬極と定性的に一致する。

高緯度+3 実験では、高緯度の対流圏下部を中心に気温が上昇する。これに対応して、中緯度の対流圏下部・中部において南北温度傾度、および西風の鉛直シアが減少する。従って、対流圏全体で西風ジェットが弱化する。また、西風ジェットがやや赤道側へシフトする様子も確認できる。

全体+3 実験では、対流圏全体で気温上昇が起きる。特に熱帯対流圏上部で気温上昇が大きく、その大きさは 7.4 K に達する。これは積雲対流による凝結加熱の活発化が原因である。従って中緯度の対流圏上部において南北温度傾度が拡大、鉛直シアが増大し、対流圏上部・成層圏を中心に西風ジェットが強化する。さらに、対流圏の西風ジェットが高緯度側へシフトする様子も確認できる。なお、熱帯対流圏上部における気温上昇の極大は、熱帯対流圏下部・中部における安定度の増大も意味している。成層圏では、亜熱帯の成層圏下部から中高緯度の成層圏中部にかけて、気温上

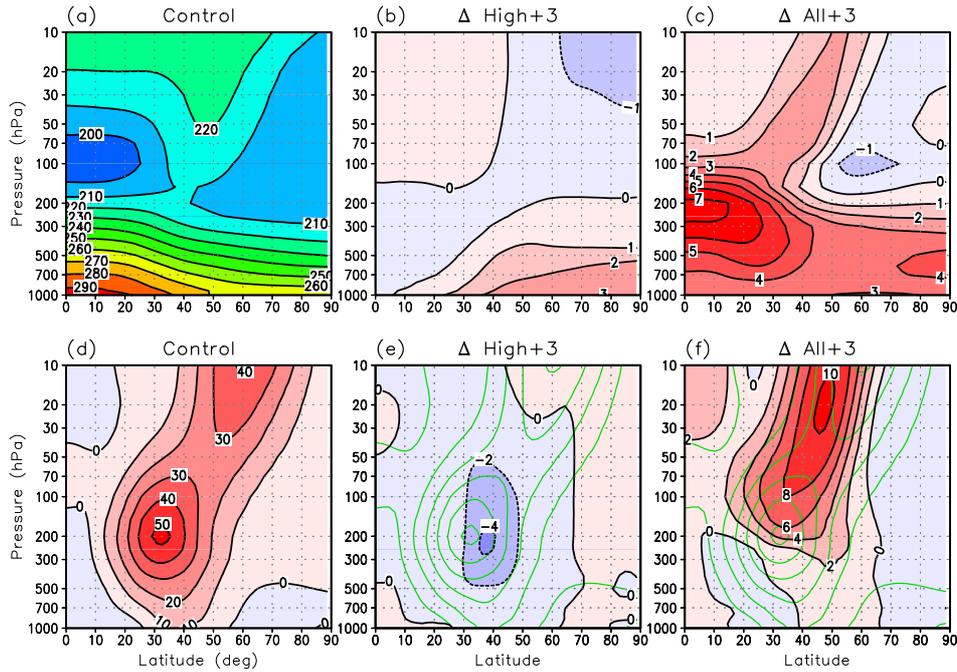


図 3: 帯状平均した (上) 気温 [K]、(下) 東西風 [ $\text{m s}^{-1}$ ]. (a)(d) 基準実験、(b)(e) 高緯度+3 実験の変化、(c)(f) 全体+3 実験の変化。(e)(f) の緑色の等値線は基準実験の東西風。

昇の峰が見られる。これは、平均子午面循環がこの領域で下降偏差となっていることと対応している (図省略)。

### 3.2 波動活動

本研究では波動活動の指標として、波動エネルギーを用いる。図 4 は渦運動エネルギー  $K_E$  の緯度気圧断面である。1 月の時間フィルタをかけることで、 $K_E$  のほとんどが非定常成分であることを確認済みである。基準実験の  $K_E$  は、傾圧不安定波動の活動を反映して中緯度の対流圏上部に極大をもつ。 $K_E$  が大きな領域は亜熱帯から中高緯度、対流圏から成層圏下部まで広がっている。NCEP/NCAR 再解析と比較すると、水惑星の  $K_E$  の分布はやや赤道側に偏っていると同時に、南北方向の広がりが小さいという特徴がある。図 5 は鉛直積算した  $K_E$ 、渦有効位置エネルギー  $A_E$ 、 $W$  である。基準実験では、 $K_E$ 、 $A_E$  とともに中緯度に極大を持つが、 $A_E$  の方がやや高緯度寄りである。また、 $K_E$  に比べて  $A_E$  の大きさは半分程度である。

高緯度+3 実験では、中緯度の波動活動は 1 割程度弱化する。これは対流圏の全域で見られる変

化である。波動活動が活発な領域の位置はほとんど変化しない。

全体+3 実験では、全球平均した  $W$  はあまり変化しない。1.4 % の増加が見られるものの、高緯度+3 実験に比べると変化は非常に小さい。より目立った変化として、波動活動の高緯度側・上方へのシフトが確認できる。この変化は現実的な温暖化実験におけるストームトラック活動の変化 (Yin, 2005) とよく対応している。以上のような全体+3 実験の変化は、南北温度傾度を考えるだけでは説明できない。そこで、次にエネルギー収支を見ていく。

### 3.3 エネルギー収支

図 6 は全球平均した大気エネルギーサイクルである。南北加熱差によって生成される基本場の有効位置エネルギー  $A_Z$  は、平均子午面循環を介して基本場の運動エネルギー  $K_Z$  へと変換される。 $K_Z$  は一部が摩擦で散逸し、残りが  $W (= K_E + A_E)$  に変換される。 $K_Z$  から  $W$  への変換は (1)  $K_Z \rightarrow A_E$ 、(2)  $K_Z \rightarrow K_E$  (正味では  $K_E \rightarrow K_Z$ )、という二つの経路があり、それぞれ傾圧過程、順圧過程に対応している。傾圧過程

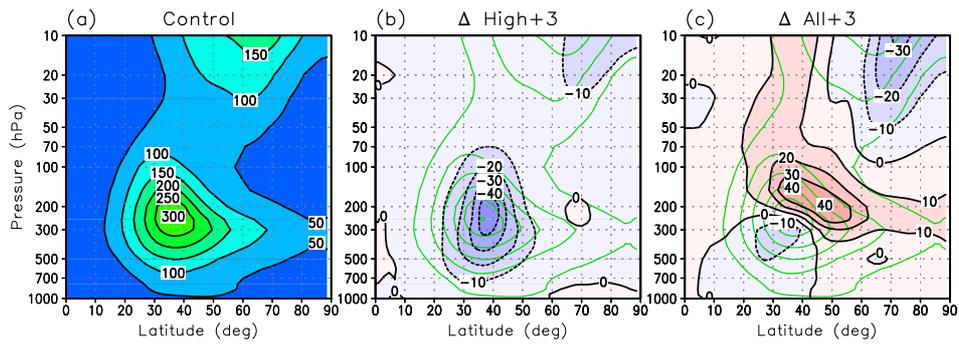


図 4: 渦運動エネルギー  $K_E$  [ $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ]. (a) 基準実験、(b) 高緯度+3 実験の変化、(c) 全体+3 実験の変化。(b)(c) の緑色の等値線は基準実験の  $K_E$ 。

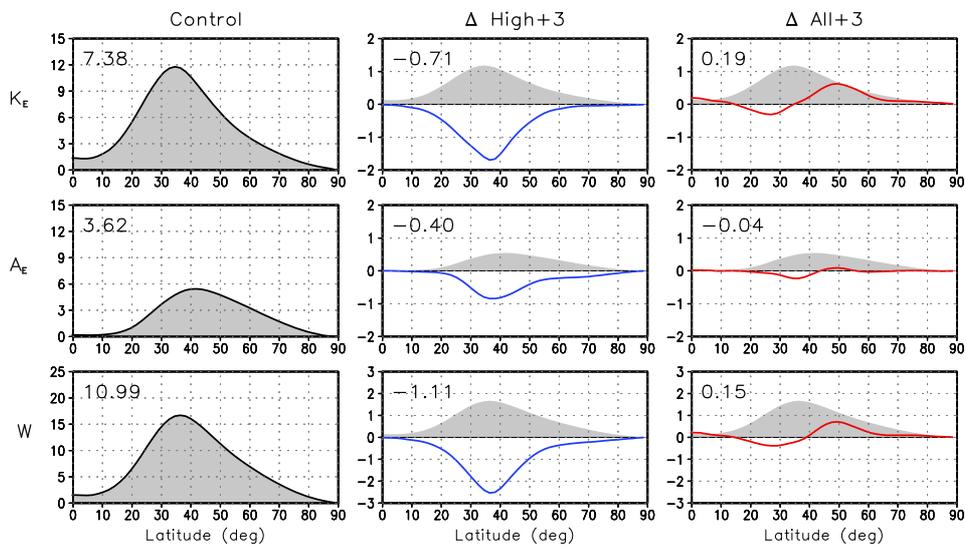


図 5: 鉛直積算した各エネルギー [ $10^5 \text{ J m}^{-1}$ ]. 上から順に、渦運動エネルギー  $K_E$ 、渦有効位置エネルギー  $A_E$ 、波動エネルギー  $W = K_E + A_E$ . 実線は、(左) 基準実験、(中央) 高緯度+3 実験の変化、(右) 全体+3 実験の変化、但し全球平均値への寄与を見るため  $\cos \phi$  が掛けられている。中央と右のシェードはコントロールランの分布を  $1/10$  に圧縮して表示したもの。左上の値は実線の全球平均値。

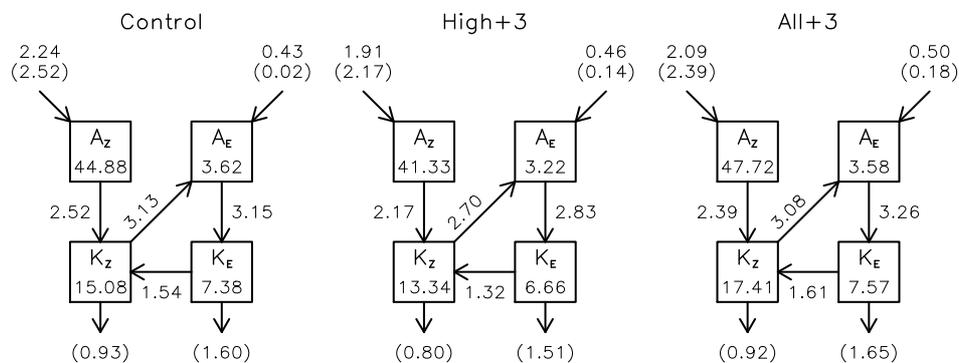


図 6: 全球平均した大気エネルギーサイクル。左から順に、基準実験、高緯度+3 実験、全体+3 実験の生の値。ボックスは各エネルギー [ $10^5 \text{ J m}^{-2}$ ]、矢印はエネルギー変換率 [ $\text{W m}^{-2}$ ]。括弧内は残差で求めた値。

は鉛直 EP フラックスと東西風の鉛直シアの積、傾圧過程は南北 EP フラックスと東西風の水平シアの積におおよそ比例する。 $W$  は非断熱加熱によっても生成され、摩擦によって散逸する。

高緯度+3 実験では、非断熱加熱による波動生成以外、全てのエネルギー・エネルギー変換率が減少する。つまり、エネルギーサイクルは減速する。

全体+3 実験では、基本場のエネルギーは増加するものの、 $K_Z$  から  $W$  へ向かう正味の変換率はむしろ減少している。一方、非断熱加熱による波動エネルギー生成は、気温上昇などを反映して増加する。

図 7 は波動エネルギー生成率の緯度分布である。基準実験では、傾圧過程と非断熱加熱の寄与によって中高緯度で波動エネルギーが生成される。一方、傾圧過程は亜熱帯で波動エネルギーを減少させる。 $K_E$  の移流項はあまり寄与しない。

全体+3 実験に注目すると、傾圧過程は波動エネルギーを高緯度側で増加、低緯度側で減少させる傾向がある。すなわち、波動エネルギーを高緯度側へシフトさせる効果がある。高緯度側では非断熱加熱による波動エネルギー生成も増加しているが、傾圧過程よりも寄与は小さい(但し全球平均としての寄与は大きい)。一方、傾圧過程は低緯度側で波動エネルギーを減少させる。

傾圧過程は、鉛直 EP フラックスと東西風の鉛直シアの積におおよそ比例する。傾圧過程に注目して、変化に対するそれぞれの寄与を分離したのが図 8 である。この図から、全体+3 実験における傾圧過程による波動エネルギー生成率の高緯度シフトは、高緯度側では主に鉛直シア、低緯度側では鉛直 EP フラックスが担っていることが分かる。なお、傾圧過程についても東西風の水平シア、南北 EP フラックス、その他に寄与を分離した。東西風の水平シアで全体の变化を半分程度を説明できるが、他の要素の寄与も大きく、傾圧過程ほど明瞭な結果は得られなかった。

## 4 まとめと考察

水惑星 AGCM に地球温暖化を模した二通りの SST 上昇を与えることで、波動活動の変化を調べた。高緯度の SST のみを上昇させる「高緯度+3

実験」では、中緯度の対流圏下部において南北温度傾度が弱まり、波動活動は衰退した。SST を一様に上昇させる「全体+3 実験」では、中緯度の対流圏上部において南北温度傾度が強まったが、全球平均した波動エネルギーはあまり変化しなかった。また、波動活動域が高緯度側・上方へシフトする傾向が見られた。

これらの結果は、中緯度の移動性波動にとって、対流圏上部より対流圏下部の南北温度傾度の方が重要であることを表している。これは過去の研究 (e.g. Hoskins and Valdes, 1990) と調和的である。

全体+3 実験で見られたように、対流圏上部の傾圧性の強化も波動活動の位置に影響しそうである。傾圧過程による波動エネルギー生成率の変化を寄与分離した結果、高緯度側では主に東西風の鉛直シア (南北温度傾度) が波動エネルギーを増加させ、低緯度側では上向き EP フラックスの衰退が波動エネルギーを減少させることが分かった。上向き EP フラックスの減少は、低緯度における安定度の増加が関連していると考えている。なお、高緯度側では非断熱加熱も波動エネルギーの強化に寄与している。

以上の結果によって、ストームトラックの極向きシフトなど、現実的な温暖化実験の結果をある程度説明できると考えている。しかし、高緯度の対流圏下部で気温上昇が大きな北半球冬季において、ストームトラックのエネルギーがやや強まる傾向である (Yin, 2005) ことは説明できない。一つの可能な説明として、地球温暖化による停滞性超長波の衰退 (e.g. Joseph, *et al.*, 2004; Kodama, *et al.*, 2007) との関連が考えられる。再解析データを用いた研究によると、北半球冬季における停滞性超長波と移動性波動の年々変動は逆相関の関係にあることが分かっている (本研究集会の長谷川他の発表を参照)。このような年々変動との類推から、地球温暖化による停滞性超長波の衰退がストームトラック活動の全体的な活発化に寄与した可能性を考えている。

また、SST フロント (SST 勾配が局所的に大きな領域) がストームトラック活動に及ぼす影響が最近注目されている (Nakamura, *et al.*, 2008) が、本研究ではこの役割を議論していない。地球温暖化における SST フロントの役割は、今後の

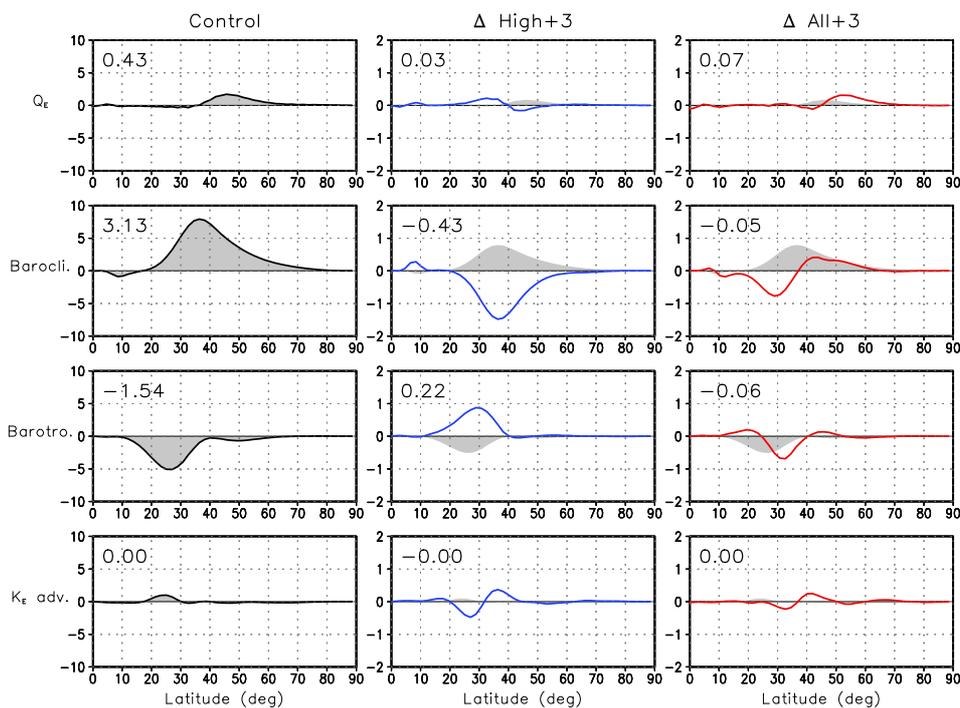


図 7: 波動エネルギー生成率の緯度分布。上から順に、非断熱加熱、傾圧過程、順圧過程、 $K_E$  の移流による寄与。実線は、(左) 基準実験、(中央) 高緯度+3 実験の変化、(右) 全体+3 実験の変化、但し全球平均値への寄与を見るため  $\cos \phi$  が掛けられている。中央と右のシェードはコントロールランの分布を 1/10 に圧縮して表示したもの。左上の値は全球平均値。

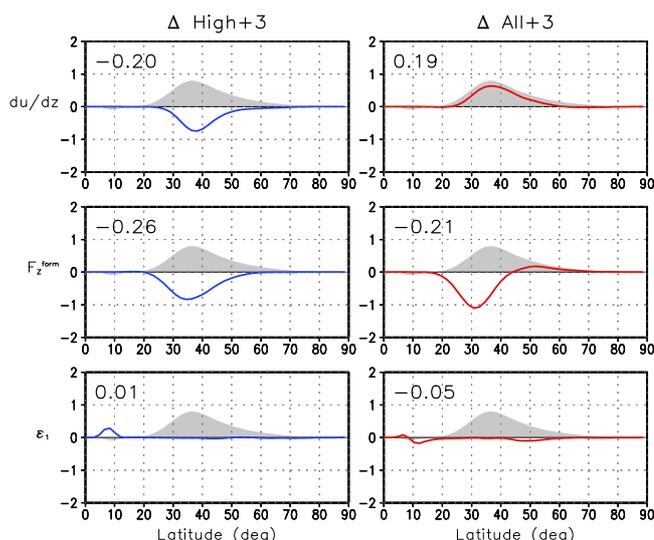


図 8: 傾圧過程による波動エネルギー生成率の変化に対する各項の寄与。上から順に、東西風の鉛直シア、鉛直 EP フラックス (形状抵抗)、その他の寄与。左図は高緯度+3 実験、右図は全体+3 実験。図の見方は図 7 と同じ。

重要な研究課題である。

## 謝辞

研究会では多くの方々から質問やコメントを頂くことができ、今後の研究の励みとなりました。どうもありがとうございます。貴重な発表の機会を与えてくださった東京大学の中村尚先生をはじめとする主催者の方々に、深くお礼申し上げます。図1を除く全ての図はGrADS (Grid Analysis and Display System) を用いて作成しました。本研究は気象研究所との共同研究として実施しました。また、東北大学グローバルCOEプログラム「変動地球惑星学の統合教育研究拠点」から御支援を頂きました。

## 参考文献

- Andrews, D. G. and M. E. McIntyre, 1976: Planetary waves in horizontal and vertical shear: The generalized Eliassen-Palm relation and the mean zonal acceleration. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2031–2048.
- Hoskins, B. J. and P. J. Valdes, 1990: On the existence of storm-tracks. *J. Atmos. Sci.*, **47**, 1854–1864.
- Iwasaki, T., 1989: A diagnostic formulation for wave-mean flow interactions and Lagrangian-mean circulation with a hybrid vertical coordinate of pressure and isentropes. *J. Meteor. Soc. Japan*, **67**, 293–312.
- Iwasaki, T., 2001: Atmospheric energy cycle viewed from wave-mean-flow interaction and Lagrangian mean circulation. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 3036–3052.
- Joseph, R., M. F. Ting and P. J. Kushner, 2004: The global stationary wave response to climate change in a coupled GCM. *J. Climate*, **17**, 540–556.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Kodama, C., T. Iwasaki, K. Shibata and S. Yukimoto, 2007: Changes in the stratospheric mean meridional circulation due to increased CO<sub>2</sub>: Radiation and sea surface temperature-induced effects. *J. Geophys. Res.*, **112**, D16103.
- Nakamura, H., T. Sampe, A. Goto, W. Ohfuchi and S.-P. Xie, 2008: On the importance of midlatitude oceanic frontal zones for the mean state and dominant variability in the tropospheric circulation. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L15709.
- Neale, R. B. and B. J. Hoskins, 2000: A standard test for AGCMs including their physical parametrizations: I: The proposal. *Atmos. Sci. Lett.*, **1**, 101–107.
- Shibata, K., H. Yoshimura, M. Ohizumi, M. Hosaka and M. Sugi, 1999: A simulation of troposphere, stratosphere and mesosphere with an MRI/JMA98 GCM. *Pap. Meteor. Geophys.*, **50**, 15–53.
- Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller, Eds., 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Cambridge University Press, 996pp.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L18701.
- Yukimoto, S., A. Noda, A. Kitoh, M. Hosaka, H. Yoshimura, T. Uchiyama, K. Shibata, O. Arakawa and S. Kusunoki, 2006: Present-day climate and climate sensitivity in the Meteorological Research Institute coupled GCM version 2.3 (MRI-CGCM2.3). *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 333–363.