

# 北半球冬における定常波動と非定常波動のエネルギー相関

長谷川怜\*・小玉知央・望月泰・岩崎俊樹 (東北大院理)

## 1 はじめに

中・高緯度の天候は停滞性超長波や傾圧不安定波に支配されている。停滞性超長波は定常波動であり、傾圧不安定波は非定常波動である。どちらの波動も中高緯度の天候に大きく影響している。これは例えば、日本において定常波動の卓越した冬では、西高東低の冬型の気圧配置になりがちであり、このとき北よりの風が強まるため寒冬になる傾向にあるといったことから分かる。よって総観規模以上を念頭に置いた定常波動と非定常波動の活動を調べることは、日本の天候といった身近な問題に対しても重要である。

定常波動と非定常波動は温暖化によって変化することが過去の研究から知られている。Stephenson and Held(1993)では他に先駆けて温暖化による定常波動の変化に注目した。Joseph et al.(2004)では温暖化による定常波動の弱化が見出された。また Hall et al.(1994), Yin(2005)などでは温暖化によるストームトラックの高緯度化が見出された。

エネルギー収支に注目した望月(2006)による先行研究では、大気大循環モデル MJ98 を用いた温暖化実験が行われた。ここでは北半球冬における、ある物理量の温暖化による変化は、 $CO_2$  現在気候設定(348ppmv)のDJF平均の気候値(25年平均)と、 $CO_2$  倍増時(696ppmv)のDJF平均の気候値との比較で表されている。また定常波動エネルギーと非定常波動エネルギーはそれぞれ帯状平均で表されており、緯度分布の変化を見ることができる。この実験では北半球冬において、温暖化によって定常波動エネルギーは減少し、その緯度分布に顕著な変化は見られなかった。一方、非定常波動エネルギーは増加し、そのピークの高緯度化が見られた。望月(2006)と同じ実験結果を解析した Kodama et al.(2007)では、北半球冬において、温暖化によって対流圏中層以下で帯状風のピークの高緯度化が見られた。

これらの定常波動エネルギーの減少、非定常波動エネルギーの増加、非定常波動エネルギーのピークの高緯度化、帯状風のピークの高緯度化は温暖化に

よって別々に起こるのではなく、互いに影響しあって起こることは多分に考えられる。ここで、温暖化によって見られる定常波動の変化と非定常波動や帯状風の変化との関係が、現実大気においても同じように成り立っているかも知れないと考えた。つまり例えば、現実大気において、定常波動が弱化するとき非定常波動のピークが高緯度化するといった関係があるのではないかと考えた。

本解析では、現実大気における定常波動と、非定常波動と帯状風との関係を調べた。再解析データを用い、それらの年々変動から、非定常波動エネルギーと帯状風について定常波動エネルギーに対する回帰係数を求めた。そして、本解析の結果と温暖化実験の結果を比較した。このように定常波動と非定常波動・帯状風の年々変動を整理することで、温暖化で見られる変化を説明することを試みた。

## 2 データ・解析方法

本解析においては JRA-25(Onogi et al. 2007) の 1981-2000 年の 20 年間を用いた。

解析ツールは Mass-weighted Isentropic zonal Mean (MIM) という等温位面上における質量重み付き帯状平均 (Iwasaki 1989, Iwasaki 2001) を用いた。ここでは、ある物理量  $A$  の帯状平均  $\overline{A^*}$  とそれからの偏差  $A'$  は次のように定義される。

$$\overline{A(\phi, \theta, t)^*} \equiv \frac{1}{2\pi} \int A(\lambda, \phi, \theta, t) \left( \frac{\partial p}{\partial \theta} / \frac{\partial p_{\dagger}}{\partial \theta} \right) d\lambda \quad (1)$$

$$A' \equiv A - \overline{A^*} \quad (2)$$

ここで  $\lambda$  は経度、 $\phi$  は緯度、 $\theta$  は温位、 $t$  は時間、 $p$  は気圧、 $p_{\dagger}$  は等温位面で東西平均した気圧である。

またここでは、定常波動を 1ヶ月以上の時間スケールをもつものとし、それより時間スケールの小さいものを非定常波動とする。ある物理量  $A$  の定常成分  $A_s$  と非定常成分  $A_t$  は次のように定義される。

$$A_s \equiv \frac{1}{t_0} \int A dt \quad (3)$$

$$A_t \equiv A - A_s \quad (4)$$

本解析では  $t_0$  は1月の1ヶ月間としている。

定常波動エネルギー  $W_s$  と非定常波動エネルギー  $W_t$  はそれぞれ以下のように定義する。これらはどちらも鉛直積算、帯状平均し、 $\cos\phi$  を掛けたものを示している。

$$\begin{aligned} W_s &= (P_E)_s + (K_E)_s \\ &= \frac{C_p p_0^{-\kappa} \cos\phi}{(1+\kappa)g} \int (p^{1+\kappa} - p_{\dagger}^{1+\kappa})_s d\theta \\ &\quad + \frac{\cos\phi}{g} \int \left( \frac{(u_s'^2)^*}{2} + \frac{(v_s'^2)^*}{2} \right) dp_{\dagger} \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} W_t &= (P_E)_t + (K_E)_t \\ &= \frac{C_p p_0^{-\kappa} \cos\phi}{(1+\kappa)g} \int (p^{1+\kappa} - p_{\dagger}^{1+\kappa})_t d\theta \\ &\quad + \frac{\cos\phi}{g} \int \left( \frac{(u_t'^2)^*}{2} + \frac{(v_t'^2)^*}{2} \right) dp_{\dagger} \end{aligned} \quad (6)$$

ここで  $P_E$  は波動有効位置エネルギー、 $K_E$  は波動運動エネルギーである。また  $C_p$  は定圧比熱、 $p_0$  は標準気圧、 $\kappa$  は  $R/C_p$  で  $R$  は気体定数、 $g$  は重力定数、 $u$  は東西風、 $v$  は南北風である。また、定常波動エネルギーの北半球平均  $\langle W_s \rangle$  と非定常波動エネルギーの北半球平均  $\langle W_t \rangle$  はそれぞれ  $W_s$  と  $W_t$  を赤道から北極まで緯度について積分したものとする。

北半球における1月の非定常波動エネルギーと帯状風について、定常波動エネルギーに対する回帰係数をそれぞれ1981-2000年の20年間の年々変動から求めた。そして定常波動エネルギーが大きいとき、平均的なとき、小さいときを以下のように表した。それらを比較することで、定常波動エネルギーの大きさの変化にともなう、非定常波動エネルギーと帯状風それぞれの大きさと緯度分布の変化を調べた。

$$f = \alpha \cdot \langle W_s \rangle + \beta \quad (7)$$

ここで  $f$  は非定常波動エネルギーまたは帯状風。 $\alpha$  は  $f$  の定常波動エネルギーに対する回帰係数である。定常波動エネルギーが大きいとき、平均的なとき、小さいときは  $\langle W_s \rangle$  にそれぞれ  $\langle W_s \rangle + \sigma$ 、 $\langle W_s \rangle$ 、 $\langle W_s \rangle - \sigma$  を代入して表す。但し  $\langle W_s \rangle$  は  $\langle W_s \rangle$  の1981-2000年の20年平均、 $\sigma$  は標準偏差である。

### 3 結果

はじめに北半球1月における定常波動エネルギーの半球平均と非定常波動エネルギーの半球平均の年々変動を図1に示した。この図から北半球1月において、定常波動エネルギーと非定常波動エネルギーは同じくらいの大きさがあり、逆相関の関係であることが分かる。またその相関係数は-0.63であった。

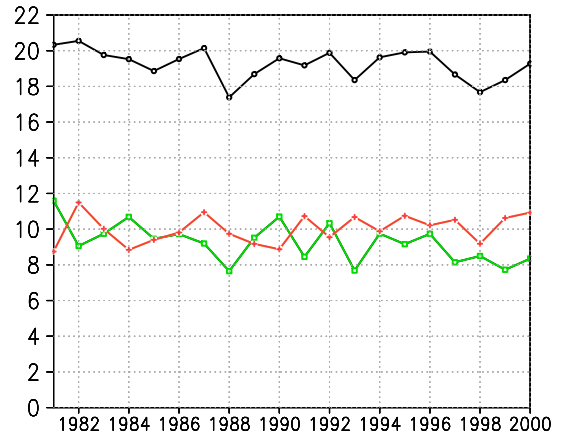


図1: 1月における北半球平均した波動エネルギー。赤は定常波動エネルギー。緑は非定常波動エネルギー。黒は定常波動エネルギー(赤)と非定常波動エネルギー(緑)の和。単位は  $10^5 \text{J/m}^2$ 。横軸は年。

次に北半球冬において、温暖化によって見られる定常波動エネルギーの減少と、非定常波動エネルギーの増加・ピークの高緯度化との関係と同じような関係が、現実大気においても成り立っているかどうかを見た。非定常波動エネルギーと半球平均した定常波動エネルギーの緯度ごとの関係を図2に示した。

図2(a)は北半球1月における非定常波動エネルギーと半球平均した定常波動エネルギーの時間相関

である。ほとんどすべての緯度の非定常波動エネルギーは、半球平均した定常波動エネルギーと負の相関である。特に中緯度において高い負の相関である。半球平均した定常波動エネルギーに対する回帰係数で表した非定常波動エネルギーを図2(b)に示した。なお、緯度のシフトを見やすくするために、定常波動エネルギーが小さいときの非定常波動エネルギーから定常波動エネルギーが平均的なときの非定常波動エネルギーを差し引いたものを図2(c)に示した。図2(b),(c)からは温暖化実験で見られたような大きなピークの緯度のシフトは確認できなかった。

次に北半球冬において、温暖化によって見られる定常波動エネルギーの減少と、対流圏中層以下の帯状風のピークの高緯度化との関係と同じような関係が、現実大気においても成り立っているかどうかを見た。850hPaにおける帯状風と半球平均した定常波動エネルギーの緯度ごとの関係を図3に示した。

図3(a)は北半球1月における850hPaの帯状風と半球平均した定常波動エネルギーの時間相関である。どの緯度においても相関は低い。また700hPa、500hPa、250hPaにおいても相関は低かった。これは定常波動の強さは、ENSOなど帯状風以外のさまざまな要因に左右されるからであるだろう。しかしながら、図3(b),(c)に示すように、定常波動エネルギーに対する帯状風の変化には系統的な緯度依存性が見られた。半球平均した定常波動エネルギーに対する回帰係数で表した850hPaにおける帯状風を図3(b)に示した。なお、緯度のシフトを見やすくするために、定常波動エネルギーが小さいときの帯状風から定常波動エネルギーが平均的なときの帯状風を差し引いたものを図3(c)に示した。図3(b),(c)からは850hPaにおいて定常波動エネルギーが小さいときには帯状風のピークの緯度が少し北にシフトしていることが分かる。またピークの緯度が少し北にシフトしたことによって、ピークの位置がヒマラヤ山脈のある緯度からずれたことも伺える。因みに850hPa面はヒマラヤ山脈と交わる。よって帯状風のピークが高緯度化するときヒマラヤ山脈にぶつかる風が弱まり、定常波動が弱まるのではないかと考えることができる。

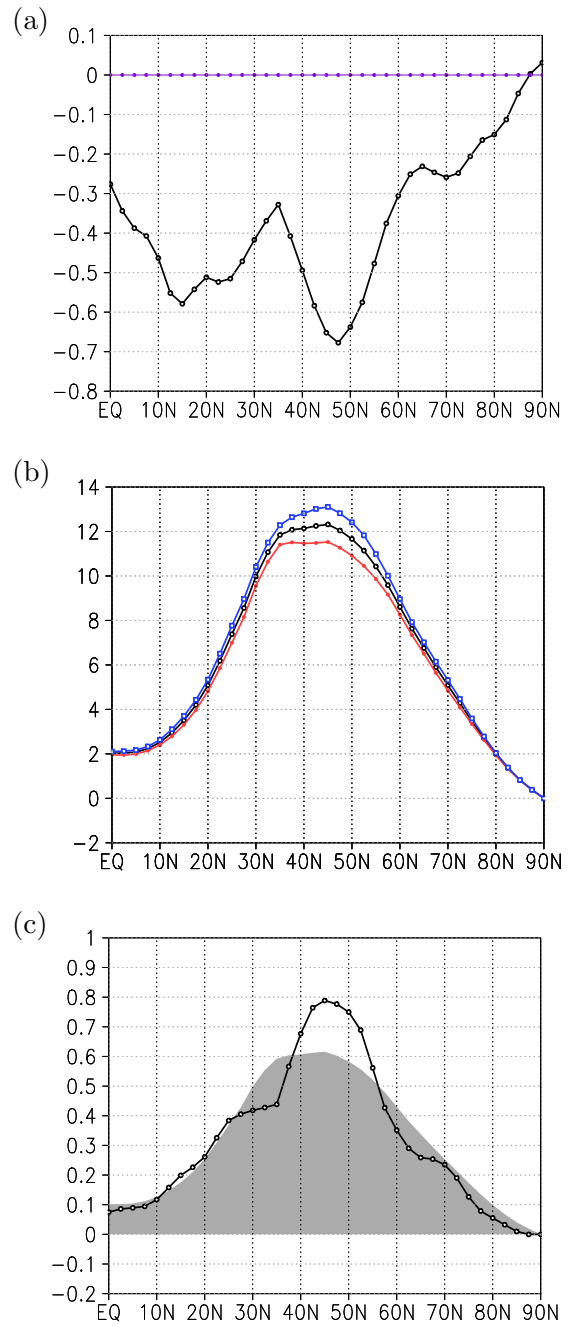


図2:北半球1月における非定常波動エネルギーと半球平均した定常波動エネルギーの緯度ごとの関係。(a):時間相関。(b):回帰係数で表した非定常波動エネルギー。赤、黒、青はそれぞれ定常波動エネルギーが大きいとき、平均的なとき、小さいとき。単位は $10^5 \text{J/m}^2$ 。(c):実線は定常波動エネルギーが小さいときの非定常波動エネルギー(図2(b)の青)から定常波動エネルギーが平均的なときの非定常波動エネルギー(図2(b)の黒)を差し引いたもの。影は定常波動エネルギーが平均的なときの非定常波動エネルギー(図2(b)の黒)の1/20。単位は $10^5 \text{J/m}^2$ 。すべて横軸は緯度。

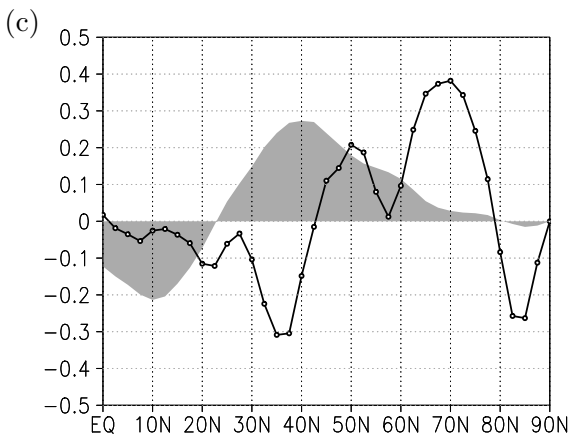
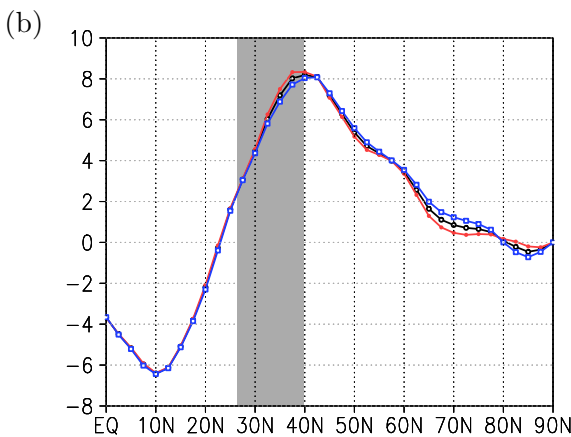
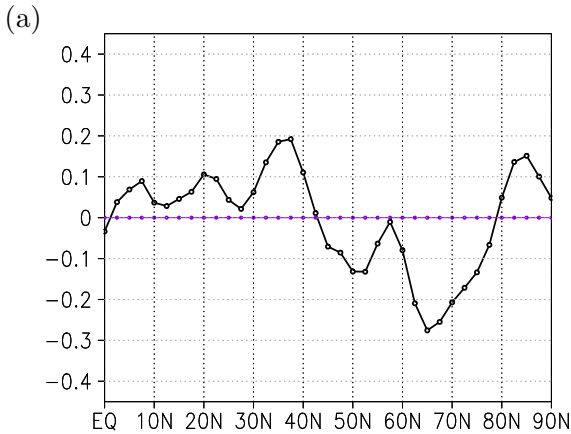


図3:北半球1月における850hPaの帯状風と半球平均した定常波動エネルギーの緯度ごとの関係。(a):時間相関。(b):回帰係数で表した帯状風。赤、黒、青はそれぞれ定常波動エネルギーが大きいとき、平均的なとき、小さいとき。単位はm/s。影はヒマラヤ山脈のおおよその緯度。(c):実線は定常波動エネルギーが小さいときの帯状風(図3(b)の赤)から定常波動エネルギーが平均的なときの帯状風(図3(b)の黒)を差し引いたもの。影は定常波動エネルギーが平均的なときの帯状風(図3(b)の黒)の1/30。単位はm/s。すべて横軸は緯度。

## 4 まとめと温暖化実験についての考察

本解析では現実大気において、北半球冬における定常波動と、非定常波動と帯状風の関係性を調べた。ここで、JRA再解析データ1981-2000年の20年間を用いた。北半球1月における年々変動から、帯状風と非定常波動エネルギーを半球平均した定常波動エネルギーに対する回帰係数で表した。このように現実大気の変動を調べることで、先行研究の温暖化実験で見られた定常波動エネルギーの減少と、非定常波動エネルギーの増加、非定常波動エネルギーのピークの高緯度化、対流圏中層以下での帯状風のピークの高緯度化の解釈を試みた。

現実大気において、定常波動エネルギーと非定常波動エネルギーの年々変動の間には逆相関の関係が見られた。つまり現実大気において定常波動エネルギーが小さいときには非定常波動エネルギーが大きくなるということである。そしてこれは温暖化実験で見られた関係を説明する。即ち温暖化時に非定常波動エネルギーが増加するのは、定常波動エネルギーが減少するからではないかと推測することができる。

現実大気において、非定常波動のピークの緯度は定常波動エネルギーの大きさによらないように見えた。温暖化実験において非定常波動エネルギーのピークの高緯度化が見られたが、これは定常波動エネルギーの減少と直接的な因果関係は無いのではないかと推測することができる。Kodama & Iwasaki(投稿中)による水惑星を用いた温暖化実験では、非定常波動エネルギーに顕著な増加は見られず、ピークの高緯度化は見られた。因みに水惑星において定常波動エネルギーは非定常波動エネルギーの1/10ほどしかない。この結果から非定常波動エネルギーのピークの高緯度化は定常波動を介さないSST上昇による直接の効果であることが推測できる。

現実大気において、定常波動エネルギーが小さいときには対流圏中層以下の帯状風のピークが少し北へシフトするという結果が得られた。これは帯状風のピークが高緯度化するとき、ヒマラヤ山脈にぶつかる風が弱まり定常波動が弱化したのではないかと

考えることができる。同様に温暖化実験において見られた定常波動の弱化も、帯状風のピークの高緯度化が原因となっており起こったのではないかと推測できる。Kodama & Iwasaki(投稿中)による水惑星を用いた温暖化実験では、定常波動がほとんどないにも関わらず、対流圏中層以下の帯状風のピークの高緯度化が見られた。よって帯状風のシフトは定常波動を介しないSST上昇による直接の効果であり、現実的な温暖化実験において、定常波動の弱化が帯状風を高緯度化させたわけではないことが推測される。しかしながら現実大気の年々変動において、定常波動エネルギーと帯状風の相関は低かった。これは定常波動の強さは、ENSOなど帯状風以外のさまざまな要因に左右されるからであるだろう。

本解析の結果も考慮し、温暖化実験で見られた北半球冬における定常波動の弱化、非定常波動の強化、非定常波動のピークの高緯度化、対流圏中層以下の帯状風のピークの高緯度化は次のような流れで起きているのではないかと推測した。まず温暖化の影響で対流圏中層以下の帯状風のピークの緯度が北にシフトする。それによってヒマラヤ山脈にぶつかる風が弱まり定常波動が弱化する。さらに定常波動が弱化するにともない逆相関の関係にある非定常波動が強化する。

しかしながら定常波動と帯状風の相関は低いうえ、そもそも現在気候における年々変動から導いた関係が現在気候における気候値と温暖化時における気候値との比較において必ずしも当てはまるとはいえない。今後は定常波動と非定常波動と帯状風のエネルギーの生成・交換がどこでどのように行われているのか力学的に解明する必要がある。

## 5 参考文献

- Hall, N. M. J., B. J. Hoskins, P. J. Valdes, and C. A. Senior, 1994: Storm tracks in a high-resolution GCM with doubled carbon dioxide, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **120**, 1209-1230.
- 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. Ting, and P. J. Kushner, 2004: The global stationary wave response to climate change in a coupled GCM. *J. Climate*, **17**, 540-556.
- 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, doi:10.1029/2006JD008219
- Kodama, C., and T. Iwasaki, :Influence of the SST rise on baroclinic instability wave activity under an aqua planet condition. *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- 望月泰, 2006: 「全球大気エネルギー収支の長期変動の解析」修士論文
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taria, 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **85**, 369-432.
- Stephenson, D. B., and I. M. Held, 1993: GCM response of northern winter stationary waves and storm tracks to increasing amounts of carbon dioxide. *J. Climate*, **6**, 1859-1870.
- Yin, J. H., 2005: A consistent poleward shift of the storm tracks in simulations of 21st century climate. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, doi:10.1029/2005GL023684.