

中間規模東進波の統計解析

九州大学大学院 総合理工学府 伊ヶ崎 英雄(IKAZAKI Hideo)
東京大学 海洋研究所 伊賀 啓太(IGA Keita)

概要

Sato et al. (1993)によって発見された中緯度対流圏界面付近で顕著に見られる波動現象である中間規模東進波についての統計的性質を調べた。

本研究では、大気大循環モデルとして CCSR/NIES AGCM バージョン 5.4 を用いて標準的な実験を行って中間規模東進波を再現し、一方で ERA40 再解析データを用いた結果と相互比較して、モデルで再現された中間規模東進波の統計的性質を調べた。

本研究により、モデルで再現された中間規模東進波に関して、波の振幅がピークを取る高度が観測結果に比べてやや低いこと、波の振幅の値が観測値よりも小さいこと、波の振幅が大きい事例が発現する地域が観測結果とよく一致していること、波の位相構造が南北方向にも鉛直方向にも位相の傾きが小さく対流圏界面に捕捉されていたことなど、従来から知られている特徴とよく一致していたことなどが明らかにされた。

1 はじめに

中間規模東進波は、Sato et al. (1993)によって発見された中緯度対流圏界面付近に捕捉される波動現象である。その後の研究によって、この波動は、東西波長が 2000-3000km であること、周期が 20-30 時間であること、初期の研究で取り扱われた北半球だけではなく南半球にも存在する普遍的な波動であることなどが次々に明らかにされてきた(Hirota et al. 1995; Yamamori et al. 1997; Sato et al. 2000 など)。また、この波動の復元機構については、Sato et al. (1998)が、準地衡系における基本場渦位南北勾配の伸縮項が主要な役割を果たしているということを示した。

以上のように、中間規模東進波は中緯度大気で普遍的に見られる現象であり、準地衡系の枠組みで説明できる現象であるので、標準的な大気大循環モデルでも再現ができることが期待される。そして、大気大循環モデルで適切に再現されていれば、その生成過程をはじめとしてこの波の様々な性質を調べるのに大気大循環モデルを用いることができる可能性がでてくる。そこで本研究では、大気大循環モデルにおける中間規模東進波の統計的性質を調べることを目的とする。また、モデルの結果を観測結果と比較検討するために ERA40 データを用いて同様の解析を行って統計的性質を調べた。

2 データと解析方法

2.1 データ

本研究の解析では，大気大循環モデルの結果と再解析データを用いた．それぞれの内容について以下に説明する．

今回用いた大気大循環モデルは，東京大学気候システム研究センター(CCSR) と国立環境研究所(NIES) の共同研究によって開発された CCSR/NIES AGCM のバージョン 5.4 である．このモデルの力学過程には，全球プリミティブ方程式系が用いられている．また物理過程については，対流スキームとして簡易型 Arakawa-Schubert スキーム(Arakawa and Schubert, 1974)を，大規模凝結過程には Le Treut and Li (1991) に基づくスキームを，鉛直拡散には Mellor and Yamada (1974) の level 2 を用いている．さらに，放射スキームには，気体・雲・エアロゾルによる短波・長波の吸収及び散乱過程を表現する 2 ストリーム DOM/adding 法(Nakajima and Tanaka, 1986) を用い，サブグリッドスケールの地形によって励起される重力波の上方への運動量フラックスを McFarlane (1987) の重力波抵抗スキームで表現している．

モデルの解像度について以下のように設定した．まず水平方向には，中緯度に存在する中間規模東進波は約 2000km の水平波長を持つことがこれまでの研究から知られていることを考慮して，約 250km の水平解像度に相当する全波数 42 での三角切断を用いた．一方，鉛直方向には，圏界面付近の基本場の構造を表現できるように，地表から高度 25km までを 20 層に分解した．データの出力間隔は，これまでの研究から中間規模東進波の周期が約 24 時間程度であることがわかっているので，それを解像するのに十分な 1 時間間隔でデータを出力した．

初期条件として 300K 等温静止大気を与えて 6 年間時間積分を行い，2 年目以降の 5 年分のデータを解析に用いた．

一方，再解析データとして ECMWF 40 Year Re-analysis (ERA-40)を用いた．このデータセットの解像度は，水平方向に緯度経度ともに 2.5 度で，鉛直方向には 1000hPa から 1hPa までの 23 層を持ち，時間間隔は 6 時間である．本研究の解析には，1958 年から 2001 年までの 44 年分のデータを用いた．

2.2 解析方法

中間規模東進波を調べるために，12～48 時間のバンドパスフィルタをかけた南北風(南北風擾乱)を解析した．特に，中間規模東進波が顕著に再現されている場合について調べるために，南北風擾乱の振幅が上位 10%の極値データについての解析も行った．また，従来の研究において波動の活動度がジェット流と関係していることが指摘されているので，ジェット流の様子を調べるために 48 時間のローパスフィルタをかけた東西速度も解析した．

3 結果

3.1 水平分布

図 1 に、ERA40 及び AGCM のそれぞれのデータセットにおける、中間規模東進波南北風擾乱振幅が上位 10% の発生頻度の年平均及びジェット流の年平均の 250hPa 面における水平分布を示す。中間規模東進波が顕著に現れる領域は、ERA40 と AGCM とともに、北太平洋、北大西洋、及び南インド洋で両者の分布はよく一致している。この結果は、4 年分の中間規模東進波を解析した Sato et al. (2000) と整合的であった。また、中間規模東進波が顕著に現れる領域は、このジェット流が強い領域の東方に分布していた。

今後、この中間規模東進波が顕著に現れる領域として、北太平洋を N01、北大西洋を N02、そして南インド洋を S01 を選び、それぞれの対象領域における解析を行う。各領域の範囲を図 2 に示した。

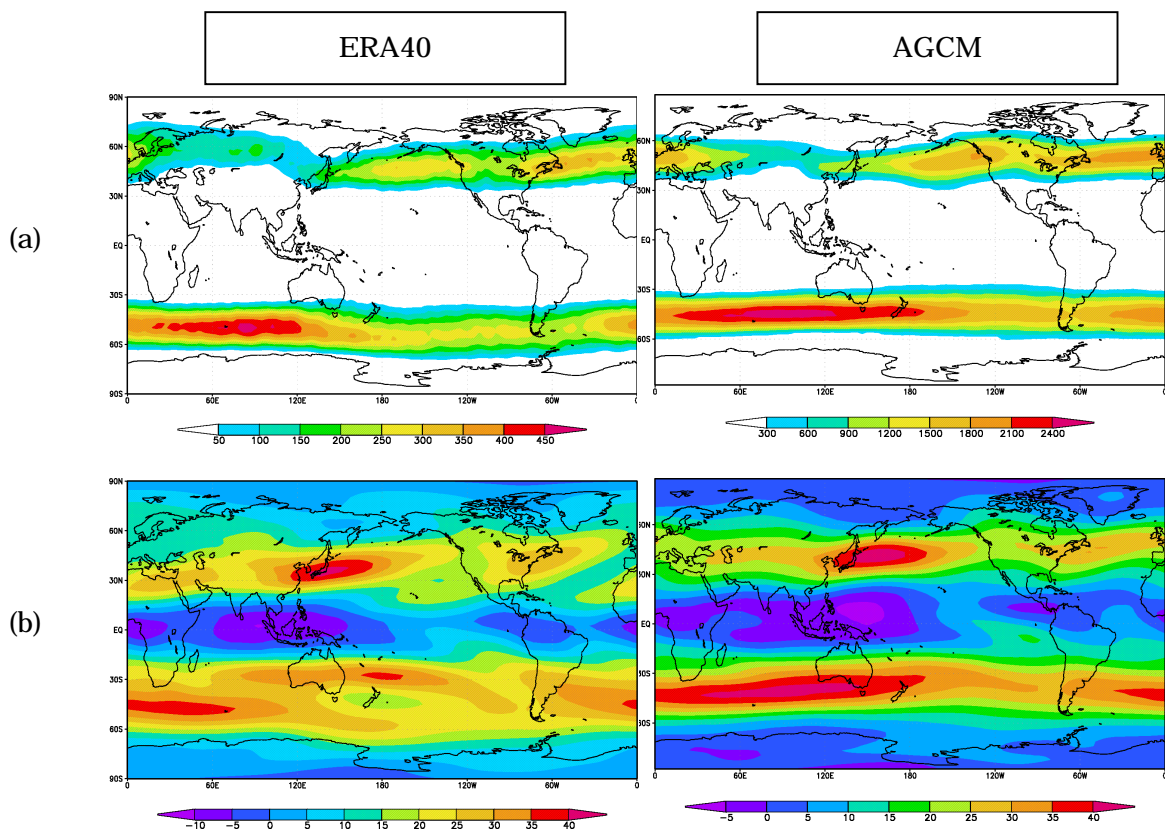


図 1 (a) 中間規模東進波振幅が上位 10% の発生頻度の年平均及び(b) ジェット流の年平均の 250hPa 面における緯度 経度断面。左列が ERA40 の結果、右列が AGCM の結果。

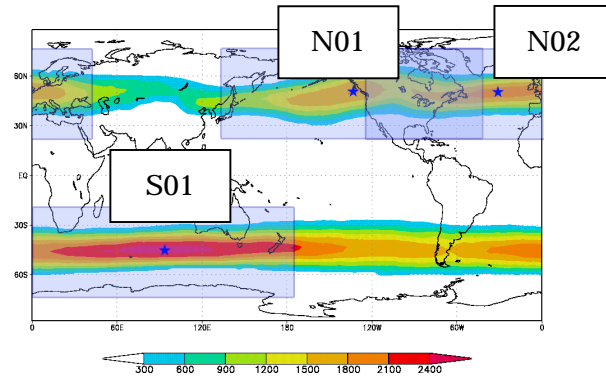


図2 中間規模東進波の解析対象領域．北太平洋 N01，北大西洋 N02，南インド洋 S01．

3.2 位相構造

ここでは，中間規模東進波の水平方向及び鉛直方向の位相構造を調べるために，N01，N02，及び S01 の 3 つの解析対象領域の中央点での 250hPa 面を基準点として，中間規模東進波南北風擾乱の振幅が上位 10% になった事例のコンポジット解析を行った．なお，解析対象領域として N01，N02，及び S01 の位相構造を確認したがどれも類似していたため，以後の位相構造は N01 のもののみについて示すことにする．

図 3 に，ERA40 及び AGCM のそれぞれのデータセットにおける，ERA40 と AGCM とともに南北風擾乱及びジオポテンシャル高度擾乱の 250hPa 面上の水平位相構造を示した．これらの位相構造は，南北方向にあまり傾いておらず，両者の位相が 1/4 波長ずれているので準地衡的であるなど，Sato et al. (1993) などの従来の研究結果と整合的である．

図 4 に，ERA40 及び AGCM のそれぞれのデータセットにおける，南北風擾乱，ジオポテンシャル高度擾乱，及び気温擾乱の北緯 50 度における鉛直位相構造を示す．図 3(a) と (b) はそれぞれ南北風擾乱とジオポテンシャル高度擾乱であるが，両者は 1/4 波長ずれており地衡的な波動構造である．また両者の位相は鉛直方向にほとんど傾いておらず，対流圏界面付近に捕捉されている．また，図 3(c) の気温擾乱の位相構造とジオポテンシャル高度擾乱を合わせてみると，波動が静水圧的になっていることがわかる．

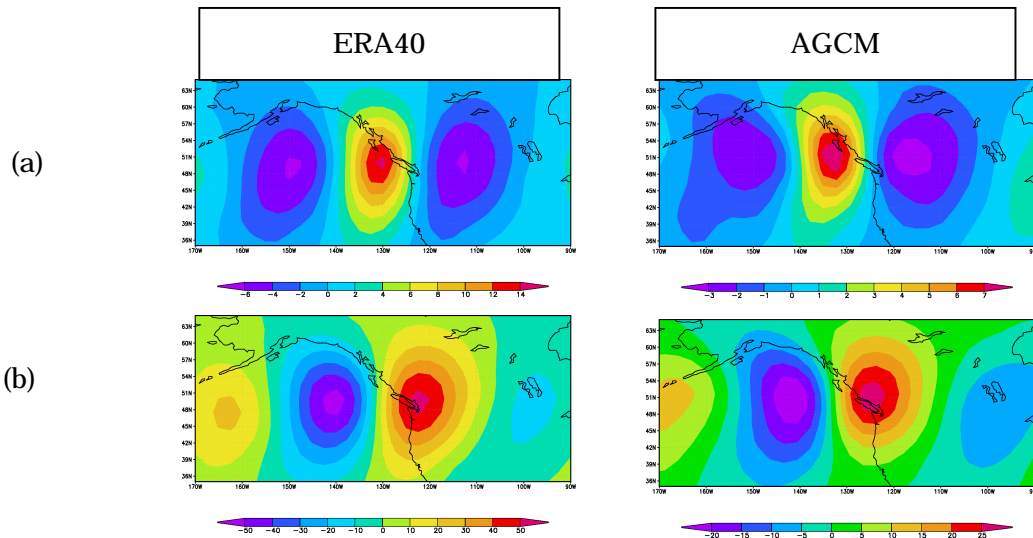


図3 250hPa 面における(a)中間規模東進波の南北風擾乱及び(b)ジオポテンシャル高度擾乱の緯度 経度断面．左列が ERA40 の結果，右列が AGCM の結果．

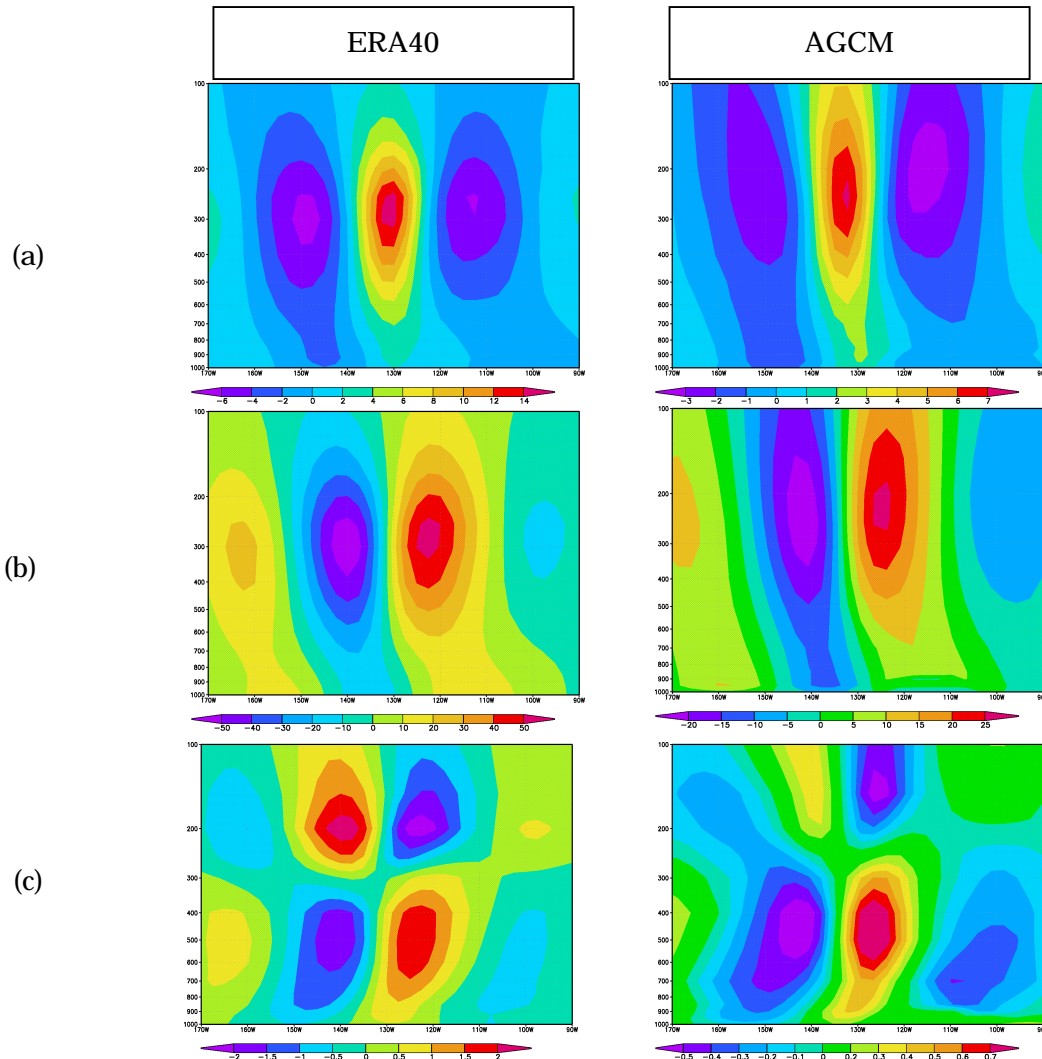


図4 北緯 50 度における(a)中間規模東進波の南北風擾乱，(b)ジオポテンシャル高度擾乱，及び(c)気温擾乱の経度 高度断面．左列が ERA40 の結果，右列が AGCM の結果．

3.3 伝播特性

ここでは、中間規模東進波の波長、周期、位相速度などの伝播特性を調べた。

まず3.2節のコンポジットに用いたときと同様の手法で中間規模東進波が顕著な事例を抽出し、次にラグ相関を用いて各事例の波長、周期、及び位相速度を求め、最後に各量の平均値を信頼限界95%で区間推定した。

表1に、ERA40及びAGCMのそれぞれのデータセットにおける、各対象領域での波長、周期、及び位相速度を示す。ERA40とAGCMで同じような値が得られ、これらについても過去の研究と整合的である。

表1 各対象領域における中間規模東進波の各伝播特性。

要素	領域	ERA40	AGCM
波長 (km)	N01	2240±20	2260±50
	N02	2230±10	2270±60
	S01	2810±30	2700±70
周期 (時間)	N01	24.6±0.3	25.4±0.6
	N02	25.2±0.2	26.6±0.6
	S01	29.0±0.3	28.2±0.7
位相速度 (m/s)	N01	25.3±0.3	24.7±0.5
	N02	24.6±0.2	23.7±0.5
	S01	26.9±0.2	26.7±0.6

3.4 季節変動

中間規模東進波の季節変動について、アジア域を解析した Yamamori et al. (1997)は春季と秋季に活動が強く夏季と冬季に活動が弱いことを示し、全球を解析した Sato et al. (2000)は北太平洋及び北大西洋で秋季から翌年の春季まで活動が強く、南インド洋で春季と秋季に活動が強くなっていることを示している。以下では、これらの従来との結果との対応に着目する。

図5に、ERA40及びAGCMのそれぞれのデータセットの250hPa面における、中間規模東進波南北風擾乱の振幅が上位10%の発現割合（各月のデータ数及び各領域のグリッド数に対する中間規模東進波南北風擾乱の振幅が上位10%の発現頻度）の月変化及び各月のジェット月平均値の月変化を示した。各月の値は、データセットの年数で平均する際に95%信頼限界で区間推定した。図5(a)を見ると、ERA40とAGCMともに、N01及びN02の北半球における中間規模東進波の活動度は従来との結果と同様に秋季から翌年の春季まで活発であった。これは、また、S01の南半球における中間規模東進波の活動度は、北半球の活動度とほぼ逆位相で、南半球の秋季から春季まで活発であった。なお、以上の中間規模東進波の活動度は、図5(b)のジェットの月平均値とほぼ同位相であった。

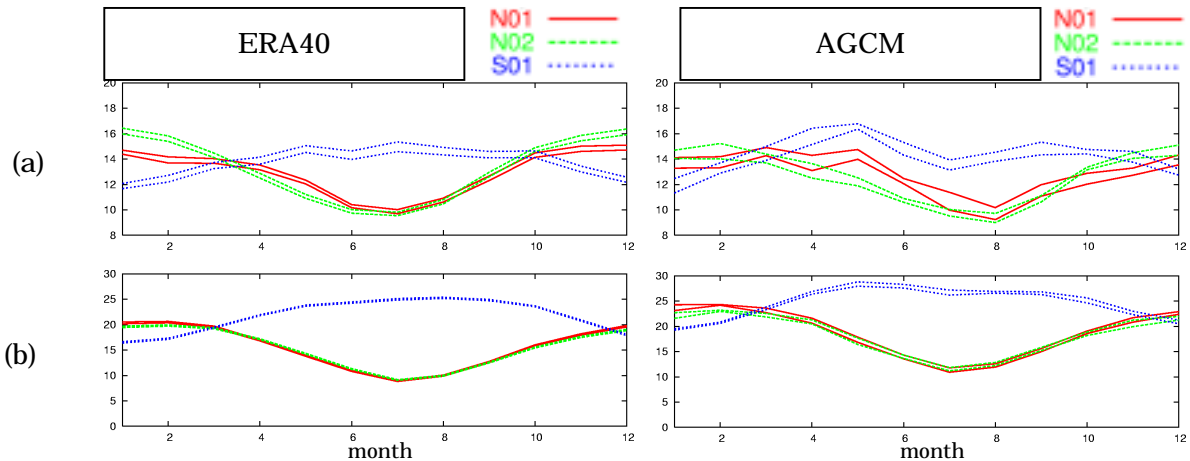


図5 (a)中間規模東進波南北風擾乱の振幅が上位10%の発現割合(各月のデータ数及び各領域のグリッド数に対する,中間規模東進波南北風擾乱の振幅が上位10%の発現頻度)の月変化及び(b)各月のジェット月平均値.

4 まとめ

中間規模東進波について,AGCM及びERA40について同様の解析を行い,統計的性質を明らかにした.今回の研究の結果を以下にまとめる.

- 1) 中間規模東進波が活発な領域は,北太平洋,北大西洋,南インド洋などであった.なお,これらの領域は,ジェット流が強い領域の東方に位置していた.
- 2) 中間規模東進波の位相構造について,静水圧的であること,準地衡的であること,位相の傾きが少ないこと,対流圏界面付近に捕捉されていることなど,従来から知られている性質がERA40及びAGCMの結果に見られた.
- 3) 中間規模東進波の活動度の季節変動について,秋季から春季にかけて強く,夏季には弱かった.この季節変動の位相は,ジェット流の季節変動とほぼ同位相であった.
- 4) AGCMに現れた中間規模東進波の統計的性質はERA40に現れたものとほぼ同様で,中間規模東進波の研究にAGCMが有効に使用できると考えられる.

参考文献

- Arakawa, A. and W. H. Schubert, 1974: Interactions of cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. *J. Atmos. Sci.*, 31, 671-701.
- Hirota, I., K. Yamada and K. Sato, 1995: Medium-Scale travelling waves over the North Atrantic. *J. Meteor. Soc. Japan*, 73, 1175-1179.
- Le Treut H. and Z. X. Li, 1991: Sensitivity of an atmospheric general circulation model to

prescribed SST changes: feedback effects associated with the simulation of cloud optical properties. *Climate Dynamics*, 5, 175-187.

McFarlane, N. A., 1987: The effect of orographically excited wave drag on the general circulation of the lower stratosphere and troposphere. *J. Atmos. Sci.*, 44, 1775-1800.

Mellor, G.L. and T. Yamada, 1974: A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1791-1806.

Nakajima, T. and M. Tanaka, 1986: Matrix formulation for the transfer of solar radiation in a plane-parallel scattering atmosphere. *J. Quant. Spectrosc. Radiat. Transfer*, 35 13 –21.

Sato, K., H. Eito, and I. Hirota, 1993: Medium-scale travelling waves in the extra-tropical upper troposphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, 71, 427-436.

Sato, K., H. Yazawa, and T. Matsuno, 1998: Trapping of the medium-scale waves into the tropopause. *Abstracts, Rossby-100 Symp., Vol.II, Stockholm, Sweden, Stockholm University*, 302-304.

Sato, K., K. Yamada, and I. Hirota, 2000: Global characteristics of medium-scale tropopausal waves observed in ECMWF operational data. *Mon.Wea.Rev.*, 128, 3808-3823

Yamamori, M., and K. Sato, 1998: A quasi-geostrophic analysis on medium-scale waves near the midlatitude tropopause and their relation to the background state. *J. Meteor. Soc. Japan*, 76, 879-888.

Yamamori, M., K. Sato, and I. Hirota, 1997: A study on seasonal variation of upper tropospheric medium-scale waves over East Asia based on regional climate model data. *J. Meteor. Soc. Japan*, 75, 13-22.