

対流圏界面付近の中間規模波動

山森 美穂・佐藤 薫・廣田 勇

Miho Yamamori, Kaoru Sato and Isamu Hirota

京都大学大学院理学研究科地球物理学教室

1 はじめに

近年になって、時間・空間分解能の優れた観測および客観解析データが利用できるようになり、中間規模(総観スケールとメソスケールの“中間”のスケール)の大気現象についての解析が行えるようになった。

Sato, Eito and Hirota(1993)(以後 SEH と表記) はすぐれた時間・鉛直分解能を持つ京都大学 MU レーダー観測データと JSM(Japan Spectral Model, 日本域スペクトルモデル) 予報データを用いて、1990 年の春に中上部対流圏に中間規模東進波動を見つけた。その中間規模波動の特徴は次の通りである。1) 波の振幅は亜熱帯西風ジェットの約 5° 北、対流圏界面付近で最大で、南北・鉛直方向ともに限られている。2) 東西波長、周期、東向き位相速度はそれぞれ約 2100km、26 時間、 22ms^{-1} である。3) 南北および鉛直方向の位相の傾きは小さい。

Hirota, Yamada and Sato(1995) は同様に西風ジェットの強い冬の北大西洋域について、ECMWF(European Centre for Medium-Range Weather Forecasts, ヨーロッパ中期予報センター) 客観解析データを用いて SEH と同様の方法で調べた。彼らは西太平洋域に見られるのとはよく似た中間規模波動を見つけた。東西波長、周期、位相速度はそれぞれ 2400km、33 時間、 20ms^{-1} と見積もられている。したがって中間規模波動は日本上空にのみ存在する局所的な現象ではなく、強い対流圏ジェットのある領域に普遍的な現象であると考えられる。しかしこれら二つの研究は特定の季節に限られていた。

この研究の目的は東アジア上空の中間規模波動の振舞の季節変化を記述することである。特にヴァリアンスと位相速度に着目した。データは時間分解能 1 時間、期間 1 年の局地気候モデルの時間積分値を用いた。

2 データ

この研究で用いたデータは気象研究所の局地気候モデルの時間積分値である (Sasaki, *et al.*, 1995)。このモデルはいわゆるネスティングモデルで、大規模な粗いモデルと内側の高分解能モデルを波数空間で結合している。実際には、12 時間毎に、アジア域をカバーする FLM(Fine-mesh Limited-area Model, 気象庁の前の短期予報モデル) の改訂版の大規模場を気象庁全球客観解析データ GANAL の大規模場と置き換える。よってこのモデルでは 1 年にわたる長時間積分の間、小規模現象のなめらかな時間発展が期待される。

図1はFLMの計算領域を示す。オリジナルデータは領域上の図1に示した 73×55 点で与えられている。水平格子間隔は 60°N で127kmである。モデルは σ 座標で16層あり、注目する中上部対流圏では鉛直格子間隔はおよそ2kmである。解析にはデータを $1^\circ \times 1^\circ$ の緯度経度グリッド、および気圧面(100–1000hPa)に射影してから用いた。時間分解能は1時間、データ期間は1984年12月31日から1986年1月4日の370日間である。

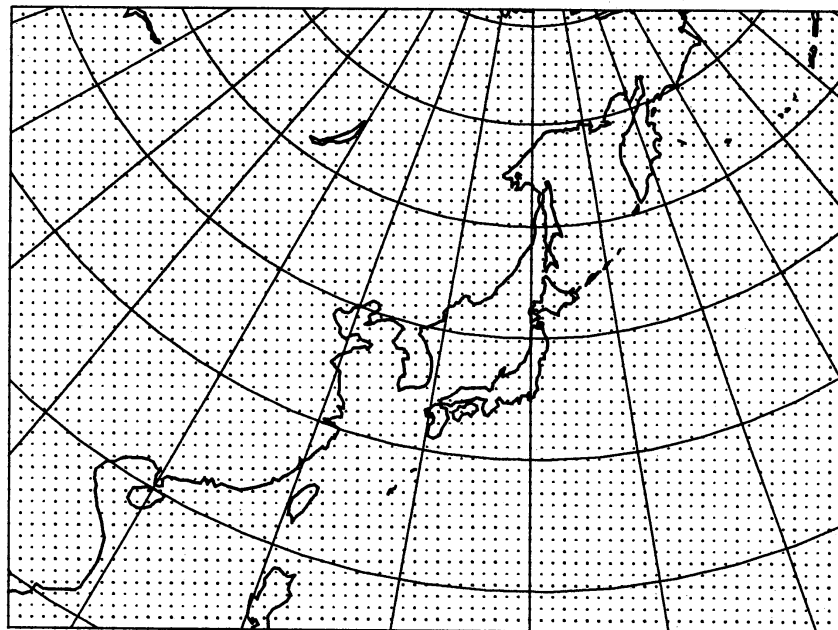


図1: 局地気候モデルの計算領域

3 現象の特徴

図2は $35\text{--}45^\circ\text{N}$ で平均した南北風の時間高度断面図を6時間毎に示したものである。南北風場に2種類の波が卓越している。太い実線は上部対流圏の南風の最大の東向き伝播を示している。この最大値の位相速度は1日あたり 31° 、すなわち 40°N で 31ms^{-1} である。もう一方の波の伝播は破線で示され、よりゆっくり伝播している。

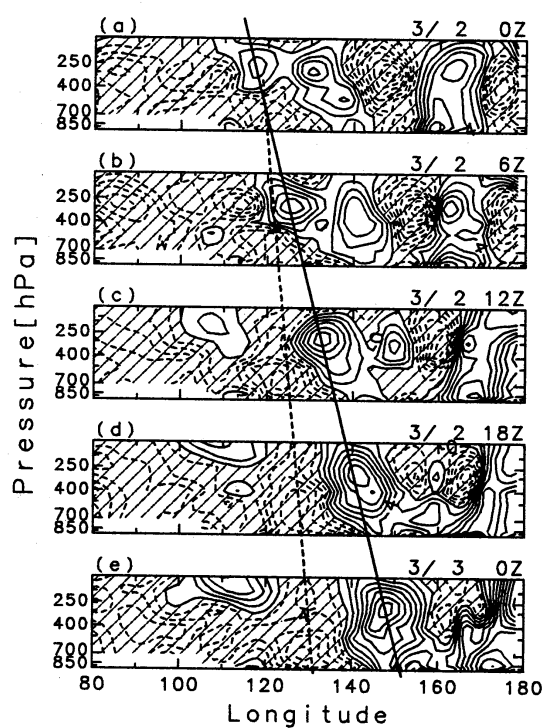


図 2: (a)3 月 2 日 00 時、(b)06 時、(c)12 時、(d)18 時、(e)3 月 3 日 00 時における南北風 (35–45 ° N の平均) の時間高度断面図。時刻はグリニッジ標準時。

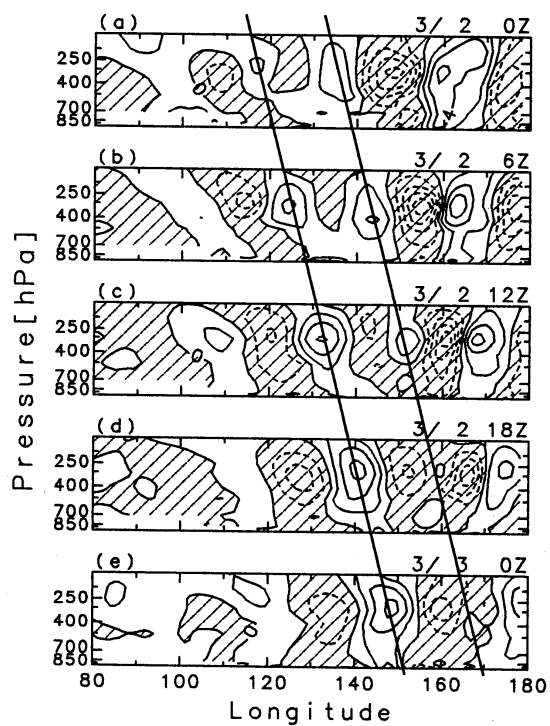


図 3: 図 2 と同じ、ただし周期 12~42 時間の成分。

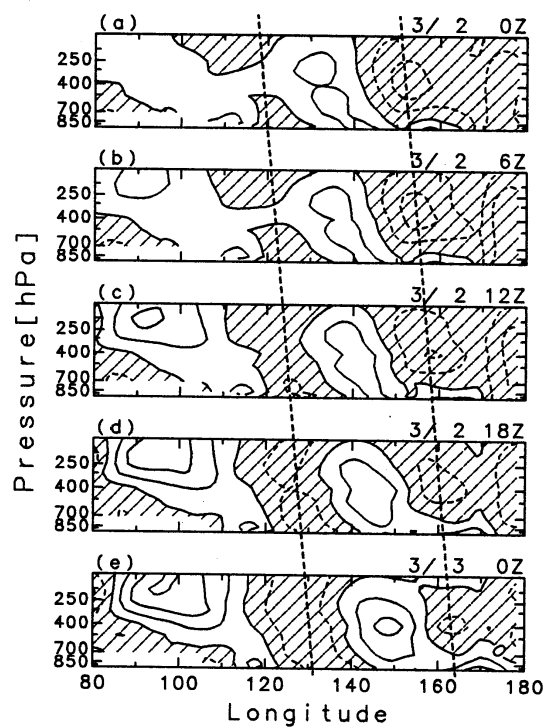


図 4: 図 2 と同じ、ただし周期 60~144 時間の成分。

これら二つの波はそれぞれ別の時間バンドパスフィルターを用いてよりはっきり見ることができる。図3はカットオフ周期が12と42時間のバンドパスフィルターを用いて抽出した南北風成分の時間高度断面図である。図2の速い波の特徴がはっきり表現されている。波長は約2000kmである。振幅は250ないし300hPaで最大値を取る。位相の鉛直方向の傾きは500hPaより上ではほとんどない。これらの特徴は本質的にSEHで記述された中間規模波動と同一である。

一方、図2の遅い方の波は図4(周期60–144時間の成分を図3のように示した)によく表現されている。波長は約4000kmで、等位相線は高度とともに西に傾いており、これはいわゆる総観規模の傾圧波動の特徴と一致している。

中間規模波動の南北風成分の緯度経度断面図の3月2日12時、250hPaにおけるスナップショットを図5に示す。30–45°Nの緯度帯の中に波列がほぼ東西に分布している。上記のことから、局地気候モデル中でこの論文の主題である上部対流圏中間規模波動が表現されていることがわかる。

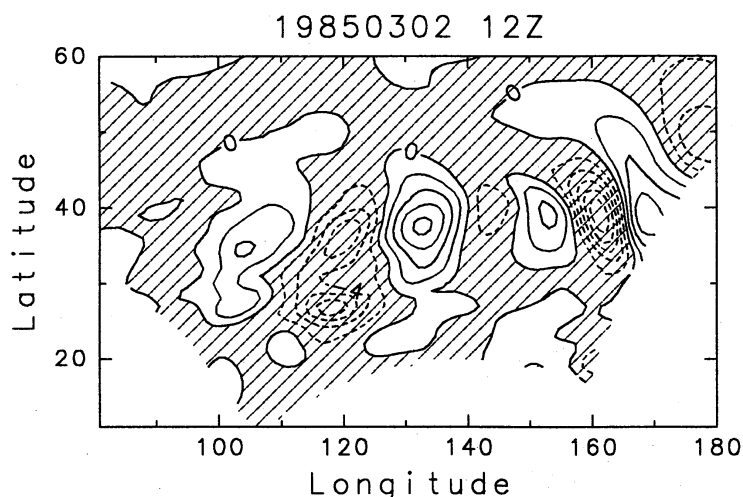


図5: 3月2日12時、250hPaにおける中間規模波動の南北風成分の水平分布図。

これまでに挙げた特徴は東西風成分やジオポテンシャルハイト成分にもみられるが、以下の解析は波の構造が最も明瞭な南北風成分を用いて行う。図6は35–45°Nで平均した250hPaにおける中間規模波動の南北風成分1年分のホフメラーダイアグラム(経度時間断面図)である。東向きの位相伝播がすべての季節ではっきりと確認でき、中間規模波動が1年を通じて存在していることを示す。振幅は春に最も大きい。100°E付近から波の位相が伝播しはじめるのが見られる。

4 ヴァリアンスの水平・鉛直構造

各季節における250hPaの中間規模波動にともなう南北風成分の水平分布を図7に示す。春(3–5月)には大きなヴァリアンスは40°Nを中心に分布している。経度方向には

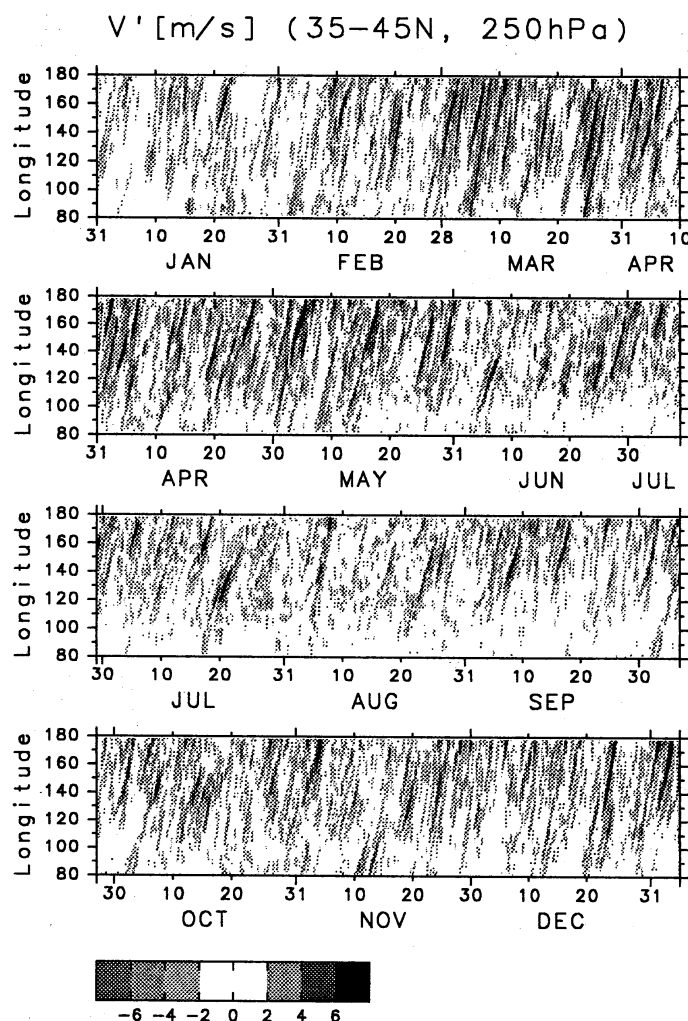


図 6: 中間規模波動の南北風成分のホフメラーダイアグラム

100°E 以東で大きく、160°E で最大値を取る。卓越領域の西の限界が 100°E 付近にあるのは注目すべきである。この場所は図 6 のホフメラーダイアグラムで東向き位相伝播が見られはじめる経度であり、中間規模波動がそこで励起されていることを示唆している。他の季節ではヴァリアンスが最大となる緯度は春のそれと異なっている (夏 45°N、冬 35°N)。

総観規模波動にともなう南北風成分のヴァリアンスの分布を図 8 に示す。総観規模波動のヴァリアンスは経度とともに単調に増加していて、最大値は領域の外のあるように思われる。2つの波が異なる領域で卓越していることは興味深い。

図 9a は 2 月 24 日～4 月 9 日の 130–170°E での中間規模波動のヴァリアンスの緯度高度断面図である。ヴァリアンスの最大は 40°N の圏界面付近 (300hPa) にある。平均東西風の分布 (図 9b) と比べると、上の最大値はジェット中心 (38°N、250hPa) の少し下、少し極側にあると分かる。鉛直分布にヴァリアンスの 2 つの最大値は他の時期にも見られた。上の最大値は 300–200hPa にあることが多い。

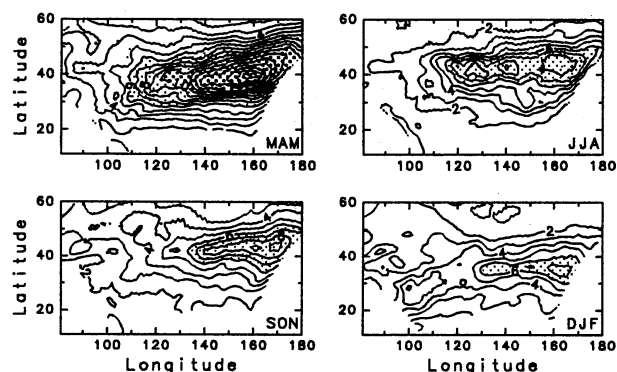


図7:各季節における250hPaでの中間規模波動のヴァリアンスの緯度経度断面図。

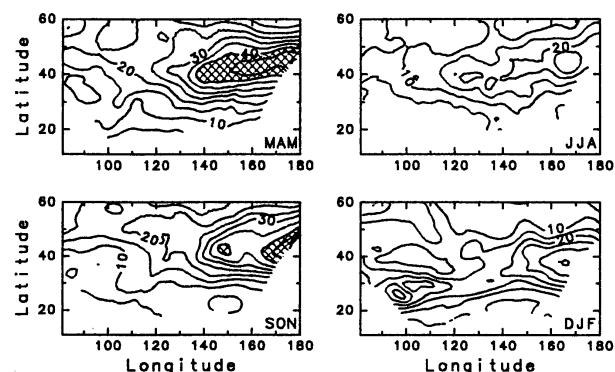


図8:図7と同じ、ただし総観規模波動のヴァリアンスについて。

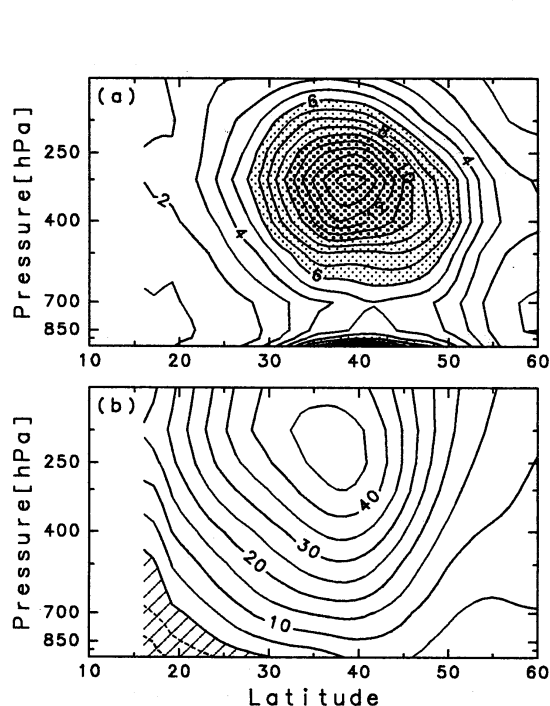


図9:(a) 中間規模波動のヴァリアンスおよび(b) 平均東西風の緯度高度断面図。2/24～4/9、130-170°Eでの平均。

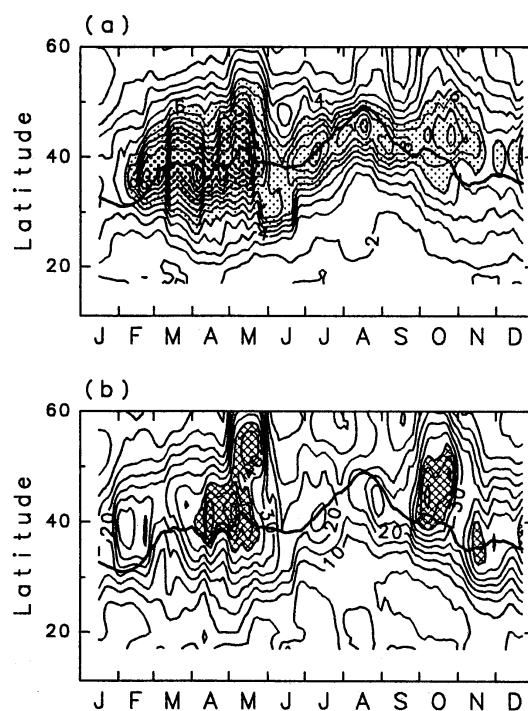


図10:250hPaにおける(a) 中間規模波動および(b) 総観規模波動のヴァリアンスの緯度時間断面図。130-170°Eの平均。太線は250hPaにおける平均東西風の最も強い緯度を示す。

250hPaでの130-170°Eで平均した中間規模波動のヴァリアンスの時間緯度断面図を図10aに示す。ヴァリアンス最大の緯度は同じ高さの平均東西風が最大となる緯度(図中の太線)の季節変化にともなって移動する。図10aのもうひとつの興味深い特徴は、春に

唯一つの最大値を取ることである。これは総観規模波動が秋にも同じくらいの極大値を持つことと異なっている。総観規模波動のヴァリエンスは冬に極小になっていて(図 10b)、Nakamura(1992) の NMC データ 20 年分の統計解析結果と一致する。ヴァリエンスが西風ジェットとともに移動する傾向は総観規模波動にも見られる。

5 中間規模波動と総観規模波動の位相速度

1 年を通した中間規模波動の位相速度の振舞について調べた。経度 10° 離れた 5 日間の時系列の相互相関を計算する。東向き位相速度は 10° の距離を相互相関の最初の極大値をもたらすラグで割ることで見積もられる。総観規模波動の位相速度は 20 日間の時系列を用いて同じように見積もられる。950~150hPa の 10 レベルにおける結果を図 11 に示す。

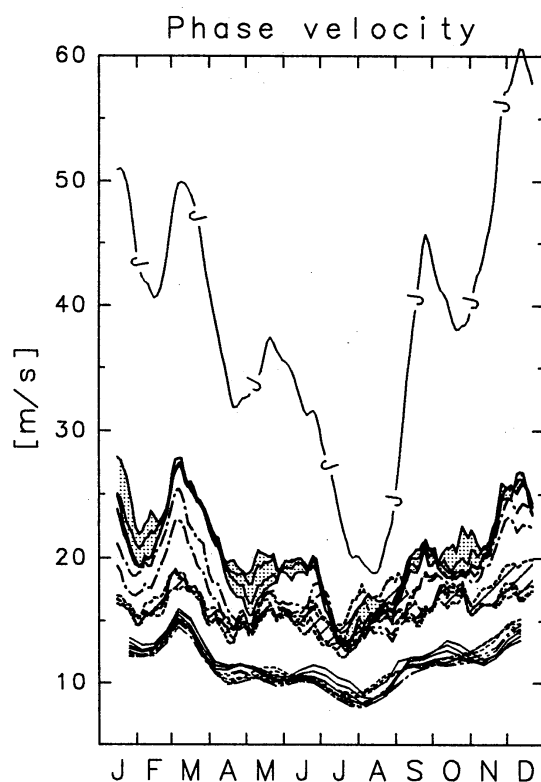


図 11: 中間規模波動(太線)と総観規模波動(細線)の位相速度の季節、高度変化。実線は 150, 200, 250, 300hPa、1 点鎖線は 400 および 500hPa、点線は 700, 850, 900, 950hPa を示す。J のついた細い実線は 250hPa における平均東西風を示す。

上部対流圏(300hPa より上)では、中間規模波動は春に約 $22 \pm 5 \text{ms}^{-1}$ の位相速度を持っていて、SEH による見積もり ($22 \pm 2 \text{ms}^{-1}$) と合う。またジェット風速の変化と対応がよい。総観規模波動の位相速度は約 $12 \pm 2 \text{ms}^{-1}$ であり、常に中間規模波動の位相速度の方が大きい。これは中間規模波動が総観規模波動の高調波ではないことを示す。

下部対流圏 (700hPa より下) では中間規模波動は 17ms^{-1} というより小さな位相速度を持っている。下層の波の位相速度の季節変化は上の波より小さい。

中間規模波動の位相速度が2つのグループ、すなわち上部対流圏と下部対流圏にはっきり分けられることは注目すべきである。これは総観規模波動の位相速度が高さに依存していないことと対照的である。2つの波のグループはヴァリアンスの緯度高度断面図 (図 9a) に見られた2つの最大値に対応する。すなわち、上部のヴァリアンスの極大値は速い波によるもので、地表面近くの極大値は遅い波によるものであると考えられる。2つの波は位相速度が別であるから別のシステムにちがいない。中間規模波動の位相速度の高さ依存性は図 3 のスナップショットの連続にも現れている。

6 中間規模波動の鉛直構造

中間規模波動の鉛直構造をはっきりさせるために、 $35\text{--}45^\circ\text{N}$ で平均した南北風成分の経度高度断面図のコンポジット解析を行った。 140°E , 250hPa の南北風の時系列が正の 2ms^{-1} 以上の極大値をもつときを選ぶ。負の極大値を取るときも符号を逆にして用いる。図 12 は図 9 と同じ期間から選んだ 54 枚の図から作ったコンポジット図である。右図は平均東西風を示す。

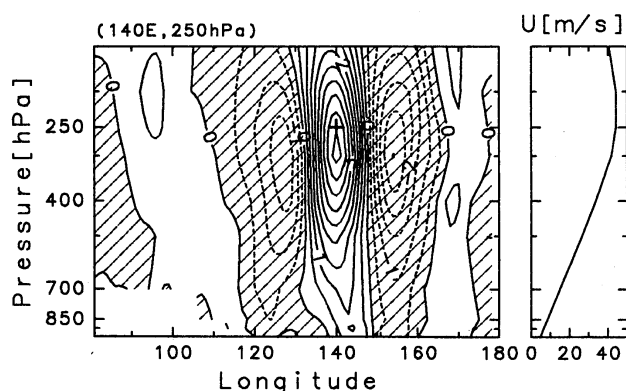


図 12: 中間規模波動の南北風成分のコンポジット経度高度断面図。+は位相の基準点 (140E , 250hPa)。

振幅最大が 300hPa、ジェット中心の下にある。振幅は極大値付近に限られており、鉛直方向の半値半幅は約 4km (300–500hPa) である。(図 9a に見られた) 地表面近くの第 2 極大はあらわれない。これは上の波と位相速度が異なる下の波の位相がランダムで、コンポジットを取るとキャンセルするためであると解釈できる。鉛直方向の位相の傾きはない。これらは SEH の結果とも一致する。

7 まとめ

上部対流圏の中間規模波動の季節変化を局地気候モデルのデータを用いてヴァリアンスと位相速度の観点から調べた。結果は以下の通りである。

1. 中間規模波動は 1985 年のどの季節にも東アジアと西太平洋上空に存在し、東向きに伝播している。
2. 波も活動は春に最も大きい。
3. 波が活発な緯度は、亜熱帯西風ジェットの季節による南北移動に伴って動く。
4. 中間規模波動の位相速度は冬に大きく夏に小さい。ジェット風速の変化と対応がよい。

中間規模波動の鉛直構造も調べた。

5. 地表面近くに別の中間規模波動がある。位相速度は 16ms^{-1} で上の波の位相速度より小さい。
6. 上部対流圏の中間規模波動の振幅最大は西風ジェットの下にある。半値半幅はおよそ 4km である。位相速度が同じところでは位相の傾きがない。

この結果は中間規模波動が圏界面やジェット軸の近傍に制限されていることを示唆する。中間規模波動の特徴は総観規模波動と比較されて、いくつか違いが見つかった。

7. 総観規模波動のヴァリアンスは経度とともに単調増大し、領域の外側で最大を取るように思われる。
8. 総観規模波動は春と秋に活発である。
9. 総観規模波動の位相速度は高さによらず、上部対流圏の中間規模波動のおよそ $\frac{1}{2}$ の大きさである。

項目 9. は中間規模波動が総観規模波動の高調波でなくて、独立固有の励起メカニズムを持っていることを示す。しかしながら、2つの波はいくつか共通点も持っている。例えば、卓越領域のジェットとの対応や春に活発であることなどである。

以上の結果より、上部対流圏の中間規模波動の出現は亜熱帯西風ジェットに強く制御されているといえる。それゆえ中間規模波動の存在のための重要な鍵は対流圏界面やジェット軸付近の大気の構造にあるにちがいない。今後、背景流との関係を上部対流圏中間規模波動の力学を明らかにするために調べる必要がある。

参考文献

- Hirota, I., K. Yamada and K. Sato, 1995: Medium-scale travelling waves over the North Atlantic. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 1175–1179.

- Nakamura, H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific. *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629–1642.
- Sasaki, H., H. Kida, T. Koide and M. Chiba, 1995: The performance of long-term integrations of a limited area model with the spectral boundary coupling method. *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 165–181.
- Sato, K., H. Eito and I. Hirota, 1993: Medium-scale travelling waves in the extratropical upper troposphere. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 427–436.
- 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.