

# 極渦境界領域の捕捉波

富川 喜弘 (東大・先端研)、佐藤 薫 (極地研)

## 1 はじめに

中緯度ジェットのやや極側の対流圏界面付近に卓越する中間規模波動は、この領域に存在する大きな渦位勾配に捕捉された中立モードと解釈されている (Sato et al., 1998, 2000)。冬季成層圏に形成される極渦は、その境界領域に中緯度対流圏界面同様大きな渦位勾配を持つことから、極渦境界領域には中間規模波動と類似の捕捉波が存在することが期待される。そこで、1979-93年の15年分のECMWF再解析データを用いて、極渦境界領域の捕捉波の存在の有無、及びその力学特性を調べた。

## 2 スペクトル解析

図1は、1979-93年の15年平均した冬(6-8月)の南緯60度(極渦の縁に相当)、温位( $\theta$ )540K(高度約24kmに対応)での相対渦度の東西波数・周波数パワースペクトルのエネルギーコンテンツ表示である。周期1日以下、東西波長2,000km以下の帯域に東進を示す強いシグナルが見られる。本研究ではこの短周期の擾乱に着目し、周期2日のハイパスフィルターをかけて得られる短周期成分(以後、擾乱と呼ぶ)について以降の解析を行った。また、極渦の縁の位置を明確に示すため、解析には渦位で定義される等価緯度( $\phi_e$ )を用いた (Butchart and Remsberg, 1986)。

## 3 変形ラグランジュ平均解析

図2は、温位540Kでの相対渦度の擾乱の二乗の変形ラグランジュ平均(等渦位線に沿った平均)と接線風を15年(1979-93年)平均して得た時間・等価緯度断面図である。接線風とは等渦位線に沿っての水平風ベクトルの線積分を等渦位線の長さで規格化した量で、オイラー平均の東西風と対応する量である。両半球の冬のそれぞれ南緯60度、北緯65度付近に極夜ジェットに相当する接線風のピークが見られる。相対渦度擾乱のピークは両半球ともほぼ接線風のピークと重なっている。また、接線風の風速は南半球の方が大きい、擾乱の振幅は北半球の方が大きい。

図3は、1979-93年の15年平均した1月と7月の相対渦度擾乱の二乗の変形ラグランジュ平均と接線風の等価緯度・温位断面図である。両冬半球の400K以上の全ての温位面で、図2に見られた極夜ジェットに相当する接線風のピークとそれにほぼ重なっている相対渦度擾乱のピークが見られる。

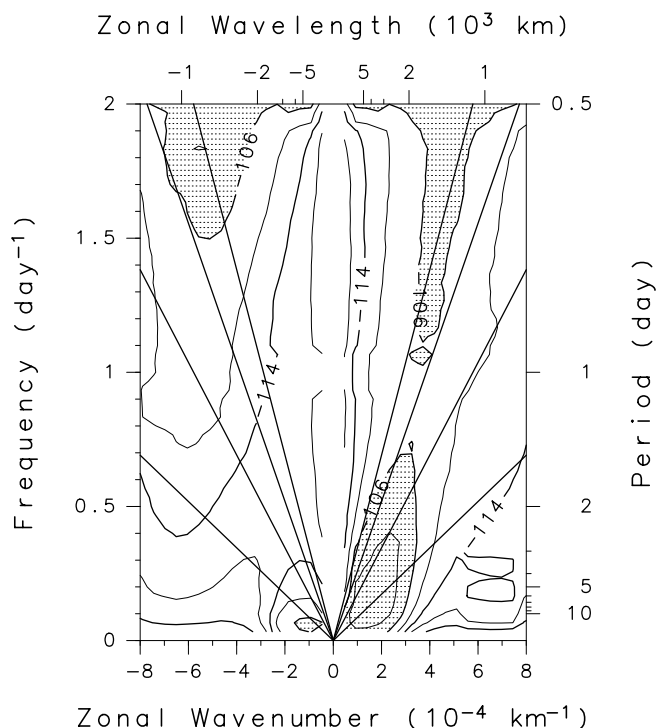


図1: 1979-93年の15年平均した冬(6-8月)の南緯60度、温位540Kでの相対渦度の東西波数・周波数パワースペクトルのエネルギーコンテンツ表示。横軸は東西波数(下)と東西波長(上)、縦軸は周波数(左)と周期(右)。正の波数は東進成分、負の波数は西進成分。等値線間隔は4dB。-106dB以上の領域に陰影。実線は、それぞれ $\pm 10$ ,  $\pm 20$ ,  $\pm 30$ ,  $\pm 40\text{ms}^{-1}$ の等位相速度線。

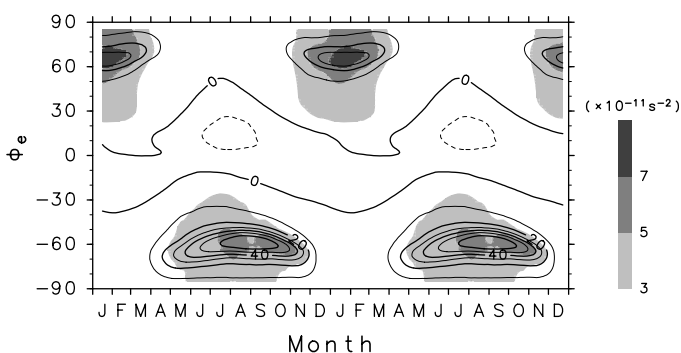


図2: 1979-93年の15年平均した温位540Kでの相対渦度擾乱の二乗の変形ラグランジュ平均と接線風の時間・等価緯度断面図。2年分を描画。等値線は $10\text{ms}^{-1}$ 間隔の接線風。

## 4 短周期擾乱の空間構造

図4は南半球冬季に見られた短周期擾乱の一例である。東西波長約1,500kmのほぼ順圧な構造をした相対渦度擾乱が位相速度約 $40\text{ms}^{-1}$ で東進している。このようなほぼ順圧な構造を持ち東進する短周期擾乱は極渦境界付近の全ての経度帯で見られた。

短周期擾乱の空間構造をより統計的に示すために合成図解析を行った。図5は1993年7月の東経0度60度、南緯50度70度、温位540Kでの相対渦度擾乱の極大( $>5 \times 10^{-6}\text{s}^{-1}$ )を基準点として合成された相対渦度擾乱の経度・温位、緯度・温位、経度・緯度断面図である。これらの図から、短周期擾乱は東西・南北にほとんど位相の傾きを持たない順圧構造(下端は400K以下、上端は700K以上)であること、東西方向には波長約2,000kmの波型で、南北方向には幅約1,500kmの節無し構造を持つことがわかる。また、相対渦度擾乱は渦位の南北勾配の大きいところで振幅が極大になっている。

## 5 短周期擾乱の力学特性

短周期擾乱の力学特性(位相速度・波長等)を調べるために、南緯60度における相対渦度擾乱のデータに対してラグ相関解析を行った。6時間ずらした2つの時刻の相対渦度擾乱の相互相関係数を求め、値が最大となる経度方向のラグを時間間隔(6時間)で割って位相速度を求めた。

図6は南緯60度、温位540Kでの相対渦度擾乱の対地位相速度と帯状平均東西風、相対渦度擾乱の帯状二乗平均、Coherencyの季節変化である。Coherencyは、相互相関係数の最大値が閾値(=0.5)を越える割合として定義した。これは相対渦度擾乱の波状構造が6時間の間どれだけ維持されていたかを示す量である。位相速度と東西風は共に南半球冬季(6・9月)に極大となる季節変動を示すが、その変動幅は東西風の方が大きい。また、背景風に乗った系から見た位相速度(= $Cx - \bar{U}$ )は、冬季には西向きに $5\text{ms}^{-1}$ 以上の速度を持つものに対して、秋(4・5月)・春(10・11月)季にはほぼ $0\text{ms}^{-1}$ になる。相対渦度擾乱の振幅も冬季に極大となる季節変動を示すが、固定された地理緯度で見ているため、変形ラグランジュ平均を用いた場合に比べてその変化ははっきりしない。逆にCoherencyは冬季に極小、秋・春季に極大となる季節変化をする。つまり、冬季よりも秋・春季の方が波型の構造を持続する傾向がある。

図7は1993年7月の15年平均した4・11月の南緯60度での相対渦度擾乱の対地位相速度と帯状平均東西風の高度分布である。位相速度、東西風ともに冬季(6・9月)に高度変化が大きく、春季(4・5月)に高度変化が小さい。秋季(10・11月)には上層から極夜ジェットが弱まり始めるが、位相速度はあまり高度に依存しない。一方、背景風に乗った系から見た位相速度(= $Cx - \bar{U}$ )は、春季にはほぼ $0\text{ms}^{-1}$ だが、6・10月の全ての温位面と11月の500K以

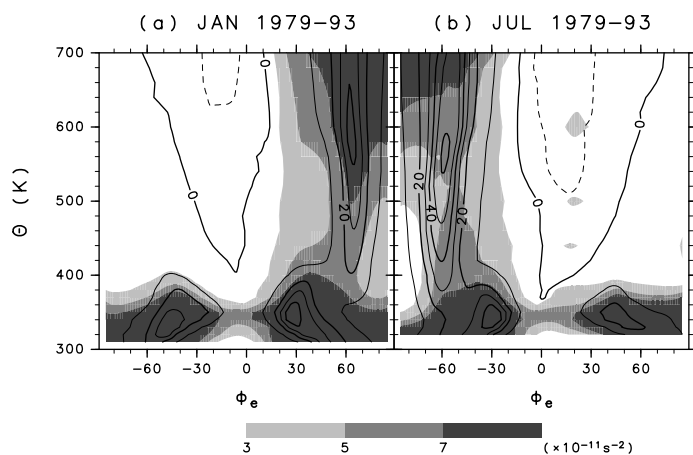


図3: 1979-93年の15年平均した(a)1月と(b)7月の相対渦度擾乱の二乗の変形ラグランジュ平均と接線風の等価緯度・温位断面図。等値線は $10\text{ms}^{-1}$ 間隔の接線風。

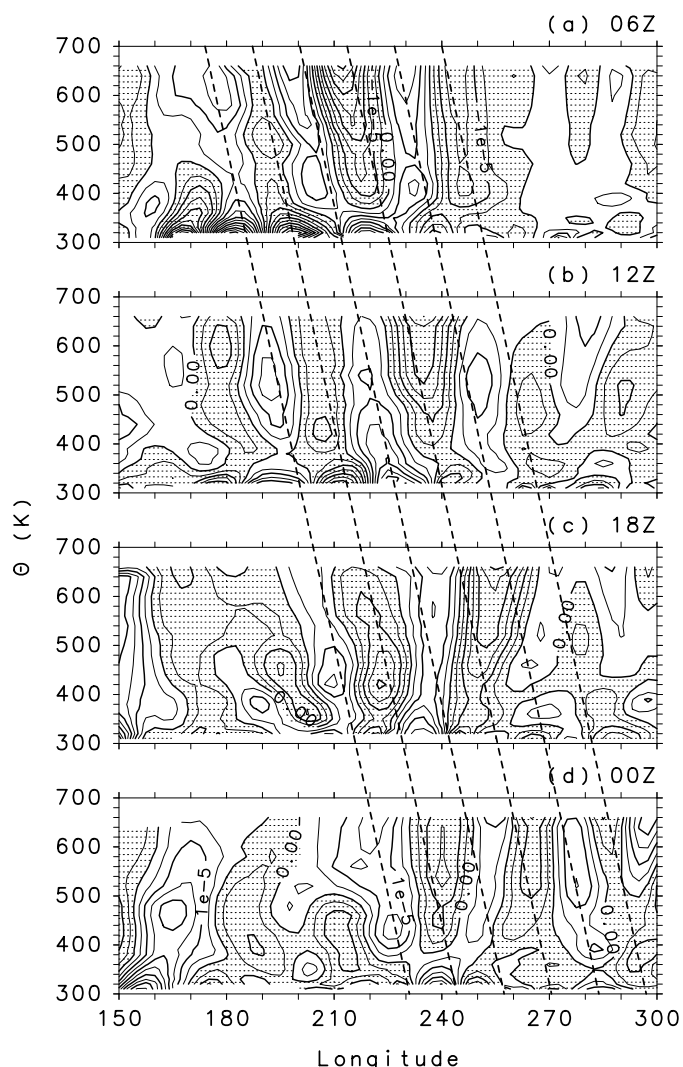


図4: 1993年7月18日06Z(a)、12Z(b)、18Z(c)、19日00Z(d)の南緯 $60^\circ$ における相対渦度擾乱の経度・温位断面図。等値線間隔は $5 \times 10^{-6}\text{ms}^{-1}$ 。負の領域に陰影。破線は相対渦度擾乱の正負のピークの伝播を示す補助線。

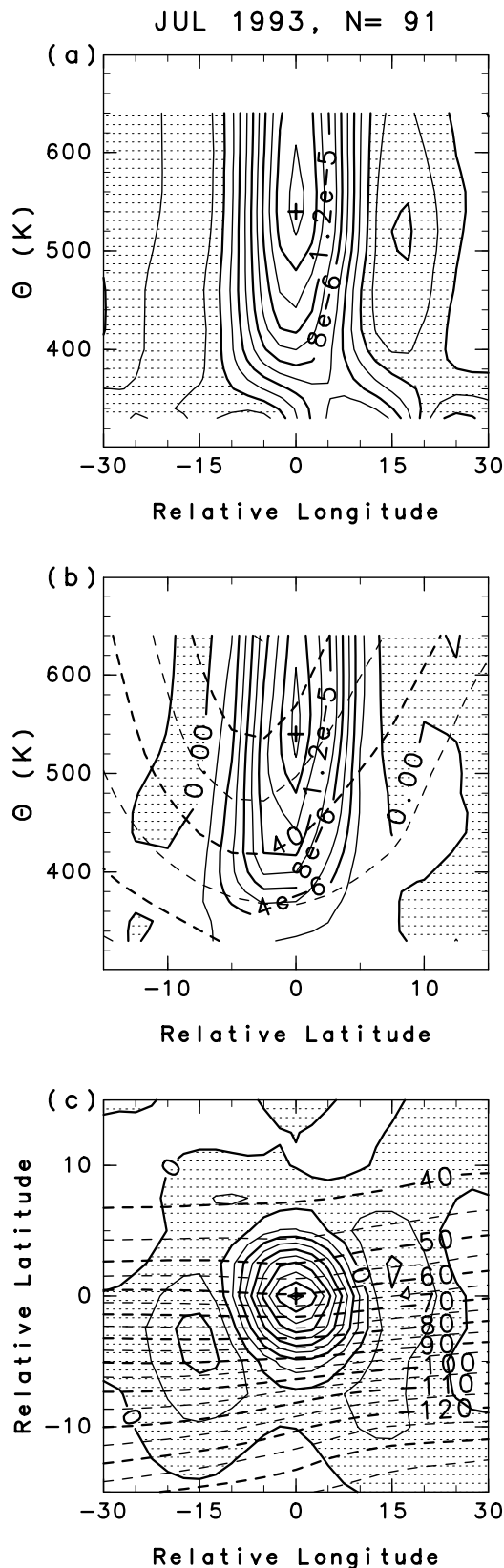


図 5: 1993 年 7 月の東経 0 度 60 度、南緯 50 度 70 度、温位 540K での相対渦度擾乱の極大 ( $> 5 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ ) を基準点として合成された相対渦度擾乱の (a) 経度・温位、(b) 緯度・温位、(c) 経度・緯度断面図。相対渦度擾乱が負の領域に陰影。破線はそれぞれ  $10 \text{ms}^{-1}$  間隔の東西風 (b)、5PVU 間隔の渦位 (c)。+ は合成図の基準点。N は合成図作成に使用した図の数。

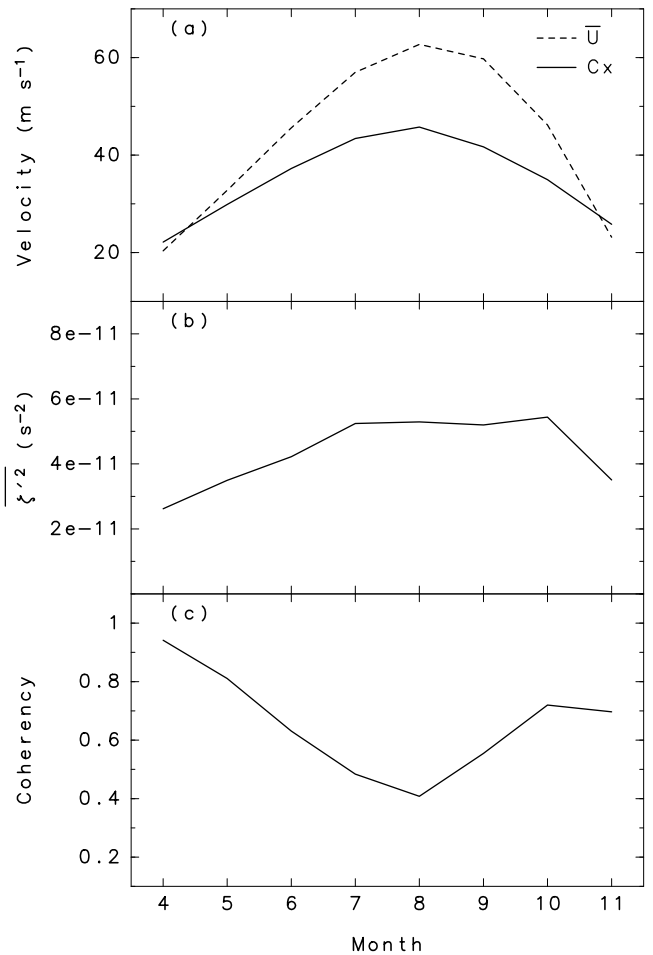


図 6: いずれも南緯 60 度、温位 540K での (a) 相対渦度擾乱の対地位相速度 (実線) と帯状平均東西風 (破線)、(b) 相対渦度擾乱の帯状二乗平均、(c) Coherency の季節変化を 1979 1993 年の 15 年平均した値。

下の温位面では西向きに  $5 \text{ms}^{-1}$  以上の速度を持つ。

図 8 は 1979 93 年の 15 年平均した 4 11 月の温位 540K での相対渦度擾乱の対地位相速度と帯状平均東西風の緯度分布である。5 10 月にかけて東西風は南緯 60 度付近に極夜ジェットに相当する極大を持つものに対して、位相速度の緯度変化は小さい。背景風に乗った系から見た位相速度 ( $= C_x - \bar{U}$ ) は、6 10 月の極夜ジェットのピーク付近でのみ西向きの速度を持つ。

同じくラグ相関解析を用いて、南緯 60 度、温位 540K での相対渦度擾乱の東西波長を求めた結果を表 1 に示す。東西波長は冬季に約 2,000km、春・秋季に約 1,700km となるゆるやかな季節変動を示す。

こうして得られた対地位相速度と東西波長を用いて、南緯 60 度、温位 540K での相対渦度擾乱の周期を見積もると、4 月と 11 月にそれぞれ約 22 時間、約 19 時間で極大となり、8 月に約 12 時間で極小となる。これらの位相速度、波長、周期の見積もりは、図 1 に示した 2 次元パワースペクトルの結果とも調和的である。

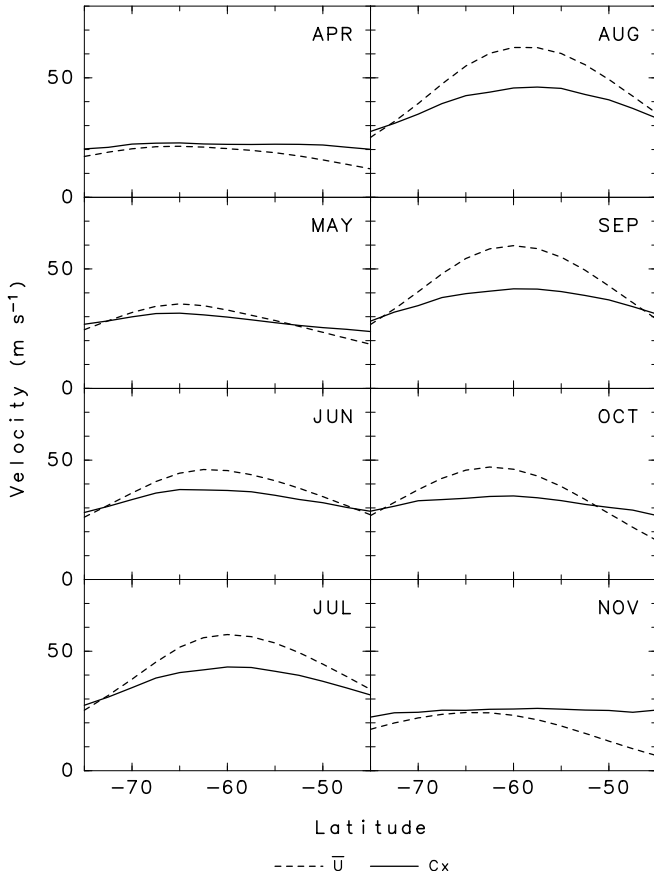


図 7: 4 11 月の南緯 60 度での相対渦度擾乱の対地位相速度 (実線) と帯状平均東西風 (破線) の高度変化を 1979 93 年の 15 年平均した値。

表 1: 南緯 60 度、温位 540K での相対渦度擾乱の東西波長の 15 年間 (1979 93 年) の累積度数分布。横軸は月、縦軸は東西波長。太字は各月の度数最大の波長。

$\theta$ (K)	$\lambda_x$ (km)	Month									
		4	5	6	7	8	9	10	11		
540	>2400									1	
	2400										
	2300				1	1	2	1			
	2200					1	2				
	2100			2	2		2				
	2000	3	1	<b>6</b>	<b>5</b>	<b>7</b>	<b>5</b>	<b>8</b>	1		
	1900	1	1	2	3	2	2	2	2	2	
	1800	4	<b>7</b>	5	4	4	2	1	5		
	1700	<b>6</b>	6					2	<b>6</b>		
	1600	1								1	
1500											

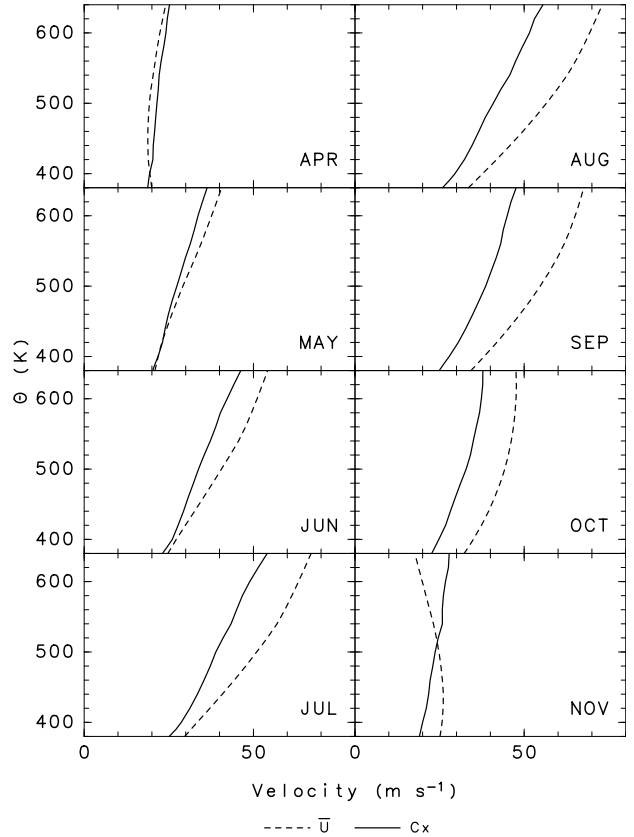


図 8: 4 11 月の温位 540K での相対渦度擾乱の対地位相速度 (実線) と帯状平均東西風 (破線) の緯度変化を 1979 93 年の 15 年平均した値。

## 6 議論

この短周期擾乱は、背景風に乗った系から見た周期 (8 月は約 30 時間) が慣性周期 (南緯 60 度で約 14 時間) よりも明らかに長いため、(慣性) 重力波によるものではない。惑星・総観規模の波動に比べて対地位相速度が非常に速いことから、それらの波動の高調波とも考えられない。また、波数 1 2 のロスビー波しか対流圏から成層圏へは伝播できないため、対流圏から伝播してきた波動でもない (cf., Charney and Drazin, 1961)。その一方で、渦位の南北勾配が極大となる極夜ジェットのパーク付近に振幅の極大を持ち、南北方向には節無しの構造をしていることから、この短周期擾乱は、成層圏で励起され、極渦境界領域の渦位の大きな南北勾配に捕捉された波動であると考えられる。

冬・春季の成層圏では、対流圏から伝播してくる惑星規模波の碎波によって、(惑星・総観規模に比べて) 小さなスケールを持つ構造 (フィラメント) が多数作られる。フィラメントはしばしば短周期擾乱と同程度の空間スケールを持つが、単に背景風によって移流されていると考えられることから、背景風に乗った系から見た位相速度が  $0\text{ms}^{-1}$  ではない短周期擾乱とは異なる。

一方で、惑星規模波の碎波にともなって作られるフィラメントは、短周期擾乱と同様にほぼ順圧な構造を持つことが報告されている (Dritschel and Saravanan, 1994; Schoeberl

and Newman, 1995; Waugh and Dritschel, 1999; Polvani and Saravanan, 2000)。本研究で解析した短周期擾乱は、このような砕波によって形成されたフィラメントが、大きな渦位勾配に捕捉されて固有の位相速度を持って伝播するようになったものかもしれない。今後この視点からの研究を進める必要がある。

## 7 まとめ

1979-93年の15年分のECMWF再解析データを用いて、極渦境界領域に見られる周期2日以下の短周期擾乱について調べた。その結果、短周期擾乱は以下のような性質を持つことがわかった。

- 1) 両半球の極夜ジェットのパーク (=渦位勾配の極大) 付近で擾乱の振幅も極大
- 2) 東西波長は 1,700-2,000km で季節変動は小さい
- 3) 南北方向には幅約 1,500km の節無し構造
- 4) ほぼ順圧 (下端は 400K 以下、上端は 700K 以上)
- 5) 位相速度、周期、擾乱の振幅、Coherency といった擾乱の性質は極渦の状態 (東西風速、鉛直シア等) に強く依存

この中で 1) と 3) の性質は、短周期擾乱が極渦境界領域の渦位の大きな南北勾配に捕捉された波動であることを示唆している。

渦位の南北勾配の大きな領域では、空気塊の南北変位に対して強い復元力が働くため、南北方向の物質混合が強く制限されている。しかし、本研究で取り扱う捕捉波はその領域に最大振幅を持ち、なおかつ長時間滞在することから、極渦の境界を横切る正味の物質輸送に大きく寄与している可能性がある。

また、これまで成層圏における波動は主に波数 1-6 のロスビー波と (慣性) 重力波が注目されてきたが、本研究により両者の中間的なスケール (東西波長約 2,000km) をもつ波動の存在が示された。プラネタリ波や重力波が成層圏・中間圏の平均流、および子午面循環に与える影響の大きさを考えると、この捕捉波が成層圏の循環、特に極渦に対してどのような影響を及ぼしているかは非常に興味深い問題である。それを調べるためには、まず捕捉波の励起・伝播のメカニズムを明らかにしなければならない。それらを考える上で大きな手がかりになると思われるのが、上記 1) 5) の性質である。今回の解析は主に南緯 60 度、温位 540K 付近に限ったが、今後はより上層や北半球での捕捉波の振舞についても詳しく解析していく予定である。

## 参考文献

- [1] Sato, K., H. Yazawa, and T. Matsuno, 1998: Trapping of the medium-scale waves into the tropopause, *Abstracts of the Rossby-100 symposium*, **II**, 302-304.
- [2] 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.
- [3] Butchart, N., and E. E. Remsburg, 1986: The Area of the Stratospheric Polar Vortex as a Diagnostic for Tracer Transport on an Isentropic Surface, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 1319-1339.
- [4] Charney, J. G., and P. G. Drazin, 1961: Propagation of Planetary-Scale Disturbances from the Lower into the Upper Atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **66**, 83-109.
- [5] Dritschel, D. G., and R. Saravanan, 1994: Three-dimensional quasi-geostrophic contour dynamics, with an application to stratospheric vortex dynamics, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **120**, 1267-1297.
- [6] Schoeberl, M. R., and P. A. Newman, 1995: A multiple-level trajectory analysis of vortex filaments, *J. Geophys. Res.*, **100**, 25801-25815.
- [7] Waugh, D. W., and D. G. Dritschel, 1999: The Dependence of Rossby Wave Breaking on the Vertical Structure of the Polar Vortex, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 2359-2375.
- [8] Polvani, L. M., and R. Saravanan, 2000: The Three-Dimensional Structure of Breaking Rossby Waves in the Polar Wintertime Stratosphere, *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3663-3685.