

成層圏突然昇温の直後における  
惑星規模波の下方伝播に関する解析的研究

伊藤晋悟

# 成層圏突然昇温の直後における 惑星規模波の下方伝播に関する解析的研究

京都大学大学院 理学研究科 地球惑星科学専攻

伊藤 晋悟

近年、成層圏循環変動が対流圏に与える影響に関して多くの研究が行われている。それらの大部分は東西一様成分に着目しており、例えば Limpasuvan et al (2004) は、成層圏突然昇温が発生した 2~3 週間後に帯状風偏差が成層圏から対流圏に伝播することを示している。一方、対流圏循環の東西非一様成分の変動における、成層圏循環変動が与える影響に関しては、Perlwitz and Harnik (2003) による統計的な解析のみで具体的にどのような現象が生じているかは明らかではない。そこで、2007 年 2 月末に発生した成層圏突然昇温直後に、惑星規模波の下方伝播が生じた事例を詳細に JRA-25 再解析データを解析することにより、下方伝播の実態とメカニズムを明らかにする。

まず、変形されたオイラー方程式系を用いて、2007 年 2 月末に生じた成層圏突然昇温の生成、消滅プロセスを詳細に解析した。その結果、この昇温は東西波数 1 の惑星波が対流圏から上方伝播し、極域で波に伴う E-P(Eliassen-Palm) フラックスが収束することにより生じたことが示された。その直後に、成層圏で惑星規模波が低緯度側に伝播し、極域で西風が回復し急激な降温が生じた。これに伴い中緯度成層圏が東風となった。さらに、その後成層圏下層より伝播した波数 1 によって 2 回目の急激な昇温が発生した。しかし、この昇温では、成層圏上層のみで東風を形成し、成層圏下層極域では依然として西風が卓越した。さらに、成層圏での負の西風鉛直シアーに伴う波数 1、2 の波に対する反射面が成層圏上層に 3 月上旬に形成されていることが明らかになった。また、中緯度成層圏中層の東風領域によって、波活動度は北緯 60 - 70 度分布の狭い領域に閉じ込められた後、波数 2 成分の波は対流圏で顕著に下向き伝播した。さらに、下向き伝播を詳しく解析するため、Plumb(1985) の 3 次元の波活動度フラックスを用いた解析を実施した。その結果、下方伝播する波数 1、2 成分は、その直前にヨーロッパから上方伝播するロスビー波束が、成層圏下層の強い西風により分散し、波数 1 成分は成層圏上層で、波数 2 は成層圏中層で反射し、再び対流圏へ下方伝播することが明らかになった。この下方伝播する波束によって、SSW の後の対流圏北米に強い負の高度場偏差をもたらす。

すなわち本研究によって、成層圏突然昇温後に、対流圏から鉛直上方に伝播するロスビー波束が成層圏で反射し、再び対流圏に下方伝播し、対流圏で半球規模の顕著な循環変動が生じるという、いわば、“stratospheric bridge” の存在を明らかにすることが出来た。

# 目次

<b>第1章</b>	<b>はじめに</b>	<b>1</b>
1.1	研究の背景と目的	1
1.1.1	成層圏突然昇温とは	1
1.1.2	成層圏の変動の対流圏への影響	1
<b>第2章</b>	<b>使用したデータと解析手法</b>	<b>5</b>
2.1	使用したデータ	5
2.2	解析手法	5
2.2.1	屈折率	6
2.2.2	波活動度フラックス	7
<b>第3章</b>	<b>解析結果</b>	<b>9</b>
3.1	2007年の2月下旬から3月上旬の成層圏突然昇温の特徴	9
3.2	成層圏突然昇温	11
3.3	成層圏から対流圏への波の下方伝播	20
<b>第4章</b>	<b>まとめ</b>	<b>30</b>
	<b>参考文献</b>	<b>31</b>

# 第1章 はじめに

## 1.1 研究の背景と目的

### 1.1.1 成層圏突然昇温とは

成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming,SSW) は、冬季成層圏で最も顕著な循環変動である周極渦が崩壊し、1週間程度で数十度以上も成層圏極域の気温が上昇する現象である。SSWの形成は、Matsuno(1971)により、以下のように、対流圏から伝播する惑星波と成層圏の帯状風との相互作用で理解できる。すなわち、対流圏で励起された惑星規模の波が成層圏に伝播し、そこで波と平均流とが相互作用し、帯状風を減速させる。温度風の関係をもたすように、減速域の下方で南北温度傾度が逆転し、極域が昇温し、低緯度側が降温する。通常、SSWは昇温後、昇温に伴う放射冷却によりゆるやかに降温し、崩壊した周極渦もゆるやかに再構築される傾向がある。ここでも、極域の降温と帯状風の加速は温度風の関係をもたしながら変化する。

### 1.1.2 成層圏の変動の対流圏への影響

SSWのような成層圏での変化は成層圏にとどまらず、対流圏に影響を及ぼす可能性が最近明らかになってきた。成層圏から対流圏への影響のメカニズムが解明されれば、天気予報の改善につながることを期待される。たとえば、Limpasuvan et al. (2004)は、SSWで、成層圏帯状平均風の気候値からの東風偏差がピークとなる日をkey dayとして、39事例の合成図解析を行い、SSWが対流圏に及ぼす影響を調べた。その結果、気候値からの帯状平均風偏差と帯状平均気温偏差が、成層圏から対流圏にゆっくり下方伝播する様子が見られた(図1.1)。また、SSWの発生前には1000hPa面では存在しない負の北極振動パターンによく似た気候値からの高度場偏差が、SSWの後では形成される傾向にある(図1.2)。しかし、この下方伝播はSSW後に常に生じるわけではない。例えば、Baldwin and Dunkerton (2001)は、成層圏で卓越する環状モードが、2、3週間後に対流圏に下方伝播することを合成図解析により明らかにした。これらの研究は、気候値からの帯状風偏差

など、東西一様成分が卓越する変動パターンが、成層圏から対流圏へと約2、3週間のスケールで伝播することを示している。また、Nakagawa and Yamazaki(2006)は、対流圏極域の気温が低いとき、SSWの影響は対流圏には伝わらないことを示している。

上記のような、東西一様場の下方伝播とは別に、成層圏の対流圏への影響のもうひとつの可能性として、成層圏からの擾乱、すなわち東西非一様成分が対流圏へ下方伝播する可能性があることを Perlwitz and Harnik (2003) は示している。Perlwitz and Harnik (2003) は、波数1に注目し、10、30、50hPa面と-15日から+15日のタイムラグを取った500hPa面の特異値解析を行った。その第1特異モードの時係数の相関係数から、10hPaと500hPaにおいておよそ6日のタイムラグで相関係数のピークが見られた。図1.3に、ラグ-6日(a)、+6日(b)での、この第1特異モードに伴う高度回帰図を示す。ここで、ラグがマイナスのときは成層圏が先行し、プラスのときは対流圏が先行していることを意味する。これから、(a)では波数1の位相は西に傾き、(b)では東に傾いていることがわかる。つまり、擾乱は(a)で上方、(b)で下方に伝播している。また、この成層圏から対流圏への影響が卓越するか否かは、2hPaと10hPaにおける $58^{\circ}$  Nから $74^{\circ}$  Nで平均した帯状平均風に依存することを示し、下方伝播がある場合とない場合で合成した月平均の帯状平均風の子午面断面図を示した(図1.4)。彼らの研究から、東西非一様成分は成層圏から対流圏へ平均して10hPaから500hPaへ約6日程度で下方に影響を与えることがわかる。この時間スケールは東西一様成分に比べ、大変短い。しかしながら、彼らの研究は合成図解析にとどまっており、実際どのように東西非一様成分が下方伝播するのかといった現象の実態や、その力学メカニズムはまったくあきらかにされていない。そこで本研究では、2007年2月末のSSW直後に発生した惑星規模波の成層圏から対流圏への顕著な下方伝播事例を詳細に解析し、SSW前後における成層圏循環変動を詳しく解析することで、下方伝播の実態とメカニズムを明らかにすることを目的とする。

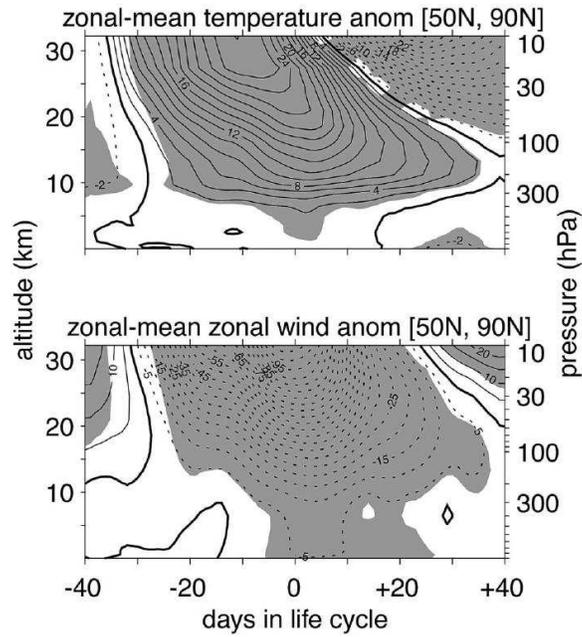


図 1.1: SSW39 事例で合成された時間高度断面図 [Limpasuvan et al.(2004)].  
 (上) 気温偏差、(下) 帯状平均帯状風偏差。偏差は気候値からのずれ。

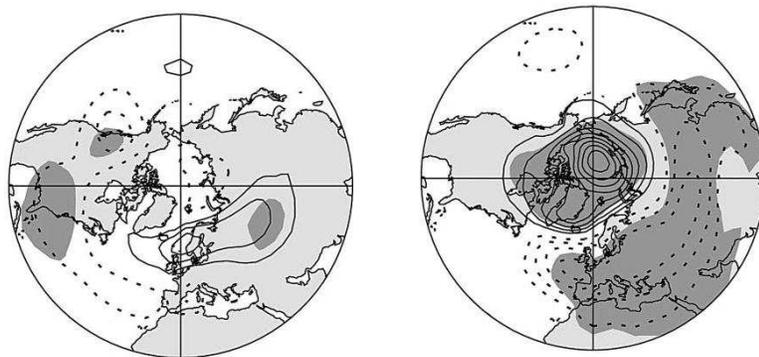


図 1.2: SSW39 事例で合成された、1000hPa 面における高度場偏差 [Limpasuvan et al.(2004)].

(左)SSW の 22 日前から 7 日前で平均、(右)SSW の 7 日後から 22 日後で平均されたもの。  
 陰影は 95% 有意であることを示す。ただし、偏差は気候値からのずれ。

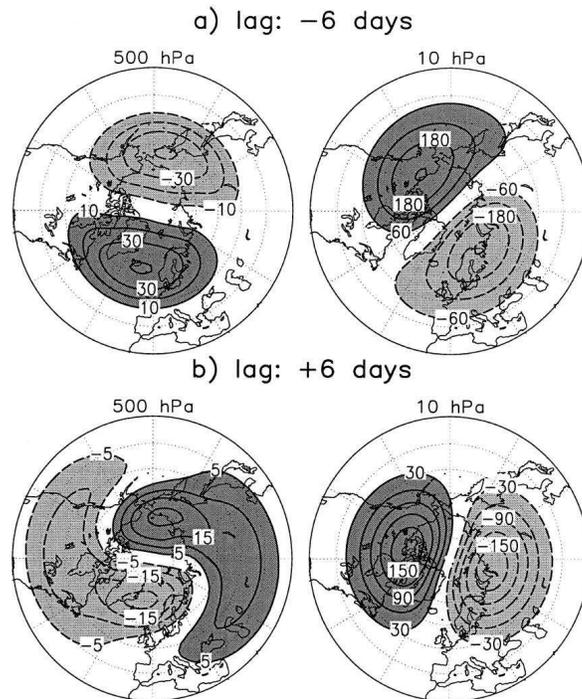


図 1.3: 10hPa、500hPa 面における波数1成分の高度場の回帰図 [Perlwitz and Harnik(2003)]。10hPa(500hPa)面の高度場を、タイムラグ-6日、+6日とった特異値解析の500hPa(10hPa)の第1特異モードの時係数で回帰した図。(a) ラグ-6日、(b) ラグ+6日

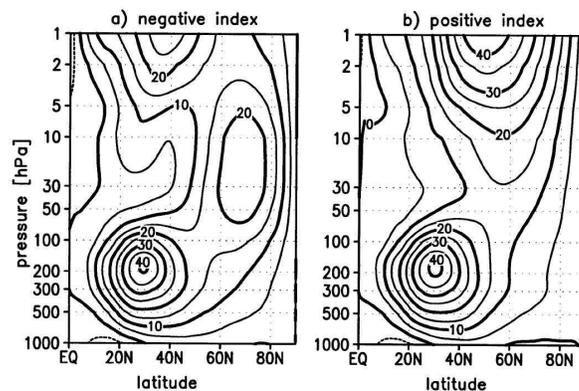


図 1.4: 合成された月平均の帯状平均風の子午面断面図 [Perlwitz and Harnik (2003)]。58N から 74N で平均された帯状平均帯状風の 2hPa から 10hPa の差が、(a)0.5 標準偏差を越えるときと、(b) -0.5 標準偏差を下回るときで合成した。

## 第2章 使用したデータと解析手法

### 2.1 使用したデータ

本研究では、JRA-25 再解析/JCDAS を使用した。期間は 1979 年から 2007 の 2 月、3 月で、1 日 4 回 (00,06,12,18UTC) 提供されており、特に断りがない限り、日平均を求めて使用した。

表 2.1: JRA25/JCDAS の概要

期間	1979 年から 2007 年の 2、3 月 1 日 4 回 (00,06,12,18UTC)
水平解像度	$1.25^\circ \times 1.25^\circ$
鉛直層数	23 層 (1000hPa-0.4hPa)
使用した変数	ジオポテンシャル高度、東西風、南北風、気温

### 2.2 解析手法

次に解析した手法を示す。以下、式に用いられる記号は、表 2.2 に示す。

表 2.2: 使用した記号

$a_0$	地球半径
$\Omega$	地球の角速度
$H$	スケールハイト
$\phi$	緯度
$\lambda$	経度
$f$	コリオリパラメータ $f = 2\Omega \sin \phi$

$z$	対数気圧座標 ( $z = -H \log p$ )
$\vec{V}$	気圧面における水平風速ベクトル
$u, v$	東西風、南北風
$\omega$	鉛直流
$\theta$	温位
$\Phi$	ジオポテンシャル
$q$	準地衡渦位
$\psi$	流線関数

また、ここでは $\beta$ 平面で式を導出しているが、解析ではこれを球面座標に変換して解析している。

### 2.2.1 屈折率

準地衡風渦位方程式は、対数気圧座標系において、

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \vec{V} \cdot \nabla \right) q = 0 \quad (2.1)$$

と表現できる。ただし、

$$q \equiv \nabla^2 \psi + f + \frac{f_0^2}{\rho_0 N^2} \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho_0 \frac{\partial \psi}{\partial z} \right)$$

である。ただし、変数を東西平均成分 ( $-$ ) と擾乱成分 ( $'$ ) (東西平均からの差) にわける、すなわち、 $q = \bar{q} + q'$ 、 $\psi = \bar{\psi} + \psi' = -\bar{u}y + \psi'$  とすると、 $v$  は

$$v = \bar{v} + v' = \frac{\partial \bar{\psi}}{\partial x} + \frac{\partial \psi'}{\partial x} = \frac{\partial \psi'}{\partial x}$$

とかける。さらに、東西平均場の時間変化が小さいと仮定すると式 (2.1) は、

$$\frac{\partial q'}{\partial t} + u \frac{\partial q'}{\partial x} + \frac{\partial \psi'}{\partial x} \left( \frac{d\bar{q}}{dy} + \frac{\partial q'}{\partial y} \right) = 0 \quad (2.2)$$

とかける。また、線形擾乱を考え、擾乱成分の大きさが小さいと仮定すると、擾乱の積は小さいとすることができて、式 (2.2) は

$$\left( \frac{\partial}{\partial t} + \bar{u} \frac{\partial}{\partial x} \right) q' + \frac{d\bar{q}}{dy} \frac{\partial \psi'}{\partial x} = 0 \quad (2.3)$$

とできる。このとき、擾乱の解を、東西位相速度を  $c_x$  としたとき、

$$\psi' = e^{z/2H} \text{Re} \left[ \Psi(y, z) e^{ik(x-c_x t)} \right] \quad (2.4)$$

とすると、式 (2.3) は、

$$\frac{\partial^2 \Psi}{\partial y^2} + \frac{f_0^2}{N^2} \frac{\partial^2 \Psi}{\partial z^2} + n_k^2 \Psi = 0 \quad (2.5)$$

となる。ここで、

$$n_k^2(y, z) = \frac{1}{\bar{u} - c_x} \frac{\partial \bar{q}}{\partial y} - k^2 - \frac{f_0^2}{4HN^2} \quad (2.6)$$

であり、 $n_k$  を波数  $k$  に対する屈折率と呼ぶ。また、式 (2.4) の  $e^{z/2H}$  は、 $\rho_0^{-1/2}$  に比例する項である。式 (2.5) は、子午面の波動方程式の形をしており、 $\Psi$  は、屈折率の大きい領域へ屈折傾向にあることがわかる。以下では、位相速度を求めることが難しいことから、位相速度を 0 とした。従って、定在波の子午面内での伝播に対する屈折を表現することになる。

また、球面座標では、東西波数を  $w_n$  とすると、屈折率は  $c_x = 0$  のとき

$$n_k^2 = \frac{1}{a_0 \bar{u}} \frac{\partial \bar{q}}{\partial \phi} - \left( \frac{w_n}{a_0 \cos \phi} \right)^2 - \frac{f^2}{(2NH)^2} \quad (2.7)$$

と表現できる。

## 2.2.2 波活動度フラックス

### Eliassen-Palm flux

SSW に伴う帯状平均帯状風の変化を考察するには、変形されたオイラー (Transformed Eulerian Mean, TEM) 方程式を用いた解析が有用である。準地衡風方程式系における TEM 方程式は、対数気圧座標系において

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f_0 \bar{v}^* = \frac{1}{\rho_0} \bar{\nabla} \cdot \bar{F} + \bar{X} \quad (2.8)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{\omega}^* \frac{\partial \theta_0}{\partial z} = \bar{Q} \quad (2.9)$$

$$\frac{\partial \bar{v}^*}{\partial y} + \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial \bar{\omega}^*}{\partial z} = 0 \quad (2.10)$$

である。ここで、 $(\bar{v}^*, \bar{\omega}^*)$  は

$$\bar{v}^* = \bar{v} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial z} \left( \rho_0 \overline{v' \theta'} / \frac{\partial \theta_0}{\partial z} \right) \quad (2.11)$$

$$\bar{\omega}^* = \bar{\omega} + \frac{\partial}{\partial y} \left( \overline{v'\theta'} / \frac{\partial \theta_0}{\partial z} \right) \quad (2.12)$$

と定義される残差子午面循環である。 $\vec{F}$ はE-P flux(Eliassen-Palm flux)と呼ばれ、以下のように定義される。

$$\vec{F} = \left( -\rho_0 \overline{v'u'}, \rho_0 f_0 \overline{v'\theta'} / \frac{\partial \theta_0}{\partial z} \right) \quad (2.13)$$

また、E-P fluxは、波とともに伝播する西向き運動量フラックスを意味する。従って、E-P fluxが収束するところで東風加速、発散する領域で西風加速が生ずる(式(2.8))。 $\bar{X}$ ,  $\bar{Q}$ は、それぞれ摩擦、非断熱加熱、つまり外力に相当するものである。一方、WKB近似のもと、E-P fluxは

$$\vec{F} = A \vec{c}_g$$

と書くことが出来る。Aは波の活動度、 $\vec{c}_g$ は波の群速度である。従って、E-P fluxの向きは波の伝播方向に一致する。

また、球面座標では、式(2.8)は

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} - f \bar{v}^* = \frac{1}{\rho_0 a_0 \cos \phi} \vec{\nabla} \cdot \vec{F} + \bar{X} \quad (2.14)$$

とでき、

$$\vec{F} = \left( -\rho_0 a_0 \cos \phi \overline{u'v'}, \rho_0 a_0 \cos \phi f \overline{v'\theta'} / \frac{\partial \theta_0}{\partial z} \right) \quad (2.15)$$

である。

### 3次元の波活動度フラックス [Plumb(1985)]

前述の(y,z)2次元で定義されたE-P fluxを、Plumbは3次元に拡張した。このフラックスは、準定常性の擾乱の伝播を表現している。また、式の導出には基本場を東西一様としていることに注意が必要である。

$$\vec{F} = p \cos \phi \left( v'^2 - \frac{1}{2\Omega a \sin \phi} \frac{\partial(v'\Phi')}{\partial \lambda}, -u'v' + \frac{1}{2\Omega a \sin \phi} \frac{\partial(u'\Phi')}{\partial \lambda}, \frac{2\Omega \sin \phi}{S} \left[ v'T' - \frac{1}{2\Omega a \sin \phi} \frac{\partial(T'\Phi')}{\partial \lambda} \right] \right) \quad (2.16)$$

## 第3章 解析結果

本研究は、2007年2月下旬から3月上旬にかけて発生したSSWの過程と、SSWの後の擾乱の下方伝播について解析した。本章では、前半はSSWの過程、その後に擾乱の下方伝播の解析結果を示す。

### 3.1 2007年の2月下旬から3月上旬の成層圏突然昇温の特徴

ここでは2007年2月下旬から生じたSSWの特徴を示す。図3.1に、2007年2月15日から3月10日までの $80^{\circ}$ N以北で平均された気温変化を示した。コンター間隔は4K、カラー間隔は8Kである。これから、10hPaにおいて2月20日から気温が上昇し、2月27日頃から3月2日にかけて降温、それから3月4日にかけて再び昇温していることがわかる。

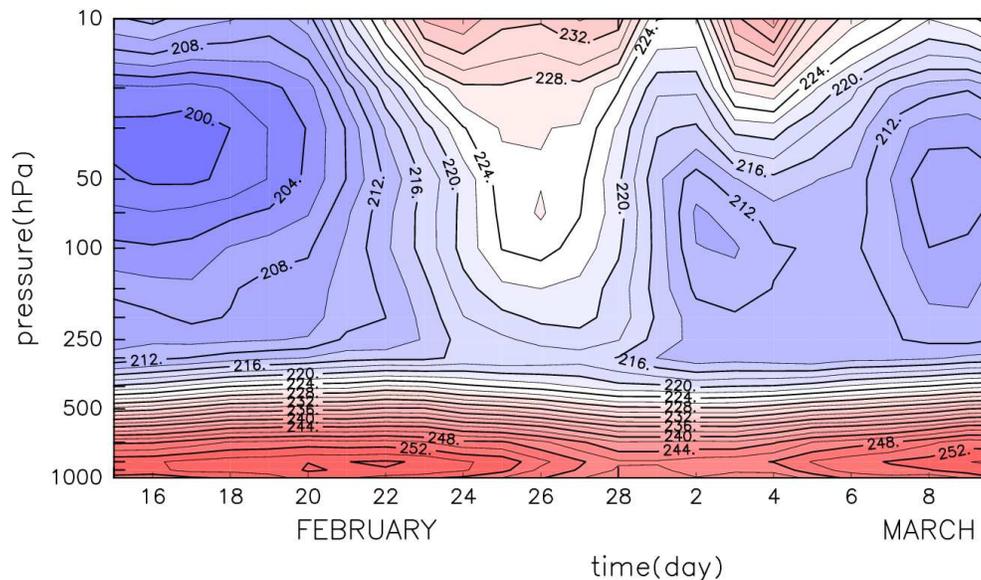


図 3.1:  $80^{\circ}$ N 以北で平均された気温の高度時間断面図。コンター間隔は4K、カラー間隔は8K

次に、この SSW の前後における成層圏の波活動度について調べた。図 3.2 は、2月15日から3月15日まで、30hPaにおいて  $65^{\circ}\text{N}$  から  $75^{\circ}\text{N}$  で平均された E-P flux の鉛直成分を示したものである。線は各々、黒が1979年から2006年の日々の気候値、赤が気候値  $\pm 1$  標準偏差の値、青が1979年から2006年までの全期間における最大値、最小値、緑が2007年の値である。気候値からわかるように、成層圏の高緯度では E-P flux の鉛直成分は一般的に正の値をとり、東風運動量は上方に輸送されている。しかし、2007年において、3月4、5日付近で、E-P flux の鉛直成分は1979年から2006年の最小を更新するような大きな負の値を示し、東風運動量が下方に運ばれていたことがわかる。このような、運動量の顕著な下方への輸送は稀なことである。

以上から、2007年2月末に生じた SSW の直後に成層圏では、短期間に急激に降温し、その後再び昇温したことがわかる。またこの2回目の昇温が発生する3月2日から3月8日にかけて成層圏で波活動度の顕著な下方伝播が発生した、という稀な事例がデータから確認できた。以下、短期間に、降温し、再び昇温が起こった SSW と、その後に観測された擾乱の下方伝播について解析を行った。

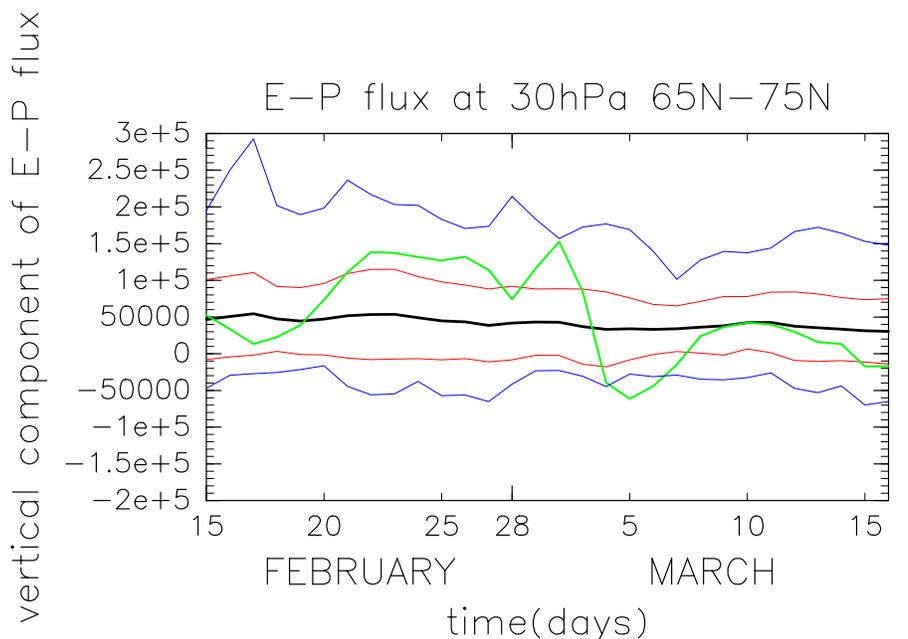


図 3.2: 2月15日から3月15日までの30hPaにおける  $65\text{N}$  から  $75\text{N}$  で平均された E-P flux の鉛直成分 ( $\text{kg/s}^2$ ) の時系列。線は各々、黒：気候値、緑：2007年、赤：気候値+標準偏差、気候値-標準偏差、青：1979年から2006年の最大、最小値。

## 3.2 成層圏突然昇温

前節で見たように、2月20日から3月4日までの短い期間でSSWは2回生じていた。ここでは、この期間における成層圏循環の特徴について解析した。まず、10hPaにおける高度場の時間発展を調べる。図3.3に10hPaでのジオポテンシャル高度を示す。コンター間隔400gpm、カラーは、赤：30800gpm以上、青：30400gpm以下を示す。この図で、2月23日は1回目のSSWの最盛期、27日は降温を始めた時期、3月2日は再び昇温を始めた時期、3月4日は二回目のSSWの最盛期である。全ての図で波数1成分が顕著である。また、図(b)や(c)では、低圧部がロシア北岸から北極海上へと極域に移動していくことがわかる。これから、二回のSSWで主に波数1が寄与しており、降温期に極渦が再構築されたことがわかる。つまり、まず波数1が発達して1回目のSSWが発生し、波の振幅が小さくなる時に極域が降温し、その後再び波数1が発達して2回目のSSWが生じたことが伺える。

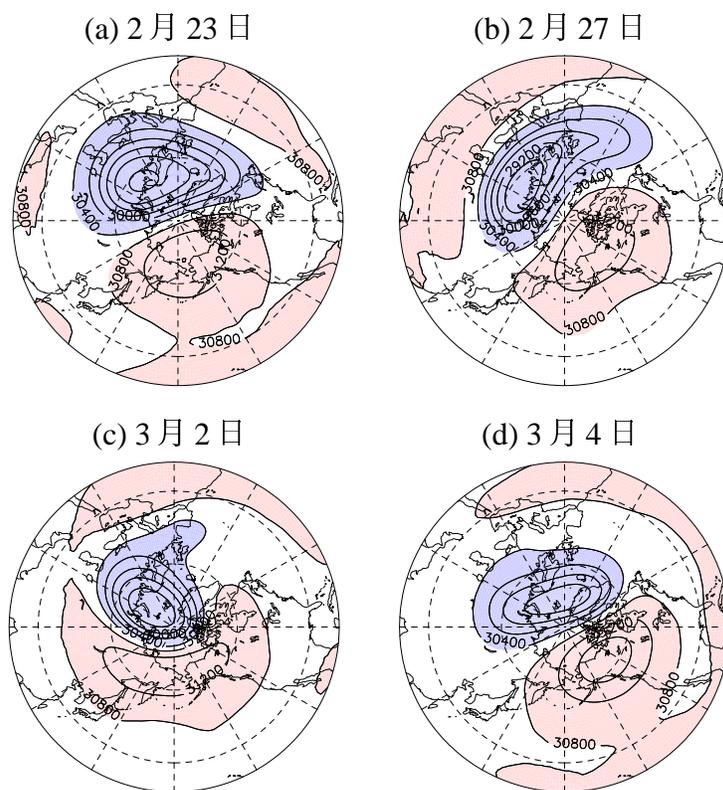


図 3.3: 10hPa のジオポテンシャル高度。上から、2月、(a)23日、(b)27日、3月(c)2日、(d)4日。コンター間隔は、400gpm。カラーは、赤：30800gpm以上、青：30400gpm以下。

次に、このような擾乱がどのように伝播してきたのかを調べるため、図3.4に、 $50^{\circ}\text{N}$ から $80^{\circ}\text{N}$ で平均された、全波数成分のE-P fluxの高度-時間断面図を示す。ベクトルの上向きはE-P fluxの鉛直成分、水平方向はE-P fluxの南北成分を表し、ベクトルの長さは、 $100\text{hPa}$ より上では10倍してある。また、描画には00UTCと12UTCの値を用いた。この図から、1回目のSSWの前の2月17日頃から対流圏から成層圏への波の上方伝播が顕著になることが、 $100\text{hPa}$ でのE-P fluxからわかる。それ以降、2月25日まで成層圏では、上方に伝播し、 $10\text{hPa}$ 以下で極域に $10\text{hPa}$ より上で赤道域に伝播していることがわかる。その後、成層圏全域で波は低緯度側へ伝播しはじめ、成層圏極域の温度が最も下がった3月2日頃から再び伝播方向は極向きになる。また、図3.2でも示したように、2回目のSSWの後、3月4日頃から、成層圏下部でE-P fluxが下向きになることがわかる。

これから、1回目のSSWは対流圏から伝播してきたロスビー波が極に集中することにより引き起こされたことがわかる。そして、2月27日から3月2日は、低緯度側へ波が伝播することにより極域で急速な西風の回復に伴う降温が生じた後、再び極域に波が集中し、2回目のSSWが生じたと考えられる。

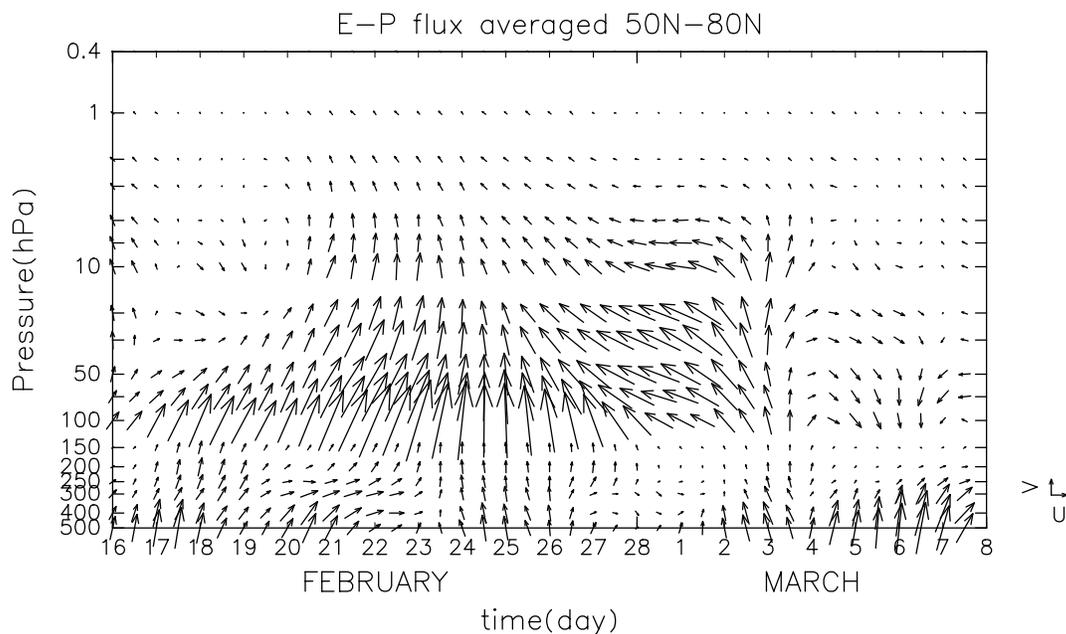


図 3.4: 全波数成分のE-P fluxの高度時間断面図。ベクトルの鉛直成分、水平成分はそれぞれ、E-P fluxの鉛直成分、南北成分。ベクトルの大きさは、単位ベクトルあたり、南北成分は $1.0 \times 10^7 \text{ kg/s}^2$ 、鉛直成分は $5.75 \times 10^4 \text{ kg/s}^2$ である。ただし、 $100\text{hPa}$ より上では、大きさを10倍してある。

擾乱の上方伝播については、図 3.4 で理解できるが、特に降温過程の発生時において波が子午面内をどのように伝播し、帯状風を変化させたのかわからない。そこで、降温、2 回目の SSW の波の伝播経路を、E-P flux の子午面断面を見ることでより詳しく解析した。図 3.5、図 3.6 は、左から、帯状平均風と、全波数成分の擾乱の E-P flux( $\vec{F}$ ) と、波による帯状平均風の加速度に対応する、密度で割った E-P flux の発散( $\nabla \cdot \vec{F} / \rho_0 \cos \phi$ )を示す。また、図 3.5 は上から 2 月 28 日、3 月 1 日、図 3.6 は上から 3 月 2 日、3 日、4 日を描いた。コンター間隔は、帯状平均帯状風は、5m/s、 $\nabla \cdot \vec{F} / \rho_0 \cos \phi$  は 4m/s/day である。E-P flux のベクトルの大きさは図 3.4 と同じである。

まず、図 3.5 左の帯状平均風と図 3.5 右の全波数成分を含む擾乱にともなう E-P flux の伝播及び収束について見ていく。2 月 28 日に、図 3.5 左上より、70hPa 上方、60° N 以北で東風領域が存在し、SSW が生じていることが確認できる。図 3.5 右上から、東風領域では、擾乱によって 8 m/s/day 以上という大きな西風加速域が生じている。その結果、3 月 1 日に、図 3.5 左下でわかるように、極域で西風が再構築されている。図 3.5 右下から、このときでも擾乱が極側に伝播することにより擾乱による西風加速が生じており、それと対応するように 10hPa、50° N 付近で東風加速域が生じている。それにより、3 月 2 日では、図 3.6 左上でわかるように、極域で強い西風、10hPa、50° N 付近に東風領域が形成されている。図 3.6 右上では、10hPa 付近の、50° N から 80° N に東風加速領域があり、形成された西風中を成層圏下層から上方伝播する擾乱にともなう E-P flux の収束によって極域の西風を減速しはじめる。その収束によって、3 月 3 日では、図 3.6 左中で、10hPa より上方の領域で西風が弱くなり、さらに東風加速が生じている(図 3.6 右中)。ついに、3 月 4 日には、図 3.6 左下で示されたように、10hPa 上方、70° N 以北で再び東風が生じ、2 回目の SSW が発生した。

これから、擾乱により、2 月 28 日に 70hPa より上方の 60° N 以北に存在した東風領域は西風に加速されたことや、引き続いて生じた波動の上方伝播により、3 月 1 日に 10hPa、50° N 付近で東風加速され、3 月 2 日から 4 日にかけてそこで東風領域を形成したことがわかる。つまり、2 月末から 3 月上旬にかけて生じた 2 回の SSW と、その間の成層圏極域での急激な温度降下は、成層圏中での波動にともなう E-P flux の収束発散によって引き起こされたことがわかる。

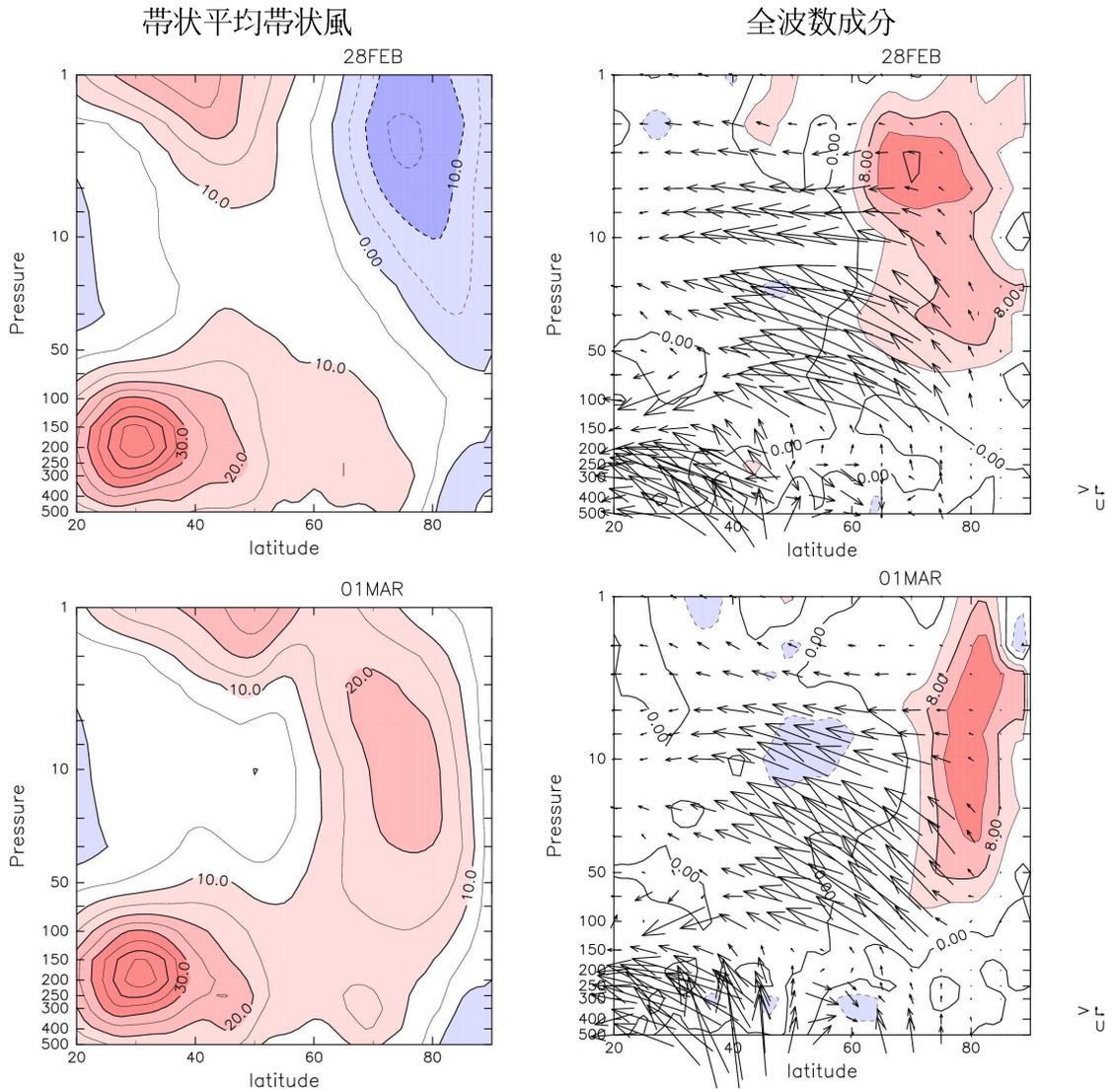


図 3.5: 帯状平均帯状風 (左) と全波数成分の E-P flux( $\vec{F}$ ) とその収束を密度で割ったもの ( $\nabla \cdot \vec{F} / \rho_0 \cos \phi$ ) (右)。 (左) コンター間隔 5m/s、カラー間隔 10 m/s。 (右) E-P flux のベクトルは、図 3.4 と同じ。  $\nabla \cdot \vec{F} / \rho_0 \cos \phi$  はコンター間隔、カラー間隔はともに 4m/s/day で、赤が正領域、青が負領域である。ただし、 $-8\text{m/s/day}$  以下、 $+12\text{m/s/day}$  以上では色は変えておらず、 $-4 \sim 4\text{m/s/day}$  には色をつけていない

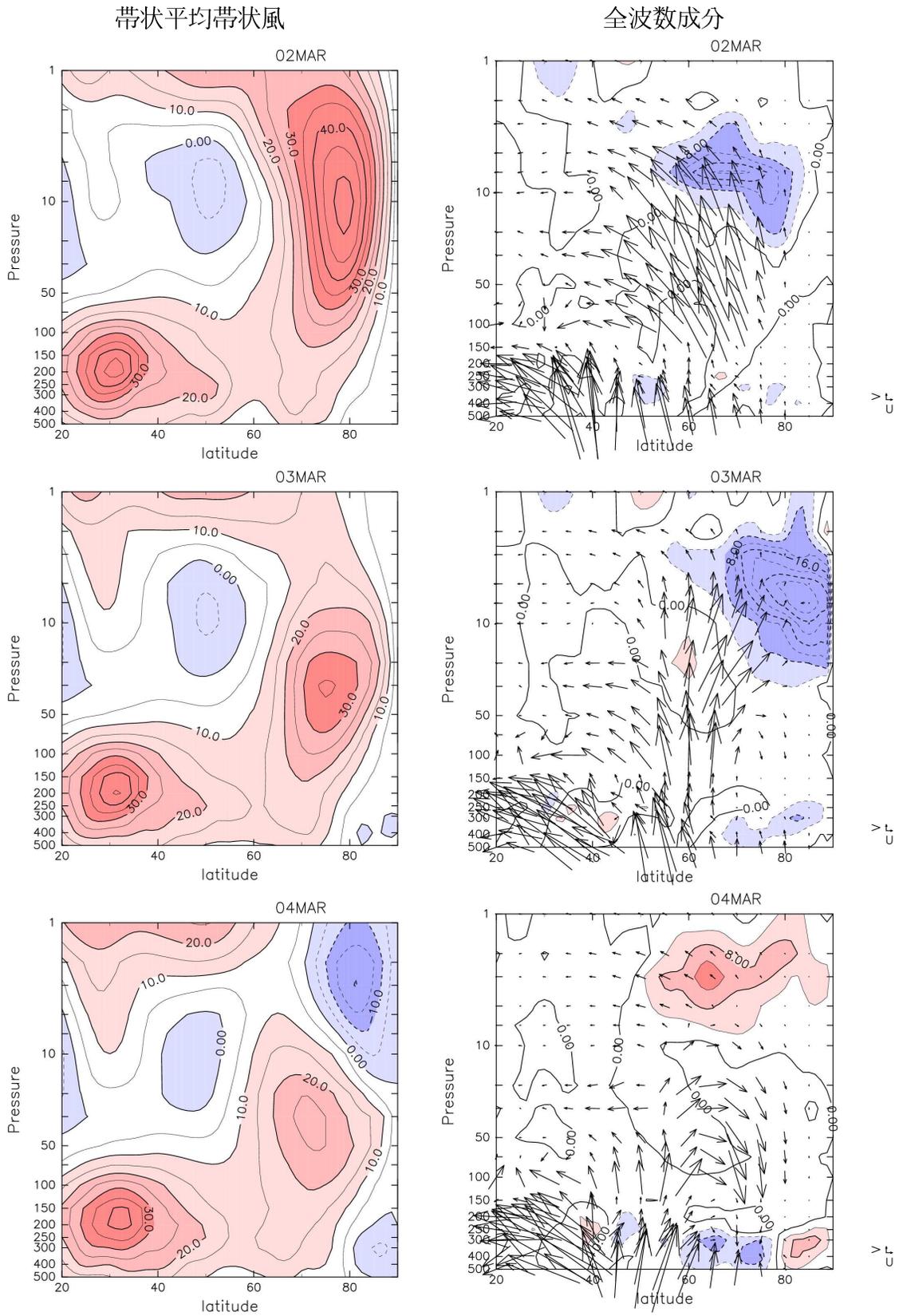


図 3.6: 3月2日から4日までの帯状平均帯状風と擾乱の E-P flux と波による加速度の子午面断面図。コンター、ベクトルの表記の詳細は図 3.5 と同じ

次に、波数分解を行うことにより、どの波数成分がこの帯状平均風の変化に主に寄与したのかを調べる。まず、波数1成分と波数2成分について示す。図3.7、図3.8に、各波数成分に伴うE-P fluxベクトルとその収束発散を示す。これから、2月28日、3月1日の西風加速は、主として波数1のE-P fluxの収束発散で生じていたことがわかる。一方、図3.7下により、波数1成分のE-P fluxは、10hPa、70°N以南を中心に収束、波数2は、60°以南赤道側で収束しているため、この東風領域の形成には、両方の波成分が寄与している。図3.8上から、3月2日になると、波数1では図3.6の東風加速域とほぼ同じ位置に、同じか、それ以上の強さで東風加速をもたらしている。一方、波数2では、10hPa、60°N付近では波数1同様東風加速であるが、それより極域では西風加速である。3月3日になると両者の違いはより明瞭になり、波数1では図3.6で東風加速している領域とほぼ同じ領域で、全波数成分より大きく東風加速している。一方、波数2では、同じ領域で西風加速が生じている。3月4日では、成層圏上層で西風加速をしているものは、波数2成分である。次に、図3.9に波数3成分のE-P fluxを示す。ベクトルの大きさは図3.7と同じである。これから、波数1、波数2に比べて成層圏において、波数3のE-P fluxは小さく、その収束発散の大きさも4m/s/dayを越えるような値は存在しない。これから、波数3の成層圏での帯状平均風の変化への寄与は小さいと考えることができる。

以上の波数分解したE-P fluxの解析から、この期間における帯状平均風の加速減速は、波数1の寄与が顕著であり、成層圏循環変動は波数1成分と帯状平均風との相互作用で説明できることがわかった。

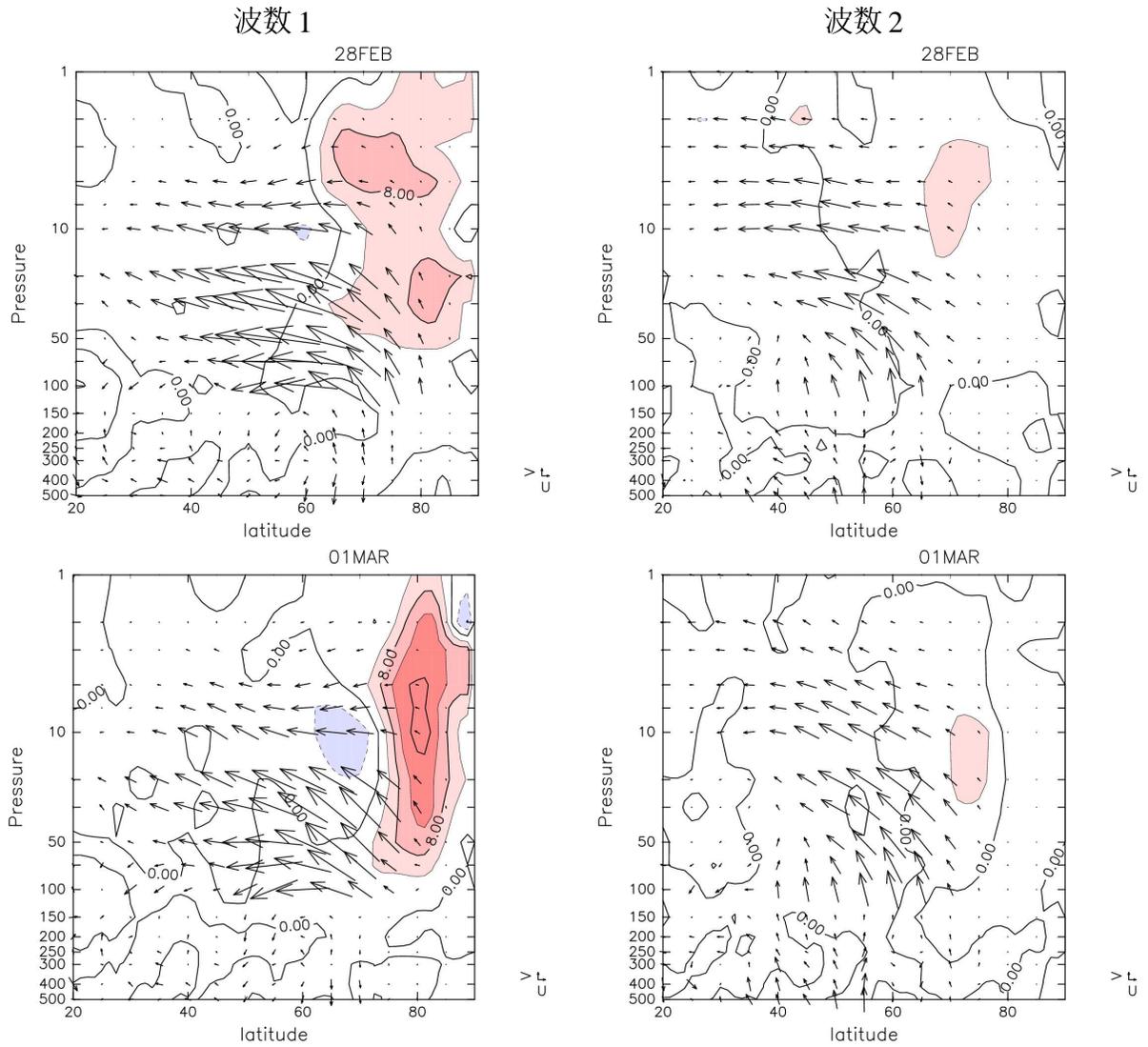


図 3.7: 2月28日(上)と3月1日の波数1と波数2のE-P fluxと波による加速度の子午面断面図。コンター、ベクトルの表記の詳細は図3.5に同じ

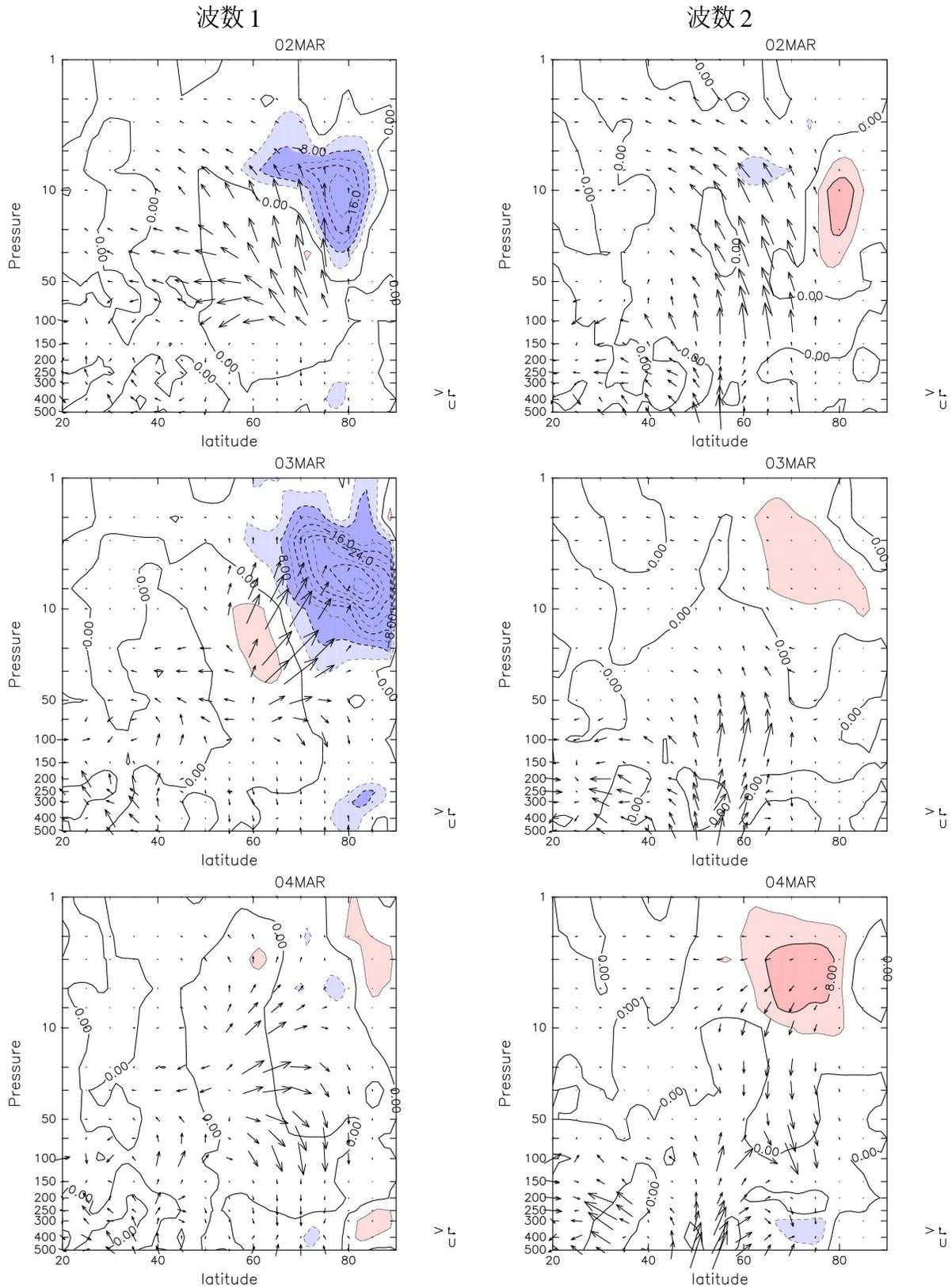


図 3.8: 3月2日(上)、3月3日(中)、3月4日(下)波数1と波数2のE-P fluxと波による加速度の子午面断面図。コンター、ベクトルの表記の詳細は図3.5に同じ

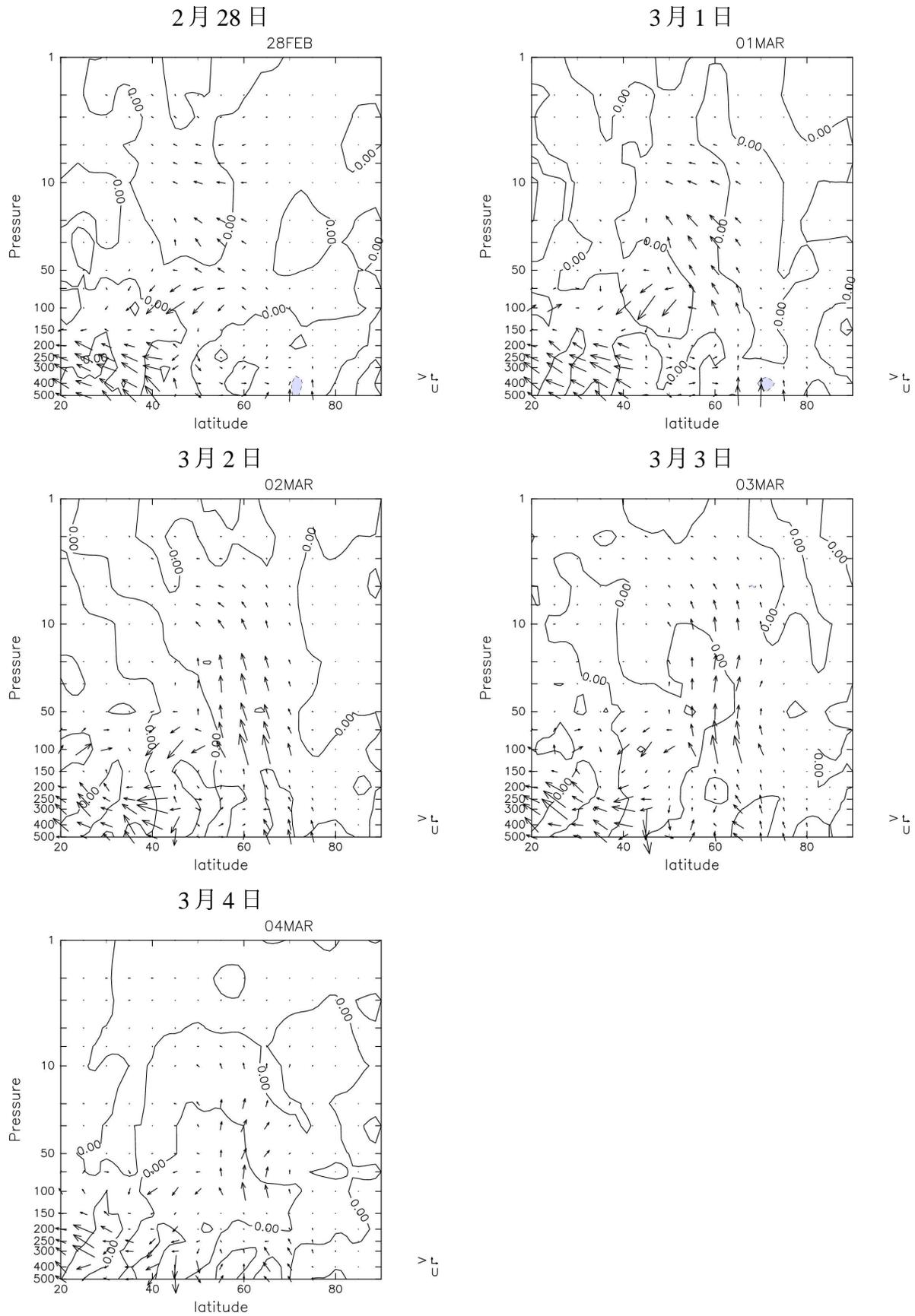


図 3.9: 波数3における E-P flux と波による加速度の子午面断面図。コンター、ベクトルの表記の詳細は図 3.5 に同じ

### 3.3 成層圏から対流圏への波の下方伝播

ここでは、3月4日の顕著な波の下方伝播について解析する。

図3.2でも示したとおり、3月4日では全波数成分で見た下向き伝播が顕著になるが、図3.8においても、3月4日に、波数1、波数2で、E-P fluxの下向き成分が顕著となることが確認できる。

まず、波動の位相の傾きから、波が実際に下方伝播していることを確認する。3月4日の10hPaと500hPaの波数成分のジオポテンシャル高度を図3.10、図3.11に示す。図3.10は波数1成分、図3.11は波数2成分のジオポテンシャル高度である。図3.10から、500hPaのシベリア極東域に存在する高気圧性偏差が、10hPaではアラスカ付近に存在するため、波数1の位相は高さとともに東傾している。しかし、図3.11からでは、500hPaと10hPaの高気圧や低気圧性偏差は、ほぼ同じ経度に存在し、波はほぼ順圧的な構造をしていることがわかる。より詳細に、位相の傾きとその変化を見るために、各波数成分に伴う高度場の経度-高度断面図を図3.12に示す。これから、波数1、2ともに3月1日で成層圏で位相はほぼたっているが、3月2日には成層圏で高さとともに西に傾くことがわかる。これはE-P fluxで示された波の上方伝播(図3.8)と一致している。3月4日では、波数1は50hPaより下層、波数2では5hPaから10hPaで高さとともに東に傾いている。ただし、10hPa付近が節に相当するため、10hPaより上層と下層で逆位相の関係となり、鉛直伝播の方向が10hPaでは明瞭ではない。以上から、3月2日で成層圏では鉛直上方に伝播していた波数1、2が、3月4日では、下方伝播する傾向にあることがわかる。次にこのような下方伝播が起きた原因について解析する。

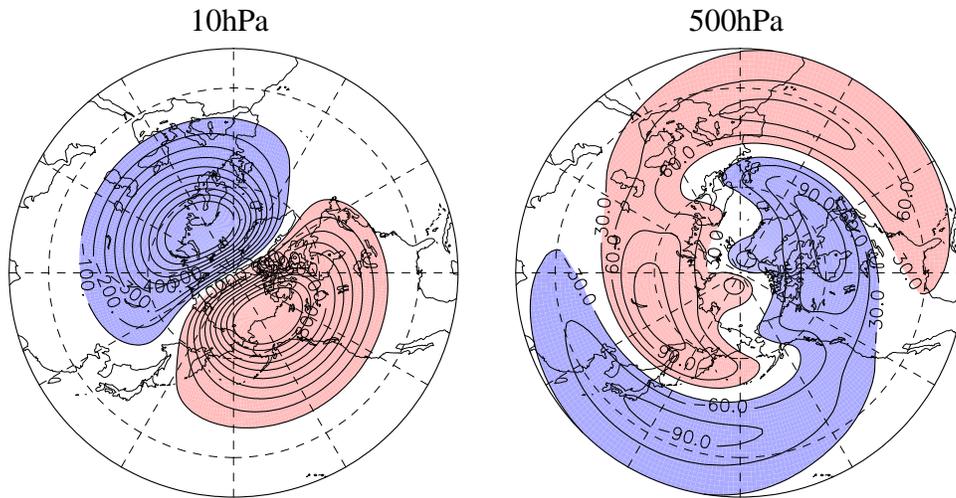


図 3.10: 3月4日の10hPaと500hPaにおける高度場偏差の波数1成分。コンター間隔は、100gpm(10hPa)、30gpm(500hPa)で、赤:100gpm以上(10hPa)、30gpm以上(500hPa)、青:-100gpm以下(10hPa)、-30gpm(500hPa)ただし0gpmは示していない。

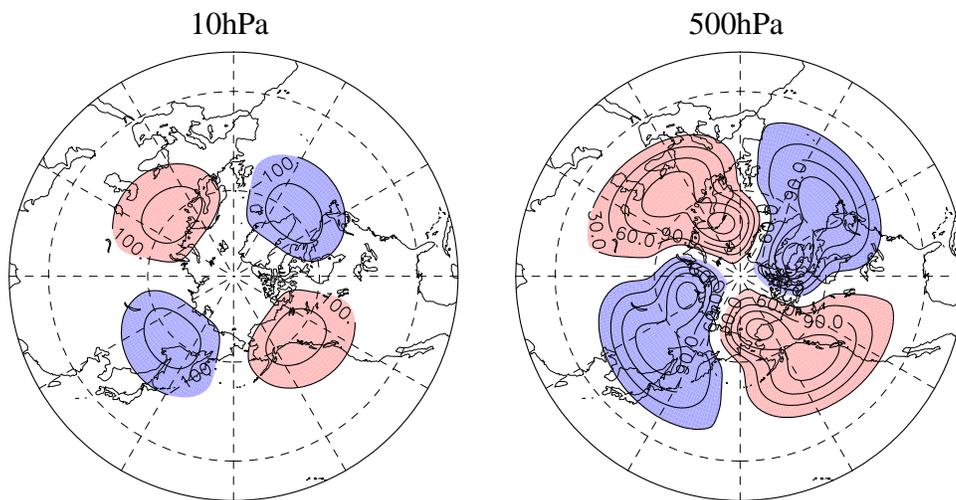


図 3.11: 3月4日の10hPaと500hPaにおける高度場偏差の波数2成分。コンター間隔は、100gpm(10hPa)、30gpm(500hPa)で、赤:100gpm以上(10hPa)、30gpm以上(500hPa)、青:-100gpm以下(10hPa)、-30gpm(500hPa)。ただし、0gpmは示していない

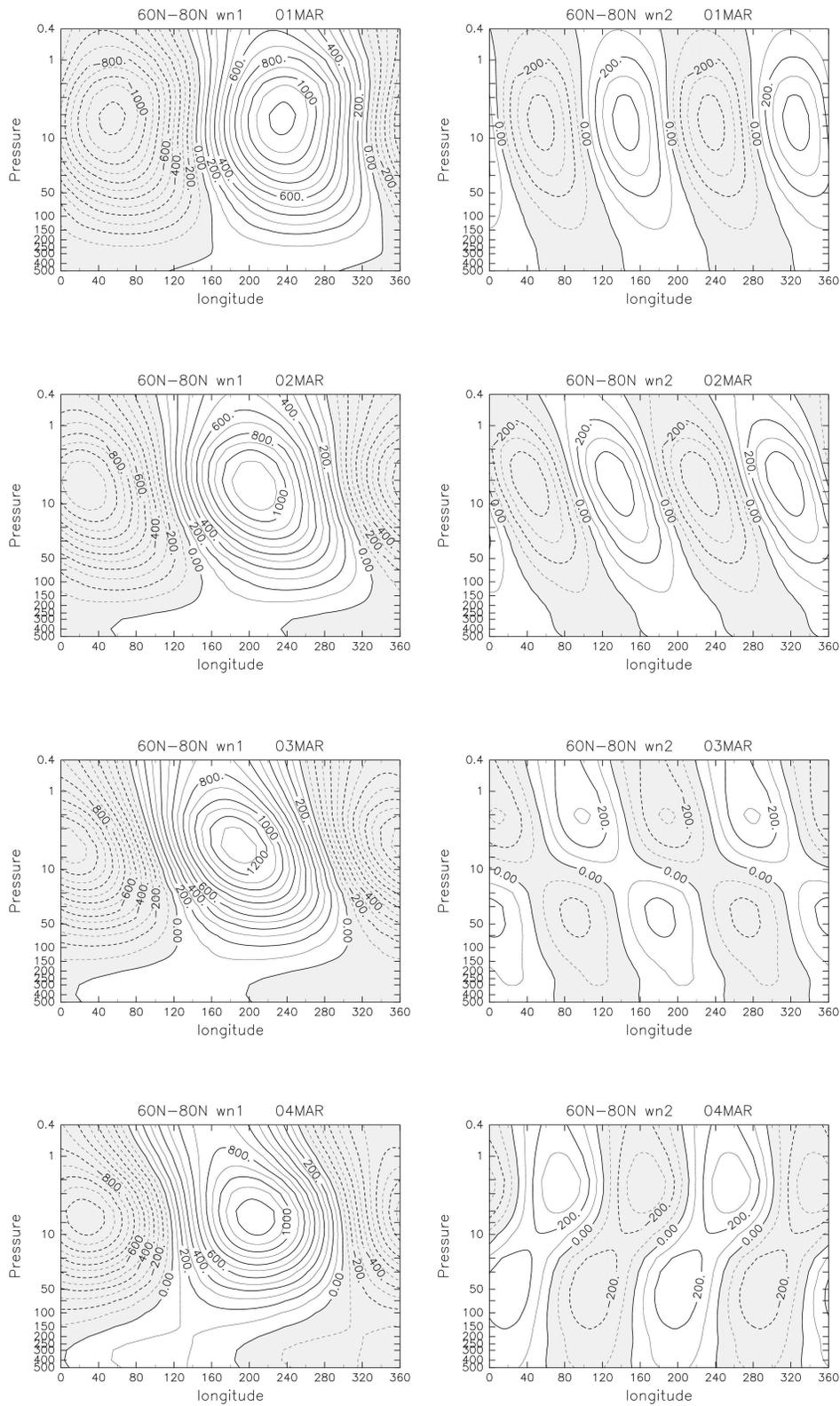


図 3.12: 3月1日から3月4日までの(左)波数1、(右)波数2の経度-高度断面図。コンター間隔は100gpmで、陰影は負領域である。

波の伝播は、図 3.8 から、波数 1 では、3 月 1 日に低緯度側に向かっていったものが、次第に伝播方向を上方、高緯度側へと変化した後、3 月 4 日に下方に伝播していることがわかる。また、波数 2 では、3 月 3 日に一時波活動度が成層圏で弱まった後、10hPa より上層の  $60^{\circ}$  N から  $80^{\circ}$  N で E-P flux が発散している。つまり波数 2 成分が成層圏で生成されているように見える。このような波の伝播方向の急激な変化は、帯状風の子午面分布と関連している可能性がある。このため、毎日の帯状風に伴う屈折率を解析した。

図 3.13、図 3.14 は、東西方向の位相速度を 0 と仮定したときの屈折率 ( $n_k$ ) の二乗である (値に地球半径をかけた)。屈折率をコンター、E-P flux をベクトルで示す。赤色は  $n_k^2 \times a_0$  が負の領域である。また、東風では定在ロスビー波は伝播できないため、東風領域を青色で示した。従って、この図で赤色と青色の領域は波が伝播できない領域を示し、そこで波の振幅は指数関数的に減衰する。また、波の定常性を仮定すると式 (2.5) より、波のエネルギーは屈折率が大きい方に伝播する傾向にある。また、 $n_k^2$  が正から次第に小さくなり負の値となる  $n_k^2 = 0$  で定義される反射面に対し、波の位相がたつことがわかる。すなわち、水平の反射面がある時、下方から伝播した波はそこで反射して下方へ伝播する。一方、垂直の反射面が高緯度にあると、低緯度から入射する波はその反射面で反射して、低緯度側へ伝播する。一方、 $u = 0$  で定義される臨界面 (critical surface) では、 $n_k^2$  はその近傍でプラス無限大からマイナス無限大に急激に変化する。線形論の範囲では、臨界面に侵入する波動は、次第に群速度が 0 となり、臨界面付近で吸収されることが知られているが、非線形の振舞を考慮すると、臨界面は必ずしも波動の吸収面とならないとの指摘もある。

この図から、伝播の様子を解析する。波数 1 では、図 3.13 から、3 月 1 日では、 $50^{\circ}$  N 付近に存在する幅の狭い伝播禁止領域を透過してさらに低緯度側に伝播している。伝播禁止領域の幅が、波の南北波長よりも小さい場合、いわゆるトンネル効果のように、エネルギーが伝播可能な低緯度側へと伝播できる可能性がある。また、1hPa よりも上層に反射面が存在し、波動は成層圏上層ではより上方に伝播できない。3 月 2 日には 10~50hPa、 $60^{\circ}$  N に反射面が存在している。3 月 3 日では反射面は 10hPa と  $60^{\circ}$  N 付近に存在し、4 日では上層の反射面はなくなっているが、波は屈折率の大きな領域に存在する。

波数 2 においては、図 3.14 により、3 月 1 日にやはり  $50^{\circ}$  N に反射域があり、上層にも反射面が出来ている。そして、3 月 3 日には 10hPa、 $60^{\circ}$  N 付近に反射域が出来ている。これから、波数 1、波数 2 とともに、1 日から 2 日にかけて低緯度側への波の伝播が抑制され、成層圏上層では反射が生じることが予期できる。一方、3 月 3 日では、伝播可能な領域はさらに縮小し、成層圏での波活動度も著しく減少している。3 月 4 日では、再び  $60^{\circ}$  N 付近に伝播可能領域が形成され、成層圏上層から成層圏下層にまで波動が伝播していることが明瞭となる。

以上から、波数1、波数2成分は、成層圏で反射し、対流圏に下方伝播することが示唆されるが、E-P flux では、下方伝播が存在することはわかるが、たとえば波数2では成層圏で一時、波活動度が著しく減衰した後に、顕著な下方伝播が生ずるなど、反射の描像をうまく捉えることができていない。そこで、波の伝播をよりわかりやすく解析するために、Plumb(1985)による3次元の波活動度フラックスを用いて、3次元的な波束の伝播を見る。

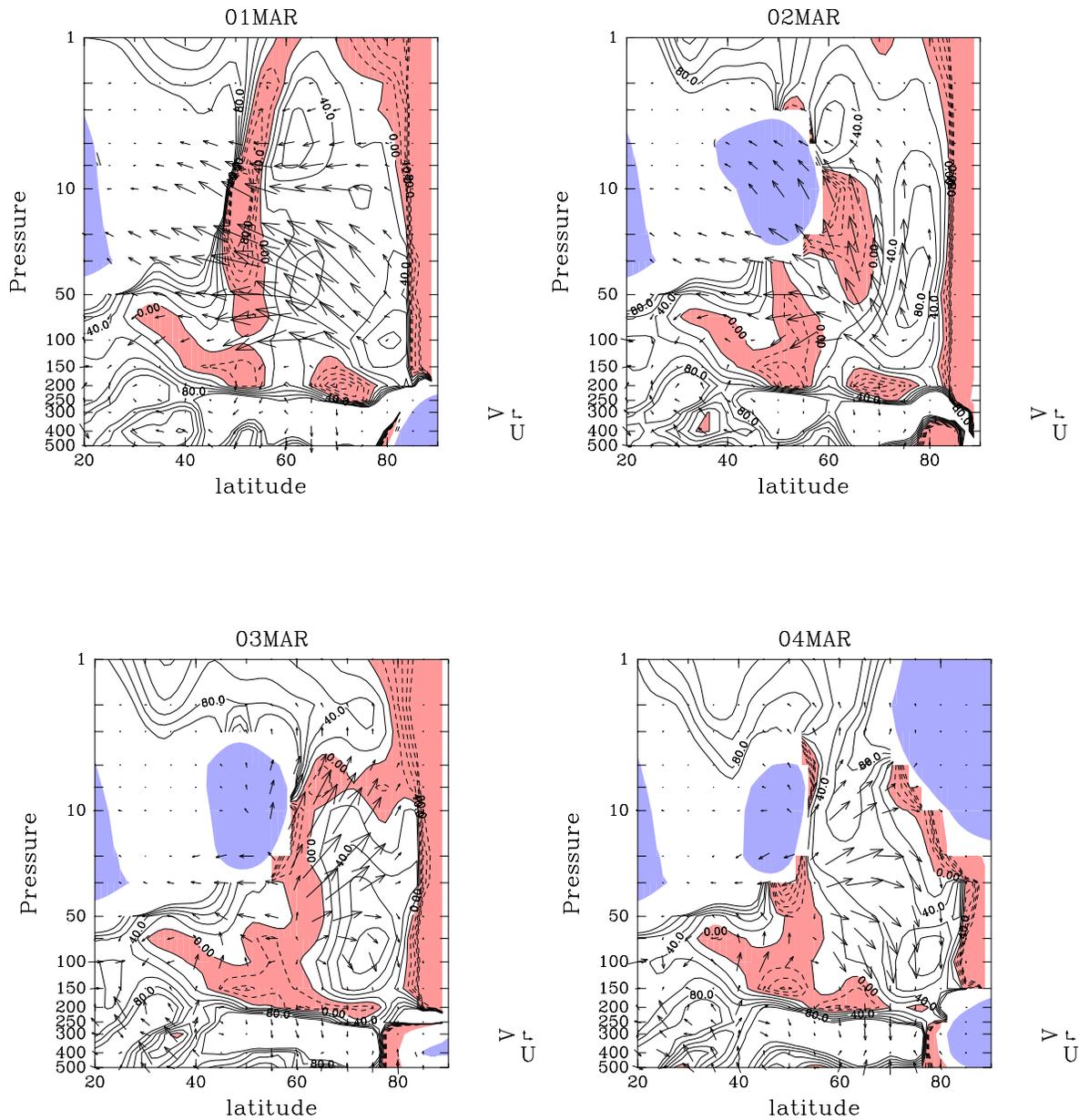


図 3.13: (左上)3月1日、(右上)2日、(左下)3日、(右下)4日の波数1における、コンターは屈折率( $n_k$ )を2乗したものに地球半径をかけたもの( $n_k^2 \times a_0$ )と、E-P flux。コンター間隔は100以上、-100以下を $100\text{m}^{-2}$ ごと、-100以上100以下を $20\text{m}^{-2}$ ごとに描き、赤色は $0\text{m}^{-2}$ 以下を示す。また、青色は東風領域を示し、E-P fluxは図3.4と同じ。

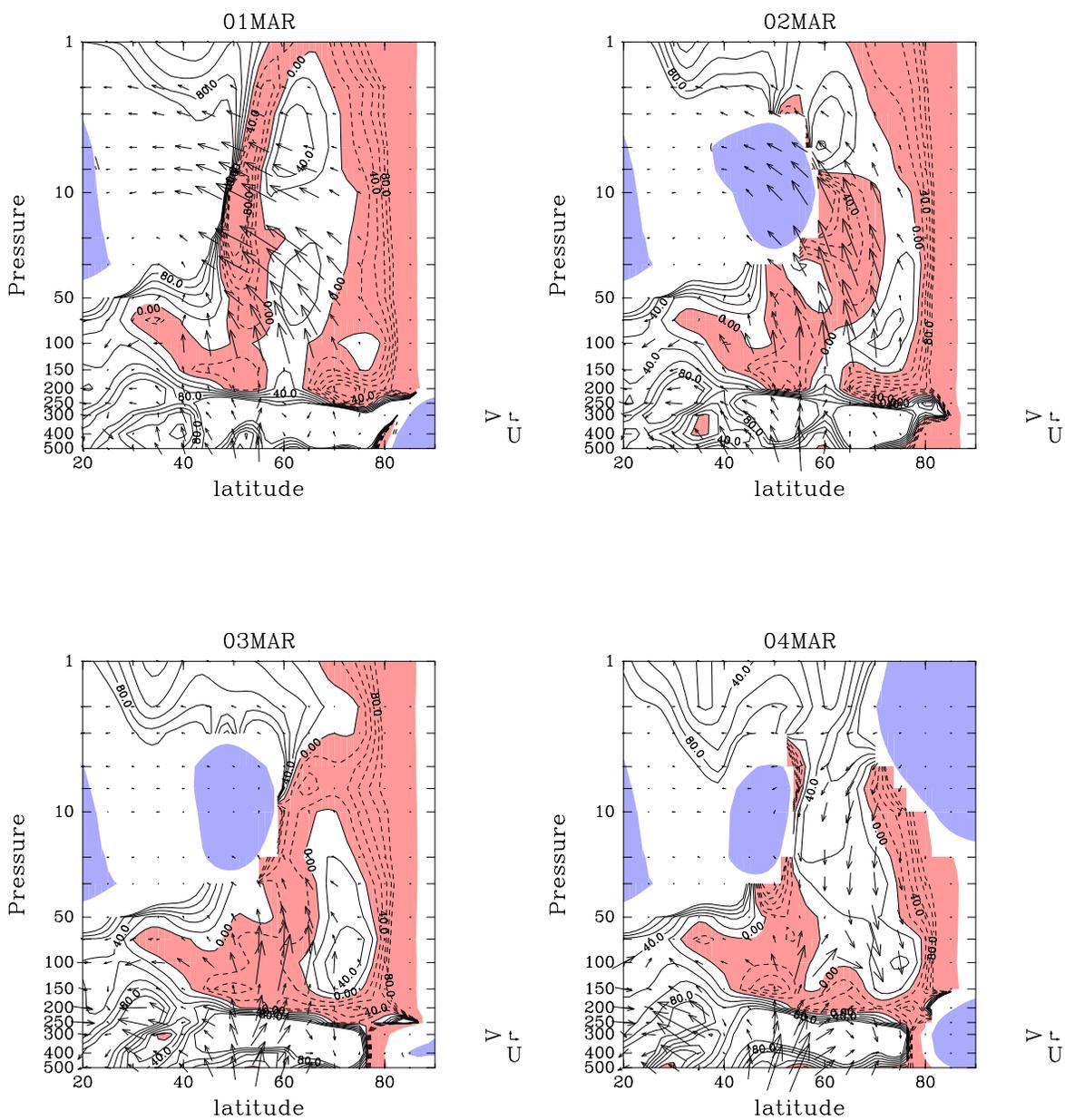


図 3.14: 図 3.13 と同じ。ただし、波数成分は波数 2

図 3.15 は、3 月 2 日から 4 日の  $60^{\circ}$  N から  $80^{\circ}$  N で平均された波数 1 から 3 の波数成分で合成された高度場偏差と、それに伴う波活動度フラックスの経度-高度断面図である。ここでは波の定常性を考慮して、時間変化が比較的大きな波数 4 よりも大きい波数成分を除去した。なお、成層圏でのフラックスを見やすくするため、フラックスに  $\rho^{-1/2}$  をかけた。また、図の  $0^{\circ}$  から  $180^{\circ}$  が東半球、 $180^{\circ}$  から  $360^{\circ}$  が西半球である。この図から、3 月 2 日に東経  $90^{\circ}$  付近を中心に大きな鉛直フラックスが存在することがわかる。また、高度場偏差の位相は、東半球では高さとともに西傾しており、対流圏から成層圏にロスビー波束が上方伝播する様子が明瞭である。このロスビー波束は、3 月 3 日には東半球では依然として上方伝播するが、西半球では下方伝播するようになる。これと対応して、高度場偏差の位相も西半球で高さとともに東傾している。さらに、3 月 4 日では東半球でのフラックスは小さくなり、西半球でのフラックスが著しく増加する。これにより、3 月 2 日に東半球での波が鉛直上方伝播し、成層圏中を東向きに伝播した後、西半球側でヨーロッパ域で下方伝播している様子が見事に捉えられている。いわば”stratospheric bridge”とも呼ぶべき、半球規模での成層圏を通じた波束伝播が実現した。また、この図をよく見ると、成層圏下層で波数 2、成層圏上層で波数 1 が卓越することがわかる。これは、波数に依存して伝播特性が異なるため、成層圏中でロスビー波束の分散が生じ、より上方に伝播可能な波数 1 と上方伝播しにくい波数 2 に分散していったと考えられる。これは、図 3.13、図 3.14 の屈折率の分布とも一致する。

下方伝播は、図 3.16 から確認できる。図 3.16 は、500hPa における高度場偏差を描いたものである。この図より、3 月 1 日、2 日では 270E 付近で、アメリカ大陸東岸に波数 1 から 3 のような惑星規模の波動は明瞭ではなく、むしろ波数 4、5 成分が卓越する。しかし、3 月 3 日、4 日にかけて、急激に波数 1~2 成分に対応する偏差の振幅が増幅している。この増幅域と、図 3.15 での波の下方伝播している領域が一致する。このように、反射が生じ成層圏から対流圏へ下方伝播した惑星規模波は大西洋域での対流圏循環に直接的な影響を与えている。

また、2次元の E-P flux は、東西平均した3次元の波活動度フラックスと一致するので、なぜ3月3日の成層圏での波数2の E-P flux が一時消滅したように見えたかが理解できる。すなわち、3月2日では東半球のみで上方伝播して、東西平均すれば上向きのフラックスが得られる。一方、3月3日では東半球の上向き伝播と西半球の下向き伝播が東西平均する際に打ち消しあい、フラックスが消えたように表現されたと考えられる。そして、3月4日には西半球でのみ下向きフラックスが大きくなるために、2次元 E-P flux では、成層圏で再び惑星波が生成したように表現されたと考えられる。しかし、3次元の E-P flux を用いると、明瞭にロスビー波束の反射を表現することが出来た。

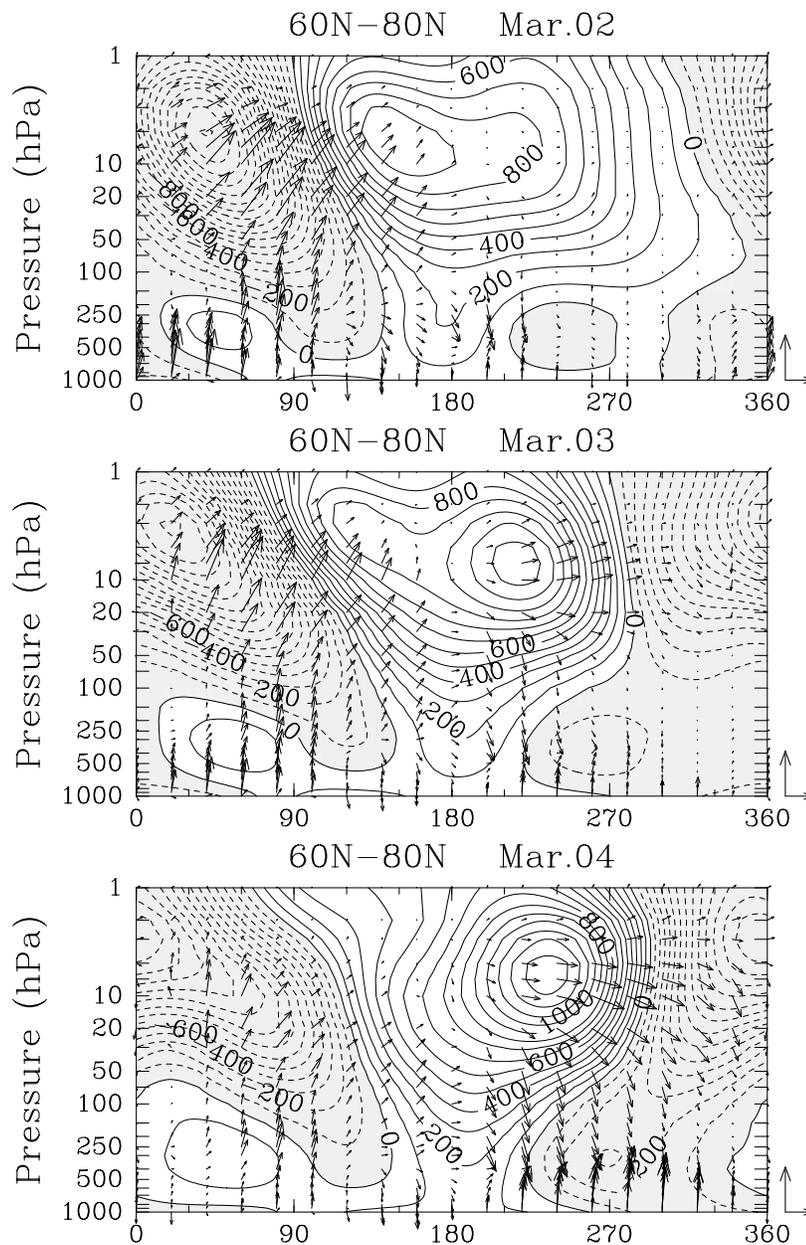


図 3.15:  $60^{\circ}\text{N}$  から  $80^{\circ}\text{N}$  で平均された 3 次元の波活動度フラックスとジオポテンシャル高度偏差の経度-高度断面図。コンターはジオポテンシャル高度偏差で間隔は  $100\text{gpm}$ 、ベクトルは Plum(1985) の 3 次元の波活動度フラックス。大きさは単位ベクトルあたり、東西成分は  $1.0 \times 10^2 \text{m}^2/\text{s}^2$ 、鉛直成分は  $0.5 \text{m}^2/\text{s}^2$ 。ただし、フラックスは  $\rho^{-1/2}$  で割った。

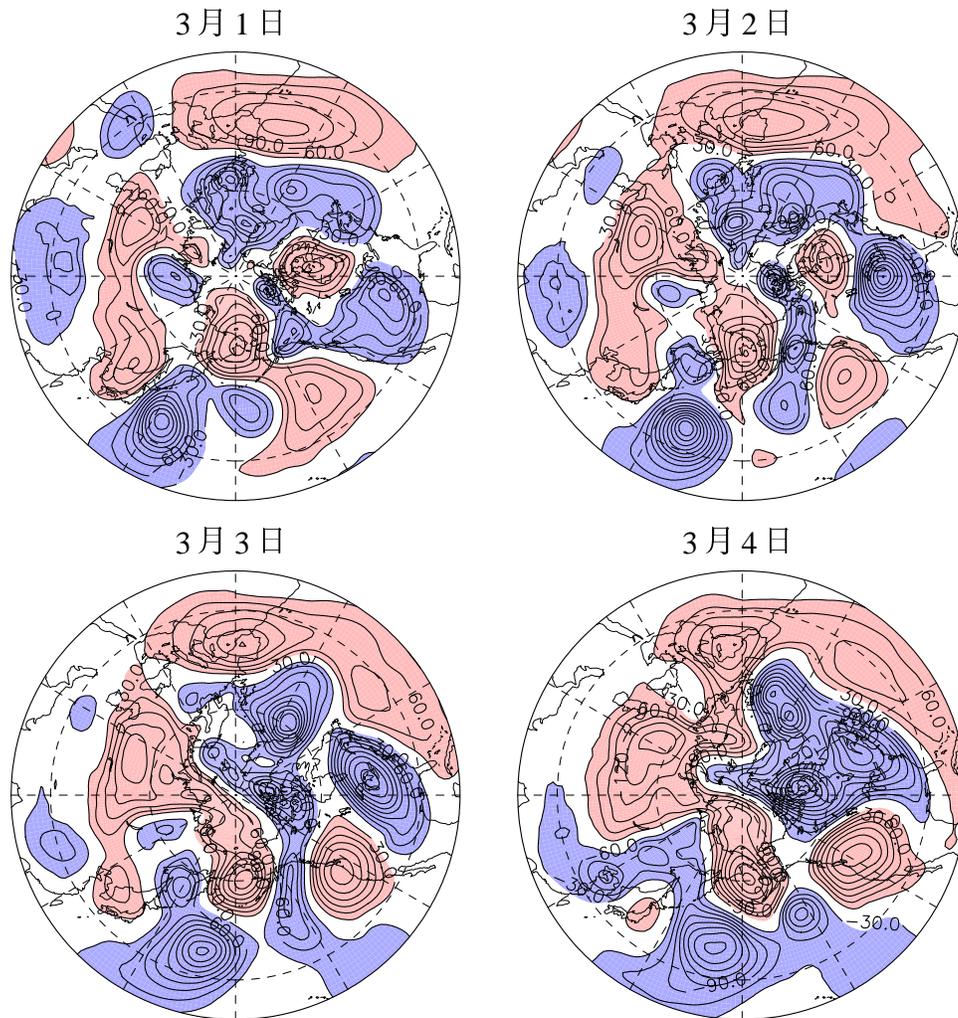


図 3.16: 3月1日から3月4日までの500hPaにおけるジオポテンシャル高度場偏差。コンターは、30gpmで、赤：30gpm以下、青：-30gpm以下の領域を示す

## 第4章 まとめ

本研究では、2007年2月末に発生した成層圏突然昇温 (Stratospheric Sudden Warming、SSW) 直後に生じた波の下方伝播の力学と成層圏循環が対流圏の東西非一様循環変動に与える影響を明らかにするため、JRA-25再解析データを用いて詳細な解析を行った。

まず、変形されたオイラー方程式系を用いて、2007年2月末に生じた成層圏突然昇温の生成、消滅プロセスを詳細に解析した。その結果、この昇温が波数1成分の擾乱が上方伝播し、成層圏極域における波に伴うE-P(Eliassen-Palm) fluxの収束により生じたことがわかった。その直後に、波が低緯度側へ伝播し、極域でE-P fluxが発散するため急激な降温が生じた。さらに成層圏下層から上方伝播する波数1成分の極域での収束により急激な昇温が生じたことがわかった。

次に屈折率を用いて、波の下方伝播の様子を解析した。3月1日から生じた成層圏での負の西風鉛直シアーに伴い、波数1、2成分に対する反射面が成層圏上層で形成されていることが明らかになった。また、中緯度成層圏中層に形成された東風領域によって、北緯60度から70度に波が閉じ込められた後、顕著に下向き伝播したことがわかった。

さらに3次元の波活動度フラックス (Plumb, 1985) を用いて、波の下方伝播について詳細な解析を行った。その結果、ヨーロッパから上方伝播するロスビー波束が、成層圏下層の強い西風により分散され、波数1成分は成層圏上層、波数2成分は成層圏下層で反射し、再び対流圏へ下方伝播することが明らかになった。この下方伝播する波束によって、SSWの後の対流圏北米に惑星規模の強い負の高度場偏差をもたらした。また、成層圏における波数2成分のE-P fluxが3月3日にいったん消滅し、3月4日に生成されているように見えるが、これは2次元で定義されたE-P fluxが、東西平均された3次元の波活動度フラックスと一致するため、3次元の波活動度フラックスを見ることでその理由がわかった。すなわち、3月2日に東半球で上方伝播したロスビー波束が、3月4日には西半球で下方伝播しており、東西平均することで、3月3日では鉛直成分が打ち消し合いE-P fluxが消滅、3月4日では西半球における下向きフラックスが大きくなるため、E-P fluxが成層圏で生成されているように見えたと考えられる。

以上から、本研究によって成層圏突然昇温後に、対流圏から鉛直上方に伝播するロスビー波束が成層圏で反射し、再び対流圏に下方伝播し、対流圏で半球規模の顕著な循環変動が生じるという、いわば”stratospheric bridge”の存在を明らかにすることが出来た。

## 参考文献

- [1] Andrews, D. G., J. R. Holton, and C. B. Leovy 1987: Middle Atmosphere Dynamics, 489pp., Elsevier, New York
- [2] Baldwin, M. P., and T. J. Dunkerton 2001: Stratospheric harbingers of anomalous weather regimes. *Science*, 294, 581-584
- [3] Limpasuvan, V., D. W. J. Thompson, and D. L. Hartmann 2004: The Life Cycle of the Northern Hemisphere Sudden Stratospheric Warmings. *Journal of Climate*, 17, 2587-2589
- [4] Matsuno, T. 1971: A dynamical model of the sudden stratospheric warming phenomenon, *J. Atmos. Sci.*, 28, 1479-1494
- [5] Nakagawa, K. I., and Yamazaki, K. 2006: What kind of stratospheric sudden warming propagates to the troposphere. *Geophys. Res. Lett.*, 33, L04801
- [6] Perlwitz and Harnik 2003: Observational Evidence of a Stratospheric Influence on the Troposphere by Planetary Wave Reflection. *Journal of Climate*, 16, 3011-3026
- [7] Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.* 42, 217-229

## 謝辞

本研究の解析は、名古屋大学小寺邦彦特任教授から頂いた貴重な示唆により実施することが出来ました。この貴重な示唆に心より感謝致します。

本研究に利用したデータセットは気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものであります。

研究を進めるにあたり、指導教官である岩嶋樹也教授には熱心な御指導と助言を頂き、心より感謝しています。また、向川均准教授には、ご自身の貴重な時間を多く割いて頂き、様々なご助言を頂きました。大変感謝致します。井口敬雄助教には研究発表やゼミを通して貴重な助言を頂きました。ここに感謝致します。災害気候研究室の谷口博氏には、どのような質問や相談にも親身になってお答え頂きました。感謝致します。

また、物理気候学研究室の皆様には、合同セミナーを通して有意義な助言を頂くことが出来ました。心より感謝致します。

2年間ともに学んで来た、風本圭佑氏、林麻利子氏、正木岳志氏、吉田裕一氏には大変御世話になりました。

最後に櫻井溪太氏、中村貞代さんには研究以外の面を通して大変御世話になりました。この場で心より感謝致します。