

平成19年度 卒業論文

異常気象をもたらすブロッキングと  
北極振動の関係

筑波大学 第一学群 自然学類

地球科学主専攻

200410247

池田 正樹

2008年1月

# 目次

目次	i
図目次	iii
Abstract	v
1 はじめに	1
2 使用データ	3
2.1 NCEP/NCAR 再解析データ	3
2.2 3次元ノーマルモード展開係数	3
3 解析手法	4
3.1 西風運動量輸送	4
3.2 順圧ポテンシャル渦度	4
3.3 3次元ノーマルモード展開係数	5
4 結果	8
4.1 相関関係	8
4.2 事例解析	8
4.2.1 1976年12月28日の事例	8
4.2.2 1977年1月5日の事例	10
4.2.3 1977年1月13日の事例	10
4.2.4 1977年1月18日の事例	11
4.2.5 1988年12月16日の事例	12
4.2.6 1989年2月4日の事例	13
4.3 1976/77年冬季と1988/89年冬季の比較	14
5 考察	16
5.1 相関関係	16
5.2 事例解析	16
5.3 1976/77年冬季と1988/89年冬季の比較	17
6 結論	18
謝辞	20



## 図 目 次

1	北極振動にともなう海面気圧偏差 . . . . .	22
2	AO-index の時系列 . . . . .	22
3	AO-index と寒帯前線ジェットの関係 (1976/77 年冬季) . . . . .	23
4	AO-index と寒帯前線ジェットの関係 (1988/89 年冬季) . . . . .	24
5	運動量輸送と寒帯前線ジェットの関係 (1976/77 年冬季) . . . . .	25
6	運動量輸送と寒帯前線ジェットの関係 (1988/89 年冬季) . . . . .	26
7	500 hPa 高度場とアノマリ (1976 年 12 月 28 日) . . . . .	27
8	西風運動量輸送と帯状風の変化 (1976 年 12 月 28 日) . . . . .	28
9	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1976 年 12 月 28 日) . . . . .	29
10	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1976 年 12 月 28 日) . . . . .	30
11	1976 年 12 月 25 日から 12 月 30 日のポテンシャル渦度の分布図 . . . . .	31
12	500 hPa 高度場とアノマリ (1977 年 1 月 5 日) . . . . .	32
13	西風運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 5 日) . . . . .	33
14	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 5 日) . . . . .	34
15	1977 年 1 月 2 日から 1 月 7 日のポテンシャル渦度の分布図 . . . . .	35
16	500 hPa 高度場とアノマリ (1977 年 1 月 13 日) . . . . .	36
17	西風運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 13 日) . . . . .	37
18	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 13 日) . . . . .	38
19	1977 年 1 月 10 日から 1 月 15 日のポテンシャル渦度の分布図 . . . . .	39
20	500 hPa 高度場とアノマリ (1977 年 1 月 18 日) . . . . .	40
21	西風運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 18 日) . . . . .	41
22	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 18 日) . . . . .	42
23	1977 年 1 月 15 日から 1 月 20 日のポテンシャル渦度の分布図 . . . . .	43
24	500 hPa 高度場とアノマリ (1988 年 12 月 15 日) . . . . .	44
25	500 hPa 高度場とアノマリ (1988 年 12 月 16 日) . . . . .	45
26	西風運動量輸送と帯状風の変化 (1988 年 12 月 16 日) . . . . .	46
27	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1988 年 12 月 16 日) . . . . .	47
28	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1988 年 12 月 16 日) . . . . .	48
29	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1988 年 12 月 16 日) . . . . .	49
30	1988 年 12 月 13 日から 12 月 18 日のポテンシャル渦度の分布図 . . . . .	50
31	500 hPa 高度場とアノマリ (1989 年 2 月 4 日) . . . . .	51
32	西風運動量輸送と帯状風の変化 (1989 年 2 月 4 日) . . . . .	52
33	ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1989 年 2 月 4 日) . . . . .	53



34	1977 年 2 月 1 日から 2 月 6 日のポテンシャル渦度の分布図 . . . . .	54
35	砕波の分布 (1976/77 年冬季) . . . . .	55
36	砕波の分布 (1988/89 年冬季) . . . . .	56
37	砕波分布の帯状平均 . . . . .	57
38	250 hPa 面の東西流の帯状平均 . . . . .	58
39	渦動運動量輸送の 3 ヶ月平均と帯状流のアノマリ . . . . .	59

# Relation between Arctic Oscillation and Blocking causing the Extreme Weather

Masaki IKEDA

## Abstract

Many cases are reported that a blocking occurs when Arctic Oscillation (AO) index changes rapidly. Once a blocking happens, extreme weather occurs in that area or other regions by the effect of the teleconnection. It is important to examine the relation between Arctic Oscillation and blocking.

In this study, wintertime extreme events in 1976/77 and 1988/89 are investigated from the perspective of north-south transport of westerly momentum using the NCEP/NCAR reanalysis data. In these years, the climatic shift and a lot of blockings occurred.

It is found that the variation of the AO-index corresponds to the variation of the intensity of polar jet, and the polar jet is accelerated when the westerly momentum flux flows into the middle-high latitude, and is decelerated when the westerly momentum flux flows out from the middle-high latitude.

Blocking is characterized as an amplification of Rossby wave, and Rossby wave breaking occurs when  $\partial q / \partial y < 0$ , where  $q$  represents the barotropic potential vorticity. When the Rossby wave breaks with anticyclonic rotation, westerly momentum is transported to poleward. In contrast, when the Rossby wave breaks with cyclonic rotation, westerly momentum is transported to equatorward.

In 1976/77 wintertime, polar jet was relatively weak, and Rossby wave broke with cyclonic rotation at high latitude. Contrastively, in 1988/89 wintertime, polar jet was intensive and AO-index was the highest value in the past, and Rossby wave breaking was anticyclonic at the south of the polar jet.

When polar jet changes rapidly or momentum flux becomes extreme value, large-scale Rossby wave breaking occurs. These events can have an impact to the global

scale. So one blocking event can change the Arctic Oscillation.

**Key Words:** Arctic Oscillation, blocking, westerly momentum, polar jet, Rossby wave breaking

# 1 はじめに

北極振動 (Arctic Oscillation : AO) とは、冬季北半球に卓越する大気の変動モードのことであり、高緯度と中緯度の大気質量のシーソー的変動のことである。北半球に卓越する環状モードが北極振動として定義されたのは Thompson and Wallace (1998) においてである。Thompson and Wallace (1998) では、冬季 (11 月 ~ 4 月) の北緯 20 度以北の海面更正気圧 (SLP) を経験的直交関数 (EOF) に展開した際の第 1 主成分として出現するパターンを北極振動と定義した。図 1 は北極振動にともなう海面気圧偏差である。グリーンランド上に作用中心をもつ負偏差 (低圧偏差) が北緯 60 度以北の高緯度に分布し、正偏差 (高圧偏差) が大西洋上と太平洋上の中緯度に分布している。このような偏差分布のときを AO が正、逆に高緯度に正偏差、中緯度に負偏差が分布している場合は AO が負であるという。北極振動は、冬季北半球の天候に影響を与えることがわかっている。AO が正であるときは北極上の低気圧が強化され気圧傾度が大きくなり、地衡風の関係から寒帯前線ジェットが強まる。それによって寒気が南に流出しにくくなるため、日本付近は暖冬となる。一方、AO が負であるときは寒帯前線ジェットが弱まり、寒気が北から流入して日本付近は寒冬となる。

ブロッキングは中緯度に発生する背の高い高気圧で、これが長期間停滞することでジェット気流が蛇行し、高低気圧の東進がブロックされる現象である。ブロッキングが発生するとその地域では異常高温などの異常気象に見舞われる。さらにテレコネクションの影響によってブロッキングが発生した場所と離れた所でも異常気象となることがある。これまでにブロッキングに対して様々な研究が行われてきた。たとえば、Crocì-Maspoli et al. (2007) では、ブロッキングをポテンシャル渦度の持続的な負のアノマリとして定義し解析を行い、北大西洋と北東太平洋に多く発生するとしている。しかし、ブロッキングの定義は様々であり、統一されていないのが現状である。そんな中、Tanaka and Terasaki (2006) は、大気のエネルギーを波数空間で見たとき、ブロッキングの発生時にはラインズスケールと言われる、ある特定の位相速度を持つ擾乱のスケールにエネルギーが溜まっており、このときロスビー波の砕波が起こっているとした。このスケールでは、ロスビー波の西進位相速度が偏西風の平均風速とほぼ同じになり停滞する。

最近の異常気象の研究によると、北極振動指数が急激に変化するときには、ブロッキングが発生するという事例が多く報告されている。図 2 は 1950 年からの AO-index の 365 日移動平均の図である。このうち、1976/77 年の冬季には AO が正から負に急激に変化し、また、1988/89 年の冬季には AO が負から正へと変化した。このような急激な変化は気候シフトと呼ばれている。いずれの期間においてもブロッキングが多数発生し、各地に異常気象をもたらした。Tanaka and Terasaki (2005) では、波数空

間において北極振動を変化させる直接の原因はブロッキングであるとしている。また、南半球においては、帯状流とロスビー波の砕波パターンについて多くの研究がなされている。赤堀・余田 (1997) によると、砕波パターンが高気圧性のときに比べて、低気圧性回転のときのほうが高緯度で砕波が起こる。また、Hartmann (1995) では亜熱帯ジェットが卓越するときロスビー波は低気圧性回転の砕波パターンとなり、寒帯前線ジェットが卓越するとき高気圧性回転の砕波パターンとなるとされた。

しかし、北半球における、ブロッキングと北極振動の直接的な関係についての研究はまだ多くないのが現状である。そこで本研究では、現実大気の運動量輸送に着目して、北極振動が急激に変化するときの大気場の状態を解析し、ブロッキングと北極振動の関係を明らかにすることを目的とする。これによって、Tnaka and Terasaki (2006) によって示された、波数空間において北極振動を変化させる直接の原因はブロッキングである、ということが実空間でもいえるかどうかを確かめる。

## 2 使用データ

### 2.1 NCEP/NCAR 再解析データ

本研究では、NCEP/NCAR再解析データを使用する。本データは、National Centers for Environmental Prediction と National Center for Atmospheric Research の共同による NCEP/NCAR 再解析プロジェクトによって作成されたデータである。このプロジェクトの目的は、1948 年以降のデータを使って、新しい大気の実験をすることと同時に、現在の大気の状態を解析することである。使用するデータの概要は以下の通りである。

- 水平グリッド間隔： $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$
- 鉛直グリッド間隔：17 層 (1000 , 925 , 850 , 700 , 600 , 500 , 400 , 300 , 250 , 200 , 150 , 100 , 70 , 50 , 30 , 20 , 10 hPa)
- 気象要素：水平風 ( $u$ ,  $v$ )、ジオポテンシャル高度 ( $z$ )
- 期間：1976/77, 1988/89 年の冬季 (DJF)
- 時間間隔：00Z , 06Z , 12Z , 18Z

### 2.2 3次元ノーマルモード展開係数

また、順圧ポテンシャル渦度  $q$  を計算する際には、大気の状態変数  $\mathbf{U} = (u, v, \phi)^T$  の3次元ノーマルモード展開係数  $w$  を使用した。ここでの  $\phi$  はジオポテンシャルの各等圧面全球平均からの偏差である。

### 3 解析手法

#### 3.1 西風運動量輸送

東西方向の運動量  $u$  が南北流  $v$  によって輸送される量の帯状平均  $\overline{uv}$  について考える。まず、水平風  $u, v$  はそれぞれ摂動法により以下のように書ける。

$$u = \bar{u} + u' \quad (1)$$

$$v = \bar{v} + v' \quad (2)$$

ここで、 $\bar{u}, \bar{v}$  はそれぞれ各等圧面での帯状平均量であり、 $u', v'$  は帯状平均量からの偏差である。これらを掛け合わせ、帯状平均をすると、

$$\overline{uv} = \bar{u}\bar{v} + \bar{u}v' + \bar{u}'\bar{v} + \overline{u'v'} \quad (3)$$

と表せる。偏差の平均は 0 であるから。右辺第 2、第 3 項が消え、

$$\overline{uv} = \bar{u}\bar{v} + \overline{u'v'} \quad (4)$$

となる。右辺第 1 項は平均流による運動量輸送、第 2 項は渦動による運動量輸送を表す。運動量輸送が正のとき運動量は北に運ばれ、負のとき南に運ばれる。

#### 3.2 順圧ポテンシャル渦度

本研究では、大気の順圧成分に対するポテンシャル渦度を調べる。鉛直スケールに対して水平スケールが大きい大規模な運動を扱うため、ここでは順圧非圧縮な流体を仮定した浅水方程式系を使用する。浅水方程式系は以下の 3 式である。

- 運動方程式

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} - 2\Omega \sin \theta v = -g \frac{\partial \eta}{\partial x} \quad (5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + 2\Omega \sin \theta u = -g \frac{\partial \eta}{\partial y} \quad (6)$$

- 連続の式

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} + v \frac{\partial \eta}{\partial y} + h \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (7)$$
$$h = \eta + H$$

ここで、 $\Omega$  は地球の自転角速度、 $\theta$  は緯度、 $g$  は重力加速度、 $H$  は静止状態の流体の厚さ、 $\eta$  は  $H$  からの変位である。式 (6) に  $\frac{\partial}{\partial x}$ 、式 (5) に  $\frac{\partial}{\partial y}$  を施し差をとると  $\eta$  が消えて、

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) \\ & + \frac{\partial u}{\partial x} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial v}{\partial y} \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right) + u \frac{\partial f}{\partial x} + v \frac{\partial f}{\partial y} + f \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \end{aligned} \quad (8)$$

となる。ここで、 $f = 2\Omega \sin \theta$  である。相対渦度  $\zeta = \left( \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$  を導入して整理すると、

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial(f + \zeta)}{\partial x} + v \frac{\partial(f + \zeta)}{\partial y} + (f + \zeta) \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) = 0 \quad (9)$$

となる。次に、式 (7) の連続の式を変形し式 (9) に代入する。

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + u \frac{\partial(f + \zeta)}{\partial x} + v \frac{\partial(f + \zeta)}{\partial y} - \frac{1}{h}(f + \zeta) \left( \frac{\partial h}{\partial t} + u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right) = 0 \quad (10)$$

$h$  で割って整理すると、

$$\begin{aligned} & \frac{1}{h} \frac{\partial(f + \zeta)}{\partial t} + \frac{u}{h} \frac{\partial(f + \zeta)}{\partial x} + \frac{v}{h} \frac{\partial(f + \zeta)}{\partial y} \\ & + (f + \zeta) \frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{1}{h} \right) + u(f + \zeta) \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{h} \right) + v(f + \zeta) \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{1}{h} \right) = 0 \end{aligned} \quad (11)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{f + \zeta}{h} \right) + u \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{f + \zeta}{h} \right) + v \frac{\partial}{\partial y} \left( \frac{f + \zeta}{h} \right) = 0 \quad (12)$$

$$\frac{d}{dt} \left( \frac{f + \zeta}{h} \right) = 0 \quad (13)$$

となる。惑星渦度  $f$  と相対渦度  $\zeta$  の和を流体の厚さ  $h$  で割った量は保存することを表している。本研究では、順圧ポテンシャル渦度を扱うため  $h$  は順圧高度と等価深度の和とした。順圧モードのとき、等価深度は 9746.47 m となる。

### 3.3 3次元ノーマルモード展開係数

経度、緯度、気圧、時間をそれぞれ  $(\lambda, \theta, p, t)$  とすると、気圧座標系でかけられたプリミティブ方程式は以下のベクトル方程式で表せる。

$$\mathbf{M} \frac{\partial \mathbf{U}}{\partial t} + \mathbf{L} \mathbf{U} = \mathbf{N} + \mathbf{F} \quad (14)$$

ここで、 $\mathbf{U} = (u, v, \phi')^T$  は大気の状態変数で、 $\mathbf{V} = (u, v)$  は水平風ベクトル、 $\phi'$  はジオポテンシャルの各等圧面全球平均からの偏差である。以下プライムは省略する。左



辺の  $\mathbf{M}$  と  $\mathbf{L}$  は鉛直方向と水平方向の微分オペレータ、右辺の  $\mathbf{N}$  は非線形項、 $\mathbf{F}$  は外部強制項であり、以下のようにまとめられる。

$$\mathbf{U} = (u, v, \phi)^T \quad (15)$$

$$\mathbf{M} = \text{diag}(1, 1, -\frac{\partial}{\partial p} \frac{p^2}{R\gamma} \frac{\partial}{\partial p}) \quad (16)$$

$$\mathbf{L} = \begin{pmatrix} 0 & -2\Omega \sin \theta & \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} \\ 2\Omega \sin \theta & 0 & \frac{1}{a} \frac{\partial}{\partial \theta} \\ \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \lambda} & \frac{1}{a \cos \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \cos \theta & 0 \end{pmatrix} \quad (17)$$

$$\mathbf{N} = \begin{pmatrix} -\mathbf{V} \cdot \nabla u - w \frac{\partial u}{\partial p} + \frac{\tan \theta}{a} uv \\ -\mathbf{V} \cdot \nabla v - w \frac{\partial v}{\partial p} + \frac{\tan \theta}{a} uv \\ \frac{\partial}{\partial p} \left[ \mathbf{V} \cdot \nabla \left( \frac{p^2}{R\gamma} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) + wp \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{p}{R\gamma} \frac{\partial \phi}{\partial p} \right) \right] \end{pmatrix} \quad (18)$$

$$\mathbf{F} = \left( F_u, F_v, \frac{\partial}{\partial p} \left( \frac{pQ}{C_p \gamma} \right) \right)^T \quad (19)$$

ここで、 $a$  は地球の平均半径、 $\Omega$  は地球の自転の角速度、 $R$  は乾燥空気の気体定数、 $C_p$  は定圧比熱、 $\gamma$  は静的安定度のパラメータ、 $Q$  は非断熱加熱率、 $(F_u, F_v)$  は粘性摩擦をあらわす。また、 $()^T$  は転置行列、 $\text{diag}$  は対角行列を示す。このプリミティブ方程式をスペクトル表示で表すと、

$$\frac{dw_i}{d\tau} + i\sigma_i w_i = -i \sum_{jk} r_{ijk} w_j w_k + f_i, \quad (i = 1, 2, 3, \dots) \quad (20)$$

となる。ここで  $w_i$  は大気の状態変数  $\mathbf{U} = (u, v, \phi)^T$  の展開係数で、 $\tau$  は無次元時間、 $\sigma_i$  はラプラス潮汐方程式の固有振動数、 $r_{ijk}$  は非線形の波 波相互作用あるいは帯状波相互作用に関する相互作用係数であり、すべての波数間の相互作用を示した係数であり、実数である。 $f_i$  は外力。添え字  $i, j, k$  は3重添え字  $nlm, n'l'm', n''l''m''$  を簡略化したものである。 $n, l, m$  はそれぞれ、東西波数、南北波数、鉛直モードを表す。

大気の状態変数および外力には、

$$\mathbf{U}(\lambda, \theta, p, t) = \sum_{nlm} w_{nlm}(t) \mathbf{X}_m \Pi_{nlm}(\lambda, \theta, p) \quad (21)$$

$$\mathbf{F}(\lambda, \theta, p, t) = \sum_{nlm} f_{nlm}(t) \mathbf{Y}_m \Pi_{nlm}(\lambda, \theta, p) \quad (22)$$

の関係が成り立つ。 $\mathbf{X}_m, \mathbf{Y}_m$  は従属変数  $\mathbf{U}$  と方程式系全体を無次元化するための次元行列で、

$$\mathbf{X}_m = \text{diag}(\sqrt{gh_m}, \sqrt{gh_m}, gh_m) \quad (23)$$

$$\mathbf{Y}_m = 2\Omega \text{diag}(\sqrt{gh_m}, \sqrt{gh_m}, 1) \quad (24)$$

である。 $\Pi_{nlm}(\lambda, \theta, p)$  は実空間から波数空間への展開基底となる 3 次元ノーマルモード関数であり、鉛直構造関数  $G_m(p)$  とハフ調和関数  $\mathbf{H}_{nlm}(\lambda, \theta)$  のテンソル積で、 $\Pi_{nlm} = G_m \mathbf{H}_{nlm}$  である。ハフ調和関数  $\mathbf{H}_{nlm}(\lambda, \theta)$  は、ハフベクトル関数  $\Theta_{nlm}(\theta)$  と三角関数  $\exp(in\lambda)$  とのテンソル積で表せるので、

$$\Pi_{nlm} = G_m \mathbf{H}_{nlm} \quad (25)$$

$$= G_m(p) \Theta_{nlm}(\theta) \exp(in\lambda) \quad (26)$$

$$= G_m(p) \begin{pmatrix} \mathbf{U}_{nlm}(\theta) \\ -i\mathbf{V}_{nlm}(\theta) \\ \mathbf{Z}_{nlm}(\theta) \end{pmatrix} \exp(in\lambda) \quad (27)$$

となる。本研究のポテンシャル渦度の解析では、順圧成分だけを取り出すので、式 (21) において  $m = 0$  として、東西波数、南北波数だけを足し合わせればよい。つまり、

$$\mathbf{U}(\lambda, \theta, p, t) = \sum_{nl} w_{nl0}(t) \mathbf{X}_0 G_0(p) \begin{pmatrix} \mathbf{U}_{nl0}(\theta) \\ -i\mathbf{V}_{nl0}(\theta) \\ \mathbf{Z}_{nl0}(\theta) \end{pmatrix} \exp(in\lambda) \quad (28)$$

として表される。

## 4 結果

### 4.1 相関関係

図3と図4の上図は、1976/77年、1988/89年の冬季(DJF)のAO-indexと寒帯前線ジェットの時系列である。本研究では寒帯前線ジェットの領域を、300 hPa面の北緯45度から65度と定義した。この図における寒帯前線ジェットはこの領域内で平均した風速である。下図はこれら2つの相互相関係数である。1976/77年において、AOはこの期間を通してほぼ負であった。1月の終わりごろから一度上昇したがすぐに下がった。平均すると期間の前半では下降トレンド、後半で上昇トレンドである。寒帯前線ジェットもAOとほぼ同じように変化しており、ラグ0のとき相関係数が0.89と有意な相関がみられる。1988/89年冬季のAO-indexはほとんど正であった。期間の前半で上昇トレンド、後半では下降トレンドである。寒帯前線ジェットもほぼ同じように変化し、ラグ0で相関係数が0.70である。

図5と図6は1976/77年、1988/89年の冬季(DJF)の西風運動量輸送と寒帯前線ジェットの時系列である。ここでの西風運動量輸送は、300 hPa面、北緯45度における渦動による運動量輸送  $\overline{u'v'}$  である。つまり、寒帯前線ジェット領域の南端の渦動運動量輸送である。下図はこれら2つの相互相関係数である。どちらの期間もラグが2日のとき、正の相関のピークがある。1976/77年は運動量輸送が正になると寒帯前線ジェットが加速し、負になると減速するというように、渦動運動量輸送の正負に対応して寒帯前線ジェットの強さが変化している。相関係数はラグが2日のとき0.52である。1988/89年においては、渦動運動量輸送は期間中のほとんどで正の値を示しており、寒帯前線ジェットも比較的大きい値を維持している。ラグが2日のときの相関係数は0.32である。

### 4.2 事例解析

#### 4.2.1 1976年12月28日の事例

図7は1976年12月28日00UTCにおける500 hPa面のジオポテンシャル高度の分布図とアノマリの図である。東経約90度と西経約60度に巨大なブロッキング高気圧が発生している。これらのブロッキングのスケールはいずれも東西波数3のプラネタリースケールである。また太平洋上の中緯度には東西波数約6の総観規模擾乱の波列が見られる。トラフ/リッジ軸はシベリアにあるブロッキングは北東から南西、大西洋にあるブロッキングは北西から南東に傾いている。図5によると、このとき運動量輸送は負の値のピークにある。

図 8 は西風運動量輸送と東西風の偏差の帯状平均である。コンターが運動量輸送で、上図が渦動による輸送、下図が平均流による輸送である。シェードは風速の偏差で、暖色が正偏差、寒色が負偏差である。ここでは 24 時間後の値からそのときの値を引いた値とした。つまり、西風運動量輸送の構造によって帯状風がどのように変化したのかを見た。まず、下図を見ると低緯度の成層圏界面付近で西風運動量が北に運ばれ、北緯約 30 度で収束している。これはハドレー循環による運動量の輸送であると考えられる。しかし、中・高緯度ではこのような大きな運動量輸送は見られない。一方上図を見ると、対流圏界面付近において北緯約 15 度から 35 度で正の値、北緯 35 度から 65 度付近まで負の値、そこから北緯約 80 度まで正の値となっている。つまり運動量は低緯度からは北に、中緯度からは南、高緯度では北に運ばれ、北緯約 35 度と 80 度で収束、約 65 度で発散している。実際に帯状風は寒帯前線ジェットの領域で減速している。

図 9、図 10 はブロッキング領域とその他の領域における渦動運動量輸送と東西流の変化である。上図はブロッキング高気圧のある領域内で東西方向に平均した渦動運動量輸送と、帯状流の偏差である。下図は上図以外の領域で東西方向に平均した渦動運動量輸送と、帯状流の偏差である。コンター間隔は図 8 の 2 倍である。このときはブロッキングが 2 つ存在したので、それぞれについて見ていくことにする。まず、図 9 の上図はシベリアにあるブロッキングの領域 (東経 30 度から 150 度) の図である。この領域では、寒帯前線ジェット領域よりも高緯度に向かって運動量が運ばれており、図 8 の上図とは中・高緯度で位相が逆になっている。しかし風速の偏差はほぼ同じ構造をしている。下図はこのブロッキング以外の領域の図で、運動量輸送は上図とは逆の構造をしており、図 8 の上図に似た構造をしている。図 10 の上図は大西洋上のブロッキングの領域 (西経 0 度から 90 度) の図である。この領域では、運動量輸送は高緯度から北緯約 40 度まで運ばれ、寒帯前線ジェットが弱まり、逆に亜熱帯ジェットが強まっている。この構造は図 8 の上図と似ている。また、下図のブロッキング以外の領域平均の図を見ると、この領域では運動量の輸送量が比較的小さく、寄与が小さいことがわかる。どちらのブロッキングの領域においても寒帯前線ジェットを弱めるような運動量輸送であるが、シベリアではより北に向かって輸送し、大西洋では南方に輸送している。シベリアのブロッキングの領域で平均した場合のほうが全球平均と構造が似ているため、こちらのブロッキングの寄与が大きいといえる。

図 11 はこの日の 3 日前から 2 日後までの順圧ポテンシャル渦度の分布図である。ポテンシャル渦度はその定義により、断熱非粘性、順圧 傾圧相互作用が 0 という条件の下で保存されるため、短期的には空気塊のトレーサーとみなすことができる。ブロッキングの発生はロスビー波が砕波している状態でもあることから、ポテンシャル渦度の南北勾配が逆転しているところにブロッキングがあるということができる。図 11

を見ると、シベリアではポテンシャル渦度の低い空気塊 (Low-Q) が北東に延びていき、南北勾配が逆転し、そのまま高気圧性の回転で倒れていく様子が分かる。一方、大西洋上では Low-Q が北西に延びていき、そのまま西進して極側にあった High-Q を切離している。つまり、シベリアではロスビー波が高気圧性回転で砕波、大西洋では低気圧性回転で砕波しているといえる。

#### 4.2.2 1977 年 1 月 5 日の事例

図 12 は 1977 年 1 月 5 日 00UTC における 500 hPa 面のジオポテンシャル高度の分布図とアノマリの図である。ヨーロッパ上空に大きな正偏差の領域がありジェットが大きく蛇行している。また、東太平洋でもリッジが立ち始めジェットの蛇行が確認できる。図 5 によると、このとき運動量輸送は大きく正の値を示しており、その後寒帯前線ジェットは加速している。

図 13 はこのときの西風運動量輸送と、帯状風偏差の帯状平均の鉛直断面図である。図の見方は図 8 と同じである。下図の平均流による運動量輸送は図 13 とほとんど同じで、ほぼハドレー循環の効果のみである。渦動による運動量輸送は赤道域から北緯約 65 度まで正の値を示しており、運動量を高緯度まで運んでいる。運動量輸送の収束域である北緯 65 度付近では西風が加速されている。

図 14 はブロッキング領域 (西経 60 度から東経 60 度) とその他の領域における渦動運動量輸送と東西流の変化である。図の見方は図 9 と同じである。ブロッキングの領域での運動量輸送は北半球全域で正であり、赤道域から極域に向かって運動量を輸送している。細かく見ると北緯 60 度付近で運動量輸送の収束域があり、ジェットが加速されている。構造的にも全球平均の図と似ていることから、北向き運動量輸送の増加には、このロスビー波の砕波領域が大きく寄与しているといえる。下図のブロッキング以外の領域平均の運動量輸送は北緯約 50 度付近に収束帯があり、寒帯前線ジェットを加速させるような構造をしているが、全球平均のように高緯度まで運動量を輸送しておらず、上図に比べて輸送量の絶対値も小さい。

図 15 は 1977 年 1 月 2 日から 7 日のポテンシャル渦度の分布図である。ヨーロッパの東側と西側でそれぞれ Low-Q が北東に伸びていき、それに伴って 2 箇所で砕波が起こっている。いずれも高気圧性回転での砕波である。

#### 4.2.3 1977 年 1 月 13 日の事例

図 16 は 1977 年 1 月 13 日 00UTC における 500 hPa 面のジオポテンシャル高度の分布図とアノマリの図である。図 5 によると、このとき運動量輸送は期間内で最も小さな値を示したときである。このときには高気圧が極域に次々と入り込み、極渦が正

偏差になっており、AO が負の状態であることがはっきりと分かる。大西洋上で9日ごろからブロッキングが発達し始め、10日に巨大な $\Omega$ 型のブロッキングに成長した。そのまま高圧部が極域にまで伸びてゆき、極渦に取り込まれていった。このときのブロッキングのリッジ軸は北緯約80度の高緯度まで北西から南東に傾いている。

図17はこのときの西風運動量輸送と、帯状風偏差の帯状平均の鉛直断面図である。図の見方は図8と同じである。上図によると、渦動による運動量輸送は高緯度から北緯30度あたりに向かって運ばれている。さらに寒帯前線ジェットの領域での風速は減少している。

図18はブロッキング領域(0度から西経90度)とその他の領域における渦動運動量輸送と東西流の変化である。上図のブロッキング領域の運動量輸送も全球平均と同じように高緯度から南に向かって運ばれ、北緯約30度で収束している。しかし寒帯前線ジェットはこの領域では加速している。下図では、大きな運動量輸送は見られないが、寒帯前線ジェットは減速している様子が分かる。これは、ブロッキングが極域まで達したことによって極域からの南向き運動量輸送が起こり、寒帯前線ジェットの領域に運動量が輸送されたためと考えることができる。

図19は1977年1月10日から15日のポテンシャル渦度の分布図である。10日の時点ですでに極域をLow-Qが占めている。そこへ東太平洋からのLow-Qが、まずは北西に伸びてゆき、北緯約70度のところで北東に向きを変え、極にあったLow-Qと一体化していく様子が分かる。よって、極域は偏東風が吹いており、中緯度では亜熱帯ジェットが強いことが分かる。

#### 4.2.4 1977年1月18日の事例

図20は1977年1月18日00UTCにおける500 hPa面のジオポテンシャル高度の分布図とアノマリの図である。図5によると、13日に最も小さかった運動量輸送が急激に上昇し、寒帯前線ジェットもそれを追いかけるように加速している。図20によると、いまだ極域には高気圧が滞在し、AOがマイナスの構造をしている。北米大陸の西側でブロッキングにまでは発達しないがリッジが立ってきて、トラフ/リッジ軸が大きく北東から南西に傾いている。

図21はこのときの西風運動量輸送と、帯状風偏差の帯状平均の鉛直断面図である。図の見方は図8と同じである。渦動によって西風運動量が低緯度から北緯約60度まで運ばれ、運動量の収束域ができています。さらに北緯約70度から80度にかけても正の領域があり、極域でのジェットが非常に強まっている。寒帯前線ジェットが強化され、亜熱帯ジェットが弱化されているのも分かる。

図22はリッジの立ち上がった領域(西経60度から西経150度)とその他の領域にお

ける渦動運動量輸送と東西流の変化である。上図では北緯約 25 度から 60 度まで強い正の運動量輸送があり、その北側でジェットが加速、南側で減速というコントラストがはっきり見られる。構造的にも図 21 の上図と似ていることから全球平均の運動量輸送に大きく寄与していることが分かる。下図の運動量輸送も全球平均と構造的には似ているが、上図に比べると値が全体的に小さい。

図 23 は 1977 年 1 月 15 日から 20 日における順圧ポテンシャル渦度の分布図である。20 日になっても極域に Low-Q が留まったままである。1 月 13 日の事例で示したブロッキングによって極域まで入り込んだ Low-Q のなごりが西側の切離低気圧の巻き込みによって太平洋から西進し、18 日には北米大陸上で中緯度の Low-Q に取り込まれ、ポテンシャル渦度の南北勾配が逆転した状態になったと考えられる。この時刻だけで見るとロスビー波が高気圧性回転で碎波しているように見えるが、実際は低気圧性回転であるともいえる。

#### 4.2.5 1988 年 12 月 16 日の事例

図 24、図 25 は 1988 年 12 月 15 日、16 日の 00UTC における 500 hPa 面のジオポテンシャル高度の分布図とアノマリの図である。15 日に東経 0 度、東経 120 度、西経 120 度のあたりにそれぞれブロッキングが発生し、きれいな東西波数 3 の構造が見られる。しかし 16 日になるとこの 3 つのブロッキングが同時に崩れ始めている。このときのトラフ/リッジ軸はヨーロッパとアジアのブロッキングで北東から南西に、東太平洋のそれで北西から南東に傾いている。図 5 によると、16 日に運動量輸送が期間内で最も大きい値を示している。

図 26 は 12 月 16 日の西風運動量輸送と、帯状風偏差の帯状平均の鉛直断面図である。平均流による輸送も高緯度にまで達しているが、渦動による輸送に比べると小さい。渦動運動量輸送は低緯度から北緯 50 度付近まで正の値、北緯 60 度付近で値は小さいが負になり、北緯 70 度付近で再び正になっている。このため運動量は低緯度で発散、北緯 50 度付近で収束、65 度付近で発散しており収束域でジェットが強化、高緯度の発散域で弱化されている。

図 27、図 28、図 29、はそれぞれのブロッキングが発生した領域とその他の領域における渦動運動量輸送と東西流の変化である。図 27 の上図はヨーロッパにあるブロッキングの領域 (西経 30 度から東経 30 度まで) での渦動運動量輸送と東西流の変化である。運動量輸送は低緯度から北緯約 65 度まで正の値を示している。しかし、細かく見ると、北緯 25 度、45 度、60 度のあたりにそれぞれピークがあり、それによって 3 組の収束域、発散域のペアができ、それに対応して東西風が加速、減速されている。下図の領域の運動量は北緯約 20 度から約 50 度への北向きの輸送であり、運動量の収

東域でジェットが加速されている。図 28 の上図はアジアのブロッキングに対応する領域 (東経 90 度から 180 度) での渦動運動量輸送と東西流の変化である。北緯約 20 度から 60 度にかけて大きな北向きの運動量輸送がある。運動量輸送は北緯約 40 度にピークがあり、その北側で東西風が加速、南側で減速されている。下図の領域においても北向きの運動量輸送で、寒帯前線ジェットも加速されている。図 29 の上図は東太平洋のブロッキングに対応する領域 (西経 90 度から 180 度) での渦動運動量輸送と東西流の変化である。この領域において運動量輸送は、低・中緯度で負、高緯度で正となり寒帯前線ジェットを弱化、亜熱帯ジェットを強化するような構造になっているが、実際には逆に寒帯前線ジェットが加速、亜熱帯ジェットが減速している。下図の東太平洋以外の領域の運動量輸送は、上図とは逆に北向きであり、値も大きい。つまり、3 つあるブロッキングの中で、ヨーロッパとアジアのブロッキングはジェットの変動に対する影響が大きく、東太平洋のブロッキングの効果が現れなかったといえる。

図 30 は 1988 年 12 月 13 日から 12 月 18 日の順圧ポテンシャル渦度の分布図である。東経 0 度付近で Low-Q が北東へ伸び、高気圧性回転で転倒しているのがヨーロッパにあるブロッキングである。さらに東経 90 度付近から伸びてきた Low-Q が北東へ進み、高緯度の High-Q を南北に分離して東太平洋の Low-Q とくっつき、そのまま取り込まれていくのが分かる。これが東太平洋にあったブロッキングのトラフ/リッジ軸は 15 日には北東から南西に傾いていたが、16 日になると北西から南東に傾いた原因であるといえる。瞬間的にはロスビー波が低気圧性回転で砕波しているように見えるが実際は大きな高気圧性の回転であると考えられる。

#### 4.2.6 1989 年 2 月 4 日の事例

図 31 は 1989 年 2 月 4 日 00UTC における 500 hPa 面のジオポテンシャル高度の分布図とアノマリの図である。これは 1 月 30 日くらいに発生し、盛衰を重ねながらも 1 ヶ月近くアラスカに停滞したブロッキングが最盛期を迎えたときである。

図 32 ははこのときの西風運動量輸送と、帯状風偏差の帯状平均の鉛直断面図である。渦動運動量輸送は北半球ほぼ全域で正である。特に北緯約 45 度から 65 度まで強い正の領域があり、運動量が北に運ばれている。帯状風は北緯 50 度付近で減速、65 度付近で加速されている。

図 33 はブロッキング領域 (西経 90 度から 180 度) とその他の領域における渦動運動量輸送と東西流の変化である。ブロッキング領域には全球平均の図で見られる低・中緯度の北向きの運動量輸送はなく、北緯約 40 度から 70 度にかけて北向きの強い輸送があり、それ以北では南向きの輸送がある。このブロッキングは全球平均の図にみられる高緯度側の輸送に大きく寄与しているのが分かる。風速もこれ対応し運動量輸送



の収束域で加速、発散域で減速している。ブロッキング以外の領域でも基本的に同じような構造であるが、高緯度の南向き輸送はなく、輸送量も小さい。また、東西風の大きな変化も見られない。

図 34 は 1989 年 2 月 1 日から 2 月 6 日までの順圧ポテンシャル渦度の分布図である。東太平洋の中緯度から Low-Q が高緯度の High-Q に入り込み、高気圧性の回転をしながら東側の High-Q と混合しようとしており、4 日にはポテンシャル渦度の南北勾配が逆転している。6 日になるとこれらの空気塊が混じり合い、南北勾配の逆転が解消されている。このアラスカにあるブロッキングは 1 月 30 日頃に発生し 1 ヶ月近くにわたって停滞していた。その間低緯度側の Low-Q がこの地域に次々と入り込んできた。図 34 で分かるように 2 月 1 日から 6 日の間にロスビー波が高気圧性回転で砕波している。ブロッキングをロスビー波の砕波と考えるなら、1 ヶ月停滞したこのブロッキングは複数の砕波によるものだといえる。

#### 4.3 1976/77 年冬季と 1988/89 年冬季の比較

図 35、図 36 は 1976/77 年、1988/89 年それぞれの冬季におけるロスビー波の砕波の分布図である。ポテンシャル渦度の南北勾配が負になった領域の勾配の大きさを足し合わせた図であり、ロスビー波の砕波の頻度分布と強度が大きいところほど濃色になっている。左上が DJF の 3 ヶ月間、右上が 12 月、左下が 1 月、右下が 2 月である。1976/77 年冬季は太平洋と大西洋の北緯約 45 度から 60 度に帯状に集中して分布しているほか、東シベリアの 60 度以北の高緯度にも分布している。一方 1988/89 年冬季は、大西洋からヨーロッパにかけて、北緯約 30 度の中緯度に帯状に分布している他は、中緯度から高緯度にかけて広く分布している。2 つの期間を比べると、1976/77 年冬季のほうが高緯度に集中して分布しているのが分かる。

図 37 は図 35、図 36 の DJF の図を帯状平均し、ロスビー波の砕波の緯度分布を示したものである。どちらの期間もピークが 2 つある構造は同じであるが、1988/89 年のほうが全体的に低緯度側へシフトしたような形であり、大きさも小さい。1976/77 年冬季は北緯約 75 度と 60 度にピークを持つ。一方の 1988/89 年冬季は、北緯約 65 度と 40 度にピークがある。

図 38 は 1976/77 年、1988/89 年の冬季における 250 hPa 面の東西風速の時間、帯状平均である。どちらの期間に対しても北緯約 30 度で最も大きく、北極と赤道ではほぼ 0 である。北緯 30 度付近の亜熱帯ジェット領域では 1976/77 年のほうが強いが、45 度のあたりで逆転し、それより高緯度では 1988/89 年のほうが強いことが分かる。

図 39 は 1976/77 年、1988/89 年の冬季における渦動運動量輸送の 3 ヶ月平均の帯状平均に、帯状流の 3 か月平均のアノマリを重ねた図である。コンターが運動量輸送

で、シェードは風速のアノマリであり、暖色が正偏差、寒色が負偏差である。上図が1976/77年冬季、下図が1988/89年冬季である。運動量については、1976/77年冬季は低緯度から北緯約50度まで北向きの輸送であり、北緯約50度以北では南向きの輸送である。つまり、北緯約50度で運動量が収束していることがわかる。これに対し、1988/89年冬季は北向きの輸送が高緯度にまで達しており、より高緯度まで運動量を輸送していることが分かる。帯状流のアノマリをみると、1976/77年冬季は北緯約30度から40度にかけて正偏差、北緯約50度以北で負偏差であり、亜熱帯ジェットが強く、寒帯前線ジェットが弱いことが分かる。1988/89年冬季は、北緯45度付近を挟んで南側で負偏差、北側で正偏差であり、寒帯前線ジェットが強く、亜熱帯ジェットが弱いことが分かる。

## 5 考察

### 5.1 相関関係

図3、図4より、1976/77年の冬はAOが負であり1988/89年の冬は正であった。どちらも気候シフトの起こった年であるが対照的な年であったことが分かる。また、それぞれの下図より北極振動と寒帯前線ジェットには有意な正の相関があることから、北極振動指数を寒帯前線ジェットの強弱としてとらえることができる。また、寒帯前線ジェットと亜熱帯ジェットには有意な逆相関があることから、AOがプラスのときには寒帯前線ジェットが強く、亜熱帯ジェットが弱い。AOがマイナスのときには寒帯前線ジェットが弱く、亜熱帯ジェットが強いという関係がある。

また、図5、図6では寒帯前線ジェット領域の南端の渦動運動量輸送と寒帯前線ジェットの関係をみた。タイムラグが約2日のときに相関が最も良いことから、AOの指標となる寒帯前線ジェットは、運動量が寒帯前線ジェットの領域に向かって南から輸送されるとき加速し、寒帯前線ジェットの領域から南に運ばれるとき減速するといえる。

### 5.2 事例解析

図5、図6を参考に、寒帯前線ジェット領域への渦動運動量輸送の値が正または負に大きな値を示したときについて6事例について解析を行った。いずれの事例においても運動量輸送が正のとき寒帯前線ジェットは加速し、運動量輸送が負のとき寒帯前線ジェットは減速している。さらに、ブロッキングやジェットの大きな蛇行が1箇所または複数箇所で見られた。これらはプラネタリースケールのロスビー波の碎波である。

寒帯前線ジェット領域への渦動運動量輸送が大きな正の値をもち、その後寒帯前線ジェットが強くなった事例の渦動運動量輸送の帯状平均の図を見ると、いずれも高緯度にまで運動量を輸送しており、運動量の収束域で東西流が加速されている。反対に、寒帯前線ジェット領域への渦動運動量輸送が大きな負の値をもち、その後寒帯前線ジェットが弱くなった事例の渦動運動量輸送の帯状平均の図を見ると、いずれも高緯度から南に向かって運動量が輸送されており、運動量の発散域で東西流が減速されている。また、ブロッキングの発生した領域で東西平均をした渦動運動量輸送の図を見ると、帯状平均の場合と構造が似ており、輸送量が大きいという特徴があった。ブロッキングが複数発生していた事例においては、帯状平均の図とは反対の方向に運動量を輸送しているブロッキングもあったが、このようなブロッキングの領域での渦動運動量輸送の規模も大きい。もし、そのブロッキングが単発で発生していたとすれば帯状平均の図と同じような構造になっていたと考えられる。つまり、ブロッキングが

発生したときの帯状平均の渦動運動量輸送の構造を決定するのはブロッキング領域の運動量輸送であるといえる。

それぞれの事例においてポテンシャル渦度の分布図を作成し、ロスビー波の碎波の方向を調べた結果、渦動による運動量輸送が北向きのときロスビー波は高気圧性回転で碎波し、運動量輸送が南向きのときロスビー波は低気圧性回転で碎波することが確かめられた。

つまり、ブロッキングが発生し、ロスビー波が高気圧性回転で碎波するとき渦動によって西風運動量は北に輸送され、高緯度にある寒帯前線ジェットは加速される。それに対して、ブロッキングが発生し、ロスビー波が低気圧性回転で碎波するとき西風運動量は南に輸送され、高緯度の寒帯前線ジェットは減速されることが出来る。また、ブロッキングが発生したとき、その領域における渦動による運動量の輸送量は大きく、全球に影響を与え得るといえる。

### 5.3 1976/77 年冬季と 1988/89 年冬季の比較

図 35、図 35 によるとロスビー波が碎波する頻度が多い地域は太平洋と、大西洋である。これは Croci-Maspoli et al. (2007) の結果と一致する。また、図 37、図 38、図 39 より、1976/77 年の冬季は亜熱帯ジェットが強く、碎波分布の南側のピークが亜熱帯ジェットのジェット軸より北にあり、高緯度で運動量が南に輸送され、寒帯前線ジェットが弱い。つまり、1976/77 年冬季は低気圧性回転によるロスビー波の碎波が多かったと考えることが出来る。逆に、1988/89 年の冬季は寒帯前線ジェットが強く、そのジェット軸は北緯 55 度付近である。碎波分布の南側のピークが寒帯前線ジェットのジェット軸より南にあり、運動量は高緯度にまで輸送されていることから、1988/89 年冬季は高気圧性回転によるロスビー波の碎波が多かったといえる。これらのことは、赤堀・余田 (1997) の、ロスビー波の碎波は高緯度では高気圧性回転、低緯度では低気圧性の回転で碎波するという事、さらに、Hartmann (1995) の、亜熱帯ジェットが卓越するときロスビー波は低気圧性回転の碎波パターンとなり、寒帯前線ジェットが卓越するとき高気圧性回転の碎波パターンとなるということとも一致する。

## 6 結論

北極振動とは北緯約 60 度をはさんで南北に地上気圧が逆相関を持つというもので、北極振動指数が正のときは北極域で低圧偏差、周極域で高圧偏差となり、日本では温和な天候となりやすく、北極振動指数が負のときには極域で高圧偏差、中緯度で低圧偏差となり、日本は寒冷化するという傾向がある。最近の異常気象の研究によると、北極振動指数が正から負、または負から正へと急激に変化する際にはブロッキングが発生するという事例が数多く報告されている。ブロッキングは中緯度で発生する背の高い高気圧で、これが長期間停滞することでジェット気流が蛇行し、高低気圧の経路がブロックされる現象である。ブロッキングが発生するとその地域では異常高温などの異常気象に見舞われる。さらにテレコネクションの影響によってブロッキングが発生した場所と離れた所でも異常気象となることがある。この異常気象を引き起こすブロッキングと北極振動の関係を明らかにすることは防災の面から考えても重要である。

本研究では気候シフトの起こった 1976/77 年、1988/89 年の冬季を対象期間とし解析を行った。1976/77 年の冬季は期間中 AO-index はほとんど負であり、寒帯前線ジェットが弱く亜熱帯ジェットが強かった。期間の前半は AO-index、寒帯前線ジェット共に下降トレンドを示し、後半は上昇トレンドであった。1988/89 年の冬季は対照的に AO-index は期間中通してほぼ正であり、寒帯前線ジェットが強かった。期間の前半で AO-index と寒帯前線ジェットは上昇トレンドで、後半に下降傾向であった。AO-index は寒帯前線ジェットの強さとしてとらえることができ、この寒帯前線ジェットを強化または弱化させる原因は、寒帯前線ジェットの領域 (本研究では 300 hPa 面の北緯 45 度から 65 度とした) への、南北流による西風運動量の流入、流出が大きく関わっているといえる。寒帯前線ジェット領域への西風運動量輸送と寒帯前線ジェットの強さには 2 日程度の位相差があり運動量輸送の流入、流出によって寒帯前線ジェットが加速、減速されている。

寒帯前線ジェットが弱く、亜熱帯ジェットが強かった 1976/77 年冬季は、亜熱帯ジェットのジェット軸の高緯度側でのロスビー波の低気圧性回転による砕波が多く、運動量を高緯度から中緯度に向かって輸送し亜熱帯ジェットを強化、維持する、正のフィードバックが働いていたと考えられる。寒帯前線ジェットが強かった 1988/89 年は、寒帯前線ジェットのジェット軸の低緯度側で高気圧性回転によるロスビー波の砕波が多かったといえる。つまり寒帯前線ジェットを強化、維持させるような運動量輸送の構造であったといえ、正のフィードバックが働いていたと考えられる。

AO-index の大きな変動、または寒帯前線ジェット領域への渦動運動量輸送が極端な値をとったとき、ブロッキングの発生または偏西風の大きな蛇行が見られた。これらは規模の大きなロスビー波の砕波であり、この領域の渦動運動量の輸送量は大き

く、全球規模の変動に対する寄与は大きい。そのため1回の砕波で寒帯前線ジェット  
の強さを变化させ、北極振動指数を大きく変動させ得る。つまり、何らかの原因で正  
のフィードバックが成り立たないブロッキングが発生したとき、北極振動の大きな変  
動が起こるといえる。

本研究では2シーズンのみの解析しか行っておらず、また期間中はAO-indexの正  
から負、または負から正へ大きな変動が起こらなかったため、さらに多くの事例を  
解析する必要があるといえる。また、正のフィードバックが働いている間はAOの大  
きな変化は起こらないはずであるため、AO-indexの大きな変動を予測するためにも、  
正のフィードバックが働かなくなる原因の解明が今後の課題となる。

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、筑波大学計算科学研究センターの田中 博教授には、研究に役立つ論文の紹介、研究手法、図の作成、考察などについて終始適切な御指導を賜り、心から感謝しております。

また、筑波大学生命環境科学研究科の寺崎 康児氏をはじめとする、諸先輩方には、本研究に関しての様々な御助言を頂き誠に有難うございました。ともに卒業研究を進めてきた、筑波大学地球科学主専攻気候学・気象学分野の4年生の皆様にも大変お世話になり深く感謝しております。

最後になりましたが、このような研究をする機会とめぐり合えたのは、両親、兄妹など家族による陰ながらの支援があったためでもあると思います。心から感謝しております。

## 参考文献

- [1] 赤堀・余田, 1997: 傾圧不安定波の碎波パターンに関する数値実験 京都大学防災研究所年報 第 40 号
- [2] Dennis L. Hartmann, 1995: A PV View of Zonal Flow Vacillation. *J. Atmos. Sci.*, **52**, 2561-2576.
- [3] H. L. Tanaka and Koji Terasaki, 2005: Energy Spectrum and Energy Flow of the Arctic Oscillation in the Phase Speed Domain. *SORA*, **1**, 065-068.
- [4] H. L. Tanaka and Koji Terasaki, 2006: Blocking Formation by an Accumulation of Barotropic Energy Exceeding the Rossby Wave Saturation Level at the Spherical Rhines Scale. *J. Meteo. Soci. Jap.*, **84**, 319-332.
- [5] M. Croci-Maspoli, C. Schwierz, and H. C. Davies, 2007: A Multifaceted Climatology of Atmospheric Blocking and Its Recent Linear Trend. *J. Clim.*, **20**, 633-649.
- [6] 気象庁, 2005 :「異常気象レポート 2005」
- [7] Thompson, D.W.J. and J.M. Wallace, 1998: The Arctic Oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 1297-1300.



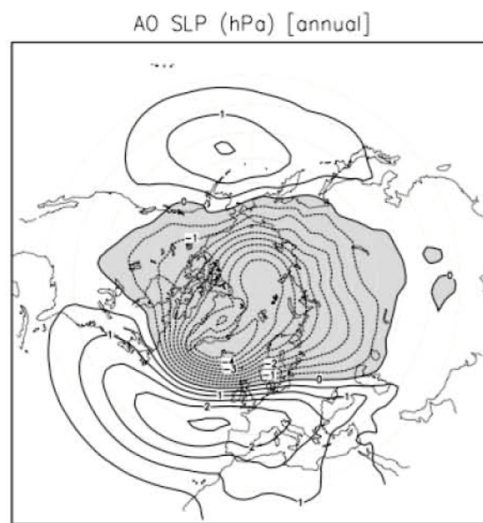


図 1: 北極振動にともなう海面気圧偏差 (気象庁「異常気象レポート 2005」より)

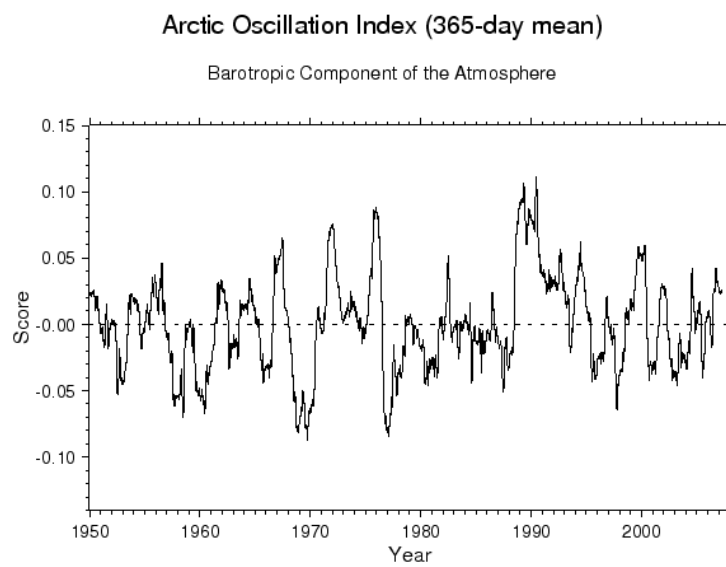
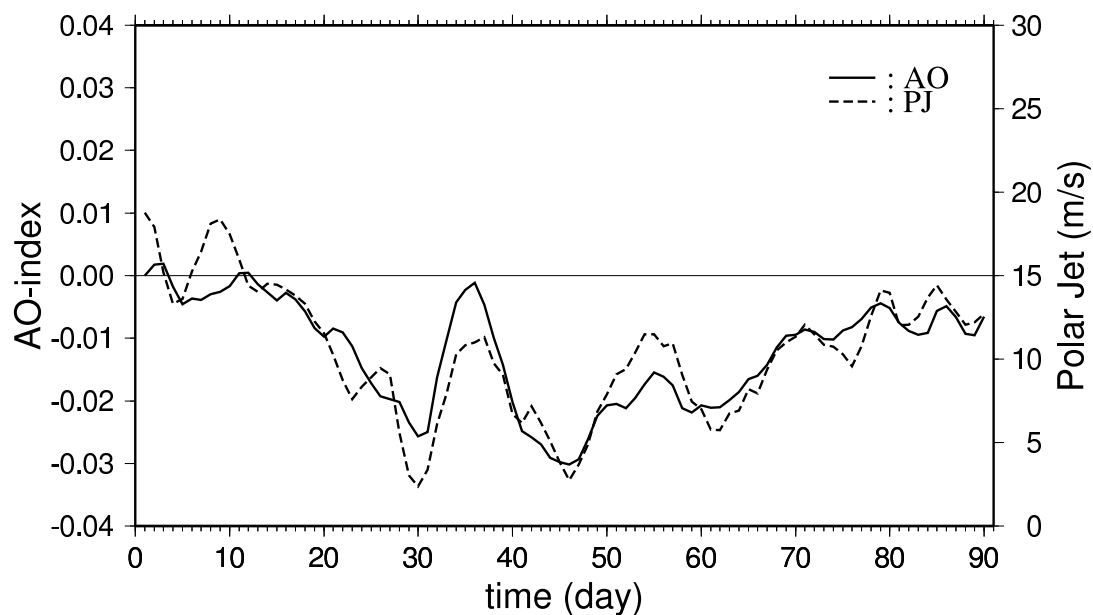


図 2: AO-index の時系列 (365 日移動平均)

# AO-index and Wind Speed of Polar Jet [300 hPa , 45 N - 65 N] (m/s) 1976-1977 DJF



## Crosscorrelation Coefficient

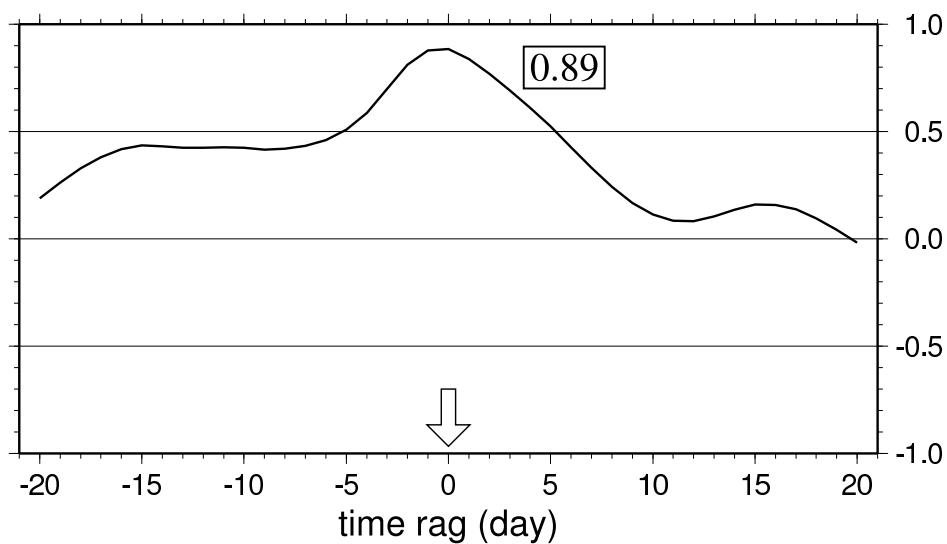
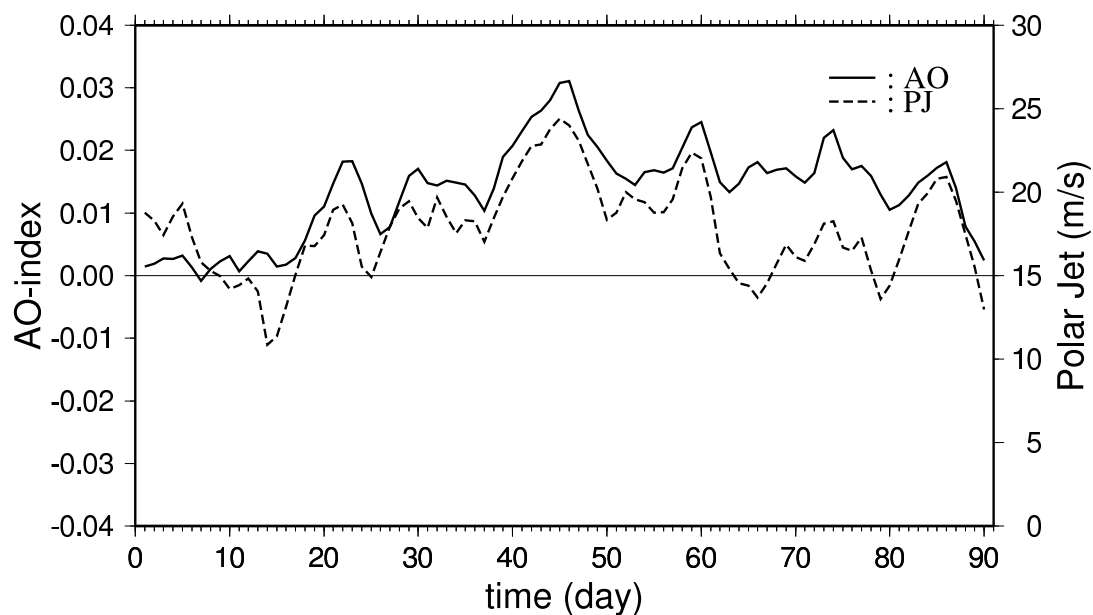


図 3: AO-index と寒帯前線ジェットの関係 (1976/77 年冬季) (上: AO-index(実線) と寒帯前線ジェット (破線) の時系列、下: 相互相関係数)

# AO-index and Wind Speed of Polar Jet [300 hPa , 45 N - 65 N] (m/s) 1988-1989 DJF



## Crosscorrelation Coefficient

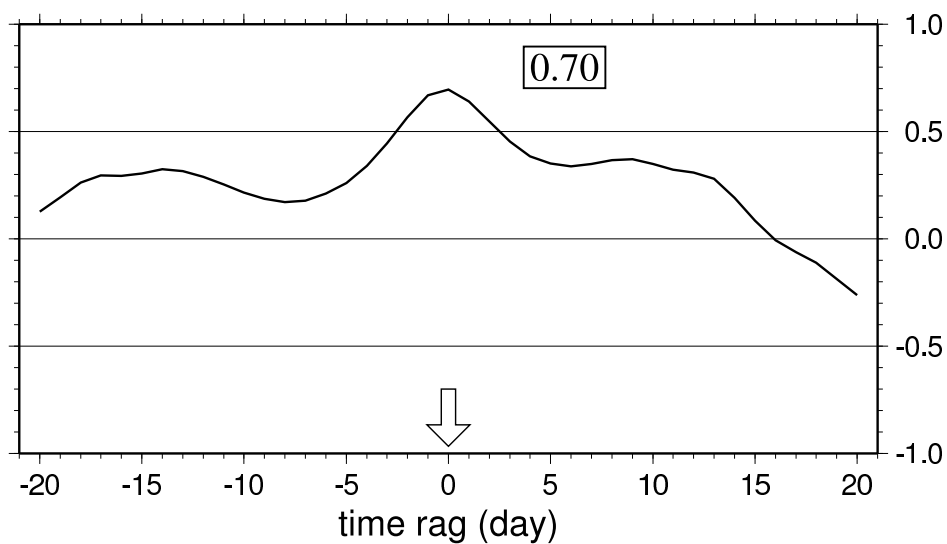
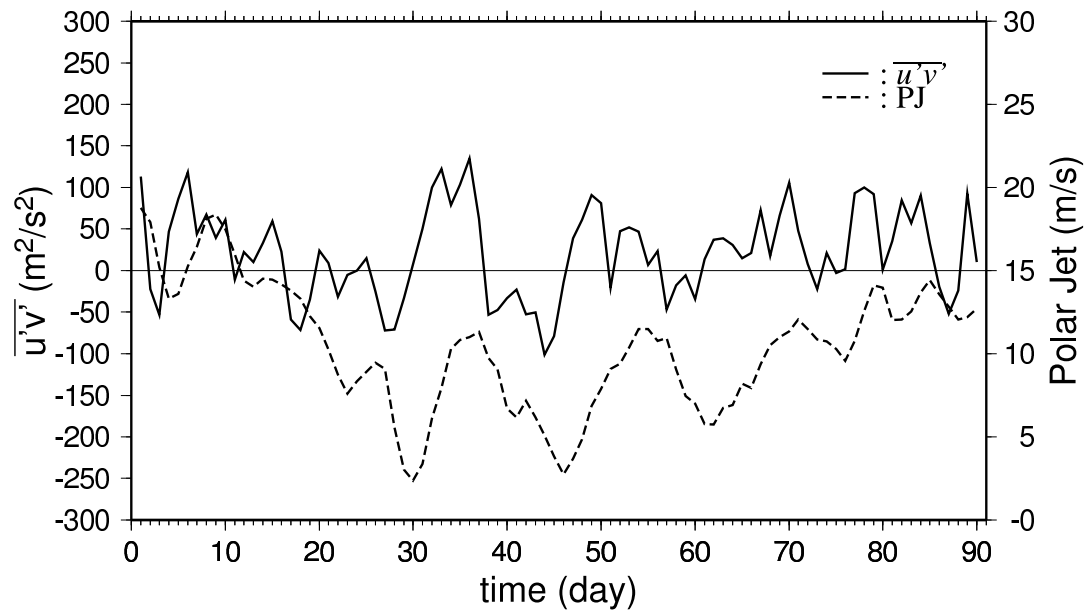


図 4: AO-index と寒帯前線ジェットの関係 (1988/89 年冬季) (上: AO-index(実線) と寒帯前線ジェット (破線) の時系列、下: 相互相関係数)

Eddy Momentum Flux [300 hPa , 45 N] ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )

and Polar Jet [300 hPa , 45 N - 65 N] ( $\text{m/s}$ )

1976-1977 DJF



Crosscorrelation Coefficient

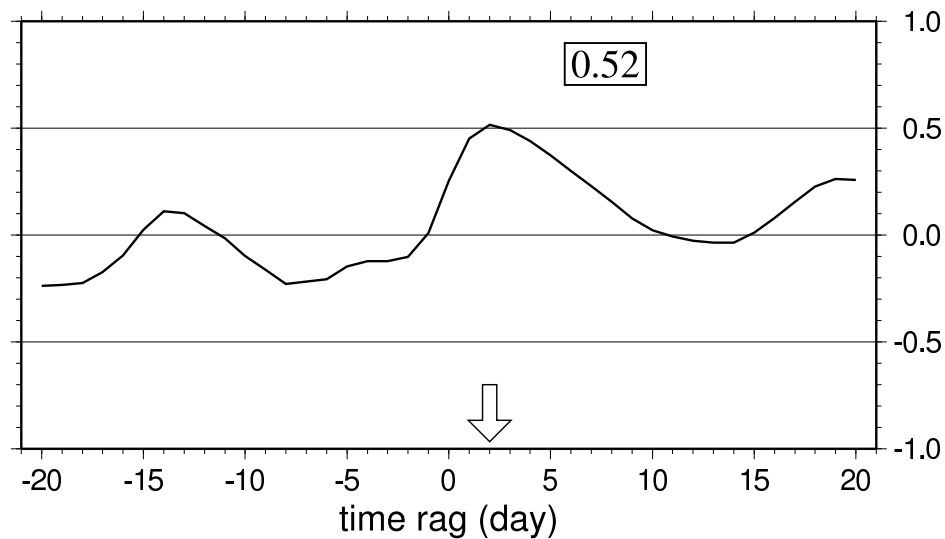
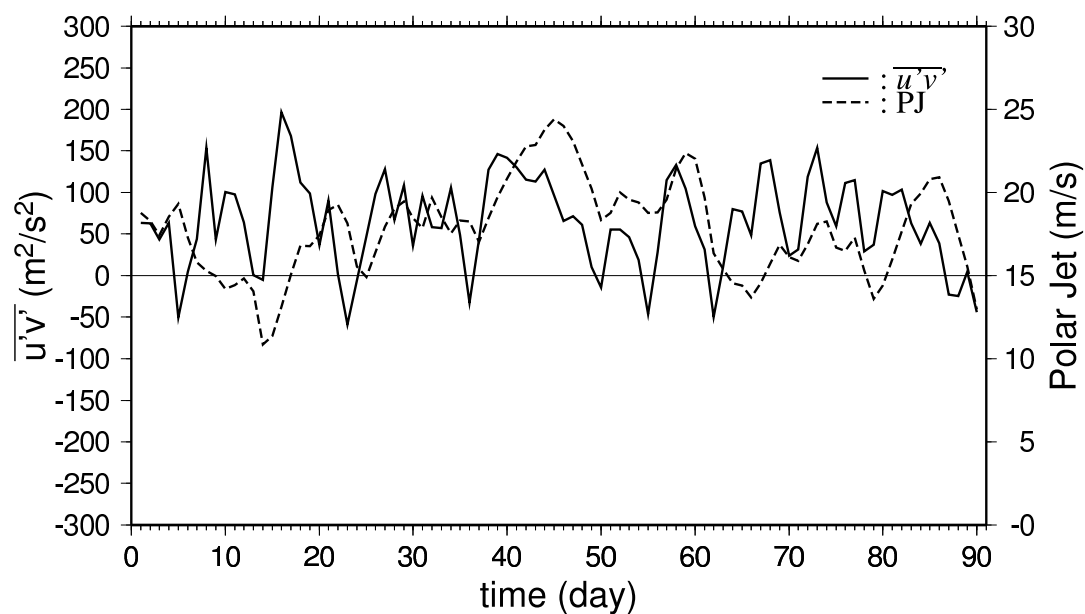


図 5: 運動量輸送と寒帯前線ジェットの関係 (1976/77 年冬季) (上: 運動量輸送 (実線) と寒帯前線ジェット (破線) の時系列、下: 相互相関係数)

Eddy Momentum Flux [300 hPa , 45 N] ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Polar Jet [300 hPa , 45 N - 65 N] ( $\text{m/s}$ )

1988-1989 DJF



Crosscorrelation Coefficient

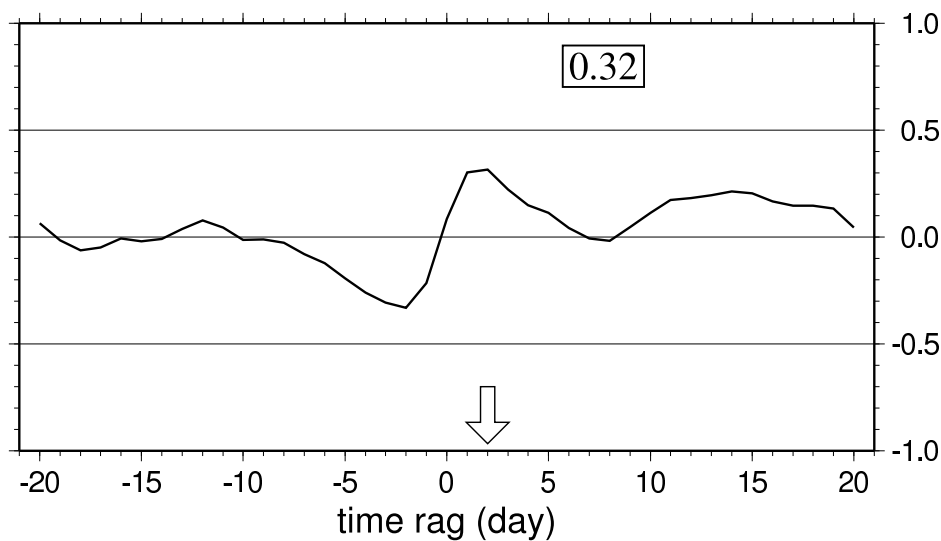
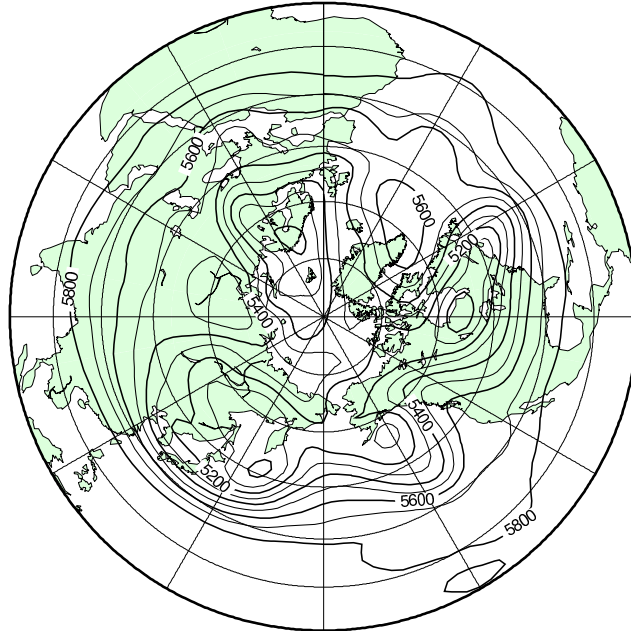


図 6: 運動量輸送と寒帯前線ジェットの関係 (1988/89 年冬季) (上: 運動量輸送 (実線) と寒帯前線ジェット (破線) の時系列、下: 相互相関係数)

500 hPa Geopotential height (m)  
00Z 1976 363  
Analysis



Anomaly

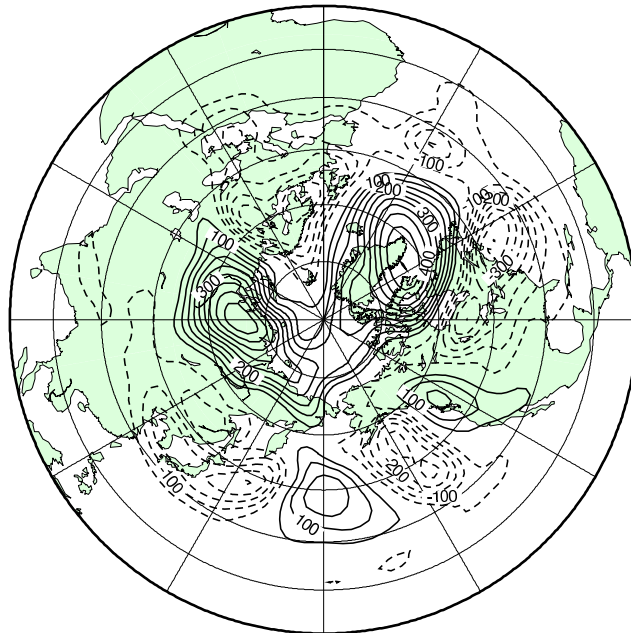


図 7: 500 hPa 高度場とアノマリ (1976 年 12 月 28 日) 上図は 500 hPa ジオポテンシャル高度。下図はアノマリ。

# North-South Transport of Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) and Difference [ $U(t+1\text{day}) - U(t)$ ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1976 363

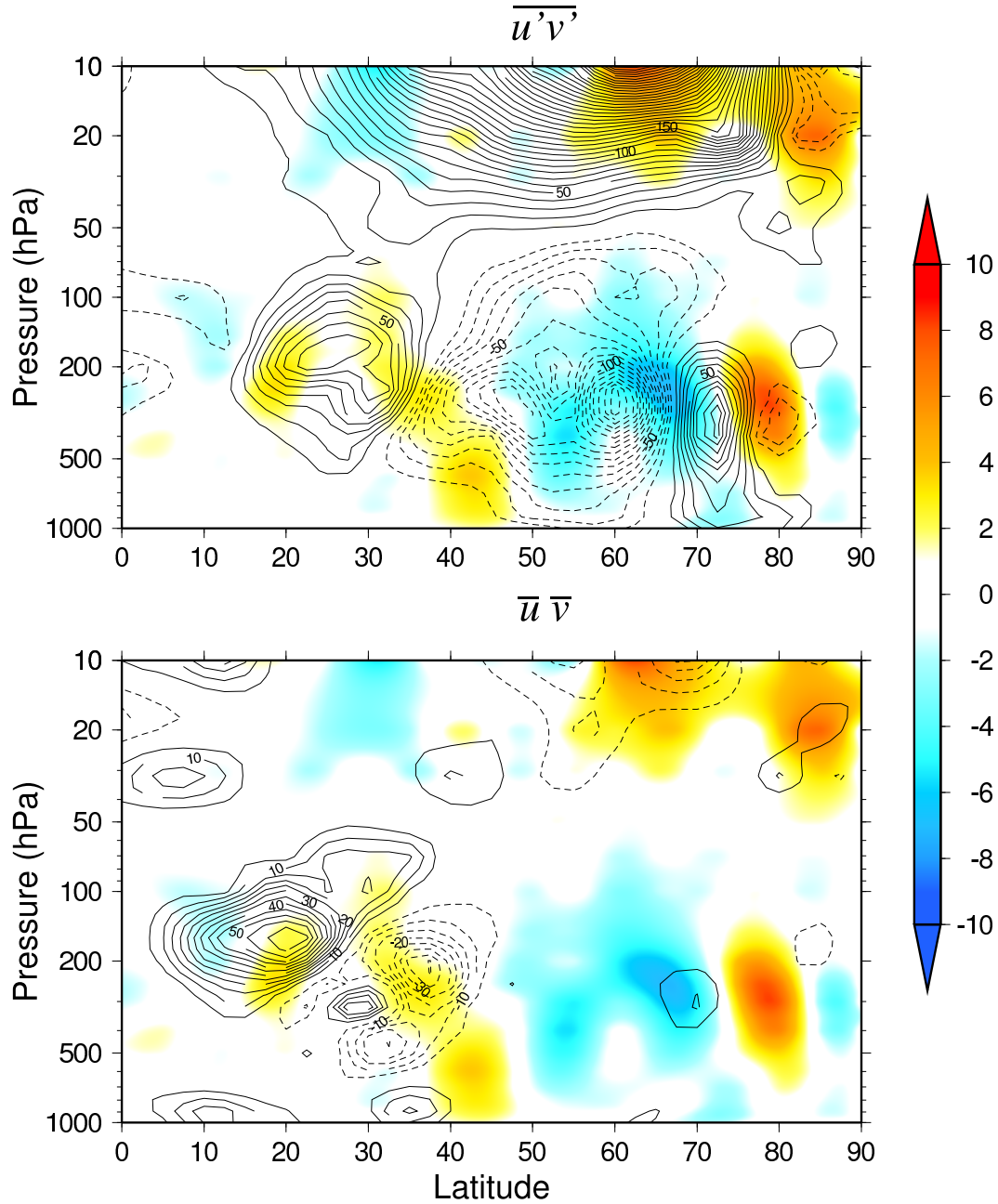
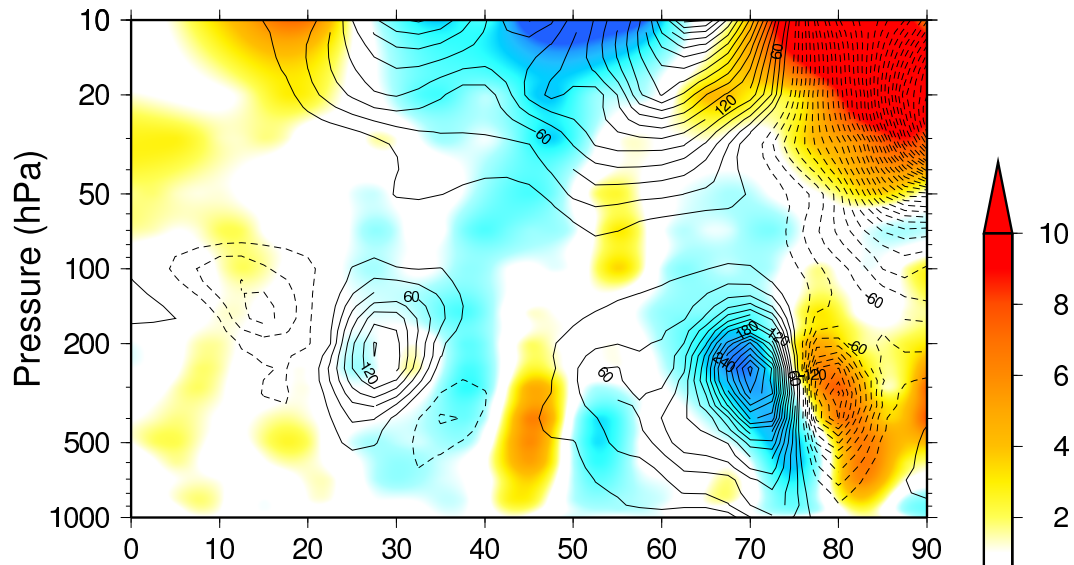


図 8: 西風運動量輸送と帯状風の変化 (1976 年 12 月 28 日) 上図のコンターは渦動による西風運動量輸送の帯状平均 (実線 : 正、破線 : 負) で、シェードは東西風の帯状平均の偏差 (24 時間後の値からそのときの値を引いた値)。下図のコンターは平均流による西風運動量輸送の帯状平均 (実線 : 正、破線 : 負)、シェードは上図と同じ。

# North-South Transport of Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) and Difference [ $U(t+1\text{day}) - U(t)$ ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1976 363

local mean (30 - 150)



local mean (0 - 30 , 150 - 360)

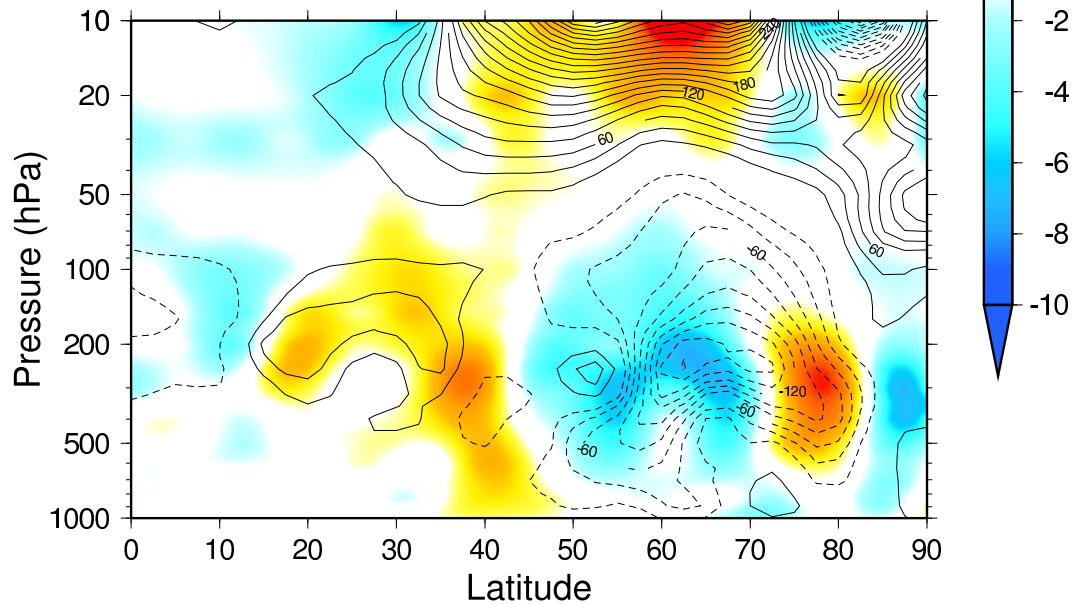


図 9: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1976 年 12 月 28 日) 上図はブロッキングの発生した領域で東西平均した渦動運動量輸送と東西風偏差。下図は上図以外の領域で東西平均した渦動運動量輸送と東西風偏差。コンター間隔は図 8 の 2 倍。



# North-South Transport of Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) and Difference [ $U(t+1\text{day}) - U(t)$ ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1976 363

local mean (270 - 360)

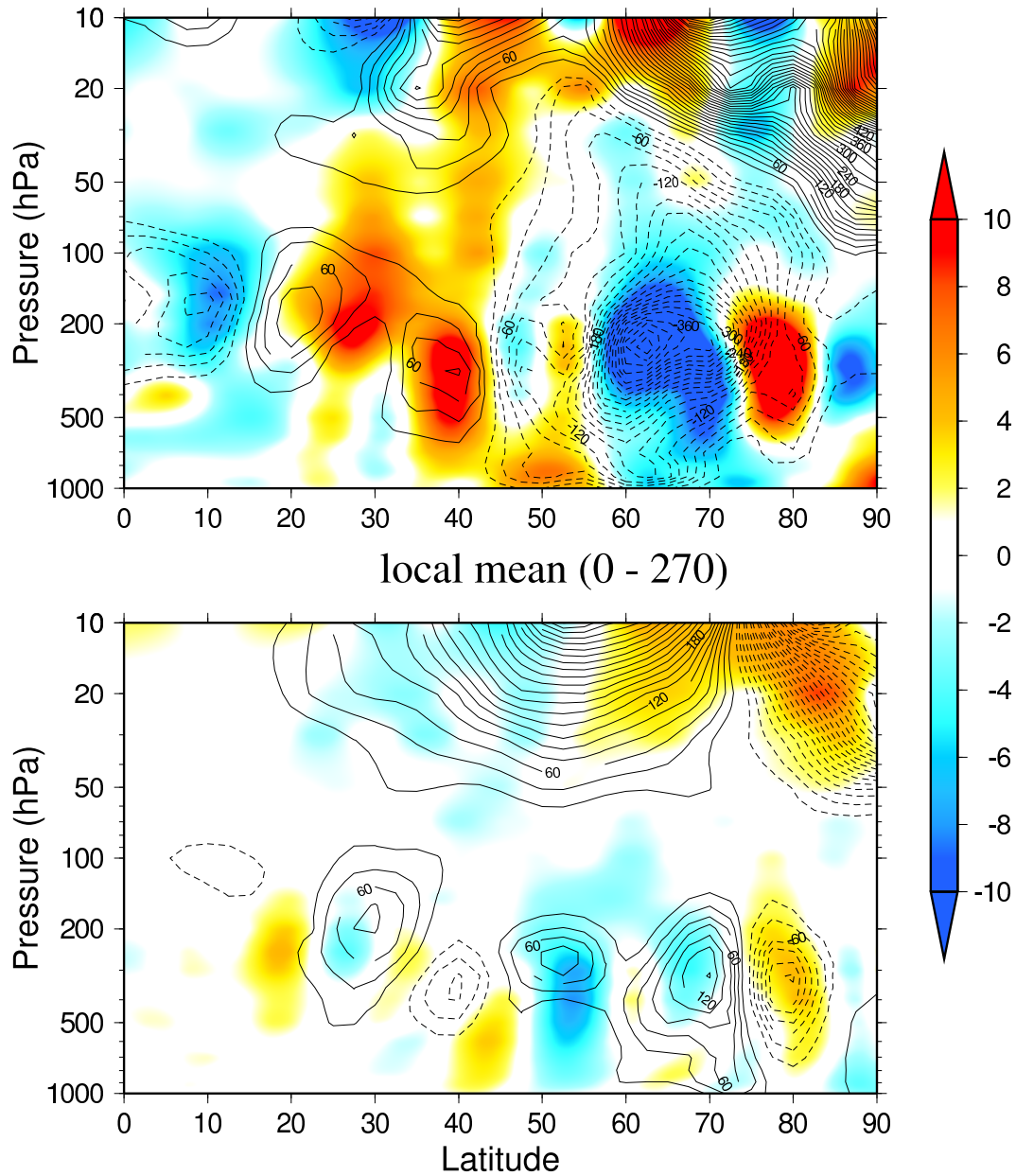


図 10: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1976 年 12 月 28 日) 図の見方は図 9 と同じ。

# Potential Vorticity ( $10^{-10} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ )

1976 360-365 00Z

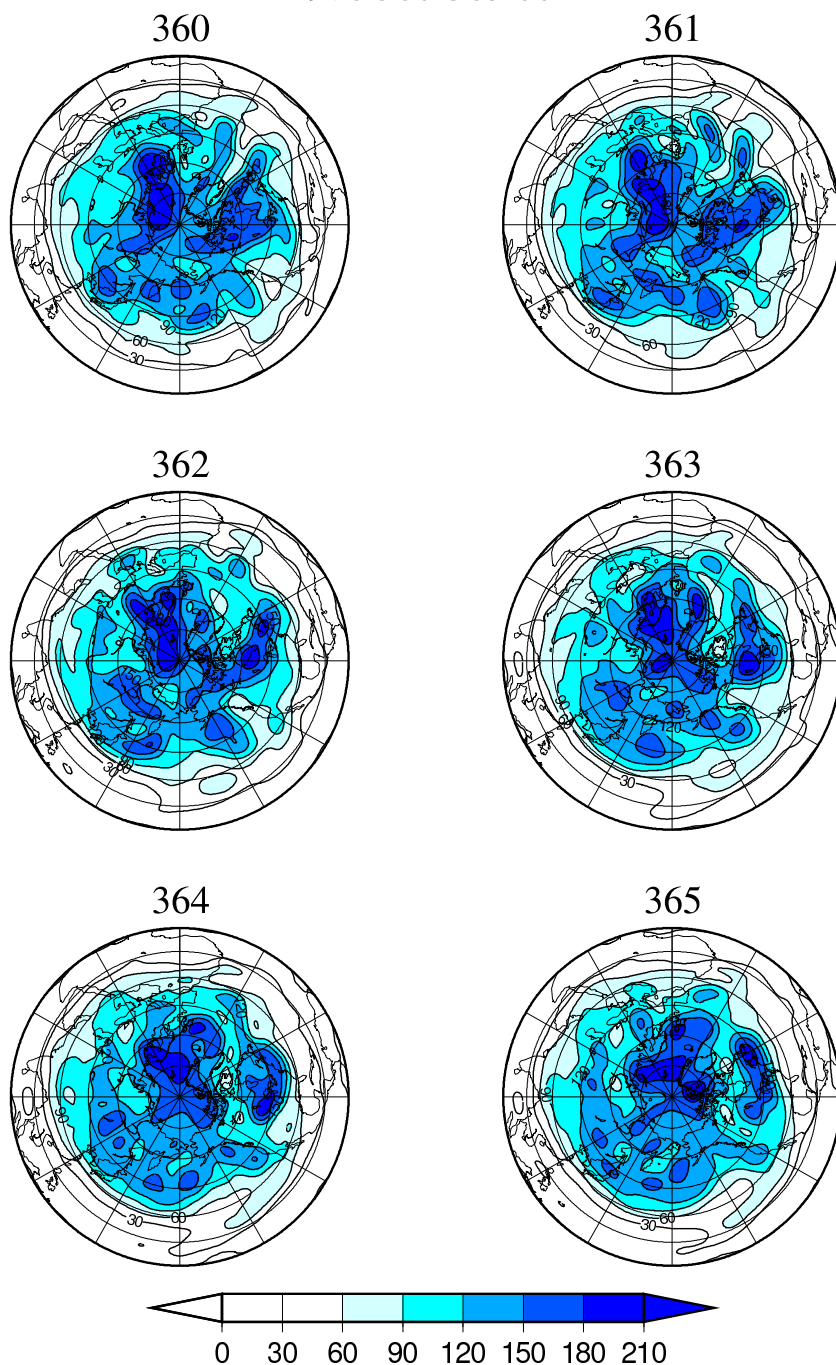
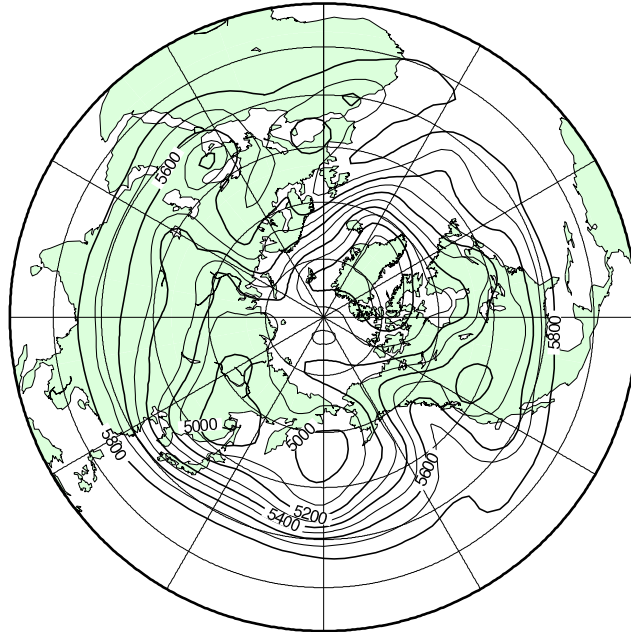


図 11: 1976 年 12 月 25 日から 12 月 30 日のポテンシャル渦度の分布図

500 hPa Geopotential height (m)  
00Z 1977 005  
Analysis



Anomaly

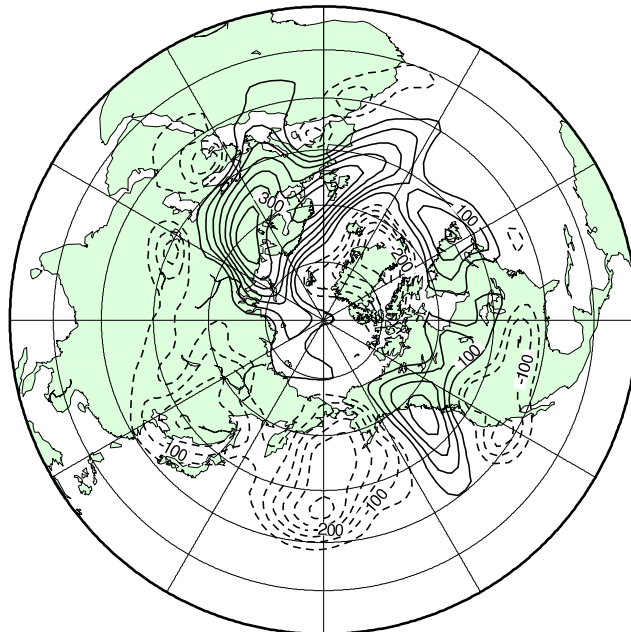


図 12: 500 hPa 高度場とアノマリ (1977 年 1 月 5 日) 図の見方は図 7 と同じ。

North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference [  $U(t+1\text{day}) - U(t)$  ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1977 005

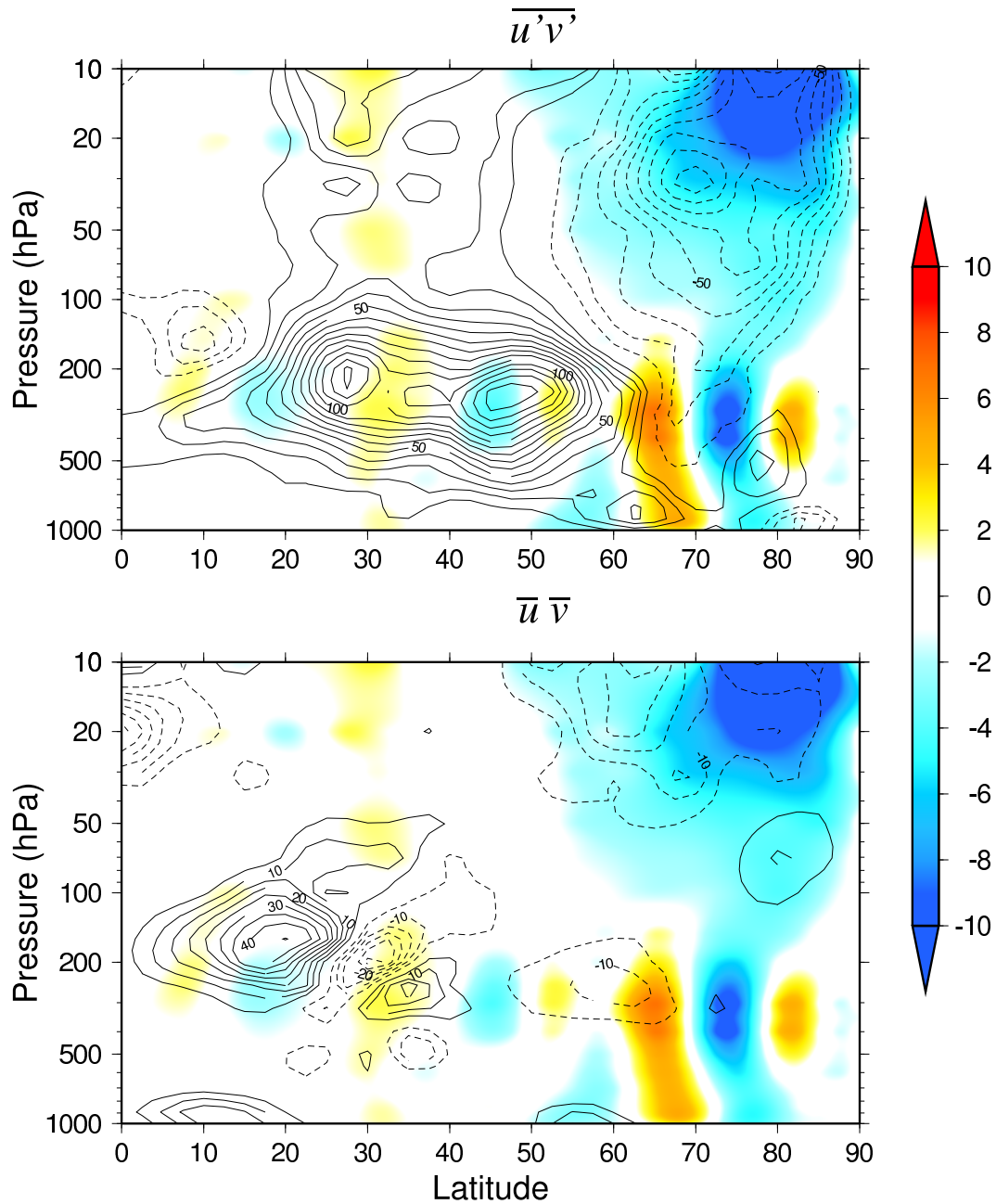


図 13: 西風運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 5 日) 図の見方は図 8 と同じ。

North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference of  $[U(t+1\text{day}) - U(t)]$  ( $\text{m/s}$ )

00Z 1977 005

local mean (0 - 60 , 300 - 360)

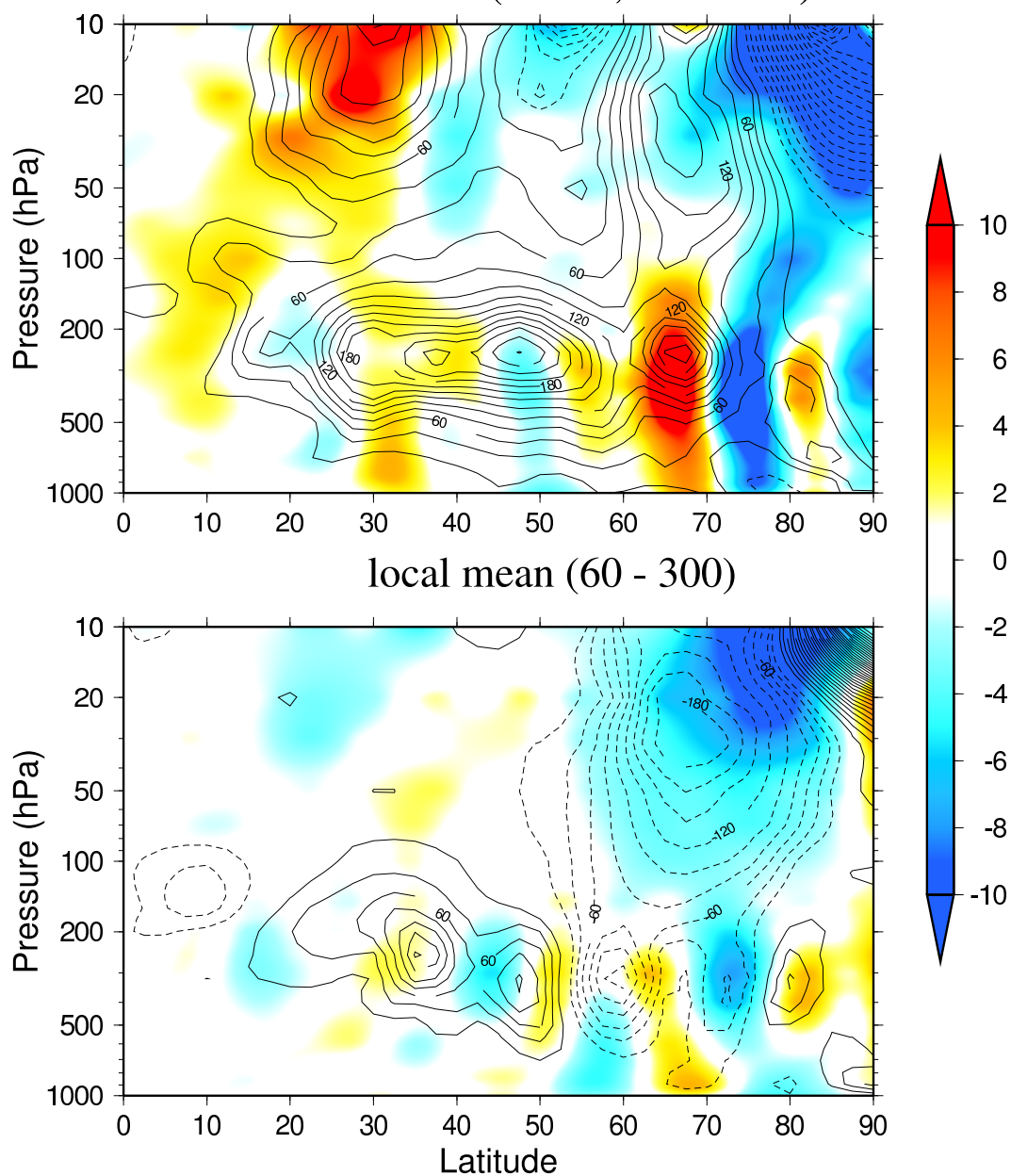


図 14: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 5 日) 図の見方は図 9 と同じ。



# Potential Vorticity ( $10^{-10} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ )

1977 002-007 00Z

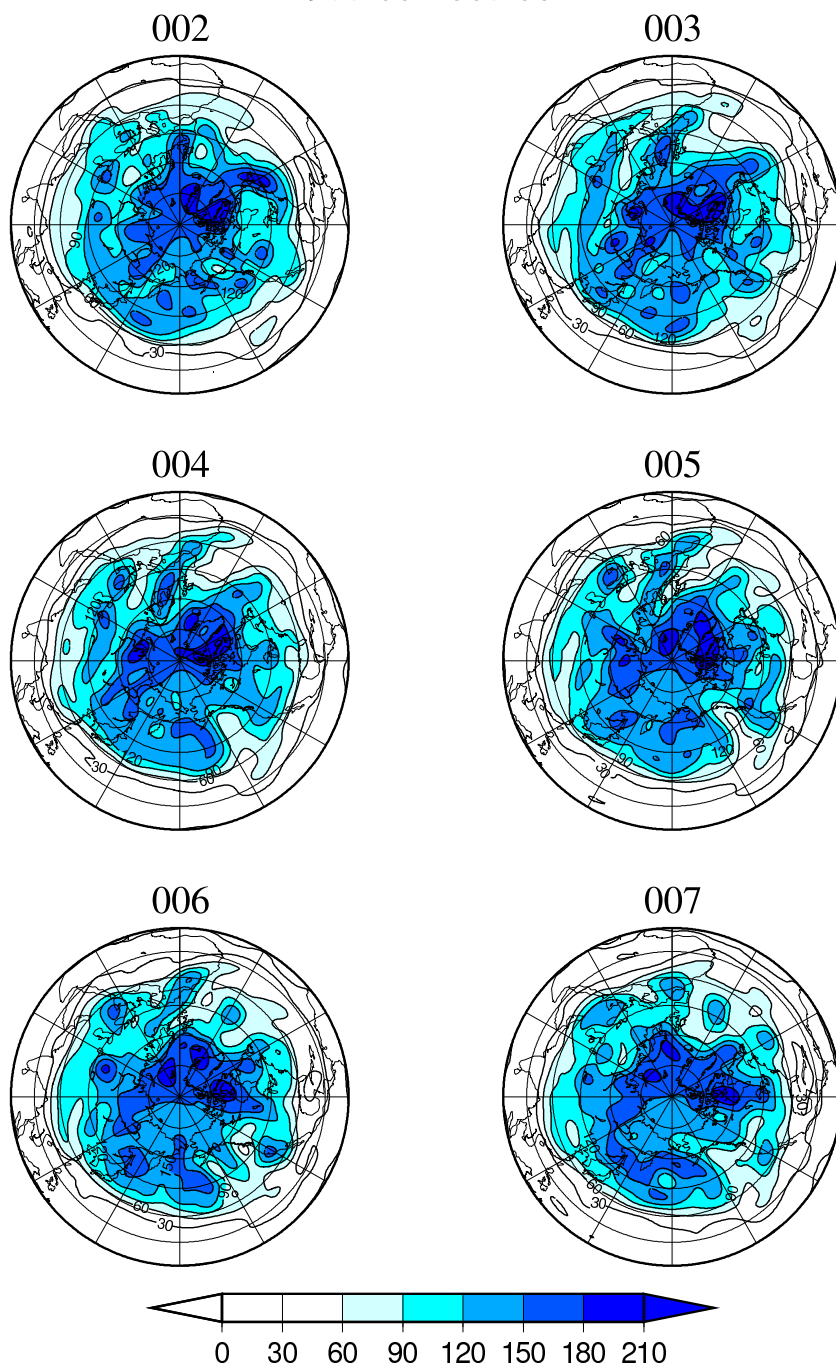
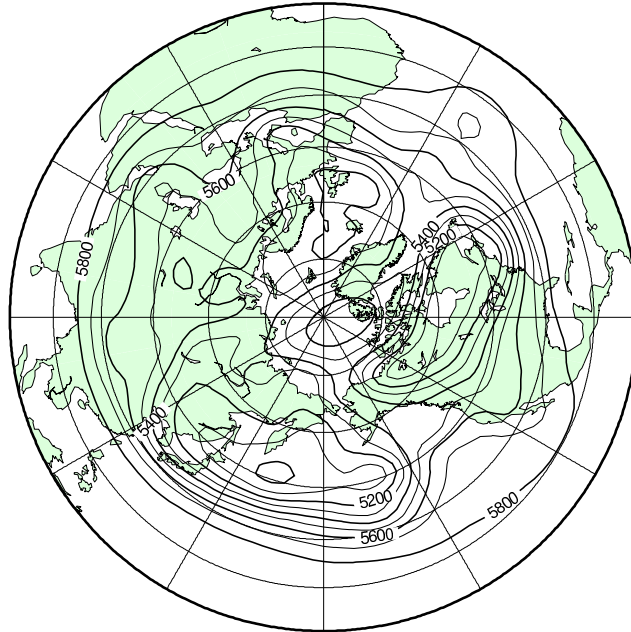


図 15: 1977 年 1 月 2 日から 1 月 7 日のポテンシャル渦度の分布図

500 hPa Geopotential height (m)  
00Z 1977 013  
Analysis



Anomaly

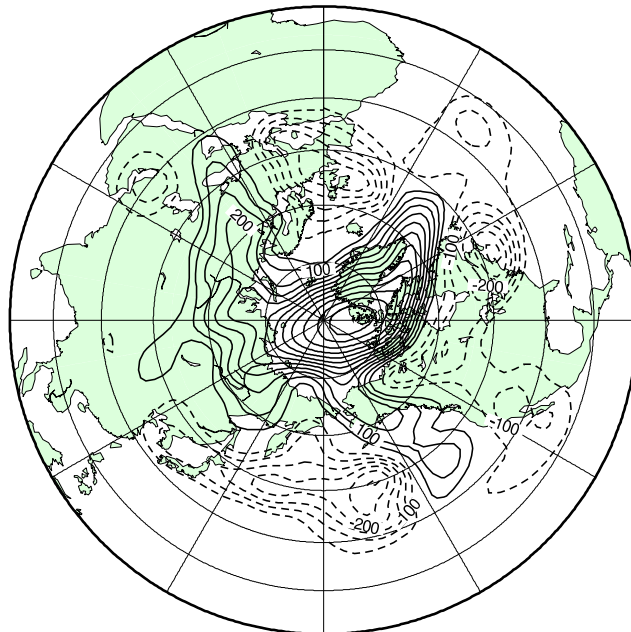


図 16: 500 hPa 高度場とアノマリ (1977 年 1 月 13 日) 図の見方は図 7 と同じ。

# North-South Transport of Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) and Difference [ $U(t+1\text{day}) - U(t)$ ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1977 013

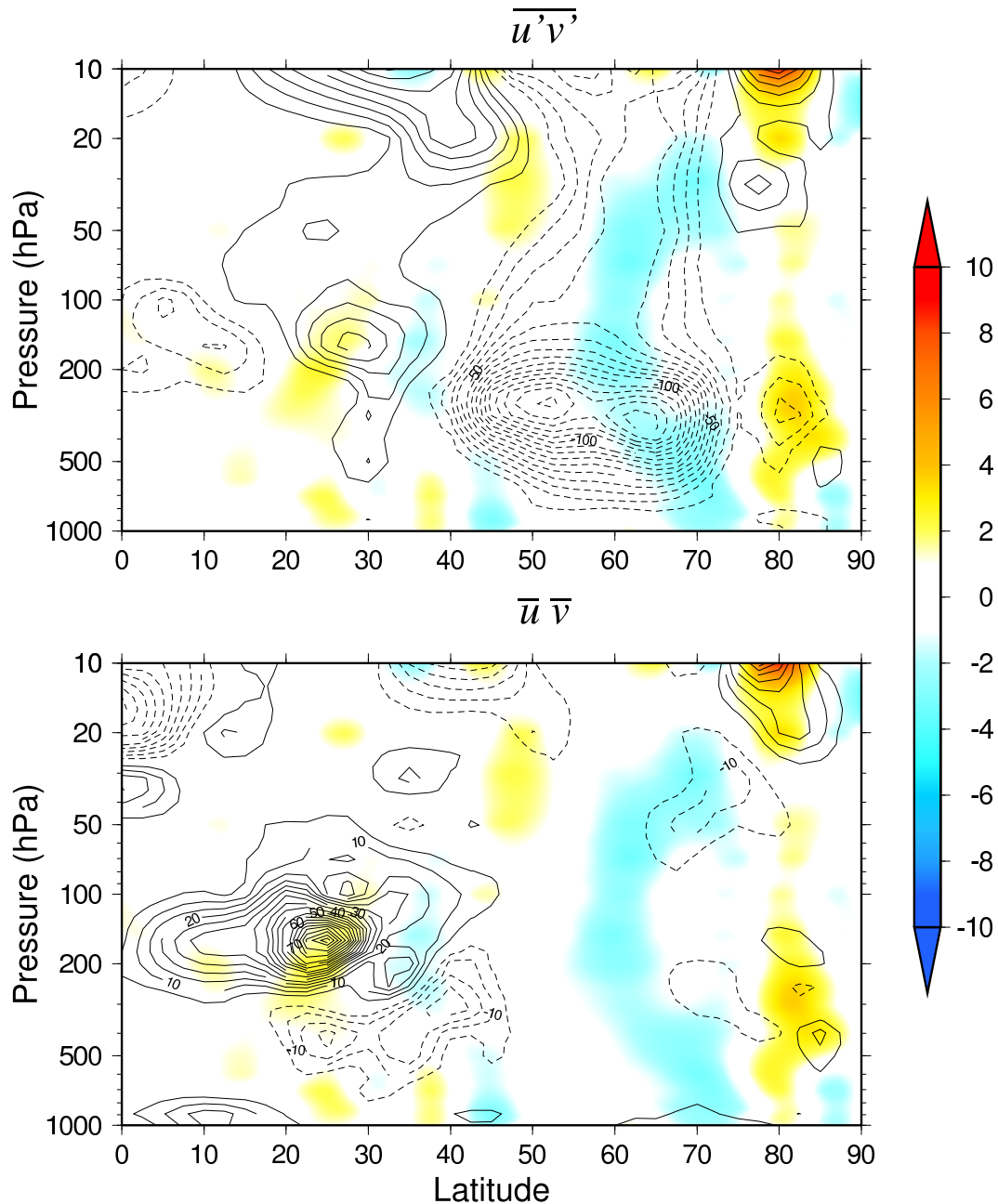


図 17: 西風運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 13 日) 図の見方は図 8 と同じ。



North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference [  $U(t+1\text{day}) - U(t)$  ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1977 013

local mean (270 - 360)

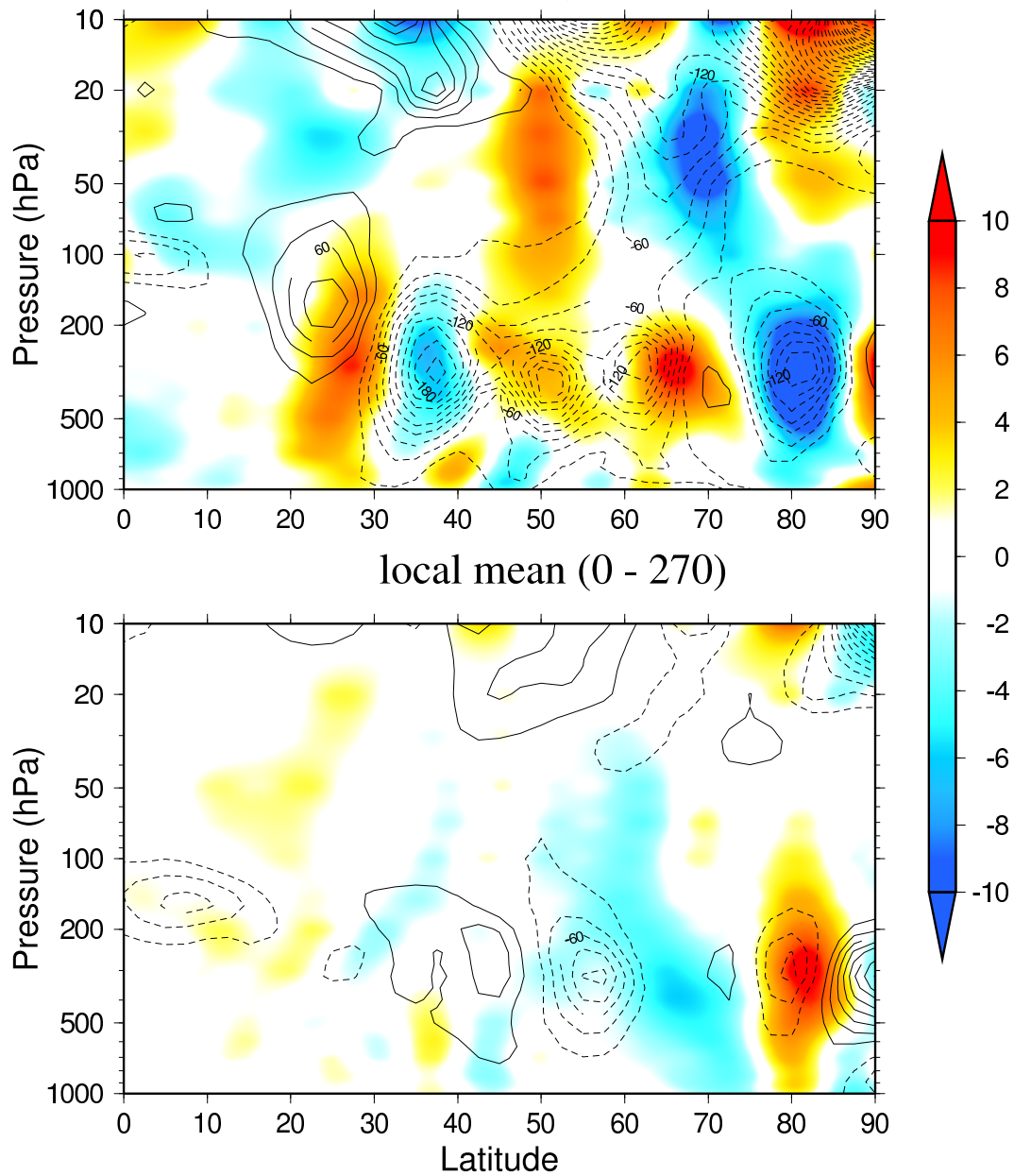


図 18: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 13 日) 図の見方は図 9 と同じ。

# Potential Vorticity ( $10^{-10} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ )

1977 010-015 00Z

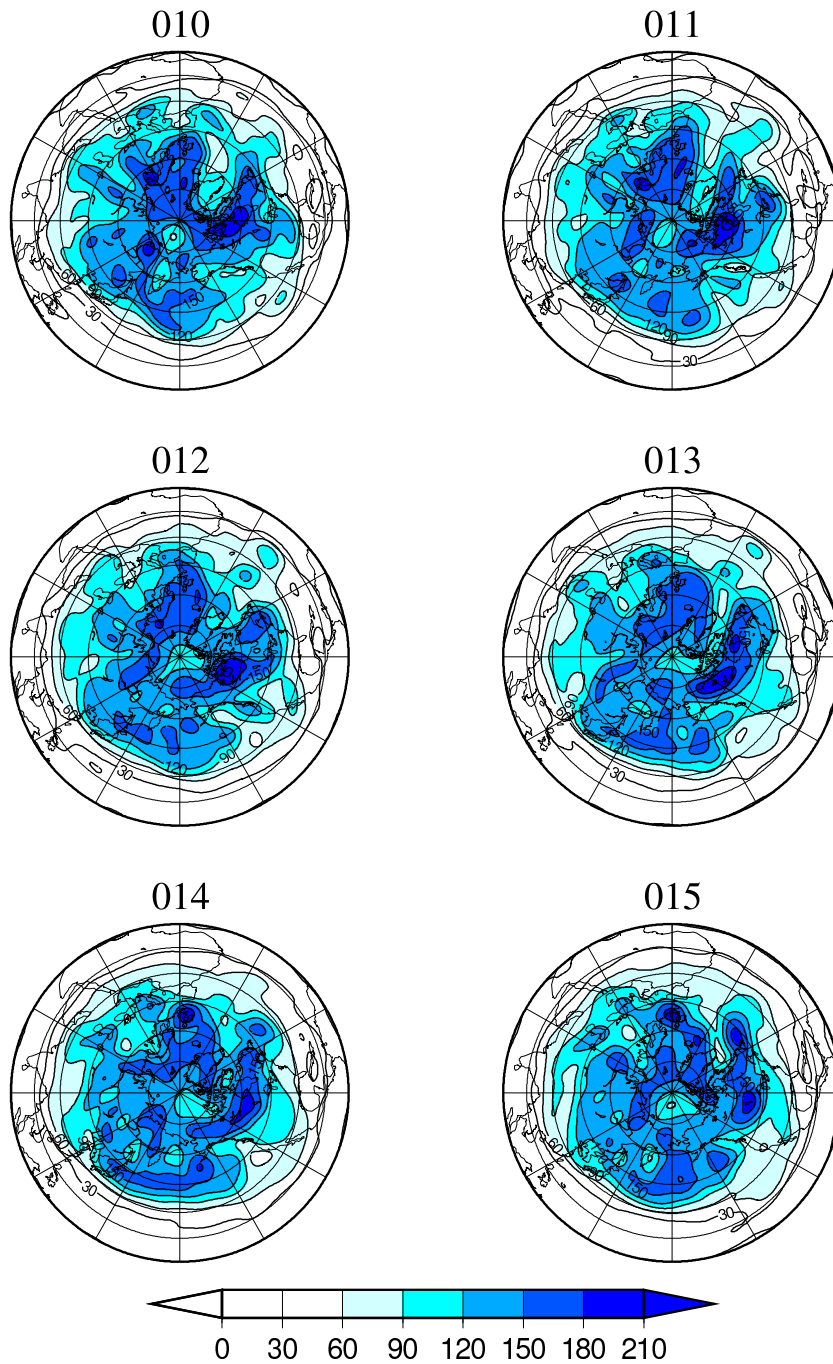
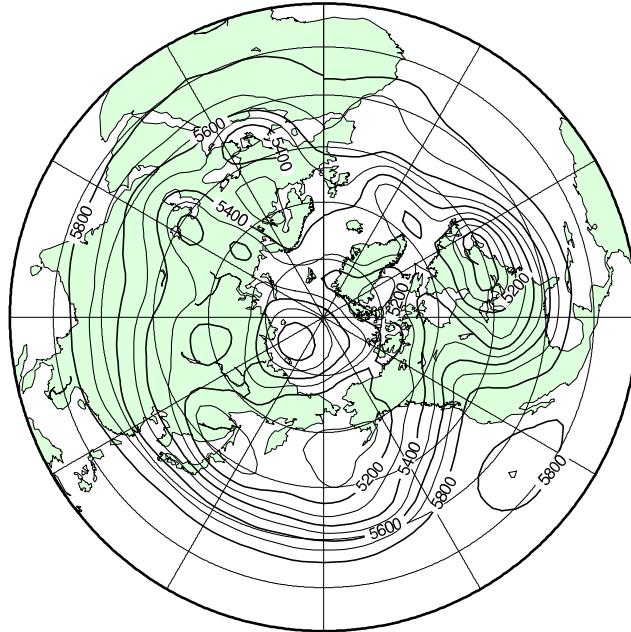


図 19: 1977 年 1 月 10 日から 1 月 15 日のポテンシャル渦度の分布図

500 hPa Geopotential height (m)  
00Z 1977 018  
Analysis



Anomaly

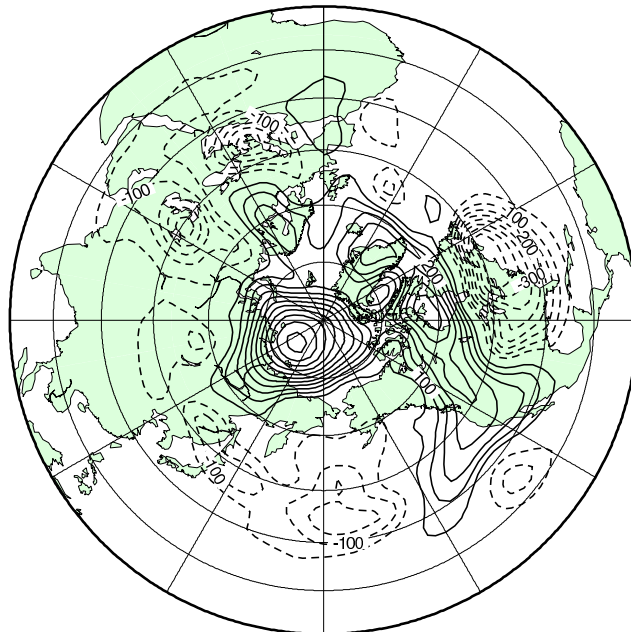


図 20: 500 hPa 高度場とアノマリ (1977 年 1 月 18 日) 図の見方は図 7 と同じ。

North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference [  $U(t+1\text{day}) - U(t)$  ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1977 018

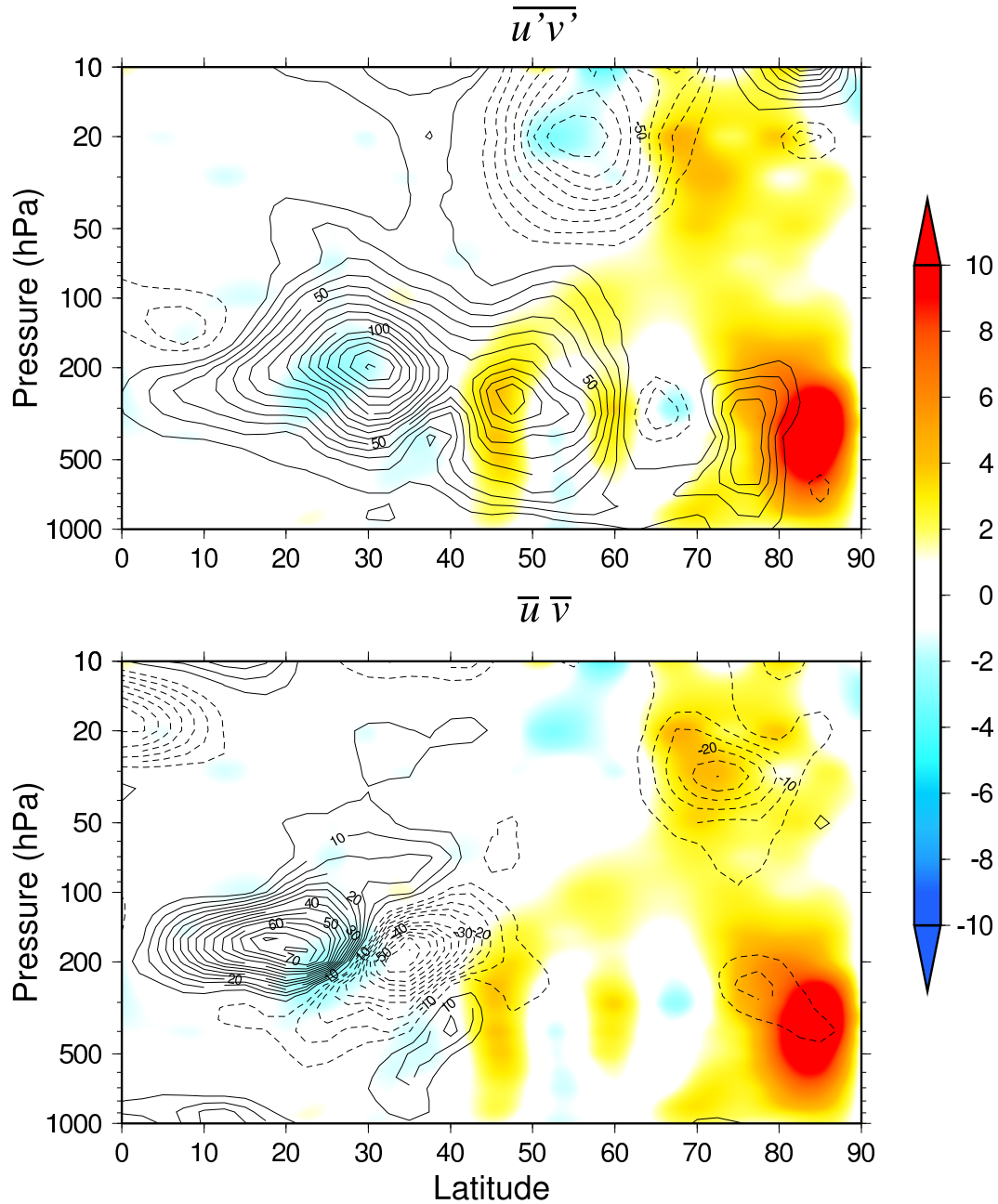


図 21: 西風運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 18 日) 図の見方は図 8 と同じ。

# North-South Transport of Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) and Difference [ $U(t+1\text{day}) - U(t)$ ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1977 018

local mean (210 - 300)

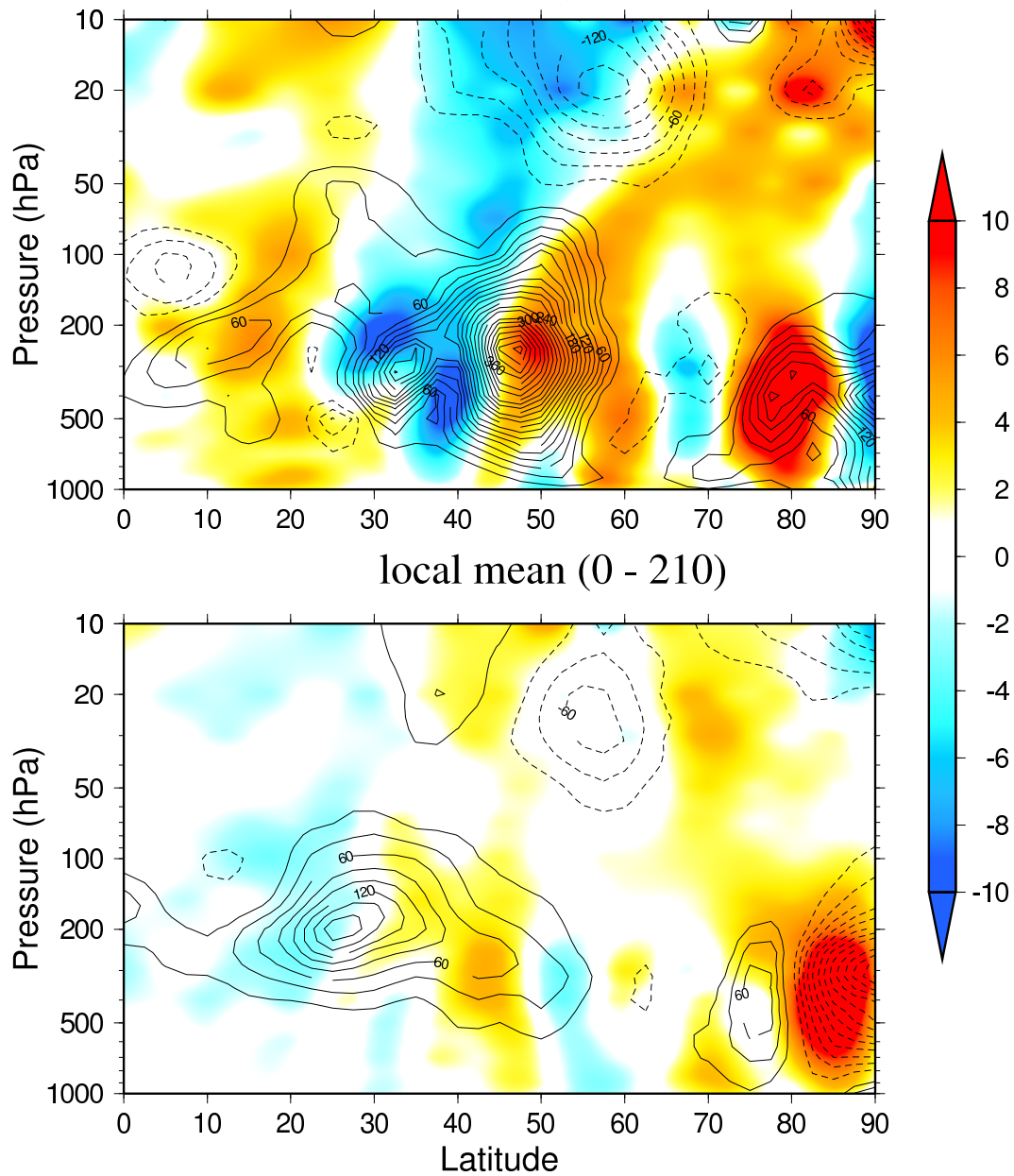


図 22: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1977 年 1 月 18 日) 図の見方は図 9 と同じ。

# Potential Vorticity ( $10^{-10} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ )

1977 015-020 00Z

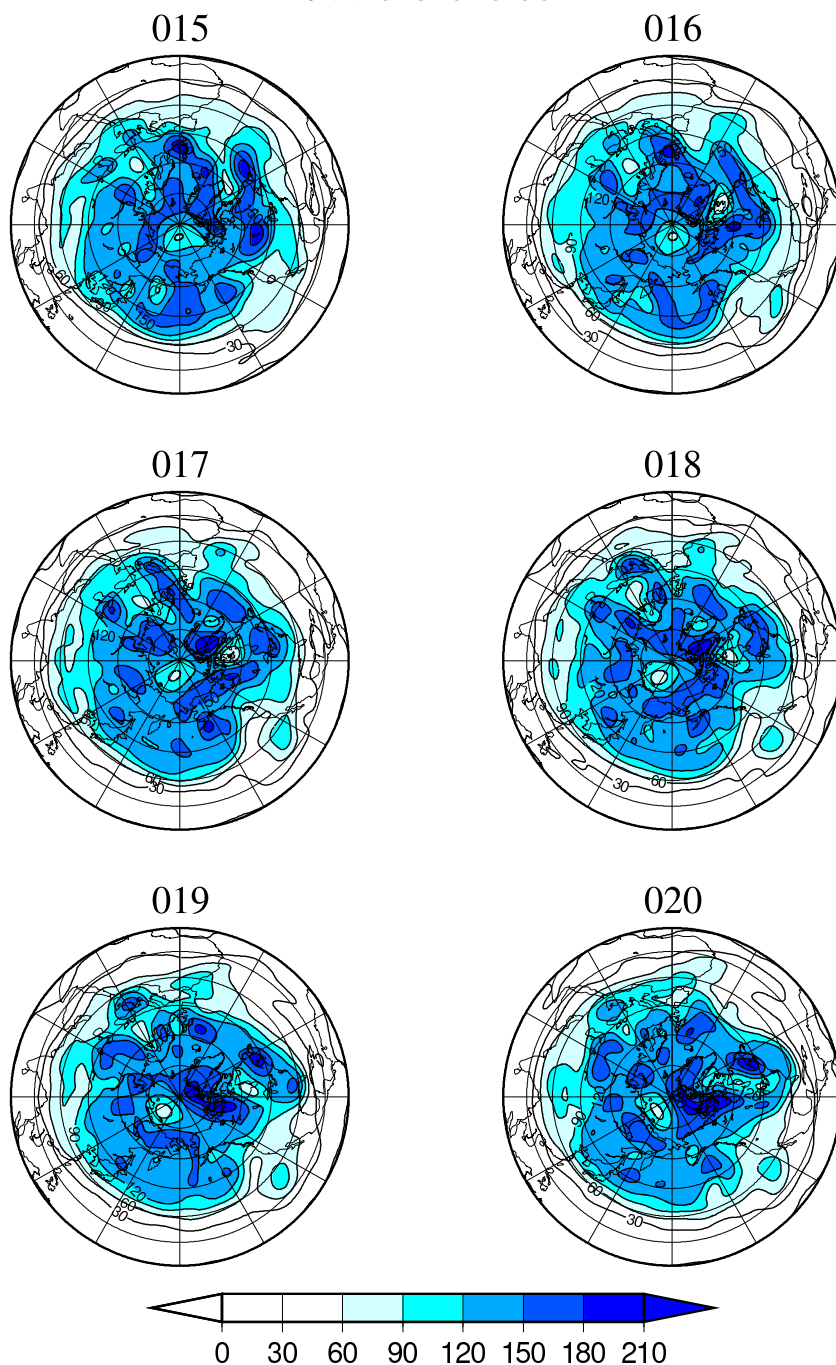
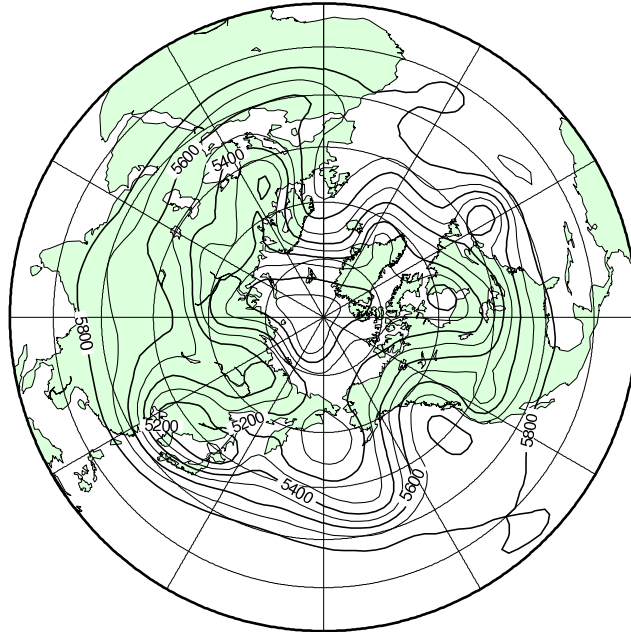


図 23: 1977 年 1 月 15 日から 1 月 20 日のポテンシャル渦度の分布図



500 hPa Geopotential height (m)  
00Z 1988 350  
Analysis



Anomaly

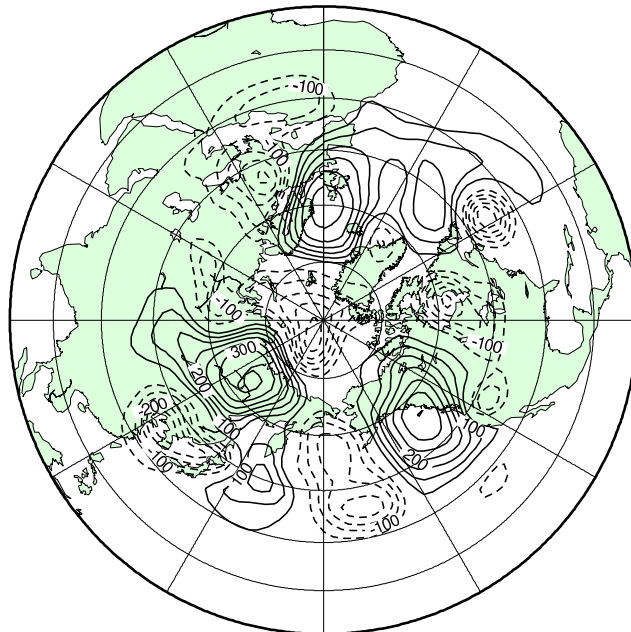
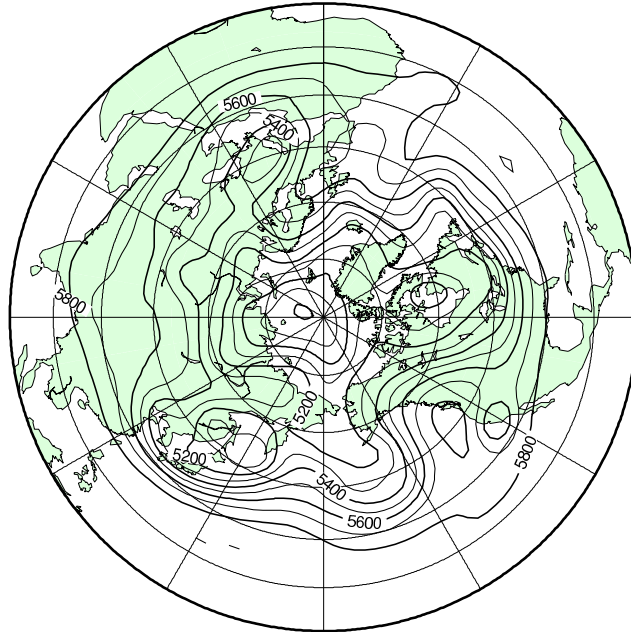


図 24: 500 hPa 高度場とアノマリ (1988 年 12 月 15 日) 図の見方は図 7 と同じ。

500 hPa Geopotential height (m)  
00Z 1988 351  
Analysis



Anomaly

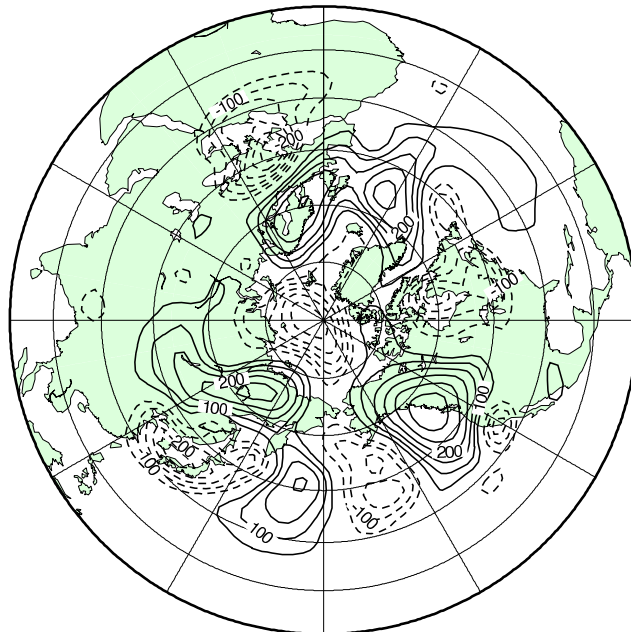


図 25: 500 hPa 高度場とアノマリ (1988 年 12 月 16 日) 図の見方は図 7 と同じ。



North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference [  $U(t+1\text{day}) - U(t)$  ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1988 351

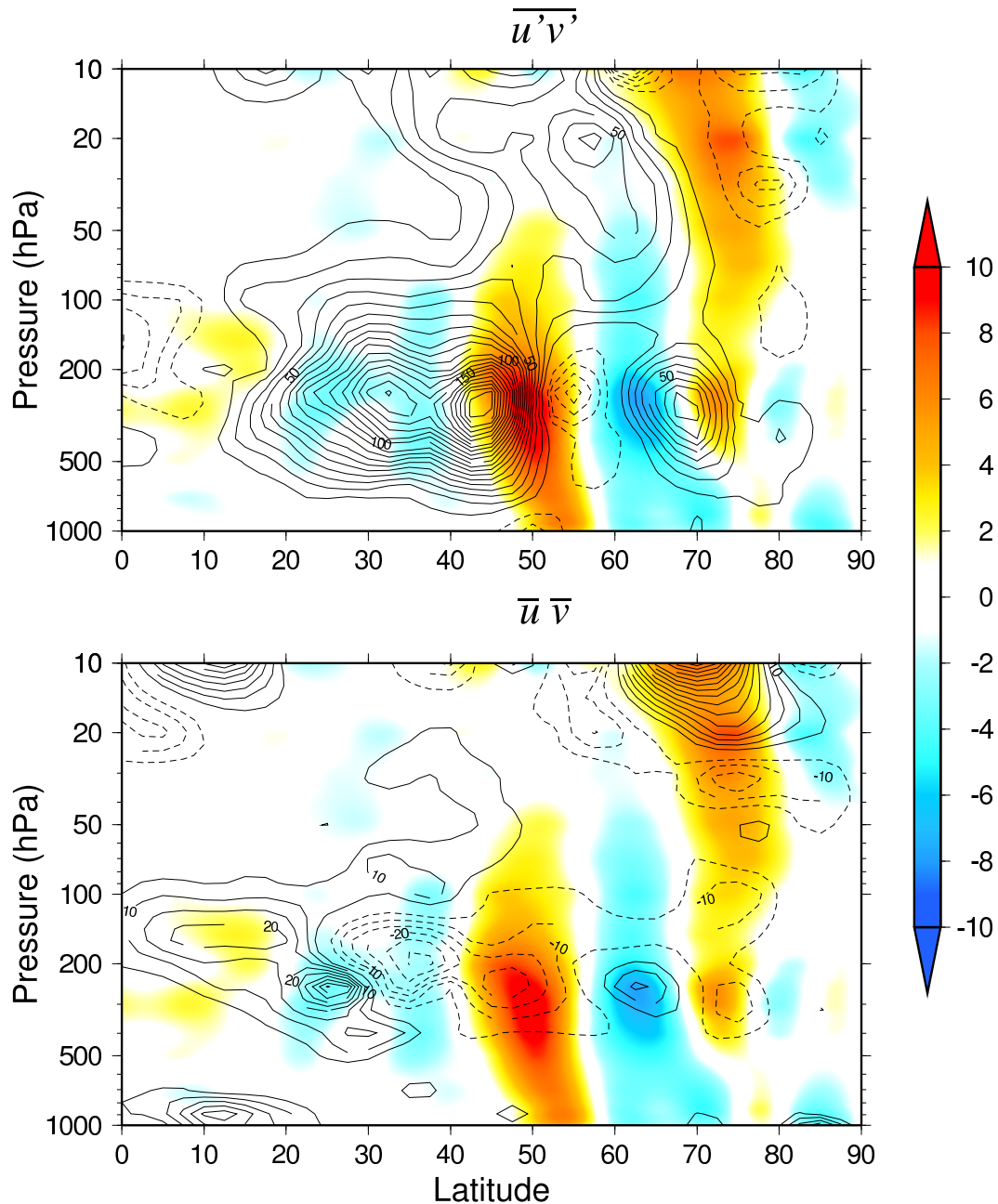


図 26: 西風運動量輸送と帯状風の変化 (1988 年 12 月 16 日) 図の見方は図 8 と同じ。

North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference of  $[U(t+1\text{day}) - U(t)]$  ( $\text{m/s}$ )

00Z 1988 351

local mean (0 - 30 , 330 - 360)

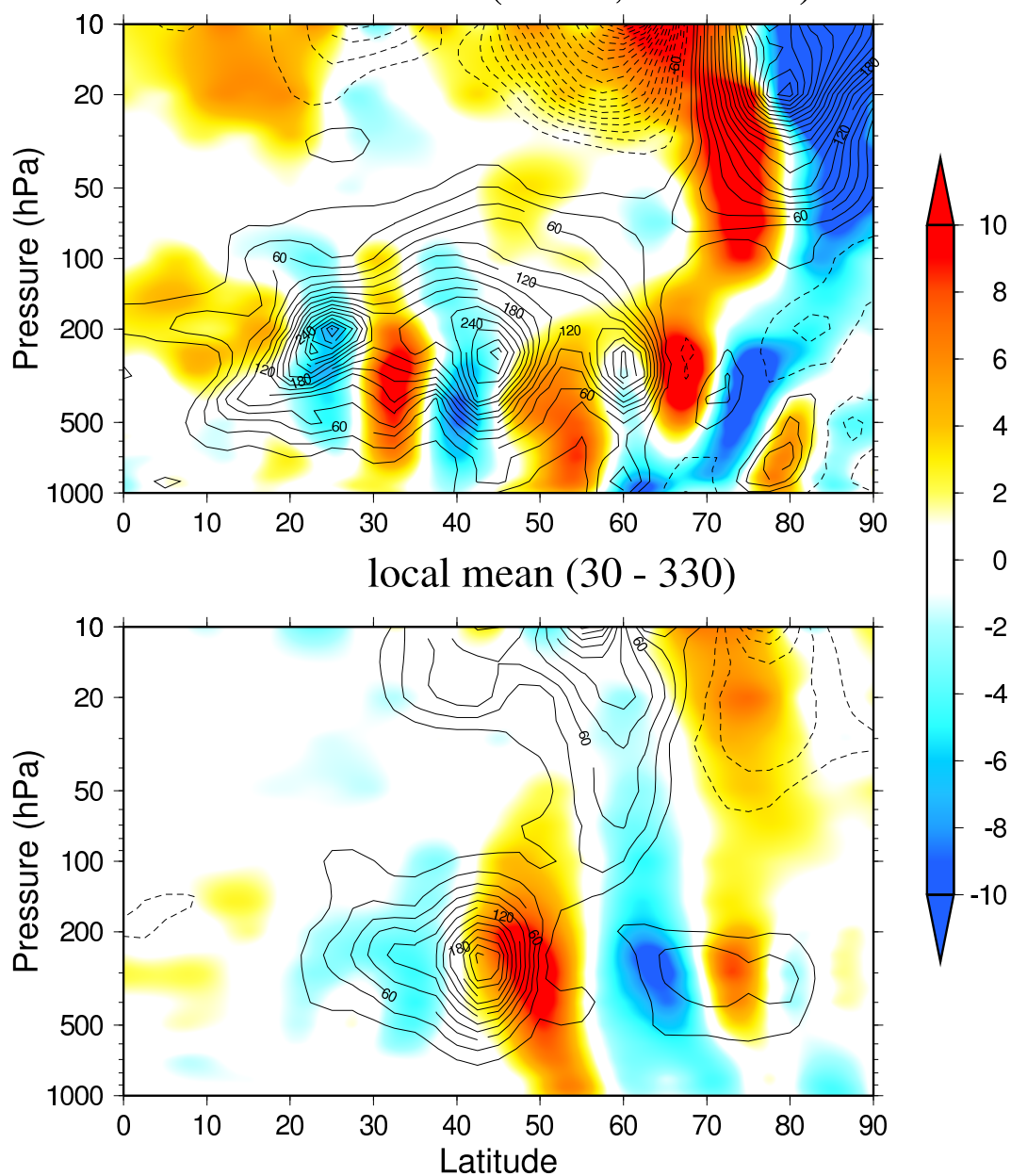


図 27: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1988 年 12 月 16 日) 図の見方は図 9 と同じ。

North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference [  $U(t+1\text{day}) - U(t)$  ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1988 351

local mean (90 - 180)

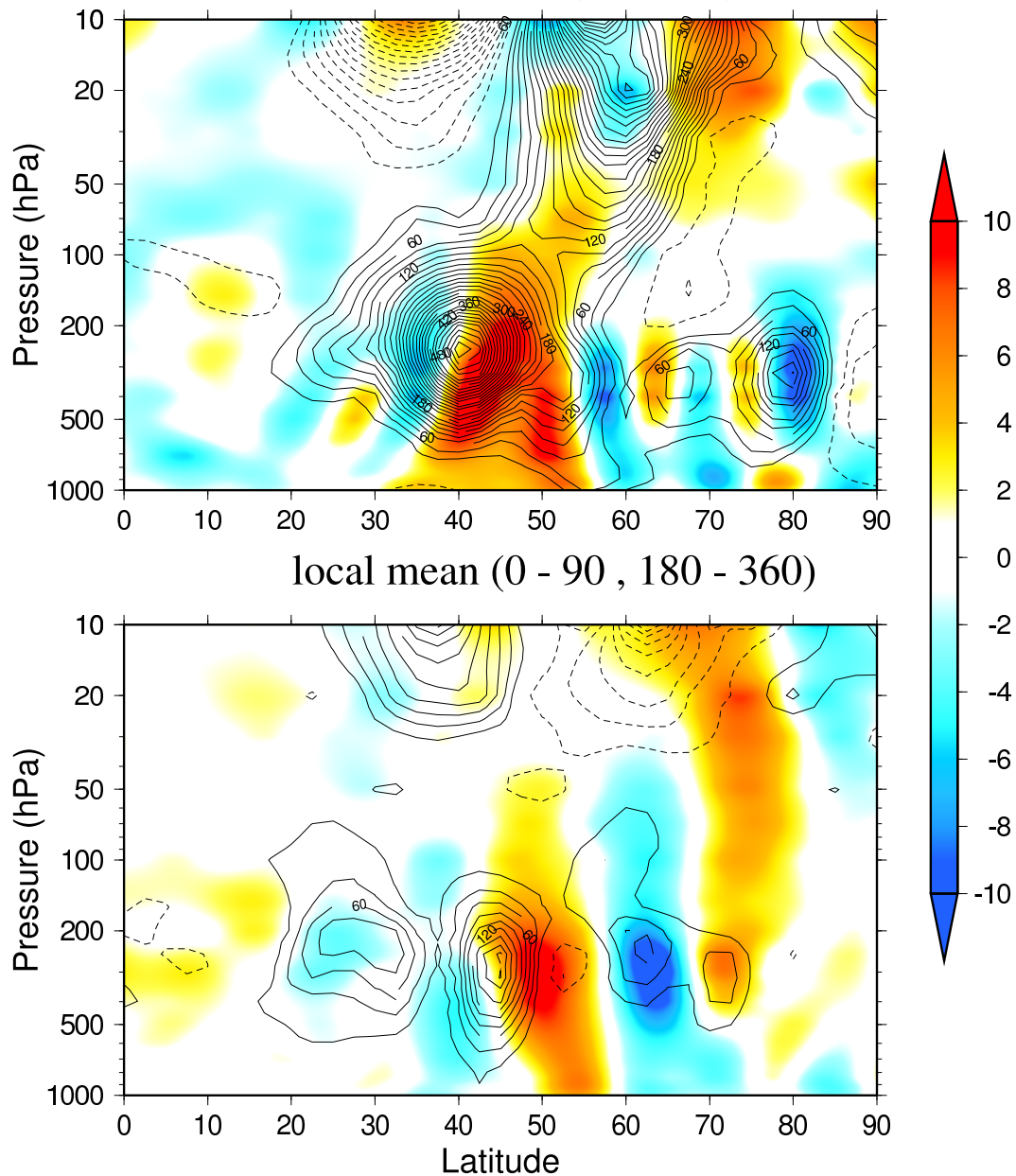


図 28: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1988 年 12 月 16 日) 図の見方は図 9 と同じ。

North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference [  $U(t+1\text{day}) - U(t)$  ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1988 351

local mean (180 - 270)

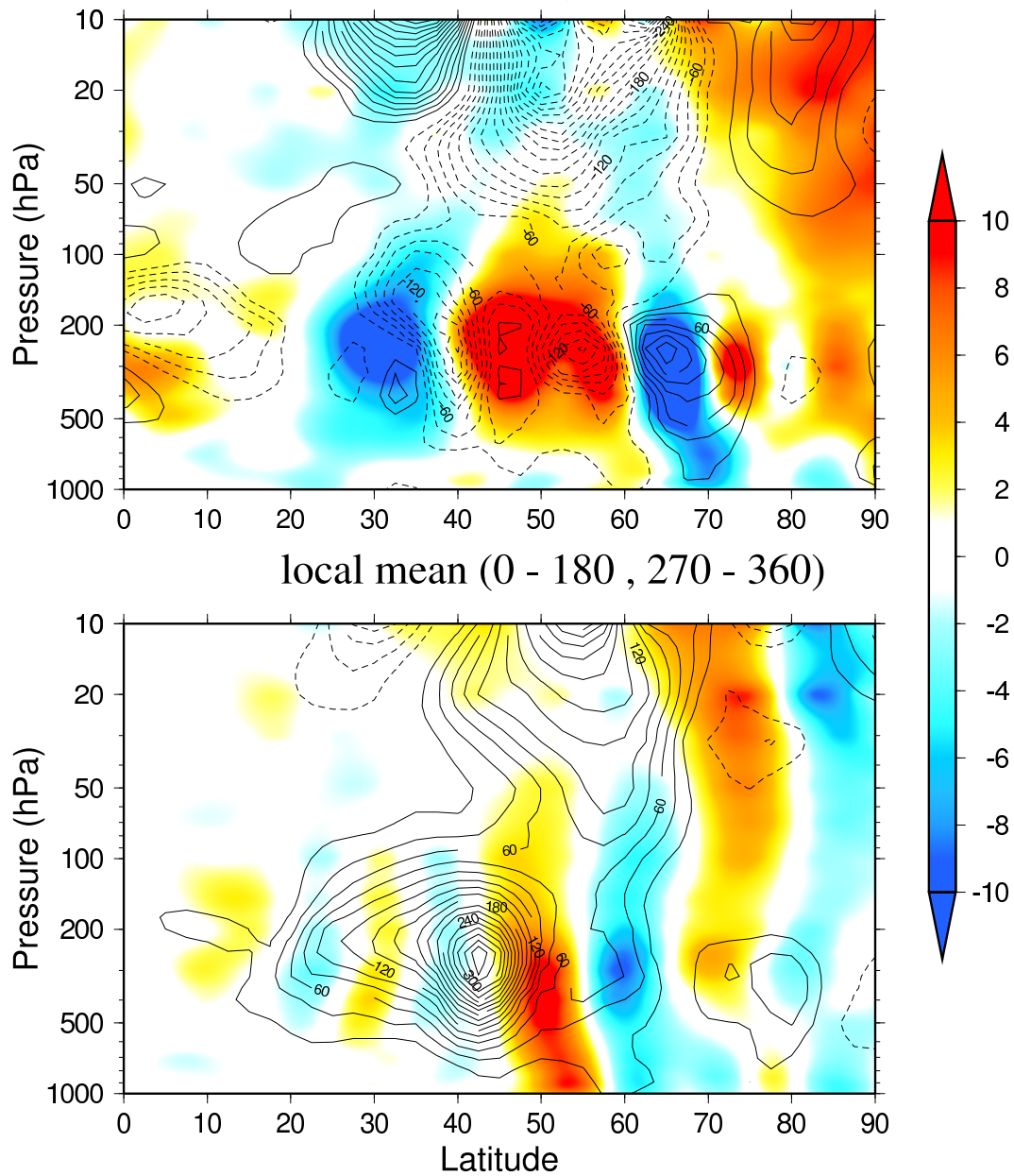


図 29: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1988 年 12 月 16 日) 図の見方は図 9 と同じ。

# Potential Vorticity ( $10^{-10} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ )

1988 348-353 00Z

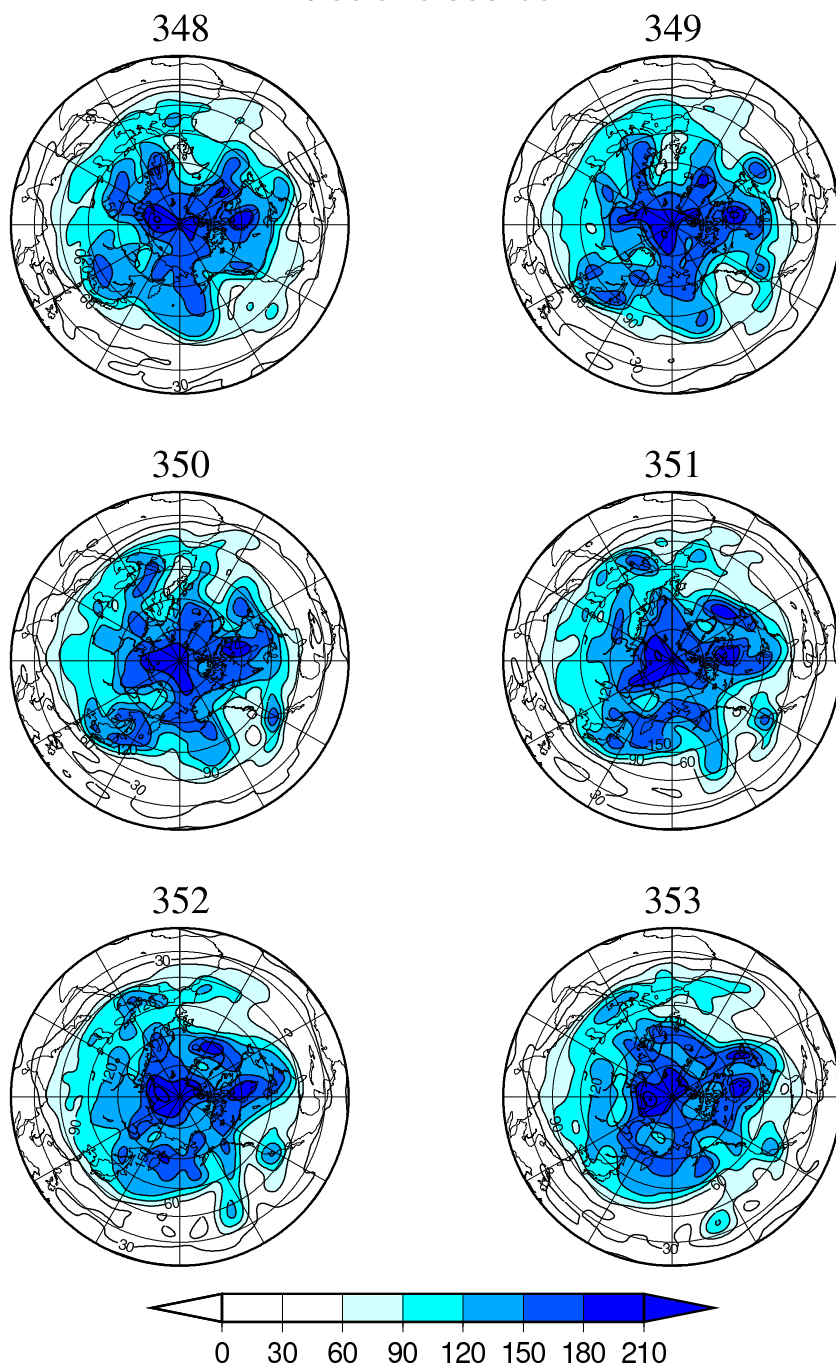
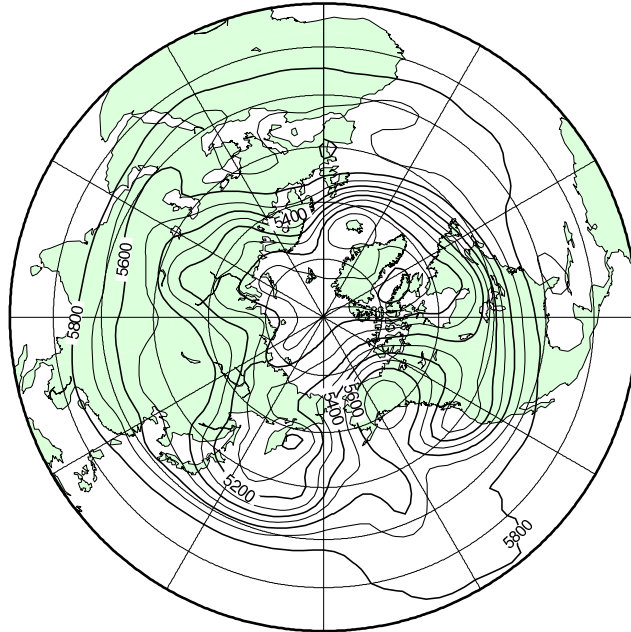


図 30: 1988 年 12 月 13 日から 12 月 18 日のポテンシャル渦度の分布図



500 hPa Geopotential height (m)  
00Z 1989 035  
Analysis



Anomaly

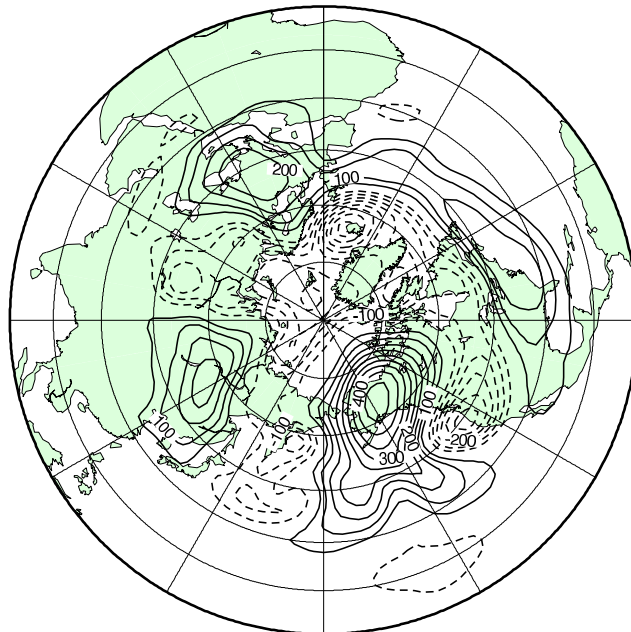


図 31: 500 hPa 高度場とアノマリ (1989 年 2 月 4 日) 図の見方は図 7 と同じ。

North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference [  $U(t+1\text{day}) - U(t)$  ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1989 035

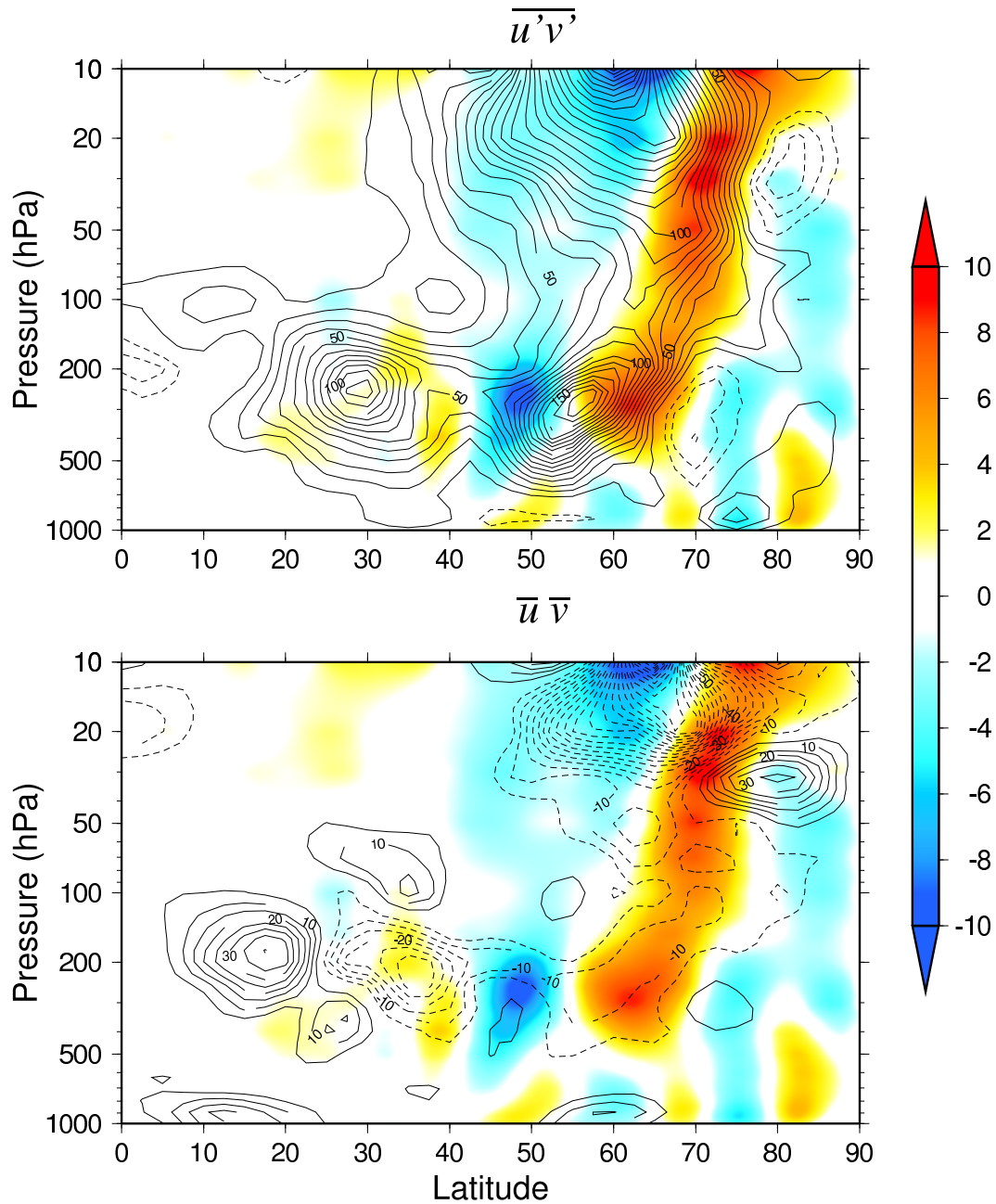


図 32: 西風運動量輸送と帯状風の変化 (1989 年 2 月 4 日) 図の見方は図 8 と同じ。

North-South Transport of  
Westerly Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ )  
and Difference [  $U(t+1\text{day}) - U(t)$  ] ( $\text{m/s}$ )

00Z 1989 035

local mean (180 - 270)

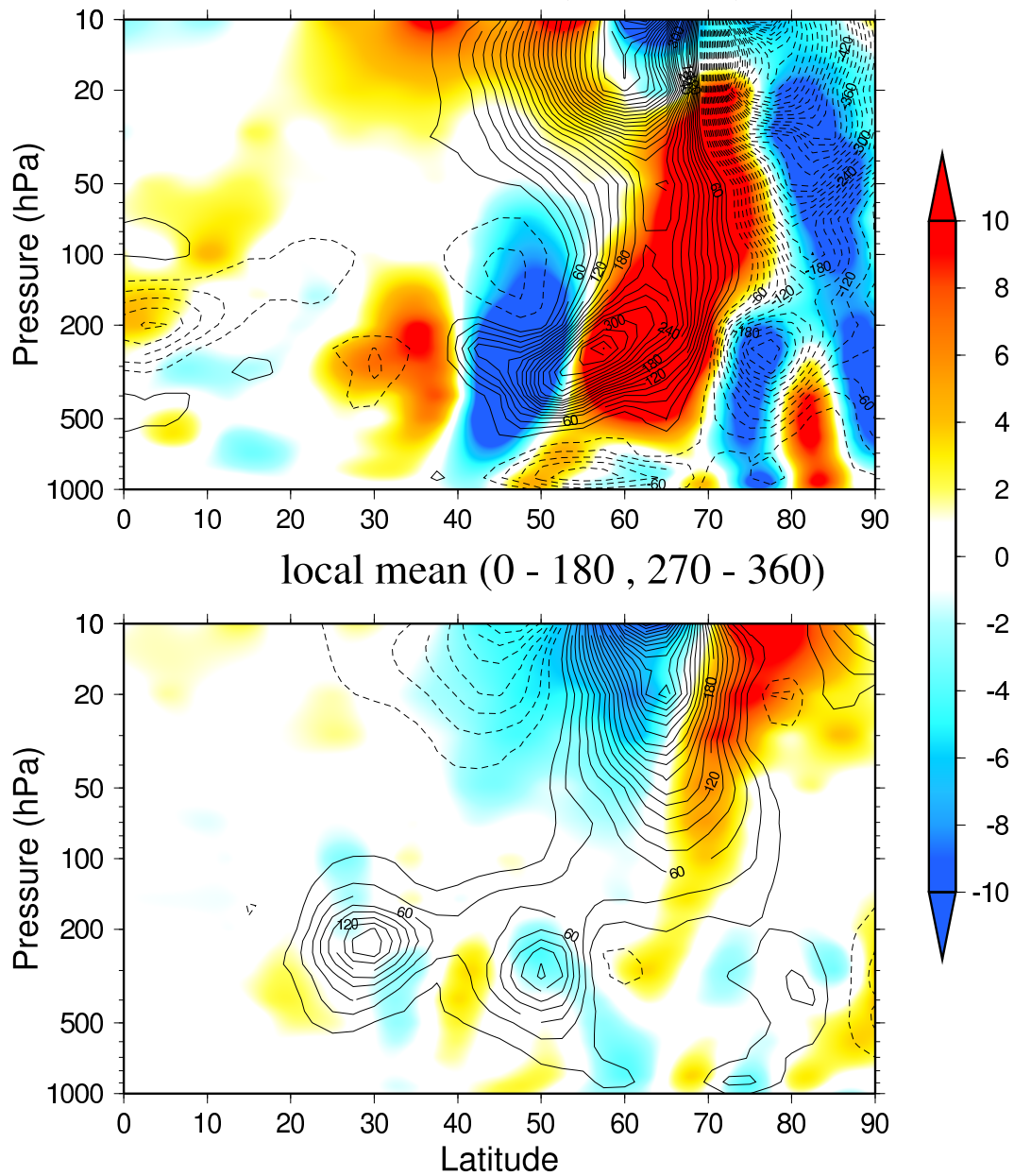


図 33: ブロッキング領域の渦動運動量輸送と帯状風の変化 (1989 年 2 月 4 日) 図の見方は図 9 と同じ。



# Potential Vorticity ( $10^{-10} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$ )

1989 032-037 00Z

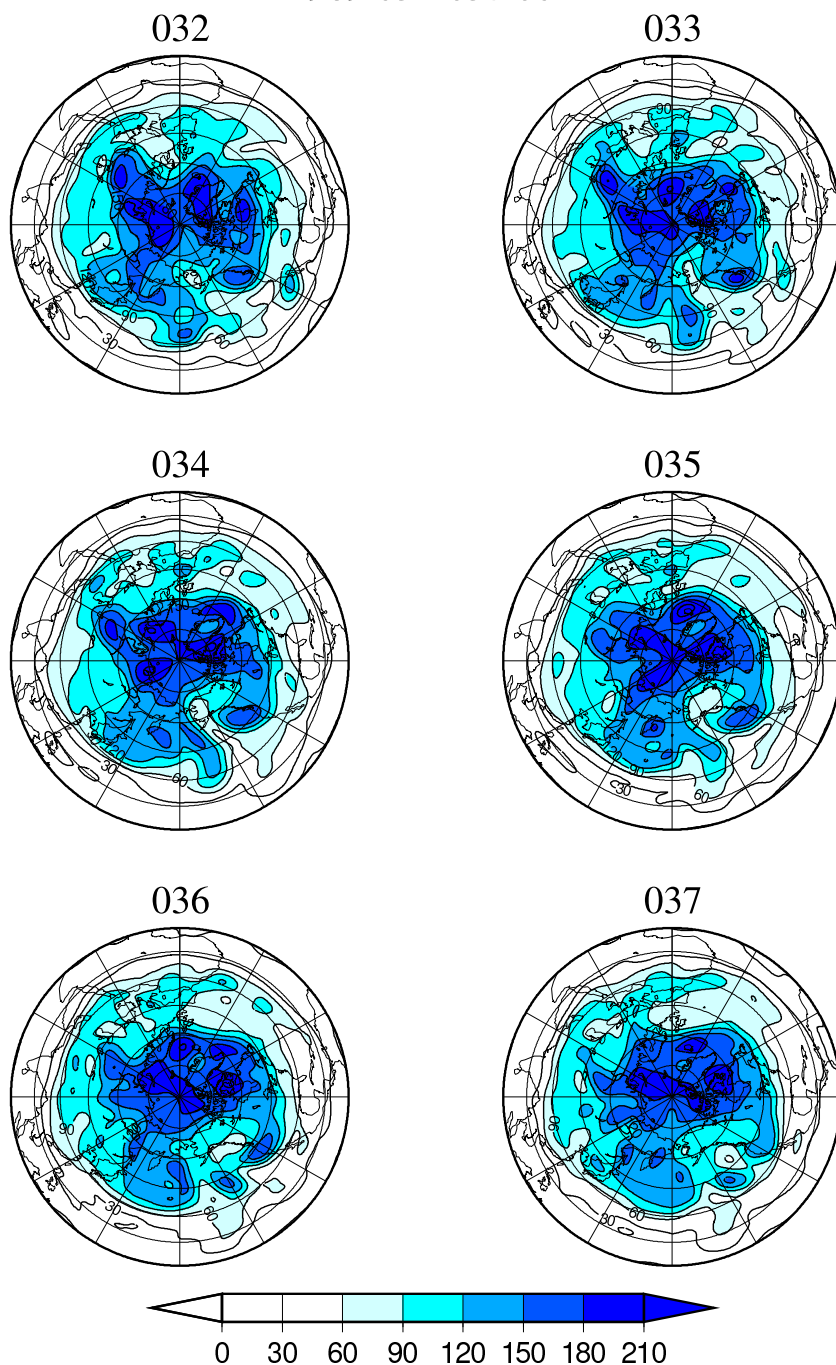


図 34: 1977 年 2 月 1 日から 2 月 6 日のポテンシャル渦度の分布図

# Distribution of Wave Breaking

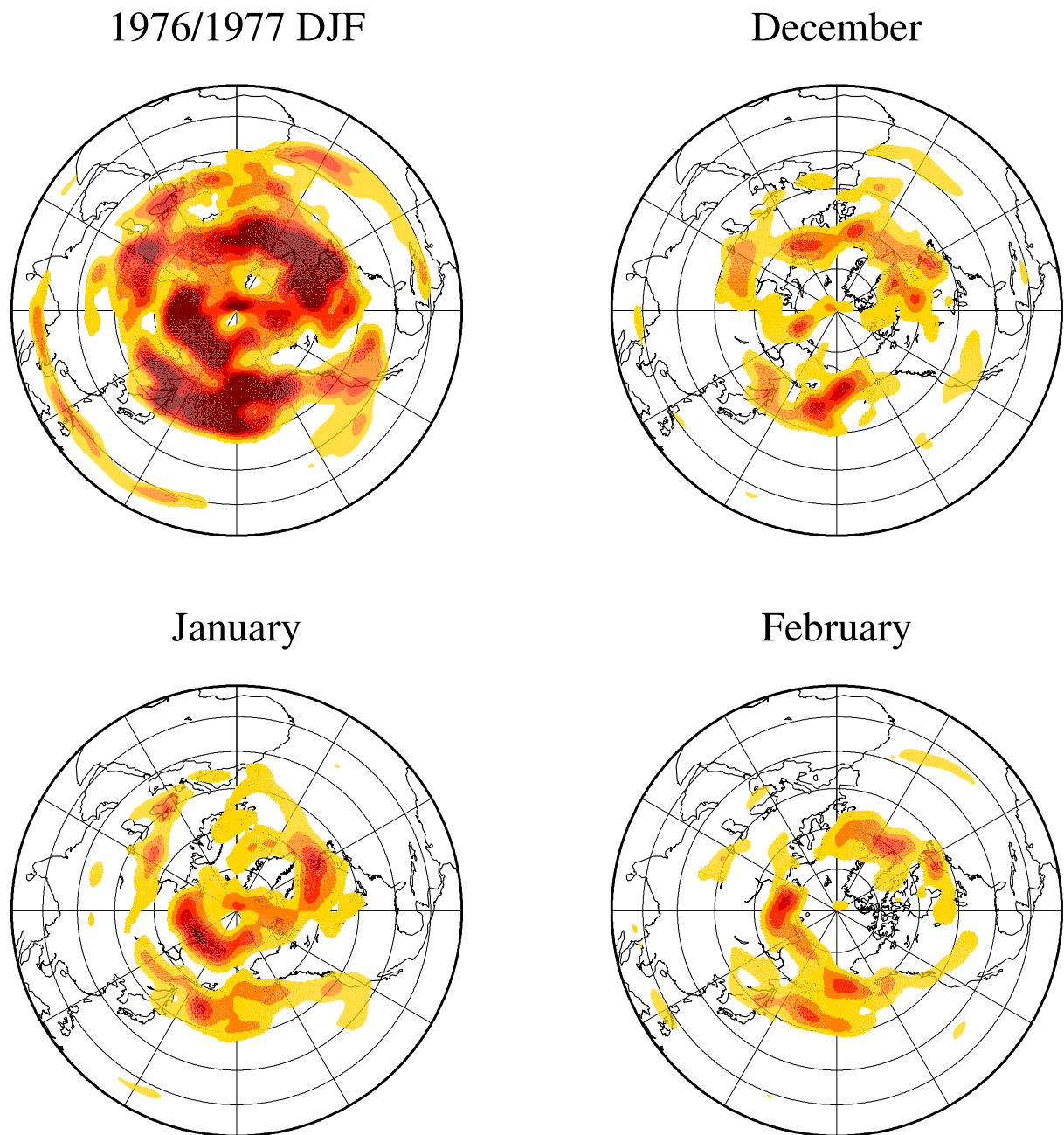
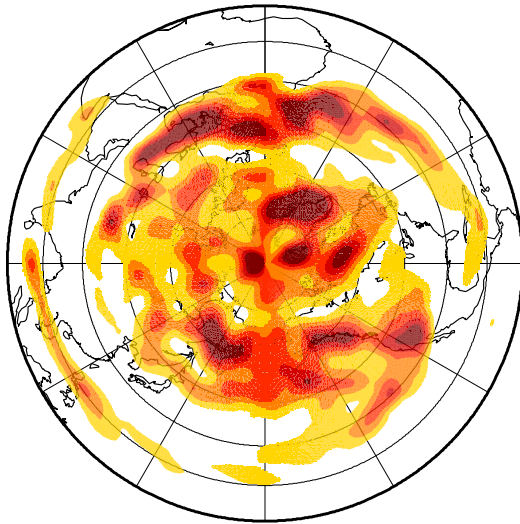


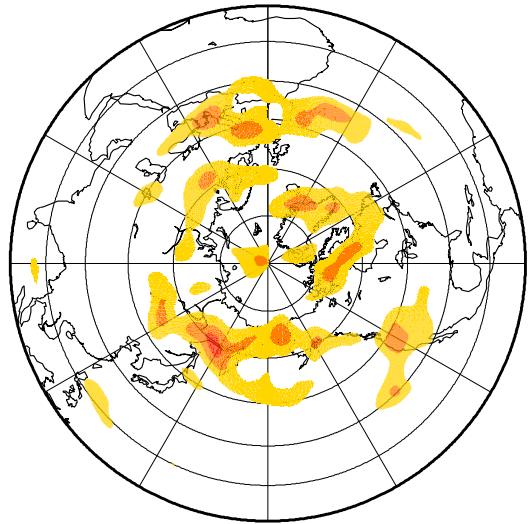
図 35: 砕波の分布 (1976/77 年冬季) (左上 : 1976/77 年 DJF、右上 : 1976 年 12 月、  
左下 : 1977 年 1 月、右下 : 1977 年 2 月)

# Distribution of Wave Breaking

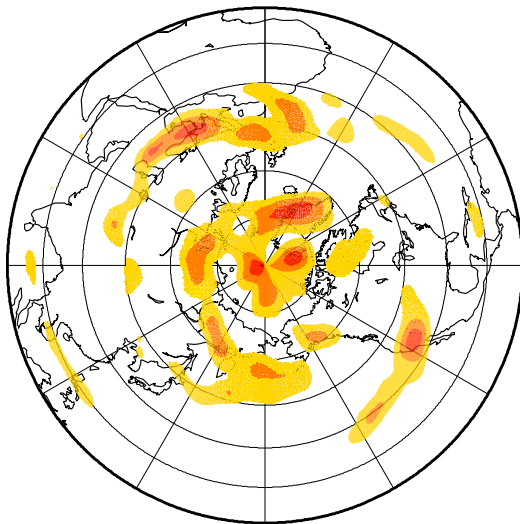
1988/1989 DJF



December



January



February

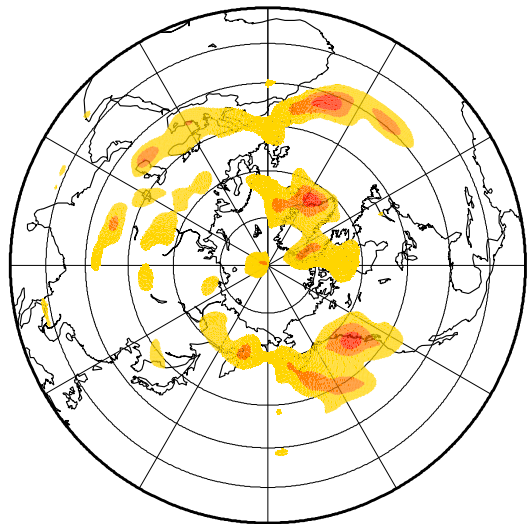


図 36: 砕波の分布 (1988/89 年冬季) (左上 : 1988/89 年 DJF、右上 : 1988 年 12 月、  
左下 : 1989 年 1 月、右下 : 1989 年 2 月)

## Zonal Mean Wave Breaking index (DJF)

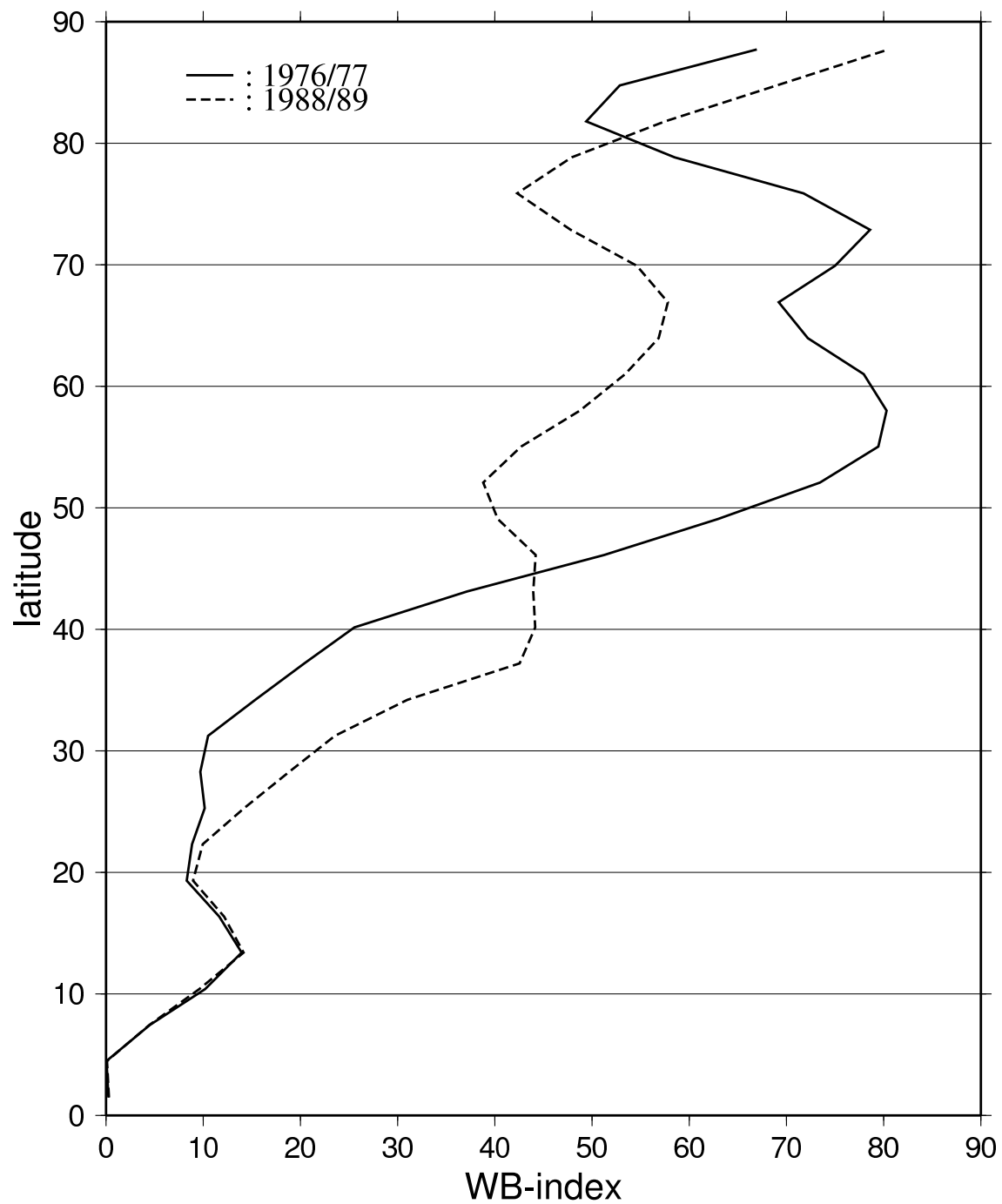


図 37: 砕波分布の帯状平均 (実線 : 1976/77 年 DJF、破線 : 1988/89DJF)

## Zonal Mean 250 hPa U (DJF)

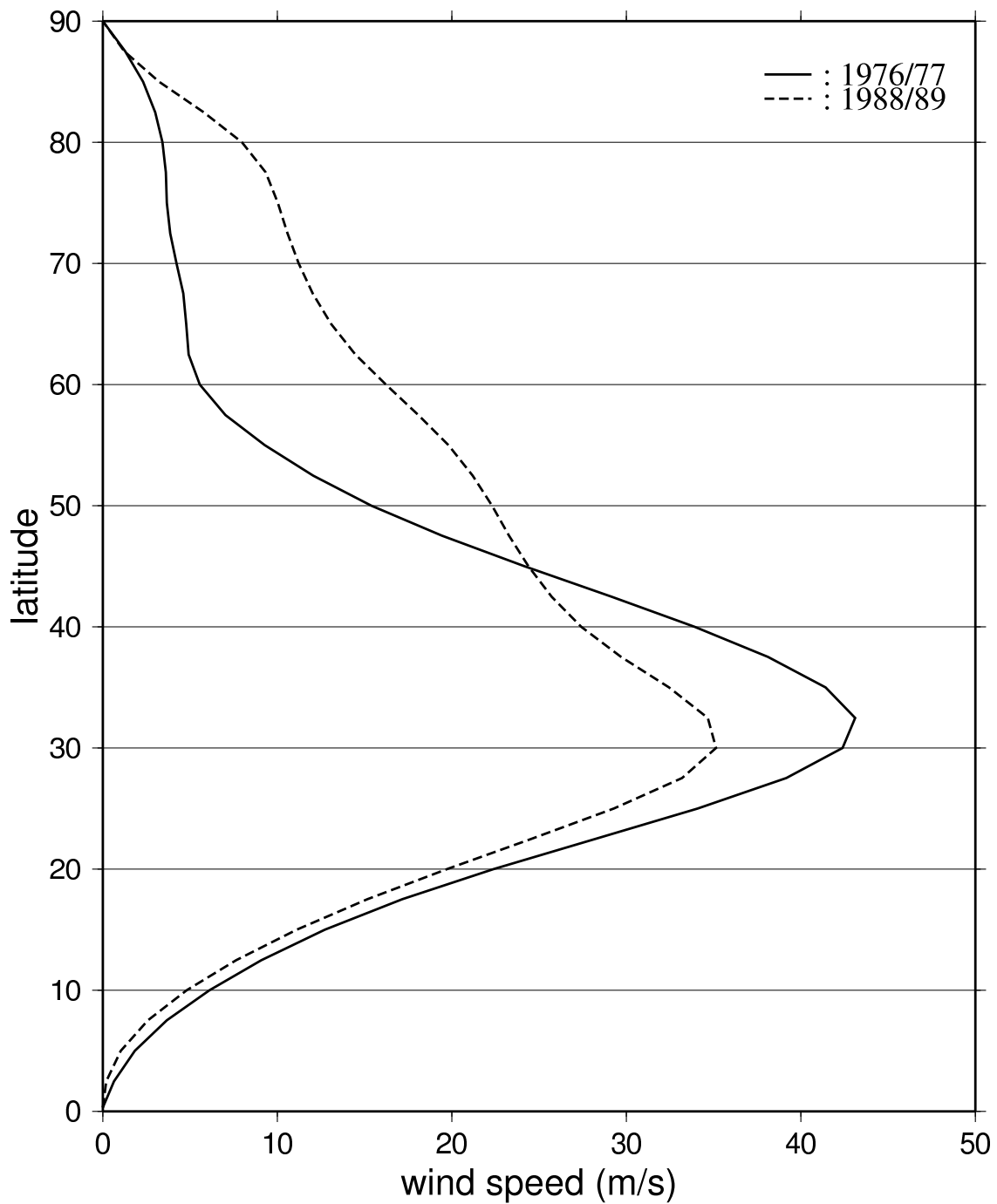
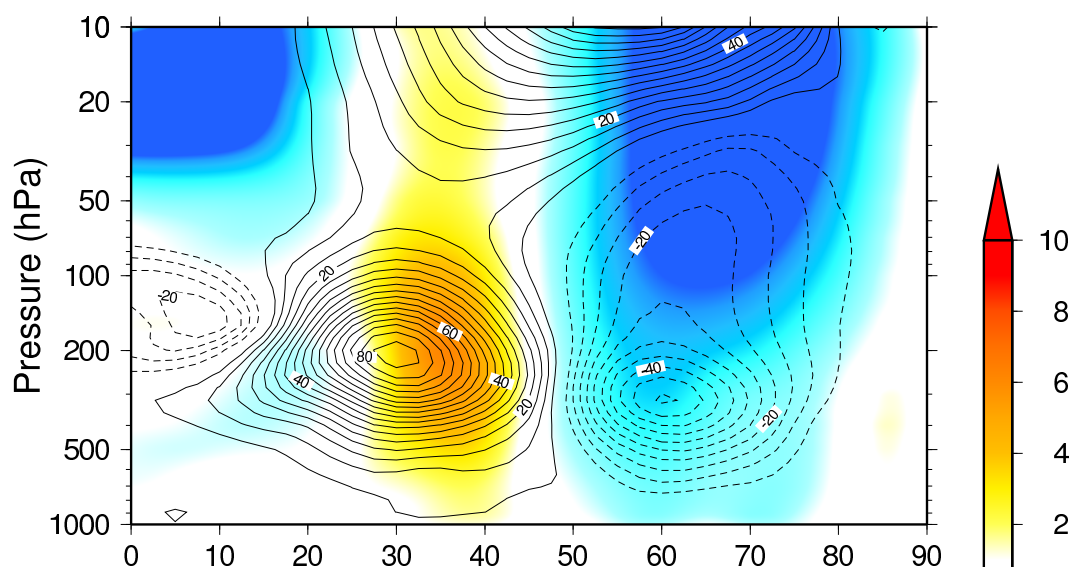


図 38: 250 hPa 面の東西流の帯状平均 (実線 : 1976/77 年 DJF、破線 : 1988/89DJF)

# North-South Transport of Eddy Momentum ( $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) and Anomaly of Zonal Mean U (m/s)

DJF

1976/77



1988/89

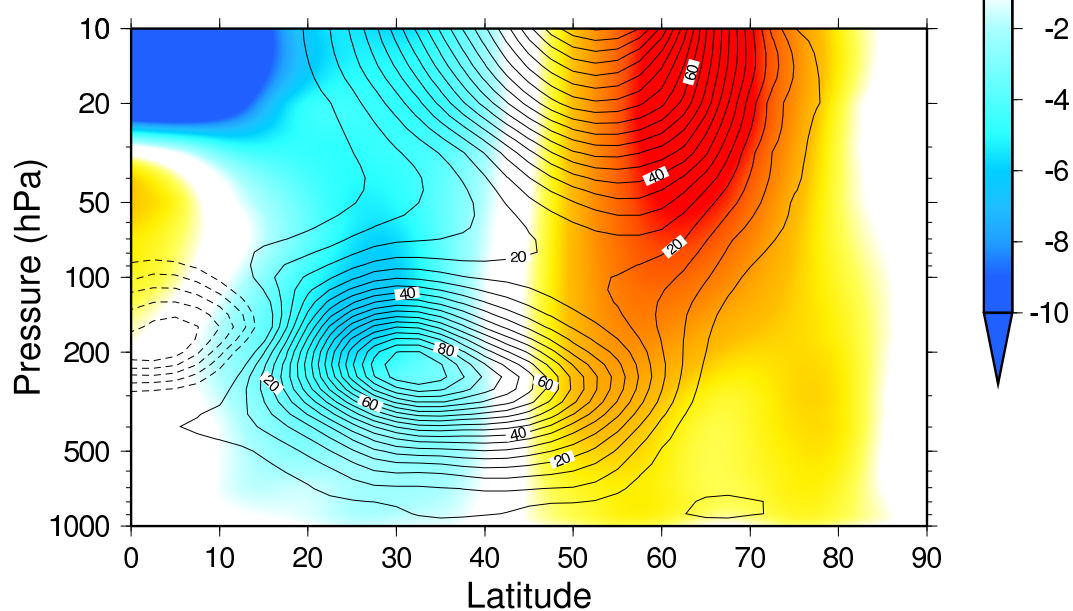


図 39: 渦動運動量輸送の3ヶ月平均と帯状流のアノマリ