

南半球 Zonal flow vacillation における極向き遷移過程

塩竈秀夫*・寺尾徹**・木田秀次*

* 京都大学大学院理学研究科

** 大阪学院大学情報学部

要 旨

冬季南半球対流圏での卓越した季節内変動である zonal flow vacillation の極向き遷移過程を調べた。極向きの遷移は、極ジェットの出口が極側へと曲がることで始まり、続いて極ジェット全体が高緯度に移ることによりおきる事がわかった。

擾乱による強制力を調べると、長周期擾乱と短周期擾乱が異なる役割を果たすことが示された。長周期擾乱は、遷移の初期に太平洋で極ジェットの出口を極向きに曲げる。その後、短周期擾乱は、東半球で極ジェット全体を高緯度に移動させ、さらに極ジェットの変動を維持する。

キーワード：帯状平均流の *vacillation*, 環状モード, 遷移過程, 南半球

1. はじめに

冬季南半球対流圏において、帯状平均東西風が季節内変動時間スケールで、不規則に南北変動をすることが知られている。帯状平均東西風の変動のうちもっとも卓越したモードの特徴は、 40°S と 60°S に逆符号の偏差の極を持ち、さらに対流圏全層から成層圏下部まで等価順圧な構造を示すことである。この変動に伴い、気候値で 50°S にある中高緯度の偏西風ジェットは南北へと移動する (e.g., Yoden et al., 1987; Kidson, 1988; Karoly, 1990; Hartmann and Lo, 1998)。

Rogers and van Loon (1982) は、海面気圧と 500 hPa 面高度場を主成分分析し、その卓越した第1モードが、高緯度と低緯度で逆符号を持つ東西一様性の強いものであることを示した。これは帯状平均東西風の変動と同じものである。

この変動は、季節内から年々変動スケールまで、さまざまな時間スケールではっきりと現れ、特定の周期を持たない (Yoden et al., 1987; Hartmann and Lo, 1998)。

Thompson and Wallace (1998, 2000a, 2000b) は

年々変動から 10 年スケールでのトレンドまで、南北両半球でこのような "annular mode" が卓越することを示した。

南半球において、帯状平均した偏西風ジェットが極端に高緯度または低緯度にあるとき、その変動は総観規模擾乱との相互作用で維持され、持続しやすいことが示されている (Karoly, 1990; Shiotani, 1990; Kidson and Sinclair, 1995; Hartmann and Lo, 1998)。Hartmann (1995) は、ECMWF 全球客観解析データを用いた事例解析で、偏西風ジェットが極端な位置にあるとき、総観規模擾乱はその碎波形態を変えることで南北運動量輸送量を変え、偏西風ジェットの変動を維持していると示唆した。同様の結果は general circulation model においても得られている (Yu and Hartmann, 1993; Akahori and Yoden, 1997)。

一方、その不規則な変動の遷移過程の理解は、Shiotani, (1990), Feldstein and Lee, (1998) などが総観規模擾乱や総観規模以上の長周期擾乱による強制力が重要であることを示すにとどまっている。

本研究では、この変動の極向き遷移過程における

物理量の時間発展を記述すると同時に、それを駆動する要因を考察するために、擾乱による強制力を調べる。

2. データ

解析に用いたデータは、NCEP/NCAR再解析日平均値データで、使用した期間は1979年から1999年の21年間、南半球冬季6月から8月である。

解析をはじめの前に、データから気候値季節進行を取り除く。ここで気候値季節進行とは、それぞれのカレンダー日について物理量の21年間平均値を作り、それを31日移動平均したものである。移動平均を取る際には5月、9月のデータも使用している。

5節で、E-P flux (Edmon et al., 1980), Local E-P flux (Hoskins et al., 1983; Trenberth, 1986) および高度場強制を計算する際に、気候値季節進行からのずれ成分を3種類の周期成分に分ける。まず、気候値季節進行からのずれを周期10日を境に長周期成分と短周期成分に分ける。周期10日以上の長周期成分を、各解析ごとにサンプリングする期間で平均したものを定常成分とする。また、周期10日以上の長周期成分から定常成分を除いたものを長周期擾乱であるとする。周期10日以下の短周期擾乱を移動性総観規模擾乱を表すものとして用いる。

3. 極向き遷移過程の定義

帯状平均東西風の南北変動のインデックスをつくるために、Yoden et al. (1987), Hartmann and Lo (1998)などに従い、次の操作を行う。1000hPaから100hPaまで、20°Sから90°Sまでの10日 low-pass をかけた帯状平均東西流に関して、その気候値季節進行からのずれを主成分分析する。その際、緯度ごとに経度方向の円周が異なることと、データの各気圧レベルごとに密度と代表する鉛直区間の距離が異なることを考慮して、偏差には前もって重みをかけている。Fig. 1が主成分分析第1モードで、寄与率42.4%と卓越した変動である。North et al. (1982)にしたがって寄与率の誤差を計算すると、第1モードの寄与率はその他のモードの寄与率とはっきりと離れていることがわかる。

第1モードの主成分(以下PC1)が正(負)の値を持つとき、帯状平均偏西風ジェットは極側(赤道側)にずれる。それぞれの極端な場合に平均した300hPa面での風速分布と高度場の気候値季節進行からの偏差をFig. 2に示す。Fig. 2(a)の陰影はPC1が標準偏差より正に大きいときの平均水平風速が30m/sを超えている場所を表し、偏西風ジェット気流を示す。同じくFig. 2(b)の陰影はPC1が標準偏差より負に大きいときの平均したジェット気流の

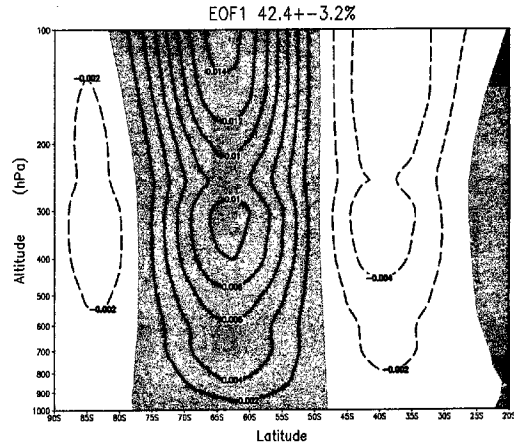


Fig. 1 The principal mode of the empirical orthogonal function analysis by the covariance matrix which is made for the variation of the zonal mean zonal wind in height-latitude section. The zonal mean zonal flow has been 10 days low-pass filtered and from which the mean seasonal cycle has been removed. The mean seasonal cycle is defined as the 31 days moving averaged 21 year (1979-1999) daily climatology. The variation is properly weighted for the zonal length of the area and the uneven spacing of each pressure level. The percent variance explained and the sampling error according to the North et al. (1982) test are given at top. Solid contours indicate positive values, and dashed contours negative one. The contour interval is 0.002. The zero contour is omitted. The areas with positive values are shaded.

描像である。PC1が標準偏差より正に大きいときは304日(自由度56)あり、負に大きいときは339日(自由度58)ある。

PC1が標準偏差より正に大きいときの風速分布を見ると、低緯度の亜熱帯ジェットと、中高緯度の極ジェットの2つの偏西風ジェット気流ははっきりと分離して見られる。低緯度の亜熱帯ジェットは対流圏上層にのみ風速の速い領域を持ち、中高緯度の極ジェットは、総観規模擾乱との相互作用により、対流圏全層に高風速域を持つ。Lorenz and Hartmann (2001)が指摘するように、PC1の変動に伴って移動するのは極ジェットである。PC1が標準偏差より正に大きいとき、極ジェットは極端に高緯度であり、アフリカ付近の入り口部で50°Sに位置し、出口部は極側に曲がって西太平洋の60°Sにある。

PC1が標準偏差より負に大きいとき、この極ジェッ

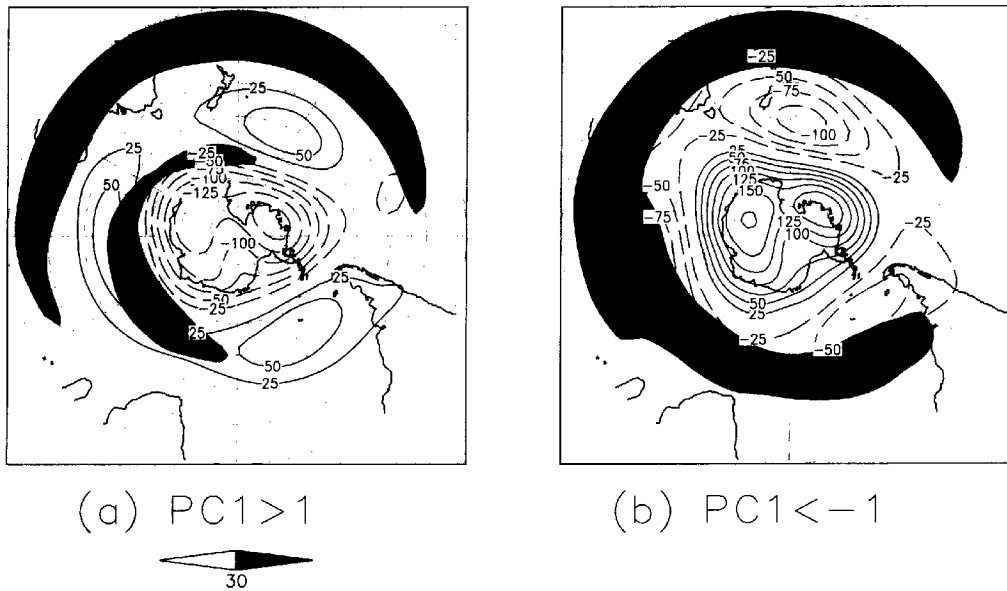


Fig. 2 Composited maps of horizontal wind velocity and geopotential height anomalies at 300 hPa surface averaged for the cases when the normalized PC1 is (a) greater than 1, and (b) less than -1 , respectively. We shade where the wind velocity is greater than 30 m/s. Solid contours show positive height anomaly, and dashed contours indicate negative values. The contour interval is 25 m, and the zero contour is omitted.

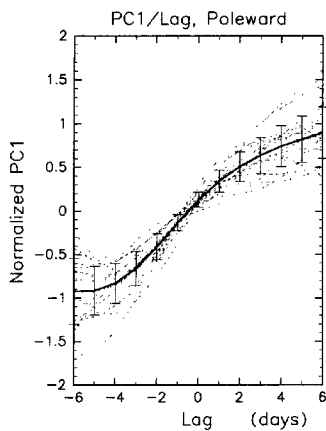


Fig. 3 The averaged time evolution of the PC1 for 18 cases when the poleward transitions are evident (solid line). Standard deviations are plotted as error bars. Dashed lines show the time evolutions of individual 18 cases.

トは極端に低緯度に移動し、入り口部の大西洋では 40°S にあり、オーストラリア付近で 30°S の亜熱帯ジェットとつながっている。亜熱帯ジェットはほとんど変化しない。

Fig. 2 のコンターは、極ジェットが極端な位置にあるときに平均した 300 hPa 面高度場の気候値からの偏差である。極ジェットが高緯度にあるとき、南極上は低気圧偏差に覆われ、その周りを高気圧偏差が囲んでいる。高気圧偏差には 3 つの極大域があり、それぞれ 50°S の 30°W 、 90°E 、 150°W にある。極ジェットが低緯度にあるときは、符号を逆にした高度場偏差が見られる。

本研究では、極ジェットが極端に低緯度にある場合から極端に高緯度にある場合へと、季節内で極向きに遷移する時の物理量の時間発展とその駆動力を調べる。そのために極向きに遷移を次のように定義する。10 日 low-pass フィルターをかけた PC1 が標準偏差の -0.5 倍から 0.5 倍まで増加したとき極側方向への遷移がおこったと考える。その際に PC1 が初めて 0 を横切った日を基準日とする。ただし、そのうち基準日の前後 3 日間、あわせて 7 日の間連続的に単調増加した場合のみサンプリングすることで、スムーズに極向きに遷移する場合を解析する。この基準をみたく極向き遷移は 21 年間で 18 例ある。以下に示す結果は、この基準を多少変化させても、本質的には変わらない。

全 18 例の極向き遷移時における平均的な PC1 の時間変化を、基準日の前後数日間のずらし平均で示す (Fig. 3)。平均して PC1 は標準偏差の -0.9 倍から 0.9 倍まで連続的に変化しており、スムーズに極

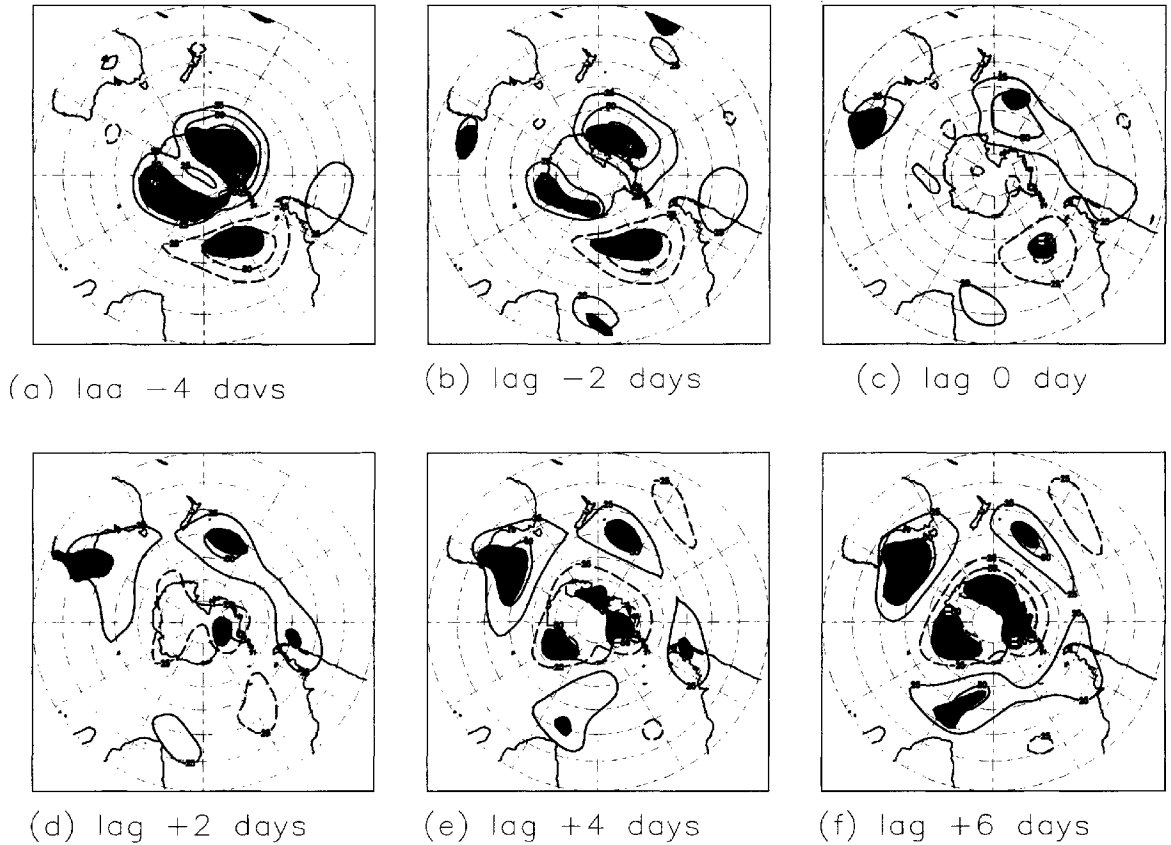


Fig. 4 The averaged time evolution of the 300 hPa geopotential height anomalies during the poleward transitions. The geopotential height field is averaged over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -4 days to (f) lag +6 days. Solid contours indicate positive anomaly, and dashed contours represent negative one. The contour interval is 25 m, and the zero contour is omitted. Areas of shading indicate significant with the 90% confidence level based upon the t -statistic test with 18 degrees of freedom.

向きに遷移する場合を解析するという目的にあって
いる。この時、極向きの遷移は2週間ほどおきて
いる。

次小節以降は、基準日の lag -4 日から lag +6 日
まで2日おきに、物理量の平均的時間発展を、時間
ずらし平均図を作成することで調べる。ただし、スム
ーズな時間発展を見るために、平均を取る際はそれぞ
れのサンプルの前後2日間を含めて平均する。した
がって、それぞれの平均するサンプルは90日間で、
自由度は18である。

4. 高度場と水平風の時間変化

まず、300 hPa 面の高度場、および高度場に付随
する水平風速の平均的時間発展を見ることにより、極
向き遷移の緯度経度依存性を調べる。

Fig. 4 のコンターは、300 hPa 面高度場偏差のず
らし平均を示す。ここで偏差と呼んでいるのは、10
日 low-pass した高度場の気候値季節進行からのず

れである。また、陰影で有意水準90%を越えている
偏差を示す。

lag -4 日では南極は高気圧偏差に覆われている。
これは、Fig. 2 (b) の極ジェットが気候値よりも極
端に低緯度に位置している時と同じである。南極を
覆う高気圧偏差を詳しく見ると、70°S の緯度線上
の 60°E と 150°W を中心に偏差が特に大きい部分
がある。

lag -2 日になると南極を覆う高気圧偏差の2つ
の極大域は分裂する。lag 0 日には、60°E にあった
高気圧偏差は減衰してしまい、150°W にある偏差
だけが持続している。この高気圧偏差は60°S にあ
り、lag -4 日の70°S より、4日間で10°ほど、1
日に2.5°ずつ低緯度に移動している。極から分か
れた150°W の高気圧偏差は、さらに赤道向きに移
動し続け、lag +4 日までにニュージーランド東岸の
50°S、150°W に移っている。その後は、高気圧偏
差は移動しなくなり、この位置でとどまる。

lag +2 日以降、南極上空に低気圧偏差が形成さ

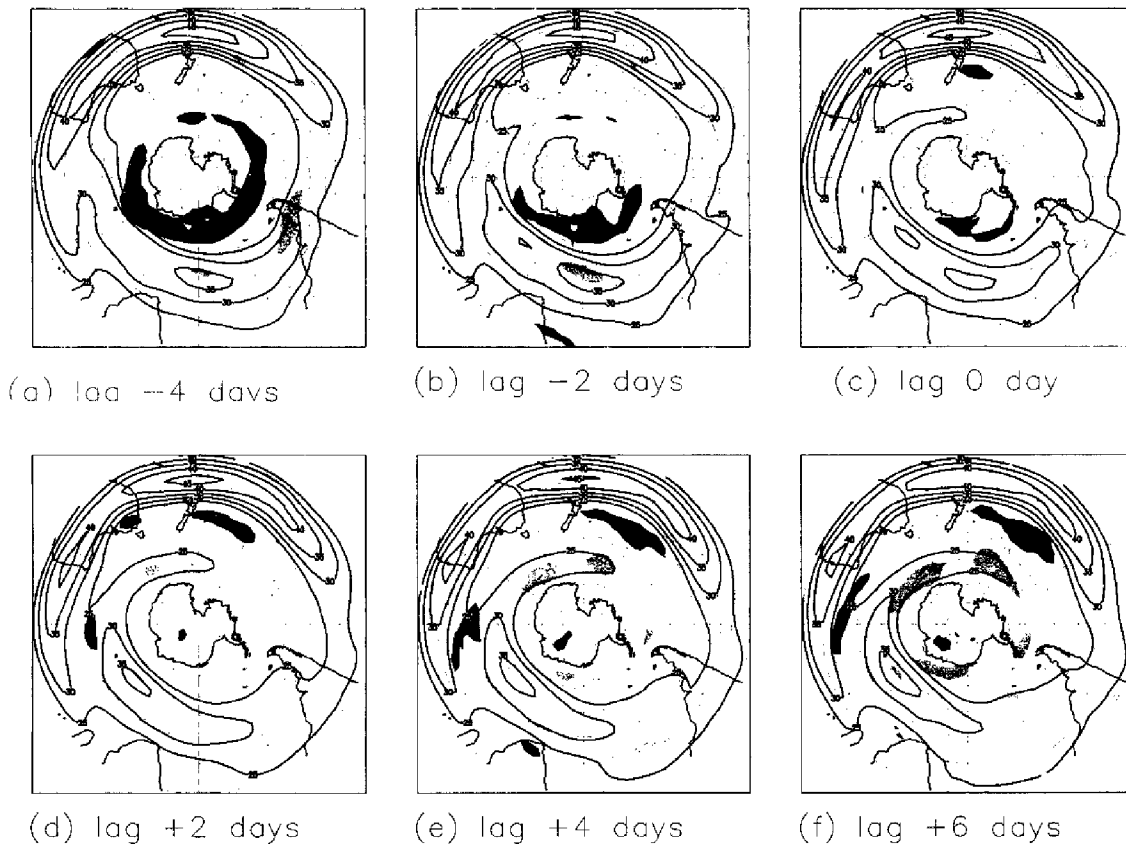


Fig. 5 Contours indicate the averaged time evolution of the 300 hPa horizontal wind velocity during the poleward transitions. The wind velocity field is averaged over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -4 days to (f) lag +6 days. The contour interval is 5 m/s, and the contours less than 25 m/s are omitted. Areas shaded lightly (heavily) indicate where the differences from climatology exceed positive (negative) significant level with the 90% confidence based upon the *t*-statistic test with 18 degrees of freedom.

れていき、lag +4日には統計的にもはっきりした形で南極全体を覆っている。これは、極端に極ジェットが高緯度にある時 (Fig. 2a) と同じであり、300 hPaの水平面でも極向きの遷移が捉えられていることを示す。

また、lag +2日以降、45°S、120°Eを中心に高気圧偏差が目立ちはじめ、lag +6日になっても持続している。

次に、高度場で示された変動の物理的な意味を理解しやすくするために、同じ極向き遷移過程を、高度場変動に付随する300 hPa面水平風速の平均時間発展から見る。Fig. 5のコンターは、平均した300 hPa面上の水平風速であり、その値の大きい場所は偏西風ジェットのコアを示す。平均の際には、総観規模擾乱の影響を除くために、東西風および南北風に10日 low-pass フィルターをかけておく。季節進行の影響を除くために、気候値季節進行に伴う変動成分もひいておく。陰影は平均水平風速の偏差が

90%有意水準を越えている場所を示す。明陰影は風速偏差が正に大きい場所を示し、暗陰影は負に大きい場所を示す。

lag -4日を見ると、南極を負の偏差が囲んでおり、極ジェットが極端に低緯度に偏っている。この時、中緯度の東大西洋から西太平洋にかけての極ジェットは、オーストラリアから中部太平洋にかけての亜熱帯に存在する亜熱帯ジェットとオーストラリア付近でつながっている。

lag -2日からlag 0日にかけては、統計的にははっきりしないが、南極を囲む負の偏差が西部太平洋から順に消え、極ジェットが50°S、120°Eから60°S、180°Eへと伸びていく様子が見てとれる。lag +4日には、60°Sの120°Eから150°Wにかけては正の偏差が、40°Sのニュージーランド東岸には負の偏差がひろがり、極ジェットが出口付近で極端に高緯度に偏っていること示す。また、40°S、90°Eには負の偏差がみられ、極ジェットが亜熱帯ジェットと分

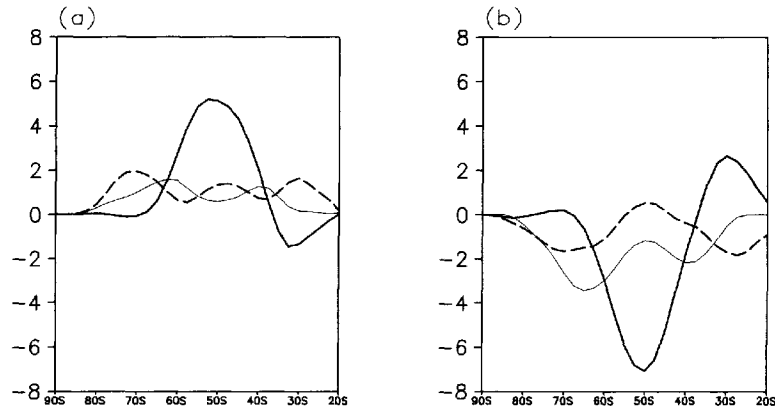


Fig. 6 The meridional components of the E-P flux anomalies at 300 hPa surface (m^2/s^2) averaged for the cases when the normalized PC1 is (a) greater than 1, and (b) less than -1 , respectively. The flux anomaly evaluated from stationary eddies is represented by thin line. Dashed line and solid line are flux anomalies contributed from low frequency and high frequency transients, respectively.

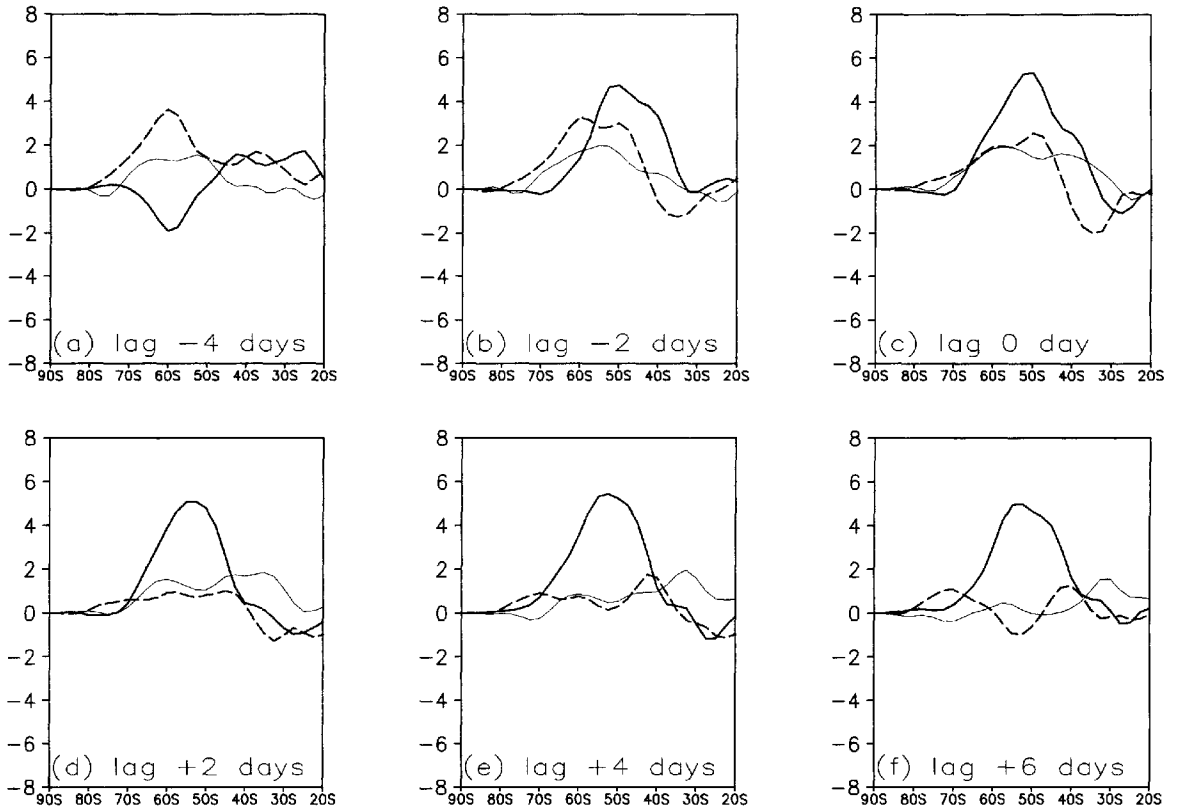


Fig. 7 Same as Fig. 6, but for during the poleward transitions. The flux anomalies are averaged over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -4 days to (f) lag $+6$ days.

離している様子を示す。lag $+6$ 日には、南極を囲む正の偏差が見られ、Fig. 2 (a) のように極ジェットが極端に高緯度に位置していることを示している。

高度場で見えた 150°W の高気圧偏差は、極ジェットの出口部が極向きに曲がりながら、東へと伸びて

いくことを示している。その後から現れる 45°S , 120°E の高気圧偏差は、極ジェットがオーストラリア付近で亜熱帯ジェットと分離する様子を表す。南極上の低気圧偏差は、極ジェットのコアが高緯度に移動し、そこで持続することを意味する。

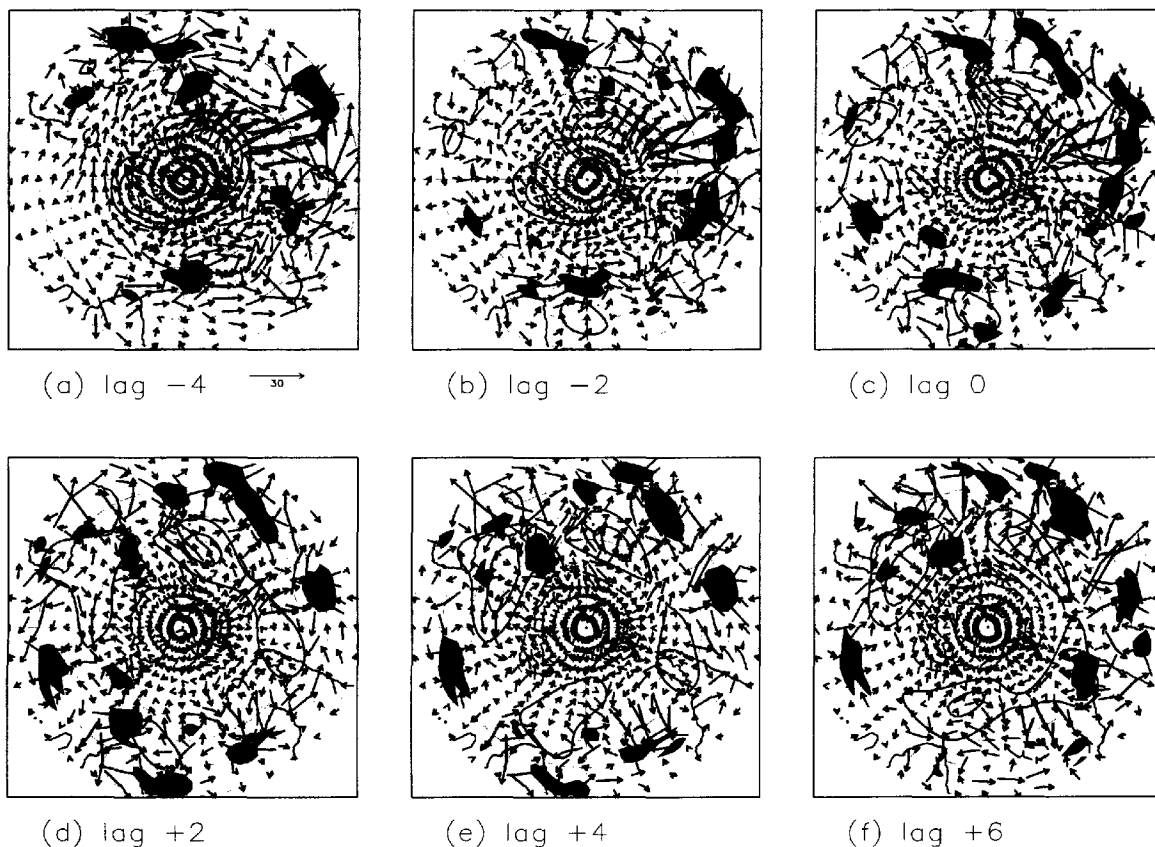


Fig. 8 Vectors indicate horizontal components of local E-P flux anomalies (m^2/s^2 ; scaled as at the bottom of the first figure) contributed from low frequency transients. The flux is evaluated over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -4 days to (f) lag +6 days during the poleward transition. The areas where the meridional components of the flux anomalies are greater than $10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (equatorward propagating) and less than $-10 \text{ m}^2/\text{s}^2$ (poleward propagating) are shaded lightly and heavily, respectively. The contours of geopotential height anomalies (same as Fig. 4) are superimposed as reference. Please see text for more details.

5. 遷移を駆動する力

ここまでは、平均した高度場偏差と、それに付随する水平風速の時間変動を調べてきた。次に、上述した時間変動を引き起こす要因を考えるために、擾乱による強制力を調べる。

過去の研究では、東西平均した場での角運動量収支を調べることで、極向きの遷移の際に、擾乱による極向きの運動量フラックスが重要であると示唆されてきた。

本研究でも、まず東西平均した場での擾乱の運動量フラックスを調べ、そののちに運動量フラックスの経度ごとの寄与を明らかにする。また、擾乱の渦度フラックスの収束発散による高度場強制を計算することにより、擾乱がどのような変動を導くかを求める。

東西平均した運動量フラックスを調べるために、E-

P flux の南北成分を計算する (Edmon et al. 1980)。準地衡風系での E-P flux は次の式で求められる。

$$\mathbf{F} \equiv \begin{pmatrix} 0 \\ -\bar{u}'v' \\ \frac{f}{\Theta_{0p}} \bar{v}'\theta' \end{pmatrix}.$$

ここで、 u 、 v は東西風と南北風を、 θ は温位を表す。 Θ_0 は各気圧面での平均温位であり、 f はコリオリパラメーターである。Bar は東西平均を表し、prime はそこからのずれを表す。E-P flux は、理想的には東西平均した子午面における擾乱の群速度の方向を向き、エネルギーの伝搬方向と強さを表す。また、E-P flux の南北成分は、擾乱の西風運動量フラックスの南北成分 ($\bar{u}'v'$) と符号が異なるだけである。

最初に、参考のため、極ジェットが極端に高緯度または低緯度に位置する場合に平均した E-P flux の気候値からの偏差をそれぞれ調べる。Fig. 6 (a) は極ジェットが極端に高緯度にあるときの E-P flux

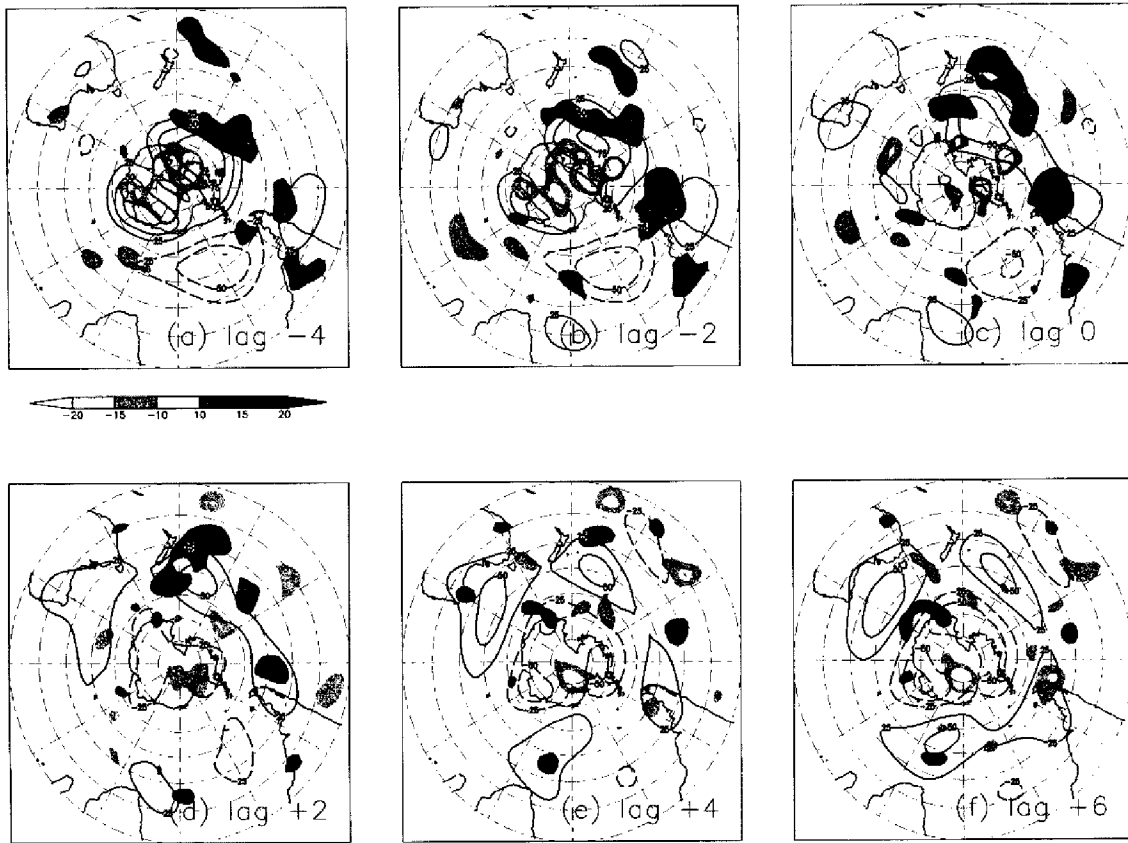


Fig. 9 The time evolution of 300 hPa geopotential height tendency anomalies (m/day) induced by low frequency transients during the poleward transition. The tendencies are evaluated over each 5 days that are staggered equally by 2 days from (a) lag -4 days to (f) lag +6 days during the poleward transition. Light (heavy) shading represents cyclonic (anticyclonic) tendency anomalies. The contours of geopotential height anomalies (same as Fig. 4) are superimposed as reference. Please see text for more details.

偏差で、Fig. 6 (b) は極端に低緯度にあるときの偏差である。E-P flux を計算するときは、擾乱を定常成分、長周期成分、短周期成分に分けてそれぞれの寄与によるものを求める。

極ジェットが極端に高緯度にある場合も低緯度にある場合も、短周期擾乱の寄与がほかの成分による寄与より明らかに強い。極ジェットが高緯度にあるときは、短周期擾乱の E-P flux は赤道向き成分が強い。すなわち短周期擾乱による極向きの運動量輸送が気候値よりも強く、極よりの極ジェットを維持するように働いている。極ジェットが低緯度にあるときは逆の関係になっている。これは、Hartmann and Lo (1998), Limpasuvan and Hartmann (1999, 2001) などの結果と同様である。

この結果を参考にしながら、極向きに遷移する際の、E-P Flux 南北成分偏差の時間発展を見ていく。Fig. 7 に各擾乱成分の寄与による偏差の時間発展を示す。

定常成分の寄与は弱い。長周期成分は、lag -4 日

を見ると、60°S を中心に極向き遷移を促す赤道向き成分が見られる。その強さは、極ジェットが極端に高緯度にあるときの短周期成分による寄与の約 80% で、十分に大きいことがわかる。lag 0 日まで、赤道向き偏差は、その中心を 50°S へと移動させながら、弱まりつつあるものの持続し、極向きの遷移を駆動しつづける。しかしその後、長周期擾乱による寄与はほとんど見られない。これは、Feldstein and Lee (1998) の結果と一致する。

一方、短周期擾乱によるフラックスの偏差は、lag -4 日には極を向いたままである。lag -2 日には、短周期擾乱のフラックスも赤道向き偏差に変わり、極ジェットの極向き遷移を促す。その後も、短周期擾乱による偏差は、Shiotani (1990), Feldstein and Lee (1998) と同様に、常に強い赤道向き偏差を示し、極向き遷移を推し進め、さらに遷移後の変動を維持しようとするのがわかる。

次に、Hoskins et al. (1983) が導き、Trenberth (1986) が改良した Local E-P flux を用いて、極向き

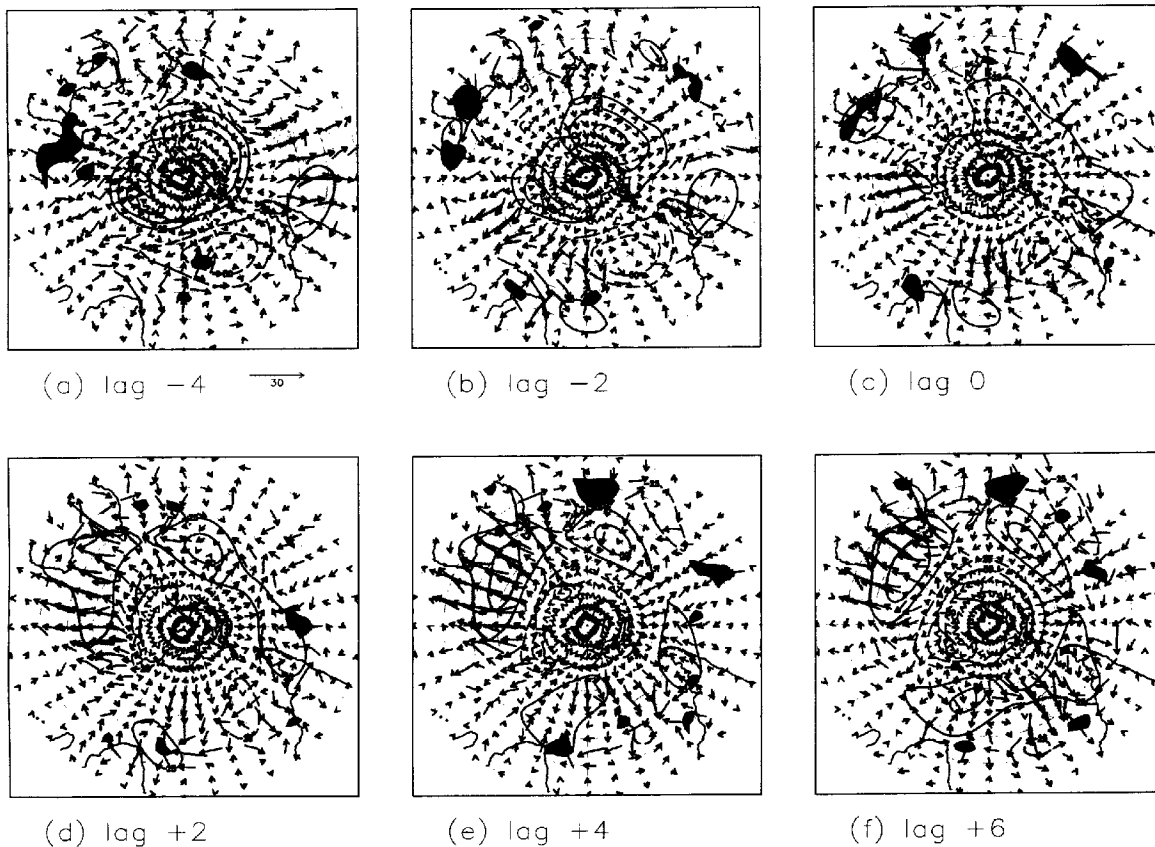


Fig. 10 Same as Fig. 8, but for contributions from high frequency transients.

遷移を駆動する赤道向き E-P flux が、どの緯度経度で擾乱によって引き起こされているかを調べる。

Local E-P flux は次式で表される。

$$\mathbf{E}u \equiv \begin{pmatrix} \overline{v'^2 - u'^2} \\ -\overline{u'v'} \\ \frac{f}{\Theta_{op}} \overline{v'\theta'} \end{pmatrix}.$$

ここで、bar は時間平均を表し、prime はそこからのずれを表す。Local E-P flux は、帯状平均場上の 2次元フラックスである E-P flux を時間平均場上の 3次元 flux に拡張するという着想で導かれている。逆にこのフラックスを帯状平均すると、南北成分は E-P flux 南北成分の時間平均になる。したがって、E-P flux で見られた擾乱による遷移の駆動力が、どの経度帯での擾乱の寄与によるものかを定性的に知ることができる。

長周期擾乱の寄与による Local E-P flux 南北成分偏差の時間変動を Fig. 8 に示す。lag -4 日から lag 0 日にかけて、90°W から 150°W の極ジェット出口とその東にあたる領域で、強い赤道向き偏差が見られる。E-P flux で極ジェットの high latitude 向き遷移を駆動しているように見えた赤道向きフラックスは、この経度帯に限定されたものの寄与によるのだとわか

る。lag +2 日以降は、こういった特徴は見られなくなる。

長周期擾乱が極向き遷移のために働く経度が限定されていることがわかったが、次は具体的に Fig 4 に示される高度場の時間変動のどの部分に寄与しているかを調べる。そのために擾乱が自身の渦度を収束させることによる 300 hPa 面高度場の強制力を、次式を用いて計算する。

$$\frac{\partial Z_{300}}{\partial t} \equiv \frac{f}{g} \nabla^{-2} (-\nabla \cdot \mathbf{v}' \zeta')$$

ここで Z_{300} は 300 hPa 面高度である。Bar は時間平均を表し、prime は擾乱成分を表す。また \mathbf{v}' は擾乱の水平風速ベクトルであり、 ζ' は擾乱のもつ相対渦度である。

Fig. 9 の陰影は、周期 10 日以上長の長周期擾乱の渦度輸送による 300 hPa 高度場強制を求め、その気候値からの偏差を示したものである。コンターは Fig. 4 の時間発展する 300 hPa 面高度場偏差である。南極上の高気圧偏差が分裂をはじめ直前の lag -4 日を見ると、南極を覆う高気圧偏差のなかの 150°W にある極大域を南北に挟むように、逆符号の強制力がかかっている。赤道側には高気圧性強制がかかり、極側には低気圧性強制がかかるので、間の高気圧偏

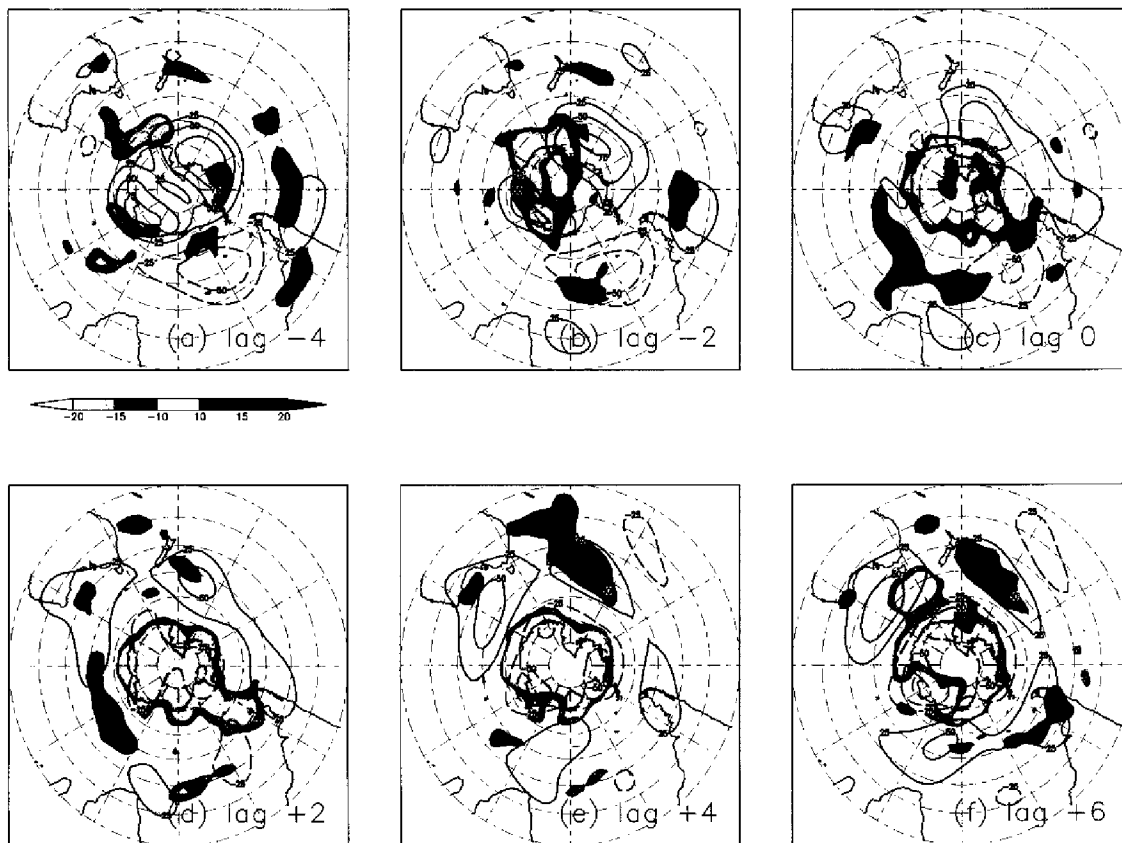


Fig. 11 Same as Fig. 9, but for contributions from high frequency transients.

差を赤道側に移動させるように働く。この時の強制力の大きさは、強いところでは 15 m/day 以上になり、高気圧偏差を低緯度向きに移動させるのに十分である。

lag 0 日まで同様に高気圧偏差を赤道向きに動かすように強制力がかかる。しかし、高気圧偏差がニュージーランドの東側の 50°S, 150°W まで移動した後は、強制力は弱まり、高気圧偏差に移動を促すことはなくなる。

このように長周期擾乱は、極の高気圧偏差を分裂させ、その一部をニュージーランド東岸まで、赤道向きに移動させるように働いている。極ジェットの変動で言えば、その出口部を東側へと伸ばし、極側に折り曲げている。

次に、長周期擾乱に対すると同様に短周期擾乱の寄与を調べる。Fig. 10 は、短周期成分による Local E-P flux 偏差である。lag -4 日に、東半球の 100°E に極向き偏差があり、西半球では 100°W に赤道向きの偏差が目立つ。そのために、Local E-P flux 南北成分を東西に平均した量である E-P flux は南北成分が小さい (Fig. 7a)。

lag -2 日には、東大西洋からインド洋で赤道向き偏差が強くなり、極向きの遷移を押し進め始める。

lag +2 日、+4 日には、赤道向き偏差の強い領域は東に動き、東インド洋からオーストラリアにかけて見られる。長周期成分が中部太平洋から東太平洋の極ジェット出口およびその東側で働いていたのにくらべて、短周期成分は東半球の極ジェット全体にかけて働いている。

短周期擾乱による高度場強制偏差を Fig. 11 に示す。lag -4 日では、まだ強い強制力は働いておらず、平均高度場に対する影響は少ない。しかし、lag 0 日には、極全体に低気圧偏差を作る強制力がかかる。その強さは 20 m/day 以上と極の低気圧偏差を作るのに十分な大きさである。また、lag 0 日、+2 日はインド洋の 50°S に高気圧性強制がかかる。これによって 60°S には強い西風加速が生じ、極ジェットを高緯度に移動させることになる。

短周期擾乱は、lag +4 日になっても極に低気圧性強制をかけ続け、極ジェットが高緯度に遷移した後も、その変動を維持する事がわかる。さらに、ニュージーランド東岸に移動してきた高気圧偏差も維持するように強制力がかかっている。

6. 結論

冬季南半球対流圏での卓越した季節内変動である zonal flow vacillation の極向き遷移過程を 21 年間の NCEP/NCAR 再解析データを用いて調べた。その際、変動と強制力の東西非対称性に注目することにより、遷移現象の強い経度依存性を見出した。

Zonal flow vacillation は中高緯度の極ジェット気流の南北変動を表す。極ジェットは、東大西洋からインド洋を経て、西太平洋まで東半球全体を東西に伸びている。極ジェットが極端に低緯度よりにあるとき、太平洋上の亜熱帯にある亜熱帯ジェットとオーストラリア付近でつながっている。極向きに遷移過程で、極ジェットのコアは亜熱帯ジェットから離れ高緯度に移る。平均的に極向き遷移は 2 週間ほどおきる。遷移過程における 300 hPa 面高度場と水平風の時間変化を調べることで、極向きの遷移過程においては、まず極ジェットの出口部が極側へと曲がり、続いて極ジェット全体が高緯度に移ることがわかった。

さらに、変動を駆動する擾乱による強制を調べた。Eliassen-Palm fluxes の時間発展を見ることにより、長周期擾乱が遷移の初期においてその駆動力となることが示された。また短周期擾乱は長周期擾乱に遅れて極向きの遷移を促し、遷移後はその変動を維持することがわかった。

擾乱による強制力の 300 hPa 水平面上での振る舞いを調べると、長周期擾乱と短周期擾乱が異なる役割をすることがわかった。遷移の初期では、まず周期 10 日以上長周期擾乱による強制力が、極ジェットの出口部を極向きへ曲げつつ、東へと引き伸ばす。極ジェットの出口が十分に高緯度に移ると、長周期擾乱は効かなくなる。長周期擾乱に数日遅れて、周期 10 日以下の短周期擾乱による強制力が極ジェットをインド洋において高緯度へと移し、亜熱帯ジェットと分離させる。その時、短周期擾乱は、長周期擾乱の働くニュージーランド東岸とは逆の東半球で作用している。短周期擾乱は、高緯度に移り出口が極側に曲げられた後の極ジェットの維持も行う。

謝辞

Fig. 3 の作成には地球流体電脳ライブラリ (<http://dennou.gaia.h.kyoto-u.ac.jp/arch/dcl/index.html>) を使用しました。ここに感謝を述べます。

参考文献

- Akahori, K. and S. Yoden (1997) : Zonal flow vacillation and bimodality of baroclinic eddy life cycles in a simple global circulation model, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 54, pp. 2349–2361.
- Edmon, H. J., B. J. Hoskins, and M. E. McIntyre (1980) : Eliassen-Palm cross sections for the troposphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 37, pp. 2600–2616.
- Feldstein, S. B. and S. Lee (1998) : Is the atmospheric zonal index driven by an eddy feedback?, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 55, pp. 3077–3086.
- Hartmann, D. L. (1995) : A PV view of zonal flow vacillation, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, pp. 2561–2576.
- Hoskins, B. J., I. N. James, and G. H. White (1983) : The shape, propagation and mean-flow interaction of large-scale weather systems. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 40, pp. 1595–1612.
- Hartmann, D. L. and F. Lo (1998) : Wave-driven zonal flow vacillation in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 55, pp. 1303–1315.
- Karoly, D. J. (1990) : The role of transient eddies in low-frequency variations in the Southern Hemisphere circulation, *Tellus*, Vol. 42A, pp. 41–50.
- Kidson, J. W. (1988) : Indices of Southern Hemisphere zonal wind, *J. Climate*, Vol. 1, pp. 183–194.
- Kidson, J. W. and M. R. Sinclair (1995) : The influence of persistent anomalies on Southern Hemisphere storm tracks, *J. Climate*, Vol. 8, pp. 1938–1950.
- Limpasuvan, V. and D. L. Hartmann (1999) : Eddies and the annular modes of climate variability, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 26, pp. 3133–3136.
- Limpasuvan, V. and D. L. Hartmann (2001) : Wave-maintained annular modes of climate variability, *J. Climate*, Vol. 13, pp. 4414–4429.
- Lorenz, V. and D. L. Hartmann (2001) : Eddy-zonal feedback in the Southern Hemisphere, *J. Atmos. Sci.*, Submitted.
- North, G., T. Bell, R. Cahalan, and F. Moeng (1982) : Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 699–706.
- Rogers, J. C. and H. van Loon (1982) : Spatial variability of sea level pressure and 500 mb height anomalies over the Southern Hemisphere, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 110, pp. 1375–1392.
- Shiotani, M. (1990) : Low-frequency variations of the zonal mean state of the Southern Hemisphere troposphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol.

- 68, pp. 461–470.
- Trenberth, K. E. (1986) : An assessment of the impact of transient eddies on the zonal flow during a blocking episode using localized Eliassen-Palm flux diagnostics, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, pp. 2070–2087.
- Thompson, D. W. and J. M. Wallace (1998) : The arctic oscillation signature in the wintertime geopotential height and temperature fields, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 25, pp. 1297–1300.
- Thompson, D. W. and J. M. Wallace (2000a) : Annular modes in the extratropical circulation. Part1 : Month-to-month variability, *J. Climate*, Vol. 13, pp. 1000–1016.
- Thompson, D. W. and J. M. Wallace (2000b) : Annular modes in the extratropical circulation. Part2 : Trends, *J. Climate*, Vol. 13, pp. 1018–1036.
- Yoden, S. , M. Shiotani, and I. Hirota (1987) : Multiple planetary flow regimes in Southern Hemisphere, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 65, pp. 571–585.

The poleward transition process in the Southern Hemisphere zonal flow vacillation

SHIOGAMA Hideo*, TERAOKA Toru** and KIDA Hideji*

*Graduate School of Science, Kyoto University

**Faculty of Informatics, Osaka Gakuin University

Synopsis

The poleward transition process in the Southern Hemisphere zonal mean zonal wind vacillation is studied. The zonal flow vacillation means north/south shifts of the polar jet. The poleward transition tends to begin with the poleward deflection of the polar jet on its exit region, forced by low-frequency transients. After that, high-frequency transients drive the poleward moving of the polar jet over the Indian ocean, and reinforce the zonal wind anomalies.

Keywords : *Zonal flow vacillation; annular mode; transition; Southern Hemisphere*