

北半球夏季における中緯度の 20-30 日周期変動について

寺尾 徹

EXTRATROPICAL 20-30 DAY VARIATIONS DURING THE NORTHERN HEMISPHERE SUMMER

By Toru TERA0

Synopsis

Intraseasonal variation in the northern hemisphere summer with the 20-30 day time scales shows the following results. Barotropic zonal wave patterns with about 5,000 to 6,000 km wavelength are evidently seen along the subtropical westerly. They are well seen over the Northern Pacific Ocean, the area from the North America to the North Atlantic Ocean and the northern rim of the Tibetan Plateau. While they are standing wave without apparent zonal phase shift, their wave packets, or energy, propagate eastward.

The teleconnectivity maps (cf. Wallace and Gutzler 1981¹⁾) for the 10-40 day and 30-60 day band-pass filtered data show that large values of the teleconnectivity of 10-40 day band are seen in the different areas from that of 30-60 day band. This result implies that the 20-30 day variation along the subtropical westerly is not directly associated with well known tropical 30-60 day oscillations.

In order to examine the relationships between the 20-30 day variation and the time-mean flow, a simple analysis based on the theory of the linear barotropic Rossby waves is performed. It shows that the areas where the 20-30 day standing waves are well seen correspond with the climatological waveguides for the stationary Rossby waves.

1. は じ め に

総観規模現象よりも長く季節変化よりも短いタイムスケール（10 日-数十日）をもつ大気変動は季節内変動と呼ばれ、その実態とメカニズムの解明は、重要な課題となっている。重要性は第 1 に、季節内変動は大気固有のメカニズムによって自励的に生じたものと考えられるという点にある。これらのタイムスケールに大気に対するはっきりした外的強制力がないにもかかわらず季節内変動が現れる理由を明らかにすることは大変興味深い。第 2 に、大気の長期変動の予測との関係でも大きな重要性をもっている。

1970 年代のはじめ、Madden and Julian (1971)²⁾ は、熱帯の大気に顕著な 30-60 日周期の変動が見られることを発見した。1980 年代以降、熱帯の 30-60 日周期変動の研究を中心にして、季節内変動の研究が活発にすすめられた (Lorenz 1984³⁾; etc.)。そして、この 30-60 日周期変動が熱帯の対流活動活発域の東進に伴った現象であることが確かめられた。

また、中緯度にも季節内変動が見られることがそのころより指摘されていた。そして、この中緯度の季節内変動について、熱帯の対流活動の 30-60 日周期変動の影響がいかに及ぶかという観点での研究が数多く行われた (Lau and Phillips 1986⁴⁾; Knutson and Weickmann 1987⁵⁾; etc.)。そして特に冬半球で熱帯の対流活動との関連を示す波列上のパターンがみられた。夏半球では熱帯の対流活動と中緯度の循環場

との関係はあまり見られなかった。

一方で最近、熱帯に顕著に見られる30-60日周期帯だけではなく、20-30日周期の変動も卓越していることが指摘され、研究がすすめられている (Blackmon *et al.* 1984⁶⁾; Kushnir and Wallace 1989⁷⁾; Ghil and Mo 1991⁸⁾; *etc.*)。このことは、北半球の冬季 (Hsu and Lin 1992⁹⁾; Kiladis and Weickmann 1992¹⁰⁾; *etc.*) や南半球 (Berbery *et al.* 1992¹¹⁾) についてデータ解析によってより詳細に示されている。しかし、北半球の夏季についてはまだ十分な解析がなされていない。

これらの研究で示された20-30日周期変動は、メカニズム的には偏西風帯に沿った東西波数にして4-5の準定常順圧ロスビー波列として認識されている。20-30日周期変動が偏西風帯に沿う領域で見られることは、偏西風帯が定常順圧ロスビー波の waveguide となりやすいことによって説明されている。しかし、なぜこのようなタイムスケールが卓越するのか。エネルギー源はどこにあるのか。など、まだわからないことも多く、いっそうの解析事実の積み重ねが必要となっている。

筆者は寺尾 (1994)¹²⁾ において、北半球夏季の全球的な季節内変動の様相について解析している。この研究では特に、北半球の夏季、冬季の中緯度の季節内変動の活発域分布を6年平均で調べた。その結果、夏季/冬季によらず、季節内変動の活発域が偏西風の軸とよく対応していることが見出された。また、6年分の Hovmöller Diagram から、偏西風帯全体に渡り、東西波数4-6前後の波動が夏季/冬季のどの領域にも卓越している様子を示した。

今回の研究の主たる目的は、寺尾 (1994)¹²⁾ をより発展させ、

- ・まだ十分調べられていない北半球夏季の20-30日周期変動の特徴について、北半球を中心にして、より長いデータを用いて統計的に示すこと。
- ・北半球夏季における20-30日周期変動と基本場との関係を考察すること。
- ・そのことによって、中緯度に見られる20-30日周期変動についての一般的な理解を進めること。

にある。

まずはじめに、2. でデータとフィルターについて説明したあと、3. で、teleconnectivity を用いた組織的な季節内変動の見られる領域を見出すための解析を行なう。そこでえられた組織的な季節内変動について、4. で lag 相関解析を用いて変動の時空間構造をより詳細に調べる。そして、5. では、基本場との関連性について、線形ロスビー波の理論の範囲で議論する。6. は、結果のまとめと今後の展望である。

2. データ

この研究では、ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts) の客観解析データ13年分 (1980年~1992年) を用いて解析を行った。

この解析における夏季とは、6-9月のことである。解析には、風データと、それから作成した流線関数を主に利用した。対流圏上層の300 hPaを中心に解析し、下層との関係を調べるために700 hPaのデータも用いた。

また、特定の周期帯をもった現象を見出すために、10-40日周期帯と30-60日周期帯のバンドパスフィルター (Lanczosfilter, Duchon 1979¹³⁾) を用いた。この研究では、前者の周期帯の変動を intermediate variation (IMV)、後者の周期帯の変動を30-60 day variation (TSV) とよぶことにする。また、両者を含む周期帯 (10-60日周期帯) の変動を intraseasonal variation (ISV) と表現する。

3. Teleconnectivity による組織的な 20–30 日周期変動の検出

全球の複雑な季節内変動から有意な変動成分を効率的に見出すために、ここでは teleconnectivity という量を利用した (Wallace and Gutzler 1981¹³⁾)。

グリッド (i) ごとに定義されたある変量 $\phi_i(t)$ についての teleconnectivity (T_i) は、

$$T_i = - \min_{\text{for all } i' \neq i} \sigma(\phi_i(t), \phi_{i'}(t))$$

で定義される。

ここで、 $\sigma(a(t), b(t))$ は、 $a(t)$ と $b(t)$ の同時相関の値をあらわす。つまり、ある点の teleconnectivity とは、他の全ての点の中で、もっとも大きな逆相関をもつ点との間の相関値の絶対値である。この量は、地形に固定されたテレコネクションパターンや波列の検出に有効である。

計算は、10–40 日周期帯 (IMV) と 30–60 日周期帯 (TSV) の 300 hPa の流線関数について行った。また、比較のために、10–60 日周期帯 (ISV) についても計算した。IMV と TSV についての結果を Fig. 1 に示す。

TSV についての結果 (Fig. 1 (a)) では、熱帯をはさむ南北両半球の亜熱帯域に、東西に延びた大きな teleconnectivity の領域があり、それが南北に互いに pair となっているのが見られる。これは、赤道の対流活動の 30–60 日周期変動を反映したものと考えられる。Gill (1980)¹⁴⁾ が明らかにしたように、赤道付近の対流活動に伴う擾乱は、積雲活動の北に正の渦度、南に負の渦度をともなうような形態 (Gill モード) をもちやすい。Fig. 1 (a) の結果は、熱帯の対流活動の活発域の東進に伴って、上記の Gill モードが東進している様子を反映していると考えられる。

地域毎の違いについて見ると、大西洋からインド洋中部にかけては南北とも 15–20° 付近に東西に延びた大きな teleconnectivity の領域が見られる。ここでは赤道をはさんで南北にほぼ対称である。ところが、太平洋付近では様相がかなり異なり、赤道付近と 30°S 付近とがペアとなっている。この非対称性についてのより詳しい解析は今後の課題である。また、この経度帯の 30°S 付近は強い偏西風帯にあたっており、中緯度の循環場と熱帯の 30–60 日周期変動との強い関連性を示唆している。

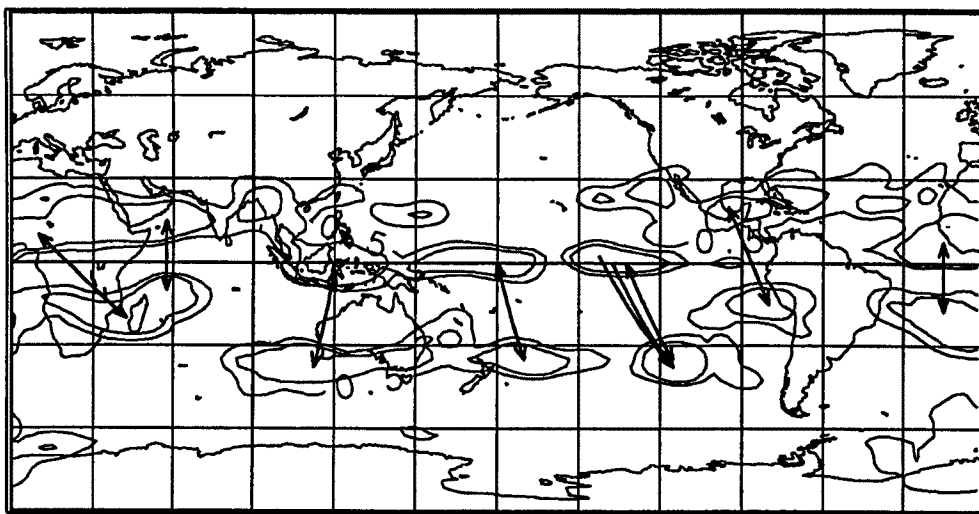
一方 IMV については、南北両半球とも、大きな teleconnectivity を持った点の中緯度に多く見られ、東西方向の pair が卓越している (Fig. 1 (b))。この東西の pair は互いに経度にして 30–40° 離れている。北半球よりも南半球のほうが teleconnectivity の値が総じて高いが、北半球にもやはり組織的な teleconnection パターンが見られる (チベット高原の北縁、北太平洋、北米大陸から北大西洋など)。

IMV の teleconnectivity の大きな領域は、例外はあるものの北半球南半球ともに偏西風の軸によく対応している (Fig. 2)。

Blackmon *et al.* (1984)⁶⁾ や Hsu and Lin (1992)⁹⁾ の北半球の冬季についての解析でも、10–30 日周期帯で、ほぼ同じくらいの東西波数をもった偏西風帯に沿った波動が確認されている。また、Berbery *et al.* (1992)¹¹⁾ による南半球の解析でも、夏季冬季ともに、偏西風帯に沿った波動がみられた。この解析の結果も、解析した領域や季節が違ってもかかわらず、定性的に同様であった。

TSV (30–60 日周期帯) と IMV (10–40 日周期帯) とでは、teleconnectivity の分布はかなり異なっていた。このことは、これら 2 つの周期帯で変動の形態がかなり異なっており、それぞれ独自のメカニズムを持った現象であることを示している。なお、図は示さないが、ISV (10–60 日周期帯) の teleconnectivity の分布は IMV のものとかなり類似している。

(a)30-60day band



(b)10-40day band

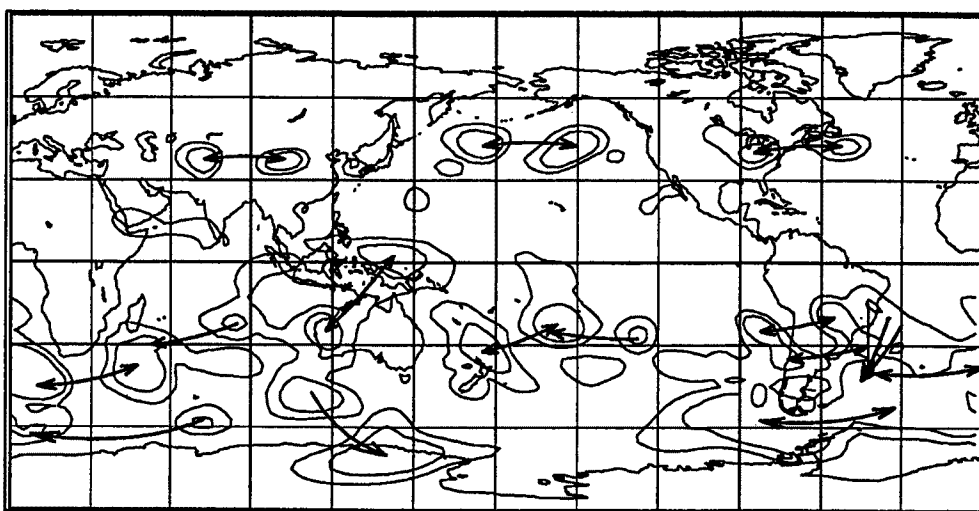


Fig. 1. Teleconnectivity map of (a) 30–60 day and (b) 10–40 day band-pass filtered 300 hPa streamfunctions. The arrows indicate the location of the point at which negative correlation with the base point is the largest on its one-point correlation map. Contours are (a) 0.5 and 0.55 and (b) 0.45 and 0.5.

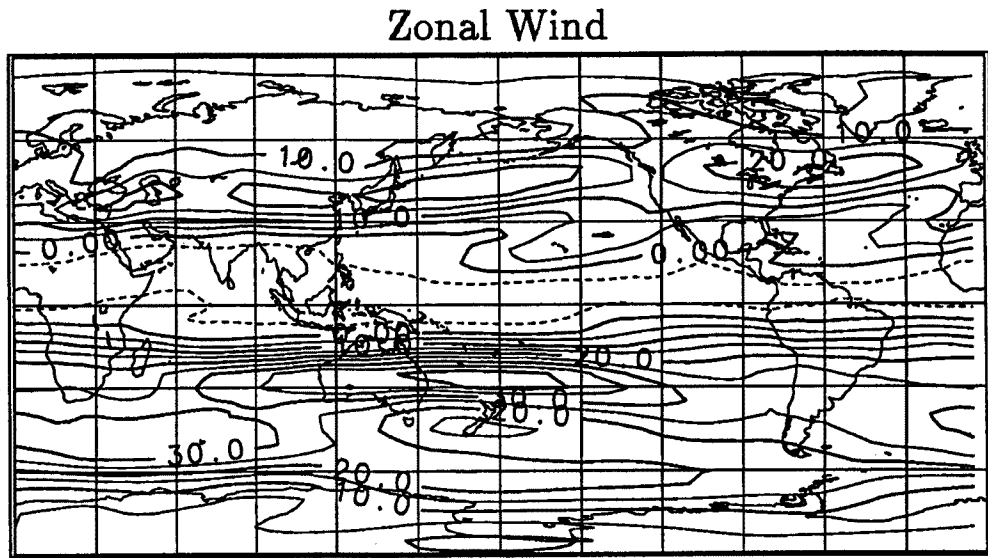


Fig. 2. The time-mean zonal wind velocity during summer season at 300 hPa. Contour interval is 5 m/s.

4. ラグ 相 関 解 析

3. で得られた teleconnectivity peak を起点にしたラグ相関解析を行った。この解析によって、変動の時空間構造をよりはっきりと示すことができる。

4.1 波動の鉛直構造

まず、Fig. 3 に、北太平洋の teleconnectivity peak を起点とした対流圏下層の 700 hPa の流線関数場との間のラグ相関図を示す。この図からわかるように、下層の変動の位相は上層の変動とほとんどそろっている。このような傾向はその他の点に関してもほぼ同様であった。このことは、IMV スケールの変動は鉛直方向に位相の揃った順圧的な構造をしていることを示している。

擾乱の構造が equivalent barotropic であることから、第 1 近似的には順圧 β 平面上の波動とこの擾乱とを比較してよいとして以下の考察を進める。

4.2 北半球夏季

次に、この研究の主要なテーマである北半球夏季の IMV についての結果を示す。

そのうち、北太平洋上の teleconnectivity peak を起点とした結果と北米大陸から北大西洋上の teleconnectivity peak を起点とした結果はかなり類似のものであるので、それらの代表として、北太平洋上の teleconnectivity peak (×) を起点としたラグ相関解析の結果を Fig. 4 に示す。

この図から、東西の波列が顕著に見られるのがわかる。波列の東西波長は約 5-6,000 km で、位相は東西にほぼ固定している。また、LAG = -2 day の時期には相関係数の絶対値の大きな領域が起点の西側（例えば日本の南東海上やアリューシャン列島の南海上）に存在するが、LAG = +2 day になると起点の東側（ロッキー山脈付近やカナダの南東部）に移動する。このことから、波列の卓越する位置は西から東へと移動する傾向があることがわかる。これは、順圧 β 平面上の定常ロスビー波の分散関係式から得られる東向きの群速度とよく対応している。

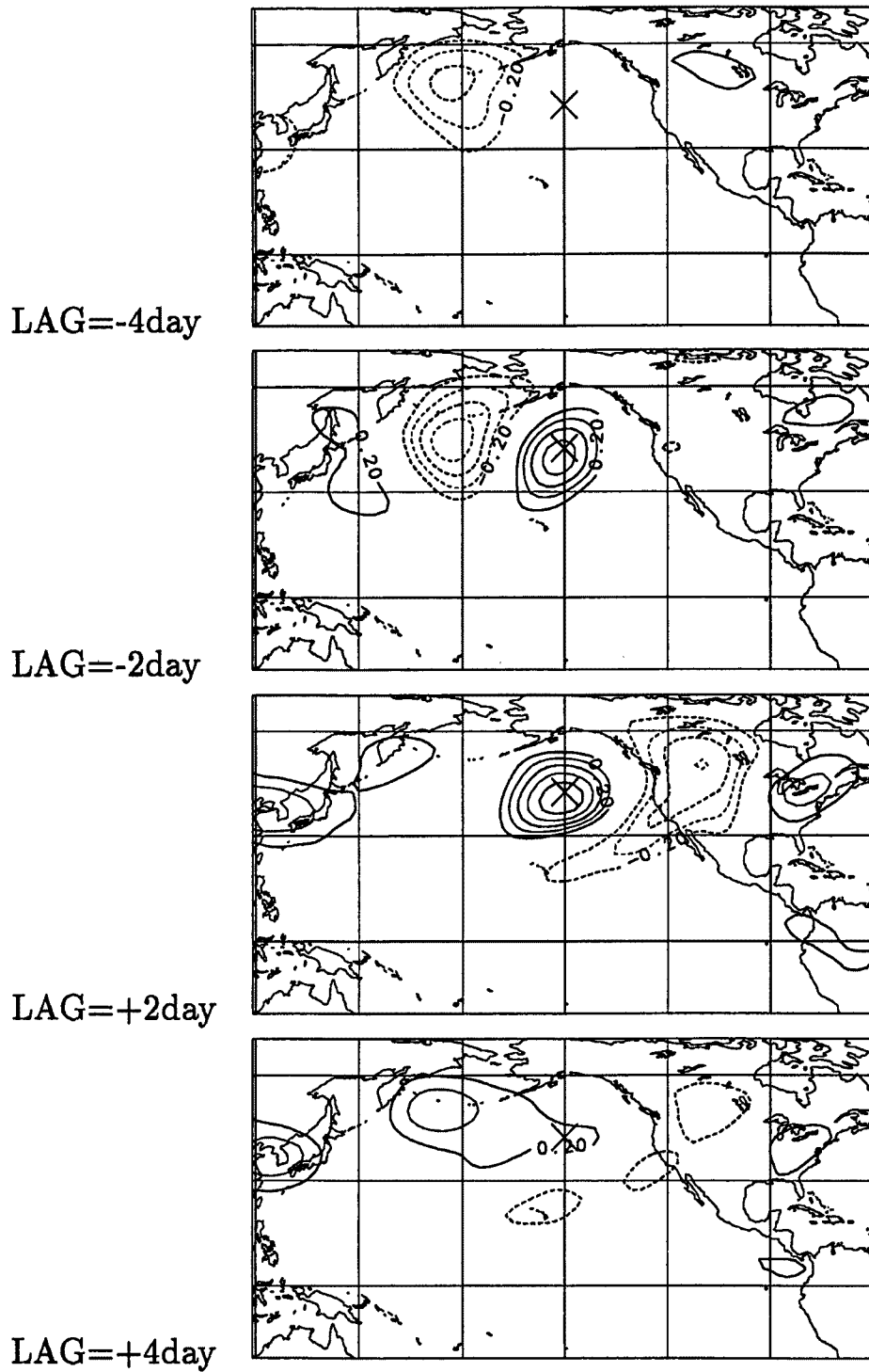


Fig. 3. Lag-correlation between the 20 - 30 day variations of the 300 hPa streamfunction at the base point (42.5°N , 150°W) and the 20 - 30 day variations of the 700 hPa streamfunction. Contour intervals are 0.1, and negative values are dashed. Correlations between -0.1 and 0.1 are not contoured.

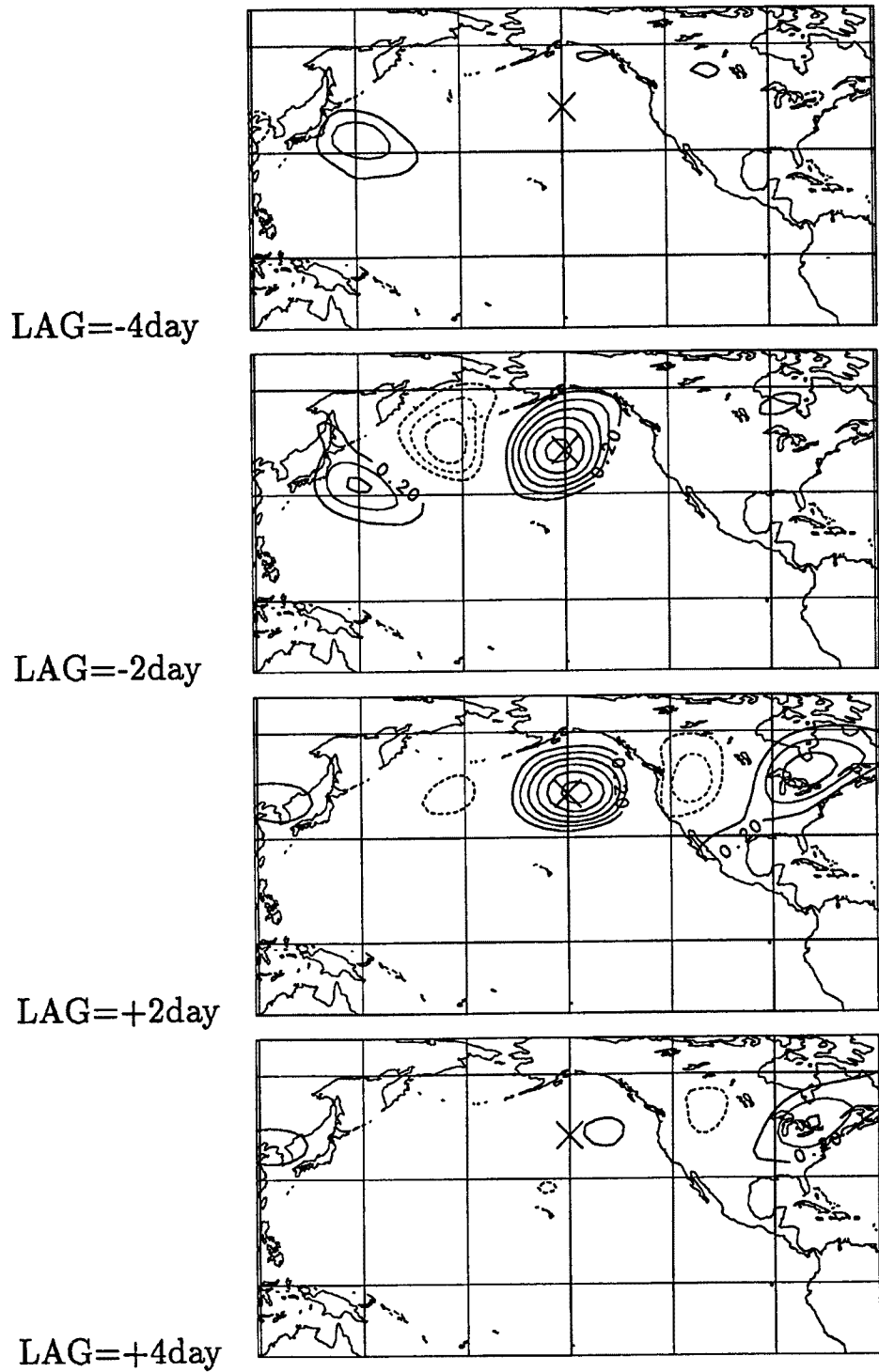


Fig. 4. Lag-correlation between the 20-30 day variations of the 300 hPa streamfunction at the base point (42.5°N , 150°W) and the 20-30 day variations of the 300 hPa streamfunction. Contour intervals are 0.1, and negative values are dashed. Contours between -0.1 and 0.1 are omitted.

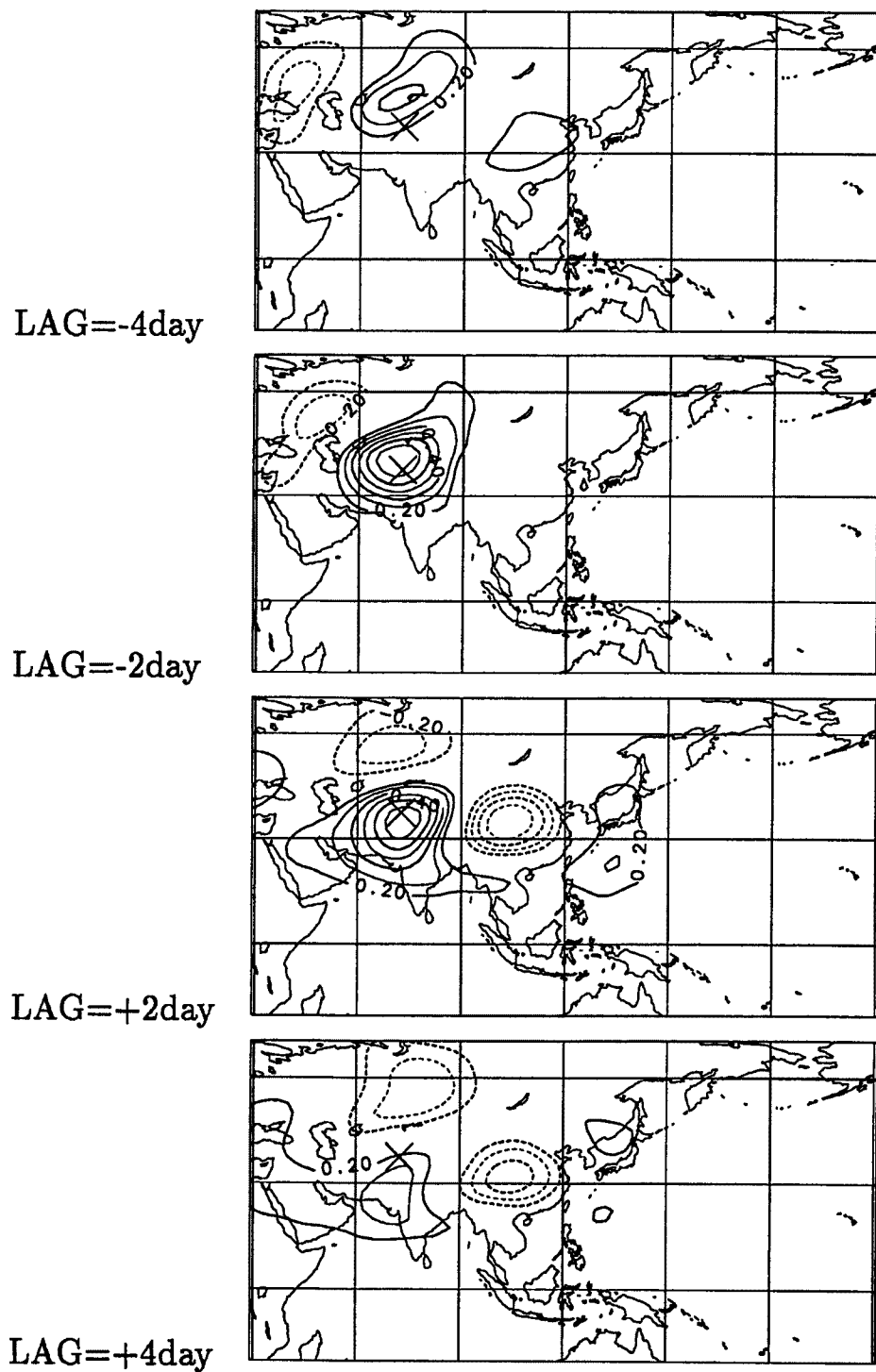


Fig. 5. Same as Fig. 4. Base point is 37.5°N, 72.5°E.

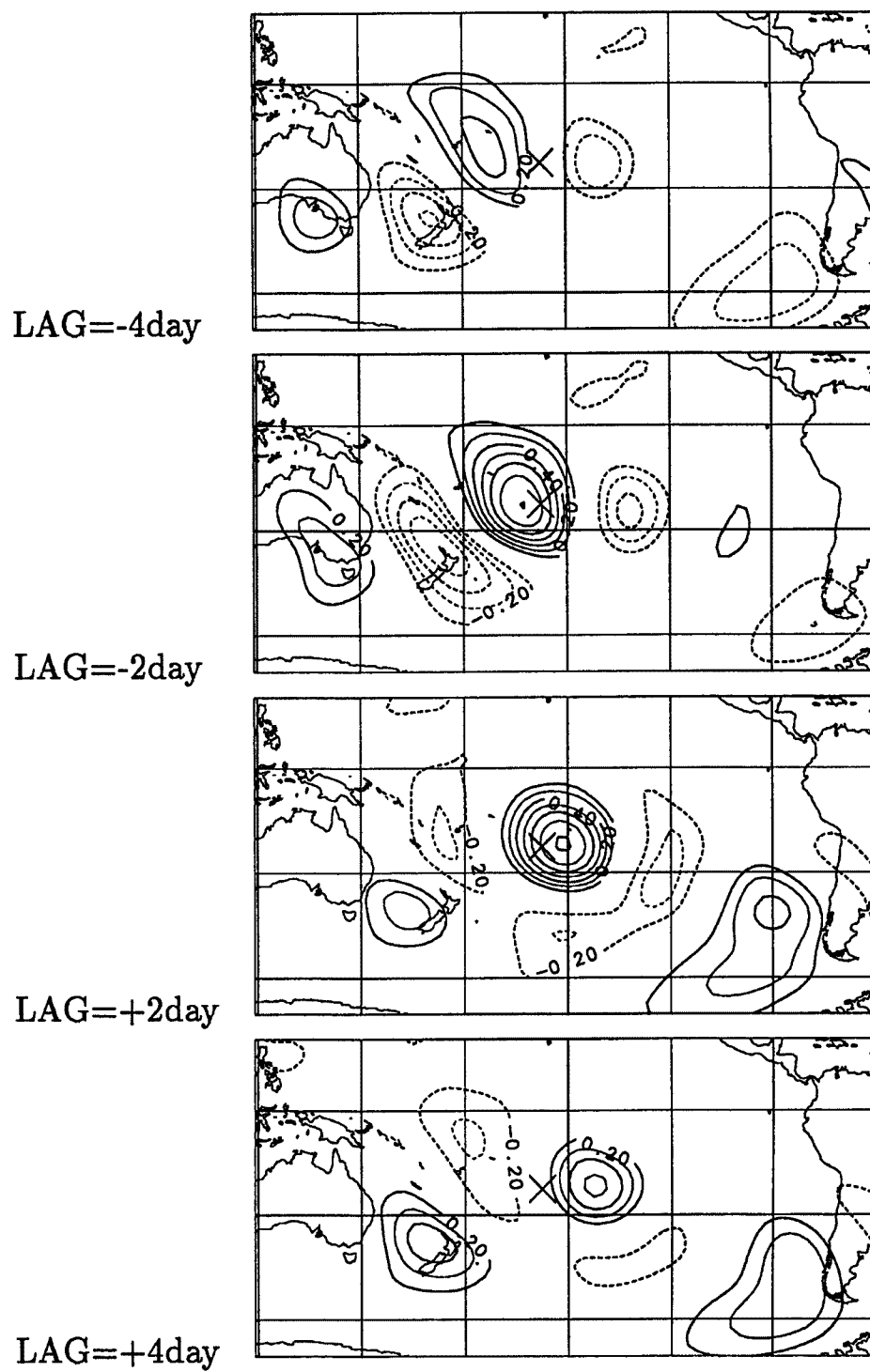


Fig. 6. Same as Fig. 4. Base point is 22.5°S, 157.5°W.

なお、日本の南東海上で相関パターンが北西から南東への傾きを示している。順圧定常ロスビー波は波面に直角な方向にエネルギーを伝えるので、このパターンは日本の南海上から北東方向へのエネルギー伝播を示している。また、このパターンは、フィリピン付近の対流活動の変動に関連したロスビー波列の伝播を指摘した Nitta (1987)¹⁵⁾ の結果とく一致している。岸保と佐藤 (1986)¹⁶⁾ や Tsuyuki and Kurihara (1989)¹⁷⁾ なども北半球の夏季においてよく見られる teleconnection の例として、北太平洋から北米大陸へと連なる波列を指摘している。Fig. 1 (b) で得られた北太平洋上の IMV スケールの teleconnectivity pair は、これらの研究が指摘している teleconnection の一部であると考えられる。

次に、チベット高原北縁の teleconnectivity peak (×) を起点とした結果を Fig. 5 に示す。Fig. 4 とよく似た特徴も持っているが、異なる点もいくつか見られる。特に目立つのは、北から南への位相および波束の伝播が認められるという点である。

まず $LAG = -4 \text{ day}$ - $LAG = -2 \text{ day}$ の様子を見ると、波面が北東から南西への傾きを示しており、南東方向へのエネルギー伝播を示唆している。そして、 $LAG = -4 \text{ day}$ から $LAG = -2 \text{ day}$ にかけて、順調に波束は南東へと移り、起点付近では南への位相伝播も見られる。

ところが、 $LAG = +2 \text{ day}$ 以降になると、 $LAG = -4 \text{ day}$ から順調に南東進してきたパターンは次第に曖昧となり、むしろ起点 (×) 付近から東のほうへと伝播する定在波動的な波動 (70°E 付近と 100°E 付近の相関ペアと、日本付近の弱い相関域) が目立つようになる。この $LAG = +2 \text{ day}$ 以降のパターンは、Fig. 4 の場合と同じような東西方向の伝播に類似している。波動の南への伝播は、寺尾と村松 (1993)¹⁸⁾ によるアジア域の季節内変動についての解析で得られた結果と一致している。

チベット高原北縁の teleconnectivity pair は、このように、伝播特性がその付近で大きくかわるという特徴がある。しかし、全体として相関の大きな領域が西から東へと向かうことなど、北太平洋などの teleconnectivity pair 付近の波動の伝播特性との共通点もある。

4.3 南半球冬季

南半球の冬季についてのラグ相関解析についていくつかの特徴を述べる。Fig. 6 に南半球の代表的な例を示す。

偏西風の軸に沿って伝播していること。絶対値の大きい相関域が西から東へと移動するなど、東へのエネルギー伝播をしめしていること。東西波数は 4-5 程度であることなど、主要な特徴は北太平洋や北米大陸から北大西洋にかけての領域の teleconnectivity peak に関連する波動の特徴とよく似ている。

ただ、南半球においては相関パターンの東への位相伝播が見られることが特徴的である。そして、この位相速度は、相関の起点付近の正の相関域がちょうど 10 日強で東側のとなりあった負の相関域と重なるところにまで移動する程度のものである。これは、Berbery *et al.* (1992)¹¹⁾ の指摘と一致している。

5. 基本場と波列の伝播の関連性

4. ままで示されたような波動と基本場（ここでは時間平均場を基本場とみなす）との関係について調べる。

3. で示したように、IMV の卓越するのは平均場の西風の卓越した領域であるが、teleconnectivity のパターンと基本場の特徴をより詳しく調べるために、ここでは、基本場と順圧定常ロスビー波の関係について解析し考察する。

以下、基本場は東西方向には十分一様であると仮定する。基本場の西風成分を U 、基本場の絶対渦度の南北微分を β_* とおけば、そこを伝播する順圧定常ロスビー波（以下単にロスビー波と表現する）擾乱の持つべき全波数 $K_s = (k^2 + l^2)^{1/2}$ は、以下の式で与えられる。

$$K_s^2 = \frac{\beta_*}{U} \dots\dots\dots (1)$$

なお、ここで東西方向の一様性を使えば、 $\beta_* = \beta - U_{yy}$ と書くことができる。ここに、 β は惑星渦度の南北微分である。この K_s の分布を調べることによって、ロスビー波の伝播の特徴について議論できる (Hoskins and Ambrizzi 1993¹⁹⁾; etc.)。

特に、基本場に $K_s > K$ となる東西の帯状の領域が存在するとき、そこは東西波数 $k=K$ を持つロスビー波の waveguide となる。このことを Fig. 7 を用いて簡単に説明する。基本場の東西風から、その場のロスビー波のもつべき全波数が決まる。ここで、Fig. 7 に概念的に示したように、ある緯度帯の全波数がある値 K よりも大きくなっているとす。この緯度帯に東西波数 $k=K$ をもつロスビー波が存在するとすれば、南北波数は $l = \pm(K^2 - k^2)^{1/2}$ なので、波面は l の符号にしたがって北向きか南向きに傾くことになる。ロスビー波の群速度は波面に垂直、東向きなので、波動のエネルギーは東へと移動しながら南北いずれかの $K_s = K$ の境界に向かうこととなる。しかしながら、 $K_s = K$ の境界に近づくにつれて、ロスビー波の南北波数 l の値は0に近づいていかざるをえない。このことは、波面が南北に立つことを意味している。そして、ロスビー波のエネルギーは $K_s = K$ の境界付近で屈折、反射する。その後、ロスビー波は反対側の $K_s = K$ の境界へと向かい、再び屈折、反射する。つまり、東西波数 $k=K$ のロスビー波にとって、Fig. 7 の概念図で示された、 $K_s > K$ となる緯度帯は、東へとエネルギーを伝える waveguide となっていることがわかる。

1980年から1992年の夏季(5–9月)の300 hPa 西風の平均値を用いた K_s の値の計算結果を北半球のみにについて Fig. 8 に示す。この図にも、3. で求めた10–40日周期帯の teleconnectivity pair を示す矢

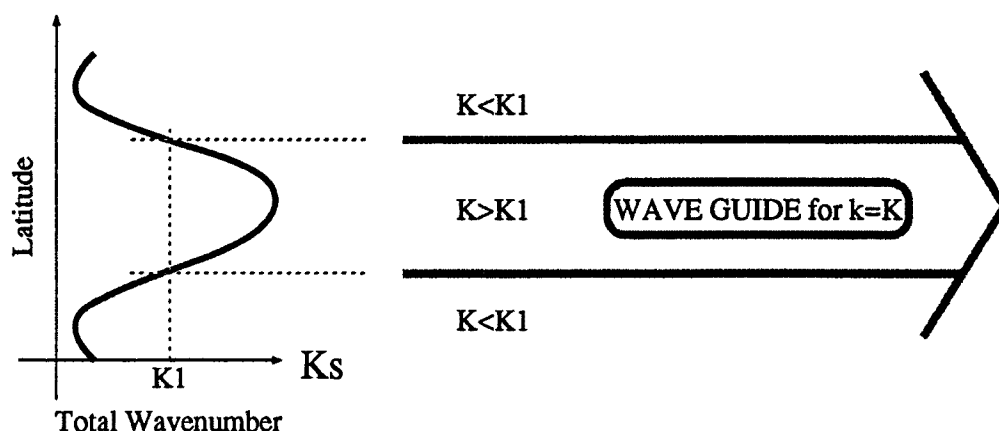


Fig. 7. A schematic diagram of the Rossby waveguides.

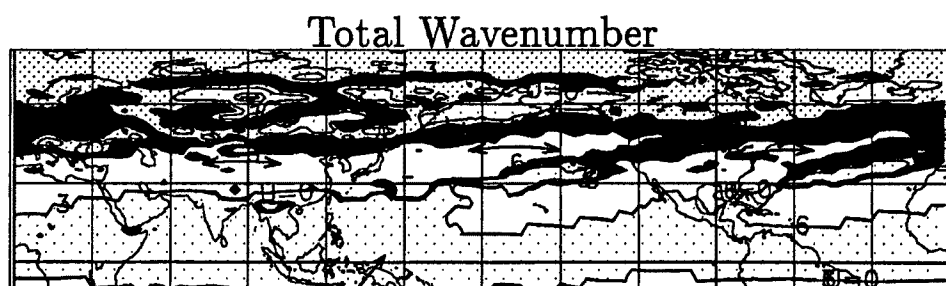


Fig. 8. The stationary total wavenumber, K_s , in the northern hemisphere. Not shaded areas are $K_s > 6$. Areas where $6 > K_s > 3$ are heavily shaded. Lightly shaded areas indicate negative K_s^2 . The teleconnectivity pairs are indicated by arrows.

印を重ねた。

この図からはっきりわかることは、北太平洋域や北大西洋域の teleconnectivity pair が見られる領域は、南北を $K_s < 6$ の領域にはさまれた $K_s > 6$ の領域であり、波数 6 のロスビー波の waveguide であるということである。また、これらの領域の共通する特徴は、waveguide が teleconnectivity pair のみられる領域のすぐ東で行きどまりになっているという点である。3 つある北半球夏季の顕著な teleconnectivity pair のうちの 2 つについて同様の特徴がえられたことになる。

一方、アジア域の teleconnectivity pair は、そのような waveguide を伴っていない。この領域では南に向けて K_s がどんどん大きくなる領域にあたっている。したがって、この領域では、ロスビー波は南へと屈折して最終的に $U=0$ のラインで南北波数が ∞ に発散するような振る舞いを示すはずである。ところが、Fig. 5 で示したように、この付近の波動は順調な南への屈折は見せず、特にチベット高原北縁ではほぼ真東へのエネルギー伝播を示す結果となっている。

このように、チベット高原北縁では、Fig. 8 からは予想できないような波動の振る舞いを示している。しかし、この領域には対流圏中層にも達する高さをもったチベット高原があるので、地形性 β 効果も無視できない可能性がある。

順圧流体のポテンシャル渦度の保存則は、流体層のだいたいの厚さを H 、地形にあたる下端境界の高さを h とおけば、以下のように書ける。

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{f+\zeta}{H-h} \right) = 0$$

これを変形すると、

$$\frac{\partial}{\partial t} \nabla^2 \phi + J \left(\phi, \nabla^2 \phi + f + \frac{f_0}{H} h \right) = 0$$

となる。ここで ϕ は流線関数。 J はヤコビアン。 f は惑星渦度で、 f_0 は代表的な f の値である。そして、平均流が十分に東西方向に一樣であると仮定して、流線関数を擾乱成分と平均流成分に分け、擾乱成分についての分散関係式を求めると、

$$k^2 + l^2 = K_s^2 = \frac{\beta_t}{U}$$

となる。ここで、

$$\beta_t = \beta_* + \frac{f_0}{H} \frac{\partial h}{\partial y} \dots \dots \dots (2)$$

は、地形効果を含む β 効果をあらわす。

チベット高原北縁の teleconnectivity pair 付近は、北下がりの地形であり ($\partial h / \partial y < 0$)、(2) 式の右辺第 2 項が負となることから、負の β 効果に相当する地形効果があることがわかる。つまり、地形性 β 効果を考慮すれば、teleconnectivity pair の南側で K_s の値が Fig. 8 に示されているよりも小さくなり、北太平洋や北大西洋の場合と同じようにチベット高原北縁が waveguide となる可能性がある。今後、この点について確かめるための定量的評価が必要である。そのためには、実際の風速は上層の方が大きいことなどを考慮に入れた、実効的な地形効果を見積もるための工夫が必要である。

南半球については図には示さないが、多くの teleconnectivity pair が waveguide に沿っていることがわかった。北半球と違って、北東への傾きを示して赤道方向へと向かうような teleconnectivity の矢印も多くみられた。多くの場合、定性的には平均流の K_s 分布とよい対応を示しているといえるパターンを示していた。

6. 結果のまとめと今後の課題

北半球夏季の 20–30 日周期変動 (IMV) についての統計的な解析を行なった。その結果、以下のようなことがわかった。

まず第 1 に、北半球中緯度の IMV について、以下のような知見がえられた。夏季の北半球中緯度には、20–30 日周期をもった偏西風の波長 5,000–6,000 km の順圧的な波動があらわれる。この結果は、冬季や南半球についての過去の解析と定性的に同様である。偏西風の波動がとりわけ顕著にみられたのは、北太平洋、北米大陸から北大西洋、チベット高原北縁の 3 つの領域である。いずれの領域においても波動の東西位相は固定的である。また、波束の東への伝播を示す結果がえられた。このことは、順圧定常ロスビー波の分散関係式からえられる東向き群速度とよく対応している。チベット高原北縁でのみ、南向きの位相と波束の伝播を伴っていた。

第 2 に、IMV と 30–60 日周期変動 (TSV) の両方の teleconnectivity を計算することによって、IMV が見られる領域は、TSV が見られる領域とかなり異なっているということがわかった。このことは、IMV が直接 TSV によって励起されるものではないことを意味している。

第 3 に、チベット高原を除いて、偏西風帯の波動が顕著に見られる領域が平均流の waveguide とよく対応している。また、偏西風帯の波動が顕著に見られる領域のすぐ東側で waveguide が途切れるような傾向をもっている。この領域は、強いジェットの出口に当たる。Waveguide が途切れるようなジェットの出付近における定常ロスビー波のふるまいについては、Nakamura (1994)²⁰⁾ や直江と松田 (1994)²¹⁾ で触れられている。このような領域では、ロスビー波がこれ以上東に伝播できなくなる。そのため、ここに波のエネルギーが蓄積され、大きなアノマリーパターンをつくり出す傾向があると考えられる。北太平洋や北米大陸から北大西洋にかけての領域の 20–30 日周期変動は、このようなメカニズムによって強調されている可能性がある。

今後に残された課題も多い。まず、大規模な地形と 20–30 日周期変動との関係を調べることである。特に、チベット高原北縁付近は、地形性 β 効果によってロスビー波の waveguide になりうるような定性的な傾向を持っている。これを定量的に明らかにする必要がある。また、平均流の長周期の変化と 20–30 日周期変動との関係についてもより詳細に調べる必要がある。更に、顕著な 20–30 日周期変動域の東側において waveguide が途切れていることは、この領域での基本場と 20–30 日周期変動との間での強い相互作用の可能性を示している。この点についての解析も大変興味深い今後の課題である。

謝 辞

指導教官の京都大学防災研究所災害気候部門の村松久史教授には、多大な助言、指導をいただきました。深く感謝致します。議論をしていただきました災害気候部門や理学部物理気候学、理学部気象学研究室の皆さんに、深く感謝致します。また、ECMWF の客観解析データを利用させていただきました。感謝致します。解析や結果の出力にあたっては、地球流体電脳ライブラリを使わせていただきました。お礼申し上げます。

参 考 文 献

- 1) Wallace, J. M., and D. S. Gutzler : Teleconnections in the geopotential height field during the northern hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 109, 1981, pp. 784–812.
- 2) Madden, R. A. and P. R. Julian : Detection of a 40–50 day oscillation in the zonal wind in the tropical Pacific, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 28, 1971, pp. 702–708.
- 3) Lorenc, A. C. : The evolution of planetary-scale 200 mb divergent flow during the FGGE

- year, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 110, 1984, pp. 427 – 441.
- 4) Lau, K. - M. and T. J. Phillips : Coherent fluctuations of extratropical geopotential height and tropical convection in intraseasonal time scales, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, 1986, pp. 1164 – 1181.
 - 5) Knutson, T. R. and K. M. Weickmann : 30 – 60 day atmospheric oscillation : Composite life cycles of convection and circulation anomalies, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 115, 1987, pp. 1407 – 1436.
 - 6) Blackmon, M. L., Y. - H. Lee and J. M. Wallace : Horizontal structure of 500 mb height fluctuations with long, intermediate and short time scales, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 41, 1984, pp. 961 – 979.
 - 7) Kushnir, Y. and J. M. Wallace : Low-frequency variability in the northern hemisphere winter : Geographical distribution, structure and time-scale dependence, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 46, pp. 3122 – 3142.
 - 8) Ghil, M. and K. Mo : Intraseasonal oscillations in the global atmosphere. Part I : Northern hemisphere and tropics, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 48, pp. 752 – 779.
 - 9) Hsu, H. - H. and S. - H. Lin : Global teleconnections in the 250-mb streamfunction field during the northern hemisphere winter, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 120, 1992, pp. 1169 – 1190.
 - 10) Kiladis, G. N. and K. M. Weickmann : Circulation anomalies associated with tropical convection during northern winter, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 120, 1992, pp. 1900 – 1923.
 - 11) Berbery, E. H., J. Nogués-Paegle and J. D. Horel : Wavelike southern hemisphere extratropical teleconnections, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 49, pp. 155 – 177.
 - 12) 寺尾 徹 : 夏季北半球中高緯度における偏西風帯の季節内変動の全球的特徴について, 京都大学防災研究所年報, 第 37 号 B-2, 1994, pp. 139 – 154.
 - 13) Duchon, C. E. : Lanczos filtering on one or two dimensions, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 18, 1979, pp. 1016 – 1022.
 - 14) Gill, A. E. : Some simple solutions for heat-induced tropical circulation, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 106, pp. 447 – 462.
 - 15) Nitta, Ts. : Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the northern hemisphere summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 65, pp. 373 – 390.
 - 16) 岸保勘三郎・佐藤信夫 : 新しい気象力学, 東京堂出版, 1986, pp. 141 – 172.
 - 17) Tsuyuki, T. and K. Kurihara : Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation, *JMSJ*, Vol. 67, 1989, pp. 231 – 247.
 - 18) 寺尾 徹・村松久史 : 夏季のアジア・西太平洋の偏西風帯にみられる季節内変動について, 京都大学防災研究所年報, 第 36 号 B-2, 1993, pp. 131 – 145.
 - 19) Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi : Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, 1993, pp. 1661 – 1671.
 - 20) Nakamura, H. : Rotational evolution of potential vorticity associated with a strong blocking flow configuration over Europe, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 21, 1994, 2003 – 2006.
 - 21) 直江寛明・松田佳久 : 東西非一様な基本場におけるロスビー波の伝播, 日本気象学会 1994 年秋期大会講演予稿集, Vol. 66, pp. 273.