

アジア・西太平洋の中緯度にみられる夏季の季節内変動について

寺尾 徹・村松 久史

EXTRATROPICAL INTRASEASONAL VARIATION IN SUMMER SEASON OVER ASIA AND WESTERN PACIFIC

By Toru TERA0 and Hisafumi MURAMATSU

Synopsis

In the large scale circulation over Asia Continent and North-western Pacific Ocean in 1983 summer season (from May to October), we found very clear and systematic wave activity with intraseasonal time scales on the subtropical jet stream.

The intraseasonal wave activity is best seen at 200mb and 300mb pressure level. It is stationary wave with about 30-day period, and seems to have fixed nodes at about 60, 90, 120, 150 and 175°E (longitudinal wavelength is about 60 degrees). It has barotropic vertical structure. In other years, large power areas of intraseasonal time scales are found on the subtropical jet stream, also. These facts imply that there should be intraseasonal variations on the subtropical jet stream, generally.

By computing energy cycle of intraseasonal wave activity, it is shown that westerly wave accepts energy from zonally-varying basic flow. This feature corresponds to barotropic unstable mode shown in Simmons *et al.* (1983)¹⁾.

The variation in energy conversion with time from basic flow to westerly wave well corresponds rather to that of kinetic energy (KE) than to the time change (dKE/dt). Furthermore, it is found that the energy cycle of wave activity has relation to the Indian monsoon activity. KE increases several days after active phase of Indian monsoon, and comes to its maximum value in break phase.

1. は じ め に

総観規模現象より長く、季節変化よりも短いタイムスケールを持った現象である季節内変動の研究は、現在、大気大循環の研究で重要な位置をしめている。Madden and Julian (1971, 1972)^{2), 3)} は、熱帯の東西風や地表面気圧について、40-50日周期をもつ変動が卓越していることを示した。その後、熱帯の季節内変動の全体像を記述する研究が進み、1979年 (FGGE年) のOLRのデータ (Lau and Chan 1983 a, b^{4), 5)}) や速度ポテンシャルの場合 (Lorenz 1984⁶⁾; *etc.*) の解析を通して、熱帯の対流活動活発域が東西波数1で東進していることが明らかになってきた。また、Yasunari (1979, 1980, 1981)^{7), 8), 9)} は、インドモンスーンの対流活動活発域が、この熱帯の季節内変動と同期して北進していることを示した。一方、中緯度にもやはり顕著な季節内変動が見られることは、Krishnamurti and Gadgil (1985)¹⁰⁾ などでも明らかにされている。このような季節内変動スケールの変動の特徴とメカニズムを明らかにすることは、興味深い重要な課題となっている。

中緯度の季節内変動は、これまで特に熱帯の季節内変動との関連を主眼にして研究されてきた。そして、冬季を中心にして、熱帯の対流活動と中緯度の季節内変動とのいくつかの関連が明らかになってきた。

Lau and Phillips (1986)¹¹⁾ は、冬季の北半球の循環場に、熱帯の対流活動の季節内変動に関連して伝播する波列状のはっきりしたテレコネクションパターンがみられることを明らかにした。夏季については、冬季と比べてあまり顕著なテレコネクションパターンも熱帯の季節内変動と北半球の循環場との関連も見られず (Knutson and Weickmann 1987¹²⁾), 研究もまだ少ないが、いくつかの関連は調べられている。中部太平洋からアメリカ東部へとつらなる波列は、そのなかでも比較的顕著に見られるものである (岸保と佐藤 1986¹³⁾; T. Murakami 1987¹⁴⁾)。また, Magaña and Yanai (1991)¹⁵⁾ は、1979 年の夏にヒマラヤ高気圧と中部太平洋トラフとが熱帯の季節内変動と同期して変動していることを示した。

しかし、中緯度の季節内変動は、必ずしも熱帯からの強制という側面からだけでは理解できない独自のメカニズムを持っていると思われる。例えば Simmons *et al.* (1983)¹⁾ は、北半球の冬のテレコネクションパターンが平均流の順圧不安定と強く関連していることを示した。Lau and Phillips (1986)¹¹⁾ も、このような順圧不安定がテレコネクションに重要である可能性を指摘している。これまでの研究は、熱帯の季節内変動との関係を相関解析やコンボジット解析を通して調べるものがおおく、中緯度自身がどのような季節内変動をしているのかについての解析はまだ十分ではない。中緯度の季節内変動をいっそう明らかにするためには、中緯度自身の変動に主眼をおいた研究がいっそう求められていると言える。

ところで、夏季の中緯度の季節内変動の研究の中でも、インドモンスーンの対流活動が中緯度近くまで北上し、循環場に大きな影響を与えているアジア域の季節内変動は、たいへん興味深い対象である。Yasunari (1986)¹⁶⁾ は、インドモンスーンの対流活動による加熱域の北進と、それにともなう中緯度偏西風の応答の仕方の変化について議論しているが、インドモンスーンと中緯度偏西風との季節内変動スケールでの関連の解明は重要であり、いっそうの解析事実の積み重ねが求められている。また、アジアから西太平洋にかけての亜熱帯の季節内変動は、インドモンスーンと深い関連を持つことがわかっている。Takeda and Ikeyama (1985)¹⁷⁾, Ikeyama and Takeda (1988)¹⁸⁾ は、日本の南海上の雲量に季節内変動が見られることを明らかにした。同様の特徴は、Hirasawa and Yasunari (1990)¹⁹⁾ の 1979 年の OLR と 700 mb 高度場の解析にも現れており、しかもこの領域の変動はインドモンスーンの変動とよく同期した変動をしていることが指摘されている。Lau and Chan (1986)²⁰⁾ は、インド洋から西太平洋域にかけての亜熱帯域の OLR データを用いて、この領域の対流活動が一体となった周期的変動をしていることを明らかにした。夏季のアジア中緯度の季節内変動は、インドモンスーンや、それと関連している亜熱帯の季節内変動とも深い関連を持っているものと思われる。

この研究は、夏季のアジア域の中緯度の対流圏にみられる季節内変動の特徴を、ケーススタディーを通して明らかにすることをめざす。その際、熱帯の対流活動の比較的不活発であった 1983 年をケースとして選んだが、これは、熱帯の影響の小さい年の方が中緯度自身の季節内変動を記述しやすいのではないかと考えたからである。また、インドモンスーンの季節内変動や、これまでの研究でアジアや西太平洋の亜熱帯域にみられた季節内変動との関係も考察する。

2. では、用いたデータとフィルターについての記述である。3. で、季節内変動がアジア域のどこで活発であるかを明らかにし、それぞれの活発域の関係を考察する。3. の解析から、偏西風帯に顕著な季節内変動が見られたので、4. でさらに詳しく記述して構造を明らかにし、5. で、そのメカニズムについて簡単な解析をおこなう。6. では、この偏西風帯の変動とモンスーンに関連性を調べる。7. は、他の年についての考察である。最後に、8. で結果をまとめる。

2. Data について

解析に用いたのは、1983 年の ECMWF の Twice-daily 客観解析データで、北半球の東アジアから西太平洋にかけての、Eq-80° N, 60-180° E の領域である。1983 年を主な解析対象に選んだのは、この年

の熱帯の季節内変動が他の年に比べて弱い場合、中緯度の季節内変動そのものの考察には好都合であると考えたからである。解析には、おもに 200 mb (上層の代表)、700 mb (下層の代表) を。5. でおこなうエネルギー解析には、順圧モデルが実際の大気の運動をよくあらわすことがわかっている 300 mb のデータを用いた (Tsuyuki and Kurihara 1989)²¹⁾。

物理量としては、1983 年の各等圧面の高度 (ϕ)、気温 (T)、風ベクトル (u, v) を用いた。また、1980 年から 1985 年にかけての、200 mb の風の場合、1983 年以外の考察に用いた。

生の時系列から季節内変動の成分を取り出すために、約 15 日以上を周期を通す、low-pass filter を用いた。このフィルターは、cut-off period が 15 日の Lanczos filter (Duchon 1979)²²⁾ で、フィルターの長さは 45 日とした。

生の値を $\xi(t)$ とすると、low-pass filter をかけた物理量は、 $\bar{\xi}(t)$ と表現する。 $\bar{\xi}(t)$ からさらに期間平均値 $\bar{\xi}(\bar{t})$ を引いた時系列を、 $*\bar{\xi}(t)$ とする。 $\xi(t)$ の東西平均 (60–180° E) からのずれを、 $\xi(t)$ のようにあらわす。また、その物理量の pressure level を、 ξ_{200} (200 mb の ξ) のように表現する。ある物理量の領域平均は、 $[\xi]$ と表現する。期間平均や領域平均の範囲は場合によって異なるので、必要な場合本文で明記する。

なお、簡単のため、この論文では、季節内変動 (IntraSeasonal Variation) を ISV と表現する。

3. 季節内変動活発域の分布と相互の関連

季節内変動 ISV の大きな領域を明らかにするために、いろいろな物理量の時系列について、スペクトル解析を行った。そして、特に大きな ISV のパワーを示す点 (ISV 活発域) についての時系列を示し、考察を加えた。

3.1. スペクトル解析

解析期間が盛夏をはさむ時期であるため、トレンドは 2 次関数で近似できると仮定し、季節変化による影響を取り除くために、各グリッドの生の時系列 $x(t)$ から

$$T_r(t) = a_2 t^2 + a_1 t + a_0$$

で定義される 2 次トレンド $T_r(t)$ (最小自乗法により決定) をひき、季節変化をとり除いた時系列をつくった。

さらに、余弦テーパデータウィンドーを通したうえで、FFT 法を用いてスペクトル展開した (日野 (1977)²³⁾ による)。なお、データウィンドーの影響でパワーが小さくなっているため、補正係数 $\gamma = 0.875$ で割った。

さらに、どの場所でのどのような周期帯の変動が卓越しているかを調べるために、各周期帯の変動が持つ variance (power): P を計算して ((1) 式)、その空間分布を調べた。

$$P = \sum_{k=k_1}^{k_2} c_k^2 \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 k_1, k_2 は、周期帯に含まれるフーリエ成分の範囲を表す。 c_k^2 は、 k 番目の周期のフーリエ成分の持つパワーである。調べた周期帯は、Table 1 に示す。

解析は、1983 年夏季 (6–9 月) を含む 128 日間 (5 月 29 日–10 月 3 日) について、対流圏上層 (200 mb)、下層 (700 mb) それぞれの、等圧面高度 ϕ 、気温 T 、風 u, v に対して行った (ただし、

Table 1. Definition of frequency bands

freq. band	
total variance	
synoptic scale	3.5–8.5 days
intraseasonal variation	15.0– days

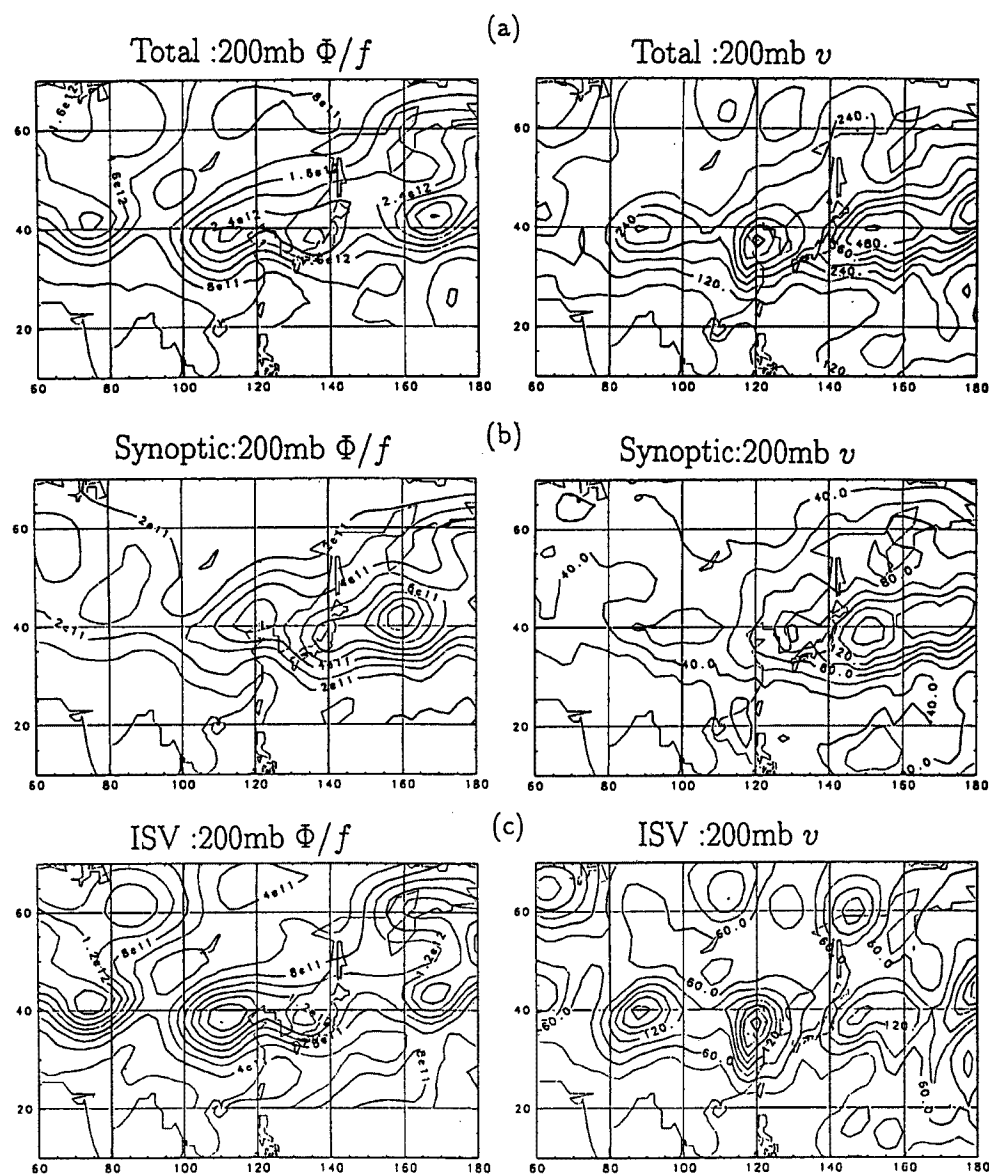


Fig. 1. Distribution of power of Φ/f (f is a Coriolis parameter) and v for different frequency band at 200mb. (a) For total variance, (b) for synoptic scale, (c) for intraseasonal variation. Unit of contour value is m^2/s^2 for v and m^2/s^2 for Φ/f .

図は Φ , v のみ)。 Φ については、各点の値をその緯度のコリオリパラメータ $f(\varphi) = 2\Omega \sin\varphi$ で割った Φ/f についてパワーを求め、20°N よりも南については求めなかった。

結果を Fig. 1, Fig. 2 に示す。

まず、変動のスケールによって、パワーの大きな領域が異なることがわかる。総観規模擾乱の活発域は、大陸の東岸から北太平洋にかけて見られ、storm track を形成している。一方 ISV には、総観規模擾乱があまり見られない大陸上にも活発域が見られる。 Φ_{200} などを見ると、ISV が全変動のパワーの半分くらいを占めているところもある（例えばヒマラヤ上空）。これらの事実から、総観規模擾乱と ISV スケー

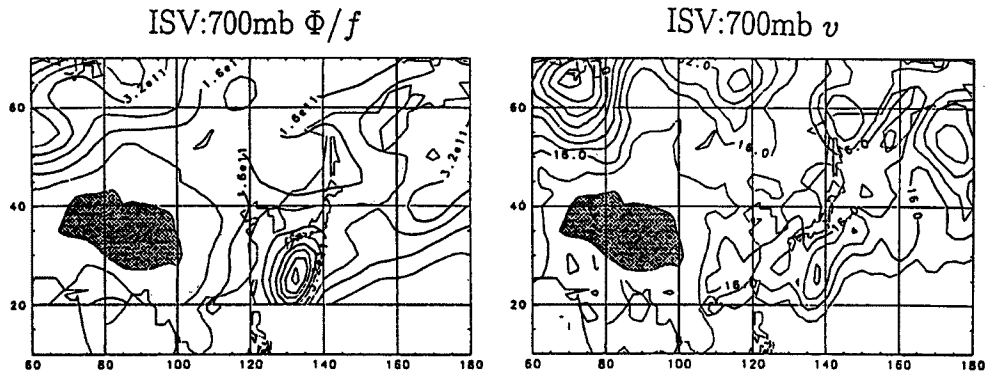


Fig. 2. Distribution of power of intraseasonal variation for Φ/f and v at 700mb. Unit of contour value is m^2/s^2 for v and m^2/s^2 for Φ/f .

ルの現象とはそれぞれ独立した固有のメカニズムを持っていると思われる。

ISV に関して、Fig. 1 の特に顕著な特徴は、 Φ_{200} 、 v_{200} の 40°N 付近にみられる東西方向に並んだ波列状のパターンである。 v_{200} について、パワーの山（大きなところ）と谷（山と山の間）の値を比べると、谷は山の半分以下の値になっており、変動の大きなところと小さなところがはっきりと交互に並んでいることがわかる。この 40°N の波列は、1983 年の夏季の平均的な偏西風帯上に並んでおり、偏西風の振舞いと深く関連していると思われる。 Φ_{200} と v_{200} の関連を見ると、 v_{200} のパワーの大きな領域にはさまれたところ（ v_{200} のパワーの谷）で、 Φ_{200} のパワーが大きい。また、気温についても、 T_{200} でははっきりしなかったが、 T_{300} にはパワーの大きな領域が見られる（図は示さない）。そして、 T_{300} の ISV 活発域は、 Φ_{200} の ISV 活発域はほぼ対応している。

ここで、スペクトル解析にみられた v の上層、下層それぞれの ISV 活発域に対して、Fig. 3 にあるように記号をつけた。以後、この記号を用いて ISV 活発域を示すことにする。

ISV スケールの 60°N 付近にもやはり、波列状のパターンがみられる（点 G, H, J）。この波列は、 40°N に沿った ISV 活発域と、それぞれ対になってあらわれているようにも見える。この両者の関連は興味深い点である。また、この波列は露木（1990）²⁴ や王（1991）²⁵ の指摘したカスピ海付近からユーラシア大陸上につらなる Rossby 波列と似ている。

一方、700 mb（下層）の ISV 活発域は、日本の南（点 X, Y）と、ウラル山脈付近（点 G）、シベリア湖の北（点 H）、バイカル湖付近（点 J）などに見られる。200 mb（上層）の ISV と比較すると、700 mb の ISV 活発域は、200 mb の ISV 活発域とはほぼ同じ位置に存在していることがわかる。ところが、 40°N の上層の波列状パターン（点 A, B, C, D）は、ヒマラヤの影響もあって、その大部分（点 D 以外）で下層の ISV 活発域を伴っていない。

一方、他の多くの 700 mb の ISV 活発域が、同じ場所に 200 mb の ISV 活発域を伴っているのに対して、日本の南の西太平洋には、200 mb に ISV 活発域を伴わない 700 mb の ISV 活発域が見られる（点 X, Y）。Takeda and Ikeyama (1985)¹⁷、Ikeyama and Takeda (1988)¹⁸ は、1978–85 年のデータから、夏季、日本の南の西太平洋に雲量の 30 日周期変動の活発域が見られることを報告している。また、Hirasawa and Yasunari (1990)¹⁹ は、やはり日本の南の西太平洋上（ 30°N , $130-160^\circ\text{E}$ ）の OLR と 700 mb 高度に、30–60 日変動活発域が見られることを示した。彼らの示した ISV 活発域は、Fig. 2 にみられる日本の南の 700 mb の ISV 活発域に対応していると思われる。この下層の ISV が、すぐ北に位置する上層の偏西風帯の顕著な ISV（点 A, B, C, D）とどう関わっているのかも興味深い点である。

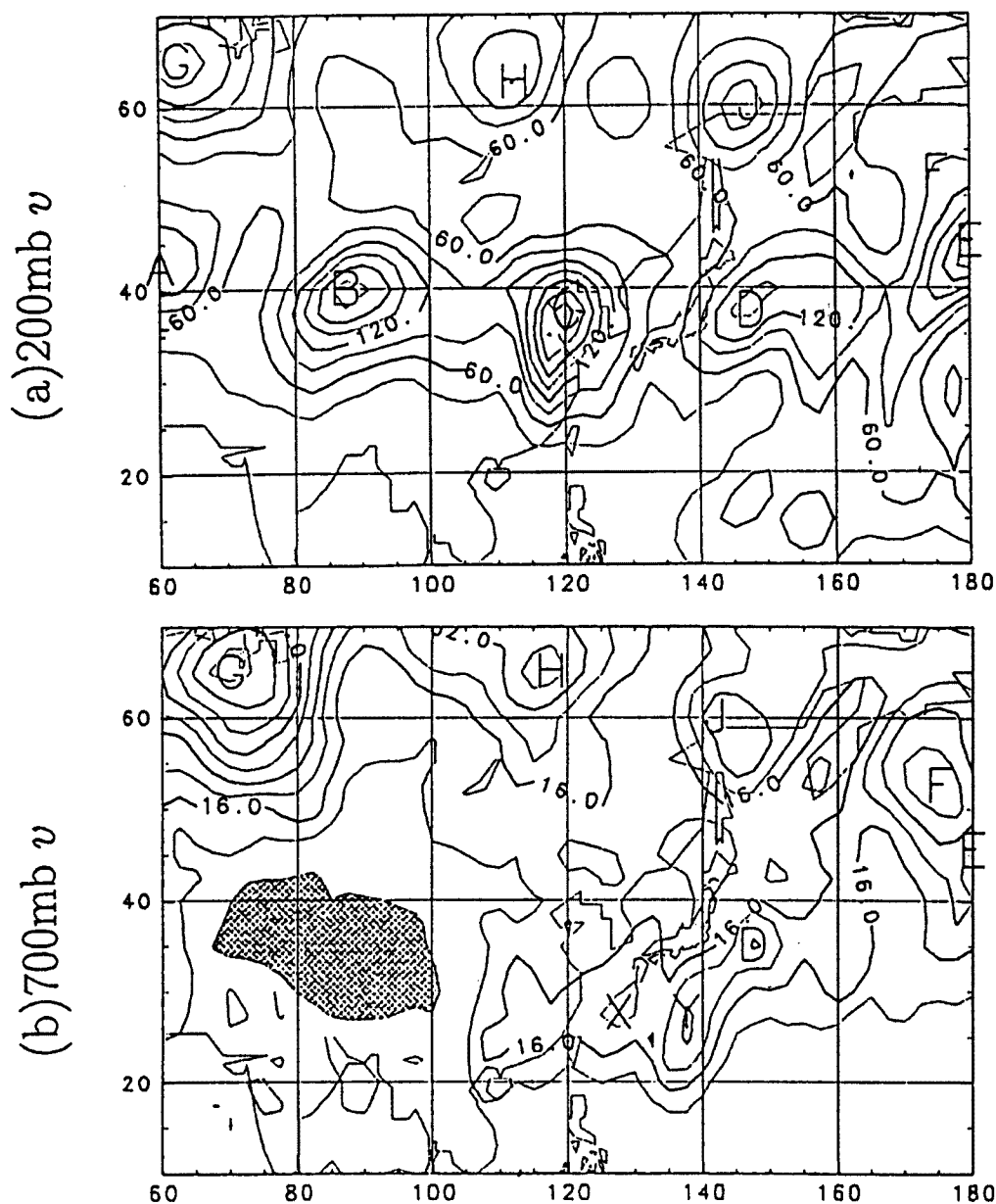


Fig. 3. Symbols of ISV's active area for v . They are overlapped to power distribution map for v . (a) For 200mb (upper layer), (b) for 700mb (lower layer).

3.2. 季節内変動活発域の時系列比較

3.1で、対流圏上層の40°N, 60°N周辺に、顕著な波列状のパターンが見られたが、ここでは、Fig. 3に示した各点の時系列について比較して考察する。

時系列は、生の時系列 v と、low-pass filterを通した時系列 $\bar{v}$ (ISV+季節変化)について重ねて示した。200 mbについてはFig. 4に、700 mbについてはFig. 5に示した。これらをみると、各点のISVスケールの変動が、生の時系列でもわかるような、卓越したものであることが確かめられる。

200 mbの各点のISVの時系列を比較する。まずはっきりわかるのは、40°N付近の各点の $\bar{v}$ が、とな

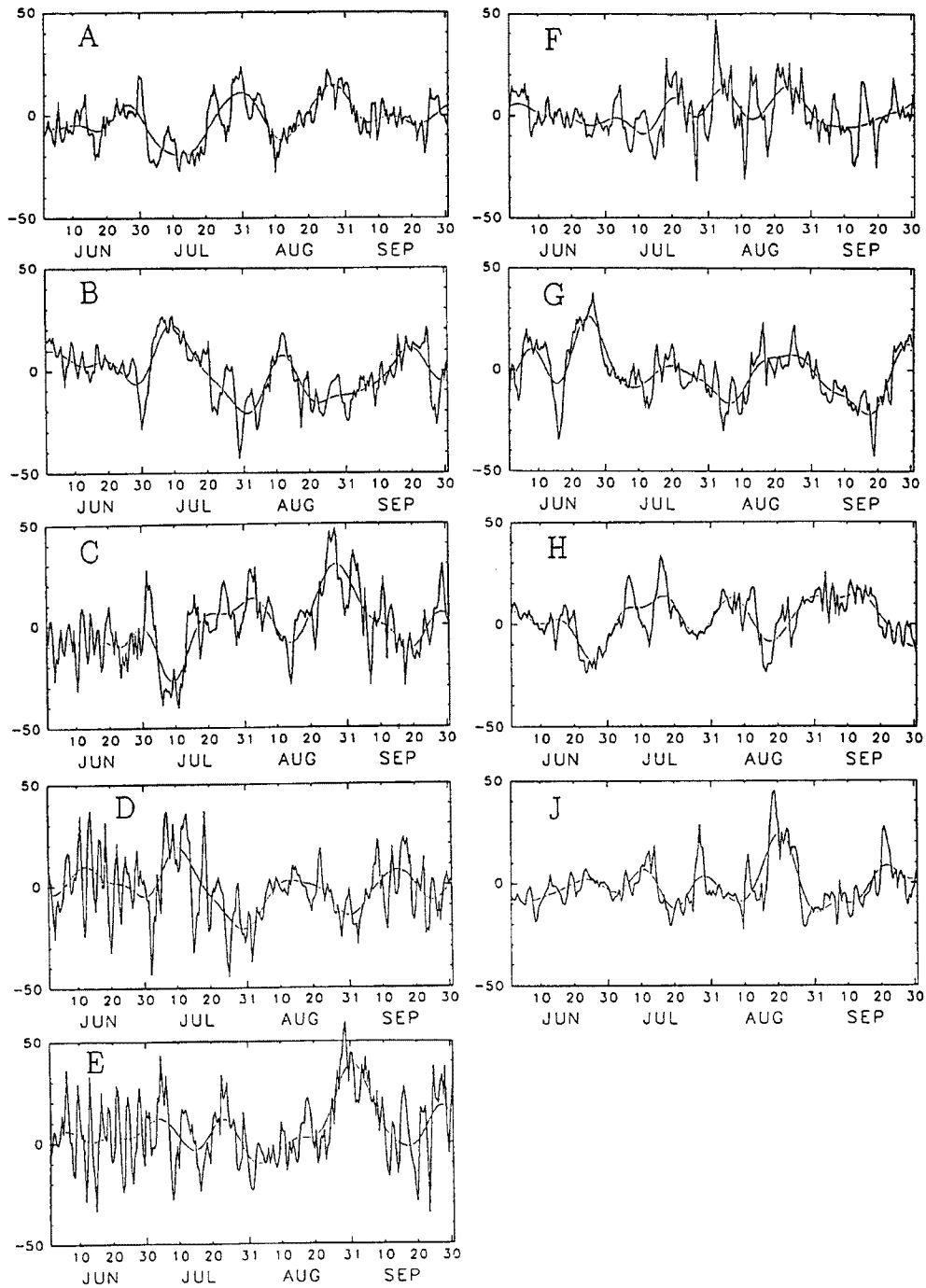


Fig. 4. Time series for at 200mb v . Alphabet symbols are defined in Fig. 3. Thick lines show raw time series and thin lines filtered ones. Unit of y-ordinate is 10m/s.

りあう各点で互い違いの変動を示していることである。つまり、200 mb では、A と B、B と C、C と D はそれぞれ逆相関的な変動をしている。この特徴は、6月下旬から8月末にかけてははっきりみられる。このことから、偏西風帯がこの時期、定在波のような変動を示している可能性があることがわかる。40° N

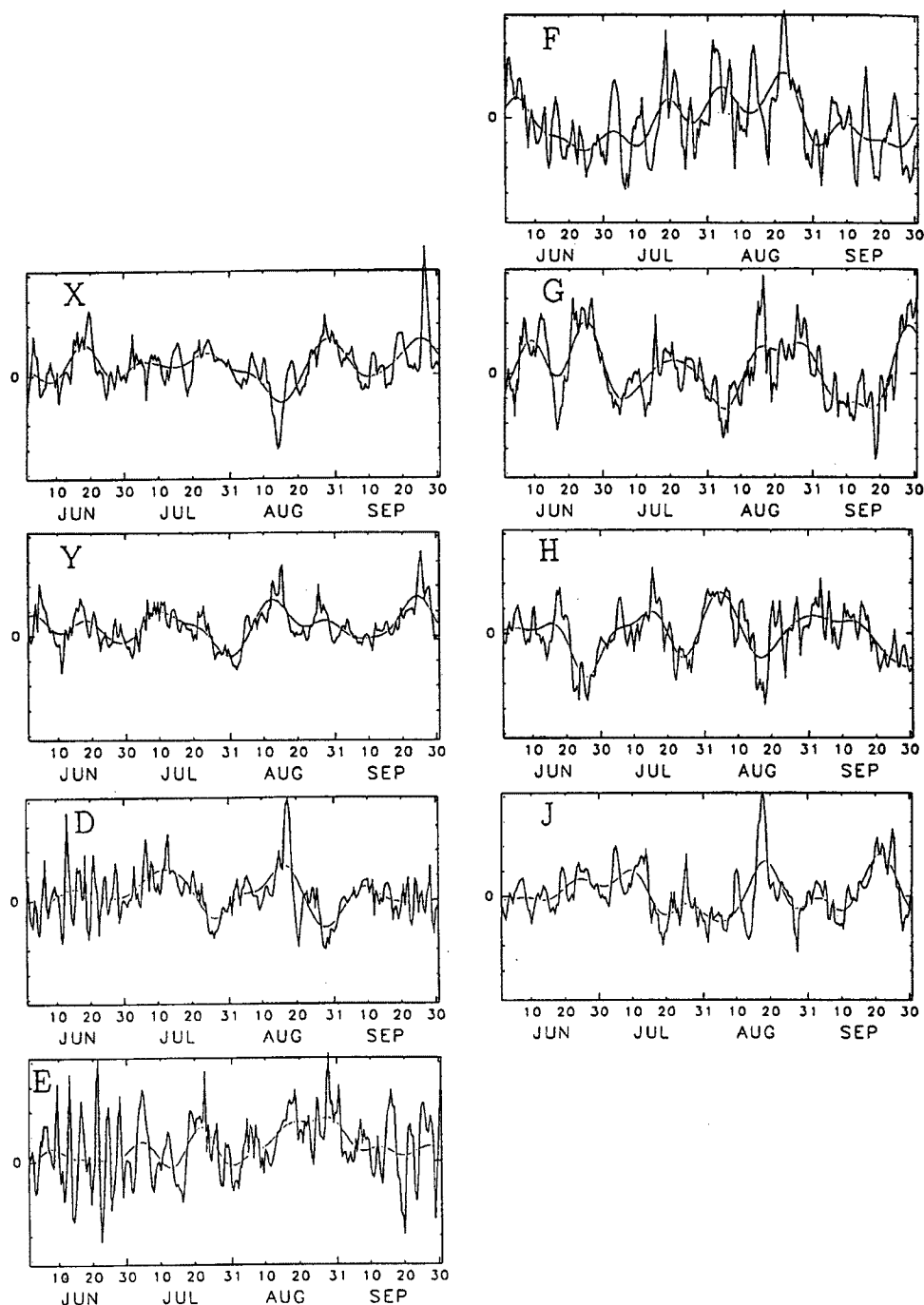


Fig. 5. Same as Fig. 4, except for 700mb. Unit of y-ordinate is 5m/s.

付近の変動の詳しい特徴は、4.以降でさらに詳しく解析する。

次に、 60° N 付近にみられる 200 mb の ISV についての特徴を考察する。200 mb の F-H を見る限り、 60° N 付近の波列については、明白な関連は見られない。 40° N との関連もよくわからない。この領域の変動については、単なる時系列の比較だけでは不十分であり、今後の研究でのいっそう詳しい解析が必要である。

次に、下層の変動域の時系列を、上層との関連に気を付けて考察する。700 mb の D, G-J については、200 mb の D, G-J と同期した変動を示していることがわかる。つまり、下層の変動域も上層と基本的に対応して、順圧的に変動している。日本の南の変動域 (700 mb の X, Y) は下層だけにみられる ISV 活発域であるが、Y の 6 月から 8 月にかけての変動は、約 10° 北の 200 mb の D と相関を持っている。X については、Y や 200 mb の D とはまた異なる変動をしているようである。Hirasawa and Yasunari (1990)¹⁹⁾ などでも指摘されてきたこの付近の ISV の一部 (点 X) は、1983 年については、 40° N の 200 mb にみられる ISV と同期して変動する、関連を持った現象としてとらえられた。

4. 偏西風帯にみられる波動の特徴

3. で、偏西風帯に顕著な ISV がみられることがわかった。ここでは、この現象にしばって、その特徴をより詳しく記述する。

4.1. 偏西風帯にみられる ISV の構造と季節変化

ISV のよくみられた 40° N にそった Hovmöller diagram を各物理量について見る。

最も目立つ特徴は、200 mb の南北風 $\bar{v}_{200}$ (Fig. 6) にみられる。7 月のはじめ (7 月 10 日頃)、7 月のおわり (7 月 30 日頃)、8 月の半ば (8 月 13 日頃)、8 月のおわり (8 月 31 日頃)、明瞭な波列状パターンがみられる。3.2 で示した 40° N にそった各点の変動の構造が、この図からよりはっきりと確認できる。この $\bar{v}$ の変動は、かなり明瞭な腹 (だいたい $60, 90, 120, 150, 175^\circ$ E あたり) と節 ($75, 105, 135, 160^\circ$ E) を持つ定在波振舞いを示す。そして、周期は約 30 日で 2 周期分が確認できた。この図は、各点の 15 日以上周期をすべて通すような low-pass filter をかけたデータについて得られたものであり、偏西風帯のこの時期の ISV がかなり systematic で顕著な現象としてみられることがわかる。

40° N にそった $\bar{v}_{200}$ の 7-8 月の変動には東西方向への位相の伝播はほとんどみられない。変動の大きい領域は、西から東に伝播しているように見えるときもあり (7 月 10 日頃、8 月 31 日頃)、反対に東から西に伝播しているように見えるときもある (7 月 30 日頃)。しかし、たいへん速いスピードであり、この領域の偏西風は全体として同期した変動をしていると言ってよい。

次に、 $\bar{\phi}_{200}$ (Fig. 7, この期間 (5-9 月) の平均値をのぞいてある) をみると、季節変動が重なっているが、やはり定在波振舞いが見られることがわかる。東西方向への位相は $\bar{v}_{200}$ と $1/4$ 波長ずれており、南風領域の東で正の高度偏差、北風領域の東で負の高度偏差を持つ。これは、地衡風の関係から予想される結果である。

$\bar{u}_{200}$ には、 $\bar{v}$, $\bar{\phi}$ ほどの顕著な特徴は見られない。

$\bar{T}$ については、200 mb では顕著な変動が見られなかったが、300 mb では $\bar{\phi}_{200}$ と似たような変動を示した (図は示さない)。 $\bar{\phi}_{200}$ の正偏差 (負偏差) の領域で $\bar{T}_{300}$ は正偏差 (負偏差) を持つ。このことは、この偏西風の ISV が順圧的な構造を示していることを示唆する。

偏西風の ISV は季節進行にともなって変動しており、6 月以前にはあまり見られず、7-8 月の盛夏期に特に顕著に見られ、9 月以降またはっきりしなくなる。この時期のアジア域の季節進行の中でも重要なのは、インドモンスーンの動向である。そこで、インドモンスーンの季節進行との関係を考察するために、Fig. 8 に、インドの南 ($5-10^\circ$ N, $60-100^\circ$ E) における monsoon westerly の強さを示す。この年のインドモンスーンの入り (onset) は例年よりも遅れており、6 月 20 日ごろに monsoon westerly が急に強くなり、onset を迎えている。そしてその後 8 月の末にかけて、monsoon westerly は約 30 日前後の周期で強弱を繰り返している。インドモンスーンの明け (withdrawal) は、monsoon westerly の変動があまりみられなくなる 8 月の末である。偏西風の ISV はおもにインドモンスーン onset の後、

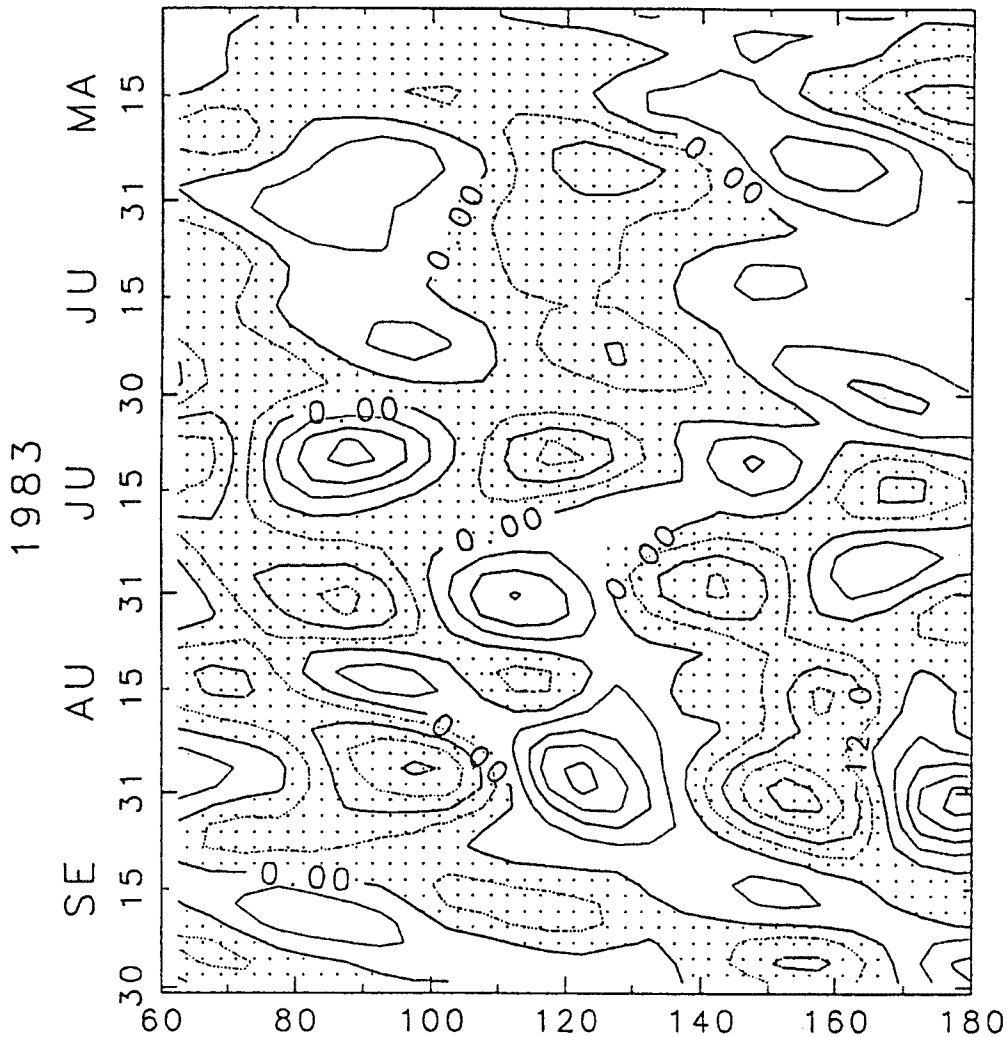


Fig. 6. Hovmöller diagrams for $\bar{v}$ along 40.0°N at 200mb. Contour interval is 6m/s. Negative areas are shaded.

withdrawal までの間にみられることがわかる。

4. 2. 偏西風波動の空間構造

Fig. 6でもわかるように、今回解析した1983年の偏西風のISVは、2周期分が確認された。ここで、分かりやすくするために、偏西風のISVのもっともめだっている4つの時期をそれぞれ、Stage 1-4と名付けることにする。ステージの定義の方法は、Table 2に示す。

偏西風のISVの水平構造にみられる特徴について述べる。まず、風ベクトル $\bar{v}_{200}$ の水平構造から、1983年の偏西風のISVは、偏西風の波動として認識できる (Fig. 9)。以後、 40°N に沿って偏西風帯にみられたISVを総称して偏西風波動と呼ぶことにする。Stage 1とStage 3、Stage 2とStage 4はそれぞれ似たようなphaseとなっている。そして、Stage 1、3とStage 2、4は偏西風波動の形が逆になっていることがわかる。ただしStage 3は、他のStageと比較して日本付近より東では波動がはっきりしない。このころに台風が日本の南海上から日本付近を通っており、波動が強く乱されたことと関連していると思われる。

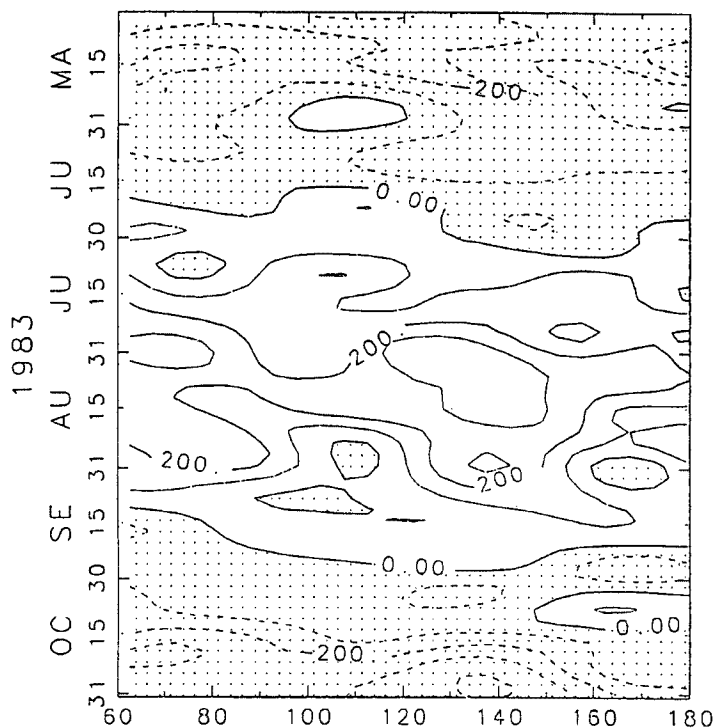


Fig. 7. Same as Fig. 6, except for $\tilde{\Phi}$ at 200mb. Contour interval is 1.0×10^2 ms. Negative areas are shaded.

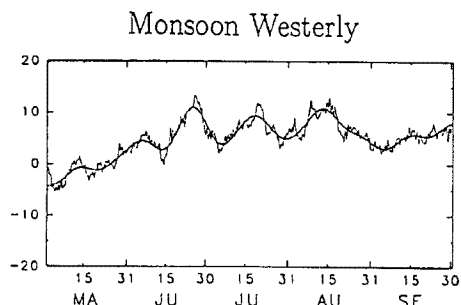


Fig. 8. The intensity of monsoon westerly, given by mean of u in the area $5-10^\circ\text{N}$, $60-100^\circ\text{E}$. Thick line shows filtered time series and thin line raw one.

Table 2. Definition of Stages

Stage definition	
Stage No.	Date
1	10, July
2	30, July
3	13, August
4	31, August

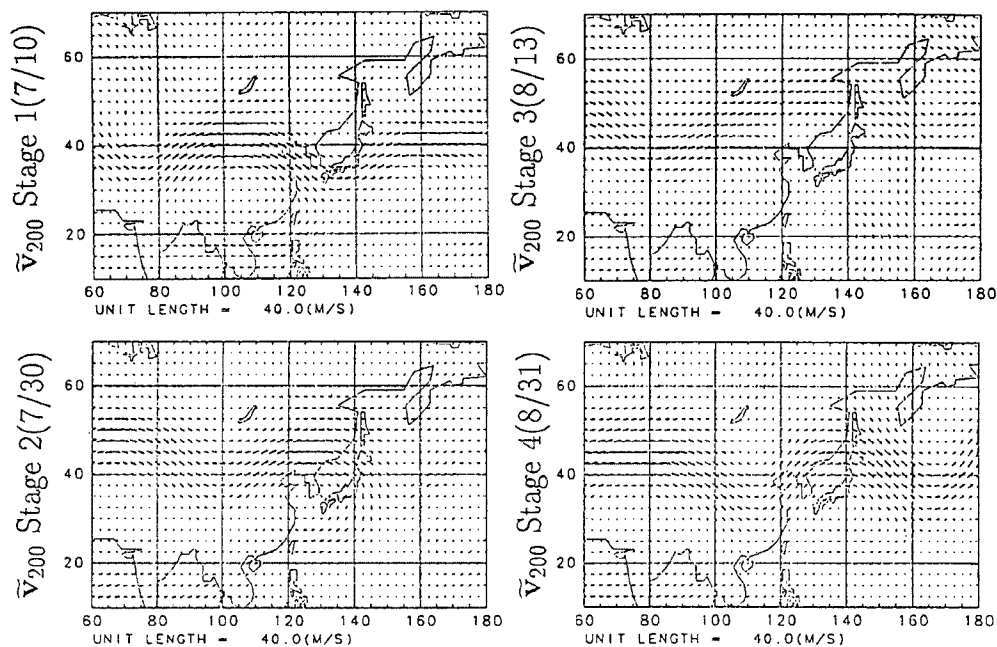
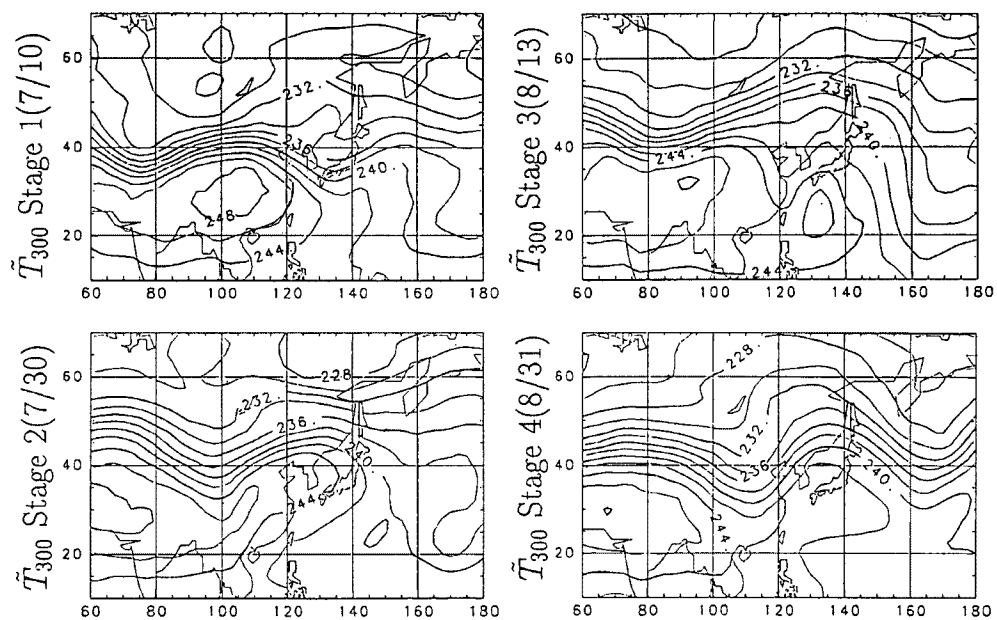
$\tilde{T}_{300}$ は、偏西風波動にともなう変動しており、偏西風が北(南)に偏ったところではそれにもない気温が上昇(下降)する (Fig. 10)。300 mb における傾圧帯 ($\partial \tilde{T}_{300} / \partial y$ の値の大きな地帯) は、 $\tilde{v}_{200}$ における偏西風帯と一致している。ところで、 $\tilde{T}_{200}$ で偏西風波動に伴う変動シグナルがえられなかったのは、この高度が偏西風帯の軸にあたっており、 T の南北傾度がかなり小さくなっていることによると思われる。

下層の変動を見るために、 $\tilde{v}_{700}$ の図を示す (Fig. 11)。約 120°E より西では 700 mb の偏西風ははっきりしなくなっており、200 mb との関連はよくわからない。これについてはヒマラヤの影響が大きいと思われる。しかし、 120°E より東では、偏西風がやや 200 mb よりも南にずれているが、偏

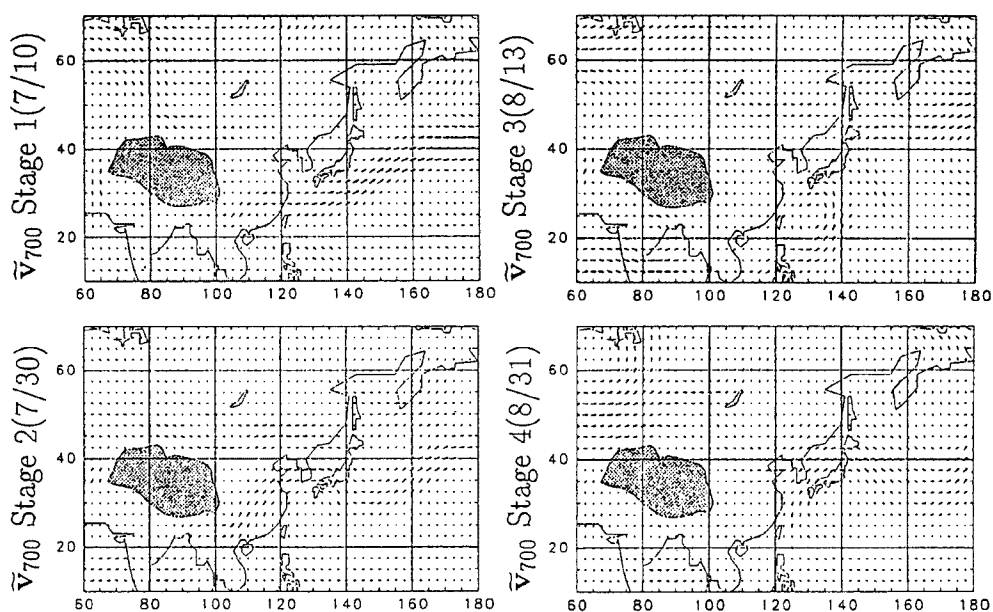
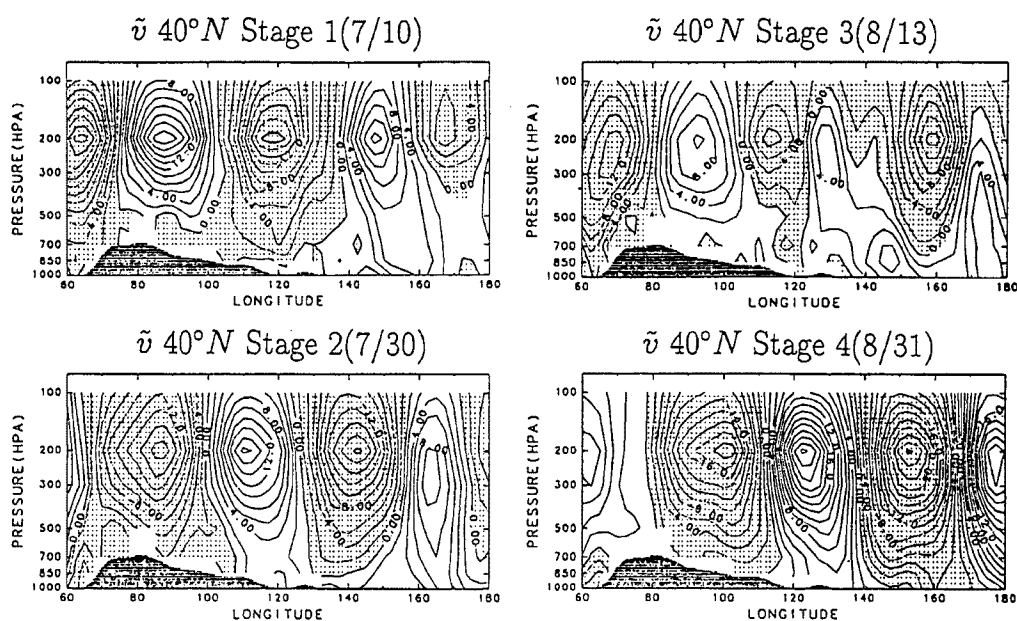
西風波動にみられる南北風パターンは、200 mb のものとよく一致していることが見てとれる。3. で、下層 (700 mb) の v の ISV が、上層 (200 mb) の ISV よりも南にずれた領域で見られ、この下層の ISV の時間変動の位相は偏西風帯の上層の ISV とよく対応していることが示されたが、200 mb と 700 mb の風ベクトル $\tilde{v}$ の水平構造から、日本の南海上の 700 mb に見られる ISV は、上層の偏西風波動と深い関連を持っていることがより確かめられた。

次に、この波動の鉛直方向への構造を考察する。Fig. 12 に $\tilde{v}$ の鉛直断面を示す (40°N に沿った)。偏西風波動の全体として不明瞭な Stage 3 をのぞいて、鉛直方向に位相がそろった構造をしている (図は示さない)。* $\tilde{T}$ についてみても、200 mb から上と下で符号が逆転しているが、波動の構造としてはやはり鉛直方向に位相のそろった構造をしている。この位相構造は、500 mb あたりまではっきり見られ、700 mb でもだいたい位相はそろっている。 $\tilde{T}$ は、 $\tilde{v}$ の南(北)風域の東、北(南)風域の西で正(負)の偏差域がみられる。これらの鉛直構造の特徴は、偏西風波動が順圧的な構造を持っていることを示している。

以上の結果から、1983 年夏季のアジア域偏西風帯に、極めて顕著で systematic な波動現象が見られることが明

Fig. 9. Distribution of $\bar{v}$ for each stage at 200mb.Fig. 10. Same as Fig. 9, except for $\bar{T}$ at 300mb. Contour interval is 2K.

らかになった。この波動は、定在波的なもので、周期は30日前後。鉛直方向に位相のそろった順圧的な構造をもつ。

Fig. 11. Same as Fig. 9, except for $\bar{v}$ at 700mb.Fig. 12. Same as Fig. 9, except for vertical structure of $\bar{v}$. Contour interval is 2 m/s. Areas of northerly component are shaded.

5. 偏西風波動の診断的解析

5.1. 偏西風波動のメカニズムの考察

1983年の偏西風波動の特徴として、順圧的な波動であることと、定在波的な（地理的に固定された）

構造をしていることがあげられる。Tsuyuki and Kurihara (1989)²¹⁾ は、順圧モデルにあらわれる、8月の北半球の300 mbの平均流がもつ順圧不安定モードを計算した。その第2不安定モード (Fig. 13) は、アジア付近で波列状のパターンをもち、定在波的なふるまいをする。いままで記述してきた1983年の偏西風波動は、この順圧不安定モードとたいへんよく似ており、この両者の間になんらかの関連がある可能性がある。ただし、1983年の偏西風波動は約30日の周期であったのに対して、Tsuyuki and Kurihara (1989)²¹⁾ の示したモードははるかに長い約140日の周期を持ち、また、発達率も $(23 \text{ 日})^{-1}$ と小さいなど、これだけからでは順圧不安定が重要な役割をはたしていると断定することはできない。しかし、1983年の偏西風波動がTsuyuki and Kurihara (1989)²¹⁾ の示したような順圧不安定の力学をどの程度持っているかを詳しく調べる意味は十分にある。

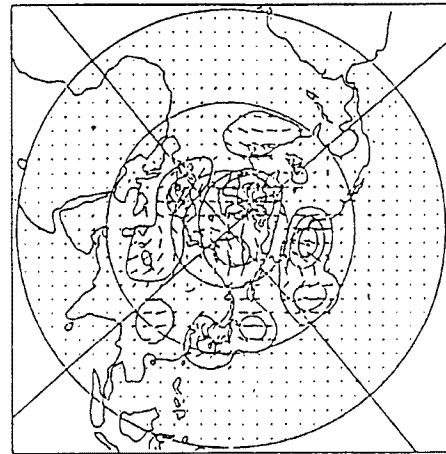


Fig. 13. The second most unstable normal mode for August computed by Tsuyuki and Kurihara (1989)²¹⁾

中高緯度の平均流の順圧不安定については、よく議論されるような東西方向一様の、南北方向への平均流の非一様性だけを持った平均流に生じうる順圧不安定とは別に、おもに東西方向の平均流の非一様性からエネルギーを受け取るようなものも調べられている。Simmons *et al.* (1983)¹⁾ は、全球の順圧モデルを用いて、中高緯度にみられるPNAパターンやEAパターンなどのテレコネクションパターンが、中高緯度自身の平均流の順圧的な不安定モードと関連があることを見いだした。そして、熱帯の対流活動に限らず、さまざまなforcingに対する中高緯度の応答として、これらの地理的に固定された順圧不安定モードが選択されてあらわれる可能性があることを指摘した。Lau and Phillips (1986)¹¹⁾ も、中緯度に現れる波列に必ずしも熱帯の対流活動のアノマリーが対応していないこと、波列の現れる位置が地理的に固定されていることなどから、Simmons *et al.* (1983)¹⁾ の示したようなメカニズムが重要な役割を果たしている可能性を指摘した。Tsuyuki and Kurihara (1989)²¹⁾、露木 (1990)²⁴⁾ は、上でしめしたように順圧不安定モードを調べ、夏季についてアジア域から太平洋域にかけての中緯度の大きなISVが見られる領域は、順圧モデルにあらわれる不安定モードの変動の大きな領域に現れていることを、解析と、順圧モデルによる数値実験の両面から指摘した。これらの順圧不安定モードは、総観規模擾乱よりももっと長い変動周期を持っており、中緯度のISVスケールの現象に大きな関連を持っていると考えられる。

この順圧不安定では、平均流の東西方向への非一様性が重要であるので、偏西風帯の風の強さが東西方向に変わるところ (jetの出口など) で大きな振幅を持つ変動があらわれる可能性が高いとおもわれる。例えばSimmons *et al.* (1983)¹⁾ の示した北半球1月の300 mbの最も発達率の大きな順圧不安定モードでは、平均流のjetの出口に大きな振幅がみられた。そして、その領域で平均流の東西方向の非一様性からエネルギーを受け取っていることが示された。地形や海陸分布によって地理的にある程度固定された非一様性を持つ平均流があれば、その平均流の東西方向の非一様性のスケールと一致するような順圧不安定モードが存在する可能性がある。実際、Tsuyuki and Kurihara (1989)²¹⁾ の用いた8月の平均流を見ても、50, 90, 150° Eあたりに、偏西風の強まる領域が見られ、東西方向の非一様性のスケールは約40–60°であるが、不安定モード (Fig. 13) も、アジア付近でそれに近い東西スケールを持っている。1983年の偏西風波動についても調べてみると、波動のあらわれていた時期 (6月22日–9月8日) の平均流の300 mbのu成分 (Fig. 14) を見ると、60, 100, 160° Eあたりに偏西風の強い領域があり、東西方向の非一様性のスケールは、約40–60°であるのに対し、4.まで述べたように、偏西風波動が示した東西

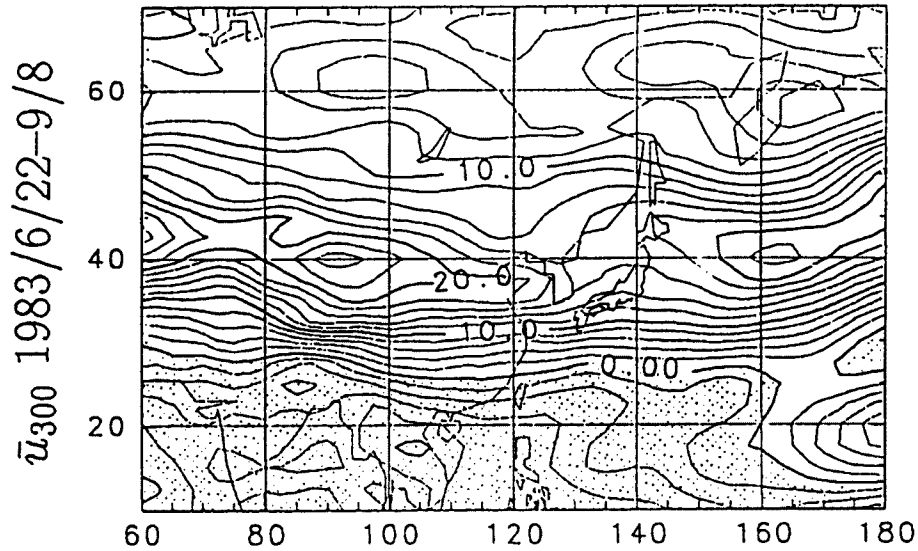


Fig. 14. Distribution of u at 300mb averaged for 22 June–8 September, 1983, Contour interval is 2m/s. Areas of easterly component are shaded.

方向の波長も、約 60° と、平均流の東西方向の非一様性のスケールと一致している。

以上、Tsuyuki and Kurihara (1989)²¹⁾ の順圧不安定モードとのアジア付近における形の類似性、1983 年の平均流の東西方向の非一様性のスケールが偏西風波動の東西スケールと一致すること、偏西風波動の順圧的な構造などから、1983 年の偏西風波動についても、平均流の順圧不安定となんらかの関連を持つ可能性が示唆される。5.2 では、エネルギー変換を診断することによって、この可能性について考察する。

一方、モンスーンにも顕著な季節内変動が見られることが指摘されており、これとの関連も興味深い点である。これについては、6. で改めて詳しく論じることにする。

5.2. エネルギー解析

1983 年の偏西風波動が、どのていど順圧不安定の特徴を持っているかを更に調べるために、簡単なエネルギー変換の診断を行った。この診断は 300 mb の等圧面上で行った。

診断の方法を述べる。まず、実測される風 u, v を、診断期間の平均 $\bar{u}, \bar{v}$ と、low-pass filter を通してからその期間平均を引いた ISV 成分 $*\bar{u}, *\bar{v}$ にわけて解析を行った。診断期間は、Fig. 14 を作った。診断期間は、Fig. 14 を作ったときと同様に、6 月 22 日から 9 月 8 日までとした。Simmons *et al.* (1983)¹⁾ などにしたがって、順圧の線型化した渦度方程式から ISV の領域平均運動エネルギー $KE = [(*\bar{u}^2 + *\bar{v}^2)/2]$ の変化の式をつくると、

$$dKE/dt = CK_x + CK_y \dots\dots\dots (2)$$

ここで

$$CK_x = - \left[\frac{1}{a} (*\bar{u}^2 - *\bar{v}^2) \left\{ \frac{1}{\cos \theta} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \lambda} - \bar{v} \tan \theta \right\} \right] \dots\dots\dots (3)$$

$$CK_y = - \left[\frac{1}{a} *\bar{u}*\bar{v} \left\{ \cos \theta \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\frac{\bar{u}}{\cos \theta} \right) + \frac{1}{\cos \theta} \frac{\partial \bar{u}}{\partial \lambda} \right\} \right] \dots\dots\dots (4)$$

ここで、 a は地球の半径、 θ, λ はそれぞれ緯度、経度をあらわしている。すると、 dKE/dt は ISV 運動エネルギー変化量のうち、平均流との相互作用によって受け取るエネルギー量をあらわす。(3) は、東西方

向の平均流の非一様性から ISV が受け取るエネルギーの量を, (4) は, 南北方向への平均流の非一様性から ISV が受け取るエネルギーを示している。さらに, 値の小さい項を無視して, λ, θ を $x=(a \cos \theta)$, $y=a\theta$ と書き直して整理すると, (2) は,

$$dKE/dt=[E \cdot \nabla \bar{u}] \dots\dots\dots (5)$$

ここで,

$$E=-(\bar{u}^2-\bar{v}^2, \bar{u}\bar{v}) \dots\dots\dots (6)$$

と書ける。 ∇ は, x-y 座標についての微分演算子である。(6) の E は, 拡張 EP-flux と呼ばれる (Trenberth 1986²⁶⁾)。 (3), (4) も簡単になって, それぞれ

$$CK_x=-\left[(\bar{u}^2-\bar{v}^2)\frac{\partial \bar{u}}{\partial x}\right] \dots\dots\dots (7)$$

$$CK_y=-\left[\bar{u}\bar{v}\frac{\partial \bar{u}}{\partial y}\right] \dots\dots\dots (8)$$

と書ける。今回の領域平均は, 40°N に沿った偏西風波動を解析するために, $30-50^\circ \text{N}$, $60-180^\circ \text{E}$ について行った。

実際に, (7), (8) を用いて, 平均流と偏西風波動とのエネルギー相互作用を見積ると, 診断期間全体の, $30-50^\circ \text{N}$, $60-180^\circ \text{E}$ の領域におけるエネルギー変換量はそれぞれ,

$$CK_x=3.9 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3,$$

$$CK_y=-1.4 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}^3$$

となり, 偏西風波動はこの領域でも平均流の東西方向の非一様性からエネルギーを受け取っていることがわかった。

次に, $30-50^\circ \text{N}$, $60-180^\circ \text{E}$ における ISV 運動エネルギーの時間変化をしらべる。Fig. 15(a) に ISV へのエネルギー変換量 CK_x , CK_y の時系列を, Fig. 15(b) に, ISV 運動エネルギー KE の時系列を示す。Fig. 15(c) に, ISV 運動エネルギーの時間変化量 dKE/dt の時系列を示す。Fig. 15(a), (b), (c) はそれぞれ診断期間に3回のピークをもっており, そのピークは, KE , CK_x については偏西風波動の Stage 1, 2, 4 に対応している。Stage 3 は Fig. 6 をみても他の Stage とくらべて波動のはっきりしない時期であり, KE のピークがあらわれていないのは, そのためと思われる。 CK_x は, dKE/dt と対応しそうであるが, 実際はむしろ, KE とよい対応を見せている。つまり, 偏西風波動が活発なとき (Stage 1, 2, 4), その波動のパターンは全体として平均流の東西方向の非一様性からエネルギーを受け取る形を示していることがわかる。 CK_x と dKE/dt の対応はよく, 偏西風波動の初期の発達の過

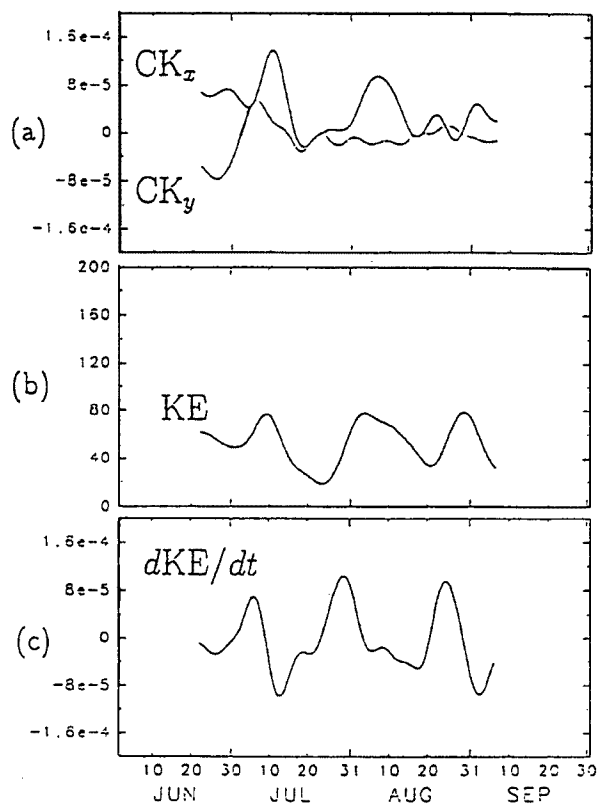


Fig. 15. Time series of energy cycle. (a) Kinetic energy conversion from basic state to ISV, (b) kinetic energy (KE), (c) time change of ISV kinetic energy (dKE/dt). Unit of y-ordinate is m^2/s^3 for (a), (c) and m^2/s^2 for (b).

程については、順圧不安定モードの形を持った微小擾乱の発達というメカニズムはあまり重要ではなく、他のメカニズムが必要となっているように思われる。

以上をまとめると以下の通りである。エネルギー解析の結果、この偏西風波動は、東西方向の平均流の非一様性からエネルギーをもらって発達しやすい構造をしていることがわかった。このことは、Simmons *et al.* (1983)¹⁾ や Tsuyuki and Kurihara (1989)²⁾ らの示したような順圧不安定の特徴を、1983年の夏季の偏西風波動が持っていることを示す。ところが、偏西風波動の発達の初期の過程ではこの順圧不安定は必ずしも重要ではない。このことは、偏西風波動の初期の急激な発達のためには、他のメカニズムが必要となっていることを示すと思われる。

6. インドモンスーンの季節内変動と偏西風波動

アジア域の ISV を考察するとき、インドモンスーンの 30-60 日周期変動との関連は興味深い。ここでは、4. などでも詳しく議論してきた顕著な偏西風波動と、インドモンスーンとの関連について考察する。

6.1. 1983 年のインドモンスーンの季節内変動

まず、Fig. 16 に、OLR の 5 日平均の 70-90° E に沿った Hovmöller diagram を示す。6 月中旬から下旬にみられるインドモンスーン onset に伴う対流活動域の北進をはじめとして、8 月下旬頃にかけて、25° N 付近にまで周期的に北上する対流活動の活発域がみられる。1983 年の熱帯の ISV ははっきりしなかったが、インドモンスーンの ISV ははっきりみられた。更に、Fig. 17(a) に、75-90° E の各緯度域 (5-10° N, 10-15° N, 15-20° N, 20-25° N, 25-30° N) で平均した 700 mb の高度の時系列を示す。対流活動の活発域は、基本的に下層の等圧面高度の負の偏差域にあたる。Fig. 17(a) より、高度の負の偏差域が、南から北へと移動して行く様子がわかる。一般的に、インドの下層の等圧面高度と対流活動の活発域はよく対応することが知られている (Yasunari, 1986)¹⁶⁾ ので、Fig. 17(b) に、インドモンスーンの active/break cycle の指標として、インド上空 (20-30° N, 75-90° E) の 700 mb 高度の時系列を示す。以後、これを Monsoon-Index (MI) と呼ぶ。図中の A はインドモンスーンの active phase を B は、break phase を示している。Fig. 17(b) より、1983 年のインドモンスーンの季節内変動は、6 月の下旬の onset の後 3 回の active phase (6 月 30 日, 7 月 20 日, 8 月 20 日頃) を経過した後、9 月

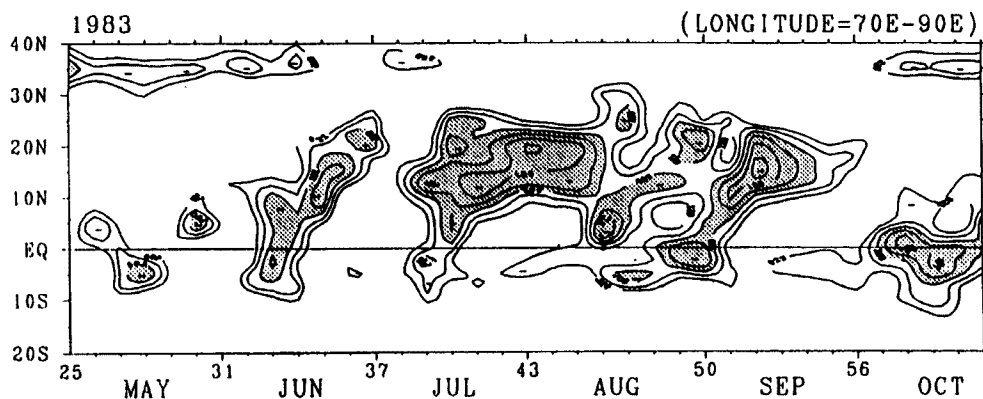


Fig. 16. Time-latitude cross section of 5-day mean OLR (Outgoing Long-wave Radiation) along 70-90°E zone. Contour interval is 10W/m². Areas below 200W/m² are shaded. (After Japan Meteorological Agency (1989)).

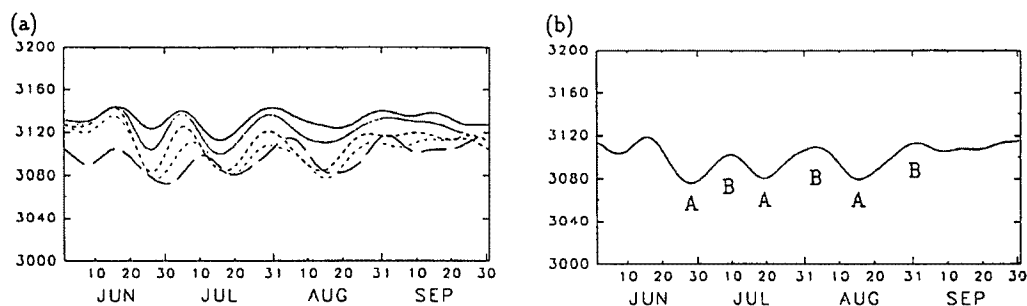


Fig. 17. Areal mean of filtered Φ at 700mb over Indian monsoon region. Unit of the vertical ordinate is gpm. (a) Thick line: 5–10°N, 75–90°E, thin line: 10–15°N, 75–90°E, thick dotted line: 15–20°N, 75–90°E, thin dotted line: 20–25°N, 75–90°E and broken line: 25–30°N, 75–90°E. (b) Mean value over 20–30°N, 75–90°E. This time series is assumed to give the index which indicates intraseasonal variation of intensity of Indian monsoon activity, and we named it “Monsoon Index (MI)”. Active cycles of Indian monsoon are indicated by symbols A, break cycles by B.

以降は対流活動の北進もはっきりしなくなり, withdrawal を迎えていることがわかる。

6.2. インドモンスーンと偏西風波動の関連性

ここでは, インドモンスーンの変動と偏西風波動との関連を考察する。

まず, Fig. 18 に, インドモンスーンの ISV の指標 MI と, Fig. 3 の B 点 (40°N, 87.5°E), D 点 (37.5°N, 147.5°E) の v の時間変動とを並べて示す。まず同時的な相関をみる。7月10日頃の B 点, D 点が正偏差を示している時, MI は正偏差 (break phase) を示す。一方, 7月30日頃の B 点, D 点が負偏差を示している時, MI は7月10日と同様に, 正偏差 (break phase) を示している。8月31日頃の B 点, D 点が負偏差を示している時, MI は7月30日と同様に, 正偏差 (break phase) を示している。これらの関係から, B 点, D 点の v と MI との相関はよくないことがわかる。

更に 5. で求めた偏西風波動のエネルギーサイクルとの関連をみる。Fig. 19 に, MI と, dKE/dt , KE を並べて示す。これらを比較すると, 次のようなことがわかる。 KE の極大は, MI の極大 (インドモン

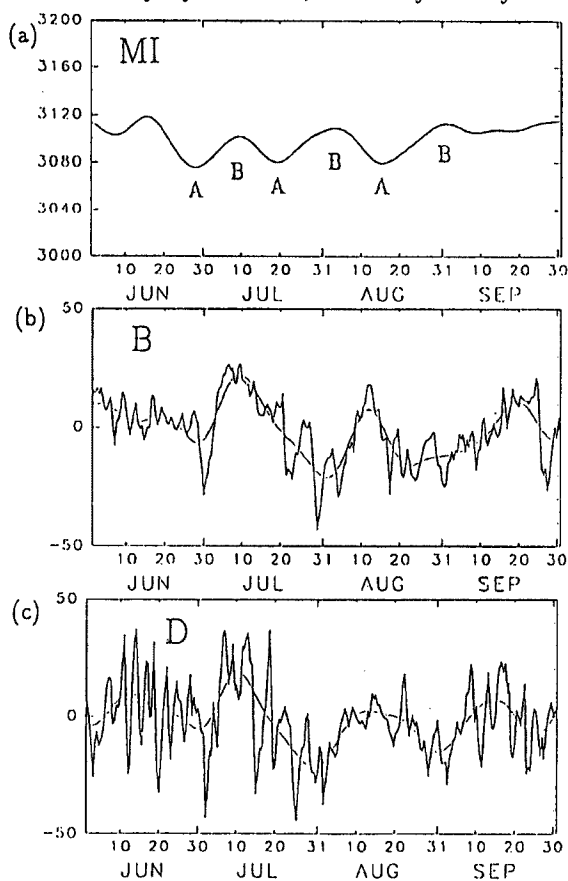


Fig. 18. Comparison between Indian monsoon activity and westerly ISV. (a) Monsoon Index (MI), (b) v , $\bar{v}$ for 200mb at point B (40°N, 87.5°E), (c) v , $\bar{v}$ for 200mb at point D (37.5°N, 147.5°E). For (b) and (c), thick line shows raw time series and thin line filtered ones. Unit is m/s for (b) and (c), and gpm for (a).

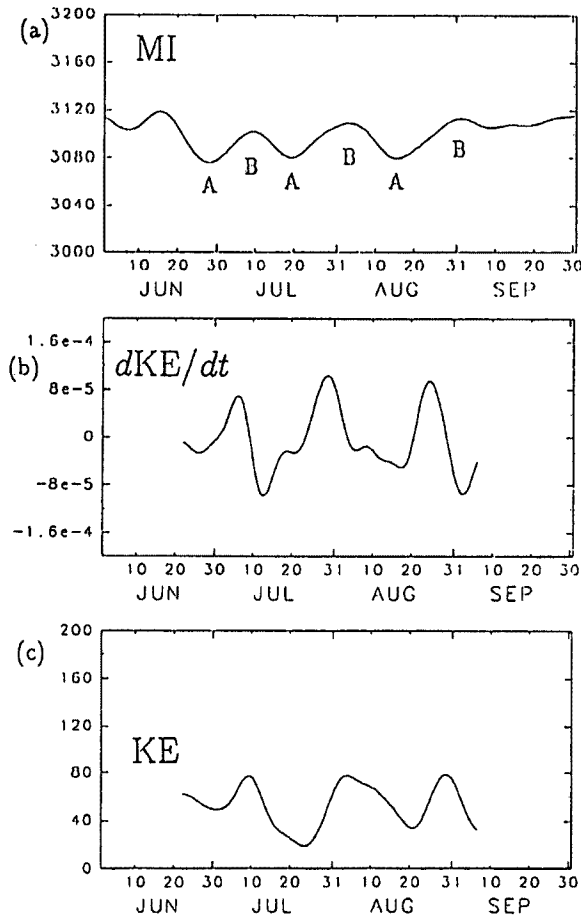


Fig. 19. Comparison between Indian monsoon activity and energy cycle of westerly ISV. (a) Monsoon Index (gpm), (b) time change of ISV kinetic energy dKE/dt (m^2/s^3), (c) ISV kinetic energy KE (m^2/s^2).

の位置も、よく一致している。1981, 82, 83, 84年の $40^\circ N$ に沿ったISV活発域は、ほぼ共通して60, 85, 115–120, $150^\circ E$ あたりにみられ、よく対応しているようにみえる。一方、年々変動もみられ、1980年のように全く見られない年もある。1985年は他の年と比べて、ISV活発域がややずれているようである。 $60^\circ N$ 付近の波列も、多くの年で共通にみられるが、あらわれる位置にはかなり年々変動が見られる。

次に、 $\bar{v}_{200}$ のHovmöller diagramをFig. 21に示す。やはりどの年についてみても、東西方向の波長が $50-60^\circ$ くらいのパターンがあらわれており、また、振幅の大きな場所は地理的に固定している。ただし、1983年のような一定した周期を持っているわけでは必ずしもなく、周期がかなり短いとき(1985年など)もある。

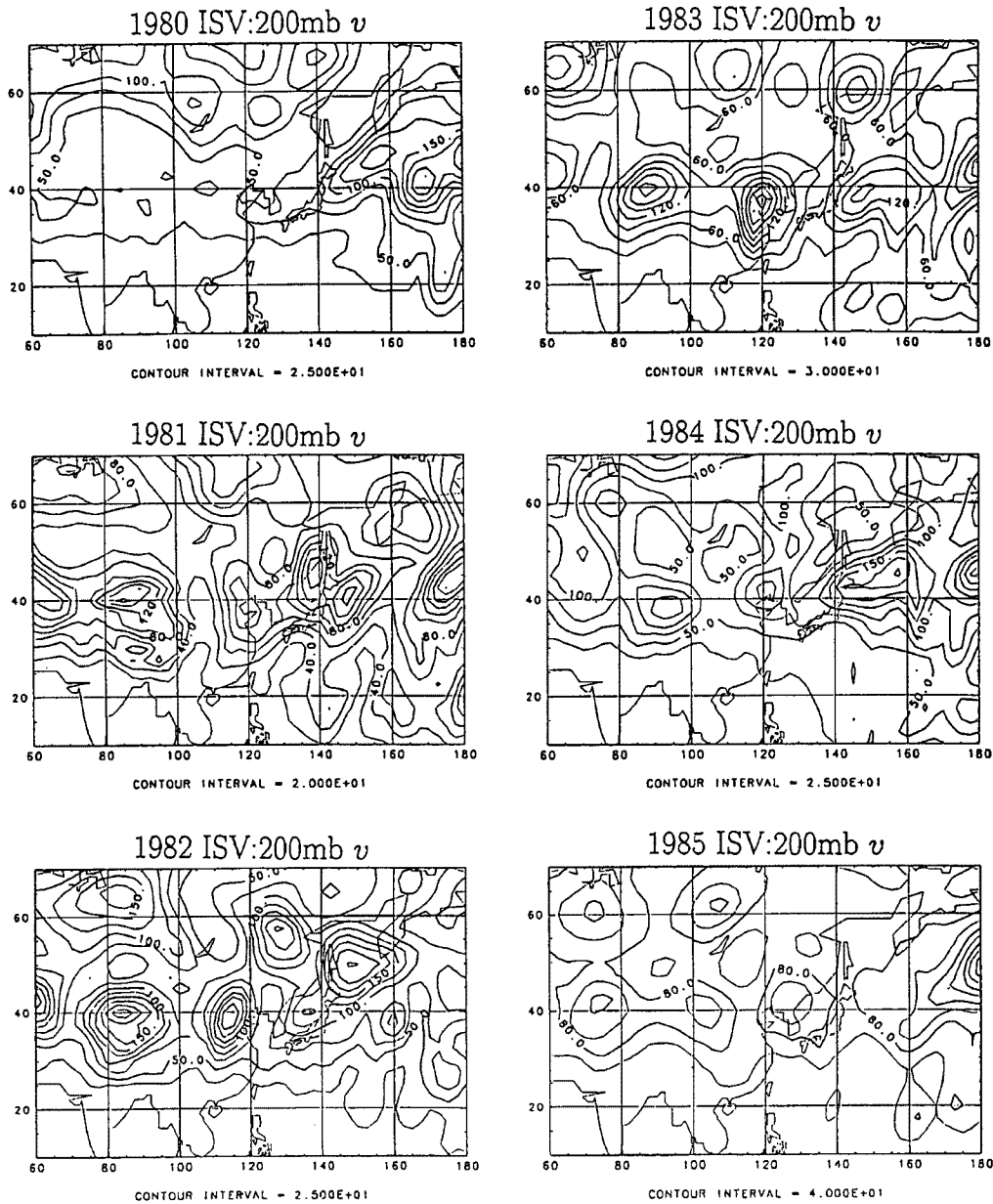
偏西風波動の年々変動の研究は、今後の重要な課題である。

スーンの break phase) と同期してあらわれる。また、 dKE/dt の極大は、MIの極小(インドモンスーンの active phase)の直後(5–10日後)にあらわれる。

以上からわかる偏西風波動とインドモンスーンとの関連性をまとめれば次の通りである。インドモンスーンと偏西風波動の位相(各点の v や ϕ)は一致しない。しかし、インドモンスーンと偏西風波動のエネルギー変動とは位相の一致がみられる。インドモンスーンの break phase (つまり、active phaseの10–15日後)に偏西風波動のエネルギーは極大となる。偏西風波動のエネルギーの増大(dKE/dt の極大)は、インドモンスーンの対流活動がヒマラヤ方面まで北上する active phaseの5–10日後の時期にみられる。

7. そのほかの年の変動

1983年の変動について考察してきたが、ここで、このような偏西風波動が他の年にはどのように見えるのかを考察する。そこで、1980–85年についての、 v_{200} のISVのパワーを、Fig. 20に示した。やはり、多くの年で共通の特徴が見られる。特に、 $40^\circ N$ に沿った波列状のISV活発域は多くの年で共通にみられ、特に1982, 83, 85年などに顕著にみられる。ISV活発域

Fig. 20. ISV power for v at 200mb (from 1980 to 1985).

8. 結論と今後の課題

1983年の夏季(5-10月)を中心に, アジアから西太平洋域にかけての中高緯度の季節内変動(ISV)について, 循環場のデータを用いて調べた。その結果, 夏季においてアジアから西太平洋域にかけての偏西風帯に以下のような特徴を持つ顕著なISVが見られることがわかった。

1. 1983年の夏季モンスーン期, アジア域から西太平洋域にかけての偏西風帯に, たいへん systematic で顕著なISVが存在する。

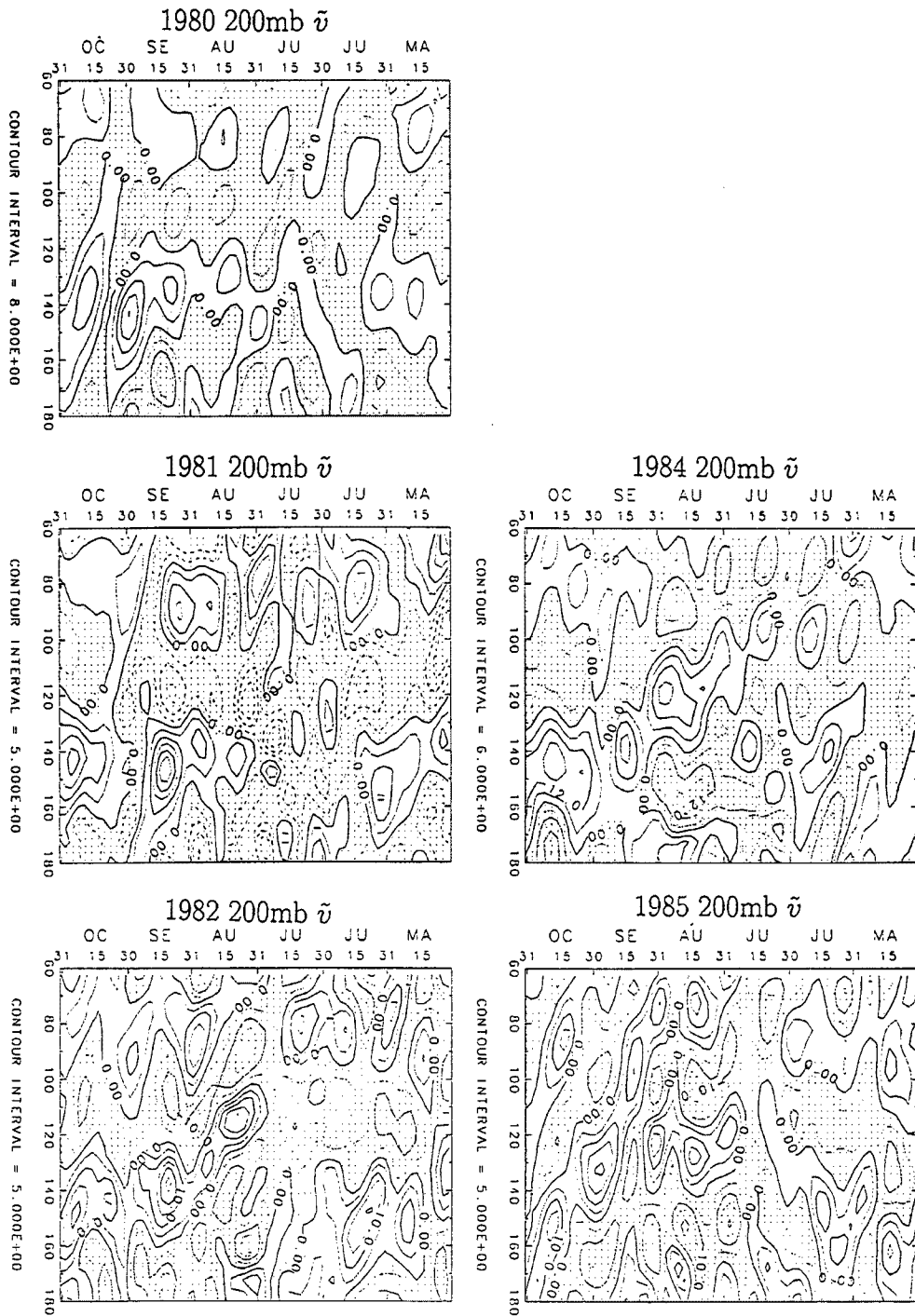


Fig. 21. Hovmöller diagram for $\tilde{v}$ at 200mb (from 1980 to 1985). Unit of contour is m/s. Areas of northerly wind are shaded.

2. この ISV は、偏西風の波動として認識でき、以下のような特徴をもつ。

- ・明瞭な節（だいたい 60, 90, 120, 150, 175° E あたり）と腹（75, 105, 135, 160° E）を持つ定在波的な波動である。東西波長は約 60°。

- ・周期は約 30 日で、アジア域から西太平洋域まで、ほぼ同時に偏西風の蛇行があらわれる。インドモンスーン入り (onset) の後に顕著にみられるようになり、明け (withdrawal) の前まで 2 周期分が確認できる。
 - ・鉛直方向に位相がそろった順圧的な構造である。
 - ・現象が最もよく見えるのは、200 mb, 300 mb である。
3. 偏西風波動のエネルギー変換を計算したところ、この波動は、基本場の東西方向の非一様性からエネルギーを受け取っており、Simmons *et al.* (1983)¹⁾ などの示した順圧不安定モードと同様の性質を持つ。
 4. 偏西風波動が平均流の東西方向の非一様性から受け取るエネルギー (CK_x) の時系列は、偏西風波動の持つエネルギー (KE) の時間変化 (dKE/dt) の時系列よりむしろ、 KE の時系列とよく対応する。
 5. インドモンスーンとの関連性について、次のようなことがわかった。
 - ・偏西風波動の位相 (各点の v , ϕ などの物理量の変動) は、インドモンスーンの active/break cycle とは対応しない。
 - ・偏西風波動のエネルギー変動とインドモンスーンの ISV とのあいだには、よい対応がみられる。偏西風波動の活発期 (偏西風が大きく蛇行する時期) は、インドモンスーンの break phase とほぼ一致し、active phase の約 10-15 日後にあたる。偏西風波動のエネルギー dKE/dt は、インドモンスーンの active phase の直後 (5-10 日後) に大きい。
 6. 偏西風帯における ISV の大きな領域は、他の年にもやはり波列状に並んでおり、偏西風波動と似たような波動が、他の年にも見られる。特に、東西方向の波長はどの年にも共通で、ほぼ $50-60^\circ$ である。また、この現象には、年々変動がみられる。
- また、そのほかの地域にみられる ISV について、次のようなことがわかった。
1. 1983 年の夏季について、 60° N 付近に、やはり波列状の ISV 活発域がみられる。他の年についても、同様な特徴の見られる時がある。上記の偏西風波動との明瞭な関連は確認できない。
 2. 日本の南の海上に、下層にみられる ISV 活発域がある。これは、Hirasawa and Yasunari (1990)¹⁹⁾, Ikeyama and Takeda (1988)¹⁸⁾ などで指摘された雲量や下層の循環場における ISV 活発域にあたる。この ISV 活発域の一部は、上記で示した偏西風波動と関連しながら変動する。
 3. 多くの ISV 活発域では、上層と下層でほぼ同じ位置に ISV 活発域がみられ、それらは同期して変動している。

最後に、今後の課題となる問題について述べる。

この研究では簡単な順圧モデルを用いたエネルギー解析を行い、偏西風波動が平均流の順圧不安定の特徴を持っていると同時に、偏西風波動のエネルギーサイクルが、インドモンスーンの ISV サイクルともよく対応していることを示した。このことは、偏西風波動のメカニズムの研究を一層進展させるためには、インドモンスーンなどの順圧的でないシステムとの相互作用の研究が必要となることを示している。偏西風波動は、インドモンスーンの active phase の直後から強まりはじめ、break phase の頃に最盛期を迎えている。一方、偏西風波動の最盛期には中緯度偏西風の平均流から波動へのエネルギー変換がみられ、偏西風波動を維持する役割をはたしている。これらを総合すれば、インドモンスーンの対流活動が偏西風帯に近づくにつれて、対流活動の持つエネルギーが偏西風帯に与えられ、それが最も発達しやすいモードである順圧不安定モードを励起している可能性も考えられる。

インドモンスーン域の変動と偏西風域との関連性を詳しくみると、 MI の変動につれてヒマラヤの南側の風系も規則的に変動していることがわかる (図は、寺尾 (1992)²⁷⁾ 参照)。インドモンスーンの active phase (6 月 30 日, 7 月 20 日, 8 月 16 日頃) の数日前に、monsoon westerly の強さは最大となり (6 月 24 日, 7 月 18 日, 8 月 11 日頃)、その後弱まっていく。インドモンスーンの active phase の直後、対流活動域の北進にともない、ヒマラヤの南側の下層にみられる東風が弱まり (7 月 6 日, 7 月 26

日、8月23日頃）時にはインドモンスーンの西風域が偏西風帯にまでつながるようになる（7月6日頃）。この時期の偏西風帯の ISV のエネルギー変化量 dKE/dt を見ると、ヒマラヤ南側の東風の弱まる時期にあわせてその値が増大している（7月6日、7月29日、8月24日頃）ことがわかる。Stage 3 では、目立った東風の弱まりは見られず、 dKE/dt の増加も見られない。Yasunari (1986)¹⁶⁾ は、インドモンスーン域の西風と偏西風域がつながる時期に、インドモンスーン域から偏西風域への Rossby 波のエネルギー伝播が容易になる可能性を指摘しているが、1983 年の偏西風波動についても、このようなメカニズムが関連している可能性もある。今後、順圧モデルではなく、インドモンスーンや熱帯の対流活動、亜熱帯域の変動も含めて記述できるような研究が必要である。また、今回の解析は 1983 年だけのものであり、今後は、他の年の解析を進める必要がある。

ところで、Simmons *et al.* (1983)¹⁾ や Tsuyuki and Kurihara (1989)²¹⁾ などの示した振動する順圧不安定モードは、その符号を逆にしても、同じようにエネルギーを受け取って発達する。実際、式(3)、(4)、(7)、(8) は、 $*\bar{u}$ 、 $*\bar{v}$ の符号が反転してもエネルギー変換量は同じであることを示している。1983 年の解析で示した Stage 1 の波動と Stage 2、4 の波動は、初期場の違いや forcing の違いによって、符号の逆転した不安定モードが選択されて発達した結果であるとも考えられる。このように、もし同じ forcing（例えばインドモンスーンの対流活動の変動）に対して逆符号の response（この場合、偏西風波動）が同じくらいの確からしさで励起されるとすれば、forcing を示す物理量（例えば MI ）と response を示す物理量（この場合偏西風波動の大きい点での v の値）とを直接相関解析した場合、相関は現れない可能性もある。相関解析をおこなう場合、1983 年のようなケースにも相関をえられるような方法を試みることも必要である。

今回解析した偏西風波動については、特に日本付近の梅雨をはじめとする夏季の天候とも大きな関わりを持つと思われる。Ninomiya and Muraki (1986)²⁸⁾ は、梅雨期の東アジアの下層に、中国大陆からベーリング海へと伸びる梅雨トラフが存在し、梅雨と大きな関連を持っていることを明らかにした。寺尾ら (1991)²⁹⁾ は、6 月におもに亜熱帯高気圧の発達が、7 月には梅雨トラフの強さが、日本の雨量を増加させる傾向にあることを指摘した。Stage 1 から Stage 2 への変化は、日本付近で梅雨の強弱と深い関係を持つ梅雨トラフの解消と高気圧性循環の強化、亜熱帯高気圧の張り出し、つまり梅雨明けと関連しているようである。中国の Mei-Yu や日本の梅雨の入りと明けについては、インドモンスーンの onset や、active/break cycle と関連をしていることが指摘されている (Lau and Chan, 1986²⁰⁾; *etc.*)。また、二宮と秋山 (1990)³⁰⁾、秋山と二宮 (1991)³¹⁾ などは、梅雨前線の北側の循環系も梅雨に大きな影響を与えており、これとの関連で、梅雨にも active/inactive phase がみられることを指摘している。これらの現象も、偏西風の状態の変化と関連していると思われる。梅雨など、アジアの下層の循環系との相互作用についても今後の課題である。

アジア域は、Fig. 1, Fig. 2 にも示されているとおり、特に大陸東岸で、総観規模擾乱の活発な領域である。偏西風帯の ISV は、これらの擾乱活動の位置や強さも変動させられると思われる。逆に、擾乱活動の変動は、偏西風帯の ISV にも影響を与えうる。今回の解析ではより小さなスケールの現象の解析は行わなかったが、この点も今後の課題である。反対に、偏西風帯の ISV は、平均流の東西方向の非一様性と大きな関連を持つことが示されたが、このような平均流を維持するメカニズムと、その際の ISV の果たす役割も興味深いと思われる。

一方、この研究では、Ikeyama and Takeda (1988)¹⁸⁾、Hirasawa and Yasunari (1990)¹⁹⁾ などで示されてきた日本の南海上の下層にみられる季節内変動が、偏西風波動と連動した現象である可能性を指摘した。中緯度の季節内変動は、その多くが上層と下層の位相のそろった順圧的な構造を示すことが知られている (Krishnamurti and Gadgil 1985¹⁰⁾; *etc.*) が、1983 年のアジア域の中緯度の季節内変動も、3.2, 4. などでも示したように、順圧的な構造を示していた。ところが、日本の南海上の ISV は他の領域と異なっており、上層にいくほど ISV がはっきりしなくなるという特徴を持っていた。そして、下層と同

期して変動する上層の季節内変動域は、もっと北の偏西風帯に現れていた。今後この特殊性の理由をはっきりさせる必要がある。

謝 辞

ゼミやコロキウムなどを通して、有益な助言や議論をしていただきました災害気候部門の研究室の皆さん、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。解析にあたっては、京都大学防災研究所防災科学資料センターと、京都大学大型計算機センターの計算機を使わせていただきました。研究室の多河英雄技官には、コンピュータ環境を整備していただきました。解析や結果の出力にあたっては、地球流体電腦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) Simmons, A. J. and J. M. Wallace and G. W. Branstator: Barotropic wave propagation and instability, and atmospheric teleconnection patterns, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 40, 1983, pp. 1363 - 1392.
- 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) Madden, R. A. and P. R. Julian: Description of global scale circulation cells in the tropics with 40-50 day period, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 29, 1972, pp. 1109 - 1123.
- 4) Lau, K.-M. and P. H. Chan: Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part I: Simultaneous relationships, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 40, 1983, pp. 2735 - 2750.
- 5) Lau, K.-M. and P. H. Chan, Short-term climate variability and atmospheric teleconnections from satellite-observed outgoing longwave radiation. Part II: Lagged correlations, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 40, 1983, pp. 2751 - 2767.
- 6) Lorenc, A. C.: The evolution of planetary-scale 200 mb divergent flow during the FGGE year, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 110, 1984, pp. 427 - 441.
- 7) Yasunari, T.: Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 57, 1979, pp. 227 - 242.
- 8) Yasunari, T.: A quasi-stationary appearance of 30 to 40 day period in cloudiness fluctuations during the summer monsoon over India, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 58, 1980, pp. 225 - 229.
- 9) Yasunari, T.: Structure of an Indian summer monsoon system with around 40-day period, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 59, 1981, pp. 336 - 354.
- 10) Krishnamurti, T. N. and S. Gadgil: On the structure of the 30 to 50 day mode over the globe during FGGE, *Tellus*, Vol. 37 A, 1985, pp. 336 - 360.
- 11) 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.
- 12) 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.

- 13) 岸保勘三郎, 佐藤信夫: 新しい気象力学, 第6章, 第Ⅱ期気象学のプロムナード, 東京堂出版, 1986, 204 pp.
- 14) Murakami, T.: Intraseasonal atmospheric teleconnection patterns during the Northern Hemisphere summer, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 115, 1987, pp. 2133–2154.
- 15) Magaña, V. and M. Yanai: Tropical-midlatitude interaction on the time scale of 30 to 60 days during the northern summer of 1979, *J. Climate*, Vol. 4, 1991, pp. 180–201.
- 16) Yasunari, T.: Low-frequency interactions between the summer monsoon and the northern hemisphere westerlies, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 64, 1986, pp. 693–708.
- 17) Takeda, T. and M. Ikeyama: Time variation of cloud amount with about 30-day period in the western Pacific region, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 63, 1985, pp. 997–1012.
- 18) Ikeyama, M. and T. Takeda: Seasonal and intraseasonal changes in cloud amount over the western Pacific: Changes in 30-day period variation, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 66, 1988, pp. 291–307.
- 19) Hirasawa, N. and T. Yasunari: Variation in the atmospheric circulation over Asia and the western Pacific associated with the 40-day oscillation, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 68, 1990, pp. 129–143.
- 20) Lau, K.-M. and P.H. Chan: Aspects of the 40–50 day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, 1986, pp. 1354–1367.
- 21) Tsuyuki, T. and K. Kurihara: Impact of convective activity in the western tropical Pacific on the East Asian summer circulation, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 67, 1989, pp. 231–247.
- 22) Duchon, C.E.: Lanczos filtering on one or two dimensions, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 18, 1979, pp. 1016–1022.
- 23) 日野幹雄: スペクトル解析, 朝倉書店, 第11章, 1977, 300 pp.
- 24) 露木義: 熱帯の対流活動の季節内変動と日本付近の循環場(その1), 熱帯の対流活動と日本の天候, 気象研究ノート, 168, 日本気象学会, 1990, pp. 51–71.
- 25) 王亜非: 中・高緯度からのロスビー波伝播と梅雨前線帯について, 1991年秋期大会講演予稿集, 日本気象学会, 1991, pp. 140.
- 26) Trenberth, K.E.: 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, 1986, pp. 2070–2087.
- 27) 寺尾徹: アジア中緯度偏西風帯にみられる夏季の季節内変動について, 京都大学理学研究科修士論文, 1992.
- 28) Ninomiya, K. and H. Muraki: Large-scale circulations over East Asia during Baiu period of 1979, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 64, 1986, pp. 409–429.
- 29) 寺尾徹, 村松久史, 井上治郎: 日本の梅雨期における降水量の年々変動と東アジアの 500 mb 循環場, 京都大学防災研究所年報, 第34号, B-2, 1991, 85–102.
- 30) 二宮洗三, 秋山孝子: 梅雨前線帯周辺の循環系と梅雨前線の多重スケール構造, 集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究, 文部省科学研究費点領域研究「自然災害の予測と防災力」研究成果, 1990, pp. 91–111.
- 31) 秋山孝子, 二宮洗三: 梅雨前線帯の変動とメソスケール擾乱, メソスケール現象, 気象研究ノート, 172, 日本気象学会, 1991, pp. 51–71.