

偏西風帯の定在ロスビー波と
夏季アジアモンスーンとの関係について
—— ケーススタディー ——

寺尾 徹

ON THE RELATIONSHIPS BETWEEN THE ROSSBY WAVE ALONG THE SUBTROPICAL WESTERLY AND THE ASIAN SUMMER MONSOON
—— A CASE STUDY ——

By Toru TERAO

Synopsis

The relationships between the stationary Rossby wave with intraseasonal time scales along the subtropical westerly and the Tibetan high in 1983 summer are investigated. The Tibetan high is one of the intrinsic elements of Asian summer monsoon circulation system.

The time changes of the activity of the stationary Rossby wave and the temperature around the Tibetan high are well correlated with each other. That is, the stationary Rossby wave becomes active about 10 days after the temperature maximum of the Tibetan high. While the Rossby wave has no zonal phase propagation, it has eastward group velocity at about 25 m/s. As the Rossby wave packet propagates eastward, the high temperature area around the Tibetan high moves eastward with approximately same speed as the group velocity of the Rossby wave.

These relationships can be evidently seen for all three major 'warming events' of the Tibetan high (early July, late July and late August) in 1983. It is also shown that the maximum windspeeds of the Indian monsoon westerly occur about 10 days earlier than the maximum temperature events around the Tibetan high.

The vertical structure of the potential temperature of the Tibetan high shows that the 'warming events' of the Tibetan high are established by the accumulation of the high potential temperature air mass. This process may be caused mainly by the latent heat release and maintained by the air mass enclosure by strong anticyclonic circulation.

1. はじめに

大気には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)をもつ季節内変動が存在する。熱帯の対流活動にみられる30-60日周期変動については、Madden and Julian (1971, 1972)¹⁾²⁾によって発見され、1980年代以降、Lorenç (1984)³⁾などによって特徴が明らかにされた。それと中緯度の季節内変動との関係についても、Knutson and Weickmann (1987)⁴⁾などによって調べられ、特に冬半球の側に、熱帯の30~60日と同期した変動が見出された。

最近では、中緯度に卓越する、東西に伝播する比較的短い数千kmの東西波長と20-30日程度の周期を持

った季節内変動についての研究がすすめられており (Hsu and Lin 1992⁵⁾ ; Kiladis and Weickmann 1992⁶⁾ ; Hoskins and Ambrizzi 1993⁷⁾ ; 寺尾 1995⁸⁾ ; Ambrizzi et al. 1995⁹⁾), 波長と周期や群速度, 季節ごとの北半球と南半球の伝播ルートなどについて明らかにされてきた。その基本的な位相構造などから, これらは準定常ロスビー波の性質を持っていることがわかっている。

筆者は, 寺尾と村松 (1992, 1993)¹⁰⁾¹¹⁾ などの中で, 夏期アジアから西太平洋にかけての偏西風帯にみられる季節内変動について, 研究をすすめてきた。これも, 中緯度の20-30日周期変動の一部であると考えられる。このような夏期のアジアの季節内変動のメカニズムを考えるうえで, そのすぐ南側にあるモンスーン循環との関連性の考察は重要であると思われる。それは, まず第1に, モンスーン領域は全球的にみても極めて顕著な熱源となっているからである (Johnson 1992¹²⁾)。このような熱源のあるまは, そのすぐ北側の大気の運動に重要な影響を与えているかもしれない。また第2に, この領域には様々なタイムスケールを持った季節内変動が存在することがわかっているからである。例えばインドモンスーン域から西部熱帯太平洋上にかけての対流活動にも, 熱帯の30-60日周期変動と同期した変動がみられることが Yasunari (1979)¹³⁾, Lau and Chen (1986)¹⁴⁾ などによって明らかにされてきた。

これらの熱帯やモンスーン循環に見られる季節内変動と中緯度の季節内変動との関係についてはいくつかの研究がなされている。Yasunari (1986)¹⁵⁾ は, インドモンスーンの active/break cycle と中高緯度の循環場との相関解析を行ない, チベット高原付近を節とする standing type の東西振動が卓越していることを示した。最新のデータやより高層のデータを用いることによって, このような相関パターンの構造を対流圏全体にわたって調べる必要がある。Magaña and Yanai (1991)¹⁶⁾ は, 1979年のデータを用いてチベット高気圧と中部太平洋トラフとが熱帯の30-60日周期変動と同期した変動を示していると指摘したが, 熱帯の30-60日周期変動との関連の解析が中心で, 中緯度の20-30日周期変動など, より小さな空間スケールを持った現象は直接扱われていない。

この研究では, 寺尾と村松 (1992)¹⁰⁾ で解析された1983年のアジアから西太平洋域にかけての偏西風帯の20-30日周期の定在ロスビー波的な季節内変動を例に取り, それとアジアモンスーン循環との関連について調べる。2. では, データとフィルターについての説明をする。3. では, 偏西風帯の定在ロスビー波的な季節内変動について簡単に紹介し, その波長や群速度などについてまとめる。4. では, 等圧面上の緯度時間断面や経度時間断面をもちいたパターン解析を行ない, 5. では, 鉛直断面図からチベット高気圧の温位構造を簡単にみた後, 等温位面上の気塊の運動について解析する。6. はポテンシャル渦度について触れる。7. は結果のまとめである。

2. データとフィルター

解析に用いたデータは, 夏季 (6-9月) を挟む6ヵ月間 (5-10月) の00Zの2.5×2.5°グリッドのECMWF 客観解析データである。解析は, ユーラシア大陸付近から北西太平洋上にかけての領域に特に着目しておこなった。

また, 生の時系列から季節内変動スケールの変動を取り出すために, フィルター長61日のLanczos filter (Duchon 1979)¹⁷⁾ を用いた。この研究では, **Table. 1** に定義される2つの周期帯の数値フィルターを用いた。フィルターにはそれぞれ **Table. 1** に示したように2文字の記号を定義した。ひとつは, 季節内変動のみを取り出せるようにしたもので, 15-60日周期を通す band-pass フィルター (BP フィルター) である。もうひとつは, 季節変化を落とさないうで季節内変動を取り出せるようにしたもので, 15日以上周期

Table 1. The list of numerical filters used in this study.

filter name	cutoff period (day)		symbol
	short	↔ long	
intraseasonal filter	15	↔ 60	BP
low-pass filter	15	↔ ∞	LP

を通す low-pass フィルター (LP フィルター) である。フィルターをかけた時系列は右下つき添字で、物理量の気圧面や、温位面は左下つき添字で表す。たとえば、BP フィルターをかけた 200 hPa の南北風 (v) は、 ${}_{200VBP}$ と表現する。

また、等温位面上での大気の動きを解析するために、等圧面上の u , v , T のデータから、等温位面上の p , $\partial\theta/\partial p$, u , v を求めた。そのために、まず等温位面上の気圧分布を求めた。その方法は、等圧面上の気温データから作成した等圧面上の温位データを鉛直方向に一度スプライン補間して 50 mb 毎のデータを作成し、更に dry convective adjustment を行なった上でもう一度スプライン補間を行なって、各気圧面の温位を定義し、その結果を用いて、指定温位面上の気圧を逆に求めるといったものである。次に、 u , v の鉛直分布をやはりスプライン補間し、指定温位面上の気圧データを用いて指定温位面上の u , v を作成した。

3. 1983 年夏季のアジア偏西風帯の定在ロスビー波的季节内変動の特徴

1983 年夏季のアジア付近の偏西風帯に存在する定在ロスビー波については、寺尾と村松 (1992)¹⁰⁾ にも述べられている。ここでは、高気圧との位置関係にも注意しながら、これらの結果をあらためて整理する。

3.1 40°N に沿った経度時間断面図

Fig.1 に 40°N 沿いの ${}_{200VBP}$ についての経度時間断面図を示す。

${}_{200VBP}$ には、周期約 20-30 日、東西波長約 50-60° (距離にして約 4,000-5,000 km) の波動がみられる。とりわけ 6 月後半から 9 月のはじめにかけての期間については、東半球全体にわたる、はっきりした定在波動的なパターンが見られる。30, 90, 150°E 付近と、60, 120°E 付近とでは変動が逆相関になっていることがわかる。

一方、**Fig. 1** の東西にとりあつた ${}_{200VBP}$ の極大、極小を持つ点をどうしを右へ右へと線で結んでみると (**Fig.1** 中の矢印を参照)、多くのケースで右下がりの傾向を持っているように見える。例えば、7 月 24 日ごろに 0° に現われる正の極値から、図の上で右へと極値を辿っていくと、右下がりの軌跡を描いて 7 月 31 日ごろの 115°E 付近の正の極値に到着する。その直後の 8 月 6 日前後に 0° 付近に現われる負の極値からも、さらに 8 月 25 日前後に 10°E 付近に現われる正の極値からも、同様に右へ右へと辿り、右下がりの軌跡が描け、これらの右下がりの軌跡は平均的には約 25 m/s ぐらいの速度を持っている。この値は、線形理論から予想される定常ロスビー波の群速度とよく一致している。

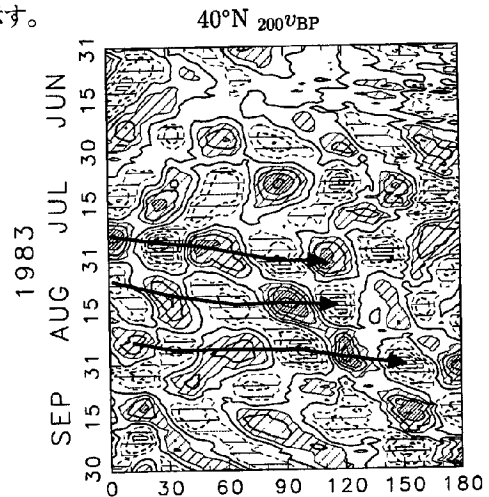


Fig. 1 Longitude-time cross section for ${}_{200VBP}$ along 40°N latitude circle. Contour interval is 4 m/s. Thick arrows represent propagations of the wavepackets.

3.2 40°N に沿った波動とチベット高気圧

偏西風のすぐ南側には、熱帯域まで広がる優勢なチベット高気圧が形成されている。**Fig. 2** は、波動の卓越していた各日付についての 200 hPa の LP フィルターを通した風ベクトルを示す図であるが、チベット高気圧はこの図にも 30°N 付近の東西に広がる雄大な高気圧性循環としてあらわれている。

偏西風帯の定在的ロスビー波に対応して、30°N に沿ったチベット高気圧帯にそった、いくつかのより小さいスケールの高気圧性循環の中心がみられる (**Fig. 2** 中、記号 A)。この様子を ${}_{200VBP}$ でみると (**Fig. 3**)、波動は 30°N 以北の西風域で顕著であり、30°N 以南にはほとんどみられない。つまり、この擾乱は主

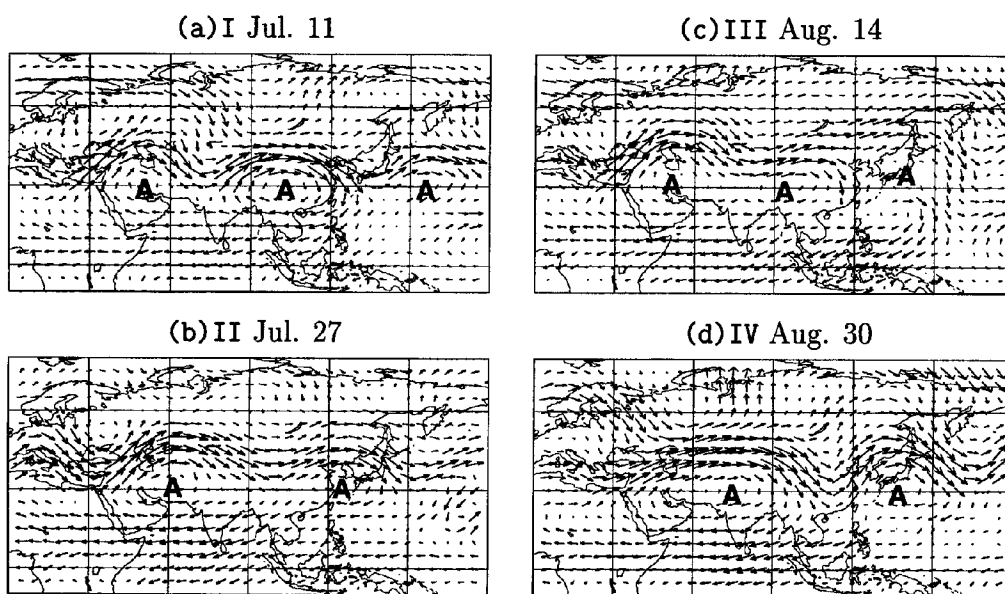


Fig. 2 Low-pass filtered wind vector fields at 200hPa ($_{200VLP}$).

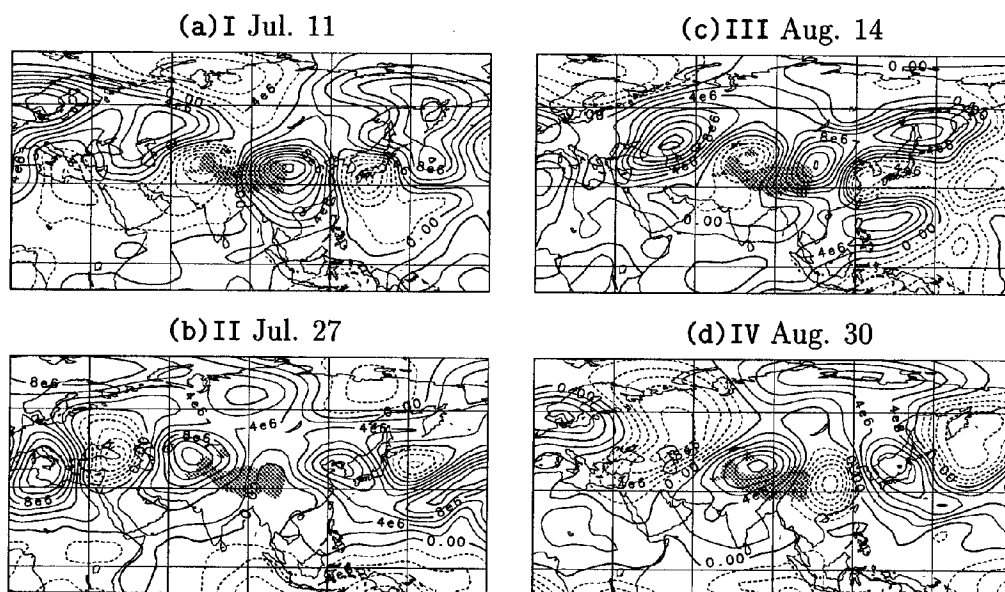


Fig. 3 Same as Fig. 2 except for stream functions. Contour intervals are $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$.

にチベット高気圧の中心よりも北側で顕著に現われており、30°N以南の東風領域には見られない。このように、偏西風帯の波動は、チベット高気圧の北縁をとって、東へと伝播する傾向がある。

4. 偏西風帯の定在的ロスビー波とアジアモンスーン循環

3. 2で示されたように、定在ロスビー波の季節内変動はアジアモンスーンを構成する重要な要素であるチベット高気圧の北半分をつたっている。この節では、偏西風帯の定在ロスビー波の季節内変動と、アジアモンスーンの変動との関連性について調べる。

4.1 40°N 付近の上空の温位変動と定在ロスビー波の関係

Fig. 4a, bに、40°N 付近の上空 300 hPa と 200 hPa の BP フィルターをかけた温位 (θ) の変動 ($_{300}\theta_{BP}$, $_{200}\theta_{BP}$) をそれぞれ示す。300 hPa には、Fig. 1にも示された定在ロスビー波とよく対応するパターンがはっきりとみられる。しかし、200 hPa には、300 hPa のような東西波長 5,000 km 前後の波動成分はあまりみられない。この理由は、200 hPa 付近が偏西風の軸にあたるため南北の温度傾度が小さく、偏西風の蛇行に伴う温度変動が小さいためであると考えることができる。

そのかわり、200 hPa の温位変動 (Fig. 4b) には、非常に早い東向き之位相伝播をともなった変動がみられる。同じような変動は、よくみると定在ロスビー波的な構造に重なったかたちで 300 hPa にも認められることがわかる (Fig. 4a)。この変動の東西スケールはかなり大きく、図示した東半球全体でほぼ同時に変動している。しかし、東に行くほど少しずつ位相が遅れる傾向がある。Fig. 4b から確認できる 1983 年夏季の昇温イベントは、6 月下旬から 7 月上旬にかけて、7 月下旬、8 月中旬から下旬にかけての大きくわけて 3 回分である。そしてこの変動は定在波のロスビー波とは独立であるように見える。

次に、偏西風帯の定在波のロスビー波の強さを、 $_{200}v_{LP}$ の盛夏期の平均値 ($[_{200}v_{LP}]$) からのずれの自乗で定義し、それを $v_{*}^2 = (v_{200} - [_{200}v_{LP}])^2$ と表現する。今回の解析では盛夏期を 7 月-8 月としたが、この期間をいろいろと変えてみても結果に大きな違いはない。30-50°N で平均した v_{*}^2 を Fig. 4c に示す。定在ロスビー波の強化は主に、7 月 10 日前後、7 月末、8 月末の 3 回にわたって確認できる。これは、Fig. 4a, b にみられた昇温イベントの回数とよく対応している。

Fig. 4d には、Fig. 4b に示された昇温イベントと Fig. 4c の定在波のロスビー波の強化イベントとを重ねて図示している。この図をみると、1983 年の盛夏期についてみる限り、以下のような傾向が指摘できる。

- ユーラシア大陸から西太平洋にかけての偏西風帯付近で昇温期から降温期に移行する時期に、定在波のロスビー波が卓越する。
- 昇温域もロスビー波の強化域も同じようなスピードで東へと移動する。

この結果は、ユーラシア大陸から西太平洋にかけての広い領域にわたる気温の変化が、その領域の偏西風帯の定在波のロスビー波の性質と強くかかわっている可能性を示唆するものである。

4.2 インドモンスーン西風とチベット高気圧付近の動向

4.1 で、ユーラシア大陸から西太平洋にかけての領域における偏西風帯に沿った上空の気温とロスビー波の強化との関連性が示された。この領域の気温の変動にはモンスーン循環の全体的な動向が深く関連している可能性が高い。

モンスーン循環の中でもチベット高気圧とインドモンスーン西風の動向はその活動度の重要な指標である。ここでは、インドモンスーン活動と偏西風帯の定在ロスビー波の季節内変動との関連を論じる。

Fig. 5 に、ユーラシア大陸から西太平洋にかけての領域の (0-180°) 温位と波動の様子を示した。左下がりの斜線とコンターで示されているのは、チベット高気圧の中心域を含む 20-40°N にかけての領域の 200 hPa の平均温位を示している。濃い斜線は 356 K 以上の領域を。薄い斜線は 352 K 以上の領域をあらわして

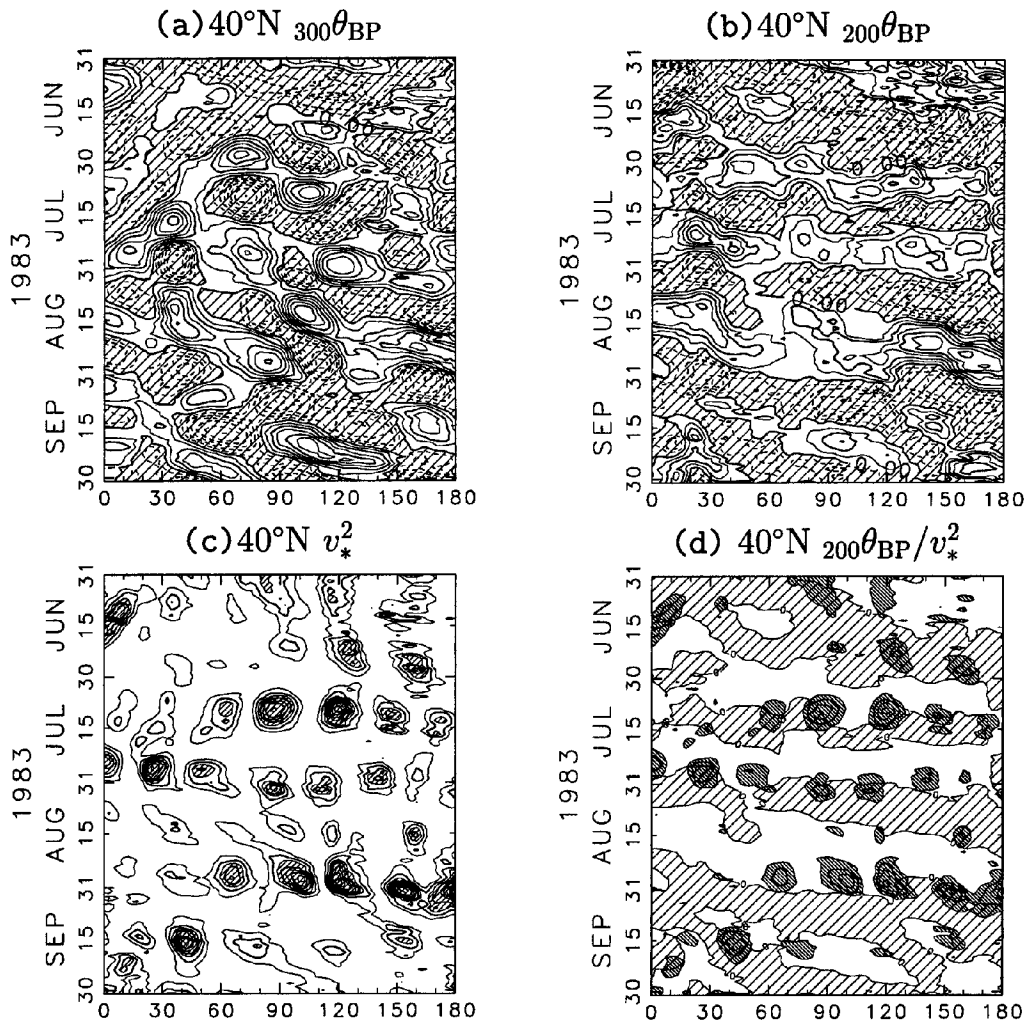


Fig. 4 Longitude-time cross sections along 40°N latitude circle for $300\theta_{BP}$ (a), for $200\theta_{BP}$ (b), and for v_*^2 (c). (d) is composite map for $200\theta_{BP}$ and v_*^2 . Contour intervals are 1K for (a) and (b), and $10\text{ m}^2/\text{s}^2$ for (c).

いる。右下がりの斜線で示されているのは、偏西風帯の定在ロスビー波的な季節内変動の強度であり、200 hPa の v_*^2 の $30\text{--}50^{\circ}\text{N}$ にかけての平均値である。値が $10\text{ m}^2/\text{s}^2$ の領域に斜線がかかっている。

チベット高気圧がこの時期に主に3回(9月の中旬を入れれば4回)の発達期を経験していることがはっきり示されている。また、チベット高気圧が発達期から衰弱期に向かう時期にロスビー波が強まり、ロスビー波の東への移動につれて昇温域も東に移動している様子がわかる。

次に、Fig. 6 に、定在ロスビー波的な季節内変動の強度と、インドモンスーン循環の強さについて、緯度時間断面図に示した。 25°N 以南に描かれているコンターは、インドモンスーン西風の強さ ($30\text{--}120^{\circ}\text{E}$ の 850hPa) を示している。 8 m/s 以上の領域に横線のハッチがかかっている。また、盛夏期を中心に 20°N 以北に描かれた左下がりの斜線はチベット高気圧付近の温位をあらわしており、 $30\text{--}150^{\circ}\text{E}$ にかけて平均した $200\theta_{LP}$ を示している。 352 K 以上の領域が薄い斜線で、 356 K 以上の領域は濃い斜線とそれを囲む破線とで示している。更に、やはり盛夏期に 40°N 付近に4回ほどみられる実線で囲まれた右下がりの斜線域は、偏西風帯の定在ロスビー波的な季節内変動の強度をあらわしている。 \bar{v} の $30\text{--}150^{\circ}\text{E}$ にわたっての平均値である。

そして、 $30\text{--}40^\circ\text{N}$ あたりの左右に連なったコンターは偏西風の位置と強さを示す $200\mu\text{LP}$ の $30\text{--}150^\circ\text{E}$ の平均値であり、 20 m/s 以上の領域についてのみ、 4 m/s の間隔でコンターがひかれている。

インドモンスーン循環の強度は、 850μ と 200θ の変動に主にあらわれていると考えられる。1983年の夏期については、3回のモンスーン循環の強化がみられる。このことは、 850μ の7月下旬、7月中旬、8月中旬の強化と、それにそれぞれ対応したチベット高気圧付近の7月上旬、7月下旬、8月中旬から下旬にかけての高温期によって明瞭に示されている。インドモンスーン西風の強風域とチベット高気圧の高温域はともに北へと位相伝播する傾向を持っている。このことは、インドモンスーンの対流活動の季節内変動に一般的に指摘されている北への位相伝播 (Yasunari 1979)¹³⁾と対応している。

200 hPa の高温域は 20°N 付近から偏西風付近まで北上している。しかし、高温域が弱まる時期に、偏西風帯上でロスビー波が強化されている。この傾向は、7月上旬、7月下旬、8月下旬の3つのイベントについて共通してみられる。9月の中旬にも温位の極大値は小さいものの、同じような傾向を持ったイベントがみられる。偏西風の強さも複雑な変動を示しているが、チベット高気圧の気温などとは必ずしもよい対応はみられない。

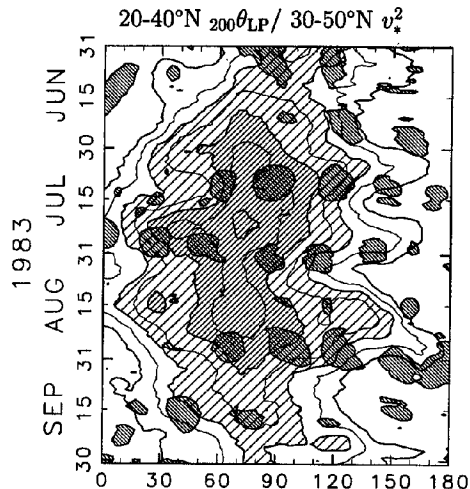


Fig. 5 A composite map for longitude-time cross sections for $200\theta_{LP}$ and v_*^2 .

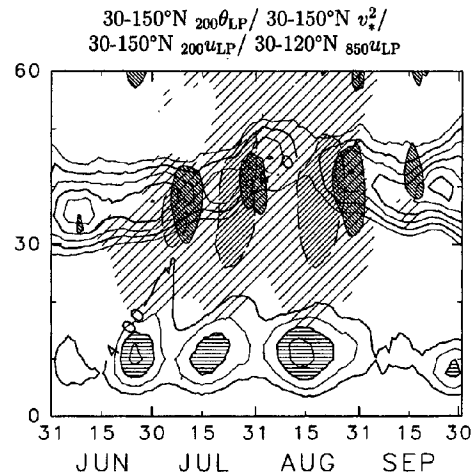


Fig. 6 Composite map for longitude-time cross sections. Superimposed are $200\mu_{LP}$, $850\mu_{LP}$, $200\theta_{LP}$ and v_*^2 .

5. チベット高気圧付近における高温位気塊の振舞

5.1 温位の鉛直断面図

4.に示されたように、偏西風帯において定在ロスビー波の季節内変動が卓越する直前の時期に、チベット高気圧付近の気温が上昇する傾向がある。ここでは、このような気温の上昇がどのように引き起こされているのかについて、温位の鉛直構造を調べることによって調べる。

Fig. 7に、 θ_{LP} の南北断面を示す。断面図は、 $30\text{--}150^\circ\text{E}$ 、 $20\text{--}40^\circ\text{N}$ で平均した θ_{LP} が極大を示す日付(7月6日、7月25日、8月18日)と極小を示す日付(7月14日、8月4日)について作成した。

これらの図からまず気付くのは、 352 K の等温位線が 30°N を中心にして大きく下へと垂れ下がり、 360 K の等温位線との間隔が大きくなっていることである。このことは、 352 K から 360 K の温位を持った気塊が蓄積されていることを示しているように思われる。そして、特に θ_{LP} が極大となるときは、極小となる日付に較べて大きく 352 K の等温位線が垂れ下がる傾向がある。そのために、 352 K 前後の気層において、鉛直

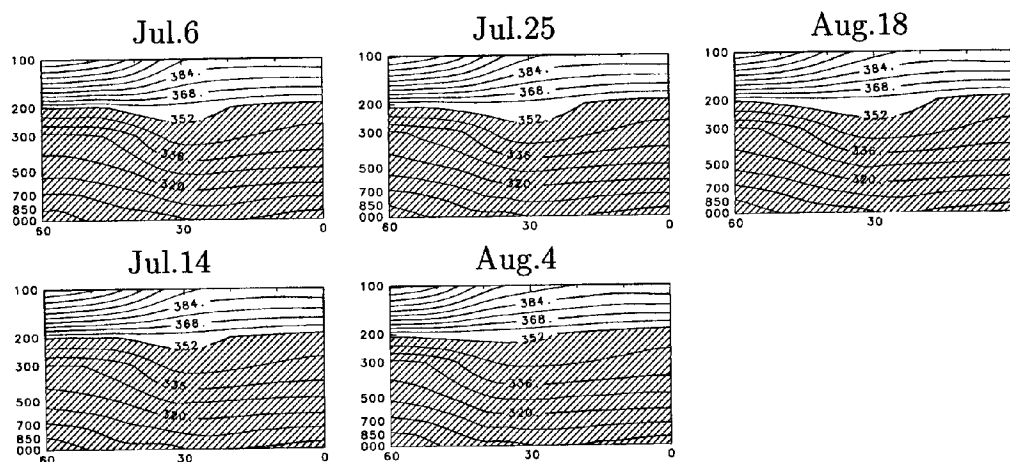


Fig. 7 Latitude-height cross sections for θ_{LP} . The averaged values between 30-150°E are shown. Contour intervals are 8 K.

の静的安定度がかなり小さくなっている。

上記の結果は、客観解析データの鉛直分解能が比較的小さいという問題をはらんでいるので、チベット高気圧付近の観測点のゾンデデータを用いて結果を検証する。Fig. 8に、ニューデリーのゾンデデータから作成した5日の移動平均をかけた5月から10月にかけての鉛直温位分布図を示す。400 hPaより上の高さについては温位 (θ) を。それ以下については相当温位 (θ_e) を示した。コンター間隔は8 K。352 K以下の値の領域にハッチがかかっている。この図をみると、7月初旬、7月下旬、8月下旬の3回にわたる等温位線の降下が見られることがわかる。このことは、344 Kの等温位線が6月30日、7月20日、8月25日前後

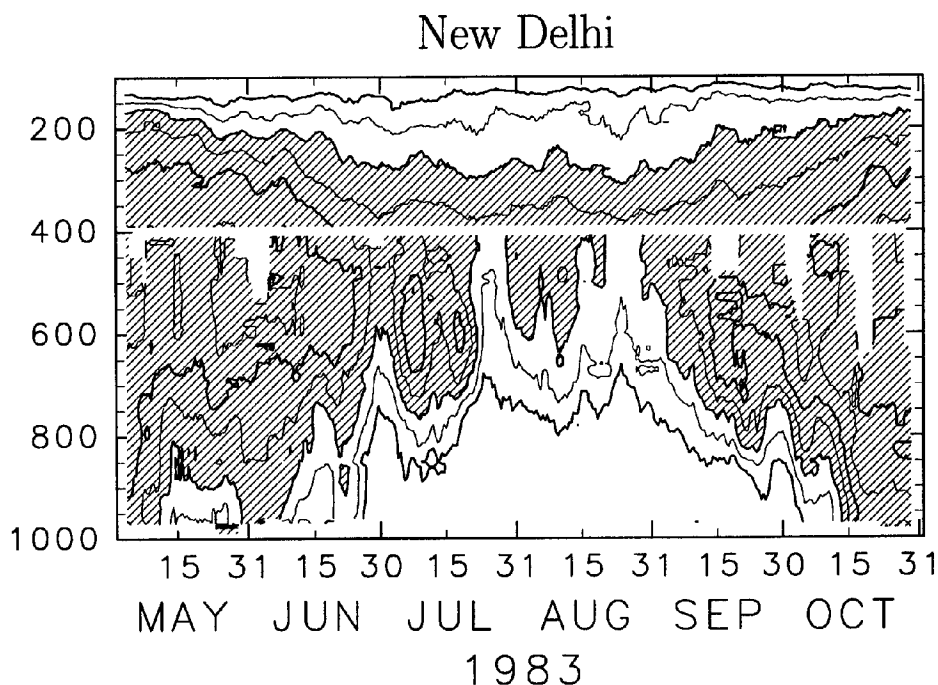


Fig. 8 A pressure-time cross section for potential temperature above 400 hPa and equivalent potential temperature below 400 hPa at New Delhi. Contour interval is 8 K

に、352 K の等温位線は7月5日、7月20日、8月5日、8月25日前後に、360 K の等温位線は7月5日、7月22日、8月22日前後にそれぞれ等温位線の主たる垂れ下がりを示していることからわかる。また、368 K の等温位線の垂れ下がり、それ以下の温位の等温位線の垂れ下がりにくらべるとあまり顕著ではない。**Fig. 8** は、鉛直方向には気圧座標を用いてかかれているので、図中の y 座標方向の長さがちょうどその間に含まれる大気質量に比例する。

この結果から、200 hPa 付近の温位の極大は、比較的高い温位を持った気塊が上空に蓄積されることに対応していると考えられる。少しのずれはあるが、**Fig. 7** で概ね 200 hPa 付近において高温位となる時期と、**Fig. 8** で高温位の気塊が蓄積されている時期とはほぼ一致している。

下層の相当温位もやはり、6月30日、7月25日、8月25日前後の約3回の極大を示している。これらの極大は、上空の温位の極大ともよく対応している。このことは、下層の高 θ_e の気塊と上層の高 θ の気塊との関連性を示唆している。下層の高 θ_e の気塊の一部が積雲対流によって上層に運ばれている可能性がある。この過程を明らかにするには、積雲対流における entrainment のおこりやすさや、積雲対流の構造などをふまえたいっそうの研究が必要である。

5.2 355 K 等温位面上における気塊の移動について

このような蓄積がどのようにして生じたのかについて、ここでは等温位面上の質量保存則を用いて考察する。

ある等温位面上の大気は、断熱的な条件のもとでその等温位面上だけで運動する。等温位面付近に存在する単位面積あたり単位温位幅に存在する大気質量を σ と表現すると、

$$\sigma = -g^{-1} \frac{\partial p}{\partial \theta} \quad \dots\dots\dots (1)$$

と書ける。この量は、5.1 で示されたような、高温位大気の蓄積を表現するのに適した量である。**Fig. 9** に、355 K の等温位面上の σ_{LP} の7-8月平均値の全球分布を示したが、チベット高原付近で非常に顕著に大きな値が現われることがわかる。この図は、チベット高気圧付近における 355 K 付近の大気質量が増えていることを端的にあらわすものである。

σ がどのようにして変化するかを分析的に考察するために、その保存式を書き下すと、

$$\frac{\partial \sigma}{\partial t} = -\nabla_{\theta} \sigma \mathbf{v} + S \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$S = -\frac{\partial}{\partial \theta} (\sigma \dot{\theta}) = S_1 + S_2 \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここで、

$$S_1 = -\dot{\theta} \frac{\partial \sigma}{\partial \theta}, \quad S_2 = -\sigma \frac{\partial \dot{\theta}}{\partial \theta} \quad \dots\dots\dots (4)$$

となる。ここで ∇_{θ} は等温位面上での微分を表す。

σ は、断熱的な条件のもとでは等温位面上の運動について保存するので、非断熱効果は S の中にすべて含まれている。(4) に示したように、非断熱効果は

- その周辺の高度の気層が全体として一様に非断熱加熱によって温位を変えることによる σ の変化 (S_1)。
- 上下方向に異なる非断熱加熱率のために生じるある温位帯への気塊の質量集中による σ の変化 (S_2)。

の2つに分けることができる。

以下、 S_1 、 S_2 について、200 hPa のチベット高気圧付近のような領域でどのような値を取りやすいかについて考える。

チベット高気圧付近では積雲対流活動などによる非断熱加熱がある。したがって、 $\dot{\theta}$ はその周辺において基本的に正の値を持っていると考えられる。また、このような加熱は対流圏で大きな値を持ちつつ、圏界面

σ 355K

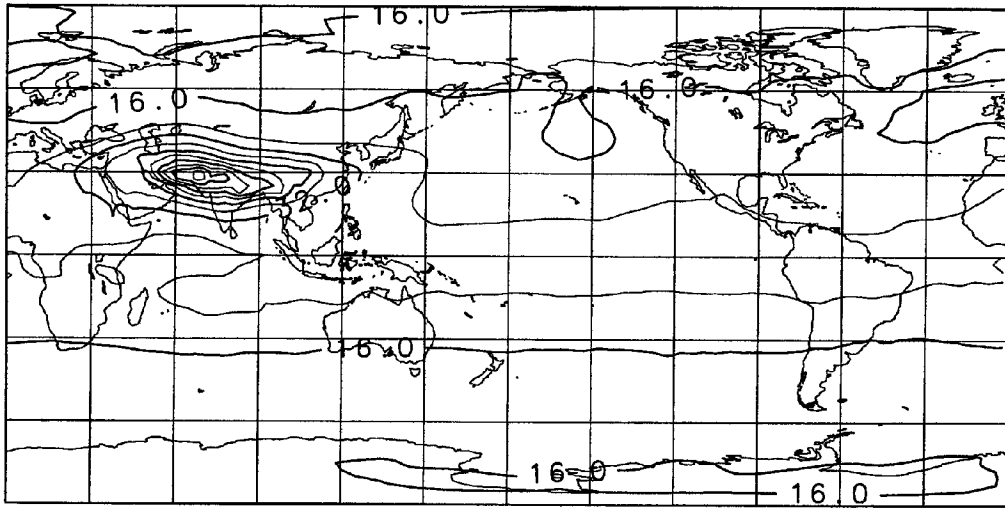


Fig. 9 The global distribution for $_{355K}\sigma_{LP}$ averaged over July and August, in 1983. Contour interval is $8 \text{ kg/m}^2\text{K}$

に近づくに従い次第に小さくなる予想される。200 hPa 付近は対流圏界面の直下にあたるので、 $\partial\theta/\partial\theta$ は基本的には負の値を持っていると考えられる。

まず S_1 の符号を見積もる。対流圏界面付近では通常、上に行くほど (θ が大きいほど) 静的安定度が大きくなるため、 σ は小さくなる傾向がある。したがって、 S_1 の符号は θ の符号と一致する。よってチベット高気圧付近では S_1 は正の値を持っている可能性が高い。

S_2 については、その場所での非断熱加熱率の符号の反対の符号を持つ。チベット高気圧付近では $\partial\theta/\partial\theta$ は負の符号を持つので、 S_2 は正の値となる可能性が高い。したがって、非断熱効果は全体として、チベット高気圧付近の σ を大きくする方向に働くことになる。

次に、等温位面上における σ の flux-divergence について考える。チベット高気圧は盛夏になると閉じた高気圧性循環をかたちづくる傾向がある。このことは、強い非断熱加熱によって生成される σ がこの領域から外へと逃げることができずに高気圧性循環の内部に閉じ込められ蓄積されやすいということを意味している。

以上をまとめると、チベット高気圧の内部では、非常に大きな σ の値が生じ得ると同時に、閉じた高気圧性循環が形成されることによって、大きな σ の値が維持されやすいことがわかる。そして、その結果として Fig. 9 に示されたような特徴が作られているといえる。

Fig. 10a は、 $30\text{--}120^\circ\text{E}$, $10\text{--}30^\circ\text{N}$ の領域で平均した σ の

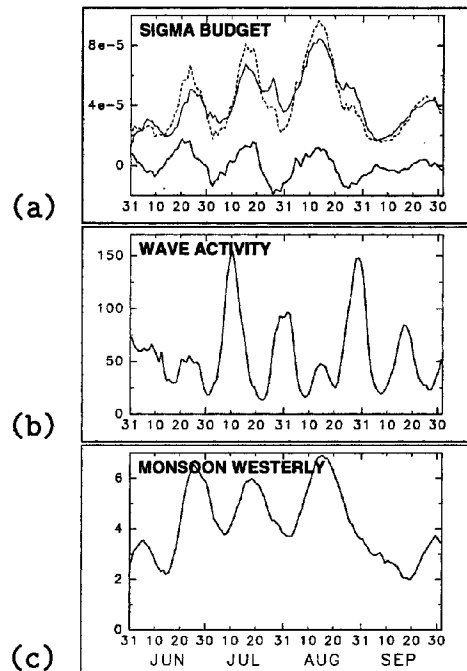


Fig. 10 Fluctuations of (a) some values related to the σ budget around the Tibetan high. Thick and thin lines are $d\sigma/dt$ and $\nabla\sigma v$ respectively. The residual (S) is represented by dotted line. (b) is the stationary Rossby wave activity along the subtropical westerly. (c) represents the wind speed of Indian monsoon westerly.

時間変化（太実線）と、等温位面上での σ の flux-divergence 項（細実線）、それらの残差として計算される非断熱加熱による σ 生成への寄与 S （点線）を表している。この図から、非断熱効果にともなう σ 生成は、ほぼ等温位面上の σ の発散に寄与していること。しかし、非断熱加熱にともなう σ 生成に、等温位面上の発散がわずかに追い付かない傾向によってこの領域の σ が増減している様子がわかる。例えば6月下旬において、点線（非断熱効果）は実線（等温位面上の flux の効果）よりも少し早めに増加をはじめ、細実線はそれよりも少し小さな値で推移する。6月25日前後には点線はピークを過ぎ、7月に入ると点線は細実線に追い付かれ、点線による供給以上に細実線による σ の損失があり、太実線（net の σ 変化率）は負の値を持つに至る。そして、以後7月中旬から下旬にかけてと、8月中旬から下旬にかけての2回を合わせて、同じような経過を3回繰り返している。

興味深い点は、3回のイベントそれぞれにおける細実線が点線を追い越す時期（つまり、net の σ 変化率が負になっている時期）は、偏西風帯において定在ロスビー波の季節内変動が卓越する時期の直前にあたっているという点である（Fig. 10b）。このことは、点線が細実線を追い越していた時期における σ の過剰な蓄積を緩和することを可能にしているのは、非断熱加熱が弱まった直後に強くなる偏西風帯の波動であることを示しているのかもしれない。

ところで、Fig. 10a の点線に示された非断熱加熱による σ の増加率の曲線は、Fig. 10c に示されたインドモンスーン西風の強度と非常によい相似を示している。

6. ポテンシャル渦度の解析

前の節において、チベット高気圧付近の上層の大気に、高い温位を持った気塊が蓄積される傾向があることが示された。この結果としてポテンシャル渦度の変化が予想されるが、それについて考察する。

以下のように定義されるポテンシャル渦度 (PV) は、等温位面上における断熱的な運動について保存する。

$$PV = \sigma^{-1} (\zeta + f) \dots\dots\dots (5)$$

通常の地球大気の場合、基本的に PV は北に行くにしたがって単調増加している。東西一様な大気の場合、等温位面に沿った PV の南北勾配の符号が負になる領域が生じると、ながれは順圧不安定となる (Hoskins et al. 1985)¹⁸⁾。

チベット高気圧付近は、非常に大きな σ の値が現われやすい領域である。 σ の値が大きくなると、定義より明らかに PV は小さな値になる。この効果がどのように PV 分布に影響を及ぼすかを調べる。

Fig. 11 に、チベット高気圧の南側における PV の経度時間断面図を示す。この図には 10-30°N にかけての平均値を示した。特に 50-90°E にかけての領域において、 6×10^{-7} を下回る比較的小さな PV の値が現われている。小さな PV の値は、Fig. 5 に示された高温位域とよく対応していることがわかる。このことは、積雲対流活動などに伴う非断熱加熱による大きな σ 域の形成を通して小さな PV 領域が生成されていることを示している。図は示さないが、より直接的に 30-120°E、10-30°N の領域の平均の $\zeta + f$ 、 σ 、PV の変動を調べたところ、小さい PV の値はほとんど大きな σ によって出現していることが示された。

Fig. 12 に、比較的小さな PV の値がみられた 30-120°E にかけての領域における PV などの緯度時間断面図を示した。PV の値が 9×10^{-7} を下回る領域を左下がりの薄い斜線で、 6×10^{-7} を下回る領域を左下がりの濃い斜線で示している。また、 $355K_{MLP} = 0$ となるところを、点線のコンターラインで示した。更に、PV の南北勾配が負となる領域を、右下がりの濃い斜線で示した。

3回の昇温イベント（4.2, Fig. 6などを参照）に対応して、特に20-30°N付近において、 9×10^{-7} を下回る小さなPV域が確認できる。特に7月上旬と中旬から下旬にかけての時期には、25°N以南の広い範囲でPVの南北勾配の逆転が見られる。また、PVの南北勾配が負になる領域の北の端が、 $355K_{MLP} = 0$ となる

線とよく一致している。

この結果から、チベット高気圧付近の強い非断熱加熱は、上空に高い温位の気塊を蓄積し、その結果として特に20-30°Nの領域におけるPVの値を小さくし、場合によってはその南北勾配を逆転させるに至ることが示された。

上空に高い温位の気塊が蓄積された直後に偏西風帯において定在ロスビー波動的な季節内変動が卓越することがFig. 5, Fig. 6などに示されているが、PVの値の南北勾配の逆転は順圧不安定条件に適合することから、高い温位の気塊の蓄積から順圧不安定を通して偏西風帯の波動につながる関連性がある可能性もある。この観点から今後より詳細な解析を行なう必要がある。

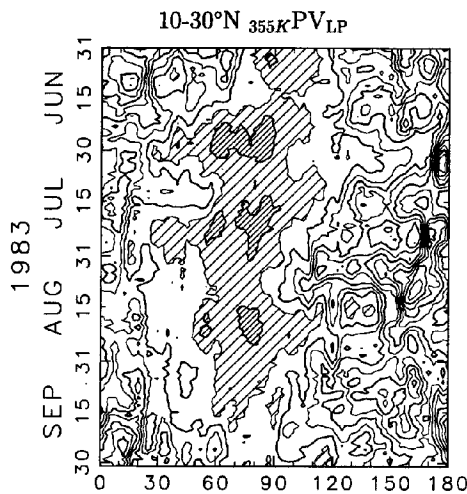


Fig. 11 Longitude-time cross section for $_{355K}PV_{LP}$ averaged over 10-30°N. Contour interval is $3 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{K/kg s}$.

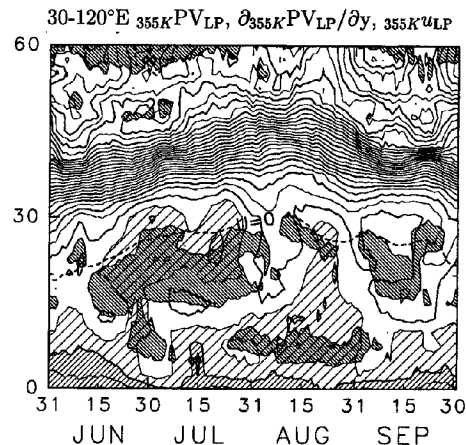


Fig. 12 Latitude-time cross section for $_{355K}PV_{LP}$ and $\partial_{355K}PV_{LP}/\partial y$ averaged over 30-120°E. Dashed line is $_{355K}U_{LP} = 0$ line. Contour interval of $_{355K}PV_{LP}$ is $3 \times 10^{-7} \text{ m}^2\text{K kg}^{-1}\text{s}^{-1}$.

7. まとめと結論

1983年の夏期の偏西風帯の季節内変動のなかで重要な位置を占めている定在ロスビー波動的な季節内変動と、チベット高気圧付近の気温との関係について調べた。チベット高気圧は、アジアモンスーンの循環系における重要な要素である。

偏西風帯において定在ロスビー波動的な季節内変動が卓越する時期とチベット高気圧の強い時期との間には密接な関係が見られた。すなわち、チベット高気圧付近の気温が上昇し、チベット高気圧がもっとも強くなる時期の少し後に偏西風帯において定在ロスビー波動的な季節内変動が卓越する (Fig. 5, Fig. 6)。Fig. 5に見られるように、チベット高気圧付近の高温域は、定在ロスビー波動的な季節内変動のエネルギーが東へと移動していく (群速度約 25 m/s) にしたがって、同じような速度で東へと移動する傾向がある。このような関連性は、7月上旬、7月下旬、8月下旬の少なくとも3回のイベントについてはすべて確認できる。また、チベット高気圧のもっとも強くなる時期は、インドモンスーン西風がもっとも強くなる時期の10日ほど後である。上空の高温位気塊の非断熱加熱による生成項の大きさは、このインドモンスーン西風の強度変動と非常によい相関を持っている。

また、チベット高気圧付近の高温は、対流圏界面の直下に高い温位を持った気塊が蓄積されることによって実現されていることが示された (Fig. 7)。そして、この気塊は基本的には非断熱加熱の効果によって維持されていると考えられ、これによって生成された気塊はほとんどが領域の外へと発散していく (Fig.

10a)。非断熱加熱は、チベット高気圧の強化イベントに10日ほど先んじて見られ、主に6月下旬、7月中旬、8月中旬の3度の強化を繰り返している。これらの非断熱加熱は、インドモンスーン西風の強弱ときわめてよく一致している (Fig. 10a, c)。この非断熱加熱の強弱にほぼ同期して σ の発散も強弱を繰り返しているが、その変動振幅は非断熱加熱の変動振幅に比べてわずかに小さい (Fig. 10a)。つまり、強い非断熱加熱がおこる時期には少し過剰に気塊が蓄積され、その直後の非断熱加熱が弱まっている時期の間に過剰になった分、余分に発散させていることになる。この余分な発散がなされる時期は、偏西風帯の定在ロスビー波の季節内変動が卓越する時期の直前にあたっている (Fig. 10a, b)。

非断熱加熱にともなう大きな σ の値の生成は、その領域においてPVの値を減少させる。チベット高気圧付近において大きな σ の値の領域が出現することは、その付近のPVの値を小さくすることにつながり、場所と時期によっては、PVの南北勾配を逆転させるに至っている。PVの南北勾配の逆転は、順圧不安定条件にも密接にかかわることから、より詳細に解析する必要がある。

今後他の年についても同様の解析を行なうことが必要になっている。また、1983年は典型的な事例であるので、いっそうの診断的解析を行なっていきたい。特に、順圧不安定、あるいはover-reflectionなどの観点から、より詳細な解析を行なう必要がある。

謝 辞

指導教官である京都大学防災研究所災害気候部門の村松久史教授には、多大な助言と指導をいただきました。深く感謝致します。ゼミなどを通して、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) 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.
- 2) 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.
- 3) Lorenc, A. C. : The evolution of planetary-scale 200mb divergent flow during the FGGE year, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 110, 1984, pp.427-441.
- 4) 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.
- 5) 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.
- 6) 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.
- 7) Hoskins, B. J., and T. Ambrizzi : Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, 1993, pp.1661-1671.
- 8) 寺尾徹：北半球夏期における中緯度の20-30日周期変動について，京都大学防災研究所年報，第38号B-2，1995，pp.259-272.
- 9) Ambrizzi, T., B. J. Hoskins and H.-H. Hsu : Rossby wave propagation and teleconnection patterns in the Austral winter, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 52, 1995, pp.3661-3672.

- 10) 寺尾徹・村松久史：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，京都大学防災研究所年報，第35号B-2，1992，pp.305-329.
- 11) 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.
- 12) Johnson, R. H. : Heat and moisture sources and sinks of Asian monsoon precipitation systems, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 70, 1992, pp.353-372.
- 13) Yasunari, T. : Cloudiness fluctuations associated with the northern hemisphere summer monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 57, 1979, pp.227-242.
- 14) Lau, K.-M. and P. H. Chan : Aspects of the 40-50day oscillation during the northern summer as inferred from outgoing longwave radiation, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 114, 1986, pp.1354-1367.
- 15) Yasunari, T. : Low-frequency interactions between the summer monsoon and the northern hemisphere westerlies, *J. Meteor. Soc. Japan*, Vol. 64, 1986, pp.693-708.
- 16) 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.
- 17) Duchon, C. E. : Lanczos filtering on one or two dimensions, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 18, 1979, pp.1016-1022.
- 18) Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson : On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, Vol. 111, 1985, pp.877-946.