

## 台風発生期の流れの場についての解析

邊 田 有理江・光 田 寧

### AN OBSERVATIONAL ANALYSIS OF TROPICAL WIND FIELDS IN RELATION TO TYPHOON FORMATION BETWEEN JULY AND OCTOBER, 1980

By *Yurie HETA* and *Yasushi MITSUTA*

#### Synopsis

The characteristics of the upper (200 mb) and lower (850 mb) tropospheric wind fields during typhoon season, between July and October in 1980, were analyzed. There were 16 tropical storms formed during this period over the northern part of the Western Pacific. GMS satellite wind data and sonde wind data are used to make the grid point wind fields. To analyze the lower wind fields, MASCON model is used to adjust the interpolated wind fields.

In latitudes of 5°N~15°N at lower level westerly wind in the western part is usually bounded on the east by easterly wind. Many of analyzed tropical storms became tropical depressions near this boundary area. In the divergence and relative vorticity fields, the disturbances which have positive vorticity and convergence at 850 mb-level, and negative vorticity and divergence at 200 mb level can be traced from the area around 170° E about 2~3 days before the formations of tropical depressions. The disturbances propagate west-northwestward and their paths are not dependent on that they later develop into typhoons or not.

#### 1. はじめに

台風発生域は、熱帯の気象観測点の少ない領域であるため、台風の発生過程についての研究はあまり多くなかった。Gray<sup>1)</sup>等に見られる統計的な研究や、いくつかの特別観測期間に発生した台風や、観測点の比較的多い領域で発生した台風についての事例解析がある程度であった。近年、気象衛星により、熱帯域の質量とも豊富なデータが入手可能になってきており、それらを用いて熱帯域のいろいろな現象の研究が行われつつある。本解析では、衛星から雲を追跡して得られる対流圏上層、下層の風ベクトルを主に用い、台風の発生期の流れの場について調べた。過去の事例解析や、最近の熱帯域の研究の結果をふまえながら、多くの場合について、台風発生期の詳細な解析を行うことは意味のあることであると考えられる。

この研究では、1980年に発生した16個の台風について、対流圏上下層の流れの場の様子等についての解析を行った。その際過去の解析等から台風発生に重要であるとみられる、次のような事項に留意して解析を進めた。

- 1) 偏東風波動擾乱<sup>2)3)</sup>
- 2) ITCZ<sup>4)</sup>
- 3) クラウドクラスターのふるまい<sup>5)</sup>
- 4) 上層波動(20°N帯<sup>6)</sup>)や上層低気圧性渦<sup>7)</sup>(TUTT<sup>8)9)</sup>、偏西風トラフとの関連)

- 5) 南半球からの赤道越え気流<sup>9)</sup>  
 6) 対流活動の季節内変動<sup>10)</sup>, 短周期熱帯擾乱の振幅変調<sup>11)</sup>と台風発生 の群発化

## 2. データ及び解析方法

今回の解析には、衛星風ベクトルを主に用いた。衛星風ベクトルは絹雲レベルと積雲レベルの二層で得られるが、熱帯域では上層 200 mb, 下層 850 mb にほぼ対応するものと考えられている。そこでこの上下層の衛星ベクトルに、ゾンデの 200 mb, 850 mb のデータをそれぞれ加え、対流圏上層, 下層の流れの場の解析を行った。解析範囲は 20°S~30°N, 90°E~170°W である。

解析期間は1980年7月から10月の4カ月間である。この間に台風が16個発生した。また、台風までは発達しなかったが、弱い熱帯低気圧 (TD: tropical depression) が13個、天気図上、解析範囲内 20°N 以南にみられた。その多くは数日で弱まったが、一週間近く天気図上に追えるものもあった。便宜上これらの発達しなかった TD に 1 から13の通し番号をつけて識別し、そのうち長く追跡できるものについては、台風と同様に解析を行った。

データの分布は一様でなく毎日異なる。そこでそうしたデータから経度、緯度1度の格子点の速度ベクトルを内挿により求めた。計算は1日1回0Zについて行ったが、衛星風ベクトルの欠測などでデータが非常に少ない場合等については、その前後の12Zの場について解析した。内挿に用いたデータは平均して、上層250個、下層290個程度であり、約半数が衛星風ベクトルである。

さらに下層の場については、地形の影響等のため現象が複雑であることから、2次元 MASCON モデル<sup>12)</sup>を用いた補正を加えた。内挿、補正法については、後に述べる  $\alpha$  比を除き、光田・邊田<sup>13)</sup>と同じ条件を与えて計算を行った。

2次元 MASCON モデルでは、地面からある高さまでの質量が保存するとして計算を行う。この概念を数式で表すと次のようになる。(空気の密度は一定と仮定している。)

$$I = \iint \left\{ \alpha_1^2 (u - u_0)^2 + \alpha_2^2 (v - v_0)^2 + \alpha_3^2 (w - w_0)^2 + \lambda \left( \frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} + w \right) \right\} dx dy \dots \dots (1)$$

ここで、 $h = H_{inv} - H_s$ ; 地表面からの逆転層の高さ、 $H_{inv}$ ; 逆転層の海拔高度、 $H_s$ ; 地表面の海拔高度、 $u_0, v_0$ ; 水平方向の風速観測値、 $w_0$ ; 逆転層を上方に抜ける風速観測値、 $u, v$ ; 補正後の水平方向の風速、 $w$ ; 逆転層を上を抜ける補正後の風速、 $\alpha_1, \alpha_2$ ; 観測誤差や気象条件に関する重み係数、 $\lambda$ ; ラグランジュ乗数である。

この汎関数、 $I$  を最小とするような  $u, v, w, \lambda$  を計算する。このことは、物理的には、拘束条件として質量保存則を満たし、補正值と観測値の二乗誤差がもっとも小さくなるような解を見出す問題となる。すなわちオイラー・ラグランジュの方程式系を付加的な拘束条件式とともに解くことになる。

$$u = u_0 + \frac{h}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \dots \dots \dots (2)$$

$$v = v_0 + \frac{h}{2\alpha_2^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \dots \dots \dots (3)$$

$$w = w_0 - \frac{\lambda}{2\alpha_3^2} \dots \dots \dots (4)$$

$$\frac{\partial(hu)}{\partial x} + \frac{\partial(hv)}{\partial y} + w = 0 \dots \dots \dots (5)$$

境界条件は2通り考えられる。

$$\lambda=0, \frac{\partial \lambda}{\partial n}=0 \dots\dots\dots (6)$$

周囲境界条件は  $\lambda=0$ ，すなわち格子点の周囲では空気は自由に流出入でき，観測値は補正される。実際には，式(2)，(3)，(4)を(5)に代入した  $\lambda$  のみの式を，境界条件(6)のもとに解き， $u, v, w$  を(2)，(3)，(4)より求める。

MASCON モデルにおいては，パラメータ  $\alpha_1, \alpha_2$  をあらかじめ設定しなければならない。 $\alpha_1$  は水平方向， $\alpha_2$  は鉛直方向の観測値の二乗誤差の重みを表すパラメータであるが，この比は結果に大きな影響を与える。これらのパラメータは定性的には大気安定度と深く関係しており， $(\alpha_1/\alpha_2) \rightarrow \infty$  とすれば，誤差の多くは鉛直速度場で補正され，逆に  $(\alpha_1/\alpha_2) \rightarrow 0$  とすれば，水平フラックスの補正によって減らされる。しかし安定度とパラメータの定量的な関係は明らかでない。

統計的には  $\alpha_1^2, \alpha_2^2$  は，観測値の二乗誤差の分散と，解析値の二乗誤差の分散の逆数に相当する。よって  $\alpha_1, \alpha_2$  は，はじめに適当な  $\alpha_1(0), \alpha_2(0)$  の値を与えて得られる補正值  $u(1), v(1), w(1)$  より，

$$\alpha_1^2 = [\iint \{(u(1) - u_0)^2 + (v(1) - v_0)^2\} dx dy]^{-1}$$

$$\alpha_2^2(1) = [\iint \{w(1) - w_0\}^2 dx dy]^{-1}$$

によって求められ，これを数回くり返せば統計的に  $\alpha_1, \alpha_2$  が決められる。

一方物理的には二乗誤差が最小となるような  $\alpha_1, \alpha_2$  が最も望ましい。そこで  $\alpha$  比をかえて二乗誤差の変化を，いくつかのケースについて調べた。また，緩和法による計算を行っているため， $\alpha$  比が適当でない場合，拘束条件(5)式をみたさない可能性もある。そこで(5)式の誤差の平均値についても計算を行った。

これから得られた結果を考えあわせ，本解析では， $\alpha_1=0, 1, \alpha_2=1$  を用いることにした。Barnard と Wegley<sup>14)</sup> は三次元 MASCON モデル (Sherman<sup>15)</sup> について，このパラメータを最適法 (optimization procedure) を用いて求めているが，これは前述の物理的な決定法とほぼ同じ意味を持つものと考えられる。彼らの結果では， $\alpha$  比はケースによって大きく変化する。しかし，本解析で取り扱う現象はスケールも大きく，格子点の幅も異なるため， $\alpha$  比は一定値とした。

このように内挿，補正された格子点ベクトルをもとにして相対渦度や，水平発散の計算を行った。これらは微分量であり精度はあまりよくないと考えられるが，発散域や収束域の大まかな位置はそれなりの意味を持つと思われる。

こうして得られた毎日の風の場合から10日平均場を計算し，その変化の様子を見た。また平均的な雲の様子を見るため，Monthly Report of Meteorological Satellite Center (気象衛星センター) に示された高層雲量 (high cloud amount) をも参照した。雲量データは5日平均，2度緯度経度の格子点について示されていた。但し，陸上や大きな島の上については報告されていない。

毎日の雲の様子については，雲写真等の入手できた，いくつかの台風についてのみ参考にした。台風8008号については気象衛星センターの台風気象衛星資料集 (1983年) によった。

### 3. 1980年7月～10月の流れの場の変化について

解析を行った1980年はエルニーニョ等の特別な年ではなかった<sup>16)</sup>。Fig. 1 に1980年7月～10月の4カ月間の平均雲量を示す。多雲量域が5°N～10°N 付近に帯状に，170°E のあたりで一旦途切れているが中央太平洋の方までのびている。これは熱帯収束帯 (ITCZ) に対応するものと思われる。また，ベンガル湾付近に雲量4以上の多雲量域があるが，これはインドモンスーンと関係していると思われる。一方ニューギニアの東5°S・155°E 付近にも多雲量域がみられ，150°E のあたりで ITCZ とつながっているようにも見える。これは SPCZ (South Pacific Convergence Zone) と呼ばれるものに相当するのではないかとと思われる。Liu (1982)<sup>17)</sup> は，1980年，1981年の2年平均した，大気中の水蒸気の積分値の分布を，7月，10月について示している。水蒸気の積分値は Nimbus 7 に搭載された SMMR (Scanning Multi channel Microwave Radiometer) によって得られたものである。それによると，雲量でみた，ITCZ, SPCZ に相当すると思われ

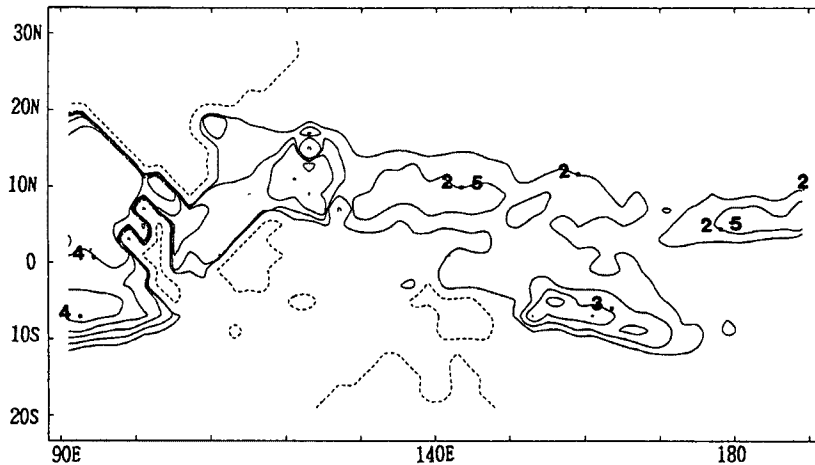


Fig. 1. Four months averaged high cloud amount for July, August, September and October in 1980. Units are from 0 to 10. Contour interval is 0.5 and contours larger than 2.0 are drawn.

る部分は、水蒸気量も多くなっている。

1980年7月～10月の流れの場の変化を見るために、Fig. 2に10日平均した、下層の流線及び雲量の分布を、5日毎に示す。発達した台風があったり、同じような位置に停滞するような場合には、台風によって作られた場を見ることになると思われるが、10日平均場を見ることによって、大まかな流れの場の様子、及びその変化を見ることができると考えられる。

Fig. 2 (a)～(c)に示された、7月初旬の流れの場については、解析範囲の西側からの西風、東側からの東風、南側からの南風が $0^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E}\sim 140^{\circ}\text{E}$ 付近で集まり北へ抜けている。そして雲域は赤道を横切って、南東から北西へと広くのびている。7月下旬 (Fig. 2 (d), (e))になると $10^{\circ}\text{N}$ 付近の雲域が切れ、 $20^{\circ}\text{N}$ 、 $160^{\circ}\text{E}$ 付近に雲域が見られる。これは台風8010号に關係するものと思われる。9月はじめ頃 (Fig. 2 (m), (n))には解析範囲の西域、 $10^{\circ}\text{N}$ 付近の西風が、南からの南西風とともに大きく入り込み $140^{\circ}\text{E}$ 付近まで達する。雲域は、西風域から北にかけての $10^{\circ}\text{N}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 付近へと移動する。10月中旬 (Fig. 2 (t), (u))には西風域はほとんど見られなくなり、熱帯域全体がほぼ東風域となる。南半球からの南風の吹き込みもみられず、大きな雲域もみられない。この期間、熱帯域に台風は発生していない。(v)図になると南風がやや強まり、 $0^{\circ}\sim 10^{\circ}\text{N}$ 、 $120^{\circ}\text{E}\sim 160^{\circ}\text{E}$ 付近に収束域がみられる。

こうした変化の様子をもう少しよくみるために、風の東西成分の鉛直シア、( $u_{200mb} - u_{850mb}$ )を10日平均場について計算した。この量を用いてGray<sup>1)</sup>は、気候学的に、鉛直シアと台風発生との關係について議論しており、この値が0となる付近が台風発生域とよく対応することを示している。Fig. 3にFig. 2の(b), (n)に対応するケースの、鉛直シアの分布を示す。(a)の7月中旬については、鉛直シアの極大域と極小域が、それぞれ $15^{\circ}\text{N}$ 付近、 $140^{\circ}\sim 160^{\circ}\text{E}$ と、 $110^{\circ}\text{E}$ 付近にみられる。このときの雲域をみると、鉛直シアの絶対値が小さく、さらに、南から北へ、鉛直シアが増すような領域に多雲量域がみられる。一方(b)に示す、西風域がかなり東までのび、雲域の北上した9月中旬のケースでは、鉛直シア負の極域が $10^{\circ}\text{N}$ 付近にのびている。鉛直シアが小さく、南から北へ増加する領域は、 $15^{\circ}\sim 20^{\circ}\text{N}$ 付近に東西に長くのびており、その付近に雲域が存在する。Fig. 3に示さなかったほとんどのケースについても、多雲量域は、鉛直シアの絶対値が小さく、南から北へ鉛直シアの増加する領域にみられた。

流れの場の変化をみていく時、ベンガル湾付近からの西風の変化や、南半球からの流れの変化は、雲量の変化と非常に関係が深いように思われた。雲量は対流活動の活発さを示すことから、台風発生に關係していると考えられる。次章で、こうした流れの場の変化と台風の発生について、解析を進めていく。

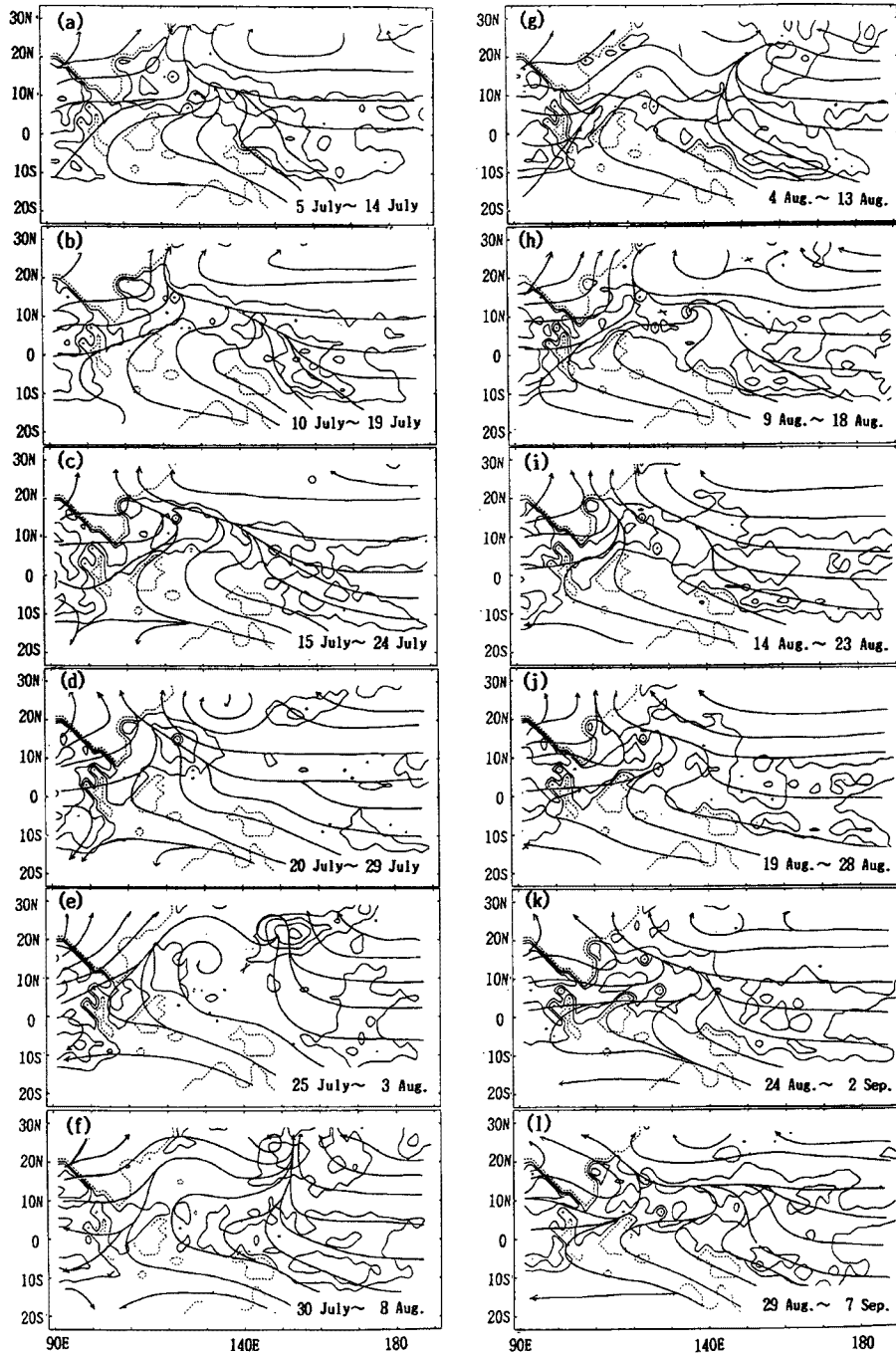
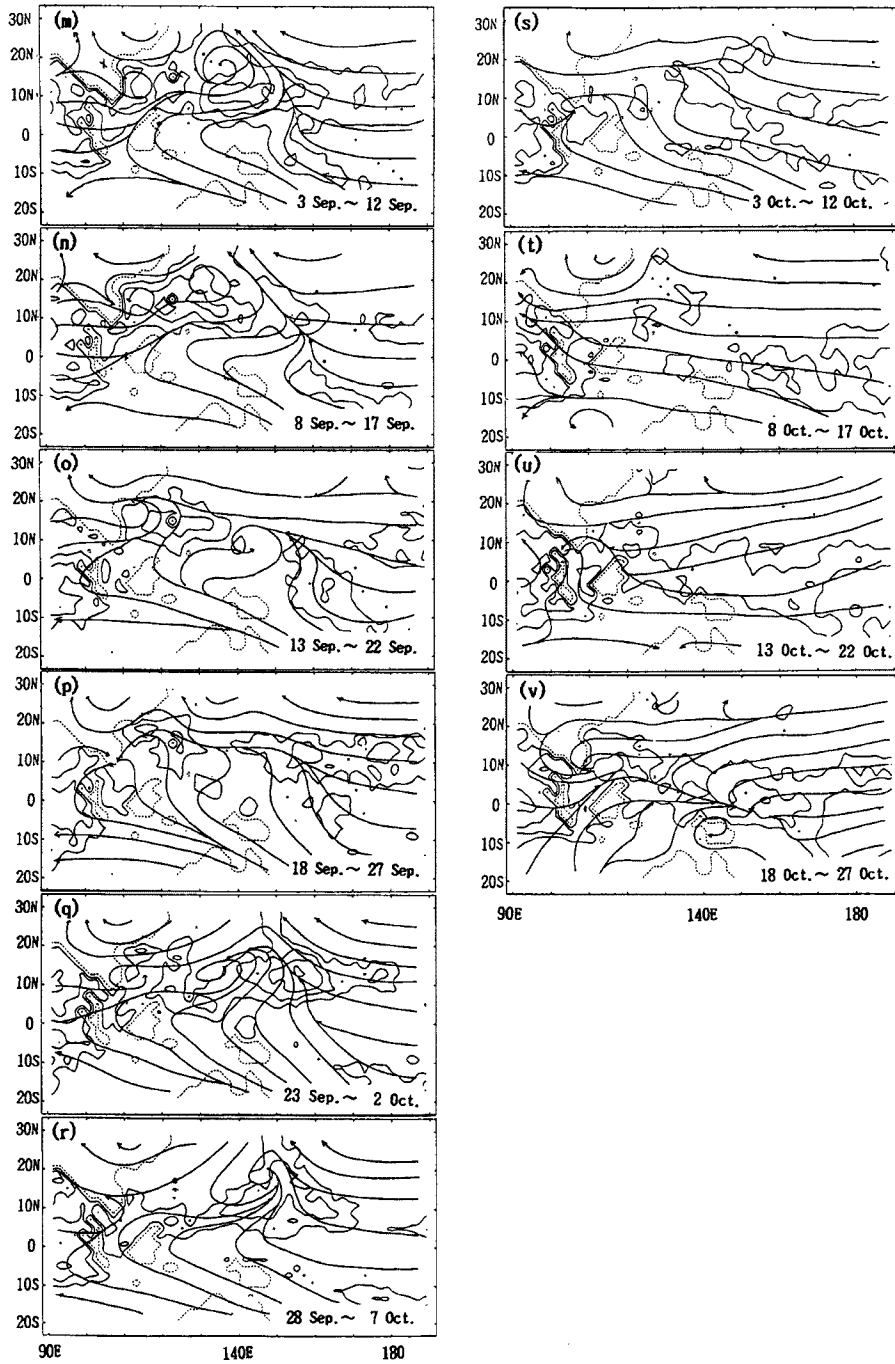


Fig. 2. The change of 10 days mean 850 mb-level streamlines and distributions of high-cloud amount. Contours ( $\geq 4.0$ ) are drawn. Contour interval is 2.0.



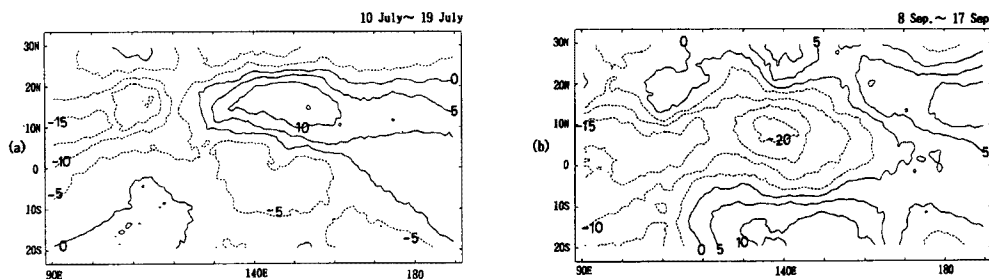


Fig. 3. Zonal vertical wind shear of 10 days mean fields between 200 mb and 850 mb. Positive values indicate that the zonal wind at 200 mb is stronger from the west or weaker from the east than the zonal wind at 850 mb. Units are in meters. (a) 10 July ~ 19 July, (b) 8 September ~ 17 September, 1980.

#### 4. 流れの場の変化と台風発生について

##### 4.1 ベンガル湾付近から入り込む下層西風について

前章で、ベンガル湾付近  $5^{\circ}\text{N} \sim 15^{\circ}\text{N}$  を中心に、下層で西風域が広がり、それと東風および南風域のぶつかる付近に多雲量域がみられることが示された。この西風についてもう少しはっきりと、その変化の様子をみるために、Fig. 4 にこの風の東西成分の、 $5.5^{\circ}\text{N} \sim 12.5^{\circ}\text{N}$  の緯度 8 度間で平均した時間経度断面上層及び下層の場について示す。下層については、西風域が時折  $140^{\circ}\text{E}$  の東側まで、10日から1カ月くらいの周期でのびている。この図には解析期間中にあらわれた熱帯低気圧の経路が、TD となった点から消滅あるいは  $30^{\circ}\text{N}$  以北へ移動するまで重ねて記入してある。西風が強まる時と台風発生とは深い関係があるように思われる。特にこの緯度帯で TD まで発達する場合は、西風と東風の境界付近とほぼ一致している。一方上層については、下層の西風域の上層では東風域、下層東風域の上層では西風域と下層とほぼ逆になっている。東風と西風の境界は上層のほうが下層よりやや東に位置する。そしてこれらの境界付近に熱帯低気圧が発生している。こうしたことから、下層で西風東風が収束し上昇、上層で吹き出すような東西循環の存在を思わせる。IGY の気圧のデータや熱帯の観測点での高層のデータなどから、Madden と Julian<sup>18)</sup> は熱帯域に 40~50 日の周期をもつ全球的な現象が存在することを示しているが、そういったものの一部をみたことになるのかもしれない。

いくつかの台風について、台風の発生域が、適当な間隔をおいて東にうつっていく場合がみられた。すなわち個々の台風は西進するが、発達した台風の東側に一定の間隔をもって、新たに別の台風が発生することが時折みられた。

##### 4.2 熱帯域の波動擾乱について

風の東西成分の時間経度断面からは、東風、西風の境界付近に下層収束、上層発散の上昇流域が存在することが期待される。そこで Fig. 5 に、上、下層の水平発散場の時間経度断面を示す。これをみると、下層収束域、上層発散域は、西風東風の境界付近にあるというより、東から西へ伝播していくような構造がみえる。いくつかの台風については、その台風が TD となる以前から、下層収束域、上層発散域が  $170^{\circ}\text{E}$  より東から西へ伝わってくる様子を見ることが出来る。Fig. 6 に同じ緯度帯の相対渦度の時間経度断面を示す。発散場よりさらにはっきりと、トラフ域、リッジ域が西へ伝わる様子が見える。この緯度帯に発生した多くの台風 (8007号, 8008号, 8009号など) は、下層は正、上層は負の相対渦度の領域に位置していた。そして上層については、それぞれの台風の経路付近にあるリッジ域の間にトラフ域がみられ、同じ時間でみると、トラフ域、リッジ域がほぼ等間隔に並び、そのリッジ域に台風が存在するように見えた。このように収束域や発散域、トラフやリッジが西進する構造は、偏東風波動に対応するものと考えられる。下層の、風の南北成分からも周期 3~6 日の偏東風波動をみる事が出来る。

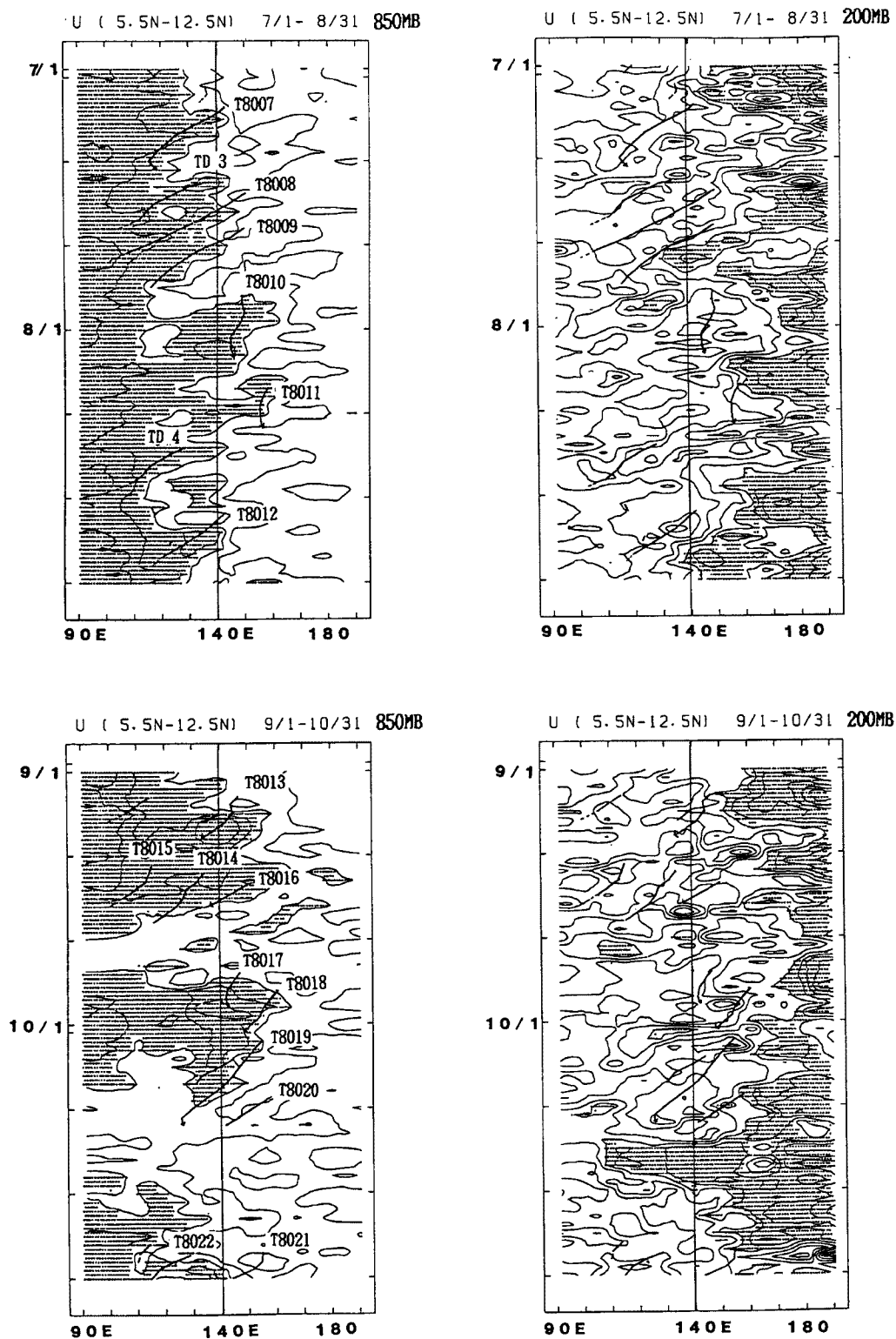


Fig. 4. Time-longitude sections of zonal wind component averaged between 5.5 N and 12.5 N at 850 mb (left) and at 200 mb (right). Contour interval is 5 meters. Regions of positive values are shaded. Thick lines denote the positions of Tropical Depressions or typhoons in this period.



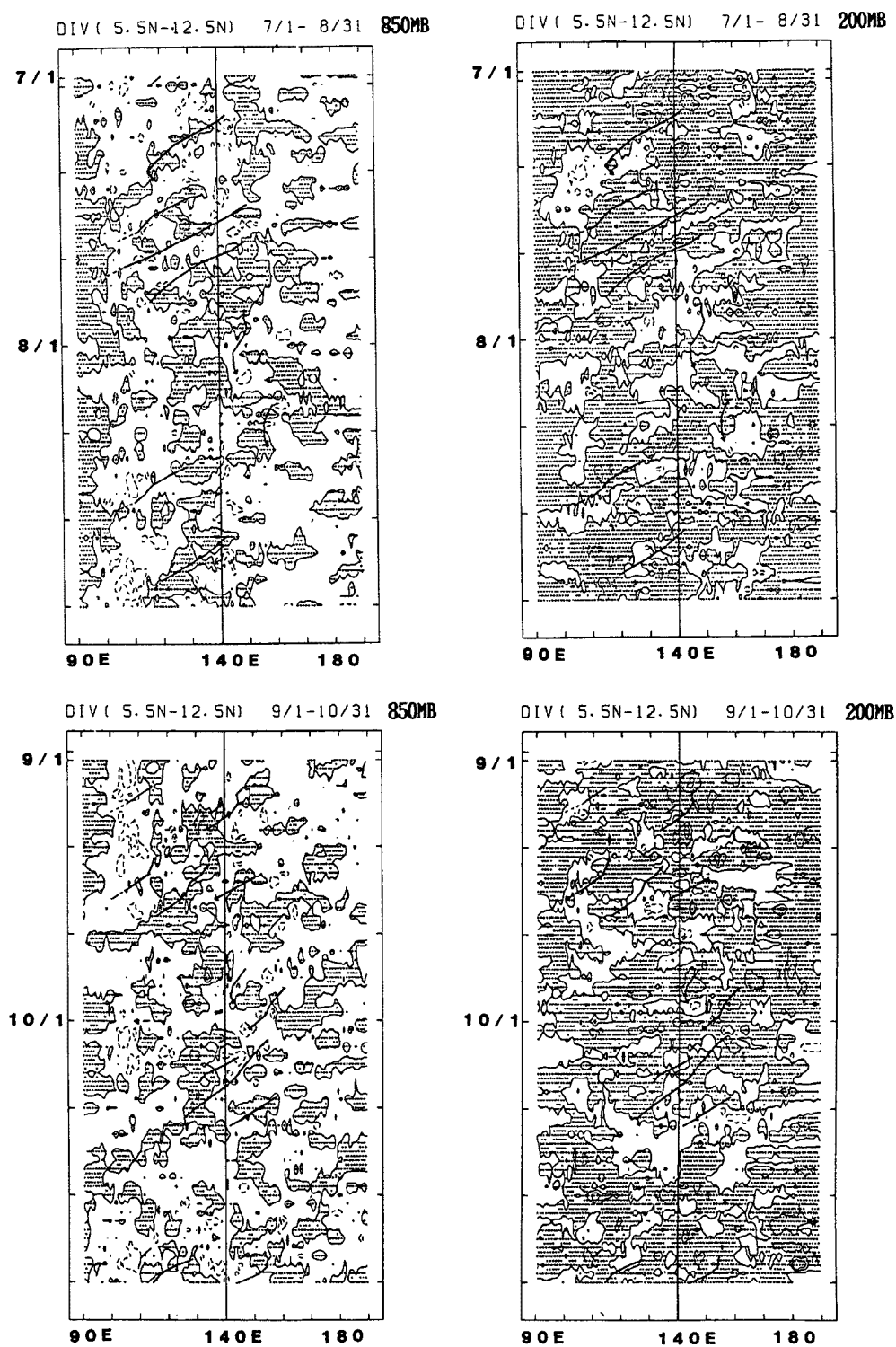


Fig. 5. Time-longitude sections of horizontal divergence between 5.5 N~12.5 N. Contour interval is  $10 \times 10^{-6}$  ( $\text{sec}^{-1}$ ) at 850 mb and  $20 \times 10^{-6}$  at 200 mb. Shaded regions denote positive values. Broken lines denote contours of negative values.

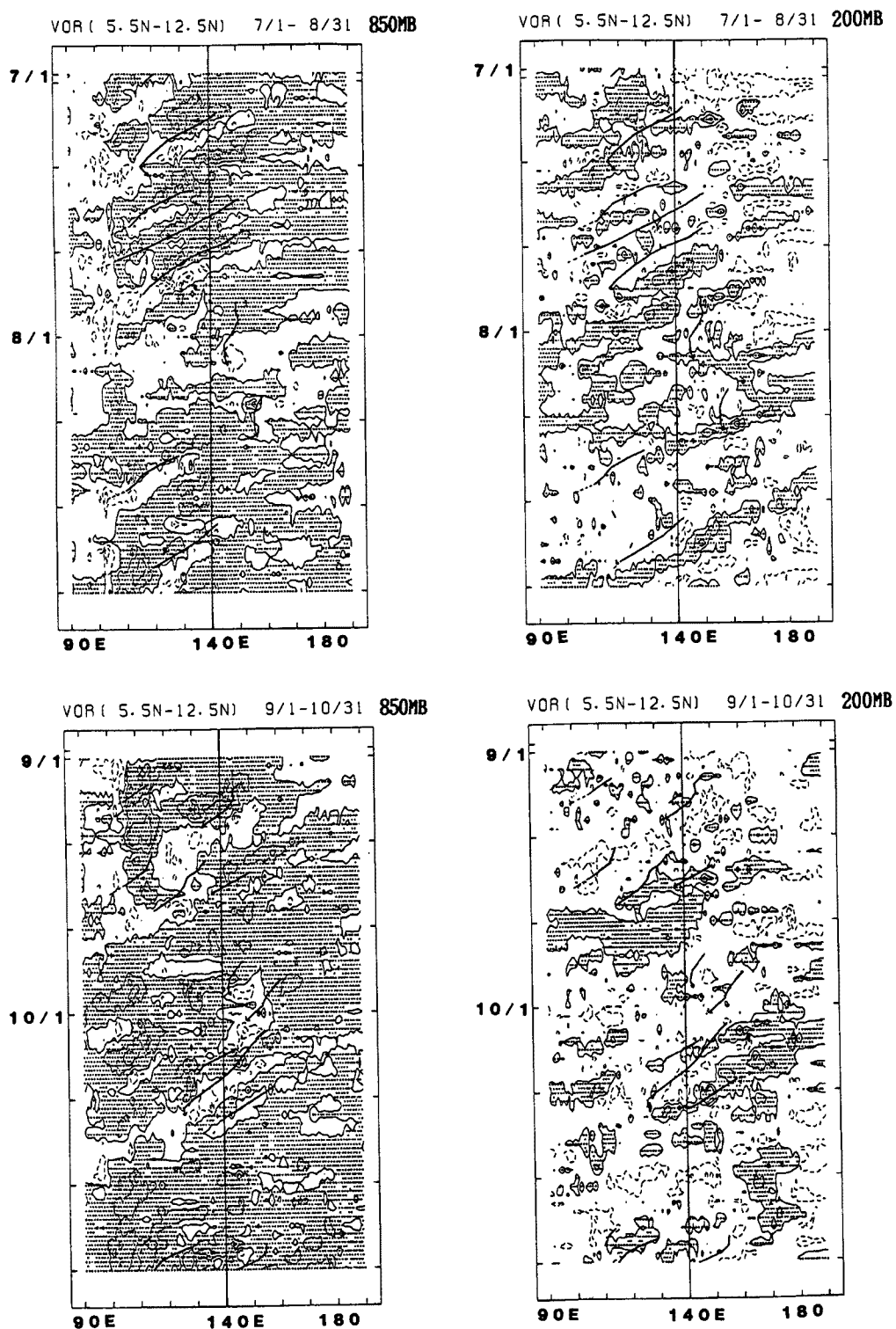
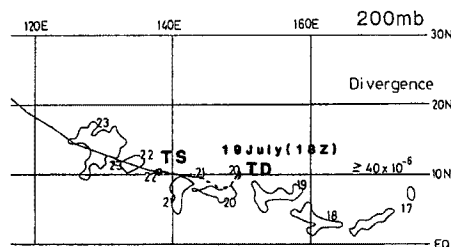


Fig. 6. Time-longitude sections of relative vorticity between 5.5 N and 12.5 N. Contour interval is  $10 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  at 850 mb and  $20 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  at 200 mb. Shaded regions denote positive vorticity.

以上は10°N付近の様子であったが、やや北にあたる16.5°N~23.5°Nの緯度帯の相対渦度、水平発散の経度時間断面をみても、その緯度帯付近でTDとなった台風については、10°N帯で台風に関連して見えたのと同じく、TDとなる以前から、下層正、上層負の渦度域などが、東から西へ伝わっていくのを見ることができた(8010号, 8011号, 8014号, 8016号, 8020号)。また、10°N帯でTDとなり北上してきた台風の場合、この20°N帯にさしかかったあたりから、下層収束域、上層発散域、下層の正の相対渦度域、上層の負の相対渦度域などが経路にそってみられた。

今まで見てきた時間経度断面はある緯度帯で場を切ったものであるが、実際には台風は発達とともに北上しており、波動擾乱も、南北方向にも平均速度をもつものと思われる。こうした波動擾乱の水平構造をみるために、台風に関係するような擾乱について、日々の相対渦度場や、水平発散場を調べてみた。Fig. 7に台風8009号についての例を示す。毎日の発散場、渦度場は例えば(a), (b)のようであるが、このような図から、台風等の擾乱に関係すると思われる。ある閾値以上のところを抜き出し、追跡したものが(c), (d), (e)図である。この台風の位置の変化(気象要覧による)も重ねて示してある。擾乱域はTDとなる約3日前、170°E, 5°N付近までさかのぼれる。そしてほ



(c) The time change of the position of 200 mb-level divergent region (larger than  $40 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$ ) at 0Z, which relates to Typhoon KIM (8009). Solid line indicate the trajectory of the typhoon.

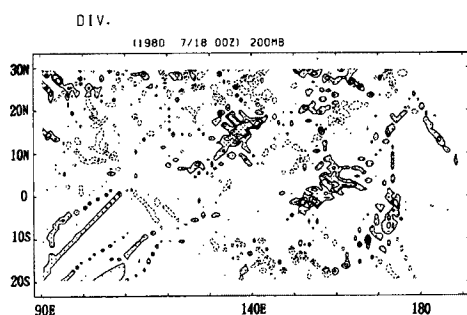
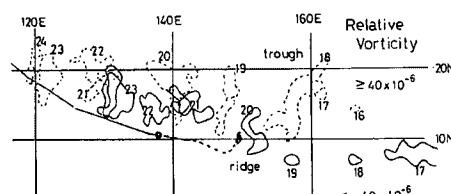
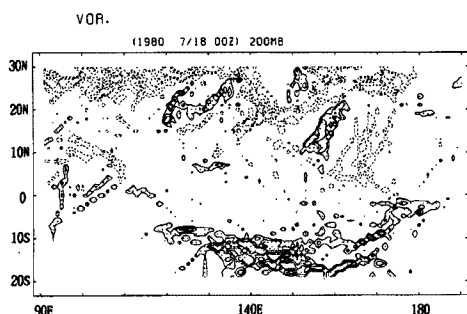


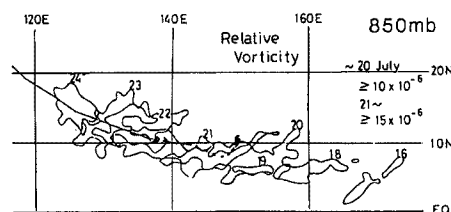
Fig. 7(a). 200 mb-level horizontal divergence field at 0Z on 18 July 1980. Contour interval is  $20 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  and larger than  $20 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  area are shaded.



(d) The time change of the position of 200 mb-level positive relative vorticity region (solid lines) and negative one (broken lines). Regions smaller than  $-40 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  or larger than  $40 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  are drawn.



(b) 200 mb-level relative vorticity field. Contours are same in (a).



(e) The time change of the position of 850 mb-level positive relative vorticity. Before 20 July, larger than  $10 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  regions are drawn and larger than  $15 \times 10^{-6} \text{ sec}^{-1}$  after 21 July.

は東西にやや北向きの成分をもって移動していく。この台風について雲写真をみると、上層発散域、下層低気圧性渦度域のあたりに、16日12Z頃から、大きなクラウドクラスターをみることができる。その際、上層リッジ域は、雲域の東3度位に位置したが、TDとなる頃からは、TDの5~10度北西にみられるようになる。Fig. 7 (b)の上層相対渦度場をみると、130°E 20°Nから170°E 10°N付近に、トラフ、リッジが10~15度間隔に並んでいる。この西側のものは台風8008号、東側のものは8009号と関係していると思われる。これは、20°N帯の時間経度断面等でみられる上層波動に相当すると思われる。(a)図の、上層発散域については相対渦度の擾乱より南側にあり、トラフの南東のリッジ域に発散域が位置している。村松<sup>5)</sup>は、上層の寒冷渦の南東のリッジ域の南端は、クラウドクラスターの発達に好都合であるとしている。本解析では、上層に寒冷渦があったかどうか、あるいはこのトラフ域が寒冷渦と関係するものであるのかどうかは確認できなかったが、トラフ域の東のリッジ域の南端という位置関係は一致している。

他の台風についても同様に、下層低気圧性渦度域や収束域、上層発散域やリッジ域をさかのぼって追跡できた。上層発散域は台風の位置のやや南、上層リッジ域はやや北側にみられることが多かったが、これらの量でみた領域は同時刻にはほぼ似たような位置にあり、多くの台風で、西進、西北西進するのがみられた。こうした領域の位置の変化から、擾乱の平均的な経路を決めて線をひいたものがFig. 8である。台風によっては見る量によって経路が異なる場合もみられた。例えば、上層のリッジ域や発散域は北東から、下層の収束域や低気圧性渦度域は南東から伝わってくるように見えるケースもあった。そこで2つ以上の量で追跡できる付近からのみ経路を決めた。この経路はFig. 7 (c), (d), (e)の収束域やリッジ域等の大きさ程度の任意性を含んでいるが、これより、TDとなる以前の擾乱のだいたいの動きを見ることができる。TDとなった後(δマーク以後)については気象要覧による位置を示し、台風が発達した後は実線で示している。

NittaとTakayabu<sup>20)</sup>は1979年について、下層相対渦度場でみられる渦を追跡し、typhoonとそこまで発達しなかった擾乱はその経路が異なり、typhoonまで発達した渦は170°E 5°Nを中心とする付近で生じるという興味深い結果を得ている。そこでFig. 8では、typhoonまで発達したかどうかで図をわけてみた。しかし、図からも明らかなように、彼らの結果のように、typhoonまで発達するかどうかで、経路をわけるとはできなかった。多くの擾乱の経路は、170°Eより東、0°~15°N付近までさかのぼれた。これを細かくみれば、10°N~15°Nをほぼ西進する擾乱の経路と、やや南5°N付近から西北西にのびる経路の2つに分けることもできそうであるが、typhoonまで発達するかどうかでは分類できない。その始点は解析範囲の東端に近いためにはっきりしないが、さらに東から伝わってきていると思われるものもある。また、解析の精度を考えある閾値以上しかみていないため、それ以前の擾乱の経路を見逃している可能性もある。Fig. 2の下層流線、雲量の分布の変化をあわせて考えると、多雲量域が南北に変化していることから、ITCZが南北に移動し、それに伴って経路が南北に動いて、2つの経路のように見えるようにも思われた。5°N付近からの擾乱の経路についても、ITCZ以外に起源をもつと考える積極的な根拠はみられなかった。

ところでtyphoonまで発達したもののうち、台風8010号、8011号などは30°Nより北から擾乱が南西にのびてきてTDとなり、その後北へ移動していくように見えた。他のいくつかの台風についても、上層のトラフ域が北東からのびるケースがみられたが、下層の低気圧性渦度域や収束域、上層発散域などを伴っていたのはこの2例だけであった。

typhoonとそこまで発達しなかったもので、強いて経路の違いを捜すならば、typhoonにならなかったものの多くが、TDとなった点が、typhoonまで発達したものに比べ西側で、経路が東西により長くのびているように見える点である。TDとなった後の中心気圧の降下の様子などを見ていると、上陸したために発達しなかったと考えられるものもある。TDとなる以前の擾乱の経路や、渦度等の値については、その擾乱が後にどこまで発達するかには、ほとんど係わらないように思われた。

#### 4.3 南半球からはいりこむ下層南風について

冬半球の気流が夏半球の熱帯低気圧発生にはたす役割について、Love<sup>21)</sup>は角運動量収支などの結果から

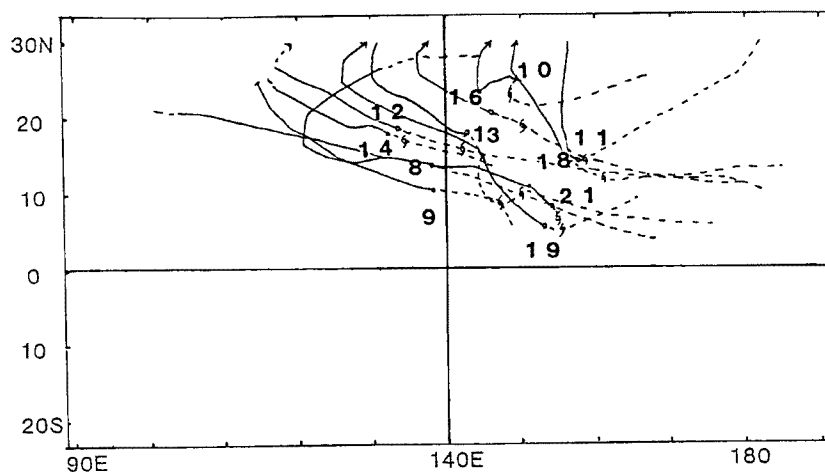
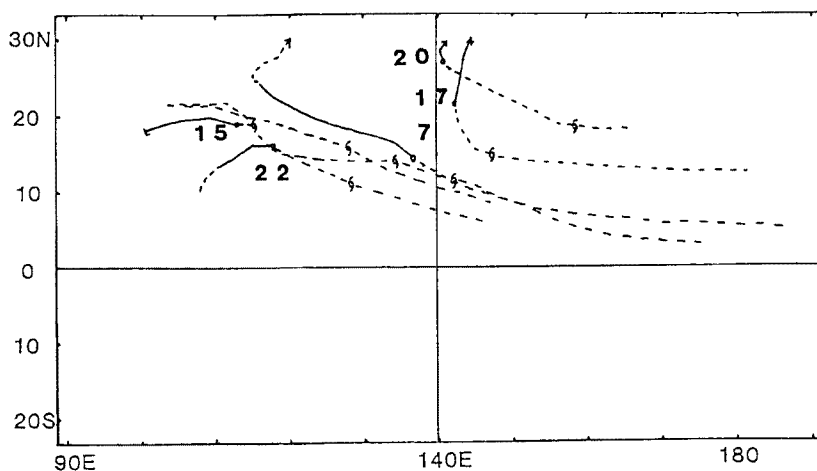


Fig. 8 (a). Trajectories of cyclonic disturbances which became typhoons in the period from July to October in 1980.  $\sigma$  marks denote the place where they became Tropical Depressions and white circles denote the place where they became Tropical Storms. Numerals denote numbers of typhoons.



(b) As in (a), except for those which did not become typhoons.

議論しており、冬半球中緯度の低気圧の強まりまでさかのぼって熱帯低気圧発生に影響するとしている。また台風8013号の事例解析<sup>13)</sup>では、南半球から時計まわりに方向を変えてはいりこんでくる南風が、台風発生に重要であることが示唆された。南東風はちょうどニューギニアの高い山脈と平行に吹いており、赤道を越えて南西風へと変化しているのは、ニューギニアの付近から西であった。このことから、ニューギニアがこの南風の吹き込みに何らかの影響を与えるのではないかと思われた。

この南風の吹き込みについて、その位置や強弱の変化をみるために、南北風の時間経度断面図等を見たが、南風域が5～10日の短い周期で10°Nより北へ入り込む様子がみられた。その図からはあまりはっきりとはしなかったが、台風発生と南風の変動は関係がありそうに思われた。南風の効果等を考えるには、コリオリの効果で風向が変化することなどから、もう少し別の量をみる必要があると思われ、ニューギニアの山脈の及ぼす影響の評価も含め、今後さらに解析を進めていきたい。

## 4.4 個々の台風の発生について

個々の台風の発生について、Table 1 にその流れの場の特徴をまとめる。10°N 付近で TD となった多くの台風について、これまでにあげられてきた、西風東風の境界付近に位置することや、南風の吹き込みがみられるなどの特徴がみられた。一方、より高緯度側、120°E 付近よりも西側で発生した熱帯低気圧については、下層の西風域の北側、それより北側の東風域の南あたりで発生したものが多い。そして南風の吹き込み等も認められず、TD となる以前に擾乱が東から伝わる様子もほとんどみだされなかった。

これらの台風に関係するクラウドクラスターの様子については、雲写真の得られた、台風8014号、8015号、8019号等に関してのみ調べた。TD となる2～4日前くらいから台風に関係すると思われるクラスターを識別することができた。相対渦度場や発散場でみられた擾乱域には、大きなクラウドクラスターがみられた。しかしそのクラスターがそのまま台風が発達するというより、そうしたクラウドクラスター域に、後に台風

Table 1. Tropical depressions which formed in the analyzed area on September to October in 1980

	Minimum pressure (mb)	Date of TD formation	Location of TD formation	Lower pattern	Lower South-Westerly	Eye
T8007	STS 980	12Z, 5, July	11.7N, 142.0E	a	○	
T8008	T 940	18Z, 15, July	9.8N, 150.0E	a	○	○
T8009	T 910	18Z, 19, July	9.6N, 149.3E	a	?	○
T8010	T 960	00Z, 28, July	22.6N, 148.4E	c		○
T8011	T 945	00Z, 8, Aug	14.2N, 158.1E	a	○	○
T8012	T 945	06Z, 23, Aug	16.2N, 141.9E	?	?	
T8013	T 960	00Z, 4, Sep	8.8N, 147.0E	a	○	○
T8014	T 915	06Z, 13, Sep	17.0N, 134.0E	b		○
T8015	STS 980	06Z, 12, Sep	19.0N, 115.3E	b		
T8016	T 975	12Z, 14, Sep	19.0N, 150.0E	a	○	
T8017	STS 960	06Z, 25, Sep	15.0N, 147.0E	a	○	
T8018	T 935	00Z, 27, Sep	12.0N, 161.0E	a	○	○
T8019	T 890	06Z, 3, Oct	5.3N, 155.0E	a		○
T8020	TS 998	18Z, 9, Oct	19.0N, 158.0E	c		
T8021	T 925	00Z, 28, Oct	6.8N, 154.7E	a	○	○
T8022	TS? 996	06Z, 28, Oct	10.9N, 128.0E	b	○	
TD 1	TD 998	00Z, 1, July	15.3N, 120.0E	b		
TD 2	TD 1004	00Z, 3, July	7.0N, 136.0E	a	○	
TD 3	TD 1000	12Z, 14, July	14.0N, 134.0E	a	○	
TD 4	TD 1000	00Z, 15, Aug	15.7N, 127.8E	a	○	
TD 5	TD 1004	00Z, 22, Aug	16.1N, 116.2E	b		
TD 6	TD 1000	00Z, 26, Aug	16.6N, 123.6E	b?		
TD 7	TD 1000	12Z, 30, Aug	9.5N, 132.5E	a		
TD 8	TD 1000	00Z, 4, Sep	12.6N, 113.7E	b		
TD 9	TD 1010	00Z, 6, Sep	12.1N, 139.1E	?		
TD10	TD 1004	00Z, 24, Sep	16.0N, 111.1E	c		
TD11	TD 1006	00Z, 5, Oct	19.0N, 144.0E	c		
TD12	TD 1008	00Z, 27, Oct	14.0N, 113.5E	b		
TD13	TD 1006	12Z, 28, Oct	10.0N, 110.0E	?		

に発達する組織化したクラスターが現れ、発達するように思われた。

こうしたことから、1980年7月～10月の台風の発生時の流れの場の特徴をまとめると、下層の流れの場について、次の3つにはほぼ分類された。

(a) 西風と東風、南半球からの南西風が集まる付近でTDとなる。多くの台風についてTDとなる以前の雲を伴う擾乱は、 $5^{\circ}\text{N}\sim 15^{\circ}\text{N}$ 付近で、 $170^{\circ}\text{E}$ より東までさかのぼって追跡できる。

(b)  $120^{\circ}\text{E}$ より西の西風域の北側での発生。台風まで発達しなかったものが多い。

(c) 偏東風域のやや高緯度側で発生。 $30^{\circ}\text{N}$ より北側から擾乱が伝わってくるように見えるものもある。

Fig. 9にそれぞれについてTDとなったあたりでの流れの場の概念図を示す。台風によっては、微妙な違いが見られることがあったが、平均的にはほぼ、このような下層の流れの場で台風が発生するよう思われた。

この結果は位置的には村松<sup>5)</sup>の分類とほぼ対応している。しかし(c)の場合が、寒冷渦からの発生であるかどうかは、台風が高層観測点の近くを通らなかったため確認できなかった。また、(a)については、クラスターと上層波動のカップリングととらえるより、TDとなる以前に、上層北西にトラフ、北にリッジ、下層に低気圧性渦度、収束を伴うような擾乱が伝わってくるようにみえた。しかし、クラウドクラスターの位置が、この下層収束、上層発散域と常に一致するというを全てのケースについて確認したわけではなく、また、カップリング後のみ解析された可能性もあり、はっきりしたことはいいきれない。このような上層波動のできかたとして、黒田<sup>6)</sup>は上層の寒冷渦が南下してリッジ場が強まり波動が強まるとしている。これに対応するように、いくつかのケースでトラフ域が台風の擾乱域の北側に、北西からのびてくることがあった。しかしこのトラフ域と、擾乱としてとらえられる上層の波動の関係ははっきりしなかった。上層のトラフ域やリッジ域を $10^{\circ}\text{N}$ 付近から追跡できた台風もあったが、実際には、おこっていたトラフ域の南下を、解析範囲外であったため解析できなかったのか、あるいは別の起源でトラフ等が $10^{\circ}\text{N}$ 付近にできたのかははっきりしていない。こうした点については、解析範囲をひろげ、クラウドクラスターの様子も含めた解析がさらに必要であると思われる。

### 5. 台風の発生についての考察

これまでの解析で台風の発生の目安としてTDとなる点を考えてきた。そして天気図上でTDと認められた熱帯低気圧についてのみ、TDとなる前後の流れの場の解析を行った。29個のTDのうち16個が台風になり、さらにそのうちの11個がTyphoonまで発達した (Table 1)。ところでこのTD、TS (tropical storm) Typhoonなどは風速等に基づき便宜的に決められたもので<sup>22)</sup>、こうした違いが、台風の本質的な構造の違いとどう関係しているのかは、あまり明確でない。どの点をもって、台風が発生したと考えるのかも大きな問題である。

今回、解析した多くの台風について、TDとなる3、4日前まで、下層低気圧性渦度、収束、上層発散、リッジ域を伴う擾乱をさかのぼってみることができた。しかし、そうした擾乱の発生を台風の発生と考えられるのかどうかは、そのような擾乱があればほとんど台風まで発達するかどうかによっていると思われる。

いくつかの台風について雲写真をみると、渦状雲パターンへの組織化がはじまるのはちょうどTDとなる頃である。例えば台風8008号については、TDとなる約2日前に、ITCZに伴う積乱雲のクラスターや上

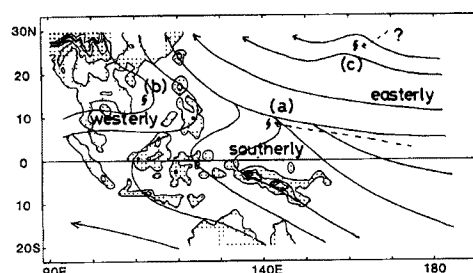


Fig. 9. Schematic depiction of 850 mb-level stream-lines and the positions of the formation of Tropical Depressions (♁). Broken lines show the trajectories of disturbances before TD.

層雲による雲域がみられるが、TDの解析されはじめる頃に弱い組織化がはじまり、その翌日には円形度が増し、中心付近で積乱雲のクラスターが持続するようになっている。こうした雲の変化と、相対渦度場、水平発散場をあわせて考えると、渦度場等でみた擾乱は組織化前のITCZの雲域に相当しているように思われる。下層で低気圧性の吹き込み、上層で高気圧性の吹き出しといった渦状雲パターンはまだみられない。それがTDとなる頃から組織化し回転を伴った構造を持つようになると思われる。その後眼を持ったtwo cellの構造に発達するようである。解析したtyphoonまで発達した台風では、多くのものについて飛行観測で眼が報告されている。眼の存在が初めて認められるのは、台風となって1日以内くらいのもが多い。一方、typhoonまで発達しなかった台風については、飛行観測では眼の存在が報告されなかった。

このようなことから、台風の発生について2通りの問題の立て方があるように思われる。

1) TDとなる以前の擾乱に伴う組織化以前の雲は、消長が激しく、回転を伴わない。そのような雲はしばしば発生しているが、そのうちのあるものだけが、何らかの好都合な流れの場の中であって渦状の雲へと発達する。それが台風の発生であると考えられ、前章でみたような流れの場が台風の発生に大きく関与していると考えられる。

2) TDとなる以前にみられた相対渦度場、発散場の擾乱の発生が台風の発生にあたり、そうした擾乱が発生すれば、発達を妨げる条件下に入らないかぎり台風へと発達する。

NittaとTakayabu<sup>20)</sup>は、typhoonとそうでないもので経路の違いがあることを示した。これはtyphoonはその前の擾乱の段階から、typhoonに発達しないものとは違った位置、違ったメカニズムで生じることを示唆するもので、2)の立場にあたると思われる。しかし本解析では、typhoonまで発達したかどうかでは、経路をわけることはできなかった。経路や擾乱の強さなどは、擾乱がどこまで発達するかには関係しないように思われた。解析の精度から、それ以前の経路がゆがめられた可能性もあるが、この解析からは1)の考えの方が自然であるように思われる。

1)のように考えると、TDとなる以前の擾乱は熱帯域に一般的にみられ、それが何らかの条件をみたすと、組織化された雲を伴うTDとなり、台風へと発達していくと思われる。そこで、どのような流れの場に入った時、どのような条件下でTDとなるのか、すなわち雲の組織化がはじまるのかといったことが、台風発生の問題として重要となる。typhoonまで発達した多くの擾乱は、TDとなった後2、3日で台風となり、さらに1日以内に眼がみられ急速に発達している。発達は130°E~160°E付近で主におきている。この立場から解析結果をながめると、擾乱が下層西風域、東風域の境界付近に入ることや、南風がはいりこむことなどが、台風発生に重要であると考えられる。

こうした事を議論するには、さらに多くのケースについて、もう少し精度のよい解析をすることが必要である。

最後に、1章で示した、台風発生に重要であると考えられる事項に関連して、この解析で得られた結果や、今後に残された問題点についてまとめる。

まず、この解析からは、1)の偏東風波動擾乱、4)の上層波動(20°N帯)は関係しているように思われた。すなわち、西北西進する、下層の低気圧性渦度、収束、上層の発散、リッジなどを伴った擾乱が、偏東風波動や上層波動としてとらえられてきたものに相当すると考えられた。その起源をはっきりさせることはできず、typhoonか否かでは分類できなかったが、これらの擾乱はTDとなる以前、170°Eより東、5°~15°Nあたりから認められた。上層のトラフ、リッジの形成について、中緯度のトラフ等との関係ははっきりとは解析されなかったが、上層のトラフ域が擾乱の北東から南へのびてくるケースや、TDとなる以前の擾乱が北側から南下するようなケースもみられた。この擾乱について明らかにするためには、もう少し東まで解析範囲をひろげ、詳しく擾乱の形成期について調べなければならない。また解析の精度も増さなければ、本来異なった速度や構造を持ついくつかの現象を分離できずひとつの物として見てしまった可能性が残る。

2)のITCZについては、雲量の変化などからみて、その位置や対流活動の強さについても、比較的短い周期で変化しているものという印象をうけた。その変化は流れの場の変化と深く関係しており、台風やそれ



に先立つ擾乱の発生位置にも影響しているように思われた。

3) のクラウドクラスターについては、TD となる以前の擾乱は、活発な雲域を伴っており、西北西に進むうちに、台風に関係すると思われる組織化した雲が認められるようになる。その雲は回転を伴う渦状の形態をもつようになり、発達して ITCZ 付近を離れていく。その東側には新たに擾乱が西進してきており、そうした変化がくり返されて、いくつかの台風が20度～30度の間隔で東西に並ぶことが時折みられた。雲の活動についてはもう少し詳しく擾乱と対応づけて調べなければならない。

6) の赤道越え気流については、短周期での強まりがみられた。また南西風として150°Eより西のあたりで台風発生期に吹き込んでいる様子が、日々の流線解析より見出された。しかしその強化の過程などについては今後さらに研究が必要である。

7) の対流活動の季節内変動や、短周期熱帯擾乱の振幅変調については、今回解析を行わなかった。しかし10°N付近の東西風でみたとき、西風の強まりには10～30日の変動がみえ、西風が強まる時台風が、東風域との境界付近で多く発生していることから、こうした東西風の変動は、対流活動等の季節内変動と関係したものと考えられそうである。こうした、ベンガル湾付近からのびる西風域のひろがり、インドモンスーン等とも関係があるように思われる。流れの場の変化には季節変化も含まれており、今後、台風の発生について、季節をわけて解析を行う必要があるのかもしれない。

台風の発生について明らかにするためには、こうした熱帯域のいろいろなスケールの現象についての、広く深い研究がさらに必要であると思われる。

## 6. 結 語

1980年7月～10月に発生した台風について、主に衛星風データを用い、流れの場の解析を行った。観測データをもとに、経緯度1度の格子点での風のデータを内挿、下層についてはさらに、2次元NASCONモデルによる補正を加えて計算し、解析のよりどころとした。

その結果、台風発生と関係していくつかの流れの場の特徴がみられた。まず、多くの台風について、それらがTDとなる点は、下層10°N帯の、西風域と東風域の境界付近であった。その際、南半球から南風が吹き込んでくるのがしばしばみられた。また、多くの熱帯低気圧について、TDとなる2～3日前、170°Eより東、5°～15°N付近までさかのぼって、下層収束、低気圧性渦度、上層発散、リッジ域を伴う擾乱が西進する様子が認められた。この擾乱の経路は、その擾乱が後にどこまで発達するかによっては分類されなかった。また、上層のトラフ域が、この擾乱の北東側からのびてくるのが、いくつかの台風についてみられた。下層西風域のやや高緯度側でも熱帯低気圧の発生がみられたが、台風まで発達しなかったものが多かった。

なお、本研究のプログラム作製にあたり、日本電子計算(株)の援助を得た。また計算の実行には、京都大学防災科学資料センターの計算機を使用した。

## 参 考 文 献

- 1) Gray, W. M.: Global view of the origin of tropical disturbances and storms. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 1968, pp. 669-700.
- 2) Yanai, M.: A detailed analysis of typhoon formation. *J. Met. Soc. Japan*, 39, 1961, pp. 187-214.
- 3) Yanai, M.: Evolution of a tropical disturbance in the Caribbean Sea region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 46, 1968, pp. 85-109.
- 4) Fett, R. W.: Typhoon formation within the zone of the intertropical convergence. *Mon. Wea. Rev.*, 96, 1968, pp. 106-117.
- 5) 村松照男：台風の構造の変化と移動に関する研究——台風7916の一生——，気象研究所技術報告第14

- 号, 1985, p. 117.
- 6) 黒田雄紀: 20°N 帯の波動と対流雲バンド. 気象衛星センター技術報告, 4, 1981, pp. 21-42.
  - 7) Shimamura, M.: The upper-tropospheric cold lows in the Northwestern Pacific as revealed in the GMS satellite data. *Geophys. Mag.*, 39, 1981, pp. 119-156.
  - 8) Sadler, J. S.: A role of the tropical upper tropospheric trough in early season typhoon development. *Mon. Wea. Rev.* 104, 1976, pp. 1266-1278.
  - 9) Sadler, J. S.: Mid-season typhoon development and intensity changes and the tropical upper tropospheric trough. *Mon. Wea. Rev.*, 106, 1978, pp. 1137-1152.
  - 10) Nakazawa, T.: Intraseasonal variations of OLR in the tropics during the FGGE Year. *J. Meteor. Soc. Japan*, 64, 1986, pp. 17-34.
  - 11) Yamazaki, N. and M. Murakami: An intraseasonal amplitude modulation of the short-term tropical disturbances over the Western Pacific. (manuscript, personal communication), 1987.
  - 12) Dickerson, M. H.: MASCON-Mass Consistent Atmospheric Flux Model for regions with complex terrain. *J. Appl. Meteor.*, 17, 1978, pp. 241-253.
  - 13) 光田 寧・邊田有理江: 台風 T8013 号 (ORCHID) の発生期の流れの場について, 京都大学防災研究所年報, 第30号 B-1, 1987, pp. 259-269.
  - 14) Barnard, J. C. and H. L. Wegley: Improving the performance of mass-consistent numerical models using optimization techniques. *J. Clim. Appl. Met.*, 26, 1987, pp. 675-686.
  - 15) Scherman, C. A.: A Mass-consistent model for wind fields over complex terrain. *J. Appl. Met.*, 17, 1978, pp. 312-319.
  - 16) Nitta, T.: Long-term variations of cloud amount in the Western Pacific region. *J. Met. Soc. Japan*, 64, 1986, pp. 373-390.
  - 17) W. Timothy Liu: 1982-1983 E1-Nino Atlas-Nimbus 7 Microwave Radiometer Data. JPL External Publication 87-5, 1987, p. 68.
  - 18) Madden, R. A. and P. R. Julian: Description of global-scale circulation cells in the tropics with a 40-50 day period. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1972, pp. 1109-1123.
  - 19) Reed, R. J., and E. E. Recker: Structure and properties of synoptic scale wave disturbances in the equatorial western Pacific. *J. Atmos. Sci.*, 28, 1971, pp. 1117-1133.
  - 20) Nitta, T. and Y. Takayabu: Global analysis of the lower tropospheric disturbances in the tropics during the northern summer of the FGGE Year Part II: Regional characteristics of the disturbances. *PAGEOPH*, 123, 1985, pp. 272-292.
  - 21) Love, G.: Cross-equatorial interactions during tropical cyclogenesis. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1985, pp. 1499-1509.
  - 22) 門脇俊一郎: 熱帯低気圧発生の気候学的性質, 気象研究ノート第129号, 1976, pp. 435-449.