

台風 の 中心 付近 の 構造 について

光 田 寧 ・ 末 延 龍 雄

ON THE WIND STRUCTURE OF THE TYPHOON EYE WALL REGION

By Yasushi MITSUTA, Tatsuo SUENOBU

Synopsis

The eye wall region of typhoon is the region with the most severe wind and rain. The structure of air flow in this region is studied. With the aid of the hurricane aircraft reconnaissance data, a model of air flow in the boundary layer of eye wall region was constructed. The airflow in the surface layer converging into the eye region with increasing wind speed and deviation angle overshoots into inside of eye-wall, which is identical with maximum gradient wind speed region, and then slows down and turns upward. Therefore, the maximum tangential wind speed and the maximum convergence of the surface wind occur a little inside of those of the airflow above the surface layer or in the eye-wall.

1. 序 論

台風についてその中心から遠く離れたところでの知識の集積は充分にあるけれども、台風眼周辺についてはあまり知られていない。台風眼付近での気象要素の中でも気圧の分布については比較的観測もあり、その分布が求められたりしている。近年になって、気圧傾度バランスする風速分布を考えた場合、台風眼付近ではこの風速と、数少ない場合について実際に観測される風速と比較してみると、両者はほとんど同一の値を示すということが知られて来た。台風の中心からある程度外側では気圧傾度バランスする風速と地表風速との比は一定で、1より小さい2/3ないし1/2の値を示すことはよく知られており、気圧分布から風速を予測する場合に、同じ比が台風の中心まで用いられていることが多かった。しかし、それは中心まで延ばしていくと実測風と一致しなくなる。だから台風内の境界層の構造が台風眼付近で周辺と異なっていると考えなければならない。これらの現象を中心に台風眼付近の風について調べ考察を行った。

2. Rosenthal の近似解

円柱座標系における運動方程式は軸対称を仮定すると (r, θ, z) の座標に対する分速度を (v_r, v_θ, w) とすると、次のように書ける。

$$\frac{\partial v_r}{\partial t} + v_r \frac{\partial v_r}{\partial r} + w \frac{\partial v_r}{\partial z} - v_\theta \left(\frac{v_\theta}{r} + f \right) = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + F_r, \quad \dots\dots\dots (2-1)$$

$$\frac{\partial v_\theta}{\partial t} + v_r \frac{\partial v_\theta}{\partial r} + w \frac{\partial v_\theta}{\partial z} + v_r \left(\frac{v_\theta}{r} + f \right) = F_\theta \quad \dots\dots\dots (2-2)$$

台風スケールの運動では静力学平衡が成り立っていると考えられる。

$$\frac{\partial p}{\partial z} = -\rho g \quad \dots\dots\dots (2-3)$$

ここで f はコリオリパラメータ、 F_r, F_θ は r, θ 方向の摩擦力であり、 ρ は空気密度、 g は重力の加速度である。

Rosenthal (1962)¹⁾ は定常状態の運動方程式をいくつかの仮定のもとに線形化して解析的に解くことを試みている。すなわち、(2-2) 式における鉛直移項、(2-1) 式における移項を他項に比べて小さいとして無視すると、運動方程式は次のようになる。

$$v_r \left(\frac{\partial v_\theta}{\partial r} + \frac{v_\theta}{r} + f \right) = F_\theta \quad \dots\dots\dots (2-4)$$

$$-\frac{v_\theta^2}{r} - f v_\theta = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r} + F_r \quad \dots\dots\dots (2-5)$$

また摩擦については鉛直方向の渦粘性のみを考慮すると、

$$F_\theta = K_z \frac{\partial^2 v_\theta}{\partial z^2} \quad \dots\dots\dots (2-6)$$

$$F_r = K_z \frac{\partial^2 v_r}{\partial z^2} \quad \dots\dots\dots (2-7)$$

と書ける。ここで $(1/\rho)(\partial p/\partial r)$ が r のみの関数であると仮定し、 $v_\theta = v_{gr} + v_\theta'$ 、 $v_r = v_r'$ とおいて2次以上の微小量を無視すると運動方程式は線形化され解析的に解くことができる。その際、境界条件としては次の式を与える。

$$\rho_0 K_z \left(\frac{\partial v_r}{\partial z} \right)_{z=0} = \rho_0 (c_D |\mathbf{V}| v_r)_{z=0} \quad \dots\dots\dots (2-8)$$

$$\rho_0 K_z \left(\frac{\partial v_\theta}{\partial z} \right)_{z=0} = \rho_0 (c_D |\mathbf{V}| v_\theta)_{z=0} \quad \dots\dots\dots (2-9)$$

(2-8, 9) 式における $|\mathbf{V}|$ を便宜的に v_{gr} で代用すると解は次のようになる。

$$v_r = -\frac{2\lambda^2 K_z}{\zeta_{ag}} e^{-\lambda^2 z} [F_2 \cos \lambda z - F_1 \sin \lambda z] \quad \dots\dots\dots (2-10)$$

$$v_\theta = v_{gr} + e^{-\lambda^2 z} [F_1 \cos \lambda z - F_2 \sin \lambda z] \quad \dots\dots\dots (2-11)$$

$$\zeta_{ag} = \frac{\partial v_{gr}}{\partial r} + \frac{v_{gr}}{r} + f \quad \dots\dots\dots (2-12)$$

$$F_1 = -\frac{(\lambda + \chi v_{gr}) \chi v_{gr}^2}{[(\lambda + \chi v_{gr})^2 + \lambda^2]} \quad \dots\dots\dots (2-13)$$

$$F_2 = \frac{\lambda \chi v_{gr}^2}{[c\lambda + \chi v_{gr}]^2 + \lambda^2} \quad \dots\dots\dots (2-14)$$

$$\chi = \frac{c n}{k_z} \quad \dots\dots\dots (2-15)$$

$$\lambda = \left\{ \frac{\zeta_{ag} (f + 2v_{gr}/r)}{4k_z^2} \right\}^{1/4} \quad \dots\dots (2-16)$$

$$v_{gr} = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{\partial p}{\partial r}} \quad \dots\dots (2-17)$$

(2-10) 式～(2-17) 式からわかるように、気圧分布が決まると地表摩擦および渦粘性を考慮した風速分布が求まる。この場合 $v_r < 0$ であることは注意を要する。気圧傾度を $\partial p/\partial r = (p_\infty - p_c) \cdot r_m \cdot e^{-r_m/r}/r^2$ で表わし、後に述べる T 7705 に近いと思われるパラメータを与えて風速分布を計算したものを Fig. 1 に示す。これからも明らかなように台風の中心に近づくにつれて地表風速と傾度風速の比が1に近づくという結果が得られる。

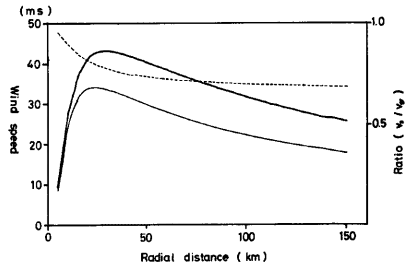


Fig. 1. Gradient surface wind speeds and their ratio (dotted line) from Rosenthal's solution.

3. Super-gradient wind について

Super-gradient wind とは現実には吹いている風がその気圧勾配に平衡する傾度風よりも大きくなるということであり、次のようになる。

$$v_{\theta} > v_{gr} = -\frac{rf}{2} + \sqrt{\left(\frac{rf}{2}\right)^2 + \frac{r}{\rho} \frac{r\rho}{\partial r}} \quad \dots\dots\dots (3-1)$$

Gray & Shea²⁾ の飛行機観測の解析結果によれば、多くのハリケーンについて最大風速半径付近ではどのレベルでも super-gradient になっており、特に最下層観測レベル (900 mb レベル) では最大風速半径の内側に顕著な super-gradient wind が見られると報告している。Super-gradient wind の発現の物理的な意味はよくわかっていないが、地表摩擦の影響で中心に向かって流入してきた空気の流入にブレーキをかける役割を果たしているという考え方があり、このように考えると現象をうまく説明できると考えられる。

Anthes³⁾ は Super-gradient になるための条件について次のように考察している。すなわち、境界層での運動方程式を次のように書くことが出来る。

$$\frac{dv_r}{dt} + \frac{cn|\nabla|v_r}{h} = f(v_{\theta} - v_{gr}) + \frac{1}{r}(v_{\theta}^2 - v_{gr}^2) \quad \dots\dots\dots (3-2)$$

h は地表摩擦の効果が及ぶ高さという意味における境界層の厚さである。Super-gradient であるということは $v_{\theta} > v_{gr}$ ということであるから (3-2) 式において両辺が正ということが Super-gradient になるための条件である。Inflow layer について考える場合 $v_r < 0$ であるから少くとも $dv_r/dt > 0$ でなければ super-gradient にはならない。観測事実は定常的な super-gradient wind の存在を示しているから、地表付近で鉛直速度は小さいと考えると $dv_r/dt = \frac{1}{2}(\partial v_r^2 / \partial z^2) > 0$ という条件が導かれる。つまり $|v_r|$ が内向きに減少する場合に super-gradient になりうるわけである。

4. T7705, T7709 および T7220 の台風眼付近の構造について

T 7705, T 7709 および T 7220 は経路図 (Fig. 2) に示すように、最盛期にそれぞれ石垣島、沖永良部島、潮岬の各気象官署のごく近くを通過している。台風の通過に際し各官署および潮岬にある京都大学防災研究所風力実験所において台風中心付近の気象要素についての観測記録が得られた。これらのデータをもとに主に T 7705 と T 7709 について解析を行なった。

4.1 台風通過時の観測結果

これらの台風の観測結果は既に本研究所の年報^{4), 5), 6)} に報告されているので、ここではその風についてだけ詳しく見ていくことにする。Figs. 3, 4, 5 に T 7705, T 7709 および T 7220 の分速度分布をプロットしてある。Figs. 3, 4 の実線は気圧分布を目視で近似し、その分布から求めた傾度風速である。ハッチは Blaton の式を用いたときの移動速度の補正幅である。Fig. 5 の破線は Schloemer の式を用いて気圧分布を近似し、それから求めた傾度風速である。実線は潮岬測候所について Blaton の式を適用し、移動速度による補正を加えた傾度風速であ

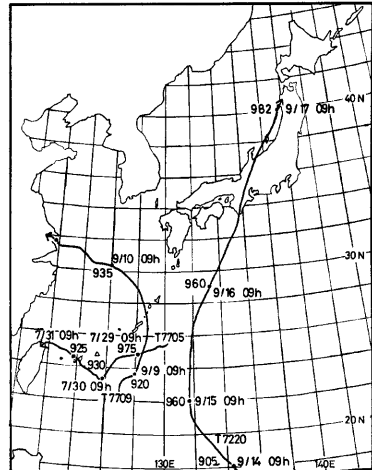


Fig. 2. Tracks of typhoons.

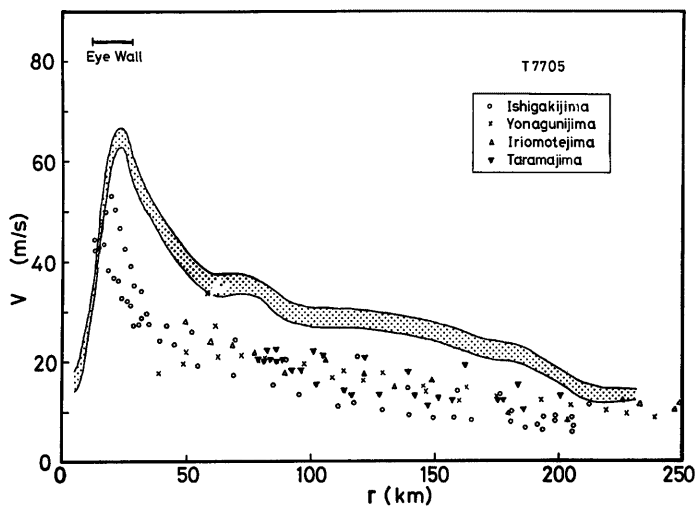


Fig. 3. Gradient and observed surface wind distributions for Typhoon 7705.

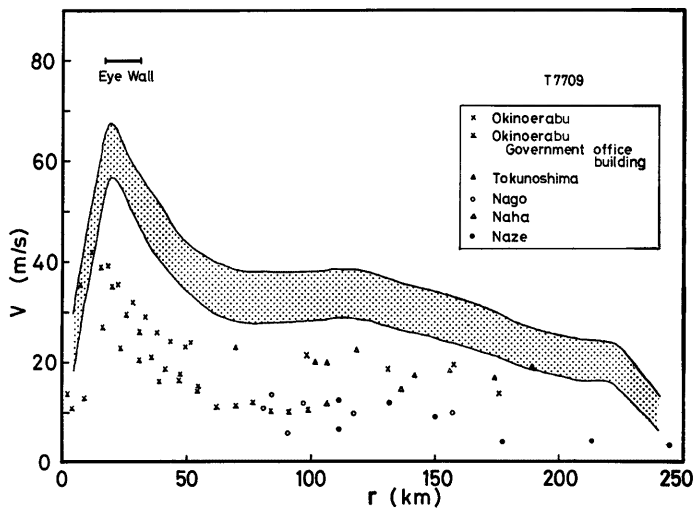


Fig. 4. Gradient and observed surface wind distributions for Typhoon 7709.

る。T 7220 は移動速度が大きかったためか、風速の極小と気圧の極小に時間的なずれが起きている。そのため台風の接近時と遠ざかる時を台風の中心から見て front side (前面) と rear side (後面) というふうに分けてプロットした。

Fig. 6 に T 7705 と T 7709 の傾度風速と地表風速の比を示す。これを見ると中心に近づくに従って比が大きくなるのがわかる。T 7220 については比を示していないが、Fig. 5 から最大風速半径付近で比が 1 に近づいているのがわかる。

4.2 地表風からみた台風眼付近の構造

T 7705 と T 7709 の報告にも示されているように、T 7705 は eye-wall のところに大きな収束が存在しているが、T 7709 にはそれほど大きな収束は見られていない。また両方の台風とも地表風の吹き込み角が中心に近づくに従って増加する傾向が見られた。データがある位置より内側で吹き込み角がどのように変化するかわからないが、T 7705 の場合は eye-wall の内側で吹き込み角が減少する傾向が見られ、ある小さい半径より内側では outflow になっていることが期待される。T 7220 は rear side で中心から 50 km くらい離れた付近に outflow が存在するが、それより内側にはかなり大きな吹き込み角が存在する。T 7220 は潮岬付近を通過した頃、眼の半径は約 30 km であった。最大風速半径は 80 km 程度であり、最大風速半径についてみても T 7705 とはずいぶん異なっている。風速分布についても非対称性が大きく、構造的に南方の海上を通過した T 7705 や T 7709 とは異なっているように見える。しかし、構造はいくぶん異なっているにせよ、台風においては最大風速半径付近で地表風速は傾度風速に近づき、場合によっては地表風速の方が大きくなることもあるということは共通して言える。この点はハリケーンについて飛行機観測により知られている事実に対して台風もそのようになっていることを示している。

比較的中心付近まで観測資料のある T 7705 について詳しく風速分布を調べるため、Fig. 7 に地表風速を接線成分と動径成分に分けてプロットした。これを見ると傾度風速が最大になる位置で inflow である。つまり、地表風は気圧傾度力とコリオリ力および遠心力がバランスする点を越えて流入している。すなわち、over-shoot していることになる。地表風速が最大となる位置が傾度風速が最大となる位置よりも内側にあることは図から明らかである。

先にも述べたように Shea & Gray⁷⁾ は多くのハリケーンの飛行機観測をもとに風速成分の分布を調べている。その結果を Fig. 8 に示す。この図で注目すべき点は境界層の上端と考えられる 900 mb レベルでは最大風速半径付近で動径風速が正になっているということである。それより上のレベルでは小さい動径風速が存在するだけで、組織的な outflow, inflow のパターンは存在しない。

T 7705 の地表風速の観測事実と Shea & Gray の研究とを考え合わせると、台風の中心付近の流れの場に

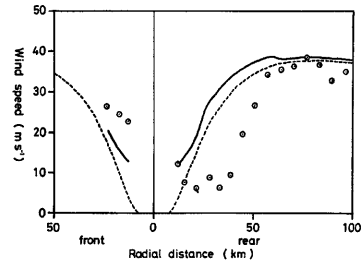


Fig. 5. Gradient and observed surface wind distributions for Typhoon 7220.

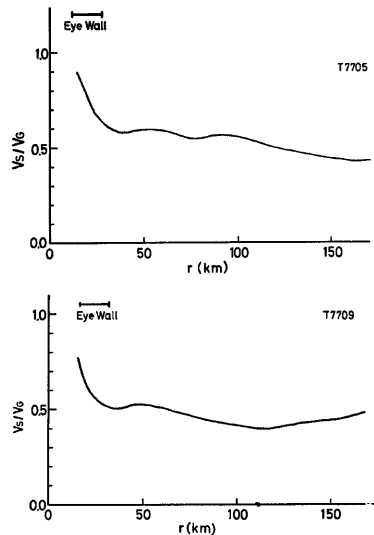


Fig. 6. Gradient and surface observed wind ratio for Typhoons 7705 and 7709.

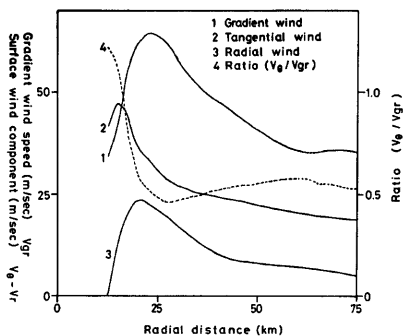


Fig. 7. Distribution of the wind components (T7705).

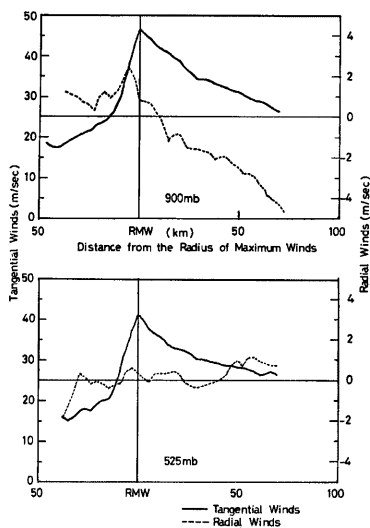


Fig. 8. Distribution of the wind component of two flight levels (after Shea & Gray).

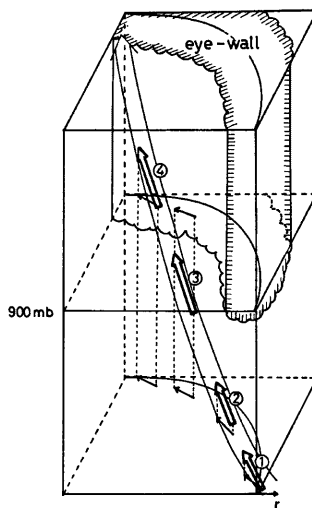


Fig. 9. Schematic view of the air trajectory near the typhoon eye.

ついて一つのモデルを考えることができる。このモデルを図にすると **Fig.9** のようになる。図に付した番号は空気が流れていく道順を示したものである。

- ① 境界層において地表摩擦の効果により中心に向かって流入する空気が気圧勾配に平衡する点を通り越して over-shoot していく。
- ② over-shoot した空気が角運動量保存のため接線風速が大きくなり、super-gradient になる。内向速度の減少のため収束がおこり上昇運動が生じている。
- ③ 下方での収束のため上昇運動を続けながら、地表摩擦の減少と super-gradient を解消しようとするはたらきのため境界層の上部では outflow に転じる。

④ 900 mb レベルでは最大風速半径付近でも outflow になっている。これより上へ上昇を続けていく段階で outflow や inflow が生じて、すぐにバランスするように調整がおこるため地表におけるような組織的な inflow は起こらない。

以上のようなモデルを考えると、過去に示された熱帯低気圧の眼付近の風の特徴をうまく説明できる。

5. ま と め

台風内の風速を予想する場合、気圧分布から計算した傾度風速に台風全域で一定の比をかけて予想していることが多いが、実際の台風を調べてみると、中心に近づくにしたがって地表風速が次第に傾度風速に近づくということがわかってきた。これは台風の構造を示す重要な手がかりであると同時に、防災対策上の重要なことだと思われる。Rosenthal が行った研究においても同様の結果が得られており、地表風速を予想する近似的な手段として利用できるのではないかと考えられるが、彼の理論では傾度風速以上の風速にはならないが現実には地表近くで super-gradient wind になっていると考えねばならないようである。

熱帯低気圧の中心付近の気流について考察し、眼付近の流れの場について一つのモデルを作った。これを用いると台風眼付近の流れの特徴をうまく説明できる。

台風内の強風の予想を行うのにはまだ数多くの問題が残っている。地表摩擦の効果や地形の影響などよくわかっていない点も多い。少しでも正確な予測ができるよう、いろいろな面からの研究が必要であると思われる。

参 考 文 献

- 1) Rosenthal, S.L.: Theoretical Analysis of the Field Motion in the Hurricane Boundary Layer, National Hurricane Research Project Report, No. 56, 1962.
- 2) Gray, W.M. and D.J. Shea: The Hurricane's Inner Core Region. II. Thermal Stability and Dynamic Characteristics, Journal of the Atmospheric Science, Vol. 30, 1973, pp. 1565-1576.
- 3) Anthes, R.A.: The Dynamics and Energetics of Mature Tropical Cyclones, Reviews of Geophysics and Space Physics, Vol. 12, No. 3, 1974, pp. 495-522.
- 4) 光田 寧, 文字信貴, 塚本 修, 浅井東洋: 八重山群島を襲った台風 5 号 (7705) の気象学的特性について, 京都大学防災研究所年報, No. 21 B, 1978, pp. 405-415.
- 5) 山元龍三郎, 光田 寧, 文字信貴, 塚本 修, 末延龍雄: 沖永良部島を襲った台風 9 号 (7709) の気象学的特性について, 京都大学防災研究所年報, No. 21 B, 1978, pp. 417-425.
- 6) 光田 寧, 森 征洋: 潮岬において観測された台風眼通過時の風の特性について, 京都大学防災研究所年報, No. 16 B, 1973, pp. 285-291.
- 7) Shea, D.J. and W.M. Gray: The Hurricane's Inner Core Region. I. Symmetric and Asymmetric Structure, J. Atmos. Sci., Vol. 30, 1973, pp. 1544-1564.