

台風圏内における気圧・風・渦度の分布*

富 高 四 郎**

要 旨

台風圏内の気圧分布を最も簡略で、精度のよい分布式として知られている藤田の式を用い、これにともなう傾度風速、うず度の分布を詳細に算出した。

この分布式から傾度風速の最大値およびそのあらわれる中心距離を求める関係式を導き、これを算出するノモグラムを作成した。

従来、この分布式では、台風圏内のうず度は(+)値のみで(-)域は表示できないと考えられていた。今回この分布式でも詳細に調べると、周辺部では(-)のうず度域も存在することがわかった。

さらにうず度(+)(-)域の境界の0値の位置を表示する近似式を求め、算出するノモグラムを作成した。さらに著者が以前作成した2種類の気圧分布式を用いたものと、気圧・風・うず度等の分布の比較検討を行った。

1. まえがき

台風は毎年本邦に襲来し膨大な災害を与える強大なじょう乱である。一般市民に重大な影響をもつ集中豪雨、洪水、高潮、暴風などの子報をはじめ、航空・海運などの各種の目的からも、台風の進路・発達・暴風雨などの正確な子報が必要だ。

このため、台風に関する気圧分布、暴風などに関する研究は、かなり以前から永年にわたって、多くの人々によって行われて来た。

しかしながら、じょう乱の規模が、1000 km 内外であり、特に広い南方海域に台風がある場合は、中心付近における高層や、地上・船舶などの観測資料は少ない。

また、わが国では、台風観測の可能な航空機は、まだ一機も保有していないなどの条件もあって、中心域の観測資料は少なく、この方面の研究を困難にしている。

襲来時は、上陸することによって、急速に変化し、衰弱過程に入ることが多く、暴風雨、高潮などの子報をふくめた発達衰弱過程などに関する一層詳細な数値子報が

必要である。

正野(1951)は永年の研究の結果、定常で円柱座標系による大気の運動方程式で、接線、動径方向の風速成分についての解を求め、これから単位底面積をもつ半無限の気柱内の水平方向の発散量は、摩擦層内における傾度風渦度に近似的に比例した量であることを示した。さらに連続の式との関係から、この気柱内における収束量は摩擦高度における鉛直流に比例するとした。

1950年代から1960年代の前半にかけて、世界各国で行われた台風の発生発達に関する多くの数値実験は、大積乱雲に発達するまでで、実際にみられる強大な回転性の台風じょう乱への発達がまだ実現できない時代であった。

大山(1964)は、地表摩擦収束が(+)うず度に対応すると考え、この収束によって生ずる上昇気流による水蒸気の凝結によって放出される潜熱が台風のエネルギー源になるとして取り扱い、この事が、強大な台風発達への数値実験を成功させる突破口になったと言われている。

これらの場合、(+)渦度は上昇流へ、(-)渦度は下降流に対応する量であると考えられ、正確な渦度分布は、台風の構造上から言っても重要なパラメータであると考えられる。

* On the distribution of pressure, wind and vorticity in the region of typhoons.

** Shiro Tomitaka, 航空大学校.

—1984年6月7日受領—

—1984年11月20日受理—

今回は、(+)うず度のみで(-)うず度は台風圏内では表示できないのではないかと考えられて来た藤田の気圧分布式を用いて、渦度場の詳細な解析を行ってみた結果、このモデルでも、内域は強い(+)うず度、外域は(-)のうず度が存在し、台風モデルとしてもすぐれていることが明確になった。

2. 台風圏内における気圧・風の分布

台風の気圧分布に関する藤田の式は、次式で表示できる。

$$P(r) = P_\infty - \frac{\Delta P}{\sqrt{1+x^2}} \tag{1}$$

ここで、

P_∞ : 台風の渦動の影響のなくなる周辺部における気圧。
 $\Delta P = P_\infty - P_0$: 台風の中心気圧の深度。
 P_0 : 台風の中心気圧。
 r : 中心距離。
 $x = r/r_0$ 。
 r_0 : 台風の気圧分布型(水平方向の拡がり)をきめる定数値。

さらに、第2室戸台風の1961年9月16日03時における値は、 $P_\infty = 990$ mb, $\Delta P = 55$ mb, $r_0 = 40000$ m, であるので、(1)式は次のように表示できる。

$$P(r) = 990.0 - 55.0 \left[1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right]^{-1/2} \tag{2}$$

また、傾度風の式は、

$$V_{g\theta} = \frac{1}{2} \left[-fr + \sqrt{f^2 r^2 + \frac{4r}{\rho} \cdot \frac{\partial P}{\partial r}} \right] \tag{3}$$

または、

$$V_{g\theta} = \frac{1}{2} fr \left[-1 + \left\{ 1 + \frac{4}{f^2 \rho r} \frac{\partial P}{\partial r} \right\}^{1/2} \right] \tag{4}$$

で表示できる。

状態方程式は、

$$\frac{1}{\rho} = \frac{R^* T_v}{P} \tag{5}$$

ここで、

$$T_v = \frac{T}{1 - 0.378 \frac{e}{P}} \tag{6}$$

T_v : 仮温度。 T : 気温。 P : 気圧。 e : 水蒸気圧。

R^* : 空気の気体定数。

(1), (4) 式から $\frac{\partial V_{g\theta}}{\partial r}$ を求めると、

$$\begin{aligned} \frac{\partial V_{g\theta}}{\partial r} = & \frac{1}{2} f \left\{ -1 + \left[1 + \frac{4R^*T}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \right. \right. \\ & \left. \left. \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{1/2} \right\} - \frac{r^2}{f} \frac{\Delta P}{P} R^* T \left(\frac{1}{r_0} \right)^4 \\ & \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3} \left[\frac{\Delta P}{P} + 3 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{1/2} \right] \end{aligned}$$

$$\cdot \left[1 + \frac{4R^*T}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^{-3/2} \right)^{-1/2} \right] \tag{7}$$

なお、ここで取り扱いを容易にするために、 $T_v \doteq T$ と置いた。つぎに、 $\frac{\partial V_{g\theta}}{\partial r} = 0$ なる条件を求める。

$$3 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right) \gg \frac{\Delta P}{P} \tag{8}$$

であるので(7)(8)式から次式を得る。

$$\begin{aligned} \frac{1}{2} f \left\{ -1 + \left[1 + \frac{4R^*T}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{1/2} \right\} - \frac{r^2}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^4 R^* T^3 \\ \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-5/2} \cdot \left[1 + \frac{4R^*T}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{-1/2} = 0 \end{aligned} \tag{9}$$

$r < 200000$ m とすると、上式で、さらに次の様な関係が成り立つ。

第1表 (9)(10)式における項 $\frac{4R^*T}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2}$ の各中心距離 r における大きさ。ここで $\Delta P = 55.0$ mb, $r_0 = 40000$ m, $R^* = 287.04 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-2} \text{ K}^{-1}$, $T = 298.16^\circ \text{ K}$, $f = 2\Omega \sin 30^\circ$ 。

r (m)	$\frac{4RT}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2}$
0	1917.1
10000	1632.9
20000	1095.6
30000	668.5
40000	406.3
50000	255.1
60000	167.1
70000	113.9
80000	80.5
90000	58.7
100000	43.9
110000	33.7
120000	26.4
130000	21.0
140000	16.9
150000	13.9
200000	6.0
300000	1.8

$$\frac{4 R^* T}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0}\right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0}\right)^2\right)^{-3/2} \geq 1 \quad (10)$$

これらの項の各中心距離における大きさを、第1表に示した。これらの条件から次の関係が成り立つ。

$$(r)v_{g\theta \max} \approx \sqrt{2} r_0 \quad (11 a)$$

$$\approx 1.4142 r_0 \quad (11 b)$$

すなわち、台風第6118号の9月16日03時について、この値を求めると、つぎのようになる。

$$(r)v_{g\theta \max} \approx 56.5 \text{ km} \quad (12)$$

(1) 式で、 $P_\infty = A_1$

$\Delta P = A_2$, $r_0 = A_3$, とおくと、

$$P(r) = A_1 - A_2 \left[1 + \left(\frac{r}{A_3}\right)^2\right]^{-1/2} \quad (13)$$

$$\frac{\partial P}{\partial r} = \frac{A_2}{(A_3)^2} \left[1 + \left(\frac{r}{A_3}\right)^2\right]^{-3/2} r \quad (14)$$

(1) (4) (5) (13) (14) 式の関係から、

最大風速 $V_{g\theta \max}$ は、

$$V_{g\theta \max} = \left(\frac{A_3 f}{\sqrt{2}}\right) \cdot \left[-1 + \left\{1 + \frac{4 R^* T A_2}{3^{3/2} (f A_3)^2 \left(A_1 - \frac{A_2}{\sqrt{3}}\right)}\right\}^{1/2}\right] \quad (15)$$

さらに一般には、 $A_1 \geq \frac{A_2}{\sqrt{3}}$ (16)

であるから、

$$V_{g\theta \max} = \left(\frac{A_3 f}{\sqrt{2}}\right) \left[-1 + \left\{1 + \frac{4 R^* T A_2}{3^{3/2} (f A_3)^2 A_1}\right\}^{1/2}\right] \quad (17)$$

なる関係式を得る。

第1図には、(1) (4) (14) 式より求める関係式を用い、 $A_3 (=r_0)$ および $A_2 (= \Delta P)$ の各値から傾度風速の最大値のあらわれる中心距離 $(r)v_{g\theta \max}$ を求めるノモグラムを示した。

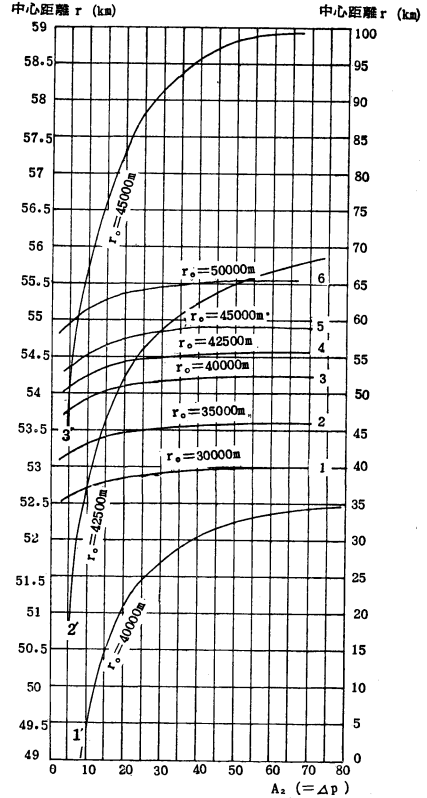
この図では横軸は中心気圧の深度 $A_2 (= \Delta P)$ をとり、縦軸には最大風速のあらわれる中心距離 $(r)v_{g\theta \max}$ を示した。

ここで、(4)式を使用する際に $f = 2\Omega \sin \varphi$, $\varphi = 30^\circ$, $T = 298.16^\circ K$ なる値が用いられた。

また $r_0 = 30000 \text{ m}$, 35000 m , 40000 m , 42500 m , 45000 m , 50000 m のときの関係を1, 2, 3, 4, 5, 6 なる曲線で表示し、このときの中心距離 $(r)v_{g\theta \max}$ の目盛は縦軸の右端に示した。

また、 $r_0 = 40000 \text{ m}$, 42500 m , 45000 m について、さらに詳細に ΔP , r_0 による $(r)v_{g\theta \max}$ との関係を示し、この $(r)v_{g\theta \max}$ の目盛は縦軸左端に示した。

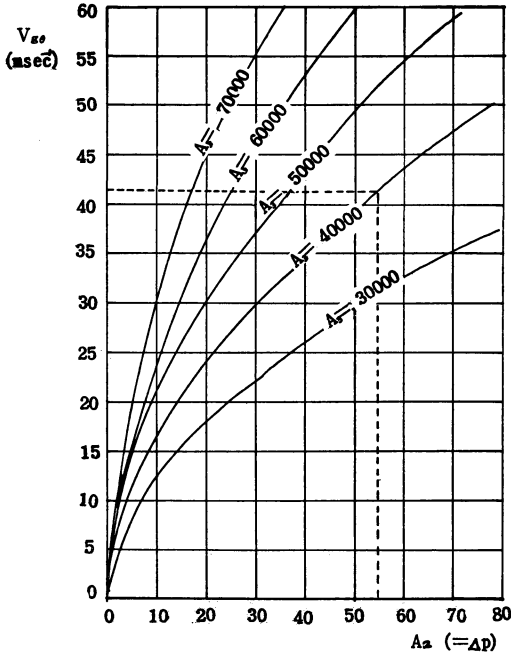
この図から $A_3 (=r_0)$ の増加と共に傾度風速の最大値



第1図 台風についての藤田の気圧分布式(1)式および(4)(14)式を用いたときの $A_3 (=r_0)$ および $A_2 (= \Delta P)$ と傾度風速の最大値のあらわれる中心距離 $(r)v_{g\theta \max}$ との関係図。ここで、 $f = 2\Omega \sin \varphi$, $\varphi = 30^\circ$, $T = (273.16^\circ + 25^\circ)$ とした。縦軸は傾度風速の最大値のあらわれる中心距離 (km)。左側の目盛 1', 2', 3' 曲線用、右側の目盛 1, 2, 3, 4, 5, 6 曲線用。横軸は中心気圧の深度 $(= \Delta p, \text{ mb})$ 。

のあらわれる中心距離 $(r)v_{g\theta \max}$ が増大していることがわかる。

またこの傾度風速の最大値のあらわれる中心距離 $(r)v_{g\theta \max}$ は、台風の中心気圧の深度 ΔP によっても僅かながら変化し、 ΔP が、5 mb, 10 mb, 20 mb と増加するに従って、 $(r)v_{g\theta \max}$ も多少増加するが、 ΔP が 40 mb, 50 mb, 60 mb と増大しても、 $(r)v_{g\theta \max}$ はほとんど増加しなくなることがわかる。また $(r)v_{g\theta \max}$ と r_0 , ΔP の関係から、近似式 $(r)v_{g\theta \max} \approx \sqrt{2} r_0$ は ΔP が十分大きいとき (例えば、 $\Delta P > 40 \text{ mb}$) に成立する近似解であることが確かめられた。



第2図 (15) 式を用い、台風の中心気圧の深度 $A_2 (= \Delta P)$ および $A_3 (= r_0)$ から傾度風速の最大値 $V_{g\theta \max}$ を求めるノモグラム。ここで、 $f = 2 \Omega \sin \varphi$, $\varphi = 30^\circ$, $T = 273.16^\circ + 25^\circ$, 横軸 $A_2 (= \Delta P)$, 縦軸 $V_{g\theta \max}$, 曲線 $A_3 = 30000, 40000, 50000, 60000, 70000$ m の各場合を示す。

破線は、台風第6118号で、 $A_3 = 4000$ m, $A_2 = 55$ mb のときの $V_{g\theta \max}$ との関係を示す。

第2図は台風の中心気圧の深度 $A_2 (= \Delta P)$ および $A_3 (= r_0)$ の値から (15) 式を用いて、傾度風速成分の最大値 $V_{g\theta \max}$ を求めるノモグラムである。横軸は $A_2 (= \Delta P)$, 縦軸は $V_{g\theta \max}$ (m/sec), 図中の曲線 $A_3 (= r_0)$ は 30000 m, 40000 m, 50000 m, 60000 m, 70000 m の各場合を示している。破線は、 $A_1 = 990$ mb, $A_2 (= \Delta P) = 55$ mb, $A_3 (= r_0) = 40000$ m のときには $V_{g\theta \max}$ が 42 m/sec であることを示している。

3. うず度分布

うず度分布について調べよう。

極座標系における相対うず度 ζ は、

$$\zeta = \frac{\partial V_\theta}{\partial r} + \frac{V_\theta}{r} - \frac{\partial V_r}{r \partial \theta} \tag{18}$$

で与えられる。円形対称性の渦度の場合には $\frac{\partial V_r}{r \partial \theta} = 0$ であ

るので、傾度風渦度は次式で与えられる。

$$\zeta = \frac{\partial V_{g\theta}}{\partial r} + \frac{V_{g\theta}}{r} \tag{19}$$

(1) (4) (19) 式を用いると、

$$\begin{aligned} \zeta = f \left[-1 + \left\{ 1 + \frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \right. \right. \\ \left. \left. \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right\}^{1/2} \right] - \frac{r^2 \Delta P}{f P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^4 R^* T \\ \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3} \left[\frac{\Delta P}{P} + 3 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{1/2} \right] \cdot \\ \left[1 + \frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{-1/2} \end{aligned} \tag{20}$$

ここで、

$$\frac{\Delta P}{P} \ll 3 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{1/2} \tag{21}$$

なることを考慮すると、

$$\begin{aligned} \zeta \approx f \left[-1 + \left\{ 1 + \frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \right. \right. \\ \left. \left. \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right\}^{1/2} \right] - 3 \frac{r^2 \Delta P}{f P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^4 R^* T \\ \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-5/2} \cdot \left[1 + \frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \right. \\ \left. \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{-1/2} \end{aligned} \tag{22}$$

つぎに相対うず度 $\zeta = 0$ なる中心距離 r を求める。

(22) 式で $\zeta = 0$ とおき、この式の両辺に

$$\left[1 + \frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{1/2}$$

を乗ざると、

$$\begin{aligned} -f \left[1 + \frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{1/2} \\ + f \left[1 + \frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right] \\ = 3 \frac{r^2 \Delta P}{f P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^4 R^* T \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-5/2} \end{aligned} \tag{23}$$

さらに整理すると、

$$\begin{aligned} -f + f \left[1 + \frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{1/2} \\ = \frac{\Delta P}{P} R^* T \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-5/2} \frac{1}{f} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \\ \left(4 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right) \end{aligned} \tag{24}$$

両辺を二乗し、

$$\frac{4 R^* T \Delta P}{f^2 P} \left(\frac{1}{r_0} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{r_0} \right)^2 \right)^{-3/2} \gg 1 \tag{25}$$

なる関係を用いると、

第2表 第2室戸台風(9月16日03時)について藤田の気圧分布式を(1)(2)(4)(20)式を用いて算出した各中心距離 r における気圧 $P(r)$, 傾度風速 $V_{g0}(r)$, 相対うず度 $\zeta(r)$ の分布.

第2室戸台風(合6118号)藤田の気圧分布式(1)による

中心距離 r	気圧 $P(r)$	傾度風速 $V_{g0}(r)$ m sec ⁻¹	相対うず度 ζ 10 ⁻⁵ sec ⁻¹	中心距離 r	気圧 $P(r)$	傾度風速 $V_{g0}(r)$ m sec ⁻¹	相対うず度 ζ 10 ⁻⁵ sec ⁻¹
0 × 10 ³ m	935.0mb	0.0	347.55	260 × 10 ³ m	981.64 mb	18.84	0.32
10	936.64	16.57	316.55	270	981.94	18.16	0.11
20	940.81	29.20	247.10	280	982.22	17.51	-0.07
30	946.00	36.78	177.07	290	982.48	16.89	-0.22
40	951.10	40.40	123.60	300	982.73	16.30	-0.37
50	955.64	41.53	86.95	310	982.96	15.73	-0.47
60	959.49	41.27	62.55	320	983.17	15.18	-0.56
70	962.71	40.29	46.15	330	983.38	14.66	-0.64
80	965.40	38.95	34.88	340	983.57	14.16	-0.71
90	967.66	37.47	26.92	350	983.75	13.68	-0.76
100	969.57	35.95	21.13	360	983.92	13.22	-0.81
110	971.20	34.45	16.81	370	984.08	12.78	-0.82
120	972.60	33.00	13.53	380	984.24	12.36	-0.87
130	973.82	31.61	10.97	390	984.38	11.95	-0.89
140	974.89	30.29	8.94	400	984.52	11.57	-0.91
150	975.82	29.03	7.31	410	984.66	11.19	-0.92
160	976.66	27.85	5.98	420	984.79	10.83	-0.92
170	977.40	26.72	4.89	430	984.91	10.49	-0.92
180	978.07	25.66	3.98	440	985.02	10.16	-0.92
190	978.67	24.65	3.22	450	985.13	9.84	-0.92
200	979.21	23.69	2.59	460	985.23	9.54	-0.91
210	679.70	22.78	2.04	500	985.61	8.43	-0.86
220	980.16	21.91	1.58	600	986.34	6.31	-0.68
230	980.57	21.09	1.19	700	986.86	4.85	-0.52
240	980.96	20.30	0.99	800	987.25	3.82	-0.39
250	981.31	19.56	0.57	900	987.56	3.07	-0.30

$$4\left(1 + \left(\frac{r}{r_0}\right)^2\right)^{7/2} = \frac{R^*T}{f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0}\right)^2 \left(4 + \left(\frac{r}{r_0}\right)^2\right)^2 \quad (26)$$

なる近似式を得る.

台風第6118号(9月16日03時)の気圧分布式を用いる.

$$\Delta P = 55 \text{ mb}, r_0 = 40000 \text{ m},$$

$$R^* = 287.04 \text{ m}^2 \text{ sec}^{-1} \text{ K}^{-1},$$

$$T = 298.16^\circ \text{ K}, f = 2 \Omega \sin \varphi, \varphi = 30^\circ$$

なる値を代入し,

$$\frac{R^*T}{4f^2} \frac{\Delta P}{P} \left(\frac{1}{r_0}\right)^2 = B' \quad (27)$$

$$\frac{r}{r_0} = x \quad (28)$$

と置くと,(26)式は次のようになる.

$$(1+x^2)^{7/2} = B'(4+x^2)^2 \quad (29)$$

ここで, $P = 980 \text{ mb}$ とすると,

$$B' = 141.3, x = 5.4 \text{ となり,}$$

(28)式から

$$(r)_{\zeta=0} = 276000 \text{ m} \quad (30)$$

となり,(20)式の全項を考慮して算出した値

$$(r)_{\zeta=0} = 276000 \text{ m} \quad (31)$$

にくらべると,近似式(30)式の値がかなり小さいことがわかる.

このことは,かなり精度のよいうず度0の地点中心距離を示す近似式を求める目的で小さい項を省略したが,

第3表 台風第6118号(1961年9月16日03時)についての相対うず度ζの各項の大きさの比較.

r (km)	f=2Ω sin 30	P ₇	VOR1 = -f + P ₇ ·f	P ₁₂	P ₁₃	VOR 2	ζ
100	0.0000729	10.862364	0.000718	0.005514	0.092061	0.000507	0.0002113
200	0.0000729	4.249352	0.000236	0.0008967	0.235330	0.000211	0.0000259
300	0.0000729	2.490313	0.000108	0.0002793	0.401556	0.0001122	-0.0000036
400	0.0000729	1.793264	0.000057	0.000119	0.557642	0.000066	-0.0000090

この際用いた(25)式は、rが小さいときは正確に成り立つが、200000 m 以上300000 m 付近では、十分な精度で成り立たなくなり、近似式(29)式の精度が十分でなくなっていることに起因しているものと思われる。このことは、後述の(1)(4)(20)式を用い各を近似なしに求め、うず度ζ=0・sec⁻¹の中心距離を算出し、第3図に、台風の中心気圧の深度ΔPおよび水平方向の気圧分布型を示す定数r₀の関数として図示した。

第2表には、台風第6118号(1961年9月16日03時)について藤田の気圧分布式(2)式を用いたときの中心から各距離における気圧P(r)、(4)式による傾度風速V_{gθ}、(20)式による相対うず度ζ(r)の分布を示した。

この表から最大傾度風速V_{gθ max}は、中心距離r≈50~60 kmで42 m/sec くらいであることがわかる。

また相対うず度ζは中心付近では、347・10⁻⁵ sec⁻¹とかなり大きい(+)の値であるが、中心距離rが増すにつれてその値は減少し、r=276 km 付近で0となり、それ以外では(-)値に変わり、その大きさは(-5~-10)・10⁻⁶ sec⁻¹ くらいの値を示している。

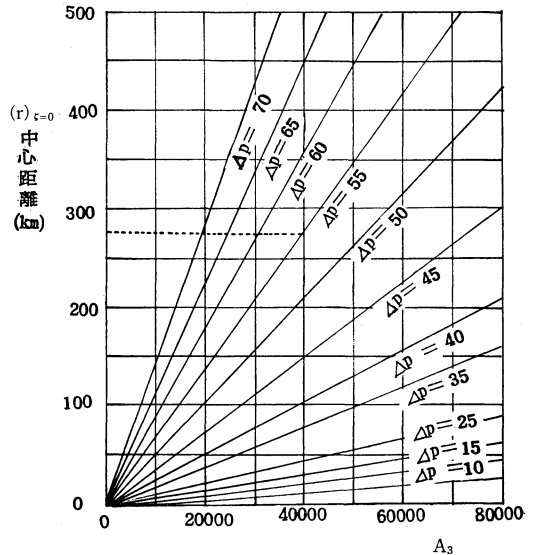
さらに(22)式を台風第6118号に適用したときの相対うず度を次の(32)式で表示した。

$$\zeta = -f + f \left\{ 1 + \frac{55.0 \cdot 4 R^* T}{f^2 P} \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-3/2} \left(\frac{1}{40000} \right)^2 \right\}^{1/2} - 165 f \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \left(\frac{1}{40000} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-5/2} \frac{R^* T}{f^2 P} \cdot \left\{ 1 + \frac{55.0 \cdot 4 R^* T}{f^2 P} \left(\frac{1}{40000} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-3/2} \right\}^{-1/2} \quad (32)$$

ここで、
A₁=990.0 mb, A₂(=ΔP)=55.0 mb, A₃=r₀=40000 m, R*=287.04 m²sec⁻²K⁻¹, T=298.16 °K.

さらに(32)式の各項の大きさを(33)~(37)式で表示した。

$$\left\{ 1 + \frac{55.0 \cdot 4 R^* T}{f^2 P} \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-3/2} \left(\frac{1}{40000} \right)^2 \right\}^{1/2} = P7 \quad (33)$$



第3図 藤田の気圧分布式(2) 相対うず度分布式(20)を用い、うず度ζ=0のあらわれる中心距離(r)_{ζ=0}をA₂(=Δp), A₃(=r₀)より求めるノモグラム.

$$-f + f \left\{ 1.0 + \frac{55.0 \cdot 4 R^* T}{f^2 P} \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-3/2} \left(\frac{1}{40000} \right)^2 \right\}^{1/2} = -f + f \cdot P7 = VOR1 \quad (34)$$

$$165.0 f \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \left(\frac{1}{40000} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-5/2} \cdot \frac{R^* T}{f^2 P} = P12 \quad (35)$$

$$\left[1 + \frac{55.0 \cdot 4 R^* T}{f^2 P} \left(\frac{1}{40000} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-3/2} \right]^{-1/2} = P13 \quad (36)$$

$$165.0 \cdot f \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \left(\frac{1}{40000} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-5/2} \cdot \frac{R^* T}{f^2 P} \cdot \left\{ 1 + \frac{55.0 \cdot 4 R^* T}{f^2 P} \cdot \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \left(1 + \left(\frac{r}{40000} \right)^2 \right)^{-3/2} \right\}^{-1/2} = P12 \cdot P13 = VOR2 \quad (37)$$

とにおいて、これら各項の中心距離 r = 100 km, 200km,

300 km, 400 km の各における値を第3表で示した。

第3図は台風の気圧分布に関する藤田の式(2)および相対うず度 ζ の分布式(20)を用い、 $A_2(=\Delta P)$ および $A_3(=r_0)$ の値から相対うず度 $\zeta=0$ なる中心距離 $(r)_{\zeta=0}$ を求めるノモグラムを示している。

同図で、破線は台風第6118号に適用したとき、 $A_3=40000\text{m}$, $A_2(=\Delta P)=55\text{mb}$ から相対うず度 ζ が0になる中心距離 $(r)_{\zeta=0}=276\text{km}$ が求まることを示している。

4. 気圧・風速・相対うず度分布の実際例

台風第6118号(1961年9月16日03時)について、藤田の気圧分布式および著者が作成した分布式を用い、この台風の圏内における気圧 $P(r)$, 傾度風速 $V_{g\theta}(r)$, 相対うず度 $\zeta(r)$ の各中心距離における値を算出し、これら相互の値の比較検討を行った。

先づ第4図に藤田の気圧分布式(2)を用い、傾度風速の式(4)および相対うず度 $\zeta(r)$ の各について中心距離 500 km 以内における値を図示した。

この図から傾度風速 $V_{g\theta}$ の最大値は中心距離 52~53 km 付近で 42 m/sec に達していることがわかる。

さらに相対うず度 ζ は中心付近で $348 \cdot 10^{-5} \text{sec}^{-1}$ に達しており、中心距離の増すに従って減少し、中心距離 276 km で0になりこれから周辺部では(-)域となり $5 \sim 10 \cdot 10^{-6} \text{sec}^{-1}$ くらいの値を示している。

第5図は、同台風について、気圧分布式は台風の中心が通過した洲本の気圧の記録紙の読取値と台風の移動速度から著者が作成したものである。かなり精度よく表示することができる。

$$P(r) = Ax + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \sin\left(\frac{\pi}{n}x + a_n\right) \quad (38)$$

ここで、

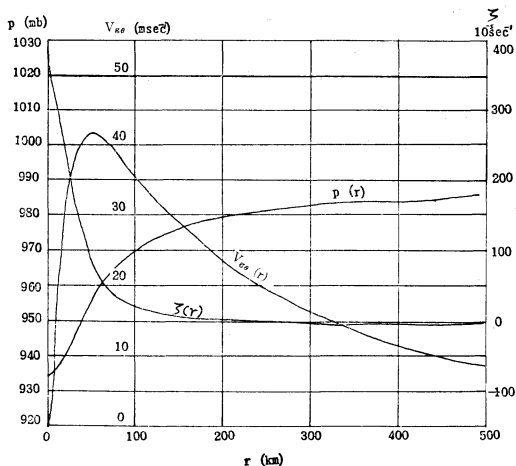
$$x = b + c \log\left(\frac{r}{d}\right) \quad (39)$$

さらに定数値を代入すると、

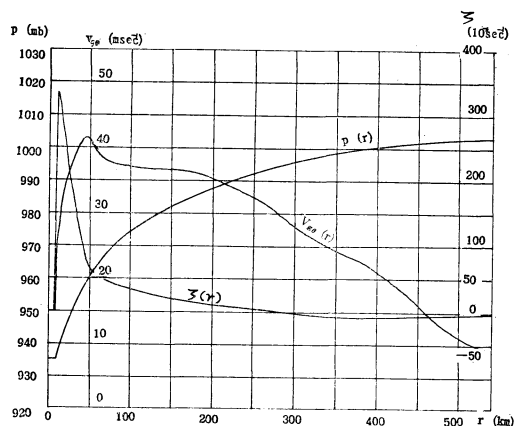
$$\begin{aligned} P(r) = & 932.1334 + 5.65x + 5.6783 \sin\left(\frac{\pi}{6}x + 2.8044\right) + 1.6118 \sin\left(\frac{\pi}{3}x + 2.4500\right) \\ & + 0.5148 \sin\left(\frac{\pi}{2}x + 3.6846\right) + 0.5805 \sin\left(\frac{2}{3}\pi x + 2.3411\right) \end{aligned} \quad (40)$$

$$x = 1.0000 + 6.24196 \log \frac{r}{10} \quad (41)$$

気圧も眼の半径 10 km 以内では、935 mb で、ほと



第4図 台風第6118号(1961年9月16日03時)について、藤田の気圧分布式(2), および(4)(20)式を用い、算出した気圧 $P(r)$, 傾度風速 $V_{g\theta}(r)$ 相対うず度 $\zeta(r)$ の分布。



第5図 台風第6118号(9月16日03時)の気圧分布式(40) $P(r) = 932.1334 + 5.65x + 5.6783 \sin\left(\frac{\pi}{6}x + 2.8044\right) + 1.6118 \sin\left(\frac{\pi}{3}x + 2.4500\right) + 0.5148 \sin\left(\frac{\pi}{2}x + 3.6846\right) + 0.5805 \sin\left(\frac{2}{3}\pi x + 2.3411\right)$, 式(41) $x = 1.0000 + 6.24196 \log \frac{r}{10}$, (42)

および(43)式を用いた際の気圧 $P(r)$, 傾度風速 $V_{g\theta}(r)$, 相対うず度 $\zeta(r)$ の分布図。

んど一定であり、眼の周辺では気圧傾度は大きい値を示している。

一方傾度風速は眼の内側では $V_{g\theta} \approx 0$ である。

傾度風速 $V_{g\theta}$ は (3) (39) 式から

$$V_{g\theta} = -\frac{1}{2}fr + \left[\left(\frac{1}{2}fr \right)^2 + \frac{R^*TC}{P \log_e 10} \left\{ A + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \frac{\pi}{n} \cos \left(\frac{\pi}{n}x + a_n \right) \right\} \right]^{1/2} \quad (42)$$

相対うず度 ζ は (19) (42) 式から次式で表示できる。

$$\begin{aligned} \zeta = & -f + \left[\left(\frac{1}{2}fr \right)^2 + \frac{R^*T}{P} \frac{C}{\log_e 10} \left\{ A + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \right. \right. \\ & \left. \left. \frac{\pi}{n} \cos \left(\frac{\pi}{n}x + a_n \right) \right\} \right]^{-1/2} \cdot \left[\frac{1}{2}f^2r + \frac{R^*T}{Pr} \right. \\ & \left. \frac{C}{\log_e 10} \left\{ A + \sum_{n=1}^{\infty} A_n \frac{\pi}{n} \cos \left(\frac{\pi}{n}x + a_n \right) \right\} \right. \\ & \left. - \frac{R^*T}{2Pr} \left(\frac{C}{\log_e 10} \right)^2 \sum_{n=1}^{\infty} A_n \left(\frac{\pi}{n} \right)^2 \sin \right. \\ & \left. \left(\frac{\pi}{n}x + a_n \right) \right] \quad (43) \end{aligned}$$

中心距離 50 km 付近で最大風速 42 m sec^{-1} に達している。

相対うず度 ζ は眼の内側ではほとんど 0 であり、眼壁 $r=10 \text{ km}$ 付近で $335 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ に達し、周辺部にゆくにつれて急速に減少しており、中心距離 330 km 付近から (-) 値になっている。

第 6 図は同台風について、気圧分布式としては、下記の (44) 式を用いた。

$$P(r) = 1005.0 - \frac{\Delta P}{2} \left\{ \exp \left(-\frac{R}{r_1} \right) + \exp \left(-\frac{R}{r_2} \right) \right\} \quad (44)$$

ここで、 $\Delta P=80 \text{ mb}$, $r_1=40 \text{ km}$, $r_2=220 \text{ km}$, 眼の大きさ $r_{00}=10 \text{ km}$ とした。

すなわち、

$$r = r_{00} + R \quad (45)$$

r_{00} : 眼の半径。 R : 眼の外側の境界から動径方向の距離。

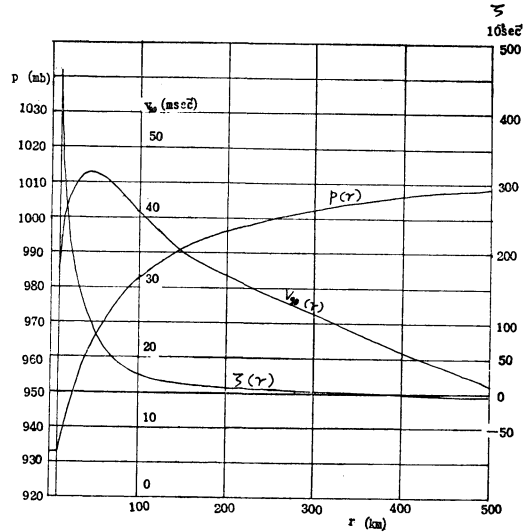
この気圧分布式 (44), (45) を用い、傾度風速 $V_{g\theta}$ は (4) 式で、さらに相対うず度 ζ は (19) 式によって算出した。

このときの傾度風速 $V_{g\theta}$ は次式で表示できる。

$$V_{g\theta} = \frac{fr}{2} \left\{ -1 + \left[1 + \frac{2R^*T}{f^2P} \frac{\Delta P}{r} \left(\frac{1}{r_1} \exp \left(-\frac{R}{r_1} \right) + \frac{1}{r_2} \exp \left(-\frac{R}{r_2} \right) \right) \right]^{1/2} \right\} \quad (46)$$

さらに相対うず度 ζ は次式で求まる。

$$\zeta = f \left\{ -1 + \left[1 + \frac{2R^*T}{f^2P} \frac{\Delta P}{r} \left(\frac{1}{r_1} \exp \left(-\frac{R}{r_1} \right) + \frac{1}{r_2} \exp \left(-\frac{R}{r_2} \right) \right) \right]^{1/2} \right\} \quad (47)$$



第 6 図 台風第 6118 号 (9 月 16 日 03 時) について気圧分布式 (44) $P(r) = 1005.0 - \frac{\Delta P}{2}$

$\left\{ \exp \left(-\frac{R}{r_1} \right) + \exp \left(-\frac{R}{r_2} \right) \right\}$, 式 (45) $r = r_{00} + R$ (ここで $\Delta P=80 \text{ mb}$, $r_1=40 \text{ km}$, $r_2=220 \text{ km}$, $r_{00}=10 \text{ km}$) および (46) (47) 式を用いて算出した気圧 $P(r)$, 傾度風速 $V_{g\theta}(r)$, 相対うず度 $\zeta(r)$ の分布。

$$\begin{aligned} & + \frac{1}{r_2} \exp \left(-\frac{R}{r_2} \right) \left. \right\}^{1/2} - \frac{R^*T \Delta P}{2fP} \left\{ 1 + \frac{2R^*T}{f^2P} \right. \\ & \left. \frac{\Delta P}{r} \left(\frac{1}{r_1} \exp \left(-\frac{R}{r_1} \right) + \frac{1}{r_2} \exp \left(-\frac{R}{r_2} \right) \right) \right\}^{-1/2} \cdot \\ & \cdot \left\{ \left[\frac{1}{P} \frac{\Delta P}{2} \left(\frac{1}{r_1} \exp \left(-\frac{R}{r_1} \right) + \frac{1}{r_2} \exp \right. \right. \right. \right. \\ & \left. \left. \left(-\frac{R}{r_2} \right) + \frac{1}{r} \right\} \cdot \left(\frac{1}{r_1} \exp \left(-\frac{R}{r_1} \right) + \frac{1}{r_2} \exp \right. \right. \\ & \left. \left. \left(-\frac{R}{r_2} \right) + \left\{ \frac{1}{r_1^2} \exp \left(-\frac{R}{r_1} \right) + \frac{1}{r_2^2} \exp \right. \right. \right. \\ & \left. \left. \left. \left(-\frac{R}{r_2} \right) \right\} \right] \right\} \quad (47) \end{aligned}$$

大体においてこの場合は第 4 図, 第 5 図の場合と類似しているが、最大風速 $V_{g\theta \text{ max}}$ は中心距離 50 km 付近で、 46 m sec^{-1} に達しており、相対うず度 ζ の最大値は、半径 10 km の台風の眼の外縁で、 $(+) 450 \cdot 10^{-5} \text{ sec}^{-1}$ に達しており、藤田の気圧分布式や著者の対数目盛の多項式によるものより大きい値を示した。なお第 2 室戸台風の気圧分布式で藤田の (2) 式を用いた場合と、対数多項式 (40) (41) 式を用いた場合と指数分布式 (44) 式を用いた場合の比較を第 4 表に示した。

第4表 第2室戸台風の気圧分布で藤田の式(2), および対数目盛多項式(40)(41)指数分布式等を用いたときの最大風速, うず度等の分布の比較.

	藤田の気圧分布式 (1)式を用いた場合	対数目盛多項式(40) (41)式を用いた場合	指数分布式(44)式 による場合
(1) 中心気圧 (mb)	935	935	933
(2) 傾度風速 V_{g0} の最大値 ($m\ sec^{-1}$)	42	42	46.5
(3) 最大風速のあらわれる中心距離 $(r)v_{g0max}$ (km)	近似式56 52.6	50	50
(4) 相対うず度 ζ の中心付近における最大値 ($10^{-5}\ sec^{-1}$)	348	335	450
(5) 相対うず度 ζ が0になる地点の中心距離 (km)	276	330	350
(6) 眼の表示	うず度の最大が中心付近にあらわれる	半径 10 km	半径 10 km

5. まとめ

台風の気圧分布式で, 藤田の式を用いた際の最大風速および, そのあらわれる中心距離を求める表示式とを作成した.

また, これらを算出するノモグラムを作成した. 以下得られた結果をまとめてみる.

①傾度風速の最大値 $V_{g0\ max}$ は, 台風の中心気圧の深度 ΔP および台風の気圧分布型をきめる定数値 r_0 の両者によってきまり, $\Delta P, r_0$ とともに, その値が大きくなる程傾度風の最大値 $V_{g0\ max}$ は増大することを示した.

②傾度風速の最大値のあらわれる中心距離 $(r)v_{g0\ max}$ は, 台風の水平方向の気圧分布型をきめる定数値 r_0 によって, 最も大きく左右され, この値の増大する程, この最大風速のあらわれる中心距離 $(r)v_{g0\ max}$ は増大する. しかしながら, 中心気圧の深度 ΔP も, 二次的ではあるが, 最大風速のあらわれる中心距離に影響を与え, この値の増大する程, 傾度風速の最大値のあらわれる中心距離 $(r)v_{g0\ max}$ も僅かながら増大している.

③この傾度風の最大値のあらわれる中心距離を表示する近似式 $(r)v_{g0\ max} = \sqrt{2}r_0$ も求められた. この近似式は $(r)v_{g0\ max}$ と $r_0, \Delta P$ との関係から ΔP が十分大きいとき (例えば $\Delta P > 40\ mb$) に成立する近似解であることが確かめられた.

この近似式の方が台風の気圧分布型をきめる r_0 の増大するにつれて, 3~6 km 位やや大きく表示されることがわかった.

④次にこれまで藤田の台風の気圧分布式は, 中心域における (+) うず度域は表示するが, 周辺部にあらわれる (-) うず度域は表示できないと考えられてきた.

今回著者は, 詳細に各中心距離におけるうず度の値を

算出し, 藤田の分布式を用いた際も, 周辺部における (-) うず度域を表示できることを示した.

⑤さらに藤田の式を用いた際の中心部における (+) うず度, 周辺部の (-) うず度の境界であるうず度0なる地点の中心距離を求める近似式を導いた.

また全項を用いた際のうず度0の中心距離を算出できるノモグラムを, 中心気圧の深度 ΔP および台風の気圧分布型を示す定数 r_0 の関数として作成した.

⑥台風圏内の気圧, 傾度風速, うず度の分布について, 藤田の式および著者が以前作成した2種類の分布式を用い, 第2室戸台風に適用して, 各これらの3要素の分布図を作成した. 比較を行った結果, いずれも, よく対応する分布図がえられた. 特に藤田の式(1)と著者の対数目盛・多項式を用いた(40)(41)式とは, 傾度風速の最大値や, この最大風速のあらわれる中心距離およびうず度の最大値は, ほとんど互いに近い値を示した.

⑦しかし, 藤田の式は, 台風の気圧分布型をきめる定数値がきわめて少ないため, 全体的には精度はよいが, 眼の付近の表示にやや十分でない点がみられた. すなわち, うず度の最大値が台風の中心部分に表示された.

この点, 中心付近をより正確に表示するため, 中心距離を対数目盛で表示し, 多くの各中心距離上の地点の気圧値を用い, 調和解析法を併用した著者の(40)(41)式を用いた場合は, 眼の内側では, 風速・相対うず度とも, ほとんど0になり, 相対うず度も眼の外縁で最大値に達し, 外側に向けて急速に減少している.

このことは (+) うず度の大きさと鉛直流の関係から, 一般の台風では, 眼の内側では, 鉛直流はほとんどなく, 眼の縁で, 上昇流が最大値に達し, これより外側では急速に減少しており, これに対応して, 気圧分布による眼の縁の位置よりも外側に巨大な積乱雲壁が存在

し、レーダーエコーでも環状エコーが観測されるなどの観測事実とも、かなりよく合致する。これらの状況は第5図から推測できる。

なお、指数分布式を用いた際は、傾度風速や相対うず度とも、その最大値が、やや大きく表示された。

謝 辞

この研究実施に当たっては、航空大学校当局には、多くの面で御便宜をはかっていただいた。また気象学会編集委員およびレフリーの方には、多くの貴重な御意見をいただきましたことに感謝致します。また宮崎地方気象台の皆さんには第2室戸台風関係の資料をいただき感謝致します。

文 献

- Fujita, T., 1952: Pressure distribution within Typhoon, *Geophys., Mag.*, **23**, 437-451.
北 勲, 1967: 大阪湾高潮の数値計算と実測の比

- 較, 第2室戸台風調査報告, 気象庁技術報告, **54**, 174-181.
増田善信, 笠原 彰, 1956: 気象学講座, 台風論, 33-42.
———, 1981: 気象学プロムナード, **3**, 数値予報, 85-93.
光田 寧, 1980: 台風とそれに伴う強風について, 京都大学防災研究所年報, **233 A**, 17-42.
正野重方, 1954: 気象力学序説, 岩波書店, 321-335.
———, 1958: 気象学講座, 気象学総論, 地人書館, 250-268.
富高四郎, 1962: 台風圏内における気象要素の数値的分布, 研究時報, **14**, **9**, 609-620.
———, 1971: 台風圏内における気象要素の数値的分布(第3報), 研究時報, **23**, **7**, 219-239.
山岬正紀, 1976: 台風の構造と発達のパワースペクトル, 気象研究ノート, **129**, 313-375.
———, 1982: 気象学プロムナード, **10**, 台風, 134-135.

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
第10回レーザ・レーダ(ライダー)シンポジウム	昭和60年5月16日・17日	レーザ・レーダ研究会	福井県芦原町
日本気象学会春季大会	昭和60年5月22日～24日	日本気象学会	気象庁
月例会「第29回山の気象シンポジウム」	昭和60年6月15日		気象庁
第22回理工学における同位元素研究発表会	昭和60年7月1日～2日	関係諸学協会共同主催	国立教育会館
International Cloud Modelling Workshop /Conference	1985年7月15日～19日	WMO	Irsee (ドイツ)
First WMO Workshop on the Diagnosis and Prediction of Monthly and Seasonal Atmospheric Variations over the Globe	1985年7月29日～8月2日	WMO	メリーランド大学(米国)
IAMAP/IAPSO 1985年ハワイ合同研究集会	1985年8月5日～16日		ハワイ州ホノルル
第23回国際地震学・地球内部物理学協会(IASPEI)総会	昭和60年8月19日～30日	地震学会ほか	京王プラザホテル
第3回エアロゾル科学・技術研究討論会講演	昭和60年8月22日・23日	エアロゾル研究協議会	東京理科大学
第3回アジア流体力学学会議	昭和61年9月1日～5日	アジア流体力学学会議委員会	日本都市センター