

多くの擾乱に適合する気圧分布モデル*

原 口 勘 助**

要 旨

気圧分布を内域と外域の2つに分けて表わした。外域の分布関数は助変数 c (低気圧示数) を持ち、その値 (正) によって分布型は多様に変化する。即ち、(1) c が0のときは、気圧傾度は中心よりずっと遠い所で極大となる—これは温低の閉塞期および高気圧に適合するほかトラフやリッジにも応用しうる。(2) c が1のときは、傾度は中心の近くで大きくほぼ一様で、遠くなるほど、小さくなる—これは温低の発達期および前線に適用される。以上の場合は内域は無視できる。(3) c が充分に大きいときは分布型は双曲線となり、傾度は中心に近い所では極めて大きくなる—これは台風に適合する。

一方、内域の分布関数は指数 n が助変数の役割をもつ、台風では n は6 (平均値) と推定される。なお、内域が気圧上でしめる割合 (α) は、台風では1/4とみた。(4) トルネード・たつ巻等の中規模擾乱は内域のみで構成される ($\alpha = 1$) とした。 n は8 (台風の場合の最大値) と推定した。

1. はじめに一従来(の)台風(含む温低)モデル

台風の気圧分布を表わす実験式(モデルとよぶ)は既に多くの研究がなされている。いま気圧を、

$$p = (p_{\infty} - \Delta P_0 \cdot y) \text{ または } (p_0 + \Delta P_0 \cdot y)^* \quad (1-0)$$

の形におくと、その分布型(関数 y をさす)の主なものは、

$$\text{高橋モデル} : 1/(1+x) \quad (1-1)$$

$$\text{滑川} \quad // : \exp(-x^2) \quad (1-2)$$

$$\text{藤田}^{1)} // : 1/\sqrt{1+x^2} \quad (1-3)$$

$$\text{Schloemer} // : \exp(-1/x)^* \quad (1-4)$$

$$\text{藤田}^{2)} // : \frac{1}{\sqrt{1 + \left(\frac{a+x}{1+x}\right)^2}} \quad (1-5)$$

ここで $x = r/r_0$ (記号の説明は次節)。

以上の各モデルの長所と短所を簡単に述べると、高橋(1939)のモデルは簡明であり全般的に適合が良い。しかし中心で気圧傾度に著しい不連続があり、また旋衡風の極大がうまく表現できない欠点がある。滑川モデル(1936)は旋衡風の極大の起点が気圧分布曲線上で高い

位置に現れる(後出5)ので台風モデルとしては適当でない(温低モデルとしては好適)。藤田¹⁾モデル(1952)は全体的にはかなり適合は良いとされているが、正野(1944)は外縁部にあるべき負渦度の表現が不充分という欠点を指摘した。(1-4)はSchloemer(1954)が発展させたモデル(この関数は“平衡と進展の曲線”とよばれている)で、現在もっとも信頼されている台風モデルである—これについての筆者の見解は5で述べる。

上述の各モデルは単に独立変数をもつのみであるから、台風が生粋の形から北上に伴い次第に温低化するという変質の状態を表現することができない。そこで藤田²⁾(1952)は(1-3)に助変数 a をとり入れて(1-5)を考案した。これは台風から温低に至るまでをかなり良く表現するといわれるが、適合は良好とは見られない。

以上は全体を単一の関数で表わす方式であるが、Deppermann(1947)は3分割モデルを提示した。しかし正野(1951)は第3(最外)区域で運動エネルギーが無限大となる欠陥を指摘している。

筆者は新しいモデルを探求するに当っては、観測された気圧分布—台風の場合には特に暴風域の風速分布—を忠実に表現することを重要視した。得られたモデルは2分割方式で、両域とも助変数をもっている。当モデルは当初は台風だけを対象として考案されたものであるが、それは温低にも良く適合できた。そして温低(閉塞期)

* Pressure Distribution Model Applies to Many Disturbances.

** K. Haraguchi, 福井地方気象台
—1974年6月27日受領—
—1976年9月30日受理—

と高気圧とが全く同形であることを見出したことに勢をえて、最後にトルネード・たつ巻等は台風の第1区域(内域)と共通すると類推した。なお不連続線やトラフ・リッジについても、当モデルが適応し得る。それで“多くの擾乱に適合する”とタイトルした次第である。ただし、当モデルは大～中規模擾乱を対象としており、乱流等の不規則な小規模擾乱は対象外である。

2. 新モデル

擾乱の気圧分布(大気下層)は次の実験式で表わされる。

(1) 内域: $r \leq r_b$

$$p = p_0 + \Delta P_0 \cdot \alpha \frac{y_1}{y_1(b)} \tag{2-1}$$

$$y_1 = \frac{z^n}{1+z^n}; z = \frac{r}{r_1} \tag{2-1-1}$$

ただし、添字(b)は r_b における値を示すものとする。

(2) 外域: $r \geq r_b$

$$p = p_\infty - \Delta P_0(1-\alpha)y_2 \tag{2-2}$$

$$y_2 = \frac{1}{1+CX} e^{-X^2} \tag{2-2-1}$$

ただし、 $X = x - x_b$; $x = \frac{r}{r_2}$, $x_b = \frac{r_b}{r_2}$

記号の説明 α : 内域が気圧上で占める割合 (ΔP_0 に対する比), C : 助変数(正)一低気圧示数とよぶ(これは分布関数 y_2 の原点における傾度と定義される), n : 定数(助変数), p : 気圧(r 点), p_0 : 中心の気圧, p_∞ : 擾乱圏外の気圧, ΔP_0 : $p_\infty - p_0$, r : 半径, r_b : 内・外域境界の半径, r_1 : 旋衡風が最大の半径, r_2 : 擾乱の大きさ(外域)に関する定数(r_b, r_1 も同様な意味をもつ)。

(2-2-1)は C が充分大きい場合は、高橋モデル(1-1)と同形(r_b だけ原点移動)である—これを極限式と呼ぶことにして、式のうへでは全てダッシュを付けて書くことにする。

極限式 ($c \rightarrow \infty$)

$$y' = \frac{1}{1+X'}; X' = x' - x_b'; x' = \frac{r}{r_2'}, x_b' = \frac{r_b}{r_2'} \tag{2-2-1'}$$

r_2' は r_2/c (2-2-1) に当る。よって x_b' は $c \cdot x_b$ である。この式は通常の(著しく温低化しない—概ね c が5以上)台風を利用できる。

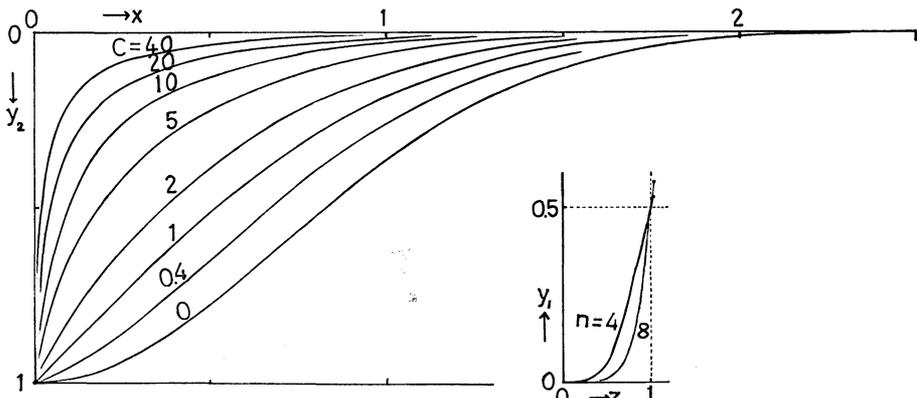
外域における気圧分布型 (y_2) は低気圧示数 c の値に応じて、上限 ($c \rightarrow \infty$) は高橋モデル(極限式)から、下限 ($c=0$) は滑川モデル(1-2)に亘る間で巾広く変化する。その概要を第1図に示した。このうち c が1の場合は、両者の中間の型と目せられ、原点近くではほぼ直線に近い形となる。

c の値を決めるには、外域において気圧上で2つの任意の特定点をとり、それらの半径の比を求めればよい。いま特定点として気圧分布曲線上で中央点 (y_2 が $1/2$) と上方から $1/4$ (y_2 が $3/4$) の点を選ぶと、それらの半径の比と c の関係は次のようになる。

c	極限式	20	10	5	2	1	0.5	0	
半径比		3	2.93	2.76	2.42	1.89	1.67	1.52	1.42

(ただし、台風の場合は内域をもつので、気圧曲線の下方 α 分だけ取除く必要がある。)

第1図(右)は内域の分布型の例を示した。ここでは n が助変数の役割をもっている(図の黒点は内域の終点を示す(後述5))。



第1図 気圧分布型 y_2 (2-1-2) および y_1 (2-1-1) の概要(黒点は内・外域の始終点)。

第1表 当モデルの適用

擾乱の種類	区域要素	
	外域 c, x_b'	内域 α, n, z_b
トルネード・たつ巻	(外域なし)	1 8 ∞
台風・ハリケーン	50~3	1/4 6* $\neq 1$
同上の温低化期†	3~1	1/4 >
不連続線	1	$\neq 0$ (内域無視可)
温帯低気圧	1~0	//
高気圧・トラフ・リッジ	0	0 (内域なし)

* 平均値 (方向性があり 3~8 の間)

† 新設した (詳細不明)

当モデルの各種擾乱への適用を第1表に掲げる。ただし表中の各要素の値は多くが確定的なものでない。

3. 観測資料と当モデルの適合性

台風のモデルを探究するに際して、当初に用いた観測資料は“狩野川台風調査報告”(気象庁技術報告第37号)所載の Pressure profil (p. 6) である。それは飛行機観測が豊富で精度もかなり高いといわれる。第2図にそれを再掲する一実線。この図では中心の近くの気圧曲線は省かれているが、そこは当モデルでは概ね内域に当る部分であって、当モデルでは台風の場合は α を 1/4 とおくので、気圧曲線の下方 1/4 が内域に属する (図ではこの位置を短線で示した)。

第2表には第2図で示した時点の実測値 (一部推測)、および当モデル各要素の値 (外域のみ) を掲げた。ただし r_b のモデル値は cx_b (即ち x_b') を 7/8 として求めた (次節)。ただし j の場合のみは実測値と計算値の差が余り大きい (表中カッコを付した、第2図 j で、離れた黒丸がそれ) ので修正を試みた (α は 1/8, cx_b は 1/6 とした) —これは台風が極端に温低化した結果と考えられる。このため台風のステージの終末として温低化期 (第1表†) をとり入れる必要があると思われる (だが α と c の関係などはまだよく解明されていない)。なお p_∞ は 1010 mb で、 j のみ 1008 mb とした。)。

第2図の点線は第2表のモデル値を用いて得られた当モデル (2-1~2) による気圧曲線である (内域は n を 6 とした)。なお図の黒点は内・外域の境界を示す (他の図も同様)。第2図の破線は当モデル極限式 (2-2-1') による分布を示した。図によって当モデルの適合は大体良好であって、極限式も c が概ね 5 以上の場合は中心 (正しくは外域の原点) 近くでは充分利用し得ることがわかる。なお e の 2 点鎖線は滑川モデル (1-2) によ

る分布である (その旋衡風が極大となる点 (図の×印) を実測曲線と一致させた。 r_0 は 50 km) が、全体的に台風モデルとしては不適当なことがわかる。更に鎖線 ($e \cdot g \cdot i$) は Schloemer モデル (1-4) によるものである (その旋衡風が極大となる点 (*印) を実測曲線と合せた。 r_0 はそれぞれ、25・40・110 km)。なお台風モデルとしての適・不適に関する筆者の見解は次節で述べる。

4. 台風・ハリケーンの旋衡風

本節では旋衡風の場合について考察する。旋衡風は一般に半径に比して風速が大きいとき成りたつが、当モデルにおいては、内域では常に成りたつものとみなし、また外域では内域に近い強風域が対象となる。

旋衡風速 V を

$$V = v \sqrt{\frac{\Delta P_0}{\rho}} \tag{4-0}$$

とおく、ただし ρ は空気密度、 v は ΔP_0 と ρ が 1 (単位) のときの風速を示すので、仮に比旋衡風速とよぶ。 v は、

$$\text{内域 } v_1 = k \sqrt{\frac{\alpha}{y_{1(b)}}} \cdot \frac{\sqrt{nz^n}}{1+z^n} \tag{4-1-1}$$

$$\text{外域 } v_2 = k \sqrt{1-\alpha} \cdot \sqrt{(X+x_b) \cdot \frac{dy_2}{dX}} \tag{4-1-2}$$

極限式 (2-2-1') を用いると、

$$v_2' = k \sqrt{1-\alpha} \cdot \frac{\sqrt{X'+x_b'}}{1+X'} \tag{4-1-2'}$$

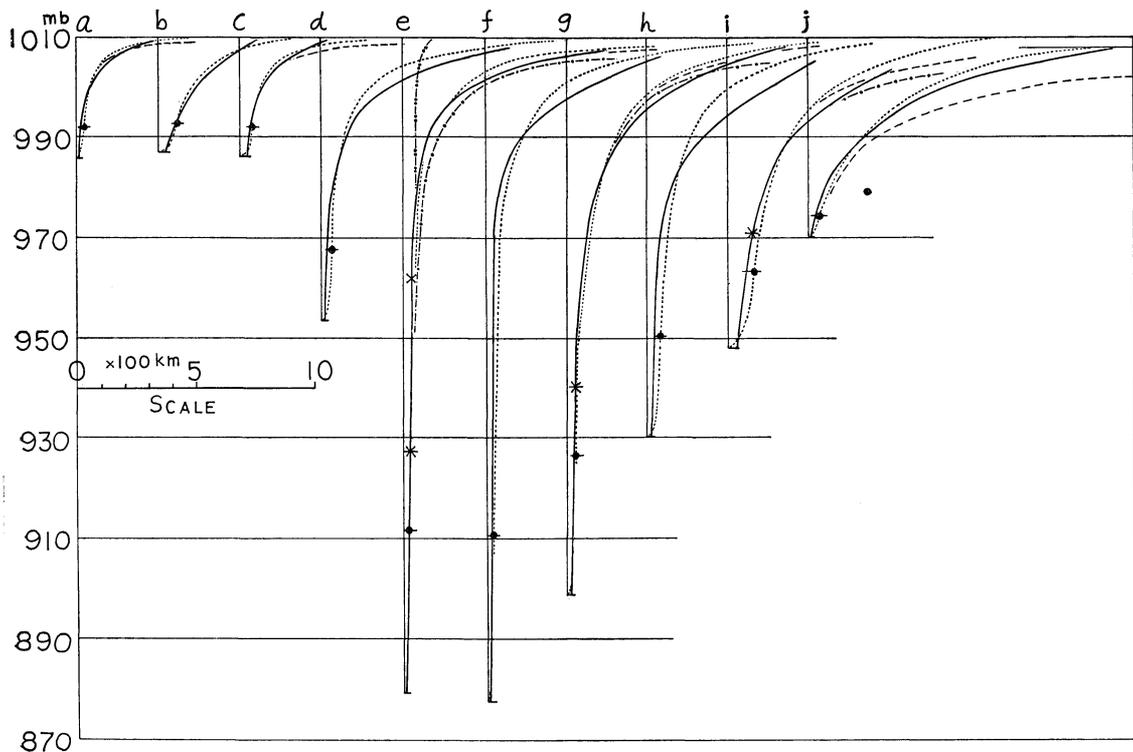
ここで、 k は (4-0) の V , ΔP_0 , ρ の単位に係わる値で、それらを m/sec, mb, kg/m³ で表わせれば、 k は 10 である—以下これを用いる。

内・外域を通じての v の極大は、 x_b' (または cx_b) が 1/2 より大きいときは、内域において z が 1 の点に生じ、その大きさは、

$$V_{max} = \frac{k}{2} \cdot \sqrt{\frac{\alpha n}{y_{1(b)}}} \tag{4-1-3}$$

この極大点が気圧上でしめる相対位置を β (中心気圧からのずれを、 α と同様に ΔP_0 に対する比で表わす) とする。なお x_b' が 1/2 より小さいときは、極大風速は外域に生じるが、台風では通常この場合は現われない (台風が完全な温低に転化する過渡期 (温低化期) には起り得ると考えられる。)

(4-1) によって旋衡風を求めるにはまず α , x_b , および z_b という 3 つの要素の値をきめる必要がある。いま



第2図 狩野川台風の気圧断面分布(実線)。点線は当モデル(2-1~2), 破線は当モデルの極限式(2-1-1'), によるもの(黒点は内外域の境界)。鎖線はシュロイマーモデル(1-4), 2重鎖線は滑川モデルによるもの(*印と×印はそれぞれのモデルで旋衡風の極大点)。

第2表 狩野川台風(1958年9月)における観測値と当モデル各要素の値

記号	観測値				モデル値		
	日時 GMT	Δp_0 mb	$r_{Eye}^{1)}$ km	$r_b(obs)^{2)}$	c	$r_b^{2)}$ km	r_2 km
a	21.0210	26	8×4	20	10	26	300
b	2100	24	36	80	5	70	400
c	22.0630	26	36×18	45	10	44	500
d	23.0220	56	18	30	15	46	800
e	2045	131	7.5	25	40	22	1,000
f	24.1300	133	6.5	20	30	29	〃
g	25.0725	112	15	30	20	44	〃
h	2100	80	25	40	15	53	900
i	26.0700	62	36	80	7	100	800
j	1500	38	—	(60) 35*	2.5	(245) 47*	700

1): 目の半径, X は長円形

2): 内外域境界の半径, * 印は修正値

第3表 n の整数値に対応する内・外域境界点の値 (z_b' , x_b'), および比旋衡風の極大値 (v_{max}) とその起点の気圧上の相対位置 (β), ならびに v_b (境界値) と v_{max} の比.

α	1/5					1/4					1/3				
	z_b'	x_b'	v_{max}	β	v_b/v_{max}	z_b'	x_b'	v_{max}	β	v_b/v_{max}	z_b'	x_b'	v_{max}	β	v_b/v_{max}
10	1.02	1.1	9.45	0.179	0.993										
9	1.03	1.0	9.00	0.180	0.994	1.04	5/4	9.82	0.214	0.985					
8	//	0.9	8.53	0.182	0.995	A) 1.04	9/8	9.30	0.216	0.988					
7	//	0.8	8.03	0.184	0.996	B) //	1	8.75	0.219	0.990	1.07	4/3	9.71	0.269	0.971
6	1.02	0.7	7.50	0.188	0.998	C) //	7/8	8.17	0.222	0.992	1.08	7/6	9.05	0.273	0.975
5	//	0.6	6.93	0.192	0.999	D) //	3/4	7.54	0.227	0.995	//	1	8.33	0.278	0.980
4	1.0	0.5	6.32	0.2	1.0	E) 1.03	5/8	6.86	0.235	0.998	1.09	5/6	7.56	0.286	0.986
3						F) 1.0	1/2	6.13	0.25	1.0	1.08	2/3	6.71	0.3	0.994
2											1.0	1/2	5.77	1/3	1.0

内・外域の境界において気圧が最もスムーズな連続となるように、気圧傾度およびその傾向（第2次微分）も等しいとすれば次式を得る。

$$z_b = \left\{ \frac{n-1}{n+1} + 2 \frac{\alpha}{1-\alpha} \cdot \frac{n}{n+1} \cdot \frac{c^2-1}{c^2} \right\}^{1/n} \quad (4-2-1)$$

$$x_b = \frac{\alpha(n+1)}{2 \left(1 - \frac{\alpha}{c^2} \right)} \quad (4-2-2)$$

$$r_1 = \frac{x_b}{z_b} r_2 \quad (4-2-3)$$

第3表は α を 1/5, 1/4, 1/3 とおいた場合、極限式 (2-2-1') で n の整数値に対応する z_b' , x_b' , v_{max} (4-1-3) — これは $10\sqrt{2\alpha} n / \sqrt{5n-3}$ となる。 β および参考として比旋衡風速の内・外域境界での値 (v_b) と v_{max} との比を掲げた。 v_{max} と β とは精密な実測より得られるので、このような表によって α が決定されるはずである。地形的影響のない洋上では通常飛行機観測が行われる。しかしこれは気圧観測が不十分なため、 β の正確な値は求め難いが、およそ 0.2~0.25 と推定される。一方台風の上陸前後の地上観測から、 β を求めると、地形の影響などのため 0.1~0.35 と変動巾は大きいが平均的には 0.23 程度であった。これらから α は 0.25 とおくことにした (α の値はステージに応じて変わることも考えられるが、極端に温低化していない場合は一定とみなした)。

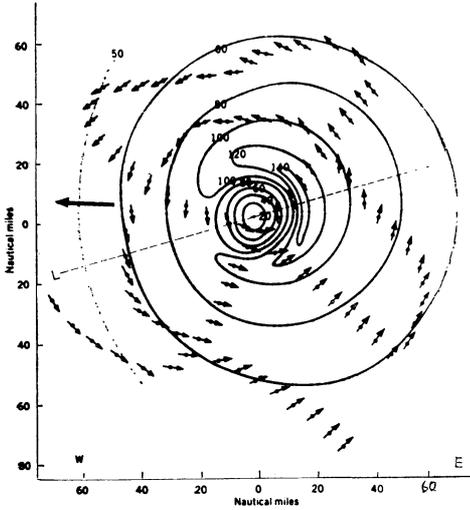
一旦 α を決めれば、後は風の実測から直接求められる v_{max} のみに着目して、第3表によって n が決められてモデルが完成する。

実測の風速資料としては、旋衡風の仮定にかなう意味

で、自由大気 (概ね 800~600 mb 面) の測定値が望ましい。しかし、最初に自由大気中での旋衡風の高さによる変化を調べておく必要がある。まず当モデルは 500mb 面程度までは適用できることを前提として、(1) 等温大気を仮想すれば、自由大気中では旋衡風速 (半径 r) は高さに関係なく一定となる。(2) また水平方向には等温な多方大気を仮定すると、旋衡風速は気温 (絶対) の平方根に比例する。しかし両者の差は小さく、500 mb 面でも通常 5% 以下である。実測では一般に 500 mb 面程度まで少しの減小傾向であるが、ここでは簡単のため (1) とみなすことにする。これはマサツという難問をさける方便であって、飛行機観測による気圧資料の不足を補う手段として、海面上の $\Delta P/\rho$ の値をそのまま上層にまで流用し得ることを意味する (ρ の海面上の値は 1.1 kgm^{-3} とした)。

台風等の風速の測定は通常飛行機観測によるが、近年米国気象局によるハリケーンの測風精度は極めて高いと認められている。しかし精度がよいと風速分布には不規則な変動が現われて、整形分布は割合少ない。第3図に整形分布の代表的な例を掲げる (H. Riehl: Introduction to the Atmosphere より引用した)。これを見ると、ハリケーンの風速分布は極大風速の近傍で非対称性が著しいこと、また極大風速点がほぼ円形をなし、かつ全体的に最強 (R) - 最弱風 (L) の方向に対してほぼ対称分布となっていることが特徴的である。

当モデルは融通性が大きいので、風速分布の非対称性 (静止仮定) をも表現しうると思われる。当モデルによると、極大風速が同一円周上にあるとした場合、気圧分布上の非対称性は主として内域に現われて等圧線は離心状



第3図 ハリケーンの風速分布 (Donna, 1960, 9月7日, 約750mb面のもの). 太矢印は進行方向, 小矢印は風向, 風速はノット.

カイリ). 図によって当モデルの適合は概ね良好で非対称性をもかなり良く表現しうることが認められよう. ただ中心の近くで差が目立つが, これは主に中心位置のズレに関係するものようである—図の0は実測の中心と見られる点で, 0'は当モデルの中心である(ズレは約3カイリ). さて, 非対称に対して旋衡風の式を用いるのは基本的な問題であるが, 最強・最弱風方向に限っては加速度が無視できるので, 旋衡風とみなしても差は小さいと思われる.

以上より, このハリケーンのモデルとしては, (1) 最強風方向は進行の右後方(135°)で, これには第3表のAを用いる. (2) 最弱風方向は(1)の反対方向でFを用いる. (3) その他の方向は, 外域の始点が円となるようにする—これは rb' の値に着目すれば容易である. 特に単純化して(点)対称と見なす場合は第3表Cを用いるのが良からう(第2表右 rb はそれ).

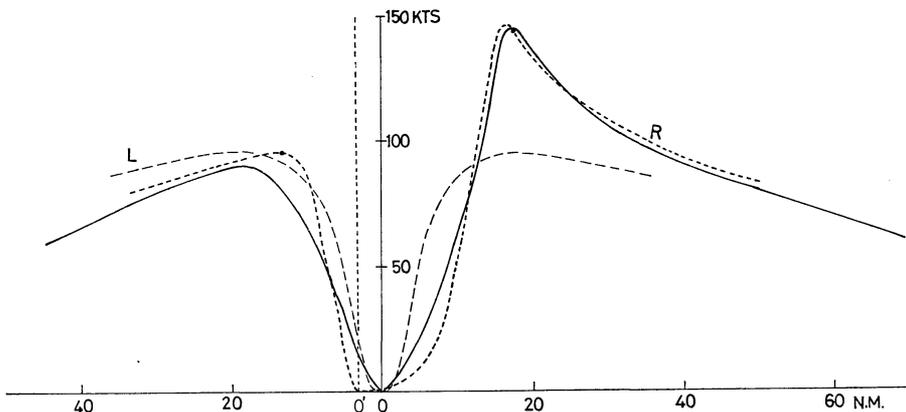
台風の場合には, 上例のように充分精度の高い風速資料が入手されないが, モデルとしてはハリケーンと同様でよいと思われる.

台風等の気圧モデルとしては, 旋衡風域の風速分布を良好に表現することが最も重要と考える. これを端的に表わすものとしては, 比旋衡風の極大(v_{max})および極大風速点の気圧上の位置(相対)を示す β とがあげられよう. 1で述べた各モデルについて, それらを示すと,

- (1-1) 5, 0.5, (1-2) 8.6, 0.63, (1-3) 6.2, 0.42,
- (1-4) 6.1, 0.37, (当モデル) 9.3~6.1 (対称形8.2),

を呈する. しかし外域では r_2 が方向性をもたないことによって巨視的な対称形が保たれる.

第4図の実線は第3図の最強風方向(進行方向の右135°:R)と, 最弱風方向(最強の反対方向:R)の風速分布を示した. ただし移動速度の修正をして静止状態を仮定している(高橋, 1944). また図の点線は当モデルによる旋衡風の分布で, Rには第3表Aを, LにはFを採用し, 外域は極限式(5-2')を用いた(r_2' は18.5



第4図 ハリケーンの風速断面分布. 第3図のR(最強風)-L(最弱風)方向のもの(実線), 点線は当モデルによる旋衡風(4-0), (4-1-1), (4-1-2')によるもの(0'はその中心, 黒点は内外域の境界). 鎖線はシュロイマーモデル(1-4)による旋衡風.

0.22.

v_{max} は実測例では概ね7以上、また β は概ね1/3 以下のものであるが、従来のモデルではこれらは満足されない。ここで Schloemer モデル (1-4) についての筆者の見解として、従前の各モデル (1-1~3) よりは一段と向上したものであると認められるが、まだ充分満足とはいえないというのが結論である。第4図の破線はこのモデルによる旋衡風を示した (r_0 は18.5カイリ)。この適合性は弱風側 (L) はかなり良いが、強風側 (R) は良くないことがわかる。なお、当モデルでは c が10の場合 (概ね衰弱期の中頃) に近似している (外域のみ)。

最後に旋衡風の分布と関係があるといわれる目について (正野, 1944) 調べると、第2表では目の半径と内域外縁の半径 (r_b) との比はおよそ1:3であった。ここで、 r_b は $r_2 x_b'/c$ であるが、衰弱期における減少傾向は c の方が r_2 よりずっと大きく (第2表)、また x_b' はほぼ不変と考えられる。それ故、目は衰弱期には次第に大きくなると推測される (しかし温低化期に達すると通常目は消滅すると思われる)。これは曲田 (1950) が台風は北上すると目が次第に大きくなることを証明したのに対応している。

6. 温帯低気圧および不連続線とトラフ

温低の場合には内域の存在は重要性がない。というのは台風の内域における極大風速の発現のように本質的に重要な事項は、温低の内域には全く存在しないからである。それゆえ、温低の場合には内域を無視— α を0とみなす—ことができる。この時は中心で気圧に少しのキックを生じるが、それは実質的な支障とはならない。

第1図で見られるように低気圧示数 c が1の場合は、中心からやや遠方までの間は気圧傾度が比較的大きく、しかもほぼ一樣なことが特徴である—これは温低の発達期の形態を示す。そして壮年期では c は次第に低下して、老年 (閉塞) 期では c はほぼ0となる。 c が0の場合は滑川モデル (1-2) となる。この分布型は中心よりずっと遠くに気圧傾度の極大が現われて、中心に近い所は傾度がゆるいのが特徴的である。これより、温低の代表的な気圧分布型は、 c が1 (発達期) および0 (老年期) の2つといえよう。

第2次のな擾乱と目される、不連続線およびトラフ・リッジは c がそれぞれ1および0の分布型が応用できる (軸に対し垂直方向)。

一般に、低気圧モデルとしては円形分布 (r_2 が一定)

を基礎にして、それに不連続線による分布を加えた形態が適当と考える (非対称が顕著に現われる場合は、通常高気圧の勢力圏内へ低気圧が侵入した結果である)。

7. 高気圧について

高気圧は普通気圧傾度がゆるく、しかもその縁辺部では他の高低気圧の影響が加わるなどのため、その分布型は概して見つけにくい。そのためか今まで高気圧モデルは提示されていないようである。

筆者は天気図上で比較的等圧線が整った形の高気圧 (温暖高に多い) について分布型を調べ、それが概ね c が0の型に合うことを見出した。筆者は高気圧の分布型が低気圧の極限即ち閉塞末期のそれと同じであることを発見して一驚すると共に、気圧的擾乱には全てに共通する法則性が存するものと確信して統一モデルの構想に到達した次第である。

8. トルネード・たつ巻への適用

当モデルによって台風の場合を考察すると、内域はコリオリ力を無視しうる旋衡風域即ち中規模運動の場、外域はコリオリ力の作用する傾度風域即ち大規模運動の場 (ただし内域に接した部分で旋衡風近似が現われる) と見なすことができよう。それでトルネード・たつ巻などの中規模現象に対しては内域のみの構成を想定する。これは (2-1) で、 α を1、 r_b を無限大とすればよい。即ち (添字1を略す)、

$$p = p_\infty - \Delta P_0 \cdot y; \quad y = \frac{1}{1+z^n} \tag{8-1}$$

この比旋衡風速 (4-1) と、その極大は、

$$v = 10\sqrt{n} \frac{z^{2/n}}{1+z^n}, \quad v_{max} = 5\sqrt{n} \tag{8-2}$$

ここで n を台風の内域における最大値8に等しいとおけば、 v_{max} は約14となり、まず妥当な値と思われる。第5図に上の場合の気圧分布型 (y) と比旋衡風速 v の分布を掲げた (実線)。

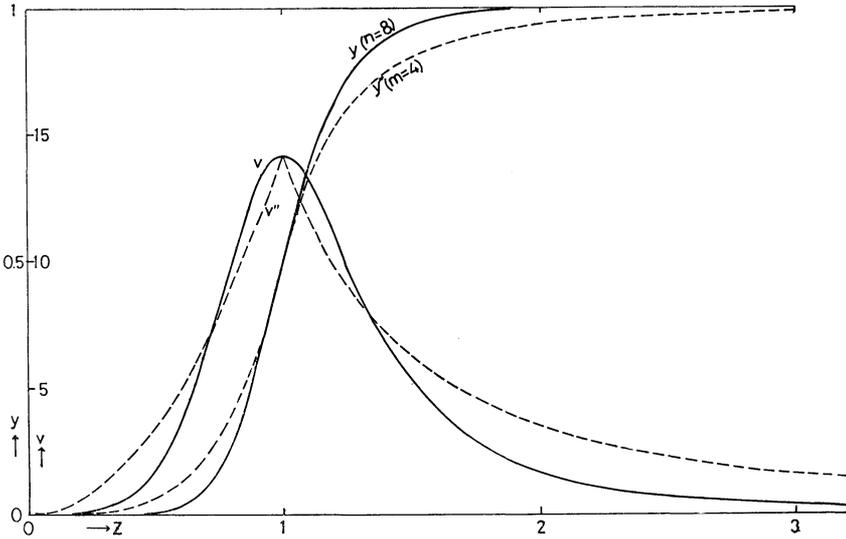
なお、たつ巻のモデルとしてランキン の2分割 (複合渦) モデルが引用されることがある (高橋, 1969)。これは (2-1~2) で、 α を1/2として、

$$y_1 = z^m (z \leq 1), \quad y_2 = z^{-m} (z \geq 1) \tag{8-3}$$

で表わすことができる (z は r/r_1)。このモデルは内・外域境界で不連続性が大きい欠点がある。この比旋衡風速は、

$$v = 5\sqrt{2m} \cdot z^{\pm m/2}, \quad v_{max} = 5\sqrt{2m} \tag{8-4}$$

よって、このランキンモデルと当モデルとで最大風速が等しいためには、 m は $n/2$ である。第5図の破線は m



第5図 当モデルによるトルネード・たつ巻の気圧 $y(8-1)$ と比旋衡風速 $v(8-2)$ の分布型 (実線). 点線はランキンモデル (8-3), (8-4) によるもの.

が4の場合の気圧型 (8-3) と比旋衡風速 (8-4) の分布を示した.

9. まとめ

当モデルの要点を列記すると,

1 多くの擾乱の気圧分布を, 内域と外域とに分けて表わした. その分布型は,

(a) 内域 ($r \leq r_b$)

$$p = p_0 + \Delta P_0 \cdot \alpha \frac{y_1}{y_1(z_b)}; \quad y_1 = \frac{z^n}{1+z^n}$$

ただし, $z = \frac{r}{r_1}, \quad z_b = \frac{r_b}{r_1}, \quad (\Delta P_0 = p_\infty - p_0)$

(α は気圧上で内域が占める割合を表わす)

(b) 外域 ($r \geq r_b$)

$$p = p_\infty - \Delta P_0(1-\alpha)y_2; \quad y_2 = \frac{1}{1+CX} e^{-X^2}$$

ただし, $X = x - x_b; \quad x = \frac{r'}{r_2}, \quad x_b = \frac{r_b}{r_2}, \quad c$ は低気圧示数.

2 台風・ハリケーンは外域と比較的に小さい内域をもつ, α は通常 $1/4$ とした.

(a) 外域の気圧分布型 (y_2) の代表的なものは,

1(b) で c が充分大きいとして得られる次の双曲線 (極限式) である.

$$y'_2 = \frac{1}{1+X'}; \quad X' = x' - x'_b; \quad x' = \frac{r}{r_2'}, \quad x'_b = \frac{r_b}{r_2'}$$

(一般式との関係は, $r_2' = r_2/c$)

(b) 極大風速は方向性があることに鑑み, 台風モデルとしては, 最強風の方向は進行の右後方 (135°), 最弱風方向はその反対方向にとり各要素の値はそれぞれ, $n: 8, 3, \quad x_b': 9/8, 1/2$, とする (これはハリケーン Donna の事例). また簡単のため対称分布と見なす場合は n を 6, x_b を $7/8$ とするのが良からう. z_b は全て 1.04 とする. 旋衡風の極大は,

$$V_{max} = 5n \sqrt{\frac{2}{5n-3}} \cdot \sqrt{\frac{\Delta P_0(\text{mb})}{\rho(\text{kgm}^{-3})}} \quad (\text{m/sec})$$

与えられる.

(c) 目の半径は, 内域半径 (r_b) のおよそ $1/3$ である (衰弱期には目は大きくなる).

3 温低はほぼ外域のみから成る (内域は無視しうる. 即ち α, r_b は 0 とみなす). その代表的な分布型は次の2つである.

(a) $c=1$ 即ち $y_2 = [\exp(-X^2)]/(1+X)$

これは発達 (青年) 期の型である. この特徴は, 気圧傾度が中心で大きくかつその近停ではほぼ一様であることである.

(b) $c=0$ 即ち $y_2 = \exp(-X^2)$

これは閉塞 (老年) 期の型である. この特徴は, 傾度の極大が中心より遙か遠方に生じて, 中心部では傾度がゆるいことである.

4 高気圧は外域のみから成る。その分布型は3 (b)に同じ。

5 不連続線には3 (a)の型が、トラフ・リッジには3 (b)の型が応用できる(軸の垂直方向)。

6 トルネード・たつ巻は内域のみから成る(α は1)。即ち気圧分布は、

$$p = p_{\infty} - \Delta P_0 \cdot y; \quad y = \frac{1}{1+z^n}, \quad z = \frac{r}{r_1}$$

この旋衡風の極大は $5\sqrt{n} \sqrt{\frac{\Delta P_0(\text{mb})}{\rho(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})}} (\text{m/sec})$ 。

n の値は、台風の場合の最大値である8とするのが良からう。

以上の数値はまだ確定的なものでないので、今後精密な観測資料の集積をまって修正したい。

終りに、ハリケーンの観測資料をお送り頂いた Dr. G.C. Gentry (U.S.A.ハリケーン研究所長), ならびにいろいろとお世話になった渡辺和夫研究官(元)に深く感謝します。

文 献

Deppermann, C.E., 1947: Notes on the origine

and structure of Philippine typhoons, Bull. Amer. Met. Soc., 28, 339.
 Fujita, T.,¹⁾ 1952: Pressure distribution in typhoon, Geophys. Mag., 23, 437.
 ———²⁾ 1952: Pressure distribution in typhoon, Rep. Met. Lab. Kyushu Inst. of Techn., 2, No. 1-4.
 Magata, M., 1950: Dynamics of the eye of storm, Pap. Met. Geophys, 1, 29.
 Namekawa, T. and Aoki, S., 1936: A view of the structure of 'Muroto Typhoon', Mem. of the Coll. of Sci. Kyoto Imp. Univ., 19.
 Schloemer, R.W., 1954: Analysis and Synthesis of Hurricane Wind Patterns Over Lake Okeechobee, Florida, Hydromet, Rep. No. 31, U.S. Weather Bureau.
 Syono, S., 1951: On the structure of atmospheric vortices, J. Met., 8, 103.
 正野重方, 1944: 対称性高低気圧内の下層風に関する近似解とその応用, 気象集誌, 22, 365.
 高橋浩一郎, 1939: 台風域内に於ける気圧及び風速の分布, 気象集誌, 17, 417.
 ———, 1944: 移動しつつある気圧の場に伴う風に就いて, 気象集誌, 22, 19.
 ———, 1969: 綜観気象学, 岩波書店, 250.



大後 美保著

気候と文明

日本放送出版協会, 1976, A 5 版, 293頁, 1,200円

人類の歴史を支配する要素は多岐にわたっているが、そのもっとも大きいものの一つは、経済状態であることは明らかである。しかしさらに一步を進めて、その経済状態を左右するものはなにかというと食糧の増減であり、さらにこの食糧の増減を支配するものは気候の変動である。

したがって、人類の歴史は、気候の変動によって左右されているとみることができる。その実例をこの本は如実に展開してみせてくれる。衣・食・住はもとより人類の文明そのものが、気候の変動によって浮沈している実情が、豊富な実例を縦横に駆使して描かれている。日常

の生活に追われて、気候の変動などは、他所の国のできごとくらいにしか考えていなかったわれわれにも、気候という巨人のこわさが、肌に粟を生ずるほどにも、身近に迫って感じられてくる。そして、われわれの文明の将来が、果してどうなっていくのであるかについて、筆者はさまざまな観点から示唆を与えている。

しかもわれわれの今日の文明が、すでに気候の変動によって、崩壊するきざしがあることを、この本は実感として教えてくれる。この本はその意味で、警世の書であるといえるかも知れない。

「気候と文明」という題名は、有名なハンチントンのをそれを連想させるが、この本は今日の人類のもっとも重要な課題はなにかと問いかけている点で、別の範疇に属するものといえるだろう。

各章とも多少描き足りないと思われる所もあるが、限られた紙数で、これを望むのは、註文する方が無理というものであろう。

(安藤隆夫)