

数値計算による台風域内の波の分布について

—— 海洋上における台風の場合 ——

井 島 武 士*・副 島 毅**・松 尾 隆 彦***

1. は し が き

陸地の影響を受けない海洋上における台風域内の波の分布については、Bretschneider (1957) および宇野木 (1957) らの研究がある。前者は台風の風速分布に対してモデルを仮定して台風域内の最大波を推定し、波の分布は風速分布と類似の形をもつと仮定するものであるが、その結果はきわめて概略の値を与えるものであり、波の分布に対しては台風の進行速度の影響を考慮していないためにむしろ不合理な点が多い。後者は、多数の台風についての実測値を整理して、台風の進行速度の影響を加味しながら、台風域内の波高の分布を台風の中心示度と台風中心に関する位置によって表わすものであるが、台風の規模については中心示度の効果のみを考えており、周期の分布については明確に示されていない憾みがある。そこで本文では、後に示すような仮定を用いて、数値計算によって、台風域内の波の分布の特性を明らかにしようとしたもので、いくつかの仮定についてはもちろん問題を残しているが、結果としてはかなりの程度明らかな特性を示すことができたように思う。ここでは陸地の地形条件による制約や水深減少の影響を受けない海洋上の台風についてまず取扱ったものであるが、引続いてこれらの条件をうける場合について研究を進めており、機会を得てご批判を仰ぎたいと思う。

2. 基本的な仮定

(i) 台風域内の風の分布はモデル的には、かなり簡単に表わすことができるが、波の計算に際しては取扱いが困難で任意性を含まない風域条件を設定することは一般に不可能である。実際の海面上の、風波として風の影響を受けて発達している有義波の進行方向は、その場所で吹送している風の主方向が場所的にも、時間的にも著しい変動を示さない限り、一般に両者は一致していると考えることができる。このことは海面上の風波についてしばしば経験することであり、また天気図に記入されている船舶報告による風向と風波の方向の関係を見ても容易に首肯されるところである。そこで風域内における風

波の発達をその進行にしたがって見るときは、風波は常にそこで吹送している風により、その主方向に向って進行し、風向が次第に変化して行くときは、波もまたそれにもなって進行方向を変えながら発達して行くものと考えることができる。したがって風域内の各点での風向と風速の時間的な値が知れる場合は、任意の場所から発生し、進行しつつ発達して行く波の変化をその経路とともに追跡して行くことができる。

(ii) このさい波高 H 、進行速度(群速度) C_g の波が、いままでの進行方向と角度 θ だけ異なった方向の風を受けた場合その方向の成分波が発達して行くと考え、それを追跡することになる。主方向と角度 θ だけ異なった方向に進行すると考えられる有義波高 H_θ とその速度 $C_{g\theta}$ についてはいまのところ明確な値を知ることができない。

そこでここでは簡単につぎのように仮定する。

$$H_\theta/H = \cos \theta, \quad T_\theta/T = 1 \dots \dots \dots (1)$$

(iii) 一定風速 U の風の吹送によるフェッチ F での有義波高 H および周期 T (または進行速度 C_g) は次式で与えられるものとする。

$$\left. \begin{aligned} \frac{gH}{U^2} &= K_3 \left[1 - \frac{1}{\{1 + K_4 (gF/U^2)^{1/2}\}^2} \right] \\ \frac{gT}{4\pi U} &= \frac{C_g}{U} = K_1 \left[1 - \frac{1}{\{1 + K_2 (gF/U^2)^{1/3}\}^5} \right] \end{aligned} \right\} \dots \dots \dots (2)$$

ここで g は重力の加速度、 U は海面上 10 m における平均風速であり、また定数 $K_1=0.685$, $K_2=0.008$, $K_3=0.30$, $K_4=0.004$ である。この式は信頼度の高いと思われる最近の実測値を用い、風速を海面上 10 m の値に換算して Wilson (1965) が示したもので、波高は現在多く用いられている Bretschneider のものと大差ないが、周期はやや小さい値になる。したがって海洋上の波については Bretschneider (1958) のものよりも実際に近いと考えられるし、事実 Wilson の太西洋上での低気圧による風波の実測値との比較においても最も実測値に近い結果を与えるものと考えられている。図-1 の実線は式 (2) の関係を示したもので、点線は Wilson (1957) がかつてハリケーンによる波を計算する時に用いた関係式を表わしている。

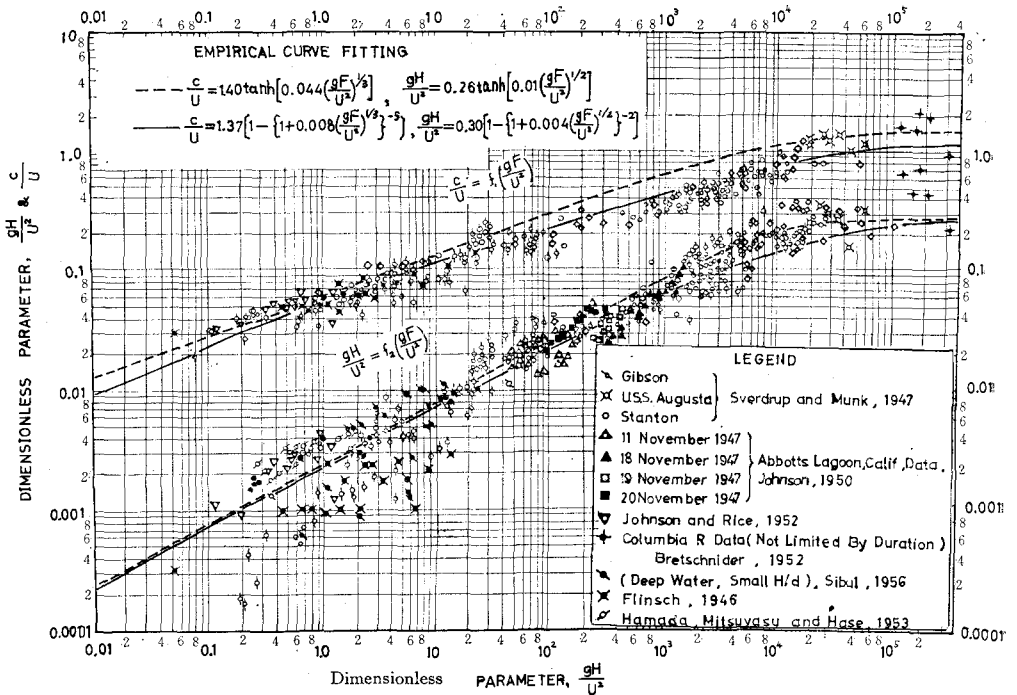
(iv) 上述の関係にしたがって波は進行し発達するも

* 正会員 工博 九州大学工学部教授

** 正会員 九州大学工学部大学院学生

*** 正会員 九州大学工学部助手

図-1 Non-Dimensional Relations on Wind and Wave (Wilson 1965)



のとするが、つぎの風速条件においてはうねりになるものとする。

$$C_g/U \geq K_1, \quad gH/U^2 \geq K_2 \dots \dots \dots (3)$$

これは式(2)で与えられる gH/U^2 と C_g/U の極限值をこえる場合で、一定風速の場合には $gF/U^2 \rightarrow \infty$ においてのみ起こるのであるが、風速が変動する場合は、すでに存在する波の H と C_g に対して上式の条件に入るような風速減少が起こり得るので、その場合をうねりとして取り扱うのである。さらにいま一つの条件として極限の波形勾配を考えると、一般に $H/L > 0.1$ の場合には碎波状態になるから、これ以上の風波の発達起こらず、うねりの形として進行するものと考えられる。したがって

$$H/L \geq 0.1 \dots \dots \dots (4)$$

をうねりの条件として与えることとする(実際には式(4)の条件はごくまれにしか起こらない)。

こうしてうねりになった状態の波も実際には風の影響を受けるはずであるが、その効果は不明であるから、ここでは、それは全く考慮しないで、うねり状態に入った波はその時の進行方向を維持し、風向による方向変化はうけないものとする。また進行にともなう波高と波長の変化にも風の影響は入らないものとし、それらの変化は次式で表わされるものとする。

$$\frac{H_F}{H_D} = \cosh \left[0.66 \left(\frac{F}{H_F} \right)^{0.65} \left(\frac{D}{F} \right)^{0.25} \right]$$

$$\times \tanh \left\{ 3.0 \left(\frac{D}{F} \right)^{0.30} \right\} \dots \dots \dots (5.a)$$

$$\frac{L_D}{L_F} = \cosh \left[1.74 \left(\frac{F}{L_F} \right)^{-0.65} \left(\frac{D}{F} \right)^{0.20} \right] \\ \times \tanh \left\{ 1.02 \left(\frac{F}{L_F} \right)^{-0.04} \left(\frac{D}{F} \right)^{0.32} \right\} \dots \dots \dots (5.b)$$

この関係式は Bretschneider (1952) の与えたうねりの変形に対する図表を基にしたもので、 F はうねりになるまでに波が発達しつつ進行した距離で、 D はうねりとして進行した距離である。添字 F と D は両者の状態での値を意味する。

(v) 後に示すように、この計算においては、台風域内の各領域から発生し、進行する波を追跡するものであるが、各領域における実際の波は発生域(出発点)および進行経路を異にする風波およびうねりの重合した波と考えられる。したがって厳密にはこれらの重合の結果現われる有義波をもって、その地点の波とすべきであるが、現在までの計算と実測値との比較によって見ると、重合の効果を考えずに最も卓越する波高をもつ波をもって、その地点における有義波と見做して大きな誤りはないと考えられる(Wilson (1965))。

(vi) 台風域内の風速分布は後に示すように、中心示度の深さ $4p$ と中心から最大風速の起こっている地点までの距離 r_0 および台風中心の移動速度 V によって与えられるものとし、これらの値は一定でかつ台風は直

進するものとする。

以上の仮定にしたがって、台風域内の各点から発生する波を追跡計算し、台風中心に関するその分布を求めるのがここでの方法である。

3. 台風域内の風速分布

宮崎博士ら(1965)によると、台風域内の気圧分布は中心気圧を P_0 とすると中心から距離 r にある点での気圧 P は、中心示度の深さ Δp と、最大風速の地点までの距離 r_0 によりつぎのように表わされる。

$$P = P_0 + \Delta p \cdot e^{-r/r_0} \dots\dots\dots (6)$$

風速は台風が静止しているとき(進行速度 $V=0$)は傾度風速に比例し、風向は等圧線と約 30° の傾きをなして中心に向かって吹きこむ形となる。したがって風速を U_1 とし、比例定数を C_1 、式(8)の気圧分布による傾度風速を $F(r)$ とするとつぎのように表わされる。

$$U_1 = C_1 F(r) \\ F(r) = \sqrt{\frac{\Delta p}{\rho_a} \cdot \frac{r_0}{r} e^{-r/r_0} + \left(\frac{f}{2} r\right)^2 - \frac{f}{2} r} \dots\dots\dots (7)$$

ρ_a は空気密度(約 1.20×10^{-3} gr/cm³)、 f はコリオリの係数で $f = 2\omega \sin \varphi$ (ω は地球自転の角速度、 7.29×10^{-5} rad/sec、 φ は考える点の緯度)である。 C_1 は平均的に 0.7 とする。台風が進行速度 V をもって移動する場合は、その移動速度と、上記の傾度風速 $F(r)$ に比例し、かつ移動方向に平行な一般流によって台風が流される状態と考え、その風速分布は U_1 にこの一般流を重ねたもので表わされたとする。この一般流の流速 U_2 は次式で仮定される。

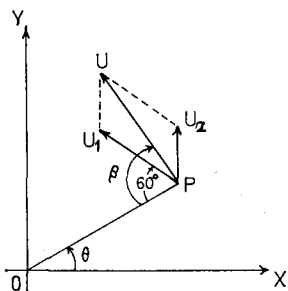
$$U_2 = C_2 \cdot \frac{F(r)}{F(r_0)} \cdot V \dots\dots\dots (8)$$

C_2 は比例定数で C_1 と同じく 0.7 とする。そこで速度 V をもって移動する台風域内の風速 U と風向 β (動径とのなす角)は U_1 と U_2 のベクトル和となり、図-2 の関係になる。したがって

$$U = C_1 F(r) \sqrt{1 + M^2 - M(\sin \theta - \sqrt{3} \cos \theta)} \dots\dots\dots (9)$$

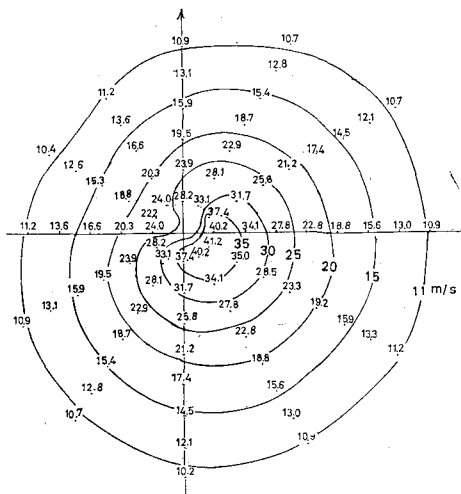
$$\beta = \tan^{-1} \frac{\sqrt{3} + 2M \cos \theta}{1 - 2M \sin \theta}, M = V/F(r_0) \dots\dots\dots (10)$$

図-2 Resultant of U_1 and U_2



これから風速の最大値は $r \doteq r_0$, $\theta = -30^\circ$ で起こり、また決まった動径の上では風向は同じである。伊勢湾台風の場合 $r_0 = 75$ km, $\Delta p = 75$ mb, $V = 48.8$ km/hr とすると、 $M = 0.3$ で、これに対する風速分布は図-3 のように与えられる。

図-3 Wind Velocity Distribution in Typhoon (Ise Wan Typhoon, $M=0.3$)

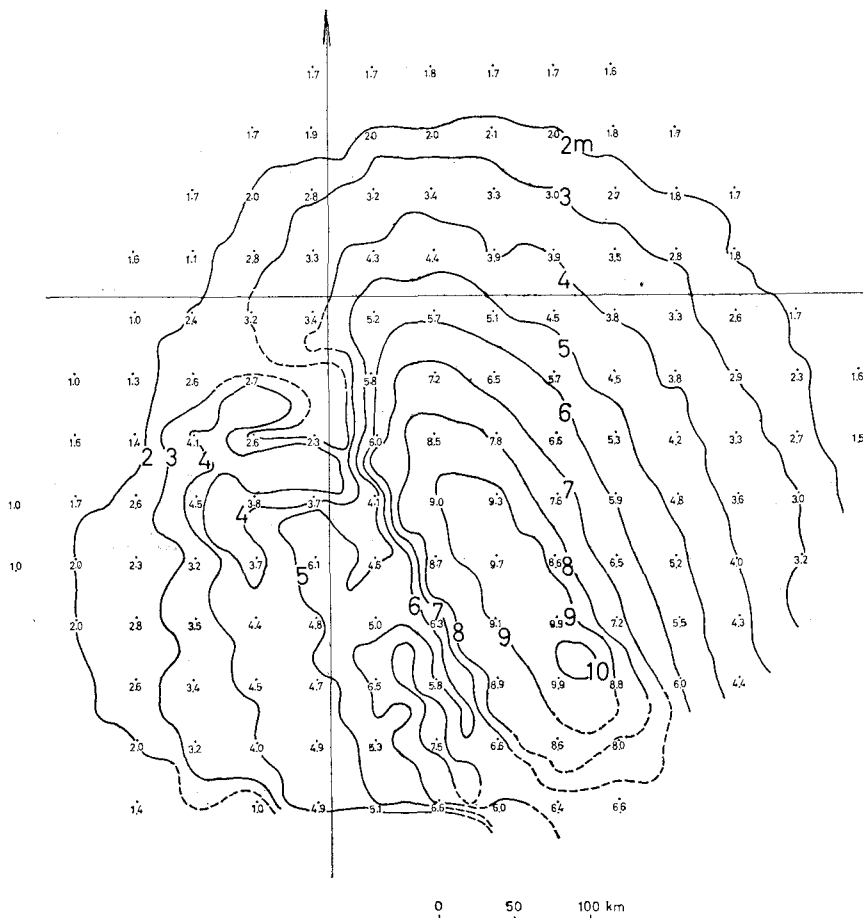


4. 波の計算法

台風域内のある点から発生し、風を受けながら進行しつつ発達する特定の波を考え、それが時刻 t において、点 a で波高 H_a 、進行速度 C_{ga} をもっているとするとき、この波がその点での風速 U_a 、風向 θ_a の風を受け、 θ_a の方向に短い距離 ΔF だけ進行し、点 b において波高 H_b 、進行速度 C_{gb} になるものとすれば、式(2)の関係と前節(ii)の仮定から、 H_b , C_{gb} はつぎのようになる。

$$\left. \begin{aligned} H_b &= H_a \cos \theta + K_3 K_4^2 \frac{Y^2}{1 - Y^{1/2}} \Delta F \\ Y &= 1 - \frac{1}{K_3} \left(\frac{g H_a \cos \theta}{U_a^2} \right) \\ C_{gb} &= C_{ga} + \frac{5}{3} K_1 K_2^3 \frac{X^{8/5}}{1 - X^{1/5}} \cdot \frac{g}{U_a} \Delta F \\ X &= 1 - \frac{1}{K_1} \frac{C_{ga}}{U_a} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (11)$$

上式で θ はこの波が点 a に到達するまでの進行方向 θ_a' と点 a から点 b に向う時の進行方向 θ_a との差 $(\theta_a - \theta_a')$ を示すもので、 ΔF を一定とすれば θ_a' はこの波が時刻 $(t - \Delta F/C_{ga})$ の時に位置していた点での風向である。台風域内の風は式(9), (10)で与えられるから、上式を用いて任意の点から発生し進行する波の進行経路と波高および群速度の変化を逐次算出すること

図-4 Wave Height Distributions in Typhoon area (Ise Wan Typhoon $M=0.3$)

ができる。式 (11), (12) は $X < 0$, $Y < 0$ となると計算不能となるが、この場合と式 (4) の条件に入ったときに、波はうねりとして式 (5.a, b) により計算されることになる。これらの計算は電子計算機により容易に行なうことができる。

ここで目的とする台風域内の卓越波の波高と周期の分布を求めるためには、まず台風域を半径 $1/2 r_0$, r_0 , $2 r_0$, ..., $10 r_0$ の同心円と $\theta = 30^\circ, 60^\circ, \dots, 360^\circ$ の 30° 間隔の動径によって分割し、各領域の中心点を波の出発点とし、波の発達経路を追跡することにして行っている。この時計算式の $4F$ はすべて一定で 10 km とし、各計算ステップでの進行速度 C_g の大小により、 $F4/C_g > 1$ 時間となる場合には、 $4\tau = 1$ 時間に取り、 $4F$ の代わりに $C_g \cdot 4\tau$ を用いることとする。このように各領域内を通過して行く波の中で、最も大きな波高を示す波の波高、周期およびその進行方向を拾い上げて、その領域での卓越波とし、その分布を求める。

この分割は台風の進行速度が小さく $M \leq 0.2$ の場合十分であるが、進行速度が大きく $M \geq 0.3$ になると、

各領域の面積が大きすぎて、大きな卓越波を見落す場合が起こるので、その場合には、($M > 3$) 台風域を $20 \times 20 \text{ km}$ の正方形領域に分割して計算を行なっている。その一例が図-4 と図-5 で、伊勢湾台風で $M=0.3$, $C_1=0.6$ とした場合の波高と周期の分布を示している。

以上のような手続きで過去の代表的な台風8個について、 r_0 と $4p$ を用い、 $M=0, 0.05, 0.10, 0.15, 0.20, 0.30, 0.40, 0.50$ の場合の計算を行なった。

5. 計算の結果

計算の結果を簡単に示すとつぎのようである。

(1) 台風域内の最大波高 $H_{\max}$ とその周期 $T_{\max}$ について

おのおのの台風の r_0 と $4p$ および M に対して台風の進行速度 V と最大波の $H_{\max}$, $T_{\max}$ を示すと表-1 のようである。当然 r_0 と $4p$ が大きいほど、すなわち台風規模が大きいほど、最大波は大きい、進行速度すなわち M が0から0.2までは M とともに最大波は大きくなって行くが、 $M=0.3$ をこえるとかえって減少

図-5 Wave Period Distributions in Typhoon area (Ise Wan Typhoon $M=0.3$)

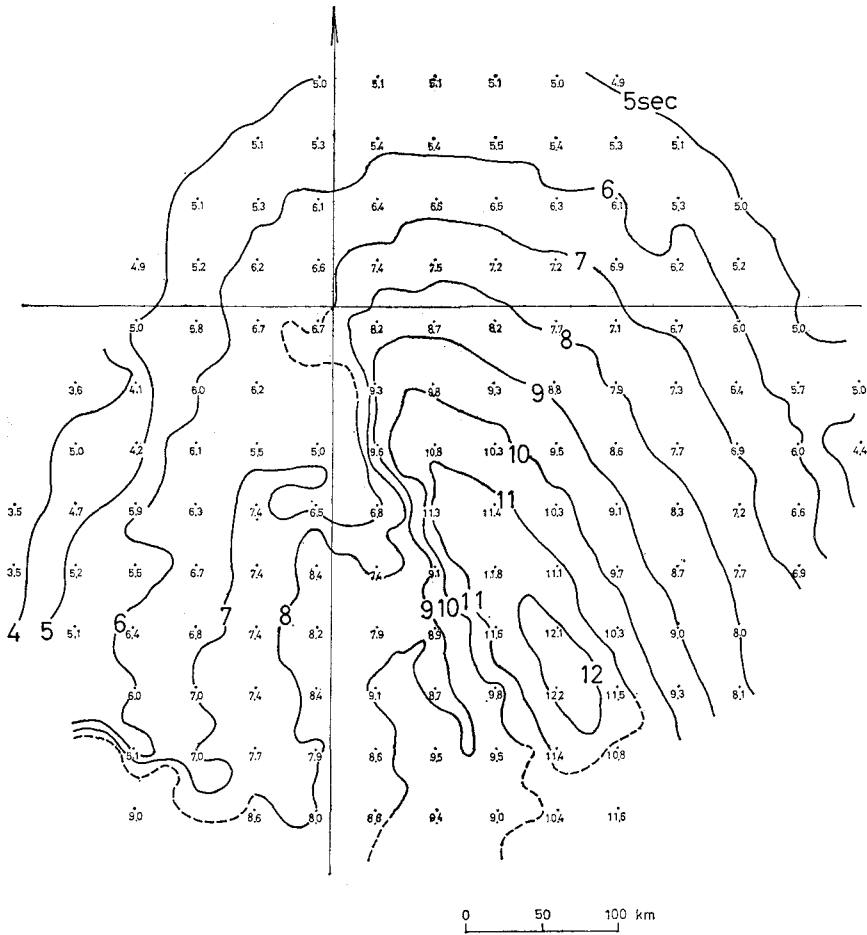


図-6 Relations of H_{max} and T_{max} to $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ (for $V=0$)

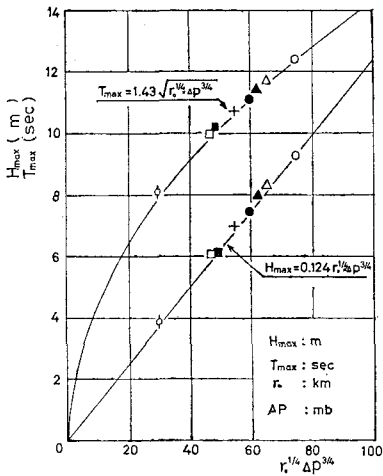


図-7 Relations of H_{max}/V^2 and T_{max}/V to A/V^2

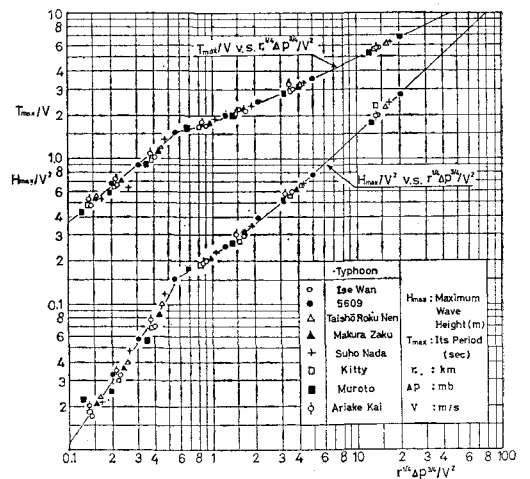


表-1 台風域内の最大波

台 風 名	r_0 (km)	Δp (mb)		M							
				0	0.05	0.10	0.15	0.20	0.30	0.40	0.50
伊 勢 湾	75	75	V	0	8.15	16.31	24.46	32.62	48.92	65.23	81.54
			$H_{\max}$	9.27	10.69	12.21	14.01	16.52	14.01	10.97	8.88
			$T_{\max}$	12.39	13.15	13.89	14.66	15.67	14.43	12.24	12.09
5609	110	50	V	0	6.18	12.37	18.55	24.73	37.10	49.46	61.83
			$H_{\max}$	7.41	8.25	9.32	10.50	11.93	16.29	10.95	9.71
			$T_{\max}$	11.08	11.75	12.35	13.03	13.91	16.44	12.80	11.72
大正6年 10月1日	85	60	V	0	7.20	14.36	21.56	28.73	43.09	57.46	71.82
			$H_{\max}$	8.27	9.21	10.46	—	—	14.61	10.52	9.43
			$T_{\max}$	11.64	12.28	12.89	—	—	15.94	12.20	11.32
枕 崎	70	60	V	0	7.28	14.55	21.83	29.10	43.65	58.20	72.76
			$H_{\max}$	7.98	—	10.13	11.59	13.53	12.61	9.58	8.62
			$T_{\max}$	11.42	—	12.71	13.42	14.42	13.90	11.60	10.75
周 防 灘	70	50	V	0	6.42	12.84	19.27	25.69	38.53	51.38	64.22
			$H_{\max}$	6.94	7.72	8.78	10.00	11.62	12.54	9.73	6.86
			$T_{\max}$	10.72	11.29	11.93	12.56	13.51	14.99	9.01	9.48
キ テ イ	40	50	V	0	6.64	13.38	19.92	26.76	39.84	53.52	66.40
			$H_{\max}$	6.11	6.80	7.84	9.14	11.21	8.42	6.71	6.30
			$T_{\max}$	10.07	10.56	11.15	11.81	13.13	11.10	9.63	8.97
室 戸	35	55	V	0	7.16	14.33	21.49	28.66	42.98	57.31	71.64
			$H_{\max}$	6.31	7.03	8.15	9.62	11.87	8.00	6.49	8.90
			$T_{\max}$	10.18	10.70	11.35	12.07	13.40	10.71	9.41	8.76
有 明 海	30	30	V	0	5.26	10.55	15.80	21.06	31.61	42.12	52.67
			$H_{\max}$	3.89	4.32	4.97	5.79	6.91	6.02	4.71	4.25
			$T_{\max}$	8.08	8.58	9.03	9.50	10.35	9.60	8.22	7.68

V は km/hr, $H_{\max}$ は m, $T_{\max}$ は sec

する傾向が見られる。

まず台風の規模を表わす r_0 と Δp が $H_{\max}$ と $T_{\max}$ にどのように影響するかを見るために、 $M=0$ (すなわち $V=0$) の場合を調べて見ると、Bretschneider (1957) の仮定のように $r_0 \Delta p$ の積の形で影響するのではなくまた宇野木 (1957) のように Δp のみが影響するものでもないことがわかる。 r_0 の変化の影響は Δp の変化の影響よりもかなり小さいが、それは無視されるくらいのものでなく、実は $r_0^{1/4}$ と $\Delta p^{3/4}$ の積すなわち $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4} (=A)$ の形で影響するものであり、図-6 に示したように $V=0$ の場合は

$$\left. \begin{aligned} H_{\max} &= 0.124 r_0^{1/4} \Delta p^{3/4} \\ T_{\max} &= 1.43 \sqrt{r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (13)$$

(ただし r_0 は km, Δp は mb, $H_{\max}$ は m, $T_{\max}$ は sec の単位)

で明確に表わすことができる。したがって最大波に対する台風の効果を表わす index は $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ であることがわかる。

つぎに $V \neq 0$ の場合を考えるに、進行速度 V の効果は、これによって無次元化した $gH_{\max}/V^2$, $gT_{\max}/2\pi V$ と台風の規模 $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ を無次元化した $gr_0^{1/4} \Delta p^{3/4}/\rho_a^{3/4} V^2$ の関係により明確に表現することができる。その様子は図-7 に示したようである。ここでは一定値 g と ρ_a を除いて V を m/sec の単位を取り、他の量は

式 (13) と同じ単位を用いて $H_{\max}/V^2$, $T_{\max}/V$ と $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}/V^2$ の関係を示している。この 2 つの曲線は、
 $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}/V^2 (=A/V^2) = 0.56$

において明瞭な勾配の変化をもっている。

$A(=r_0^{1/4} \Delta p^{3/4})$ が一定の場合は $V \rightarrow 0$ のとき $A/V^2 \rightarrow \infty$ となるが、この場合は式 (13) によって、曲線はそれぞれ 1:1 および 1:2 の勾配を示すことになり、

$H_{\max}$ と $T_{\max}$ は $A/V^2 = 0.56$ を境界として V とともに増加または減少することとなる。 $A/V^2 = 0.56$ における $T_{\max}/V$ の値は約 1.6 である。これに対する波の進行速度は $C_{g\max} = 0.78 T_{\max}$ で、したがって $C_{g\max}/V = 1.25$ または $V/C_{g\max} = 0.80$ である。すなわち台風域内の最大波は進行速度が台風のその 1.25 倍になるまで、あるいは台風の進行速度が最大波の速度の約 0.8 倍になるまでは台風の進行速度とともに大きくなるが、それ以上の進行速度になるとかえって最大波は小さいことになる。Bretschneider (1957) はこのような最大波の上限値は波と台風の進行速度が一致するとき起こると考えたが波の発達過程を考えれば速度 0 から発生し、風域とともに進行して十分に発達するためには、できるだけ長時間風域内にいることが必要であり、そのためには、最も発達した状態にある最大波の進行速度と同じ風域速度 (すなわち台風の進行速度) であるよりは、やや遅い風域速度の方が好都合であることは容易に考えられ

るところであり、Bretschneider の限界速度は過大であることは明らかである。なお、この限界状態においては図-7 からわかるように $H_{\max}/V^2=0.16$ であり、これと $T_{\max}/V=1.6$ の関係からこの状態の最大波の波形勾配は 0.04 である。

(2) 台風域内の波高 H と周期 T の分布について
この例は伊勢湾台風の $M=0.3$ に対して図-4 と図-5 に示したが、同様にしておのおのの台風の M に関する分布を求めて、その特性を見るためにおのおのの場合の最大波高 $H_{\max}$ に対する各点の比波高 $H/H_{\max}$ と比周期 $T/T_{\max}$ を計算し、これを各台風の r_0 を単位とする無次元座標にプロットして見ると分布は r_0 と $4p$ にはほとんど無関係に M のみによって特性づけられることがわかる。そこで表-1 に示したすべての場合についてこの無次元分布を求め、その平均分布を示したのが図-8 である。これらの図で実線は風波の卓越する領域、破線はうねりの卓越する領域である。また矢印は波の進行方向である。これらの図から $M < 0.3$ では台風前面にうねりが卓越するが $M > 0.3$ では台風前面のうねりはなくなり、風波のみが卓越するようになり、うねりは後面に卓越することがわかる。最大波の現われる位置は M が小さいときは台風の第 1 象限にあるが、 M が大きくなるとともに中心域から離れかつ第 4 象限に移るようになる。波の進行方向は風波の卓越領域では風向と一致し、式 (10) で与えられ、うねり領域では図中の矢印で示される。これによると卓越するうねりの方向は M が小さいときは台風中心から放射状に出て行く傾向が多いが、 M が大きくなると台風の進行方向に（あるいは同心円に沿って）向かう傾向が大きくなるがわかる。

6. 波の推定の手続きおよび実測値との比較

以上述べたところにより、海洋上の台風域内の波の分布はつぎの手続きで容易に計算される。

(i) 台風の $r_0(\text{km})$, $4p(\text{mb})$ を求める。これには台風域内の気圧分布がわかれば式 (6) における P_0 は既知量として示されているから、種々の r における気圧 P を天気図その他により求め、式 (6) を用いて最小自乗法その他の手続きで容易に知られる。

(ii) 台風の進行速度 $V(\text{m/s})$ と $F(r_0)$ により $M = V/F(r_0)$ を求める。

(iii) $r_0(\text{km})$ と $4p(\text{mb})$ とから $A = r_0^{1/4} 4p^{3/4}$ を求める。

(iv) 図-7 から A と $V(\text{km/s})$ による $H_{\max}(\text{m})$, $T_{\max}(\text{sec})$ を求める。

(v) $H_{\max}$, $T_{\max}$ および図-8 から任意点の波高と周期が求められる。

この方法による計算値と実測値とを比較するために、昭和 34 年以降の印刷天気図（気象庁発行、毎日 9 時および 21 時）に記入され、または船舶から報告されている資料を拾い、11 個の台風について調べてみた。台風名とその特性値は表-2 に示している。これらの値は天気図上で測定したものであるから正式の値と多少異なるかも知れない。また M の値はすべて 0.3 以下であるから、その範囲内についてのことであるが、総計 67 個の観測値と対応する計算値を比較した結果、両者の差の頻度分布は図-9 に示す通りである。波高の観測値は 1.0 m から 9.5 m、周期は 4.5 秒から 16.5 秒にわたっている。この図から見ると周期については計算値が実測値より 1~5 秒大きい場合が多く、+1~5 秒の間に全体の 70% が入っており、波高については、計算値が実測値より 0.5 m 低い場合が最も多く、-0.5~+1.5 m の範囲全に体の 55% が入っていることがわかる。実測値は、船舶による目測値を階級に分けて報告されているものを絶対値に直したものである。台風による風速分布を r_0 , $4p$ および V の 3 の個だけで表現し、海面摩擦の効果を $C_1 = 0.7$ で平均的に表わしている点など考慮すれば、この程度の一致は満足すべきものと見るべきであろう。

図-8 (a) Distribution of $H/H_{\max}$ for Non-Dimensional Coordinates (r/r_0)

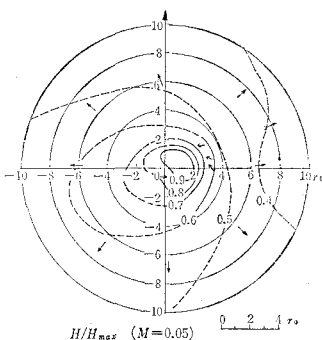


図-8 (b) Distribution of $T/T_{\max}$ for Non-Dimensional Coordinates (r/r_0)

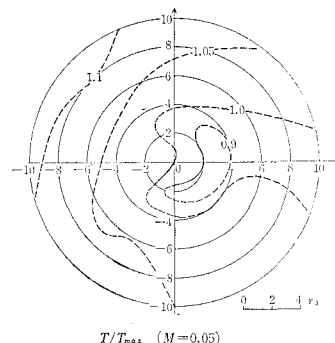


図-8 (c)

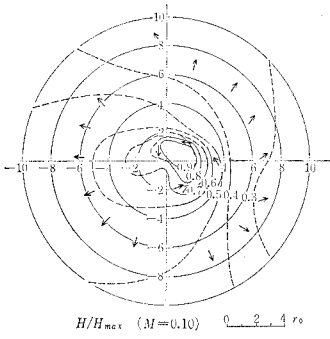


図-8 (d)

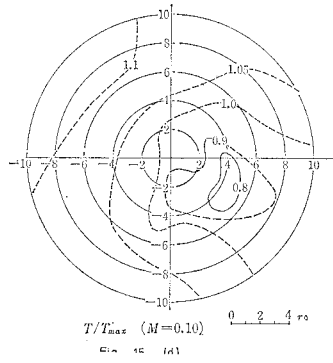


図-8 (e)

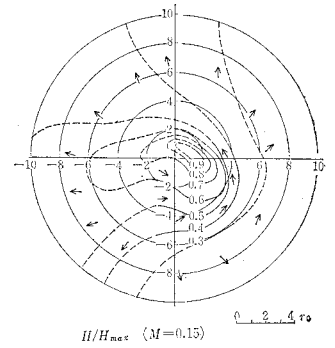


図-8 (f)

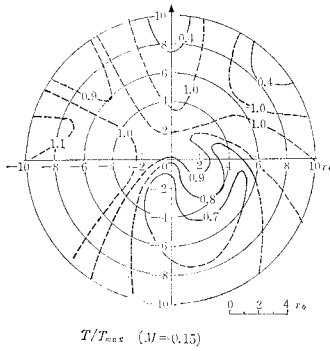


図-8 (g)

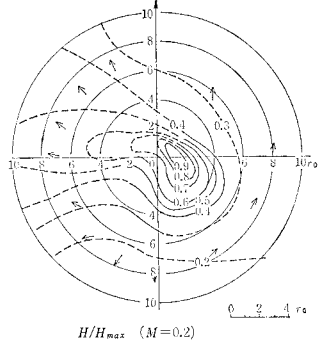


図-8 (h)

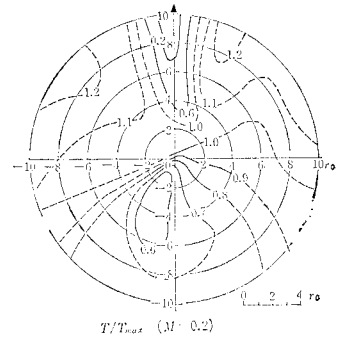


図-8 (i)

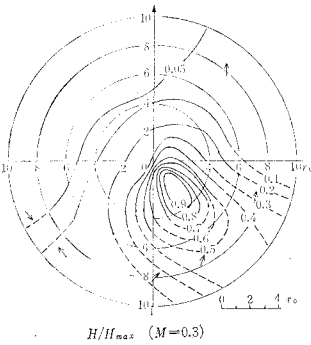


図-8 (j)

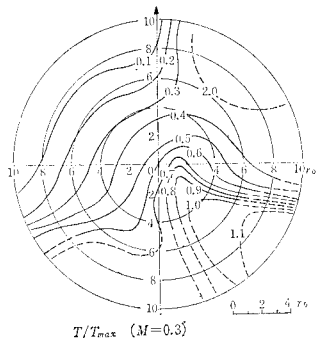


図-8 (k)

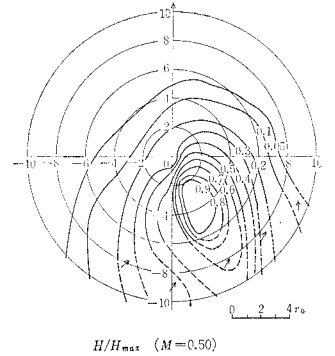


図-8 (1)

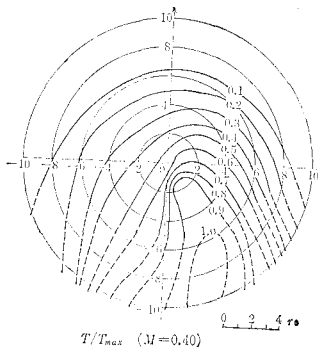


図-8 (m)

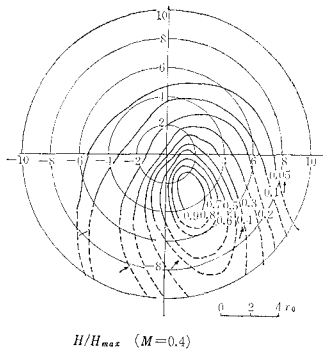


図-8 (n)

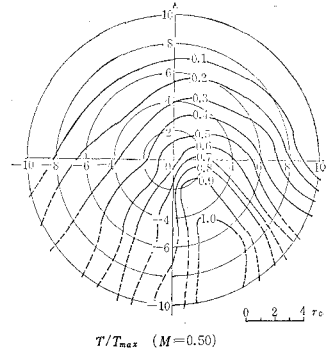
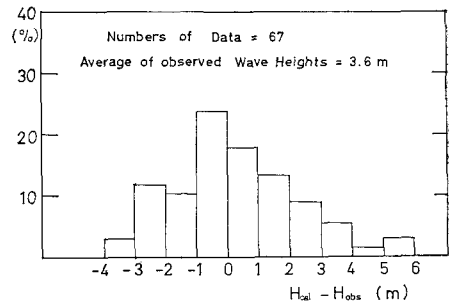
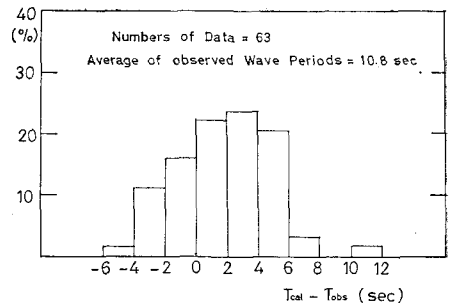


表-2 比較に用いた台風の特性値

台 風	日 時	r_0 (km)	Δp (mb)	V (m/s)	$F(r_0)$ (m/s)	M
伊勢湾 (5915)	34-9-26-21	72	70	12.84	44.0	0.29
第2室戸 (6118)	36-9-15-09 ~36-9-15-21	109	92	4.88	49.5	0.09
"	36-9-16-09	77	81	9.64	47.0	0.21
6123	36-10-1-09 ~36-10-2-21	86	86	5.55	48.5	0.11
6314	38-9-10-09 ~38-8-11-09	88	77	3.86	45.7	0.08
6414	39-8-20-09 ~39-8-21-09	42	39	1.80	3.30	0.06
6523	40-9-8-21 ~40-9-9-21	47	67	5.24	43.7	0.12
"	40-9-10-09	86	56	9.77	38.5	0.25
6524	40-9-16-09	100	82	5.65	46.5	0.12
"	40-9-16-21 ~40-9-17-09	76	66	8.09	42.8	0.19
6526	40-9-23-09	48	30	9.25	28.0	0.09

図-9 Frequency Distribution of Differences between Observed and Calculated Waves



8. 結 論

以上の結果は、計算過程にかなりの仮定を含んでいるが、従来から知られている台風域内の波の分布の概念をかなり明確にすることができたものと思う。この結果の最も著しい点の第1は、Bretschneider が仮定したように、波に対する台風の効果は $r_0 \Delta p$ の形で表わされるのではなく、 Δp の効果の方が r_0 の効果よりもはるかに強く $r_0^{1/4} \Delta p^{3/4}$ の形で影響するということである。宇野木博士の場合はこれをさらに極端にして、 r_0 の変化は考えずに Δp のみの効果を考えたものということができる。第2は台風域内の最大波は台風の進行速度によりかなり変化し、台風の進行速度が最大波の進行速度の約 0.8 倍において最も発達するということで、これも Bretschneider の所論と異なる点である。

宇野木博士の方法では進行速度の波高に対する影響は

$V=0 \sim 60$ km の範囲で、波高は $V=0$ の場合の 1.0~1.2 倍に増加することとなっており、周期に対する効果は示されていない。第3は台風域内の比波高 H/H_{max} と比周期 T/T_{max} の無次元座標 $(r/r_0, \theta)$ における分布は r_0 や Δp にはほとんど関係なく、その特性は M の値によって大体決まってしまうということである。実測値との比較例はまだ十分ではないが、ほぼ満足すべきものと考えられる。

9. む す び

この計算のプログラム作成については、本学研究補助員三根やす嬢に負うところきわめて大きく、本学の電子計算機 OKITAC-5090 を用いて予備計算および付加的計算を行ない、主要な計算は運輸省港湾技術研究所設計

基準部計算室奥山育英, 本 浩司両技官の御援助により, 同所 TOSBAC-3400 を用いて行なったものである。また計算結果の整理には本学学生財前進君の援助を受けた。上記の方々に深甚の謝意を表するものである。

参 考 文 献

- 1) Bretschneider, C.L. (1952): "The Generation and Decay of Wind Waves in Deep Water", Trans. A.G.U. Vol. 33, No. 3.
- 2) Bretschneider, C.L. (1957): "Hurricane Design Wave Practices", Proc. A.S.C.E. Vol. 83, No. WW 2.
- 3) Bretschneider, C.L. (1956): "Revisions in Wave Forecasting, Deep and Shallow Water", Proc. 6th Conf. Coast. Eng.
- 4) Arthur, R.S. (1949): "Variability in Direction of Wave Travel", Ann. New York Acad. Scie. Vol. 51.
- 5) Unoki, S. (1957): "On the Ocean Waves due to Tropical Cyclones (1st~4th Papers)", Jour. Met. Soc. Jap. Ser. 2, Vol. 35.
- 6) Wilson, B.W. (1955): "Graphical Approach to the Forecasting of Waves in Moving Fetches", Tech. Memo. No. 73, B.E.B.
- 7) Wilson, B.W. (1957): "Hurricane Wave Statistics for the Gulf of Mexico", Tech. Memo. No. 98, B.E.B.
- 8) Wilson, B.W. (1961): "Deep Water Wave Generation by Moving Wind System", Proc. A.S.C.E. WW 2.
- 9) Wilson, B.W. (1962): "Deep Water Wave Generation by Moving Wind Systems", Proc. A.S.C.E. WW 3.
- 10) Wilson, B.W. (1965): "Numerical Prediction of Ocean Waves in the North Atlantic for December, 1959," Deutsche Hydrograph. Zeitschrift, Jahrg. 18, Heft 3.
- 11) 宮崎正衛 (1965): "鹿児島港および八代海高潮の総合調査報告" 気象庁, 第四港湾建設局, 昭和40年3月.