

太平洋沿岸の台風による波の特性とその推定法

運輸省港湾局長

坂 本 信 雄

運輸技術研究所 工学博士

井 島 武 士

運輸省第二港湾建設局

木 村 茂 雄

1. はし が き

わが国の海岸、特に太平洋岸において台風による災害はいちじるしく、海岸および港湾の諸工事およびその計画のためには、台風による海岸の波の性質を明らかにし、その予知を適確に行なうことが緊急に必要なこととされている。

数年来、太平洋岸の各港湾で水圧式波高計による波浪観測を行ない、その資料もかなり集積されたので、その観測資料をもとに台風による外海沿岸の波の特性について簡単に述べ、実用上の見地から台風の特性によって、台風時の海岸の波を簡単に推定する方法を考えてみた。

2. 台風による太平洋沿岸の波の変化の特性

わが国で台風時の波が最も支配的と考えられる海岸は、東海道、四国、九州で、ついで関東東岸および三陸海岸である。

昭和 28 年以降 図—2 に示すごとく高知、田子の浦、名洗、磯浜、小名浜および石巻の各港で、水圧式波高計で連続観測した波浪観測資料をもとに、台風時の太平洋沿岸の波の変化の特性を述べる。

高知港は最も局地性がなく、南方洋上から北進するすべての台風の波を比較的正しく示し、名洗港もほぼこれに近い。田子の浦港は駿河湾奥にあるため、ほぼ南から直線的に北上する台風については比較的局地性が少ないと考えられる。磯浜、小名浜および石巻は東方洋上を北進する台風についての波を考察するに便である。図—1 (a), (b), (c) はここで資料として用いた台風の進路図を示したものである。

三陸および関東東岸は南北に走る海岸で、房総半島以西を進む台風の影響は、地形的な遮蔽効果をうけることが考えられ、東海道、

四国および九州海岸は海岸線がほぼ東西に走り、北上する台風に対しては地形的効果は全くない。

以下この 2 つの海岸について、台風の波がいかなる変化を示すかを考察する。

(1) 本州南岸（東海道、四国、九州海岸）の波

図—2 は、この海岸に対して影響を与える台風進路の傾向を簡単に示したものである。

① および ⑤ の経路をとるものは、この海岸にはうねりのみを生じ、① は 6～8 月頃まで、⑤ は 10 月以降に多い。最も大きな影響を与えるものは ②③ および ④ の経路をとるもので、9～10 月に多く、北緯 10～20° の間で発生し、初め北西に進み、転向点において北または北東に進むもので、これによって、本州南岸には台風の中心が転向点を少し過ぎるまで生じた波がうねりとして到達し、その後は台風域内の波を直接受けることが多い。

図—1 (a)

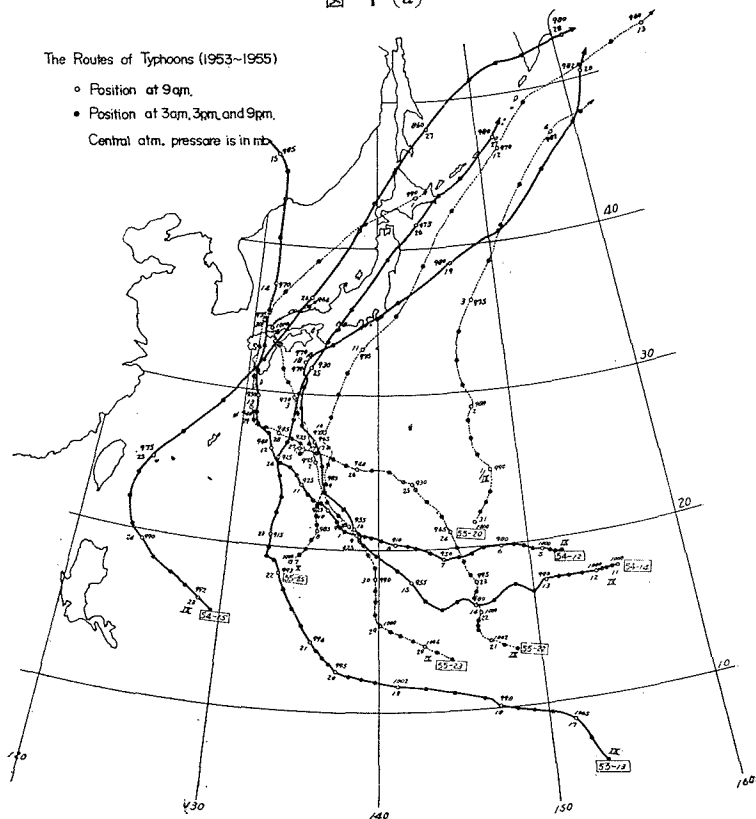


図-1 (b)

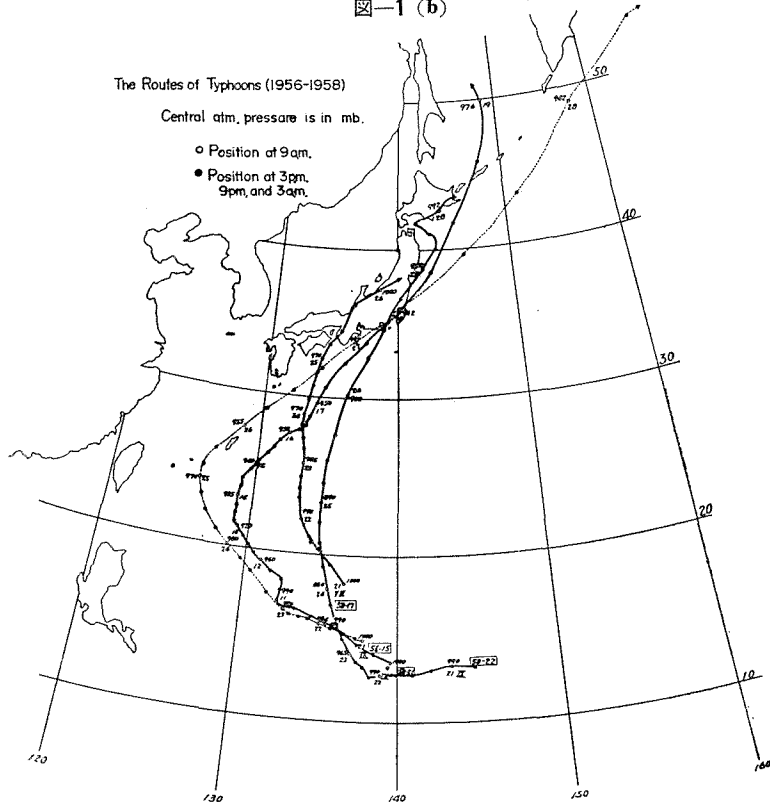
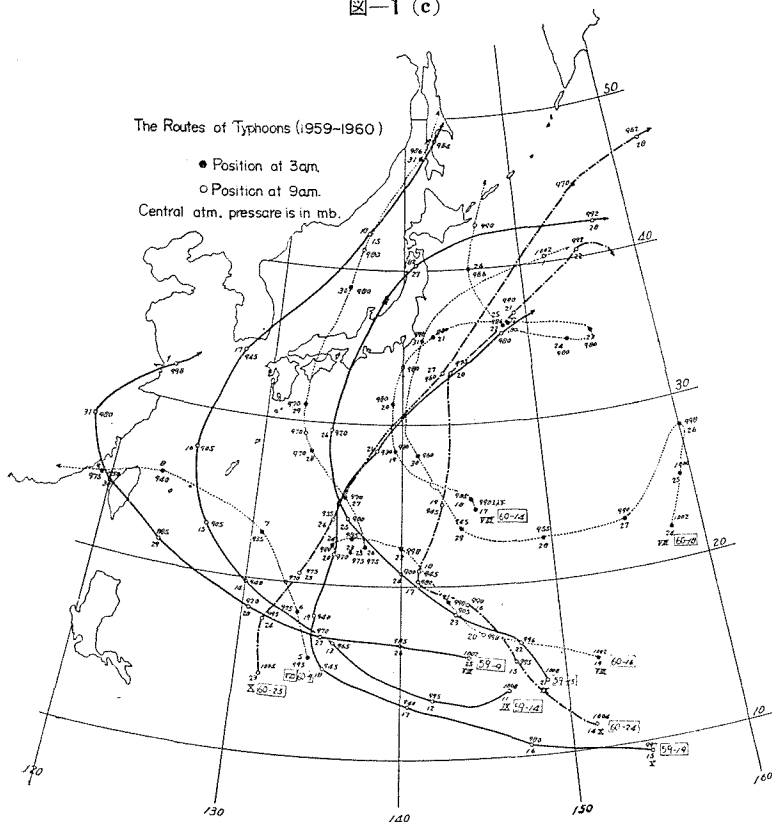


図-1 (c)



⑥の経路をとる台風は一般に進行速度が大きく、本州付近を通る時には 50 km/h 程度以上となるので、うねりが初めに現われることはほとんどない。

高知で観測された主要な台風の波の変化の傾向を示すと図-3のごとくである。図-3の(a)は台風が経路①を通った昭和34年9号および35年9号台風の波の変化を示すもので、波高2m程度のうねりが現われ、その影響は3~4日間くらい続いている。初めに現われる波高の peak は台風の外縁に生ずる南東風域による波と中心付近からのうねりとが共存していると考えられ、その後波高と周期が減少するのは台風が通過し去るとともに、高知が九州によって台風から遮蔽されることによるものと考えられる。

(b)は経路②を通った昭和30年22号台風の波の変化を示すもので、波高と周期が台風の接近とともに第1の peak ①まで増加し、これは台風中心付近からのうねりの到達を示すもので、波高が第2の peak ②に入る時に周期の一時的な減少を示す。これは台風が衰弱しながら接近したためで、それから観測地点が風域内に入って直接風波の影響を受け始めたのである。

(c)は昭和35年の16号台風による波で、この時の波高は最高7.5mに達し、高知において記録された最高の値を示している。これは経路②を取った台風で、中心示度は伊勢湾台風に比して小さく960mbであったが、中心が高知付近を通過したため、このように大きな波高を示したものである。

(d)は経路③を取った時の波で、34年15号台風では波高の最大は6.5mを示している。この時は台風の規模は35年16号

図-2 Representative Routes of Typhoons.

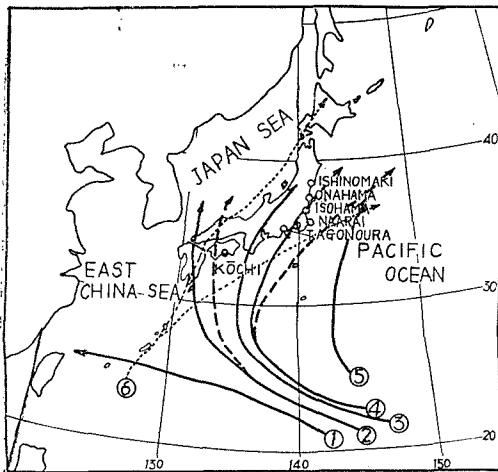
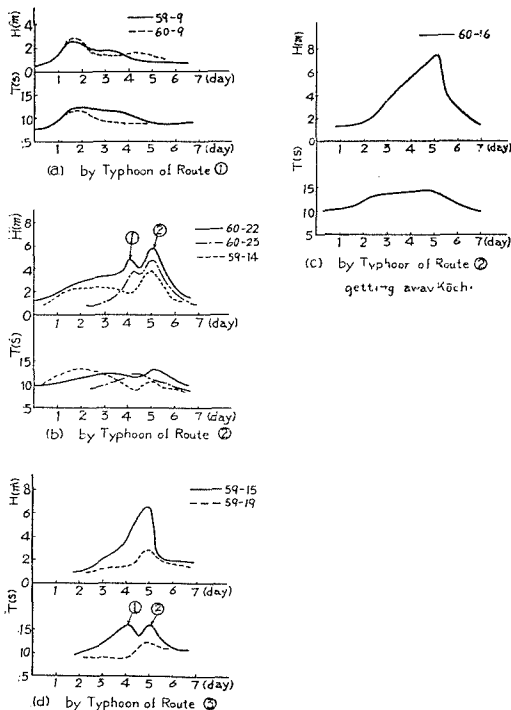


図-3 Waves by Typhoon at Kōchi.



に比してかなり大きく、中心示度 910 mb までになったが、高知の東を通ったため波高は前者よりも小さい。この周期の変化には明らかに 2 つの peak が見られる。①の peak は台風中心付近からのうねりが到達した時で、周期は 16 秒をこえている。

名洗港において観測された波については、図-4 に示すとおりであり、これから台風の波について次のような特性が見られる。

(i) 台風によるうねりは一般に波高と周期がほとんど同時に相ともなって増減を示す。

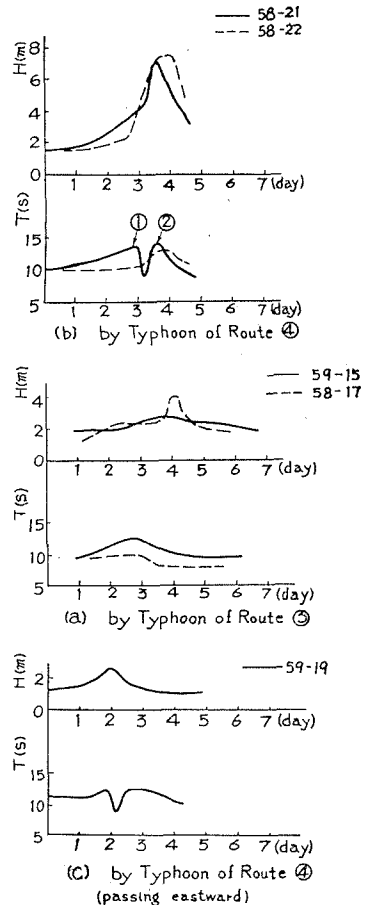
(ii) 台風の規模が中型程度以上であってほとんど一

定の強さで、いちじらしい転向点を持たずに接近するときには、波高は台風の接近とともに次第に増加し、これにともなって周期もまた一様に増加し、波高と周期の最高は概略一致して起こる傾向がある。

(iii) 台風が比較的明瞭な転向点を示す場合、または転向点付近から衰えながら接近するときには、波高の変化は (ii) と大差なく接近時に最高を示すが、周期はうねりとしての peak と風波としての peak を示す傾向がある。

(iv) 台風が通過してからの波高の減衰は、台風の接近の場合の波高の増加よりもいちじるしく早く、約 12~24 時間で波高 2 m 以下に減衰する。

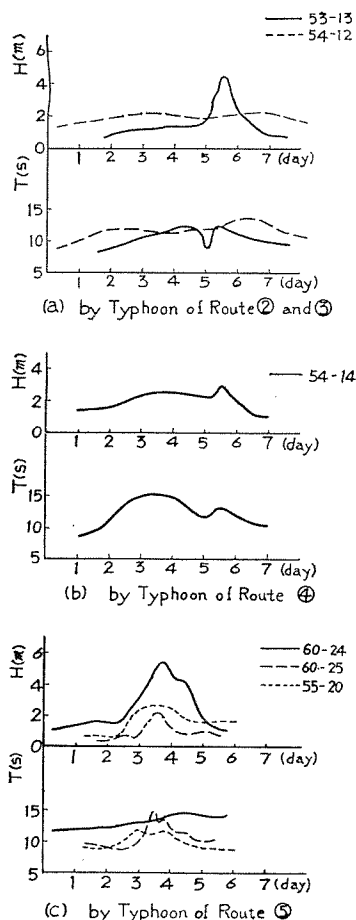
図-4 Waves by Typhoon at Naarai.



(2) 本州東岸(三陸海岸および関東東岸)の波

この海岸に対して影響を与える台風の経路は図-2 の②~⑥の経路の台風で①の経路を取る台風ではほとんど影響はない。図-5 は本州東岸を代表する小名浜港で観測された主要な台風の波の変化の傾向を示す。(a) は台風が経路②を取った場合の 29 年 12 号台風の波と経路③をとった 28 年 13 号台風の波を示す。29 年 12 号台風では、台風の進行速度は遅いが規模が大きく、かつ日本海を北上し、小名浜は台風域内に入らなかったため波高 2 m 程度のうねりのみが 5~6 日間続いている。この状態は高知における 34 年 9 号および 35 年 9 号台風に対すると相似している。28 年 13 号台風の波は高知における 34 年 14 号台風の波と相似しており、波高 1~2 m のうねりが 2 日間程度続き、波高と周期は相ともなって増減し中心が観測点の西側をとる時に周期の一時的減少が起こり台風域内の風波の最大時に周期および波高が最大を示している。(b) は台風が経路④を取り、かつ小名浜の南方を通過するときで 29 年 14 号台風の場合で、これは高知

図—5 Waves by Typhoon at Onahama.



高は最高時5.5mに達した。これは小名浜で記録された最高波である。このように見ると本州東岸での台風の波の特性は、次のように考えられる。

(i) 台風の性質における相違で、本州東岸に影響する台風が、観測点に接近する場合にはすでに台風の勢力がほとんど常にその最盛時を過ぎて減衰期に入っているために、台風域内の風波は本州南岸に対するよりも小さい。

(ii) 最も強力な台風は経路②～④を取ることが多いが、これらの台風によるうねりは地形による遮蔽のため、本州東岸に対するうねりよりも小さい。

(iii) 地形効果をうけない経路⑤の台風は一般に規模が小さく、進行速度が比較的速いために、うねりが顕著でなく、また観測点は常に台風中心の西側にあたるため台風域内の波もまた、東側にあるときに比して小さい。このような原因によって、本州東岸の台風による波は南岸の波よりも、小規模であることが考えられ、また後述するごとく実際にその

の34年14号台風の場合に相似であるが、観測点が風域内に入っている波高の最大値は、台風中心が南方を通るため前者の場合のように大きな値にはならない。この時の最高波高は3.5mである。(c)は台風が経路⑤を取るときで、台風の規模は(d)の場合よりも小さいのが一般であり、台風の進行速度および発達

の仕方も早い。長く継続するうねりは通常見られない。波高と周期は台風の接近とともに単調に増加減少し、35年24

号台風による波

傾向が見られる。

3. 台風と海岸の波との関係

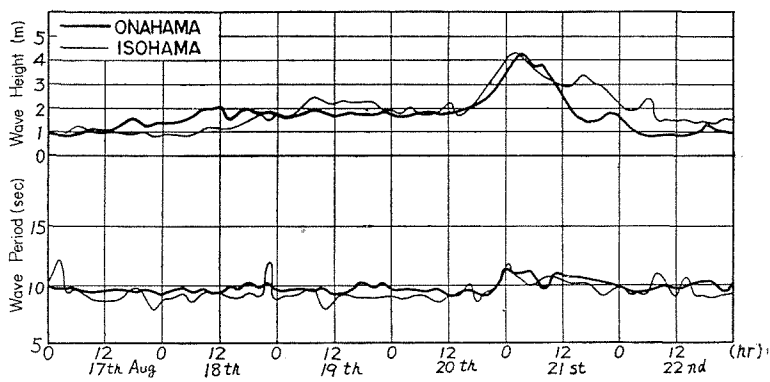
図—6 は昭和35年8月の台風14号による小名浜および磯浜の波の同時観測の結果を示したものである。この台風は図—2の⑤に近い経路を取って北進し、両港に接近するまではいちじるしい転向を示さない。図—6で見ると両港での波高の peak は、磯浜が小名浜より約2時間早く起こっていて、その変化は近似している。この時の台風の進行速度は30 km/hで、波の周期は両地点とも11.5秒で、郡速度約37 km/hを示し、両地点間の距離75 kmを約2時間で通過することになる。磯浜はNE～Sの波に対しては、ほとんど局地性はなく、小名浜は東寄りの波に対して遮蔽され、SSE方向からの波に対しては屈折係数は6～14秒の波に対して0.4程度で、東寄りになるとさらに小さく、南からの波に対してのみ、地形効果を示さない。このような両地点での波が時間の差を除いてほとんど同一の値を示すことは、この台風による波がS方向からのものであることを示唆するもので、天気図からもこのことが首肯される。このような状況は昭和35年10月の台風24号においても認められ、台風域内に入った状態でも台風中心付近からの北上するうねりまたは風波の効果が海岸では支配的であることを示唆すると考えられる。

従って、われわれは、台風によって海岸に襲来する波は、それがうねりであると、風波であるとかかわらず、台風域内に分布する波と考えるよりも、中心に近い地点で発生する波が台風とともに発達しつつ進行するか、あるいはうねりの形で進行して、海岸において支配的な波となるものと仮定する方が実際に近い結果を与えるものではないかと考える。そしてその波の進行方向は台風の進行方向と一致するものと考えて見よう。

(1) 海岸の波と台風の要素の関係

台風によって海岸に襲来する波は、台風中心付近からの波であると仮定すれば、それは台風の強さと台風中心

図—6 Waves by Typhoon No. 60~14 at Onahama and Isohama.



と観測地点との相対的位置の関係および台風の進行方向に係するものと考えられる。

台風および台風による波については、高橋(浩)、宇野木、Reid、Wilson、Bretschneider 等によって研究され、波を支配する台風の強さとして RAP (R : 台風の中心から最大風速の起こる点までの距離であるが、簡単のためここでは台風域の中で、風力8以上(風速で約10 m/sec)を生ずる領域の半径をもって代用することとした。単位は緯度を取る。 AP : 台風中心示度と台風の外縁の気圧との差で、単位は mb を取る)をもって表わす時、台風による中心付近の波は RAP に支配されるものと仮定する。距離による波高の減衰は、初めの波の波高と周期および吹送距離に関係すると考え、海岸で観測される波高 H_D は次の形で表わされると仮定する。

$$H_D = \alpha(RAP)^m D^{-\beta(RAP)^n} f(\theta) \dots \dots \dots (1)$$

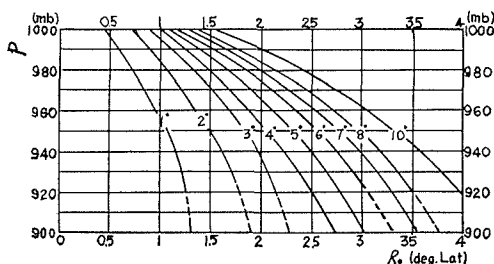
D : 台風中心から観測点までの距離 (単位: 緯度)

α, β, m, n はいずれも正の常数

θ : 台風の進行方向と台風中心と観測点を結ぶ線とのなす角

この場合 R は台風の半径と中心示度から高橋(浩)博士による 図-7 より求める。

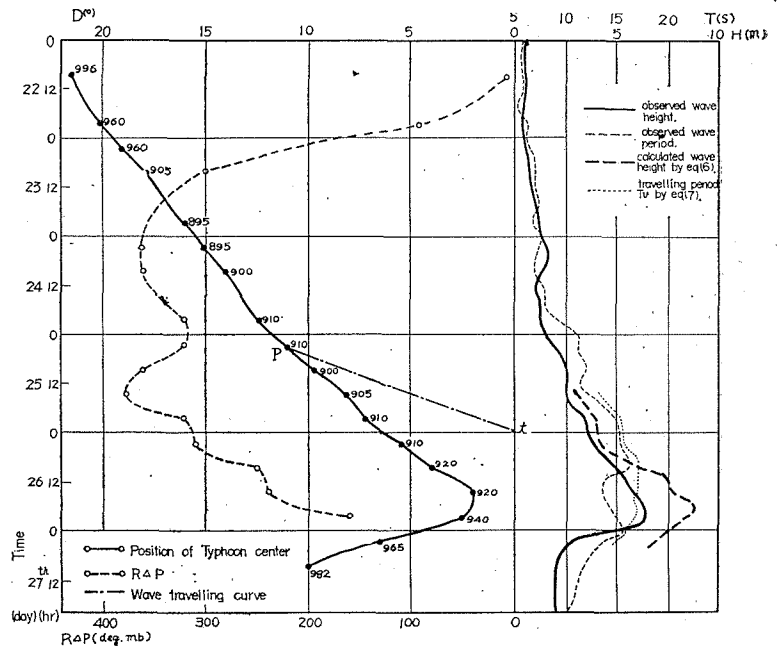
図-7 Relations between Central P and the Radius R_0 of area above Wind of Beaufort 8. (parameter is the Radius of Typhoon)



この式は、 RAP が大きい時は減衰が大きく、反対の時は小さい。すなわち初めの波が大きい時は減衰がすみやかにおこり、小さい時は減衰が遅いことを意味する。このような関係を仮定した上で、太平洋岸の台風の波の観測値と対応する台風の特性 RAP および減衰距離 D の測定値により、(1) 式の常数をきめる。

その方法の一例を 図-8 に示す。これは 34 年 9 月の

図-8 Waves by Typhoon No. 59~15 at Kōchi and the Changes of RAP and D .

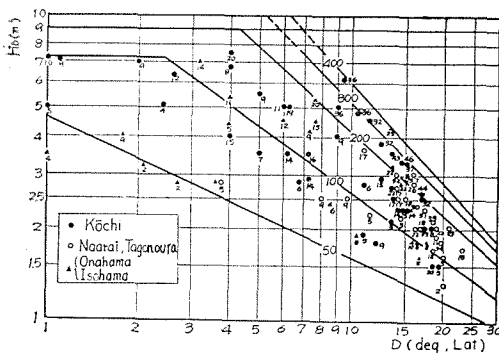


伊勢湾台風による高知での波を示したものである。この図より任意時刻での観測点の周期 T_D によって、その時の波を発生した台風の位置を求める (T_D に対応する群速度 $\frac{gT_D}{4\pi}$ によって台風中心から出た波は進行するものとする)。この場合 RAP がきわめて小さいにもかかわらず、いちじるしいねりを示すことがきわめて多い。すなわち T_D による群速度が過小な場合が多い。これは T_D が観測された有義波の周期で、必ずしも波の進行する速度を表わすとは限らないことを示している。

従って 図-8 から H_D と RAP の関係を求める際には、 T_D よりも 1~2 秒程度大きい周期 T_V を用いて群速度をきめた。このために後述のごとく trial によって、 T_V を示す式を作り、その T_V を用いて再び RAP 、 D および H_D の関係を決め直すという手続きをくり返した。この T_V は観測点の波高 H_D を伝達するための伝達周期とも称すべきものである。この T_V は一般に D が大きいほど周期 T_D よりも大きくなり、 D が小さい時は (5° 程度以下)、 T_D そのものに近く取ってよい。(1) 式で $f(\theta) = 1$ と仮定して種々の台風について、(1) 式を決定し、次にこの式より計算された H_D と実測値との差異について検討し、その差異が $f(\theta)$ によるものであれば、それと θ との関係が求められるであろうという予測のもとに (1) 式を仮定して RAP 、 D および H_D' ($f(\theta)$ を考慮しない波高) の関係を求めた。この検討のために用いた台風名および観測港は 表-1 のとおりである。

このようにして 2 回の trial の後に求めた、 RAP と D および H_D' の関係を 図-9 に示す。この図から H_D' は

図-9 Relations between H_D and D
(RAP parameter)



D とともに減衰し、また RAP が大きいほど大きい値を示すことがわかる。点の分散はかなりはなはだしく、これは前述のごとく $f(\theta)$ の効果および現象そのものの変動性によるものと考えられる。

これより (1) 式の H_D' , RAP および D は次の関係式で表わされる。

$$H_D' = 0.045(RAP)^{1.24-0.172(RAP)^{0.31}D} \dots\dots (2)$$

H_D' は m, R および D は緯度 ($^{\circ}$), ΔP は mb の単位である。

D のすべての領域についてこの式を適用すると、 D の小さい値では、 $RAP > 100$ の時は H_D' は過大の値を示す。従って例えば $RAP=100$ の時 $D \leq 2.5$ では $H_D'=7.2$ m, $RAP=200$ では $D \geq 4.3$ の時 $H_D'=9$ m で一定としている。 $RAP > 200$ では観測例がないので決めている。

(2) 伝達周期 T_V と RAP および D との関係

前項で述べた T_V は、 RAP および D によって決められねばならないが、これについて理論的に推定する方法がないので、観測値から便宜的に規定せねばならない。

まず図-9で H_D' と RAP および D の関係を求めた時の観測周期 T_D と RAP および D の関係を図-10に示す。

今観測された波高 H_D と周期 T_D との関係を調べるために、最も地形効果の少ない高知および名洗の波について H_D とその時の T_D とを各台風について図示すれば図-11(a), (b)のごとくである。この図よりわかるように傾向としては、おのおのの台風について H_D は T_D のほぼ 3~4 乗に比例していることがわかる。

前述したように D が小さい時は、 T_V の多少の変化は到達時間に大きな誤差を生じない。した

図-10 Relations between T_D and D
(RAP parameter)
(Solid lines show the relations between T_V and D)

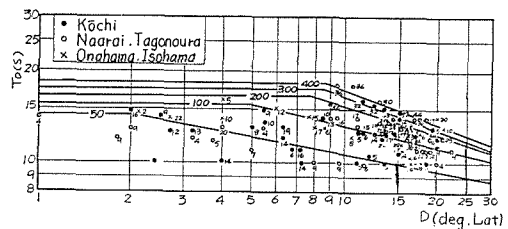
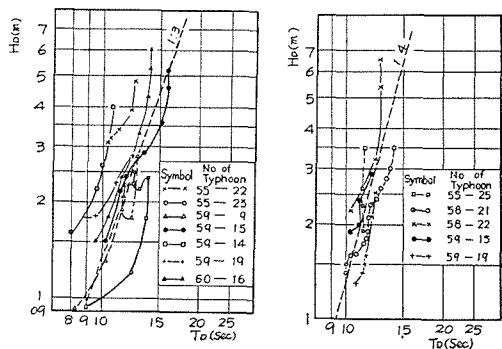


図-11 (a) Relations of H_D and T_D at Kōchi. (b) Relations of H_D and T_D at Naarai.



がって、台風の初期で D が大きい時に対して T_V を正しく表現することができれば大体満足である。今 T_V は T_D に比例するものと考え、したがって T_V は H_D の $1/3$ 乗に比例するものと仮定する。この仮定の下に T_V を求めると(3)式のごとくである。

$$T_V = 3.44(RAP)^{0.41-0.057(RAP)^{0.31}D} \dots\dots (3)$$

図-10に記入された実線は、この式によって求めた $RAP=50, 100, 200, 300$ および 400 に対応する T_V を

図-12 H_D (m) and T_V (sec) Given by RAP and D .

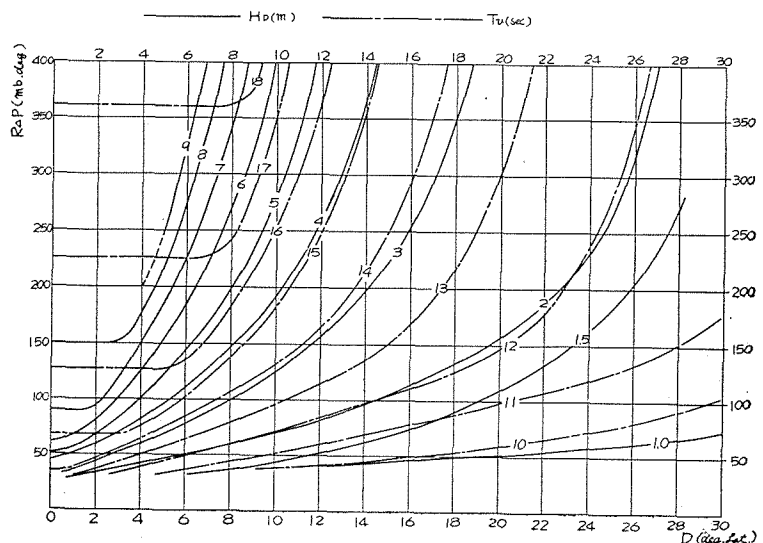


図-13 Observed and Calculated Wave Height and Period.

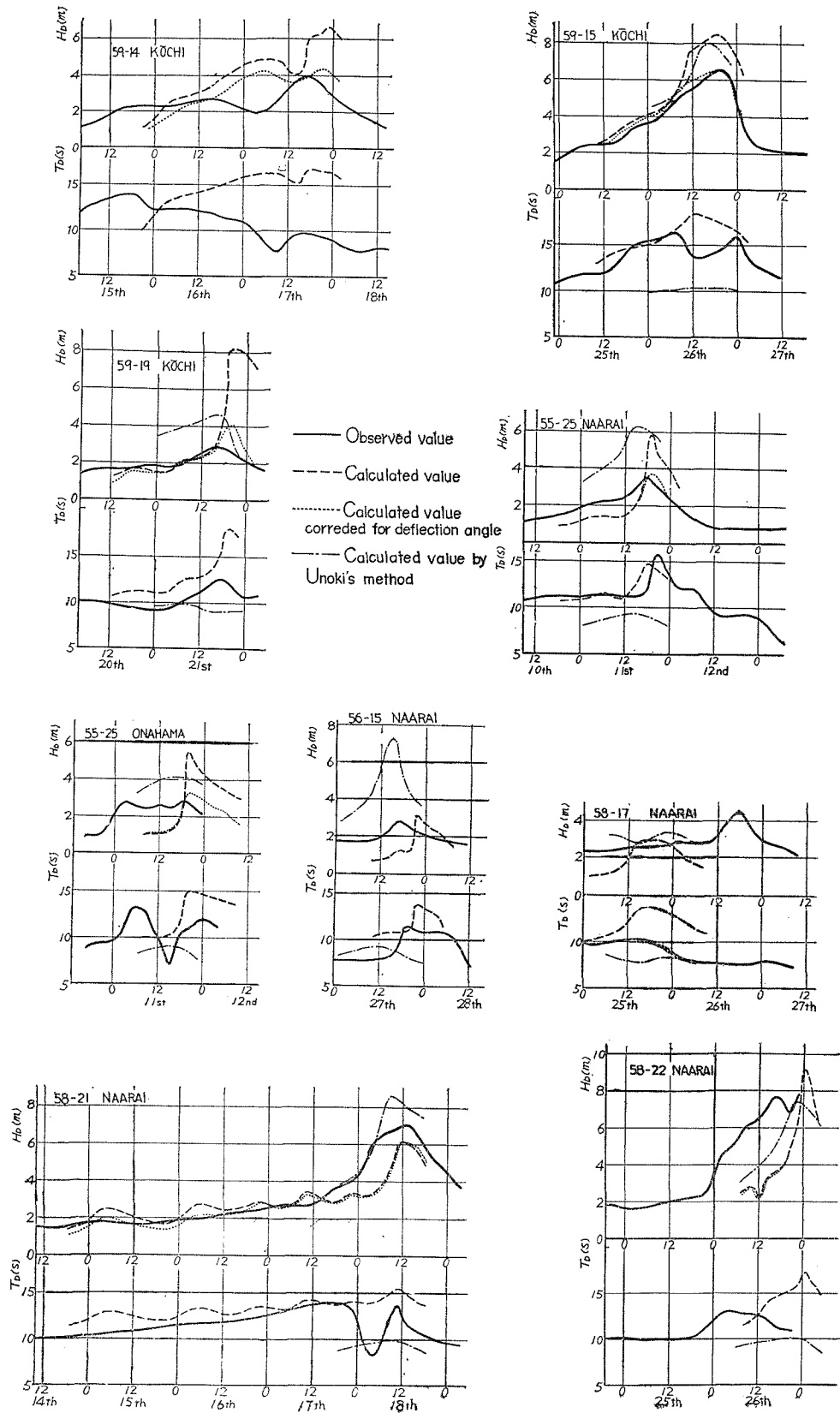


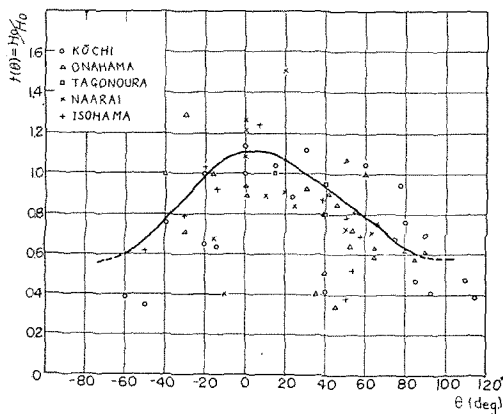
表-1 $R4P$ と D および H_D の関係を求めるために用いた台風

港名	台風名
高知	30年22号, 30年23号, 30年25号, 31年15号, 34年14号, 34年19号, 35年9号, 35年16号
田子の浦	33年21号, 33年22号
名洗	30年25号, 31年15号, 33年17号, 33年21号, 33年22号, 35年15号
小名浜	28年13号, 29年12号, 29年14号, 29年15号, 30年20号, 35年14号, 35年16号, 35年18号, 35年24号, 35年25号
磯浜	35年14号, 35年16号, 35年18号, 35年24号
石巻	34年15号

示したものである。図-12は(2),(3)式による $R4P$ および D による H_D および T_V の値を見やすくしたものである。この図は台風が接近しつつある場合に限定され、通過した後に対しては推定できないことになるが、実際には多少の延長は実測値とあまり誤差はない。

(3) 台風の進行方向の影響(偏角 θ の効果)

第1節の(1)式の $f(\theta)$ がいかなる形をとるかは、計算による H_D と実測値との比較によって、その大体の傾向を推定することができよう。このため表-1に示した台風の波について、 H_D を計算した結果の一例を図-13に示す。この場合、計算値と実測値は一致していない。この偏差は種々の原因によるであろうが、今これを台風の進行方向によるものと考え、角 θ と実測波高Hobsと計算波高Hcalの比との関係を求める。この場合 θ は台風の進行方向を0とし、観測点が右側にある時を+、左側にある時を-として、各台風について観測点ごとに相関を示すと、図-14のごとくである。この図から見ると、点の分散はかなりはなはだしいが、傾向として $\theta=0$ のときHobs/Hcalの比は1に近く、平均的に観測値の方が計算値よりやや大きい。また θ が正および負の方に増加すると、この比は減少し $\theta=90^\circ$ 付近で平均値約0.6、 $\theta=-60^\circ$ 付近で約0.6程度となっている。すなわち台風が観測点の左側を通る時の方が同じ θ の値に対して、右側

図-14 Relations between H_o/H_D and θ .

を通る時の1.0~1.3倍くらいの波高を示す傾向が出ている。きわめて大雑把であるが、今 $f(\theta) = \frac{H_{obs}}{H_{cal}}$ と置いて、 $f(\theta)$ の形を図-14の実線に示す形と仮定して、図-13に示した破線の波高値を修正して見ると、点線に示す形となり、かなり実測値に近づいた変化を示すようになる。(2)式および図-14を用いて、台風の $R4P$ 、 D および θ が決まると、 H_D の概略値が推定される。次に T_D と T_V の関係は、現在の所、適当な関係式を推定することができないので、次章において、実測値と T_V との関係について簡単に示すにとどめる。

4. 台風による波の推定法とその限界

前章で太平洋南岸および東岸(名洗から小名浜付近まで)に対する台風時の波の概略値を推定する考え方を示したわけであるが、その具体的方法をまとめて述べると次のごとくである。

(a) 天気図(気象庁発行、毎日9時および21時の天気図および気象協会発行の毎日3時および15時の速報天気図)によって、台風中心と観測点との距離 D 、中心示度 P 、台風の半径 R_o 、および対応する気圧 P_o を読み取る。また台風の進行方向と観測地点の方向との偏角 θ を読み取る。

(b) 図-7によって P と R_o より風力8以上の半径 R を読み取る。

(c) 中心示度の深さ $\Delta P = P_o - P$ と R との積 $R4P$ を求める。

(d) 図-8のような、 $D \sim t$ および $R4P \sim t$ の関係を示す図を作る。

(e) 図-12を用いて考える地点での台風の $R4P$ および D より H_D および T_V を求める。

(f) 図-8の上で考える点から速度 $gT_V/4\pi$ をもって進む進行直線を引き、これと観測点をあらわす t 軸との交点を求めると、その時刻が考える台風地点から出た波が観測地点に到達する時刻である。

(g) 偏角 θ に対する $f(\theta)$ を図-14の実線から読み取り、 H_D' と $f(\theta)$ との積を取ればそれが観測地点に到達する波の波高を与える。

この方法はなお次の諸点で種々の制限をうける。

(a) 太平洋南岸および東岸の実測記録から作られたものであるから、当然その適用範囲はこれらの海岸に限定されるべきもので、他の地区への適用はさらに実測値にもとづいて検討を加える必要がある。

(b) 高知に対する昭和34年9号または14号台風、または小名浜に対する昭和28年13号台風等のごとく、台風の進路によってそれぞれ九州または房総半島による遮蔽効果を考慮しなければならないこともある。

(c) この方法は、主として台風が接近して、最高波高を生ずる時までの波高の変化を推定するもので、台風が通過し去った後の波には適用されない。完全に風域内に入った場合および中心が通過した後の波については、海岸の実測風速と風向にもとづいて、S-M-Bの方法で推定するのが適当と考えられる。

(d) 台風の進行速度は考慮されていない。

前述のように、台風の進行速度は中心付近で起こる波の大きさに関係するものと考え、当然 $R4P$ の要素の中にふくまれていると解釈したのであるが、実際にはこの

項のほかに台風の速度を入れる必要があるが、観測値が少ないため困難であり、したがってここに取扱った速度は主として 20~40 km/hr の台風について平均的な波高を与えるものと解釈すべきであろう。

(e) ここに用いた資料は $D < 20^\circ$, $RdP > 50$ という場合、実測波高 1.0~2.0 m 以上、周期は 10 秒以上の場合についてのみ取っている。その理由はそれ以下の場合には台風による波であるか、局地的風域によって生じた波であるかの判定が明瞭でないからである。したがってこれを用いる時にはほぼその条件の範囲内にあることを前提とするものである。

(f) この方法では波の周期 T_D と T_V の関係が明確でない。

この点は将来さらに研究を要するものであるが、取りあえず実測値との比較から概略の相違を次章に示しておく。

5. 実測値と推定値の比較

ここでは上述した方法で計算した値と実測値とを比較するために、表-1 に示した各台風についてのおおの

図-15 Correlation between Calculated and Observed Maximum Wave Height in Each Typhoon Waves.

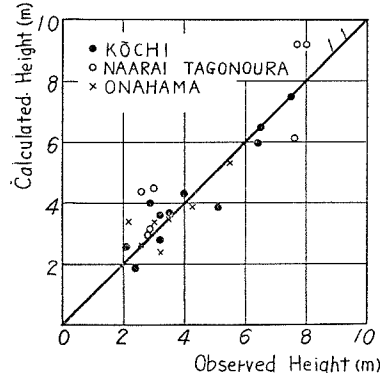
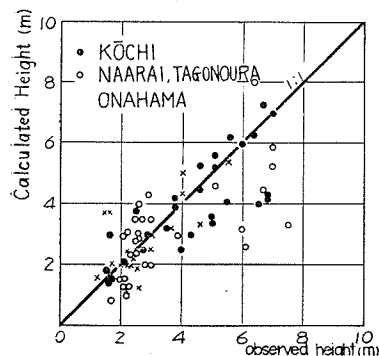
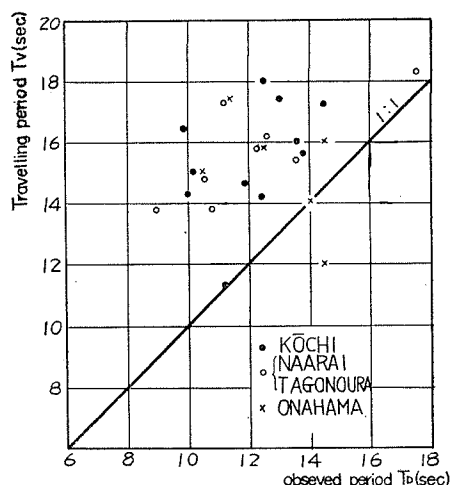


図-16 Wave Height at every Six hours (by the authors' method).



風による最高波について、 T_V と T_D の関係を図-17 に示した。これから見ると規則的な関係を見ることは困難であるが、傾向としては T_V の方が T_D よりも平均的

図-17 Correlation between Observed and Travelling Period at Maximum Waves (by the authors' method).



に 3 秒程度大きい値を示している。

最高波の発生する時刻については、例えば高知について見ると、台風が図-2 の①の経路を通る場合には実測値よりもおくれで最高波が起る傾向にある。これと同様の相対的位置にある小名浜について見ると、台風が②の経路を通る場合に実測値よりもおくれる。これはうねりが地形的な遮蔽をうけることおよび遠距離にあって、しかも観測点に影響をおよぼす大型台風では、この経路を取る時は、おおむね、うねりの到達する前に観測点付近が台風の外縁の風域に入り、その波がうねりと共存するために中心付近からの卓越するうねりが到達する以前に波は発達していることになるためと解釈される。このような場合以外には、計算と実測とでは最高波の起時は実用上一致していると考えられる。

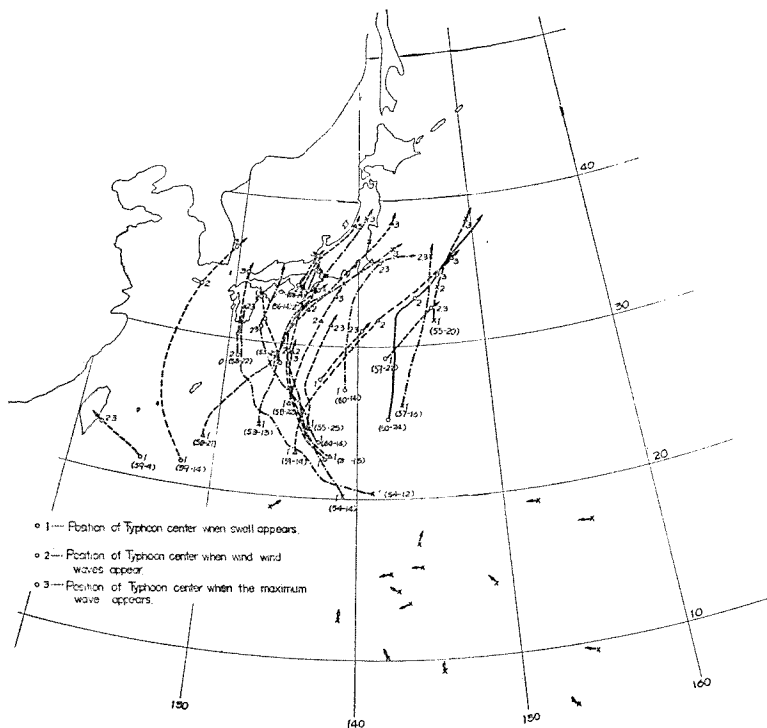
このようにこの方法によると、台風による波の海岸への到達時刻、最高波の起時、および波高の推定には大体実用的に満足な結果を与えるが、 T_V と T_D の間には、現在のところ明確な関係を与えることができない。しかし平均的に最高波の周期については、 T_V は T_D よりも 2~3 秒大きい値を示すことはいえると思う。

港湾および海岸構造物の設計には、主として最高波の波の波高および周期が問題となることが多く、したがってその目的にはこの方法で求めた波高を用い、伝達周期より 2~3 秒小さい周期を実際周期として使用すればよいと思う。

6. 台風の位置とうねりおよび風波の出現

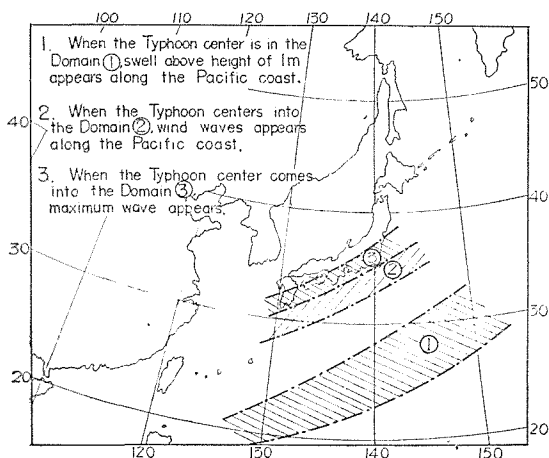
すでに述べたように、台風が南方洋上から接近する場合には、まずうねりが現われて波高と周期の同時増加が始まり、接近とともに風波が加わって最高波高が出現する。この時台風の進路および強さの変化によって、一時

図—18 Position of Typhoon Center when Swell and Wind Waves Appear along the Pacific Coast.



的な周期の減少を示すことがある。ここではうねりが波高 1m 以上、周期 10 秒以上が出現を始めた時刻を記録の上で求め、この時台風はいかなる位置にあるかを求め、この台風の位置を 1 で示し、次に台風が接近して一時的な周期減少を示した時を、風波の始まりとして、その時の台風の位置を 2 で示し、最高波の生じた時の位置を 3 で示し、図—18 に記入した(周期が一時的減少を示さないで、単調に波高と周期が増加して最高波に達した時

図—19 Domains of Typhoon Center when Swell and Wind Waves Appeared along the Pacific Coast.



は、2 と 3 が同時であると仮定して同じ位置に記入した)。

これらの台風に対してはもちろん既述の高知、田子の浦、名洗、小名浜等で同時に観測されたものでないから、個々の観測点ごとにその場所に到達する波と対応する台風の位置とは異なってくるわけであるが、ここでは観測回数が各観測点ごとでは少ないので、本州南岸および東岸に対する平均的な関係を見るに止めることとして、すべての台風と観測点に対して区別なしに記入して示している。これらの位置は台風の進路および規模により異なるが、大体の傾向としては、図—19 に示した①の領域に台風がある時に本州南岸および東岸にうねりが現われ始め、②の領域に入ると台風域内に入って風波が卓越す

ることがわかる。最高波高が起こるのは観測地点に台風が最も接近した時であると考えて大差ない。したがって、太平洋南岸に上陸する台風では③の領域で最高波高が起こる。

表—2 台風による最高波高とその周期

台風経路は観測地点の東側を通ったか、西側を通ったかを示す。

D および RJP は最大波が起こったときの台風位置とその強さを示す。

したがって必ずしもその最大波を生じたときの状態ではない。

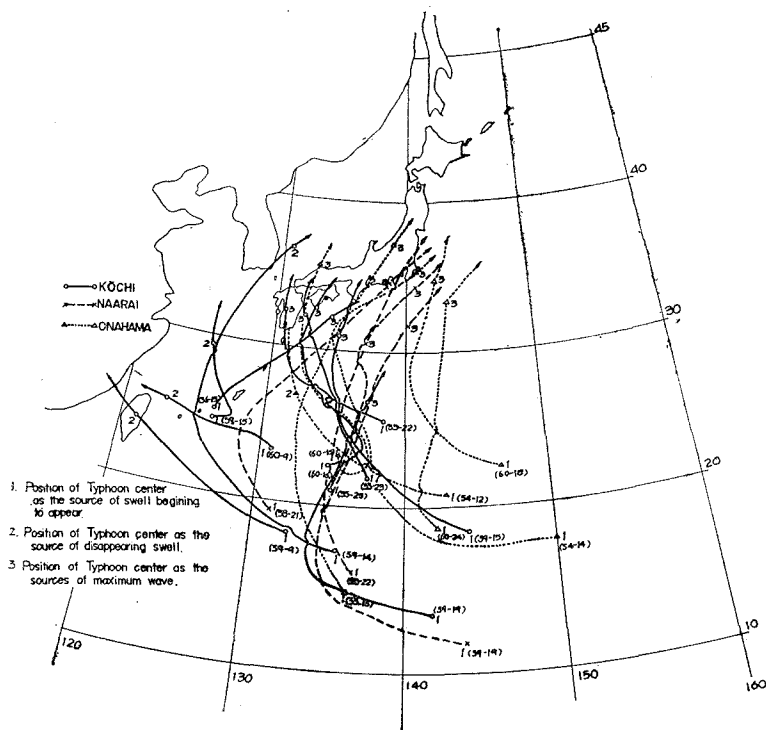
高 知 港

台風名	日 時	波高 (m)	周期 (s)	$D(^{\circ})$	RJP	経 路
30—22	9月30日 8時	6.4	13.6	2.5	90	西(九州)北上
30—23	10月 4日 2時	5.1	10.0	1.4	50	西(豊後水道)北上
31—15	9月27日11時	2.1	10.2	2.5	90	南(土佐沖)東北進
34— 9	8月29日16時	3.2	13.0	9.8	360	南方海上西進
34—14	9月17日16時	4.0	9.9	5.0	150	南方海上東支那海北上
34—15	9月26日20時	6.5	14.5	2.3	200	南方海上を北上東側
34—16	10月 6日20時	3.0	8.7	5.0		南方海上北進四国上陸
34—19	10月21日16時	2.9	12.5	5.8	180	南方海上東北進
35— 9	8月 8日 4時	3.2	11.9	11.8	160	南方海上北西進
35—11	8月11日 4時	5.7	12.6	0.6	25	南方から真直北上東側
35—15	8月21日12時	3.1	11.2	10.0	50	東支那海北上西側
35—16	8月29日10時	7.5	13.8	0.5	90	南方から真直北上

田 子 浦 港

台風名	日 時	波高 (m)	周期 (s)	$D(^{\circ})$	RJP	経 路
33—17	8月26日 3時	5.8	10.0	3.5	30	南方から北進近畿上陸
33—22	9月26日19時	8.0	17.5	0.5	200	南方から直進伊豆上陸

図-20 Positions of Typhoon Center to be Considered as Sources of Swell and Wind Waves to the Pacific Coast.



名 洗 港

台風名	日	時	波高 (m)	周期 (s)	D(°)	RAP	経	路
30-25	10月11日	18時	3.5	10.6	2.0	60	南方から東北進東側	
31-15	9月27日	18時	2.9	10.8	3.0	50	東支那海から北東進直上	
33-17	8月26日	18時	4.5	7.7	2.2		南方海上北進近畿上陸	
33-21	9月18日	11時	7.6	13.6	1.3	80	南方から北東進直上	
33-22	9月26日	22時	7.7	11.2	1.5	210	南方から北進, 西側	
34-15	9月26日	2時	3.0	12.6	10.0	310	南方から北進, 西側	
34-19	10月21日	22時	2.6	12.3	3.5	150	東方洋上北進, 東側	

磯 浜 港

35-14	8月21日	2時	4.4	10.8	2.0	25	東方洋上, 北東進
35-24	10月21日	2時	4.6	16.6	5.8	50	東方洋上, 北進

小 名 浜 港

28-13	9月26日	4時	4.3	11.4	2.1	57	南方から北進東海道上陸
29-12	9月9日10~20時		2.5	12.4	15.5	320	西側南方から北進九州上陸
29-14	9月19日	5時	3.5	14.0	2.0	30	南方海上北進房総上陸
29-15	9月26日	14時	4.4	8.0	4.0	140	日本海上北進
30-9	7月19日	20時	4.0	10.0	8.5		南方海上西進
30-20	9月3日	18時	2.4	10.5	6.5	50	東方洋上北進
30-25	10月11日	3時	3.0	10.5	6.5		東方海上北東進
35-14	8月21日	2時	4.3	11.0	1.5	30	東方海上北進
35-14	8月24日	0時	3.5	9.6	10.0	50	東方海上東進
35-18	8月31日	6時	3.2	14.5	1.9	7	東方海上北進
35-24	10月20日	22時	5.5	12.5	5.0	50	
35-25	10月27日	22時	2.2	14.5	8.5	95	東方海上北東進

石 巻 港

34-15	9月27日	6時	4.0	11.0	1.8	110	日本海上北進
-------	-------	----	-----	------	-----	-----	--------

次に図-8に示した方法によって、波高1m以上、周期10秒以上のうねりが観測され始めた時、その時の台風中心位置を1の記号、風波が現れずにうねりが消失する時を2の記号、さらに最高波を発生したと考えられる台風の位置を3で示して、図-20に記入した。この場合は高知、名洗および小名浜の3カ所について区別して示しておいた。図-21はこれらをまとめて示したもので大体台風が①の領域にある時に中心付近を出た波が本州海岸でうねりとして現われ始め、③の領域にあたる時に波が最高波として現われるものと考えられる。

7. 台風による海岸の最高波

本州の太平洋南岸および東岸で水圧式波高計によって観測記録されたおのおの台風の波の最高の波高を表示すると表-2のごとくである。表には台風名、最高波の起時、最高波高（有義波高）とその周期、最高波の起こった時刻における台風と観測地点との距離（緯度を単位で示す）、その時の台風の規模を示すRAPおよび台風の経路の特徴を示している。表からわかるように、高知港では35年16号台風による7.5m、13.8secが記録された最高波高で、田子の浦港では8.0m、17.5secが最高

図-21 Domains of Typhoon Center as the Origin of Swell and Wind Waves to the Pacific Coast.

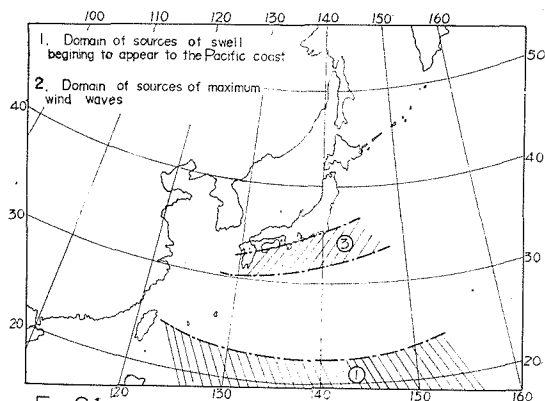


Fig-21

波高で、観測例は少ないがこれが恐らく田子の浦での最高の波であろうと思われる。名洗港では33年22号台風による7.7 m, 11.2 secの波が最高である。磯浜および小名浜港では35年24号台風の5.5 m, 12.5 secが記録された最高で、必ずしもこれが昭和28年以降の最高波であるとは断定できないが、現在の所では最近10年間に小名浜港で経験された最高の波と考えられる。以上の結果から見ると、太平洋南岸の各港では台風の接近時、最高波は大体8 m程度、周期は13~18秒、太平洋東岸の最高波は5~6 m, 周期は13~17秒の波が数年に1回の程度現われるものと考えられる。

8. 結 論

本章で述べたことをまとめて述べると次のごとくである。

(i) 台風による海岸の波は、一般に波高と周期と相ともなって増減するものと考えてよい。そうでない場合は、風域内風波の影響で周期の一時的減少が起こるが、これは本質的のものでないと考えて取扱っても、工学的に大差を生じない。

(ii) ここに述べた推定法は台風による海岸の波は、台風中心付近で発生し、台風自身と独立の形で進行し、海岸に到達するものと仮定して取扱ったものである。したがって、その過程に伝達速度(または周期)という概念を用いてあり、これは必ずしも実測周期と一致せず2~3秒大きい値を与える。しかし波高の値は大体において実測値に近く、実用上大きな誤まりはないと思われる。

(iii) 台風の規模および距離による波高および伝達周期は(2)式および(3)式で与えられ、台風の進行方向の影響は、一次的にはそれと観測地点方向との偏差 θ のみで表わされ、その傾向は図-14の実線の形で平均的に表わされる。

(iv) うねりおよび最高波高の現われる時刻を、傾向

的に台風の位置によって示すと図-19および図-20に示すごとくである。

(v) 既往の記録された台風による最高波高は表-2に示すとおりで、太平洋南岸では田子の浦港の8.0 m, 東岸では小名浜港の5.5 mである。

以上の取扱いは本州南岸および東岸における観測結果をもとに求めたもので、この基礎となった観測資料は必ずしも十分でなく、今後の資料の集積とともに検討を続け、さらに妥当な結論に近づくことが望ましい。また九州西岸、あるいは日本海岸に対する台風の影響も今後検討する必要がある。同時にここに述べた推定法が最も妥当であるとは限らず、宇野木の方法あるいはスペクトルを用いた方法などについても併行して検討を進める必要があると思われる。

最後に、ここに用いた資料は各観測港における担当者の並々な努力によってえられたもので、貴重な資料を提供された各観測港担当官の方々に深く敬意と感謝を捧げるものである。

参 考 文 献

- 1) Bretschneider, C. L. (1957), "Hurricane Design Wave Practices," Proc. A.S.C.E. Vol. 83, No. ww 2.
- 2) Bretschneider, C. L. (1958), "Revisions in Wave Forecasting, Deep and Shallow Water," Proc. 6th Conf. on Coastal Eng.
- 3) Ijima, T. (1957), "The Properties of Ocean Waves on the Pacific Coast and the Japan Sea Coast of Japan," Report of Transportation Technical Research Institute, No. 25.
- 4) Takahashi, K. (1955), "The Dynamical Climatology," (in Japanese) Iwanami Ltd.
- 5) Unoki, S. (1957), "On the Ocean Waves due to Tropical Cyclones (1st-4th Papers)," Jour. Met. Soc. Japan, Ser. II. Vol. 35.
- 6) Wilson, B. W. (1957), "Hurricane Wave Statistics for the Gulf of Mexico," Tech. Memo. No. 98, B.E.B., Corps of Eng.