

鹿島港における波浪観測について

高橋 智 晴*・鈴木 禧 実*・佐々木 弘*

1. 緒 言

本報告には昭和 37 年 3 月以降、茨城県鹿島港において実施され現在も継続中の波浪観測の結果の一部を報告し、若干の考察を行なったものである。

鹿島灘海岸は南北に走るほぼ弓弧状の海岸でその北部は、台地面より急勾配の斜面または台地崖が背後にせまり海岸幅は 50~80 m 程度の狭い海岸である。海底は水深 -4~-14 m 位までほぼ 1/130 のゆるやかな勾配をもち等深線は、建設中の鹿島港防波堤付近を除いて海岸線にほぼ平行に走っている。海底の底質は大部分、直径 0.125~0.25 mm の砂粒から成り、平均粒径は 0.13~0.16 mm である¹⁾。

波浪観測は当初、-10 m 付近に水圧式摺動抵抗型波高計を設置して実施し、昭和 39 年 6 月以降は-12 m 付近に同型波高計を移設し、毎偶数時前 10 分~後 10 分の 20 分間の定常観測を行っている。昭和 40 年 8 月以降は水圧式抵抗線ひずみ計型波高計および超音波式波高計を前記水圧式摺動抵抗型波高計設置点に併設し、定置式波向計、レーダによる波向観測をあわせ実施している^{2), 3)}。

図-1 に鹿島港位置、図-2 に波高計設置位置を示す。なお本報告では、昭和 37 年 3 月~昭和 40 年 3 月の波高観測結果につき考察する。

図-1 鹿島港位置図

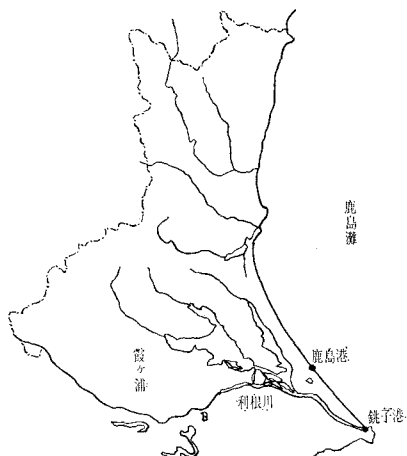
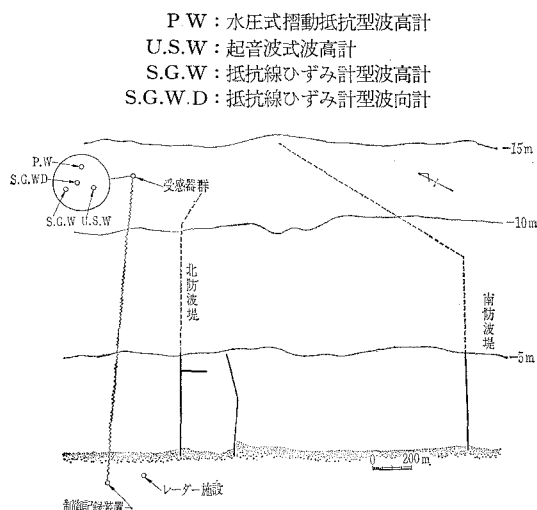


図-2 波高計設置位置図



2. 観測資料の特性

(1) 波高の発生確率

取得資料に基づき季別の有義波高頻度表を作成し、各表から波高の累積頻度を求め、超過発生確率をプロットすると季別の波高の超過発生確率および観測期間内のそれは図-3, 4 のごとくなる。なお季わけはつぎのとおりである。

春 (3, 4, 5 月), 夏 (6, 7, 8 月)

秋 (9, 10, 11 月), 冬 (12, 1, 2 月)

この図から鹿島港付近の沿岸では 12~3 月頃が海面状態が最も悪いことがわかる。

超過発生確率 P_i は次式で求められている。

$$P_i = \frac{i}{N}$$

N : 波高観測回数の総計

P_i : この観測期間内で一定の波高以上の波が観測された回数

図-4 で点が直線上にきれいに乗っていれば、任意の波高に対する再現期間はつぎのごとく求められる。取得資料は 2 時間ごと 20 分間の観測値から得られた代表値であり、1 回の観測により得られる有義波高値は観測されなかった残りの 1 時間 40 分の波の状態をもあらわすと考えなければならない。したがってある一定期間 Y

(単位年) 内に波高がある波高 H_i を越す確率 P_{Hi} はつぎのごとく表わされる。

$$P_{Hi} = \frac{2(\text{時間})}{Y(\text{年}) \times 365 \times 24(\text{時間})}$$

PH_i と P_i は同じものであるから、図-4 から任意の波高 H_i に対する P_i を求め上の関係から H_i を超過する値の現われる期間 Y が求められる⁹⁾。

このような方法により任意の波高の超過発生確率、再現期間を推定できるが、この場合には、対象となる事象が独立に生起しているという仮定が必要である。2時間ごとに、1回観測される有義波高の間に完全な独立性を期待することはできないし、取得資料の数がかなり多くないとこのような有義波高の分布関数を適確に推定することは困難であるので、これらの図からただちに設計波高等、設計の基本資料を求めることには問題があるろう。年間の作業工程表の作成資料等として使用されるならば問題は無いと考えてよいであろう。

図-3,4 では超過発生確率を対数で正規確率紙にプロットしたが、これは一般の海面状態 S が多くの気象要因、地形要因および水理学的諸法則に支配されており、それらの構成要素を Z_r とすると、

$$S = Z_1 \times Z_2 \times Z_3 \cdots Z_r$$

$$Y = \log S = \sum_{n=1}^n \log Z_n$$

と考えてよく、 Z_r は一応互いに独立で $n \gg 1$ とした時に、中央極限定理により $Y = \log S$ は漸近的に正規分布にしたがうとの Chow⁵⁾ の説明により、2時間ごとの有義波高観測値が対数正規分布するであろうという推定に基づいている。しかしながら波高の大きい方では下方に凸となり必ずしも十分適合していないようである。むしろ正規分布の方がよくあてはまるようである(図-5)。いずれにしても波高 50 cm 以下の波の出現率が小さいので 50 cm 以上の波の場合にしか適用できない。波高 1 m 以上のものについてみれば、指数分布と考えてもよいくらいである。

現地海岸における設計外力としての波を考える場合には、水文統計量の頻度推定に使用されている手法を用いて、比較的短い期間の資料から任意の波高の再現期間を推定することができる⁹⁾。この場合にも観測期間は少なくとも数十年は必要であるが、資料は約3カ年ぐらいしかないし、間に欠測期間も含まれているので十分な推定は期待されないが、一方法としてつぎのように考えてみた。

継続的に得られた有義波の観測値にはある期間内にいくつかの極大値が表われるが、これらはそれぞれ独立した発生域、発生要因により生ずる事象と考えてよからう。これらの極大値または単位期間内の最大値の分布からそれぞれの発生確率または再現期間を求めることができる。

単位期間を設定し、その数が n であるとする。この単位期間内の波高の最大値の分布は、個々の波高が分布

図-3 鹿島港における季別の有義波高の超過発生確率

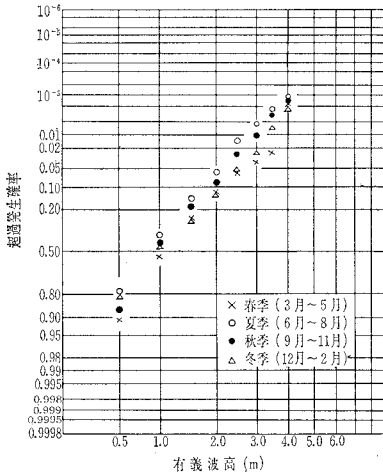


図-4 鹿島港における有義波高の超過発生確率

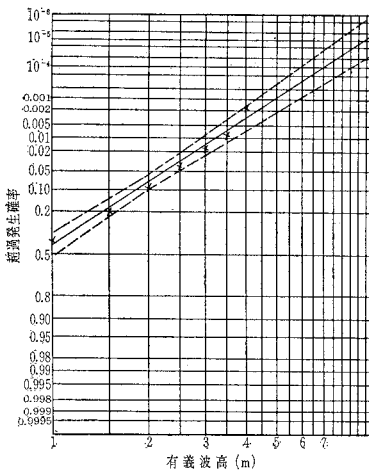
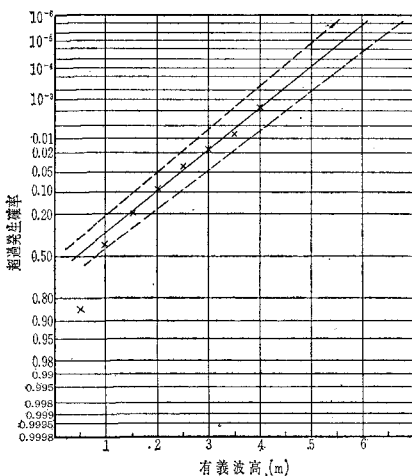


図-5



$F(x)$, 確率密度 $f(x)$ をもつものとする,

$$dP(x) = n[F(x)]^{n-1} f(x) dx$$

$$P(x) = [F(x)]^n$$

いま n が十分大きく, かつ $F(x)$ は 1 に近い。

(標本最大値を問題にしている) のものとする,

$$\lim_{n \rightarrow \infty} P(x) = \exp \{-n[1-F(x)]\}$$

となる。

観測された有義波高の分布を指数分布

$$F(x) = 1 - e^{-a(x-v)}$$

で表わされるものとすれば, 最大値分布は,

$$P(x) = \exp \{-ne^{-a(x-v)}\}$$

ここで, $y = a(x - x_0)$, $x_0 = v + \frac{1}{a} \log n$

とすると,

$$P(x) = \exp(-e^{-y})$$

となり Gumbel⁷⁾ の極値分布にしたがうことになる。

任意の最大値の再現期間を求めるため鹿島港における波高観測資料から, 独立した発生域, 発生要因により生じたと考えられる波の単位期間の最大値および極大値を下のごとく求めた。水文統計量の推定に際しては通常単位期間として 1 カ年が採用されるが, 本例においては単位期間として 10 日を用いた。要領で 10 日最大波高, 10 日極大波高等を抽出した。

a) 10 日間で明らかに, ある風系により生じたと考えられる一連の波高観測値のうち最も大きなものを 10 日最大波高とする。

b) ある風系により 1 つの極大値が現われ, これが減衰したあと再び顕著な極大値が現われる場合には, その中の最も大きなものを最大値とし, 他を極大値とする。

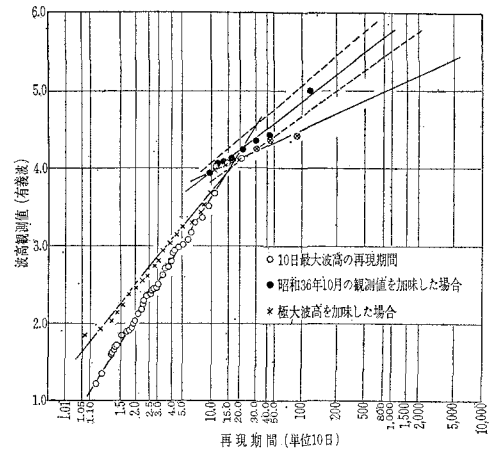
c) 長時間にわたり大きな波高が観測される場合でもその中の 1 個のみを抽出する。天気図等を参照し明らかに発生要因の異なる波であると推定される場合にはそれぞれ抽出する。

d) 単位観測期間 10 日間のなかに欠測がある場合には前後の観測値および天気図, 風の観測値を参照し, 欠測とみなさず期間に含めて考える。

e) 連続した 2 つの単位期間にまたがる一連の波に対してはその最大値をいずれか一方の期間に入れる。

このようにして抽出された最大値について Thomas プロットを用いて Powell の確率紙にプロットすると図 6 の○印のごとくなる⁸⁾。最大値のみを対象とした場合に最大値より大きな他の単位期間内の極大値が存在することを考慮してこれらの極大値を含めて, 全体の単位期間の数を変えずにプロットすると図 6 の×印になる。この場合には極大値のすべてをプロットせずに 4 m 以下の近接した値に対してはまとめて⁷⁾ プロットされている。これらの点にもっとも良くあてはまる直線を求めれば, 観測値より大きな波高の再現期間が得られる。本例

図-6 有義波高の極大値の再現期間



においては 4 m 以上のものと 4 m 以下のものでは明らかな不連続点が生じている。また最大値のみを対象としたものと極大値を含めたものについて見ると, 波高 4 m 以上ではほとんど一致している。不連続点が生じた原因は明らかではないが, データが少ないこと, 観測地点の局地的性, 有義波高の分布が指数分布でないことなどによるものと考えられる。4 m 以上の点にあてはめた直線から 5 m の波の再現期間を求めると約 25 年となる。鹿島港において昭和 36 年 10 月に始めて設置された波高計が 5.0 m の波高を観測した後流失した記録があるのでこれを加味して 4 m 以上の極大値についてプロットしたものが●印であるが, これから得られる直線上で 6 m の波高の再現期間を推定すると 95% の精度で 25 年~123 年となる。図中の実線はそれぞれの点に対して最小自乗法により求められた直線であり, 点線は 95% 信頼限界である。

このような方法で得られる有義波高の再現期間を直接設計外力として使用することはなお問題があるが, 任意の波高の継続時間の頻度等をあわせ用いることにより有効な設計資料となるであろう。

(2) 平均波高, 有義波高, 1/10 最大波高の関係

比較的短い時間内に観測される個々の波高の分布は Rayleigh 分布と Normal 分布の中間の分布であることが知られているが, 波の Gauss 過程とスペクトルの幅が狭いことを仮定して理論的に得られる, 平均波高 H_{mean} , 有義波高 $H_{1/3}$, 1/10 最大波高 $H_{1/10}$ の関係は良く知られているつぎの関係になる。

$$H_{1/3}/H_{\text{mean}} = 1.59, \quad H_{1/10}/H_{1/3} = 1.27$$

鹿島港で観測された実測値から 1,200 回の観測値について上記の値を求めると, それぞれ 1.41, 1.24 となっており理論値よりかなり小さくなっている。

(3) 波高補正係数 (n 値)

鹿島港の波浪の定常観測において使用されている波高計は水圧式であるため, 表面波を求める場合には来襲波

が微小振幅波理論にあうものとして次式を用いている。

$$H_{1/3}(S) = \frac{n}{W} H_{1/3}(P) \frac{\cosh(2\pi h/L)}{\cosh(2\pi R/L)}$$

ここに、 $H_{1/3}(S)$ ：表面波高（有義波）、 $H_{1/3}(P)$ ：圧力波高（有義波）、 W ：海水の単位重量（1.03）、 h ：実水深、 L ：波長、 R ：海底から波高計までの高さ、 n ：波高補正係数

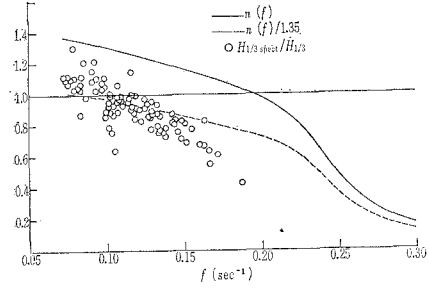
観測地点の波が微小振幅波理論で十分な精度で表現されると仮定すれば $n=1$ になるはずであるが、従来の実測結果によると 1~2 程度になる。

この n 値については、すでに多くの研究がなされかなりの結果が得られており、必ずしも一定値でないことは明らかであるが、多くは単一周波数に対するものであり、現地海岸での観測結果に基づくものは少ない。

本間・堀川・小森⁹⁾らは n 値は一定値ではなく、 h/L が大きくなると減少し、 h/L 一定の場合は H/h の関数となり、また周波数によって整理した場合には、周波数の増加にしたがって小さくなることを明らかにしている。L.A. Korneva¹⁰⁾は水深 1~3.5 m、4.5~7 m の地点に設置された水圧式波高計により得られた水圧波形と表面波形を比較して、周期が小さくなるにしたがい小さくなる傾向を明らかにしているが、他の要因との相関は得られていない。V.F. Tsyplukhin¹¹⁾は表面波と種々の水深（5 m、10 m、15 m）で観測された圧力波のスペクトルを比較して同様の結果を得、見かけの波の減衰はスペクトル密度の減衰率にしたがうことを明らかにしているが、これは深海波の場合についてなされたものであり鹿島港の波に適用することはできない。圧力波形から作られる表面波のスペクトルの変化、特に高周波数領域の変化を調べるためにはこの n 値が変化する点を少しくわしく検討する必要があるが、本例では、波高計設置点の実水深の変動域は 11~13 m であり、水深の変化の影響を無視しつぎのような方法で、周波数に対する n 値の変化を求めて見た。すなわち、昭和 40 年 8 月に、水圧式波高計とほぼ同一地点に設置された超音波式波高計により得られる表面波形記録と水圧波形記録を Tukey, Hamming の方法でスペクトル解析し、各周波数 f ($=1/T$) ごとに、表面波に換算されたスペクトル密度の比を求め、周波数ごとの波高補正係数 $n(f)$ を求めた。 $n(f)$ 算出には昭和 40 年 8 月~9 月の観測記録を用い、算出されたスペクトル密度は高周波数側の最後の 10 個の平均値を誤差とみなし、これを差し引いて修正した。周波数ごとの n 値の平均値を求め、最小自乗法で 2 次曲線および指数曲線をあてはめたものが図-7 の実線である。スペクトル解析に使用した諸元は、分割区間 $\Delta t=0.9$ ~ 1.0 秒、ラグは 49、データ総数は 500 個である。

図-7 から明らかなごとく n の値は周期 10 秒以上では 1.3 前後であるが、10 秒前後から減少しはじめ、5

図-7 波高補正係数の周波数による変化
(水深 11~13 m)



秒前後で 1.0 倍になり、これ以下の周期成分に対しては 1.0 以下となっている。もちろん、解析されたデータ数も少なく、水深に対する考慮も厳密でないという、局地的要因も介入していると考えられるから、この値をそのまま他の地域で使用することはできない。観測点の水位変動が定常ガウス過程の一部であると仮定し、図の波高補正係数 $n(f)$ を用いて有義波高に相当する値を次式より求めた。

$$\begin{aligned} H_{1/3 \text{ spect}} &= 2.83 \sqrt{\int_0^{\infty} S(f) df} \\ &\approx 2.83 \sqrt{\frac{0.25}{0.05} S(f) \cdot \Delta f} \end{aligned}$$

$$S(f) = S_p(f) \times \frac{n^2(f)}{W^2} \times \cosh^2 \frac{2\pi h}{Lf}$$

ここに、 $H_{1/3 \text{ spect}}$ ：スペクトルから得られる有義波高、 $S(f)$ ：表面波スペクトル、 $S_p(f)$ ：圧力波スペクトル、 Lf ：水深 h における周波数 f をもつ波の波長、 W ：海水の単位重量

スペクトル密度は自己相関関数のフーリエ cosine 変換値の 2 倍を用いている。

$H_{1/3 \text{ spect}}$ の値と、通常の方法¹²⁾で算出された有義波高と比較し、有義波周期の逆数についてプロットすると図-7 の○印のごとくなり、高周波数領域では $n=1.35$ を用いて有義波法で算出された有義波高より小さくなっている。通常の有義波算出法で得られる有義波が単一周期波であると仮定し、この場合にも $n=1.35$ の代りに $n(f)$ が適用できるものとする、 $n(f)$ を用いて表面波に換算された有義波高 $H'_{1/3}$ と $n=1.35$ を用いて表面波高に換算された有義波高 $H_{1/3}$ との比は

$$\frac{H'_{1/3}}{H_{1/3}} = \frac{n(f)}{1.35}$$

となり図-7 中点線のごとくなるが、この値と○印は必ずしも一致しない。これは $H'_{1/3}$ は次式

$$\begin{aligned} H'_{1/3} &= \frac{n(f_{1/3})}{W} \times 2.83 \sqrt{\int_0^{\infty} S_p(f) df} \\ &\quad \times \cosh \frac{2\pi h}{Lf_{1/3}} \end{aligned}$$

で表わされる値であり、当然のことであるが、傾向は良く似ている。スペクトルの形状特性と $H_{1/3 \text{ spect}}$ 、

$H_{1/3}, n(f)$ との間に何らかの相関が期待されたが資料が少ないので結論は避けたい。さらにこの $n(f)$ を用いて補正した表面波スペクトルから次式

$$\bar{T}_{\text{spect}} = \left[\frac{\int_0^\infty S(f) \cdot df}{\int_0^\infty f^2 S(f) \cdot df} \right]^{1/2}$$

$$= \left[\frac{\sum_{f=0.05}^{0.25} S(f) \Delta f}{\sum_{f=0.05}^{0.25} f^2 S(f) \Delta f} \right]^{1/2}$$

図-8 $\bar{T}_{\text{spect}} = \left[\frac{\int S(f) df}{\int f^2 S(f) dt} \right]^{1/2}$ と $T_{1/3}$ (有義波) の比較

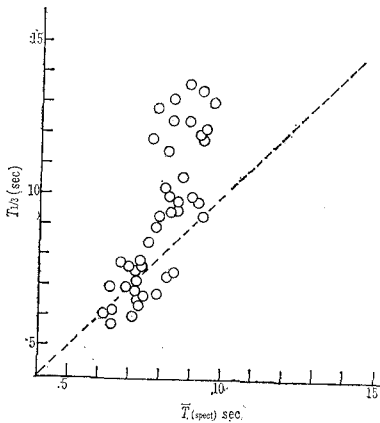
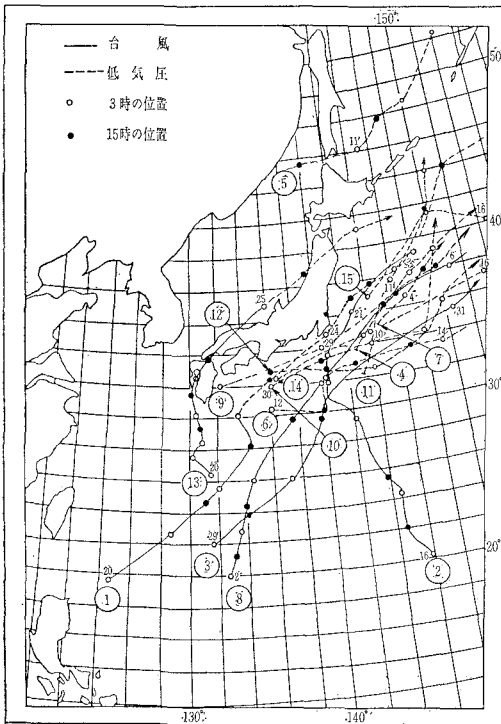


図-9 低気圧および台風の経路図



で定義されている平均周期を求め有義周期と比較すると図-8のごとくなる。一般に有義波法で求められる平均周期と有義波周期の関係は平均周期が多少大きになることが知られているが、本例の $\bar{T}_{\text{spect}}/T_{1/3}$ の値はかなりばらついていて、一般的に $\bar{T}_{\text{spect}} < T_{1/3}$ となっている。これは $\bar{T}_{1/3}$ を算出する際に小さな周期変動を無視していることによるものであろうが、今後直接表面波形を数多く観測することにより比較的精度の高い相関が得られるであろう。

3. 異常海象時の波浪特性

(1) 調査期間内異常波浪の一般特性

観測期間中で有義波高 3 m 以上が観測された異常海象時の気象要素の概略の様子と発生した異常波浪の関係を検討するために、有義波高、周期、鹿島港において観測された風向風速の時間的変化図およびこれらの波の発生要因と考えられる低気圧、台風等の経路図を作成した。図-9は経路図である。他は省略する。これらの図と異常海象時の天気図からつぎのことが明らかになった¹³⁾。

a) 鹿島港において観測される有義波高 3 m 以上の波は鹿島港東方海上を通過する低気圧、台風および鹿島港付近を通過する前線により発生する。

b) 低気圧が本州南岸沿いに北東進し、発生しながら鹿島灘をゆっくり東または北東に進む場合には風速のピーク時に波高の最大値が観測される場合と、風速ピーク

時から数時間遅れて波高の最大値が観測される場合に分けられ、後者は低気圧が鹿島沖で進路を北に変えた場合に多く、鹿島北東洋上で生じた波が風速のピークが観測された後に鹿島港に來襲するものと考えられる。

c) 台風または低気圧が鹿島沖を通過後、発達しながら東北東または東へ進む場合には鹿島港付近では風速のピークが観測されてから数時間～10数時間後に有義周期 10～13 秒程度の波長の長い波が観測される。

d) 優勢な低気圧が北海道北端をかすめて東北～東へ移動する場合にも波長の長い波が來襲することがある。

e) 過去の気象資料を調べてみると、鹿島港付近または鹿島沖を北東～東に進む低気圧は 1～3 月に多く、多くはアリューシャン東海上で停滞するためにこの期間は荒れ模様の海面状態が長時間継続する。台風については 10 月以降が多く、ついで 9～8 月の

年 月 日 日 日

- ① 37-5-24～5-25
- ② 37-8-19～8-21
- ③ 37-10-29～10-31
- ④ 37-12-5～12-8
- ⑤ 37-12-12～12-13
- ⑥ 38-3-12～3-16
- ⑦ 38-6-3～6-9
- ⑧ "
- ⑨ 39-1-29～2-6
- ⑩ "
- ⑪ 39-2-9～2-12
- ⑫ 39-3-8～3-13
- ⑬ 39-8-22～8-25
- ⑭ 39-10-14～10-18
- ⑮ 40-3-14～3-16

順になっているが鹿島港東沖合 300 km 前後の海上での台風の進行速度の平均値が 10 月は 60 km/hr, 8 月は 20~30 km/hr 前後であるため夏季の台風による波浪は、台風の勢力が小さい場合でも来襲波がかなり大きくなることがあるが周期は小さい。

(2) 異常海象時のスペクトルの時間的変化

定常観測資料のうち有義波高, 周期等の時間的変化図から上記のことが明らかになったが異常海象時の波浪の特性をさらにくわしく検討するために, 水圧波形記録をスペクトル解析し, 2.(3)項の波高補正係数を用いて表面波のスペクトルに換算し, 時間的変化を表わす $S(f, t)$ 図を作成した。一例として図-10, 11, 12, 13, 14, 15 に $S(f, t)$ 図, 同時刻に鹿島港で観測された, 風向, 風速および有義波高・有義周期を示した。 $S(f, t)$ 図中の実線は等エネルギー密度線であり, スペクトルの算出は Tukey Hanning の方法にしたがっているためスペクトル密度は波形の自己相関関数を Fourier cosine 変換した値の 2 倍になっている。

これらの異常海象時のスペクトルの時間的変化の様子を検討してみる。

a) 径路⑦(昭和 38 年 6 月 3 日~4 日の波 図-10) 3 日の 5 時には台風 2 号が南方洋上 (N-22.9°, E-133.2°) にあり, これに刺激された前線が九州西方海上の低気圧から九州南部, 八丈島の南を通過して東にのびていたが, 3 日 15 時にはさらに東に移動し前線にともなう低気圧が発生し北東進して, 4 日 3 時には鹿島東沖合 300 km の海上に達した。このため鹿島港付近では 3 日 12 時~4 日 16 時頃まで北東~北の 15~10 m/sec の風が吹き, これにより生じた比較的周期の短い波が観測された。図-10 から明らかなごとくスペクトルの短周期成分は 3 日 18 時頃から急速に発達しはじめ典型的な風波の発達過程¹⁴⁾をたどり, エネルギー密度のピーク周波数は 0.15 cycle/sec から 0.11 cycle/sec くら

いまで変化し 4 日 12 時には急激に減衰している。また Cartwright¹⁵⁾ らにより次式で定義されたスペクトル幅を計算してみると,

$$\epsilon^2 = \frac{m_0 m_4 - m_2^2}{m_0 m_4} \quad m^n = \int_0^\infty f^n S(f) df$$

スペクトルが急激に発達する 3 日 18~20 時の間で 0.65 くらいから 0.35 くらいまで減少し, その後は徐々に増加して 0.5 くらいの値をとる。またスペクトルの平衡傾

図-10 $S(f, t)$ 図

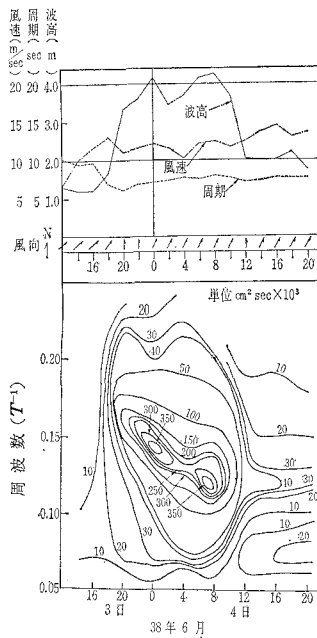


図-11 $S(f, t)$ 図

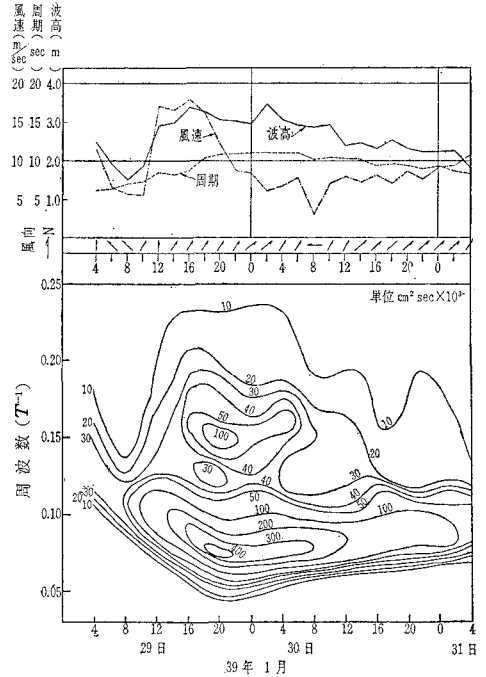
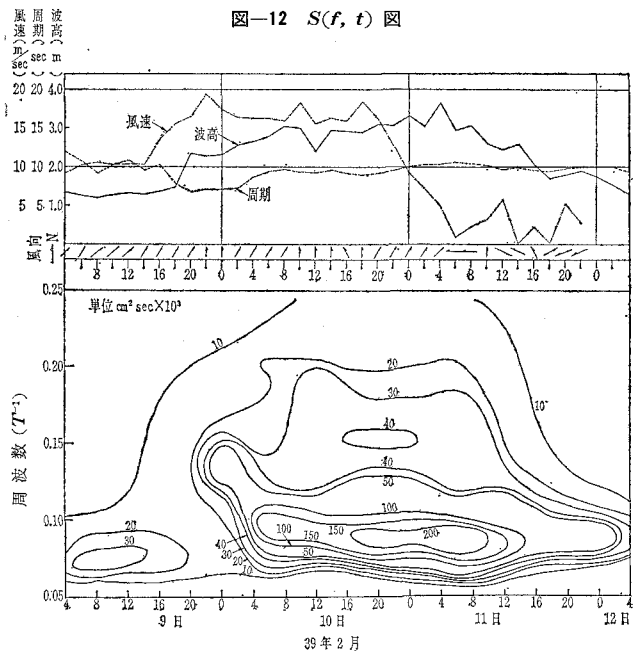


図-12 $S(f, t)$ 図



域についてあてはまるといわれる $f^{-1.6}, 1.7, 1.8$,

¹⁹⁾ 則について両対数紙にプロットされた $S(f)$ のピーク周波数付近から倍周波数の間の勾配を調べることに検討すると、勾配は 3 日 20 時には -7.5 , 4 日 0 時には -6.5 , 4 日 4 時には $-5 \sim -4.5$ となっている。4 日の 12 時以降は周波数 $0.75 \sim 0.8 \text{ cycle/sec}$ 付近にうねりの成分が入って来ているために低周波数側にもう一つのピークが現われているがこれは 5 日の 15 時頃鹿島沖 200 km の海上を通過した台風 2 号の影響によるものである。

b) 径路⑨ (39 年 1 月 29 日 ~ 31 日の波 図-11)

優勢な低気圧が鹿島沖を北東に移動した。このため 29 日 3 時頃には北の風が卓越し風波が生じたが、4 時頃から 12 時にかけて風域条件が変わり風向きが変化し一時減衰した。低気圧が鹿島港北東沖合 300 km の位置に達した頃には北東方向の大きな風域が形成されこの風域内で発達したと考えられる波がうねり性の波となって 29 日 18 時以降に鹿島に達している。急激にスペクトルが発達した 29 日 4 時および高周波数成分の激減する 30 日 20 時にはスペクトルの高周波数成分の勾配は -7.5 前後となっており、その他は $-4.5 \sim -5.0$ 前後となっている。スペクトルのピーク周波数は 0.12 cycle/sec くらいから最も発達した 29 日 20 時には 0.75 cycle/sec くらいまで減少し、その後徐々に増大している。29 日 4 時 ~ 29 日 20 時にかけては、風波成分、うねり成分がべつべつに増大しているようにみうけられる。

c) 径路⑩ (昭和 39 年 2 月 8 日 ~ 13 日の波 図-12)

2 月 9 日から 12 日にかけて関東東海上で発達した低気圧がゆっくり北東に進んだ。9 日 8 時 ~ 12 時頃には有義波高 1.2 m, 周期 10 ~ 11 sec 程度のうねりが残っていたが、低気圧の通過にともなう波が 9 日 20 時頃から観測されはじめ、周期波高は徐々に増大し鹿島において風速が減衰した 11 日 6 時以降 10 数時間 1 m 以上の有義波が観測された。この例では北 ~ 北東方向の $16 \sim 18 \text{ m/sec}$ の風が鹿島港付近で長時間吹送したため、この時間内のスペクトルは高周波数成分まで全般的に大きな値となっているのが特徴である。スペクトルのピーク周波数は 10 日 4 時頃から 12 日 0 時過ぎまで 0.09 cycle/sec と変わらず、減衰時は高周波数成分が急速に減衰しうねりとなって徐々に減衰している。この場合も低気圧により鹿島港北東海上に風速 $15 \sim 20 \text{ m/sec}$ の吹送距離の長い風域が形成され、この中で発達した波がうねりとなって観測されているものと考えられる。スペクトル幅は 2 月 10 日 18 時頃スペクトルが最も発達した時刻には 0.5 程度で一番小さくなり、その後 $0.6 \sim 0.7$ と漸増してい

図-13 $S(f, t)$ 図

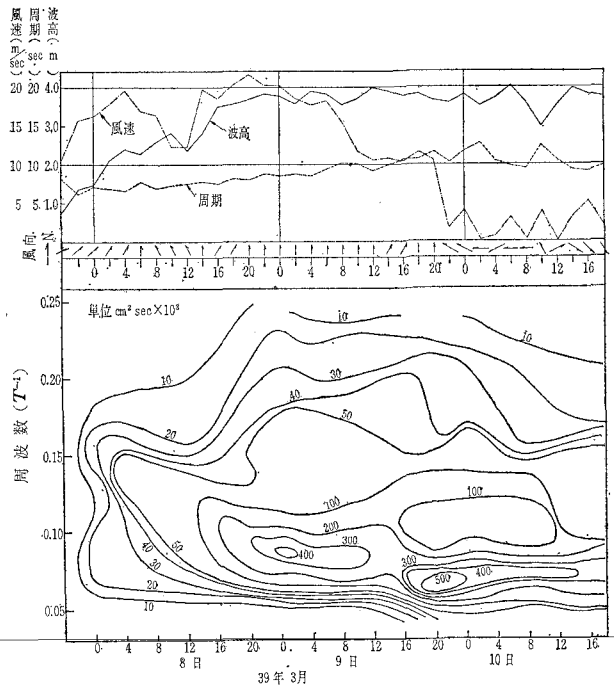
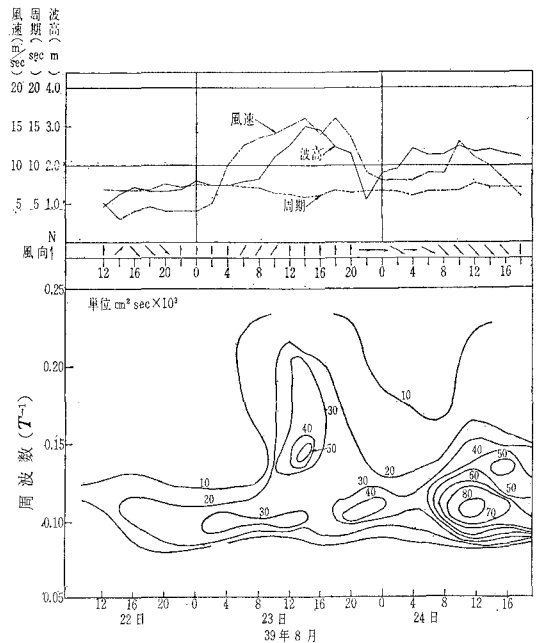


図-14 $S(f, t)$ 図

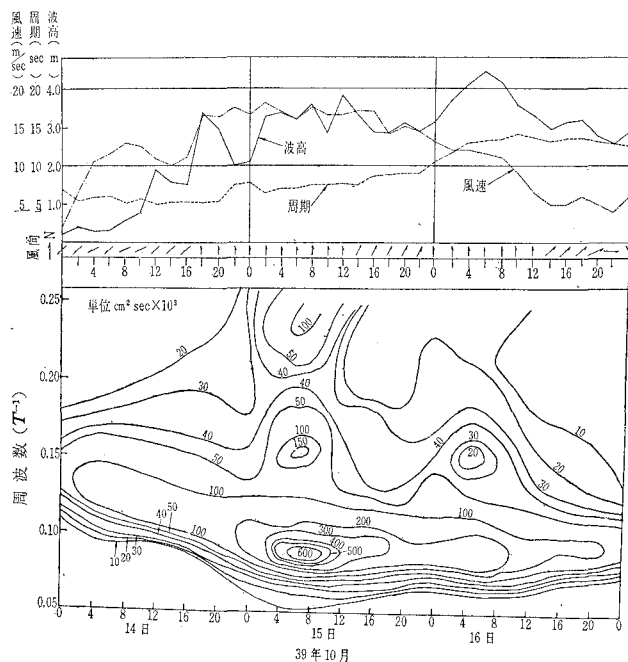


る。本例においてもいちじるしくスペクトルが増大する時刻の高周波数成分の勾配は $-7.0 \sim -7.7$ であり、他は $-4.5 \sim -5.0$ の値をとっている。

d) 径路⑫ (昭和 39 年 3 月 8 日 ~ 13 日の波 図-13)

8 日、八丈島の東にあった低気圧が発達しながら東に進み 3 月 9 日 3 時には中心示度 970 mb の大型台風並みの勢力になり、大陸の優勢な高気圧とともに西高東低の気

図—15



圧配置になった。このため風速 20 m/sec 以上の広大な風域が生じ北東の風が長時間吹送したと考えられる。鹿島港付近では 8 日 0 時頃から北東の風が強まり 18 時には北の風が 20 m/sec に達した。このため風波が急激に発達し 9 日 0 時頃最大となり、その後は徐々にピーク周波数が減少し、鹿島港の風速が弱まった 9 日 12 時には一時減衰した。その後周波数 0.7 cycle/sec くらいのうねりが来襲し徐々に減衰している。

e) 径路⑬(昭和 39 年 8 月 23 日～24 日の波 図—14)

22 日から 23 日にかけて、台風 14 号の影響を受けた前線が移動し、このため 8 月 23 日 12 時～14 時頃に短周期成分が一時的に増大した。天気図からみてこれは北よりの風によるものであるが、23 日 20 時頃に風域条件が急変したため短周期成分は激減し、南東方向からのうねりが現われ 8 月 24 日 12 時に最も発達したが短時間で減衰した。いずれも風域の急激な変化により急速に発達し減衰した。スペクトルの高周波数成分の勾配は 23 日 4 時には -6.8 くらいであるが 24 日 12 時のスペクトルでは高周波数成分 (0.12～0.15 cycle/sec) の増大がいちじるしく、明確に勾配を求めることはできなかった。スペクトル幅も 0.6 程度から 23 日 12 時前後に 0.4 に減少しその後は 0.5 程度である。

f) 径路⑭(昭和 39 年 10 月 16 日～18 日の波 図—15)

本報告で取り扱った資料の中で最も大きな有義波高が観測されたのが本例である。

10 月 14 日 3 時に四国から関東南海上をへて東にのびる前線が停滞していた。この前線に沿って低気圧が西か

ら東に移動し 15 日 3 時にはかなり勢力を増して進路を北東にとり、16 日 3 時には中心示度 986 mb に発達し、鹿島沖合 1300 km (N-35°, E-154°) に達し、優勢な大陸の高気圧とともに西高東低の気圧配置を形成した。鹿島港付近の風は 14 日 16 時から 15 日 16 時頃まで約 17 m/sec の北～北西方向が卓越し、16 日 12 時には 5 m/sec 前後に減衰した。17 日 3 時には低気圧の勢力がおとろえ北東方向の風域も遠ざかり波はうねりとなって減衰した。本例も b), c) および d) の例と同様に鹿島港北東～東海上において低気圧が発達し、広大な風域を形成後、減衰した例であり、スペクトルの変化もほぼ同様の傾向を示している。スペクトル幅は 0.6～0.7 でスペクトルの減衰時に徐々に減衰することおよびスペクトルの高周波数成分の勾配が $-4.5 \sim -5.5$ 程度の値であることも同じである。

以上簡単に 6 例についてスペクトルの時間に対する変化の様子を調べて見たが、使用したスペクトルが一次元のものであり、波向の観測値をそのまま持込むことも十分ではないと考えられるので、方向性を加味した検討が不十分である。しかしながら 3. (1) で得られた、鹿島港における波浪の一般特性を支持するには十分であろう。

特に異常海象時の沿岸波浪のスペクトルの時間的変化についてはつぎのようなことが推定される。

① 完全に発達した波のスペクトルの平衡領域に適用される f^{-5} 則は本例においても支持されるようであるが、スペクトルが急激に増大する場合には一時的に n は 5 より大きくなり 6.8～7.5 に達し徐々に減少し 5 前後になる傾向がある。

② 観測されたスペクトル幅は 0.35～0.8 の値をとったが、スペクトルが急増する場合には小さくなる傾向がある。全般的に風胴付水槽内の減衰域で得られた値²⁰⁾ より大きくなり、波高の分布は Rayleigh 分布 (スペクトル幅=0) より正規分布 (スペクトル幅=1.0) に近いようである。

特に減衰時にはスペクトル幅が漸増する傾向は通常概念とは逆であり、これについて考える場合には、計算の精度も問題になってくる。① とあわせて考えてみると、2. (3) で求められた $n(f)$ にしてもスペクトルの高周波数領域に対しては十分な精度はないようである。

③ 風波のスペクトルの発達および減衰：うねりのスペクトルの発達は井島¹⁹⁾ の示したパターンと良く一致するが、うねりが減衰する場合にはほとんどピーク周波数が一定のまま減衰している。これは解析の対象となった波浪現象が台風のように移動速度が速くない低気圧により生じていると考えられ、鹿島港で観測される異常波浪

の一つの特徴といっても良いだろう。

4. 結 び

本報告においてつぎの点が明らかとなった。

① 鹿島港付近の海上は 12~3 月に荒れ模様の日が多く、特に低気圧が発達しながら北東~東へ進む場合に大きな波が来襲する。

② 比較的長い期間、継続的に観測された有義波高の極大値の分布が Gumbel の極値分布にしたがうものとすれば、設計外力として使用される波高の再現期間をより合理的に推定できる。

③ 水深 11~13 m, 海底勾配 1/130 の地点での波高補正係数 $n(f)$ を求めた。水圧波形のスペクトルから、この値を用いて得られる有義波高、有義周期と有義波法により得られるそれらの間にはかなりの差異が生じた。

④ 異常海象時の波浪スペクトルの時間的变化を検計したところ、現地海岸で観測される波浪のスペクトルの発達、減衰等の機構を究明するためには、高周波数領域におけるスペクトルの勾配およびスペクトル幅などの変化の機構等もあわせ検討する必要があるようである。

なお、今後さらに多くの現地観測資料、特に表面波測定計器により得られる資料を検計していくと同時に計器の精度の向上、計算精度、能率の向上を計り水深の変化による n 値の変化、スペクトルの発達、減衰時における沿岸波浪スペクトルの形状特性の変化等について研究を進めて行きたい。

最後に現地観測に絶大なるご援助を頂いた運輸省第二港湾建設局鹿島港工事事務所各位、ならびに茨城県鹿島港建設事務所各位、データの整理解析に協力いただいた港湾技術研究所観測調査課技官菅原一晃、中村徹也氏に深く謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 運輸省第二港湾建設局・港湾技術研究所・茨城県：鹿島工業港の自然条件について、第2報、第3報、第4報。
- 2) 高橋智晴・鈴木椿実・佐々木弘・菅原一晃・中井徹也：波高観測の一例について、第3回港湾技術研究所報告

(1965)。

- 3) 高橋智晴・鈴木椿実・佐々木弘：超音波式波高計(水中型)について、防災科学技術総合研究速報第1号(1966)。
- 4) Draper, L.: Derivation of a Design Wave from Instrumental Records of Sea Waves, Proc. Inst. Civil. Eng., Vol. 26, No. 10.
- 5) Chow, V.T.: The Log-Probability Low and It's Engineering Application, Proc. A.S.C.E. Vol. 80 (1955)。
- 6) 角屋 睦：雨量分布とその最大値の分布、京都大学防災研究所年報、第4号(1961)。
- 7) Gumbel, F.J., 極値統計学, 河田静夫, 岩井重久, 加瀬滋男, 広川書店(1963)。
- 8) Dalrymple, T.: Flood-Frequency Analyses, Geological, Survey Water-Supply Paper (1960)。
- 9) 本間 仁・堀川清司・小森修蔵：水圧変動波形と水面波形の相関性, 第12回海岸工学講演会講演集(1965)。
- 10) Kornera, L.A.: Some Results of a Study of Wave Attenuation with Depth, IZV, Geophy. Ser, No. 12 (1962)。
- 11) Tsyplukhin, V.F.: Results from an Instrumental Study of the Attenuation of Ocean Waves with Depth, Okeanologia, 1963, 3 (5)。
- 12) 運輸省港湾局：港湾設計基準(案), (1966)。
- 13) 鹿島工業港の自然条件について、総合版, 運輸省第二港湾建設局・港湾技術研究所・茨城県:(未発表)
- 14) Ijima, T.: The Properties of Ocean Waves on the Pacific Coast and the Japan Sea Coast of Japan, T.T.R.I, Report, No. 25 (1957)。
- 15) Cartwright, D.E. & Longuet-Higgins, M.S.: The Statistical Distribution of the Maxima of a Random Functions, Proc. Royal Soc. A, Vol. 237 (1956)。
- 16) Phillips, O.M.: The Equilibrium Range in the Spectrum of Wind-generated Waves, Jour. of Fluid Mech., Vol. 4 (1958)。
- 17) Burling, R.W.: The Spectrum of Waves at Short Fetches, Deutsche Hydrographische Zeitschrift, Band 12, Heft 2, 3, 1959。
- 18) Kinsman, B.: Some Evidence on the Affect of Non-linearity on the Position of the Equilibrium Range in Wind-wave Spectra, Journal of Geophys. Research Vol. 11, No. 8, 1961。
- 19) Hamada, T.: On the f^{-5} Law of Wind-generated Waves, P.H.T.R.I, Report No. 6, 1964。
- 20) Mitsuyasu, H. and Kimura, H.: Wind Wave in Decay Area. Report of P.H.T.R.I. No. 5, 1964。