

平塚沿岸の風・水温および波について

著者	近藤 純正, 稲田 亘, 内藤 玄一, 渡部 勲
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	4
ページ	45-64
発行年	1970-01
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00000678

平塚沿岸の風・水温および波について

近藤純正・稲田 亘・内藤玄一・渡部 勲

国立防災科学技術センター平塚支所

Preliminary Study on Wind, Sea Water Temperature and Wave Height at the Coast of Hiratsuka

By

Junsei Kondo, Wataru Inada, Gen'ichi Naito and Isao Watabe

Hiratsuka Branch, National Research Center for Disaster Prevention

Abstract

Measurements of wind, sea water temperature and wave height were made on the Marine and Land Towers during 1968-1969. The Marine Tower is located near Hiratsuka City, Kanagawa Prefecture, 1 km distant from the shore at the water depth of 20 m, and the Land Tower, 160 m from the shore. Comparison was made between the vertical profiles of wind speed at the Marine Tower and the Land Tower. It is obtained that the height of secondary internal boundary layer is about 1/30 of the distance from the shore line for the land wind, and 1/10 for the sea wind.

Sea water temperature at the Marine Tower is by about 1 or 2°C lower than that at Izu-Oshima in winter, and the reverse in summer. Vertical profile of water temperature near the shore is found to be of nearly stratified structure in summer, and nearly uniform in winter and spring.

Under the conditions of strong SW-winds, the growth rate of the significant wave height is found to be about 25 cm/hr which is nearly equal to the results obtained by Pierson-Neumann-James, and it is found that the effective fetch to the Hiratsuka shore is 30-50 km, which corresponds to the geographical distance from Izu Peninsula to Hiratsuka. And some examples of the observation of wave height in typical conditions are presented.

1. ま え が き

神奈川県平塚市の沖合およそ 1 km, 水深 20 m の相模湾の中にたてられた海象・気象の観測塔は、波、沿岸水と外洋水の交換、大気と海洋間での各種エネルギーのやりとり、海岸線を境界とした海上と陸上の気象の相互作用、等々の研究に利用することができる。それら個々の問題を深く研究することに先だって、この平塚付近特有の一般的な性質を知っておくことも必要である。たとえば、この沿岸で観測した風は何をあらわし、また、水温はこの付近の水温を

どの程度に代表しているのか、波の成長に影響する風の吹送距離はどの程度かということを知っておきたい。

以上のような観点から、この研究においては、この1か年間に、主として観測塔を中心として測った気象・海象のいくつかを取り上げて解析し、平塚沿岸の一般的な特性を知るとともにここで取り上げている個々の問題の研究の手はじめとすることを目的としている。

2. 沿岸付近の風の特徴

この観測塔の北と北東方向の陸地は、ほぼ平らな市街地で、北西およそ 3 km のところには比較的こう配が大きい海拔 181 m の山がある。特に風速は局地的な地形に支配されるので観測塔で測った風速は何をあらわすかを吟味しておく必要がある。

海上観測塔での風は、その屋上にとりつけたエーロペンで測られており、その高度は海面からおよそ 22 m である。近藤、内藤 (1970) が示したように、その風速値は塔自体の影響のために、同じ高度の自然状態の海上風より大きくなっている。一方、陸上観測塔は海岸線から 160 m の海拔およそ 5.5 m の砂地上につくられた芝ふの露場であって、風速計の高度は地表面から 15.8 m である。

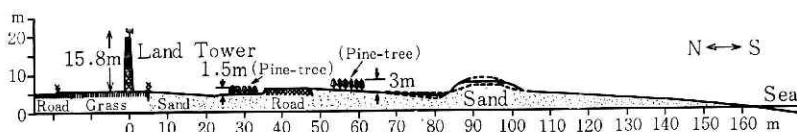


図1 陸上観測塔の南西側の南北断面図
(左方が北、右方が南の方向である。)

図1は陸上観測塔の南西側を測量した南北断面図である。塔から 30m 以北 (図の左側) は人家が密集しているが、南側はおおむね砂地であり、部分的に小さな松の木があったり、道路が1本ある。したがって北寄りの風は市街風の影響を受け、南西風が卓越する南寄りの風の時は海上風が海岸線から塔の間の砂山の影響を受けて、形を多少変えてやってくるものと考えてよい。

南寄りの風の時の海上観測塔屋上の風速と陸上観測塔上での風速の比は 1.3 である。(ただし、風向が真南の時は海上観測塔屋上の風速は南西風の時よりも 15% 弱くなる。この理由は海上風速計の真南の 4.5 m の所に 27×22 cm のアングル状の柱やその他の構造物があって、ちょうどそれによる風のかげになるためである。)

風向が北寄りの時には、海上風速の陸上風速に対する比は、風があまり強くない時は 1.8 であるが、強風の時はいくぶんこの比が小さくなる傾向を持つ。南よりの風の時の関係より風速比が大きくなる理由は、陸上観測塔の風速はほとんど市街地の風を示しているのに対し、海上観測塔の風速は、市街風が海上に出て、しだいに海上での二次境界層が形成されているためと考えられる。海上と陸上風速の違いは、その風速計の高さの違いと局地的な地形の影響と考え

られる。それで、もっとくわしくしらべてみた。

北東風の時海上観測塔と陸上観測塔を利用して風速の鉛直分布を観測し、陸上観測塔の高さ 15.8 m の風速に対する比を示したのが図 2 である。左側の図の中に黒印で示すのは海上での風速で塔自体の影響をあまり受けないように注意して測ったものである。縦座標は高さを対数目盛で示すが、よく知られているように風速の鉛直分布はほぼ対数分布になっている。この時は水温が気温より高温で、大気はいくぶん不安定状態であったから、対数分布から多少ずれた形になっている。×印は海上観測塔の屋上にとりつけられているルーチン用の風速計の値であって、近藤、内藤 (1970) が示したように、観測塔自体の影響を受けて、

風速が強くなっている。一方、白印で示すものは陸上観測塔での風速の鉛直分布である。地表から数 m 以上の高度では風速分布はこう配の大きな対数分布になっているとみなされ、その空気力学的粗度高はおよそ 1 m となり、よく知られている市街地上空の風速分布とみなされる。陸上風速で、1 m 以下の高さにもう一つの対数分布が見られるが、これは陸上観測塔のある露場の芝ふ上にできたごく局所的な二次境界層とみなされる。この空気力学的粗度高はおよそ 0.3 cm となるがこれもよく知られたように、小さな草地上の風速分布に相当する。ずっと上空の風速は観測してないが、下層で測った分布を上空にのばしてみると、およそ 50 m 以上の高度で、両地点の風速はほぼ一致するものとみなされる。北東の風であるから、市街地から海上観測塔までの風に対する吹送距離を 1.5 km とするならば、吹送距離対海上二次境界層の高度の比は 1/30 となる。理論的に得られている関係によると [Elliott (1958), Panofsky, Townsend (1964), Onishi, Estoque (1968) および Blom (1969)], この比は 1/10 ないし 1/100 であるが、今回の観測結果がこの間にはいっていることは興味あることである。ここで得られた観測結果をもっと距離を延ばして考えると、海面近くの風速は海岸から 10 km 沖合いては、この海上観測塔付近での風速より 10~20% 強くなっていることになる。

図 2 の右側は海から陸に風が吹く南西風の時である。前の場合とは逆に、砂山などの地面摩擦の影響が海面摩擦より大きいので、しだいに下層から風が弱くなったものと考えられる。この場合、風の吹送距離はおよそ 250 m で、海上風が変形を受けた高度は 20~30 m であるか

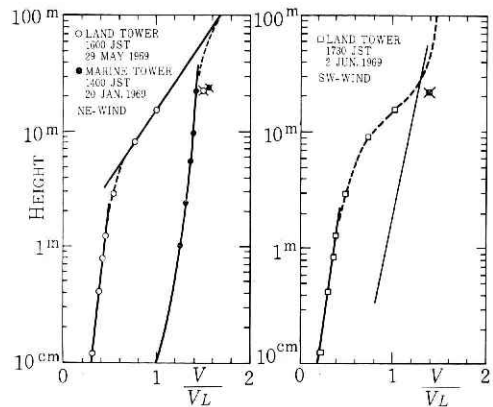


図 2 海上観測塔と陸上観測塔で測った風速の鉛直分布。陸上観測塔の 15.8 m の高さの風速 V_L に対する比で示す。左図は北東風、右図は南西風の時である。黒丸印は海上の風速、白丸印は陸上の風速。×印は海上観測塔の屋上の風速で、塔自体の影響のために自然風より強く出ている。北東風の時の条件は、 $V_{1m}=259$ cm/s, 海面温度 θ_s と高度 16 m の気温 θ_{16m} の差 $\theta_s - \theta_{16m} = 1.1^\circ\text{C}$, $V_L=376$ cm/s. 南西風の時の条件は $V_L=700$ cm/s.

ら、吹送距離対二次境界層高度の比はおおよそ 1/10 となる. Elliott らの理論計算が二つの異なる性質の地表面がある場所から急激に変化するという理想的なモデルに対する結果であるにもかかわらず、より複雑な地形をもつ、この平塚海岸にもほぼ成り立っているということはおもしろい. この関係がもっと内陸まで適用されているとすれば、たとえば高度 20 m の風速は海岸からの距離が 5~6 km のところまで行けば、風速は海岸での値のおよそ半分になることになる.

さて、通常海上風速は海面から 10 m の高度の風速を基準にしている. しかし、平塚でのルーチン観測はこの高さで測っていないので、必要な場合は上で得た結果を使って換算しなければならない. 表 1 に風速の比較を示したが、この関係は風速の強さや大気不安定度などによって多少変化をするので、一応の目安と見るべきである.

表 1 陸上観測塔、海上観測塔および海面上 10 m の高度の風速の比較
(ただし風速計の器差を補正した値に対する関係である.)

風 向	北よりの風		南よりの風(真南以外)		真 南 の 風	
	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s	m/s
陸上観測塔 15m の風速	5	15	5	15	5	15
海上観測塔船上風速	8.9	22.8	6.4	19.3	5.6	16.2
同上、塔の影響補正	8.2	21.1	5.9	17.9	5.9	17.9
海上 10 m の風速	7.7	19.7	5.5	16.7	5.5	16.7

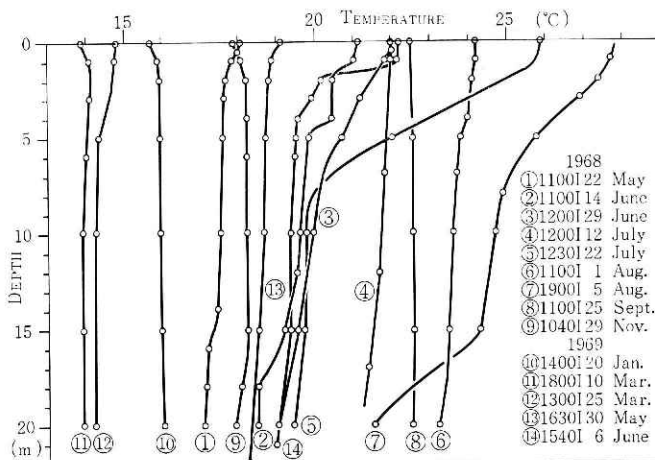


図 3 海岸から 1 km 沖にある観測塔で測った海水温度の鉛直分布
(1968年5月~1969年6月)

わす.

表 2 は平塚の観測塔と伊豆大島波浮港外の水温を1968年1月から翌年5月までの期間について比較したもので、それぞれの値は1か月間の平均値を表わす. この2か所の差はほとんどない. 夏期に平塚の方がわずかに高い値を示し、冬期は逆に大島の方が 2°C ぐらい高くなるが、

3. 水 温

水温測定は観測塔に固定された白金抵抗温度計による連続記録のほか、サーミスタ温度計を用いて随時塔上および観測艇で行なった.

図 3 は観測塔の位置における水温の鉛直分布を測定年月日順に示したものである. この位置の水深は潮位の変化はあるが平均 20 m で、縦軸は測定時の海面からの深さを表

年変化は同じ形をしている, この事実は大島が黒潮本流の中にあるから, 平塚沿岸付近はこの黒潮より密接なエネルギー輸送を受けているとも言えるし, また黒潮の支流に洗われているとも考えられる。

図4は水温の断面図で, 縦軸に水深 (60 m まで測定) 横軸に海岸線より垂直南方向への距

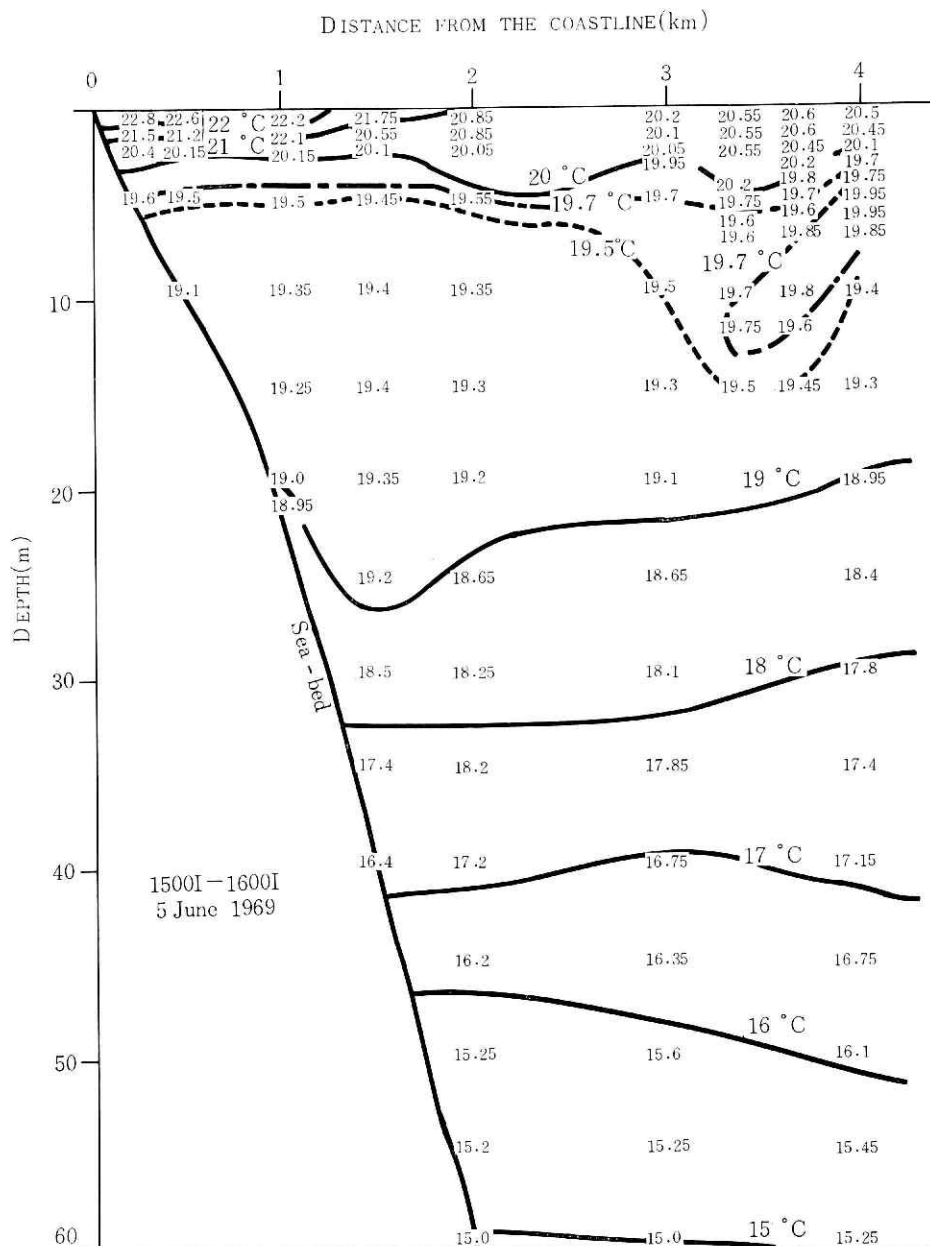


図4 平塚海岸から南の方へ向かって観測した水温の断面図の例

離 (4 km まで測定) をとって示した。この図は初夏の例であるが、一般に秋から春にかけては水深による温度差はあまりないが、夏は等温線が込んでいる。等温線は必ずしも単純な曲線ではないけれども、傾向として水平に層状である。この意味は、潮汐流、その他の沿岸流は傾斜をもつ海底に沿って深部の水がせり上がってくる現象はほとんどなく、等深線に平行した流れが強いことになる。

4. 平塚での高波のおもな原因

よく知られているように、波の状態はその時の風速や風の吹送距離、連吹時間、その近辺の地形、あるいは台風によるうねりのような場合には、台風の強さやそこからの距離など多くの要素によって支配されている。さらに外洋に広く面しているところでは、外洋の気象条件に波の状態が強い影響をうけ、局地的な諸条件に必ずしも支配されないので、きわめて複雑な波の

発生をみる。そのため波の解析は容易でないけれども、最初の段階として平塚沖で観測した資料を中心に波と風向や風速との関係を調べていこう。

1968年6月から1969年5月までの1か年にわたって毎日10時に観測した最大波高、平均風速、気温を図5に示した。ここでの波はおよそ10分間の記録から得たものである。波高に T の記号をつけたものは、台風に伴う波であることを示し、8月と9月に多いことがわかる。この時期は台風が次々と発生し、主としてうねりとなってくることが多い。 L の記号は強い低気圧が近くを通過した時の波で、どの季節にも見られる。1月に H の記号をつけた高波がみられるが、これは冬の大陸高気圧の張り出しによって季節風が強い時である。平塚付近では北寄りの風の時はあまり高い波は起こらないけれども、地形の関係から冬の季節風時に南西風が相模湾周辺に吹くものと考えられ、この時波が高い。 J の記号は低気圧が日本海または北海道の近くにあって、気圧配置からすると南寄りの風が強く吹き込む状態の時で、特に春に多く見られる。図の上から2番目は風速であるが、これに丸印をつけたものは南寄りの風、そうでないものは北寄りの風である。これと波高との関係をみると、南よりの風が強いときは波高も大きい。風が強くて北寄りの風の時は、波高は一般には大きくならない。それは観測塔は海岸からおおよそ1 km であって、波が充分に発達できる吹送距離が短いためである。しかし、北寄りの風のときでも台風や強い低気圧が南の方にあれば、うねりが来ることはいうまでもない。なお同図の一番下には気温と平均水面から2 m 下の水温を示してある。

表2 平塚沖観測塔と伊豆大島波浮港外で観測した海面近くの水温の比較

年	月	平 塚	伊豆大島	差
		°C	°C	°C
1968	1	15.4	16.2	-0.8
	2	14.4	15.0	-0.6
	3	13.2	13.7	-0.5
	4	14.5	15.4	-0.9
	5	17.9	17.2	+0.7
	6	21.0	20.0	+1.0
	7	22.3	22.0	+0.3
	8	25.7	25.5	+0.2
	9	23.0	23.6	-0.6
	10	22.4	21.9	+0.5
	11	18.6	20.8	-1.8
	12	16.9	18.1	-1.2
1969	1	15.4	16.8	-1.4
	2	14.4	15.5	-1.1
	3	13.9	16.4	-2.5
	4	15.3	16.8	-1.5
	5	18.1	19.6	-1.5

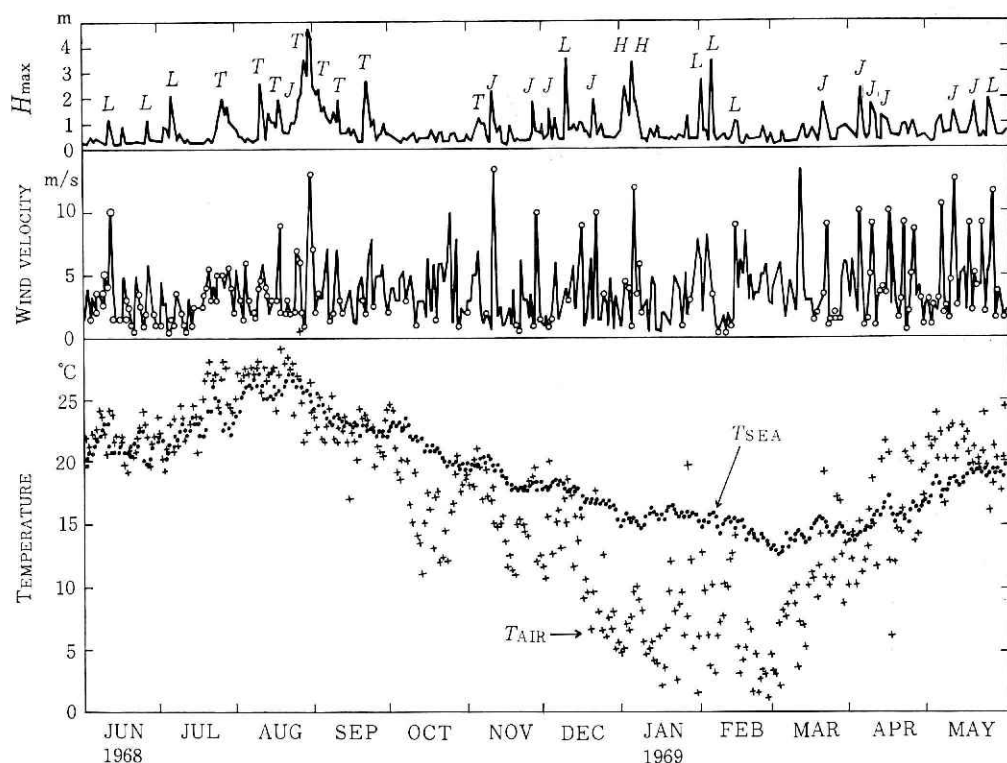


図 5 毎日10時の最大波高 ($H_{\max}$), 風速, 気温および水温の変化。
 $H_{\max}$ に示されている記号 L は低気圧が近くを通過した時, T は台風がある時, J は低気圧が日本海または北海道の近くにあつて南西風が吹く時, H は大陸から高気圧が張り出して季節風が吹く時である。また, 風速に○印をつけたのは, 風向が東南東～南～西南西であることを示す。

表 3 は以上のことがらをまとめたもので, 平塚での10時の最大波高が 1 m 以上あった日数を, 季節別におもな原因により分類した。

なお上記のことがらは, 10時に観測した資料をもとにして述べたものであるが, 統計的には日変化をもち, 4～8時に波高は小さく, 14～20時はそれより 40% ほど大きく, また風速の強い時刻より約 2 時間遅れて発達する。

表 3 10時の最大波高が 1m 以上あった日数とその原因。
 ただし, 期間は 1968年6月から1969年5月まで。

季 節	合 計 日 数	台風による日数	日本海または北海道付近に低気圧があった日数	その他の原因による日数
春	12 日	—	10 日	2 日
夏	25 日	20 日	3 日	2 日
秋	18 日	14 日	4 日	—
冬	17 日	—	2 日	15 日
計	72 日	34 日	19 日	19 日

次に平塚での波の観測が、湘南海岸全般の波をどの程度代表しているかの目安をつけるために、平塚沖とそれから約12 km 東方にある江ノ島沖の波高を比較してみた。神奈川県企業庁(1968)の資料から、平塚沖と江ノ島沖での1/3有義波高について8か月にわたる比較から言えることは、両地点で波高が50 cm 以上違うのは、全測定回数のうち1~2%程度である。

5. 波高の計算方法とそれらの統計的關係

従来から知られている波高と風速などの多くの関係は、目視による波や、あるいは水面下に沈められた水圧式波高計からの出力を通常のペン書き記録計に書かせた波などを資料としている。したがって、波高の定義は高い周波数の波を除いた比較的周期の長い波のみに注目したときの、波の山と谷の高さの差である。ところがここでわれわれが観測する水位変化の記録は、非常に短い周期のものも含んでいる。それから得られた記録の波の山と谷の差は、従来定義されている波高とは別のものになる。従来の定義と同じ波高を求めるために、最も簡単なデータ処理を行なった。すなわち短い時間間隔で採集した水位のデータを移動平均し、短い周期の波やノイズを除去して波高を求める。ただしこの移動平均の時間は、エネルギーを多く含んでいる主要な波を打ち消さない程度の短い時間でなければならない。この時間は水位変動のパワースペクトル密度の最大値のところの周期(有義波の周期にほぼ近い)の1/10程度の時間を一

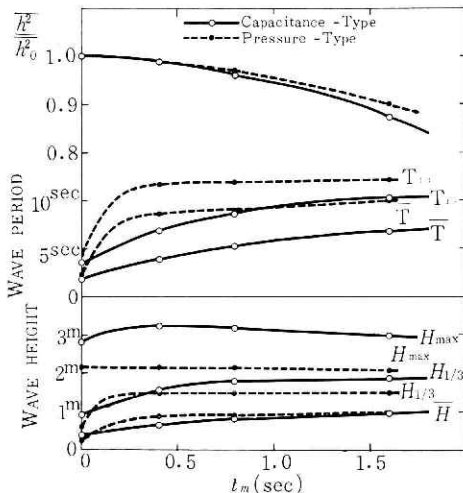


図6 海面の波の記録出力を t_m 時間で移動平均して処理した場合の波高 ($\bar{H}$ は平均波高, $H_{1/3}$ は1/3有義波高, $H_{\max}$ は最大波高)と周期 ($\bar{T}$ は平均周期, $T_{1/3}$ は有義波高の周期)および波のエネルギー ($\bar{h}^2$ は移動平均しない生の値, $\bar{h}^2$ は移動平均をして処理した値)の t_m による変化の観測例。1969年2月5日16時。実線は電気容量型波高計、破線は圧力式波高計によるものである。

応の目安と考えた。この理由は水位変動のパワースペクトルの形からして、この程度より短い周期の波を無視して波のエネルギーを求めても、たかだか数パーセント程度の誤差しか生じないからである。

図6は有義波の周期が10秒ぐらいの時のデータを用いて、移動平均の時間の長さを変えた場合に得られる波高、波の周期などを例として示したものである。予想されるように移動平均をしない瞬間ごとのデータ(0.2秒ごとに瞬間値を記録したもの)から求めた波高や周期は非常に小さな値となっている。移動平均の時間 t_m を大きくとると、波高はしだいに大きくなる。もっともこの図に示された t_m を非常に大きな値にとると、主要な波そのものも平滑化することになるので、波高値はピークに達したあとしだいに小さくなる。また周期は t_m とともに大きくなっている。図の一番上の曲線は水位

変動の二乗平均値すなわち波のエネルギーに相当する量であって、 $t_m=0$ の時に対する比である。 t_m を大きくすると短い周期の波を消すことになるので、この値は t_m が増すにしたがって小さくなる。この例では t_m を 1 秒にとった時、およそ 5% の減少をみる。以上の関係から瞬間値のデータより有義波高などを求める場合、有義波周期のおよそ 1/10 の時間で移動平均するのが適当と考えた。

上の方式で観測値を処理して求めた平均波高と 1/3 有義波高の関係ならびに 1/3 有義波高と最大波高との関係を次式で示す。

水圧式では

$$H_{1/3}=1.65 \bar{H}, \quad H_{\max}=1.4 H_{1/3}, \quad H_{\max}=2.3 \bar{H}.$$

電気容量型では

$$H_{1/3}=1.9 \bar{H}, \quad H_{\max}=1.6 H_{1/3}, \quad H_{\max}=3.0 \bar{H}.$$

従来の Longuet-Higgins の関係では

$$H_{1/3}=1.60 \bar{H}, \quad H_{\max}=1.50 H_{1/3}, \quad H_{\max}=2.4 \bar{H}.$$

ただしこの $H_{\max}$ は 80 個の波のうちの最大波高である。従来の関係と今回の圧力式波高計による結果とはほぼ一致しているが、表面波を観測する電気容量型波高計では、平均波高に比較して 1/3 有義波高や最大波高は大き目に出ている。これは同じ時間内に観測した場合、圧力式は深い所にあるため表面波の周期の短い波の振幅が減衰する、そして波の個数も少なくなってしまうためであろう。

なお、上に示した今回の結果は、およそ 10 分間の観測時間のデータから得たもので、波の個数は 80 個前後である。観測する波の個数を N とすると最大波高 $H_{\max}$ との間に統計的な関係があり、Longuet-Higgins によると

$$H_{\max}/\bar{H} \propto \sqrt{\log N}$$

である。今回のデータにおいてもこの式が近似的になりたっていることがわかった。

図 7 は電気容量型波高計によって得た 1/3 有義波高と、水位変動の二乗平均値すなわちエネルギーに相当する量との関係を示したものである。この図と上述の関係から

$$\bar{H}=2.0\sqrt{h^2}, \quad H_{1/3}=3.3\sqrt{h^2}$$

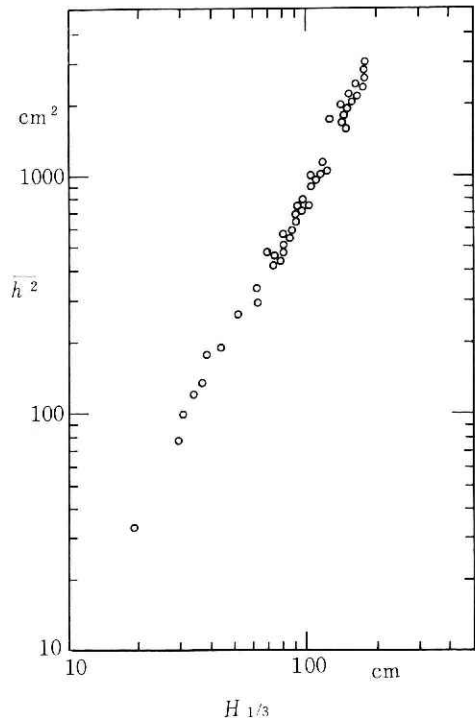


図 7 1/3 有義波高 $H_{1/3}$ と水位変動の二乗平均値 h^2 すなわち波のエネルギーとの関係 (電気容量型表面波高計による。)

が得られる。これは Longuet-Higgins の関係

$$\bar{H} = 1.772\sqrt{h^3}, \quad H_{1/3} = 2.832\sqrt{h^3}$$

に近いけれども、右辺が13%および17%大きくなっている。水位変動のスペクトルは場所やその他の条件によって変わってくるし、データ処理方法によっても変わるので、右辺の係数は厳密には一定とならない。そのためにこのぐらいの差が結果に出てきたものと解してよいだろう。

長期にわたって波の状態を調べたい時に、何時間ごとにデータをとればよいかを考えよう。波高の時間変化があまりないとすれば、観測は長時間ごとたとえば1日に1回とか2回でよい。この目安をつけるために、波高値の自己相関係数を求めてみた結果、2時間の遅れで0.9、12時間で0.6、24時間で0.25となり、ほぼなめらかに減少している。このことから非常に長い期間についての場合には1日に、1回か2回でよいと思われる。これに対して風速の自己相関関数は、2時間の遅れで0.7、12時間で0.1~0.2、24時間でほとんどなくなる。また風速と波高の相互相関関数は、遅れが1~2時間のところに最大値があり、15時間で最大値の50%に、24時間で20%程度となっている。それゆえに風による波高の発達などを調べる時の時間間隔は、1~2時間ごと程度、波高の減衰は半日ないし1日後まで観測を行なえばよいということになった。また風によって変化する波の周波数ごとのエネルギー、すなわち水位変動のパワースペクトルを求めるときは、後節の例でも示されるように、風速に対する時間応答が早いので、上で述べた時間間隔よりも細かく観測することが望ましいと考える。

次に波高値などの季節的統計量の表わし方として、平均値、度数分布等を表にして表わす方法などがあるが、ここでは新しい試みとして次のような表現を行なってみた。平塚沿岸の春の波と風の状態を求めるために、2時間ごとの10分間の水位変動の記録から最大波高を、また風速の記録から平均風速を求め、波高値（水位変動ではない）と風速のパワースペクトル $\Phi(f)$ を求めてみた。図8は標準偏差を σ として、正規化した量 $f\Phi(f)/\sigma^2$ を描いたものである。黒丸印は波高値を示すが、この図からみられることは、4~5日周期の変動が顕著にでている。天気図から調べた高気圧または低気圧の移動してくる周期と一致している。スペクトルにもう一つのピークがあり、それは1日周期の変化であって、海陸風に伴う波高の変化とみなされ、沿岸地域特有の性質であろう。なお最大波高の平均値と標準偏差は図にも示されているように、それぞれ74 cm, 54 cmである。また最大波高の日変化の振幅は、平均値の17%、同様に海上風速と陸上風速の日変化振幅は、それぞれ10%と21%である。

図8の白四角印と白三角印はそれぞれ海上と陸上観測塔の風速に対するパワースペクトルである。風速についても、4~5日周期のところにエネルギーの大きいところがみられるが、波高ほど顕著でない。また同図に×印で示したのは、海上風速と波高値のコヒーレンスで（日盛は右側の縦軸に示してある。）、傾向として長周期側で大きく、4~5日周期の風と波の相関が強く出て、0.5となっている。

これは波高などの統計量の一つの表現のしかたであるが、地形や季節、その他もろもろの条

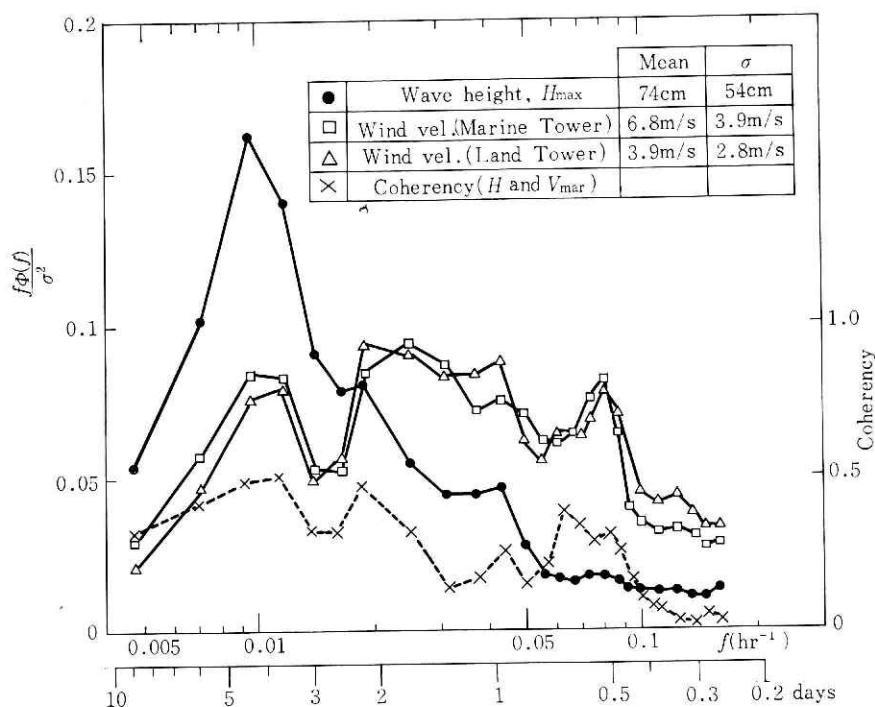


図 8 平塚の春の波高 (黒丸印), 風速 (白四角または白三角印) のスペクトル。ただし, 変動値の標準偏差の二乗で正規化した値である。×印は波高と風速のコヒーレンス。

件によって変わってくると考えられる。他の地域, 他の季節の波の統計をこのように表現すると, 比較しやすいであろう。

6. 波浪の成長と減衰

特定の周期に注目したとき, 波のエネルギーは, 風が吹き始めのころは時間に比例して増加し, その後, 指数関数的に急激に増加してから平衡状態に落ち着くことが知られている。これを周波数について積分したものが, 波のエネルギーになり, その平方根が波高にはほぼ比例する。実用的見地から, S-M-B 法 (Sverdrup-Munk-Bretschneider) や P-N-J 法 (Pierson-Neumann-James) として知られた波の発達の予報法が広く知られており, たとえば, 後者は Neumann のスペクトルをもとにしてつくったものである。C. C. S. 曲線と呼ばれる図から連吹時間を横座標に, 波のエネルギーの平方根すなわち波高を縦座標とし, 風速をパラメーターにして図を書き直すことができる。それによると, $1/3$ 有義波高は 24 cm/hr (風速が 7.5 m/s のとき), 26 cm/hr (10 m/s のとき), 28 cm/hr (15 m/s のとき) の速さではほぼ直線的に増加し, それぞれ 4.5 時間, 9 時間, 23 時間ぐらい経過すると, ほぼ平衡状態になる関係が得られる。

この関係が平塚海岸の波について得られるかどうかを調べてみた。南西風の時の資料をしら

べた。図9は、風向がほぼ一定で長時間吹いた時の1/3有義波高の風が吹き始めてからの時間経過による変化の模様を示したものである。実際問題として、時間 $t=0$ から風が急に吹き始め、また $t=0$ 以前には波はなかったという理想的なことはめったにないので、現実の観測結果は図に示されている程度になる。この図には、ほぼ一定とみなされる風が大体やんだ時刻の4時間後までの有義波高を示した。この図を概観して言えることは、波高の発達速度はほぼ Neumann の結果に一致するが、短い時間内に、しかも小さい波高でほぼ平衡状態になっているように見える。この図からほぼ平衡状態になったと見なされる時の波高を、風速の関数（海面上10mの高さの風速に換算した。）として図10に表わした。参考のために Neumann

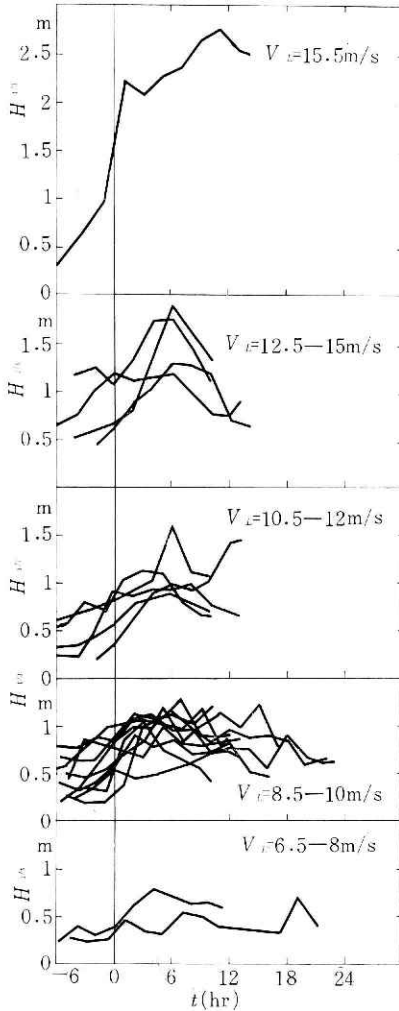


図9 南西風が吹く時の1/3有義波高の変化の模様を、吹き初めの前から吹き終わり4時間後まで示したもの。陸上風速 V_L の大きさごとに分類した。

の関係を曲線で書き込んである。実線は吹送距離を、波線は連吹時間をパラメーターとしたものである。図中の白丸印は連吹時間が6～8時間、×印は9～12時間、黒丸印は14～19時間の場合である。この結果をみてわかることは、平塚の南西風の時は、有効吹送距離が30～50km程度に相当している。平塚から南西方向30～50kmの距離は、真鶴岬や

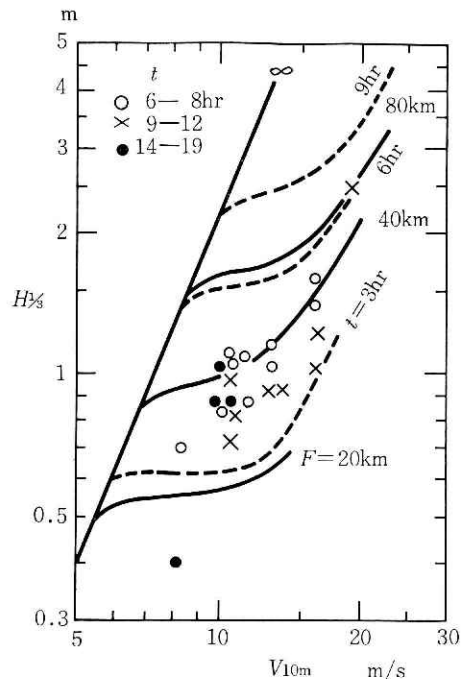


図10 南西風が6時間以上吹いた時の風速（海面上10m）と1/3有義波高との関係。図中の線は、Neumann による関係で、参考のために示す。

伊東になる。

波高の発達速度は、その発達段階によって異なるであろうが、ここで観測した波高がほぼ飽和値になる前の数時間、波高は時間に比例して増加するとしてその成長速度をもとめてみた。表4は最大波高が2 m 以上出た時の1/3有義波高の平均成長速度である。表の下方4個は参考のために台風の時の値を示したものであり、これは主としてうねりである。前述したように、Neumannによる風波の成長速度は風速にあまり関係がないが、ここでも成長速度と風速との間に顕著な関係は見いだされない。平均して風による有義波高は1時間に25 cm の割合で増加し、Neumannの結果にほぼ近い。

波はほぼ平衡状態になった後は、風がやむと指数関数的に減衰する。減衰をはじめてから12時間後の波高とはじめの波高との比を、12時間あたりの波高の減衰比としてこの表の5列目に示した。風波のときは平均して12時間後に42%となっている。参考のために示した台風の時の減衰比は52%となっている。

表4 最大波高が2 m 以上出た時の波の成長と減衰（成長速度は1時間当たりの有義波高の増加，減衰比は指数関数的に減衰とした場合の12時間後の有義波高の減衰比）

年 月	有義波高の成長			有義波高の減衰			最大波高の 最大値	波の発生の 原因
	日時	日時	成長速度	日時	日時	12時間当 りの減衰比		
1968 5	19 16	19 20	cm/hr 27	—	—	—	2.0 ^m	低 気 圧
12	10 00	10 09	31	10 12	10 24	0.47	4.5	突 風
1969 2	5 00	5 12	25	5 12	5 24	0.35	3.5	低 気 圧
3	21 04	21 08	28	21 08	21 20	0.58	2.6	低 気 圧
3	—	—	—	22 16	23 04	0.29	2.2	低 気 圧
4	4 06	4 22	18	5 06	5 18	0.46	3.9	低 気 圧
4	8 11	8 13	22	9 18	10 06	0.38	3.8	低 気 圧
5	—	—	—	6 08	6 20	0.40	2.0	低 気 圧
平 均	—	—	cm/hr 25	—	—	0.42	—	—
1968 7	24 22	26 06	3	29 06	29 18	0.66	2.7	台 風 4 号
8	10 08	10 14	27	11 14	12 02	0.47	3.3	台 風 7 号
8	29 09	29 18	13	29 22	30 10	0.61	4.0	台 風 10 号
9	20 09	20 18	28	22 00	22 12	0.36	5.8	台 風 15 号
平 均	—	—	cm/hr 18	—	—	0.52	—	—

7. 台風や低気圧などに伴う波の観測例

(1) 台風が南方洋上を北上した例

図11で示すように平塚より見通しのできる範囲の洋上を台風が北上した場合に平塚で高波を

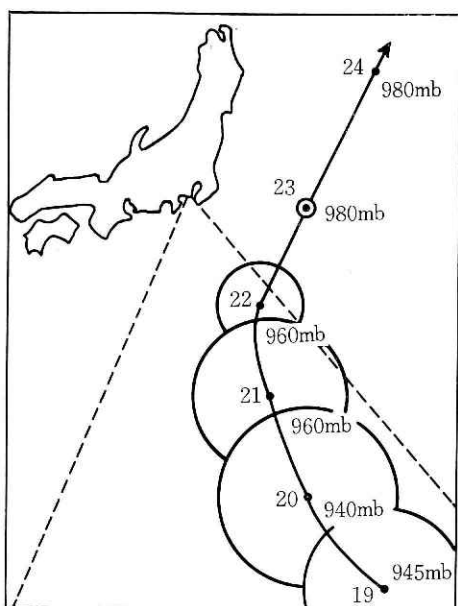


図 11 1968年15号台風経路図 (1968年9月19日～24日)。黒丸印は毎日3時の中心位置。台風の中心の回りに画いた円は風速25 m/s以上の暴風半径。平塚から南東と南西に延びる破線の間は、海面上の大圏コースに沿って平塚に至ることが可能な範囲を示す。

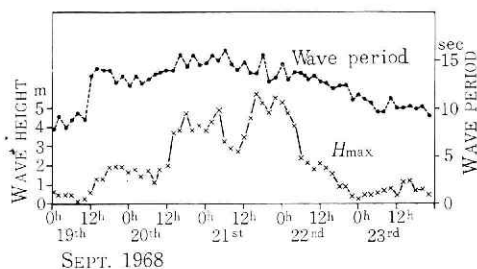


図 12 1968年15号台風に伴う最大波高と波の周期の時間変化

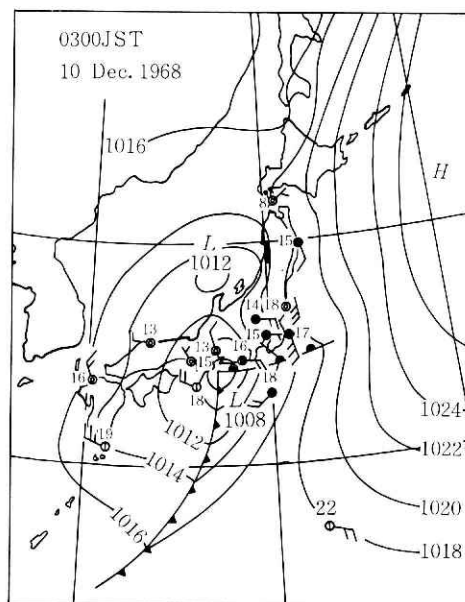


図 13 1968年12月10日3時の天気図

観測する。台風がこの見通し内にはいった時の波が到達した20日12時(図12を参照)より台風の右半円の強風域が見通し外に去ったためうねりが急激に小さくなった22日6時まで

に、最大 2.8 m から 5.8 m, 周期13秒から16秒の強いうねりがはいってきている。同図ではさらに、高い波が達する以前の19日12時より急に周期の長い波、すなわち台風によるうねりが達しているのも見いだせる。平塚では最も強い直進波がはいってくるのは、南南東と南南西の間で他の方面からのうねりは、伊豆半島または房総半島の影になり屈折して伝わるので波高は直進波と比較して非常に小さくなると考えられる。

(2) 冬の突風についての例

図13に見られる東西方向に延びた温暖前線が北上したため、南よりの突風が平塚付近にも発生し、最大 20 m/s に達した。この時の波は図14に示したように、前線が伊豆七島付近にある時から波高は直線的に増加し、平塚において風向が南に変わってから3時間後に最大波高 4.5 m を観測している。うねりはほぼ1日を要しておさまっている。

この例は、たまたま前線が平塚の北まで北上し、南寄りの風域にはいったため高波が発生し

た、一般には、低気圧が本邦南方を通過する時は、北東風が吹くけれども、吹送距離が小さいので、この沿岸では波高は大きくならない。しかし、たとえば、1969年2月5日に南岸を通過した強い低気圧(994 mb)の場合には、北東風であっても、有義波高が3m程度のうねりが来た。そのような例で、波高が1 mを越えたのは年間、6回程度である。

(3) 春の日本海低気圧に伴う波の観測例

日本海を低気圧が通った時は長時間ほぼ一定の南寄りの風が吹くことが多く、風波の発達がよく観測される。これはその典型的な観測例で、最初、風波もうねりもなかった。図15はこの期間の天気図である。風の吹出しとともに風波が発達していった過程を水位変動のパワースペクトルグラフから見ることができる(図16)。風は4月8日9時すぎからしだ

いに吹き始めたが、10時には曲線 C のごとく、周期1秒付近の成分を持つ波は飽和状態になり、12時には曲線 G のごとく、周期3秒より早い波がほぼ飽和状態になっている。しかし、これより遅い長周期の成分波は、依然として成長を続けていることがよくわかる。その後、1日以上経過して、波のエネルギーは最大になるまで発達している。そのあとは、風はしだいにおさまり、9日21時に N 曲線、10日9時の P 曲線、また10日から11日に風向も北東と変わったこともあって、11日9時の Q 曲線と減衰していった。

図17の一番下に、この期間の海上風速を風向別に記号で示す。また一番上の×印は1/3有義波高で目盛は上の左側に示す。白丸印は水位変動の二乗平均値 $\bar{h}^2$ で、波のエネルギーに相当する。1/3有義波高とエネルギーの関係を見やすくするために、波高の二乗がエネルギーに比例する目盛のスケールであらわした。四角の白印は水位変動のパワーの最大値 $\phi_{\max}$ であるが、波のエネルギーはこの付近にほとんど集中しているので、これは全エネルギー $\bar{h}^2$ とよい相関を示している。その他の黒丸印、黒四角印、黒三角印は、それぞれ周波数が0.1 c/s(周期10秒)、0.33 c/s(周期3秒)および1 c/s(周期1秒)のエネルギー密度の大きさを示したものである。なお、この図には示していないが、エネルギーが最大値に相当するところの周波数または周期は、1/3有義波高の周期とそのゼロクロス周期の間にはいつている。

そのほか、この期間中の1/3有義波高と10分間の最大波高の比は第5節で述べたように、およそ1.9である。また、よくやられているように、1/3有義波高、風速の二乗、吹送距離の

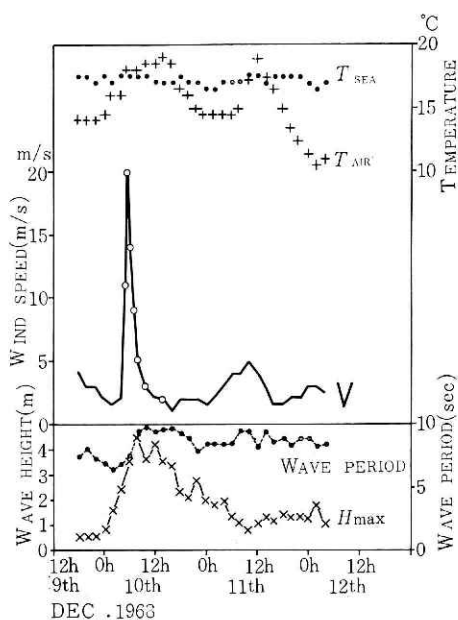


図14 1968年12月10日の突風に伴う波、風速、気温および水温の時間変化。風速(V)に白丸印をつけたものは、南東～南～南西の風向の時を示す。

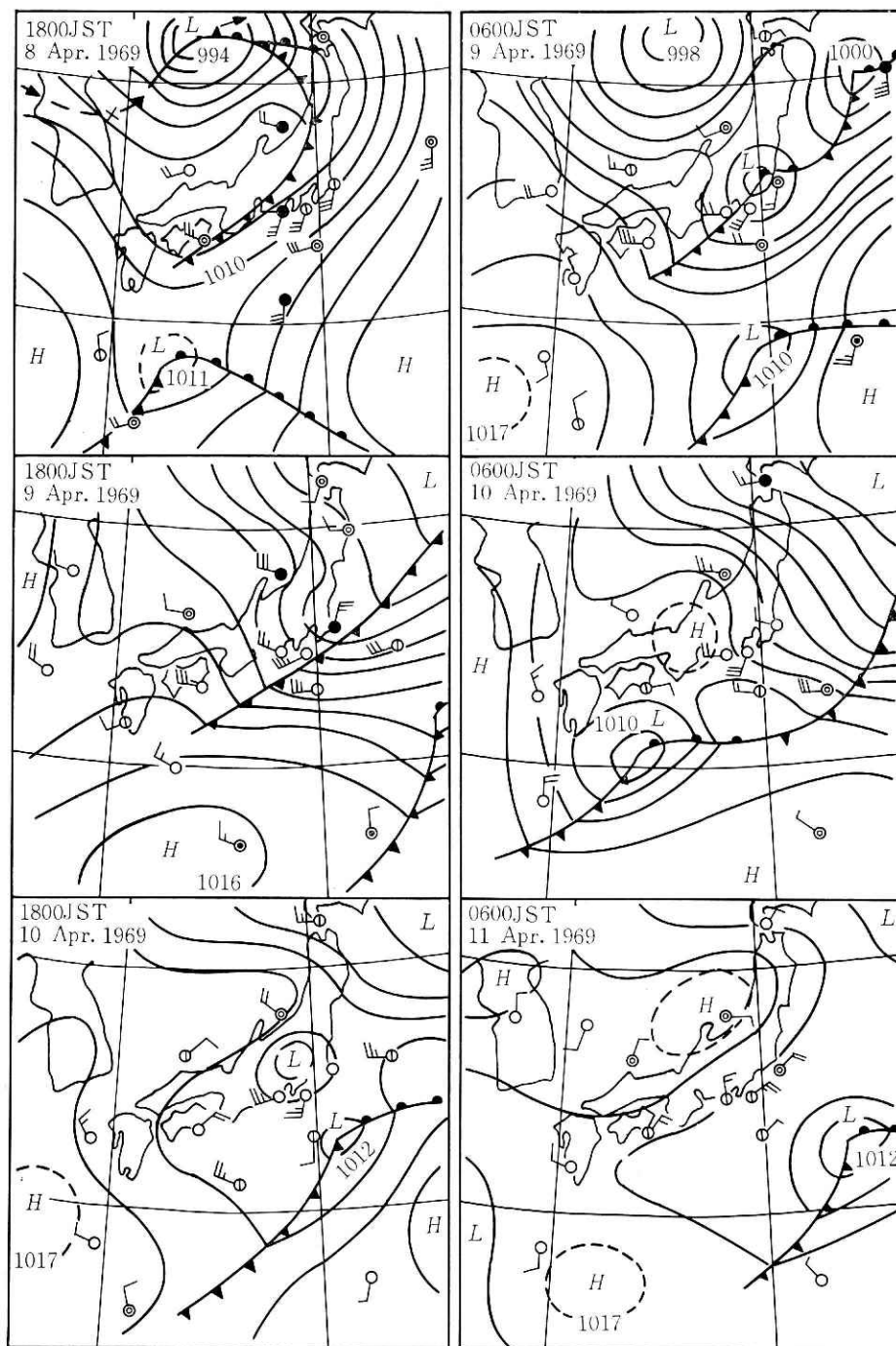


図 15 1969年4月8日から11日までの天気図

3要素でつくる吹送距離図表を書くと、南西風の時は第6節でも述べたのと同様に、吹送距離は40 km 前後と見なされ、南風の時はこれよりもいくぶん大きく、西南西の風の時はいくぶん小さい傾向にあることもわかった。

8. 結 論

平塚沖の相模湾に建てられた観測塔で主として測られた過去1か年間の資料を用いて、平塚沿岸の風、水温および海面の波の特性を調べたところ、次のようなことが得られた。

(1) 海上観測塔の風速は陸上観測塔の風速より強く、北寄りの風の時およそ1.8倍、南寄りの風の時は1.3倍である、これは測定高度が互いに多少異なることのほか、陸上観測塔は北風の時平塚の市街風の影響を、また南風の時は海岸の砂山の影響を受けているためである。

(2) しかしながら、地表面または海面から数10 m より上空では両者の風速はほぼ一致しているものと推定される。両点での風速の鉛直分布の観測から海風が陸地へ吹き込む時、あるいは逆の時、風は異なった地表面上の風となるため、二次境界層が生ずることがわかった。この境界層の高さと、風の吹送距離との比は陸風に対しておよそ1/30、海風に対しおよそ1/10である。

(3) 平塚沿岸の海水温度は伊豆大島の季節変化とよく似ており、夏は平塚がいくぶん高温であるが、冬期は1~2°C 程度低い。このことは、平塚沿岸の水温は黒潮の影響を強く受けていることを意味する。

(4) 表面水温は、冬はおよそ13°C、夏はおよそ28°C である。しかし20 m の海底では夏でも24°C を越えない。

(5) 海岸から沖合4 km ぐらいまでの間にかけて、表層から水深60 m までの海水温度の断面観測を行なったが、冬から春はほぼ等温であるが、夏期には水平的にほぼ層状分布をしているといえる。このことから水の動きは等深線に対して垂直でなく、平行な成分が強いことが推論される。

(6) 平塚沿岸での波は江ノ島沖の波高と大差ない。

(7) 電気容量の変化を利用して表面水位の各瞬間ごとの変化を記録したものから、従来定義された有義波高や最大波高を簡単に求めるには、有義波の周期の1/10程度の時間で、もとの記録を移動平均して求めるとよい。

(8) 平均波高と有義波高の比は、圧力式波高計で測ったものは従来の結果とほぼ一致し、1.65である。しかし電気容量型波高計で測った表面波高では、従来の結果よりいくぶん大きく1.9である。

(9) 波高値はデータのとり方、計算処理方法あるいは測器によって異なったものが出るが、水位変動の二乗平均値すなわち、波のエネルギーはその方法によってあまり変わらないので、他の資料と比較する場合は、エネルギーを用いるほうが望ましい。なお、ここで得られた1/3有

義波高は、水位変動の二乗平均値の平方根の 3.3 倍となった。

(10) 平塚沿岸での波は複雑で、風波のほかに、うねりも相当はいってくる。平塚と八丈島がともに南寄りの風向成分の時は、この付近一帯が南風の風系にはいっているとみなされるので波高は風速と関係が強い。しかし、このような場合は全体の20%の回数しかなく、その他の80%は局地的な風系に支配されているとみなされ、平塚の風速だけでは波高はほとんど表現することができない。

(11) 平塚が南西風の大きな風系にはいっている時、たとえば日本海に強い低気圧があるような時は風波が高くなる。このような例で最大波高が 1 m を越えるのは年間19日程度あり、そのうち、春がその半分を占める。しかし平均的な吹送距離は 30~50 km とみなされ、海面上 10 m の高さの風速が数時間にわたって 10 m/s の時、1/3 有義波高は 1 m、同 20 m/s の時、2.5 m 程度となる。

(12) 台風が南方洋上にある時は、たとえ平塚で風がなくても、うねりが打ち寄せ、最大波高が 2 m を越すのは年間10日程度、同 1 m を越すのは34日程度で夏と秋に多い。

(13) 平塚で南西風が強い時の 1/3 有義波高の平均の成長速度は 1 時間当たりおよそ 25 cm 程度である。また減衰比は12時間後で0.42程度となる。

(14) 風が急激に強くなった時の水位変動のパワースペクトルの変化をみると、吹き始めて 2 時間後までに周期が 3 秒より早い波が、また 4 時間後までには周期 5 秒より早い波が大体飽和状態になる。しかし、吹送距離が 30~50 km なので、周期の大きな波は十分には発達しなくて、周期 10 秒のスペクトル密度はたとえば Neumann のスペクトルと比較すると風速 15 m/s のところで、およそ 1 けた小さい。

以上は平塚沖の風、水温、および波の特性の概要を述べたものであるが、今後これら一つ一つについて詳細に調べなければならないと考えている。

最後に、この研究をまとめるに当たり、当センターの田中孝紀、藤縄幸雄、渡辺英雄の諸氏にも協力していただいたので、ここに謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 土木学会 (1963) : 水理公式集, 昭和38年増補改訂版, 603 pp.
- 2) 神奈川県企業庁総合開発局調査課 (1968) : 江之島沖 (一部平塚沖) 波浪記録台帳 (2), 自昭和41年 1月26日至昭和42年12月31日, p. 74.
- 3) Blom, J. and L. Wartena (1969) : The influence of changes in surface roughness on the development of the turbulent boundary layer in the lower layers of the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 255-265.
- 4) Bretschneider, C. L. (1952) : The generation and decay of wind waves in deep water. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, **33**, 381.
- 5) Elliott, W. P. (1958) : The growth of the atmospheric internal boundary layer. *Trans. Amer. Geophys. Un.*, **39**, 1048-1054.
- 6) Kondo, J. and G. Naito (1970) : Disturbed wind field around micrometeorological towers. (*To be published*)
- 7) Longuet-Higgins, M. S. (1952) : On the statistical distribution of the heights of sea waves. *J. Mar. Res.*, **2**, 245-266.

- 8) Onishi, G. and M. A. Estoque (1968) : Numerical study on atmospheric boundary layer flow over inhomogeneous terrain. *J. Met. Soc. Japan, Ser. 2*, **46**, 280-286.
- 9) Panofsky, H. A. and A. A. Townsend (1964) : Change of terrain roughness and the wind profile. *Quart. J. Roy. Met. Soc.*, **90**, 147-155.

(1969年7月8日 原稿受理)