

風波と高潮について

神戸海洋気象台技官 宮 崎 正 衛

1. 風波とうねり

最近における海波の研究の目覚ましい発達には、主として観測及び分析器械の進歩と予報理論の確立によるものと考えられる。前者は Folsom, Seiwel, Barber, Tucker など、後者は Sverdrup, Munk, Suthons, Arthur, 吉田などの多くの学者の協力による成果であつて、これらに基づいて風波とうねりの諸性質が次第に明らかにされてきている。

今から数十年前までは、波の観測はほとんど目測によつていたから、連続した正確な資料を得ることができなかつた。この意味で、水圧式波高計の完成は、劃期的なものといえよう。これは十数 m ないし数十 m の海底に鋭敏な圧力計を設置し、ケーブルなどで海岸と連絡して、海底の圧力変化を電氣的に自記せしめるものである⁽¹⁾。この場合の圧力変化の振幅と波高との比は、水深及び波長から厳密に計算することができる。この方式のものは、1945年頃から英国及び米国で沿岸数箇所に設置せられ、今日まで観測が続けられている。わが国の泉南海岸や八丈島などでは、類似の方式としてスタトスコープが試用されている。大洋においては、浮標によつて数十 m の深さに圧力計をつるし、その読みを直ちに水中でドラムに記録させるか、あるいは船中まで電氣的に導いて自記させる方法が行われた。最近では船倉に水圧計及び加速度計を併置して、その読みを合成して記録を得る試みも行われている⁽²⁾。

また Echo-sounder を海底または水中(潜水艦)から海面に向けてつかせ、それによつて波形を知る企てもある。ごく最近では、海上の低空を飛ぶ航空機に電波高度計を設置し、広範囲の波の分布を知ることまでできるようになった。

このようにして得られた資料は、もちろん単一の正弦波ではなく、種々の波長をもつた種々の起源の波の合成されたものである。従つてこれらの資料から波の特性を求めるには、まず調和分析を行つて、波のスペクトルを求めなければならない。英国の国立海洋研究所で始めて考案された調和分析器は、この目的のためのものであつて、これによつて一連の観測資料(約20分間のもの)から、機械的にスペクトル図を得ること

ができる⁽³⁾。また調和分析を行う代りに、自己相関図(Auto-correlogram)を自動的に計算する相関計も試作されている⁽²⁾。これらの分析器械の完成によつて、波の研究が著しく発達したことは、争えない事実であらう。

いま、海岸で観測された波のコレログラムの1例をあげると、図-1(a)のようになる。予想に反して、コレログラムはきわめて規則的な波形を画くが、これ

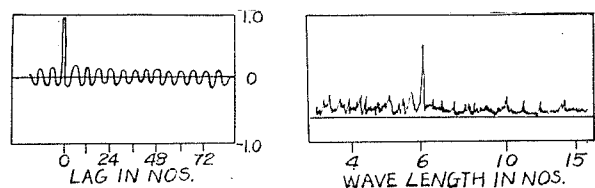


図-1 波のコレログラムとスペクトル図

は明らかに波の周期が一つの定まつた値のまわりに規則的に分布することを示すものに外ならない。同じ資料に対するスペクトル図を示す図-1(b)からも、この事実が裏書きされる。これはあたかも海が特定周期の波を通すフィルターのように働くことを示すものである。Seiwel⁽⁴⁾はこの特定周期の波をうねり、他を風波と定義している。ときにはうねりが二つ以上の擾乱源から来るために、コレログラムに干渉波が現れる場合もあるが、こうした場合も事情は全く同様である。

風による風波発生機構については、有名な Helmholtz の理論があるが、その発達機構は最近まで明らかにされていなかった。従つて風と風波との関係についても、いくつかの不充分な実験式(例えば Stevenson の式、Bjergen の式)があるだけで、このため理論的な裏づけをもつた関係式の発見が強く要望されていた。そしてこの要望に始めて答えたものが、近年の Sverdrup 及び Munk⁽⁵⁾ の理論である。

なおこゝで議論の対象になるのは、エネルギーとともに進行する非保存性の波—有義波—であつて、統計的には波高の高い方の波の平均波高と周期とをもつたものとなる。古典的な表面波の理論に従う保存波は、エネルギーよりもはるかに速い速度で進むから、寿命が短くて、議論の対象にはならない。

風から波へのエネルギーの移動については、Jeffreys⁽⁶⁾は法線応力を通じてのみ行われると考えたが、

Sverdrup 及び Munk⁽⁵⁾ によると、実は切線応力を通じても行われる。この2人はこうした思想の下に、さらに波に与えられるエネルギーを波高と波速の増大に費されるエネルギーに分離し、その割合を波の尖度(波長に対する波高の比)と波齢(風速に対する波速の比)との半実験的な関係**から求めたのである。風の要素(風速、吹送距離及び持続時間)と波の要素(波高*

り大きくでるようである⁽⁸⁾⁽⁹⁾。

つぎにうねりの問題に移ろう。うねりの観測は各地で行われているが、そのうちでも精度の高いものは、英国のコーンウォール海岸における資料であろう。図-3は1945年3月ニューファウンドランドの南東600

渚の低気圧からこの海岸に伝わったうねりの記録を2時間ごとに調和分析器にかけ、そのスペクトルの変化を調べたものである⁽¹⁰⁾。この図によると、まず長周期の前駆波が現われ、ついでうねりの到達とともに次第に波高が増加し、周期が減少していく模様がよくわかる。またスペクトルの巾も、時間の経過とともに、いくらか拡がっていく傾向が見られる。このように周期が減少す

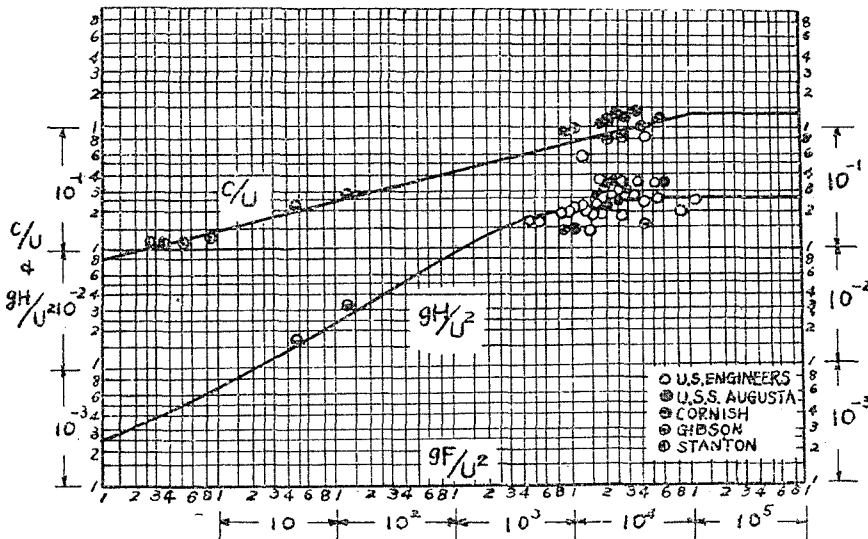


図-2 風の持続時間が充分長い場合の風の要素と波の要素との関係

*及び波速)との関係は、このようにして一般的に決定されるのであつて、風の持続時間が充分長い場合の関係は図-2のようになる。この理論は観測結果と大体良好な一致を示すが、波齢の若い波に対しては、波高はや

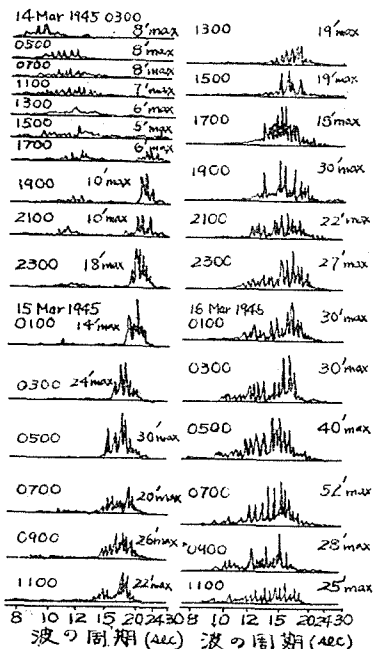


図-3 英国コーンウォール海岸におけるうねりのスペクトル図の変化

るのは、擾乱初期に発生する短波長の波の速度が遅く、後に発生した長波長の波の方が早く到達するからである。

Sverdrup 及び Munk は、一つのモデルによつて、うねりを理論的に取り扱っている。すなわち、風は一定の距離を一定速度で吹き、これによつて波高が H_F (cm)、周期が T_F (sec) に達した後は全く吹きやみ、波が空気の抵抗によつて次第に減衰すると考えた場合を論じたのであるが、その場合うねりの波高 H_D 、周期 T_D とその静穏域中を伝播した時間 t_D は、それぞれ

$$\left. \begin{aligned} T_D/T_F &= \{1 + 5.95 \times 10^{-4} (D/gT_F^2)\}^{0.50}, \\ H_D/H_F &= (T_D/T_F)^{-2.65}, \\ t_D/T_F &= 4.22 \times 10^4 (T_D/T_F - 1), \end{aligned} \right\} \quad (1)$$

によつて表わされる。こゝに、 D (cm) は静穏域中をうねりが伝播した距離、 g (cm/sec²) は重力加速度である。これは前述のコーンウォール海岸におけるうねりの観測結果とかなりの一致を示している。

** 吉田⁽⁷⁾は後にこの関係を理論的に定め、Sverdrup 及び Munk の與えた結果とほぼ一致することを確かめている。

風とうねりに関する Sverdrup 及び Munk の理論は、その後改良されて、予報の目的に使用されている。これは主として天気図によつて海上風速、吹送距離、持続時間などを推定し、それから風波やうねりの要素を直ちに計算図表から読みとるのである。その詳細については、例えば水路要報 19-21号⁽¹¹⁾に詳しく述べられている。

実際の適用例については、Dorn⁽¹²⁾、Isaacs 及び Saville⁽¹³⁾ の記述があるが、その結果の精度はまだ完全とはいえず、今後の理論の発展が切望されている。

2. 高 潮

わが国の沿岸、特に東京湾、大阪湾、有明海などの重要港湾は、しばしば高潮に襲われ、大きな被害を受けている。このために高潮に関する研究は、わが国では比較的進んでいるが、まだ未解決の問題がきわめて多い。

近年わが国沿岸を襲つた主な高潮は、いずれも台風によつて起されたものである。なかでも1934年9月、室戸台風に伴つて関西地方に起されたものは、その規模が最も大きく、阪神地区には推算潮位上2-4mの異状な潮位上昇をもたらし、人命、財産に多大の損害をあたえたことは記憶になお新たなところであろう。

高潮の分布が低気圧の進路と密接な関係をもつことは、当然予想されるところである。一般に南または西に開いた湾に沿つて台風が直進するか、またはこの湾が危険半円に入る場合、高潮は最も甚だしい。例えば神戸港について、1950年以降50cm以上の潮位上昇をもたらした低気圧の進路をとつてみると、大体次の三つの場合に分けて考えられる。

1. 紀伊水道、大阪湾附近を北上して阪神地区を襲うもの、(2例)。
2. 九州附近から北東に進み、阪神地区が危険半円に入るもの、(2例)。
3. 日本海を東進し、阪神地区に南寄りの風が卓越するもの、(4例)。

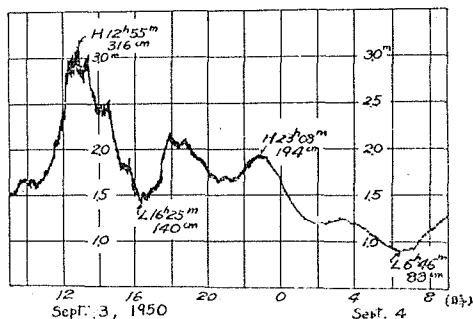


図-4 ジェーン台風時の神戸港の検潮記録

このうち最大の被害をもたらす可能性のあるのは才一の場合である。1950年9月の Jane 台風がこれにあたる。図-4 にかゝげたのは当時の神戸港における検潮記録である。室戸台風及び1912年9月の台風も同様な経路をとつた。

この場合、風津波は台風の進行に伴い、急速にその高さを増しつつ北上し、阪神海岸に直突する。従つてこの附近では台風後面に入つて風が南転した後に、著しい潮位上昇をみることとなつたのである。これは風速最大の方向がほぼ湾の主軸の方向に一致し、また水深が北に行くに従つて次第に減少するため吹寄せの影響が増大すること、さらに発達した台風ではその進行速度が大阪湾の長波速度に近づき、津浪が増巾されることなどの悪条件が相重なるためである。大阪湾、紀伊水道の顕著な副振動が誘発されるのもこの場合である。

1951年10月の Ruth 台風は才二の場合にあたり、当時の検潮記録を示したのが図-5 である。高潮は才一の場合ほど著しくはないが、やはり台風の危険半円に入るため、西方からの津波の伝播によつてかなりの潮位異状を起すことがある。この際、台風の近接につれて、最近接時の2,3日前から内海の潮位が全般的に上昇することが多いようである。

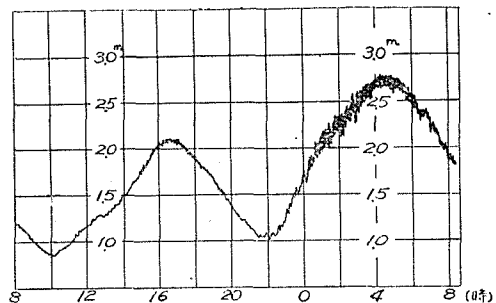


図-5 ルース台風時における神戸港の検潮記録

才三の場合は春季に多く見られ、台風によるものではない。この場合の潮位偏差(推算潮位よりの上昇量)は最高63cm(1953年6月)に達している。高潮としてはそれほど著しいものではないが、頻度は多く、ほとんど毎年数十cm以上の潮位偏差をもたらしている。

高潮の頻度 一定限度以上の高潮がどのくらいの割合で起るかということは、きわめて重要な問題であるが、これについての研究は少ない。僅かに大阪港の年最高潮位の分布から近代確率論に従つて調査されたものがあるが⁽¹⁴⁾、同地は地盤沈下が甚だしいため、その結果の適合度については疑問の点が多く、厳密に議

論するには潮位偏差の分布を問題としなければならない。筆者は神戸港その他における 50 cm 以上の偏差の分布について今調査を進めている。

潮位偏差は最も簡単には風速及び気圧の 1 次または 2 次式として実験的に表わすことができる。風による海面傾斜については、バルチック海での観測結果に基づく有名な Colding の実験式

$$\theta = 4.8 \times 10^{-7} V^2 / h \quad (2)$$

があり、これを異状潮位のないと考えられる箇所から積算してゆけば風による異状潮位を求めることができる。ここに、 V は風速 (m/sec), h は水深 (m) である。また各重要港湾についてこれを実験的に定める試みも多くの人々によつてなされている。例えば大阪港の異状潮位については、

$$H = 0.01047 W + 0.001821 W^2 + 0.04030 P \quad (3)$$

なる関係がある⁽¹⁵⁾。ここに、 H は潮位偏差 (m), W は風速の南西成分 (m/sec), P は気圧の月平均値からの降下量 (mb) である。事実、矩形で等深な港湾に沿つて一定の風が湾奥に向つて吹くとき、定常状態における湾奥の潮位上昇は、

$$H = P + 4.8 \times 10^{-2} l V^2 / h \quad (4)$$

によつて表わされることが理論的に確かめられる。ここに、 H は潮位偏差 (cm), P は気圧降下量 (mb), l は湾の長さ (km), V は風速 (m/sec), h は水深 (m) であり、また湾口においては $H = P$ と仮定されている。

(4) 式は原論文⁽¹⁵⁾では潮位を ft, 気圧を mm で表わしてあるので、現在常用されている単位に改めて計算し直した結果である。なお、この式の右辺第 1 項は気圧降下による静力学的な海面上昇を表わし、また第 2 項は前に述べた Colding の式を湾口から湾奥まで積分したものに外ならない。

これらの簡単な関係式は台風による高潮の概算に用いられ、かなりの精度をあげている。しかし実際には低気圧の進行とともに、気圧、風速が刻々変化し、定常状態とは考え難く、異状潮位はこれらの刻々の値とは必ずしも対応しない。そこでさらに厳密な理論が必要となつてくる。

まず、無限に広い等深の海を気圧擾乱が一定方向に一定速度で進む場合に起る潮位変化については、荒川及び吉武⁽¹⁶⁾や犬井⁽¹⁷⁾などの研究がある。高潮は擾乱の進行につれて進み、その高さはその進行速度が海の長波速度に近いほど大きくなる。しかし、この理論は擾乱が海岸に近づき、あるいは港湾に入つた場合には適用されない。この場合直線海岸の影響については竹上⁽¹⁸⁾の研究があり、港湾の中を気圧擾乱が進行する

場合の高潮については、寺田⁽¹⁹⁾、西村⁽²⁰⁾、広野⁽²¹⁾、山田⁽²²⁾などが詳細に論じているが、実際の現象を充分説明するには至らなかった。これはこれらの場合には、気圧の影響よりもむしろ風の影響の方が卓越するからである。

室戸台風来襲の直後、西村⁽²⁰⁾は進行する風系に伴う港湾の高潮を論じたが、数値解は求められなかった。風及び気圧の影響を考慮に入れた数値解が得られたのは、やゝ後になつてからである。

その最初に発表された私達の理論⁽²³⁾⁽²⁴⁾においては、大阪湾、東京湾の高潮は移動する気象擾乱によつて港湾に起される強制静振と考えられ、

1. 台風は形を変えずに湾の主軸に沿つて一定の速度で進み、

2. 異状潮は台風が湾内に入つて初めて起る、

との仮定の下に、室戸台風及び 1917 年 10 月の台風の際の風、気圧の実測値を用いて計算が行われた。その結果、室戸台風時の大阪の津波の起時は 8 時 20 分、高さは 3.3 m となつた。これは台風来襲前後における大阪湾の全体的な上昇 (50-70 cm) が理論に含まれないことを考慮すれば、ほぼ実測と一致した結果といえよう。しかし、最高波以後の変化及び湾の対岸における変化は、実測とかなりの相違がある。その後、野満⁽²⁵⁾、市栄⁽²⁶⁾は静振よりも副振動の効果の方が卓越することを考えて、同様な計算を行い、北岸の高潮分布をほぼ説明することができたが、南岸の分布を説明することはできなかった。

最近、宮崎⁽²⁷⁾は紀伊水道の影響を考慮に入れて、進行性擾乱による大阪港及び洲本港の高潮分布を計算し、両者ともほぼ実測の結果と一致することを確認した。また山田⁽²⁸⁾は流速を深さに対する 2 次式と考え、摩擦の影響を考慮したより完全な解を求めた。従来の理論においては流速の鉛直分布を考えず、海底の接線応力を仮定することによつて基本方程式を積分するのが例であつた。

以上は主として擾乱が港湾に沿つて直進する場合の理論である。古来大きな被害をもたらした高潮は、この場合に属するものが多いが、他の機構を考えねばならぬ場合もある。市栄⁽²⁹⁾及び宇野木⁽³⁰⁾は風の不連続によつて擾乱源から離れた地点に到達する海面擾乱を論じたが、まだ実際の変化と充分対応した結果は得られていない。

本研究課題の下に、筆者はまず神戸港における高潮を取り扱つた。同港においては 1925 年以来今日まで、50 cm 以上の高潮は 33 回来襲している。これらの記録からわれわれは 1 m 以上の高潮はほぼ 3 年に 1 回、1.5

m 以上は16年に1回, 2 m 以上は103年に1回期待されることを知った。さらに風及び気圧の極値と高潮との数値的關係もすでに求められている。しかし厳密には高潮量はこれらの要素のみではなく, その時間的変化にも影響するから, 筆者は低気圧の経路などにより, その変化のいくつかのモデルをつくり, これらの場合について理論的考察を進めている。引き続き横浜港, 長崎港などについても, 高潮の頻度を計算する予定である。

また, 2次元の進行性擾乱が海面にあたえられたとき, 潮位が如何に変化するかを研究中である。これは洋上を台風が進むときの海岸の潮位の変化を対象とするものである。

文献 (1)~(13): 風波さうねり,
(14)~(30): 高潮。

- (1) Folsom, R. G.; 1949. Trans. Amer. Geophys. Union, 30, 691.
- (2) Tucker, M. J.; 1952. J. Sci. Instrum., 29, 321.
- (3) Barber, N. F., Ursell, F., Darbyshire, J. and Tucker, M. J.; 1946. Nature, Lond., 158, 329.
- (4) Seiwel, H. R.; 1949. Proc. Nat. Acad. Sci., 35, 518.
- (5) Sverdrup, H. U. and Munk, W. H.; 1947. Wind, sea and swell: theory of relations for forecasting, U. S. Navy, Hy. O. Publ. No. 601.
- (6) Joffreys, H.; 1925. Proc. Roy. Soc. Lond., A, 107, 189.
- (7) Yoshida, K.; 1951. Geophys. Notes, (4), 6, 1.
- (8) Roll, H. U.; 1949. D. Hydrogr. Zeit., 2, 208.
- (9) Roll, H. U.; 1951. Ann. Met., 4, 269.
- (10) Deacon, G. E. R.; 1949. Quart. Jour. Roy. Met. Soc., (325) 75, 227.
- (11) 水路部波浪係; 1950. 水路要報, 19, 126; 20, 200; 21, 234.
- (12) Donn, W. L.; 1949. Trans. Amer. Geophys. Uni., 30, 507.
- (13) Isaacs, J. D. and Saville, T. Jr.; 1949. Ann. N. Y. Acad. Sci., 51, 502.
- (14) 橋本義愛; 1951. シューン台風報告 (中央気象台彙報第36冊), 221.
- (15) 中村左衛門太郎; 1935. 気象集誌, 13, 222.
- (16) 荒川秀俊, 吉武素二; 1935. 室戸台風調査報告 (中央気象台彙報第9冊), 347.
- (17) Inui, T.; 1936. Proc. Phys. Math. Soc. Japan, (3) 18, 60 and 99.
- (18) Takegami, T.; 1938. Mem. Kyoto. Imp. Univ., A 21, 69.
- (19) 寺田一彦; 1935. 気象集誌, 13, 62.
- (20) 西村源六郎; 1935. 地震研究所彙報, 別冊 2, 1 及び29.
- (21) 広野卓藏; 1936. 気象集誌, 14, 348.
- (22) 山田彦兒; 1936. 海と空, 16, 353.
- (23) 和達清夫; 1938. 海と空, 18, 421.
- (24) 和達清夫, 松尾喜代子; 1939. 海と空, 19, 70.
- (25) 野満隆治, 竹上藤七郎, 松崎卓一; 1940. 地球物理, 4, 93.
- (26) 市榮 啓; 1951. 中央気象台海洋報告, 2, 97.
- (27) 宮崎正衛; 1951. 中央気象台海洋報告, 2, 9.
- (28) Yamada, H.; 1950. Rep. Res. Inst. Fluid Eng., 6, 22.
- (29) 市榮 啓; 1950. 研究時報, 1, 426.
- (30) Unoki, S.; 1951. Oceanogr. Mag., 3, 53.