

台風によって起った大島岡田港の気象潮

磯 崎 一 郎

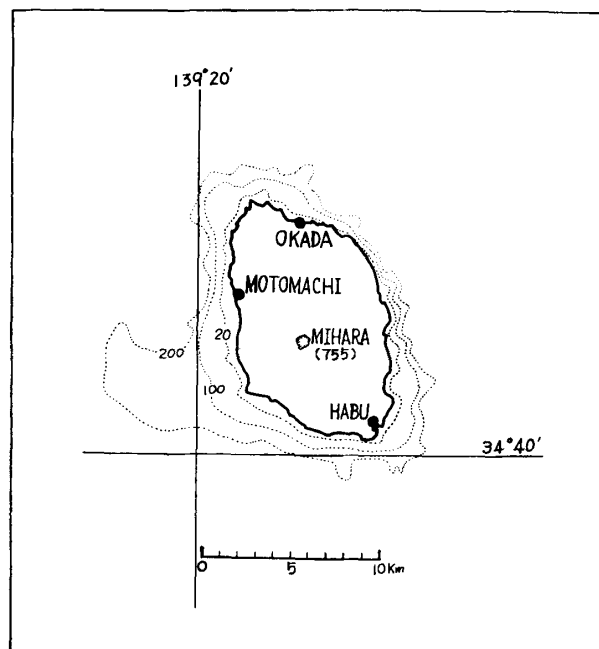
1. はしがき

水深が十分に深い外洋で起る高潮は、気圧降下
 があまり急でないかぎり、その大部分が気圧降下
 に静力学的に釣合う潮位上昇で説明され、風の効
 果は小さいと云われている。一方、台風域内のよ
 うな大規模な風系の中では、たとえ外洋であって
 も風の stress に起因する水位変化が重要になり
 得ることを Kajiura¹ がみちびいている。然らば
 実際の現象はどうであるかという、このような
 水位変化を洋上で観測することはきわめて困難で
 あるから、その詳細はまだよくわかっていない。
 これを知ろうとすると、今のところ、外洋上の孤
 島における観測資料を用いるほかはない。近年、
 各所の孤島で潮汐観測が行なわれるようになって
 来たが、ここでは比較的資料の充実している伊豆
 大島の岡田港の検潮記録から、台風によって起っ
 た気象潮を解析して、台風域内の水位変動の分布
 を求めた結果を報告する。この結果は、定性的に
 はある程度 Kajiura の理論を実証しているよう
 であるが、なお説明できない幾つかの現象がある。
 本州の陸地の影響、島そのものの影響、海が成層
 していることに起因するもの、あるいはうねり
 による wave set up など多くの原因が考えられる

が、今後の研究にまたねばならないであろう。

2. 資 料

第1図に示す通り、岡田港は伊豆大島の北側の
 海岸にあり（北緯 34°47′，東経 139°24′），南な
 いし南西の風浪に対しては島かげになるような位
 置にあたる。ここで観測された潮汐資料のうち

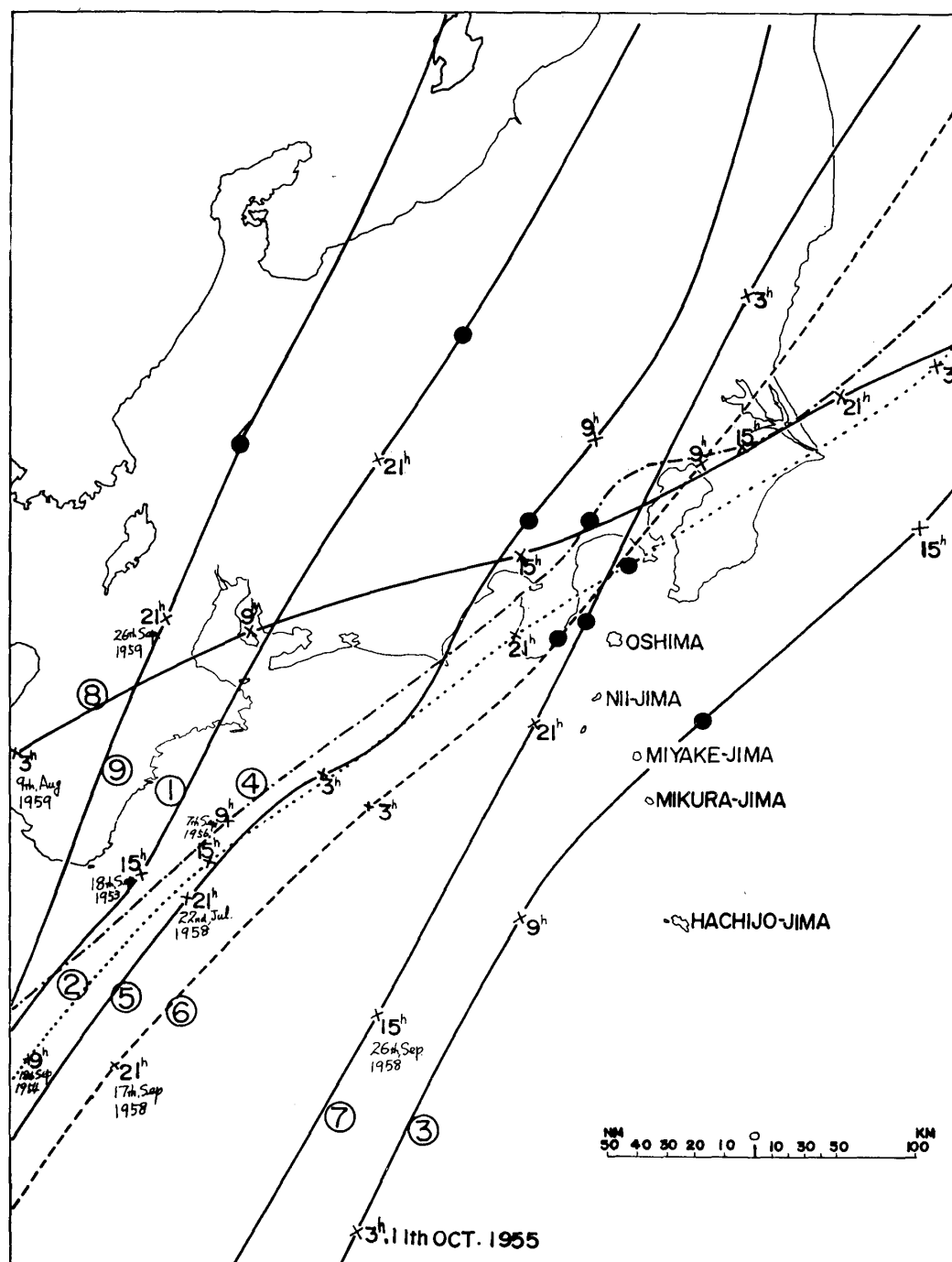


第1図 大島岡田港の位置

第 1 表

	年 月 日 (台風番号)	最大偏差	最 低 気 圧	最 大 風 速	経 路
		cm	mb	m/s	
1	1953. 9. 25 (No. 5313)	33	987.3	SW 30.3	B
2	1954. 9. 18 (No. 5414)	33	976.6	S 25.4	A ₁
3	1955. 10. 11 (No. 5525)	22	985.9	NNE 28.9	C
4	1956. 9. 27 (No. 5615)	32	983.7	SW 29.6	A ₂
5	1958. 7. 23 (No. 5811)	25	987.1	SSE 32.0	A ₂
6	1958. 9. 18 (No. 5821)	32	959.5	SE 25.8	A ₁
7	1958. 9. 26 (No. 5822)	45	963.8	SSE 36.0	A ₁
8	1959. 8. 9 (No. 5906)	29	981.2	SW 17.4	D
9	1959. 9. 26 (No. 5915)	28	990.0	SSW 28.2	B

台風によって起った大島岡田港の気象潮



第2図 台風経路図。経路上の黒丸は岡田港で気象潮の最大が起った時の台風の位置。

1953 年より 1960 年までの 8 ケ年間に、台風によって起った異常潮位の代表的のものは 9 例あり、その一覧表を第 1 表にかかげた。これから述べることはこの 9 例の台風の気象潮についての解析である。

第 2 図には、これら 9 例の台風の経路を示してあるが、この経路上で黒丸印は岡田港で気象潮が最大になった時の台風の位置を示す。これらはい

ずれも、台風が大島に最も接近した位置にきわめて近い。今後の解析の便宜上これらの台風経路を次の 4 つに分けて考察する。

A 型：台風が大島の西側を、比較的接近して南から北東に通過したもの。特に大島から 50 km 以内に接近したものを A₁ 型、50 km 以上であったものを A₂ 型とする。

B 型：台風が大島の西側をかなりはなれて南西

台風によって起った大島岡田港の気象潮

から北東に進行したもの。

C型：台風が大島の東側を南から北東に進んだもの。

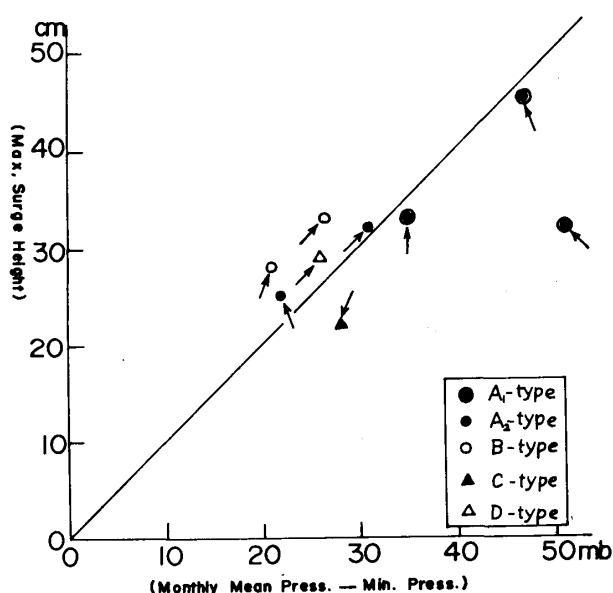
D型：台風が大島の北側を西から東に進んだもの。

第1表においてわかる通り、大島では台風によって起る気象潮は比較的小さく、その最大値は1958年9月26日の狩野川台風のさいの45 cmであった。その他はほぼ30 cm内外で、日常の潮汐の潮差が100 cm以上であることを考えると沿岸災害におよぼす高潮の直接的効果はあまり大きくないことが想像される。

ここで、気象潮あるいは偏差とは、主要15分潮の振幅と位相を用いて毎時の推算潮位を求め、これを観測潮位から差し引いたものである。なお推算潮位と観測潮位はそれぞれの月平均値が合うように基準面をえらんだ。また台風接近の前および通過の後とも、推算潮位と観測潮位の位相が同じようにずれている場合には、位相を合わせるように補正した。

3. 最大偏差について

気圧下降量と気象潮の関係を概観するために、上記9例の台風について大島の月平均気圧と最低気圧の差を最大偏差に対してプロットしたのが第3図である。この図で矢印はそれぞれの台風の大



第3図 最低気圧と気象潮最大との関係。
矢印は最大風速の風向。

島における最大風速の風向を示し、また記入された点の記号は台風経路の型を示す。この図によると、大局的には気圧と潮位上昇量の間に静力学的平衡関係が成立っているようであるが、点はかなり分散している。しかしこの点のばらつきには次のような規則性が見出される。A₁型では気圧下降量から静力学的に期待される値よりも潮位上昇量が小さく、ことに台風の移動速度の早かった5822号台風の場合に著しい。多分、台風中心付近の急激な気圧下降に対して水位上昇の応答がおくれることによるのであろう。北東風の卓越するC型でも、潮位上昇量は気圧下降から期待される値よりも小さい。B型、A₂型、D型では潮位上昇量は気圧下降から期待される値より大きく、特にB型で著しい。

以上のことから、南西の強風が卓越するような台風経路の場合に潮位上昇量が大きく、東ないし北東の強風が卓越するような台風経路で小さいという一般的な性質がわかるが、これは第3図の風向の矢印からも知られる。岡田港では南西風は陸から沖に吹き出す風であり、北東風は海から陸に向って吹く風であるから、いわゆる風の吹き寄せ効果とは逆の現象である。すなわち、岡田港の気象潮には風の直接的効果は小さく、他の何らかの要素が大きく影響しているであろうことが推測される。

最低気圧の起時と最大偏差の起時とを較べてみると、最大偏差が最低気圧と同時刻あるいはそれより1~2時間前に起っているものが7例、最低気圧よりも遅れて起ったものが2例となっている。Ogura²、宇野木³等は最大偏差が最低気圧の起時よりも遅れることを論じているが、この解析ではこの性質は明らかでなく、むしろ逆の傾向がみられる。しかし台風の衰弱や構造の変形などがあるからはっきりしたことは云えない。

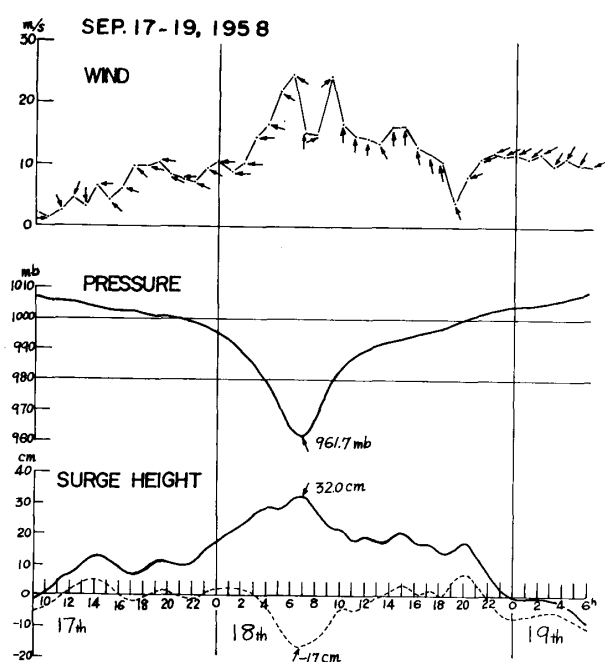
4. 気象潮の時間変化

前節で示した気象潮の性質を更にこまかく知るために、毎時間の気象潮を台風の経路の型に分けて考察してみよう。

a) A型経路の場合

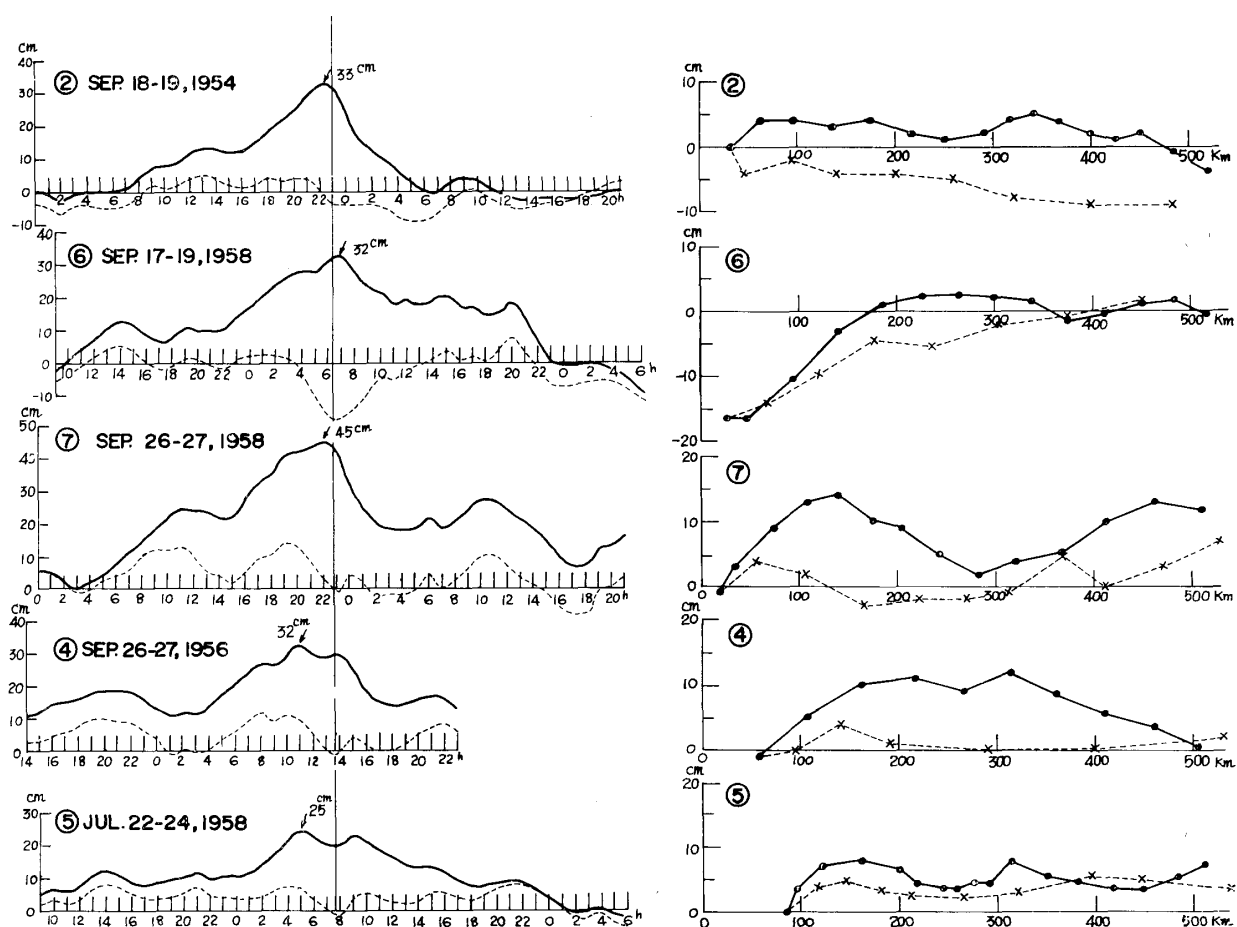
第4図にはA型経路の台風の代表として5821

台風によって起った大島岡田港の気象潮



第4図 5821号台風による大島の風、気圧、気象潮（実線： ζ 、点線： $\zeta - \zeta_p$ ）の時間変化

号台風の時の風、気圧および気象潮の変化を示してある。A型経路の場合には大島の風は台風の前
面では南東風で、中心が通過すると南風になるの
が普通であって、この特徴は第4図にも明瞭に見
られる。またこの例では台風中心付近で風が弱ま
っており、眼の現象が記録されている。台風が島
の比較的近くを通るため、気圧下降量も大きい。
気象潮は最大が 32 cm で、最低気圧とほぼ同時
刻に起っている。気圧に静力学的に釣合う潮位上
昇量（以後これを ζ_p なる記号であらわす）を観
測された気象潮（以後これを ζ であらわす）か
ら差し引いたものを図中の点線で示してあるが、
これによると台風中心通過前後約3時間の間では
 ζ の方が ζ_p より小さく、その他の期間では ζ と
 ζ_p とがほぼ等しい。これは、ゆっくりした気圧
変化の場合には潮位は気圧と静力学的に釣合うよ
うに変化するが、台風中心付近の急激な気圧変化



第5図 左：A型経路の台風の ζ （実線）および $\zeta - \zeta_p$ （点線）の時間変化。中央の縦線は最低気圧の時
刻を表わす。 右： $\zeta - \zeta_p$ と台風中心からの距離との関係。 実線は台風の前面、点線は後面の値
である。

台風によって起った大島岡田港の気象潮

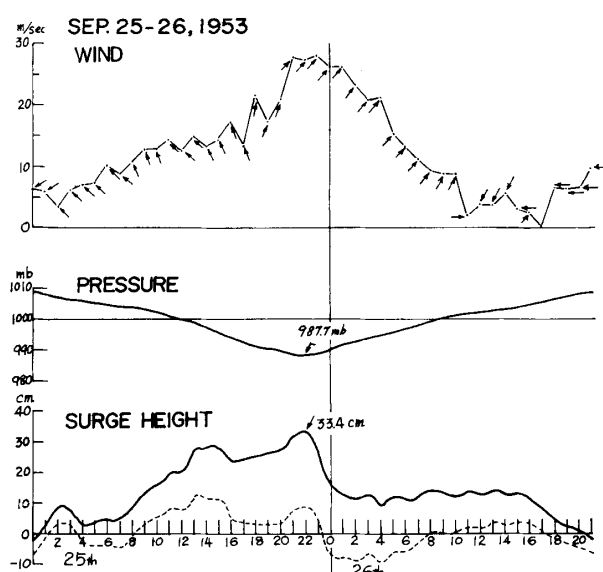
に対しては潮位変化の応答がおくれることを意味しているのであろう。

A型に属する例としては 5414 号, 5821 号, 822 号 (以上 A_1 型), および 5615 号, 5811 号 (以上 A_2 型) の 5 例の台風があり, これらの ζ および $\zeta - \zeta_p$ の時間変化を第 5 図左に示してある。またこの図の右側にはこれら 5 例について, 台風中心からの距離と $\zeta - \zeta_p$ との関係が示されている。第 5 左図で中央の縦線は気圧最低の時刻をあらわす。これによると, A_1 型では ζ の最大はほぼ気圧最低の時刻の近くに起っているが, A_2 型では ζ の最大は最低気圧より約 2 時間位早く起っている。一方 $\zeta - \zeta_p$ の変化をみると, 台風の通過前に大きく, 最低気圧の時刻およびその後にかけて小さい傾向がある。なお, 約 12 時間周期の変動が現れている例があるが, これは潮位の推算があまりよくないためであろう。この図中, 台風 5821 号と 5822 号は大島を通過する頃の台風規模, 台風経路がかなり類似しているにもかかわらず, 気象潮の起り方に著しい相違がある。つまり大島の最低気圧は 5821 号の方が低いにもかかわらず気象潮は 5822 号の方が大きく, 45 cm を記録している。5821 号では最低気圧の時刻の近くで ζ が ζ_p より著しく小さいが, 5822 号では ζ と ζ_p とはほぼ等しい。大島を通過する頃の台風 5821 号の移動速度は約 52 km/hr であり, 5822 号は約 43 km/hr であったことを考えると, 5821 号では速度が早かったために潮位上昇の応答がおくれたのであろう。

第 5 右図で, 台風前面の値は実線, 後面の値は点線で区別されているが, 共通して云えることは台風前面の方が後面よりも潮位上昇量が大きいことである。また, 台風中心付近 (中心から約 100 km 以内) で潮位上昇が小さくなる傾向もみられる。

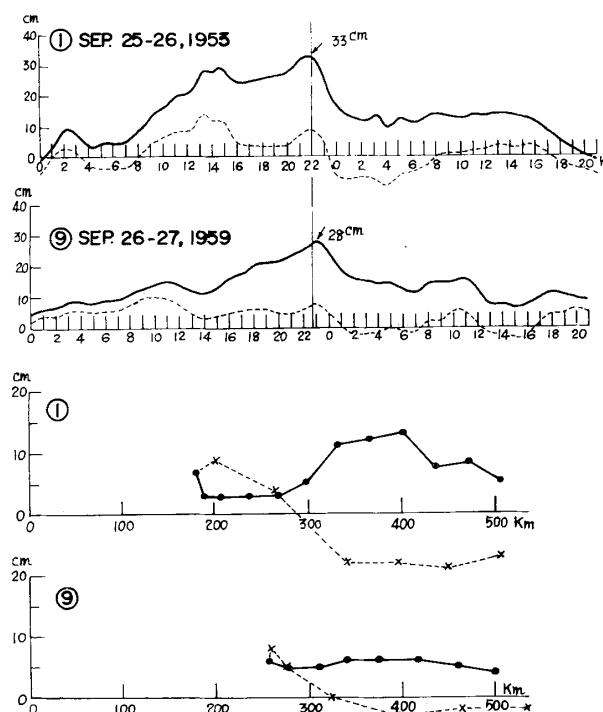
b) B 型経路の場合

台風が大島よりはるか西方を南西から北東に通過する場合の 1 例として, 台風 5313 号の時の大島の風, 気圧および気象潮 (ζ および $\zeta - \zeta_p$) を第 6 図に示す。台風が遠方を通過するため, 風向風速ともにその変化はゆるやかで, 風向は南東か



第 6 図 5313 号台風による大島の風, 気圧, 気象潮 (実線: ζ , 点線: $\zeta - \zeta_p$) の時間変化。

ら時計廻りに次第に南西に変化し風速の最大は南西風で起っている。気圧下降量も比較的小さく変化もゆるやかである。 ζ の変化をみると, 最大値はほぼ最低気圧の時刻にあらわれている。また最



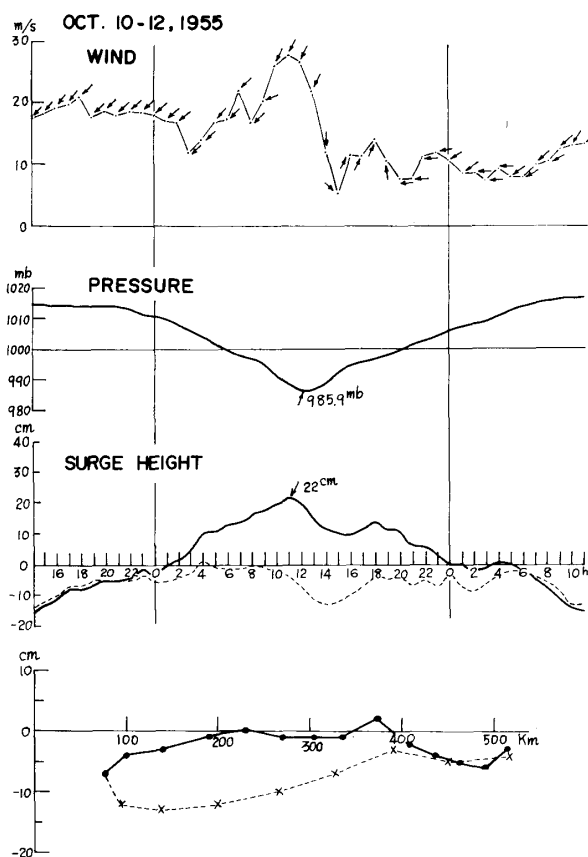
第 7 図 上: B 型経路の台風の ζ (実線) および $\zeta - \zeta_p$ (点線) の時間変化, 中央の縦線は最低気圧の時刻を表わす。下: $\zeta - \zeta_p$ と台風中心からの距離との関係。実線は台風の前面, 点線は後面の値である。

台風によって起った大島岡田港の気象潮

低気圧の起る前と後では前の方が ζ が大きく、最低気圧の時刻の近くで急激に減少している。 ζ と ζ_p とを比較してみると、最低気圧の時刻の前では ζ の方が ζ_p より大きく、後では多少 ζ の方が小さい傾向がある。この場合には気象潮の最大は南西風の時に起っているが、全体の傾向としては南西風の卓越している時刻に潮位上昇は小さい。このことから潮位上昇に及ぼす風の直接の効果が小さいことがわかるであろう。

B型経路に属する 5313 号台風および 5915 号台風の ζ と $\zeta - \zeta_p$ とを第7上図に、また台風中心からの距離と $\zeta - \zeta_p$ との関係を第7下図に示した。 ζ および $\zeta - \zeta_p$ の変化の様子は2例ともよく似ており、上にのべた通りである。また、第7図をみると台風の前面で潮位上昇量が大きく、後面で小さい傾向が明瞭にみられる。

c) C 型経路の場合

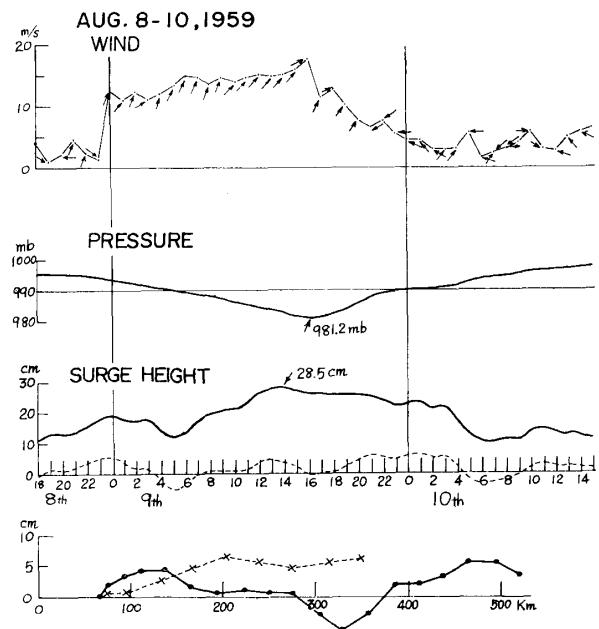


第8図 5525 号台風による大島の風、気圧、気象潮（実線： ζ 、点線： $\zeta - \zeta_p$ ）の時間変化および $\zeta - \zeta_p$ と台風中心からの距離との関係、実線は台風前面、点線は後面の値である。

台風が大島の東側を南から北東に進んだ例としては台風 5525 号がある。この場合の大島の風、気圧、気象潮 (ζ および $\zeta - \zeta_p$)、および台風中心からの距離と $\zeta - \zeta_p$ との関係を第8図に示す。この経路の台風では北東寄りの強風が卓越し、最大風速もこの風向で起っている。この風向は岡田港では海から陸に向かって吹く風であるにもかかわらず ζ は一般に ζ_p より小さい。気象潮の最大は最低気圧の時刻よりやや早く起っている。台風中心からの距離と $\zeta - \zeta_p$ との関係をみると、これでも全般に ζ の方が ζ_p より小さいことがわかるが、さらに台風の前面と後面とを較べると前面の方が潮位上昇量が大きい。

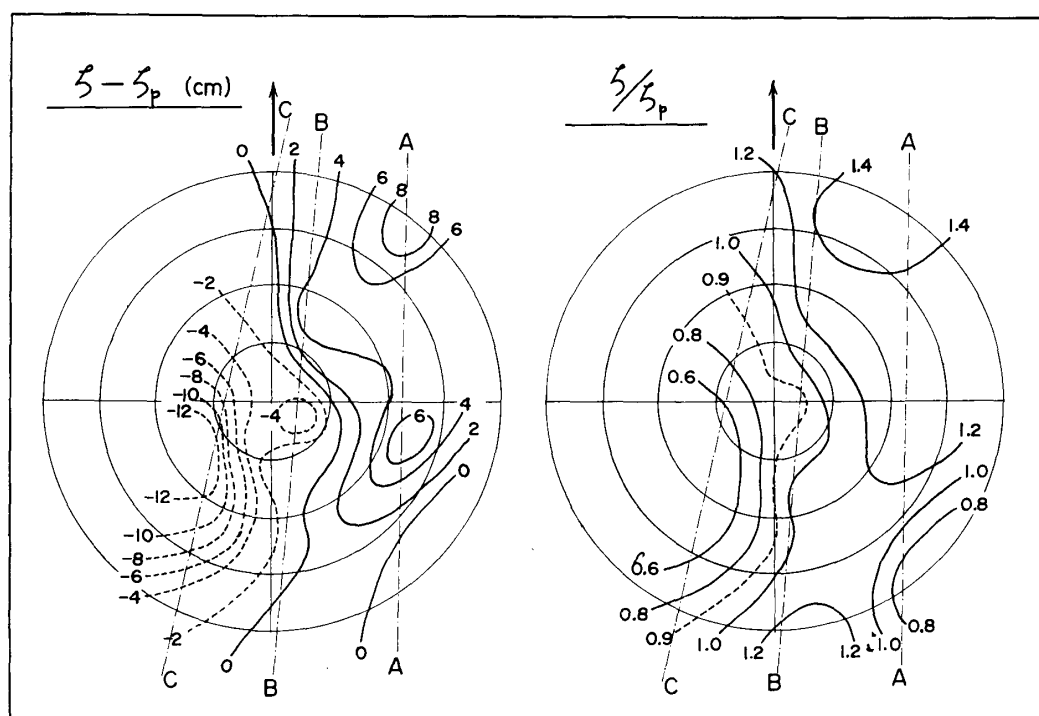
d) D 型経路の場合

台風が大島の北側を西から東に進んだ例としては台風 5906 号がある。この場合の大島の風、気圧、気象潮 (ζ および $\zeta - \zeta_p$)、および台風中心からの距離と $\zeta - \zeta_p$ との関係を第9図に示す。この経路の台風では大島では南西の強風が卓越し、最大風速もこの風向で起る。この台風は陸上を進んだためかなり変形しており、従って高潮の起り方もあまりはっきりした特徴を示さない。気象潮



第9図 5906 号台風による大島の風、気圧、気象潮（実線： ζ 、点線： $\zeta - \zeta_p$ ）の時間変化および $\zeta - \zeta_p$ と台風中心からの距離との関係、実線は台風前面、点線は後面の値である。

台風によって起った大島岡田港の気象潮

第 10 図 台風域内の $\zeta - \zeta_p$ および ζ/ζ_p の分布。

の最大は最低気圧の時刻よりかなり早く起っており、全般的に ζ は ζ_p より大きい傾向がある。しかしその差は 5 cm 以内である。台風の前面と後面とでは後面の方が上昇量が多い傾向がみられるが、5 cm 以内のことであるからこれが一般的な性質であるとは云えない。

e) 台風域内の高潮分布

以上 9 例の台風の気象潮の毎時の値を、台風の進行方向からとった角度と中心からの距離とを座標軸にした図表にプロットしてみると、個々の値の位置は大別して 3 つのグループに分けられる。すなわち第 10 図における AA 線, BB 線, CC 線に沿って分布する。これらの線上で $\zeta - \zeta_p$ および ζ/ζ_p の値の平均値を求め、等値線を描いたのが第 10 図である。これによると、台風の進路の右前方および右側では ζ は ζ_p より大きく、中心付近および左後方では ζ は ζ_p より小さい。台風域内の風の相対渦度の代表的な分布⁴⁾ をみると台風の進路の右側に正渦度の大きな領域があり、これが $\zeta - \zeta_p$ の正の領域とほぼ対応しているようである。Kajiura¹⁾ の理論によると wind stress の curl の効果によって台風の後面で ζ が ζ_p より小さくなることをみちびいているが、定性的に

はこれと合っている。

5. 数値実験

以上の解析事実が数値実験によって再現されるかどうかを見るために、以前に我々が行なった数値実験⁵⁾を引用してみよう。

計算に用いた基本式は

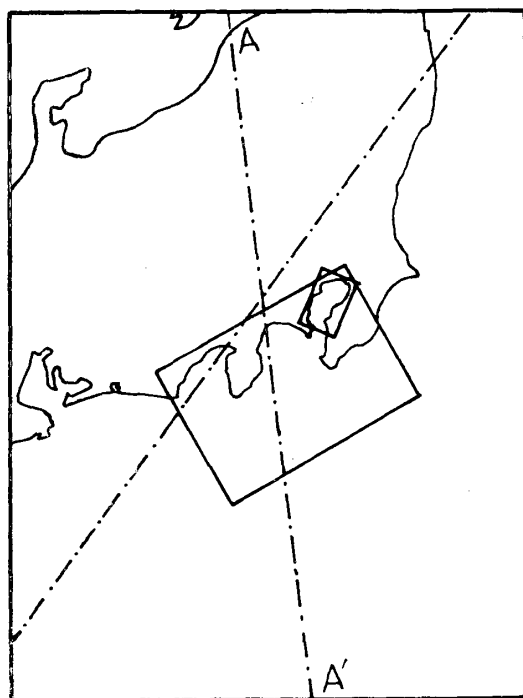
$$\frac{\partial M_x}{\partial t} = -g(h+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial x} + g(h+\zeta) \frac{\partial \zeta_p}{\partial x} + fM_y + \frac{\tau_s^{(x)}}{\rho_w}$$

$$\frac{\partial M_y}{\partial t} = -g(h+\zeta) \frac{\partial \zeta}{\partial y} + g(h+\zeta) \frac{\partial \zeta_p}{\partial y} - fM_x + \frac{\tau_s^{(y)}}{\rho_w}$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -\frac{\partial M_x}{\partial x} - \frac{\partial M_y}{\partial y}$$

ここで x, y はしょう乱がない場合の海面上にとった水平座標, M_x, M_y は海面から海底まで積分した流量の成分, g は重力加速度, h は水深, ζ は水位上昇量, ζ_p は気圧変化量をそれに相当する水柱の高さで表わしたもの, ρ_w は水の密度, f はコリオリのパラメーター, $\tau_s^{(x)}, \tau_s^{(y)}$ は海面に働く接線応力の成分である。なお、この計算

台風によって起った大島岡田港の気象潮



第 11 図 数値計算の範囲とモデル台風のコース

では対象にしている水域が十分に深いので、海底摩擦の項および慣性項は小さいものとして無視し

た。

τ_s の値としては

$$\tau_s = \rho_a \cdot \gamma_a^2 |w| \cdot w$$

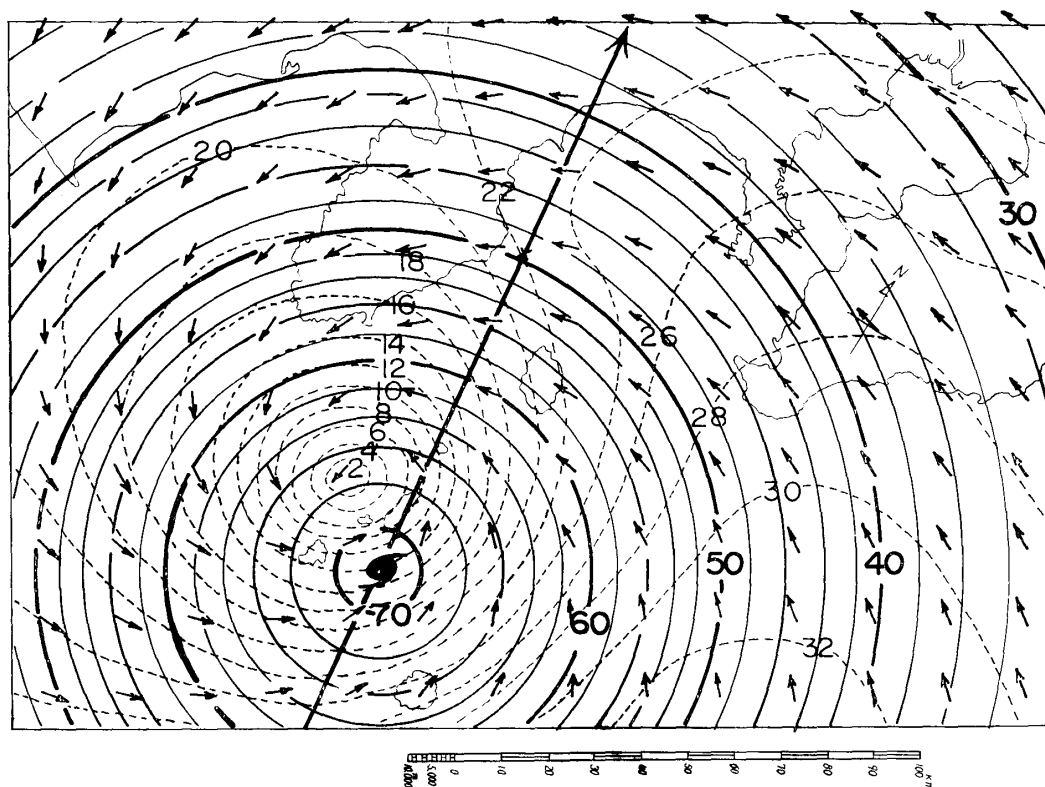
が用いられた、ここで ρ_a は空気の密度、 w は風速、 γ_a^2 は海面摩擦係数で 0.0026 が用いられた。

計算の範囲は第 11 図の中に示された大きな矩形であって、大島はこの矩形のほぼ中央にある。ここで、境界条件としては、海岸では海岸線を横切る流れはないものとした。また、外洋の境界においては

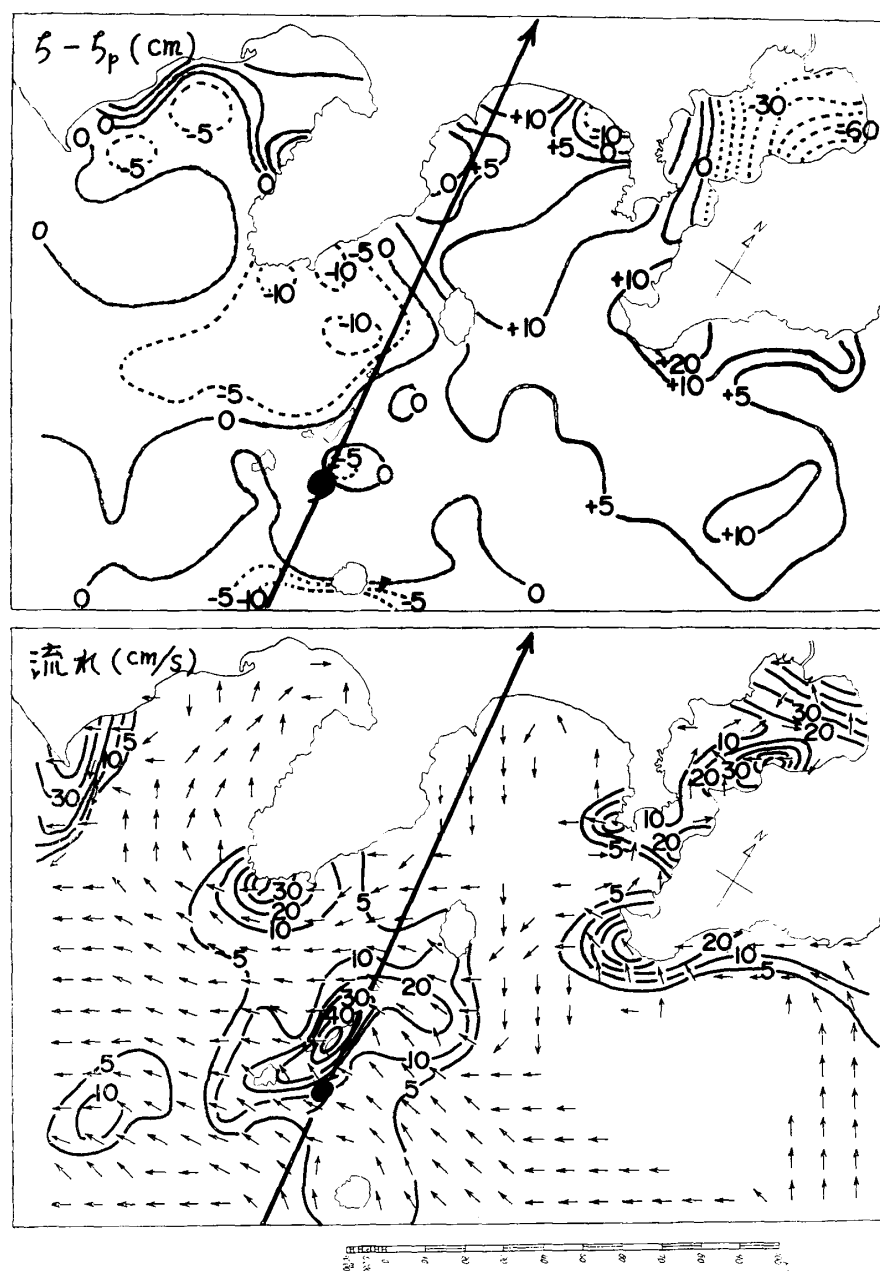
$$\zeta = \zeta_p$$

とした。この条件には問題があるが、この条件のもとで計算される大島の ζ が ζ_p と差異を生ずるかどうかなを見るためにはさしつかえないであろう。

気象条件としては、伊勢湾台風をモデル化したものが第 11 図中の AA' なる経路を通ったものとした。第 12 図には、このモデル台風域内の気圧および風の分布が示されている。実線は等圧線 (ζ_p の値であらわしてある) であって、 ζ 印は


第 12 図 モデル台風域内の気圧 (ζ_p) と風の分布。実線は気圧 (cm)、点線は風 (m/s)、矢印は風向。

台風によって起った大島岡田港の気象潮

第 13 図 モデル台風によって生じた気象潮 ($\zeta - \zeta_p$) と流水の分布。

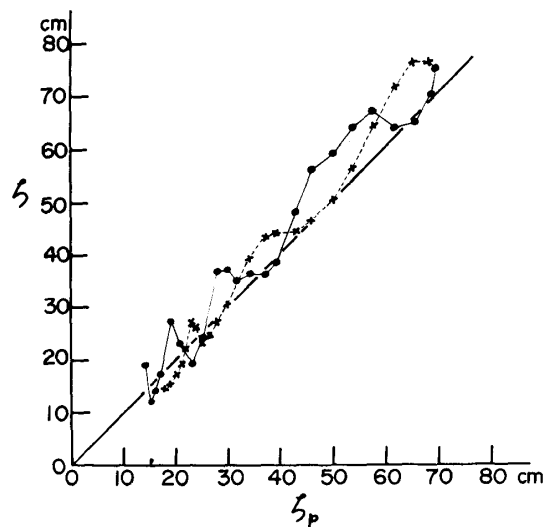
台風を中心位置を示す。破線は等風速線であって、台風眼の弱風域中心は気圧中心より約 20 km ほど離れている。風の最強域は台風中心の右後方約 80 km 位のところにある。計算方法の詳細は前の報告⁵⁾を参照されたい。

第 13 図は台風が 6 印の位置にあるときの $\zeta - \zeta_p$ および流れの分布を示す。これによると $\zeta - \zeta_p$ は台風の進行前面の右方に正領域があり、左および後方に負の領域があって第 10 図の結果とほぼ合っている。流れの分布は台風中心に対して円対称でなく、台風進路の右側から左側に流れ

ているような形をしている。これはもちろん、海岸線の影響と、台風域内の風の非対称分布とによるのであろう。台風中心付近から伊豆半島にかけて流れの強い区域があるが、これは水深が浅くなっているためである。なお計算された流れは海底から水面までの平均値をあらわすものであるから、実際に観測される流れと直接に比較することはできない。

第 14 図には、この計算で得られた大島の ζ と ζ_p の関係を示したが、図中実線は台風前面の値、点線は台風後面の値である。これによると ζ_p が

台風によって起った大島岡田港の気象潮



第 14 図 モデル台風による高潮計算で得られた大島の ζ と ζ_p との関係。

比較的小さい所、すなわち台風中心から遠い所では ζ と ζ_p とはほぼ合っているが、台風が接近して ζ_p が大きくなると ζ は ζ_p より約 8% 位大きくなっている。台風の後面では前面にくらべて ζ が幾分小さいようであるが、この図の程度では有意な相違とは考えられない。この計算では外洋における境界条件として仮りに $\zeta = \zeta_p$ なる関係を用いたにもかかわらず大島ではもはやこの静力学的な関係が成立たないことがわかった。これは、動力学的な効果、陸地の影響、あるいは台風域内の風の分布の効果などに起因するのであろうが、その詳細の究明は今後の問題である。

なお、実際の水位変動の中には、海が成層している効果や、台風のために黒潮の流軸が曲げられるために起る水位変動、あるいは wave set-up など含まれているであろうが、これは上述の数値

実験の中では無視されている。

6. むすび

外洋の高潮の実態を知る目的で、大島岡田港の 9 例の高潮を解析した結果、大局的には気圧と静力学的に釣合うような水位変化が起っているが、詳細にみるとかなりの相違があることがわかった。これは風の直接的な吹き寄せ効果によるのではなくて、台風域内の風の構造と関係があるらしい。すなわち、台風域内の高潮分布は正渦度の分布とよく対応するようである。なお、数値実験でも ζ が ζ_p より大きくなるという結果が得られた。

終りに、常に有益な御助言と御討論をいただいた宇野木博士に深く感謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) Kajiura, K.: A forced wave caused by atmospheric disturbances in deep water, A & M College of Texas Tech. Rep. 133-1, pp. 22, 1956.
- 2) Ogura, S.: Effect of atmospheric pressure on sea-level in the western part of the North Pacific Ocean, Jap. Journ. of Astro. and Geophys., II, p. 209-231, 1925.
- 3) 宇野木早苗: 気圧変化によって起る潮位の変化について, 気象集誌, 第 2 集, 第 28 巻, 9 号 p. 321-338, 1950.
- 4) 例えば Izawa, T.: On the mean wind structure of typhoon, Met. Res. Inst. Typhoon Res. Lab. Tech. Note, No. 2, pp. 19, 1964.
- 5) 宇野木早苗・磯崎一郎・大塚伸: 東京湾における高潮の推算, 第 2 港湾建設局, pp. 125, 1964.

(筆者: 気象研究所)