

日本の高潮

宇野木 早苗

1. まえがき

わが国の沿岸は、古来しばしば暴風津波いわゆる高潮に襲われて、大きな被害を受けてきた。最近は一に備えて様々の対策が実施されて、一見高潮の脅威は減じたように見えるが、偏差がせいぜい 50 cm 程度の異常潮位で、昨年あれだけの騒ぎが起ったことを考えれば、決して油断はできない。むしろ、臨海地帯の開発に伴う人口と諸施設の沿岸低地部への異常な集中、深刻さを増していく地盤沈下を考えれば、その脅威は減ずるところではなく、増大しているとさえ思考されるのである。

さらに、昭和45年の10号台風の際には、外海に面した土佐湾沿岸は今まで経験も予想もされなかった破壊の高潮に襲われ、同地方未曾有の損害を蒙った。このことから理解できるように、時として自然は貧しい人智を越えた振舞いをするを、われわれは十分銘記しておかねばならない。前記の異常潮位も、現象自体に不明な点が多く、その発生機構も未だ説明されていない。昭和34年の伊勢湾台風による大惨害も、高潮そのものがわが国における近年最大のものなることが大きな原因であることは云うまでもないが、伊勢湾奥部は紀伊半島の陰に隠れて、高潮に対して安全であるとの「神話」が人々の心の隅にあり、その対策に手拔かりがあつたことも否定できない。

そこで本報告では、日本における高潮の実態と特長、およびその理論的解釈と問題点について略述するが、高潮を考える上に多少なりと参考になれば幸いである。

ところで、今まで用いてきた高潮という用語も、厳密に定義することは案外難かしく用法に混乱も見られる。例えば台風来襲時の海面の変動は、さまざまなタイム・スケールの現象から成立つていて、しかもそれらの変動が非線形に結びついて独立でない場合もあるので、ある事象のみを単独に取り出して定義することが困難なのである。しかしここでは常識的に、台風や低気圧などの気象じょう乱に伴って生ずる、数時間ないし数日間程度のタイム・スケールをもつ、水位の異常現象を指すものとする¹⁾したがって周期10sec 前後の波浪は、高潮にはもちろんは入らないが、それが砕波して海岸の水位が高まるいわゆる wave set-up の現象はこの中に含めて考えてよい。

また高潮の高さ（または大きさ）という言葉も、水位の絶対値と、平常の推算潮位からのずれを表わす潮位偏差の、2つの意味を示すことがあつて紛らわしい。そこで、ここでは気象じょう乱による潮位の変動部分を気象潮と呼ぶことにする。本来気象潮は、気象に起因する周期的な分潮に対するものであるが、しかし外国においても、高潮のような非周期性の強い水位変動に対しても meteorological tide という言葉を使っている例も見受けられる。

2. 高潮の記録と統計

まず2, 3の代表的高潮をみってみる。昭和34年9月21日マリアナの東に発生した熱帯性低気圧は最盛期には中心気圧 894 mb, 最大風速は 75 m/s にもなり、稀にみる超大型台風に成長した。その後、さらに勢力圏を広め、9月26日潮岬付近に上陸する頃には、長軸の長さ 1500 km, 30 m/s 以上の暴風圏は陸上で半径 300 km 以上にも及んだ。そして時速 70 km の速度で、名古屋の西方を通

過する頃、その強烈な風と気圧の作用で、湾奥に堆積した膨大な海水は、波浪の力も加わって護岸堤防を破って、干拓埋立が始まる今から約 300 年前の海岸線にまで氾濫し、伊勢湾、三河湾一帯に高潮史上空前の災害をもたらした。伊勢湾台風と名付けられたこの台風による被害は、死者 4,700 負傷者 3 万 9,000，破壊・流失家屋 15 万 4,000，浸水家屋 36 万 4,000，堤防欠壊箇所 5,800，橋梁流失 4,200，船舶損失 2,400，と報ぜられ、この大部分は高潮によるものである。このときの最高潮位は TP 上 3.9m，最大気象潮は 3.45m となり、日本における過去の記録を書き換えた。このときの潮位記録と浸水状況を図-1A に示す。

一方、大阪湾、東京湾なども今まで何回となく大きな高潮に襲われている。昭和 9 年 9 月 21 日の室戸台風による大阪湾の高潮では、死者 3,100，傷者 1 万 5,000，建物の損失 9 万 8,000，浸水家屋 33 万 3,000 におよんだ。大阪湾はさらに、16 年後の昭和 25 年 9 月のジェーン台風（図-3）でそれに劣らない損害を受け、そして再び昭和 36 年の第 2 室戸台風によって大きく被災した。

東京湾でもっとも大きい高潮は、大正 6 年 10 月 1 日に生じたもので、台風は沼津付近に上陸し、東京のすぐ北方の浦和付近を通して仙台方面に去って行った。東京には約 30 m/s の暴風が吹き荒れ、ほぼ満潮時に重なったため、「東京湾には近年稀有の高潮起り潮水浸入し、東京府下にては、深川、洲崎、品川等の沿岸一帯最も其の害を被り家屋流失し人畜の死せるもの累々として其惨状見るに忍びざるものあり。千葉、茨城、神奈川の諸県も亦潮水の害を被りたり。而して災害最も劇甚なる東京府下にては云々」と詳細に記録されているような未曾有の高潮が生じた（図-1B）。このときの浸水地域は東京付近だけで 200km²，最高潮位は平均水面上 3.1m，最大気象潮は 2.3m

で、この記録はこの海域で今なお破られていない。戦後間も無い昭和 24 年のキティ台風によっても、東京湾は戦中戦後の護岸諸施設の荒廃のため大きな高潮災害を受けたが、このときの気象潮は僅かに 1.4m に過ぎなかった。

そのほかにも大きな被害をもたらした高潮として、昭和 2 年の有明海を横断した台風によるもの、戦時下の有明海・周防灘沿岸に大きな爪跡を残した昭和 17 年の周防灘台風によるもの、そして敗戦直後の枕崎台風による鹿児島沿岸の高潮など、枚挙にいとまがない。

いま 1900 年以降昨年まで、最大気象潮が 2m を超した特筆すべき高潮を列举すると、表-1 に示す 11 例が見られる²⁾ 平均的にみた場合、日本全体として、2m を超す高潮は 7 年に 1 回、1m を超すものはほとんど毎年発生することになる。気象潮が 2m 以上であると、干潮時と重なるような特別な場合を除き、その影響は破壊的であるが、そこまで達しなくとも 1m 以上あればかなりの被害が起り得る。もちろん気象潮が 1m に達しなくとも、潮時や防備条件に応じて損害が生ずることは、昨年 of 異常潮位の例から明らかである。

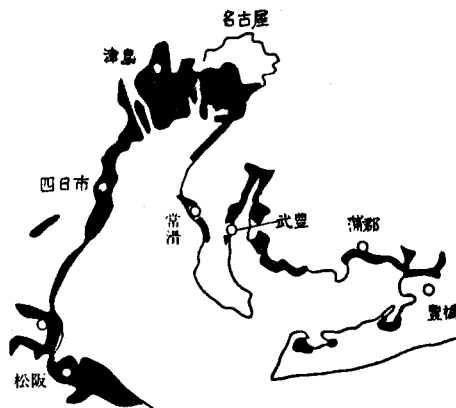
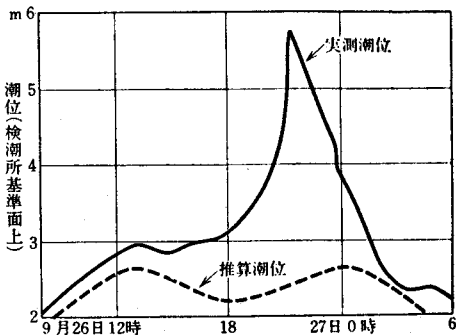
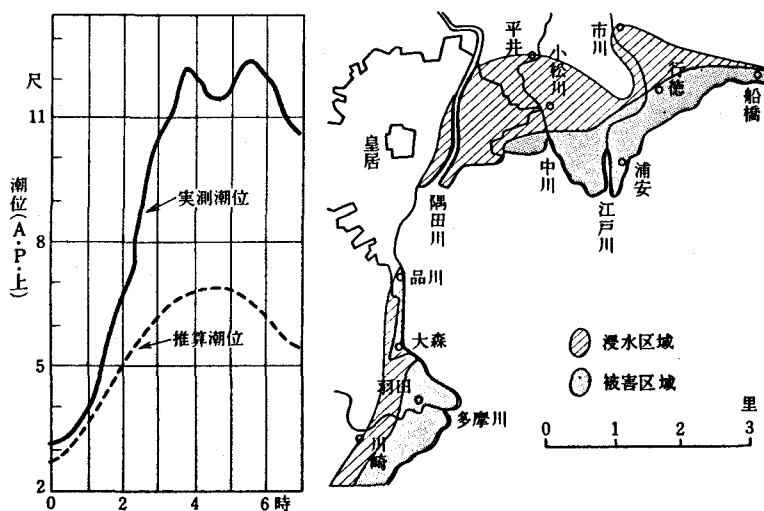


図-1A 伊勢湾台風（1959.9.26）による名古屋の潮汐記録と浸水状況



図一 B 大正6年10月1日の台風による東京小松川における潮汐記録と東京湾北部の浸水状況

地域的にみると、過去27年間における気象潮1m以上の発生回数は、大阪湾と伊勢湾で各7回、内海中部で6回、東京湾、内海東部、四国南岸でそれぞれ4回、有明海で3回となり、これらの地域が高潮の危険度が大きい。四国南岸を除き、これらはすべて内陆に深く切りこんだ大きくて浅い内湾に属している。表-2には高潮のリターン・ピリオッドが示されている²⁾。たとえば2m以上の気象潮は、大阪では10年に1回となり、日本で一番危険の多い場所と云える。これは表-1からも明瞭に認められる。ただし同じ湾内でも場所によって異なり、神戸では30年に1回となり、東京と同程度の危険性にあることが知れる。

いま各地の最大気象潮の分布を描くと図-2が得られる。九州から房総半島までの太平洋側特に内湾の奥で高潮が発達し、本州の東岸と日本海側、および北海道沿岸では高潮はあまり大きくならないことが知られる。後者の海域では気象潮が1mを超すことは殆んどなく、大ていは数10cmである。しかし青森県の日本海側に位置する岩崎においては、1.3mの気象潮が見られた例もあり、条件が揃えば後者においても

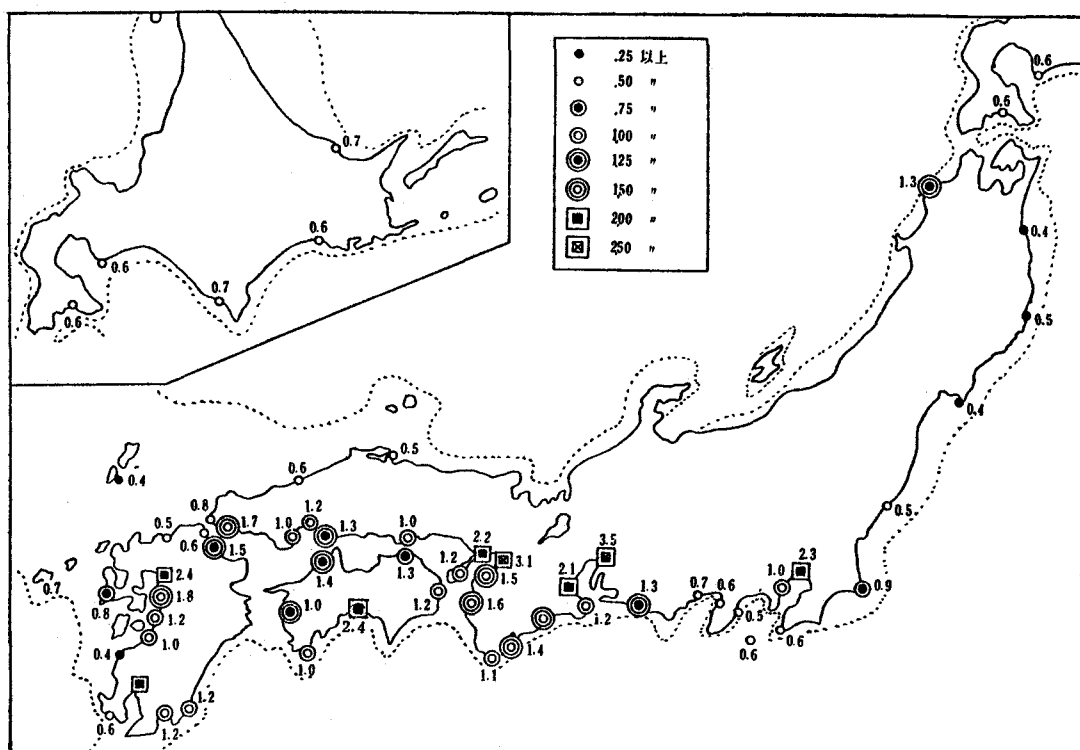
表-1 1900年(明治33年)以後の気象潮2m以上の高潮²⁾

年 月 日	海 湾	最大気象潮 m	最高潮位 T.P.上(m)	台 風 名
大 6. 10. 1	東京湾	2.3	3.1	室戸台風
昭 5. 7. 18	有明海	2.5	—	
昭 9. 9. 21	大阪湾	3.1	3.2	
昭13. 9. 1	東京湾	2.2	—	ジェーン台風
昭25. 9. 3	大阪湾	2.4	2.5	
昭31. 8. 17	有明海	2.4	4.2	5609 台風
昭34. 9. 26	伊勢湾	3.5	3.9	伊勢湾台風
昭36. 9. 16	大阪湾	2.5	2.9	第2室戸台風
昭39. 9. 25	大阪湾	2.1	2.6	6420 台風
昭40. 9. 10	内海東部	2.2	—	6523 台風
昭45. 8. 21	土佐湾	2.4	3.1	7010 台風

表-2 気象潮のリターン・ピリオッド(年)²⁾

地点	0.5m	1.0m	2.0m
東 京	1.0	8	35
横 浜	1.4	19	-
名古屋	0.6	3	15
大 阪	0.7	3	10
神 戸	1.0	6	30
紅粉屋*	-	7	17

* 有明海奥部



図一2 日本各地の最大気象潮(単位, m)の分布, 点線は200 m等深線

大きな高潮が起り得る。なお日本海側は、潮差が太平洋側の数分の1の大きさなので、全般的に堤防や護岸の天頂が低く、多少大きな高潮が起きると被害を受け易い状態にある所もある。九州、四国、本州南岸地帯でも、外洋に面した所、特に駿河湾や相模湾のように、深い海が海岸のすぐ傍まで迫っている所では、大きな高潮は発生してなく、むしろ波浪が問題になっている。しかし、表1の末尾に示されている土佐湾のように、深い湾においても2mを超す高潮が起っているのは注目される。

図一 2 の最大気象潮は、ごく一部地域を除いて、ほとんどすべて台風によって生じていることが認められる。次に高潮の季節変化を知るため、若干の検潮所について、各月ごとに 50 cm 以上の気象潮があった回数を調べると、表一 3 のようになる⁵⁾。一般に太平洋に南面している湾の奥においては、大きな気象潮は 8, 9, 10 月に多く、3, 4, 5 月がこれに次ぐ。前者は主として台風によるもので、後者は主として低気圧によるものである。この低気圧による高潮は、低気圧が日本海に入って急激に発達し強い南寄りの風が連吹する場合に限られている。ただし外洋に直接面している所では、春の低気圧によってもほとんど高潮は生じない。一方、全般的に高潮が最も少ないのは冬である。冬の季節風の長時間にわたる連吹にもかかわらず、日本海側でもそう大きな水位上昇は見られない。

表-3 50cm以上の気象潮が10年間に起る回数⁵⁾

月 地点	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	計
釧路	-	1.7	-	-	1.7	-	-	-	1.4	-	-	-	4.8
宮古	-	-	0.6	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0.6
東京	-	1.3	1.3	1.3	-	-	1.3	3.0	3.3	2.2	-	1.3	15.0
名古屋	-	-	-	-	1.4	-	-	2.5	3.3	2.5	1.3	1.3	12.3
串本	0.6	-	-	-	-	-	-	0.6	1.7	1.7	-	-	4.6
大阪	1.1	1.1	3.3	2.2	1.1	3.3	1.1	3.3	3.3	1.1	-	2.2	23.1
油津	-	-	-	-	-	-	0.8	0.9	0.8	0.8	-	-	3.3
女神	-	0.7	-	-	-	-	-	1.2	1.3	-	-	0.6	3.8
外ノ浦	0.5	-	-	-	-	-	-	-	0.4	-	-	1.4	2.3
岩崎	1.4	-	-	-	-	-	-	-	1.3	-	-	-	2.7

3 内湾の高潮

内湾における水位変化の特長をみるため、昭和25年のジェーン台風の例を調べてみる。このときの気象と潮位の観測記録を図-3に示す。この台風は、その径路が図-4Cに見出されるが、湾のすぐ西側を通過した。台風が近づくと、気圧は漸次下がってくるが、その前面では北ないし東の風が吹くため、湾奥の水位はしばし下降気味である。しかし台風通過の数時間前になると、気圧降下も大きくなり、風向も変わってきて、湾奥の水位は上昇を始め、台風接近につれて、急速に水位が高まってくる。しかしその最大値は、気圧の最低時、すなわち台風が最も接近した頃でなく、それより約1時間遅れて、台風内の最も強い南寄りの風が(図-6)、湾奥に吹きつける頃に現われる。

一方、湾口付近の洲本では、湾奥のピークより約2時間も早く、高潮のピークが現われている。この時刻は、台風が湾口部に最も接近した時刻に当り、気圧は最も低く、湾内では湾奥から湾口に向う北東寄りの強風が卓越して、湾口部の水位が高まるのを助けている。そして台風が北に進み湾内の風が南成分を増すと共に、湾口付近の水位は下降を始め、湾奥部の水位上昇と著しい対称をなす。

台風が陸部に進み入り、風も弱くなって、湾奥に堆積した膨大な海水を支えることができなくなると、桶の中の水と同じように湾内の水は振動を開始する。このことは図-3の記録に明瞭に認められる。この湾セイシュ(潮汐の副振動)の振動周期は約5時間であって、これは紀伊水道の入口を節とし、同水道と大阪湾を含めた海域の縦振動なることが認められている。³⁾振動のエネルギーは外海へのリークや摩擦によって漸次失われ、振動は次第に減衰する。

以上は一つの典型例であって、実際は台風内の気圧や風の分布、進行速度、径路等の気象条件、また海域の地形条件によって高潮の様相は種々異なってくる。例えば同じ大阪湾でも、高潮のとき湾セイシュがあまり発達しない場合があるし、発生しても振動モードが異なることもある。また、湾によって振動の有無あるいは強弱は、かなり相異なる。大阪湾は発達し易いが、東京湾はそれに次ぎ、伊勢湾はそれ程顕著ではない(図-1)。なお、台風高潮のときには、広範囲にわたって海水面の変位が生ずるから、ピーク後の湾セイシュとして、通常現われない長い周期の振動モードが各湾に見られることが多い。ともかく、地形・水深が変化すると、長波の部分反射、屈折、回折等が起り、海岸では波が陸上に溢れ、一部は反射し、これらが干渉し合って、場所的にも高潮の波形はかなり異なり複雑である。

特に、瀬戸内海の中央海域を台風が非常に速い速度で通過する場合には、風や気圧の気象要素は

急激な変化をなし、また海域が南北に限られてエネルギーの逸散が少ないため、何回も南北の振動を繰り返し、地震津波のような高潮が発達することもある（洞爺丸台風）⁴⁾。そうして播磨灘では波高 150 cm もの大振動が生じたことがあり、高潮の第一波で安心してしまふことの危険なことを教えている。また内海は海峡、瀬戸、島、半島等によっていくつかの海湾（灘）に区切られており、それら海湾同志の交流があるので、高潮は単一湾と異なる複雑な現象を呈する。

3-1 台風の気象特性と高潮の関係

図-4 は東京湾、伊勢湾、大阪湾、有明海に大きな高潮をもたらした台風の径路を示したものである。高潮はどの海域でも、台風が湾の西側を北に向って進んだ場合に起っていることが注目される。そして、径路上の白丸で湾奥の高潮が最大になったときの台風の中心位置が示してあるが、ジェーン台風についてみたように、東京湾・大阪湾・伊勢湾などでは、記録的な気象潮はほとんどすべて、台風が湾奥に最も接近した時刻より多少遅れて起っている。いま7個の顕著台風について、その他の地域も含めて統計をとると、台風の接近前に高潮が起きた地点は全体の28%、台風の接近時に起きた地点は16%、通過後の地点は56%となっている⁵⁾。

さらに、伊勢湾台風時における各地の最大気象潮の分布を描いた図-5によれば、台風径路の西と東とでその分布が著しく非対称なることが注目される。伊勢湾と大阪湾は、台風径路をはさんで、ほぼ同じ距離にあるが、前者では 3.5 m 近くの気象潮が現われるのに後者では 80 cm 程度のものが見られるにすぎない。これらは、台風の気象特性と密接な関係があるので、ここで台風内の風と気圧の分布について少し調べてみる。

天気図から理解されるように、台風の等圧線はほぼ円形で、中心付近の気圧傾度は著しく大きい（図-3）。台風の物理機構から気圧分布を表わす式が導かれることが望ましい

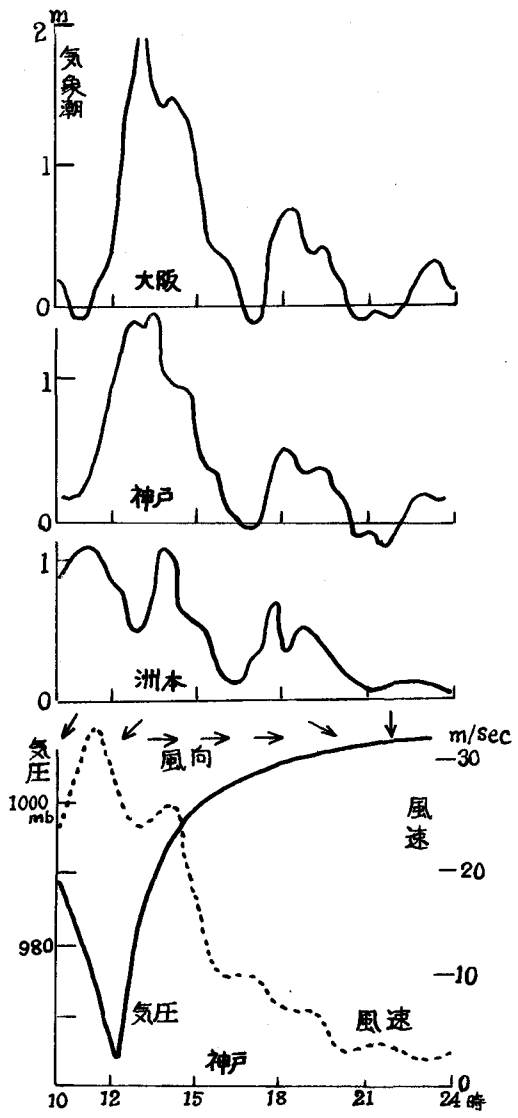
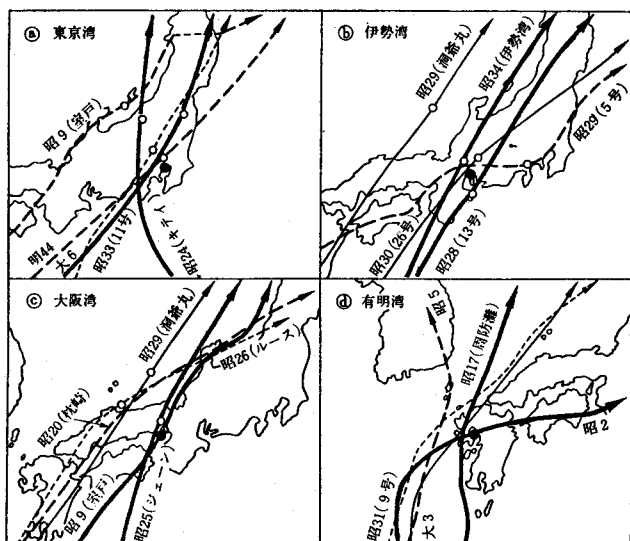
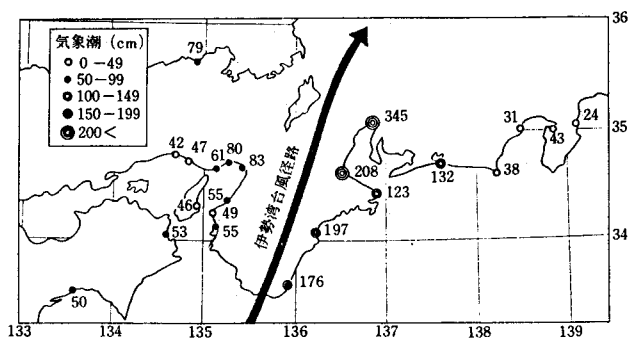


図-3 ジェーン台風（1950年9月3日）による大阪、神戸、洲本における気象潮と、神戸における気圧、風向、風速の変化（ただし神戸の風は必ずしも大阪湾を代表していない。）



図一4
東京湾，伊勢湾，大阪湾，有明海
に顕著な高潮を起した台風の径路，
径路上の白丸は当該港湾に最高潮
位を生じた時刻の台風の中心位置



図一5 伊勢湾台風による各地の最大気象潮 (cm)

が，まだその段階にないので，これを中心距離 r の関数と考えると，実験式で表わす試みが種々なされた。台風による高潮や波浪の数値計算に利用されている 2，3 例を下記に示す。

$$p = p_{\infty} - \frac{\Delta p}{1+x}, \quad p = p_{\infty} - \frac{\Delta p}{\sqrt{1+x^2}}, \quad p = p_{\infty} - \Delta p \left(1 - e^{-\frac{1}{x}}\right)$$

これらは，それぞれ高橋，藤田，Myer 式と呼ばれている。ここで， $x = r/r_0$ で， p は中心から r の所の気圧， p_{∞} は台風の影響の無い所の外部気圧， Δp は中心示度の深さ， r_0 は個々の台風によって決まる定数である。ただし，台風が中緯度に進み，あるいは陸地の影響を受けると円形等圧線がくずれ，楕円型に細長くなってくるが，近似的には上記の式は利用できる。しかし台風が温帯性低気圧化すると使用できなくなる。伊勢湾台風の場合に藤田の式を適用すると， $\Delta p = 70 \text{ mb}$ ， $r_0 = 75 \text{ km}$ ， $p_{\infty} = 1010 \text{ mb}$ となった。

一方，風の分布はその 1 例が図一 6 に示されてあるように，気圧分布と対照的に著しく非対称であり，進行方向の右半円が強く，左半円が弱い。この事実は次のように説明される。台風は元来中心に対して対称な左巻きの渦であるが，川の中の渦のように，場の風によって全体として流されていて，現実の風はこの 2 つの流れが合成されたものとする。このとき，図一 6 の内挿図

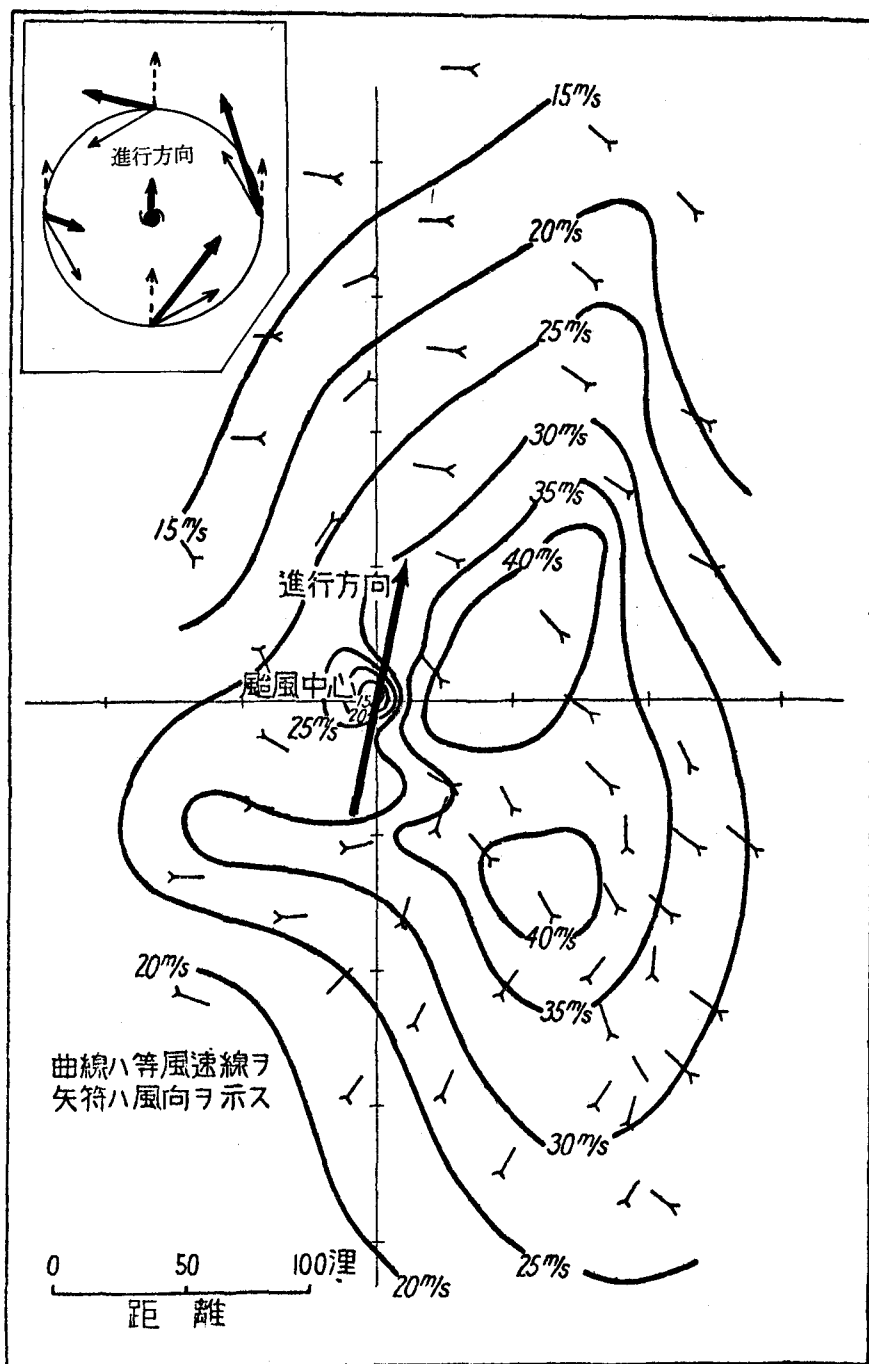


図1-6 一九三五年九月二六日の三陸沖台風域内の風の分布、挿入図は場の風（破線）と中心対称の渦巻き（細い実線）の合成風（太い実線）を表わす。

に模式的に示されるように、場の風は、右半円（危険半円）では渦の風と同じ方向になって強め合い、左半円（可航半円）では反対向きになって弱め合うことになる。その結果図-6の非対称性が生ずる。事実、移動速度が小さい台風では、風が中心に対してほぼ対称の分布をしている例が見出される。

しかし、風の場合は極めて局地性が強く、特に地形の影響を受けるので、実験式で表現することは極めて難しく精度が落ちる。通常、(i) 台風内の風は中心対称の風と、場の風のベクトル和

で表わされる；(ii) 中心対称の風は、その大きさは傾度風に適当な係数を乗じたもので表わされ等圧線とある角度をなして吹き込んでいる；(iii) 場の風は台風の移動速度に比例するが、台風の範囲外にまで強い場の風が残らないようにする；というような仮定のもとで実験式が作られる。傾度風とは、気圧傾度力、地球自転に起因するコリオリの力、および遠心力が釣り合う状態で吹く風で、その大きさは、

$$W_g = \frac{rf}{2} \left\{ -1 + \sqrt{1 + \frac{4}{\rho_a r f^2} \frac{\partial p}{\partial r}} \right\}$$

で表わされる。ここで、 ρ_a は空気の密度、 p は気圧、 f はコリオリの係数である。

さて、このような構造をもつ台風が海湾に襲来する場合を考える。台風中心域は気圧が著しく低いので、周辺の海域にくらべて海面を押える力が弱く、いわゆる吸上げ作用でこの水面は盛上ってくる。これに加うるにこの台風が海湾の西側を通るとき、台風内の最も強い風が南寄りの風となって湾奥に吹込むので、海水は湾奥に吹き寄せられ、水面を高めることになる。もし湾の東側を通るときには、風は陸から海の方に吹くことになり、むしろ湾奥の水位を下げる方向に働き、大きな高潮は起り得ない。それ故、台風が襲来したとき、それが湾の東側を通るか西側を通るかは高潮発生に関して大問題であるが、台風の大きさ（直径数百km）にくらべて、問題になる距離差（例えば湾の幅を考えれば数十km）は極めて小さいので、その径路を的確に予報することは真に難しい。

いま 1945 年から 1958 年までの14の台風について、1 m以上の気象潮が生じた地点が、台風中心からどれ程の距離にあったかをまとめると、図-7のようになる。⁵⁾ これから、気象潮が1 mを越すような大きい高潮は、ほとんどすべての場合に、台風径路の東側では 200 km 以内に、西側では 50 km 以内にしか起り得ないと考えてよい。もちろんこの範囲内にあっても、気象潮が1 mに達しない地域も多いわけで、特に後節で議論するように、外海に面した所はそうである。なお径路が異なるとき、高潮の大きさと水位の変化が、どのように異なるかを、流体の基礎方程式を数値積分する方法によって求めた例を図-8に示す。⁶⁾ 台風が湾の西を通り、その危険半円内の最大風域が湾軸を通るような台風径路のとき、最も高潮が発達することが認められる。

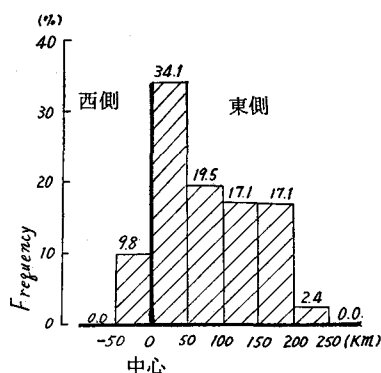


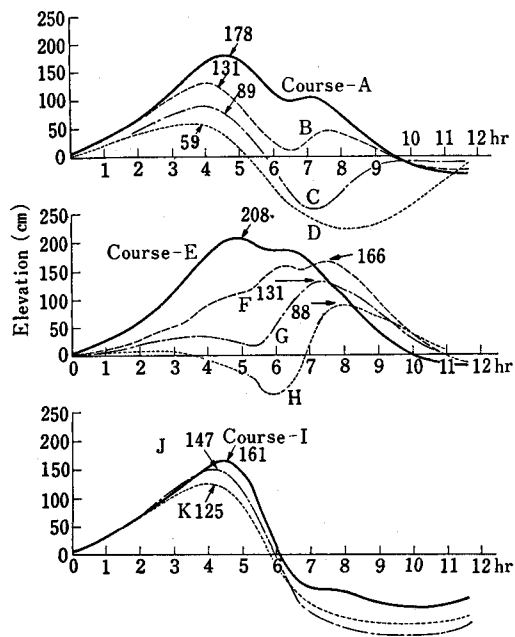
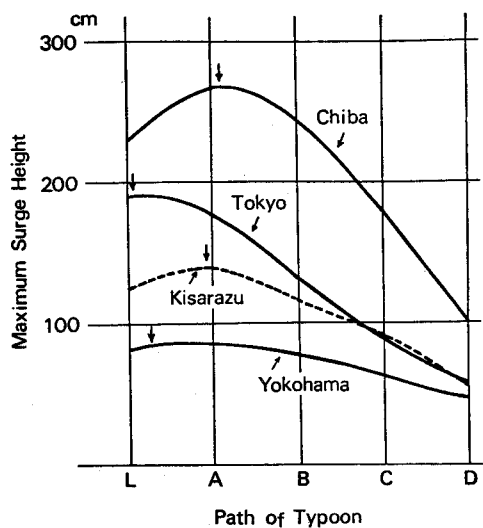
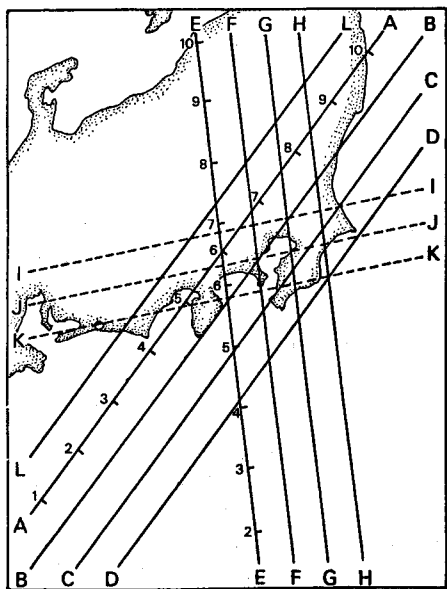
図-7 1 m以上の気象潮の発生範囲、台風中心の東側と西側との比較
縦軸は各範囲に位置する検潮所の数の%⁵⁾

3-2 高潮に対する外力の寄与

いま Δp の気圧変化に、海水が静力学的に釣り合うものとすれば、水面の変化は

$$\zeta^* = -\Delta p / \rho_w g \quad (1)$$

で与えられる。 ρ_w は海水密度、 g は重力加速度である。すなわち気圧が1 mb 下降すると、ほぼ1 cm海面が上昇することになる。現象の変化がゆるやかであれば、これが成立つが、移動する台風の場合には動力学的な応答を考えねばならない。簡単な例として海に接続する深さ h の無限に長い一次元水路があつて、この入口 ($x = 0$) から水路にそつて、 $\Delta p = \varphi(t - x/V)$ の気圧波



図一8 伊勢湾台風モデルによる東京湾の高潮の計算結果

左上：数値計算に使用した台風経路。経路の左側の数字は計算開始後の時間を表わす
 右上：5つの台風経路 (L, A, B, C, D) の場合の各地における最大気象潮の比較
 下：経路の相違による東京築地の潮位変化の比較

が進む場合を考えると、水位変動は

$$\zeta = \frac{-1}{\rho_w g} \left\{ 1 - \left(\frac{V}{C} \right)^2 \right\}^{-1} \left\{ \varphi \left(t - \frac{x}{V} \right) - \left(\frac{V}{C} \right)^2 \cdot \varphi \left(t - \frac{x}{C} \right) \right\} \quad (2)$$

で与えられる。ここで、 V は気圧波の速度、 $C = \sqrt{gH}$ は水路内の長波の速度である。水深が大きいと(2)式で C^{-1} を含む項が消え、水位は圧力変化に静力学的に釣合うことがわかる。

さて(2)式で示される水位変動は、速度 V で進む強制波と、 C で進む自由波の和からなっている。そしてこの強制波は、(1)にくらべて $\{1 - (V/C)^2\}^{-1}$ 倍増幅されている。すなわち、強制力の移動速度が、自由波の波速に近づくと、共鳴効果で水位が著しく大きくなることが予想される。2次元の場合には増幅率は波の中心で $\{1 - (V/C)^2\}^{-1/2}$ となり、1次元の場合と指数が異なってくるが、 V が C に近づくと水位が大きくなることは同じである（いまは気圧を考えているが外力として風の場合でも、全く同じことが云える）。

一方、台風を速度を種々変えて、東京湾の高潮を基礎方程式に基づいて数値計算した所、図-9のような結果が得られた。⁶⁾ 台風が速くなると、湾の西岸では潮差が低くなり、湾の東岸では逆に高くなる傾向がある。そして、台風速度と長波速度が等しいとき、潮位が高くなるとは決して云えない結果となった（むしろ台風の移動速度は、速度の大小に伴う風の吹走時間の差違として高潮により強く利くことを暗示している）。

いま(2)式で $V = C$ の極限の場合を考えると、 ∞ の形になり不定形となる。それ故 $V = C(1 + \varepsilon)$ として(2)式に代入して展開すると、

$$\zeta = \frac{-1}{\rho_w g} \left\{ \varphi \left(t - \frac{x}{C} \right) + \frac{x}{C} \left(-\frac{1}{2} + \frac{3}{4} \varepsilon \right) \varphi' \left(t - \frac{x}{C} \right) - \frac{\varepsilon}{4} \left(\frac{x}{C} \right)^2 \varphi'' \left(t - \frac{x}{C} \right) + \dots \right\} \quad (3)$$

が得られる。⁶⁾ すなわち、 x に比例する項があつて、 $V = C$ (すなわち $\varepsilon = 0$) の時において、共鳴効果が現われるためには x が大、つまり水路あるいは湾にそつて十分長い距離を進むことが必要である。したがつて日本の海湾のように、気象じょう乱の大きさにくらべて湾が小さい場合には、共鳴効果は一般に想像されている程大きくないことは十分注意されねばならない。

次に、岸に向つて風が長時間吹き続き、定常状態に達した場合を考える。このとき、風の海面に働く応力 τ_s 、海底における応力 τ_b 、および水面傾斜に基づく圧力傾度力が釣合っている。なお岸が存在しているため、定常状態では、風の応力で表層近くを岸に向つて運びこまれる流量だけ底層の方には沖向きの流れがなければならない。いま水深が h で潮位上昇量を ζ とするとき、釣合の式は $\tau_s - \tau_b = \rho_w g (h + \zeta) d\zeta/dx$ で与えられる。 ζ を h にくらべて無視すれば

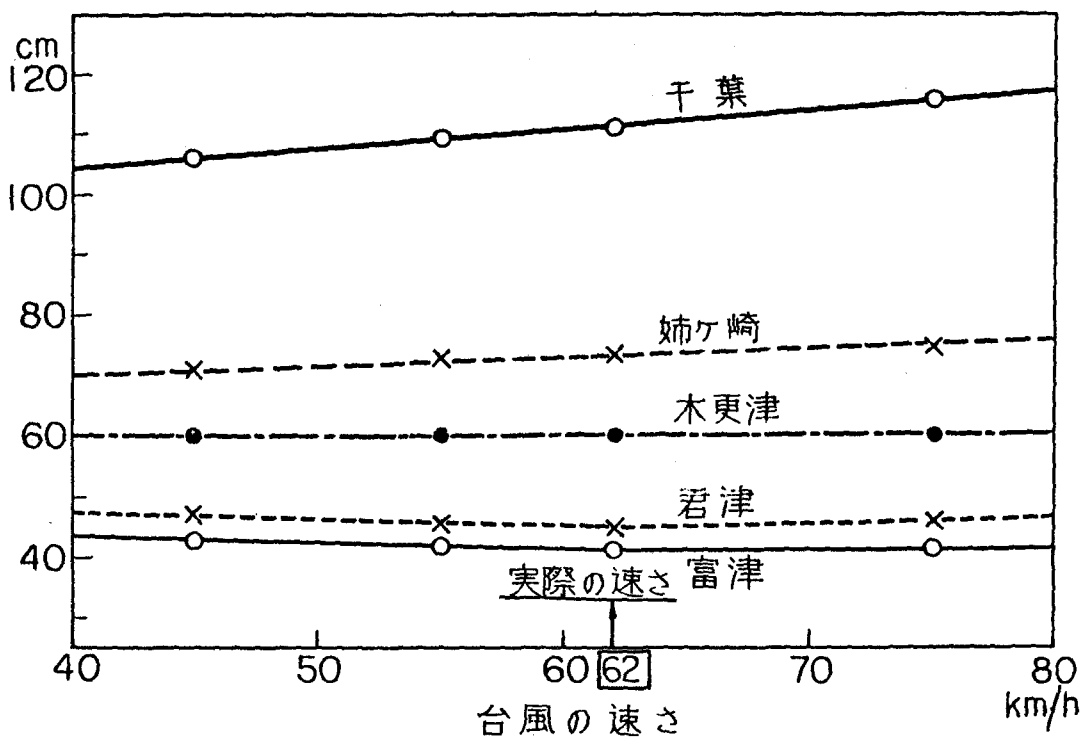
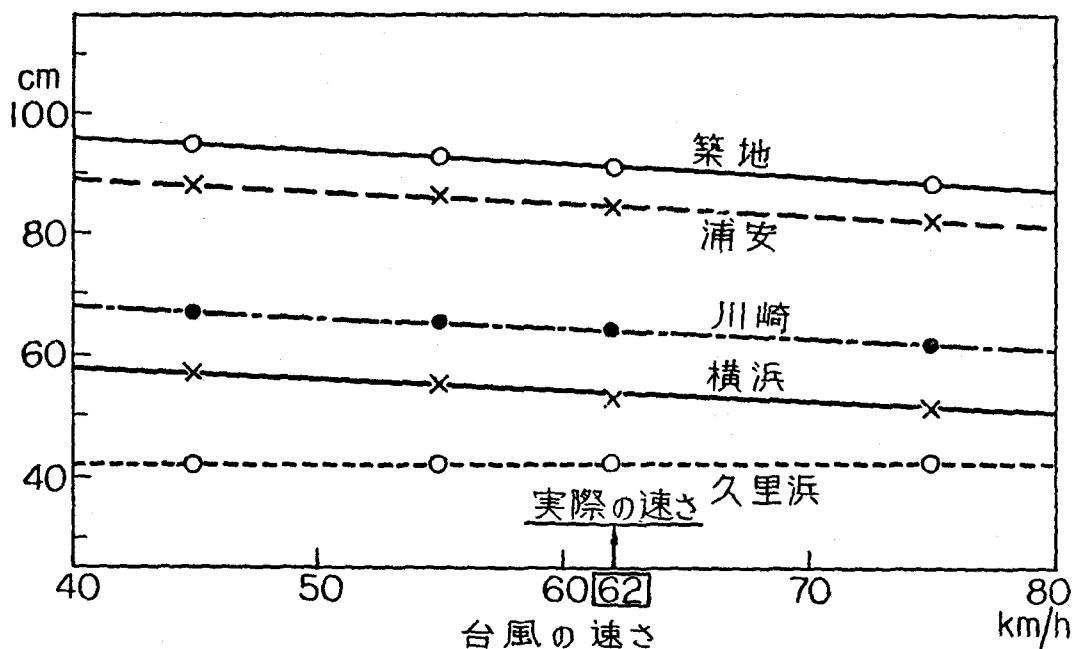
$$\frac{d\zeta}{dx} = \frac{\tau_s - \tau_b}{\rho_w g h} \quad (4)$$

が水面勾配を与える。風速 w なる海上風が海面におよぼす応力を $\tau_s = k \rho_a W^2$ と表わし、かつ $\tau_b = -\lambda \tau_s$, $\lambda > 0$ 、として(4)式を湾口 ($x = 0$) から湾奥 ($x = L$) まで積分すれば、湾口に対する湾奥の水位は、

$$\zeta = \frac{k \rho_a (1 + \lambda)}{\rho_w g} \cdot \frac{L}{h} \cdot W^2 \quad (5)$$

で与えられる。

この結果から、風の効果は、湾が長いほど、また水深が浅いほど大きくなることが知られる。したがつて、駿河湾や相模湾、あるいは外洋に直接面した所では大きな高潮が生じ難いことも理解できる。ただし、あまり浅いと摩擦によるエネルギーの消耗が大になるので、かえつて潮位は減少する。なお、無次元の風力係数 k は厳密には定数でなく、風速や下層大気の安定度によって



図一 9 台風速度が異なる場合の気象潮ピーク比較 (5821号台風に伴う東京湾高潮の数値計算による), 東京湾の長波の平均速度: 55~60km/h程度⁶⁾

変化するが、これらの関係は未だ十分理解されておらず、今後の重要な課題として残されている。海底に働く応力についてはより一層理解されていない。特に海面に風の応力が働くときには、流速の鉛直分布に変化が生ずるので、海底摩擦（海底に働く応力と逆方向）は海面の接線応力によっても異なる。通常は、海底摩擦は海面の応力の10～20%以下と見做される。高潮に対する風の影響は、風が強いときには(5)のように風速の2乗できいてくるから、わずかな風速の増加でも、水位の上昇は大きい。すなわち(5)式から $\Delta \zeta / \zeta = 2 \Delta W / W$ となり、風速の10%の変化は、水位の20%の変化をもたらしことになる。

また、湾の中では湾の固有振動（湾セイシュ）の周期 $T = 4L/C$ と、気象じょう乱の移動による強制波の見かけの周期 T^* との関係も重要になる。 L^* を気象じょう乱の大きさとするとき

$$T/T^* = (V/C) (4L/L^*)$$

という無次元量が1に近づくとき、すなわち $V/C \sim L^*/4L$ で増幅度が最大なることが理論的に期待される。前に出た V/C とこの T/T^* の2つの無次元量のうち、どちらが高潮の場合重要であるかは L^*/L の大小によってきまる。 L^*/L が小さいときは V/C が、 $L^*/L \geq 2$ では T/T^* の効果が卓越すると云える。¹⁾ わが国の内湾では L^* は L にくらべてはるかに大きいので本節で既に議論したように、 V/C はあまり利かず、 T/T^* が意味をもつようになる。 L^*/L が1以上では最大増幅率は1.5～2程度という結果も導びかれている。

通常各地の高潮を簡便に求めるのに

$$\zeta = a \Delta p + b W^2 \cos \theta \quad (6)$$

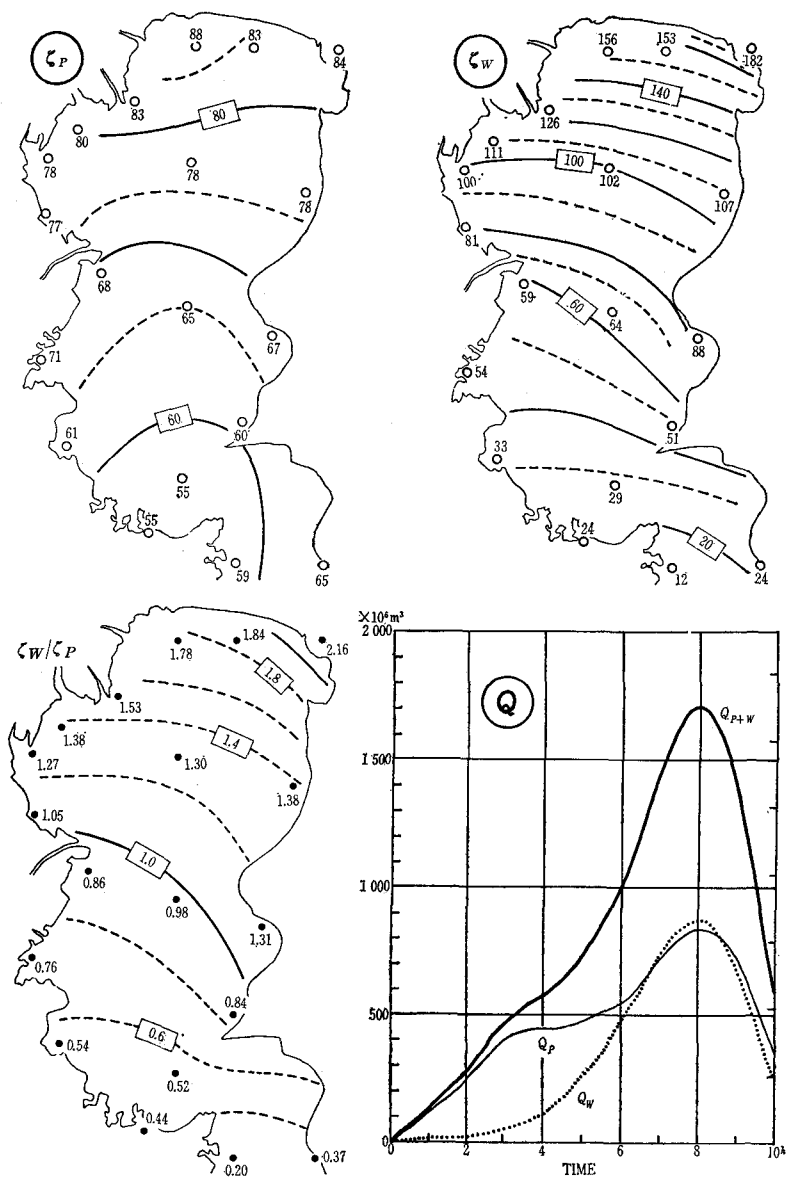
という実験式がよく使われる。(1)式と(5)式を考慮して圧力項は Δp に、風の項は W^2 に比例すると考え、その係数 a 、 b を観測値に基づいて求めておくのである。 θ は風向と湾の主軸方向のなす角を表わす。動力的効果その他さまざまな要因は形式的には係数 a 、 b の中に含まれることになる。そこでこの式の右辺の2項を用いて、エネルギー・ソースとしての気圧と風の効果の大小を比較することにする。東京、名古屋、大阪について、それぞれ顕著な高潮5例を選び、両者を比較すると表-4が得られる。⁸⁾ 参考のために表には外海に面した串本と高知の値も示してある。表によれば、東京・名古屋では風の効果

表-4 実験式(6)による風と気圧の高潮に対する効果の比較⁸⁾

地名	a (cm/mb)	b (cm/[m/s] ²)	$100 \times (b/a)$	$bW^2 \cos \theta / a(P_0 - P)$
東京	1.059	0.138	13.0	2.5
名古屋	1.674	0.165	9.9	2.4
大阪	2.167	0.181	8.4	1.2
串本	1.490	0.036	2.4	0.9
高知	2.385	0.033	1.4	0.2

は気圧の効果の2倍半もあるが、大阪ではその半分の1.2倍程度にすぎない。すなわち大阪湾では、東京湾や伊勢湾にくらべて、気圧の寄与が大きい。これは紀伊水道が存在するためと思われる。(5)式の示すように風の効果は水深に逆比例するから、比較的水深の大きい紀伊水道の存在は、風の効果に対しては長さの割には寄与は小さいが、気圧に対しては水路が長いこと効果的であり、このような結果になったものと思われる。このことが、東日本にくらべ西日本に台風来襲が多いことと相重なって、大阪湾をして日本において高潮の危険度が最も高い海域たらしめた所以と考えられる。

ただし、気圧と風の効果は、台風の条件によって、また同じ湾内でも場所によって異なる。いま台風の気圧場のみを走らせたときに得られる最大気象潮を ζ_p 、風の場のみを走らせたときのそれを ζ_w とし、これらを数値計算でそれぞれ求めて比較した1例を図-10に示す。⁸⁾ これは伊勢湾台風のモデル台風が、東京湾の西側を大正6年の台風コース（図-8のAコース）をとって進んだ場合である。この結果、(i)気圧が作用する場合には、湾内の水面は全体的に高まりその勾配は小さいが、風による場合は水面勾配が大きく、特に湾奥における水面の高まり方は著



図一10 伊勢湾台風モデルが大正6年台風コース(図-8のAコース)を通るとき、の東京湾の高潮の計算結果⁸⁾ 左上: 気圧のみによる気象潮(ζ_p , cm), 右上: 風のみによる気象潮(ζ_w , cm), 左下: ζ_w と ζ_p の比, 右下: 湾内に蓄積される水量の時間変化, Q_p は気圧のみ, Q_w は風のみによるもの

しい；(ii)風と気圧の効果は場所によって異なり、湾口付近では気圧の効果が大いだが、湾内に入るにしたがって風の効果がまさり、湾奥では気圧によるものの2倍余の潮位上昇が風によって起こされる；(iii)しかし湾内に蓄積される水量から云えば、風の効果と気圧の効果はあまり差が無いといえる。つまり湾全体でみれば、風と気圧の効果はほぼ同じということになる。ただし、これは1例にすぎず、いつもこうだというわけではないが、大よそは推測できるであろう。

この数値計算は、湾外のかかなり広い範囲を計算領域に含めて行なわれているが、後で示すように、外海の高潮は複雑であって、これが十分にこの数値計算に取り入れられているとは言えない。そこで外海から侵入する高潮が湾内の高潮について、どの程度の寄与をなしているかを理解することが問題になる。これについて、現実の伊勢湾台風時の観測資料を巧妙に解析した例が見出される。⁷⁾ これによれば、湾内の風の効果、気圧の効果および外海から侵入する高潮の効果の比は2:1:1の程度であり、これにさらに海底摩擦の効果が-1の割合で加わる、という結果になっている。このことは図-5において、伊勢湾の湾口付近において1~2mの気象潮が現われていることから理解できる。そこで次節において湾外の高潮について考えることにする。

海水にはまた地球自転に基づくコリオリの力が作用する。ただしこれは流れの方向に直角に働くから、エネルギー・ソースにはなり得ない。この寄与は現象のタイム・スケールとコリオリの係数 f に関係する。すなわち既出の f , L , C を用いて fL/C なる無次元量を作るとき、これが1よりはるかに小さければ、地球自転の影響は考えなくてよいことになる。例えば、 $L \sim 60$ km, $h \sim 26$ m, $f \sim 0.8 \times 10^{-4} \text{ sec}^{-1}$ とすれば、上記の量は0.30となり高潮に対して地球自転の影響がやや利くという程度である。¹⁾ 事実、伊勢湾台風の高潮について、コリオリの力を考慮した場合とそうでない場合を数値計算によって比較した結果によれば、その差は高々数%以内となり、日本における湾内の高潮についてはコリオリの力は本質的な影響を及ぼしてないことが分かる。

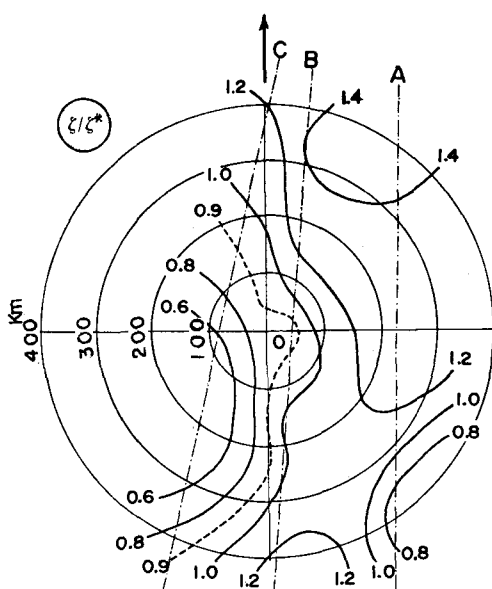
4 湾外の高潮

大きな災害をもたらす湾内の高潮は、人々の注目を惹いて、上にも一部を示したように多くの研究と報告があり、その実態はかなり明らかになっている。一方、湾外とくに外洋における高潮については、観測の困難さも加わって、その研究は大変遅れている。そしてすぐ前に述べたように、外部における水位変動は内部の高潮にかなりの影響を与えるのにもかかわらず、その実態がよく解明されていないことが、高潮予報の精度向上に大きな障害を与えている。しかしこれらについても、理論的および実証的研究が最近少しづつ進められてきている。

4-1 洋上の高潮

洋上で潮位記録を得ることは困難なので、今のところ孤島における観測値に頼らざるを得ない。多少陸地に近すぎるが、ここでは伊豆大島の岡田港の検潮記録から台風域内の潮位変動を求めた結果を引用する。⁹⁾ 図-11は9個の台風を用いて、観測された気象潮と、気圧と静力学的に平衡すると考えたときの水位上昇量 ζ との比が、台風中心に相対的にどのように分布しているかを示したものである。これを見ると、平均的には気圧と静力学的に釣り合うような潮位変化が台風域内で起こっているようであるが、詳細はかなり異なる。進行方向に向って、右前象限では潮位の上昇は大きく静力学的変化の1.4倍もの値が見られるのに、後面特に左後象限では静力学的変化よりかなり小さく、0.6程度の値が見られるにすぎない。もちろん、島や陸地の影響がはいって真の洋上の高潮とは異なる点もあるだろうが、傾向はうかがえると思われる。

深さ方向に平均した速度ベクトル $\mathbf{v}$ についての運動と連続の方程式は、次式で表わされる。



図一 11 伊豆大島の岡田港検潮記録から推定した台風域内水位変動の分布、気象潮 ζ と、気圧変化に静力学的に釣合うとしたときの水位変化 ζ^* との比⁹⁾

$$\begin{cases} \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial t} + \mathbf{k} \times (f \mathbf{v}) = -g \nabla (\zeta - \zeta^*) + \frac{1}{\rho_w h} (\tau_s - \tau_b) + \mathbf{G} & (7) \\ \frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot (h \mathbf{v}) = 0 & (8) \end{cases}$$

t は時間, x, y 軸は水平面上に, z 軸は鉛直上方にとられ, $\mathbf{k}$ は z 軸方向の単位ベクトル, ζ は水面の変動量, ζ^* は気圧変化を水頭で表わしたものの, τ_s は風による海面上の応力, τ_b は海底における応力, h は水深, ∇ は 2 次元のハミルトンの演算子, いわゆる勾配を表わす。 $\mathbf{G}$ はその他の非線形の慣性項や水平方向のうず粘性項などを含んでいる。この式では静圧を仮定しているが, 高潮の場合には岸のごく近くを除いて成立っている。

いま, 簡単のため $\mathbf{G} = 0$, $\tau_b = 0$ とし, さらに $\zeta = \zeta_1 + \zeta_2$ と置き, $t = 0$ で $\zeta_1 = \zeta_2 = 0$, 水深 h を一様とすれば, 文献(1)にしたがって, (7), (8)式を変形して

$$\left(\nabla^2 - \frac{1}{C^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \frac{f^2}{C^2} \right) \zeta_1 = \nabla^2 \zeta^* + \frac{1}{C^2} \nabla \cdot \tau_s \quad (9)$$

$$\left(\nabla^2 - \frac{1}{C^2} \frac{\partial^2}{\partial t^2} - \frac{f^2}{C^2} \right) \zeta_2 = \frac{f}{\rho_w C^2} \int_0^t \mathbf{k} \cdot (\nabla \times \tau_s) dt \quad (10)$$

が得られる。ただし $C = \sqrt{gh}$ である。

海が深いと C^{-2} を含む項が消えて, (9), (10)式より $\zeta_1 \sim \zeta^*$, $\zeta_2 \sim 0$ となる。すなわち外力に対する海水の応答は速やかに行なわれ, (2)式でも示したように, 気圧に対する静力学的釣合の水位変化が残る。また風の分布が一様であると, (9), (10)式で風の応力を含む項が消え, 風は水位変動に寄与しない。したがって一般的に, 風の効果は水深に逆比例し, 外洋では気圧の効果が卓越す

ることになる。しかし現実の台風では、図-6に示したように、風の場合は複雑で非対称をなし、そう簡単ではない。いま(9)式の右辺を見ると、第2項の風の応力の収束は、第1項の気圧傾度の収束と同じ機能を果たしていることが分かる。したがって、台風内の風を軸対称の場と考えたとき、風の中心に吹き込む動径成分は、中心付近の気圧降下による吸い上げ作用を助けるように働く。

一方、(10)式をみれば、風の応力の渦度はコリオリの力を通して、水位変動に寄与している。地球が自転していなければこの効果は無くなる。したがって台風の風の回転成分は、海水を中心のまわりに循環させるように働き、この流れに伴うコリオリの力と釣り合うような流れに直角方向の水面の傾斜、すなわち水位変化をもたらすことになる。しかもこの渦度は時間積分で効くので作用時間が長くなるほど、その効果は大きくなって無視できなくなる。¹⁾ 台風域内の風の渦度の分布をみると、台風進路の右側に正の渦度の大きな領域があり、これが図-11に示される水位の大きい領域とほぼ対応しているように見える。ともあれ、高潮に対する風の効果は、特に洋上において、単にその強さのみでなく、収束や回転が重要な意味をもつことに留意しなければならない。なお台風来襲前の潮位上昇 (forerunner と称される) を、この洋上の風の非対称性によって伝わってきた波動で説明することも行なわれた。¹⁰⁾

さらに実際の海洋は密度成層をなしているので、この影響も考えねばならない。台風の移動が速ければ、あまり問題にならないが、停滞して作用時間が長ければ、考慮が必要であろう。この場合にはパラメーター V/C_i や V/fL^* (ただしこの C_i は内部重力波の速度) の大小が、水位変動の性質を規定するが、密度躍層の上下運動があるので、問題は複雑になる。詳細を述べる余裕が無いので、例えば、文献(11)や(12)を参照されたい。

4-2 外洋に面した海岸の高潮

図-12は熱帯性低気圧の中心示度と、それによる最大気象潮を対比したものである。これには台風だけでなく、メキシコ湾沿岸や北米東岸のハリケーンによるものも示してある。図において同程度の台風とハリケーンを比較すると、ハリケーンの方が台風にくらべて大きい高潮をもたらすことが分かる。例えばわが国では気象潮は3.5mが最大であるが、アメリカでは4.5m以上のものも見られる。これは気象特性の相違ではなく、地形の相違に帰せられる。すなわち、メキシコ湾沿岸や北米東岸では、広い大陸棚が発達していて、この上ですでにかなり大きい高潮に成長しており、これが内湾においてさらに増大するためである。そして、高潮のピーク後に大陸棚のセイシュのような振動が付随することが多い。なおハリケーンを対象に扱っているが、高潮に関する現象と理論については文献(13)にすぐれた報告がなされている。

一方、図-2に示してあるように、日本では大陸棚があまり発達していないため、外洋に面した海岸では、一般的にそう大きい高潮は生ぜず、また棚セイシュらしきものもあまり顕著でない。例えば串本(紀伊半島尖端)と高知における実験式(6)の係数 a 、 b の値が表-4に示してあるが風の効果を表わす b の値が小さいことが目に付く。内湾の長さに相当するのが大陸棚の幅であるが、これが狭くて、しかも内湾にくらべて深いので、高潮が発達し難いのは理解できることである。ただし大陸棚は、海岸に平行に横に伸びているので、岸に平行に吹く風の効果が大陸棚にそって陸棚波 (continental shelf wave) が伝わることなどのため、内湾と異なる水位変動を示すことがある。わが国で比較的大陸棚が発達しているのは、対馬・山陰沿岸と本州東岸であるが(図-2)、最近これらの沿岸地帯の高潮について、興味深い解析結果が報告された。

日本海の高潮：日本海沿岸では高潮は一般に小さく、50cmを越すことはそう多くない。ただし洞爺丸台風の際、岩崎で1.3mの気象潮が生じたことは前に述べたが、これは[・][・][・]な[・][・][・]崎が岩崎の

北を限っているため、内湾に似た地形状況にあったためである。日本海における最も特長的高潮は、台風が日本海中部を北東進するとき生ずる。その1例を図-13に示す。¹⁴⁾ 台風径路図中の細い実線は、各地で高潮の最大が起ったときの台風の位置を示す。高潮伝搬図中の太い矢印は、気象潮がその最高値の半分以上より高かった時間範囲を示し、鎖線は気象潮の最大値(矢印の横の数字, cm)を結んだものである。また細い実線は等圧線であってその谷を走る破線は各地における台風最接近時を表わしている。この図から日本海の高潮は、下関から輪島まで、輪島から岩崎まで、および北海道西岸の3つの海域で性質が異なることが分かる。

能登半島から西の海岸では、高潮の最高は台風が通過してからかなり遅れて起こる。その遅れの時間は対馬海峡から東に進むほど大きくなり、若狭湾では台風通過後約1日近くも経って気象もおだやかになった頃、高潮が最大になるのである。したがってこの高潮は台風内の強制波的水位変動が、日本海の入口付近で台風と離れ、比較的発達した大陸棚を自由波的に伝搬してきたものと考えられる。その伝搬速度は約3.5m/sと見積られ、台風の移動速度よりはるかに小さい。最近陸棚波に関する理論的研究は多いが、一様勾配の陸棚上の波速として、 $C = fL/m$ が得られている。¹⁵⁾ ここでLは陸棚の幅、mは

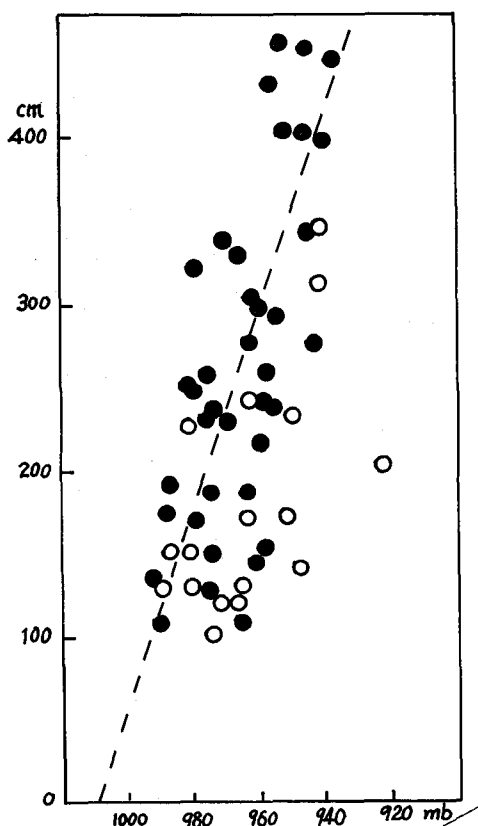
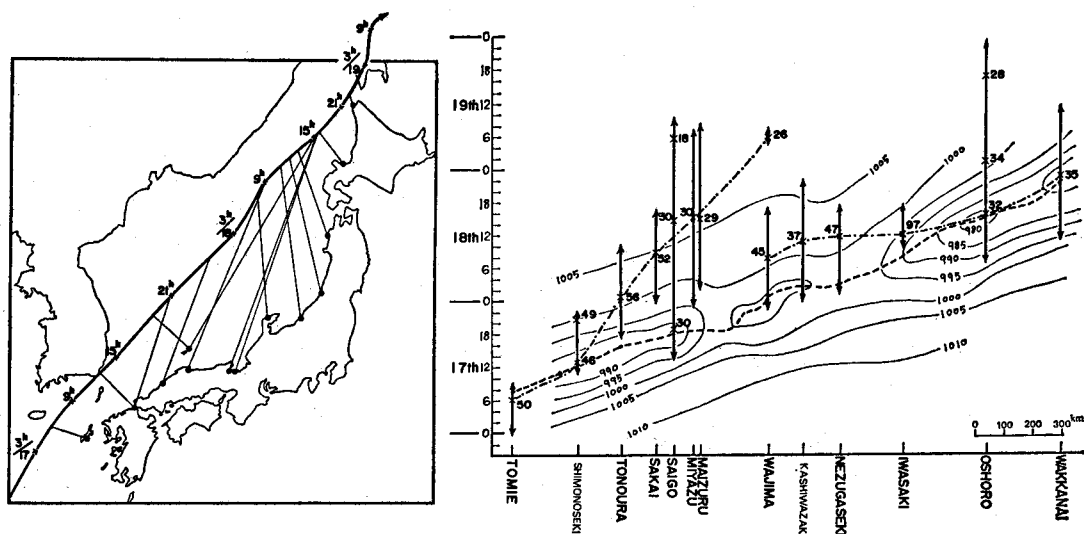


図-12 台風およびハリケーンの最低気圧と最大気象潮の関係¹⁾ 白丸は台風、黒丸はハリケーン。

$J_0(2\sqrt{m}) \cdot (1 - d/D) - (d/D) \cdot m^{-1/2} \cdot J_0'(2\sqrt{m}) = 0$ を満たす固有値である。dは陸棚の縁の水深、Dは深海の水深、 J_0 は0次のベッセル函数を表わす。山陰沿岸にあてはめると $C = 3\text{m/s}$ が得られ、観測値より多少小さいが、地形の複雑さを考えれば、かなりよく合っているといえよう。なおこの種の波は地球自転の影響で、北半球では陸地を右手に見る方向に進む。輪島から岩崎までの海岸では、陸棚も発達せず、高潮も最低気圧後7~8時間遅れて最大になる。これは台風後面の海岸に平行な南西の強風による右方向へのエクマン輸送の効果と考えられる。北海道西岸では台風通過と高潮起時は大体一致し、気圧の吸い上げ効果で気象潮の値もほぼ説明できる。台風径路が図-13と大きく異なると、水位変動がここに述べたような経過をとらないことはいうまでもない。¹⁴⁾

波の堆積効果：外洋に面した海岸と内湾とが異なるもう一つの点は、外洋の方がはるかに大きな波が来襲し、しかも台風が接近するかなり以前からうねりが打寄せることである。そして、台風接近前に平均水面が上昇する現象を、このうねりの作用に帰すこともあった。しかしながら、



図一三 1959年9月17～19日の台風による日本海の高潮¹⁴⁾
左：台風径路図と各地の最大気象潮起時，右：高潮の伝搬図

量的にその効果を見積ることが難しかったが、最近波浪の観測も実施され、さらに砕波帯の波に対し波の非線形性に起因する radiation stress の概念を用いて、平均水面の傾斜を説明することも可能になり、両者の関係を実証的に求める試みが行なわれた。この理論によれば、砕波点から岸側の平均水面のこう配は

$$\partial \zeta / \partial x = -A \partial h / \partial x \quad (11)$$

で与えられる。¹⁷⁾ 実験室の結果ではAは0.15程度の値をとる。この式を砕波点（水深 h_b ）から岸まで積分すると $\zeta \sim Ah_b$ が得られる。

そこで浜名湖口の舞阪の高潮記録に対して

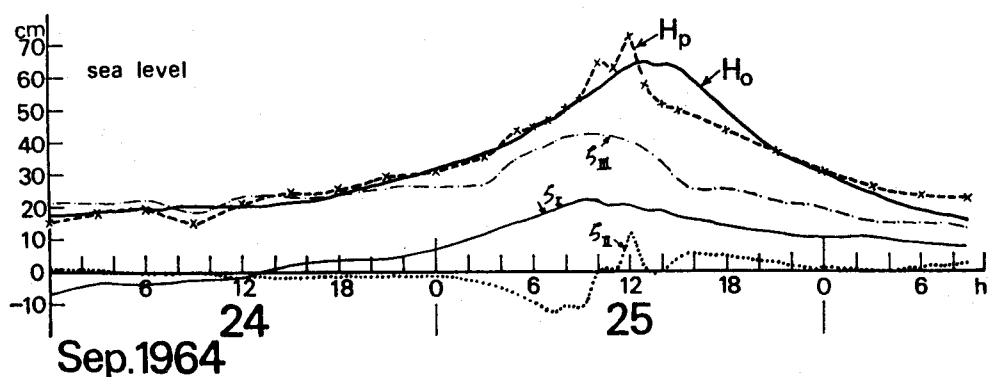
$$\zeta = \zeta_I + \zeta_{II} + \zeta_{III} = a \Delta p + b W^2 \cos \theta + c h_b \quad (12)$$

という実験式を仮定し、現実を説明することがなされた。¹⁸⁾ そしてこの式が(6)の実験式より実際に近い結果を与えることが分った。3つの効果を比較した図を図一14に示す。この場合には、波の寄与は気圧や風の効果よりはるかに大きく、特に台風接近前の24時間以上の潮位上昇がよく表現されている。なお、砕波水深は波浪の波高、周期、海底こう配などに関係するが、実用上の便からもっと簡単に、沖波の有義波高 H に比例するとして、

$$\zeta = a \Delta p + b W^2 \cos \theta + C_1 H \quad (13)$$

と置き、冬の季節風時の日本海沿岸における砕波の堆積効果を見積ることも行なわれた。¹⁹⁾ このときも波の効果は、風や気圧より大きく、沖波の有義波高の10%程度の水位上昇が生じている。このことから、外海に面した単調で適当に遠浅の海岸では、高潮に対する砕波の効果は無視できないと思われる。

異常潮位：昭和46年9月始め、23号台風通過後3日目に起きた清水港の浸水を発端とするいわゆる異常潮位の場合は、台風高潮のような劇的な水位変動と被害は生じなかったが、継続時間が



図一14 1964年9月24～25日の台風による舞阪の高潮、 H_o ：気象潮の実測値、 ζ_I 、 ζ_{II} 、 ζ_{III} ：それぞれ実験式(12)より計算された気圧。風、波浪による堆積効果、 H_p は3者の合成値¹⁸⁾

長いこと、影響範囲が広いこと、予測手段が無く突発的であったことなどのために、沿岸低地部への異常な人口と産業の集中、大地震の先触れなどに関連して大きな社会不安をもたらした。浸水は9月3日から8日までの間、関東から九州にかけて断続的に続き、全国で床上浸水300戸、床下浸水5,600戸と報道されている。しかしながら、これに伴う気象潮はせいぜい30～50cm程度に過ぎないことは、大いに留意すべきことである。たまたま、8、9月は年間で一番月平均潮位が高い季節であること、秋の大潮に当って年間で天文潮位が最高になっていることが重なったため、わずかな気象潮で浸水が起ったことになる。しかしこの程度で浸水するのであれば、津波や台風高潮が来ればどうなるのであろうか。

その後の研究によれば、同じような水位変動現象が過去にもいくつか見出されている。その典型例を図一15に示す。²⁰⁾ 図において、長いタイム・スケールをもった水位変動の山が、布良(房総半島先端)から枕崎(九州南岸)まで、約3日かかってゆっくり西に伝搬していることが認められる。その速度は約4m/sである。昨年およびその他の例でも、このゆっくりした陸地を右に見ての西進は認められる。また、異常潮位は黒潮の変動と密接な関係があるらしいことが、いろいろな点から考えられるのであるが、外洋の流況や海況については資料が乏しく、適確な関係を掴み難いのが実情である。一方、南北に走る陸岸と黒潮流軸との間を台風が通過する場合の黒潮と潮位の変動を、数値モデルによって理論的に検討することも行なわれた。²¹⁾ その結果、台風のもつ反時計回りの渦が海中に誘起されて発達し、これが陸棚斜面に沿って陸棚波として南下する現象が見出された。これは前記の異常潮位の移動に対応するようであるが、その物理的解釈や異常潮位との関係については、未だ明確でない。異常潮位の実態と発生機構に関しては検討すべきことが多く残されている。なお、日平均潮位の統計的解析からも、北海道から東北・関東の太平洋岸を南へ、本邦南岸を西へ、山陰海岸を東へと、それぞれ陸岸を右に見て進む波動の存在も見出されていて、²²⁾ ²³⁾ その性格についてもいろいろ議論が行なわれているが、その本質はまだよく分からない。

土佐湾の高潮：いままで外洋に面した海岸における各種の興味深い水位変動を調べてきたが、気象潮としてはあまり大きくなかった。しかるに昭和45年の10号台風では、この常識を破る2.4mにも及ぶものが土佐湾奥に発生した(表一1)。そして外海に面しているため、8mに及ぶ波

浪も来襲し、さらに満潮時に当たったので、被害は一段と大きくなった。気象と潮位の状況を図-16に示す。湾中央部では2 m以上になっているが、湾の東端室戸岬でも1.4 mに達していて、土佐湾全体としてかなりの広範囲に水面が上昇している。この台風の特長として、図-16の流線図に明瞭に認められるように、台風の上陸前から上陸時にかけて、強風が湾の東半分では海岸（したがって等深線）に平行に長い間連吹していることがあげられる。しかも、この風は海岸を右手に見る方向に吹いているので、コリオリの力による所の右向き（北半球）の輸送が卓越し、海岸の水位を高めることが期待できる。しかるに、数値計算を行なうと、通常の方法では量的にこの高潮を説明することは難しい。量的に合わせるためには、風速として傾度風速そのものを用い、また計算領域の外海側の境界条件として、静力学的水位変化の2倍程度の水位変化を仮定しなければならないようである。¹⁶⁾ この理由としては、計算の格子間隔が粗いため、前記の浅海部で卓越する岸に平行な風の堆積効果を十分に含み切れないこと、また碎波の堆積効果も考慮されないことなどが考えられる。しかしそれと共に、外海の高潮や大陸棚上の高潮の振舞いが良く把握できていないため、境界条件や基本式の組立てに検討を要すると思われる。今後十分研究されねばならない。

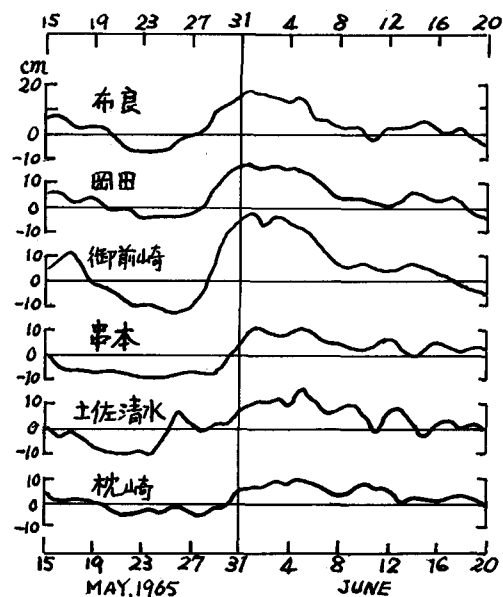
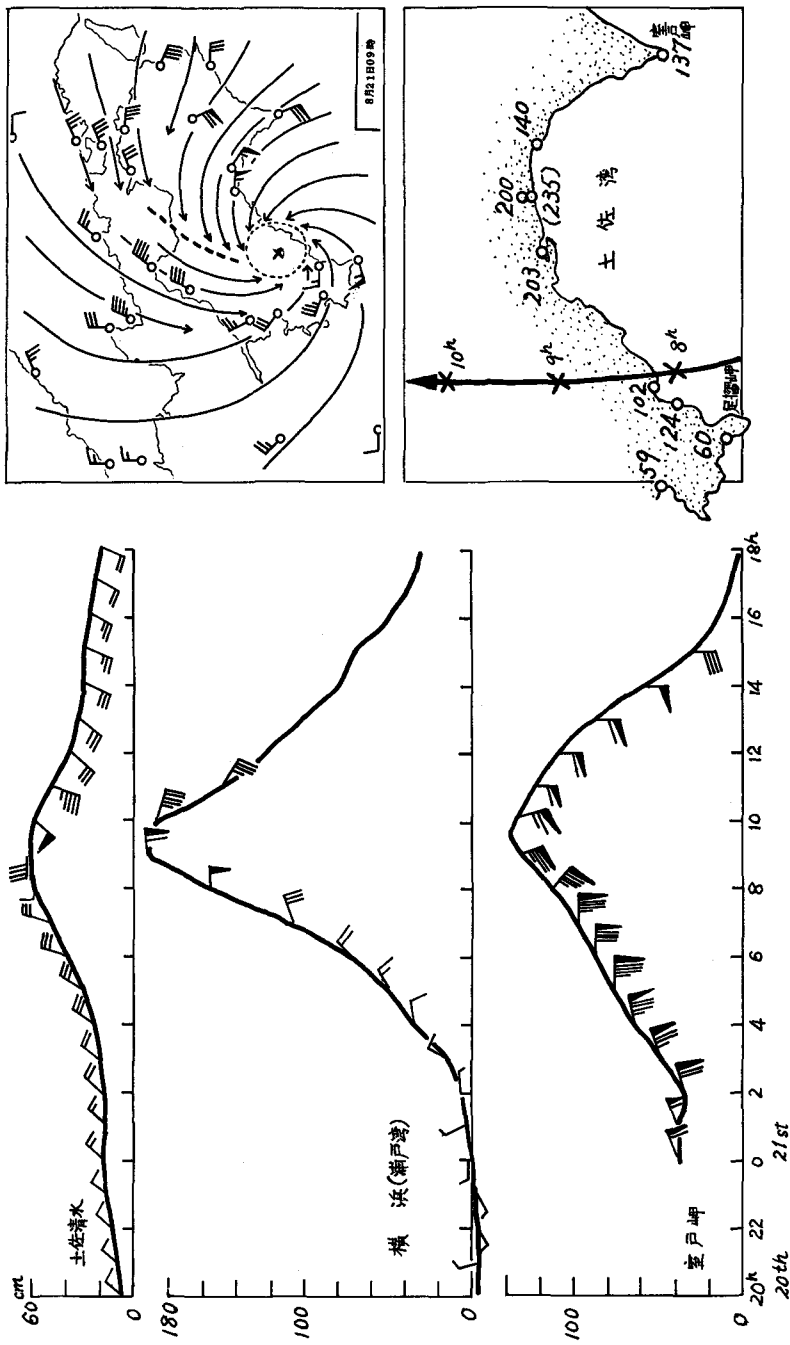


図-15 1965年5月15日～6月20日の日平均潮位偏差（気圧補正済み）²⁰⁾

5 むすび

高潮対策を考える上に、その他、河川や陸地侵入後の高潮の振舞い、高潮防波堤の効果などについても理解を深めねばならない。しかし紙数の関係でここでは、伊勢湾台風の際、河川や水路を伝わってきた高潮の作用で、海岸部よりも、それを遠く離れた内陸部がより強く被災した例があること、および高潮防波堤に対しては、その海洋環境におよぼす影響に十分配慮する必要があることなどをあげるにとどめる。また今の所海岸の潮位記録でしかその姿が掴めない高潮を、シミュレートしてその全体像を把握するに、数値計算は有用であり、またその結果を本報告ではいろいろ利用しているので、数値計算の諸方法の比較検討、限界、問題点などを議論しておくことが望まれるが同じく省略する。ただし最後に、伊勢湾台風モデルを用いてシミュレートしたときの、各地の最大気象潮の値を表-5にまとめて示す。



図一16 昭和45年10号台風による土佐湾の気象潮と風の変化(左), 8月21日9時の流線図(右上), 台風経路と最大気象潮 (cm, 右下)

表一5 伊勢湾台風級の台風が来襲したと仮定
したときの気象潮の予測値

湾	地 名	気象潮 計算値(m)	仮想台風コース
東京湾	千葉 築地 浦安	2.7	大正6年台風コース
		2.1	キティ台風コース
		2.0	〃
大阪湾	大阪 神戸 堺 尼ヶ崎	3.3	室戸台風コース
		2.0	〃
		3.0	〃
		3.0	〃
瀬戸内 海西部	広島 呉	2.3	ルース台風コース
		2.2	〃
	松山 宇部 荏田	2.2	〃
		1.9	周防灘台風コース
		2.0	〃
有明海	三池 紅粉屋 住ノ江	1.9	5609号台風コース
		2.6	〃
		2.4	〃

参 考 文 献

(高潮に関しては、貴重な研究報告や調査報告が多数あるが、ここでは本文に引用したもののみを掲げる)

- 1) 梶浦欣二郎 (1961) : 高潮について, 海と空, vol .37, pp .88 ~ 95, 125 ~ 130.
- 2) 宮崎正衛 (1971) : 津波と高潮, 海洋物理Ⅲ, pp.255 ~ 325, 東海大学出版会
- 3) 宮崎正衛 (1951) : 大阪湾沿岸の高潮について, 海洋報告, vol .2, pp.103 ~ 114.
- 4) 上野武夫 (1967) : 高潮, 瀬戸内海の気象と海象 5.2 節, pp.241 ~ 251.
- 5) Unoki, S.(1961): A note on the storm tide of the Japanese coast, Coast . Eng. Japan, Vol. 4, pp. 1-10.
- 6) 宇野木早苗・磯崎一郎 (1962) : 高潮の数値実験による二, 三の結果について, 第9回海岸工学講演会講演集, pp.1 ~ 6.
- 7) 国司秀明・吉田幸三 (1960) : 伊勢湾台風にともなった高潮の解析, 第7回海岸工学講演会講演集, pp.225 ~ 229.
- 8) 宇野木早苗・磯崎一郎 (1966) : 高潮における気圧と風の効果の比較, 第13回海岸工学講演会講演集, pp.248 ~ 253.
- 9) 磯崎一郎 (1965) : 台風によって起った大島岡田港の気象潮, 沿岸海洋研究ノート, vol .4, No.2, pp.15 ~ 24.
- 10) Miyazaki, M.(1956): A theory of the storm surge, Geophys. Mag., Vol. 27, pp. 401-449.
- 11) Kajiura, K.(1958): Response of a boundless two layer ocean to atmospheric disturbances, Ph. D. Dissertation, A. and M. College of Texas, 139 pp.
- 12) Endoh, M.(1971): Response of a simple two-layer ocean to divergent and rotational wind stress, Jour. Oceanogr. soc. Japan, Vol. 27, pp. 116-120.

- 13) Kajiura, K.(1959): A theoretical and emperical study of storm induced water level anomalies, Tech. Rep., A. and M. College of Texas, 97 pp.
- 14) Isozaki, I.(1968): An investigation on the variations of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japanese Islands (II), Storm surges on the coast of the Japan Sea., Jour. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 24, pp. 178-190.
- 15) Robinson, A.R.(1964): Continental shelf waves and the response of sea level to weather systems, Jour. Geophys. Res., Vol. 69, pp. 367-368.
- 16) 宮崎正衛・岡田正実 (1972) : 土佐湾高潮の数値シミュレーション (印刷中)
- 17) Longuet-Higgins, M.S. and R.W. Stewart (1963): A note on wave set-up, Jour. Mar. Res., Vol. 21, pp. 4-10.
- 18) 磯崎一郎 (1970) : 舞阪の高潮, 沿岸海洋研究ノート, vol.8, No.2, pp.40 ~ 47.
- 19) 西村一夫・田中則男・竹内秀哲 (1971) : 日本海北部沿岸の異常気象時における潮位特性について, 第18回海岸工学講演会論文集, pp.241 ~ 244.
- 20) 磯崎一郎 (1972) : 異常潮位の 2, 3 の性質, 昭和47年度日本海洋学会春季大会講演会要旨集, p.44.
- 21) 遠藤昌宏 (1972) : 黒潮の時間変動に関する数値実験 I - 西岸強化流の生成, 昭和47年度日本海洋学会春季大会講演要旨数, pp.47 ~ 48.
- 22) Shoji, D.(1961): On the variations of the daily mean sea levels along the Japanese Islands. Jour. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 17, pp. 21-32.
- 23) Isozaki, I.(1969): An investigation on the variations of sea level due to meteorological disturbances on the coast of Japanese Islands (III): On the variation of daily mean sea level, Jour. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 25, pp. 91-102.