

土木学会関西支部講習会テキスト（昭 56.9）

環境アセスメントの諸問題—高潮—

京都大学防災研究所助教授

河 田 恵 昭

Ⅲ-3 環境アセスメントの諸問題-高潮

京都大学防災研究所助教授 河田 恵 昭

目 次

1. 高潮研究の周辺	1
2. 7916号台風による高潮の特性	1
2.1 高潮の潮位記録	1
2.2 高潮の伝播特性	2
3. 高潮の極値統計	3
3.1 潮位資料の概要	3
3.2 従来の方法による高潮の極値統計と問題点	3
3.3 潮位資料の再検討	6
3.4 高潮の極値統計	8
4. 高潮の数値予知	10
4.1 従来の高潮の理論の問題点	10
4.2 2レベルモデルの基礎式とその解の特徴	10
参考文献	12

環境アセスメントの諸問題－高潮

京都大学防災研究所助教授 河田 恵 昭

1. 高潮研究の周辺

大阪湾の最奥部の大阪をはじめ、隣接の堺や尼崎あるいは神戸は古来より幾度となく高潮災害を蒙ってきた。たとえば大阪では西暦700年以降、史実に残っているものだけで39回も高潮災害が発生しており、実際にはこれ以上の回数の災害があったと想像される。昭和年代に入ってから、室戸、ジェーンおよび第2室戸台風に伴う大潮が発生し、その被害が未曾有のものであったことは周知のとおりである。こうした災害を契機として、高潮の数値予知法が発展し、^{1),2)}また極値統計に基づく計画潮位の提案^{3),4)}がなされた。また、その一般的取り扱いが、すでに多くの論文に発表され、その成果がまとめられていくつかの専門書で紹介されてきた。

しかし、大阪湾の例を持ち出すまでもなく、大都市を背後に控えた高潮の常襲地帯では、程度の差はあれ、1960年代から70年代にかけて埋立地が造成され、かつてなかったほどに堤防法線が複雑になっている。したがって、高潮の力学的な特性はもとより統計的な特性すらこの時代を境にして変化することが十分予想される。

ここでは、必ずしも環境変化に伴う高潮の特性を見出すことのみを目的とするのではなく、これらを含めその後得られた高潮に関する新しい知見を紹介することにする。すなわち、高潮の実態としては、湾岸形状がいわゆる三大台風時と大きく異っている7916号台風時のものをとりあげ、さらに高潮の極値統計や数値予知法に関する研究成果の一部を紹介し、従来の取り扱いによる結果との相違点について述べる。

2. 7916号台風による高潮の特性

台風16号は、図-2.1に示すように1979年9月30日19時頃、室戸岬付近に上陸し、紀淡海峡を経て大阪湾に進み、23時頃大阪市南部に上陸した。この台風は気象観測史上、初めて大阪市を直撃した台風であるが、幸いにして大阪湾の東部を北上したため、高潮は、たとえば大阪港で最大偏差が139cmと小さく、被害そのものは軽微であった。この台風に起因する高潮は大阪湾内外の各地で観測され、その記録は大阪湾における高潮の挙動を知るうえできわめて貴重なものといわれている。

2.1 高潮の潮位記録⁵⁾

図-2.2は大阪湾内外の検潮記録を示し、つぎの6通りに分類されることがわかった。すなわち、大阪湾内については3通りに別けられ、

A類：最高潮位の前後に記録は対称形をなし、周期が40～50minのかなり明確なresurgenceが

現われている。洲本(11)、深日(21)、淡輪(20)

B類：最高潮位の約2時間前に一旦潮位が下がり、最高潮位が現われてのちに、急激に潮位が下降している。大阪(15)、堺(16)、尼崎(14)

C類：A類とB類の中間的特徴を示し、resurgenceは複雑である。岸和田(17)、阪南(18)、神戸(13)

さらに、大阪湾外では、

D類：resurgenceがほとんどみられない。室戸岬(4)、甲浦(6)

E類：明瞭なピークがなく、40min程度の周期のresurgenceが長時間続いている。阪南(8)、小松島(9)、白浜(23)

F類：E類の変則形とみなせるが、明瞭なピークのある和歌山(22)の記録をとくに分割した。

以上のように、各地の潮位記録に台風径路の影響と地域特性が含まれることが明らかになり、とくにB類では最高潮位出現後約1時間以内に急激な潮位の低下がみられることや、紀伊水道沿岸でresurgenceの減衰が遅いことが示された。

2.2 高潮の伝播特性⁵⁾

図-2.3は台風の進路で9月30日17時と24時の中心位置を直線で結び、これから各検潮所までの垂線の足の位置を横軸に、時刻を縦軸にとった時空間平面である。図中、 $\eta = 20, 25$ cmは偏差がそれぞれ20および30 cmになった時刻を結んだもので、破線は最低気圧の点を結んだものである。これから、ほぼ同一時刻に海面が20~25 cm程度上昇していることがわかり、従来から指摘されている湾内の高潮に及ぼす外洋条件の導入という観点から興味ある現象であり、今後さらに原因を究明する必要があることを指摘した。

つぎに、前述した潮位記録の特徴による分類に従って、各点における潮位偏差と風および気圧の関係を調べた結果、つぎのような台風16号による高潮の伝播特性が要約された。

(i) 大阪湾内においては、台風がその東側を通過

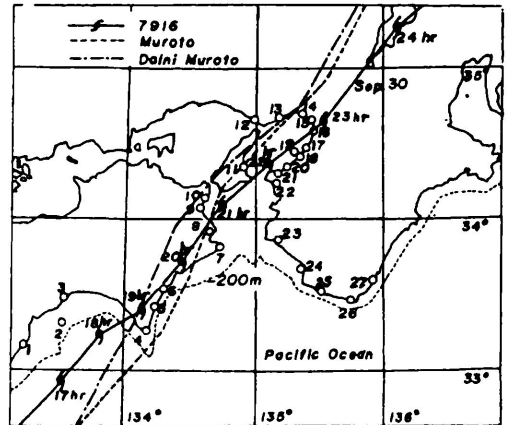
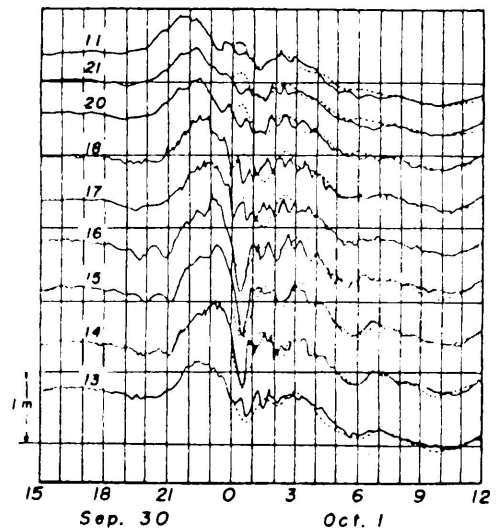
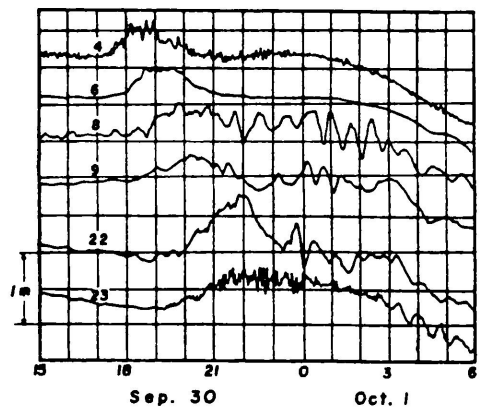


図-2.1 台風径路と検潮位置⁵⁾



(a) 大阪湾内



(b) 紀伊水道および太平洋沿岸

図-2.2 各地の潮位記録⁵⁾

したため、湾奥への吹き寄せの累積はなく、最大偏差は大阪で+139cm程度であったが、台風の影響で、台風の南より後面の強風域の影響で、台風接近と通過後で極めて特徴的な潮位変化を示した。これは大阪湾湾奥で特に顕著であった。

(ii) 紀伊水道では、振幅の大きな resurgence が認められた。

(iii) 台風を中心から最短距離で100km以上離れた串本(潮岬)の記録には、台風接近のかなり前から潮位の上昇が顕著に認められた。また、大阪湾内および和歌山の偏差にも、これと同じ影響が介入していると考えられる。

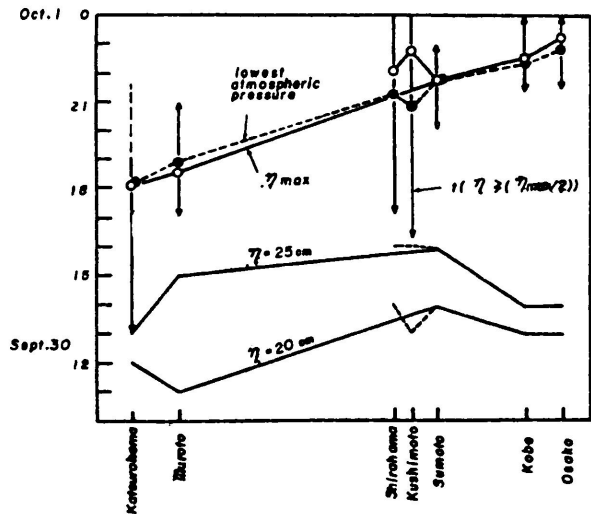


図-2.3 高潮の伝播図⁵⁾

3. 高潮の極値統計

3.1 潮位資料の概要

神戸海洋気象台管内の神戸および大阪は、わが国でもっとも古くより潮位観測が実施され、比較的長期間の潮位資料が得られている代表的な地点であり、しかも両地点でこの期間内に幾度となく高潮が発生したことは周知のとおりである。ここでは、神戸、大阪両地点をとくに対象として、高潮の極値の統計的特性を検討することにした。具体的には、潮位の特性量として、図-3.1に示した最高潮位と最大偏差のほか、新たに最低潮位を取りあげて統計解析を行った。

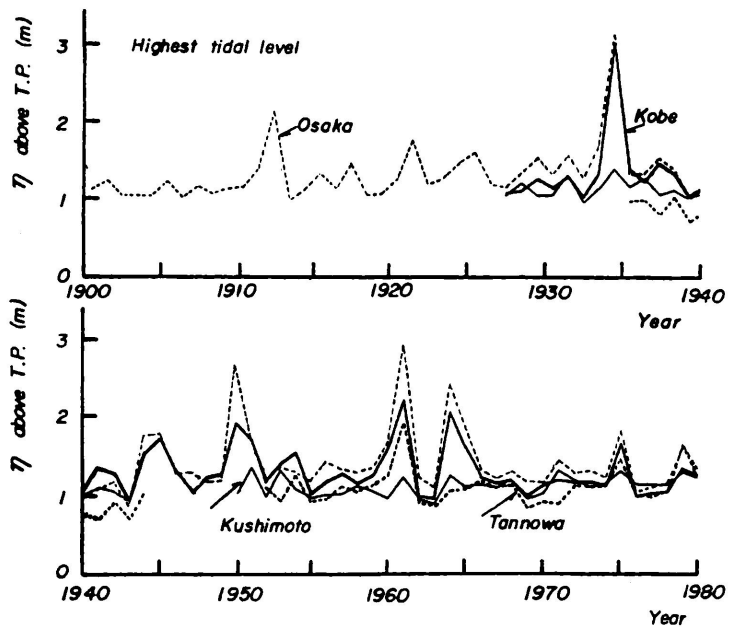


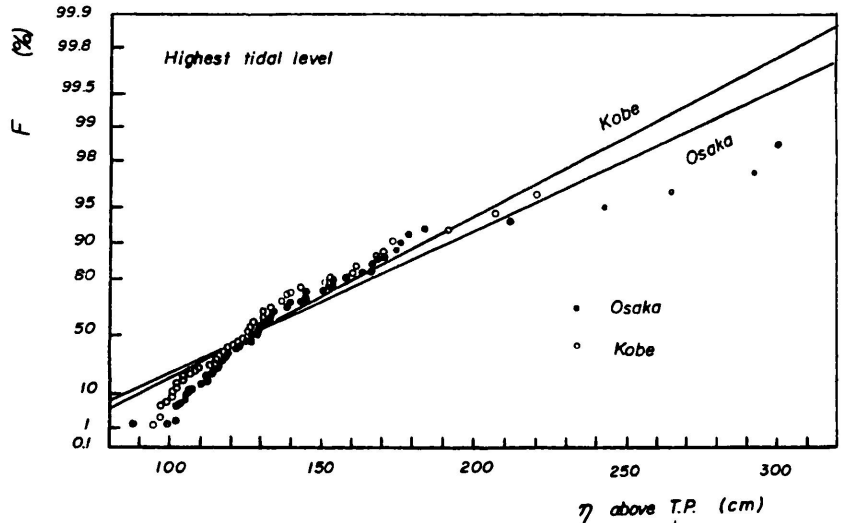
図-3.1 最高潮位の経年変化

3.2 従来の方法による高潮の極値統計と問題点

高潮の極値統計を検討する場合、従来Gumbel分布をはじめとする種々の確率分布を適用する方法が一般に採用されてきた。しかし、潮位の観測期間は短いために、最高潮位や最大偏差の確率分布への適合性が悪く、その改善にはより長期の潮位資料を用いることが必須と考えられてきた。そこで、ここでは最近約10年間の潮位資料を新たに加えて、高潮の極値統計を調べることにする。なお、事前の検討から、Gumbel分布と対数正規分布がある程度良好な適合性を示すことがわかったので、これらの

分布を用いることにし、適合度検定はいずれも χ^2 検定を行うことにした。

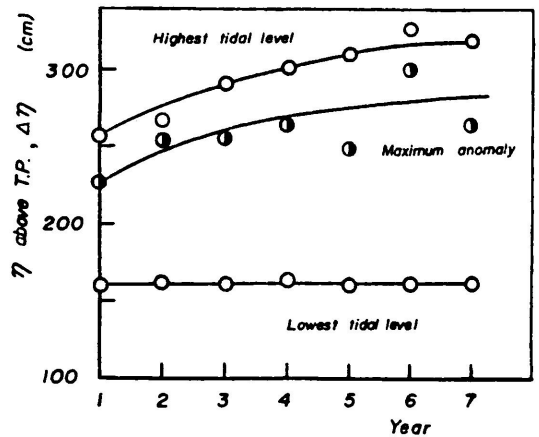
(i) 最高潮位：図一3.2はGumbel 分布の確率紙上に、神戸および大阪における最高潮位をトーマスプロットを適用して図示したものである。いずれの分布も適合性が悪く、とくに高潮位では顕著である。また、両地点の最高潮位の統計的な特性は、これらの確率紙上ではほとんど同じである。すでに、那智⁴⁾



図一3.2 最高潮位の確率分布

も同様の解析を大阪の最高潮位に関して行ってあり、新たに約10年間の最高潮位の資料を加えた今回の結果と比較した結果では、統計的な特性はほとんど一致しているのて、確率分布への適合性が必ずしも統計年数に依存しているとはいえないようである。

さて、最近Führböter⁶⁾ はドイツにおける約120年間の最高潮位の記録に対して、同様の統計的検討を加えた結果、毎年最大値よりも2年、3年間の最大値をとった方が正規分布への適合性がよくなり、しかもこの年数の増加とともに再現期間に対応する最高潮位が一定になることを見出している。そこで同様な方法で極値のサンプリング期間を1年から7年まで変えて再現期間を100年とした場合の神戸における潮位を図一3.3に示す。これから、神戸における最高潮位にもサンプリング期間の増加に伴って、一定値に近づくことが認められ、また同様な結果が大阪の場合にも得られた。



図一3.3 サンプリング年数のとり方による潮位変化

(ii) 最低潮位：図一3.4は最低潮位の確率分布の1例を示す。これから、大阪におけるGumbel分布の適用の場合を除いて、いずれも各分布によく適合することがわかった。このことは最高潮位の場合と明らかに相違する特性を示し、その理由としては、とくに最低潮位の発生が12月あるいは1月であって、その過程がいずれも類似していることが挙げられる。すなわち、低気圧の通過に伴って冬型の西高東低の気圧配置が安定し、北西の季節風が一日中吹く場合に最低潮位の極値が発生している。その場合、吹き寄せによる潮位の低下現象が長時間持続し、これが干潮と重なって最低潮位になるものと考えられる。したがって、天文潮の生起確率とはほぼ無関係になり、自己相関係数も非常に小さくなるので、統計的な独立性が保証され、確率分布に

適合するのであろう。

(iii) 最大偏差：図-3.5は最大偏差の確率分布を示す。これらはいずれもそれぞれの分布にあまり適合せず、従来の那智⁴⁾の結果と同様の傾向を示している。また、神戸と大阪では実測値の分布の傾向が類似しており、同じ原因によって適合性が悪くなっていると推定される。

さて、最近約10年間の潮位資料を加えて、統計期間がある程度長くなったにもかかわらず、最高潮位および最大偏差の確率分布の特性は従来の結果とほとんど同じであり、その適合性は満足すべきものではない。つきに、潮位の特性から統計上の問題点を考察する。

まず、最高潮位はほぼ決定論的に推定できる天文潮に台風や低気圧による気象潮が加わったものであるから、後者のみ統計量として取り扱うことができようが前者を特定の確率分布に従うものと仮定すれば、結合確率が検討できよう。しかし、現時点では一般的な取り扱いが困難であり、そこで現実的にはFührböterの取り扱いが1つの便法として注目されるがなぜサンプリング期間を長くすれば再現期間に対応した潮位が一定になるかについては明らかでない。

つきに、最大偏差は純偶発的に発生する気象潮の極値であることから、直接的にはいずれかの極値分布に適合することが期待される。しかし、図-3.2と図-3.5とを比較してもわかるように、最大偏差は最高潮位の場合よりも極値分布への適合性が悪い。たしかに、後者の場合の方が統計期間が長く、その影響が若干あるものと考えられるが、むしろそれ以外の理由によることが考えられる。その1つは、1960年代に加速度的にしかも広範囲に行われた大阪湾沿岸の埋立の影響であり、とくに湾奥にあたる大阪ではそれが顕著に現われるものと推定される。仮に、この年代を境として統計の特性が変わるとすれば、両者を2つの標本に分離しなければならない。さらに、潮位資料の独立性を明らかにする必要がある。たとえば、外力である台風や低気圧の発生回数や上陸数に周期性があれば、それらによって発生する気象潮にも何らかの周期性が存在することが考えられるので、潮位資料に対するより慎重な取り扱いが要求される。また、台風や低気圧の径路による潮位特性の相違にも注意することが肝要であろう。すなわち、台風の東半円を危険半円、西半円を可航半円と称するように、両者では風向、風速が

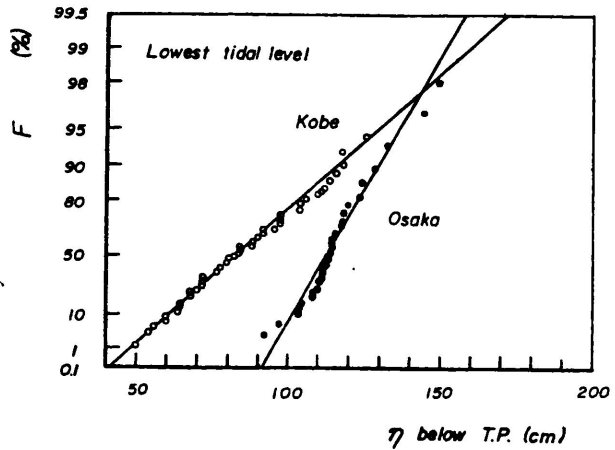


図-3.4 最低潮位の確率分布

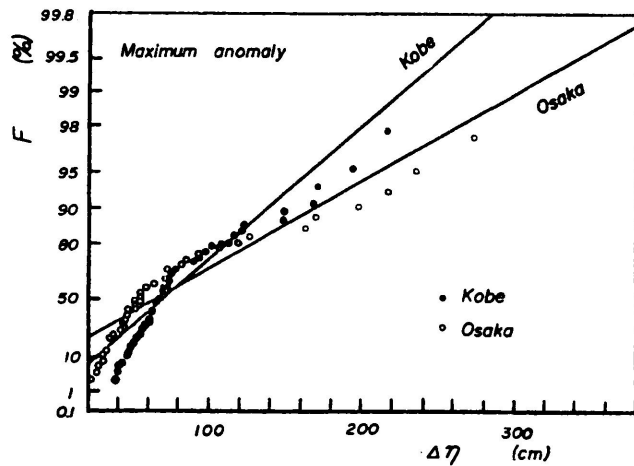


図-3.5 最大偏差の確率分布

大きく異っているため、観測地点の地形的特性とあいまって、そこに発生する高潮位が高潮の力学的特性の影響を受ける可能性が大きいと思われる。そこで、以下ではこれらの諸点に関する詳しい検討を行い、統計量としての潮位資料の取り扱い方を考察することにしよう。

3.3 潮位資料の再検討

(i) 潮位資料に及ぼす沿岸環境変化、とくに埋立の影響

図-3.6 は大阪湾沿岸の累積埋立面積の経年変化を示したものであり、1960年から1970年に至る10年間に、経済の高度成長期に符合して加速度的に埋立地が造成され、現在では約4,000haにも及んでいる。

さて、埋立の影響が潮位にどのような過程を経て現われるかを明らかにすることは、一般に困難であると思われる。とくに、天文潮は時間的に緩慢な現象であるので、埋立の影響を定量的に評価することはむずかしいであろう。しかし、

沿岸付近で観測されている潮位は、程度の差こそあれ沿岸の境界条件に影響されるので、適当な指標あるいは特性量を用いれば、埋立の影響を見出すことができるとと思われる。そこで、戦後の推算潮位と実測潮位の比較から潮位特性が経年的に変化したかどうかをまず検討し、ついで、比較的潮位が上昇する台風期(7, 8および9月)の期望平均満潮位の特性について考察する。とくに、後者については、潮位が大きくなれば、埋立前に比べてより増幅される傾向にあるのではないかと考えたわけである。

図-3.7 は大阪および神戸の潮位推算における M_2 分潮の水位の振幅と位相角の経年変化を示す。ただし、1968年から1975年まではそれらの平均値である。これから、神戸では水位と位相角が経年的にあまり変わらないのに対し、大阪では1955年から1965年の間に、 M_2 分潮の水位の振幅は増加し、位相角は減少する特性を示している。そのほかの3分潮 S_2 , K_1 および O_1 についても、水位や位相角が増加あるいは減少する傾向は、とくに大阪において顕著であった。当時、湾奥の大阪市に隣接する堺・泉北地方の沿岸で埋立が活発に進められたことを考えると、調和定数の経年変化の原因としてはやはり埋立の影響が主たるものであろう。

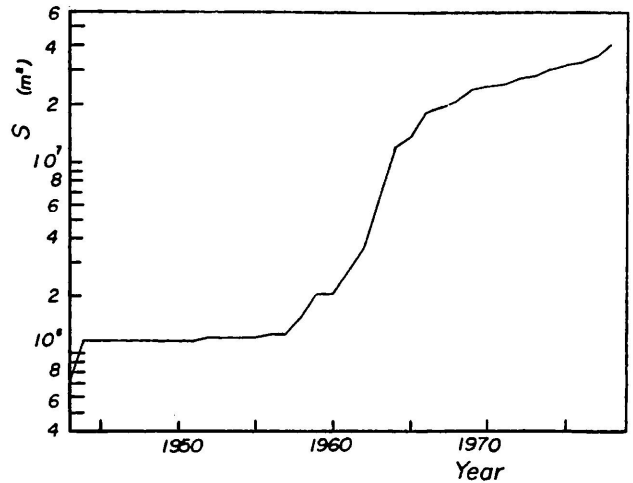


図-3.6 大阪湾沿岸の埋立面積の経年変化

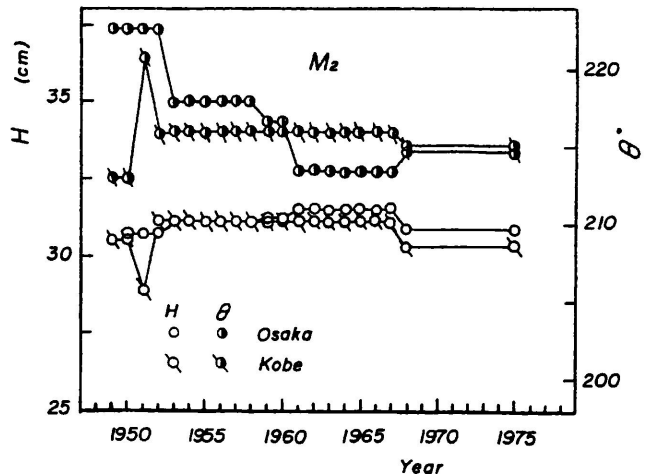


図-3.7 M_2 分潮の経年変化

つきに、朔望平均満潮位の定義に従って、1950年以後の台風期の朔望平均満潮位の経年変化を図-3.8に示す。これから、

台風期の朔望平均満潮位が大阪および神戸において、1960年以後3~4年周期で変動し、両地点でほぼ同位相であることがわかる。この現象は串本、淡輪、洲本でも認められるが、潮位の変動幅は当然の

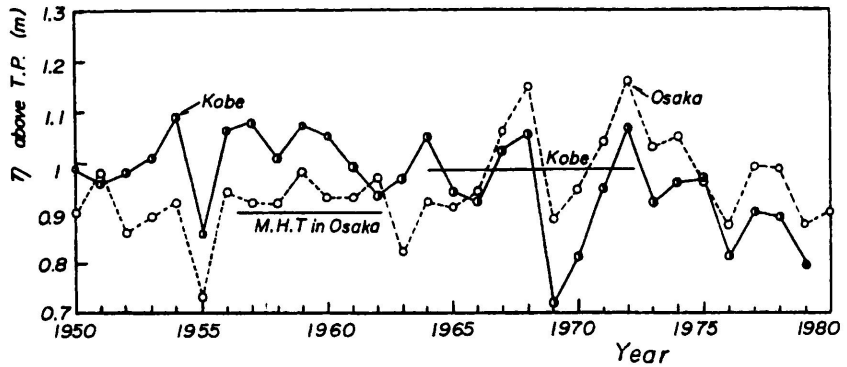


図-3.8 朔望満潮位の経年変化

ことながら両地点に比べて小さい。この潮位が変動する原因としては、まず黒潮の蛇行に伴う異常潮位現象と台風による高潮が偶然朔望期に襲ったことが考えられるが、いずれも問題にはならなかった。

したがって、朔望平均満潮位の周期的な変動の原因がよくわからないので、少し詳しく推算潮位と実測潮位の時間的変化を検討することにした。その結果、とくに大阪において朔望期の実測潮位が推算潮位より大きくなっていることがわかった。こうした系統的な差は潮位が比較的上昇する朔望期に観測されており、やはり埋立の影響が現われていると思われる。また、朔望期の満潮時の潮位曲線が平坦化する現象がすでに神戸海洋気象台で約10年前から観測されてきたが、その時期が観測地点であるメリケン波止場のすぐ東のポートアイランドの埋立造成時期と一致していることから、両者に何らかの関係があるものと考えられる。

このように、日常、観測されている天文潮においても、加速度的な埋立によると推察される潮位特性の変化が定性的に示されたが、定量的に明らかにすることは現在の時点では困難であろう。

(ii) 潮位の独立性の検討

最高潮位、最低潮位および最大偏差の極値の時系列には、台風来襲数の増減などに起因する自然的要因と埋立などに伴う人為的要因によって、トレンド(長期的変化傾向)が含まれる可能性がある。そこで、あらかじめこれに関する検討を行った結果、トレンド示数の増加は戦後の高潮の群発性に依存すると考え、自然的要因によるトレンドはほとんど無視できると考えられた。

さて、図-3.9は神戸における潮位の自己相関係数と系列相関係数を示したものである。すでに、同様の取り扱いから、大阪の最高潮位および最低潮位の自己相関係数は、ずらし年数1

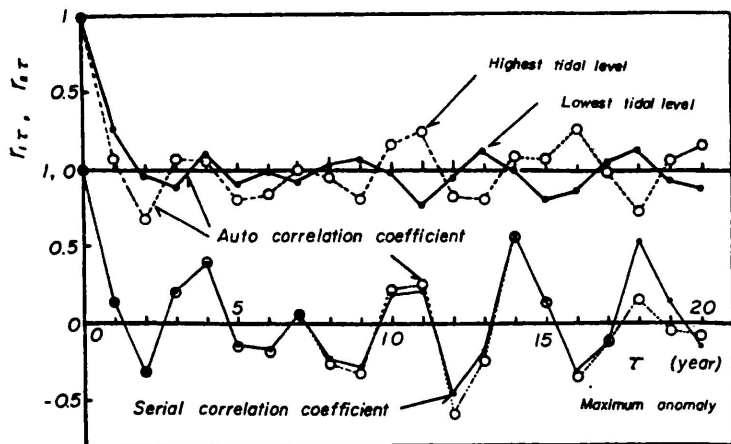


図-3.9 神戸における高潮の時系列の特性

～2年で零に近い値になっているのに対し、最大偏差には11, 12および14年の周期性の存在がとくに認められ、かなり長周期で変動していることがわかった。ここで示した神戸についても、大阪の場合と同様のことがいえるが、最大偏差には4, 12および14年の周期性が見出され、若干相違するようであるこの原因として、とくに周期が11年のものは台風上陸数の周期的変動に対応することが示された。

このように最大偏差の極値が独立（純偶発的独立）でないときは、独立確率変数の理論が一般には適用困難であるといわれている。しかし、Gumbel⁷⁾は、従属的事象に基づく分布は独立を試行に基づく分布の漸近的性質の幾つかを共有するという仮定は不自然でないとして、洪水問題を対象とした幾つかの極値統計を実施しており、こうした取り扱いを最大偏差に適用し、極値統計を行うことは、実際上有用であると判断されよう。

3.4 高潮の極値統計

(j) 台風の径路による潮位特性の変化

すでに、従来の方法に基づく高潮の極値統計において、最高潮位や最大偏差の極値分布への適合性が悪く、この原因が必ずしも観測年数の短さに起因していないことを明らかにした。一方、最低潮位に関して、とくに神戸における値はGumbel分布や対数正規分布によく適合することが見出された。

そこで、最高潮位や最大偏差の極値統計においては、やはりその発生過程を考慮する必要がある。これらの毎年の極値は近年のものを除いて、そのほとんどが台風によってもたらされている。周知のように、台風が対象とする海域の東を通る場合と西を通る場合とでは、後者の方がはるかに最高潮位や最大偏差が大きくなるのが力学的にも、また経験的にも明らかにされている。これは、気象潮に及ぼす吹き寄せの効果が、移動風域である台風の危険半円である東半分と可航半円である西半分で著しく相違することに起因している。したがって、神戸および大阪を対象とした場合、それら両地点に対して台風が東西いずれを通ったかを径路図などから判断して大別し、それぞれの最大偏差と最高潮位の極値を整理することにした。

図-3.10は台風の径路が神戸より西あるいは東の場合の最高潮位の自己相関係数である。まず、台風の径路特性を考慮せずに求めた図-3.9と比較して、自己相関係数の変動特性があまり一致しておらず、同様のことが大阪についても見出された。さらに、東西両方向の自己相関係数を比較すると、明らかに大部分位相が異なっており、両者の差が認められる。したがって、これらの標本を1つにまとめれば、複数の異なる統計量が混在する標本となり、その中に存在する統計的な法則を見つけることは非常に困難になるといえる。そこで、それぞれの標本について解析する必要が生じるが、

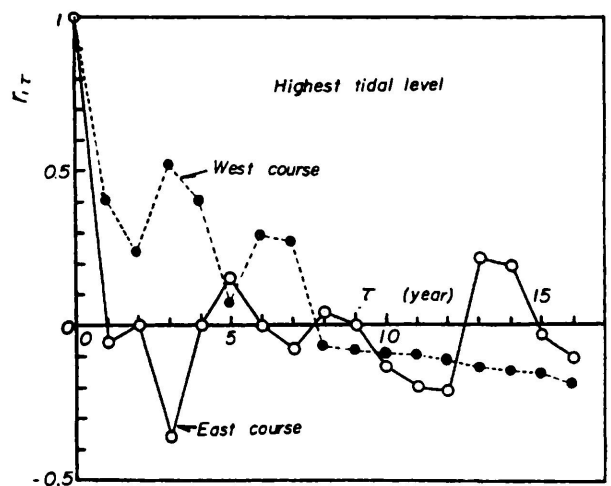


図-3.10 最高潮位の自己相関係数
(台風径路別)

とくに台風径路が対象地点の西側を通る場合の方がより高潮位になることがわかっているので、これに

関する解析が重要になろう。ただし、東側を通る場合についても、高潮の物理的特性と潮位の統計量との関係を検討する際に不可欠であろう。

(ii) 高潮の極値分布

図-3.11は台風が神戸、大阪の西を通過した場合の最大偏差の確率分布を示す。これから、神戸、大阪ともに図-3.2に比べてGumbel分布と対数正規分布への適合性がよいことが認められる。ただし、今回の台風の径路の区分では、台風がどの程度、大阪あるいは神戸から離れて通過したかを考慮していないので、この点をもう少し検討すればさらに良好な適合性を期待できるものと思われる。

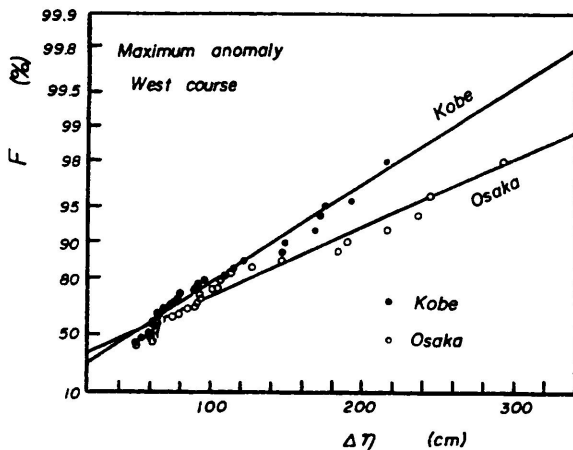


図-3.11 最大偏差の確率分布(台風径路別)

さて、同様の取り扱いを神戸における最高潮位に適用した結果を図-3.12に示す。ここに、低気圧としたのは、台風による以外の温帯低気圧などによる最高潮位の極値である。これから、最高潮位の場合にも、台風の径路を考慮すれば、図-3.2に比べて適合性のよい結果が得られることがわかる。ただし、とくに台風の径路が神戸の東あるいは西の場合のGumbel分布で示した最高潮位には、計算値からの若干の系統的な差があることが認められる。さらに、図-3.11と12を比較した場合、最高潮位の方が少し適合性がよいよう

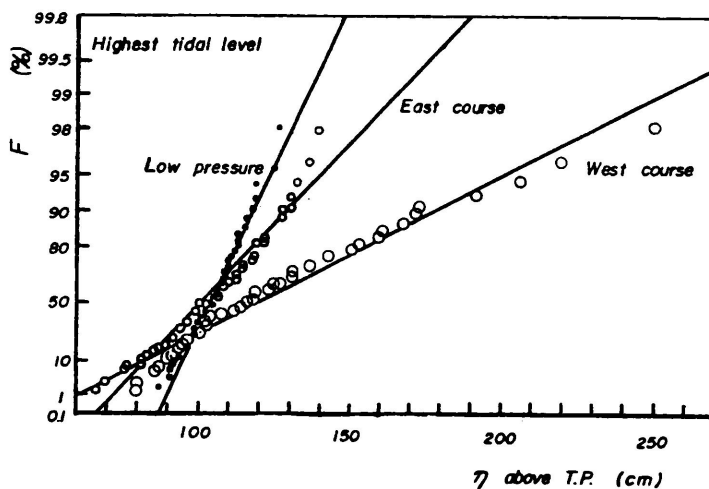


図-3.12 最高潮位の確率分布(台風径路別)

であり、また神戸より以東を台風が通過する場合の最高潮位に上限値があるような傾向が見出される。前者の原因については、資料数が最高潮位の方が若干多いことなどが考えられるが、現在のところ明らかではない。また、後者は大変興味ある結果であるが、果して力学的な取り扱いから、こうした上限値が存在するのかどうか検討することが残された今後の課題となろう。

以上のように、台風の径路区分によって従来の高潮の極値統計の解析結果がかなり改善されることが見出された。とくに、最大偏差については、それ自身、統計量としてGumbel分布や対数正規分布に適合することがわかった。このことから、逆に高潮の潮位は1つの標本に属する統計量として取り扱うことが困難であって、ある程度決定論的な背景 - たとえば、台風の径路 - を考慮して標本を選択する必要があろう。

4. 高潮の数値予知

4.1 従来の高潮の理論の問題点

高潮は周知のように、台風や低気圧の気圧低下に伴う吸上げと強風による吹き寄せによって発生する。前者が比較的静的な現象であるのに対して、後者は海水の流動をもたらす動的な現象であるといえよう。こうした海水の流動が生ずることによって、運動量の水平および鉛直方向の混合や地球自転によるコリオリ力が重要になるわけである。

さて、従来、高潮の理論解析では Navier-Stokes の式を鉛直方向に積分して平均化した基礎式と連続式を種々の初期条件と境界条件で解く努力がなされてきた。なかでも、1950年代から60年代に発表された一連の山田^{8),9)}の論文によって、鉛直方向の流速分布を2次式の形で評価し、また海底摩擦の項をあらわに含んだ形で、一次元の場合の解析解が得られたことは特筆すべきであろう。また、2次元の場合を対象として、日本各地の高潮常襲地帯における高潮の数値計算が気象庁の関係者によって行われた。

しかし、たとえば、両端の閉じた風洞水槽内で一方向に風を吹送すると、吹き寄せのために下流側の水位が上昇して水面勾配が生ずるとともに、つぎのような流速分布が生ずる。すなわち、図-4.1に示すように、水面近傍では風のせん断力を受けて下流側への強い流れが生じ、逆に底面近くでは戻り流れが生ずる。このように、水位が定常になった状態においても、鉛直方向の同一断面内で流向の異なる流れが共存することが1つの大きな特徴となっている。従来の断面平均流速を用いた高潮の力学的な取り扱いでは、こうした流動の効果をあらわに含んでいないため、極端に言えば下流側に吹き寄せられた海水は決して戻らないので、実際の現象を正確にシミュレートしたことになるわけではないわけである。この点に着目した土屋ら¹⁰⁾は、流速の鉛直分布を有する海水の流動の効果を導入して、2レベルモデルによる高潮の計算を試みてきた。そこで、つぎにその概要を示すことにしよう。

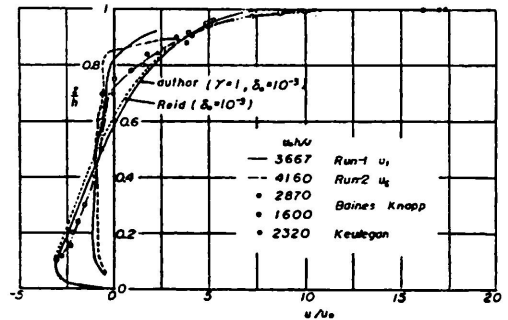


図-4.1 吹送流の流速分布¹⁰⁾

4.2 2レベルモデルの基礎式とその解の特徴

(i) 基礎方程式：図-4.2の座標系を参照すれば、高潮の運動方程式および連続式はそれぞれ次式で与えられる。

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\varepsilon}{h_1} \left(\frac{\partial u_1}{\partial z} \Big|_{z=h_1} - \frac{\partial u_1}{\partial z} \Big|_{z=0} \right) - g \frac{\partial p}{\partial x} \dots\dots\dots (4.1)$$

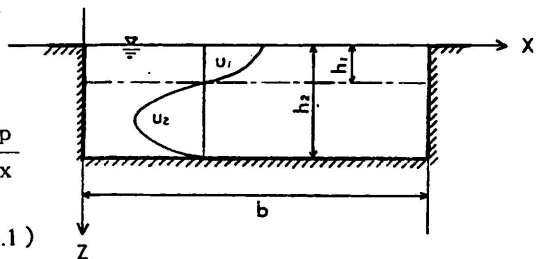


図-4.2 座標系

$$\frac{\partial v_2}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\epsilon}{h_2 - h_1} \left(\frac{\partial u_2}{\partial z} \Big|_{z=h_2} - \frac{\partial u_2}{\partial z} \Big|_{z=h_1} \right) - g \frac{\partial p}{\partial x} \dots\dots\dots (4.2)$$

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + h_1 \frac{\partial v_1}{\partial x} + (h_2 - h_1) \frac{\partial v_2}{\partial x} = 0 \dots\dots\dots (4.3)$$

ここに、 $v = 1/h_2 \int_0^{h_2} u dz$ 、 $v_1 = 1/h_1 \int_0^{h_1} u_1 dz$ 、 $v_2 = 1/(h_2 - h_1) \int_{h_1}^{h_2} u_2 dz$ 、 ζ : 水位変化量、 u 、 u_1 、 u_2 : 図-4.2 に示した水平流送成分および ϵ : 渦動粘性係数である。従来慣用されているいわゆる1レベルモデルの基礎式は式(4.1)から容易に求められる。なお、ここでは簡単のためにコリオリ力を無視し、また解析解を求めるために、線形方程式として表示している。

さて、式(4.1)および(4.2)の右辺第2項は抵抗項であり、ここでは水平流速に対して2レベルモデルの上、下位層に対しても、放物線分布を仮定して、つぎのような境界条件のもとでこれらの項を評価した。

$$\frac{\partial u_1}{\partial z} \Big|_{z=0} = -\frac{g h_2 \tau_s^*}{\epsilon}, \quad \frac{\partial u_1}{\partial z} \Big|_{z=h_1} = \frac{\partial u_2}{\partial z} \Big|_{z=h_1}, \quad u_1 \Big|_{z=h_1} = u_2 \Big|_{z=h_1} = 0, \quad u_2 \Big|_{z=h_2} = 0 \dots\dots\dots (4.4)$$

ここに、 τ_s^* は海面に作用するせん断力の強さを表す無次元量である。ここで示した流速分布の仮定は、外力条件に関係なく水平流速の鉛直分布は常に放物線分布で与えられることを意味している。式(4.4)を式(4.1)、(4.2)および(4.3)に適用すれば、2レベルモデルの運動方程式は、結局つぎのようになる。

$$\frac{\partial v_1}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{3\epsilon v_1}{h_1^2} - g \left(\frac{\partial p}{\partial x} - \frac{3h_2 \tau_s^*}{2h_1} \right) \dots\dots\dots (4.5)$$

$$\frac{\partial v_2}{\partial t} = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} - \frac{12\epsilon v_2}{(h_2 - h_1)^2} - g \left(\frac{\partial p}{\partial x} \right) \dots\dots\dots (4.6)$$

したがって、以上の式(4.5)、(4.6)および(4.3)が2レベルモデルの高潮の基礎式となり、従来慣用されている1レベルについては、式(4.5)において、 $v_1 \rightarrow v$ 、 $h_1 \rightarrow h_2$ として容易に求めることができる。

(ii) 解析解と数値解

1レベルモデルの基礎式の解析解はすでに山田によって求められている。しかし、2レベルモデルに対しては、 $h_1/h_2 = 1/3$ の場合のみ Laplace 変換による解析解が得られる。これらの解析解と数値解との1例を図-4.3¹⁰⁾に示す。図中の $SIG = V_0 / \sqrt{gh}$ であり、台風の移動速度と長波の伝播速度の比を示し、 NEW : 渦動粘性係数である。まず、(a)から、実線で示した解析解は破線の数値解とよく一致しており、線形で単純な境界条件下ではあるが、数値解の適合性がよいことを示すことが指摘されたほか、(b)の計算結果とこれ以外のものを含めて、つぎのような特性があることが確認された。¹⁰⁾

(1) 2レベルモデルでは1レベルモデルより水位変化は小さくなり、resurgence の減衰もは

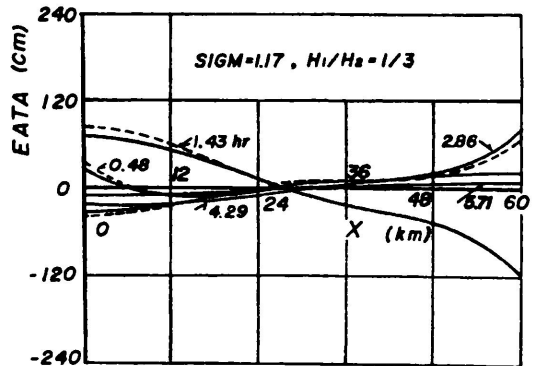


図-4.3 (a) 解析解と数値解との適合性

げしい。

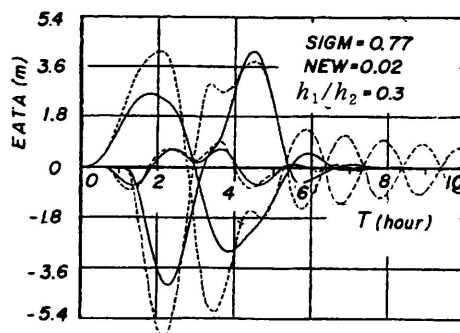
(2) h_1/h_2 および ϵ の与え方によって結果はかなり相違するが、図-4.3 から推定される $0.2 < h_1/h_2 < 0.4$ では、resurgence の減衰率は ϵ によって大きく変化する。

(3) ϵ が大きくなり、かつ h_1/h_2 が小さくなればなるほど両レベルモデルの相違が顕著になる。

ここで示した結果は、京都大学防災研究所 土屋義人教授を中心として、同山下隆男助手と私の共同研究の成果の一部をとりまとめさせていただいたものである。これら両先生に謝意を表するとともに、本研究は文部省自然災害特別研究「高潮の発生機構とその極値に関する研究」(代表 土屋義人)の研究成果の一部であり、記して感謝する次第である。なお、本文で示した研究成果の大部分は、現在、土木学会海岸工学講演会論文・集およびそのほかの論文集に投稿中あるいは未発表のものであるので、とくにその取り扱いに注意されたい。

参考文献

- 1) 宇野木早苗・磯崎一郎：高潮の数値実験による二、三の結果について、第9回海岸工学講演会論文集、pp. 1~6, 1962.
- 2) 室田 明：高潮理論、土木学会水工研修会講義集、pp. 1~13, 1964.
- 3) 近藤市三郎：大阪市内における防潮対策に関する研究、京都大学学位論文、1960.
- 4) 那智俊雄：防潮対策に関連する大阪市内河川の水工計画上の諸問題、京都大学学位論文、1972.
- 5) 山下隆男・土屋義人・中村重久：7916号台風による高潮の特性、土木学会第31回年次学術講演会概要集、pp. 123~124, 1980.
- 6) Führböter, A: Frequencies and probabilities of extreme storm surges, Proc. 16th Conf. on Coastal Engg., pp. 949~964, 1978.
- 7) Gumbel, E. J.: 極値統計学、河田竜夫、岩井重久、加瀬滋男監訳、広川書店、p. 404, 1959.
- 8) Yamada, H: Theoretical estimation of meteorological high water, Reports of Res. Inst. for Fluid Engg., Kyushu Univ., vol. 6, No. 2, pp. 22~33, 1950.
- 9) Yamada, H. and J. Okabe: On the resonance effect in a storm surge (Part II), Bull. of the Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., Vol. 15, Part 2, No. 94, pp. 59~74, 1965.
- 10) 土屋義人・山下隆男・岡 扶樹・平石哲也：2レベルモデルによる高潮の数値計算法、第17回自然災害科学総合シンポジウム論文集、pp. 323~324, 1980.



(b) 数値解の比較

図-4.3 1レベルおよび2レベルモデルによる計算結果¹⁰⁾