

物理機構を考慮した高潮偏差推定式の適用性

花山格章*・関本恒浩**・清水琢三***・森屋陽一****

1. はじめに

1999 年 9 月に日本を襲った台風 9918 号は各地に大きな被害をもたらした。中でも高潮による被害は甚大なものであり、熊本県の不知火では伊勢湾台風以来の死者も発生している。沿岸防災を考えるうえでは港湾構造物の設計時に高潮偏差の極値を正確に推定することや台風の接近する地域の高潮を予測し速やかに警報を発することが重要と考えられる。このような場合において従来の高潮偏差の推定には主に風速・気圧・波高をパラメタとした回帰式が用いられてきた(例えば山口ら, 1994)。しかしながら、回帰式では回帰式作成に用いたデータ数が少ない場合の信頼性や回帰式作成範囲外のデータを適用する際の信頼性に問題があること、台風の勢力や経路により異なる実験式が必要となるなど、実際の現象を再現するうえでの問題点が残る。

そこで、本研究では近年大型台風の来襲により高潮被害を受けている周防灘の門司地点を対象に、対象地点における最接近時の台風パラメタ(気圧, 風速, 移動速度)を使用し、台風による高潮偏差発生時の物理機構を考慮した高潮偏差の推定式を提案するとともに極値の推定を行うものである。

2. 高潮偏差推定式

台風などの低気圧が移動することにより生じる潮位の異常上昇である高潮の発生要因として、気圧低下による吸い上げ効果、風が吹くことによる吹き寄せ効果、波浪に伴う水位上昇などが考えられる。実際の現象においてはこれらの要因が複雑に影響して高潮の発生につながっている。そこで本研究では、こうした現象を考慮したうえで簡単に精度良く高潮偏差の推定が可能な実験式を作成するために、高潮発生の主要因は気圧低下による吸い上げ効果および吹き寄せ効果であるとし、これら 2 つの効果がそれぞれ独立であることを前提としている。こ

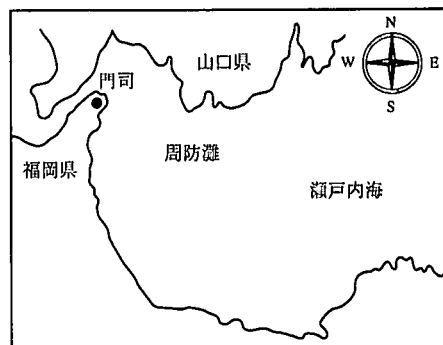


図-1 対象地点

では図-1 に示す周防灘に位置する門司地点の観測データを用いて、これらの効果が高潮偏差増大に与える影響を検討し、高潮偏差推定式を作成する。

2.1 高潮偏差データおよび台風パラメタ

高潮偏差は 1965~1999 年の 35 年間に門司地点において観測された 1 時間毎の潮位と天文潮位から算出した。この期間中に台風が原因と考えられる高潮は 56 回発生している。35 年間の最大値は台風 9918 号による 128 cm である。なお、データについては 1 時間毎の観測値をもとに算出していることから、最大値はピーク値を完全には捉えていない。

高潮偏差推定に使用する台風パラメタは、山口ら (1989) と同様に台風データ(中心気圧, 中心位置, 台風半径)をもとに台風域内の気圧分布を Myers の式で近似して求めた中心対称傾度風と台風の移動に伴う場の風をベクトル合成することから台風域内の風速・風向を推定する。この方法により、抽出された高潮偏差データを用い、門司地点を対象として各台風ごとの 1 時間毎の気圧, 風速・風向, 移動速度を算出し、高潮偏差推定式に使用する。

2.2 気圧による吸い上げ効果

高潮偏差において気圧の低下による静的な吸い上げ効果として、1 hPa の気圧低下により約 1 cm 海面が上昇する。また、台風の移動速度が長波の波速に近いときにはこの吸い上げ効果が増幅される。これらの効果が高潮偏差とどのような関係にあるかについて観測値と台風パ

* 正会員 工 修 五洋建設(株)技術研究所

** 正会員 博(工) 五洋建設(株)技術研究所

*** 正会員 工 修 五洋建設(株)東北支店

**** 正会員 博(工) 五洋建設(株)技術研究所 (現 運輸省港湾技術研究所 計画設計基準部)

ラメタから検討した。図-2に各台風時の最低気圧と高潮偏差の関係、図-3に門司地点に台風が最接近した際の移動速度と高潮偏差の関係を示す。気圧と高潮偏差の相関は高く、台風の勢力が増すことにより偏差が大きくなる傾向が明確に現れている。また、移動速度については10~15 m/sのところで高潮偏差が大きくなる傾向がみられる。この海域における水深が平均で13 m程度であることから、長波の波速は約11 m/sである。したがって、共鳴条件に近く共鳴による水位増大が発生しているものと考えられる。これらの結果から気圧の吸い上げ効果による高潮偏差 η_p は気圧と移動速度をパラメータとした次式で表した。

$$\eta_p = -\frac{h\Delta P}{\rho gh \sqrt{1 - \frac{V^2}{gh} + \alpha \left(\frac{V^2}{gh} \right)}} \cdot \beta \frac{V^2}{gh} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 $\Delta P (= P_0 - P)$ は気圧低下量、 P_0 は基準気圧 (= 1013 hPa)、 P は気圧、 ρ は水の密度、 g は重力加速度、 h は水深、 V は台風移動速度である。また、 α および β は門司地点における定数とし、ここでは $\alpha = 0.5$ 、 $\beta = 0.8$ を用いた。

実際の現象において波速と移動速度が一致し、共鳴が生じると圧力に拘束された水位上昇は大きくなるが、それに付随して逆位相の自由長周期波が発生するため全体

の水位上昇は抑えられることになる。この効果を式(1)の平方根内の第2項で実験的に導入した。

2.3 風による吹き寄せ効果

台風に伴う強風によって生じる吹き寄せの効果は、対象とする海域の形状とも関係が深く、一般に風速の2乗および海域の長さ(対岸距離)に比例し、水深に反比例する。したがって周防灘においては対岸距離の最も長いSE方向からの強風により高潮偏差が大きく発達することになる。吹き寄せ効果について風速・風向と高潮偏差の関係を検討した。図-4に各台風ごとの最大風速と高潮偏差の関係を示す。両者にも明確な相関関係がみられ、風速の増大に伴い高潮偏差も増大していることがわかる。風向について調べるため最大偏差発生時の風速と風向の関係を図-5に示す。最大偏差発生時の風向はSからEの間、すなわち周防灘における海域長軸方向に集中していることがわかる。すなわち、最大偏差が発生する時は海域が開いている方向から風が吹送する確率が高く、風速の速いものほどこの傾向が強い。なお、風速が小さい場合、吹き寄せによる水位上昇量も小さく風域の大きさは吹き寄せ効果にそれほど有意な影響をおよぼさない。したがって、風速の小さい場合には吹き寄せにおよぼす風向の効果も小さいものと考えられる。

ここでは吹き寄せ効果による高潮偏差 η_w の評価とし

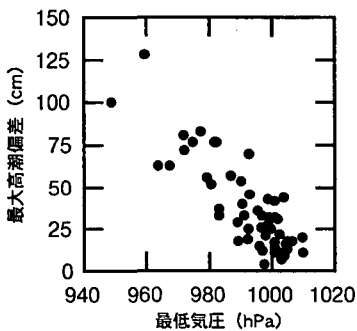


図-2 最低気圧と高潮偏差の関係

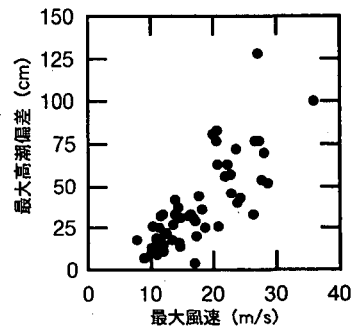


図-4 最大風速と高潮偏差の関係

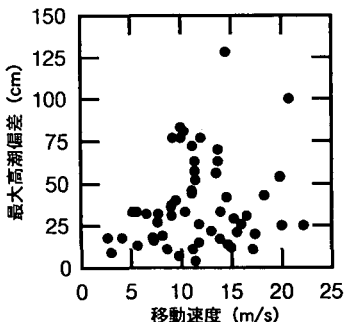


図-3 移動速度と高潮偏差の関係

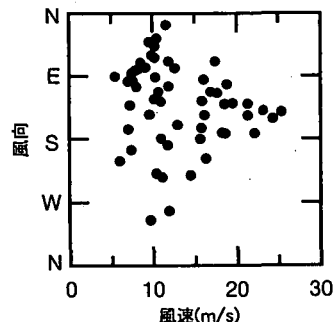


図-5 最大偏差発生時の風速と風向の関係

て、風速と対岸距離をパラメタとする海面上の力のつり合いから次式を用いることとした。

$$\eta_w = \sqrt{h^2 + \frac{2n\tau x}{\rho g}} - h \quad (2)$$

$$\tau = \rho_a \gamma^2 U_{10}^2 \quad (3)$$

$$\begin{cases} \gamma^2 = 1.2 \times 10^{-6}, & U_{10} \leq 5.6 \\ \gamma^2 = 1.2 \times 10^{-6} + 2.5 \times 10^{-6} \times \left(1 - \frac{5.6}{U_{10}}\right)^2, & U_{10} > 5.6 \end{cases} \quad (4)$$

ここで、 $n (=1.2)$ は底面摩擦係数、 x は対岸距離、 ρ_a は空気密度、 γ^2 は海面摩擦係数、 U_{10} は 10 m 高度の風速である。なお、風域の大きさとしての対岸距離は、ここでは風が吹いて来る方向に対するものを有効吹送距離の考え方に基づいて与えた。

2.4 高潮偏差推定式

2.2 および 2.3 の結果をもとに高潮偏差推定式を作成した。本研究では高潮偏差における吸い上げ効果と吹き寄せ効果が独立したものとして取扱い、高潮偏差 η は次式に示すように両者の和として表す。

$$\eta = \eta_p + \eta_w \quad (5)$$

これにより、高潮の物理機構を考慮した高潮偏差の推定が近似的ではあるが可能となる。また、高潮偏差推定に用いる台風パラメタ（対象地点に台風が最接近したときの気圧、風速・風向、移動速度）は進路予想などから比較的算出しやすいと考えられることから、高潮の予測にも使用可能と考えられる。ただし、予測等に用いる場合には風向の推定を正確に行うことは困難であることから、吹送距離を精度良く評価できない。しかしながら、先に述べたように吹き寄せ効果の顕著な風速の大きい場合、風向はほぼ海域の開いた方向となっており、比較的風速の小さい場合は吹き寄せ効果におよぼす風向の影響は小さいと考えられる。したがって、対岸距離として海域が開いている方向のもの、すなわち最も長いものを用いても良いと考えられる。

3. 高潮偏差推定式の適用性

2.1 で抽出した 56 台風について気圧低下量、移動速度、風速・風向を算出し、門司地点における高潮偏差の推定を行った。まず、吸い上げによる効果と吹き寄せによる効果の関係を検討するため、 η_p および η_w を算出した。 η_p については式(1)に各台風の最大偏差発生時における気圧および移動速度を用いて推定した。 η_w については各台風における最大高潮偏差発生前 3 時間の平均風速および平均風向に対する有効吹送距離を式(2)～(4)を用いて推定した。ここでは各台風の観測値における最大高潮偏差が発生した時のパラメタを使用することとした。風速および風向について最大偏差発生前 3 時間の平

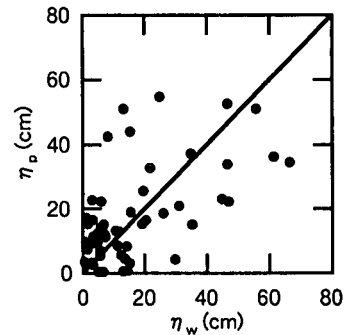


図-6 吸い上げ効果と吹き寄せ効果による高潮偏差の比較

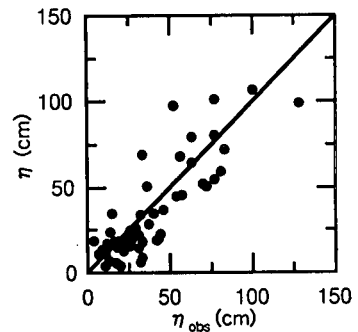


図-7 推定式による高潮偏差と観測値の比較

均値を用いたのは、これらの変化が非常に激しいこと、対象地点が台風の目に入った場合に風速は極端に低下することを考慮した。吸い上げ効果による偏差と吹き寄せ効果による偏差を比較した結果を図-6に示す。門司地点においては若干吹き寄せ効果の方が吸い上げ効果より大きい値を示す傾向がみられる。また、気圧の低下による吸い上げ効果と風による吹き寄せ効果に関して明確な相関関係はみられなかった。したがって、以下では両者を独立として取り扱う。さらに、式(5)で示した高潮偏差推定式を用いた結果と観測高潮偏差の関係を図-7に示す。この結果から両者の対応は良く、推定式の精度は比較的高いといえる。

4. 推定式を用いた極値の推定

4.1 極値の推定法

高潮偏差の極値推定には実測データを使用した極値統計解析が用いられる。しかしながら、実測データは入手できる地点が限られていることから実験式や数値計算により求められた高潮偏差を極値統計解析し極値を推定する方法がとられる。3.で検討したとおり提案した高潮偏差推定式は現地への適用が可能であると判断されること、使用するパラメタは最大偏差発生時のものであるが偏差増大との関係を考慮すると各台風ごとの最大値とほ

ばみなせることから極値の推定について以下に示す方法を用いて試みる。

① 台風ごとに最大偏差発生時の気圧低下量、移動速度および最大偏差発生前3時間平均の風速を抽出する。

② 気圧低下量および移動速度それぞれについて Weibull 分布を対象とした極値統計解析を実施し、母数を推定する。二つのデータの相関係数を求め、これを用いて気圧低下量および移動速度に対する極値の2次元 Weibull 分布を求める。求められた気圧低下量と移動速度の確率密度関数 $p_{\Delta P, V}(\Delta P, V)$ を与えられた η_p を満足する $\Delta P, V$ の範囲に対して積分し、 η_p の確率密度関数 $p_p(\eta_p)$ を求める。

$$p_p(\eta_p) = \int p_{\Delta P, V}(\Delta P | \eta_p = f(\Delta P, V), V) dV \left| \frac{d\Delta P}{d\eta_p} \right| \dots\dots\dots (6)$$

③ 風速を Weibull 分布にあてはめ、母数を推定し、確率密度関数を求める。式(2)～(4)を用いて風速を η_w と結びつけ、風速の確率密度関数 $p_u(u)$ を η_w の確率密度関数 $p_w(\eta_w)$ に変換する。すなわち、

$$p_w(\eta_w) = p_u(U | \eta_w = f(U)) \left| \frac{dU}{d\eta_w} \right| \dots\dots\dots (7)$$

④ ②および③から推定される確率密度関数を用いて高潮偏差 η の確率密度関数 $p_\eta(\eta)$ を推定し、 n 年確率相当値 ($1/n$ 出現確率値) $\eta(n)$ を求める。

$$p_\eta(\eta) = \int_{-\infty}^{\infty} p_p(\eta - \eta_w) P_w(\eta_w) d\eta_w \dots\dots\dots (8)$$

$$\frac{1}{n} = \int_{\eta_{cm}}^{\infty} p_\eta(\eta) d\eta \dots\dots\dots (9)$$

したがって、ここで示す手法は通常の高潮偏差を極値統計解析し極値を推定するのではなく、各台風パラメタの発生確率分布をもとに吸い上げおよび吹き寄せの効果に対する発生確率分布を推定し、これらの確率を合成し高潮偏差の確率統計量を求めるものである。ここで、式(8)によって高潮偏差の確率を評価したのは図-6に示したように両者に相関関係がみられず独立と判断したためである。また、吹き寄せ効果の推定式では、風向の方向に対する有効吹送距離をパラメタとして設定したが、極値を推定するためには本来確率的な取扱いをしなければならない。しかしながら、前述したように風向の吹き寄せ効果に与える影響が小さいことを考慮し、門司地点において有効吹送距離の最も長いSE方向を風向として一律に用いることとする。

4.2 推定結果

門司地点に対して高潮偏差推定式をもとにした極値の推算を行った。まず、各台風パラメタに対して極値統計解析を行った。極値統計解析に用いた値は3.で示したように気圧低下量および移動速度については最大偏差発生

時の値、風速は最大偏差発生前3時間平均の値である。推定された50年確率値は気圧低下量で60.3 hPa (気圧にすると952.7 hPa)、移動速度は21.7 m/s、風速は27.0 m/s、であった。

続いて、気圧低下量と移動速度に対して極値統計解析により得られた母数を用いて2次元 Weibull 分布へのあてはめを行った。図-8にあてはめ結果を示す。また、図-9には気圧低下量と移動速度より求められる η_p の分布を示す。気圧低下量と移動速度には明確な相関関係は見られないものの、やや右上がりの傾向がある。 η_p は周防灘海域における長波波速に近い12 m/s付近で大きくなる特性が見られる。気圧低下量と移動速度の確率分布に η_p の発生分布を重ね、 η_p の等高線にそって単位幅 $d\eta_p$ に含まれる確率を積分することにより η_p の確率密度関数が求められる。図-10に η_p の確率密度関数を示す。図-11は極値解析より求められた風速の確率密度関数分布を示したものである。また、図-12はここに示した確率密度関数を変数変換することによって η_w の確率密度関数を求めた結果である。 η_p, η_w もも水位の低い側にピークがあり裾を引いたような分布形状となっている。

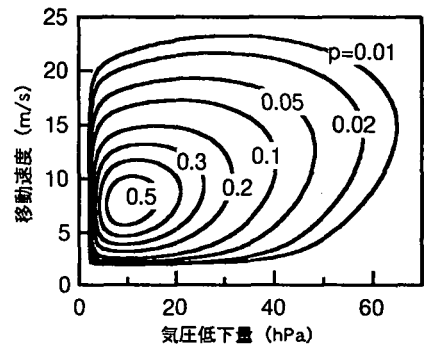


図-8 気圧低下量と移動速度の2次元 Weibull 分布あてはめ結果

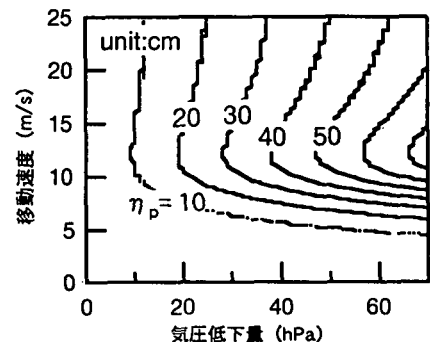


図-9 η_p の分布

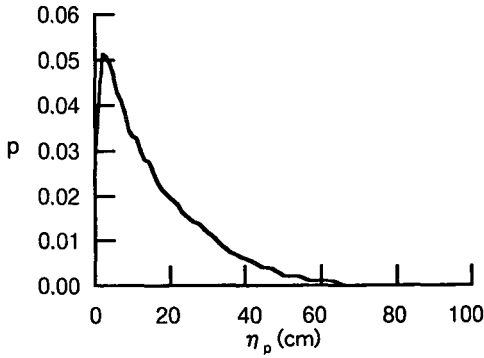
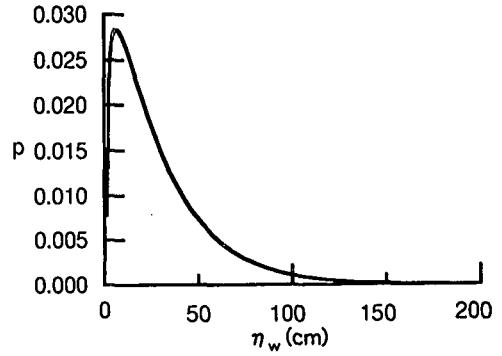
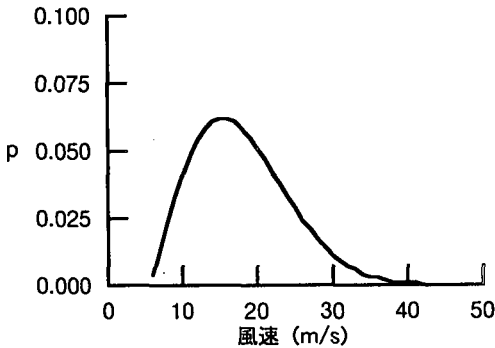
図-10 η_p の確率密度関数図-12 η_w の確率密度関数

図-11 風速の確率密度関数

5. ま と め

本研究において台風時の高潮偏差発生 の物理機構をある程度考慮しつつ、しかも比較的簡便な高潮偏差の推定式を提案し、その適用性について観測データを用いて検討を行った。本研究の結果から推定式は十分な精度を有し、現地に対して適用可能であることが確認された。また、高潮偏差の極値推定法についても、提案した手法により推定可能であることが確認できた。今後の課題としては、本研究では完全には考慮されていない高潮偏差のピーク値に対する考慮の方法、 η_p の推定に使用した定数 (α , β) の取扱いおよび本研究では周防灘の門司地点に対してのみ高潮偏差推定式の適用性を検討しているため、高潮が問題となる他の海域においてもその適用性を確認する必要があることなどが挙げられる。

参 考 文 献

- 山口正隆・畑田佳男・池田 章・早川 淳 (1989): 台風 8712 号に伴う異常波浪の追算, 土木学会論文集, 第 411 号/II-12, pp. 237-246.
- 山口正隆・畑田佳男・花山格章 (1994): わが国太平洋岸における高潮の極値の推定, 海岸工学論文集, 第 41 巻, pp. 281-285.

次に、これらの分布より確率統計量、特に 50 年確率値について検討した。50 年確率相当値は η_p は 55 cm, η_w は 60 cm, η は 112 cm と推定された。この結果は観測データを用いた高潮偏差の 50 年発生確率値である 117 cm と同程度の値となった。したがって、推定式は周防灘における高潮偏差の極値を妥当に評価しているものと考えられる。また、昨年 の台風 9918 号による門司地点の高潮偏差は本研究の推定方法を用いた計算ではほぼ 64 年確率高潮偏差に相当する結果となった。