大阪港と名古屋港の高潮について

確率論手法による考察

ON STORM SURGES IN OSAKA HARBOR AND NAGOYA HARBOR

An interpretation by a probabilistic approach

牧野 稔*, 松村和雄**

Minoru MAKINO and Kazuo MATSUMURA

Great storm surges along the Japanese Coast are usually caused by strong typhoons. The low pressure and strong wind of typhoons are two factors producing storm surges. These factors are employed in a prediction rule by Japan Meteorological Agency and may be expressed with the central pressure differential of a typhoon by using the statistical properties of it.

Then the probability distribution of annual maximum departure may be estimated under the assumption of Poisson process. The estimated and observed results are well correlated at Osaka and Nagoya harbors.

Keywords : storm surge, typhoon, extreme value distribution, probabilistic procedure

高潮, 台風, 極値分布, 確率論手法

1. はじめに

台風のもたらす災害の一つに高潮による被害がある。大きな被害を引き起こした著しい高潮のほとんどは台風の通過によるものである。特に、大阪市と名古屋市はこれまでも度々このような被害を受けてきた^{1), 2)}。その中でも1959年9月26日の伊勢湾台風による伊勢湾の高潮の被害は死者約3700名にも及ぶ甚大なものであった。あのように著しく被害が拡大したのは、貯木場から木材が流出するなどいろいろな問題が存在するわけであるが、それを引き起こした自然現象が極めてまれな事象であったかどうかを考察できれば、都市の防災計画に役立つ情報が得られるであろう。

高潮は太陽や月などの天体の引力による天文潮と気象現象に基づく気象潮（最大潮位偏差）との合成によって起こる。気象潮の基本的なメカニズムは、台風（または低気圧）の気圧の低下に伴う海面の吸い上げと強風による吹き寄せによるものである³⁾。

筆者の一人は、台風を確率モデルで表すことにより、最大風速の確率分布を解析的に求める手法を示し、そのモデルが観測値の分布を説明できることを明らかにしてきた^{4), 5)}。そこで用いたモデルは次のような枠組から構成されたものである。

- 1) 台風による最大風速は、台風の中心気圧と移動速度ならびに通過する経路と観測点との位置関係に支配される。
- 2) 台風の規模別分布は中心気圧低下量の確率分布に従う。
- 3) 台風の移動速度は正規分布とする。
- 4) 台風は北北東に進むものとし、中心の経路と観測点との距離は一様分布とする。
- 5) 台風の襲来数はポアソン分布に従う。

このモデルを大阪港と名古屋港における気象潮に適用したところ、その特性を表現する確率分布が得られたので報告する。似た状況にある東京湾については、いくつかの観測点はあるものの、所管の異なる官庁がそれぞれの目的で設置していて潮位の最大偏差を公表するようなシステムになっていないため、適切な観測値を求めることができなかった。なお、気象庁が潮位の最大偏差を観測資料に記載し始めたのは1973年以降で、各地で観測データと対比するには期間が短い。残念ながら各地での対比は今後待つことにしたい。

2. 気象潮予測の推定式

気象庁の平成2年潮位表³⁾は気象潮の予報のための実

* 東和大学建設工学科 教授・工博

** 九州大学工学部建築学科 助教授・工博

Prof., Dept. of Construction Engineering, Tohwa Univ., Dr. Eng.
Assoc. Prof., Dept. of Architecture, Faculty of Engineering, Kyusyu Univ., Dr. Eng.

験式を付表Vに与えている。それを次式に示す。

$$h = a(1010 - P) + bW^2 \cos \theta + c \quad \cdots \cdots (1)$$

ここに、 h ：気象潮（最大潮位偏差，cm）

P ：最低気圧（mb）

W ：最大風速（m/s）

θ ：主風向と最大風速 W の風向とのなす角

a, b, c ：地点による係数

さらに、平成2年潮位表は、全国44地点について a, b, c の係数と主風向などの値を与えている。大阪港と名古屋港の諸元を抄録すると表-1のようになる。

これらの係数は観測点の最寄りの気象官署での風速の最大値を基礎にして算定されているようである。したがって、最大風速の推定には地上風を用いる必要がある。

ところで、気圧の低下による海面の吸い上げという現象は、台風の中心域ほど著しいはずである。そこで気象潮予報の実験式に基づいて、台風の中心より半径方向、 r の位置での気象潮の推定式を求めるためには、台風の気圧分布を導入する必要がある。本論では、台風の中心より r の位置での気圧分布として文献4) で採用した Schloemer の提案した次式⁶⁾を採用する。

$$P = P_c + \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \Delta P, \quad \Delta P = P_b - P_c \quad \cdots (2)$$

ここに、 r ：台風中心から観測点までの最短距離（km）

P ： r の位置での気圧（mb）

P_c ：台風の中心気圧（mb）

P_b ：台風の周囲の標準気圧（mb）

ΔP ：台風の中心気圧低下量（mb）

r_m ：最大旋衡風速半径（km）

(2) 式を (1) 式に代入し、文献4)、5) と同様に台風の周囲の標準気圧を $P_b = 1015$ (mb) と設定すれば、 r の位置での気象潮は次式となる。

$$h = a \left\{ 1 - \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) \right\} \Delta P + bW^2 \cos \theta + c - 5a \quad \cdots \cdots (3)$$

ここに、 h ： r の位置での気象潮（cm）

W ： r の位置での地上風の最大風速（m/s）

ここで、台風の通過に伴う地上風の最大風速は次式のように上空風の最大風速に比例するものと仮定する。

$$W = \phi v \quad \cdots \cdots (4)$$

ここに、 v ： r の位置での上空風の最大風速（m/s）

ϕ ：上空風から地上風への換算係数

表-1 高潮予報の実験式の大阪港と名古屋港の諸元

地 点	a	b	c	主方向	統計期間
大 阪 港	2.167	0.181	0	S6.3°E	1929~1953
名古屋港	1.674	0.165	0	SSE	1952~1955

さらに、強い台風は日本列島付近ではおおむね南南西から北北東に進むので、台風の進路は北北東と設定し、 r については東側を正、西側を負と定義する。したがって (3) 式の r は絶対値 $|r|$ となる。

上空風の最大風速は文献5) と同じ、以下の式を用いるが、本論では文献5) で用いた範囲 ($|r| \leq 8 r_m$) よりも少し適用範囲を広げて用いる。

$$v = \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} \frac{r_m}{r} \exp\left(-\frac{r_m}{r}\right) + \left(\frac{fr}{2}\right)^2} - \left(\frac{fr}{2}\right) + \left(1 - 0.075 \frac{r}{r_m}\right) v_0, \quad 1 < \frac{r}{r_m} < 12 \quad (a)$$

$$v = \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} \exp(-1) + \left(\frac{fr_m}{2}\right)^2} - \left(\frac{fr_m}{2}\right) + 0.925 v_0, \quad 0.82 < \frac{r}{r_m} \leq 1 \quad (b)$$

$$v = \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} \exp(-1) + \left(\frac{fr}{2}\right)^2} - \left(\frac{fr}{2}\right) + 1.2 \left(1 - 0.075 \frac{r}{r_m}\right) \frac{r}{r_m} v_0, \quad 0 < \frac{r}{r_m} \leq 0.82 \quad (c)$$

$$v = \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} \exp(-1) + \left(\frac{fr}{2}\right)^2} - \left(\frac{f|r|}{2}\right) + 0.8 \left(1 - 0.075 \frac{|r|}{r_m}\right) \frac{|r|}{r_m} v_0, \quad -1.25 < \frac{r}{r_m} \leq 0 \quad (d)$$

$$v = \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} \frac{r_m}{|r|} \exp\left(-\frac{r_m}{|r|}\right) + \left(\frac{fr}{2}\right)^2} - \left(\frac{f|r|}{2}\right) + \left(1 - 0.075 \frac{|r|}{r_m}\right) v_0, \quad -12 < \frac{r}{r_m} \leq -1.25 \quad (e)$$

..... (5)

ここに、 f ：コリオリのパラメータで、

$$f = 0.8 \times 10^{-4} \text{ (1/s) とする}$$

ρ ：空気密度（kg/m³）

v_0 ：台風の移動速度（m/s）

(4)、(5) 式から W を次のように一般的に表すものとする。

$$W = \phi \left\{ \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} l(r) + m^2(r)} - m(r) + n(r) v_0 \right\} \quad \cdots \cdots (6)$$

ここに、 $l(r)$ 、 $m(r)$ 、 $n(r)$ は (5) 式の各項に対応する。

(6) 式を (3) 式に代入し、台風の中心気圧低下量、 ΔP でまとめると

$$h = \left\{ A \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} l(r) + m^2(r)} + B \right\}^2 + C \dots\dots\dots (7)$$

ここに、

$$A = \sqrt{a \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{r_m}{|r|} \right) \right\} \frac{\rho}{l(r)} + b \phi^2 \cos \theta}$$

$$B = \frac{b \phi^2 \cos \theta \{ n(r) v_0 - m(r) \}}{A}$$

$$C = b \phi^2 \cos \theta \{ n(r) v_0 - m(r) \}^2 \left\{ 1 - \frac{b \phi^2 \cos \theta}{A^2} \right\} - a \left\{ 1 - \exp \left(-\frac{r_m}{|r|} \right) \right\} \frac{\rho}{l(r)} m^2(r) + c - 5 a$$

台風の進路を北北東と設定しているの、基本的に台風
風の東側では $\theta=0$ 、西側では $\theta=\pi$ と置くことにする。
また経験的に太平洋岸では 1 m を超えるような高潮は
観測点の西側 200 km、東側 50 km 以内を台風が通過す
るときと考えればよいと言われているので、これを表現
する一つの手段として、最大旋衡風速半径 r_m を用いて、

$$\cos \theta = \begin{cases} 1, & 0 \leq r \\ \cos \left[\frac{\pi r}{2 r_m} \right], & -2 r_m < r < 0 \dots\dots\dots (8) \\ -1, & r \leq -2 r_m \end{cases}$$

と設定することにする。高潮の予測式の精度が定かでない
ので台風の進路の方向の変動は無視して簡略化すること
にした。

3. 気象潮の確率分布

1) 台風の中心気圧低下量の確率分布関数

台風の中心気圧低下量 ΔP を確率変数と考え、その
確率分布関数 $F_{\Delta P}(\Delta p)$ は、文献 4) で誘導した、次式で
表される、打ち切られた指数分布であると仮定する。

$$F_{\Delta P}(\Delta p) = \text{Prob}[\Delta P \leq \Delta p]$$

$$= \frac{1 - \exp[-\beta(\Delta p - \Delta p_0)]}{1 - \exp[-\beta(\Delta p_1 - \Delta p_0)]},$$

$$\Delta p_0 \leq \Delta p \leq \Delta p_1 \dots\dots\dots (9)$$

ここに、 Δp_1 : 最大規模の台風の中心気圧低下量

Δp_0 : 気象潮の計算で考慮する最小規模の台
風の中心気圧低下量

β : 規模別分布係数、すなわち、 ΔP より
規模の大きい台風の数 $N(\Delta P)$ の対数
を ΔP の一次式で表したときの比例
係数

2) r と v_0 の確率分布

台風中心の経路から観測点までの最短距離は確率変数
 R と考え、その確率密度関数 $f_R(r)$ は現象より一様分布
と仮定する。

また、台風の移動速度は確率変数 V_0 と考え、その確
率密度関数 $f_{V_0}(v_0)$ は正規分布と仮定する。

3) 気象潮の確率分布

(7) 式から気象潮は、 ΔP と R と V_0 の関数で表さ
れる確率変数 H となる。その確率分布関数 $F_H(h)$ は全
確率の定理を用いると次式のように表される。

$$F_H(h) = \text{Prob}[H \leq h]$$

$$= \iint \text{Prob}[H \leq h | r, v_0] f_R(r) f_{V_0}(v_0) dr dv_0$$

$$\dots\dots\dots (10)$$

ここに、 $\text{Prob}[H \leq h | r, v_0]$ は $R=r$ 、 $V_0=v_0$ のと
き $|H \leq h|$ となる条件付き確率である。(7) 式より、

$$\text{Prob}[H \leq h | r, v_0]$$

$$= \text{Prob} \left[\left\{ A \sqrt{\frac{\Delta P}{\rho} l(r) + m^2(r)} + B \right\}^2 + C \leq h \mid r, v_0 \right]$$

$$= \text{Prob} \left[\Delta P \leq \frac{\rho}{l(r)} \left\{ \frac{(\sqrt{h-C}-B)^2}{A^2} - m^2(r) \right\} \mid r, v_0 \right]$$

$$= F_{\Delta P} \left[\frac{\rho}{l(r)} \left\{ \frac{(\sqrt{h-C}-B)^2}{A^2} - m^2(r) \right\} \mid r, v_0 \right]$$

$$\dots\dots\dots (11)$$

と求められる。

したがって、 r に関する積分は、

$$\int \text{Prob}[H \leq h | r, v_0] f_R(r) dr$$

$$= K_{\Delta P} - K_{\Delta P} \exp(\beta \Delta p_0)$$

$$\times \int \exp \left[-\frac{\beta \rho}{l(r)} \left\{ \frac{(\sqrt{h-C}-B)^2}{A^2} - m^2(r) \right\} \right] f_R(r) dr$$

$$= K_{\Delta P} - K_{\Delta P} \exp(\beta \Delta p_0)$$

$$\times E \left[-\frac{\beta \rho}{l(r)} \left\{ \frac{(\sqrt{h-C}-B)^2}{A^2} - m^2(R) \right\} \mid v_0 \right]$$

$$\dots\dots\dots (12)$$

$$\text{ここに、} K_{\Delta P} = \frac{1}{1 - \exp[-\beta(\Delta p_1 - \Delta p_0)]}$$

$E[]$ は期待値を表す演算子である。なお、この積分
は確率に寄与する範囲について行うものとする。さらに、
この式を v_0 に関して積分すれば $F_H(h)$ が求められる。

4) 気象潮の年最大値の分布

台風の発生がポアソン分布に従うと仮定すれば、年最
大気象潮の確率分布関数 $G_H(h)$ は次式で与えられる。

$$G_H(h) = \exp[-\lambda_r \{1 - F_H(h)\}] \dots\dots\dots (13)$$

ここに、 λ_r は積分に寄与する範囲での台風の年襲来
率とする。

4. 上空風から地上風への変換係数

文献 5) では、台風の情報が豊富になった 1949 年か
ら 1978 年の 30 年間の資料に基づいて台風の襲来数を求
め、上空風の年最大風速の確率分布を求めた。ところで
上空風から地上風への変換係数は台風の構造や移動方

向、それに当然観測点の周囲の地表面の粗度に依存しているはずであるが、それらを直接評価するのは簡単でない。そこで、地上 10 m の風速に補正した観測値の年最大風速値の確率分布と確率モデルから求めた上空風での年最大値の確率分布とを比較して平均的な変換係数の値を求めるのが最も適当であると考えられる。なお、観測値の年最大風速値には台風に起因しない風速値も含まれているが、その数は少なく、しかもその値は小さいものが多いので、標本分布は基本的に台風に支配されていると見なして解析する。

そこで、大阪と名古屋で観測値の分布と解析による分布を対比してみよう。観測記録は 1949 年から 1966 年については気象庁の観測技術資料⁸⁾より年最大値を拾いだし、1967 年から 1978 年までの記録は気象庁年報から年最大値を拾い出した後、1966 年以前の資料と同じになるように風速計の高さの補正を行ったものである。

上空風を計算するための確率モデルのデータは文献 4) の Fig.9 に示した値を使用した。これらの値を表 2 に示す。ここで、 λ は 200 km 当たりの台風の年襲来

表 2 台風の統計量

地 点	台風の年襲来率 λ (個/200km)	規模別分布係数 β
大 阪 港	0.53	0.047
名古屋港	0.60	0.049

(a) 大阪

率である。

上空風の年最大風速の分布は文献 5) と同じ手法で求めたが、Gauss 積分に関する計算手順は一部変更した。計算結果を極値確率紙に示したのが図 1 である。図中の○印は Thomas plot による観測値、破線は極値Ⅲ型分布に対する積率法による回帰曲線、実線は変換係数、 ϕ 、を掛けて観測分布に近づけた解析分布である。このときの ϕ の値は大阪では 0.45、名古屋では 0.5 である。なお、後で示す潮位の観測期間 (1933 年から 1965 年) とほぼ一致する気象庁観測技術資料の観測補正值による結果と対比すると大阪でも 0.5 で良く対応する。

5. 確率の計算

1) 確率モデルの仮定

確率モデルは文献 5) で用いたものと同様に、以下のように設定した。

- 台風の移動速度、 V_0 、は平均 $m_{V_0}=11.39$ (m/s)、標準偏差 $\sigma_{V_0}=5.28$ (m/s) の正規分布とする。
- 空気密度は $\rho=1.225$ (kg/m³) とする。
- 最大規模の台風の中心気圧低下量は $\Delta p_1=115$ (mb)、すなわち、 $P_c=900$ (mb) とする。
- 最小規模の台風の中心気圧低下量は $\Delta p_0=35$ (mb)、すなわち、 $P_c=980$ (mb) とする。
- 最大旋衡風速半径は $r_m=50$ (km) とする。
- 地上風への変換係数は $\phi=0.5$ とする。

(b) 名古屋

図 1 地上風の分布と回帰曲線ならびに上空風からの当てはめ

図—2 台風の通過位置, r , に対応する気象潮, h , の大きさ
($\Delta p=11.5$ mb, $v_0=14.04$ m/s の場合)

表—3 名古屋港の気象潮の年最大値の順序統計量 (統計期間は 1951 年から 1989 年までの 39 年間)

順位	気象潮 h (cm)	発生年月日	関連した 台 風 名
1	345	1959. 9. 26	伊勢湾
2	206	1972. 9. 16	7 2 2 0
3	196	1961. 9. 16	第二室戸
4	146	1950. 9. 3	ジェーン
5	144	1979. 10. 1	7 9 1 6
6	125	1954. 9. 26	洞爺丸
7	124	1955. 10. 20	5 5 2 6
8	116	1965. 9. 10	6 5 2 3
9	104	1967. 10. 27	6 7 3 4
10	100	1953. 9. 25	5 3 1 3
11	94	1962. 8. 26	6 2 1 4
12	89	1964. 9. 24	6 4 2 0
13	81	1987. 10. 17	8 7 1 9
14	74	1969. 8. 4	6 9 0 7
15	73	1982. 8. 1	8 2 1 0
16	70	1971. 8. 30	7 1 2 3
17	68	1968. 8. 29	6 8 0 4
18	68	1975. 8. 23	7 5 0 6
19	68	1983. 8. 17	8 3 0 5
20	68	1985. 7. 1	8 5 0 6
21	68	1989. 8. 27	8 9 1 7
22	61	1951. 10. 15	ルース
23	60	1958. 8. 25	5 8 1 7
24	59	1978. 9. 16	7 8 1 8
25	52	1963. 8. 31	
26	50	1966. 9. 25	6 6 1 9
27	49	1981. 10. 22	8 1 2 4
28	46	1957. 10. 6	
29	46	1960. 8. 29	
30	44	1956. 8. 17	5 6 0 9

出典 1) 平成 2 年潮位表
2) 潮汐観測第 5 集第 1 号～第 16 号
3) 検潮概要 (1951～1989)

2) 確率分布の計算

(9) 式の台風の移動速度, v_0 , に関する積分は, $|m_{v_0} - 4\sigma_{v_0} \leq v_0 \leq m_{v_0} + 4\sigma_{v_0}|$ の範囲について 12 点の Gauss 積分により行った。なお, v_0 が負となる範囲では事象が発生しないものとして計算から除外した。

観測点から台風までの距離, r , に関する積分の範囲は, 最強の台風 ($P_c=900$ mb とする) による気象潮の距離減衰曲線から定まる。大阪港における 1 例を図—2 に示す。これは台風の移動速度が $v_0=14.04$ (m/s) の場合である。頂上付近に少し滑らかでない点が認められるのは (5)

式の関数のつなぎ目が滑らかでない影響である。

距離減衰曲線の変化が小さくなり大きく裾野が広がるのはほぼ $h < 50$ cm のときである。そこで, $h \geq 50$ cm の範囲で 10 cm 刻みの h の値について, r の積分領域を 120 個に区分して Simpson の公式で期待値を計算した。なお, マイコンによる単精度計算のために確率 $G_h(h)$ の値が 1.0 となったのは大阪港で $h > 5.1$ m, 名古屋港で $h > 4.0$ m のときである。

6. 最大潮位偏差 (気象潮) の観測記録

大阪港については大阪管区気象台で大阪港の検潮概報を閲覧できなかったので文献 9) に記載されている順序統計量を代わりに用いる。観測期間は 1933 年から 1965 年でそのほとんどの値は台風に起因するものである。

名古屋については平成 2 年潮位表の資料および名古屋港の検潮概報 (1951 年から 1989 年) ならびに潮汐観測第 5 集第 1 号から第 16 号¹⁰⁾より整理した。名古屋港についての順序統計量を表—3 に示す。

これらの順序統計量について Thomas plot を用いて極値確率紙上に示すと図—3 のようになる。図中の○印が観測値で破線が極値 I 型分布として積率法で求めた回帰曲線, 実線が解析より求めた極値分布である。破線の表す, 極値 I 型分布を次式で表すとき, そのパラメータ α, u の値を表—4 に示す。

$$G_h(h) = \exp[-\exp\{-\alpha(h-u)\}] \cdots \cdots (14)$$

表—4 回帰曲線のパラメータ

地 点	回帰曲線 (14) 式		回帰曲線 (15) 式		
	α	u (cm)	k	$\log \omega$	$\log v$
大 阪 港	0.01234	24.55	4.629	3.252	1.711
名古屋港	0.01873	51.70	14.32	5.198	1.702

備考) ω, v の単位は cm である

(a) 大阪港

(b) 名古屋港

図-3 気象潮の観測値の年最大値の確率分布とその回帰曲線ならびに解析分布

(a) 大阪港

(b) 名古屋港

図-4 気象潮の観測値の年最大値の確率分布とその回帰曲線の例

表—5 大阪港および名古屋港における気象潮の再現期間 (年)

地点	推定に使用した分布	気 象 潮 h (m)					
		1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.45
大阪港	回帰曲線(15)式	3	6	10	16	25	36
	回帰曲線(14)式	3	5	9	17	30	53
	確率モデルによる解析	2	5	10	23	60	152
	宮崎の結果	3	10	34	*	*	*
名古屋港	回帰曲線(15)式	4	9	15	25	37	50
	回帰曲線(14)式	3	7	17	42	105	244
	確率モデルによる解析	3	6	17	53	238	5000
	宮崎の結果	5	24	200	*	*	*

備考) *は数値が与えられていない

7. 考 察

台風の統計資料に基づく気象潮の確率分布は観測値の分布をよく表しているように見える。

大阪港の観測結果は回帰曲線とやや勾配が異なるが、大きい気象潮に限れば、ほぼ図上で平行していることが認められる。名古屋港では伊勢湾台風時の気象潮を除いてほぼ対応している。

ところで、図—3 で比較した観測値の順序統計量に良く当てはまるような回帰曲線を求めてみたものが図—4 である。この曲線は極値確率紙の横軸に対数軸を用い、これに極値Ⅲ型分布を当てはめて求めたもので、次式で表されるものである。

$$G_H(h) = \exp \left\{ - \left[\frac{\log \omega - \log h}{\log \omega - \log v} \right]^k \right\} \dots\dots\dots (15)$$

両港におけるこれらのパラメータの値も表—4 に併せ示す。

かつて、宮崎¹¹⁾は両港を含む4つの港湾における統計より気象潮の再現期間を与えた。この表に合わせて、観測結果の回帰曲線および解析分布の確率分布より気象潮の再現期間を推定し、比較すると表—5 のようにまとめられる。

宮崎の与えた値は、用いた統計期間が短い(大阪で20年、名古屋で4年である)ためか観測分布との差が大きい。2.0 m までの気象潮では再現期間が短く、観測値の統計期間内に収まるので宮崎以外の推定値はほぼ一致する。3.0 m 超えるまれな現象ではばらつきが大きい。これは統計期間を超えて外挿で求めたためである。当然の帰結であろう。

解析から求めた値は、少なくとも台風に関するデータは統計資料に基づいているので、気象潮予測が(1)式で十分であるならば、再現期間の長い現象に対しても論理的な視点を与えるものである。この視点で見ると、気

象潮の年最大値の順序統計量の当てはめには極値Ⅰ型分布が適していると言える。また、伊勢湾台風時の名古屋港での3.45 m の気象潮は非常にまれな現象であったことを物語るものであろう。

8. むすび

高潮は天文潮と気象潮の和として与えられているが、そのほかにも、湾の深さで決まる長波の速度に台風の移動速度が近いときに生じる共振現象が影響することがある⁷⁾など必ずしも本論で仮定したような単純な現象ではなさそうである。

しかし、ある程度は台風の確率モデルを用いることで現象をほぼ説明できることが分かった。少なくとも極値分布の当てはめにおける関数形の選択には役立つものであろう。

伊勢湾台風による名古屋港での高潮はかなりまれな現象が生じた結果であると考えられる。ただ、まれな現象は起こりやすいといわれているので気をつけておく必要がある。

参考文献

- 1) 大阪府・大阪市：西大阪高潮対策事業誌，昭和35年3月
- 2) 水谷 鑄：尾張湾の高潮誌1～3，水利と土木，第8巻，第1～3号，1935
- 3) 気象庁：平成2年潮位表，1989
- 4) 牧野 稔，渡壁守正：ポアソン確率モデルに基づく最大風速の極値分布—(その1) 台風に起因する最大風速について，日本建築学会論文報告集，第323号，pp.32～41，昭和58年1月
- 5) 牧野 稔，渡壁守正：ポアソン確率モデルに基づく最大風速の極値分布—(その2) 台風を対象とする強風の極値分布の特性について，日本建築学会論文報告集，第338号，pp.10～18，昭和59年4月
- 6) Schloemer, R. W. : Analysis and Synthesis of Hurricane Wind Patterns over Lake Okeechobee, Florida, Hydrometeorological Report, No.31, 1954
- 7) 宇野木早苗：台風と高潮，自然，1959，12月号
- 8) 気象庁：日本各地の年最大風速(1929～1966)，順位と出現確率，観測技術資料，第34号，1971
- 9) 瀬戸内海の気象と海象，海洋気象学会機関誌，Vol.13，No.1・No.2合併号，1967
- 10) 気象庁：潮汐観測，第5集 第1号～第16号
- 11) Miyazaki, M. : On Storm Surges which recently struck the Japanese Coast, The Oceanographical Magazine, Vol.9, No.2, Dec., 1957

(1990年11月1日原稿受理，1991年5月1日採用決定)