

論文

瀬戸内海西部海域沿岸における台風時波浪の極値とその統計的変動の推定

山口正隆*・畑田佳男*・田窪宏朗**

Estimation of Extremes of Typhoon-Generated Waves and Their Statistical Variability at Coastal Area of the Western Seto Inland Sea

Masataka YAMAGUCHI*, Yoshio HATADA* and Hiroaki TAKUBO**

Abstract

Wave hindcastings with high topographical resolution were conducted at the selected points which are situated near the coast of the Western Seto Inland Sea. The hindcasted results at a wave observation point for many recent typhoons show good agreement with the observed results. Based on wave hindcastings for more than 100 typhoons which occurred over the period of 1945 to 1992, wave heights for return periods of 50 to 1,000 years and their statistical variability were estimated at each point. Return wave heights and their statistical variability were also evaluated from a data set of maximum wave heights hindcasted for more than 1,700 strong typhoons which were simulated over 1,000 years by use of a stochastic typhoon model and 100 data sets of maximum wave heights for more than 80 strong typhoons which were simulated over 50 years by use of the typhoon model. The conclusion drawn is that at most points there is only a slight difference between return wave height characteristics estimated with the two methods.

キーワード：台風，確率波高，統計的変動，瀬戸内海西部海域，波浪追算，確率的台風モデル

Key words : typhoon, return wave height, statistical variability, the Western Seto Inland Sea, wave hindcasting, stochastic typhoon model

* 愛媛大学工学部土木海洋工学科
Department of Civil and Ocean Engineering, Faculty of
Engineering, Ehime University

** 日立造船株式会社
Hitachi Shipbuilding Inc.

本論文に対する討論は平成8年3月末日まで受け付ける。

1. 緒言

わが国の代表的な内海である瀬戸内海西部海域では、夏から秋にかけての台風や冬季季節風に伴う高波浪によって、沿岸構造物の損壊や海岸決壊などの沿岸災害が生ずることもまれでない。もちろん、内海で発生する波浪の規模は、有義波高（以下、必要でないかぎり、有義波高および有義波周期を単に波高および周期と呼ぶ）が10mを越える外洋沿岸部に比べて、かなり小さいが、対岸距離が100kmに達する瀬戸内海西部海域では、とくに台風時に波高3mを優に越える高波浪が生起するので、瀬戸内海西部海域沿岸部においても、波浪の最大規模を適切に評価することが沿岸防災対策や沿岸構造物の設計において重要な課題となる。

瀬戸内海西部海域における波浪の最大規模の推定はこれまで山口ら^{1)~3)}によって行われてきた。山口らは格子点法に基づく深海波浪スペクトル推算モデル（格子点深海モデル）および浅海波浪スペクトル推算モデル（格子点浅海モデル）を用いて、高波浪をもたらした近年の2つの季節風および1945年～1982年の11巨大台風（格子点深海モデルでは、15台風）や1983年～1993年の26台風に対する波浪追算を実施した。そして彼等は気象擾乱別最大波高の追算結果の重合わせに基づいて、瀬戸内海西部海域における1945年～1993年の間の期間最大波高の平面分布や沿岸分布を推定した。波浪追算は計算領域全体における波浪を同時に計算する格子点深海・浅海モデルを用いて行われたので、計算時間および記憶容量の制約から、格子間隔5kmという地形分解能の比較的低い計算格子網を使用せざるを得なかった。このため、波浪に及ぼす地形の影響が十分に考慮されておらず、この結果、とくに当該海域沿岸部における波浪の追算精度は必ずしも高いとはいえない。

瀬戸内海西部海域は多くの島が点在する複雑な地形をもつ海域である。波浪は地形の影響を著しく受けるので、波浪の追算精度を向上させるためには、地形分解能の高い格子網を使用した計算が必要になる。1点法に基づく深海波浪スペクト

ル推算モデル⁴⁾（1点深海モデル）および浅海波浪スペクトル推算モデル⁵⁾（1点浅海モデル）は、計算時間の大幅な短縮と地形分解能の高い格子網での波浪推算を現実的に可能にするモデルである。これらのモデルの精度は、吹送距離が数百km以上の日本海沿岸⁶⁾や太平洋・東シナ海沿岸⁷⁾における季節風時および台風時の波浪追算事例の詳細な検討に基づいて、確認されてきたが、最大吹送距離が100km程度の内海における適用性は明らかにされていない。

瀬戸内海西部海域における最大級の異常波浪は主として台風によりもたらされるが、山口ら^{1)~3)}の研究で波浪追算の対象とされた台風は1945年～1993年の合計37台風であるので、瀬戸内海西部海域における確率波高の平面分布を高い精度で推定できるほどの波浪資料が得られているとはいえない。また、台風は経路や勢力に偶発的な変動を伴い、台風時の波浪も当然この影響を受けるので、過去50年間程度の台風を対象とした波浪追算によって、長期の再現期間に対する波浪の極値を適切に推定できるかどうかの検討を要する。近年、瀬戸内海西部海域沿岸部には、発電所や海上空港などの社会的に重要な施設の建設が計画あるいは実行されているが、これらが被災すれば、その社会的影響は甚大であるので、経済性を考慮したうえで、できるだけ高く安全性を確保する必要がある。一般に、港湾構造物や沿岸防災施設の計画・設計の対象とされる波浪の再現期間は50年～100年である。しかし、その再現期間の間に確率波高を上まわる異常波浪に遭遇する確率は63%と評価されるから、遭遇確率を低く抑え、被災確率を減少させるためには、数百年以上の再現期間に対する波高の極値とその統計的変動を適切に評価する必要がある。

こうした観点から、本研究では、台風モデル法によって海上風追算を行った場合の、1点深海モデルを用いた波浪追算結果に基づいて、以下の検討を行う。すなわち、まず当該海域における数少ない波浪観測点である苅田などにおいて、台風9119号を含む近年の台風を対象とした波浪追算を行い、観測結果との比較から、1点深海モデル

の追算精度を検討する。ついで、瀬戸内海西部海域沿岸代表4地点で1945年～1992年の過去48年間に来襲した100個以上の台風に対する波浪追算から求めた台風別最大波高資料を極値統計解析することによって、確率波高とその統計的変動を推定する。また、過去の多くの台風に関する台風属性資料(台風中心位置, 中心気圧, 台風半径)の統計解析に基づいて作成した確率的台風モデルと、台風モデル法および1点深海モデルの組合せによって、1,000年間および50年間の代表台風に対する波浪のシュミレーションをそれぞれ1回および100回実施する。そして、これから得られた台風別最大波高資料の極値統計解析に基づいて、数百年以上の再現期間をもつ波高の極値やその統計的変動を推定するとともに、過去48年間の既往台風に対する波浪追算から推定した結果と比較検討する。

2. 海上風および波浪の推算法

2.1 海上風推算法

海上風の推算には台風モデル法⁸⁾を適用する。台風モデル法とは、台風内の気圧分布をMyers式で近似して求められる中心対称傾度風(風向は等圧線に対する吹込み角を考慮して補正する)と台風の進行に伴う場の風をベクトル合成するとともに、海面での摩擦抵抗についての補正を施して海上風を算出する方法であり、台風内の気圧および風速成分は次式で表される。

$$\begin{aligned} p &= p_c + (p_\infty - p_c) \exp(-r_0/r) \\ U_x &= C_2 \{F(r)/F(r_0)\} V_x - C_1 \{F(r)/r\} \\ &\quad (x \sin \Theta + y \cos \Theta) \\ U_y &= C_2 \{F(r)/F(r_0)\} V_y - C_1 \{F(r)/r\} \\ &\quad (-x \cos \Theta + y \sin \Theta) \end{aligned} \quad (1)$$

ここに、

$$F(r) = -f_c r/2 + \{(100 \Delta p / \rho_a)(r_0/r) \exp(-r_0/r) + (f_c r/2)^2\}^{1/2} \quad (2)$$

p : 台風中心から r (m)の距離における気圧(hPa),
 p_c : 台風中心の気圧(hPa), $\Delta p (= p_\infty - p_c)$: 中心気圧低下量(hPa), p_∞ : 台風の影響が消滅する一般気圧場の気圧(1013hPa), r_0 : 台風半径(m), U_x, U_y : 10m 高度における風速 U_{10} の水平2成分(m/s), V_x, V_y : 台風の進行速度の水平2成

分(m/s), Θ : 傾度風の等圧線に対する吹込み角(緯度 $10^\circ \sim 50^\circ$ の範囲で $24^\circ \sim 15^\circ$), x, y : 台風中心を原点とする風計算点の座標(m), $f_c (= 2\omega \sin \phi)$: コリオリ係数, $\omega (= 7.29 \times 10^{-5} \text{ rad/s})$: 地球の回転角速度, ϕ : 緯度, ρ_a : 空気の密度(1.2 kg/m^3), C_1, C_2 : 海上風への補正係数, である。

風の場合は、6時間ごとの天気図より求めた台風属性資料を線形補間を通じて1時間ごとに与えて、式(1)から計算する。この手法の特徴は天気図から得た台風属性資料を一定時間ごとに与えさえすれば、台風に伴う風の場合を簡単に再現できる点にある。しかし、台風モデル法は地形の影響を考慮していないので、周囲を陸地に囲まれた内海における適用性は必ずしも良好とはいえない。このため、最近では、3次元マスコンモデル⁹⁾による海上風の補正法も提案されている。しかし、3次元マスコンモデルは長時間の計算を要するうえに、数値計算における空間分解能の制約などにより台風モデル法に基づく風の場合を適切に補正しない場合もある。そこで、ここでは、海上風への補正係数 C_1, C_2 を波浪追算結果と観測結果との間で最も高い相関が得られた0.57に固定することとし、地形に対する補正を加えなかった。

また、摩擦速度 u_* の算定はMitsuyasu and Kusaba¹⁰⁾の海面抵抗係数 C_D に関する経験式を $U_{10} \geq 8 \text{ m/s}$ の場合に適用した次式による。

$$C_D = \frac{u_*^2}{u_{10}^2} = \begin{cases} (0.581 + 0.063 U_{10}) \times 10^{-3} & ; U_{10} \geq 8 \text{ m/s} \\ 1.085 \times 10^{-3} & ; U_{10} < 8 \text{ m/s} \end{cases} \quad (3)$$

2.2 波浪推算法

1点深海モデル⁴⁾の基礎方程式である深海におけるエネルギー平衡方程式は、各成分波ごとに定義される波向線 s に沿って、

$$\begin{aligned} \frac{\partial E(f, \theta)}{\partial t} + c_g(f) \frac{\partial E(f, \theta)}{\partial s} &= G(f, \theta), \\ \frac{dx}{ds} &= \cos \theta, \quad \frac{dy}{ds} = \sin \theta \end{aligned} \quad (4)$$

のように表される。ここに、 $E(f, \theta)$: 方向スペクトル, f : 周波数, θ : 方向, $c_g(f)$: 成分波の

群速度 ($=g/4\pi f$), g : 重力加速度, $G(f, \theta)$: ソース関数, である。1点深海モデルは, 特定の波浪推算点に集中する各成分波の波向線 (直線) 上に設けた格子間隔 Δs (全方向について一定) の格子点において, piecewise ray method による移流伝播計算と解析解による発達・減衰計算を1タイムステップ Δt 内で交互に行うことで, 特定地点における方向スペクトルの経時変化を算出する方法である。

砕波に伴うエネルギー減衰の評価は, 発達段階における方向スペクトルの上限を局所風向・風速を用いた Pierson-Moskowitz (P-M) スペクトルと $\cos^4 \theta$ 型方向分布関数の積で表される平衡方向スペクトルに限定することによって行われる。しかし, P-M スペクトルは十分に広い風域を対象とした平衡周波数スペクトルであるので, 瀬戸内海のように狭い海域における風波の平衡周波数スペクトルを表現するには適当でない。そこで, 平衡周波数スペクトル $E(f)$ として, 有限吹送距離における JONSWAP スペクトル^{11), 12)} を用いる。

$$E(f) = \alpha g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\left\{-\frac{5}{4} \left(\frac{f}{f_m}\right)^{-4}\right\} \times \gamma \exp\left\{-(1-f/f_m)^2 / 2\sigma_{ab}^2\right\} \quad (5)$$

$$\alpha = 0.514 \hat{F}^{-2/7}; \alpha \geq 0.0074,$$

$$\hat{\nu} = 1.0 \hat{F}^{-1/3}; \hat{\nu} \geq 0.0052$$

$$\gamma = 17.6 \hat{F}^{-1/7}; \gamma \geq 1.4,$$

$$\sigma_{ab} = 0.07; f \leq f_m, \sigma_{ab} = 0.09; f \geq f_m$$

ここに, α : 平衡定数, f_m : ピーク周波数, $\hat{\nu} = f_m u_* / g$: 無次元ピーク周波数, γ : ピーク増幅係数, $\hat{F} = gF / u_*^4$: 無次元吹送距離, F : 吹送距離, であり, 吹送距離は波向線上の各格子点における対岸距離に $\cos(\theta - \theta_w)$ を乗じて評価される。 θ_w は風向である。式(5)のスペクトルパラメータ α , $\hat{\nu}$, γ は, $C_D = 1.6 \times 10^{-3}$ を用いて Mitsuyasu et al.¹²⁾ の経験式から摩擦速度 u_* で表示した無次元吹送距離 \hat{F} の関係式に変換されている。また, これらの下限値も従来の観測結果を考慮して決めた経験的な値である。

波浪推算では, Fig.1 に示すように, 南北235 km, 東西455 km の瀬戸内海領域を格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 500$ m で 471×911 に分割した格子網を用いた。1点深海モデルの精度を検討するために波浪追算を行った地点は, 周防灘西部の荻田 (水深9 m) および広島湾太田川河口の出島 (水深10 m) の2波浪観測点であり, 一方, 波浪の極値を推定するために波浪推算を行った地点は, 周防灘南西部の豊前, 西部の荻田, 別府湾の大分および伊予灘東部の松山の4地点である。波浪推算点は内海部に限られているので, 外洋境界から到達する波向線は存在せず, したがって, 波浪推算結果に及ぼす外洋波浪の影響もない。また, 波向線上の格子点における海上風は各格子点の位置と1時間ごとの台風属性資料を入力値とする台風モデル法によって計算される。

波浪推算に用いる周波数データは0.08~1.0 Hz

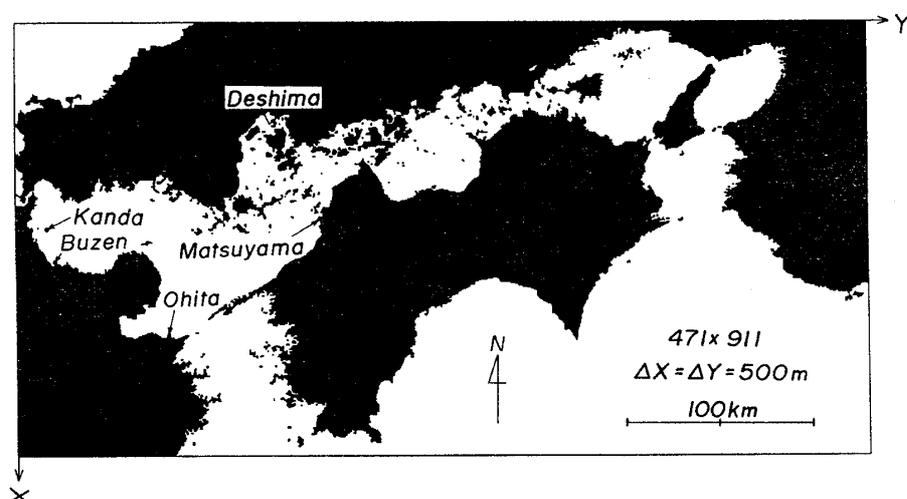


Fig. 1 Grid system with a grid distance of 500 m used in wave hindcasting.

Table 1 Data used for wave hindcasting.

location	coordinates		direction range(°)	frequency (Hz)					
	i(x)	j(y)	$N_\theta=19$	$N_f=24$					
Deshima	102	282	80~280	0.08	0.09	0.10	0.12	0.14	
Buzen	259	42	-90~90	0.16	0.18	0.20	0.21	0.22	
Kanda	223	34	0~360	0.23	0.24	0.25	0.26	0.27	
Ohita	339	164	-90~90	0.28	0.30	0.33	0.36	0.40	
Matsuyama	212	327	60~180	0.45	0.50	0.70	1.00		

間を不等分割した $N_f=24$ 個, 方向データは有意なエネルギーをもって各波浪推算点に到達する波浪成分に対応する波向幅を等分割した $N_\theta=19$ 個, 波向線上の格子間隔は $\Delta s=6\text{km}$, 計算時間間隔は $\Delta t=10\text{min}$ である。Table 1に波浪推算点の位置, 方向データおよび周波数データの一覧表を示す。

3. 1点深海モデルの追算精度の検討

Fig.2は台風9119号時の出島および荊田における有義波時系列($H_{1/3}$:有義波高, $T_{1/3}$:有義波周期)の追算結果と観測結果を比較したものである。広島湾の太田川河口に位置する出島では, 追算結果は観測結果より若干早い発達を示すものの, 最盛期以降では観測結果とかなりよく一

致する。また, 周防灘西部に位置する荊田では, 追算結果は観測結果より1時間程度遅れた波浪の発達を示すが, 台風の接近に伴い急増する観測結果によく追従する。この1時間の遅れは海上風の追算結果の遅れに伴って生じた結果である。

Fig.3は1983年以降の台風別最大波高に対する追算結果と観測結果の比較を荊田について示したものであり, 黒丸は2時間ごとの記録において最大波高が観測されている資料, 白丸は, たとえば台風9119号時のように, 最大波高が欠測となっているが, ほぼ最大波高が観測されているとみなされる資料を表す。大部分の資料は, 完全相関を表す傾き 45° の直線を中心として $\pm 20\%$ の誤差を表す点線内に分布する。したがって, 1点深海モデルの追算精度は, 波浪推算点の水深が来襲波浪の

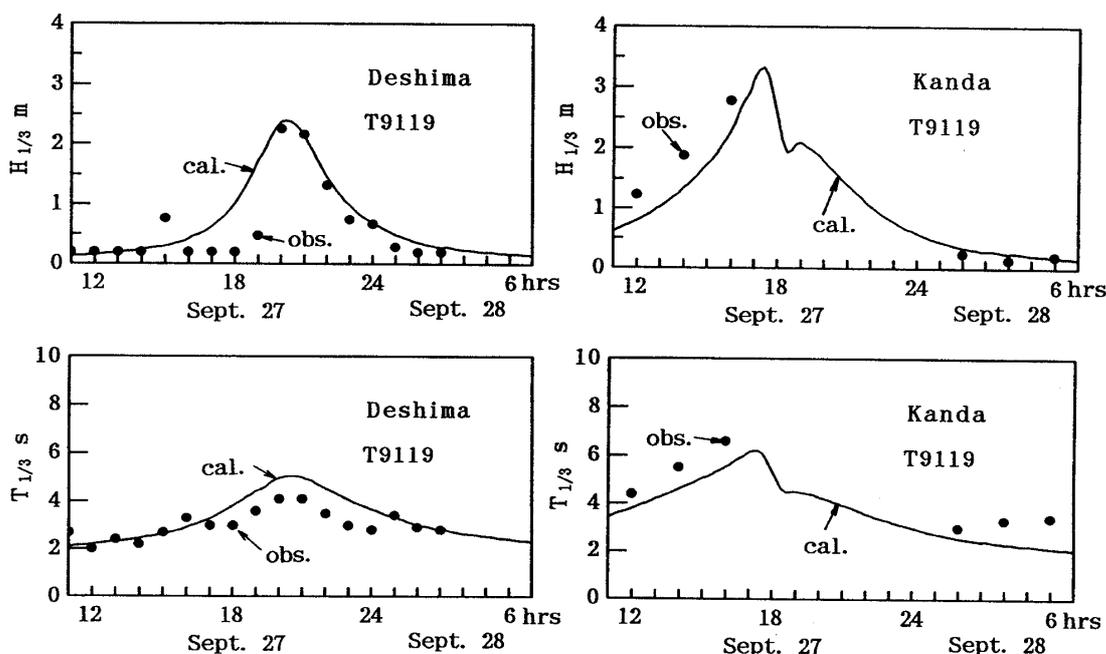


Fig. 2 Comparison between hindcast and observation for time variation of significant waves during Typhoon 9119.

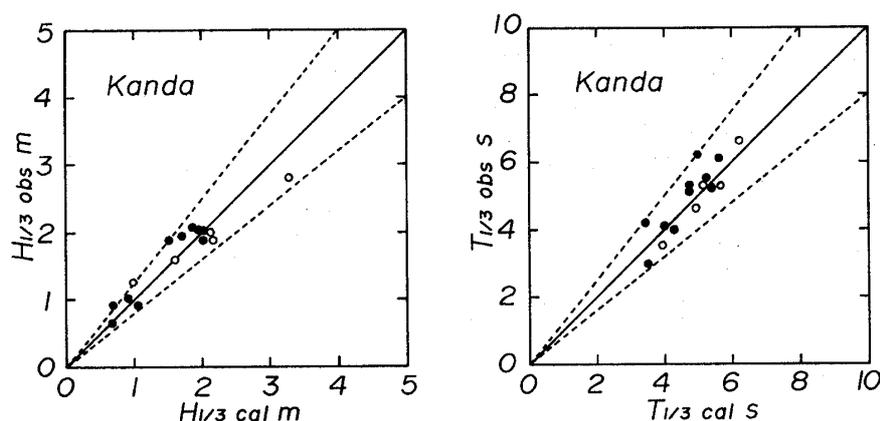


Fig. 3 Scatter diagram of hindcast and observation for typhoon-generated maximum wave height and its associated period.

波長に比べて大きい場合には、比較的良好であるといえる。

以上の比較によれば、地形の影響を含まない台風モデル法によって海上風を評価する場合でも、1点深海モデルは台風別最大波高を最大20%の誤差の範囲内で再現すると判断される。

4. 波浪追算資料に基づく波高の極値の推定

瀬戸内海西部海域の沿岸部に位置する豊前、荊田、大分および松山の4地点を波浪追算点として、過去の台風に対する波浪追算を実施した。波浪追算対象台風は、1945年～1992年の48年間に発生した台風の中で、著者らによってその台風属性資料が1時間あるいは6時間間隔で解析されている393台風のうち、波浪追算点より、①半径300 km以内の円内を通過し、そこでの最低中心気圧が995hPa以下、②半径400km以内、最低中心気圧980hPa以下、③半径500km以内、最低中心気圧970hPa以下、の台風である。この場合の波浪追算対象台風の数103～116個である。また、追算期間は台風中心が波浪追算点より半径500km以内の領域に位置する期間であり、平均的には25時間程度である。

ついで、台風別最大波高資料を上位のものから下位のものに並べ替えたのち、上位48個の波高資料に対して3母数 Weibull 分布¹³⁾、

$$P(x) = 1 - \exp \left\{ - \left(\frac{x+b}{x_0+b} \right)^k \right\} \quad (6)$$

をあてはめ、母数を積率法で推定するとともに、 n 年確率波高($n=50, 100, 200, 500, 1,000$)を求めた。ここに、 $P(x)$: 非超過確率、 x : 確率変数、 k : 形状母数、 x_0 : 尺度母数、 b : 位置母数、である。また、確率波高の統計的変動性を評価するため、jackknife法¹⁴⁾により確率波高の偏倚を補正するとともに、分散を求めた。jackknife法とは、resampling手法を用いて、偏倚や分散など統計量に含まれる誤差の程度を推定・補正する方法の1つであり、波高の極値統計の分野では、Cavaleri et al.¹⁵⁾により適用されている。

Table 2は各地点に上位5位までの最大波高をもたらした台風番号、最大波高とそのときの周期および平均波向(北から南に向かう x 軸より反時計回りに定義される)の一覧表であり、Fig.4は上位3位までの最大波高をもたらした台風の経路の2例を示す。これによると、第1位最大波高は豊前では台風6309号時の2.9m、荊田では7119号時の3.4m、大分では6118号時の3.5m、松山では、9119号時の4.7mである。また、荊田および松山では、上位の高波をもたらした台風は波浪追算点を右半円に含むような経路をとっている。

Fig.5は各地点における上位48個の台風別最大波高資料を Weibull 公式で Weibull 確率紙にプロットし、3母数 Weibull 分布と比較した結果で

Table 2 Five largest typhoon-generated maximum waves hindcasted over 48 years at selected points.

order	Buzen				Kanda			
	typhoon number	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (m)	$\bar{\theta}$ (°)	typhoon number	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (m)	$\bar{\theta}$ (°)
1	6309	2.88	6.90	300	7119	3.35	6.51	236
2	7209	2.53	6.81	296	9119	3.30	6.15	215
3	8213	2.43	6.54	297	5522	3.00	6.55	261
4	6118	2.20	5.71	323	6309	2.73	6.44	284
5	5405	2.20	5.76	320	8513	2.64	5.57	210

order	Ohita				Matsuyama			
	typhoon number	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (m)	$\bar{\theta}$ (°)	typhoon number	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (m)	$\bar{\theta}$ (°)
1	6118	3.46	6.81	342	9119	4.67	8.18	123
2	7505	3.29	7.15	318	4516	4.23	7.73	117
3	6309	3.15	7.31	298	6515	3.43	7.29	131
4	7209	2.81	7.12	295	9210	3.34	7.15	120
5	9014	2.61	6.61	303	7009	3.19	7.11	128

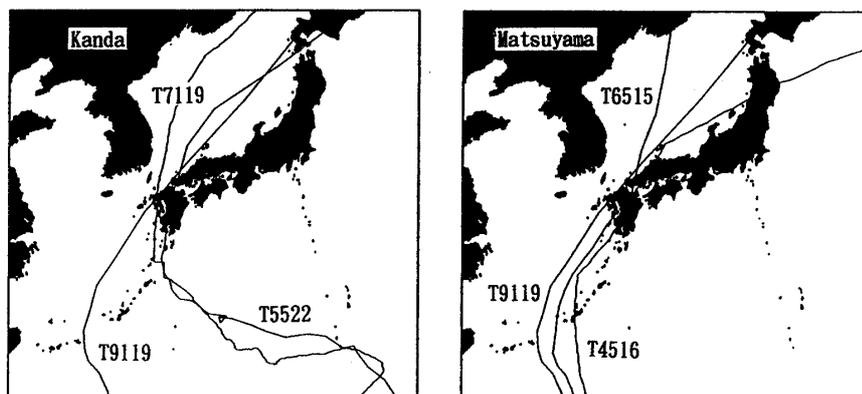


Fig. 4 Tracks of typhoons which generated three largest maximum wave heights over 48 years at selected points.

ある。Weibull 分布は、いずれの地点においても最上位の波高資料より若干上側に図示される傾向にあるが、平均的には波高資料分布をよく近似する。

Table 3 は各地点における n 年確率波高 $H_{1/3}^{(n)}$ ($n=50, 100, 200, 500, 1,000$) と Weibull 分布の母数 k, b, x_0 の一覧表であり、各欄の上段は3母数 Weibull 分布を用いた極値統計解析に基づく結果、中段は jackknife 法により偏倚を補正した結果および () 内は各統計量の標準偏差、下段は偏倚の補正を行った母数をもつ3母数 Weibull 分布のあてはめから得られた n 年確率波高である。上段に示した極値統計解析結果によると、豊前、

荇田、大分および松山における100年確率波高 $H_{1/3}^{(100)}$ はそれぞれ2.9m, 3.4m, 3.6m, 4.6mである。このうち、周防灘西部に位置する荇田では、西南部に位置する豊前に比べて台風時の卓越風向に対する対岸距離が長くなるので、波浪の発達により著しい。したがって、確率波高も相対的に大きい。大分では、生起頻度は低いのが、吹送距離が約100kmになる風向NEの強風によって高波が発達することから、100年確率波高も荇田と同程度になる。また、伊予灘に面し、SW~W方向の吹送距離が長い松山では、九州・中国地方あるいは日本海を北東進する台風によりもたらされるSWからW方向の強風によって高波が発達する。

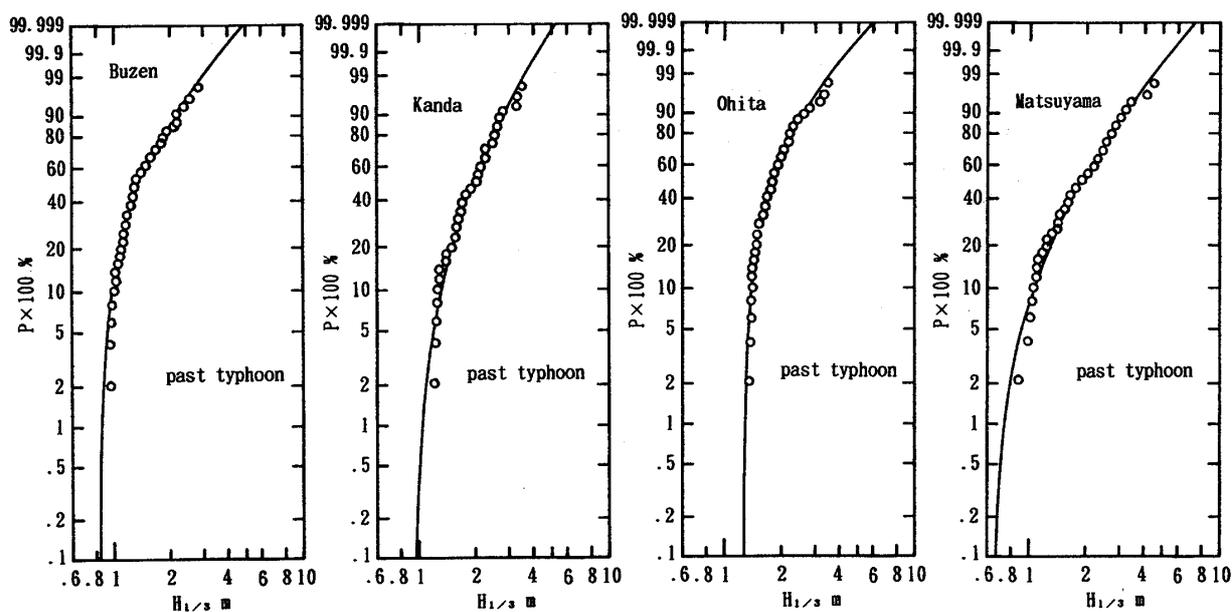


Fig. 5 Fitting of the Weibull distribution to the data of typhoon-generated maximum wave height hindcasted over 48 years.

Table 3 Mean and standard deviation of return wave height and parameter of the Weibull distribution estimated from hindcasted data of typhoon-generated maximum wave height at selected points.

location	$H_{1/3}^{(50)}$ (m)	$H_{1/3}^{(100)}$ (m)	$H_{1/3}^{(200)}$ (m)	$H_{1/3}^{(500)}$ (m)	$H_{1/3}^{(1000)}$ (m)	k	-b (m)	X_0 (m)
Buzen	2.68	2.91	3.12	3.38	3.58	1.45	0.83	1.55
	2.71(0.21)	2.93(0.24)	3.15(0.28)	3.42(0.34)	3.61(0.39)	1.37(0.28)	0.85(0.09)	1.55(0.09)
	2.74	2.98	3.21	3.50	3.72			
Kanda	3.25	3.43	3.60	3.80	3.94	2.28	0.82	2.16
	3.27(0.19)	3.45(0.22)	3.62(0.25)	3.82(0.30)	3.96(0.33)	2.11(0.51)	0.88(0.19)	2.15(0.10)
	3.32	3.51	3.69	3.91	4.07			
Ohita	3.28	3.55	3.81	4.15	4.40	1.28	1.27	1.97
	3.31(0.25)	3.59(0.30)	3.86(0.34)	4.20(0.40)	4.46(0.45)	1.23(0.17)	1.29(0.08)	1.96(0.09)
	3.32	3.61	3.89	4.25	4.52			
Matsuyama	4.22	4.58	4.92	5.34	5.64	1.70	0.65	2.25
	4.27(0.42)	4.64(0.51)	4.99(0.60)	5.42(0.72)	5.73(0.82)	1.50(0.45)	0.75(0.24)	2.24(0.15)
	4.43	4.86	5.26	5.76	6.12			

その結果、100年確率波高は4地点のうちで最も大きい4.6mに達する。

松山を除く3地点における確率波高の偏倚に対する補正率は、再現期間が50年～1,000年に対して0.6～1.4%、確率波高の標準偏差は確率波高の6～11%である。一方、確率波高の大きい松山では、再現期間50年～1,000年に対してそれぞれ1.2～1.6%および10～14%と推定される。また、偏倚に対する補正を行った母数を用いた場合の確率

波高は、松山を除く3地点では、再現期間50年～1,000年に対して、偏倚を補正した確率波高より0.3～2.7%増加するにすぎないが、松山では3.7～7.3%と若干高い増加率を示す。本研究で用いたjackknife法では、確率波高や母数の偏倚に対する補正が独立に行われるので、こうした隔たりが生じることになる。

5. 波浪シミュレーション資料に基づく波高の極値の推定

5.1 確率的台風モデルの概要¹⁶⁾

確率的台風モデルの作成に使用する台風として、Fig.6に示す領域を1951年から1991年の間に通過し、中心気圧が980hPa以下に発達した台風のうち、領域内発生15台風を除く320個を採用し、それぞれの台風に対して6時間ごとの台風属性資料を準備した。Fig.6には320台風の経路が図示されている。確率的台風モデルでは、境界上の台風属性の平均特性を1次元重み付きスプライン関数¹⁷⁾で、また、対象領域内の台風属性および台風属性変化量間の相関関係を1次回帰式で近似するとともに、境界および領域内の平均値からの変動量を、資料解析より求められる経験的確率分布関数で表示する。モデル化に際しては、境界を6分割、対象領域を16分割した小区域で経験的確率分布を求めることにより、確率的台風モデルの精度向上を図るとともに、台風半径の算出においては、中心気圧との相関を考慮する。

シミュレーションの方法の概要は次のようである。①年平均台風発生個数である平均値7.8のポアソン乱数を発生させて、各年ごとの台風発生個数を決める。②台風初期位置の累積分布に一樣乱数を与えて台風の初期位置データを発生させる。③初期位置における台風属性をその位置におけるスプライン関数近似値と、平均値からの変動量に

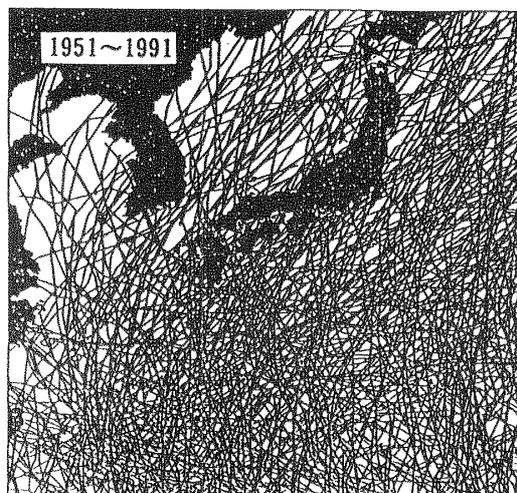


Fig. 6 Tracks of 320 typhoons used in modeling of stochastic typhoon.

対する区間別経験的確率分布に一樣乱数を与えて得られる残差との和により決定する。また、台風半径の平均値の算出は中心気圧を説明変数とするベキ乗型回帰式による。④時刻*i*の台風位置とその位置での台風属性は時刻(*i*-1)におけるそれぞれについての1次回帰式による値と一樣乱数を与えて区域別経験的確率分布から得られる変動量の和として求められる。また、台風半径の算出は時刻(*i*-1)における台風半径および時刻*i*における中心気圧を説明変数とする2次元1次回帰式による。なお、台風属性が極端に変化しないように、1回の計算における台風属性の変化量があらかじめ求めた限界台風属性変化量内に収まるまで乱数発生を繰り返す。⑤時間間隔を6時間とする以上の計算を、対象領域内に台風が存在する間、または中心気圧が1008hPa以上に減衰するまで繰り返す。

1,000年間を対象として、台風属性に関するモンテカルロシミュレーションを行い、境界を6分割、対象領域を16分割した小区域ごとの台風属性の平均値および標準偏差や得られた台風経路を入力台風資料と比較した。その結果、本確率的台風モデルは、台風属性の平均特性のみならず台風の北上に伴う転向や減衰、台風属性の連続的变化などをよく再現することを確認した。

5.2 波高の極値の推定

確率的台風モデルと台風モデル法および1点深海モデルの組み合わせにより、瀬戸内海西部海域の沿岸4地点（豊前、苅田、鶴崎、松山）において、1,000年および50年の間に生起する各台風時の波浪をそれぞれ1回および100回シミュレートするとともに、上位1,000個および50個の台風別最大波高資料に、母数を積率法で推定した3母数Weibull分布をあてはめ、*n*年確率波高および母数と、後者の資料に対してこれらの標準偏差を求めた。この際、波高の極値の推定精度を損なわずに計算機の使用時間を短縮するため、シミュレートされた台風のうち、4. で述べた条件と同様の条件を満たす台風のみを波浪推算の対象とした。1,000年間を対象とするシミュレーションにおいて実際に波浪推算によって、台風別最大波高を求めた台風の数は、総発生台風数約7,800個のうち

Table 4 Five largest typhoon-generated maximum waves estimated from simulation over 1,000 years at selected points.

order	Buzen			Kanda			Ohita			Matsuyama		
	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (s)	$\bar{\theta}$ (°)									
1	3.99	7.31	315	4.85	7.63	251	4.39	7.95	325	5.18	8.47	123
2	3.44	7.95	291	4.59	7.43	245	4.38	8.08	302	5.17	8.46	126
3	3.31	7.20	301	4.03	7.26	258	4.23	7.67	326	5.09	8.38	122
4	3.30	7.23	299	3.96	7.29	269	4.05	7.66	328	4.99	8.31	119
5	3.30	7.60	292	3.96	6.97	241	3.99	7.59	322	4.93	8.03	113

1,691~1,846個となる。また、50年間を対象としたシミュレーションにおける波浪推算対象台風の平均数は85個である。

Table 4は1,000年間を対象としてシミュレートされた台風に対する波浪推算から得られた各地点における台風別最大波高資料のうち、上位5位までの台風別最大波高とそのときの周期および平均波向の一覧表である。これによると、第1位波高の波浪条件は、豊前で $H_{1/3}=4.0\text{m}$ 、 $T_{1/3}=7.3\text{s}$ 、 $\bar{\theta}=315^\circ$ 、荊田で $H_{1/3}=4.9\text{m}$ 、 $T_{1/3}=7.6\text{s}$ 、 $\bar{\theta}=251^\circ$ 、大分で $H_{1/3}=4.4\text{m}$ 、 $T_{1/3}=8.0\text{s}$ 、 $\bar{\theta}=325^\circ$ 、松山で $H_{1/3}=5.2\text{m}$ 、 $T_{1/3}=8.5\text{s}$ 、 $\bar{\theta}=123^\circ$ 、である。シミュレーション期間が過去48年間の既往台風の期間の20倍以上に達することから、これらの値はいずれの地点においても既往台風に対する波浪推算から得られた上位5位までの台風別最大波高より大きい。また、周防灘西南部に位置する豊前では、国東半島の遮蔽効果によって、吹送距離が長い荊田や松山に比べて波高が1m程度低い。Fig.7は荊田および松山に上位3位ま

での最大波高をもたらした台風の経路図であり、台風はいずれも荊田および松山が台風右半円に属する経路をとっている。こうした傾向は、上記4地点に上位の最大波高をもたらした既往台風のわが国周辺における経路と類似している。

Fig.8は1,000年間を対象としたシミュレーションから得られた上位1,000位までの台風別最大波高資料に対する3母数 Weibull 分布のあてはめ結果であり、その適合度は第1位ないし第2位の波高資料や最下位近くの波高資料を除いて良好である。

Fig.9は100年および1,000年確率波高の平均値 $H_{1/3}^{(n)}$ とその標準偏差 $H_{\sigma}^{(n)}$ ($n=100, 1,000$)に及ぼすシミュレーション回数の影響を示した図である。シミュレーション回数の増加とともに、確率波高の平均値および標準偏差は、多少の変動を伴いながらほぼ一定値に漸近することから、シミュレーション回数を100回とすれば、確率波高の平均値のみならず標準偏差についても安定した値が得られることがわかる。

Table 5はそれぞれ1,000年間1回（各欄の第1段

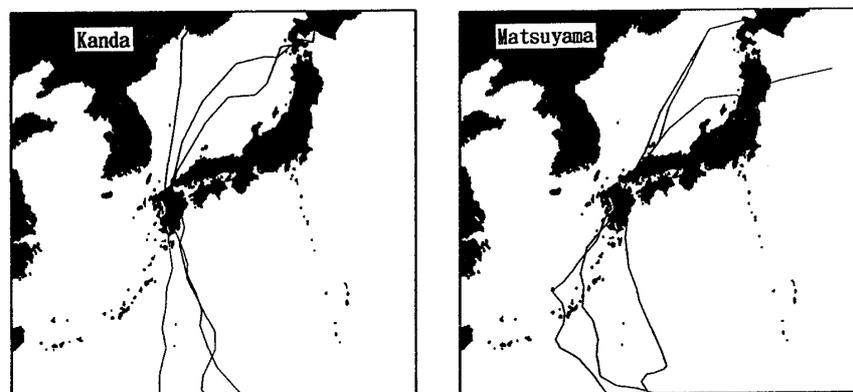


Fig. 7 Tracks of simulated typhoons which generated three largest maximum wave heights over 1,000 years at selected points.

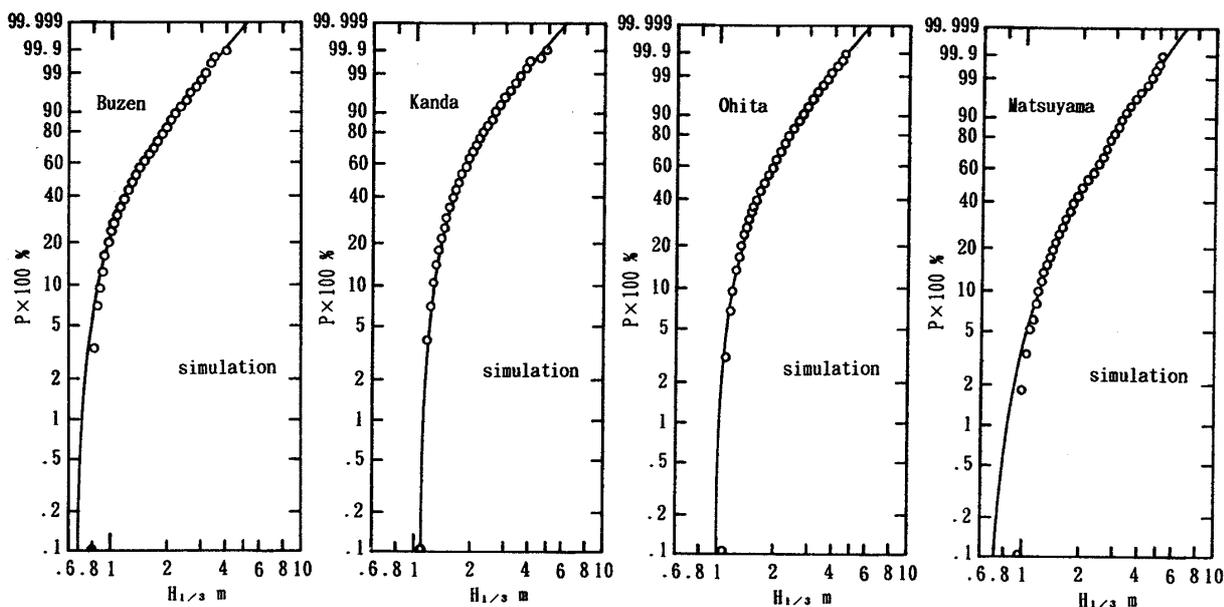


Fig. 8 Fitting of the Weibull distribution to the data of typhoon-generated maximum wave height simulated over 1,000 years at selected points.

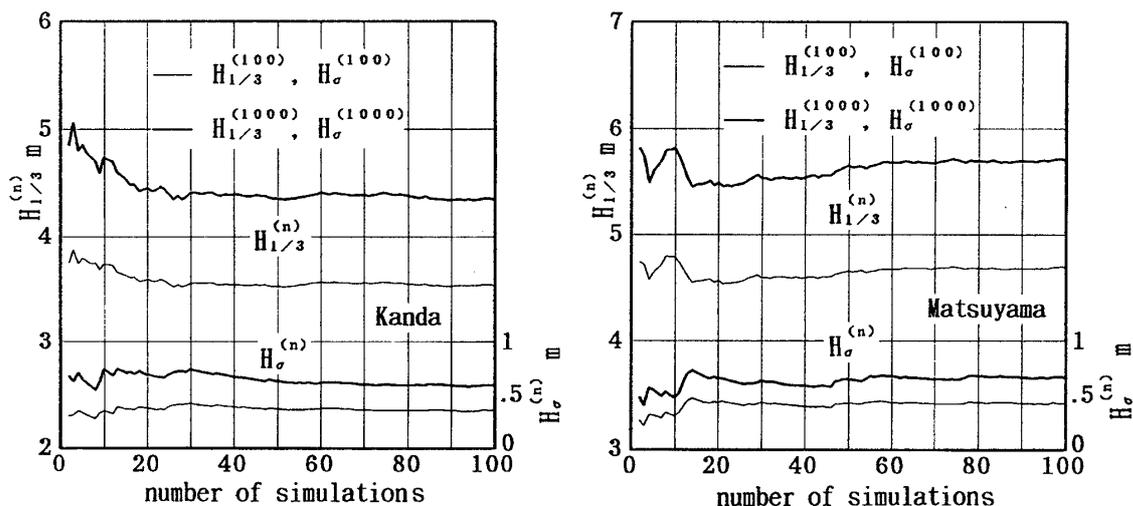


Fig. 9 Effect of number of simulation run on mean and standard deviation of return wave height.

～第3段)および50年間100回(第4段)のシミュレーション資料から導かれた n 年確率波高と母数を一括して示したものである。第1段は3母数 Weibull 分布を用いた極値統計解析に基づく n 年確率波高および母数の推定結果, 第2段は jackknife 法によるこれらの偏倚の補正結果および標準偏差, 第3段は jackknife 法により偏倚を補正した母数を使用した場合の3母数 Weibull 分布のあてはめに基づく n 年確率波高, 第4段は n 年確率波高および母数の平均値と標準偏差を表す。1,000年間を対

象としたシミュレーション資料では, 資料数が多いことから, 確率波高の偏倚の最大補正量は0.02mにすぎず, 3種類の確率波高の推定結果の間の差も実用上無視できる。また, 最大標準偏差も0.17mと小さい。この場合の100年および1,000年確率波高は, 豊前で3.1mおよび3.8m, 荇田で3.7mおよび4.5m, 大分で3.7mおよび4.6m, 松山で4.6mおよび5.6mであり, 伊予灘東部の松山における確率波高が最も大きく, 別府湾の大分および周防灘西部の荇田における確率波高がこれにつぐ。

Table 5 Mean and standard deviation of return wave height and parameter of the Weibull distribution estimated from simulated data of typhoon-generated maximum wave height at selected points.

location	$H_{1/3}^{(50)}$ (m)	$H_{1/3}^{(100)}$ (m)	$H_{1/3}^{(200)}$ (m)	$H_{1/3}^{(500)}$ (m)	$H_{1/3}^{(1000)}$ (m)	k	-b (m)	x_0 (m)
Buzen	2.82	3.07	3.31	3.61	3.82	1.48	0.67	1.52
	2.83(0.06)	3.08(0.07)	3.30(0.09)	3.62(0.10)	3.83(0.12)	1.47(0.08)	0.67(0.03)	1.52(0.02)
	2.81	3.06	3.30	3.60	3.82			
	2.80(0.24)	3.06(0.29)	3.30(0.34)	3.61(0.42)	3.84(0.49)	1.53(0.30)	0.65(0.15)	1.51(0.12)
Kanda	3.36	3.65	3.92	4.28	4.54	1.35	1.11	1.93
	3.38(0.08)	3.66(0.10)	3.94(0.12)	4.27(0.15)	4.54(0.17)	1.34(0.09)	1.11(0.04)	1.93(0.02)
	3.37	3.66	3.95	4.31	4.57			
	3.27(0.30)	3.53(0.36)	3.79(0.42)	4.11(0.51)	4.34(0.59)	1.56(0.31)	0.97(0.20)	1.91(0.14)
Ohita	3.41	3.69	3.96	4.31	4.56	1.47	0.97	1.94
	3.41(0.06)	3.70(0.08)	3.97(0.09)	4.32(0.11)	4.57(0.13)	1.47(0.07)	0.98(0.03)	1.93(0.02)
	3.40	3.68	3.95	4.29	4.54			
	3.40(0.28)	3.68(0.33)	3.95(0.39)	4.29(0.46)	4.54(0.52)	1.55(0.27)	0.93(0.17)	1.94(0.14)
Matsuyama	4.28	4.61	4.91	5.28	5.55	1.89	0.67	2.42
	4.27(0.07)	4.60(0.09)	4.92(0.10)	5.29(0.12)	5.53(0.13)	1.88(0.09)	0.67(0.05)	2.42(0.03)
	4.29	4.61	4.92	5.29	5.56			
	4.34(0.36)	4.69(0.43)	5.02(0.50)	5.42(0.59)	5.71(0.66)	2.02(0.49)	0.38(0.48)	2.36(0.21)

1,000年間を対象としたシミュレーション資料より得られた50年～1,000年確率波高と50年間を対象としたシミュレーション資料より得られたそれらの平均値は豊前および大分ではほぼ一致し、萩田および松山においても1,000年確率波高でそれぞれ0.20mおよび0.16mの差を示すにすぎない。つまり、超長期の資料より得られた確率波高は相対的に短い期間の多数回の資料より得られた確率波高の平均値とほぼ符合する。また、50年間を対象としたシミュレーション資料に基づく100年および1,000年確率波高の平均値を過去48年間の既往台風を対象とした波浪追算に基づく結果（偏倚を補正した場合）と比べると、萩田を除いて、それらの差はそれぞれ0.05～0.13mおよび0.02～0.23mであるから、2つの方法に基づく確率波高はほぼ一致するといえよう。一方、萩田では、両者の差はそれぞれ0.08mおよび0.38mであり、再現期間が長いほど、シミュレーション資料に基づく確率波高の方が大きくなっている。

確率波高の標準偏差は、再現期間が50年～1,000年に対して平均値の8%から14%に増加し、1,000年確率波高についてみれば、地点によって平均値の12～14%の変動性を示す。また、豊前および大分では、シミュレーション資料に基づく1,000年確率波高の標準偏差は、過去48年間の既往台風を

対象とした波浪追算資料に基づく結果と比べて、平均値の1.4～2.0%程度大きく、松山では、逆に2.7%程度小さい。これらの差はあまり顕著でないことから、両資料に基づく確率波高の変動幅も平均値と同様に比較的良好に対応するといえる。しかし、萩田では、シミュレーション資料に基づく1,000年確率波高の標準偏差は追算資料に基づく結果と比べて、平均値の5%以上大きいという有意な差を生じる。

Fig.10は n 年確率波高 $H_{1/3}^{(n)}$ およびその標準偏差 $H_{\sigma}^{(n)}$ と再現期間 T の関係を図示したものである。萩田を除く3地点では、シミュレーション資料および追算資料に基づく各確率波高の平均値および標準偏差は同程度の値をとる。一方、萩田では、シミュレーション資料に基づく確率波高の再現期間に伴う増加率が追算資料に基づくものより大きい。つまり、シミュレーション資料に基づく50年確率波高は追算資料に基づくものとはほぼ一致していても、1,000年確率波高は0.38m大きい値をとり、標準偏差で表された後者の変動範囲を若干超える。これらの結果は、気候変動の定常性を仮定するかぎり、過去50年程度の間の既往台風に対する波浪追算資料に基づいて、1,000年に及ぶ超長期の再現期間をもつ確率波高とその変動を比較的良好な精度で推定できるけれども、有意な誤差を生

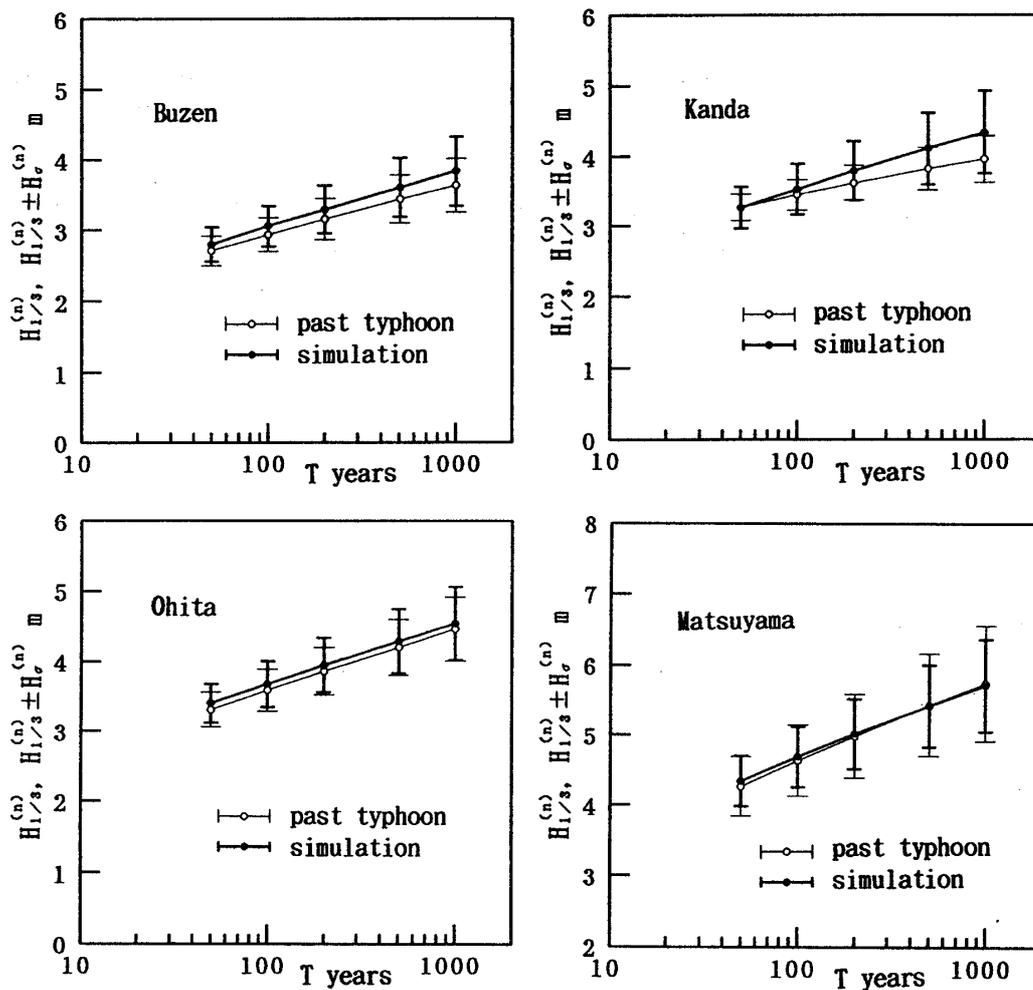


Fig. 10 Relation between mean and standard deviation of return wave height estimated by two methods, and return period in years.

じる場合もありうることを示唆する。したがって、超長期の再現期間に対する波高の極値の推定精度を向上させるためには、確率的台風モデルと台風モデル法、1点深海モデルおよび極値統計解析モデルの組合わせに基づく方法を用いた検討も必要であろう。

6. 結語

本研究では、瀬戸内海西部海域の沿岸4地点における波高の極値とその変動幅を、過去48年間の既往台風、および確率的台風モデルにより生成した1,000年間1回および50年間100回のシミュレーション台風に対する波浪推算結果の極値統計解析に基づいて推定した。得られた結果は次のよう

に要約される。

①1点深海モデルは、地形の影響を考慮していない台風モデル法によって海上風分布を推定した場合でも、台風時最大波高を比較的精度よく再現することが多い。したがって、台風モデル法と1点深海モデルを用いた波浪推算により、台風に伴う波高の極値を比較的よい精度で推定することが可能である。

②過去48年間の103～116台風を対象として行った1点深海モデルに基づく波浪推算結果の極値統計解析によれば、瀬戸内海西部海域の沿岸に位置する豊前、荻田、大分および松山での100年確率波高はそれぞれ2.9m, 3.4m, 3.6m, 4.6mと評価される。これらの値はjackknife法によって確率

波高に対する偏倚の補正を行った場合でもほとんど変わらない。また、100年確率波高の標準偏差は100年確率波高の6~8%であるが、確率波高が大きい松山では、11%に達する。

③確率的台風モデルと台風モデル法、1点深海モデルおよび極値統計解析モデルを組み合わせた方法に基づいて推定された各地点の100年確率波高の平均値は3.1m, 3.5m, 3.7m, 4.7mである。これらの値は過去48年間の既往台風を対象とした推定結果より最大0.2m程度大きい、両者の推定結果は比較的よく符合する。また、100年確率波高の標準偏差は平均値の9~10%であり、苅田を除く3地点では、過去48年間の既往台風を対象とした推定結果と同程度の値を示す。

④過去50年間程度の既往台風に対する波浪追算資料に基づいて、1,000年という超長期の再現期間に対する確率波高とその変動幅を比較的よい精度で推定できるが、有意な誤差を生じる場合もありうる。数百年以上の再現期間をもつ台風時波高の極値の推定精度を向上させるためには、確率的台風モデルと台風モデル法、1点深海モデルおよび極値統計解析モデルを組み合わせた方法に基づく検討も望ましい。

最後に、波浪観測資料を提供戴いた運輸省第4港湾建設局下関調査設計事務所および建設省中国地方建設局太田川工事事務所ならびに jackknife 法について教示戴いた京都大学防災研究所宝馨助教授に謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 山口正隆・畑田佳男・日野幹雄・小淵恵一郎：波浪推算に基づく瀬戸内海西部海域での最大波高の地域分布の推定, 自然災害科学, 6-2, pp.1~15, 1987.
- 2) 山口正隆・畑田佳男：室手海岸における台風発生波浪の極値の推定, 自然災害科学, 8-3, pp.12~30, 1989.
- 3) 山口正隆・畑田佳男・花山格章・田窪宏朗：瀬戸内海における台風時の強風・高潮・高波特性, 愛媛大学工学部紀要, 第14巻, pp.223~237, 1995.
- 4) 山口正隆・畑田佳男・早川 淳・宇都宮好博：パーソナルコンピュータを利用した現場用波浪推算モデル, 土木学会論文集, 第405号/II-11 (ノート), pp.256~262, 1989.
- 5) 山口正隆・畑田佳男・宇都宮好博：一地点を対象とした浅海波浪推算モデルとその適用性, 土木学会論文集, 第381号/II-1, pp.151~160, 1987.
- 6) 山口正隆・畑田佳男・大福 学・西岡賢嗣：波浪追算に基づく日本海沿岸での波候の推定, 自然災害科学, 9-3, pp.18~42, 1990.
- 7) 山口正隆・畑田佳男・池田 章・早川 淳：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, 1989.
- 8) 佐藤昭二・合田良實：海岸・港湾, わかりやすい土木講座17, 彰国社, p.104, 1972.
- 9) 運輸省第4港湾建設局下関調査設計事務所・日本気象協会福岡本部：内湾海上風推算調査委託報告書, 226p., 1988.
- 10) Mitsuyasu, H. and T.Kusaba : Drag coefficient over water surface under the action of strong wind, Jour. Natural Disas. Sci., Vol.6, No.2, pp.43~50, 1984.
- 11) Hasselmann, K. et al.: Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), Erg. zur Deutschen Hydr. Zeit., Reihe A, Nr.12, pp.1~95, 1973.
- 12) Mitsuyasu, H. et al. : Observation of the power spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy, Jour. Phys. Oceanogr., Vol.10, pp.286~296, 1980.
- 13) 角屋 睦：水文統計論, 水工学に関する夏期研修会講義集, 水工学シリーズ 64-02, 土木学会水理委員会, 59p., 1964.
- 14) 宝 馨・高棹琢馬：水文頻度解析における確率分布モデルの評価基準, 土木学会論文集, 第393号/II-9, pp.151~160, 1988.
- 15) Cavaleri, L. et al. : Extreme wave conditions in the Tyrrhenian Sea, Ocean Eng., Vol.13, No.2, pp.157~180, 1986.
- 16) 山口正隆・畑田佳男・中村雄二：確率的台風モデルとその統計的特性, 第46回平成6年度土木学会中国四国支部研究発表会講演概要集, pp.212~213, 1994.
- 17) 井上 公：一般化インバース理論に基づく離散データの平滑化, 情報地質(10), pp.105~134, 1985.

(投稿受理：平成6年9月9日
訂正稿受理：平成6年12月26日)