

波浪追算に基づく波浪の極値と波候の推定

山口正隆*・畑田佳男**・西岡賢嗣***・
旭置武志****

本論文は台風に伴う波浪の極値のみならず波候特性を、地形分解能の高い格子網での1点法に基づく浅海波浪推算モデルの適用から推定したものであり、東京湾口の浜金谷において、まず2台風時の有義波系列や2年間にわたる波候の追算結果と観測結果との比較から、本モデルの精度を明らかにした。ついで、過去55年間の主要な台風に伴う異常波浪の極値と出現確率、および波候のうち波向別波浪出現率を評価した。

Keywords : wave hindcast, spectral model, extreme waves, wave climate, entrance of Tokyo Bay

1. 緒 言

波浪災害や海岸侵食の防止および波浪エネルギーの有効利用をはかるためには来襲波浪の規模を、数十年の間に生じる異常波浪と年間を通じての平均的な波浪状況を表す常時波浪の両面から把握する必要がある。これまで長期にわたる波浪特性は異常波浪統計および常時波浪統計という形で整理解析され、記述されてきた。

このうち、異常波浪統計に基づく波浪の極値の推定では数十年以上の期間中の気象擾乱に伴う異常波浪を対象とすることから、各種の波浪推算法の適用による検討が進められてきた。たとえば、山口ら^{1), 2)}は過去約50年間における100以上の台風を対象として格子点法に基づく深海波浪推算モデル(格子点深海モデル)および1点法に基づく浅海波浪推算モデル(1点浅海モデル)という2種類のスペクトルモデルを用いた波浪追算を実施し、追算結果の極値統計解析からわが国太平洋岸での台風に伴う異常波浪を推定している。

一方、常時波浪統計に基づく波候の推定はもっぱらわが国沿岸に展開されている波高計による波浪観測記録の解析^{3), 4)}に依拠してきたが、荒天時には欠測もまれでないし、波浪の重要な要素である波向については観測があまり行われていない。こうした状況から最近、山口ら^{5), 6)}は、多数点における気圧観測値を入力データとする海上風推算モデルと1点法に基づく深海波浪推算モデル(1点深海モデル)とを組み合わせた長期波浪推算システムを開発し、日本海沿岸における2~8年間の波候推定に対する有用性を実証した。

以上のように、波浪推算手法の進歩やコンピュータの

性能の急速な向上に伴い、異常波浪のみならず常時波浪も波浪追算に基づく推定が可能となってきたが、同一海域において両者の検討を行った例はほとんどない。

本研究は波浪追算対象地点として東京湾口の浜金谷をとりあげ、そこでの波浪の極値と波候を山口らの1点浅海モデル⁷⁾による波浪追算に基づいて推定しようとするものである。波浪追算対象地点として浜金谷をとりあげたのは、①波浪観測結果が比較的長期間にわたり取得されているので、波浪推算モデルの検証に適している、②関東沿岸では波浪災害に対するポテンシャルが高いにもかかわらず異常波浪に関する研究事例が少なく、その最大規模があまり明らかでない、③関東沿岸での波浪追算に基づく異常波浪の推定に関する従来の研究^{1), 2), 8)}は追算対象気象擾乱の数および地形分解能などに関して制約を有している、という3つの理由による。三浦半島、房総半島、伊豆半島および伊豆諸島に囲まれた東京湾口では、外海で発達した波浪の伝播が遮蔽されるので、そこでの波浪を精度よく推定するためにはかなり細かい地形特性を考慮した波浪追算を行う必要がある。

そこで、こうした観点に立って本論文では格子間隔5 kmの太平洋大領域水深格子網と波浪追算点周辺に格子間隔1 kmをもつ関東沿岸小領域水深格子網を組み合わせた2段階計算格子網を用いて、地形分解能の高い波浪追算を1点浅海モデル⁷⁾により実施し、まず当該海域における観測結果との比較からその追算精度を検討する。ついで、東京湾口での異常波浪は台風によりもたらされる場合が多いことから、過去55年間の主要な台風を対象として東京湾口の浜金谷における波浪追算を行い、台風に伴う異常波浪の出現確率を推定する。また、多数点での気圧観測値を入力データとする海上風推算モデル(天気図解析法)と1点浅海モデルを組み合わせた長期浅海波浪推算システムによって、1986年~1987年の2年間にわたる1時間ごとの波浪追算を浜金谷において実

* 正会員 工博 愛媛大学教授 工学部土木海洋工学科
(〒790 松山市文京町3番)

** 正会員 工修 愛媛大学助手 工学部土木海洋工学科

*** 工修 NTT

**** 学生会員 愛媛大学大学院 工学研究科

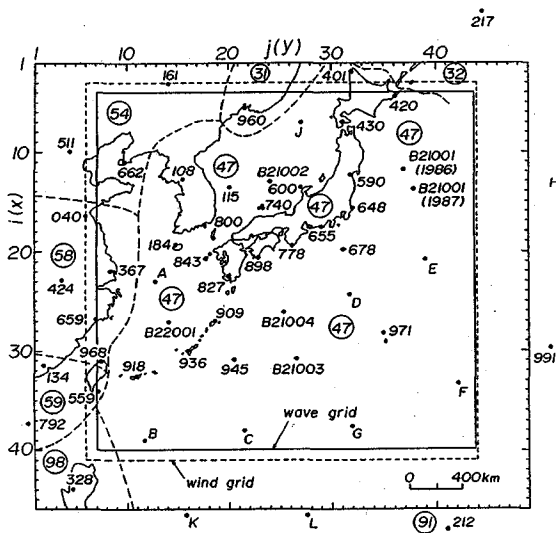


Fig.1 Grid for computing wind distribution and input points of observed atmospheric pressure.

施し、観測結果との比較から本システムの精度を検討するとともに、波向別波浪出現率を推定する。

2. 海上風および波浪推算モデルの概要

(1) 海上風推算モデル

本研究では、波浪推算モデルの検証や波浪の極値の推定を目的とした波浪追算の場合には台風モデル法、波候の究明を目的とした長期波浪追算の場合には天気図解析法により海上風の推定を行う。

a) 台風モデル法⁹⁾

この方法は、台風域内の気圧分布を Myers 式で近似し、気圧傾度力、コリオリ力および遠心力の釣り合いから求めた中心対称傾度風と台風の移動に伴う場の風とをベクトル合成し、海面での摩擦抵抗および等圧線に対する傾度風の吹き込み角についての補正を施して海上風を算出する方法である。海上風算定に必要な台風データは天気図から読み取った台風中心の位置、中心気圧深度、台風半径、および緯度によって決まる吹き込み角である。計算にあたっては、極東天気図あるいはアジア太平洋天気図から3~6時間ごとに求めた台風データを1時間ごとに挿入して入力する。また吹き込み角は台風中心の位置に相当する緯度の関数として与え、海上風への補正係数 C_1 、 C_2 は 0.6 とする。

b) 天気図解析法⁵⁾

本研究の天気図解析法は、計算対象領域内に分布する多数の観測点での気圧値を入力データとして、加重1次補間法¹⁰⁾(重み係数 $1/r^4$, r : 格子点と気圧入力点の距離)を用いて格子点上の気圧値を補間したのち、Bijvoet のモデル¹¹⁾により海上風を算定する方法である。

Fig.1 は気圧値の平面補間と海上風の計算に用いた格子間隔 80 km; 格子分割数 46×49 の太平洋・東シナ海・日本海を含む気圧計算格子網、気圧観測点の国際地点番号 (○に入った数字は地区番号) および本研究で独自に設けた気圧値入力定点 (A~Lのうち、Iを除く11地点) の位置、格子間隔 80 km の風計算格子網の範囲 (点線)、1点浅海モデルに基づく長期波浪追算で使用する格子間隔 5 km の格子網の範囲 (実線) を示したものである。

Bijvoet のモデルの適用にあたり、気圧値の補間結果をそのまま使用すると、等圧線が密に分布する場所で過大な風速が計算されることがあるので、これを避けるため、9点加重平均式により気圧分布に対する空間平滑を3回行う⁵⁾。

また、計算対象領域が広大であることから、緯度によるコリオリ係数の変化 (β 効果) を考慮するが、気温・水温に関する長期資料の収集は困難であるので、大気安定度の影響を無視し、全期間を通じて気温-水温差を 1°C とした場合の Bijvoet のモデルにおける係数を使用する。

気圧データは 1985 年 12 月 29 日 3 時より 1987 年 12 月 31 日 24 時に至る 2 年間に於いて上記 54 固定気圧入力点および低気圧・高気圧中心位置と、低気圧中心を囲む同心円上 4 地点で 3 時間ごとに作成した。使用した資料は気象庁の日原簿資料 (3 時間間隔) および海洋気象パイロット観測資料¹²⁾ (3 時間間隔) と、世界気象資料 (6 時間間隔) およびアジア太平洋天気図 (6 時間間隔) の読み取り値の時間に関する 1 次補間結果である。

なお、波浪追算にあたっては、Bijvoet のモデルによって格子間隔 80 km の風計算格子網上で 3 時間ごとに推定した海上風を、1 次補間を通じて 1 時間ごとの値に変換した。

(2) 波浪推算モデル

波浪追算は山口ら⁷⁾が開発した 1 点浅海モデルによる。これは各成分波が相互に独立として、波浪追算点に到達する各成分波の経路上でエネルギー平衡方程式を解くことにより、1 地点における方向スペクトルの経時変化を計算する方法である。各成分波の経路は波浪追算点より逆向きに波向線を計算する、いわゆる逆屈折計算により決定されるが、深海波とみなせる成分波 ($kh > 4$, k : 波数, h : 水深) に対しては波向線は直線である。1 点モデルではその数値計算法の特性から格子間隔の小さい格子網での多くの成分波を用いた計算が可能になるので、方向スペクトルに及ぼす陸地地形や海底地形の影響を詳しく考慮できる。

1 点浅海モデルによる波浪追算で用いる格子網は、波浪追算点近傍の地形を詳細に考慮するために、追算点より離れた海域における相対的に粗い格子網と追算点周辺海域における細かい格子網によって構成される 2 段階計

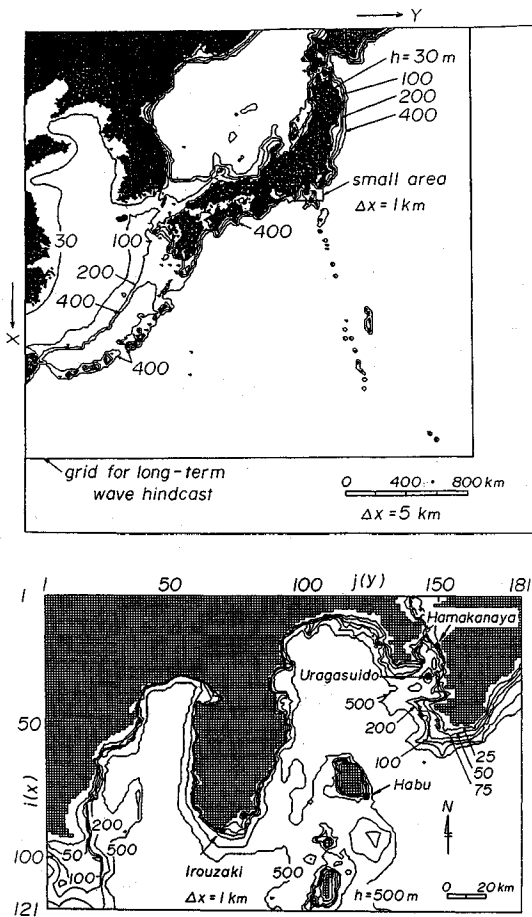


Fig. 2 Coarse and fine grid systems used in wave hindcasting.

算格子網を採用した。

すなわち、1点浅海モデルの検証および極値の推定に際し使用する格子網は、Fig. 2に示すように、北緯 16° ~ 44° 、東経 122° ~ 155° （南北3360 km、東西3360 km）の西太平洋上に設けた格子間隔 $\Delta x = 5$ kmの大領域水深格子網（格子分割数 673×673 ）上に格子間隔 $\Delta x = 1$ kmの関東沿岸小領域水深格子網（ 121×181 ）を組み込んでいる。小領域水深格子網は、北緯 34° ~ 35° 、東経 138° ~ 140° （南北120 km、東西180 km）に設けており、駿河湾〜房総半島周辺海域の微地形を考慮している。波浪追算対象地点は、小領域水深格子網図に位置を示すように石廊崎、波浮および浜金谷である。波向線上波格子点での海上風は、上述の大領域格子網では80 kmごとの格子点で、小領域格子網では10 kmごとの格子点で台風モデル法により算出した1時間ごとの海上風に対して2次元4点補間式を適用することにより推定する。また、開境界上の波向線先端位置では局所風速・風向および波向線先端位置と台風中心との距離を使用したRossのJONSWAP型周波数スペクトル¹³⁾と $\cos^4\theta$ 型方向

布関数の積から計算される方向スペクトルを与える。

一方、1点浅海モデルによる長期波浪追算に際し使用する格子網のうち、大領域水深格子網は、Fig. 1あるいはFig. 2内の太枠で示すように、北緯 19° ~ 44° 、東経 122° ~ 153° （南北2880 km、東西2955 km）を 577×592 に分割したものであり、小領域水深格子網は前述の場合と同一である。これは気圧データの採録範囲がFig. 2の計算領域より狭いことによる。波向線上の波格子点における海上風は、天気図解析法により80 kmごとの格子点で1時間ごとに算出した海上風に対する2次元4点補間によって求める。また、開境界上の波向線先端位置では局所風速・風向を使用した修正PMスペクトル¹⁴⁾と $\cos^4\theta$ 型方向分布関数の積から計算される方向スペクトルを与える。

なお、波浪の極値の推定および長期波浪追算のいずれの場合においても、周波数は0.04~0.5 Hz間を23個に不等分割し、波向は到達成分波の方向範囲を22~41個に等分割した。また、波浪追算の時間間隔は1時間であり、波浪追算点における各成分波の方向スペクトルを全方向および全周波数について積分することにより、有義波高 $H_{1/3}$ 、有義波周期 $T_{1/3}$ および平均波向 $\bar{\theta}$ を算出した⁷⁾。

3. 波浪推算モデルの検証

モデルの検証に用いた台風は関東沿岸に高波浪をもたらした台風8506号および8719号であり、これらの経路をFig. 3に示す。また、Fig. 4は台風8506号時の東京湾内アシカ島における風観測結果¹⁵⁾（風速 U および風向 θ_w ）と台風モデル法に基づく海上風の追算結果との比較を、Fig. 5は両台風時の浜金谷^{15), 16)}、波浮¹⁶⁾および石廊崎¹⁷⁾における有義波時系列の観測結果と1点浅海モデルによる追算結果との比較を示したものである。

台風8506号はミンダナオ島の東方海上で発生、北上を続けて南大東島付近で進路を北東に変えた後、7月1日3時ごろ御前崎、田子浦に上陸し、福島県沖に抜けた。この台風は日本付近での経路を終始北東方向にとり、しかも日本付近での移動速度が70 km/hにも達した。このため、波浪は急激に発達・減衰し、浜金谷にそれまでの既往最大観測波高をはるかに越える巨大な波浪をもたらした。まず、風の追算結果は観測結果より2時間程度遅れるうえに、減衰期において観測結果ほど急激な減衰を示さないけれども、台風モデル法は全体的には台風の接近・通過に伴う風特性の変化をよく再現する。ついで、有義波時系列の比較によれば、本モデルは、SSW方向に開いたwave windowをもつ浜金谷における低波高・長周期のうねりや台風の接近・通過に伴う風波の急激な発達・減衰をかなりよい精度で再現している。外洋に面した石廊崎でも同様な追算精度が得られているが、本モ

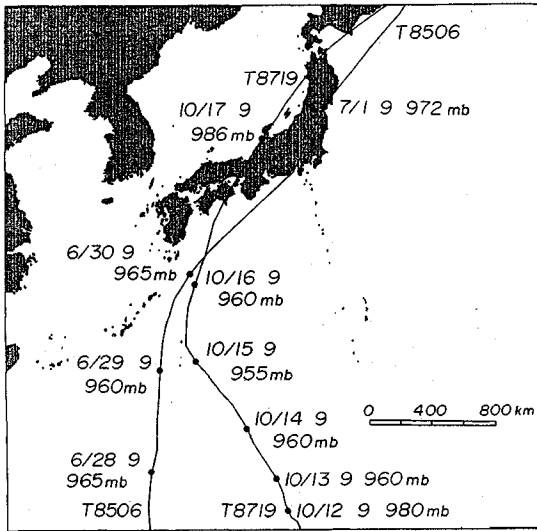


Fig.3 Tracks of two typhoons used in wave hindcasting for verification of wave prediction model.

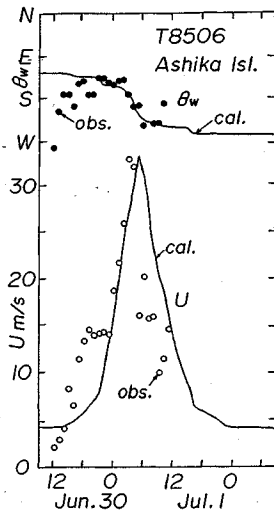


Fig.4 Comparison of observation and computation for time variations of wind velocity and direction.

デルは台風接近時のうねりを過小評価し、最盛時の風波をやや過大評価する。

一方、台風 8719 号はルソン島東方海上で発生し、北北西、続いて南大東島東方海上で北北東に進路をとり、10月17日室戸市に上陸、大阪湾、能登半島を通過後、青森県を北東に横切った。このため、関東沿岸ではうねりの到達に伴う緩やかな波浪の増大と減衰が観測された。有義波時系列の比較図によると、波高に関しては、3地点すべてで追算結果と観測結果との良好な対応がみられる。また、波浮および浜金谷における有義波周期の追算結果はうねりの到達期に観測結果より大きな値を与えるが、石廊崎では周期に対する再現性も比較的良好で

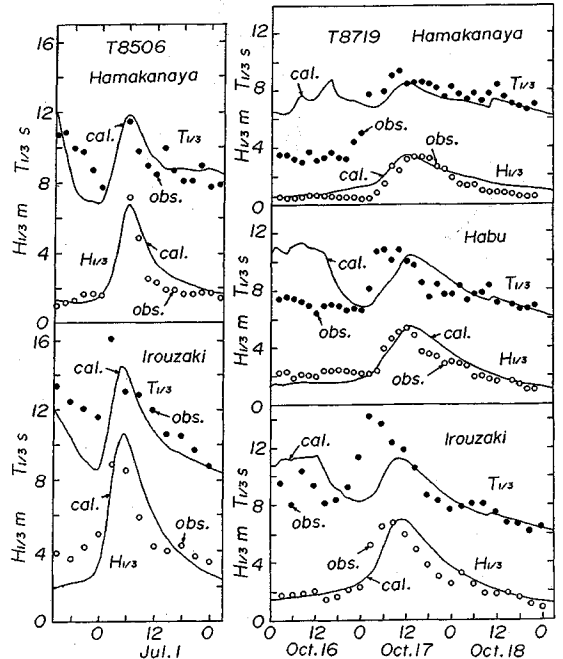


Fig.5 Comparison of observation and computation for time variations of significant waves.

ある。

以上の比較結果を総合すると、格子間隔 1 km という地形分解能の高い格子網を使用した場合の 1 点浅海モデルは沿岸部において周辺地形や島々の影響を受けた波浪の経時変化を、風波が卓越する台風時やうねりが卓越する台風時のいずれにおいても満足のいく精度で再現できるといえる。しかし、台風接近前のうねりに対する追算精度は若干低い。

4. 浜金谷における波浪の極値の推定

(1) 追算対象台風

1934年～1987年の間の113台風(1984年以降の12台風を追加)に対し山口ら²⁾が格子間隔5kmの計算格子網で1点浅海モデルにより行った波浪追算結果を参照して浜金谷に過去55年の間に高波浪をもたらした87台風を選択した。これらは、過去55年の間の台風発生異常波浪を見落とさず、しかも極値統計に用いる年最大波高資料をできるだけ確実に収集するという観点から抽出されており、1950年以降毎年少なくとも1個の台風を含む。Table 1は87台風の一覧表であり、Fig.6はそれらの経路を示す。

(2) 波高の極値の推定

Table 2は浜金谷における87台風時の波浪追算結果から求めた上位10位の台風別最大有義波(以後最大有義波を最大波という)を示し、表中の平均波向 θ はx軸から反時計まわりに定義される。これによれば、浜金

Table 1 87 typhoons used in wave hindcasting for the period from 1934 to 1988.

No.	Typhoon	No.	Typhoon	No.	Typhoon	No.	Typhoon	No.	Typhoon
1	8818	19	8019	37	7125	55	6214	73	5528
2	8719	20	8013	38	7123	56	6213	74	5525
3	8713	21	7920	39	7010	57	6212	75	5414
4	8618	22	7808	40	6909	58	6207	76	5318
5	8617	23	7807	41	6810	59	6124	77	5313
6	8610	24	7711	42	6804	60	6118	78	5202
7	8514	25	7709	43	6734	61	6025	79	5115
8	8506	26	7617	44	6722	62	6016	80	5037
9	8422	27	7609	45	6626	63	6014	81	5028
10	8410	28	7607	46	6604	64	5915	82	4821
11	8407	29	7506	47	6529	65	5907	83	4420
12	8305	30	7505	48	6528	66	5906	84	4327
13	8221	31	7416	49	6524	67	5822	85	4222
14	8218	32	7414	50	6517	68	5821	86	4221
15	8210	33	7310	51	6420	69	5811	87	3412
16	8124	34	7306	52	6317	70	5716		
17	8122	35	7220	53	6311	71	5710		
18	8115	36	7209	54	6309	72	5615		

Table 2 10 largest cases of maximum wave during a typhoon hindcasted at Hamakanaya.

Hamakanaya (1934 ~ 1988)									
	$H_{1/3max}$	$T_{1/3}$	θ	Typhoon		$H_{1/3max}$	$T_{1/3}$	θ	Typhoon
1	6.8m	11.9s	148°	8506	6	5.1m	10.8s	154°	5822
2	5.7	11.3	154°	4420	7	5.1	10.5	153°	5313
3	5.5	10.8	153°	6626	8	5.0	10.1	151°	5811
4	5.1	10.4	153°	6734	9	4.7	10.0	152°	6524
5	5.1	10.4	153°	8218	10	4.6	10.2	157°	5907

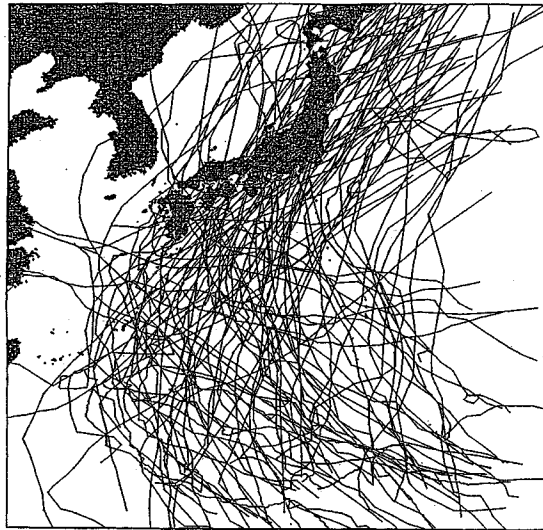


Fig. 6 Tracks of 87 typhoons used in wave hindcasting for estimation of extreme waves over the period from 1934 to 1988.

谷に既往最大波高をもたらした台風は8506号であり、最大波高は第2位の4420号によるものより1m以上大きい。また、このときの最大観測波高は7.3mであるから、追算結果の方が0.5m程度低い。Fig. 7は波浪追算によって得られた台風別最大波高と平均波向との関係を図示したものであり、最大波高に対する平均波向はそのほとんどが140°~160°間(SW~SSW)に集中している。

Fig. 8は1934年~1988年の台風に伴う年最大波の経年変化およびこれに対応する1978年以降の観測結果^{18)~28)}を示す。浜金谷はSSW方向にwave windowを有することから、年最大波の波向はほぼSSW方向をとるのに対して、波高は、台風の規模および経路を反映し

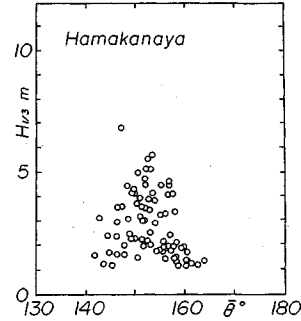


Fig. 7 Relation between maximum wave height during a typhoon and its mean wave direction

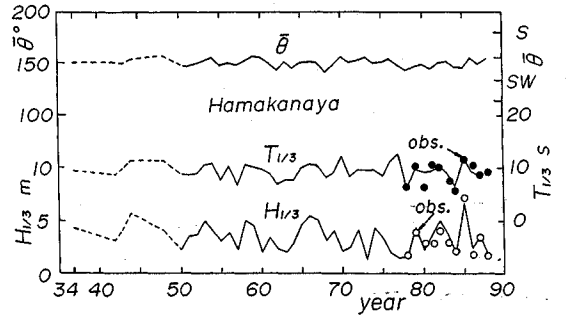


Fig. 8 Long-term variations of annual maximum of typhoon-generated waves.

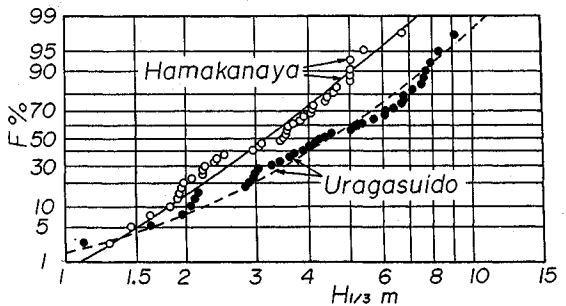


Fig. 9 Fitting of log-normal distribution to data of annual maximum of typhoon-generated waves.

て2~7mの間で変動し、観測結果とも比較的良好一致する。また、Fig. 9は1950年~1988年の39年間の年最大波高資料に対し、3母数対数正規分布²⁹⁾をあてはめ、母数を最尤法で推定した結果 ($a=2.21$, $b=0.80$, $x_0=$

3.17) であり、図には山口ら²⁾が推定した浦賀水道地点 (Fig.2 の小領域図に位置を图示) での 1950 年~1987 年の 38 年間の年最大波高資料に対する対数正規分布のあてはめ結果 ($a=3.00, b=4.40, x_0=4.55$) も示されている。ここに、 a, b および x_0 は対数正規分布の正規変数 $y = a \log \{(x+b)/(x_0+b)\}$ に含まれる母数、 F は未超過確率であり、年最大波高資料は Weibull 公式 ($F = i/(N+1), N$: データ数) によりプロットされている。年最大波高分布は、両地点とも対数正規分布により良好な精度で近似される。また、浜金谷および浦賀水道での 50 年確率波高はそれぞれ 6.8 m および 10.1 m、100 年確率波高はそれぞれ 7.5 m および 11.1 m と推定される。すなわち、浜金谷は東京湾口周辺の地形の遮蔽効果を浦賀水道より強く受けるため、両地点は 10 km 程度しか離れていないにもかかわらず、浜金谷での 50 年確率波高は浦賀水道より 3 m 以上小さい。したがって、周辺地形が複雑な海域の波浪の推定にあたっては地形の影響を詳しく考慮する必要があるといえる。

5. 浜金谷における波候の推定

(1) 長期浅海波浪推算システムの検証

ここでは、天気図解析法と 1 点浅海モデルを組み合わせた長期浅海波浪推算システムによって 1986 年~1987 年の 2 年間にわたる 1 時間ごとの波浪追算を浜金谷で行い、観測結果^{26), 27)}との比較から本システムの精度を検討する。Fig.10 は月平均波の経月変化に関する比較図である。本システムは月平均波の変化が年間を通じて小さいという浜金谷の波候特性をよく再現するが、周期を 0.5 s 程度過大評価する。Fig.11 は波高および周期の階級別出現率 p に関する比較図である。本システムは 0.5 m 以下の波高の出現率を過小評価、0.5~1 m の波高の出現率を過大評価する傾向にあるし、また 2~3 s および 10 s 以上の周期の出現率を過小評価し、追算結果における周期の分布幅が観測結果より狭い。この結果は Fig.12 に示す波高と周期の相関分布図に反映され、追算結果に基づく等値線の分布幅は周期軸方向に関して観測結果よりやや狭く、しかも出現率の最も大きい範囲で等値線形状のずれがみられる。本研究では波浪時系列に対する比較検討を行っていないので、詳細は明らかでないけれども、こうした追算結果と観測結果のずれの原因は、低風速時における海上風、したがって波浪追算精度が十分でないことや周期算定法に問題があることにありと考えられる。すなわち、総観天気図に基づく海上風推算法は天気図で表わされない小スケールの気象擾乱に伴う海上風や局所地形の影響を相対的に強く受ける低風速時の海上風の再現におのずと限界をもつ。また、波浪追算では周波数スペクトルの積率比で定義される平均周期を有義波周期に変換する際に使用する係数を定数として

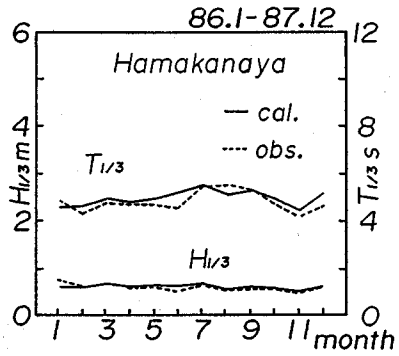


Fig.10 Comparison of observation and estimation for monthly variations of mean significant wave height and period.

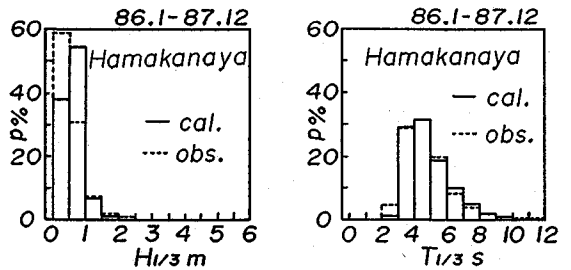


Fig.11 Comparison of observation and estimation for histograms of significant wave height and period.

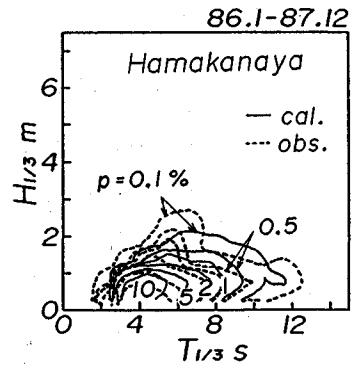


Fig.12 Comparison of observation and estimation for correlation diagram between significant wave height and period.

いるが、その係数は波浪条件によって変わりうるので、一定係数値の使用が周期に対する再現性を低下させる可能性もある。以上のように、低風速時の海上風推算法や周期算定法などに関して改良の余地が少なからず認められるけれども、追算結果と観測結果における全体的な等値線形状はかなりの類似性を示すことから、本システムは波高と周期の相関分布をほぼ再現するとみてよいであろう。

(2) 波向特性の推定

Fig.13 は 2 年間の波浪追算結果から全波高資料およ

6. 結 語

本研究では1点浅海波浪推算モデルによる波浪追算に基づいて、東京湾口の浜金谷における波浪特性を異常波浪および常時波浪の両面から推定した。得られた結果は次のように要約される。

① 小さい格子間隔をもつ計算格子網の使用によって地形の再現性を向上させた場合、1点浅海モデルは風波おるいはうねりが卓越する台風時のいずれにおいても周辺地形や島々の影響を受けた波浪の経時変化を比較的よい精度で再現することから、その適用性が確認された。しかし、風波に比べてうねりの再現精度はやや低い。

② 過去55年間の87台風を対象とした浜金谷での1点浅海モデルに基づく波浪追算結果によれば、同地点に既往最大波高をもたらした台風は8506号であり、4420号がこれに次ぐが、前者は後者より1m以上大きい最大波高をもたらしたと推定される。また、39年間の年最大波高資料に対する3母数対数正規分布のあてはめ結果によれば、浜金谷における50年確率波高は6.8mであるのに対し、浜金谷に近接するが、より外洋に開いた浦賀水道地点では10.1mとなることから、波高に及ぼす周辺地形の影響が極めて大きいことが示唆された。

③ 浜金谷を対象とした1986年～1987年の2年間の波浪追算結果および観測結果に基づく波候特性の比較から長期浅海波浪推算システムは月平均波や波高および周期の出現率といった同地点の平均的波浪状況を比較的良好に再現することが確かめられた。また、周辺地形の影響を強く受ける浜金谷では、出現波浪の卓越波向(SSW 7.5°W)や波向分布は季節ごとにあまり変化しないと推測された。

最後に、図の作成を行った愛媛大学工学部土木海洋工学科大福 学技官ならびに膨大な気圧データの整理を行った愛媛大学工学部海洋工学科海洋水構造講座(平成3年度より土木海洋工学科に改組)4回生の諸君に謝意を表します。

参 考 文 献

- 1) 山口正隆・畑田佳男・小淵恵一郎・日野幹雄：波浪推算に基づくわが国太平洋岸での台風発生最大波高の地域分布の推定, 土木学会論文集, 第381号/II-7, pp. 131~140, 1987.
- 2) 山口正隆・畑田佳男・宇都宮好博：波浪推算に基づくわが国太平洋岸西部での台風発生最大波高の沿岸分布の推定, 土木学会論文集, 第387号/II-8, pp. 281~290, 1987.
- 3) 小舟浩治・菅原一晃・後藤智明：日本沿岸の波候特性について, 第35回海岸工学講演会論文集, pp. 232~236, 1988.
- 4) 山口正隆・豊浦佳広・大福 学：わが国沿岸における波候特性の解析, 自然災害科学, 8-2, pp. 23~45, 1989.
- 5) 山口正隆・畑田佳男・大福 学・西岡賢嗣：波浪追算に

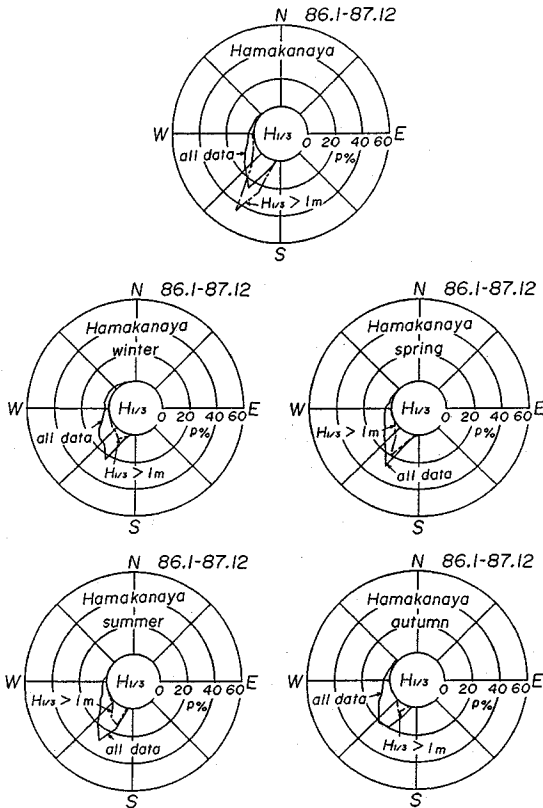


Fig.13 Occurrence rates of significant wave height for different directions estimated from wave hindcasting.

び波高1m以上の高波高資料に対する10°ごとの波向別波浪出現率を年間および季節別に示したものである。同図において、年間および季節別全波高資料と年間高波高資料はそれぞれ全体を100%として整理しているのに対し、季節別高波高資料は年間高波高資料を100%として整理している。これは年間全波高資料に占める年間高波高資料の割合が約8%と低いことを考慮するとともに、高波高出現率の季節ごとの相違を明確にするためである。年間資料をみると、全波高資料と高波高資料のいずれの卓越波向もSSW(SSW 7.5°W)であるが、高波高資料の波向分布は全波高資料の波向分布より尖っていることから、高波高の出現方向が限定されることが見出される。また、高波高の出現は春季と夏季に多く、冬季や秋季に少ないし、その卓越波向も夏季にややS寄りをとるが、ほぼ季節によらずSSW 7.5°Wである。全波高資料の波向分布もほぼ同様であるが、季節風が吹統する冬季の波向分布幅が他の季節のものより広い。しかし、いずれにしろ浜金谷では波浪の来襲方向が周辺地形の影響によって限定されることが、波向別波浪出現率の季節変化はきわめて小さいといえよう。

- 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.
- 6) 山口正隆・畑田佳男・大福 学・西岡賢嗣: 長期波浪推算システムの適用性に関する検討, 愛媛大学工学部紀要, 12巻3号, pp.233~239, 1992.
 - 7) 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-7, pp.151~160, 1987.
 - 8) 高橋智晴・副島 毅・金子大二郎: 太平洋北東部の沖波(深海波)の推算, 港湾技研資料, No.206, 191 p., 1975.
 - 9) 佐藤昭二・合田良實: 海岸・港湾, わかり易い土木講座17, 彰国社, pp.104~106, 1972.
 - 10) 塩野清治・弘原海 清・升本真二: パソコンで不規則に分布するデータを格子データに変換してコンターマップを作成する方法(1)一加重一次補間法一, 情報地質(10), pp.65~78, 1985.
 - 11) Bijvoet, H.C.: A new overlay for the determination of the surface wind over sea from surface weather charts, KNMI, Mededelingen en Verhandelingen, No.71, pp.1~35, 1957.
 - 12) 気象庁: 気象庁海洋気象パイロット観測資料, 第10号, 244 p., 1987および第11号, 147 p., 1988.
 - 13) Ross, D.B.: A simplified model for forecasting hurricane generated waves (Abstract), Bull. American Meteorol. Soc., No.113, 1976.
 - 14) Uji, T.: Numerical estimation of the sea wave in a typhoon area, Papers in Meteorol. and Geophys., Vol.26, No.4, pp.199~217, 1975.
 - 15) 菅原一晃ほか: 港研構内およびアシカ島における気象・海象観測 その3, 港湾技研資料, No.624, p.30, 1988.
 - 16) 小舟浩治ほか: 沿岸波浪観測年報(1987), 港湾技研資料, No.642, p.72, 1989.
 - 17) 気象庁編: 気象庁波浪観測資料, 第9号, 日本気象協会, pp.110~111, 1986および第11号, 日本気象協会, p.88, 1988.
 - 18) 高橋智晴ほか: 波浪に関する拠点観測年報(昭和53年), 港湾技研資料, No.332, p.306, 1980.
 - 19) 高橋智晴ほか: 波浪に関する拠点観測年報(昭和54年), 港湾技研資料, No.373, p.131, 1981.
 - 20) 高橋智晴ほか: 沿岸波浪観測年報(昭和55年), 港湾技研資料, No.417, p.184, 1982.
 - 21) 高橋智晴ほか: 沿岸波浪観測年報(昭和56年), 港湾技研資料, No.445, p.286, 1983.
 - 22) 菅原一晃ほか: 沿岸波浪観測年報(昭和57年), 港湾技研資料, No.480, p.289, 1984.
 - 23) 菅原一晃ほか: 沿岸波浪観測年報(昭和58年), 港湾技研資料, No.517, p.300, 1985.
 - 24) 菅原一晃ほか: 沿岸波浪観測年報(昭和59年), 港湾技研資料, No.545, p.297, 1986.
 - 25) 小舟浩治ほか: 沿岸波浪観測年報(1985), 港湾技研資料, No.574, p.233, 1987.
 - 26) 小舟浩治ほか: 沿岸波浪観測年報(1986), 港湾技研資料, No.612, pp.212~216, 1988.
 - 27) 小舟浩治ほか: 沿岸波浪観測年報(1987), 港湾技研資料, No.642, pp.214~218, 1989.
 - 28) 小舟浩治ほか: 沿岸波浪観測年報(1988), 港湾技研資料, No.666, p.216, 1990.
 - 29) 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, p.28, 1964.

(1991.8.14 受付)

ESTIMATION OF EXTREME WAVES AND WAVE CLIMATE BASED ON WAVE HINDCASTING

Masataka YAMAGUCHI, Yoshio HATADA, Kenji NISHIOKA and Takeshi HIOKI

The aim of this paper is to establish a method for estimating not only extreme waves generated by typhoons but also long-term wave conditions, based on the application of spectral wave prediction model being termed a single point model on a grid system with high topographical resolution. The validity of the model is verified by reasonable agreement between computations and observations for the time variations of significant waves at several locations and the long-term wave conditions, or so-called wave climate, at Hamakanaya at the entrance of Tokyo Bay. Next, statistical analyses of the wave data at Hamakanaya hindcasted with the present model provide the estimates for the most extreme wave heights generated by typhoons in the past 55 years, the wave heights with the return period of 50 and 100 years, and the occurrence rate of waves for different directions which is one of the indices expressing the wave climate.