

波浪推算モデルによる異常波浪の研究

土屋 義人・駒口 友章

THE HUGE WAVE PREDICTION BY NUMERICAL MODEL OF OCEAN WAVES

By *Yoshito* TSUCHIYA and *Tomoaki* KOMAGUCHI

Synopsis

The huge waves which are generated by monsoons and typhoons strongly depend on the boundary conditions as well as the wind field of interest. Of particular importance is the stochastic property of wind duration. It is the most important factor in clarifying the generation mechanism of the huge wave. In this paper, the numerical study of the huge waves is performed for the meteorological conditions described above. First, the huge waves which are generated by the monsoon are discussed with fetch and duration-limited conditions, then, the methodology of the simulation of typhoon conditions are considered.

The typhoon model simulation results indicate that the effect of wind duration plays a key role in huge wave generation, and, if this duration is extremely long the huge wave is likely to occur.

1. 緒 言

わが国の主要な産業・工業は古くから臨海部を中心として発達してきたが、これに伴い経済基盤が確立されるにつれて人口の集中が起こり、海岸地帯の都市化は益々促進される傾向にある。こうした社会情勢から、最近では海上空港や海上石油備蓄基地の建設が本格化するなど、沿岸海域の有効利用が積極的に進められるようになり、21世紀に向かって都市化時代を迎えようとしている。そこでは、低頻度の巨大災害を対象とした施策が必要であり、高潮や高波浪などに対してもより長期の再現期間の外力に対する安全性の確保が要求されるはずである。日本海における冬期の季節風や太平洋沿岸を襲う台風による異常波浪は、わが国の海岸災害の主要な要因の一つであり、その発生・発達の機構を調べるとともに、長期間の再現期間に対してその発生の可能性を検討することは波浪災害を防止する上で必須の課題である。

従来、こうした異常波浪に対する研究は、波浪観測記録を基礎資料とした統計的な手法による検討が行われてきたが、観測記録の取得期間が短期間であることや荒天時において欠測が少なくないことなどから、主にこれを補う目的において波浪推算が用いられてきた¹⁾。また、これに対して波浪推算の技術も進歩し、有義波法の改良やスペクトル法、パラメータ法の開発が進められてきた。しかしながら、異常波浪の発生にはその発生海域の地形や風特性などがその大きな要因となっていると考えられる。したがって、異常波浪を究明する場合には、通常、次の2つの方法が考えられる。第一は、山口・土屋・芝野²⁾が琵琶湖で、また山口ら³⁾が太平洋岸で台風による波浪に対して詳細な波浪推算を行ったように、過去の異常気象によって発生した波浪を推算し、その極値統計を調べるか、あるいは直接に異常波浪を検討するものであり、また、第二の方法は例えば台風そのものについて標準計画台風⁴⁾のように、その発生頻度に対して統計的な検討を行い、それを用いて波浪推算を行う方法である。ただし、この場合、通常定義による標準計画台風では、上陸時前後の台風の統計値が与えられるだけで、そこに達する経過時間が考慮されていないので、波浪の推算には

十分でないと思われる。本研究では、この後者の立場から波浪推算モデルによる数値シミュレーションによって異常波浪を究明する。Hasselmann⁵⁾のエネルギー平衡方程式に基づいた波浪推算モデルは、波浪のスペクトル構造やエネルギーの流出入を支配する外力項 (source function) の表示のみならず、その基本事項についての研究が進展し、海上風の推定法とともに、現在ではかなり良い精度で波浪を推算することができるようになってきたが、まだ多くの解決すべき問題を残しているといわなければならない。1981年に行われた波浪推算モデルの相互比較研究会⁶⁾ (SWAMP) によれば、これらはスペクトルの発達過程が主に風によるエネルギーの供給によって支配されるモデル (第一世代) と波浪の非線形干渉によるエネルギーの移流を間接的に考慮するモデル (第二世代)、波浪の非線形干渉によるエネルギーの移流を全面的に考慮するモデル (第三世代) とに分けられる。わが国では、井上モデル⁷⁾、磯崎・宇治モデル⁸⁾ (MRI モデル)、東北モデル⁹⁾、山口・土屋モデル¹⁰⁾、MRI 2 モデル¹¹⁾、東北 2 モデル¹²⁾、山口らのモデル¹³⁾などの波浪推算モデルが提案されているが、その中で山口・土屋モデルは、JONSWAP などの成果を取り入れて、非線形干渉によるエネルギーの移流を Barnett¹⁴⁾のパラメーターによって間接的に考慮する波浪推算モデルの一つであり、琵琶湖¹⁰⁾や日本海¹⁵⁾の波浪推算に適用されて、精度の良い推算結果を得ている。

本研究では、この山口・土屋モデルを用いて、日本海西部沿岸の季節風および太平洋沿岸の台風による異常波浪を究明する。周知のように、日本海西部沿岸では、夏期の台風の接近・通過による高波浪の発生だけでなく、冬期の季節風によってもかなり長期間にわたって高波浪が発生し継続する。また、この冬期の高波浪は、この地域と大陸との距離が比較的短いため、発達初期の季節風により発生すると考えられる。一方、1983年にカルフォルニア海岸で発生した異常な海岸浸食は、長期間の異常波浪によるものであると認識され、この原因を明らかにするためには、台風の発生による異常波浪を究明する必要があると思われる。北西太平洋沿岸における夏期の高波浪の発生原因は、主に台風による気象擾乱であるが、上陸前後の台風の大きさや強さだけでなく、台風の発生から上陸までの吹送時間が波浪の発達に大きな影響を及ぼすので、台風の停滞時間を考慮すると、かなり長周期の異常波浪が発生する可能性がある。したがって、この研究の前半では、まず、日本海西部沿岸の異常波浪の発生の実態を極値統計などの手法によって調べ、その発生要因について検討した後、波浪推算モデルを用いてその発生機構や伝播特性を解明する。また、後半では、標準計画台風と異常波浪の関連を考察した後、台風の停滞時間を考慮したモデル台風を作成し、その場合に発生すると考えられる異常波浪を推算する。この場合、台風の経過が同一の場合でも、停滞時間を考慮した場合には、従来の方法では推算されない異常波浪が発生することが示される。また、停滞時間の統計的特性を調べ、異常波浪に対する標準計画台風を合成する方法について検討する。

2. 季節風による異常波浪

2.1 日本海西部沿岸における海象特性

日本海は、地形的には日本列島と大陸との間にあり、その北東部は樺太と北海道、南西部は朝鮮半島と九州によってほぼ閉鎖された海域である。このため、日本海では満潮時と干潮時との潮位差は太平洋側に比べて少なく、また、大陸側の気候の影響を比較的受けやすい傾向にある。11~3月までの間、大陸ではシベリア方面から南下した強い寒気団 (-20°C 以下) の影響によって低温となるが、一方、太平洋側の南方海上では $+20^{\circ}\text{C}$ 前後の暖気団が存在するので、気温は高く、この気温差によって対流が生じるようになる。この対流により発生した低気圧が日本の北方海上付近に停滞すると、西高東低の強い冬型気圧配置となって、日本海の海上では強風が吹くと考えられている。この季節風は風向の変化が少なく、かつ吹送時間が長いことから、海上では長周期の波浪が発生し、その結果、冬期の日本海沿岸ではときとして異常波浪が来襲する。波浪状況から言えば、夏期は台風期を除くと、NE 方向が支配的な波向きとなり、全般的に波高は小さく、周期は 5~6s 程度の風波であるのに対して、冬期は NW~W 方向が支配的な波向きとなり、全体に波高は高く、周期の長いうねり性の波浪となる。以上のように、この地域において、年間を通じて波高 3m 以上、周期

10 s 以上の高波浪の出現する時期は、台風期と冬期の季節風時の波浪にはほぼ限られる。台風の場合は、その移動速度が速いために、風場の変化が急激であり、比較的短時間で波浪は発達し、また減衰する。一方、冬期の季節風による波浪は、長い吹送時間を得て発達するが、うねり性の強い波浪となるために、その減衰は遅い。このため、冬期の高波浪の出現継続期間は台風期に比べて長くなっている。ただし、夏期の台風や移動速度の速い低気圧の場合には、波高が比較的小さいにもかかわらず、周期が 10 s 以上のうねり性の波浪が、台風や低気圧の通過より遅れて来襲することがある。

このような海象特性をみると、風況や波浪状況にはかなり顕著な季節変化が認められる。特に、夏期の台風期および冬期の季節風時について、波浪の発達が顕著であり、これらの気象がこの地域に異常波浪をもたらす要因になっている。したがって、この地域での異常波浪の実態を調べるためには、まず、観測結果に基づいて波浪の極値統計を行い、異常波浪の発生の実態を明らかにし、次にそれがどんな気象条件のときに、どのような機構で発生・発達し、沿岸各地に来襲するかを調べることにする。

2.2 異常波浪の極値統計

ここでは、日本海西部沿岸における異常波浪について、まず、三隅港および鳥取港における観測結果を用いて波浪の極値統計解析を行い、両港で発生する異常波浪の実態を把握する。この場合、波浪の極値統計と異常波浪の地域性を検討するため、近藤ら¹⁹⁾がすでに実施した日本海中部沿岸についての同様な研究結果とも比較する。

(1) 波浪統計の方法

最近、波浪観測の技術が急速に進歩し、信頼性の高い波浪データが定期的に得られるようになった。本研究では、これらの波浪データを有効に用いることにより、波浪の極値統計解析を行う。この場合、通常、次の 3 つの方法がある。すなわち、常時の波浪統計の結果から超過出現率を外挿する方法¹⁷⁾、極値時系列についてのみ解析を行う方法¹⁸⁾、年最大波の時系列についてのみ解析を行う方法¹⁹⁾である。これらの方法に共通した問題点として、観測資料の統計年数と波浪データの統計的独立性の問題がある。前者については、山口・土屋・芝野²⁰⁾が彦根気象台の風資料に基づいて、波浪推算により約 80 年間の波浪データを作成し、それに基づいて確率波高を推定した。このような方法による場合、波浪推算の精度を高めるために、推算期間の風場を十分的確に推定する必要がある。統計年数はもちろん長い方が良いが、実用上、合田¹⁹⁾は 3 年間で、5 年以上が望ましいとしている。また、後者について、合田¹⁹⁾は、波浪の極大値を抽出する場合、一つの時系列から一つの極大波高のみを選び出すべきであるとした。この場合に、統計的に独立したものとして波浪を扱うためには、抽出した極大波が同一の発生要因により生じたものではないことを確認する必要がある。また、波浪の自己相関を計算することによって、通常、気象においてみられる 2、3 日の周期性の存在を指摘している。

また、異常波浪の発生原因としては、台風とその他の低気圧があるが、それぞれについて形成される風域場はかなり異なる性質をもつことから、波浪統計の母集団をその発生原因別にわけて取り扱うべきであると考えられる。土屋らは、神戸および大阪における高潮の極値統計²⁰⁾や萩の浜における波浪の極値統計²¹⁾において、台風とその他の低気圧の対象地点に対する移動経路を考慮して検討し、Gumbel の極値分布への良い適合性を得ている。また、日本海中部沿岸を対象とした異常波浪の極値統計¹⁹⁾では、年最大波を波向別にわけて取り扱ったが、この場合には極値分布への影響は明確ではなく、この地域の波向は日本海の地形による制約から決定されるものであり、統計的な意味での波浪の分類とは異なることを明らかにした。

以上の問題点と前節で述べた日本海西部沿岸の海象特性を考慮して、本研究では波浪の発生原因を台風と季節風に分類し、年最大波および期間最大波について、Petruaskas-Aaggard の方法²²⁾を用いて極値統計を行う。波浪の観測資料は、運輸省第三港湾建設局及び中国電力(株)により、それぞれ鳥取港と三隅港での定時観測記録(毎偶数時、12回/日)が取得されたもので、これを整理して用いる。Table 1 に各観測資料の諸元を示す。これによると、三隅港と鳥取港の観測記録の有効統計年数はそれぞれ 5.88 年および 5.02

年である。また、波浪観測記録からの極値時系列の抽出および極大波高の決定は次のような手順で行った。

- (i) 波浪観測資料から限界波高以上の時系列記録を抽出する。
- (ii) 極東天気図等により、抽出された極値時系列の発生原因を調べる。
- (iii) 極大波高が連続して現れている場合、同じ発生原因であれば、極大波高の小さな方の時系列を取り除く。
- (iv) 発生原因ごとに極値時系列を分類し、期間最大波および年最大波を求める。

なお、極値時系列を抽出する際の限界波高は、台風および季節風を発生原因とする場合で、それぞれ 3.0 m および 3.5 m とした。以上のようにして求めた異常波浪の極値を Tables 2~9 に一括して示す。

(2) 極値統計の結果とその考察

前述した方法によって、両地点における異常波浪の極値統計を Gumbel 分布を仮定して行った結果を Figs. 1 および 2 に示す。図中、直線は実測値に対する回帰推定値である。Fig. 2 には柏崎港における極値統計も点線で示してある。また、Gumbel 分布を仮定した分布関数中のパラメーター A および B の値及び実測値と回帰推定値との間の相関係数を Table 10 に示す。

Fig. 1 によれば、三隅港および鳥取港の両地点ともに、年最大波高については、統計値が少ないにもかかわらず、台風による場合、Gumbel 分布への適用性はきわめて良好であり、その相関係数は両地点において偶然にも 0.969 である。季節風の場合にはややばらつきがみられるが、相関係数は三隅港の場合に 0.933、鳥取港では 0.956 であり、やはり適合性は十分であると判断できる。また、台風と季節風とに発生原因を分類しないときでは、統計量が少ないこともあって、どちらの地点においても年最大波はほとんど季節風を発生原因としており、相関係数は、三隅港および鳥取港でそれぞれ 0.934 および 0.963 である。また、両地点に

Table 1 Wave data observed at Misumi and Tottori harbours

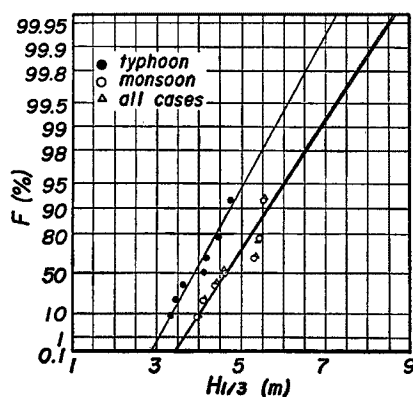
Harbour	Observation period	Observation water depth	wave gage type	Effective year for statistics
Misumi	1978. 4. 1984. 12.	-28 m	pressure type	5.884
Tottori	1978. 1. 1983. 12.	-30 m	ultrasonic type	5.020

Table 2 Maximum annual wave heights generated by typhoons and their meteorological conditions at Misumi harbour

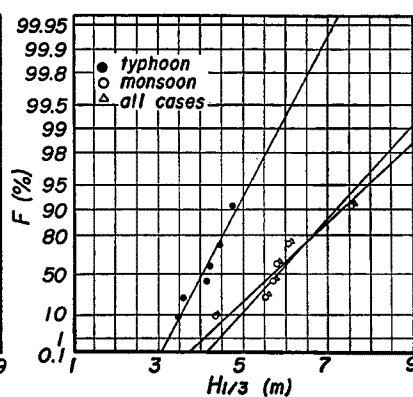
Year	M. D. T.	Maximum wave		Order m	Return period T_m	Wave dir.	Wind dir.	Wind vel. m/s
		$H(m)$	$T(s)$					
1978	10. 21. 10	3.45	7.7	6	0.981	—	NNE	13.5
1979	9. 30. 22	3.35	7.3	7	0.736	NE	N	3.0
1980	9. 11. 20	4.74	9.2	1	5.884	W	WNW	9.3
1981	10. 24. 0	3.60	8.3	5	1.177	NW	NW	9.5
1982	9. 25. 4	4.12	9.1	4	1.471	W	NE	14.8
1983	9. 28. 18	4.18	8.7	3	1.961	NE	NNE	16.5
1984	11. 20. 0	4.47	9.3	2	2.942	NW	—	—

Table 3 Maximum annual wave heights generated by monsoons and their meteorological conditions at Misumi harbour

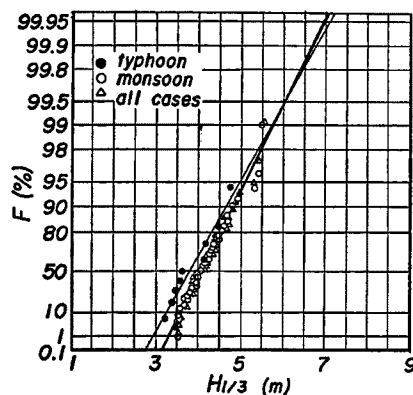
Year	M. D. T.	Maximum wave		Order m	Return period T_m	Wave dir.	Wind dir.	Wind vel. m/s
		H(m)	T(s)					
1978	12. 20. 12	4.07	9.4	6	0.981	NW	NNE	11.0
1989	2. 1. 14	3.96	8.2	7	0.841	W	W	14.0
1980	12. 24. 18	5.42	10.4	2	2.942	N	N	12.7
1981	12. 2. 4	5.51	10.5	1	5.884	NW	NNE	9.5
1982	4. 9. 18	5.30	9.4	3	1.961	N	N	12.9
1983	12. 31. 8	4.59	9.5	4	1.471	NW	N	16.2
1984	1. 3. 20	4.34	8.9	5	1.177	NW	—	—



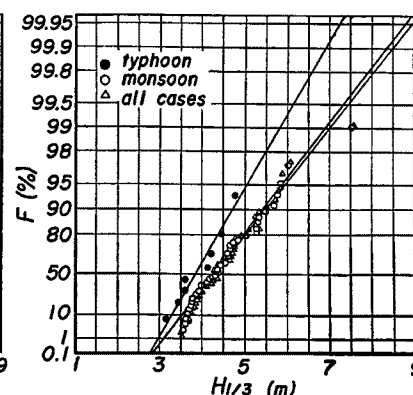
(1) Misumi harbour (annual)



(2) Tottori harbour (annual)



(3) Misumi harbour (defined period)

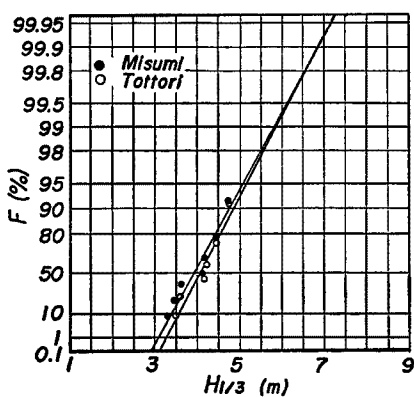


(4) Tottori harbour (defined period)

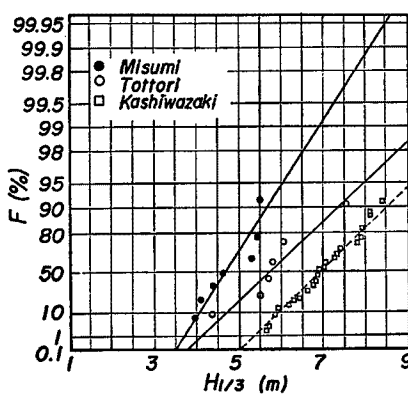
Fig. 1 Applicability of Gumbel distributions to extremal wave statistics at Misumi and Tottori harbours.

Table 4 Maximum wave heights in the defined period generated by typhoons and their meteorological conditions at Misumi harbour

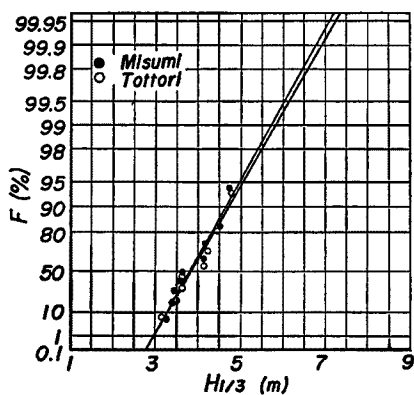
Year	M. D. T.	Maximum wave		Order m	Return period T_m	Wave dir.	Wind dir.	Wind vel. m/s
		$H(m)$	$T(s)$					
1978	10. 21. 10	3.45	7.7	7	0.841	—	NNE	13.5
1979	9. 30. 22	3.35	7.3	8	0.736	NE	N	3.0
1980	9. 11. 20	4.74	9.2	1	5.884	W	WNW	9.3
	10. 14. 18	3.48	8.4	6	0.981	NE	N	12.2
1981	10. 24. 0	3.60	8.3	5	1.177	NW	NW	9.5
1982	9. 25. 4	4.12	9.1	4	1.471	W	NE	14.8
1983	9. 28. 18	4.18	8.7	3	1.961	NE	NNE	16.5
1984	10. 21. 10	3.20	8.3	9	0.654	W	—	—
	11. 20. 0	4.47	9.3	2	2.942	NW	—	—



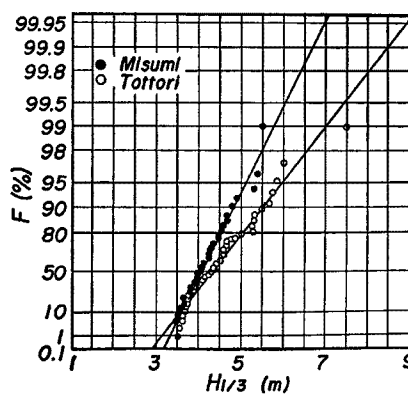
(1) Typhoon (annual)



(2) Monsoon (annual)



(3) Typhoon (defined period)



(4) Monsoon (defined period)

Fig. 2 Comparisons of Gumbel distributions at Misumi and Tottori harbours.

Table 5 Maximum wave heights in the defined period generated by monsoons and their meteorological conditions at Misumi harbour

Year	M. D. T.	Maximum wave		Order m	Return period T_m	Wave dir.	Wind dir.	Wind vel. m/s	
		$H(m)$	$T(s)$						
1978	11. 25. 16	4.01	10.6	22	0.267	—	NNE	1.9	
	12. 11. 0	3.82	9.0	32	0.184	N	ENE	8.1	
	12. 20. 12	4.07	9.4	19	0.309	NW	NNE	11.0	
	12. 30. 0	4.00	9.1	23	0.256	NW	NNE	9.6	
1979	1. 18. 18	3.87	7.7	30	0.196	NW	NW	11.5	
	2. 1. 14	3.96	8.2	27	0.218	W	W	14.0	
	2. 17. 22	3.86	8.4	31	0.190	NW	N	9.5	
	2. 28. 6	3.57	8.0	40	0.147	NW	WNW	10.0	
	3. 30. 20	3.96	5.8	28	0.210	SW	W	9.0	
	11. 18. 16	3.68	8.8	35	0.168	NW	WNW	8.5	
1980	1. 7. 8	4.47	8.6	10	0.588	NW	WNW	9.6	
	1. 17. 16	4.21	8.2	17	0.346	NW	NNW	12.9	
	1. 31. 12	4.81	11.1	5	1.177	NW	NW	10.2	
	2. 5. 20	4.24	7.5	16	0.368	NW	NW	14.0	
	10. 25. 22	4.31	8.8	14	0.420	SW	W	16.0	
	11. 13. 12	3.58	8.3	39	0.151	NW	NW	8.5	
	12. 4. 0	4.94	8.8	4	1.471	NW	W	17.0	
	12. 13. 0	4.64	8.4	6	0.981	NW	WNW	16.0	
	12. 20. 8	3.50	7.6	43	0.137	NW	NW	9.3	
	12. 24. 18	5.42	10.4	2	2.942	N	N	12.7	
	12. 28. 20	4.43	8.6	11	0.535	NW	NW	8.1	
	1981	1. 3. 2	4.03	9.1	21	0.280	NW	WNW	12.5
		1. 11. 2	3.95	7.9	29	0.203	NW	NW	4.5
2. 26. 10		4.63	8.5	7	0.841	NW	WNW	17.5	
3. 10. 0		4.53	8.8	9	0.654	NW	N	13.5	
4. 20. 8		3.54	7.9	42	0.140	NW	NNE	9.5	
12. 2. 4		5.51	10.5	1	5.884	NW	NNE	9.5	
12. 20. 2		3.98	7.9	26	0.226	NE	W	11.8	
1982		1. 5. 6	3.66	7.8	37	0.159	NE	N	13.5
	1. 16. 18	4.06	8.5	20	0.256	NW	N	12.2	
	1. 28. 12	3.67	8.2	36	0.163	NW	NW	10.0	
	4. 9. 18	5.30	9.4	3	1.961	N	N	12.9	
	10. 25. 0	3.78	10.2	33	0.178	NW	NW	7.0	
1983	1. 30. 18	4.32	9.5	13	0.453	NE	NNE	15.0	
	2. 18. 12	4.25	8.7	15	0.392	NW	W	14.6	
	11. 17. 22	4.18	8.0	18	0.327	NW	NW	14.7	
	11. 26. 10	3.55	7.9	41	0.144	NW	NW	11.3	
	11. 30. 12	3.50	7.3	44	0.134	W	W	14.3	
	12. 23. 4	3.99	8.4	25	0.235	NW	NW	13.0	
12. 31. 8	4.59	9.5	8	0.736	NW	N	16.2		
1984	1. 3. 20	4.34	8.9	12	0.490	NW	—	—	
	2. 6. 14	3.61	8.0	38	0.155	NW	—	—	
	5. 2. 6	3.74	8.9	34	0.173	NW	—	—	
	12. 23. 4	3.99	8.4	24	0.245	NW	—	—	

Table 6 Maximum annual wave heights generated by typhoons and their meteorological conditions at Tottori harbour

Year	M. D. T.	Maximum wave		Order m	Return period T_m	Wave dir.	Wind dir.	Wind vel. m/s
		$H(m)$	$T(s)$					
1978	10. 21. 6	3.46	7.5	6	0.837	—	NNW	8.7
1979	10. 19. 17	4.77	9.6	1	5.020	—	NNW	7.7
1980	10. 14. 20	4.12	8.3	4	1.255	—	N	9.8
1981	10. 23. 14	4.43	9.5	2	2.510	—	SW	8.9
1982	9. 12. 22	3.59	8.4	5	1.004	—	N	5.3
1983	9. 28. 18	4.20	8.9	3	1.673	—	NE	13.3

Table 7 Maximum annual wave heights generated by monsoons and their meteorological conditions at Tottori harbour

Year	M. D. T.	Maximum wave		Order m	Return period T_m	Wave dir.	Wind dir.	Wind vel. m/s
		$H(m)$	$T(s)$					
1978	1. 10. 16	5.50	10.8	5	1.004	—	NW	10.4
1979	3. 30. 22	4.32	8.2	6	0.837	—	—	—
1980	12. 24. 18	5.79	9.4	3	1.673	—	NNW	12.0
1981	12. 2. 4	7.51	11.2	1	5.020	—	NW	13.9
1982	11. 24. 16	6.05	10.1	2	2.510	—	WNW	15.9
1983	3. 18. 0	5.70	11.3	4	1.255	—	—	—

Table 8 Maximum wave heights in the defined period generated by typhoons and their meteorological conditions at Tottori harbour

Year	M. D. T.	Maximum wave		Order m	Return period T_m	Wave dir.	Wind dir.	Wind vel. m/s
		$H(m)$	$T(s)$					
1978	10. 12. 6	3.46	7.5	7	0.717	—	NNW	8.7
1979	10. 7. 20	3.59	7.7	6	0.837	—	NNE	10.7
	10. 19. 17	4.77	9.6	1	5.020	—	NNW	7.7
1980	10. 14. 20	4.12	8.3	4	1.255	—	N	9.8
1981	10. 23. 14	4.43	9.5	2	2.510	—	SW	8.9
1982	9. 12. 22	3.59	8.4	5	1.004	—	N	5.3
	9. 25. 6	3.16	7.5	8	0.628	—	NE	9.4
1983	9. 28. 18	4.20	8.9	3	1.673	—	NE	13.3

Table 9 Maximum wave heights in the defined period generated by monsoons and their meteorological conditions at Tottori harbour

Year	M. D. T.	Maximum wave		Order m	Return period T_m	Wave dir.	Wind dir.	Wind vel. m/s
		$H(m)$	$T(s)$					
1978	1. 1. 22	4.60	10.5	17	0.295	—	NNE	8.1
	1. 10. 16	5.50	10.8	6	0.837	—	NW	10.4
	1. 22. 16	5.30	11.7	9	0.558	—	WNW	8.9
	2. 1. 10	4.60	8.8	19	0.264	—	WSW	8.3
	2. 18. 6	4.60	9.7	18	0.279	—	N	10.8
	10. 27. 22	3.63	8.7	48	0.105	—	NE	7.3
	11. 29. 10	5.28	11.0	10	0.502	—	WNW	13.2
	12. 10. 22	3.97	8.4	34	0.148	—	NNE	6.8
	12. 20. 0	4.43	8.6	22	0.228	—	—	—
	12. 30. 2	5.31	9.5	8	0.628	—	—	—
	1979	1. 11. 8	4.11	9.5	30	0.167	—	NE
3. 1. 18		3.51	8.3	51	0.098	—	NNW	7.0
3. 30. 22		4.32	8.2	26	0.193	—	—	—
11. 13. 18		4.19	8.7	29	0.173	—	SW	7.6
12. 10. 22		4.31	8.5	27	0.186	—	NNW	9.1
1980	1. 7. 10	4.68	8.7	14	0.359	—	WSW	17.2
	10. 26. 20	4.58	10.0	20	0.251	—	SW	7.1
	11. 13. 14	4.73	9.2	13	0.386	—	W	13.5
	11. 26. 0	3.65	7.1	47	0.107	—	WNW	11.5
	12. 4. 10	3.86	8.5	38	0.132	—	SW	8.4
	12. 13. 8	5.35	9.9	7	0.717	—	SW	11.3
	12. 20. 18	3.92	8.2	35	0.143	—	NNW	6.5
	12. 24. 18	5.79	9.4	4	1.255	—	NNW	12.0
	12. 28. 2	4.67	10.7	15	0.335	—	SW	7.3
	1981	1. 4. 10	4.42	11.8	23	0.218	—	—
1. 12. 14		3.69	7.0	44	0.114	—	W	13.7
1. 22. 2		4.04	8.4	32	0.157	—	NNW	8.7
2. 26. 22		5.08	9.1	11	0.456	—	WSW	14.0
3. 10. 4		3.79	7.8	39	0.129	—	NNW	8.5
4. 20. 10		3.75	7.3	42	0.120	—	W	14.4
12. 2. 4		7.51	11.2	1	5.020	—	NW	13.9
12. 15. 18		3.86	9.3	37	0.136	—	NW	6.6
1982	1. 7. 10	4.11	8.1	31	0.162	—	N	8.7
	1. 29. 2	4.87	8.8	12	0.418	—	NW	9.0
	2. 4. 20	4.23	7.8	28	0.179	—	NNE	12.3
	4. 9. 20	5.87	10.3	3	1.673	—	—	—
	10. 9. 10	3.77	8.7	41	0.122	—	NNE	9.1
	10. 25. 2	4.36	9.6	25	0.201	—	NW	9.3
	11. 24. 16	6.05	10.1	2	2.510	—	WNW	15.9
	12. 6. 4	4.52	8.3	21	0.239	—	N	11.1
1983	1. 10. 12	3.99	7.9	33	0.152	—	W	15.2
	1. 20. 2	3.54	7.7	50	0.100	—	NNW	8.3
	1. 30. 20	3.65	8.0	46	0.109	—	NNE	7.8
	2. 19. 20	3.61	9.7	49	0.102	—	SW	6.7
	3. 18. 0	5.70	11.3	5	1.004	—	—	—
	11. 18. 16	4.38	8.7	24	0.209	—	WSW	13.8
	11. 26. 10	3.79	7.5	40	0.126	—	NW	15.0
	12. 1. 8	3.67	8.6	45	0.111	—	NW	10.6
	12. 11. 16	3.73	7.9	43	0.117	—	W	18.8
	12. 18. 0	3.92	8.1	36	0.139	—	NNE	9.3
	12. 31. 12	4.66	8.7	16	0.314	—	—	9.3

Table 10 Gumbel plotting parameters and correlation coefficients

Criterion of selections	In case of Misumi harbour			In case of Tottori harbour		
	Parameters for Gumbel plot		Correlation coefficient	Parameters for Gumbel plot		Correlation coefficient
	A	B		A	B	
maximum annual wave heights	0.521	4.485	0.934	0.759	5.490	0.963
maximum wave heights in the defined period	0.393	3.923	0.992	0.615	4.074	0.986
maximum annual wave heights generated by typhoons	0.444	3.752	0.969	0.419	3.876	0.969
maximum annual wave heights generated by monsoons	0.530	4.461	0.933	0.854	5.366	0.956
maximum wave heights in the defined period generated by typhoons	0.451	3.601	0.973	0.458	3.670	0.978
maximum wave heights in the defined period generated by monsoons	0.402	3.910	0.990	0.635	4.099	0.986

おける極値分布では、季節風の場合の方が台風の場合に比べて回帰直線の勾配は小さく、全体的に台風の場合よりも大きな確率波高を示している。また、この傾向は三隅港よりも鳥取港の方が顕著である。

一方、期間最大波高については三隅港および鳥取港の両地点ともに、台風と季節風のどちらの場合も Gumbel 分布への適合性はきわめて良好である。相関係数は、三隅港および鳥取港で、それぞれ台風の場合には 0.973 および 0.978 であり、季節風の場合は 0.990 および 0.986 となっている。これに対して、波浪を発生原因によって分類しないときは、年最大波の場合と同様に季節風を発生原因とする場合に近い確率波高を示す。この場合には、相関係数は三隅港および鳥取港でそれぞれ 0.992 および 0.986 である。

次に Fig. 2 によると、波浪の地域性について次のことがわかる。まず、台風による極値分布はどちらもほとんど同じであるが、季節風の場合は三隅港よりも鳥取港の方が確率波高がかなり大きく現れる。これは台風による場合は、両地点において台風に伴う風域はさほど変わらないので、極値分布も同様であるが、季節風の場合は、それが東進するに従って発達し、また、吹送距離も増大するので、三隅港に比べて鳥取港の確率波高が大きくなるのは当然である。また、台風の場合は、年最大波高と期間最大波高を抽出した場合とで、極値分布に大きい変化はないが、季節風の場合は、年最大波高を抽出した場合の方が期間最大波高を抽出した場合よりも大きい確率波高を示す分布となっている。これは年最大波高の場合は、低気圧が停滞して吹く季節風により、十分な吹送時間によって発達した波浪が抽出されるのに対して、期間最大波高の場合は発達初期の季節風によって引き起こされる波浪が多く含まれるためであると考えられる。これらの結果と中部沿岸の柏崎港の極値統計とを比較したところ、柏崎港の Gumbel 分布の勾配は、鳥取港の勾配よりもさらに小さくなっている。これは、柏崎港においては、吹送距離の増大により、鳥取港よりもさらに十分に発達した季節風によって波浪が発生しているためであると考えられる。

以上の結果から、三隅港および鳥取港においては、台風によって高波浪が発生するが、季節風によりそれ以上の異常波浪が発生していることが明らかとなった。したがって、これらの地点で異常波浪を引き起こしたと考えられる気象条件を選定し、波浪推算モデルによりその発生原因を検討する。

2.3 異常波浪の推算

(1) 波浪推算モデルの適用

ここでは、冬期の日本海西部沿岸に発生する季節風による異常波浪の発生機構とその伝播特性を波浪推算モデルにより検討する。前節の極値統計の結果によって選定した異常波浪の推算ケースを **Table 11** に示す。

波浪推算モデルとしては第二世代モデルの一つである山口・土屋モデルを用いる。その適用に際しては、安中・土屋ら²³⁾が沿岸各地の気象観測データをスプライン補間する方法により推定された海上風を外力として入力する。方向スペクトルは、全方向を20等分割し、全周波数領域を17成分に不等分割して計算した。計算格子点網は **Fig. 3** のように設定する。また、計算時間間隔は45分としたが、海上風は3時間毎に与えられているため、これを45分毎にベクトル線型内挿した値を用いた。

(2) 推算結果と異常波浪の発生機構

Fig. 4 には、6時間毎に季節風の吹き始めの頃からの低気圧の移動に伴う海上風の変化を示す。これによると、日本海西部では1月30日9時~31日3時頃までの間に低気圧が移動しており、海上風の風向はNE~Nへ、さらにNWへと急激に変化し、風速は6~8m/sから徐々に増大して、20m/s前後にまで発達している。また、この低気圧は北に移動した後も、北方海上でしばらく停滞して勢力を強めたので、日本海上では引き続き10~15m/s前後の風が吹いたものと推定できる。この場合の波浪の発達状況を **Fig. 5** に示す。1月30日9時頃から南西部において徐々に波向きの変化が現れており、その方向はほぼ風場の変化に対応している。しかし北西部については、あまり大きな波向の変化はみられない。これは北西部では季節風の吹送距離が短いことから、風速も小さく、波浪の発達が遅くなるのに対して、南西部では吹送距離が長いためにN~NW方向に発達した季節風が吹くためと考えられる。**Fig. 6** はこの場合の三隅港での推算結果と実測値との比較である。31日の最盛期前後の波高および周期の推算値と実測値との対応は良好であり、南西部における波浪の発達を確認することができる。

Fig. 7 は日本海北西部および四国の南岸で発生した2つの低気圧が発達して、それぞれが日本海側と太平洋側に停滞し、2つ玉の気圧配置となった場合の海上風のベクトル図である。極東天気図によると、12月22日に大陸から、また、23日未明に四国の南岸に発生したこれら2つの低気圧は次第に発達し、21時頃には典型的な2つ玉低気圧の配置となり、その後、さらに勢力を増しながら互いに接近し、24日21時には三陸沖で一体となって台風なみの勢力をもつ低気圧に発達した。このときの低気圧の中心気圧は972mbに及んだ。この低気圧はさらに北東に進んで停滞し、25日には新たに発生した低気圧が日本海上で発達したことによって、25日21時には再び東北で2つ玉低気圧の配置となった。この図によると、日本海の海上風はこれらの低気圧の影響によって、23日~25日にかけて暴風となり、24日には日本海の西部沿岸各地で風速20m/s以上となっている。**Fig. 8** にはこの期間における波浪のベクトル図を示す。波浪は23日12時前後から発達し始めるが、当初、そのエネルギーは弱く、24日12時頃にはほぼ定常状態になっている。このとき、発達段階での波浪の波向きの変化は、風向の変化にはほぼ一致している。しかし、25日以降、波浪がほぼ定常状態になってからは、

Table 11 Selected monsoon test cases for hindcasting

case no.	period for hindcast	meteorological condition
1	1979. 10. 18. 10. 23.	depression passed through the southern part of Japan Sea
2	1981. 12. 22. 12. 26.	depression passed through the center of Japan Sea

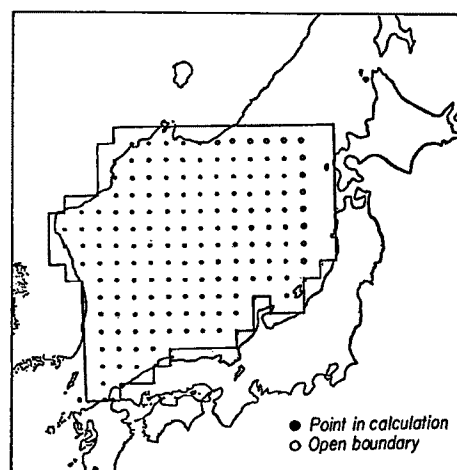
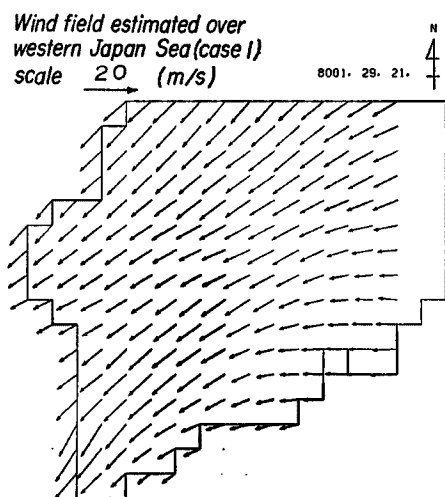
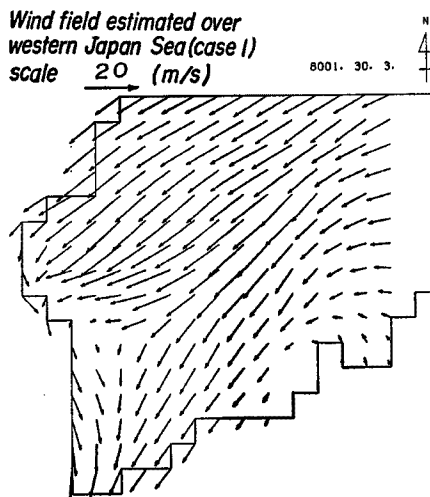


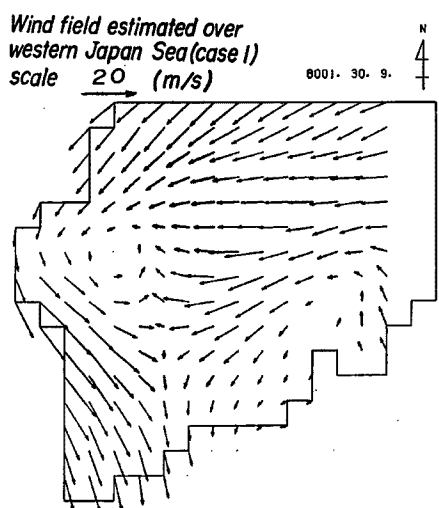
Fig. 3 Domain of calculation in the western part of Japan Sea.



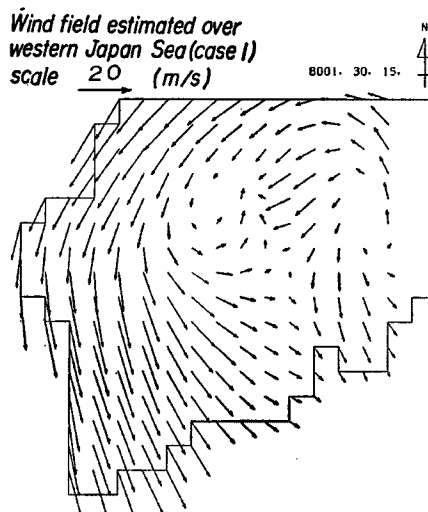
(1) At 21:00 29 Jan., 1980



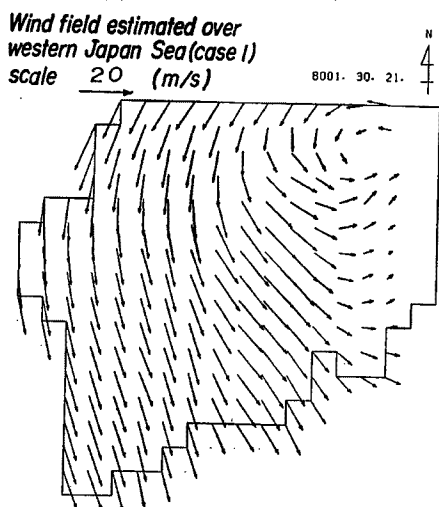
(2) At 3:00 30 Jan., 1980



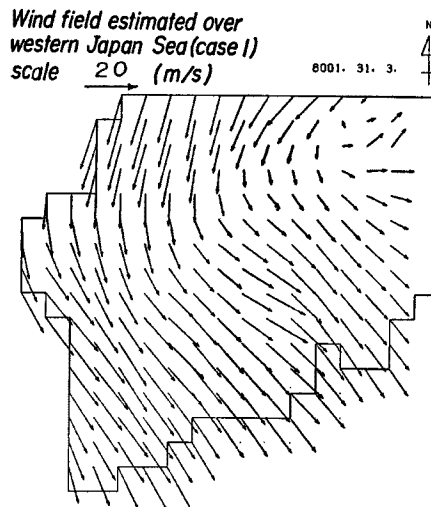
(3) At 9:00 30 Jan., 1980



(4) At 15:00 30 Jan., 1980

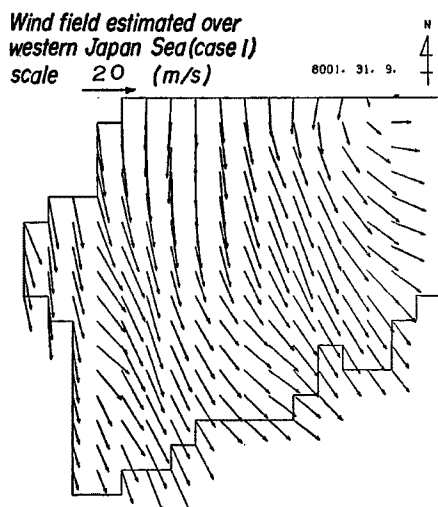


(5) At 21:00 30 Jan., 1980

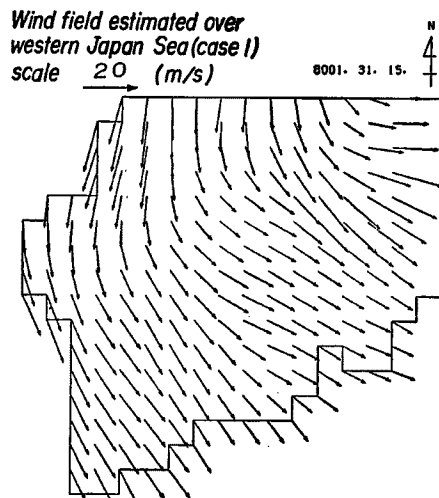


(6) At 3:00 31 Jan., 1980

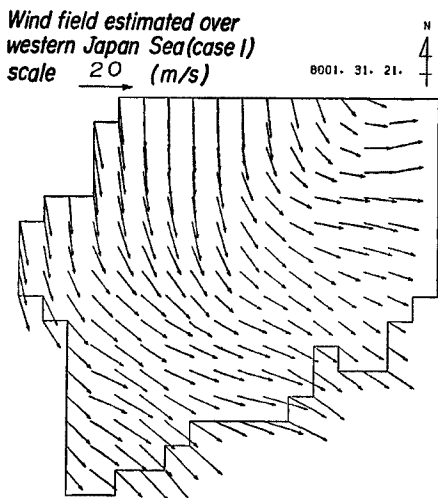
Fig. 4 Estimated wind fields in the western part of Japan Sea.



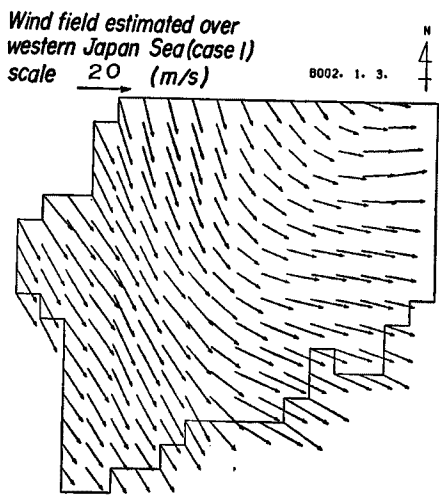
(7) At 9: 00 31 Jan., 1980



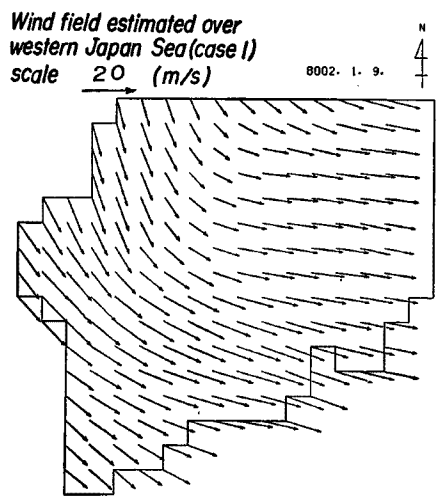
(8) At 15: 00 31 Jan., 1980



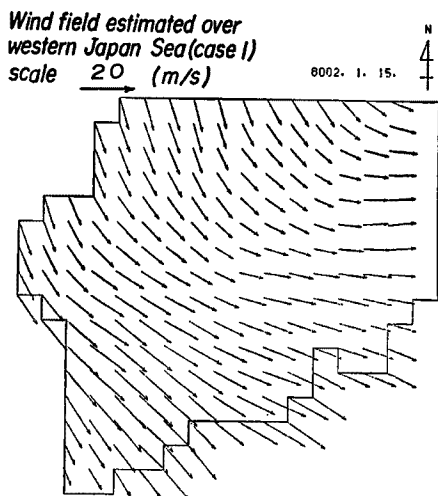
(9) At 21: 00 31 Jan., 1980



(10) At 3: 00 1 Feb., 1980



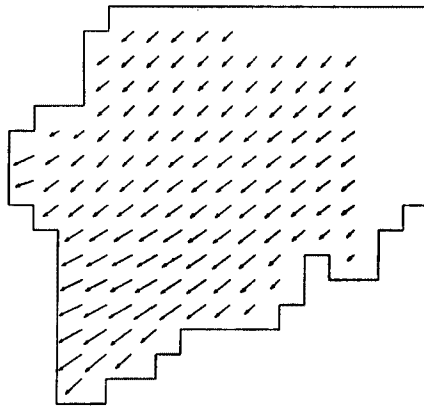
(11) At 9: 00 1 Feb., 1980



(12) At 15: 00 1 Feb., 1980

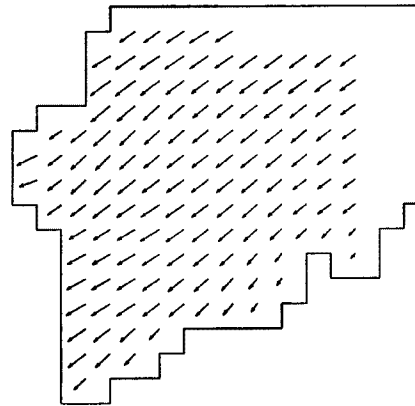
Fig. 4 (continued)

Wave field calculated in western Japan Sea (case 1)
Scale $\vec{5}$ (m)



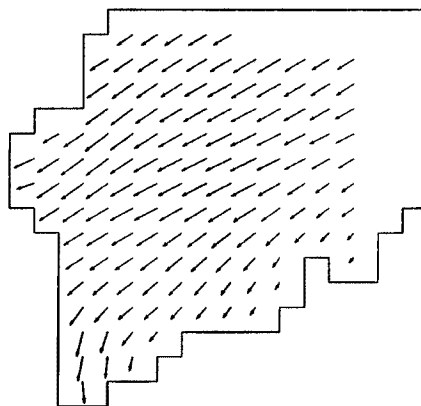
(1) At 21: 00 29 Jan., 1980

Wave field calculated in western Japan Sea (case 1)
Scale $\vec{5}$ (m)



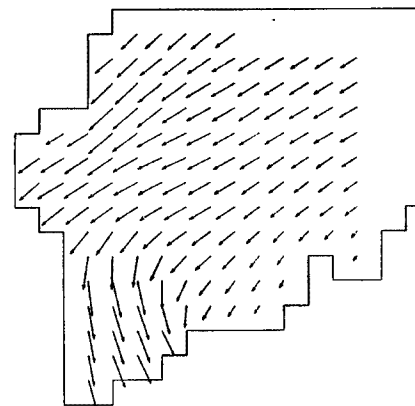
(2) At 3: 00 30 Jan., 1980

Wave field calculated in western Japan Sea (case 1)
Scale $\vec{5}$ (m)



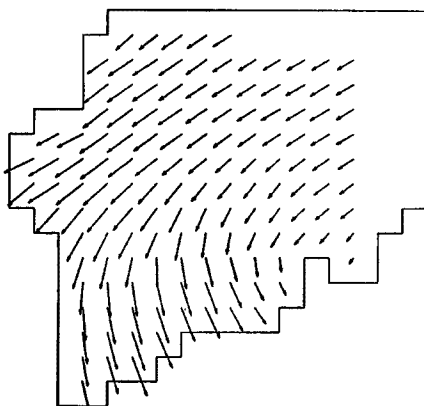
(3) At 9: 00 30 Jan., 1980

Wave field calculated in western Japan Sea (case 1)
Scale $\vec{5}$ (m)



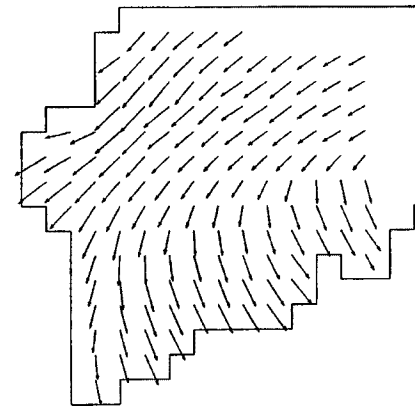
(4) At 15: 00 30 Jan., 1980

Wave field calculated in western Japan Sea (case 1)
Scale $\vec{5}$ (m)



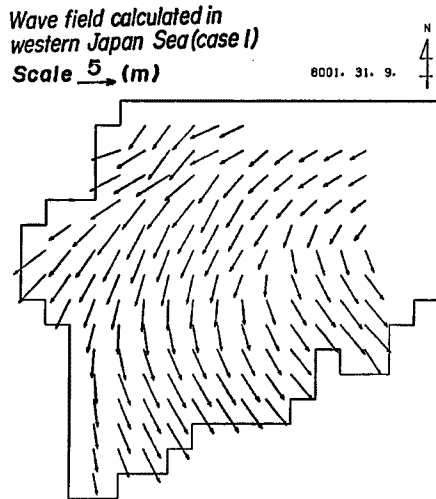
(5) At 21: 00 30 Jan., 1980

Wave field calculated in western Japan Sea (case 1)
Scale $\vec{5}$ (m)

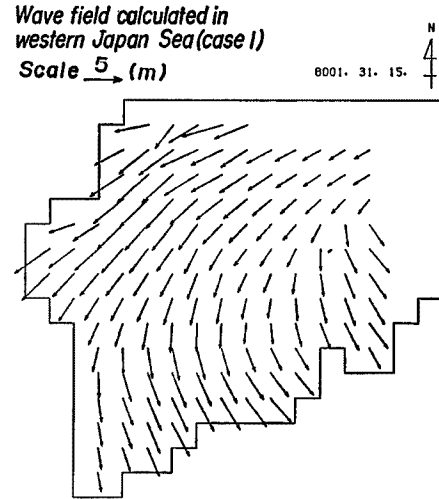


(6) At 3: 00 31 Jan., 1980

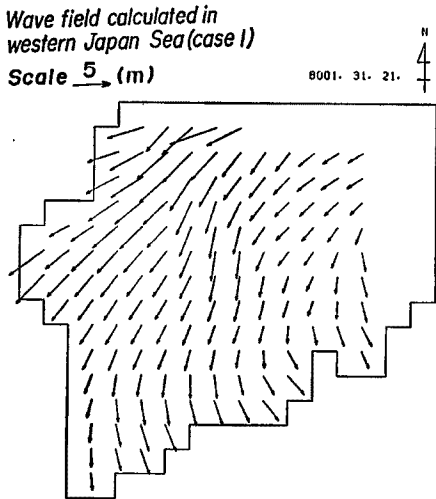
Fig. 5 Calculated wave fields in the western part of Japan Sea.



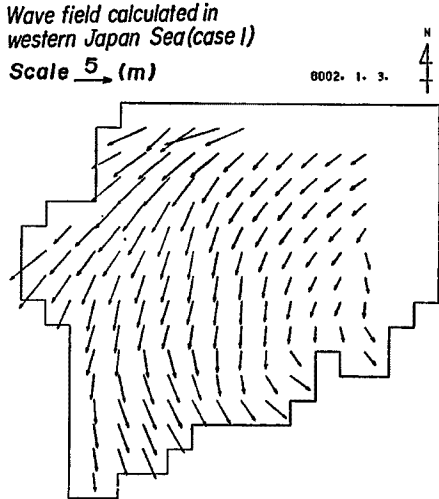
(7) At 9: 00 31 Jan., 1980



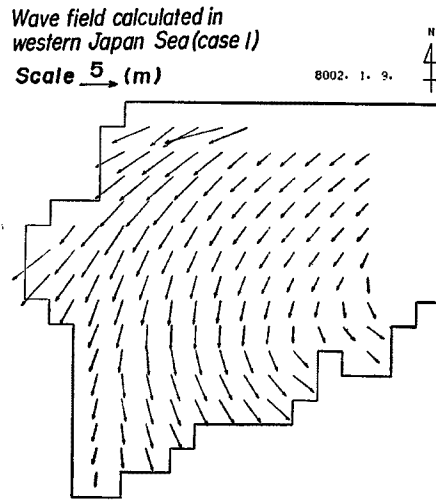
(8) At 15: 00 31 Jan., 1980



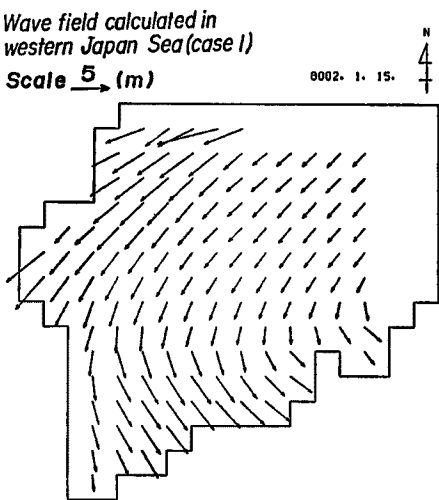
(9) At 21: 00 31 Jan., 1980



(10) At 3: 00 1 Feb., 1980



(11) At 9: 00 1 Feb., 1980



(12) At 15: 00 1 Feb., 1980

Fig. 5 (continued)

風向の変化に対して波向きはあまり変化していないが、これはうねりの減衰がかなり遅いことや日本海の地形的な特性によるものと考えられる。Fig. 9 は、この場合の三隅港における方向スペクトルの変化を表わす。22日から24日における風域の移動にともなって、波浪エネルギーの分布も S から W へ、さらに NW へと大きく変化している。この図によると、初期の波浪は高周波成分のみが発達したものであり、風域の移動による減衰も速い。しかし、24日6時頃から NW 方向を中心に長周期成分がかなり卓越するようになり、12時のスペクトル分布では、N 方向を中心とした半平面で広範囲に高いエネルギーが存在していることがわかる。18時以降では、地形の影響を受けて NE 方向を中心としたエネルギー分布に変わり、長周期成分がさらに発達し続ける。したがって、この場合には N 方向を中心とした波浪エネルギーに、NE 方向のうねりのエネルギーが合成された結果、発達した異常波浪が発生すると考えられる。

以上、波浪推算モデルを用いて季節風による波浪の発達機構を調べた結果、三隅港を中心とする日本海西部沿岸

においては、NE あるいは NW の方向の長周期成分の卓越した波浪と N 方向を中心とした波浪エネルギーが合成されて、うねり性の強い発達した異常波浪が発生することが、波浪ベクトル図および方向スペクトル図によって確認された。NE 方向のうねりは日本海においては NE 方向の吹送距離が非常に長いために、風域をぬけたうねりが伝播するものであり、NW 方向のうねりは、季節風の継続により発達した波浪が、一時的に風が弱まった場合にうねりに変わったものと考えられる。この結果は、古くは磯崎ら²⁴⁾が富山湾の沿岸波浪について検討し、その後、土屋ら¹⁵⁾が日本海中部沿岸における異常波浪の発生機構について研究し、寄り廻り波の発生機構を検討した結果とはほぼ一致しており、日本海西部沿岸の三隅港や鳥取港においても、季節風によって富山湾沿岸と同様の寄り廻り波が発生するものと考えられる。

3. 台風による異常波浪

ここでは、台風の停滞時間が非常に長い場合に発生すると考えられる異常波浪を数値シミュレーションにより明らかにする。また、停滞時間を統計的に取り扱い、その分布特性を明らかにして、今後、標準計画台風さらにこれを取り入れることにより異常波浪を推算する方法について考察する。

3.1 標準計画台風と異常波浪の関係

北西太平洋沿岸において台風によって発生する異常波浪を検討する場合、山口ら³⁾が実施しているように過去の台風による波浪を追算により再現し、その結果に基づいて極値統計解析を行う方法が一般に用いられる。この方法によると、既往の台風による波浪が統計量とされ、その信頼性も高いが、台風がさらに長い停滞時間を経て、最悪の経路を通ったと仮定したときに推算される異常波浪を統計的に検討することは困難である。一方、藤井・光田²⁵⁾のように、いわゆる標準計画台風の概念に基づいて、任意の地域に上陸する台風を、その気圧場と経路をモンテカルロ法などにより確率的に再現させ、再現期間を考慮した台風の規模を設定することができる。この場合は、十分な気象観測データのない地点においても統計的な根拠をもった台風を再現することが可能である。しかし、この方法では一般に上陸直前の台風であるため、停滞時間が導入さ

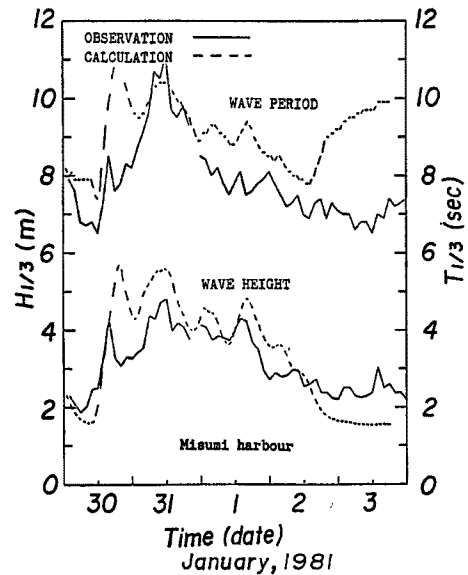
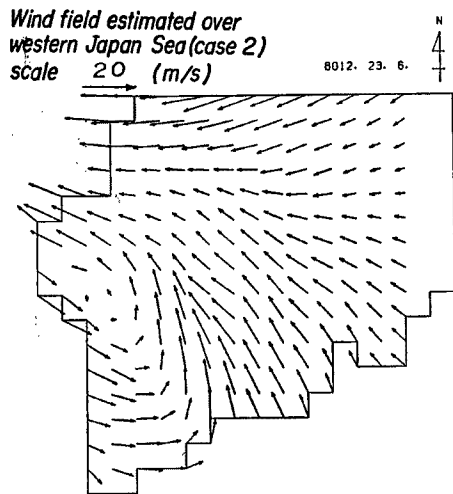
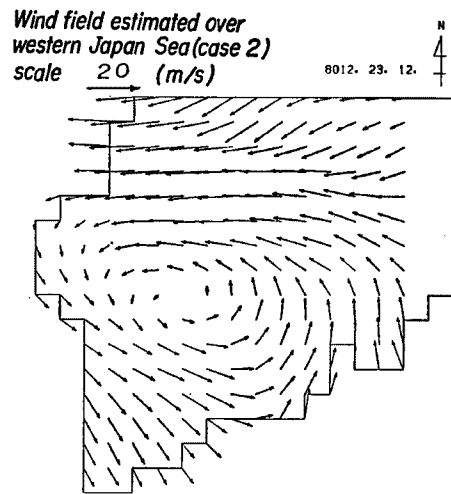


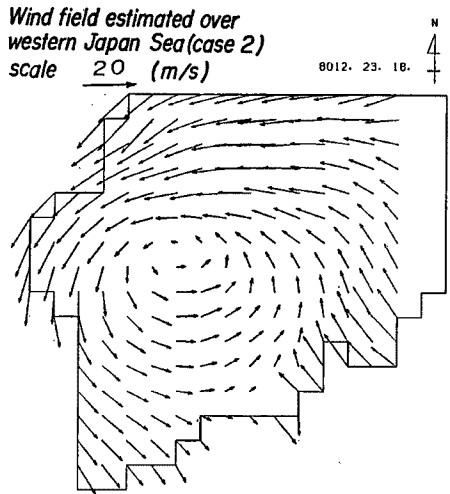
Fig. 6 Comparisons of hindcasted and observed wave characteristics at Misumi harbour.



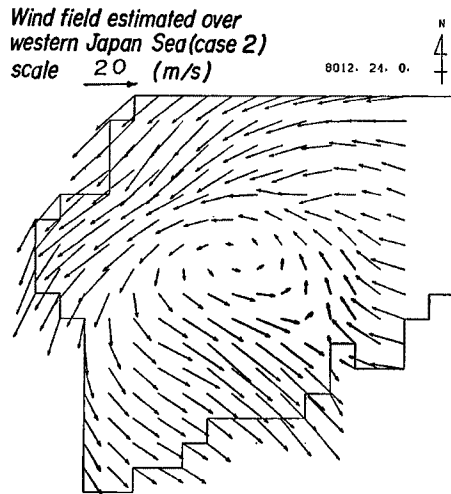
(1) At 6: 00 23 Dec., 1980



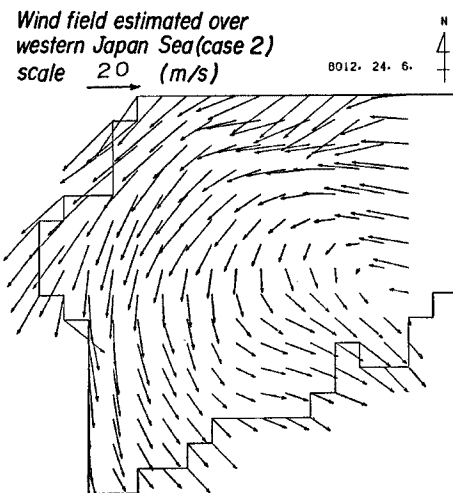
(2) At 12: 00 23 Dec., 1980



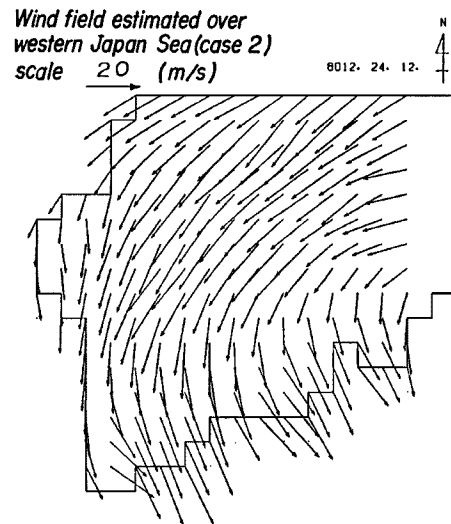
(3) At 18: 00 23 Dec., 1980



(4) At 0: 00 24 Dec., 1980

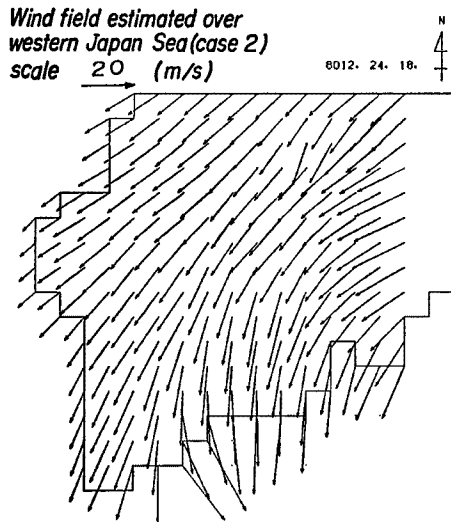


(5) At 6: 00 24 Dec., 1980

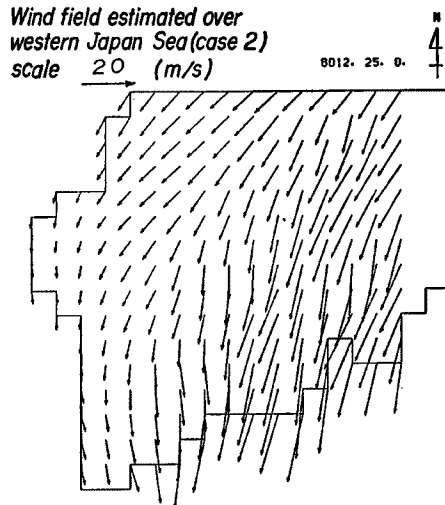


(6) At 12: 00 24 Dec., 1980

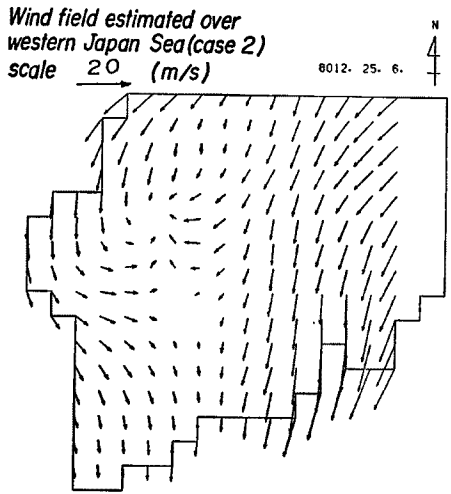
Fig. 7 Estimated wind fields in the western part of Japan Sea.



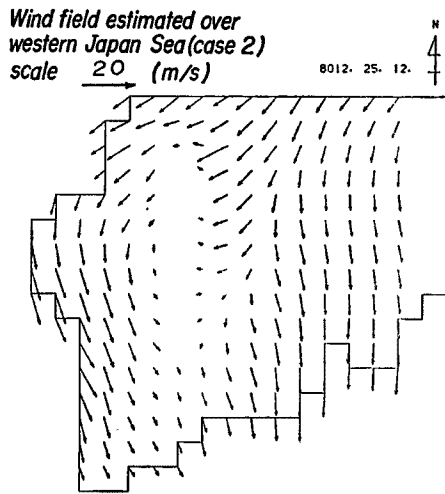
(7) At 18: 00 24 Dec., 1980



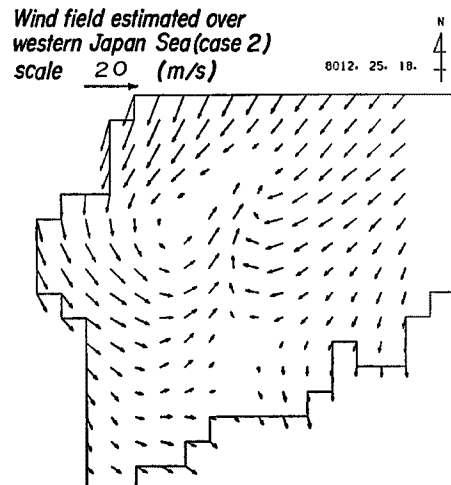
(8) At 0: 00 25 Dec., 1980



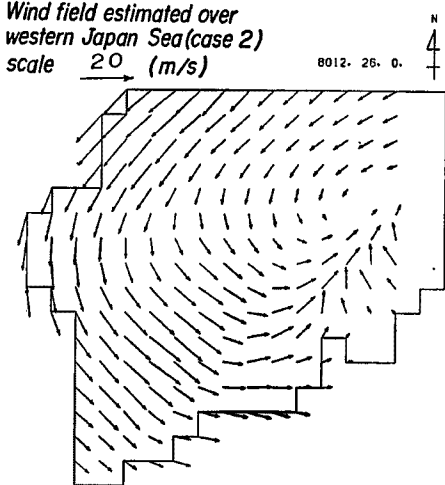
(9) At 6: 00 25 Dec., 1980



(10) At 12: 00 25 Dec., 1980



(11) At 18: 00 25 Dec., 1980



(12) At 0: 00 26 Dec., 1980

Fig. 7 (continued)

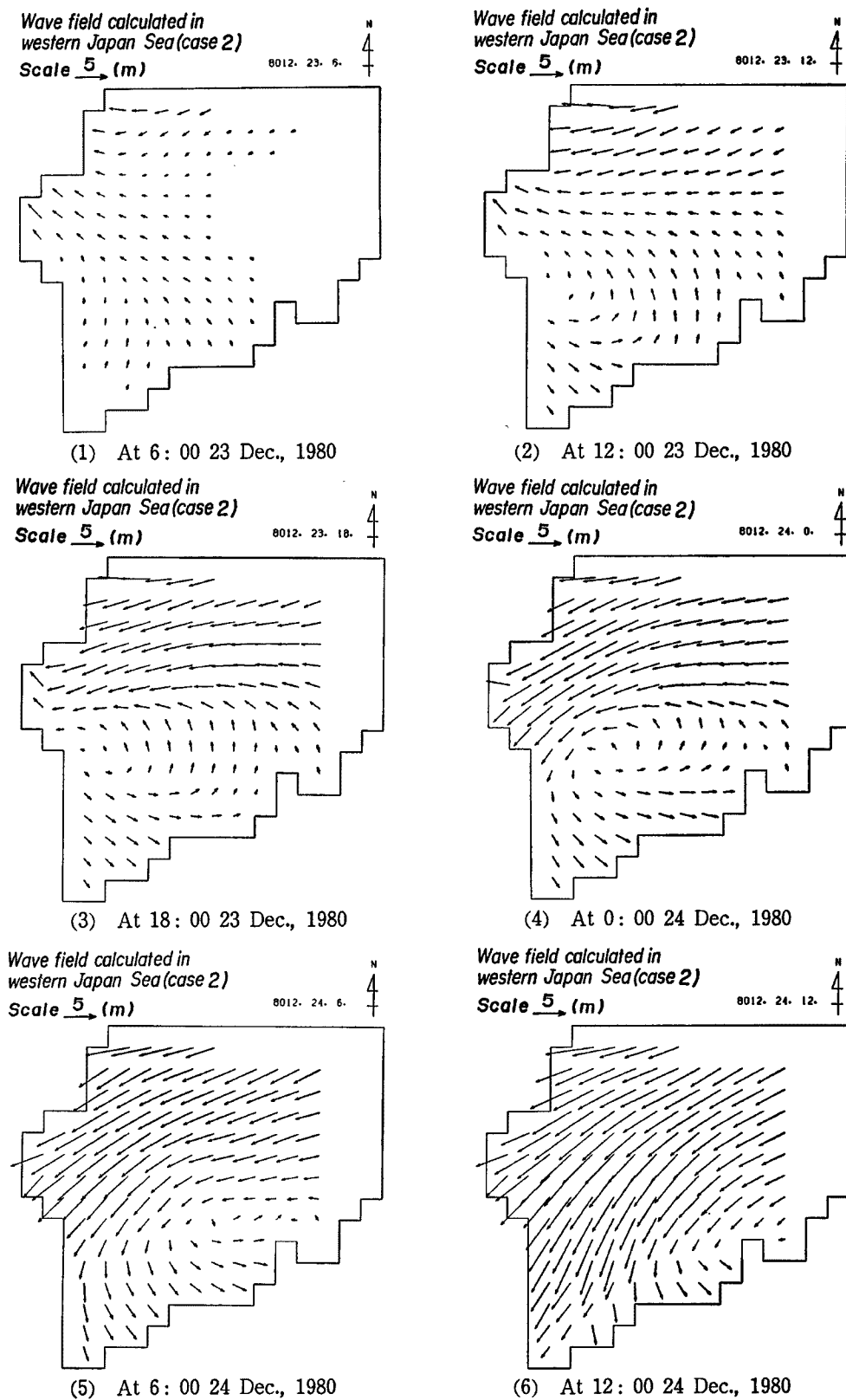
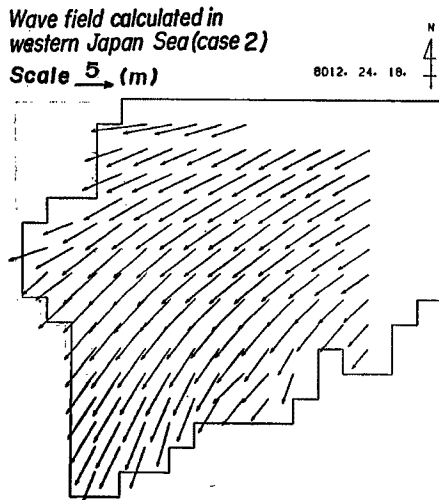
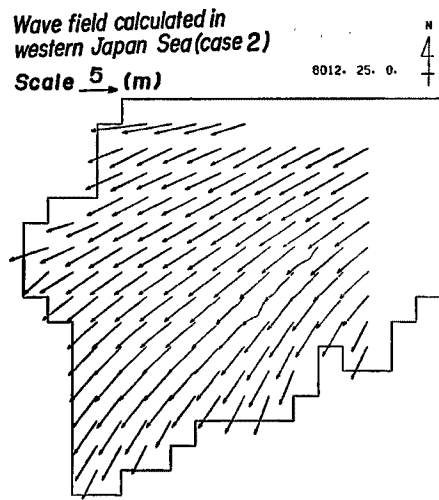


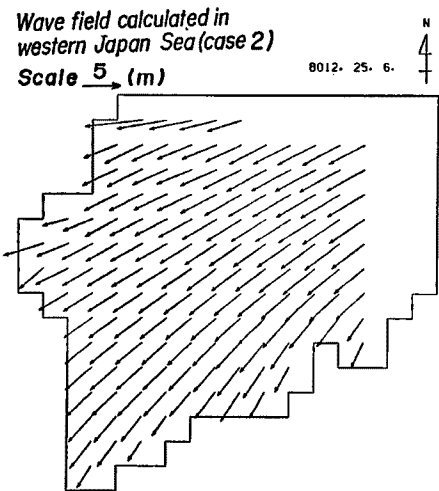
Fig. 8 Calculated wave fields in the western part of Japan Sea.



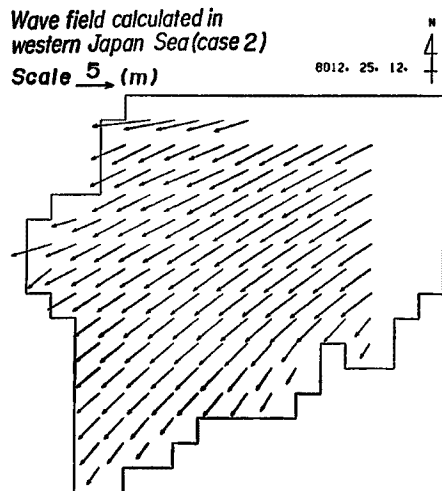
(7) At 18: 00 24 Dec., 1980



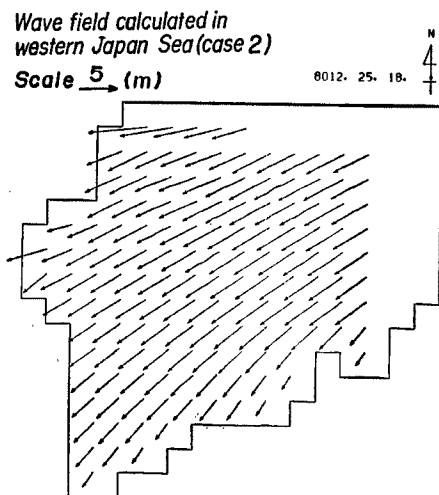
(8) At 0: 00 25 Dec., 1980



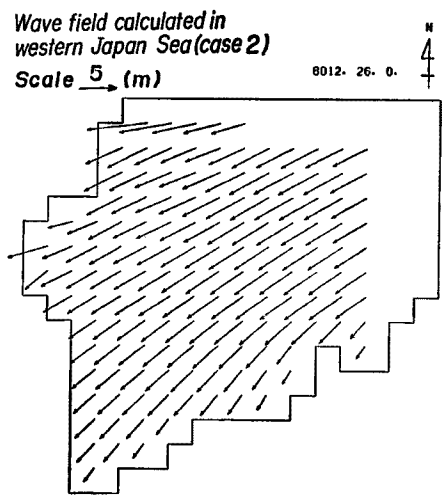
(9) At 6: 00 25 Dec., 1980



(10) At 12: 00 25 Dec., 1980



(11) At 18: 00 25 Dec., 1980



(12) At 0: 00 26 Dec., 1980

Fig. 8 (continued)

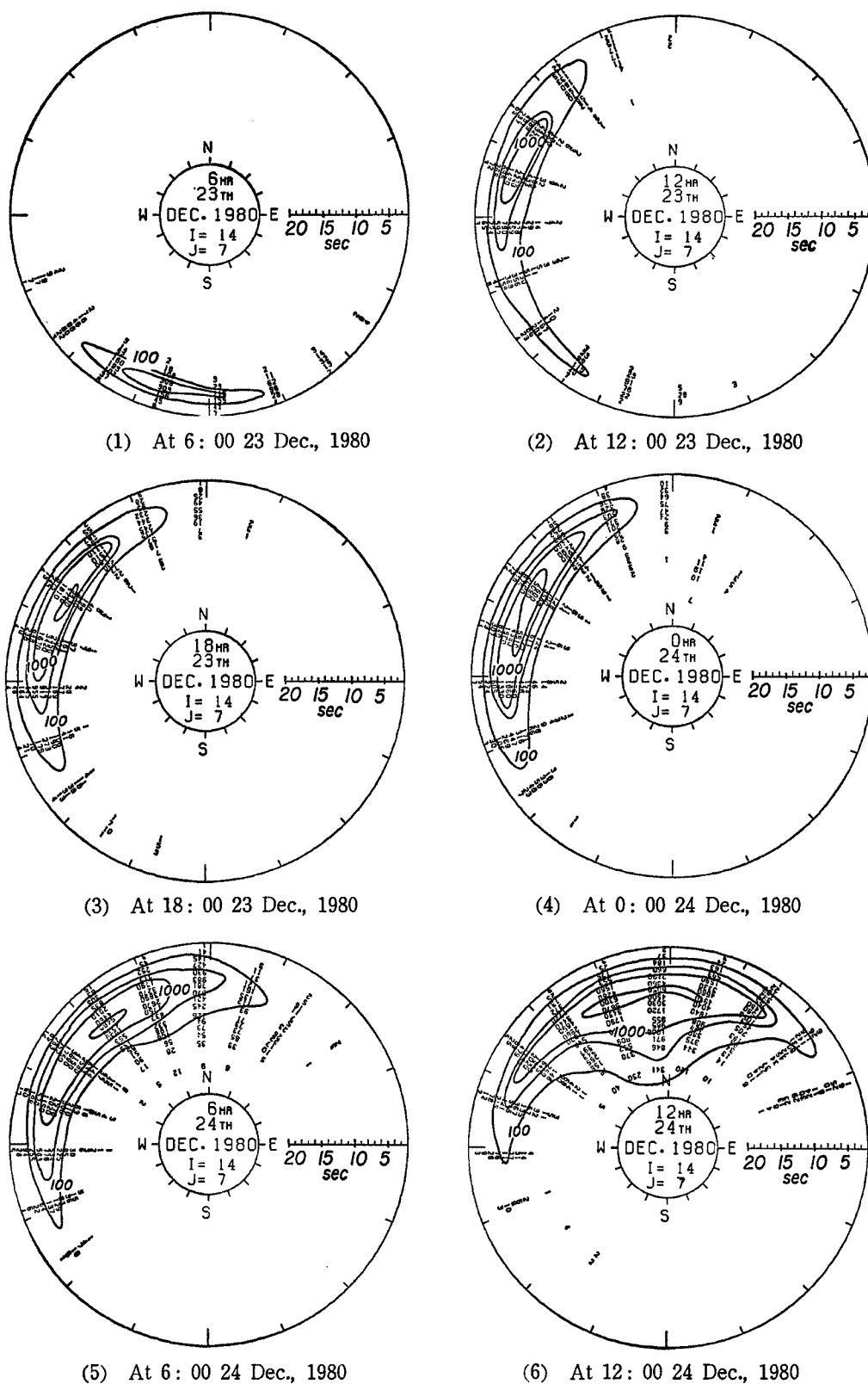
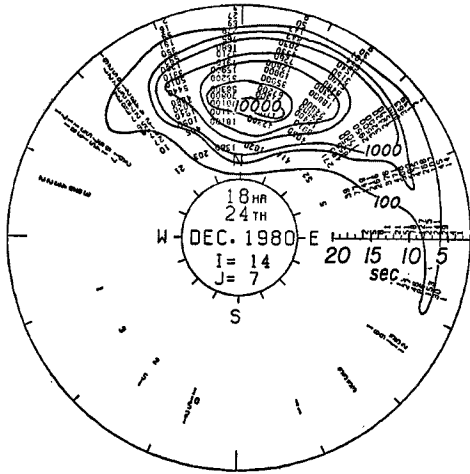
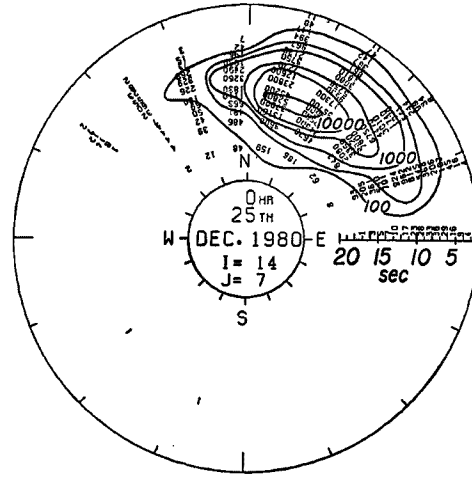


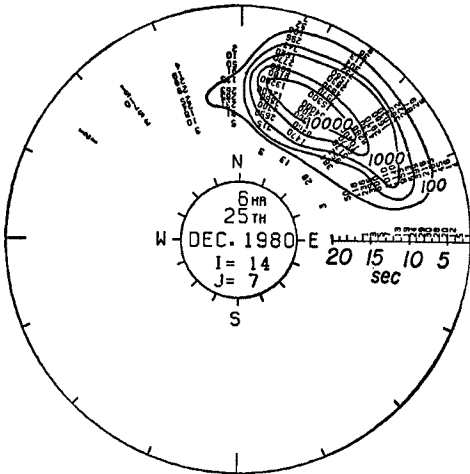
Fig. 9 Calculated directional spectrum at Misumi harbour assuming the moving wind fields.



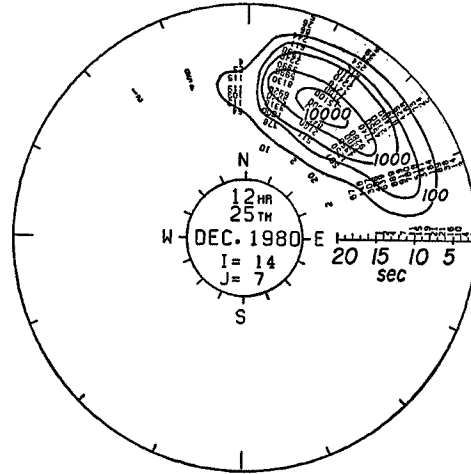
(7) At 18: 00 24 Dec., 1980



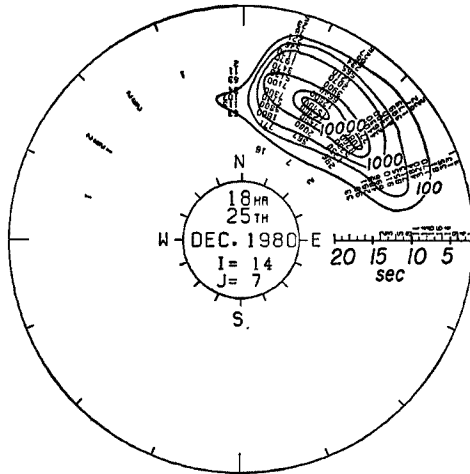
(8) At 0: 00 25 Dec., 1980



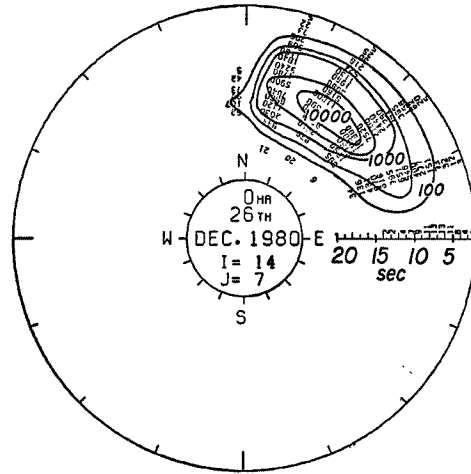
(9) At 6: 00 25 Dec., 1980



(10) At 12: 00 25 Dec., 1980



(11) At 18: 00 25 Dec., 1980



(12) At 0: 00 26 Dec., 1980

Fig. 9 (contiued)

れていないので、異常波浪の推算にそのまま用いることはできないと思われる。一方、異常波浪の推算を行う場合、伊勢湾台風を既往最大の台風として、これにより波浪推算が行われてきた。これは既往最大の台風による波浪を求める方法としては有効であるが、もし、上陸するまでに異常な経路をとって停滞時間が長くかかるような台風が存在するならば、台風による異常波浪を推算する場合には有効な方法とは言えない。

周知のように、波浪は吹送距離あるいは吹送時間の増加に伴って発達するが、太平洋沿岸の台風による波浪は、前者はあまり考慮されず、一般に後者により発達すると考えられる。したがって、台風により発達する異常波浪を推算するには、標準計画台風の概念に加えて、台風の迷走・停滞による吹送時間を考慮する必要がある。

3.2 台風による異常波浪と停滞時間との関係

ここでは、モデル台風に対して停滞時間を考慮したシミュレーションを行い、波浪特性と停滞時間との関係を明らかにする。

(1) 台風モデルの作成

モデル台風は伊勢湾台風規模のモデルを想定し、台風域内の気圧場は Myers の式により与える。また、

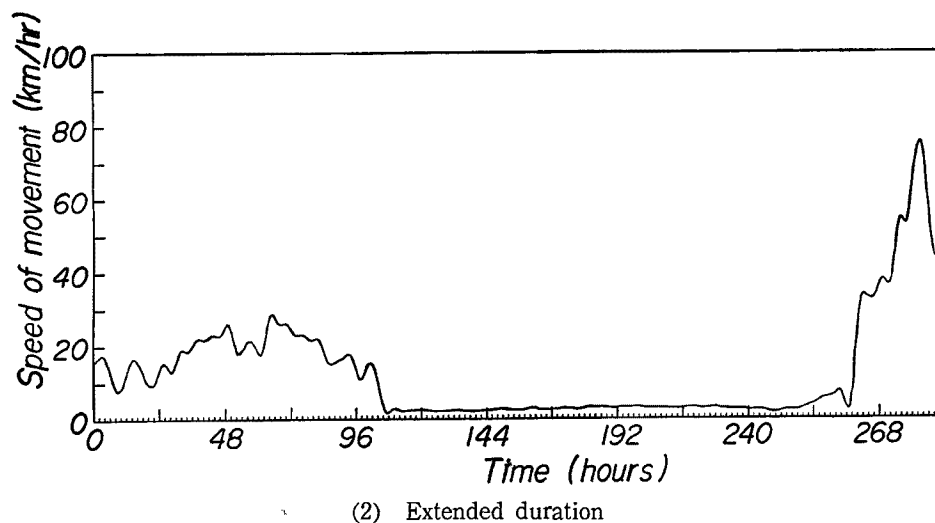
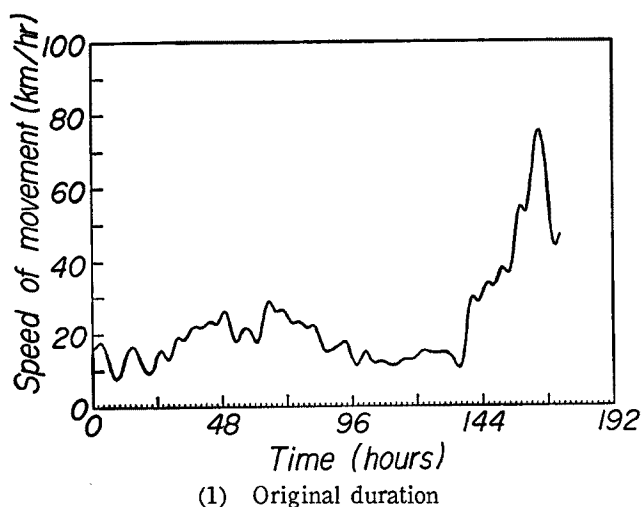


Fig. 10 Changes in typhoon travelling speeds with original and extended durations.

波浪推算モデルは山口・土屋モデルを用いる。この場合、初期条件および開境界条件として、Ross のモデル²⁶⁾ による周波数スペクトルと \cos^2 型の方向分布関数により計算される方向スペクトルを与えることにする。

台風経路を同一とし、停滞時間の異なる台風モデルを次のように作成した。まず、対象とした台風の経路から中心の位置を読み取り、進行速度の時間変化を求め、これから進行速度は平均の進行速度として得られる。同様に、台風が停滞する場合は、緯度 25°N から緯度 29°N までの範囲で停滞すると仮定し、その範囲の時間軸を引き伸ばして、その時間内での中心の位置の変化を求め、これより平均の進行速度の時間変化を求める。そして、進行速度の時間変化が滑らかになるように、スプライン関数による平滑化を行い、所要のモデル台風とする。Fig. 10 には以上のようにして得られた進行速度の時間変化を示す。この場合、中心示度の変化は単純に時間軸を引き伸ばして計算した。以上の手順によって、同一の経路を通過するが、停滞時間の異なるモデル台風を得ることができた。

(2) 推算結果と停滞時間

台風8218号による結果を一例として示すと、Fig. 11 のようになるが、これはこの台風そのものの経路を台風が進行した場合（停滞時間は $T_d=36$ 時間）と、この経路で種々の停滞時間を仮定した場合について、遠州海岸沖における波浪を推算した結果である。これによると、有義波高は前者の場合には 8.5m であり、後者の場合には T_d の増加に伴って、 10.5m 程度まで増大する。また、有義周期については、前者の場合に 9.8s であるのに対して、後者の場合には T_d の増加に伴って、周期 16.0s 程度の異常波浪が発生する可能性があることが明らかとなる。このことから、後述するように、もし上陸時の台風の規模と停滞時間との間

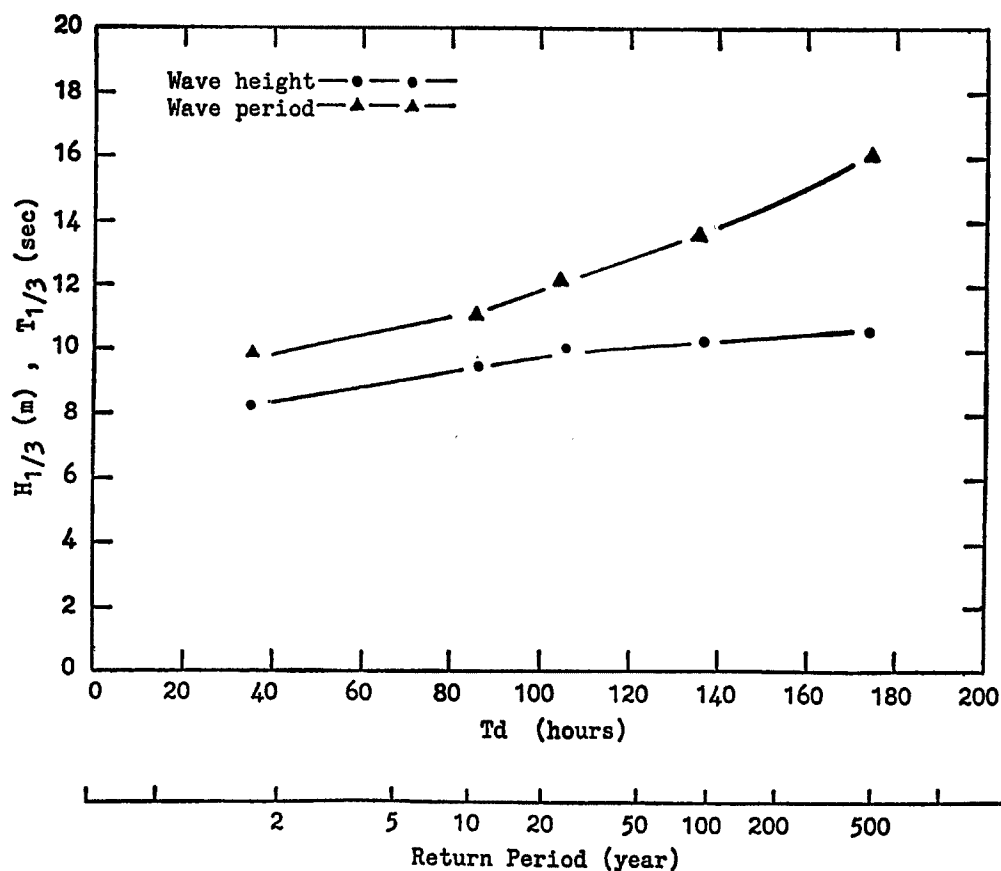


Fig. 11 Comparison between calculated significant wave heights and periods and those of Typhoon 8218 with extended durations.

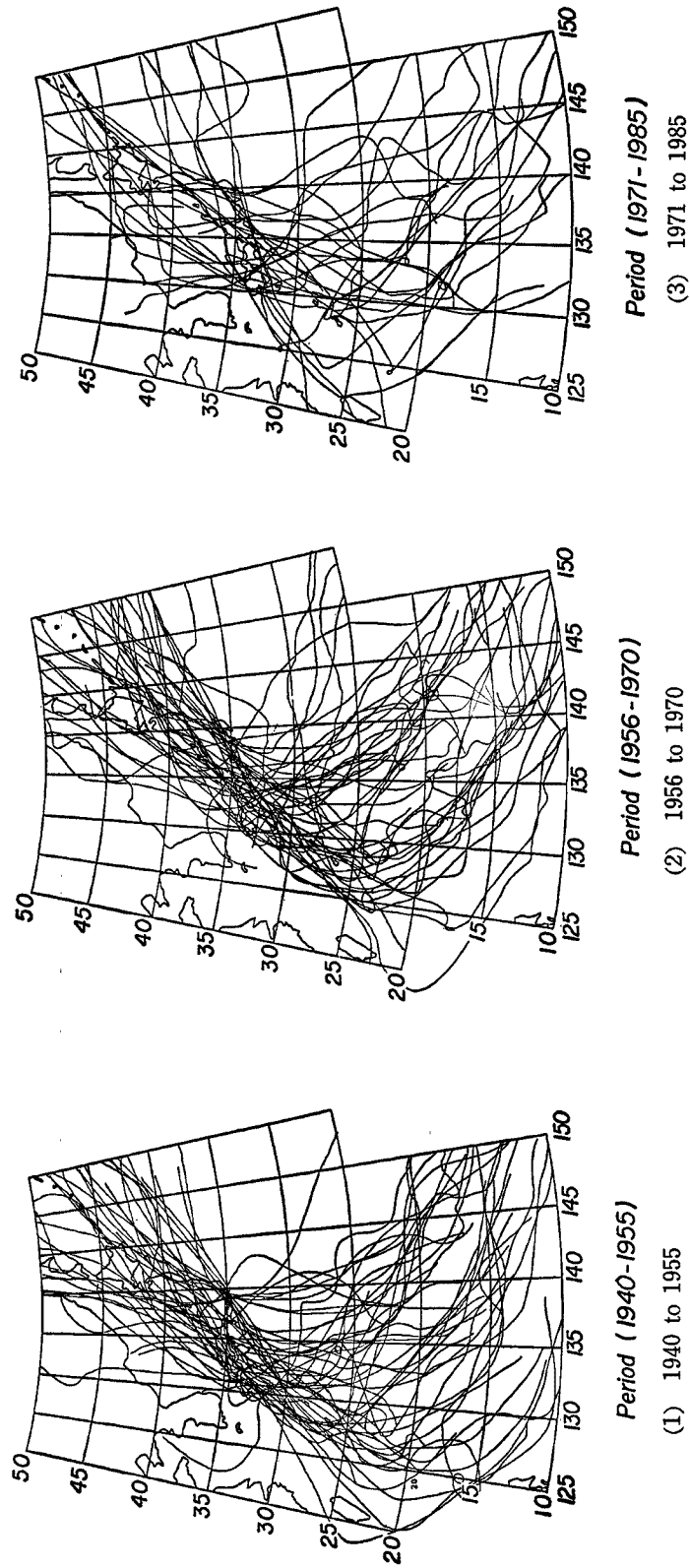


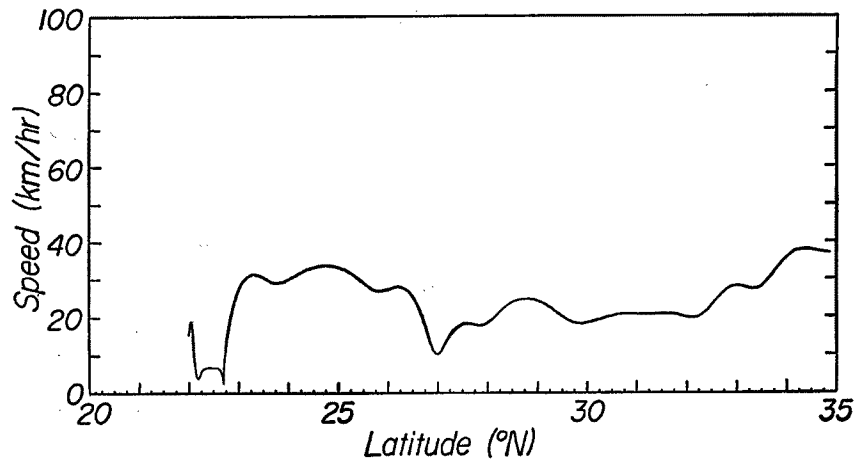
Fig. 12 Typhoon tracks which changed course in the region of low latitude.

Table 12 Typhoon tracks which changed course in the region of low latitude

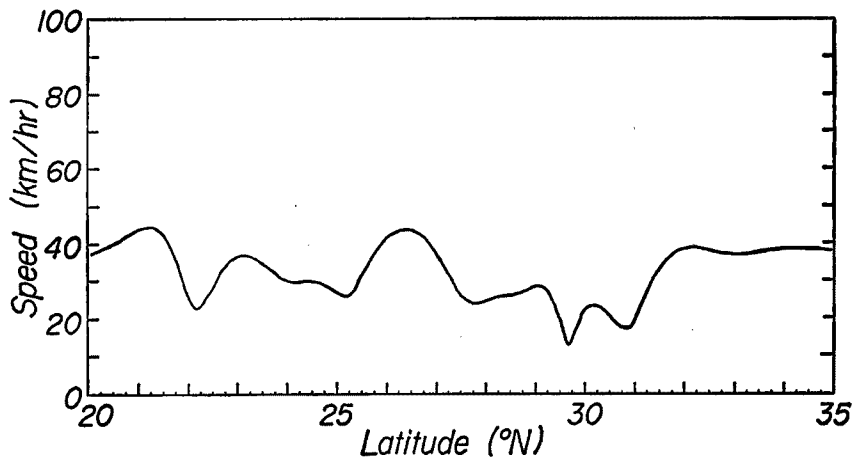
Typhoon	Pressure** p_0 (mb)	Latitude*** (°N)	Typhoon	Pressure** p_0 (mb)	Latitude*** (°N)	Typhoon	Pressure** p_0 (mb)	Latitude*** (°N)
4021	975.2	27	5313*	930.0	26	6624	988.0	20
4027	960.0	-	5405	952.0	28	6626	960.0	31
4102	987.0	-	5412	945.0	28	6707*	1002.0	27
4108	977.4	-	5414	976.0	32	6715	1001.0	-
4114	960.0	25	5415	965.0	22	6718	980.0	29
4125	960.0	23	5522	938.5	28	6734*	968.0	23
4216	951.0	28	5523	985.0	-	6804	975.0	-
4221	988.6	-	5526	985.0	23	6810	986.0	-
4222	959.1	-	5603	998.0	19	6816	955.0	24
4312	992.0	-	5615	972.0	25	6907*	985.0	27
4314	1002.2	23	5710	958.0	29	6909*	960.0	28
4315	970.0	-	5811	970.0	25	7002	955.0	23
4326	968.8	23	5817	970.0	-	7009	975.6	-
4327	966.7	25	5821	955.0	23	7010	960.0	-
4328	990.0	25	5822	950.0	23	7119	940.0	30
4411	984.8	30	5906	965.0	30	7129*	990.0	23
4412	973.0	-	5907	959.5	-	7206*	985.0	25
4416	960.0	28	5915*	929.0	27	7209	976.0	-
4420	947.0	22	5916	991.2	-	7220*	960.0	25
4506	999.0	21	6011	980.2	-	7416	975.0	31
4511	978.0	32	6012	990.0	28	7417	1000.0	-
4512	980.0	26	6016	973.4	-	7505	960.0	-
4516	916.6	27	6111	971.8	-	7506	970.0	-
4520	963.7	27	6115	1003.0	-	7514	1002.0	20
4609	973.1	28	6117	1000.0	33	7611	1002.0	-
4703	1002.5	23	6118*	925.0	27	6612	992.0	-
4704	997.0	28	6207	970.0	-	7617	965.0	28
4707	1000.0	-	6213	980.0	29	7707*	985.0	23
4821*	943.0	31	6214	955.0	27	7808	980.0	30
4834	970.0	28	6303	991.4	-	7916	950.0	23
4902	960.0	19	6309	970.6	-	7920	965.0	24
4906	998.0	-	6420	944.2	-	8013	962.0	25
4909	960.0	20	6509	1002.0	23	8105	992.0	26
4910	956.8	-	6510	998.0	23	8115	965.0	-
5012	998.4	-	6515*	950.0	25	8210*	970.0	24
5028	955.0	28	6517	970.0	32	8218*	968.0	23
5029	959.1	28	6523	950.0	28	8219	978.0	21
5106	980.8	21	6524*	955.0	23	8305*	972.0	22
5115	927.0	25	6614	998.0	-	8310	975.0	30
5202*	968.0	20	6619	992.0	30	8506*	968.3	27
5302	982.0	20	6621	1005.0	-	8514*	992.0	24

** Central pressure depth at the time of landing

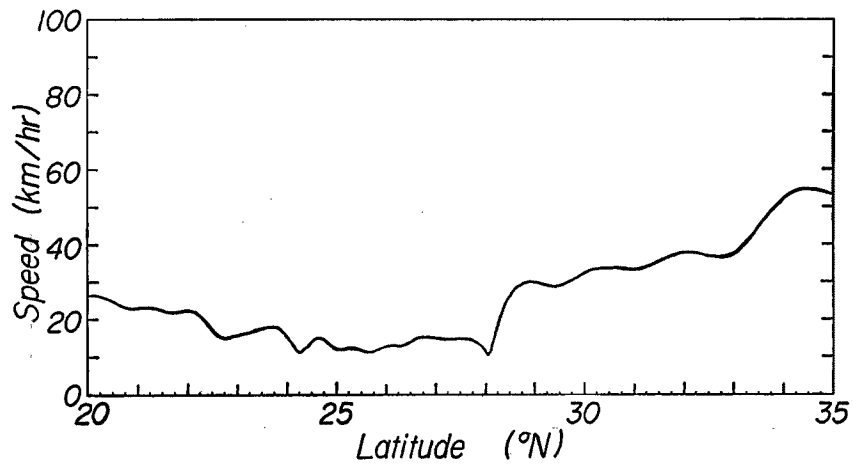
*** Latitude where typhoon changed its direction



(1) Typhoon 6907



(2) Typhoon 7206



(3) Typhoon 8218

Fig. 13 Examples of proposed typhoon speed which changed course in the region of low latitude.

に相関がなければ、長い停滞時間をとった場合には、非常に長周期の異常波浪が発生する可能性があることがわかる。そして、その再現期間はきわめて長いものになると考えられる。

3.3 台風の停滞時間の統計的特性

南洋上で発生した台風は、低緯度を西方に進行し、大陸方面に去って行くものと、転向して日本に向かうものに大きく分類される。このうち、被害台風となるのは転向してから日本に向かうものであるが、台風の停滞はいわゆる転向点付近を中心として、その前後で起こる場合が多い。ここでは、転向点を含む一定の範囲を台風が通過する時間を停滞時間 T_d として定義し、その統計的特性を調べる。すなわち、 T_d と上陸時の台風の中心示度 ϕ_0 との相関関係を調べたあと、 T_d の極値統計解析を行い、その分布特性を明らかにする。

まず、1940年から1985年までの過去46年間の台風資料を整理して、日本に上陸した台風から123個を抽出し、それらの転向位置を調べた結果を Table 12 に示し、また、その経路を Fig. 12 に示す。ただし、この場合、緯度 20°N よりも高緯度で発生した台風は除外した。次に、転向点付近で停滞した後、日本に上陸した台風を20個抽出し（これらは Table 12 において*印を付してある）、それぞれについて中心の進行速度とその東西方向成分および南北方向成分を計算した。Fig. 13 はこのようにして、緯度 20°N から緯度 35°N の範囲における台風の中心の進行速度の変化を計算した一部である。この結果、各台風の速度は緯度 23°N 、緯度 25°N および緯度 28°N 付近で遅くなり、緯度 30°N 付近から急に速くなる傾向が認められた。これより、緯度 21°N から緯度 29°N および緯度 25°N から緯度 29°N の範囲を台風の中心が通過する時間を T_d として、それと上陸時の中心示度 ϕ_0 との相関関係を Fig. 14 を示す。両者の相関係数は前者の場合に -0.108 であり、後者の場合は 0.028 となり、上陸時の台風の中心示度 ϕ_0 と停滞時間 T_d とは実用上、互いに独立な統計量として扱えると判断できる。しかし、台風は緯度 21°N 以上の地域からも発生するので、後者の場合はその設定範囲が広すぎると判断し、前者の場合の T_d を用いることにした。

Fig. 15 は、 T_d の年最大値について極値統計を行った結果である。Gumbel 分布に対する停滞時間の極値統計の適合度はかなり良好であり、その相関係数は 0.969 である。また、 T_d の再現期間とその期待値を Table 13 に示す。一方、伊勢湾台風、第二室戸台風の T_d は意外に短く、それぞれ約15時間および約21時間であり、 T_d がより長期である場合にはさらに発達した異常波浪が発生する可能性があると考えられる。

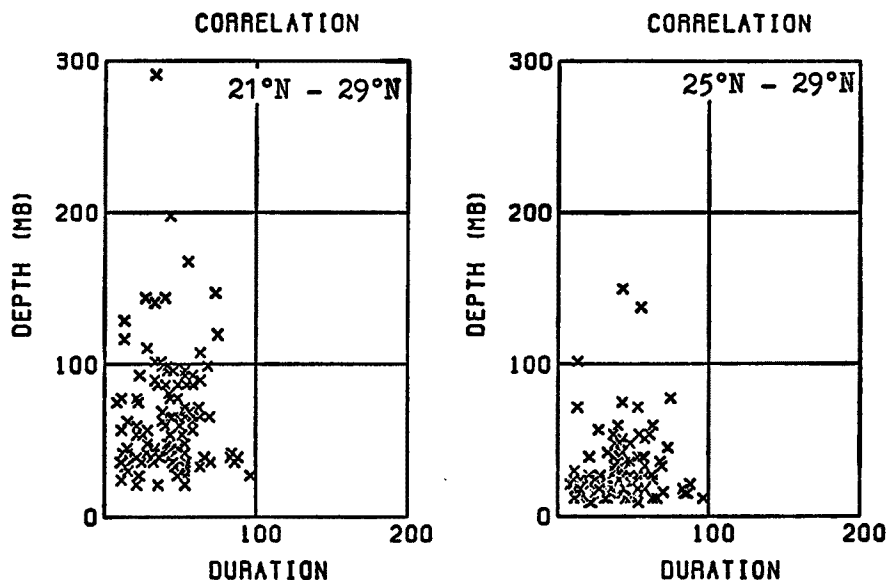


Fig. 14 Correlation between central pressure depth ϕ_0 and duration T_d .

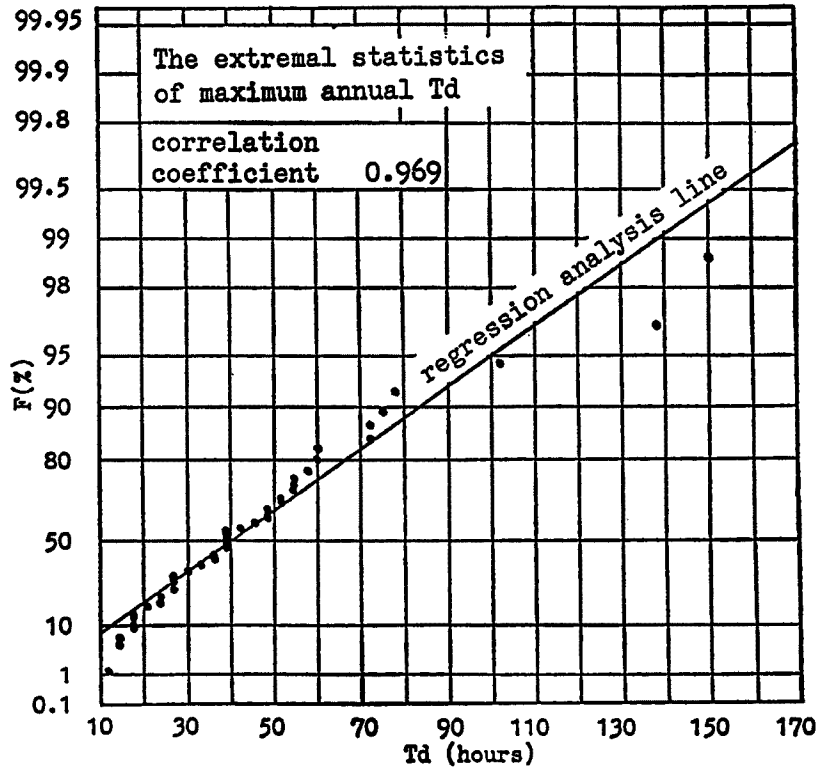


Fig. 15 Extremal statistics of maximum annual duration of typhoons.

以上、台風の中心の進行速度より、台風の停滞範囲を実用上定めて定義した停滞時間について、その統計的特性の一部が明らかとなった。しかし、異常波浪は台風の経路によって異なるので、停滞時間と標準計画台風の統計値との関係にこれを導入することによって、異常波浪の推算に用いられる標準計画台風の決定法を研究する必要があると考えられる。

4. 結 語

本研究は、長期の再現期間をもつ異常波浪の発生を予知することを目的として、波浪推算モデルの一つである山口・土屋モデルを用いて検討を行ったものである。そのため、まず、日本海西部沿岸において季節風による異常波浪の発生、発達機構を調べることににより、波浪推算モデルの推算能力を明らかにし、次いで、北西太平洋沿岸を対象として、低頻度の発生確率をもつ台風により発生する異常波浪を予知するための研究を行った。主要な研究成果は次のような内容である。

まず、日本海西部沿岸における季節風による異常波浪の実態を調べるために、波浪観測記録を用いて極値統計解析を行った。次に、この結果から選定された異常気象に対して波浪推算モデルを適用し、この場合に発生したと考えられる異常波浪の発生、発達機構を明らかにした。その結果、日本海西部沿岸では、夏期の台風の接近、通過による高波浪の発生だけでなく、冬期の季節風によってもかなり発達した異常波浪が発生

Table 13 Return period of duration of typhoon in the region of low latitude

Return period T_m (year)	Extended duration T_d (hours)
10	82.84
20	99.30
30	108.76
50	120.58
100	136.52
150	145.81
200	152.40
300	161.67
500	173.34

することが示された。この異常波浪は NE 方向と NW 方向から伝播する長周期の波浪に N~NW 方向からの波浪エネルギーが加わって、発達したものであり、いわゆる寄り廻り波の一つであると考えられる。また、この結果、この波浪推算モデルは異常波浪をかなり精度良く推算できることが示された。

次に、北西太平洋沿岸において台風により発生すると考えられる異常波浪の検討が行われた。この場合、シミュレーションの方法としては、既往の台風による波浪を追算し、その極値統計を調べる方法と標準計画台風を用いてこれを検討する方法が考えられるが、本研究では後者の方法により異常波浪の検討を行った。また、同時に、通常の標準計画台風による上陸前後の台風の大きさや強さだけでなく、台風の停滞時間を考慮した場合に、かなり長周期の異常波浪が発生する可能性があることを示した。これより、台風の停滞時間を考慮したモデル台風を作成し、台風が長期の停滞時間をもつ場合に発生すると考えられる異常波浪を推算した結果、台風の経路が同一の場合でも、停滞時間を考慮した場合には、従来の方法では推算されない異常波浪が発生することが示された。また、停滞時間の統計的特性を調べた結果、停滞時間と上陸時の中心示度との相関はほとんどないことがわかり、その年最大値は Gumbel の極値分布に良く適合した。これより、停滞時間を統計量として扱い、異常波浪に対する標準計画台風を合成することが可能であると思われる。

最後に、本研究の実施において、波浪推算モデルの適用においてご助言頂いた愛媛大学山口正隆教授に謝意を表明する。また、標準計画台風に関する文献を提供し、台風の転向について貴重なご意見を頂いた光田寧教授に深謝するとともに、暴風雨災害研究部門および災害気候研究部門の方がたのご協力で謝意を表明する。さらに、波浪観測記録を提供して下さった運輸省第三港湾建設局境港工事事務所および中国電力(株)のご協力に感謝すると同時に、本研究の成果が今後の災害防止の基礎資料になることを期待する次第である。

参 考 文 献

- 1) 合田良美：波浪統計に関する二、三の考察，港研資料，No 37, 1967, pp. 237~255.
- 2) 山口正隆・土屋義人・芝野照夫：波浪の極値統計に関する一考察，第25回海岸工学講演会論文集，1978, pp. 70~74.
- 3) 山口正隆・畑田佳男・日野幹雄・小淵恵一郎：太平洋岸における台風発生極大波の地域分布特性，愛媛大学工学部紀要，第11巻第1号，1986, pp. 265~276.
- 4) 光田 寧：標準計画台風について(1)，京都大学防災研究所年報，第8号，1965, pp. 605~612.
- 5) Hasselmann, K.: "Weak-interaction theory of ocean waves". Basic Development in Fluid Dynamics 2, Academic Press Inc., New York, 1968, pp. 117~182.
- 6) The SWAMP Group: The sea wave modelling project, Part 1.; Principal results and conclusions., Proc. Symp. on Wave Dynamics and Radio Probing of Ocean Surface, in Ocean Wave Modelling, Miami, Plenum Press, 1981, pp. 3~153.
- 7) Inoue, T.: On the generation of the spectrum of a wind generated sea according to a modified Miles-Phillips mechanism and its application to wave forecasting., Dept. of Meteorol. and Oceanogr., New York Univ. TR-67-5, 1967, 74p.
- 8) Isozaki, I. and T. Uji: Numerical prediction of ocean wind waves., Paper in Meteorol. and Geophys. 24, 1973, pp. 207~231.
- 9) Kawai, S., P. S. Joseph and Y. Toba: Prediction of ocean waves based on the single-parameter growth equation of wind waves., J. Oceanogr. Soc. Japan 35, 1979, pp. 151~167.
- 10) 山口正隆・土屋義人・小矢田 宏・渡辺 健：有限風域場における波浪の数値予知法，第26回海岸工学講演会論文集，1978, pp. 96~100.
- 11) Uji, T.: A coupled discrete model MRI-II., J. Oceanogr. Soc. Japan, 40 (4), 1984, pp. 303~

313.

- 12) Y. Toba, S. Kawai, K. Okada and N. Iida: The TOHOKU-II Wave Model., In "The Ocean Surface, Wave Breaking, Turbulent Mixing and Radio Probing." Eds. Y. Toba and H. Mitsuyasu, D. Reidal Pub., 1985, pp. 227~232.
- 13) 山口正隆・畑田佳男・日野幹雄・小淵恵一郎：エネルギー平衡方程式に基づく浅海波浪推算モデルの適用性について，土木学会論文集，No. 369/II-5, 1986, pp. 233~242.
- 14) Barnett, T. P.: On the generation, dissipation and prediction of ocean wind waves, Jour. Geophys. Res., Vol. 73, No. 2, 1968, pp. 513~529.
- 15) 土屋義人・山口正隆・平口博丸：日本海沿岸における異常波浪の数値予知，第29回海岸工学講演会論文集，1982, pp. 1~5.
- 16) 近藤浩右・鈴木義和・鹿島遼一・土屋義人：日本海中部沿岸における異常波浪の極値統計と佐度島遮蔽域の波浪特性，第32回海岸工学講演会論文集，1985, pp. 129~133.
- 17) Draper, L.: Derivation of a 'random wave' from instrumental measurements of sea waves, Proc. Instn. Civil Engrs., Vol. 26, 1963, pp. 291~304.
- 18) 合田良美・阿部淑輝：波浪観測台帳に基づく確率波高推定の諸例について，第5回港湾技術研究発表会概要，1967, pp. 29~44.
- 19) 合田良美：波浪の統計的性質とその応用，水工学に関する夏期研修会講義集，1975, pp. B-1-1~29.
- 20) 土屋義人・河田恵昭：高潮の生起確率・極値，高潮の発生機構とその極値に関する研究，自然災害科学総合研究班，No. A-56-4, 1981, pp. 39~55.
- 21) 土屋義人・河田恵昭・芝野照夫・山下隆男：琵琶湖，萩の浜の海浜過程に関する研究，京都大学防災研究所年報，第27号 B-2, 1984, pp. 641~681.
- 22) Petruaskas, C. and P. M. Aagaard: Extrapolation of historical storm data for estimating design wave heights., Prept 2nd O. T. C. No. 1190, 1970, pp. I-409~428.
- 23) 安中 正・土屋義人・光田 寧・藤井 健・大下哲則：スプライン法を用いた海上風推算における気圧データ作成方法，第32回海岸工学講演会論文集，1985, pp. 134~143.
- 24) 磯崎一郎：富山湾の沿岸波浪の特性（第1報），防災科学技術総合研究報告，第25号，1971, pp. 3~15.
- 25) 藤井 健・光田 寧：台風の確率モデルの作成とそれによる強風のシミュレーション，京都大学防災研究所年報，第29号 B-1, 1986, pp. 229~239.
- 26) Ross, D. B.: A simplified model for forecasting hurricane generated waves (Abstract)., Presented at conferences on Atmospheric and Oceanic Waves, Seattle, Washigton, Bull. Am. Meteorological Soc., 1976, 113.