

論文

波浪の長期推算に基づく波候と波高極値の推定システム

畑田 佳男*・山口 正隆*・大福 学*
李 敏杰**・野中 浩一***

A System for Estimating Wave Climate and Wave Extremes
Based on Long Term Wave Hindcast

Yoshio HATADA*, Masataka YAMAGUCHI*, Manabu OHFUKU*
Min Jie LI** and Hirokazu NONAKA***

Abstract

This paper presents a system capable of estimating both wave climate and wave extremes at the coastal sea areas around Japan based on a long term wave hindcasting. Time series of 1-hourly waves over 20 years from 1979 to 1998 are hindcasted with use of a backward ray tracing shallow water wave model on a nesting grid of high topographical resolution under the input condition of 6-hourly wind distribution over the Northwestern Pacific Ocean recompiled from the ECMWF analysis data sets. From the time series of hindcasted and observed waves, various kinds of wave climate parameters and error statistics are estimated separately for each month, season and year over the whole period, and also calculated for months, seasons and years over the 20-year period. Annual maximum and peak over threshold wave height data including extreme data stratified for several periods of a year are extracted and then extreme wave analysis for each of the data sets is conducted with use of the Goda-type model based on the least square method. The main conclusion is that the system may be highly efficient for the estimation of not only wave climate but also wave extremes at the sea areas around Japan.

キーワード：波浪の長期推算，波候，波高極値，ECMWF風資料，1点浅海モデル

Key words : long term wave hindcast, wave climate, wave extremes, ECMWF wind data, backward ray tracing shallow water wave model

* 愛媛大学工学部環境建設工学科
Department of Civil and Environmental Engineering,
Faculty of Engineering, Ehime University
** 愛媛大学大学院理工学研究科博士前期課程土木海洋工学
専攻
Course of Civil and Ocean Engineering, Graduate School of
Science and Engineering, Ehime University

*** 愛媛大学大学院理工学研究科博士後期課程生産工学専
攻
Course of Engineering for Productions, Graduate School
of Science and Engineering, Ehime University

本論文に対する討論は平成12年12月末日まで受け付ける。

1. 緒言

海岸・海洋構造物の計画・設計や波浪災害対策の検討にあたって、対象海域に襲来する波浪を波候および波高極値の両面から検討する必要がある。従来、波候の推定は長期間の波浪観測資料の解析、波高極値の推定は過去数十年の間の異常気象擾乱に対する波浪推算資料の極値統計解析によるのが一般的な手順であるが、気象資料の整備、計算機能力の向上および波浪推算手法の進歩によって、波浪推算に基づく波候の推定も可能となっている。

これに関連する既往の研究事例をみると、山口・他^{1)~4)}は北西太平洋・東シナ海と日本海でそれぞれ9年間および14年間にわたる3時間ごとの気圧資料から推定した海上風資料、あるいは8年間にわたる6時間ごとのECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts; ヨーロッパ中期気象予報センター) 表面風解析値資料を整備するとともに、これらを入力条件として、地形解像度計算が可能な、1地点を対象とする浅海波浪推算モデル⁵⁾ (1点浅海モデル) により特定地点における長期間の波浪推算を行う「浅海波浪の長期推算システム」を構築した。そして、北西太平洋・東シナ海・日本海に面する沿岸各地点で最長10年にわたる1時間ごとの波浪推算とこれに基づく波候解析を行い、有義波および平均波向のみならず方向スペクトルを含む波候に関して観測結果との良好な対応を得ている。また、地球規模でみれば、北半球や全球を対象とした15~20年間の波浪推算と波候解析がアメリカ⁶⁾ や日本⁷⁾、ヨーロッパ⁸⁾ で実施されている。ただし、波浪推算における地形解像度が低いことから、得られる波浪資料は深海性波浪であり、沿岸部における波候の推定には必ずしも有用でない。

一方、波浪推算に基づく波高極値の推定は、日本周辺海域を対象とした場合に限定しても、多くの機関で行われてきた。このうち、山口・他^{9), 10)} は過去30~50年の異常気象擾乱に対する波浪推算と確率波高の推定を広範囲に実施するとともに、異常気象擾乱に対する気象資料のデータセットを整備することによって、日本沿岸任意地点における確率波高を効率よく評価できるシステ

ム¹¹⁾を開発した。

以上のように、わが国周辺海域での波浪推算に基づく波候と波高極値の推定は、前者では10年程度にわたって連続した気圧・風資料を、後者では過去30~50年の間の数十~数百ケースの異常気象擾乱資料を入力条件とすることによって、別個に行われてきた。これは長期間の海上風資料が未整備である事情によるが、現在ではECMWF表面風解析値資料 (ECMWF風資料) の期間は1979年以降1998年までの20年に及んでいる。したがって、過去20年間6時間間隔のECMWF風資料を入力条件とする波浪推算を実施することによって、過去20年間の波候に対する高精度の評価のみならず、ECMWF風資料には波高極値の推定用資料としては期間が短く時空間解像度が相対的に低いという問題が付随するものの、波高極値に対する概略値の推定も同時に可能になると考えられる。

そこで、本研究では、日本海に設けた格子間隔40 kmの格子網および北西太平洋・東シナ海に設けた格子間隔80 kmの格子網において20年間6時間ごとのECMWF風資料のデータセットを整備することによって、ECMWF風資料を入力条件とする1点浅海モデルを用いた波浪の長期推算システム、波浪時系列に対する波候解析システムおよび極値統計解析システムよりなる、「波浪の長期推算に基づく波候と波高極値の推定システム」を開発する。そして、日本海沿岸、太平洋沿岸およびわが国周辺の外洋ブイ位置の各1地点において最長20年にわたる1時間ごとの波浪推算を実施し、得られた波浪時系列に対する波候および波高極値の解析結果と観測資料に対する解析結果との比較から、本システムの適用性を検討する。

2. 波浪の長期推算システム

2.1 ECMWF 風資料

本研究で使用する10 m高度でのECMWF風資料は世界標準時 (UTC) 0時, 6時, 12時, 18時, の1日4回得られている。その空間解像度は、①1.125°; 1979年1月1日0時~1991年9月16日18時, ②0.5625°; 1991年9月17日0時

～1998年12月31日18時,である。①のデータセットは, ECMWF Re-Analysis Advanced Analysis Surface Fields Data Sets (1979年1月1日0時～1993年12月31日18時のうち, 1985年6月30日18時まで) および ECMWF/TOGA Advanced Operational Analysis Data Sets (1985年6月1日0時～1991年9月16日18時のうち, 1985年7月1日0時以降), ②のデータセットは空間解像度 0.5625° の原データセットから 0.5° ごとに補間された ECMWF/TOGA Advanced Operational Analysis Data Sets (1991年9月17日0時～1998年12月31日18時) より抽出されている。抽出範囲は北緯 $10^\circ \sim 55^\circ$, 東経 $115^\circ \sim 160^\circ$ である。②のデータセットの空間解像度は, ①のデータセットの2倍 (0.5° の場合には, 2.25倍) となっており, 上記の期間ごとに異なるけれども, 北西太平洋領域において6時間ごとの10m高度表面風成分のデータセットが1979年1月1日0時(UTC)～1998年12月31日18時(UTC)の20年間にわたり準備されたことになる。

2.2 波浪推算モデル⁵⁾

1点浅海モデルは計算対象地点に到達する各成分波の波向線上における方向スペクトルの発達・減衰および伝播計算から, 対象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。これは, 風波の発達に支配的役割を果たすとされる成分波間の非線形相互作用のモデル化に着目した波浪推算モデルの分類によれば, 第1世代に属するが, 実用面では高地形解像度格子網上での効率のつかかなり高精度の波浪推算を可能にするという特徴をもち, その相対的精度は第3世代モデルのWAMと同等¹²⁾である。

1点浅海モデルの基礎方程式は浅海におけるエネルギー平衡方程式であり, ソース関数は, ①Phillips機構による波の発生項, ②Miles機構による波の発達項, ③順風段階でのエネルギー損失項, ④逆風によるエネルギー損失項, ⑤底面摩擦によるエネルギー損失項, ⑥浸透によるエネルギー損失項, から構成される。また, 砕波によるエネ

ルギー損失は, 風波の発達段階における方向スペクトルの計算結果が平衡方向スペクトルを越えないと仮定することにより評価される。この場合, 平衡方向スペクトルは, Pierson-Moskowitz (P-M) スペクトルおよびThornton¹³⁾による浅海平衡周波数スペクトルを組み合わせた平衡周波数スペクトルと, $\cos^4 \theta$ 型方向分布関数の積で表される。風の摩擦速度の評価はMitsuyasu and Kusaba¹⁴⁾の経験式による。

エネルギー平衡方程式の数値積分は移流方程式と, 移流項を無視した発達・減衰方程式を1タイムステップ内で交互に解いて解を求める時間分割法による。まず, 移流方程式を特性曲線法の一つであるfull ray methodあるいはpiecewise ray methodにより解く。この場合, 浅海波とみなされる低周波成分 ($kh \leq 6.5$; k : 波数, h : 水深) の計算にはfull ray methodを, 深海波とみなされる高周波成分 ($kh > 6.5$) の計算にはpiecewise ray methodを適用する。full ray methodにおける波向線の計算時間間隔は, 成分波が最小格子間隔を進行するのに必要な時間のうち60分を割り切る分単位の時間とするので, 低周波成分ほど短い。波向線上格子点は波向線の計算結果から波浪推算時間間隔(ここでは1時間)ごとに取り出す。ついで, 発達・減衰計算は移流計算後の方向スペクトルを初期値とする発達・減衰方程式の解析解を用いて行い, 発達段階で方向スペクトルが平衡方向スペクトルを越える場合に平衡方向スペクトルに等しいとする。

有義波高 H は方向スペクトルの方向 θ ・周波数 f に関する積分値の平方根値を4.0倍することにより, 有義波周期 T は周波数スペクトルの0次積率と2次積率の比の平方根値で定義される平均周期を1.26倍することにより, 平均波向 $\bar{\theta}$ は $\sin \theta$ および $\cos \theta$ を重みとする方向スペクトルの方向・周波数に関する積分値の比の逆正接関数値をとることにより, それぞれ算出する。

2.3 日本海における波浪の長期推算システム

(1) 海上風資料

日本海では, NW-SE方向を x 軸とする格子間

隔 40 km の直交格子網 (41×63) 上格子点の緯度・経度座標を, 直交座標と緯度・経度座標の変換数値表を用いて補間したのち, 各格子点位置での風速成分を緯度・経度座標表示の ECMWF 風成分に対する 2 次元 1 次補間式の適用によって推定する。そして各格子点位置での風速成分の補間結果を 45° 反時計方向に回転することにより, 直交座標系に合致した風速成分を求める。

(2) 波浪推算条件

波向線計算および波浪推算は, Fig. 1 に示すように, 日本海全域を格子間隔 $\Delta x = 5$ km で 185×445 に分割した大領域水深格子網に, 波浪推算点周辺領域を格子間隔 1 km あるいは 0.5 km で分割した小領域水深格子網 (大領域図内の小枠) を組み込んだ高地形解像度 2 段階水深格子網において行う。

計算に用いる周波数データの個数は $f = 0.055 \sim 0.75$ Hz 間を不等分割した 25 個, 方向データの個数は $0 \sim 360^\circ$ を等分割した 37 個である。日本海領域での方向は NW を 0° として反時計回りに定義する。境界条件は, 日本海がすべて陸地境界で囲まれていると仮定して, 波浪推算点より出発し計算領域境界に達する波向線先端で, 方向スペクトルの値を 0 とすることにより与える。波浪推算は, 時間に関する線形補間を通じて 1 時間ごとに格子間隔 40 km の格子点上で算出した風速成分を各成分波に対する波向線上の格子点に 2 次元 1 次補間することによって, 計算時間間隔 $\Delta t = 1$ h で行う。日本海における波浪推算地点は経ヶ岬 (位置 $35^\circ 46' 58''$ N・ $135^\circ 13' 36''$ E, 水深

47 m) であるが, 経ヶ岬では波向は観測されていない。

2.4 北西太平洋・東シナ海における波浪の長期推算システム

(1) 海上風資料

北西太平洋・東シナ海では, 当該領域に設けた N-S 方向を x 軸とする格子間隔 80 km の直交格子網上格子点の緯度・経度座標を, 直交座標と緯度・経度座標の変換数値表を用いて補間したのち, 各格子点位置での風速成分を緯度・経度座標表示の ECMWF 風成分に対する 2 次元 1 次補間式の適用によって推定する。ECMWF 風資料は, 空間解像度の不足のために, 異常台風時のように気圧傾度の大きい気象擾乱に対して風速を過小評価する傾向にあるが, 今回の検討では台風モデル風の埋込みなどによる補正を行わず, そのまま使用する。

(2) 波浪推算条件

計算対象領域はおおよそ北緯 $20 \sim 43^\circ$, 東経 $120 \sim 152^\circ$ (南北 3360 km, 東西 3360 km) の北西太平洋, 東シナ海および日本海からなる海域である。波浪推算は, Fig. 2 に示すように, 北西太平洋領域を格子間隔 $\Delta x = 5$ km で 673×673 に分割した大領域水深格子網に, 格子間隔 1 km あるいは 0.5 km で分割した波浪推算地点周辺小領域水深格子網 (大領域図内の小枠) を組み込んだ, 高地形解像度 2 段階水深格子網において行う。ただし, 外洋ブイ位置のように小領域水深格子網が用意されていない海域では, 大領域水深格子網で

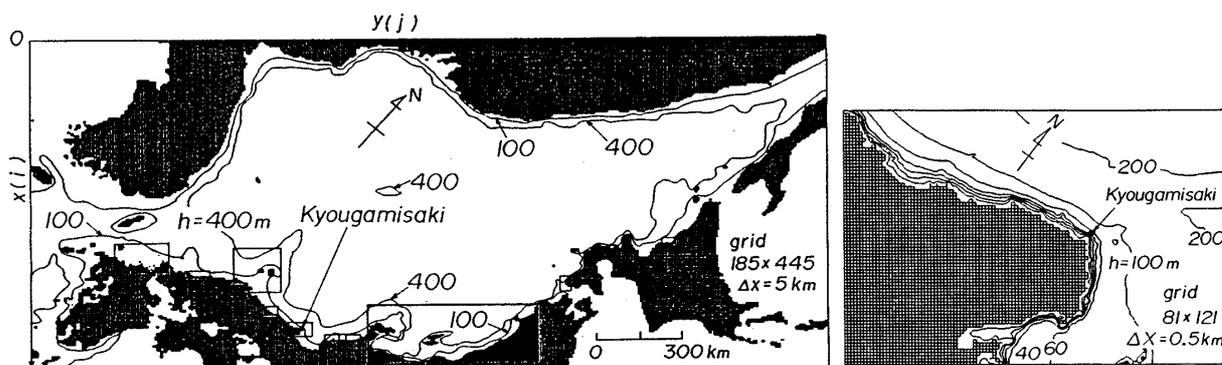


Fig. 1 Medium and fine grid systems for the Japan Sea and location of wave hindcast point.

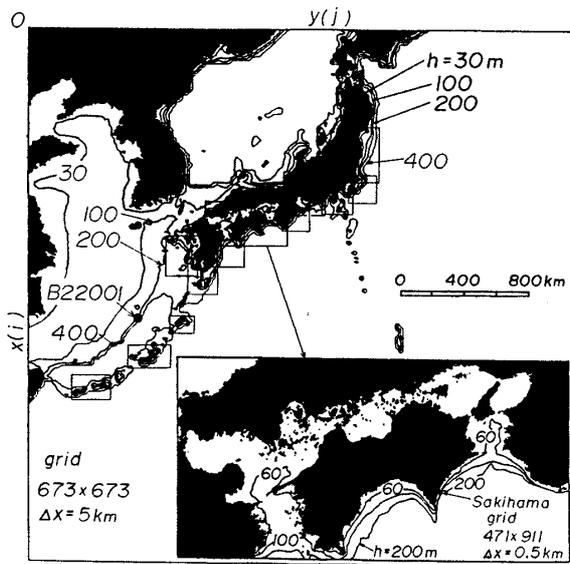


Fig. 2 Medium and fine grid systems for the Northwestern Pacific Ocean and location of wave hindcast points.

の波浪推算を実施することになる。

計算に用いる周波数データの個数は $f = 0.04 \sim 0.5$ Hz 間を不等分割した 23 個、方向データの個数は $0 \sim 360$ を等分割した 37 個である。方向は 0° を N として反時計回りに定義する。境界条件として、波浪推算点を出発し外洋境界に達する波向線先端では、局所風速に対する修正 P-M スペクトル⁵⁾と局所風向に対する $\cos^4 \theta$ 型方向分布関数の積で計算される方向スペクトルを与える。一方、陸地境界では方向スペクトルの値を 0 とする。また、波浪推算は、時間に関する線形補間を通じて 1 時間ごとに格子間隔 80 km の格子網上で算出した風速成分を各成分波に対する波向線上の格子点に 2 次元 1 次補間することによって、計算時間間隔 $\Delta t = 1$ h で行う。

波浪推算対象地点は、佐喜浜 (位置 $31^\circ 02' 35''$ N $\cdot 130^\circ 44' 53''$ E, 水深 48 m) および B22001 (東シナ海ブイ, 位置 $28^\circ 10' 20''$ N $\cdot 126^\circ 20'$ E, 水深 133 m) である。ブイによる波浪観測資料のうち、周期の観測精度は十分といえないので、周期は推算資料との比較対象としない。また、波向はいずれの地点でも観測されていない。

3. 波浪時系列資料の解析法

3.1 波候解析法

波候解析は、波浪の要素を波高・周期・(平均)波向として、各 1 年間および期間全体についての月・季節・年単位で実施する。この場合、季節は 1 年単位で波候統計量を求める立場から、1~3 月を冬季、4~6 月を春季、7~9 月を夏季、10~12 月を秋季として分類する。波候統計量の種類はかなり多くなるので、波候の経年変化を検討する場合には、各月別・季節別・年別に波高・周期・波向の平均値と標準偏差 (\bar{H} , \bar{T} , $\bar{\theta}$, H_σ , T_σ , θ_σ) および基準波高 (2 m) 以上の高波出現率 (p_H) の形で整理する。また、波候の全体的状況をみる場合には、累月・累季節・累年について波高・周期・波向の平均値と標準偏差および高波出現率の形で、累季節・累年について波高・周期・波向の階級別出現率、波高と周期の相関出現率および波高と波向の相関出現率、全波高および高波高 (2 m 以上) の波向別出現率の形で整理する。周波数スペクトル、方向別エネルギーおよび方向スペクトルは、上述の対象期間についての平均値や標準偏差によってその平均特性を記述する。このほか、波候の持続性に関する統計量を別途計算する。

一方、波浪推算精度を検討するための誤差統計量として、種々の対象期間 (月別・季節別・年別および累月・累季節・累年) に対する波高・周期・波向の推算資料時別値と観測資料時別値との間の相関係数 (ρ_H , ρ_T , ρ_θ)、相関図において両資料時別値の関係を原点を通る回帰直線によって近似した場合の回帰係数 (勾配値 a_{0H} , a_{0T} , $a_{0\theta}$) および推算資料時別値と観測資料時別値との差の 2 乗平均平方根値 (σ_H , σ_T , σ_θ)、さらに月別・季節別・累月の波高・周期・波向の平均値と標準偏差や高波出現率に対する資料値と観測値との間の相関係数およびこれらの相関図において原点を通る回帰直線の勾配値を用いる。相関係数は、推算資料と観測資料が線形関係を保っていれば、その勾配値が 1 でなくても高い数値を示すなど、両者の一致度を調べる指標として必ずしも適切でない場合があるので、原点を通る回帰直線の勾配値も評価指標として導入する。上記の誤差統計量は同一時点の推

算資料と観測資料を用いて得られるので、両者の比較を通じて推算精度の検討が行える。相関係数 ρ および勾配値 a_0 が 1 に近くしかも 2 乗平均平方根値 (2 乗平均誤差) が小さいほど、推算資料と観測資料の対応がよいことを表す。

ついで、波高の傾向変動を調べるため、測得率 r_H が 0.75 以上の月別・季節別・年別平均波高および高波出現率の時系列資料に線形回帰式をあてはめたのち、 t 分布の理論に従って線形回帰式の勾配値が 0 という仮説が成立するか否かの両側検定を有意水準 10% (右片側検定では有意水準 5%) で行い、勾配値が 0 という仮説が成立する場合に $L = 1$ 、成立しない場合に $L = 0$ として検定結果をパラメータ表示する。たとえば、 $L = 0$ のときには、有意水準 10% (両側検定) あるいは 5% (右片側検定) で時系列は傾きをもち、前者では増加あるいは減少傾向、後者では増加傾向にあるとみなされる。同様の目的から、トレンド示数¹⁵⁾を用いた判別も実施する。トレンド示数 I_T は約 20 個以上の時系列資料に対して、 $I_T > 1$ の場合増加傾向、 $I_T < -1$ の場合減少傾向と判定するために使用する。

3.2 波高の極値解析法

(1) 波高の極値資料の作成

極値統計解析に使用する資料には、定常性、独立性および等質性が要求される。しかし、短い年数の波高時系列資料において、定常性を検証することは、後出の傾向変動の解析例で示すように、容易でないので、波高時系列を定常とみなしたうえで、できるだけ独立性および等質性の条件を満足する波高の極値資料を作成するという方法をとる。極値統計解析では、資料の独立性という観点から、期間 (通常は年単位) 別最大波高資料および期間別極大波高資料が用いられるが、これらの極値資料は台風や季節風など異なる気象擾乱時に生じうるので、等質性の条件を満足する保証はない。そのため、資料の等質性という観点から、1 年を台風卓越期 (台風期)・台風以外の気象擾乱卓越期 (非台風期) の 2 期別、季節別、月別、ある

いは成因 (台風・非台風) 別に分けて期間別最大波高資料や期間別極大波高資料 (層別期間最大波高資料・層別極大波高資料) を抽出し、層別極値資料に対する極値統計解析結果を合成して確率波高とその標準偏差を得るという方法¹⁶⁾が提案されている。

上述した各種の極値資料は波高時系列資料からつぎの手順で作成する。

① 波高時系列資料から、基準波高 H_c (ここでは、 $H_c = 1.5$ m) 以上の波高の継続期間内のピーク波高のうち、相次ぐピーク波高の生起時間差が 96 時間 (4 日) 以上離れている資料を抽出する。これはピーク波高資料の独立性を確保するためである。

② ピーク波高資料から各年について、年別、台風期 (6~10 月) および非台風期 (1~5 月, 11~12 月) 別、季節 (1~3 月, 4~6 月, 7~9 月, 10~12 月) 別および月別 (12 ヶ月) にピーク波高の最大値資料を抽出し、期間別最大波高資料を作成する。

③ ピーク波高資料を台風期および非台風期の 2 期別、季節別および月別にそれぞれ分類するとともに、全期間および各期間別ピーク波高資料を波高順にならべかえて、期間別極大波高資料を作成する。この場合、極値統計解析に必要な期間別資料総数 N_T を基準波高 H_c 以上の期間別極大波高資料総数とし、採択資料数 N を資料年数 K の 2 倍にとる。

④ 天気図との照合によって、成因 (台風・非台風) 別最大波高資料および成因別極大波高資料を求める。①~③はコンピュータにより自動的に作業できるが、これは手作業になって煩雑であることから、今回の解析では成因別極値資料を作成しない。

(2) 極値統計解析モデル

極値統計解析には、資料採択率 $\nu (= N/N_T, N$: 採択資料数, N_T : 資料総数) と事象の年平均発生数 $\lambda (= N_T/K, K$: 資料年数) を指定することによって、期間別最大波高資料および期間別極大波高資料の両者に適用できる、合田¹⁶⁾の最小 2 乗法に基づく極値統計解析モデルを拡張・変更した

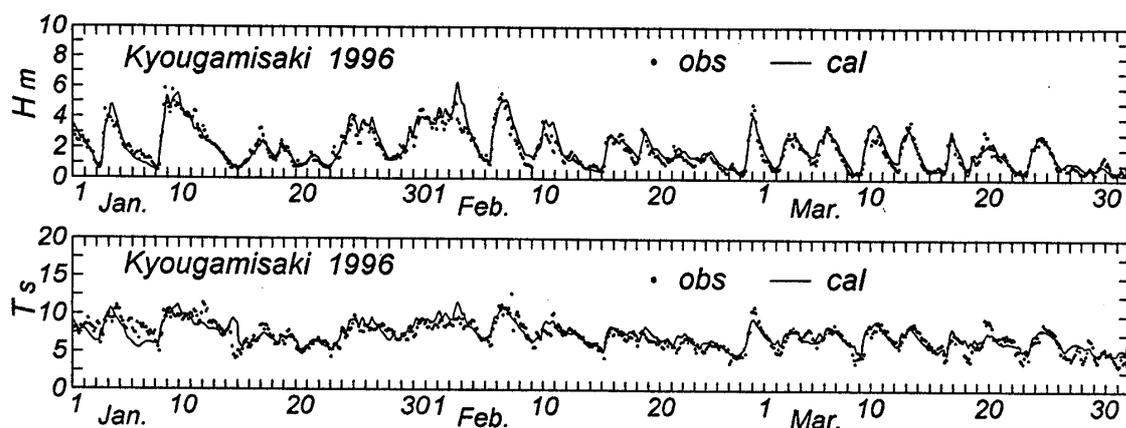


Fig. 3 An example of comparison between hindcast and observation for time series of significant waves over 3 months at Kyougamisaki.

モデル (拡張型モデル) を用いる。拡張型モデル¹⁷⁾は、Gumbel 分布および形状母数 $k = 0.5 \sim 10$ の間の任意個数 (ここでは、合田のモデルにおける 4 個を含む 27 個) の Weibull 分布の合計 28 種類の確率分布を候補分布とする場合に、合田¹⁶⁾のプロットング公式を用いた非超過確率表示に基づく確率波高推定法、波高の極値資料の順序統計量とその非超過確率の推定値によって定義される変量ととの間の相関係数 ρ を指標とする最適分布選択法、および jackknife 法¹⁸⁾に基づく確率波高の分散 (標準偏差) 推定法よりなる。DOL 基準および REC 基準による候補分布の棄却検定法は、合田¹⁶⁾が与えた係数を外挿することによって、Weibull 分布では $k = 0.75, 1.0, 1.4, 2.0$ に加えて、 $k = 0.5$ および 2.5 の場合にも適用可能なように拡張されている。

また、層別最大波高資料あるいは層別極大波高資料から推定された確率分布および確率波高の分散値に基づく確率波高と分散に対する合成値の推定は合田の方法^{16), 19)}による。

4. システムの適用性の検討

4.1 日本海沿岸における適用例

(1) 波浪時系列

Fig. 3 は経ヶ岬 (水深 47 m) における 3 ヶ月間の波浪時系列に対する推算資料 (1 時間間隔) と観測資料 (3 時間間隔) の比較を 1996 年 1 ~ 3 月を例に示したものである。推算波高は、減衰期に観測波高より若干遅れる気象擾乱ケースもある

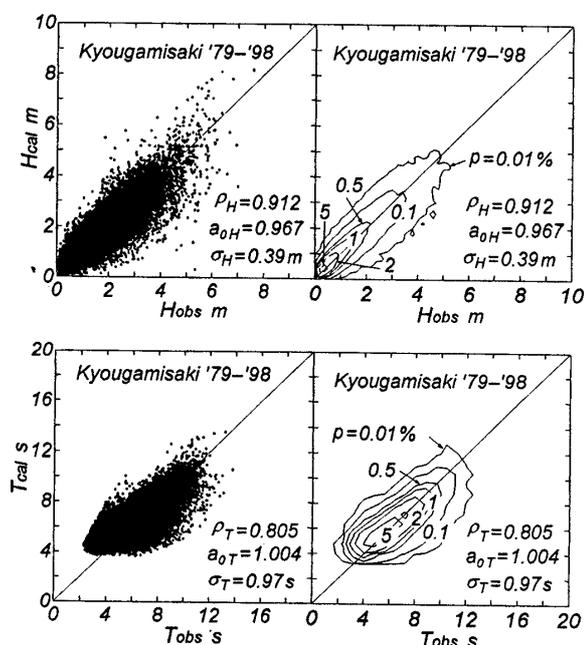


Fig. 4 Scatter diagram between hindcast and observation for significant waves, and contour plot of their relative occurrence frequency in a segment at Kyougamisaki.

が、ストームの来襲に伴い増減を繰り返す波高の経時変化パターンおよびピーク値に対して観測波高と全般的によく一致する。また、推算周期も波高ほど著しい経時変化を示さない観測周期に比較的よく追従するが、若干のへだたりが見出される時点もある。

Fig. 4 は全波浪観測期間 (1979 ~ 1998 年の 20 年間) について、3 時間ごとの観測波浪資料と推算波浪資料の散布図および相対出現率 (波高間隔

0.2 m, 周期間隔 0.8 s) の等値線分布を示したものである。大多数の波高資料は完全相関直線まわりの狭い範囲に図示されることから、両者は平均的によく一致するが、異常波浪時には推算波高が観測波高よりやや大きい傾向にある。この場合の相関係数 ρ_H 、原点を通る回帰直線の勾配値 a_{0H} および 2 乗平均波高誤差 σ_H はそれぞれ 0.912, 0.967 および 0.39 m であるから、推算波高と観測波高の対応はかなり良好である。周期については、相関図の楕円状等値線の長軸がほぼ完全相関直線と重なることから、推算周期と観測周期の平均的一致度は高いが、等値線形状が波高資料の場合に比べて丸みを帯び、しかもひずんだ楕円形状を示すことからわかるように、両者の相関はやや低い。

こうした特徴は $\rho_T = 0.805$, $a_{0T} = 1.004$, $\sigma_T = 0.97$ s という数値によって表される。周期に対する再現性が波高に比べて若干低いのは、周期の変動幅が狭いため相対的に相関係数が小さくなることや、気象庁沿岸波浪計周期資料には静穏時にスパイク状ノイズがしばしば見られるため、静穏時における周期の精度が十分でないこと²⁰⁾に起因すると考えられる。また、スペクトルの 0 次積率と 2 次積率の比の平方根で定義される推算周期は、スペクトルの 0 次積率で定義される推算波高に比べて、スペクトルの高周波側により強く依存するので、推算周期の統計的安定度は一般に推算波高に比べて相対的に低い。こうした特性が、周期に対する再現性が波高に比べて若干低い一因をなす

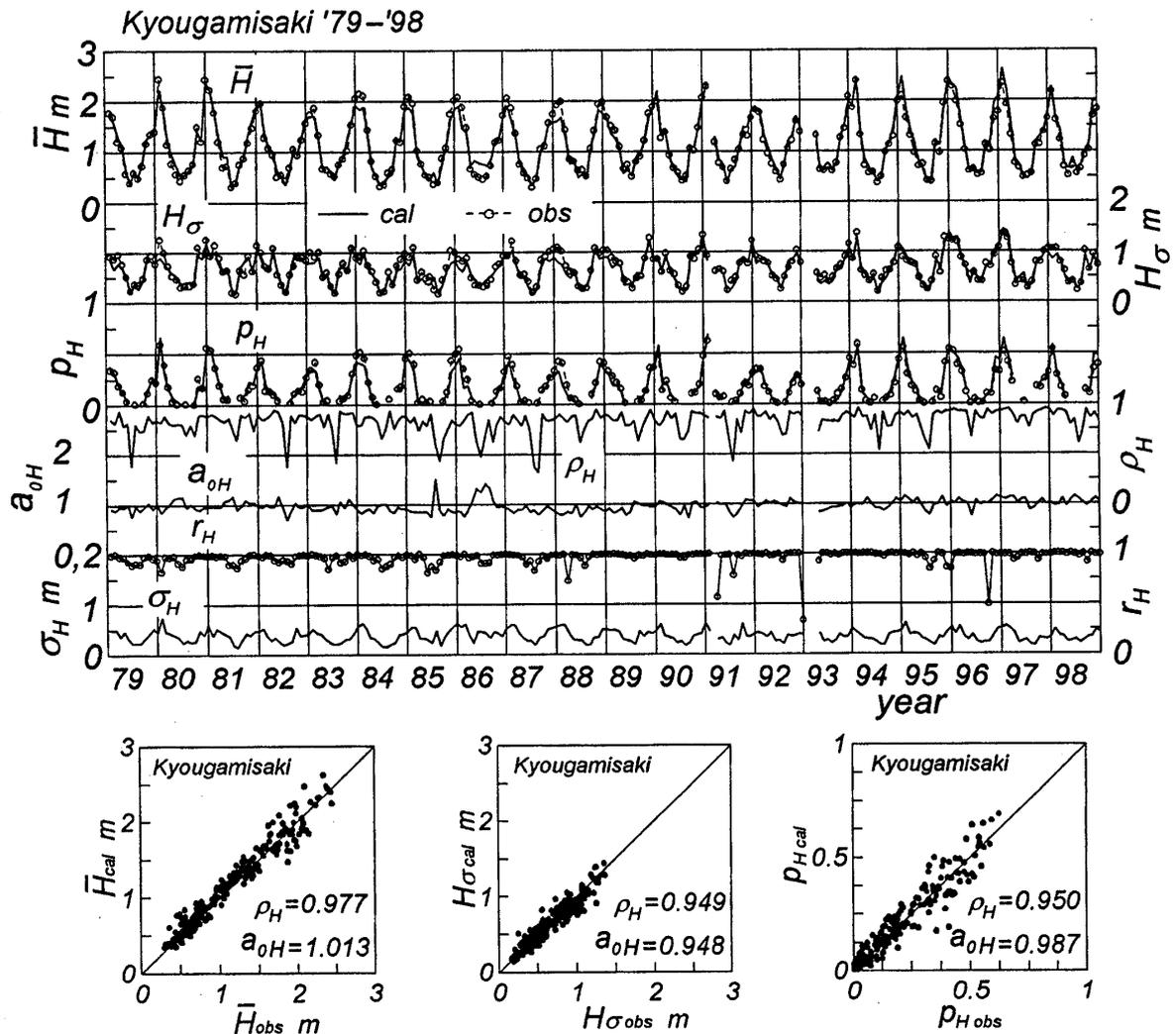


Fig. 5 Monthly time series of wave climate parameters and error statistics, and correlation plots between hindcast and observation for wave climate parameters at Kyougamisaki.

と推測される。なお、紙数の制約により、以下では周期に対する大部分の検討結果を省略する。

(2) 波候

Fig. 5 は月別波候統計量および誤差統計量の経月変化, および推算資料と観測資料に基づく月別波候統計量間の相関を示す。波候統計量は, 波高の月別平均値と標準偏差 (\bar{H} , H_σ) および 2 m 以上の高波の月別出現率 p_H , 誤差統計量は 3 時間ごとの推算波高資料と観測波高資料との間の月別相関係数 ρ_H , 相関図における月別勾配値 a_{oH} および月別 2 乗平均波高誤差 σ_H であり, 波高の月別測得率 r_H も与えられる。これらの図から, つぎの特徴が指摘される。

① 月別波候統計量は 11~2 月で大きく, 6~8 月で小さい 1 年周期の U 字型分布を示し, その経月変化はきわめて規則的である。推算資料に基づく波候統計量は観測資料に基づく結果にかなりよく追従する。こうした本システムの高い再現性は波高時別値の推算結果と観測結果との月別相関係数 ρ_H が 6~8 月の低波高期を除いて大きい値をもち, 勾配値 a_{oH} も 1 前後の値をとることや, 2 乗平均波高誤差 σ_H がおおむね 0.25~0.55 m の範囲で変動することからもうかがえる。相関係数 ρ_H はその性質上波高の標準偏差 H_σ , つまり波高の変動幅が大きい月に大きい傾向にあり, これに対応して 2 乗平均波高誤差 σ_H も同様の挙動を示す。

② 月別波候統計量の 1 年単位の変動幅は年ごとに変化し, 変動幅が相対的に大きい時期と小さい時期がみられる。特に 1994~1997 年ではその変動幅が大きい。推算結果は観測結果における変動範囲とよく符合するが, 1984~1988 年では低めの値を与える。これは ECMWF 風資料の精度が年ごとに必ずしも均質でなく, 1984~1988 年では風速を過小評価していることによると考えられる。

③ 月別平均波高 \bar{H} , 波高の標準偏差 H_σ および高波出現率 p_H に対する相関係数 ρ_H と勾配値 a_{oH} はそれぞれ (0.977, 1.013), (0.949, 0.948) および (0.950, 0.987) であるから, 月別波候統計量に関して推算結果と観測結果はよく符合する。つまり, 本システムは月別波候統計量に対してか

なり高い再現精度を示す。

Fig. 6 は年別波候統計量および誤差統計量の経年変化図である。各波候統計量に対する推算結果と観測結果の対応は良好であるが, 推算結果は観測結果に比べて 1995~1998 年で平均波高に対してやや大きく, 1984~1988 年で波高の標準偏差に対してやや小さい傾向が見出される。また, 経年的にみて, 相関係数 ρ_H が増加して 0.9 を超え, 勾配値 a_{oH} が 1 前後の値をとり, 2 乗平均波高誤差 σ_H が減少して 0.4 m 以下になる傾向が読みとれる。つまり, 年単位で見れば, 推算年平均波高は最近の 4 年間で観測年平均波高よりやや大きい, 相関係数, 勾配値および 2 乗平均誤差で代表される波高の推算精度は経年的に向上する傾向にある。これは空間解像度の増加に伴う ECMWF 風資料の精度の向上に負うところが大きいと推測される。

Fig. 7 は累月 (1~12 月)・累季節 (W, S, S, A)・累年 (Y) 波候統計量と誤差統計量, および累月波候統計量に対する推算結果と観測結果の相関を表す。これから, 次の特徴が指摘される。

① 平均波高 \bar{H} は 11~2 月で大きく, 6~8 月で小さい U 字型分布をとる。U 字型変化は波高の標準偏差 H_σ , 高波出現率 p_H についてもみられる。U 字型分布は, 冬季に高波浪が, 夏季に静穏

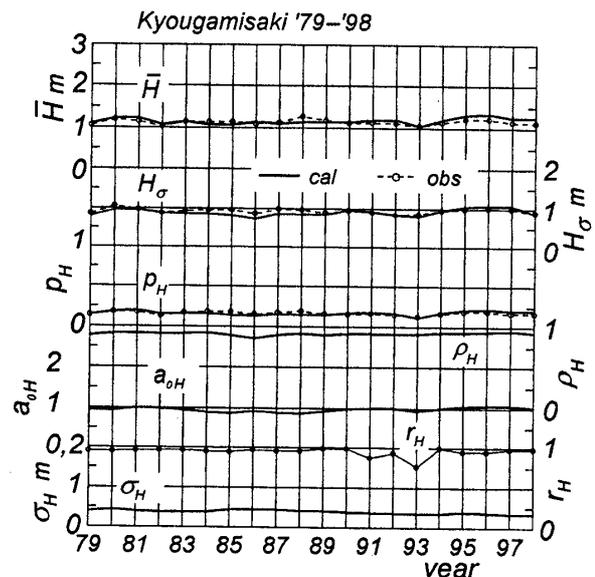


Fig. 6 Yearly time series of hindcast and observation for wave climate parameters and error statistics at Kyougamisaki.

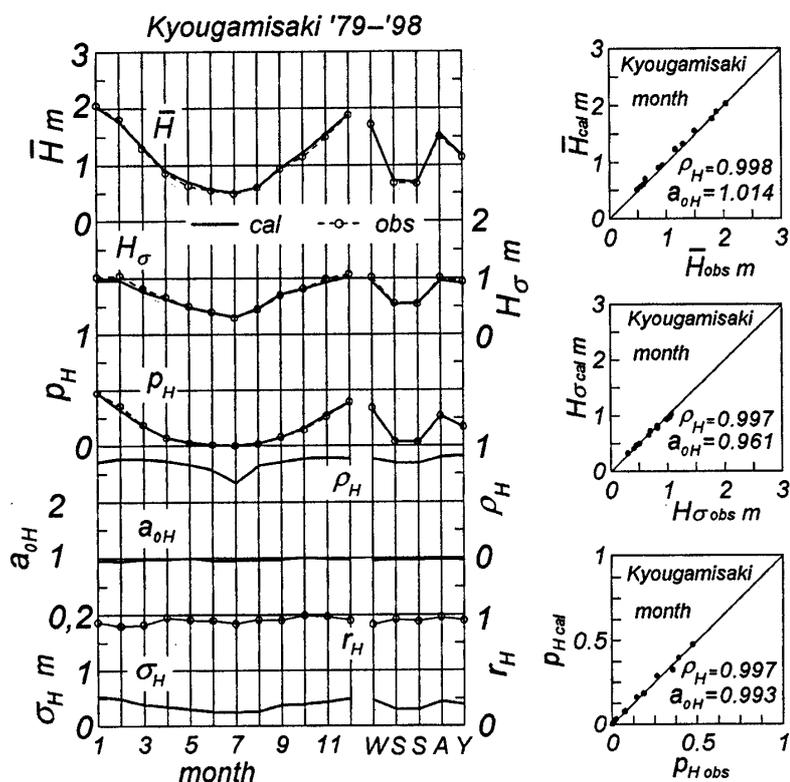


Fig. 7 Wave climate parameters and error statistics grouped in month, season and year over whole period, and correlation plots between hindcast and observation for wave climate parameters grouped by month over whole period at Kyougamisaki. The notations of WSSA and Y stand for winter, spring, summer, autumn and year.

な海況が持続する日本海の波候特性を表す。相関図からも明らかなように、これらの波候統計量に対して、推算結果は観測結果と良好な一致を示す。

② 誤差統計量のうち、とくに、2乗平均波高誤差 σ_H はU字型変化を示す。低波高期には、2乗平均波高誤差 σ_H は小さいが、平均波高 \bar{H} に対する比率が大きく、相関係数 ρ_H および勾配値 a_{0H} もより小さい値をとることから、推算精度は高波高期に比べて相対的に低い。

③ 推算結果と観測結果の対応は季節単位でも月単位と同様にきわめて良好であるが、より長い期間の平均操作を受けるので、累季節波候統計量の場合に両者の相違の度合は小さい。

④ 累年でみれば、推算資料および観測資料に基づく平均波高 \bar{H} は1.14 mと1.17 m、波高の標準偏差 H_σ は0.94 mと0.91 m (波高の skewness は1.47と1.45、波高の kurtosis は5.3と5.6)、相関係数 ρ_H は0.912、勾配値 a_{0H} は0.967、2乗

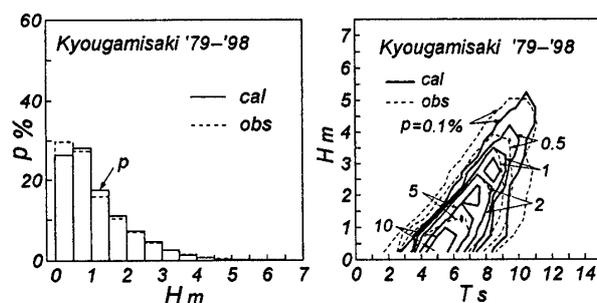


Fig. 8 Histogram of wave height and correlation diagram between wave height and wave period based on hindcast and observation at Kyougamisaki.

平均波高誤差 σ_H は0.39 mであるから、両者の一致度はかなり高い。

累年単位で整理した0.5 m間隔の階級別波高出現率、および波高と周期の相関出現率 (波高間隔0.5 m, 周期間隔1.0 s)をFig. 8に示す。推算資料における波高出現率は観測資料に比べて0.5 m以下の波高で小さく、0.5 m以上でやや大きい点

を除けば、両者はよく一致する。また、日本海では風波が卓越することから、波高と周期の相関出現率の等値線は斜め上方に伸びる形状を示す。推算結果は観測結果に見出されるこの特徴とよく合致するが、気象庁沿岸波浪計による観測周期は静穏時に過大あるいは過小な値を与える傾向にあるので、観測資料の周期に関する等値線幅が推算資料によるものより広がっている。

Table 1 は推算資料および観測資料に基づく平均波高 \bar{H} および高波出現率 p_H の年別値にそれぞれ 1 次式をあてはめて得た勾配値 a 、有意水準 10% (両側検定) あるいは 5% (右片側検定) に対する勾配値 a の変動幅 Δa_{10} と勾配値が 0 という仮説に対する棄却検定結果およびトレンド示数 I_T を示したものである。経ヶ岬では、推算資料に基づく年平均波高 \bar{H}_{cal} および年高波出現率 p_{Hcal} の増加率は 1 年あたり 0.80 cm および 0.23%、観測資料に基づく増加率 \bar{H}_{obs} 、 p_{Hobs} は 1 年あたり 0.27 cm および 0.04% であり、推算資料に基づく年増加率ははるかに大きい。この傾向は棄却検定結果に明確に現れており、有意水準 10% (両側検定) あるいは有意水準 5% (右片側検定) でみれば、推算結果では勾配値を 0 とする仮説が棄却されるのに対し、観測結果では勾配値を 0 とする仮説が棄却されない。また、トレンド示数 I_T によっても同様の統計的判定が行われる。つまり、経ヶ岬における 20 年間の推算年平均波高 \bar{H}_{cal} および高波出現率 p_{Hcal} は統計的に有意な経年的増加傾向を示すのに対して、観測年平均波高 \bar{H}_{obs} および高波出現率 p_{Hobs} は増加傾向をもつものの、統計的有意性は保証されない。これは、年平均波高や高

Table 1 Trend analysis for yearly-grouped wave climate parameters at Kyougamisaki.

| wave stasis. | a (/year) | Δa_{10} (/year) | L | I_T |
|-----------------|----------------|----------------------------|-----|-------|
| \bar{H}_{cal} | 0.80cm | 0.48cm | 0 | 2.47 |
| \bar{H}_{obs} | 0.27cm | 0.39cm | 1 | 0.78 |
| p_{Hcal} | 0.23% | 0.18% | 0 | 2.08 |
| p_{Hobs} | 0.04% | 0.13% | 1 | 0.26 |

波出現率に対する推算資料と観測資料の間の一致度が比較的高い場合でも、個々の年についての両者の差は正負の変動を伴うので、これらの資料の時間に関する勾配値は必ずしも一致しないことによる。

(3) 波高の極値

Fig. 9 は推算資料より得た年最大波高資料 (AM) および極大波高資料 (POT) に対する最適分布のあてはめに基づく Q-Q プロットを示す。年最大波高資料に対して相関係数は 0.989、極大波高資料に対して 0.985 であるから、高適合基準²¹⁾として推奨されている 0.995 と比べれば、いずれの適合度もあまり高いとはいえない。

Table 2 は推算資料と観測資料から得た年最大波高資料および極大波高資料に対する極値統計解析結果の一覧である。候補分布の棄却検定結果については、いずれも最適分布を含む 4 つ以上の候補分布が棄却されないので、省略している。年最

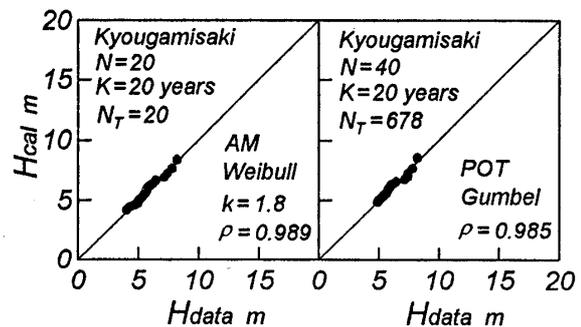


Fig. 9 Q-Q plots for annual maximum and peak over threshold wave height data at Kyougamisaki.

Table 2 Extreme analysis for annual maximum and peak over threshold wave height data at Kyougamisaki.

| estimate | AM _{cal} | AM _{obs} | POT _{cal} | POT _{obs} |
|-------------|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------|
| K years | 20 | 20 | 20 | 20 |
| N | 20 | 20 | 40 | 38 |
| N_T | 20 | 20 | 678 | 700 |
| k | 1.8 | G | G | 1.4 |
| ρ | 0.989 | 0.984 | 0.985 | 0.974 |
| H_{50} m | 8.65 | 8.51 | 8.83 | 8.33 |
| H_{050} m | 0.62 | 0.72 | 0.62 | 0.61 |

G: Gumbel

Table 3 Effect of data stratification technique on return wave height and its standard deviation estimated at Kyougamisaki.

| data stratification | AM (m) | | POT (m) | |
|---------------------|----------|-----------|----------|-----------|
| | H_{50} | H_{050} | H_{50} | H_{050} |
| whole period | 8.65 | 0.62 | 8.83 | 0.62 |
| 2 periods | 8.80 | 0.63 | 8.82 | 0.61 |
| 4 seasons | 9.00 | 1.03 | 9.26 | 0.99 |
| 12 months | 9.48 | 1.53 | 9.65 | 1.30 |

大波高資料に基づく結果をみれば、最適分布は、同じ期間（1979～1998年の20年間）の推算資料および観測資料に対してそれぞれ $k = 1.8$ の Weibull 分布および Gumbel 分布であり、前者に対する分布がより尖った形状をとる。経ヶ岬における50年確率波高 H_{50} とその標準偏差 H_{050} は、推算資料では 8.7 ± 0.6 m、観測資料では 8.5 ± 0.7 m であり、確率波高の差は0.2 m にすぎないので、標準偏差を考慮すると、両資料に基づく確率波高の推定値はよく合致するといえる。一方、極大波高資料に基づく場合、最適分布は推算資料では Gumbel 分布、観測資料では $k = 1.4$ の Weibull 分布であり、分布形状は類似するが、確率波高は0.5 m 程度異なる。しかし、推算資料および観測資料に基づく確率波高の推定値はそれぞれ極値資料の種類にあまり依存しない。

Table 3 は波浪推算資料より得た各種波高極値資料に基づく50年確率波高とその標準偏差の一覧であり、層別極値資料に対して合成値が与えられる。確率波高および標準偏差は層別数が多いほど大きい値をとることから、いずれの結果が適切な推定値といえるか明らかでない。しかし、最小標準偏差という有効性の観点からみれば、資料の等質性を確保するために導入した層別化手法は、1年を2期に分けて極大波高資料の解析を行った場合を除いて、必ずしも有意な結果をもたらさない。これは、おそらく層別化に伴って標本の統計的変動が増加することによると推測される。

4.2 北西太平洋・東シナ海における適用例

(1) 波候

Fig. 10 は室戸岬東岸の佐喜浜（水深48 m）に

おける20年間の月別波候統計量と誤差統計量の経月変化、および推算資料と観測資料に基づく月別波候統計量間の相関を示したものであり、次の特徴が指摘される。

① 平均波高 \bar{H} は、春先の低気圧通過および夏から秋にかけての台風来襲に伴い、3～4月および8～10月で大きく7月および12～2月で小さい。しかし、その様相は特に台風の接近・通過の度合に依存して年ごとにかなり異なり、日本海沿岸におけるほど規則的な変化を示さない。同様の挙動は波高の標準偏差 H_{σ} および高波出現率 p_H についてもみられる。推算結果は観測結果と比較的よく符合するが、日本海沿岸におけるほど高い一致は得られない。波候統計量の相関図によると、平均波高 \bar{H} 、波高の標準偏差 H_{σ} 、高波出現率 p_H に対する相関係数 ρ_H および勾配値 a_{0H} はそれぞれ (0.859, 0.967), (0.899, 1.153), (0.737, 1.133) であるから、推算結果は平均波高に対して観測結果よりやや低めの値を、波高の標準偏差および高波出現率に対して高めの値を与え、しかも高波出現率に対する相関係数の値がやや小さい。

② 誤差統計量のうち、相関係数 ρ_H は平均波高 \bar{H} の低い12～1月で0.5以下の小さい値をとる年もあるが、それ以外の月ではおおむね0.65～0.85の間で変化する。波高変化が小さい場合には、各資料値は狭い範囲に集中するので、相関係数が小さくなるのは当然のことであり、必ずしも推算精度が低いことを意味しない。しかし、相関図における勾配値 a_{0H} は1よりやや低い値のまわりに変動することからわかるように、推算結果は観測結果より平均的に若干小さい。また、2乗平均波高誤差 σ_H はおおむね0.3～0.6 m の間に分布し、平均波高 \bar{H} および波高の標準偏差 H_{σ} に連動して変化する。

要するに、北西太平洋における気象条件は日本海に比べてはるかに複雑であり、しかも開境界をもつ領域として波浪推算を行っていることから、太平洋岸における推算精度は日本海沿岸におけるほど高くない。しかし、月別波候統計量の一致度や誤差統計量からみれば、本システムは太平洋岸

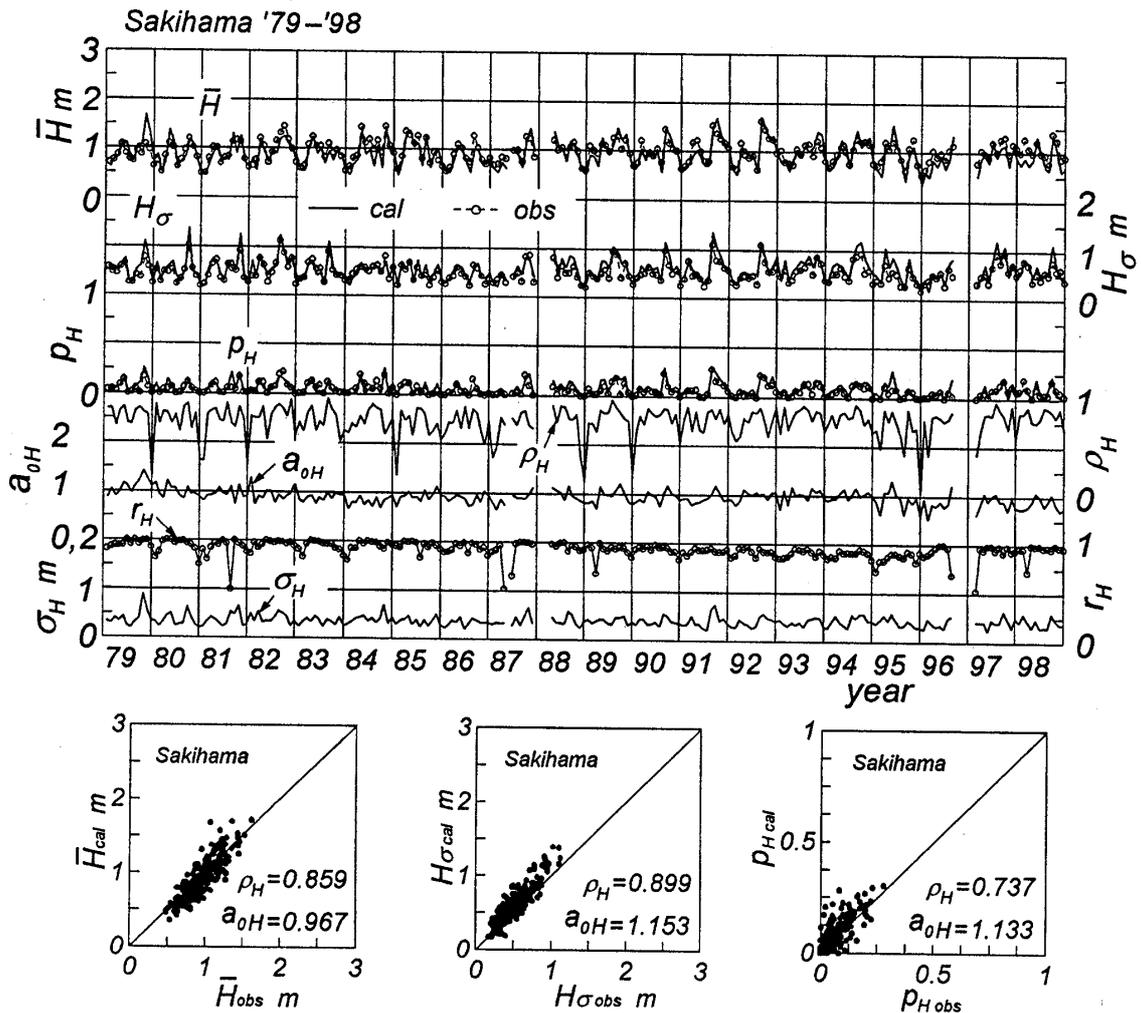


Fig. 10 Monthly time series of wave climate parameters and error statistics, and correlation plots between hindcast and observation for wave climate parameters at Sakiyama.

における波候に対しても有意な結果を与えるといえよう

Fig. 11 は佐喜浜における年別波候統計量および誤差統計量の経年変化を示したものである。推算結果は波高の標準偏差 H_σ に対してほぼ全年にわたり観測結果より高めの値を、逆に平均波高 \bar{H} に対してやや低めの値を与えるけれども、全体的には、高波出現率を含めて比較的よく符合する。誤差統計量を見ると、相関係数 ρ_H は 0.8 前後、勾配 a_{0H} は 1 よりやや小さく、2 乗平均波高誤差 σ_H は 0.4 m 程度であるから、推算精度は比較的良好とみなされる。推算精度は、相関係数 ρ_H でみれば、経年的に向上している傾向にあるが、2 乗平均波高誤差 σ_H でみれば、この結果は必ずしも是認されない。

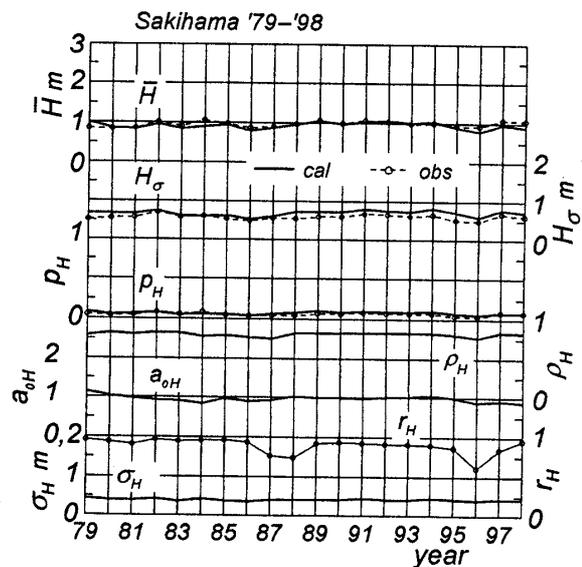


Fig. 11 Yearly time series of wave climate parameters and error statistics at Sakiyama.

Table 4 Trend analysis for yearly-grouped wave climate parameters at Sakihama.

| wave statis. | a (/year) | Δa_{10} (/year) | L | I_T |
|-----------------|-------------|-------------------------|-----|-------|
| \bar{H}_{cal} | 0.45cm | 0.54cm | 1 | 1.33 |
| \bar{H}_{obs} | 0.86cm | 0.46cm | 0 | 2.54 |
| p_{Hcal} | 0.19% | 0.12% | 0 | 1.93 |
| p_{Hobs} | 0.13% | 0.11% | 0 | 1.63 |

Table 4 は年別平均波高および高波出現率に対する傾向変動の解析結果の一覧である。有意水準 10% (両側検定) あるいは有意水準 5% (右片側検定) では、推算年平均波高 \bar{H}_{cal} を除いて、勾配値が 0 という仮説が棄却され、しかもトレンド示数は $I_T > 1$ であるので、観測年平均波高 \bar{H}_{obs} と推算・観測高波出現率 p_{Hcal} 、 p_{Hobs} は経年的にみて増加傾向にあると判定される。しかし、推算年平均波高 \bar{H}_{cal} も、トレンド示数で見れば増加傾向にあると判定される。これは有意水準 5% の右片側検定とトレンド示数 $I_T > 1$ という条件が必ずしも整合していないことを意味しており、有意水準を 7.5% 程度にとれば、両検定は整合した結果を与えると推測される。年平均波高の増加率は推算結果および観測結果に対して、1 年あたりそれぞれ 0.45 cm および 0.86 cm であるから、日本海沿岸と逆の傾向を示す。また、高波出現率の増加率は 1 年あたり 0.19% および 0.13% であり、平均波高のみならず高波出現率も経年的に増加しているとみなされる。要するに、太平洋岸の佐喜浜では、波高は経年的に増加傾向にあると推測されるけれども、一般に 20 年という資料年数は波高の傾向変動を検討するためには短すぎる点も否定できない。

次に、B22001 (東シナ海ブイ) における 13 年間 (1986~1998 年) の月別波候統計量と誤差統計量の経月変化、および月別波候統計量に対する推算結果と観測結果の相関を示したのが Fig. 12 である。東シナ海では、台風および低気圧の通過や季節風の吹き出しによって、平均波高 \bar{H} は夏季の終わりから秋季および冬季の始めにかけて大き

く、春季に小さい。波高の標準偏差 H_o や高波出現率 p_H もこれに連動する。つまり、東シナ海ブイ位置での波候は太平洋沿岸と日本海沿岸の波候の特徴を併せもち、しかも外洋に位置することから、波高が大きい。推算結果は観測結果の挙動と比較的よく符合するが、両者にへだたりが現れる月もある。波候統計量の相関図で見れば、両者は平均的によい対応を示すが、波候統計量の大きい場合のばらつきが目につく。月別平均波高 \bar{H} 、波高の標準偏差 H_o および高波出現率 p_H の相関図における相関係数 ρ_H および勾配値 a_{oH} は順に (0.833, 1.013), (0.892, 0.920), (0.800, 1.025) であるから、とくに波高の標準偏差 H_o に対して推算結果は観測結果よりやや低めの値をとり、高波出現率 p_H に対する相関係数がやや小さい。また、誤差統計量のうち、相関係数 ρ_H は静穏期の 5~6 月で 0.5 程度の低い値をとる年もあるが、おおむね 0.75~0.85 の範囲で変化する。勾配値 a_{oH} は各月とも 1 のまわりを前後し、2 乗平均波高誤差 σ_H は、波高の標準偏差 H_o が異常台風の来襲に伴いとくに大きい値をとる月を除いて、0.4~0.7 m の範囲で変動する。したがって、誤差統計量からみても、本システムの精度は平均的に高いと判断される。因みに、累年統計で得られる相関係数 ρ_H は 0.848、勾配値 a_{oH} は 0.972、2 乗平均波高誤差は 0.53 m である。なお、B22001 で有意な観測資料が得られる期間は 13 年間と短いので、波高の長期変動および極値の検討は行わない

(2) 波高の極値

Fig. 13 は佐喜浜での推算年最大波高資料および極大波高資料に対する Q-Q プロットを表わす。この場合の最適分布はそれぞれ $k = 2.6$ および $k = 1.9$ の Weibull 分布であるから、日本海沿岸の経ヶ岬における分布より尖った形状を示す。また、相関係数は 0.989 および 0.993 であって、極大波高資料に対する最適分布の適合度はかなり高い。

Table 5 は推算資料および観測資料より得た両極値資料に対する極値統計の解析条件および解析結果の一覧を示す。年最大波高資料および極大波高資料のいずれについても、推算資料に基づく最

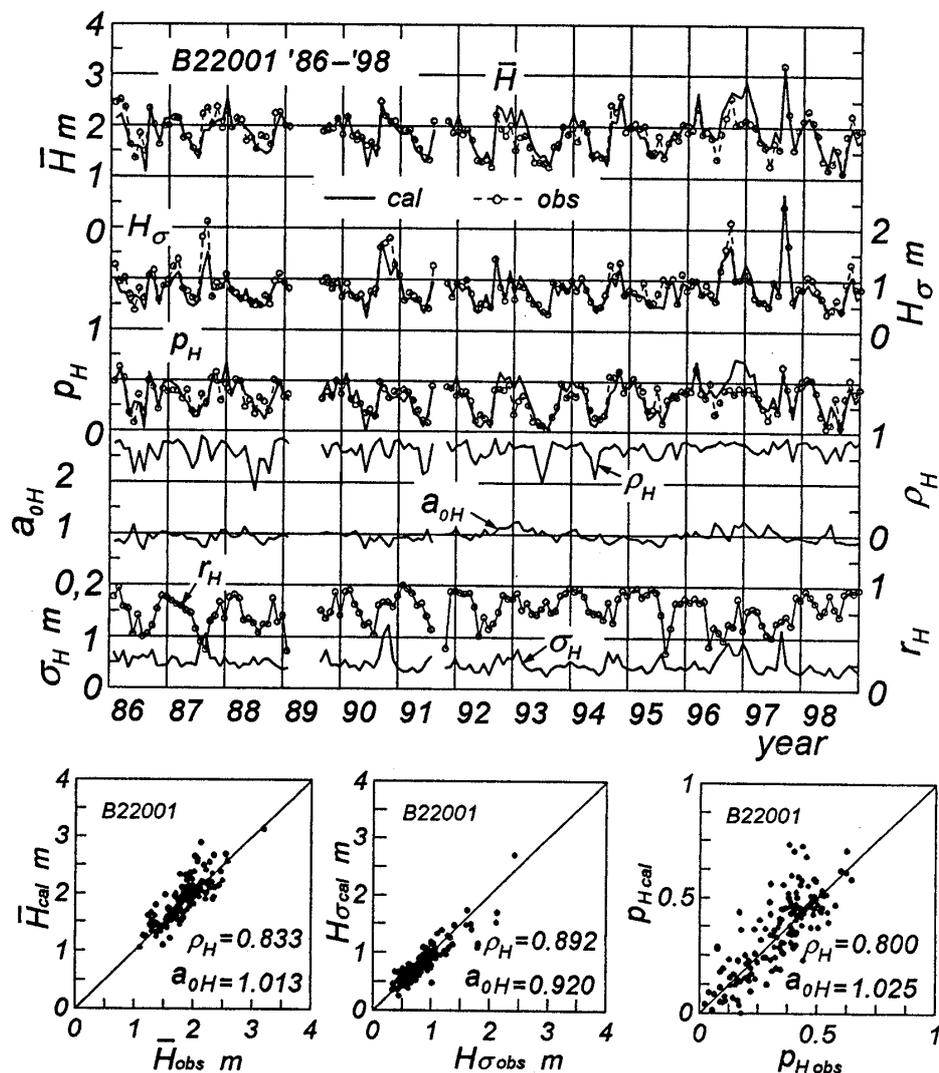


Fig. 12 Monthly time series of wave climate parameters and error statistics, and correlation plots between hindcast and observation for wave climate parameters at B22001.

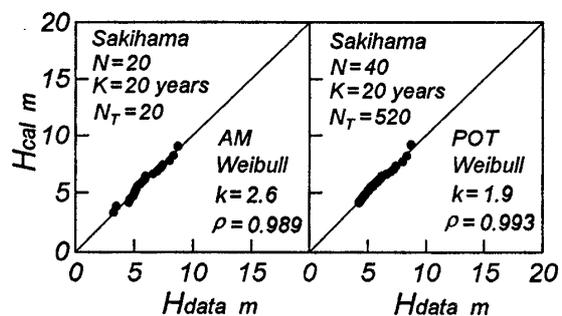


Fig. 13 Q-Q plots for annual maximum and peak over threshold wave height data at Sakihama.

Table 5 Extreme analysis for annual maximum and peak over threshold wave height data at Sakihama.

| estimate | AM _{cal} | AM _{obs} | POT _{cal} | POT _{obs} |
|--------------------|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------|
| K years | 20 | 20 | 20 | 20 |
| N | 20 | 20 | 40 | 40 |
| N _T | 20 | 20 | 520 | 525 |
| k | 2.6 | 2.2 | 1.9 | 1.6 |
| ρ | 0.989 | 0.989 | 0.993 | 0.987 |
| H ₅₀ m | 9.31 | 9.51 | 9.54 | 9.52 |
| H ₆₅₀ m | 0.64 | 0.64 | 0.72 | 0.69 |

適分布がより尖った形状をとるが、適合度にあまり差はみられない。ただし、推算極大波高資料に対する最適分布の適合度はかなり高い。また、4種類の極値資料に基づく50年確率波高 H_{50} の範囲は9.31~9.54 m、標準偏差 $H_{\sigma 50}$ の範囲は0.64~0.72 mであって、極大波高資料に対する確率波高の標準偏差が年最大波高資料に対するものより若干大きいけれども、推算資料に基づく確率波高の推定値は年最大波高資料および極大波高資料という極値資料の種類によらず、観測資料に基づく推定値とほぼ符合するといえよう。

5. 結 語

本研究で得られた知見の概要はつぎのようである。

① 本システムは、わが国沿岸部のみならず外洋部の代表地点において20年に及ぶ波浪時系列や月・季節・年単位の波候を高い精度で推定する。ただし、気象条件が複雑でしかも開境界をもつ領域を仮定する太平洋・東シナ海における推算精度は、気象条件が相対的に単純で閉鎖海域を仮定する日本海における推算精度に比べてやや低い。

② 本システムは観測資料に見出される波高の経年的増加傾向を再現するが、資料年数が20年と相対的に短いことから、統計的有意性を考慮すると、必ずしも観測資料の傾向変動と合致する結果を生じない。

③ 本システムに基づく確率波高の推定値は、ECMWF風資料の時空間解像度と資料年数の制約のため、概略値にとどまる可能性があるけれども、今回の検討範囲内では、観測資料の解析に基づく推定値と比較的よく符合する。

④ 計算機として(旧)DEC社製EWS 3000-700を使用する場合、20年間の波浪推算に要する計算時間は、日本海沿岸、太平洋沿岸および外洋ブイ位置の各代表1地点でそれぞれ約8時間、12時間および24時間である。したがって、上述の結果と併せると、本システムはわが国周辺海域の任意地点における波候と波高極値を高い精度でかつ迅速に推定しうる能力をもつと推測される。

最後に、ECMWF表面風解析値データセットを

提供戴いたヨーロッパ中期気象予報センター(ECMWF)ならびに海洋気象ブイロボット観測資料を貸与された気象庁海洋課に謝意を表する。

参 考 文 献

- 1) 山口正隆・畑田佳男・稲垣孝佳・旭置武志：東シナ海沿岸での波候推定に対する長期浅海波浪推算システムの適用性，自然災害科学 J. JSNDS, 10-3, pp.187-199, 1991.
- 2) 山口正隆・畑田佳男・旭置武志：日本海沿岸での波候推定に対する長期浅海波浪推算システムの適用性の検討，自然災害科学 J. JSNDS, 11-3, pp.157-174, 1992.
- 3) 山口正隆・畑田佳男・大迫誠吾：長期浅海波浪推算システムの適用性の検討，海岸工学論文集，第42巻，pp.331-335, 1995.
- 4) 山口正隆・畑田佳男・松木太郎：ECMWF風を用いた長期波浪推算システムの適用性の検討，海岸工学論文集，第44巻，pp.241-245, 1997.
- 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-7, pp.151-160, 1987.
- 6) Bales, S. L., Cummins, W. E. and E. N. Constock : Potential impact of twenty year hindcast wind and wave climatology on ship design, Marine Technology, Vol.19, No.2, pp.111-139, 1982.
- 7) 鈴木 靖・岡田弘三・宇都宮好博・磯崎一郎：波浪追算およびブイデータに基づく波浪の長期変動について，1996年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集，日本海洋学会，pp.217, 1996.
- 8) Sterl, L. and G. J. Komen : Fifteen years of global wave hindcasts using winds from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis : Validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate, Jour. Geophys. Res., Vol.103, No.C 3, pp.5477-5492, 1998.
- 9) 山口正隆・畑田佳男・中村雄二：波浪追算に基づく日本海沿岸での波高の極値の推定，自然災害科学 J. JSNDS, 13-2, pp.173-191, 1994.
- 10) 山口正隆・畑田佳男・佐藤 尚：波浪追算に基づくわが国太平洋岸での台風発生最大波高の沿岸分布の再検討，自然災害科学 J. JSNDS, 13-3, pp.255-270, 1995.
- 11) 山口正隆・畑田佳男：わが国沿岸における波高の極値推算システムとその適用例，愛媛大学工学部紀要，第15巻，pp.319-334, 1996.

- 12) 畑田佳男・山口正隆・大福 学: 1点浅海モデルおよびWAMによる長期波浪推算結果の相互比較, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.271-275, 1999.
- 13) Thornton, E. B.: Rederivation of the saturation range in the frequency spectrum of wind-generated gravity waves, Jour. Phys. Oceanogr., Vol.7, pp.137-140, 1977.
- 14) 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.
- 15) 鈴木栄一: 気象統計学 (第5版), 地人書館, 314p., 1975.
- 16) 合田良實: 港湾構造物の耐波設計 - 波浪工学への序説 -, 鹿島出版会, 333p., 1990.
- 17) Yamaguchi, M. and Y. Hatada: An extremal analysis system and its application to the estimation of extremes of meteorological and oceanographic elements around the coasts of Japan, Proc. WAVES97, Vol.2, pp.932-946, 1997.
- 18) Miller, R. G.: The jackknife - a review, Biometrika, Vol.61, pp.1-15, 1974.
- 19) 山口正隆・畑田佳男・大福 学: 波高の極値統計解析における層別化手法の精度の検討, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.241-245, 1999.
- 20) 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.
- 21) 室 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” への討議・回答, 土木学会論文集, 第405号/II-11 (討議・回答), pp.267-272, 1989.

(投稿受理:平成11年9月20日)

訂正稿受理:平成11年12月3日)