

長期浅海波浪推算システムの適用性の検討

山口正隆*・畑田佳男**・大迫誠吾***

1. 緒 言

波高の季節変動のような波浪の長期変動特性, すなわち波候の的確な評価は波浪エネルギーの利用や漂砂および海浜変形の解明にとって重要な事項である。一般に, 波候の評価は長期波浪観測資料の統計解析に基づいてきたが, 長期にわたる気象資料の整備, 計算機の性能の向上, 海上風および波浪推算手法の進歩などにより, 気象資料から波浪時系列および波候を直接計算することが可能になりつつある。

山口ら (1991, 1992) はわが国周辺任意地点における波候評価のための長期浅海波浪推算システムを開発し, 日本海沿岸, 東シナ海沿岸および太平洋岸西南部沿岸での2~10年間にわたる波浪追算結果と観測結果の比較からその有効性を確認してきた。しかし, 方向スペクトルやその周波数についての積分値である方向別波浪エネルギーのレベルでの本システムの適用性の検討は, 観測資料が皆無であることから, 全く試みられていない。

最近, わが国太平洋岸北東部沿岸沖合いに位置するいわき沖では, 波高計アレイを用いた方向スペクトルに関する経常観測が行われつつある。永井ら (1993b) はこの波浪観測結果をベイズ型モデル (BDM) により解析して得た2年間にわたる方向スペクトルに基づいて, 月平均方向別波浪エネルギーの経月変化を明らかにしている。

そこで, 本研究では, 山口ら (1991) の長期浅海波浪推算システムを用いて, わが国太平洋岸北東部の運輸省6波浪観測地点における波浪追算を8年間 (1986年~1993年) 相当分行い, 観測資料が公表されている期間についての波高や周期のみならず, 平均波向や月平均方向別波浪エネルギーの追算結果と観測結果の比較から, 本システムの適用性をより詳細に検討する。

2. 長期浅海波浪推算システムの概要

2.1 海上風追算

海上風推算モデルは従来用いていた Bijvoet (1957) モ

デルに台風モデル (佐藤・合田, 1972) を新たに導入したものである。すなわち, 海上風の追算は主として気圧観測値を入力データとする Bijvoet モデルによるが, 発達した台風や低気圧などの異常気象擾乱 (以下, 総称して台風という) が計算対象領域内にある場合には, その中心付近に台風モデルによって求めた風分布を組み込み, 最終的な風の場の推定結果とする。

(1) Bijvoet モデル

Bijvoet モデルでは, 不規則に分布する54個の定点気圧および, 低気圧中心や高気圧中心の気圧に加えて, 中心気圧が980 hPa以下の台風の場合には, 中心を囲む980および1000 hPa等圧線上の東西南北計8地点における気圧を入力データとして, 加重1次補間法 (塩野ら, 1985) の適用から格子点上での気圧分布を得たのち, 気圧の時空間勾配および曲率に対する中央差分近似を用いて変圧風を含む海上風を算出する。計算にあたり, 風計算格子网上的緯度データを入力するとともに, Bijvoet モデルにおいて, 気温・海水温差0°Cに相当する係数を与える。

図-1は気圧, 風および波浪計算領域と気圧入力定点

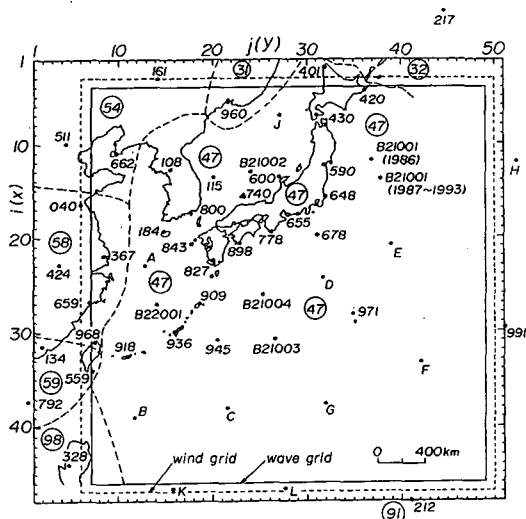


図-1 気圧入力地点と気圧, 風, 波浪計算領域

* 正会員 工博 愛媛大学教授 工学部土木海洋工学科
 ** 正会員 工修 愛媛大学助手 工学部土木海洋工学科
 *** 東亜建設工業株式会社

の位置を示したものであり、気圧および風の計算格子間隔は 80 km である。海上風追算は、計算時間節約のために、あらかじめ加重 1 次補間によって得た 1985 年 12 月 29 日 3 時より 1993 年 12 月 31 日 24 時までの 8 年間における 3 時間間隔の気圧の平面分布データをデータセットに記憶させたのち、これを繰り返し読み出すことによって行う。

(2) 台風モデル

中心気圧 980 hPa 以下の台風内の海上風追算は海上風補正係数を 0.6 とする台風モデルによる。計算に必要な入力データは 3 時間ごとに求めた中心気圧、中心位置、台風半径、吹込み角という台風属性である。台風半径 r_0 は 980 あるいは 1000 hPa の等圧線半径 r_a と等圧線の気圧値 p_a を Myers 式に代入して求められる。

$$r_0 = r_a \cdot \ln \{ \Delta p / (p_a - p_c) \} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 Δp : 中心気圧低下量、 p_c : 中心気圧、である。また、吹込み角の算出に必要な中心位置の緯度は風計算格子点上の緯度データに対する 2 次元 4 点補間によって求める。

(3) 両モデルに基づく海上風の合成

10 m 高度における Bijvoet モデル風の風速成分 (U_{Bx} , U_{By}) と、台風モデル風の風速成分 (U_{Tx} , U_{Ty}) にそれぞれの重み係数を乗じて求めた風速成分の和、

$$\left. \begin{aligned} U_x^p &= C_B^p U_{Bx} + \sum_{i=1}^n C_{Ti}^p U_{Tx_i} \\ U_y^p &= C_B^p U_{By} + \sum_{i=1}^n C_{Ti}^p U_{Ty_i} \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (2)$$

から、Bijvoet モデル風の補正風向 θ_B を求めたのち、

$$\left. \begin{aligned} U_x &= C_B^s U_B \cos(\theta_B) + \sum_{i=1}^n C_{Ti}^s U_{Tx_i} \\ U_y &= C_B^s U_B \sin(\theta_B) + \sum_{i=1}^n C_{Ti}^s U_{Ty_i} \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (3)$$

によって、合成後の風速成分 (U_x , U_y) を算出する。ここに、 C_B^p , C_{Ti}^p : Bijvoet モデル風向および台風モデル風向の重み係数、 C_B^s , C_{Ti}^s : Bijvoet モデル風速および台風モデル風速の重み係数、 U_B : Bijvoet モデル風速である。各重み係数は、 i を同時に存在する台風の番号、 n を同時に存在する台風の総数(上限は 2 個)、 r を台風中心と対象地点との距離とすれば、

$$\left. \begin{aligned} C_{Ti}^p &= 1 - \{ \exp(-2r_{0i}/r_i) \} \\ C_{Ti}^s &= 1 - \{ \exp(-2r_{0i}/r_i) \}^8 \\ C_B^p &= 1 - \sum_{i=1}^n C_{Ti}^p, \quad C_B^s = 1 - \sum_{i=1}^n C_{Ti}^s \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (4)$$

で表される。 C_{Ti}^p , C_{Ti}^s は、台風中心 ($r=0$) ではその値が 1 をとり、 $r \rightarrow \infty$ では 0 に近づくという条件、Bijvoet モデル風と台風モデル風を合成して得られる海上風分布の滑らかさおよび外洋パイによる海上風観測結果との一致

度を考慮して、試行錯誤により求めた。

C_B^p は C_B^s より急速に 0 に近づく。これは、合成風向が滑らかな空間変化をもち、しかも、合成風速が台風領域外では、Bijvoet モデル風速に急速に漸近する風の場合を得るためである。気圧データを追加した台風数および時刻数は 1 年間あたり約 13 台風および 270 時刻である。

2.2 波浪追算

波浪追算は山口ら(1987)の 1 点浅海波浪推算モデルによる。本モデルでは、波浪推算点に到達する各成分波の波向線において波浪の伝播・発達・減衰計算を浅海におけるエネルギー平衡方程式に基づいて行うことにより、波浪推算点における方向スペクトルおよび周波数スペクトルや有義波、平均波向の経時変化を算出する。

計算対象領域は北緯 20°~43°、東経 120°~152° (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(図-2)である。波浪追算は、この領域を格子間隔 $\Delta x = 5$ km で 673×673 に分割した大領域水深格子網に、波浪推算点周辺海域を格子間隔 $\Delta x = 1$ km で分割した小領域水深格子網(図-3)を組み込んだ高地形解像度をもつ 2 段階水深格子網において行う。波浪推算点は仙台新港(20 m)、相馬(16 m)、いわき沖(154 m)、小名浜(19 m)、常陸那珂(30 m)、鹿島(水深 23 m)の運輸省による 6 波浪観測地点であり、2 時間間隔で観測が継続されている。

計算に用いる周波数データは $f = 0.04 \sim 0.5$ Hz 間を不等分割した 23 個の周波数、方向データは $\theta = 0 \sim 360^\circ$ を 10° ごとに等分割した 36 個の方向である。方向データは N を 0° として反時計回りに定義される。

波浪追算は、3 時間ごとに格子間隔 80 km の格子網上

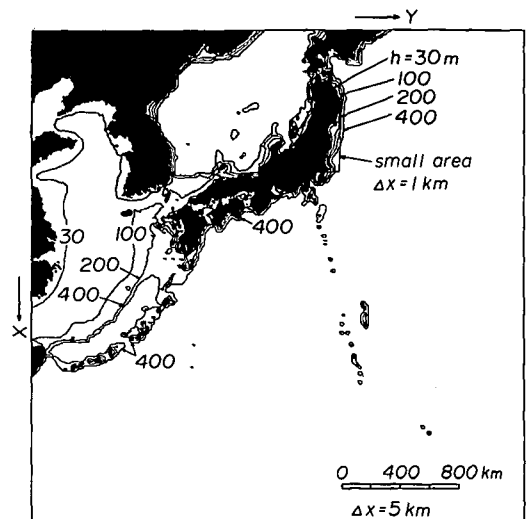


図-2 計算対象領域

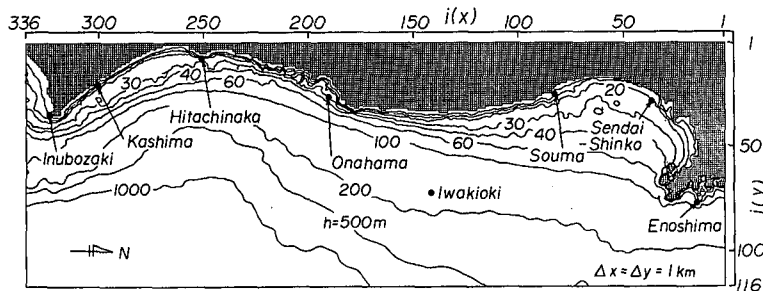


図-3 小領域水深格子網および波浪追算点

で算出した海上風分布を1時間ごとに1次補間したのち、各波向線上格子点の海上風を2次元4点補間することによって、計算時間間隔 $\Delta t = 1\text{h}$ で行う。

3. 波候に対する推定結果と観測結果の比較

本研究で扱う6波浪観測地点を含む運輸省波浪観測結果は観測開始以来毎年、月平均有義波および季節別の(有義)波高 $H_{1/3}$ と(有義波)周期 $T_{1/3}$ の結合頻度分布の形でまとめられている。平均波向を含む資料は1991年～1992年の2年間相当分(永井ら, 1993a; 永井ら, 1994)、いわき沖における月平均方向別波浪エネルギーは1989年～1990年の2年間相当分(永井ら, 1993b)のみが公表されているにすぎない。また、有義波の時系列資料の作成には多大な労力を要する。そこで、それぞれの2年間の波候についての比較を行うこととし、波浪推算結果に基づく波候解析には、2時間間隔の全資料を使用する。

図-4は相馬、いわき沖、小名浜、常陸那珂における1991年～1992年の2年間の月平均有義波および2m以上の高波出現率 p (推算結果のみ)の経月変化を示したものである。4地点における月平均測得率は、相馬における8月および9月の76および90%、いわき沖における1月および2月の70および80%、小名浜における12月の77%を除いて、ほぼ98%以上に達するから、測得率に起因する両者の差はほぼ無視し得よう。

さて、推算結果と観測結果の相関は地点ごと、あるいは月ごとに異なり、たとえば、相馬における冬季と春季の周期は過小評価されているけれども、全体として推算結果は、波高および周期が2月～4月および8月～10月のうちでも後者の方で大きく、その他の季節では相対的に小さい値をとり、その結果、経月変化がいわゆるM字型の挙動を示す観測結果と符合する。したがって、本システムは、沖合いに位置し、海底地形の影響をほとんど受けないいわき沖での月平均波高が沿岸地点より1.3倍程度大きい、月平均周期はそれほど異ならないという特性や、沿岸域に位置しても、周辺地形や海底地形の影

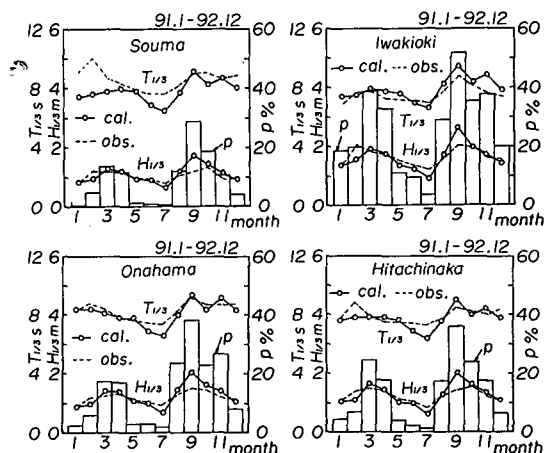


図-4 月平均有義波の比較

響の度合によって、各地点の月平均波が異なるという地点間の相違を比較よく再現する。

図-5は上記4地点における階級別波高出現率の比較図である。いわき沖における1m以上の推算波高の出現頻度は、観測結果より少なく、1m未満では多い。小名浜など沿岸地点では、限界波高を50cmとして同様の挙動が見られる。つまり、年間を通じてみれば、最頻値以上の波高帯で、推算波高は観測波高より低い傾向にある。

図-6は4地点における波高と周期の相関分布に関する推算結果と観測結果の比較図である。推算結果の相関分布は観測結果の相関分布に比べて、ピークがやや短周期側に位置し、等値線の分布幅も周期に関して狭くなっており、その結果、推算結果はより尖った等値線形状を与える。しかし、本システムは、沿岸部の地点では、深海部のいわき沖と比べて、周期があまり変わらないにもかかわらず波高が小さいため、相関分布の等値線がより平坦な形になるという、相関分布特性の水深変化に伴う相違を比較よく再現する。

図-7は波高2m以上の波向(16方位)別高波出現率に対する推算結果と観測結果の比較を6地点について示したものであり、図中には深海波に対応する方向別波向

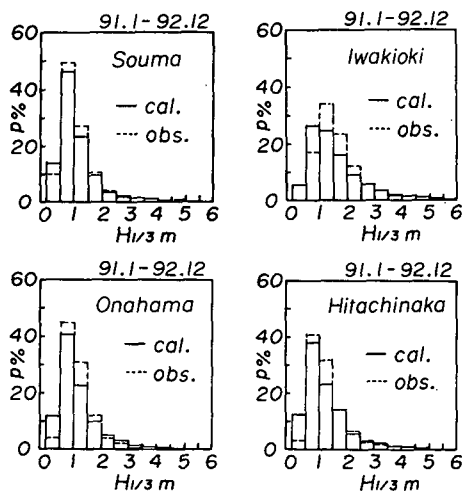


図-5 波高の階級別出現率の比較

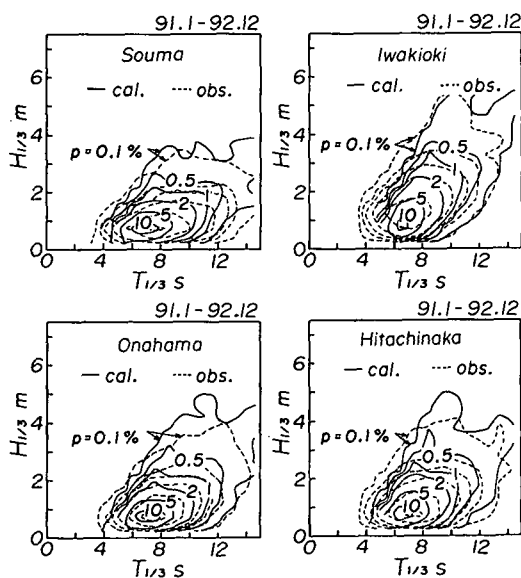


図-6 波高と周期の相関分布の比較

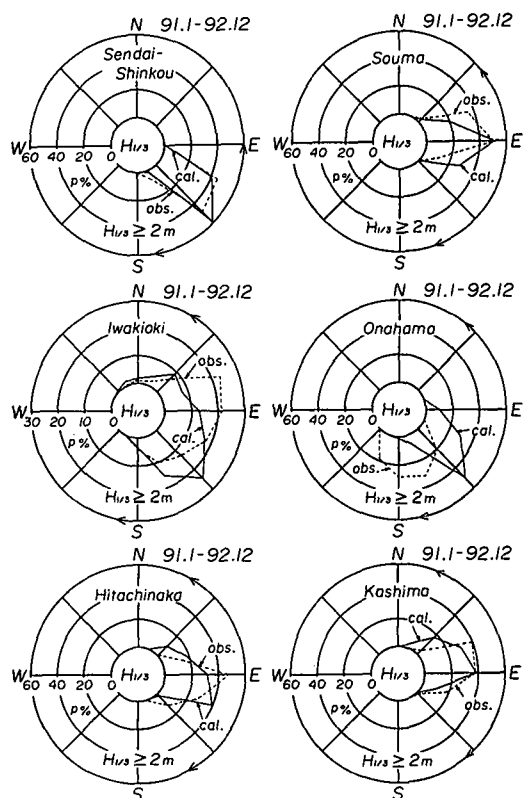


図-7 波向別高波出現率の比較

における最卓越波向はいずれも SE とほぼ変わらないのに対して、観測結果におけるものはそれぞれ E~ENE および SSE となって 90° 近く異なる。小名浜では、SSE~S から W 寄りの方向を房総半島など陸上部に遮られるので、その方向に対する対岸距離は小さい。したがって、屈折によって E 寄りの波向が S 寄りに若干変化するという状況を考慮に入れても、小名浜における観測卓越波向は S 寄りに偏り過ぎていると考えられる。一方、いわき沖における卓越波向の相違は追算誤差によるものであろう。

図-8 はいわき沖における 1989 年~1990 年の 2 年間の月平均方向別波浪エネルギー $E(\theta)$ を観測結果と追算結果について示したものである。観測結果は 11.25° ごとの月平均方向別波浪エネルギーを、追算結果は 10° ごとの月平均値を示す。本システムに基づく波浪エネルギーの方向分布は観測結果ほど滑らかでなく、E 方向で観測結果より小さいが、ENE~N 方向あるいは S 方向にピークを示し、最大値が 0.25~0.3 m²/rad 程度であること、4 月、8 月、11 月に波浪エネルギーが大きい値を示すことおよび年間を通じて NW~SW 方向の波浪エネルギーが小さいことなど、観測結果に見られる波浪エネルギーの方向分布の特性とよく符合する。したがって、本シ

線が外洋開境界に達する方向範囲も矢印で指示される。小名浜を除く 4 沿岸地点では、追算結果は、各地点の地形特性に応じて仙台新港から鹿島に向けて卓越方向が SE から E~ENE へ反時計方向に変化する観測結果とよく一致する。また小名浜では、追算結果は観測結果 (S~SE) より 1~2 方位 E 寄りの方向 (SE~ESE) に、一方、いわき沖では、観測結果 (ESE~ENE) より 1~2 方位 S 寄りの方向 (SSE~ESE) に卓越波向をとり、両者の間に隔たりが見られる。しかし、沖合いのいわき沖では方向範囲が広く、小名浜では狭いという波向別高波出現率そのものの特徴は比較的よく一致する。つまり、追算結果を中心に見ると、いわき沖および小名浜では、追算結果

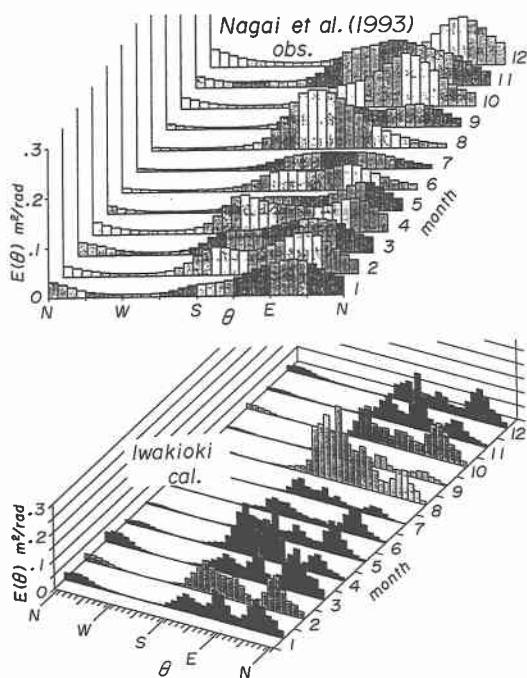


図-8 月平均方向別波浪エネルギーの比較

テムは月平均方向別波浪エネルギーについても良好な再現性をもつ。

図-9は図-8と同期間の小名浜における月平均方向別波浪エネルギーの経月変化図である。小名浜における月平均方向別波浪エネルギーは、小名浜がいわき沖に隣接する沿岸部に位置し、両地点の気象条件がほぼ同じであること、および小名浜ではNE～N～S方向に陸地が広がることから、いわき沖の月平均方向別波浪エネルギーのうち、NE～N～S方向を0とした方向分布と類似するが、エネルギーレベルが減少する。

4. 結 語

本研究の結果、長期浅海波浪推算システムは、沖合いおよび沿岸部における有義波および平均波向のみならず月平均方向別波浪エネルギーの経月変化を精度よく評価

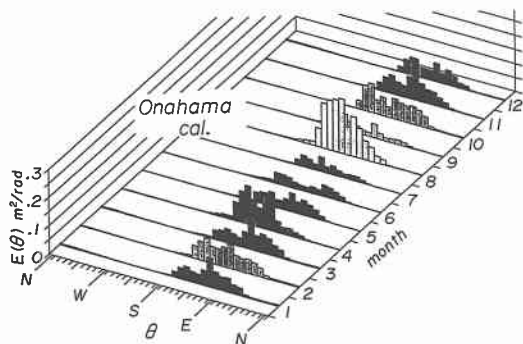


図-9 月平均方向別波浪エネルギーの推定結果

することが明らかになった。

参 考 文 献

- 佐藤昭二・合田良實 (1972): 海岸・港湾, わかりやすい土木講座 17, 彰国社, pp. 104-106.
- 塩野清治・弘原海 清・升本眞二 (1985): 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に作成する方法(1)ー加重一次補間法ー, 情報地質(10), pp. 65-78.
- 永井紀彦・菅原一晃・橋本典明・浅井 正 (1993 a): 全国港湾海洋波浪観測年報(NOWPHAS 1991), 港湾技研資料, No. 745, 304 p.
- 永井紀彦・橋本典明・浅井 正 (1993 b): 沖波方向スペクトルの出現特性(第1報), いわき沖の観測結果ー, 港湾技研報告, 第32巻第2号, pp. 45-113.
- 永井紀彦・菅原一晃・橋本典明・浅井 正 (1994): 全国港湾海洋波浪観測年報(NOWPHAS 1992), 港湾技研資料, No. 770, 301 p.
- 山口正隆・畑田佳男・宇都宮好博 (1987): 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.
- 山口正隆・畑田佳男・稲垣孝佳・旭置武志 (1991): 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.
- 山口正隆・畑田佳男・旭置武志 (1992): 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.
- Bijvoet, H. C. (1957): A new overlay for the determination of the surface wind over sea from surface weather charts, KNMI, Mededelingen en Verhandelingen, Vol. 71, pp. 1-35.