

日本海における季節風時の波浪予知 (1)

—海上風の推定—

光田 寧・藤井 健・塚本 修

PREDICTION OF OCEAN WIND WAVES WITH WINTER
MONSOONS IN THE JAPAN SEA (1)

—ESTIMATION OF THE SURFACE WIND OVER SEA—

By *Yasushi* MITSUTA, *Takeshi* FUJII and *Osamu* TSUKAMOTO

Synopsis

Surface wind distributions over the Japan Sea were estimated numerically from the weather map by the formula developed by H. C. Bijvoet³⁾ for the purpose of application to the ocean wave computations. During the period of high winds caused by developed cyclones, three hourly wind distributions were computed in February and March, 1981. Throughout the period, the results are satisfactory except the strongest wind case of March 15th, which seems overestimated.

1. 序

冬季の日本海域においては、発達した低気圧の通過後の強い季節風の吹き出しによって、強風ともなう高波が発生し、出漁中の漁船が転覆、沈没したり、日本海沿岸地帯の海岸施設が損傷を受ける。日本海域およびその沿岸地帯のこのような強風災害や波浪災害の軽減のために、発達した低気圧の通過後の強風や高波の正確な予知の方法の確立が要求されている。

日本海域では、大型の商船は少なく、漁船も小型でほとんど気象観測を行っておらず、プロボットも日本海域では1か所(37°45'N, 134°23'E)にあるのみで、とくに強風時には海上風の観測資料は皆無に等しい。また、沿岸の観測所の実測風は地形の影響が顕著であり、必ずしも海上風の参考資料とはならない。しかしながら、日本海沿岸地帯へ押し寄せてくる高波の予知には、日本海全域にわたって風域場を求める必要がある。現在、試みられている方法は、風域場について直接に解析を行わず、気圧場の解析をもとにして、地衡風や傾度風を算出し、さらに、エクマンの理論、境界層理論あるいは統計的な手法により摩擦層や海面付近の鉛直安定度などの効果の補正を施して海上風を推定するという方法である。^{1), 2)}

本研究は、地衡風・傾度風のような定常な風から海上風を推定するという方法に比べて、気圧場の移動にもなう変圧風の効果をも考慮し、理論的によりしっかりした根拠をもつ H. C. Bijvoet の方法³⁾ を日本海の冬季の海上風の推定に適用してみることにした。Bijvoet はこの方法を北大西洋の海上風の推定に適用するにあたって、種々の特殊な場合について傾度風と比較し、この方法の妥当性について検討を加えている。とくに、等圧線が高気圧性曲率をもっている場合には、現実には傾度風ほど風が強くならず、彼の方法の方がより現実に近い風が算出できることを確認している。彼は、その方法を実際に用いるにあたって、天気図から直接に風速を求める計算図表を作っているが、今日の計算機の進歩の結果、計算図表ではなく数値的にこれを求める方がより客観的であり、多数点での計算が容易になるところから計算機により数値計算を行うことにした。

2. 海上風の推定法

地上天気図の気圧場から海上 10m の風を推定するために, Bijvoet は大気摩擦層における風と気圧の間の非定常な関係を表わす単純な運動方程式

$$\frac{d\vec{v}}{dt} = \vec{G} + f\vec{v} \times \vec{k} + \vec{R} \dots\dots\dots (1)$$

を次のように変形している。ただし, この式で \vec{v} は海上風速, t は時間, \vec{G} は気圧傾度力, f はコリオリ因子, \vec{k} は鉛直方向上向きの単位ベクトル, \vec{R} は摩擦力である。この式を \vec{v} について解いた式

$$\vec{v} = \frac{1}{f} (\vec{G} + \vec{R} - \frac{d\vec{v}}{dt}) \times \vec{k} \dots\dots\dots (2)$$

をさらに t について微分し, その右辺をもとの式 (2) の $d\vec{v}/dt$ に代入し, これを繰り返すと, 級数

$$\vec{v} = \frac{1}{f} (\vec{G} + \vec{R}) \times \vec{k} + \frac{1}{f^2} \frac{d}{dt} (\vec{G} + \vec{R}) - \frac{1}{f^3} \frac{d^2}{dt^2} (\vec{G} + \vec{R}) \times \vec{k} + \dots\dots\dots (3)$$

の形で表わされる。Hesselberg⁴⁾ によると, この級数は急速に収束し, t に関する2次微分以降の各項を無視した近似式

$$\vec{v} = \frac{1}{f} (\vec{G} + \vec{R}) \times \vec{k} + \frac{1}{f^2} \frac{d}{dt} (\vec{G} + \vec{R}) \dots\dots\dots (4)$$

で風と気圧の間の関係を表わしても実用上さしつかえがない。

さらに, 一般に仮定されるように, $|\vec{R}|$ が $|\vec{v}|$ に比例するとして,

$$|\vec{R}| = \kappa f |\vec{v}| \dots\dots\dots (5)$$

とする。また, Fig. 1 に示すように, \vec{R} と $-\vec{v}$ の間の角を β とすると, 式 (1) で $d\vec{v}/dt=0$ の特殊な場合には, κ と β は, \vec{v} が地衡風 \vec{v}_g とす角 α および海上風速 v と地衡風速 v_g の比 $c=v/v_g$ でもって,

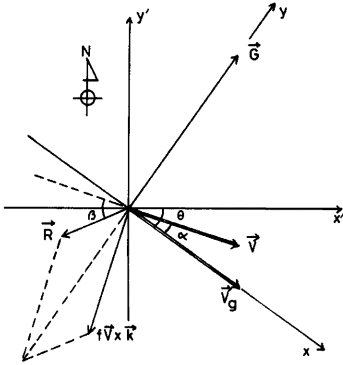


Fig. 1 Explanation of coordinates, balance of forces, and wind vector.

$$\left. \begin{aligned} \kappa &= \sqrt{\frac{1}{c^2} - \frac{2 \cos \alpha}{c} + 1} \\ \tan \beta &= \cot \alpha - c \operatorname{cosec} \alpha \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (6)$$

と表わされる。Hesselberg と Sverdrup⁵⁾ によると, β と κ の値は, 気圧場が非定常な場合でも, 実用上式 (6) の値を使用してもさしつかえがない。

β と κ が海面気温 T_a と海水表面温度 T_s の差 $T_a - T_s$ のみの関数であるとする, 式 (4) の \vec{v} について解は水平直交座標 (x, y) の成分 v_x, v_y で次のように表わされる。

$$\left. \begin{aligned} v_x &= \frac{\frac{a_1}{f} G_y + \frac{a_2}{f} G_x - \frac{a_3}{f^2} \left(\frac{\partial G_y}{\partial t} + v_x \frac{\partial G_y}{\partial y} \right) - \frac{a_4}{f^2} \left(\frac{\partial G_x}{\partial t} + v_x \frac{\partial G_x}{\partial y} \right)}{1 + \frac{a_3}{f^2} \frac{\partial G_y}{\partial x} + \frac{a_4}{f^2} \frac{\partial G_x}{\partial x}} \\ \text{および} \\ v_y &= \frac{\frac{a_2}{f} G_y - \frac{a_1}{f} G_x - \frac{a_4}{f^2} \left(\frac{\partial G_y}{\partial t} + v_x \frac{\partial G_y}{\partial x} \right) + \frac{a_3}{f^2} \left(\frac{\partial G_x}{\partial t} + v_x \frac{\partial G_x}{\partial x} \right)}{1 + \frac{a_4}{f^2} \frac{\partial G_y}{\partial y} - \frac{a_3}{f^2} \frac{\partial G_x}{\partial y}} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (7)$$

この式で, a_1, a_2, a_3, a_4 は κ と β のみの関数で, 次のようである。

$$\left. \begin{aligned}
 a_1 &= \frac{1 + \kappa \sin \beta}{(\kappa \cos \beta)^2 + (1 + \kappa \sin \beta)^2} \\
 a_2 &= \frac{\kappa \cos \beta}{(\kappa \cos \beta)^2 + (1 + \kappa \sin \beta)^2} \\
 a_3 &= \frac{2(\kappa \cos \beta)(1 + \kappa \sin \beta)}{\{(\kappa \cos \beta)^2 + (1 + \kappa \sin \beta)^2\}^2} \\
 a_4 &= \frac{(\kappa \cos \beta)^2 - (1 + \kappa \sin \beta)^2}{\{(\kappa \cos \beta)^2 + (1 + \kappa \sin \beta)^2\}^2}
 \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (8)$$

したがって、式(7)および(8)により、気圧場の水平分布と時間変化、緯度、 κ と β の値がわかれば、海上風速 v_x, v_y を算出することができる。

κ と β の値については、式(6)により α' と c の関数であり、Verploegh⁽⁶⁾⁷⁾が北大西洋の船舶の観測資料から海上風と地衡風との間の関係を調べた結果、風速が25 m/sec以下の場合、 α と c の値は $T_a - T_s$ にのみ従属し、Fig. 2のように $T_a - T_s$ の値に対して変化することを明らかにした。Bijvoetはこれを利用して、

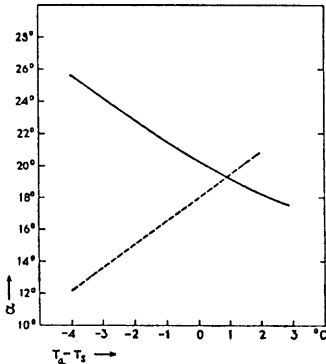


Fig. 2 Changes of α and c with the difference between the air temperature (T_a) over sea and the sea surface temperature (T_s), by Bijvoet³⁾.

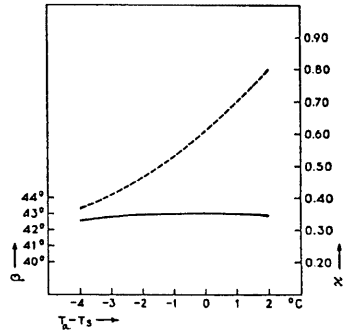


Fig. 3 Changes of β and κ with $T_a - T_s$, by Bijvoet³⁾.

$T_a - T_s$ が $-4^\circ\text{C} \sim 2^\circ\text{C}$ の範囲において、式(6)により κ と β の値を求め、Fig. 3に示すように、 κ と β の値を $T_a - T_s$ の関数として表わした。また、この図の値を使って、式(8)により a_1, a_2, a_3 、および a_4 の値を算出すると、Table 1のようになる。さらに、 \vec{G} の方向を y 軸の正の方向にとれば、風速 $v = v_x \sec \alpha$ であるので、

Table 1 Coefficients a_1, a_2, a_3 , and a_4 .

$T_a - T_s (^\circ\text{C})$	-4	-2	0	+2
a_1	0.77	0.71	0.64	0.58
a_2	0.16	0.18	0.20	0.21
a_3	0.25	0.26	0.26	0.25
a_4	-0.56	-0.48	-0.38	-0.29

$$v = \frac{\left\{ \frac{a_1}{f} G_y - \frac{a_3}{f^2} \frac{\partial G_y}{\partial t} - \frac{a_4}{f^2} \frac{\partial G_x}{\partial t} \right\} \sec \alpha}{1 + \frac{a_4}{f^2} \frac{\partial G_x}{\partial x} + \frac{a_3}{f^2} \frac{\partial G_y}{\partial y} \tan \alpha + \left(\frac{a_3}{f^2} + \frac{a_4}{f^2} \tan \alpha \right) \frac{\partial G_y}{\partial x}} \dots\dots\dots (9)$$

のように表わされ、 a_3 と a_4 および $\tan \alpha$ の符号と大きさを考慮すると、よい近似でもって、

$$v = \frac{\left\{ \frac{a_1}{f} G_y - \frac{a_3}{f^2} \frac{\partial G_y}{\partial t} - \frac{a_4}{f^2} \frac{\partial G_x}{\partial t} \right\} \sec \alpha}{1 + \frac{a_4}{f^2} \frac{\partial G_x}{\partial x}} \dots\dots\dots (10)$$

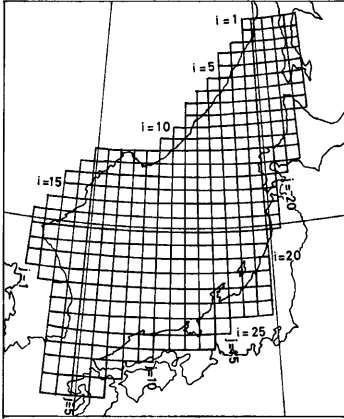


Fig. 4 Grid mesh for numerical computation.

のように単純化される。

Bijvoet は、式(10)により、気圧場から海上風を算出するために、 T_0-T_2 の値ごとに計算図表を作成し、天気図の上に直接にのせて風速を読みとるという図式的方法で求めた。この計算図表を日本近海で適用するために三木⁹⁾は改良しているが、大型計算機の普及していなかった当時としては、この図式的方法は極めて便利な方法である。しかし、本研究のように長期間にわたって日本海全域の風域場を求めるには、相当な労力と技術が必要であり、図式的方法よりもむしろ式(10)における空間微分、時間微分の項を差分に直し、大型計算機で数値的に解くという方法のほうがはるかに能率的であり、また客観的でもある。

したがって、本研究においては、Fig. 4 に示すように、日本海域およびその周辺において格子点（間隔は56~72 km で緯度が低くなるほど広がる）を設け、式(10)を次のように差分式で表わし、数値計算を行うことにした。

時刻 t 、格子点 (i, j) において、気圧の値を $p(t, i, j)$ とし、東西方向に x' 軸（東向きを正）、南北方向に y' 軸（北向きを正）をとった直交座標系 (x', y') における気圧傾度力の x' 軸、 y' 軸方向の成分をそれぞれ $G_{x'}(t, i, j)$ 、 $G_{y'}(t, i, j)$ とすると、差分形で

$$\left. \begin{aligned} G_{x'}(t, i, j) &= - \frac{p(t, i, j+1) - p(t, i, j-1)}{\rho(t, i, j) \cdot 2\Delta x'(i)} \\ G_{y'}(t, i, j) &= - \frac{p(t, i-1, j) - p(t, i+1, j)}{\rho(t, i, j) \cdot 2\Delta y'(i)} \\ \frac{\partial G_{x'}(t, i, j)}{\partial t} &= \frac{G_{x'}(t+\Delta t, i, j) - G_{x'}(t-\Delta t, i, j)}{2\Delta t} \\ \frac{\partial G_{y'}(t, i, j)}{\partial t} &= \frac{G_{y'}(t+\Delta t, i, j) - G_{y'}(t-\Delta t, i, j)}{2\Delta t} \\ \frac{\partial G_{x'}(t, i, j)}{\partial x} &= \frac{2p(t, i, j) - p(t, i, j+1) - p(t, i, j-1)}{\rho(t, i, j) \cdot (\Delta x'(i))^2} \\ \frac{\partial G_{y'}(t, i, j)}{\partial y} &= \frac{2p(t, i, j) - p(t, i-1, j) - p(t, i+1, j)}{\rho(t, i, j) \cdot (\Delta y'(i))^2} \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (11)$$

と表わされる。ここで、 $\rho(t, i, j)$ は時刻 t 、格子点 (i, j) における空気密度、 $\Delta x'(i)$ 、 $\Delta y'(i)$ は、それぞれ、格子点 (i, j) における x' 軸方向、 y' 軸方向の格子間隔で、 Δt は時間間隔である。

座標系 (x', y') を角 θ だけ反時計まわりに回転して、地衡風向と x 軸の正の方向、気圧傾度力の方向と y 軸の正の方向を一致させた直交座標系 (x, y) において、時刻 t 、格子点 (i, j) での式(10)の空間微分および時間微分の各項は式(11)で示される南北座標系による各項でもって、次のように表わされる。

$$\left. \begin{aligned} G_x &= \sqrt{\{G_x'(t, i, j)\}^2 + \{G_y'(t, i, j)\}^2}, \\ \frac{\partial G_x}{\partial t} &= \frac{\partial G_x'(t, i, j)}{\partial t} \cos \theta + \frac{\partial G_y'(t, i, j)}{\partial t} \sin \theta, \\ \frac{\partial G_y}{\partial t} &= -\frac{\partial G_x'(t, i, j)}{\partial t} \sin \theta + \frac{\partial G_y'(t, i, j)}{\partial t} \cos \theta, \\ \frac{\partial G_x}{\partial x} &= \frac{\partial G_x'(t, i, j)}{\partial x'} \cos \theta + \frac{\partial G_y'(t, i, j)}{\partial y'} \sin \theta \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (12)$$

なお、角 θ は $\tan^{-1} \{-G_x'(t, i, j)/G_y'(t, i, j)\}$ に等しい。このような数値的方法で、Fig. 4 に示した格子点のうち外周の格子点を除いた格子点において海上風を算出する。

また、三木⁹⁾ は日本近海の定点観測船の資料を用いて、 $T_a - T_s$ に対する c と α の値の関係について調べた。その結果、Fig. 2 および Fig. 3 に示した北大西洋における観測資料から求めた関係とほぼ一致していて、日本近海において Bijvoet が用いた値をそのまま用いて海上風を推定しても大差がないとしている。そこで、本研究においては、Fig. 2 および Fig. 3 に示された関係をそのまま使用して、 a_1, a_2, a_3, a_4 の値を求めることにする。

3. 海上風の推算例

1981年2月8日～20日および3月9日～26日の期間を海上風の推定の対象とし、この期間において3時間おきに地上天気図を作成し、Fig. 4 に示した格子点において気圧の値を読み取った。等圧線は、気圧の実測値とはできるだけ一致するように平滑化して1mbごとに引いた (Fig. 4 では2mbごとに示してある) が、平滑化が不十分であり、海上風速を算出した場合、風速が50～100m/sec という非現実的な強い風が算出されることがあった。そこで、等圧線を引き直してさらに平滑化する代りに、F. G. Shuman (1957)¹⁰⁾ の方法により気圧場を平滑化することにした。すなわち、時刻 t に格子点 (i, j) における平滑前の気圧を $p(t, i, j)$ 、平滑後の気圧を $\bar{p}(t, i, j)$ とすると、

$$\begin{aligned} \bar{p}(t, i, j) &= p(t, i, j) + \frac{1}{8} \{p(t, i-1, j) + p(t, i+1, j) + p(t, i, j-1) + p(t, i, j+1) - 4p(t, i, j)\} \\ &+ \frac{1}{16} \{p(t, i-1, j-1) + p(t, i-1, j+1) + p(t, i+1, j-1) + p(t, i+1, j+1) - 4p(t, i, j)\} \\ &\dots\dots\dots (13) \end{aligned}$$

である。

また、係数 a_1, a_2, a_3 および a_4 の算出のための $T_a - T_s$ の値については、舞鶴海洋気象台発行の海上気象概報にまとめられている船舶による観測値を利用した。この資料は平均1日に10個程度あるが、季節風が強く、海上がしけているような日には少なく、3月15日には3個しかない。したがって、ある特定の時刻の $T_a - T_s$ の水平分布を調べることは極めて困難であり、水平分布は一様であるとし、時間的変化のみ考慮することにした。ある時刻 t の $T_a - T_s$ の値については、 t より12時間以内の全観測資料 (観測時刻 t_i 時) について、それぞれ $1/|t_i - t|$ の重みをかけた平均値とした。ただし、 $t_i = t$ の場合には重みを2とした。このようにして算出した $T_a - T_s$ の時間変化を Fig. 5 に示す。この値から、Fig. 2 および Fig. 3 により、 α, β および c の値に換算する場合、Bijvoet は $T_a - T_s$ が $-4^\circ\text{C} \sim +2^\circ\text{C}$ の範囲内しか調べていないが、Fig. 5 に示されるように、 $T_a - T_s$ は -10°C にもなる場合がある。このように冬季の日本海域においては、対馬暖流の影響により、 $T_a - T_s$ の値が非常に大きくなる海域が生じるので、今後、このような場合について、地衡風と海上風を比較するなどして、 α と c の値を調べる必要がある。しかし、本研究においては、 $T_a - T_s < -4^\circ\text{C}$ の場合は -4°C の値を使用することにした。また、空気の密度 $\rho(t, i, j)$ は気圧 $p(t, i, j)$ と時刻 t における海面気温 T_a から算出した。

海上風の推定の対象とした期間のうち、日本海沿岸地帯で最も激しい季節風が吹いたのは、3月15日9時～21時であり、このときの3時間おきの気圧場を Fig. 6 (a)～(e) に示す。12日に東シナ海で発生し、朝鮮半

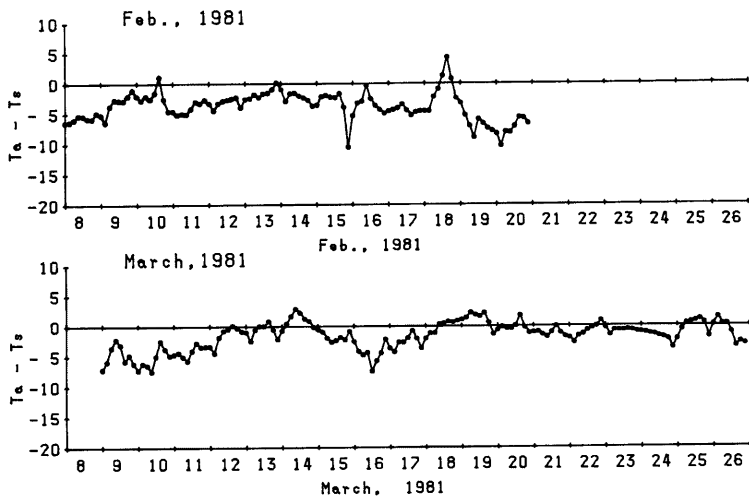


Fig. 5 Time changes of the difference between the air temperature and sea surface temperature.

島から日本海へ進んできた低気圧は15日9時には2個に分裂して、そのうち1個は日本海北部にあり、中心気圧が982mbにまで発達した。この低気圧は、その後、東に進み、21時には北海道東岸付近に達し、中心気圧は972mbと台風なみに発達した。さらに、16日15時に千島北部に達した頃には948mbにまで発達した。この低気圧の発達および進行のようすを静止気象衛星ひまわりの写真で示すと Photo. 1 (a)~(e) のようになる。

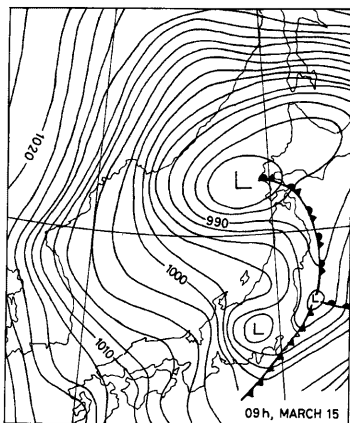


Fig. 6(a) Pressure pattern, 09JST, 15th March, 1981.

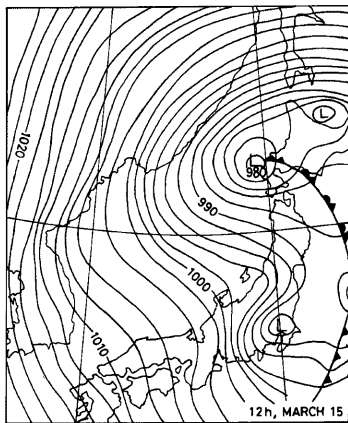


Fig. 6(b) Same as Fig. 6(a), except for 12 JST.

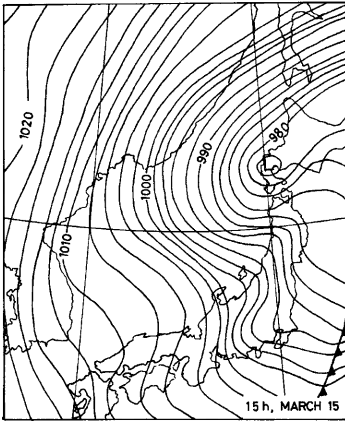


Fig. 6(c) Same as Fig. 6(a), except for 15JST.

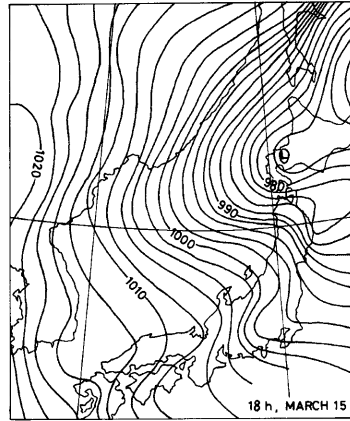


Fig. 6(d) Same as Fig. 6(a), except for 18JST.

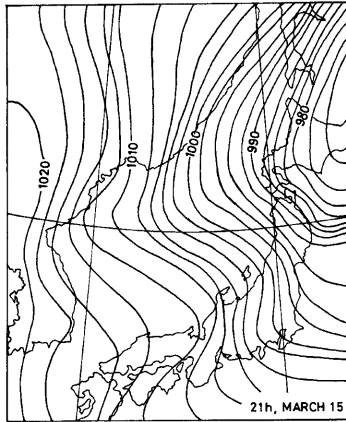


Fig. 6(e) Same as Fig. 6(a), except for 21JST.

Fig. 6(a)~(e)に示した気圧場について、前節の方法で数値計算により風域場を算出し、その分布を Fig. 7(a)~(e)に示す。低気圧の発達とともに、15~21時には日本海中部以北では風速 25 m/sec 以上の暴風域になっている。ひまわりの写真では、この暴風域には雲の切れ目があり、大陸からの乾いて冷たい季節風の吹き出しが見られる。なお、日本海域で 40 m/sec 程度の風が算出された格子点があるが、ここでは地衡風もその程度であり、等圧線の曲率によるものではなく、気圧傾度が大きいことによるものである。この日の船舶の観測で最大の風速は9時に 37.9°N, 135.9°E で観測された西北西の風 25 m/sec であり、これから考えると、この日の風は過大に推定されたようである。この原因として考えられるのは、Bijvoet は風速 25 m/sec 以下の場合について海面付近の鉛直安定度に関するパラメーターが風速に従属しないことを確かめているが、風速 25 m/sec 以上の場合についてそのパラメーターの風速に対する従属性に問題があるかも知れず、この点について調べる必要がある。

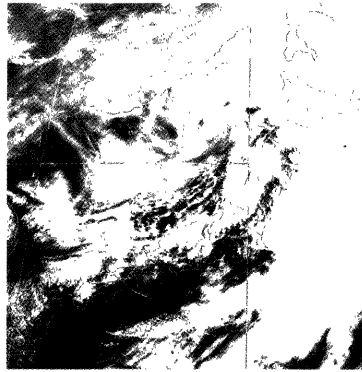
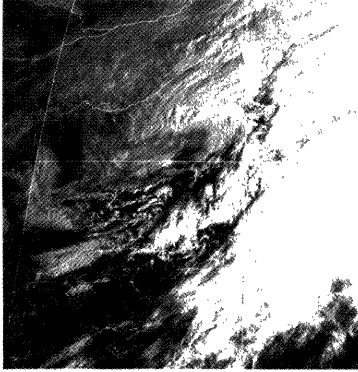


Photo. 1(a) VIS picture from the GMS1 "Himawari", Photo. 1(b) Same as Photo. 1(a), except for 09JST, 15th March, 1981. 12JST.

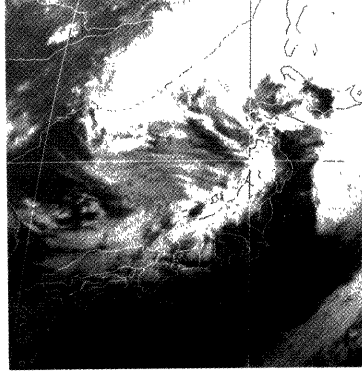
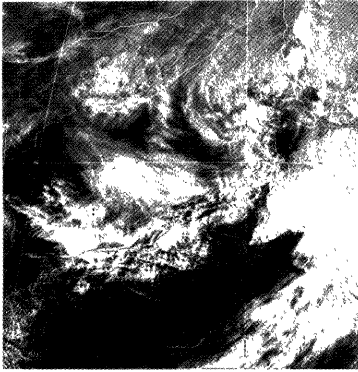


Photo. 1(c) Same as Photo. 1(a), except for 15JST. Photo. 1(d) Same as Photo. 1(a), except for IR picture and 18JST.

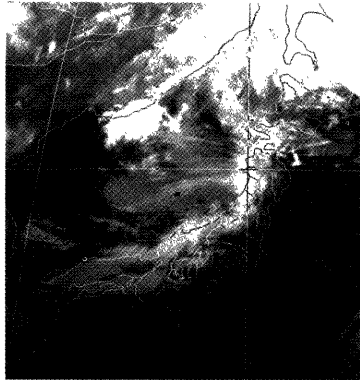


Photo. 1(e) Same as Photo. 1(a), except for IR picture and 21JST.

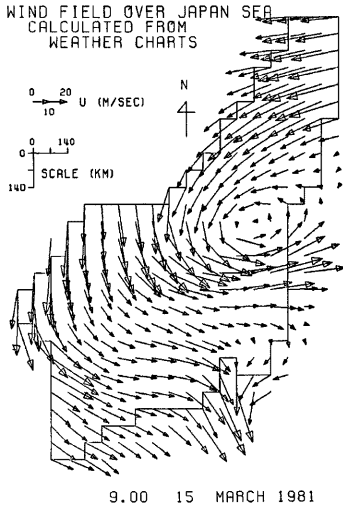


Fig. 7(a) Computed wind pattern, 09JST, 15th March, 1981.

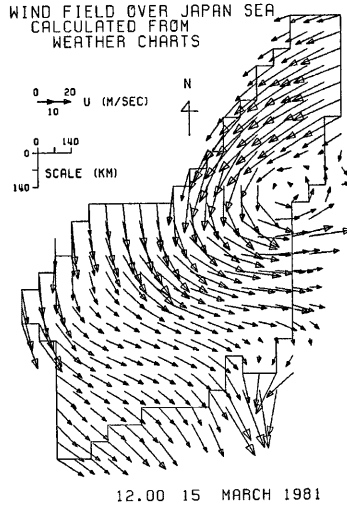


Fig. 7(b) Same as Fig. 7(a), except for 12JST.

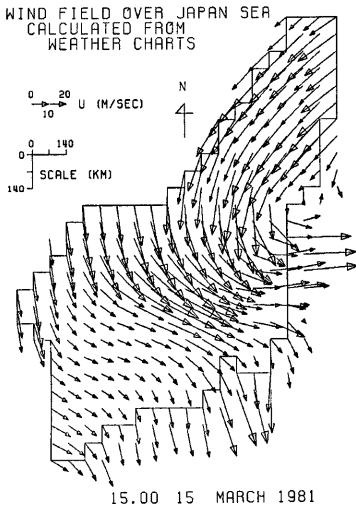


Fig. 7(c) Same as Fig. 7(a), except for 15JST.

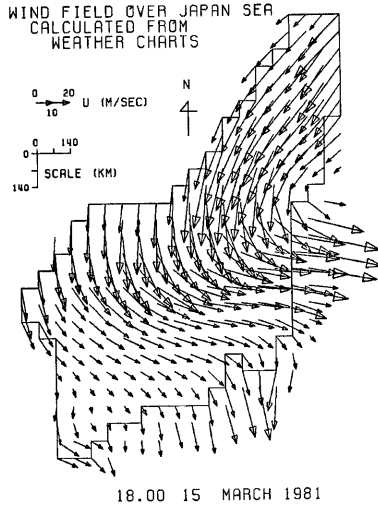


Fig. 7(d) Same as Fig. 7(a), except for 18JST.

4. 実測風との比較

海上風の計算値がどの程度実測値と一致するかについての検討に最も適当なのは、気象庁観測船およびパイロボットによる実測風と比較することである。しかし、今回の解析期間においては、気象庁観測船による観測資料は少なく、パイロボットも欠測であったので、日本海沿岸の観測所の実測風と比較することにした。ただし、海岸から少し内陸へ入ると、海上の風とはかなり異った風が吹いていることが多く、海上風との比較は困難である。したがって、北海道渡島半島南西先端の松浦港茂草波浪観測所において実測された風と最も近い格子点 ($i=15, j=18$ で観測所の北西約 30 km にある) における計算風と比較することにした。3時間ごとの実測風および計算風は Fig. 8 (a) および (b) のようになる。

Fig. 8 (a) に示した2月の場合には、風向については13~15日および18日の風の弱い日以外は計算値は実測値と比較的によく一致している。風速については、8

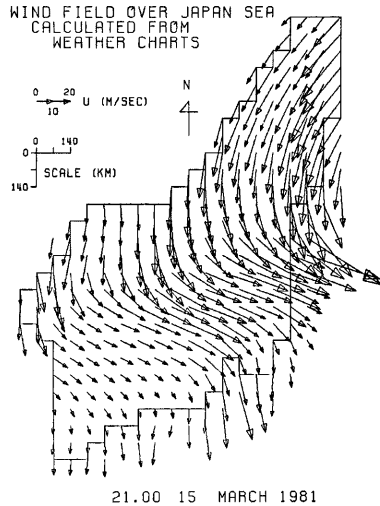


Fig. 7(e) Same as Fig. 7(a), except for 21JST.

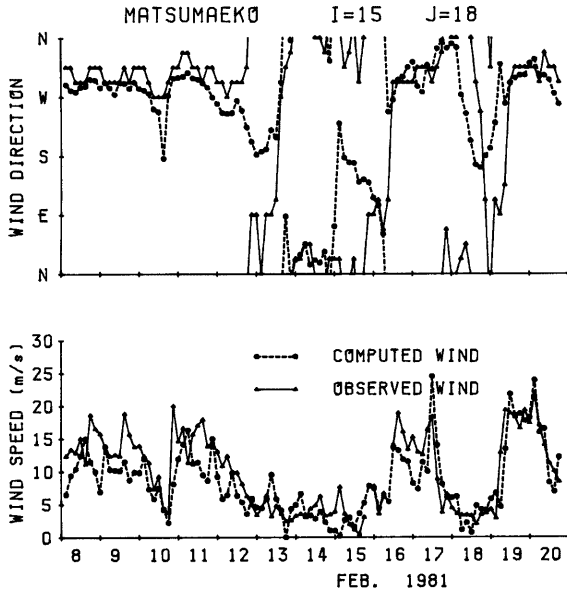


Fig. 8(a) Comparison of computed surface winds over sea at the grid point ($i=15, j=18$) with observed winds at Matsuurako in Hokkaido, on 8-20th February, 1981. The solid lines denote the observed winds, and the dashed lines denote the computed winds.

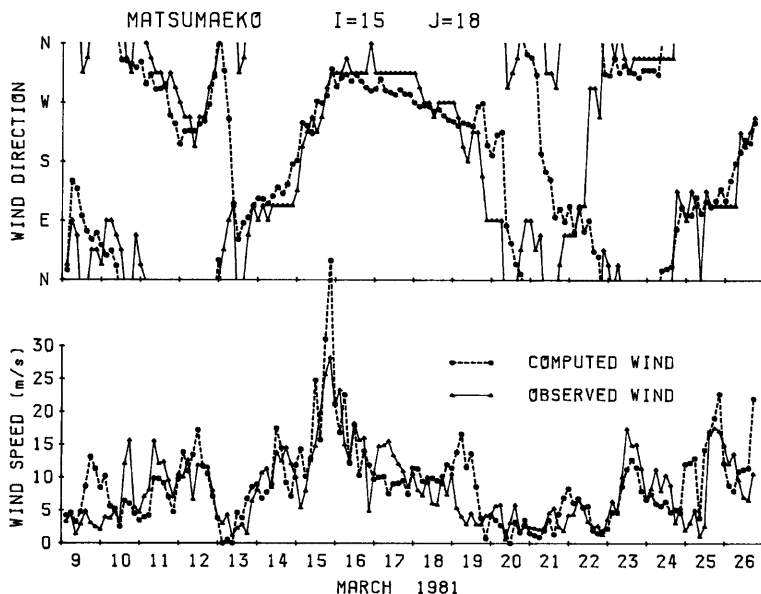


Fig. 8(b) Same as Fig. 8(a), except for 9~26th March, 1981.

～11日および16～17日には計算値は実測値よりやや大きく推定されている傾向があり、一方19～20日はほぼ一致していて、実測風速 5 m/sec 以上の資料 (71例) のみについての相関係数は 0.66, r. m. s. 誤差は 4.2 m/sec である。

Fig. 8 (b) に示した 3 月の場合には、風向については、13日 および 20～21日の風の弱い日を除いて計算値は実測値とよく一致している。風速については、9～11日, 19日, 25日および15日21時以外は計算値はよく一致していて、実測風速 5 m/sec 以上の資料 (100例) のみについての相関係数は 0.56, r. m. s. 誤差は 5.5 m/sec である。しかし、15日21時には、実測風速は 28.2 m/sec であるが、計算風速は 42.9 m/sec で相当に強く推定されている。この点については前節で述べたような問題がある。

5. 結 語

海上風の推定方法としては、現在では極めて合理的と考えられる Bijvoet の方法により、1981年 2月 8日～20日ならびに 3月 9日～26日の期間を対象として、冬季の日本海域の海上風を推定した。全般的には海上風をよく推定できたようであるが、しかし、3月15日に発達しつつある低気圧が通過後の激しい季節風の吹き出しについての計算風速は 40 m/sec 程度になった格子点がある。船舶や沿岸の観測所の実測風速から推測すると、実際にはおそらく 30 m/sec 程度であろうと考えられる。暴風時のこのような風速の過大評価の原因としては、Bijvoet の方法が風速 25 m/sec 以下の場合を対象としているので、今後、暴風時の海上風への海面付近の鉛直安定度の効果について、日本海域の観測資料を用いて調査し、Bijvoet の方法の適用限界を拡張していく必要がある。

最後に、本研究は京都大学防災研究所土屋義人教授をはじめ海岸災害部門の方々との協同研究として行ったものである。観測資料を提供していただいた関係諸機関の方々に厚く感謝の意を表したい。なお、本研究

は昭和56年度文部省科学研究費補助金(自然災害特別研究(1)56020020, 研究代表者 土屋義人)の補助を得て行われた。

参 考 文 献

- 1) 小野寺 仁: 海の波の話, 天気, 第29巻, 第10号, 1982, pp. 1067-1080.
- 2) 山下 暁: 日本海の海上風の見積りについて——海上における地衡風の取扱いに関する一考察——, 研究時報, 第32巻, 第5-6号, 1980, pp. 155-162.
- 3) Bijvoet, H. C.: A new overlay for the determination of the surface wind over sea from surface weather charts, K. N. M. I., mededelingen en Verhandelingen, Vol. 71, 1957, 35 pp.
- 4) Hessberg, T.: Unber eine Beziehung zweischen Druckgradient, Wind und Gradientanderungen, Veroffentl. d. Geoph. Inst. Leipzig, Serie 2, Band 1, 1915, pp. 207-210.
- 5) Hesselberg, T. und Sverdrup, H. U.: Die Reibung in der Atmosphere, Veroffentl. d. Geoph. Inst. Leipzig, Serie 2, Band 1, 1915.
- 6) Verploegh, G.: Enige bepalingen van de wrijvingscoefficient boven zee (nog te publiceren rapport), 1954.
- 7) Verploegh, G.: De gemiddelde afwijkingshoek van de grondwind boven zee t. o. v. de geostrophische windrichting, K. N. M. I., Korte Mededeling, IV-1, 1955.
- 8) 三木楯彦: 海面天気図から海上の風を算定するための Bijvoet の方法, 海と空, 第39巻, 第3号, 1963, pp. 118-126.
- 9) 三木楯彦: 海面天気図から海上風を算定する Bijvoet の方法の日本付近への適用, 海と空, 第39巻, 第4号, 1963, pp. 144-151.
- 10) Shuman, F. G.: Numerical methods in weather prediction. II Smoothing and filtering, Mon. Wea. Rev., Vol. 85, No. 11, 1957, pp. 357-361.