

天気図を用いた海上風の推算法について

犬飼直之*・早川典生**・福嶋祐介***

近年では, ECMWF などの客観解析値が利用されるようになったが, 経済的な問題, 入手時間の問題, データ変換の問題等により, 手軽に扱える段階ではないように考えられる. 本研究ではアメダス等の観測データや客観解析データ及び天気図などの海上風情報を比較・評価し, 地上天気図から海上風を推算する事を試みた. 最初に, 地上天気図より地衡風を求め, 接地境界層理論より計算値を補正をした. 結果は観測値及び ECMWF の解析値と比較をした. 次にこの推算風を用いて 3 次元の吹送流の数値実験を行ない, 結果を VHF 海洋レーダの観測結果と比較した.

1. はじめに

吹送流の流況は海上風が海面に及ぼす応力で決定され, 海上風の推算精度は吹送流の推算精度に大きく影響を及ぼす. 近年では, ECMWF などの客観解析による風情報を用いて精度よく海上風が推算されるようになった. しかし, これらのデータを使用する為には, 経済的な問題や, 入手時間の問題, データ変換の問題など, 研究者にとって未だ手軽に扱える段階ではないように考えられ, 現段階では, 天気図を用いて海上風を推算する手法もかなり安易で有用であると考えられる. よって, 本研究では, まず, 入手が容易に可能な地上天気図を用いて推算した海上風と観測データ及び ECMWF の解析値と比較を行い, この手法が実用可能であることを確認することを目的とする. 次に, この手法を能登半島沖の海域に適用させ, この手法で推算した吹送流と観測値を比較し, 適用可能であることを確認することを目的とする.

$$f\vec{k} \times (\vec{V} - \vec{V}_g) = A_v \frac{\partial^2 \vec{V}}{\partial z^2} \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここで, A_v は鉛直渦動粘性係数, ρ_a は空気密度, f はコリオリ係数, $\vec{V}$ は全体速度, $\vec{V}_g$ は地衡風速度である.

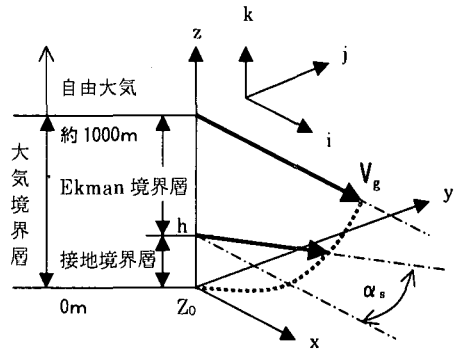


図-1 大気下層の構造

2. 大気下層の構造

a) 大気境界層内の風の変化式導出

地表面上の風の場合は, 図-1 に示すように, 地表面の影響の強い大気境界層と, 影響をほとんど受けない自由大気に大別される. その境界の高さは, 地表面上およそ 1000 m である. 大気境界層の風は地上や海面の摩擦の影響を受けて方向や強さが変化する. 本節では Ekman 境界層および地表面上数十メートルの接地境界層を含めた風の変化量を定量的に把握するために, Charnock が導出した, 地表面付近での地衡風の変化量を把握する式を利用し, 風向及び風速が緯度等の違いによりどのように変化をするのかを求めた.

大気中で海面を原点として, 座標系を図-1 のように定義する. 図より Ekman 境界層内の運動方程式は次のように示される.

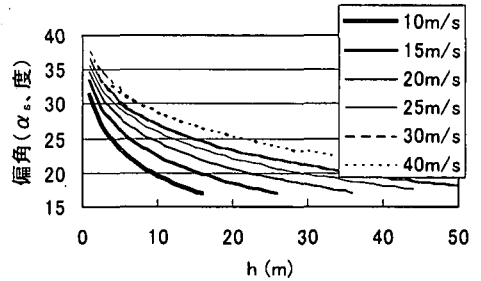


図-2 海面からの高さの変化による各値の変化(北緯 38 度)

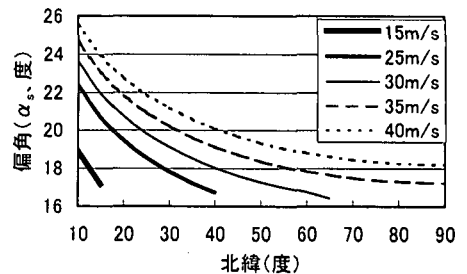


図-3 緯度と偏角との関係 ($h=50$ m)

* 正会員 工 博 長岡技術科学大学助手 環境・建設系
** 正会員 Ph.D. 長岡技術科学大学教授 環境・建設系
*** 正会員 工 博 長岡技術科学大学教授 環境・建設系

ここで、地衡風の風速を一定、接地境界層での風速を W_h , Ekman 境界層の底面と海面では風向は平行である、海面からの高さ z は大きい、 $\vec{V}$ と $\vec{V}_g$ がほぼ等しいと仮定すると、次式を得る。

$$\left(\frac{\partial W}{\partial z}\right)_h = -W_h B(1+i) = W_h B\sqrt{2} e^{-3i\pi/4} \dots (2)$$

ここで、 $W=(u+iv)-(u_g-iv_g)$, $B=(f/2\kappa u_* h)^{1/2}$, κ はカルマン定数である。高さ h における風と地衡風のなす角度を α_s として式を整理すると次式を得る。

$$(u_*/\kappa)\ln(h/z_0) = V_g(\cos \alpha_s - \sin \alpha_s) \dots (3)$$

$$\sqrt{2f\kappa u_* h} V_g \sin \alpha_s = u_*^2 \dots (4)$$

以上より、地衡風と海上風の風向差 α_s は式 (3) と式 (4) より求めることができる。地衡風の風速 V_g は天気図より求める。風速がゼロとなる海面の高さ z_0 は, Charnock の経験式 $gz_0 = \alpha u_*^2$ を用いて決定する。ここで、 $\alpha = 0.014$ とした。得られた式に地衡風の風速 V_g を与えて計算をおこなった。まず、海面からの高さ h を変化させたときの偏角 α_s の変化の関係を図-2 に示す。計算は、カルマン定数 $\kappa = 0.40$, 北緯 38 度とした。図より、 α_s は海面からの境界層厚が大きくなるにつれて小さくなり、風速が強くなるにしたがって偏角が小さくなるのが分かる。また、緯度を変化させたときの偏角の変化の関係を図-3 に示す。計算は、 $\kappa = 0.40$ および境界層厚 $h = 50$ m とした。図中、横軸は緯度、縦軸は偏角であり、地衡風の風速 V_g を毎秒 20 m から 40 m まで変化させた。図より、緯度が小さいと偏角が大きいが、緯度が大きくなるにつれて一定値に漸近しているのがわかる。

3. 海上風情報の選定

a) 必要な気象データの時間間隔

吹送流の駆動力として重要な海上風の情報についてそれぞれを比較・評価し、海上風情報の選定を行なった。まず、海上風がどれくらいの頻度で風向が変動しているかを確認した。図-4 は、石川県能登半島沖にある舩倉島灯台で観測された 1997 年 2 月の風向の変化である。図中、例えば N は、北から南方向に吹送する風である。図によると、およそ 2 日間の周期で風向が変動しているが、1 日の間に風向が大きく変動する場合もあり、これらの風向の変動を精度よく再現するためには、6~12 時間間隔のデータでなくてはならないことが分かる。

b) 海上風情報の選定

海上風情報には、船舶・アメダス・人工衛星などの観測データの他、ECMWF 等の客観解析データや、天気図等がある。それぞれの情報の特徴として、船舶やアメダスによる観測は毎時間毎の観測が可能であり、データはデータベースに蓄積され、インターネット等で容易に取

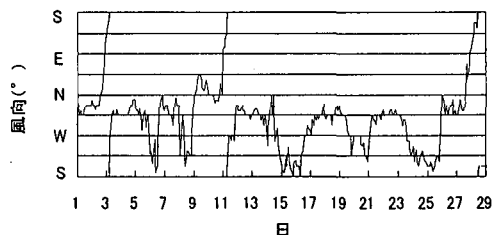
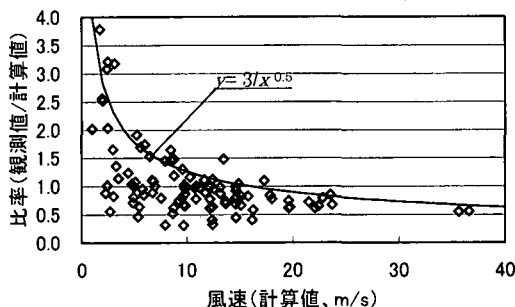


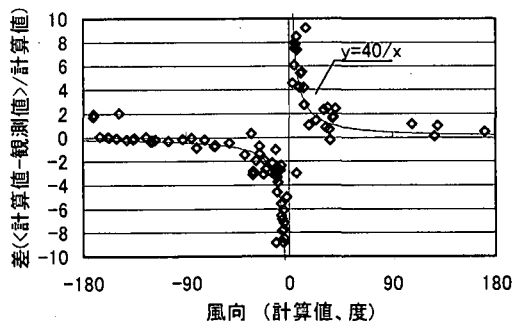
図-4 風向の時間変化

表-1 海上風情報まとめ

情報	広領域	格子化	観測の時間間隔	希望日時の情報入手容易度	情報の入手・処理容易度
観測(灯台, アメダス)			◎連続可		△
人工衛星	○	○	△数日		△処理困難
客観解析	○	○	○数時間	○	△処理困難
天気図	○		○数時間	○	○



(1) 風速



(2) 風向

図-5 風向・風速の誤差

集をすることができるという利点はあるが、定点の情報しか得られないという短所もある。人工衛星は広い領域の情報を得ることが可能であるが、観測時間間隔が数日間と長く、短時間の風の変動把握が困難な事や、購入の

問題やデータ処理が難しい等の短所がある。ECMWFで代表される客観解析データは、広い領域の格子化された数時間毎の風情報を入力できるという利点があるが、購入の問題や、データ処理が難しい等の短所がある。天気図は広い領域の数時間毎の気圧情報を容易に入手できるという利点はあるが、情報を格子化し、地上風を推算しなければならないという短所がある。以上の特徴を整理すると、表-1のようにまとめることができる。必要な海上風のデータ間隔は数時間でなければならない事を考慮すると、天気図の情報は、唯一格子化だけに○がないが、それ以外の評価は良く、希望の時期の情報を容易に入手できる等の理由から、本研究では天気図を使用して海上風を推算することにした。

4. 天気図からの海上風の推算

a) 海上風の推算手順

地上天気図より気圧の格子化情報を作成し、日本海および黄海・渤海周辺の海上風を計算した。次に、計算値と観測値を比較し、補正関数を求め、風向・風速値の補正を行った。これらの結果は、舩倉島での観測結果及びECMWFの客観解析データと比較を行った。

b) 使用した風データの概要

地上天気図は、1997年2月1日0時から28日18時までの6時間毎の情報であり、観測データは、北緯37度51分、東経136度55分、輪島市の北約48kmの沖合いに位置する石川県輪島市舩倉島灯台で同時期に2時間間隔で観測された情報である。また、ECMWF客観解析データは、同時期の6時間毎の情報である。

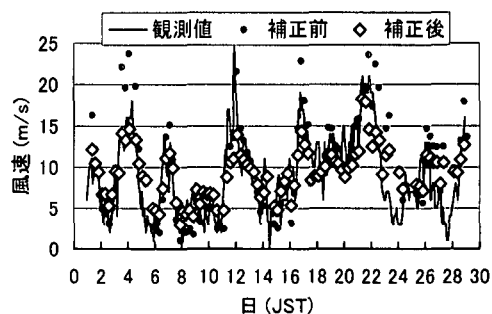
c) 天気図を用いた推算及び観測結果との比較

地衡風は、次式に示すように、気圧勾配とコリオリ力の釣合いの式で計算される。

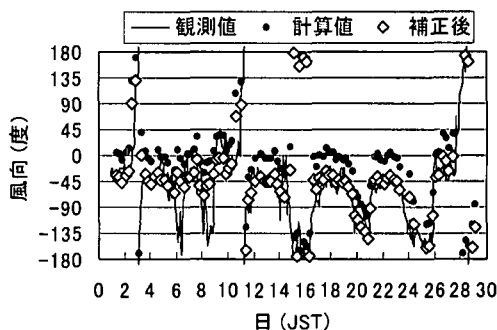
$$u = -\frac{1}{f\rho_a} \frac{\partial P}{\partial y} \quad \dots\dots\dots (5)$$

$$v = \frac{1}{f\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} \quad \dots\dots\dots (6)$$

ここで、 u ：東西方向風速、 v ：南北方向風速である。地上天気図を使用し、格子化情報を作成して風向・風速の計算を行なった。図-5に観測値に対する計算結果の誤差を示す。図より、風速が大きくなるほど観測値と計算値の誤差が大きくなる事が分かる。これは、地衡風が海（地）表面付近の摩擦で減衰し、さらに進行方向左へ偏向するからである。また、風向は、ほぼ一定の偏角がある。図中の曲線は、それぞれの近似曲線である。本研究では、これらの近似曲線を用いて、計算値を補正した。補正した結果を図-6に示す。図より、補正前と補正後の観測値に対する計算値の分散を求めると、それぞれ22.19および11.91であり、補正後は観測結果とよく一

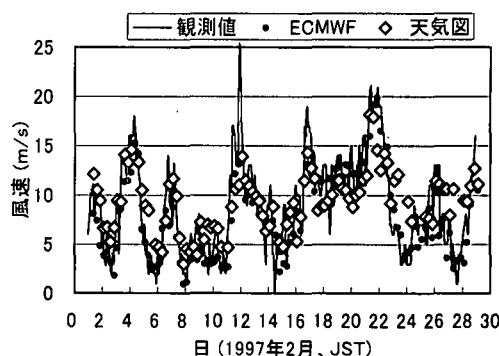


(1) 風速

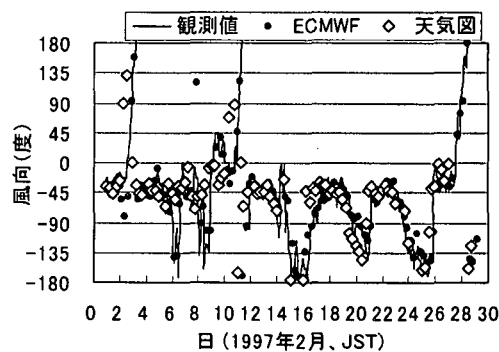


(2) 風向

図-6 風向・風速の比較 (1997年2月1日-8日)



(1) 風速



(2) 風向

図-7 本研究の結果とECMWFとの比較

致することが分かる。これより、本研究の手法でも海上風を正確に把握することが可能であることが確認できた。

d) ECMWF との比較

本研究で推算した海上風を、近年利用される ECMWF の客観解析値と比較をした。データは、広領域の格子情報であるが、その中から触倉島の座標の解析結果を抽出した。結果を図-7 に示す。図より、観測値に対する天気図からの推算値及び ECMWF の解析値の分散は、それぞれ 11.91 及び 6.04 であり、本研究の手法で求めた風情報と ECMWF の解析値の風情報はほぼ一致していることがわかる。これより、本研究の手法を用いれば、ECMWF と同等の海上風が推算可能であることを確認できた。

5. 吹送流の推算

本章では、本研究の手法を用いて、吹送流の 3 次元数値実験を行い、VHF 海洋レーダによる観測結果と比較を行なった。計算対象領域を図-8 に示す。領域は約 55 km 四方であり、水深は海図を用いてデジタイザーで入力し、1 km 間隔の格子化情報に変換した。使用した数値モデルは、バロトロニック流れの直交座標系の運動方程式及び連続式を全陽解法で差分化した 3 次元レベルモデルを使用した。使用した方程式を (7) から (10) に示す。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (7)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial x} \\ - A_h \left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - A_v \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = 0 \quad \dots\dots\dots (8) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u + \frac{1}{\rho_w} \frac{\partial P}{\partial y} \\ - A_h \left(\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) - A_v \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = 0 \quad \dots\dots\dots (9) \end{aligned}$$

$$-\rho_w g - \frac{\partial P}{\partial z} = 0 \quad \dots\dots\dots (10)$$

計算条件を表-2 に示す。この付近の水深は 50 m から 100 m 程度であり、層厚及び層数を表に示すように決定した。また外海との境界では、水位をゼロとした。これらの条件下で、本研究の手法により推算した海上風を使用して、吹送流の数値実験を行なった。また、同時に同様な条件下で、触倉島で観測された観測風及び、ECMWF の解析値を利用して吹送流の数値実験を行い、表面流速について、これらの計算結果と観測値についてそれぞれ比較をした。

ここで、能登沖の表面流の観測データは、能登半島輪島市から珠洲市にかけての沖合の約 30 km 四方の海域

を、VHF 短波海洋レーダを用いて 1997 年 2 月 1 日から 28 日までの 1 ヶ月間を 2 時間毎に観測したデータを利用した。このデータは郵政省沖縄電波観測所より提供をしていただいた。結果は VHF レーダ観測結果の中で欠測の比較的少ない St. 1 の地点の流速と比較をした。本研究の手法で推算した海上風及び ECMWF 解析値、触倉島の観測風、それぞれの風を用いて計算した吹送流の結果を図-9 に示す。図より、どの結果も流速の大きい方のピーク値あたりではいつでも欠測となっており、観測値と比較ができないが、全体的には本研究の手法及び ECMWF による結果と海洋レーダによる観測値はほぼ一致している。図中、例えば 8 日から 11 日の期間では、海上風及び吹送流の計算値が小さいのに観測値の方が大きい時期があるが、これは、実際の観測値に吹送流以外の流れの成分、例えば海流や潮汐流の流れ成分が含まれることによると考えられる。

犬飼 (1999) の推定結果によると、能登半島付近の海流の流速は 5 cm/s 程度であり、潮汐流は最大で 20 cm/s 弱である。これらの吹送流以外の成分を除外して考慮すれば、この計算結果と、観測値とではよく一致しており、

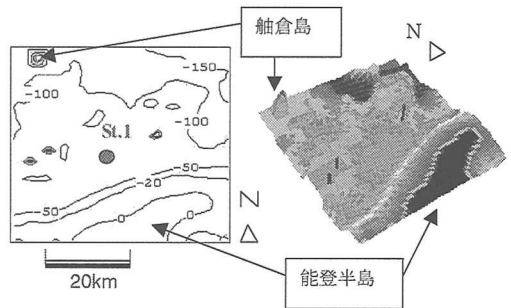


図-8 計算領域（能登半島～触倉島付近）

表-2 計算条件

地形情報	海図（能登半島及び付近、1：200,000）
領域	N 37°23'～N 37°52', E 136°50'～E 137°23'
格子間隔	1,000 m
層厚	14 層 (0.2 m×5 層, 0.5 m×2 層, 1 m, 2 m, 5 m, 10 m, 20 m×2 層, 30 m)
タイムステップ	10 秒
入力風	観測風（触倉島灯台）、天気図、ECMWF
期間	1997 年 2 月 1 日 0 時～28 日 18 時
入力時間間隔	6 時間毎（間は線形に補完）
水平渦動粘性係数	100 cm ² /s
鉛直渦動粘性係数	10 cm ² /s
海底摩擦係数	0.0026

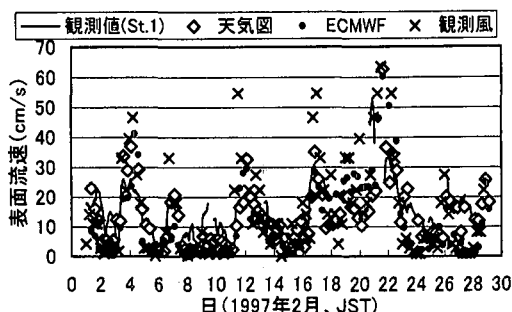


図-9 計算結果(表層の流速の時系列、St.1)

この手法を用いれば、吹送流の数値シミュレーションが精度よく再現できると考えられる。

6. ま と め

利用可能な風情報について長所及び短所をまとめ、その結果より本研究で使用する地上天気図を選定した。天気図から格子化した気圧情報より推算した海上風は、観測値とよく一致することを確認した。また、本研究の手法で求めた海上風と、海岸工学で使用頻度の高いECMWFの客観解析値を比較した。これにより、本研究で求めた手法でもECMWFと同等の結果が得られることを確かめた。

参 考 文 献

- 犬飼直之・早川典生・福嶋祐介・細山田得三 (1999): 日本の表面流れの数値実験による検討, 第43回水工学論文集, pp. 857-862.
 犬飼直之・早川典生・福嶋祐介 (1999): 冬季における能登半島

沖の風と表面流に関する研究: 第43回水工学論文集, pp. 863-868.

- 竹内清秀・近藤純正 (1981): 大気科学講座 1 地表に近い大気, 東京大学出版会.
 中野猿人 (1940): 潮汐学, 生産技術センター新社.
 日本海洋データセンター (1999): 海洋データオンライン提供サービス (J-DOSS), http://www.jodc.jhd.go.jp/index_j.html.
 日本気象協会 (1998~): 気象データひまわり CD-ROM, 丸善(株).
 日本リモートセンシング研究会 (2001): 改訂版 図解リモートセンシング, 社団法人日本測量協会.
 二宮光三 (1998): 気象予報の物理学, オーム社.
 徳田正幸・村上和男ら (1997): VHF 沿岸海洋レーダの開発と流れ観測, 海岸工学論文集, 第44巻, pp. 1276-1280.
 土木学会海岸工学委員会研究現況レビュー小委員会 (2001): 新しい波浪算定法とこれからの海域施設の設計法, 土木学会.
 リモートセンシング技術センター: 地球観測情報システム www サービス, <http://eus.eoc.nasda.go.jp/euswww/>.
 Bryan, K. (1969): A Numerical Method for the Study of the Circulation of the World Ocean, Journal of Computational Phys. 4, pp. 347-376.
 ECMWF (1999): The description of the evolution of the ECMWF forecasting system and corresponding archive, 120 p. ECMWF (European Centre for Medium-range Weather Forecasts). <http://www.ecmwf.int/>.
 Ekman, V. W. (1905): On the Influence of the Earth's Rotation on Ocean-Currents, Arkiv for Matematik, Astronomi Och Fysik, Band 2, No. 11, 53 p.
 Garrat, J. R. (1997): Review of drag coefficients over ocean and continents, Monthly Weather Review, Vol. 7, pp. 915-929.
 Hellerman, S., and Mel Rosenstein (1983): Normal Monthly Wind Stress Over the World Ocean with Error Estimates, Journal of Physical Oceanography, Vol. 13, pp. 1093-1104.