

内湾海上風の地形依存性について

柴 木 秀 之*・後 藤 智 明**

1. はじめに

風の推定法としては、各種風推算法、観測データの補間法、マスコンモデルによる方法などがあるが、いずれも摩擦を考慮した海上風への補正に問題が残されてきた。

本研究では、外洋海上風を対象とした大気境界層理論に基づく海上風の推算手法について検討し、海上風観測データとの相関解析より手法の検証を行う。次に、陸地の影響を強く受けた内湾の海上風に焦点を当て、その特性、すなわち、地形の影響度を海上風観測データの解析により検討する。さらに、解析成果を踏まえ、気象図または1地点の海上風観測データから内湾全体の海上風分布を推定する手法について報告する。

2. 外洋の海上風

(1) 海上風の境界層理論

自由大気から海面近傍までの大気は、気圧傾度力・コリオリ力・摩擦力がバランスし、高度とともに風向・風速は変化する。カルドンモデル(1969)では、境界層を渦動粘性係数一定としたエクマン境界層とコリオリ力を無視し鉛直方向に風の対数分布を仮定した接地境界層に分離した。ここでは、従来モデルをさらに進め、境界層全てにおいて、前述した力学バランスを仮定した海上風の鉛直分布の解析解を求めた。この海上風モデルを、「境界層モデル」と呼ぶ。境界層モデルは、大気を自由大気と大気境界層の2層に分離し、自由大気は気圧傾度力とコリオリ力、大気境界層は気圧傾度力・コリオリ力・渦動粘性力がバランスする層とし、以下の仮定を置いた。

- ① 大気は中立状態である。(水温・気温差は無視する。)
- ② 渦動粘性係数は鉛直上方に直線的に増加する。
- ③ 大気境界層は、海面上約1000mとする。

自由大気の力学バランスは地衡風平衡が近似的に成立

し、複素速度を用いて表すと、

$$ifw_g = -\frac{1}{\rho_a} \left(\frac{\partial P}{\partial x} + i \frac{\partial P}{\partial y} \right) \quad \dots\dots\dots (1)$$

となる。ここに、 $w_g = u_g + iv_g$ 、 u_g 、 v_g は地衡風速の x 、 y 成分、 f はコリオリ係数、 ρ_a は空気密度、 P は大気圧である。等圧線が曲率を持つと式(1)に遠心力項が加わり、傾度風の基礎式は、円筒座標表示で、

$$fw_g + \frac{w_g^2}{r} = \frac{1}{\rho_a} \cdot \frac{\partial P}{\partial r} \quad \dots\dots\dots (2)$$

に書き換えられる。曲率半径 r が非常に大きいときには、式(1)の地衡風となり、式(1)、(2)ともに緯度と気圧分布が与えられると自由大気の風が計算可能となる。

一方、大気境界層の力学バランスは、式(1)に渦動粘性力の項を加え、

$$ifw_g = -\frac{1}{\rho_a} \left(\frac{\partial P}{\partial x} + i \frac{\partial P}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad \dots\dots (3)$$

で表される。ここに、 $w = u + iv$ であり、 u 、 v は海上風速の x 、 y 成分、 K_z は鉛直渦動粘性係数で鉛直上方に直線的に増加すると仮定し、カルマン定数 $\kappa = 0.4$ 、摩擦速度 u_* を用いて表すと、 $K_z = \kappa u_* z$ となる。

式(1)、(3)から、気圧傾度力項を消去し、鉛直方向の風速差 $W = w - w_g$ を用い、さらに、

$$y = 2\sqrt{cz} \exp\left(-i\frac{\pi}{4}\right)$$

$$c = \frac{f}{\kappa u_*}$$

とおくと、

$$\frac{d^2 W}{dy^2} + \frac{1}{y} \frac{dW}{dy} + W = 0 \quad \dots\dots\dots (4)$$

が成立する。式(4)の解は、Bessel 関数 $J_0(y)$ 、 $N_0(y)$ を用いて、

$$W = AJ_0(y) + BN_0(y) \quad \dots\dots\dots (5)$$

となる。今、境界条件として、

$$z = z_\infty, \quad y = 2\sqrt{cz_\infty} e^{-i\frac{\pi}{4}} \quad \text{で} \quad \frac{\partial w}{\partial z} = 0$$

$$z = z_0, \quad y = 2\sqrt{cz_0} e^{-i\frac{\pi}{4}} \quad \text{で} \quad w = 0$$

が成立することから、式(5)は、

* 正員 工博 運輸省港湾技術研究所水工部
海洋エネルギー利用研究室(研修生)

** 正員 工博 運輸省港湾技術研究所水工部
海洋エネルギー利用研究室長

$$w = w_g \left[1 - \frac{f_0(y)N_1(y_\infty) - f_1(y_\infty)N_0(y)}{f_0(y_0)N_1(y_\infty) - f_1(y_\infty)N_0(y_0)} \right] \quad (6)$$

となる。式 (6) が、境界層モデルの解であり、自由大気
の風速 w_g が与えられれば任意高度 z (式 (6) 中の y に
変換する場合、摩擦速度 u_* を与える必要がある。) にお
ける風速 w が計算可能となる。海面の摩擦速度 u_* は、
海上風 w_{10} (海面上 10 m 高度の風速)、海面抵抗係数
 C_D を用いて、 $u_* = \sqrt{C_D} w_{10}$ で表される。 C_D 値は種々
の提案式があるが、境界層モデルでは、Mitsuyasu (1984)
の C_D 則

$$C_D = \begin{cases} (1.290 - 0.024 w_{10}) \times 10^{-3} & w_{10} < 8.0 \text{ m/s} \\ (0.581 + 0.063 w_{10}) \times 10^{-3} & w_{10} \geq 8.0 \text{ m/s} \end{cases} \quad (7)$$

を用いた。

(2) 外洋海上風の特徴

緯度と傾度風速 w_g が与えられると、式 (7) より海上
風の風速と偏向角 (低圧部への吹き込み角) が導かれる。

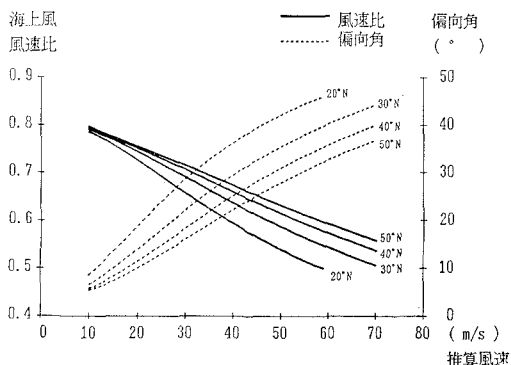
図一1 は、北緯 20 度から 50 度まで 10 度間隔に、傾
度風速と海上風の偏向角・風速との関係を示したもので
あり、高緯度ほど偏向角は小さく、風速比は増加する。
また、傾度風速の増加とともに、偏向角は大きく、風速
比は低下する。なお、式 (6) は、複素 Bessel 関数を含み
取扱いが面倒なため、実用上の簡便式 (風速比) として、
図一1 の関係より緯度別にベキ乗型近似解、

$$w_{10} = a w_g^b \quad (8)$$

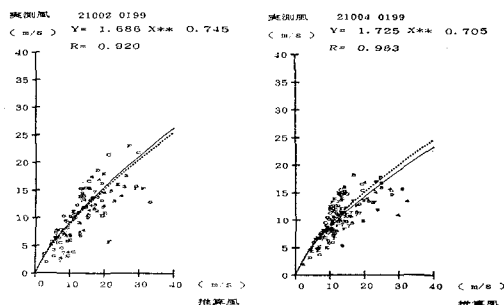
を求めた。ここに、 a, b は係数であり、北緯 35 度で
は、 $a=1.69, b=0.735$ となる。

(3) 海上風観測データと推算海上風の相関

境界層モデルにより明らかとなった海上風特性が、観測
風において成立することを検証するために、外洋において
風観測が実施されているブイのデータを用いて、気圧
図から算定した傾度風と観測風の相関解析を行い、その
結果と解析解との比較を行った。解析に用いた観測風
は、21002 ブイと 21004 ブイの観測風である。



図一1 緯度別の傾度風と海上風の関係



図一2 海上ブイの観測風風速と傾度風風速 (推算風) との
相関図と境界層モデルのベキ乗型近似解

図一2 は、2 地点の傾度風と海上観測風の風速相関を
示したもので、実線はベキ乗型の回帰式、破線は境界層
モデルによる緯度別のベキ乗型近似解である。近似解
は、回帰式とほぼ一致し、外洋の海上風を十分推定でき
る。

3. 内湾の海上風

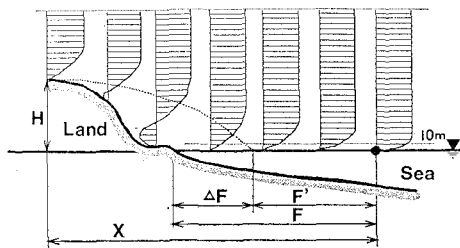
(1) 内湾海上風の地形依存性

内湾は、周囲が複雑な陸上地形に囲まれ、この影響を
受けて、複雑な風向・風速分布をしているが、次のよう
に簡単なモデルを考えた。

湾内一様に風が吹くと仮定すると、陸上は海上と比較
して底面粗度が大きいので、風速が相対的に弱く、海上
は風速が強い。風が陸上から海上へと吹く場合、底面粗
度の減少に伴い、風の鉛直分布は次第に変化し、風速は
徐々に増大する。もし、十分な吹送距離があると、海上
風は外洋海上風の鉛直分布構造に漸近する。一方、陸上
の起伏は、地形背後に風の極端に弱い領域を形成し、こ
の背後から離れるとともに次第に風速は回復する。この
現象は模式的に図一3 のように描かれ、内湾海上風は吹
送距離 (F) と陸上地形の起伏の標高 (H) ならびに起伏
からの距離に関係することが推定される。この内湾海上
風の地形依存性に関する考えを、東京湾・伊勢湾・大阪
湾の海上風観測データの解析より検討した。

(2) 内湾の海上風観測データ

東京湾の海上風観測点は、東京灯標と第二海堡、伊勢
湾は伊勢湾シーバース、大阪湾は MT 局とし、解析に



図一3 内湾海上風の地形依存性に関する模式図

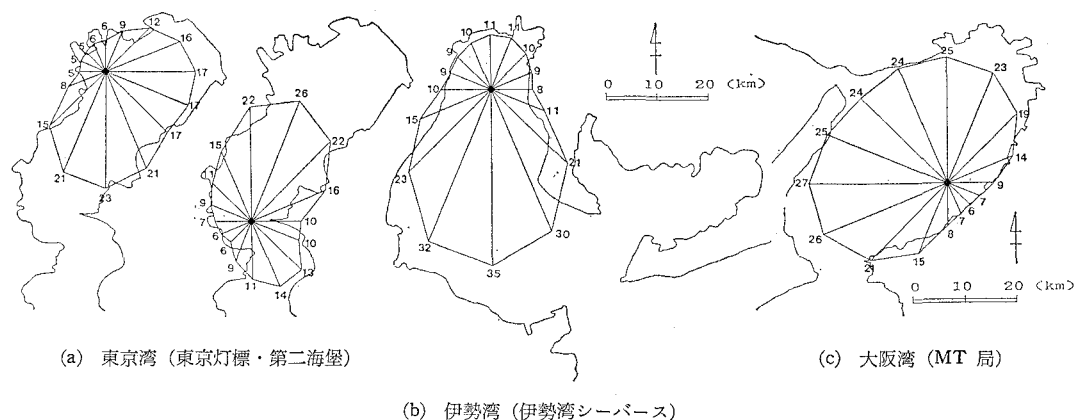


図-4 東京灯標・第二海堡・伊勢湾シーバース・MT 局の 16 方位のフェッチ

用いた海上風データは、東京灯標と第二海堡が 1974 年から 1989 年まで、伊勢湾シーバースが 1984 年から 1989 年まで、MT 局が 1984 年から 1987 年までの毎時 10 分間平均風速とした。観測点によりデータ数は異なるが、いずれも高風速を記録した全 97 個の気象擾乱時（最大風速発生時刻の前後 2、3 日間）の測得記録とした。4 地点の位置と 16 方位のフェッチ（有効吹送距離）を図-4 に示した。

海上風観測点のうち、東京湾は 2 地点あることから、海上風観測データを用いて、湾内の海上風分布を検討することができる。東京灯標と第二海堡の同時刻の風速相関を方位別に行くと、東京灯標の風速を基準とした 2 地点の風速比が直線回帰式の勾配から求められる。方位別の風速比は、図-5 に示すように方位毎に差がある。図に合わせて、第二海堡と東京灯標の方位別のフェッチ比を示したが、風速比とフェッチ比はほぼ同じ変化傾向となり、フェッチが長いほど風速が大きくなることが明らかとなった。

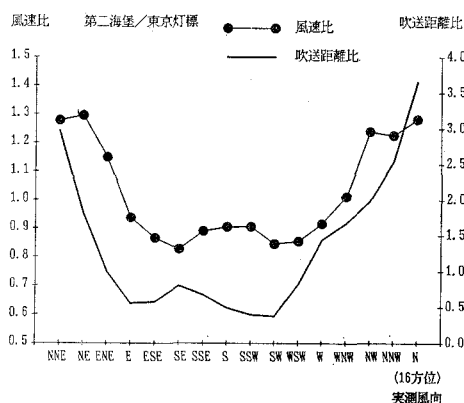


図-5 東京灯標と第二海堡の方位別風速比とフェッチ比の関係

(3) 東京湾・伊勢湾・大阪湾の海上風特性

ここでは、傾度風モデルより計算した摩擦の影響を受けない自由大気の推算風と観測風との相関解析を行い、底面摩擦と陸上地形の影響を検討した。風推算点は、東京灯標、第二海堡、伊勢湾シーバース、MT 局の 4 地点とし、解析データは前述した気象擾乱時のものとした。

風向相関は、傾度風速の 10 m/s 間隔の階級別に傾度風向と同時刻の観測風向間で行い、全方位を対象とした一次回帰式 $\theta_{10} = \theta_g - \theta_a$ を求めた。 θ_{10} は海上風風向、 θ_g は傾度風向、 θ_a は偏向角である。図-6 は、4 地点の傾度風速階級別偏向角を表したものであるが、大阪湾の高風速階級を除けば、理論解である境界層モデルの計算結果と同様に、風速の増加とともに大きくなり、理論解よりもかなり大きい偏向角となった。これは、内湾の底面粗度が外洋よりも大きいことに起因すると考えられる。方位別に見ると、同じ風速階級でも偏向角は幅を持つことから、東京湾の海域延長距離が最も長い方向を湾軸と定義し、10 m/s 以上の傾度風を対象に、湾軸と方位別の平均偏向角との関係について調べた。図-7 は東京湾の 2 地点における湾軸(N-S)と方位別偏向角の関係を表した図であるが、湾軸と角度を有する方位ほど偏向角は大きくなる傾向が示された。これは、他の 3 つの湾で

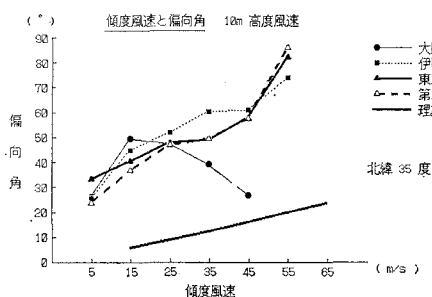


図-6 傾度風速階級別の海上風向の偏向角

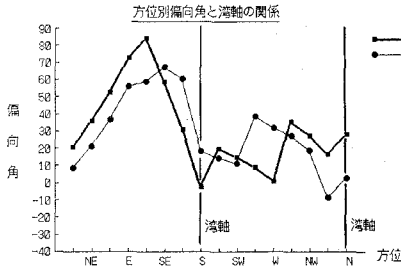


図-7 方位別海上風向偏向角と湾軸との関係

も同様であった。

次に、観測風の風向を基準に方位別に風速の相関解析を行った。回帰式は、境界層モデルの近似解として用いたべき乗型 $w_{10} = a \cdot w_0^b$ とした。 w_{10} は海上風の風速、 w_0 は傾度風速、 a 、 b は回帰係数である。境界層モデルの近似解より、3つの湾の代表緯度 35 度では係数 $b = 0.735$ となることが示されたことから、ここでは比例定数 a のみを求めた。なお、傾度風向は 1 方位程度の誤差が含まれるものと判断し、対象とする方位の ± 1 方位を合わせた 3 方位のデータを用い、方位別に相関解析を行った。図-8 は結果の 1 例であり、実線の回帰式は傾度風速 10 m/s 階級毎のデータ重心点を結んだ破線よりも高風速に相当するデータ群より求めた。これは、各階級内の観測風の上限により適合した回帰式を求めるための処理である。方位別風速相関解析より、東京灯標の方位別回帰係数 a とフェッチの関係は、図-9 のように表される。係数 a とフェッチの変化傾向は良く一致し、フェッチが長いほど係数は大きくなる。すなわち、海上風速は増大する。この傾向は、他の 3 地点でも同様であった。

(4) 内湾海上風の地形依存性の定式化

相関解析より明かとなった回帰係数 a とフェッチ F の関係が、内湾で普遍的に成立することを確認するために、4 地点の方位別回帰係数とフェッチとの関係を検討した。回帰係数 a とフェッチ F との相関で求める回帰式

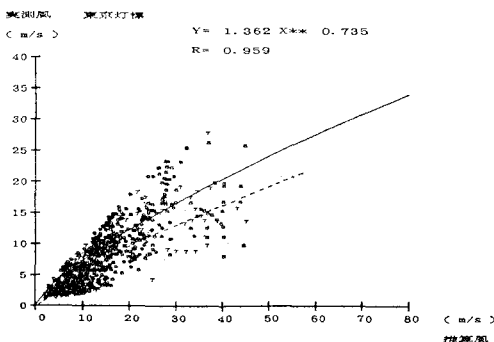


図-8 東京灯標の傾度風と海上風の風速相関例

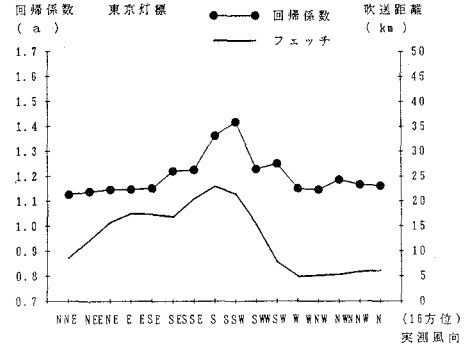


図-9 東京灯標における方位別の海上風の風速回帰係数とフェッチとの関係

を第一次近似とすると、相関データ群の点数は、回帰式から離れて分布する。そこで、さらに陸上地形の影響について検討を行った。陸上地形は標高 H と風観測点までの距離 X によって特徴付けられるため、無次元長さ X/H を導入し、この値から陸上地形の影響を検討した。

各相関データと第一次近似式のフェッチ軸方向の差 ΔF と方位別の X/H とを比較した結果、 X/H が小さいほど、 ΔF は正の方向に増加する傾向があった。これは、陸上の起伏によりその背後に風が弱い領域が形成され、背後のフェッチが相対的に減少することを表している。これより、フェッチから ΔF を差し引いた仮想フェッチ F' を新たに定義した。 F' と回帰係数との関係は図-10 のように表され、データ群の特性は実線の回帰式で良く近似された。図に実線で示した特性線は、フェッチの増加とともに回帰係数が増加し、フェッチ無限大で大気境界層理論より計算された緯度 35 度の係数に漸近することを示している。この特性線を、第二次近似とし、海上風と傾度風との関係を、

$$w = 1.690(1 - 0.426e^{-0.034F'})w_0^{0.735} \quad \dots\dots\dots (9)$$

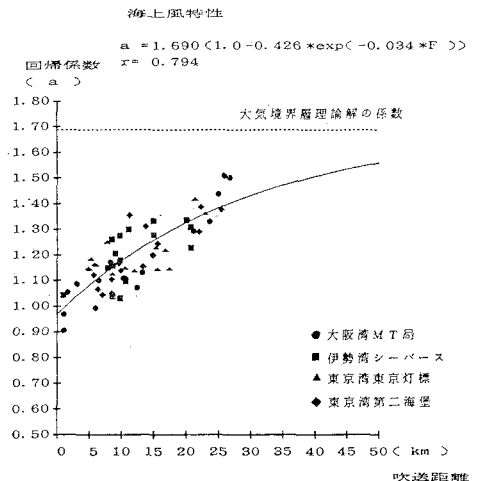


図-10 内湾海上風を推定する回帰係数の特性線

で表した。ここに、 F' は仮想フェッチ ($F - \Delta F$)、 w_g は傾度風速、 w_{10} は海上風の風速である。式 (9) は、傾度風速から海上風を推定する経験式である。このように、陸上地形を仮想フェッチとして組み込むことで、内湾に共通の海上風推定式が求められた。

4. 内湾海上風分布の推定手法

自由大気の風と海上風の風向が湾内で一様と仮定すると、内湾各地点のフェッチ F と無次元長さ X/H があらかじめ方位別に求められれば、内湾海上風の経験式 (第2次近似) に、1 地点の自由大気の推算風を代入し、内湾の任意地点における海上風を推定することができる。海上風の風向も、風速階級別または風向別の偏向角 (図-6 または 図-7) から推定でき、また、湾内に海上風観測データがある場合には、観測点と内湾各点の方位別風速比が経験式から計算できるため、これを用いて面的な海上風分布を推定できる。東京湾にこの手法を適用した例を、図-11 に示した。図は、東京灯標の海上風観測風速を 1.0 とした場合の NE 方向の海上風速分布である。さらに、内湾各地点の自由大気の推算風を詳細に計算することにより、推算風の風向偏向角を風速階級別または風向別に決定し、方位別の経験式に代入すれば、気象擾乱の空間スケールも考慮した内湾海上風の風向・風速分布

も推定可能である。

5. おわりに

本研究で得られた成果は、以下のとおりである。

- ① ブイデータを用いて大気境界層モデルの理論解を検証した結果、傾度風 (自由大気の推算風) を外洋海上風へ補正する手法として利用できることが明かとなった。
- ② 東京湾の 2 観測点の海上風観測データの方位別相関解析から、海上風にフェッチへの依存性があることが示された。大阪湾・伊勢湾の海上風観測データの解析からも同様な傾向が示された。これは陸上と海上の底面粗度の違いにより、風の鉛直分布構造が変化するためである。
- ③ 傾度風と海上風観測データの相関解析から、内湾海上風とフェッチに関する経験式 (第1次近似) を導き、さらに、陸上地形の効果を組み込んだ仮想フェッチを導入し、内湾海上風を一括して取り扱うことが可能な経験式 (第2次近似) を得た。
- ④ 傾度風と海上風観測データの相関解析から、海上風は、傾度風速増加とともに低圧部への偏向角が大きくなり、かつ風向は湾軸に沿う方向に偏向する特性があることが明かとなった。
- ⑤ 経験式を用いることにより、自由大気の推算風または 1 地点の海上風観測データから、内湾全体の海上風分布を推定する手法について提案した。

謝 辞： 本研究で用いた観測データは、東京都港湾局 (東京灯標)、運輸省第二港湾建設局 (第二海堡)、運輸省第五港湾建設局 (伊勢湾シーバース)、運輸省第三港湾建設局 (大阪湾 MT 局) の好意により提供されたものである。また、本研究を行うにあたり、愛媛大学工学部 柳哲雄教授から御指導、御助言を、運輸省港湾技術研究所海洋エネルギー利用研究室青野利夫氏から有意義な討論を得た。ここに、記して謝意を表す。

参 考 文 献

- Cardone, V. J. (1969): Specification of the wind distribution in marine boundary layer for wave forecasting, New York Univ. School of Eng. and Sci., Rept. GSL-TR69-1, 131 P.
- Mitsuyasu, H. and T. Kusaba (1984): Drag coefficient over water surface under the action of strong wind, J. Natural Dias. Sci., Vol. 6, No. 2, pp. 43-50.

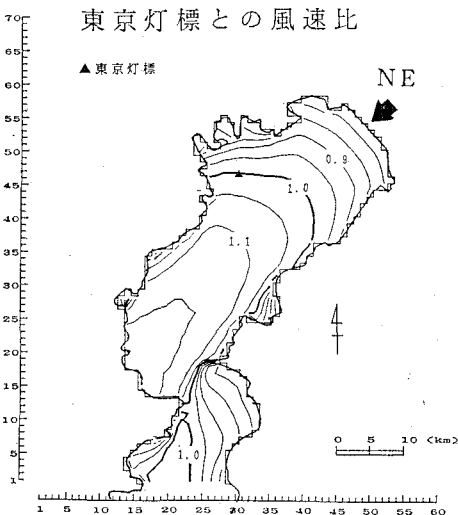


図-11 東京灯標の観測風を基準にした東京湾の海上風分布例