

— 総 説 —

船舶による海上風速観測について*

岩坂 直人[†]・鈴木 貞治[†]・小橋 史明[†]

要 旨

船舶等による海上風観測データに見られる海上風速の長期傾向には、サンプリングの偏りや風速計設置高度の変化に伴う見かけの変動が強く反映していることがこれまで指摘されてきた。本研究では、これらの研究についてレビューを行なうとともに、COADSの個別観測データを使って風速計設置高度補正の効果を調べて、1940年代以降の風速の増加傾向が風速計設置高度の変化である程度は説明出来ることを確かめた。さらに、風速観測自体の問題点について目視観測と測器観測それぞれについてレビューし、風速観測誤差についてまとめた。風速観測は全体としてはバイアス誤差 $1\sim 2\text{ m s}^{-1}$ 程度、ランダム誤差は $2\sim 4\text{ m s}^{-1}$ 程度と見積もられる。この風速バイアス誤差の気候学的研究にあたる影響を、熱フラックス推算を例に挙げて示した。

また、風速長期傾向に自然現象の信号が現れている可能性についても議論した。

キーワード：船舶海上風観測、風速計設置高度、風速長期傾向、風力階級

1. はじめに

船舶での海上気象観測値は、18世紀以降の記録が Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set (COADS, Woodruff *et al.*, 1997; Woodruff *et al.*, 1987) に収録されて広く利用されている。また、神戸海洋気象台が明治時代から収集してきた日本籍船の気象観測記録がデジタル化されて神戸コレクションとして公開されている (Manabe, 1999)。このような海上気象観測データは、気候変動研究の基礎資料として広く用いられ、また個別の気象要素の変動に関する研究の他に、バルク法による海面熱フラックスの推定にも利用されている (例えば, Iwasaka and Hanawa, 1990; Josey

et al., 1999)。

これらの歴史的データに現れる長期変動には真の自然現象を反映した変化と観測手法などの変遷に伴う見かけ上の変化が含まれること、そしてしばしば後者が顕著であることが指摘されている (例えば, Barnett, 1984; Folland *et al.*, 1984; Ramage, 1987)。そのために、海上気象観測に基づく気候学的な研究では見かけの長期変動の大きさの定量的評価が重要であり、見かけの変動をもたらす要因の分析が行なわれている (例えば, Folland and Parker, 1995)。また、見かけの長期変動をもたらす観測手法の問題のなかには、現在の海上気象データを利用する上でも考慮しなければならない問題も含まれている。

そこで、本論文では、海上気象観測の歴史的データに現れる問題点および現在の海上気象観測における問題点のうち、特に海上風についての総説を試みた。海上風は、力学的には海面応力に、熱力学的には潜熱と顕熱

* 2005年8月25日受領；2005年11月19日受理
著作権：日本海洋学会，2006

[†] 東京海洋大学海洋工学部

〒135-8533 東京都江東区越中島 2-1-6

主著者 e-mail address : iwasaki@e.kaiyodai.ac.jp

フラックスに関係する量として海洋の循環や熱的構造を決める上で海洋に関わる重要な気象要素であり、また人工衛星計測が可能となった現在でも、船舶による観測の必要性は無くなっていないからである(例えば、World Meteorological Organization (WMO), 2002)。

本論文では、まず、風速データに表れる長期傾向について述べ、その傾向をもたらす観測手法上の問題をまとめる。次いで、今日のデータを扱う上での問題点を含めて観測手法に関わる問題を整理し、さらに風速観測誤差についての研究をまとめた。最後に、今後の船舶風観測について議論した。

2. 歴史的データに現れる海上風速の変動

2.1. 風速変化の長期傾向 (trend)

歴史的データに基づいて海上風速の変化を調べると、データをそのまま用いた場合には長期の傾向 (trend) が見られる。Ramage (1987), Lindau (1995b), Cardone *et al.* (1990), Gulev (1999), Kutsuwada (2000), Iwasaka (2000) など (Table 1) によれば、それらは 20 世紀前半までは減少傾向、後半は増加傾向を示している Ramage (1987) の方法に倣い、COADS の 2 度 × 2 度・月平均データから計算した北太平洋、北大西洋および全球の年平均風速偏差時系列を Fig. 1 に示す。期間は 1900 年～2002 年である。偏差は 1950 年～1979 年平均の気候値からの差として格子点ごとに求め、海域別に平均した。この時系列から求めた 1900 年以降の長期傾向を Table 1 にまとめた。図から明らかなように、1920 年頃までは減少傾向にあり、その後はっきりした傾向が見られない時期が続くが、1940 年代以降は明らかな増加傾向を示している。

このような長期傾向については、早くから人工的なものではないかとの疑いをもたれていた。長期傾向が見かけのものであるかどうかを調べるために、Ramage (1987) はデータ数密度が高い南シナ海航路を選び、海面気圧の水平傾度および風速値について 1900 年～1939 年と 1950 年～1979 年との二つの期間の平均値を比較した。その結果、海面気圧場には二つの期間の間で顕著な違いが見出されなかった。そのため、彼は全球平均の風速の長期傾向は主に人工的要因による見かけの

ものと判断した。Wright (1988) は、低緯度太平洋でやはり気圧場から予測される風と観測値とを比較して、同様に長期傾向は見かけのものであると結論付けている。Hanawa and Yasuda (2000) は、海面気圧場から地衡風を求め、そこから海上風の季節平均値を再現し、1899 年から 1995 年について実際の海上風観測値と比較した。その結果、気圧場から求めた風速には 10 年変動など長周期変動が認められるものの、顕著な長期傾向の存在は指摘していない。Ward (1992) と Ward and Hoskins (1996) も類似の手法で、また Postmentier *et al.* (1989) は、他の大気・海洋の変動の傾向との比較で、同様の結果を得ている。Candor *et al.* (1990) は、南シナ海、北太平洋および北大西洋の航路帯について、測器観測では風速計高度補正を施し、また、目視観測については Beaufort 風力階級から風速への換算方法を適切なものに代えて、風速観測値を補正している。その結果、1950 年以降の風速には長期の傾向はほとんど見られず、それ故長期傾向は見かけのものであると結論した。

つまり、Fig. 1 に見られるような見かけの風速の長期傾向は、おもに人工的信号と考えられる。ただし、自然現象による長期傾向が現れている可能性を完全に排除するものではなく、それについては第 5 章で議論している。

2.2. 見かけの風速長期傾向をもたらす観測手法の問題

2.2.1. 目視観測について

WMO (1970) や Ramage (1982), Isemer and Hasse (1991) などのまとめによると、風力階級に関する歴史的な経緯は概略次の通りである。

1805 年、イギリスの Beaufort 提督は帆船の効率的運用の指針とするために、フリゲートの帆装状態 (展帆数など) と速力の関係を簡潔に表し風力階級を作った。その後 1874 年に、ロンドンで海洋気象に関する会議が開かれて、Beaufort スケールを気象通報に用いることが推奨された。当初の風力階級は帆装状態を基準に定義されていたが、19 世紀後半から急増した汽船では、そのままの形では利用出来なかった。そのため、汽船では海面状態から風力を見積もっていた。しかし、1927 年に P. Petersen が海面状態と風力の対応表を作るまで

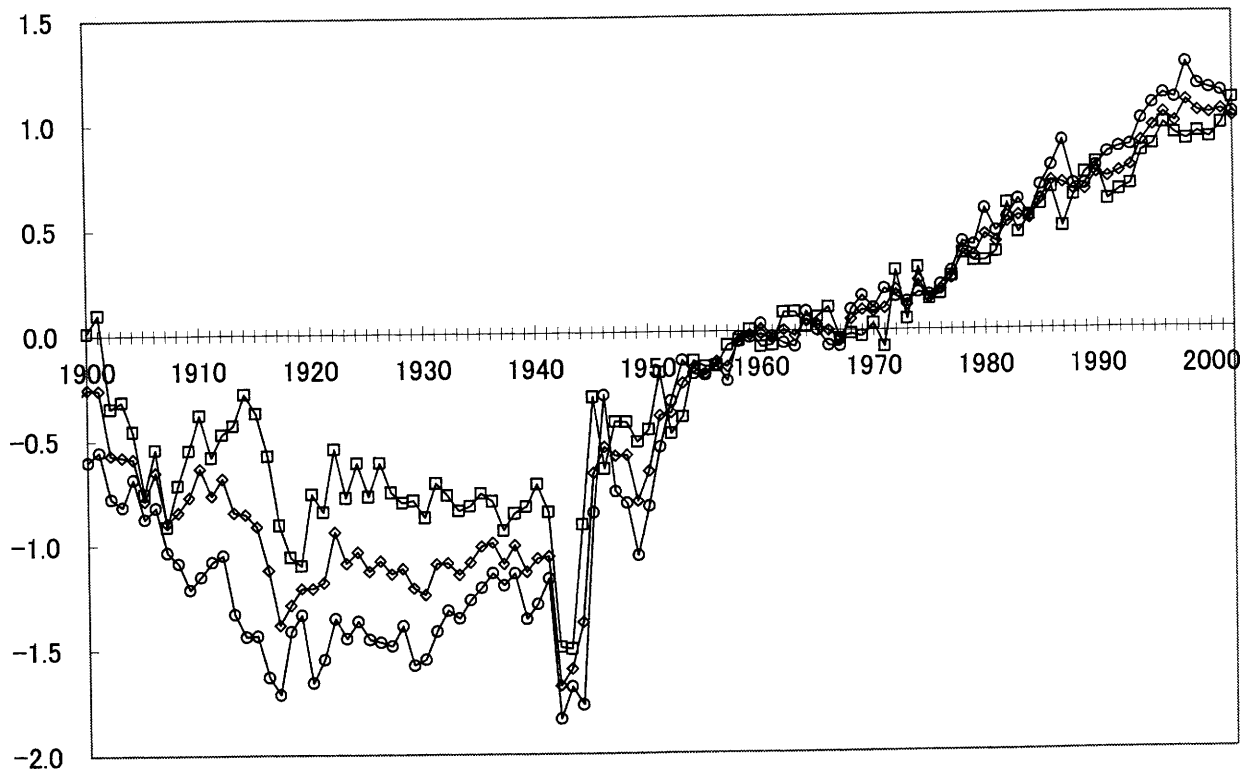


Fig. 1. Time-series of wind speed anomaly in the global (60S–60N: ◇), North Pacific (20N–60N, 120E–90W: ○) and North Atlantic (20N–60N, 80W–0E: □) Oceans from 1900 to 2002. The anomaly is calculated for each 2×2 degree grid for each month by subtracting the climatology from the individual monthly mean, grid-averaged wind speed, and then the anomalies are averaged for each area of analysis for each year. The climatology is the average wind speed for the period from 1950 to 1979.

は、乗組員の経験と口伝で対応付けがなされていたようである。ただし、1927年に作成された海面状態対応の風力階級表は、それ以前の風力階級表との対応については検討された形跡はない。

風力階級は、第二次世界大戦直後までは、海上風の推測値あるいは陸上風の観測値を報告するための符号 (code) であった。ところが、1948年以降、風速を knot で通報するように変更された。そのため、風力階級と風速の関係が問題になるが、これについては風力階級が提案された当初から調べられてきた。しかし、そのほとんどは陸上や沿岸の風速観測に基づくものであった。気象観測船など信頼できる海上風速観測値に基づく研究により、1906年、G. C. Simpson は風力階級と風速の対応表を作成し、イギリス気象局が採用した。その後1926年に改訂されたが、1948年に風速を knot で通報するようになる直前の1946年に、国際気象委員会 (the

International Meteorological Committee) は Petersen の海面状態に基づく風力階級および1906年に定められた対応表に基づいて通報するように決定した。これは現在 WMO code 1100 と呼ばれる風力階級の風速への換算表であり、今でも使われている。

Ramage (1987) は、19世紀後半から20世紀前半の風速の減少傾向は、帆船から汽船への船舶の変遷に伴うものと推定している。また、20世紀後半の風速増加傾向は主に風速計設置船舶が増加して、かつ大型化したことによる影響であると推定している。彼は前者について、帆船ないし帆装汽船は強風域を好んで航行したことを指摘した上で、全船舶に対する帆船や帆装汽船の割合が19世紀後半以降減少し、1900年には20%になったことが一つの要因であることを示唆している。

Peterson and Hasse (1987) は、イギリス海峡付近の領域での観測結果を整理して、19世紀の風力階級別観

Table 1. Apparent wind speed trend estimated from marine meteorological reports in the present and previous studies.

Reference	Area	Linear trend ($\times 10^{-2} \text{ m s}^{-1} \text{ y}^{-1}$)	Period
Ramage (1987)	Global	-3.8	1800-1920
	(60N-60S)	+3.3	1945-1979
Cardone <i>et al.</i> (1990)	The South China Sea shipping lane	slightly decreasing trend	1900-1940
		+1.6	1955-1984
Lindau (1995b) (#)	North Atlantic (20N-60N)	+0.5 (@)	
		-1.03	1890-1945
Gulev (1999)	Northwest Atlantic (40-46N, 38-46W)	+1.48	1946-1990
		+6.3	1970-1990
Iwasaka (2000)	North Pacific	Average wind speed during 1890-1949 is 70-80% as large as that during 1950-1990	
Kutsuwada (2000)	North Pacific	+3.3	1961-1990
Present study	North Pacific (20N-60N, 120E-90W)	-5.3	1900-1920
		+3.2	1950-2002
	North Atlantic (20N-60N, 80W-0E)	-3.1	1900-1920
		+2.6	1950-2002
	Global oceans (60S-60N)	-4.4	1900-1920
		+2.8	1950-2002
	North Pacific (20N-60N, 120E-90W)	+4.1 (*)	1973-1998
		+3.6 (**)	
		+2.4 (***)	
	North Atlantic (20N-60N, 80W-0E)	+3.2 (*)	
+3.0 (**)			
+1.6 (***)			

@: both anemometer height adjustment and correction of estimated wind speed were applied

#: based only on Beaufort estimates

*: based on COADS monthly summary statistics

**: estimated based on the reports from the ships registered in the WMO's International List of Selected, Supplementary and Auxiliary Ships

***: the same as (**) but anemometer height adjustment was applied

測数頻度分布が 20 世紀のものとは異なることを指摘した。そして、統計的には必ずしも有意ではないが、20 世紀後半の頻度分布はピークの幅が前半に比べて若干高風速側に広がってしていることを示した。その要因

として、風力階級自体の変遷以外に、風速計を備えた船が増加してからは風速計での観測値に基づいて風力階級値を決定して通報する船が現れたことを挙げている。

他方, Cardone *et al.* (1990) は, 1940 年代以前の風速が 1950 年代以降に比べて低風速の偏差を示す要因として, 1946 年以前には各風力階級に対応する海面状態の記述が標準化されていないなど, 風力階級自体の適用についての統一的な基準がなかったことを挙げている。

2.2.2. 風速計による観測について

風向風速計を用いて海上風を観測する船舶は, 後述するように第二次世界大戦後増加するが, 船舶設置型の風速計は通常メインマストの先端付近に設置されるために, 海面から風速計までの高さは船舶が大型化するとともに高くなる傾向にある。WMO の指針では, 海上風速は海面上 10 m での値とされている (例えば, 気象庁, 1985) ので, このような風速計の高さの違いは風速値に著しいバイアスをもたらすことが考えられる。実際, 例えば Kent and Taylor (1997), Kutsuwada (2000), 岩坂 (2003) などが具体的に風速計設置高度のもたらす誤差を見積もっており, 1980 年代以降の船舶観測について風速計設置平均高度約 25 m で約 10% の過大評価, あるいは約 1.0 m s^{-1} のバイアス誤差となることを示している。このため, 時代と共に船舶が大型化することが, 風速増大傾向の主要因の一つとなっていることが予想される。

風速計設置高度の変遷を示したのが Fig. 2 である。これは WMO に登録した海上気象観測通報船舶のメタデータファイル (WMO47: the International List of Selected, Supplementary and Auxiliary Ships) に記載された風速計設置高度の値からもとめた風速計設置高度の年平均値時系列である。電子化されたメタデータファイルは, 1973 年から 1998 年の分までが, WMO のサイト (<http://www.wmo.ch/web/www/ois/pub47/pub47-home.htm>) から入手可能であるので, この期間を対象に調べた。全登録船舶の単純平均値は, 1973 年で 18.4 m だったものが, 1998 年には 25.9 m になっている。また, 日本籍船だけで平均した場合, 同じく 29.1 m から 1989 年には 37.4 m となったが, その後 1998 年には 32.6 m になっている。

風速計設置高度を COADS の個別データファイルに収録されている観測数で重み付け平均した場合, 海域別

に見ると, 北太平洋では 1973 年で 24.1 m だったのが, 1998 年には 32.6 m に増加, 北大西洋では 21.5 m だったのが 33.9 m 程度に増加している。全海洋での変化は, 北大西洋の変化とほとんど同じ結果になった。他の研究では, Kutsuwada (1994, 2000) は, 本研究の日本籍船の単純平均値とほぼ同じである。Kent and Taylor (1997) の見積もりと本研究の観測数での重み付き平均値の比較では, 北太平洋については本研究より数 m から 5 m 高めであるが, 大西洋では逆に数 m から 1 m 程度低めの値を示している (Table 2)。

風速計設置高度を補正することで, 風速値偏差の傾向がどのように変わるかを調べた結果を Fig. 3 および Fig. 4 に示す。これは 1973 年から 1998 年の期間を対象に, WMO47 のメタデータファイルに記載された, 風速計設置高度の分かっている船舶の通報値だけを COADS の個別データファイルから抜き出し, Liu *et al.* (1979) の方法で中立状態における海面上 10 m での風速値になるよう高度補正を行なった結果である。偏差は Fig. 1 の場合と同様に求めた。

北太平洋と北大西洋ともに, 高度補正の効果は明らかであり, 北太平洋では偏差の値が平均で $73.7 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$, 北大西洋では $63.2 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1}$ それぞれ減少している。また, この期間での年々の風速増加傾向も, 北太平洋では $3.6 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1} \text{ y}^{-1}$ から $2.4 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1} \text{ y}^{-1}$ へと, さらに北大西洋では $3.0 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1} \text{ y}^{-1}$ から $1.6 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1} \text{ y}^{-1}$ へと減少している。高度補正後, 北太平洋では傾向は期間の前半では顕著であるが, 1988 年以降 1997 年までは一時期の例外を除き風速変動は概ね推定誤差の幅程度であり, 顕著な変化は認められない。他方, 北大西洋でも期間前半は増速傾向が認められるが, 1982 年頃から風速偏差は横ばいしないし若干の減少傾向を示している。ただし, 北太平洋に比べて 1980 年代以降の年々変動の振幅がやや大きい。両海域の数年程度の風速増減は, 時期は必ずしも一致していない。Kutsuwada (2000) の結果と比較すると, 風速値自体の減少, 傾向の値の減少とも概ね一致する。

つまり Fig. 1 などに見られる 1940 年代以降の風速の増加傾向は, 風速計設置高度の変化である程度定量的に説明可能であることが分かる。しかし, 補正後の値にも, まだ若干の風速増加傾向が見られることは, 他の要

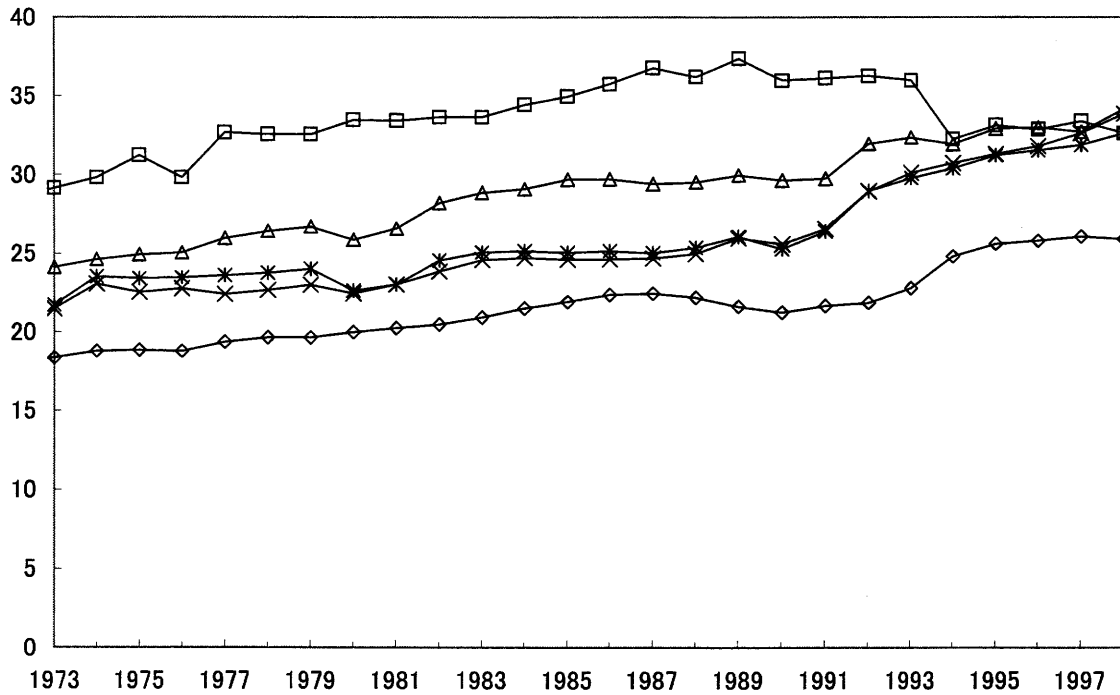


Fig. 2. Historical change in average anemometer height of voluntary observing ships registered in the WMO's International List of Selected, Supplementary and Auxiliary Ships (WMO47). Open squares (\square) indicate the average anemometer height for the Japanese ships and open diamonds (\diamond) for all ships. Open triangles (\triangle), crosses (\times), and asterisks ($*$) indicate weighted means of anemometer height in the North Pacific, the North Atlantic and the global oceans, respectively. The weight is the frequency of the wind reports from the ship.

Table 2. Historical change in average anemometer height used by voluntary observing ships.

Reference	Average anemometer height (m)	remarks
Kutsuwada (1994)	37.4 (1989)	North Pacific (*)
Kutsuwada (2000)	27 (1970) > 37.5 (1990)	North Pacific
Kent and Taylor (1997)	28.7 (1980) > 35.2 (1990)	North Pacific
	18.4 (1980) > 24.2 (1990)	North Atlantic
Present study	18.4 (1973) > 25.9 (1998)	Simple average for all ships registered in WMO
	29.1 (1973) > 37.4 (1989) > 32.6 (1998)	Japanese ships registered in WMO
	24.1 (1973) > 32.6 (1998)	North Pacific
	21.5 (1973) > 33.9 (1998)	North Atlantic
	21.5 (1973) > 32.6 (1998)	Global oceans

(*): based on the ship report archived in Japan Meteorological Agency

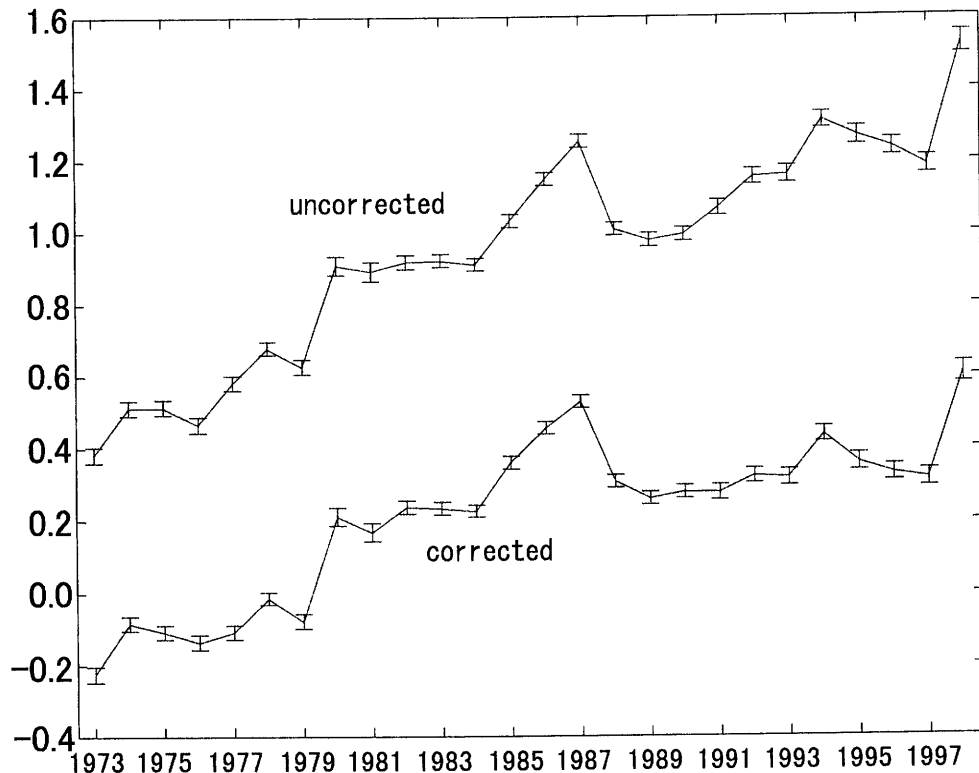


Fig. 3. Wind speed anomalies in the North Pacific Ocean with and without anemometer height adjustment. The wind speed anomalies were calculated based only on the wind reports from the voluntary observing ships registered in WMO. Liu *et al.* (1979)'s formula was used in the height correction. Estimation errors for each yearly mean, and area-averaged values are indicated by error bars.

因による増加傾向の可能性も検討すべきであることを示している。また、WMO登録船舶以外の風速計設置高度補正が出来ないこと、メタデータの存在しない1960年代までの期間については、風速計設置高度が不明であること、目視観測の補正の問題などは残されている。これらについては別の章で検討した。

2.2.3. サンプリング問題

先に述べたように、帆船時代と汽船時代では船舶航行上好ましい気象条件に違いがあることが指摘されている。それ以外のサンプリングの問題としては、同じ海域で目視観測と測器観測が混在していること、そして、その比率が時代とともに変化することが挙げられる。

Fig. 5 から Fig. 8 に、COADS の 1940 年から 2002 年までの個別データ ファイルに基づいて調べた風速観測数および測器観測比率を示す。

Fig. 5 から分かるように、全体としては風速観測値の報告数は 1940 年以降 1980 年代中盤までは増加傾向であるが、その後頭打ちになっている。しかし、COADS の中で、観測プラットフォームがブイ、観測船、固定の海洋プラットフォーム (掘削基地など)、沿岸の観測所などからの報告を除いて集計すると、1980 年代半ば以降は報告数が激減しており、2002 年には 1950 年代の数にまで落ち込んでいる。また、報告数には顕著な経年変化が認められる。

測器観測の全観測に対する比率の変化 (Fig. 6) を見ると、全ての風観測では 1980 年代半ばから 90 年代半ばにかけて 70% 台前半で推移し、その後は短い期間比率が下がるものの 80% 台から 2002 年には 90% にも達している。ところが、前述の分類で一般船舶ないし軍艦等からの報告と考えられるものだけを選び出すと、比率は 10 ポイント程度低くなる。海域別に見ると、北太平洋は概ね全期間を通じて測器観測の比率が高く、特

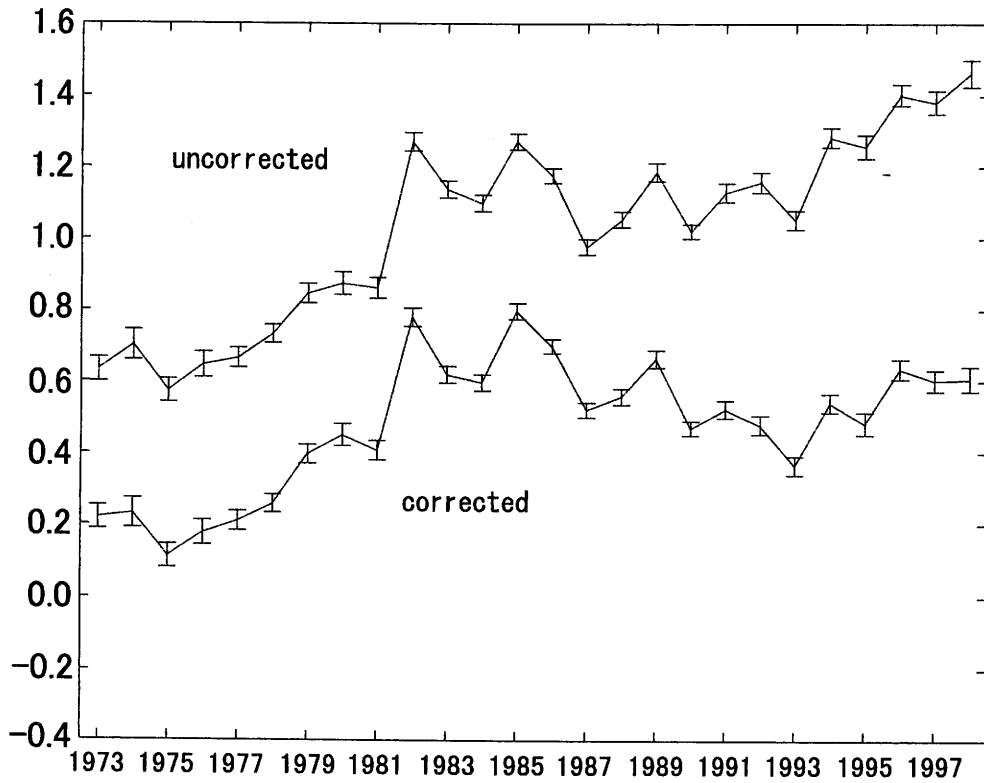


Fig. 4. The same as Fig. 3, except for the North Atlantic Ocean.

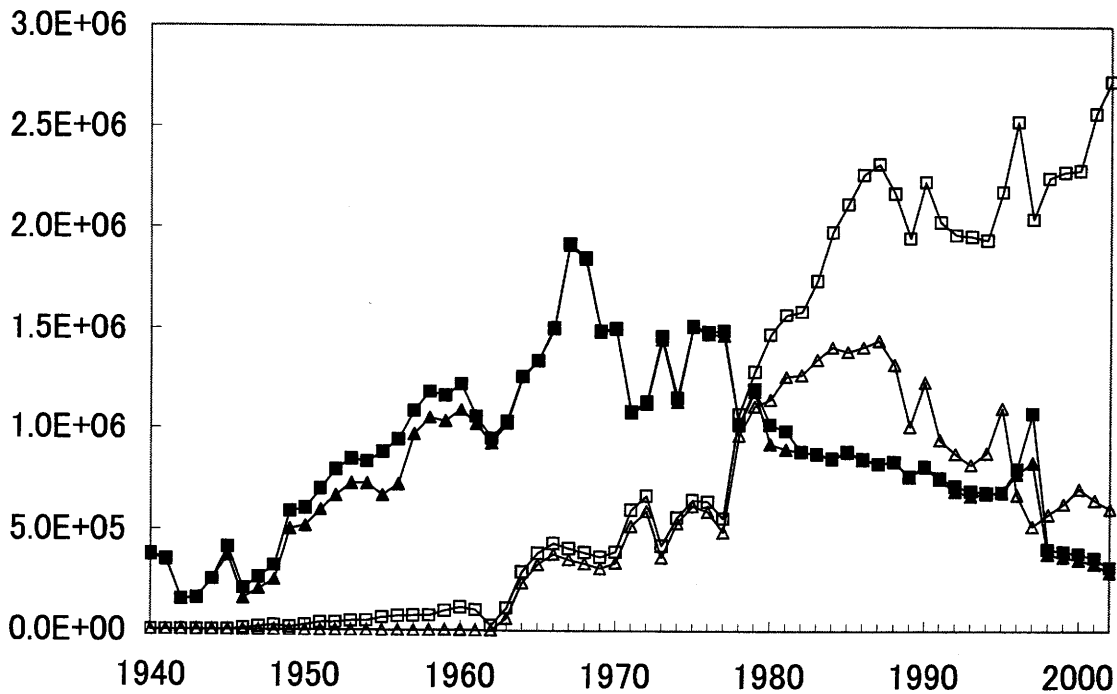


Fig. 5. Historical change in number of wind observations from 1940 to 2002. Shown are the number of instrumentally observed wind reports on all platforms (\square) and only on voluntary observing ships (\triangle), and the number of visual observations on all platforms (\blacksquare) and those only on voluntary observing ships (\blacktriangle).

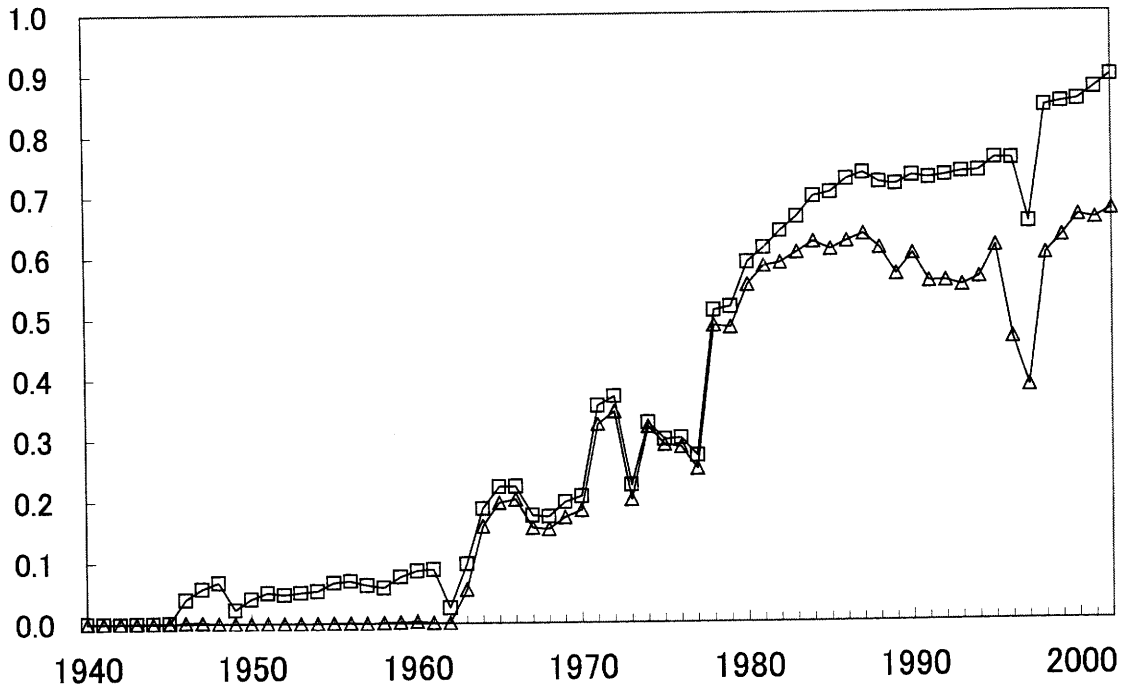


Fig. 6. Historical changes in the ratio of instrumentally observed wind reports to all wind reports for all platforms (□) and for voluntary observing ships (△).

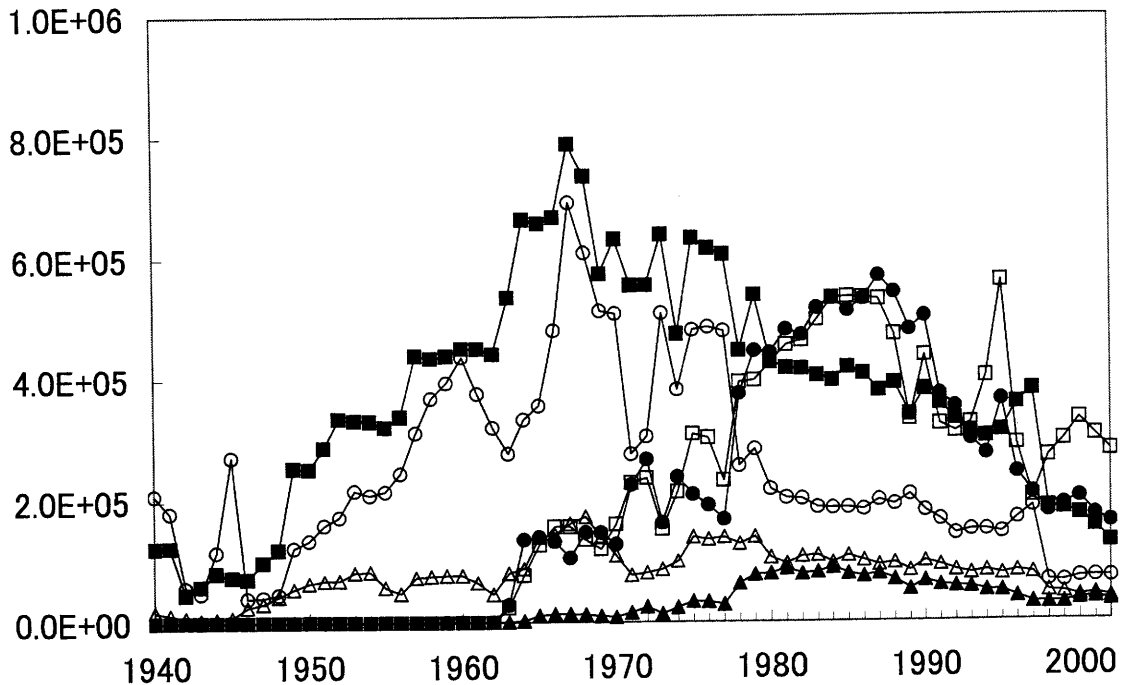


Fig. 7. The same as Fig. 5, except for those from voluntary observing ships in the North Pacific (●,○), the North Atlantic (■,□) and the Indian Oceans(▲,△). Solid symbols (●, ■, ▲) indicate the number of instrumental observations and open symbols (○, □, △) show numbers of visual observations.

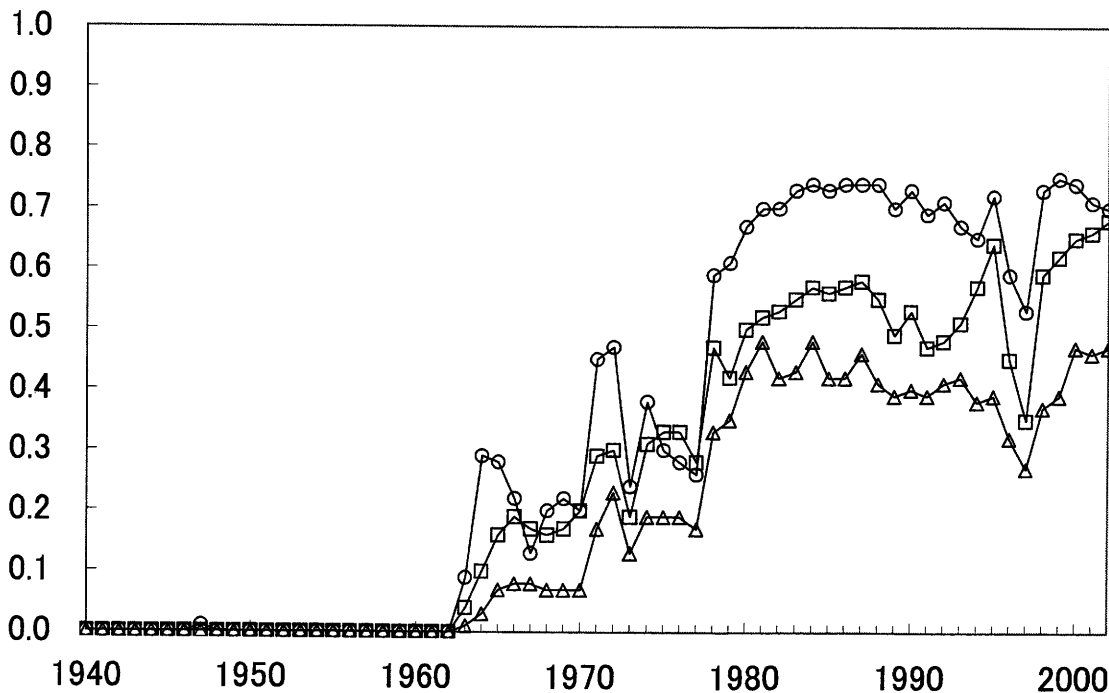


Fig. 8. The same as Fig. 6, except for voluntary observing ships in the North Pacific (○), the North Atlantic (□) and the Indian (△) Oceans.

に1970年代末には60%を超え、1980年代以降概ね70~75%程度で推移している。それに対して、北大西洋では北太平洋より約10ポイント低い状態が続いていたが、2000年頃から比率が上昇して、2002年には70%近くに達して北太平洋と同水準となっている。インド洋では1970年代末以降概ね40~50%で推移している。これらの測器観測比率の推移は、過去の研究で示されている値とほぼ一致する。(例えば、Cardone *et al.*, 1990; Taylor *et al.*, 1995; Kutsuwada, 2000)。風速計が普及する第二次世界大戦以降の時代になっても、北太平洋と北大西洋で用いられる観測手法に差があるのは、各国の気象機関が推奨する観測手法が異なることが主な原因であると考えられる。Taylor *et al.* (1995)によれば、英国とドイツは目視観測を推奨しているが、米国と日本は船体設置風速計の計測値を推奨し、フランスは手持ちの風速計利用を推奨している。

全ての風速観測値を元に平均的な風速を求めた場合、得られた平均値のバイアス誤差に測器観測誤差と目視観測誤差が測器観測比率に応じて含まれる。そのために、海域や時代によって測器観測比率が変わると、その

比率の変化がバイアス誤差に反映されることが予想される。例として、測器観測比率が異なる北太平洋と北大西洋の風速偏差を見てみる。Fig. 9は1964年から2002年までの北太平洋と北大西洋の風速偏差、それぞれの海域の風速偏差のバイアス誤差推定値、および両海域の風速差と推定されたバイアス誤差の差の時系列を示している。バイアス誤差推定値は岩坂(2003)で求められた測器観測と目視観測のバイアス誤差(4章参照)に基づき測器観測比率を重みにして平均して、推定した。図から分かるように、1970年代後半からは北太平洋の風速が概ね北大西洋のそれを上回っている。また、推定されたバイアス誤差も同期間については、北太平洋の方が大きい。両海域の風速差は年々変動が大きいため、バイアス誤差の差の変化との対応関係は必ずしも良くはない。しかし、1970年代後半以降に関しては、両海域の風速差はバイアス誤差の差の回りに変動しており、平均的には両者は良く一致している。実際、1980年から2002年の平均の風速差は 0.12 m s^{-1} 、バイアス誤差の差は 0.13 m s^{-1} である。この解析は定量的には厳密ではないが、結果は1970年代後半以降の北太平洋と北

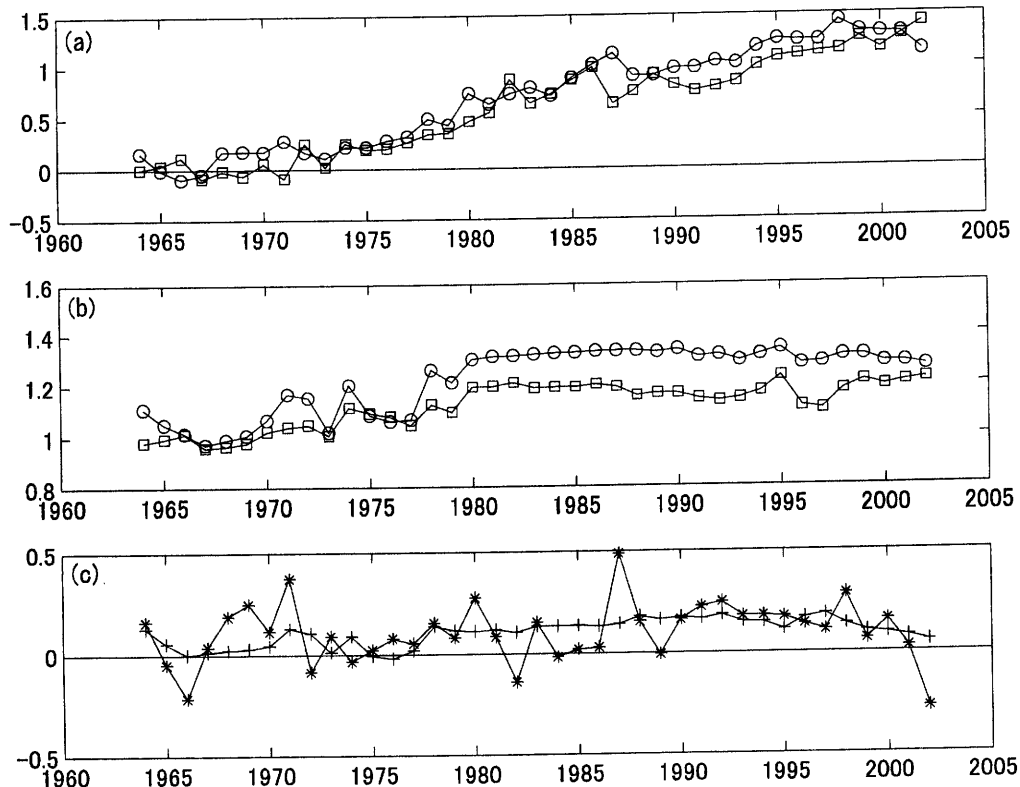


Fig. 9. Wind speed anomaly from 1964 to 2002 for the North Pacific (○) and the North Atlantic (□) (a), estimated bias error in average wind speed for the North Pacific (○) and the North Atlantic (□) basins (b), and difference between the wind speed anomalies shown in Fig. 9a (*) and that between the bias errors shown in Fig. 9b (+) (c). The bias errors for visual and instrumental observation are given by Iwasaka (2003). The bias error for each basin was calculated as the weighting average of the bias for each observation method. The ratio of number of visual and instrumental observations for each month of the year was used as the weight for averaging.

大西洋の風速偏差の平均的な差が、測器観測と目視観測の観測比率の違いに由来するバイアス誤差の違いで説明可能であることを示している。

このように、目視観測と測器観測の比率の変化も海域平均風速の誤差をもたらす要因となり得るので、COADS Monthly Summary Statisticsのような格子化されたデータセットを利用する際には、注意が必要である。海上風観測値を補正なしに格子化したデータに対して、Cardone *et al.* (1990) は目視観測と測器観測の比率をも考慮した補正方法を提案している (彼らの Fig. 11)。ただし、次の章で議論するように、彼らの目視観測値の補正方法を目視観測全てに適用できるとは限らない点に注意しなければならない。

3. 風速観測問題の現状

3.1. 風力階級と風速の対応

前章で述べたように目視観測は、1990年代でも全体で15%程度あり、船舶での観測に限れば30%以上を占めている。従って、風力階級換算法の問題は現在のデータを扱う際にも考慮されなければならない。WMO (1970) や Isemer and Hasse (1991), Kent and Taylor (1997) などによると、風力階級を風速に換算する代表的な方法として、次のようなものが挙げられる。まず先に述べた WMO1100, その後 the Commission of Maritime Meteorology が WMO1100 に問題があるとして提案した CMMIV と呼ばれる方法 (WMO1970), da Silva *et al.* (1995a), Lindau (1995a), Isemer (1992), Cardone

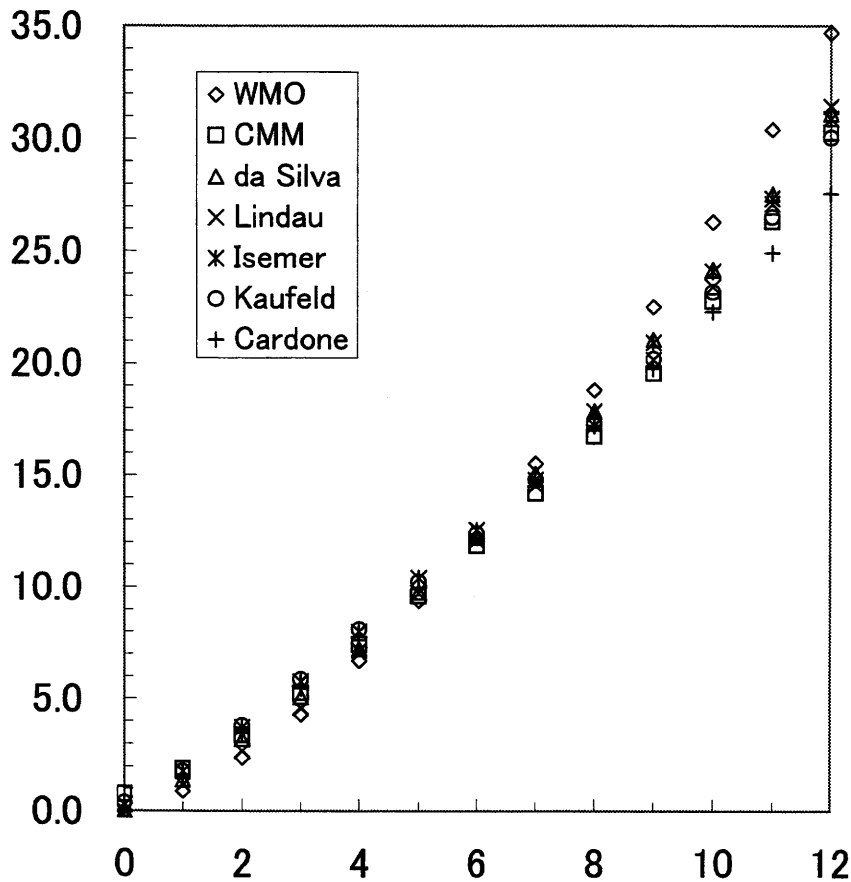


Fig. 10. Comparison of Beaufort equivalents proposed by previous studies; the WMO1100 wind scale (WMO, 1970: \diamond), WMO CMM-IV (WMO, 1970: \square), da Silva *et al.* (1995a) (\triangle), Lindau (1995a) (\times), Isemer (1992) (*), Kaufeld (1981) (\circ) and Cardone (1969). The Beaufort equivalents shown in the figure give the wind speed at 10 m above the sea level for each wind force. Since some researchers have shown the wind speed at the reference height higher than 10 m in their original articles, we reduced them to the 10-m height, following the manner of Isemer and Hasse (1991) for comparison.

(1969), Kaufeld (1981) などである。これらのうち, da Silva *et al.* (1995a) は, COADSに含まれる測器観測と目視観測それぞれを客観解析によって格子化して, 目視観測が測器観測と整合するように WMO1100 を補正する式を提案している。それ以外は, 海上気象観測船など信頼できる船舶観測に基づいて換算法を提案している。Fig. 10 は, これらの風力階級と風速の対応関係をまとめて示している。図から分かるように, 気象通報で用いられている WMO1100 は他の換算法と比較すると, 風力階級値が小さいとき低風速側へ, 大きいとき高風速側へ, 系統的にずれていることが分かる。このことは古くから指摘されてきた。各換算法が示す風力階級ごとの風速のばらつきは風力 3 で標準偏差約 0.6 m

s^{-1} の極大をとり, 風力 6 で約 0.2 m s^{-1} と極小になり, 更に風力が増すとともに増大し, 風力 12 では約 2.1 m s^{-1} にも達する

Kent and Taylor (1997) は 1980 年~1990 年の風速計高度などメタデータのある船舶を対象に, COADS から抽出した船舶風速データと風力階級に基づく風速推定値の風速頻度分布や散布図から最もふさわしい換算法を調べた結果, Lindau (1995a) と da Silva *et al.* (1995a) が測器観測値と良い一致を示すと結論付けている。しかし, 岩坂 (2003) が NSCAT 観測値に基づいて評価したところでは, Lindau (1995a) の方法で, 目視観測風速値の誤差はバイアス誤差, ランダム誤差ともに顕著な改善は認められなかった。

実際の目視観測では、風力階級決定法にも問題がある。前にも触れたが、Petereson and Hasse (1987)によると、風速計を備えた船舶では風速計の値を参考にBeaufort 風力階級をもとめて通報する場合がある。これに関連して、風速計のある船舶とない船舶からの目視観測通報を比較すると、風速計のある船からの通報値は高風速側に頻度分布が偏ることを、彼らは指摘している。また Kent *et al.* (1993) は、昼間の目視観測値には風速計の有無による顕著な違いが認められないが、夜間観測値については、両者に有意な差があり、風力階級で通報する際に、風速計設置船舶では風速計での計測値を元に風力階級を決めているか、少なくとも参考にしていると結論づけている。他方、Isemer (1992) は、通報する船舶の国籍によって風速と風力階級の対応に顕著な差があると述べている。これらの研究結果は、上述の換算方法を採用したとしても、目視観測値に基づく風速の補正が期待通りにはならないことを意味している。

したがって、広域長期の風観測値については、目視観測にも風速計設置高度の変遷の影響が現れていると考えて、補正方法を考えなければならない。しかし、その補正は風速計設置高度補正とは異なり、物理的根拠をもって行なうことが難しい。なぜなら、目視観測とその通報の一般的なモデルは根拠をもって作ることが困難だからである。代わりに、例えば、Lindau (1995b) が行なっているように、周辺の地衡風と比較して補正值を求めるなど、統計的あるいは経験的な補正が現実的ではないかと考えられる。その場合は、年代別や海域別の補正係数算出が必要になるだろう。

3.2. 船舶上の固定風向風速計の問題点

船舶上に設置された風向風速計による海上風を観測する場合、前述の設置高度に伴う問題の他にも、船体上部構造による気流の乱れの問題や船速補正の問題などを考慮しなければならない。

3.2.1. 船体上部構造物による気流の乱れ

船体上部構造物による気流の乱れについては、実船での観測、数値実験、風洞実験などで調べられている。

Ching (1976) が BOMEX に参加した観測船での風速観測値について調べたところでは、船横から風を受けた場合マスト上の風速値は高度補正を施すとブーム上での観測値より、より小さい値を取るという結果を示している。Queffeuilou (1991) は、研究船を風上に走らせた場合と風下に走らせた場合の風速観測値を比較して、風速計測に用いた船橋楼甲板上的マスト先端の位置で8%の風速の過大評価になると推定している。

Kahma and Lepparanta (1981) は R/V Aranda のまわりの風速分布について、船首尾線に沿った鉛直断面内で、船首方向からの風を想定したポテンシャル流を数値的に求めている。それによれば、船橋楼より前方は風速が減少し、船橋楼甲板では風速が増加(最大30%以上)、マスト上端部でも約15%の風速増であることが示された。また、マスト上の風速計計測値とバウスピリット先端での風速観測値の比較から、相対風向が船首方向の場合は両者がほとんど一致するものの、相対風向が船首から約60度になると、バウスピリット先端での風速の1.2~1.4倍の値を取り、マスト上の風速偏差が相対風向に依存することも示している。これは Ching (1976) の結果とは異なる。

Yelland *et al.* (1998) は、数値流体力学モデルによる数値風洞実験で観測船を対象とした実験を行ない、船体上の風速ベクトル分布を調べた。その結果は Kahma and Lepparanta (1981) に類似しており、船橋楼より前方は概ね風速が小さくなり、船橋楼上方は風速が大きくなる傾向を示している。ただし、その度合いは数%である。彼らは船首からの風に対する実験結果のみを示している。彼らが引用している Thiebaut (1990) の研究では、実体模型を使った風洞実験で観測船のまわりの風速分布を調べている。その結果では、ほとんどの場合メイン マスト上端での風速はおおよそ5~10%過大評価であり、相対風向依存性は小さいが、若干船尾よりの風では小さくなり船首よりの風で大きい。船首部での計測では相対風向が船首の場合はほとんど真風速に一致するか若干過小評価になり、船横からの風に対しては最大5~6%程度の過大評価になる結果を示している。

岩坂 (2005) は石炭船、自動車専用船、LNG 船など主に商船を対象に Yelland *et al.* (1998) に倣った数値モ

デルによる実験を行なった。その結果は、定性的には観測船の場合と同様、風速計が設置されているメインマスト付近が増速域になっていて、船体がない場合に比べて10~30%程度増加する事が予測される。ただし、これらの結果については実船での検証は行なっていないので、定量的にはさらに検討する余地がある。しかし、今後のこの種の研究において数値実験は有力な方法であると考えられる。

3.2.2. 風向風速計の特性

一般に、観測船以外の船舶には風速水平成分を計測するプロペラ式あるいは風杯式風速計と矢羽根式風向計が用いられている。

風杯式の風速計では、全体として風速を過大評価する傾向にあることが、古くから指摘されている (Kondo *et al.*, 1971; Izumi and Barad, 1970; Queffeulou 1991; MacCearny, 1966 など)。過大評価の程度は0.5~1%から10%まで研究ごとのばらつきがある。さらに、Weller *et al.* (1983) によると、これらも含めて過去の研究をまとめると、4~15%程度の過大評価であり、特に地表付近で不安定になっているときに過大評価率が大きくなることが指摘されている。MacCearny (1966) らによれば、これは風杯式が風の鉛直成分にも応答するためである。また風杯式風速計は風速が大きくなる時は比較的早く追従するのに対して、風速が小さくなる時の応答が遅く、応答の非対称性があることも過大評価になる要因である。

プロペラ式は、過大評価する結果を示した研究と、逆に過小評価の傾向があると指摘する研究があることが、同じく Weller *et al.* (1983) のまとめで示されている。例えば、MacCearny (1966) はごくわずか(約1%)の過大評価であるとしている。超音波風速計との比較などにに基づき、数%~5%程度の過大評価であるとする研究もある。Weller *et al.* (1990) は、プロペラ式では3%の過小評価だったとしている。

これらの過去の研究をまとめると、風速計由来の誤差は最大でも数%通常は1%未満と見積られる。この誤差の大きさは、4章で述べる総合的な風速観測誤差に比べて、1桁小さい。したがって、気象通報を行なっ

ている船舶で風速計が適切に校正され、また、定期的に港湾気象官などにより検定を受けているならば、第一近似としては風速計由来の風速観測誤差は無視しても良いと考えられる。このことは、WMOに登録している船舶については十分期待出来る。また、船舶以外での測器観測(気象観測ブイ等)においては、その測器を設置し維持管理をしている大部分が気象官署や大学、研究機関などであると考えられるので、風速計由来の風速観測誤差は小さいと考えられる。

気象観測を通報している船舶で風速計の維持管理が適切でない割合は現状では不明である。ただし、風速計は船舶運航上重要な測器であることや、目視観測との比較が出来ることなどを考えると、当直航海士や部員が風速計自体の不具合に容易に気付くと考えられるので、風速計の不具合による不良観測値の発生は長期にわたって続くことはない期待される。

3.2.3. その他

Kent *et al.* (1993) は、船から通報された真風向風速と、その船の船速・移動方位の値を用いて、見かけの風向風速を算出し、船で計測した見かけの風向風速と比較した。その結果、全2,500例のうち、30%で両者の差が5 knot (約 2.6 m s^{-1}) を越えたと述べている。彼らの調査結果を考慮すると、真風向風速計算が正しく行なわれていない例も少なくないと考えられる。Smith *et al.* (1999) は、船舶で観測される相対風向風速から真風向風速を求める際に、誤りをもたらす要因を調べたうえで、正しい計算を促している。彼らは、風向計の方位基準や測器の校正の不備、船首方位と船の進行方向の不一致などの問題と共に、真風向風速計算手順や風向の定義にまつわる曖昧さも、真風向風速の誤差の主要な要因になっていると指摘している。

なおこのような要因による誤差は主にランダム誤差として現れると考えられる。

4. 観測誤差評価

これまで、海上風観測値が示す見かけの長期変動の要因や海上風観測にまつわる問題点をまとめてきた。そ

の結果として、海上風観測値の持つ誤差がどの程度になるかは、個別の誤差要因の積み重ねによる見積もりとは別に、基準となるべき信頼出来る観測値との比較、あるいは統計的な手法によっても見積もられている。

Wilkerson and Earle (1990) は、WMO の Voluntary Observing Program 参加船舶が観測通報した船舶気象観測値と NOAA の係留ブイによる気象観測値を比較し、各気象要素について誤差評価を行なっている。そのうち、風向風速に関しては、風速は平均 2~4 knot (約 1.03~2.05 m s⁻¹) の差、rms 差は 7~8 knot (3.60~4.12 m s⁻¹)、風向差は +7 度、rms 誤差は約 45 度であった。比較にはブイとの距離が 100 km 以内の同時観測値を用いている。彼らによれば、誤差値はブイとの距離にはほとんど依存していない。風向については、低風速になるほど rms 誤差が大きくなるという顕著な傾向が認められる。風向のバイアス誤差についての彼らの結果は疑わしく、参照したブイの風向決定自体に問題があると推測される。なお、Pierson (1990) もブイと船舶の風観測値の比較を行なって類似の結果を得ている。

Kent *et al.* (1993) は、北大西洋を航行する商船のうち、気象観測に協力している篤志船舶 (Voluntary Observing Ships: VOS) の通報する各気象要素を英国気象局の数値モデル結果と比較して、観測誤差を推定している。それによれば、風速計での観測値については風速計設置高度が上がるほど過大評価となり 2~4 knot (約 1~2 m s⁻¹) におよぶことが示されている。また、目視観測値は風力を風速に換算する方法によって、過大評価であるか、過小評価であるかが、変わってくることを示されている。ただし、この研究は、あくまで数値モデルの出力との比較であるために、誤差評価方法としての妥当性は検討の余地がある。

岩坂 (2003) の研究では、マイクロ波散乱計 (NSCAT) の観測に基づく海上風観測値との比較で、1996 年~1997 年における全海洋の VOS が通報し、気象庁が収集した海上風の評価を行なった。風向については、バイアス誤差は -0.16 度と極めて小さいが標準誤差は大きく平均で 44 度にもおよんでいる。風速については、全体としては船舶観測値が 1.30 m s⁻¹ 過大評価、平均の標準誤差は 2.83 m s⁻¹ であった。測器観測のみとの比較で

は、バイアス誤差は平均 1.42 m s⁻¹、目視観測との比較では、0.93 m s⁻¹ それぞれ船舶観測が過大であり、標準誤差はそれぞれ 2.78 m s⁻¹ と 2.74 m s⁻¹ であった。誤差には若干の風向依存性が認められ、真風向が船尾側のときバイアス誤差が 0.71 m s⁻¹、船横からの風で 1.33 m s⁻¹、船首からの風では 1.80 m s⁻¹ と、いずれも過大評価で順に大きくなっている。この傾向は観測手法別で見ても共通している。標準誤差は船尾からの風が他の方向からの風に比べて若干小さく、2.5 m s⁻¹ 前後、船横および船首からの風については 2.6~3.0 m s⁻¹ であった。

統計的に観測誤差を評価した研究として Kent *et al.* (1999) が挙げられる。彼らは、同時刻に行なわれた異なる地点での気象観測値の差を求め、観測値差が二乗の値である観測地点間の距離依存性を調べ、距離 0 の極限での値を求めると二乗観測値差がランダム誤差 (正確にはランダム誤差の二乗の 2 倍) が分かるとする semivariogram 統計手法を用いて、COADS データからランダム誤差を見積もっている。それによると、ランダム誤差は海域によって異なるが、風速は最小誤差が 1.3±0.4 m s⁻¹、最大誤差 2.8±0.3 m s⁻¹、平均 2.1±0.2 m s⁻¹ となっている。ただし、この方法では、バイアス誤差は評価出来ない。

これらの研究例を Table 3 にまとめた。全体としては、バイアス誤差は 1~2 m s⁻¹ 程度、ランダム誤差は 2~4 m s⁻¹ 程度となっている。

このような誤差、特にバイアス誤差は、例えば、海面での熱フラックス推定および風応力において無視できない影響を与える。海上気象観測値からフラックスを求めるバルク法に基づいて考えてみると、風応力は風速の二乗に、また熱フラックスは風速の一乗に、それぞれ依存する定式化がなされる (例えば、近藤 1981)。また各バルク係数は概ね 5 m s⁻¹ 以下の風速では大気の安定度 (海面水温と気温の差) および風速に強く依存する (例えば、Blanc, 1985; Kent and Taylor, 1995) ので、各係数は定数ではない。したがって、風速のバイアス誤差の影響は非線形的に現れる。

一例として、1995 年 1 月の北太平洋および北大西洋について、風速だけ 1 m s⁻¹ のバイアスを人工的に与えて、熱フラックスおよび風応力に現れる影響を見積

Table 3. Overall errors in wind speed and direction reported from voluntary observing ships, as evaluated by previous studies.

Reference	Wind speed error (m s^{-1})		Wind direction error	
	Bias error	Random error	Bias error	Random error
Wilkerson and Earle (1990)	+1.0~+2.0	3.6~4.1	+7°	45°
Pierson (1990)	+1.0	2.6	—	—
Rahmstorf (1989)	~+30%	—	—	—
Gulev (1999)	Underestimated in middle to high wind speed range	—	—	—
Kent <i>et al.</i> (1999)	—	1.3±0.4~2.8±0.3	—	—
Iwasaka (2003)	1.02	2.9	0.48°	45°

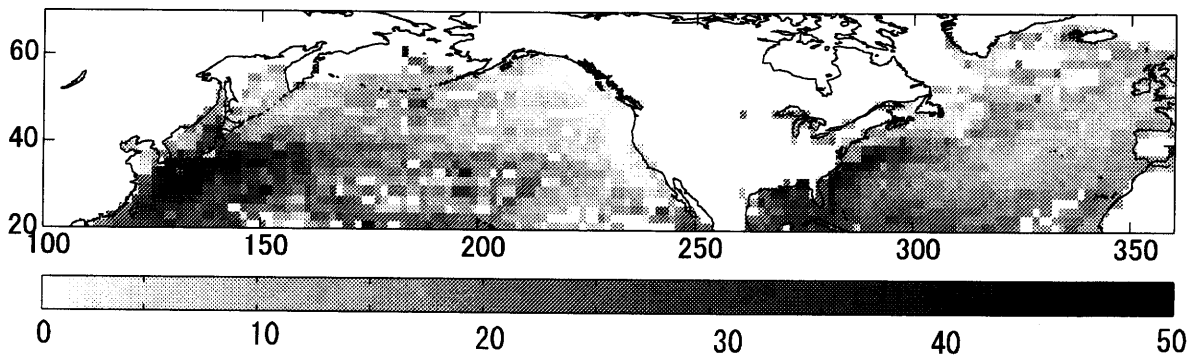


Fig. 11. Distribution of the bias error of surface heat flux due to artificial bias error of 1 m s^{-1} in the wind speed. The heat flux, i.e., sum of latent and sensible heat fluxes, was estimated for January 1995 based on COADS individual reports by using Kondo (1975)'s bulk coefficients. The bias error of the heat flux is the difference between the heat fluxes estimated with and without the artificial wind speed bias of 1 m s^{-1} .

もって見た。熱フラックス（顕熱と潜熱の和）に現れる影響を Kondo (1975) のバルク係数を使って個々の観測値から求め、2度×2度平均値を算出して、人工的バイアスを与えない場合との差を求めた (Fig. 11)。その結果、特に熱フラックスの大きな海域である黒潮・続流および湾流・北大西洋海流付近では、最大 $40\sim 50 \text{ W m}^{-2}$ 過大評価に、また他の海域でも $10\sim 20 \text{ W m}^{-2}$ 過大評価になることが分かった。この値は、気候学的な平均値（例えば Iwasaka and Hanawa, 1990）の10%以上に当たる。これらの値は過去の研究（例えば, Isemer and Hasse, 1990）の見積もりとほぼ一致する。

風応力および風応力の回転の鉛直成分 ($\text{curl } \tau|_z$) に

についても同様に見積もって見た。図は示さないが、風応力については海域全体で応力が増加し、全体として10~20%応力が増加している。それに対応した $\text{curl } \tau|_z$ の変化は、海域によってばらつきがあるものの、絶対値で5%~20%増加した。

海上気象観測値から海面フラックスを推定した最近の研究（例えば, da Silva *et al.*, 1995b; Josey *et al.*, 1999）では、個々の風速観測値を補正しているために、風速のバイアス誤差が低減されていると期待できる。したがって、各フラックスの値に現れる風速バイアス誤差の影響も、ここで評価したものよりは小さいと予想される。しかし、過去の研究 (Bunker, 1976; Hsuing,

1985; Oberhuber, 1988; Iwasaka and Hanawa, 1990 など)では考慮されていないので、熱フラックスや風応力にはかなりのバイアス誤差が含まれると見なさざるを得ない。

5. 議論

5.1. 長期傾向の補正

2.1節で述べたように、これまでの研究によれば、風速の長期傾向は気圧場などの長期傾向とは整合せず、人工的な要因でもたらされていると考えられる。目視観測に由来する誤差の補正を別にすれば、2.2.2.項で述べたように、風速偏差の平均値に現れている1950年代以降の長期傾向は、風速計設置高度の補正で小さくなることから、長期傾向をもたらす主要な要因の一つは風速計設置高度が高くなってきたことと考えられる。しかし、ここでの結果は、風速計を設置しかつWMOに登録した船舶で観測した値に関するものであり、それ以外の船舶での風速計観測値については上記の補正対象外である。そのような船舶の風速計設置高度を知ることが、コールサインから船名を特定しその船の一般配置図を入手出来れば可能ではあるが、全ての船舶についてこの作業を実施することは事実上不可能であり、何らかの方法で風速計設置高度を推定して補正を行なうのが現実的である。例えば、Cardone *et al.* (1990)では設置高度20 mを仮定し、Kutsuwada (2000)は風速計設置高度の年平均値を与えて高度補正を行なっている。また、船舶の大きさ(トン数など)についての統計があれば、それを利用することも考えられるが、筆者が調べた範囲では、今のところ海域別や航路別のその種の統計が過去に遡って利用可能であるかどうかは不明である。

風速計設置高度補正後の風速偏差時系列には、なお長期的な増速傾向が残っている。これはKutsuwada (2000)でも同様である。補正後に長期傾向が除去されたとするCardone *et al.* (1990)の結果は、南シナ海の航路帯および北太平洋、北大西洋の東西10度、南北3度~7度の小海域に限定されているので、本研究やKutsuwada (2000)と必ずしも矛盾するわけではない。

残った長期傾向が何によるものかは現時点では明ら

かではないが、3.2.1.項で述べた、船体をもたらす風の場の歪みが一因の可能性もある。何故なら、風の場の歪みが船体周りに分布する様子が船の大きさに相似的に対応するなら、メインマスト付近の増速域は大型船ほど広く分布することになり、増速した風を観測する可能性は大型船ほど高くなると考えられるからである。これについては、数値実験等で検証する必要がある。

ただし、上記の補正後も残る長期傾向には自然現象の信号が現れている可能性は十分ある。例えば、Hanawa and Yasuda (2000)が気圧場から推定した冬季北太平洋の海上風場には、1950年代以降わずかながら長期傾向とも見ることの出来る変化が現れており、彼らのFig. 17からよそ $+1.25 \times 10^{-2} \text{ m s}^{-1} \text{ y}^{-1}$ と読み取ることが出来る。これは風速計設置高度補正後に残る長期傾向(Table 1)の約半分の大きさに相当する

近年の地球温暖化に関する研究の中で、大気海洋結合モデルでCO₂を年1%ずつ増加させる温暖化実験の結果、北太平洋の風応力が増加し亜熱帯循環が強化されるという結果を得た研究(Sakamoto *et al.*, 2005)がある。この研究が示した、温暖化と風速増速の関係が現実の大気海洋系で生じているとするとすれば、1970年代以降全体として地球の平均気温が上昇傾向にある(例えば、Jones and Moberg, 2003)ことに対応して風速が増速傾向になっていると考えることも可能である。そして、Hanawa and Yasuda (2000)は、それが現れたと解釈することもできるであろう。温暖化を含めた気温などの長周期変動や長期傾向と風速の長期変動との関係解明は、今後の課題であるが、既存の海上気象観測データをこのような研究にも利用できるように、更に定量的な風速誤差評価の研究が行なわれる必要がある。

5.2. 篤志船舶による海上風観測の必要性

現在、海上風をマイクロ波散乱計や放射計で計測する人工衛星観測が行なわれている。しかし、海上風観測における船舶観測の必要性が無くなったわけではない。例えば、沿岸域のように人工衛星計測が出来ない海域がある。また、単独の手法に過度に依存すると、その手法が使えなくなる場合に代替手段を持たず、大きな欠測を生じることになる。これについては、ADEOS I, II

の失敗や気象衛星ひまわり後継機打ち上げの失敗から明らかである。そのためにも、船舶による海上風観測は持続されるべきである。また、海上の気温観測は、人工衛星リモートセンシング技術では今のところ不可能であり、海上の湿度観測も船舶観測に頼るのが現状である。したがって、これらの観測が残る限り風速も同時に計測することが、利用価値の高い気象観測を実施する上で重要である。

篤志船舶は、観測船やブイなどの数が限られる状況の中では、今後も主要な海上気象観測プラットフォームとして位置づけられる。したがって、その観測通報値が有効活用されるためには、乗組員の観測技量や各国の観測慣習に依存せず、また乗組員に負担を掛けない安定した品質の観測と通報の自動化が望ましい。そのため、有沢 (2005) は自動気象観測通報装置の開発を試みている。また大西洋を中心として高品質の船舶気象観測データを取得するために、VOSCLIM (WMO, 2002; <http://www.ncdc.noaa.gov/oa/climate/vosclim/vosclim.html>) と呼ばれるプロジェクトが 2002 年から実施されている。

今後、船舶の建造段階から船舶での気象観測と通報の自動化が出来るような仕様を標準化し、また通報する船舶のメタデータまで含めた通報式への改訂などが検討されれば、船舶での気象観測はより有効で利用価値の高いものとしてより幅広く活用されて行くであろう。

自動化が進み観測手順、通報などの段階での人的な誤差要因が排除され、さらに船体の気象観測に対する影響を適切に評価できれば、長期の気候変動などの信号を船舶気象観測値から取り出すことが容易になり、気象通報資料としてだけでなく、気候変動研究などにおいても船舶観測値はさらに重要な基礎資料になると考えられる。また、その可能性は高いと考えられる。

謝 辞

この研究は、運輸施設整備事業団 (現鉄道建設・運輸施設整備支援機構) 平成 14 年度運輸分野における基礎的研究推進制度「海上交通の安全確保のための自動気象観測・通報システムの研究 (海上気象観測の最適化と品質管理手法の研究)」(プロジェクト ID No.2002-01: 代表 有沢 雄三) の研究費の補助を受けて行なわれた。

東海大学海洋学部の饒田 邦夫教授には、ご自身の研究結果および関係論文を紹介していただきました。また、気象研究所の安田 珠幾博士には論文全般にわたり貴重なご意見を頂きました。深く感謝致します。本研究の Fig. 11 の作成に当たり、海洋研究開発機構の章 若潮博士のご協力を得ました。厚く感謝いたします。

References

- 有沢 雄三 (2005): 海上交通の安全確保のための自動気象観測・通報システムの研究成果報告書, 研究代表者 有沢 雄三, 鉄道建設・運輸施設整備支援機構 (印刷中).
- Barnett, T. P. (1984): Long-term trends in surface temperature over the oceans. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 303–312.
- Blanc, T. V. (1985): Variation of bulk-derived surface flux, stability, and roughness results due to the use of different transfer coefficient schemes. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 650–669.
- Bunker, A. F. (1976): Computations of surface energy flux and annual air-sea interaction cycles of the North Atlantic Ocean. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1,122–1,139.
- Cardone, V. J. (1969): Specification of the wind distribution in the marine boundary layer for wave forecasting. *Report TR69-1*, New York Univ., New York, N.Y. 131 pp.
- Cardone, J. G., Greenwood, and M. A. Cane (1990): On trends in historical marine wind data. *J. Climate*, **3**, 113–127.
- Ching, J. K. S. (1976): Ship's influence on wind measurements determined from BOMEX mast and boom data. *J. Appl. Meteorol.*, **15**, 102–106.
- da Silva, A.M., Young, C.C., and S. Levitus (1995a): Toward a revised Beaufort Equivalent Scale. *Proc. Int. COADS winds workshop*, Kiel, Germany, Institute für Meereskunde, Keil, and National Oceanic and Atmospheric Administration. 270–286.
- da Silva, A.M., Young, C.C., and S. Levitus (1995b): Atlas of Surface Marine Data 1994, vol. 1, Algorithms and Procedures NOAA Atlas NESDIS 6.
- Folland, C. K., D. E. Parker and F. E. Kates (1984): Worldwide marine temperature fluctuations 1856–1981. *Nature*, **310**, 670–673.
- Folland, C. K. and D. E. Parker (1995): Correction of instrumental biases in historical sea surface temperature data. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **121**, 319–367.

- Gulev, S. K. (1999): Comparison of COADS Release 1a winds with instrumental measurements in the North-west Atlantic. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **16**, 133–145.
- Hanawa, K. and T. Yasuda (2000): Reconstruction of sea surface wind fields over the North Pacific using sea level pressure fields during the period of 1890–1995. *J. Meteor. Soc. Japan*, **78**, 731–751.
- Hsiung, J. (1985): Estimates of global oceanic meridional heat transport. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**, 1,405–1,413.
- Isemer, H. -J. (1992): Comparison of estimated and measured marine surface wind speed. *Proc. Intl. COADS workshop*, Boulder, CO., NOAA/ERL, 137–150.
- Isemer, H. -J. and L. Hasse (1991): The scientific Beaufort equivalent scale: effects on wind statistics and climatological air-sea flux estimates in the North Atlantic Ocean. *J. Climate*, **4**, 819–836.
- Iwasaka, N. (2000): Heat flux at the sea surface of the North Pacific in the first half of this century. *Proc. Intl. WS Prep., Processing & Use of Histor. Mar. Meteor. Data in Nov. 2000*, Tokyo, Japan. Japan Meteorological Agency and Ship and Ocean Foundation, 65–69.
- Iwasaka, N. and K. Hanawa (1990): Climatologies of marine meteorological variables and surface fluxes in the North Pacific computed from COADS. *Tohoku Geophys. J.*, **33**, 185–239.
- 岩坂 直人 (2003): マイクロ波散乱計データを用いた船舶海上風観測値の誤差評価, 海の研究, **12**, 375–394.
- 岩坂 直人 (2005): 海上気象観測の最適化と品質管理手法の研究. 海上交通の安全確保のための自動気象観測・通報システムの研究成果報告書, 研究代表者 有沢 雄三, 鉄道建設・運輸施設整備支援機構 (印刷中).
- Izumi, Y. and M. L. Barad (1970): Wind speeds as measured by cup and sonic anemometers and influenced by tower structure. *J. Appl. Meteor.*, **9**, 851–856.
- Josey, S. A., E. C. Kent and P. K. Taylor (1999): New insights into the ocean heat budget closure problem from analysis of the SOC air-sea flux climatology. *J. Climate*, **12**, 2,856–2,880.
- Jones, P. D. and A. Moberg (2003): Hemispheric large-scale surface air temperature variations: an extensive revision and an update to 2001. *J. Climate*, **16**, 206–223.
- Kahma, K. K. and M. Lepparanta (1981): On errors in wind speed observations on R/V Aranda. *Geophysica*, **17**, 155–165.
- Kaufeld, L. (1981): The development of a new Beaufort equivalent scale. *Meteor. Rundsch.*, **34**, 17–23.
- Kent, E. C. and P. K. Taylor (1995): A comparison of sensible and latent heat flux estimates for the North Atlantic Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 1,530–1,549.
- Kent, E. C. and P. K. Taylor (1997): Choice of a Beaufort equivalent scale. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **14**, 228–242.
- Kent, E. C., P. K. Taylor, B. S. Truscott and J. S. Hopkins (1993): The accuracy of voluntary observing ships' meteorological observations – results of the VSOP-NA. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **10**, 591–608.
- Kent, E. C., P. G. Challenor, and P. K. Taylor (1999): Statistical determination of the random observational errors present in voluntary observing ships meteorological reports. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **16**, 905–914.
- 気象庁 (1985): 船舶気象観測指針 第4版, 日本気象協会, 東京, 227 pp.
- Kondo, J. (1975): Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary Layer Meteor.*, **9**, 91–112.
- 近藤 純正 (1981): 4章 地表面のフラックスを求める方法, p. 89–106, 大気科学講座1 地表に近い大気, 竹内 清秀, 近藤 純正, 東京大学出版会, 東京.
- Kondo, J., G. Naito, and Y. Fujitnawa, (1971): Response of cup anemometer in turbulence. *J. Meteor. Soc. Japan*, **49**, 63–74.
- Kutsuwada, K. (1994): On problems of ships-of-opportunity wind data on open ocean. *Umi-to-Sora*, **14**, 49–53.
- Kutsuwada, K. (2000): On problem of long-term surface wind variation using voluntary observing ship's data. *Proc. of Internat. WS on Prep., Processing & Use of Histor. Mar. Meteor. Data in Nov. 2000*, Tokyo, Japan. Japan Meteorological Agency and Ship and Ocean Foundation, 27–31.
- Liu, W. T., K. B. Katsaros, and J. A. Businger (1979): Bulk parameterization of air-sea exchanges of heat and water vapor including the molecular constraints at the interface. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1,722–1,735.
- Lindau, R. (1995a): A new Beaufort equivalent scale. *Proc. Intl. COADS winds workshop*, Kiel, Germany, Institute für Meereskunde, Keil, and National Oceanic and Atmospheric Administration, 232–252.
- Lindau, R. (1995b): Time dependent calibration of marine Beaufort estimates using individual pressure differences. *Proc. Intl. COADS winds workshop*, Kiel, Germany, Institute für Meereskunde, Keil, and National Oceanic and Atmospheric Administration, 253–269.
- MacCready, P. B. (1966): Mean wind speed measurements in turbulence. *J. Appl. Meteor.*, **5**, 219–225.
- Manabe, T. (1999): The digitized Kobe Collection, Phase I: Historical surface marine meteorological observations in the archive of the Japan Meteorological Agency. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **80**, 2,703–2,715.

- Oberhuber, J. M. (1988): An Atlas based on the 'COADS' Data Set: the Budgets of Heat, Buoyancy and Turbulent Kinetic Energy at the Surface of the Global Ocean. Rep. No. 15, Max-Planck Institute for Meteorology.
- Peterson, E. W. and L. Hasse (1987): Did the Beaufort scale or the wind climate change? *J. Phys. Oceanogr.* **17**, 1,071–1,074.
- Pierson, W. J. (1990): Examples of, reasons for, and consequences of the poor quality of wind data from ships for the marine boundary layer: Implications for remote sensing. *J. Geophys. Res.*, **95**, C3, 13,313–13,340.
- Posmentier E. S., M. A. Cane and S. E. Zebiak (1989): Tropical Pacific climate trends since 1960. *J. Climate*, **2**, 731–736.
- Queffelec, P. (1991): Accuracy of wind measurements performed on buoys, ships, and islands during the TOSCANE-2 Experiment. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **8**, 835–855.
- Ramage, C. S. (1982): Observations of surface wind speed in the ocean climate data set, Trop. *Ocean-Atmos. Newsl.*, 2–3.
- Ramage, C. S. (1987): Secular change in reported surface wind speeds over the ocean. *J. Climate Appl. Meteor.*, **26**, 525–528.
- Rahmstorf, S. (1989): Improving the accuracy of wind speed observations from ships. *Deep-Sea Res.*, **36**, 1,267–1,276.
- Sakamoto, T. T., H. Hasumi, M. Ishii, S. Emori, T. Suzuki, T. Nishimura and A. Sumi (2005): Responses of the Kuroshio and Kuroshio Extension to global warming in a high-resolution climate model. *Geophys. Res. Letters*, **32**, L14617, doi:10.1029/2005GL023384
- Smith, S. R., M. A. Mark, A. Bourassa, and R. J. Sharp (1999): Establishing more truth in true wind. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **16**, 939–952.
- Taylor, P. K., E. Kent, M. Yelland, and B. Moat (1995): The accuracy of wind observations from ships. *Proc. Int. COADS winds workshop*, Kiel, Germany, Institute für Meereskunde, Keil, and National Oceanic and Atmospheric Administration. 132–155.
- Thiebaut, M. L. (1990): Wind tunnel experiments to determine correction functions for shipborne anemometers. *Can. Contractor Rep. Hydrogr. Ocean Sci.*, **36**, Bedford Inst. Oceanogr., Dartmouth, NS, Canada, 57 pp.
- Ward, M. N. (1992): Provisionally corrected surface wind data, worldwide ocean-atmosphere surface fields, and Sahelian rainfall variability. *J. Climate*, **5**, 454–475.
- Ward, M. N. and B. J. Hoskins (1996): Near-surface wind over the global ocean 1949–1988. *J. Climate*, **9**, 1,877–1,895.
- Weller, R. A., R. E. Payne, W. G. Large, and W. Zenk (1983): Wind measurements from an array of oceanographic moorings and from F/S Meteor during JASIN 1978. *J. Geophys. Res.*, **88**, C14, 9,689–9,705.
- Weller, R. A., D. L. Rudnick, R. E. Payne, J. P. Dean, N. J. Pennington and R. P. Trask (1990): Measuring near-surface meteorology over the ocean from an array of surface moorings in the subtropical convergence zone. *J. Atmos. Oceanic Tech.*, **7**, 85–103.
- Wilkerson, J. C. and M. D. Earle (1990): A study of difference between environmental reports by ships in the Voluntary Observing Program and measurements from NOAA buoys. *J. Geophys. Res.*, **95**, C3, 3,373–3,385.
- World Meteorological Organization (1970): Reports on marine science affairs. Rep. No. 3: The Beaufort scale of wind force, WMO, Geneva, Switzerland, 22 pp.
- World Meteorological Organization (2002): Voluntary observing ships (VOS) climate subset project (VOSCLIM) project document, version 2. *JCOMM Tech. Rep.*, No. 5, WMO/TD-No. 1122. (available from <http://www.wmo.ch/web/aom/marprog/Publications/publications.html>)
- Woodruff, S. D., R. J. Slutz, R. L. Jenne, and P. M. Steurer (1987): A comprehensive ocean-atmosphere data set. *Bull. Am. Meteor. Soc.*, **68**, 1,239–1,250.
- Woodruff, S. D., H. F. Diaz, J. D. Elms, and S. J. Worley (1997): COADS release 2 data and metadata enhancements for improvements of marine surface flux fields. *Phys. Chem. Earth*, **23**, 517–526.
- Wright, P. B. (1988): On the reality of climatic changes in wind over the Pacific. *J. Climatol.*, **8**, 521–527.
- Yelland, M. J., B. I. Moat, P. K. Taylor, R. W. Pascal, J. Hutchings, and V. C. Cornell (1998): Wind stress measurements from the open ocean corrected for air-flow distortion by the ship. *J. Phys. Oceanogr.*, **28**, 1,511–1,526.

A Review of Ship Observations on Surface Wind

Naoto Iwasaka [†], Sadaharu Suzuki [†], and Fumiaki Kobashi [†]

Abstract

We have reviewed the studies on long-term changes in sea surface wind speed, in which the apparent trends are believed to be reflections of sampling effects and historical changes in anemometer height. We applied anemometer height adjustment on individual wind reports in COADS and confirmed that the major part of the apparent increasing trend in wind speed after 1945 was caused by the increase in average anemometer height.

We also reviewed several problems inherent in instrumental and visual wind observations and summarized the evaluated errors in wind speed observations; the bias and random errors are estimated at about $1\sim 2\text{ m s}^{-1}$ and $2\sim 4\text{ m s}^{-1}$, respectively. The effects of the bias error of the wind speed on the surface heat flux estimation is shown as an example of the impact of the bias error of the wind speed on climate research.

We have also discussed the possibility of natural climate changes being connected with the apparent changes in wind speed.

Key words: ship measurements of wind, anemometer height, wind speed trends, Beaufort scale

(Corresponding author's e-mail address: iwasaka@e.kaiyodai.ac.jp)

(Received 25 August 2005; accepted 19 November 2005)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2006)

[†] Tokyo University of Marine Science and Technology, 1-6, Etchujima 2, Koto-ku, Tokyo 135-8533, Japan