

— 論文 —

太平洋の気象観測ブイで観測された 海上気温の平均的日変化について*

岩坂 直人†

要 旨

太平洋の気象観測ブイの計測値を用いて、海上気温の平均的な日変化について調べた。平均的な気温日変化は、地方時5時前後に最低値、15時から16時頃に最高値を取り、日較差は0.3~0.8 K程度であった。大気潮汐が顕著な海域では午前の昇温が強調され、逆に午後の最大は多少抑制される。しかし、そのような平均的日変化が日々の気温の日変化を代表するのは、赤道域中央、東部など天気安定している海域だけである。赤道太平洋西部や中高緯度の海域では活発な対流活動や総観規模擾乱、季節内振動などに伴う温度変化と思われる変動が卓越し、一日の最高、最低気温の差は平均的日較差より1桁大きい。なお、過去の研究でも指摘されているが、いくつかのブイの気温観測値には正のバイアスが午前と午後に現れていることが疑われ、その大きさは平均で0.1~0.2 K程度に及ぶ可能性がある。

キーワード：海上気温，日変化，ブイ観測

1. はじめに

海上気温は海洋上の大気境界層下部の温度として大気状態を表すだけでなく、海面フラックスを支配し大気海洋相互作用や海洋混合層過程にも関わる重要な物理量である。近年、赤道域のみならず、中高緯度でも大気海洋相互作用研究が活発になり始めているが (Nonaka and Xie, 2003; Tanimoto *et al.*, 2003; Tokinaga *et al.*, 2006 など)、海上気温の観測は、人工衛星リモートセンシング技術の利用が困難であるため (例 Konda *et al.*, 1996; Jackson *et al.*, 2006)、現在でも洋上プラットフォーム (船舶、ブイなど) での観測が欠かせない。しかし赤道域を除けばブイや気象観測船による現

場観測は少なく、海上気象観測通報の大部分は篤志船舶からのものである。

そのためか、海上気温の変動についての基本的な知見をまとめた文献は多くない。例えばもっとも基本的な変動周期の一つである日変化特性に関する記述のある文献としては、気団変質実験 (AMTEX) での観測に基づく近藤 (1994) や Atlantic Stratocumulus Transition Experiment (ASTEX) に基づく Ciesielski *et al.* (2001) などの集中観測で得られたデータを用いた記述、TRITON ブイ設置時の検証 (川原他, 2001)、TAO ブイ等のセンサーの検証 (Anderson and Baumgartner, 1998) などの研究、また広域の気候学的日変化について船舶観測通報データ (COADS) に基づいて調べた例としては Dai and Trenberth (2004) が挙げられる程度である。

しかし集中観測で得られた結果は海域と期間に限られる憾みがある。他方船舶気象観測通報値に基づく場合、気温観測値には様々な誤差、特に日射加熱による正

* 2008年9月26日受領；2008年12月26日受理
著作権：日本海洋学会，2009

† 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
e-mail address : iwasa@kaiyodai.ac.jp

のバイアスが含まれていることが指摘されている (例えば Folland *et al.*, 1984; Kent *et al.*, 1993a)。そのため補正が欠かせない。例えば Dai and Trenberth (2004) は Kent *et al.* (1993b) の方法で補正している。しかし、Dai and Trenberth はその論文中で、Kent *et al.* の方法は全球に適用するには単純すぎると述べているため、彼らの結果の妥当性については議論の余地がある。

そこで本研究では、海上気温の変動、特に平均的な日変化について、最低、最高気温出現時間帯、その大きさなど基本的な特性を低緯度から中高緯度まで改めて調べることにした。海上気温の日変化特性に関する基礎知識を再検討することは、海上気温の観測、歴史的な気温データの利用などで有用であると考えたからである。なお本研究は平均的あるいは統計的な特性を調べることが目的であるので、日々の異なる気温変化や1日のうちでの短時間、突発的な気温変化について、変化の詳細や要因の検討にまでは立ち入らない。

近藤 (1994) によれば、温度水平移流がなければ海上気温は、(1) 海面との熱交換、(2) 日射・大気放射による直接的加熱または冷却、(3) 大気潮汐に伴う気圧変化による断熱的加熱・冷却によって変化する。このうち(1)に関して、海面水温の日較差は微風快晴時以外では極めて小さいことが指摘されている (例 Kawai and Wada, 2007)。そのため、(2)、(3) の効果も気温の日変化に現れる場合がある (近藤, 1994: 7章 4.3 節)。

そこで、本研究では、気温、水温、風向風速を同時に計測し、あわせて、気圧と日射量のいずれも計測しているブイから得られたデータを用いることにした。しかし、これらの要素が全て揃っている観測点は極めて少なく、利用できる観測点は限られている。そのため、太平洋の熱帯、亜熱帯、中高緯度それぞれを代表すると思われる6箇所のブイでの観測を研究対象とした。

2. データと解析方法

本研究では、アメリカ海洋大気庁 (NOAA), National Data Buoy Center (NDBC) と同 Pacific Marine Environmental Laboratory の Tropical Atmosphere Ocean (TAO) Project のブイ, NOAA Kuroshio Extension Observatory (KEO) ブイ, 海洋研究開発機構の Trian-

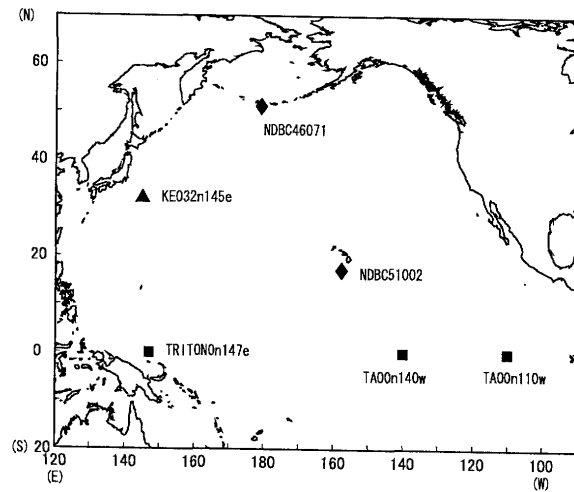


Fig. 1. Location of the buoys. Squares, diamonds and a triangle indicate the locations of the TAO/TRITON, NDBC and KEO buoys, listed in Table 1, respectively.

gle Trance Ocean Buoy Network (TRITON) の計6点での観測データを用いた。ブイの位置、センサーの高さ、データ入手先は Table 1 と Fig. 1 に示す。TAO と TRITON ブイは赤道域、NDBC51002 は亜熱帯、KEO ブイは中緯度、NDBC46071 は高緯度を代表する測点として選んだ。なお KEO ブイは気圧を観測していないが、中緯度を代表するブイとして採用した。用いたデータは2006年1月から12月の1年間に得られたものである。但し KEO ブイについては日射データのある2004年のデータを用いた。

NDBC 担当者 (webmaster.ndbc@noaa.gov) に直接問い合わせたところ、「TAO, TRITON ブイに用いられている気温センサーは Rotronic Instrument Corp. 製 MP-100 で、これは NDBC ブイのバックアップ用気温センサーとしても用いられている、また NDBC ブイの主気温センサーは Yellow Spring Instruments (現 Measurement Specialties Incorporated) 製 NDBC-9191 であり、精度は MP-100 が 0.2°C 、NDBC-9191 が 0.1°C である」とのことであった。なお Table 2 に示した NDBC ブイでの気温測定精度は総合精度 (センサー、ケーブル、データ収集、処理等) として NDBC の website 上で公開されている値である。いずれのブイでも温度セ

Table 1. Location and data availability for each buoy.

	longitude	latitude	ID*	availability
NDBC	51.15N	179.00E	NDBC46071	1 Jan.–30 Apr. and 6 Jun.–31 Dec. 2006 (274 days)@
	17.19N	157.78W	NDBC51002	22 Mar.–31 Dec. 2006 (265 days)
TAO	0.0N	110.0W	TAO0n110w	1 Jan.–11 Apr. and 23 Nov.–31 Dec. 2006 (138 days)\$
	0.0N	140.0W	TAO0n140w	16 Jan.–15 Sep. 2006 (120 days)
TRITON	0.0N	147.0E	TRITON0n147e	1 Jan.–31 Dec 2006 (341 days)#
KEO	32.35N	144.64E	KEO32n145e	16 Jun.–31 Dec. 2004 (198 days)

*: The IDs for TAO, TRITON, and KEO are given in the present study.

@: Solar radiation data is available in the period from 1 Jan. to 27 Mar. and 1 Sep. to 31 Dec. (168 days).

\$: Wind observation was occasionally failed during the period. The data length of the wind speed is 120 days.

#: Solar radiation and sea level pressure data are available for 339 days during the period. Wind data is not available after 20 Sep..

Table 2. Nominal sensor height, resolution and accuracy of observation parameters.

		Air temperature	Anemometer	Barometer	Sea surface temperature
Sensor height	NDBC	4 m	5 m	0 m	-1 m
	TAO	3 m	4 m	3 m	-1 m
	TRITON	2.2 m	3.5 m	2 m	-1.5 m
	KEO	4 m	3 m	-	-1 m
Resolution	NDBC	0.1°C	0.1 m s ⁻¹	0.1 hPa	0.1°C
	TAO, TRITON	0.01°C	0.2 m s ⁻¹	0.1 hPa	0.001°C
	KEO	0.01°C	0.1 m s ⁻¹	-	0.001°C
Accuracy	NDBC*	±1.0°C	±1.0 m s ⁻¹	±1.0 hPa	±1.0°C
	TAO, TRITON	±0.2°C	±0.3 m s ⁻¹ or 3%	±0.01%	±0.02°C
	KEO	±0.2°C	±0.135 m s ⁻¹ or 3%	-	±0.02°C

*: The NDBC published accuracies are a total system accuracy that include the sensor errors, errors related to cabling, data acquisition, processing etc.

ンサーは自然換気式多重放射シールド内に納められている。

入手したデータは、世界時を基準に NDBC ブイ データは 1 時間ごと、TAO, TRITON, KEO ブイのデータは 10 分ごと、または 2 分ごとのものである。本研究では平均的日変化を対象とし、日周変化より短い時間

スケール変動、突発的变化などを個別に調べることはしない。そこで 1 時間ごとの値を解析対象とした。そのため、TAO, TRITON, KEO ブイについては気象要素を毎正時の値だけに間引きした。

各観測値に対してその観測位置と観測時刻から地方時を計算し、地方時 0 時前後から数えて 1 日分 (24 時

Table 3. URL of the buoy data sites.

NDBC	http://www.ndbc.noaa.gov/hmd.shtml
TAO	http://tao.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv_ndbc.shtml
TRITON	http://www.pmel.noaa.gov/tao/data_deliv/deliv.html
KEO	http://www.pmel.noaa.gov/keo/data.html

間分)の観測が揃っている日だけを抽出して解析対象とした。気圧観測がある場合は1,000 hPa準拠の温位を算出した。考察の対象は気温および温位であるが、参考のために海面水温も取り上げた。なおここで言う海面水温は、Table 2に示すように海面下1~1.5 m水深での水温である。

日変化を調べるに当たり、各要素(気温、水温、温位)について地方時0時からの日平均値を差し引いた日変化偏差を求め、これらを解析した。また、日変化の一般的特性を調べるため、各地方時での偏差の平均、標準偏差を求めた。

3. 結果

まず気温などの観測例(TAO0n110w, NDBC46071)をFig. 2に示す。気温の日変化は低緯度で小さく、高緯度で大きい。いずれも日較差は1 K未満の場合が多い。一方、Fig. 2aの40時間目付近に見られるように、短時間に大きな変化が現れることもしばしば認められる。海面水温変動はさらに小さく日較差は0.2 Kにも満たない場合もある。低緯度での温度には日変化が目立つが、中高緯度(Fig. 2b)ではより長い時間スケールの変化が目立つ。Fig. 2aの海面気圧時系列に見られるように低緯度では気圧に半日周期変動が明瞭に現れ、いわゆる大気潮汐(例Wallace and Hobbs, 2006; Dai and Wang, 1999)による変動が日変化の中で卓越していることが分かる。他方、アリューシャン列島付近のNDBC46071ブイでは日々の変化が卓越し、大気潮汐による変動は認めがたい(Fig. 2b)。このような違いは、地表での大気潮汐が低緯度および陸面で卓越するが高緯度ではほとんど現れないこと(例えばDai and Wang, 1999)、および総観規模擾乱に伴う気圧変動が大きいことが原因である。

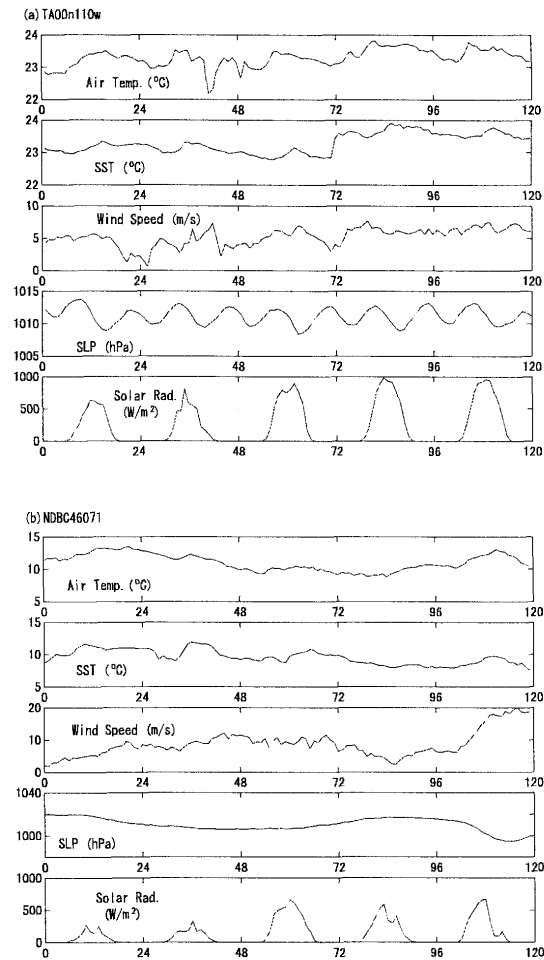


Fig. 2. Time series of air and sea surface temperatures, wind speed, sea level pressure and downward solar radiation observed at (a) TAO0n110w from 6 to 10 January 2006 and (b) NDBC46071 from 2 to 7 September 2006.

このように気温の日変化は時空間的に異なる様相を示すが、平均的な日変化を調べるため、対象期間全てについての日変化を描いたのがFig. 3である。図には各

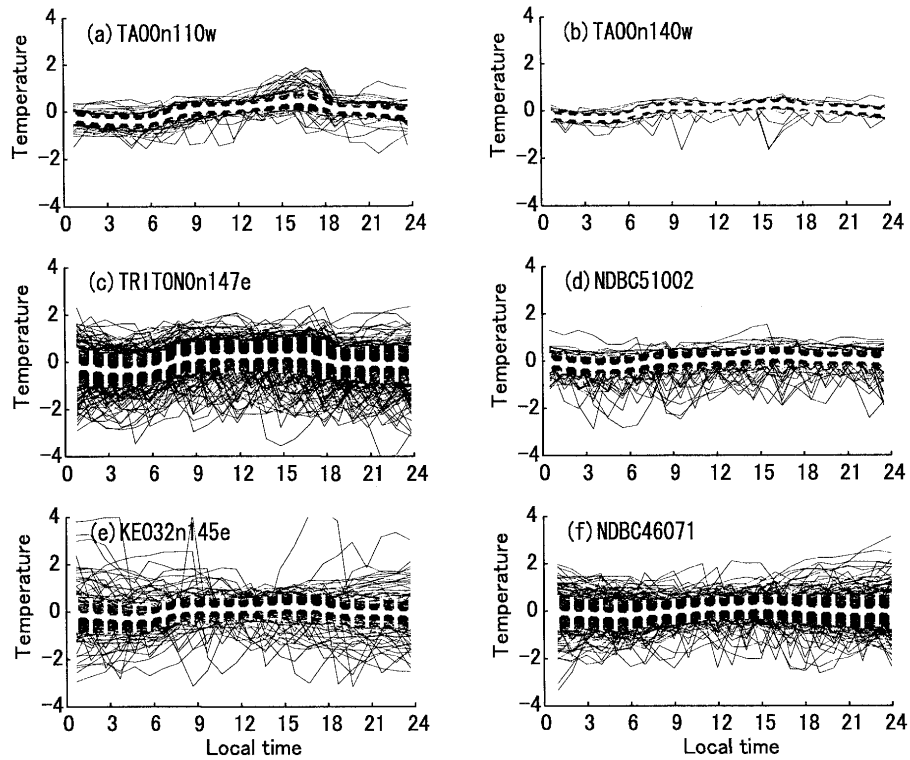


Fig. 3. Diurnal variations of air temperature on the buoys. (a) TAO0n110w, (b) TAO0n140w, (c) TRITON0n147e, (d) NDBC51002, (e) KEO32n145e, and (f) NDBC46071. In each panel thin lines show individual diurnal variations, white asterisks indicate mean of the anomaly at each local time, bars show the standard deviation for the mean value, respectively. Anomaly defined here is the departure of the air temperature at the local time of a day from the daily mean value for the day.

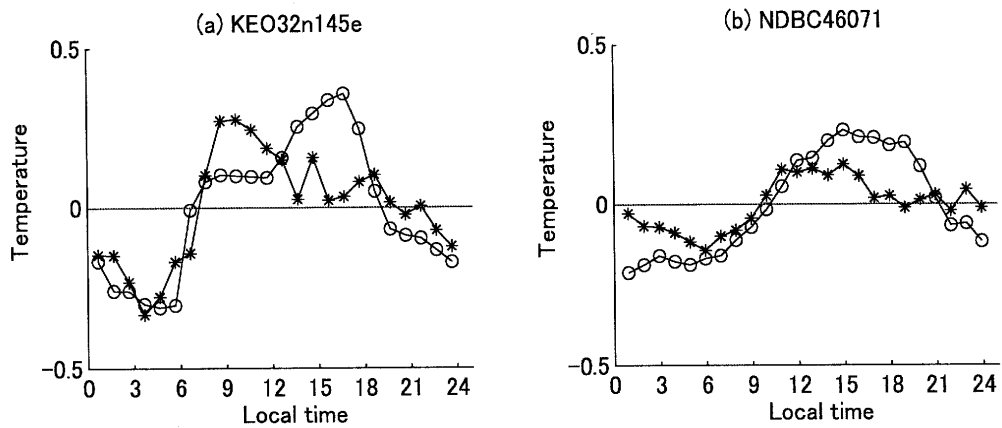


Fig. 4. Mean diurnal variations of air temperature at (a) KEO32n145e and (b) NDBC46071. Open circles indicate the diurnal variation for warm season (July through September) and asterisks show that for cold season (January through March, November and December).

時刻での平均値および標準偏差をあわせて示している。なお中高緯度に位置する KEO32n145e と NDBC46071 については暖候期(7月~9月)と寒候期(1月~3月, 11月, 12月)それぞれについても調べた (Fig. 4, 個別の日変化は示さない)。なお寒候期の長さが暖候期の長さとは合わないが, これは寒候期に欠測が多いため期間を長くする必要があったからである。

Fig. 3 に見られるように, 赤道域東部 (a), 中央部 (b) での気温は, ほぼ毎日同じように 6 時頃まで低く, 15~16 時頃に最高となる変動を繰り返している。これに対し, それ以外の測点では一日のうちに短時間の大きな気温変化が認められ, またその短時間での変化の現れ方には規則性を認めたい。他方, 西部 (c) では日変化の日々の違いが大きい。中央東部では日々の変化が小さく平均的な日変化がそれらの海域の毎日の気温変動を良く代表していることが分かる。

Fig. 3d~3f に示された中高緯度では, 日変化が年間を通して大きく異なる。季節別に見ると寒候期は特にばらつきが大きい (図は示さない)。また KEO32n145e における暖候期の平均的な日変化は最高値が 15 時~16 時に現れるのに対して, 寒候期は 9 時~10 時頃に現れる (Fig. 4)。これらを反映して一年間の平均でみると午前と午後に気温の極大が現れている (Fig. 3e)。この測点での日変化については後に議論する。NDBC46071 では暖候期の最高気温は他と同様に 15 時~16 時頃現れるのに対して, 寒候期には 12 時前後に最高値となる。

Fig. 5 には気温の平均値, 標準偏差をそれぞれまとめた。また, 海面水温, 温位の平均値を Fig. 6 に示す。平均的な気温の日変化は, 5 時前後に $-0.1 \sim -0.4$ K 程度の最小値を取り, 15 時から 16 時頃に $0.2 \sim 0.5$ K 程度の最高値を取る。測点によっては午前中 (10 時頃) に第二の極大をとることもある。温位で見ると, 先に述べたように午前の温位上昇が小さくなり, 結果として午前中の極大は現れず, 午後の極大は 15 時から 16 時頃に $0.2 \sim 0.6$ K 程度の範囲で現れる。赤道域の測点では海面水温の平均日変化の日較差は気温変化に匹敵する $0.2 \sim 0.25$ K 程度に達するが, 全体としては気温に比べて極めて小さい。

Dai and Trenberth (2004) の COADS に基づく各緯度帯での解析結果と各ブイでの気温の日変化を比較す

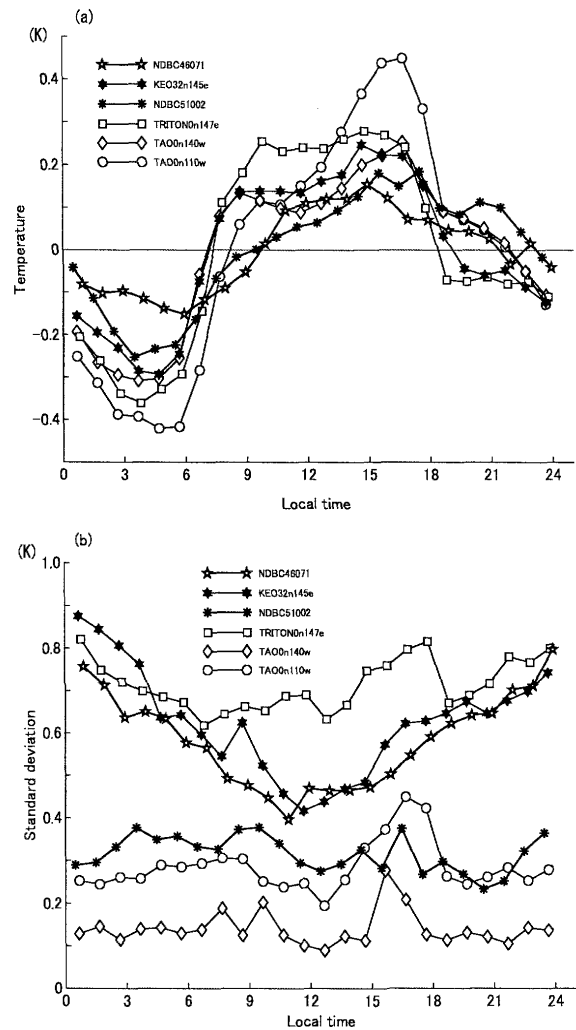


Fig. 5. (a) Mean, and (b) standard deviation of the marine air temperatures. Open circles, diamonds, squares and solid hexagram with thin lines are for TAO0n110w, TAO0n140w, TRITON0n147e and KEO32n145e, respectively. Asterisks and stars with thick lines are for NDBC51002 and NDBC46071.

る。彼らの結果でも, 熱帯, 亜熱帯では 16 時頃に最高, 5 時頃に最低になることが示されており, 本研究での赤道域のブイの観測に基づく結果とほぼ一致している。但し, 最高, 最低の時の値は本研究での結果に比べて 2 倍程度大きい。一方, 中高緯度では, 暖候期の最高値, 最低値はそれぞれ 15 時~16 時と 4 時にあられ, 寒候期のそれらは 14 時頃と 6 時頃に現れることが示され, 本研究での NDBC46071 での結果と概ね同じである。しかし, 最高値, 最低値は赤道域の場合と同様に本

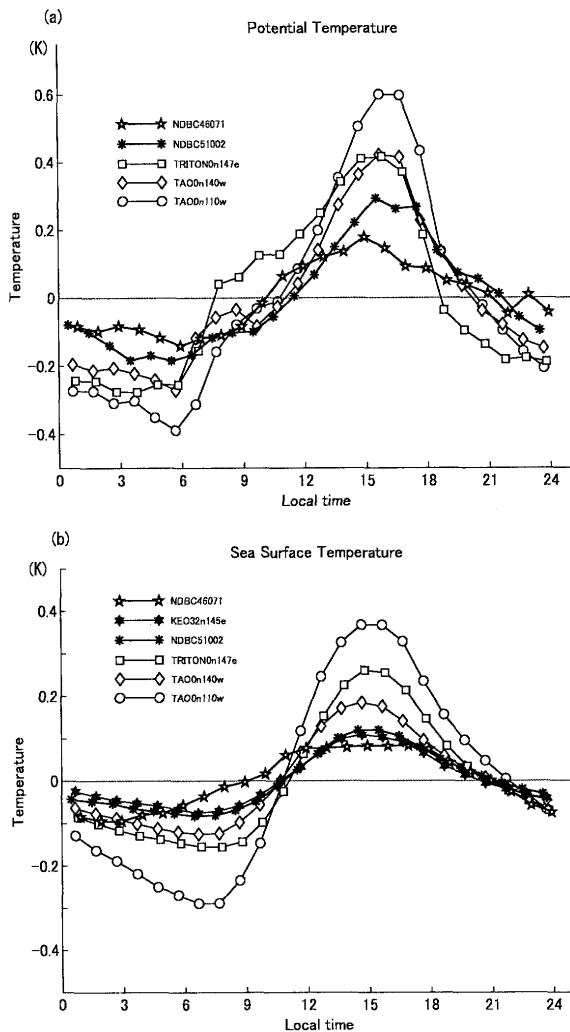


Fig. 6. Same as Fig. 5(a), except for (a) potential temperature and (b) sea surface temperature. Since the sea level pressure observation at KEO32n145e is not available, potential temperature at the buoy is not shown.

研究結果に比べて2倍以上大きい。Dai and Trenberth (2004) で用いている Kent *et al.* (1993b) の補正方法開発に当たっては大気モデルの気温を参照値として用いている。従って、Dai and Trenberth が COADS に基づいて評価した海上気温の日変化の振幅が過大評価になったのは、そのモデル大気の日変化特性が反映している可能性もある。KEO32n145e での観測結果と比較すると、暖候期の気温については他のブイの場合と同様である。しかし寒候期については KEO32n145e での気温変化は前述のように午前中に最高気温が現れ

るため、彼らの結果とは全く合わない。

Fig. 5b に示した各地方時での標準偏差を見ると、赤道域東部、中央部、ハワイ付近では 0.4 K 以下であるのに対して、赤道域西部や中高緯度では全体として 0.4 K を超える。赤道域西部では活発な対流活動などで一日のうちでの変動が大きいことや季節内振動の影響があること、一方、中高緯度では、総観規模擾乱や季節風の影響などが現れているためと考えられる。また、中高緯度では標準偏差が深夜に極大、正午に極小となる傾向にあるが、これは一日より長い時間スケールでの気温変化が卓越する場合、各日の平均値が日中の気温の値に近い値を取ることをよるためと考えられ、特に深夜に変動が大きいことを意味するわけではない。

大気潮汐に伴う気圧変動が顕著な亜熱帯、熱帯域の測点 (TAO, TRITON, NDBC52001) では、気圧の極小が 4 時頃と 16 時頃に現れ、極大は 9 時頃と 22 時頃に現れる (例 Fig. 2)。そのため温位の日変化は、地方時午前中は気温変化 (昇温) よりも小さく、逆に午後には気温変化より若干大きくなる (Fig. 6a)。NDBC46071 では気圧の日変化自体が顕著ではないため、気温と温位の平均的日変化に目立つ違いは現れていない。

海面水温の平均的日変化 (Fig. 6b) を見ると、気温、温位に比べて滑らかな変化を示し、その振幅は熱帯域でも 0.1 K~0.3 K 程度、中高緯度では 0.1 K 以下である。気温は前述のように午前中に大きく昇温するが、そのような変化は海面水温には現れていない。海面水温の最高値が現れる時間帯は温位変化のそれよりやや遅れる傾向にあるが、逆に海面水温の最低値は温位の最低値よりやや早く現れる。海面水温 (表皮水温) が境界条件として働き、大気境界層の非断熱的な気温変化を規定すると考えれば、温位の変化は海面水温の変化に追従することが予想される。しかし、非断熱過程には大気自体の赤外放射による冷却も関わること、ここで用いている 1 m~1.5 m 深の水温と表皮水温との違い、および境界層鉛直構造の昼夜間の変化なども考慮しなければならないだろう (例えば近藤, 1994)。従って、気温、温位と水温の極値が現れる時間のずれについては、これらの要因を観測的に評価し、モデルによるシミュレーションなどでの定量的な検討が必要であろう。

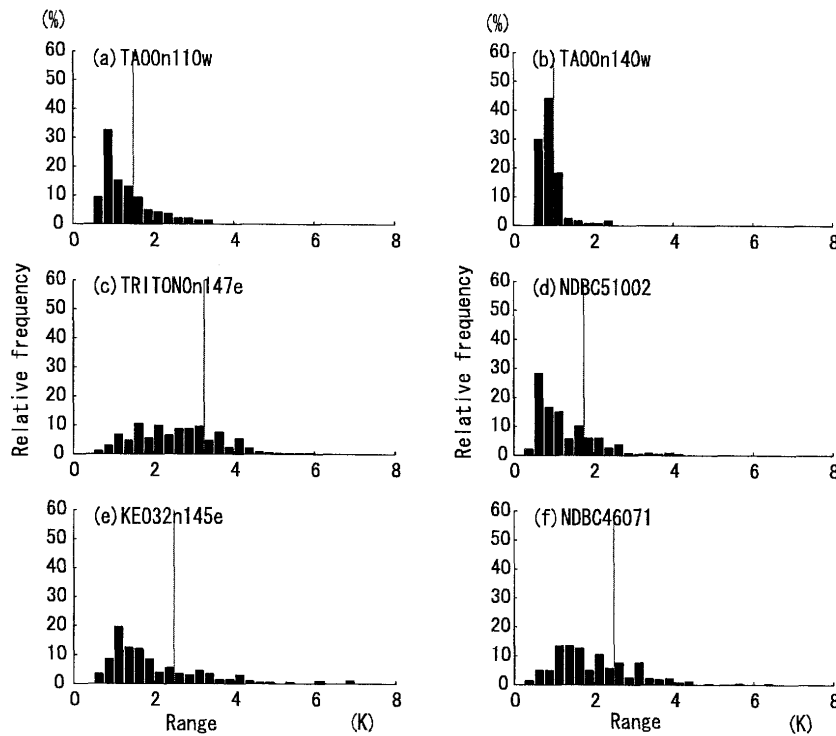


Fig. 7. A histogram of the range of diurnal air temperature variation for each buoy. (a) TAO0n110w, (b) TAO0n140w, (c) TRITON0n147e, (d) NDBC51002, (e) KEO32n145e, and (f) NDBC46071. Relative frequency is counted every 0.25 K bin. Thin lines indicate the boundary where the accumulated relative frequency exceeds 70%.

Table 4. Correlation coefficient between range of diurnal variation of air temperature and daily mean downward solar radiation (upper row) and that between the range and daily root-mean-square of wind speed (lower row).

	TAO0n110w	TAO0n140w	TRITON0n147e	NDBC51002	KEO32n145e	NDBC46071
solar radiation	+0.14	-0.14	-0.38	-0.39	-0.49	-0.23
std of wind speed	+0.18	+0.22	+0.33	+0.57	+0.34	+0.51

ここまでは平均的な日変化の特徴を見てきたが、次に日々の日変化にはどのような統計的特徴が見出されるかを調べた。気温偏差の一日のうちでの最大値と最小値の差を気温の日較差と定義すると、この日較差には平均的日変化に加えて擾乱の振幅が含まれる。その頻度分布を調べた結果を Fig. 7 に示す。頻度分布は 0.25 K 幅の区間で求め、全サンプルに対する相対値で表してある。また 0 から数えて相対累積頻度が 70% を上回る

区間を線で表している。Fig. 3 から予想されるように、70% 区間は赤道域中央部と東部では日較差 1 K 前後、ハワイ沖で 1.75 K、中高緯度では 2.5 K、赤道域西部は 3.25 K である。中高緯度でも日較差が 5 K を超える頻度は極めて小さく、海上気温の一日の変動は概ね 2~4 K の幅に収まっている。海面水温の日較差はさらに小さく、どの海域でも 1 K 前後である (図は示さない)。海面水温の日較差は微風晴天時に大きくなるのが

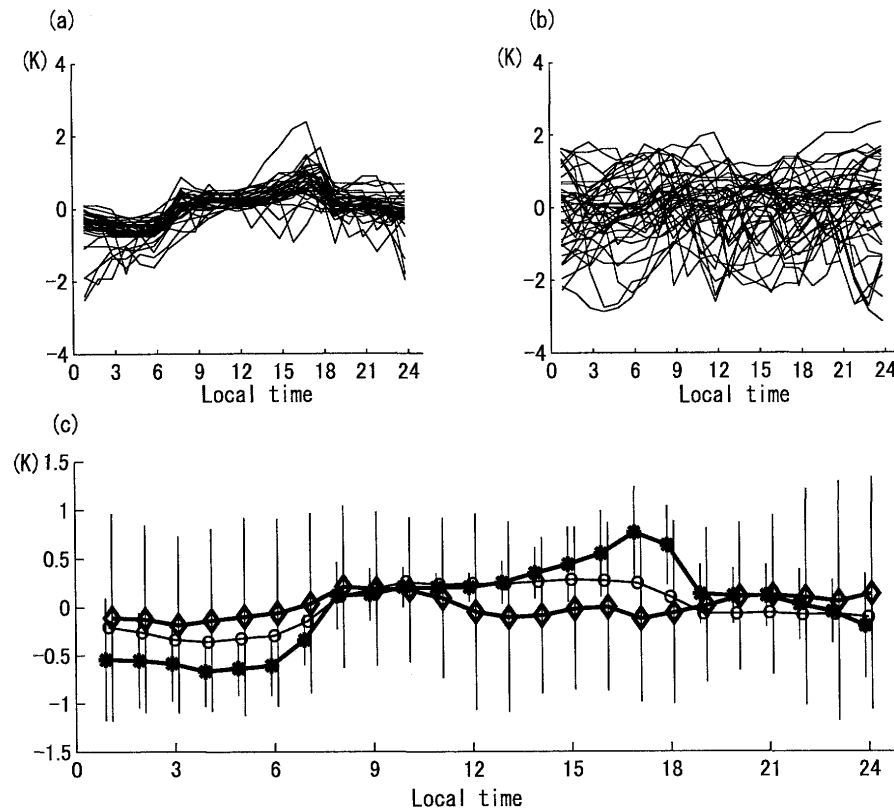


Fig. 8. (a) Diurnal variations of air temperature anomaly on calm days and (b) weather days. (c) Mean diurnal variations of the air temperature for calm days (asterisks) and weather days (diamonds), together with that for whole analysis period (open circles). Thin bars are the standard deviations for each mean value.

知られている (Kawai and Wada, 2007 等) が、同様の関係が気温にも見られるかについて調べるため、ここで定義した日較差と風および日射の関係について検討した。

まず、気温の日較差を日平均日射量と比較した (Table 4)。その結果、両者の間に強い相関は見られないが、全体的に日較差の大きい測点では負の相関を持つ傾向が伺える。大きな日平均日射量が一日中晴天であることを意味するとすれば、この負の相関は、安定した晴天時に日較差が小さくなる傾向があることを示している。また、風速と日較差を比較したところ、日平均風速との顕著な関係は認められなかった。しかし、風速の二乗平均の平方根 (以下風速 rms) との関係を見ると (Table 4)、TAO0n110w と TAO0n140w を除く測点で有意な正の相関を持つことが分かる。

つまり、一日中穏やかに晴れ、微風が持続する日は、

ここで定義した日較差は小さいという傾向を示している。これは水温の場合とは逆の関係であるように見える。そこで次に実際の気温変化を風速と日射の条件を付けて検討した。ここでは、赤道域で日々の変化が比較的大きい TRITON0n147e を取り上げる。穏やかな日 (以下静穏日と呼ぶ) の条件として日平均風速が 4 m s^{-1} 以下、風速 rms が 1 m s^{-1} 以下、日平均日射量が 250 W m^{-2} 以上を設定し、逆に擾乱の大きな日 (以下、非静穏日) として、日平均風速が 4 m s^{-2} 超、風速 rms が 1 m s^{-1} 超、日平均日射量が 200 W m^{-2} 以下を設定した。条件に当てはまる日は、解析対象延べ 341 日のうち静穏日 37 日と非静穏日 40 日であった。静穏日、非静穏日それぞれの日々の気温日変化およびその平均を Fig. 8 に示す。図から明らかなように、静穏日の気温変化は日々の違いが小さいのに対して、非静穏日では日によって大きな違いが見られる。平均の日変化で見た場合、静穏日

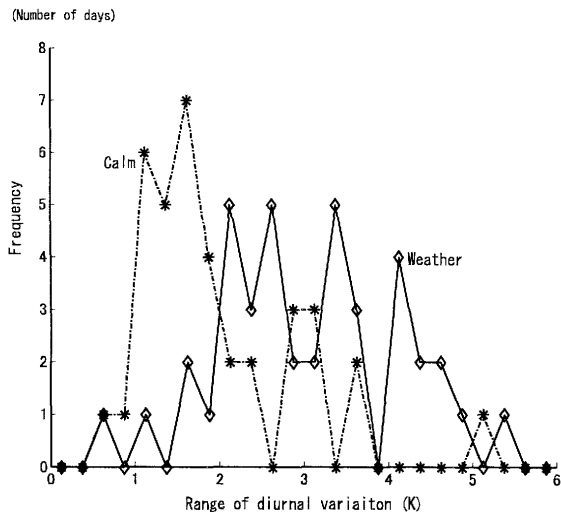


Fig. 9. Histograms of the range of diurnal air temperature anomaly for calm days (asterisks) and weather days (diamonds).

の日変化は全体の平均に比べて日変化の振幅がおよそ2倍に達する。それに対して非静穏日では日々の変動が相殺するため、平均で見ると気温日変化は認めがたい。ところが、日較差、すなわち各日の最高気温と最低気温の差に着目すると、Fig. 9に示すように、静穏日は日々の違いが少ないため日較差の最頻値は2 K以下であるのに対して、非静穏日では2~4 Kの範囲に分布が広がっており日較差頻度分布は両者で全く異なることが分かる。同様の結果は、NDBC51002やKEO32n145eでも認められる。TAO0n110wとTAO0n140wは、非静穏日に該当する事例が少ないため、またNDBC46071は季節による日射量の変化が大きいため、この解析は行っていない。

非静穏日の個々の変動時系列を見ると、比較的短時間に大きく気温が変化している例が多いことから、一日の内の短時間の擾乱や数日程度の時間スケールの変動などが気温変化にとって重要であることが分かる。これらの変動の要因の詳しい解析は今後の研究にゆだねる。

4. 議論

4.1. ブイによる気温計測でのバイアスの可能性

ブイでの気温観測は、通常自然換気式多重放射シールド内に温度センサーを設置して行っている。しかし、これまでの研究により自然換気式多重放射シールドを用いる場合、微風快晴時に日射加熱による正のバイアスが観測値に現れることが指摘されている。陸上での観測については、Richardson *et al.* (1999), Hubbard *et al.* (2001), Nakamura and Marht (2005)などが数値実験、現場観測実験などで調べている。また洋上のブイについてはAnderson and Baumgartner (1998)がTropical Ocean Global Atmosphere Coupled Ocean-Atmosphere Response Experiment (TOGA-COARE; 例えばWeller and Anderson, 1996)とthe Arabian Sea Mixed Layer Dynamics Experiment (Weller *et al.*, 1998)で用いられたブイについて強制換気式温度計での計測結果と比較して調べている。Anderson and Baumgartnerは、日射量が最も多くなる正午前後よりも地方時午前9時頃と午後5時頃に系統誤差の極大が現れることを示している(彼らのFig. 6等参照)。気温の誤差は大きいときで0.3 K前後におよび、顕熱フラックス推定値に対して最大で 10 W m^{-2} 程度の誤差をもたらすとしている(彼らのFig. 4)。これは太陽高度が比較的低い時間帯には多重シールドの内部まで日射が到達するため内部が加熱されることが原因であると彼らは述べている。自然換気式多重放射シールドを用いた温度計測の誤差については、モデルによって誤差評価や補正も試みられているが(Anderson and Baumgartner, 1998; Nakamura and Marht, 2005等)、そのためには観測に用いているシールド固有の諸元(シールドの大きさ、日射吸収率など)を知らなければならない。

本研究で用いたブイによる気温計測値について、上記のような午前と午後の正のバイアス誤差が現れているかどうかを定量的に評価するためには、Anderson and Baumgartner (1998)同様に同地点で同時に強制換気式の放射シールドを備えプラットフォームの影響を極力排除した観測値との比較を行うことが理想的である。しかし現実には短期間にしてもそのような観測は実施されておらず、別の方法によって判断する必要がある。

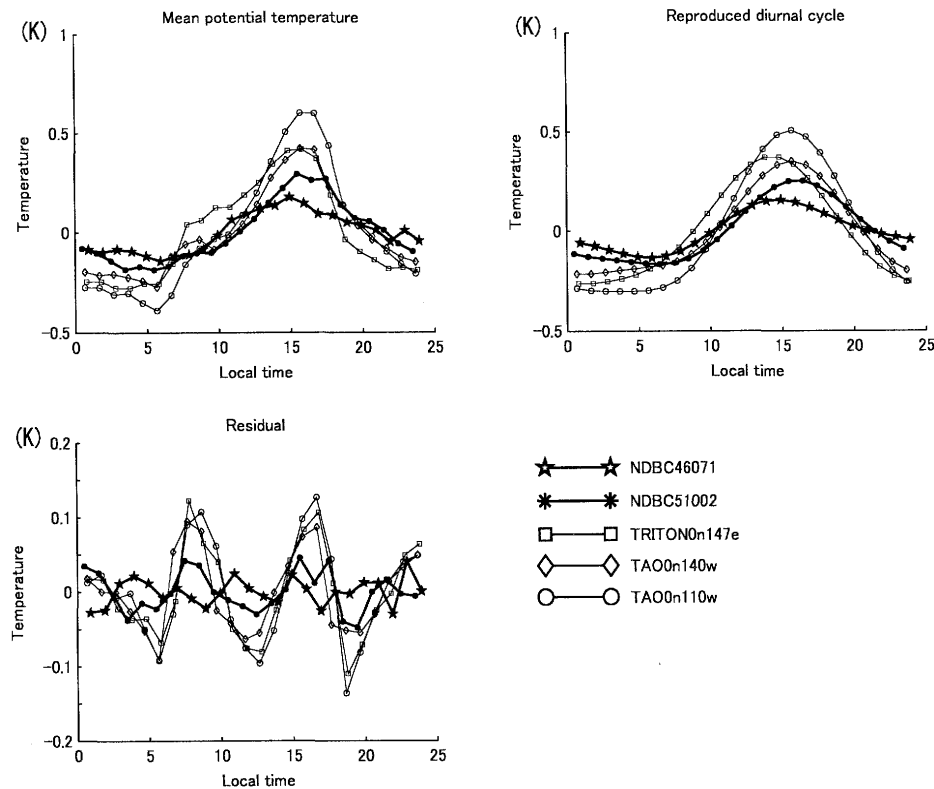


Fig. 10. (a) Mean and (b) reproduced diurnal cycle of the potential temperature for each buoy. Residuals, which are the departure of the mean diurnal cycle from the reproduced one, are shown in the panel (c). Reproduced diurnal cycle consists of diurnal and semi-diurnal cycles that are estimated by a harmonic analysis of the mean diurnal cycle. Symbols are same as those in Fig. 4.

そこで、本研究では次のような仮定のもとに簡便な方法で日射によるバイアスの影響を検討した。すなわち、温位の日変化は、一日一度の極大と極小をとり、1日周期と半日周期の正弦関数で表現できる十分滑らかな変化である、という仮定である。個々の日変化を見ればこのような仮定は必ずしも成り立たないが、平均的な日変化を考える場合には十分妥当な仮定であると考えた。そして各測点の温位の平均的な日変化を24時間と12時間周期の正弦関数で分解、日変化を再構成する。これと実測に基づく平均的日変化の差(以後残差と呼ぶ)に誤差が現れると仮定して議論することにした。なお気温ではなく温位を用いるのは、大気潮汐による気温の断熱的变化成分を予め除き、日射などによる非断熱的变化のみを考察の対象とするためである。

気温観測におけるバイアスは、上述のように、日出

後から南中前までと南中後から日没前までとに現れるものが重要であると考えこの方法を採用したが、例えば南中時にバイアスが現れる場合はこの手法では検知できない可能性が高い。南中時のバイアスなどについては別途、高精度直接観測との比較などで検討する必要があるが、前述のように困難であるため今後の検討課題である。

Fig. 10に、温位の日変化の平均、それに基づいて調和解析を行って再構成した日変化、および残差を示す。図から明らかなように、赤道域の測点はいずれも地方時7時頃から10時頃、15時頃から18時頃、および真夜中に残差が正の極大を持ち、5時頃、12時頃、および18時頃に負の極大をとる。それに対してNDBC52001とNDBC46071では残差は ± 0.02 K程度で顕著な系統的差は認められず、日周期、半日周期の合成で温位の

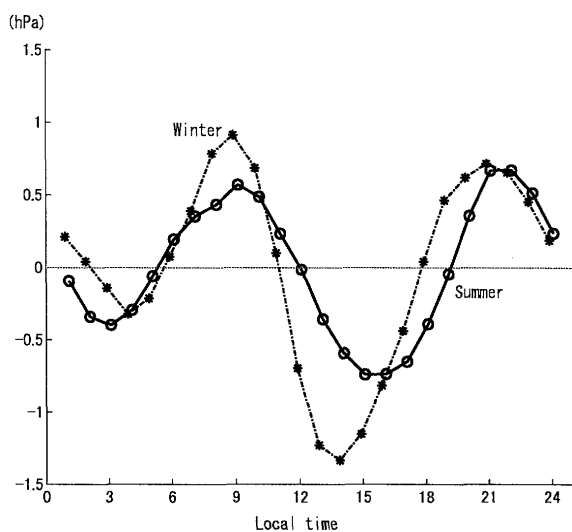


Fig. 11. Mean diurnal cycle of sea level pressure at the Japan Meteorological Agency observatory in Hachijo Island (33.122°N, 139.778°E) in 2006. Open circles indicates the sea level pressure anomaly in summer (July, August and September) and asterisks shows that in winter (November and December).

平均的な日変化が再現できていることが示された。

残差の変動はあくまで調和解析に基づいて再構成された温位日変化と実際の温位日変化の差であり、日中と夜間の残差がそれぞれのバイアスをそのまま表現していると考えすることは出来ない。しかし、赤道域での残差の変化、特に日中の正の残差極大の現れる時間帯は Anderson and Baumgartner (1998) の示したバイアスの出現時間帯と良く一致している。また、平均的な海上気温変動において、これらの時間帯に正の温位極大をもたらす自然のメカニズムを想定するのは難しい。それ故、残差の変動に現れる日中の正の極大は、Anderson and Baumgartner の指摘しているバイアスを反映したものと推定することは必ずしも無理なことではないだろう。他方、夜間の正負の残差の一部は、この日中2回の正のバイアスがあるが故に生じる人工的なものと考えることが可能だろう。

これまでの研究から、気温の測定誤差に寄与する日射加熱による正のバイアスの大きさは、夜間の放射冷却による負のバイアスの大きさより一桁以上大きいことが理論的にも (例えば Erell *et al.*, 2005), 現場観測

でも (Anderson and Baumgartner, 1998 等) 示されている。従って、前段での議論に基づけば、残差に現れる日中2回の正の極大は実際の正のバイアスより小さめに、逆に夜間の負の極大は実際の負のバイアスより大きめに、現れている可能性がある。日中の2回の正のバイアスは、少なくとも 0.1 K、実際にはそれを上回り 0.2 K 程度には及ぶ可能性がある。

ここまでの議論は、前に述べたようにあくまで間接的な誤差の検討であり、定量的な議論は Anderson and Baumgartner (1998) 等と同様に、日射などの影響を受けにくい観測方法での気温計測値との比較が必要である。また変動要因の定量的分析には精密な大気境界層モデルによるシミュレーションも必要だろう。これらについては今後の課題となる。しかし、ここまでの結果から分かるように、特に赤道域でのブイ計測値には Anderson and Baumgartner (1998) の指摘以降も午前と午後に正のバイアス誤差が一定程度現れている可能性が高いと指摘できるだろう。

NDBC の二つのブイでの観測には、赤道域などのブイほど目立った変化が残差には表れていない。用いられている測器等は TAO ブイと大きく違わないので、その理由は今のところ特定出来ていない。しかし NDBC のブイ データは、気温については分解能 0.1 K でデータが提供されていて 1 日及び半日周期の変動以外の成分が十分分解できていないのかも知れない。

4.2. KEO ブイにおける気温

KEO32n145e では前述のように気温の最高値は寒候期には午前中に現れ、暖候期には午後には現れる。暖候期の平均的な日変化は赤道域のブイでのそれとよく似ている。しかし寒候期に最大値が午前中に現れるという変化は他の海域では見られない。これは気圧の日変化に起因する可能性があるが、この測点では気圧の同時観測がないため温位変化を直接調べることは出来ない。そこで KEO32n145e とほぼ同じ緯度で西に約 490 km 離れた八丈島 (北緯 33 度 7.3 分, 東経 139 度 46.7 分) での気圧観測値を用いて考察した。

2004 年の八丈島での平均的な気圧日変化 (Fig. 11) には明瞭な大気潮汐が現れており、寒候期、暖候期とも午前の極大は 9 時に現れる。しかし暖候期に比べ寒候

期の極大の値は2倍であった。午後の極小は、寒候期に14時頃、暖候期に15時~16時頃に現れ、やはり寒候期の極小値は暖候期の極小値より絶対値で1.5倍大きい。この大気潮汐に応じた断熱的な気温変化の大きさを温位の定義式を用いて見積もった。気温15°C、気圧1,000 hPaとし、温位定義式を気圧変化分の1次式に展開して見積もると、1 hPaの変化に対して約 $8.22 \times 10^{-2} \text{K}$ となる。この値に基づけば八丈島での大気潮汐による断熱的な気温変化は、平均で、暖候期 $\pm 0.05 \text{K}$ 、寒候期 $\pm 0.1 \text{K}$ 程度と見積もられる。この八丈島での気圧日変化がKEO32n145eでも起こっていたとするとKEO32n145eでの寒候期の午前の気温極大値のうち約0.08Kの原因は気圧変化に帰すことが出来る。また寒候期の午後の昇温の抑制分は約 -0.1K と見積もられる。これらに対して、暖候期における午前の昇温強化への寄与は0.04 K程度、午後の昇温抑制には -0.06K 程度の寄与と見積もられる。Fig. 4に示されたKEO32n145eの気温にこれらの見積値を加算して温位変化を推定すると、寒候期は午前のピークが無くなり、正午前半に最高値をとるものの目立ったピークは見られないまま日没に向かって値が低下していくことが期待される。暖候期には午前のピークが抑えられ午後のピークが強調され、且つピークの現れる時刻が若干早まることが期待される。そうなればKEO32n145eでの気温日変化の特徴は、暖候期については赤道域等で見られたのと同様となり、また寒候期についてはNDBC46071での日変化の特徴に近づくと考えられる。

なお4.1で議論した日射によると思われるバイアスがピークを迎える時間帯はKEO32n145eにおける寒候期、暖候期の平均的気温日変化のそれぞれピークの現れる時間帯とほぼ対応する。KEO32n145eは赤道域のブイと基本的に同じシステムで自然換気式多重放射シールドを用いているので、4.1での議論が成り立つとするならば、気温観測値に午前と午後に赤道域と同様のバイアスが現れてもおかしくはない。特に暖候期についてはその可能性が高いと思われる。今後気圧の同時計測が行われるようになり、また信頼性の高い気温計測を近傍で実施するなどして、定量的な議論が行われることを期待する。

5. 結論

海上気温の日変化は、大気擾乱の少ない条件下では、極めて小さな振幅の変化を示し、平均的日変化では日較差1 K未滿、最低気温が日の出前に、最高気温が地方時15時頃に現れる。また大気潮汐の顕著な海域ではその影響も日変化に現れ、午前の昇温が強調され、午後の昇温が抑制される。

このような平均的日変化の特徴は、赤道域中央東部など天気の安定している海域では日々の気温変化にも良く現れており、統計的に平均した気温の日変化が現実の日々の気温変化の代表として意味を持つ。また静穏な日であれば赤道域以外でも平均的日変化の特徴が気温変化に認められる。しかし総観規模擾乱や対流活動等の活発な海域では、これらの擾乱に起因する気温変化が卓越し、擾乱に伴う温度変化の大きさは気温の平均的日変化の振幅はよりおよそ1桁大きい。そのため平均的日変化の特徴を日々の気温日変化に見出すことは難しい場合が多い。

なお本研究の結果によれば、赤道域のTAO/TRITONブイでの気温計測値には、Anderson and Baumgartner (1998)が指摘したように正のバイアスが午前と午後に大きさ0.1~0.2 K程度で現れている可能性がある。また、同様のバイアスは中緯度のKEOブイでの観測値にも含まれていることが考えられる。

船舶観測に基づき海上気温の平均的な日変化を調べたDai and Trenberth (2004)は、日変化の振幅を2倍程度過大評価している可能性が高い。彼らの研究は全球海洋を対象とした海上気温の平均的な日変化に関するほとんど唯一のものであるが、定量的にはまだ検討の余地があり、モデル大気のパフォーマンス評価などに使う場合には注意が必要と言える。今後、用いる海上気温データの選択、品質管理方法やバイアスの評価方法について更に研究することが望まれる。

謝辞

NDBC, KEO, TAOブイデータはNDBCのブイデータサイトから入手した。

本研究に当たり、農業環境技術研究所大気環境研究領域桑形 恒男博士、京都大学大学院理学研究科根田 昌典博士、海洋研究開発機構植木 巖博士には、文献など

のご教示を頂きました。感謝いたします。また改訂に当たり2名の査読者から貴重なご意見を頂きました。感謝いたします。

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IDNo.2002-01)の研究費の補助を受けて行われた。

References

- Anderson, S. P., and M. F. Baumgartner, (1998): Radiative heating errors in naturally ventilated air temperature measurements made from buoys. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **15**, 157–173.
- Ciesielski, P. E., W. H. Schubert, and R. H. Johnson, (2001): Diurnal variability of the marine boundary layer during ASTEX. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 2,355–2,376.
- Dai, A., and K. Trenberth, (2004): The diurnal cycle and its depiction in the community climate system model. *J. Climate*, **17**, 930–951.
- Dai, A., and J. Wang, (1999): Diurnal and semidiurnal tides in global surface pressure fields. *J. Atmos. Sci.*, **56**, 3,874–3,891.
- Erell, E. V. Leal, and E. Mdonado, (2005): Measurement of air temperature in the presence of a large radiant flux: an assessment of passively ventilated thermometer screens. *Bound.-Layer Meteor.*, **114**, 205–231.
- Folland, C. K., D. E. Parker and F. E. Kates, (1984): Worldwide marine temperature fluctuations 1956–1981. *Nature*, **310**, 670–673.
- Hubbard, K. G., X. Lin, and E. A. Walter-Shea, (2001): The effectiveness of the ASOS, MMTS, Gill, and CRS air temperature radiation shields. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **18**, 851–864.
- Jackson, D. L., G. A. Wick, and J. J. Bates, (2006): Near-surface retrieval of air temperature and specific humidity using multisensor microwave satellite observations. *J. Geophys. Res.*, **111**, D10306, doi:10.1029/2005JD006431.
- 川原 幹雄, 黒田 芳史, 牛島 憲文, 安藤 健太郎, 曾野 和彦, 高槻 靖, 中村 亘, 長濱 徹哉 (2001): トライトン・パイと「みらい」での海上気象観測の相互比較結果 (II), 海洋科技セ試験研報, **43**, 8–23.
- Kawai, Y., and A. Wada, (2007): Diurnal sea surface temperature variation and its impact on the atmosphere and ocean: a review. *J. Oceanogr.*, **63**, 721–744.
- Kent, E. C., P. K. Taylor, B. S. Truscott and J. S. Hopkins, (1993a): The accuracy of voluntary observing ships' meteorological observations – results of the VSOP-NA. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **10**, 591–608.
- Kent, E. C., R. J. Tiddy and P. K. Taylor, (1993b): Correction of marine air temperature observations for solar radiation effects. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **10**, 900–906.
- Konda, M., N. Imasato, and A. Shibata, (1996): A new method to determine near-sea surface air temperature by using satellite data. *J. Geophys. Res.*, **101**, C6, 14,349–14,360.
- 近藤 純正 (1994): 第7章 水面の熱収支, p. 160–184, 水環境の気象学, 朝倉書店, 東京.
- Nakamura, R., and L. Mahrt, (2005): Air temperature measurement errors in naturally ventilated radiation shields. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **22**, 1,046–1,052.
- Nonaka, M., and S.-P. Xie, (2003): Co-variations of sea surface temperature and wind over the Kuroshio and its extension: Evidence for ocean-to-atmospheric feedback. *J. Climate*, **16**, 1,404–1,413.
- Richardson, S. J., F. V. Brock, S. R. Semmer and C. Jirak, (1999): Minimizing errors associated with multiplate radiation shields. *J. Atmos. Ocean. Tech.*, **16**, 1,862–1,872.
- Tanimoto, Y., H. Nakamura, T. Kagimoto, and S. Yamane, (2003): An active role of extratropical sea surface temperature anomalies in determining anomalous turbulent heat flux. *J. Geophys. Res.*, **108**, NO. C10, 3304, doi:10.1029/2002JC001750.
- Tokenaga, H., Y. Tanimoto, M. Nonaka, B. Taguchi, T. Fukamachi, S.-P. Xie, H. Nakamura, T. Watanabe, and I. Yasuda, (2006): Atmospheric sounding over the winter Kuroshio Extension: Effect of surface stability on atmospheric boundary layer structure. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L04703, doi:10.1029/2005GL025102.
- Wallace, J. M., and P. V. Hobbs, (2006): Chapter 10, Climate Dynamics. p.419–465. In *Atmospheric Science, an introductory survey*, second edition, Academic Press, Burlington.
- Weller, R. A., and S. P. Anderson, (1996): Temporal variability and mean values of the surface meteorology and air–sea fluxes in the western equatorial Pacific warm pool during TOGA COARE. *J. Climate*, **9**, 1,959–1,990.
- Weller, R.A., Baumgartner, M.F., Josey, S.A., Fischer, A.S., Kindle, J.C., (1998). Atmospheric forcing in the Arabian Sea during 1994–1995: observations and comparisons with climatology and models. *Deep-Sea Res.* II, **45**, 1,961–1,999.

Mean Diurnal Variation of Marine Air Temperature Observed on Meteorological Buoys in the Pacific Ocean

Naoto Iwasaka *

Abstract

Mean diurnal variation of marine air temperature has been investigated using observations made on meteorological buoys in the Pacific Ocean. The mean diurnal variation of the air temperature showed minimum temperature around 5 a.m. and maximum temperature around 3-4 p.m. in local time. The range of the diurnal variation is 0.3-0.8 K. In the areas where the atmospheric tide dominates, the temperature rise in the morning is slightly emphasized and the maximum temperature tends to be suppressed in the afternoon. The mean diurnal variation of the air temperature best represents the individual diurnal change in areas where the water is generally calm, such as the eastern and central Equatorial Pacific. Temperature variations due to convective activities and synoptic to intra seasonal variations overwhelm the diurnal variations of the air temperature in the western tropical region and middle to high latitudes. The temperature variation range in these areas is one order of magnitude larger than the range of the mean diurnal cycle. Significant positive biases, estimated as high as 0.1-0.2 K, are suspected to appear in the morning and afternoon on the temperature record obtained on some buoys according to a previous study.

Key Words : marine air temperature, diurnal variation, buoy observations

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

(Received 26 September 2008; accepted 26 December 2008)

(Copyright by the Oceanographic Society of Japan, 2009)

* Faculty of Marine Technology, Tokyo University of Marine Science and Technology Etchujima 2-1-6, Koto-ku, Tokyo 135-8533, Japan