

西部熱帯太平洋の海上気象資料の解析

安藤健太郎^{*1} 宗山 敬^{*1} 黒田芳史^{*1}

1987年11月に、西部熱帯太平洋で東海大・望星丸を用いて、気温、風向、風速、温度、日射の海上気象観測を行った。この観測資料を用いて、海面熱フラックスを計算した。潜熱・顕熱は、バルク法を用いて算出した。バルク係数はKondo (1975)を用いた。日射は、アルベドを0.06として計算した。長波放射は、Kurasawa et al. (1983)の経験式を用いて算出した。その結果、短波放射が最も大きく、潜熱がその次に大きい事がわかった。また、正味の熱フラックスの変動は、短波放射と潜熱の変動によっていて、気象現象と強く結びついていると考えられた。

キーワード：西部熱帯太平洋，海面熱フラックス，バルク法

Basic Concept of the Surface Meteorology in the Western Tropical Pacific

Kentaro ANDO^{*2} Kei MUNAYAMA^{*2}
Yoshifumi KURODA^{*2}

In November 1987, we carried out the surface meteorological observations over the western tropical Pacific by Bosei-maru of Tokai University. Air temperature, wind direction, wind speed, relative humidity, and short wave radiation are observed.

We calculated the sea surface heat flux from these data. Sensible heat flux and latent heat flux are calculated by the bulk method, and its coefficients are adopted from Kondo(1975). Short wave radiation is calculated with the assumption of a constant albedo(=0.06). Long wave radiation is calculated by Kondo's empirical formula(1967).

In result, the contribution to the net heat flux by short wave radiation is the largest in the flux components and the second is latent heat flux. Fluctuation of the net heat flux is caused mainly by short wave radiation and latent heat flux, and it is closely related to the meteorological phenomena in this area.

Key word: western tropical Pacific, heat flux, bulk method

*1 海洋開発研究部

*2 Marine Research and Development Department

1. はじめに

近年、熱帯域の大気及び海洋が中緯度の気象や海洋現象に大きな影響を与えていることが知られている¹⁾⁻³⁾。それらの研究は、主に数年に一度、熱帯域に起こる ENSO (El Niño/Southern Oscillation) が中緯度の大気・海洋に及ぼす現象を取り扱ったものであるが、これらの研究の重要なことは、ENSO という日本から遠い熱帯で起こる現象が中緯度の大気・海洋にまで影響を及ぼしていることを示したことであろう。また、間接的にもアメリカなどで起こる異常気象による農作物の生産量の変動が日本の経済に影響を及ぼす今日、地球規模の視野に立って大気・海洋の現象を見つめる必要が出てきた。西部熱帯太平洋は、大気の大循環のエネルギー源に位置し、海洋においても、十分には現象のつかめていない海域である。また、ENSO の初期状態の観点からみても、東太平洋（ペルー沖）以上に重要な海域であると考えられている⁴⁾⁻⁵⁾。

1987年11月、われわれは、東海大・望星丸を用いて海況・気象状況を調査するための観測を行った。その観測資料のうち海上気象観測資料を用いて、海面熱フラックスを計算した。ここでの主な目的は、その計算の方法を記述することである。潜熱・顕熱を計算する時に、バルク法を用いたが、この方法では、簡単に海面熱フラックスを求めることができる。

2. 観測及び解析方法

2.1 海面熱収支

一般に、海洋表層の熱収支は図1のようなものである。オイラー的にみると、海洋表層の熱の循環場には海流によって水平方向に輸送される部分 ($D_h Q$) と湧昇によって鉛直方向に輸送される部分 ($D_v Q$) の2通りの移流項がある。これらの移流項と内部エネルギー的に増減する項 ($\partial H / \partial t$: 海洋貯熱量の時間変化) の加算が正味の海面熱フラックスとほぼ釣り合っていると考えられる。これらの項の大きさの比は海域により異なる。

このうちで、海面での熱フラックスは次の式で表現できる (図2 参照)。

$$Q_{\text{net}} = Q_s + Q_l + Q_e + Q_h \quad (1)$$

ここで、 Q_{net} は海面での正味の熱フラックス、

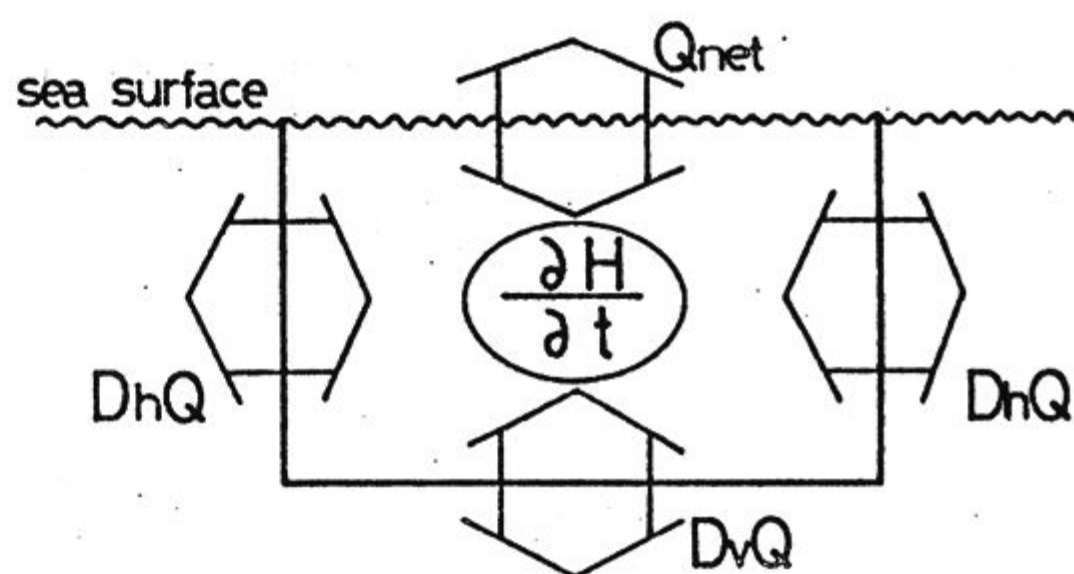


図1 海洋表層の熱収支

Fig.1 Heat balance in the surface layer of the ocean

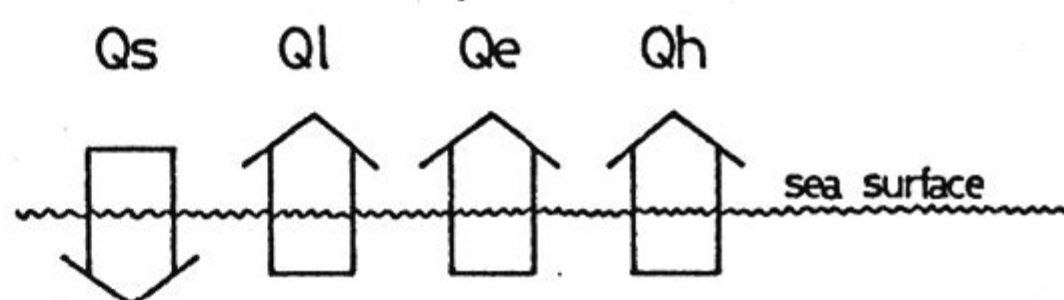


図2 海面熱フラックスの各項

Fig.2 Each component of sea surface heat flux

Q_s は短波放射量, Q_l は長波放射量, Q_e は潜熱, Q_h は顕熱であり, Q_{net} の値により海洋が熱を得ているか, 失われているかがわかる。短波放射は、波長の短い放射で、太陽による放射を示す。長波放射は、温度の低い物体から放射される量で、ここでは海面から放射される上向きの長波放射から雲などから海面へ放射される下向きの長波放射を差し引いたものを正味の長波放射として扱う。潜熱は水蒸気として海面から大気へ輸送される熱量であり、顕熱は直接海洋から大気へ輸送される熱量である。これらは、その逆についても言える。以後、ここで記述する値は、上向きを正とすることとする。

2.2 観測方法

観測海域は図3に示すように、東経160度から東経170度、北緯5度から南緯5度の経緯線で囲まれた海域である。望星丸の最上甲板に写真1のようにアーンデラー社製の気象計 (Automatic Weather Station 2700) を取り付け、1987年11月19日から12月5日まで気温・湿度・風向・風速・短波放射の各海上気象要素を1分毎に連続観測した。

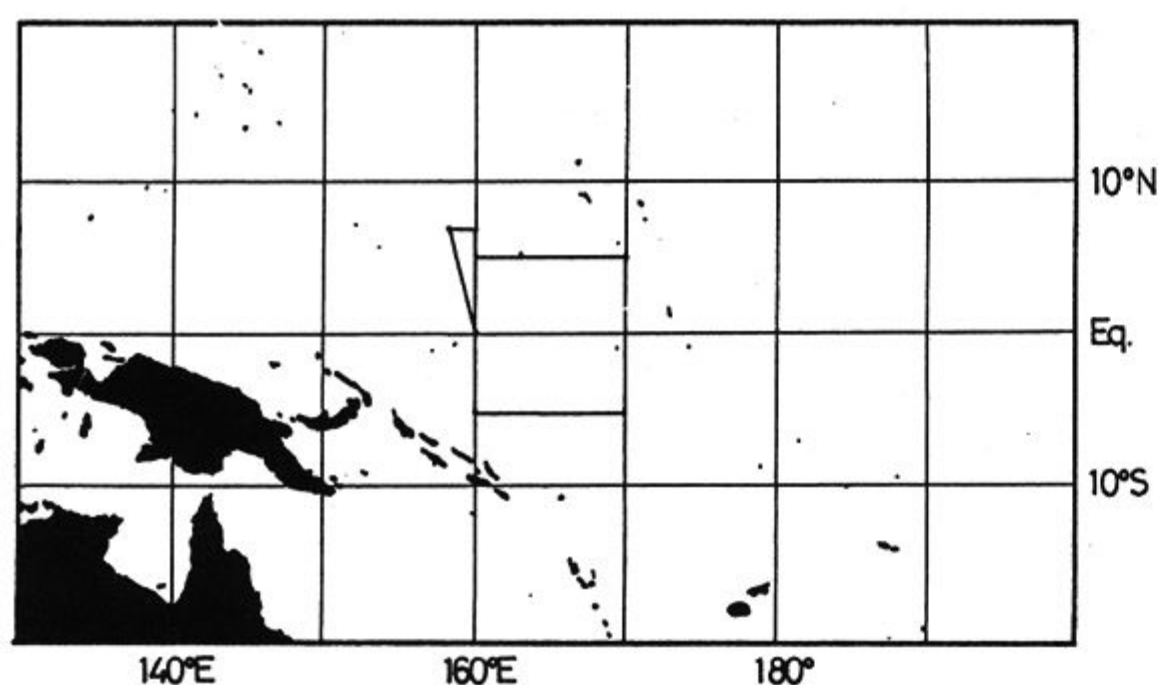


図3 観測海域
Fig.3 Observed area

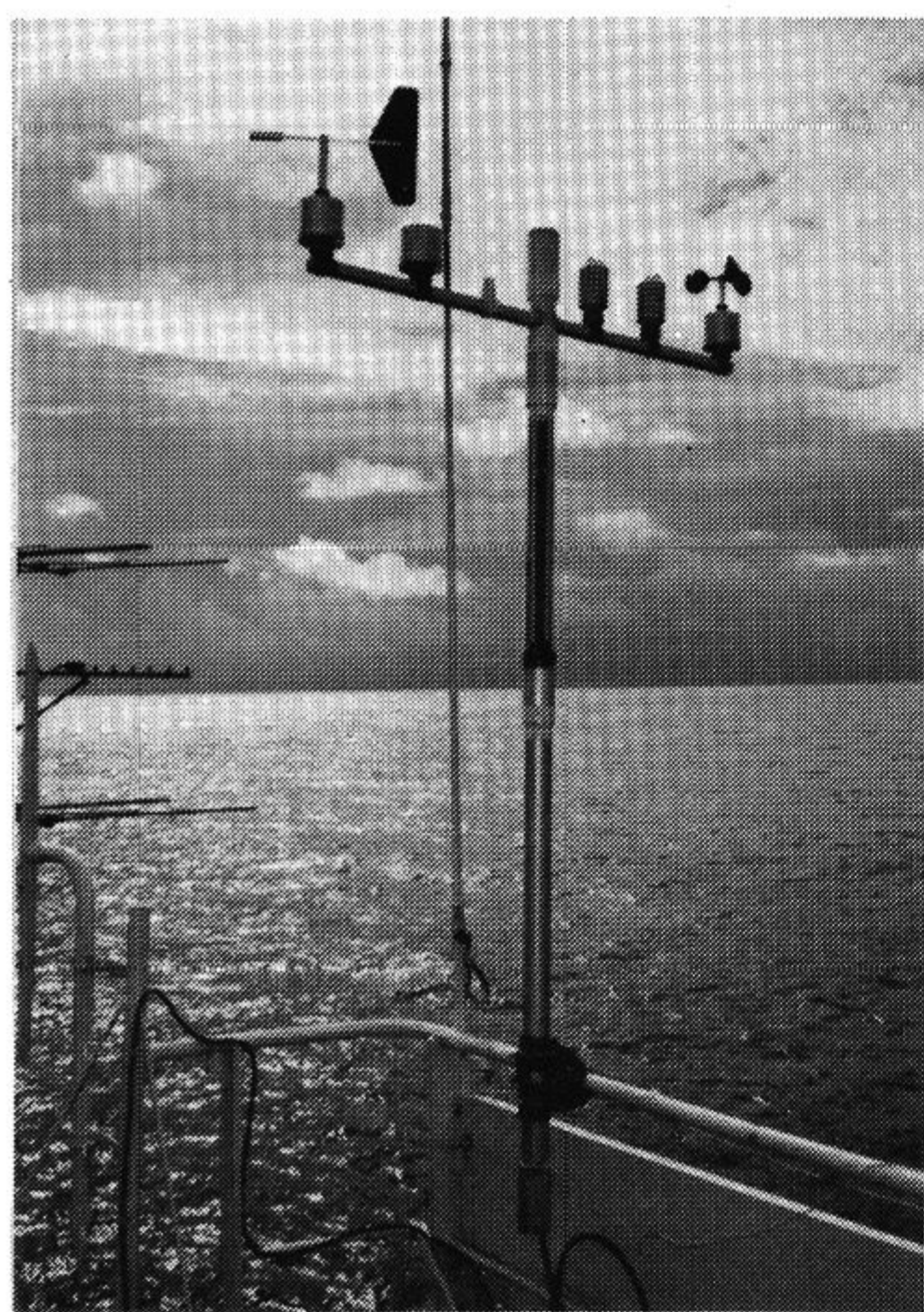


写真1 アーンデーラ気象計
Photo.1 Aanderaa weather station

2.3 解析方法

気象計は気象庁気象研究所で検定を行った。しかし、現在（1988年10月28日）日射計の検定が終了していないため、日射計についてはアーンデーラ社の社内検定値を用い、その他については気象研の検定値を用いた。

海面水温は海洋観測で使したXBT観測の各観測点での5m水深の水温を海面水温として用いた。気圧は、3時間毎に行われた定時気象観測の

値より求めた。対地風速に関しては、1時間毎の船位資料より1時間平均の船速を算出し、気象計の風向・風速よりベクトル差をとり求めた。対地風速の算出での誤差は、船速の1時間平均からのずれによって評価できるが、仮にこれが全体の1割であるとすれば、9%程度となる。

以上のように求めた気温、湿度、風速、水温、気圧よりバルク法を用いて潜熱、顕熱、風の応力を求めた。以下にバルク法について説明する。バルク法とは、潜熱、顕熱、風の応力の値を船上で容易に測定できる量を用いて求める方法で、次のようにしてあらわされる。

$$Q_e = \rho_a \cdot C_{pa} \cdot C_e \cdot W \cdot (q_s - q_a) \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$Q_h = \rho_a \cdot l \cdot C_h \cdot W \cdot (T_s - T_a) \quad \dots\dots\dots (3)$$

$$\tau_x = \rho_a \cdot C_d \cdot W \cdot u \quad \dots\dots\dots (4)$$

$$\tau_y = \rho_a \cdot C_d \cdot W \cdot v \quad \dots\dots\dots (5)$$

ただし、

$$q = 0.622 \cdot E / (P_r - 0.378 \cdot E) \quad \dots\dots\dots (6)$$

$$E = 6.11 \cdot 10^{(7.5 \cdot T / (237.5 + T))} \quad \dots\dots\dots (7)$$

(Tetens の経験式)

であり、ここに、 τ_x (τ_y) は風の応力の東西成分 (南北成分)、 C_d 、 C_e 、 C_h はバルク係数、 ρ_a は空気の密度 ($= 1.27 \times 10^3 \text{ g} \cdot \text{m}^{-3}$)、 C_{pa} は空気の比熱 ($= 1.0 \text{ J} \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$)、 T_a は気温、 T_s は海面水温、 q_a は比湿、 q_s は海面水温で飽和している空気の比湿、 l は単位質量当りの蒸発の潜熱、 W は風速 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、 u は風の東西成分 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、 v は風の南北成分 ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)、 P_r は大気圧 (mb)、 E は水蒸気圧 (mb)、 q は比湿 ($\text{g} \cdot \text{Kg}^{-1}$) である。(6)式は水蒸気圧と比湿との関係式、(7)式は気温とその温度で水蒸気が飽和したときの水蒸気圧との関係を示す。今回の場合では、大気の比湿を求めるために、まず、そのときの気温より(7)式を用いて、飽和水蒸気圧を求め、気象計の相対湿度 (水蒸気圧 / 飽和水蒸気圧) をかけて、水蒸気圧をもとめ、(6)式を用いてそれを比湿に直した。⁶⁾

ここでのバルク係数 C_e 、 C_h 、 C_d は Kondo (1975)⁷⁾ の提出した値を用いた。このバルク係数では、大気の静的安定度が考慮されている。すなわち、海面水温より気温が高ければ安定であり、

その逆だと不安定である。大気が不安定であれば、潜熱・顕熱が大きく、安定であれば、潜熱・顕熱が小さくなるように係数が決められている。実際に用いる場合には、近似式がKondo (1975) の appendix に載っているので、それを用いれば良い。

更に、海面での正味の熱フラックスを求めるために、長波放射量 Q_l (日平均値) を水温、気温、水蒸気量、雲量の日平均量より求めた。次に長波放射量を算出した経験式を以下に示す。Kurasawa et al. (1983)⁸⁾ によれば、

$$Q_l = e \cdot (L_b - St \cdot Ts^4) \dots\dots\dots (8)$$

ただし、

$$L_b = St \cdot Ta^4 \cdot (1 - (0.49 - 0.066 \cdot Ea^{1/2}) \cdot Cs) \dots\dots\dots (9)$$

$$Cs = 1 - 0.53 \cdot (1 - 0.0095 \cdot Ea) \cdot (C + 0.5 \cdot C^2) \dots\dots\dots (10)$$

であり、ここに、 e は射出率 ($= 0.96$)、 St はステファン・ボルツマン定数 ($= 5.67032 \times 10^{-8} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4}$)、 Ts は海面水温 (絶対温度)、 Ta は気温 (絶対温度)、 C は雲量 ($0.0 \sim 1.0$)、 Ea は水蒸気圧 (mb) である。気温は、前述の日平均値から、また、雲量については、望星丸の3時間ごとの気象観測値より読み取り、日平均値とした。水蒸気圧はバルク法で行ったのと同様の方法で気温と相対湿度の日平均値より算出した。放射計がある場合には、放射計で下向きの放射を測り、上向きの放射については海面水温での黒体放射とし、その差から正味の長波放射を見積れば良い。

短波放射は、海面の Albedo (反射率) を常数 ($= 0.06$) と仮定して海上で観測された下向きの短波放射量から海面での正味の短波放射量を得た。

3. 結 果

3.1 海上気象要素の時系列

水温、気圧、気温、風速、比湿を図4に示す。水温は、観測海域内では、ほぼ一定であり 29°C から 30°C をとる。気圧には、大気の半日周潮が見られる。気温は、日中に高く夜間に低い。これは、一部には船体加熱の影響が出ているものと考えられる。よって、日中の値は参考資料として考え、

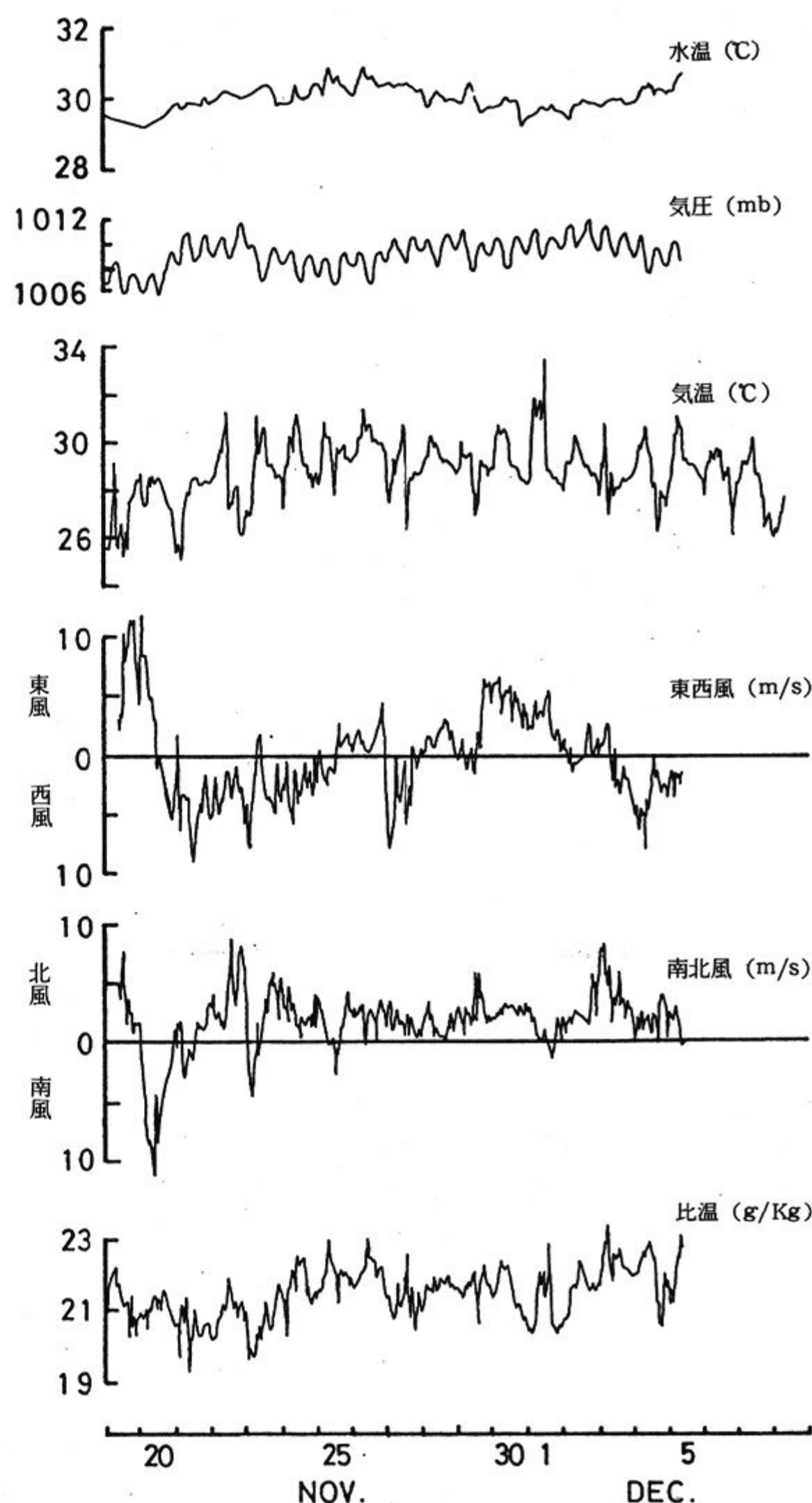


図4 海上気象要素の1時間平均値の時系列

Fig.4 Time series of hourly averaged surface meteorological elements

夜間の値を主に用いることとした。風速は、常に北風が卓越していたことがわかる。また東西成分に前半で西風、後半で東風が卓越する変動がみられる。

3.2 海面熱フラックスの各成分の日平均値

図5に11月20日から12月4日までの海面熱フラックスの各成分と正味の海面熱フラックスを示す。11月19日と12月5日については日平均値が取れな

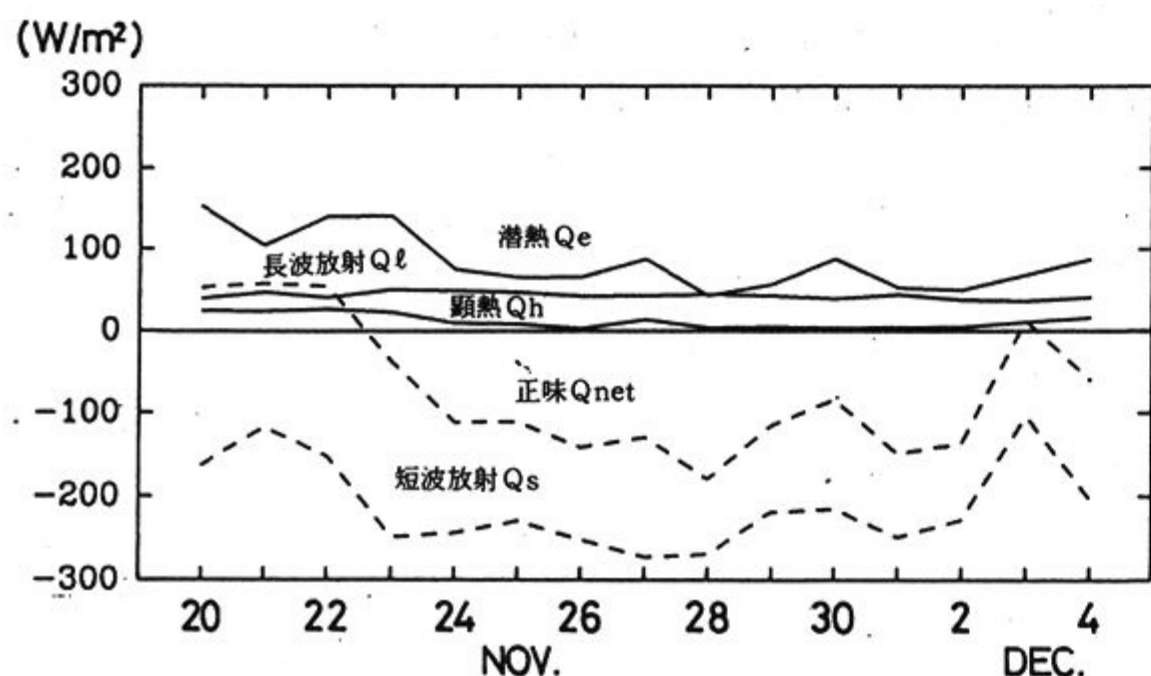


図5 海面熱フラックスの各項の日平均値

Fig.5 Daily mean of each component of sea surface heat flux

表1 熱フラックスの各成分の平均と標準偏差

Table 1 Total average and standard deviation of each component of heat flux

単位は $W \cdot m^{-2}$	平均値	標準偏差
潜熱	85	34
顕熱	12	8
長波放射	42	4
短波放射	-221	51
正味	-72	78

いので省略した。また、表1に15日間の日平均値の平均と標準偏差を示す。表1より絶対値でみると短波放射量が最も大きく、次に潜熱、長波放射、顕熱となっていることがわかる。特に、短波放射と潜熱が大きいことが特徴として挙げられる。標準偏差も同様である。これらの各日平均値の相関を取ると、正味の熱フラックスと短波とは相関が高く0.89の値を取る。潜熱と顕熱の相関も高く、ボーエン比（顕熱 / 潜熱）を取るとほぼ一定で日平均値で0.1前後の値をとる。また、短波放射、潜熱、顕熱の変動は、気象現象と密接に結び付いている。

4. 考 察

ここで示された熱フラックスは、船上で観測されたものであり、変動の空間スケールはこの解析からは判断できない。従って、観測期間中の衛星データをあわせて考える必要がある。特に、潜熱として海洋から大気へ輸送される熱は大気中で凝結し、雲という形を取り衛星データに現れる。更に、西部熱帯太平洋の対流圏には西向きに伝搬する貿易風波動などの様々な現象が雲の変動としてみられるという報告⁹⁾もあり、それらの波動と雲の変動、さらに雲の移動と船上での観測値といった関係などは今後明らかにすべき問題である。また、それと関連して、大規模場の解析には当資料を衛星データの sea-truth として用い、熱帯域の広域の海上気象を推定し、熱フラックスを計算する方法を確立することも必要である。この場合には、少なくとも海面の風向、風速、湿度を見積る必要がある、当資料は重要となる。

他方、海面熱収支の計算で算出した値を海洋表層の循環場を押さえるために用いることが考えられる。熱帯域の海洋混合層は図6のような循環パターンを取り、質量収支は地衡流とエクマン輸送量が湧昇とバランスし、熱収支は図1で説明したように、移流と貯熱量の時間変化量が正味の海面熱フラックスとバランスしている。海洋表層の循環場が El Niño 時と非 El Niño 時で異なることが考えられ、循環場を知ることは El Niño 現象の解明にとって重要であり、これらの量を当資料と海

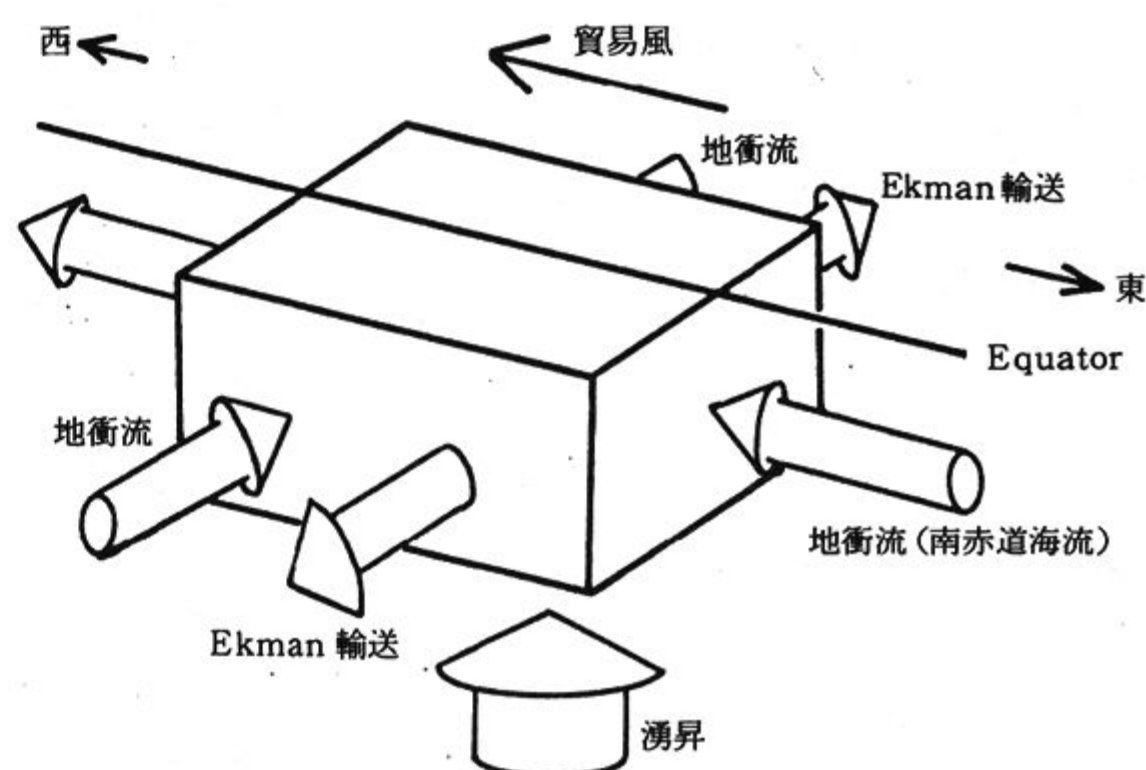


図6 赤道域における海洋表層の質量収支

Fig.6 Mass balance in the surface layer of the tropical ocean

洋観測データから定量的に見積っていききたい。

本研究は、科学技術庁の昭和62年度科学技術振興調整費による「太平洋における大気・海洋変動と気候変動に関する国際共同研究」の一環として実施した。

5. 謝 辞

本研究で用いたアーンデラ気象計の気象データの取得は、海洋開発研究部の中島敏光氏、黒山順二氏が担当しました。ここに深謝の意を表します。

参 考 文 献

- 1) Horel, J. D. and J. M. Wallace: Planetary-scale atmospheric phenomena associated with the southern oscillation, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 109, pp. 813-829. (1981)
- 2) Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba: Surface thermal condition in the Western North Pacific during the ENSO event, *J. Meteor. Soc. J.*, vol. 66, No. 3, pp. 445-456 (1988)
- 3) Namias, J.: Some statical and synoptic characteristics associated with El Nino, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 6, pp. 130-138. (1976)
- 4) White, W. B., S. E. Pazan and M. Inoue: Hindcast/forecast of ENSO events based upon the redistribution of observed and model heat content in the Western Tropical Pacific, 1964-86, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 17, pp. 264-280. (1987)
- 5) White, W. B.: Short-term climatic variability in the thermal structure of the Pacific ocean during 1979-82, *J. Phys. Oceanogr.*, vol. 15, pp. 917-935. (1985)
- 6) 浅井富雄, 武田喬男, 木村竜治: “大気熱力学の基礎”, 大気科学講座 2 雲や降水を伴う大気, 東京大学出版会, pp. 10-34., (1983)
- 7) Kondo, J.: Air-sea bulk transfer coefficients in the diabatic conditions,

Boundary-Layer Meteorol., vol. 9, pp. 91-112. (1975)

- 8) Kurasawa, Y., K. Hanawa and Y. Toba: Heat balance of the surface layer of the sea at Ocean Weather Station T, *J. Oceanogr. Soc. J.*, Vol. 39, No. 4, PP. 192-202. (1983)
- 9) 新田 勲: 気象学のプロムナード 7 熱帯の気象, 東京堂出版, 215 P., (1982)

(原稿受理: 1988年10月31日)