

西部熱帯太平洋における海洋および気象資料の解析

—1988年12月～1989年2月のJAPACS観測航海データから—

安藤健太郎^{*1} 黒田 芳史^{*1} 宗山 敬^{*1}

1988年12月から1989年2月にかけて、「なつしま」を用いて中部～西部の熱帯太平洋域を観測した。

このとき得られたデータは緯度一度ごとのCTD, 緯度30分ごとのXBT, 時間30秒ごとに船上で記録されたADCP (超音波ドップラー・プロファイラー) の連続観測データおよび, AANDERAA 気象計の海上データである。CTD 及び XBT データは測点ごとに深さ 1 m ごとのデータセットに, ADCP データは緯度及び経度で1分ごとのデータセットに整理した。また, 海上気象データは1時間ごとのデータセットに整理した。この処理の方法及び今回の観測データの概略について述べる。

また, 今回の気象データと一般海上気象 (観測員による定時観測) のデータとの比較検討を加えた。気温, 湿度, 風向, 風速とも一部をのぞいてほぼ一致した。したがって, 連続観測のデータも一般海上気象のデータと十分同様に扱えることがわかった。また, 一般海上気象のデータを用いて, いくつかの経験式で日射量と長波放射量を算出し, 実測と比較し検討した。

キーワード: CTD, XBT, ADCP, 海上気象, 観測, データセット, JAPACS, 熱帯太平洋

The Surface Meteorological and Hydrographic Data in the Western Equatorial Pacific during JAPACS-89 Cruise

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

Kei MUNAYAMA^{*2}

The JAPACS (Japanese Pacific Climate Study) began in 1988. An observational study in the equatorial Pacific is included in JAPACS. The purpose of the observation is to declare the relationship between the El Nino phenomena and the western equatorial Pacific.

In winter of 1988-1989 the JAPACS89 cruise was carried out. In this cruise the JA

^{*1} 海洋開発研究部

^{*2} Marine Research and Development Department

MSTEC obtained sea surface meteorological data and upper layer hydrographic data. The temperature and salinity structure were observed by XBT and CTD. The current velocity structure up to 300 meters was observed by ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler), which was developed by the JAMSTEC. The surface meteorological data which were observed by AANDERAA weather station 2700 were air temperature, relative humidity, wind direction, wind speed, downward short wave radiation and downward radiation of all wavelength. In this report the procedures of the data analysis are mainly described. Then the temperature, salinity and current velocity figures are presented. The surface meteorological data are also shown.

Lastly the surface meteorological data taken by the Aanderaa weather station are compared to the meteorological data taken on the ship routinely. The short wave radiation and long wave radiation are also compared to these from some empirical formulas.

Key word: CTD, XBT, ADCP, Sea surface meteorological data, Observation, Data set, JAPACS, Equatorial Pacific.

1 はじめに

1988年12月より約2カ月間にわたり 海洋科学技術センター所属の調査船なつしまを用いて、中央部～西部熱帯太平洋の観測が行われた。図1に観測海域を、図2に観測測線と観測内容を示す。

なつしまは横須賀を1988年12月28日に出港し、ハワイに入港し、その後、西経160度を北緯10度から南緯5度まで航走し、同様に日付変更線を南緯5度から北緯7度まで、東経160度を南緯5度から北緯7度まで航走した。ポナペに入港後、

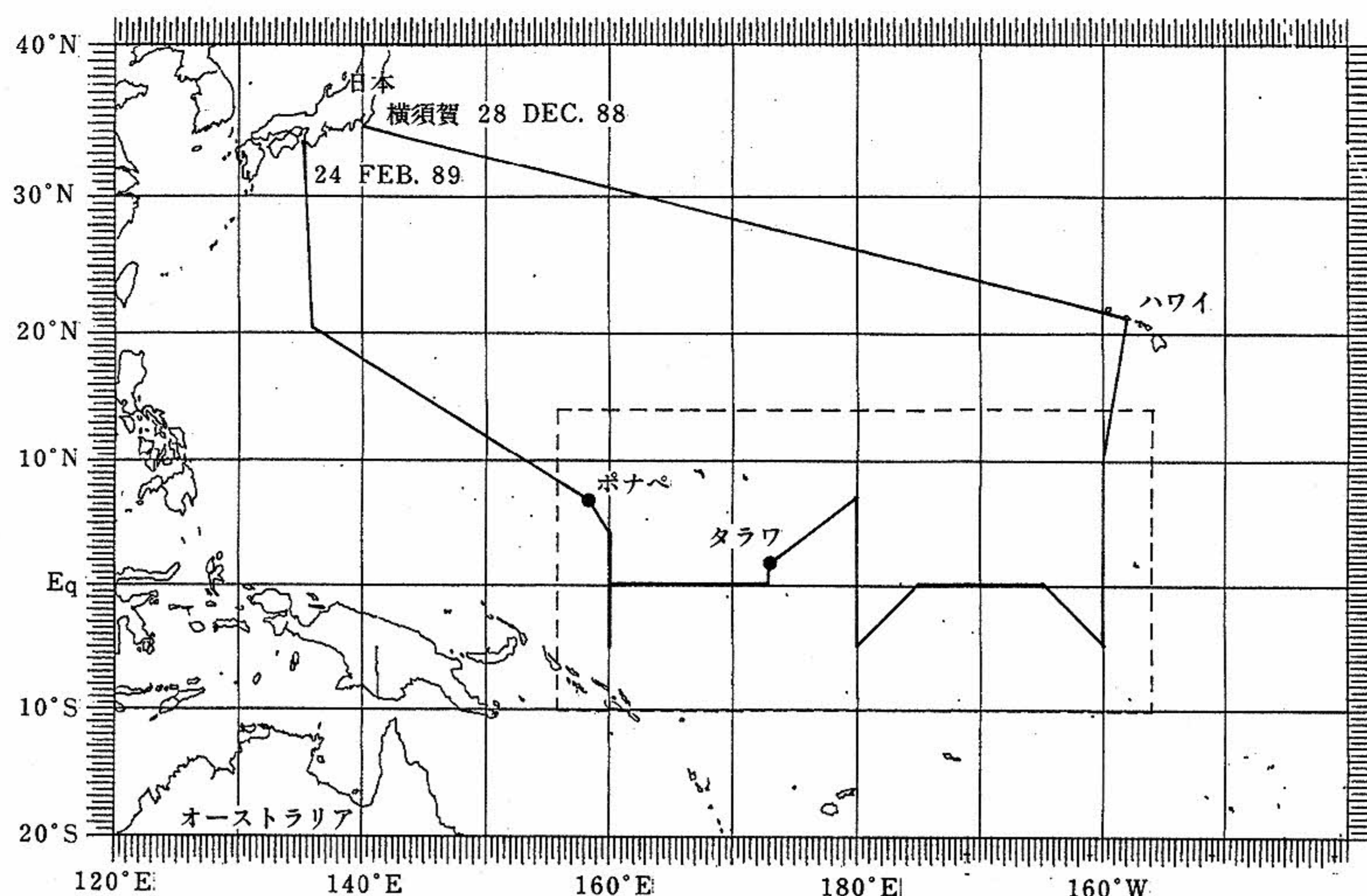


図1 観測海域。実線がなつしまのコース。破線内が観測領域

Fig. 1 Observed area. Solid line is the track of R/V Natsushima.

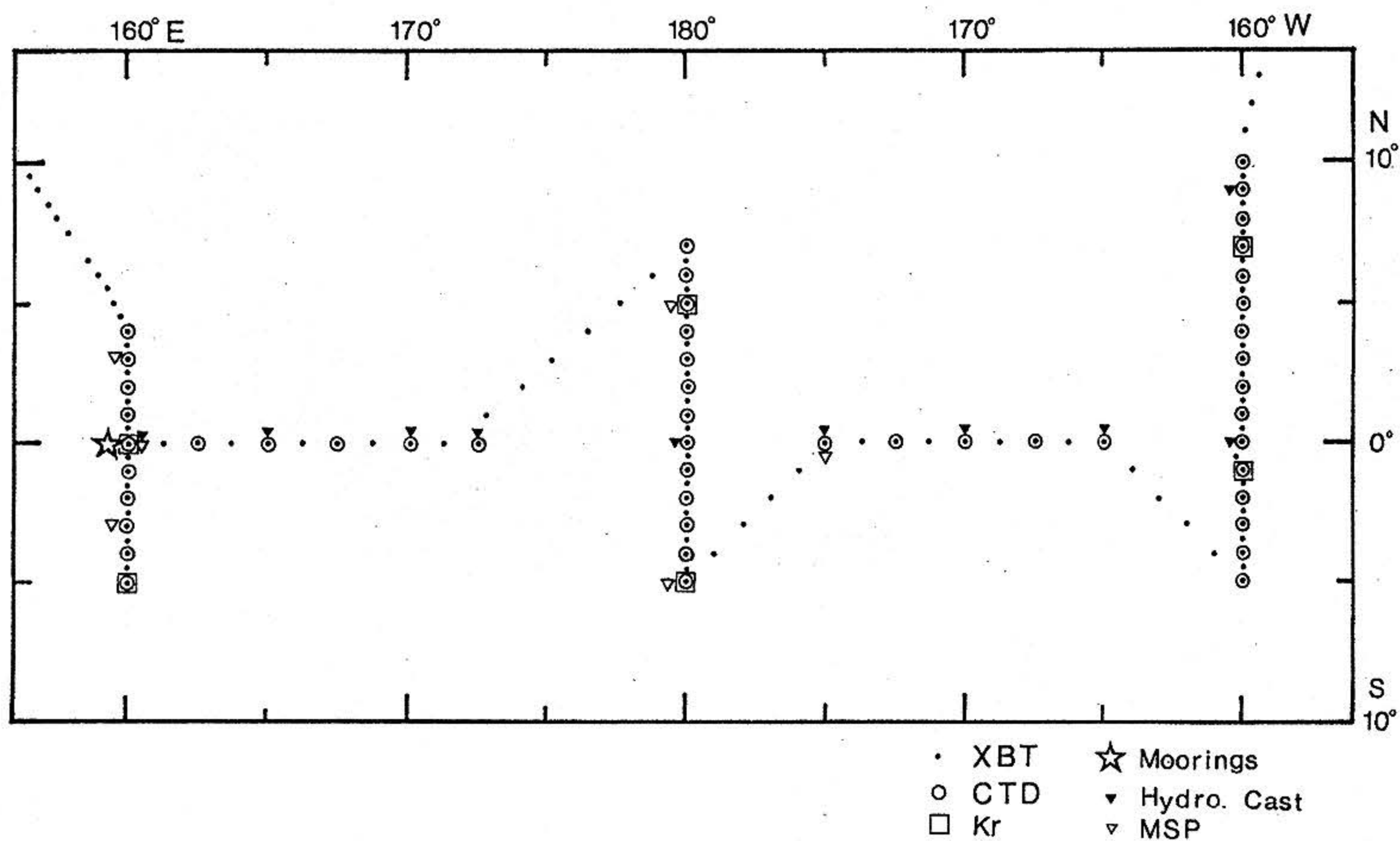


図 2 観測測線。西経 160 度，日付変更線，東経 160 度と赤道上で観測を行う
Fig. 2 Observed lines and stations. They are set on 160 W, 180 E, 160 E and equator.

神戸に戻った。観測航海には，当センター以外に北海道大学，気象庁気象研究所，東海大学およびオーストラリアの CSIRO の各関係機関が参加した。気象関係では高層気象，海上気象，渦相関法による乱流フラックスの観測，海洋観測関係では CTD, XBT, ADCP（超音波ドップラー・プロファイラー），MSP（フリーフォール式乱流計）による水温・塩分・流向・流速・微細構造の観測と係留系による観測を行った。化学トレーサ法による海洋上層の観測，海洋表層と大気境界層の CO_2 観測も行われた。

本航海の観測項目のうち，CTD 観測は緯度で 1 度ごと，経度で 2.5 度ごとに観測した（図 2）。用いた CTD は SEABIRD 社の CTD で，水深 1000 m までの観測を行った。XBT 観測は緯度で 30 分ごと，経度で 1.25 度ごとに鶴見精機の T6 型（460 m 用）を用いて観測した。また，XBT 観測は横須賀からハワイの回航中またポナペから神戸の回航中にも行った。ADCP による流向・流速観測は横須賀から神戸までの間，深度 300 m までのデータについて解析を行った。データは時間で 30 秒ごとに記録した。本文ではこれらの CTD データ，XBT データ及び ADCP データを処理し，データセットを作成した手順を述べ，それらの図も示

す。海上気象データの処理はすでに安藤ら（1989）で記述したので本文では簡潔に述べる。

また，航海中，従来行われてきた方法による海上気象の定時観測（一般海上気象）が気象庁気象研究所によって世界標準時（GMT）で 1989 年 1 月 12 日 21 時～2 月 10 日 24 時の期間行われた。このデータを本報告では連続海上気象データと比較するのに用いた。

2 観 測

XBT は，後部上甲板の右舷または左舷の条件の良い方から投下した（写真 1）。データはなつしまのブリッジ後方の管制室に備え付けたパーソナル・コンピュータに取り込み，フロッピーディスクに記録した。データは BATHY 通報で気象庁に送った。

CTD 観測は，なつしまのブリッジと同じ甲板上にウインチを取り付け，主甲板から CTD をワイヤーで海中へ吊して行った（写真 2）。ワイヤーは常に 1100 m 程延ばし，CTD で 1000 m まで観測できるようにした。赤道上では CTD 観測時にナンセンボトルを 10 本取り付け，採水した（写真 3）。

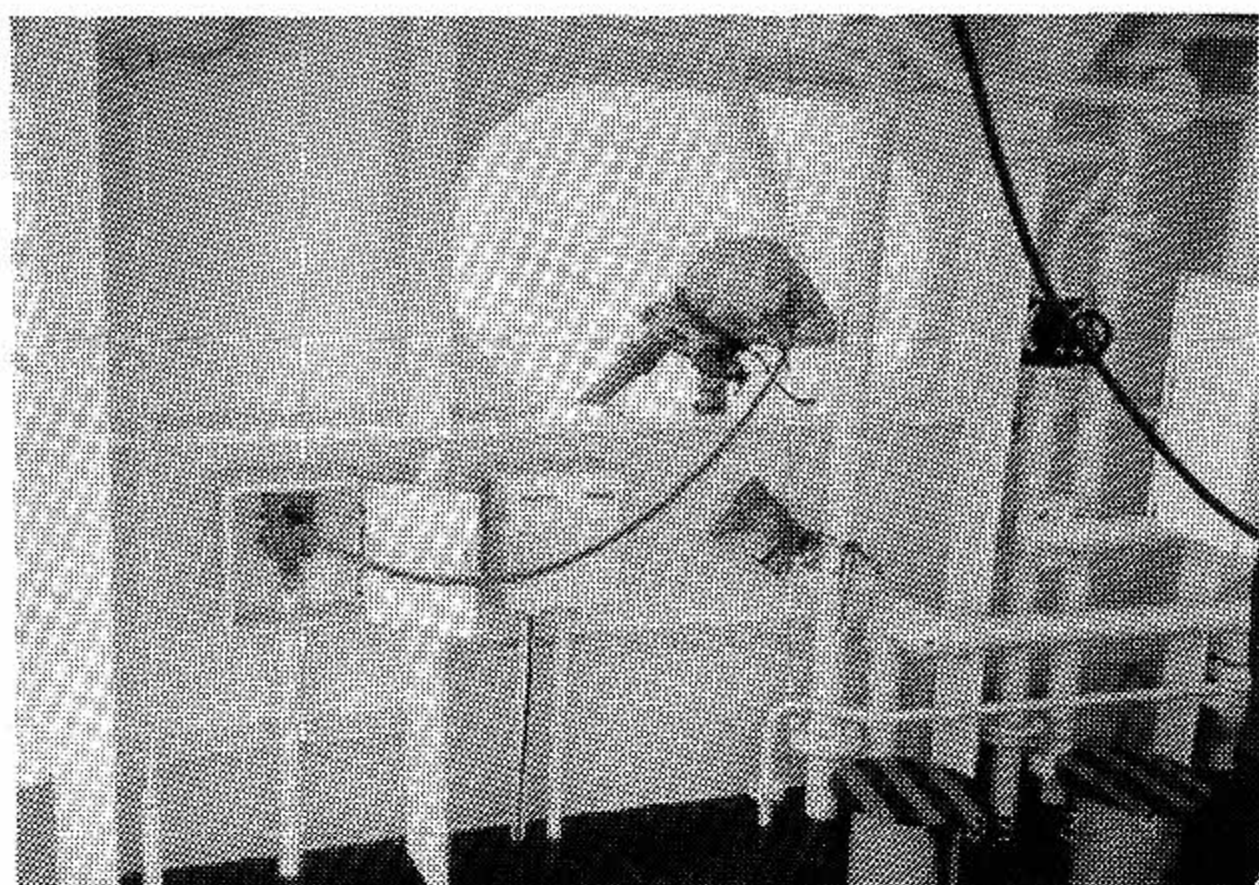


写真1 XBTのランチャー。なつしまの左舷側より投下

Photo 1 XBT launcher. In this case XBT is launched from left side of R/V Natsushima.

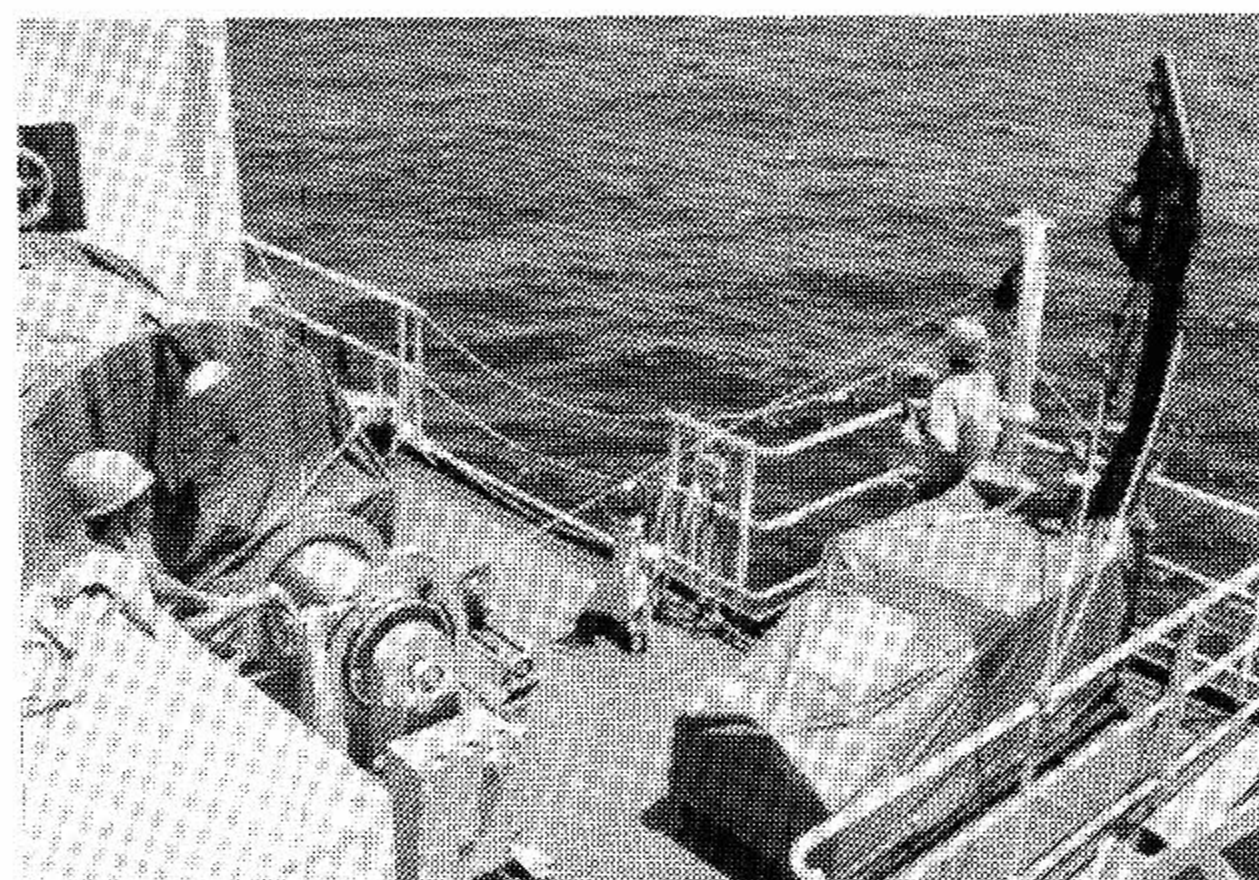


写真2 CTD用のウインチ。CTDは右舷より投入

Photo 2 Winch for CTD.

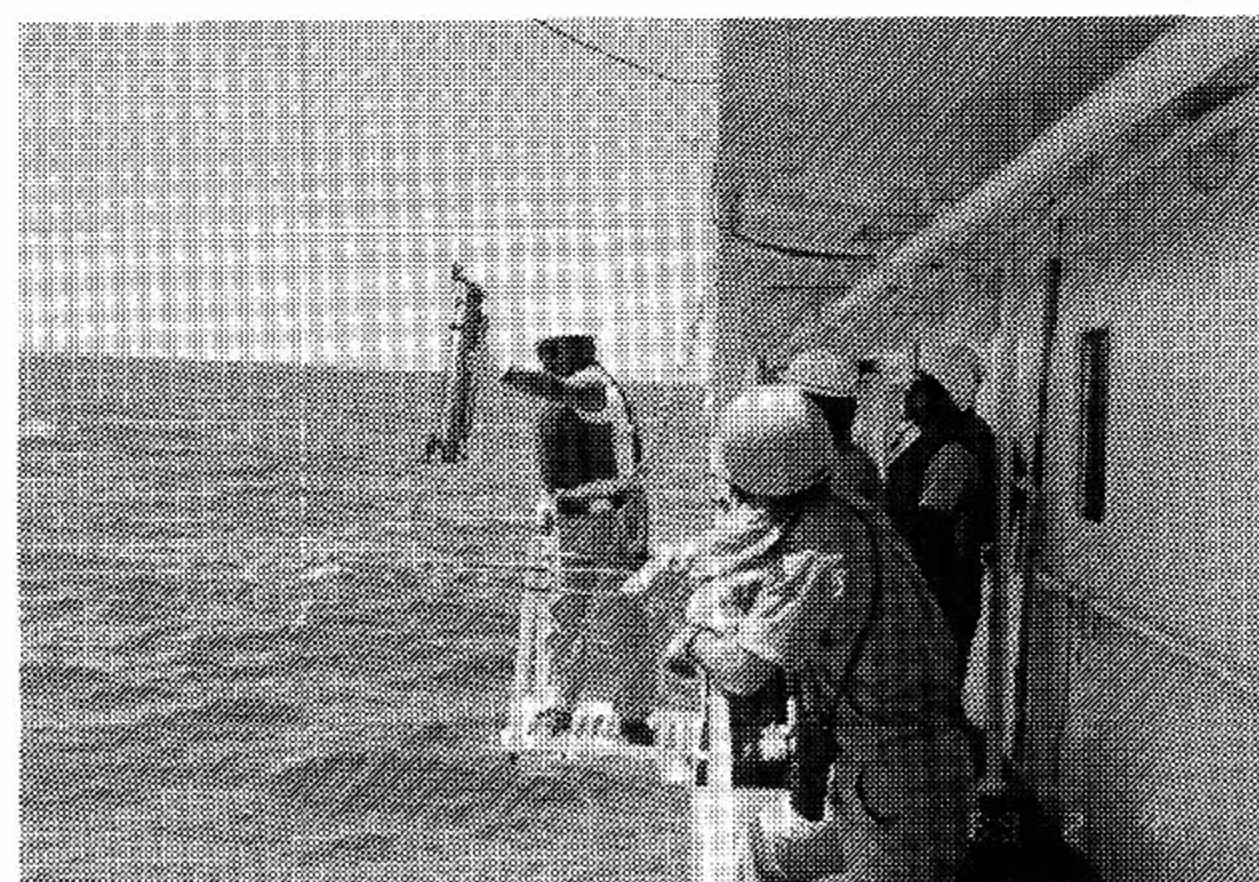


写真3 赤道上でのCTDおよびナンセン採水器による採水

Photo 3 NANSEN bottle with CTD on the equator.

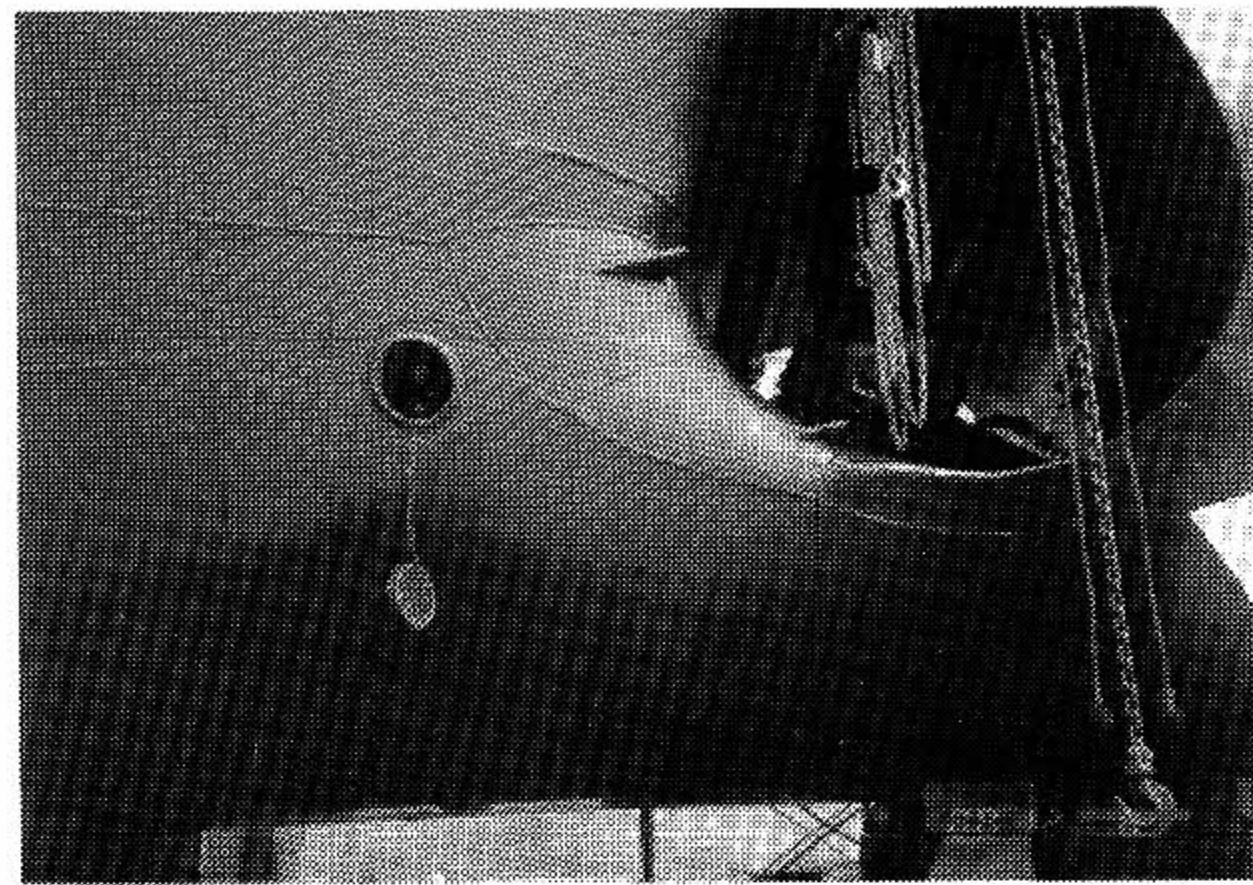


写真4 なつしま船底に取り付けられたADCPの送受波器。左下のだいたい色の部分

Photo 4 Bottom of R/V Natsushima and two transducers modules (the left hand and downward orange parts).

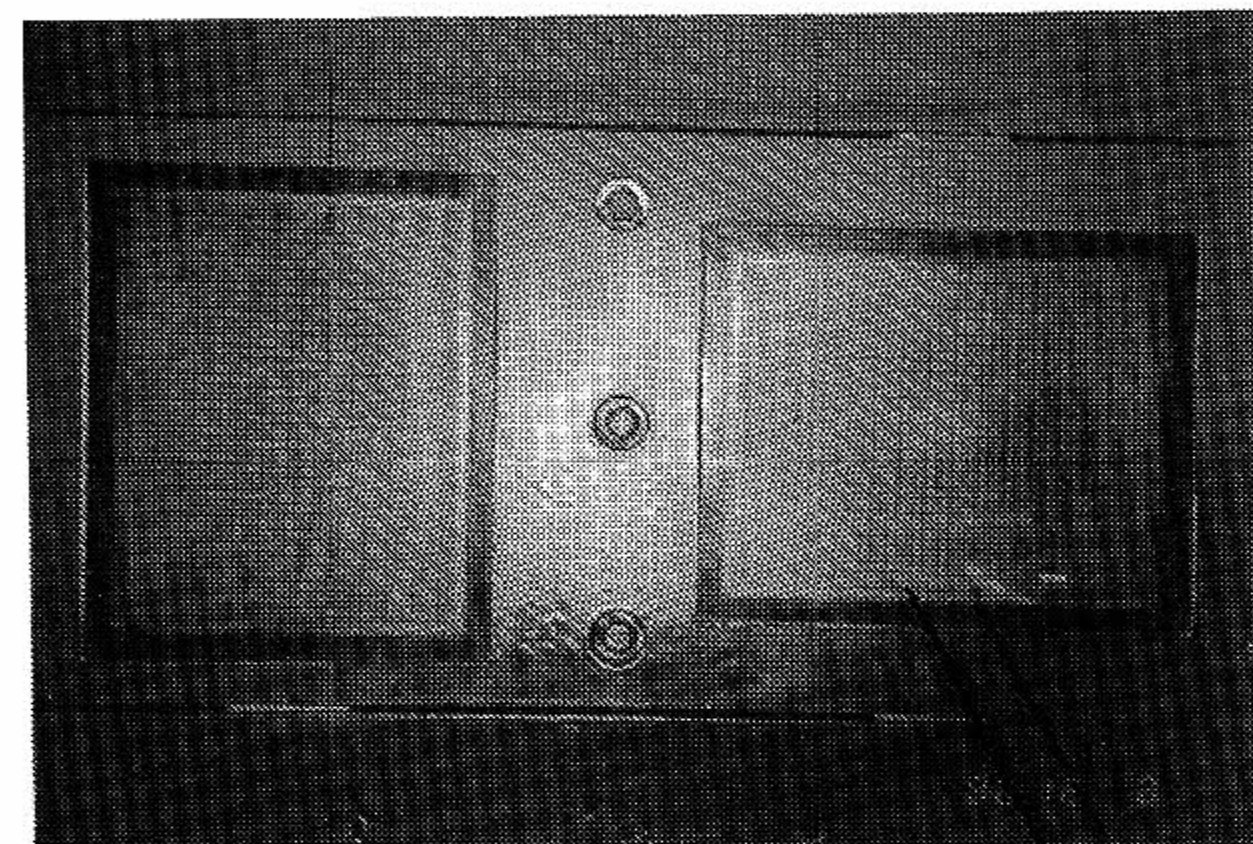


写真5 送受波器の拡大写真

Photo 5 A view of the two transducer modules on R/V Natsushima from below. One phased-array type module transmits a pair of beams of 70 kHz at 30 degrees to the vertical axis.



写真6 ADCPの船上装置

Photo 6 Deck unit of ADCP on R/V Natsushima.



写真7 アーンデラー気象計の測定装置。風向、風速、気温、湿度計

Photo 7 AANDERAA Weather Station 2700. Wind speed sensor, wind direction sensor, air temperature sensor and humidity sensor.



写真8 日射計と放射計（アーンデラー社製）

Photo 8 Pyranometer and pyradiometer (made by AANDERAA).

ADCP 装置は、船用に当センターで開発された装置で水深 400 m までの 32 層の流向・流速を観測できる能力を有する（甲斐ら²⁾ 参照）ものである。今回の観測は西経 160 度から東経 160 度にいたる LORAN の受信範囲外の海域であり、船の絶対船速を出すために、GPS 航法装置（MAG NAVOX4400）を ADCP 装置に組み込んだ。各装置のうち、送受波器をなつしまの船首からやや後方の船底に取り付け（写真4、写真5）、船上装置をなつしまのブリッジの後方、管制室に取り付けた。データを CRT でモニターしながら、カートリッジ式 MT に記録した（写真6）。

海上気象データは、アーンデラーの気象計をなつしまのメインマスト上に取り付け（写真7）、1 分ごとに観測した。観測項目は前回と同様で、気温、湿度、風向、風速と日射量、全放射量である。日射計と全放射計は最上甲板にとりつけた（写真8）。データはなつしまの管制室に設置したパーソナル・コンピュータで取り込んだ。

3 XBT データの処理と結果

XBT の生データを当センターの VAX システムに転送し、VAX 上で処理をした。生データは水中部が着水した時刻をゼロとし 12 分の 1 秒ごとに水温が記録されている。これを鶴見の式を用いて時刻を深さに換算し水深 1 m ごとに平均し、水深 500 m までのデータセットにした。同時に水深 5 m ごとのデータセットも作成した。

結果を図3に示す。中緯度から低緯度に南下するに従い、成層が強くなり、北緯 10 度付近で北赤道反流とともに強い湧昇が図3 - (a)に見られる。赤道上で幾分海面水温が低くなる。南半球では水温は高い。

4 CTD データの処理と結果

CTD データも生データを VAX システムに転送し、VAX 上で処理を行なった。生データは 0.5 秒ごとに記録されている。このデータのうち、解析には CTD を最大深度から揚ているときのデータを用いた。深度は約 1.8 m ごとに記録されるため、1.8 m ごとに平均した水温と電気伝導度から UNESCO (1982) に従い塩分を計算した。この塩分値をナンセンにより採水し船上で測定した塩分値を用いて検定した。検定は水温 15 度以下のデータを用いて行い、CTD の塩分データの誤差は RMS (Root Mean Square) で評価し、0.024 を得た。

塩分の結果を図4で示す。3つの断面ともに塩分の分布が海洋混合層構造と強く結びついていることがわかる。また、北半球からの低塩分水の混合層直下への侵入と表層の赤道付近での塩分の水平方向の急激な変化がいずれの測線の断面図にも見て取れる。鉛直方向に一樣で表層での海水はよく鉛直混合していることを示している。さらに、全体を通してみると、東の方が塩分値は低く、南

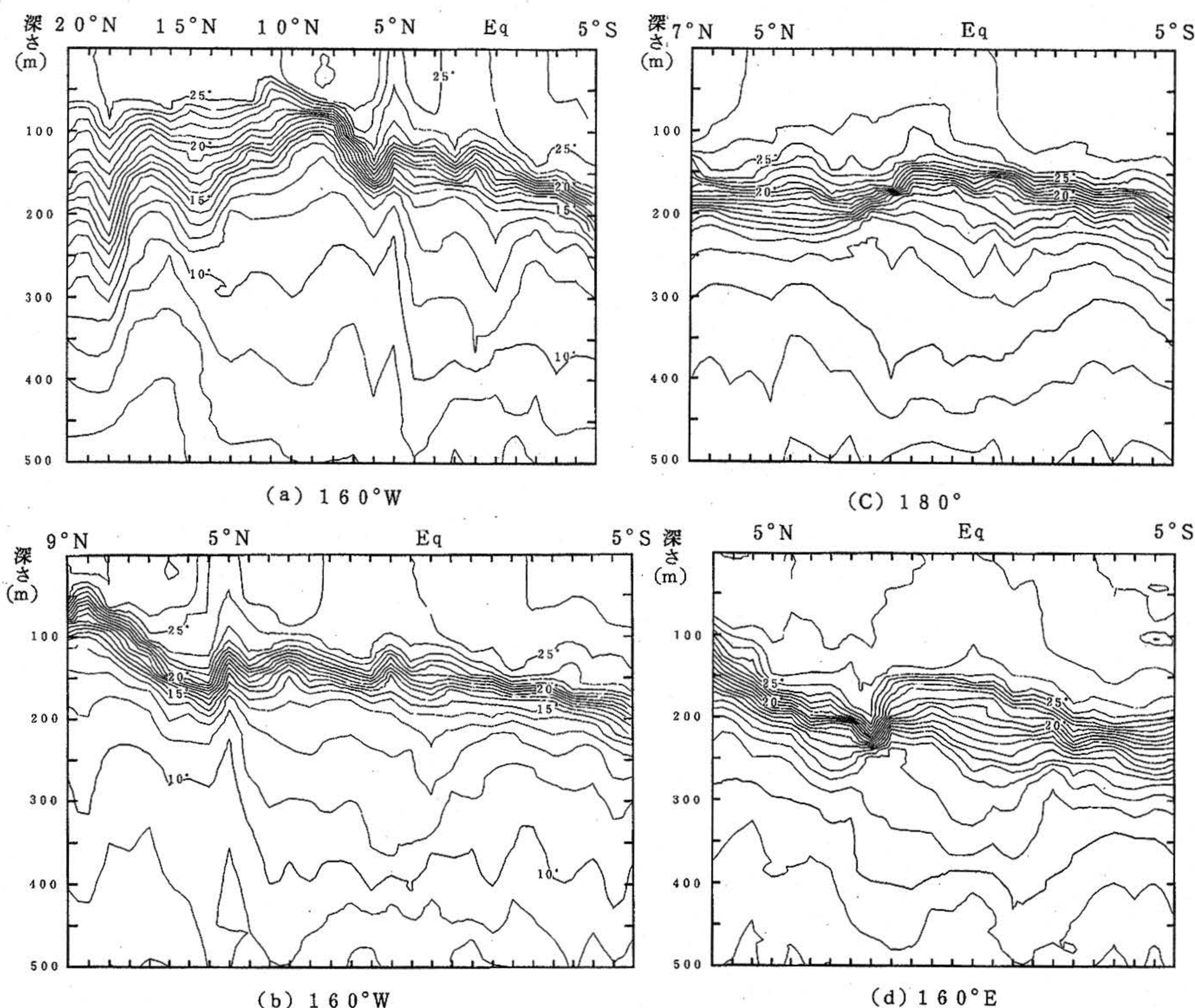


図 3 XBT による水温観測結果。(a) は西経 160 度の北緯 21 度から南緯 5 度まで、(b) は西経 160 度の北緯 9 度から南緯 5 度まで、(c) は日付変更線の北緯 7 度から南緯 5 度まで、(d) は東経 160 度の北緯 6 度から南緯 5 度までの鉛直断面図

Fig. 3 Temperature sections by XBT. (a) is from 21 N to 5 S on 160 W, (b) is from 9 N to 5 S on 160 W, (c) is from 7 N to 5 S on 180 E and (d) is from 6 N to 5 S on 160 E.

の方が塩分値が高いことがわかる。

5 ADCP データの処理と結果

30 秒ごとにカートリッジ式 MT に記録されたデータを当センターの VAX に転送し解析を行った。まず、30 秒ごとの表層 30 m から 495 m までの深さ 15 m ごとのデータから対水船速が 8kt 以上 15kt 未満の航走時のデータのみを用い、5 分間（データ数 10 個）の移動平均をかけた。GPS

の受信時（受信衛星数 3 個以上、受信状態の指標 HDOP が 30 以下）のみのデータを線形補間し緯度、経度で 1 分ごとにデータを抽出し GPS 受信時のデータセットに整理した。他方、移動平均をかけたデータから水深 300 m に対する対水流速を計算し、緯度で 1 分ごとと経度で 1 分ごとのデータセットに整理した。その後、緯度、経度で 10 分ごとのデータセットも作成した。最後に、10 分ごとのデータセットにおいて、GPS 受信時のデータ

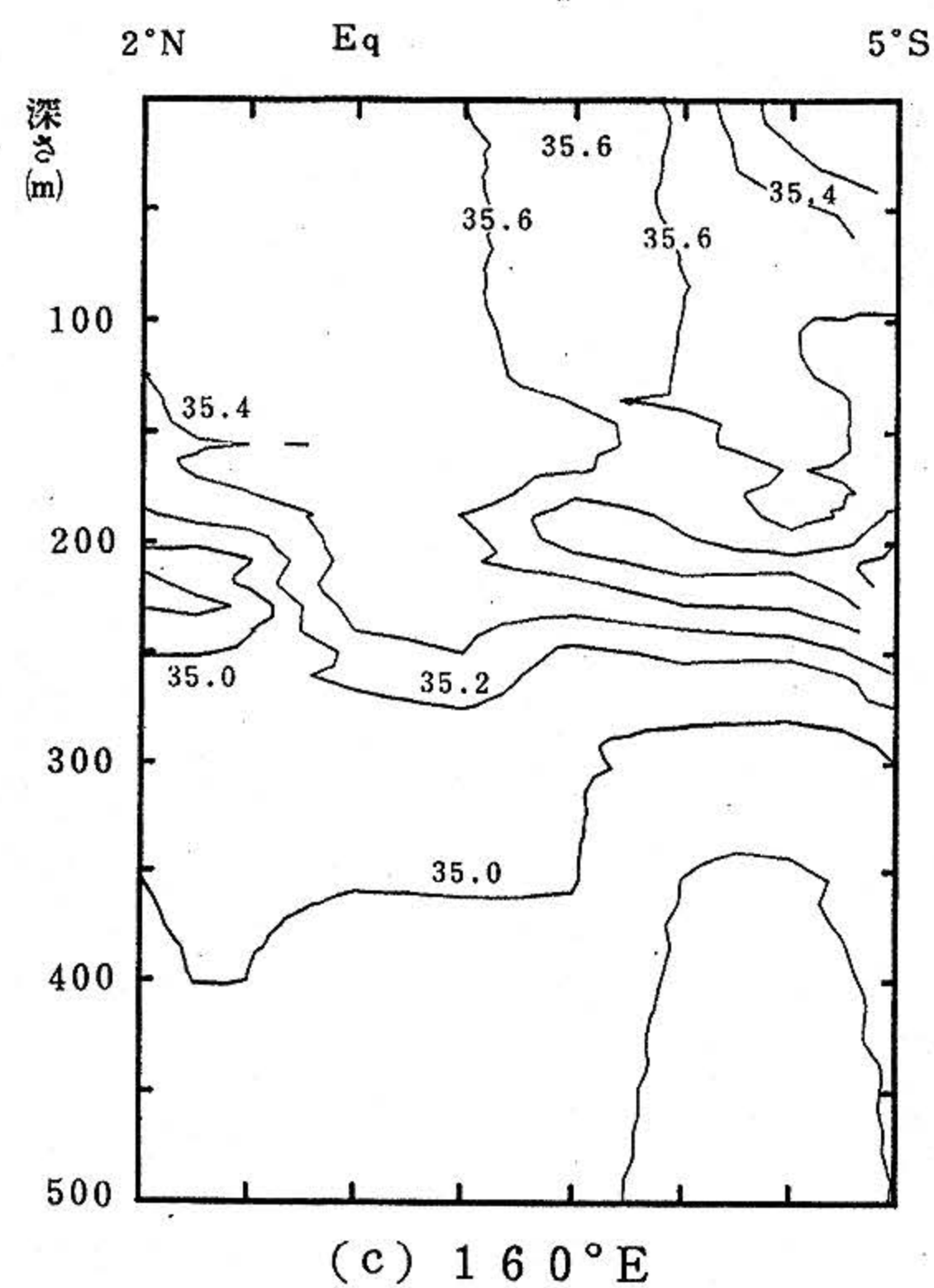
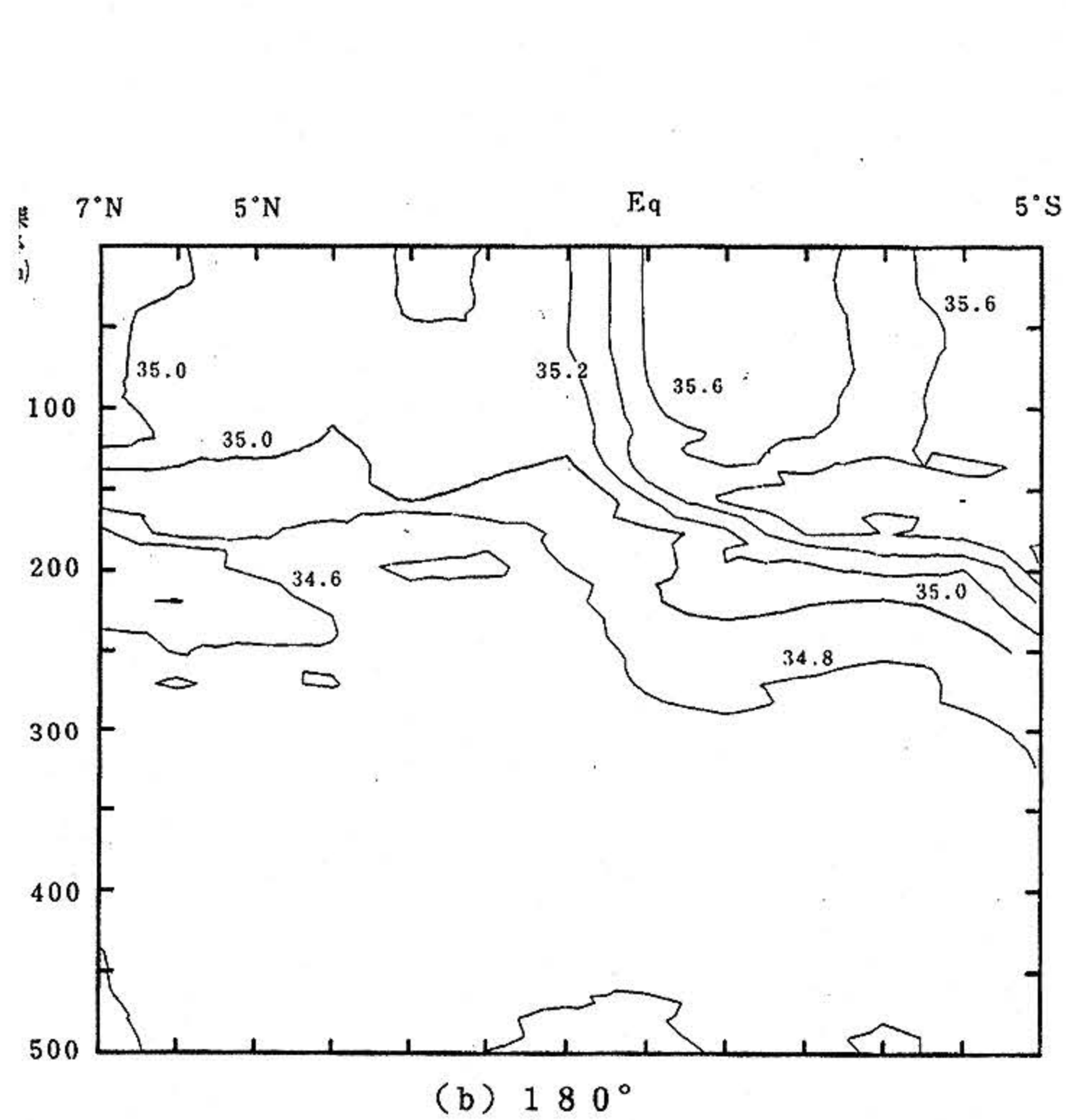
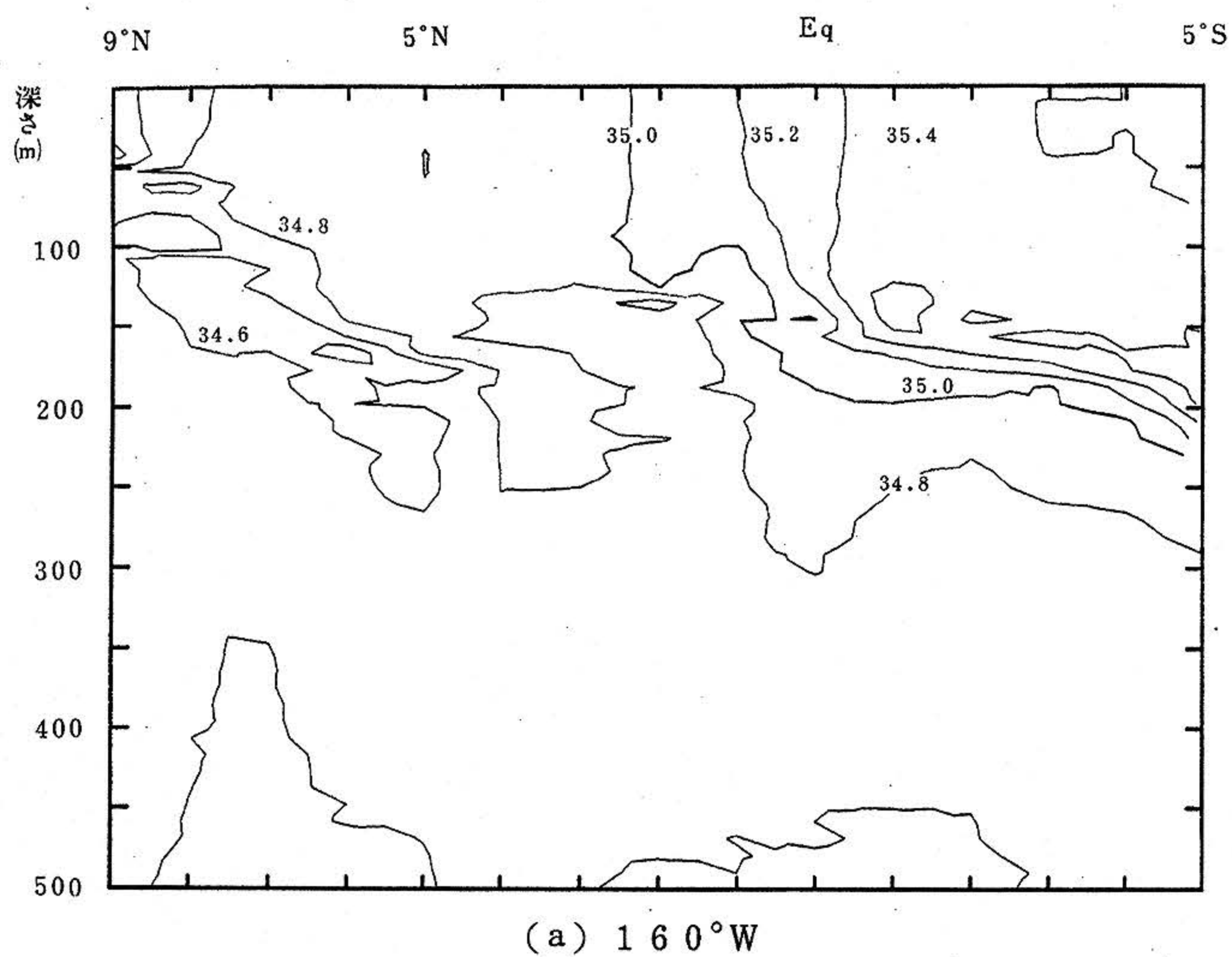


図 4 CTD による水深 500 m までの塩分観測結果。(a) は西経 160 度の北緯 9 度から南緯 5 度まで、(b) は日付変更線の北緯 7 度から南緯 5 度まで、(c) は東経 160 度の北緯 2 度から南緯 5 度までの鉛直断面図

Fig. 4 Salinity sections by CTD. (a) is from 9 N to 5 S on 160 W, (b) is from 7 N to 5 S on 180 E and (c) is from 2 N to 5 S on 160 E.

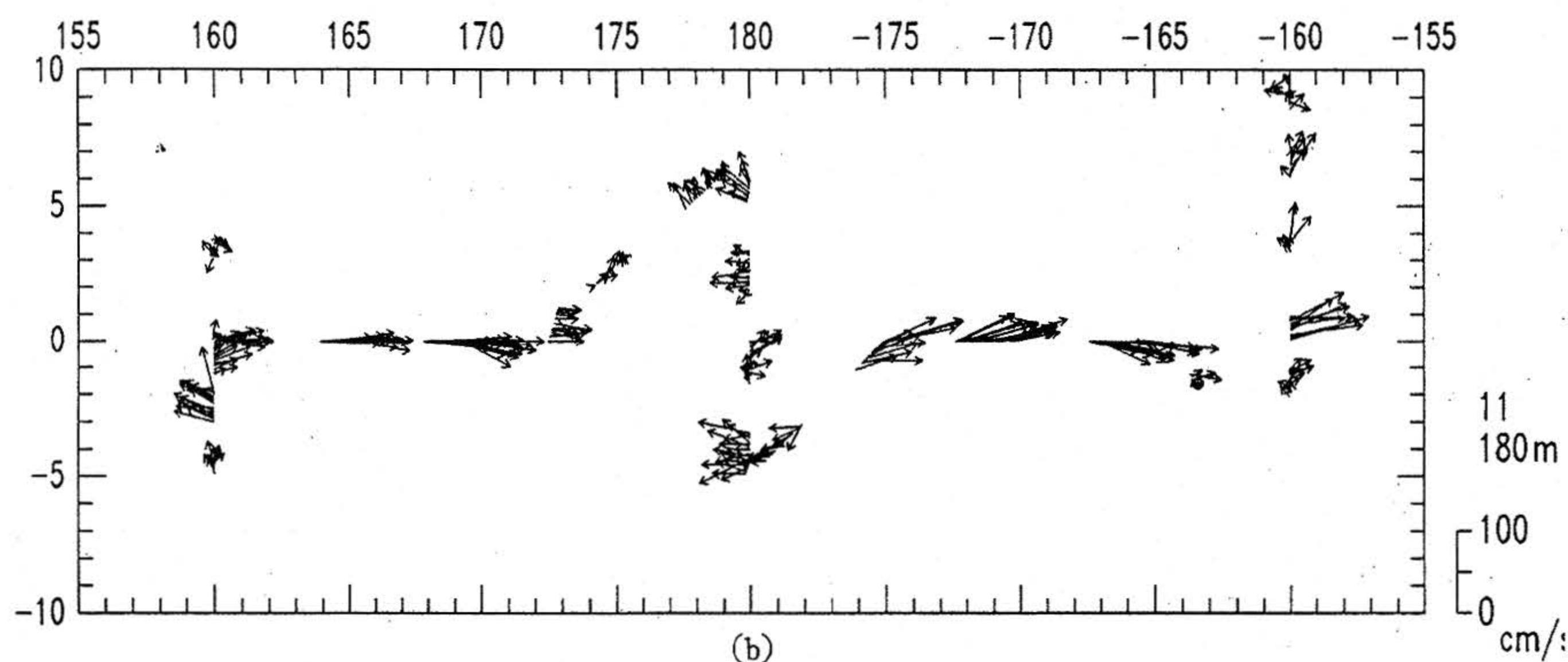
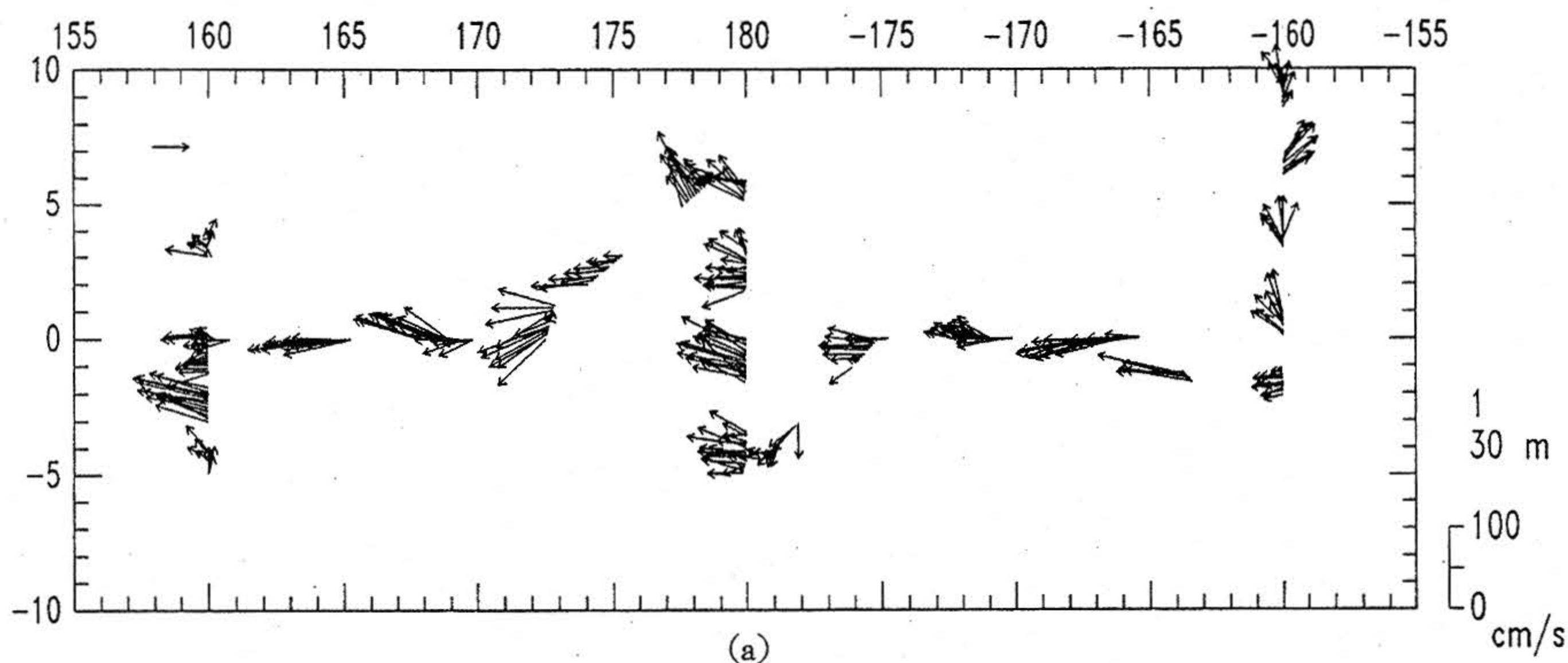


図 5 ADCP による GPS 受信時の対地流速の水平分布図。(a) は 30 m 深, (b) は 180 m 深の流速

Fig. 5 Horizontal distributions of current by ADCP while GPS satellite fixed. (a) is at 30 meters depth and (b) is at 180 meters depth.

と対水流速のデータセットから次のような対地流速のデータセットを作成した。GPS が受信できていないときに, 前後の GPS が受かっている対地流速の 300 m 層を線形補間し, 対水流速に加算し対地流速とし, また, 前後にない場合は対水流速値をそのまま使用した。今回の観測では, GPS は一日のうちで約 10 時間良好に受信できた。今後, 受信可能時間の延長が望まれる。

結果は図 5 に GPS 受信時の流速の水平分布図を, 図 6 に 300 m 深基準の対水流速場を, 図 7 に

GPS 受信時のデータと 300 m 対水の流速場から推定された絶対流速場を示す。水深 30 m 層の水平流速場は西経 160 度の北緯 5 度以北をのぞいてほとんどが西向きであり, これらが南赤道海流である。西経 160 度の北緯 7 度付近の東向きの流れが北赤道反流である。水深 180 m の流速の水平分布図には赤道上に強い東向きの流れがあり, これが赤道潜流である。

300 m 深対水の東西流速の鉛直断面図ではそれぞれに赤道潜流, 南赤道海流とその分枝および北

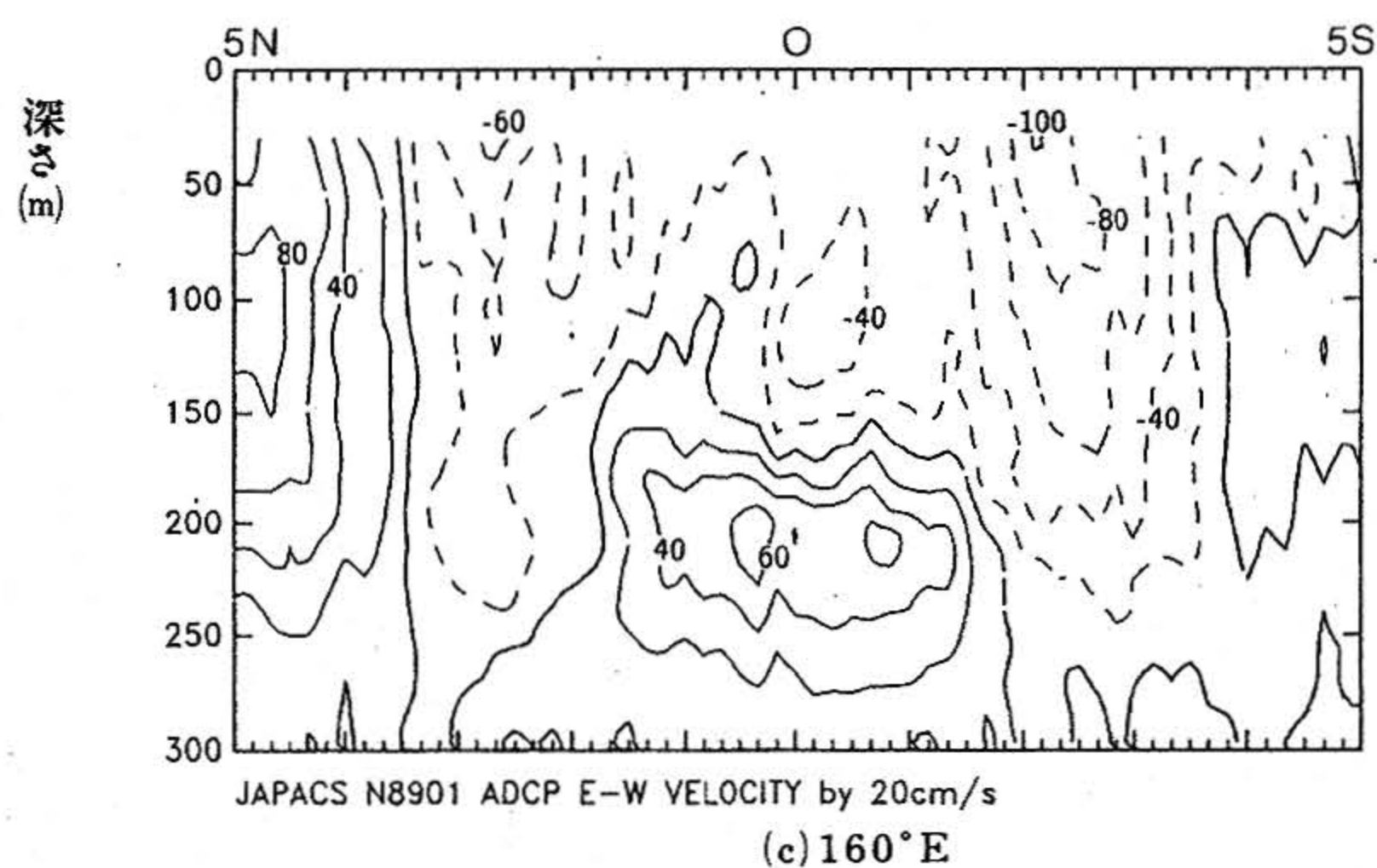
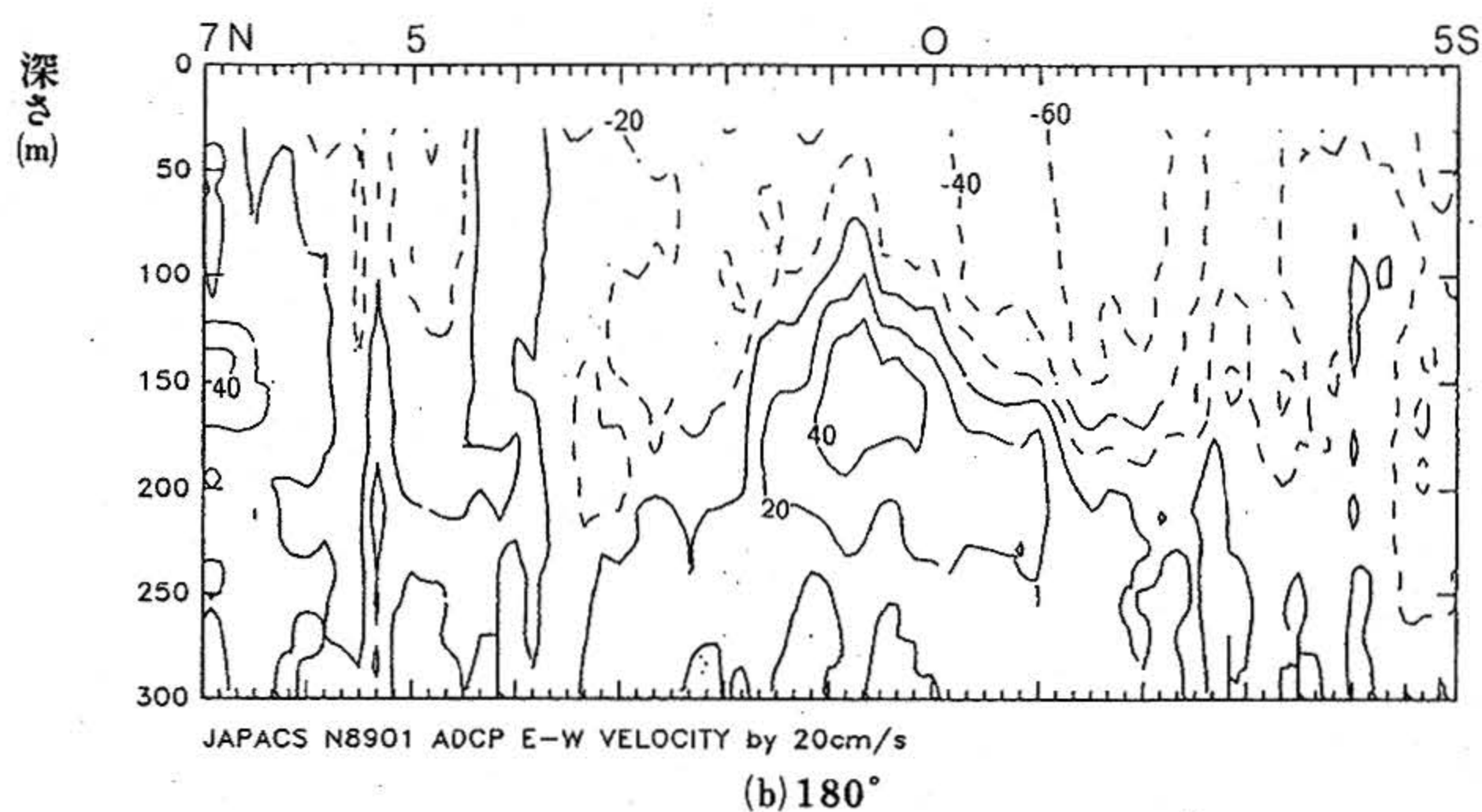
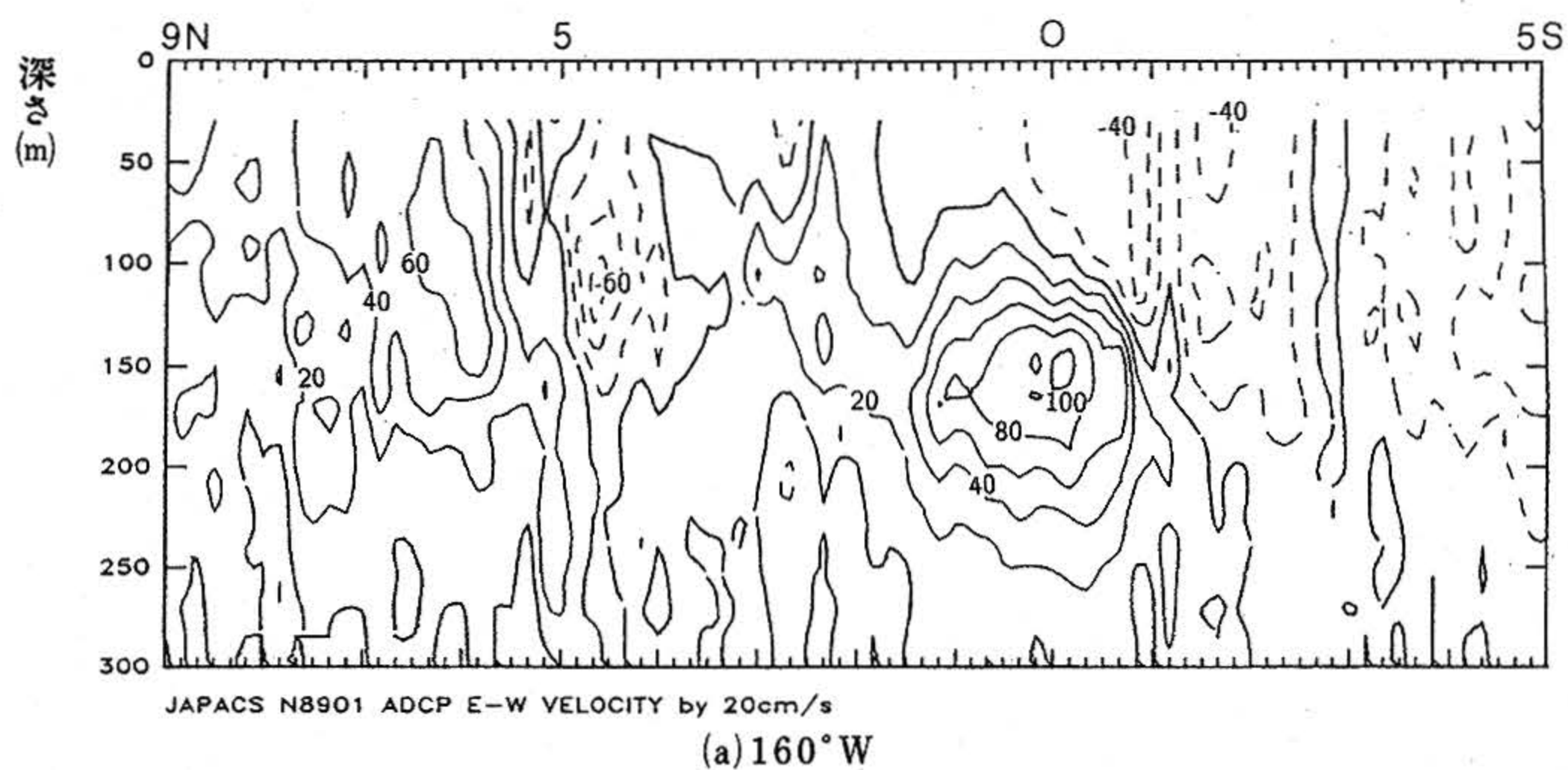


図 6 300 m 深対水東西流速。実線は東向き、破線は西向き。(a) は西経 160 度の北緯 9 度から南緯 5 度まで、(b) は日付変更線の北緯 7 度から南緯 5 度まで、(c) は東経 160 度の北緯 5 度から南緯 5 度までの鉛直断面図
Fig. 6 Zonal current velocity relative to 300 meters depth. Solid line means eastward and broken line means westward. (a) is from 5 S on 160 E.

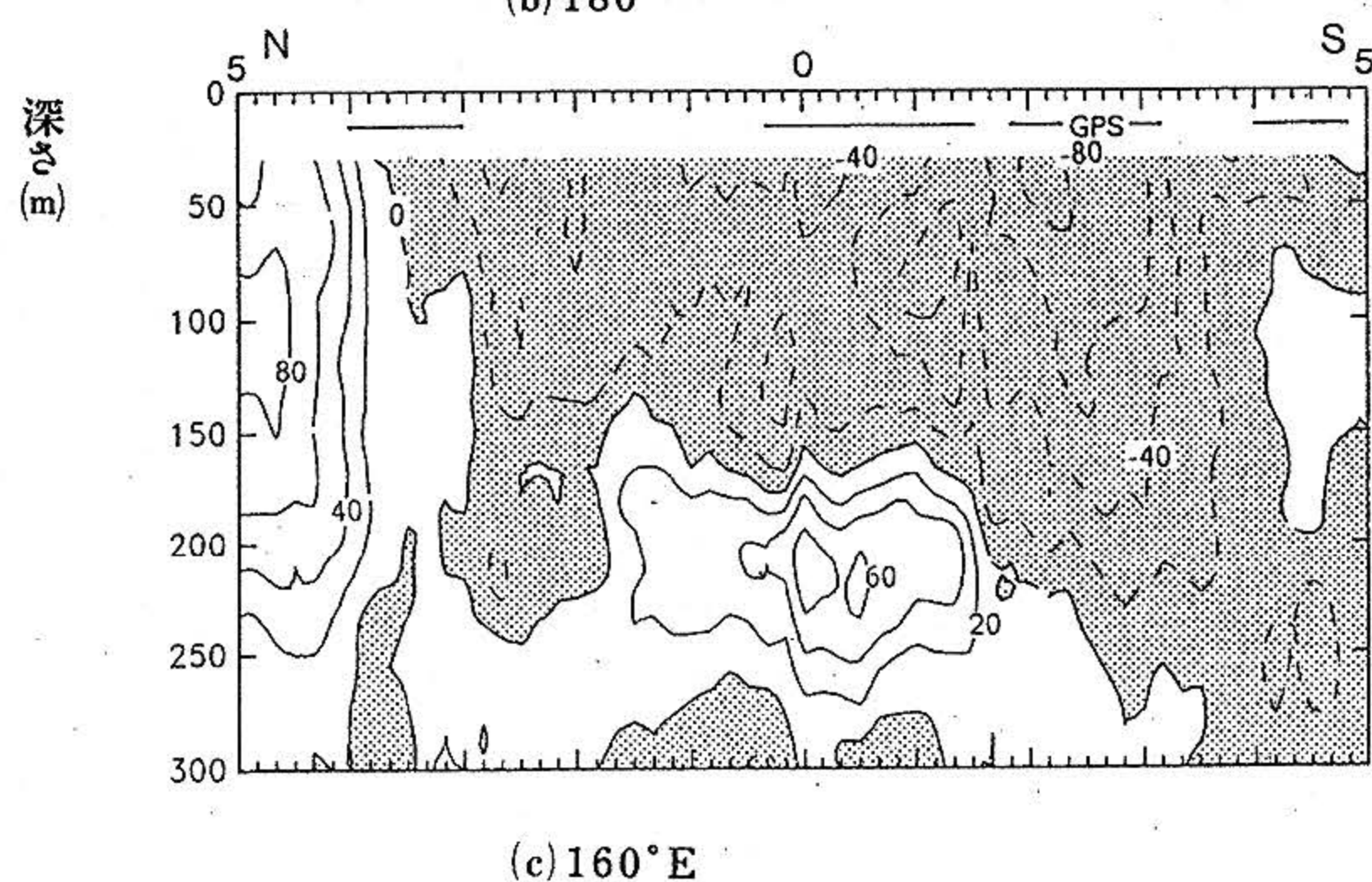
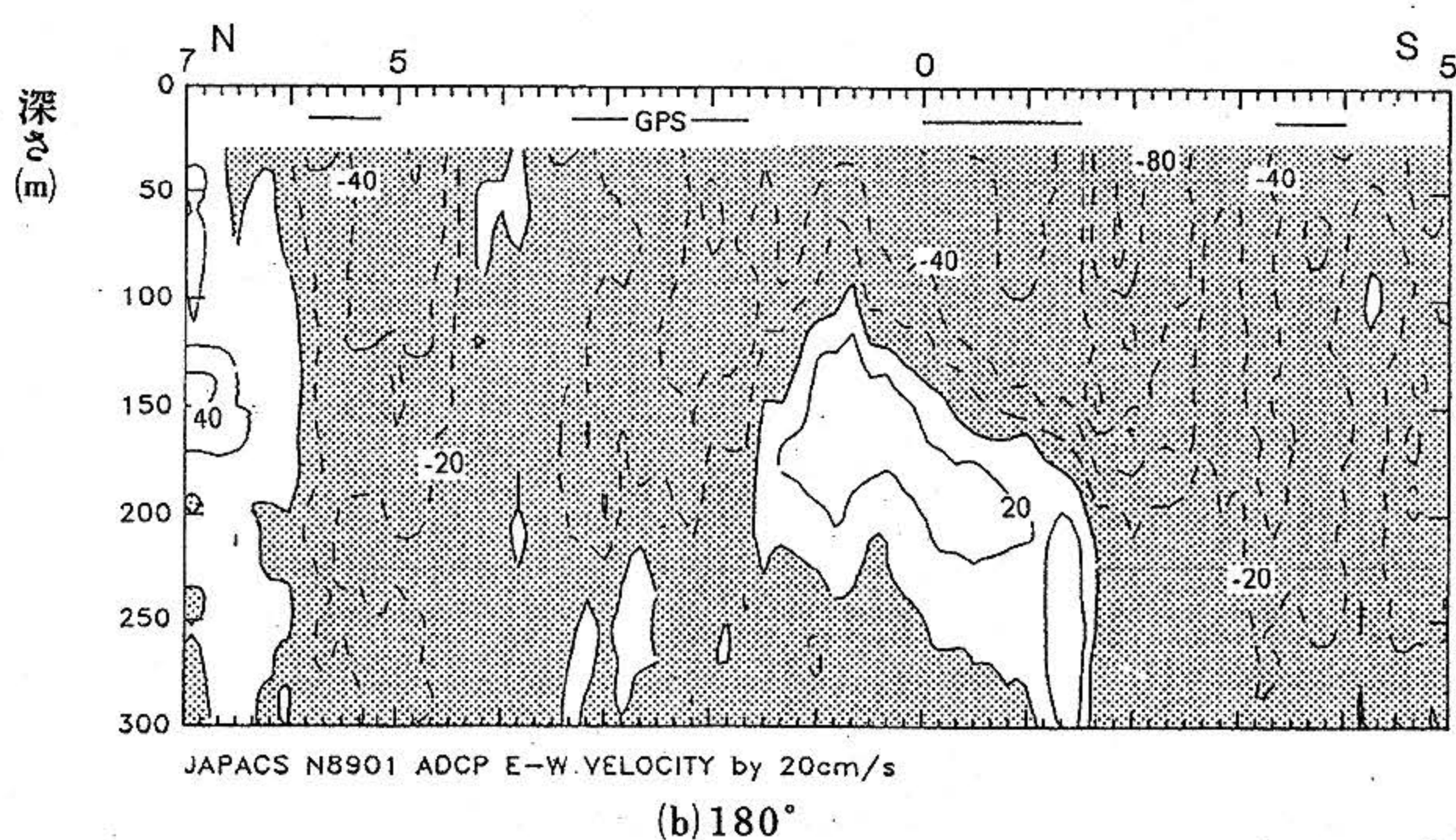
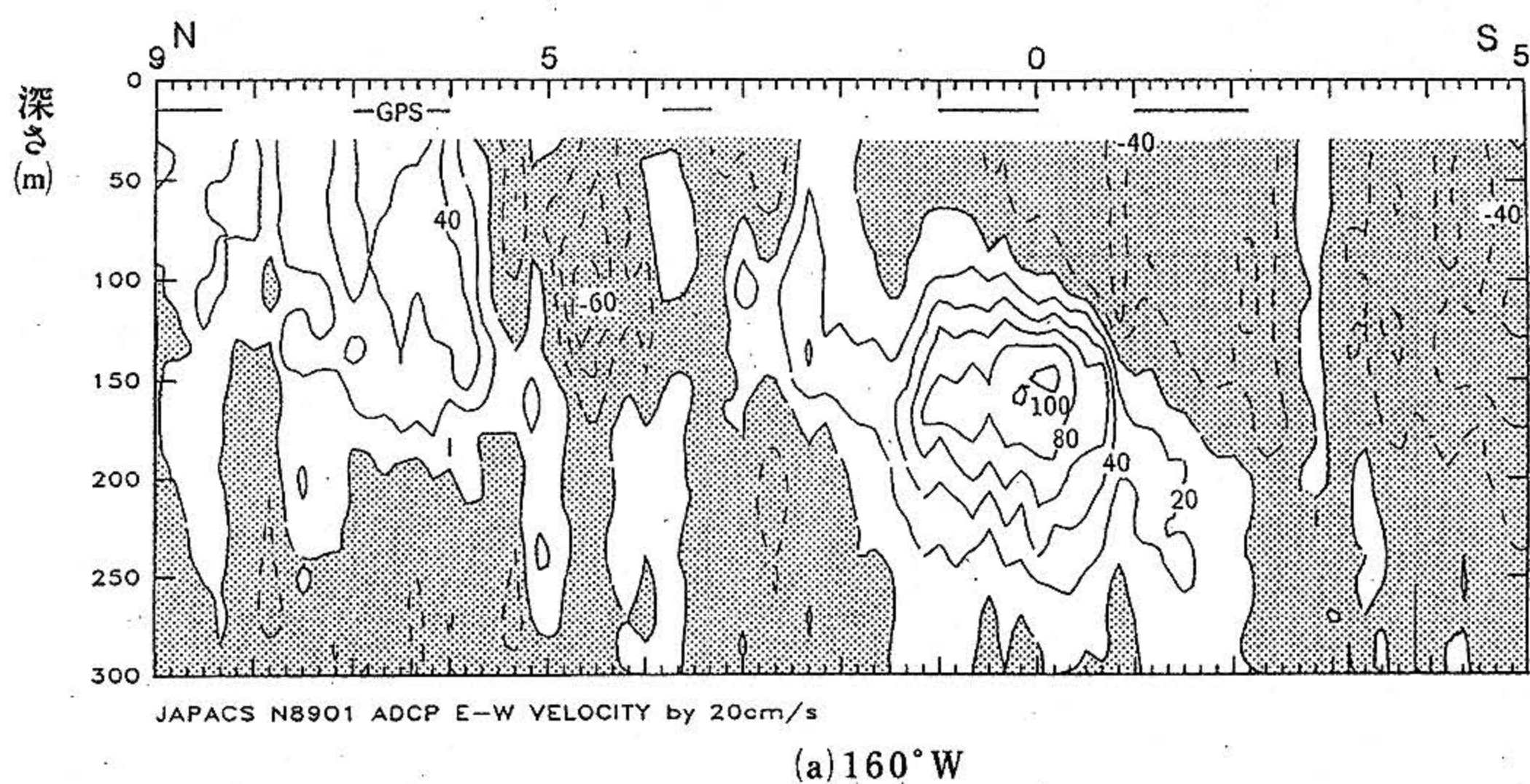


図 7 300 m 深までの対地東西流速。影の部分が西向き。(a) は西経 160 度の北緯 9 度から南緯 5 度まで、(b) は日付変更線の北緯 7 度から南緯 5 度まで、(c) は東経 160 度北緯 5 度から南緯 5 度までの鉛直断面図

Fig. 7 Absolute zonal current velocity up to 300 meters depth. Shadowed area is westward. (a) is from 9 N to 5 S on 160 W, (b) is from 7 N to 5 S on 180 E and (c) is from 5 N to 5 S on 160 E.

赤道反流が見られる。ただし、これらの流速値は測線によって変わる。絶対流速の東西成分の鉛直断面図では、西経160度での流速分布に北赤道反流、赤道潜流と南赤道海流が見られる。赤道潜流は深さ50mから250m付近まで存在し、緯度方向には北緯1度近辺から南緯1度近辺まで40cm/s以上の流速を示す。最大値は水深140m付近で1m/s以上に達する。北赤道反流は北緯5度以北にみられ水深200m付近にまで見られる。南赤道海流は北緯1度近辺から南に行くにしたがい、その深さを増しつつ流速も40cm/s程を示す。日付変更線（東経180度）の東西流速分布は西経160

度の分布とはかなり異なり、赤道潜流が弱くなっている。また、南赤道海流が80cm/sに達するところがあり、ほとんどが西向きの流れを呈する。北緯6度以北で北赤道反流が確認できる。東経160度では、北緯4度以北に北赤道反流が存在し、赤道潜流が150m以深に北緯1.5度から南緯1.5度の範囲で存在する。南赤道海流が、混合層内で存在し強いところで80cm/sに達する。3つの断面を通して、赤道では混合層の直下に赤道潜流が存在し、混合層内には南赤道海流が存在することがわかる。

赤道上の絶対流速の東西成分と南北成分を図8

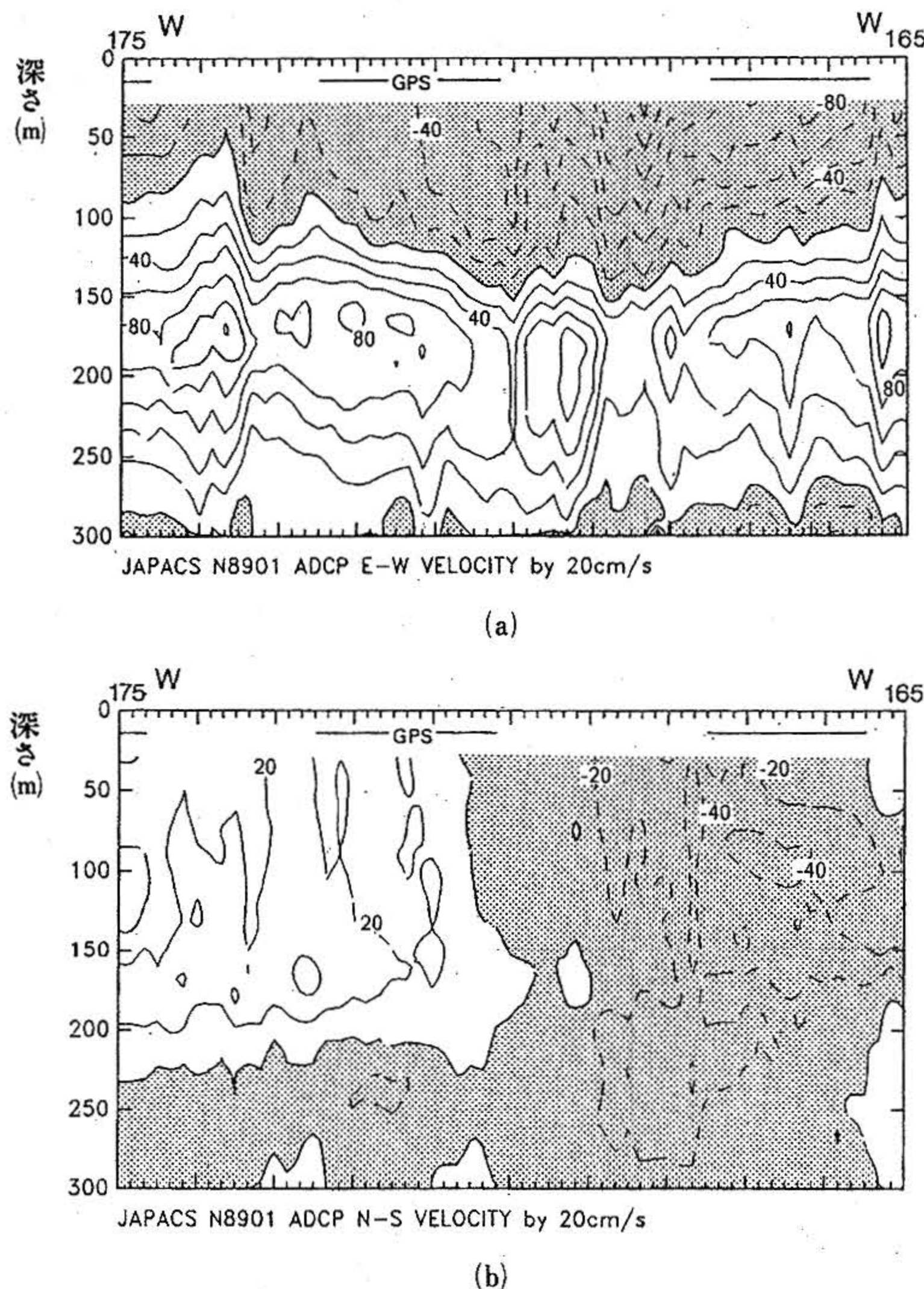


図 8 西経175度から西経165度の赤道上の水深300mまでの流速場。(a)は東西流速、(b)は南北流速。影の部分はそれぞれ西向き、南向き
Fig. 8 Absolute current velocity section along the equator from 165 W to 175 W. Shadowed area is westward and southward respectively. (a) is zonal component and (b) is meridional component.

に示す。赤道上では、南赤道海流も赤道潜流も定常的には流れずはかなり変動しているようである。南北流速も存在し、 40cm/s の値を示すことがあり、長周期の波動の存在を示唆する。

6 海上気象データの処理と結果

6.1 連続海上気象観測データ

観測と同時に、1時間毎になつしまの機関室の冷却水取り組み口で水温を記録し、XBTの水深5メートル水温で検定し、海面水温を与えた(図9)。また、船位のデータを30分毎に記録し、前回と同様に対地風速を算出した。これらにより、測定器の高度を20メートルとして、バルク法を用いて、海面での熱フラックス、運動量フラックスを求めた。また、日射量と放射量は実測の日射量から海面のアルベドを0.06として計算し、放

射は海面からの放射を $\sigma \times T^4$ で与え、正味の値を算出した。これらの気象測器は気象庁気象研究所で検定した(萩野谷, 藤谷³⁾参照)。データセットは1時間ごとにまとめたものとそれらからローカル時間で1日ごとにまとめたものを作成した。

6.2 一般海上気象データとその処理

一般海上気象データは、気象庁気象研究所の藤谷博士, 萩野谷博士より、提供していただいた。この観測はGMTで毎日8回、0時、3時・・・21時に行われた。フラックスの計算は連続観測データで行ったのと同じ方法で行った。短波放射、長波放射の算出についてはこれまで様々な式が提案されてきているが、ここでは、いくつかの経験式を用いて比較した。これらの経験式は日平均値を求めるものであり、そのため、計算に必要な気象要素も日平均値を求めて見積もった。ここで用

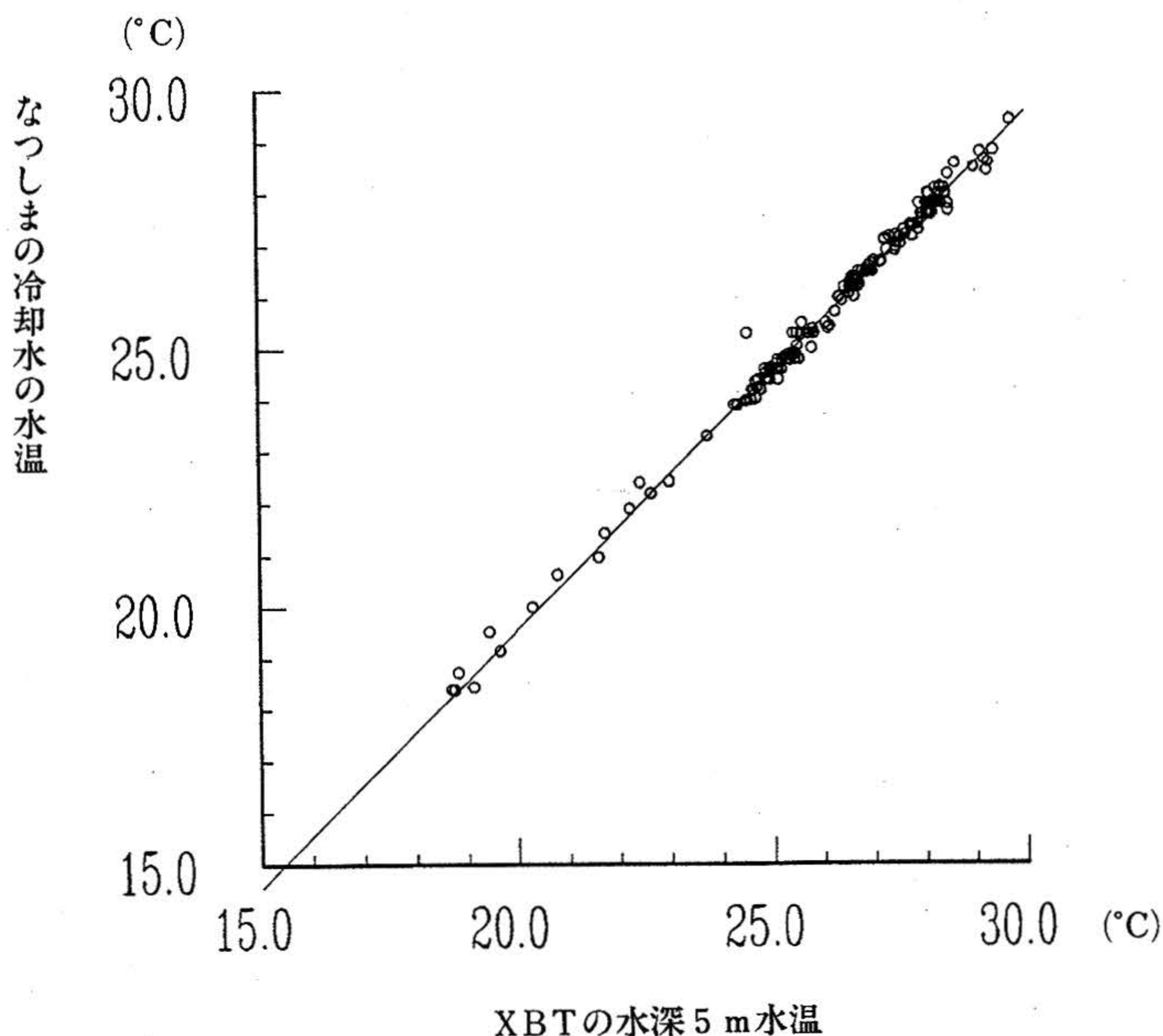


図 9 XBT による海面水温となつしまの機関室で得られる表層水温の関係。縦軸が機関室の表層水温、横軸が XBT による海面水温

Fig. 9 Comparison between SST by XBT and temperature of cooling water taken at engine room.

いて経験式は、Reed⁴⁾, Kondo and Miura⁵⁾, Kondo⁶⁾, Clark et.al.⁷⁾ と Kurasawa et al.⁸⁾ であり、Appendix にこれらを示す。

6.3 結果

ここではアーンデラー気象計による海上気象観測（連続海上気象）と船舶で一般にルーチン観測として行われる海上気象観測（一般海上気象）の比較結果を示す。潜熱以外は日平均値で示す。日平均値はローカル時間で計算した。ただし、海面水温はXBTデータで検定された機関室の冷却水の水温データである。

6.3.1 一般海上気象と連続海上気象の比較（日平均値）

(1) 気温、水温、相対湿度（図10a,b,c）

気温は一般海上気象の方が若干高いようである。これは、一般海上気象の値が船上で行われ船体加熱により実際の気温より高く出ているのであろう。西経160度から西に進むに連れ、高くなっている。これは海面水温の上昇に伴うものである。海面水温では、一般海上気象で行われたバケツ採水の水

温と機関室の連続観測データとはほとんど同じである。海面水温は東経160度で水温は最大に達する。図に見られる変化は気温の変化と大変よく一致し、5～6日変動が西経160度上～日付変更線上で見られる。この変化は赤道で水温が低く、南北緯度5度で高くなっているための地理的なものであろう。横須賀からハワイまでは気温と違い上昇がゆるやかである。

相対湿度では、一般海上気象の値が2から3%小さめにでるが変動は良く一致している。横須賀からハワイまでは水温が上昇すると同時に相対湿度も上昇している。

これらの海上気象は別の測定器で測定されたものであるが良く一致していることが判る。

(2) 風速（図10d,e）

連続海上気象の場合、去年（1987年11月の望星丸による観測航海）と同様になつしまで記録される30分毎の位置のデータを用いて、なつしまの横須賀から神戸までの船速を計算し、なつしまで観測される風向・風速から対地風速を計算した。

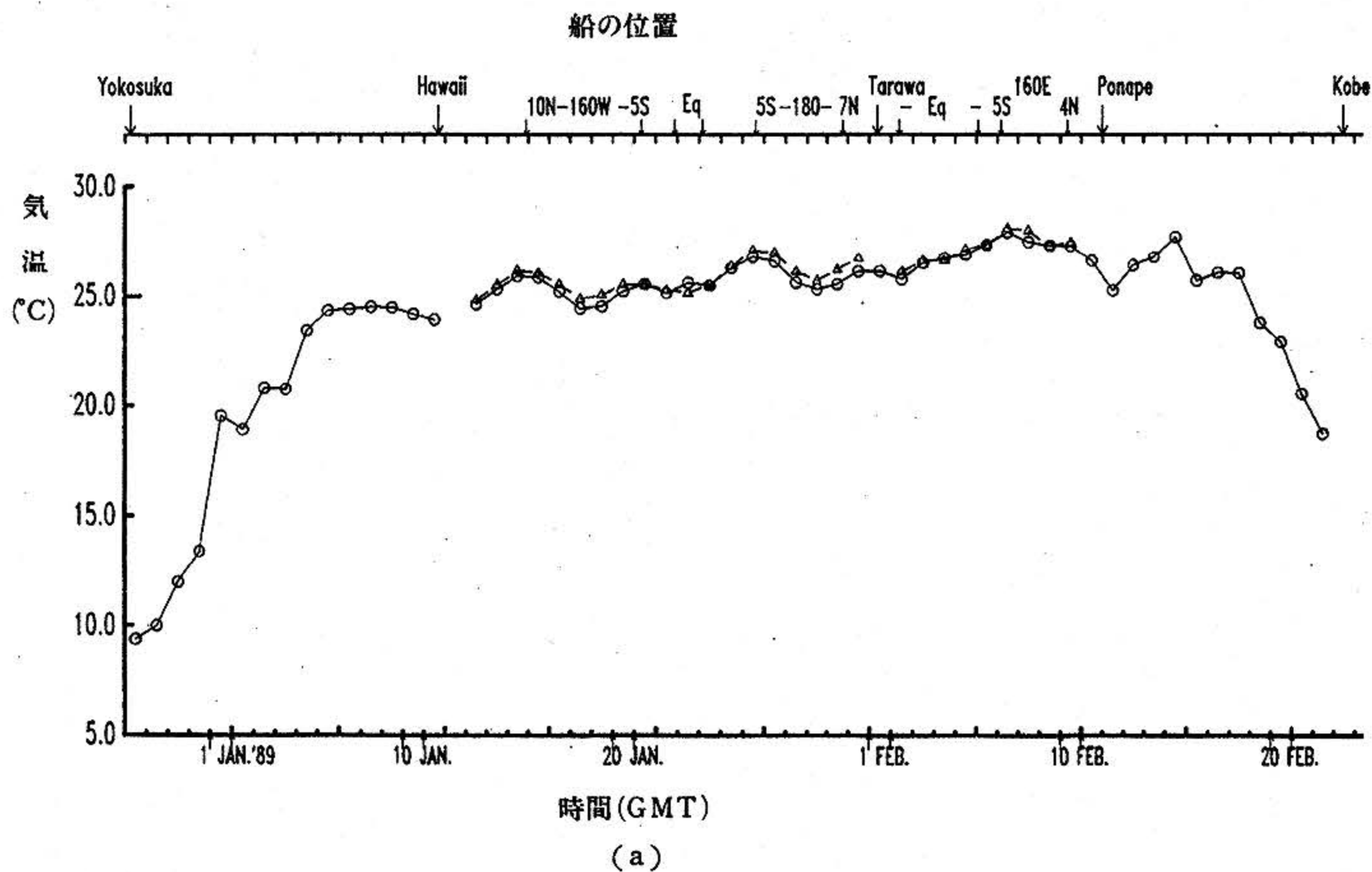
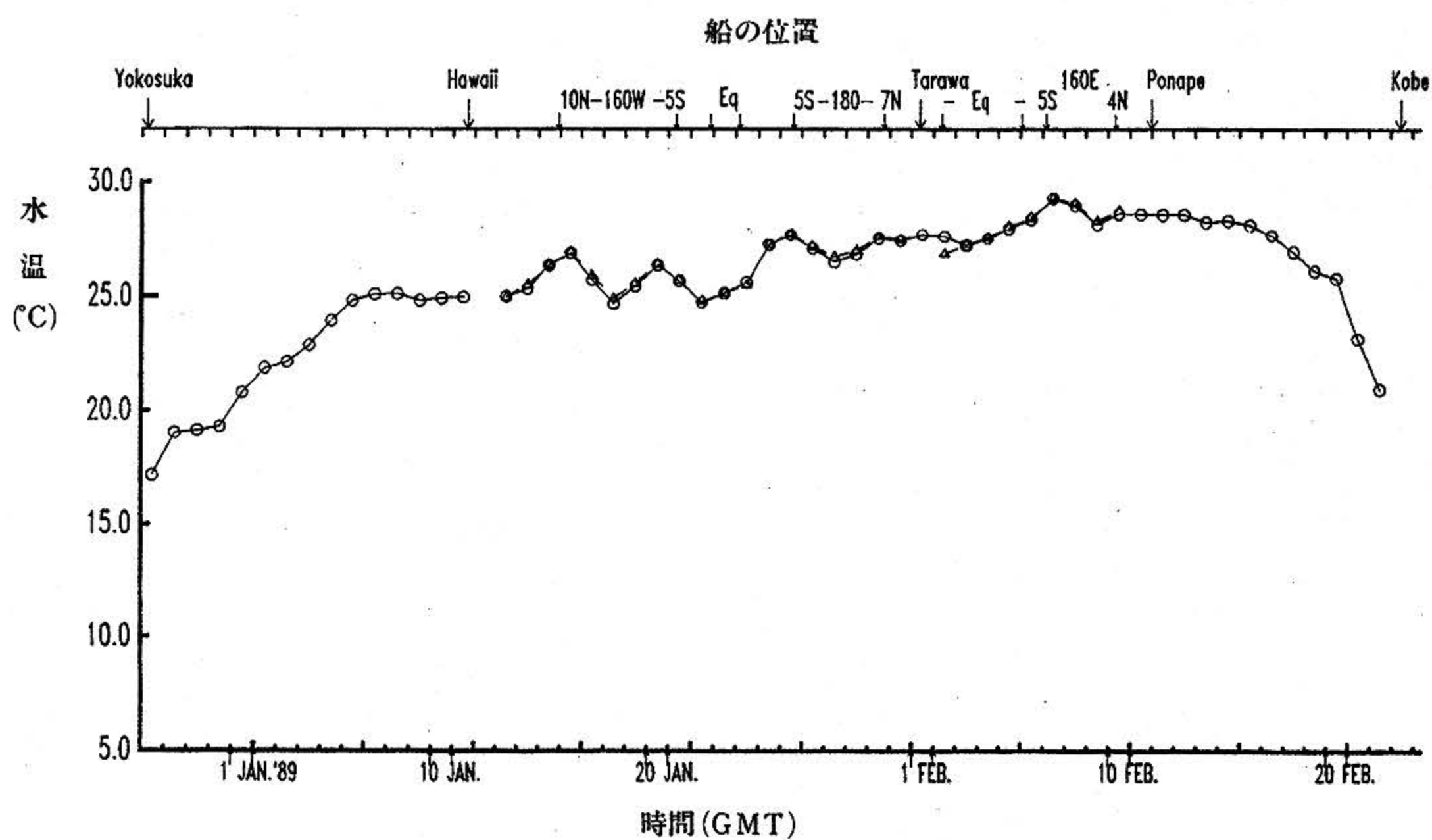
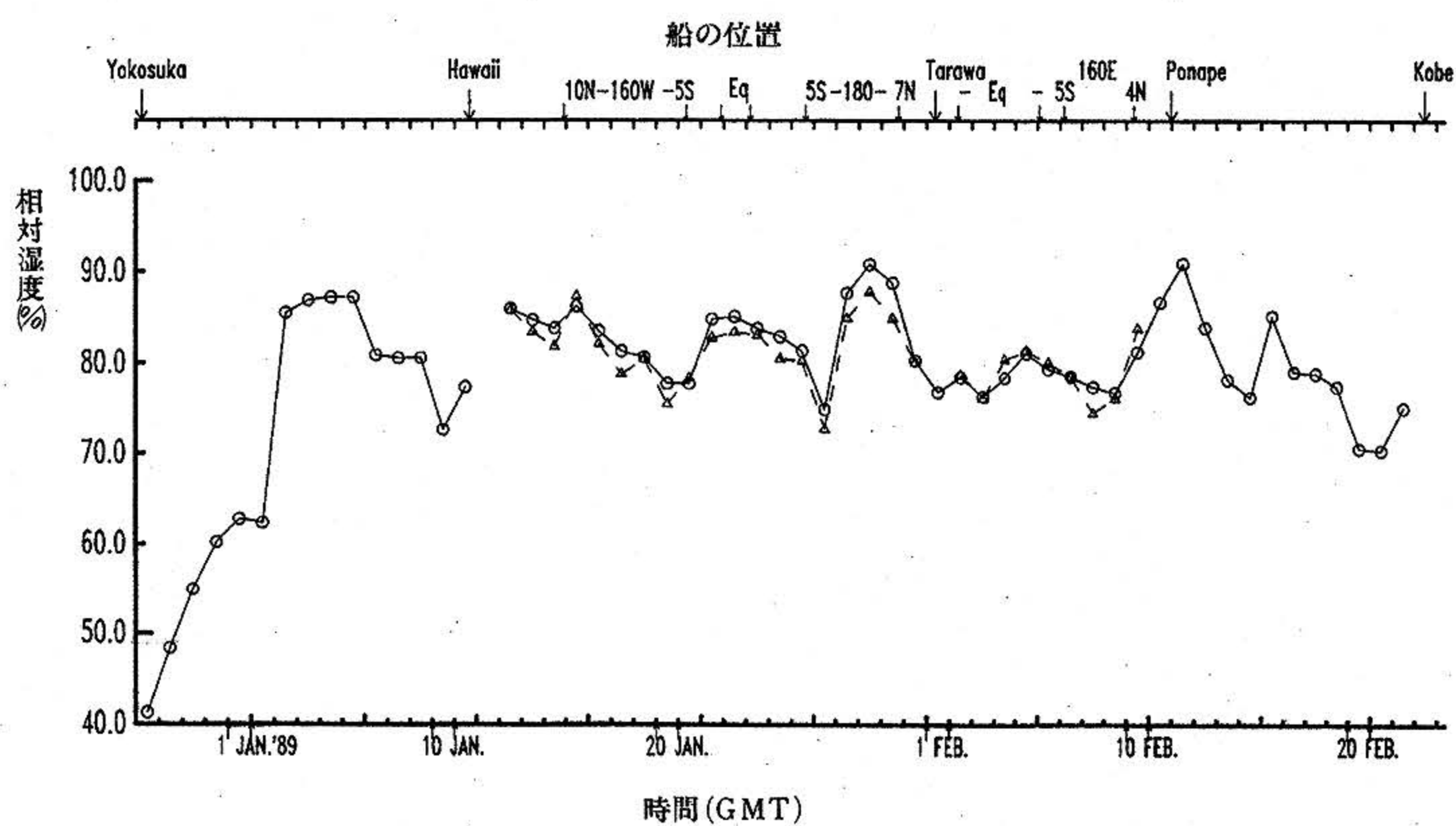


図 10 アーンデラー気象計の連続海上気象データと3時間ごとの海上気象データ丸が連続観測データ、三角が3時間ごとのデータを日平均したもの、(a)は気温

Fig. 10 Comparison between continuous meteorological data taken by AANDERAA weather station and that taken every 3 hours on the ship. Circle is the data by AANDERAA. (a) is air temperature.



(b)



(c)

図 10 アーンドラー気象計の連続海上気象データと 3 時間ごとの海上気象データ。丸が連続観測データ，三角が 3 時間ごとのデータを日平均したもの。(b) は水温，(c) は相対湿度

Fig. 10 Comparison between continuous meteorological data taken by AANDERAA weather station and that taken every 3 hours on the ship. Circle is the data by AANDERAA. (b) is sea surface temperature, (c) is relative humidity.

一般海上気象の風速は、観測時のなつしまの船の進路と船速から算出され、観測時の瞬間値である。風速の東西成分の比較の結果は、二つの方法ともかなり大まかな方法を取っているにも関わら

ず、180 度付近を除き、良く一致している。西経 160 度～日付変更線にかけて 5～6 日の変化が見られる。この変動は、水温・気温同様、地理的なもので、赤道で弱く赤道を離れるにつれ、南北で

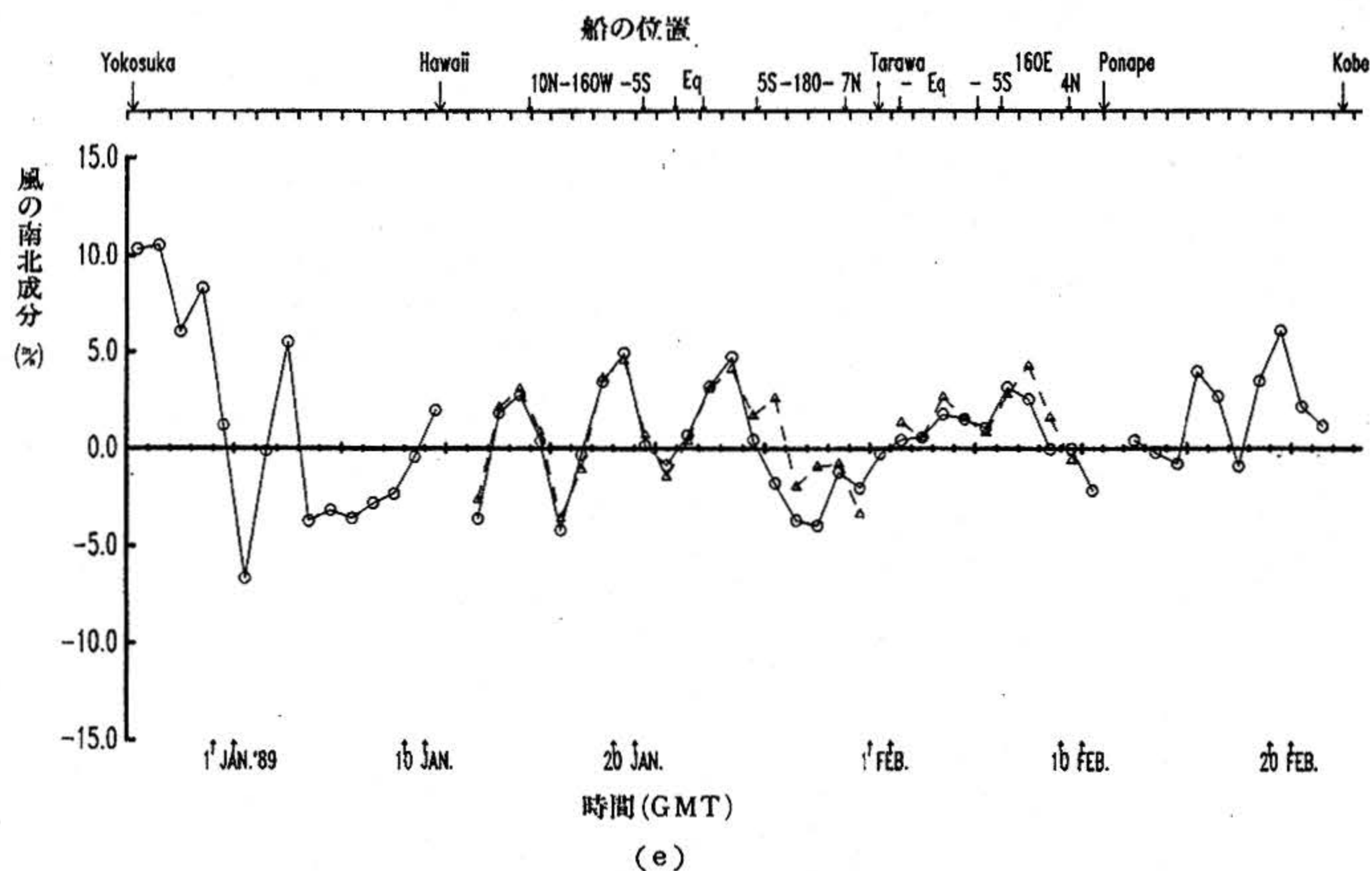
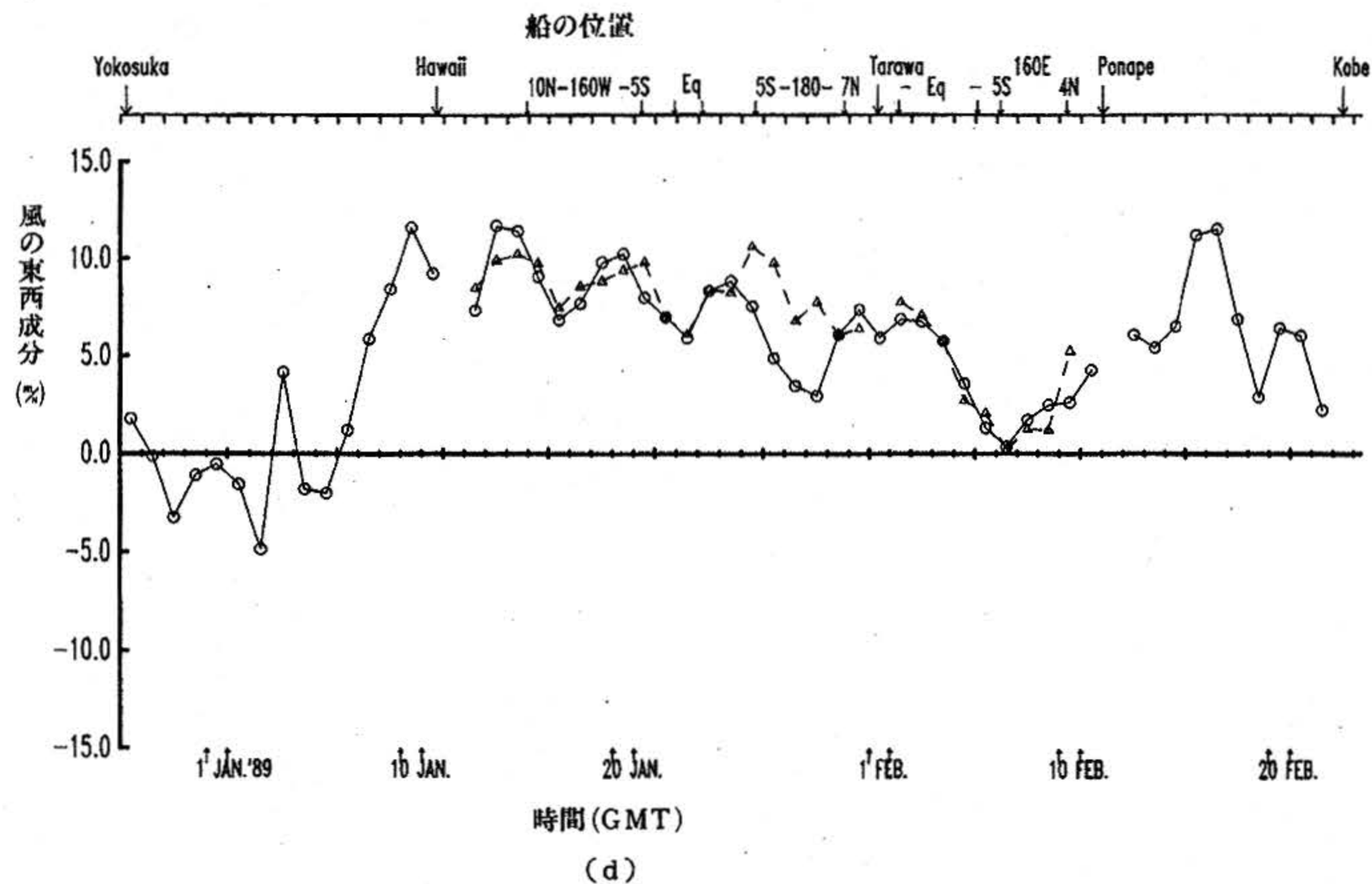


図 10 アーンドラー気象計の連続海上気象データと 3 時間ごとの海上気象データ。
丸が連続観測データ，三角が 3 時間ごとのデータを日平均したもの。(d)
は東西風速，(e) は南北風速

Fig. 10 Comparison between continuous meteorological data taken by AANDERAA weather station and that taken every 3 hours on the ship. Circle is the data by AANDERAA. (d) is zonal wind velocity and (e) is meridional wind velocity.

強くなっているためであろう。風速の南北成分も日付変更線を除き良く一致する。横須賀を出てすぐに、大陸からの強い季節風が吹いて、その風速が 10 m/s 以上になったことがわかる。

(3) 潜熱 (図 11)

一時間平均値のデータを示す。一般海上気象による値は 180 度線上を除き良く一致する。日付変更線上では風速に差がでていたためである。変動

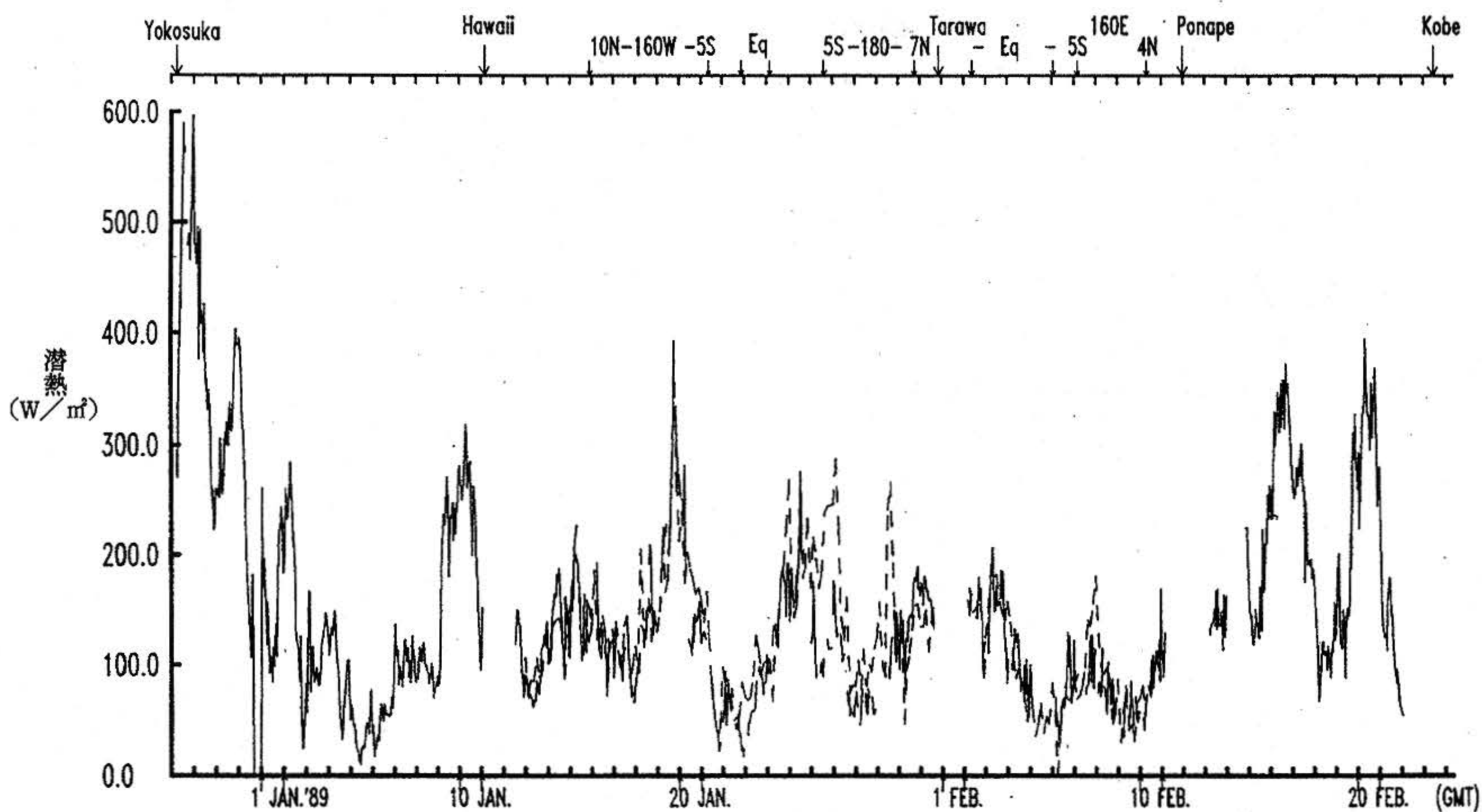


図 11 アーンデラー気象計による 1 時間ごとの潜熱 (実線)。3 時間ごとの海上気象データによる潜熱 (破線)

Fig. 11 Latent heat flux in every one hour by AANDERAA (solid line) and that in every 3 hours by universal method (broken line).

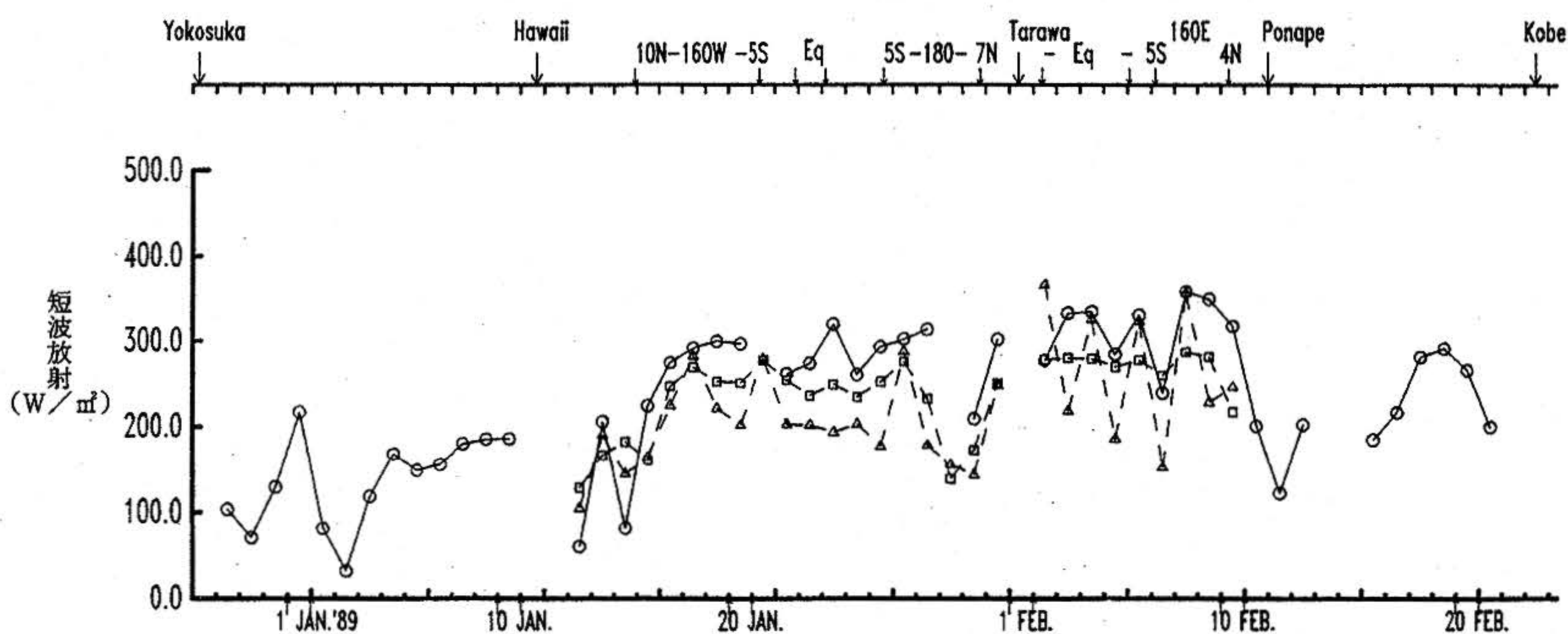


図 12 正味の短波放射の実測値と経験式による値との比較。丸が実測値，四角が Kondo and Miura (1983) の式によるもの，三角が Reed (1977) の式によるもの

Fig. 12 Comparison between the observed net short wave radiation and that calculated from empirical formulas. Circle is the observed one, square is calculated from Kondo and Miura (1983) and triangle is from Reed (1977).

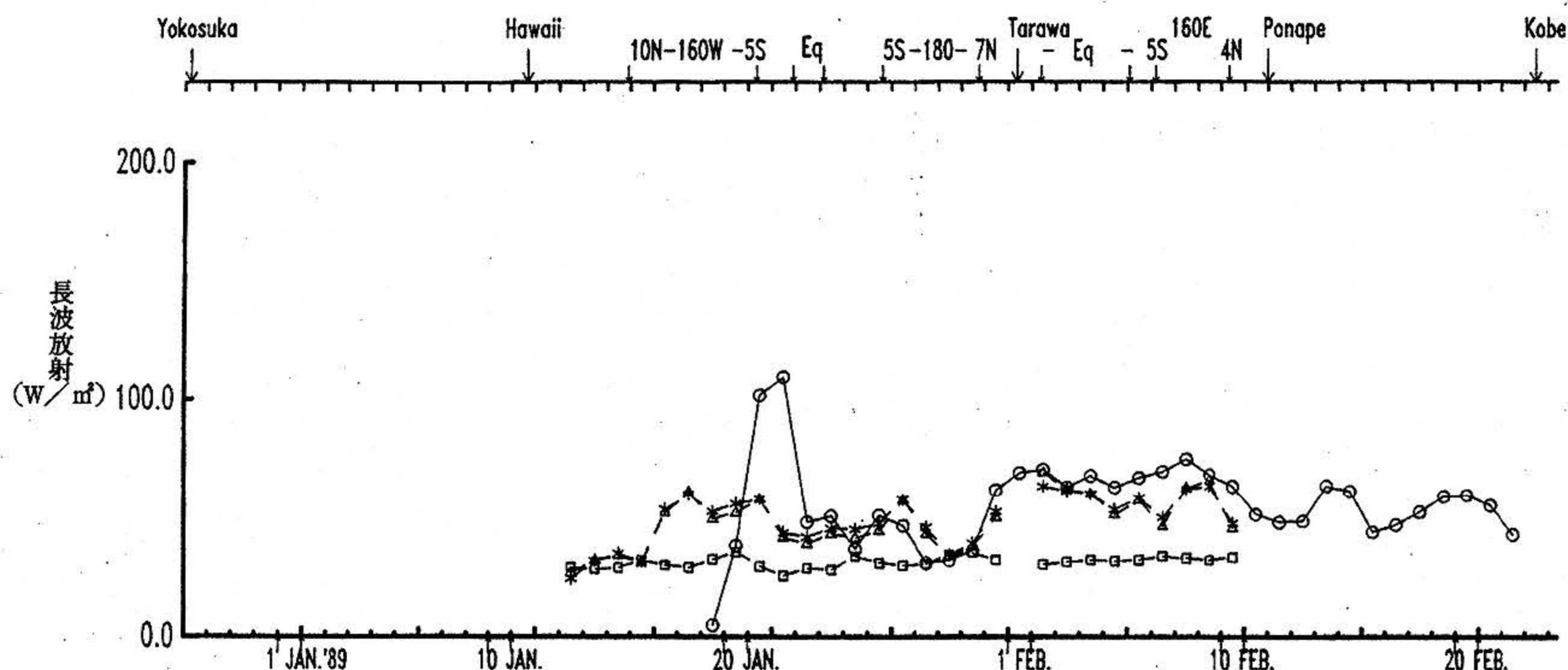


図 13 正味の長波放射の実測値と経験式による値との比較。丸が実測値，四角が Kurasawa et. al. (1983) の式によるもの，三角が Clark et. al (1974) の式によるもの，クロスが Kondo (1976) の式によるもの

Fig. 13 Comparison between the observed net long wave radiation and that calculated from empirical formulas. Circle is the observed one, square is calculated from Kurasawa et. al. (1983), triangle is from Clark et. al. (1974) and cross is from Kondo (1976).

のパターンとその値は 10 から 20 Watt/m²程度の差はあるがおおむね一致する。中緯度，特に横須賀を出向した直後の潜熱は膨大で時に 600 Watt/m²に達する。ここは，黒潮流域または黒潮続流域で海洋が大気に多量の熱を与えている海域である。ポナペから神戸の途中にも大陸からの強い季節風による潜熱放出が見られ，値は 400 Watt/m²になる。

(4) 日射の直接測定値は経験式から計算される日射量に比べて，20 から 30 Watt/m²大きくなっているようである。Reed の式は変動が大きく，これは雲量のパラメータ化が簡単であるためであろうか。Kondo and Miura(1983)による値は直接測定と似たような変化を示している。

(5) 放射の直接測定と経験式 (図 13)

全波長放射は航海中に検定した検定式を用いた。測定装置にアースを取り，測定値が安定した 1 月 24 日以降には正味の長波放射量は Clark et.al. (1974) の式と Kondo (1965) の式とよくあう。東経 160 度では雲が少なかったため，正味の長波放射は大きくなっている。

7 おわりに

ここでは，1988 年 12 月から 1989 年 2 月にかけてなつしまを用いて行った観測航海で得られたデータを整理し，データセットを作成する手順を中心に述べた。これらのデータセットは Muneyama et.al.⁹⁾ などの解析に用いられた。その他，モデルへの適応等様々な目的に十分使用できるように，データセットを作成した。当センター内及びセンター外での，データセットの今後の有効な活用を期待する。

なお，この観測は，科学技術庁科学技術振興調整費『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』の一環である『熱帯域海洋混合層における熱輸送の精密観測研究』として行われた。

謝 辞

本研究を行うにあたり，気象データを提供していただくと同時に様々な助言をいただいた気象研究所の藤谷徳之助博士，萩野谷成徳博士，CTD データの解析でご助言いただいた北大の竹内謙介

助教授、東海大の安田訓啓博士、守屋洋調査官、また、データの取得に際し協力をいただいた‘なつしま’船長以下乗組員のかたがたに深謝致します。また、VAXにデータを打ち込んでいただいた海洋開発研究部の小原加奈嬢に心より感謝致します。また、気象データの解析に助言いただいた東京商船大の岩坂直人講師に深謝致します。

参考文献

- 1) 安藤健太郎, 宗山敬, 黒田芳史: 西部熱帯太平洋海上気象資料の解析, JAMSTECTR, Vol. 21, 339-344, (1989)
- 2) 甲斐源太郎, 黒田芳史, 松沢誠二, 奥野清則: 船用大深度超音波ドップラプロファイラーの開発, JAMSTECTR, Vol. 19, 293-312, (1988)
- 3) 萩野谷成徳, 藤谷徳之助: “天気”に投稿中, (1989)
- 4) Reed, R.: On estimating insolation over the ocean. J. Phys. Oceanogr., Vol. 7, 482-485, (1977)
- 5) Kondo, J. and A. Miura: Surface heat budget of the western Pacific for May 1979. J., Meteorol. Soc. Japan, Vol. 63, 633-646., (1985)
- 6) Kondo, J.: Heat balance of the East China Sea during the air mass transformation experiment, J. Meteor. Soc. Japan, Vol. 54, 382-398, (1976)
- 7) Clark, N. E., L. Eber, R. Laurs, J. Renner and J. Saur: Heat exchange between ocean and atmosphere in the eastern North Pacific for 1961-71. NOAA Tech. Rep. NMFS SSRF682, (1974)
- 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, 192-202, (1983)
- 9) Muneyama, K., Y. Kuroda, I. Asanuma, K. Ando: A study on the heat transport on the western equatorial Pacific., Proceedings of International Symposium on JAPACS. 15-22, (1989)
- 10) 石井哲雄, 近藤純正: 東シナ海における海面熱収支の季節変化, 天気, Vol. 34, 517-526. (1987)

Appendix

日平均日射量を求めるのに用いた Reed (1977) と Kondo and Miura (1985) の式を示す。

まず, Reed (1977) の式を示す。Reed (1977) の式による日平均日射量を $Q_s(\text{Reed})$ とすると,
 $Q_s(\text{Reed}) = Q_0 \cdot (1.0 - 0.62 \cdot C + 0.0019 \cdot a)$
 ここで, C は日平均雲量 (10 分比), Q_0 は次式で与えられる。

$$Q_0 = A_0 + A_1 \cdot \cos(P) + B_1 \cdot \sin(P) + A_2 \cdot \cos(P) + B_2 \cdot \sin(P)$$

$$P = (t - 21) / (\pi / 365)$$

t は 1 月 1 日を第 1 日としたときの日にちで, A_0, A_1, A_2, B_1, B_2 は緯度の関数であり, 以下の式で与えられる。

緯度 (lat) が南緯 20 度から北緯 40 度までは

$$A_0 = -15.82 + 326.87 \cdot \cos(lat)$$

$$A_1 = 9.63 + 192.44 \cdot \cos(lat + 90)$$

$$A_2 = -3.27 + 108.70 \cdot \cos(lat - 45)$$

$$B_1 = -0.64 + 7.80 \cdot \sin(2 \cdot (lat - 45))$$

$$B_2 = -0.50 + 14.42 \cdot \cos(2 \cdot (lat - 45))$$

緯度が北緯 40 度から北緯 60 度までは

$$A_0 = 342.61 - 1.97 \cdot lat - 0.018 \cdot (lat)^2$$

$$A_1 = 52.08 - 5.86 \cdot lat + 0.043 \cdot (lat)^2$$

$$A_2 = -4.80 + 2.46 \cdot lat + 0.043 \cdot (lat)^2$$

$$B_1 = -1.08 - 0.47 \cdot lat + 0.011 \cdot (lat)^2$$

$$B_2 = -38.79 + 2.43 \cdot lat - 0.034 \cdot (lat)^2$$

次に, Kondo and Miura (1983) の式を示す。

$$Q_s(\text{Kondo and Miura})$$

$$= \begin{cases} Q_0 \cdot (0.737 \cdot \ln(1.221 - (1.02 \cdot A) + 0.52 \cdot A + 0.846)) & \text{for } C < 1.0 \text{ or } C_1 < 0.8 \\ Q_0 \times 0.2 & \text{for } C = 1.0 \text{ and } C_1 \geq 0.8 \end{cases}$$

ここで, C は全雲量, C_1 は下層雲量である。 A は次式で示される。

$$A = C - 0.4 \cdot \exp(-0.3 \cdot C_1)$$

また, I_0 を大気上端で入射する太陽放射の日平均値とすると, Q_0 は,

$$Q_0 / I_0 = (C_z + 0.7 \cdot 10^{-f_m}) \cdot (1.0 - i) \cdot (1.0 - j)$$

であたえられ,

$$I_0 = (I_* / \pi) \cdot (d_0 / d)^2$$

$$\cdot \{H \cdot \sin(P) \cdot \sin(R) + \cos(P) \cdot \cos(R) \cdot \sin(H)\}$$

$$f = 0.056 + 0.16 \cdot B^{0.5}$$

$$i=0.0061 \cdot (m+7.0+0.87 \cdot \ln(W)) \cdot \ln(W)$$

$$j=(0.066+0.34 \cdot B^{0.5}) \cdot (r-0.15)$$

$$m=k \cdot m_0$$

$$m_0=1.0 / \{\cos(\text{lat}-\text{del})\}$$

$$k=1.402-0.026 \cdot \ln(B+0.02)$$

$$-0.1 \cdot (m_0-0.91)^{0.5}$$

$$C_z = 0.21 - 0.2 \cdot B \quad \text{for } B \leq 0.3$$

$$0.15 \quad \text{for } B > 0.3$$

ここで,

I_* : 太陽常数

del : 太陽の赤緯

d : 太陽と地球の距離

d_0 : 太陽と地球の平均距離

(ここでは, $(d_0/d)^2 \approx 1$ とした)

P : 緯度

R : 太陽の赤緯であり, H は

$$\cos(H) = \tan(P) \cdot \tan(R)$$

である。また, 大気の混濁係数 B は $B=0.026$ とし, 海面のアルベド r は $r=0.06$ とした。

W は可降水量であり, 以下の式で与えられる。

$$\log_{10}(W) = 0.035 \cdot T_d - 0.031 \quad \text{for } T_d < 18^\circ\text{C}$$

$$\log_{10}(W) = 0.0222 \cdot T_d + 0.200 \quad \text{for } T_d \geq 18^\circ\text{C}$$

T_d は露点温度をあらわす。

次に, 長波放射量を求めるのに用いたClark et. al.(1974)とKondo(1976)の式を示す。Clark et. al.(1974)による長波放射量を Q_l (Clark et. al.)とすると,

$$Q_l(\text{Clark et. al.}) = E_m \cdot S_b \cdot T_s^4$$

$$\cdot (0.39 - 0.05 \cdot e_a^{0.5})$$

$$\cdot F(C) + 4 \cdot E_m \cdot S_b \cdot T_s^3$$

$$\cdot (T_s - T_a)$$

ここで, T_s, T_a は絶対温度, E_m は射出率であり, ここでは定数で $E_m=0.97$ とした。 S_b は, ステファン・ボルツマン定数で $567.0 \times 10^{-10} (\text{Watt} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-4})$ とした。また, $F(C)$ は, 雲による効果を示し,

$$F(C) = 1.0 - b \cdot C^{-2}$$

であり, C は日平均雲量を示す。 b は

$$b = 0.51 + 4.4 \times 10^{-3} \times \text{lat}$$

であり, lat は緯度でDegreeで表す。

つぎに, Kondo(1976)の式を示す。

$$Q_l(\text{Kondo}) = E_m \cdot (L\downarrow - S_b \cdot T_s^4)$$

ここで, $L\downarrow$ は下向きの長波放射量であり,

$$L\downarrow = S_b \cdot T_a^4 \cdot \{1.0 - (0.49 - 0.066 \times e_a^{0.5}) \cdot (1.0 - C \cdot V \cdot h)\}$$

で表される。ここで,

$$V = 0.75 - 0.005 \cdot e_a$$

$$h = (C_l + 0.85 \cdot C_m + 0.5 \cdot C_h) / C$$

ここで, C_l は下層雲量, C_m は中層雲量, C_h は上層雲量である。しかし, 中層と上層の雲量はデータが少ないので, 石井と近藤¹⁰⁾に従い,

$$C_h = C_m(C - C_l) / 2.0$$

として用いた。 C は全雲量である。

また, Kurasawa et. al.(1983)の式は, 係数などは, 安藤ら(1989)を参照のこと。

なお, Reed(1974)の式, Kondo and Miura(1985)の式およびClark et. al.(1974)の式は, 東京商船大学の, 岩坂直人博士の博士論文より引用した。また, Kondo(1976)の式は石井と近藤(1987)の中で示されているものである。

(原稿受理: 1989年11月10日)