

TUMSAT-OACIS Repository - Tokyo

University of Marine Science and Technology

(東京海洋大学)

中部太平洋赤道域で観測された流速構造

メタデータ	言語: jpn
	出版者:
	公開日: 2008-03-27
	キーワード (Ja):
	キーワード (En):
	作成者: 北出, 裕二郎, 峰, 雄二, 野田, 明, 濱田, 浩明, 萩田, 隆一, 松山, 優治, 春日, 功
	メールアドレス:
	所属:
URL	https://oacis.repo.nii.ac.jp/records/123

中部太平洋赤道域で観測された流速構造*

北出裕二郎^{*1}・峰 雄二^{*2}・野田 明^{*2}・濱田浩明^{*2}
萩田隆一^{*2}・松山優治^{*1}・春日 功^{*2}

CURRENT STRUCTURE OBSERVED IN THE CENTRAL EQUATORIAL PACIFIC OCEAN

Yujiro Kitade^{*1}, Yuji Mine^{*2}, Akira Noda^{*2}, Hiroaki Hamada^{*2},
Ryuichi Hagita^{*2}, Masaji Matsuyama^{*1} and Isao Kasuga^{*2}

Current and hydrographical observations were performed to clarify the structure of equatorial current and vertical circulation in the central equatorial Pacific Ocean in December of 1996. The currents obtained by acoustic Doppler current profiler (ADCP) clearly show the current systems in the equatorial region. The equatorial current system expected by the vertical temperature distribution agrees well with those obtained by ADCP. The equatorial undercurrent (EUC) obtained by ADCP have the maximum velocity of 57 cm/s and transport of 18.4 Sv. Meridional current is divergence around the center of westward flow such as the south equatorial current (SEC) and the equatorial intermediate current (EIC), while the meridional current is convergence around the center of eastward flow such as EUC. Vertical velocity estimated from horizontal divergence using ADCP data is 1.17×10^{-3} cm/s. The wedge-like structure of salinity was found near the center of EUC and indicates the mutual intrusions between warm-saline water and cold-fresh water.

Key words: The central equatorial Pacific Ocean, Equatorial currents, Equatorial upwelling, Equatorial meridional circulation, ADCP

1. は じ め に

太平洋赤道域での観測はこれまで多くの研究者によって成されており、海流の分布や構造など、かなり詳細に分かってきている。赤道域では、卓越する貿易風により表層水は極方向へ輸送され、顕著な赤道湧昇が起こる (Cromwell, 1953)。さらに、その湧昇流は太平洋東西の海面勾配により生じる南北方向の地衡流によって補償されている (Wyrtki and Kilonsky, 1984)。赤道域では、東西方向の海流が卓越し南北方向の流れは比較的小さいが、南北循環流は赤道上で卓越する東西流への加入や熱塩循環に重要な役割を果たすと考えられている (Poulain, 1993)。その中でも特に鉛直流は海洋熱帯域における循環系の力学だけでなく、生物化学過程においても重要である。しかし、鉛直流速値は非常に小さく、直接測流することは極めて難しい。Wyrtki (1981) は海面での風と表層下の密度分布から湧昇流を求め、 $100^{\circ} \sim 150^{\circ} \text{W}$ の赤道域南北 400 km の範囲で

* Received May 29, 1997.

^{*1} Laboratory of Physics and Environmental Modeling, Tokyo University of Fisheries, 5-7, Konan 4-chome, Minato-ku, Tokyo 108, Japan (東京水産大学環境システム学講座)。

^{*2} Research and Training Vessel Umitaka Maru, Tokyo University of Fisheries, 5-7, Konan 4-chome, Minato-ku, Tokyo 108, Japan (東京水産大学海鷹丸)。

$1.15 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ と算出している。その後, Bryden and Brady (1985) は, 水平流速の分布から連続の式を用いて鉛直流を求め, 赤道上の南北に 1.5° の幅で $2.94 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ を得ている。多くの場合, 水平流速は地衡流計算により求められているが, 低緯度であることから南北流速の算出には様々な工夫が施されている。近年, Poulain (1993) は 12 年分のドリフターの追跡結果から水平発散を求め, 赤道 20 km という狭い範囲で 50 m 深の鉛直流速がそれまでのものと比べ 1 桁大きい $1.5 \sim 2.0 (\times 10^{-2} \text{ cm/s})$ であることを示した。この様に赤道湧昇流の見積もりは多数なされており, 鉛直流速は異なるが流量ではほぼ一致した値を得ている。このことは鉛直流の見積もりには, 南北流が重要であることを示し, 南北循環過程による物質輸送量の定量的評価には, 赤道海流系に対する南北流の構造を明らかにする必要がある。最近, acoustic Doppler current profiler (ADCP) を用いた水平流速の直接速流が赤道域で実施されるようになり, 赤道海流系の詳細な構造あるいは赤道潜流とエルニーニョ現象の関係などについて良い成果をあげている (Eldin *et al.*, 1992; Kuroda and McPhaden, 1993 など)。従って, 南北流速の構造の測定には ADCP を用いた連続的な観測が極めて有効であると, 期待される。

そこで, 赤道域の海流系, 特に潜流や南北流の構造を調べるため, 中部太平洋赤道域において, 1996 年 12 月に東京水産大学研究練習船海鷹丸による ADCP を用いた測流, 並びに XBT による測温, 定点での CTD 観測を実施した。本研究では ADCP 観測記録から赤道域の海流系の構造を明らかにし, 南北循環流と熱塩分布との関係について調べた。

2. 観 測

観測は東京水産大学研究練習船海鷹丸 (1828 t.) により, 1996 年 12 月 13 日～12 月 27 日に東京ータヒチ間 (緯度にして $34^\circ 50' \text{ N} \sim 7^\circ \text{ S}$) で実施した。Fig. 1 に海鷹丸の航路と CTD 観測点の位

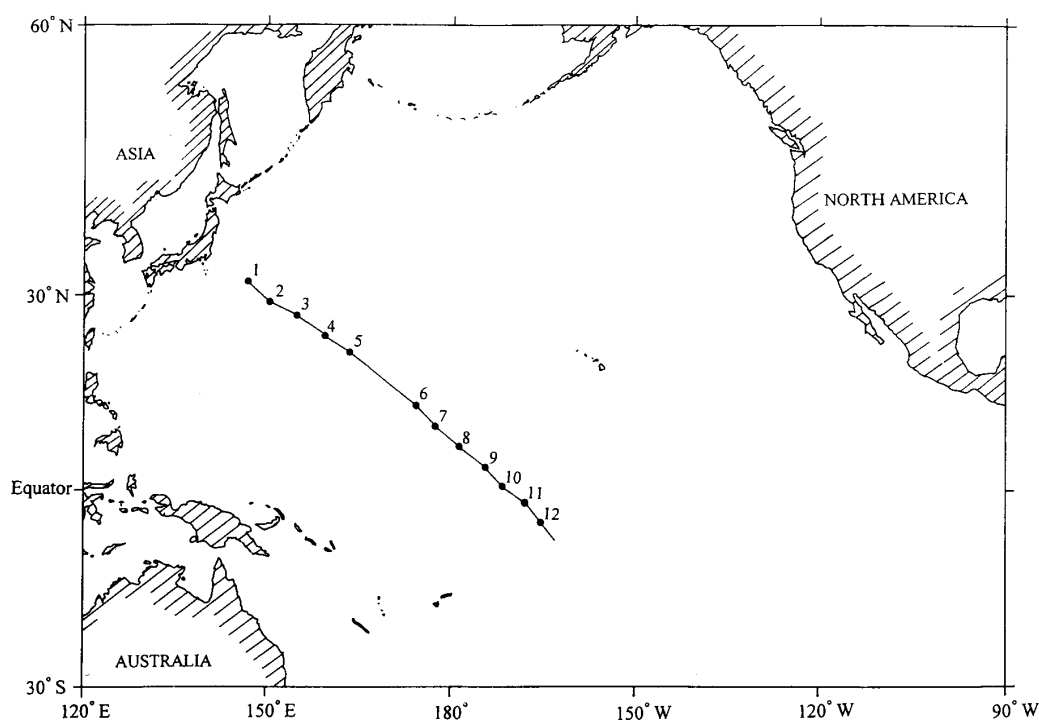


Fig. 1. ADCP and XBT observations line. Numbers indicate the locations of CTD casts.

置を示す。観測項目は、ADCP による流向・流速の連続的な測定、CTD (FSI, ICTD) による水温・塩分等の測定、XBT による航走中の水温測定である。ADCP は海鷹丸の船底に設置した RD 社の 75 kHz のブロードバンド型で、16 m 深から 16 m 間隔で測流するように設定し、赤道付近では約 500 m 深までの良好な流速記録が得られた。Global Positioning System により 5 秒毎に船位を測定しており、ADCP データから船速を除去する際に用いた。XBT (T-7) 観測は緯度にして 20' 毎に、CTD 観測は緯度にして約 3° 毎に実施した。なお、CTD 観測時にロゼットマルチサンプラーで採水し、Portasal (Guild line) により CTD の塩分を検定した。塩分検定の結果は相関係数 0.999 で、補正式は $y = 1.0003x + 0.073$ である (但し、 y と x はそれぞれサリノメータと CTD の塩分値を示す)。

3. 観 測 結 果

XBT で得た水温の断面図を Fig. 2 に示す。125°~131°E 方向に航行したため、各緯度において経度が異なるが、黒潮 (32°~33°N)、黒潮反流 (31°~32°N)、亜熱帯反流 (21°~23°N)、北赤道海流 (10°~17°N)、北赤道反流 (3°~10°N)、南赤道海流 (2°N 以南) などを示す水温構造が見られる。以下では、赤道付近の構造を見ていく。

Fig. 3 は赤道付近 (12°N~7°S) を拡大して描いた水温断面図で、これまで赤道域で得られている結果 (Montgomery and Stroup, 1962; Wyrski and Kilonsky, 1984; Yoshida *et al.*, 1993) とほぼ同様な温度分布を見出すことができる。温度躍層の深度は 9°~10°N で最も浅く、4°N にかけて急激に深くなっており、この躍層上には高温水が分布している。また、2°N~2°S には温度躍層が約 200 m 深を中心にして、ドーム状に分布しており、赤道潜流の存在を示している。2°S より南では躍層の深度がやや深くなっている。赤道の南北 2° の 300~400 m 深では水温約 10°C で、一様な水塊が分布している。1989, 1991 年に海鷹丸で観測された水温断面図 (Yoshida *et al.*, 1993) との比較から、今回観測した赤道域の表層混合層の水温は 27~28°C で、1989, 1991 年の水温 (28~29°C)

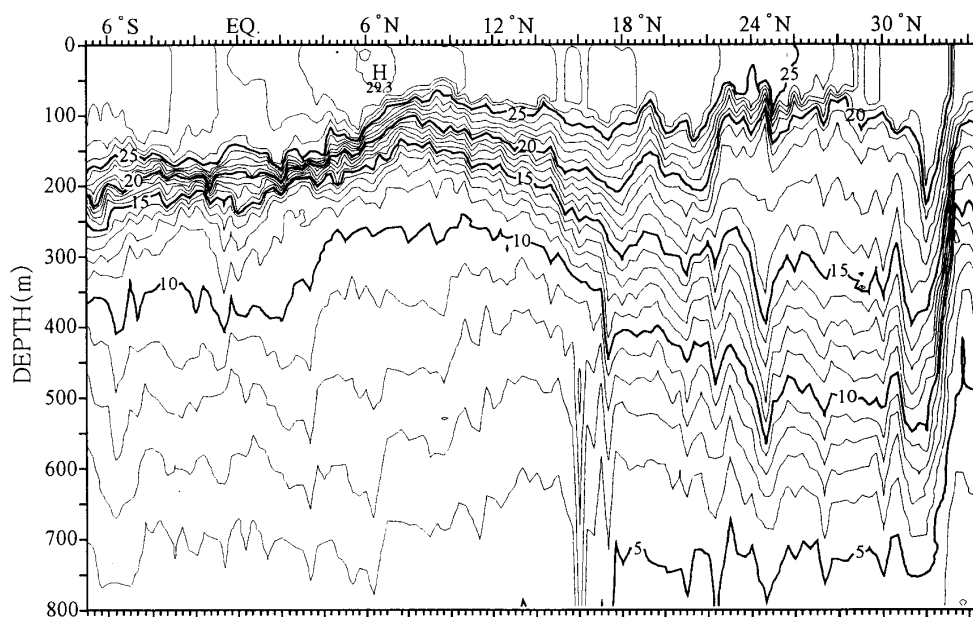


Fig. 2. Vertical section of temperature obtained throughout the observational line. Unit is °C.

より低いが、赤道上の 200 m 深付近にドーム状の構造が存在する点で 1989 年の分布に近いことが分かった。

Fig. 4 は ADCP で得られた $10^{\circ}\text{N}\sim 7^{\circ}\text{S}$ の流速東西成分と南北成分の分布図である。測定した記録を緯度にして 0.5° (約 4 時間) 毎に平均し、鉛直方向には 3 層 (48 m) の移動平均を施し平滑化してある。赤道上の上層 100 m 以浅には西向流の南赤道海流 (South equatorial current: SEC) が、その下には 200 m 深に極大 (57 cm/s) を持つ東向流の赤道潜流 (Equatorial under current: EUC) が分布している。この赤道潜流の強流域は Fig. 3 に見られる赤道上のドーム状水温構造 (15~

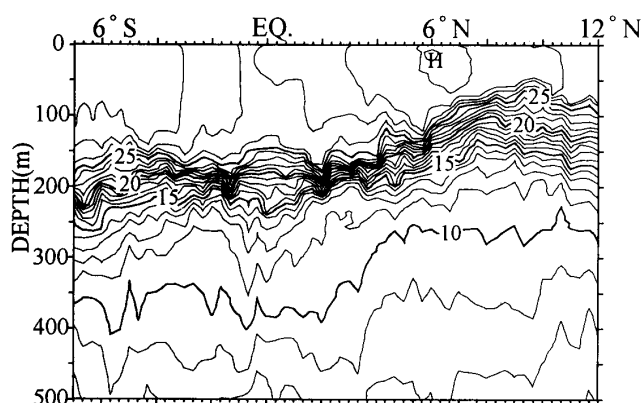


Fig. 3. Vertical section of temperature ($^{\circ}\text{C}$) obtained in the equatorial region.

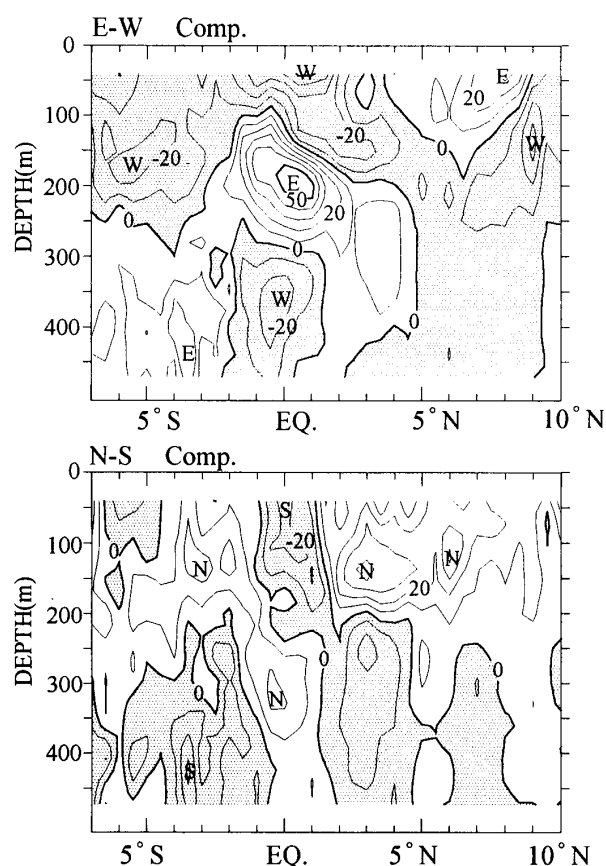


Fig. 4. Vertical section of zonal (upper panel) and meridional (lower panel) currents in cm/s obtained in the equatorial region.

20°C) とよく対応する。さらに、その下の 400 m 深付近には西向流 (Equatorial Intermediate Current: EIC) を認めることができる。EUC の強流部は赤道線上にあるが、SEC の強流部は 1°N 付近に、EIC の強流部は 0.5°S に存在する。EUC の中心部は南北流で見ると、潜流の北で南向き、南側で北向きの流れであり収束域となっていることが分かる。また、SEC は赤道より北の 1°N 付近にあったが、南北流と対応させてみると、ちょうど発散域に対応し、赤道より南に分布していた EIC も発散域となっている。これらのことから、西向流である SEC と EIC は発散域、東向流の EUC は収束域となっていることが分かる。また、6°~9°N の 100 m 以浅には東向流 (北赤道反流: NECC), 3°~4°N の 250~350 m 深には Northern Subsurface Countercurrent (NSCC) が見られる。NECC と NSCC の分布と水温分布を比較すると、両海流とも等温線が南に下がっているところの上部に位置していることが分かる。3°~4°S の 400 m 深付近に見られる東向流は Southern Subsurface Countercurrent (SSCC) と考えることができる。

Wyrski and Kilonsky (1984) にならって、各海流の領域を Fig. 5 のように分け、この領域区分に従って各海流の流量、平均流速 ($\bar{u}$) 及び断面積を求めた (Table 1)。これらの値を 1000 db 基準の地衡流計算によって得られた Wyrski and Kilonsky (1984) の値 (Table 2) と比べると、本観測結果では EUC を除く潜流 (NSCC, SSCC, EIC) の平均流速が彼らの結果に比べて大きいことが分かる。

CTD で得た塩分の断面図を Fig. 6 に示す。7°N の表層 50 m には非常に低塩分な水塊 (34PSU 以下) が存在する。Fig. 3, 4 との比較から、この低塩分域は高温で東向流の北赤道反流域に位置していることが分かる。塩分は南に行くほど高くなっており、5°S の 150~200 m 深には 36.2 (PSU) を越える高塩分水が存在し、温度躍層上部に分布している。この高塩分水は南から赤道方向へと延びており、2°S~2°N には 20 m 程度の鉛直スケールを持つ塩分変化が存在する。この塩分構造は赤道潜流の強流域と対応しており、南北流で見ると収束域となっていることが分かる。

水温・塩分の鉛直構造をよく見るために Fig. 7 に水温と塩分の鉛直プロファイルを示す。赤道上の点 Sta. 10 の 190 m 深では水温が逆転している (Sta. 10 では流れが非常に強く CTD をゆっくり降ろしたため、Sta. 9 の 200 m 深に見られるような塩分値のスパイク状の変化は殆どない)。同

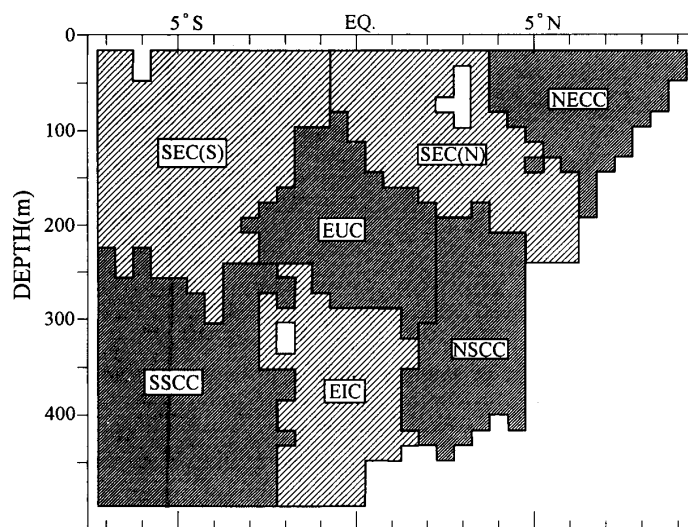


Fig. 5. Areas occupied by eastward flow (dark shade) and westward flow (light shade).

Table 1. Zonal currents observed near the central Pacific Ocean in December of 1996.

		Transport (Sv)	$\bar{u}$ (cm/s)	Area (km ²)
SEC		-35.6	-15.1	234.9
	6°N~eq.	-16.5	-17.3	95.0
	eq.~7°S	-19.1	-13.6	139.9
EUC		18.4	23.5	78.3
EIC		-8.6	-10.5	81.8
NECC		7.2	12.6	57.2
NSCC		6.4	8.7	73.0
SSCC	2°~7°S	14.0	10.5	133.8

Table 2. Transports, mean speed and areas occupied by each current are given for a discrete one year period from April 1979 to March 1980 and for the entire 17 month period of the Shuttle Experiment (after Wyrski and Kilonsky, 1984).

	One year			All data		
	Transport (Sv)	$\bar{u}$ (cm/s)	Area (km ²)	Transport (Sv)	$\bar{u}$ (cm/s)	Area (km ²)
North equatorial current	-23.3	-8.2	285	-24.0	-7.3	327
North equatorial countercurrent	19.8	21.4	92	19.2	20.3	94
South equatorial current	-55.0	-10.6	517	-52.5	-9.7	540
Equator to 4°N	-15.1	-30.2	50	-11.0	-24.8	44
Equator to 9°S	-26.5	-13.7	193	-29.3	-14.2	206
South of 9°S	-13.4	-4.9	274	-12.2	-4.2	290
South equatorial countercurrent	0.6	4.3	14	0.3	2.7	9
Equatorial undercurrent	22.8	31.0	73	30.5	37.5	81
Equatorial intermediate current	-11.9	-8.0	149	-9.8	-7.1	138
Northern subsurface countercurrent	8.9	6.7	133	7.7	6.1	126
Southern subsurface countercurrent	4.3	4.8	90	43	4.8	89

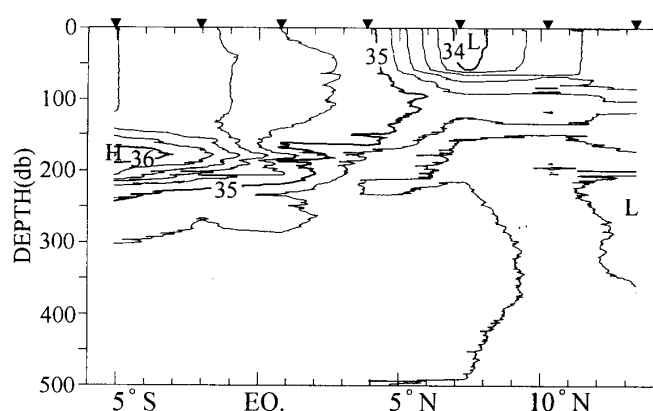


Fig. 6. Vertical section of salinity obtained in the equatorial region.

じ深さの塩分と比較すると、塩分が少し高くなっている所と対応する。この水温逆転層の上下に、幾つかの塩分逆転を見ることができる。この温度逆転は先に述べた流れの構造とあわせて考えると、北から低温・低塩分の水塊が、南からは高温・高塩分の水塊が相互に貫入して形成されたも

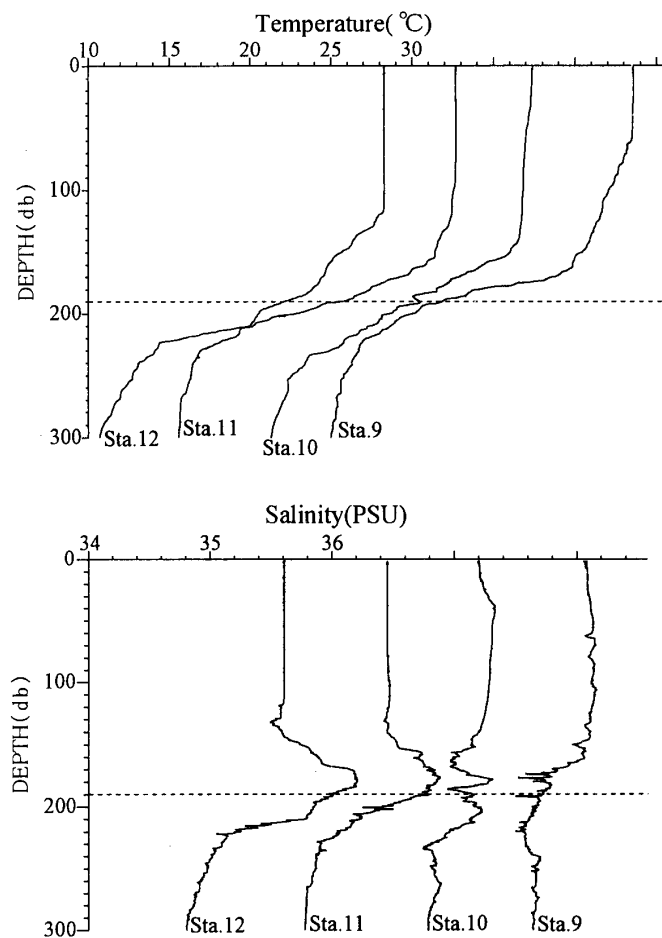


Fig. 7. Vertical profiles of temperature (upper panel) and salinity (lower panel). Each profile is shifted 5 steps horizontally.

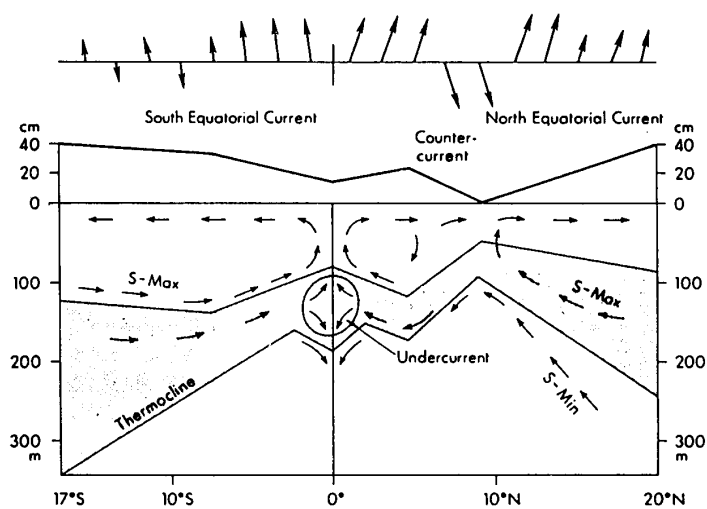


Fig. 8. Schematic view of the current system in the central equatorial Pacific between 150 and 160°W, showing surface currents, dynamic height, thermal structure and meridional circulation (after Wyrtki and Kilonsky, 1984).

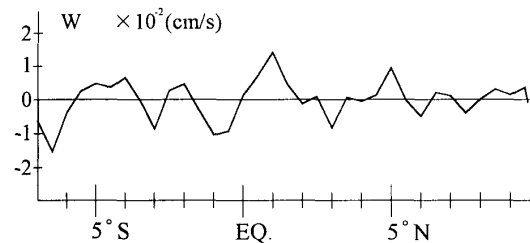


Fig. 9. Meridional variation of vertical velocity at 64 m depth estimated by the divergence of meridional current.

のと推察できる。この観測結果は Wyrтки and Kilonsky (1984) が示した中部太平洋赤道域の南北循環の構造 (Fig. 8) を支持し、EUC の領域で南北からの水塊が混合する過程を捉えたものと考えることができる。

4. 鉛直流の見積もり

ADCP によって得た流速記録を使って、連続の式を鉛直方向に積分した (1) 式から、鉛直流速 w を見積もる。

$$w = \int_{-h}^0 \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (1)$$

但し、 h はエクマン層の厚みで、中部赤道域では一般的に $h = 50 \sim 60$ m が用いられている (Poulain, 1993)。座標系、変数については一般の教科書に記載されているものと同じである。ここで、東西流の変化が南北流の変化よりはるかに小さい ($\partial v / \partial y \gg \partial u / \partial x \approx 0$) と仮定する。海面での鉛直流をゼロとし、ADCP で流速を測定できていない $0 \sim 16$ m は第一層目の流速と同じとして (1) 式から、 $h = 64$ m での鉛直流速を求めた。Fig. 9 は 64 m 深における鉛直流速の緯度変化を示す。鉛直流速の最大値は 1°N に存在し、約 $1.4 \times 10^{-2} \text{ cm/s}$ とかなり大きい。Poulain (1993) が求めた $1.5 \sim 2 (\times 10^{-2} \text{ cm/s})$ にかかなり近い値を持つ。しかしながら、本研究で得た鉛直流の特徴として、①必ずしも赤道直上で湧昇となっておらず、②緯度方向に大きく変動し、③赤道において非対称である、等をあげることができる。観測時期が 12 月であること、さらには瞬時値であることを考えると、ここで算出した w には tropical instability wave (TIW) による影響が含まれている可能性が強い。TIW は赤道に対して非対称で、赤道海流系の位置エネルギーが局所的な運動エネルギーに転換されることによって発生する不安定波動と考えられており、9～11 月に最も発達する (Harrison, 1996; Johnson, 1996)。そこで、得た w から TIW による変動を除去するため、 $2.5^\circ \text{S} \sim 2.5^\circ \text{N}$ で平均すると鉛直流速は $1.17 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ となる。この値は Wyrтки (1981) が見積もった値とほぼ一致する。

5. まとめと考察

中部太平洋赤道域における海流の構造を調べるため、海鷹丸による ADCP, CTD, XBT 観測を実施した。ADCP による観測結果から、約 500 m 深までの鮮明な赤道海流系の構造を得た。これらの流速構造は XBT で得られた水温構造及びこれまで地衡流計算により得られている海流の構造とよく一致した。1996 年 12 月に $170^\circ \text{E} \sim 170^\circ \text{W}$ の中部太平洋で ADCP で測定した EUC の最大流速は 57 cm/s で、流量は 18.4 Sv であった。これらの値は Wyrтки and Kilousky (1984) の見積

もりと比べ小さいが、EUCを除く潜流 (NSCC, SSCC, EIC) の平均流速は彼らの結果に比べて大きかった。また、赤道上の東向流域 SEC と EIC では南北流で見ると発散域となっており、西向流域の EUC は収束域となっていた。

ADCP により得た南北流から鉛直流を見積もった。鉛直流は緯度方向に大きく変化し、観測時期が12月であること、鉛直流の値が大きく赤道に対して非対称であることから、鉛直流には TIW による影響が含まれているものと考えることができた。TIW の影響を除くため、赤道を中心として南北に 5° の範囲で平均すると湧昇流速は $1.17 \times 10^{-3} \text{ cm/s}$ と見積もれた。

CTD によって測定した塩分の分布を見ると、EUC 領域の赤道 200 m 深付近には鉛直スケール 20 m 程度のくさび形の構造が存在し、これは水温逆転を伴っていることが分かった。EUC の北には低温低塩分水が、南側には高温高塩分水が分布しており、南北流で見ると収束域であることから、相互貫入の可能性がある。この貫入は EUC の上部に位置し、逆転層の水温は約 20°C であることから、Pacific equatorial 13°C water (Tsuchiya, 1981) の起源となるものではなく、赤道湧昇へと取り込まれていくものであると考えることができるだろう。この貫入過程は赤道域の熱塩循環を解明する鍵になるものと期待される。今後さらに詳細な観測を実施し、混合過程を明らかにすることが望まれる。

謝 辞

観測を実施するに当たり、協力していただいた東京水産大学研究練習船海鷹丸の乗組員の方々をはじめ、東京水産大学の山口征矢教授、佐藤博雄助教授、大学院生平澤 享氏、並びに専攻科学生諸君に心から感謝致します。

文 献

- Bryden, H. L. and E. C. Brady 1985. Diagnostic model of the three-dimensional circulation in the upper equatorial Pacific Ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, **15**: 1255–1273.
- Cromwell, T. 1953. Circulation in a meridional plane in the central equatorial Pacific. *J. Mar. Res.*, **12**: 196–213.
- Eldin, G., A. Morliere and G. Reverdin 1992. Acoustic Doppler current profiling along the Pacific equator from 95°W to 165°E . *Geophys. Res. Letters*, **19**: 913–916.
- Harrison, D. E. 1996. Vertical velocity in the central tropical Pacific Ocean: a circulation model perspective for JGOFS. *Deep-Sea Res. II*, **43**: 687–705.
- Johnson, E. S. 1996. A convergent instability wave front in the central tropical Pacific. *Deep-Sea Res. II*, **43**: 753–778.
- Kuroda, Y. and M. J. McPhaden 1993. Variability in the western equatorial Pacific Ocean during Japanese Pacific Climate Study cruises in 1989 and 1990. *J. Geophys. Res.*, **98**: 4747–4759.
- Montgomery, R. B. and E. D. Stroup 1962. Equatorial Waters and Currents at 150°W in July–August 1952, The Johns Hopkins Oceanographic Studies Number 1. Baltimore, The Johns Hopkins Press, p. 68.
- Poulain, P.-M. 1993. Estimates of horizontal divergence and vertical velocity in the equatorial Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **23**: 601–607.
- Tsuchiya, M. 1981. The origin of Pacific equatorial 13°C water. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 794–812.
- Wyrtki, K. 1981. An estimate of equatorial upwelling in the Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**: 1205–1214.
- Wyrtki, K. and B. Kilonsky 1984. Mean water and current structure during the Hawaii-to-Tahiti shuttle experiment. *J. Phys. Oceanogr.*, **14**: 242–254.
- Yoshida, J., H. Sudo, M. Matsuyama, Y. Kurita and Y. Mine 1993. Japan-equator XBT sections in late November 1989 and in early December 1991. *J. Oceanogr.*, **49**: 121–129.

中部太平洋赤道域で観測された流速構造

北出裕二郎・峰 雄二・野田 明・濱田浩明・萩田隆一・松山優治・春日 功

中部太平洋赤道域における海流の構造を調べるため、1996年12月に東京水産大学研究練習船海鷹丸による ADCP, CTD, XBT 観測を実施した。ADCP による観測の結果、約 500 m 深までの鮮明な赤道海流系の構造を得た。これらの流速構造は XBT で得た水温構造及びこれまで地衡流計算により得られている海流の構造とよく一致した。170°E~170°W の中部太平洋で ADCP により測定した EUC の最大流速は 57 cm/s で流量は 18.4 Sv であった。また、赤道上の東向流の SEC と EIC では南北流で見ると発散域となっており、西向流の EUC は収束域となっていた。ADCP より得た南北流から赤道湧昇流速を 1.17×10^{-3} cm/s と見積もることができた。赤道上 200 m 深付近 (EUC の中心付近) には水温逆転を伴う鉛直スケール 20 m 程度のくさび形の塩分構造が存在していた。EUC の北には低温低塩分水が、南には高温高塩分水が分布しており、南北流で見ると収束域であることから、相互貫入の可能性を指摘した。

キーワード：中部太平洋赤道域，赤道海流系，赤道湧昇，赤道南北循環，ADCP