



Title	2002・2003年における155° E線上の移行領域
Author(s)	和川, 拓; WAGAWA, Taku; 磯田, 豊 他
Citation	北海道大学水産科学研究彙報, 55(1), 23-33
Issue Date	2004-08
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/21991">https://hdl.handle.net/2115/21991</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	55(1)_P23-33.pdf



## 2002・2003年における155°E線上の移行領域

和川 拓<sup>1)</sup>・磯田 豊<sup>1)</sup>・高木 省吾<sup>2)</sup>・坂岡桂一郎<sup>2)</sup>

(2004年2月17日受付, 2004年5月27日受理)

### Transition Domain on 155°E Meridian in 2002 and 2003

Taku WAGAWA<sup>1)</sup>, Yutaka ISODA<sup>1)</sup>, Shogo TAKAGI<sup>2)</sup> and Keiichirou SAKAOKA<sup>2)</sup>

#### Abstract

The area between Subarctic Front (SAF) and Subarctic Boundary (SAB) is referred to as the Transition Domain (TD). The characteristic water mass in the TD is a dense part of Central Mode Water (D-CMW) with a density of 26.4–26.7 $\sigma_\theta$ . Using the synoptic hydrographic data in June 2002 and June 2003 cruises around the TD (145°E–155°E), we described the distribution of water mass and the flows structure around the D-CMW. Some mode waters, i.e., Subtropical Mode Water (STMW) and D-CMW, were observed around the TD, and they were absorbed into the clockwise eddies. The westward propagation speed of observed eddies, about 1 cm s<sup>-1</sup>, has the same order of the theoretical speed of the baroclinic first-mode Rossby wave. However, the local Rossby number of  $R=U/\beta L^2$  ( $U$  is a typical velocity,  $\beta$  is the planetary  $\beta$ ,  $L$  is the horizontal scale of eddy) for their eddies is less than 1.0. This suggests that the observed D-CMW within an eddy is gradually exchanged with the surrounding water during the westward propagation.

**Key words:** Transition Domain, 155°E, Dense Central Mode Water, clockwise eddy

#### 緒 言

Yasuda (2003) から引用した北太平洋北西部における主要な流れと特徴的な水塊の分布の模式図を Fig. 1 に示す(各略記号の意味については Figure Caption を参考にされたい)。この海域の最も興味深い特徴は、亜寒帯水と亜熱帯水の間にくつものフロントが存在する点であろう。北側から順に、水深 100 m の 4°C で定義される亜寒帯フロント (Subarctic Front, 以下 SAF と略す)、亜表層における 34.0 等塩分線が鉛直に立った部分で定義される亜寒帯境界 (Subarctic Boundary, 以下 SAB と略す)、これらは Favorite et al. (1976) の定義に従っている。そして黒潮分岐フロント (Kuroshio Bifurcation Front), 黒潮続流 (Kuroshio Extension), 混合層フロント (Mixed Layer Front), 亜熱帯フロント (Subtropical Front) と続いている。これらのフロントの中で SAF と SAB の間は移行領域 (Transition Domain, 以下 TD と略す) と呼ばれ、南北方向の水塊変質が最も大きな領域である。

TD の特徴的な水塊として、Fig. 1 には重い中央モード水 (Dense Central Mode Water, 以下 D-CMW と略す) が示されている。本研究は 155°E 線付近の海洋観測データを用

いているが、このデータ解析により TD や D-CMW の西側境界付近を捉えられることが期待される。D-CMW は密度 26.4~26.7 $\sigma_\theta$  の範囲で、主に 180°E 以西に分布し、存在密度が 26.0~26.4 $\sigma_\theta$  で主に 170°E 以東に分布する浅い中央モード水 (Shallow Central Mode Water, 以下 S-CMW と略す) とは区別されている。先に述べたように TD は水塊の境界にもなっていることから、大気海洋相互作用や炭素循環に関わるモード水や北太平洋中層水の形成域 (Yasuda, 2003), また稚仔の生残環境・加入率の変動を通して卓越魚種の交代に関わる海域 (杉本, 1998) としてその研究の重要性は極めて大きい。しかし、そもそもなぜ TD が形成されるのか、その形成がなぜ 155°E 付近からなのかについてはまだ明らかにされていない。我々の研究の大きな目標はこれらの「なぜ」に答えることであるが、本研究ではまずその第一段階として、2003 年に北海道大学水産学部附属練習船おしよる丸に超音波流速計 (Acoustic Doppler Current Profiler, 以下 ADCP と略す) が搭載されたことから、TD の特徴的な水塊である D-CMW の構造を捉え、その周辺の流れ構造との関係を記述することを目的とした。

<sup>1)</sup> 北海道大学大学院水産科学研究科資源環境科学講座  
(Laboratory of Marine Environmental Science, Graduate School of Fisheries Sciences, Hokkaido University)

<sup>2)</sup> 北海道大学水産学部附属練習船おしよる丸  
(Training Ship "Oshoro Maru" Factory of Fisheries, Hokkaido University)

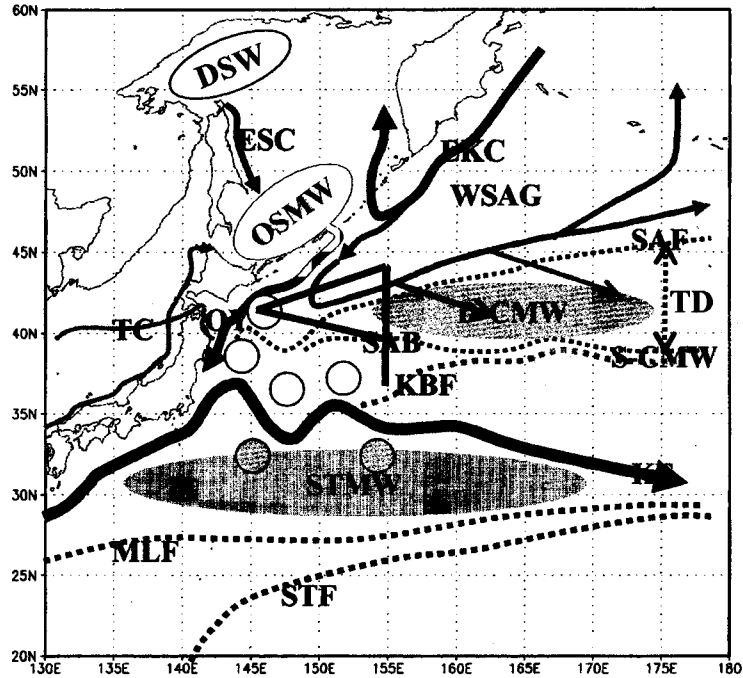


Fig. 1. Schematic illustration of the near-surface current, front and water-mass structures in the Kuroshio-Oyashio transition area. EKC : East Kamchatka Current, WSAG : Western Subarctic Gyre, ESC : East Sakhalin Current, OY : Oyashio, KE : Kuroshio Extension, TC : Tsushima Warm Current, SAF : Subarctic Front, SAB : Subarctic Boundary, KBF : Kuroshio Bifurcation Front, STF : Subtropical Front, MLF : Mixed Layer Front, STMW : Subtropical Mode Water, S-CMW : Shallow Central Mode Water, D-CMW : Dense Central Mode Water, OSMW : Okhotsk Sea Mode Water (Fig. 1 of Yasuda, 2003). TD is the Transition Domain between SAF and SAB. Thick solid lines indicate the observation lines in this study.

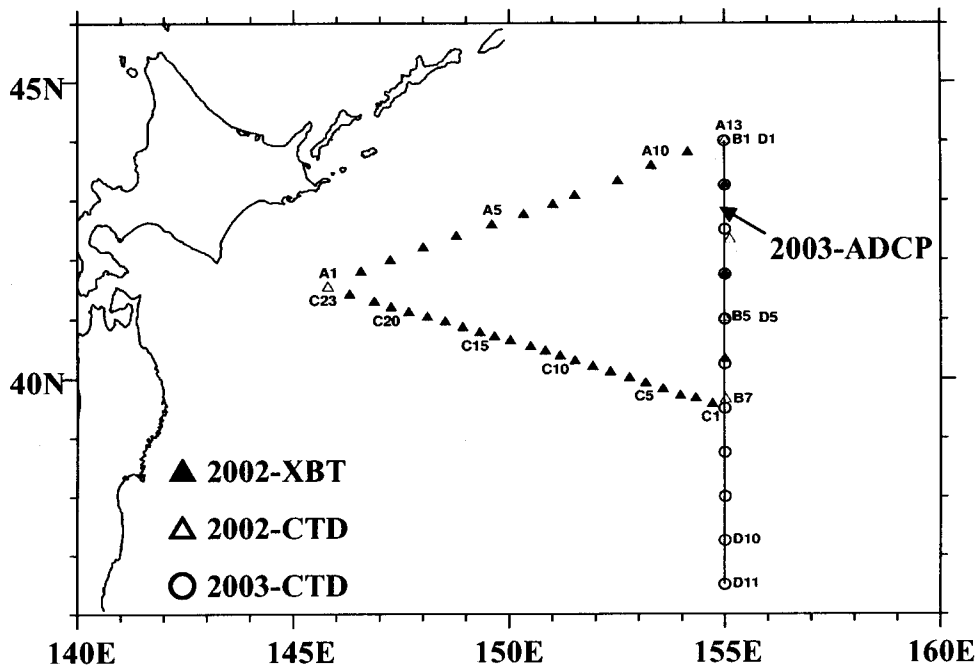


Fig. 2 Locations of XBT (▲) and CTD (△) stations in June 2002, and those of CTD (○) and ADCP (solid line) stations in June 2003 for the Oshoro Maru cruises.

海洋観測

本研究では2002年6月7~17日に北海道大学水産学部附属練習船おしよろ丸によって行われたXBT(投下式水深水温計; 鶴見精機社製 T-7プローブ)・CTD(電気伝導度水温水深計; Seabird社製 SBE9Plus and SBE-19)観測, 2003年6月7~13日に同練習船によって行われたCTD・ADCP(古野電気社製 CI-3500AD)観測のデータを使用した。このADCPは2003年より同練習船に搭載されており, 鉛直方向の測定間隔は6mで, 走行中の水深10-706mまでの流速・流向が10分間隔で収録されている。2002年と2003年の観測点・観測線をFig.2に示す。▲印は2002年のXBT観測点, △印は同年のCTD観測点, ○印は2003年のCTD観測点, そして実線は同年のADCP観測線を示す。

解析データの前処理

ADCP データ

エラーデータの除去と空間分布データの作成

観測海域の水深は5,000m以深であるため, ADCP観測は対水モードの観測となる。よって, 対地船速から対水船速を差し引いて流速値を求めなければならない。しかし, 本器に収録される対地船速はGPS(汎地球測位システム)から計算された瞬間値(数秒間の平均値)であるのに対して, 対水船速は電気的なフィルターを介した10分平均値である。そこで, 本解析ではGPSデータを用いて10分間の移動距離を求め, 改めて10分平均の対地船速を計算した。

Fig.3Aは水深148mのADCPデータを例に, 流速ベクトルの空間分布を示したものである。ベクトルが密集している停泊時は流向が安定せず, いくつかのスパイク状のエラーデータも存在している。これは船が加速や減速をした

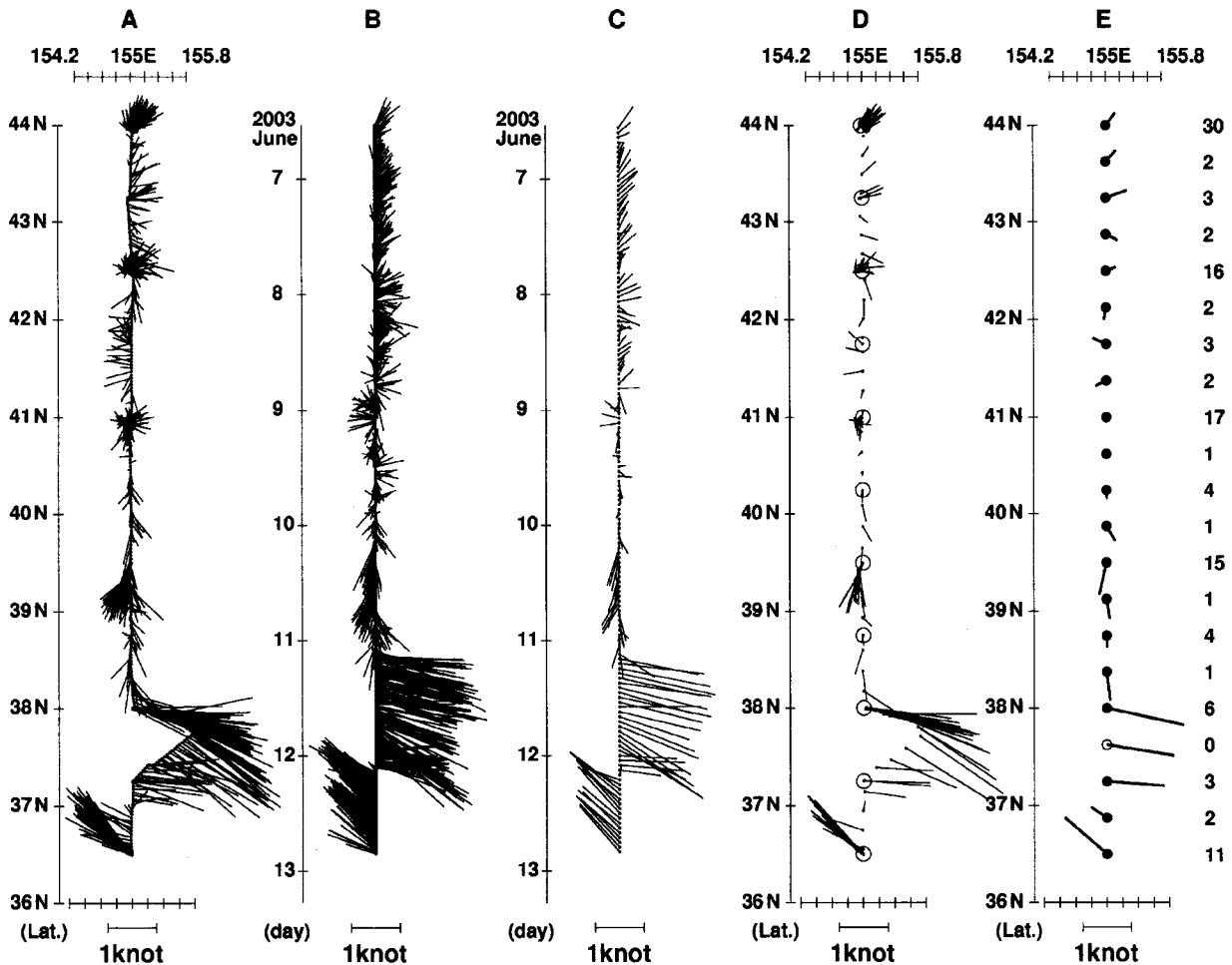


Fig.3 The preanalysis of ADCP data using the example data at the depth of 148 m. A : spatial distribution of raw data, B : time series of raw data, C : hourly mean data after cutting off data beyond 5 knots and doing the quality control, D : spatial distribution of hourly mean data (symbol ○ indicates CTD stations in June 2003), E : spatial average data within a grid of 22.5' north/south and 12' east/west at the stations with symbol ●. Here, symbol ○ indicates interpolated station using north/south data because there is no data at this station. The number of data within the grid is shown in the right hand side of E.

り、船首方向を変えることによって GPS から求めた 10 分平均の対地船速の精度が低くなったことが原因だと思われる。このようなエラーデータを削除するために、データを時系列に並べ替え (Fig. 3B), 流速が 5 knot 以上のものを削除し、1 時間 (6 個のデータ) 平均値を使用することを考えた。このとき、6 個のデータの中で quality control ( $3\sigma$  以上を削除) を行い、異常値を削除した結果が Fig. 3C であり、これを再び空間分布に並べ直したものが Fig. 3D である。さらに、後の解析で力学計算を行うため、緯度 22.5 分毎の等間隔の空間分布にしたものが Fig. 3E である。このとき、緯度 22.5 分毎の各測点において、南北方向にそれぞれ緯度 11.25 分、東西方向にそれぞれ経度 6 分の矩形内にあるデータを空間平均している。この例における空間平均

したデータの個数を Fig. 3E の右側に数値で示した。ここで東西方向に経度 6 分以上離れていたデータ (図の ○ 印測点) は  $155^\circ\text{E}$  線のデータとして扱わず、南北の測点の流速データを用いて内挿した。

水深方向のデータのばらつき

一般の超音波流速計 (ADCP) はまとまったピンガーを打ち、反射されたピンガーがどれだけ戻ってくるかをパーセントで示した % good でデータの質を判断している。しかし、本器にはそのような機能がなく、平均エコーレベルでデータの質を判断した。その指標として本解析ではエコーレベルが 20.0 dB 以下の場合にはデータの質が悪いものとした。Fig. 4 は上記の処理を水深毎に行い、20~50 m 間

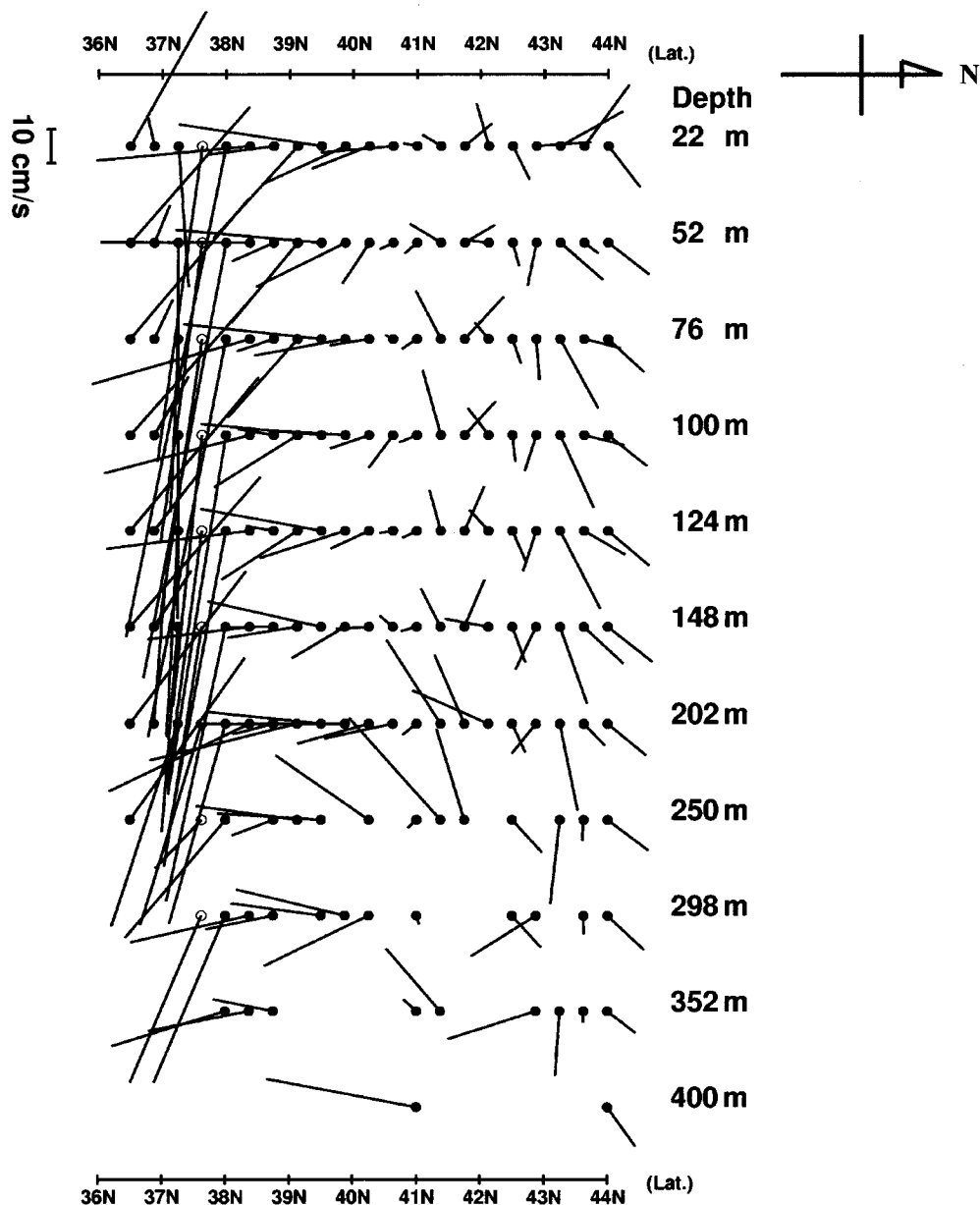


Fig. 4 Current vectors at each depth from ADCP cruises along  $155^\circ\text{E}$  in June 2003.

隔の流速ベクトルとして表示したものである。まず水深が250 m 以深ではエコーレベルが低く、データは欠測となり、得られた流速はばらつきが大きい。表層付近の水深22 mの流れをみると、これ以深のものとは異なる流れ構造になっていることがわかる。これはおそらく風などの非地衡流成分の影響によるものと考えられる。一方、水深52~202 mの間は比較的似た流れ構造を示している。この範囲の中にある流速値がどれだけ地衡流的な流れ場であるのかを確認するために、次節では海面高度分布との比較を行う。

**ADCP 流速場と海面高度偏差の比較**

Fig. 5(a) はコロラド大学がweb上 ([http://www-ccar.colorado.edu/realtime/gifs\\_tmp/global\\_ssh](http://www-ccar.colorado.edu/realtime/gifs_tmp/global_ssh)) で提供している TOPEX-Poseidon/ERS-2 の海面高度偏差図で、2003年6月の ADCP 観測時と同時期のものを示している。Fig. 5(b) は一例として水深148 m の ADCP 流速ベクトルを示している。Fig. 5(a) をみると、本観測時には42°N と36.5°N 付近に二つの時計回りの渦が存在していたことがわかる。これらの渦は Fig. 5(b) の流速ベクトルの分布からも確認できる。ただし、Fig. 5(a) は海面水位の値であることと、偏差の値であることに注意しなければならない。そこで、東西方向の海面地衡流

$$u = -g(\partial\eta/\partial y)/f \tag{1}$$

( $u$  は流速の東西成分で東向きが正、 $y$  は南北方向の距離で北向きが正、 $\eta$  は海面変位、 $f$  はコリオリパラメータ) を仮定して、二つの渦の強さを水平シアアの値で比較した。海面地衡流から推測される水平流速シアアは、北側の渦は

$1.4 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、南側の渦は  $4.0 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  である。ADCP 観測で得られた流れの東西流から計算される水平シアアは、北側の渦は  $1.8 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ 、南側の渦は  $7.6 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  である。この比較からわかるように、海面変位から推測される地衡流シアアと、ADCP の流速シアアとに大きな矛盾のないことがわかる。よって、本論文では水深150 m 前後の ADCP の値は CTD の密度場から計算される傾圧地衡流の絶対流速値として用いることができると判断した。なお、水深52~202 m の各値を用いて地衡流場を計算したが大きな差は認められなかったため、本解析では水深148 m の ADCP の値を用いることにした。

**CTD データ**

CTD の生データにみられるスパイク状のエラーデータを除去するために1 m 毎の生データに7点の Median filter をかけ、微細構造を除去するために Hanning filter ( $0.25A_{i-1} + 0.5A_i + 0.25A_{i+1}$ ;  $A_i$  は水深  $i$  m における各値) を20回施した。次に、水深10 m 毎の平均値を計算し、ポテンシャル水温 (以下水温と呼ぶ)、塩分、ポテンシャル密度 (以下密度と呼ぶ) の各鉛直断面図 (Figs. 6(a), (b), (c)) を作成した。また、前述した通り、ADCP の水深148 m の東西流速成分を基準にした絶対地衡流速を水深10 m 毎に平均した鉛直断面図 (Fig. 6(d)) も作成した。渦位 (Potential Vorticity:  $PV$ ) の計算には相対渦度を無視した

$$PV = f(\partial\rho/\partial z)/\rho \tag{2}$$

( $f \sim 9.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 、 $\rho$  は密度、 $z$  は鉛直軸) の式を用いてモード水を特定した。なお、ここでは示さないが、Fig. 6(d)

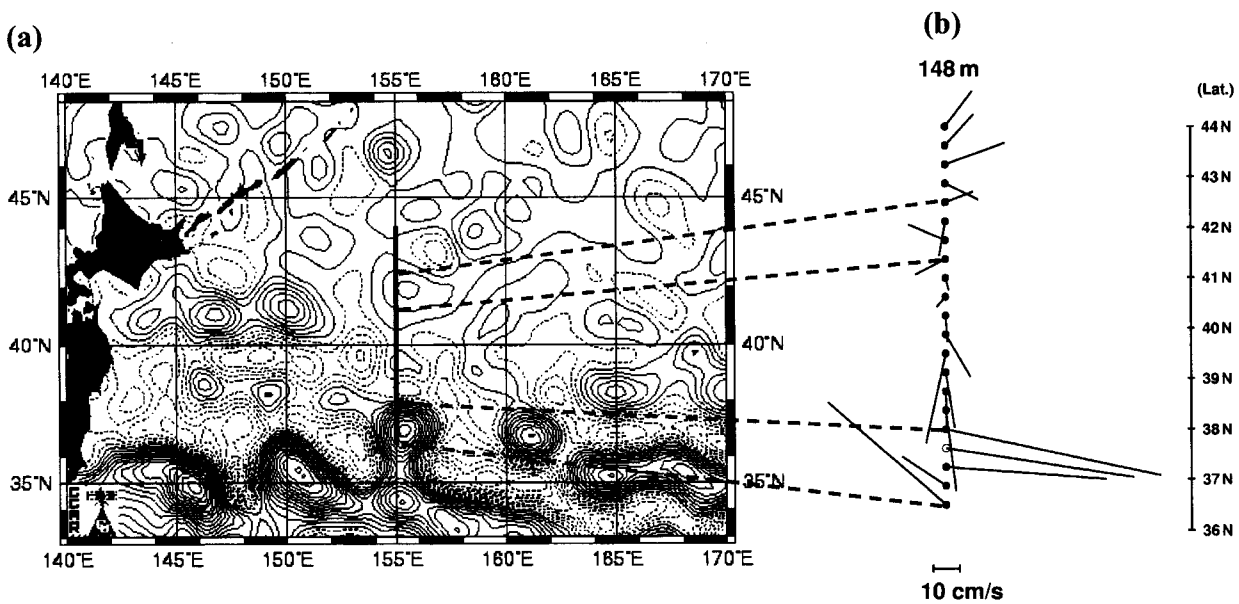


Fig. 5 (a) The contour of sea surface height anomaly on 10 June 2003, based on TOPEX-Poseidon and ERS-2 satellite altimeters. Contour interval is 5 cm. Solid line indicates the ADCP cruise. (b) Current vectors at the depth of 148 m in 7-13 June 2003 at the ADCP cruise along 155°E. Dotted lines show the corresponding locations for the clockwise eddies between the positive sea surface height and the shear flow of ADCP data.

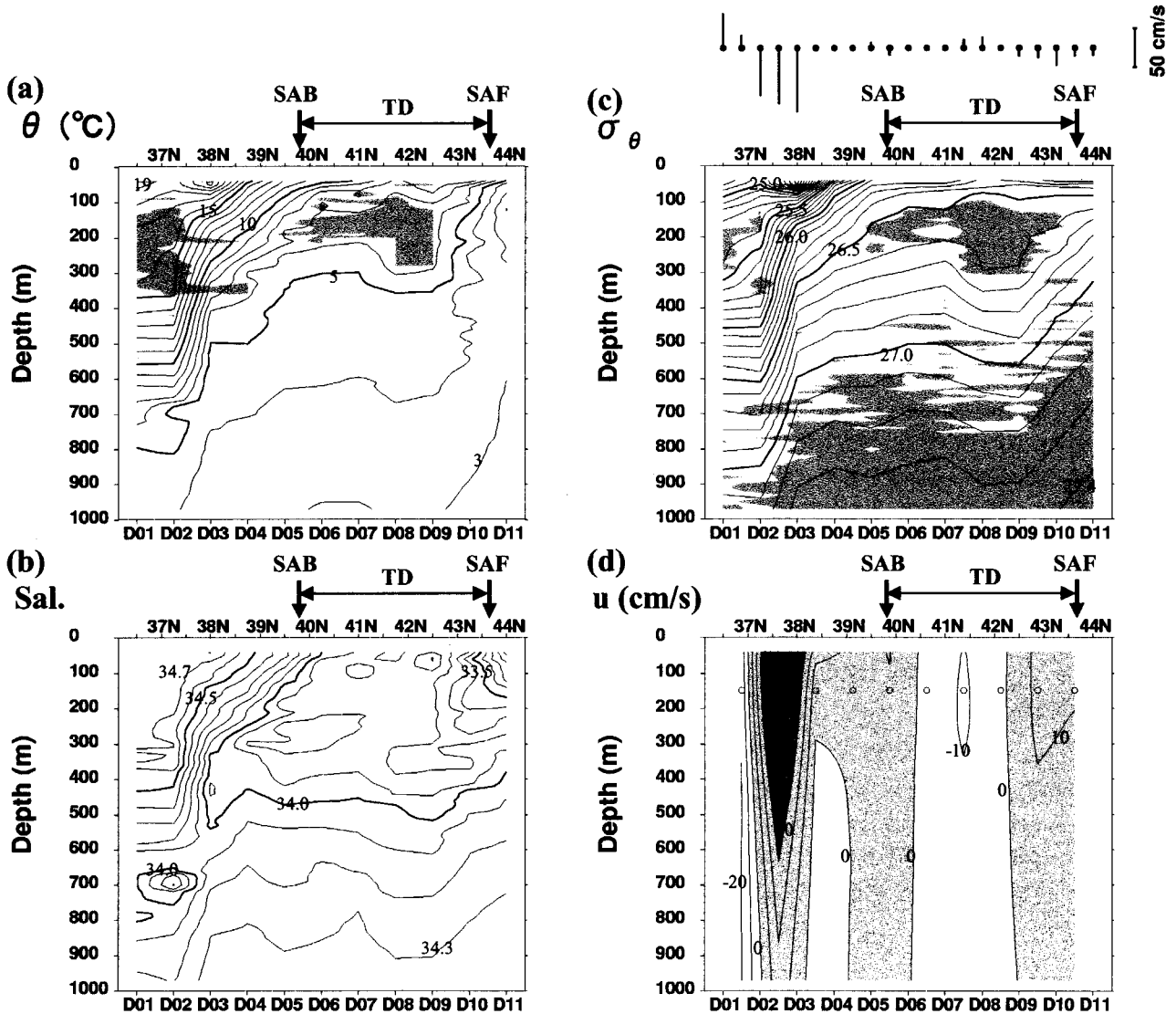


Fig. 6 (a) Potential temperature, (b) salinity, (c) potential density, and (d) eastward geostrophic velocity at the vertical cross-sections in 2003 CTD/ADCP cruise along 155°E. Two vertical arrows at each figure indicate the meridional locations of SAF and SAB, and the area between both arrows is TD. The eastward velocity components of ADCP at the depth of 148 m, which are shown above (c), are used as the absolute velocity of the dynamic calculation. The gray areas in (a) and (c) indicate lower values for the vertical gradient of temperature less than  $1.5/100$  m and the potential vorticity less than  $2.0 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ , respectively.

の東西流速成分を用いて計算した相対渦度を考慮しても渦位分布はほとんど変化しないことを確認している。このことは、この海域における相対渦度は惑星渦度に比べて十分小さいことを示している。水塊特性に関しては Zhang and Hanawa (1993) に従い、亜熱帯水と亜寒帯水の等密度面混合比の水深 10 m 毎の平均値を鉛直断面分布として表現した (Fig. 7)。

#### XBT データ

まず、XBT の生データには CTD データの処理と同じ Median filter と Hanning filter をかけた。なお、XBT の観測点間隔は均一ではないため、水平方向に Gaussian filter

をかけて、等間隔データに補正した後、水深 10 m 毎に平均値をとり、断面分布図 (Fig. 8) を作成した。このとき、Gaussian filter の e-folding スケールは 50 km とし、水平距離が 115 km 以内のデータを用いている。

### 解析結果

#### 2003 年の移行領域

##### 水温・塩分・密度・東西地衡流の 155°E 線鉛直断面分布

Fig. 6 は (a) 水温、(b) 塩分、(c) 密度、(d) 東西地衡流の各鉛直断面図である。密度断面に示した灰色領域は、渦位  $PV$  (水深 10 m 毎平均) が  $2.0 \times 10^{-10} \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$  以下の低

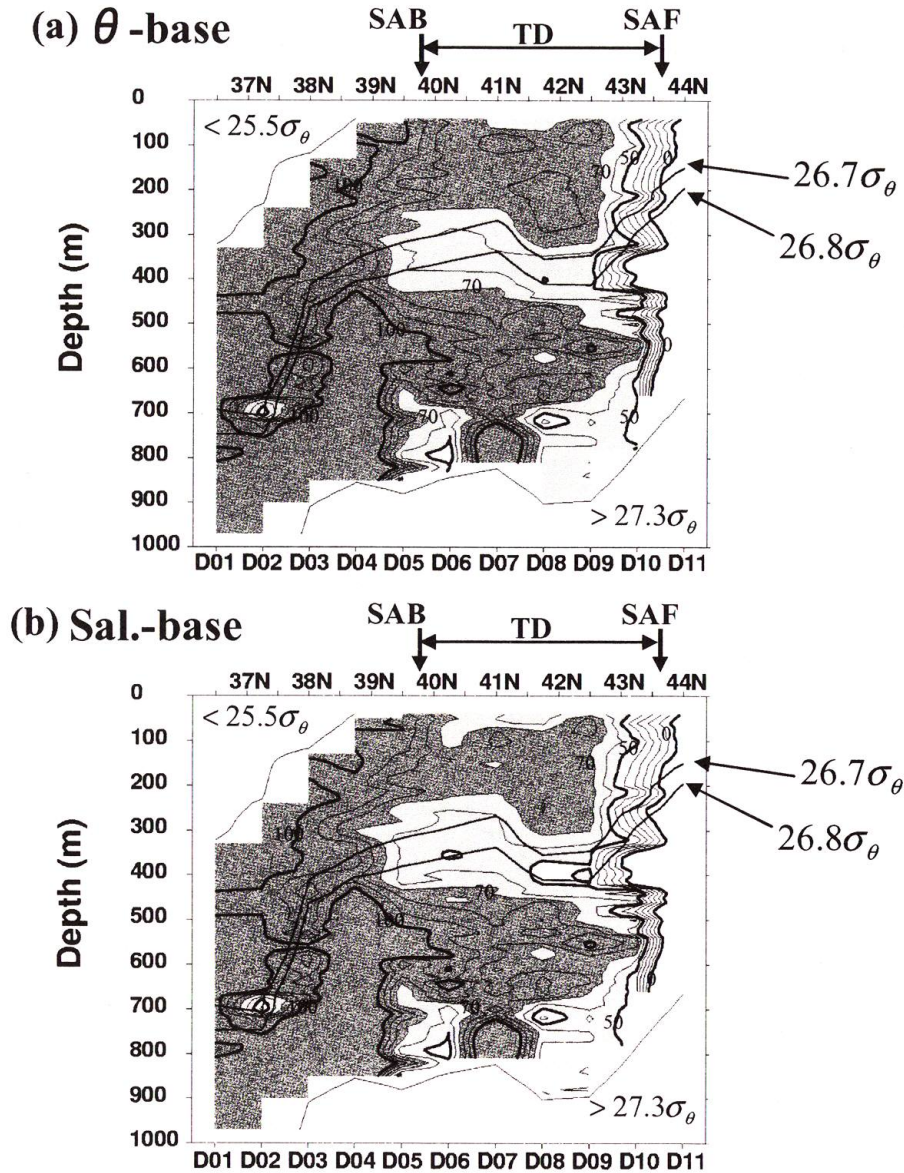


Fig. 7 The vertical distributions of isopycnal mixing rate based on (a) the potential temperature and (b) the salinity in 2003. Locations of two vertical arrows are SAF and SAB. Thick solid contours correspond to the mixing rate of 0%, 50%, 100% and also correspond to the density of  $26.7\sigma_\theta$  and  $26.8\sigma_\theta$ . Light and dark gray areas are the mixing rate range between 50 and 70%, and higher than 70%, respectively.

渦位を示し、東西地衡流断面に示した灰色領域は東向き成分、白抜き領域は西向き成分である。各図の上段には SAF (水深 100 m で水温  $4^\circ\text{C}$ ) と SAB (水深 100 m ~ 200 m で塩分 34.0) の位置、その間の TD を矢印で示してある。また、密度断面の上段には水深 148 m の ADCP 東西流成分を示した。

はじめに密度断面 (c) をみると、TD 内に時計回りの渦を示唆する下に凸の密度構造がみられる。この渦構造は東西地衡流断面図 (d) にもみられ、少なくとも水深 1,000 m までの構造をもっていることがわかる。そして渦の中心 ( $42^\circ\text{N}$  付近、水深 100-300 m) には、D-CMW が密度  $26.5 \sim 26.6\sigma_\theta$  の範囲に存在している。また、SAB より南側の  $37$

付近の密度  $25.3 \sim 25.5\sigma_\theta$  には Suga and Hanawa (1995) によって定義されている亜熱帯モード水 ( $25.2 \sim 25.6\sigma_\theta$ , Subtropical Mode Water; 以下 STMW と呼ぶ) も存在している。このようなモード水を水温分布からみつけることを目的に、 $6^\circ\text{C}$  以上の水温レンジにおいて、種々の鉛直水温勾配を計算した。その結果、鉛直水温勾配が  $1.5^\circ\text{C}/100\text{m}$  以下の場合に密度分布に示した低渦位と似た様な分布 (STMW や D-CMW) を得ることができ、水温断面図に灰色領域で表示した。この指標は Suga et al. (1997) が STMW や CMW を判別するために用いた値と同じである。水温でモード水が指標できることは、北太平洋亜熱帯循環の北西部では上層の塩分が比較的一様なために、密度が水温に支

配的な関数となっているためである (Hanawa and Hoshino, 1988)。実は、D-CMW の具体的な水温値はこれまで報告されておらず、本研究結果から D-CMW の存在水温は 6~7°C であることが示唆される。

水塊混合比の 155°E 線鉛直断面分布

等密度面混合比には Zhang and Hanawa (1993) の Table 1 に示された 25.5-27.3 $\sigma_\theta$  の密度範囲における典型的な亜熱帯水・亜寒帯水の水温・塩分値を用いた。観測された水温または塩分の等密度面混合を仮定して両水塊の混合比を計算し、100% 以上が亜熱帯水、0% 以下が亜寒帯水と定

Table 1. Physical parameters for the clockwise eddies named by A, B, and C.

	(a)	(b)	(c)	(d)	(e)	(f)
	$L$ (km)	$F$	$C_w$ (cms <sup>-1</sup> )	$C_p$ (cms <sup>-1</sup> )	$U$ (cms <sup>-1</sup> )	$R$
A	150	20	-0.7	-1.9	15	0.38
B	260	62	-1.6	-1.9	70	0.59
C	170	26	-1.1	-1.9		

義した。ここで注意しなくてはならないのが、彼らの定義する混合比とはこれらの二つの水塊のみを起源とした混合水が分布する海域や水深において意味があり、海面加熱・冷却や降水・蒸発の影響を受けやすい表層ではその値が本来の意味とは違ってくるといことである。よって本研究の解析領域で考えてみると、モード水が形成される 26.7 $\sigma_\theta$  以浅では冬季に海面に露出するため、その値の解釈に注意が必要である。

Fig. 7 に等密度面混合を仮定した水塊混合比を示し、(a) が水温を基にした混合比、(b) が塩分を基にした混合比である。ここでは亜熱帯中層水の代表密度として 26.7~26.8 $\sigma_\theta$  の等密度線を重ねて示している。両図を比べると、その分布特性には大差がないことがわかり、どちらを指標にしても良いことがわかる。TD 内では混合比が 0~100% で変化しており、前述した時計回りの渦の D-CMW が存在していた 26.7 $\sigma_\theta$  以浅の部分は混合比が 70% 以上の亜熱帯系の水塊となっている。しかし、その下の 26.7~26.8 $\sigma_\theta$  付近の中層における混合比は 70% 以下となっていて亜寒帯水が混合された水塊が入り込んでいることがわかる。

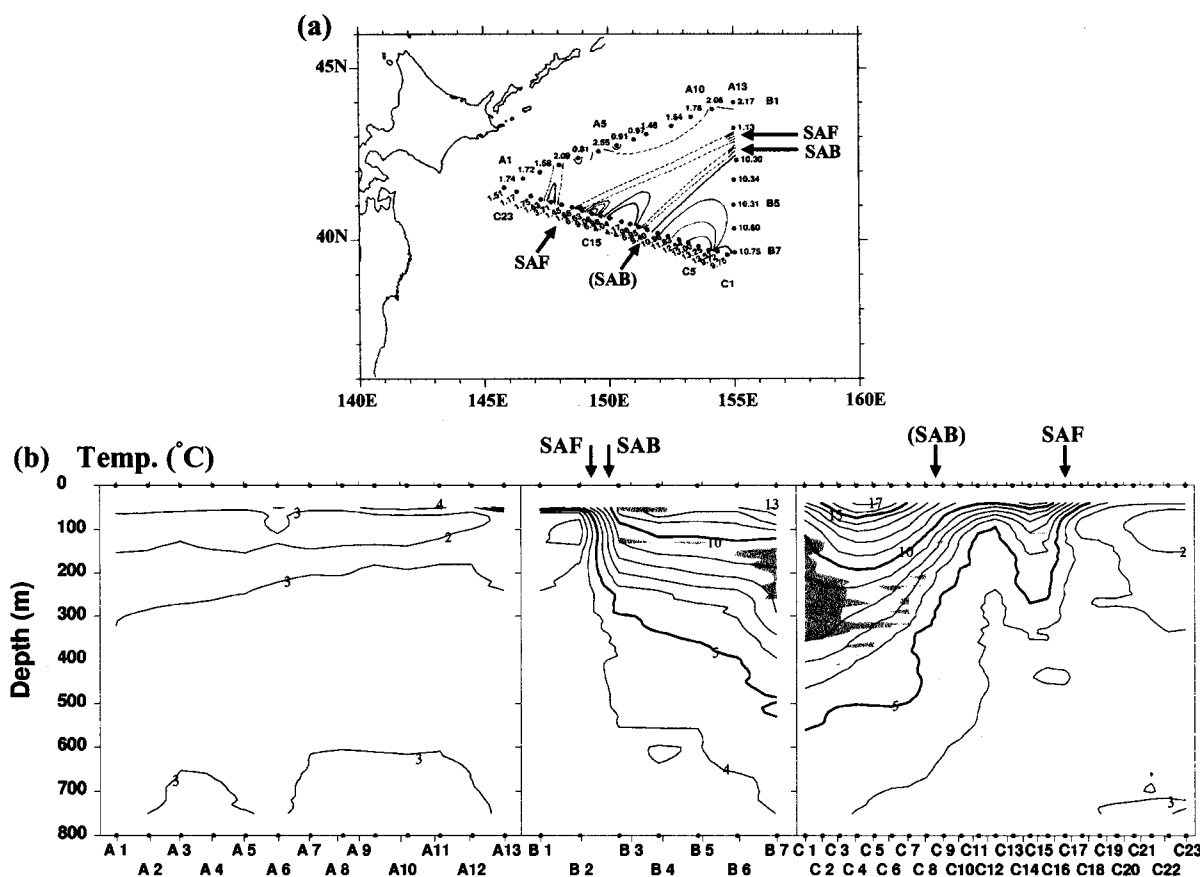


Fig. 8 (a) Spatial distribution of temperature at the depth of 100 m and (b) vertical distribution of temperature at XBT and CTD cruises in 2002. Numbers shown in (a) are value of temperature at the depth of 100 m. Arrows show the locations of SAF and SAB, but the bracketed SAB is inferred as the index of 9.0°C at 100 m. The gray area indicates the mode water with  $dT/dz < 1.5^\circ\text{C}/100\text{ m}$ .

2002 年の移行領域

2002 年の XBT・CTD 観測における水温鉛直断面図を Fig. 8(b) に示す。Fig. 8(a) は水深 100 m における水温水平分布図であり、数字は各観測点の水温値である。鉛直断面図には先に議論した 1.5°C/100 m 以下の鉛直水温勾配、すなわち、モード水を灰色領域で示している。また、2002 年観測時における SAB と SAF の位置を矢印で示す。ただし、C 断面に関しては塩分の情報がいないために、B 断面 (図は省略) における SAB 付近の水深 100 m の水温が 9.0°C であったことからこれを指標にしている。

まず、2002 年の観測時における 155°E 線の TD は 2003 年に比べて非常に狭かったことがわかる。A 断面は亜寒帯の水域にあり、水深 100 m 付近を中心に中冷水、水深 300 ~ 500 m を中心に中暖水が形成されている。モード水は、B 断面と C 断面の境界付近に水温 7.5-10.0°C の値をもって存在している。S-CMW の存在水温は Nakamura (1996) により 8.5~11.5°C, Suga et al. (1997) により 9~13°C, そして D-CMW の存在水温は先の議論から 6~7°C とした場合、2002 年に観測されたモード水は S-CMW と D-CMW の中間の性質をもっているようである。C 断面の TD 内をみると、C13~C17 付近に時計回りの渦を示唆する下に凸の構造がみられるが、モード水は存在していない。

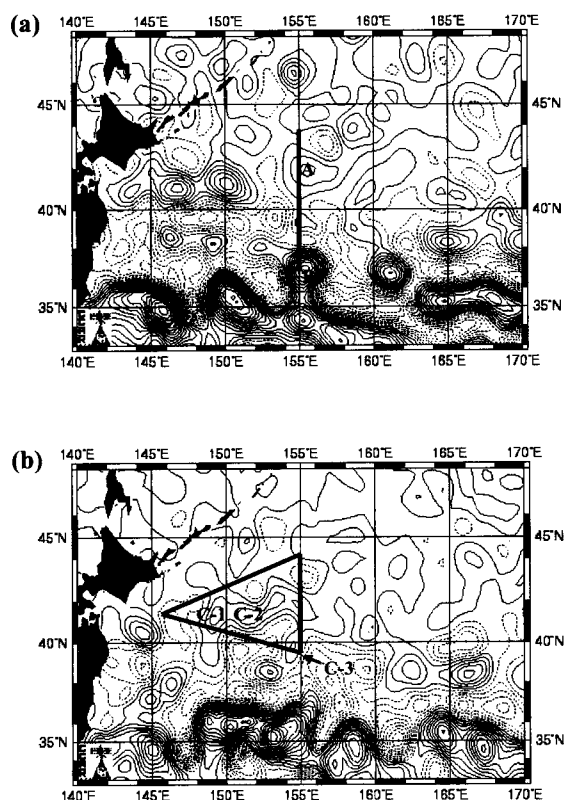


Fig. 9 Upper panel (a) is same as Fig. 5 (a), but lower panel (b) in 16 June 2002. Thick solid lines indicate the cruises at each year.

155°E 周辺の渦分布

2003 年の 155°E 線観測によって、TD 内に存在する時計回りの渦とモード水 (D-CMW) の関係が示唆された。そこで、海面高度偏差図 (Figs. 9(a), (b)) を用いて、本観測前後の渦の挙動を調べた。Fig. 5 で示したように、2003 年 6 月の 155°E 線観測時に存在した二つの時計回りの渦を A・B とし、2002 年 6 月の観測時に存在した時計回りの渦を C-1・C-3 とした。また、Fig. 9(b) の海面高度偏差図からみとることができる C ラインの北側の渦を C-2 とした。これら五つの渦の 2001 年 10 月から 2003 年 12 月までの挙動を 2 ヶ月毎にプロットしたものを Fig. 10 に示す。▲印は 2002 年 6 月の位置、●印は 2003 年 6 月の位置である。

はじめに、Figs. 10(a), (b) に示したような渦の挙動がどの程度の根拠をもって同定できるのかを議論しておく。渦の同定に関する物理パラメータとして傾圧的な発散パラメータと呼ばれる無次元数

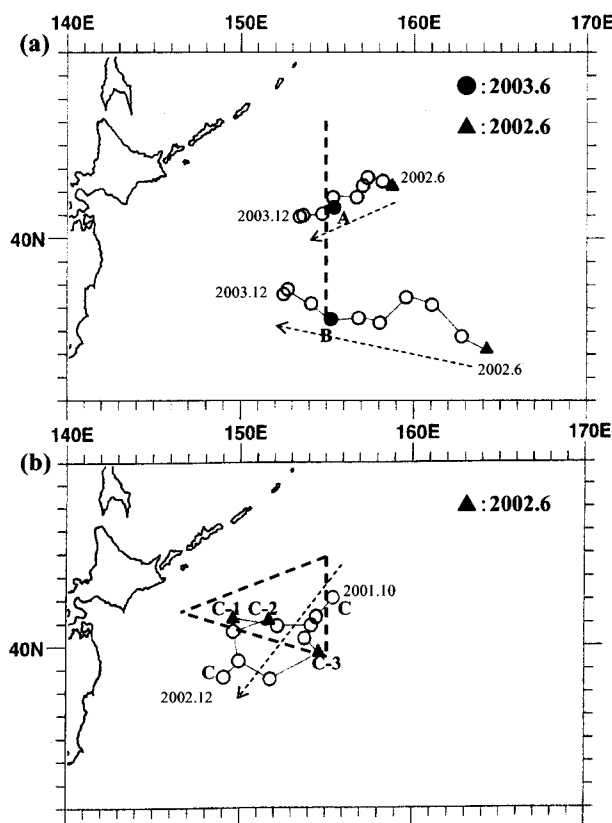


Fig. 10 Tracks of clockwise eddies of (a) A and B in the period of October 2001-December 2002, and (b) C(C1, C2, C3) in the period of June 2002-December 2003, identified in images of TOPEX-Poseidon/ERS-2 satellite altimetry observations. These tracks are drawn in two months interval. Symbol ▲ and ● indicate the positions of eddies in June 2002 and June 2003, respectively. The westward propagation of clockwise eddies is indicated by the dotted arrow direction.

$$F = L^2/\lambda_i^2 \quad (3)$$

がある。ここで、 $L$  は渦の水平スケール、 $\lambda_i$  は内部変形半径であり、 $F$  の値が十分大きいとき渦は非分散的になり、長時間にわたって同定することが可能と判断できる。二層を仮定すると内部変形半径は

$$\lambda_i = \sqrt{g\{(\rho_2 - \rho_1)/\rho_2\}(h_1 h_2 / (h_1 + h_2))} / f \quad (4)$$

( $\rho_1, \rho_2$  は上層・下層の密度、 $h_1, h_2$  は上層・下層の厚さ、 $f \sim 9.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  でコリオリパラメータ) と表現され、 $\rho_1 = 1.0265 \text{ kgm}^{-3}$ 、 $\rho_2 \sim 1.0277 \text{ kgm}^{-3}$ 、 $h_1 \sim 1,000 \text{ m}$ 、 $h_2 \sim 4,000 \text{ m}$  (Roden, 2000) とすると、 $\lambda_i \sim 33 \text{ km}$  となる。Table 1 の (a) 欄に A・B・C それぞれの渦の水平スケール、(b) 欄に  $F$  値を示すが、どの渦の  $F$  値も 1 より十分大きな値をとっている。このことから、この海域における数百 km スケールの渦に関してはその挙動を追っていくことが可能であると判断される。

Fig. 10(a) に示した A・B の渦の挙動は 2002 年 6 月から 2003 年 12 月までの期間で容易に読み取ることができたが、Fig. 10(b) に示した C (C-1~C-3) の渦は 2001 年 10 月からその存在が確認された。また、C の渦は 2002 年 4 月に分裂、同年 10 月に合体をしているようにみえた。総じてみると、A・B・C いずれの渦も西向きに移動していることがわかる。そこで、この西向きの移動速度  $C_w$  を Fig. 10 から概算した結果を Table 1(c) に示した。このような西向き伝播からこれらの渦はロスビー波として解釈されると推測され、第一傾圧ロスビー波を仮定してその位相速度

$$C_p = -\beta\lambda_i^2 \quad (5)$$

(ここで  $\beta \sim 1.8 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$  は惑星ベータ) を (d) 欄に示す。ここで、Table 1 の (c) と (d) の値を比較すると、B の渦はその値が比較的近いことからほぼ第一傾圧ロスビー波である可能性が推測される。一方、A と C の渦の移動速度は第一傾圧ロスビー波の位相速度の半分程度である。推測の範囲であるが、A と C の渦が傾圧ロスビー波であるとする場合に小さな移動速度となった理由として、東向き移流の存在、もしくはより高次の傾圧ロスビー波である可能性が示唆される。

次に、移動する渦が内部の水塊をどれだけ保存できるのかを考えてみる。この水塊保存性に関する物理パラメータが、局所ロスビー数

$$R = U/(\beta L)^2 \quad (6)$$

である (松浦・山形, 1984)。 $L$  は渦の水平スケール、 $U$  は渦の代表的な流速値、 $\beta$  は惑星ベータである。 $R$  の式は惑星波動として分散する時間スケール  $(\beta L)^{-1}$  と流体粒子が渦を一周するのに要する時間スケール  $(LU^{-1})$  の比を示している。よって、 $R$  値が十分大きければ内部の水塊がよく保存され、渦としての性質が相対的によく保たれることを示す。本研究では A・B の渦について ADCP 観測によって流速値が求まっているため、この二つの渦についてのみ

計算することができ、その  $R$  値を (f) 欄に示した。A の渦の  $R$  値は 0.38、B の渦の  $R$  値は 0.59 となり、いずれも 1 より小さい。TD 内で観測される渦が  $F > 1$ 、 $R < 1$  の値をもっていることは、渦の挙動を同定することはできるものの、この渦が観測されたようなモード水を内部に保存しながら移動しているとはいえないことを示唆している。

## おわりに

2003 年 6 月における 155°E 線の TD 内には D-CMW、SAB の南側には STMW、そして 2002 年 6 月における 155°E 線の SAB の南側には S-CMW と D-CMW の中間的な性質をもつモード水が存在していた。これらのモード水はいずれも時計回りの渦に取り込まれているように分布し、海面高度偏差分布の時系列から、これらの渦はいずれも西向きに移動していた。西向き移動は惑星ロスビー波が示す特徴であり、本研究では第一傾圧ロスビー波を仮定した理論上の伝播速度との比較を行い、これらの渦が理論上の値の 0.5~1.0 倍程度であることがわかった。

渦周辺で観測された流れデータを用いて局所ロスビー数  $R$  を見積もったところ、 $R < 1$  となり、上記の西向き移動をする渦が、観測されたモード水を内部に保存しながら移動しているとはいえないことが示唆された。また、2003 年 6 月における 155°E 線の TD 内の 26.7~26.8 $\sigma_\theta$  付近には亜寒帯水が混合した水塊が貫入していた。この貫入は渦構造を示す D-CMW の下部付近にあり、D-CMW と同様の理由により、亜寒帯水の中層貫入も渦場に伴う流れでは説明できないと思われる。おそらく、より上流 (西側) ですでに中層貫入した亜寒帯水が 155°E 線まで移流され、たまたま時計回りの渦に取り込まれたものと推測される。

TD の形成メカニズムを解明することは大きなテーマであり、155°E 線上の観測だけでこの問題を解決することはできない。今後は、155°E から 180° まで広がる TD の特徴をより広範囲で記述し、経年変化などの時間変化の解析も必要となる。しかし、本研究で明らかにした渦場とモード水との関係は今後の解析を行う際にも考慮に入れるべき一知見と考えている。

最後に、本研究で使用した海洋観測データを収集、整理、提供して頂いた北海道大学水産学部附属練習船おしよる丸の船長をはじめ士官・乗組員の皆様に感謝する。

## 引用文献

- Favorite, F., A.J. Dodimead and K. Nasu (1976) Oceanography of the Subarctic Pacific region 1960-71. *Bull. Int. North Pacific Comm.*, **33**, 1-187.
- Hanawa, K. and I. Hoshino (1988) Temperature structure and mixed layer in the Kuroshio region over the Izu Ridge. *J. Mar. Res.*, **46**, 688-700.
- 松浦知徳・山形俊男 (1984) 暖・冷水渦の振舞いの地球流体力学特性. 月刊海洋科学, **8**, 442-450.

- Nakamura, H. (1996) A pycnostad on the bottom of the ventilated portion in the central North Pacific: Its distribution and formation. *J. Oceanogr.*, **52**, 171-188.
- Roden, G.I. (2000) Flow and water property structures between the Bering Sea and Fiji in the summer of 1993. *J. Geophys. Res.*, **105**, 28595-28612.
- Suga, T. and K. Hanawa (1995) The subtropical mode water circulation in the North Pacific. *J. Phys. Oceanogr.*, **25**, 958-970.
- Suga, T., Y. Takei and K. Hanawa (1997) Thermocline distribution in the North Pacific subtropical gyre: The Central Mode Water and the Subtropical Mode Water. *J. Phys. Oceanogr.*, **27**, 140-152.
- 杉本隆成 (1998) 総論; 黒潮親潮移行域の物理および生物・化学過程. 号外月刊海洋, **13**, 5-8.
- Yasuda, I. (2003) Hydrographic structure and variability in the Kuroshio-Oyashio Transition Area. *J. Oceanogr.*, **59**, 389-402.
- Zhang, R.C. and K. Hanawa (1993) Features of the Water Mass Front in the northwestern North Pacific. *J. Geophys. Res.*, **98**, 967-975.