

日本沿海予測可能性実験 -奄美大島西方PNラインにおける予備実験-

朱 小華^{*1} 朴 在勲^{*1} 金子 新^{*1・3} オストロフスキー・アレキサンダー^{*4} 竹内 謙介^{*1}
山形 俊男^{*2・5} 江田 憲彰^{*3} 馬谷紳一郎^{*6} 根田 昌典^{*1・7} 磯辺 篤彦^{*8} 市川 香^{*1・6}
市川 洋^{*1・9} 韓 仁盛^{*1} 村上 潔^{*10} 白石 昇司^{*10}

海洋科学技術センター・地球観測フロンティア研究システムでは、1999年10月に、黒潮の季節・経年変動メカニズムを解明し、合わせて本州南方の黒潮変動を予測するために日本沿海予測可能性実験(J-COPE)を開始した。本報では、2000年7～8月の予備実験の概要と結果を報告する。

3台の圧力計付倒立音響測深器(PIES)と1台の三次元超音波流速計(3D-ACM)を、奄美大島西方PNライン上の約1000m水深の海域に係留した。3台のPIESを一辺30kmの三角形の頂点に、1台のACMを三角形の中心の海底直上に設置した。PIESの伝播時間データとこの海域で過去に得られたCTDデータを用いるGEM(Gravest Empirical Mode)法により、水温と現場比容アンマリーの鉛直分布を求めた。さらに、地衡流の鉛直分布を3D-ACMで得た海底付近の流速を基準とする力学計算より求めた。

キーワード：J-COPE, PIES, GEM, PN-Line, 黒潮。

Japan Costal Ocean Predictability Experiment (J-COPE) - Preliminary Experiment at PN line West of Amami-Oshima -

Xiao-Hua Zhu^{*11} Jae-Hun Park^{*11} Arata KANEKO^{*11・13} Alexander Ostrovskii^{*14} Kensuke TAKEUCHI^{*11}
Toshio YAMAGATA^{*12・15} Noriaki GOHDA^{*13} Shin-Ichiro UMATANI^{*16} Masanori KONDA^{*11・17}
Atsuhiko ISOBE^{*18} Kaoru ICHIKAWA^{*11・16} Hiroshi ICHIKAWA^{*11・19} In-Seong Han^{*11}
Kiyoshi MURAKAMI^{*20} and Shoji SHIRAISHI^{*20}

The Japan Costal Ocean Predictability Experiment (J-COPE) was initiated by the Frontier Observational Research System for Global Change (FORSGC)/Japan Marine Science and Technology Center (JAMSTEC) in October 1999 to

-
- *1 地球観測フロンティア研究システム
 - *2 地球フロンティア研究システム
 - *3 広島大学大学院工学研究科
 - *4 ロシア科学院シャースョフ海洋研究所
 - *5 東京大学大学院理学系研究科
 - *6 九州大学応用力学研究所
 - *7 京都大学大学院理学研究科
 - *8 九州大学大学院総合理工学研究科
 - *9 鹿児島大学水産学部
 - *10 気象庁長崎海洋气象台
 - *11 Frontier Observational Research System for Global Change
 - *12 Frontier Research System for Global Change
 - *13 Graduate School of Engineering, Hiroshima University
 - *14 P. P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences
 - *15 Graduate School of Science, University of Tokyo
 - *16 Research Institute for Applied Mechanics, Kyushu University
 - *17 Graduate School of Science, Kyoto University
 - *18 Graduate School of Engineering Science, Kyushu University
 - *19 Faculty of Fisheries, Kagoshima University
 - *20 Nagasaki Marine Observatory, Japan Meteorological Agency

clarify the mechanism of seasonal to interannual variability of the Kuroshio around the Nansei /Okinawa Islands and to predict the Kuroshio variability south of Honshu, Japan. In this paper, we present the overview and results of the preliminary experiment which was carried out during July to August 2000.

Three PIESs (Inverted Echo Sounder with a Pressure gauge) and one 3D-ACM (Three-Dimensional Acoustic Current Meter) were deployed at about 1000 m depth around the PN line west of Amami-oshima. The PIESs were placed near the bottom at the corners of the triangle of side length 30 km. The 3D-ACM was moored 100m above the bottom at the center of the triangle. The Gravest Empirical Mode (GEM) method using the historical CTD data is applied successfully to produce the temperature and specific volume anomaly profiles from the travel time data of PIESs. The vertical profiles of geostrophic currents are determined by combining the GEM results with near-bottom velocities measured by the 3D-ACM.

Keywords : J-COPE, PIES, GEM, PN-Line, Kuroshio.

1. はじめに

本州南方を流れる黒潮は、その流量・熱流量の大きさのため日本の気候に大きな影響をあたえるだけでなく、黒潮続流域の熱環境を支配することにより地球の1年～10年スケールの気候変動に大きく影響する。本州南方及び続流域の黒潮変動を予報するには、その上流域にあたる南西諸島西側の黒潮と東側の琉球海流系の変動メカニズムを解明し、それらを長期間モニタリングすることが必要となる。南西諸島西側の黒潮についてはこれまで多くの観測研究が行われその変動特性は概ね明らかにされているが、本州南方の黒潮変動に及ぼす南西諸島東側の琉球海流系の影響については、観測データが十分得られていないため未解明の部分が多い。最新の観測研究により、本州南方のASUKAライン上で観測された黒潮の平均流量 $43\text{ Sv}^{(1)}$ ($1\text{ Sv} \equiv 10^6\text{ m}^3\text{ s}^{-1}$)と東シナ海に流入する黒潮の平均流量 $20\text{--}23\text{ Sv}^{(2)}$ あるいは沖縄西方を北上する黒潮流量約 $23\text{--}25\text{ Sv}^{(3)-(5)}$ と比べ、その差は約 20 Sv である。一方、南西諸島の東側の奄美大島東方での係留観測では、約 40 cm s^{-1} の強い安定した北東流が存在することが発見されたが⁶⁾、この強い流れは台湾東方で黒潮から分岐し南西諸島東側に沿って北上する黒潮分岐流から来たものか⁷⁾、或いは東側から来た流れが南西諸島に衝突後北向きに折り返したもののか⁸⁾、未だ十分に確認されていない。また、沖縄南東側海域でも、春から夏にかけて 20 cm s^{-1} 程度の北東流が観測されているが⁹⁾、1点でのADCP係留観測であったため、琉球海流系の存在を確認するまでには至っていない。そこで、観測フロンティア日本沿海予測可能性実験グループ(J-COPE)では、最初の集中観測海域を沖縄の南東側海域に設定した。

沖縄南東側の集中観測海域は、南海トラフを含むため狭い陸棚斜面を除くほとんどの領域で水深が $5000\text{--}6000\text{ m}$ の深海となっている。このような深海では流速計を装備した多数の大型係留系を設置・維持して琉球海流系の流量を長期計測することは極めて困難なことである。それに対して圧力計付倒立音響測深器(Inverted Echo Sounder with a Pressure gauge: PIES)は小型・軽量であるため多数の係留系を設置・維持することが容易である。さらに、海底から海面までの音波の往復伝播時間と海底圧力データを組み合わ

せることにより琉球海流系の流量を順圧成分と傾圧成分に分離することが可能となる。以上の理由より、J-COPEではPIESを主な計測器として選定し、対象海域にできるだけ多数展開することを計画している。

J-COPEでは、2000年11月から始まった本実験を準備するために、2000年7月～8月の間に奄美大島西方の長崎海洋気象台海洋観測定線PNライン周辺海域で予備係留実験を行った。以下に、予備実験の概要とPIESデータの解析方法を記述し、合わせて予備実験の結果について報告する。

2. 予備実験の概要

PIESの予備実験は、2000年7月4日～8月24日、奄美大島西方の長崎海洋気象台海洋観測定線PNライン中央部の水深約 1000 m の海域で行われた(図1)。3台のPIESを一辺 30 km の三角形の頂点に、1台の三次元超音波流速計(Three-Dimensional Acoustic Current Meter: 3D-ACM)を三角形の中心の海底上 100 m 位置に係留した。設置と回収作業は、それぞれ広島大学の「豊潮丸」と長崎大学の「鶴洋丸」を使用して行った。PIES係留期間中、長崎海洋気象台の「長風丸」、長崎大学の「長崎丸」と「鶴洋丸」により、3回のCTD観測を行った。

今回使用したPIESは、アメリカロードアイランド大学が開発したIES Model 6.1である(図2)。PIESは、海底上 1 m のところで倒立させ、海面に向け音波を発射し、海面から海底までの音波の往復伝播時間を計測する。PIESのすべての電気回路及びバッテリーは直径 43 cm のガラス球に内蔵させる。内蔵後のガラス球全体の空中重量は 40 kg 、水中重量は 22 kg である。このPIES Model 6.1は、エコー・デテクターに多段レシーバーを採用し、また設定水深に応じて音響出力パワーを変更できるように改良を加えている。高精度圧力・水温センサーとしてParos 410K型(最大水深 6800 m 用)を使用している。最大3年間連続使用可能なように、リチウムバッテリーを搭載し、さらに 10 Mbyte のデータ・メモリーを使用している。長期係留後でも音響切り離し部分が能力を維持できるように、音響切り離し用バッテリーとシステム用バッテリーを分けて搭載している。また、PIES回収時に、浮上中のPIES

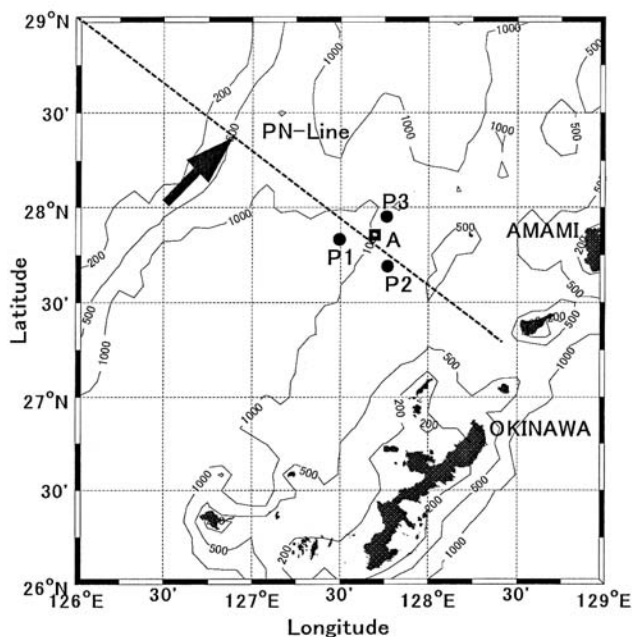


図1 観測海域図。P1, P2及びP3はPIESの係留位置, Aは3D-ACMの係留位置を示す。破線と矢印はそれぞれPNラインと黒潮流軸の位置・流向を示す。

Fig. 1 Location map of the observational site. P1, P2 and P3 indicate the PIES mooring positions. Mark A indicates the 3D-ACM mooring position. The dashed line and solid arrow indicate the PN-line and the Kuroshio axis position and current direction, respectively.

を追尾できるように、PIESから4秒間隔で発射される音波パルスをAR船上ユニットでモニターできるようになっている。さらに、海面に浮上したPIESの発見を容易にするため、内蔵型Radio Beacon (43MHz, 日本国内用に仕様変更) 及び夜間用ストロボ・フラッシャーを組み込んでいる¹⁰⁾。

これまでPIESは、主として2000m以深の深海で使用されてきた。そのため、本実験のような1000m程度の浅海域で使用する場合には、発射音波パワーをどの程度低くすべきかをパワーテストで知る必要がある。音圧パワーが大きすぎるとノイズも増幅されて、偽の海面を測定する可能性が増えるからである。ロードアイランド大学製PIESでは、受信音圧パワーが設定値を越えた時、海面と判定している。そのため、ノイズレベルが上昇すると海面からの反射信号を探知することが困難になる。今回の予備実験では、PIESの発射音圧パワーを大・中・小の三段階を分けてテストし、浅海域に適するPIESの音圧パワーを決定するためのデータを集めた。

3. PIESデータ解析法

3.1. 初期処理

PIES計測で得られた海底から海面までの往復伝播時間と海底圧力・温度データは、アメリカのロードアイランド大学が提案した手順に従って、スパイク・潮流成分などを削除した¹¹⁾。図3に、PIESデータ解析の手順図を示す。PIESのデータには、時計のエラーが記録されているため、これを用いて、

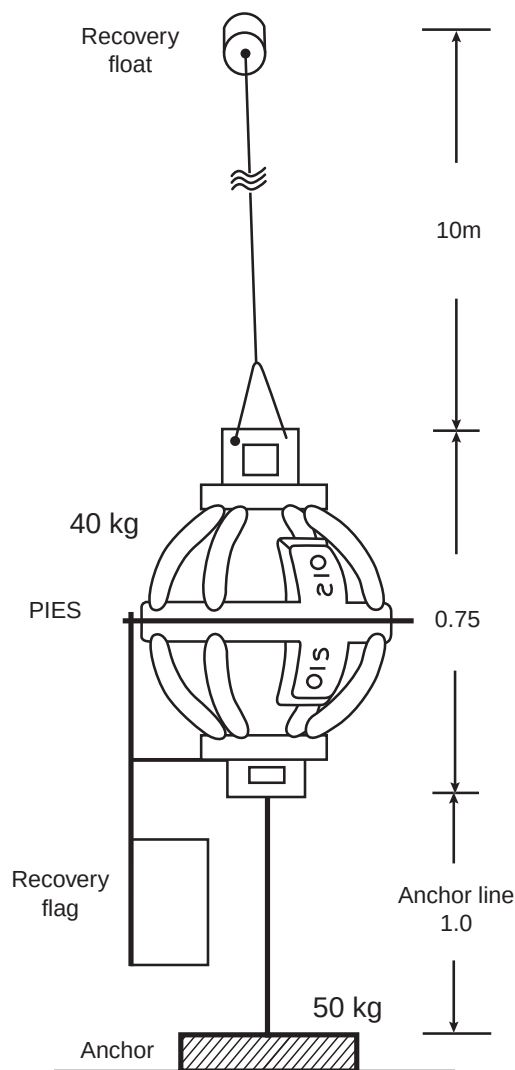


図2 PIES係留系のスケッチ図。

Fig. 2 Sketch of the PIES mooring system.

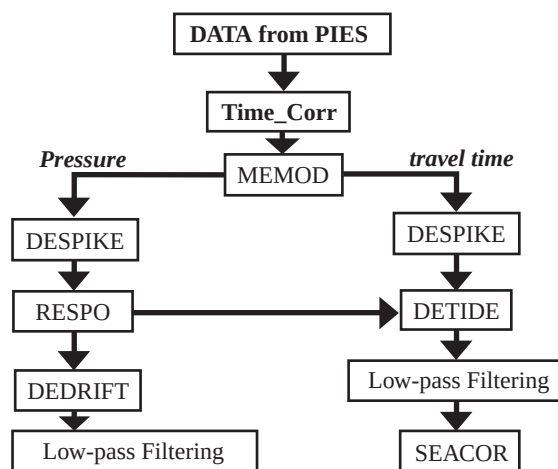


図3 PIESデータ処理の流れ図。

Fig. 3 Flow chart of the PIES data processing.

時計のドリフトを補正することができる。PIESから回収されたデータは、まず時計のドリフトを"Time_Corr"で補正する。伝播時間データ(1時間24個データ)と圧力・温度データ(1時間2個データ)を"MEMOD"で中間値を取ることによって1時間毎のデータとして編集する。データ中のスパイクを"DISPIKE"で除去してから、"RESPO"で圧力データに調和解析とTide killer filterを適用することにより潮汐成分を除く。次に、圧力計のドリフトを指数関数で近似して、"DEDRIFT"で削除する。一方、圧力の調和解析から得られた予測潮位データを用いて、伝播時間に及ぼす潮位変動の影響を"DITIDE"で除去する。それから、すべてのデータに対して48時間のローパスフィルターを往復2回施すことによって高周波変動成分を除去する。本研究の対象は、黒潮・琉球海流系の流軸変動や中規模渦の通過に伴う水温変動である。しかしながら、伝播時間データは、海面混合層の季節変動の影響を強く受けるので、これを削除する必要がある。以上のPIESデータ処理手順では、"Time_Corr"と"DITIDE"を今回のデータ解析で新しく改良した以外、ロードアイランド大学の標準のPIESデータ処理手順に従った。なお、今回は夏季のみの短期間であるため、"SEACOR"の伝播時間の季節変動の補正を行われてなかった。

3.2. GEM法による流速の推定

GEM(Gravest Empirical Mode)法は、過去のCTDデータから、水温などの鉛直プロファイルと往復伝播時間の対応関係を予め求めておき、観測で得た伝播時間データから水温や現場比容アノマリーなどの鉛直プロファイルを得る手法である。この手法は、アメリカロードアイランド大学グループによって近年に開発され、これまで、本州南方の黒潮海域^[2]、北大西洋海流^[3]、南極周極流^{[14][15]}に適用されている。

次に、GEM法の手順を簡単に述べる。過去のCTDデータの水温(T)塩分(S)を用い、海面からある圧力(p)までの往復伝播時間(τ)と現場比容アノマリー(δ)を次式で計算する。

$$\tau(p) = 2 \int_0^p \frac{dp}{\rho g c} \quad (1)$$

$$\delta(p) = (1/\rho(S, T, p)) - (1/\rho(35, 0, p)) \quad (2)$$

ここに、gは重力加速度で、 ρ 、c及びpはそれぞれ密度、音速及び圧力である。T、 δ の鉛直プロファイルを伝播時間の大きさの順で並び替え、(伝播時間、深度)平面上にプロットする。次に、T、 δ のプロファイル図を一定の伝播時間幅(例えば0.2ms)で移動平均する。最後に、データの欠測ところを線形内挿してから、10db幅でスプライン補間を取ることによってデータを平滑化する。このようにして、 τ とT、 δ に一对一の対応関係を持つGEM領域を構築する。PIES観測で得た伝播時間データとGEM領域の伝播時間を対比させることによって、水温・現場比容アノマリーなどの鉛直プロファイルを求めることができる。そして、現場比容アノマリープロファイルから力学高度(ϕ)を、隣接する2測点間の力学高度勾配から海面の地衡流速(v_g)をそれぞれ次式で求めることができる。

$$\phi(p) = \int_0^p \delta dp \quad (3)$$

$$v_g(p) = \frac{1}{f} \frac{\phi_2(p) - \phi_1(p)}{L} \quad (4)$$

ここに、f、Lはそれぞれコリオリパラメータ、と両測点間の距離である。

表層混合層は、強い季節変動を受けているため、過去のCTDデータを用いて、伝播時間データに及ぼす季節変動の影響を取り除く必要がある。本予備実験は7月と8月の間に行ったため、季節変動の影響を取り除く簡単な手法として、7月と8月のCTDデータだけを用いてGEM領域を作成した。GEM法の詳細についてはロードアイランド大学の技術報告^[6]を参考されたい。

GEM法の精度を上げるには、季節毎のCTDデータをできるだけ多く利用できれば好都合である。今回のGEM法では、長崎海洋气象台提供のCTDデータ148本を使用した。これらは、1987年～2000年の間の7月と8月にPNライン周辺で得られた700dbより深くまで計測されているCTD観測のデータである。

4. 結果と考察

4.1. 発射音圧パワーテスト

今回のPIESパワーテストでは、1時間の内に大・中・小の順番で、各々の音圧パワーで24回音を発射し、これを予備実験の期間中繰り返した。各パワーで得られた伝播時間の生データを図4に示す。伝播時間が約1.5秒のところデータが最も密集しているため、これが海面反射であると考えられる。三種類の結果を比べると、横軸の160-170、400-500、980-1030の時間帯で、海面反射データの欠測が、小パワーの場合よりも大・中パワーの場合で多く発生している。これは、約1秒のところに存在する偽の海面反射のためである。以上の結果、小パワーの設定が深度1000mの海域に最も適することがわかる。

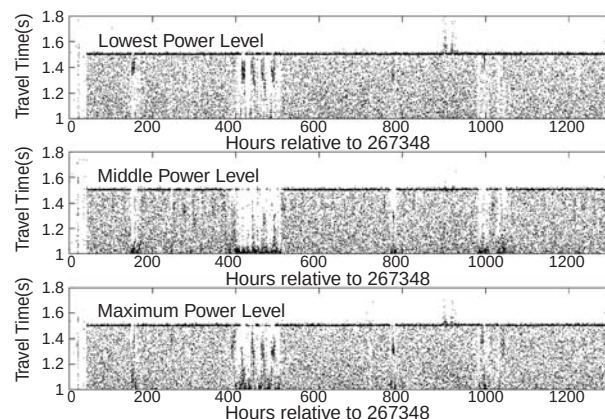


図4 P1で得られた三種類の音圧パワーに対する伝播時間の時間変動。
Fig. 4 Temporal variation of the acoustic travel times measured for three kinds of source levels at P1.

4.2. 伝播時間

PIES計測で得られた伝播時間の正確さを検証するために、係留期間中に得られたCTDデータを用いて海面からPIES深度までの伝播時間を計算し、PIESで得られた伝播時間と比較する(図5)。CTDから計算した伝播時間とPIES観測で得られた伝播時間の差は、0.2ms以下である。また、7, 8月に得られた過去のCTDデータから計算した平均的な伝播時間とPIESの伝播時間の差は、0.06msである。以上のことから、今回のPIES予備実験で得られた伝播時間は、妥当な値をもつことがわかる。なお、P2のPIESの設置点深度が1280dbであり、この深度まで計測されたCTDデータがないため、PIESの伝播時間とCTDから計算した伝播時間の比較はできなかった。

4.3. GEM領域

CTDデータから0-700 dbまでの往復伝播時間(τ_{700})を計算し、水温・塩分・現場比容アノマリーの鉛直プロファイルを τ_{700} の大きさの順番で並び替え、さらに0.1 msの時間幅で移動平均操作を施した。このような操作を施して得られたPNラインのGEM領域を図6に示す。水温の図では、伝播時間が増加すると、主温度躍層(黄色部分)の深度が徐々に上昇するという非常に単純な関係にある。主温度躍層が浅くなると全水深にわたる平均水温が低くなり音速が減少するためである。このように伝播時間と水温の構造が一对一の関係にあるので、GEM法を本海域に適用することは妥当であると考えられる。

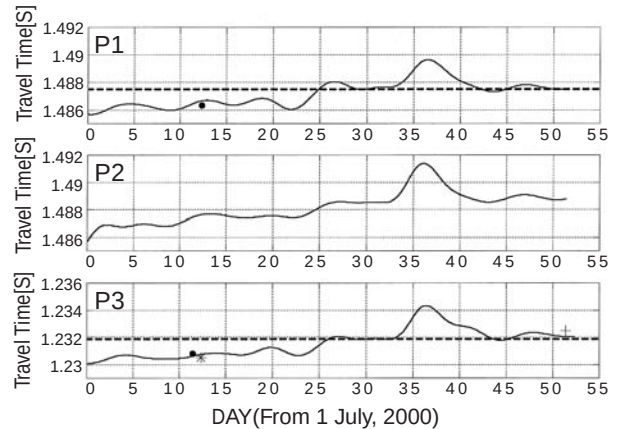


図5 P1, P2 及びP3で得られた伝播時間データの時系列図。"●", "*"と"+"は、それぞれ「長風丸」,「長崎丸」と「鶴洋丸」のCTD観測データから計算した伝播時間である。太い破線は、過去のCTDデータから計算した伝播時間の平均値を示す。

Fig. 5 Time plots of the travel time data obtained at P1, P2 and P3. "●", "*" and "+" are the travel-time data estimated by using CTDs onboard the Chofu-maru, Nagasaki-maru and Kakuyou-Maru, respectively. The bold dashed lines are for the average travel times estimated from the historical hydrographic data.

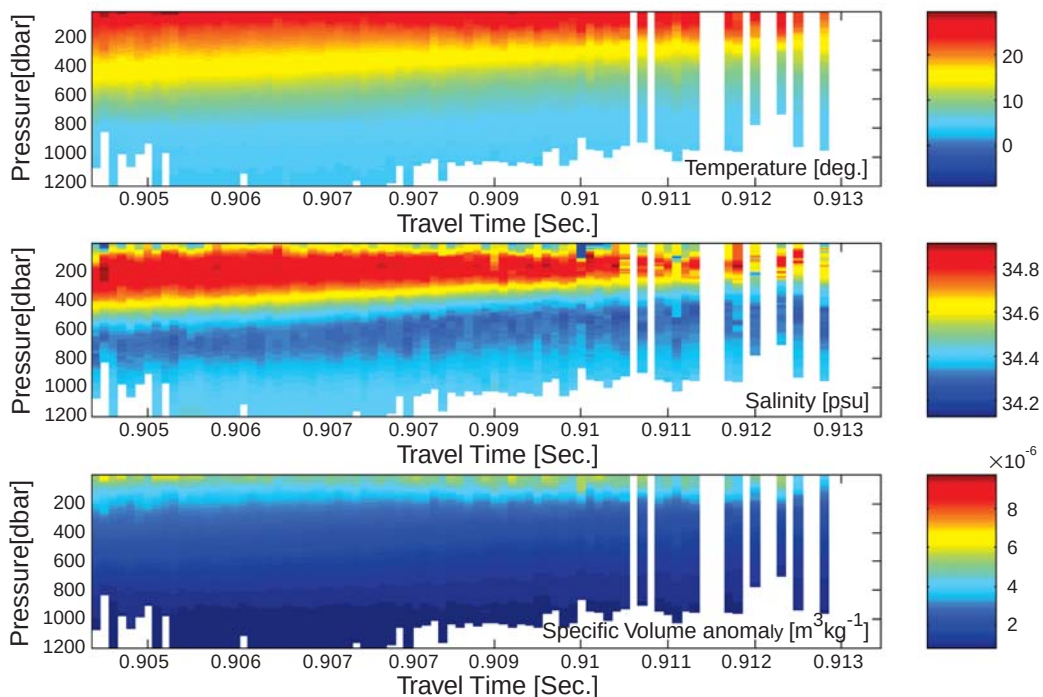


図6 海面から700dbまでの伝播時間 τ_{700} に対する水温・塩分・現場比容アノマリーのGEM領域。

Fig. 6 GEM regions of temperature, salinity and specific volume anomaly for τ_{700}

図6のCTDデータにスプライン補間を施す。図7(a),(b)の上側には、それぞれ水温、現場比容アノマリーのGEM領域を示す。図6と比べると、水温・現場比容アノマリーのパターンは良く一致しているが、GEM領域は、図7の方がより平滑化されていることがわかる。図7(a),(b)の下側に、GEM水温・現場比容アノマリーとCTDで求めた水温・現場比容アノマリーを伝播時間に対して比較してプロットしている。図7(a)では、両者の差の最小二乗平均値(RMS)は、0.17-0.46℃で、深層になるほど小さくなっている。GEM法による水温の推定誤差は、最大で0.5℃である。 δ のGEM領域とCTDから求めた δ の差のRMSは、 $2.86 \times 10^{-8} \sim 7.34 \times 10^{-8} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1}$ である。

図8に、異なる τ_{700} に対してGEMで求めた鉛直水温・現場比容アノマリープロファイルとCTD結果の比較を示す。GEMのプロファイルがほぼCTDのプロファイルの平均位置に分布していることから、鉛直プロファイルから見てもGEMプロファイルはCTDのプロファイルをよく再現していることがわかる。

GEM法のエラーを評価するには、海洋現象としての変動(信号)とGEMのエラー(ノイズ)の比(S/N比)を調べる必要がある。ここで、CTDで求めた水温アノマリーの分散(σ_{tot}^2)を海洋変動、GEMとCTDの差の分散(σ_n^2)をノイズと定義する。GEM法で得られた信号の有意度を示す分散比(%)は、 $(1 - \sigma_n^2 / \sigma_{tot}^2) \times 100$ となる。図9に、水温と現場比容アノマリー

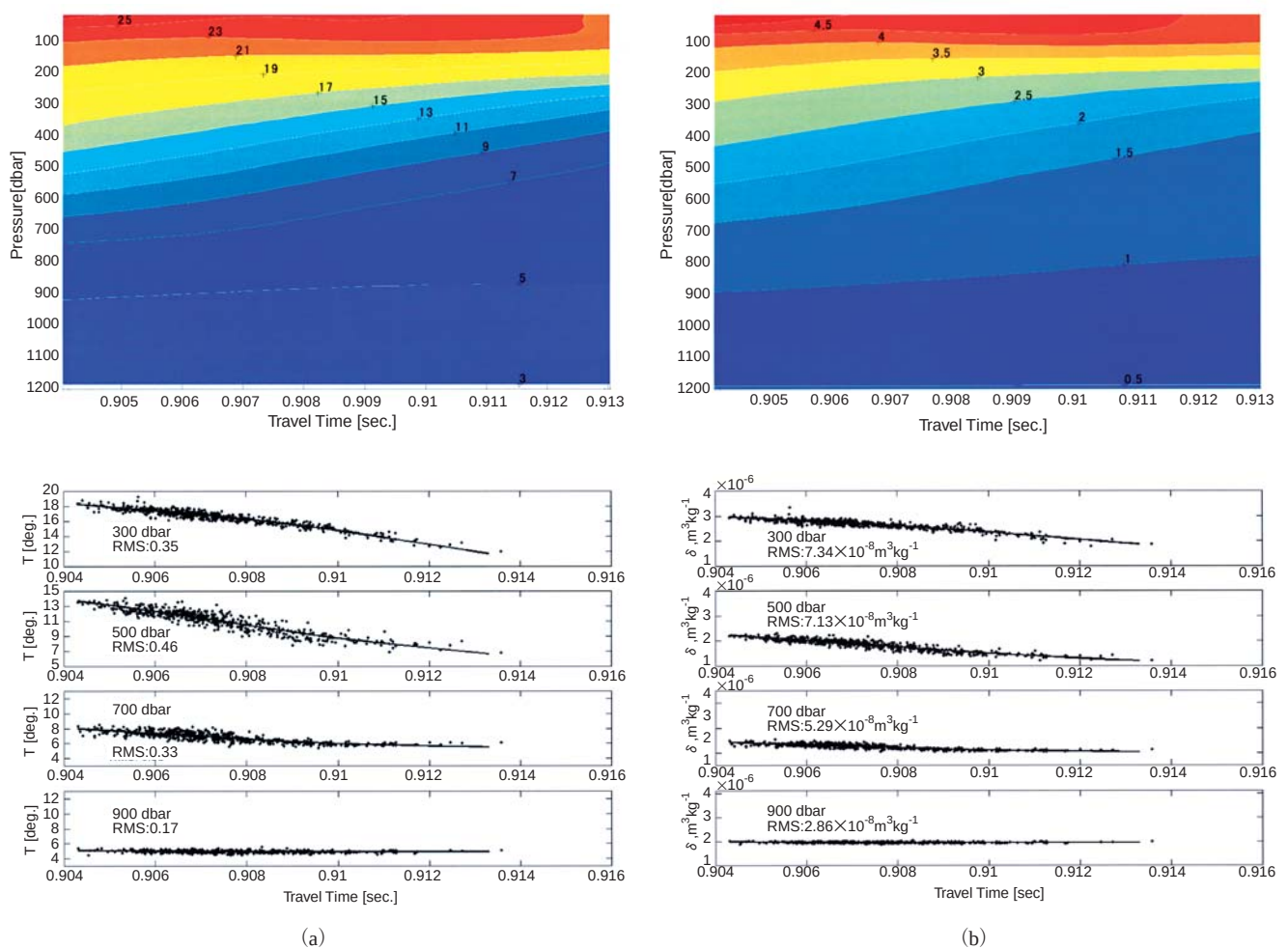


図7 (a)水温 (b)現場比容アノマリー のGEM領域(上図)と300db, 500db, 700db, 900dbにおけるGEM水温とCTD水温の比較図(下図)。

Fig. 7 GEM regions of (a) temperature (b) specific volume anomaly (upper panel) and comparison of the GEM temperature with the CTD temperature at 300db, 500db, 700db and 900db levels (lower panel).

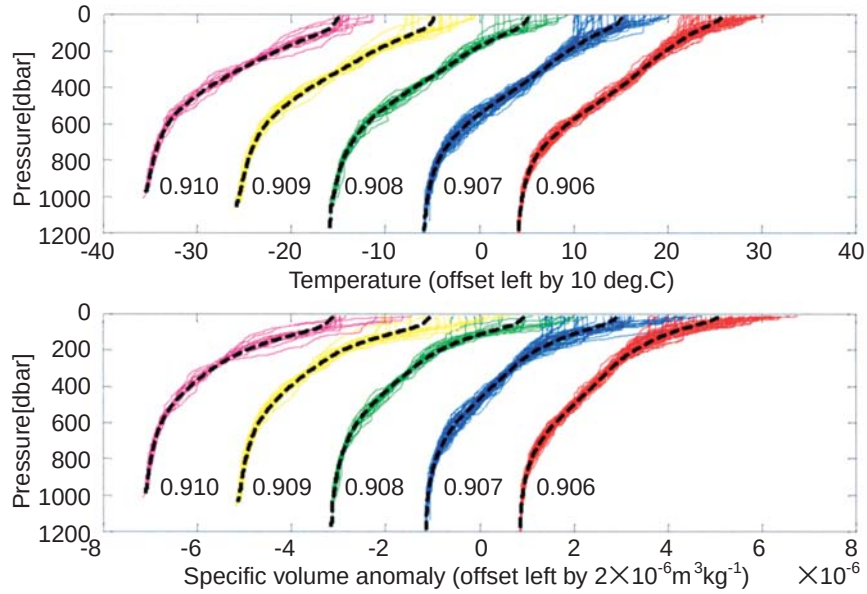


図8 5種類の伝播時間に対する水温(上図)と現場比容アノマリー(下図)の鉛直プロファイル。カラーの曲線は、伝播時間幅 $\tau_{700} \pm 0.5$ msを持つCTDデータから求めた鉛直プロファイルである。太い破線は τ_{700} に対応するGEMプロファイルである。1番右のグループのプロファイルに対しては横座標をそのままの値で示しているが、他のグループのプロファイルに対しては横座標を各々左方向に一定値(水温10℃, 現場比容アノマリー $2 \times 10^{-6} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$)ずつ順次シフトさせている。

Fig. 8 Vertical profiles of temperature (upper panel) and specific volume anomaly (lower panel) for five different kinds of travel times. The colored curves are for the CTD data with $\tau_{700} \pm 0.5$ ms. The bold dashed curves indicate the GEM profiles for the corresponding travel times. The rightmost profile group has no offset against the horizontal axis, and other groups are offset 10℃ for temperature and $2 \times 10^{-6} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ for specific volume anomaly.

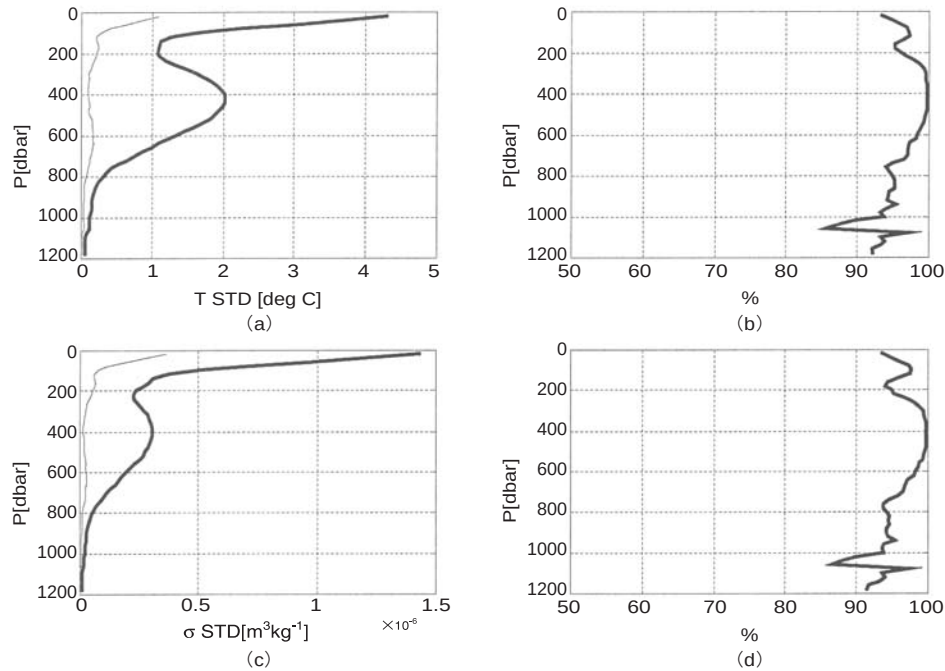


図9 (a) 水温信号の分散 $\sigma_{tot,T}^2$ (太線) とノイズの分散 $\sigma_{n,T}^2$ (細線) の鉛直プロファイル。
 (b) 水温信号の有意度を示す分散比 $((1 - \sigma_{n,T}^2 / \sigma_{tot,T}^2) \times 100)$ 。
 (c) 現場比容アノマリー信号の分散 $\sigma_{tot,\delta}^2$ (太線) とノイズの分散 $\sigma_{n,\delta}^2$ (細線) の鉛直プロファイル。
 (d) δ 信号の有意度を示す分散比 $((1 - \sigma_{n,\delta}^2 / \sigma_{tot,\delta}^2) \times 100)$ 。

Fig. 9 (a) Vertical profiles of temperature variance $\sigma_{tot,T}^2$ (bold line) and noise variance $\sigma_{n,T}^2$ (thin line).
 (b) Variance ratio showing the significance of temperature signal $((1 - \sigma_{n,T}^2 / \sigma_{tot,T}^2) \times 100)$.
 (c) Vertical profiles of specific volume anomaly variance $\sigma_{tot,\delta}^2$ (bold line) and noise variance $\sigma_{n,\delta}^2$ (thin line).
 (d) Variance ratio showing the significance of specific volume anomaly signal $((1 - \sigma_{n,\delta}^2 / \sigma_{tot,\delta}^2) \times 100)$.

の分散(それぞれ)の鉛直プロファイルを示す。GEMで得られるノイズは、全変動の10%以下であることがわかる。

今回の予備実験では、PIES設置点で、PIESを回収する直前にCTD観測を比較のために行った。CTDとGEMで求めた水温プロファイルを図10で比較している。全般的に見て、GEMで求めた水温プロファイルは、CTDで得た水温プロファイルを非常に良く再現している。GEMで求めた水温プロファイルは、平滑化されているため、CTDデータに含まれる内部波、内部潮汐などによる細かい変動を再現できない。両者の差は、200db以深では、 0.5°C 以下となる。

4.4. GEM流速

GEM法で得られた δ を式(3)と式(4)に代入することにより、圧力 p の深さを無流面とした二つの測点間の地衡流を求めることができる。また、3D-ACMで得られる流速を基準とすれば、順圧成分と傾圧成分を合わせた流速分布が求まる。このようにして求めた測点P1とP2間の流速分布の時系列図を図11に示す。本測点では、全般的に弱い南向きの流れが卓越している。しかし、37日目(8月8日)頃には、200m以浅で約 40cm s^{-1} 、400m深で 20cm s^{-1} に達する比較的強い南向きの流れが認められる。この時ちょうど台風0009号の通過により、最大風速約 30m s^{-1} 、最大波高約8mが近くの気象庁の海洋気象ブイロボットによって観測された¹⁷⁾。この強い南向きの流れは、台風による黒潮流軸の位置変化が関係すると考えられる。また、26日目(7月27日)頃にも、300m以浅で 15cm s^{-1} を越える南向流が存在するが、このときも比較的強い風(11m s^{-1})

が観測されている。台風の通過時、PIESの伝播時間が約 0.4ms 急増した。これは、冷水が観測海域に侵入したことを意味する(図5)。これは、観測海域の西側を流れる黒潮の流れが台風の作用によって東シナ海陸棚斜面に接岸したためと考えられるが、詳細については今後さらに検討する必要がある。

今回の実験では、多層の係留流速観測を行わなかったため、PIESから求めた流速を係留流速計データと比較してエラーを評価することができない。ここで、PIESデータから流速を求める際に生じるエラーについて考察する。このエラーは、主に伝播時間の計測エラーとGEM法で生じるエラーの二部分からなると考えられる。伝播時間のエラーは次のような部分からなる。①PIESの伝播時間計測エラー($\sim 0.2\text{ms}$)、②PIESの測定伝播時間を τ_{700} に変換する際に生じるエラー($\sim 0.05\text{ms}$)。よって、全体の伝播時間エラーは大きく見積もっても 0.3ms 程度となる。この 0.3ms の誤差は、図7(b)から、700dbの深度での δ に対し約 $1.7 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ の誤差を生む。また、700dbの深度での δ のRMS値を誤差とすると、GEM法による δ の誤差は $5.3 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ となる。よって、両者の合計は、 $5.6 \times 10^{-8} \text{m}^3 \text{kg}^{-1}$ となる。この δ のエラーは、式(3)の積分により力学高度を計算する時、鉛直方向で加算される可能性とキャンセルされる可能性がある。ここで、700db深度を基準として、500dbの流速を計算すると、両PIES間の距離30kmに対して、流速エラーの最大値は 5.9cm s^{-1} となる。

図12に、GEM法で求めた5組の τ_{700} に対応するGEM流速の鉛直プロファイルを海面流速で規格化して示す。ここに、

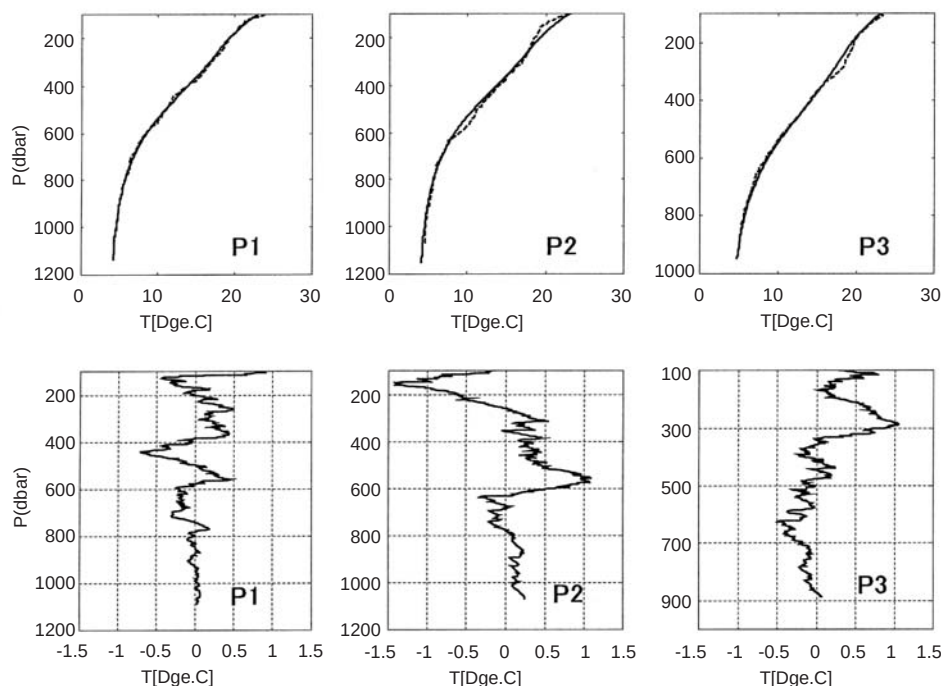


図10 GEMとCTD水温プロファイルの比較(上図)。実線はGEM水温、破線はCTD水温である。下図に、両者の差を示す。
Fig.10 Comparison of the GEM and CTD temperature profiles (upper panel). The solid and dashed lines indicate the GEM and CTD results. The differences of the both temperatures are shown in the lower panel.

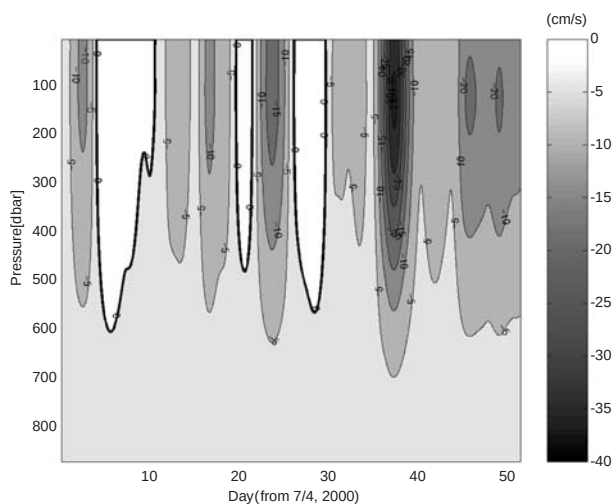


図11 3D-ACMデータを基準にしたGEM流速の鉛直断面図
Fig.11 Vertical section of the GEM velocity relative to 3D-ACM data.

GEM法ではPNライン上700-1200dbのデータを使用しているため、伝播時間が小さいプロファイルは暖かい、あるいは黒潮流軸に近いと考えられる。GEM流速分布は、伝播時間が0.906と0.907に対する鉛直プロファイルでは、流速は海面から深くなるにつれ一方的に減少し、伝播時間が0.909と0.910に対する鉛直プロファイルでは、深度150-200 mの中層に流速の極大値が認められる。PNラインを横切る鉛直断面内の黒潮コアは、陸棚斜面から沖（東）に向かってその深度が次第に大きくなるように舌状に伸びていることが知られている¹⁸⁾。黒潮のコアが海面近くにある陸棚斜面上の流速の鉛直分布を見ると、流速は海面から深層に向かって一方的に減少し、その特性は伝播時間が0.906と0.907のGEM流速プロファイルと同じである。少し東側に移動した位置での流速鉛直分布を見るとコアが没水することにより中層に流速極大が発生する。これは、伝播時間が0.909と0.910のGEM流速プロファイルと同じである。このような黒潮コアの鉛直断面構造は、GEM流速プロファイルによって良く説明できる。GEM法で求めた流速プロファイルは、伝播時間スペースから見た黒潮構造であるが、PIESデータを使用することにより実際の黒潮中の地理的位置と対応づけられる。

5. まとめ

本研究で得られた主要な結果を以下に要約する。

- 1) 約2ヶ月に渡るPIESの予備実験を実施した。3種類の出力パワーに対するデータの比較によって、小パワーの場合が深度1000mの海域に最も適する。
- 2) PIES観測で得られた伝播時間とCTDデータから計算した伝播時間の差はわずか0.2msで、伝播時間の計測精度は良好である。
- 3) PNライン上で過去に得られたCTDデータを用いて、GEM領域を構築した。PIES観測で得られた伝播時間データとGEM領域を対応させることによって、水温・現

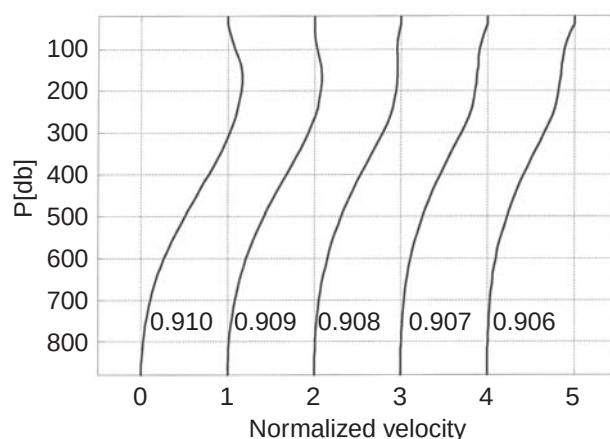


図12 δ に対するGEM領域から求めた規格化された流速分布。各組のプロファイルは、横座標を順次右側に1.0づつシフトさせて描いている。

Fig.12 Normalized velocity profiles determined from the GEM region for δ . The profiles are successively offset to the right by 1.0.

場比容アノマリーの鉛直プロファイルを求めた。PIES観測で得られた水温プロファイルは、CTDの水温プロファイルを良く再現した。

- 4) PIES係留点の中央部の鉛直流速分布を3D-ACMの流速データを基準流速として求めた。予備実験海域では、全般的に弱い南向きの流れが卓越していた。またPIES観測では台風の通過時、黒潮流軸の変動によるものと考えられる約40cms⁻¹の南向きの流速が、表層200m層に突発的に観測された。
- 5) 海面流速で規格化されたGEM流速プロファイルは、PNラインを横切る鉛直断面内の黒潮コアの構造を良く説明した。

現在、観測フロンティアでは沖縄東南方の海域に、計10台のPIESを本観測として係留中である。また、PIESを補完するために係留ADCP(1台)と3D-ACM(2台)を合わせて係留中である。本観測で得られるPIESデータにGEM法を適用することにより、さらにADCP, 3D-ACMデータと比較することにより、琉球海流の実態の解明に迫りたい。

謝辞

係留系の設置・回収において、船上で多大のご支援を賜った広島大学練習船「豊潮丸」および長崎大学練習船「鶴洋丸」の船長をはじめとする乗組員各位に心から感謝の意を表します。設置・回収航海に遠方から参加し船上で懇切丁寧な実地指導を賜った、アメリカ・ロードアイランド大学のD. R. Watts, M. Wimbushの両教授及び技術者G. Chaplin氏に厚くお礼申し上げます。また、海洋観測業務に惜しまぬご支援を戴いた(株)マリン・ワーク・ジャパン海洋科学部の高尾宏一室長、小林不二夫氏に深謝すると共に有益なPIES技術サポートを戴いた(株)自然環境リサーチの清水良次技師長に合わせて感謝致します。最後に本予備実験は、フロンティア研究推進室の西村一課長をはじめとする推進室スタッフの

皆様の用意周到なご準備ご調整により円滑に実施でき無事終了することができました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- 1) Imawaki, S., H. Uchida, H. Ichikawa, M. Fukazawa, S. Umatani and the ASUKA Group, "Satellite altimeter monitoring the Kuroshio transport south of Japan," *Geoph. Res. Let.*, Vol. 28, No. 1, 17-20 (2001).
- 2) Johns W. E., T. N. Lee, D. Zhang, R. Zantopp, C. -H. Liu and Y. Yang, "The Kuroshio east of Taiwan: Moored transport observations from the WOCE PCM-1 array," *J. Geophys. Res.*, Vol.31, 1031-1053 (2001).
- 3) Ichikawa, H., and R. C. Beardsley, "Temporal and spatial variability of volume transport of the Kuroshio in the East Chian Sea", *Deep-Sea Res.*, Vol. 40, 583-605 (1993).
- 4) Kaneko, A., W. Koterayama, H. Honji, S. Mizuno, K. Kawatate and R. L. Gordon, "A cross-stream survey of the upper 400 m of the Kuroshio by an ADCP on a towed fish", *Deep-Sea Res.*, Vol. 37, 875-889 (1990).
- 5) Kaneko, A., N. Gohda, W. Koterayama, M. Nakamura, S. Mizuno and H. Furukawa, "Towed ADCP Fish with depth and roll controllable wings and its application to the Kuroshio observation", *J. Oceanogr.*, Vol. 49, 383-395 (1993).
- 6) 市川洋・中村啓彦・仁科文子, "上流域の黒潮の観測", *月刊海洋*, Vol. 32, No. 8, 504-513 (2000)。
- 7) Yuan, Y., A. Kaneko, J. Su, X. -H. Zhu, Y. Liu, N. Gohda and H. Chen, "The Kuroshio east of Taiwan and in the East China Sea and the currents east of Ryukyu Islands during early summer of 1996", *J. Oceanogr.*, Vol. 54, 217-226 (1998).
- 8) Kaneko, A., Z. Yuan, N. Gohda, M. Arai, H. Nakajima, H. Zheng and T. Sugimoto, "Repeat meridional survey of the western North Pacific subtropical gyre by a VOS ADCP during 1997 to 1998", *Geophys. Res. Letters* (in press).
- 9) Shiga, T., D. Ueno, Y. Takatsuki and Y. Liu, "Variations of oceanic conditions east of the Ryukyu Islands in 1997", in *Proceedings Of China-Japan Joint Symposium on CSSCS*, China Ocean Press, pp.57-65 (2000).
- 10) "IES Model 6.1, Inverted echo sounder user's manual", Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 62pp (2000).
- 11) Erik, E., F. Tracey and D. R. Watts, "Inverted Echo Sounder data processing report," Technical report 91-3, Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 150pp (1991).
- 12) Book, J., M. Wimbush, S. Imawaki, H. Ichikawa, H. Uchida and H. Kinoshita, "Kuroshio temporal and spatial variations south of Japan, determined from inverted-echo-sounder measurements," *J. Geophys. Res.*, submitted (2001)
- 13) Christopher S. M. and D. R. Watts, "Vertical structure and transport on a transect across the North Atlantic Current near 42° N: Time series and mean," *J. Geophys. Res.*, Vol., 105, No. C2, 21869-21891(2000).
- 14) Watts, D. R., C. Sun, and S. Rintoul, "Two-dimensional gravest empirical modes determined from hydrographic observations in the Subantarctic Front," *J. Phys. Oceanogr.*, in press, (2001).
- 15) Sun, C and D. R. Watts, "A circumpolar gravest empirical mode for the Southern Ocean hydrography," *J. Geophys. Res.*, Vol. 106, No. C2, 2833-2856 (2001).
- 16) Book, J., K. L. Tracey, M. Wimbush, H. Ichikawa, S. Imawaki, H. Uchida and H. Kinoshita, "The Kuroshio region off southwest Japan ASUKA 1993-1995 inverted echo sounder data report," Technical report 99-1, Graduate School of Oceanography, University of Rhode Island, Narragansett, RI, 28pp (1999).
- 17) 気象庁海洋月報, 気象庁気候・海洋気象部, No.92, 19-19 (2000)。
- 18) James. C., M. Wimbush and H. Ichikawa, "Kuroshio Meanders in the East China Sea," *J. Phys. Oceanogr.*, 29, 259-272 (1999).

(原稿受理: 2001年7月27日)