

課題名 A-1002 日本海深層の無酸素化に関するメカニズム解明と将来予測

課題代表者名 荒巻 能史（独立行政法人国立環境研究所環境計測研究センター動態化学研究室主任研究員）

研究実施期間 平成22～24年度

累計予算額 106,593千円（うち24年度32,491千円）
予算額は、間接経費を含む。

本研究のキーワード（5～10個以下程度） 日本海、地球温暖化、溶存酸素濃度、深層循環、化学トレーサー、数値計算

研究体制

- (1) 溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングによる日本海深層の無酸素化の将来予測
（（独）海洋研究開発機構）
- (2) 日本海深層における海水混合と水塊変質過程の解明（九州大学）
- (3) マルチトレーサーを活用した日本海底層水の起源推定と循環機構の解明（（独）国立環境研究所）
- (4) 鉛直多層ボックスモデルを用いた日本海底層水の海水年齢と漸減する溶存酸素濃度の再現実験
（北海道大学）

研究概要

1. はじめに（研究背景等）

日本列島により北太平洋から隔てられる日本海は、最大水深3700mを有する北太平洋の縁辺海で、外海とつながる4つの海峡の水深が約200mと浅いため、ちょうど“底の深いお椀”のような地形をしている。日本海の表層、およそ200mまでの水深では、東シナ海から対馬海峡を通して流入した対馬海流が日本列島沿いを北上し、津軽、宗谷海峡から流出するため、この表層水によって蓋をされた形で、水深およそ200mから海底直上まで「日本海固有水」と呼ばれる海水特性がほぼ均一な水塊として存在する。最近の詳細な観測から日本海固有水は単一の水塊ではなく、水深1000m付近までの「上部固有水」、水深2000m付近までの「深層水」、さらには2000m以深の「底層水」に分類できることが分かってきた。最も深い層に位置する底層水は、日本海北西部が冬季の冷たい季節風によって冷やされることによって、密度が増加した表層水が海底付近まで沈み込むことで形成するものと推測されている。この形成過程は、ちょうど北部北大西洋で見られる深層水形成と同じである。一方、表層では北緯40度付近に南から流入する暖流（対馬海流）と北部日本海を循環する寒流（リマン海流）が接する亜寒帯前線が存在し、西部北太平洋でいうところの黒潮と親潮の関係に当たる。このように、日本海は小さいながらも外洋で見られる様々な地球規模での海洋現象が存在していることから、「ミニチュア大洋」とも呼ばれ、海洋研究のための格好の“実験場”を提供している。

日本海の深層海水は外洋の海洋大循環のおおよそ20分の1程度の時間スケールで循環していると考えられており、温暖化に対する環境影響の応答が早く、モデル等によって懸念されている「海洋大循環（深層循環）の停滞」や「海水温の上昇」などの物理環境的影響をいち早くキャッチできる可能性があるため、温暖化に対して脆弱な海域として、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第四次評価報告書にも引用されており、今後の詳細な観測が期待されている。これを裏付けるように、近年、日本海底層水中の溶存酸素濃度が過去数十年間にわたって漸減している（図1）ことが報告され、同様に、深層海水中的の水温がわずかに上昇傾向にあることも分かってきた。これは日本海で最も密度の大きい、すなわち冷たい底層水の形成が停滞し、表層の豊富な酸素が深層へ運ばれにくくなったことを意味しており、20世紀以降の温暖化に伴う気候変動との関連が強く示唆される。日本海底層水の溶存酸素はわず

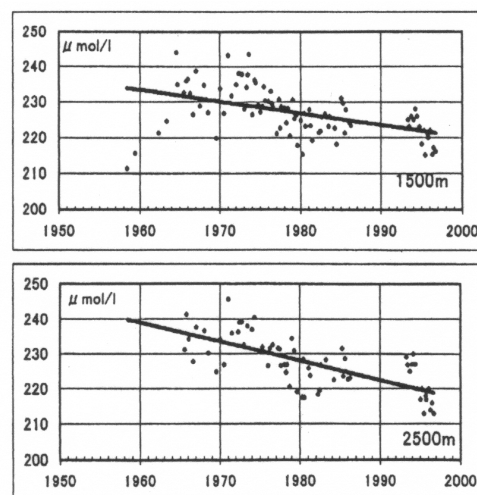


図1：日本海深層水塊中の溶存酸素の長期変動
（Minami et al., J. Oceanogr., 1999）

か100年足らずで枯渇してしまうという研究報告もあり、無酸素化の生態系及び水産資源への甚大な影響が懸念される。

2. 研究開発目的

過去数十年にわたって日本海深層水塊中の溶存酸素濃度が漸減し、水温も上昇しているという日本海における近年の環境変動は、温暖化の影響によって日本海底層水の新たな形成が停滞したためであると評価されてきた。しかし、その変動と原因を繋ぐプロセスに関する具体的な研究は皆無である。日本海底層水は、海水特性を決定する水温・塩分のみならず、溶存酸素を含む様々な化学成分が極めて一様な特徴を持っているが、奇妙なことに過去の数～十年間隔で得られた観測データはその特徴である鉛直一様性を保持したまま“変動”している。日本海全域の30%以上の体積を占める底層水に含まれる化学成分が鉛直的に濃度勾配を持たずに“変動”するためには、これを維持する底層における何らかのメカニズムが作用しているに違いないが、例えば、その物理学的過程すら解明されていない現状がある。そこで本研究では日本海を対象とした大規模な海洋観測を利用し、(1)歴史的資料及び本研究で得られる高精度分析データを用いて、溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングを行い、日本海深層における無酸素化の将来予測を実施し、(2)海水特性や流速の三次元的な分布の観測と係留系による流速の長期観測を通して深層における海水混合と水塊変質の物理過程を解明、(3)海水流動の「化学トレーサー」として利用可能な複数の化学成分を組み合わせて解析することから、底層水の起源や循環過程を解明、(4)過去の観測結果ならびに本研究で得られた物理・化学観測データを鉛直多層ボックスモデルに組み込んで(1)～(3)で得られた解析結果を検証することから、日本海底層水の無酸素化プロセスを解明するとともに、その将来予測を行うことを目的とし、温暖化に伴う地球規模での海洋環境変動に関するシミュレーションモデル等への貢献を最終的な研究目標とする。

3. 研究開発の方法

(1) 溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングによる日本海深層の無酸素化の将来予測

これまでに報告されている溶存酸素データ及びWorld Ocean Database 2009より日本海のデータを抽出・品質管理を行い、日本海の各海盆底深層水における溶存酸素濃度の経年変化を検証した。また合計5回の新たな海洋観測(2010～2012年)に参画し、現場型電気伝導度・水温・深度プロファイラー(CTD)に装着したセンサー及び化学分析による溶存酸素データを取得した。溶存酸素のすべての化学分析は、改良ウィングラー法により、観測航海中に船上で行われた(分析精度がおおよそ $1\mu\text{mol/kg}$)。これらの最新の結果を、過去データと統合することで、日本海底深層における溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングを作成した。その「高精度時空間マッピング」をもとに、溶存酸素濃度の減少メカニズムの仮説を提案した。一方、2010年6～7月に実施された白鳳丸航海KH10-02で採取した海水に含まれる炭素14を分析した。試料前処理は(独)海洋研究開発機構で行い、分株式会社加速器分析研究所の加速器質量分析計を用いて炭素14/炭素12比を測定した。その比は $\Delta^{14}\text{C}(\text{‰})$ として報告され、その不確かさは約5‰程度と見積もられた。2010年の炭素14データを過去のデータと比較することで核実験起源炭素14の増加量を見積もった。それから、底層水中の溶存酸素消費速度を見積り、無酸素化の将来予測を試みた。

(2) 日本海深層における海水混合と水塊変質過程の解明

日本海深層で報告されている昇温と溶存酸素量の漸減は、深層水の形成が停滞している状況下での深海での水塊変質過程とみなすことができる。本サブテーマでは大和海盆底層水に注目し、その変質に寄与する物理過程として日本海盆からの水平移流と、上層の深層水との鉛直混合について調査した。11航海、延べ122日間にわたる船舶観測によって、CTDによる海水特性(水温、塩分、溶存酸素量)の分布調査、降下式超音波流速計(LADCP)による流速分布の観測、流速計・光学式溶存酸素計の長期深海係留観測、深海乱流計によるエネルギー散逸率の計測などを実施した。また、日本海盆と大和海盆の海水交換に関しては、変動の長期的な傾向を把握するために、気象庁による既往観測資料の解析も行った。

(3) マルチトレーサーを活用した日本海底層水の起源推定と循環機構の解明

日本海では、北西部が冬季の冷たい季節風によって冷やされることで、密度が増加した表層水が海底付近まで沈み込む、いわゆる熱塩循環によって日本海底層水と呼ばれる深層水塊を形成すると推測されている。本サブテーマでは海水に溶存して海水とともに流動し、その流動に時間軸を与える化学成分(化学トレーサー)の広範な分布を利用して、熱塩循環の特性や変化の検知を試みた。観測に先立ち、100年スケールと想定される日本海深層循環に最適な新たな化学トレーサーとして通称フロン類(CFCs)などのハロゲン化合物に注目し、先行研究を参考にして、CFCs三種(CFC-11、CFC-12及びCFC-113)及び六フッ化硫黄(SF_6)

を高感度同時定量する分析手法を開発した。主要な3つの海盆（日本海盆、大和海盆、対馬海盆）を中心に合計8回の観測航海を実施し、日本海の広範なハロゲン化合物並びに炭素14の空間分布を得た。さらに、韓国海洋科学技術院との国際共同研究を利用して、2000/2001年の底層水の大規模形成直後に西部日本海盆南端～対馬海盆上で得られた海水を入手し、その炭素14測定を実施した。

(4) 鉛直多層ボックスモデルを用いた日本海底層水の海水年齢と漸減する溶存酸素濃度の再現実験

提案する鉛直多層モデルは、1℃以下の水温値をもった沈降量を未知数として適当に変化させ、この水が沈降できる水深が時々刻々変化する水温鉛直プロファイルで決定される。それゆえ、鉛直上向きの移流（湧昇流）は水深毎に異なることになり、鉛直拡散係数（一定を仮定）から見積もられる下向きの熱拡散との熱バランスも各水深で異なる。日本海の深層全体積（1℃以下の領域）に対する沈降量率を p （%/yr）、鉛直拡散係数を K_z （cm²/s）とし、本モデルにおける未知パラメータとした。深層へ沈降できる海水は0～1℃の範囲で均等分布し、密度は水温のみの関数と仮定した。また、深層水の加熱は上方からの鉛直熱拡散のみ、深層水の冷却は底のみで、底以外は鉛直上向き流による低温水の移流として寄与する様にモデル化した。平均年齢の計算方法は、定常計算後の鉛直移流と水温を固定値として、各水深の沈降量に比例配分した濃度を初期値として投入する。その後、無限大時間に相当する8000年間の数値計算を行い、この期間における規格化した濃度の残余関数を積分して平均年齢が求まる。

水温上昇する底層水(BW)を境界条件として、深層水(DW)の水温上昇率を説明できるような鉛直上向きの移流速度 w は下記の式を用いて概算することができる。

$$w_i = \frac{[(\Delta PT_{7,i} - \Delta PT_{7,i-1}) - \Delta t_7 \cdot Dif] \Delta z}{\Delta t_7 (PT_{i-1}^n - PT_i^n)}$$

ここで、鉛直格子 i における7年間 Δt_7 の水温上昇を ΔPT_7 、 n 年の水温 PT 、鉛直拡散項を Dif である。

最後に、底層フロントを挟む両海盆の密度差で駆動される密度流を非回転系静水圧モデルで表現する数値モデル実験を行った。モデル強制として、海底から250mW/m²の地熱流量（本研究の概算値）を計算領域全体に与え続け、下方からの加熱による水温逆転（または、密度逆転）は対流調節により瞬間的に鉛直混合させた。

4. 結果及び考察

(1) 溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングによる日本海深層の無酸素化の将来予測

本研究で新たに得られたデータと歴史データを組み合わせることで、日本海各海盆における底層水中溶存酸素濃度の経年変化を明らかにした（図2）。データ密度の高い1960年後半以降の東部日本海盆及び大和海盆の溶存酸素の時系列データから、底層水における平均酸素減少速度は約0.8μmol/kg/yearと見積もられた。またWorld Ocean Database (2009)のデータから、西部日本海盆及び対馬海盆の深度2000m以深の底層水においても、ほぼ同様の溶存酸素濃度の長期的な減少傾向が存在することが初めて確認された。西部日本海盆底層水の溶存酸素の時系列データでは、1969年、1977年及び2001年に一時的な溶存酸素濃度増加が確認された。図中の実線は、ロシア・ウラジオストク市において日最適気温がマイナス20℃を下回った日の年積算日数を示しており、各年がそれぞれ例年に比較して記録的な厳冬であったことを示唆している。2000～2001年の厳冬期には、上述したように観測によって新底層水の形成が確認されている。これらの結果は、1969年及び1977年の両年の冬季においても、西部日本海盆で新たな底層水が形成され、同海盆底層水中溶存酸素濃度が一時的に増加したと解釈できる。一方、東部日本海盆及び大和海盆では、1970年代前半、1980年代中頃及び2000年代中頃に、やはり一時的に溶存酸素濃度が上昇している。これらの結果から、「日本海底層水中の溶存酸素は、厳冬期にのみ（間欠的）に西部日本海盆における新底層水形成によって供給される。新底層水は、反時計回りの底層循環に沿って、数年程度遅れて大和海盆、東部日本海盆に移動する。新たな酸素供給が無い期間は、溶存酸素は有機物の分解によって消費され減少する。」という仮説を提案した。日本海における放射性炭素濃度の測定結果によると、東部日本海盆底層水において、1977年から2002年の約25年間に $\Delta^{14}\text{C}$ は約20‰増加した（約-80‰ → -60‰）。一方、2010年の白鳳丸KH10-02で得られた東部日本海盆底層水中の $\Delta^{14}\text{C}$ は約-55‰であり、2002年のそれに比べてわずかではあるが有意に約5‰増加した（約-60‰ → -55‰）。2つの期間合わせた1977年から2010年の約33年間で計算すると、

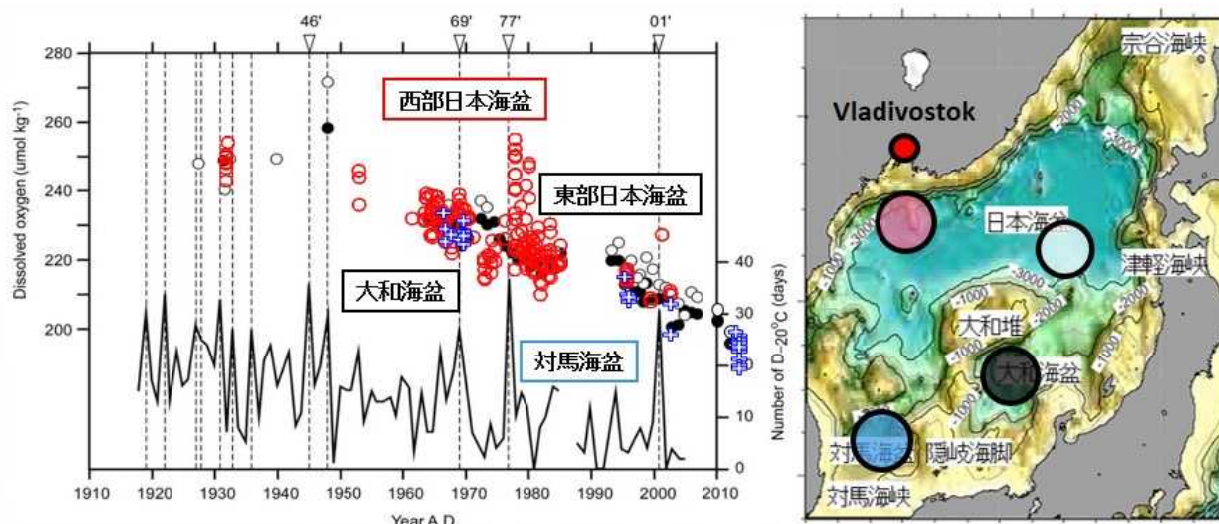


図2：東部日本海盆（白丸）、大和海盆（黒丸）、西部日本海盆（赤丸）及び対馬海盆（青十字）の底層水（深度2000m以深）中溶存酸素濃度（ $\mu\text{mol/kg}$ ）の経年変化

その間の底層水の平均滞留時間として約120年、平均酸素増加速度として約 $1.1\mu\text{mol/kg/year}$ が求まる。この間の見かけの平均酸素減少速度は約 $0.8\mu\text{mol/kg/year}$ であるので、真の平均酸素消費速度は約 $1.9\mu\text{mol/kg/year}$ と計算される。今後の地球温暖化の進行に伴い、もしも日本海底層水の形成が完全に停止した場合には、毎年約 $2\mu\text{mol/kg}$ ずつ底層水中溶存酸素濃度は減少する。現在の底層水中溶存酸素濃度は約 $200\mu\text{mol/kg}$ であり、新たな溶存酸素の供給がなければわずか100年後には、日本海底層水が完全に無酸素化することになる。今後より広範囲にわたる精密な観測によって日本海の溶存酸素濃度を監視していく必要があると考えられる。

(2) 日本海深層における海水混合と水塊変質過程の解明

大和海盆と日本海盆の境界域では、高温・低酸素な大和海盆底層水と低温・高酸素な日本海盆底層水の間にフロントが存在し、さらに大和海盆底層水の下層を日本海盆底層水が南へ進入する様子が示された。LADCPによる観測からも水塊構造に対応した流速分布が得られ、地球自転の影響を受けた密度流を伴う二層に分かれるような海水交換が明らかとなった。既往観測資料の解析から、底層フロントや底層水の分布は時間変動することが示され、その一因として中規模渦の影響が示唆された。流速計の長期係留観測から見積もられる日本海盆からの底層水の平均流量は $5.31 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ であったが、実際の流入は間欠的であり、その時間スケールとして5～20日程度が示唆された。

一方、鉛直混合に関しては、水平流速の鉛直分布に内部重力波によると考えられる短波長の変動が認められ、その鉛直シアは深さとともに増加するにもかかわらず、乱流エネルギー散逸率(ε)は減少する傾向を示した。成層条件と ε から推定される底層水上面での鉛直拡散係数は $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ のオーダーであった。海底から約2000mの水柱内の流速分布について回転スペクトルを求めたところ、鉛直波長120m以上の領域では、水深とともに流向が反時計回りに変化する成分が卓越していた。このことは、この領域の内部重力波は下層から上層へ向かって伝播していることを意味し、発生域は海底にあることを示唆している。一方、大和海盆で実施した流速計の係留観測からは、時間とともに流向が時計回りに変化する慣性周期帯の変動が卓越していることが示された。これらのことから、日本海深層の海水混合には鉛直波長120～200m程度で、上層に向かって伝播する近慣性周期の内部重力波が関与していると推測される。

(3) マルチトレーサーを活用した日本海底層水の起源推定と循環機構の解明

海水およそ200mLを用いて溶存するCFC-11、CFC-12、CFC-113及び SF_6 の4成分を完全に分離して1台の電子捕獲検出器付きガスクロマトグラフ(ECD-GC)で高精度かつ高感度で定量する分析システムを開発した(写真1)。CFC-11、CFC-12、CFC-113及び SF_6 の分析精度は、それぞれ0.87%、0.49%、0.42%及び0.54%であり、2台のECD-GCを用いて各成分を個別に測定した既存の分析法と同等かそれ以上に高精度であることが確認された。また、同システムを船舶に搭載できない場合を想定して、大気に豊富に存在するCFCsの汚染



写真 1：本研究で開発された溶存ハロゲン化合物の多成分同時定量装置の外観（2011年6月実施の北海道大学おしよ丸第229次航海において、一般居住室（学生食堂の一角）に設置したときに撮影）

を最小限に止めつつ長期保存を可能にする試料採取ボトル並びに保存容器の開発を行うとともに、その実証実験を実施した。その結果、CFC-113についてはわずかなブランクの増加を補正する必要があるが、1ヶ月間の保存後も高精度分析が可能であることが証明された。

2011～2012年に日本海盆、大和海盆及び対馬海盆においてハロゲン化合物の広範な空間分布を得た。SF₆は水深1500m以深において検出限界付近を示しており、CFCsと比べて極端に低いため定量的な解析に用いることができないが、1980年代より大気濃度が急激に増加した化合物なので比較的新しい年代の熱塩循環トレーサとなる可能性が示唆された。一方、CFCsについては、深層水（水深1000m～2200m）ではいずれも水平勾配がほとんど見られず、水深の深い東部日本海盆と大和海盆では底層水（水深2200m以深と定義）では日本海盆でほぼ一様あるのに対して大和海盆では北部で低く南部で高いという明らかな濃度勾配が見られた。大気濃度と同じCFCs濃度を持つ表層水が毎年冬季に一定量ずつ深層水や底層水に直接取り込まれると仮定して、CFCsの大気への放出が始まった1930年から観測を実施した2011年までの間、深層水や底層水中のCFCs濃度がどのように変化するかをシミュレーション計算した。そして、我々の観測結果に最もフィットする「表層水の深底層水への寄与率」を求めた。その結果、最近40年の大和海盆南部域における深底層水への寄与率は、それ以前に比べて15～20%、日本海盆においても30～40%まで急激に低下していた。

炭素14の広範な空間分布観測では、サブテーマ(2)で物理的解析が進む東部日本海盆～大和海盆の境界における底層フロントについて、日本海盆から大和海盆へ海底を這うように流入する底層水が日本海全域で見かけ上最も古い、少なくとも1979年以前に表層水が底層に沈み込んだ水塊であることを見いだした。さらに、2001年4月に西部日本海盆南端～対馬海盆上で得られた海水の $\Delta^{14}\text{C}$ 測定から、2001年1月下旬から2月上旬に起こったとされるロシア・ウラジオストク沖での新たな底層水形成の影響がわずか2ヶ月のうちに西部日本海盆南端に伝播していたことが明らかとなった。

(4) 鉛直多層ボックスモデルを用いた日本海底層水の海水年齢と漸減する溶存酸素濃度の再現実験

鉛直多層モデルにおける未知パラメータ p と K_z の組み合わせの中で、観測された水温及び $\delta^{14}\text{C}$ の鉛直プロファイルを再現できたのは、 $p=4\%/yr$ 、 $K_z=2\text{cm}^2\text{s}^{-1}$ であった。日本海の深層全体積(1°C 以下の領域)は $V=1.0 \times 10^6\text{km}^3$ なので、 1°C 以下の深層域に沈降する海水量は、 $V \times 4.0\%/yr \sim (1.0 \times 10^6\text{km}^3) \times 0.04\text{yr}^{-1} = 4.0 \times 10^4\text{km}^3/\text{yr}$ となる。これを流量に換算すると約1.3Svにもなり、オーダー的には対馬暖流の流入量(2～3Sv)に匹敵する量が沈降(湧昇)していることになる。

底層水(DW)の水温上昇率を説明できる鉛直上向き移流速度を概算すると、1250db～1500db(dbは水深

を水压で示したもので、1dbは約1m)付近において大和海盆(YB)では極小、逆に日本海盆(JB)では極大となり、両海盆で非対称的な分布が予測された。YBで予測された鉛直流の鉛直変化は収束発散を意味し、YBの深層域が半閉鎖的と仮定すれば、連続の関係よりYB-JB間の境界にある浅瀬(SL)上には水平流が存在していなければならない。このような水平流は、底層フロントを挟む両海盆の密度差で駆動される密度流を非回転系静水压モデルで再現された。モデル結果は0.01~0.03℃の水温勾配をもったSL上の底層フロントや両海盆で水深が異なるBW-DWの境界面を再現している。さらに、JB側BWの上端はJBからYBへの水平流入の下部、YB側BWの上端はYBからJBへの水平流出の下部に位置し、これら流向の異なる水平密度流が両海盆におけるBW-DWの境界水深差を生じさせている。このような水温及び流れ分布パターンは、海底加熱強制がある限り維持される。これはSL上の水平密度差が両海盆のBW水温が共に上昇することで維持され、底層フロントを横切る定常的な水平密度流が発生しても、水温上昇する海底前線として底層フロントが常に存在し得るためである。

5. 本研究により得られた主な成果

(1) 科学的意義

本研究で得られた結果は、日本海の深層循環像に新たな知見を加えるものである。具体的には、まず日本海底深層水における長期的な溶存酸素の低下傾向が、2010年代も継続していることを確認した。次に、最新の観測データと歴史データを組み合わせることで、これまでその要因が明確でなかった溶存酸素濃度の一時的な増加と間欠的に発生する新底層水形成イベントとの関係を結びつける「仮説」を提案した。さらに、水塊トレーサである放射性炭素14の経年変化量から、日本海底層水中の、見かけではなく真の溶存酸素消費量として約2 $\mu\text{mol/kg/year}$ という値を世界ではじめて見積もった。これらの成果は「地球温暖化に対して脆弱な縁辺海」としての日本海を再確認すると同時に、「仮説」を検証するための今後の観測計画の立案、得られた観測結果と「仮説」との整合性の確認という作業を通じて、日本海における海洋循環研究を次のステップに推し進めるための基礎となり得る。

大和海盆底層水の変質に寄与する2つの大きなパラメータ(水平移流と鉛直拡散)を実測によって定量的に評価できたのは大きな成果である。特に日本海盆から大和海盆への底層流は、これまで理論的には予測されていたが、その存在が観測によって証明されたのは初めてである。また、水平移流のメカニズム(回転系での密度流を伴う二層に分かれるような海水交換)や、鉛直拡散に寄与する物理現象(鉛直波長150~200m程度で、下層から上層に向かって伝播する近慣性周期の内部重力波)を特定できたことも特筆すべき成果である。将来的には、これらの物理過程を組み込んだモデルを開発することにより、日本海深層での水塊変質を精度よく予測できることが期待される。

小型化及び省電力化を目的にECD-GC1台で、海水にごく微量に溶存するCFC-11、CFC-12、CFC-113及びSF₆の4成分を世界最高レベルの高感度分析するシステムを開発したことは、今後の化学海洋学の発展に大きく寄与するものである。また、CFCs比によって最近40年の日本海の熱塩循環が以前の15~40%程度にまで弱化しているという解析結果は、温暖化に伴う海洋循環のような地球システムそのものの変化を定量的に明らかにした希有な成果である。また、炭素14の広範な空間分布観測では、本課題で物理的解析が進む東部日本海盆~大和海盆の境界における底層フロントについて、日本海盆から大和海盆へ海底を這うように流入する底層水が日本海全域で見かけ上最も古い、少なくとも1979年以前に表層水が底層に沈み込んだ水塊であることを見いだした。さらに、2000/2001年の底層水の大規模形成直後に西部日本海盆南端~対馬海盆上で得られた海水の $\Delta^{14}\text{C}$ 測定から、同水塊の流動について新たな知見を得た。2000/2001年の底層水形成イベントについては、国内外の研究者によって化学、物理学的解析が行われており、これらの成果とともに解析を進めることで日本海深層循環の解明の一助となる。

鉛直一次元の多層モデルは単純なモデルではあるものの、日本海深層水の水温や $\delta^{14}\text{C}$ の鉛直プロファイルの特徴を表現できる。そのモデル結果から、①日本海深層水の海水年齢(最大で平均年齢160年程度)を決める要因は沈降量ではなく、主に鉛直拡散係数であること、②1℃以下の深層へ沈降する海水量は $p=4\%/yr$ 程度と推測され、この値は深層体積 $1 \times 10^6 \text{ km}^3$ から流量換算にすると1.3Sv程度(対馬暖流の流量に匹敵)となること(なお、冷却に寄与する底への沈降量は0.05Sv程度)、③海洋観測の立場からは未知である深層域の鉛直拡散係数は、 $2\text{cm}^2/\text{s}$ 前後であろうこと、が推定された。さらに、鉛直一次元モデルを3次元モデルに拡張した結果から、現在でも観測される鉛直均一で水温上昇する底層水(BW)が過去の一時期多量に形成された鉛直混合水の名残ではなく、海盆間の深層密度流により常に維持されていることが明らかになった。

(2) 環境政策への貢献

<行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない。

<行政が活用することが見込まれる成果>

本研究では、日本海底層水中の真の溶存酸素消費量が約 $2\mu\text{mol/kg/year}$ であることを世界ではじめて見いだした。2012年現在の日本海底層水の溶存酸素濃度が $195\sim 200\mu\text{mol/kg}$ であることを考えると、今後100年で底層水から酸素がなくなってしまうことになる。さらに、CFCsの高感度精密分析を用いて、温暖化に伴う熱塩循環の規模が最近40年ではそれ以前の15～40%程度にまで減少していることを突き止めた。温暖化に伴う海洋環境の変化の状態把握は種々のモニタリングによって明らかになりつつあるが、本研究のように海洋循環の変化、すなわち地球システムの変化そのものを定量的に明らかにした例はほとんどない。これらの成果は、日本海が温暖化に対して脆弱な縁辺海であることを改めて浮き彫りにしただけでなく、日本海は国民にとって最もなじみ深い海のひとつであることから温暖化問題や海洋環境保全に対する国民への啓蒙を図る上で重要な役割を担うものとなる。

太平洋や大西洋の深層においても水温上昇が報告されており、地球規模での海洋循環の将来予測が喫緊の課題となっている。本研究で得られた知見は、例えばIPCCによるいくつかの CO_2 増加シナリオによって全球の熱塩循環が将来的にどのように変化するかを予測する際に、有益な情報を提供すると考えられる。また、本研究の本質は「大気圏あるいは海洋表層における環境変化が、海洋深層にどのような影響を及ぼすか」という問題である。例えば福島原発事故により拡散した放射性物質の日本海深層への影響の有無を求められたとき、本モデルをImpulse応答問題として使用すれば、第一次近似的なレベルではあるものの、今後の予測は可能である。また、日本海深層水の現状把握という観点において、本研究で実施したような日本海全域を対象にした調査の継続は経費・時間・外交等の関係上、現実的には不可能であろう。本研究では、底層水が水温上昇しつつも、その水温鉛直均一性や一定層厚を維持する要因として、大和海盆-日本海盆間の浅瀬上に形成された底層フロントが大きく関与していることを明らかにした。この研究成果は、日本の領海内で最小限の経費で実施可能なモニタリング候補として、日本海深層水全体のリトマス試験紙的役割を演じる底層フロント近傍底層水の継続的なモニタリングを提案するものである。

6. 研究成果の主な発表状況

(1) 主な誌上発表

<査読付き論文>

- 1) T. ARAMAKI, S.S. TANAKA, S. KUSHIBASHI, Y.-I. KIM, C.-J. KIM, G.-H. HONG and T. SENJYU: Radiocarbon, 55 (3-4) (2013) [in press]
“Spatial distribution of radiocarbon in the southwestern Japan/East Sea immediately after bottom water renewal”

(2) 主な口頭発表(学会等)

- 1) Y. KUMAMOTO and T. ARAMAKI: 5th PEACE Workshop, Gangneung, Korea, 2010
“Temporal and spatial variations of dissolved oxygen in the Japan Sea Bottom Water”
- 2) 田中伸一、荒巻能史、佐々木建一、千手智晴、熊本雄一郎、磯田豊: 2011年度日本海洋学会春季大会(2011)
「溶存クロロフルオロカーボン類を用いた日本海深層／底層水形成量の推定」
- 3) 磯田豊、荒巻能史、荘司堅也: 2011年度日本海洋学会春季大会(2011)
「日本海深層水の海水年齢」
- 4) 荘司堅也、磯田豊、荒巻能史、久万建志、中塚 武: 2011年度日本海洋学会春季大会(2011)
「日本海における大和海盆-日本海盆間の深層密度流」
- 5) 千手智晴、熊本雄一郎、張勁、田中伸一、荒巻能史: 2011年度日本海洋学会秋季大会(2011)
「日本海底層における海水交換-日本海盆と大和海盆」
- 6) 荒巻能史、Y.-I. KIM and G.-H. HONG: 第3回JAEAタンデトロンAMS利用報告会(2011)
「2001年のウルルン海盆周辺における炭素14の空間分布」

- 7) Y. KUMAMOTO, T. ARAMAKI, S.S. TANAKA, and J. ZHANG: 2012 Ocean Science Meeting, Salt Lake City, USA, 2012
 “Centennial-scale oxygen decrease in deep water of s marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea”
- 8) 千手智晴、荒巻能史、田中伸一： 2012年度日本海洋学会春季大会(2012)
 「日本海深層における溶存酸素量の長期係留観測」
- 9) 千手智晴、磯田豊、荒巻能史、田中伸一： 北海道大学低温科学研究所研究集会「宗谷暖流を始めとした対馬暖流系の変動メカニズム」および萌芽研究「東アジア縁辺海統合観測航海による対馬暖流系の流動・物質輸送過程の解明」成果報告会(2012)
 「日本海盆－大和海盆間に存在する底層フロントの変動について～おしよ丸2011年6月の観測結果に関連して～」
- 10) 田中伸一、荒巻能史、磯田豊、千手智晴、熊本雄一郎： 北海道大学低温科学研究所研究集会「宗谷暖流を始めとした対馬暖流系の変動メカニズム」および萌芽研究「東アジア縁辺海統合観測航海による対馬暖流系の流動・物質輸送過程の解明」成果報告会(2012)
 「マルチトレーサーを用いた日本海底層水形成量の推定～おしよ丸2011年6月の観測結果に関連して～」
- 11) T. ARAMAKI, S.S. TANAKA, S. KUSHIBASHI, Y.-I. KIM and G.-H. HONG: 21th International Radiocarbon Conference, Paris, France, 2012
 “Spatial distribution of radiocarbon in the southwestern Japan/East Sea right after the bottom water renewal”
- 12) 磯田豊、荒巻能史、荘司堅也： 2012年度日本海洋学会秋季大会(2012)
 「日本海の深層水(1)海水年齢」
- 13) 荘司堅也、磯田豊、日比野祥、中野俊也： 2012年度日本海洋学会秋季大会(2012)
 「日本海の深層水(2)底層水の形成」
- 14) T. SENJYU, T. ARAMAKI, Y. ISODA and S.S. TANAKA: The 6th Program of the East Asian Cooperative Experiments (PEACE) Ocean Science Workshop and the 9th Korea-Japan Workshop on Ocean Color (KJWOC), Nagoya, Japan, 2012
 “Variability of the benthic front between the Japan and Yamato Basins in the Japan Sea”
- 15) S.S. TANAKA, T. ARAMAKI, K. SASAKI, Y. ISODA, T. SENJYU and Y. KUMAMOTO: 2012 AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 2012
 “CFC-11, CFC-12 and CFC-113 indicating the sudden weakening of the thermohaline circulation in the Japan Sea”
- 16) 田中伸一、荒巻能史、千手智晴、熊本雄一郎、磯田豊： 2013年度日本海洋学会春季大会(2013)
 「溶存クロロフルオロカーボン類が示した日本海熱塩循環の急激な弱体化」
- 17) 千手智晴、荒巻能史、田中伸一、森康輔： 2013年度日本海洋学会春季大会(2013)
 「日本海盆－大和海盆境界域における長期深海係留観測」
- 18) 熊本雄一郎： 2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」(2013)
 「日本海底層水における長期的な溶存酸素濃度の減少とその予測」
- 19) 千手智晴： 2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」(2013)
 「小さな大洋－日本海のふしぎ」
- 20) 荒巻能史、田中伸一： 2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」(2013)
 「化学トレーサーが語る直近40年での熱塩循環の急激な変化」
- 21) 磯田豊： 2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」(2013)
 「日本海深層水の鉛直循環流」

7. 研究者略歴

課題代表者：荒巻 能史

北海道大学水産学部卒業、北海道大学大学院地球環境科学研究科博士後期課程中退、博士（地球環境科学）、日本原子力研究所むつ事業所研究員、現在、（独）国立環境研究所環境計測研究センター主任研究員

研究参画者

（１）：熊本 雄一郎

広島大学総合科学部卒業、広島大学大学院生物圏科学研究科博士課程後期修了、博士（学術）、現在、（独）海洋研究開発機構地球環境変動領域技術研究副主幹

（２）：千手 智晴

東海大学海洋学部卒業、東京水産大学大学院水産学研究科博士後期課程修了、博士（水産学）、農林水産省水産大学校助手、現在、九州大学応用力学研究所准教授

（３）：荒巻 能史（同上）

（４）：磯田 豊

愛媛大学工学部卒業、愛媛大学大学院工学研究科修士課程修了、理学博士、（財）日本気象協会、愛媛大学工学部助手、現在、北海道大学大学院水産科学研究院准教授

A-1002 日本海深層の無酸素化に関するメカニズム解明と将来予測**(1) 溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングによる日本海深層の無酸素化の将来予測**

(独) 海洋研究開発機構

地球環境変動領域 海洋環境変動研究プログラム 海洋循環研究チーム 熊本 雄一郎

平成22～24年度累計予算額：21,274千円

(うち、平成24年度予算額：5,779千円)

予算額は、間接経費を含む。

[要旨]

日本海の底深層水は、隣接する北太平洋に比べて比較的高濃度の溶存酸素を含む。このことは、日本海における活発な底深層水循環の存在を示唆しているが、一方で底深層水中の溶存酸素濃度は1920年代以降現在に至るまで減少し続けていることが明らかにされている。しかしながら、そのメカニズム、そして溶存酸素減少傾向の将来予測を議論するための観測データは十分とは言えない。本研究では歴史的データを再検証し、さらに最新の観測データを加えることで、底深層水中の溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングを実施した。それをもとに、日本海底深層水の溶存酸素濃度の時空間変動について、「日本海底層水中の溶存酸素は、厳冬期にのみ（間欠的）に西部日本海盆における新底層水形成によって供給される。新底層水は、反時計回りの底層循環に沿って、数年程度遅れて大和海盆、東部日本海盆に移動する。新たな酸素供給が無い期間は、溶存酸素は有機物の分解によって消費され減少する」という仮説を提案した。その仮説に水塊トレーサーである放射性炭素14濃度の日本海底層水中における経年変化を組み合わせることで、底層水における真の溶存酸素の消費速度を約 $2\mu\text{mol/kg/year}$ と初めて定量化した。この消費速度は、新たな底層水形成によって溶存酸素が供給されない期間の酸素消費量に相当し、もしも今後の地球温暖化の進行によって日本海底層水形成が完全に停止した場合には、わずか100年で日本海底層水が完全に無酸素化することを示唆している。

[キーワード]

日本海深層、溶存酸素濃度、地球温暖化、無酸素化、放射性炭素14

1. はじめに

日本海はアジア大陸と日本列島に囲まれた閉鎖性の強い縁辺海であるが、最大水深が3700m以上あり、隣接する北太平洋などの外洋にひけを取らない「Miniature Ocean」でもある。その底深層水は非常に均質な性質をもった冷水塊（水温 1°C 以下、塩分約34.1psu）で占められている。またその底深層水は比較的高濃度の溶存酸素を含むことから、溶存酸素を多く含む表面水によって活発に「換気（ベンチレーション）」されることが戦前から知られており、Uda (1934)¹⁾によって「日本海固有水」と名付けられた。第二次大戦後、現場型電気伝導度・水温・深度プロファイラー（CTD）を用いた詳細な観測から日本海固有水は単一の水塊ではなく、いくつかの水塊が重なり合ったものであることが明らかになった。特に水深約2000m以深のポテンシャル水温は測定誤差範囲で鉛

直的にほとんど均一であり、Gamo and Horibe (1983)²⁾によって「日本海底層水」と名付けられた。日本海底層水は、この海水が海面で大気と気液平衡状態にあるときの飽和酸素濃度の約60%の酸素を含んでいる。これは隣接する北太平洋の底深層水に溶け込んでいる溶存酸素濃度よりも、約1.3倍高い。海水中の溶存酸素は有機物の分解によって消費されるため、海洋表層から新たな酸素の供給がなければ底深層水中の溶存酸素濃度は時間とともに低下する。日本海と同じように閉鎖性の強い黒海(最大水深は約2300m)では表層水と底深層水の間での海水混合がほとんど無いため、その底深層水は溶存酸素が枯渇し無酸素状態になっている。すなわち日本海においては、深海底まで到達するような独自の底深層循環によるベンチレーションによって、日本海底層水に溶存酸素消費量を上回る溶存酸素が供給されていることを示唆している。

これまでの研究によって、この日本海の深底層海水は外洋の海洋大循環のおおよそ20分の1程度の時間スケールで循環していると考えられており、温暖化に対する環境影響の応答が早く、モデル等によって懸念されている「海洋大循環(深層循環)の停滞」、「海水温の上昇」、あるいは「海水の酸性化」などの物理環境的影響をいち早く検出できる可能性がある。そのため温暖化に対して脆弱な海域として、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第四次評価報告書³⁾にも引用されており、今後の詳細な観測が期待されている。これを裏付けるように、近年、日本海底層水中の溶存酸素濃度が過去数十年間にわたって減少し続けていることが報告され、深層海水中的の水温がわずかに上昇傾向にあることも分かってきた⁴⁾。これは日本海で最も密度の大きい(=冷たい)底層水の形成停滞を意味しており、20世紀以降の温暖化に伴う気候変動との関連が強く示唆される。Gamo (1999)⁵⁾は、日本海底層水の溶存酸素減少傾向とロシア・シベリアの日本海沿岸海域の温暖化傾向との関連を指摘している。将来にわたりこの溶存酸素の減少傾向が続くと日本海底層水は数百年で無酸素化してしまうことになり、その海洋生態系及び水産資源への影響が懸念されている。

我が国における日本海の本格的な海洋調査は、1928年(昭和3年)から1930年(昭和5年)の海洋气象台(後の神戸海洋气象台)春風丸I世(1927年竣工)によるものを嚆矢とする¹⁾。その報告書中においてすでに、日本海の深層が低温かつ溶存酸素に富んだ均一な海水で満たされていること、その原因として日本海独自の深層循環の存在が指摘されている。第二次世界大戦による中断をはさみ、我が国の気象庁、水産庁、大学による観測が継続された。しかしながら、1982年の国際海洋法条約によって排他的経済水域(EEZ)制度が確立した後は、その観測海域は大幅に制限されることになった。そのため、日本海における総合的な観測は1990年代半ばに九州大学応用力学研究所が日韓露米による国際共同研究として実施したCREAMS (Circulation Research of the East Asian Marginal Seas)、1997-2002年の日本原子力研究所(現:日本原子力研究開発機構)による「日露共同による海水循環と放射性核種の移行挙動に関わる日本海海洋調査」などに限られてきた。そのため、日本海底層水の無酸素化に関する将来予測に必要な海洋観測データは十分とは言い難い。

2. 研究開発目的

本サブテーマでは、日本海底深層における溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングを作成することにより、日本海深層の無酸素化の将来予測を行うことを目的とした。具体的には、過去の観測で得られた「歴史データ」の収集と品質管理を実施した。また、新たに日本海における総合的

な物理・化学観測を実施することで最新の観測データを取得した。日本海における観測は、我国のEEZだけでなく韓国の海洋研究者と共同して同国EEZ内でも観測を実施した。それら新旧のデータセットを統合することで、可能な限り時空間的に密な時系列データセットを作成した。その「高精度時空間マッピング」をもとに溶存酸素濃度の減少メカニズムの仮説を提案した。最後に、水塊動態を解析する化学トレーサー（放射性炭素14）の観測結果と合わせて議論し、日本海底層水中溶存酸素の消費速度を定量化し、地球温暖化の進行にともなう日本海深層循環の停滞とその無酸素化の将来予測を試みた。

3. 研究開発方法

（1）「歴史データ」の収集と品質管理

2000～2001年の冬季に北西部日本海のウラジオストク沖において、新たな底層水が形成されたことが観測によって確認されている⁶⁾。そこで、そのイベント直後の2002年における日本海深層水中の溶存酸素濃度の空間分布の把握を試みた。2002年には上述した「日露共同による海水循環と放射性核種の移行挙動に関わる日本海海洋調査」に加えて、東京大学海洋研究所（現：大気海洋研究所）の白鳳丸（現在の所属は（独）海洋研究開発機構）による観測（KH02-03航海）、さらに気象庁による定線観測が実施されており、ロシア排他的経済水域（EEZ）を含む広範囲な海域のデータが取得されている。また、前々年の1999年には、米国を中心とした研究者による日本海の一斉観測⁷⁾が行われており、それらの結果との比較を行った。また、World Ocean Database 2009より日本海のデータを抽出・品質管理を行い、日本海の各海盆底深層水における溶存酸素濃度の経年変化を検証した。

（2）観測航海による最新データの取得

2010年6-7月に実施された白鳳丸KH10-02航海、2011年10月のおしよ丸航海（北海道大学水産学部）、2012年3月及び9月に実施された韓国の海洋調査船による対馬海盆での観測航海及び2012年10月に実施された淡青丸航海（（独）海洋研究開発機構）に参画し、CTD装着センサー及び化学分析による溶存酸素データを取得した。溶存酸素のすべての化学分析は、改良ウィンクラー法により、観測航海中に船上で行われた。各航海の測定では、相互に比較可能な標準溶液を測定することで品質管理を行い、その分析精度がおおよそ $1\mu\text{mol/kg}$ であることを確認した。これらの最新の結果を、（1）で得られた過去データと統合することで、日本海底深層における溶存酸素濃度の高精度時空間マッピングを作成した。

（3）仮説の提案と放射性炭素14を用いた酸素消費速度の見積り

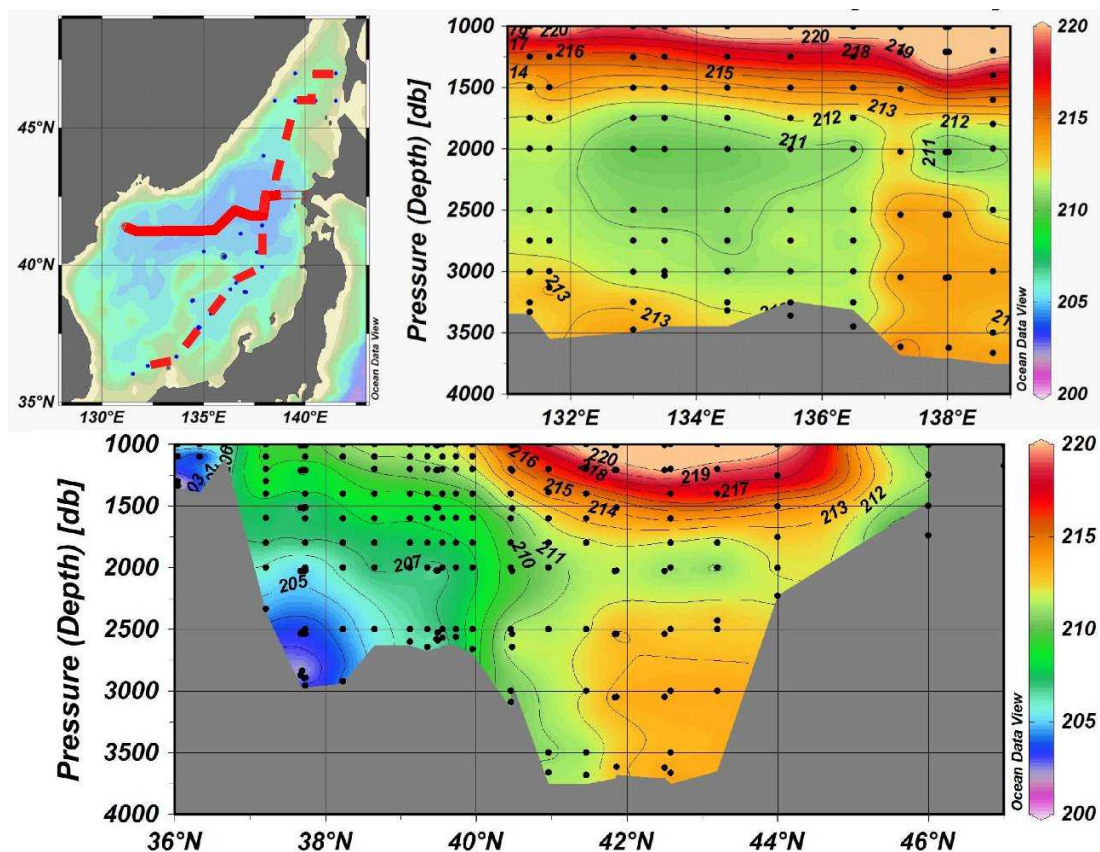
上記「高精度時空間マッピング」をもとに、溶存酸素濃度の減少メカニズムの仮説を提案した。その仮説に日本海底層水における核実験起源放射性炭素14の時間変化を組み合わせることで、日本海底層水中溶存酸素の消費速度を定量化した。核実験起源炭素14は、主に1950年代から1960年代にかけて実施された核実験によって大気圏に大量に放出された。以降、大気中の核実験起源炭素14（二酸化炭素ガスの形態で存在）は気体交換を通じて海洋表層に、そして海洋循環によって海洋内部に徐々に移行・拡散しつつある。すなわち核実験炭素14は、海洋表層水がどのように海洋底深層に移行するかを測るための水塊トレーサーとなり得る。ここでは、過去の日本海深層に

おける炭素14測定データ^{2), 8)}と比較するために、2010年6～7月に実施された白鳳丸航海KH10-02で採取した海水に含まれる炭素14を分析した。試料前処理は（独）海洋研究開発機構で行い、分析は株式会社加速器分析研究所の加速器質量分析計を用いて炭素14/炭素12比を測定した。その比は $\Delta^{14}\text{C}$ （‰）として報告され、その不確かさは約5‰程度と見積もられた。最終的に、核実験起源炭素14の増加量から、底層水中の溶存酸素消費速度を見積り、その無酸素化の将来予測を試みた。

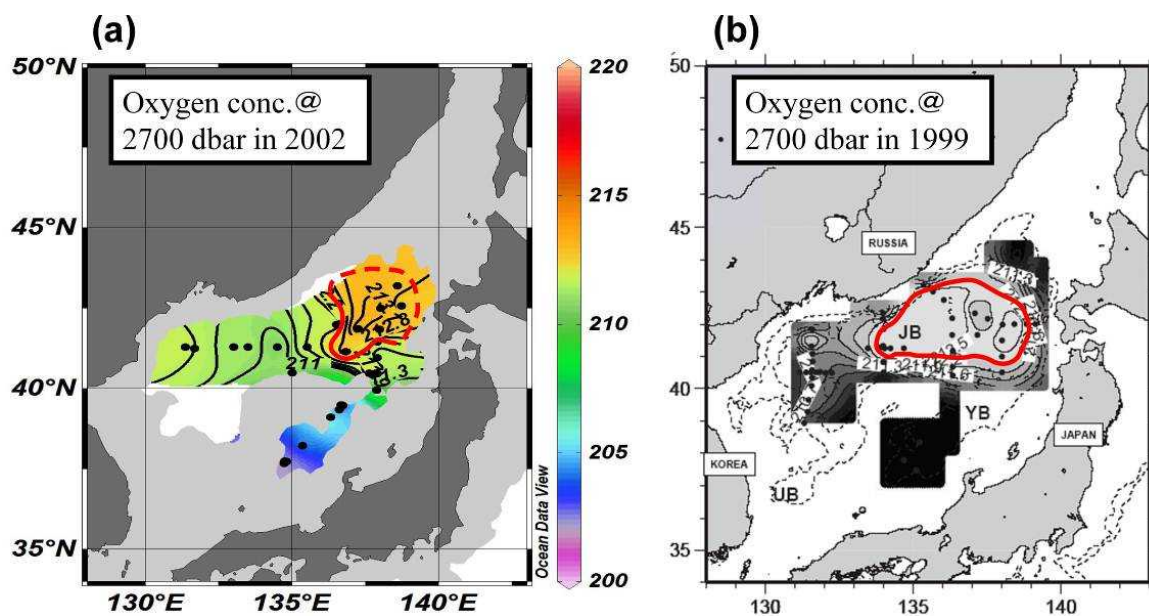
4. 結果及び考察

（1）2002年の日本海深層水における溶存酸素濃度の空間分布

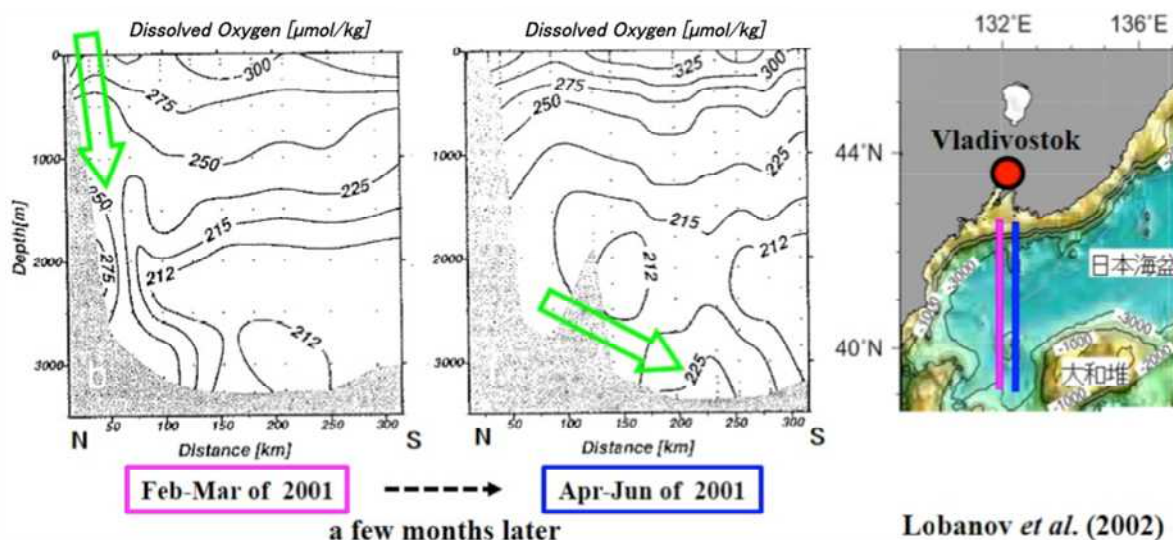
図(1)-1に、2002年の日本海の深層水（1000m以深）における溶存酸素濃度の断面分布図を示す（なお本報告書では、水深の表記について幾何学的な深さを示すメートル（m）と物理量の水圧であるデシバール（dbあるいはdbar）が混在する。これはデータ取得方法やデータ出典による表記の相違に起因しており、1dbはおおよそ1mを表す）。日本海北部の日本海盆（おおよそ北緯40度以北）では、その濃度は急激に低下し水深約2000mを中心とした極小層が確認できる。深度2000m以深の日本海底層水では、その極小層に対してわずかに（1～2 $\mu\text{mol/kg}$ ）ではあるが溶存酸素濃度が高くなっている。日本海盆の東西を比較すると、底層水中溶存酸素濃度には東高西低の傾向がみられる。一方、日本南部の大和海盆（大和堆と日本列島に挟まれた海盆）では、深層水中溶存酸素濃度は深度とともに減少している。これらの分布は、日本海盆底層水には溶存酸素濃度の高い表面水が直接潜り込んでいること、大和海盆と日本海盆の底層水の交換は地形に拘束されたて制限されていることを示している。図(1)-2には、1999年と2002年のそれぞれにおける、水圧2700dbar平面上の溶存酸素濃度の空間分布を示した。2002年の分布図には日本海盆の東と西にそれぞれ溶存酸素濃度の高い底層水があることがわかる。1999年の分布図を見ると、東部日本海盆では2002年と同様に相対的に溶存酸素濃度の高い底層水が存在している一方で、西部日本海盆では高濃度溶存酸素水を確認することができない。このことは、2002年に西部日本海盆で観測された高濃度溶存酸素水は、図(1)-3に示すようにLobanov *et al.* (2002)⁹⁾が報告した、2000～2001年の厳冬期に西部日本海盆のウラジオストク沖（ピョートル大帝湾）で新たな底層水が形成されたことによって、同海盆の底層水中濃度が急激に上昇したことが要因と考えられた。1999年と2002年の溶存酸素濃度の絶対値を比較すると、東経133度以西の西部日本海海盆を除き、2002年の溶存酸素濃度は1999年のそれに比べて1～2 $\mu\text{mol/kg}$ 低いことがわかった。また、図中の赤線で示すように溶存酸素濃度212.2 $\mu\text{mol/kg}$ の等値線で囲まれた部分の面積は、3年間で縮小している。これらの結果は、多くの先行研究で指摘されている溶存酸素濃度の長期的な減少傾向と整合的である。底層水中溶存酸素濃度の東高西低の傾向は、観測された西部日本海盆における新底層水形成と矛盾しているように思われる。しかしながら、溶存酸素濃度の長期的な減少傾向が示すようにより「古い」底層水は、より高濃度の溶存酸素を含むと解釈することが可能である。実際に、溶存酸素濃度とともに測定されたクロロフルオロカーボン（フロン）の1999年の観測結果¹⁰⁾によると、その日本海盆底層水のその濃度は、溶存酸素濃度とは逆に西高東低の傾向が確認されている。この結果は、西部日本海盆で生成された新底層水が西から東に移行していることを示している。1999年と2002年の観測結果の比較から、わずか3年の時間スケールで、底層水を含む日本海深層水の溶存酸素濃度の空間分布が大きく変動していることが初めて明らかになった。



図(1)-1 2002年の日本海日本海盆の深層水(1000m以深)における溶存酸素濃度($\mu\text{mol/kg}$)の断面分布図(上図:経度方向_赤実線、下図:緯度方向_赤破線)



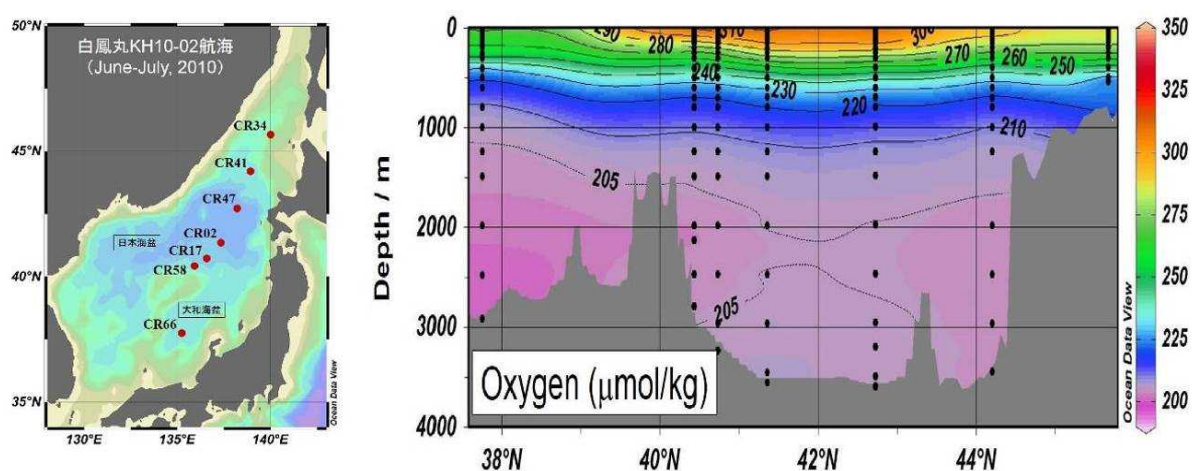
図(1)-2 2002年(a)と1999年(b)¹⁰⁾のそれぞれにおける、水圧2700dbar平面上的溶存酸素濃度($\mu\text{mol/kg}$)の空間分布(図中の赤線は、溶存酸素濃度 $212.2\mu\text{mol/kg}$ の等値線を表す。)



図(1)-3 2001年の2月～6月に北西部日本海盆で観測された、新底層水形成にともなう底深層水中溶存酸素濃度 ($\mu\text{mol/kg}$) の急激な上昇 (Lobanov *et al.*, 2002を改変)⁹⁾

(2) 2010年度観測航海で得られた日本海東部における溶存酸素濃度の空間分布

白鳳丸航海KH10-02では、日本海盆東部及び大和海盆の7観測点で溶存酸素濃度が測定された(図(1)-4)。その底深層水中での断面分布図を見ると、上述の1999年、2002年と同様に、東部日本海盆に相対的に溶存酸素濃度の高い底層水があることが確認された。しかしながら、その濃度は2002年のそれ(図(1)-1)と比べて約 $5 \mu\text{mol/kg}$ 低い。2002～2010年の約8年間に溶存酸素濃度が約 $5 \mu\text{mol/kg}$ 低下したのであれば、これまで報告されている溶存酸素濃度の長期的な減少傾向とほぼ一致する。しかし、Kumamoto *et al.*(2008)¹¹⁾によると、主に気象庁による2004～2006年間の観測結果はその間に底層水中の溶存酸素濃度が一時的に微増(約 $5 \mu\text{mol/kg}$)したことを示している。こ

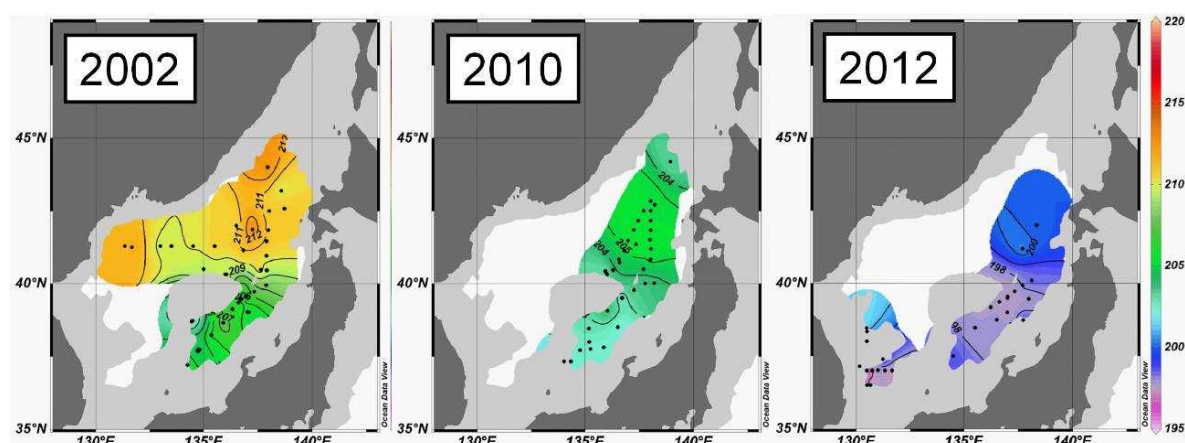


図(1)-4 2010年6～7月に実施された白鳳丸航海KH10-02で得られた、日本海東部における溶存酸素濃度 ($\mu\text{mol/kg}$) の分布

これらの要因として、2000～2001年の厳冬期に西部日本海盆のウラジオストク沖で形成された新底層水の影響が示唆される。したがって2010年に観測された酸素濃度の低下は、2000～2001年厳冬期における突発的な底層水形成によって一時的に緩和されていた「底層水形成停滞による溶存酸素濃度の長期的な減少傾向」が再開したと考えることができる。

（３）2002年から2012年の間の日本海底層水中溶存酸素濃度の水平分布の比較

上記2002年及び2010年の観測結果と、最新の2012年の観測結果を比較する。図(1)-5に、各年における水圧2000dbar面上の溶存酸素濃度（ $\mu\text{mol/kg}$ ）の水平分布を示した。上述したように、2002年の観測にはロシアEEZを含む西部日本海盆での観測結果が含まれており、その底層水には明瞭な溶存酸素の増加が確認できる。2010年の観測結果から、2002～2010年間の溶存酸素濃度低下（約5 $\mu\text{mol/kg}$ ）が、東部日本海盆及び大和海盆全域で起こっていることがわかる。また、2010年の観測結果からも、東部日本海盆深層水を中心にした高濃度溶存酸素水塊構造が、1999年及び2002年と同様に確認できる（図(1)-2）。2012年の観測結果から、2010～2012年のわずか2年間に、東部日本海盆及び大和海盆において、深層水中溶存酸素濃度が全体的に約5 $\mu\text{mol/kg}$ 低下したことがわかった（東部日本海盆の高濃度溶存酸素水塊構造は維持されているように思われる）。この減少は、2002～2010年の約8年間の溶存酸素濃度低下にほぼ匹敵する量であり、単純計算で2002～2010年間よりも、2010～2012年間には、約4倍程度溶存酸素減少速度が速かったことになる。このことは、2000～2001年厳冬期における突発的な底層水形成によって一時的に緩和されていた「底層水形成停滞による溶存酸素濃度の長期的な減少傾向」が再開したという仮説を支持するものである。また、2012年には、日本海盆及び大和海盆で得られた溶存酸素濃度と直接比較可能な最新データを対馬海盆で得ることができた。その結果によると、対馬海盆深層水中の溶存酸素濃度は同時に観測された大和海盆のそれらとほぼ同じ程度であることがわかった。このことは、対馬海盆においても他の海盆と同様に、溶存酸素濃度の長期的な減少が起きていることを示唆している。

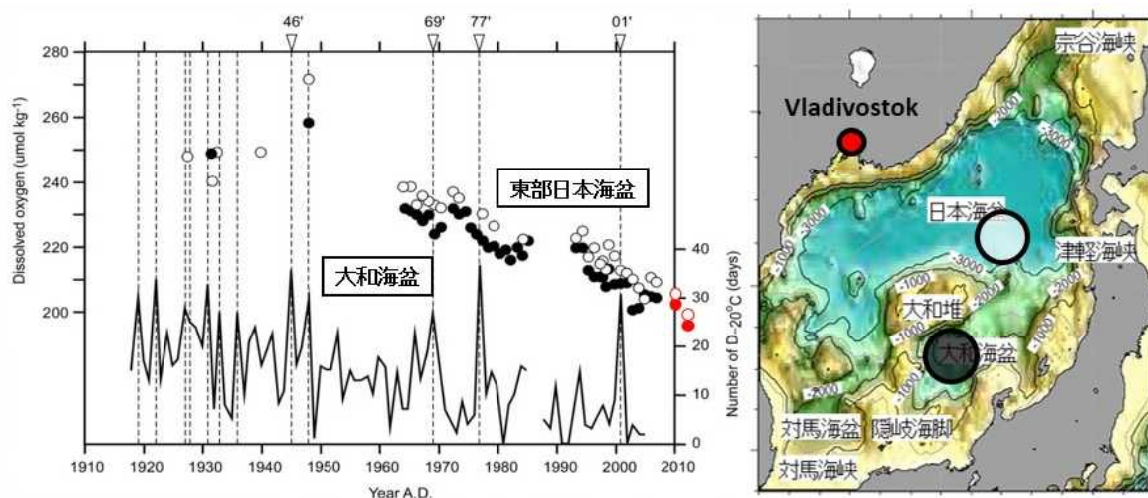


図(1)-5 2002年、2010年及び2012年における水圧2000dbar面上の溶存酸素濃度（ $\mu\text{mol/kg}$ ）の水平分布（2002年のデータは、KH02-03航海、日本原子力機構の航海及び気象庁の定期観測による。2010年のデータは、KH10-02及び気象庁の定期観測による。2012年のデータはKT12-26及び韓国の観測船を用いた観測による。）

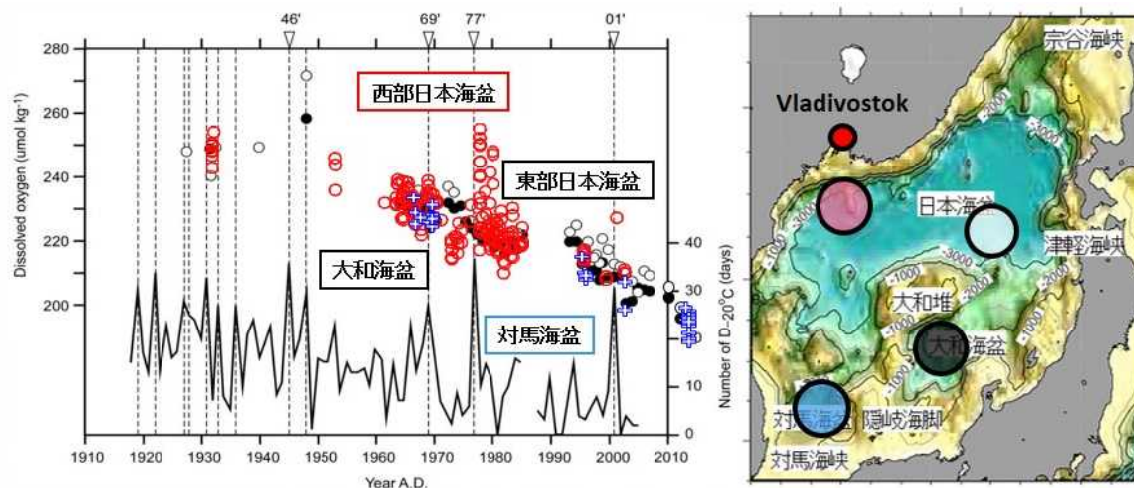
（４）日本海底層水中における溶存酸素濃度の経年変化

2005年より以前にまとめられている東部日本海盆及び大和海盆の深度2000m以深の底層水中溶存酸素濃度の時系列データ¹¹⁾と、本研究で得られた2010年及び2012年の結果を比較した（図(1)-6）。これによると、上述した2002年、2010年、2012年に観測された変動は、長期的な減少傾向の範疇に入るものであることがわかった。データ密度の高い1960年後半以降の東部日本海盆及び大和海盆の溶存酸素の時系列データから、底層水における平均酸素減少速度は約 $0.8\mu\text{mol/kg/year}$ と見積もられた。またWorld Ocean Database (2009)のデータから、西部日本海盆及び対馬海盆の深度2000m以深の底層水においても、ほぼ同様の溶存酸素濃度の長期的な減少傾向が存在することが初めて確認された（図(1)-7）。西部日本海盆底層水の溶存酸素の時系列データでは、1969年、1977年、及び2001年に一時的な溶存酸素濃度増加が確認された。図中の実線は、ロシア・ウラジオストク市において日最適気温がマイナス 20°C を下回った日の年積算日数を示しており、各年がそれぞれ例年に比較して記録的な厳冬であったことを示唆している。2000～2001年の厳冬期には、上述したように観測によって新底層水の形成が確認されている。これらの結果は、1969年及び1977年の両年の冬季においても、西部日本海盆で新たな底層水が形成され、同海盆底層水中溶存酸素濃度が一時的に増加したと解釈できる。

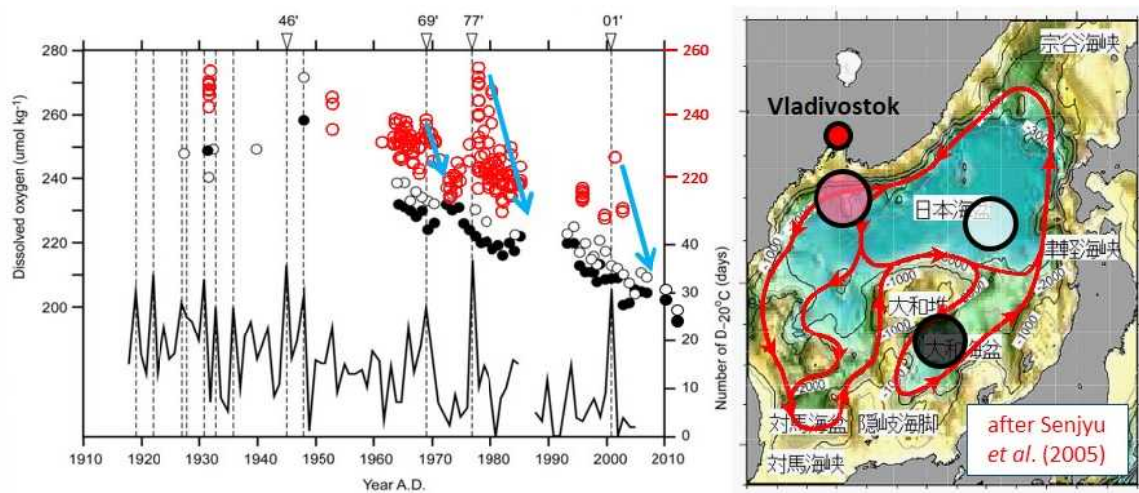
一方、東部日本海盆及び大和海盆では、1970年代前半、1980年代中頃及び2000年代中頃に、やはり一時的に溶存酸素濃度が上昇している（図(1)-6）。これらの結果は、西部日本海盆に加えられた溶存酸素の正のアノマリーが、数年の時間的な遅れで東部日本海盆及び大和海盆に移行していることを暗示している。このことは、海洋物理観測によって得られている、日本海深層の反時計まわりの循環像¹²⁾と整合的な結果ある。過去の歴史データ及び本研究で得られた日本海底層水一方、東部日本海盆及び大和海盆では、1970年代前半、1980年代中頃及び2000年代中頃に、やはり一時的に溶存酸素濃度が上昇している（図(1)-6）。これらの結果は、西部日本海盆に加えられた溶存酸素の正のアノマリーが、数年の時間的な遅れで東部日本海盆及び大和海盆に移行して中溶存酸素濃度の観測結果から、その経年変化について「日本海底層水中の溶存酸素は、厳冬期にのみ（間欠的）に西部日本海盆における新底層水形成によって供給される。新底層水は、反時計回りの底層循環に沿って、数年程度遅れて大和海盆、東部日本海盆に移動する。新たな酸素供給が無い期間は、溶存酸素は有機物の分解によって消費され減少する。」という仮説を提案した（図(1)-8）。対馬海盆については、他の海盆に比べてデータ密度が疎であるため、上記仮説を検証できるほどの観測データがない。しかしながら、他の3海盆とほぼ同様の長期的な溶存酸素の減少傾向が確認されている。



図(1)-6 東部日本海盆（白丸）と大和海盆（黒丸）の底層水（深度2000m以深）中溶存酸素濃度（ $\mu\text{mol/kg}$ ）の経年変化（赤丸で示した2010年と2012年の結果は、本研究で得られた結果である。左図中の実線は、ロシア・ウラジオストク市において日最適気温がマイナス20℃を下回った日の年積算日数（Kumamoto *et al.*, 2008を改変）¹¹⁾。）



図(1)-7 東部日本海盆（白丸）、大和海盆（黒丸）、西部日本海盆（赤丸）及び対馬海盆（青十字）の底層水（深度2000m以深）中溶存酸素濃度（ $\mu\text{mol/kg}$ ）の経年変化

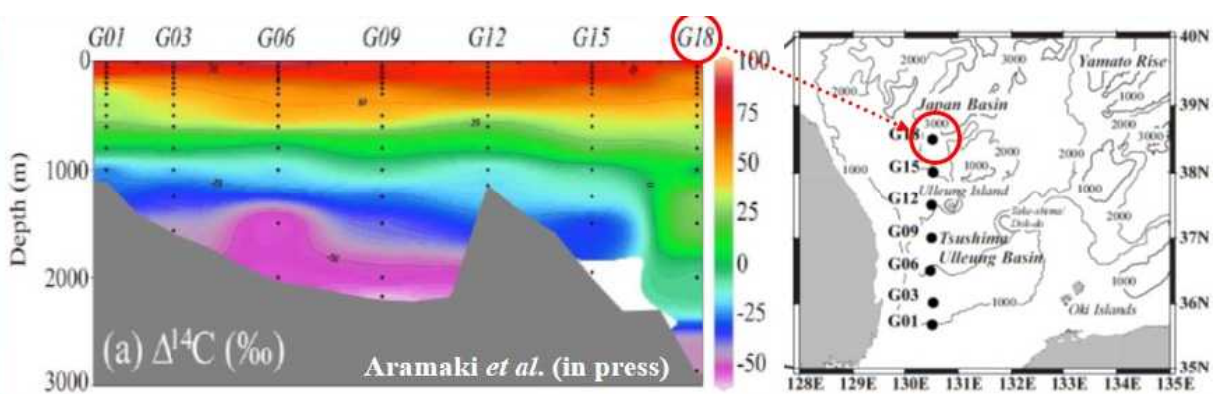


図(1)-8 東部日本海盆（白丸）、大和海盆（黒丸）及び西部日本海盆（赤丸）の底層水（深度2000m以深）中溶存酸素濃度（ $\mu\text{mol/kg}$ ）の経年変化（西部日本海盆のデータは縦軸が $20\mu\text{mol/kg}$ ずれていることに注意。左図の矢印は、西部日本海盆の正のアノマリーが数年の時間スケールで東部日本海盆と大和海盆に伝わっていることを示す。右図の矢印は、日本海底深層水における深層循環流の模式図を示す（Senjyu *et al.*, 2005）¹²⁾。)

(5) 日本海底層水中における核実験起源炭素14の経年変化と溶存酸素消費速度の見積り

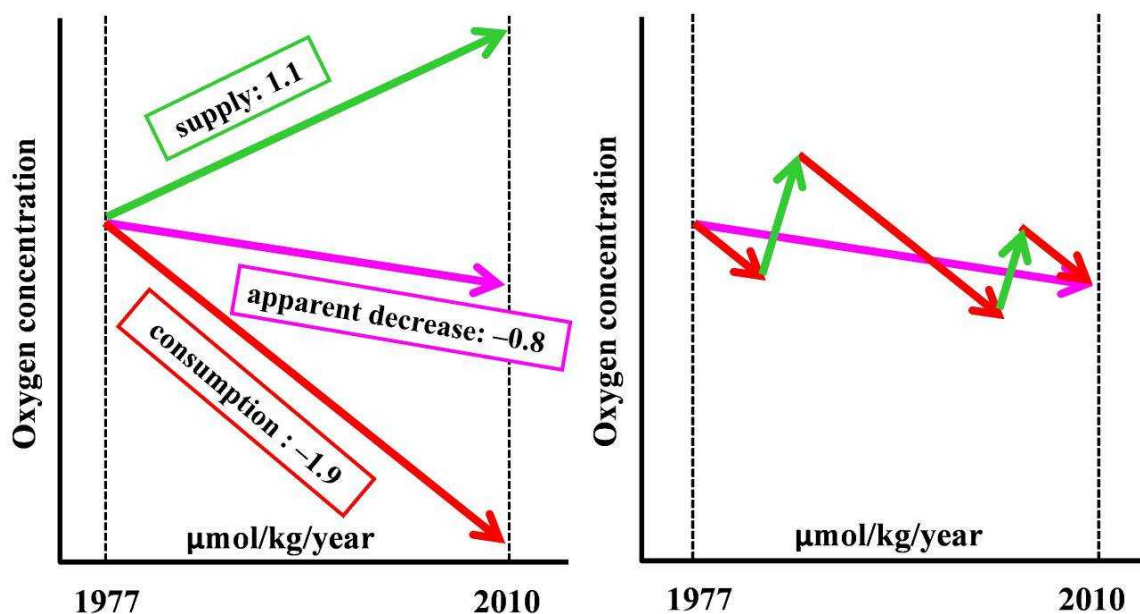
上記「仮説」に基づき、水塊トレーサーである放射性炭素14の日本海底層水中の経年変化から、底層水の平均滞留時間及び溶存酸素消費速度を推定した。日本海における最初の放射性炭素濃度の測定は、1970年代後半に実施された²⁾。その後、上述した日本原子力研究所（現：日本原子力研究開発機構）による「日露共同による海水循環と放射性核種の移行挙動に関わる日本海海洋調査」（1997～2002年）において、はじめて日本海全域における放射性炭素のデータが取得された⁸⁾。それらによると、東部日本海盆底層水において、1977年から2002年の約25年間に $\Delta^{14}\text{C}$ は約20%増加した（約-80‰ → -60‰）。溶存酸素濃度の上昇で議論されたように、この増加が1977年の新底層水形成によるものと仮定すると、その形成量は約 $7 \times 10^4 \text{ km}^3$ と計算される。ここで底層水の全容積は約 $4 \times 10^5 \text{ km}^3$ であるので、この間（1977年～2002年）の底層水の平均滞留時間は約140年と計算される。この底層水形成によって供給された溶存酸素量から、酸素濃度の平均増加速度は日本海底層水全体の平均値として約 $0.8 \mu\text{mol/kg/year}$ と見積もられる。

一方、2010年の白鳳丸KH10-02で得られた東部日本海盆底層水中の $\Delta^{14}\text{C}$ は約-55‰であり、2002年のそれに比べてわずかではあるが有意に約5‰増加した（約-60‰ → -55‰）。「仮説」からこの炭素14比の上昇が2001年の底層水形成によるものとした場合、それが1977年の底層水形成による増加量（約20%）に比べて小さいことは、西部日本海盆における2001年の溶存酸素濃度の増加量が1977年のそれに比べて小さいこと（図(1)-7）と整合的であり、1977年の底層水形成に比べて2001年のその規模が小さかったことを暗示している。また、2001年の西部日本海盆における観測結果から、同海域南部において底層水中 $\Delta^{14}\text{C}$ が20%以上増加したことが確認されており（図(1)-9）¹³⁾、2001年の底層水形成によって新たに海洋表層の炭素14が底層水に運ばれたことを示唆している。この2002～2010年の約8年間の底層水中 $\Delta^{14}\text{C}$ の増加量約5‰から、2001年の底層水形成量及びそれに伴う平均酸素増加速度として、それぞれ約 $4 \times 10^4 \text{ km}^3$ （平均滞留時間は約75年）、約 $1.9 \mu\text{mol/kg/year}$ が求まる。



図(1)-9 2001年に西部日本海盆北部と対馬海盆で観測された放射性炭素14比（ $\Delta^{14}\text{C}$ 、‰）の鉛直断面図（西部日本海盆北部に位置する最北端の観測点（G18）では、深度2000m以深の底層水中で相対的に高濃度の炭素14が観測された（Aramaki *et al.*, in press）¹³⁾。）

2つの期間、すなわち1977～2002年と2002～2010年を合わせた1977～2010年の約33年間で計算すると、その間の底層水の平均滞留時間として約120年、平均酸素増加速度として約 $1.1\mu\text{mol/kg/year}$ が求まる。この間の見かけの平均酸素減少速度は約 $0.8\mu\text{mol/kg/year}$ であるので、真の平均酸素消費速度は約 $1.9\mu\text{mol/kg/year}$ と計算される（図(1)-9）。この酸素消費速度約 $1.9\mu\text{mol/kg/year}$ は、新たな底層水によって溶存酸素が供給されない時の見かけの溶存酸素の消費速度に一致するはずである。比較的観測密度が高い東部日本海盆と大和海盆の観測結果（図(1)-6）を見ると、新底層水形成の影響が小さかったと考えられる1970年代後半（1969年と1977年の底層水形成の間）、1990年代後半（1977年と2001年の底層水形成の間）の溶存酸素の見かけの消費速度は約 $2\mu\text{mol/kg/year}$ であり、推定された真の消費速度に近い（図(1)-10）。ここで求められた1977年から2010年の間の日本海底層水の平均滞留時間は、間歇的な新底層水形成イベントが観測インターバルのいつごろに発生したかに大きく依存する。しかしながら、ロシア・ウラジオストク市の気象データ（図(1)-6）によると、1960年代以前はそれ以降に比べて厳冬が多かったことがわかる。このことは、1960年代以前にはそれ以降よりも活発に底層水が形成されており、その平均滞留時間も相対的に短かったことが推定される。

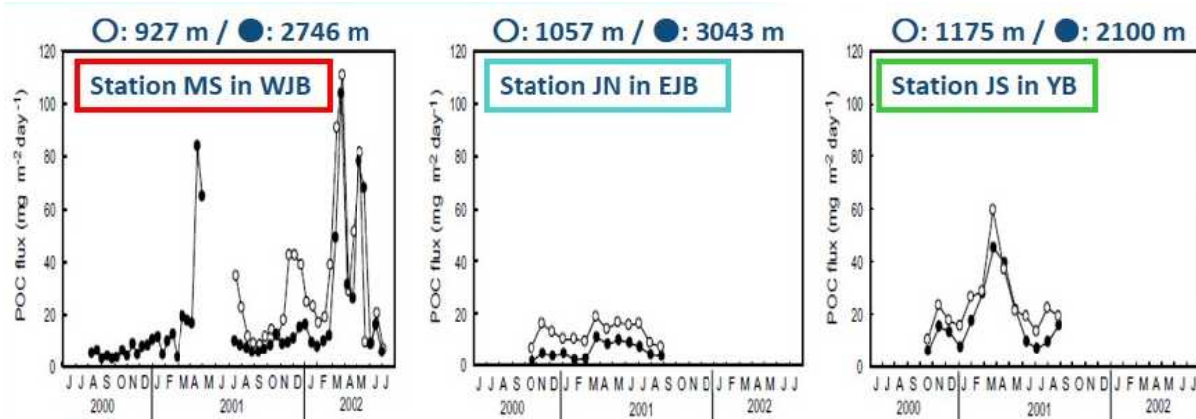


図(1)-10 1977～2010年の間の日本海底層水中の溶存酸素濃度変化の模式図（左図は、酸素供給量（supply）、見かけの消費量（apparent decrease）及び消費量（consumption）の平均値を表している。右図は1977年と2001年の2回の酸素供給イベント（＝新底層水の形成）による実際の濃度変化を表している。）

（6）溶存酸素濃度の将来予測

今後の地球温暖化の進行に伴い、もしも日本海底層水の形成が完全に停止した場合には、毎年約 $2\mu\text{mol/kg}$ ずつ底層水中溶存酸素濃度は減少する。この値は隣接する北太平洋の深層水のそれに比べて一桁以上大きい。海水中溶存酸素の消費速度は、そのなかに含まれる有機物（溶存態＋粒子

態) 量に依存する。日本海深層で実施されたセジメントトラップ実験¹⁴⁾によると、日本海底層の沈降粒子態有機炭素フラックスは、北太平洋深層のそれに比べてやはり一桁以上大きく、今回推定された日本海底層水における大きな溶存酸素消費量と整合的である(図(1)-11)。現在の底層水中溶存酸素濃度は約 $200\mu\text{mol/kg}$ であり、新たな溶存酸素の供給がなければわずか100年後には、日本海底層水が完全に無酸素化することになる。海洋生物の貧酸素水に対する影響を調べた結果¹⁵⁾によると、溶存酸素濃度が約 $130\mu\text{mol/kg}$ 以下になると貝類を除く海洋生物になんらかの影響が出始めるとされているので、底生生物への影響はもっと早く現れる可能性もある。一方で、日本海で最も重たい底層水の形成が完全に停止したとしても、それを補償するにより軽い(=暖かい)深層水(おおよそ1000~2000m)や中層水(おおよそ200~1000m)の形成量が増加し、それらの海水中の溶存酸素濃度が増加するかもしれない。しかしながら、現在のところそれらの層での溶存酸素濃度の明瞭な増加は、観測では確認されていない。いずれにせよ、日本海全体に対する溶存酸素の供給速度が低下すれば、生物生産量が高い縁辺海である日本海では溶存酸素量が速やかに低下することが想像される。そのため、今後より広範囲にわたる精密な観測によって日本海の溶存酸素濃度を監視していく必要があると考えられる。



図(1)-11 日本海西部日本海盆(左図)、東部日本海盆(中図)及び大和海盆(右図)におけるセジメントトラップ実験によって得られた沈降粒子状炭素のフラックス($\text{mg/m}^2/\text{day}$ 、Otosaka *et al.*, 2008)¹⁴⁾

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

本研究で得られた結果は、日本海の深層循環像に新たな知見を加えるものである。具体的には、まず日本海底深層水における長期的な溶存酸素の低下傾向が、2010年代も継続していることを確認した。次に、最新の観測データと歴史データを組み合わせることで、これまでその要因が明確でなかった溶存酸素濃度の一時的な増加と間欠的に発生する新底層水形成イベントとの関係を結びつける「仮説」を提案した。さらに、水塊トレーサである放射性炭素14の経年変化量から、日本海底層水中の、見かけではなく真の溶存酸素消費量として約 $2\mu\text{mol/kg/year}$ という値をはじめて見積もった。これらの成果は「地球温暖化に対して脆弱な縁辺海」としての日本海を再確認すると同時に、「仮説」を検証するための今後の観測計画の立案、得られた観測結果と「仮説」との整合性の確認という作業を通じて、日本海における海洋循環研究を次のステップに推し進めるための基礎となり得る。

(2) 環境政策への貢献

<行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない。

<行政が活用することが見込まれる成果>

本研究では、日本海底層水中の真の溶存酸素消費量が約 $2\mu\text{mol/kg/year}$ であることを世界ではじめて見いだした。2012年現在の日本海底層水の溶存酸素濃度が $195\sim 200\mu\text{mol/kg}$ であることを考えると、今後100年で底層水から酸素がなくなってしまうことになる。この成果は、日本海が温暖化に対して脆弱な縁辺海であることを浮き彫りにしただけでなく、温暖化問題や海洋環境保全に対する国民への啓蒙を図る上で重要な役割を担う。

6. 国際共同研究等の状況

特に記載すべき事項はない。

7. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文(査読あり)>

特に記載すべき事項はない。

<その他誌上発表(査読なし)>

- 1) 熊本雄一郎：「なつしま」2010年11月号(2011)

「日本海：酸素の豊かな海から、酸素の少ない死の海に?!」

(2) 口頭発表(学会等)

- 1) Y. KUMAMOTO and T. ARAMAKI : 5th PEACE Workshop, Gangneung, Korea, 2010

"Temporal and spatial variations of dissolved oxygen in the Japan Sea Bottom Water"

- 2) Y. KUMAMOTO, T. ARAMAKI, S. TANAKA and J. ZHANG : 2012 Ocean Science Meeting, Salt Lake City, USA, 2012

"Centennial-scale oxygen decrease in deep water of s marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea"

- 3) 熊本雄一郎：2013年度日本海洋学会春季大会（2013）

「日本海底層水における長期的な溶存酸素濃度の減少とその予測」

（３）出願特許

特に記載すべき事項はない。

（４）シンポジウム、セミナー等の開催（主催のもの）

- 1) 2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム 「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」（2013年3月25日、東京海洋大学、参加者82名）

（５）マスコミ等への公表・報道等

特に記載すべき事項はない。

（６）その他

特に記載すべき事項はない。

8. 引用文献

- 1) Uda, M. (1934): The results of simultaneous oceanographical investigation in the Japan Sea and its adjacent waters in May and June, 1932. *J. Imp. Fish. Exp. Station*, **5**, 57-190. (in Japanese with English abstract)
- 2) Gamo, T. and Y. Horibe (1983): Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 220-230.
- 3) Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.) (2007): Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- 4) Minami, H., Y. Kano and K. Ogawa (1999): Long-term variations of potential temperature and dissolved oxygen of the Japan Sea Proper Water. *J. Oceanogr.*, **55**, 197-205.
- 5) Gamo, T. (1999): Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3137-3140.
- 6) Senjyu, T., T. Aramaki, S. Otosaka, O. Togawa, M. Danchenkov, E. Karasev, Y. Volkov (2002): Renewal of the bottom water after the winter 2000-2001 may spin-up the thermohaline circulation in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL014093.
- 7) Talley, L. D., P. Tishchenko, V. Luchin, A. Nedashkovskiy, S. Sagalaev, D.-J. Kang, M. Warner and D.-H. Min (2004): Atlas of Japan (East) Sea hydrographic properties in summer, 1999. *Prog.*

Oceanogr., **61**, 277-348.

- 8) Ootosaka, S., T. Suzuki, T. Tanaka, T. Ito, T. Kobayashi, H. Kawamura, M. Minagawa, T. Aramaki, T. Senjyu and O.Togawa (2010): Establishment of database for Japan Sea parameters on marine environmental and radioactivity (JASPER). –Volume2: Radiocarbon and Oceanographic properties, JAEA-Data/Code 2009-020, JAEA.
- 9) Lobanov, V., A. Salyuk, V. Ponomarev, L. Talley, K. Kim, K.-R. Kim, P. Tishchenko, A. Nedashkovskiy, G. Kim and S. Sagalaev (2002): in Proceedings of the 17th International Symposium on Okhotsk Sea & Sea Ice, pp 31-36, 24-28 February 2002, Monbetsu, Japan.
- 10) Min, D.-H. and M. J. Warner (2005): Basin-wide circulation and ventilation study in the East Sea (Sea of Japan) using chlorofluorocarbon tracers. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 1580-1616.
- 11) Kumamoto, Y., T. Aramaki, S. Watanabe, M. Yoneda, Y. Shibata, O. Togawa, M. Morita and K. Shitashima (2008): Temporal and Spatial Variations of Radiocarbon in Japan Sea Bottom Water. *J. Oceanogr*, **64**, 429-441
- 12) Senjyu, T., H.-R. Shin, J.-H. Yoon, Z. Nagano, H.-S. An, S.-K. Byun and C.-K. Lee (2005): Deep flow field in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 1726-1741.
- 13) Aramaki T., S.S. Tanaka, S. Kushibashi, Y.-I. Kim, C.-J. Kim, G.-H. Hong and T. Senjyu (in press): Spatial distribution of radiocarbon in the southwestern Japan/East Sea immediately after bottom water renewal. *Radiocarbon*.
- 14) Ootosaka, S., T. Tanaka, O. Togawa, H. Amano, E.V. Karasev, M. Minakawa, and S. Noriki (2008): Deep Sea Circulation of Particulate Organic Carbon in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **64**, 911-923.
- 15) 丸茂恵右、横田瑞郎 (2012): 貧酸素水塊の形成及び貧酸素の生物影響に関する文献調査、海生研研報, 第15号, 1–21。

(2) 日本海深層における海水混合と水塊変質過程の解明

九州大学 応用力学研究所 地球環境力学部門 海洋動態解析分野 千手智晴

平成22～24年度累計予算額：23,049千円

(うち、平成24年度予算額：6,950千円)

予算額は、間接経費を含む。

[要旨]

日本海深層で報告されている水温上昇と溶存酸素量の漸減は、深層水の形成が停滞している状況下での水塊変質過程と見なすことができる。本研究では大和海盆底層水に注目し、その変質に寄与する物理過程として日本海盆からの水平移流と上層の深層水との鉛直混合について調査した。現場観測の結果、大和海盆と日本海盆の境界域では、高温・低酸素な大和海盆底層水と低温・高酸素な日本海盆底層水の間にフロントが存在し、さらに大和海盆底層水の下層を日本海盆底層水が南へ進入する様子が示された。降下式超音波流速計による観測からも水塊構造に対応した流速分布が得られ、地球自転の影響を受けた密度流をとともう二層に分かれるような海水交換が明らかとなった。既往観測資料の解析から、底層フロントや底層水の分布は時間変動することが示され、その一因として中規模渦の影響が示唆された。流速計の長期係留観測から見積もられる日本海盆からの底層水の平均流量は $5.31 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ であったが、実際の流入は間欠的であり、その時間スケールとして5～20日程度が示唆された。一方、鉛直混合に関しては、水平流速の鉛直分布に内部重力波によると考えられる短波長の変動が認められ、その鉛直シアは深さとともに増加するにもかかわらず、乱流エネルギー散逸率(ε)は減少する傾向を示した。成層条件と ε から推定される底層水上面での鉛直拡散係数は $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ のオーダーであった。海底から約2000mの水柱内の流速分布について回転スペクトルを求めたところ、鉛直波長120m以上の領域では、水深とともに流向が反時計回りに変化する成分が卓越していた。このことは、この領域の内部重力波は下層から上層へ向かって伝播していることを意味し、発生域は海底にあることを示唆している。一方、大和海盆で実施した流速計の係留観測からは、時間とともに流向が時計回りに変化する慣性周期帯の変動が卓越していることが示された。これらのことから、日本海深層の海水混合には鉛直波長120～200m程度で、上層に向かって伝播する近慣性周期の内部重力波が関与していると推測される。

[キーワード]

海水混合、水塊変質、底層水、海盆間深層海水交換、近慣性内部重力波

1. はじめに

西部北太平洋に位置する日本海は、面積こそ太平洋全体の1%にも満たない小さな縁海であるが、西岸境界流をとともう亜熱帯・亜寒帯循環や独自の閉じた熱塩循環系を内包することから「小さな大洋（ミニチュア・オーシャン）」と呼ばれ、海洋循環の素過程や地球環境変動に対する海洋の応答を調べるための天然の実験場と考えられている。

これまでの研究から、日本海の深層水（日本海固有水）は日本海北西部のウラジオストク沖海

域で、冬季の海面冷却に起因する鉛直対流によって形成され、その後、日本海全域へと広がってゆくことが明らかとなっている^{1)、2)、3)、4)、5)}。一方、長期モニタリングの結果から、日本海固有水の水温は1960年代後半から徐々に上昇し、逆に溶存酸素濃度は漸減していることが報告されている^{6)、7)、8)、9)}。このような変動は、日本海固有水の形成が停滞し、日本海の熱塩循環が変化しつつあることを示唆しており、その原因として地球温暖化が指摘されている^{7)、10)、11)}。すなわち、温暖化によって形成域付近の海面冷却が弱まると、深層に達するような深い対流が発達しにくくなり、その結果として深層に冷たい海水が補給されず、酸素の供給も絶たれるため、徐々に昇温と溶存酸素量の減少が生じることになる¹²⁾。

報告されている日本海深層での昇温と溶存酸素量の漸減は、日本海固有水の形成が停滞している状況下での、深層での水塊変質とみなすことができる。現在、世界中の海洋の深層で温暖化が原因と考えられる昇温が報告されている^{13)、14)、15)、16)、17)}、いずれも日本海と同じ長期的な水塊変質の過程を観測していると考えることができる。一般に、水塊変質に寄与する物理過程としては水平・鉛直的な移流と拡散（乱流混合）が重要であるが、これらの素過程を支配する深海での物理的なメカニズムは謎に包まれており、地球温暖化の正確な影響評価とそれに基づく将来予測を行う上で、これらを明らかにすることは喫緊の課題となっている。

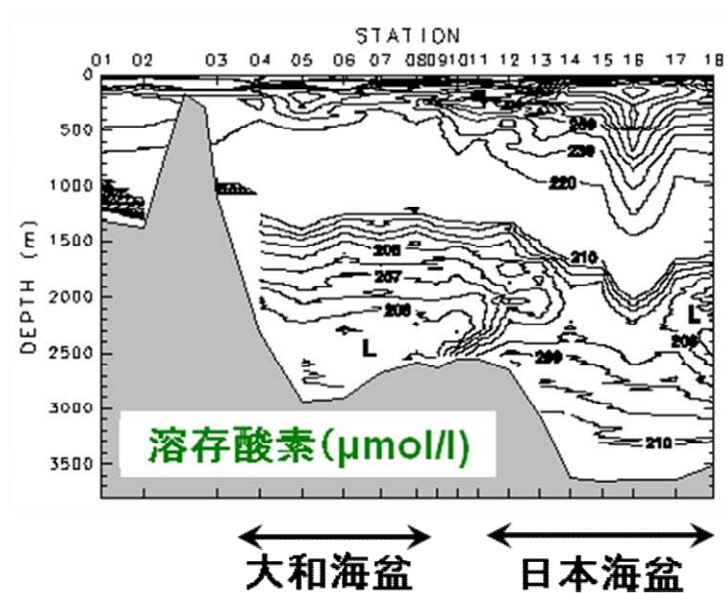
2. 研究開発目的

日本海をモデル海域として、深海での水塊変質過程に寄与する物理現象を明らかにするとともに、海水混合の定量的な評価を行うことを目的とする。日本海深層における水温や溶存酸素量の時間変化、すなわち日本海固有水の変質過程を明らかにするためには、現在の水塊特性がどのようなメカニズムによって維持されているのかを調べる必要がある。本研究では、日本海深層での水塊変質の鍵を握る現象として海水混合に注目し、現場観測を通じて水平・鉛直的な移流・混合の大きさを評価するとともに、その物理プロセスを究明する。

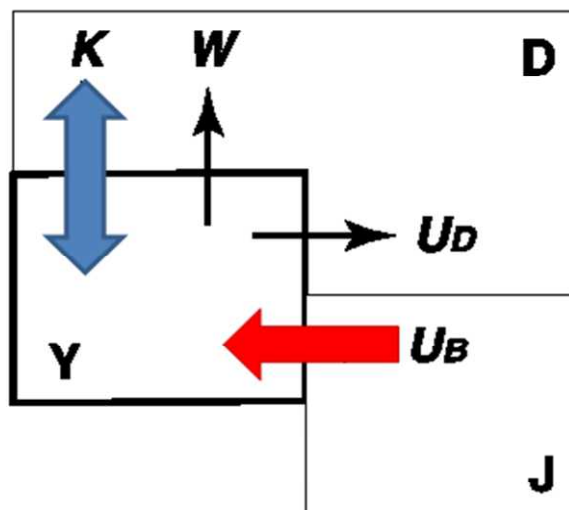
3. 研究開発方法

日本海の約2000m以深に分布する底層水は、海水特性の極端な鉛直一様性によって特徴づけられる、日本海の中で最も重い海水である¹⁸⁾。一方、その鉛直一様性とは対照的に、底層水は水平的な分布をもつことが知られている。すなわち、日本海南東部に位置する大和海盆の底層水（大和海盆底層水）は、他の海盆の底層水と比べて高温・低酸素な特性をもち^{1)、6)}、特に北部の日本海盆との境界域では、日本海盆底層水との間に底層フロントを形成している¹⁹⁾（図(2)-1）。しかしながら、日本周辺や大和海盆内部には底層水を形成するほどの冷却域が存在しないことから、大和海盆底層水の起源は日本海盆底層水と考えられ、日本海盆から大和海盆に流入した底層水が大和海盆内部の循環流²⁰⁾に捉えられ、海盆内に滞留している間に変質したものと推測されている¹⁹⁾。そこで本研究では大和海盆底層水に注目し、その変質に寄与する物理過程を明らかにする。先述した日本海深層での昇温と溶存酸素量の漸減は、大和海盆のみならず、日本海盆の底層水中でも観測されているが⁷⁾、大和海盆は日本のEEZ内に位置するため観測が容易であり、かつ閉鎖的な特徴をもっているためモデル化しやすいというメリットがある。

大和海盆底層水の変質を説明するために、Senjyu *et al.*¹⁹⁾は図(2)-2に示すようなボックスモデルを考案した。各ボックスの水温と溶存酸素量の収支に基づく計算を行った結果、観測された大和



図(2)-1 大和海盆から日本海盆にかけての溶存酸素の断面分布（2002年10月）¹⁹⁾



図(2)-2 大和海盆底層水の変質過程に関するボックスモデル¹⁹⁾ (Y、J、Dと記した各ボックスが大和海盆底層水、日本海盆底層水及び上層の深層水を表す。また U_B 、 U_D は大和海盆と他のボックスとの水平移流を表し、 W と K は上層の深層水との鉛直移流、鉛直拡散を表す。)

海盆の水温、溶存酸素量を説明するためには、日本海盆から大和海盆へのフラックス (U_B) と、上層の海水との鉛直混合(K)が重要であることが示された。そこで本研究では、これらの大きさを観測によって評価するとともに、それを支配する物理過程を明らかにすることを目的に、以下の3つの項目について調査を行った。

- (1) 日本海における水塊分布の三次元的構造
- (2) 深海における鉛直拡散係数の推定
- (3) 日本海深層における長期測流

これらの調査は、表(2)-1に示す11航海、延べ122日間にわたる船舶観測において実施し、現場型電気伝導度・水温・深度プロファイラー (CTD) による海水特性 (水温、塩分、溶存酸素量) の分布調査、降下式超音波流速計 (LADCP) による水平流速分布の観測、流速計・光学式溶存酸素計の長期深海係留観測、深海乱流計によるエネルギー散逸率の計測などを行った。

日本海盆と大和海盆の海水交換に関しては、変動の長期的な傾向を把握するために、表(2)-1の現場観測に加えて、気象庁による既往観測資料の解析を行った。解析に用いたデータは、2002～2011年の10年間に気象庁が日本海盆と大和海盆の境界域で行ったCTD観測のデータである。

表(2)-1 本研究で実施した観測航海

No.	期間	観測船	観測項目
1	2010年5月7日～15日	長崎丸	CTD、流速計設置
2	2010年6月11日～7月23日	白鳳丸	CTD、LADCP
3	2010年10月5日～14日	長崎丸	CTD、流速計回収・設置
4	2010年11月22日～12月1日	淡青丸	CTD、LADCP、深海乱流計
5	2011年4月19日～22日	おしよろ丸	流速計回収
6	2011年6月19日～26日	おしよろ丸	CTD、LADCP
7	2011年8月15日～20日	淡青丸	CTD、LADCP、深海乱流計
8	2011年10月1日～12日	長崎丸	流速計回収・設置、CTD
9	2012年9月9日～15日	イヨド	CTD
10	2012年9月29日～10月10日	長崎丸	流速計回収・設置、CTD
11	2013年2月21日	白山丸	流速計回収

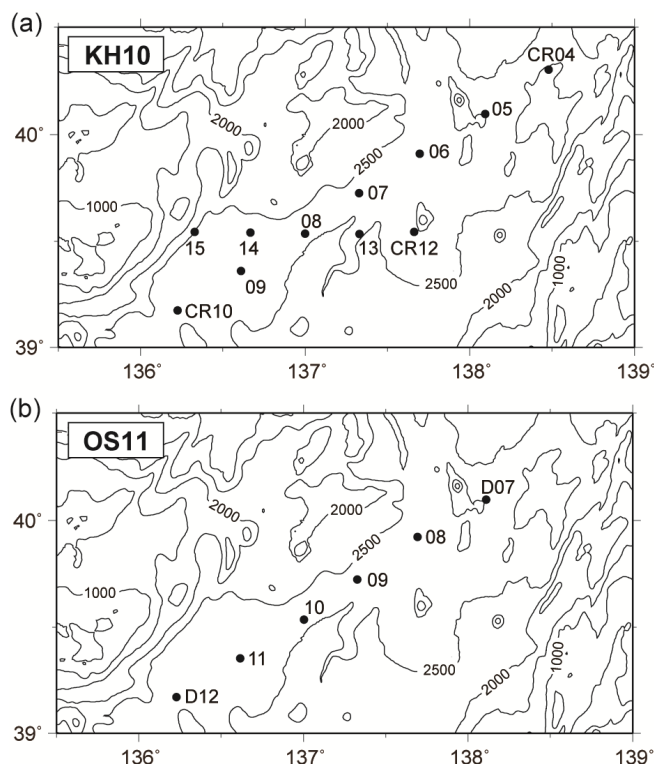
4. 結果及び考察

(1) 大和海盆と日本海盆の深層海水交換

本節では、大和海盆底層水の変質過程に寄与する第1の要因として、日本海盆との底層水の交換過程について報告する。以下の結果は、大和海盆と日本海盆の境界域で実施したCTD観測、LADCP観測及び長期深海係留観測の結果に基づくものである。

1) 底層フロントの構造と海水交換過程

大和海盆と日本海盆境界域での詳細なCTD観測は、2010年6月の白鳳丸航海 (表(2)-1のNo. 2) と2011年6月のおしよろ丸航海 (No. 6) において行った。両航海の観測点を図(2)-3に示す。大和海盆と日本海盆は、2500m等深線で示されるような幅25～30kmの水路によって接続しているため、両航海とも水路に沿うような観測線を設けた。さらに、2010年の白鳳丸航海では水路を



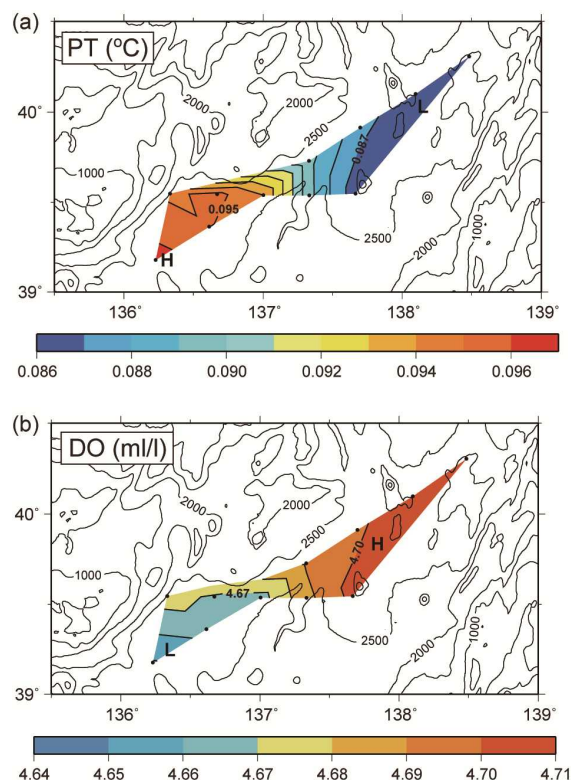
図(2)-3 大和海盆－日本海盆境界域における観測点
(上段：2010年6月の白鳳丸航海、下段：2011年6月のおしよ丸航海)

横切るような観測線も設け、海水特性の平面的な分布についても考察した。

2010年6月の白鳳丸航海で得られた、水路に沿う方向のポテンシャル水温と溶存酸素の断面分布を図(2)-4に示す。北部の2測点（Sta. CR04とCR05）の海底近くには、水温 0.088°C 以下、溶存酸素量 4.7 ml/L 以上の鉛直的に一様な水塊（日本海盆底層水）が認められる。日本海盆底層水は、徐々に厚みを減じつつ、海底に沿って南西に伸びており、Sta. CR07とCR08の間で底層フロントを形成している。一方、低酸素（ 4.66 ml/L 以下）な大和海盆底層水は日本海盆底層水の上層に分布しており、Sta. CR04の酸素極小層に向かって北東方向に張り出している。類似の水塊分布は、2002年10月の観測（図(2)-1）にも認められる。ポテンシャル水温と溶存酸素の東西断面分布を図(2)-5に示す。大和海盆底層水に関連した酸素極小層（ 4.65 ml/L 以下）は、断面全域の $2000\sim 2400\text{ m}$ 深に分布している。一方、断面両端のSta. CR12～CR13とCR15の底層では、 4.67 ml/L 以上の高酸素な水塊が認められるが、この水塊は 0.094°C 以下の低温な海水と対応しており、日本海盆底層水と考えられる。

なお本報告書では、溶存酸素濃度の表記について、物質質量（ mol/kg ）と体積（ ml/L ）で表したものが混在する。現在の海洋学では物質質量で表記することが一般化しているが、CTD装着の溶存酸素センサーで得られるデータは体積表記の場合が多い。そこで本報告書では、CTDデータについては体積表記を、試料水の分析データについては物質質量表記を使用している（体積表記された濃度は、現場の水圧、水温、塩分ならびに酸素の分子量を用いて物質質量表記に変換可能である）。

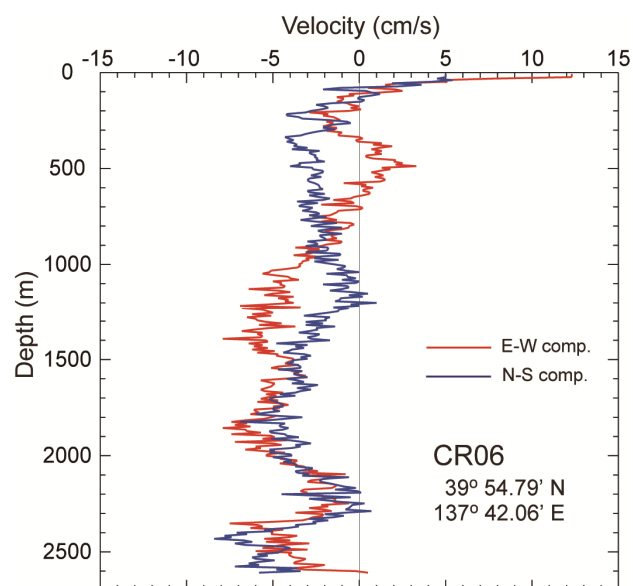
の南縁) に沿って西向きに伸びており、Sta. CR15 にまで達していることである。その結果、海底フロントの北半分は、水路を横切るといよりは、水路に沿うように東西方向に分布している。



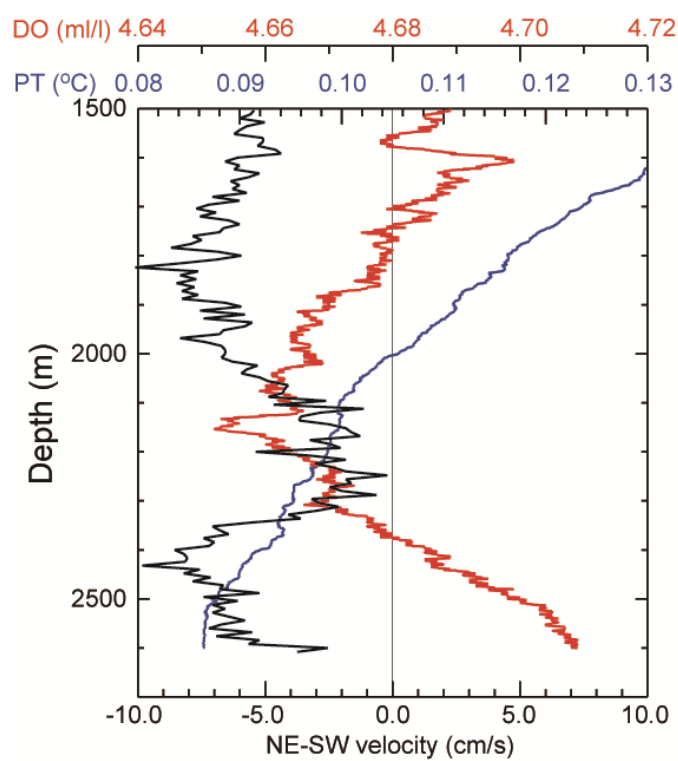
図(2)-6 2500m深におけるポテンシャル水温（上段）と溶存酸素（下段）の平面分布

以上の観測結果から、日本海盆と大和海盆の間では河口循環に類似した、二層に分かれるような底層水の交換が生じていると考えられる。すなわち、底層には日本海盆から大和海盆へ向かう日本海盆底層水が存在し、その上層には、大和海盆から日本海盆へ向かう大和海盆底層水が分布している。さらに海水特性の水平分布（図(2)-6）より、海盆間の海水交換には地球自転の効果が作用していると考えられる。すなわち、低温（高密度）な日本海盆底層水は、コリオリ力の作用により水路の北縁に沿って大和海盆に流入していると考えられ、力学的には回転系での密度流として理解することができる²¹⁾。

このような二層に分かれるような海水交換は、LADCP観測結果からも示されている。一例として、Sta. CR06における流速プロファイルを図(2)-7に示す。海底付近に注目すると、約250mの厚みをもつ7 cm/s以上の強流層が認められ、さらにその上層には流れの弱い層（3 cm/s以下）が分布している。底層付近の流れは南西向きで、水路に沿う方向にある。そこで、流れの北東－南西成分と、水温、溶存酸素量の鉛直分布を比較した図を図(2)-8に示す。水深2100～2300mに分布する流れの弱い層は、大和海盆底層水に特徴的な酸素極小層と対応している。一方、海底付近の強流層は、溶存酸素量が急激に上昇し、水温も比較的大きな勾配で低下する層と対応している。海底付近にみられる高酸素で低温（約0.086°C）な海水は、日本海盆底層水である。このような



図(2)-7 LADCP観測によって得られた水平流速のプロファイル(2010年6月、白鳳丸、Sta. CR06)



図(2)-8 1500m以深の流れの北東－南西成分（黒）とポテンシャル水温（青）、溶存酸素（赤）のプロファイル（2010年6月、白鳳丸、Sta. CR06）

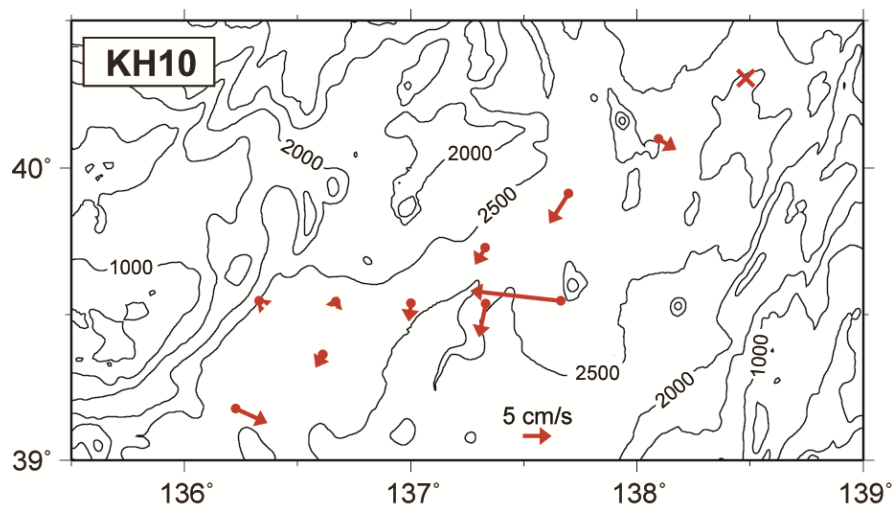
流れと海水特性の分布は、低温・高酸素な日本海盆底層水が海底に沿って南西方向に輸送されていることを示している。LADCP観測から得られる流れのデータには、中規模渦や潮流、慣性振動などによる順圧的な流れが含まれている。そこで、鉛直平均流（226°T、3.9 cm/s）を順圧成分と仮定して観測値から差し引くと、海底付近には約2～6 cm/sの南西流、その上層には1～3 cm/sの北東流が現れ、二層に分かれるような鉛直循環流が推定される。底層付近の南西流は、他の測点にも認められる。海底上160mのレンジで平均した流れの分布を図(2)-9に示す。水路に沿った南～南西向きの一貫した流れが現れており（Sta. CR06～CR09）、ボックスモデル解析から理論的に予測された日本海盆から大和海盆に向かうフラックス¹⁹⁾と矛盾しない結果となっている。

浅瀬（シル）をもつ河口域やフィヨルド、狭い海峡での海水交換は、水理学的な条件によって支配される（hydraulic control）ことが知られている^{22), 23)}。しかし日本海盆と大和海盆の間の海水交換にともなう底層流は、海水特性分布（図(2)-6）から推測されるように、地衡流平衡にあると考えられる。実際、LADCP観測による底層流速（ $U \sim 0.1$ m/s）と水路幅（ $L \sim 25$ km）、北緯40°におけるコリオリパラメータ（ $f = 9.35 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ）から見積もられるロスビー数（ U/fL ）は 10^{-2} のオーダーである。一方、ロスビーの内部変形半径より幅が広い水路については、海水交換率は水路幅と無関係になることが知られている²²⁾。そこで、日本海深層での変形半径スケールを概算してみる。水路内の日本海盆底層水を考え、2000～2500m深での典型的な浮力振動数（ N ）を見積もると $0.5 \sim 2.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ となる。また、日本海盆底層水の厚み（ H ）は溶存酸素と流れの鉛直分布（図(2)-8）から約250mと見積もられる。これらから計算されるロスビーの内部変形半径（ $R_d = NH/f$ ）は約130～530mとなり、水路幅は内部変形半径よりも2桁ほど大きいことがわかる。

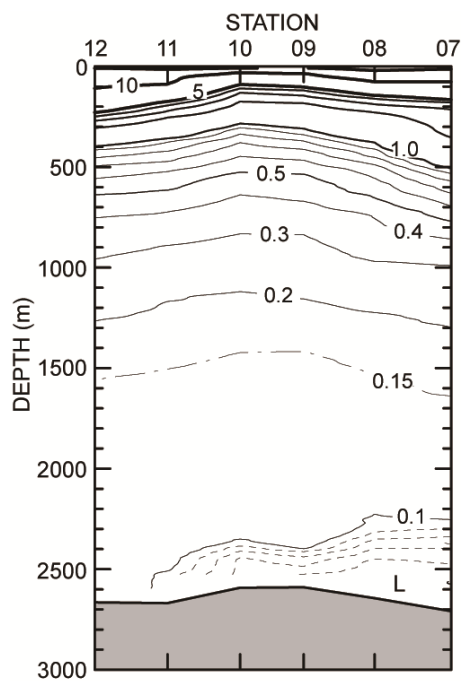
上述した底層フロントや底層流は、時間的に変動する。このことを示すために、2011年6月に実施したおしよる丸航海で得られたポテンシャル水温の断面分布を図(2)-10に示す（この航海では、溶存酸素データは得られていない）。海底付近での日本海盆底層水の南西への張り出しや底層フロントは認められるものの、前年の観測結果（図(2)-4）と比較すると底層水の水温が全体的に高くなっており、0.09°C以下の海水が消失している。また、日本海盆底層水の張り出しもSta. D11とD12の間までとなっており、大和海盆への輸送量の減少が示唆されるような分布となっている。

Sta. D08（図(2)-7、図(2)-8のSt. CR06と同じ点）におけるポテンシャル水温と流れの北東－南西成分のプロファイルを図(2)-11に示す。海底付近には弱い水温成層で特徴づけられる日本海盆底層水が認められるが、その水温（約0.091°C）は前年と比べて高くなっている。また海底付近の南西流とその上層の北東流からなる二層に分かれるような流速構造が認められるが、底層での南西流は4.0 cm/sと前年に比べて小さくなっている。さらに図(2)-12に示す底層流の分布をみると、2010年とは異なり、水路内の流れの方向はバラバラで、大和海盆へ向かう一貫した流れは認められない。

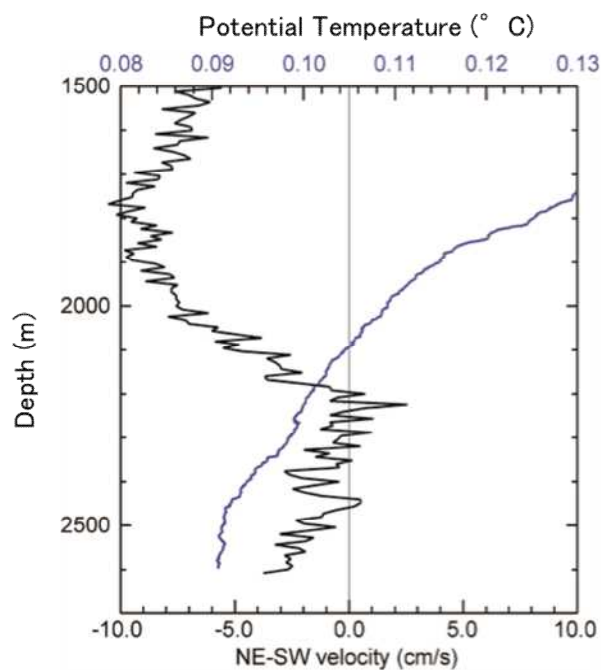
以上の結果は、2つの航海が行われた1年足らずの間に、海水交換の状況が変化したことを示している。すなわち、白鳳丸航海の行われた2010年6月は活発な海水交換の時期であり、逆におしよる丸航海が行われた2011年6月は、海水交換が比較的停滞していた時期に相当すると考えられる。



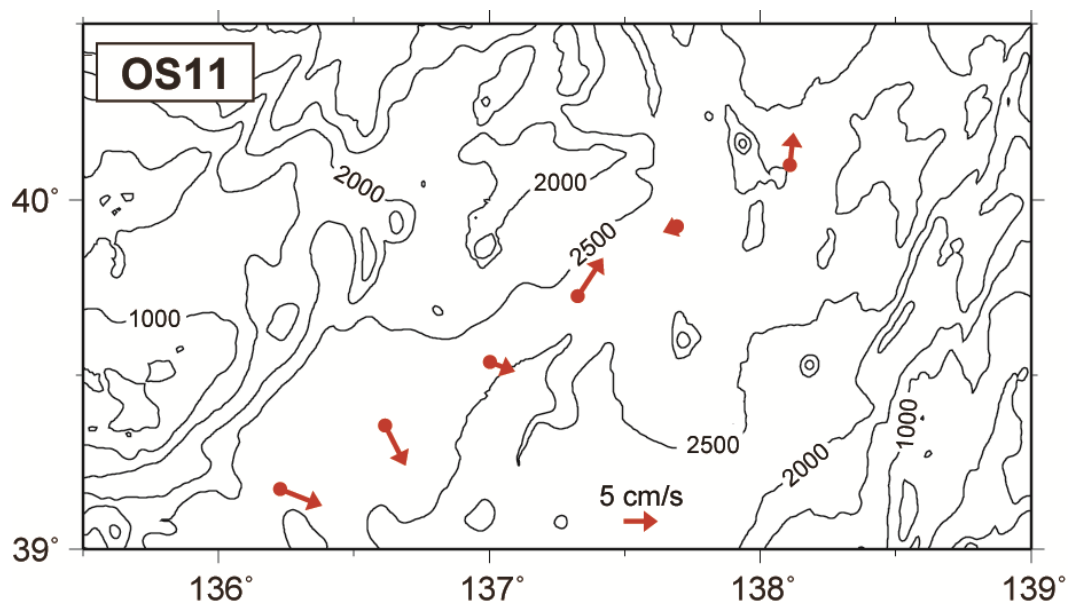
図(2)-9 LADCP観測による底層流の分布（2010年6月、白鳳丸）



図(2)-10 水路に沿う方向のポテンシャル水温（℃）の断面図（2011年6月、おしよろ丸）



図(2)-11 1500m以深の流れの北東－南西成分（黒）とポテンシャル水温（青）のプロファイル（2011年6月、おしよろ丸、Sta. D08）



図(2)-12 LADCP観測による底層流の分布（2011年6月、おしよろ丸）

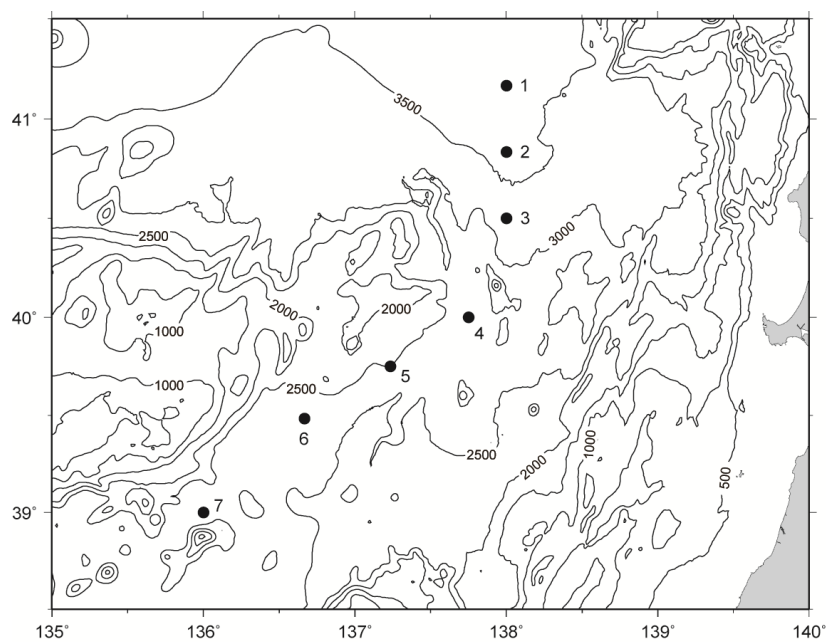
2) 底層フロントの時間変動

海盆間の海水交換が長期的にどのように変化しているのかを調べるために、気象庁による既往観測資料を解析した。気象庁による観測点を図(2)-13に示す。解析に用いたのは、これら7測点で2002～2011年の10年間に得られた水温・塩分の資料に、これまで我々が行ってきた観測データを加えたものである。測点間隔は我々の観測よりも粗いが、底層フロントの位置や大まかな構造を調べるには十分と考えられる。

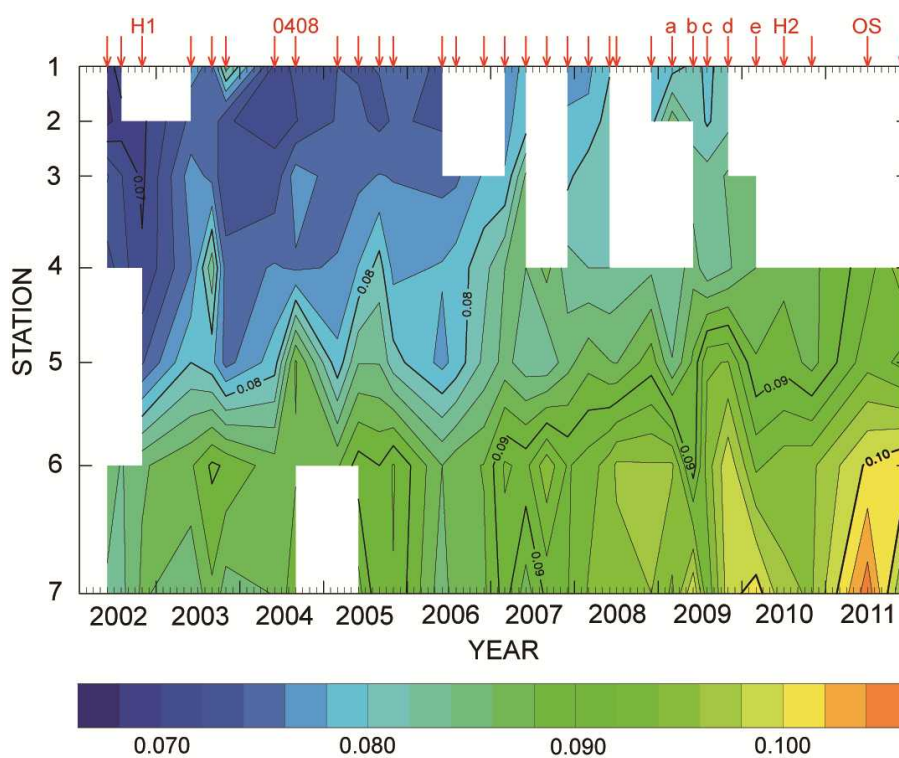
水深2500mにおけるポテンシャル水温の測点一時間ダイアグラムを図(2)-14に示す。縦軸の測点番号は、図(2)-13の各測点と対応している。また図の上部の赤矢印は、観測の行われた時期を表す。各測点とも背景となる水温が徐々に上昇しているにもかかわらず、解析期間にわたって0.006～0.008℃の水温差をとまなう底層フロントが存在していることがわかる。底層フロントは水路の狭隘部であるSta. 5～6の間に存在することが多いが、常に南北に変動しており、2004年8月（図の上部の0408と記した赤矢印）や2009年7～10月（c、dと記した赤矢印）のように北に大きく変位してSta. 4～5の間に位置するときもあれば、2009年5月（bの赤矢印）のように南に変位してSta. 6～7の間に分布するときもある。興味深いのは、2010年6月の白鳳丸航海（H2と記した赤矢印）は0.096℃以下の低温の海水が南西に張り出した時期に相当し、逆に2011年6月のおしよ丸航海（OSと記した赤矢印）は解析期間を通して最高の0.100℃以上の温かい海水がSta. 6～7の間に現れた時期に対応していることである。ただし、どちらの航海においても底層フロントはSta. 5～6の間に分布している。

上述のように、2009年は底層フロントが大きく変動した年であった。そこで2009年2月から2010年2月の期間のポテンシャル水温の断面分布を調べた（図(2)-15）。2009年2月にSta. 5～6の間に存在した底層フロントは、その後南に大きく変位し、2009年5月にはSta. 6～7の間に達していた。また水温0.09℃以下の日本海盆底層水は、Sta. 6にまで張り出していた。しかし、2009年7月には日本海盆底層水は北に後退し、底層フロントもSta. 4～5の間に形成されていた。これと類似の水温分布は、やはり底層フロントが北に大きく変位した2004年8月にも観測されている。底層フロントは2009年10月まではSta. 4～5の間に位置していたが、2010年2月には再び南下し、Sta. 5～7の間に比較的緩やかな水温勾配を形成していた。

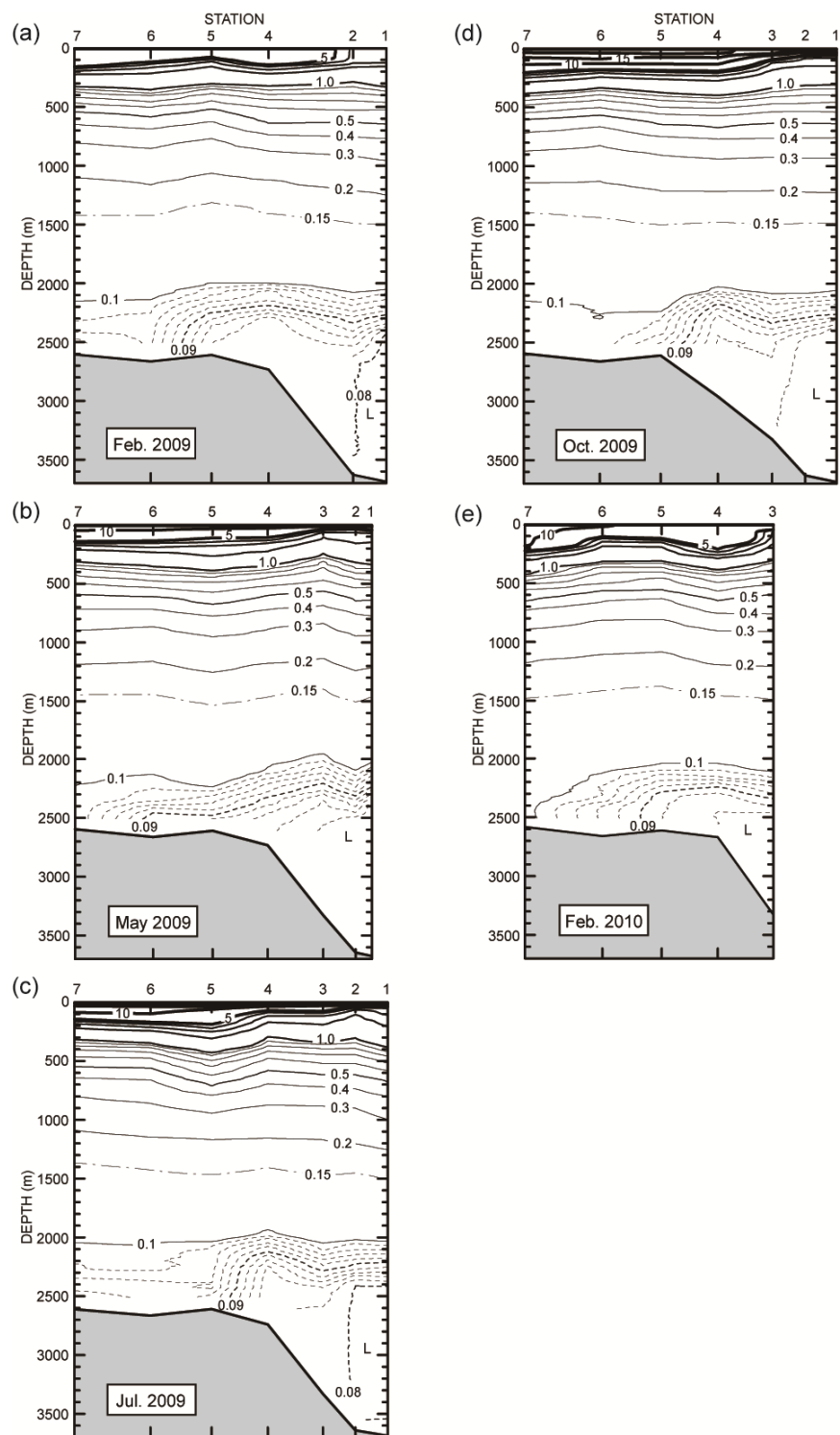
底層フロントの変位を代表するものとして、Sta. 5におけるポテンシャル水温の変動を調べた。Sta. 5における1500m以深の水温鉛直分布の時系列を図(2)-16に示す。各深度とも時間とともに水温が上昇し、0.1℃以下の水塊の厚みが徐々に減少していることがわかる。このような水柱を通しての水温上昇は、地球温暖化の影響を示唆する現象として過去に報告されてきたものである^{6)、7)、8)、9)、10)、11)}。ただし短期的にみると、0.1℃の等温線深度は時間とともに浅くなったり、深くなったりと変動を示している。0.1℃以下の等温線も0.1℃の等温線とほぼ同じように昇降しているが、底層フロントが北に大きく変位した2004年8月と2009年7月（それぞれ図の上部の0408、0907と記した赤矢印）には、0.1℃の等温線は浅くなっているにもかかわらず、海底付近の等温線は急激に深度を増していた。この状況を明瞭に示すため、2100mと2500m深におけるポテンシャル水温と、それらの差の時系列を図(2)-17に示す。水温差が0.005℃以下となる時期が2004年8月と2009年7月に現れており、その原因は主に2500m深の急激な水温上昇によるものであることがわかる。このことは、水温の断面分布（図(2)-15）からも明らかなように、大きな厚みをもつ大和海盆底層水が南から水路内へと流入し、日本海盆底層水を北へ後退させた結果、底層フロントが



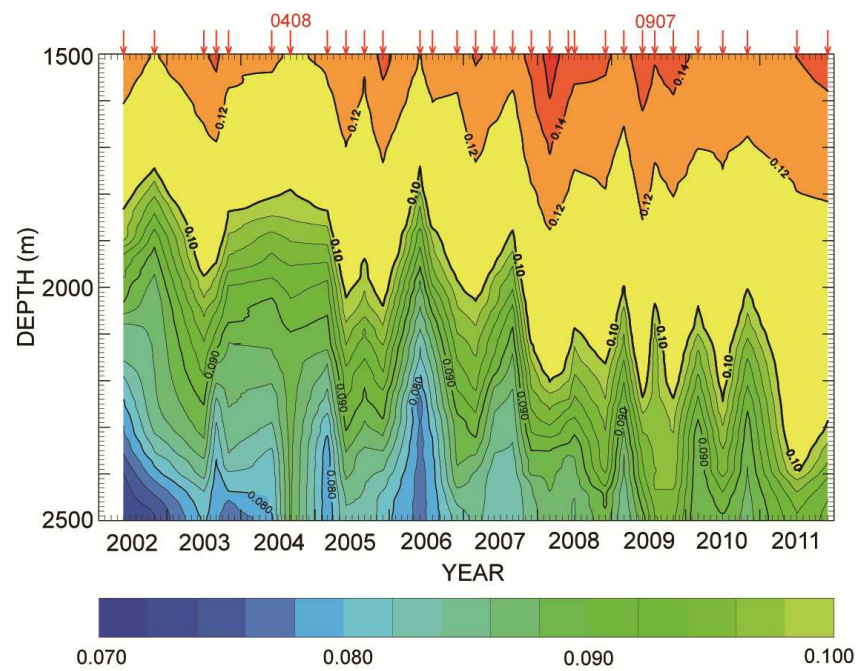
図(2)-13 気象庁による大和海盆－日本海盆境界域での観測点



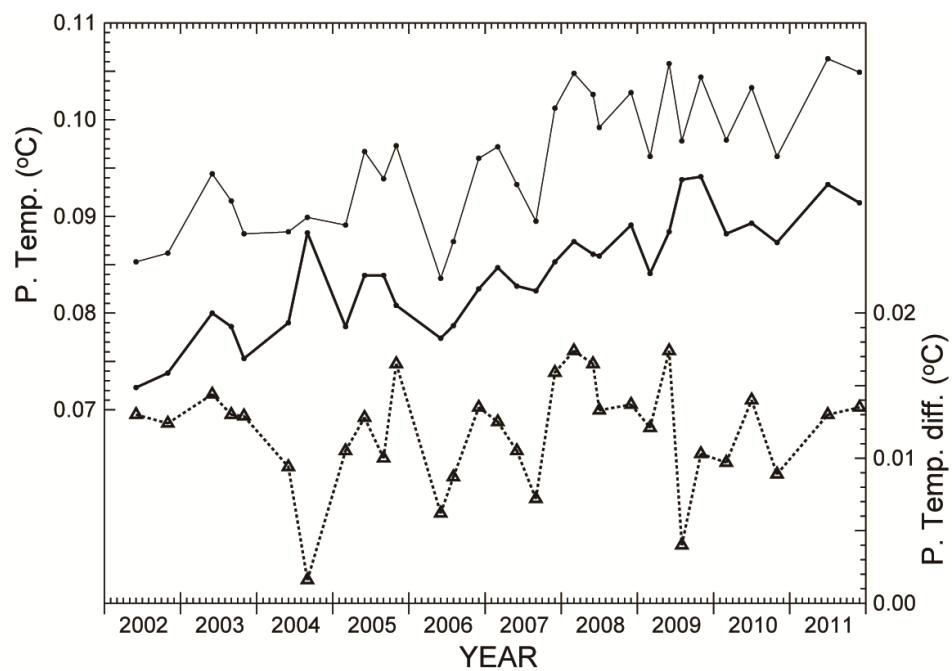
図(2)-14 2500m深におけるポテンシャル水温の時間－測点ダイヤグラム (°C) (図の上部の赤矢印は観測時期を示す。)



図(2)-15 水路に沿ったポテンシャル水温の鉛直断面（2009年2月～2010年2月）



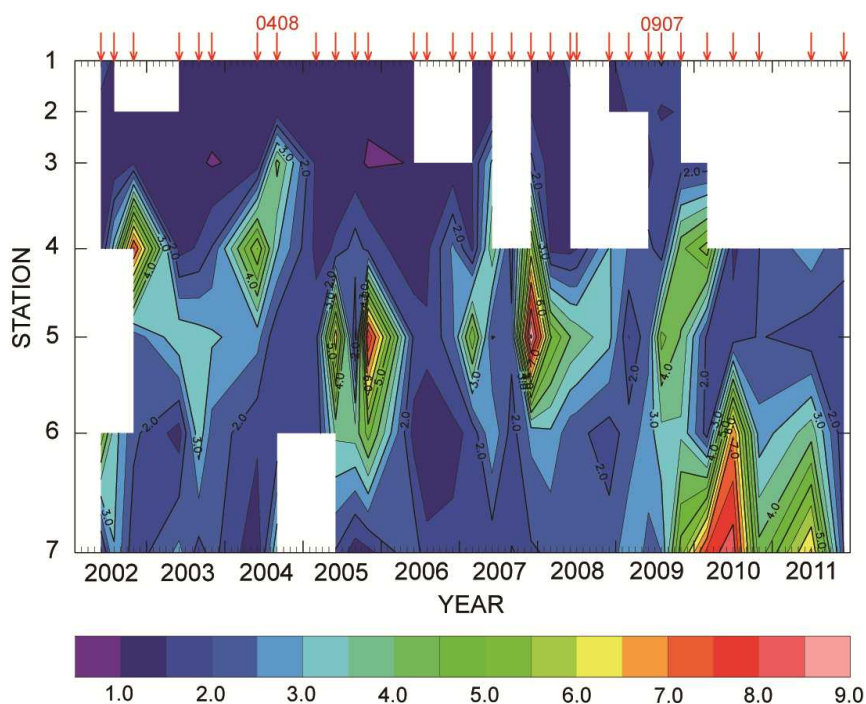
図(2)-16 Sta. 5におけるポテンシャル水温鉛直分布の時間変動（1500m以深）



図(2)-17 Sta. 5の2100m（細線）と2500m深（太線）におけるポテンシャル水温とそれらの差（点線）の時系列

北へ大きく変位したことを示唆している。

このような底層フロントの変動の原因の一つとして、上層の海況との関連があげられる。水深200mにおけるポテンシャル水温の時間－測点ダイアグラムを図(2)-18に示す。底層フロントが北に大きく変位した2009年5月～7月には、3°C以上の比較的暖かい海水がSta. 4からSta. 7にかけて北方に伸びていたことがわかる。また2004年8月についても、暖かい海水が南方の測点からSta. 2にかけて張り出していた時期に相当する。観測海域では多くの高気圧性の中規模渦が観測されており、そのうちのいくつかは対馬海流とともに北に向かって移動することが報告されている²⁴⁾。一方、2011年6月のおしよ丸航海で得られた底層流分布（図(2)-12）をみると、南の3測点（Sta. D10-D12）では南から東南東の流れ、北部のSta. D07とD09では北東向きの流れとなっており、低気圧性の循環が示唆される。水温断面（図(2)-10）と比べると、この循環は直径100km程度の冷水渦によるものであると考えられる。このような順圧的な構造をもつ低気圧性、あるいは高気圧性の中規模渦は深層における係留観測でも捉えられており²⁵⁾、日本海深層の流動場を支配する一つの要因と考えられる。



図(2)-18 200m深におけるポテンシャル水温の時間－測点ダイアグラム (°C)

3) 長期係留観測による日本海盆底層水の流動

時空間的に変動する底層流の輸送量を正確に見積もるためには、長期間にわたる深海での係留観測が必要である。そこで、図(2)-19に示すSta. CR07 (39°43.0'N 137°20.0'E) に流速計を係留し、1年間にわたる直接測流を実施した。この点は2010年6月の白鳳丸航海で観測したSta. CR07と同じ地点であることに加え、底層フロントの存在確率の高い水路の狭隘部に位置することから選定した。流速計の設置・回収は長崎丸によって行い、設置は2011年10月4日に（表(2)-1の航海番号No. 8）、回収は2012年10月4日に行った（No. 10）。係留系のデザインを図(2)-20に示す。流速計は2430m、2030m、1440mの3層に取り付け、1時間毎の流向・流速を記録した。なお、最下層の流速計には光学式溶存酸素計を取り付け、水温と溶存酸素量のデータも取得した。

例として最下層（2430m）で計測された流れの時系列を図(2)-21に示す。振幅が5～10 cm/s程度、周期が約1ヶ月の比較的大きな変動に、短周期の変動が重なっているようにみえる。この流速データについて、回転スペクトルを計算した結果が図(2)-22である。時計回り成分の慣性周期帯に大きなピークが認められることから、短周期変動のほとんどは慣性振動（あるいは近慣性周期の内部重力波）に由来するものであることがわかる。また、時計回り成分の30～50日周期帯及び反時計回り成分の5～10日周期帯にも小さなエネルギーピークが認められる。

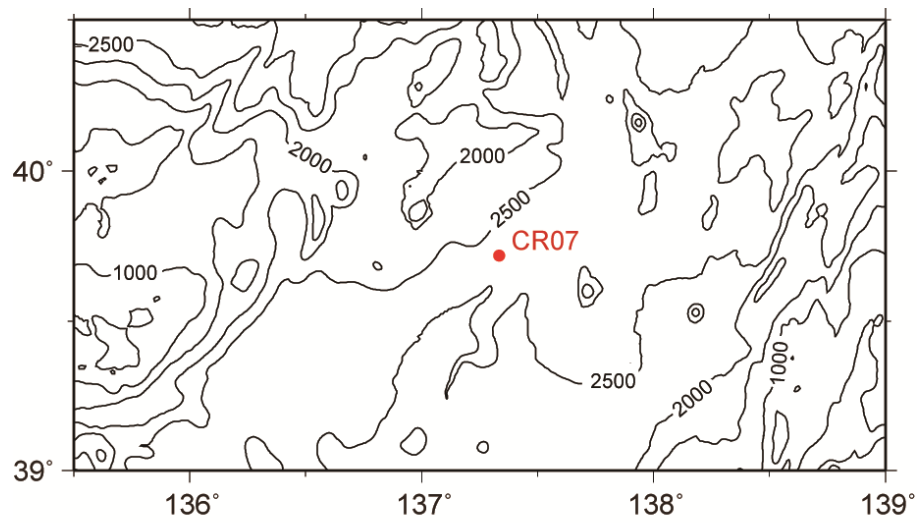
短周期成分を除去するために各層の流速データに48時間のタイドキラーフィルター²⁶⁾を施し、24時間毎にサブサンプリングした流れのスティックダイアグラムを図(2)-23に示す。各層とも非常に類似した流速変動を示しているが、わずかに下層ほど流速が大きいという特徴がみられる。またスペクトル解析の結果（図(2)-22）にもみられたように、1ヶ月程度の周期変動が認められるが、これらは順圧的な構造をもつ中規模渦の通過によるものと考えられる。

各層における期間平均流速と標準偏差を表(2)-2に示す。また、期間平均流に2010年6月の白鳳丸航海によって得られた2500m深の水温分布を重ねたものを図(2)-24に示す。平均流速は下層ほど値が小さくなっているが、いずれも1.0 cm/s未満と小さなものである。興味深いのは、平均流の流向が水路に沿うというよりも、むしろ底層フロントに沿う方向にあることである。このことは、先に述べたように、海水交換にともなう底層流は地衡流平衡にあることを示している。大和海盆へ流れ込む日本海盆底層水の流量を、水路の狭隘部の幅を25km、日本海盆底層水の厚みを250mと仮定して（図(2)-8）、2430m深の平均流速（0.85 cm/s）から求めると、 $5.31 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ となる。この値は、ボックスモデル解析から推算される輸送量（ $4.26 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{s}$ ）に非常に近いものである。

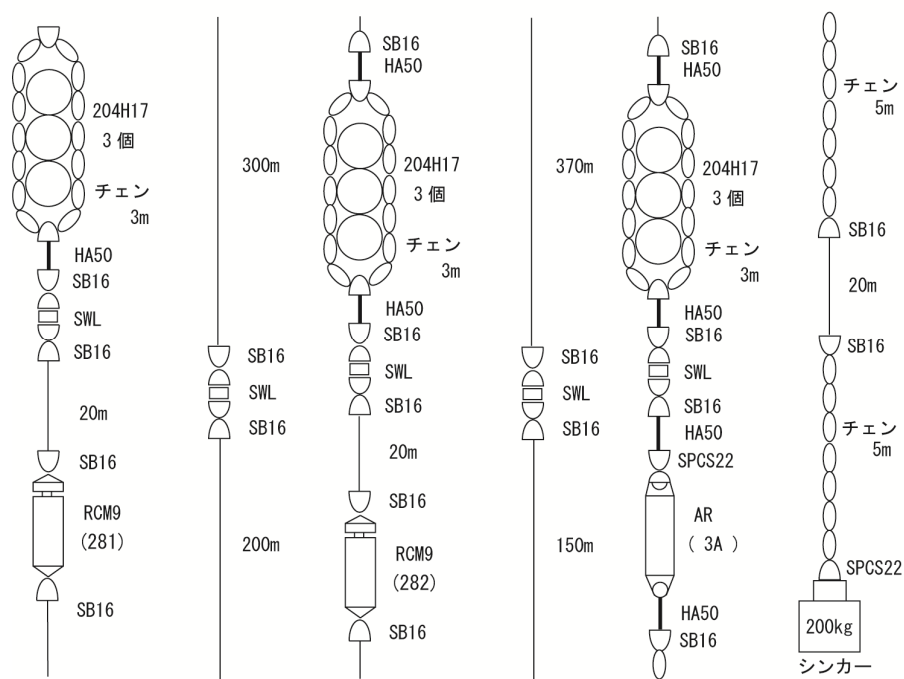
表(2)-2 各層における期間平均流速・流向と標準偏差

depth	E-W (cm/s)		N-S (cm/s)		speed (cm/s)	direction (deg. T)
	mean	sd	mean	sd		
1440 m	-0.89	2.77	0.44	1.77	0.99	296.5
2030 m	-0.70	3.42	0.68	2.13	0.97	314.4
2530 m	-0.59	3.63	0.61	2.24	0.85	316.0

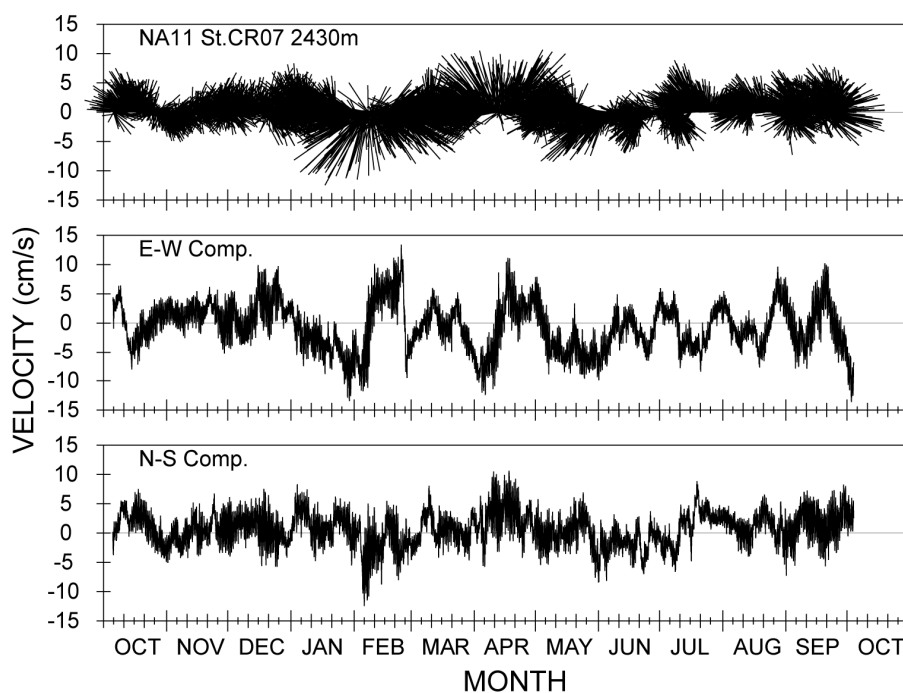
平均流速の値は小さなものであるが、東西流・南北流の標準偏差（表(2)-2）からもわかるように、実際の流れの場は変動性に富んだものである。各層の流れの散布図を図(2)-25に示す。各図中央の色つき矢印が期間平均流を表すが、流速変動は平均流速の5～10倍程度の振幅をもってい



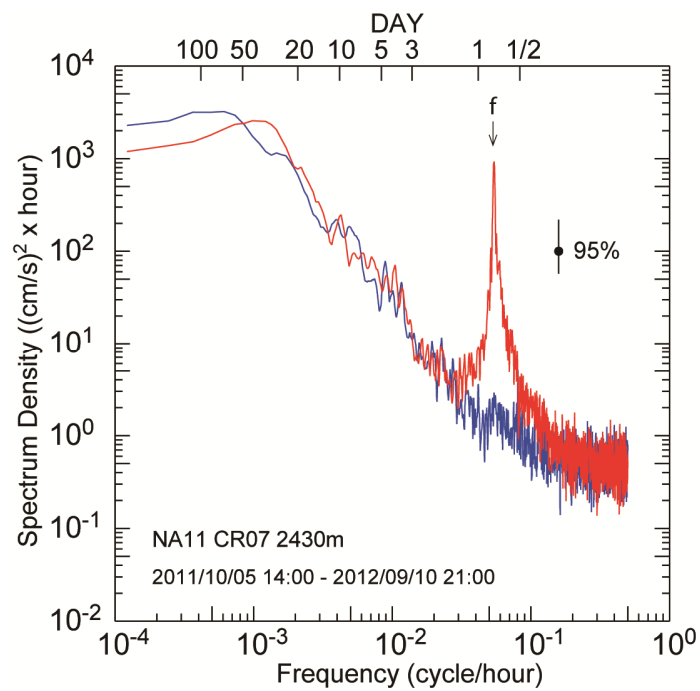
図(2)-19 流速計・溶存酸素計の係留点 (Sta. CR07)



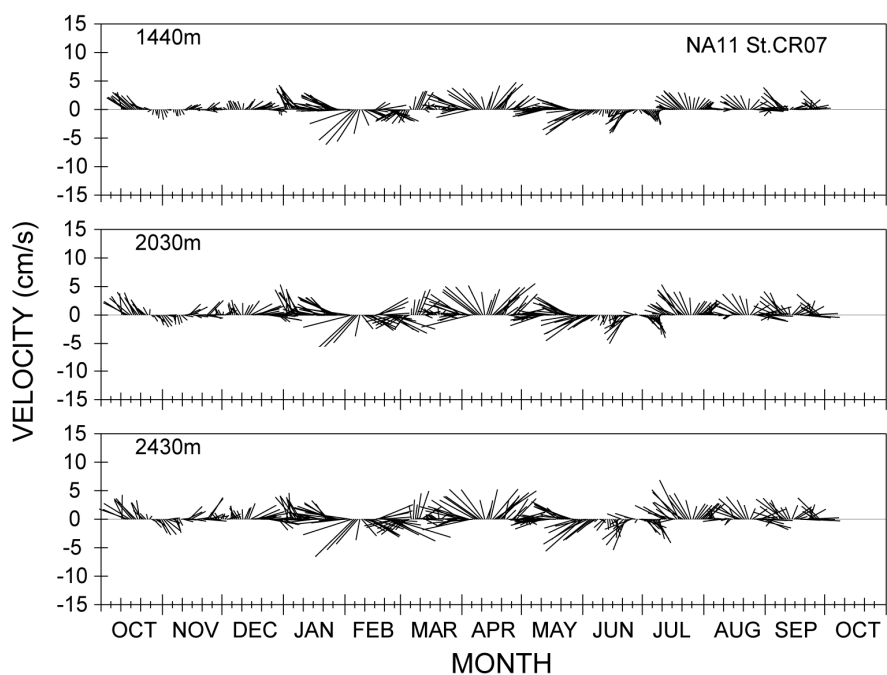
図(2)-20 Sta. CR07における係留系のデザイン



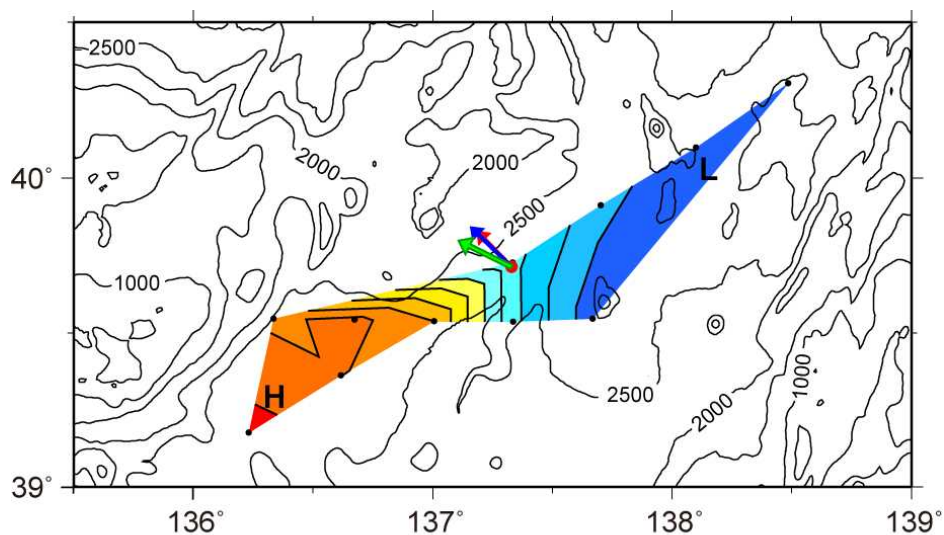
図(2)-21 Sta. CR07の2430m深における流速変動。
(上段：スティックダイヤグラム、中段：東西成分、下段：南北成分)



図(2)-22 CR07の2430m深における流速変動の回転スペクトル
(赤：時計回り成分、青：反時計回り成分)



図(2)-23 短周期成分を除去した流速のスティックダイヤグラム (Sta. CR07)
(上段：1440m、中段：2030m、下段：2430m)



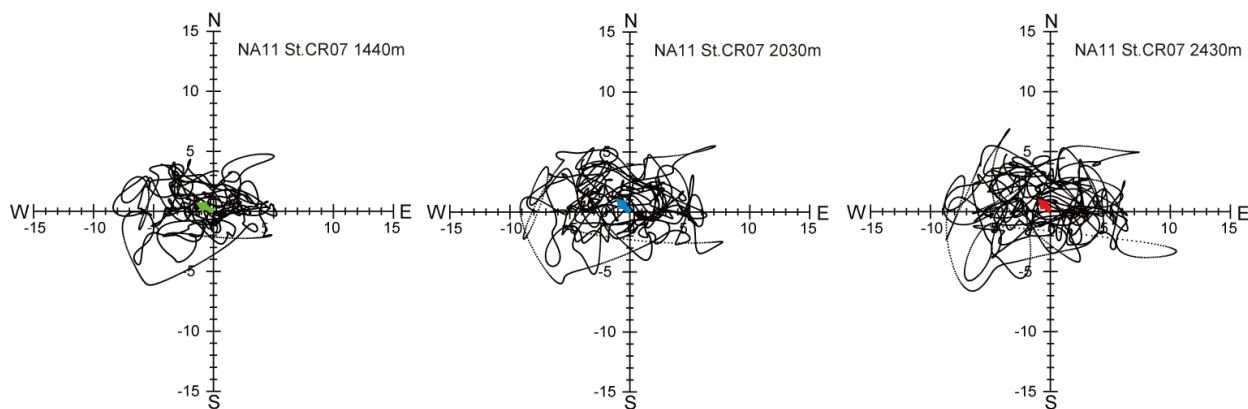
図(2)-24 Sta. CR07における平均流（緑：1440m、青：2030m、赤：2430m）
(背景は2010年6月の白鳳丸観測で得られた2500m深におけるポテンシャル水温。)

ることがわかる。また流速変動の主軸は東西方向にあり、さらにその分布は非対称で、西向き流の振幅の方が大きくなっている。表(2)-3には各層における平均運動エネルギー (K_m) と渦運動エネルギー (K_e) 及びそれらの比を示す。各層とも K_e が K_m よりも10倍以上大きな値となっており、この海域での渦運動の卓越を示している。これらのことは、大和海盆への日本海盆底層水の輸送は、定常的というよりも、渦運動に支配された間欠的なものであることを示唆している。

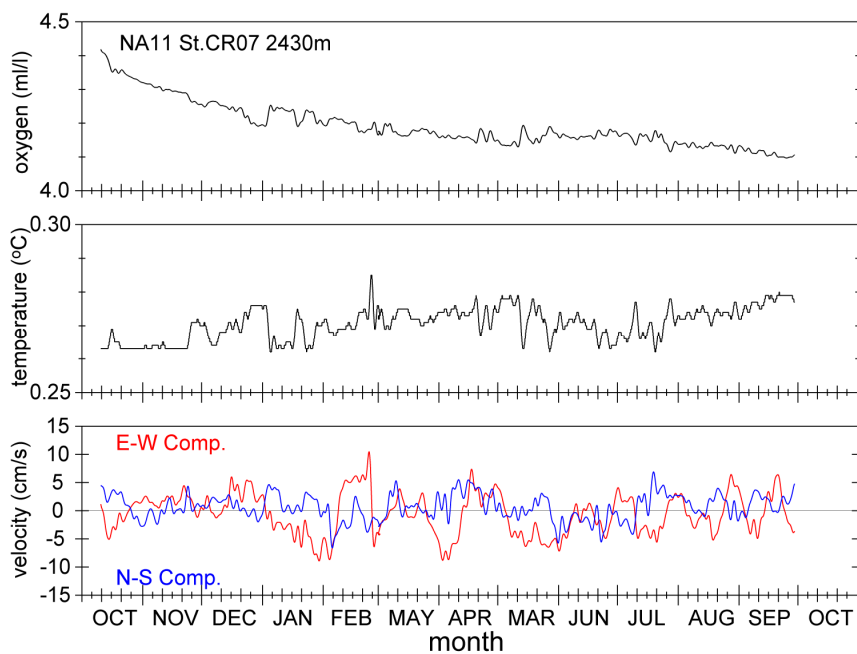
表(2)-3 各層における平均運動エネルギー、渦運動エネルギーとその比

	K_m	K_e	K_e/K_m
1440 m	0.49	5.40	11.00
2030 m	0.47	8.11	17.14
2530 m	0.36	9.09	25.08

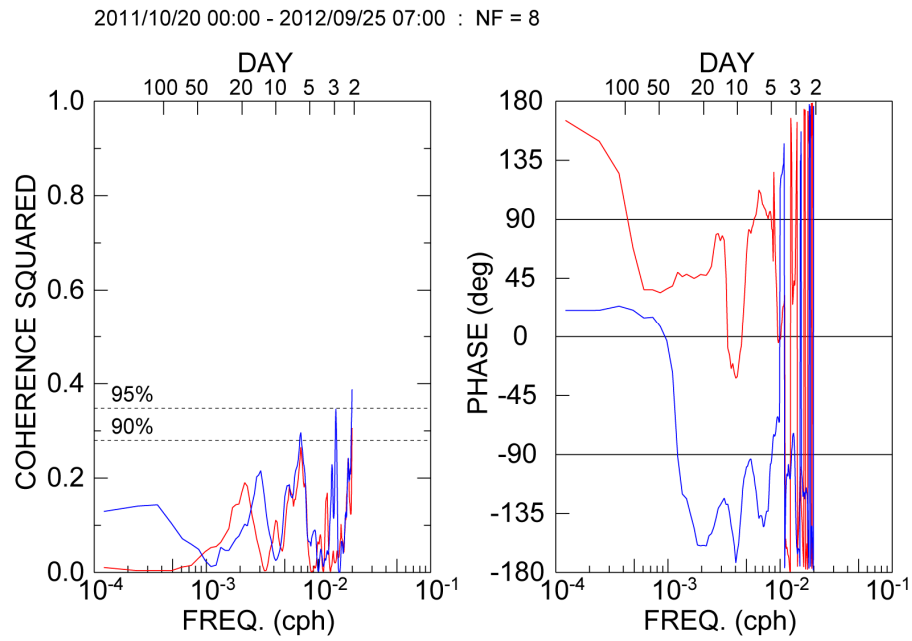
そこで、流量変動の間欠性の時間スケールを流れと水温、溶存酸素量の変動から検討した。48時間タイドカラーフィルターにより短周期成分を除去した溶存酸素と水温及び流れの東西・南北成分の時系列を図(2)-26に示す。光学式溶存酸素計で計測された溶存酸素量（上段）は、4.1～4.4 ml/Lのレンジで変動しているが、この値は2010年の白鳳丸航海で観測された値 (> 4.6 ml/L) よりも低い値である。また直線的な減少トレンドが認められるが、この減少率はこれまでに報告されている値 (～0.005 ml/L/yr) よりも2桁も大きなものであり、非現実的なものと考えざるを得ない。したがって、光学式溶存酸素計による溶存酸素データにはバイアスに加えて、センサーのドリフトが原因と思われるトレンドが含まれており、絶対値としては信頼性に欠けるものと言える。しかしながら、トレンドからの偏差に注目すると水温変動（中段）との間に対応関係がみられ、水温が低い（高い）時期には溶存酸素量が高い（低い）傾向が認められる。水温、溶存酸素ともいくつかのイベント的な上昇・下降が認められるが、流れ（下段）との対応をみても、その関係はよくわからない。そこで、水温と東西・南北流速との間のコヒーレンシーを調べた結果を図(2)-27に示す。関連度 (coherence squared) のグラフ（左図）をみると、水温と東西・南北流速成分の間で90%以上の有意水準を満たすピークが5～10日周期帯に認められる。また、その位相差（右図）は東西成分については90°、南北成分については-90°～-135°となっている。このことは南西向きの流れに対して約90°の位相遅れで低温（高酸素）になることを意味しており、この周期帯の流れによって低温・高酸素な日本海盆底層水が輸送されていることを示唆している。有意水準はやや低い、10～20日周期帯にも関連度のピークが認められる。この周期帯のエネルギーピークはスペクトル解析の結果（図(2)-22）にも現れており、中規模渦の影響を示すものと考えられる。



図(2)-25 Sta. CR07における流れの散布図（左：1440m、中央：2030m、右：2430m）
（中央の色つき矢印は平均流を表す。）



図(2)-26 Sta. CR07の2430m深における溶存酸素（上段）、水温（中段）、流速（下段、赤：東西成分、青：南北成分）の時系列（いずれも短周期変動成分を除去したもの。）



図(2)-27 Sta. CR07の2430m深における水温と流速（赤：東西成分、青：南北成分）とのコヒーレンシー（左：関連度（coh²）、右：位相）

(2) 深層における鉛直拡散係数の推定とそれに関与する物理過程

本節では、水塊変質に寄与する第2の要因である底層水とその上層の海水との鉛直混合（乱流混合）についての結果を報告する。これらは、日本海盆東部及び大和海盆でのCTD観測、LADCP観測、乱流観測及び長期係留観測の結果に基づくものである。

1) 乱流エネルギー散逸率の計測と鉛直拡散係数

深層における乱流混合の大きさを評価する目的で、CTD、LADCP及び深海乱流計による観測を実施した。観測は淡青丸を用いて、日本海盆東部を中心に2010年11～12月（冬季）と2011年8月（夏季）に行った（表(2)-1の航海番号No. 4、7）。観測に用いた深海乱流計（VMP5500）は、約 0.6 ms^{-1} の速度で自由落下しながら、測定周波数512 Hzで水平流速の微細構造流速シアを計測する。微細構造流速シアのパワースペクトル密度を波数積分することにより、乱流エネルギー散逸率（ ε ）を見積もった。

一般に乱流エネルギーは、レイノルズ応力が平均流のシアからエネルギーを引き出すことにより供給される。そこで、LADCP観測によって得られた水平流速の鉛直シアのプロファイルを図(2)-28に示す。なお、水平流速は測定周波数1 Hz、ビンサイズ4mで測定したものをVisbeck²⁷⁾のアルゴリズムによって処理し、最終的に8m間隔の値を得ているが、ここでは背景場である平均流のシアが重要なので、移動平均による平滑化を行っている。冬季、夏季とも鉛直シアの大きさは 10^{-3} s^{-1} のオーダーであり、季節的に大きな違いは認められない。また、2000m付近から海底に向かってシアが大きくなる傾向が認められ、底層での比較的大きな乱流混合が期待される。

ところが、深海乱流計による乱流エネルギー散逸率（ ε ）の計測結果は、この予測と反対の結果を示している。図(2)-29に2010年と2011年に得られた ε の鉛直分布を示す。1測点（Sta. 3の2キャスト目）を除くすべての測点で ε は深さとともに減少しており、500m以深では海底まで $10^{-11} \text{ W} \cdot \text{kg}^{-1}$ のオーダーとなっている。定常状態を仮定すると、平均流シアから生成された乱流エネルギーは、粘性による散逸とバランスしているはずである。しかし、LADCP観測による平均流シアは2000m以深では深さとともに大きくなっているにもかかわらず、乱流エネルギー散逸率は海底に向かって小さくなっており、エネルギー収支から考えると奇妙な結果となっている。この原因は現時点では明らかでないが、定常の仮定や乱流エネルギー方程式の中で無視した鉛直浮力フラックスの影響があるのかもしれない。なお、異常値を示したSta. 3の2キャスト目のデータは、センサー取り付けミスによるエラーと考えられる。

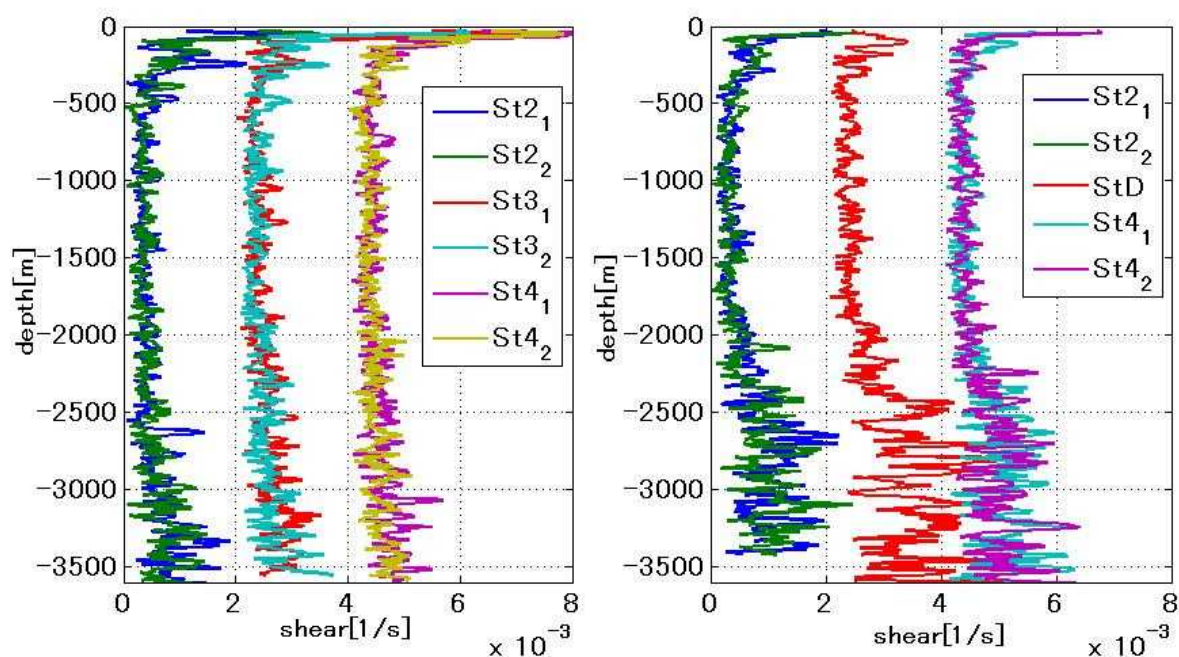
底層水の変質に重要なのは、底層水と上層の海水の境界面における乱流混合である。そこで、底層水の上面である2400mまでの浮力振動数の2乗（ N^2 ）と鉛直渦拡散係数（ κ ）の鉛直プロファイルを図(2)-30に示す。なお、鉛直渦拡散係数（ κ ）は、乱流エネルギー散逸率（ ε ）と浮力振動数の2乗（ N^2 ）を用いて、

$$\kappa = \gamma \left(\frac{\varepsilon}{N^2} \right)$$

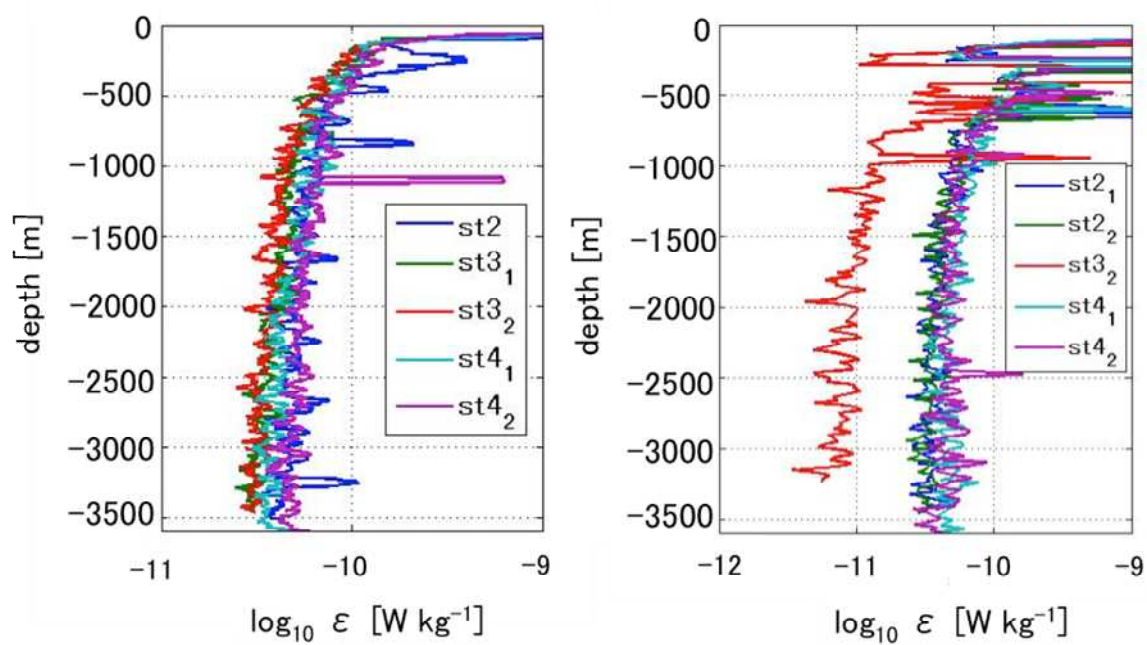
から計算した²⁸⁾。 γ はmixing efficiencyと呼ばれるパラメータで、ここでは典型的な値として0.2を仮定した。また浮力振動数 N の2乗は、

$$N^2 = -\frac{g}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z}$$

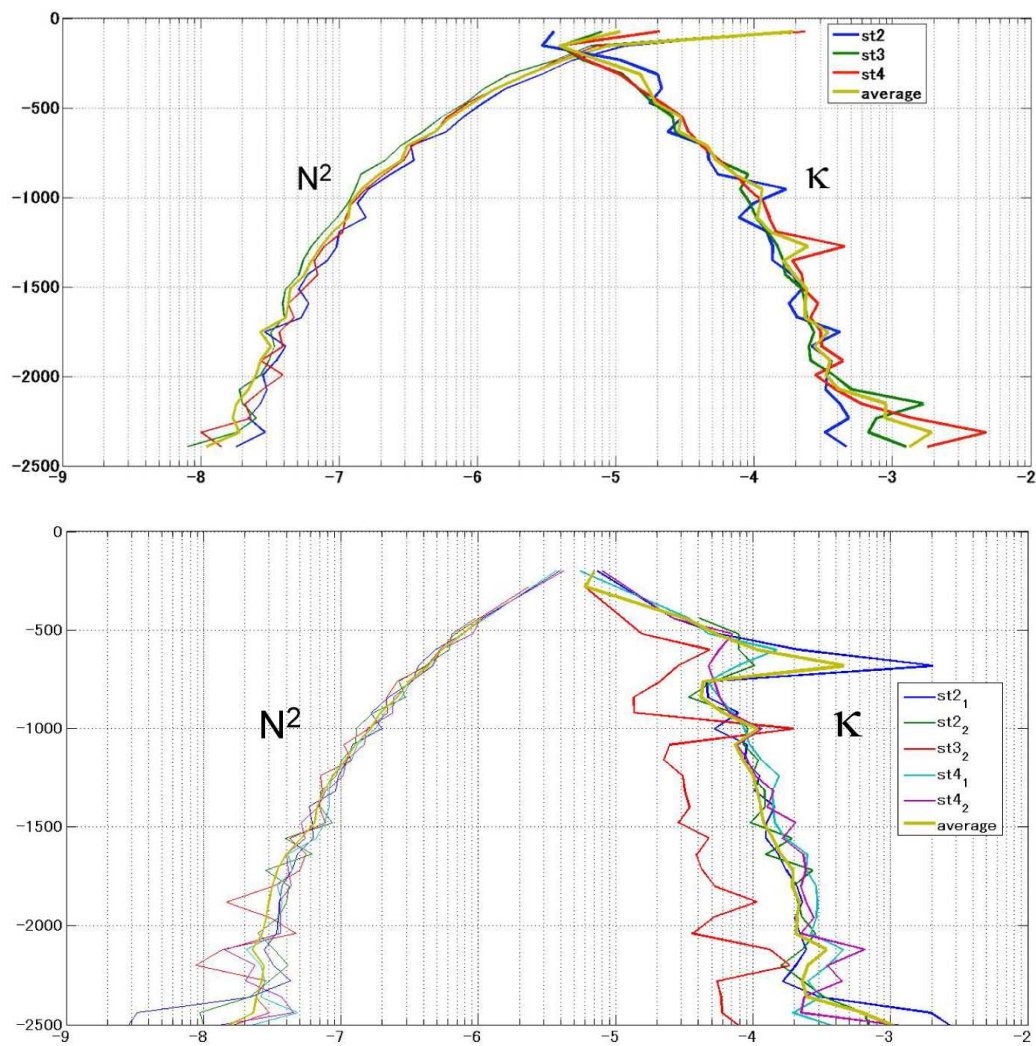
で与えられ、 g は重力加速度、 ρ は海水密度を表す。2010年冬と2011年夏の両方について示したが、いずれも N^2 は深さとともに減少し、1500m以深では 10^{-8} s^{-2} のオーダーとなっている。これにともない、 κ は深さとともに大きくなる傾向を示し、底層水上部の2000～2400mでは $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ のオーダーを示している。この値は北太平洋や他の大洋の深海で報告されている拡散係数よりも10～100倍程度大きなものであるが²⁹⁾、大和海盆底層水に関するボックスモデル解析から推定される鉛直拡散係数 ($4.03 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$) とは整合的である¹⁹⁾。



図(2)-28 LADCP観測による水平流の鉛直シアのプロファイル (左：2010年、右：2011年)
(各図とも、プロファイルが重ならないように2測点毎に1目盛り ($2 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$) ずつ
右にずらして表示している。)



図(2)-29 深海乱流計による乱流エネルギー散逸率 (ε) のプロファイル
(左 : 2010年、右 : 2011年)



図(2)-30 CTD観測によって得られた浮力振動数の2乗 (N^2) と ε から推定された鉛直渦拡散係数 (κ) の鉛直プロファイル (上段: 2010年、下段: 2011年、横軸は対数目盛りとなっている。)

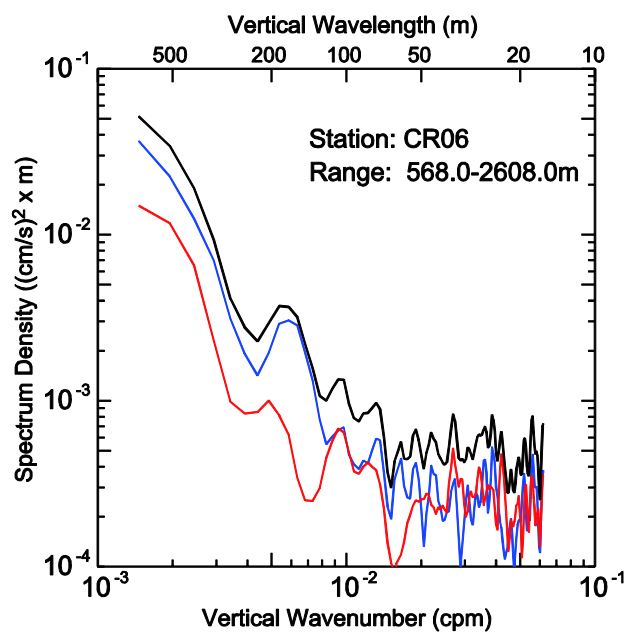
2) 深層での鉛直拡散に寄与する物理過程

LADCP観測によって得られた流速プロファイル（図(2)-7）には、500～600m程度の比較的大きな鉛直スケールをもつ変動に、10～200m程度の短波長の変動が重なっている。これら波長の短い変動は内部重力波によるものと考えられ、中・深層における海水混合には、このような短い鉛直波長をもつ内部重力波に起因する流速シアが大きく関与している³⁰⁾。そこで、日本海深層における流速変動の鉛直スケールを見積もるために、海底上約2000mの水柱内の流速分布について回転スペクトルを計算した結果を図(2)-31に示す。赤線は深度とともに流向が時計回りに変動する成分、青線は反時計回りに変動する成分のエネルギーを示し、黒線は全エネルギーである。連続成層下での内部重力波は強い分散性を示し、位相速度、群速度とも斜めに伝播し、かつ鉛直方向には互いに逆方向に伝わることを知られている³¹⁾。波の伝播方向は流向の変化によって判別でき、深さとともに時計回り（反時計回り）に流向が変化する場合には、位相速度は上方（下方）に、群速度（エネルギー）は下方（上方）に伝播していることを意味する。図(2)-31をみると、鉛直波長が約120mよりも大きな領域については、反時計回り成分の方が時計回り成分よりも大きなエネルギーをもつことがわかる。このことは、鉛直波長が120m以上の内部重力波のエネルギーは下層から上層に向かって伝播していることを意味しており、内部重力波の発生源は海底であることを示唆している。特に鉛直波長160～190m付近に反時計回り成分のエネルギーピークが認められることから、このスケールの内部重力波が海水混合に寄与している可能性が高い。一般に内部重力波のエネルギー源は海面における風の変動と考えられるが³²⁾、この結果は海面から日本海深層に伝播したエネルギーが海底地形や深層流との相互作用により、上向きに伝播する内部重力波に変換された可能性を示している。

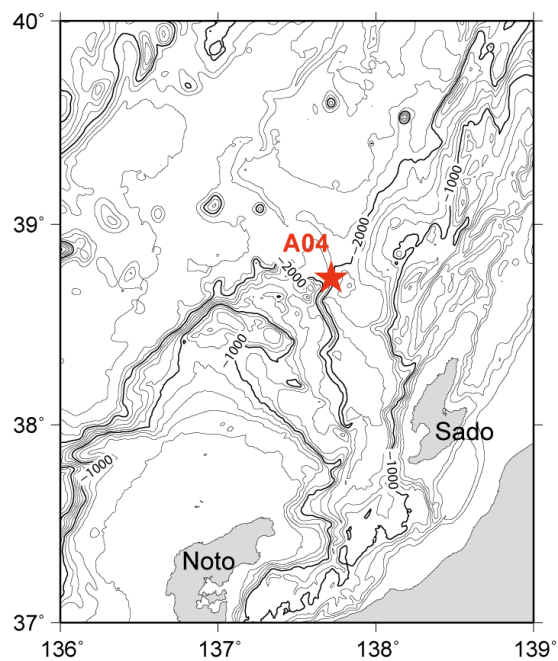
深層で卓越する内部重力波の変動周期を調べるために、流速計による長期係留観測を行った。大和海盆での係留観測は2010年5月～2011年4月、2010年10月～2011年10月及び2012年10月～2013年2月の期間、計4地点で実施した。流速計の設置・回収には長崎丸、おしよろ丸を利用した（表(2)-1の航海番号1、3、5、8、10、11）。

例として、2010年10月に能登北方沖海域（38°44.0'N 137°43.0'E、図(2)-32）に設置した流速計の測流結果を図(2)-33に示す。下層ほど流れが強まる傾向が認められ、最下層（1960m）では北向きの一般流に短周期変動成分が重なっているように見える。そこで、この流速変動の回転スペクトルを計算した結果を図(2)-34に示す。赤線は時間とともに流向が時計回りに変動する成分、青線は反時計回りに変動する成分のエネルギーを示す。またfと記した矢印は、観測点の緯度における慣性周期（19.18時間）を表す。慣性周期帯に鋭いエネルギーピークが現れており、そのほとんどが時計回りの成分であることから、慣性振動に関連した現象であることがわかる。純粋な慣性振動の場合には群速度がゼロとなるため伝播しないが、周波数がわずかでも慣性周波数からずれると内部重力波として振る舞うことができ、その特性から低緯度側に向かって伝播する。エネルギーピークは慣性周期よりもわずかに短い周期に現れていることから、日本海深層では近慣性周期の内部重力波が卓越していると推測される。

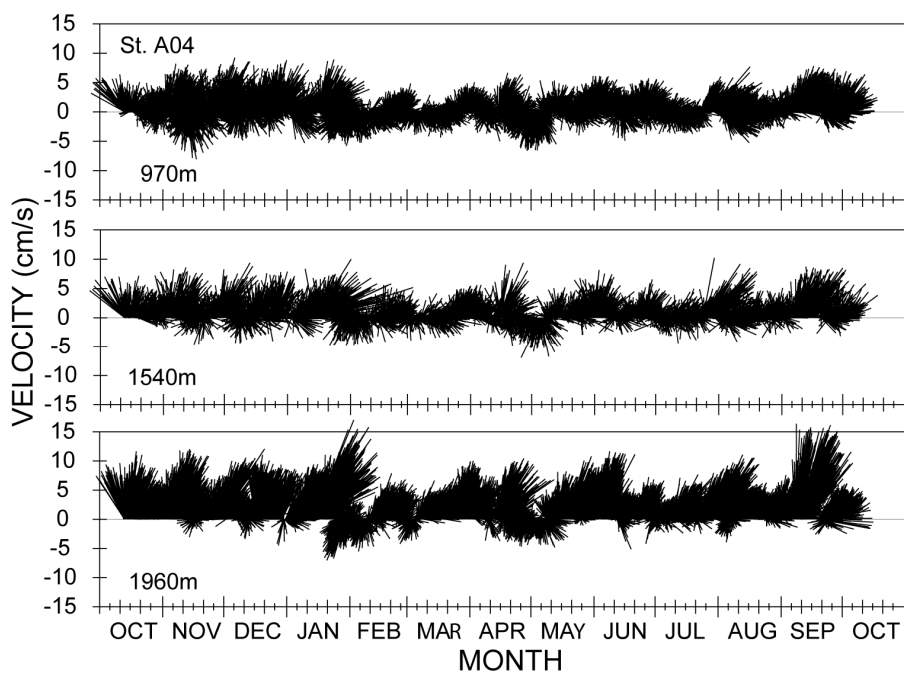
以上の観測結果から、日本海深層での海水混合に寄与する物理過程として、鉛直波長120～200m程度をもち、下層から上層に向かって伝播する近慣性周期の内部重力波が示唆される。



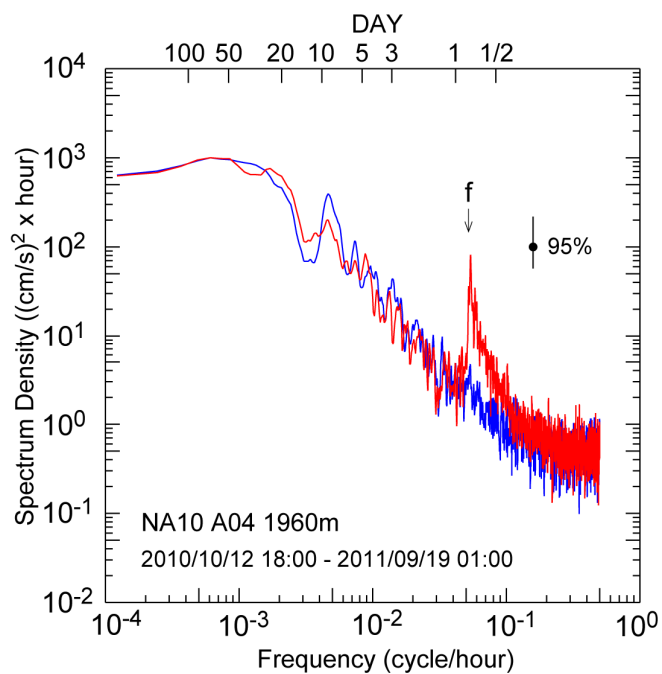
図(2)-31 LADCP観測による流れのプロファイル（図(2)-7）から求めた回転スペクトル
 (Sta. CR06、赤は深さとともに流向が時計回りに変化する成分、青は反時計回りに変化する成分で、黒は全エネルギーを表す。)



図(2)-32 大和海盆における係留点 (Sta. A04)



図(2)-33 Sta. A04における流れのスティックダイアグラム
(上段：970m、中段：1540m、下段：1960m)



図(2)-34 Sta. A04の1960m深における流れの回転スペクトル（赤は時間とともに流向が時計回りに変動する成分、青は反時計回りに変動する成分。f と記した矢印は観測点の緯度における慣性周期を示す。）

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

大和海盆底層水の変質に寄与する2つの大きなパラメータ（水平移流と鉛直拡散）を実測によって定量的に評価できたのは大きな成果である。特に日本海盆から大和海盆への底層流は、これまで理論的には予測されていたが、その存在が観測によって証明されたのは初めてである。また、深海乱流計による「日本海深層では乱流混合が弱い」という観測結果は、従来考えられてきた底層水の維持過程の理論に対して再構築を迫るものである。

水平移流のメカニズム（回転系での密度流をとまなう二層に分かれるような海水交換）や、鉛直拡散に寄与する物理現象（鉛直波長150～200m程度で、下層から上層に向かって伝播する近慣性周期の内部重力波）を特定できたことも特筆すべき成果である。将来的には、これらの物理過程を組み込んだモデルを開発することにより、日本海深層での水塊変質を精度よく予測できることが期待される。また、これらの現象は、条件さえ揃えばどこにでも発生しうる普遍的な現象である。本研究の結果は、地球規模での温暖化予測の際に、これらの条件を導入する必要性を示している。

(2) 環境政策への貢献

<行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない

<行政が活用することが見込まれる成果>

太平洋や大西洋の深層においても水温上昇が報告されており、地球規模での海洋循環の将来予測が喫緊の課題となっている。本研究で得られた知見は、例えばIPCCによるいくつかのCO₂増加シナリオによって全球の熱塩循環が将来的にどのように変化するかを予測する際に、有益な情報を提供すると考えられる。また、本研究の本質は「大気圏あるいは海洋表層における環境変化が、海洋深層にどのような影響を及ぼすか」という問題である。大気圏経由で日本海北部に付加された福島第1原子力発電所起源の放射性物質や、経済成長著しい東アジア諸国からの越境汚染物質が、日本海深層でどのように拡散・混合するかを予測する上でも重要な情報になるであろう。

6. 国際共同研究等の状況

日本海深層における長期測流の一部は、九州大学応用力学研究所と大韓民国の公州大学校自然科学大学との学術交流協定に基づき、公州大学校大気科学科の申弘烈教授と共同で実施した。共同調査を行うとともに、観測機器の共同利用やデータの交換を行った。

7. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文（査読あり）>

- 1) T. ARAMAKI, S.S. TANAKA, S. KUSHIBASHI, Y.-I. KIM, C.-J. KIM, G.-H. HONG and T. SENJYU: Radiocarbon, 55 (3-4) (2013) [in press]

“Spatial distribution of radiocarbon in the southwestern Japan/East Sea immediately after bottom water renewal”

<その他誌上発表（査読なし）>

特に記載すべき事項はない

（２）口頭発表（学会等）

- 1) 千手智晴、熊本雄一郎、張勁、田中伸一、荒巻能史：2011年度日本海洋学会秋季大会（2011）
「日本海底層における海水交換－日本海盆と大和海盆」
- 2) 千手智晴、荒巻能史、田中伸一：2012年度日本海洋学会春季大会（2012）
「日本海深層における溶存酸素量の長期係留観測」
- 3) 千手智晴、磯田豊、荒巻能史、田中伸一：北海道大学低温科学研究所研究集会「宗谷暖流を始めとした対馬暖流系の変動メカニズム」および萌芽研究「東アジア縁辺海統合観測航海による対馬暖流系の流動・物質輸送過程の解明」成果報告会（2012）
「日本海盆－大和海盆間に存在する底層フロントの変動について～おしよろ丸2011年6月の観測結果に関連して～」
- 4) T. SENJYU, T. ARAMAKI, Y. ISODA and S. S. TANAKA: The 6th Program of the East Asian Cooperative Experiments (PEACE) Ocean Science Workshop and the 9th Korea-Japan Workshop on Ocean Color (KJWOC), Nagoya, Japan, 2012
“Variability of the benthic front between the Japan and Yamato Basins in the Japan Sea”
- 5) 千手智晴、荒巻能史、田中伸一、森康輔：2013年度日本海洋学会春季大会（2013）
「日本海盆－大和海盆境界域における長期深海係留観測」
- 6) 千手智晴：2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」（2013）
「小さな大洋－日本海のふしぎ」

（３）出願特許

特に記載すべき事項はない

（４）シンポジウム、セミナー等の開催（主催のもの）

- 1) 2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム 「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」（2013年3月25日、東京海洋大学、参加者82名）

（５）マスコミ等への公表・報道等

特に記載すべき事項はない

（６）その他

特に記載すべき事項はない

8. 引用文献

- 1) Sudo, H. (1986): A note on the Japan Sea Proper Water. *Prog. Oceanogr.*, **17**, 313-336.
- 2) Senjyu, T. and H. Sudo (1993): Water characteristics and circulation of the upper portion of the Japan

- Sea Proper Water. *J. Mar. Sys.*, **4**, 349-362.
- 3) Senjyu, T. and H. Sudo (1994) : The upper portion of the Japan Sea Proper Water; its source and circulation as deduced from isopycnal analysis. *J. Oceanogr.*, **50**, 663-690.
 - 4) Seung, Y.-H. and J.-H. Yoon (1995): Some features of winter convection in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **51**, 61-73.
 - 5) Senjyu, T., T. Aramaki, S. Otsuka, O. Togawa, M. Danchenkov, E. Karasev and Y. Volkov (2002): Renewal of the bottom water after the winter 2000-2001 may spin-up the thermohaline circulation in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, doi:10.1029/2001GL014093.
 - 6) Gamo, T., Y. Nozaki, H. Sakai, T. Nakai and H. Tsubota (1986): Spacial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer. *J. Mar. Res.*, **44**, 781-793.
 - 7) Minami, H., Y. Kano and K. Ogawa (1999): Long-term variations of potential temperature and dissolved oxygen of the Japan Sea Proper Water. *J. Oceanogr.*, **55**, 197-205.
 - 8) Cui, Y. and T. Senjyu (2010): Interdecadal oscillations in the Japan Sea Proper Water related to the Arctic oscillation. *J. Oceanogr.*, **66**, 337-348.
 - 9) Cui, Y. and T. Senjyu (2012): Has the upper portion of the Japan Sea Proper Water formation really been enhancing? *J. Oceanogr.*, **68**, 593-598.
 - 10) Gamo, T. (1999): Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3137-3140.
 - 11) Kim, K., K.R. Kim, D.H. Min, Y. Volkov, J.H. Yoon and M. Takematsu (2001): Warming and structural changes in the East (Japan) Sea: A clue to future changes in global oceans? *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 3293-3296.
 - 12) Cui, Y. and T. Senjyu (2012): Box model analysis of the long-term dissolved oxygen variation in the Japan Sea Proper Water. *Rep. Res. Inst. for Appl. Mech., Kyushu Univ.*, **143**, 123-126.
 - 13) Fukasawa, M., H. Freeland, R. Perkin, T. Watanabe, H. Uchida and A. Nishina (2004): Bottom water warming in the North Pacific Ocean. *Nature*, **427**, 825-827.
 - 14) Kawano, T., M. Fukasawa, S. Kouketsu, H. Uchida, T. Doi, I. Kaneko, M. Aoyama and W. Schneider (2006): Bottom water warming along the pathway of lower circumpolar deep water in the Pacific Ocean. *Geophys. Res. Lett.*, **33**, L23613, doi:10.1029/2006GL027933.
 - 15) Johnson, G.C., S. Mecking, B.M. Sloyan and S.E. Wijffels (2007): Recent Bottom Water Warming in the Pacific Ocean. *J. Climate*, **20**, 5365-5375.
 - 16) Levitus, S., J.I. Antonov, T.P. Boyer and C. Stephens (2000): Warming of the World Ocean. *Science*, **287**, 2225-2229.
 - 17) Bindoff, N.L., J. Willebrand, V. Artale, A. Cazenave, J. Gregory, S. Gulev, K. Hanawa, C.L. Quere, S. Levitus, Y. Nojiri, C.K. Shum, L.D. Talley, A. Unnikrishnan (2007): Observations: Oceanic Climate Change and Sea Level. *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* 385-432.
 - 18) Gamo, T. and Y. Horibe (1983): Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 220-230.
 - 19) Senjyu, T., Y. Isoda, T. Aramaki, S. Otsuka, S. Fujio, D. Yanagimoto, T. Suzuki, K. Kuma and K.

- Mori (2005): Benthic front and the Yamato Basin Bottom Water in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **61**, 1047-1058.
- 20) Senjyu, T., H.-R. Shin, J.-H. Yoon, Z. Nagano, H.-S. An, S.-K. Byun and C.-K. Lee (2005): Deep flow field in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 1726-1741.
- 21) Griffiths, R.W. (1986): Gravity currents in rotating system. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, **18**, 59-89.
- 22) Dalziel, S.B. (1990): Rotating two-layer sill flows. *The Physical Oceanography of Sea Straits*, 343-371.
- 23) Bryden, H.L. and T.H. Kinder (1991): Steady two-layer exchange through the Strait of Gibraltar. *Deep-Sea Res.*, **38** (suppl.1), S445-S463.
- 24) Isoda, Y. (1994): Warm eddy movements in the eastern Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **50**, 1-15.
- 25) Takematsu, M., A. G. Ostrovskii and Z. Nagano (1999): Observations of eddies in the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **55**, 237-246.
- 26) 花輪公雄、三寺史夫 (1985) : 海洋観測資料における日平均値の作成について一日平均潮位を扱う際の留意点－. 沿岸海洋研究ノート, **23**, 1, 79-87
- 27) Visbeck, M. (2002): Deep velocity profiling using Lowered Acoustic Doppler Current Profilers: bottom track and inverse solutions. *J. Atmos. and Ocean. Tech.*, **19**, 794-807.
- 28) Osborn, T.R. (1980): Estimates of the local rate of vertical diffusion from dissipation measurements. *J. Phys. Oceanogr.*, **10**, 83-89.
- 29) Tool, J.M. and T. J. Mc Dougall (2001): Mixing and stirring in the ocean interior. *Ocean Circulation and Climate*, 337-355.
- 30) 日比谷俊之 (1982) : 海洋の中・深層における鉛直拡散強度の全球分布に関する理論的・観測的研究. 海の研究, **18**, 2, 115-134.
- 31) A. E. GILL, A.E. (1982): Atmosphere-Ocean Dynamics. Academic Press, 662pp.
- 32) Mori, K., T. Matsuno and T. Senjyu (2005): Seasonal/spatial variations of the near-inertial oscillations in the deep water of the Japan Sea. *J. Oceanogr.*, **61**, 761-773.

(3) マルチトレーサーを活用した日本海底層水の起源推定と循環機構の解明

(独) 国立環境研究所 環境計測研究センター 動態化学研究室 荒巻能史

平成22～24年度累計予算額：54,824千円

(うち、平成24年度予算額：17,973千円)

予算額は、間接経費を含む。

[要旨]

日本海では、北西部海域において冬季にアジア大陸から吹きつける冷たい季節風によって冷却され密度を増した表層水が海底付近まで沈み込む、独自の熱塩循環を有することが知られている。現在報告されている日本海深層での水温上昇と溶存酸素量の漸減は温暖化に伴う熱塩循環の停滞や変化が疑われているが、これを定量的に解析した例はない。本研究では、海水中に溶存して海水とともに流動し、その流動に時間軸を与える化学成分（化学トレーサー）の広範な分布を利用して、日本海底層水の起源推定と循環機構の解明を実施した。観測に先立ち、100年スケールと想定される日本海深層循環に最適な新たな化学トレーサーとして通称フロン類などのハロゲン化合物に注目し、海水200mL程度からフロン類三種（CFC-11、CFC-12、CFC-113）及び六フッ化硫黄（SF₆）を高感度同時定量する分析手法を開発した。この分析手法をもとに、日本海の3つの海盆（日本海盆、大和海盆、対馬海盆）を中心に海水中の溶存ハロゲン化合物濃度の空間分布を明らかにした。得られたフロン類三種の濃度比をもとに、ボックスモデルを構築して各海盆地深層及び底層への表層水の沈降率、すなわち熱塩循環の規模を1930～2011年の間でシミュレーション計算した。その結果、1975年以降の熱塩循環の規模がそれ以前の15～40%程度にまで減少していることが分かった。同時に実施した炭素14（ $\Delta^{14}\text{C}$ ）の広範な空間分布観測では、サブテーマ(2)で物理的解析が進む東部日本海盆～大和海盆の境界における底層フロントについて、日本海盆から大和海盆へ海底を這うように流入する底層水が日本海全域で見かけ上最も古い水塊であることを見いだした。同水塊は過去の観測結果との比較から少なくとも1979年以前に表層水が底層に沈み込んだものであることが分かった。さらに、2000/2001年の底層水の大規模形成直後に西部日本海盆南端～対馬海盆上で得られた海水の $\Delta^{14}\text{C}$ 測定から、形成が観測された2ヶ月後には、西部日本海盆南端の水深800～2000m付近に、新たな底層水が輸送されていたことが明らかになった。

[キーワード]

日本海底層水、熱塩循環、フロン類、六フッ化硫黄、炭素14

1. はじめに

日本海では、北西部が冬季の冷たい季節風によって冷やされることで、密度が増加した表層水が海底付近まで沈み込む、いわゆる熱塩循環によって日本海底層水と呼ばれる深層水塊を形成すると推測されている¹⁾。この形成過程はちょうど北部北大西洋で見られる深層水形成と同じであり、日本海が「モデル大洋」と呼ばれる所以でもある。この日本海底層水は外洋の海洋大循環のおおよそ20分の1程度の時間スケールで循環していると推測される^{2), 3)}ことから、温暖化に対する環境

影響の応答が早いと考えられる。したがって、日本海をモニタリングすることは地球規模の海洋環境の変化をあたかもDVDの早送り再生のように観察することを意味する。近年、日本海底層水中の溶存酸素濃度が過去数十年間にわたって漸減していることが報告され、同時に深層海水中的水温がわずかに上昇傾向にあることも分かってきた^{4), 5)}。世界中の研究者は、この変動を温暖化の影響で日本海底層水の新たな形成が停滞したためであると評価してきた⁶⁾が、その変動と原因を繋ぐプロセスに関する具体的な研究は皆無である。

海水中に含まれる無機炭酸中の放射性炭素 (^{14}C 、炭素14) は、大気海洋間の二酸化炭素ガス交換によってのみ海洋にもたらされ、海洋に溶け込んだ後は海水とともに流動して放射性崩壊によってその絶対量を減らしていくので、海水流動に時間軸を与えてくれる化学トレーサーとして海洋学分野において活用されてきた⁷⁾。日本海では、1997～2002年の日本原子力研究所（現在、（独）日本原子力研究開発機構）によるJapan Sea Expedition for Studies on Water Circulation and Transport Processes of Radionuclides（日露共同による海水循環と放射性核種の移行挙動に関わる日本海海洋調査）において全域観測が実施され、日本海盆域の底層水の“海水年齢”に東西での相違が発見されるなどの知見⁸⁾が得られている。しかしながら、日本海は海水の活発な鉛直混合のせいで深層海水の入れ替わりに要する時間がおおよそ100年程度³⁾であり、長い半減期を持つ炭素14（約5730年）は、日本海水の正確な年齢算出には向かない。これに代わるトレーサーとしてクロロフルオロカーボン類（通称フロン類、Chlorofluorocarbons: CFCs）の濃度比があるが、1980年代以降、大気中の濃度比がほぼ一定になっているため、過去30年程度に海洋に潜り込んだ海水を追跡することが不可能となった。近年、現在もなお大気中濃度が増加を続ける六フッ化硫黄（Sulfur hexafluoride: SF_6 ）などの他のハロゲン化合物を同時に定量し、比較的“若い”海水の流動過程のトレーサーとして活用する研究手法が提案されている。これら複数の化学トレーサーを日本海の広範囲で観測し、その組み合わせを駆使すれば、日本海底層水を含む深層水塊の形成域やその起源、あるいはその循環過程を詳細に把握することが可能となり、温暖化とそれに伴う日本海の環境影響を議論する上で重要な知見を得ることができる。

2. 研究開発目的

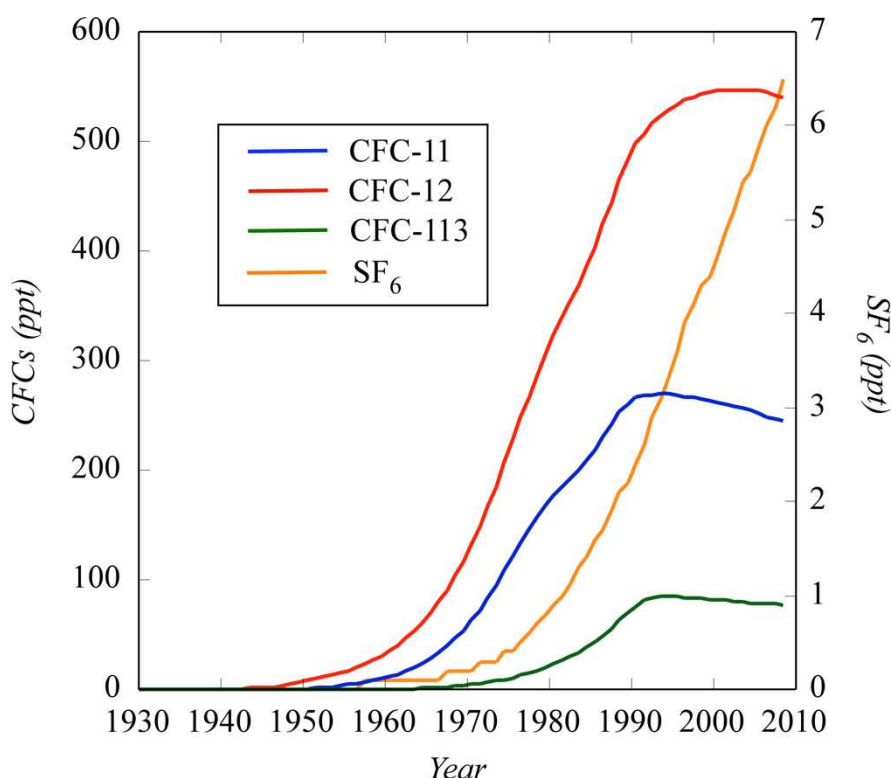
本研究では、複数の化学トレーサーを駆使して日本海底層水の起源推定と循環機構の解明にあたることを主な目的とする。そのためハロゲン化合物の同時定量法を新たに開発し、100年程度の循環スケールに対応するトレーサーとしての役割を評価する。併せて、日本海の広範な海域において炭素14の分析を実施し、過去の観測結果との比較から詳細な深層循環像を解明する。

3. 研究開発方法

（1）溶存ハロゲン化合物の多成分同時定量法の開発

CFCsは工業用途として開発、使用され、1930年代頃より大気中に放出されている（図(3)-1）。その一部は大気・海洋間気体交換過程を通して各化合物に固有の溶解度で海水に溶け込み、海水の中では分解しないため、海水中に溶け込んだときの各CFCsの濃度比は大気のそれを反映している。したがって、これらの海水中における正確な濃度比を求めることで目的とする水塊が海面にあった時代を推定することが可能となる。CFCsの一種である CCl_3F （CFC-11）及び CCl_2F_2 （CFC-12）が1930年代から大気中濃度を急激に増加させたのに対して $\text{CCl}_2\text{FCClF}_2$ （CFC-113）は1970年代頃よ

り増加させているため、CFC-11及びCFC-12は過去40-50年、CFC-113は過去20～30年の水塊トレーサーとしての役割を担ってきた。しかしながら、モントリオール議定書の制定により各CFCsの大気濃度の増加が抑制されたため1990年代以降の濃度比はほぼ一定となっており（図(3)-1）、日本海のような深層循環のスケールが比較的早い海域のトレーサーとして活用することが難しくなってきた。一方で大気中の SF_6 濃度は、CFCsに比べると極めて低濃度ではあるが、1970年代から急激に放出が始まり、2012年の時点でも増加を続けている（図(3)-1）。そこで本研究は、これら4つの化合物を同時に定量してその濃度比の組み合わせを利用して、過去10～50年程度の比較的最近の詳細な海水流動解析を試みるものである。



図(3)-1 CFC-11、CFC-12、CFC-113及び SF_6 の大気中濃度の時間変動
各成分データの出典：AGAGE（Advanced Global Atmospheric Experiment）

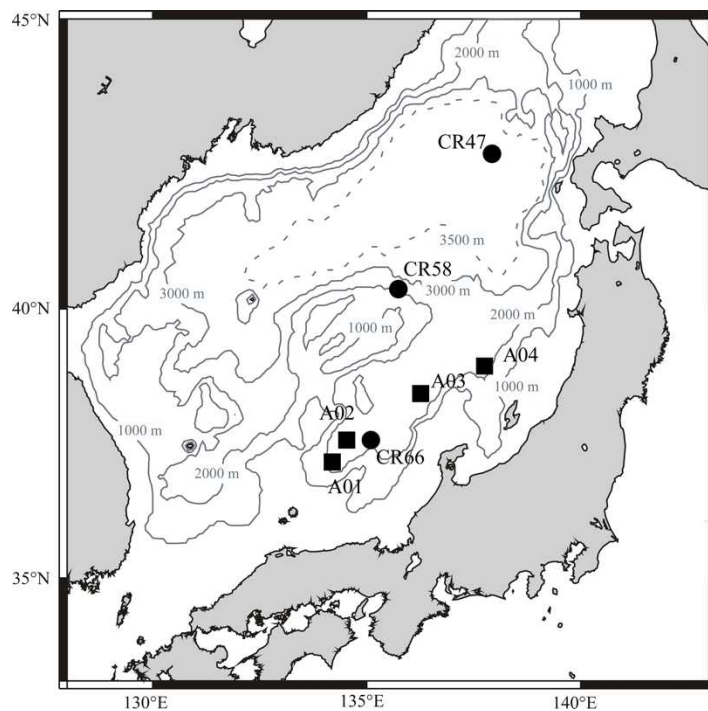
Vollmer and Weiss (2002)⁹⁾は、電子捕獲検出器付きガスクロマトグラフ (ECD-GC) 2台を用いて、CFC-11、CFC-12、CFC-113並びに SF_6 を同時に分析するシステムを開発した。彼らは約350mLのガラスアンプルに海水を封入して実験室に持ち帰り、その全量を脱気して定量した。その後、Bullister and Wisegarver (2008)¹⁰⁾は、船上においてECD-GC2台を用いてCFC-11、CFC-12並びに SF_6 を同時に分析する方法を提案したが、おそらく測定感度の問題からCFC-113は測定項目から除外された。日本海のような縁辺海の観測では比較的小型の観測船が用いられるが、実験室や電源容量の制約により、2台のECD-GCと前処理装置を設置出来ない場合がある。また、船舶にECD-GCを設置して分析を開始するまでには数日を要する上、ECD-GCは検出部に放射性物質（ ^{63}Ni ）を使用するため国内法により海外に持ち出せないなど制約も多い。そこで本研究では、Bullister and Wisegarver

(2008)¹⁰⁾を参考にして、ECD-GC1台を用いて小型で省電力なCFC-11、CFC-12、CFC-113並びにSF₆を同時に分析するシステムの開発を行った。さらに、同システムを船舶に搭載できない場合を想定して、大気に豊富に存在するCFCsの汚染を最小限に止めつつ長期保存を可能にする試料採取ボトルの開発を行うとともに、その実証実験を実施した。

（２）日本海におけるマルチトレーサーの観測

１）ハロゲン化合物の観測

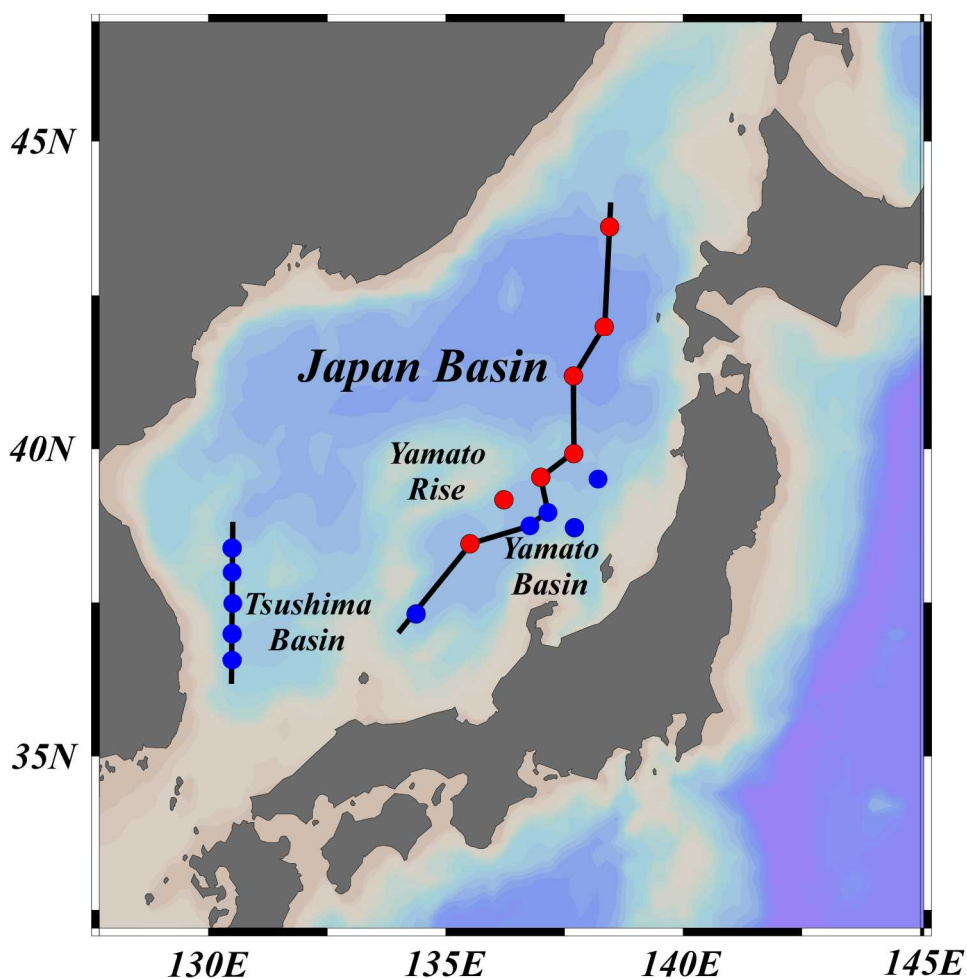
本研究開始時の2010年は、JAMSTEC所属白鳳丸KH10-02航海（2010年6月～7月）において東部日本海盆で2点、長崎大学所属長崎丸第314次航海（2010年10月）において大和海盆で4点の計6観測点（図(3)-2）において、CTD/RMS（電気伝導水温水深計付ロゼット多筒採水器）を用いて海水特性（水温、塩分、溶存酸素）の鉛直分布を測定するとともに、海面から海底直上までの最大24層で多層採水を行った。当時は溶存ハロゲン化合物の多成分同時定量法の開発の途上であったことから、「結果及び考察」の項で述べる試料採取ボトルに海水試料を採取して実験室に持ち帰り、CFCs測定で実績のある海洋研究開発機構のご協力のもと、同機構むつ研究所にて、CFCsのみの測定を実施した。



図(3)-2 2010年に実施したCFCs観測点（●：白鳳丸、■：長崎丸）

2011～2012年は、北海道大学所属おしよ丸第229次航海（2011年6月）、長崎大学所属長崎丸第337次航海（2011年10月）、韓国海洋研究院（KORDI: Korea Ocean Research & Development Institute、2012年7月1日から韓国海洋科学技術院（KIOST: Korea Institute of Ocean Science & Technology）に改組）所属Onnuri号航海（2012年3月）及びJAMSTEC所属淡青丸KT12-26航海（2012年10月）にお

いて、図(3)-3に示す日本海盆、大和海盆、対馬海盆の広範囲にわたって、CTD/RMSを用いて海水特性の鉛直分布を測定するとともに、海面から海底直上までの最大24層で多層採水を行った。おしよる丸航海では、開発した溶存ハロゲン化合物の多成分同時定量システムを船上に搭載して試料採取後直ちにCFC-11、CFC-12、CFC-113及びSF₆の高精度分析を実施した。一方、他の航海では、試料採取ボトルに採取して実験室に持ち帰り、同成分の精密分析を実施した。分析方法の詳細については、「結果及び考察」の項で詳細に述べる。



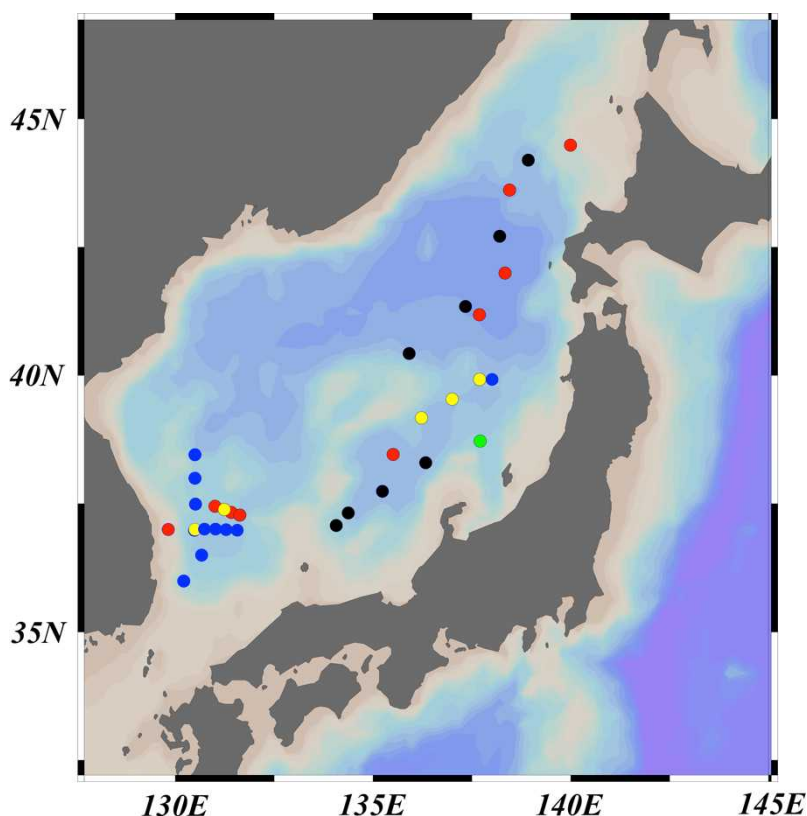
図(3)-3 2011～2012年に実施したCFCs及びSF₆観測点（赤丸：2011年、青丸：2012年採取、実線は「結果及び考察」で述べるCFCs濃度の鉛直断面の側線を示す。）

2) 炭素14の観測

2010～2012年において、表(3)-1に示す8つの観測航海を利用して、図(3)-4に示す日本海盆、大和海盆、対馬海盆の広範囲にわたって、CTD/RMSを用いて海水特性の鉛直分布を測定するとともに、海面から海底直上までの最大24層で多層採水を行った。採水層では炭素14分析試料のほか、塩分、溶存酸素、栄養塩（リン酸塩、ケイ酸塩、硝酸塩、亜硝酸塩）測定用の試料採取も実施した。また、CFCs及びSF₆の分析を実施した観測点及び採水層は必ず採水した。

表(3)-1 2010～2012年に炭素14測定用試料採取を実施した観測航海一覧

No.	観測期間	観測船	観測海域
1	2010年6月11日～7月23日	JAMSTEC/白鳳丸	東部日本海盆、大和海盆
2	2010年10月5～14日	長崎大学/長崎丸	大和海盆
3	2011年5月31日～6月30日	KORDI/Onnuri & Eardo	対馬海盆
4	2011年6月8～26日	北海道大学/おしよろ丸	東部日本海盆、大和海盆
5	2011年10月1～12日	長崎大学/長崎丸	大和海盆
6	2012年3月8～16日	KORDI/Onnuri	西部日本海盆、対馬海盆
7	2012年9月9～15日	KIOST/Eardo	対馬海盆
8	2012年10月4～10日	JAMSTEC/淡青丸	対馬海盆、大和海盆

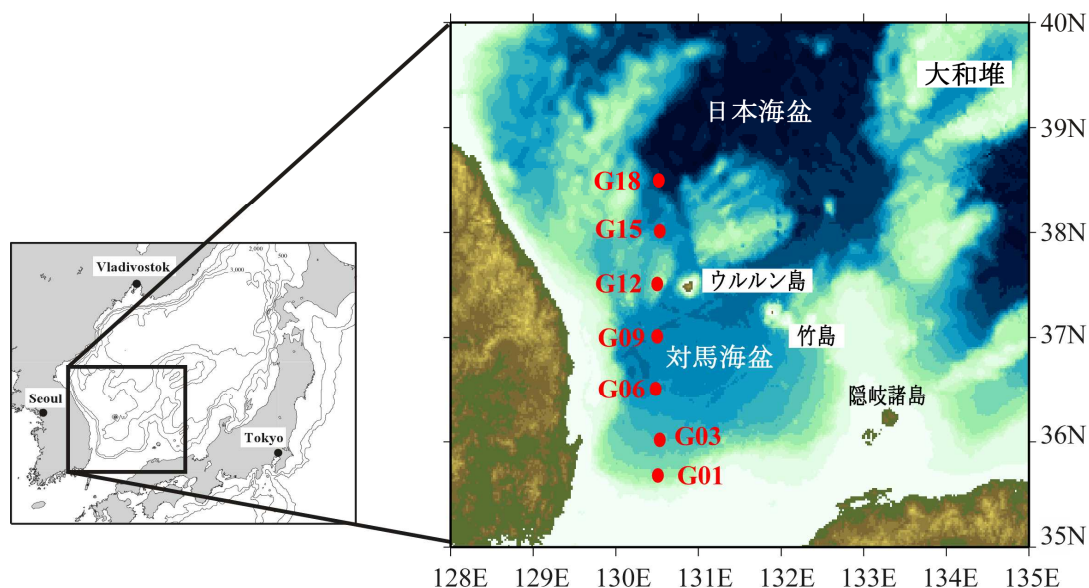


図(3)-4 2010～2012年に実施した炭素14観測点（図中の黒丸：2010年、赤丸：2011年、青丸：2012年、黄丸：2011年及び2012年、緑丸：2010年及び2012年を示す。）

船上において、CTD/RMSで得た得られた海水試料約250mLを大気に触れないように共通すり合わせガラス瓶に採取し、直ちに飽和塩化水銀溶液250 μ Lを添加して実験室に持ち帰った。真空ガラスライン中で海水中の無機炭酸を二酸化炭素ガスとして抽出¹¹⁾し、鉄粉末を触媒として水素ガスを用いてグラファイトに還元した¹²⁾。その後、加速器質量分析計（AMS: Accelerator Mass Spectrometer）によってグラファイト試料中の $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ 比測定を実施する。当初予定では主に国立環境研究所所有のAMSを使用し、民間企業による依頼分析と併用することになっていたが、2011年3月の東日本大震災による被災で使用不能となったため、依頼分析のみに頼らざるを得なくなった。そこで、日本原子力研究開発機構の施設共用事業を利用して同機構のAMSを併用することで炭素14測定の効率を高めたが、採取された海水のうち表(3)-1中の7、8で得た試料については契約年度内に分析することができなかった。なお、両機関で測定された炭素14濃度 ($\Delta^{14}\text{C}$) の測定誤差は、 $\pm 3 \sim 5\%$ の範囲であった。

（３）2000/2001年の底層水新形成直後における日本海南西部の炭素14

例年に比べて極めて厳冬であった2000/2001年、ロシア・ウラジオストク沖の底層水中に溶存酸素濃度が増加、水温が低下している水塊が存在することが発見され¹³⁾、同年冬季に数十年ぶりに底層水の大規模な形成が起こったとされている。KORDI（当時）は、2001年4月11日から24日に、韓国の排他的経済水域（EEZ）にあたるウルルン島の西側の韓国東岸から対馬海盆中央部にかけて合計71点に及ぶ大規模観測を実施した。同観測では、CTDによる鉛直的な水温・塩分観測のほか、溶存酸素及び栄養塩類の測定、並びにプランクトンなどの海洋生物学的試料、天然放射性核種などの測定を行う海洋学的試料の採取が行われた。炭素14に関しては、図(3)-5に示した西部日本海盆～対馬海盆上に位置する東経130.5度上、北緯35.5～38.5度の観測線の合計7観測点で表層から海底直上までの海水試料が得られた。本研究ではKORDI（当時）と国際共同研究を開始して、その海水試料を譲り受け、炭素14精密分析を実施した。



図(3)-5 2001年4月にKORDI（当時）によって実施された炭素14観測点

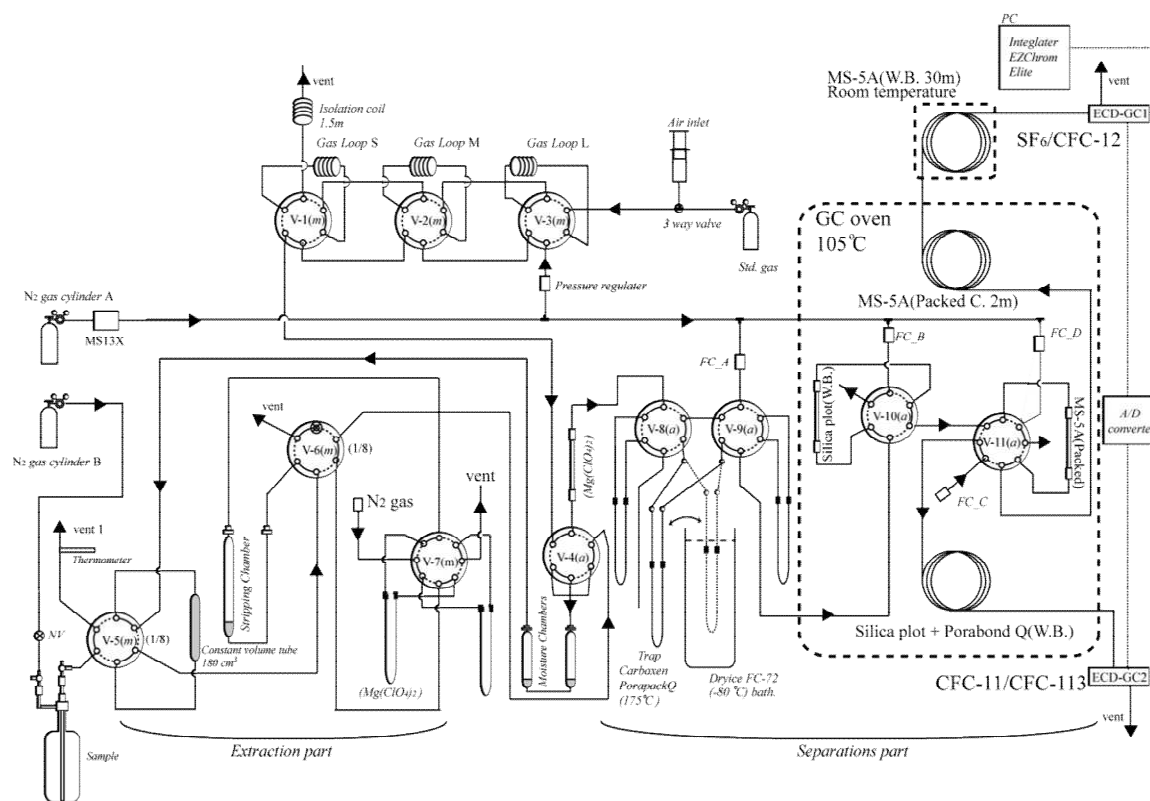
各海水試料約500mLは、船上において直ちに飽和塩化水銀溶液500μLを添加して実験室に持ち帰り、KORDI（当時）の倉庫（冷暗所）にて長期間保存されていた。これを空輸し、国立環境研究所内の実験室において、各海水試料のうち250mLを高純度窒素ガス雰囲気下で共通すり合わせガラス瓶に分取した。これを真空ガラスラインに接続して、同ライン中で海水に含まれる無機炭素を二酸化炭素ガスとして抽出¹¹⁾、その後、鉄粉末を触媒として水素ガスを用いてグラファイトに還元した¹²⁾。グラファイト試料中の¹⁴C/¹²C比測定は、日本原子力研究開発機構の施設共用事業により、同機構青森研究開発センターの加速器質量分析装置¹¹⁾を用いて実施された。測定された炭素14濃度（ $\Delta^{14}\text{C}$ ）の測定誤差は、おおむね $\pm 5\text{‰}$ 以下であった。

4. 結果及び考察

（1）溶存ハロゲン化合物の多成分同時定量法の開発

1) 分析システム

分析装置のライン図を図(3)-6に示す。このシステムは、Bulsiewicz *et al.* (1998)¹⁴⁾のキャピラリー分離法及びTanaka *and* Watanabe (2007)¹⁵⁾、Bullister *and* Wisebaeger (2008)¹⁰⁾のマルチガス分離部分を参考にして設計された。前処理装置の全高、横幅、奥行きは約110cm、60cm、50cmである。海水中のCFCs及びSF₆を脱気して濃縮する部分とそれらの気体を完全に分離する部分に分けられ、特に分離部分は合計8個の分離カラムを並列及び直列に接続することでガスクロマトグラフィー1台のみでCFCs及びSF₆の4成分を完全に分離して高精度かつ高感度で定量することを可能にした。



図中のV-No. (a) はValco Instruments社製の電動バルブであり、リレー制御によって流路が切り替わる。バルブの接続ポートをつなぐ実線はロードの状態、インジェクションの状態は点線で示した。全てのバルブがロードの場合は分析を開始する前の状態を示している。純度99.99995%のN₂ボンベにレギュレーターを接続し、その下流に250～280℃で24時間以上エージングしたMS-13Xを設置して、ガスに含まれる僅かな不純物を除去した¹⁶⁾。その純窒素ガスを4つに分岐させ、一つの分岐はニードルバルブを介してパージ&トラップシステムに接続させた。V1、V2、V3は気体定容管が接続されており、それぞれの容量は約0.1075±0.0003mL、0.2514±0.0004mL、0.9995±0.0003mLである。V4は気体測定と試水測定を切り替える。試水測定の場合は、V4をインジェクションに切り替える。V4とV5の間には水蒸気供給管 (Moisture Chambers) を二本が接続されており、下流において海水が乾燥して塩が固着し動作不良を起こすことを防ぐ。V5には試水定容管が接続されており、その容量は177.689±0.003mLである。V6には脱気管が接続されており、V5から試水を流入させ試水を脱気する。V7には過塩素酸マグネシウムを詰めた脱水管 (約30cm) を取り付けてあり、脱気により発生した水蒸気を取り除く。流れは再びV4に戻り、パージアンドトラップ部に導入される。V8の上流には2段目の脱水管が配置され、水蒸気を可能な限りトラップさせる。V8とV9にはSF₆及びCFCs捕獲管が接続されている。この捕獲管は1/16インチ (内径1mm) のステンレスチューブにポラパックQ (60/80メッシュ) を5cmつめたあとガラスウールを介してCarboxen1000 (80/100メッシュ) を5cm詰めてある¹⁰⁾。トラップ管はドライアイスに絶縁溶媒であるフロリナートF-72を混ぜた冷却バス (約-78℃) に挿入され、SF₆及びCFCsを完全に捕獲する。このトラップ管は円筒形のアルミニウムブロックに巻き付けており、内蔵された2個のセラミックヒーターによってトラップ管を加熱する。V8とV9を切り替えてトラップを完全閉鎖系にして、セラミックヒーターによってトラップ管を175℃にまで加熱する。その後、V9を切り替えて捕集されたSF₆及びCFCsはV10に導入される。V10にはシリカプロットワイドボアキャピラリーカラム約10mが接続されており、SF₆及びCFCsが全て通過した後に切り替えて管内に残った気体をバックフラッシュによって排出する。V11には1/16インチのステンレス管にMS-5Aを約15cm充填したパックドカラムが接続されており、SF₆とCFC-12が通過してメインカラム1 (MS5A 60/80メッシュのパックドカラム2m/オープン温度105℃とMS-5Aワイドボアキャピラリーカラム30m/室温の混成) 切り替えて、管に残った気体をバックフラッシュによって捨てると共に、V10から遅れて出てきたCFC-11とCFC-113をメインカラム2 (Silicaplot20mとPorabondQ10mの混成/オープン温度105℃) に導入する。以上の流路によりSF₆とCFCsが完全に分離され、SF₆とCFC-12がECD 1へCFC-11とCFC-113がECD 2へ導入される。

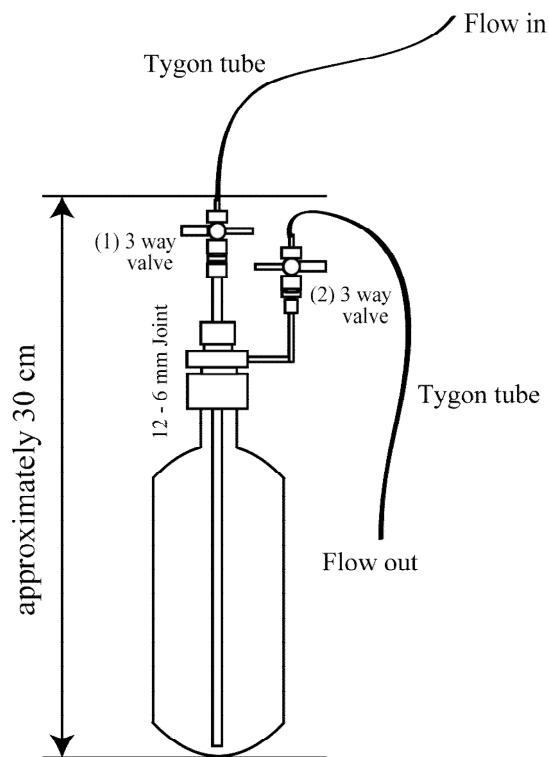
以上の前処理操作によって、海水に溶存するCFC-11、CFC-12、CFC-113及びSF₆の分析精度は、それぞれ0.87%、0.49%、0.42%及び0.54%を達成した。なお、分析に使用する海水はおよそ200mLであり、得られた分析精度はECD-GC2台を用いて各成分を個別に測定した既存の分析法と同等かそれ以上に本システムが高精度であることを示唆している。写真(3)-1は同システムを北海道大学所属練習船おしよる丸の一般居室 (学生食堂の一角) に設置したときのものである。小型化及び省電力化によって、実験室として整備されてない狭い環境においても運用が可能となった。



写真(3)-1 本研究で開発された溶存ハロゲン化合物の多成分同時定量装置の外観（2011年6月に実施された北海道大学おしよろ丸第229次航海において、一般居住室（学生食堂の一角）に設置したときに撮影）

2) 試料採取ボトルと採取法

試料採取ボトルは、約300mLのガラスボトル、加工された12mm/6mm異径スエジロック、6mmのガラス管、2つの大流量三方コックから構成される（図(3)-7）。異径スエジロックは6mmの管が通るように掘削され、また側面に2mmのステンレス管を通し、その先に2mm/6mm異径スエジロックを介して大流量三方コックをつなげた。外径6mmのガラス管の先には6mm/6mmのスエジロックを介して大流量三方コックをつなげた。筋ロックに用いるフロントフェラル及びバックフェラルの素材は全てテフロンである。それぞれの部品はリークがないよう適度に締め付けて組み立てられた。試料採取の約3時間前に試料採取ボトル10本程度をタイゴンチューブで直列に繋ぎ、高純度N₂ガスを200～300 mL/minで流し込み、全体容量の10倍量以上をオーバーフローさせ（10本なら全容量が約3Lなので30L以上）、試料採取ボトル内部を窒素雰囲気にすることで無汚染状態を作る。



図(3)-7 CFCs及びSF₆測定のための試料採取ボトル

試料採取に際しては、試料採取ボトルには図(3)-7中の(1)の三方コックに採水器の採水口と接続するタイゴンチューブをつなぎ、(2)の三方コックにドレイン用のタイゴンチューブをつなぐ。ドレインコックと(1)の三方コックをタイゴンチューブで接続し、10秒以上試水を流して内部を洗う。この時、チューブ内に気泡が無いことをよく確認する。その後、(1)の三方コックを解放し、その後に(2)の三方コックを解放する。試料採取ボトルが満水になったら内部に気泡が無いことをチェックして、2倍容量に当たる約600mLの試水をオーバーフローさせる。その後、(2)の三方コックに接続されたタイゴンチューブを(2)の空いた口に接続し、(1)のコックを閉じる。このとき

試料採取ボトルの内圧はおよそ1気圧に保たれる。1本のサンプルを得るのに3～5分ほどかかるが、一人の採水者が複数のボトルを同時にサンプリングできる。したがって、本採取法は従来のシリンジ採水に比べて効率が良いというメリットがある。採水が終了したボトルは直ちに冷却バスに入れて試水の温度を約5°Cに保つ。このとき温度変化によって試水が膨張・収縮するが、(2)に接続されたタイゴンチューブが伸縮することによって内圧が一定に調整される。およそ2時間後に(2)のコックを閉めて密閉状態にし、そのまま冷却バスで保存する。なお、冷却バスには船上で通常利用される真水を使用するが、常時、高純度N₂ガスで脱気（200～300mL/min）して大気中のCFCs及びSF₆の混入を防いでいる。

3) 試料の長期保存方法

船上で採取した海水試料を研究室へ輸送する場合は、軽量でかつ十分に外気を遮断できる保存容器が必要である。そこで本研究では、写真(3)-2のような保存容器を開発した。寸法は約42 x 30 x 37cmである。保温性のあるボックス2カ所に穴を空け、そこに1/8バルクヘッドユニオンを取り付け、一方のユニオンの先にはSTOPコックを取り付ける。開閉部は内蓋及び外蓋に高気密性のパッキンを取り付け、保存容器内部と外気の気体交換を最小限に止めている。試料採取ボトルは写真(3)-2に示された塩化ビニル製の緩衝筒に輪ゴムを使って固定し、衝撃によるボトルの破損を防ぐ。これらは3本を1セットとしてユニパックL-8に収納される。ユニパック内は高純度N₂ガスで置換される。保存容器にはユニパック4セット（試料採取ボトル12本）を収納することができる。なお、常温にさらされる時間が長い場合は、ユニパックの間に冷却された保冷剤を挿入する。保存容器の内蓋及び外蓋を閉めたあと、STOPコックが接続された1/8バルクヘッドユニオンから高純度N₂ガスを注入し、約1000mL/minでおよそ10分間N₂置換する。その後、流量を落としもう一方の1/8バルクヘッドユニオンをSTOPナット（メクラナット）で閉めたあと、STOPコックを閉じて完全に密閉する。同保存容器による長期保存時は約5°Cでの冷蔵を基本とするが、例えば、海外で得た試料の航空機輸送（常温輸送、韓国・釜山-成田間）でも5時間程度は保温性が保持されることが確認されている。



写真(3)-2 CFCs及びSF₆測定のための試料採取ボトルの高密封保存容器

左：高密封保存容器の内部（試料採取ボトルを保護筒に収め内蓋を閉めたところ）、
右上：試料採取ボトルと保護筒及び保護筒に試料採取ボトルを入れたもの、
右下：外蓋を閉めた状態の高密封保存容器の外観（両側面に1/8バルクヘッドユニ
オンを取り付けて高純度N₂ガスによる内部置換を可能にしている）。

4) 試料採取ボトルの長期保存実証実験

試料採取ボトルの長期保存性について、(独)水産総合研究センター 北海道区水産研究所所属の北光丸による調査航海を利用して実証実験を実施した。同航海では、沖合の観測点においてCFCs及びSF₆が理論上含まれない深層水（水深およそ3000m）を、沿岸の観測点においてCFCs及びSF₆濃度の高い表層水をそれぞれ複数の試料採取ボトルに採取した。一部試料については、試料採取後直ちにCFCs及びSF₆の船上精密分析を行い、残りの同一試料については上述の保存容器を用いて実験室に持ち帰っておよそ1ヶ月間保存した後に精密分析した。実証実験の結果を表(3)-2に示す。

表(3)-2 太平洋表層水（上段）及び深層水（下段）の船上分析値と保存分析値の比較

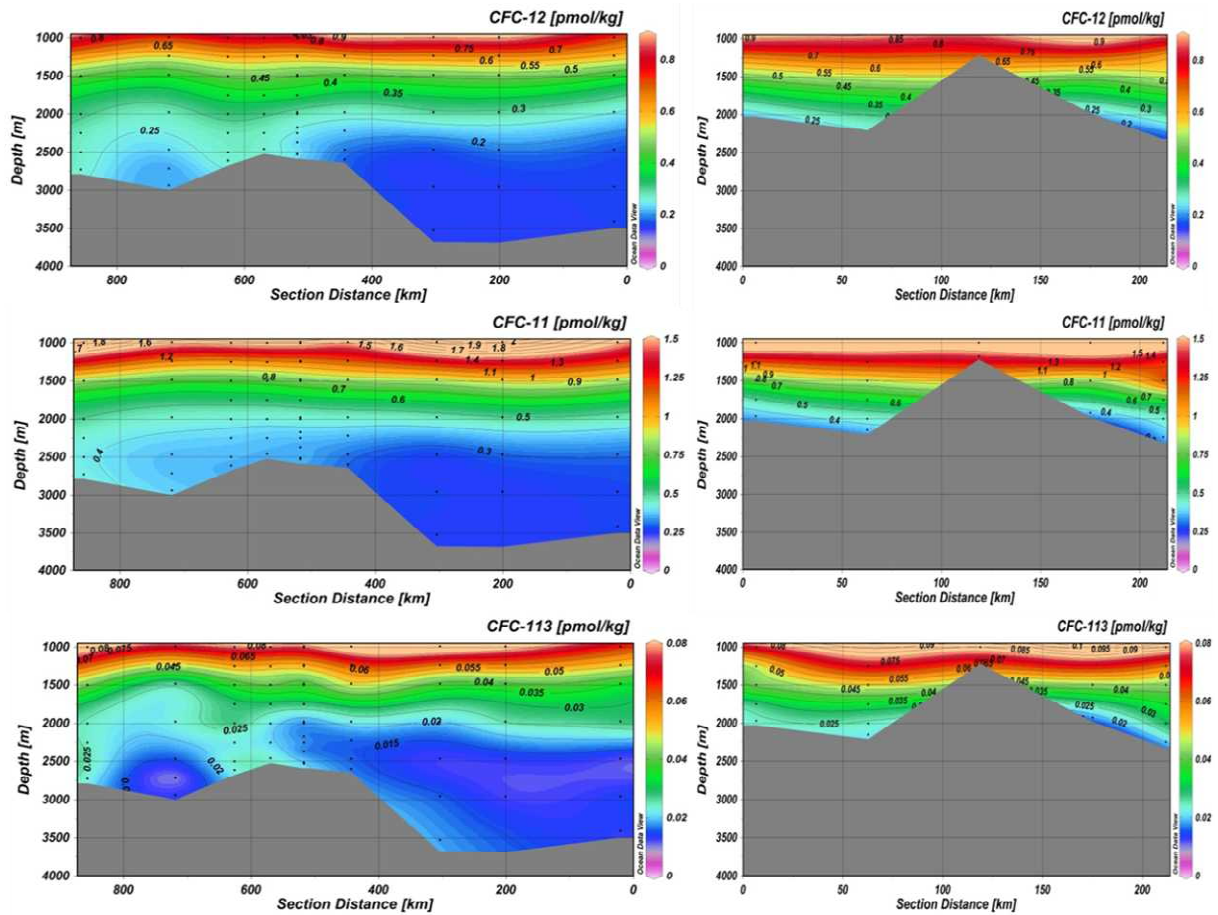
表層水 (n)	SF ₆ (fmol/kg)	CFC-11 (pmol/kg)	CFC-12 (pmol/kg)	CFC-113 (pmol/kg)
船上分析 (4)	2.519 ± 0.014	4.939 ± 0.024	2.933 ± 0.025	0.469 ± 0.002
保存分析 (12)	2.512 ± 0.031	4.978 ± 0.021	2.939 ± 0.016	0.474 ± 0.004
深層水 (n)	SF ₆ (fmol/kg)	CFC-11 (pmol/kg)	CFC-12 (pmol/kg)	CFC-113 (pmol/kg)
船上分析 (4)	N/D	0.044 ± 0.004	0.023 ± 0.003	N/D
保存分析 (12)	N/D	0.030 ± 0.010	0.022 ± 0.005	0.009 ± 0.002

表層の各成分は誤差範囲内で一致しており、高濃度試料について長期保存に問題がないことが示された。次に深層水の各成分はSF₆で検出限界以下、CFC-11及びCFC-12で繰り返し精度の誤差範囲内で一致した。一方で保存試料のCFC-113濃度は検出限界濃度（0.005pmol/kg）をわずかに超えた。したがって、CFC-113についてはわずかなブランクの増加を補正する必要があるが、この保存容器を用いることで1ヶ月間の保存後も高精度分析が可能であることが証明された。

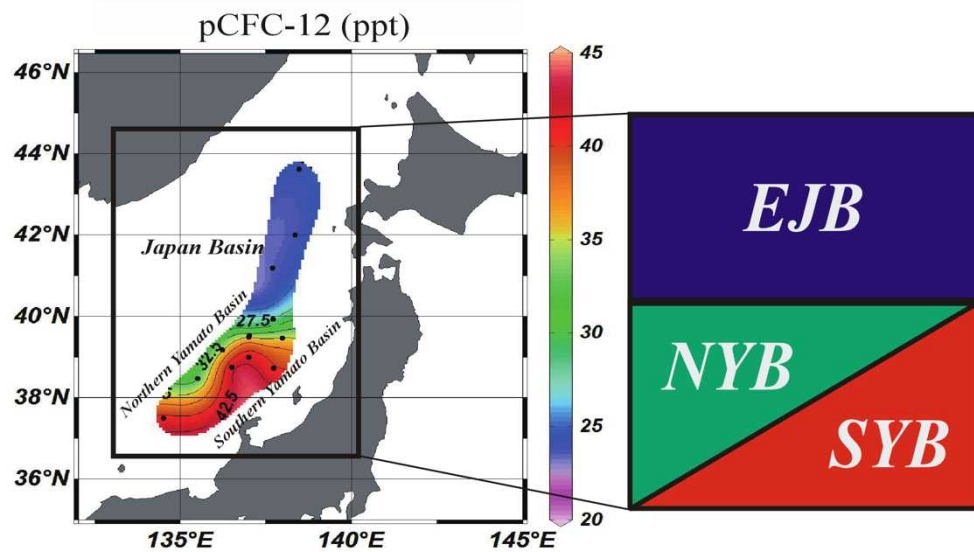
(2) 日本海におけるマルチトレーサーの観測

1) CFCsによる日本海熱塩循環の時間変動の解析

2011～2012年に東部日本海盆・大和海盆間及び西部日本海盆・対馬海盆間で得られたCFC-11、CFC-12及びCFC-113濃度の鉛直断面を図(3)-8に示す。水深1000m～2200mにかけては、それぞれのトレーサーに水平勾配がほとんど見られず、1000kmを超える広い範囲において同じような来歴を持つ水塊で占められていると考えられる。一方で、水深の深い東部日本海盆と大和海盆では水深2200m以深で明らかな濃度勾配が見られた。大和海盆のCFC-12濃度は日本海盆に比べて約1.8倍高く、CFC-11濃度では約1.6倍、CFC-113濃度では約1.2倍高かった。これは各トレーサーの大気濃度の経年変化が異なることを反映していると考えられる。本研究では、各トレーサーの鉛直分布より水深1000m～2200mまでを深層、2200m以深を底層と定義する。底層におけるCFC-12水平濃度分布（図(3)-9）をみると、日本海盆ではほぼ一様あるのに対して、大和海盆では北部で低く南部で高い傾向が見られた。これはサブテーマ（2）で示された日本海盆及び大和海盆間の

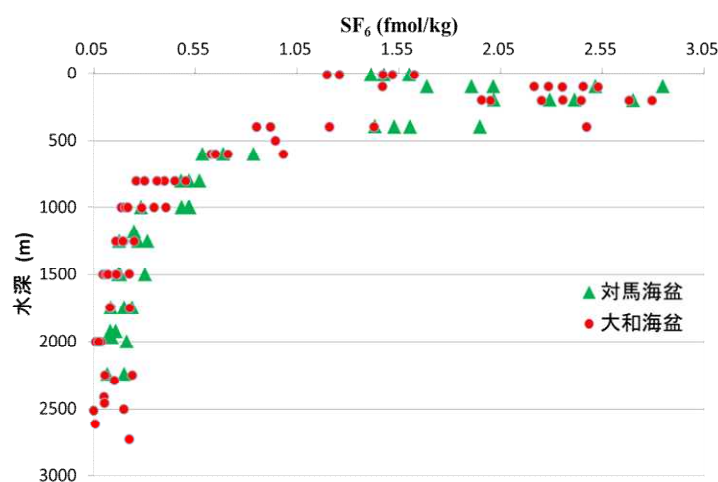


図(3)-8 2011～2012年に観測されたCFC-12（上図）、CFC-11（中図）及びCFC -113（下図）濃度の鉛直断面図（観測線は図(3)-3に示す。左図は左側から大和海盆～東部日本海盆、右図は左側から対馬海盆～西部日本海盆を示す。）



図(3)-9 日本海盆と大和海盆におけるCFC-12の水平濃度分布（EJB：東部日本海盆、NYB:北部大和海盆、SYB：南部大和海盆）

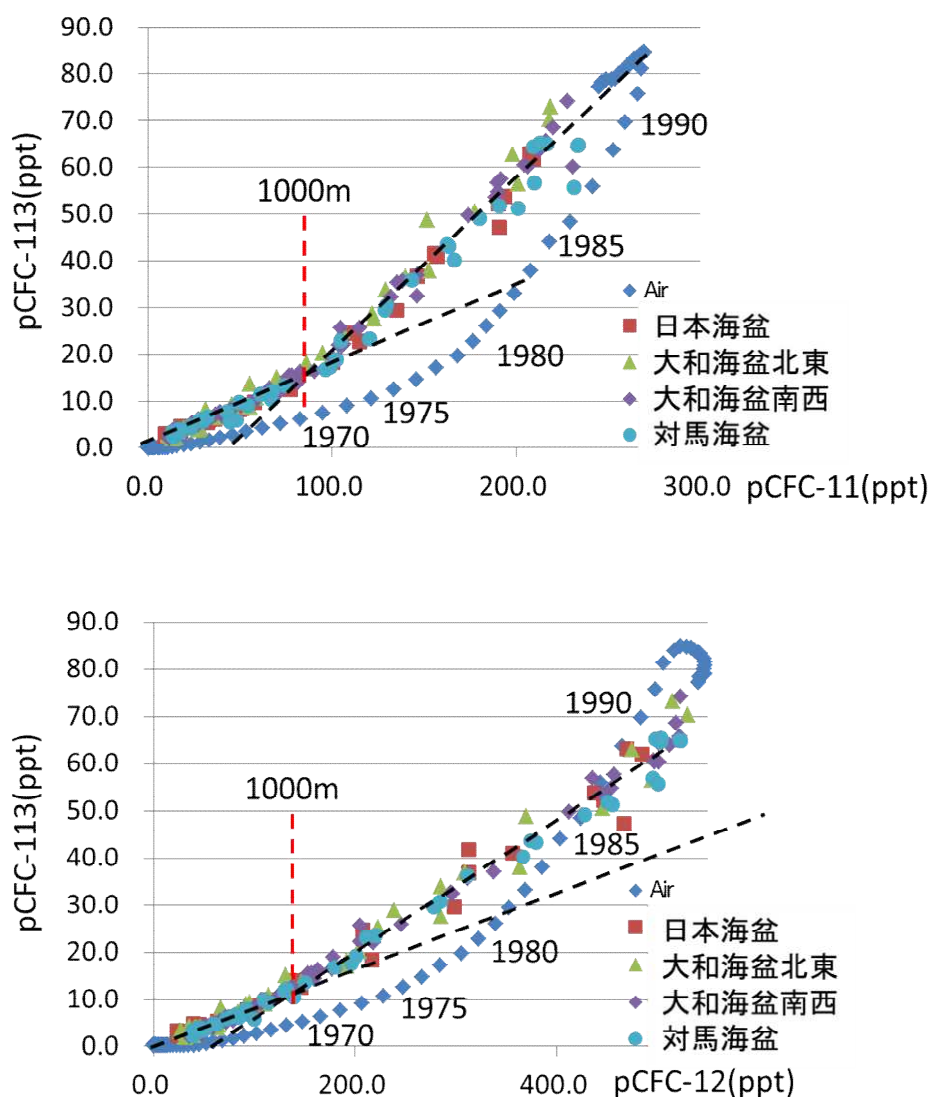
溶存酸素濃度の水平勾配と良く一致しており、CFCs濃度の低い日本海盆の底層水が大和海盆へ流入した結果であると考えられる。図(3)-10には、2012年に対馬海盆と大和海盆で得られたSF₆の鉛直分布を示す。深層から底層にかけては検出限界である0.05 fmol/kg 付近であり、他のトレーサーと比べて極端に低いため定量的な解析に用いることができない。SF₆は1980年代より大気濃度が急激に増加しているため比較的新しい年代の熱塩循環のトレーサーとなるが、近年の熱塩循環の弱化により、深底層へのSF₆の供給がわずかであることの間接的な証拠であろう。ただし、水深1000m以浅のSF₆濃度は十分高く、中層水の循環パターンなどの解析には有効なトレーサーであることが分かる。



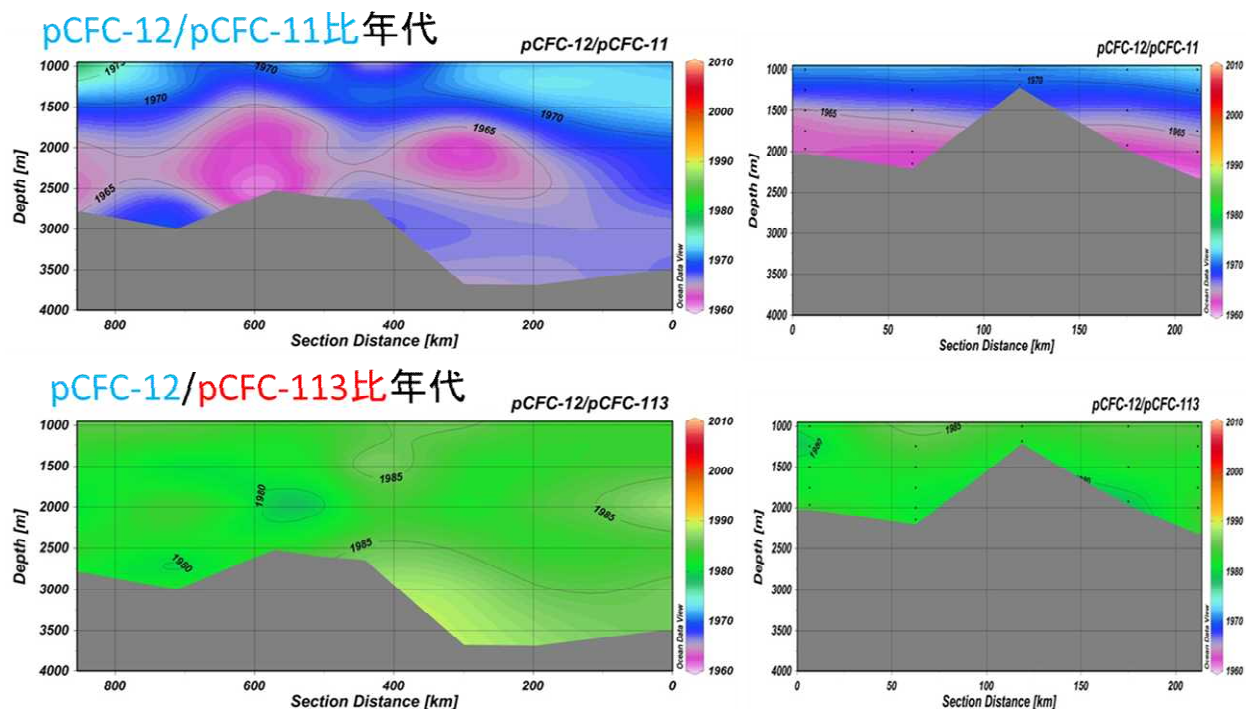
図(3)-10 JAMSTEC所属淡青丸KT12-26航海（2012年10月）で得た大和海盆と対馬海盆のSF₆濃度の鉛直分布

CFCsの大気濃度は図(3)-1のように経年変化している上、冬季の冷却の度合いに左右するとされる日本海の熱塩循環の変化によって表層から深底層へ輸送されるCFCs量は年毎に変化する。そこで、各化合物の溶解度を用いて測定された海水中の溶存CFCs濃度を見かけ上の大気濃度（pCFCs）に換算し、大気CFCs比の経年変化と海水中のCFCs比を直接比較した（図(3)-11）。pCFC-12/pCFC-113比は海域に因らず1980年代の大気濃度比を示し、水塊（水深）による海水形成年代の違いが不明瞭であった。一方、pCFC-11/pCFC-113比は、水深およそ1000mを境に深底層では1980年代、1000m以浅では1990年代以降の大気濃度比を示した。これは、CFC-12及びCFC-113の大気濃度が1990年代以降ほとんど変化していないのに対し、CFC-11は有意な減少傾向にあるため（図(3)-1）、1990年以降も大気濃度比に変化が生じたためである。日本海では水深1000mを境に鉛直方向の循環規模が異なっており、1000mより浅い中層では現在も活発な表層水の流入がみられるが、深層及び底層では過去に比べて現在の表層水の流入が弱まっていることを定性的に示しているものと解釈できる。水深1000m以深におけるpCFC-12/pCFC-11比及びpCFC-12/pCFC-113比を用いた見かけの年代（海水の溶存CFCs比を大気濃度比の年代に置き換えたもの）の空間分布を図(3)-12に示す。見かけのpCFC-12/pCFC-11比年代は深底層の大部分で1960年代を示している。

大気中のCFC-11及びCFC-12濃度は1940年代より急激に増加したため1960年代に比べて現在の濃度が一桁以上高い（図(3)-1）ことを考慮すると、この結果は現在の熱塩循環が過去より大幅に弱まっていることを強く示唆しているものと思われる。一方、大気濃度が1970年代から急激に増加したCFC-113を用いた見かけの $p\text{CFC-12}/p\text{CFC-113}$ 比年代は1980年代を示した。これは、1970年以降においても熱塩循環が完全に止まってしまったわけではないことを示唆している。

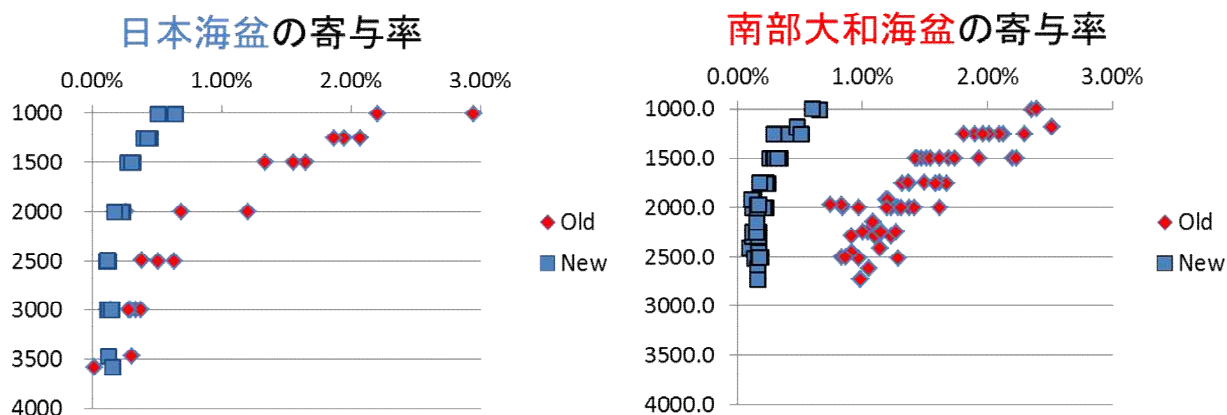


図(3)-11 大気CFCs比の経年変化と海水中のCFCs比の直接比較（上図： $p\text{CFC-11}/p\text{CFC-113}$ 比、下図： $p\text{CFC-12}/p\text{CFC-113}$ 比を示す。図中の $p\text{CFCs}$ は、大気濃度と直接比較するために、海水中の溶存CFCs濃度を各化合物の溶解度を用いて見かけ上の大気濃度に換算したもの。）

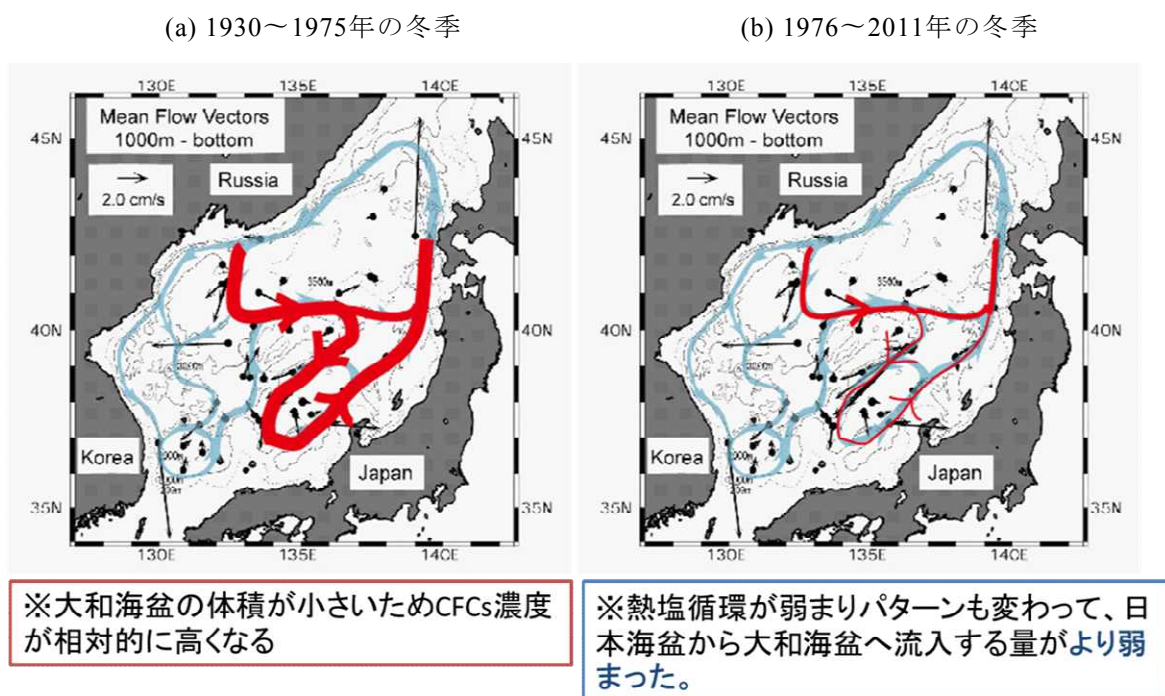


図(3)-12 水深1000m以深におけるpCFC-12/pCFC-11比（上図）及びpCFC-12/pCFC-113比（下図）を用いた見かけの年代の空間分布（左図は左側から大和海盆～東部日本海盆、右図は左側から対馬海盆～西部日本海盆を示す。比較のため、図中の年代を示すカラーバーは統一してある。）

そこで、大気濃度と同じCFCs濃度を持つ表層水が毎年冬季に一定量ずつ深層水や底層水に直接取り込まれると仮定して、CFCsの大気への放出が始まった1930年から観測を実施した2011年までの間、深層水や底層水中のCFCs濃度がどのように変化するかをシミュレーション計算した。そして、我々の観測結果に最もフィットする「表層水の深底層水への寄与率」を求めた。今回はCFC-113の大気中濃度の増加が始まった1970年代を境に、便宜上、1930～1975年をold期間、1976～2011年をnew期間と定義した。東部日本海盆と南部大和海盆における寄与率の鉛直分布を図(3)-13に示す。両海域の寄与率は1000mで最も高く、水深と共に小さくなる傾向を持つが、new期間の寄与率はold期間に比べて大幅に小さくなっている。また、底層水では南部大和海盆の寄与率の減少幅が日本海盆より大きくなっており海域による差が見られた。日本海盆、北部大和海盆、南部大和海盆、対馬海盆の各層における寄与率の平均値を表(3)-3に示す。new期間における南部大和海盆深層・底層への寄与率は、old期間に比べて15～20%、日本海盆深層・底層においても30～40%まで急激に低下していた。これはサブテーマ（1）で示された溶存酸素の年々減少の原因が熱塩循環の弱化であるという仮説を強く裏付けるものである。また、過去と現在の流入速度比が各海盆で異なることから、熱塩循環の弱化に加えて（によって）深層及び底層水循環のパターンそのものが変化した可能性（図(3)-14）が示唆される。



図(3)-13 日本海盆（左図）と南部大和海盆（右図）における表層水の深底層水への寄与率の鉛直分布



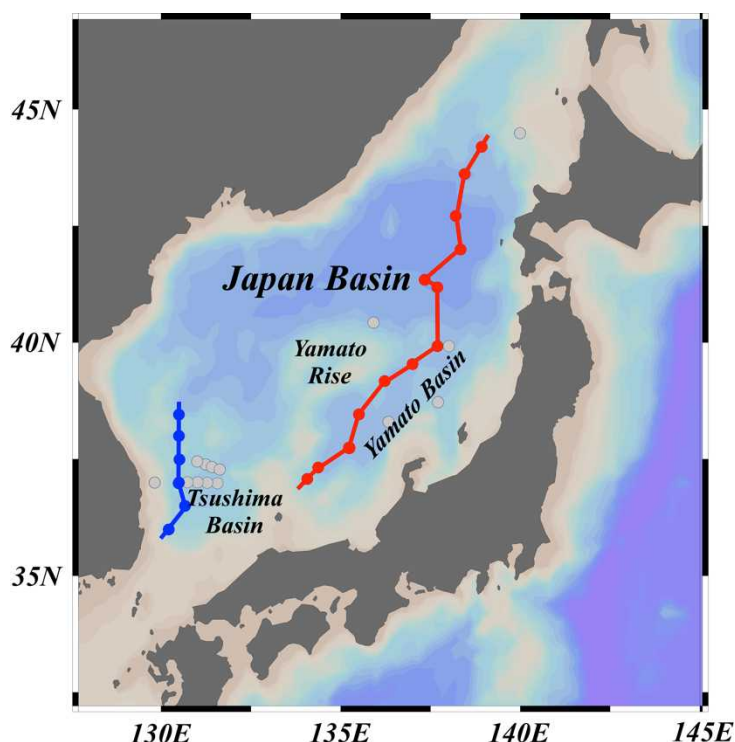
図(3)-14 CFCs分布から推定された1975年以前と以降における冬季日本海熱塩循環の変化
(a: 1930～1975年の冬季、b: 1976～2011年の冬季)

表(3)-3 各海域の1975年以前 (old) と以降 (new) における表層水の寄与率 (X)

	深層水 (水深 1000～2200m)			底層水 (水深 2200m 以深)		
	X (old) %/yr	X (new) %/yr	X (new)/X (old) x 100	X (old) %/yr	X (new) %/yr	X (new)/X (old) x 100
日本海盆	1.10	0.33	30%	0.31	0.13	41%
北部大和海盆	1.21	0.27	23%	0.47	0.14	31%
南部大和海盆	1.68	0.35	21%	1.04	0.16	15%
対馬海盆	1.48	0.31	21%			

2) 炭素14の日本海における空間分布

2010～2012年の3年間に実施した海洋観測のうち、東部日本海盆～大和海盆については水深2000mを超える観測点、西部日本海盆～対馬海盆については東経130.5度に沿った観測点における観測線を設定 (図(3)-15) した。



図(3)-15 2010～2012年における炭素14 ($\Delta^{14}\text{C}$) の鉛直断面に用いた観測線 (赤：大和海盆～東部日本海盆、青：対馬海盆～西部日本海盆)

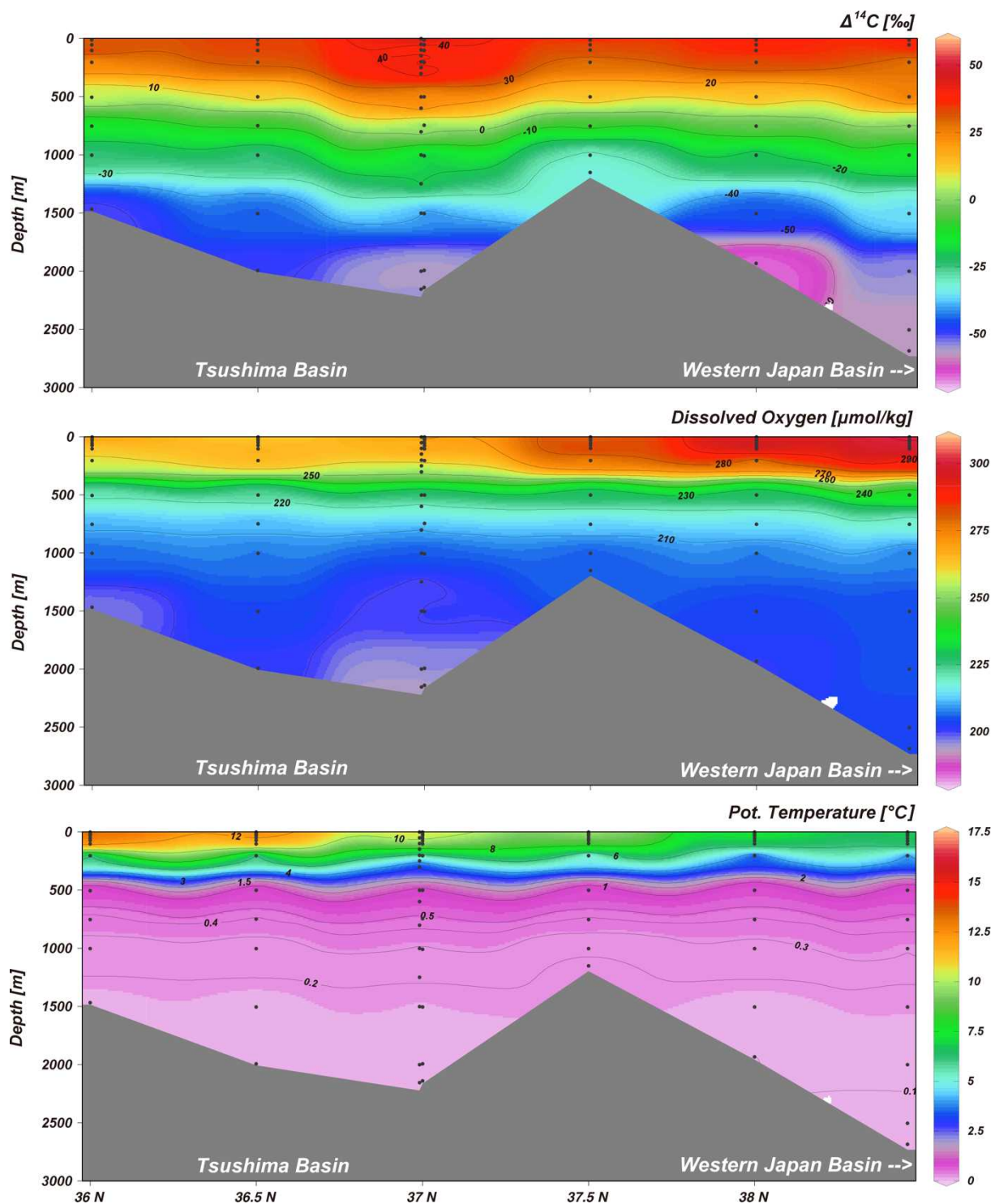
東部日本海にあたる東部日本海盆～大和海盆間における炭素14 ($\Delta^{14}\text{C}$)、溶存酸素及びポテンシャル水温の鉛直断面は、図(3)-16に示した。水深2000m以深にポテンシャル水温0.1℃程度でほぼ一定の水塊、日本海底層水²⁾が分布していることが分かる。これを等深度で細かく見ると、東部日本海盆の水深2200m以深に0.1℃の比較的冷たい水塊が存在し、これが海底を這うように大和海盆

図(3)-16 大和海盆～東部日本海盆の $\Delta^{14}\text{C}$ （上図）、溶存酸素（中図）、ポテンシャル水温（下図）の鉛直断面

側へ広がっている様子が確認できる。これに対応するように、 $200\mu\text{mol/kg}$ 以上の周辺に比べて高濃度の酸素も大和海盆側へ張り出している。東部日本海盆～大和海盆の境界における底層フロントの存在については、Senjyu *et al.* (2005)¹⁷⁾により発見され、本研究サブテーマ(2)で物理観測による検証と水塊混合過程について考察されている。この境界付近で海底を這う水塊の $\Delta^{14}\text{C}$ は、 -70% 以下の極めて値を示している。この値は、本研究によって3年間に得られた日本海の $\Delta^{14}\text{C}$ で最も低い値であり、同水塊が日本海全域において見かけの海水年代が最も古い水塊であることを示唆している。Gamo and Horibe (1983)²⁾によって1979年に西部日本海盆南端 ($38^{\circ}23'\text{N}$ 、 $132^{\circ}49'\text{E}$) で得られた底層水の値が $-74 \pm 6\%$ と報告されているので、これと同程度の年代を持つ水塊ということになる。しかしながら底層水であっても日本海の熱塩循環によって表層由来の高い $\Delta^{14}\text{C}$ を持つ水塊と混合することを考慮すれば、さらに古い水塊であることが想定される。今後はCFCsや SF_6 から得られる年代情報とともに解析することで同水塊の正確な形成年代を推定するとともに、本研究サブテーマ(2)で得られた物理観測及び解析結果を併せて解析することで当該水塊の変質過程について詳細な情報を引き出す糸口としたい。

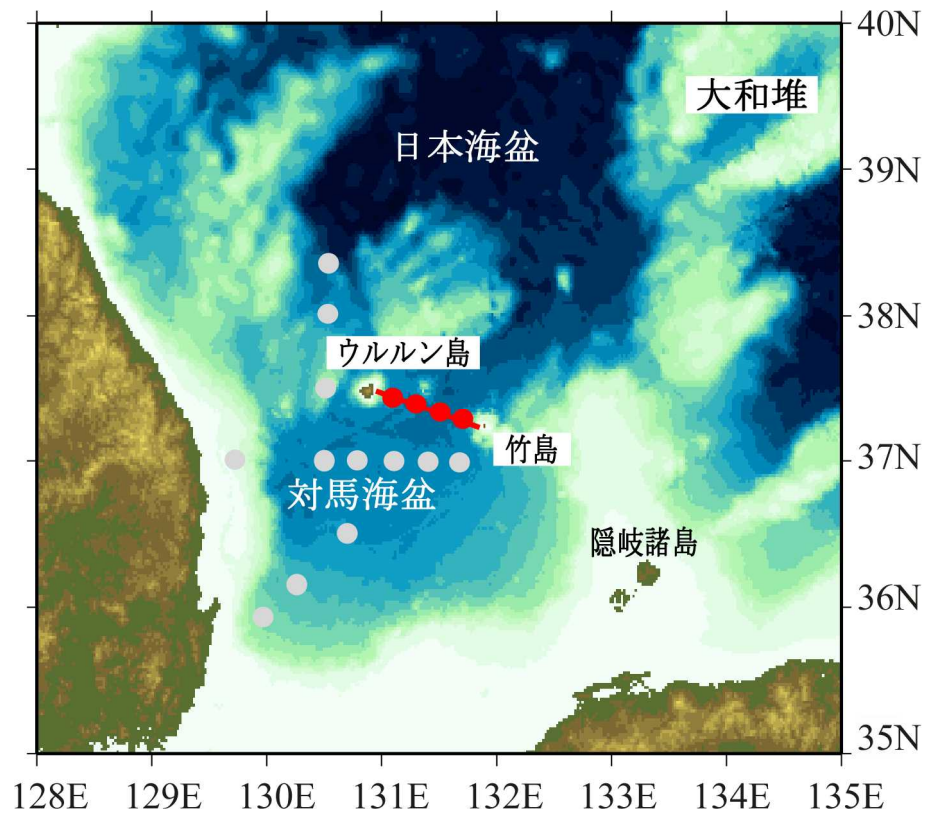
一方、2012年3月にKORDI (当時) が実施した航海で得た西部日本海にあたる西部日本海盆～対馬海盆間における炭素14 ($\Delta^{14}\text{C}$)、溶存酸素及びポテンシャル水温の鉛直断面を図(3)-17に示した。西部日本海盆南端における底層水 (ここでは水深2000m以深と定義する) 中の $\Delta^{14}\text{C}$ は $-55 \sim -58\%$ であり、対馬海盆の底層水の値は $-57 \sim -58\%$ であった (ここでは両海盆間シル中腹海底直上で見つかると低 $\Delta^{14}\text{C}$ 値については言及しない)。後に述べる底層水の大規模な形成イベントが起こった直後の2001年4月の対馬海盆における底層水の $\Delta^{14}\text{C}$ は $-47 \pm 4\%$ であり、この10年あまりの間に10%程度減少していることになる。また2001年観測では西部日本海盆南端の同一観測点で水深800～2000mにおいて $\Delta^{14}\text{C}$ が $+30 \sim -7\%$ という異常に高い値が観測された。これらを考え合わせると、今回の結果は2000/2001年冬季にウラジオストク沖で形成したとされる新たな底層水が対馬海盆の底層水に影響を及ぼさなかった、伝播されなかったことを示唆しているものと考えられる。その可能性については、対馬海盆底層水の $\Delta^{14}\text{C}$ が西部日本海盆南端と同等であるにも関わらず溶存酸素濃度が有意に低い ($\sim 180\mu\text{mol/kg}$) ことから理解され、対馬海盆と日本海盆との深層海水交換が極端に制限されている可能性も考えられる。

両海盆間の深底層水の交換はウルルン島と竹島の間にある深い海底谷を介している¹⁸⁾と考えられている。その化学的な解析のため、2011年5～6月にはKORDI (当時) によってウルルン島～竹島間で炭素14試料が得られた (図(3)-18)。その炭素14 ($\Delta^{14}\text{C}$)、溶存酸素、ポテンシャル水温及びポテンシャル密度 (σ_θ) の鉛直断面を図(3)-19に示した。Chang *et al.* (2009)¹⁸⁾による両島間における流速計の長期係留観測の結果では、恒常的に、ウルルン島側 (西側) では南向き、竹島側 (東側) では北向きの流れが卓越していることが明らかになっている。したがって、西部日本海盆で形成した底層水は西側から対馬海盆へ流入し、東側から流出する深層循環像が推測されてきた。これを裏付けるように、溶存酸素濃度を水深1500m以深の等深度で比較すると西側が東側に比べて有意に高い。さらに、図(3)-17で示したように対馬海盆の底層水では $180\mu\text{mol/kg}$ という極めて低い溶存酸素濃度が観測されているが、両島間東側海底付近に同程度に低い溶存酸素濃度を持つ水塊が存在することからも対馬海盆底層水との関係性が示唆される。一方、今回、世界ではじめて明らかとなった両島間の $\Delta^{14}\text{C}$ の観測結果では、西側が東側よりも有意に低く、西側底層水の方が見かけ上古い水塊である可能性を示唆した。この矛盾について現時点では満足のいく解釈は得られ

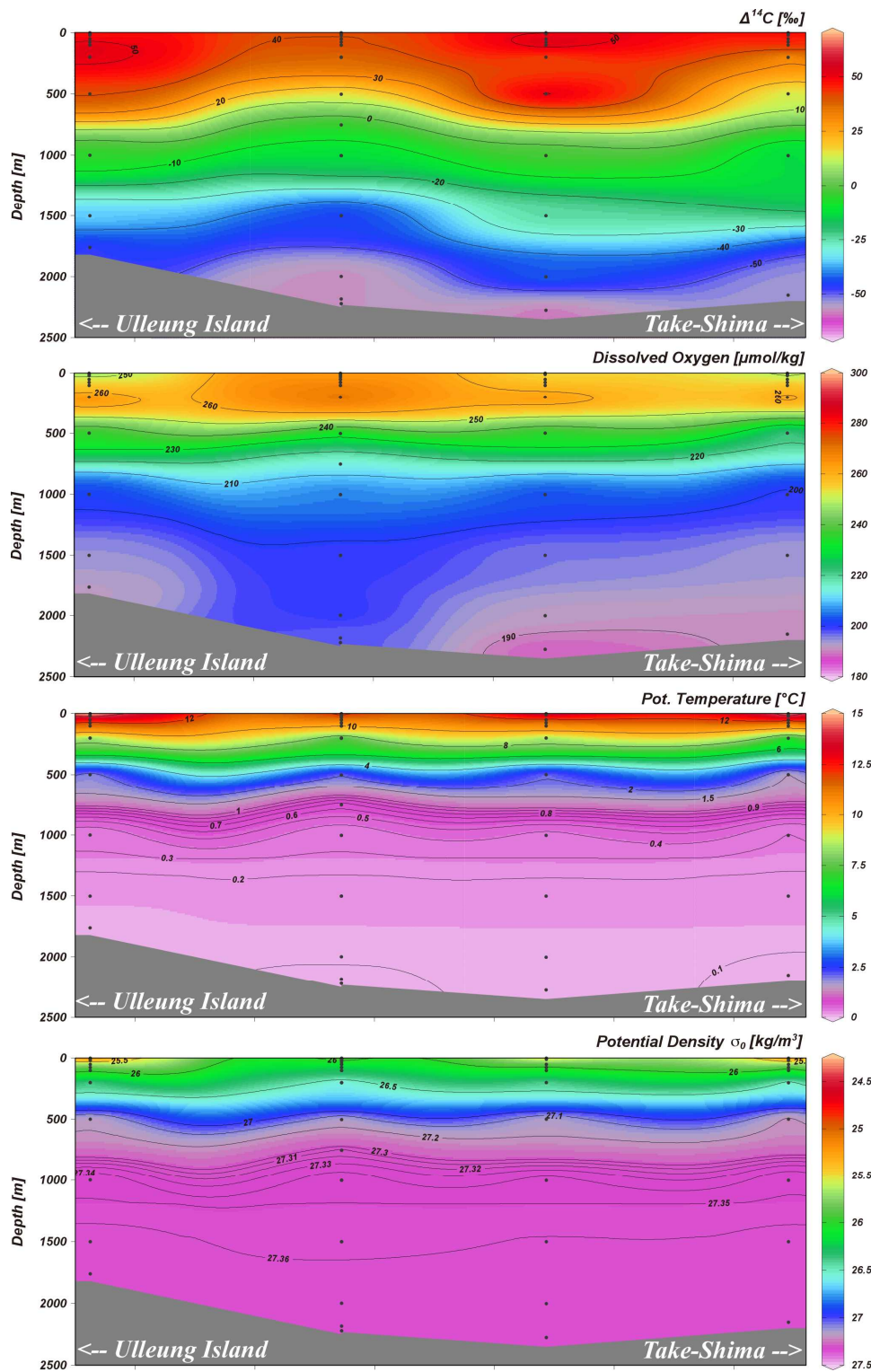


図(3)-17 対馬海盆～西部日本海盆の $\Delta^{14}\text{C}$ （上図）、溶存酸素（中図）、ポテンシャル水温（下図）の鉛直断面

ていない。今後は同時に得られた栄養塩類などの化学観測データを入手するとともに、2012年9月及び10月に対馬海盆で実施した KIOST 所属 Eardo 航海及び JAMSTEC 所属淡青丸航海の観測結果を併せて詳細な解析を行う。



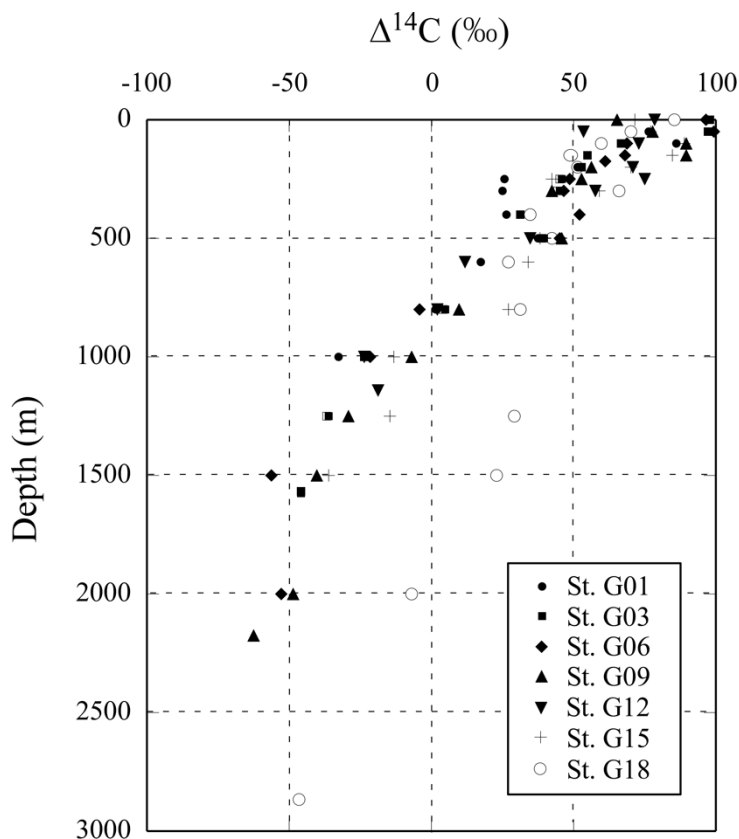
図(3)-18 2011年5～6月にKORDI（当時）によって実施されたウルルン島・竹島間の観測点



図(3)-19 ウルルン島-竹島間の $\Delta^{14}\text{C}$ (上図)、溶存酸素 (中上図)、ポテンシャル水温 (中下図) 及びポテンシャル密度 (下図) の鉛直断面

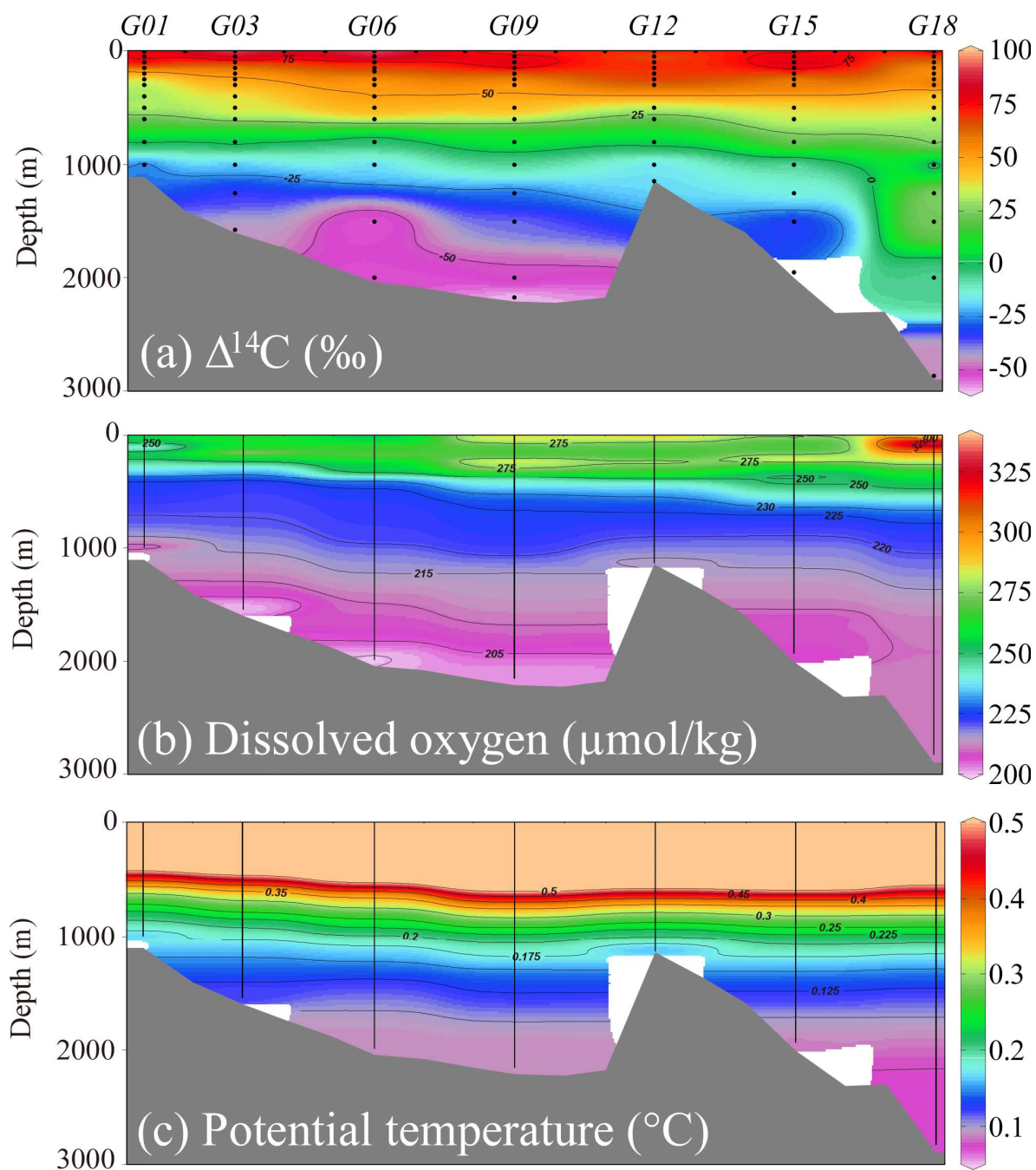
(3) 2000/2001年の底層水新形成直後における日本海南西部の炭素14

2001年4月当時の西部日本海盆～対馬海盆における $\Delta^{14}\text{C}$ の鉛直分布を図(3)-20に示す。いずれの観測点も表層から深度とともに指数関数的に濃度を減少させる傾向にあり、観測点G18を除く観測点の水深1500m以深では $-50 \pm 7\text{‰}$ でほぼ一定の値となることから当該水深に水温一様性で定義される日本海底層水²⁾が存在しているものと考えられる。Gamo and Horibe (1983)²⁾は、1979年7月当時における西部日本海盆南端(38°23'N、132°49'E)の底層水の $\Delta^{14}\text{C}$ が $-74 \pm 6\text{‰}$ であったと報告しているが、日本海の熱塩循環によって1979～2001年の間に底層水の $\Delta^{14}\text{C}$ が24‰増加したことになる。また、この値は1995～2002年に観測された日本海盆や大和海盆の底層水^{3)、19)}に比べて10～15‰高い。これらの結果は、日本海北西部で新たに形成する底層水は他の海盆に比べて対馬海盆へより早く輸送されている可能性を示唆している。



図(3)-20 2001年4月における日本海南西部域の $\Delta^{14}\text{C}$ 鉛直分布

最も北に位置し、最も水深の深い観測点G18(水深2894m)では、水深800～2000mにおいて、他の観測点と比べて明らかに高い $\Delta^{14}\text{C}$ が検出され、その濃度差は等深度で比較すると最大50‰以上であった。図(3)-21に東経130.5度に沿った $\Delta^{14}\text{C}$ 、溶存酸素及びポテンシャル水温の鉛直断面を示す。ポテンシャル水温には観測点間に変化は見られないが、溶存酸素では水深500m以深を等深度で比較すると観測点G18のみがわずかに高いことが分かる。この結果は、2001年1月下旬から2月上



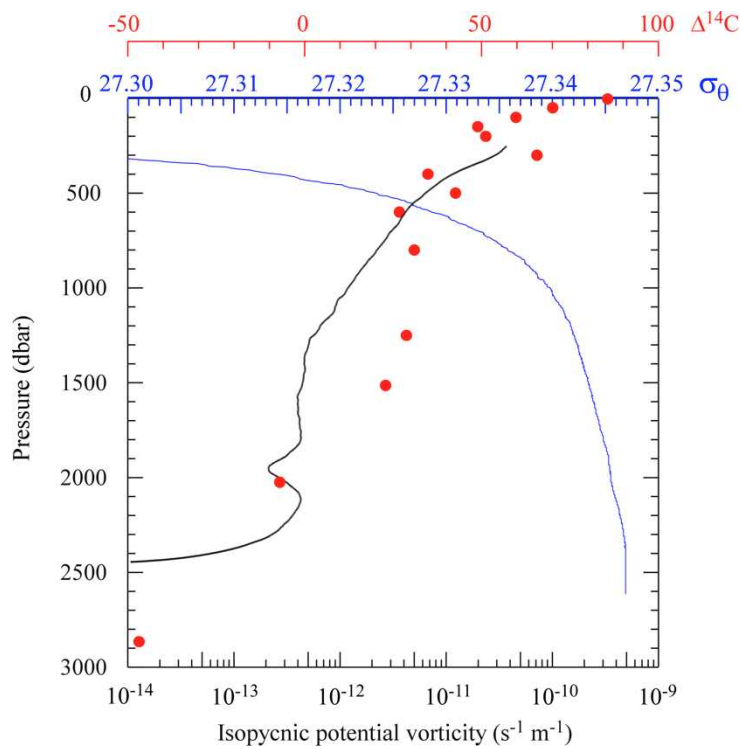
図(3)-21 東経130.5度に沿った $\Delta^{14}\text{C}$ (a)、溶存酸素 (b) 及びポテンシャル水温 (c) の鉛直断面図

旬の2週間足らずの間に起こった¹¹⁾とされるロシア・ウラジオストク沖での新たな底層水形成の影響がわずか2ヶ月のうちに西部日本海盆南端に伝播していた可能性を示唆する。図(3)-22に観測点G18における $\Delta^{14}\text{C}$ 、ポテンシャル密度及び等密度ポテンシャル渦度（IPV: Isopycnic potential vorticity）の鉛直分布を示す。IPVは、

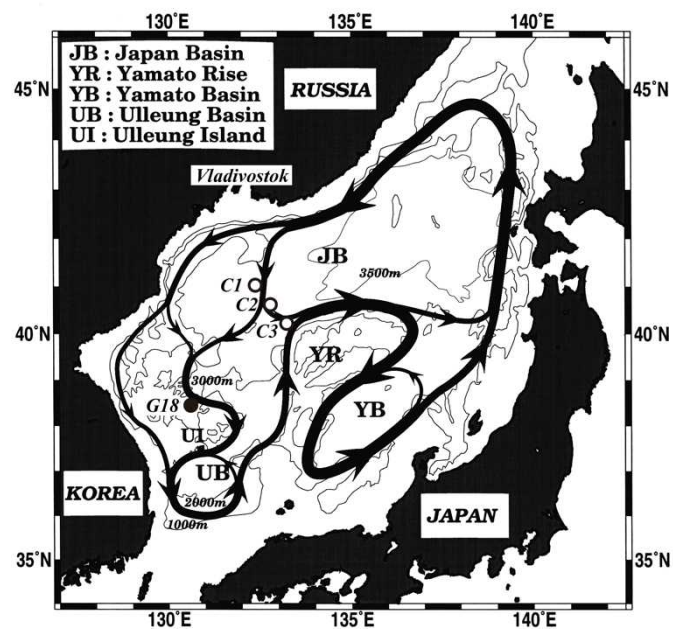
$$IPV = \frac{f}{\rho_\theta} \frac{\partial \rho_\theta}{\partial z}$$

で定義される物理量で、ここに ρ_θ はポテンシャル密度、 $f (=2\Omega \sin\phi)$ 、 Ω は地球自転の角速度、 ϕ は緯度）はコリオリパラメータである。ポテンシャル渦度は流体の角運動量に相当する力学的保存量で、流れが弱く相対渦度が小さい海域ではIPVで近似できることが知られている²⁰⁾。図(3)-22によると、IPVは深さとともに減少して500m以深では 10^{-12} のオーダー、1000m以深では 10^{-13} のオーダー程度の値をとっている。さらに、水深2000m付近で極小を示した後、深さとともに値が増大して2200m付近で極大を示し、それ以深ではポテンシャル密度の一様性に呼応するように急激に値が小さくなる。これは、観測点G18の水深2000～2200mの間に2つの水塊の境界が存在することを示唆しており、これを反映するようにポテンシャル密度も水深2000m付近で鉛直分布が変曲しているのが分かる。同観測点の最深層における $\Delta^{14}\text{C}$ ($-47 \pm 4\%$) は、対馬海盆の底層水の値とほぼ同等であることを考慮すると、この境界の下部の水塊は“古い”底層水であること分かる。つまり、境界の上部で見つかる高 $\Delta^{14}\text{C}$ かつ高酸素の水塊は、2001年冬季に表層水が沈み込むことで形成した“新しい”底層水であることが物理観測の結果からも証明されたことになる。一方で、対馬海盆には新形成底層水の痕跡は見つからなかった。対馬海盆はウルルン島周辺の浅いシルによって西部日本海盆と隔離されている（図(3)-5、図(3)-21参照）ため、両海盆間の深底層水の交換はウルルン島と竹島の間にある深い海底谷を介している¹⁸⁾と考えられている。したがって、ウラジオストク沖で形成した底層水は西部日本海盆南端まで南進した後、海底地形に沿って東に向きを変えたものの、2001年4月の時点では対馬海盆に到達していなかったと推測される。今回 $\Delta^{14}\text{C}$ 測定によって推測された底層水の流動経路については、Senjyu *et al.* (2005)²¹⁾が日本海全域で得られた係留型流速計の観測結果から推測した日本海の深層循環像（図(3)-23）とも一致している。

本観測の3ヶ月後、西部日本海盆中央（図(3)-23）の底層で低温高酸素の水塊が観測されている¹¹⁾。同観測ではCFC-11の分析も実施され、やはり海底直上のみで高いCFC-11濃度が検出された²²⁾。この水塊の変質は海底直上200mのみで観測された。一方、この観測点に比べて底層水形成の場とされるウラジオストク沖から遠く離れた観測点G18では、より早く、かつ表層から水深2000m付近の鉛直的に広範囲に底層水の影響が確認された。これは、新たな底層水がウラジオストクよりも南側、すなわち北朝鮮沿岸域で形成した、あるいは西部日本海盆南端に到達した底層水が水塊変質を伴いながら反時計回りの深層循環によって西部日本海盆中央へ到達した、ことを意味する。さもなければ、両者が観測した底層水の起源や流路が各々異なるのかもしれない。いずれにせよ、底層水の形成及びその循環を解明する上で重要な発見であることは間違いない。



図(3)-22 2001年KORDI観測における観測点G18の $\Delta^{14}\text{C}$ 、ポテンシャル密度及び等密度ポテンシャル渦度の鉛直分布



図(3)-23 Senju *et al.* (2005)²¹⁾ による流速計観測から推測した日本海の深層循環像 (● : 本研究観測点G18、○ : Tsunogai *et al.* (2003)²²⁾ によるCFC-11の観測点

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

小型化及び省電力化を目的にECD-GC1台で、海水に極微量に溶存するCFC-11、CFC-12、CFC-113及びSF₆の4成分を世界最高レベルの高感度分析するシステムを開発したことは、今後の化学海洋学の発展に大きく寄与するものである。また、CFCs比によって最近40年の日本海の熱塩循環が以前の15～40%程度にまで弱化しているという解析結果は、温暖化に伴う海洋循環のような地球システムそのものの変化を定量的に明らかにした希有な成果である。

炭素14の広範な空間分布観測では、サブテーマ（2）で物理的解析が進む東部日本海盆～大和海盆の境界における底層フロントについて、日本海盆から大和海盆へ海底を這うように流入する底層水が日本海全域で見かけ上最も古い、少なくとも1979年以前に表層水が底層に沈み込んだ水塊であることを見いだした。今後はサブテーマ（2）で得られた物理観測及び解析結果を併せて解析することで当該水塊の変質過程について詳細な情報を引き出す糸口としたい。さらに、2000/2001年の底層水の大規模形成直後に西部日本海盆南端～対馬海盆上で得られた海水の $\Delta^{14}\text{C}$ 測定から、同水塊の流動について新たな知見を得た。2000/2001年の底層水形成イベントについては、国内外の研究者によって化学、物理学的解析が行われており、これらの成果とともに解析を進めることで日本海深層循環の解明の一助となる。

(2) 環境政策への貢献

<行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない。

<行政が活用することが見込まれる成果>

本研究課題のテーマである日本海の無酸素化傾向の主因とされる温暖化に伴う熱塩循環の停滞や変化について、CFCsの高感度精密分析を用いて、その規模が最近40年ではそれ以前の15～40%程度にまで減少していることを突き止めた。温暖化に伴うとされる海洋環境の変化の状態把握は種々のモニタリングによって明らかになりつつあるが、本研究のように海洋循環の変化そのものを定量的に明らかにした例は限られている。日本海は国民にとって最もなじみ深い海のひとつであり、温暖化問題に対する国民への啓蒙を推進する上で重要な成果であると考えられる。

6. 国際共同研究等の状況

2011年1月より、韓国海洋研究院（KORDI: Korea Ocean Research & Development Institute、2012年7月1日から韓国海洋科学技術院（KIOST: Korea Institute of Ocean Science & Technology）の海洋環境・防除研究部（カウンターパート：洪基勲責任研究員）との間で国際共同研究を実施した。同共同研究の下、両国排他的経済水域（EEZ）での調査観測への参加、データ及び試料の共有を行った。

7. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文（査読あり）>

- 1) T. ARAMAKI, S.S. TANAKA, S. KUSHIBASHI, Y.-I. KIM, C.-J. KIM, G.-H. HONG and T. SENJYU: Radiocarbon, 55 (3-4) (2013) [in press]
 “Spatial distribution of radiocarbon in the southwestern Japan/East Sea immediately after bottom water renewal”

<その他誌上発表（査読なし）>

特に記載すべき事項はない。

(2) 口頭発表（学会等）

- 1) 田中伸一、荒巻能史、佐々木建一、千手智晴、熊本雄一郎、磯田豊：2011年度日本海洋学会春季大会（2011）
 「溶存クロロフルオロカーボン類を用いた日本海深層／底層水形成量の推定」
- 2) 荒巻能史、Y.-I. KIM、G.-H. HONG：第3回JAEAタンデントロンAMS利用報告会（2011）
 「2001年のウルルン海盆周辺における炭素14の空間分布」
- 3) 田中伸一、荒巻能史、磯田豊、千手智晴、熊本雄一郎：北海道大学低温科学研究所研究集会
 「宗谷暖流を始めとした対馬暖流系の変動メカニズム」および萌芽研究「東アジア縁辺海統合観測航海による対馬暖流系の流動・物質輸送過程の解明」成果報告会（2012）
 「マルチトレーサーを用いた日本海底層水形成量の推定～おしよる丸2011年6月の観測結果に関連して～」
- 4) T. ARAMAKI, S.S. TANAKA, S. KUSHIBASHI, Y.-I. KIM and G.-H. HONG: 21th International Radiocarbon Conference, Paris, France, 2012
 “Spatial distribution of radiocarbon in the southwestern Japan/East Sea right after the bottom water renewal”
- 5) S.S. TANAKA, T. ARAMAKI, K. SASAKI, Y. ISODA, T. SENJYU and Y. KUMAMOTO: 2012 AGU Fall Meeting, San Francisco, USA, 2012
 “CFC-11, CFC-12 and CFC-113 indicating the sudden weakening of the thermohaline circulation in the Japan Sea”
- 6) 田中伸一、荒巻能史、千手智晴、熊本雄一郎、磯田豊：2013年度日本海洋学会春季大会（2013）
 「溶存クロロフルオロカーボン類が示した日本海熱塩循環の急激な弱化」
- 7) 荒巻能史、田中伸一：2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」（2013）
 「化学トレーサーが語る直近40年での熱塩循環の急激な変化」

(3) 出願特許

特に記載すべき事項はない。

(4) シンポジウム、セミナー等の開催（主催のもの）

- 1) 2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム 「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」（2013年3月25日、東京海洋大学、参加者82名）

(5) マスコミ等への公表・報道等

- 1) 毎日新聞（2010年9月14日、朝刊全国版・社会面、25頁、“日本海深部 酸欠”）
- 2) 北陸中日新聞（2013年1月13日、朝刊・社会面、26～27頁、“日本海異変 石川県沖に南方系カニ 温暖化刻々 海水温100年で1.2度上昇”）

(6) その他

特に記載すべき事項はない。

8. 引用文献

- 1) Sudo, H. (1986): A note on the Japan Sea Proper Water. *Prog. Oceanogr.*, **17**, 313-336.
- 2) Gamo, T. and Y. Horibe (1983): Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 220-230.
- 3) Kumamoto, Y., M. Yoneda, Y. Shibata, H. Kume, A. Tanaka, T. Uehiro, M. Morita and K. Shitashima (1998): Direct observation of the rapid turnover of the Japan Sea bottom water by mean of AMS radiocarbon measurement. *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 651-654.
- 4) Gamo, T., Y. Nozaki, H. Sakai, T. Nakai and H. Tsubota (1986): Spacial and temporal variations of water characteristics in the Japan Sea bottom layer. *J. Mar. Res.*, **44**, 781-793.
- 5) Minami, H., Y. Kano and K. Ogawa (1999): Long-term variations of potential temperature and dissolved oxygen of the Japan Sea Proper Water. *J. Oceanogr.*, **55**, 197-205.
- 6) Gamo, T. (1999): Global warming may have slowed down the deep conveyor belt of a marginal sea of the northwestern Pacific: Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **26**, 3137-3140.
- 7) Borecker, W.S., T.-H. Peng, G. Östlund and M. Stuiver (1985): The distribution of bomb radiocarbon in the ocean. *J. Geophys. Res.*, **90**, 6953-6970.
- 8) Ootosaka S., T. Suzuki, T. Tanaka, T. Ito, T. Kobayashi, H. Kawamura, M. Minakawa, T. Aramaki, T. Senjyu and O. Togawa (2009): Establishment of database for Japan Sea parameters on marine environment and Radioactivity (JASPER) - Volume 2: Radiocarbon and oceanographic properties -. JAEA-Data/Code, 2009-020.
- 9) Vollmer, M.K. and R.F. Weiss (2002): Simultaneous determination of sulfur hexafluoride and three chlorofluorocarbons in water and air. *Mar. Chem.*, **78**, 137-148.
- 10) Bullister, J.L., and D.P. Wisegarver (2008): The shipboard analysis of trace levels of sulfur hexafluoride, chlorofluorocarbon-11 and chlorofluorocarbon-12 in seawater. *Deep-Sea Res.*, **55**, 1063-1074.
- 11) Aramaki, T., T. Mizushima, Y. Mizutani, T. Yamatoto, O. Togawa, S. Kabuto, T. Kuji, A. Gott dang, M. Klein and D.J.W. Mous (2000): The AMS facility at the Japan Atomic Energy Research Institute (JAERI). *Nucl. Inst. and Meth. in Phys. Res.*, **B172**, 18-23.

- 12) Kitagawa, H., T. Masuzawa T. Nakamura and E. Matsumoto (1993): A batch preparation method of graphite targets with low background for AMS ^{14}C measurements. *Radiocarbon*, **35**, 295-300.
- 13) Senjyu, T., T. Aramaki, S. Ootosaka, O. Togawa, M. Danchenkov, E. Karasev, Y. Volkov (2002): Renewal of the bottom water after the winter 2000–2001 may spin-up the thermohaline circulation in the Japan Sea. *Geophys. Res. Lett.*, **29**, 10.1029/2001GL014093.
- 14) Bulsiewicz, K., H. Rose, O. Klatt, A. Putzka and W. Roether (1998): A capillary-column chromatographic system for efficient chlorofluorocarbon measurement in ocean waters. *J. Geophys. Res.*, **103**, 15959-15970.
- 15) Tanaka, S.S. and Y.W. Watanabe (2007): High accuracy method for determining nitrogen, argon and oxygen in seawater. *Mar. Chem.*, **106**, 516-529.
- 16) Bullister, J.L. and R.F. Weiss (1988): Determination of CCl_3F and CCl_2F_2 in seawater and air. *Deep-Sea Res.*, **35**, 839-853.
- 17) Senjyu, T., Y. Isoda, T. Aramaki, S. Ootosaka, S. Fujio, D. Yanagimoto, T. Suzuki, K. Kuma and K. Mori (2005): Benthic Front and the Yamato Basin Bottom Water in the Japan Sea. *J.Oceanogr.*, **61**, 1047-1058.
- 18) Chang, K.-I., K. Kim, Y.-B. Kim, W.J. Teague, J.C. Lee and J.-H. Lee (2009): Deep flow and transport through the Ulleung Interplain Gap in the southwestern East/Japan Sea. *Deep-Sea Res. I.*, **56**, 61–72.
- 19) Aramaki, T., T. Senjyu, O. Togawa, S. Ootosaka, T. Suzuki, T. Kitamura, H. Amano and Y.N. Volkov (2007): Circulation in the northern Japan Sea studied chiefly with radiocarbon. *Radiocarbon*. **49**, 915–924.
- 20) Talley, L.D., G.L.Pickard, W.J. Emery and J.H. Swift (2011): Descriptive Physical Oceanography, Sixth Edition: An Introduction. Elsevier, ISBN: 978-0-7506-4552-2, PP. 555.
- 21) Senjyu, T., H.-R. Shin, J.-H. Yoon, Z. Nagano, H.-S. An, S.-K. Byun and C.-K. Lee (2005): Deep flow field in the Japan/East Sea as deduced from direct current measurements. *Deep-Sea Res. II*, **52**, 1726–1741.
- 22) Tsunogai, S., K. Kawada, S. Watanabe and T. Aramaki (2003): CFC Indicating Renewal of the Japan Sea Deep Water in Winter 2000-2001. *J. Oceanogr.*, **59**, 685–693.

(4) 鉛直多層ボックスモデルを用いた日本海深層水の海水年齢と漸減する溶存酸素濃度の再現実験

北海道大学 大学院水産科学研究院 磯田豊

平成22～24年度累計予算額：7,446千円

（うち、平成24年度予算額：1,789千円）

予算額は、間接経費を含む。

〔要旨〕

第一段階のモデルは、日本海深層の湧昇域を単純な鉛直一次元の多層モデルで表現し、水温及び $\delta^{14}\text{C}$ の観測値を再現できるパラメータ選択を行い、深層水の海水年齢を見積もった。日本海深層水の海水年齢は、平均年齢の定義で最大160年程度（水深2000m付近）となり、この年齢を決める主要因は $2\text{cm}^2/\text{s}$ 前後の値をもつ鉛直拡散係数であることが推定された。また、 1°C 以下の深層域へ沈降する海水量を流量換算すると約 1.3Sv となり、これは対馬暖流の流入量に匹敵する大きさである。第二段階のモデルは、過去に観測された深層水（BW：Bottom Water）の経年変化の特徴を再現することを目的に、水平密度流が表現される3次元モデルへ拡張し、鉛直均一で水温上昇する底層水の形成要因について推測した。

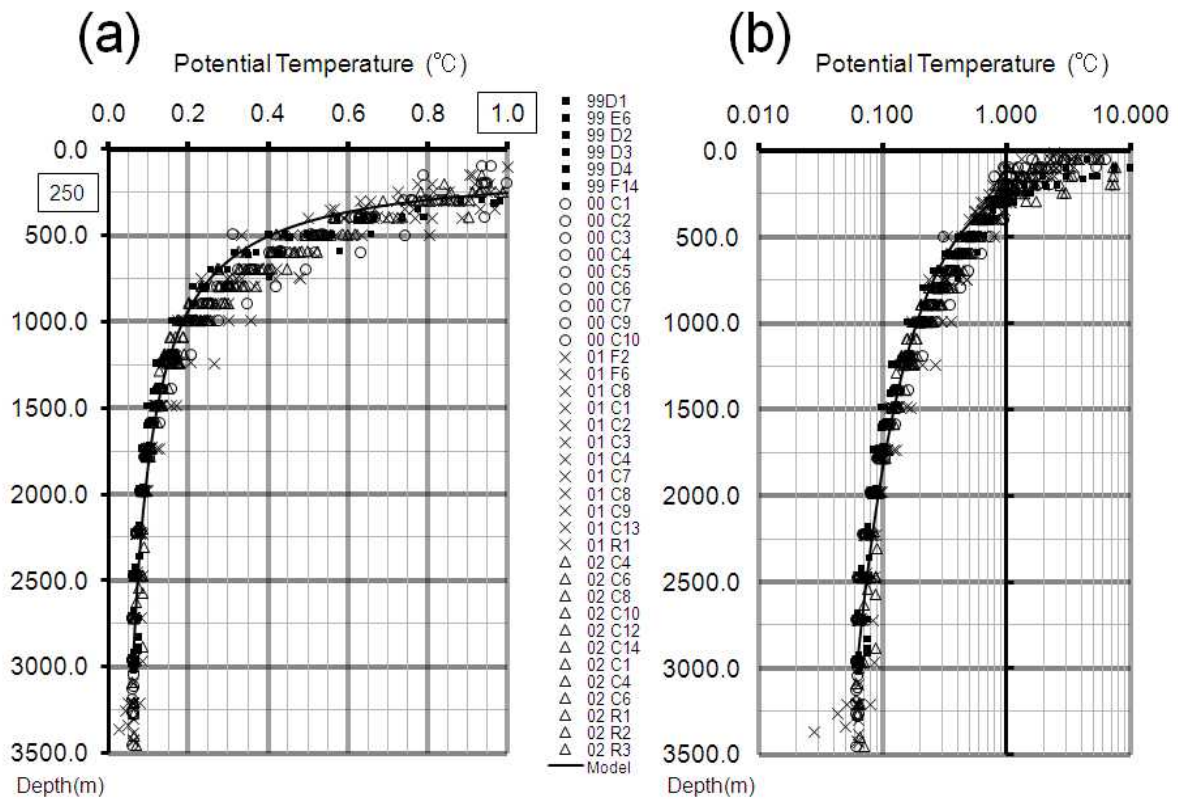
〔キーワード〕

日本海深層水、鉛直一次元モデル、平均年齢、鉛直拡散係数・底層水・水平密度流

1. はじめに

日本海の深層域は外洋とは接続せずに閉じているため、冷たい日本海固有水の水温は冷たい表層沈降水による冷却と上層からの熱伝導（または鉛直拡散）による加熱との熱バランスで決まる。また、連続の関係から、沈降水は日本海全域で湧昇流を駆動すると考えられ、その湧昇量は沈降量に等しい。しかし、沈降量のオーダーでさえ海洋観測から求めることは困難であり、それゆえ、沈降量の間接的な指標となる海水年齢の情報が重要となる。さらに、日本海深層水の水温鉛直プロファイルは、本モデルでも再現されなければならない特徴的なプロファイルを示している。日本海のほぼ全域で収集されたポテンシャル水温（以下、水温と略す）を全て重ねた鉛直分布図を図(4)-1に示す。なお、(a)は横軸を等間隔の水温表示、(b)は横軸を対数表示で表した図である。

一般に、深層に向かっての水温低下の様子は指数関数的と記述されることが多いが、その場合、対数表示では直線的な水温低下となるはずである。ところが、日本海の場合、図(4)-1(b)を見て分かるように、明らかに直線から外れた水温プロファイルを示す。その原因は解明されていないが、本モデルでは、先に述べた熱バランスのうち、鉛直拡散係数が一定で上向き鉛直移流が水深の関数であると仮定することで、モデル内で適宜決まる鉛直移流の水深分布により現場のプロファイルを再現することができた。種々のパラメータを選択した最終的なモデル水温プロファイルを図(4)-1に細実線で表示し、再現性の程度を示しておく。本研究では、この第一段階のモデルを「鉛直一次元の多層モデル」と呼ぶ。



図(4)-1 日本海深層水の水温鉛直プロファイル (横軸を(a)は等間隔表示、(b)は対数表示、細実線は本モデルによる最終的な再現結果)

Senjyu *et al.* (2005)¹⁾は日本海盆 (JB) -大和海盆 (YB) 間にあるシル (SL: 浅瀬) 上の底層フロントを横切って、JBからYBへの流入量 ($1.3 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{yr}$) を概算し、この概算値をもとにYBにおける底層水 (BW) と深層水 (DW: Deep Water) の境界面を横切る鉛直上向きの流速が 10^{-4} cm/s オーダーであることを見積もっている。水温 (PT) 値の低いBWが鉛直上向きに移流される非定常な状態を考えれば、上方にあるDWの水温値は低下する。しかし、観測結果はBWもDWもPT上昇を示している。本研究の後半では、水温上昇するBWを境界条件として、DWのPT上昇率を説明できるような鉛直上向きの移流速度を概算することを試みる。そして最後に、底層フロントを挟む両海盆の密度差で駆動される密度流を非回転系静水圧モデルで表現し、この第二段階のモデルを「BW形成に関する数値実験」と呼ぶ。

2. 研究開発目的

既往の研究より、日本海深層水 (底層水) の平均滞留時間 (または置換時間) は数百年オーダーであることが知られている。本研究の前半では海水年齢を「平均年齢」で定義し、この年齢の鉛直分布を「鉛直一次元の多層モデル」を用いて見積もる。なお、「平均滞留時間」と「平均年齢」はどちらも時間で表示される値であるが異なる時間指標であるため、両者の値は必ずしも一致しないことに注意が必要である。本計算を実施する上において、次の3つを研究目的とした。(1) 日本海深層水の海水年齢を決める主な要因は何か、(2) 1°C 以下の深層へ沈降する海水量はどのくらいか、(3) 深層域の鉛直拡散係数の大きさはどの程度か、である。モデルの再現性を検証するため、1999年～2002年の4年間において、日本海のほぼ全域で得られた水温値 (先に示した図(4)-1) と $\delta^{14}\text{C}$ 値 (後述する図(4)-5) を用いた。

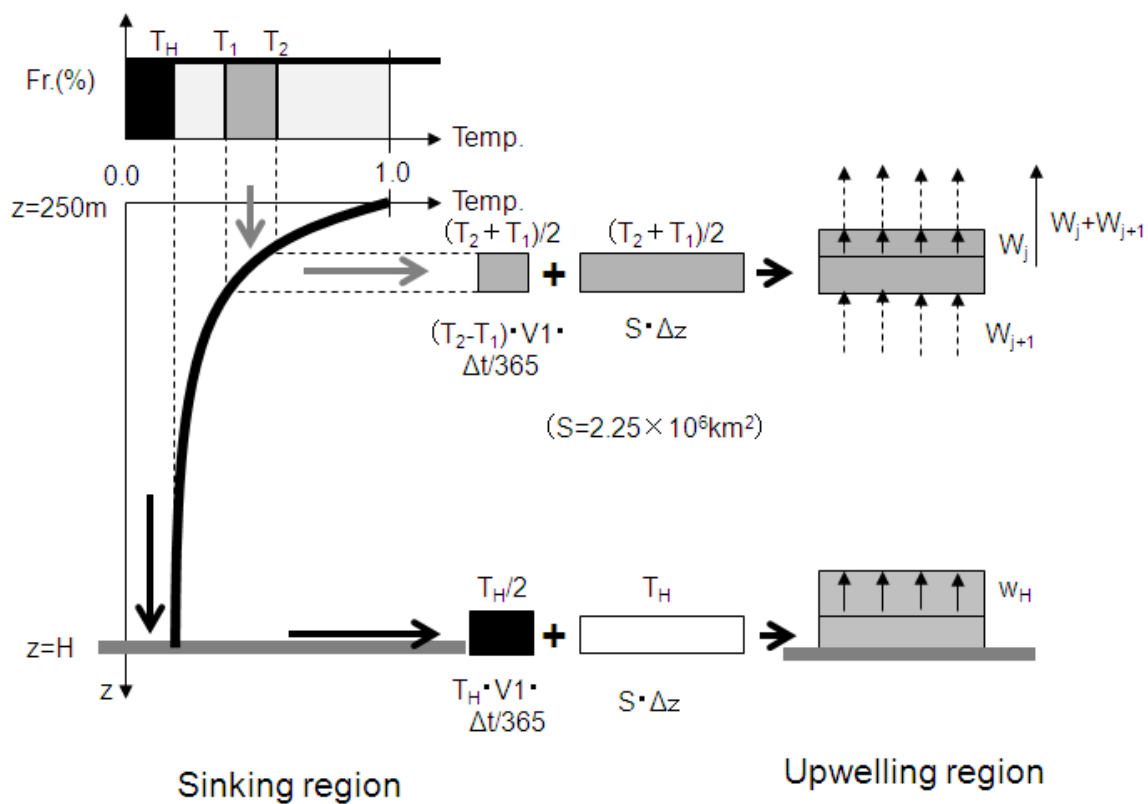
本研究後半の「BW形成に関する数値実験」では、底層フロントの地衡流バランスを崩して、水平密度差に応答する密度流が存在すれば、両海盆におけるBW-DWの有意な境界水深差を生じさせ、継続的な海底熱供給があろうともBWの厚さが維持される可能性を示す。

3. 研究開発方法

(1) 鉛直一次元の多層モデル

提案する鉛直多層モデル (鉛直移流・拡散モデル) は、 1°C 以下の水温値をもった沈降量を未知数として適当に変化させ、この水が沈降できる水深が時々刻々変化する水温鉛直プロファイルで決定されるという、より現実に近い物理構造を想定している。それゆえ、鉛直上向きの移流 (湧昇流) は水深毎に異なることになり、鉛直拡散係数 (一定を仮定) から見積もられる下向きの熱拡散との熱バランスも各水深で異なる。そのモデル概念図を図(4)-2に示す。

日本海の深層全体積 (1°C 以下の領域) に対する沈降量率を p ($\%/yr$)、鉛直拡散係数を K_z (cm^2/s) とし、本モデルにおける未知パラメータとした。深層へ沈降できる海水は $0 \sim 1^\circ\text{C}$ の範囲で均等分布し、密度は水温のみの関数と仮定した。モデルの詳細な説明は省略するが、「深層水が暖まるため、海面冷却水は沈降できる」という考え方のもと、深層水の加熱は上方からの鉛直熱拡散のみ、深層水の冷却は底のみで、底以外は鉛直上向き流による低温水の移流として寄与する様にモデル化した。湧昇域における水温 T の鉛直一次元方程式は、



図(4)-2 鉛直多層モデルの概略図

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial(wT)}{\partial z} = Kz \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \quad (1)$$

に支配され、鉛直流 $w(z)$ は水温（密度）の鉛直プロファイルと p 値に依存した沈降量からモデル内で適宜計算される。水温 T の境界条件は、図(4)-1の観測結果を参考にして、 $T(250\text{m}, t) = 1^\circ\text{C}$ の固定値とした。計算条件は時間刻みを $\Delta t = 1\text{d}$ 、鉛直空間刻みは $\Delta z = 10\text{m}$ 、初期値は全水深 $T(z, 0) = 1^\circ\text{C}$ とし、十分定常状態となる5000年まで数値積分を行った。以下の結果は、この定常値を用いた議論となる。

平均年齢 τ_a の定義はTakeoka (1984)²⁾に従い、下記の式で計算される。

$$\tau_a = \int_0^\infty \tau \phi(\tau) d\tau = \int_0^\infty r(\tau) d\tau \quad (2)$$

τ は年齢、 $\phi(\tau)$ は年齢組成、 $r(\tau)$ は初期に与えた物質の残余関数である。計算方法は、定常計算後の鉛直移流 $w(z)$ と水温 $T(z)$ を固定値として、各水深の沈降量（水温値に依存）に比例配分した濃度を初期値として投入する。その後、無限大時間に相当する8000年間の数値計算を行い、この期間における規格化した濃度の残余関数 $r(\tau)$ を水深毎に求め、(2)式より τ_a が計算される。

（２）鉛直上向き移流速度の概算方法

水温上昇するBWを境界条件として、DWのPT上昇率を説明できるような鉛直上向きの移流速度を概算するためには、PT上昇に寄与する(i)上方からの鉛直熱拡散効果と(ii)下方からの鉛直熱移流効果を区別して議論しなければならない。その区別の方法について説明する。図(4)-3は鉛直格子 i と $i-1$ における2000年と2007年のPT鉛直プロファイルを太実線で模式的に表示している。各鉛直格子間で一定の上向き鉛直流速を未知数 w_i とすると、格子間隔 Δz の移流時間 Δt_w は、

$$\Delta t_w = \frac{\Delta z}{w_i} \quad (3)$$

となる。正味7年間 Δt_7 におけるPT上昇率を一定と仮定できれば、移流時間 Δt_w 後のPT値上昇量 ΔPT_w は、 $\Delta PT_7 : \Delta t_7 = \Delta PT_w : \Delta t_w$ の比例関係より、

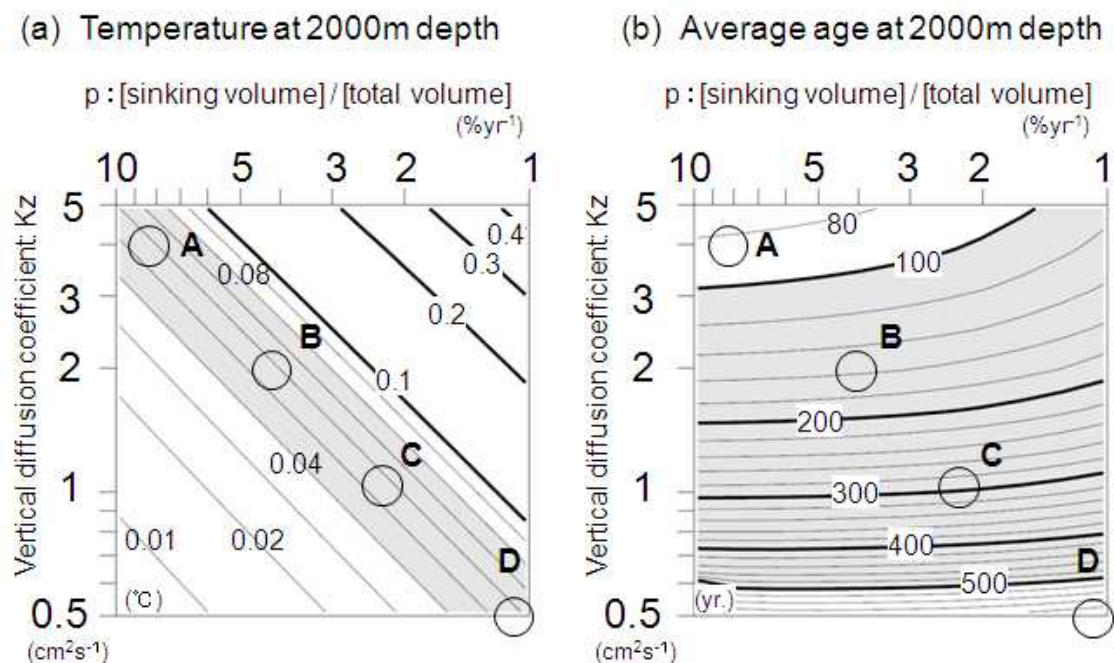
$$\Delta PT_w = \Delta PT_7 \left(\frac{\Delta t_w}{\Delta t_7} \right) \quad (4)$$

の式から計算される。この移流時間 Δt_w 後のPT鉛直プロファイルを図中の灰色破線で示した。図(4)-3(b)は移流時間前（2000(n)年の太実線）とちょうど移流時間後（2000(n) + Δt_w の灰色破線）の

4. 結果及び考察

(1) 鉛直一次元の多層モデル結果

はじめに、二つの未知パラメータである $p=1\sim 10\%/yr$ と $K_z=0.5\sim 5cm^2/s$ の範囲において、あらゆる組み合わせの定常計算を行い、水深2000mにおける(a)水温の定常値と(b)平均年齢の値を図(4)-4に示した。水深2000mを選んだ理由は、この水深が底層水と深層水のほぼ境界に位置し、多くの既存の研究において提示された平均滞留時間（数百年オーダー）の水深に相当するためである。水深2000m前後の水温値は、既存の研究や図(4)-1にも示されたように $0.04\sim 0.08^\circ C$ の範囲にある。この水温範囲を図(4)-4(a)に灰色領域で示したが、 p と K_z の組み合わせを適当に選べば再現可能である。この範囲の組み合わせの代表として4つを選び、図に示したA～Dと名付けた。このA～Dの組み合わせを図(4)-4(b)の平均年齢でみると、100年弱から500年強の範囲で大きく異なっていることがわかる。また、図(4)-4(b)の結果は、平均年齢を左右するパラメータは沈降量 p ではなく、主に鉛直拡散係数 K_z であることを示している。これは、 K_z 一定で p が大（小）であるとき、底水温が下降（上昇）するため、底層へ沈降する水量の割合は少なく（多く）なり、結果として、 p 値が変化しても底層へ沈降する水量は大きく変化しないことが原因である。次の問題は、A～Dの組み合わせのどれが現実的なのか、である。



図(4)-4 定常計算における水深2000mの(a)水温値と(b)平均年齢

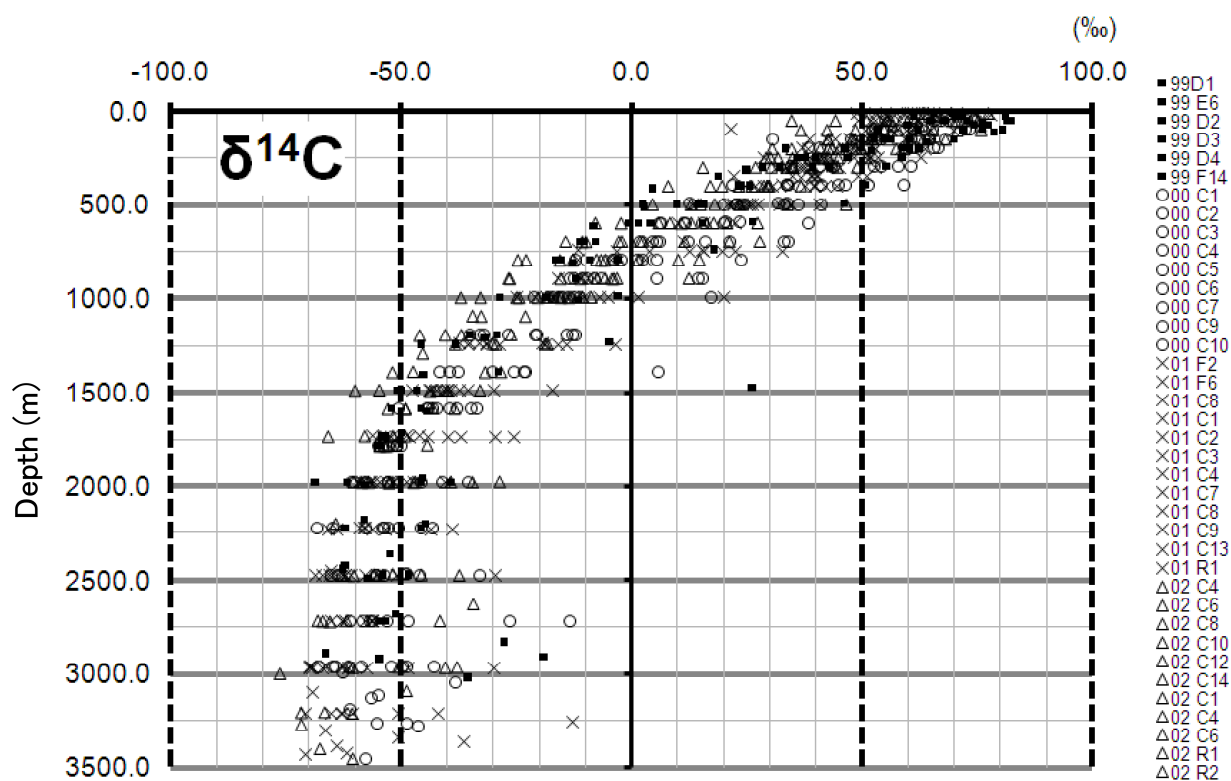
pとKzの組み合わせを決定するために、図(4)-5に示した $\delta^{14}\text{C}$ の観測結果を利用する。大気 $\delta^{14}\text{C}$ 一定の1960年以前とそれ以降2000年までの $\delta^{14}\text{C}$ の濃度変化を考慮したモデル計算（値出力0年は1960年）から、 $\delta^{14}\text{C}$ の鉛直プロファイルを再現できるようなpとKzの組み合わせを調べた。なお、 ^{14}C と $\delta^{14}\text{C}$ の変換式及び ^{14}C の半減期を考慮した移流拡散方程式の説明は省略する。ここでは、A～Dの組み合わせの計算結果のみを図(4)-6に示す。

$\delta^{14}\text{C}$ の観測結果（図(4)-5）とモデル結果（図(4)-6）を比べると、40年間では日本海の海水が完全混合できないため、観測の下限値は少なくともモデルの0年プロファイル以上であり、観測値のばらつきは0～40年プロファイルの間にあるとみるべきであろう。このような見方をした場合、4つの組み合わせの中では、Bの組み合わせ（ $p = 4 \text{ \%}/\text{yr}$ 、 $Kz = 2 \text{ cm}^2/\text{s}$ ）が妥当と判断される。Bの平均年齢は最大でも160年程度（2000m付近）であり、1000m以浅では50年を切る。この年齢は既存の研究が提示した平均滞留時間に比べると小さな値である。次に、妥当と判断したBの組み合わせの定常に至る計算過程を図(4)-7に示し、本モデルが示す鉛直循環の様子を定量的に記述する。

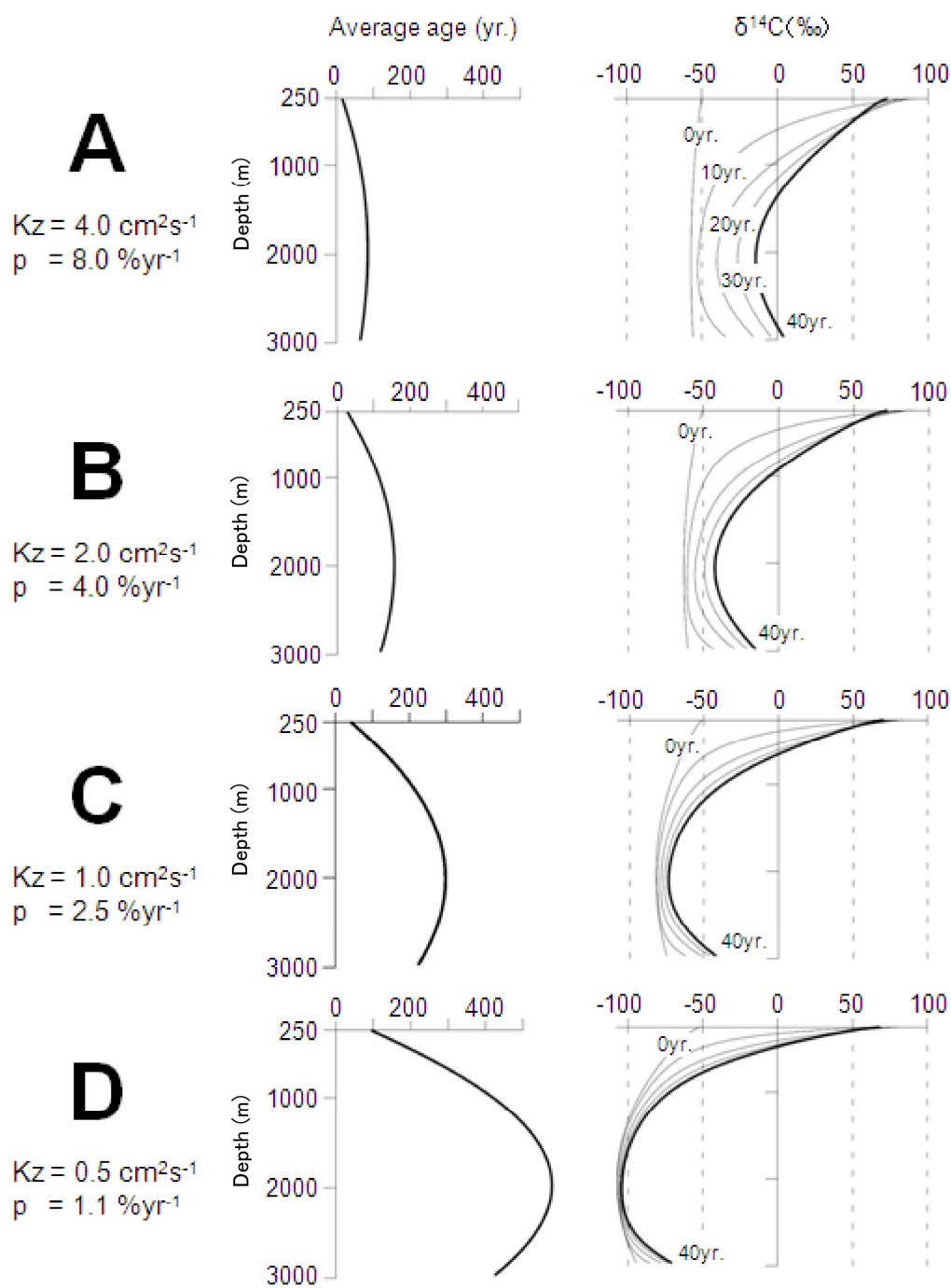
まず、Bのパラメータでは1000年程度ではほぼ定常状態に達していることがわかる。図(4)-7(a)の定常水温プロファイルが図(4)-1に細実線で示した最終的な再現結果であり、指数関数的なプロファイルにみえるが、そうではないことは「はじめに」で記述した通りである。図(4)-7(b)は、沈降量率 $p = 4 \text{ \%}/\text{yr}$ のうち、その3.9%ほどが海底までいっきに沈降し、残りのほとんどは水深1000m以浅の沈降であることを示す。この結果は、日本海の鉛直循環が海底を経由する弱い鉛直循環と水深1000m以浅までの強い鉛直循環の大きく二つの循環パターンで構成されていることを示唆している。このような循環パターンを鉛直流速として表現したのが図(4)-7(c)であるが、鉛直上向きの鉛直流速は水深の増加とともに減少し、1000m以深の流速は 10^{-5} cm/s オーダーの値をもつ。

日本海の深層全体積（ 1°C 以下の領域）は $V = 1.0 \times 10^6 \text{ km}^3$ なので、 1°C 以下の深層域に沈降する海水量は、 $V \times 4.0 \text{ \%}/\text{yr} \sim (1.0 \times 10^6 \text{ km}^3) \times 0.04 \text{ yr}^{-1} = 4.0 \times 10^4 \text{ km}^3/\text{yr}$ となる。これを流量に換算すると約1.3Svにもなり、オーダー的には対馬暖流の流入量（2～3Sv）に匹敵する量が沈降（湧昇）していることになる。海底に沈降する率は、 $3.9 \text{ \%} \times 4.0 \text{ \%}/\text{yr} = 0.156 \text{ \%}/\text{yr}$ となり、海水量に換算すると $V \times 0.156 \text{ \%}/\text{yr} = 1.56 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{yr}$ （ $\sim 0.05\text{Sv}$ ）となる。この海水量は、Gamo and Horibe (1983)³⁾が炭素収支から見積もった底層水への供給量 $1.3 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{yr}$ とも矛盾しないオーダーの値である。

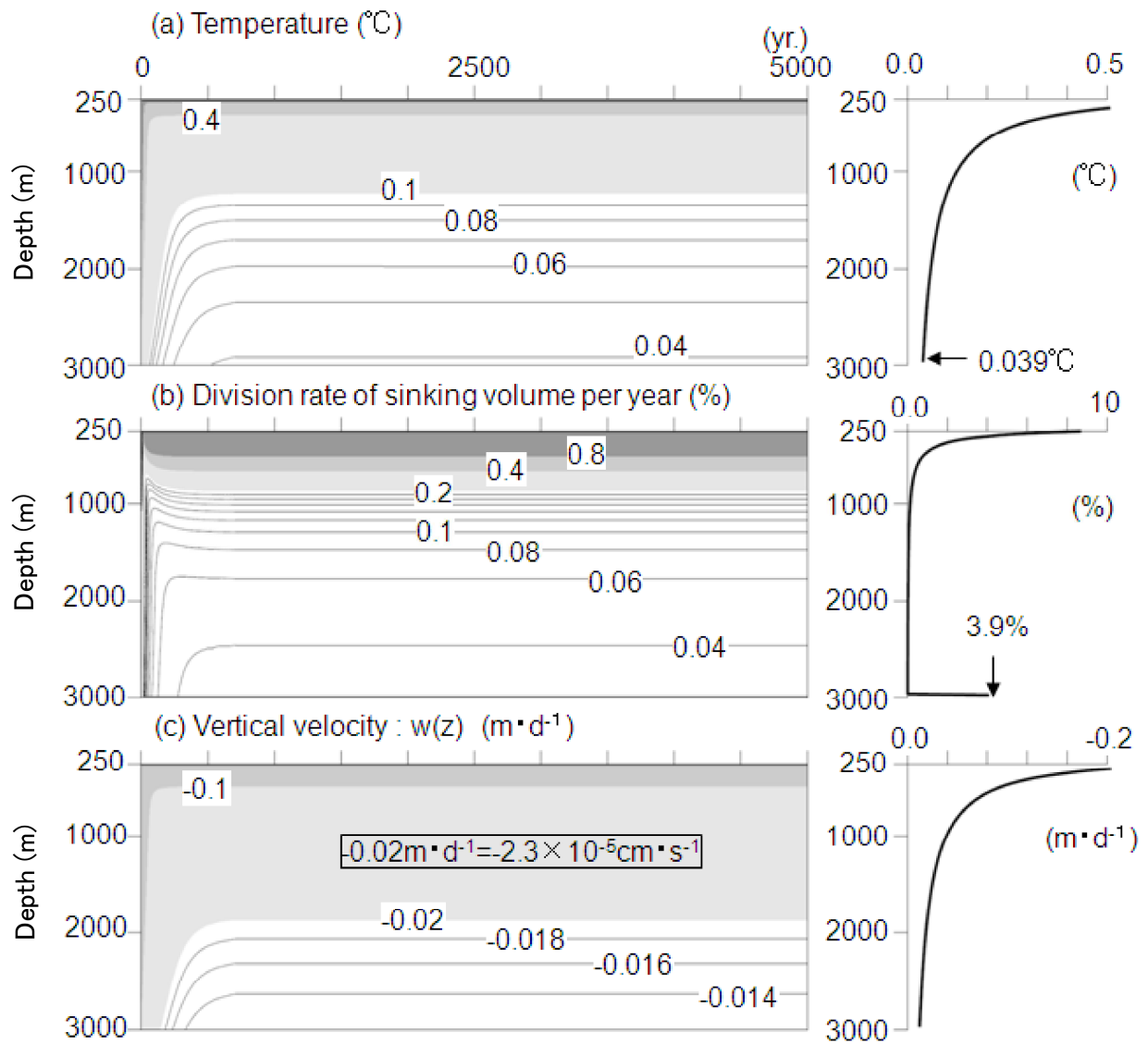
平均年齢は物質が入れ換わる能力を示す時間的指標である。それゆえ、平均年齢は(2)式で示したように残余関数として表現される。一方、平均滞留時間は領域内全体の物質を対象としているのではなく、新たに入ってきたもの（または、出ていったもの）を対象とした時間的指標である。それゆえ、平均滞留時間は対象物質の総量（ M_0 ）を流入流出量（ F_0 ）で割った置換時間（Turnover-time: $\tau_0 = M_0/F_0$ ）に等しくなる。本モデル結果を使って平均滞留時間を見積もってみよう。例えば、 1°C 以下の深層全体を対象にした場合の平均滞留時間(置換時間)は、p値の逆数である $(4\%/ \text{yr})^{-1} = 25$ 年となる。2000m以深の底層水を対象にした場合の平均滞留時間(置換時間)は、2000m以深の体積： $M_0 \sim 1000V/2750 = 3.6 \times 10^5 \text{ km}^3$ を海底に沈降した海水量： $F_0 = 1.56 \times 10^3 \text{ km}^3/\text{yr}$ で割ることで得られ、240年となる。この数百年オーダーの値は既存の研究で提示されている平均滞留時間とも矛盾しない。前者の25年は水深1000m以浅までの強い鉛直循環を主に反映した値であり、後者の240年は海底を経由する弱い鉛直循環を主に反映した値であると解釈される。水深2000mにおける平均年齢が160年、平均滞留時間が240年となる結果は矛盾ではなく、定義された時間指標が異なるだけである。



図(4)-5 日本海深層水の $\delta^{14}\text{C}$ の鉛直プロファイル



図(4)-6 A～Dの組み合わせにおける平均年齢（左側）と最近40年間で変化する $\delta^{14}\text{C}$ （右側）



図(4)-7 (a)水温、(b)沈降水割合、(c)鉛直流速の鉛直分布（左側は5000年間の時間変化、右側は定常値（5000年後）の鉛直プロファイル）

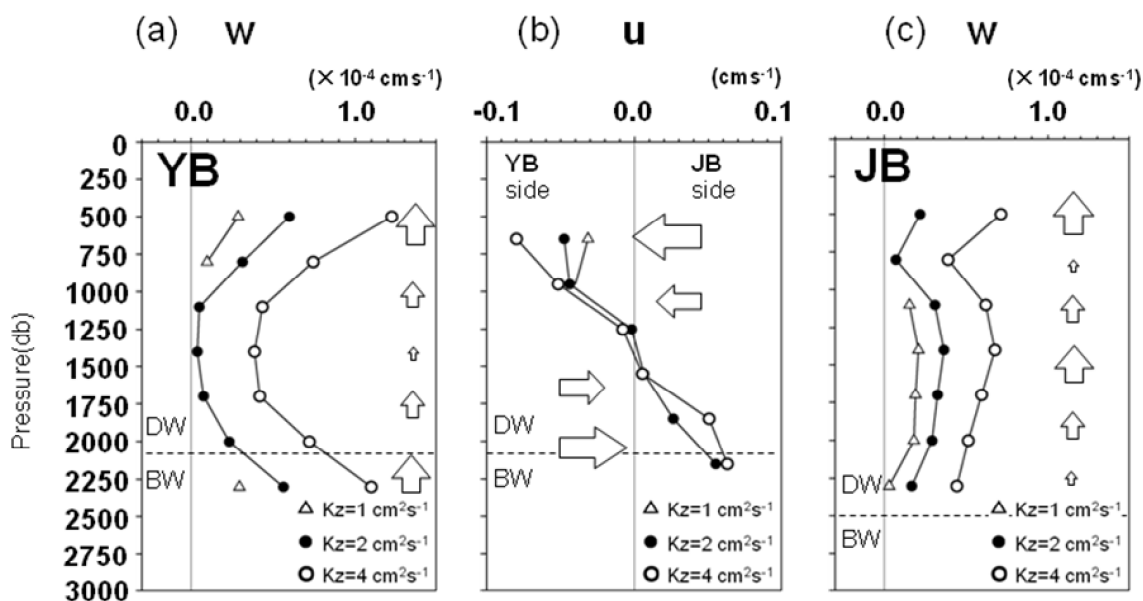
(2) DWのPT上昇率を説明できる鉛直上向きの移流速度の概算

YBとJBそれぞれのPT観測値（省略）を(6)式に代入して予測されるDW領域の上向き鉛直移流 w の鉛直プロファイルを図(4)-8(a)及び(c)に示す。この計算では鉛直渦拡散係数 K_z は鉛直的に一定を仮定し、妥当なオーダーと思われる $K_z=1, 2, 4\text{cm}^2/\text{s}$ とした3ケースの結果である。なお、 Δ 印の $K_z=1\text{cm}^2/\text{s}$ のケースでは一部の値が表示されていないが、これは鉛直拡散項Dif（上方からの加熱）が小さすぎて、(6)式を導いたときの仮定が破綻してしまうためである。そこで、 $K_z=2, 4\text{cm}^2/\text{s}$ の結果を主にみると、1250db～1500db付近においてYBでは極小、逆にJBでは極大となる、両海盆で非対称的な w 分布が予測される。YBのBW近傍の w 値は $1\times 10^{-4}\text{ cm/s}$ 前後であり、これは先に述べた Senju *et al.* (2005)¹⁾の概算値とも矛盾しないオーダーの値である。一方、JBのBW近傍の w 値は1オーダー小さな 10^{-5} cm/s 程度となる結果が予測される。

YBで予測された w 値の鉛直変化（ Δw ）は収束発散を意味し、YBの深層域が半閉鎖的と仮定すれば、連続の関係よりYB-JB間の境界にあるSL上には水平流が存在していなければならない。YBを矩形海盆で近似し、その海盆軸長を $L_x(=500\text{km})$ とするならば、 Δw の鉛直分布より水平流速 u は次式で計算される。

$$u = -\frac{\Delta w \cdot L_x}{\Delta z} \quad (7)$$

図(4)-8(b)が(7)式を用いて計算されたSL上水平流速 u の鉛直プロファイルである。計算された水平流速のオーダーは最大でも 0.1 cm/s 程度であり、1250db以浅の発散域ではJBからYBへの流入、1250db以深の収束域ではYBからJBへの流出が期待される。このようなSL上の水平流入流出はJB側の下層発散と上層収束とも定性的には繋がり、矛盾しない結果と思われる。



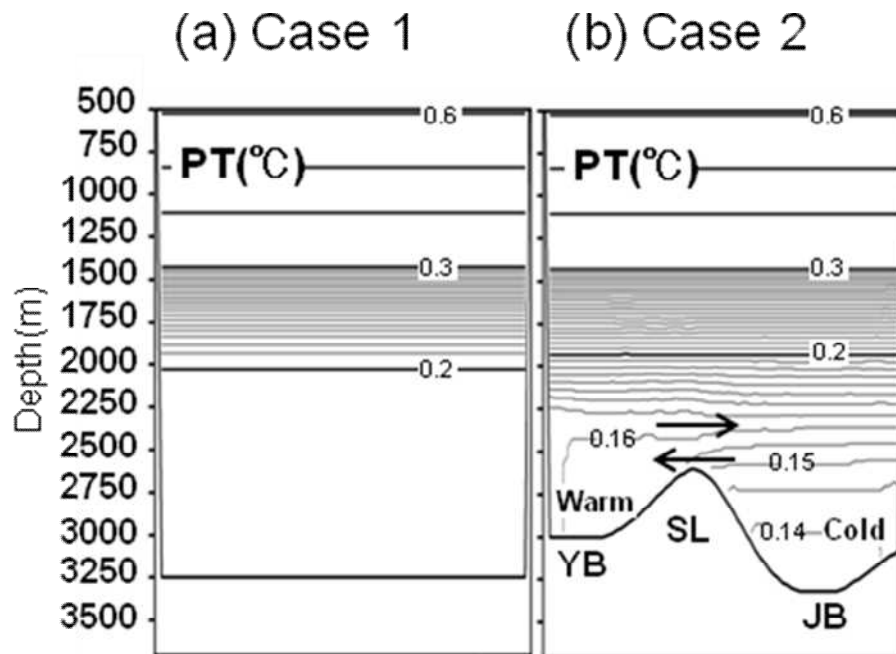
図(4)-8 YB(a)とJB(c)におけるDW領域の上向き鉛直移流 w の鉛直プロファイル及びYBの w の収束発散から計算されたSL上の水平流速 u の鉛直プロファイル(b)

BWの鉛直均一性及びそのPT上昇量は、上方からの熱拡散のみでは定量的に説明することは不可能であり、 10^2mWm^{-2} オーダーの地熱流量の寄与を考慮しなければ説明できない。この地熱流量の寄与を想定した鉛直上向きの熱移流を考慮し、上述したように、両海盆のDW内PT上昇率の相違を説明する過程において、1250db以浅でJBからYBへの流入、1250db以深でYBからJBへの流出となるSL上の水平密度流の存在が推測された。このような水平密度流の存在は、2007年に実施したスナップショット海洋観測の塩分及び溶存酸素濃度の分布からも間接的に支持される。

(3) BW形成に関する数値実験

最後に、底層フロントを挟む両海盆の密度差で駆動される密度流を非回転系静水圧モデルで表現する数値モデル実験を行った。モデルの一層目は水深500mを内部境界面とした還元重力に変更し、鉛直方向には21層のシグマ座標とした。初期場の塩分は全て34psu一定とし、水温は近年のDW領域の観測値を参考にして、指数関数的な水温鉛直プロファイルを計算領域一様に与え、BWは表現しなかった。モデル強制として、海底から 250mW/m^2 の地熱流量（本研究の概算値）を計算領域全体に与え続け、下方からの加熱による水温逆転（または、密度逆転）は対流調節により瞬間的に鉛直混合させた。数値積分はBWが存在しない初期場からBWが十分に発達する40年までとし、40年目の水温場のみを表示する。SL地形の影響を調べるために、一定水深3250mとした実験をケース1、SL地形を表現した実験をケース2とした。

水深一定のケース1の結果（図(4)-9(a)）は、海底加熱により海底近傍から鉛直対流が生じ、下方からのエントレインメントによって上方の成層水（DW）が取り込まれ、鉛直均一なBWが次第に発達し、40年後のBW-DWの境界水深は2000mにまで達することを示す。このケースでは水平密度勾配が存在しないので、水平密度流は全く励起されない。ケース1と同じ海底加熱条件でも、ケース2（図(4)-9(b)）ではSLが存在することにより、水深が異なる両海盆間の水平密度差で水平密度流が駆動される（ここでは流速場は示めさず、模式的な矢印で水平流を表現）。ケース1とは大きく異なり、駆動された水平密度流によって、ある水深以上のBWの発達が抑えられていることがわかる。この計算結果は観測されたPT断面図（省略）とも定性的にはよく似ており、 $0.01 \sim 0.03^\circ\text{C}$ の水温勾配をもったSL上の底層フロントや両海盆で水深が異なるBW-DWの境界面が再現されている。JB側BWの上端はJBからYBへの水平流入の下部、YB側BWの上端はYBからJBへの水平流出の下部に位置し、これら流向の異なる水平密度流が両海盆におけるBW-DWの境界水深差を生じさせている。このような水温及び流れ分布パターンは、海底加熱強制がある限り維持される。これはSL上の水平密度差が両海盆のBW水温が共に上昇することで維持され、底層フロントを横切る定常的な水平密度流が発生しても、水温上昇する海底前線として底層フロントが常に存在し得るためである。



図(4)-9 (a)SL なし、(b)SL ありの PT 鉛直分布

5. 本研究により得られた成果

(1) 科学的意義

鉛直一次元の多層モデルは単純なモデルではあるものの、日本海深層水の水温や $\delta^{14}\text{C}$ の鉛直プロファイルの特徴を表現できる。そのモデル結果から、①日本海深層水の海水年齢（最大で平均年齢160年程度）を決める要因は沈降量ではなく、主に鉛直拡散係数である。② 1°C 以下の深層へ沈降する海水量は $p=4\text{ \%/yr}$ 程度と推測され、この値は深層体積 $1\times 10^6\text{ km}^3$ から流量換算にすると 1.3 Sv 程度（対馬暖流の流量に匹敵）となる。なお、冷却に寄与する底への沈降量は 0.05 Sv 程度である。③海洋観測の立場からは未知である深層域の鉛直拡散係数は、 $2\text{ cm}^2/\text{s}$ 前後であろうことが推定された。さらに、鉛直一次元モデルを3次元モデルに拡張した結果から、現在でも観測される鉛直均一で水温上昇する底層水（BW）が過去の一時期多量に形成された鉛直混合水の名残ではなく、海盆間の深層密度流により常に維持されていることが明らかになった。

(2) 環境政策への貢献

<行政が既に活用した成果>

特に記載すべき事項はない

<行政が活用することが見込まれる成果>

例えば、今回の福島原発事故により拡散した放射性物質の日本海深層への影響の有無を求められたとき、本モデルをImpulse応答問題として使用すれば、第一次近似的なレベルではあるものの、今後の予測は可能である。また、日本海深層水の現状把握という観点において、本研究で実施し

たような日本海全域を対象にした調査の継続は経費・時間・外交等の関係上、現実的には不可能であろう。本研究では、底層水が水温上昇しつつも、その水温鉛直均一性や一定層厚を維持する要因として、大和海盆-日本海盆間の浅瀬上に形成された底層フロントが大きく関与していることを明らかにした。この研究成果は、日本の領海内で最小限の経費で実施可能なモニタリング候補として、日本海深層水全体のリトマス試験紙的役割を演じる底層フロント近傍における底層水の継続的なモニタリングを提案するものである。

6. 国際共同研究等の状況

特に記載すべき事項はない

7. 研究成果の発表状況

(1) 誌上発表

<論文(査読あり)>

特に記載すべき事項はない

<その他誌上発表(査読なし)>

特に記載すべき事項はない

(2) 口頭発表(学会等)

- 1) 磯田豊、荒巻能史、荘司堅也：2011年度日本海洋学会春季大会（2011）
「日本海深層水の海水年齢」
- 2) 荘司堅也、磯田豊、荒巻能史、久万建志、中塚 武：2011年度日本海洋学会春季大会（2011）
「日本海における大和海盆-日本海盆間の深層密度流」
- 3) 磯田豊、荒巻能史、荘司堅也：2012年度日本海洋学会秋季大会（2012）
「日本海の深層水（1）海水年齢」
- 4) 荘司堅也、磯田豊、日比野祥、中野俊也：2012年度日本海洋学会秋季大会（2012）
「日本海の深層水（2）底層水の形成」
- 5) 磯田豊：2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム 「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」（2013）
「日本海深層水の鉛直循環流」

(3) 出願特許

特に記載すべき事項はない

(4) シンポジウム、セミナー等の開催(主催のもの)

- 1) 2013年度日本海洋学会春季大会シンポジウム 「日本海および周辺海域でいま進みつつある環境の変化：その驚くべき実態に迫る！」（2013年3月25日、東京海洋大学、参加者82名）

(5) マスコミ等への公表・報道等

特に記載すべき事項はない

(6) その他

特に記載すべき事項はない

8. 引用文献

- 1) Senjyu, T., Y. Isoda, T. Aramaki, S. Otsuka, S. Fujio, D. Yanagimoto, T. Suzuki, K. Kuma and K. Mori (2005): Benthic Front and the Yamato Basin Bottom Water in the Japan Sea. *J.Oceanogr.*, **61**, 1047-1058.
- 2) Takeoka, H. (1984): Fundamental concepts of exchange and transport time scales in a coastal sea. *Continental Shelf Res.*, **3**, 311-326.
- 3) Gamo, T. and Y. Horibe (1983): Abyssal circulation in the Japan Sea. *J. Oceanogr. Soc. Japan*, **39**, 220-230.

Mechanism Elucidation and Future Forecast on the Decreasing Trend of Dissolved Oxygen Concentrations in the Deep Water of the Japan Sea

Principal Investigator: Takafumi ARAMAKI

Institution: National Institute for Environmental Studies (NIES)
16-2 Onogawa, Tsukuba-City, Ibaraki 305-8506, JAPAN
Tel: +81-29-850-2124 / Fax: +81-29-850-2124
E-mail: ara@nies.go.jp

Cooperated by: Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology, Kyushu University, Hokkaido University

[Abstract]

Key Words: Japan Sea, Global warming, Dissolved oxygen, Deep circulation, Numerical model

The Japan Sea is a marginal and semi-closed sea of the northwestern Pacific Ocean. Deep water of the sea is topographically isolated from the adjacent seas and is more oxygen-rich than those in the adjacent seas, which indicates more frequent deep ventilation in the Japan Sea itself. Historical data and recent observations show a centennial-scale oxygen decrease in the bottom water below 2000 m depth from about 250 $\mu\text{mol/kg}$ in the late 1920s to about 200 $\mu\text{mol/kg}$ at present. This oxygen decline implies stagnation of the bottom ventilation, which corresponds to a centennial-scale warming in the northern area of the sea where the bottom ventilation could occur.

About 2 $\mu\text{mol/kg/year}$ of oxygen utilization rate in the bottom water was estimated by difference between the apparent oxygen decrease and oxygen supply which was derived from an increase in the bomb-produced radiocarbon in the bottom water. If the bottom ventilation ceases in the future due to the global warming, the bottom water of the Japan Sea will become anoxic in about one hundred years.

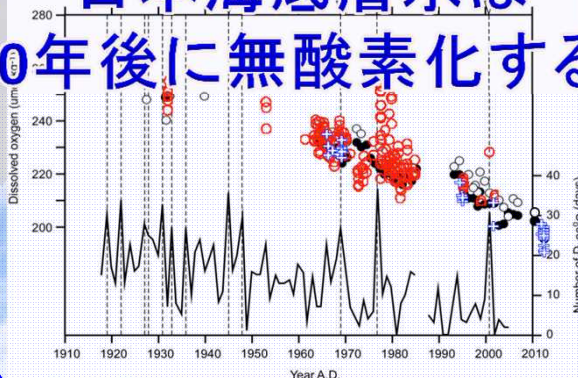
Modification processes of the Yamato Basin Bottom Water are investigated as a representative of the Japan Sea deep water. Vertical eddy diffusivity and its energy sources are revealed from the field observations, as well as the nature and rate of the water mass exchange between the abyssal basins.

The simultaneous quantification method of chlorofluorocarbons (CFC-11, CFC-12, CFC-113) and sulfur hexafluoride in 200mL of seawater was developed for analyzing chemical tracers as the seawater flow in the time scale of a few years to a few decades was developed to investigate the origin and the circulation mechanism of Japan Sea Bottom Water. Using the spatial distributions of CFCs and radiocarbon in the Japan Sea, we found that the scale of thermohaline circulation of the Japan Sea after 1975 have decreased by 21-30% in the deep water and 15-41% in the bottom water compared with those before

1975.

Selecting the parameters to represent vertical distributions of observed temperature and radiocarbon in the Japan Sea, the average age of deep circulation is calculated using a vertical one-dimensional multi-layered model. The results show that the maximum age and a reasonable vertical diffusive coefficient are about 160 year (depth of 2000m) and $2\text{cm}^2/\text{s}$, respectively. A sinking volume transport to deep water below 1°C is estimated by about 1.3 Sv, which corresponds to inflow volume transport of the Tsushima Warm Current.

日本海底層水は 100年後に無酸素化する？

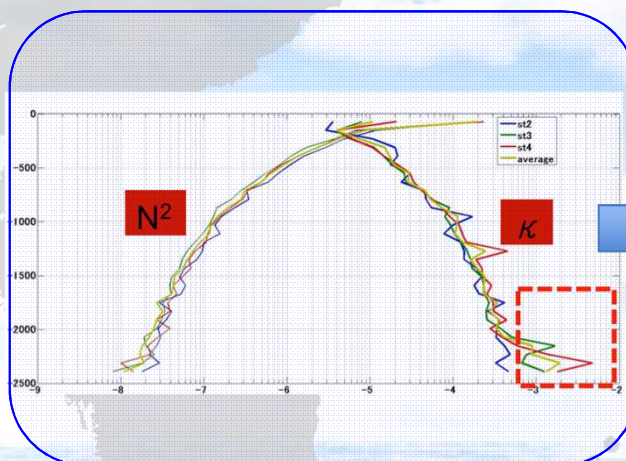


溶存酸素消費速度
2.0 $\mu\text{mol/kg/yr}$

現在の底層水中の溶存酸素濃度:
195~200 $\mu\text{mol/kg}$

世界初

鉛直拡散係数の直接計測



鉛直拡散係数: $10^{-4} \sim 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$

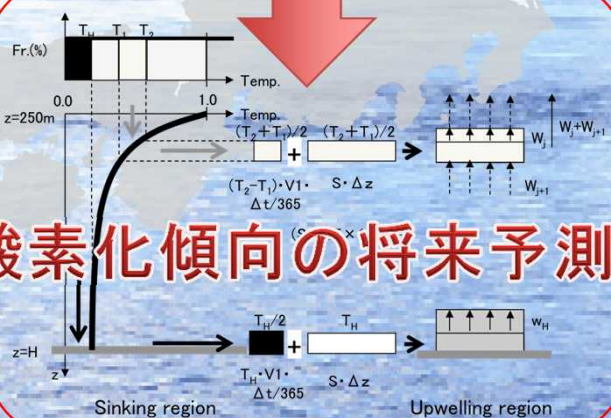
深層において下層から上層に向かって伝播する近慣性周期の内部重力波が存在

日本海深層における溶存酸素
減少傾向の現状把握

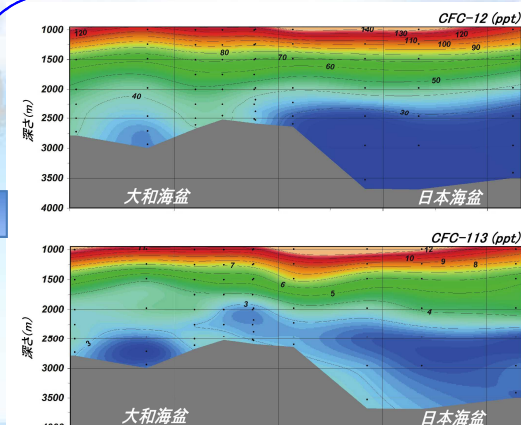
無酸素化メカニズム解明
(酸素減少と底層水形成・循環との関係)

精緻化

無酸素化傾向の将来予測へ



直近40年で底層水形成量が激減



世界初

CFCs, SF_6 の同時定量法を開発

- ・底層水形成量1975年以降, それ以前に比べて15~40%にまで減少
- ・海域によって異なる減少傾向