

## 地球温暖化にともなう日本海上部固有水の変動に関する研究

塩田, 幸平  
九州大学総合理工学府大気海洋環境システム学専攻

<https://hdl.handle.net/2324/4776862>

---

出版情報 : 九州大学, 2021, 修士, 修士  
バージョン :  
権利関係 :

令和3年度  
九州大学大学院総合理工学府  
大気海洋環境システム学専攻修士論文

地球温暖化にともなう  
日本海上部固有水の変動に関する研究

氏名 塩田 幸平

指導教員名 千手 智晴 准教授

# 目次

1. 序論 .....	2
2. 資料および解析方法 .....	12
2.1 Argo フロートデータ .....	12
2.2 船舶観測データ .....	13
2.3 NEAR-GOOS データ .....	14
3. 結果 .....	21
3.1 日本海固有水形成域の温暖化 .....	21
3.2 現在の上部固有水の海水特性と密度構造 .....	22
4. 考察 .....	34
4.1 日本海固有水形成域の変動要因 .....	34
4.2 現在の上部固有水の構造と循環 .....	36
5. 結論 .....	44
文献 .....	46
謝辞 .....	50

## 1. 序論

日本海は日本列島、ユーラシア大陸およびサハリンに囲まれた北西太平洋の縁海の一つであり、その表面積は  $1.013 \times 10^6 \text{ km}^2$ 、体積は  $1.69 \times 10^6 \text{ km}^3$  である (Fig.1-1)。また、平均水深は 1667m、最深部の水深は 3796m となっている。対馬海峡を通して東シナ海と、津軽海峡を通して北太平洋と、宗谷海峡と間宮海峡を通してオホーツク海と接続しているが、各海峡は浅く、最も深い対馬海峡でさえ約 140m であるため、日本海と他の海洋との海水交換は 200m 以浅の上層に限られており、主温度躍層下 (200~300m 以深) の海水は他の海洋から隔離されている。

日本海の主温度躍層下は、日本海固有水と呼ばれる水温  $0 \sim 1^\circ\text{C}$ 、塩分 34.1 程度のほぼ均質な海水で占められている (宇田, 1934)。日本海固有水は世界で最も均質な水塊の一つであり (Worthington, 1981)、日本海の全海水の約 84% を占めている (Yasui et al., 1967)。日本海固有水は冬季の海面冷却によって表層水の密度が増加し、鉛直対流が引き起こされることで形成されるため (Sudo 1986; Senjyu and Sudo 1993, 1994, 1996)、溶存酸素を大量に含んだ均質な水塊となる。

日本海固有水の形成域については、これまで多くの研究が行われてきた。人工衛星による観測から得られた 1997 年 1 月における、日本海上の月平均風速を Fig.1-2 に示す (Kawamura and Wu, 1998)。日本海は冬季になると大陸からの北西季節風が卓越するが、ロシアや北朝鮮の沿岸部には山脈が連なっており、季節風を遮るような形になっている。しかし、ロシアのウラジオストク周辺では山脈が切れて谷のような地形になっているため、北西季節風がここに取れんし、ウラジオストクに強い風をもたらす。その結果、ウラジオストクの沖合にフラックスセンターと呼ばれる強い海面冷却域 (大気への乱流熱フラックス (顕熱フラックス+潜熱フラックス) の大きな海域) が形成される (Fig.1-3)。このフラックスセンターは Sudo(1986) が海洋観測によって示した日本海固有水の形成域と一致していることから

(Fig.1-4)、ウラジオストク沖の 41° N 以北, 132~134° E の海域が日本海固有水の形成域であると考えられている。

日本海固有水は、海水特性によっていくつかの層に分類することができる。Nitani(1972)はポテンシャル水温の鉛直傾度の不連続に基づいて深層水(約 1000m 以浅)、上部底層水(約 1000~2000m)、下部底層水(約 2000m 以深)に分けたが、その後 Gamo and Horibe(1983)は CTD 観測に基づく高精度な観測から、2000~2500m 深で底層水と深層水の二つの水塊に分けられることを示した(Fig. 1-5)。一方、Senjyu and Sudo(1993)は密度に対する海水特性の分布や時空間的な変動の有無から、約 1000m 深を境に上部固有水と深層水に分けられることを示した。これらの研究から、日本海固有水は上部固有水(約 300~1000m 深)、深層水(約 1000~2000m 深)、底層水(約 2000m 以深)の 3 つの水塊に分けることができると考えられている。

上部固有水は 1000dbar 基準のポテンシャル密度 ( $\sigma_1$ ) によって定義されており、その範囲は  $32.00 \sim 32.05 \sigma_1$ 、コアは  $32.03 \sigma_1$  とされている (Senjyu and Sudo 1993, 1994)。これを海面基準のポテンシャル密度 ( $\sigma_\theta$ ) に換算すると、上部固有水のポテンシャル密度の範囲は  $27.31 \sim 27.34 \sigma_\theta$ 、コアは  $27.32 \sigma_\theta$  となる (Senjyu and Sudo, 1994)。上部固有水は 40° N 付近に位置する極前線以北では高酸素な等密度層をともなう亜寒帯モード水としての特徴をもち、ポテンシャル渦度 (Potential vorticity : PV)

$$PV = \frac{f}{\rho} \frac{\Delta\rho}{\Delta z} \quad (1-1)$$

の極小層によって特徴づけられる (Fig.1-6)。ここに  $\rho$  は海水密度、 $z$  は深度、 $f$  は惑星渦度 (コリオリパラメータ) を表す。Fig.1-6 の 300~500m 深には鉛直的に水温がほぼ一定な層 (等温層) が認められ、それに対応するように 400m 深にポテンシャル渦度の極小層が現れている。このような等温層 (等密度層) は、冬季の大気海洋相互作用によって引き起こされた鉛直対流の「なごり」と考えられ、水塊形成時の大気の状態を強く反映していると考えられる。

日本の排他的経済水域 (EEZ) である日本海盆東部や大和海盆では日本海固有水の長期的な昇温が報告されており (Fig.1-7)、その原因として地球温暖化との関連が示唆されている (Minami et al.,1999, Gamo et al., 2014, Senjyu, 2020)。特に 1990 年以降の昇温は顕著なものとなっているが (Senjyu, 2022)、固有水の形成域を含む日本海北西海域では 1970 年代以降、日本の船舶による観測は行われておらず、日本海の中でも船舶観測データの少ない海域となっている。そのため、近年の固有水の形成域や日本海全体の温暖化の現状には不明な点が多い。また Senjyu and Sudo (1993, 1994)が行った上部固有水の調査は 1964~1985 年に得られた各層観測データに基づくため、1990 年以降の急激な温暖化の影響は不明である。

そこで本研究では 2000 年以降、国際アルゴ計画により日本海に投入された Argo フローットのデータおよびロシアとの共同プロジェクトによって得られた CTD 観測データの解析を行い、形成域を含む日本海全域の上部固有水の現状を把握することを目的とする。さらに Senjyu and Sudo (1993, 1994)が用いた過去の船舶観測データとの比較を通して、温暖化にともなう上部固有水の変動とその原因を明らかにする。

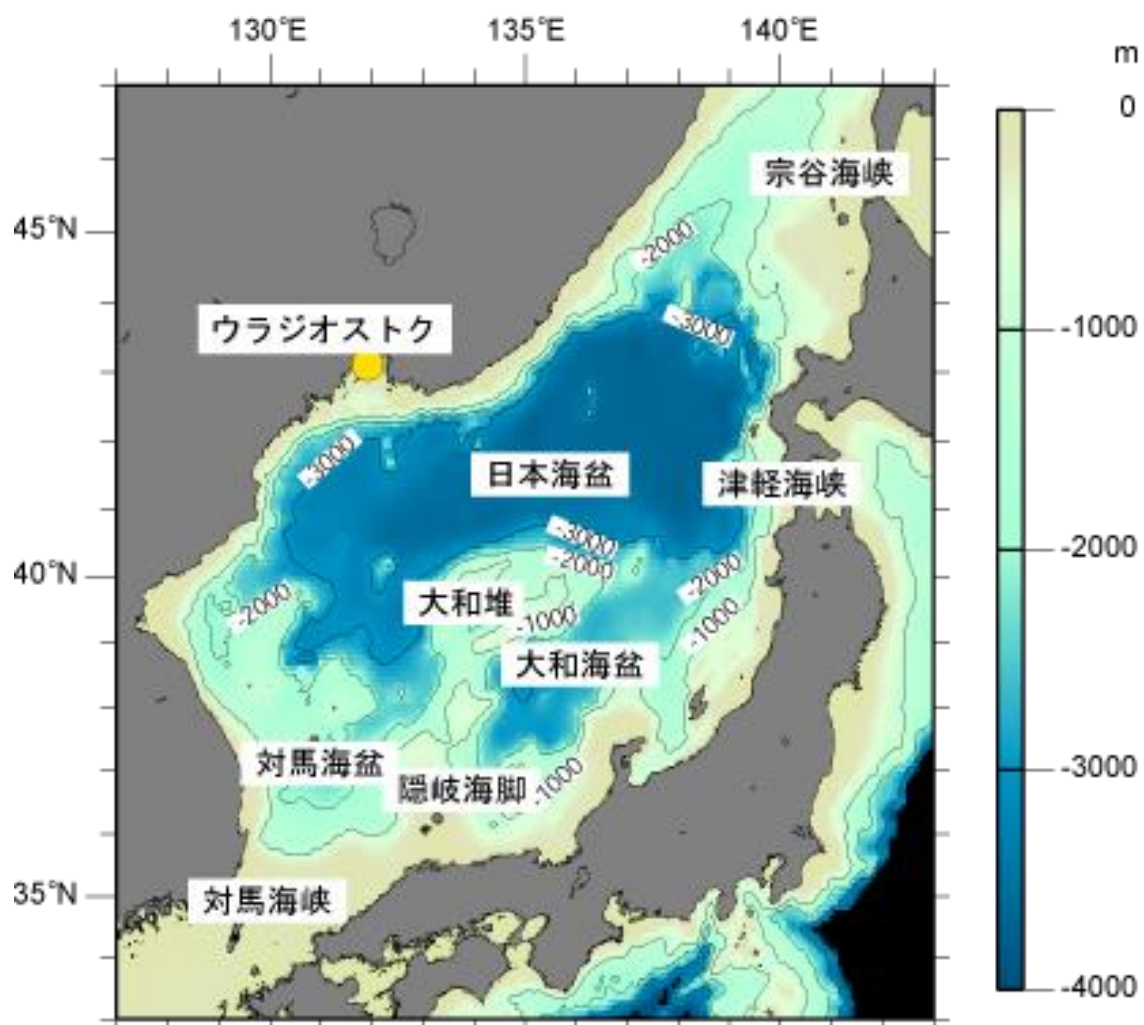


Fig.1-1 日本海の海底地形図

気象庁(<https://www.jma-net.go.jp/jsmarine/japansea.html>)

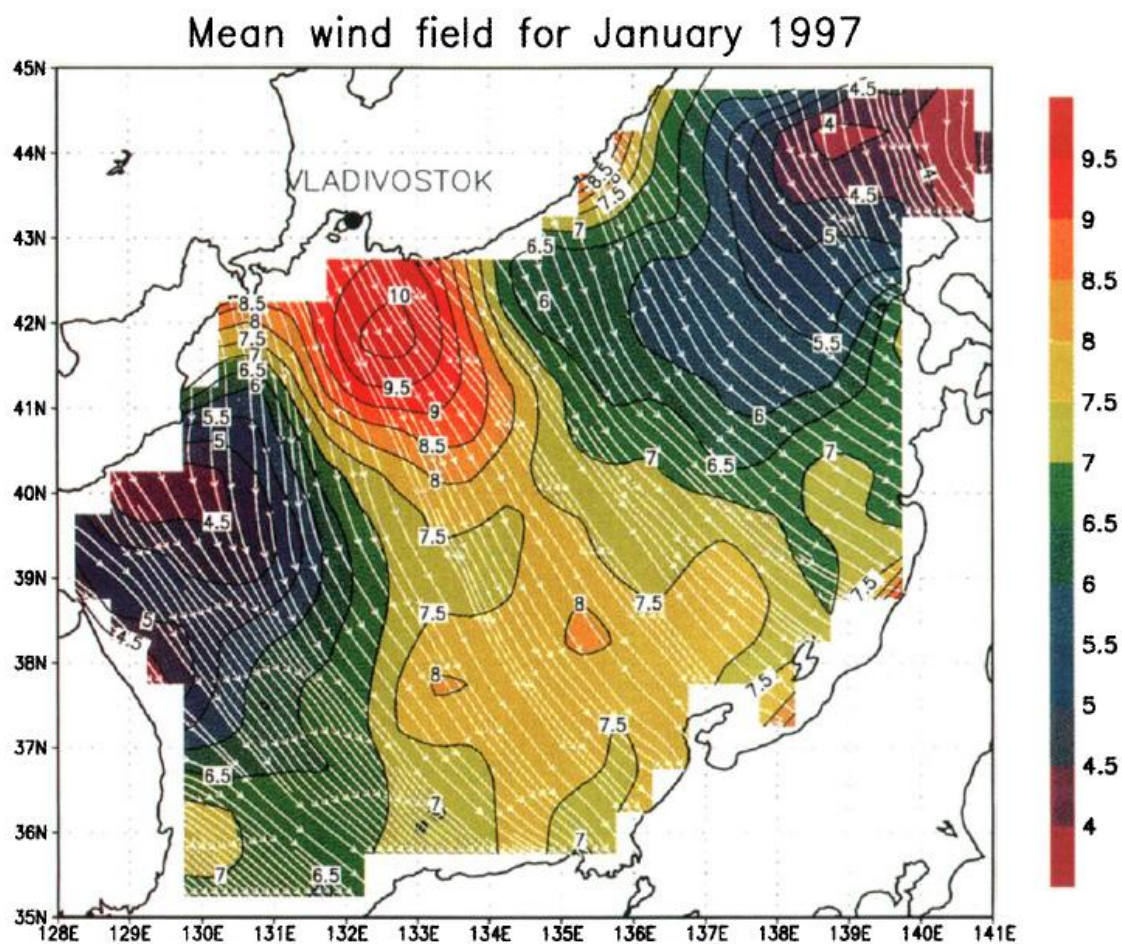


Fig.1-2 1997 年 1 月の日本海上における平均風速 ( $\text{ms}^{-1}$ )。白い矢印は風向を示す。

(Kawamura and Wu, 1998)



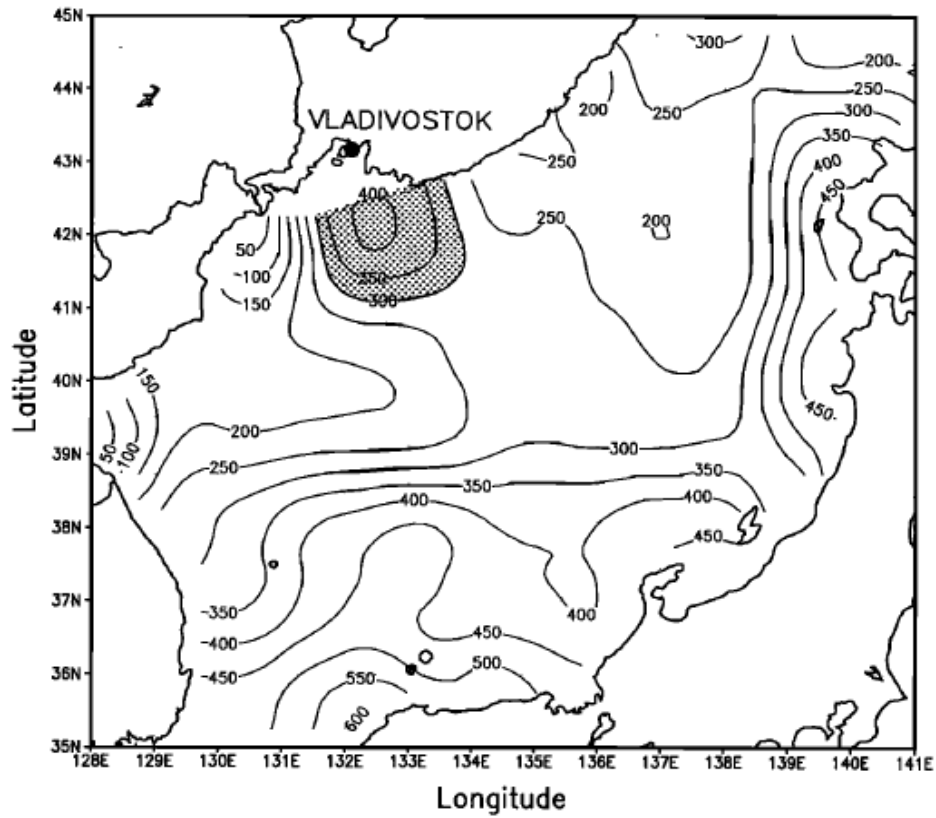


Fig.1-3 1997年1月の日本海における海洋から大気への乱流熱フラックス ( $W/m^2$ ) の分布。ウラジオストク沖の斜線部は乱流熱フラックスが  $300 Wm^{-2}$  以上の海域を示す。  
(Kawamura and Wu, 1998)

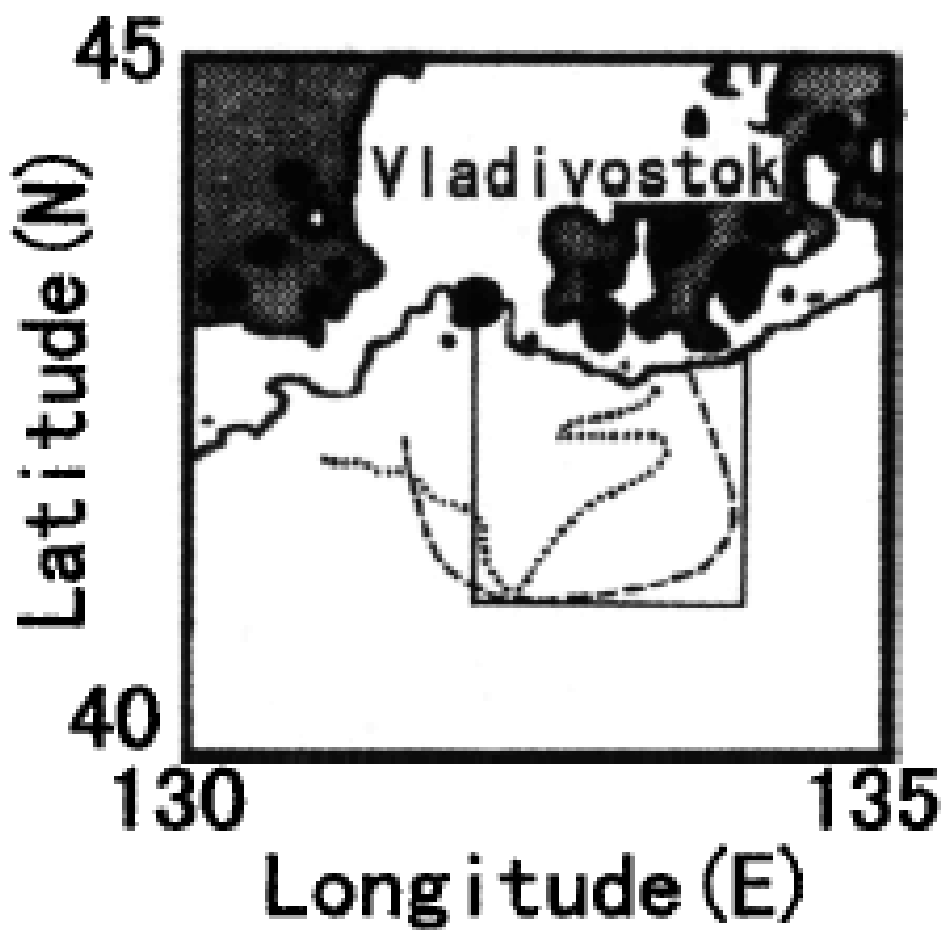


Fig.1-4 Sudo (1986)によって示された日本海固有水の形成域(41° N以北, 132~134° E、  
 実線)とウラジオストク沖のフラックスセンター(破線)、ウラジオストク沖の最も  
 冷たい海面温度のエリア(点線)。(Kawamura and Wu ,1998)

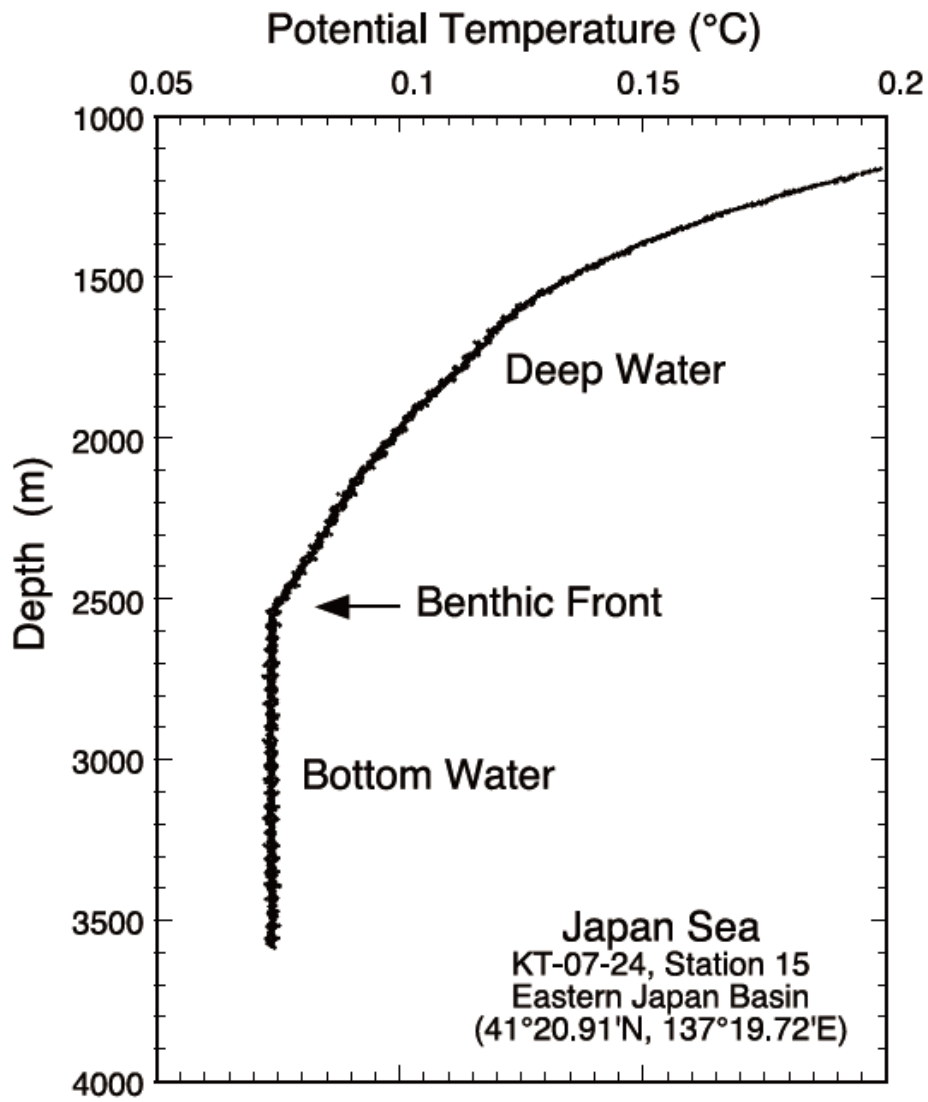


Fig.1-5 1979年7月の日本海盆東部でのCTD観測から得られたポテンシャル水温の鉛直プロファイル。矢印は深層水と底層水の境界を示す。(Gamo and Horibe, 1983)

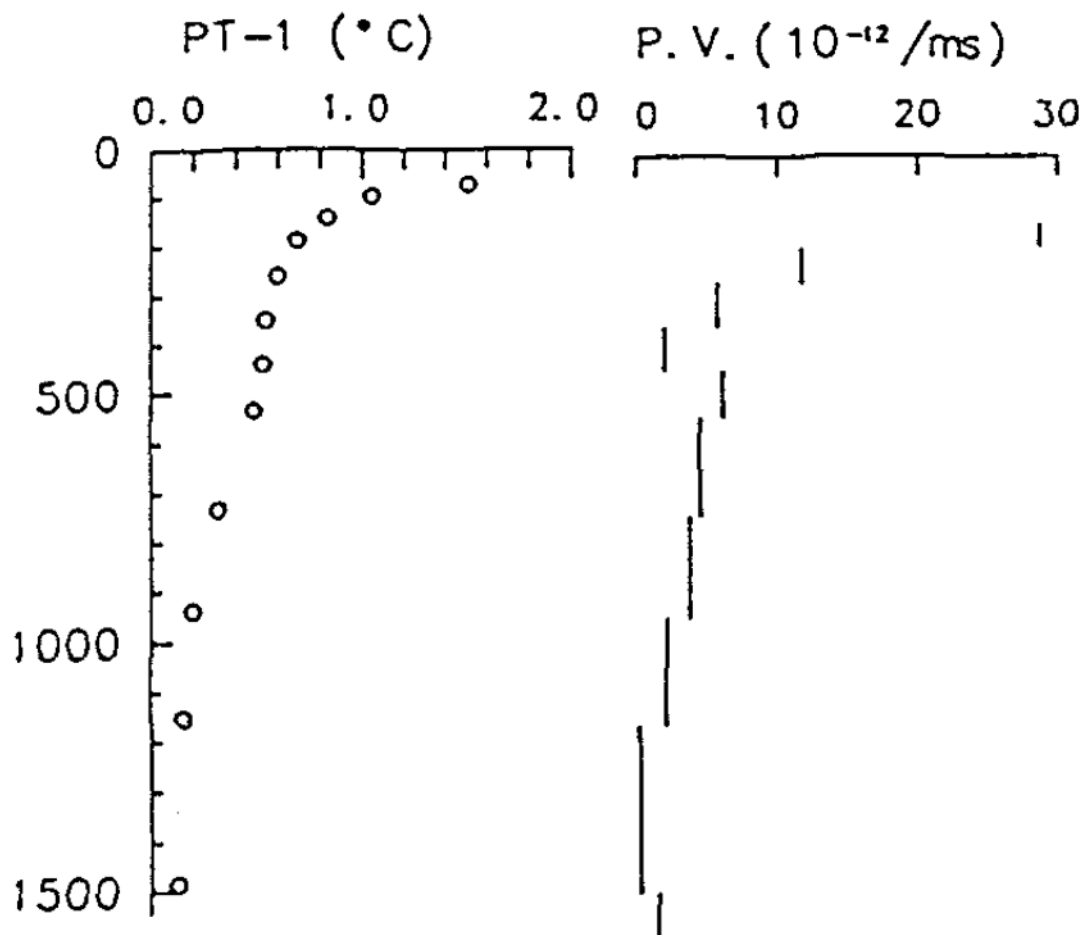


Fig.1-6 日本海盆 (41° 56' N, 135° 00' E) での観測 (1969年10月4日) から得られたポテンシャル水温 (左) とポテンシャル渦度 (右) の鉛直プロファイル (千手, 1992 より抜粋)

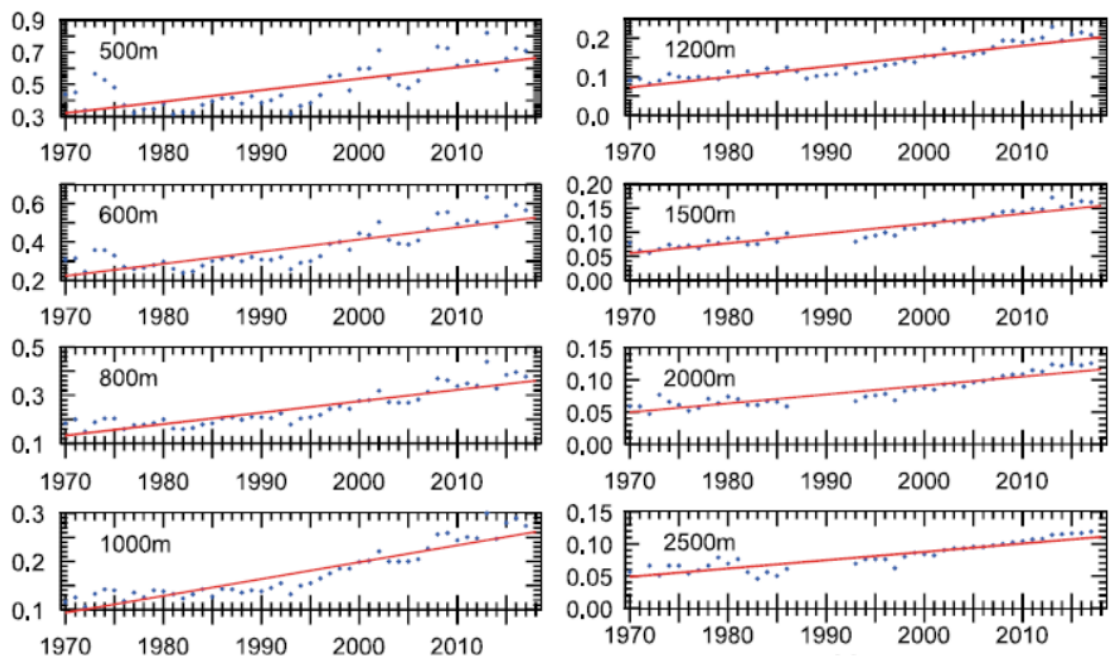


Fig.1-7 大和海盆に位置する PM5 ( $37^{\circ} 43' N, 134^{\circ} 43' E$ ) での観測から得られた 500 ~2500m 深におけるポテンシャル水温の時系列。青点は年平均値、赤線はトレンドを示す。(Senjyu, 2020)

## 2. 資料および解析方法

本研究では日本海上部固有水の変動を把握するために、近年の日本海の広範囲にわたる Argo フロートデータ（2001～2019 年）と Senjyu and Sudo (1993, 1994) が用いた過去の船舶観測データ（1964～1985 年）を比較する。また、国際プロジェクト「NEAR-GOOS」によりロシア 200 海里水域で得られた船舶観測データを用いて、近年の上部固有水の構造を把握し、Senjyu and Sudo (1994) が定義した上部固有水を再検討する。なお、本研究では Senjyu and Sudo (1993, 1994) が解析した 1964～1985 年を期間 I、現在を代表する 2001～2019 年を期間 II と定義する。以下に各データセットについて解説する。

### 2.1 Argo フロートデータ

Argo フロートは水温・塩分・圧力センサーを搭載した自動的に浮き沈みを繰り返す観測装置である。あらかじめ設定された深度を漂流し、7～10 日ごとに水温・塩分を測定しながら浮上する。海面で観測した水温・塩分データを人工衛星経由で陸上へ送信した後、再び設定された深度へと戻っていく。このような観測サイクルを 150 回程度（3～4 年）繰り返す。Argo フロートは 2000 年から国際的なプロジェクトとして世界中で投入され初め、現在では多くの国と地域の協力によって約 4000 台が世界の海で稼働しており、海洋観測システムの主要な構成要素の一つとなっている。これらのデータは誰でも無条件に Global Data Assembly Centres (GDAC；フランス海洋開発研究所および米国海軍気象センター) から得ることができる。

本研究では海洋研究開発機構（Japan Agency for Marine-Earth Science and Technology：JAMSTEC）が提供している Advanced automatic Quality Checked (AQC) Argo data を使用した。AQC Argo data は、GDAC が提供する real-time Quality Control (rQC) Argo data よりも高度な品質管理を JAMSTEC が独自に施したデータセットである。なお、日本海の Argo フロートの観測深度は主に 700～800m 以浅となっており、鉛直分解能は 10～30m で

ある。

使用したデータの観測期間は 2001 年 10 月～2019 年 12 月（期間Ⅱ）、全観測点数は約 20000 点となっている。このデータに対して品質管理を行った。まず、最大観測深度が 500m 以深で、かつ 10 層以上観測している水温・塩分プロファイルを抽出した。さらに、圧力・水温・塩分のフラグが正常なもののみを使用して、Akima 補間によって 10m 毎の値を求めた。塩分に関してはセンサーの不具合によって誤差が生じることがあるため(Barnoud et al., 2021)、プロファイル最深部の塩分が 34.070 になるように補正を施し、同様の補正量をプロファイル全体に加えた。補正のより詳細な手法については Senju (2022)を参照されたい。補正されたデータの全観測点数は約 16000 点であり、日本海全域を十分に網羅している (Fig.2-1)。

これらのデータを季節毎（冬：1～3 月、春：4～6 月、夏：7～9 月、秋：10～12 月）に分け (Fig.2-2)、さらに緯度  $1^\circ$  × 経度  $1^\circ$  のメッシュに分類し、メッシュ毎にポテンシャル水温 ( $\theta$ )、塩分、ポテンシャル密度 ( $\sigma_\theta$ ) の平均プロファイルを求めた。ただし、形成域における海水特性分布の詳細な解析の際には、平均プロファイルだけではなく、各々のプロファイルも解析した。

## 2.2 船舶観測データ

過去（期間Ⅰ）のデータについては、日本海洋データセンター (Japan Oceanographic Data Center: JODC) に登録されている船舶観測データを使用した。解析に用いたデータは 1964 年 5 月～1985 年 10 月の期間に気象庁・海上保安庁によって得られた水温、塩分の各層観測データで、全観測点数は約 9000 点である (Fig.2-3)。各特性量について異常値を示すデータを削除した後、季節毎に分けたものを Argo フロートデータと同様に緯度  $1^\circ$  × 経度  $1^\circ$  のメッシュに分類した (Fig.2-4)。このデータは各層観測データであるため、プロファイル毎に観測深度や鉛直分解能が異なる。そこで、鉛直方向に 19 セグメント (Table 2-1) に分類し、セグメント毎に  $\theta$ 、塩分、 $\sigma_\theta$  の平均値を求めることで、各メッシュの平均プロファイ

ルを求めた。

### 2.3 NEAR-GOOS データ

Argo フロートデータは有用なデータであるが、先に述べたように鉛直分解能は 10m 程度であるため、上部固有水の詳細な構造を把握するには不十分である。そこで、この欠点を補うために、North-East Asian Regional Global Ocean Observing System (NEAR-GOOS) によって得られた CTD データを解析した。NEAR-GOOS とは北東アジア海域の海洋環境の把握や海洋変動の監視のために、日本、中国、韓国、ロシアが互いの海洋観測データを共有するプロジェクトである。本研究ではロシア科学アカデミー極東支部・太平洋海洋学研究所 (Pacific Oceanological Institute : POI) が年に 1 回、10~12 月に 40° N 以北、134° E ラインに沿って実施している船舶観測のデータを用いた (Fig.2-5)。解析期間は 2011~2019 年であり、NEAR-GOOS 地域リアルタイムデータベースに登録されている水温、塩分、溶存酸素 (DO) の観測データを解析した。このデータセットの鉛直分解能は 1m、観測深度は多くの観測点で 1000m 以深となっている。



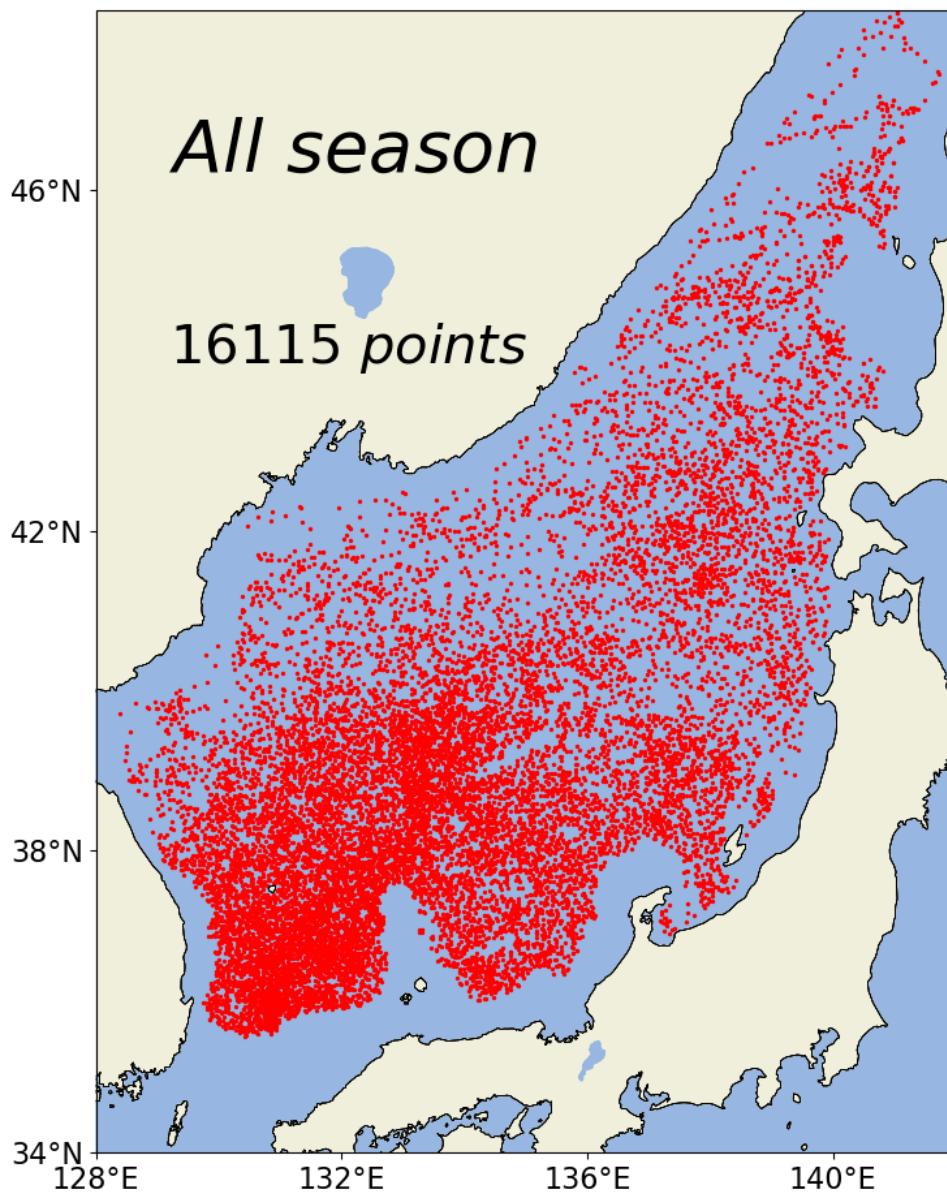


Fig.2-1 Argo フロート観測点 (2001年10月～2019年12月)

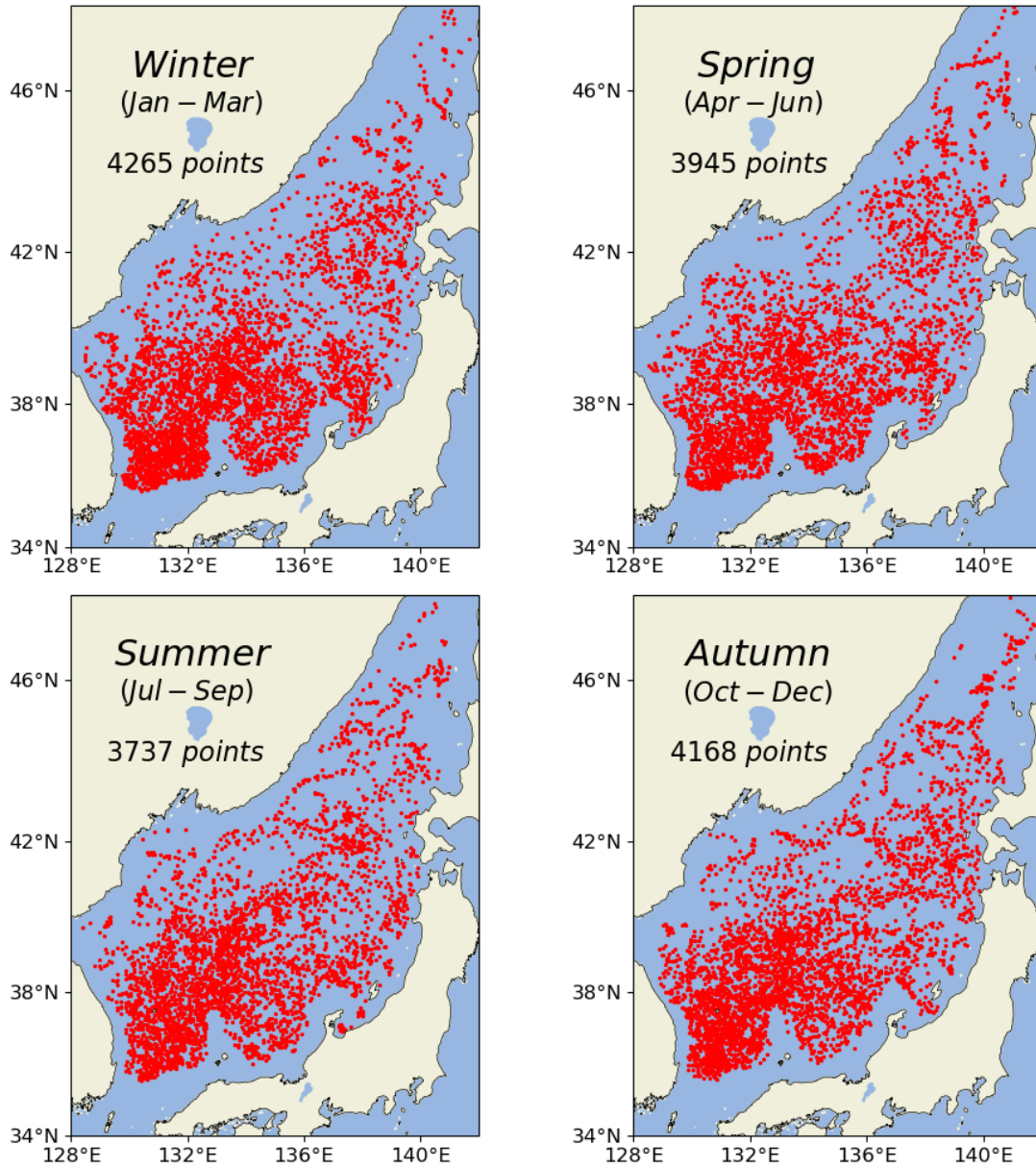


Fig.2-2 季節毎の Argo フロート観測点 (2001年10月～2019年12月)

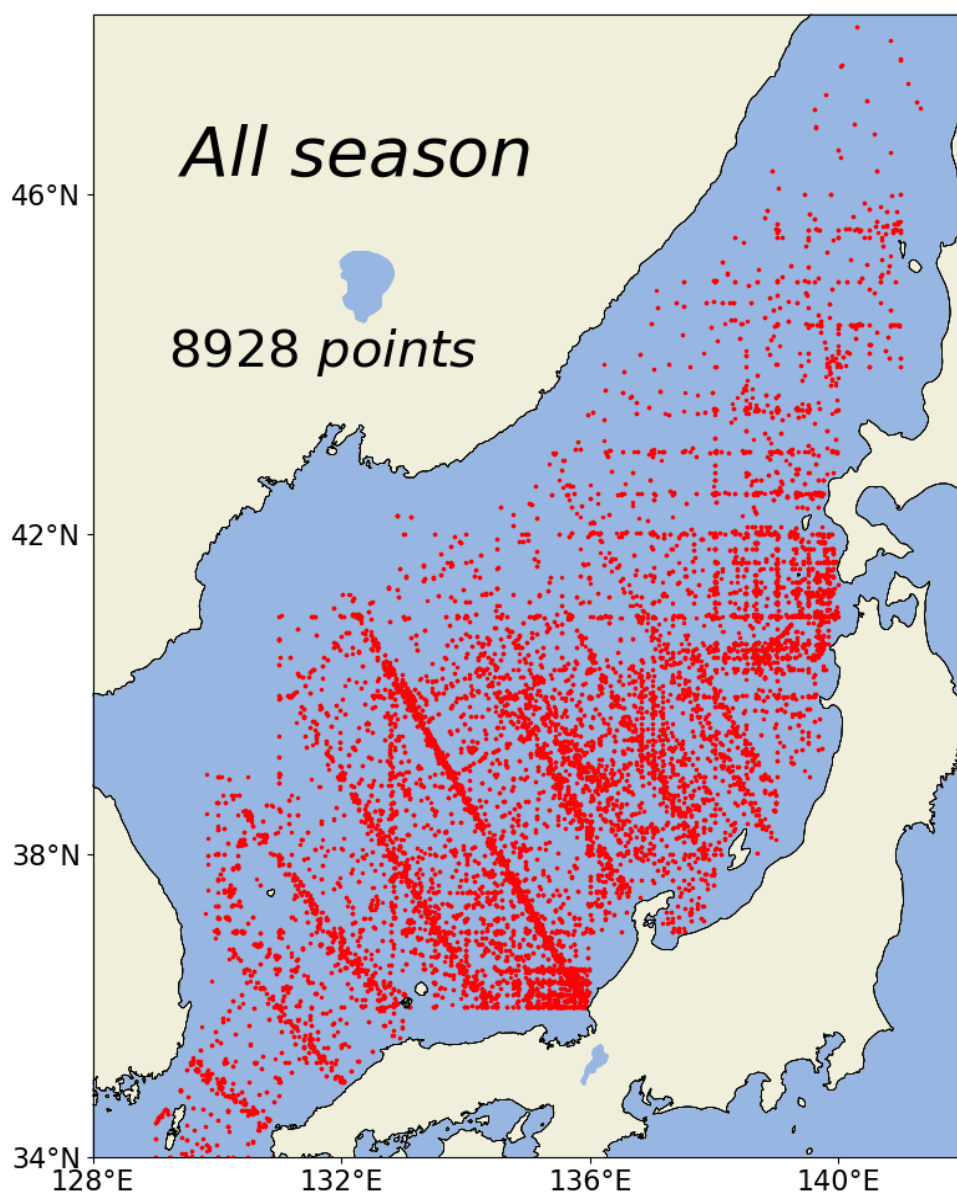


Fig.2-3 船舶観測点 (1964年5月~1985年10月)

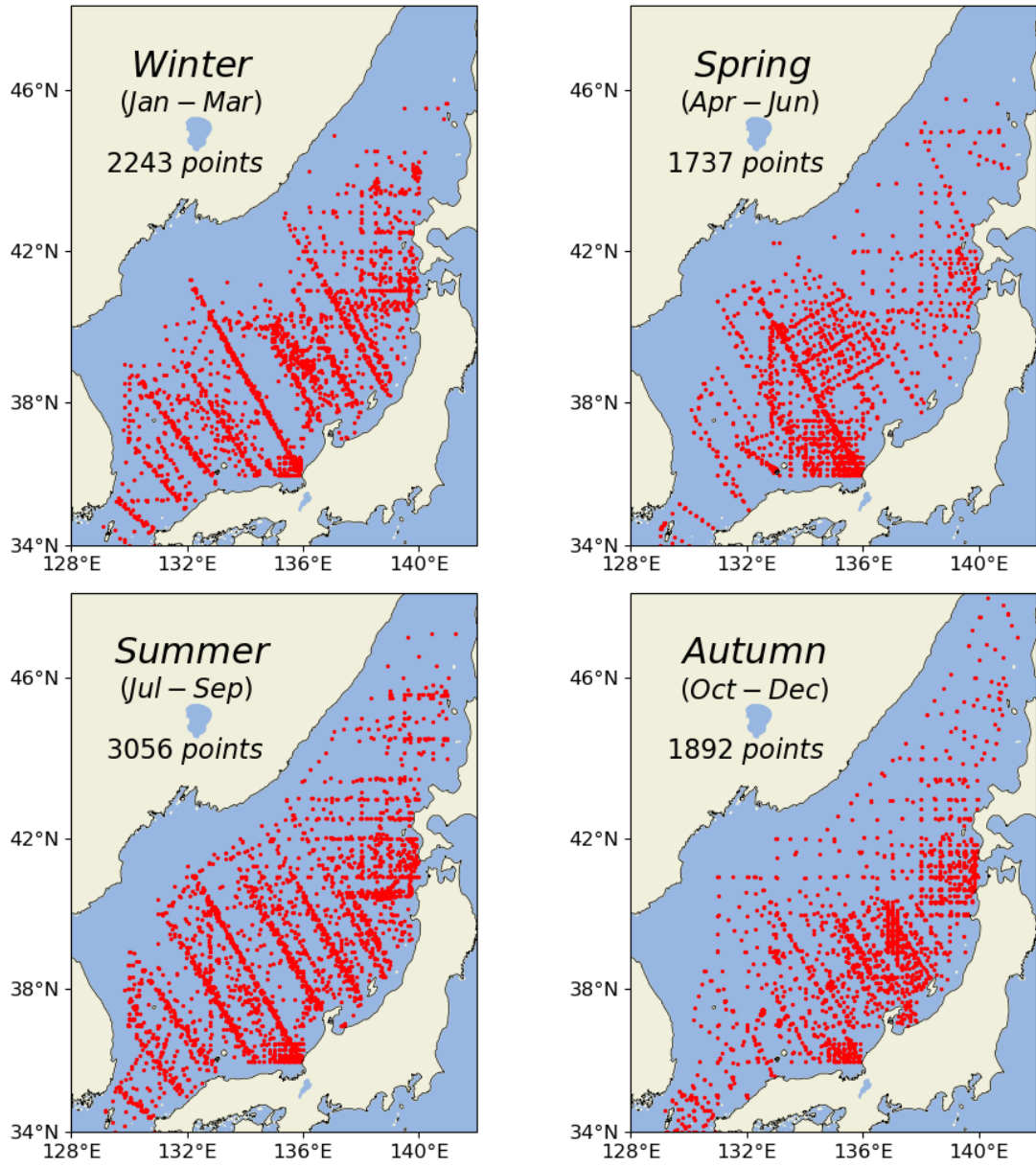


Fig.2-4 季節毎の船舶観測点 (1964年5月～1985年10月)

Table 2-1 各層観測データの分類に用いた鉛直セグメント

No.	Level(m)	Depth range(m)
1	0	0
2	10	1 ~ 15
3	20	16 ~ 25
4	30	26 ~ 35
5	50	36 ~ 75
6	100	76 ~ 150
7	200	151 ~ 250
8	300	251 ~ 350
9	400	351 ~ 450
10	500	451 ~ 550
11	600	551 ~ 650
12	700	651 ~ 750
13	800	751 ~ 850
14	900	851 ~ 950
15	1000	951 ~ 1100
16	1200	1101 ~ 1300
17	1500	1301 ~ 1700
18	2000	1701 ~ 2300
19	2500	2301 ~

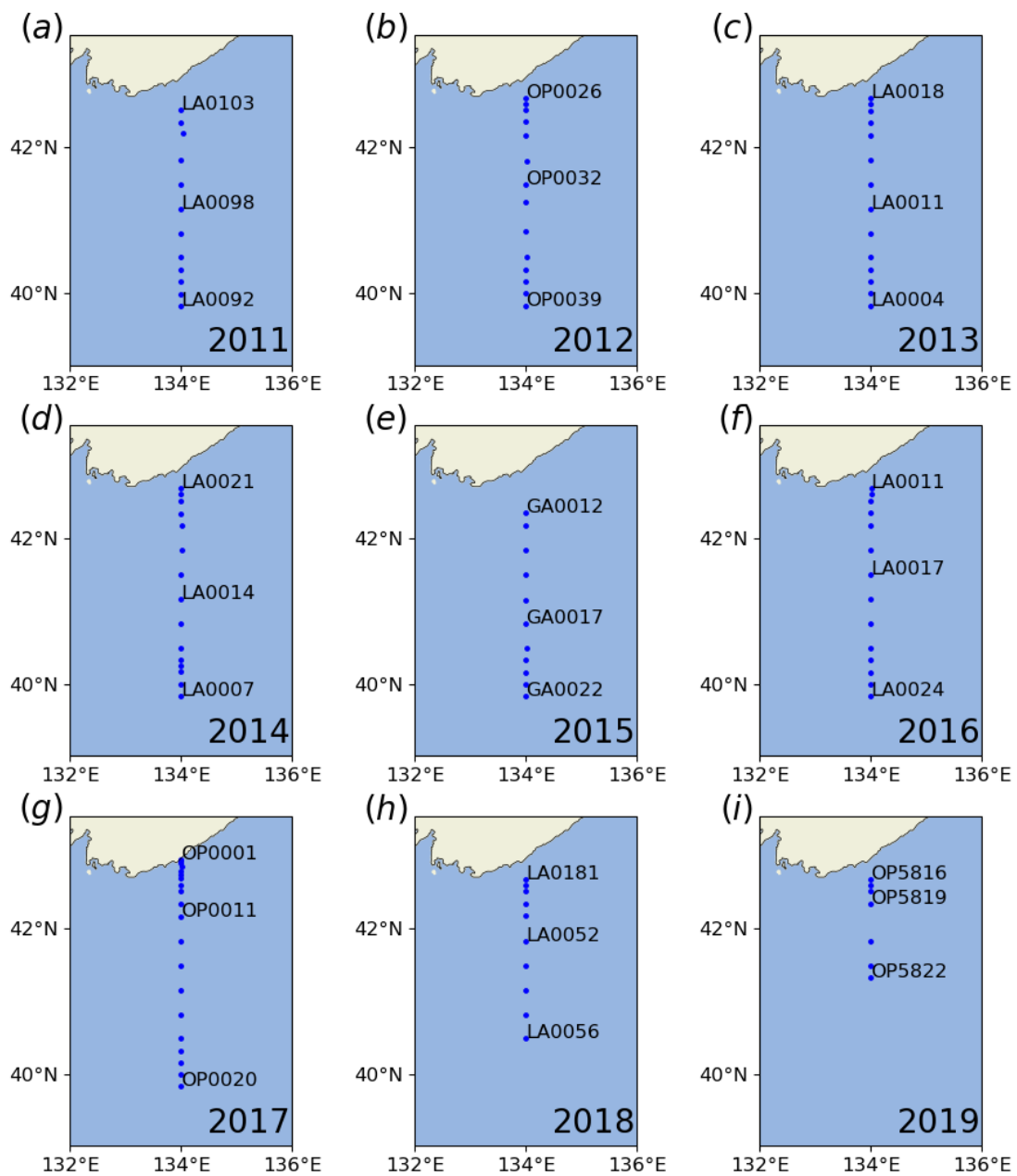


Fig.2-5 NEAR-GOOS プロジェクトにより POI が 2011～2019 年に行った観測

### 3. 結果

本章では第 2 章で示した日本海の広範囲にわたる観測データに基づいて、日本海固有水の形成域の現状と変動および近年の上部固有水の構造を示す。

#### 3.1 日本海固有水形成域の温暖化

本節では日本海固有水形成域における海洋の変動を明らかにするため、期間 I（1964～1985 年）と期間 II（2001～2019 年）に得られた資料を比較する。

期間 I と期間 II における、冬季の 10m 深の  $\theta$  と  $\sigma_\theta$  の分布を Fig.3-1 に示す。最も低温 ( $0 \sim 1^\circ\text{C}$ ) かつ高密度 ( $27.2 \sim 27.4 \sigma_\theta$ ) な領域が、期間 I, II ともに日本海北西部に現れている。この海域はこれまで報告されてきた固有水の形成域とほぼ重なることから (Sudo, 1986, Senju and Sudo, 1993, Kawamura and Wu, 1998)、固有水の形成域の位置は期間 I と期間 II で大きく変化していないと考えられる。そこで本研究では、先行研究と Fig.3-1 の Argo フロートデータ、船舶観測データからの結果に基づいて、固有水の形成域を  $41 \sim 43^\circ \text{N}$ ,  $132 \sim 136^\circ \text{E}$  (Fig.3-1 の四角で囲った領域) とし、その領域内の海洋構造の変化に注目する。

期間 I における固有水形成域内の  $\sigma_\theta$  は最高で  $27.3 \sigma_\theta$  以上を示しているのに対して、期間 II では  $27.3 \sigma_\theta$  以下と低下している (Fig.3-1(c), (d))。しかし  $\theta$  については、変化の様子が不明瞭である。そこで、期間 I, II における冬季の形成域内の海水特性量の平均プロファイル調べた (Fig.3-2)。海面水温に注目すると、期間 I では日本海固有水に対応する約  $1^\circ\text{C}$  の冷たい海水が分布していたのに対して、期間 II では  $1.8^\circ\text{C}$  と温かくなっている。水温の上昇は 700m 深までの全層で認められ、平均で  $0.5^\circ\text{C}$ 、特に 100m 以浅では  $0.7^\circ\text{C}$  以上の昇温がみられた。これらの昇温は有意水準 1% で有意であることから、少なくとも海面から 700m 深までは温暖化が進行していると考えられる。次に塩分に注目すると (Fig.3-2 (b))、期間 I では海面から 700m 深まで  $34.05 \sim 34.08$  の狭い範囲にあったのに対し、期間 II では 300m 以浅で有意に低下しており (有意水準 1%)、特に海面付近では  $0.05$  の低下がみられ

る。これら水温、塩分の変化に対応して $\sigma_\theta$ も海面から700m深までで有意に低下しており（有意水準1%）、300m深でも0.03 $\sigma_\theta$ 、海面付近では0.10 $\sigma_\theta$ の低下がみられた。Table 3-1に示すように、 $\sigma_\theta$ の鉛直変化量（海面から300m深および700m深）は期間Iに比べて期間IIの方が2倍以上大きくなっており、特に海面から300m深までの成層の強化が顕著である。以上をまとめると、期間Iでは海面付近でも約1°Cの海水がみられ、密度成層も比較的弱かったのに対し、期間IIでは700m深までの全層での温暖化や300m以浅の低塩分化によって、特に300m以浅の成層が強くなり、鉛直対流が生じにくくなっていることが示唆される。

平均的なプロファイルでは固有水形成域内の温暖化が示されたが、各特性量のプロファイルは大きな標準偏差を示しており、経年的な変動が大きいことが示唆される。そこで、期間IとIIに固有水形成域内で得られた各々のプロファイルに注目し、各期間の経年変動について検討した。期間Iの成層が強い年と弱い年の代表的な観測例として1966年2月15日と1967年2月21日を、期間IIの代表的な観測例として2017年2月11日と2018年2月8日を選び、それぞれの $\theta$ と塩分、 $\sigma_\theta$ の鉛直プロファイルをFig.3-3に示した。期間Iに注目すると、 $\theta$ については両年で海面付近において1.3°Cの差がみられるが、塩分の経年変動は小さく、両年とも海面から700m深までほぼ同様のプロファイルを示している。その結果、 $\sigma_\theta$ の経年変動も比較的小さなものとなっている。これに対して、期間IIは2018年では300m深まで及ぶ鉛直対流が発達していたのに対し、2017年では300m以浅の成層が強くなっていたことがわかる。この成層の強化は300m以浅の高温、低塩分水によるものであり、期間Iと比較して期間IIの方が各特性量の経年変動が大きくなっている。以上より、近年は上層（300m深まで）の水温、塩分場の経年的な変動が大きくなっているものの、平均的には上層の成層が強くなることで鉛直対流が生じにくくなっていると考えられる。

### 3.2 現在の上部固有水の海水特性と密度構造

本節では現在の上部固有水の詳細な構造を把握するために、NEAR-GOOSによって2011



～2019年に得られたCTD観測データを解析する。

第1章で述べたように、上部固有水は冬季の鉛直対流によって形成される高酸素で鉛直一様な水塊である。そのため、上部固有水のような等密度層で特徴づけられる水塊（モード水）の検出には(1-1)式で表されるポテンシャル渦度（PV）とDOが有用な指標となる（Senjyu and Sudo, 1993）。またPVは回転流体における角運動量に相当する物理量で、大規模な海水の運動を記述する準地衡流理論においては、PVを保存するように運動が生じる（Gill, 1982）。(1-1)式は相対渦度が惑星渦度と比較して十分に小さい場合の近似式であるが、赤道付近や強い流れのシアがある場所を除いて、良い近似で成り立つ。

代表的な観測結果として、2013年10月に日本海盆で観測された $\theta$ 、DOおよびPVの鉛直プロファイルをFig.3-4に示す（観測点の位置はFig.2-5(c)を参照）。観測海域中央のSta.LA0010のプロファイル（Fig.3-4 (e)）に注目すると、330～420m深に0.7°C台の等温層がみられる。また、そのすぐ下層から500m深にかけて比較的大きな水温勾配（415～480m深で約0.1°C低下）が認められる。この成層構造に対応して、375m深にはPV極小層（ $0.3 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ ）が現れている（Fig.3-4 (e)の矢印）。また、この等温層に対応するように、280～375m深には比較的高酸素（約290  $\mu\text{mol/kg}$ ）なDO一様層が認められる。そして、その直下の380～420m深には顕著な酸素躍層が認められ、水温プロファイルにみられた躍層と一致している。同様の構造は他の観測点（例えばFig.3-4 (f)の350m深、(h)の300m深付近）にもみられる。

PV極小層、DO一様層と密度との関係を見るため、縦軸を $\sigma_\theta$ にとったPVとDOのプロファイルをFig.3-5に示す。Fig.3-4 (e)に矢印で示したPV極小層およびDO一様層は27.30  $\sigma_\theta$ 付近に現れている。同様の27.30  $\sigma_\theta$ 付近のPV極小層は他の観測点（例えばFig.3-5 (f), (h)）にも認められる。また、全観測点を通して、PV極小層ではDOが高くなる傾向がみられる。

縦軸を $\sigma_\theta$ にとったPVの断面図をFig.3-6に示す。40.6～42.4° Nの範囲にわたって、27.30～27.31  $\sigma_\theta$ の密度帯にPV極小層が南北に連なって分布している様子がみられる。図

中の丸印は PV が極小値を示す位置を表すが、その振幅を Fig.3-7 に従って色分けしている。

PV の極小値を示す層は  $27.30\sim 27.32\sigma_\theta$  に多く分布していることがわかる。

2011~2019 年のすべての観測 (Fig.2-5) において PV 極小値を抽出し、 $\sigma_\theta$  に対する頻度分布を調べた (Fig.3-8)。PV 極小値の振幅の定義によらず、極小値が現れる密度帯の最頻値は  $27.300\sim 27.305\sigma_\theta$  となっている。また、いずれの定義においても  $27.300\sim 27.325\sigma_\theta$  の密度帯に分布の山が認められ、特に  $PV_{\max} - PV_{\min} \cong 0.2 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{s}^{-1}$  の定義では、 $27.300\sim 27.325\sigma_\theta$  の密度帯が全度数の 40% を占めている。以上より、これまで上部固有水のポテンシャル密度は  $27.31\sim 27.34\sigma_\theta$ 、コアは  $27.32\sigma_\theta$  と報告されていたが (Senju and Sudo, 1994)、現在の上部固有水のポテンシャル密度は  $27.300\sim 27.325\sigma_\theta$ 、コアは  $27.30\sigma_\theta$  であり、以前よりも低密度化していると考えられる。

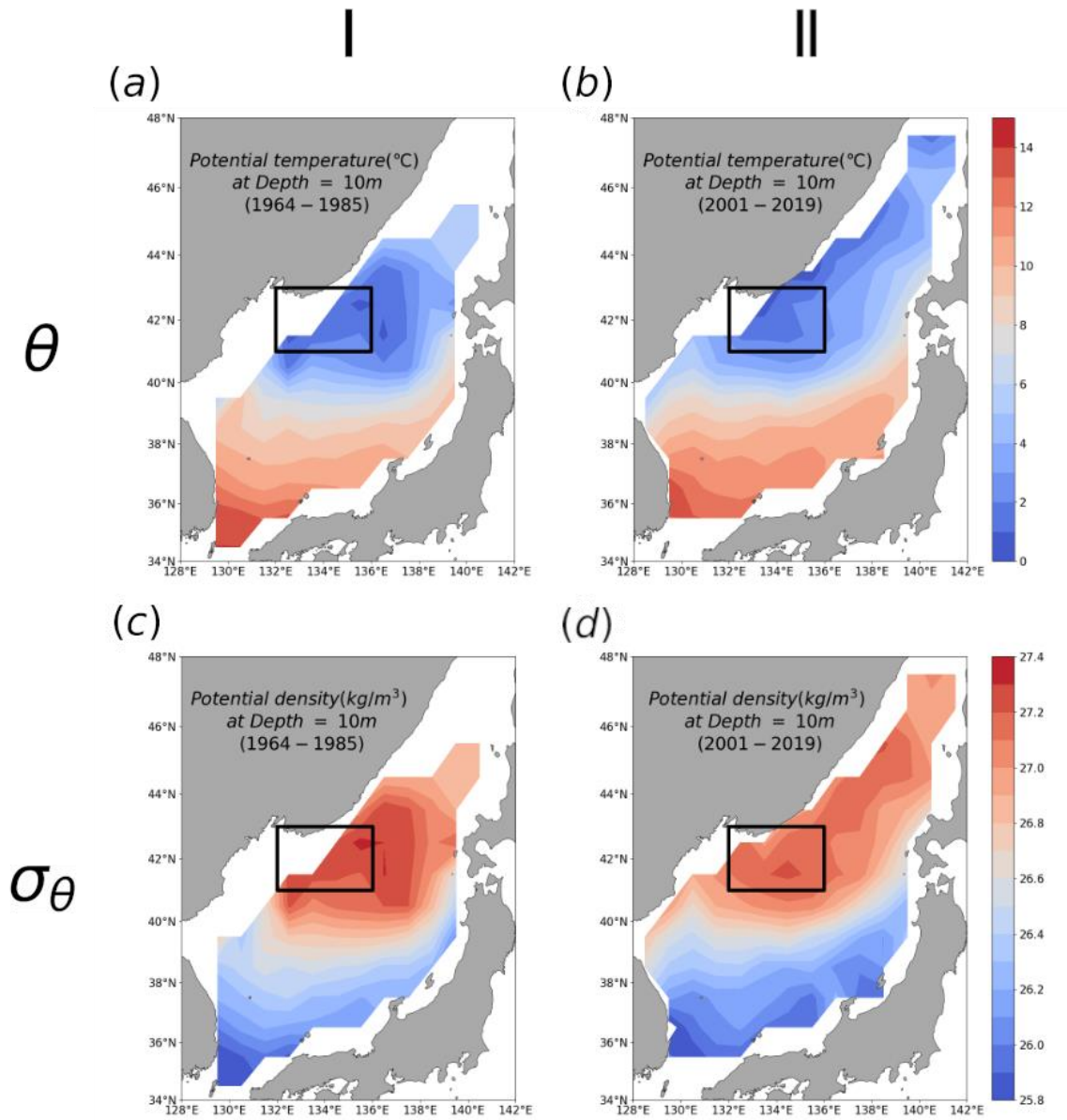


Fig.3-1 冬季の $\theta$  (上) と $\sigma_\theta$  (下) の分布(10m 深)。(a), (c)は期間 I、(b), (d)は期間 II を示す。四角で囲った領域は本研究における固有水形成域を示す。

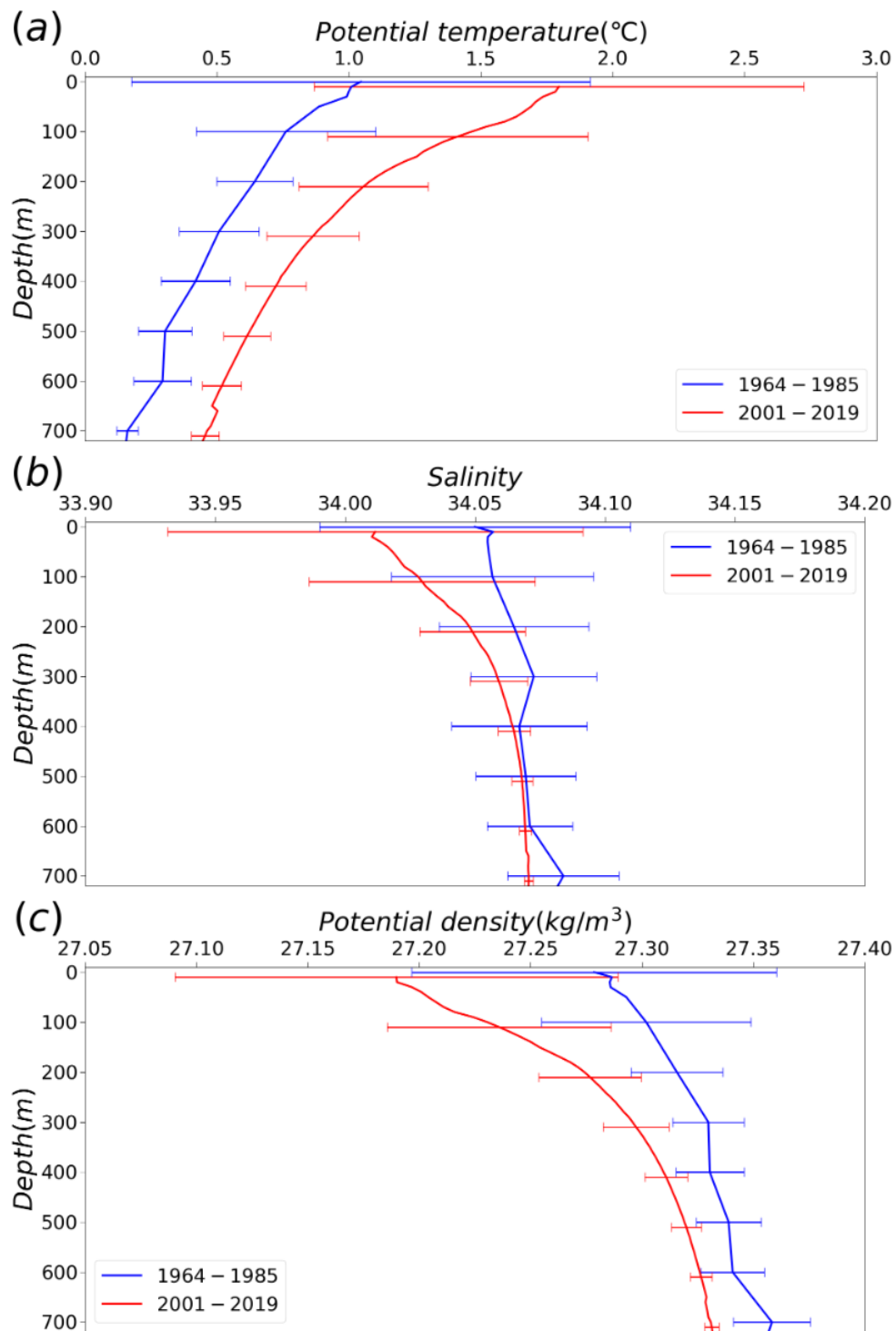


Fig.3-2 固有水形成域における期間 I (青) と期間 II (赤) の冬季の(a)  $\theta$ , (b) 塩分, (c)  $\sigma_\theta$  の平均鉛直プロフィール (エラーバーは標準偏差を表す)。

Table 3-1 固有氷形成域における期間Ⅰと期間Ⅱの冬季の平均鉛直プロファイルから求めた海面から 300m 深および 700m 深までの  $\sigma_\theta$  の変化量

	期間Ⅰ (1964~1985年)	期間Ⅱ (2001~2019年)	期間Ⅱ/期間Ⅰ
0~300m	0.04	0.11	2.8
0~700m	0.07	0.14	2.0

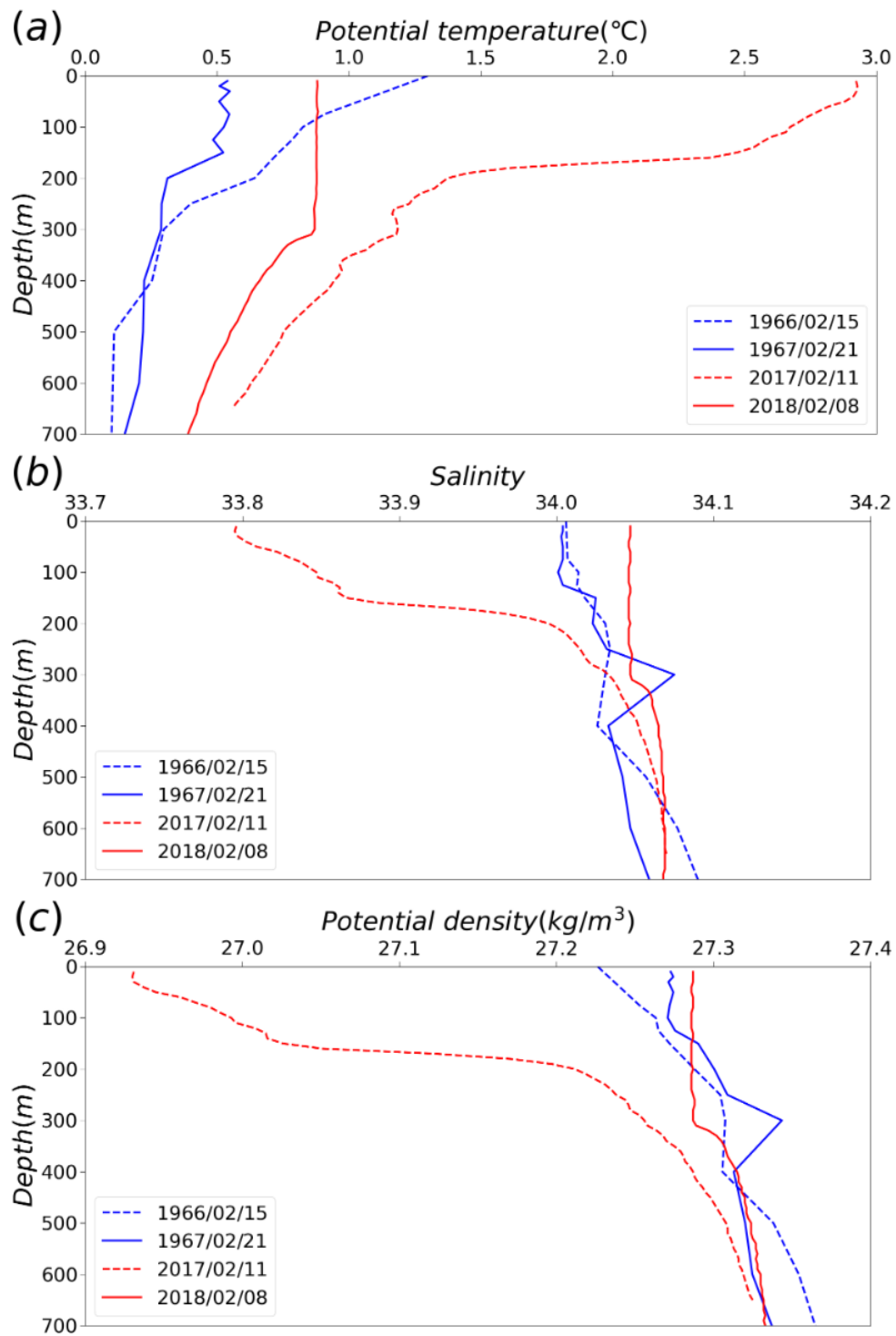


Fig.3-3 期間 I (青) と期間 II (赤) に冬季の固有水の形成域で観測された(a)  $\theta$ , (b) 塩分, (c)  $\sigma_{\theta}$  の鉛直プロファイル。青の実線は 1967 年 2 月、破線は 1966 年 2 月、赤の実線は 2018 年 2 月、破線は 2017 年 2 月を示す。

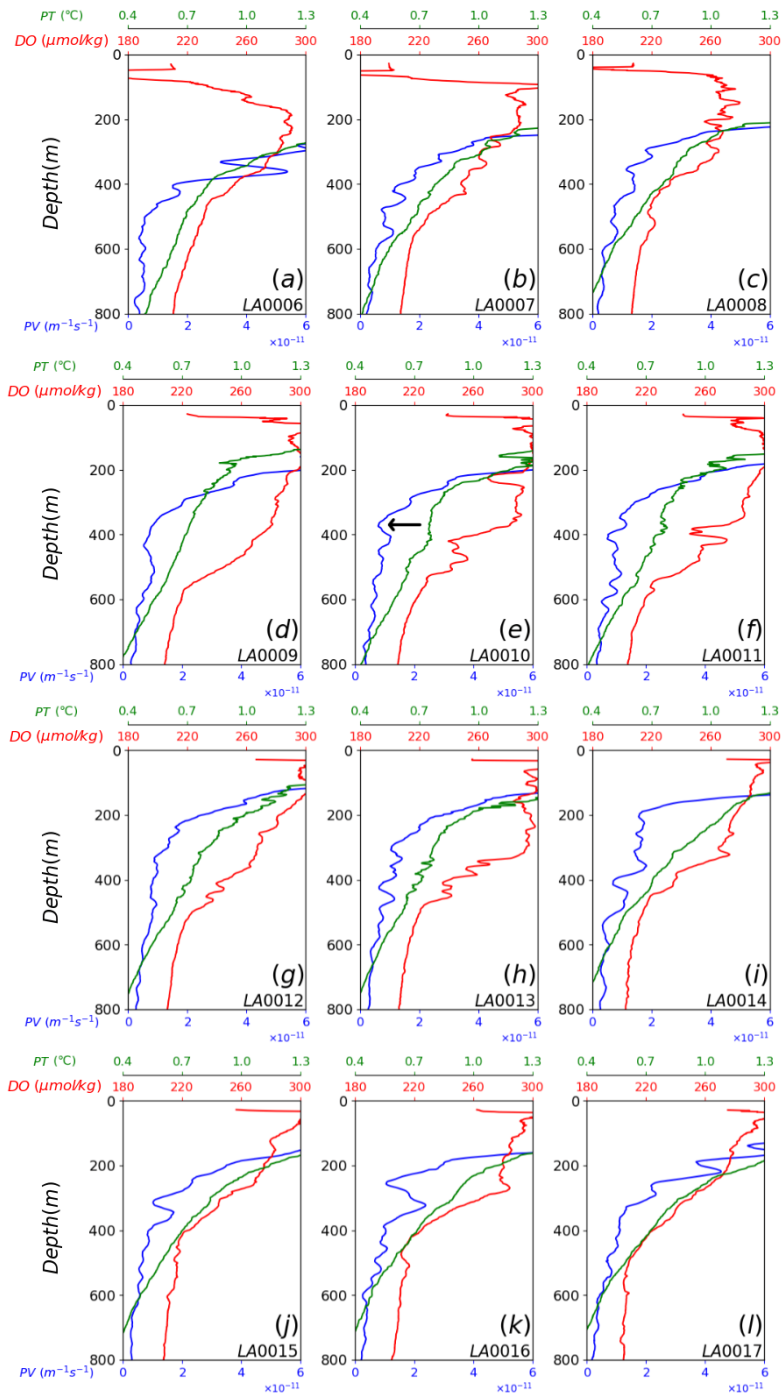


Fig.3-4 2013年10月28～30日に得られたポテンシャル水温（緑）とポテンシャル渦度（青）、溶存酸素（赤）の鉛直プロファイル。図中の番号は観測点名（観測点の位置は Fig.2-5(c)を参照）、(e)の中の矢印は、等温層、DO 一様層に対応した PV 極小層を示す。

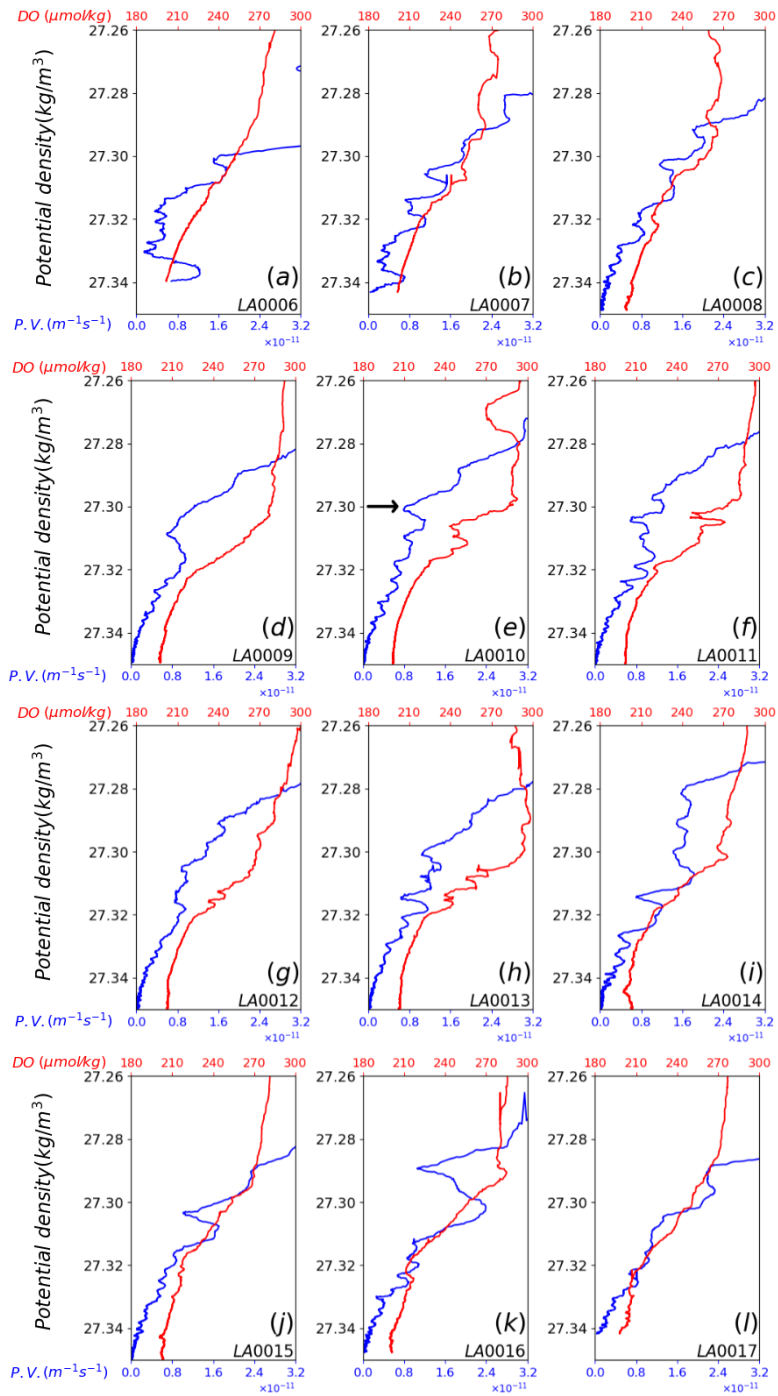


Fig.3-5 2013年10月28～30日に得られたポテンシャル渦度（青）と溶存酸素（赤）の鉛直プロファイル（縦軸： $\sigma_\theta$ ）。図中の番号は観測点名（観測点の位置は Fig.2-5(c)を参照）、(e)の矢印は Fig.3-4 (e)に示した PV 極小層を示す。



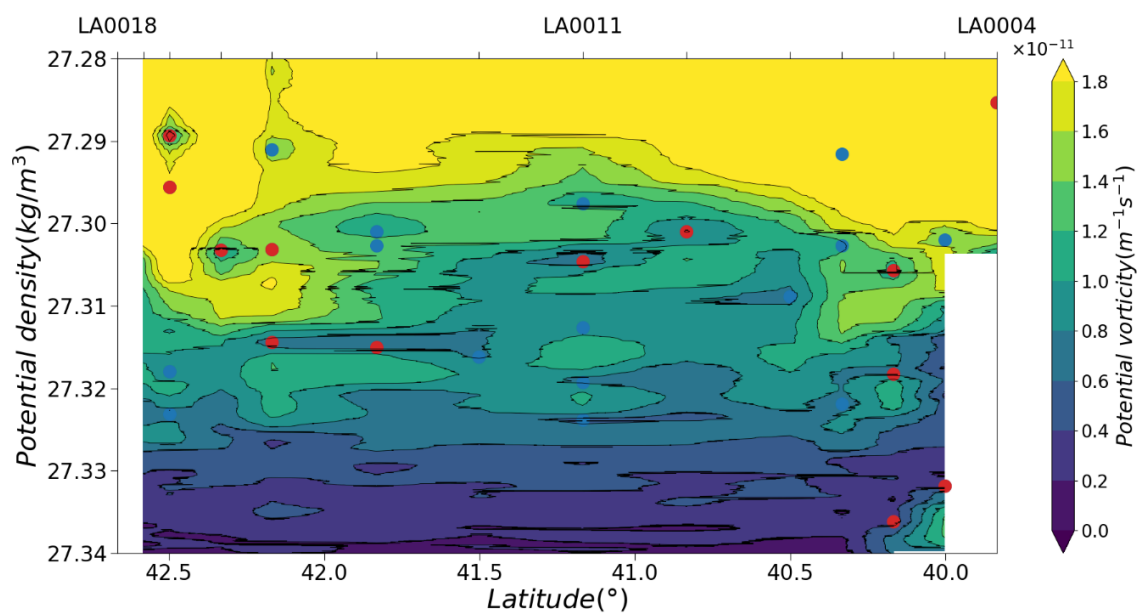


Fig.3-6 2013年10月28~30日に得られたPVの断面図（縦軸： $\sigma_\theta$ ）。観測点の位置は Fig.2-5 (c)を参照。図中の丸印はPV極小値の位置を示し、色は Fig.3-7 で定義したPV極小層の振幅を表す（赤： $PV_{\max} - PV_{\min} \cong 0.3 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ , 青： $0.3 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1} > PV_{\max} - PV_{\min} \cong 0.2 \times 10^{-11} \text{ m}^{-1}\text{s}^{-1}$ ）。

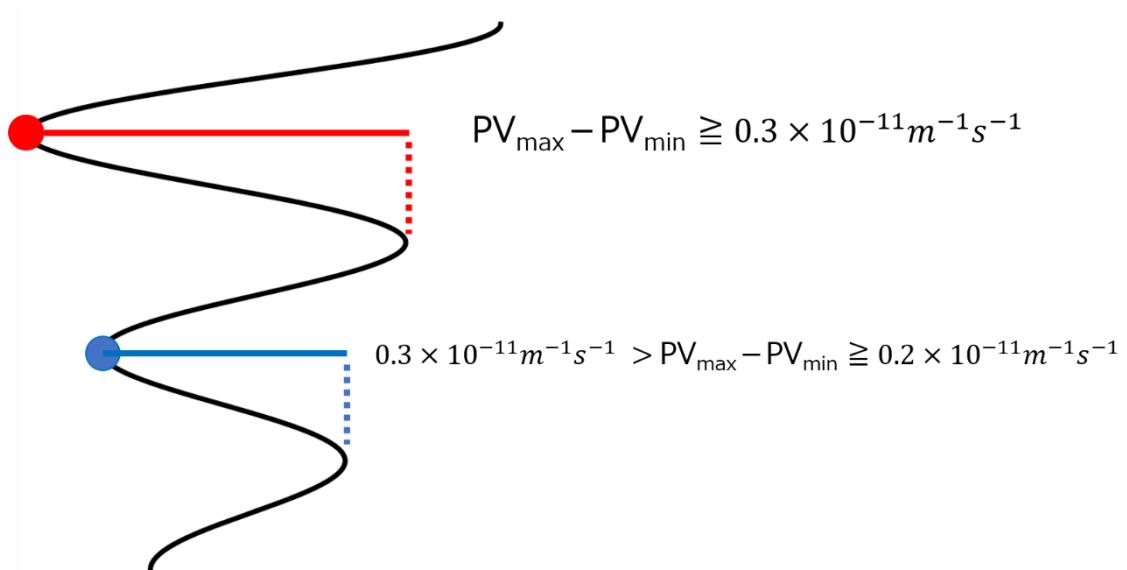


Fig.3-7 PV 極小層の振幅の定義。PV の鉛直プロファイル中で、PV 極小値と次の PV 極大値の差 ( $PV_{\max} - PV_{\min}$ ) が  $\geq 0.3 \times 10^{-11} m^{-1} s^{-1}$  または  $\geq 0.2 \times 10^{-11} m^{-1} s^{-1}$  となる点を PV 極小層とし、それぞれ Fig.3-6 の中に赤丸と青丸で示した。

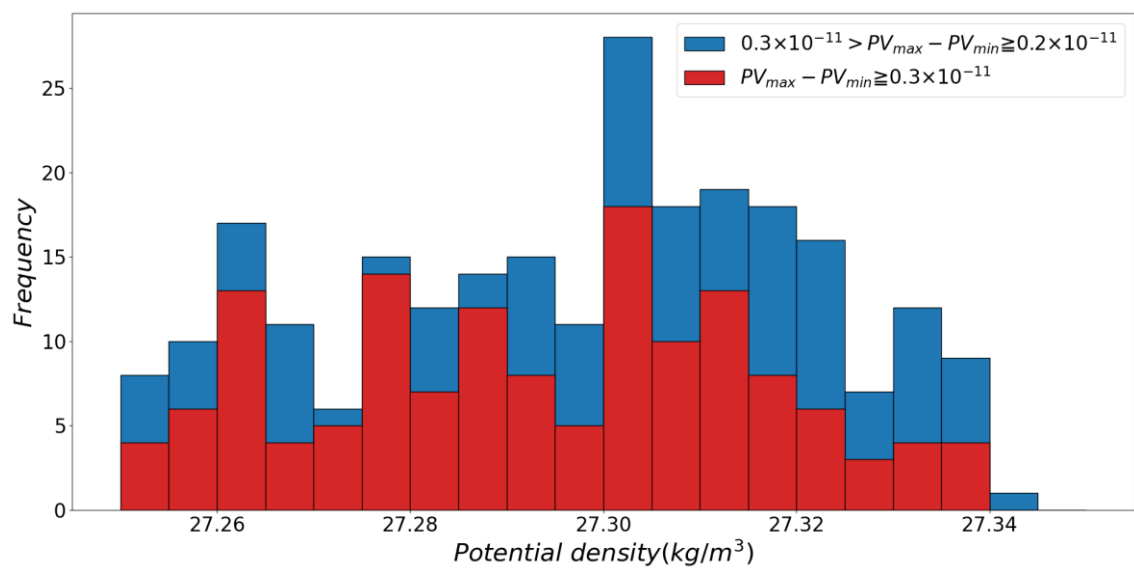


Fig.3-8 2011～2019年の観測から得られた $\sigma_\theta$ に対するPV極小値の頻度分布。バーの色はFig.3-7で定義したPV極小層の振幅に対応している。

## 4. 考察

### 4.1 日本海固有水形成域の変動要因

3.1 節では日本海固有水形成域における船舶観測データ(期間 I)と Argo フロートデータ(期間 II)の比較から、冬季の形成域内の少なくとも 700m 深までは温暖化、低密度化が進んでおり、それにともない成層が強化されていることが示された(Fig. 3-2)。この上層水の低密度化や成層の強化には、水温上昇とともに表層の低塩分化が寄与している。上部固有水は冬季の大気―海洋相互作用によって形成されることから、長期的な海洋上層における低密度化や成層の強化の原因として気候変動の影響が考えられる。そこで本章では、形成域周辺における大気の状態について考察する。

固有水形成域付近の大気の状態を代表する資料としてウラジオストク (Fig.1-1) の気象データを解析した。解析に用いたデータは、米国大気海洋庁が提供している Global Historical Climatology Network monthly (Menne et al., 2018)に登録されている 1965~2019 年の月平均気温と月降水量のデータである。

ウラジオストクの冬季(1~3月)の平均気温の経年変化(1965~2019年)を Fig.4-1(a)に示す。ウラジオストクの冬季の気温は上昇傾向を示しており、最小二乗法により求めた上昇率は約  $0.04^{\circ}\text{C}/\text{year}$  である。これに加えて冬季のウラジオストクの気温には 1980 年代末頃に階段状の昇温(不連続的变化)が生じているように見える。そこでラページ検定による不連続変化の抽出を試みた。ラページ検定はノンパラメトリック検定の一つであり、ある時期を境とする 2 つの標本の差が統計的に有意かどうかを調べる手法である(松山・谷本 2006)。本研究では、ある年を境とする前後 10 年間の標本の差を検定した。ラページ検定統計量(HK)の経年変化をみると(Fig.4-1(b))、1988/89年に不連続的に寒冷的な状態から温暖的な状態へと冬季気温が遷移していることがわかる(有意水準 1%)。この遷移は北半球の海面水温のレジームシフトの時期(1988/89年)と一致していることから(花輪・安中 2003)、期間 I(1965~1985年)の平均気温( $-8.30^{\circ}\text{C}$ )から期間 II(2002~2019年)の平

均気温 (-6.70°C) への 1.60°Cの上昇 (有意水準 1%で有意) にはレジームシフトが関連している可能性がある。

大気—海洋間の熱交換には、気温と海面水温の差の他に風速も影響する。そこで、冬季の季節風の強さを表す指標であるモンスーンインデックス (MOI) の経年変化を調べた。MOI は冬季 (12~2月) のロシアのイルクーツクと根室の気圧差で定義され、大きな値をとった時には日本付近で北西の季節風が強い状態となる (Hanawa et al., 1988)。冬季の MOI の経年変化 (1971~2019年) を Fig.4-2 に示す。MOI は年によって大きな変動を示すが、明瞭なトレンドは認められない。期間 I (1971~1985年) と期間 II (2002~2019年) の MOI の平均値はそれぞれ 21.1, 20.9 hPa であり、地衡風の式

$$fv = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\Delta P}{\Delta x} \quad (4-1)$$

から得られる季節風の風速はそれぞれ 4.75, 4.70  $\text{ms}^{-1}$  である。なお (4-1) 式で、 $f$  は惑星渦度 (コリオリパラメータ)、 $v$  は風速 ( $\text{ms}^{-1}$ )、 $\rho_a$  は標準状態の空気密度 ( $1.293 \text{kgm}^{-3}$ )、 $\Delta P$  は気圧差 (MOI)、 $\Delta x$  は 2 地点間の距離 (イルクーツク~根室: 3190km) である。Welch の  $t$  検定を行ったところ両者の間には有意な差は認められなかったが、日本海固有水の形成には平均的な風よりも、低気圧の通過にともなうイベント的な風が重要であることから (Cui and Senjyu, 2010)、MOI よりも実測の風データの方が適していたかもしれない。

次に、表層の低塩分化の要因として、降水量に注目した。Fig.4-3 にウラジオストクの 11~12月の合計降水量の経年変化 (1965~2019年) を示す。合計降水量は上昇傾向を示しており (0.64mm/year)、それにともない期間 I (1965~1985年, 平均値 38.2mm) から期間 II (2002~2019年, 平均値 65.2mm) では 27.0mm ほど増加していた (有意水準 5%で有意)。他の月、季節についても検討したが、有意な降水量の増加は 11~12月しかみられなかったことから、晩秋から初冬の降水量の増加が固有水形成域表層の低塩分化に影響したと考えられる。この理由として、冬季のウラジオストクにおける降水は雪として地表に留まり、海洋へ流出しにくいことが考えられる。

長期的な塩分の変化は世界中の海洋でも報告されており、Boyer et al. (2005)によると、太平洋では南太平洋亜熱帯域を除き表層で低塩分化、大西洋では亜寒帯域で深層まで低塩分化、熱帯域や亜熱帯域の表層は高塩分化、インド洋全域の表層で高塩分化している。このような塩分の変化は地球温暖化にともなう水循環過程の強化によるものと考えられており、特に中緯度域では極端な降水がより強く、より頻繁となる可能性が指摘されている (Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013)。

以上より、第3章で示した固有水形成域での温暖化、低密度化は、冬季の気温の上昇と晩秋から初冬にかけての降水量の増加が原因と考えられる。また、成層が強化されることで鉛直対流が起こりにくくなった結果、固有水の形成量が過去に比べて減少し、これが日本海の広域での上部固有水の低密度化をもたらした可能性がある。しかしながら、2018年2月の観測例 (Fig.3-3 赤実線) のように300m深まで鉛直対流が生じている年もあれば、前年の2017年2月 (赤破線) のように表層に強い成層が存在する年も存在するなど、年による変化が大きい。ウラジオストクの冬季平均気温は、2017年は $-5.3^{\circ}\text{C}$ 、2018年は $-8.5^{\circ}\text{C}$ と2018年の方が低温であったことから、固有水の形成には大気変動と連動した大きな経年変動が存在すると考えられる。

## 4.2 現在の上部固有水の構造と循環

3.2節では、これまで $27.32\sigma_{\theta}$ と報告されていた上部固有水のコアの密度が、現在では $27.30\sigma_{\theta}$ と低下していることを示した。そこで本節では、現在の上部固有水を代表する等密度面として $27.30\sigma_{\theta}$ 面を選び、それに基づいた日本海全域の上部固有水の構造と循環について考察する。

Argoフロートデータに基づく、冬季と夏季における $27.30\sim 27.31\sigma_{\theta}$ の等密度面間の層の厚さをFig.4-4に示す。PVは等密度面間の距離に反比例するため(1-1式)、注目する水塊の層の厚さの分布から、PVの分布を推測できる。冬季、夏季ともに $40^{\circ}\text{N}$ 付近の極前線を境に層の厚みは変化しており、北部の $40\sim 45^{\circ}\text{N}$ には70m以上の大きな厚みをもつ領

域がみられる。特に 80m 以上の大きな厚みをもつ海域が、41° N 付近を中心に東西に広がっている。一方、南部ではそのような大きな厚みをもつ海域は存在せず、50m 未満の厚みとなっている。類似の構造は Senjyu and Sudo (1993, 1994)でも報告されていることから、極前線以北で亜寒帯モード水としての構造を示す上部固有水の構造には過去と現在で大きな変化はないと考えられる。

次に 27.30  $\sigma_\theta$ 面の深さの分布 (Fig4-5) に注目すると、両季節とも 40~42° N, 132~137° E に等密度面が浅くなっている海域 (310~340m 深) が存在している。この海域は Senjyu and Sudo (1993, 1994)が示した、上部固有水のコアの等密度面が浅くなっている海域 (40~42° N, 134~138° E) と一致している。このような深さの分布は日本海盆内部のドーム状の密度構造を示しており、この海域を中心に反時計回りに循環する地衡流が示唆される。

さらに、27.30  $\sigma_\theta$ 面上の  $\theta$  の分布 (Fig4-6) をみると、最も低温 (~0.8°C) の領域が形成域付近の 40~42° N, 130.5~133.5° E の領域に現れており、そこから離れるにつれて徐々に温かくなっていく様子がみられる。これは上部固有水が形成域から移流されるのにもない、上層からの熱拡散によって徐々に温められた結果だと考えられる。以上のことから、ウラジオストク南方の 41~43° N, 132~136° E の海域で形成された上部固有水は、40° N 付近に存在する極前線に沿って東へ移流し、その後北上して日本海盆内部を反時計回りに循環していると推測される。

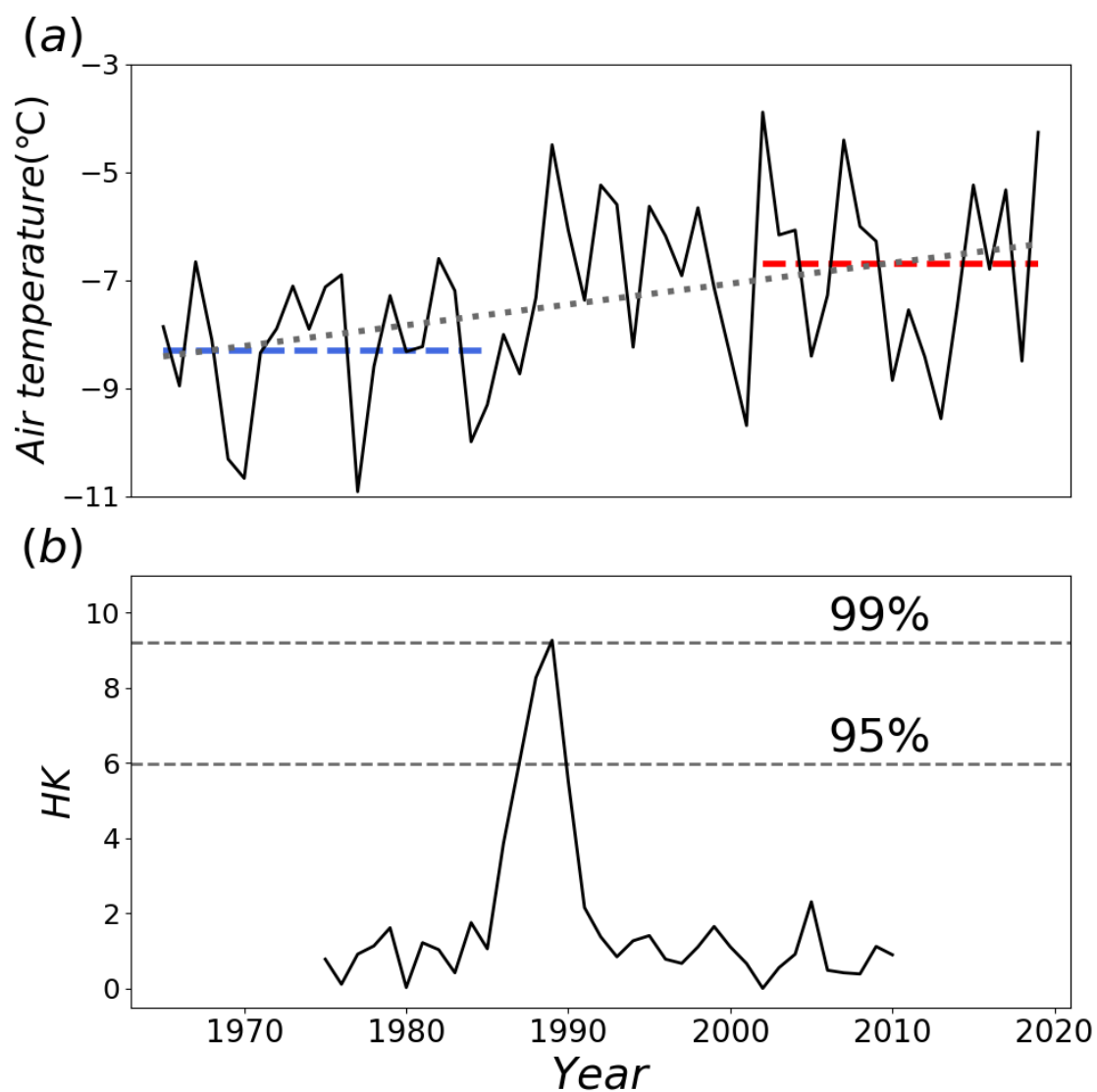


Fig.4-1 (a)ウラジオストックにおける冬季(1~3月)の平均気温の経年変動。点線は最小二乗法によってフィッティングしたトレンド。破線は期間I (1965~1985年, 青)、期間II (2002~2019年, 赤)の平均値を示す。

(b)冬季の平均気温の時系列に対して、前後10年間のラページ検定によって得られた検定統計量(HK)の経年変動。破線は95%, 99%信頼区間を表す。



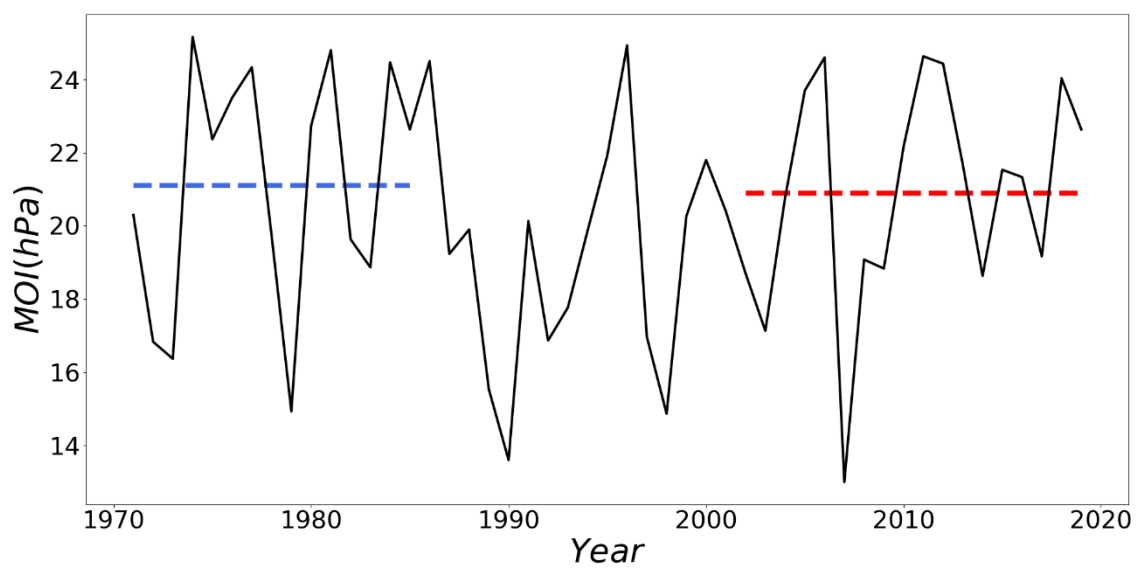


Fig.4-2 MOI の経年変動。破線は期間 I（1971～1985 年，青）、期間 II（2002～2019 年，赤）の平均値を示す。

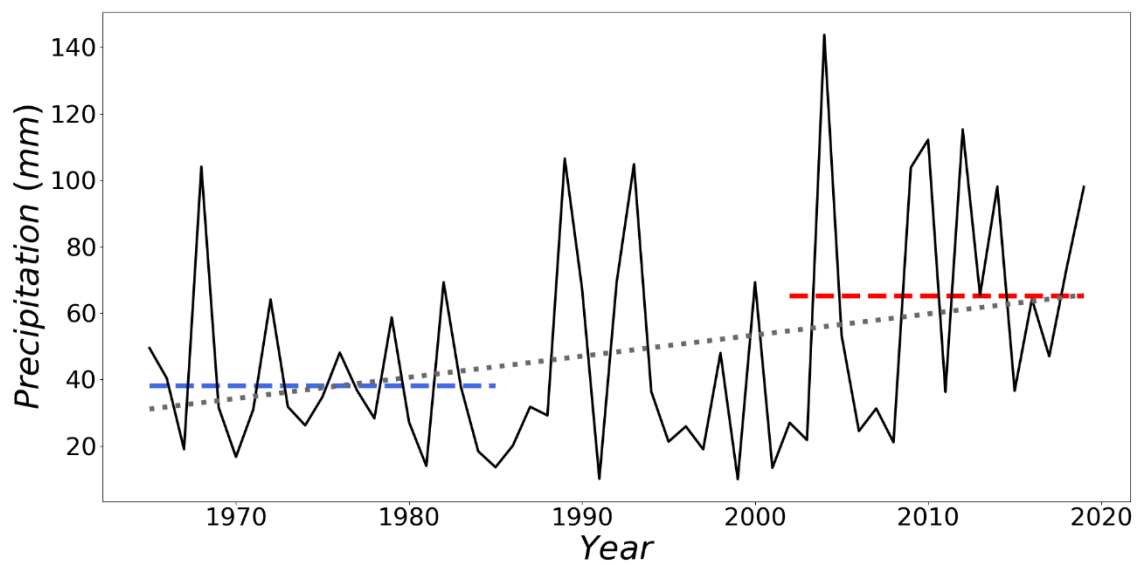


Fig.4-3 ウラジオストクにおける 11~12 月の合計降水量の経年変動。点線は最小二乗法によってフィッティングしたトレンド。破線は期間 I（1965~1985 年, 青）、期間 II（2002~2019 年, 赤）の平均値を示す。

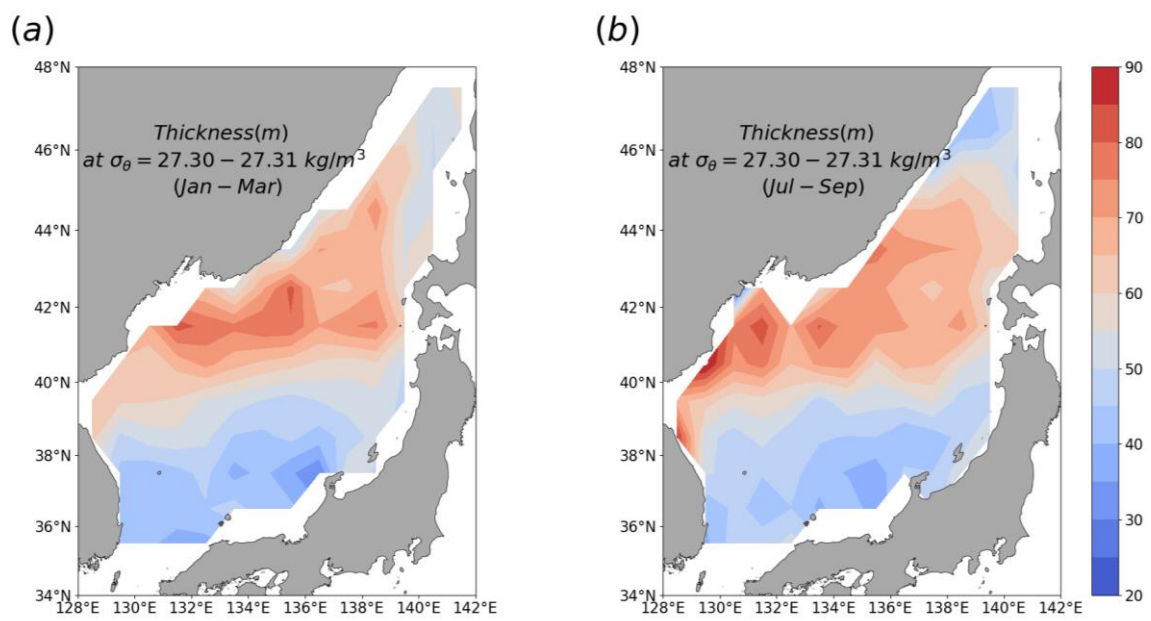


Fig.4-4 27.30~27.31  $\sigma_\theta$  の等密度面の層の厚みの分布((a) : 冬季, (b) : 夏季)

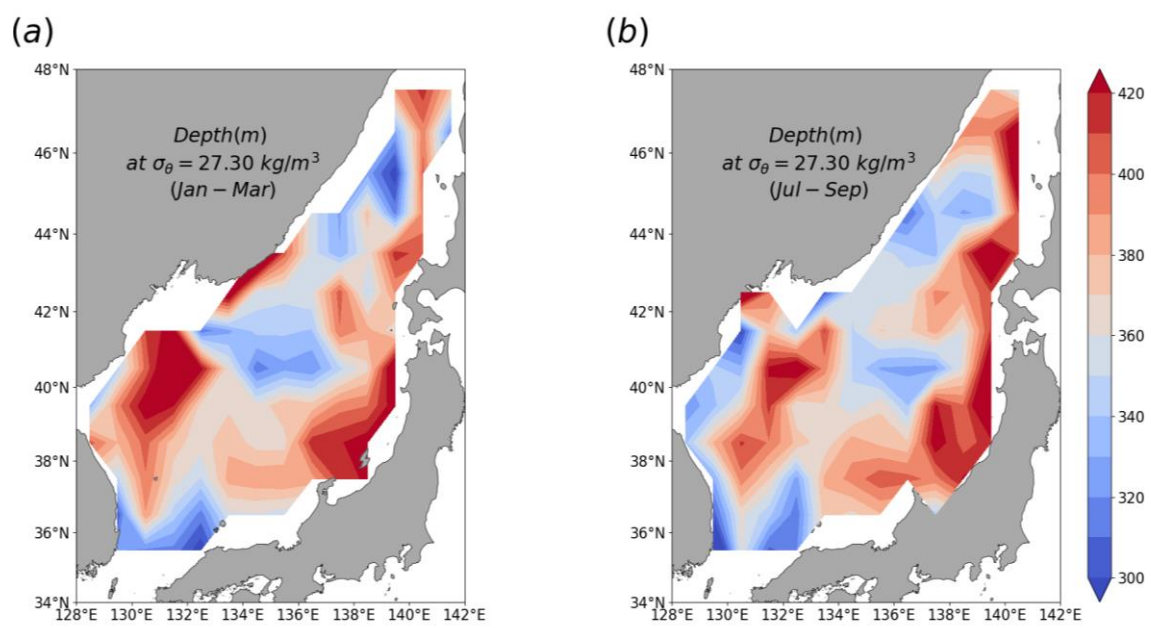


Fig.4-5  $27.30 \sigma_\theta$ 面の深度分布((a)：冬季, (b)：夏季)

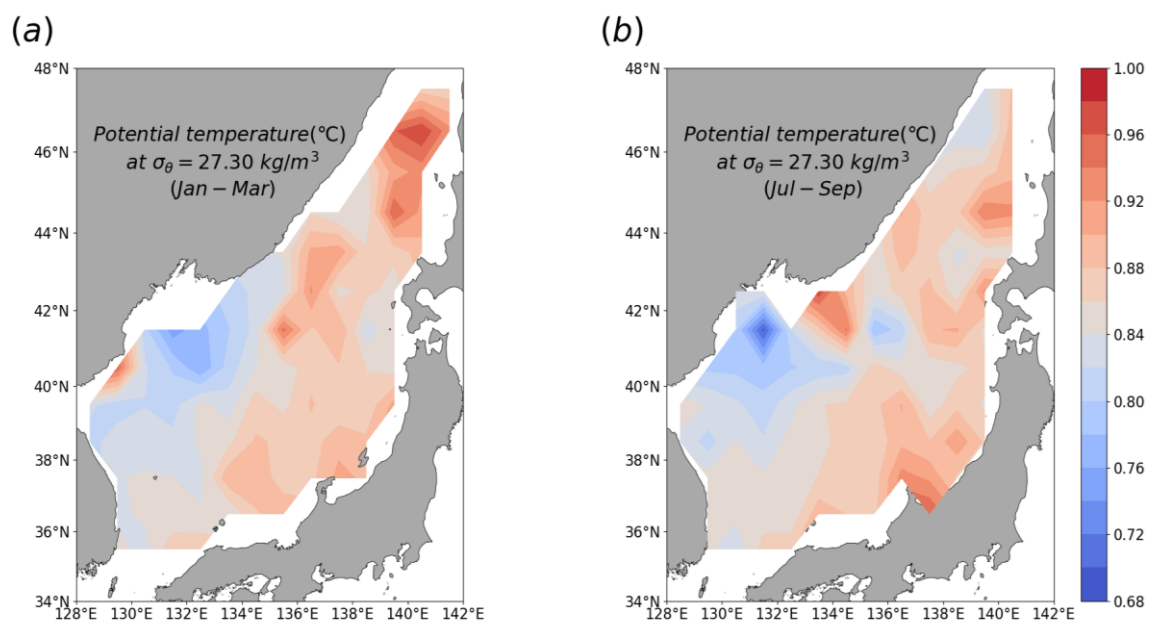


Fig.4-6  $27.30 \sigma_\theta$ 面上の $\theta$ の分布((a) : 冬季, (b) : 夏季)

## 5. 結論

本研究では Argo フロートデータ、船舶観測データ、NEAR-GOOS データに基づいて、日本海固有水の形成域を含む日本海全域の上部固有水の特性と変動、近年の上部固有水の構造について検討した。解析の結果、以下のことが示された。

- ・日本海固有水の形成域の位置は期間 I（1964～1985 年）と期間 II（2001～2019 年）で大きく変化していないが、海面から少なくとも 700m 深までは温暖化、また海面から 300m 深までの低塩分化が進行していた。これら水温、塩分の変化により、冬季の成層が強くなることで、固有水の形成が起こりにくくなっている。また形成域内の水温や塩分は年による変動が大きく、固有水の形成には大気変動と連動した大きな経年変動が存在する。
- ・ウラジオストクにおける冬季の気温の上昇や、11～12 月の合計降水量の増加から、固有水形成域内の温暖化や低塩分化には地球温暖化やそれにもなう水循環の強化が影響している可能性が示唆される。
- ・これまで上部固有水はポテンシャル密度  $27.31\sim 27.34 \sigma_{\theta}$ 、そのコアは  $27.32 \sigma_{\theta}$  と報告されていたが (Senjyu and Sudo, 1993)、現在ではポテンシャル密度  $27.30\sim 27.32 \sigma_{\theta}$ 、そのコアは  $27.30 \sigma_{\theta}$  と低密度化している。
- ・新しく定義した上部固有水のポテンシャル密度に基づく解析の結果、ウラジオストク南方の  $41\sim 43^{\circ} \text{N}$ ,  $132\sim 136^{\circ} \text{E}$  の海域で形成された上部固有水は  $40^{\circ} \text{N}$  付近の極前線に沿って東へ移流していき、日本海盆内部を反時計回りに循環している。

本研究では、船舶観測データ（期間 I）と Argo フロートデータ（期間 II）を比較するこ

とで固有水形成域における海水特性の変動を議論してきた。しかしながら、それぞれの観測期間は40～60年ほど離れているため、観測方法や観測機器が異なる。より詳細な変動を把握するには、観測機器間の精度の比較を行い、補正をする必要がある。また、固有水形成域における表層の低塩分化を示したが、ウラジオストクにおける降水と固有水形成域の塩分変動の関係については不明な点が多い。形成域周辺の河川の流量や、河口から形成域までの河川水の挙動について研究を進める必要がある。

## 文献

Barnoud, A., J. Pfeffer, A. Guérou, M. L. Frery, M. Siméon, A. Cazenave, J. Chen, W. Llovel, V. Thierry, J. F. Legeais, M. Ablain, (2021) Contributions of Altimetry and Argo to Non-Closure of the Global Mean Sea Level Budget Since 2016, *Geophys. Res. Lett.*, 48, DOI: 10.1029/2021GL092824

Boyer, T. P., S. Levitus, J. I. Antonov, R. A. Locanini and H. E. Gracia (2005) Linear trends in salinity for the world ocean, 1995-1998, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L01604

Cui, Y., and T. Senjyu (2010) Interdecadal oscillations in the Japan Sea Proper Water related to the Arctic Oscillation, *J. Oceanogr.*, 66, 337–348.

Gamo, T., and Y. Horibe (1983) Abyssal circulation in the Japan Sea, *J. Oceanogr. Soc. Jpn.*, 39, 220–230.

Gamo, T., N. Nakayama, N. Takahata, Y. Sano, J. Zhang, E. Yamazaki, S. Taniyasu, and N. Yamashita (2014) The Sea of Japan and its unique chemistry revealed by time-series observations over the last 30 years, *Monogr. Environ. Earth Planets*, 2, 1–22.

Gill, A. E. (1982) *Atmosphere-ocean dynamics*, Academic Press., 662pp.

花輪公雄・安中さやか (2003) 過去 100 年の北半球海面水温場に出現したレジームシフト, *月刊海洋*, 35, 2, 80-85.



Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba (1988) Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO Events, *J. Meteor. Soc. Japan*, 66, 445-456.

Intergovernmental Panel on Climate Change (2013), Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.). Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Kawamura, H., and P. Wu (1998) Formation mechanism of Japan Sea Proper Water in the flux center off Vladivostok, *J. Geophys. Res.*, 103, 21611–21622.

松山洋・谷本陽一 (2006) 実践 気候データ解析, 第2版, 古今書院, 118pp.

Menne M. J., C. N. Williams, B. E. Gleason, J. J. Rennie, and J. H. Lawrimore (2018) The Global Historical Climatology Network Monthly Dataset, Version 4, *J. Climate*, 31, 9835-9854.

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.

Nitani, H. (1972) On the deep and bottom waters in the Japan Sea, *Researches in Hydrography and Oceanography* (ed. By Shoji, D.), Hydrographic Department, 151-201

千手智晴 (1992) 日本海固有水上部における海洋構造と循環に関する研究, 東京水産大学  
大学院水産学研究科博士論文

Senjyu, T. (2020) Long-Term Changes in the Abyssal Japan Sea (East Sea): A Physical View,  
In Changing Asia-Pacific Marginal Seas, Atmosphere, Earth, Ocean & Space Springer Nature  
Singapore Pte Ltd 69-85.

Senjyu, T. (2022) Changes in mid-depth water mass ventilation in the Japan Sea deduced  
from long-term spatiotemporal variations of warming trends, *Frontiers in Marine Science*,  
DOI: 10.3389/fmars.2021.766042

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.

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.

Senjyu, T., and H. Sudo (1996) Interannual variation of the upper portion of the Japan Sea  
Proper Water and its probable cause, *J. Oceanogr.*, 52, 27–42.

Sudo, H. (1986) A note on the Japan Sea Proper Water, *Prog. Oceanogr.*, 17, 313–336.

宇田道隆 (1934) 日本海及び其の隣接海區の海況, 水産試験場報告, 5, 57-190.

Worthington, L. V. (1981) The water masses of the world ocean: some results of a fine-scale census, in *Evolution of Physical Oceanography*, edited by B. A. Warren and C. Wunsch, 42–69, M.I.T. Press, Cambridge.

Yasui, M., T. Yasuoka, K. Tanioka, and O. Shiota (1967) Oceanographic studies of the Japan Sea (1) water characteristics, *Oceanogr. Mag.*, 19, 177–192.

## 謝辞

本研究を進めるにあたり、終始ご指導をいただきました九州大学応用力学研究所の千手智晴准教授に心より感謝の意を表します。また、多くの助言をいただいた遠藤貴洋准教授、松野健名誉教授に深く感謝いたします。研究室生活を有意義なものにしてくださいました海洋循環力学研究室の秘書、学生の皆様にもお礼申し上げます。

なお本研究で用いた資料は、以下の機関のサイトから提供を受けたものである。

海洋研究開発機構 (AQC Argo data)

[http://www.jamstec.go.jp/ARGO/argo\\_web/argo/page\\_id=100 &lang=ja](http://www.jamstec.go.jp/ARGO/argo_web/argo/page_id=100&lang=ja)

日本海洋データセンター (気象庁, 海上保安庁 船舶観測データ)

[https://www.jodc.go.jp/jodcweb/index\\_j.html](https://www.jodc.go.jp/jodcweb/index_j.html)

気象庁 (NEAR-GOOS, MOI)

<https://ds.data.jma.go.jp/gmd/goos/data/database.html>

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/obs/knowledge/stmw/moi.html>

米国大気海洋庁 (Global Historical Climatology Network monthly)

<https://www.ncei.noaa.gov/products/land-based-station/global-historical-climatology-network-monthly>